平成17年3月23日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会

分冊２

震源断層を特定した地震動予測地図の説明

分冊２　震源断層を特定した地震動予測地図の説明

目　次

はじめに

１．震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」） 1
1.1　特性化震源モデルの設定 1
1.1.1　活断層で発生する地震の特性化震源モデル 1
1.1.2　海溝型地震の特性化震源モデル 10
1.2　地下構造モデルの作成 14
1.2.1　上部マントルから地震基盤までの「大構造」 14
1.2.2　「深い地盤構造」 14
1.2.3　「浅い地盤構造」 15
1.3　強震動計算 16
1.3.1　工学的基盤上面までの計算方法 16
1.3.2　地表面までの計算方法 17
1.4　予測結果の検証 19
1.4.1　活断層で発生する地震の強震動予測結果に対する検証 19
1.4.2　海溝型地震の強震動予測結果に対する検証 19
1.5　今後に向けて 20
1.5.1　特性化震源モデルの設定 20
1.5.2　地下構造モデルの作成 21
1.5.3　強震動計算 22

２．過去の地震観測記録を用いた震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）の適用性の検討 27
2.1　鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証について 27
2.1.1　鳥取県西部地震の強震動評価に関する既往の調査研究 27
2.1.2　試算の前提条件 27
2.1.3　予測手法の説明 28
2.1.4　強震動予測手法の妥当性検討と今後の課題 33
2.2　2003 年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証について 45
2.2.1　十勝沖地震の強震動評価に関連する既往の調査研究 45
2.2.2　十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証の流れ 45
2.2.3　十勝沖地震の震源特性の設定 46
2.2.4　地下構造モデルの設定 49
2.2.5　強震動計算 50
2.2.6　強震動予測結果とその検証 53
2.2.7　まとめと今後の課題 57

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 81
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 81

3.1.1　琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価 81
3.1.2　山崎断層帯の地震を想定した強震動評価 116
3.2　現在の「レシピ」による海溝型地震の強震動評価結果 174
3.2.1　宮城県沖地震を想定した強震動評価 174
3.3　「レシピ」の改良の経緯 208
3.3.1　地震規模について 208
3.3.2　アスペリティの面積について 208
3.3.3　アスペリティの応力降下量について 208
3.3.4　浅い地盤構造について 208
3.3.5　Vs=300m/s～700m/s 程度の速度層の取り扱いについて 209
3.3.6　ラディエーションパターン係数 *F* について 209

４．震源断層を特定した地震動予測地図の成果と課題 211
4.1　これまでに得られた成果 211
4.2　今後に向けて 212
4.2.1　「レシピ」の改良 212
4.2.2　強震動予測結果、およびこれに用いたデータの工学的利用 212
4.2.3　強震動評価を行っていない活断層、海溝域周辺で発生する地震に対する強震動評価 212

引用文献 213

付録１．「簡便法」による主要 98 断層帯、および海溝型地震の震源断層を特定した地震動予測地図 219
付録２．中央防災会議による東海地震、東南海地震、南海地震を想定した強震動評価結果の紹介 254

本報告書に記載した地図の海岸線および県境は、国土地理院の承認を得て、同院発行の数値地図 25000（空間データ基盤）を複製したものである。（承認番号　平１６総復、第６９３号）
なお、市町村合併による県境の変更等については地図に反映している。

はじめに

本分冊では、最初に、震源断層を特定した地震の強震動予測手法(以下、「レシピ」と呼ぶ)の詳細な内容について解説する。次に、現時点での最新の「レシピ」に基づく強震動評価事例や観測記録を用いた「レシピ」の適用性に関する検討事例について、また、これまでの「レシピ」の改良の経緯について紹介する。最後に、震源断層を特定した地震の地震動予測地図の作成を通じて得られた成果や今後の課題について触れる。なお、付録では、「簡便法」による主要98断層帯で発生する地震、および海溝型地震の震源断層を特定した地震動予測地図と、中央防災会議で実施された、東海地震、東南海地震、南海地震を想定した強震動評価結果について紹介する。

１．震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)

地震調査委員会では、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を念頭におきつつ、震源断層を特定した強震動予測手法として「詳細法」 について検討するとともに、それを用いた強震動評価を行ってきた。

「レシピ」は、これまでの検討結果から、強震動予測手法の構成要素となる震源特性、地下構造モデル、強震動計算、予測結果の検証の現状における手法や設定にあたっての考え方について取りまとめたものである。また、「レシピ」では、震源断層を特定した地震を想定した場合の強震動を高精度に予測するための、「誰がやっても同じ答えが得られる標準的な方法論」を確立することを目指しており、今後も強震動評価における検討により、修正を加え、改訂されていくことを前提としている。地震調査委員会では、これまでに「活断層で発生する地震」と「海溝型地震」の内のプレート境界で発生する地震について、合わせて12件の強震動評価を実施し、公表してきている。また、平成12年（2000年）鳥取県西部地震、平成15年（2003年）十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証を実施した。

図1.1-1に、「レシピ」に従った強震動予測の流れを示す。「レシピ」は、①特性化震源モデル[1]の設定、②地下構造モデルの作成、③強震動計算、④予測結果の検証の４つの過程からなる。以降では、この流れに沿って各項目について解説する。

1.1　特性化震源モデルの設定

特性化震源モデルの設定では、評価対象を断層全体の形状や規模を示す巨視的震源特性、主として震源断層の不均質性を示す微視的震源特性、破壊過程を示すその他の震源特性の３つの震源特性を考慮して、震源特性パラメータを設定する。

以下に説明する震源特性パラメータの設定方法は、想定した震源断層で発生する地震に対して、特性化震源モデルを構築するための基本的な方針を示したものであり、強震動予測における震源断層パラメータの標準値の設定が、再現性をもってなされることを目指したものである。

ここでは、特性化震源モデルにおける震源特性パラメータの設定方法について､地震のタイプ（活断層で発生する地震と海溝型地震）ごとに説明する。

1.1.1　活断層で発生する地震の特性化震源モデル

活断層で発生する地震は、海溝型地震と比較して、地震の発生間隔が長いために、最新活動時の地震観測記録が得られていることは稀である。したがって、活断層で発生する地震を想定する場合

[1] 強震動を再現するために必要な震源の特性を主要なパラメータで表した震源モデルを「特性化震源モデル」と呼ぶ。特性化震源モデルは、活断層においては震源断層の形態・規模を示す巨視的震源特性、断層の不均質性を示す微視的震源特性及び、破壊過程を示すその他の震源特性を考慮した震源断層モデルである。「特性化」はSomerville *et*

には、変動地形調査や地表トレンチ調査による過去の活動の痕跡のみから特性化震源モデルを設定しなければならないため、海溝型地震の場合と比較して、そのモデルの不確定性が大きくなる傾向にある。このため、そうした不確定性を考慮して、複数の特性化震源モデルを想定することが望ましい。**図1.1.1-1**に、活断層で発生する地震に対する震源特性パラメータの設定の流れを示す。

(1) 巨視的震源特性

活断層で発生する地震における震源断層モデルの巨視的震源特性に関するパラメータとして、

- 震源断層モデルの位置と構造（位置、走向、セグメント[2]）
- 震源断層モデルの大きさ（長さ・幅）・深さ・傾斜
- 地震規模
- 震源断層モデルの平均すべり量

を設定する。

(a) 震源断層モデルの位置・構造

震源断層モデルの位置の設定にあたっては、基本的に、地震調査委員会長期評価部会の評価結果（以下、「長期評価」と呼ぶ）で示された活断層位置図を参照する。ただし、長期評価で示される断層帯の両端の点は、直接的な資料で活断層（帯）の分布が確認されたその両端を示しているので、震源断層モデルの位置や走向を設定する際には、必ずしもその活断層（帯）の両端の点を結んだ直線の走向に合わせる必要はない。長期評価における記述を参照し、両端の点より震源断層モデルを延長させること（地震調査委員会, 2003g, 2004a）や、両端の点を結んだ直線より震源断層モデルを平行移動させること（地震調査委員会, 2004d）を検討する場合もある。また、活断層（帯）が屈曲しており、上記の両端の点を結んだ線から活断層（帯）の一部が5km以上離れている場合には、震源断層モデルを活断層（帯）に沿って複数の直線でモデル化することも想定する（地震調査委員会, 2003h, 2004e）。

セグメントについては、長期評価で活動区間が分けられているものについては、それを強震動評価におけるセグメントに置き換えることを基本とするが、後述するアスペリティ[3]の数、位置との関係も考慮して設定する。

なお、長期評価がなされていない活断層（帯）については、変動地形調査や既存のデータをとりまとめた「新編日本の活断層」、「都市圏活断層図」、「活断層詳細デジタルマップ」などを基に設定する。その際、付近に複数の断層が存在する場合には、松田(1990)の基準に従って、起震断層を設定する。

(b) 震源断層モデルの大きさ（長さL･幅W）・深さ・傾斜

震源断層モデルの長さL(km)については、(a) **震源断層モデルの位置・構造**で想定した震源断層モデルの形状を基に設定する。幅W(km)については、入倉・三宅(2001)による下記に示したWとLの経験的関係、

$$W = L \qquad (L < W_{\max}) \quad \text{(1-1-a)}$$

$$W = W_{\max} \qquad (L \geq W_{\max}) \quad \text{(1-1-b)}$$

---

al . (1999)のcharacterizationの訳語に由来する。

[2] 最大規模の地震を発生させる単位にまとめた活断層の中で，分割放出型地震としてやや規模の小さな地震を発生させる単位で、根拠としたデータにより、地震セグメント、幾何セグメント、挙動セグメントまたは活動セグメントに分類される。強震動評価においては、詳細な定義は行わずセグメントという表現を用いる。

[3] 震源断層の中で特に強い地震波を生成する領域（すべり量や応力降下量が大きい領域）。

を用いる。ここで、

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

$$W_s = H_d - H_s$$

W_s:地震発生層の厚さ(W_s≦20km)、
θ:断層の傾斜角
H_d、H_s:それぞれ地震発生層の下限および上限の深さ(微小地震の深さ分布から決めることができる(Ito, 1999)。)

(1-1)式は、内陸の活断層地震のWが、ある規模以上の地震に対して飽和して一定値となることを示している。

震源断層モデルの傾斜角については、地震発生層最下部にいたる活断層全体の形状が実際に明らかとなった例は少ないが、その一方で、次の地震規模の推定に大きな影響を与えるため、注意深く設定する必要がある。そこで、対象とする断層についての反射法探査結果など、断層の傾斜角を推定する資料があった場合にはそれを参照する(地震調査委員会, 2004a)。また、周辺にある同じタイプの断層から傾斜角が推定できる場合には、それらを参照する。上記のような資料が得られない場合は、断層のずれのタイプ(ずれの方向)により次に示す傾斜角を基本とする。

逆断層:45°
正断層:45°
横ずれ断層:90°

ただし、周辺の地質構造、特に活断層の分布を考慮し、対象断層とその周辺の地質構造との関係が説明できるように留意する。また、「長期評価」により、「低角」、または「高角」とある場合には、上記の点に留意して、それぞれ、0-30°、または60-90°の範囲内で設定する。

震源断層モデルの上端の深度D_s(km)については、微小地震発生層の上面の深度H_s(微小地震の浅さ限界)と一致するものとする。これは、震源の動力学モデルの研究から、地表付近の数kmに及ぶ堆積岩層において応力降下がほとんど発生しなくてもその下の基盤岩部分の地震エネルギーを放出させる破壊が堆積岩層に伝わり、地表に断層変位として達することがわかってきたためである(例えば、Dalguer *et al.*, 2001)。

(c) 地震規模(地震モーメントM_0)

地震モーメントM_0 (dyn・cm)[4]、震源断層の面積S(km^2)との経験的関係より算定する。Somerville *et al.*(1999)によると地震モーメントと震源断層の面積の関係は、

$$S = 2.23 \cdot 10^{-15} \cdot M_0^{2/3} \quad \cdots\cdots (1\text{-}2)$$

となる。ただし,上式は、過去の大地震の強震記録を用いた震源インバージョン結果をもとにしており、この中にはM8クラスの巨大地震のデータは含まれていない。一方、Wells and Coppersmith (1994)では余震・地殻変動データを基に解析されたM8クラスの巨大地震のデータを含んでおり、これらによる地震モーメントに対する震源断層の面積は、地震規模が大きくなると上式に比べて系統的に小さくなっている。したがって、震源断層の面積が大きい地震については、入倉・三宅(2001)の提案によるWells and Coppersmith(1994)をコンパイルした次式を用いる。

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

なお、(1-3)式を適用するのは、両式の交点となる震源断層の面積が291km^{2}以上(地震モーメントがM_0=4.7・10^{25}[dyn・cm]、M_w6.4相当)の地震とし、(1-3)式を基としたデータの分布より地震モーメン

[4] dyn・cm=10^{-7}N・m

トがM_0=1.0・10^{28} [dyn・cm]を上限とする必要がある。

＊ここでは、利便性に配慮して機械的に値が求められるように、両式の使い分けの閾値を決めているが､原理的には断層幅が飽和しているかどうかでスケー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。震源断層の面積を算出するにあたっては、この点にも配慮して、用いる式を選択することが可能である。

複数のセグメントが同時に動く場合は、セグメントの面積の総和を震源断層の面積とし、上式を用いて全体の地震モーメントM_0を算定する。個々のセグメントへの地震モーメントの配分は、すべてのセグメントで平均応力降下量が一定となるよう、次式に示すようにセグメントの面積の1.5乗の重みで配分する。

$$M_{0i} = M_0 \cdot S_i^{3/2} \Big/ \sum S_i^{3/2} \quad \cdots\cdots (1\text{-}4)$$

M_{oi}：i番目のセグメントの地震モーメント
S_i ：i番目のセグメントの面積

＊最近発生した複数のセグメントの破壊を伴う大地震のデータの解析からは、セグメントが連動して地震を起こしても個々のセグメントの変位量は一定とするカスケード地震モデルの適合が良いとの報告もある（例えば，粟田，2004；遠田，2004）。特に長大な活断層帯の評価の際には、長期評価とあわせてこうした考え方も参照することもある。ただし、セグメント分けを行った場合のスケーリング則や特性化震源モデルの設定方法については、現時点で研究段階にある。

(d) 平均すべり量 *D*

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

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot S \quad \cdots\cdots (1\text{-}5)$$

で表される。剛性率については、地震発生層の密度、Ｓ波速度から算定する。

(2) 微視的震源特性

活断層で発生する地震における震源断層モデルの微視的震源特性に関するパラメータとして、

- アスペリティの位置・個数
- アスペリティの面積
- アスペリティ、背景領域の平均すべり量
- アスペリティ、背景領域の実効応力
- f_{max}[5]
- すべり速度時間関数
- すべり角

を設定する。

[5] 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。

(a) アスペリティの位置・個数

アスペリティの位置について、起震断層の変位量分布を詳細に調査した最近の研究では、震源断層浅部の変位量分布と起震断層の変位量分布とがよく対応することが明らかにされている（杉山ほか, 2002）。これより、震源断層モデルのアスペリティの位置は、活断層調査から得られた１回の地震イベントによる変位量分布、もしくは平均変位速度(平均的なずれの速度)の分布より設定する。

具体的には、

- 長期評価で、変位量の分布についての記述、または、間接的に変位量の地域的差異を表す記述があった場合には、それを参照する（例えば､地震調査委員会, 2002、2004a）
- 活断層詳細デジタルマップに記載されている断層の変位量や時代区分の分布を示す資料より平均変位速度（相当）の値を算出する（例えば､地震調査委員会, 2003b、2004c）

等の方法によりアスペリティの位置を設定する。

上記の推定方法は、震源断層深部のアスペリティの位置が推定されないなど、不確定性が高い。しかし、アスペリティの位置の違いは、強震動予測結果に大きく影響することがこれまでの強震動評価結果から明らかになっている（例えば､地震調査委員会, 2002、2003b）。したがって、アスペリティの位置に対する強震動予測結果のばらつきの大きさを把握するため、複数のケースを設定しておくことが、防災上の観点からも望ましい。

アスペリティの個数は、過去の内陸地震の震源インバージョン結果を整理したSomerville *et al.*(1999)によると、１地震当たり平均2.6個としている。また、想定する地震規模が大きくなるにつれて、一般的に同時に動くセグメントが多くなり、アスペリティの数も大きくなる傾向にある。例えば、鳥取県西部地震(M_w=6.8)が２個、兵庫県南部地震(M_w=6.9)が３個に対し、トルコ・コジャエリ地震(M_w=7.4)が５個、台湾・集集地震(M_w=7.6)が６個(Iwata *et al.*, 2001；宮腰ほか, 2001)といったこれまでの研究成果がある。アスペリティの個数は、これらの研究成果を参照し、状況に応じて１セグメントあたり１個か２個に設定する。

(b) アスペリティの総面積 S_a

アスペリティの総面積は、強震動予測に直接影響を与える短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル（以下、短周期レベルと呼ぶ）と密接な関係がある。したがって､震源断層モデルの短周期レベルを設定した上で、アスペリティの総面積を求めることとする。短周期レベルは、表層地盤の影響が少ない固い地盤の観測点や、表層地盤の影響が定量的に把握できている観測点の地震波形を基に推定することができるが、活断層で発生する地震については、発生間隔が非常に長いため、最新活動の地震による短周期レベルの想定が現時点では不可能である。その一方で、想定する地震の震源域に限定しなければ、最近の地震の解析結果より短周期レベルと地震モーメントとの経験的関係が求められている。そこで、短周期レベルの算定に当たっては、次式に示す壇ほか(2001)による地震モーメントM_0と短周期レベルA(dyn・cm/s^2=10^{-7}N・m/s^2)の経験的関係を用いる（入倉ほか, 2002）。

$$A = 2.46 \cdot 10^{17} \cdot M_0^{1/3} \quad \cdots\cdots (1\text{-}6)$$

アスペリティの総面積S_aは、次の(1-7)式で決まる等価半径r (=$\sqrt{S_a/\pi}$)より求められる。ここでは便宜的に震源断層とアスペリティの形状は円形と仮定する。アスペリティの総面積の等価半径rは(1-6)式によって推定された短周期レベルAを用いて、 (1-7)式より算出される。

$$r = (7\pi/4) \cdot \left(M_0/(A \cdot R)\right) \cdot \beta^2 \quad \cdots\cdots (1\text{-}7)$$

なお、上式は、シングル・アスペリティモデルにおけるM_0とAの理論的関係より導出され、ここでは次の(1-8)式（Boatwright, 1988）および(1-9)式（壇ほか, 2001）から導出する。

$$M_0 = (16/7)\cdot r^2 \cdot R \cdot \Delta\sigma_a \quad \cdots\cdots (1\text{-}8)$$

$$A = 4\pi \cdot r \cdot \Delta\sigma_a \cdot \beta^2 \quad \cdots\cdots (1\text{-}9)$$

ここで、Rは断層面積Sに対する等価半径、$\Delta\sigma_a$はアスペリティの応力降下量、βは震源域における岩盤のS波速度である。(1-8)式と(1-9)式は、複数のスペリティモデルを持つ場合（マルチ・アスペリティモデル）にも拡張可能であり、両式の値はアスペリティの分割数に依らないことが入倉ほか(2002)によって示されている。アスペリティが複数存在する場合、等価半径rは $\sqrt{\sum_{i=1}^{N} r_i^2}$ （半径r_iのN個のアスペリティ）で与えられる。

一方、最近の研究成果から、内陸地震によるアスペリティ総面積の占める割合は、断層総面積の平均22%(Somerville *et al.*, 1999)、15%～27%(宮腰ほか, 2001)であり、拘束条件にはならないが、こうした値も参照しておく必要がある。アスペリティがセグメントに２個ある場合、各アスペリティへの面積の配分は、最近の研究成果から16:6（入倉・三宅, 2001）、2:1（石井ほか, 2000）となるとの見方も参照する。

震源断層の長さが震源断層の幅に比べて十分に大きい長大な断層に対して、円形破壊面を仮定することは必ずしも適当ではないことが指摘されている。レシピでは、巨視的震源特性であるモーメントマグニチュードM_0を、円形破壊面を仮定しない (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 (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・研究成果に比較して過大評価となる傾向となるため、微視的震源特性についても円形破壊面を仮定しないスケーリング則を適用する必要がある。しかし、長大な断層のアスペリティに関するスケーリング則については、そのデータも少ないことから、未解決の研究課題となっている。そこで、このような場合には、 (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%からアスペリティの総面積を推定する方法がある。ただし、この場合には、アスペリティの応力降下量の算定方法にも注意する必要があり、この方法については、(d) **アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力**で説明する。

(c) アスペリティ・背景領域の平均すべり量 D_a , D_b

アスペリティ全体の平均すべり量D_a は震源断層全体の平均すべり量Dのξ倍とし、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果（Somerville *et al.*, 1999；石井ほか, 2000）を基に、ξ=2とする。

$$D_a = \xi \cdot D \quad \cdots\cdots (1\text{-}10)$$

これにより、背景領域の平均すべり量D_bは全体の地震モーメントM_0からアスペリティの地震モーメントM_{oa}を除いた背景領域の地震モーメントM_{0b}と、背景領域の面積S_bから、以下の式で算定される。

$$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a \quad \cdots\cdots (1\text{-}11)$$

$$M_{0b} = M_0 - M_{0a} \quad \cdots\cdots (1\text{-}12)$$

$$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b) \quad \cdots\cdots (1\text{-}13)$$

ここで、μは剛性率。

個々のアスペリティの平均すべり量D_{ai}は、個々のアスペリティを便宜的に円形破壊面と仮定した場合に、個々のアスペリティの面積S_{ai}（i番目のアスペリティの面積）から算定される半径r_i（i番目のアスペリティの半径）との比を全てのアスペリティで等しい（D_{ai}/r_i=一定）と経験的に仮定し、次式により算定する。

$$D_{ai} = \left(\gamma_i / \sum \gamma_i^3\right) \cdot D_a \quad \cdots\cdots (1\text{-}14)$$

ここで、 γ_iはr_i / rであり、D_{ai}はi番目のアスペリティの平均すべり量、rは、(b) **アスペリティの総面積**で述べたアスペリティ全体の等価半径である。

＊ただし、こうして求まった最大アスペリティの平均すべり量と、トレンチ調査で推定されるすべり量が著しく異なる場合には必要に応じて、(1-10)式のξの値を調整する。

(d) アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力 $\Delta\sigma_a$, σ_a, σ_b

アスペリティの応力降下量$\Delta\sigma_a$については、Madariaga（1979）により以下の式が提案されている。

$$\Delta\sigma_a = \left(S / S_a\right) \cdot \Delta\sigma \quad \cdots\cdots (1\text{-}15\text{-}1)$$

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

（1-15-1）式を用いれば、震源断層全体の面積Sとアスペリティの総面積S_aの比率、および震源断層全体の平均応力降下量$\Delta\sigma$を与えることにより、アスペリティの応力降下量$\Delta\sigma_a$が算出できる。

円形破壊面を仮定できる規模の震源断層に対しては、震源断層全体の地震モーメントM_0が震源断層全体の面積S(=πR^2)の1.5乗に比例する（Eshelby，1957）ため、 (1-15-1)式と等価な式として、(1-8)式を変形して得られる次式により$\Delta\sigma_a$を算定することができる。

$$\Delta\sigma_a = (7/16) \cdot M_0 / \left(r^2 \cdot R\right) \quad \cdots\cdots (1\text{-}15\text{-}2)$$

ここで、アスペリティ全体の等価半径rは、(1-7)式により求めることができる。

一方、(b) **アスペリティの総面積**でも触れたように、円形破壊面を仮定して導かれた (1-7)式を用いて、長大な断層におけるアスペリティの等価半径rを算出する方法には問題があるため、(1-15-2)式を用いることができない。この場合には、（1-15-1）式からアスペリティの応力降下量$\Delta\sigma_a$を求める。震源断層全体の面積Sとアスペリティの総面積S_aの比率は、入倉ほか（2001）に基づき約22%とする。震源断層全体の平均応力降下量$\Delta\sigma$については、Fujii and Matsu'ura(2000)の研究成果がある。Fujii and Matsu'ura(2000)は、長大な断層に対するM_0とSとの関係式として、次式を提案しており、

$$M_0 = \frac{WL^2}{aL + b} \Delta\sigma \quad \cdots\cdots (1\text{-}16)$$

W：断層幅、L：断層長さ、
a, b：構造依存のパラメータ（数値計算により与えられる）

内陸の長大な横ずれ断層に対する関係式として、W=15km、a=1.4×10^{-2}、b=1.0を仮定した上で、収集した観測データに基づく回帰計算により、$\Delta\sigma$=3.1MPaを導出している。例えば、震源断層全体の平均応力降下量$\Delta\sigma$として、この3.1MPaを用いると、（1-15-1）式から$\Delta\sigma_a$は約14.4MPaとなり、既往の調査・研究成果とおおよそ対応する数値となる（地震調査委員会，2005b）。そこで現時点では、$\Delta\sigma$として暫定的に3.1MPaを与えることとする。ただし、Fujii and Matsu'ura(2000)による3.1MPaは、横ずれ断層を対象とし、上述したようにいくつかの条件下で導出された値であり、その適用範囲等については、今後、十分に検討していく必要がある（入倉，2004）。

アスペリティが複数ある場合には、特にその震源域の詳しい情報がない限り、各アスペリティの応力降下量はアスペリティ全体の応力降下量に一致し、すべて等しいと仮定する。さらに、アスペリティの実効応力σ_aは、経験的にその応力降下量$\Delta\sigma_a$とほぼ等しいと仮定する。

背景領域の実効応力σ_bは、壇ほか(2002)に基づき、

実効応力∝すべり速度∝（すべり量／立ち上がり時間）

立ち上がり時間=震源断層(矩形の場合)の幅／(破壊伝播速度×2)

の比例関係・近似関係により、アスペリティの個数がセグメントに１つの場合、アスペリティ領域の幅W_aを用いて、

$$\sigma_b = (D_b/W_b)/(D_a/W_a)\cdot\sigma_a \quad \cdots\cdots (1\text{-}17)$$

より算定し、アスペリティの個数が複数の場合、

$$\sigma_b = (D_b/W_b)\cdot(\pi^{1/2}/D_a)\cdot r\cdot\sum\gamma_i^3\cdot\sigma_a \quad \cdots\cdots (1\text{-}18)$$

ここでW_bは背景領域が矩形とした場合の幅であるが、震源断層が不整形の場合には、便宜的に震源断層の面積Sから、断層のおおよそのアスペクト比(L/W)を考慮して、断層幅を求める（例えばアスペクト比が2の場合は$W=(S/2)^{1/2}$）。

＊以上のように設定した震源特性パラメータを用いて計算された地震波形や震度分布が、検証用の過去の地震データと一致しない場合もある。その場合には、第一義的に推定される地震規模や、短周期レベルを優先してパラメータを再度設定する。過去の地震波形データがある場合は、波形のパルス幅などから個々のアスペリティ面積を推定できる可能性がある。

(e)　f_{max}

地震調査委員会強震動評価部会（2001a）では、f_{max}=6Hz（鶴来ほか, 1997）およびf_{max} =13.5Hz(佐藤ほか, 1994b)の２つのケースを想定し、比較した。その結果、f_{max} =6Hzのケースの方が、既存の距離減衰式の対応が良いことが分かったため、f_{max} =6Hzを用いることとする。

(f)　**すべり速度時間関数** $dD(t)/dt$

中村・宮武(2000)の近似式を用いる。中村・宮武(2000)の近似式は、

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

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

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

c, a_r：係数

t_r:(t_s-t_r)=2:1

V_r：破壊伝播速度

で表され、この近似式を計算するためには、

- 最大すべり速度振幅V_m
- 最大すべり速度到達時間t_d
- すべり速度振幅が$1/t^{1/2}$に比例するKostrov型関数に移行する時間t_b
- ライズタイムt_r

の４つのパラメータを与える。それぞれのパラメータの設定方法は次の通りである。

- 最大すべり速度振幅V_m

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

f_c：ローパスフィルタのコーナー周波数(f_{max}と同等)

$W = W_a$（アスペリティ領域）

$= W_b$（背景領域）

・ 最大すべり速度到達時間t_d

$$f_{\max} \cong 1/(\pi \cdot t_d) \quad \cdots\cdots (1\text{-}21)$$

・ すべり速度振幅が$1/t^{1/2}$に比例するKostrov型関数に移行する時間t_b

(1-19)式で最終すべり量を与えることにより自動的に与えることができる。

・ ライズタイムt_r

$$t_r \cong \alpha \cdot W/V_r \quad \cdots\cdots (1\text{-}22)$$

α=0.5

＊地震調査委員会でこれまで実施してきた強震動評価では、壇・佐藤(1998)による重ね合わせを用いている。片岡ほか（2003）によれば、釜江ほか（1991）による重ね合わせを用いた場合に、シミュレーション解析による地震波形が観測記録を最も良く再現できるαとしては、内陸地震（４地震）では、0.2～0.4程度、海溝型地震（２地震）では、0.25～0.6程度としている。「鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証」（地震調査委員会強震動評価部会,2002b）では、釜江ほか（1991）による重ね合わせを用い、αを0.42～0.49とした場合に観測記録がよく再現できるとしている。αについては、重ね合わせの方法にも配慮して、これらの値を参考に設定することもある。

また、すべり速度時間関数を$1/t^{1/2}$の関数として計算した地震動は、短周期領域での振幅が小さ目に予測される傾向がある。

(g) すべり角

すべり角については､「長期評価」で示されている場合には、これに従う。資料が得られない場合は、断層のずれのタイプ（ずれの方向）により次に示すすべり角を基本とする。

逆断層：90°

正断層：-90°

左横ずれ断層：0°

右横ずれ断層：180°

＊実際の地震での震源断層におけるすべり角は場所によってばらつきがある。震源断層モデルにおいて、すべり角を断層全体で一定にした場合には、ディレクティビティ効果が強震動予測結果に顕著に表れすぎる傾向がある。

(3) その他の震源特性

その他の震源特性に関するパラメータとして、

・ 平均破壊伝播速度

・ 破壊開始点

・ 破壊形態

を設定する。

(a) 平均破壊伝播速度 V_r

平均破壊伝播速度V_r(km/s)は、特にその震源域の詳しい情報がない限り、Geller(1976)による地震

発生層のＳ波速度V_s(km/s) との経験式

$$V_r = 0.72 \cdot V_s \quad \cdots\cdots (1\text{-}23)$$

により推定する。

＊近年の研究においては、Geller(1976)による係数0.72よりも大き目の値が得られている。例えば、Somerville *et al.* (1999)は収集した15の内陸地震の震源モデルから、破壊伝播速度として2.4km/s～3.0km/sを得ており、平均値は2.7km/sとなっている。これは、地震発生層のＳ波速度Vsを3.4km/sとすれば、約0.8倍である（片岡ほか,2003）。

(b) 破壊開始点

中田ほか(1998)による活断層の分岐形態と破壊開始点および破壊進行方向との関係についてのモデル化に基づき、破壊開始点の位置を推定する。破壊開始点の位置は強震動予測結果に大きな影響を与えるため、分布形態がはっきりしない場合には、必要に応じて複数のケースを設定するのが望ましい(例えば、地震調査委員会,2003f、2004c)。アスペリティの位置との関係については、Somerville *et al.*(1999)、菊地・山中(2001)によると破壊開始点はアスペリティの外部に存在する傾向にあるため、アスペリティの内部には設定しないようにする。深さについては、菊地・山中(2001)によると内陸の横ずれ断層は深い方から浅い方へ破壊が進む傾向にあるため、震源断層の下部に設定する。

(c) 破壊形態

破壊開始点から放射状に破壊が進行していくものとし、異なるセグメント間では、最も早く破壊が到達する地点から破壊が放射状に伝播していくと仮定する。なお、セグメント間の破壊伝播時刻差は、次のように求める。

- セグメント間が連続している場合は、そのまま連続的な破壊伝播を仮定
- セグメント間が連続せず離れている場合は、セグメント間の歪み波（Ｓ波）の伝播を仮定して算出する。

1.1.2 海溝型地震の特性化震源モデル

海溝型地震は、活断層で発生する地震と比較して、地震の発生間隔が短いために、海域によっては過去に発生した地震の状況を示す情報が残されており、特性化震源モデルの設定にあたって、それらの情報を活用することができる。また、**1.4 予測結果の検証**でも説明するように、過去の地震関連データを用いて、それぞれの段階で特性化震源モデルの検証を行い、必要があれば震源特性パラメータの見直しを行う。このような特性化震源モデルの見直しの段階では、観測波形等を説明できる震源特性パラメータが求められることより、以下の「レシピ」を拡大解釈する形で検討することもある。この場合、過去の地震関連データ（地震規模，震源域，地震波形記録，震度，被害など）すべてが整合性あるものとはならない可能性もあり、解析の目的に応じて優先順位をつけてデータを採用することが必要となる。**図1.1.2-1**に海溝型地震に対する震源特性パラメータの設定の流れを示す。

(1) 巨視的震源特性

海溝型地震の震源断層モデルの巨視的震源特性に関するパラメータとして、

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

を設定する。

(a)　**震源断層の位置・構造（位置、走向、深さ）**

震源断層の位置については、過去の地震の震源域が推定されている場合には、その位置を基に設定する。深さについては、弾性波探査や微小地震分布等で推定されている想定震源域の海洋プレート上面の深さ分布により、地震発生域の上端から下端にかけて設定する。

「長期評価」で決定された震源の形状評価があれば、その形状評価を推定根拠に留意して利用するのが望ましい。

(b)　**震源断層の大きさ・地震規模（断層面積S、地震モーメントM_0）**

震源断層の大きさ・地震規模については、下記のいずれかの方法により設定する。

- (a)　**震源断層の位置・構造（位置、走向、深さ）**により震源域を明確に設定して、その範囲により面積を算出し、地震規模－断層面積の経験的関係から地震規模を推定する。
- 過去の地震から想定されている値を基に地震規模を設定し、地震規模－断層面積の経験的関係から震源断層の面積を設定する。

また、上記の地震規模（地震モーメントM_0）－断層面積Sの経験式については、過去の地震のデータがある程度得られている場合には、地域性を考慮した式を用いる。例えば、Kanamori and Anderson (1975) と同様に円形破壊面を仮定した次の関係式 (Eshelby, 1957) を基に震源域の地震の平均応力降下量$\Delta\sigma$を推定することで地域的な地震モーメントM_0 (dyn・cm) －断層面積Sの関係式を設定する。

$$M_0 = \left(16/\left(7 \cdot \pi^{3/2}\right)\right) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2} \quad \text{(1-24)}$$

一方、過去の地震のデータがあまり得られていない場合には、平均的な特性を示す地震規模－断層面積（例えば、宇津, 2001 ; 石井ほか, 2000）または地震モーメント－断層面積（例えば、佐藤, 1989; Yamanaka and Shimazaki, 1990）などの経験式を用いる。ただし、これらの式を利用するにあたっては経験式のデータセットとなる震源断層の面積がどのように想定されているか留意する必要がある。

「長期評価」により、震源域の形状評価がある場合には、その形状評価を推定根拠に留意して利用するのが望ましい。

（ｃ）平均すべり量 D

1.1.1(1)(d)参照。

(2)　**微視的震源特性**

海溝型地震における震源断層の微視的震源特性に関するパラメータとして、

- アスペリティの位置・個数
- アスペリティの面積
- アスペリティ、背景領域の平均すべり量
- アスペリティ、背景領域の実効応力
- f_{max}
- すべり速度時間関数
- すべり角

を設定する。

(a) アスペリティの位置・個数

近年の研究（菊地・山中，2001）、平成15年（2003年）十勝沖地震に関する一連の研究（Yamanaka and Kikuchi, 2003；Koketsu *et al.*, 2004；Yagi, 2004など）により、同じ震源域で繰り返し発生する地震のアスペリティは、ほぼ同じ位置となる可能性が高いことがわかってきた。したがって、想定する震源域で、近年、地震が発生していれば、その観測記録の解析からアスペリティの位置を推測することができる。また、近年の観測記録がなくても、アスペリティではプレート間のカップリングレートが周辺より高いと考えられることから、地殻変動データよりバックスリップの分布が推定できれば、バックスリップの大きい箇所がアスペリティの位置になると想定される。あるいは、Wells *et al.*(2003)やSugiyama(2004)では、負の異常重力域とプレート間地震の震源域におけるアスペリティの位置とに対応関係が見られることを指摘していることから、重力異常のデータを参考にすることもできる。

アスペリティの個数は、アスペリティの位置が推定されている場合には、結果的に想定する震源域に含まれるアスペリティの数に相当する。一般的にはアスペリティの数は想定する震源域・地震規模が大きくなるにつれて、多くなる傾向にある。

(b) アスペリティの総面積 S_a

アスペリティの総面積は、強震動予測に直接影響を与える短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル（以下、短周期レベルと言う）と密接な関係がある。したがって、震源断層モデルの短周期レベルを設定した上で、アスペリティの総面積を求めることとする。短周期レベルは、表層地盤の影響が少ない固い地盤の観測点の地震波形や表層地盤の影響が定量的に把握できている観測点の地震波形を基にいくつかの地震については推定されている。一方、想定する地震の震源域に限定しなければ、最近の地震の解析結果より短周期レベルと地震モーメントとの経験的関係が求められている。短周期レベルの値は、条件に応じて下記のいずれかの方法により求める（入倉ほか, 2002）。

- 想定震源域における最新活動の地震の短周期レベルが推定されていない場合には、壇ほか(2001)による地震モーメントM_0と短周期レベルA(dyn・cm/s^2=10^{-7}N・m/s^2)の経験的関係により短周期レベルを設定する（(1-6)式）。
- 想定震源域における最新活動の地震の短周期レベルが推定されている場合には、その推定値と地震モーメントとの経験的関係の傾向を参照して、想定する地震の地震モーメントに応じた短周期レベルを設定する（地震調査委員会，2003e, 2004b）。

アスペリティの総面積S_aは、上記によって推定された短周期レベルAと前述の(1-7)式より算出される。ここでは、便宜的に震源断層の形状を半径Rの円形破壊面であるとするとともに、アスペリティは等価半径rの円形破壊面が一つあるとして、アスペリティの総面積S_a (=$\pi \times r^2$)を求める。

一方、最近の研究成果から、７つの海溝型地震によるアスペリティ総面積の占める割合は断層総面積の35%±11%程度(石井ほか，2000)であり、拘束条件とはならないがこうした値も参照しておく必要がある。

アスペリティが複数ある場合、各アスペリティへの面積の配分は、最新活動の地震のアスペリティの大きさやバックスリップの大きい領域に応じて設定するのが望ましい。そのような分解能がない場合には、最近の研究成果からアスペリティが２つの場合は2:1、アスペリティが３つの場合は2:1:0.5となる（石井ほか，2000）との見方も参照して設定する。

（c）アスペリティ・背景領域の平均すべり量 D_a , D_b

1.1.1(2)(c)参照。

＊これより求められた最大アスペリティの平均すべり量が、海溝型地震の震源域におけるプレート相対運動速度と地震の発生間隔から推定される地震時のすべり量の上限値やこれまでの地震時の推定すべり量の最大値の目安と比較して矛盾がないことを確認することが望ましい。

(d) アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力 $\Delta\sigma_a$, σ_a, σ_b

1.1.1(2)(d)参照。

＊地震規模、断層面積、さらに短周期レベルが与えられると、上の関係式からアスペリティの総面積と実効応力が一意に与えられる。それらのパラメータを用いて計算された地震波形や震度分布が検証用の過去の地震データと一致しないときは、第一義的に推定される地震規模や、短周期レベルを優先してパラメータを設定する。過去の地震波形データがある場合は、波形のパルス幅などから個々のアスペリティ面積を推定できる可能性がある。

(e) f_{max}

データの不足等により、地域性を考慮して設定することが困難であるため、現時点では、佐藤ほか(1994b)により、仙台地域における中小地震の観測記録から推定されたf_{max} =13.5Hzを採用する(地震調査委員会, 2003e、2004b)。

(f) すべり速度時間関数 $dD(t)/dt$

中村・宮武(2000)の近似式を用いる(1.1.1(2)(f)参照)。

＊地震調査委員会でこれまで実施してきた強震動評価では、壇・佐藤(1998)による重ね合わせを用いている。片岡ほか（2003）によれば、釜江ほか（1991）による重ね合わせを用いた場合に、シミュレーション解析による地震波形が観測記録を最も良く再現できるαとしては、内陸地震（４地震）では、0.2～0.4程度、海溝型地震（２地震）では、0.25～0.6程度としている。「鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証」（地震調査委員会強震動評価部会, 2002b）では、釜江ほか（1991）による重ね合わせを用い、αを0.42～0.49とした場合に観測記録がよく再現できるとしている。αについては、重ね合わせの方法にも配慮して、これらの値を参考に設定することもある。

また、すべり速度時間関数を$1/t^{1/2}$の関数として計算した地震動は、短周期領域での振幅が小さ目に予測される傾向がある。

(g) すべり角

1.1.1(2)(g)参照。

＊実際の地震での震源断層におけるすべり角は場所によってばらつきがある。震源断層モデルにおいて、すべり角を断層全体で一定にした場合には、ディレクティビティ効果が強震動予測結果に顕著に表れすぎる傾向がある。

(3) その他の震源特性

その他の震源特性に関するパラメータとして、

- 平均破壊伝播速度
- 破壊開始点
- 破壊形態

を設定する。

(a) 平均破壊伝播速度 V_r

1.1.1(3)(a)参照。

(b) 破壊開始点

破壊開始点の位置については、過去の地震の破壊開始点が把握されている場合にはその位置に設定するのが妥当である。また、菊地・山中(2001)によれば、破壊の進む方向に地域性があり、三陸沖では浅い方から深い方へ、逆に南海トラフでは深い方から浅い方へ破壊が進む傾向があるため、今後こうした傾向が様々な海域で明らかになれば、過去の地震の状況が不明な震源域であっても、地域性を考慮した設定を行うことが可能である。

(c) 破壊形態

1.1.1(3)(c)参照。

1.2 地下構造モデルの作成

詳細な強震動評価における地下構造モデルの主なパラメータとしては、密度、Ｐ・Ｓ波速度、層厚（形状）、減衰特性があり、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[6]から工学的基盤[7]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３つに分けて設定を行う。以下では、それぞれの設定手法について、その考え方を説明する。

1.2.1 上部マントルから地震基盤までの「大構造」

上部マントルから地震基盤までの「大構造」は、震源インバージョン解析で用いた構造や大規模屈折法弾性波探査の結果や震源決定に使われている地下構造モデルを参照して設定を行う。

1.2.2 「深い地盤構造」

「深い地盤構造」のデータに関しては、深層ボーリング、屈折法・反射法弾性波探査、微動探査、重力探査などのデータに基づき、地域の「深い地盤構造」の三次元地下構造モデルを作成する必要がある。しかしながら、これらのデータは地域によってデータの多寡があり、その状況に応じて設定する方法は異なってくる。そこで、以下ではデータ量に応じたケースごとに設定方法の考え方について説明する。**図1.2.2-1**に三次元地盤構造モデル作成の流れを示す。

(1) 「深い地盤構造」のデータがある程度揃っている場合

一般的には、複数本の深部ボーリングで速度構造を正確に把握し、二次元的な形状のうち広域的な形状は屈折法地震探査、山地境界部等の詳細な形状は、反射法地震探査で複数の断面を推定する。さらに微動アレー探査や重力探査で補足・補正を行うことによって、全体の三次元地下構造モデルを作成する。また、地下構造モデルの検証のため、直下の中小地震に対して強震動計算を行い、観測記録と比較し、違いが顕著であれば、観測記録を説明できるように地下構造モデルを修正することにより、精度の高い三次元地下構造モデルを作成することができる。

[6] Ｓ波速度3km/s程度の堅硬な岩盤。

[7] 建築や土木等の工学分野で構造物を設計するとき、地震動設定の基礎とする良好な地盤のことで、そのＳ波速度は、構造物の種類や地盤の状況によって異なるが、多くの場合、300m/s～700m/s程度である。

(2) 「深い地盤構造」のデータが一部揃っている場合

重力探査のデータは全国的に面的なデータが揃っているため、このデータを基に他の探査データを利用して三次元地下構造モデルを作成する。作成にあたっては、地質学の知見を基にして、**(a) 対象とする地域において過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース**、**(b) 過去の堆積環境が区域によってかなり変化していると想定されるケース**に場合分けを行い、それぞれ以下に示す手順で設定を行う。

(a) 過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース

① 重力探査データより地震基盤以浅の地盤構造に起因する残差重力分布を抽出する。
② 他の探査データを参照して、想定する地域の地震基盤以浅の主要な地層の構成を設定する。
③ 「堆積環境が概ね一様なある連続した堆積平野（または堆積盆地）においては、残差重力値と②で設定した各地層の層厚とが概ね比例配分の関係にある」と仮定し、その地域のいくつかの深層ボーリングデータや微動探査のデータを基に各地層の深度と残差重力値との相関関係を導く。
④ ③の相関関係を基に①で推定されている残差重力分布から各地層の深度を推定し、三次元地下構造モデルを作成する。

(b) 過去の堆積環境が区域によってかなり変化していると想定されるケース

① 重力探査データより地震基盤以浅の地盤構造に起因する残差重力分布を抽出する。
② 既存の地質断面図や屈折法・反射法の探査データを参照して、想定する地域を平行に横断する複数の地質断面を想定する。
③ ②の地質断面から二次元密度構造モデルを作成し、残差重力値の計算を行う。
④ ③の残差重力値と重力探査から得られている残差重力値とを比較し、二次元密度構造モデルの修正を繰り返しながら、最終的に重力探査から得られている残差重力値をできるだけ再現する二次元密度構造モデルを作成する。
⑤ ④で作成された複数の二次元密度構造モデルの断面を用い、各断面間の密度層境界面の幾何学的対応関係（連続性、生成消滅関係）に基づき各断面間を補間することによって、その地域の三次元地下構造モデルを作成する。

(3) 「深い地盤構造」のデータが重力探査データ以外ほとんど揃っていない場合

この場合については、波形のモデリングに有用な三次元地下構造モデルの作成が困難なことより、詳細な強震動予測を行うことは難しい。したがって強震動計算手法としては、後述する経験的手法や半経験的手法を用いることになる。その場合、可能であれば周辺の観測データを基に減衰特性（Q構造）を評価して、地域的な減衰特性の影響を式に反映させるようにするのが望ましい。

＊これまでの強震動評価により、現時点で、ほぼ全国規模での三次元地下構造モデルが完成しつつある。しかし、モデルの十分な検証がなされていないのが実情である。今後は、強震動予測結果の精度向上に向けて、堆積盆地等の地下構造調査結果も十分に活用しながら、現在の三次元地下構造モデルを強震動予測に適したモデルに改良していくことが重要である。これに伴って、地下構造モデルの作成手法についても、今後、改良が加えられていくことになる。

1.2.3 「浅い地盤構造」

「浅い地盤構造」の地下構造モデルは、表層地質データや地盤調査に利用されているボーリング

データを収集して一次元地下構造モデルを作成するのが基本である。しかしながら、「浅い地盤構造」は水平方向に局所的に大きく変化することが稀ではなく、面的に精度よく詳細なモデルを作成するためには膨大なデータの収集を必要とし、多くの労力を要する。そのため、面的に「浅い地盤構造」を評価するにあたっては、国土数値情報などを基に経験的な方法を用いた近似的なモデル化が考案されている。以下に「浅い地盤構造」の面的な評価によるモデル化の方法とボーリングデータによるモデル化の考え方について説明する。

(1) 面的な評価によるモデル化の方法

面的な評価によるモデル化の方法としては、松岡・翠川(1994)や藤本・翠川(2003)による国土数値情報を利用した方法が代表的である。この方法では、全国を網羅した約1km四方の領域ごとの国土数値情報のうち、地形区分データや標高データ等を利用して、新たに作成した微地形区分データから、「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率を算定する（1.3.2(1)参照）。この方法を用いれば、全国を約1km四方の領域ごとに、比較的簡便に「浅い地盤構造」をモデル化することができる。

(2) ボーリングデータによるモデル化の方法

ボーリングデータによるモデル化の方法は、密度、Ｐ・Ｓ波速度、層厚、減衰特性の設定を行う。さらに、「浅い地盤構造」は大地震により大きなひずみを受けると非線形な挙動を示すことから、非線形特性を表すパラメータの設定を行う必要がある。これについては、土質試験を行って設定するのが望ましいが、当該地盤に対する土質試験結果が得られない場合には既往の土質試験結果を用いて設定する。

この方法は、一般的にボーリングの存在する地点でのみ評価可能となるが、面的に評価するにあたっては、多数のボーリングデータや地形・地質データを収集し、地形・地質から区分できる地域ごとに代表となるボーリング柱状図を抽出し、これを分割した領域ごとに当てはめる方法がある。このとき、分割した領域の大きさは東西－南北1kmないし500mとすることが多い。

1.3 強震動計算

強震動計算では、地盤のモデル化や設定条件の違いから工学的基盤上面までの計算方法と工学的基盤上面～地表の計算方法では異なるため、それぞれについて説明する。

1.3.1 工学的基盤上面までの計算方法

工学的基盤上面までの強震動計算方法は、経験的手法、半経験的手法、理論的手法、ハイブリッド合成法の４つに大きく分類され、データの多寡・目的に応じて手法が選択されている（例えば、香川ほか，1998）。それぞれの手法の特徴を述べると、以下のようにまとめられる。

経験的手法

過去のデータを基に、最大加速度、最大速度、加速度応答スペクトル等の値をマグニチュードと距離の関数で算定する最も簡便な方法。平均的な値で評価するため、破壊過程の影響やアスペリティの影響は考慮できない。

半経験的手法

既存の小地震の波形から大地震の波形を合成する方法で経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法がある。経験的グリーン関数法は、想定する断層の震源域で発生した中小地震の波形を要素

波（グリーン関数）として、想定する断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法。時刻歴波形を予測でき、破壊過程の影響やアスペリティの影響を考慮できる。ただし、予め評価地点で適当な観測波形が入手されている必要がある。統計的グリーン関数法は、多数の観測記録の平均的特性をもつ波形を要素波とするものである。評価地点で適当な観測波形を入手する必要はない。しかし、評価地点固有の特性に応じた震動特性が反映されにくい。時刻歴波形は経験的グリーン関数法と同様の方法で計算される。

理論的手法

数値理論計算により地震波形を理論的に計算する方法。時刻歴波形を予測でき、破壊過程の影響やアスペリティの影響を考慮できる。この方法では震源断層の不均質特性の影響を受けにくい長周期領域については評価しうるものの、短周期地震動の生成に関係する破壊過程および地下構造の推定の困難さのため、短周期領域についての評価は困難となる。

ハイブリッド合成法

震源断層における現象のうち長周期領域を理論的手法、破壊のランダム現象が卓越する短周期領域を半経験的手法でそれぞれ計算し、両者を合成する方法。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。広帯域の評価が可能。

このうち、特性化震源モデルおよび詳細な地下構造モデルが利用可能な地域では、面的に強震動計算を行う方法として、半経験的手法である統計的グリーン関数法（例えば、釜江ほか, 1991；壇ほか, 1998）と理論的手法である有限差分法（例えば、Aoi and fujiwara, 1999 ; Graves, 1996 ; Pitarka, 1999）を合わせたハイブリッド合成法（例えば、入倉・釜江, 1999）がよく用いられる。この理由としては、

- 特性化震源モデルと三次元地下構造モデルの影響を直接取り入れることが可能
- 面的な予測が可能
- 強震動評価の対象となる周期帯（0.1秒～10秒）に対応可能

といった点であり、半経験的手法で統計的グリーン関数法を用いるのは面的な予測が容易であること（経験的グリーン関数法は基本的に波形が観測された地点でしか適用できないため）、理論的手法で有限差分法を用いるのは、他の不整形な地盤構造のための計算方法（例えば、有限要素法、境界要素法等）と比較して、大規模な地盤構造を取り扱う上で、大規模な数値演算を容易に行え、かつ計算時間も速いという利点があるからである。ただし、水平多層構造で想定可能な地域があれば、理論的手法においては水平多層構造のみ適用可能な波数積分法（例えば、Hisada, 1995）を用いることができる。この方法は水平多層構造のグリーン関数の計算に最もよく用いられている方法であり、モデル化や計算が比較的簡単で、震源断層モデルおよび水平多層構造モデルが妥当であれば、実体波や表面波をよく再現できることが多くの事例から確かめられている。ハイブリッド合成法等については、例えば、「森本・富樫断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討」（防災科学技術研究所研究資料，255，2004）等を参考にされたい。

なお、ハイブリッド合成法では、理論的手法の精度の限界および半経験的手法の有効性を考慮して、接続周期を決めることが望ましい。

一方、特性化震源モデルや詳細な地下構造モデルが得られない地域では、経験的手法（例えば、司・翠川, 1999）や統計的グリーン関数法を用いる。算定式のパラメータの設定にあたっては、地域性を取り入れたものが望ましいが、十分なデータがなければ既存の式やパラメータをそのまま利用する。

1.3.2 地表面までの計算方法

地表面までの計算方法は、「浅い地盤構造」の地下構造モデルが面的な評価によってモデル化さ

れた場合とボーリングデータによってモデル化された場合とで異なるため、それぞれのケースについて説明する。

(1) 面的な評価によってモデル化された「浅い地盤構造」の場合

工学的基盤における最大速度の値に微地形区分から想定される増幅率*R*を掛け合わせることで地表の最大速度を算定する。

微地形区分から想定される増幅率*R*は以下の手順で評価する。

① 全国を網羅した約1km四方の領域ごとの国土数値情報から微地形区分データ作成する。

② その区分に次式に示す標高と表層30mの平均Ｓ波速度*AVS*との経験的関係をあてはめる。

$$\log AVS = a + b \cdot \log H + c \cdot \log Dist \pm \sigma \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (1\text{-}25)$$

AVS：表層30mの平均Ｓ波速度(m/s)
H：標高(m)
Dist：主要河川からの距離(km)
σ:標準偏差
a、*b*、*c*:微地形区分ごとに与えられる回帰係数

③ 表層30mの平均Ｓ波速度*AVS*は、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率*R*と相関が良い。そこで、次式に示す関係式を用いて、*AVS*から最大速度の増幅率*R*を算定する。

$$\log R = 1.83 - 0.66 \cdot \log AVS \pm 0.16 \quad (100 < AVS < 1500) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (1\text{-}26)$$

R：平均Ｓ波速度600m/sの基盤を基準とした増幅率

(2) ボーリングデータによってモデル化された「浅い地盤構造」の場合

ボーリングデータによる詳細なモデルに基づいて、工学的基盤における時刻歴波形を入力として一次元地震応答計算を行い、地表の時刻歴波形を計算する。一次元地震応答計算の方法としては、主として、線形解析法(例えば、Haskell, 1960)、等価線形解析法(例えば、Shnabel *et al.*, 1972)、逐次非線形解析法(例えば、吉田・東畑, 1991)があり、それぞれに以下の特徴を持つ。

線形解析法

重複反射理論により計算を行うものである。土の非線形性を考慮していないため、大地震により非線形性が生じる場合には正しい結果が得られない。

等価線形解析法

重複反射理論を基に土の非線形特性を等価な線形の関係に置き換え、解析の間一定の材料特性を用いる方法である。ひずみレベルが大きくなると精度は低下する。どの程度のひずみレベルまで適用できるかは、必要とする精度や地盤条件にもよるが、一般的には0.1～1%までである。また、強い揺れにより液状化等が生じた場合には、正しい結果は得られない。

逐次非線形解析法

材料の非線形特性を数学モデルや力学モデルで表現し、材料特性の変化を逐次計算しながら挙動を求めようとする方法である。したがって、1%を超える大きなひずみレベルでも適用可能となる。その一方で、設定すべきパラメータが多く、専門的な知識を持って解析にあたることが重要である。

広域の地震動分布の算出には、今までは等価線形解析法が多く用いられてきた。この理由は、等価線形解析法がパラメータも少なく利用しやすいこと、求められた地震動分布（震度、加速度）が既往の被害地震の地震動分布を大局的に説明できたことなどが考えられる。逐次非線形解析法は、今までは観測波形の検証や液状化した地盤の過剰間隙水圧の上昇やひずみの増大などをみるために、検討対象地点ごとに利用されてきたことが多く、広域の地震動評価に使われた例は極めて少ない。また、採用する応力－ひずみ関係式やそれに用いるパラメータの設定など専門的な判断をもって個々の解析を行うことが必要であるなど、逐次非線形解析法による広域地震動算出への課題は多い。このようなことから、逐次非線形解析法を広域の地震動評価に用いることは緒についたばかりで、まだ検討の必要があると考えられる。

以上のことから、ここではボーリングデータによる地表における強震動の計算手法としては、等価線形解析法を中心に検討することとした。

1. 4　予測結果の検証

予測結果の検証では、強震動予測結果が妥当であるかどうかを確認する方法について説明する。予測結果の検証は、予測結果と過去の観測事実との比較により行うが、活断層で発生する地震と海溝型地震では地震の発生間隔が異なり、これまでに得られている情報量にも違いあるため、それぞれの検証方法について示す。

1.4.1　活断層で発生する地震の強震動予測結果に対する検証

活断層で発生する地震は、発生間隔が長いため、最新活動における地震の震度情報や観測情報が得られていない場合が多い。したがって、基本的には、距離減衰式を用いた推定値との比較により、活断層で発生する地震の強震動予測結果の検証を行う。

(1)　距離減衰式を用いた推定値との比較

半経験的手法や理論的手法による計算結果と距離減衰式を用いた推定値とを比較し、計算結果が距離減衰式を用いた推定値のばらつき（以下、「距離減衰式のばらつき」と呼ぶ）の範囲内にあることを確認する。

距離減衰式を用いた推定値と強震動予測結果との比較にあたっては、地域性を考慮した距離減衰式を用いることが望ましい。地域性を考慮した距離減衰式が作成されていない場合には、既存の距離減衰式との比較を行う。この場合は、設定した震源特性や地下構造モデルの特性が平均的な特性と違う場合には、予測結果のばらつきの傾向も異なってくることから、その点にも十分に留意した上で比較・検証を行うことが重要である。検証の結果、距離減衰式のばらつきの傾向と強震動予測結果の傾向にかなり差が出て妥当性に問題がある場合には、設定した特性化震源モデルや地下構造モデルを修正する。

1.4.2　海溝型地震の強震動予測結果に対する検証

海溝型地震は活断層で発生する地震と比較して発生間隔が短いために、最新活動における地震の被害情報や観測情報が残されている場合が多い。したがって、その情報と過去の地震を想定した強震動予測結果を比較することで、強震動予測結果の検証および震源特性などの見直しが可能となる。検証の項目としては、震度分布、観測波形記録、距離減衰式を用いた推定値との比較が挙げられる。

(1) 震度分布との比較

震度分布は、面的に強震動予測結果を検証するにあたって、現在、最もよく使われる指標である。震度分布としては、明治中期以降の観測情報はそのまま利用することができる。また、江戸時代以降に発生した地震については被害情報が比較的整っていることより、それら被害情報から震度分布が推定されている。震度分布による検証は、震源特性パラメータを設定する比較的早い段階で経験的方法や半経験的方法を用いて行われる。この震度分布と計算結果があわない場合は、震源特性の見直しを行う。

(2) 観測波形記録との比較

1960年代以降から、デジタル強震記録が得られはじめているため、1968年十勝沖地震以降の海溝型地震を想定する場合には、強震動予測結果の時刻歴波形と観測記録を比較し、検証することが可能である。観測記録との比較において、計算波形をどの程度まであわせる必要があるかという点については、観測波形の質、震源やその他の情報の多寡等によりケースごとに異なる。現状の多くの場合では、位相を含めて精度良く合わせることは大変困難であり、振幅スペクトルがある程度説明できることをもって検証と位置付けている。

計算結果を観測波形に合わせるためには、微視的震源特性や地下構造モデルについて検討し直すことが必要となる。

＊ただし、強震動評価の目的は計算波形を観測波形にあわせることではないため、この作業に終始することのないよう留意する必要がある。

(3) 距離減衰式を用いた推定値との比較

1.4.1(1)参照。

なお、既往の研究成果から、大地震の観測記録が中小地震の観測記録を用いた経験的グリーン関数法により比較的精度良く再現できることが確認されている。したがって、ハイブリッド合成法による強震動予測結果の検証方法として、対象とする震源断層の周辺で発生した中小地震の観測記録が予め得られている地点を対象に、経験的グリーン関数法とハイブリッド合成法の結果を比較することも可能である。

1.5 今後に向けて

「レシピ」の改良等の観点から、①特性化震源モデルの設定、②地下構造モデルの作成、③強震動計算の３つの項目に分けて、それぞれの課題について述べる。

1.5.1 特性化震源モデルの設定

特性化震源モデルの課題としては、モデルに用いるパラメータの不確定性が挙げられる。例えば、破壊開始点やアスペリティの位置は、得られる強震動予測結果に影響することがこれまでの研究成果からわかってきている。しかしながら、特に、活断層で発生する地震は、平均発生間隔が非常に長いこともあって、近代地震観測が始まってから、発生確率の高い活断層でも活動した事例が少なく、活断層調査においても破壊開始点やアスペリティの位置の決定に資する情報が十分に得られる場合が少ないため、現時点ではこれらを確定的に扱えない。したがって、今後の活断層調査に期待

すると共に、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・判断を行う上で非常に重要である。

震源断層の長さがその幅に比べて十分に大きい長大な断層で発生する地震に対する震源断層パラメータの設定方法も課題の一つである。また、主要98断層帯以外の活断層や固有規模よりもひとまわり小さい地震に対しても、必要に応じて「レシピ」を改良し、強震動評価を実施することも重要である。

平成15年（2003年）十勝沖地震に見られるように、海溝型地震は地震規模が大きく、幅広い周期帯域の成分を有する地震波が発生することから、このような地震波を再現できる特性化震源モデルの設定方法について、さらに検討を進める必要がある。

観測記録に基づいて震源特性を把握する震源インバージョン解析、あるいは地震動シミュレーション解析等による震源断層の破壊過程に関する研究を継続的に実施していくとともに、宮城県沖地震や三陸沖北部の地震を想定した強震動評価で実施したように、過去の地震の観測記録と特性化震源モデルによる強震動結果を比較することにより、同モデルの妥当性について検証していくことも重要な課題である。

1.5.2　地下構造モデルの作成

地下構造のモデル化は**1.2節**で述べたように、大きく分けて、「大構造」、「深い地盤構造」、「浅い地盤構造」の３つに区分される。

ここでは、まず「深い地盤構造」について述べる。「深い地盤構造」は、地震波の比較的広域的な増幅特性に影響を与える。特に、関東平野、濃尾平野、大阪平野等、都市が集中する堆積盆地では、「深い地盤構造」の影響が大きいため、長周期帯域の強震動予測を精度よく行うためには、三次元地下構造モデルの精度向上が重要な課題である。

強震動予測に適した三次元地下構造モデルでは、速度層構造が非常に重要なパラメータとなる。しかし、実際には、弾性波探査等の速度層構造を直接設定できるような調査結果が十分に得られている地域は限られており、評価領域内でも場所によって多寡がある。このような場合には、地質データや密度構造等から経験的な関係を用いて、速度層構造を間接的に推定せざるを得ないため、精度を確保することが難しい。これまで地震調査委員会が作成してきた三次元地下構造モデルについても、以上のような問題により、速度層構造推定のための直接的なデータが不足している領域については、十分な精度が確保できていないことは否めない。また、平成10年度から平成15年度まで、文部科学省地震関係基礎調査交付金により、地方公共団体において実施された地下構造調査の結果が、作業と強震動評価が同時進行的に実施されたこともあり、強震動予測用の地下構造モデル作成に十分に反映されていない場合もある。

以上のような観点から、三次元地下構造モデルの精度向上のためには、まず、このような最近の調査結果を取り入れていく必要がある。さらには、モデル化対象領域周辺で得られた中小地震に対して強震動予測を行い、結果を観測記録と比較して、大きな違いがあれば、観測記録を説明できるように地下構造モデルを修正していくことも重要である。また、精度向上に資するためのデータが不足している地域については、追加調査を検討する必要もあろう。

地震調査委員会では、日本の約70％程度の領域の三次元地下構造モデルを作成してきた（**主文図4.2-3**参照）。三次元地下構造モデルが作成されていない地域に対しては、今後、既往の調査結果を収集・整理すると共に、弾性波探査等、速度層構造を直接的に推定するための地下構造調査を必要に応じて実施していくことが重要である。

次に、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」について述べる。「大構造」は、地震波の減衰特性に影響を与える。例えば、平成15年（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）においては、火山フロン

ト[8]による地域的な減衰特性を取り入れることで、予測精度が向上した。今後は、継続的な地震観測や研究を推進し、地域性を考慮した減衰特性を設定していくことが望ましい。

最後に、「浅い地盤構造」について述べる。「浅い地盤構造」は、地震波の比較的局所的な増幅特性に影響を与える。したがって、例えば、50m四方など、評価領域をさらに細かく分割し、その領域ごとのデータを作成する必要があるが、このような細かな領域ごとでの予測に対応できるデータが、全国で、均質に、かつ十分には得られていないのが現状である。ただし、例えば、横浜市や愛知県等、地域をある程度限定すれば、詳細な地震動予測地図の作成も可能である、また、非常に強い揺れに見舞われた場合には、地盤が非弾性変形するため、地表の揺れ方は､そのような変形を考慮していない予測手法から推定されるものとは異なることがある。したがって、地表における揺れの強さや計算波形を精度よく予測するためには、「深い地盤構造」同様､地盤特性データの蓄積を行うと共に、観測記録を用いて検証するなど､非常に強い揺れに見舞われた場合の地盤の挙動を再現できる地盤モデルをボーリング調査結果や土質試験結果等から作成する方法について検討する必要がある。

1.5.3 強震動計算

強震動予測の実施にあたっては、工学的基盤上での地震波形の計算手法の高度化、効率化が重要である。現時点では、1秒程度から長周期側で理論的手法を適用しているが、予測精度向上のためには、さらに短周期側に解析範囲を拡張することが望ましい。今後、計算機の高性能化、計算手法の高度化・効率化により、さらに短周期領域まで理論的手法による解析が可能となることが期待される。ただし、このためには、特性化震源モデルや地下構造モデルの精度向上を併せて行っていく必要がある。

宮城県沖地震を想定した強震動評価（地震調査委員会，2003e）においては、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こと、顕著なパルスが生成されなかったこと等、ハイブリッド合成法を海溝型地震の強震動計算に適用するにあたっての問題点が指摘されたため、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。その後実施した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ている。これらの課題について、今後検討していく必要がある。

平成16年（2004年）新潟県中越地震では、がけ崩れや地すべり等、都市部とは異なった地震被害が発生した。山地部の弾性論的な応答評価は差分法では難しく、このような事象への防災対策に資する精度の高い強震動予測を実施するためには、新たな解析手法の適用や開発が必要である。

また、地表における強震動予測結果に精度向上のためには、1.5.2でも述べたように、「浅い地盤構造」に対する非線形特性のモデル化方法について検討すると共に、計算手法の高度化・標準化に向けた検討も重要である。

[8] 海溝にほぼ平行して分布する火山の火口分布のうち、海溝側の境界線。北海道地域においては、道南から道東にかけての 恵山、倶多楽山、樽前山、雌阿寒岳等の活火山 を結ぶ線である。

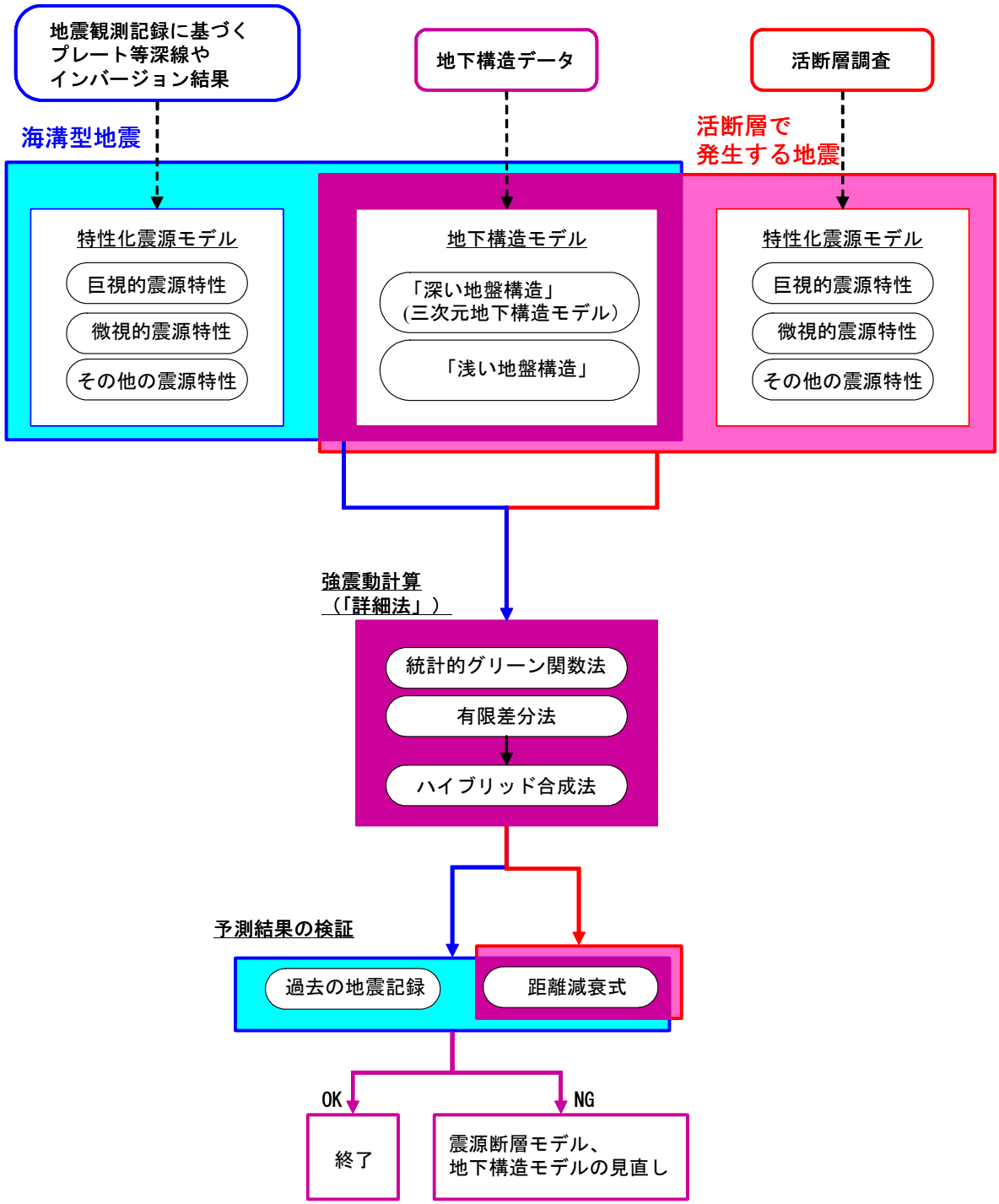


図1.1-1　震源断層を特定した地震の強震動予測手法（詳細法）の流れ

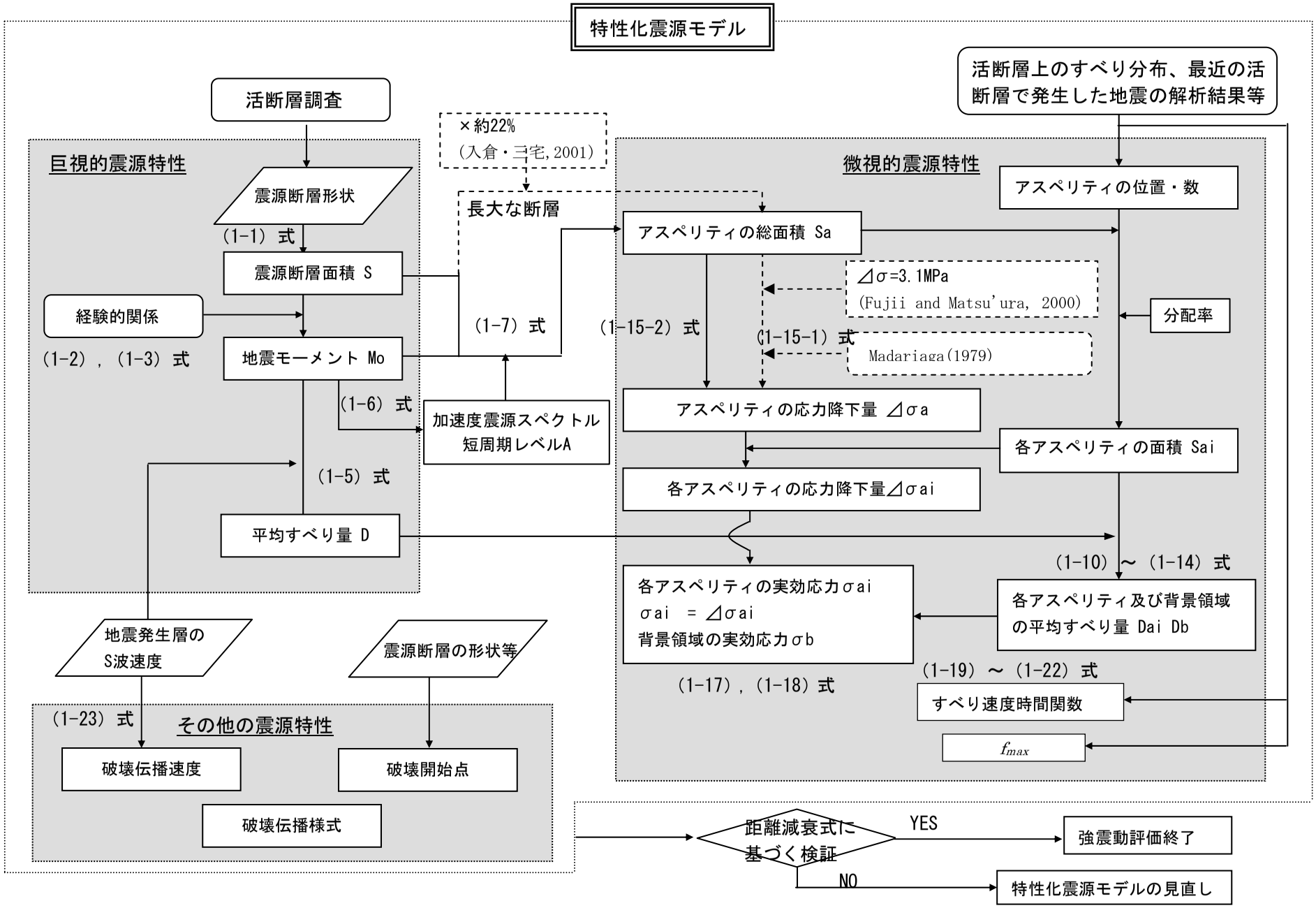


図1.1.1-1　活断層で発生する地震の震源特性パラメータ設定の流れ

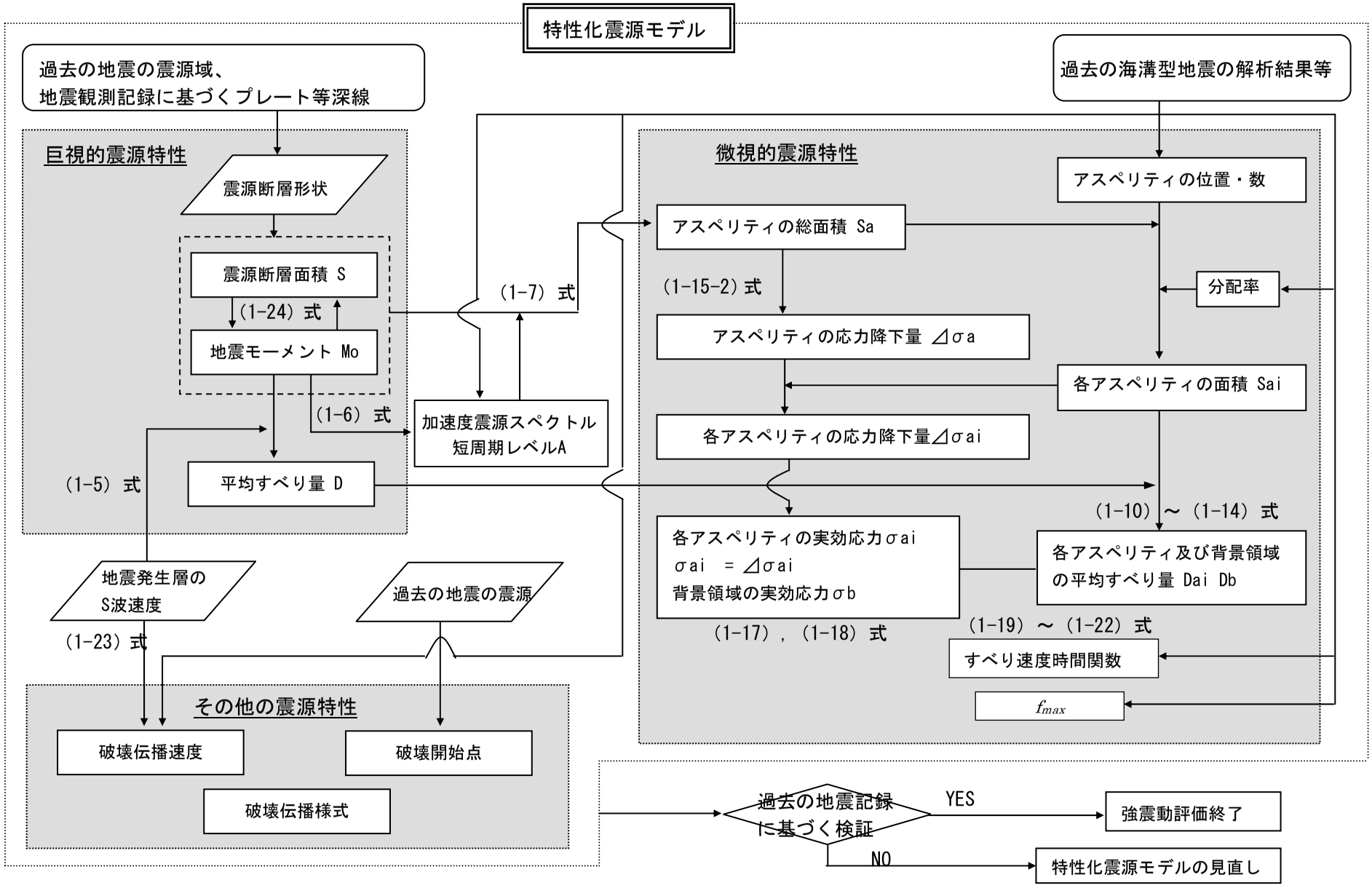


図1.1.2-1　海溝型地震の震源特性パラメータ設定の流れ

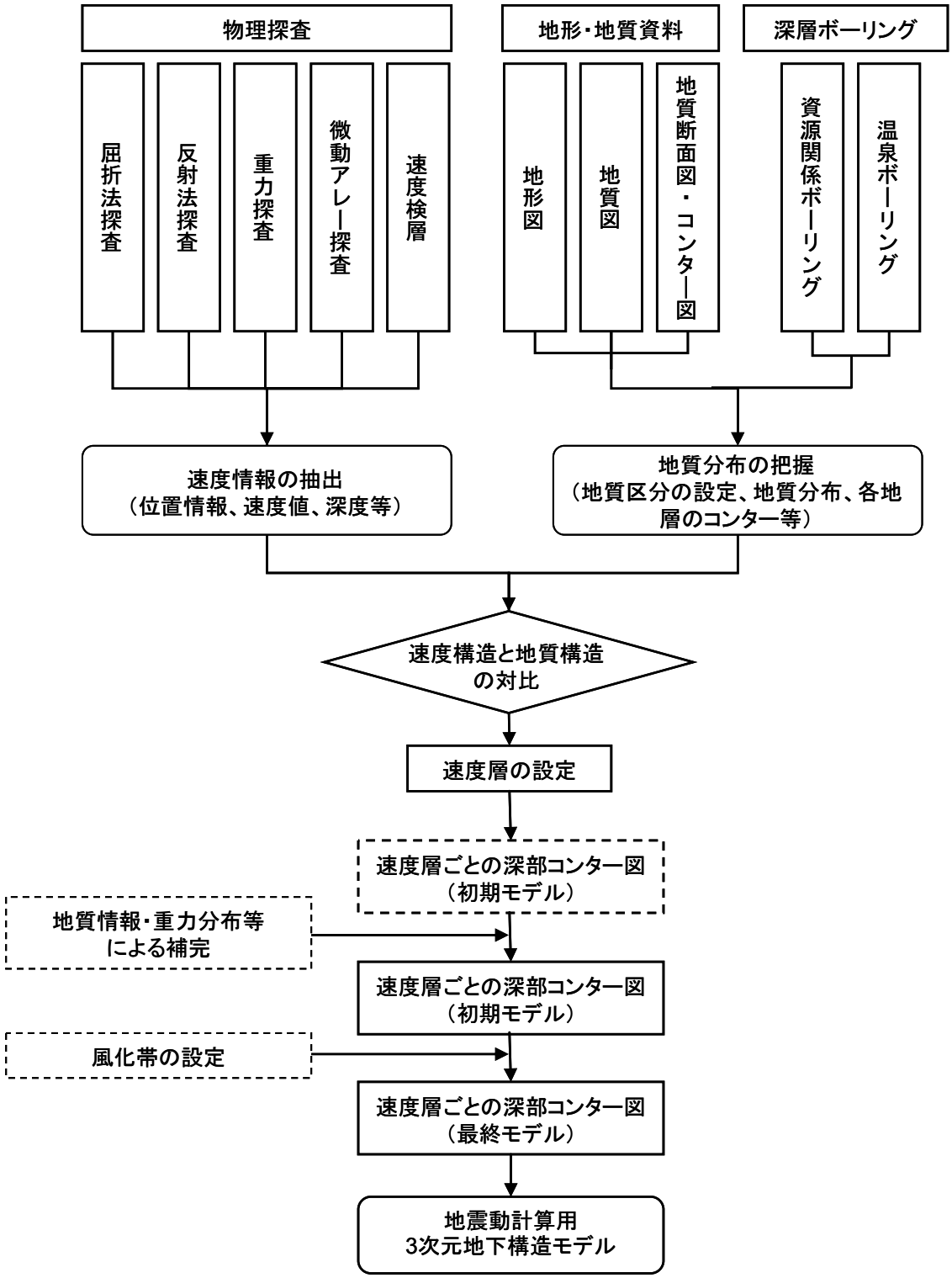


図1.2.2-1　三次元地盤構造モデル作成の流れ(藤原, 2004)：地震動予測地図とそれに係る地下構造調査の必要性、2004年活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会、p116, 図3を修正)

２．過去の地震観測記録を用いた震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）の適用性の検討

「レシピ」の高度化にあたっては、モデルの設定方法や考えが妥当であったかを検証し、問題があれば「レシピ」を見直していくことも重要な作業である。検証にあたっては、過去の地震の震度分布や可能であれば観測波形があることが望ましい。地震調査委員会では、「レシピ」の検証の観点から、平成12年（2000年）鳥取県西部地震、平成15年（2003年）十勝沖地震に対して「レシピ」に基づいた強震動を計算し、観測記録との比較を行っている（地震調査委員会強震動評価部会, 2002b, 2004）ので、ここでは、これらの詳細な検討結果について紹介する。

2.1　鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証について

平成12年（2000年）鳥取県西部地震（M=7.3）（以下、鳥取県西部地震と呼ぶ）では、鳥取県西部を震源とする浅い内陸地震が発生し、幸い死者は発生しなかったものの、多くの被害が発生した。この地震は平成７年兵庫県南部地震（M=7.3）以後はじめての、M=7 を超す内陸地震であり、整備されたK-NET やKiK-net といった強震動観測網によって、震源近くの貴重な観測記録を数多く得ることができた。また、鳥取県西部地震の震源断層は、地表にほとんど現れず、活断層と認識されてはいなかった場所で発生したものであるが、余震分布や強震動インバージョン等により、断層の形状は明らかにされている。そのため、鳥取県西部地震の震源断層の形状を既知とすれば、強震動予測手法を基に強震動の予測を行うことが可能になる。そこで、ここでは、

① 「糸魚川－静岡構造線断層帯（北部、中部）を起震断層と想定した強震動評価手法について（中間報告）」（地震調査委員会強震動評価部会, 2001a）、以下、「糸静中間報告」と呼ぶ）の強震動予測手法をそのまま鳥取県西部地震の震源断層に適用させ、その予測結果と観測記録の違いを検証する。

② 強震動予測手法のうちの震源の特性化手法の有効性を確認するため、余震記録による経験的グリーン関数法により観測記録を説明できるような震源特性化モデルを設定する。

③ ①と②の特性化モデルの違いから、震源断層を特定した地震の強震動予測手法の課題を整理する。

を目的として、鳥取県西部地震の震源断層を起震断層とした強震動試算を行った。

図2.1-1に鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証の流れを示す。

2.1.1　鳥取県西部地震の強震動評価に関連する既往の調査研究

前述したように、鳥取県西部地震では、K-NET やKiK-net といった強震動観測網によって、震源近くの観測記録を数多く得ることができたため、その記録を利用してインバージョンにより、震源断層の形状や断層面上のすべり分布が推定されている（例えば、菊地・山中, 2001；関口・岩田, 2000；井出, 2000）。さらに、それらの震源の解析結果を基に震源特性化モデルを作成し、経験的グリーン関数法により、K-NET やKiK-net の観測点の強震動を予測している事例もある（池田ほか, 2001）。

2.1.2　試算の前提条件

ここでは、強震動の試算を行うにあたって、以下のような前提条件を設定した。

- 計算地点は、震源断層に近いKiK-net 日野、伯太、北房３地点の地中観測点とした。計算地点を地中観測点としたのは、地表では表土による非線形作用の影響が大きく、検証には向かないためと判断したからである。

・ 震源特性を想定するケースとしては、冒頭の中で述べたように、１）「糸静中間報告」の手法をそのまま取り入れたケース（以下、ケース１とする）、２）観測記録をできるだけ再現するケース（以下、ケース２とする）の２ケースとした。
・ 震源断層の形状やアスペリティや破壊開始点のおおよその位置は既知とした。複雑な震源特性をアスペリティ領域と背景領域の２つの領域に単純化する震源の特性化手法の有効性を確認する目的があるため、単純化することによる影響だけをみるために、アスペリティや破壊開始点のおおよその位置は既知とする必要があった。

2.1.3 予測手法の説明

強震動予測手法は、「糸静中間報告」の中で示したように、①「震源の特性化手法」、②「地下構造モデルの設定手法」、③「強震動計算手法」、及び④「予測結果の検証手法」の４つの構成要素からなる。以下では、構成要素ごとに説明する。

(1) 震源の特性化

震源特性は、評価対象を巨視的震源特性（例：想定される地震の震源断層の位置、長さ、幅、傾斜、深さ、走向、地震モーメント）、微視的震源特性（例：想定される地震のアスペリティの位置・大きさ・数、アスペリティ・背景領域の平均すべり量・応力降下量、すべり速度時間関数及びfmax）、その他の震源特性（破壊開始点、破壊伝播様式）の３つに分けることができるので、対象ごとに内容を説明する。設定したパラメータについては**表2.1.3-1**に一覧にして示した。

(a) 巨視的震源特性

鳥取県西部地震の巨視的震源特性として、震源断層の位置・長さ・幅・傾斜角・深さ・走向、地震モーメント・平均すべり量の設定方法について以下説明する。**図2.1.3-1**には震源断層の位置を示した。

a. 震源断層の位置・長さ・幅・傾斜角・深さ・走向

震源断層の位置・長さ・幅・傾斜角・深さ・走向は、前提条件で述べたように震源断層の形状は既知としたため、ケース１・２共通で、強震動インバージョンにより推定された関口・岩田(2000)のモデルを基に設定した。複数の強震動インバージョン結果から関口・岩田(2000)のモデルを選んだ理由は、地震動の短周期成分も含めて、解析を行って算定したためである。ただし、インバージョンより得られる断層の領域は、ほとんど動いていない部分も含まれていて、実際の断層面よりもかなり広めに設定される傾向にある。そこで、Somerville *et al.*(1999)の規範に従い、インバージョンより得られた断層の領域からほとんど動いていない部分を取り除いた。その結果、インバージョンによる断層長さが33km であったのが27km に短縮した。深さ方向については、気象庁等の余震分布を参考にして、地震発生層を2～16km と推定し、この部分に断層を設定した。

b. 地震モーメント

地震モーメント（Mo）については、ケース１・２によって求め方が異なる。ケース１では、下に示す糸静中間報告で用いられたSomerville *et al.*(1999)による断層総面積（S）と地震モーメントの経験式より算定された値(7.0×10^{18}N・m)、ケース２では菊地・山中(2001)により鳥取県西部地震において推定されている値(9.6×10^{18}N・m)を用いる。

$$S=2.23\times10^{-15}\times Mo^{2/3} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (2\text{-}1)$$

S：断層総面積（km^2）

Mo：地震モーメント（dyne・cm）[9]

c. 平均すべり量

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、震源断層の総面積Sにより算定する。ケース１・２では地震モーメントが異なるため、平均すべり量の値も異なる（ケース１：56cm、ケース２：77cm）。

$$Mo=\mu DS \quad \cdots\cdots (2\text{-}2)$$

(b) 微視的震源特性

鳥取県西部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・実効応力（平均応力降下量）、背景領域の平均すべり量・実効応力（平均応力降下量）について以下説明する。設定した主要なパラメータおよびアスペリティ位置についてはその概要を**図2.1.3-2**に示した。

a. アスペリティの数・位置

前提条件で述べたように、アスペリティの数、おおよその位置は既知としたため、ケース１・２共通で、巨視的震源特性同様に鳥取県西部地震の強震動インバージョンにより推定された関口・岩田(2000)のモデルを基に設定した。この結果、震源断層内にアスペリティは２つ設定し、すべり分布の結果に基いて、第１アスペリティは南東側の上端深さ4km、第２アスペリティは断層の中央部の上端深さ2km にそれぞれ設定した。

b. アスペリティの面積

ケース１では、糸静中間報告で用いたSomerville *et al.*(1999)による震源断層の総面積とアスペリティ総面積の経験式により、震源断層の総面積の22%とした。なお、アスペリティは２つ設定したため、入倉・三宅(2000)の考え方も取り入れて、第１アスペリティは震源断層の総面積の16%、第２アスペリティは震源断層の総面積の6%とした。

ケース２では、鳥取県西部地震の関口・岩田(2000)モデルのすべり分布より推定した。この結果、第１アスペリティ・第２アスペリティとも震源断層の総面積の約13%となった。

c. アスペリティ・背景領域のすべり量

ケース１では、糸静中間報告で用いたSomerville *et al.*(1999)による震源断層全体の平均すべり量とアスペリティ全体の平均すべり量の経験式を用いて、アスペリティ全体の平均すべり量を震源断層全体の平均すべり量の2.01 倍とした。この値を基に、第１アスペリティ、第２アスペリティの平均すべり量はアスペリティ全体の地震モーメントから、アスペリティにおける応力降下量が一定となるようにアスペリティの面積の1.5 乗の重みで振り分けることにより算定する。この結果、第１アスペリティの平均すべり量は125cm、第２アスペリティの平均すべり量は77cm となった。ケース２では、鳥取県西部地震の関口・岩田(2000)モデルのすべり分布結果を基にアスペリティ領域の平均すべり量を設定した。この結果、第１アスペリティ・第２アスペリティとも平均すべり量は221cm となった。

背景領域の平均すべり量は、背景領域のモーメント量より算出する。この結果、背景領域の平均すべり量はケース１で40cm、ケース２で19cm となった。

d. アスペリティ・背景領域の実効応力（応力降下量）

ケース１では、アスペリティ・背景領域の実効応力は糸静中間報告で用いた壇ほか(2001)の考え

[9] 経験式は、引用文献で示された単位系にて表示する（dyne・cm=10^{-7}N・m）。

方に基づき算定した。この方法は、地震モーメントから短周期加速度震源スペクトルレベルを拘束し、短周期加速度震源スペクトルレベルと実効応力の関係式を利用して、アスペリティ・背景領域の実効応力を算定するものである。アスペリティおよび背景領域の実効応力σ_a、σ_b は、短周期加速度震源スペクトルレベルA と実効応力σの関係、震源のスケーリング則(γ：断層全体の平均値に対するアスペリティ内の平均値)、断層全体の物理量とアスペリティ(添字a)、背景領域(添字b)の物理量の関係から、

$$A_a=4\pi(S_a/\pi)^{1/2}\sigma_a\beta^2 \quad \cdots\cdots (2\text{-}3)$$

$$A_b=4\pi(S_b/\pi)^{1/2}\sigma_b\beta^2 \quad \cdots\cdots (2\text{-}4)$$

β：断層面のS 波速度(km/s)

$$S_a=\gamma_s S \quad \cdots\cdots (2\text{-}5)$$

$$\sigma_a=\gamma_\sigma\sigma \quad \cdots\cdots (2\text{-}6)$$

$$\sigma=(\sigma_a S_a+\sigma_b S_b)/S \quad \cdots\cdots (2\text{-}7)$$

$$A=(A_a^2+A_b^2)^{1/2} \quad \cdots\cdots (2\text{-}8)$$

$$S=S_a+S_b \quad \cdots\cdots (2\text{-}9)$$

となり、これらの式より

$$\sigma_a=[(1-\gamma_s)\gamma_\sigma/(1-\gamma_s\gamma_\sigma)]\sigma_b \quad \cdots\cdots (2\text{-}10)$$

$$\sigma_b=A[\gamma_s\{(1-\gamma_s)\gamma_\sigma/(1-\gamma_s\gamma_\sigma)\}^2+1-\gamma_s]^{-1/2}/[4(\pi S)^{1/2}\beta^2] \quad \cdots\cdots (2\text{-}11)$$

と表される。この結果、アスペリティの実効応力は10.6MPa、背景領域の実効応力は3.8MPa となった。

ケース２においては、まずケース１と同様な考え方でアスペリティ・背景領域の実効応力を推定し、その値を基にして、観測波形に可能な限り合わせるようにパラメータを修正した結果、第１アスペリティの実効応力は16.0MPa、第２アスペリティの実効応力は11.3MPa、背景領域の実効応力は0.9MPa となった。

e. すべり速度時間関数

すべり速度時間関数はケース１・２とも糸静中間報告で用いられた中村・宮武(2000)の方法で設定した。中村・宮武(2000)の近似式は、

$$dD(t)/dt=\begin{cases} 2Vm/td\cdot t(1-t/2td) & 0<t<tb \\ b/(t-\varepsilon)^{0.5} & tb<t<tr \\ c-ar(t-tr) & tr<t<ts \\ 0 & t<0 \text{ or } t>ts \end{cases} \quad \cdots\cdots (2\text{-}12)$$

ただし、

$$\varepsilon=(5tb-6td)/\{2(1-td/tb)\}$$

$$b=2Vm\cdot tb/td\cdot(tb-\varepsilon)^{0.5}\cdot(1-tb/2td)$$

c,ar：係数、 tr:(ts-tr)=2:1

で表され、この近似式を計算するためには、

- 最大すべり速度振幅Vm
- 最大すべり速度到達時間td
- すべり速度振幅が$1/t^{0.5}$に比例するKostrov 型関数に移行する時間tb
- ライズタイムtr

の４つのパラメータを与える必要があり、それぞれのパラメータの設定方法は以下の通りである。

- 最大すべり速度振幅Vm

$$Vm=\Delta\sigma\,(2\cdot fc\cdot w\cdot Vr)^{0.5}/\mu \quad \cdots\cdots (2\text{-}13)$$

fc：ローパスフィルタのコーナー周波数(fmax と同等)

w：断層幅

- 最大すべり速度到達時間td

$$f_{max} \fallingdotseq 1/(\pi \cdot t_d) \quad \cdots\cdots (2\text{-}14)$$

・ すべり速度振幅が$1/t^{0.5}$に比例するKostrov 型関数に移行する時間tb

(2-12)式で最終すべり量を与えることにより自動的に与えることができる。

・ ライズタイムtr

$$t_r \fallingdotseq w/(2 \cdot V_r) \quad \cdots\cdots (2\text{-}15)$$

このうち、すべり速度時間関数のパラメータであるライズタイムについては、ケース２において観測波形に合わせるために第１アスペリティ内での値を(2-15)式で推定される値から変更した。この結果、ライズタイムの値はケース１の第１アスペリティで1.7 秒、第２アスペリティで0.9 秒、背景領域で3.0 秒、ケース２の第１アスペリティで0.8 秒、第２アスペリティで1.2 秒、背景領域で3.0 秒となった。

f. fmax

fmax については震源に依存したものか、地点に依存したものか、十分に解明されていないが、ここでは、震源に依存したものと仮定している。そこで、鳥取県西部地震のfmax を試みに観測記録から特定しようとしたが、十分な結果が得られず特定には至らなかった。そのため、ケース１・２とも糸静中間報告で用いた兵庫県南部地震で解析された値6Hz（鶴来ほか, 1997）をそのまま利用した。

(c) その他の震源特性

鳥取県西部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式について以下説明する。

a. 破壊開始点の位置

破壊開始点の位置は、前提条件により既知として、ケース１では、関口・岩田（2000）のモデルを基に断層のほぼ中央部深さ約14km に設定した。ケース２では、観測波形にできるだけあわせるために破壊開始点の深さを約10km にやや浅く設定した。結果的に気象庁の震源位置（11km）にほぼ一致することになった。

b. 破壊伝播様式

破壊伝播様式は、ケース１・２とも破壊開始点から放射状に広がるように設定した。

c. 破壊伝播速度

破壊伝播速度（Vr）は、ケース１では下に示す糸静中間報告で用いられたGeller（1976）によるＳ波速度（Vs）との経験式より設定した。

$$V_r = 0.72 V_s \quad \cdots\cdots (2\text{-}16)$$

ケース２についてもケース１と同様にして設定を行ったが、観測波形に、できるだけ合わせるために第１アスペリティの破壊速度を変更した。この結果、ケース１、ケース２の第１アスペリティ以外の領域の破壊速度は2.3km/s、ケース２の第１アスペリティの破壊速度は3.15km/s となった。

(2) 地下構造モデルの設定

地下構造モデルを設定するにあたっては、震源断層を含む強震動計算領域において、地質構造に基づいて、地震波速度構造（Ｐ波速度、Ｓ波速度）、密度構造、減衰構造、層形状（層厚）を設定する必要がある。ただし、鳥取県西部地域周辺には、現段階において過去に地下構造調査が実施されたことがなかったため、下記に示す条件を基に地下構造モデルの設定を行った。

・震源断層を含む計算地点周辺は山地であり、堆積平野のような三次元構造を想定せずに一次元構造を仮定しても結果に大きくは影響しないと判断した。

・地震基盤(Vs=3km/s 相当層)より下の構造は、関口・岩田(2000)で解析に利用した京都大学防災研究所地震予知研究センター鳥取地震観測所の震源決定に用いられる構造（伊藤ほか, 1995）を利用した。
・地震基盤から地表までの速度構造は、計算地点におけるKiK-net 観測点のボーリングデータから設定を行った。ただし、ボーリングの最下層が地震基盤に完全には届いていないため、周辺のKiK-net 観測点のボーリングデータや最下層の速度と地震基盤の速度から、関数を仮定して補間する（渋谷ほか, 2000）ことにより設定した。
・地震基盤から地表までの密度構造は、KiK-net 観測点のボーリング情報にデータがないため、表層近い部分では周辺のK-NET 観測点のデータから推測した。その他の部分は、次式の示すＰ波速度Vp(m/s)と密度ρ(g/cm^3)の関係式(Gardner *et al.*, 1974)を基に設定を行った。

$$\rho=0.31Vp^{1/4} \quad \text{(2-17)}$$

・減衰構造を表すQ値は、1Hz以下の低周波成分では周波数に係わらず一定の値、1Hz以上の高周波成分では周波数依存するよう設定した。設定にあたっては、低周波成分はモデルやＳ波速度等を参照し、高周波成分は次式に示す近畿地方における観測結果(Petukhin *et al.*, 2001)を適用した。

$$Q(f)=86f^{0.82} \quad \text{(2-18)}$$

なお、Ｓ波速度が300m/s 以下の柔らかい層では、鳥取県西部地震で大きなひずみをうけることにより、非線形な挙動を起こしたことが確認され、それに対応するQ値が推定されている（永野ほか, 2001）ため、その値を利用した。

このようにして、設定した計算地点（日野、伯太、北房）の地下構造モデルを**表2.1.3-2**に示した。

(3) 強震動計算

強震動計算手法は、経験的手法、半経験的手法、理論的手法、ハイブリッド合成法の４つに大きく分類され、データの多寡・目的に応じて手法が選択されている（糸静中間報告参照）。ここでは、ケース１が糸静中間報告の手法をそのまま取り入れるケース、ケース２が観測記録をできるだけ再現するケースであることから、

ケース１ ―――――― ハイブリッド合成法（統計的グリーン関数法＋波数積分法）
ケース２ ―――――― 経験的グリーン関数法

を採用した。

ハイブリッド合成法の具体的な計算方法は統計的グリーン関数法が壇ほか(2000)の方法、波数積分法がHisada(1995)の方法を用い、接続周期１秒で合成している。一方、経験的グリーン関数法の具体的な方法はIrikura(1986)による震源スペクトルの相似則に従った合成方法を従い、用いる要素波形は、鳥取県西部地震の余震を利用して、観測点との位置関係（**図2.1.3-1**参照）から、

日野、北房 ――― 2000/10/17 22:17 に発生したM4.2 の余震
伯太 ――― 2000/10/7 06:22 に発生したM3.9 の余震

を使った（余震の震源のパラメータは**表2.1.3-3**参照）。

(4) 予測結果の検証

ここでの予測結果の検証は、試算した結果と計算地点における鳥取県西部地震の地中観測記録を比較することによって行った。その結果を下記のようにして出力した。

- 地震波形の比較図（**図2.1.3-3**）
- スペクトルの比較図（**図2.1.3-4**）
- 最大加速度、最大速度、計測震度（水平２成分のみ）比較一覧表（**表2.1.3-4**）

これらの図表を参照して、観測記録との違いを検討した。その結果、以下のことが明らかになった。

- 時刻歴波形については、ケース１ではいずれの地点も加速度波形、速度波形ともに観測記録

と整合していない。ケース２では加速度波形についてはあまり整合していないが、速度波形については位相がかなり合っている。

・スペクトルについては、ケース１では伯太での１秒以下、日野のEW 成分では概ね整合している。ケース２では、全般的に観測記録との整合の度合いがケース１より良くなり、ケース１でほとんど整合していない北房がケース２でかなり改善される。

・ 最大地動のうち、最大加速度についてはケース１・２とも概ね倍半分の範囲に入っているが、計算地点によっては約３倍、１／３になる場合もある。最大速度については、ケース１は最大加速度と同様なばらつきが見られるのに対し、ケース２ではすべての地点・成分において倍半分の範囲に入る。計測震度の違いは、ケース１・２とも最大で0.5 以内に収まっている。

2.1.4 強震動予測手法の妥当性検討と今後の課題

ここでは、前項で示されたケース１・２の試算結果の違いや観測記録の比較を基に、現状の強震動予測手法の妥当性やその基盤となる震源の特性化手法の有効性について考察した。その結果を以下にとりまとめた。

・ケース２の試算結果と観測記録の比較により、パラメータを的確に設定できれば、複雑な震源特性をアスペリティ領域と背景領域の２つの領域に単純化しても地震波形（速度波形）をある程度再現でき、震源の特性化手法の有効性が確認できた。

・ケース１の試算結果と観測記録の比較により、アスペリティの位置や破壊開始点の位置が概ね合っていれば、地点の位置にもよるが、現状の強震動予測手法においてスペクトルレベルではある程度観測記録を説明できることが確認できた。

・ケース１とケース２の試算結果の違いは、北房で特に大きい。北房は断層走向の延長線上に位置し、断層破壊の進行方向の影響が特に強い領域に当たる。したがって、震源特性によるパラメータの違いがこうした領域に敏感に影響を与えることを意味する。

以上の点から、現状の強震動予測手法の妥当性を概ね確認できたが、ここでの検討結果から、より精度を高めるにあたっての今後の課題をまとめると下記の通りである。

・再現期間の長い活断層を想定した強震動評価を行うには、地表の情報から破壊開始点、アスペリティの位置の推定する方法を確立することが望ましい。

・現状の強震動予測手法では、個々のアスペリティで応力降下量を一定と仮定しているが、地震や地域によっては応力降下量そのものの値や個々のアスペリティごとに変化することが予想される。したがって、地域ごとの中小地震の観測等のデータを解析して、事前に地域性を考慮できるようなデータベースを作成してくことが望まれる。

・現状の強震動予測手法では、破壊様式は断層面で破壊速度一定で破壊開始点から放射線状に広がるよう設定されている。しかしながら、実際には同じ断層面でも破壊速度や破壊伝播様式は変化しているものと想定される。したがって、破壊速度や破壊伝播様式について、強震動インバージョンの結果を収集して、何かのパラメータから拘束する条件を設定できるようになれば、より精度の高い強震動予測が期待できる。

表2.1.3-1　強震動試算に用いた鳥取県西部地震の震源特性のパラメーター覧

震源特性	断層パラメータ		ケース1 （糸静中間報告の手法を用いたケース）	ケース２ （観測記録をできるだけ説明可能なケース）
地震の規模	気象庁マグニチュード(M)7.3。			
巨視的震源特性	震源断層の位置		図2参照	同左
	走向		図2参照	同左
	傾斜角		90°	同左
	震源断層の長さ		27 km *1	同左
	震源断層幅		14 km	同左
	震源断層の面積		378 km^2 *2	同左
	震源断層の上端～下端深さ		2～16 km	同左
	地震モーメント		7.0E+18 N・m	9.6E+18 N・m
	平均すべり量		56 cm	77 cm
	加速度震源スペクトル短周期レベル		1.0E+19 $N \cdot m/s^2$	1.1E+19 $N \cdot m/s^2$
微視的震源特性	全アスペリティ	地震モーメント	3.1E+18 N・m	7.9E+18 N・m
		総面積	83 km^2	108 km^2
		平均すべり量	112 cm	221 cm
	第1アスペリティ	面積	60 km^2 *3	54 km^2 *4
		平均すべり量	125 cm	221 cm
		地震モーメント	2.5E+18 N・m	3.9E+18 N・m
		実効応力	10.6 MPa	16.0 MPa
		ライズタイム	1.7 sec	0.8 sec
	第2アスペリティ	面積	23 km^2 *5	54 km^2 *6
		平均すべり量	77 cm	221 cm
		地震モーメント	5.7E+17 N・m	3.9E+18 N・m
		実効応力	10.6 MPa	11.3 MPa
		ライズタイム	0.9 sec	1.2 sec
	背景領域	地震モーメント	3.9E+18 N・m	1.7E+18 N・m
		面積	295 km^2 *7	270 km^2 *8
		平均すべり量	40 cm	19 cm
		実効応力	3.8 MPa	0.9 MPa
		ライズタイム	3.0 sec	3.0 sec
	fmax		6 Hz	同左
その他の震源特性等	破壊開始点		図３参照（深さ約14km）	図３参照（深さ約10km）
	破壊伝播形式		放射状	同左
	破壊伝播速度		2.3 km/s	2.3 km/s （第1アスペリティのみ3.15）

※震源域のS波速度3.5km/s、剛性率は$3.3 \times 10^{10} N/m^2$

*1　実際の計算は26kmで行った。（計算では震源を2km×2kmのメッシュで分割したため、以下同様）
*2　実際の計算は26km×14kmの領域で行った。
*3　実際の計算は8km×8kmの領域で行った。
*4　実際の計算は8km×6kmの領域で行った。
*5　実際の計算は6km×4kmの領域で行った。
*6　実際の計算は8km×6kmの領域で行った。
*7　実際の計算は(26km×14km-8km×8km-6km×4km)の領域で行った。
*8　実際の計算は(26km×14km-8km×6km-8km×6km)の領域で行った。

表2.1.3-2　評価地点の１次元構造モデル

日野

層番号	密度 (g/cm^3)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	減衰特性 Qp	減衰特性Qs 理論的方法	減衰特性Qs 統計的グリーン関数法 or 増幅特性	層厚 (km)	
1	1.6	–	0.09	–	–	7.9	0.004	
2	1.6	–	0.06	–	–	7.9	0.007	
3	2.1	–	0.23	–	–	7.9	0.009	工学的基盤
4	2.2	2.10	0.56	100	50	周波数依存	0.022	
5	2.4	2.60	0.79	200	100	周波数依存	0.058	
6	2.6	3.70	1.20	400	200	周波数依存	0.080	
7	2.6	4.65	1.75	400	200	周波数依存	0.320	地震基盤
8	2.6	5.50	3.00	400	200	周波数依存	1.500	
9	2.7	6.05	3.50	550	270	周波数依存	14.000	
10	2.8	6.60	3.82	800	400	周波数依存	22.000	
11	3.1	8.00	4.62	1000	500	周波数依存		

伯太

層番号	密度 (g/cm^3)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	減衰特性 Qp	減衰特性Qs 理論的方法	減衰特性Qs 統計的グリーン関数法 or 増幅特性	層厚 (km)	
1	1.6	–	0.23	–	–	6.8	0.004	
2	2.0	–	0.16	–	–	6.8	0.007	工学的基盤
3	2.2	2.50	0.55	100	50	周波数依存	0.011	
4	2.4	3.70	1.20	100	50	周波数依存	0.020	
5	2.6	5.30	1.90	200	100	周波数依存	0.012	
6	2.6	5.30	2.80	300	150	周波数依存	0.446	地震基盤
7	2.6	5.50	3.00	400	200	周波数依存	1.500	
8	2.7	6.05	3.50	550	270	周波数依存	14.000	
9	2.8	6.60	3.82	800	400	周波数依存	22.000	
10	3.1	8.00	4.62	1000	500	周波数依存		

北房

層番号	密度 (g/cm^3)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	減衰特性 Qp	減衰特性Qs 理論的方法	減衰特性Qs 統計的グリーン関数法 or 増幅特性	層厚 (km)	
1	1.6	–	0.12	–	–	6.8	0.003	工学的基盤
2	2.1	2.25	1.20	200	100	周波数依存	0.007	
3	2.6	4.65	1.75	300	150	周波数依存	0.032	
4	2.6	4.65	2.25	300	150	周波数依存	0.558	地震基盤
5	2.6	5.50	3.00	400	200	周波数依存	1.500	
6	2.7	6.05	3.50	550	270	周波数依存	14.000	
7	2.8	6.60	3.82	800	400	周波数依存	22.000	
8	3.1	8.00	4.62	1000	500	周波数依存		

計算条件
1　ハイブリッド法の波形計算は工学的基盤面上で計算を行った。
2　工学的基盤面上から評価地点である地中観測点までの増幅特性の計算はSH波の重複反射理論で行い、工学的基盤より上の影響も考慮した。

表2.1.3-3　経験的グリーン関数法の計算に利用した余震のパラメーター覧

項目	日野、北房の計算に用いた余震	伯太の計算に用いた余震
発生日時	2000/10/17 22:17	2000/10/7 6:22
震央位置	35.388° N, 133.428° E	35.310° N, 133.323° E
震源深さ	12 km	12 km
マグニチュード(Mj)	4.2	3.9
地震モーメント	2.84×10^{15} N･m	5.44×10^{14} N･m
応力降下量	23 bar	32 bar

表2.1.3-4　最大地動等による地中観測点での試算結果と観測記録との比較一覧

地点	波形	成分	最大加速度 (gal)	最大速度 (kine)	計測震度
日野	観測記録	NS成分	316.40	49.41	5.3
		EW成分	472.74	16.26	
	ケース1 (糸静線中間報告の手法を用いたケース)	NS成分	560.01	25.69	5.7
		EW成分	562.67	28.71	
	ケース2 (観測記録をできるだけ説明可能なケース)	NS成分	1188.60	47.86	5.8
		EW成分	717.45	18.49	
伯太	観測記録	NS成分	173.41	19.56	4.7
		EW成分	145.80	24.29	
	ケース1 (糸静線中間報告の手法を用いたケース)	NS成分	126.28	8.78	4.5
		EW成分	125.59	8.25	
	ケース2 (観測記録をできるだけ説明可能なケース)	NS成分	214.33	18.56	4.7
		EW成分	146.55	13.56	
北房	観測記録	NS成分	64.76	8.25	4.2
		EW成分	114.50	12.72	
	ケース1 (糸静線中間報告の手法を用いたケース)	NS成分	34.12	4.20	3.7
		EW成分	34.90	5.19	
	ケース2 (観測記録をできるだけ説明可能なケース)	NS成分	101.45	5.93	4.0
		EW成分	103.10	8.43	

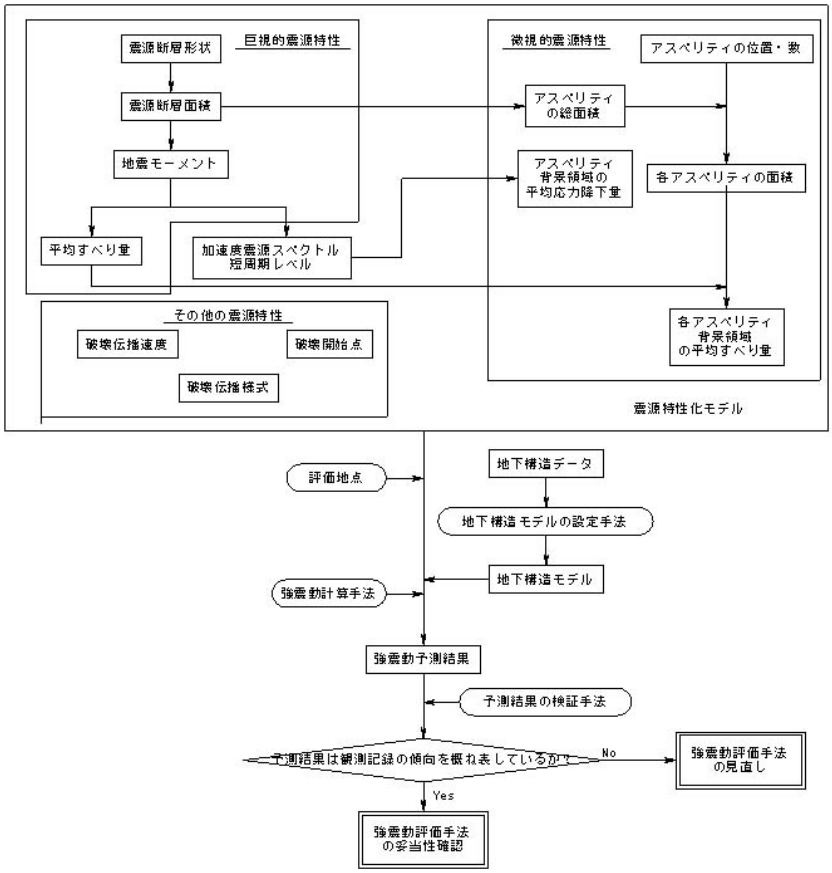


図2.1-1　鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証の流れ

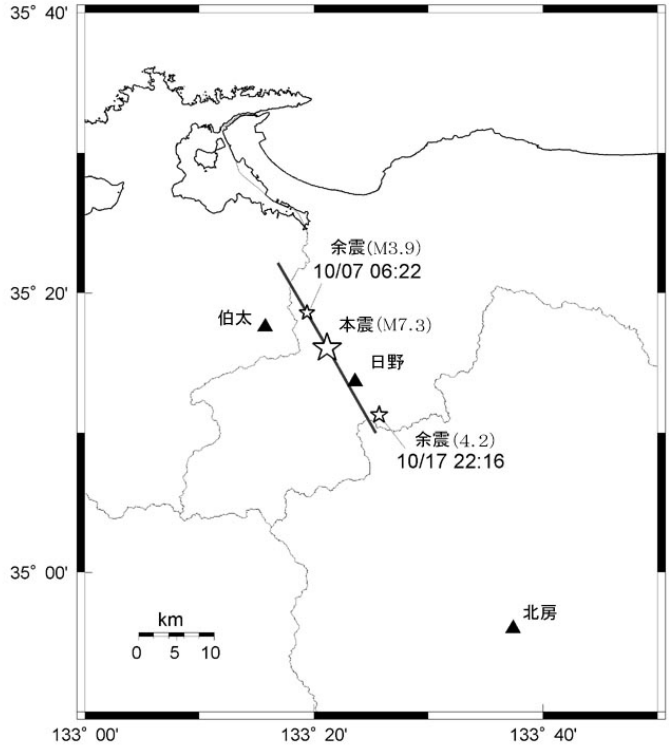


図2.1.3-1　鳥取県西部地震の震源断層（太線）と試算地点（▲）位置図

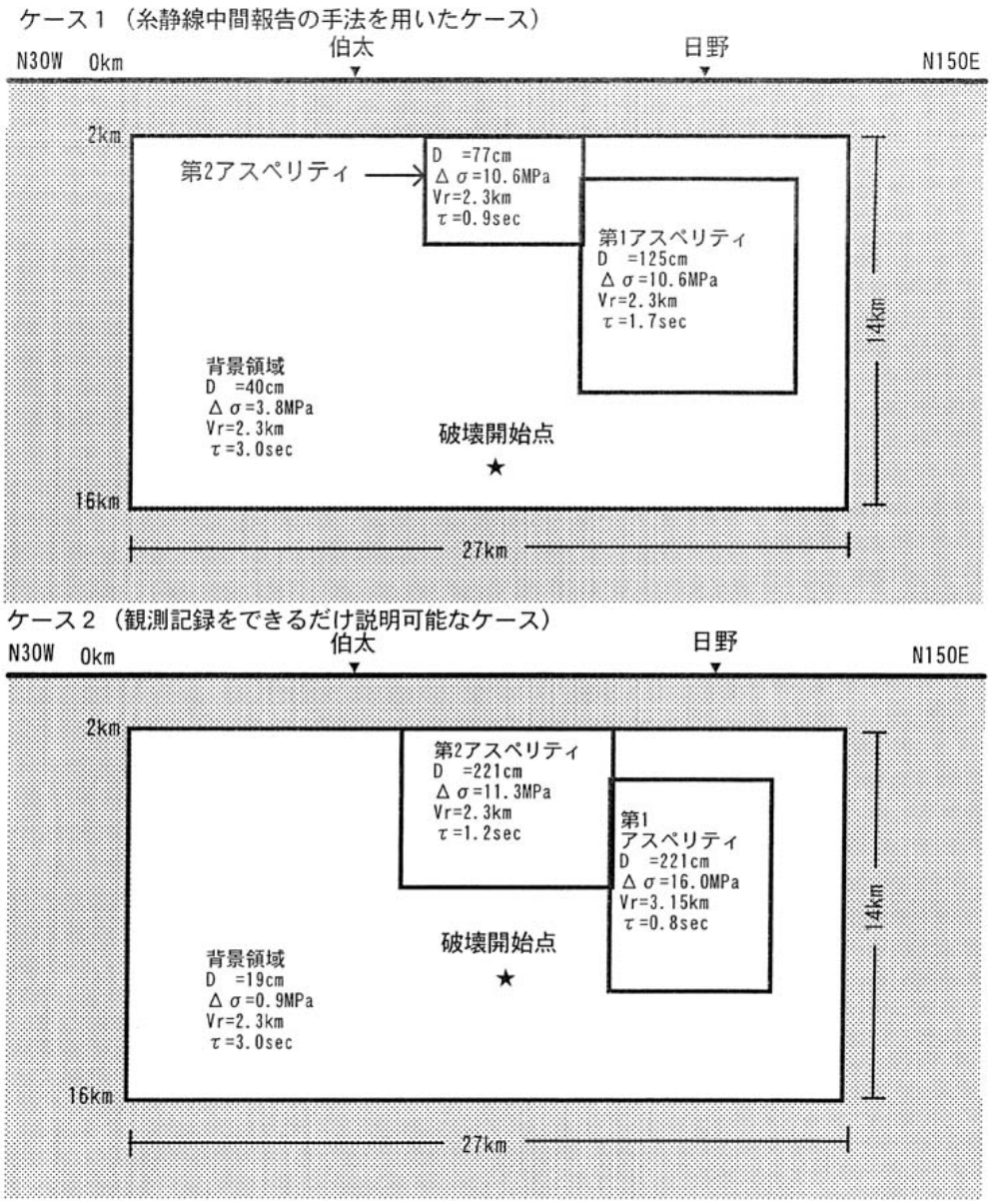


図2.1.3-2　鳥取県西部地震のアスペリティ位置図および主要なパラメータ

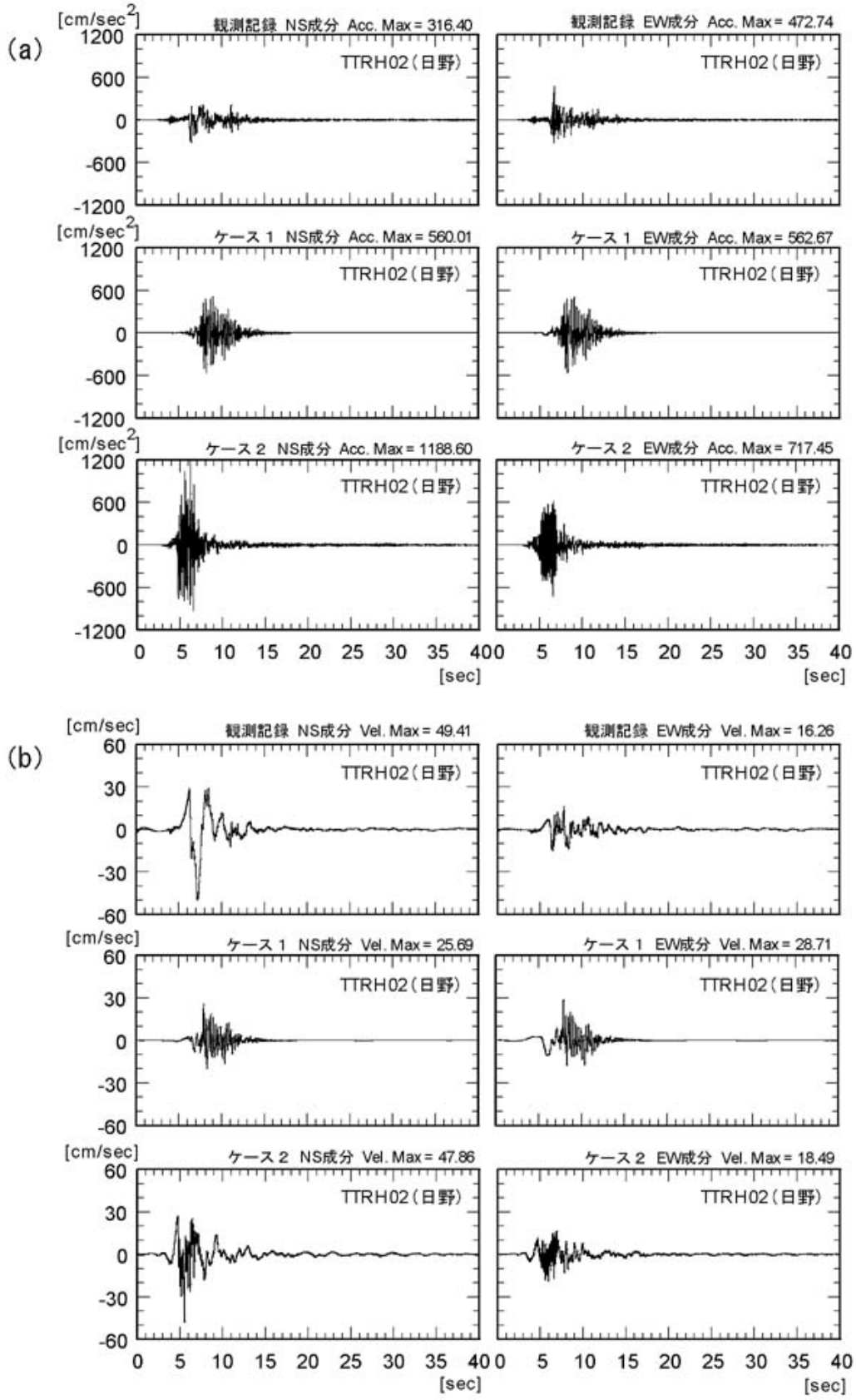


図2.1.3-3(1)　地中観測点における地震波形（観測波形、ケース１、ケース２）の比較
（日野観測点；（ａ）：加速度波形　（ｂ）：速度波形　）

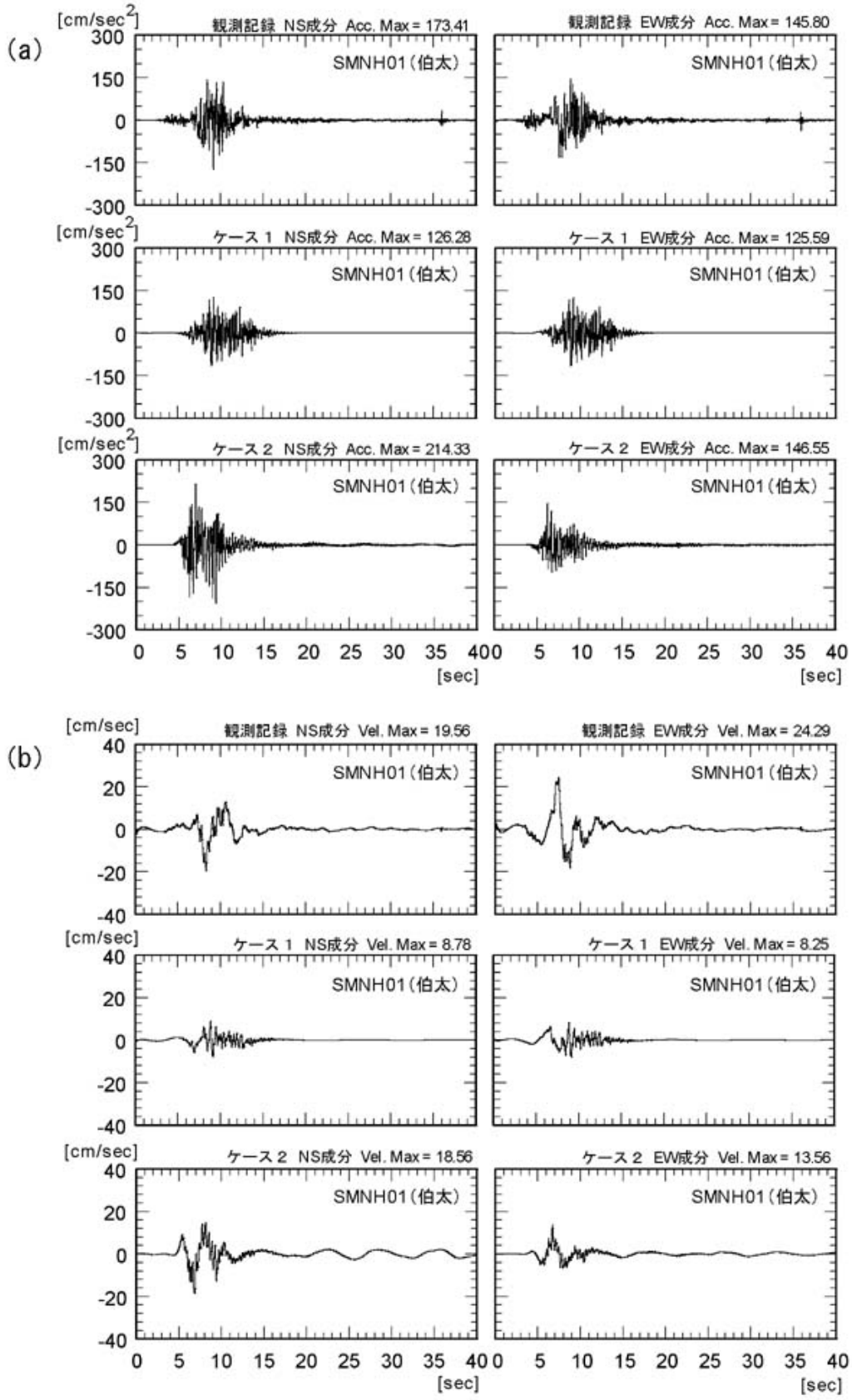


図2.1.3-3(2)　地中観測点における地震波形（観測波形、ケース１、ケース２）の比較
（伯太観測点；（ａ）：加速度波形　（ｂ）：速度波形　）

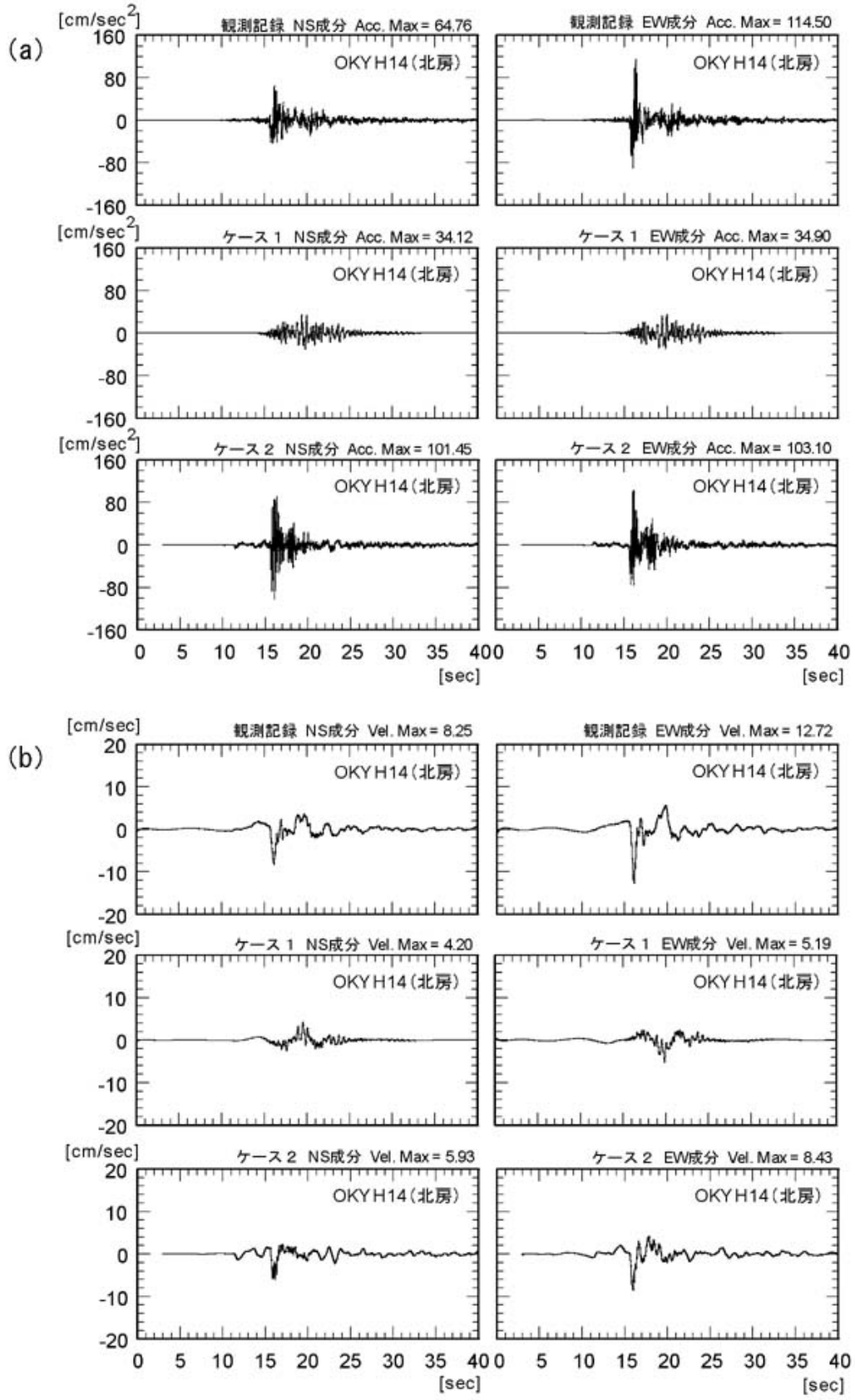


図2.1.3-3(3)　地中観測点における地震波形（観測波形、ケース１、ケース２）の比較
（北房観測点；（ａ）：加速度波形　（ｂ）：速度波形　）

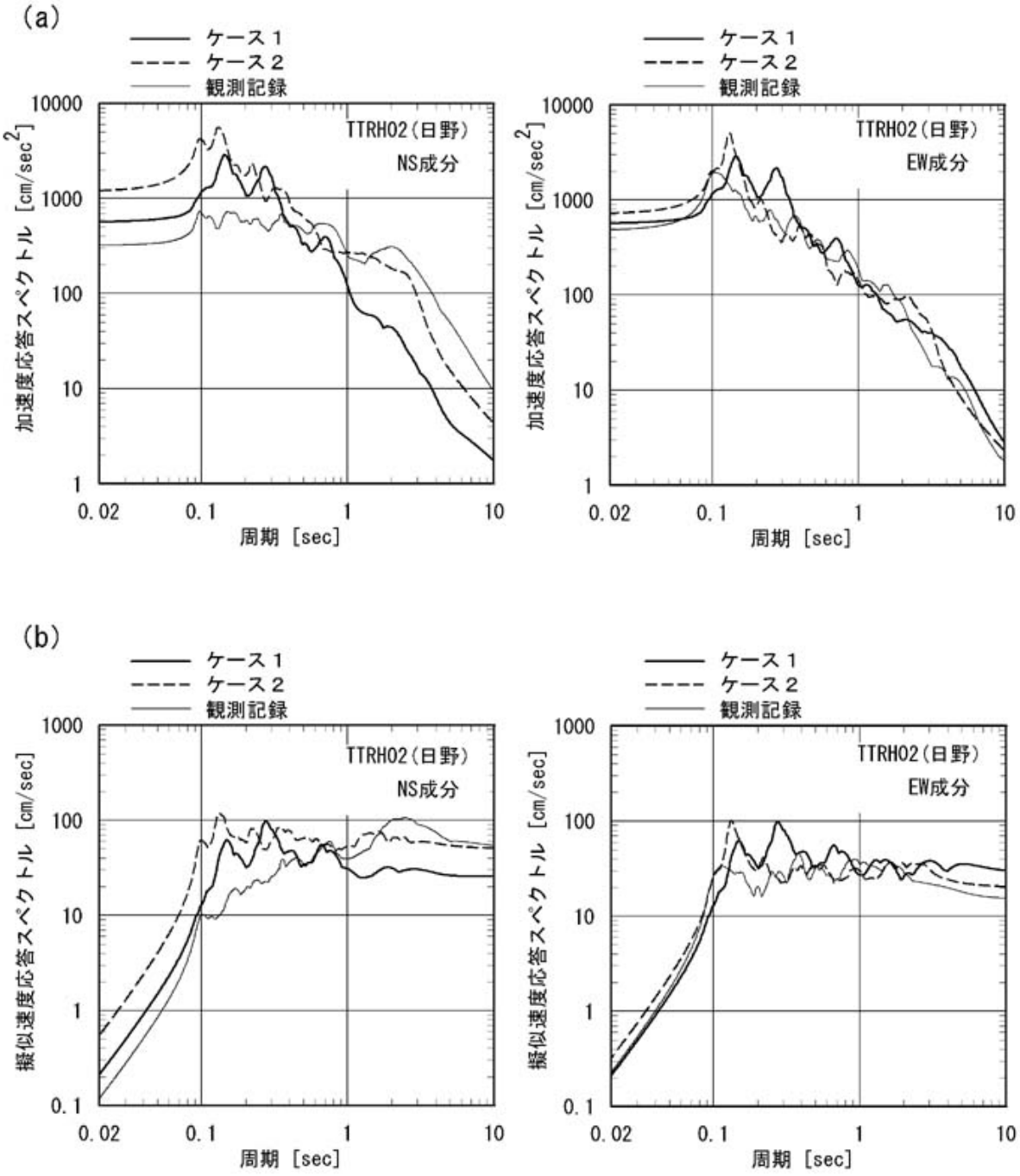


図2.1.3-4(1)　地中観測点におけるスペクトル（観測波形、ケース１、ケース２）の比較
（日野観測点；（ａ）：５%減衰加速度応答スペクトル、（ｂ）：５%減衰擬似速度応答スペクトル ）

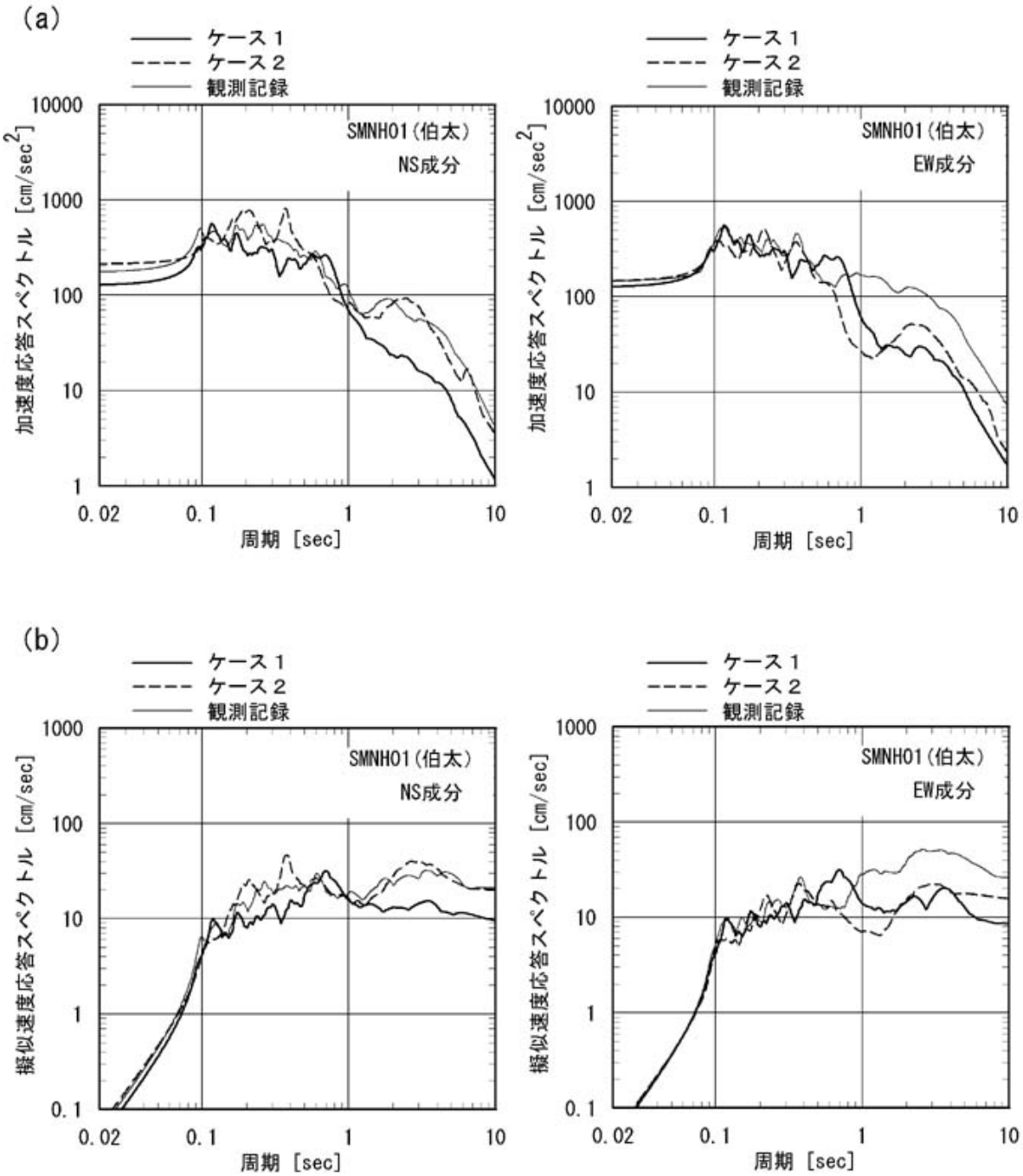


図2.1.3-4(2)　地中観測点におけるスペクトル（観測波形、ケース１、ケース２）の比較
（伯太観測点；（ａ）：５%減衰加速度応答スペクトル、（ｂ）：５%減衰擬似速度応答スペクトル ）

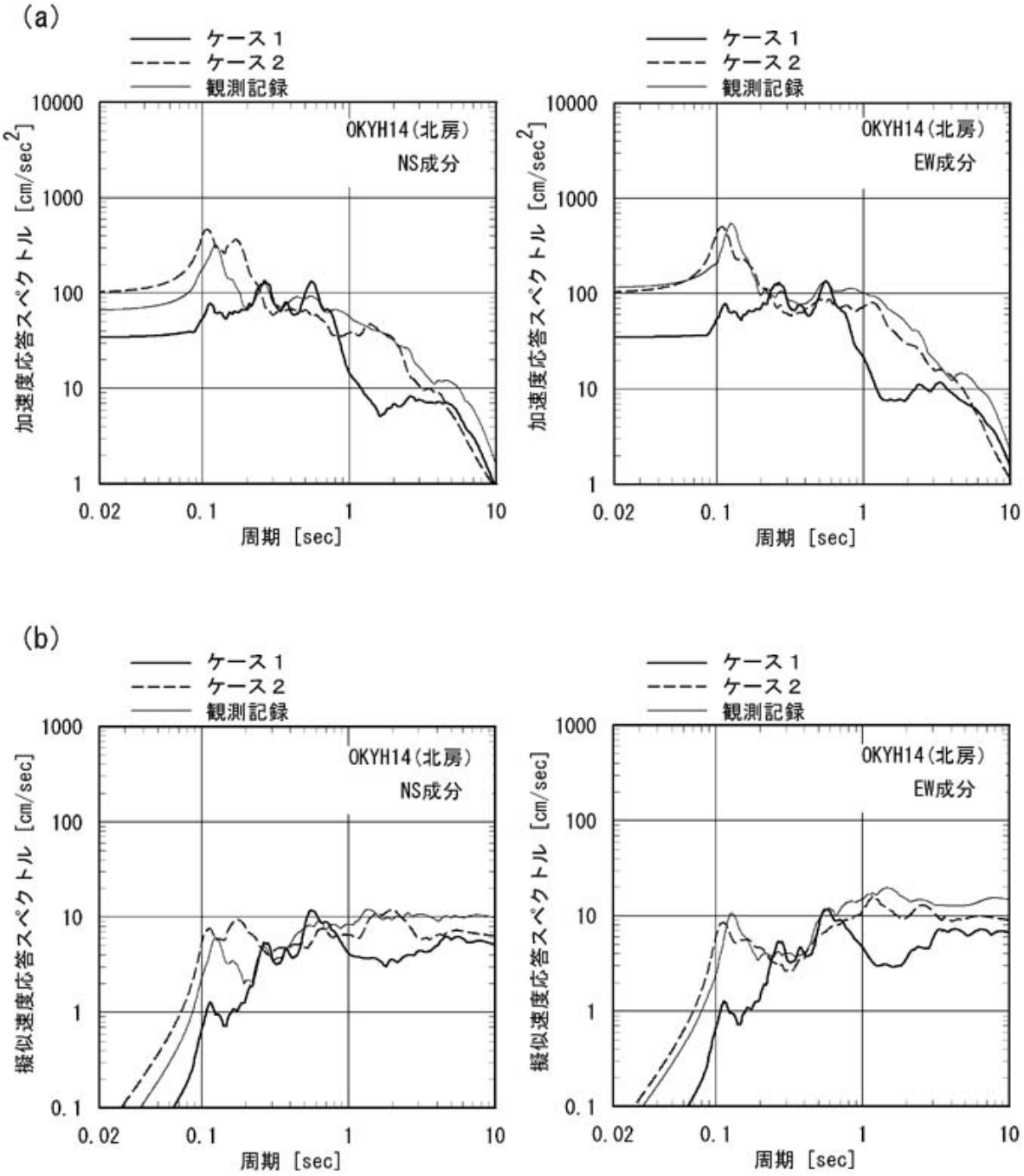


図2.1.3-4(3)　地中観測点におけるスペクトル（観測波形、ケース１、ケース２）の比較
（北房観測点；（ａ）：５%減衰加速度応答スペクトル　（ｂ）：５%減衰擬似速度応答スペクトル ）

2.2　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について

平成15年（2003年）十勝沖地震（M8.0）（以下、十勝沖地震と呼ぶ）では、北海道の十勝沖を震源とする地震が発生し、北海道、および東北地方の広域で大きな震度が観測された。最大震度は６弱を観測し、地震被害は十勝地方を中心に広範囲に及んだ。この地震では、阪神・淡路大震災（平成７年兵庫県南部地震）以降、整備・拡充されてきたK-NET、KiK-netに代表される強震動観測網において、貴重な観測記録が多数得られた。また、これまでに、余震観測や震源インバージョン解析結果により、同地震の震源特性が明らかにされてきている。十勝沖では、1952年にも同様の地震が発生しており、これらの調査結果や研究成果を総合的に判断することにより、同海域における地震発生のメカニズム等、今後の強震動予測に重要な知見も得られている。

ここでは、十勝沖地震の震源断層に関する研究成果に基づき、「レシピ」をそのまま適用して十勝沖地震のシミュレーション解析を行い、その結果を観測記録と比較する。その比較結果から、現在の「レシピ」の適用範囲や今後の課題について整理する。

2.2.1　十勝沖地震の強震動評価に関連する既往の調査研究

十勝沖地震の強震動評価に関する研究事例として、次のものが挙げられる。

Honda *et al*.（2004）、Koketsu *et al*.（2004）、Yagi, Y.（2004）、Yamanaka and Kikuchi（2003）は、遠地実体波等の地震観測記録や測地データに基づく震源インバージョン解析を実施している。いずれの研究においても、震源断層の深い領域と浅い領域で破壊伝播速度が異なることを指摘している。鈴木・岩田（2004）は、十勝沖地震の余震群についての震源モデルの推定を行っている。

Kamae and Kawabe(2004)は、余震観測記録を用いて経験的グリー関数法により、Yamanaka and Kikuchi (2003)による震源インバージョン結果を参考にして、特性化震源モデルの推定を試みている。渡辺ほか（2004）は、十勝沖地震の観測記録、および震源インバージョン結果を元に、破壊過程の複雑さの度合いが、長周期強震動予測結果に与える影響について検討している。青井ほか（2004）は、三次元有限差分法による地震波の伝播シミュレーションを実施し、理論的手法の適用性について検討している。

前田ほか（2004）は、十勝沖地震で観測された長周期地震動に着目し、地震波放射の方向性依存の観点から、その特性について分析している。吉田ほか（2004）、あるいは永野ほか（2004）は、石狩平野、あるいは苫小牧周辺で観測された長周期地震動の発生原因について、当該地域の地盤増幅特性の観点から検討している。

また、全体をまとめた報告書としては、平成15年科学技術振興調整費による「平成15年（2003年）十勝沖地震に関する緊急調査研究報告書」（平田編, 2004）があり、例えば、余震観測結果に基づく十勝沖のプレート等深線の検討等を実施している。

2.2.2　十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証の流れ

ここでは、十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証の概要として、検証全体の流れ、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。

(1)　検証全体の流れ

十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証についての全体の流れを以下に示す（**図2.2.2-1**参照）。

①　震源断層モデルは、十勝沖地震についての既往の研究成果を参照して設定した。

②　十勝沖地震で観測された波形データ等を参照し、フォワードモデリングにより微視的震源特

性を評価し、上記の震源断層モデルを修正した。

③ 北海道地方の三次元地下構造モデルは、主に、石油公団による基礎試錘、物理探査の資料（**表2.2.2-1**参照）、および同地域の地質構造図を利用して作成（山地部については風化帯も設定）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 上記のとおり設定した特性化震源モデルおよび三次元地下構造モデルを用いて、「詳細法」（統計的グリーン関数法、理論的手法（有限差分法）、ハイブリッド合成法；**2.2.5**参照）により強震動計算を行った。

⑤ ④の強震動計算結果と十勝沖地震の観測記録との比較を行った。

⑥ 「簡便法」(**2.2.5**参照)による強震動計算結果と観測記録との比較を行った。

(2) 強震動評価の対象とする震源域

十勝沖地震の強震動評価の対象とする震源域は、Honda *et al*.(2004)による震源断層モデルを基に設定した。

(3) 評価地点

本報告における「詳細法」、および「簡便法」による強震動の面的な評価範囲は以下のように設定した（**図2.2.2-2**参照）。

「詳細法」： 北緯 41° 30′ ～ 44° 00′ 、東経141° 00′ ～ 146° 00′
「簡便法」： 北緯 40° 00′ ～ 44° 30′ 、東経139° 30′ ～ 146° 00′

強震動評価においては、それぞれの評価範囲を約１㎞四方の領域に分割し、各領域の中心点で評価する。

また、地表における地震波形や計測震度等、観測記録と予測結果との比較を行う評価地点は、防災科学技術研究所（K-NET、KiK-net）、気象庁、および北海道開発土木研究所（WISE）の各観測点とした。

(4) 評価項目

本報告における、「詳細法」、および「簡便法」による強震動の評価項目は下記のとおりとする。

「詳細法」
- 「詳細法工学的基盤」（**2.2.4**参照）上の最大速度
- 地表の時刻歴波形、および擬似速度応答スペクトル
- 地表の計測震度、および最大速度

「簡便法」
- 地表の計測震度

本報告では、時刻歴波形や擬似速度応答スペクトルの比較については、**図2.2.2-3**に示したK-NET、KiK-net観測点での結果を示す。

2.2.3 十勝沖地震の震源特性の設定

十勝沖地震の震源特性の設定内容について、震源断層パラメータごとに説明する。**表2.2.3-1**に震

源断層パラメータを、**図2.2.2-3**に設定した震源断層、アスペリティ、破壊開始点の位置を示す。

(1) 巨視的震源特性

(a) 地震モーメント、モーメントマグニチュード

地震モーメントM_0(N･m=10^7 dyn･cm）は、十勝沖地震に対して、遠地実体波の解析によって推定されているYamanaka and Kikuchi(2003)による値を用いた。なお、この地震モーメントより、モーメントマグニチュードMwは、以下の定義式によれば8.0となる。

$$\log M_o = 1.5Mw + 9.1 \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (2\text{-}19)$$

(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、既往の研究成果に基づいて下記のようにして設定した。

① 震源の位置、形状については、Honda *et al.*（2004)による十勝沖地震におけるすべり量分布のインバージョンで用いられた震源断層モデルを参照して設定した。この震源断層モデルに用いた太平洋プレートの等深線は、「千島海溝沿いの地震活動の長期評価」(地震調査委員会, 2003c、以下、「長期評価」と呼ぶ)によるものとほぼ整合している。

② 震源断層の面積Sは、想定されている地震モーメントM_0 および震源断層全体の平均応力降下量$\Delta\sigma$（3.0MPa）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。

③ 傾斜角、走行、すべり角については、Honda *et al.*（2004)と同様とした。

(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、および震源断層の面積Sを用いて推定した[レシピ(1-5)式参照]。

(2) 微視的震源特性

十勝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・応力降下量・実効応力、背景領域の平均すべり量・実効応力などの設定について以下に説明する。

(a) 短周期レベルA

短周期レベルA（N・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、十勝沖地震の観測記録から推定された値を用いた。ここで用いた短周期レベルは、これまでに十勝沖で発生した地震に対して推定された値（森川・藤原, 2003）と同程度である。また、**図2.2.3-1**に示すように、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は、壇ほか(2001)の経験式と比べると2.0倍程度となっている。

(b) アスペリティの数・位置・面積・応力降下量

アスペリティの数、位置、面積、応力降下量は、既往の文献を参考に設定し、計算波形が、十勝沖地震の観測波形と調和的となるように一部修正を加えた。アスペリティの数は、Yamanaka and Kikuchi(2003)、Honda *et al.*(2004)、Koketsu *et al.*（2004）、Yagi(2004)による震源インバージョン解析結果を参考に３個とした。位置は、震源インバージョン解析結果のすべり量分布を参考に、十勝沖地震の観測波形になるべく調和的となるように経験的グリーン関数法（2.2.5参照）を用いたフォワードモデリングを行った結果、破壊開始点付近（第１アスペリティ）、えりも岬の東側（第２アスペリティ）、震源断層モデルの北端付近（第３アスペリティ）に設定した。（**図2.2.2-3**参照）。

アスペリティの総面積は、上記で推定した短周期レベルAとレシピ(1-7)～(1-9)式より算定した。これより、アスペリティの総面積と巨視的断層面積との比は約0.08となる[10]。また、各アスペリティの面積は、経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングの結果から、１（第１アスペリティ）：２（第２アスペリティ）：１（第３アスペリティ）とした。

アスペリティの応力降下量については、レシピ（1-15-2）式より算定した。また、アスペリティの実効応力は、応力降下量と等しいとして取り扱った。

(c) アスペリティの平均すべり量Da

アスペリティ全体の平均すべり量Daは、最近の海溝型地震の解析結果を整理した結果（Somerville *et al.*, 1999；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、約５mとした。一方、既往の研究によると、十勝沖地震のすべり量分布では、最大すべり量が約５～７mの範囲で推定されている。上記で算出されたアスペリティの平均すべり量は、この研究結果とほぼ同程度の評価となっている。

各アスペリティの平均すべり量Daiについては、レシピ（1-14）式より算定した。

(d) 背景領域のすべり量および実効応力

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。

(e) fmax [11]

fmax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]。

(3) その他の震源特性

十勝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に説明する。

(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、気象庁による十勝沖地震の震央位置に設定した(**図2.2.2-3**参照)。

(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）に進行するものとした。

(c) 破壊伝播速度Vr

震源域の平均的なＳ波速度Vsをもとに、レシピ（1-23）式より設定した。

---

[10] 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%の値を採用したが、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003c)では、1978年宮城県沖地震の観測記録を用いた推定結果を用いて、約9%とした。本報告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、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」で採用した値とほぼ等しい。

[11] 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側において急減し始める周波数。

(4) 強震動予測に用いる震源断層モデル

十勝沖地震の強震動予測に用いる震源断層モデルは、震源断層の長さを90km、幅を100kmとした。また、「詳細法」では、これを10km×10kmの要素に分割して計算を実施した（**図2.2.2-3**参照）。

2.2.4 地下構造モデルの設定

十勝沖地震の強震動予測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」[12]と呼んでいる。これらの具体的な設定方法については、「**(2) 「深い地盤構造」**」において説明する。

(1) 上部マントルから地震基盤までの大構造（伝播経路）

Iwasaki *et al.*（1991）による十勝沖などを対象とした速度構造断面を参照して、速度構造モデルの設定を行った（**図2.2.4-1**参照）。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、森川・藤原(2003)によって十勝地方の観測記録から推定された周波数依存のQ値を利用した。

$$Q=100f^{1.0} \quad (f \geqq 1.0\text{Hz}) \quad \cdots\cdots (2\text{-}20)$$
$$Q=100 \quad (f<1.0\text{Hz})$$

ここで、f : 周波数(Hz)

(2) 「深い地盤構造」（地震基盤～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」のデータがある程度揃っている場合」に相当するものとして、次の手順に従って設定を行った。

① 石油公団による基礎試錘、および反射法地震探査結果、微動アレイ探査結果、札幌市による深部地下構造調査結果、およびK-NET、KiK-netのＰＳ検層結果等を収集・整理した（**表2.2.2-1、図2.2.4-2**参照）。

② これらの資料のうち、石油公団による反射法地震探査と基礎試錘の結果を元に、微動アレイ探査結果や屈折法探査結果も参考にして、速度層区分を検討するとともに、Ｐ波速度の等深線図を作成した。

③ 反射法地震探査が行われていない地域や、地震基盤までのデータが得られていない地域については、地質情報を参考に補完した。これより、三次元地下構造モデルをVp=2.1km/s、Vp=2.5km/s、Vp=3.3km/s、Vp=4.0km/s、Vp=5.5km/sの５層構造として作成した。

④ ③で得られた三次元地下構造モデルのＰ波速度から、Vp=2.1km/s、Vp=2.5km/s、Vp=3.3km/sの層については、K-NET、KiK-netのＰＳ検層結果に基づいたＰ波速度とＳ波速度の関係式を用い、Vp=4.0km/s、Vp=5.5km/sの層については、微動アレイ探査結果を用いて、それぞれＳ波

[12] 「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。

速度を推定し、Vs=700m/s、Vs=1.1km/s、Vs=1.7km/s、Vs=2.2km/s、Vs=3.2km/sとした。また、Ludwig *et al.*（1970）に基づき密度を推定した（**表2.2.4-1**参照）。

⑤ さらに、工学的基盤を設定するために、北海道地域のボーリングデータを収集した。

⑥ このデータから、N値が50以上となる深さを工学的基盤上面と定義して、K-NETのデータからN値50以上が連続して確認された区間を抽出し、工学的基盤のP波速度、S波速度をこれらの区間の平均値として、それぞれ、Vp=1.8km/s 、Vs=480m/sに設定した。また、密度については、Ludwig *et al.*（1970）に基づき、1.9g/cm^{3}と推定した。

⑦ 基盤岩が露頭した山地部に対しては、上記で示した三次元地下構造モデルの速度層構造に対応して、風化帯を**表2.2.4-2**のように設定した。

本報告では、この三次元地下構造モデルにおいて、Vs=3.2km/s層（Vp=5.5km/s）を地震基盤、Vs=480m/s層（Vp=1.8km/s）を「詳細法工学的基盤」と定義した。

以上の手順により得られた三次元地下構造モデルを**図2.2.4-3**に示している。これらの結果から、石狩平野から勇払平野、さらにその南方の海域に至る領域、十勝平野からその南方の海域に至る領域、および根釧台地の中部から北部で地震基盤が深くなっている。また、石狩川沿いや苫小牧市周辺の海域、釧路平野等で「詳細法工学的基盤」（Vs=480m/s）の深い地域が見られる。

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。

(3) 「浅い地盤構造」（工学的基盤～地表）

「浅い地盤構造」は、「詳細法」における面的な評価においては、「詳細法工学的基盤」（Vs=480m/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（藤本・翠川，2003）を用い、約1km四方の領域ごとに「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率を算定した［レシピ(1-25)～(1-26)式参照］。**図2.2.4-4**に示した「詳細法工学的基盤」から地表までの最大速度の増幅率の分布図より、石狩平野、勇払平野、十勝川河口付近、さらに釧路平野周辺等で増幅率の高い地域が見られる。

「詳細法」のうち、統計的グリーン関数法によって、K-NET、KiK-net観測点の地表における時刻歴波形を算定する場合[13]には、各観測点で得られている速度層構造を一次元地下構造モデルとして用いる（**図2.2.4-5**参照）。密度が得られていない観測点については、Ludwig *et al.*（1970）に基づきS波速度から推定した。

2.2.5 強震動計算

本報告では、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を用いて、「詳細法」により、地表の時刻歴波形、震度分布を計算するとともに、「簡便法」により地表の震度分布を計算する。以下に、「詳細法」、および「簡便法」の概要について示す。

[13] 理論的手法では、「詳細法工学的基盤」（Vs=480m/s）より上位の「浅い地盤構造」については、対象領域内のほとんどで層厚が100mに満たないことより、長周期成分の計算結果には影響を及ぼさないと考えられるため、評価の際には「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形をそのまま用いることとし、一次元地下構造モデルは作成しない。

(1) 「詳細法」

(a) 三次元地下構造モデル上面における波形計算

2.2.4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、「詳細法工学的基盤」（Vs=480m/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。

① 地震基盤における統計的グリーン関数の作成
仙台地域で観測された主に海溝型地震の記録から推定したスペクトルモデル（佐藤ほか, 1994b）と経時特性モデル（佐藤ほか, 1994a）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。

② 「詳細法工学的基盤」（Vs=480m/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下構造モデルから、各計算ポイントで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「詳細法工学的基盤」（Vs=480m/s層）上面での統計的グリーン関数を計算した。

③ 「詳細法工学的基盤」（Vs=480m/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
「詳細法工学的基盤」（Vs=480m/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。

また、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 で除した0.445をFとして採用した。

時刻歴波形は、詳細法評価範囲を約1km四方の領域に分割し、それぞれの中心点で算定した。

(b) 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、評価地域全体の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、（ボーリング情報のある地点を除き）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(480m/s)、および2.2.4で述べた地下構造モデルのうちの「浅い地盤構造」で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率を藤本・翠川（2003）より求めた。次に、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乗じることによって、地表における最大速度を求めた。ただし、藤本・翠川（2003）は、Vs=600m/sに対する増幅率として定義されているが、本検討での「詳細法工学的基盤」は、Vs=480m/sの層としている。そこで、松岡・翠川（1994）による基準地盤（平均S波速度がVs=600m/s程度）からVs=480m/sまでの増幅率（=1.16）で、藤本・翠川（2003）によるVs=600m/sの層から地表までの増幅率を除した値を、「詳細法工学的基盤」(Vs=480m/s)における最大速度に乗じることによって算定した。

一方、K-NET、KiK-net観測点の地表における時刻歴波形を求める場合には、地震基盤から地表までの一次元地下構造モデルを作成し、これを用いて地表における統計的グリーン関数を作成した後、壇・佐藤(1998)の半経験的波形合成法により地表面上で波形合成を行った。一次元地下構造モデルは、「深い地盤構造」については、三次元地下構造モデルから各評価地点に最も近い領域の一次元

地下構造モデルを作成し、これと「浅い地盤構造」における一次元地下構造モデルとを組み合わせて作成した。計算波形から算定される最大速度は、水平方向2成分をベクトル合成した波形の最大値とした。

(c) 地表における計測震度の計算

計算された地表の最大速度より、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。

$$I=2.68+1.72\log PGV\pm0.21 \quad (I=4\sim7) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (2\text{-}21)$$

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。

なお、K-NET、KiK-net観測点の地表における時刻歴波形を求める場合には、気象庁（1996）に基づき、計算波形から直接計測震度を求めた。この際、上下成分は0とした。

(2) 「簡便法」

(a) 工学的基盤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。

$$\log PGV = 0.58Mw+0.0038D-1.29+d-\log(X+0.0028\times10^{0.50Mw}) - 0.002X \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (2\text{-}22)$$

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)

本検討では、北日本特有の減衰特性を反映させるために、森川ほか（2003）の方法に準じた補正項をV_1、V_2を導入する。補正項V_1はやや深発地震などで観測される異常震域を表現するための係数、補正項V_2は、司・翠川（1999）の距離減衰式を断層最短距離300km以遠まで拡張するための係数であり、それぞれ次式で与えられる。

$$\log V_1 = (-4.0\times10^{-5}\times R_{tr}+9.9\times10^{-3})\cdot(D-30) \ (D>30km) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (2\text{-}23)$$

$$V_2 = \max\{1.0, (R/300)^{2.064}\times10^{-0.012}\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (2\text{-}24)$$

R_{tr}:海溝軸から観測点までの距離(km)
R:震源距離(km)　（震源断層の中心を基準とする）
D:震源深さ(km)　（震源断層の中心を基準とする）

補正は、司・翠川（1999）の距離減衰式（（2-22）式）にV_1、V_2を乗じて行う。

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、2.2.4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、2.2.5(1)**「詳細法」**での地表における計測震度の求め方と同じ方法を用いた。

(3) それぞれの手法の特徴

以下にそれぞれの特徴をまとめる。

「詳細法」の特徴

- 2.2.3(2)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モデルに対する地震動を評価することができる。
- 2.2.4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。
- 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。

2.2.6 強震動予測結果とその検証

「詳細法」、「簡便法」による強震動予測結果と観測記録との比較を行うことにより、レシピの適用範囲と課題について考察する。

(1) 「詳細法」による強震動予測手法の検証

ここでは、「詳細法」による強震動予測手法の検証のため、下記の項目に対して検討を行った。

- 統計的グリーン関数法、理論的手法（有限差分法）による計算結果と観測記録との比較
- ハイブリッド合成法による計算結果と観測記録との比較（地表における波形の比較）
- ハイブリッド合成法による計算結果と観測記録との比較（地表における最大速度分布、計測震度分布の比較）

強震動予測結果の比較対象としては、防災科学技術研究所（K-NET、KiK-net）、気象庁、および北海道開発土木研究所（WISE）で得られた観測記録を用いた。

以下、それぞれの項目について述べる。

(a) 統計的グリーン関数法、理論的手法（有限差分法）による計算結果と観測記録との比較

ここでは、統計的グリーン関数法、理論的手法（有限差分法）の適用性について検討する。

図2.2.6-1(1)は、厚い堆積地盤上に位置する観測点(HKD129)における、統計的グリーン関数法 、理論的手法による計算結果と観測記録の比較である。これらより、統計的グリーン関数法では、計算結果が過小評価となっているが、理論的手法では改善されていることがわかる。これは、理論的手法では、精度的はやや問題が残るものの、勇払平野周辺における厚い堆積層の影響が三次元地下

構造モデルとして考慮されていることによる。また、**図2.2.6-2**の(a)に、地表における最大速度分布の観測記録（上図、□：気象庁、○：KiK-netとK-NET、△：WISE）と統計的グリーン関数法による計算結果（下図）とを比較して示す。観測記録に基づく最大速度分布のコンター図（上図）は、地表の観測記録（最大速度）を藤本・翠川（2003）による「詳細法工学的基盤」から地表までの最大速度の増幅率で除して「詳細法工学的基盤」上の最大速度に換算した上で、「詳細法工学的基盤」上でコンターを作成した後、このコンターに最大速度の増幅率を再度乗じることよって作成している。この結果から、両者は概ね対応しているように見える。ただし、石狩平野や勇払平野の堆積層が厚く分布している地域では、特に地震動の長周期成分に影響する地下構造の三次元的な震動特性が考慮されていないため、統計的グリーン関数法の結果が過小評価となっている。

図2.2.6-1(2)は、理論的手法 による計算結果と観測点（HKD077、HKD112）における観測記録との比較（波形とフーリエスペクトル）である。観測波形には、5秒～25秒のバンドパスフィルターを施している。これは、本地震の震源インバージョン解析での対象周期帯域と対応する。これより、５秒以上では両者は良く対応しており、理論的手法によって観測記録を概ね再現できることがわかる。また、**図2.2.6-2**の(b)に、地表における最大速度分布の、観測記録（上図、□：気象庁、○：KiK-netとK-NET、△：WISE）と理論的手法（有限差分法）による計算結果（下図）とを比較して示す。最大速度は、ともに、5秒～25秒のバンドパスフィルターを通した波形の最大値を示している。この結果から、長周期成分だけの評価ではあるが、統計的グリーン関数法では過小評価となっていた石狩平野や勇払平野周辺の予測精度が向上していることがわかる。なお、5秒よりも短周期側については、理論的手法の適用性に関する検討の対象外とする。

以上の結果から、本地震の震源インバージョン解析での対象周期帯域に相当する周期5秒以上の周期帯域では、理論的手法により観測記録を概ね再現できることがわかった。ただし、5秒よりも短周期側では、三次元地下構造モデルの精度の問題等により、まだ十分に観測記録を再現できず、過小評価となる傾向が見られた。

(b) ハイブリッド合成法による計算結果と観測記録との比較（地表における波形）

図2.2.6-3(1)～図2.2.6-3(4)は、ハイブリッド合成法 により得られた地表における波形と減衰5％の擬似速度応答スペクトルの観測記録との比較結果である。ここでは、「浅い地盤構造」は線形の一次元地下構造モデルとして取り扱っている。また、先の検討結果を参考に、接続周期は5秒としている。すなわち、周期5秒程度よりも長周期側の地震動計算には理論的手法、周期5秒程度よりも短周期側の地震動計算には統計グリーン関数法を用いている。

図2.2.6-3(1)は、震源域に近い十勝地方、釧路地方の観測点（HDKH05、TKCH11、HKD087、KSRH09）での比較結果である。波形の振幅値や擬似速度応答スペクトルの形状は、観測記録の傾向を概ね再現できている。

図2.2.6-3(2)は、**図2.2.6-3(1)**と同様に震源域に近い十勝地方、釧路地方の観測点（TKCH05、TKCH07、TKCH08、KSRH09）での比較結果である。計算波形から得られた擬似速度応答スペクトル形状は、観測記録によるスペクトル形状から全体的に短周期側にずれているように見える。これに伴って、計算波形から得られた擬似速度応答スペクトルの短周期成分が過大評価となっている。これは、今回の検討では考慮していない「浅い地盤構造」による非線形性の影響と考えられる。**図2.2.6-4**は、**図2.2.6-3(2)**に示したKiK-net観測点における観測記録の地中に対する地表のスペクトル比を示している。赤線は十勝沖地震の本震記録、黒線は、十勝沖地震の震源域で発生したその他の地震（マグニチュードは5.0～7.1、地表の最大加速度で100cm/s^{2}未満）の観測記録の結果である。いずれの結果を見ても、十勝沖地震の本震の場合には、その他の地震記録に比べて、スペクトル比のピークが低振動数側（長周期側）に移動していることより、少なくとも地中の観測点から地表までの地盤において、地盤が軟化したことが推察できる。**図2.2.6-5**は、**表2.2.6-1**に示した各観測点の地盤データから作成した地盤モデルを用いて、観測波を入力地震波とした応答解析を実施した場合

の入力波形と地表の応答波形のスペクトル比を示している。結果は、地盤が線形（黒色）の場合と等価線形の場合（赤色）で比較している。地盤の履歴特性は、今津・福武(1986)に基づいて設定している。これらの結果から、KSRH09を除いて一次の卓越周期には大きな変化はないが、振幅値がやや小さくなっている。また、高次の卓越周期については、長周期化し、振幅値も小さくなっており、地盤の非線形化の影響が現れている。KSRH09では、これらの傾向に加えて、一次の卓越周期についても、長周期化の傾向が強く現れている。以上の検討結果は、**図2.2.6-4**に示した結果と調和的である。

以上の結果から、「浅い地盤構造」の非線形性を考慮することにより、少なくとも短周期側の予測精度が向上することが期待できる。

図2.2.6-3(3)は、石狩平野、勇払平野の大規模な堆積平野内の観測点（HKD129、HKD182、HKD185、HDKH06）における比較である。これより、計算結果は、周期1秒前後の成分が過小評価であることがわかる。また、HKD185、HDKH06では、計算結果は観測記録と大きく異なっている。HKD185は勇払平野の西縁、HDKH06は日高山脈西部における地震基盤が急激に深くなる境界付近に位置している。これらの相違は、平野や盆地と山地部との境界付近の三次元地下構造モデルの精度を向上させることにより改善されることが期待される。

図2.2.6-3(4)は、火山フロントの両側にある観測点（HKD033、HKD037、HDKH02、HKD038）の比較である。火山フロントより北側の観測点（HKD033 、HKD037）では、短周期側（約1秒以下、日高地方の観測点（HDKH02）では周期約0.5秒以下）の成分が過大評価となっていることがわかる。これは、「浅い地盤構造」の非線形性の影響や、現在の三次元地下構造モデルでは考慮されていない地震波の伝播経路に依存した地域的な減衰特性の違いによるものと考えられる[14]。なお、HDKH02では周期1秒前後、HKD038では周期0.6秒前後のピークが観測記録には見られるが、計算波形では表現できていない。これは、HDKH02は、HDKH06と同様に日高山脈西部における地震基盤が急激に深くなる境界付近、また、HKD038は山脈に囲まれた「富良野盆地」の南端付近に位置しており、三次元地下構造モデルの精度が不十分であったためと考えられる。**図2.2.6-6**は、**図2.2.6-3(4)**に示した観測点に対して、減衰特性を変更した場合の計算波形や擬似速度応答スペクトルの観測記録との比較結果である。ここでは、(2-20)式の代わりに火山フロントよりも北側で設定する減衰特性を、中村・植竹(2002)によって推定された三次元Q構造（**図2.2.6-7**参照）を参考に下式で与えている。

$$Q=100f^{0.5} \quad (f \geqq 1.0\mathrm{Hz}) \quad \cdots\cdots (2\text{-}25)$$

$$Q=100 \quad (f<1.0\mathrm{Hz})$$

ここで、f : 周波数(Hz)

この結果から、火山フロントよりも北側に位置する観測点（HKD033 、HKD037）では、短周期側の予測精度が向上しており、評価地域の地域的な減衰特性を考慮することによって、短周期側の予測精度が向上することが期待できる。

以上の結果から、周期5秒以上の長周期帯域の強震動予測には、理論的手法が適用できることがわかった。また、短周期帯域（周期1秒程度以下）の強震動は、評価地域の地域的な減衰特性や「浅い地盤構造」の非線形性を考慮することで、統計的グリーン関数法によって、観測記録を概ね再現できることが確認された。ただし、石狩平野、勇払平野のように堆積層が厚く分布する地域での観測記録を理論的手法により精度良く再現するためには、三次元地下構造モデルの精度を向上させる必要がある。

(c) ハイブリッド合成法による計算結果と観測記録との比較（地表における最大速度分布、計測震

[14] 火山フロントに係る減衰特性については、前田・笹谷（2002）において既に指摘されている。また、日高地方のごく浅部（深さ数km 程度）に「Low-Q（減衰が大）」の領域が存在していることが、既往の研究で確認されている（古村・森谷, 1990）。さらに、HDKH02やHDKH06等、日高地方の観測点における地震動特性については森川・藤原(2004)

度分布）

地表の最大速度、および震度分布について、ハイブリッド合成法による強震動計算結果と観測記録から求めた結果を比較して**図2.2.6-8**に示す。結果は、左上図が気象庁（□）・KiK-netとK-NET（○）・WISE（△）の各観測点での最大速度（および震度）、左下図が計算結果に基づく最大速度（および震度）、右上図が観測値と計算結果の比較、右下図が観測値と計算結果の差をそれぞれ示している。「浅い地盤構造」については、藤本・翠川（2003）を用いて「詳細法工学的基盤」から地表までの最大速度の増幅率としてモデル化している。また、地表における観測記録の計測震度は、気象庁（1996）に基づき、観測された波形から直接求めた。観測記録に基づく震度分布のコンター図（左上図）は、**図2.2.6-2**と同様の方法により作成している。

最大速度については、計算結果が観測値よりも全体的に小さめとなっている。これは、三次元地下構造モデルの精度の問題も考えられるが、本検討では、周期5秒以下の強震動を統計的グリーン関数法によって計算しているため、盆地や平野における周期１秒程度から5秒程度の成分に影響する地下構造の三次元的な効果が評価できていないことや、特性化震源モデルの設定方法に原因があると考えられる。また、堆積層が非常に厚い石狩平野、勇払平野周辺、あるいはえりも岬付近等では、計算結果が観測記録を上回っている地点も散見される。これらは、大規模な堆積平野の「深い地盤構造」に対する三次元地下構造モデルの精度が不十分であることや観測点周辺の減衰特性がモデルに十分に反映されていないこと等によると考えられる[15] 。

一方、計測震度については、広い地域で概ね対応した結果が得られた。ただし、火山フロントより北側の計測震度が比較的小さい地域や、計測震度の大きい地点の一部でも、計算結果が観測記録よりも大きい地点が見られる。これは、最大速度から計測震度を推定する際に、4以上の計測震度に対して推定精度が高い経験式を用いていることが一つの原因であると考えられる。また、この経験式は、卓越周期が2秒以上の地震動に対しては、計測震度を過大に評価する傾向がある。えりも岬付近や火山フロントよりも北側の観測点では地域的な減衰特性による地震動の短周期成分の低減効果、石狩平野や勇払平野周辺では「深い地盤構造」による長周期成分の増幅効果によって、長周期成分が卓越した地震動が観測されたため、計算結果の計測震度が観測値よりも大きくなったと考えられる。

以上の３つの検討結果をまとめると、5秒～25秒程度の長周期帯域の強震動計算では、本地震の震源インバージョン解析における対象周期帯域に相当していることもあり、理論的手法が有効であることがわかった。また、1秒程度以下の短周期帯域の強震動計算では、統計的グリーン関数法が有効であることが、今回の検証結果からも確認された。

(2) 「簡便法」による強震動予測結果

「簡便法」による強震動予測結果(地表の震度分布)を観測結果と比較して**図2.2.6-9**に示す。今回の検討では、北日本特有の距離減衰特性を考慮している（2.2.5(2)(a)参照）。両者は概ね対応しているが、詳細に見れば、震源域近傍ではやや小さめ、北海道の北部ではやや大きめの評価となっている。前者は、「簡便法」では評価できないアスペリティの影響やディレクティビティ効果[16]、後者は、**図2.2.6-7**にも示したように、北海道地方の減衰特性として、火山フロントの北側では短周期成分の減衰が大きくなるため、長周期成分が卓越した地震波となっていることが主な原因として考え

でも指摘されている。

[15] えりも岬（HKD112）については、一次元地下構造モデルの修正やこの周辺の地域的な減衰特性を考慮することにより予測精度が向上する可能性がある。

[16] 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。

られる（ 2.2.6(1)(c)参照）。

2.2.7　まとめと今後の課題

平成１5年（2003年）十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証によって、1秒程度以下と5秒程度以上の周期帯域の強震動は、現在のレシピによって概ね再現可能であることがわかった。今後は、周期帯域が数秒程度（1秒程度以上～5秒程度以下）の強震動に対する予測精度を向上させるために、レシピの改良や震源域も含めた大規模な三次元地下構造モデルの精度の向上が必要である。

レシピの改良策としては、検証結果から、特性化震源モデルや計算手法の更なる改良・高度化が挙げられる。特性化震源モデルに関する最近の研究事例としては、例えば、2003年十勝沖地震の余震観測記録に基づく特性化震源モデルの推定や適用性の検討（Kamae and Kawabe, 2004）、アスペリティの階層化に関する研究（Matsushima *et al.*, 2004）等がある。また、計算手法についても、例えば、震源インバージョン解析結果の精度向上により、理論的手法の適用範囲を５秒よりも短周期側に拡張する試み（青井ほか, 2004）や、２段階ハイブリッド合成法による強震動計算手法（佐藤ほか, 2004）の研究等が行われている。レシピの改良にあたっては、このような最新の研究成果を取り入れていくことが望ましい。

今回用いた三次元地下構造モデルは、言わば初期モデルであり、強震動予測に適応したモデルとして十分な調整がされていないため、観測記録をうまく再現できない地点もあった。強震動予測結果の精度を向上させるためには、今後も地下構造に関する情報を収集するとともに、例えば、中小の地震観測記録を用いた手法等により、既往の三次元地下構造モデルの再構築を行うことが必要である。

また、平成15年度科学技術振興調整費による2003年十勝沖地震に関する緊急調査研究（平田編, 2004） によって、十勝沖周辺のプレート等深線の見直しが行われ、長期評価としても公表されている（地震調査委員会, 2004b）。今後、これらの成果を参考に、震源断層パラメータの見直し等を行うことが、特性化震源モデル（震源断層パラメータ）の精度向上とともに、強震動計算結果の信頼性向上につながるものと期待される。

表 2.2.2-1(1)　反射法地震探査参考文献一覧（図 2.2.4-2 を参照）

図中の参照番号	著者	発表年	文献名	出典
1	石油公団	1989	昭和63年度　国内石油・天然ガス基礎調査　海上基礎物理探査「北海道西部～北東部海域」調査報告書	47p
2	石油公団	1970	昭和45年度　大陸棚石油・天然ガス資源基礎調査　基礎物理探査「石狩－礼文島」調査報告書	24p
3	石油公団	2002	平成12年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎試錐「チカップ」調査報告書	55p
4	石油公団	1996	平成8年度　国内石油・天然ガス基礎調査　海上基礎物理探査「天北浅海域」調査報告書	36p
5	石油公団	1995	平成5年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎試錐「天北」調査報告書	121p
6	石油公団	1998	平成8年度　国内石油・天然ガス基礎調査　「オホーツク」調査報告書	32p
7	石油公団	1982	昭和57年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎物理探査「後志沖」「十勝～釧路海域」「オホーツク海」調査報告書	57p
8	石油公団	1986	昭和60年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎試錐「留萌」調査報告書	86p
9	石油公団	1998	平成8年度　国内石油・天然ガス基礎調査　陸上基礎物理探査　「雨竜」　調査報告書	30p
10	石油公団	1983	昭和58年度　国内石油天然ガス基礎調査　基礎物理探査「網走地域」調査報告書	15p
11	石油公団	1984	昭和59年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎物理探査「網走地域」調査報告書	26p
12	石油公団	1992	平成3年度　国内石油・天然ガス基礎調査　陸上基礎物理探査「網走地域」調査報告書	31p
13	石油公団	1995	平成6年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎試錐「石狩湾」調査報告書	121p
14	石油公団	1993	平成3年度　国内石油・天然ガス基礎調査　陸上基礎物理探査「日高地域」調査報告書	25p
15	石油公団	1995	平成6年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎試錐「石狩湾」調査報告書	81p
16	札幌市	2003	平成14年度石狩平野地下構造調査業務成果報告書	291p
17	石油公団	2003	平成13年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎物理探査「石狩平野北部」調査報告書	53p
18	石油公団	1971	昭和45年度　天然ガス基礎調査　基礎試錐「空知」調査報告書	39p
19	石油公団	1999	平成9年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎試錐「夕張」調査報告書	91p
20	石油公団	1998	平成8年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎試錐「馬追」調査報告書	91p
21	石油公団	1990	平成元年度　国内石油・天然ガス基礎調査　陸上基礎物理探査　「根釧地域」調査報告書	22p
22	石油公団	2002	平成12年度　国内石油・天然ガス基礎調査　陸上基礎物理探査「別海」調査報告書	45p
23	石油公団	1982	昭和56年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎物理探査「十勝地域」調査報告書	19p
24	石油公団	1982	昭和57年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎物理探査「十勝地域」調査報告書	15p
25	石油公団	1993	平成3年度　国内石油・天然ガス基礎調査　陸上基礎物理探査　「日高地域」調査報告書	25p
26	石油公団	1975	昭和49年度　天然ガス基礎調査　基礎試錐「軽舞」調査報告書	26p
27	石油公団	1996	平成7年度　国内石油・天然ガス基礎調査　海上基礎物理探査「胆振沖浅海域」調査報告書	35p
28	石油公団	1981	昭和55年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎物理探査「渡島半島地域」調査報告書	10p
29	石油公団	1987	昭和61年度　国内石油・天然ガス基礎調査　海上基礎物理探査「道南～下北沖」調査報告書	36p
30	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「十勝沖」調査報告書	31p
31	石油公団	1973	昭和47年度　大陸棚石油・天然ガス基礎調査　基礎物理探査「十勝－釧路」調査報告書	18p

表 2.2.2-1(1)　反射法地震探査参考文献一覧（つづき）

	著者	発表年	文献名	出典
図中に表示した以外の文献	石油公団	1972	石油公団（1972）：昭和46年度　天然ガス基礎調査　基礎試錐「稚内」調査報告書	37p
	石油公団	1973	石油公団（1973）：昭和47年度　天然ガス基礎調査　基礎試錐「浜勇知」調査報告書	36p
	石油公団	1973	石油公団（1973）：昭和48年度　天然ガス基礎調査　基礎試錐「南幌」調査報告書	35p
	石油公団	1974	石油公団（1974）：昭和48年度　天然ガス基礎調査　基礎試錐「遠別」調査報告書	34p
	石油公団	1976	昭和50年度　天然ガス基礎調査　基礎試錐「新冠」調査報告書	19p
	石油公団	1982	昭和56年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎試錐「黒松内」調査報告書	31p
	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「豊頃」調査報告書	54p
	石油公団	1987	昭和61年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎試錐「北見大和堆」調査報告書	31p
	石油公団	1998	平成８年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎試錐「馬追」調査報告書	91p
	石油開発公団	1971	昭和46年度　天然ガス基礎調査　基礎物理採鉱「サロベツ原野」調査報告書	22p
	石油開発公団	1972	昭和46年度　大陸棚石油・天然ガス資源基礎調査　基礎物理探査「宗谷－網走」調査報告書	25p
	石油開発公団	1973	昭和47年度　天然ガス基礎調査　基礎物理探査「天塩平野」調査報告書	22p
	石油開発公団	1973	昭和47年度　大陸棚石油・天然ガス基礎調査　基礎物理探査「日高－渡島」調査報告書	18p
	石油開発公団	1973	昭和48年度　石油・天然ガス基礎調査　基礎物理探査「石狩平野」調査報告書	12p
	石油開発公団	1975	昭和49年度　石油・天然ガス基礎調査　基礎物理探査「日高南部」調査報告書	19p
	石油公団	1975	昭和49年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎物理探査「羽幌～留萌」調査報告書	14p
	石油公団	1984	昭和59年度　国内石油・天然ガス基礎調査　基礎物理探査「根釧地域」調査報告書	39p
	石油公団	1991	平成２年度　国内石油・天然ガス基礎調査　陸上基礎物理探査「天北地域」調査報告書	39p

表 2.2.2-1(2)　屈折法地震探査参考文献一覧（図 2.2.4-2 を参照）

図中の参照番号	著者	発表年	文献名	出典
1	浅野周三	1989	地震動予測精密化のための地下深部構造の研究、文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果	自然災害科学総合研究班、No.A-63-3
2	Iwasaki T., Hajime Shiobara, Azusa Nisizawa, Toshihiko Kanazawa, Kiyoshi Suyehiro, Naoshi Hirata, Taku Urabe, Hideki Shimamura	1989	A detail subduction structure in the Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies.	Tectonophysics, 165,315-336
3	岩崎貴哉・酒井慎一・飯高隆・オウズオゼル・森谷武男・青木元・鈴木貞臣	1994	人工地震探査による北海道地域の地殻構造　その３（津別―門別測線）	地震学会講演予稿集，P12
4	岩崎貴哉・酒井慎一・前田卓哉・飯高　隆・オウズオゼル・森谷武男・青木　元	1995	人工地震探査による北海道地域の地殻構造、その４	地震学会講演予稿集、B4
5	岩崎貴哉・森谷武男	2000	制御震源探査から見た北海道の地殻構造	北海道大学地球物理学研究報告、No.65、pp.291-302
6	横倉隆伸・宮崎光旗・渡辺寧・浦辺徹郎	1992	深部地殻構造に向けた反射法地震探査実験概報―GSJ90-1日高測線―	地震第2輯，第45巻，145-156
7	森谷武男	1999	北海道日高山脈南部の３重衝突構造による地震活動	月刊地球号外、No.27、pp.206-210
8	早川正亮・笠原順三・佐藤利典・日野亮太・篠原雅尚・西野実・上村彩・佐藤壮・伊藤亜紀・石川端人・藤江剛・金沢敏彦	2000	海底地震観測から分かった1968年十勝沖，1994年三陸はるか沖地震域の南西端に存在する地殻の不連続構造	日本地震学会講演予稿集，A46

表 2.2.2-1(3)　微動アレイ探査参考文献一覧（図 2.2.4-2 を参照）

図中の参照番号	著者	発表年	文献名	出典
1	松島健・大島弘光	1989	長周期微動を用いた地下構造の推定―黒松内低地帯における探査例―	物理探査，第42巻，第2号，P97－105.
2	Matsushima Takeshi, Hiroshi Okada	1990	Determination of deep geological Structures under Urban Areas Using Long-Period Microtremors	BUTSURI-TANSA,Vol.43,No.1,P21-33.
3	宮腰研・松島健・森谷武男・笹谷努・平田賢治・渡辺儀輝・岡田広・大島弘光・秋田藤夫	1989	長周期微動を用いた地下構造の推定（４）－小樽市における探査例―	物理探査学会第80回学術講演会論文集，P118－120.
4	岡田廣・松島健・森谷武男・笹谷努	1990	広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法	物理探査，第43巻，第6号，P402－417.
5	松島健	1990	長周期微動に基づく地下構造推定法の研究	博士論文，北海道大学理学部
6	小柳敏郎・松島健・岡田広・森谷武男・笹谷努・坂尻直巳・佐々木嘉三・宮腰研	1990	微動探査法（４）－長周期微動を用いた十勝平野の深層地盤構造の推定―	物理探査学会第83回学術講演会論文集，P172－176.
7	宮腰研・岡田広・笹谷努・森谷武男・凌甦群・斎藤誠治・石川顕・坂尻直巳・小柳敏郎	1994	微動観測による釧路市の地下構造推定と地盤振動特性の予測	物理探査学会第90回学術講演会論文集，P230－234.
8	札幌市	2003	平成14年度地震調査関係基礎調査交付金　石狩平野北部地下構造調査成果報告書	

表 2.2.3-1　震源断層パラメータ

		項目	パラメータ	(単位)
巨視的震源特性		断層位置	図 2.2.2-3 参照	-
		走向	N246° E	-
		傾斜角	18°	-
		断層面積	9000	km^2
		断層上端深さ	22	km
		断層下端深さ	53	km
		破壊開始点	図 2.2.2-3 参照	-
		破壊伝播形式	放射状	-
		静的応力降下量（円形クラック）	3.0	MPa
		地震モーメント	1.05×10^{21}	N･m
		モーメントマグニチュード	8.0	-
		剛性率	4.68×10^{10}	N/m^2
		平均すべり量	249.6	cm
		S 波速度	3.9	km/s
微視的震源特性	全アスペリティ	地震モーメント	1.69×10^{20}	N･m
		面積	722.4	km^2
		平均すべり量	499.3	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	9.34×10^{19}	$N\cdot m/s^2$
	第 1 アスペリティ（破壊開始点付近）	地震モーメント	3.50×10^{19}	N･m
		面積	180.6	km^2
		平均すべり量	413.6	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	5.42×10^{19}	$N\cdot m/s^2$
	第 2 アスペリティ（断層中央付近）	地震モーメント	9.89×10^{20}	N･m
		面積	361.2	km^2
		平均すべり量	584.9	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	7.66×10^{19}	$N\cdot m/s^2$
	第 3 アスペリティ（断層北端付近）	地震モーメント	3.50×10^{19}	N･m
		面積	180.6	km^2
		平均すべり量	413.6	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	5.42×10^{19}	$N\cdot m/s^2$
	背景領域	地震モーメント	8.83×10^{20}	N･m
		面積	8277.6	km^2
		平均すべり量	227.8	cm
		実効応力	4.1	MPa
		短周期レベル	4.05×10^{19}	$N\cdot m/s^2$
その他の震源特性		破壊伝播速度	2.8	km/s
		破壊開始点	平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の震央	-
		破壊様式	同心円状	-

表 2.2.4-1　三次元地下構造モデルにおける各速度層の物性値

速度層	Vp(km/s)	Vs(km/s)	密度 (g/cm^3)	地層
第1層	2.1	0.7	2.0	鮮新統
第2層	2.5	1.1	2.2	上部中新統
第3層	3.3	1.7	2.3	中部中新統
第4層	4.0	2.2	2.45	下部中新統～上部白亜系
第5層	5.5	3.2	2.65	基盤岩類

表 2.2.4-2　三次元地下構造モデルにおける山地部の風化帯の設定値

速度層	Vp(km/s)	深度 (m)
第1層	2.1	6.0
第2層	2.5	15.0
第3層	3.3	64.0
第4層	4.0	170.0

表 2.2.6-1　計算に用いた地盤モデル

(a) TKCH05（本別）

Vs (m/s)	Vp (m/s)	ρ (g/cm^3)	層厚 (m)	深さ (m)	Qs	履歴特性（G/G_0-h, γ曲線）設定のための土質種別*
140	280	1.8	3	-	19	砂
140	1760	1.8	2.5	3	19	砂れき
430	1760	1.9	12	5.5	29	―
660	1760	2.0	12	17.5	44	―
770	2090	2.0	50	29.5	51	―
640	2090	2.0	20	79.5	43	―
1100	2500	2.15	-	99.5	73	―

← 観測波形の入力位置

(b) TKCH07（豊頃）

Vs (m/s)	Vp (m/s)	ρ (g/cm^3)	層厚 (m)	深さ (m)	Qs	履歴特性（G/G_0-h, γ曲線）設定のための土質種別*
80	280	1.4	2	-	5	粘土
110	280	1.5	2	2	7	粘土
110	1060	1.5	10	4	7	粘土
200	1060	1.8	24	14	13	砂
350	1650	2.0	10	38	23	砂れき
530	1650	2.0	52	48	35	―
700	2100	2.0	-	100	47	―

← 観測波形の入力位置

(c) TKCH08（大樹）

Vs (m/s)	Vp (m/s)	ρ (g/cm^3)	層厚 (m)	深さ (m)	Qs	履歴特性（G/G_0-h, γ曲線）設定のための土質種別*
130	300	1.9	4	-	9	砂れき
480	1850	2.0	32	4	32	―
590	1850	2.0	42	36	39	―
2800	5000	2.6	-	78	187	―

← 観測波形の入力位置

(d) KSRH09（白糠）

Vs (m/s)	Vp (m/s)	ρ (g/cm^3)	層厚 (m)	深さ (m)	Qs	履歴特性（G/G_0-h, γ曲線）設定のための土質種別*
90	300	1.8	2	-	6	粘土
90	300	1.8	4	2	6	砂
220	1260	1.9	4	6	15	砂
440	1260	2.0	30	10	29	―
460	1660	2.0	32	40	31	―
530	1830	2.0	28	72	35	―
1100	2500	2.15	-	100	73	―

← 観測波形の入力位置

*「-」は非線形性を考慮せず

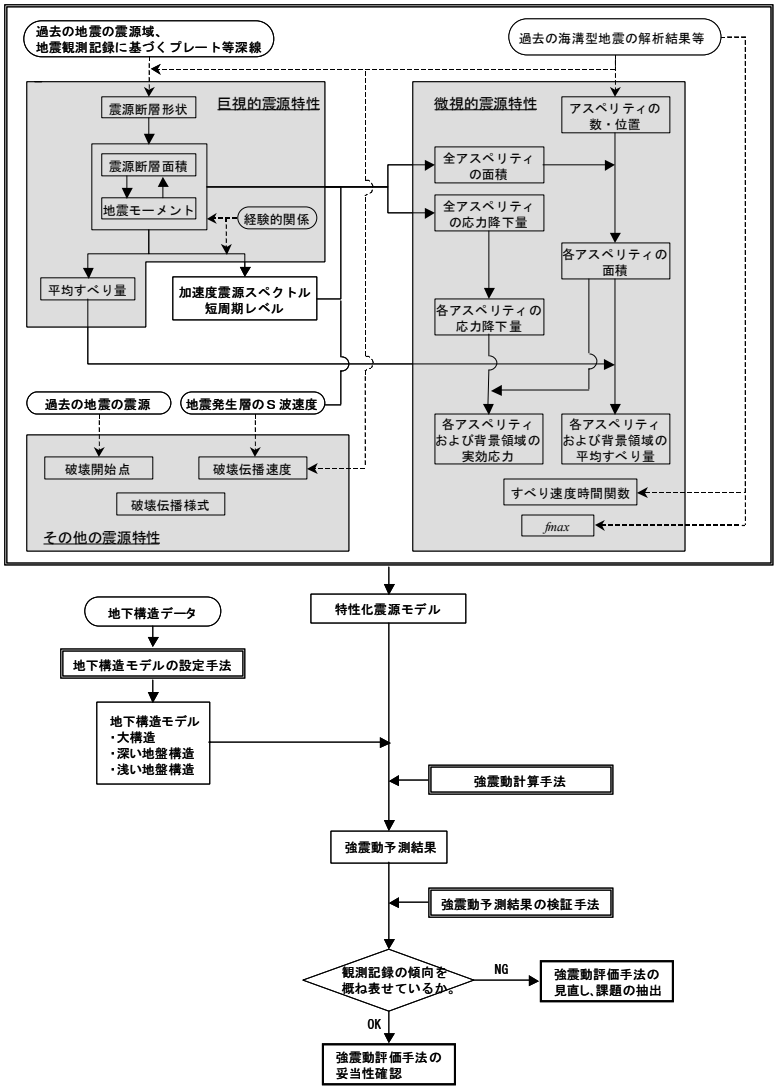


図 2.2.2-1　海溝型地震の強震動予測手法の検証の流れ

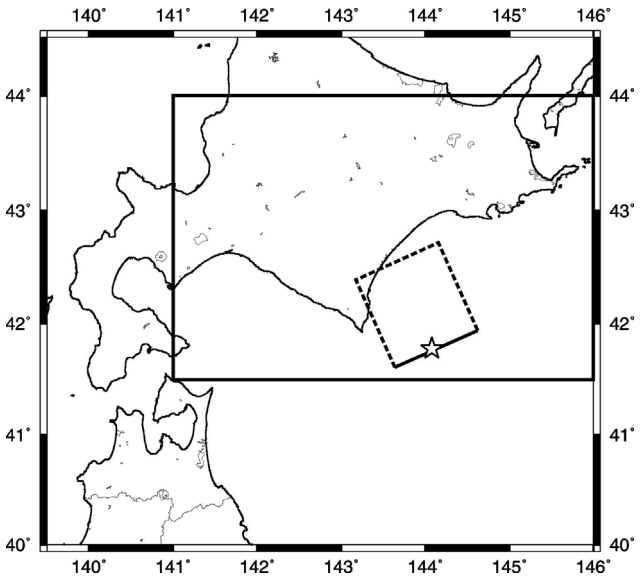


図 2.2.2-2　断層面の設定位置と簡便法の計算領域および詳細法の計算領域（太線枠）

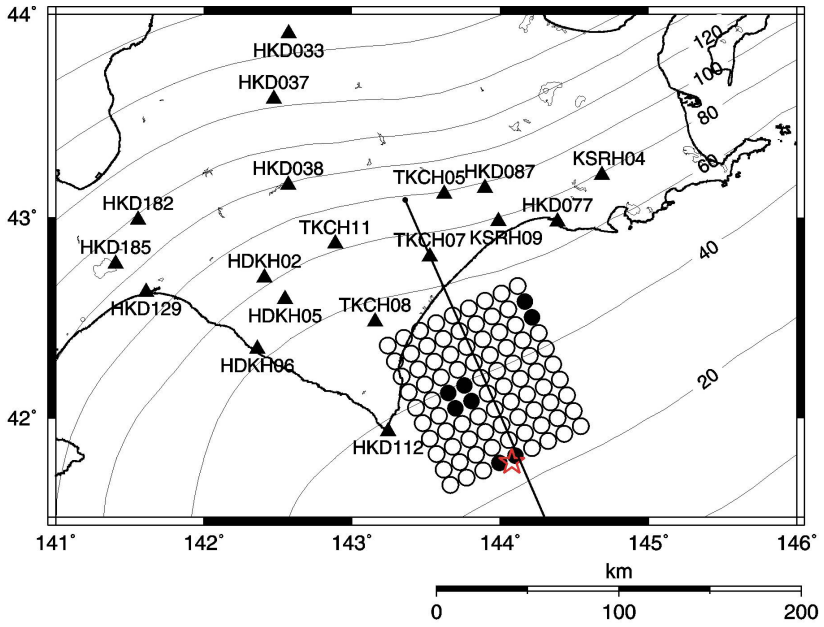


図 2.2.2-3　「詳細法」による平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の強震動評価対象領域と震源断層モデル（●はアスペリティ、☆は破壊開始点）

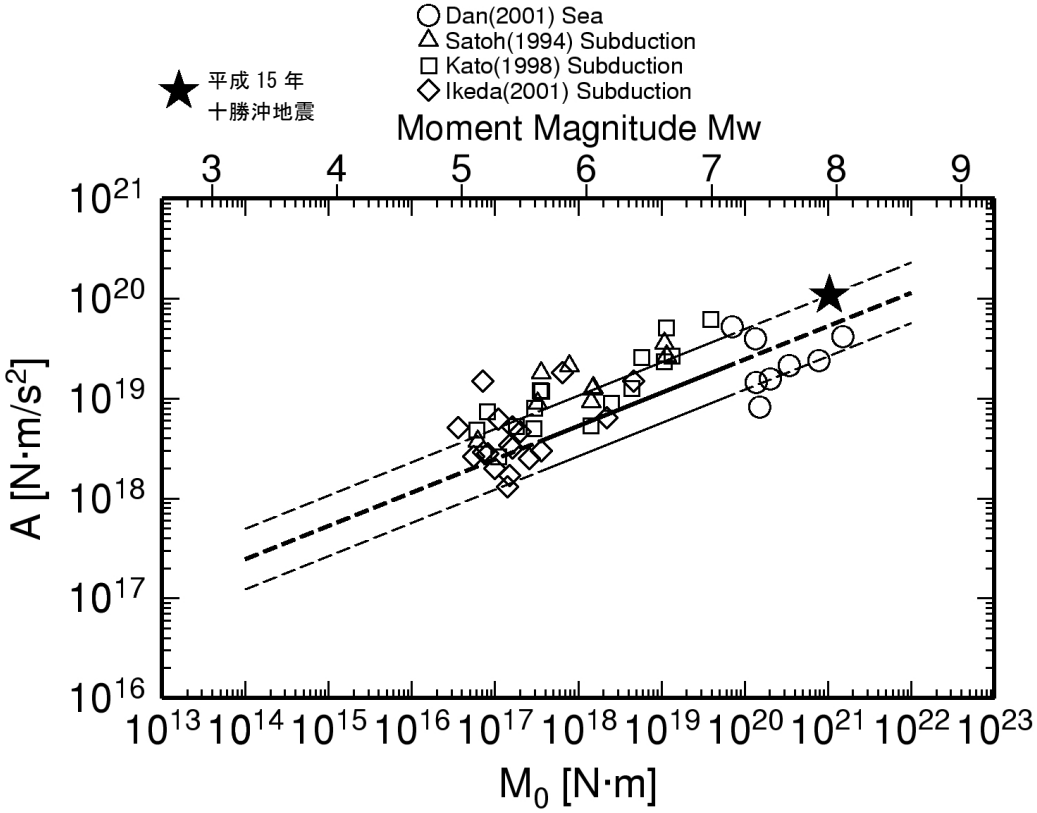


図 2.2.3-1　平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の短周期レベルと地震モーメントの関係
（壇ほか，2001 に加筆）

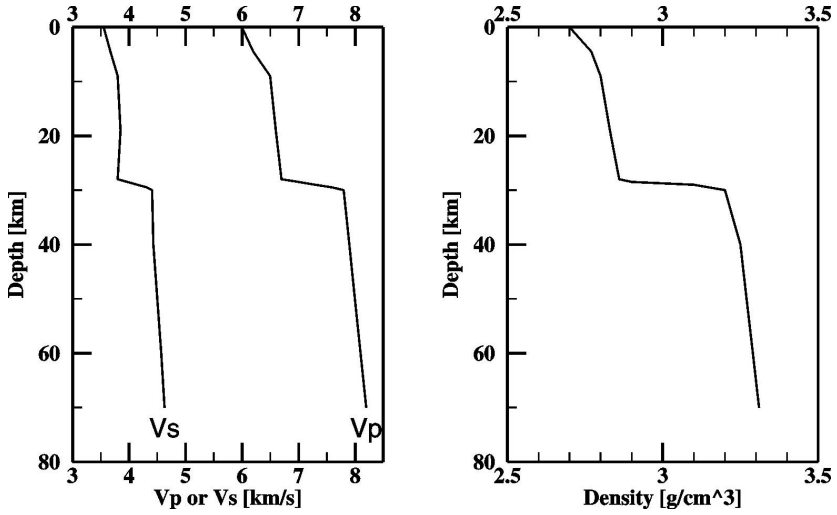
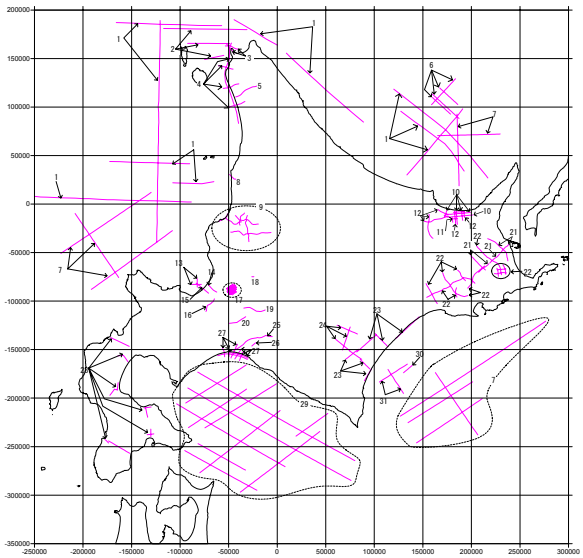
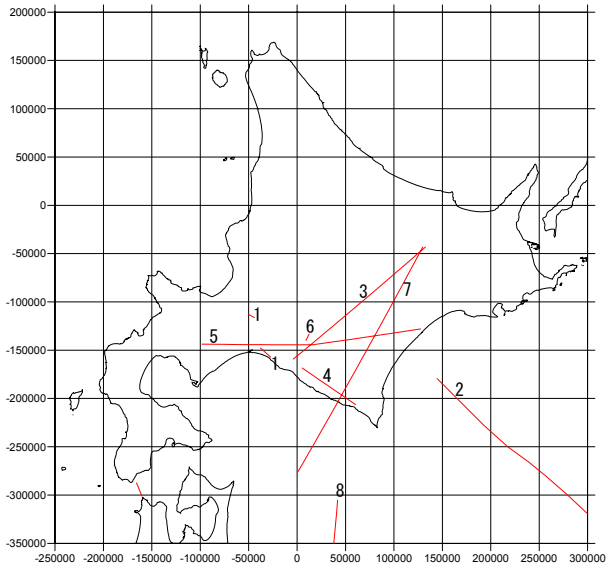


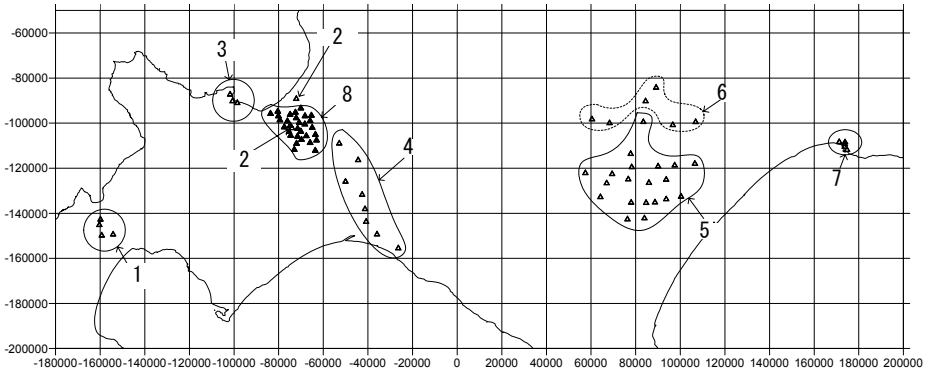
図 2.2.4-1　Iwasaki *et al.*(1991)に基づく、「詳細法」の理論的手法による計算に用いた上部マントルから地震基盤までの大構造モデル（左：P 波速度および S 波速度、右：密度）



（a）　反射法地震探査測線位置図）
（図中の番号は表 2.2.2-1(1)を参照）



(b)　屈折法地震探査測線位置図
（図中の番号は表 2.2.2-1(2)を参照）



（c）微動アレイ探査測線位置図（図中の番号は表 2.2.2-1(3)を参照）

図 2.2.4-2　地盤調査位置図

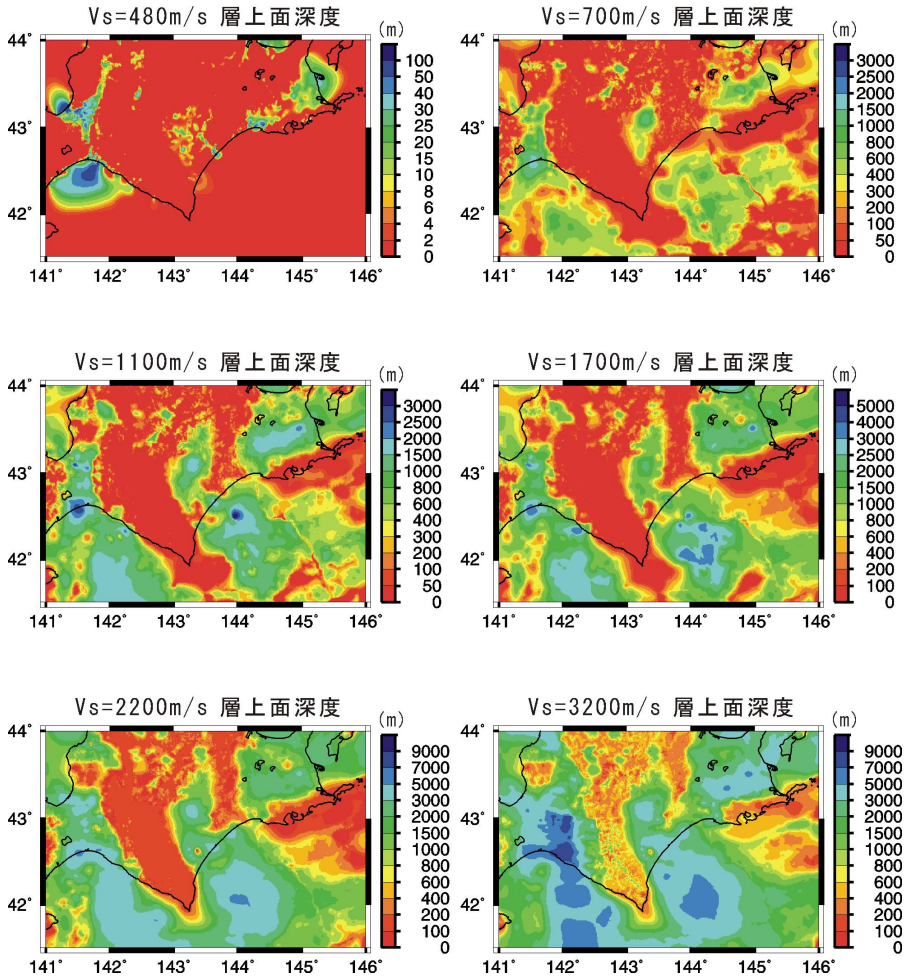


図 2.2.4-3　「深い地盤構造」に用いた三次元地下構造モデル（各速度層上面の深さ分布）

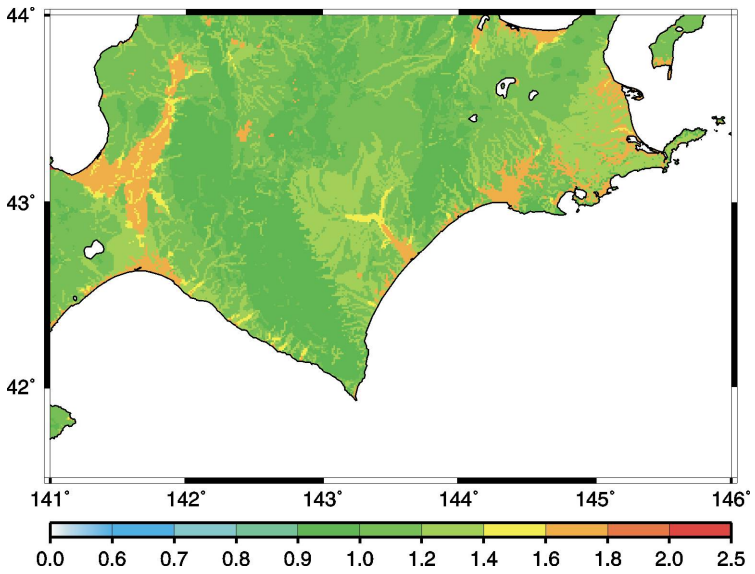


図 2.2.4-4　「詳細法工学的基盤」（Vs=480m/s）から地表までの最大速度の地盤増幅率分布
（「浅い地盤構造」、藤本・翠川, 2003）

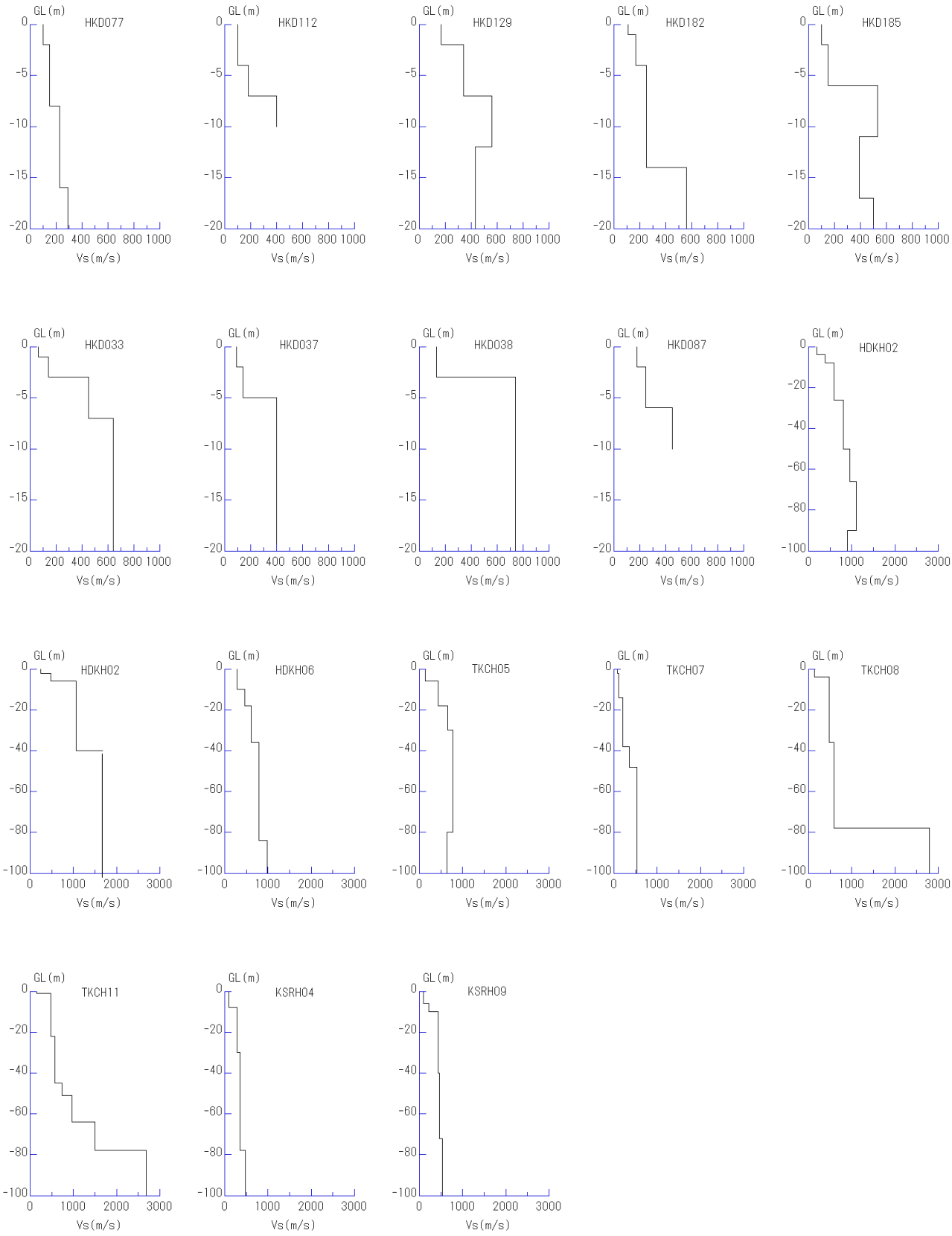


図 2.2.4-5　地表における波形の計算に用いた各観測点の一次元地下構造（S 波速度）

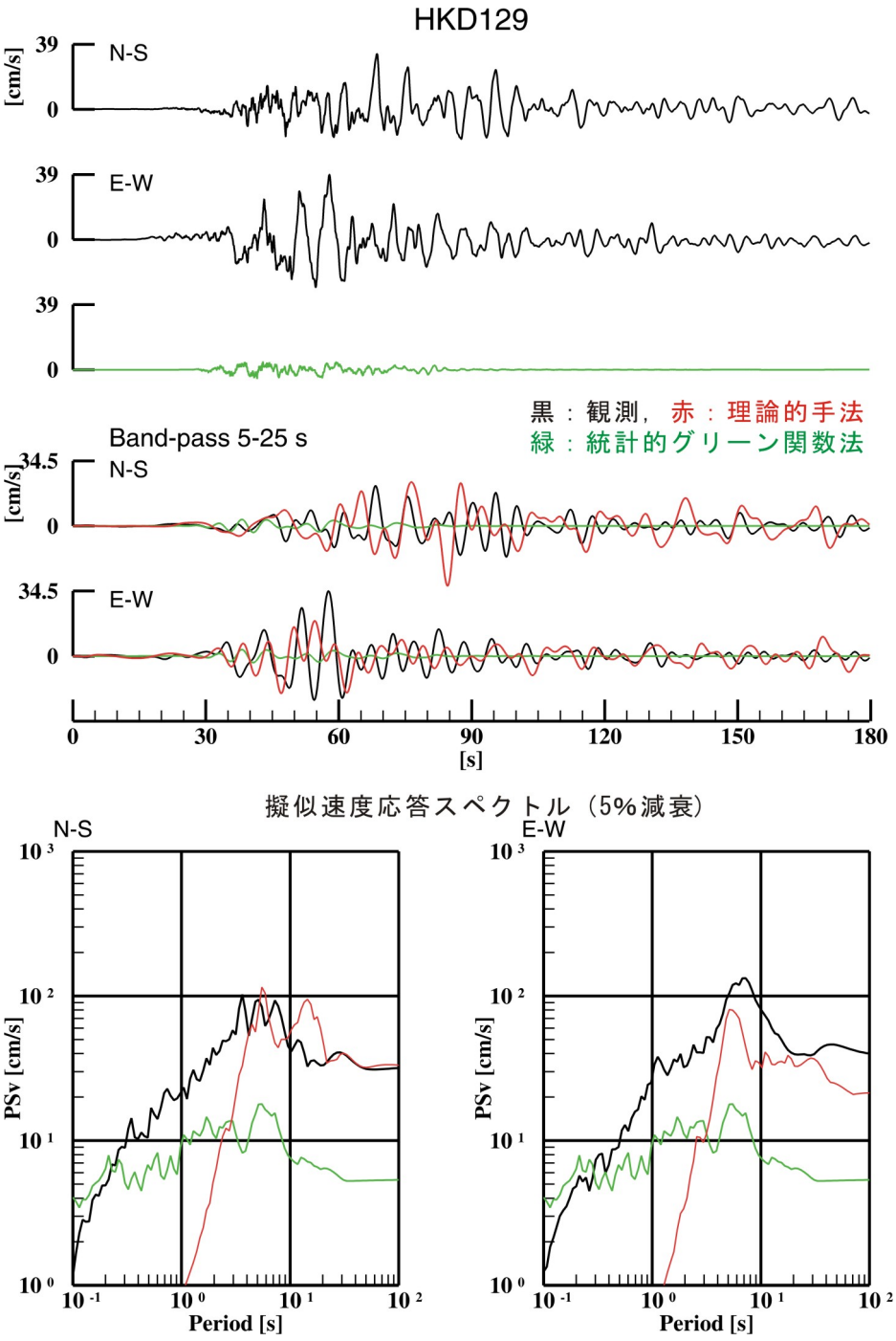


図 2.2.6-1(1)　平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の観測記録と強震動計算結果の波形比較の例
（その１：統計的グリーン関数法、理論的手法と観測記録との比較）

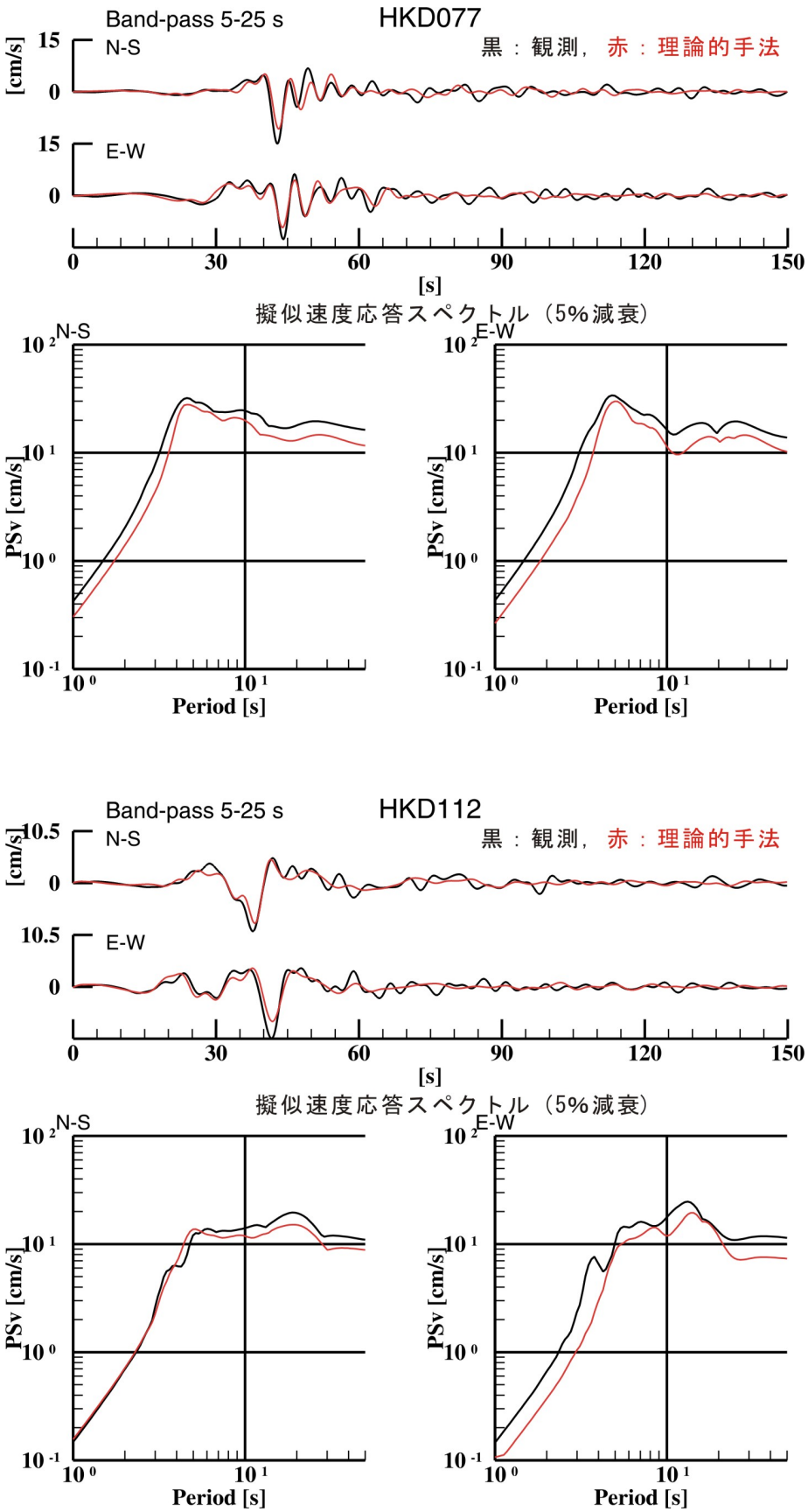
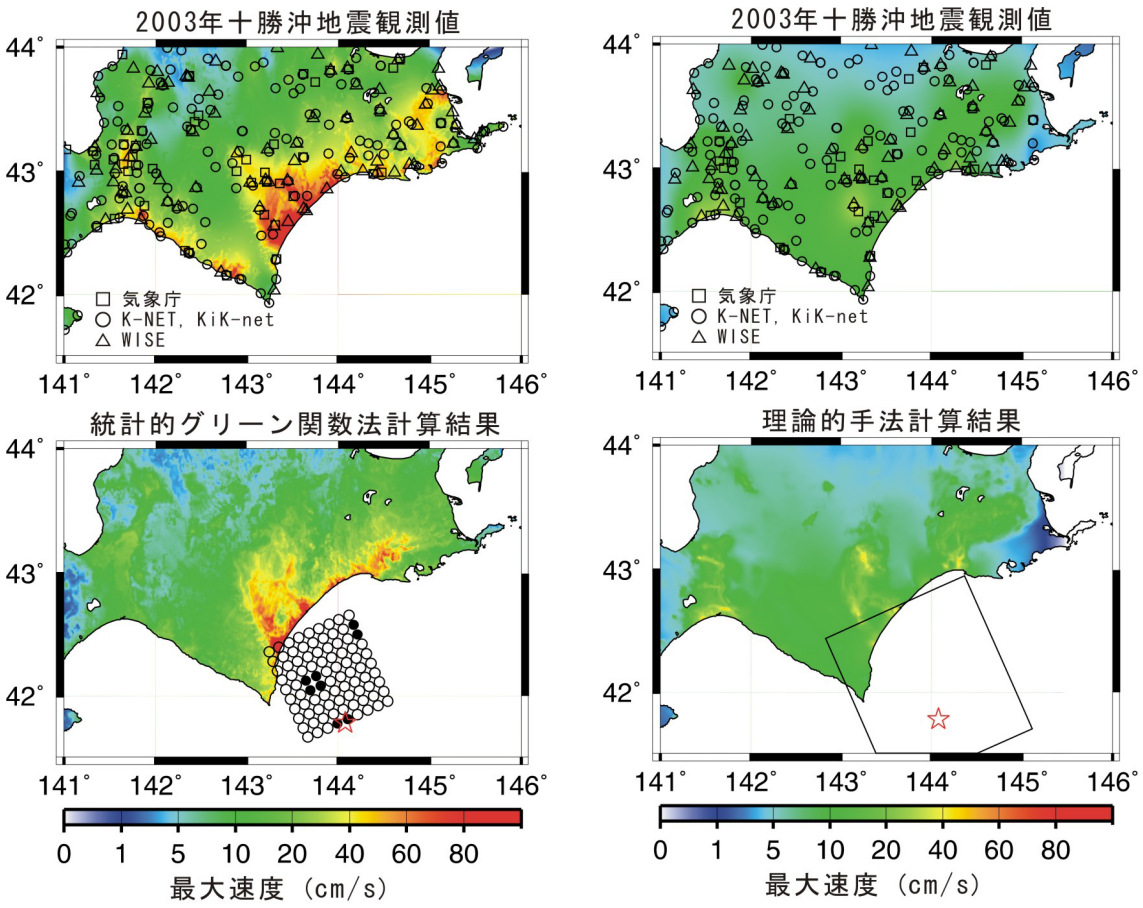


図 2.2.6-1(2)　平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の観測記録と強震動計算結果の波形比較の例（その２：理論的手法と観測記録との比較、観測記録には、5 秒～25 秒のバンドパスフィルターを施している。）



(a)　統計的グリーン関数法　　(b)　理論的手法

図 2.2.6-2　観測記録と詳細法（統計的グリーン関数法、理論的手法）による強震動評価結果の比較（地表の最大速度分布。観測記録のコンター図（上図）は、地表の最大速度を藤本・翠川（2003）による工学的基盤から地表までの最大速度の増幅率で除して、工学的基盤上の最大速度に換算し、工学的基盤上でコンターを作成した後、このコンターに最大速度の増幅率を再度乗じることより作成した。）

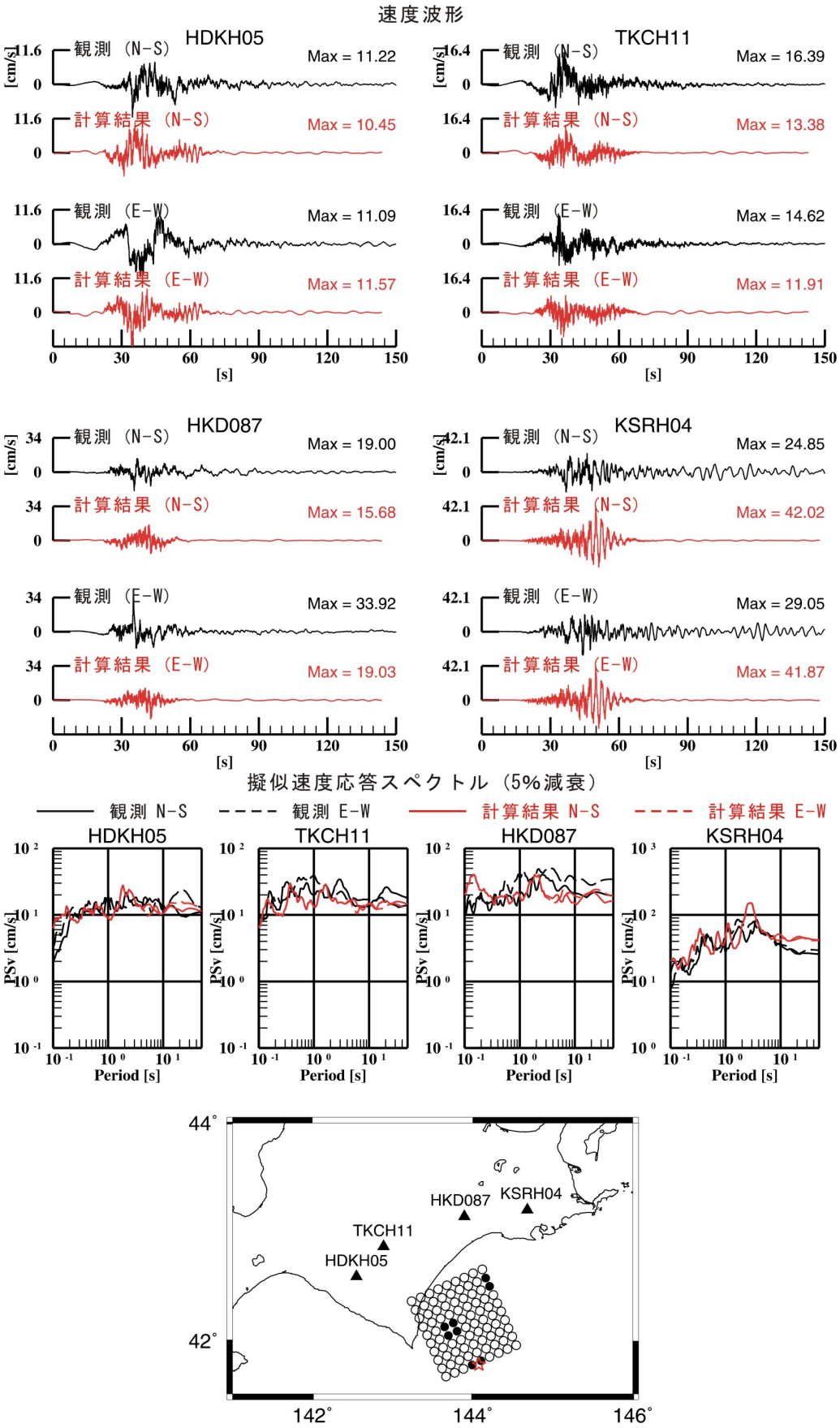


図 2.2.6-3(1)　平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の観測波形記録と
詳細法による計算波形との比較例（震源域に近い観測点）

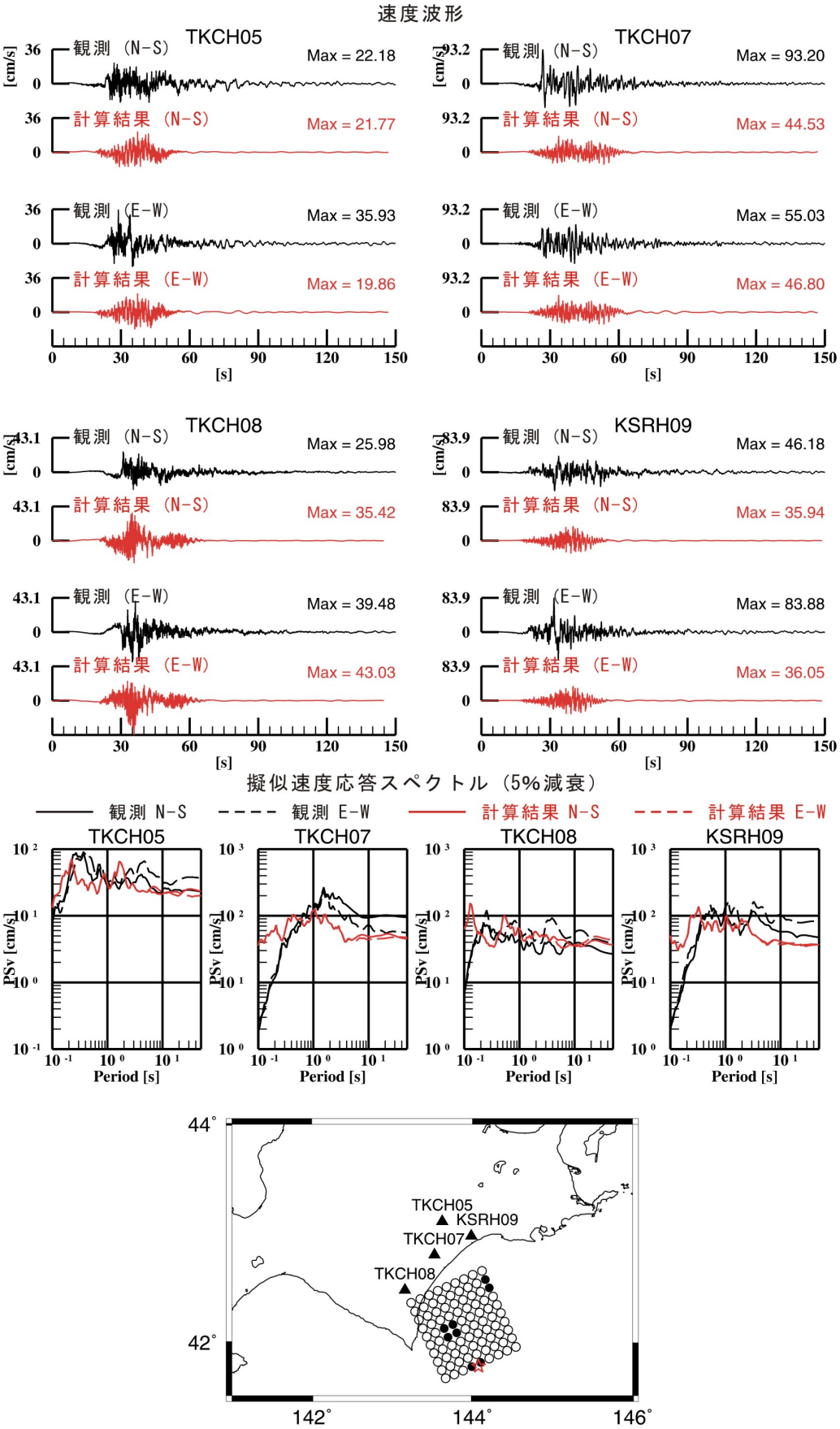


図 2.2.6-3(2)　平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の観測波形記録と詳細法による計算波形との比較例（つづき：震源域に近い観測点）

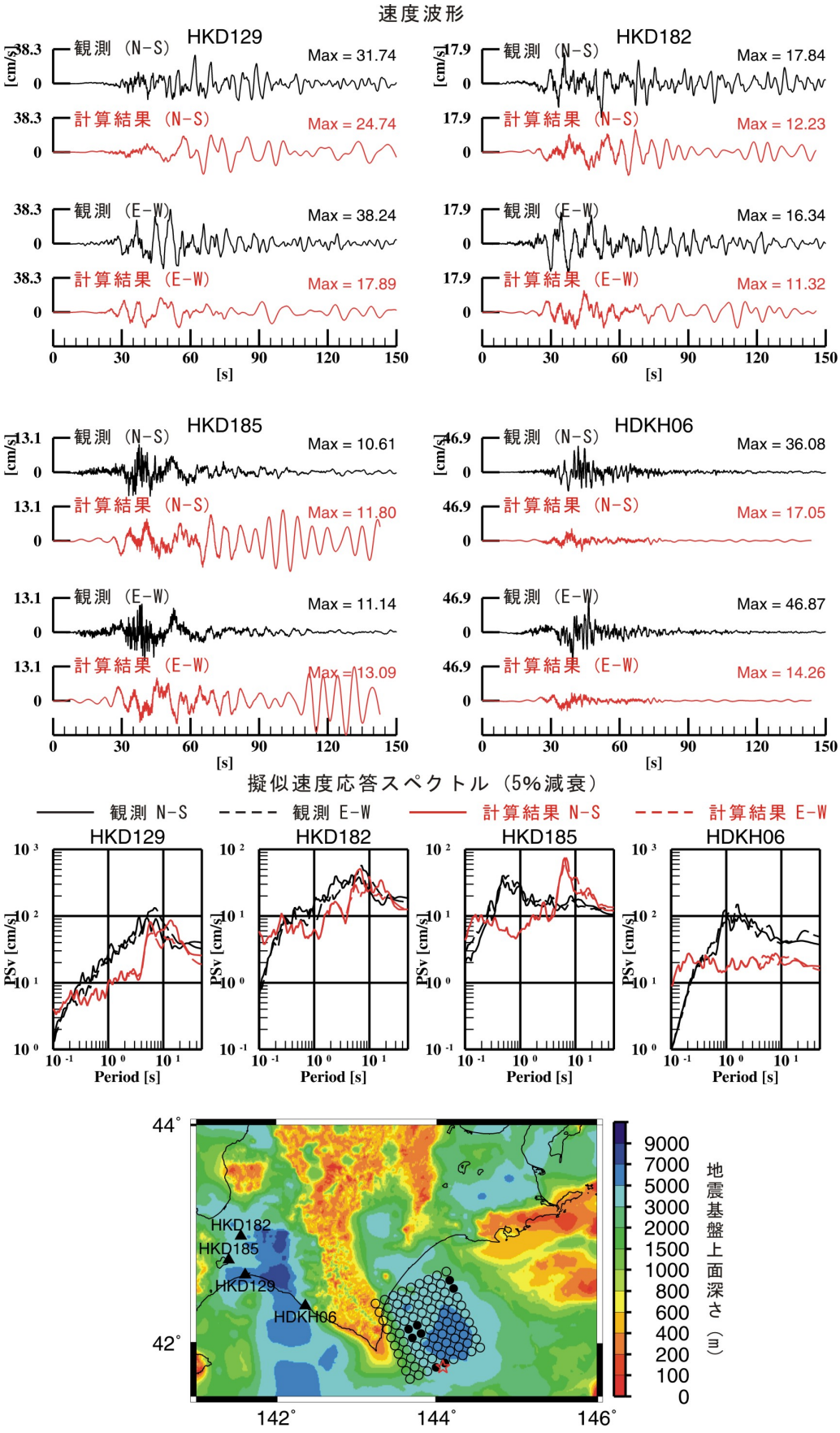


図 2.2.6-3(3)　平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の観測波形記録と
詳細法による計算波形との比較例（つづき：堆積層の厚い平野内の観測点）

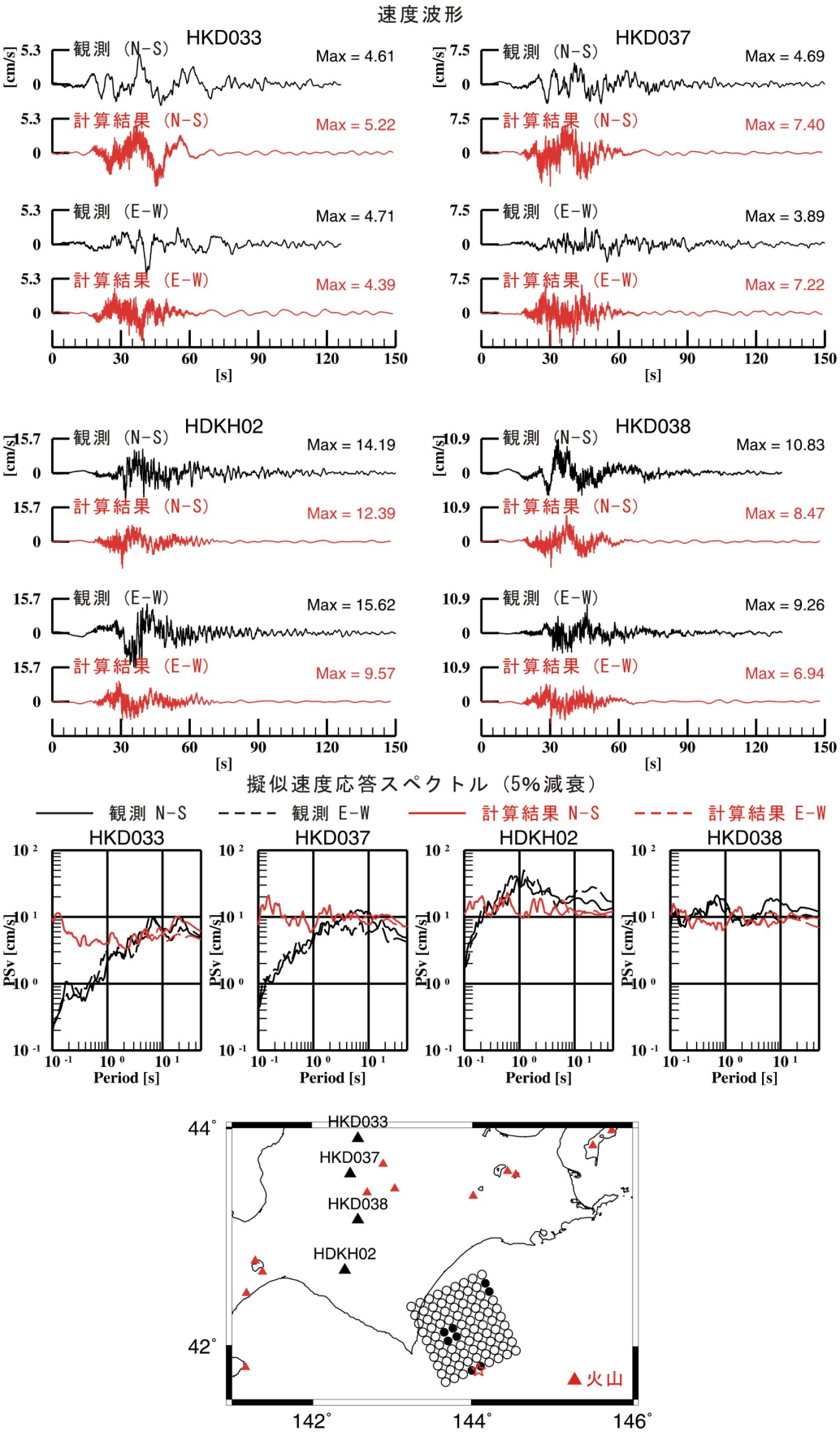


図 2.2.6-3(4)　平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の観測波形記録と
詳細法による計算波形との比較例（つづき：火山フロントの両側の観測点）

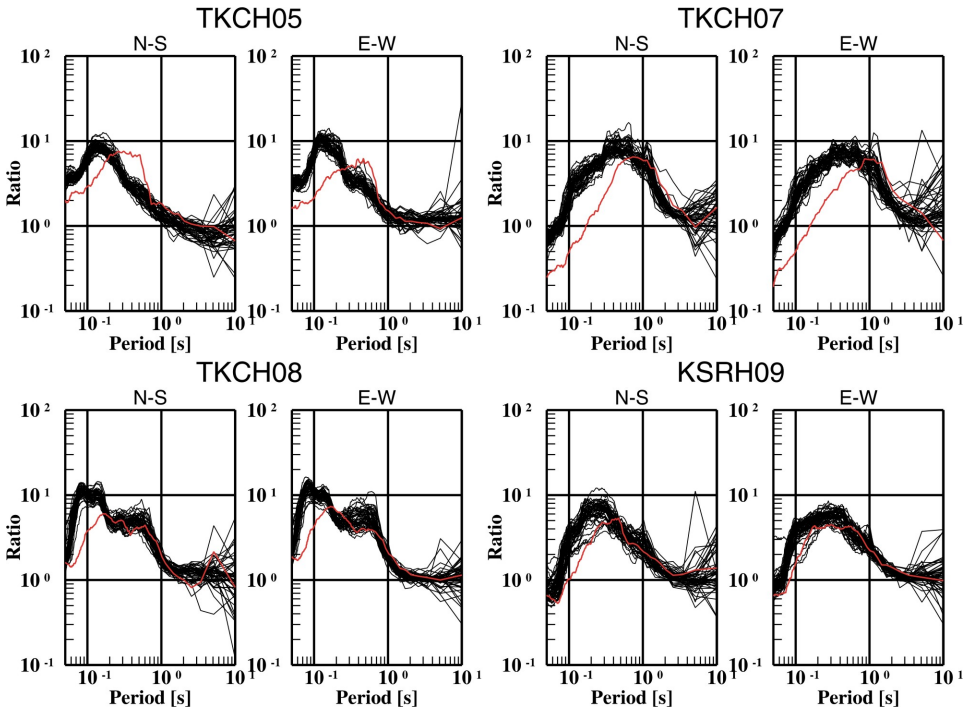
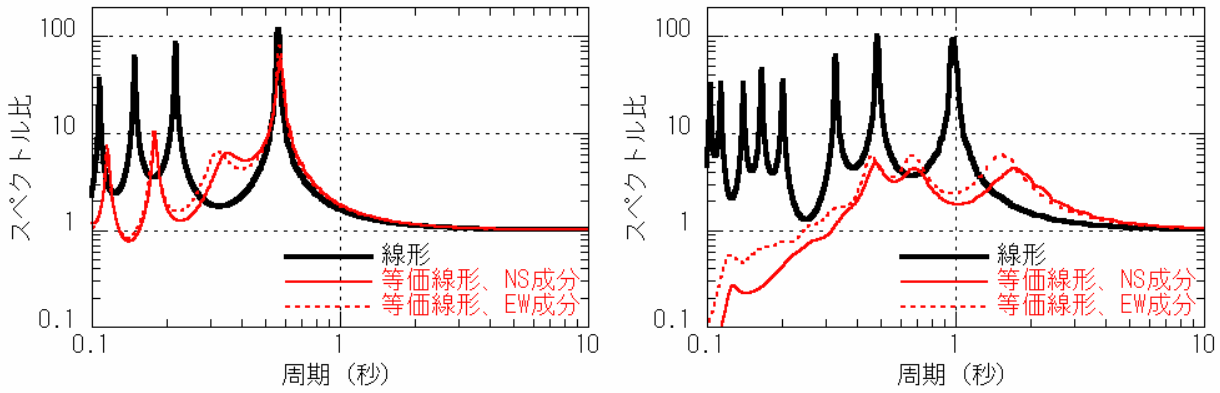


図 2.2.6-4　図 2.2.6-3(2)に示した KiK-net 観測点における地表と地中の観測記録のスペクトル比（S 波部分：地表／地中、赤線は十勝沖地震の本震記録、黒線はその他の地震記録）



(a) TKCH05　　(b) TKCH07

(c) TKCH08　　(d) KSRH09

図 2.2.6-5　各 KiK-net 観測点における孔中と地表でのスペクトル比の比較
（黒：線形、赤：等価線形（実線：NS、点線：EW））

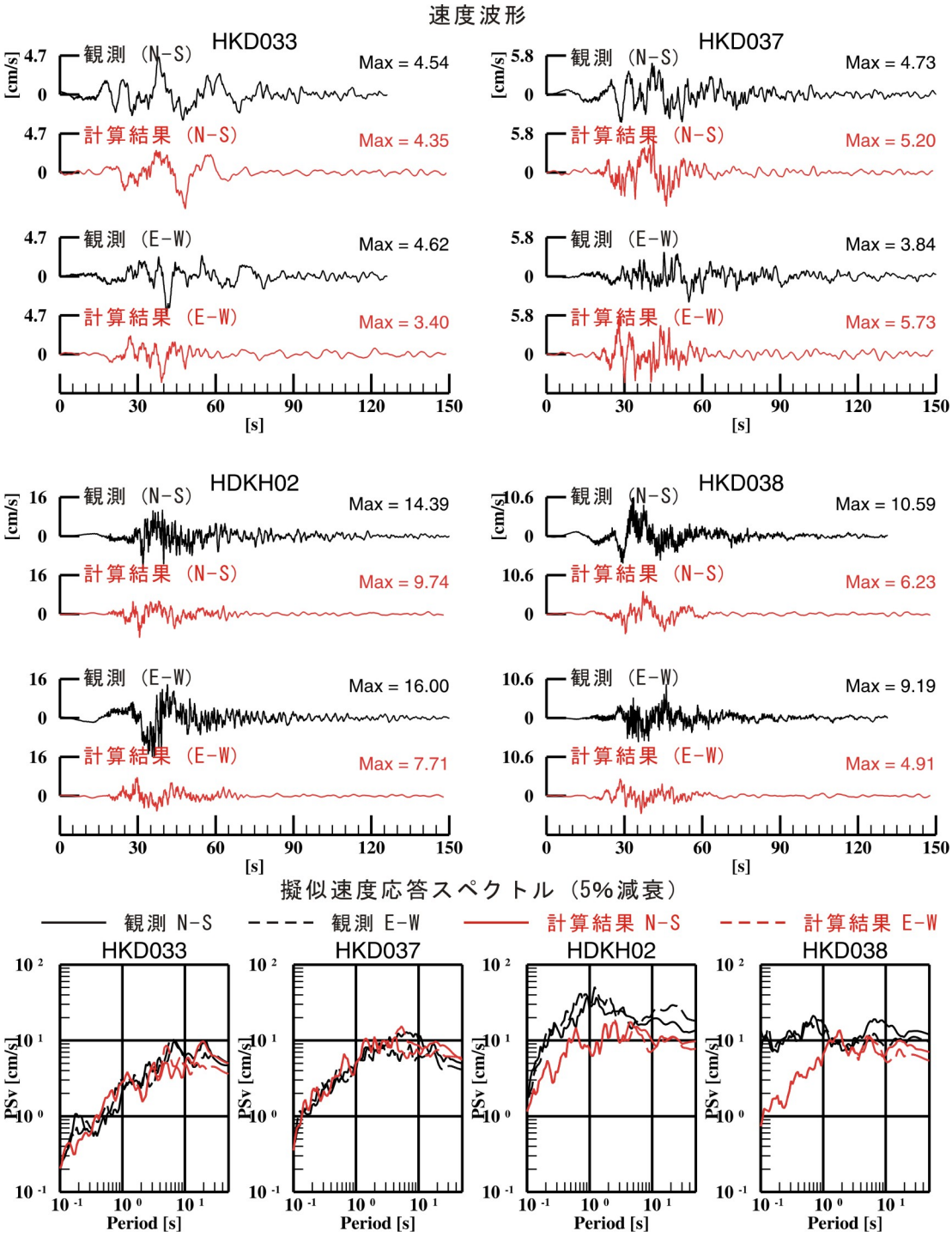


図 2.2.6-6　図 2.2.6-3(4)に示した観測点における観測波形記録と
詳細法による計算波形との比較（減衰特性（Q値）を変えた検討）

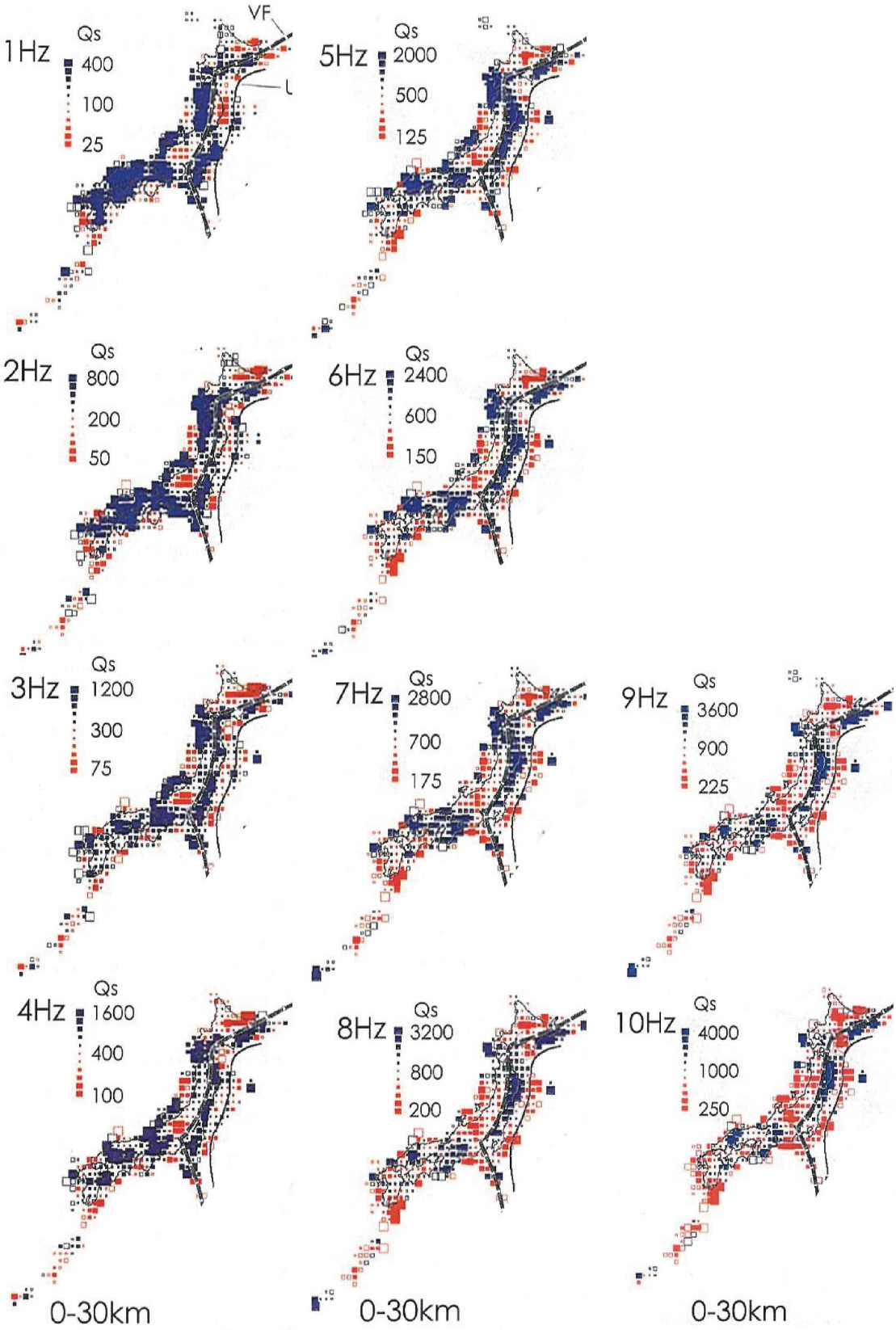


図 2.2.6-7　三次元 Q 構造（中村・植竹，2002 より深さ 0－30km のみ抜粋）

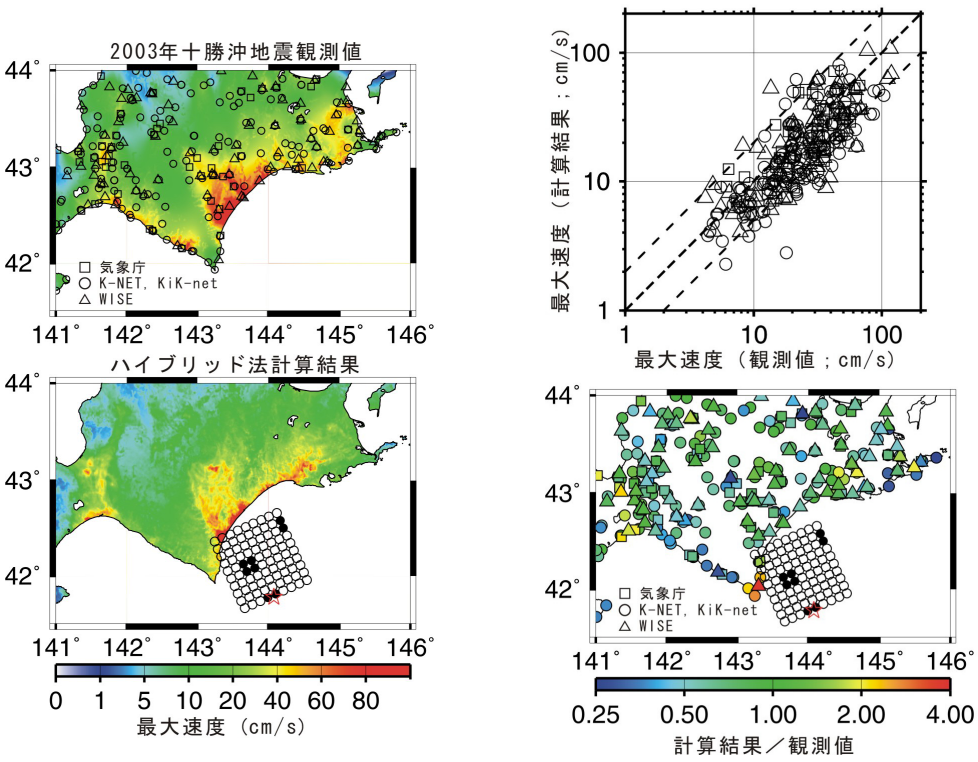


図 2.2.6-8(1)　ハイブリッド合成法による強震動計算結果と平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の観測記録との比較（地表の最大速度分布の比較。観測記録のコンター図（左上図）は、図 2.2.6-2 と同様の方法により作成した。）

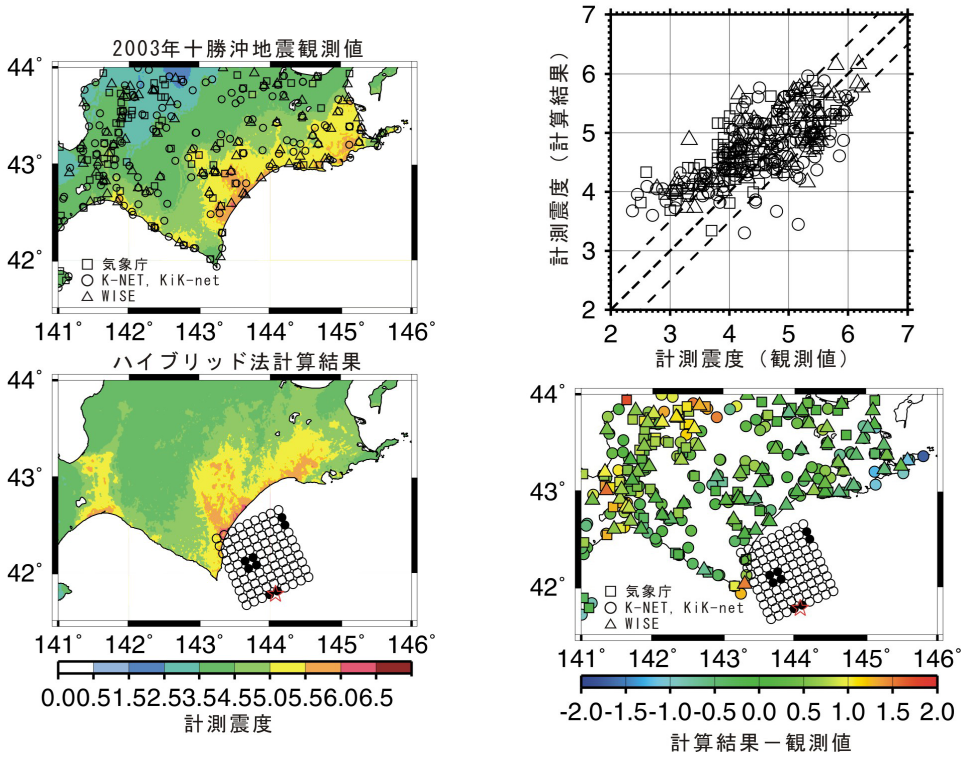


図 2.2.6-8(2)　ハイブリッド合成法による強震動計算結果と平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の観測記録との比較（計測震度分布の比較。観測記録のコンター図（左上図）は、図 2.2.6-2 と同様の方法により作成した。）

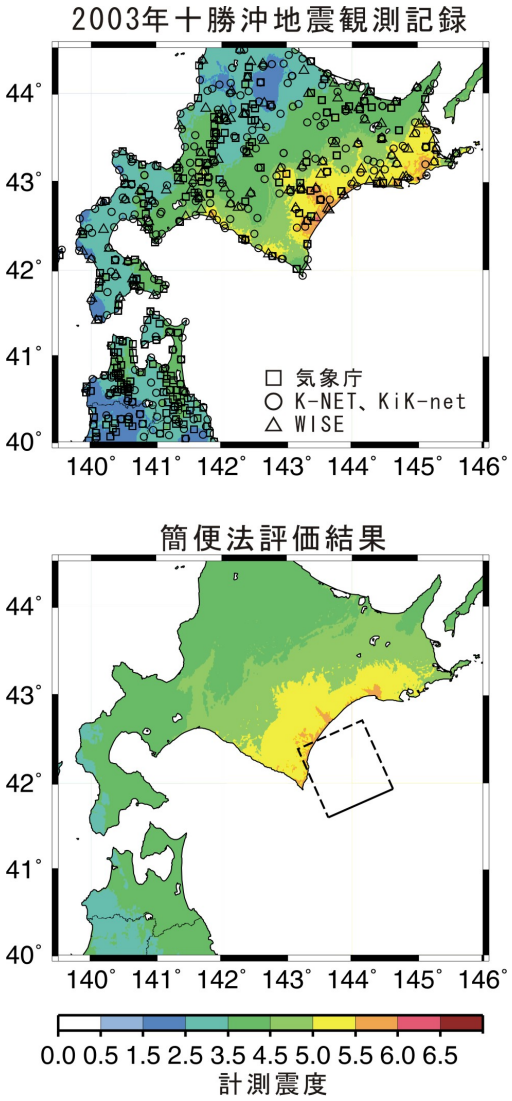


図 2.2.6-9　　簡便法による強震動予測結果と観測された震度との比較
（観測記録のコンター図（上図）は、図 2.2.6-2 と同様の方法により作成した。）

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しての「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59㎞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、破壊開始点を変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定し[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、前述の長さを乗じて960km^{2}となる。

e. 地震モーメントMo

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Mo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Sa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－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、情報がないため、森本・富樫断層帯及び砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の強震動評価（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。

$$Q=110f^{0.69} \quad (f \geqq 0.8Hz) \qquad (3\text{-}1)$$

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

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、中古生層及び花崗岩を基盤岩類として、これを古琵琶湖層群や大阪層群の鮮新～更新統が覆っている。各盆地において実施された物理探査結果及び検層結果、地質資料、深層ボーリング等の文献の収集・整理を行い（**表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ＰＳ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=3.8km/s　層厚　42m
第２層：V_p =4.4km/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 =1.8km/s層、V_p =2.0km/s層、V_p =2.2km/s層、V_p =2.5km/s層、V_p =3.8km/s層、V_p =4.4km/s層、V_p =5.2km/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ＰＳ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 2.0 ～5.0km/s　　V_s=0.657Vp－0.697 ..... (3-2)
V_p 2.0 km/s未満　　V_s =0.194Vp＋0.078 ..... (3-3)

⑦ 密度は、Ｐ波速度よりLudwig *et al.*(1970)の関係を用いて換算した。

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=5.2km/s(V_s =3.1km/s)の層を地震基盤とした。

一方、「簡便法」においては、上記速度層構造モデルを用いることなく、評価地点下に一律Vs=400m/sの層が分布するとみなして、これを工学的基盤（V_s =400m/s）と定義した。これは、「確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）について」（地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会, 2002）の中の「工学的基盤」の定義と同義である。

(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 =400m/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=5.9km/s層（V_s=3.3km/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(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。

$$I=2.68+1.72\log PGV\pm0.21 \quad (I=4\sim7) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (3\text{-}4)$$

I：計測震度　PGV：地表最大速度(cm/s)

なお、翠川ほか(1999)ではI=0～7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恐れがある。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=600m/s）における最大速度を求めた。

$$\log PGV = 0.58M_w+0.0038D-1.29+d-\log(X+0.0028\times10^{0.50Mw})-0.002X \quad \cdots\cdots \quad (3\text{-}5)$$

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=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(V_s=400m/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 (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ので、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」ではディレクティビ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Vs=600m/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=390m/s・V_s=430m/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=390m/sとV_s=430m/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ない。地表における最大速度は、微地形区分（約1km四方毎の情報）を利用した経験的な方法を用いて最大速度の増幅率を推定することによって求め、さらに地表の計測震度も経験式を用いて求めている。したがって、「浅い地盤構造」のひずみレベルが大きい場合でも非線形挙動の影響について

は考慮されていないため、強震動予測結果（地表の最大速度・震度）は、個別の留意が必要である。

(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（地表トレース原点）		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		レシピ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		レシピ(3)式より導出 $M_0=\{S/(4.24\times10^{-11})\}^2$	5.13E+19 N・m
	モーメントマグニチュード		$\log M_0$(N・m) = 1.5*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 Δσ		レシピ(15)式より導出 $\Delta\sigma=7/16*M_0/R^3$	4.2 MPa
	剛性率 μ		$\mu=\rho\beta^2$,$\rho=2.7g/cm^3$,$\beta=3.4km/s$	3.12E+10 N/m^2
	平均すべり量 D		レシピ(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		レシピ(6)式 $A=2.46*10^{17}*M_0^{1/3}$	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	$S_a=\pi r^2$　$r=\frac{7\pi M_0\beta^2}{4AR}$	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}	レシピ(5)式 $M_{0a}=\mu S_a D_a$	3.03E+19 N・m
		静的応力降下量 $\Delta\sigma_{asp}$	レシピ(14)式 $\Delta\sigma_{asp}=7/16*M_0/(r^2R)$	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}	レシピ(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}	レシピ(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}	レシピ(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	レシピ(13)式 $D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	99.5 cm
		実効応力 σ_b	レシピ(17)式 $\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_{asp}/W_{asp})*\Sigma S_{ai}^3/S_a^3*\sigma_{asp}$	3.2 MPa
その他の震源特性	破壊開始点		レシピ1-3(2)	アスペリティ下端部
	破壊伝播形式		レシピ1-3(3)	同心円状
	破壊伝播速度 V_R		レシピ(22)式 $V_R=0.72*\beta$	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

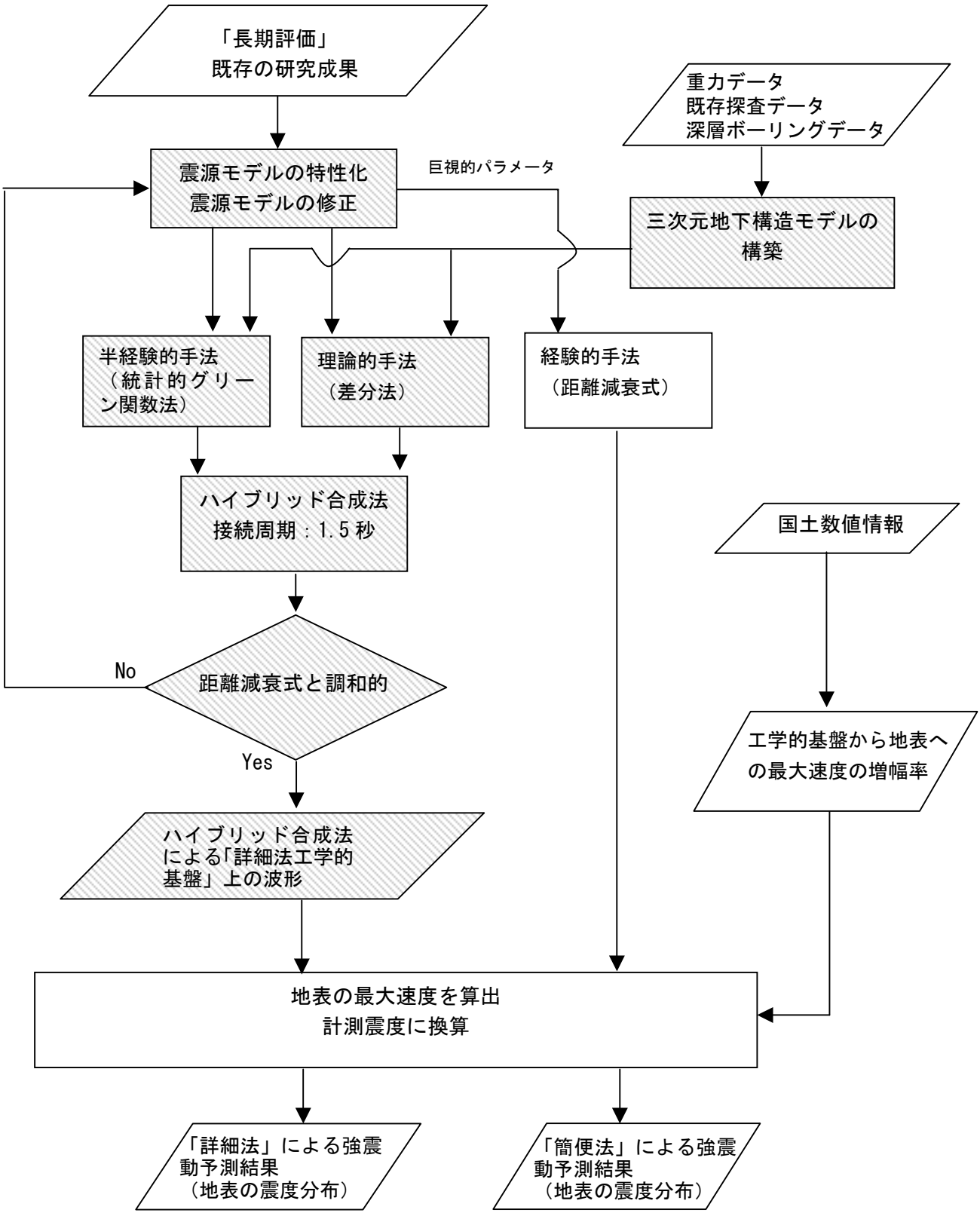
著者	文献名	年度	出典	ページ
林　隆夫・山崎博史・川辺孝幸	琵琶湖東岸・草津市烏丸地区深層ボーリングコアの岩相層序	1999	烏丸地区深層ボーリング調査団編,琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査,琵琶湖博物館研究調査報	31-60
堀江正治・石田志朗・西村進・横山卓雄・太井子宏和	古琵琶湖層深層部堆積状況に関する研究	1981	滋賀県天然ガス調査報告書	16-57
Horie, S., and S. Tanaka	Multichannel seismic profiles	1983	Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, 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　硯・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	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・南荘　淳	大阪平野の深部地盤構造のモデル化について	1993	地震学会講演予稿集,No. 2	112
香川敬生・澤田純夫・岩崎好規・江見　晋	発破実験より推定される大阪堆積盆地構造	1990	地震２,Vol.43	527-537
関西地盤情報活用協議会	新関西地盤－神戸および阪神間－	1998		270
関西地盤情報活用協議会	新関西地盤－京都盆地－	2002		196
烏丸地区深層ボーリング調査団編	琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査	1999	琵琶湖博物館研究調査報告,No.12	167
川辺秀憲・堀家正則・日下部馨	震源インバージョンと地震動有限差分シミュレーションを用いた大阪平野北部地域の三次元地下構造モデル	2002	日本建築学会構造系論文集,№552	93-100
Kawabe, T	Stratigraphy of the lower part of the Kobiwako Group around the Ueno basin, Kinki district, Japan.	1989	Jour. Geosci. Osaka City Univ., Vol. 32	29-52
川辺孝幸	古琵琶湖層群－上野盆地を中心に－	1990	アーバンクボタ,№29	30-47
木村克己・吉岡敏和・中野聡志・松岡　篤	北小松地域の地質	2001	地質調査所	89
近畿農政局計画部資源課	農業用地下水開発調査	1973	亀岡盆地地区調査報告書	256
北　啓之・科野健三	奈良盆地のVSP探査と地震応答の検討	1993	日本応用地質学会関西支部・関西地質調査業協会,シンポジウム「丘陵地域の応用地質学的特性と課題」,第３セッション	
狐崎長琅・後藤典俊・岩崎好規	地震探査からみた京都盆地南部の地下構造とこれに関連した地震工学上の若干の問題	1971	京都大学防災研究所年報,14-A	203-215
小林芳正・入倉孝次郎・堀家正則・天池文男・岸本清行・春日　茂	黄檗断層の地震探査	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・図司高志・中村美重・横井川博之	琵琶湖西岸活断層系北部,饗庭野断層の活動履歴	1999	地震２,Vol.51	379-394
小松原　琢・水野清秀・松山紀香	琵琶湖西岸活断層系南部,特に堅田断層の補備調査	2001	活断層・古地震研究報告,No. 1	115-131
小松原　琢・水野清秀・松山紀香・細矢卓志・徳田博明・藤根　久	琵琶湖西岸活断層系南部・堅田断層の活動履歴調査	2002	活断層・古地震研究報告,No. 2	91-107
公文富士夫	烏丸地区深層ボーリング資料からみた近江盆地の構造運動と堆積環境	1999	烏丸地区深層ボーリング調査団編,琵琶湖博物館研究調査報告,№12	155-162
公文富士夫・今井　肇	烏丸半島学術ボーリング試料の堆積相と粒度分析からみた琵琶湖南湖周辺の古環境変遷	1999	烏丸地区深層ボーリング調査団編,琵琶湖博物館研究調査報告,№12	61-74
栗本史雄・内藤一樹・杉山雄一・中江　訓	敦賀地域の地質	1999	地域地質研究報告（５万分の１地質図幅）,地質調査所	73

表 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 京都西山断層群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 atomosphere δ Co2 in the sediments of Lake Biwa, Japan	1993	Palaeogeo. Palaeo-clima. Palaeoeco., Vol. 105	171-178
Meyers, P. A., Takemura, K. and Horie, S	Reinterpretation of Lake Quaternary sediment chronology of Lake Biwa, Japan, from correlation with marine glacial-interglacial cycles	1993	Quant. Res., Vol.39	154-162
宮腰　研・香川敬生・越後智雄	大阪平野における深部地下構造のモデル	1997a	物理探査学会第96回学術講演会講演論文集	186-190
宮腰　研・香川敬生・越後智雄・堀江佳平・澤田純男	大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化（その２）	1997b	第24回地震工学研究発表会講演論文集	33-36
宮腰　研・香川敬生・鶴来雅人・赤澤隆士・小川安雄・清水謙司・江尻譲嗣	微動探査法による奈良盆地の地下構造探査	1998a	物理探査学会第98回学術講演会論文集	130-134
宮腰　研・香川敬生・鶴来雅人・赤澤隆士・趙　伯明・野口竜也・福本和正・藤原悌三	微動探査法による彦根市の地下構造探査	1998b	物理探査学会第99回学術講演会論文集	164-167
宮腰　研・香川敬生・趙　伯明・徳林宗孝・澤田純男	大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化（その３）	1999	第25回地震工学研究発表会講演論文集	185-188
水野清秀・小松原　琢・七山太・寒川　旭・山崎博史	琵琶湖西岸断層系の活動性調査	1997	地質調査所研究資料集No.303（平成８年度活断層研究調査概要報告書）	23-35
水野清秀・小松原　琢	琵琶湖西岸断層系堅田断層及び今津－高島沖湖底断層の補備調査	1999	地質調査所速報,No.EQ/99/3（平成10年度活断層・古地震研究調査概要報	215-224
中江　訓・吉岡敏和・内藤一樹	竹生島地域の地質	2000	地域地質研究報告（５万分の１図幅）,地質調査所	71
中沢圭二・市川浩一郎・市原実	日本の地質６　近畿地方	1993	共立出版株式会社	296
西掘　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
太井子宏和・井内美郎・目黒鉄雄	琵琶湖北湖湖底のユニブーム音波探査	1987	北海道大学地球物理研究報告,Vol.49	251-268
Takemura, K	Tectonic and climatic record of the Lake Biwa, Japan, region provided by the sediments deposited since Pliocene times	1990	. Palaeogeo. Palaeoclima. Palaeoeco., Vol.78	185-192
竹村恵二	西南日本の鮮新世以降のテクトニクス－近畿地域の盆地形成と関連して	1999	月刊地球,Vol.21	649-652
竹村恵二・横山卓雄	琵琶湖1400m掘削試料の層相からみた堆積環境	1989	陸水雑,Vol.50	247-254
戸田　茂・川崎慎治・中川康一・香川敏幸・横田　裕・小林芳正・岡田篤正	琵琶湖南湖周辺における反射法地震探査	1996	活断層研究,No.15	23-36
筒井智樹・小林芳正・阿部進・香川啓生・須本満由美・福井　徹・入倉孝次郎・岩田知孝・吉岡祥一	脈動観測による基盤深度の推定－琵琶湖東岸,日野川下流域の調査－	1987	地震学会講演予稿集,No. 1	320
筒井智樹・小林芳正・村井芳夫・芝　良昭・須田佳之・岩田和孝・松井一郎・藤原宏行	反射法地震探査による琵琶湖東岸,日野川河口の地下構造の推定	1989	地震２,Vol.42	405-418
Tsutsui, T. and Y., Kobayashi	Discontinuity of Basement Rock Depth in Eastern Coast of Lake Biwa	1989	Discovered by Observations of Microseisms, J. Phys. Earth, Vol.37	133-146
山田功夫・佐々木嘉三	琵琶湖爆破による中部地方の地下構造	1979	地震学会講演予稿集,No. 1	197
山崎博史	烏丸ボーリング－琵琶湖環境史－	2001	月刊地球,Vol.23	387-392
山崎博史・吉川周三・林　隆夫	琵琶湖西岸,古琵琶湖層群基底部コアの層序	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., Danhara, T., Hashimoto, S., Hayashi, T., Hayashida, A. Nakagawa, Y., Nakajima, T., Natsuhara, N., Nishida, J., Otofuji, 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・宍倉正展・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・図司高志・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

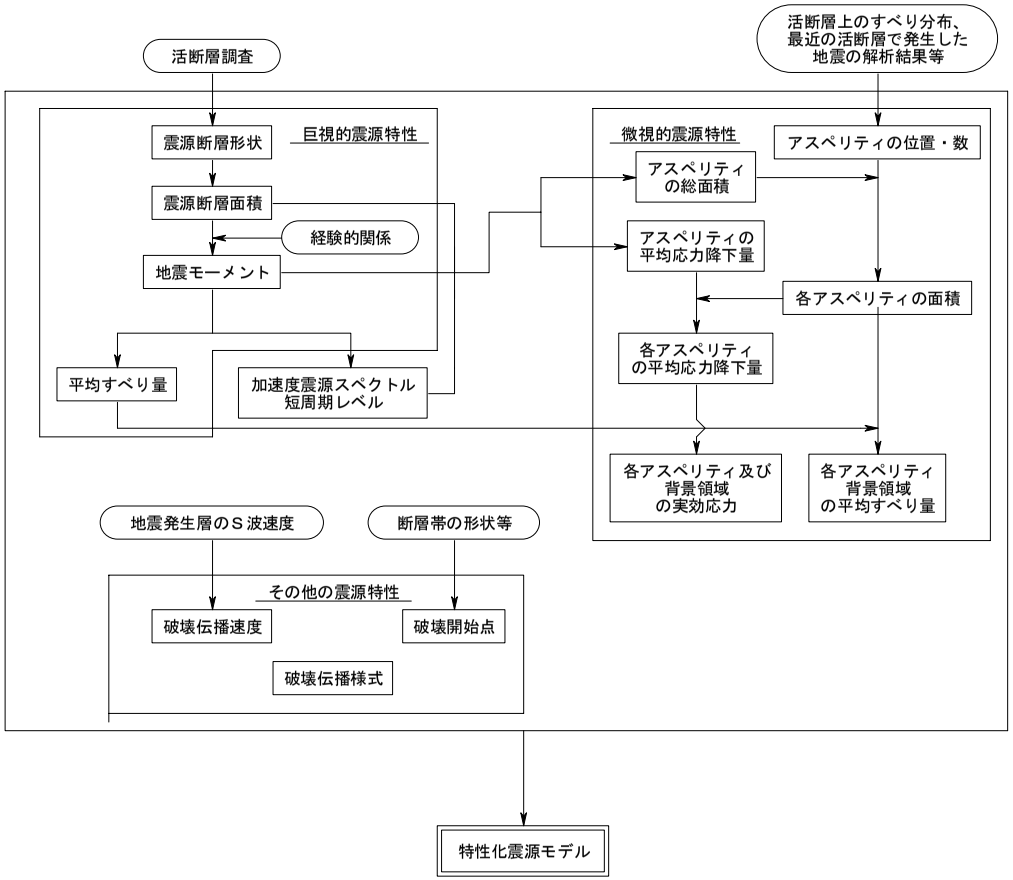


図 3.1.1-2　活断層で発生する地震の震源特性の設定の流れ

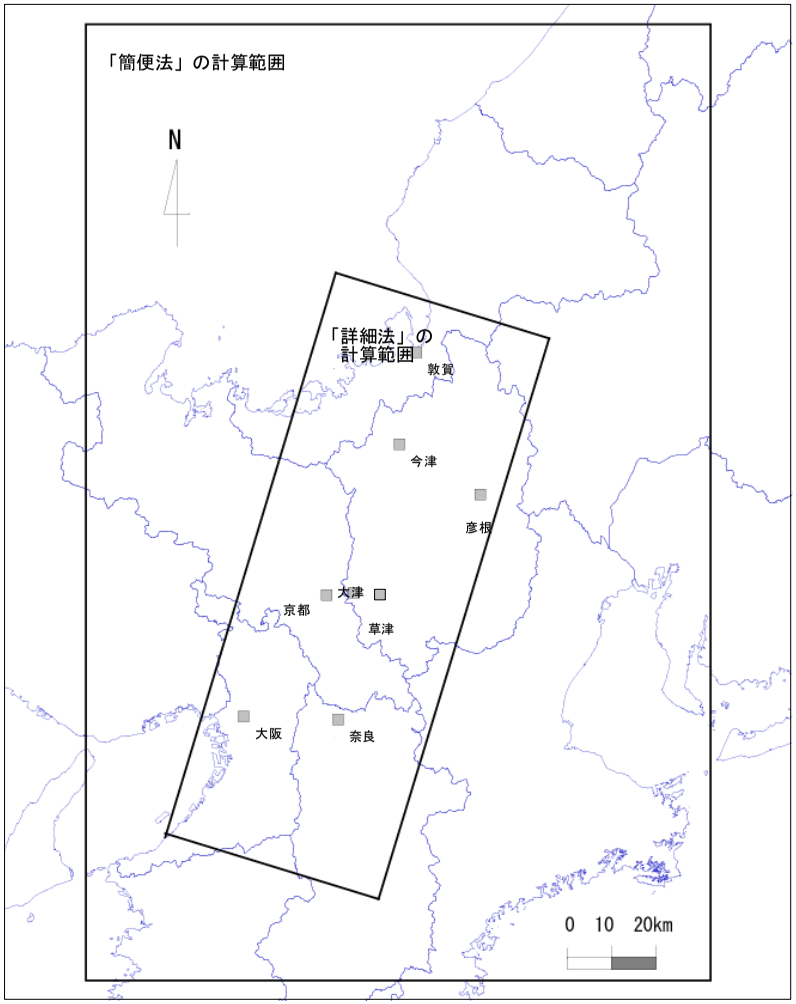


図 3.1.1-3　強震動評価範囲と波形例を示す評価地点

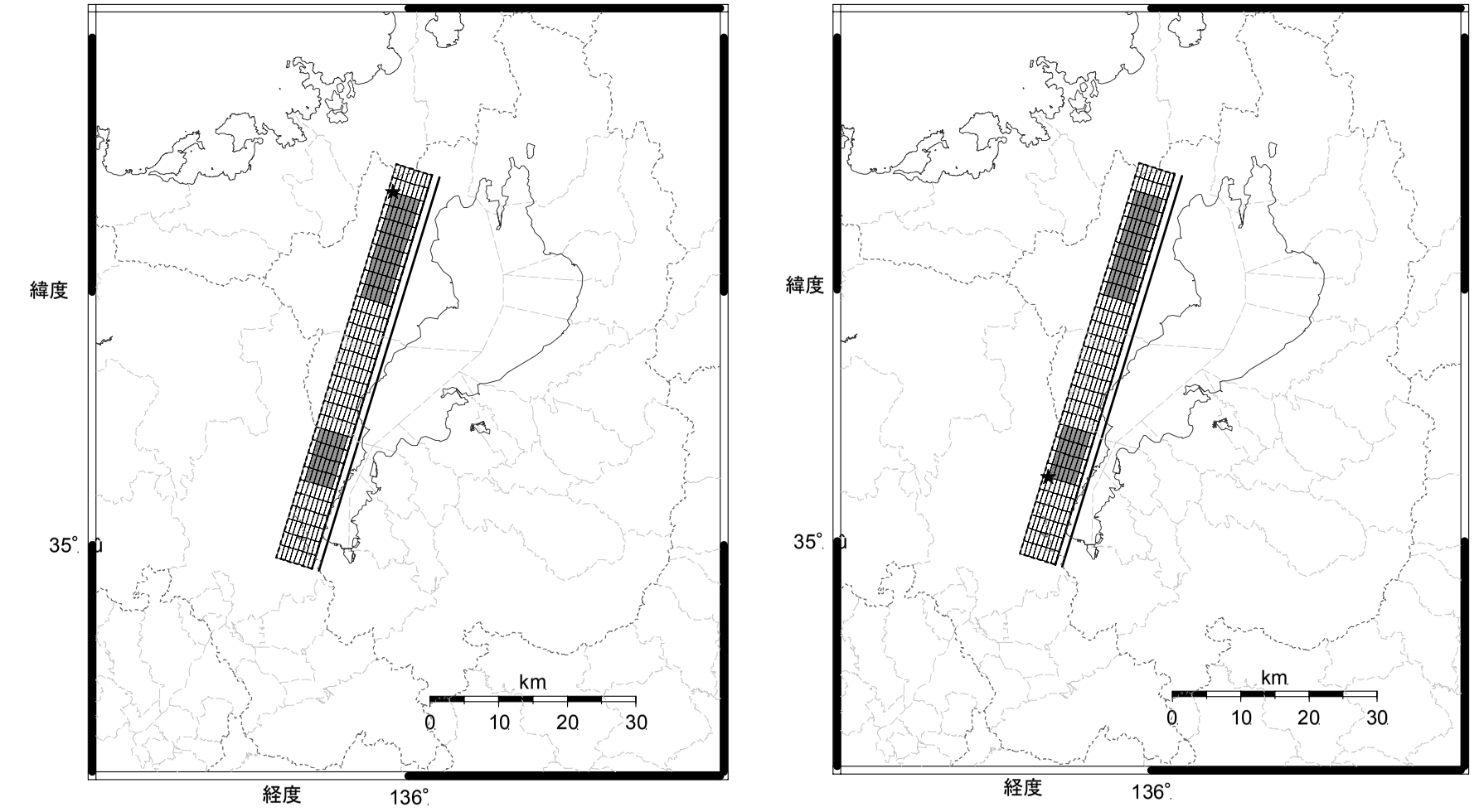
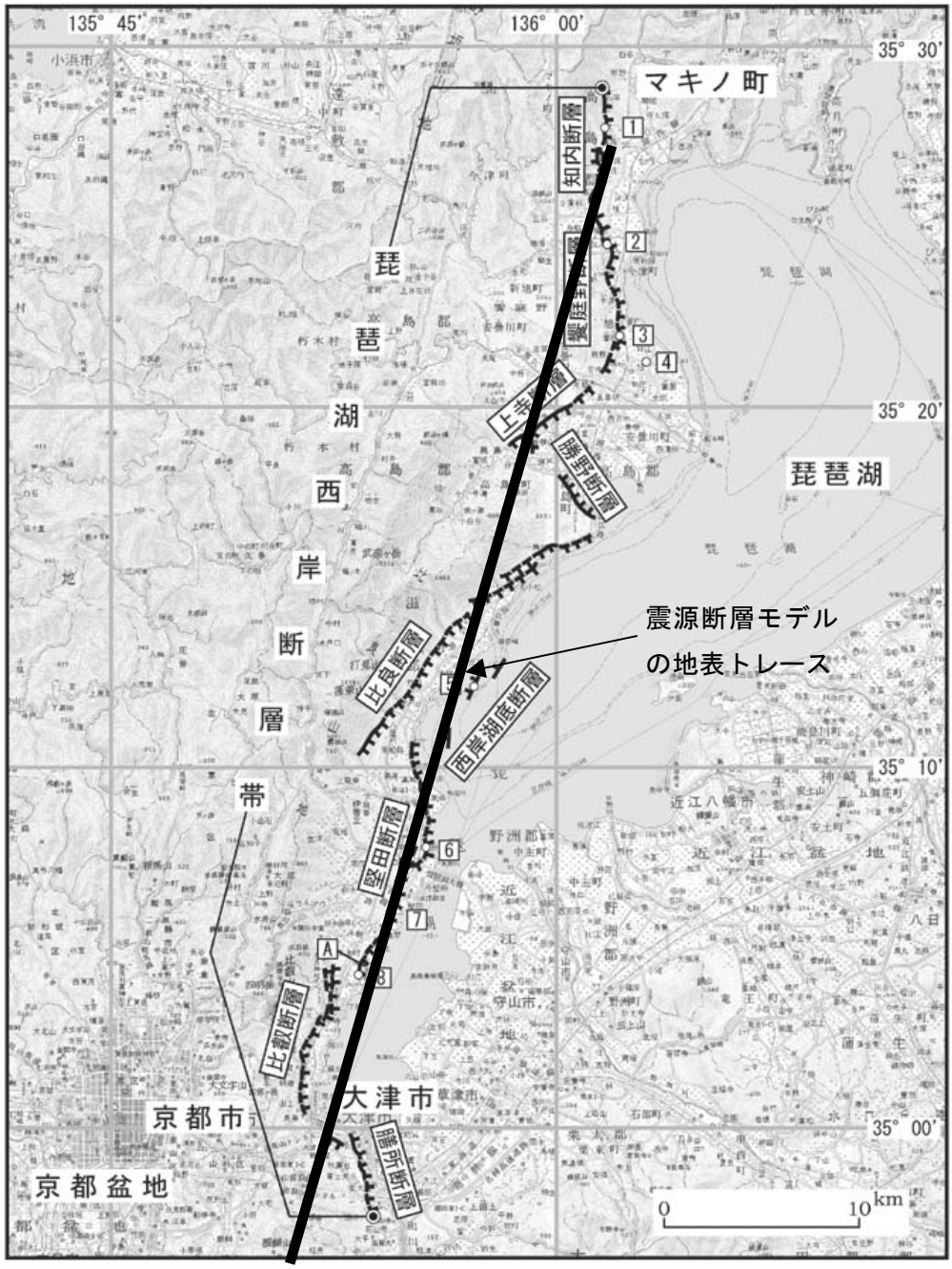


図 3.1.1-4　震源断層モデル



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）

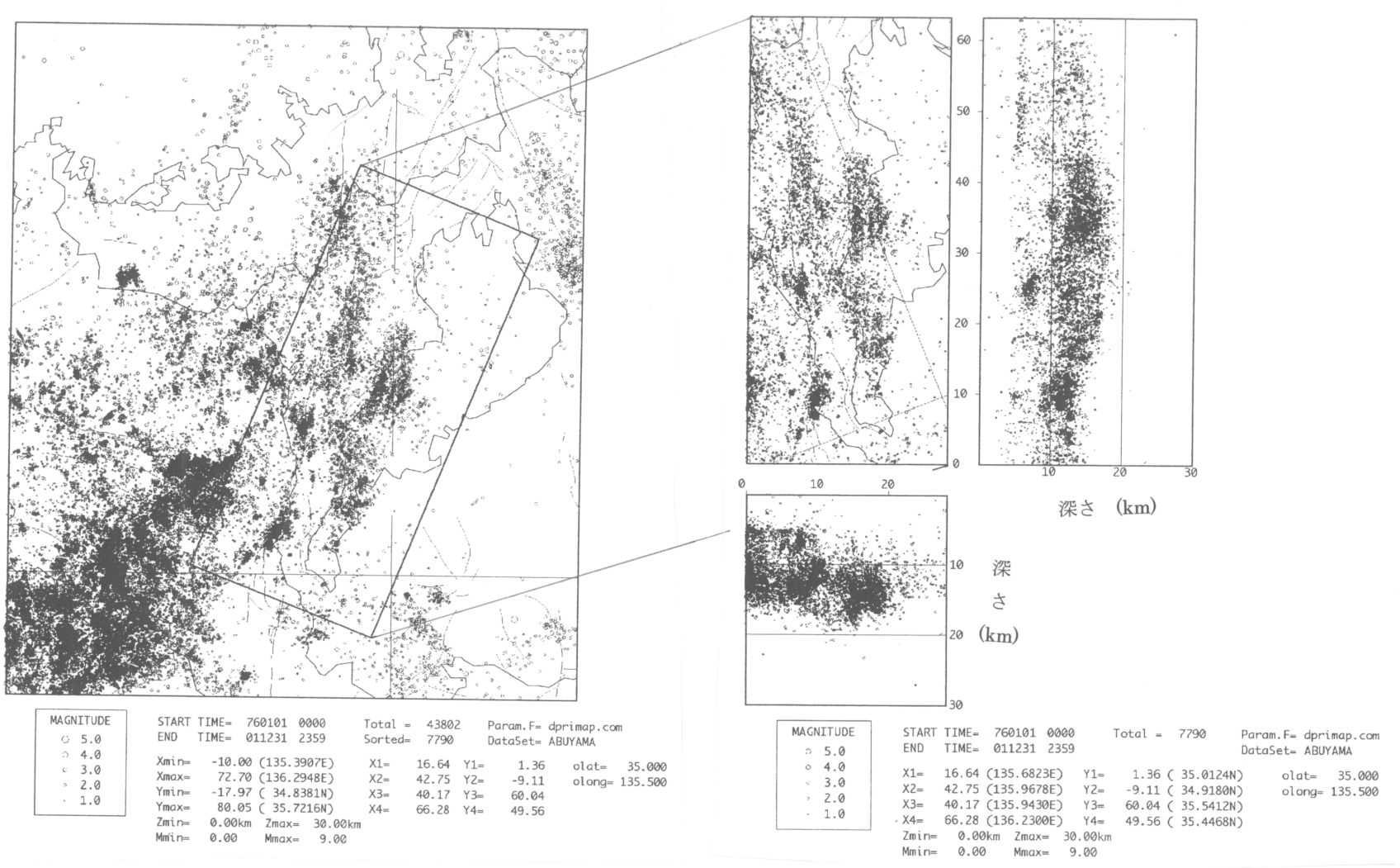


図 3.1.1-6　近畿北部（1976～2001 年, 深さ 30km まで）の震央分布（左図）及び琵琶湖西岸地域の震源分布（右図）
（京都大学防災研究所地震予知研究センター阿武山系観測網再験測震源リストによる）

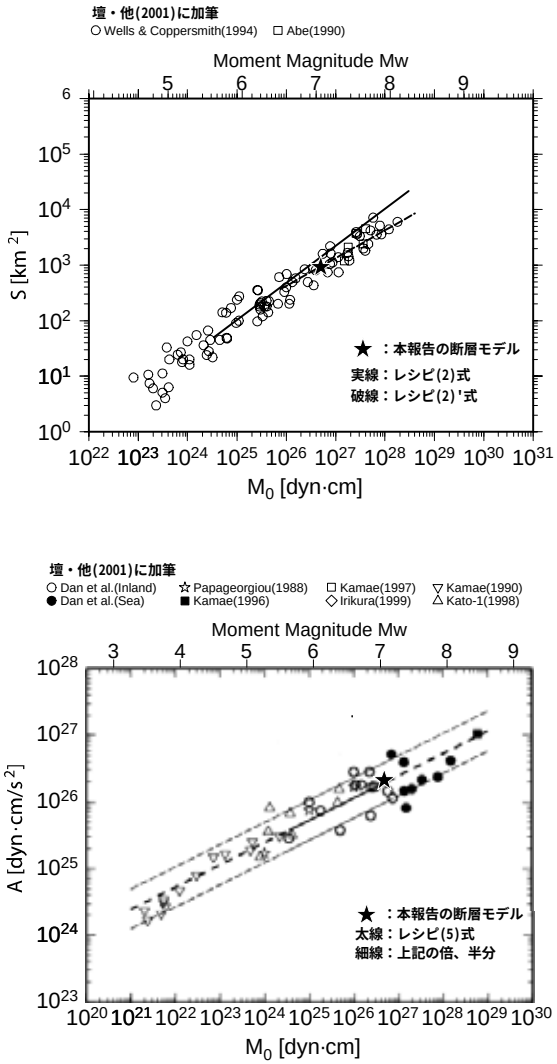


図 3.1.1-7　地震モーメント Mo と断層面積 S との経験的関係（上）
および地震モーメント Mo と短周期レベル A の関係（下）

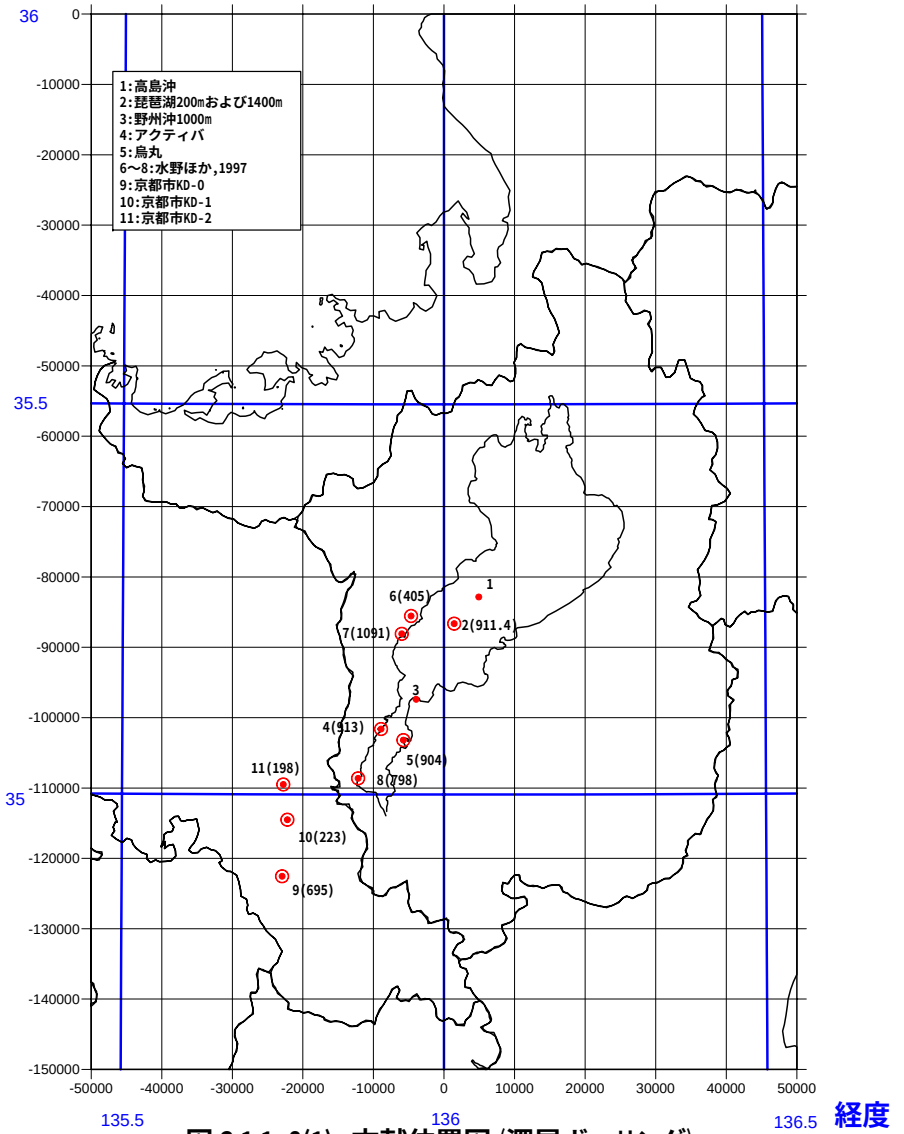


図 3.1.1-8(1)　文献位置図（深層ボーリング）
◎は基盤岩類に達したもの　括弧内は到達深度

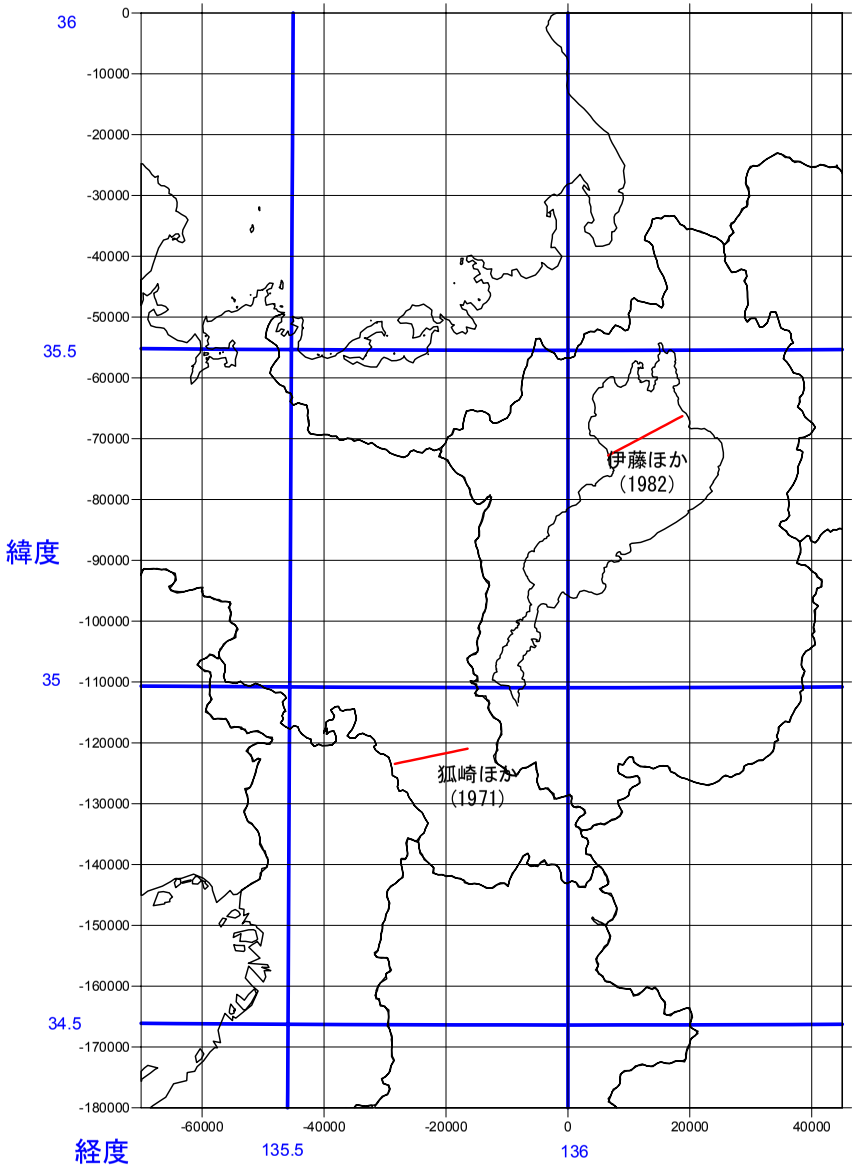


図 3.1.1-8(2) 文献位置図(屈折法地震探査)

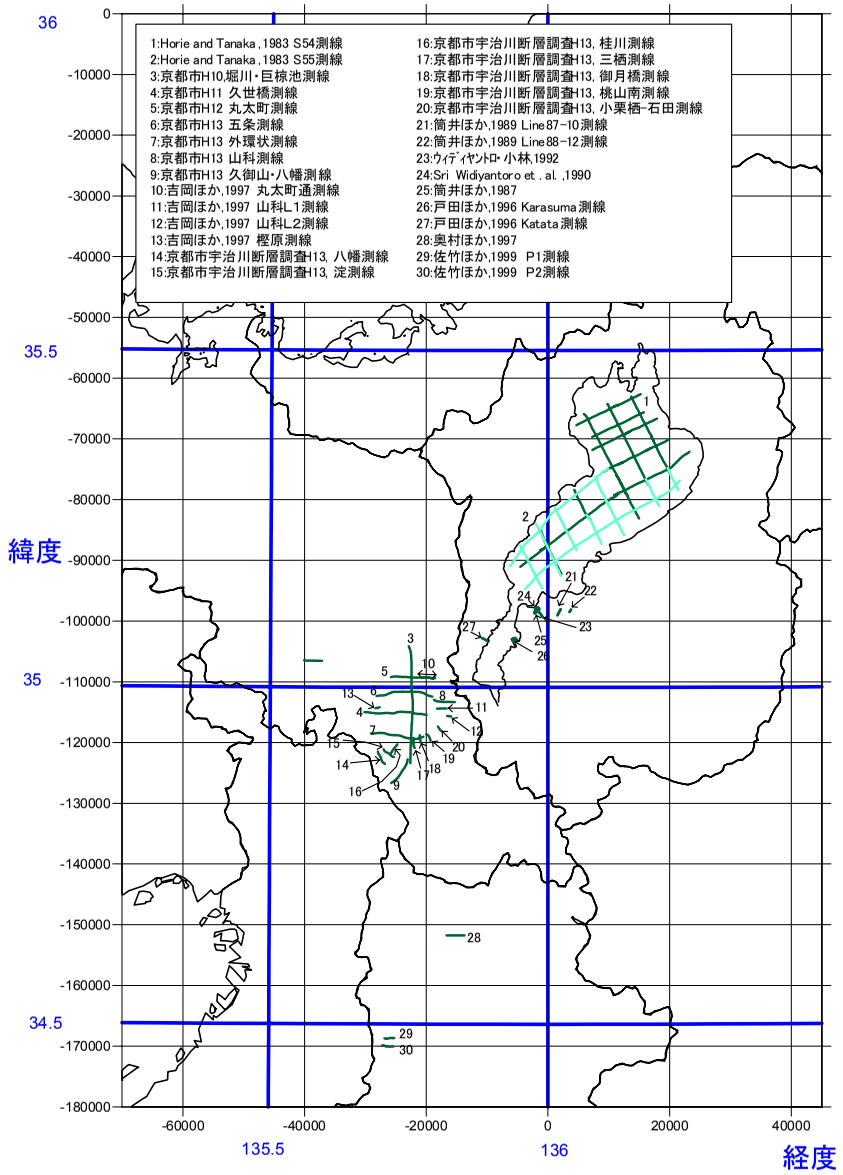


図 3.1.1-8(3) 文献位置図(反射法地震探査)

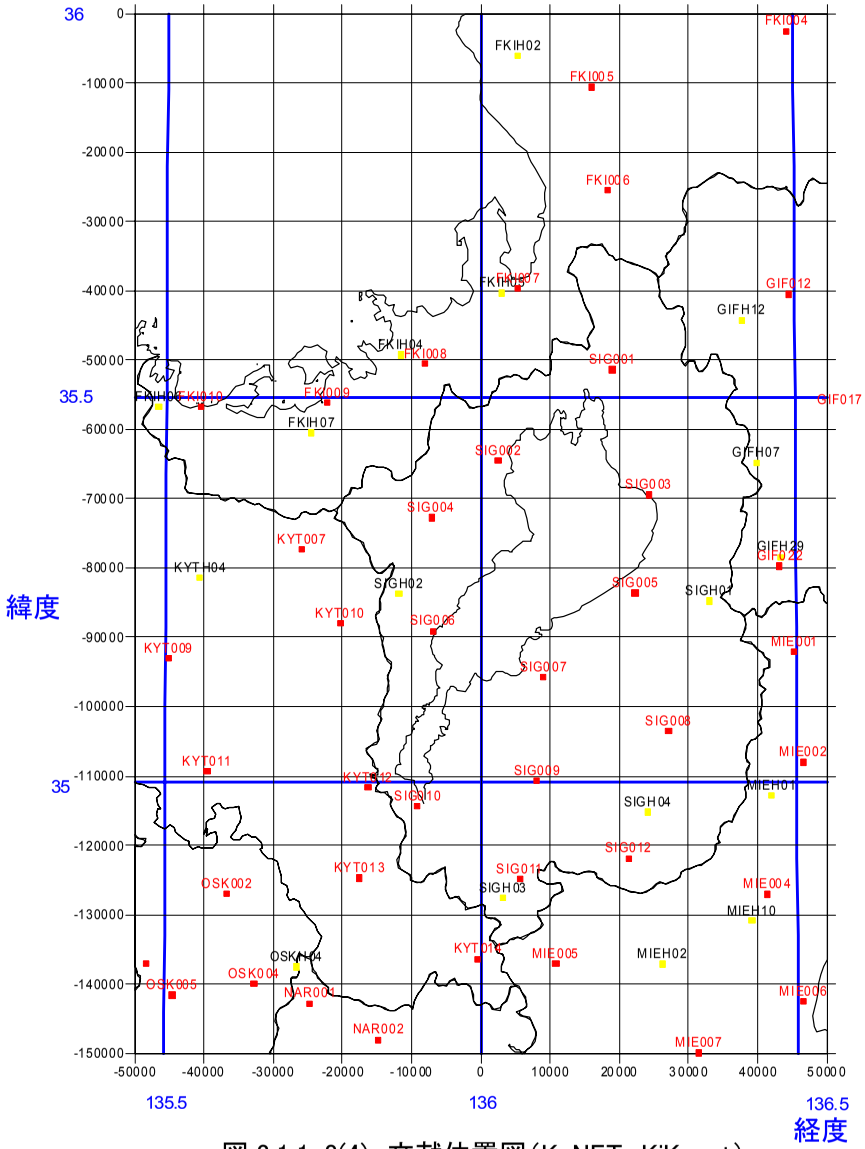


図 3.1.1-8(4)　文献位置図(K-NET、KiK-net)

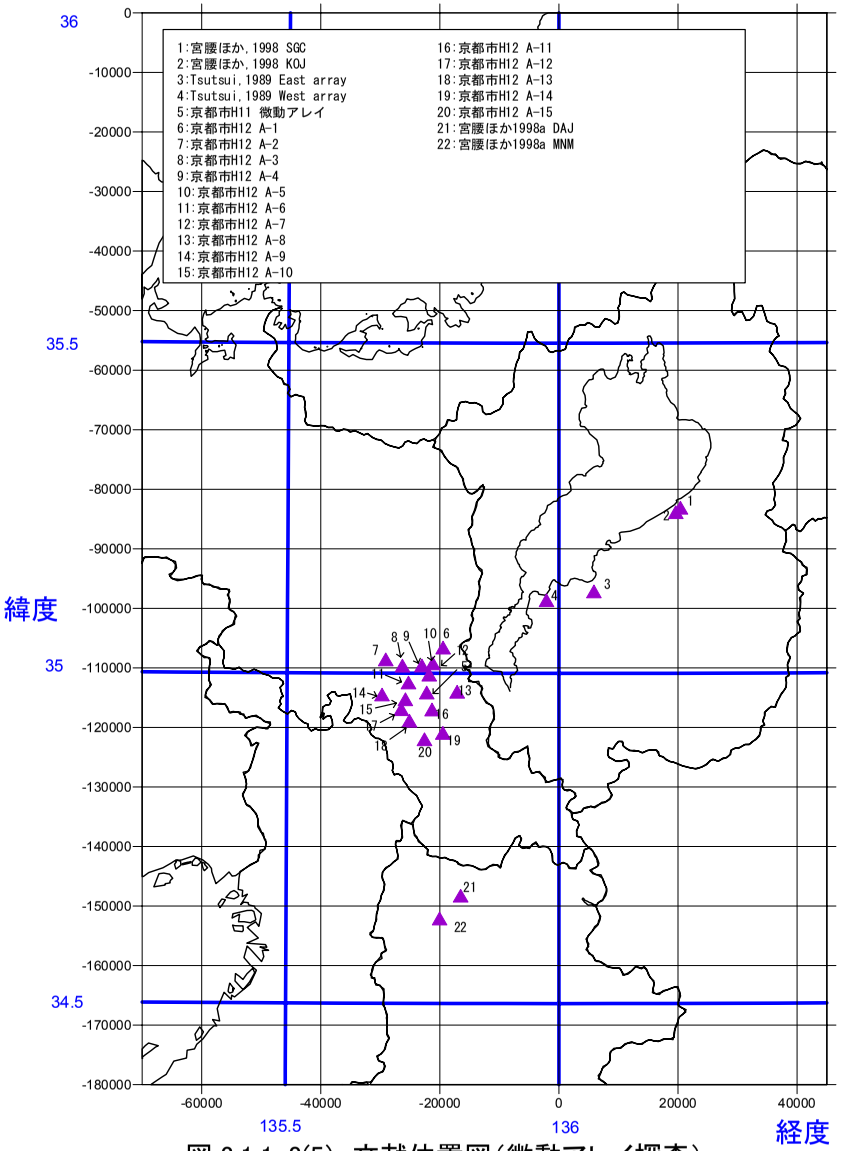


図 3.1.1-8(5)　文献位置図(微動アレイ探査)

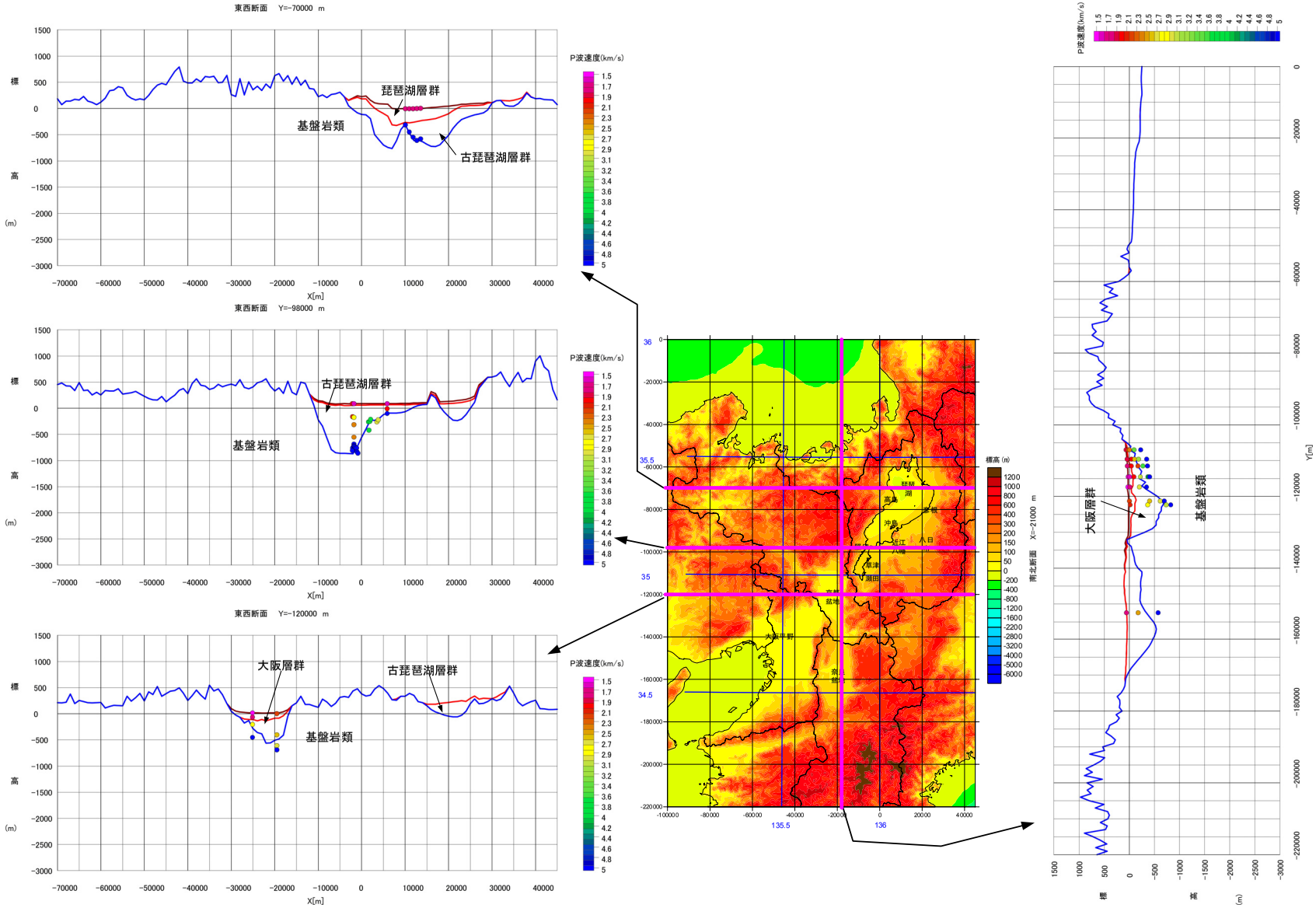


図 3.1.1-9　地質断面図と物理探査データ

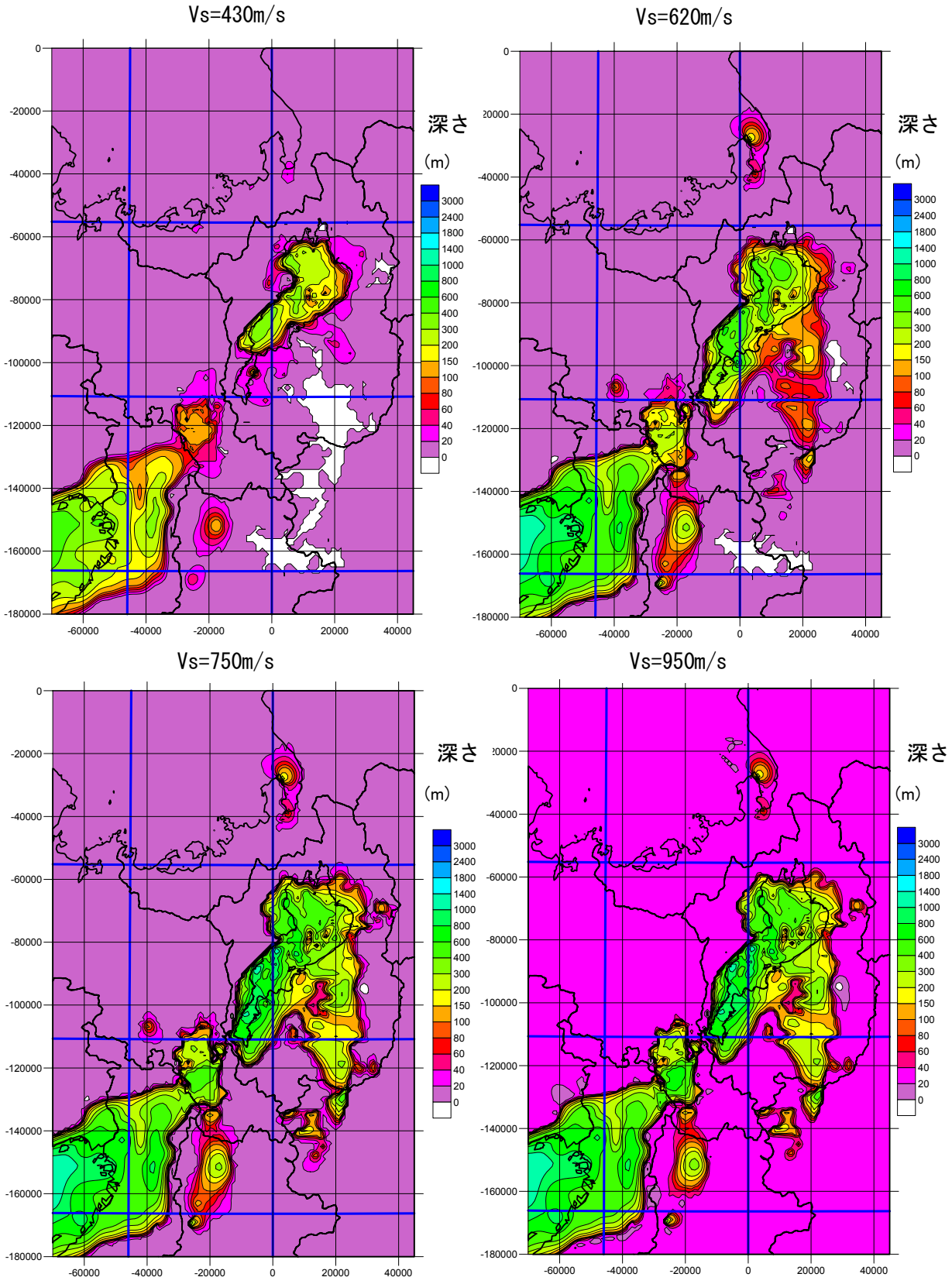


図 3.1.1-10(1)　「深い地盤構造」のモデル（各速度層上面の深さ分布）

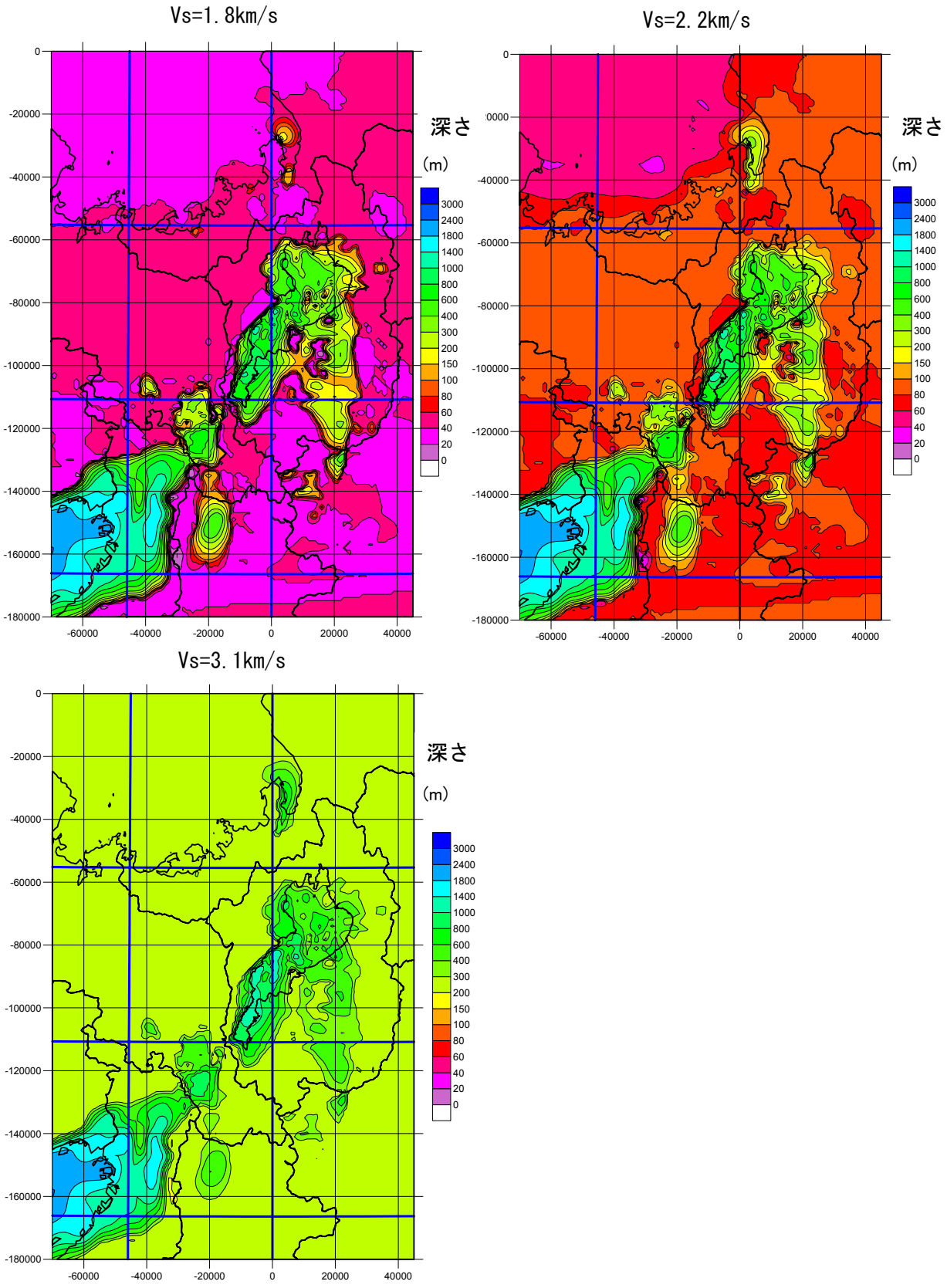


図 3.1.1-10(2)　「深い地盤構造」のモデル（各速度層上面の深さ分布）

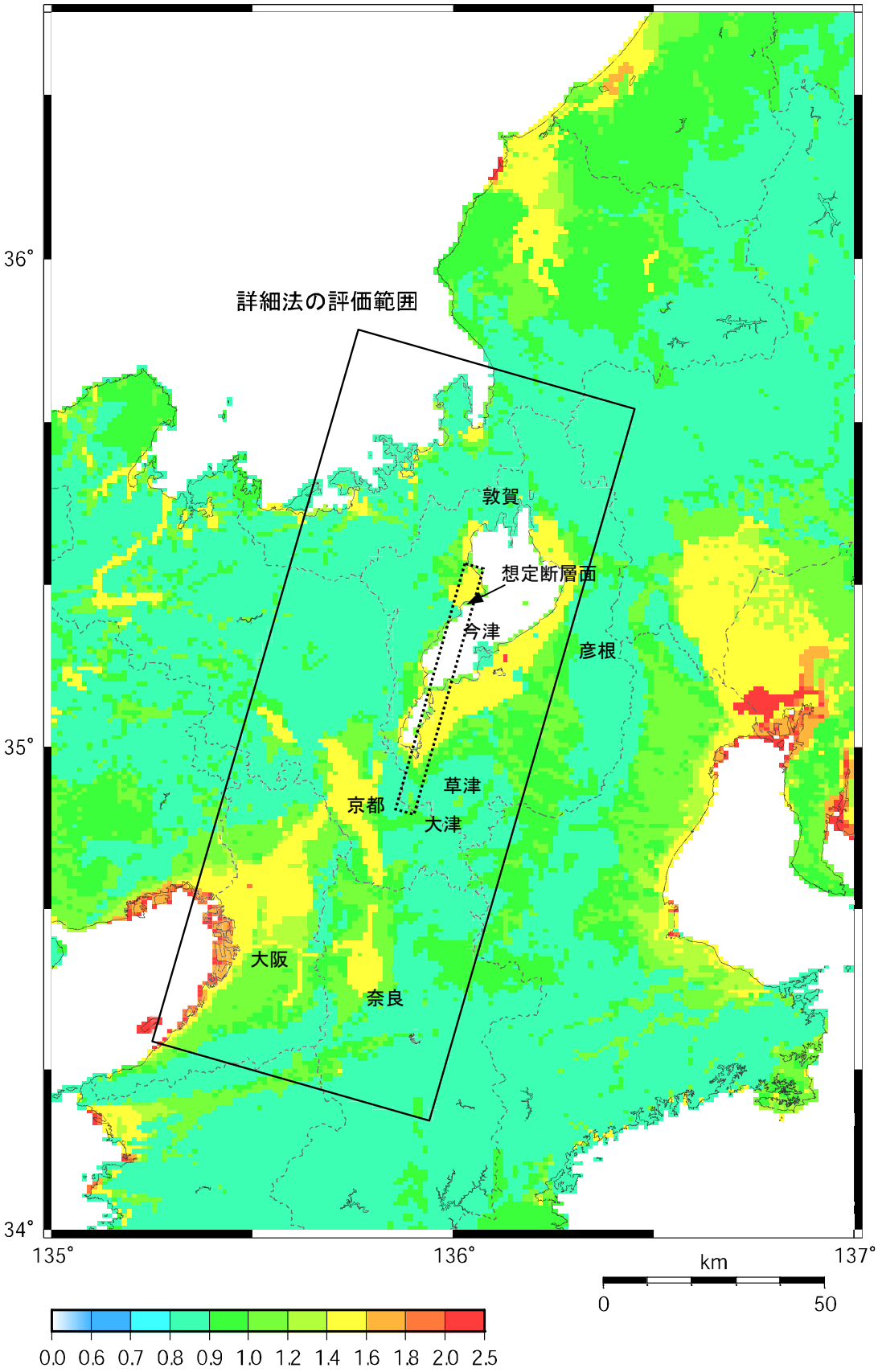


図 3.1.1-11　「浅い地盤構造」（工学的基盤（Vs=400m/s 相当）から地表まで）での最大速度の増幅率

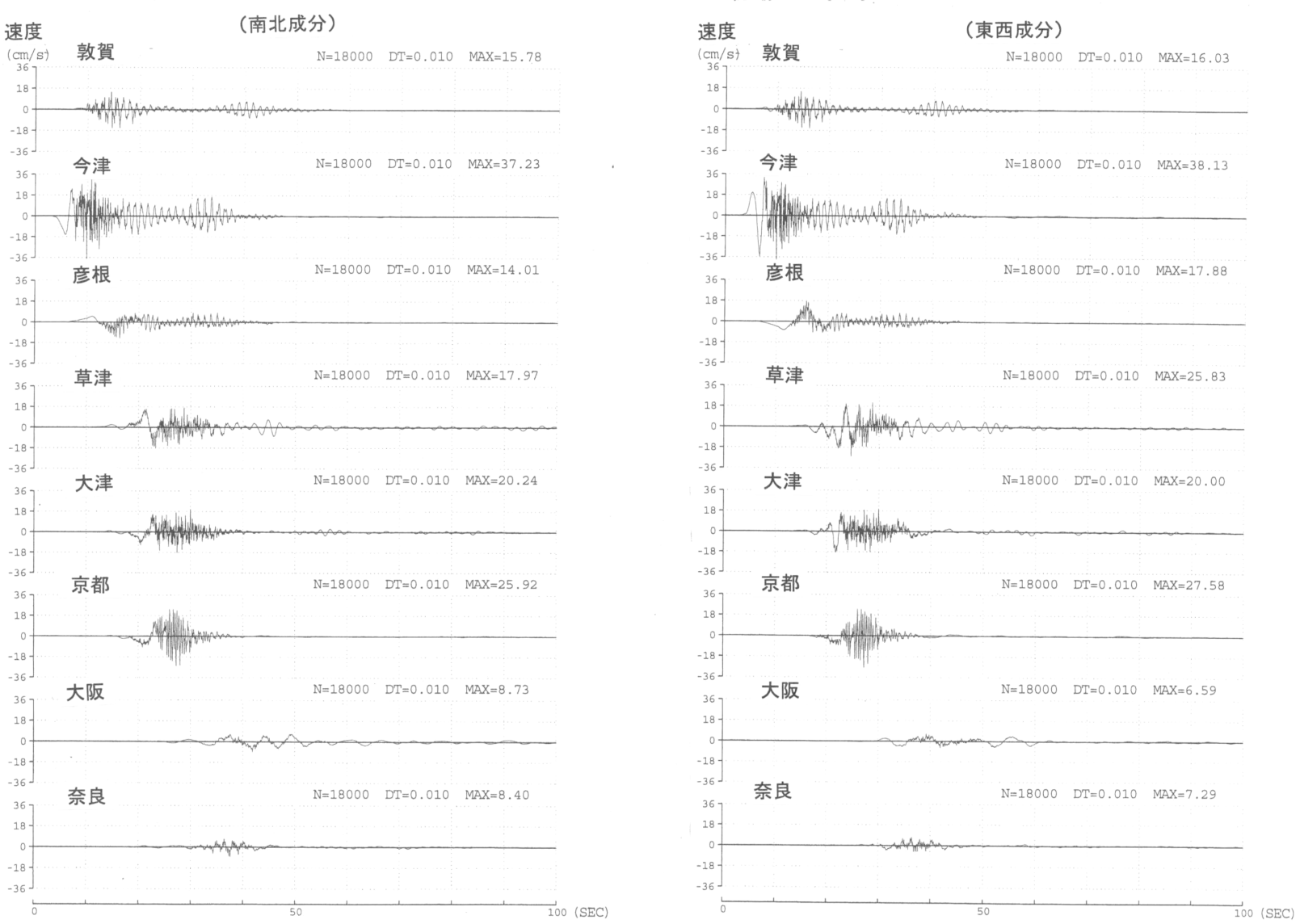


図 3.1.1-12(1) 「詳細法工学的基盤」における計算波形例(ケース1)

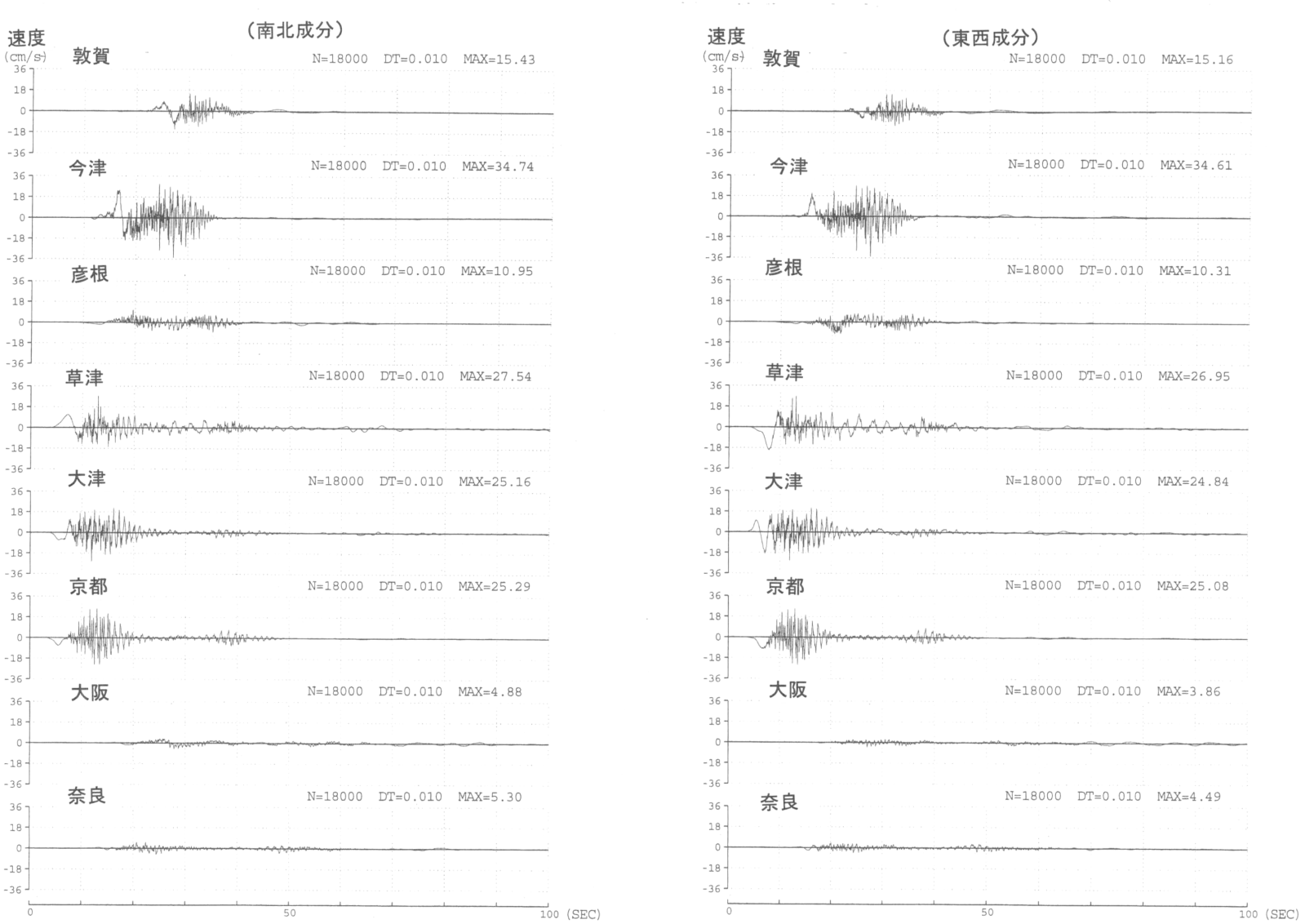


図 3.1.1-12(2) 「詳細法工学的基盤」における計算波形例（ケース2）

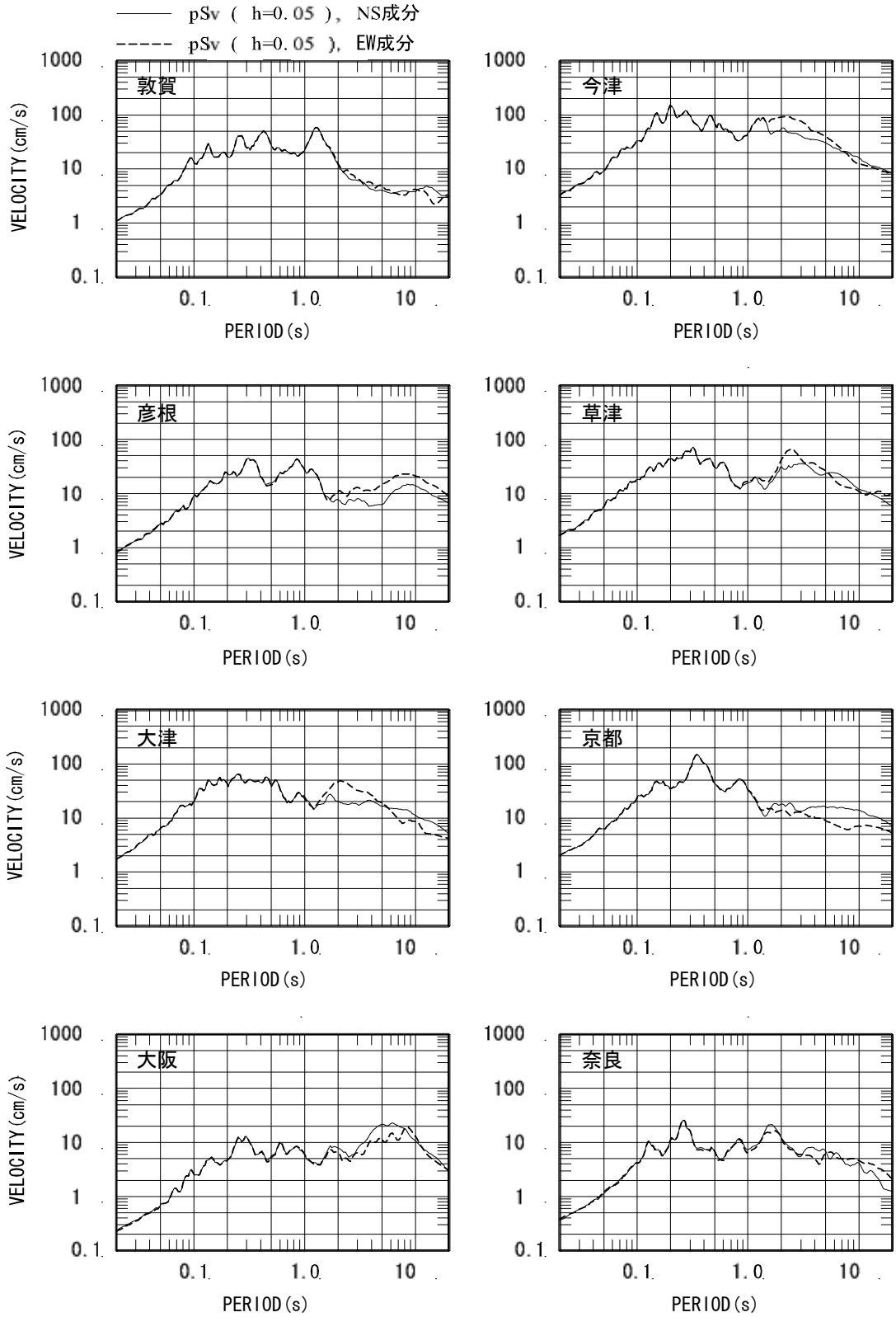


図 3.1.1-13(1)　「詳細法工学的基盤」の地震動の減衰定数５％擬似速度応答スペクトル（ケース１）

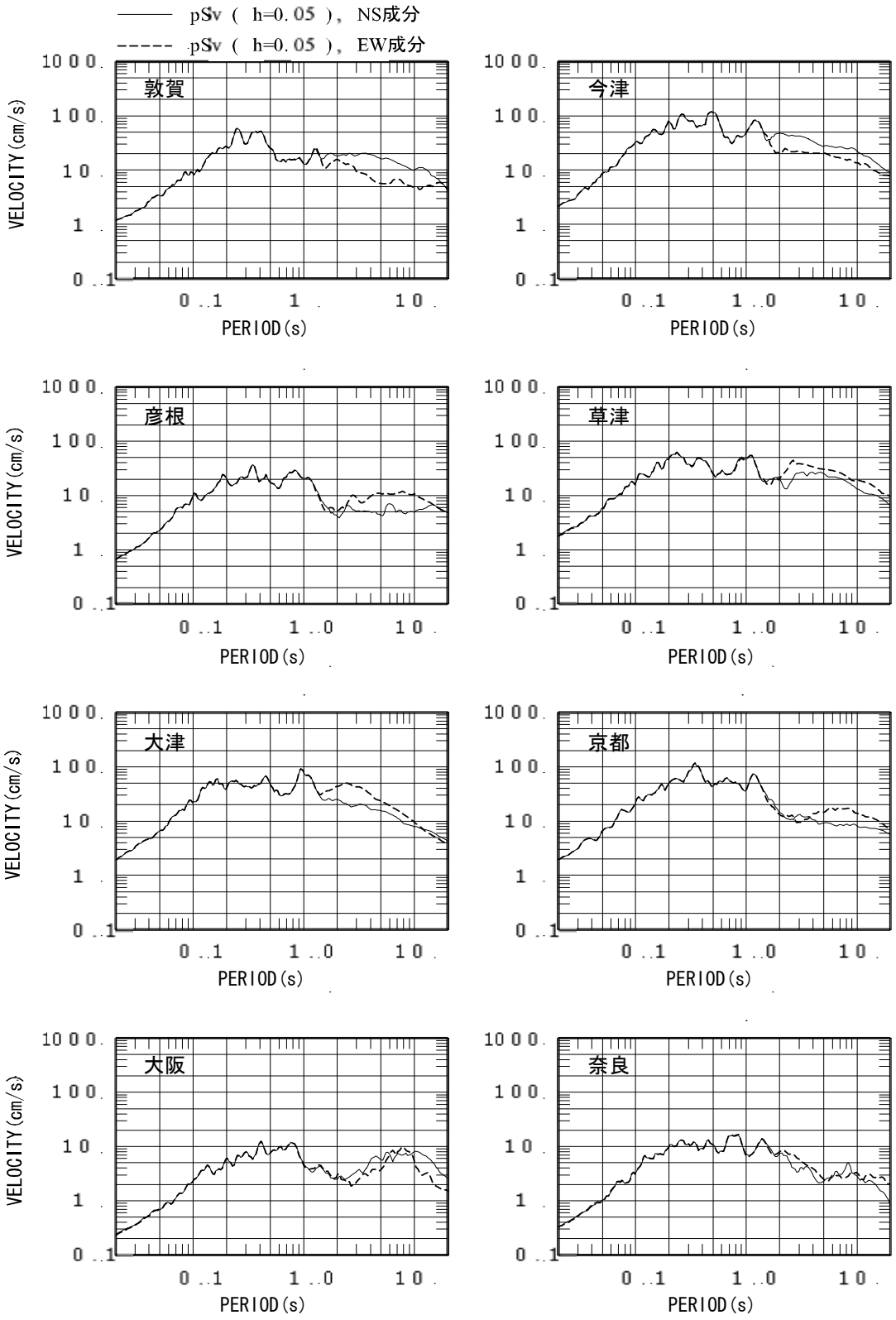
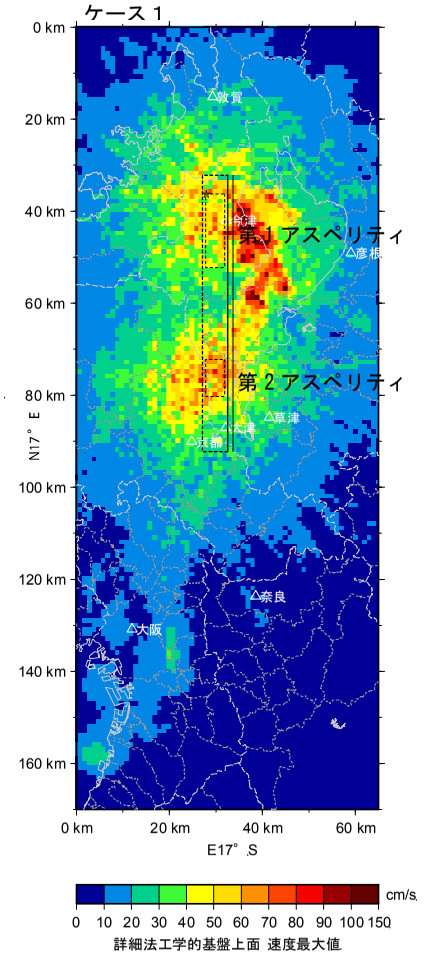


図 3.1.1-13(2)　「詳細法工学的基盤」の地震動の減衰定数５％擬似速度応答スペクトル（ケース２）



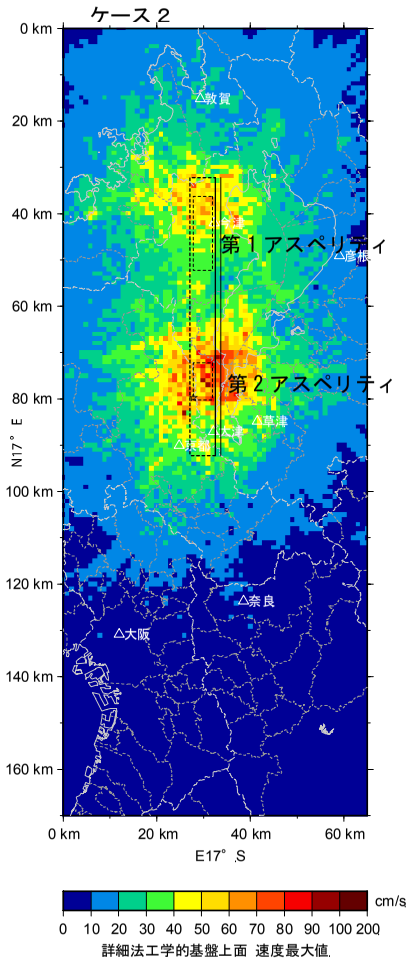
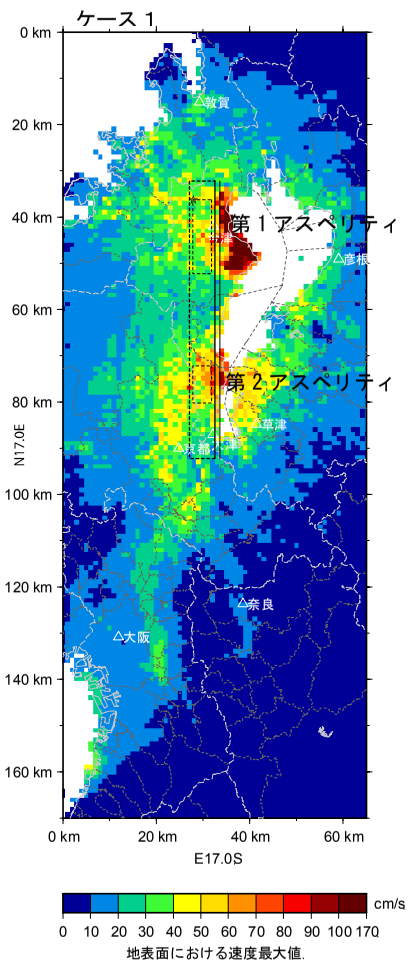


図 3.1.1-14　「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上面における最大速度分布図（ケース１，２）



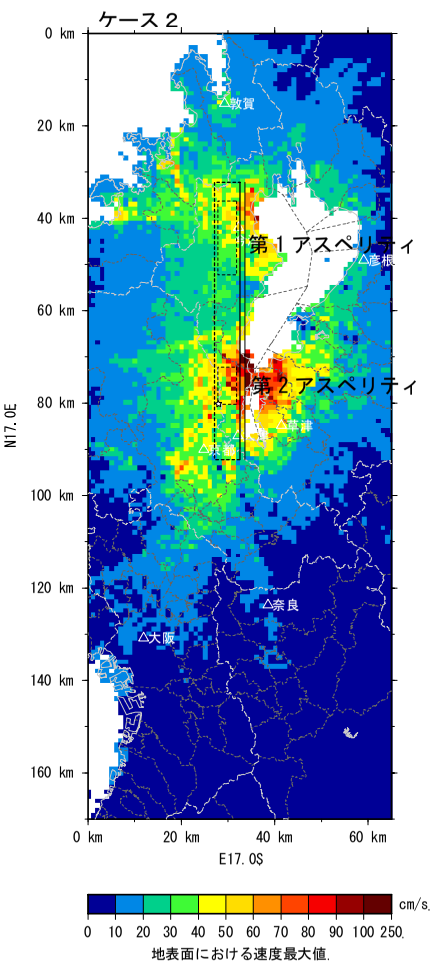


図 3.1.1-15　「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布図（ケース１，２）

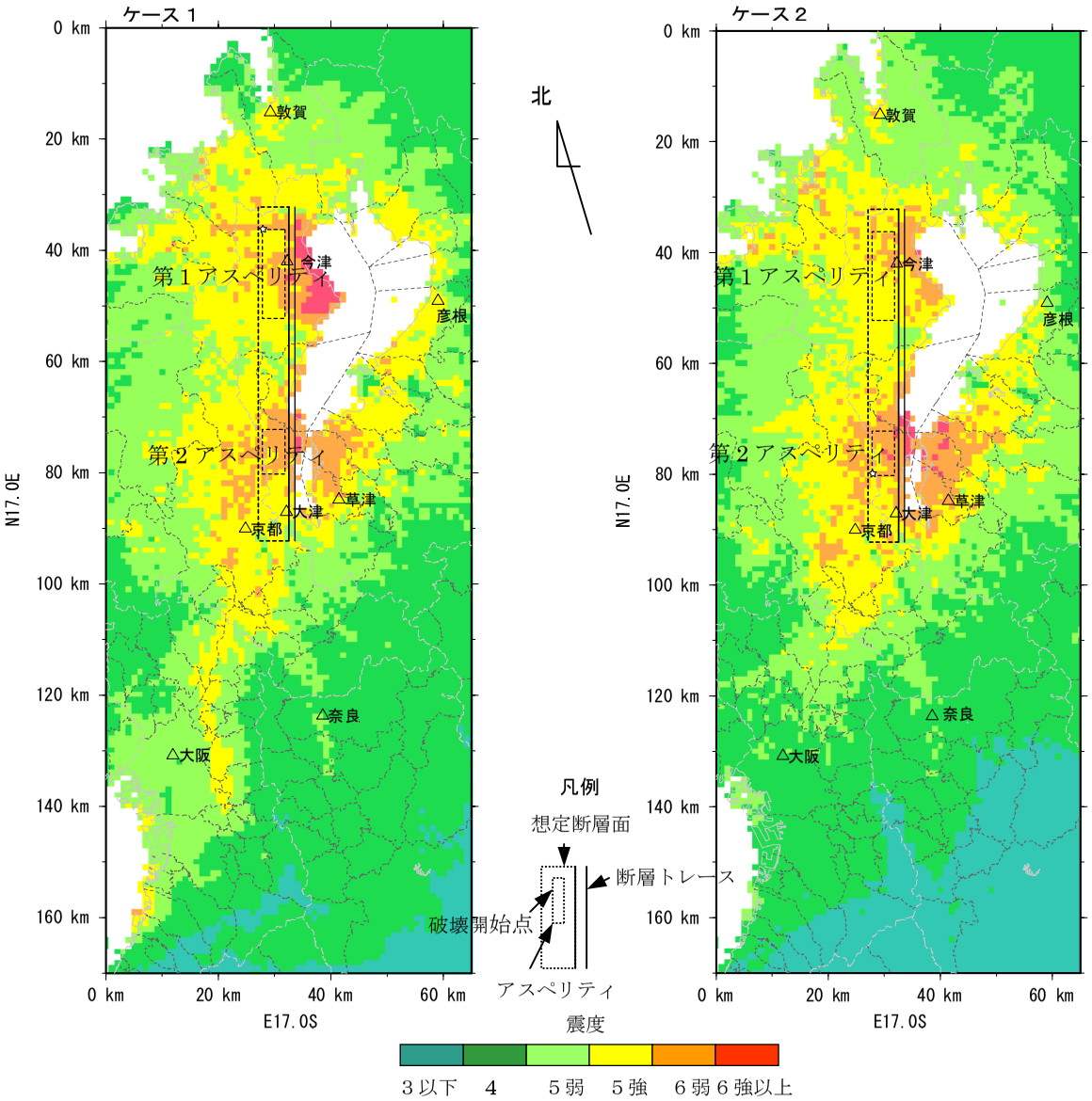
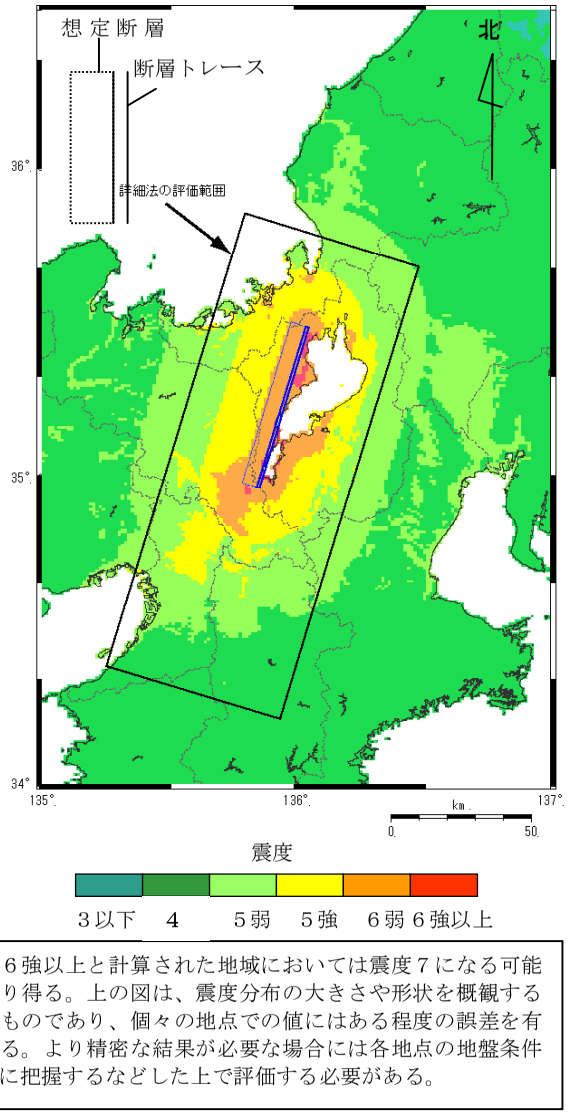


図 3.1.1-16　「詳細法」による強震動予測結果：震度分布図



※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した上で評価する必要がある。

図 3.1.1-17　「簡便法」による強震動予測結果：震度分布

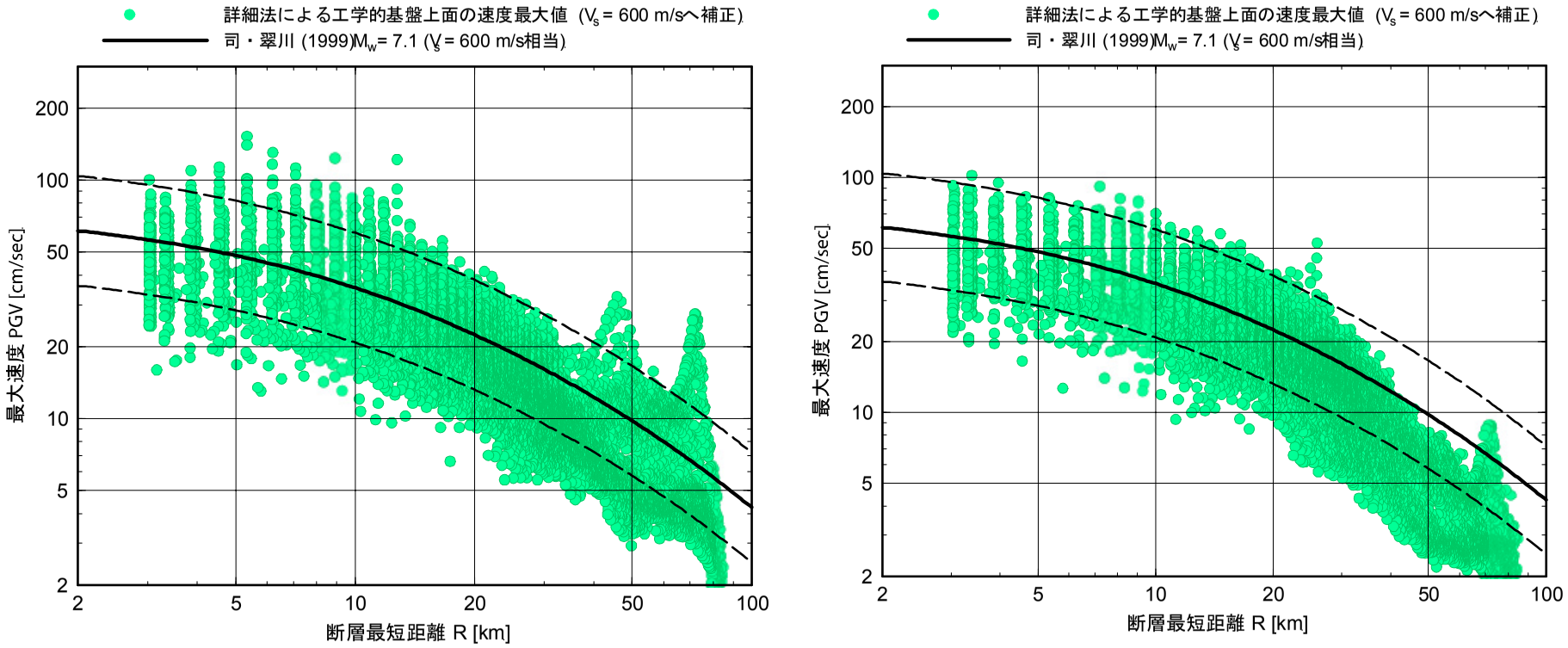


図 3.1.1-18　「詳細法工学的基盤」における最大速度を Vs=600m/s 相当に換算した値と司・翠川（1999）の距離減衰式（Mw=7.1）の予測曲線との比較

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、まだ議論の途上にあり、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Mo

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291km^{2}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Mo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Mo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Mo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Sa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Mo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・研究成果に比較して過大評価となる傾向となるため、微視的震源特性についても円形破壊面を仮定しないスケーリング則を適用する必要がある。しかし、長大な断層のアスペリティに関するスケーリング則については、そのデータも少ないことから、未解決の研究課題となっている。そこで、ここではモデル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593km^2）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310km^2）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。

$$\Delta\sigma a = (S/Sa)\Delta\sigma \quad \cdots\cdots (3\text{-}6)$$

S：震源断層全体の面積

Sa：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Δσa 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Δσaを推定した場合には、地震モーメントが大きくなるほど、Δσa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/Sa）と震源断層全体の平均応力降下量ΔσからΔσa を推定することができる。長大な断層に対するΔσ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3.1MPa [21]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Δσa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Mo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Mo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. fmax

fmax[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ビティ効果[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。

$$Q=110f^{0.69} \quad (f \geqq 1.0\mathrm{Hz}) \quad \cdots\cdots (3\text{-}7)$$
$$Q=110 \quad (f<1.0\mathrm{Hz})$$

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ＰＳ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。

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

ただし、浅部のVp=1.8km/s層については、対象地域が大阪層群上面に対応することから、同地域を対象に推定されている既往の研究成果（香川ほか，2003、**表3.1.2-3**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ＰＳ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、レシピの中の「面的な評価のためのモデル化の方法」に基づいてモデル化を行った。すなわち、国土数値情

報を利用した手法(藤本・翠川，2003)を用い、約1km四方の領域ごとに「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、Vs=550m/s層の層厚に応じて、Vs=550m/s 、Vs=590m/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、Vs=550m/s とVs=590m/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、Vs=550m/s、およびVs=590m/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Vs=550m/s、およびVs=590m/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。

$$I=2.68+1.72\log PGV\pm0.21 \quad (I=4\sim7) \quad \cdots\cdots (3\text{-}9)$$

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。

$$\log PGV = 0.58Mw+0.0038D-1.29+d-\log(X+0.0028\times10^{0.50Mw})-0.002X \quad \cdots\cdots (3\text{-}10)$$

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ビティ効果が認められる。

④ モデル４

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

⑤ モデル５

モデル５の場合、津山市役所では、ケース１－１やケース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、ディレクティビティ効果 と「深い地盤構造」、「浅い地盤構造」における地震波の増幅により、概ね震度５強～震度５弱、ごく一部で震度６弱が予測された。一方、神戸市の沿岸では、破壊進行方向と逆方向に位置するため、震度５弱～震度４に留まった。

③モデル３･モデル４（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ビ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Vs=600m/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、ディレクティビ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、粟田（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	モデル1					モデル2		モデル3	モデル4	モデル5
				ケース	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			
巨視的震源特性		断層総面積	S	[km^2]	1440	900	540	1440	1440	936		540	792	832
		地震モーメント	Mo	[Nm]	1.2E+20	7.9E+19	3.7E+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	7.3	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－南東端）	（北西端）～（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′	35° 07′ ～35° 09′	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′ ～34° 44′	35° 07′ ～35° 09′
		基準点の東経			134° 16′ ～134° 43′ ～134° 45° ～135° 00′	133° 54′ ～134° 13′	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′ ～134° 53′	133° 54′ ～134° 13′
		走向	strike		N60° W～N80° W～N50° W	N60° W～N80° W	N50° W	N60° W～N80° W～N50° W	N60° W～N80° W～N50° W	N60° W		N50° W	N50° W(山崎東南部) N60° E（草谷）	N80° W
		傾斜角	dip		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	ほぼ垂直	(45° N)
		平均滑り量	D	[cm]	247.8	270.7	209.7	247.8	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		左横ずれ断層	(山崎南東部：左横ずれ断層、草谷：右横ずれ断層)	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	3～21	3～21
		断層面の長さ	L	[km]	地表約80km（大原・土万・安富・琵琶甲・三木断層）	地表約50km（大原・土万・安富断層）	地表約30km（山崎断層南東部：琵琶甲・三木断層）	地表約80km（大原・土万・安富・琵琶甲・三木断層）	地表約80km（大原・土万・安富・琵琶甲・三木断層）	地表約52km（山崎断層北西部：大原・土万・暮坂峠断層）		地表約30km（山崎断層南東部：琵琶甲・三木断層）	山崎東南（地表約30km） 草谷断層（地表約14km）	地表約32km
		断層面の幅	W	[km]	18	18	18	18	18	18		18	18	26
		断層面積	S	[km^2]	1440	900	540	1440	1440	936		540	792	832
微視的震源特性	アスペリティ1	地震モーメント	Moa	[Nm]	5.6E+19	4.8E+19	3.0E+19	2.9E+19	2.9E+19	2.2E+19	2.2E+19	7.0E+18	1.4E+19	2.2E+19
		面積	Sa	[km^2]	296.7	247.3	222.6	154.8	154.8	191.9	191.9	115.7	146.5	237.9
		平均滑り量	Da	[cm]	580.6	599.9	419.4	580.6	580.6	357.0	357.0	185.9	302.1	286.4
		静的応力降下量	Δσa	[MPa]	12.6	12.5	12.5	24.2	14.4	13.7	13.7	14.7	13.9	13.7
		短周期レベル	A	[Nm/s^2]	1.8E+19	1.7E+19	1.6E+19	－	－	1.6E+19	1.6E+19	1.3E+19	1.4E+19	1.8E+19
	アスペリティ2	地震モーメント	Moa	[Nm]	2.0E+19	1.7E+19	－	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	7.8E+18	－	5.1E+18	－
		面積	Sa	[km^2]	148.4	123.6	－	77.4	77.4	95.9	95.9	－	73.2	－
		平均滑り量	Da	[cm]	410.6	424.2	－	410.6	410.6	252.4	252.4	－	213.6	－
		静的応力降下量	Δσa	[MPa]	12.6	12.5	－	24.2	14.4	13.7	13.7	－	13.9	－
		短周期レベル	A	[Nm/s^2]	1.3E+19	1.2E+19	－	－	－	1.1E+19	1.1E+19	－	1.0E+19	－
	アスペリティ3	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	－	－	－	－	－	－	－	－	－
	背景領域	地震モーメント	Mob	[Nm]	2.0E+19	1.4E+19	6.4E+18	6.6E+19	6.6E+19	1.9E+19	1.9E+19	9.3E+18	1.6E+19	1.6E+19
		面積	Sb	[km^2]	846.5	529.1	317.4	1130.4	1130.4	648.2	648.2	424.3	572.3	594.1
		平均滑り量	Db	[cm]	74.1	80.9	62.7	179.9	179.9	89.4	89.4	67.6	84.0	85.8
		実効応力	Σσb	[MPa]	1.4	2.6	1.6	3.9	2.3	2.6	2.6	3.5	2.8	2.9
その他の震源特性		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）					第１：北西（山崎断層帯主部北西部） 第２：中央（山崎断層帯主部北西部）		中央	第１：中央（山崎断層帯主部南東部） 第２：北東（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	第2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
		震源時間関数			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

＊レシピ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, №. 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, №. 2, B74	文献には地質は記載されていない。淡路島の地質文献から推定した。
6	蔵下ほか	1998	バイブレータ震源構造探査による淡路島北部の上部地殻速度構造	地震第２輯、51、pp. 233-237	
7	鳥取県	2003	鳥取県西部地震関連地域の地下構造探査成果報告書		文献には地質は記載されていない。地質図および弓ヶ浜における温泉ボーリング資料から該当する地質区分を推定した。
8	沢田ほか	2001	宍道地溝帯中軸部, 美保湾で発見された更新世火山とその地質学的意義	地質学雑誌、107、６、pp. 394	
9	田中ほか	2001	微動アレーによる岡山市内の地下構造推定	第36回地盤工学研究発表会講演論文集、pp. 2333-2334	文献には地質は記載されていない。児島湾のボーリングにおいて基盤上面に中部中新統が厚く堆積していることから地質区分を推定した。
10	兵庫県土木地質図編纂委員会	1996	兵庫の地質－兵庫県地質図解説書		
11	本州四国連絡橋公団	1993	本州四国連絡橋地質地盤調査誌		

表 3.1.2-3(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	日本地震工学大会-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	基礎試錐「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・寒霞渓」	
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・寒霞渓」	
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№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－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№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

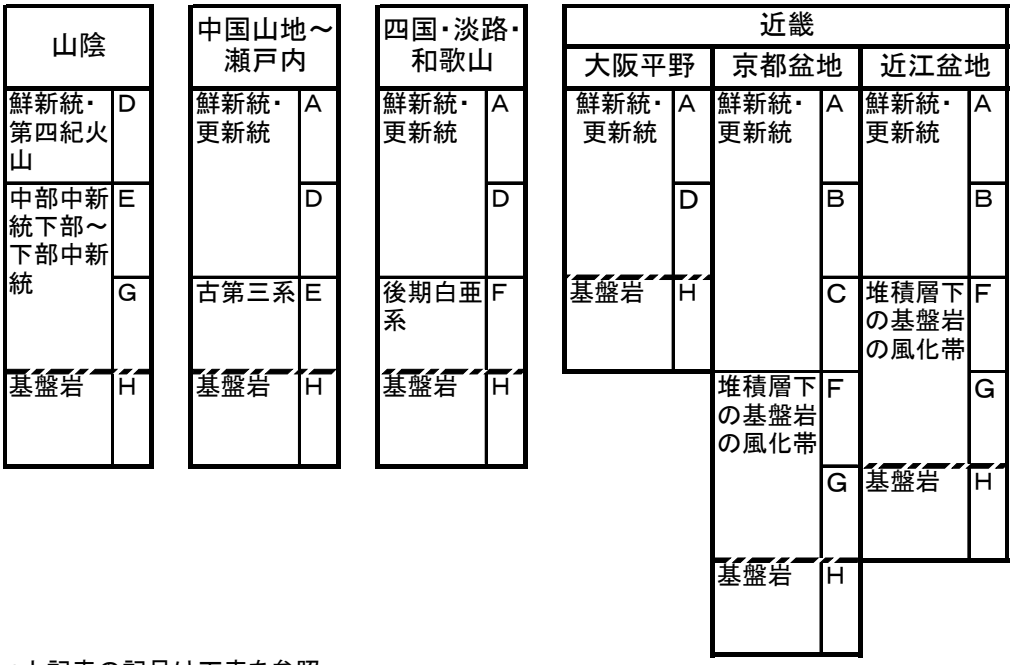
表 3.1.2-3(5)　「深い地盤構造」に対する地下構造モデルに関する参考文献
（その他の文献のつづき）

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、№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ョン・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№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№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
(Vp･Vs(km/sec), ρ (g/cm^3)) の対応表



*上記表の記号は下表を参照。

地層	A	B	C	D	E	F	G	H
Vp(km/s)	1.8	2.0	2.2	2.5	3.3	3.8	4.4	5.2
Vs(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)
Vp(km/s)	Vs(km/s)	
1.8	0.55	18
2.0	0.59	21
2.2	0.71	25
2.5	0.88	31
3.3	1.3	47
3.8	1.6	57
4.4	2.0	68
5.2	3.46	84

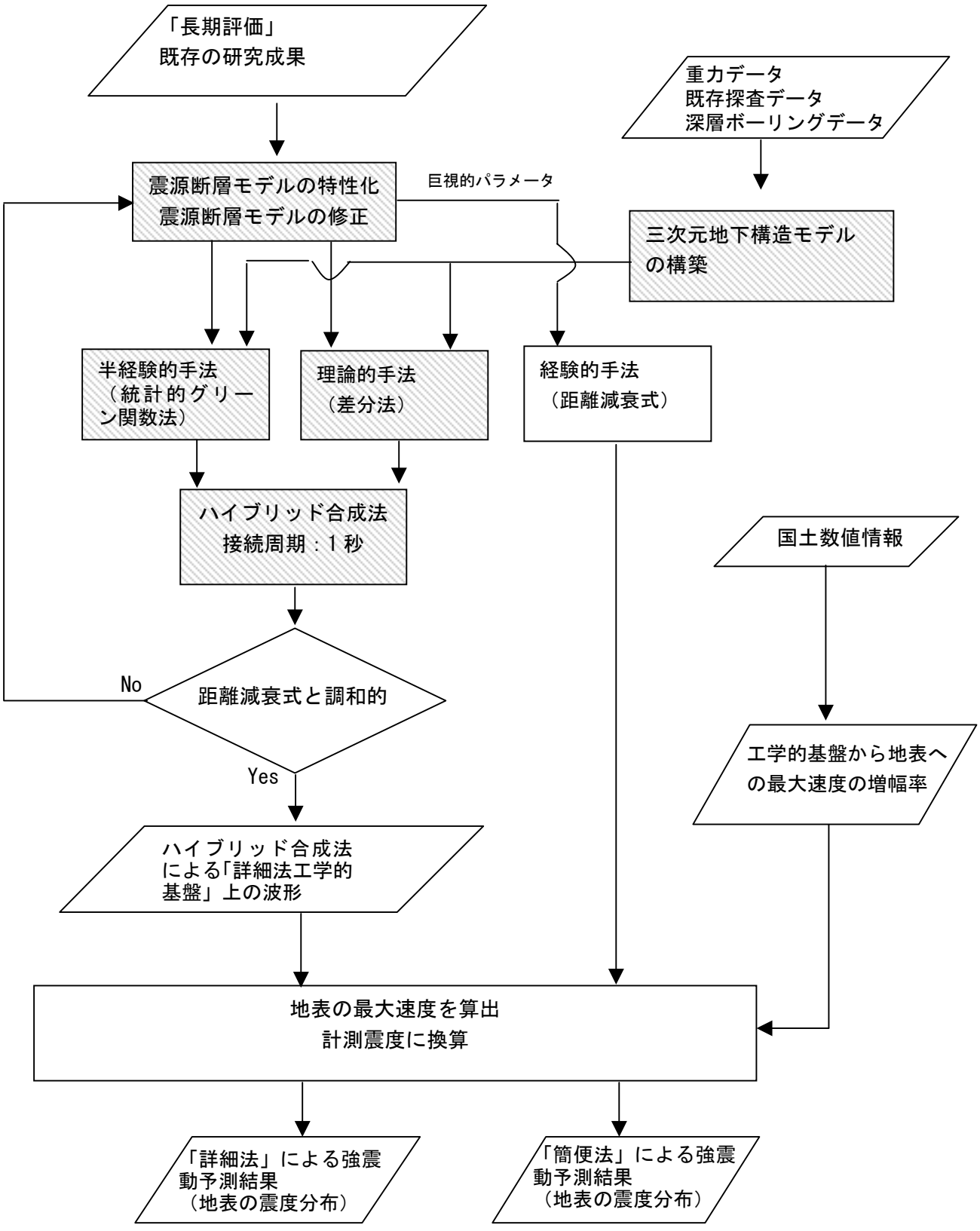


図 3.1.2-1　強震動評価の流れ

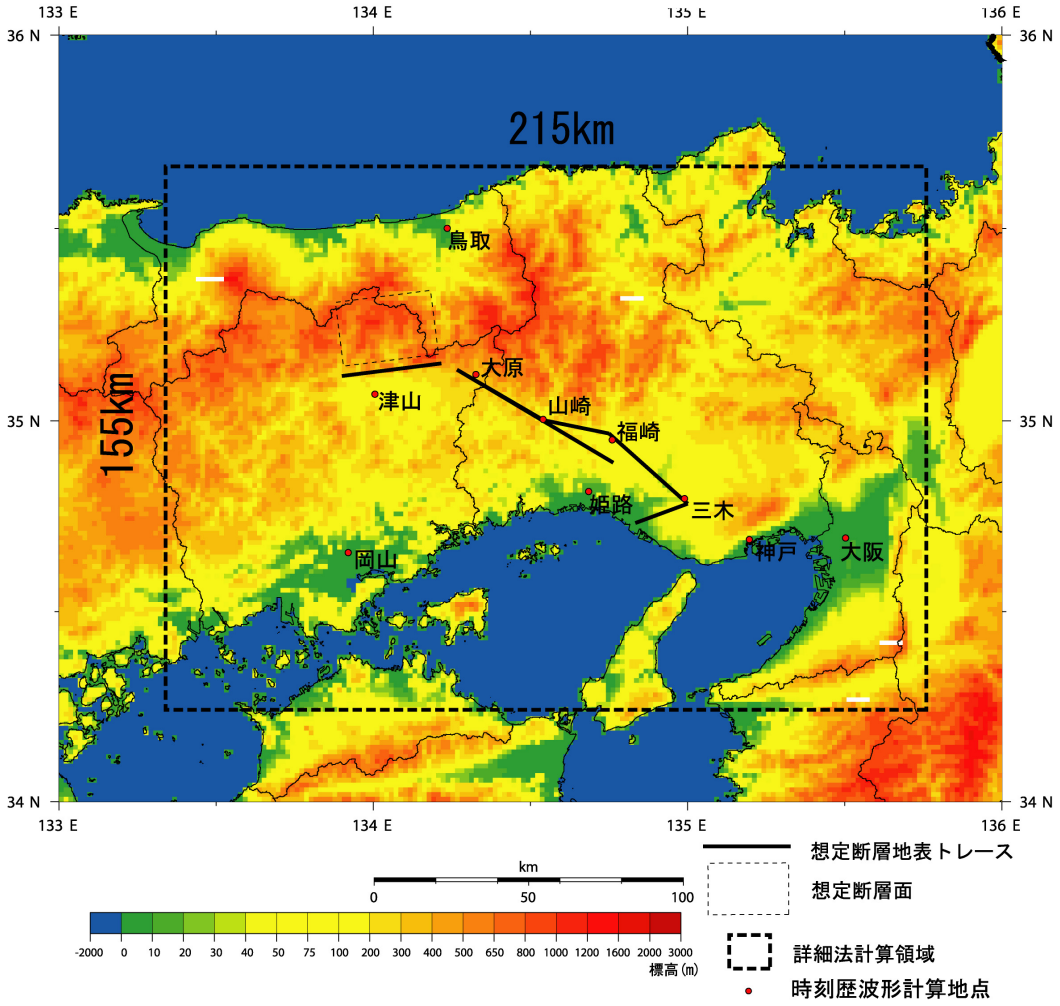


図 3.1.2-2　強震動評価範囲と波形例を示す評価地点

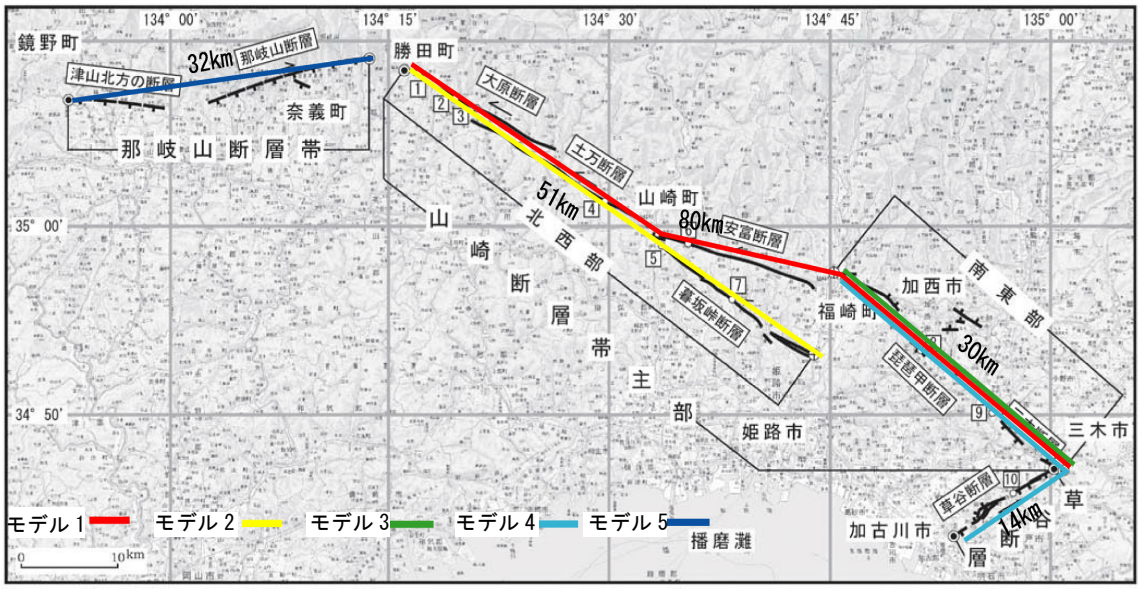
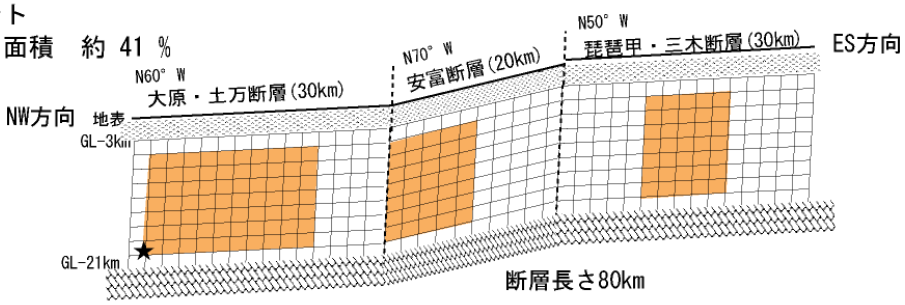


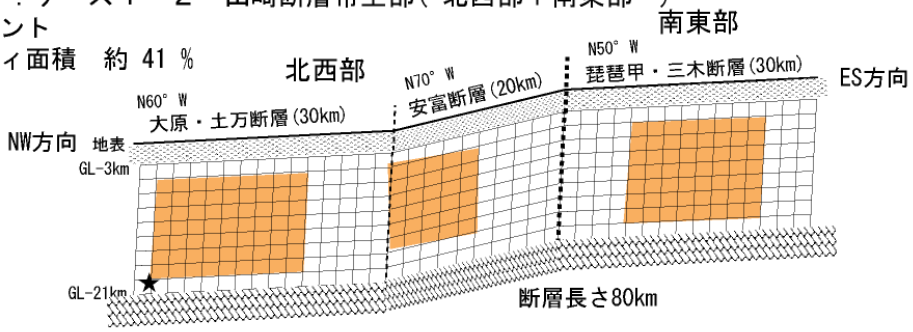
図 3.1.2-3　山崎断層帯の活断層位置と強震動評価に用いた震源断層の地表トレース、および想定ケース（地震調査委員会, 2003i に加筆）

S(面積) = 1440(km^2)
M_0（モーメント） = 1.2E+20(Nm)
Mw = 7.3

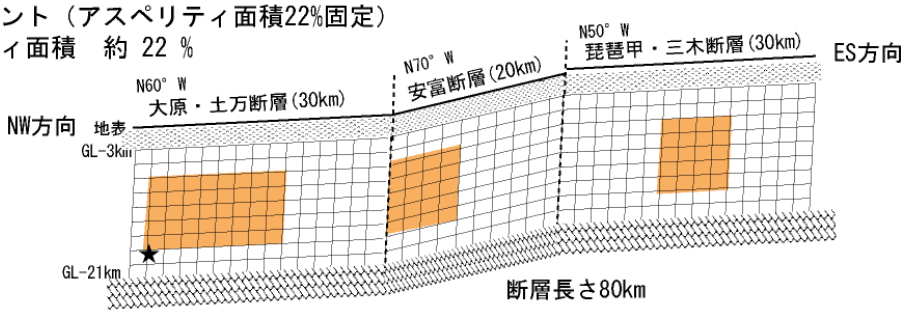
◎モデル１：ケース１－１　山崎断層帯主部（ 北西部＋南東部 ）（dip=90°）
※１セグメント
アスペリティ面積　約 41 %



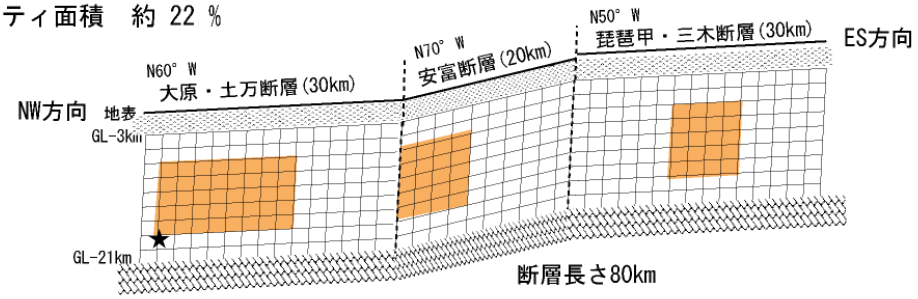
◎モデル１：ケース１－２　山崎断層帯主部（ 北西部＋南東部 ）
※２セグメント
アスペリティ面積　約 41 %



◎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 %



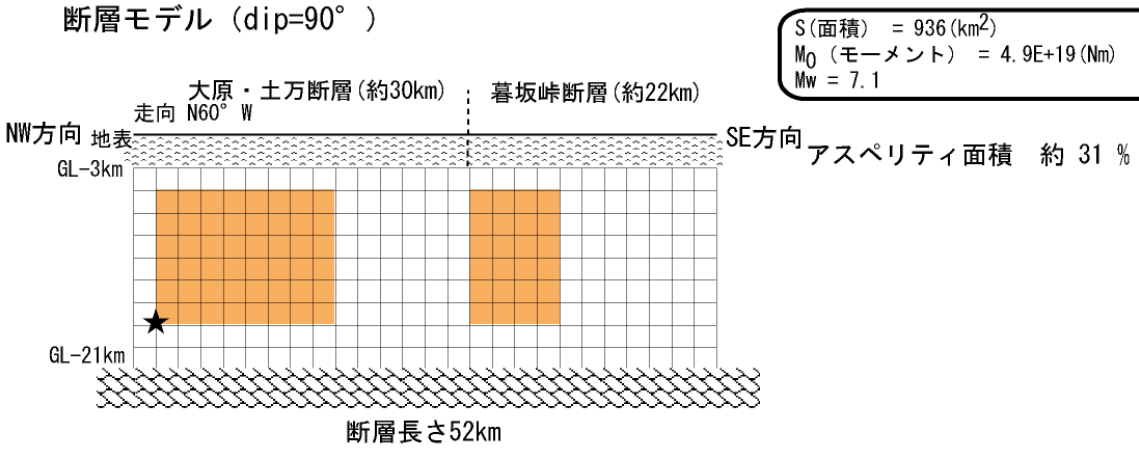
◎モデル１：ケース１－４　山崎断層帯主部（ 北西部＋南東部 ）
※Fujii and Matsu'ura 3.1MPa（アスペリティ面積22%固定）
アスペリティ面積　約 22 %



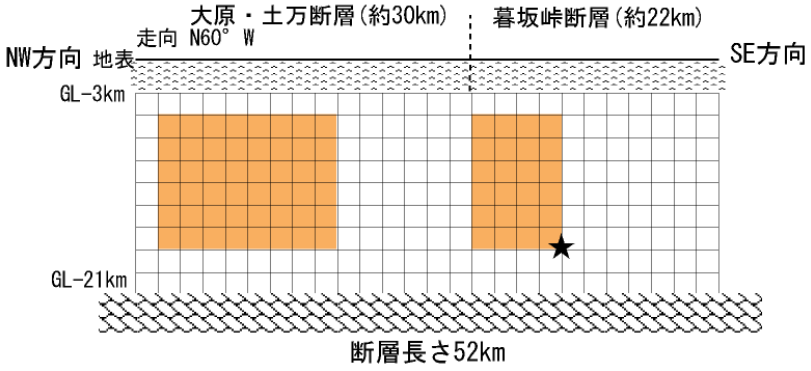
★ 破壊開始点　アスペリティ領域　□ 要素断層(2km×2km)

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°）



◎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°）

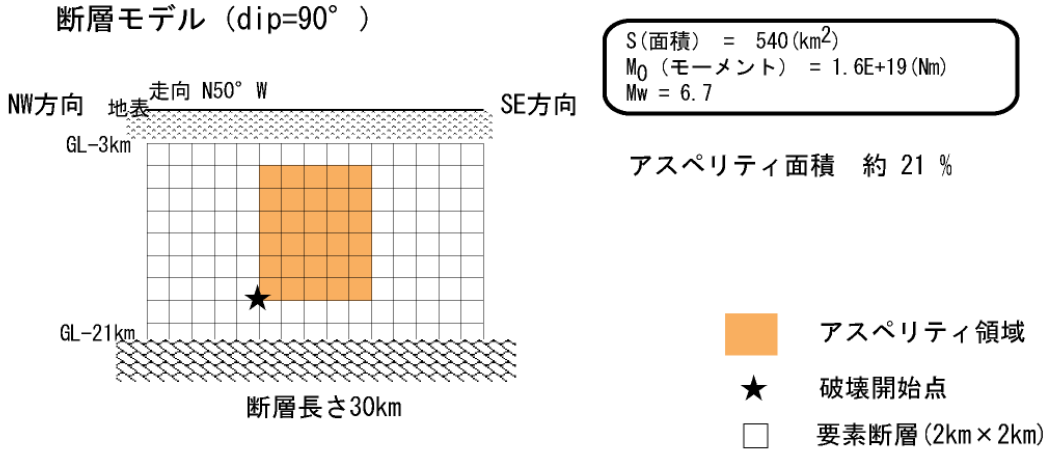
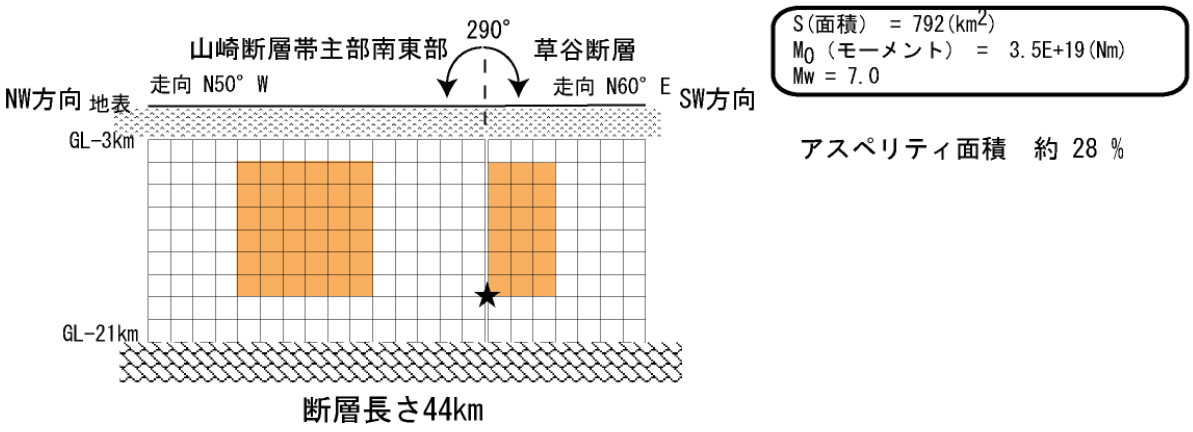


図 3.1.2-4(2)　想定した震源断層モデル（モデル２、３）

◎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）

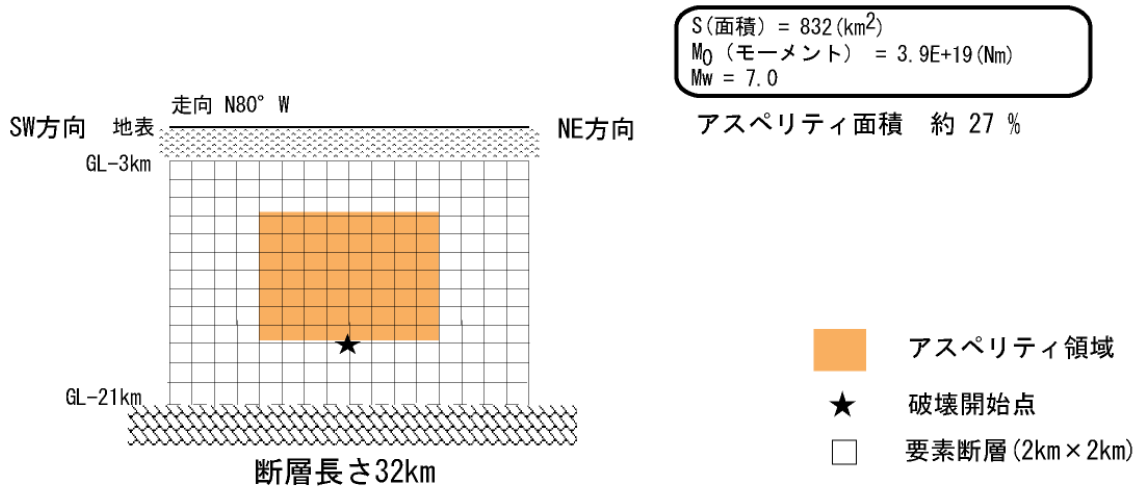


図 3.1.2-4(3)　想定した震源断層モデル（モデル４、５）

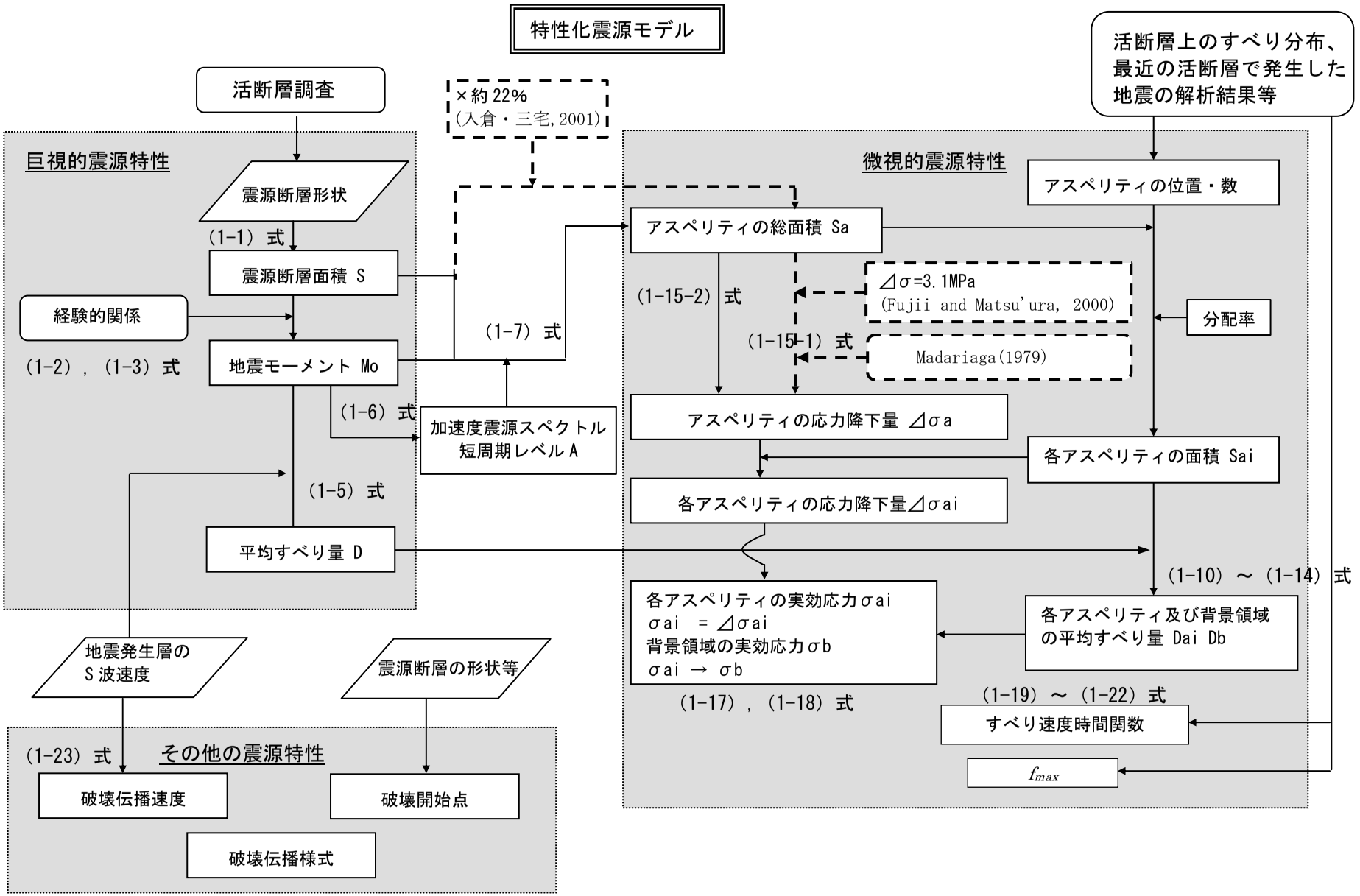


図 3.1.2-5　活断層で発生する地震の震源特性の設定の流れ
（式番号は、分冊２の１章　震源断層を想定した強震動予測手法（「レシピ」）に対応する。破線は今回試行的に行ったケースを表す。）

震央分布図

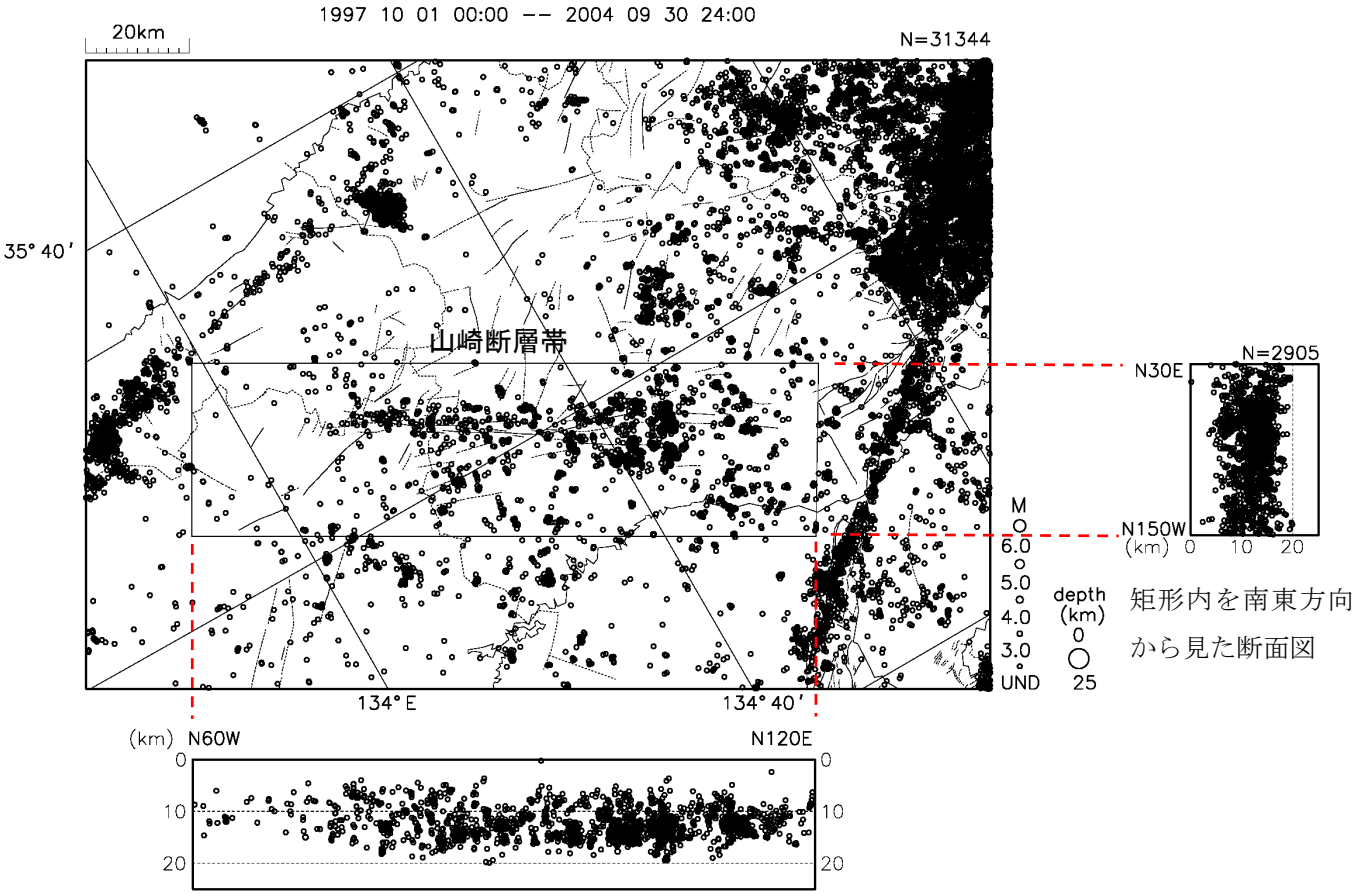


図 3.1.2-6　山崎断層帯付近の微小地震分布
（1997.10～2004.9、気象庁の震源データによる）

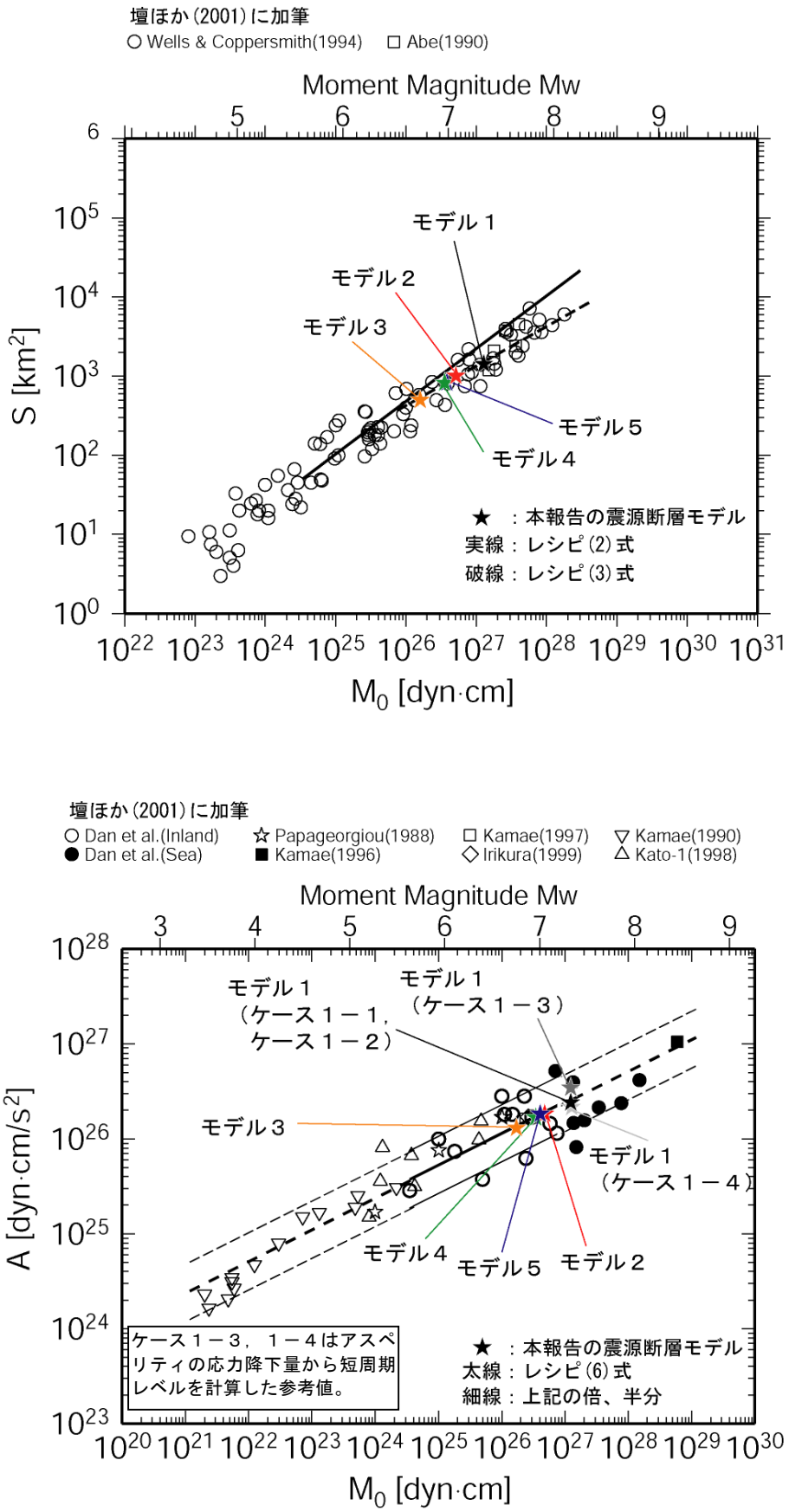


図 3.1.2-7　地震モーメント Mo と断層面積 S の経験的関係（上）および地震モーメント Mo と短周期レベル A の関係（下）

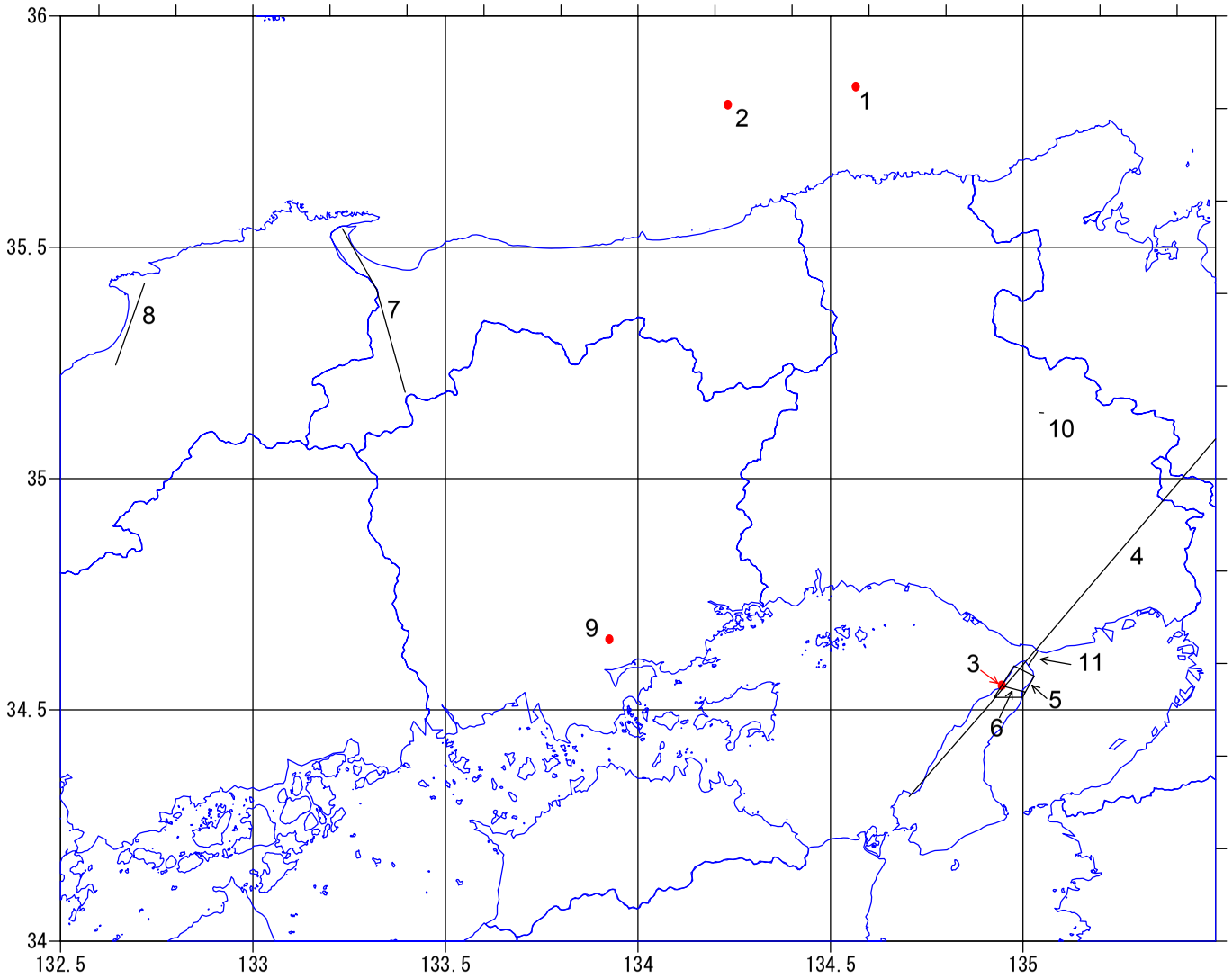


図 3.1.2-8　「深い地盤構造」に対する３次元地下構造モデルの作成に用いた文献の位置図　（番号は表 3.1.2-3 を参照）

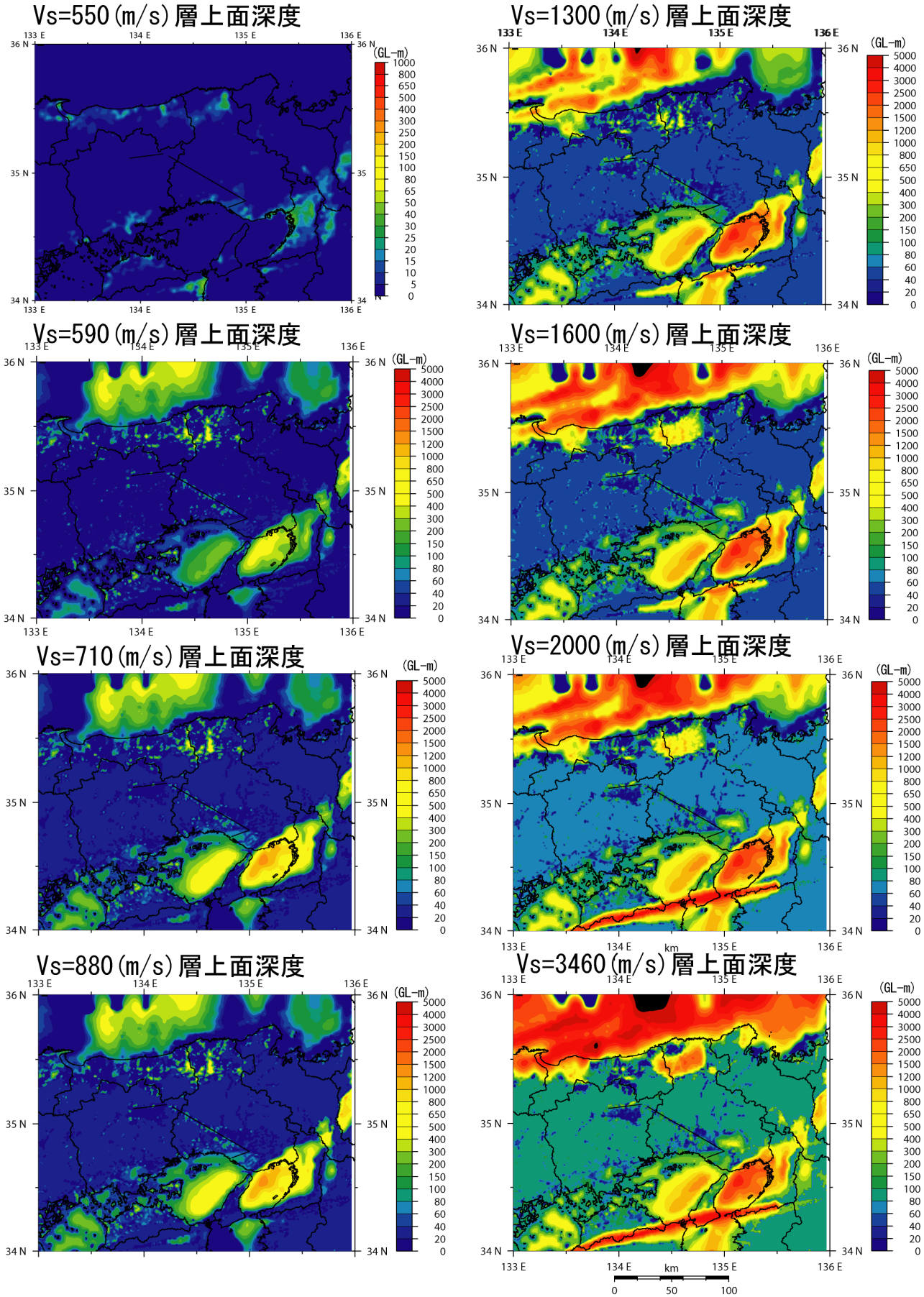


図 3.1.2-9　「深い地盤構造」に用いた三次元地下構造モデル

（各速度層上面の深さ分布[GLm]）

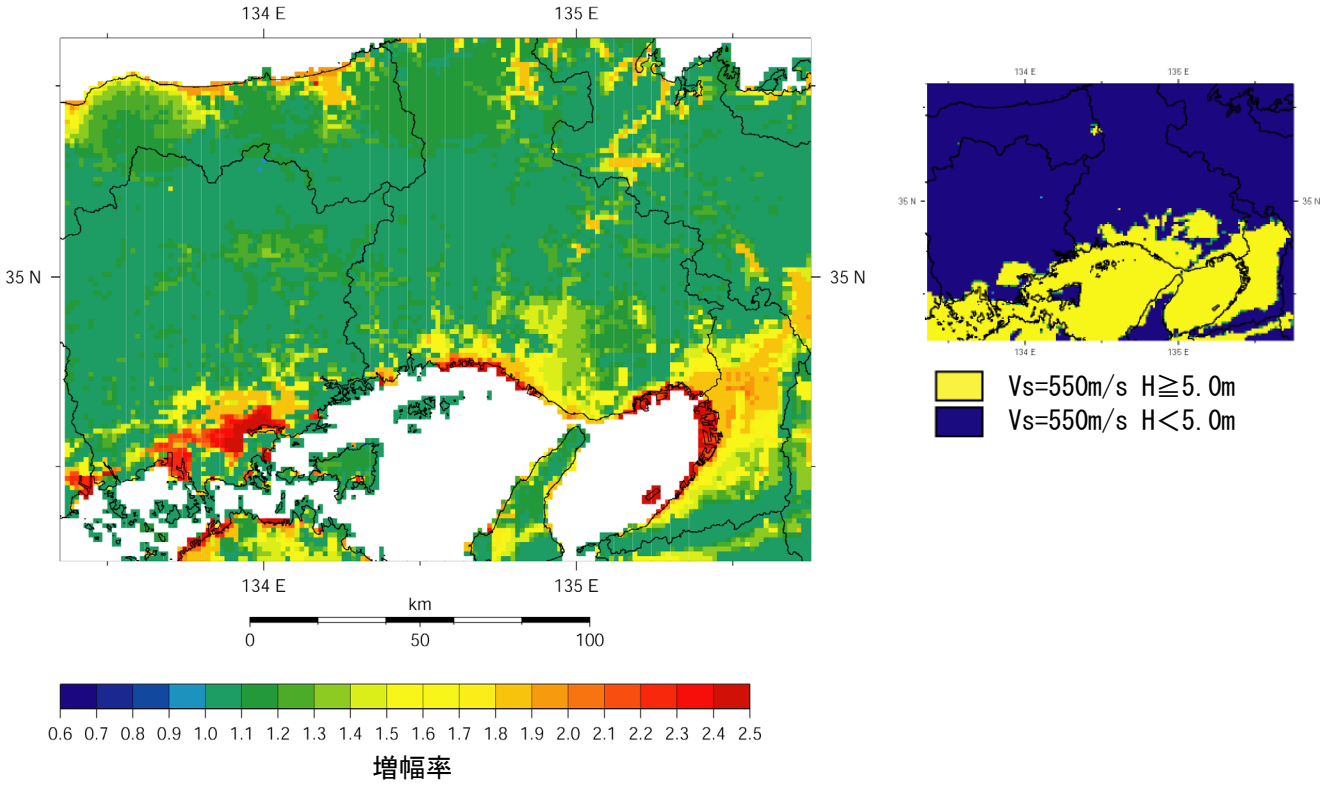


図 3.1.2-10　「詳細法工学的基盤」（Vs=550m/s の層厚が５ｍ以上の場合は Vs=550m/s、５ｍ未満の場合は Vs=590m/s とする。（右図参照））から地表までの最大速度の増幅率（「浅い地盤構造」）

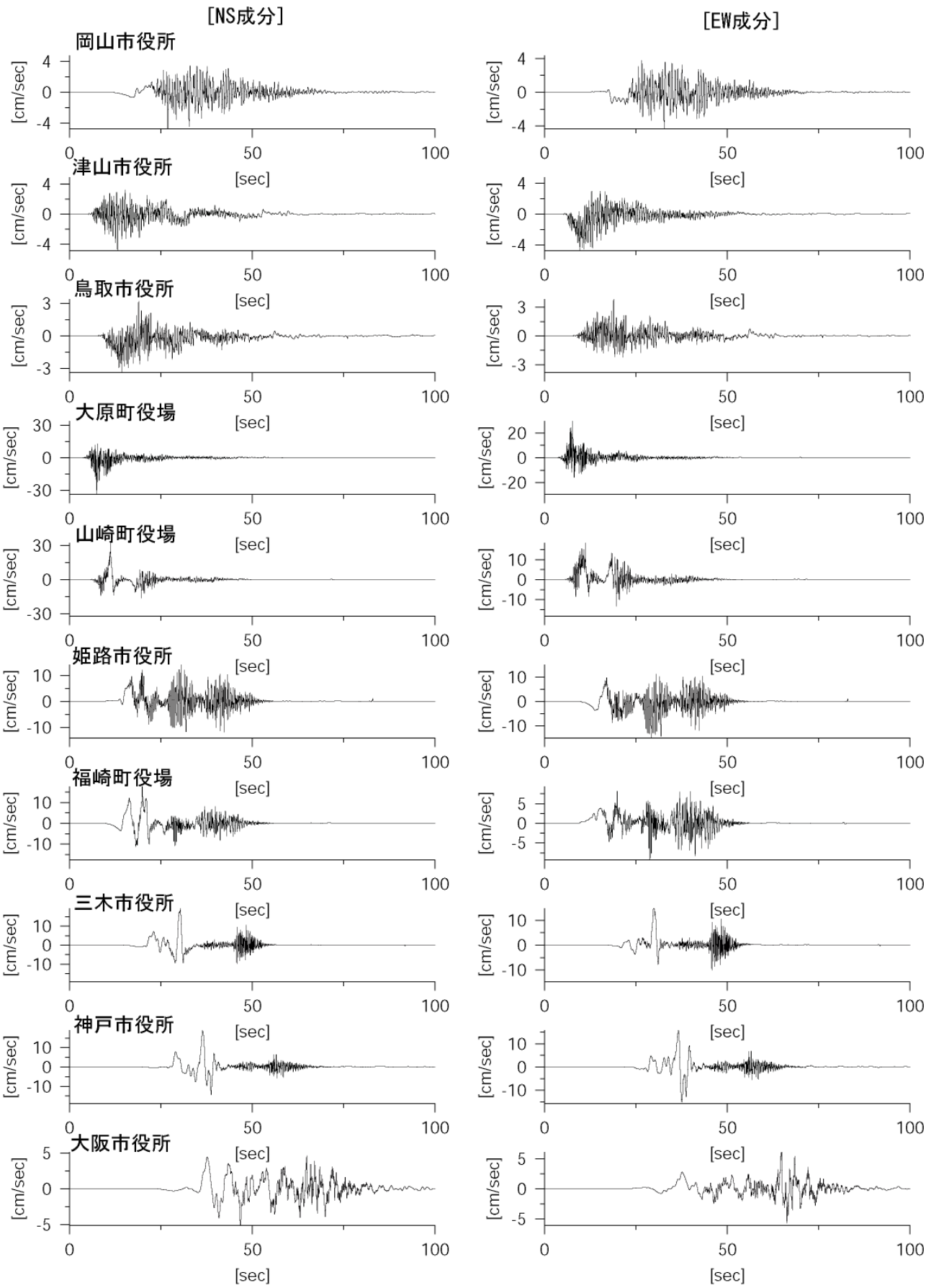


図 3.1.2-11(1)　「詳細法工学的基盤」（Vs=550m/s、Vs=590m/s）上の計算波形例（モデル１、ケース１－１、ハイブリッド合成法、速度波形、左：NS 成分、右：EW 成分、各表記施設に最も近い評価地点）

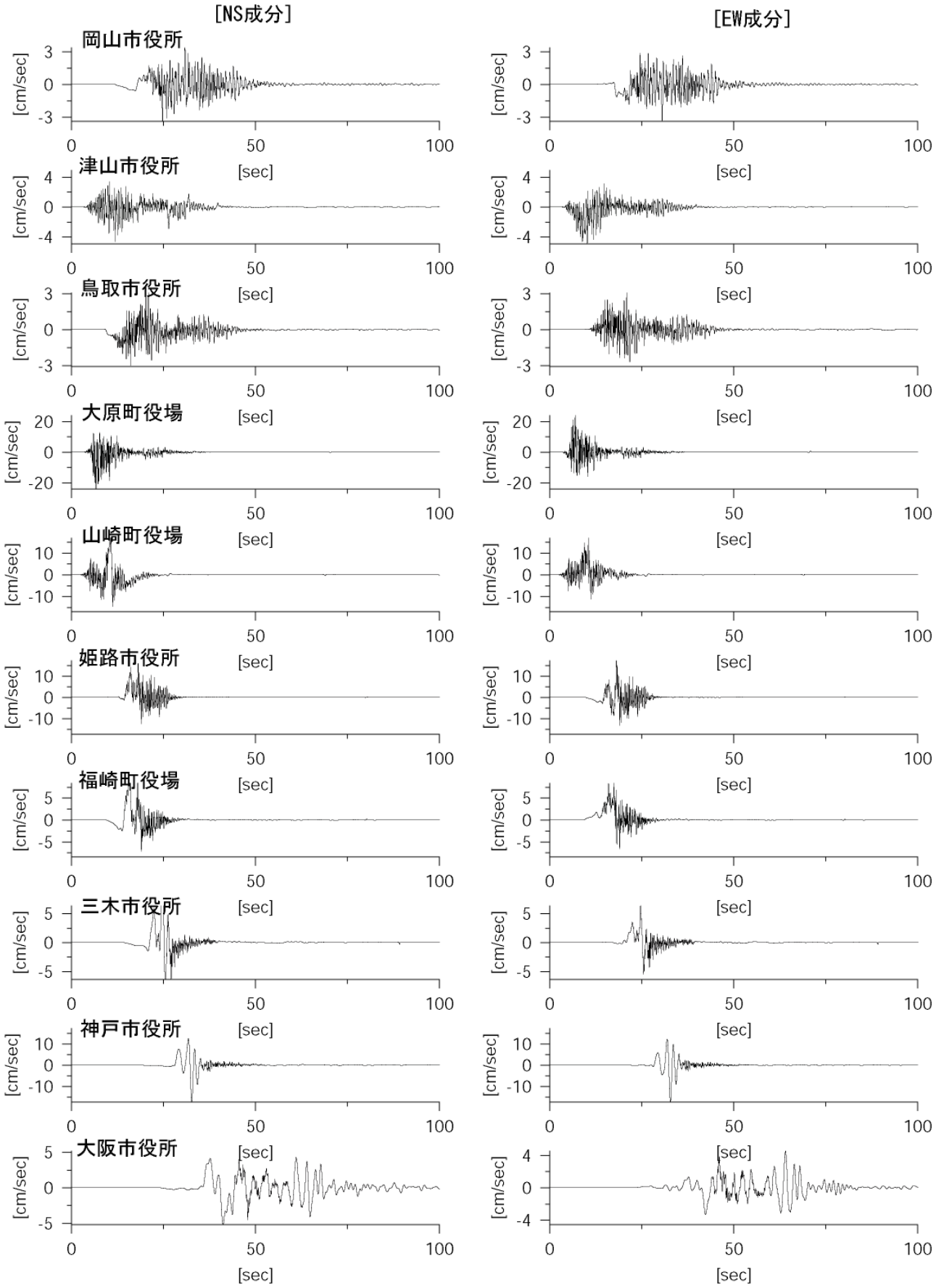


図 3.1.2-11(2)　「詳細法工学的基盤」(Vs=550m/s、Vs=590m/s) 上の計算波形例（モデル２、ケース２－１、ハイブリッド合成法、速度波形、左：NS 成分、右：EW 成分、各表記施設に最も近い評価地点）

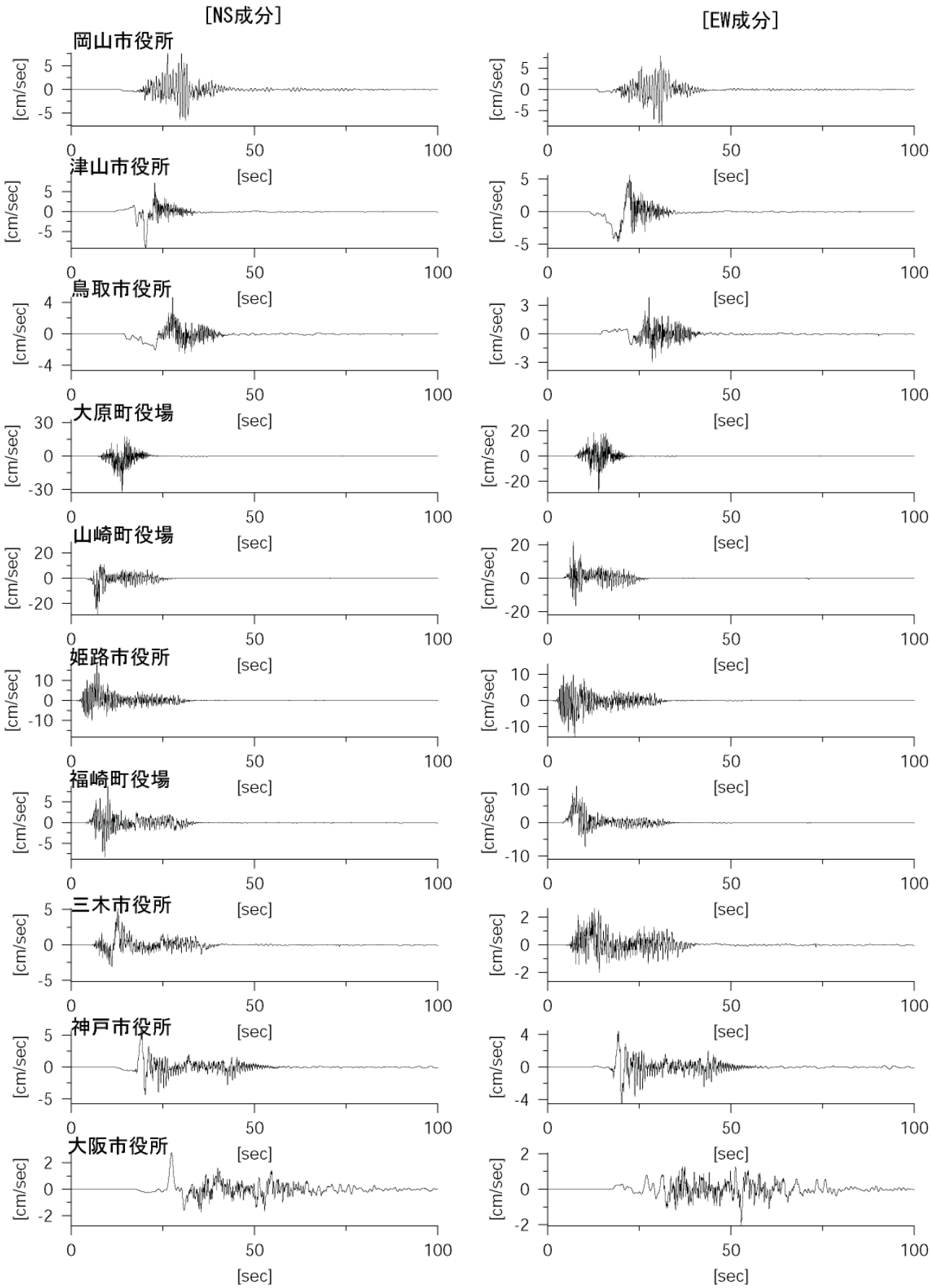


図 3.1.2-11(3)　「詳細法工学的基盤」(Vs=550m/s、Vs=590m/s) 上の計算波形例（モデル２、ケース２－２、ハイブリッド合成法、速度波形、左：NS 成分、右：EW 成分、各表記施設に最も近い評価地点）

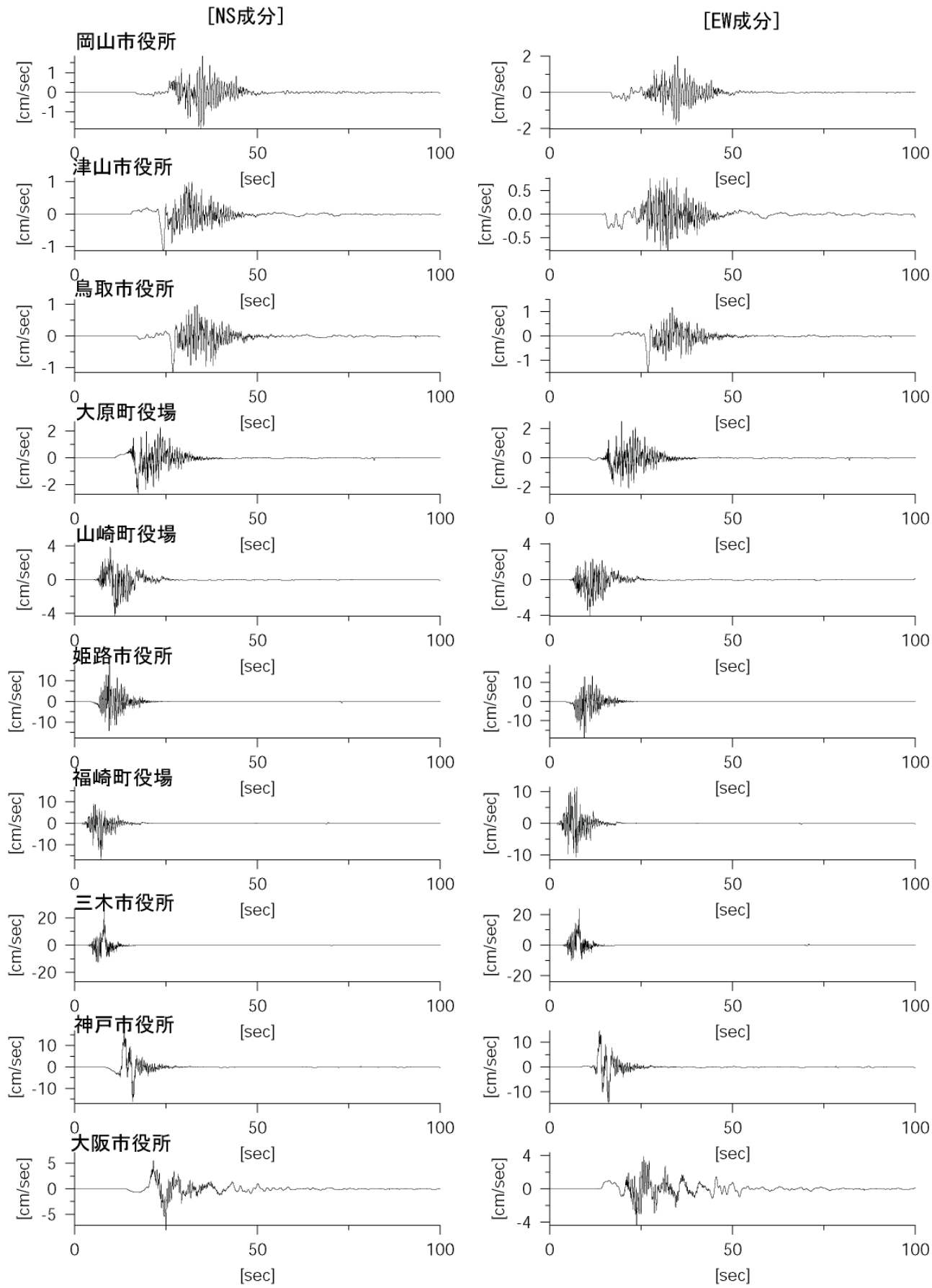


図 3.1.2-11(4)　「詳細法工学的基盤」(Vs=550m/s、Vs=590m/s) 上の計算波形例（モデル３、ハイブリッド合成法、速度波形、左：NS 成分、右：EW 成分、各表記施設に最も近い評価地点）

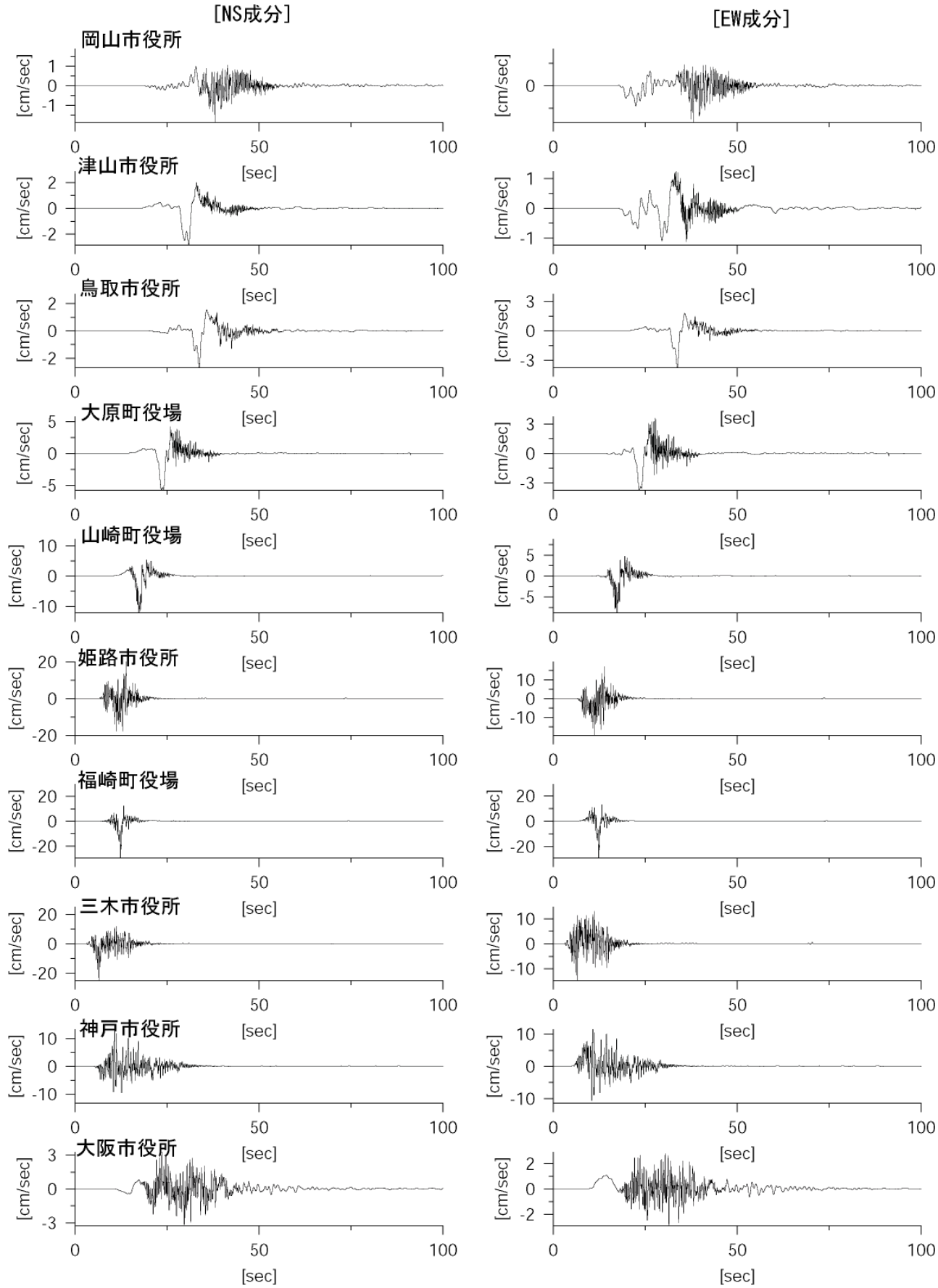


図 3.1.2-11(5)　「詳細法工学的基盤」(Vs=550m/s、Vs=590m/s) 上の計算波形例（モデル４、ハイブリッド合成法、速度波形、左：NS 成分、右：EW 成分、各表記施設に最も近い評価地点）

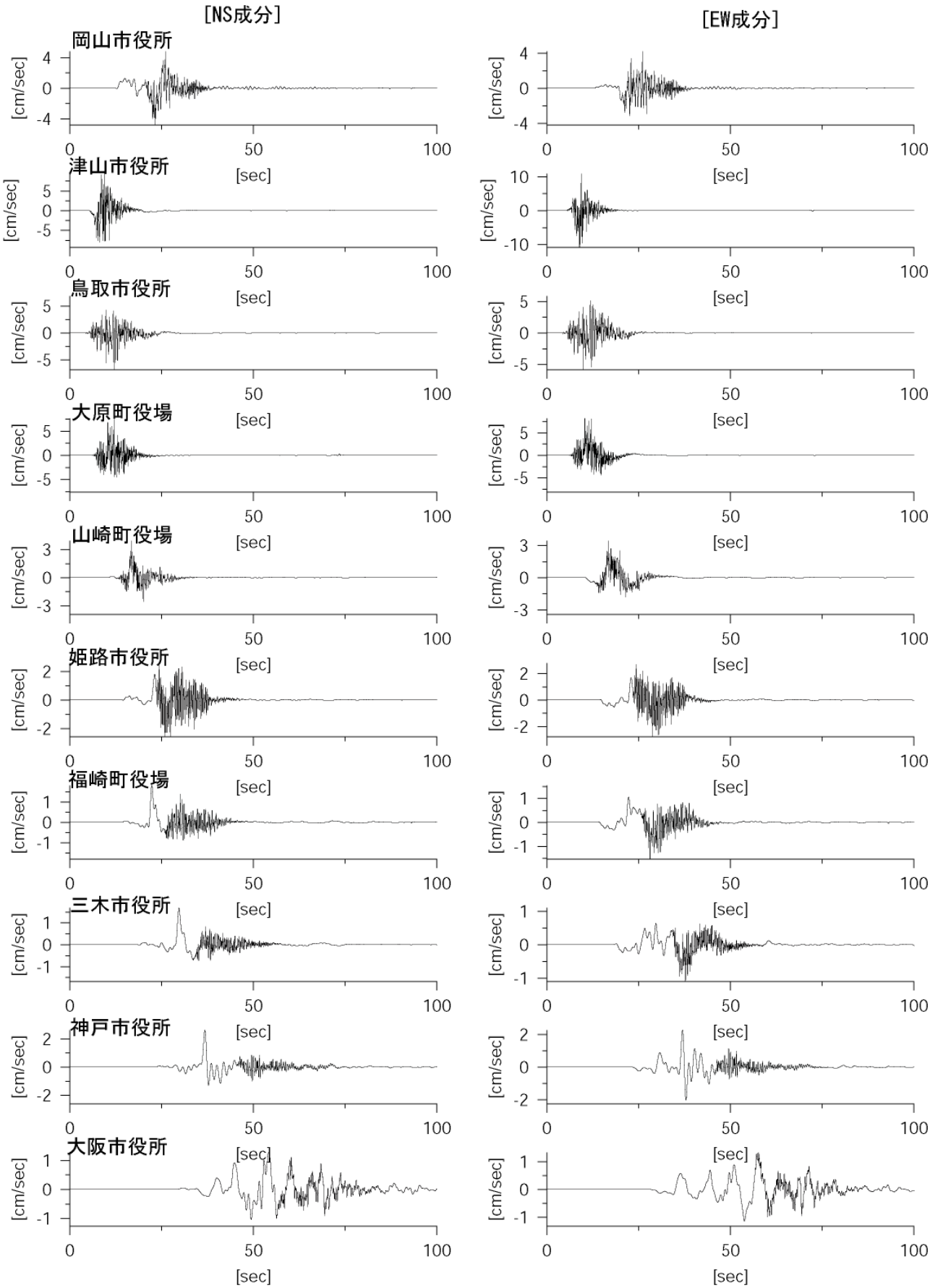


図 3.1.2-11(6)　「詳細法工学的基盤」(Vs=550m/s、Vs=590m/s) 上の計算波形例（モデル５、ハイブリッド合成法、速度波形、左：NS 成分、右：EW 成分、各表記施設に最も近い評価地点）

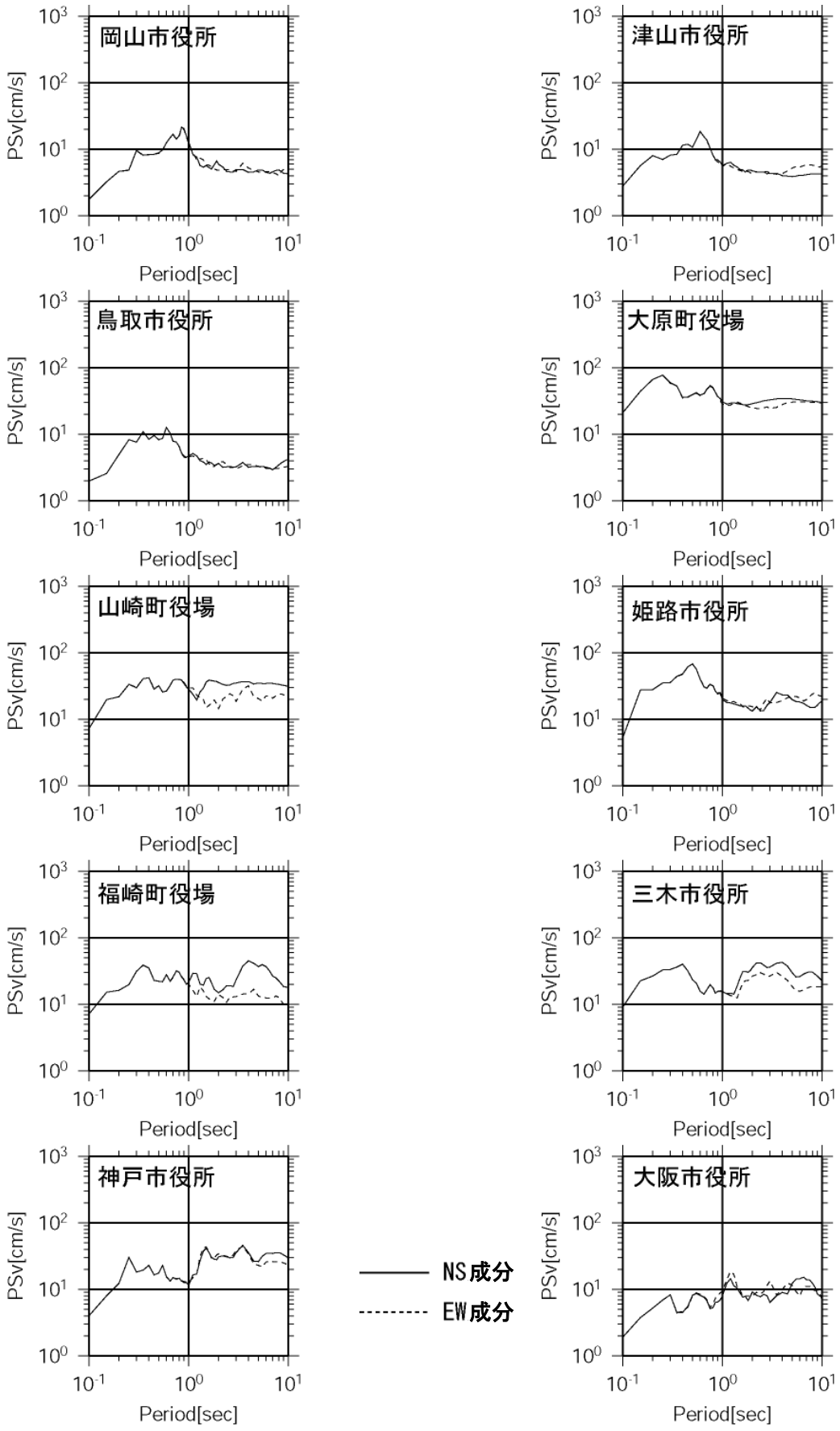


図 3.1.2-12(1)　「詳細法工学的基盤」（Vs=550m/s、Vs=590m/s）上の地震動の減衰定数５％擬似速度応答スペクトル（モデル１：ケース１－１、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点）

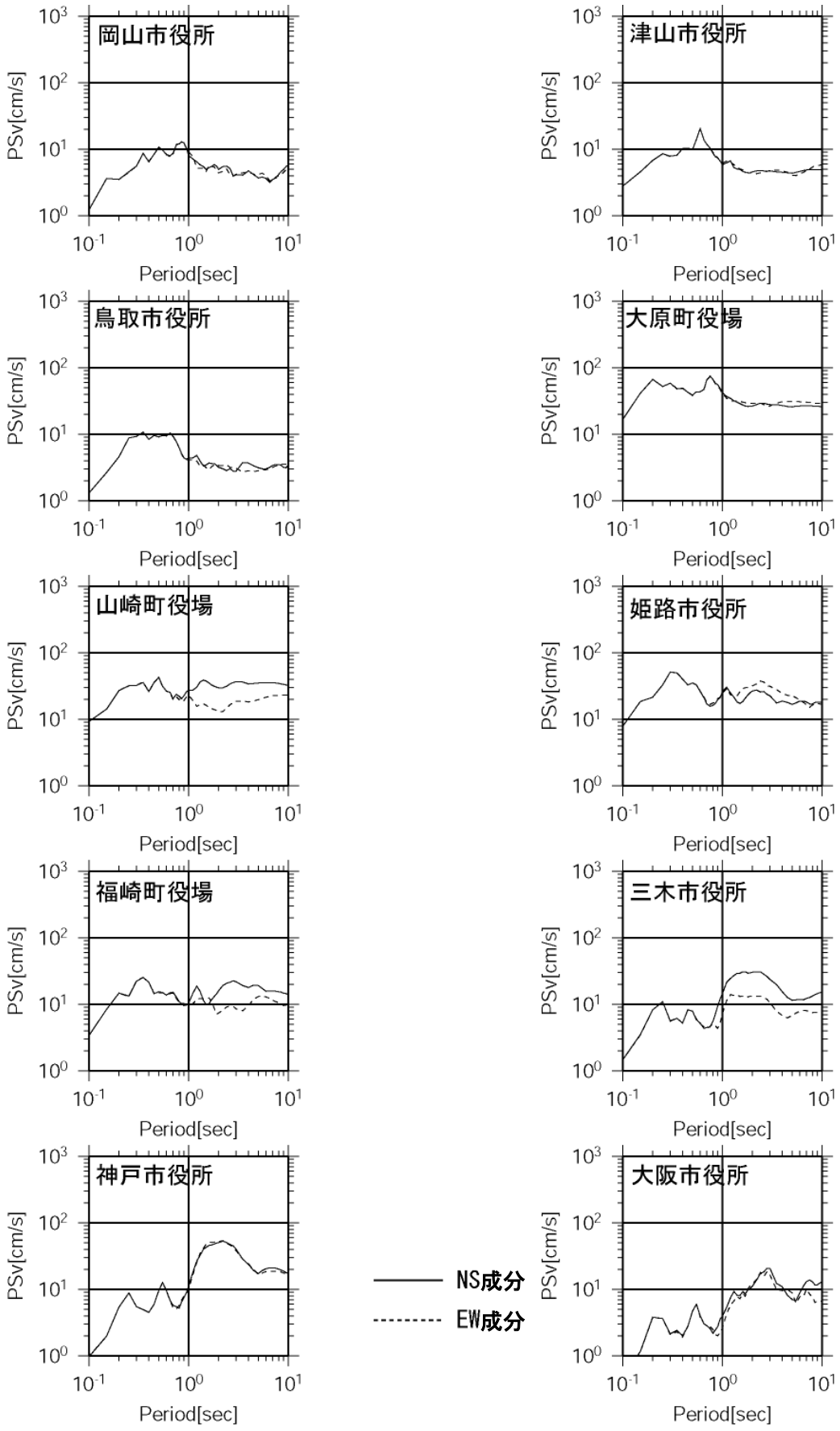


図 3.1.2-12(2)　「詳細法工学的基盤」（Vs=550m/s、Vs=590m/s）上の地震動の減衰定数５％擬似速度応答スペクトル（モデル２：ケース２－１、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点）

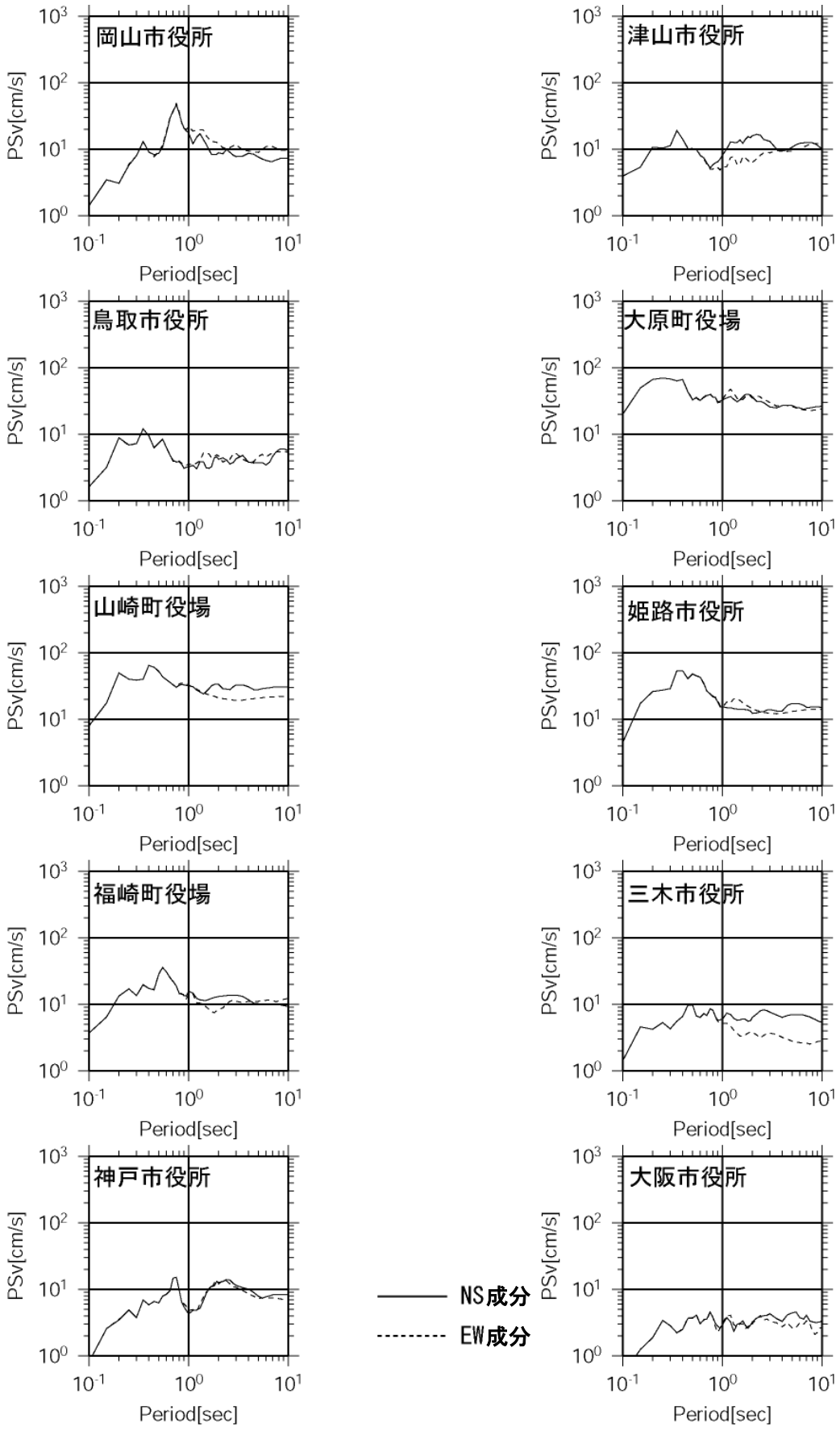


図 3.1.2-12(3)　「詳細法工学的基盤」（Vs=550m/s、Vs=590m/s）上の地震動の減衰定数５％擬似速度応答スペクトル（モデル２：ケース２－２、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点）

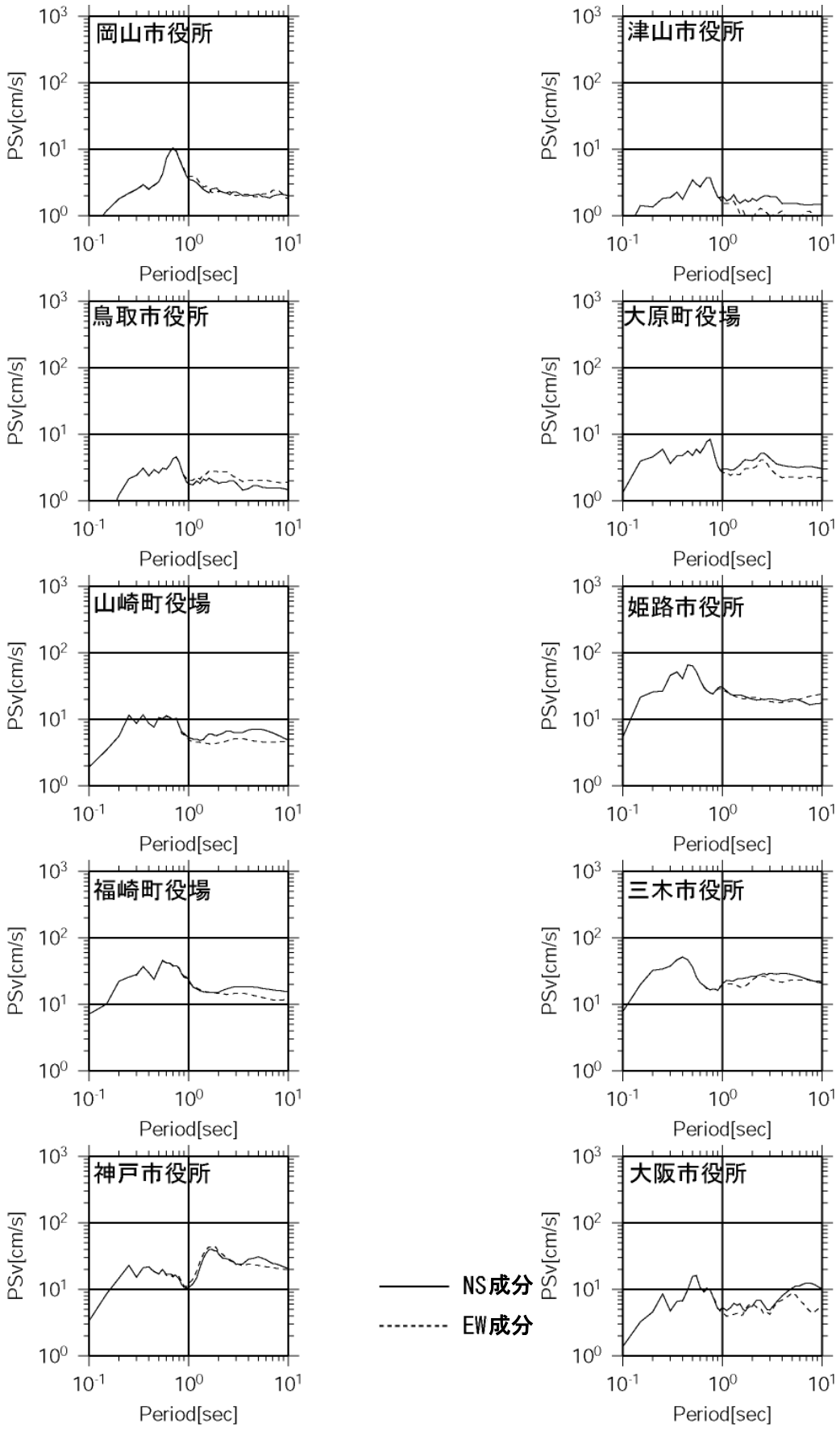


図 3.1.2-12(4)　「詳細法工学的基盤」（Vs=550m/s、Vs=590m/s）上の地震動の減衰定数５％擬似速度応答スペクトル（モデル３、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点）

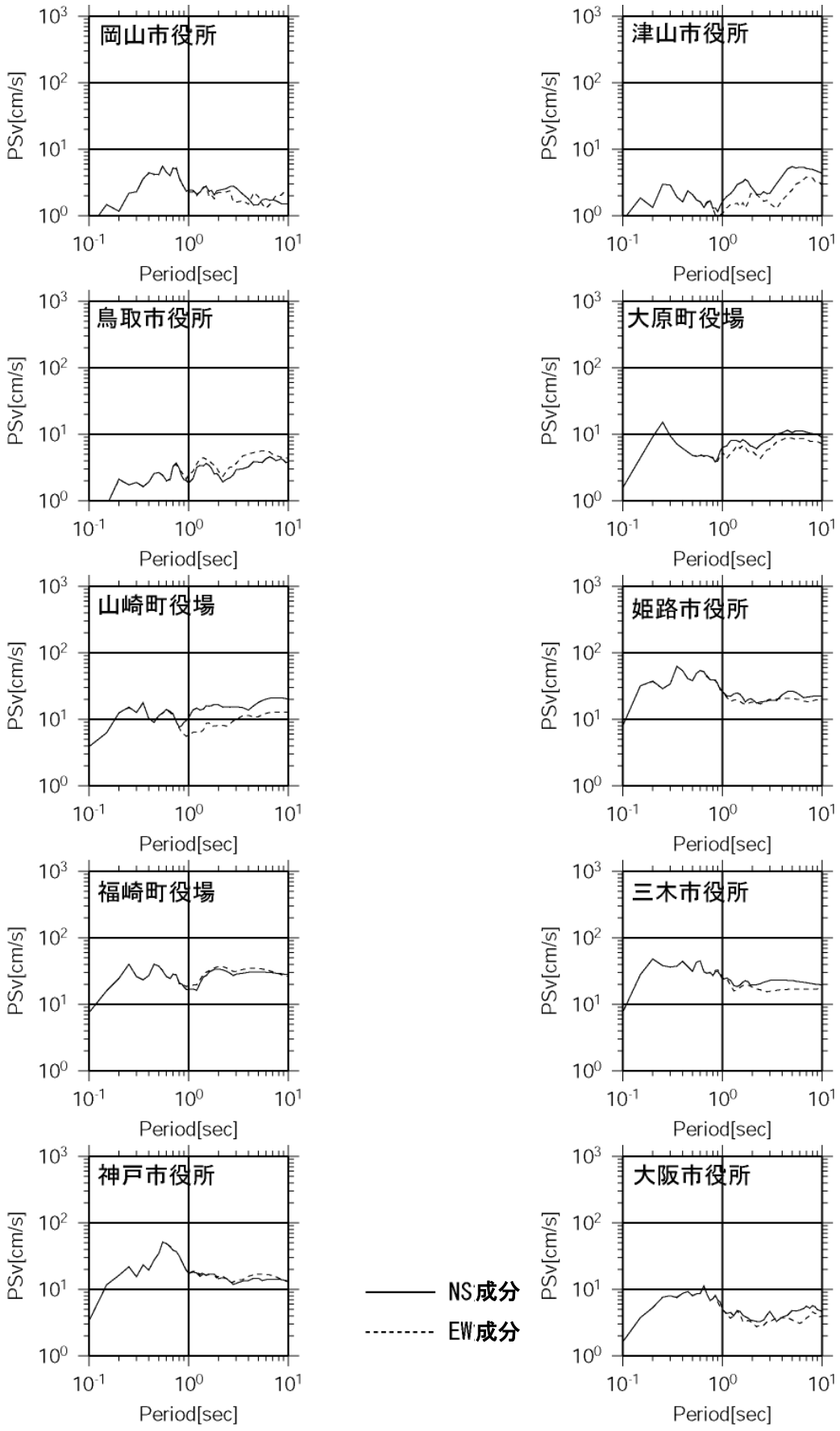


図 3.1.2-12(5)　「詳細法工学的基盤」（Vs=550m/s、Vs=590m/s）上の地震動の減衰定数５％擬似速度応答スペクトル（モデル４、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点）

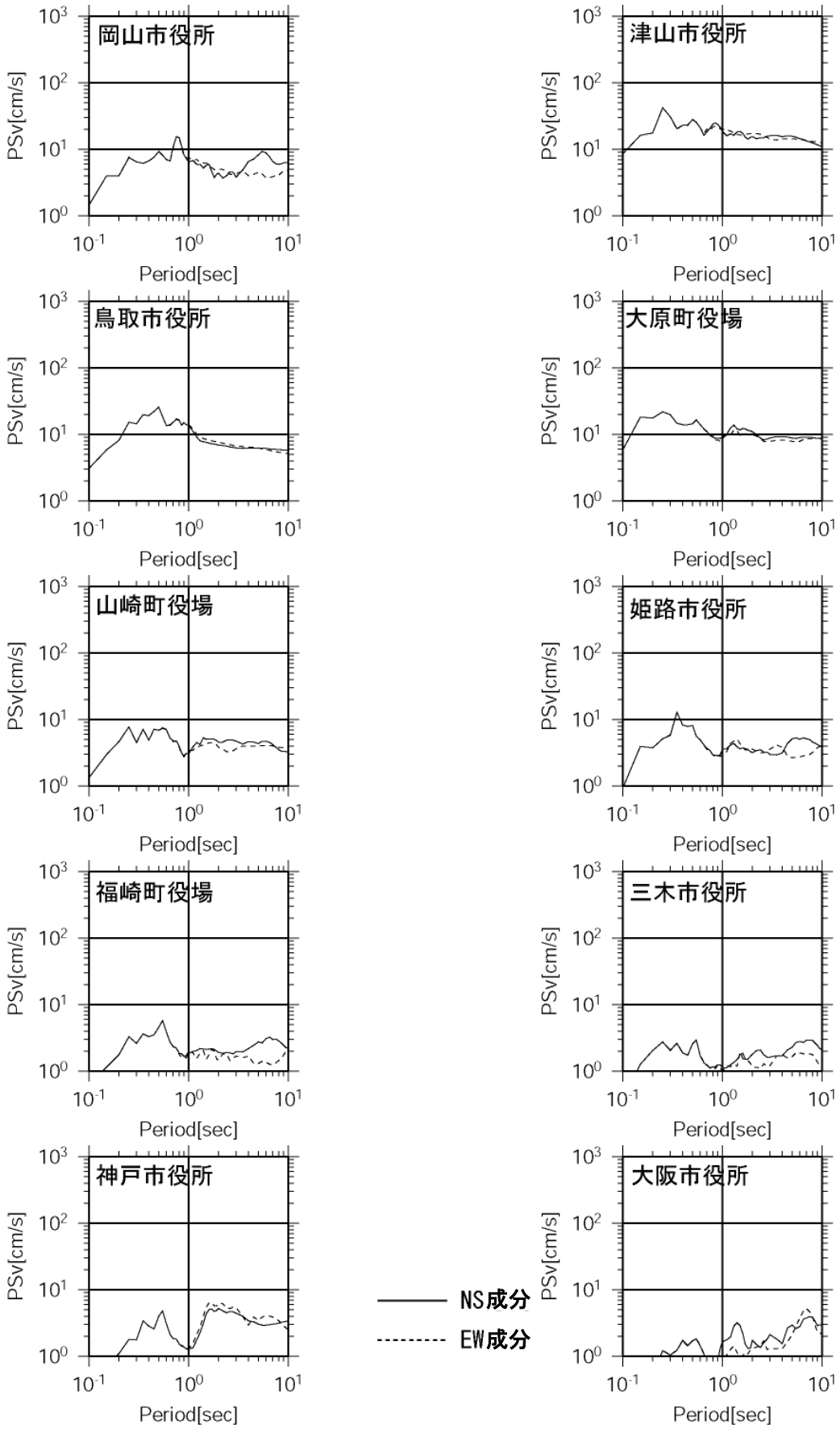


図 3.1.2-12(6)　「詳細法工学的基盤」（Vs=550m/s、Vs=590m/s）上の地震動の減衰定数５％擬似速度応答スペクトル（モデル５、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点）

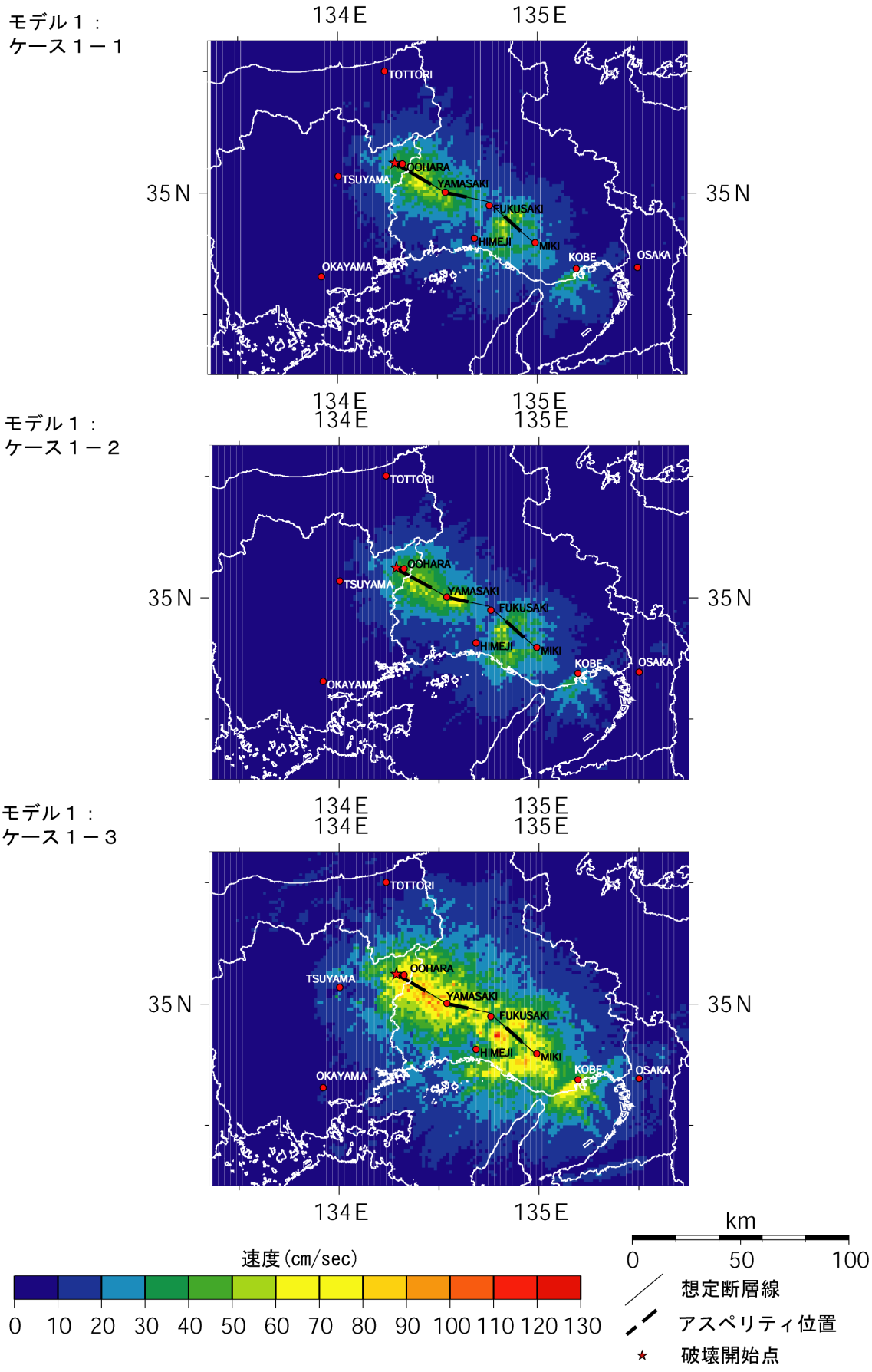


図 3.1.2-13(1)　「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布
（モデル１：ケース１－１、１－２、１－３）

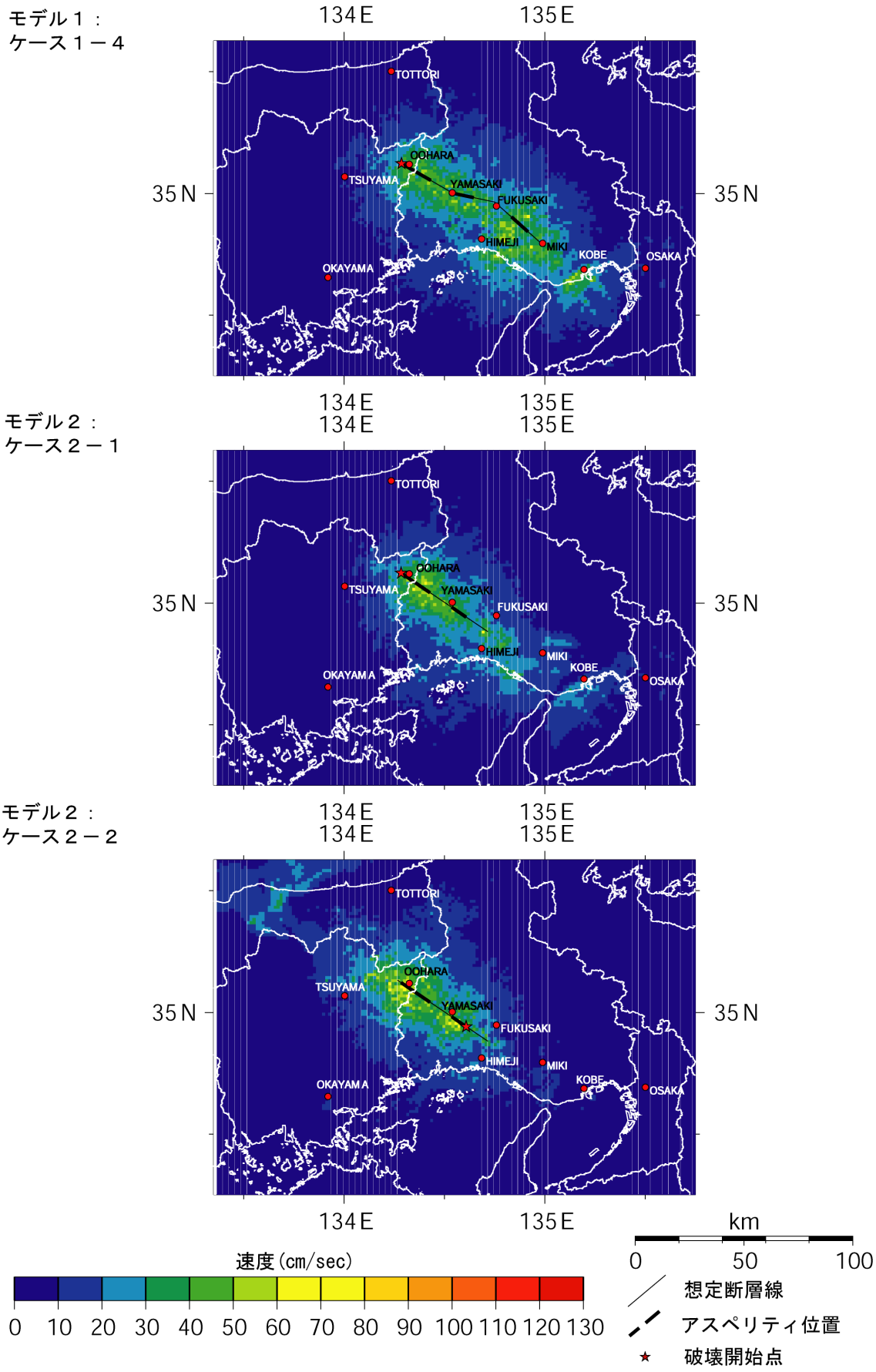


図 3.1.2-13(2)　「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布
（モデル１：ケース１－４、モデル２：ケース２－１、２－２）

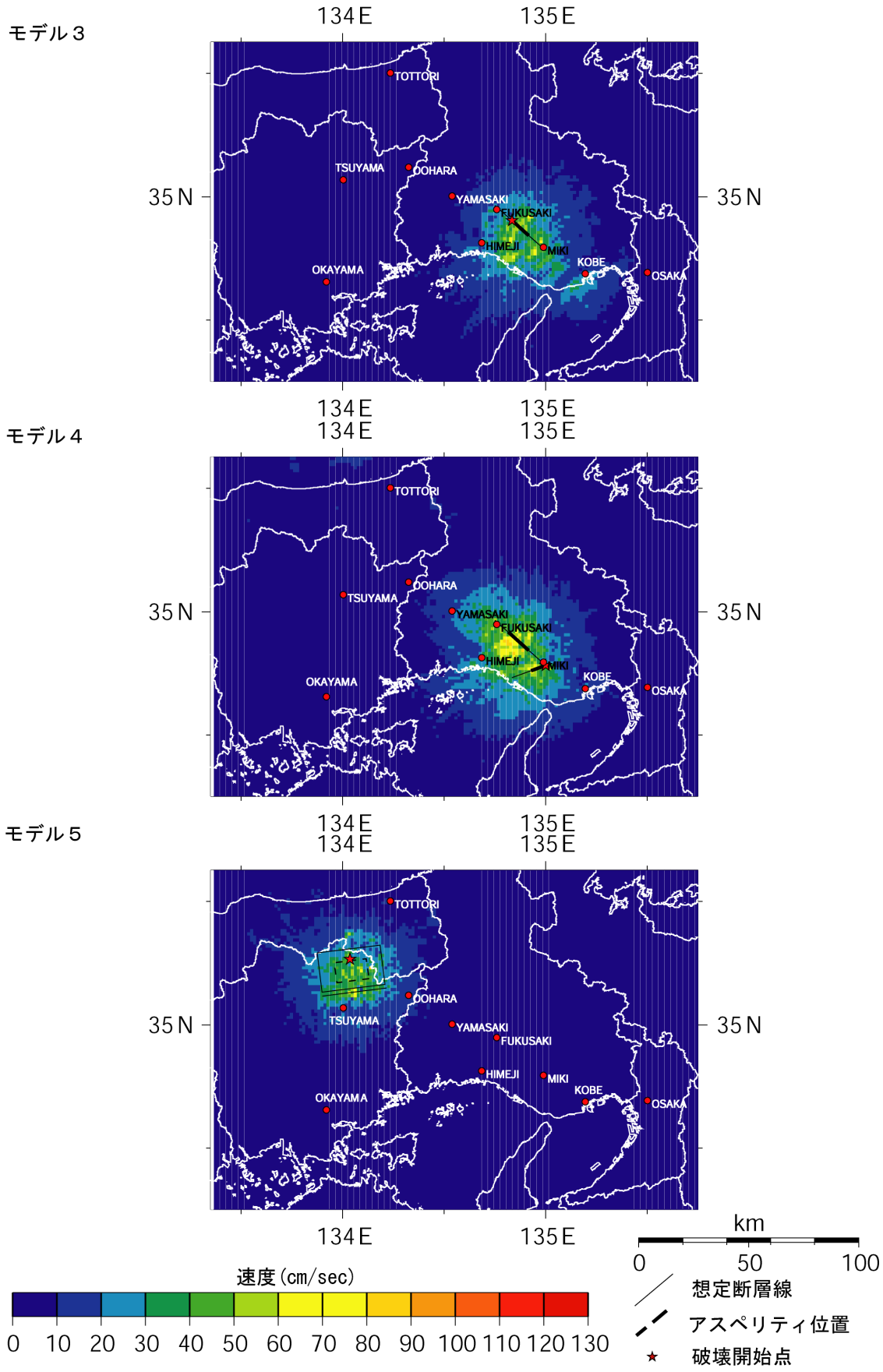


図 3.1.2-13(3)　「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布
（モデル３、モデル４、モデル５）

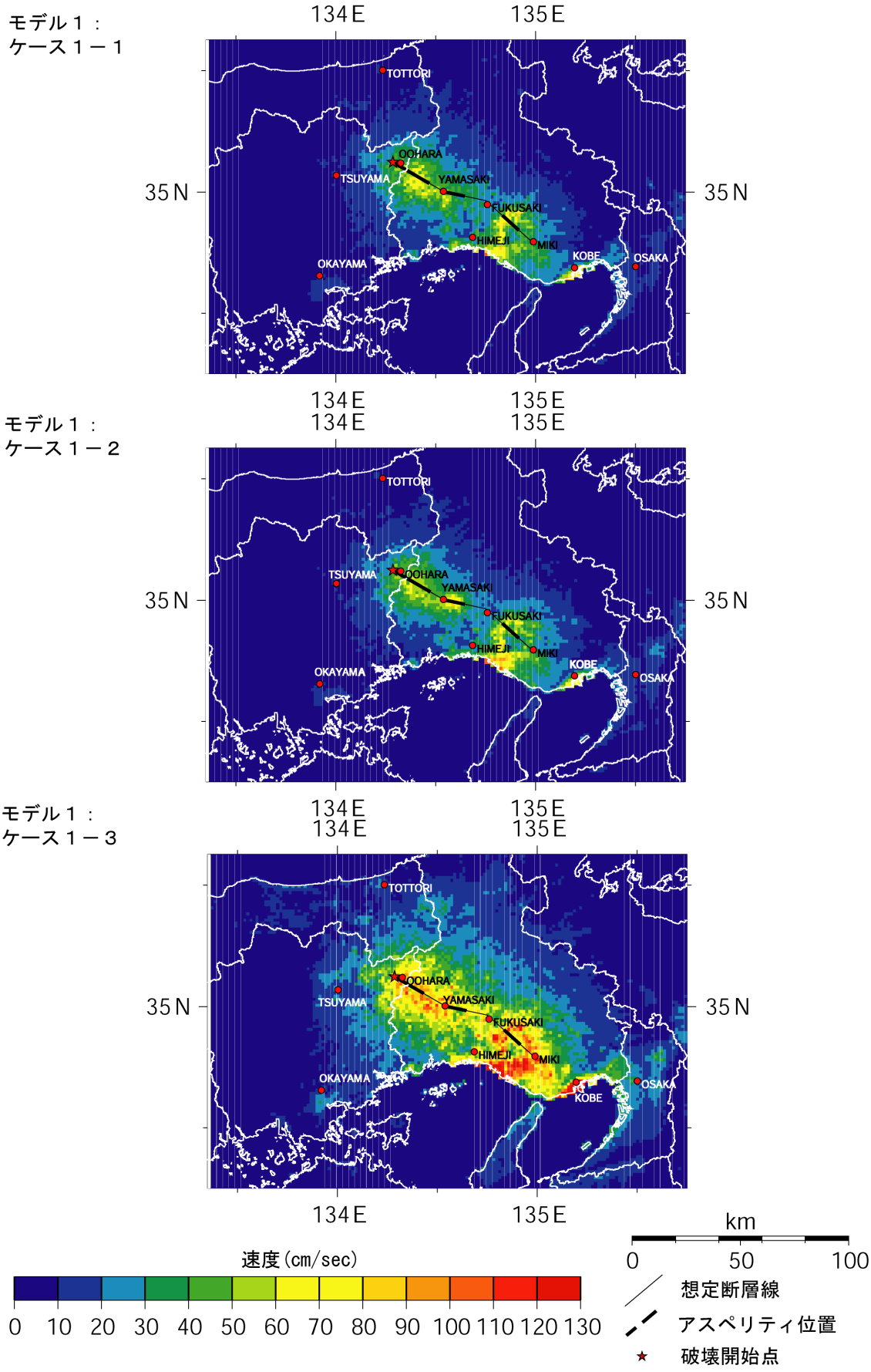


図 3.1.2-14(1)　「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布

（モデル１：ケース１－１、１－２、１－３）

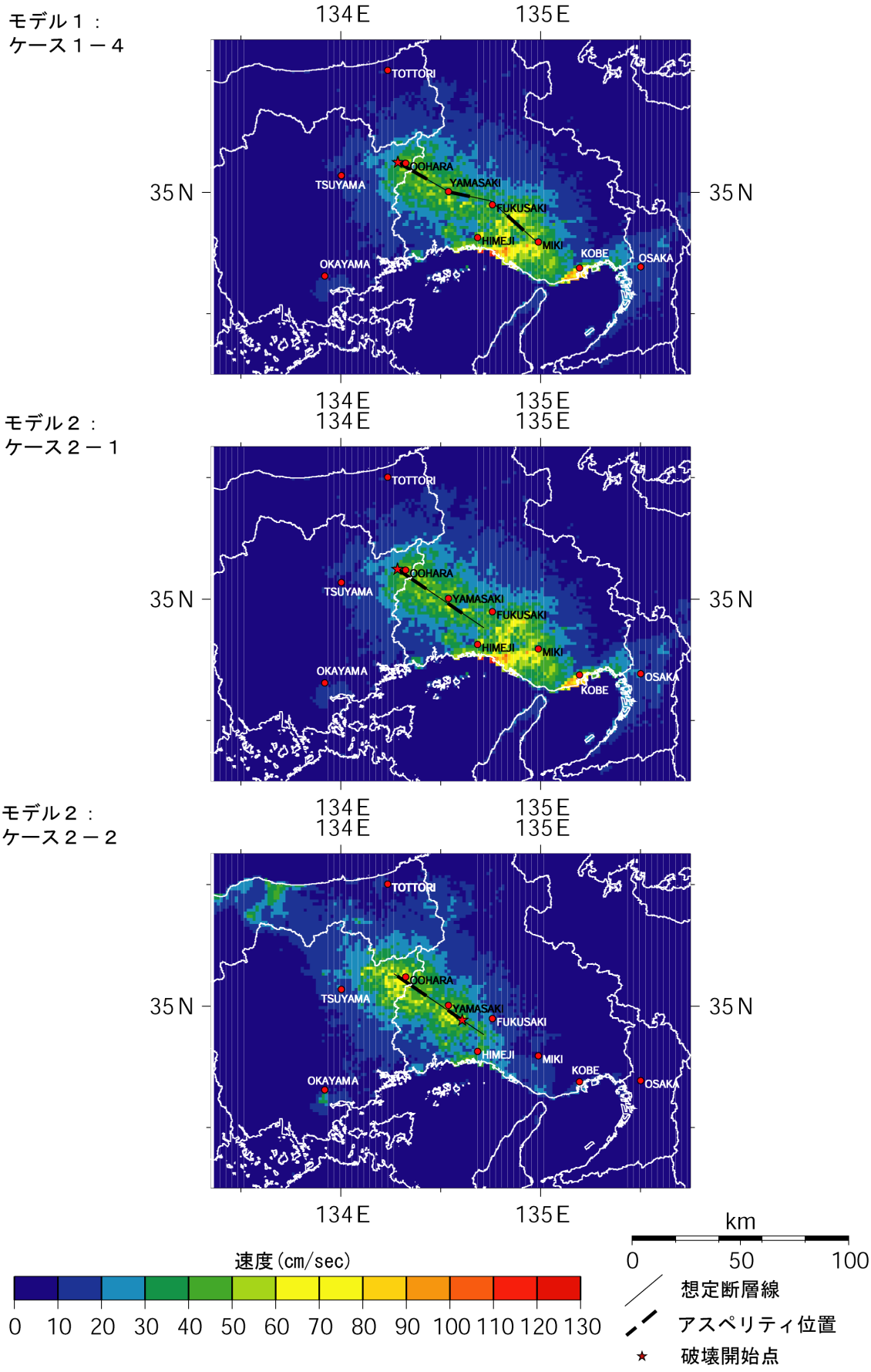


図 3.1.2-14(2)　「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布
（モデル１：ケース１－４、モデル２：ケース２－１、２－２）

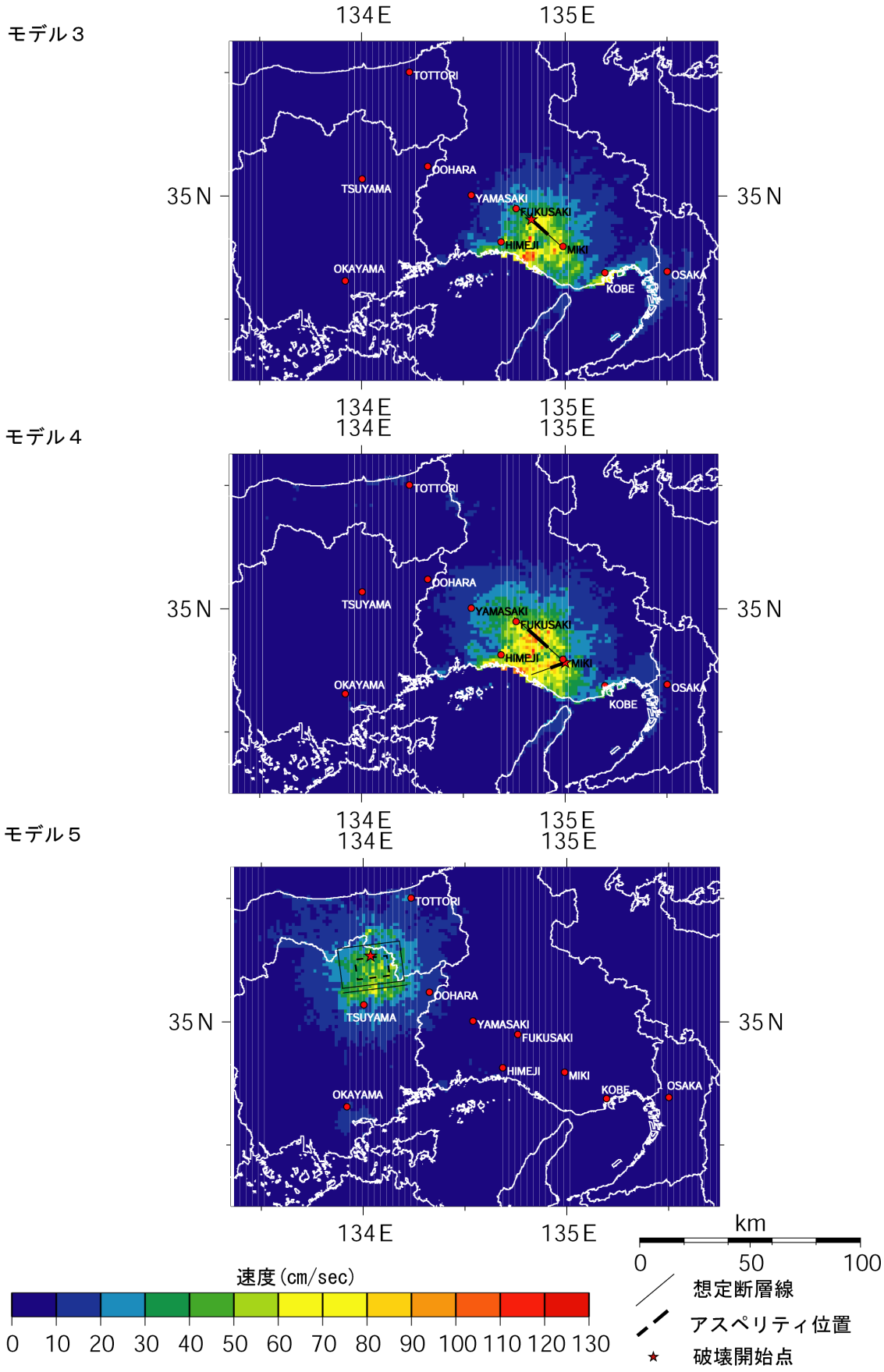
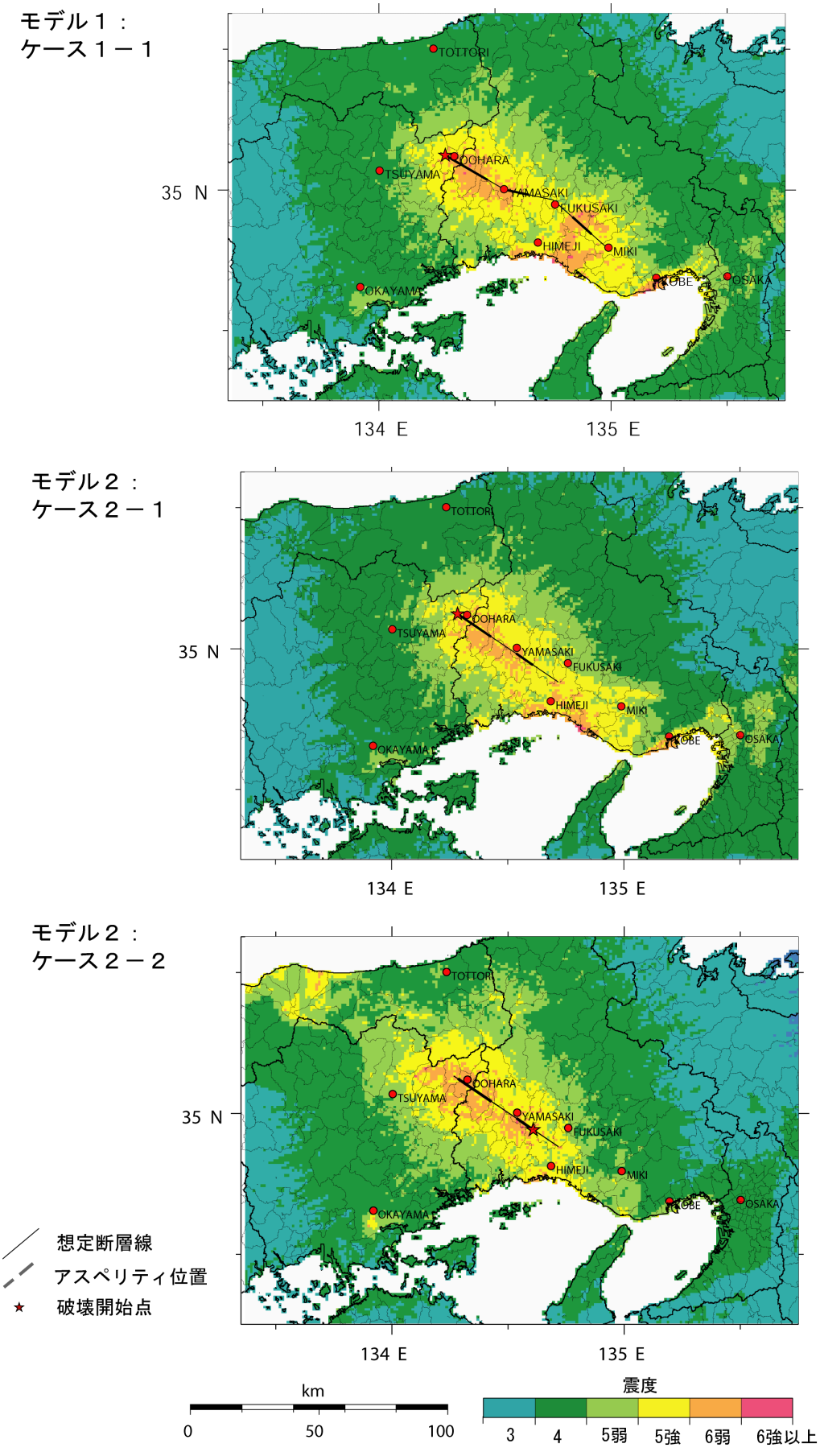


図 3.1.2-14(3)　「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布
（モデル３、モデル４、モデル５）



※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）

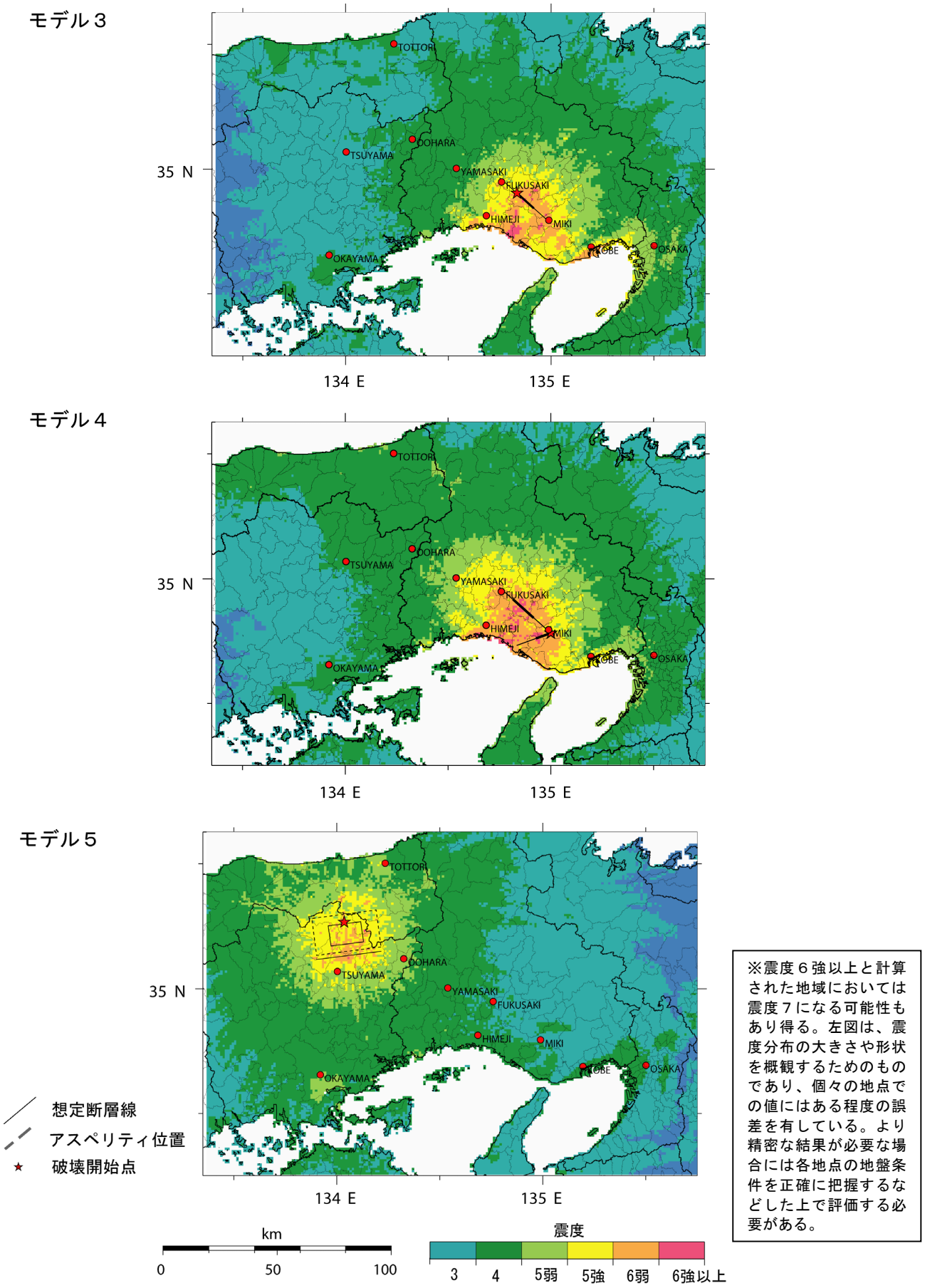
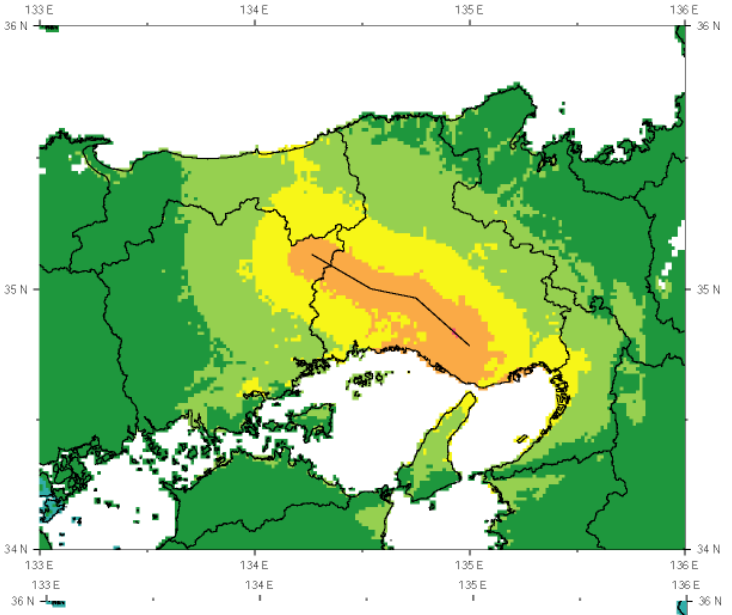
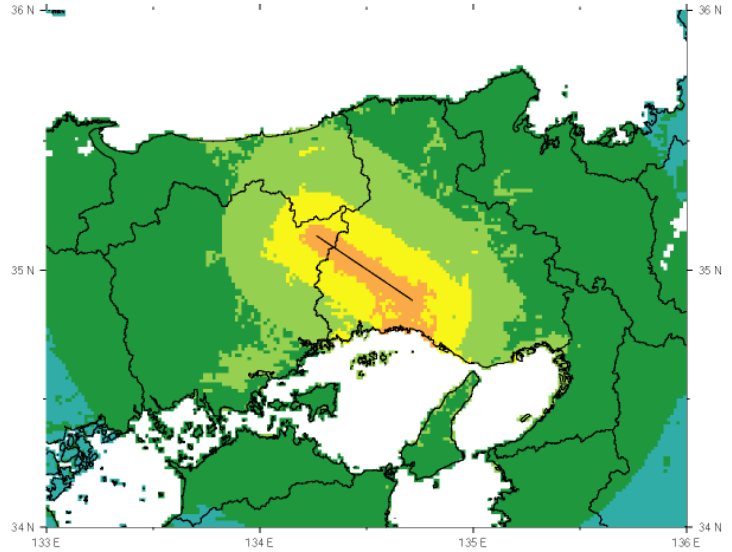


図 3.1.2-15(2)　詳細法による強震動予測結果：地表の震度分布（モデル３、４、５）

モデル１



モデル２



モデル３

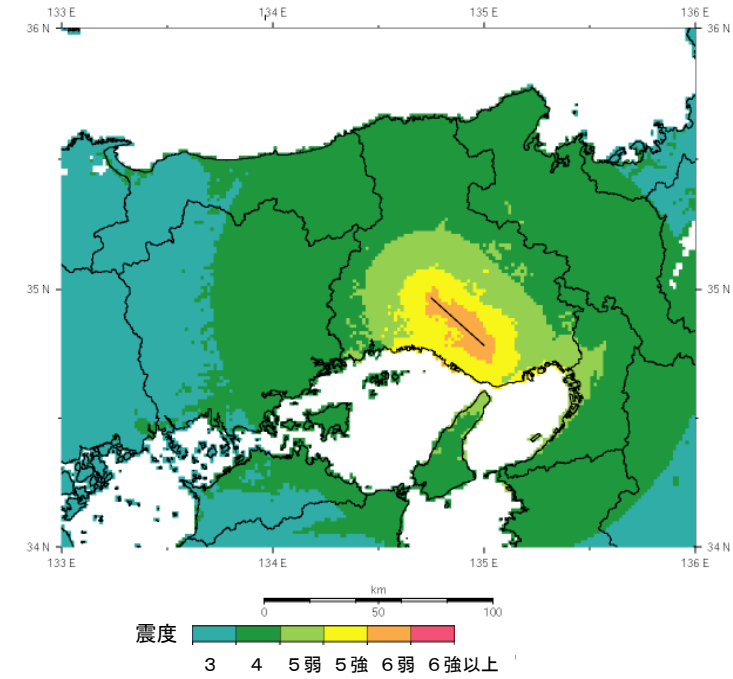
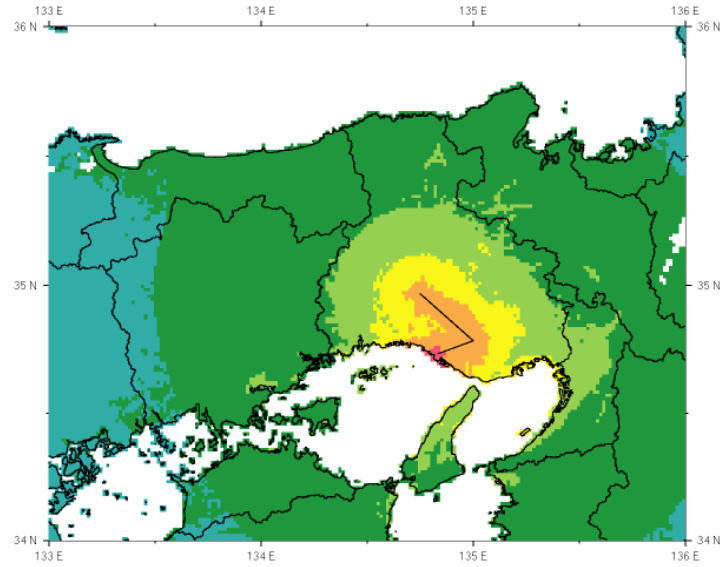


図 3.1.2-16(1)　「簡便法」による強震動予測結果：地表の震度分布（モデル１～モデル３）

モデル４



モデル５

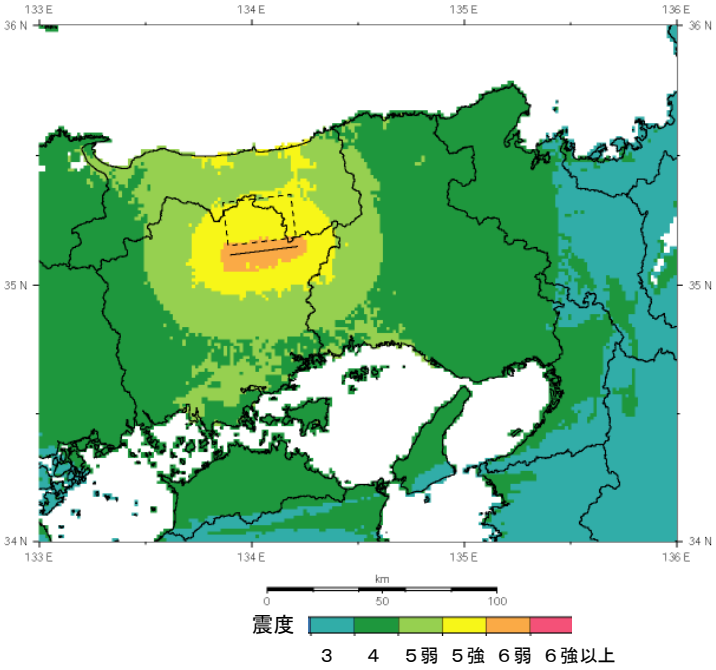


図 3.1.2-16(2)　「簡便法」による強震動予測結果：地表の震度分布（モデル４、モデル５）

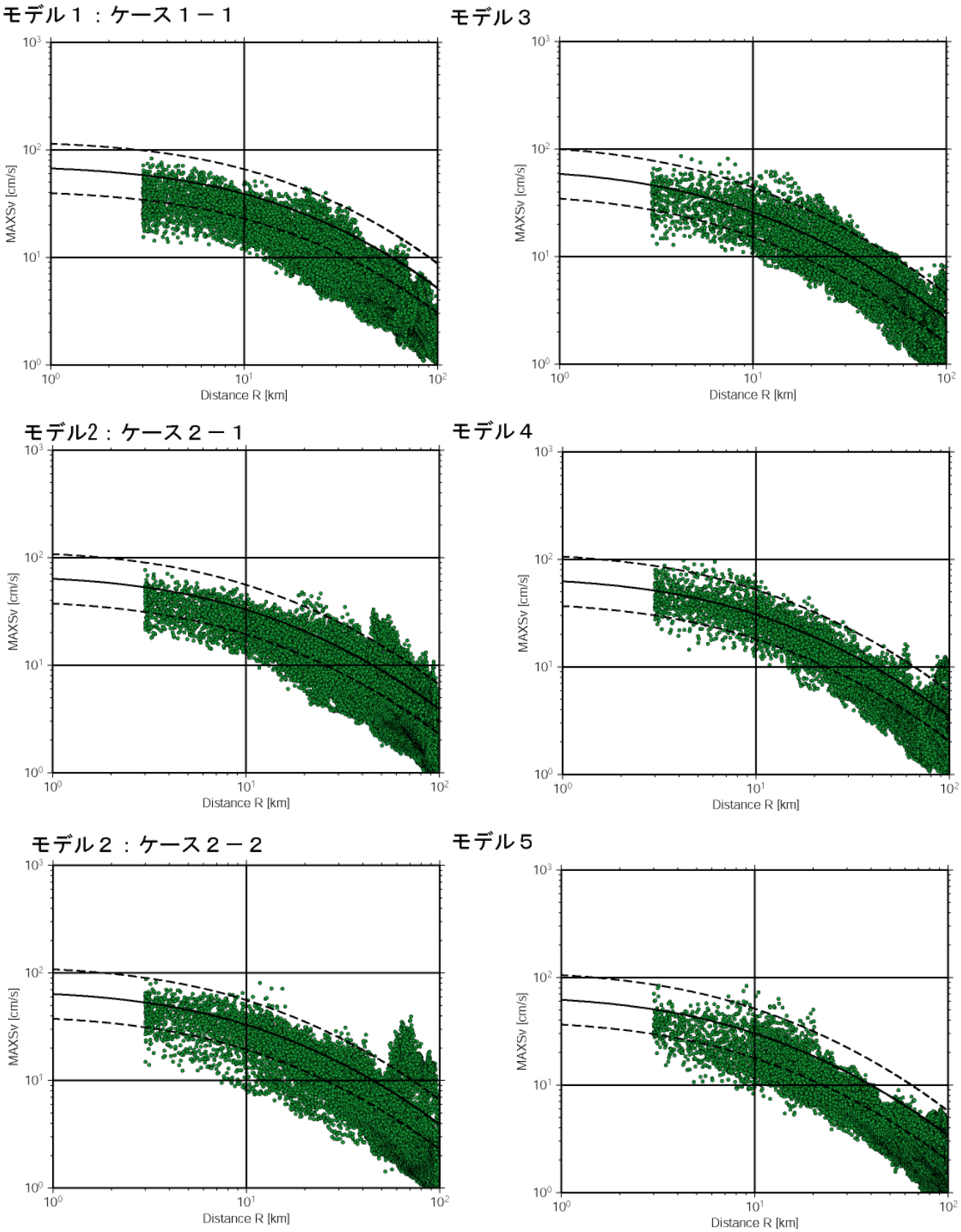


図 3.1.2-17　「詳細法工学的基盤」における最大速度値を Vs＝600m/s 相当に換算した値と司・翠川（1999）の距離減衰式との比較

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おいて、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（Vs=400m/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Mo(N･m=10^7 dyn･cm)及び平均応力降下量Δσ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Mwの定義式を用いてMwを求めると、「中間報告」の設定より0.1大きい7.6となる。

$$\log Mo = 1.5Mw + 9.1 \quad \cdots\cdots (3\text{-}11)$$

「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Mw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Mw 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。

$$\log S\ (km^2) = Mw - 4.0 \quad \cdots\cdots (3\text{-}12)$$

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Mo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・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Sa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Da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Da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お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.　ｆｍａｘ

fmax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(Vs=3.0km/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、三次元の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。

$$Q=110f^{0.69} \quad (f \geqq 1.0\text{Hz}) \quad \cdots\cdots (3\text{-}13)$$

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

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、Vs=700m/s～1.0km/s層、Vs= 1.5km/s～2.0km/s層、Vs≧3.0km/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、Vs=700m/s～1.0km/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。

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

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Vs=700m/s～1.0km/s層、Vs=1.5km/s～2.0km/s層、Vs≧3.0km/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Vs=400m/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、Vs=400m/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（Vs=700m/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Vs=400m/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Vs=400m/sの層が分布するとみなして、これを工学的基盤（Vs= 400m/s）と定義した。こ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（Vs=400m/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、Vs=700m/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。

・Vs=700m/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Vs=700m/s層上面での統計的グリーン関数を計算した。

・Vs=700 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
Vs=700m/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（Vs）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Vs＝400m/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Vs=400m/s層の上面における波形を求めた。本検討では、Vs=400m/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、Vs=400m/s層のあるところについて、Vs=700m/s層における最大速度値と上記で求めたVs=400m/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。

$$I=2.68+1.72\log PGV\pm0.21 \quad (I=4\sim7) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (3\text{-}15)$$

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。

$$\log PGV = 0.58Mw+0.0038D-1.29+d-\log(X+0.0028\times10^{0.50Mw})-0.002X \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (3\text{-}16)$$

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（Vs=400m/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（Vs=400m/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Vs=400m/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Vs=1.3km/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Vs=400m/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Vs=600m/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ビ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、ディレクティビ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、ディレクティビ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ビ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/cm³)	Qs*
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/cm³)	Qs*
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/cm³)	Qs*
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

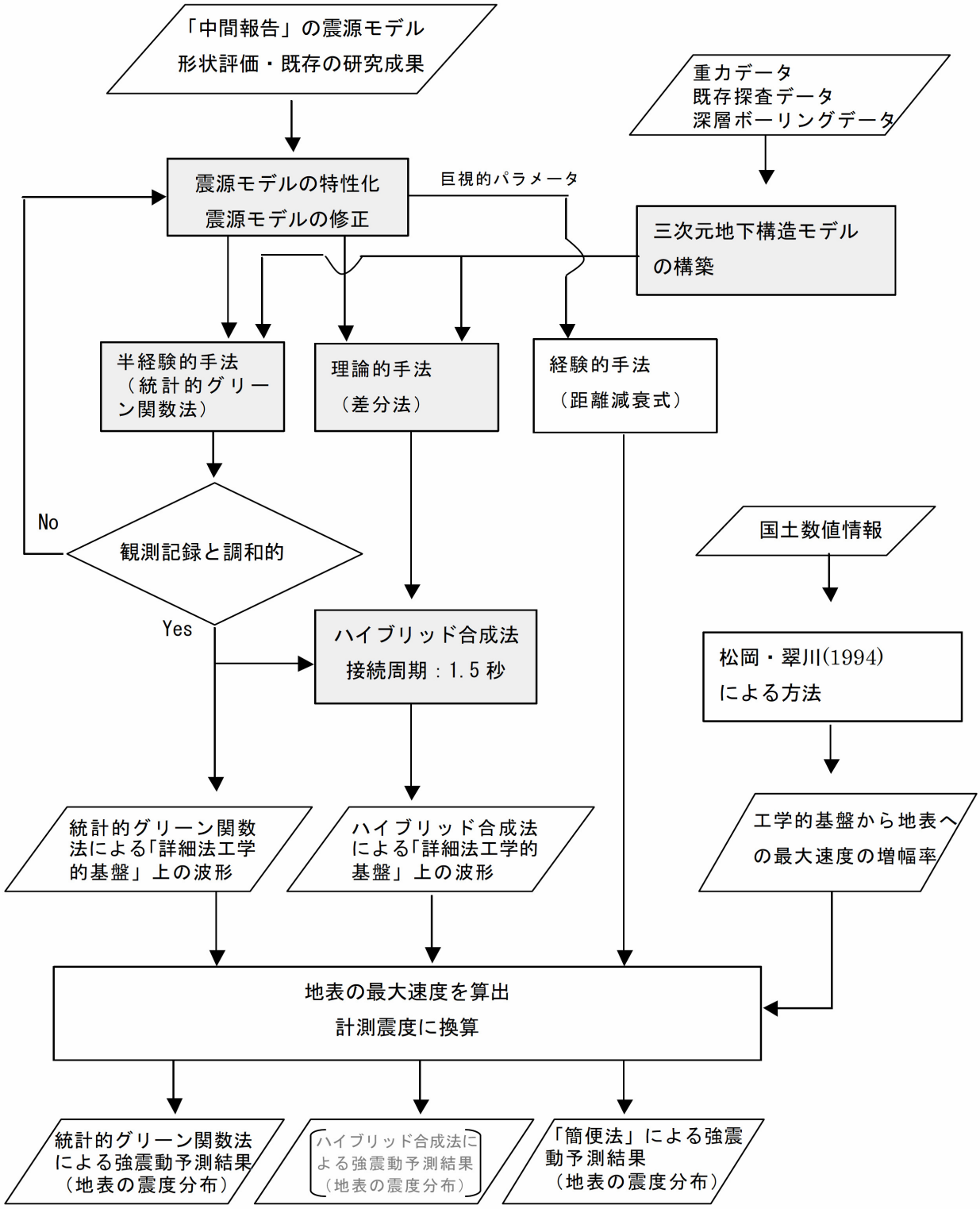
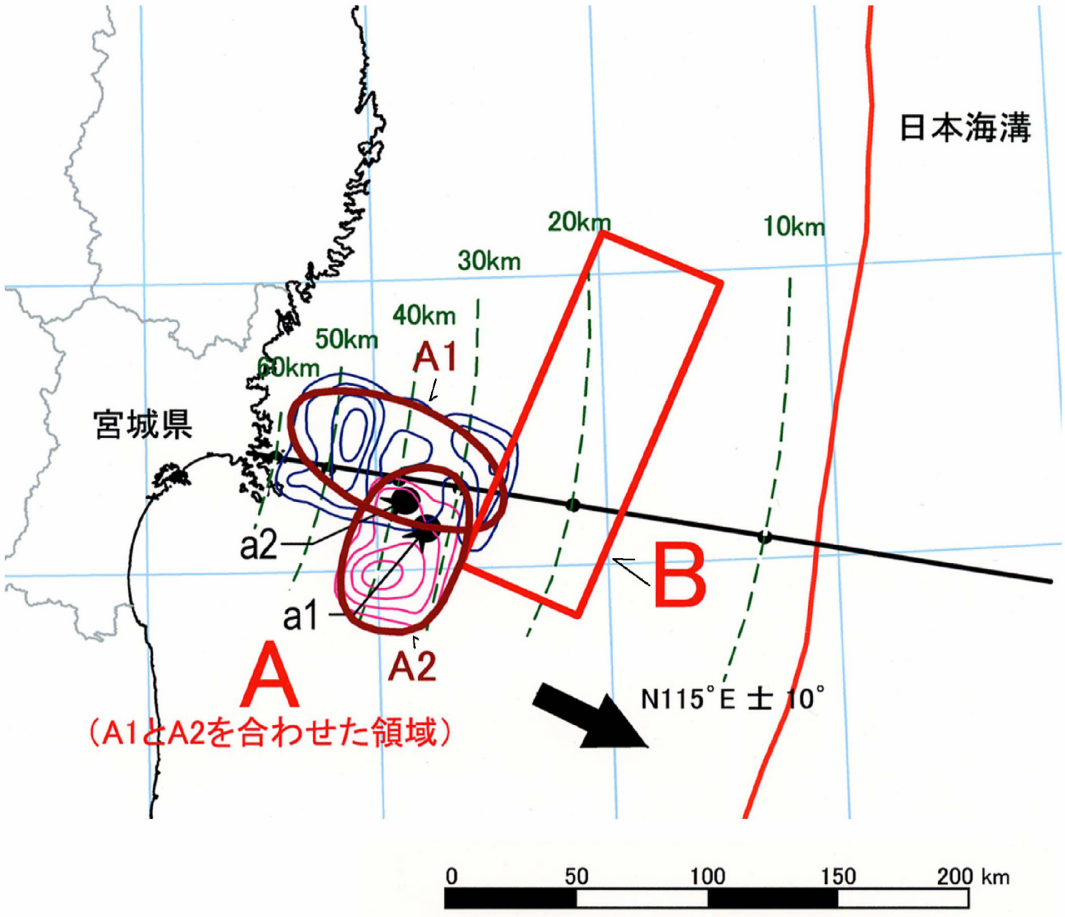
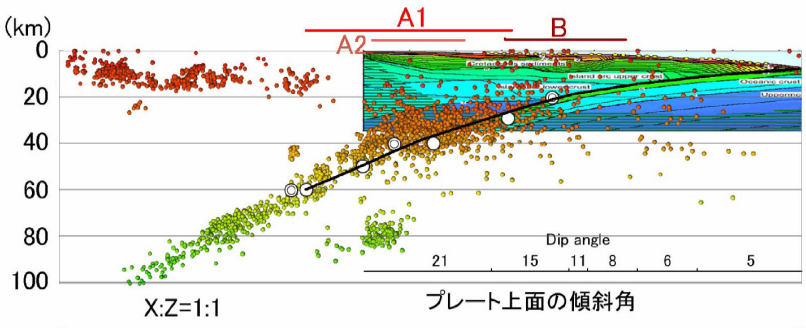


図 3.2.1-1　強震動評価の流れ



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）

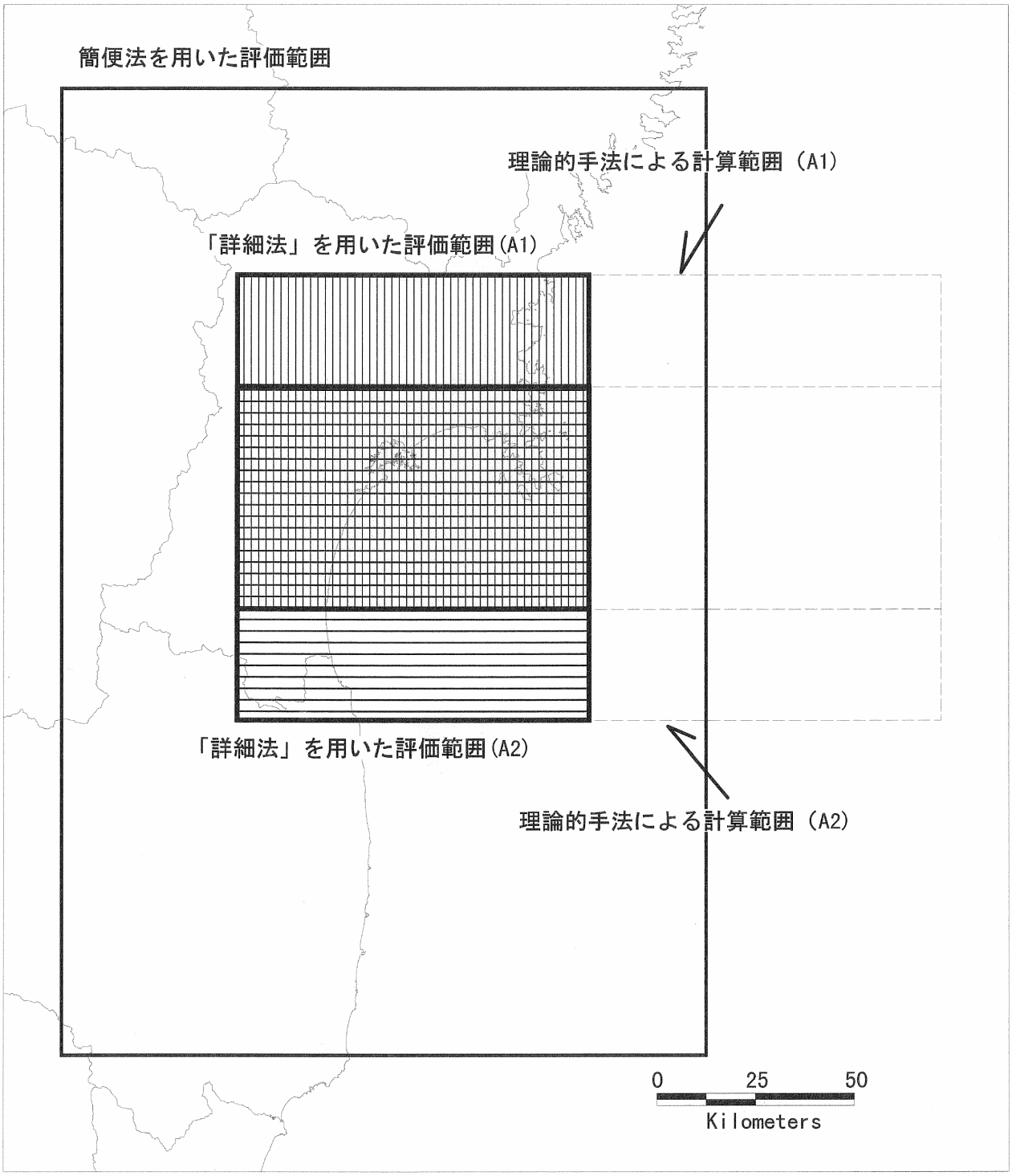
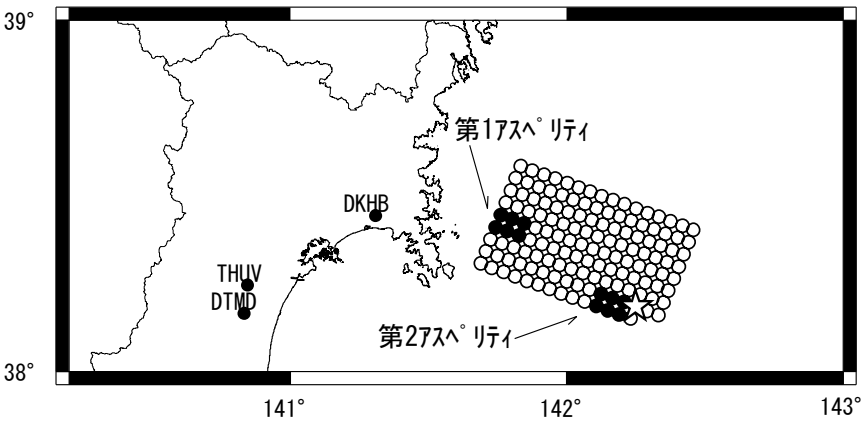


図 3.2.1-3　強震動評価の範囲

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）

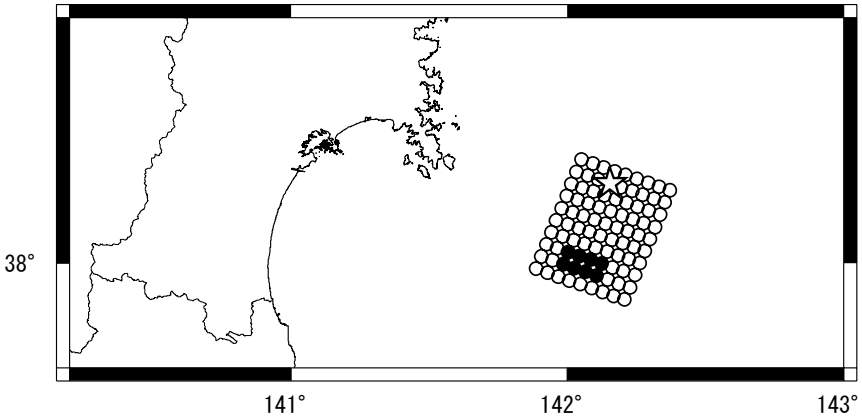
：アスペリティ
☆：破壊開始点

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）

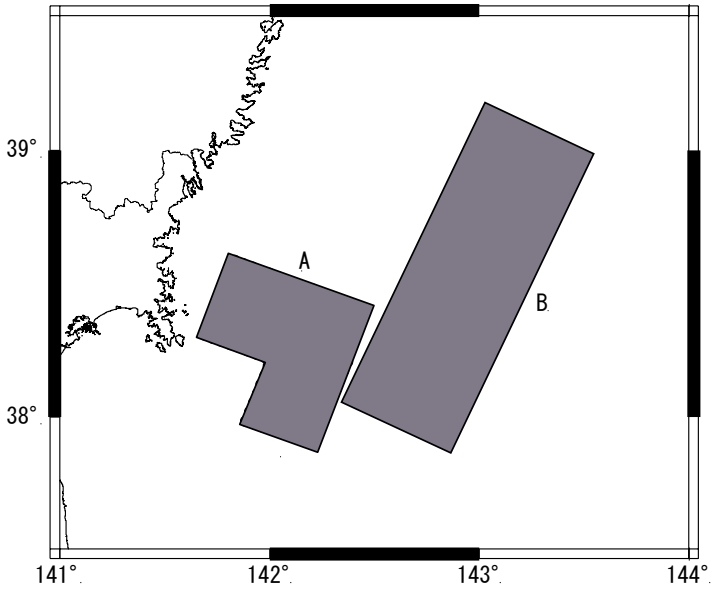
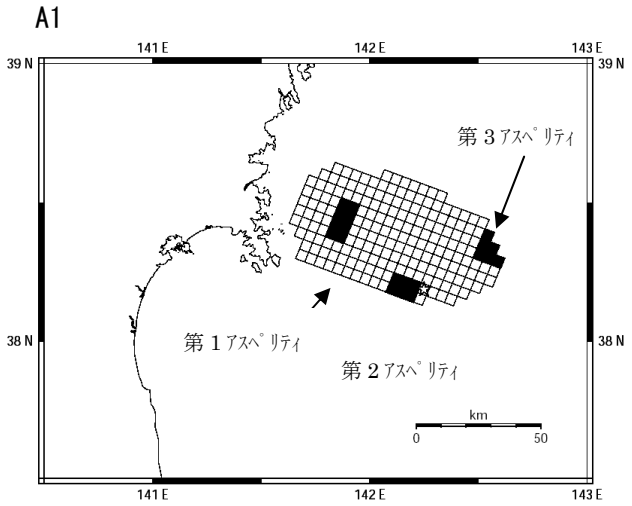
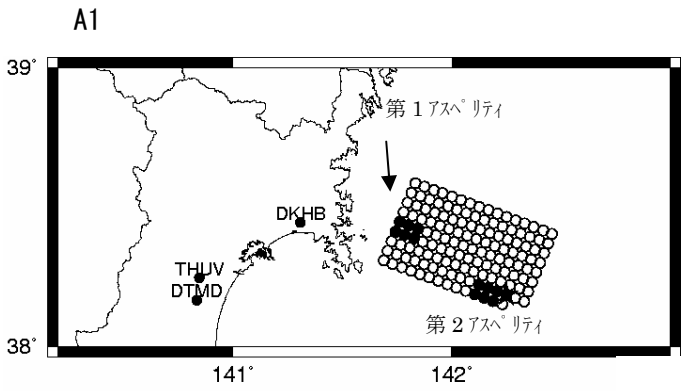


図 3.2.1-4　想定した震源断層モデル（上：ケース A1、中：ケース A2、下：「連動した場合」）

「中間報告」

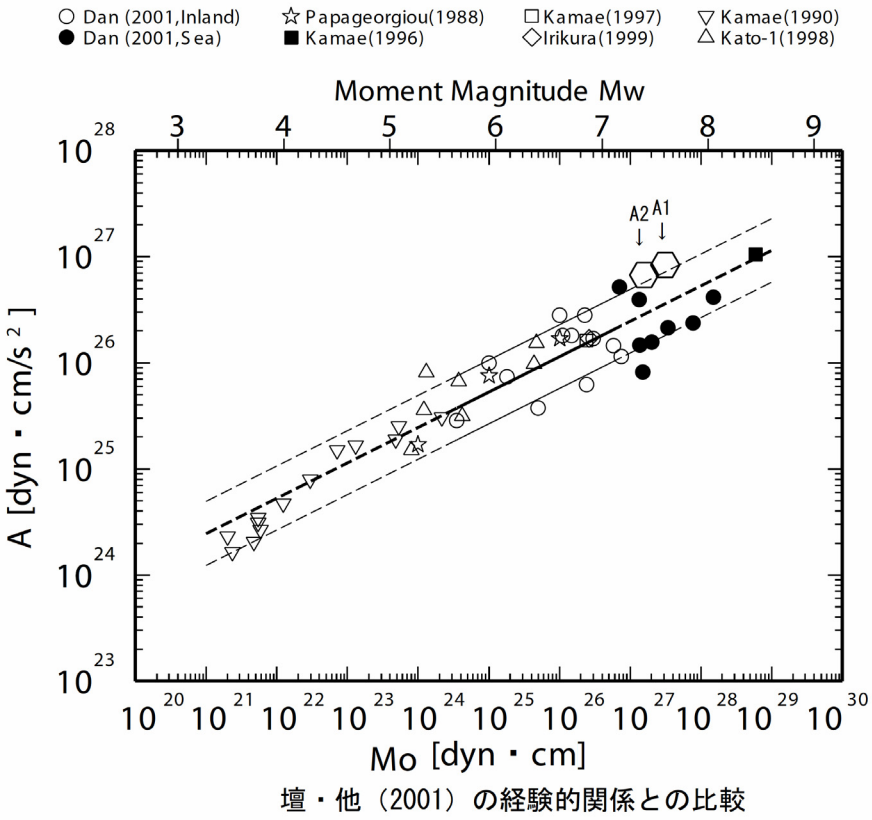


本報告

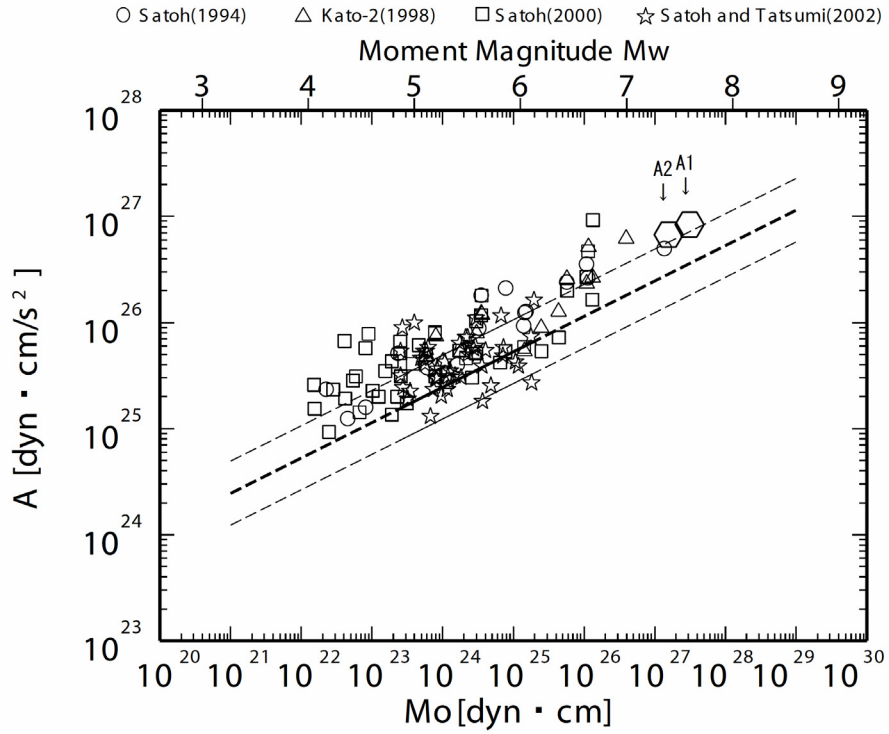


	「中間報告」のケース A1	本報告のケース A1	備考
静的応力降下量	3[MPa]	7[MPa]	本報告では Seno et al.（1980）の値を使用。
地震モーメント	2.2×10^{20} [N・m]	3.1×10^{20} [N・m]	同上。
モーメントマグニチュード	7.5	7.6	「中間報告」では、「形状評価」より設定。本報告では、地震モーメントより算出。
震源断層の面積	3200[ｋｍ^2]	2300[ｋｍ^2]	地震モーメントと応力降下量より[レシピ(1)式]を用いて算出。
短周期レベル	1.4×10^{20} [N・m/s^2]	8.4×10^{19} [N・m/s^2]	
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	128ｋｍ^2(第 1) 96ｋｍ^2(第 2) 96ｋｍ^2(第 3)	96ｋｍ^2(第 1) 96ｋｍ^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

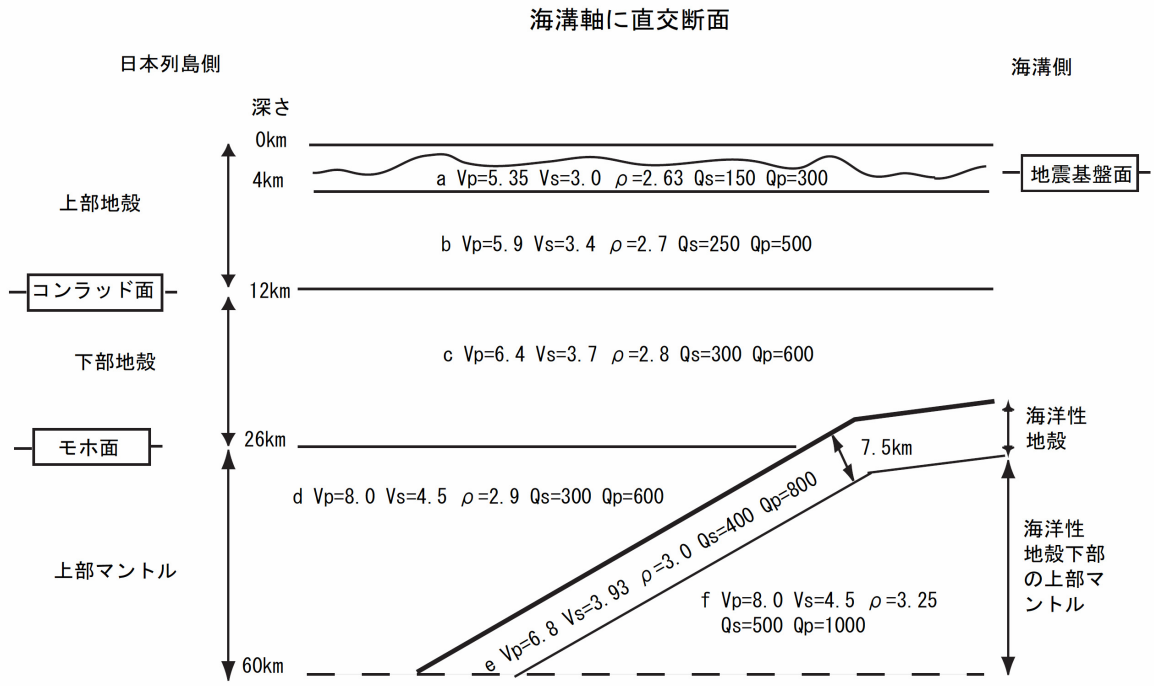


壇・他（2001）の経験的関係との比較



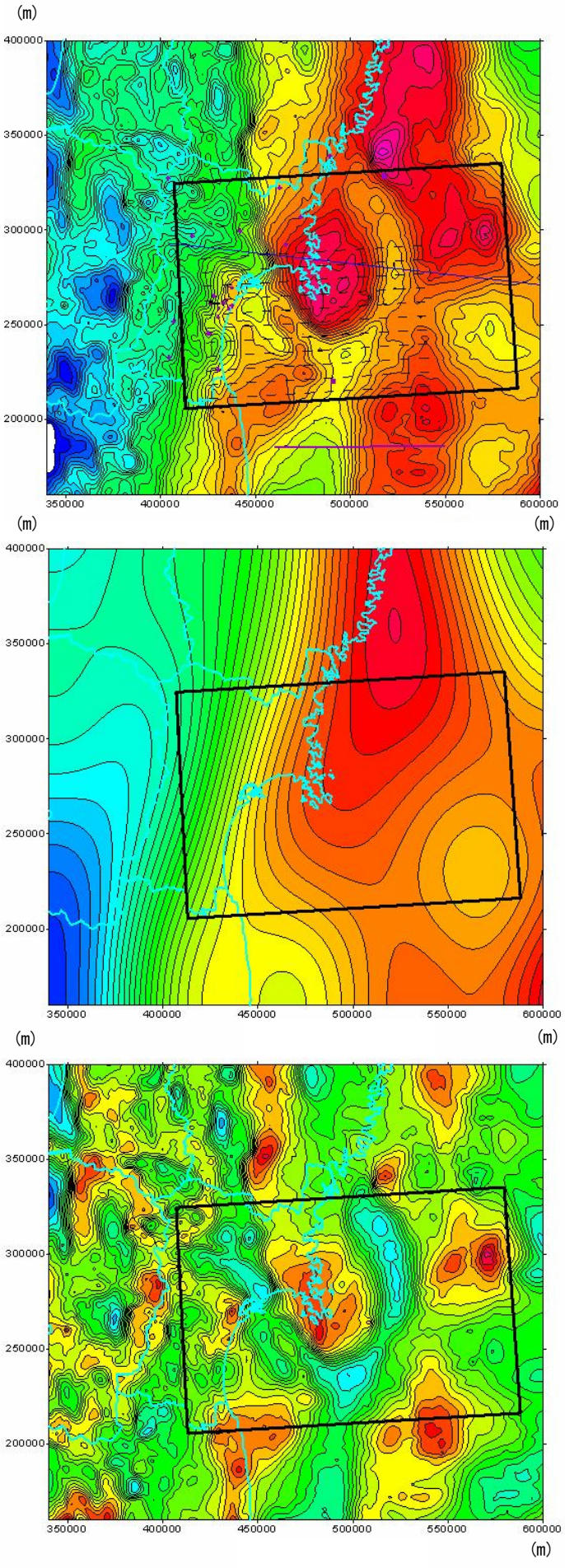
太平洋岸の海溝性地震（佐藤・他, 1994ｂ； 加藤・他, 1998； 佐藤・他, 2000； 佐藤・巽, 2002）との比較

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（VsとVp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



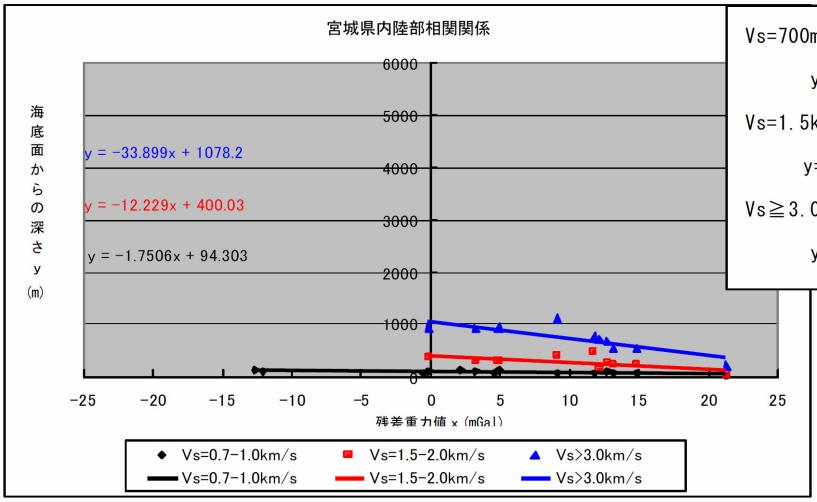
ブーゲー異常

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異常図

宮城県内陸部



Vs=700m/s～1.0km/s 層の上面深度

y=-1.75・x+94.3

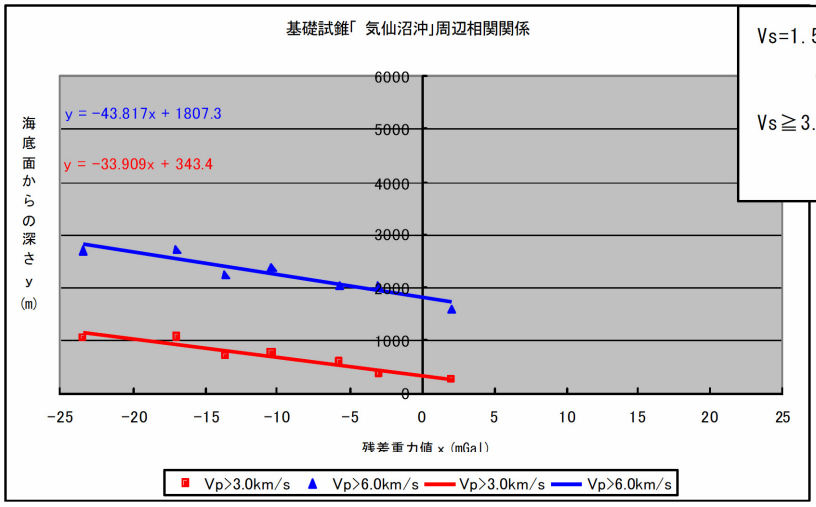
Vs=1.5km/s～2.0km/s 層の上面深度

y=-12.2・x+400

Vs≧3.0km/s 層の上面深度

y=-33.9・x+1080

海域－基礎試錘「気仙沼沖」周辺



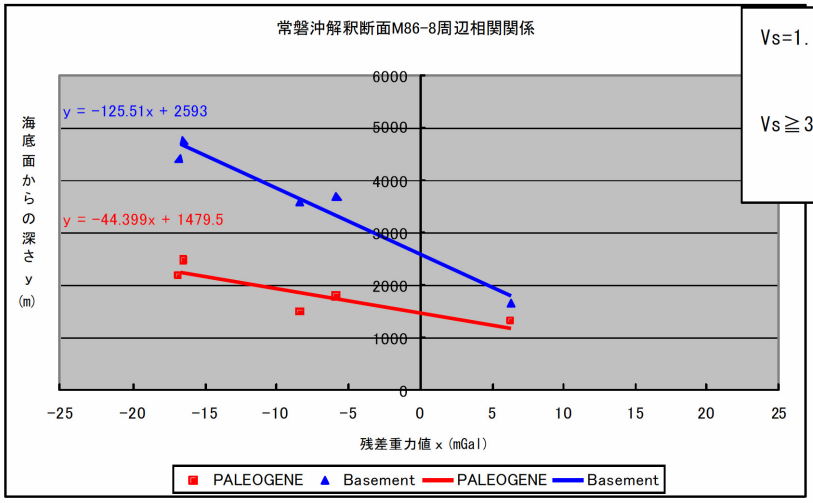
Vs=1.5km/s～2.0km/s 層の上面深度

y=-33.9・x+343

Vs≧3.0km/s 層の上面深度

y=-43.8・x+1810

海域－常磐沖解釈断面 M86-8 周辺



Vs=1.5km/s～2.0km/s 層の上面深度

y=-44.4・x+1480

Vs≧3.0km/s 層の上面深度

y=-126・x+2590

図 3.2.1-9　残差重力と速度層上面の深さの相関図

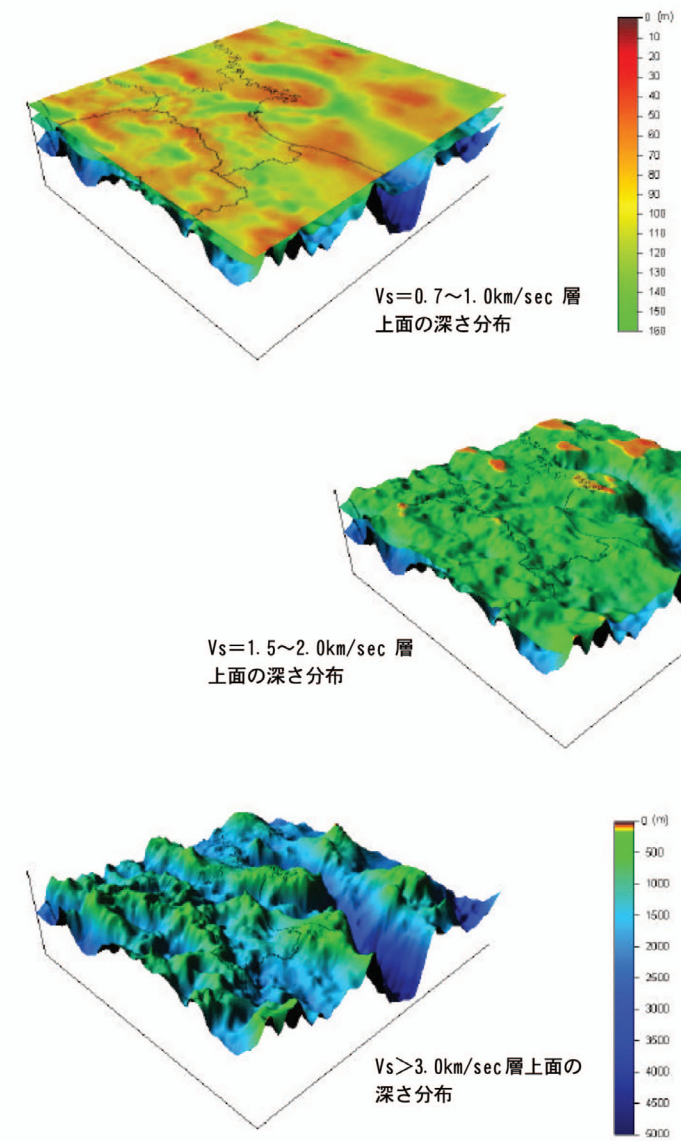
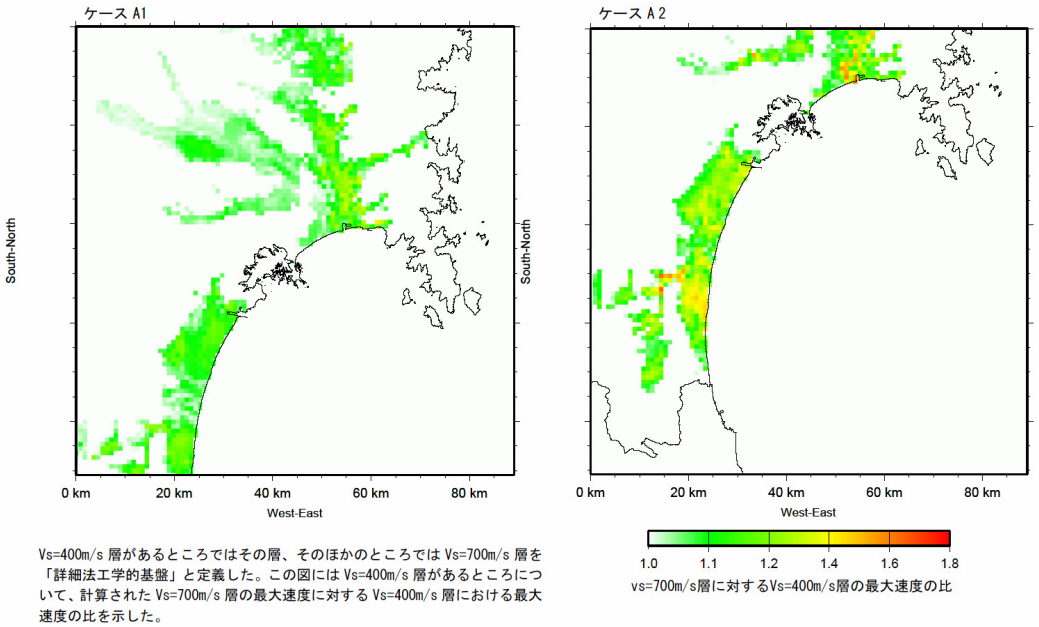


図 3.2.1-10　「深い地盤構造」の地下構造モデル（各速度層上面の深さ分布）



Vs=400m/s 層があるところではその層、そのほかのところでは Vs=700m/s 層を「詳細法工学的基盤」と定義した。この図には Vs=400m/s 層があるところについて、計算された Vs=700m/s 層の最大速度に対する Vs=400m/s 層における最大速度の比を示した。

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

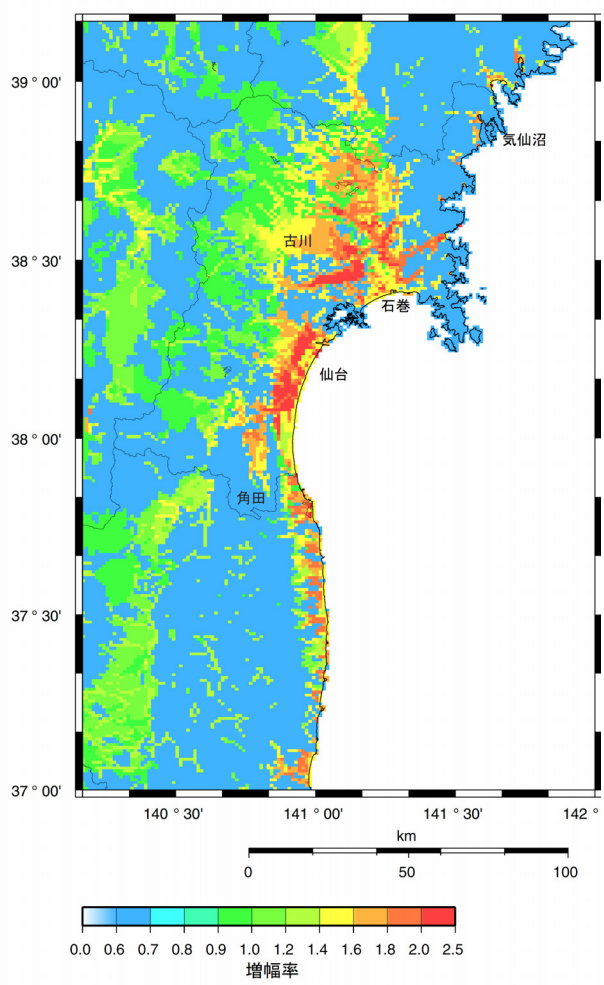
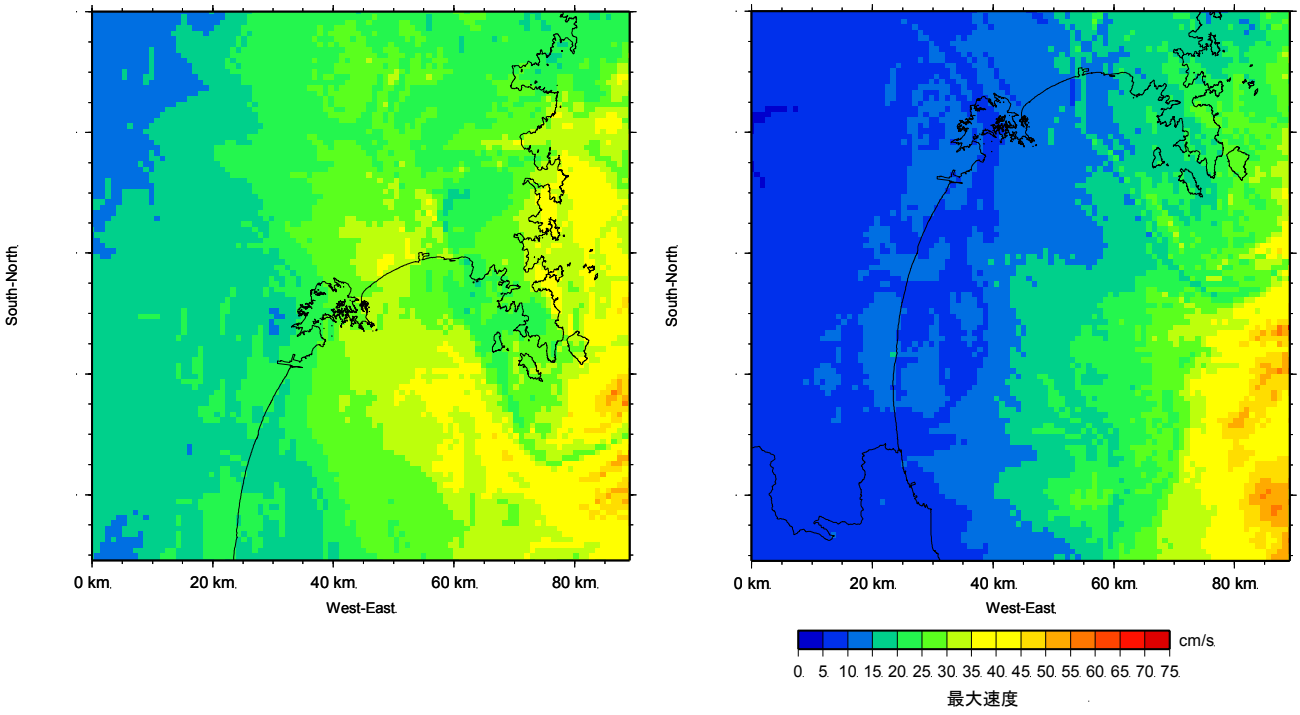
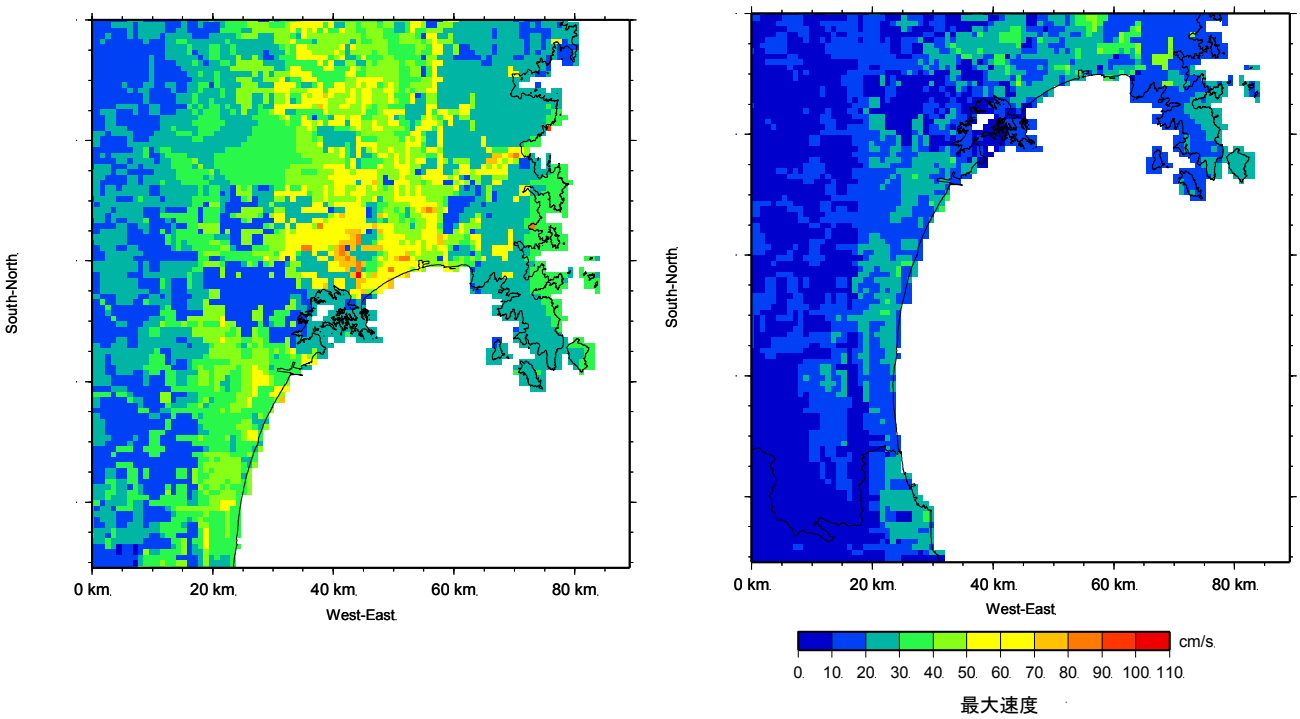


図 3.2.1-12　工学的基盤（Vs＝400m/s 相当）から地表までの最大速度の増幅率（浅い地盤構造）



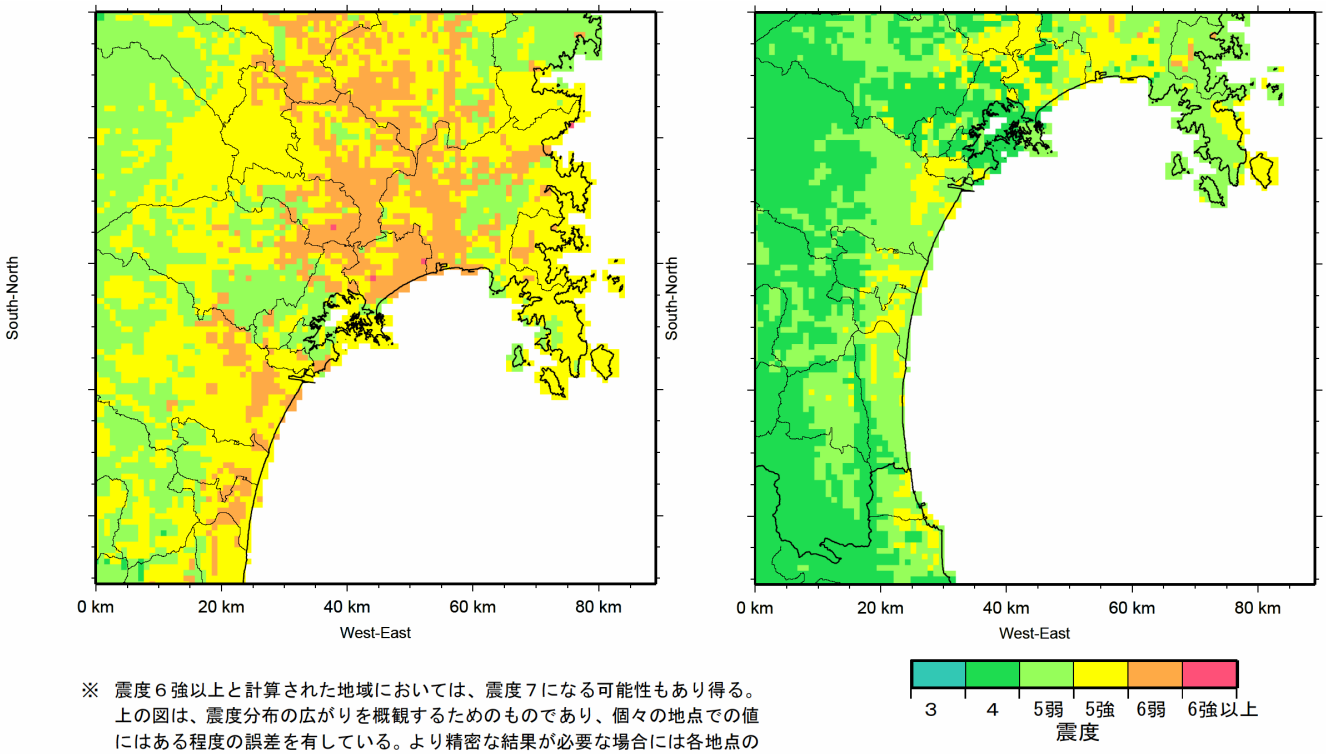
ケース A1　　ケース A2

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

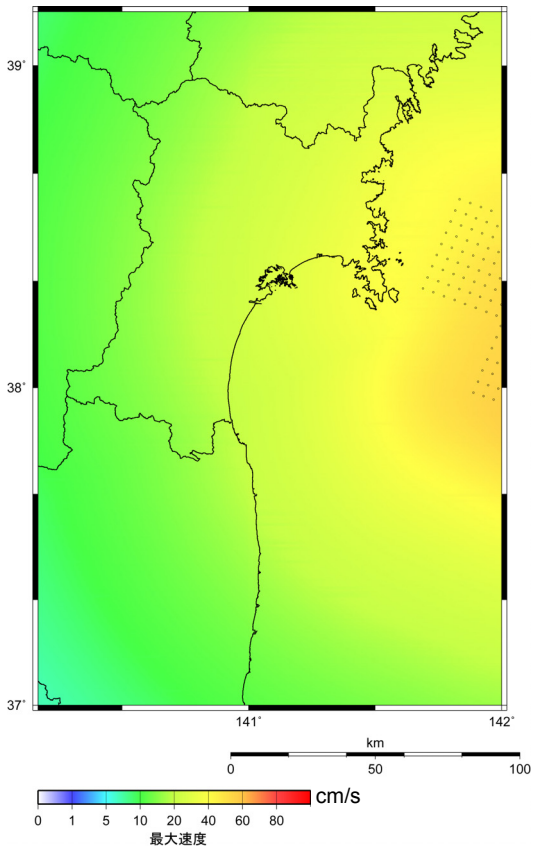


図 3.2.1-16　「連動した場合」の強震動予測結果（簡便法）：
工学的基盤（Vs＝400m/s）の最大速度分布

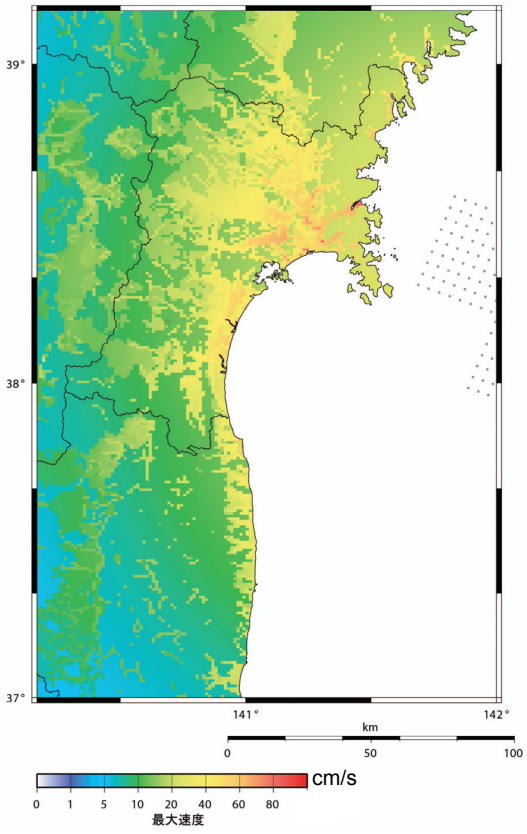


図 3.2.1-17　「連動した場合」の強震動予測結果（簡便法）：地表の最大速度分布

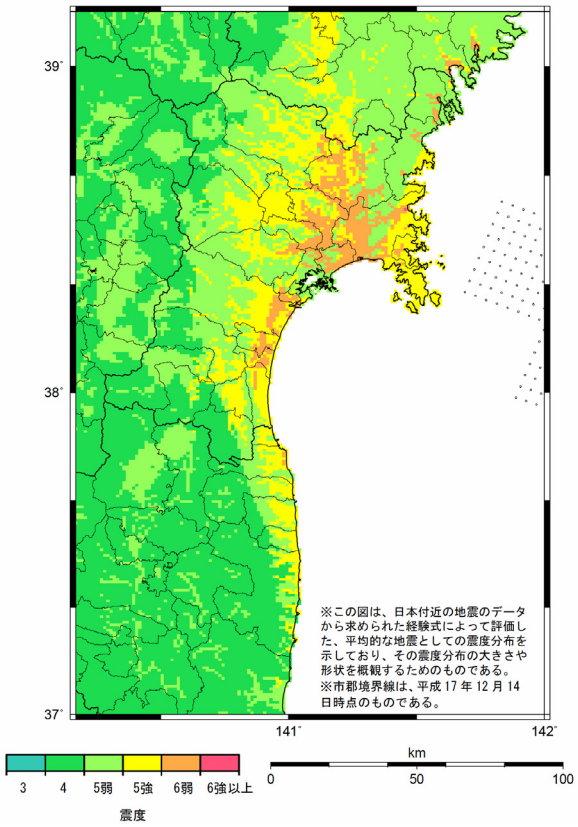


図 3.2.1-18　「簡便法」による強震動予測結果：「連動した場合」の震度分布

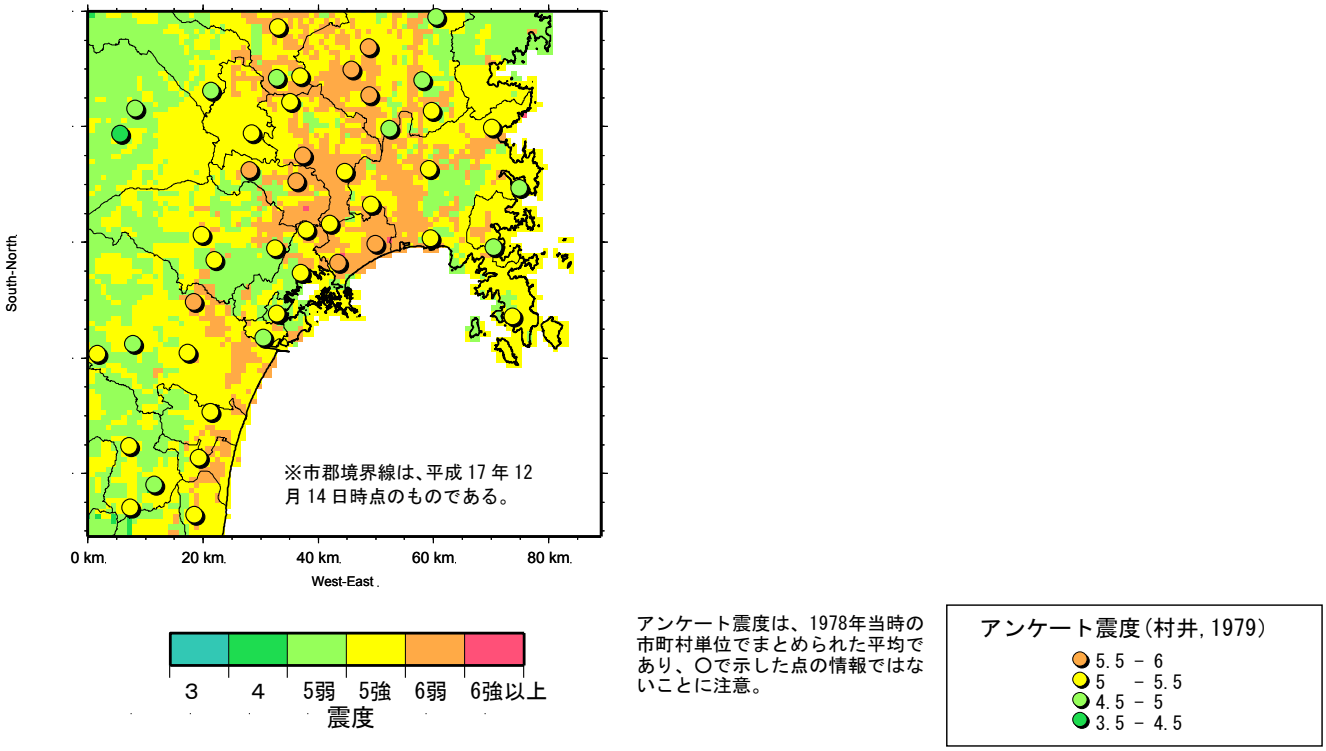
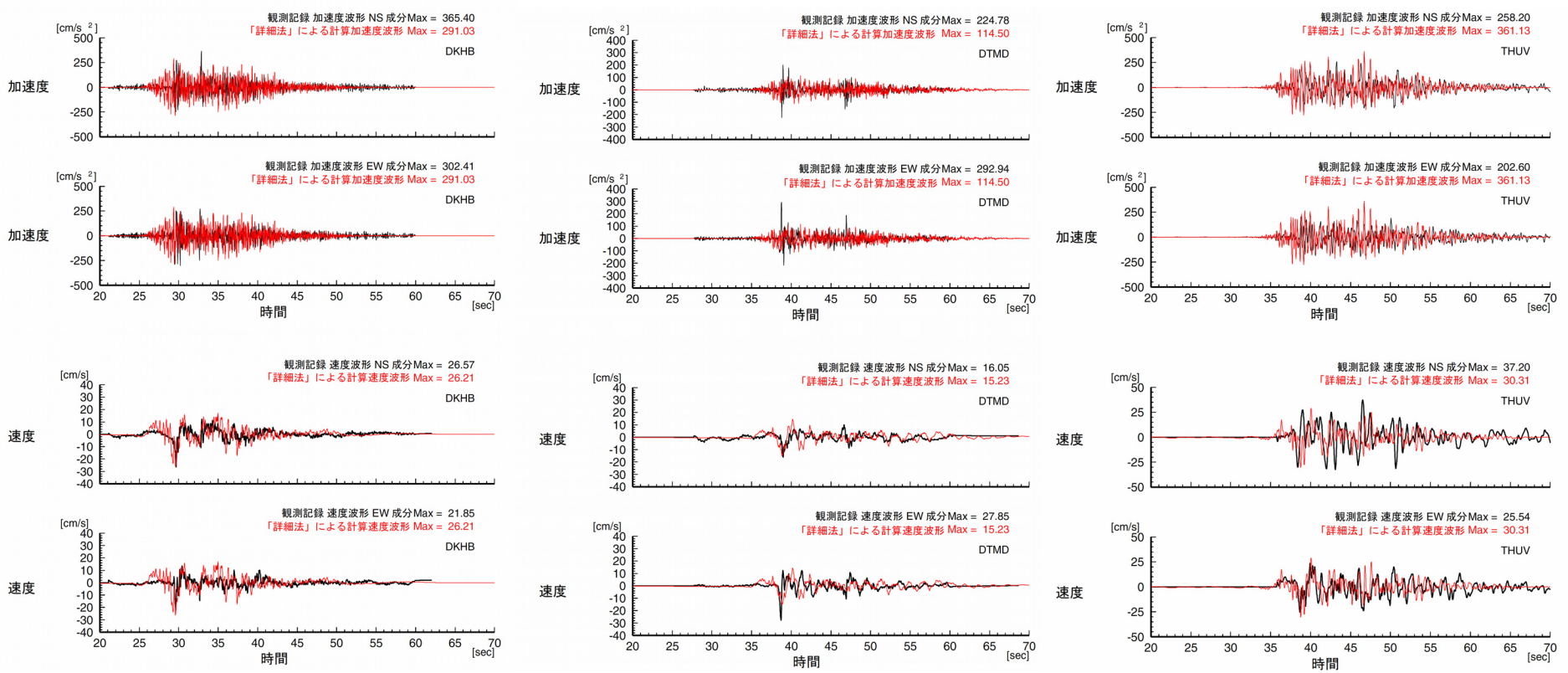


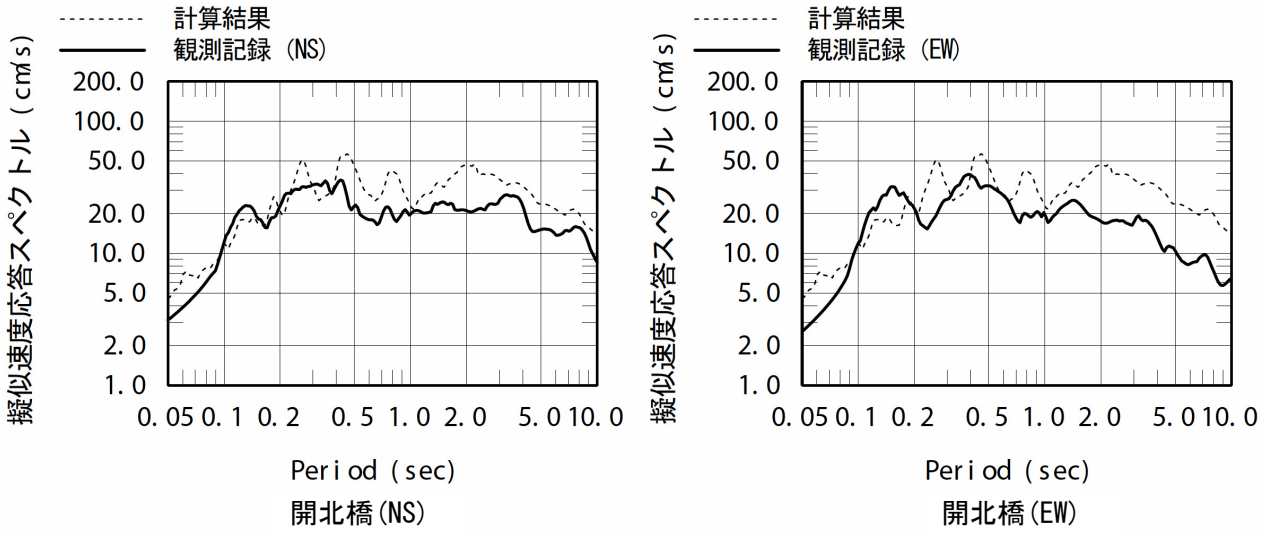
図 3.2.1-19　１９７８年宮城県沖地震のアンケート震度分布とケースＡ１の強震動予測結果

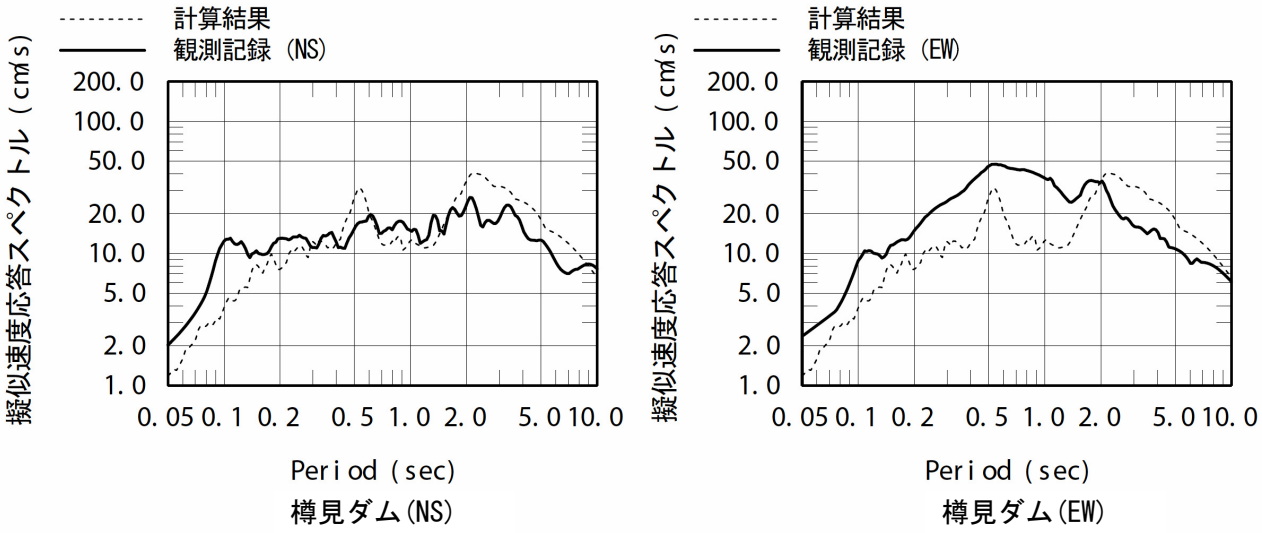


DKHB：開北橋　　DTMD:樽水ダム　　THUV:東北大学

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）





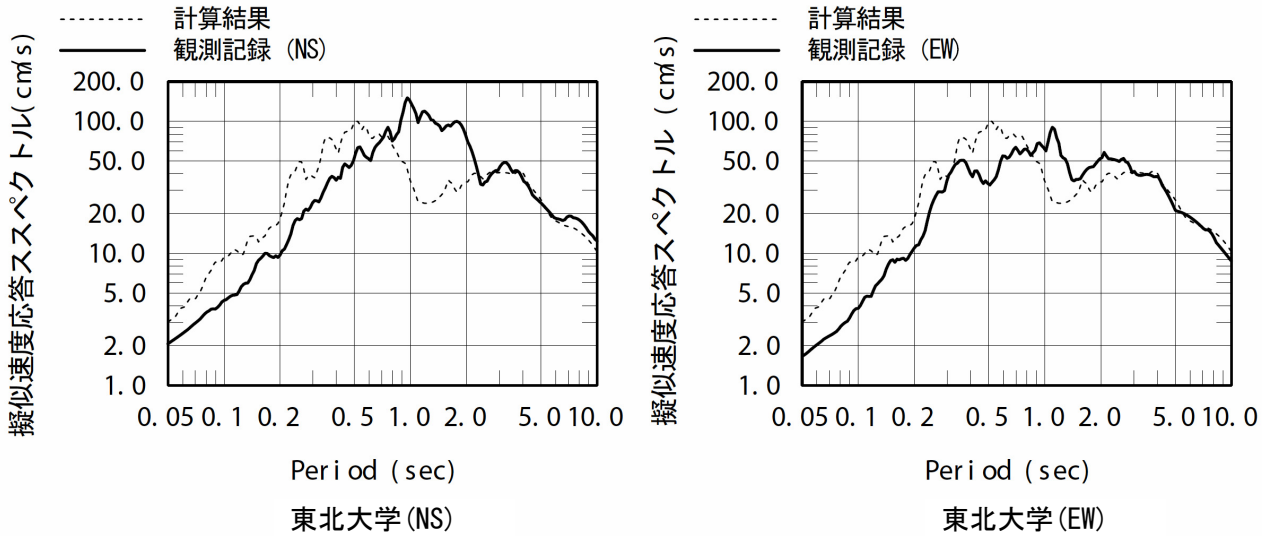


図 3.2.1-21　強震動予測結果と観測記録の比較：「詳細法工学的基盤」上の減衰定数５％擬似速度応答スペクトル

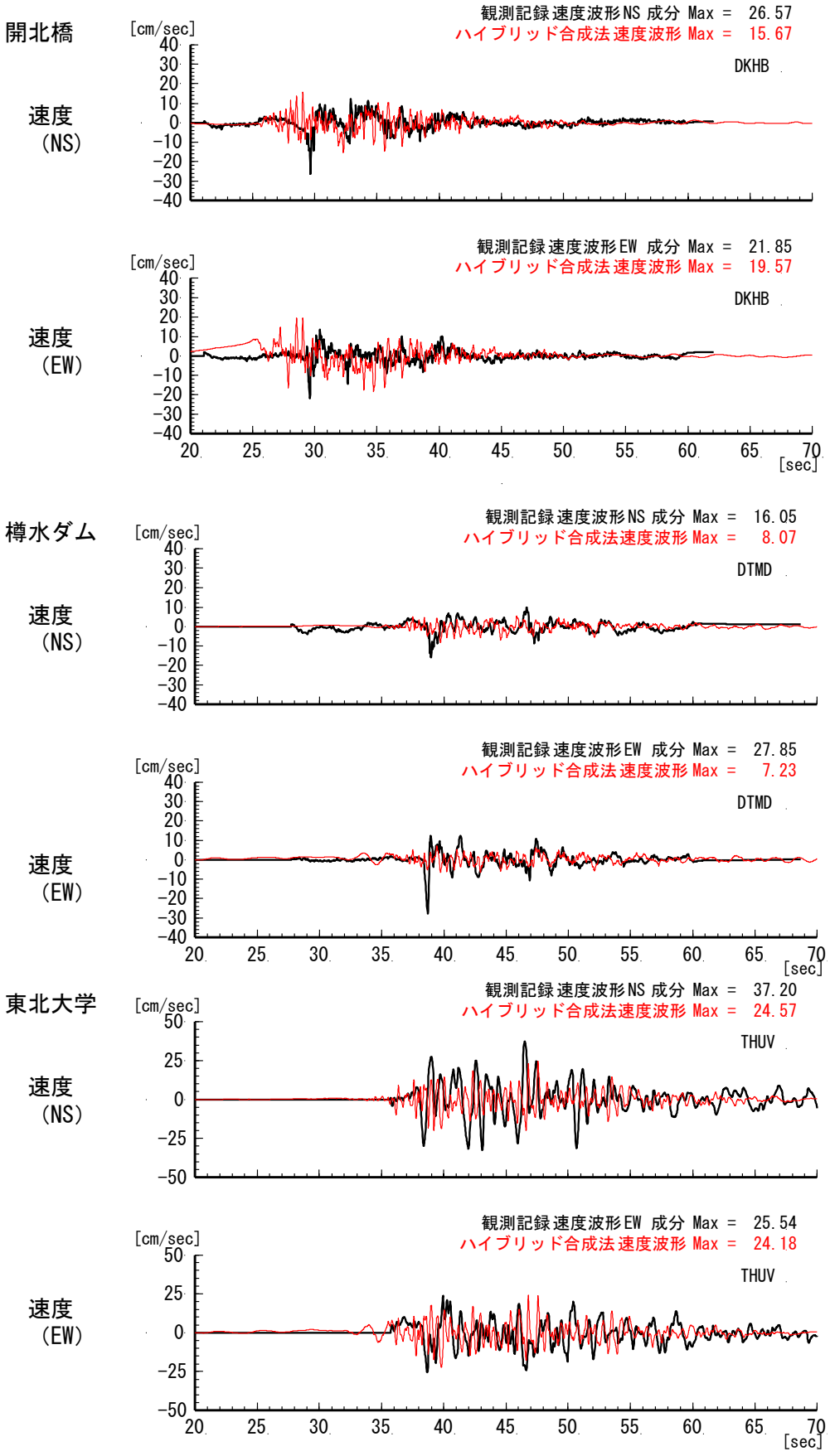
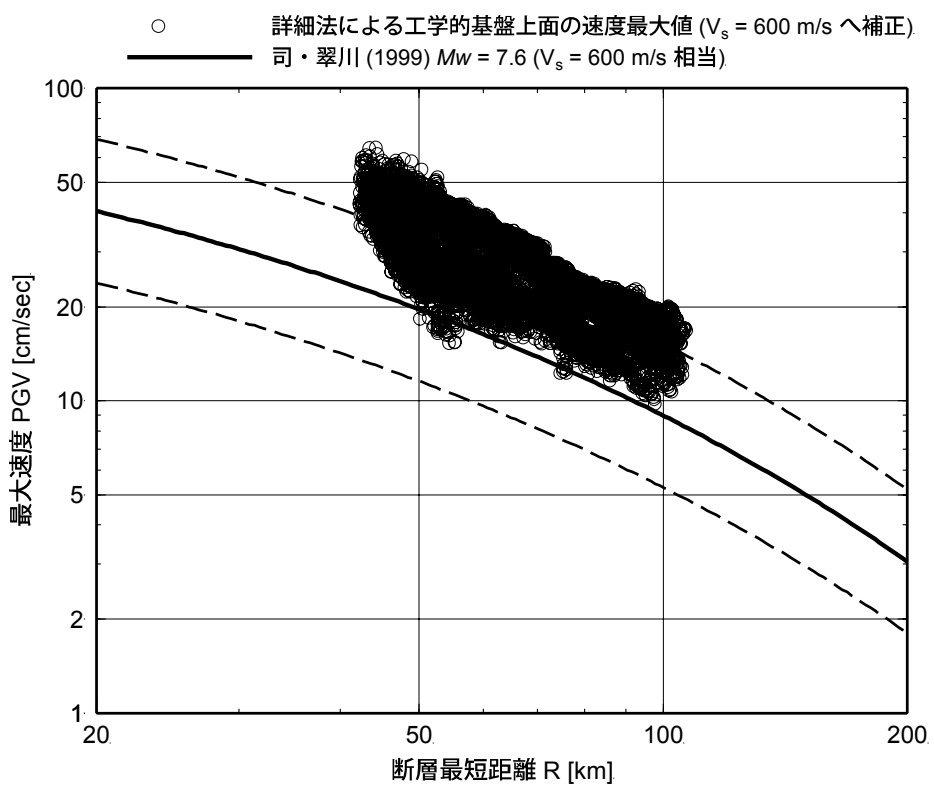
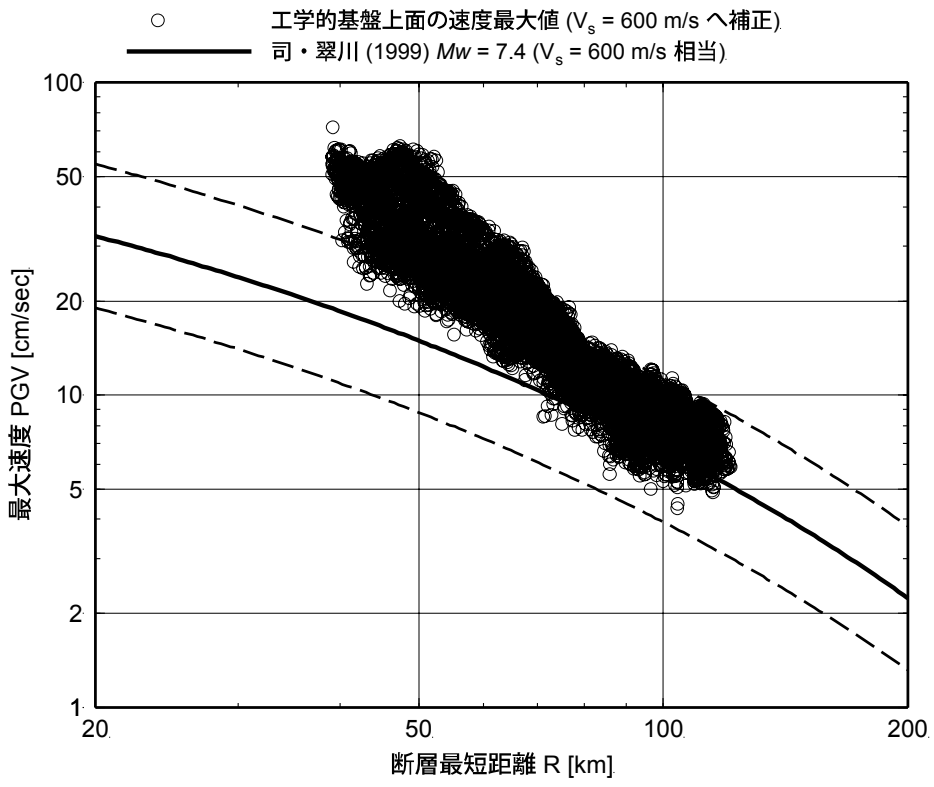


図 3.2.1-22　ハイブリッド合成法による計算波形（ケースＡ１）と
1978 年宮城県沖地震の観測波形（速度）

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（Vs＝600m/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）によるものとがある。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 Vs=300m/s～700m/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Vs=300m/s～700m/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一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の取り扱いは、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√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「レシピ」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，アスペリティの総面積			アスペリティの応力降下量	「詳細法工学的基盤」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	この時点でのレシピによる評価	現状のレシピによる評価	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	Δσa			
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 Coppersmith(1994)によるMo-S関係のデータ分布図より設定。(S=1905km^2)	Mw=7.4	Mw=7.5	現レシピどおり	レシピ(1-6)～(1-9)式	約33%	レシピ(1-15-2)式	2.4km/s、1.6km/s、1.1km/s、1km/s、Vs=500m/s (ただし、Vs=500m/sを想定している領域については、その下の速度層における波形から、一次元重複反射理論によりVs=500m/sにおける波形を算定。)	松岡・翠川(1994)による経験式	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=0.62,0.45)
森本・富樫断層帯	H15.3.12	活断層で発生する地震	レシピ(1-2)式 (S=420～676km^2)	Mw=6.5～6.8	Mw=6.6～6.9	現レシピどおり	レシピ(1-6)～(1-9)式	約14%	レシピ(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ての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	現レシピのうち、想定した地震モーメントから、レシピ(1-24)式を用いて算定。	レシピ(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%	レシピ(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、一次元重複反射理論により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	レシピ(1-3)式 (S=667～1034km^2)	Mw=6.9～7.1	同左	現レシピどおり	レシピ(1-6)～(1-9)式	約26%および約35%	レシピ(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	レシピ(1-2)式 (S=278km^2)、およびレシピ(1-3)式 (S=340～476km^2)	Mw=6.4、およびMw=6.5～6.7	同左	現レシピどおり	レシピ(1-6)～(1-9)式	約10～15%	レシピ(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、一次元重複反射理論により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	レシピ(1-3)式 (S=1020km^2)	Mw=7.1	同左	現レシピどおり	レシピ(1-6)～(1-9)式	約34%	レシピ(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、一次元重複反射理論により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・呉羽山断層帯	H16.3.22	活断層で発生する地震	レシピ(1-3)式 (S=552～660km^2)	Mw=6.8～6.9	同左	現レシピどおり	レシピ(1-6)～(1-9)式	約22～25%	レシピ(1-15-2)式	Vs=450m/s(ただし、一定ではない。)	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てのインヴァージョン結果)に基づき、Mwを算定。	Mw=8.3	同左	現レシピのうち、想定した地震モーメントから、レシピ(1-24)式を用いて算定。	レシピ(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%	レシピ(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	レシピ(1-3)式 (S=960km^2)	Mw=7.1	同左	現レシピどおり	レシピ(1-6)～(1-9)式	約30%	レシピ(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	レシピ(1-3)式 (S=336～672km^2)	Mw=6.5～6.9	同左	現レシピどおり	レシピ(1-6)～(1-9)式	約16～25%	レシピ(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	レシピ(1-3)式 (S=1487km^2)	Mw=7.3	同左	現レシピどおり	レシピ(1-6)～(1-9)式、および入倉・三宅(2001)より、S/Sa=約22%	約44%、および約22%	レシピ(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	レシピ(1-3)式 (S=540～1440km^2)	Mw=6.7～7.3	同左	現レシピどおり	レシピ(1-6)～(1-9)式、および入倉・三宅(2001)より、Sa/S=約22%	約21～41%、および約22%	レシピ(1-15-2)式 Sa/S=約22%の場合は、Fujii and Matsu'ura(2000)による震源断層の平均応力降下量3.1MPaとMadariaga(1979)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

４．震源断層を特定した地震動予測地図の成果と課題

地震調査委員会では、ここまでに紹介したように、12件の強震動評価、および２件の強震動予測手法の検証を実施してきた。ここでは、震源断層を特定した地震動予測地図の作成を通じて、これまでに得られた成果、および今後の課題について述べる。

4.1　これまでに得られた成果

まず始めに、「詳細法」による強震動予測手法の高度化によって、以前は非常に困難であった震源断層の破壊過程等、対象とする地震固有の特性や、対象地域の三次元的な地下構造における揺れ方の特性を考慮した、地震波形による精度の高い強震動予測が、面的かつ広域で行えるようになったことが大きな成果として挙げられる。例えば、平成16年（2004年）新潟県中越地震では、断層からほぼ等距離にある観測点でも、断層の上盤側と下盤側では観測された最大速度が大きく異なる結果が得られているが、「詳細法」では、このような現象を説明することも可能となってきている。また、「詳細法」では、一般住宅から超高層建物まで、固有の揺れの周期（固有周期）に幅（0.1秒～10秒程度）がある種々の構造物の地震時における応答を精度良く予測するための、広い周期帯域にわたる精度の高い強震動予測ができる。構造物の設計用の入力地震動として、このような地域特性を反映した地震波形を適用することにより、構造物の合理的な耐震設計が可能となることからもその貢献度は高い。

次に、これまで実施した12件の強震動評価では、「詳細法」により、面的な強震動予測が精度良く行えるようになったことから、それぞれの震源断層において地震が発生した場合に、どの地域が強い揺れに見舞われるか、その原因は何かについて、詳細に把握することが出来たことが挙げられる。例えば、強い地震波は、主にアスペリティから放出されることや、ディレクティビティ効果の大小が、破壊開始点とアスペリティの位置、さらにはこれらと予測地点との位置関係により決定されること、あるいは、「深い地盤構造」の三次元的な影響や、「浅い地盤構造」を含めた地盤条件により強震動予測結果は異なることが分かってきた。

一方、「レシピ」については、種々の改良が行われた。例えば、「浅い地盤構造」の増幅率の推定式の変更や長大な断層に対する微視的パラメータの設定法などが挙げられ、これらは強震動分野における研究の進歩によるところが大きい。また、予測手法の検証という観点から、活断層で発生する地震に対しては平成12年（2000年）鳥取県西部地震、海溝型地震に対しては平成15年（2003年）十勝沖地震を対象として、「レシピ」に従った両地震のシミュレーション解析を実施し、それらの結果を地震観測記録と比較した。これより、「レシピ」の適用性を明確にすると共に、残された課題を抽出することができた。

阪神・淡路大震災（平成７年兵庫県南部地震）においては、「震災の帯」の原因解明が盛んに研究され、堆積盆地端部におけるエッジ効果[28]など、「深い地盤構造」の三次元的な影響を考慮する必要性が明らかとなるとともに、種々の理論的手法による三次元地震動シミュレーション解析技術も高度化された。地震調査委員会においても、三次元地震動シミュレーション解析手法（差分法）を積極的に取り込み、より精度の高い強震動予測を実施することを可能とした。

また、予測結果の動画表示は、断層の破壊による地震生成から、地下構造での増幅を経て、逸散していくまでの過程を視覚的に捉えることができるため、地震現象の理解には非常に有効な道具である。

[28] 堆積盆地内では、盆地の端部で発生し地表面に沿って伝播する波と下方から伝播した波が重なり合い、その結果、盆地端部付近で揺れの振幅が局所的に増大する。このような増幅効果がエッジ効果と呼ばれている。

4.2　今後に向けて

ここでは、震源断層を特定した地震動予測地図の精度向上や「レシピ」の高度化に向けた課題と展望について述べる。

4.2.1　「レシピ」の改良

「レシピ」の改良・高度化に関する課題を簡単にまとめる。まず、特性化震源モデルについては、震源断層パラメータの不確定性に伴う強震動予測結果のばらつきを把握することの必要性や、長大な断層、活断層で発生するひとまわり小さい地震の特性化震源モデルの設定方法の検討が課題として挙げられる。また、海溝型地震については、地震規模が大きく、広帯域の地震波が発生することから、そのような地震波を生成できる特性化震源モデルを設定する必要がある。地下構造モデルに対する課題としては、地域的な減衰特性のモデル化方法の検討や、「深い地盤構造」に対する三次元地下構造モデルと「浅い地盤構造」に対する非線形特性を含む地下構造モデルの強震動予測に適したモデルへの再構築や精度の向上が挙げられる。また、より細かい高密度な予測地図作成のための方法論の検討も重要である。また、そのための計算手法の高度化や計算処理の高速化も課題である。

4.2.2　強震動予測結果、およびこれに用いたデータの工学的利用

強震動予測結果、震源断層パラメータ、地下構造データは、一般に公開し、広く利用されることが重要である。このため、蓄積されたデータのデータベース化、およびその利用環境の整備が今後の課題である。また、これに並行して、地域の防災担当者や構造物設計者などによる利用を促進することも必要である。

4.2.3　強震動評価を行っていない活断層、海溝域周辺で発生する地震に対する強震動評価

これまでに強震動評価部会が評価を実施し、公表した強震動評価結果は、検証を含めて、海溝型地震が３件、活断層で発生する地震が11件である。主要98断層帯には、発生確率が相対的に高いもので未評価のものが残されており、今後は、「レシピ」の改良結果、地下構造モデルの再構築結果等を適宜取り込みながら、強震動評価を行うことを考えていく必要がある。また、平成16年（2004年）新潟県中越地震のように、主要98断層帯以外の活断層や固有地震規模よりひとまわり小さい地震に対しても、必要に応じて強震動評価を実施することも重要である。海溝型地震では、例えば、日本海東縁の地震やプレート内地震（スラブ内地震）等の強震動評価についても、「レシピ」の構築も含めて強震動評価の対象としていく必要がある。

平成15年（2003年）十勝沖地震を契機として長周期地震動に対する構造物の耐震安全性照査の重要性が改めて見直されてきている。また、東海地震、東南海地震、南海地震の発生が危惧されていることから、長周期成分を精度よく予測するためのモデル化、計算手法等の改良を早急に進め、東海地震、東南海地震、南海地震における長周期地震動の予測を行うことも急務である。

また、強震動予測手法の検証という観点からは、宮城県沖地震や三陸沖北部の地震を想定した強震動評価で実施したように、地震観測記録が残されている過去の地震の再現を行うことも重要な検討課題である。

引用文献（アルファベット順）

Aoi, S. and Fujiwara, H. (1999): 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 918-930.

青井真・本多亮・森川信之・関口春子・早川譲・藤原広行（2004），2003年十勝沖地震の３次元有限差分法による地震波動伝播シミュレーション（その２），日本地震学会2004年秋季大会予稿集，B23.

青木治三・村松郁栄 (1974):御母衣－外山観測に沿う近畿・四国地方の地殻構造，地震第２輯，27, 104-109.

粟田泰夫 (2004) : 活断層から発生する地震規模の予測手法に関する諸問題，月刊地球，号外No.46, 163-167.

Boatwright, J. (1988): The seismic radiation from composite models of faulting, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 489-508.

Boore, D. M.（1983）: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 1865-1894.

Boore, D.M. and Boatwright, J. (1984): Average body-wave radiation coefficients, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 1615-1621.

防災科学技術研究所（2004）: 森本・富樫断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討，防災科学技術研究所研究資料，255.

Bowman, D., King, G. and Tapponnier, P. (2003) : Slip partitioning by elastoplastic propagation of oblique slip at depth, Science, 300, 1121-1123.

趙伯明・香川敬生・宮腰研 (2002) : 地震記録のシミュレーションによる大阪堆積盆地の３次元地下構造モデルの検証（３），2002年度地震学会，P032.

Dalguer L.A, Irikura, K., Riera, J. and Chiu, H. C. (2001): Fault Dynamic Rupture Simulation of the Hypocenter area of the Thrust Fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, Geophysical Research Letters, April 1,vol. 28, No. 7, 1327-1330.

壇一男・佐藤俊明 (1998）：断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測，日本建築学会構造系論文集，509，49-60.

壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美 (2000): 統計的グリーン関数法による 1923年関東地震 (MJMA 7.9) の広域強震動評価，日本建築学会構造系論文集，530, 53-62.

壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2001) : 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化，日本建築学会構造系論文集，545，51-62.

壇一男・佐藤俊明・入倉孝次郎 (2002) : アスペリティモデルに基づく強震動予測のための震源モデルの特性化手法，第11回日本地震工学シンポジウム, 555-560.

Eshelby, J. D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proc. Roy. Soc., A241, 376-396.

Fujii, Y. and Matsu'ura, M. (2000): Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication, Pure and Applied Geophysics, 157, 2283-2302.

藤本一雄・翠川三郎 (2003) : 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均Ｓ波速度分布の推定，日本地震工学会論文集，Vol.3，3, 13-27.

藤原広行 (2004) : 地震動予測地図作成の現状とねらい，「地震動予測地図」の建築物の耐震設計・評価への活用, 2004年度日本建築学会大会（北海道）構造部分（荷重）パネルディスカッション資料, 3-17.

古村孝志・森谷武男（1990）：日高山脈とその周辺の３次元Q構造，地震第２輯，43, 121-132.

Gardner G. H. F., Garder L. W. and Gregory A. R. (1974): Formation velocity and density – The diagnostic

basics for stratigraphic traps, Geophysics, 39, 770-780.
Geller, R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am, 66, 1501-1523.
後藤尚男・亀田弘行・杉戸真太・今西直人 (1978) : ディジタルフィルターによるSMAC-B2型加速度計記録の補正について，土木学会論文報告集，277，57-69.
Graves, W. R. (1996): Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, Bull. Seis. Soc. Am., 86, 1091-1106.
Haskell, N. A. (1960)：Crustal reflection of plane SH waves, J. Geophys. Res., 65, 4147-4150.
羽鳥徳太郎 (1976) : 三陸沖津波の波源位置と伝播の様相, 東京大学地震研究所彙報, Vol.51, 197-207.
平田編（2004）：平成15年（2003年）十勝沖地震に関する緊急調査研究報告書，東京大学地震研究所.
Hisada, Y. (1995): An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2), Bull. Seis. Soc. Am., 85, 1080-1093.
Honda, R., Aoi, S., Morikawa, M., Sekiguchi, H., Kunugi, T. and Fujiwara, H. (2004): Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, Earth Planets Space, 56, 317-322.
兵庫県 (2001) :『平成12年度地震関係基礎調査交付金　山崎断層帯に関する調査成果報告書』, 103.
井出哲 (2000)：鳥取県西部地震の近地地震波による解析.
池田隆明・三輪滋・釜江克宏・入倉孝次郎 (2001) : 経験的グリーン関数法を用いた2000年10月6日鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, http://www.tobishima.co.jp/investigation/images/jishin.pdf.
今津雅紀・福武毅芳 (1986)：動的変形特性のデータ処理に関する一考察，第21回土質工学研究発表会（札幌）.
Irikura, K. (1986): Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., 151-156.
入倉孝次郎・釜江克宏 (1999)：1948年福井地震の強震動，地震第２輯，52，129-150.
入倉孝次郎・三宅弘恵 (2000)：強震動予測のための断層震源の特性化の手続き，文部科学省科学研究費(No.08248111)特定領域研究（A）計画研究A1「活断層の危険度評価と強震動予測」，第7章付録，128-145.
入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001)：シナリオ地震の強震動予測，地学雑誌，110，849-875.
入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲 (2002)：強震動予測のための修正レシピとその検証，第11回日本地震工学シンポジウム論文集，567-572.
入倉孝次郎 (2004)：強震動予測レシピー大地震による強震動の予測手法ー，京都大学防災研究所年報, 47A.
石井透・佐藤俊明・Somerville, P. G. (2000)：強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出，日本建築学会構造系論文集，527，61-70.
伊藤潔・松村一男・和田博夫・平野憲雄・中尾節尾・渋谷拓郎・西上欽也・片尾浩・竹内文朗・渡辺邦彦・渡辺晃・根岸弘明 (1995)：西南日本内帯における地殻内地震発生層，京都大学防災研究所年報，38B-1，209-219.
伊藤潔・長尾年恭・田中豊（1999）：琵琶湖付近の地震活動と熱構造，烏丸地区深層ボーリング調査団編, 琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査, 琵琶湖博物館研究調査報告, No.12，163-167.
Ito, K. (1999): Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, Tectonophysics, 306, 423-433.
伊藤潔（2002）：地殻内地震発生層，月刊地球，号外No.38，114-121.
Iwasaki, T., Hirata, N., Kanazawa, T., Urabe, T., Motoya, Y. and Shimamura, H. (1991): Earthquake distribution in the subduction zone off eastern Hokkaido, Japan, deduced from ocean-bottom

seismographic and land observations, Geophys. J. Int., 105, 693-711.
Iwata, T., Sekiguchi, H. and Miyakoshi, K. (2001): Characterization of source processes of recent destructive earthquake inverted from strong motion records in the dense network, Proceedings of US-Japan Joint Workshop and third grantees meeting for US-Japan Cooperative Research on Urban Earthquake Disaster Mitigation, 53-59.
地震調査委員会 (2000)：宮城県沖地震の長期評価（平成12年11月27日公表）.
地震調査委員会 (2002)：糸魚川-静岡構造線断層帯（北部，中部）を起震断層と想定した強震動評価（平成14年10月31日公表）.
地震調査委員会 (2003a)：三方・花折断層帯の評価（平成15年3月12日公表）.
地震調査委員会 (2003b)：森本･富樫断層帯の地震を想定した強震動評価（平成15年3月12日公表）.
地震調査委員会 (2003c)：千島海溝沿いの地震活動の長期評価（平成15年3月24日公表）.
地震調査委員会 (2003d)：琵琶湖西岸断層帯の評価（平成15年6月11日公表）.
地震調査委員会 (2003e)：宮城県沖地震を想定した強震動評価（平成15年6月18日公表）.
地震調査委員会 (2003f)：布田川･日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価（平成15年7月31日公表）.
地震調査委員会 (2003g)：三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価（平成15年10月28日公表）.
地震調査委員会 (2003h)：山形盆地断層帯の地震を想定した強震動評価（平成15年11月25日公表）.
地震調査委員会 (2003i)：山崎断層帯の評価（平成15年12月10日公表）.
地震調査委員会 (2004a)：砺波平野断層帯･呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価（平成16年3月22日公表）.
地震調査委員会 (2004b)：三陸沖北部の地震を想定した強震動評価（平成16年5月21日公表）.
地震調査委員会 (2004c)：琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価（平成16年6月21日公表）.
地震調査委員会 (2004d)：高山・大原断層帯の地震を想定した強震動評価（平成16年9月27日公表）.
地震調査委員会 (2004e)：石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価（平成16年11月29日公表）.
地震調査委員会 (2004f)：千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第二版）（平成16年12月20日公表）.
地震調査委員会 (2005a)：長期評価における確率値の更新と活断層の地震規模の表記について（平成17年1月12日公表）.
地震調査委員会 (2005b)：山崎断層帯の地震を想定した強震動評価（平成17年1月31日公表）.
地震調査委員会強震動評価部会 (2001a)：糸魚川-静岡構造線断層帯（北部，中部）を起震断層と想定した強震動評価手法（中間報告）（平成13年5月25日公表）.
地震調査委員会強震動評価部会 (2001b)：南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について(中間報告) （平成13年12月7日公表）.
地震調査委員会強震動評価部会 (2002a) ：宮城県沖地震を想定した強震動評価手法について(中間報告)（平成14年10月15日公表）.
地震調査委員会強震動評価部会 (2002b)：鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証（平成14年10月31日公表）.
地震調査委員会強震動評価部会 (2004)：2003年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証（平成16年12月20日公表）.
地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会 (2002)：確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定).
地震調査委員会長期評価部会 (2002)：次の宮城県沖地震の震源断層の形状評価について（平成14年3月19日公表）.
香川敬生･入倉孝次郎･武村雅之 (1998)：強震動予測の現状と将来の展望, 地震第２輯, 51, 339-354.
釜江克宏･入倉孝次郎･福知保長 (1991)：地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測：統計的波形合成法による予測，日本建築学会構造系論文集，430，1-9.

Kamae, K. and Kawabe, H. (2004): Source model composed of asperities for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake(M_{JMA}=8.0) estimated by the empirical Green's function method, Earth Planets Space, 56, 323-327.

Kanamori, H. and Anderson, D. L. (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1073-1095.

片岡正次郎・日下部毅明・村越潤・田村敬一 (2003)：想定地震に基づくレベル２地震動の設定手法に関する研究，国土技術政策総合研究所研究報告，15.

加藤研一・武村雅之・八代和彦 (1998)：強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性，地震第２輯，51，123-138.

菊地正幸・山中佳子 (2001)：『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』，サイスモ，5(7), 6-7.

菊地正幸 (2002)：地震調査委員会第61回長期評価部会参考資料7.

気象庁 (1996)：気象庁告示(第4号).

建設省土木研究所 (1978)：土木構造物における加速度強震記録（No.2），土木研究所彙報，33.

工業技術院地質調査所 (2000)：日本重力CD-ROM.

Koketsu, K., Hikima, K., Miyazaki, S. and Ide, S (2004): Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake, Earth Planets Space, 56, 329-334.

国土地理院 (1987)：国土数値情報，国土情報シリーズ2.

黒磯章夫・岡野健之助 (1990)：琵琶湖周辺の地震活動と近畿北部の地殻構造，月刊地球，Vol.12，No.6，362-368.

京都市（2001）：平成12年度地震関係基礎調査交付金　京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書.

京都市（2003）：平成14年度地震関係基礎調査交付金　京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書（概要版）.

Ludwig, W. J., Nafe, J. E. and Drake, C. L. (1970): Seismic Refraction, in the Sea Vol. 4, Part 1, Wile-Interscience, 74.

Madariaga, R. (1979): On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, J. Geophys. Res., 84, 2243-2250.

前田宜浩・笹谷努（2002）：島弧における上部マントルのQs値構造とスラブ内地震による強震動，第11回日本地震工学シンポジウム論文集，505-510.

前田宜浩・笹谷努・三浦尚史・高井伸雄・清水学（2004）：2003年十勝沖地震による長周期地震動，日本地震学会2004年秋季大会予稿集，B24.

松田時彦（1990）：最大地震規模による日本列島の地震分帯図，東京大学地震研究所彙報，65，1，289-319.

松岡昌志・翠川三郎 (1994)：国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング，第22回地盤震動シンポジウム資料集，23-34.

Matsushima, S., Kawase, H. and Sato, T. (2004) : A Technique for Estimating Distinctive Strong Motion Generation Patches and Its Slip Velocity Functions by Waveform Fitting, 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, No.1405.

翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄 (1999)：計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係，地域安全学会論文集，1， 51-56.

三浦誠一・高橋成美・仲西理子・小平秀一・金田義行 (2001)：日本海溝前弧域（宮城沖）における地震学的探査－KY9905航海－，JAMSTEC深海研究，18，145-156.

宮腰研・関口春子・岩田知孝（2001）：すべりの空間的不均質性の抽出，平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書，99-109.

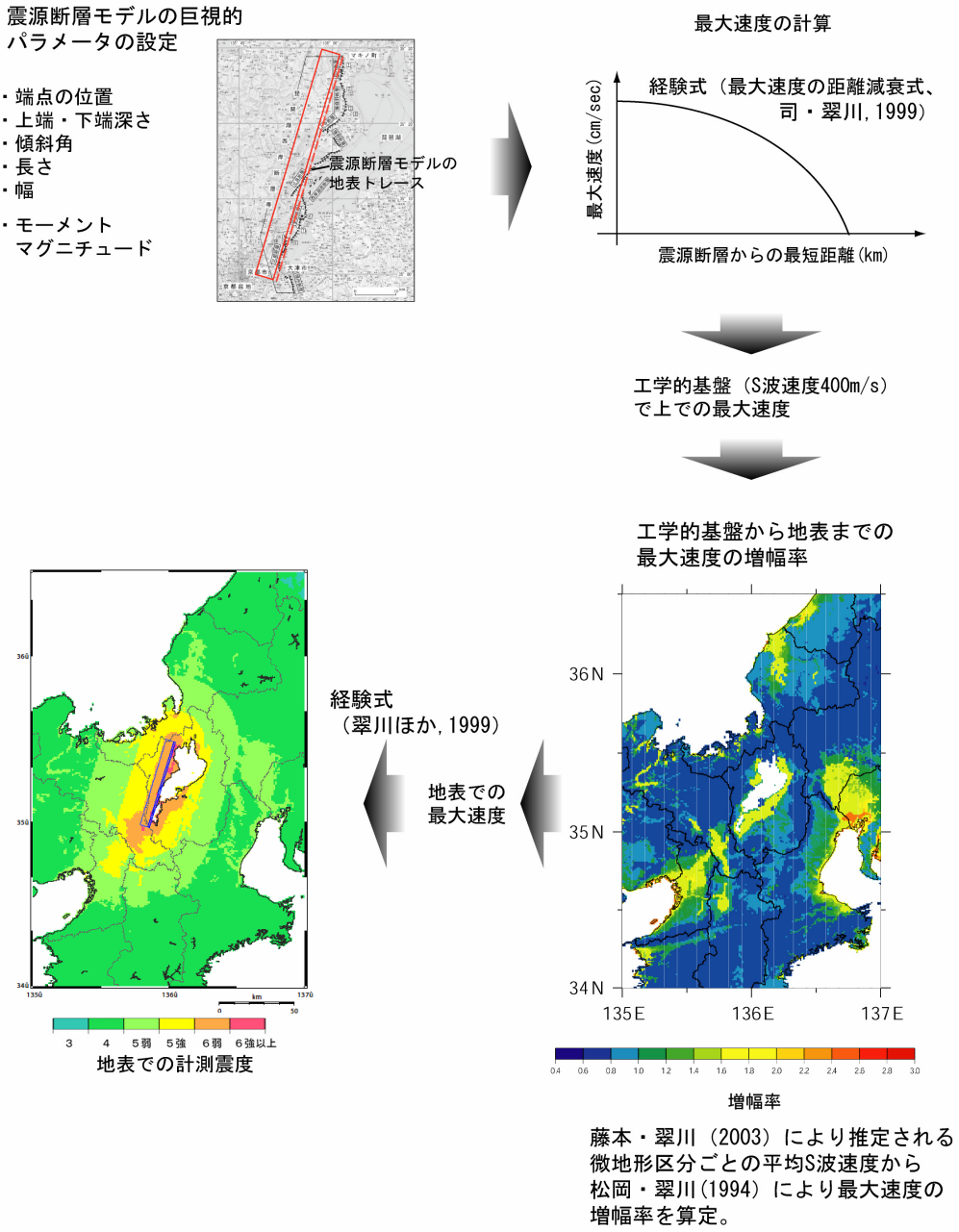
森川信之・藤原広行（2003）：十勝沖～根室沖の地震の震源及び伝播経路特性，日本地震学会講演予稿集，2003年秋季大会，P104.

森川信之・神野達夫・成田章・藤原広行・福島美光（2003）：東北日本の異常震域に対応するための距離減衰式の補正係数，日本地震工学会論文集，Vol.3，1，14-26.
森川信之・藤原広行（2004）：日高地方の強震動記録の特徴，日本地震学会講演予稿集，2004年秋季大会，B028.
村井勇（1979）：アンケート調査による震度分布と被害分布，1978年宮城県沖地震による被害の総合的調査研究，昭和53年度文部省科学研究費自然災害特別研究(I)302041，89-95.
村上寛史・伊藤潔・黒磯章夫・飯尾能久・前田直樹・佐伯龍男・吉岡克平・梅田康弘・竹内文朗・松村一男・大倉敬宏 (1988)：大阪湾北港爆破観測による近畿地方北部の上部地殻構造，地震学会講演予稿集，1，106.
中田高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉 (1998)：活断層はどこから割れ始めるのか？－活断層の分岐形態と破壊伝播方向－，地学雑誌，107，512-528.
中村洋光・宮武隆 (2000)：断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式，地震第２輯，53，1-9.
中村亮一・植竹富一（2002）：加速度強震計記録を用いた日本列島下の三次元減衰構造トモグラフィー，地震第２輯，54，475-488.
永野正行・加藤研一・武村雅之 (2001): 2000年鳥取県西部地震時の震源断層近傍における基盤地震動の推定 ―1995年兵庫県南部地震との比較―，日本建築学会構造系論文集，550，39-46.
永野正行・渡辺哲史（2004）：2003年十勝沖地震時の苫小牧地域における地盤増幅特性，日本地震学会2004年秋季大会予稿集， B25.
表俊一郎・楢橋秀衛 (1979)：1978年6月12日，宮城県沖地震のアンケート調査解析，日本建築学会第7回地盤震動シンポジウム予稿集，77-82.
Petukhin, A., Irikura, K. and Ohmi, S. (2001): Estimation of Q-values in the seismogenic and aseismic layers in the Kinki region, Japan, by Inversion of HiNET borehole data, submitted to Bulletin of the Seismological Society of America.
Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68.
佐藤俊明・渡辺基史・早川崇 (2004)：巨大地震の長周期地震動予測のための広帯域ハイブリッド法（その１）～（その３）, 21261-21263, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 521-526.
佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明 (1994a)：ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性，日本建築学会構造系論文集，461，19-28.
佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明 (1994b)：表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性，仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析，日本建築学会構造系論文集，462，79-89.
佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明 (1994c)：観測記録から同定した地震動の統計的特性と地盤の非線形性を考慮した強震動予測，日本建築学会構造系論文集，463，27-37.
佐藤智美・小林義尚・八代和彦 (2000)：強震動の高周波フーリエスペクトル特性－fmaxと応力降下量－，日本建築学会構造系論文集，527，79-87.
佐藤智美・巽誉樹 (2002)：全国の強震動記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性，日本建築学会構造系論文集，556，15-24.
佐藤良輔編著 (1989)：日本の地震断層パラメータ・ハンドブック，鹿島出版会.
関口春子・岩田知孝 (2000)：K-net, KiK-net 地震記録を用いた断層破壊過程の推定，http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/iwata/ttr.source.html.
Seno, T., Shimazaki, K., Somerville, P.G, Kudo, K. and Eguchi, T. (1980): Rupture process of the Miyagi-oki, Japan, earthquake of June 12, 1978, Phys. Earth Planet. Inter., Vol.23, 39-61.
渋谷拓郎・多田明希子・平原和朗 (2000)：レシーバ関数解析による四国とその周辺地域の地殻およびスラブの構造，日本地震学会講演予稿集秋季大会，B51，98-98.

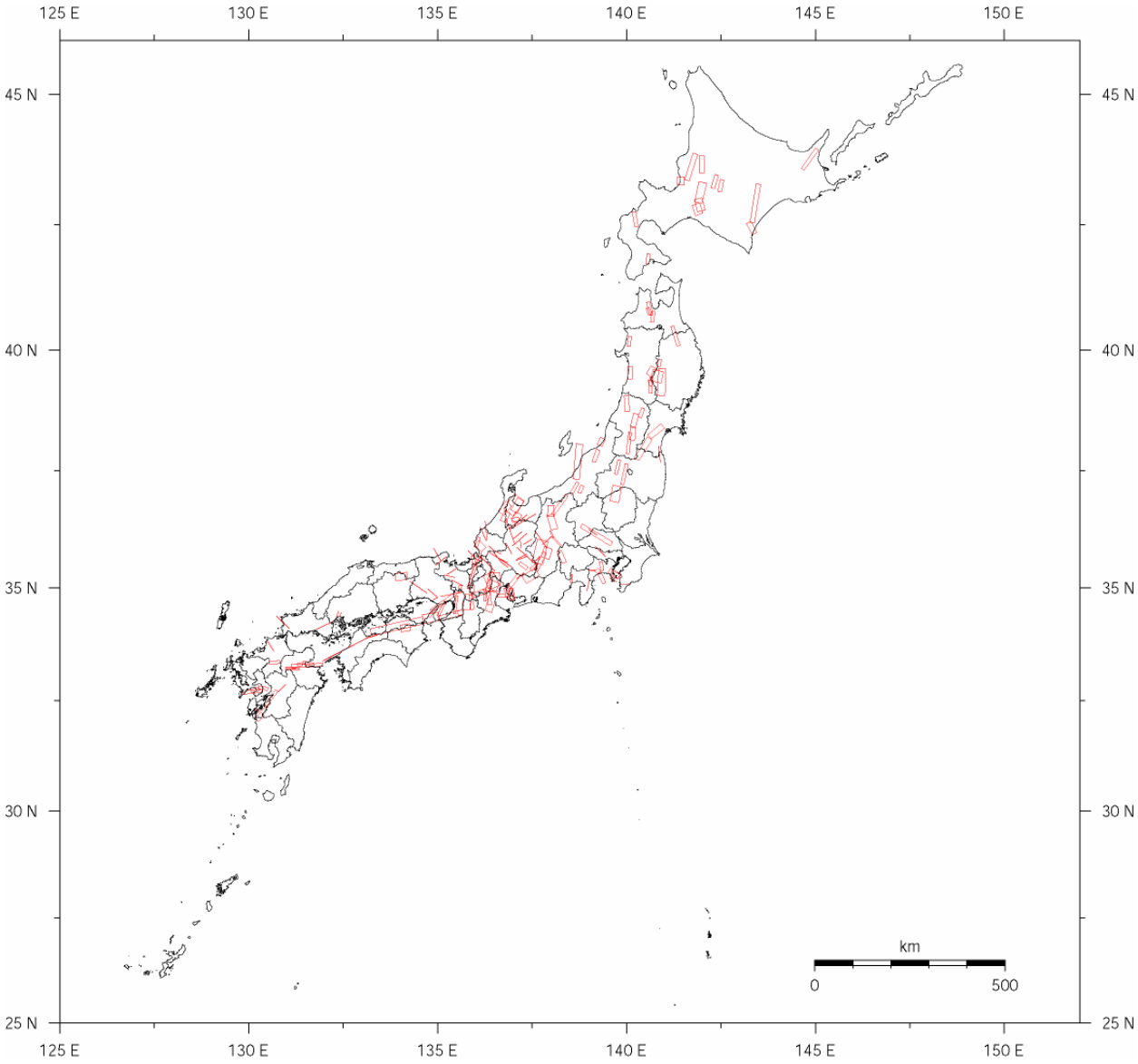
Shnabel, P.B., Lysmer, J. and Seed, H. B. (1972): SHAKE, A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley.
司宏俊・翠川三郎（1999）：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，523，63-70.
Somerville, P.G., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N. and Kowada, A. (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, 70, 59-80.
杉山雄一・関口春子・栗田泰夫・伏島祐一郎・下川浩一 (2002)：活断層情報と不均質震源特性との関係，平成13年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書，119-129.
Sugiyama, Y. (2004): Asperities And Multi-Segment Ruptures in Subduction Zones And Inland Active Fault Systems, Proceedings of International Conference in Commemoration of 5th Anniversary of The 1999 Chi-Chi Earthquake, Taiwan, 1-9.
鈴木亘・岩田知孝（2004）：経験的グリーン関数法を用いた2003年十勝沖地震余震群の震源モデルの推定－その２－，日本地震学会2004年秋季大会予稿集，P62.
戸田茂・川崎慎治・中川康一・香川敏幸・横田裕・小林芳正・岡田篤正（1996）：琵琶湖南湖周辺における反射法地震探査，活断層研究，15，23-36.
遠田晋次 (2004)：断層セグメントの多重破壊とスケーリング則，月刊地球，号外No.46，168-174.
鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明 (1997)：近畿地方で発生する地震のfmaxに関する基礎的検討，地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，103.
宇津徳治 (2001)：『地震学第３版』，共立出版.
渡辺基史・藤原広行・佐藤俊明・早川崇・石井透（2004）：断層破壊過程の複雑さの度合いが長周期強震動予測結果に及ぼす影響に関する検討，日本地震学会2004年秋季大会予稿集，B37.
Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.
Wells, R. E., Blakely, R. J., Sugiyama, Y., Scholl, D. W. and Dinterman, P. A. (2003): Basin-Centered Asperities in Great Subduction Zone Earthquake: A Link between Slip, Subsidence, And Subduction Erosion, Journal of Geophysical Research, Vol.108, No.B10, 2507, ESE16 1-30.
Yagi, Y. (2004): Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data, Earth Planets Space, 56, 311-316.
Yamanaka, Y. and Shimazaki, K. (1990): Scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the main shock, J. Phys. Earth, 38, 305-324.
Yamanaka, Y. and Kikuchi, M. (2003): Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, Earth Planets Space, 55, e21-e24.
吉田邦一・笹谷努・三浦尚史・宮原昌一・野口科子・山谷祐介（2004）：2003年十勝沖地震時の石狩平野北部の地震動と余震観測，日本地震学会2004年秋季大会予稿集，B37.
吉田望・東畑郁生(1991)：YUSAYUSA-2　理論と使用方法.
Zhao, D., Horiuchi, S. and Hasegawa, A. (1992): Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, Tectonophysics, 212, 289-301.
Zhao, D., Hasegawa, A. and Kanamori, H. (1994): Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events, J. Geophys. Res., 99, 22313-22329.

付録１．「簡便法」による主要98断層帯、および海溝型地震の震源断層を特定した地震動予測地図

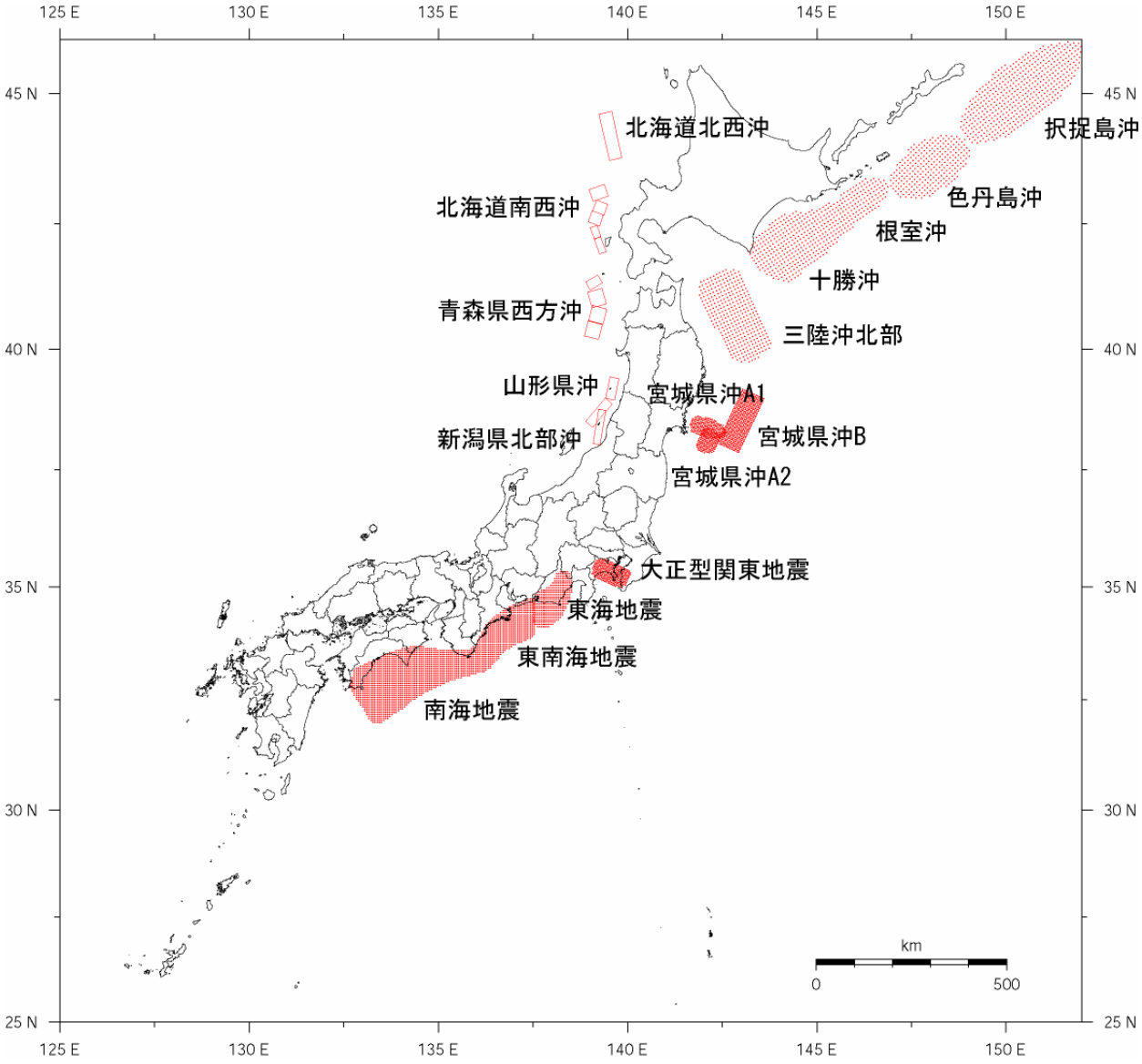
主文２章でも述べたように、地震調査委員会では主要98断層帯、および海溝型地震の地震発生確率について評価しており、「確率論的地震動予測地図」では、「簡便法」とその推定値のばらつきを考慮した手法によりこれらの断層帯や海溝域周辺で発生する地震に対する地震動の揺れの強さを評価している。ここでは、主要98断層帯の各断層帯で発生する地震、および海溝型地震に対する「簡便法」による強震動予測結果を紹介する。**付図1-1**に「簡便法」による強震動予測手法のフローを示す。設定した震源断層モデルの位置図を、主要98断層帯については**付図1-2**に、海溝型地震については**付図1-3**に示す。また、**付表1-1に**主要98断層帯、**付表1-2に**海溝型地震のリストと計算に用いた諸元を示す。**付図1-4**に主要98断層帯で発生する地震、**付図1-5**に海溝型地震に対する「簡便法」による震度分布図を示す。



付図1-1　「簡便法」による強震動予測のフロー



付図1-2　主要98断層帯の震源断層の位置図



付図1-3　海溝型地震の震源断層の位置図

付表1-1(1)　主要98断層帯で発生する地震の強震動計算に用いた諸元

Ｎｏ.	主要98断層帯名称	断層帯断層数	計算断層数	強震動予測を行った断層帯名	計算深さ(GL-km)	Mj(詳細法実施地点はMw)	計算断層整理番号(付図1－4参照)
1	標津断層帯	1	1	標津断層帯	9.6	7.7	1-1
2	十勝平野断層帯	2	1	十勝平野断層帯主部	11.7	8.0	2-1
			1	光地園断層	11.7	7.2	2-2
3	富良野断層帯	2	1	富良野断層帯西部	9.6	7.2	3-1
			1	富良野断層帯東部	9.6	7.2	3-2
4	増毛山地東縁断層帯・沼田－砂川付近の断層帯	1	1	増毛山地東縁断層帯	11.7	7.8	4-1
		1	1	沼田－砂川付近の断層帯	11.7	7.5	4-2
5	当別断層	1	1	当別断層	11.4	7.0	5-1
6	石狩低地東縁断層帯	2	2	石狩低地東縁断層帯主部	15.5 15.5	7.3	6-1
		1	1	石狩低地東縁断層帯南部	16.4	7.1	6-2
7	黒松内低地断層帯	1	1	黒松内低地断層帯	9.6	7.3	7-1
8	函館平野西縁断層帯	1	1	函館平野西縁断層帯	10.4	7.3	8-1
9	青森湾西岸断層帯	1	1	青森湾西岸断層帯	9.0	7.3	9-1
10	津軽山地西縁断層帯	1	1	津軽山地西縁断層帯北部	9.6	6.8	10-1
		1	1	津軽山地西縁断層帯南部	9.6	7.1	10-2
11	折爪断層	1	1	折爪断層	9.6	7.7	11-1
12	能代断層帯	1	1	能代断層帯	9.6	7.1	12-1
13	北上低地西縁断層帯	1	1	北上低地西縁断層帯	10.5	7.8	13-1
14	雫石盆地西縁－真昼山地東縁断層帯	1	1	雫石盆地西縁断層帯	9.6	6.9	14-1
		2	1	真昼山地東縁断層帯北部	9.2	7.0	14-2
			1	真昼山地東縁断層帯南部	9.6	6.9	14-3
15	横手盆地東縁断層帯	2	1	横手盆地東縁断層帯北部	8.9	7.2	15-1
			1	横手盆地東縁断層帯南部	9.6	7.3	15-2
16	北由利断層	1	1	北由利断層	11.7	7.3	16-1
17	新庄盆地断層帯	1	1	新庄盆地断層帯	10.4	7.1	17-1
18	山形盆地断層帯	2	2	山形盆地断層帯	10.0 10.0	7.1	18-1
19	庄内平野東縁断層帯	1	1	庄内平野東縁断層帯	11.7	7.5	19-1
20	長町－利府線断層帯	1	1	長町－利府線断層帯	8.1	7.5	20-1
21	福島盆地西縁断層帯	1	1	福島盆地西縁断層帯	9.2	7.8	21-1
22	長井盆地西縁断層帯	1	1	長井盆地西縁断層帯	9.6	7.7	22-1
23	双葉断層	1	1	双葉断層	9.0	7.5	23-1
24	会津盆地西縁・東縁断層帯	2	1	会津盆地西縁断層帯	9.6	7.4	24-1
			1	会津盆地東縁断層帯	9.6	7.7	24-2
25	櫛形山脈断層帯	1	1	櫛形山脈断層帯	9.6	6.8	25-1
26	月岡断層帯	1	1	月岡断層帯	9.1	7.3	26-1
27	長岡平野西縁断層帯	1	1	長岡平野西縁断層帯	14.6	8.0	27-1
28	東京湾北縁断層						
29	鴨川低地断層帯	1	1	鴨川低地断層帯	9.0	7.2	29-1
30	関谷断層	1	1	関谷断層	8.9	7.5	30-1
31	関東平野北西縁断層帯	1	1	関東平野北西縁断層帯主部	13.8	8.0	31-1
		1	1	平井－櫛挽断層帯	11.5	7.1	31-2
32	元荒川断層帯						
33	荒川断層						
34	立川断層帯	1	1	立川断層帯	10.5	7.4	34-1
35	伊勢原断層	1	1	伊勢原断層	9.6	7.0	35-1
36	神縄・国府津－松田断層帯	3	3	神縄・国府津－松田断層帯	6.5 8.0 8.0	7.5	36-1

詳細法で実施した断層帯

評価しない（断層と認められない）断層帯

付表1-1(2)　主要98断層帯で発生する地震の強震動計算に用いた諸元

Ｎｏ.	主要98断層帯名称	断層帯断層数	計算断層数	強震動予測を行った断層帯名	計算深さ(GL-km)	Mj(詳細法実施地点はMw)	計算断層整理番号(付図1－4参照)
37	三浦半島断層群	1	1	三浦半島断層群主部衣笠・北武断層帯	9.2	6.7	37-1
		1	1	三浦半島断層群主部武山断層帯	9.2	6.5	37-2
		1	1	三浦半島断層群南部	10.5	7.0	37-3
38	北伊豆断層帯	1	1	北伊豆断層帯	6.5	7.3	38-1
39	十日町断層帯	2	1	十日町断層帯西部	9.6	7.4	39-1
			1	十日町断層帯東部	9.6	7.0	39-2
40	信濃川断層帯(長野盆地西縁断層帯)	1	1	長野盆地西縁断層帯	9.6	7.8	40-1
41	糸魚川－静岡構造線断層帯北部･中部	4	4	糸魚川－静岡構造線断層帯北部・中部	10.5 10.5 10.5 10.5	7.4	41-1
42	糸魚川－静岡構造線断層帯南部	1	1	糸魚川－静岡構造線断層帯南部	10.5	7.3	42-1
43	富士川河口断層帯	1	1	富士川河口断層帯	6.5	8.0	43-1
45	木曽山脈西縁断層帯	2	2	木曽山脈西縁断層帯主部北部	11.4 11.5	7.5	45-1
		1	1	木曽山脈西縁断層帯主部南部	11.5	6.3	45-2
		1	1	清内路峠断層帯	11.5	7.4	45-3
46	境峠･神谷断層帯	2	1	境峠･神谷断層帯主部	9.0	7.6	46-1
			1	霧訪山－奈良井断層帯	9.0	7.2	46-2
47	跡津川断層帯	1	1	跡津川断層帯	9.0	7.9	47-1
48	高山･大原断層帯	1	1	国府断層帯	10.0	6.6	48-1
		1	1	高山断層帯	10.0	6.9	48-2
		1	1	猪之鼻断層帯	10.0	6.5	48-3
49	牛首断層帯	1	1	牛首断層帯	9.0	7.7	49-1
50	庄川断層帯	1	1	庄川断層帯	9.0	7.9	50-1
51	伊那谷断層帯	1	1	伊那谷断層帯境界断層	10.4	7.7	51-1
		1	1	伊那谷断層帯前縁断層	10.5	7.8	51-2
52	阿寺断層帯	1	1	阿寺断層帯主部北部	9.0	6.9	52-1
		1	1	阿寺断層帯主部南部	9.0	7.8	52-2
		1	1	佐見断層帯	9.0	7.2	52-3
		1	1	白川断層帯	9.0	7.3	52-4
53	屏風山･恵那山断層帯	1	1	屏風山断層帯	11.5	6.8	53-1
		1	1	赤河断層帯	9.0	7.1	53-2
		2	2	恵那山－猿投山北断層帯	11.4 11.5	7.7	53-3
54	猿投山断層帯	2	2	猿投－高浜断層帯	11.7 11.7	7.7	53-4
		2	2	加木屋断層帯	11.5 11.7	7.4	53-5
55	邑知潟断層帯	1	1	邑知潟断層帯	11.5	7.6	55-1
56	砺波平野断層帯･呉羽山断層帯	1	1	砺波平野断層帯西部	12.1	6.8	56-1
		2	2	砺波平野断層帯東部	12.1 12.1	6.8	56-2
		1	1	呉羽山断層帯	12.1	6.9	56-3
57	森本･富樫断層帯	1	1	森本・富樫断層帯	11.7	6.6	57-1
58	福井平野東縁断層帯	2	1	福井平野東縁断層帯主部	9.1	7.6	58-1
			1	福井平野東縁断層帯西部	9.0	7.1	58-2
59	長良川上流断層帯	1	1	長良川上流断層帯	9.0	7.3	59-1

詳細法で実施した断層帯
評価しない(断層と認められない)断層帯

付表1-1(3)　主要98断層帯で発生する地震の強震動計算に用いた諸元

Ｎｏ.	主要98断層帯名称	断層帯断層数	計算断層数	強震動予測を行った断層帯名	計算深さ(GL-km)	Mj(詳細法実施地点はMw)	計算断層整理番号(付図1－4参照)
60	濃尾断層帯	7	1	温見断層北西部	9.0	6.8	60-1
			1	温見断層南東部	9.0	7.0	60-2
			1	濃尾断層帯主部根尾谷断層帯	9.0	7.3	60-3
			1	濃尾断層帯主部梅原断層帯	11.5	7.4	60-4
			1	濃尾断層帯主部三田洞断層帯	11.5	7.0	60-5
			1	揖斐川断層帯	9.0	7.1	60-6
			1	武儀川断層	11.5	7.3	60-7
61	関ヶ原断層帯	2	2	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部北部	9.2 9.6	7.6	61-1
		1	1	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部中部	9.0	6.6	61-2
62	柳ヶ瀬断層帯	1	1	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部南部	9.0	7.6	61-3
		1	1	浦底－柳ケ瀬山断層帯	9.0	7.2	61-4
63	野坂・集福寺断層帯	2	1	野坂断層帯	9.0	7.3	63-1
			1	集福寺断層	9.0	6.5	63-2
64	湖北山地断層帯	1	1	湖北山地断層帯北西部	9.0	7.2	64-1
		1	1	湖北山地断層帯南東部	9.0	6.8	64-2
65	琵琶湖西岸断層帯	1	1	琵琶湖西岸断層帯	10.5	7.1	65-1
66	岐阜－一宮断層帯			岐阜－一宮断層帯			
67	養老－桑名－四日市断層帯	2	2	養老－桑名－四日市断層帯	10.5 10.5	8.0	67-1
68	鈴鹿東縁断層帯	1	1	鈴鹿東縁断層帯	9.9	7.5	68-1
69	鈴鹿西縁断層帯	1	1	鈴鹿西縁断層帯	11.6	7.6	69-1
70	頓宮断層	1	1	頓宮断層	8.9	7.3	70-1
71	布引山地東縁断層帯	2	1	布引山地東縁断層帯西部	9.1	7.4	71-1
			1	布引山地東縁断層帯東部	11.5	7.6	71-2
72	木津川断層帯	1	1	木津川断層帯	9.1	7.3	72-1
73	三方・花折断層帯	1	1	三方断層帯	9.0	7.2	73-1
		1	1	花折断層帯北部	10.5	7.2	73-2
		2	2	花折断層帯中南部	10.5 10.7	7.3	73-3
74	山田断層帯	2	1	山田断層帯主部	6.5	7.4	74-1
			1	郷村断層帯	9.0	7.4	74-2
75	京都盆地－奈良盆地断層帯	1	1	奈良盆地東縁断層帯	9.6	7.4	75-1
76	有馬－高槻断層帯	1	1	有馬－高槻断層帯	10.5	7.7	76-1
77	生駒断層帯	1	1	生駒断層帯	9.2	7.5	77-1
78	三峠・京都西山断層帯	1	1	上林川断層	9.0	7.2	78-1
		1	1	三峠断層	9.0	7.2	78-2
		2	2	京都西山断層帯	9.0 9.6	7.5	78-3
79	六甲・淡路島断層帯	3	1	六甲・淡路島断層帯主部六甲山地南縁－淡路島東岸区間	9.6	7.9	79-1
			1	六甲・淡路島断層帯主部淡路島西岸区間	9.0	7.1	79-2
			1	先山断層帯	9.6	6.6	79-3
80	上町断層帯	1	1	上町断層帯	9.2	7.5	80-1

詳細法で実施した断層帯
評価しない（断層と認められない）断層帯

付表1-1(4)　主要98断層帯で発生する地震の強震動計算に用いた諸元

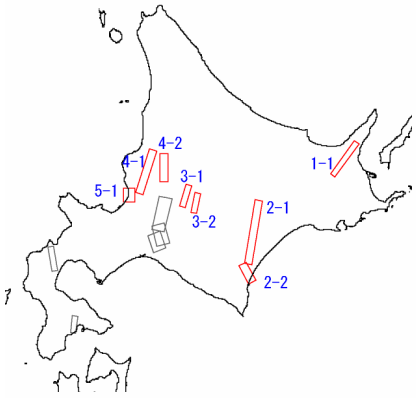
Ｎｏ.	主要98断層帯名称	断層帯断層数	計算断層数	強震動予測を行った断層帯名	計算深さ(GL-km)	Mj(詳細法実施地点はMw)	計算断層整理番号(付図1－4参照)
81	中央構造線断層帯(金剛山地東縁－和泉山脈南縁)	2	2	中央構造線断層帯 金剛山地東縁－和泉山脈南縁	9.5 9.5	7.1	81-1
83	中央構造線断層帯(紀淡海峡－鳴門海峡)	1	1	中央構造線断層帯 紀淡海峡－鳴門海峡	9.0	7.7	81-2
85	中央構造線断層帯(讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部)	1	1	中央構造線断層帯 讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部	9.2	8.0	81-3
86	中央構造線断層帯(石鎚山脈北縁)	1	1	中央構造線断層帯石鎚山脈北縁	9.0	7.3	81-4
89	中央構造線断層帯(石鎚山脈北縁西部－伊予灘)	1	1	中央構造線断層帯 石鎚山脈北縁西部－伊予灘	9.0	8.0	81-5
82	山崎断層帯	1	1	那岐山断層帯	11.8	7.0	82-1
		1	1	山崎断層帯主部北西部	12.0	7.1	82-2
		1	1	山崎断層帯主部南東部	12.0	6.7	82-3
		1	1	草谷断層	12.0	6.7	82-4
84	長尾断層帯	1	1	長尾断層帯	9.2	7.1	84-1
87	五日市断層帯	1	1	五日市断層	13.0	7.0	87-1
		1	1	己斐－広島西縁断層帯	8.0	6.5	87-2
88	岩国断層帯	1	1	岩国断層帯	11.5	7.6	88-1
90	菊川断層帯	1	1	菊川断層帯	9.0	7.6	90-1
91	西山断層帯	1	1	西山断層帯	9.0	7.3	91-1
92	別府－万年山断層帯	6	1	別府湾－日出生断層帯東部	9.6	7.6	92-1
			1	別府湾－日出生断層帯西部	9.6	7.3	92-2
			1	大分平野－湯布院断層帯東部	9.6	7.2	92-3
			1	大分平野－湯布院断層帯西部	9.6	6.7	92-4
			1	野稲岳－万年山断層帯	6.5	7.3	92-5
			1	崩平山－亀石山断層帯	6.5	7.4	92-6
93	布田川･日奈久断層帯	1	1	布田川・日奈久断層帯北東部	9.0	7.2	93-1
		1	1	布田川・日奈久断層帯中部	9.0	6.6	93-2
		1	1	布田川・日奈久断層帯南西部	9.0	7.1	93-3
		2	1	布田川・日奈久断層帯中部＋南西部	9.0	6.6	93-4
			1		9.0	7.1	
94	水縄断層帯	1	1	水縄断層帯	9.6	7.2	94-1
95	雲仙断層群	3	1	雲仙断層群北部	9.6	7.3	95-1
			1	雲仙断層群南東部	9.6	7.1	95-2
			1	雲仙断層群南西部	9.6	7.5	95-3
96	出水断層帯	1	1	出水断層帯	9.2	7.0	96-1
97	伊勢湾断層帯	1	1	伊勢湾断層帯主部北部	10.4	7.2	97-1
		1	1	伊勢湾断層帯主部南部	10.4	6.9	97-2
		1	1	白子－野間断層	10.5	7.0	97-3
98	大阪湾断層帯	1	1	大阪湾断層帯	9.1	7.5	98-1

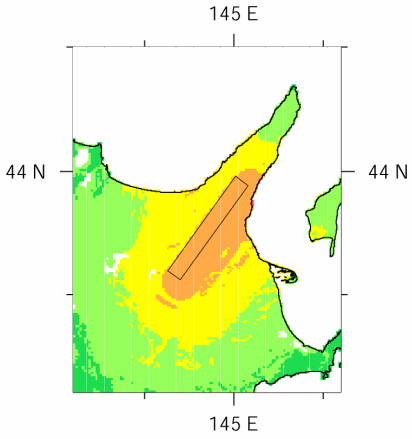
詳細法で実施した断層帯
評価しない(断層と認められない)断層帯

付表1-2　海溝型地震の強震動計算に用いた諸元

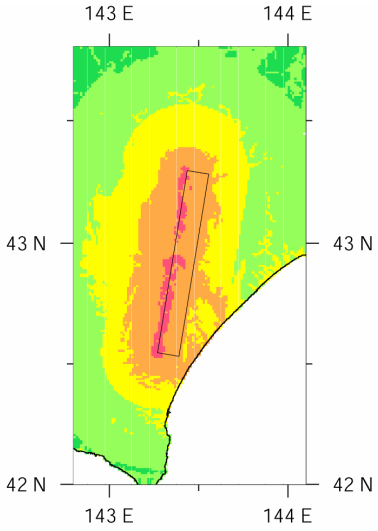
Ｎｏ.	海溝型地震	計算断層数	計算深度(GL-km)	Mw	断層整理番号（付図1-5参照）
1	南海地震	1	20.0	8.4	1
2	東南海地震	1	20.0	8.1	2
3	想定東海地震	1	20.0	8.0	3
4	南海＋東南海	2	20.0	8.4	4
			20.0	8.1	
5	東南海＋東海	2	20.0	8.1	5
			20.0	8.0	
6	南海＋東南海＋東海	3	20.0	8.4	6
			20.0	8.1	
			20.0	8.0	
7	宮城県沖地震(A1)	1	30.0	7.5	7a
	宮城県沖地震(A2)	1	30.0	7.4	7b
	宮城県沖地震(B)	1	20.0	7.8	7c
8	宮城県沖地震(A1+B)	2	30.0	7.5	8a
			20.0	7.8	
	宮城県沖地震(A2+B)	2	30.0	7.4	8b
			20.0	7.8	
	宮城県沖地震(A1+A2+B)	3	30.0	7.5	8c
			30.0	7.4	
			20.0	7.8	
9	三陸沖北部地震	1	30.0	8.0	11
10	十勝沖の地震	1	25.0	8.1	12
11	根室沖の地震	1	25.0	7.9	13
12	十勝沖＋根室の地震	2	25.0	8.3	14
13	色丹島沖の地震	1	25.0	7.8	15
14	択捉島沖の地震	1	25.0	8.1	16
15	青森県西方沖	1	6.0	7.7	17
16	山形県沖	1	17.8	7.7	18
17	新潟県北部沖	1	12.4	7.5	19
18	北海道西方沖	1	12.5	7.5	20
19	北海道南西沖	1	12.5	7.8	21
20	大正型関東地震	1	15.0	7.9	22

詳細法で実施した海溝型地震

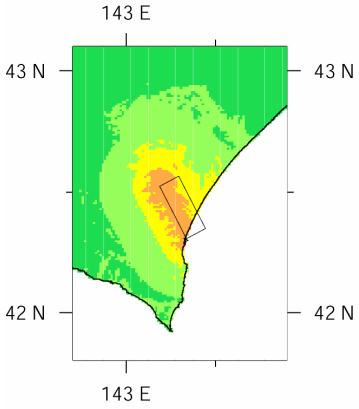




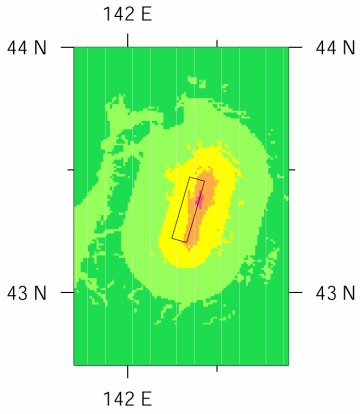
1－1　標津断層帯



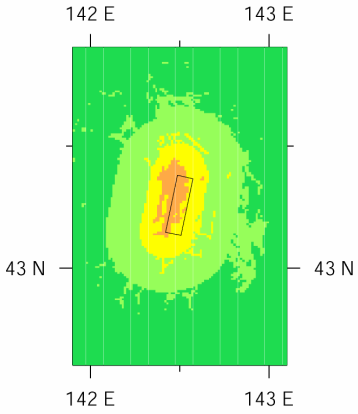
2－1　十勝平野断層帯主部



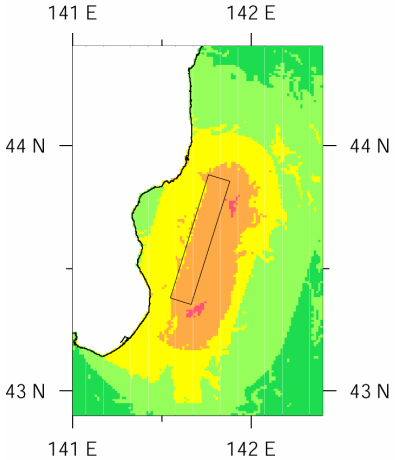
2－2　光地園断層



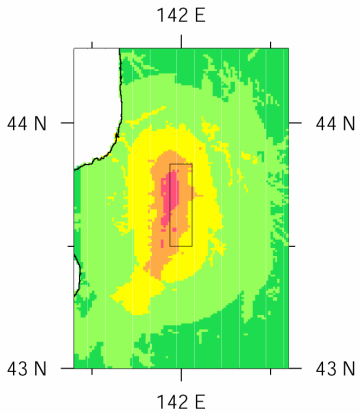
3－1　富良野断層帯西部



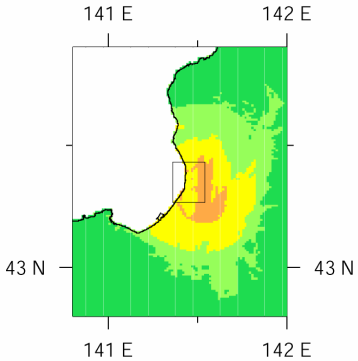
3－2　富良野断層帯東部



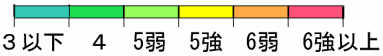
4－1　増毛山地東縁断層帯



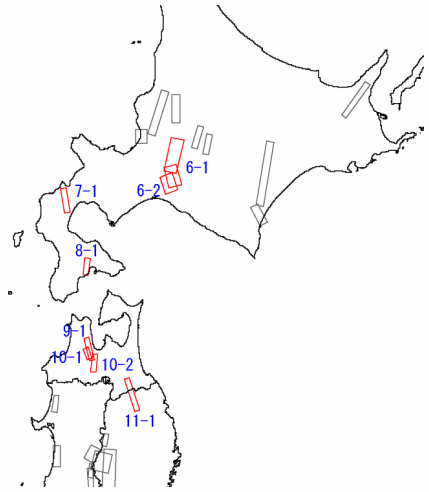
4－2　沼田－砂川付近の断層帯

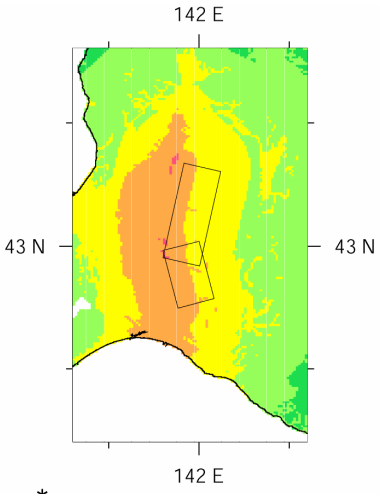


5－1　当別断層

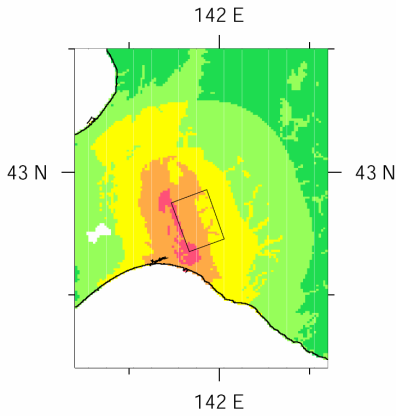


付図1-4(1)　　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図

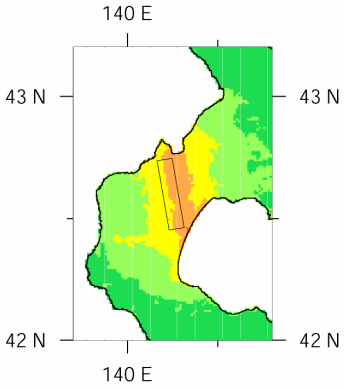




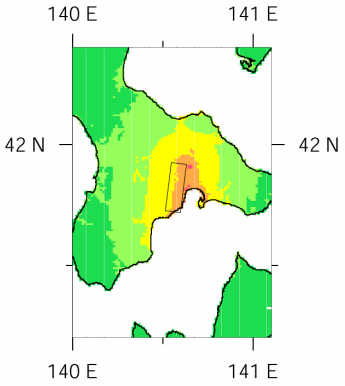
*6－1　石狩低地東縁断層帯主部



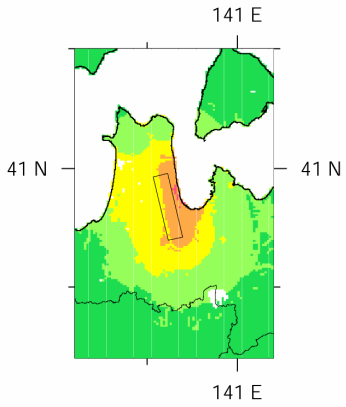
6－2　石狩低地東縁断層帯南部



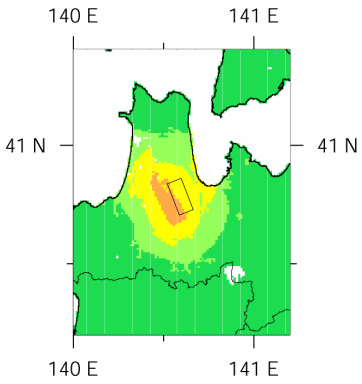
7－1　黒松内低地断層帯



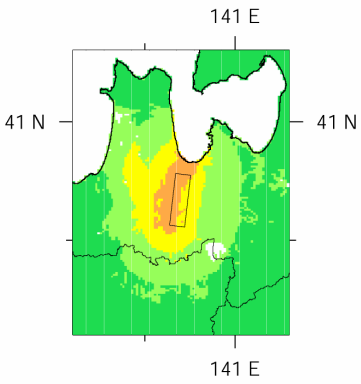
8－1　函館平野西縁断層帯



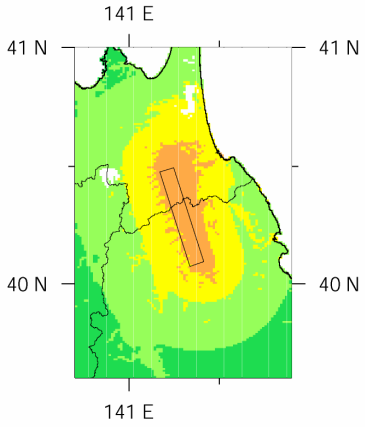
9－1　青森湾西岸断層帯



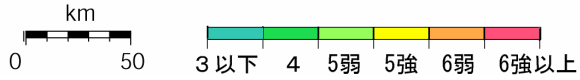
10－1　津軽山地西縁断層帯北部



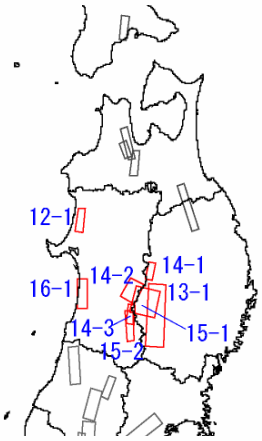
10－2　津軽山地西縁断層帯南部

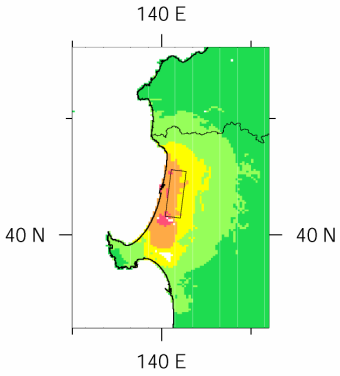


11－1　折爪断層

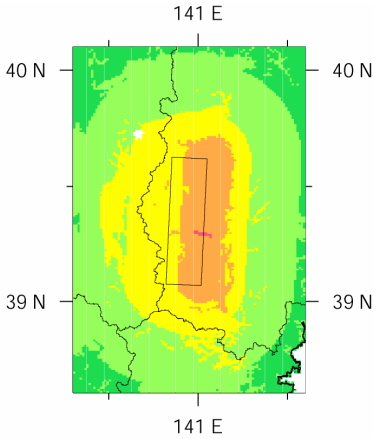


付図1-4(2)　　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）
（*は、「詳細法」により強震動評価を実施した地震）

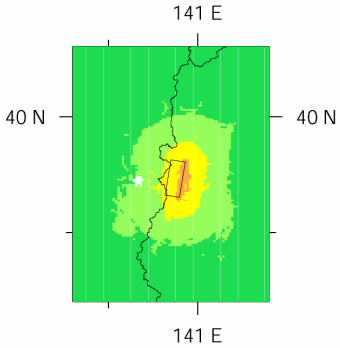




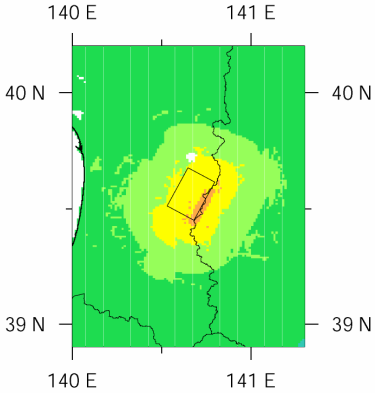
12－1　能代断層帯



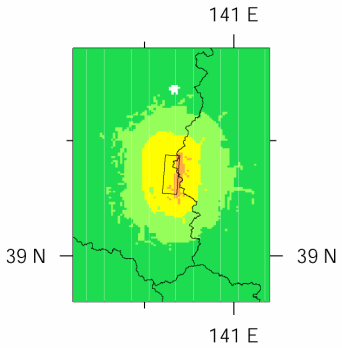
13－1　北上低地西縁断層帯



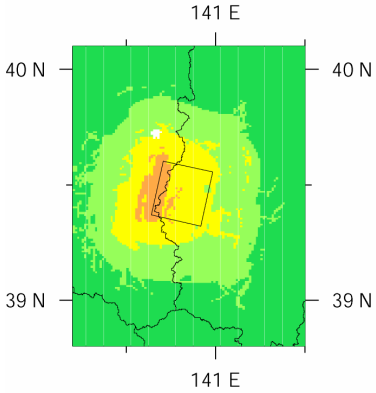
14－1　雫石盆地西縁断層帯



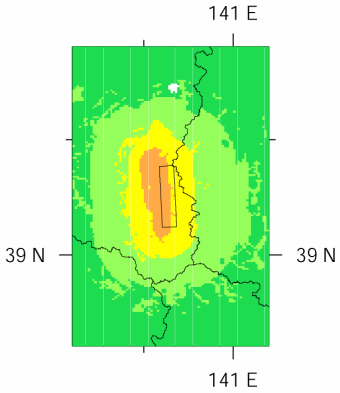
14－2　真昼山地東縁断層帯北部



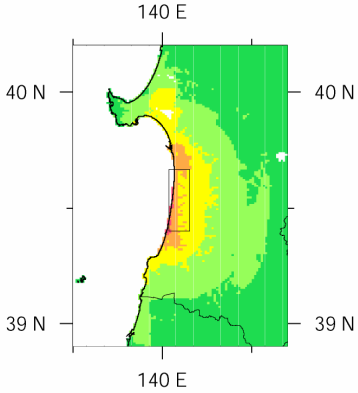
14－3　真昼山地東縁断層帯南部



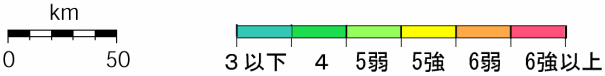
15－1　横手盆地東縁断層帯北部



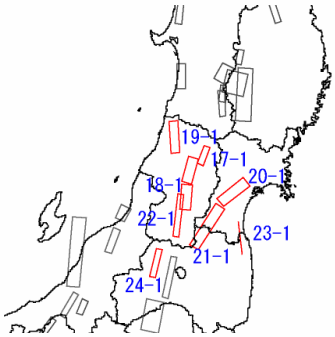
15－2　横手盆地東縁断層帯南部

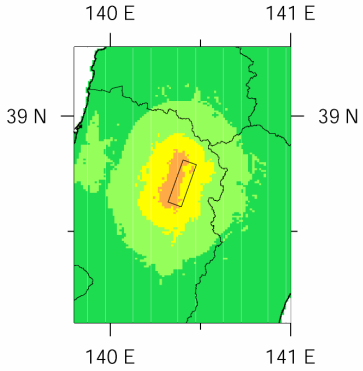


16－1　北由利断層

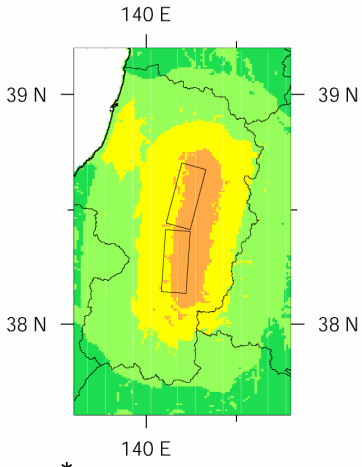


付図1-4(3)　　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）

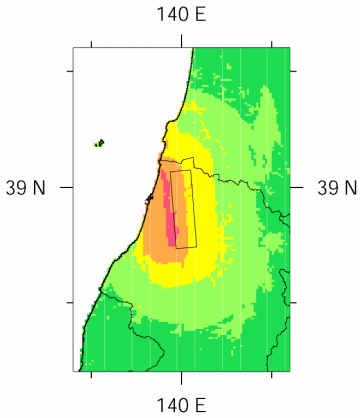




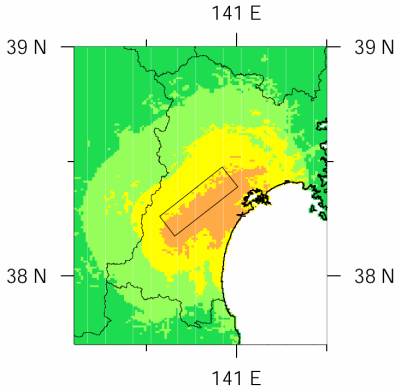
17－1　新庄盆地断層帯



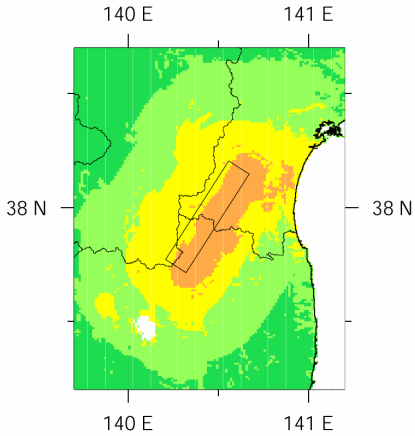
*18－1　山形盆地断層帯



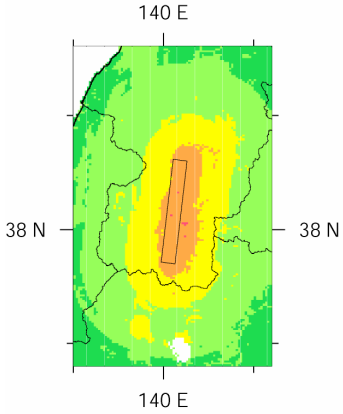
19－1　庄内平野東縁断層帯



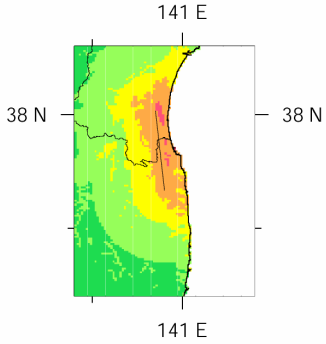
20－1　長町－利府線断層帯



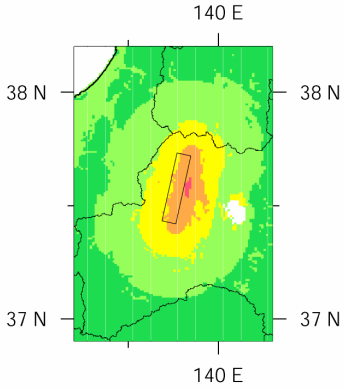
21－1　福島盆地西縁断層帯



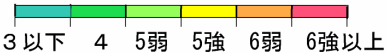
22－1　長井盆地西縁断層帯



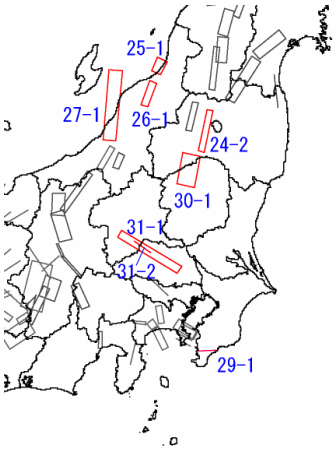
23　双葉断層

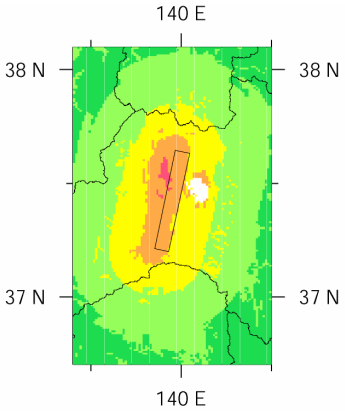


24－1　会津盆地西縁断層帯

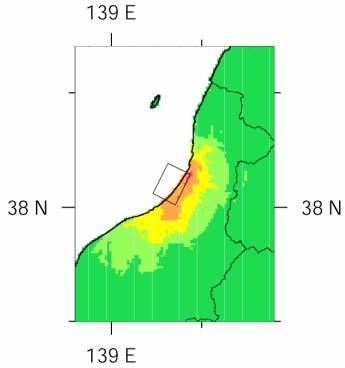


付図1-4(4)　　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）
（*は、「詳細法」により強震動評価を実施した地震）

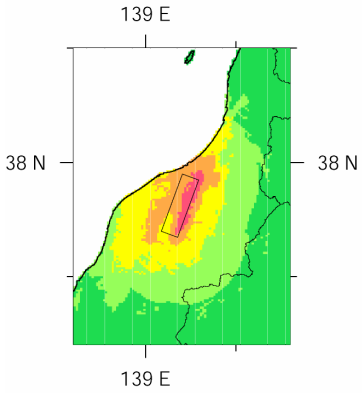




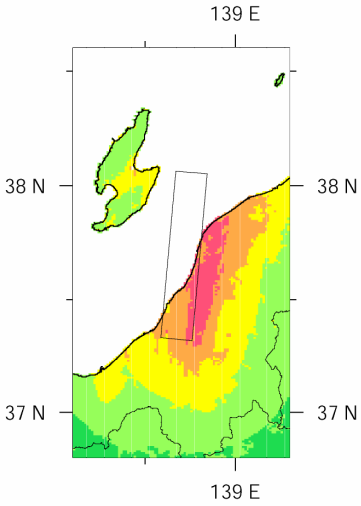
24－2　会津盆地東縁断層帯



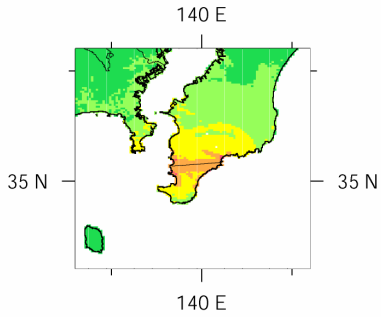
25－1　櫛形山脈断層帯



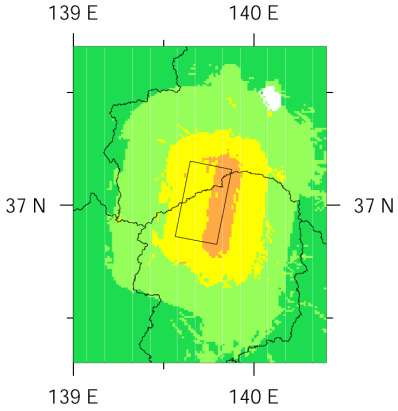
26－1　月岡断層帯



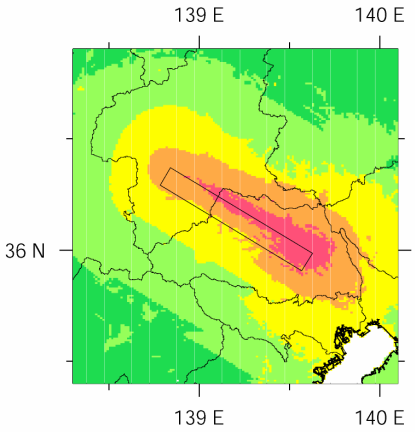
27－1　長岡平野西縁断層帯



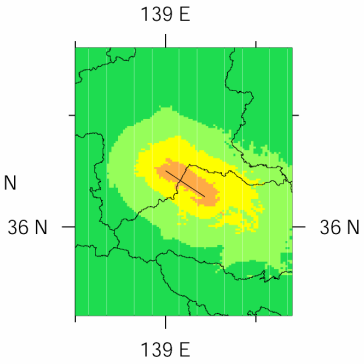
29－1　鴨川低地断層帯



30－1　関谷断層

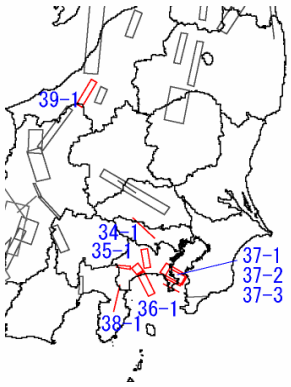


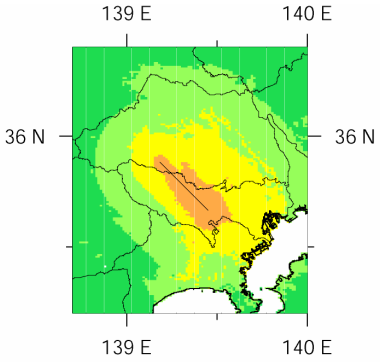
31－1　関東平野北西縁断層帯主部



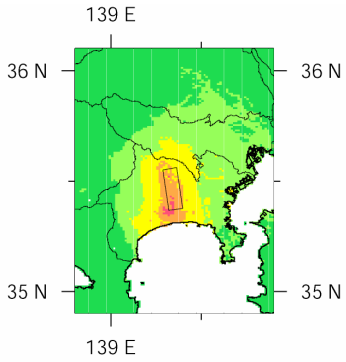
31－2　平井－櫛挽断層帯

付図1-4(5)　　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）

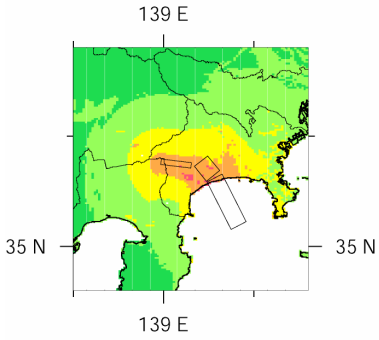




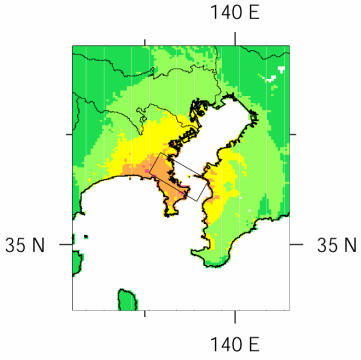
34－1　立川断層帯



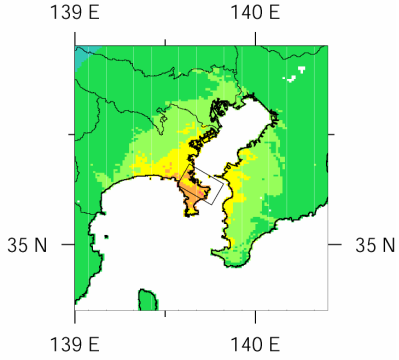
35－1　伊勢原断層



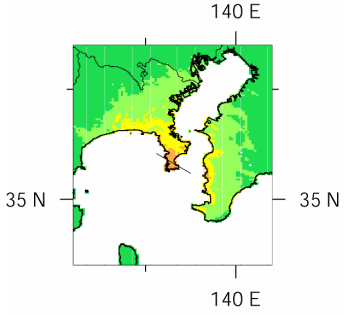
36－1　神縄・国府津－松田断層帯



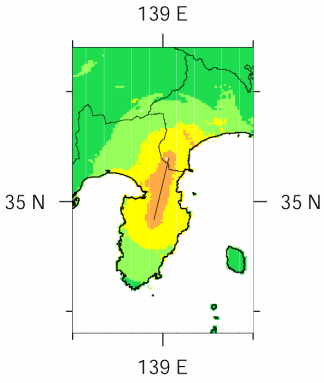
*37－1　三浦半島断層群主部
衣笠・北武断層帯



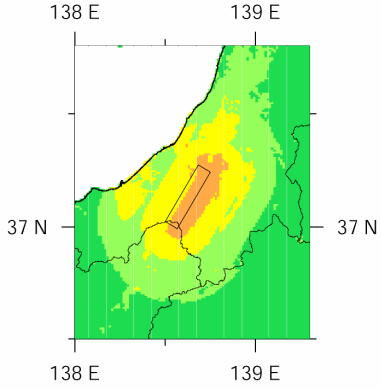
*37－2　三浦半島断層群主部
武山断層帯



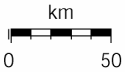
*37－3　三浦半島断層群南部

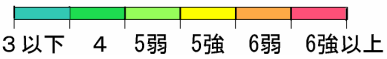


38－1　北伊豆断層帯

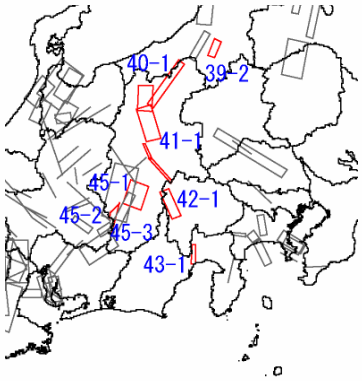


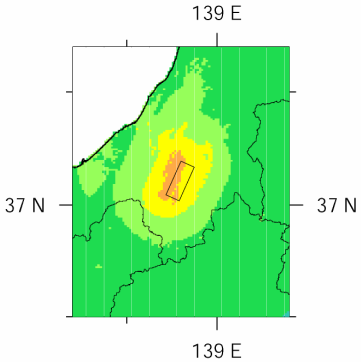
39－1　十日町断層帯西部



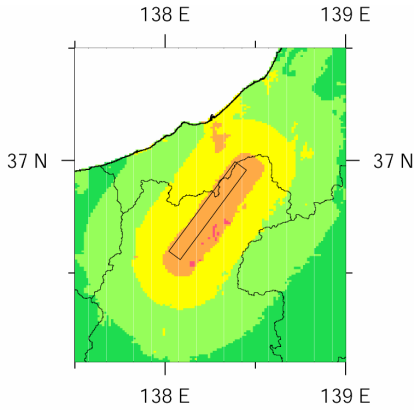


付図1-4(6)　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）
（*は、「詳細法」により強震動評価を実施した地震）

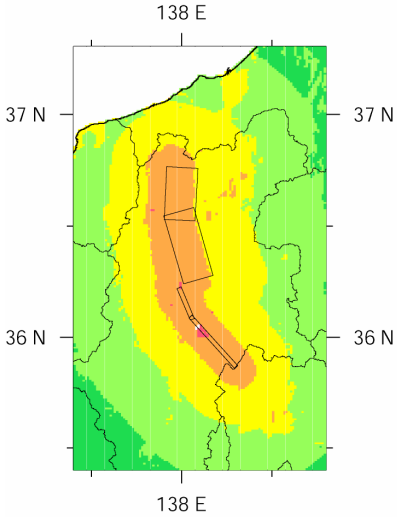




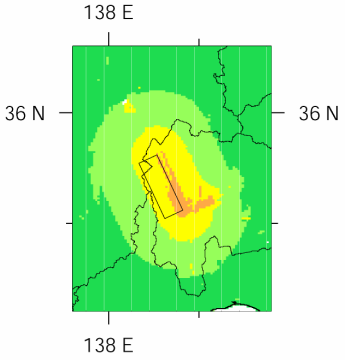
39−2　十日町断層帯東部



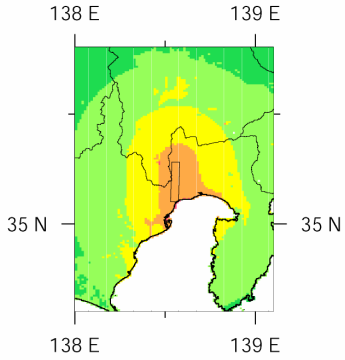
40−1　長野盆地西縁断層帯



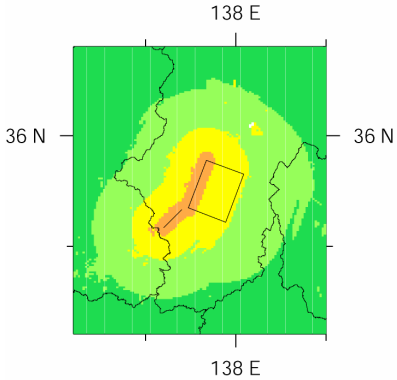
*41−1　糸魚川－静岡構造線断層帯
北部・中部



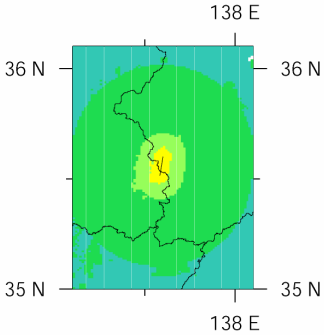
42−1　糸魚川－静岡構造線断層帯
南部



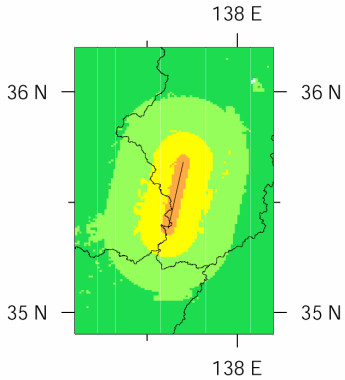
43−1　富士川河口断層帯



45−1　木曽山脈西縁断層帯
主部北部

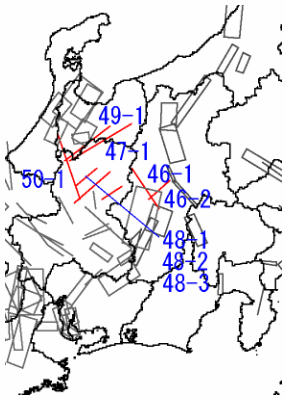


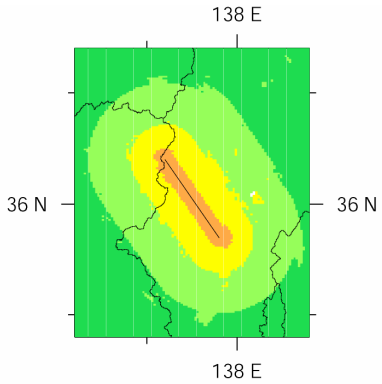
45−2　木曽山脈西縁断層帯
主部南部



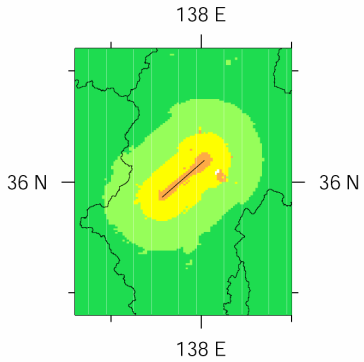
45−3　清内路峠断層帯

付図1-4(7)　　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）
(*は、「詳細法」により強震動評価を実施した地震)

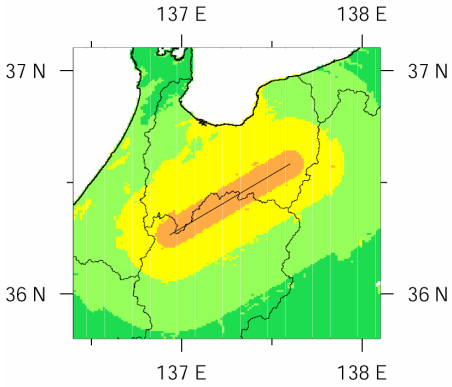




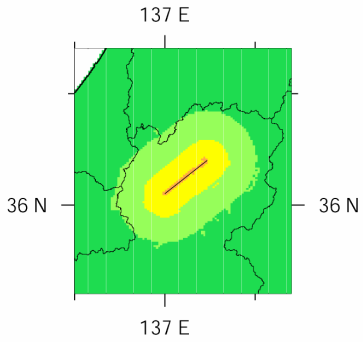
46-1　境峠・神谷断層帯主部



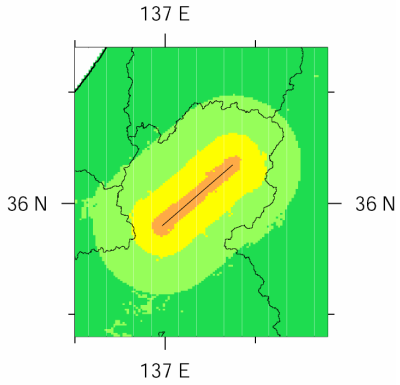
46－2　霧訪山－奈良井断層帯



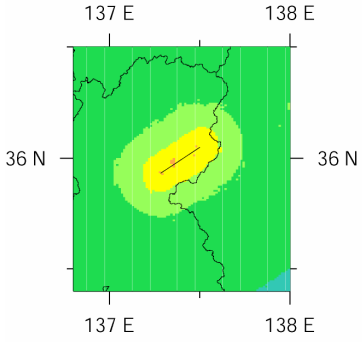
47－1　跡津川断層帯



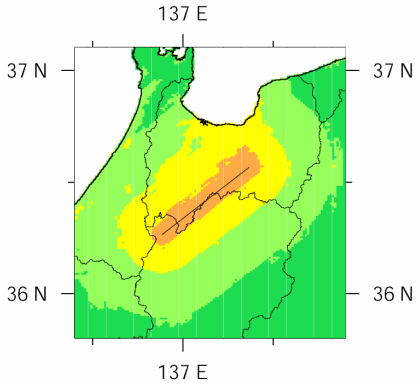
*48－1　国府断層帯



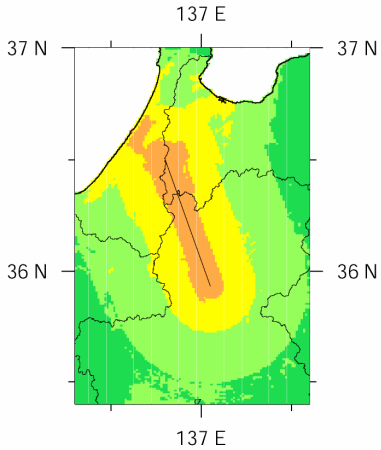
*48－2　高山断層帯



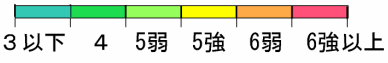
*48－3　猪之鼻断層帯



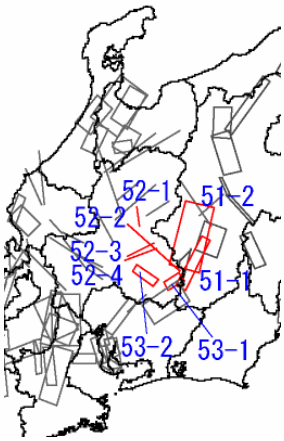
49－1　牛首断層帯

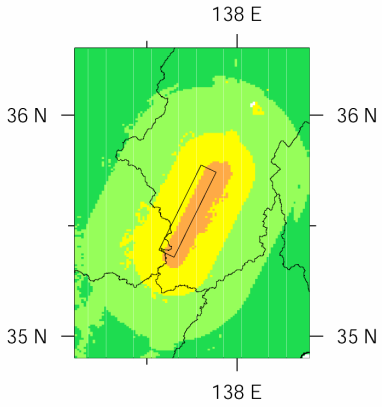


50－1　荘川断層帯

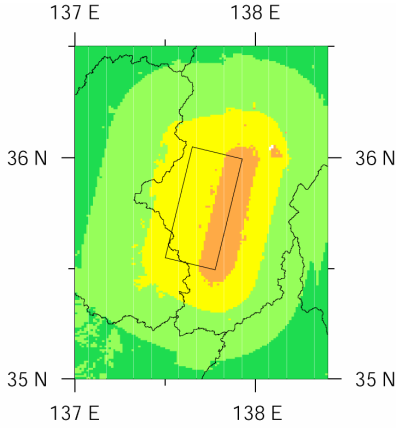


付図1-4(8)　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）
（*は、「詳細法」により強震動評価を実施した地震）

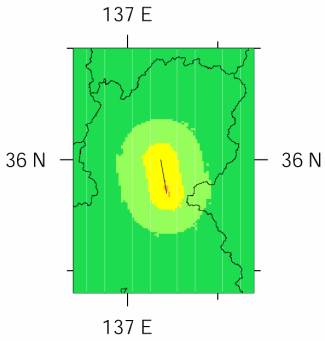




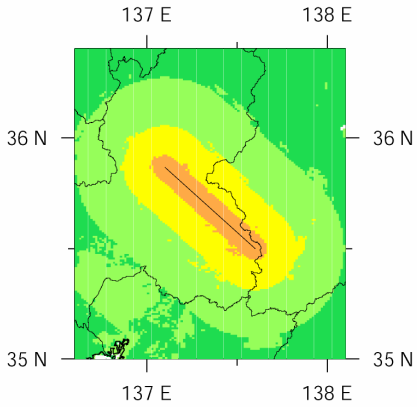
51－1　伊那谷断層帯境界断層



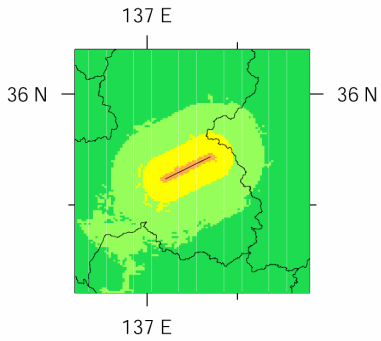
51－2　伊那谷断層帯前縁断層



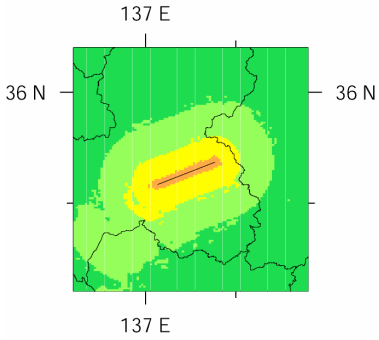
52－1　阿寺断層帯主部北



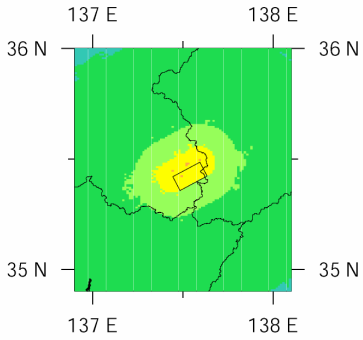
52－2　阿寺断層帯主部南部



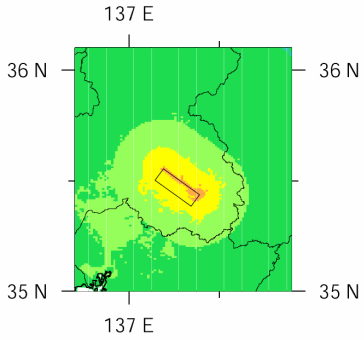
52－3　佐見断層帯



52－4　白川断層帯

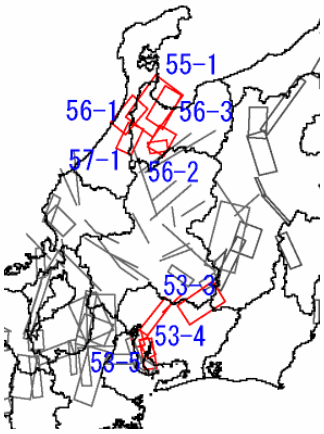


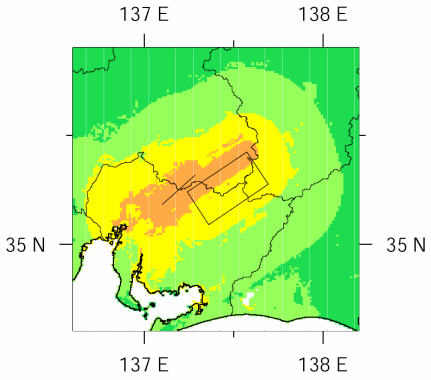
53－1　屏風山断層帯



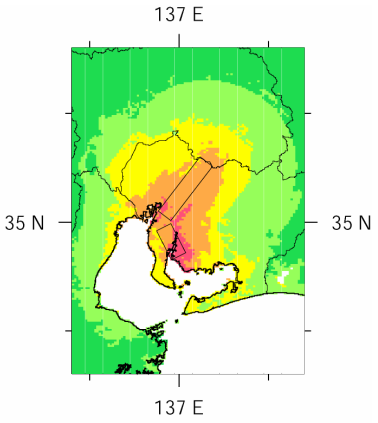
53－2　赤河断層帯

付図1-4(9)　　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）

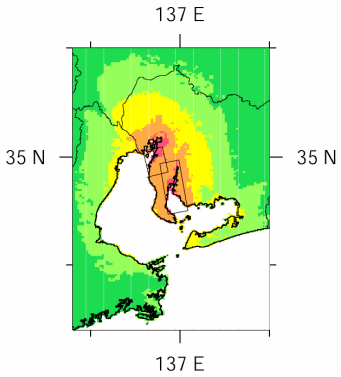




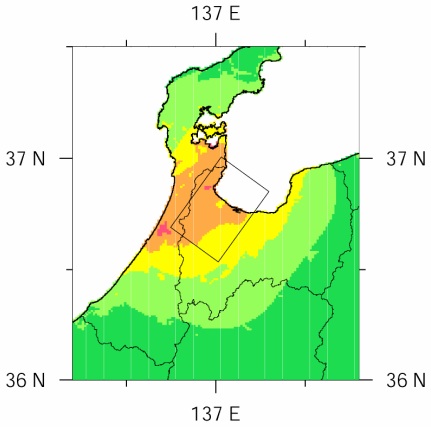
53-3. 恵那山－猿投山北断層帯



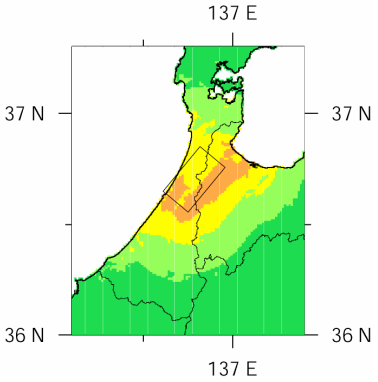
53-4　猿投－高浜断層帯



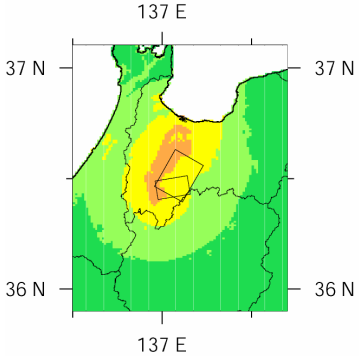
53-5　加木屋断層帯



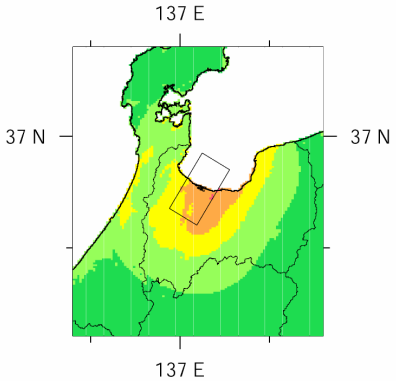
55－1　邑知潟断層帯



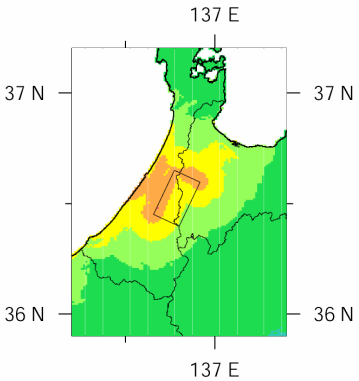
*56－1　砺波平野断層帯西部



*56－2　砺波平野断層帯東部

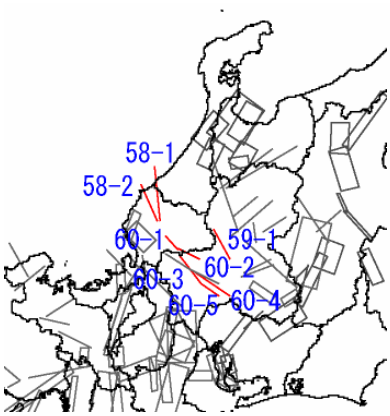


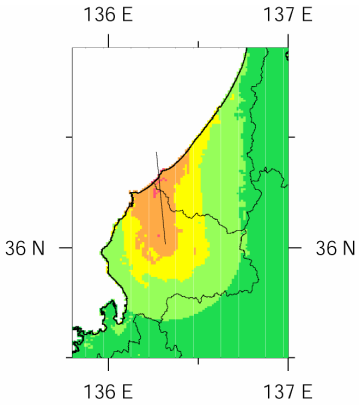
*56－3　呉羽山断層帯



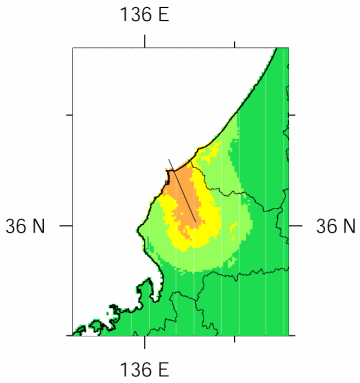
*57－1　森本・富樫断層帯

付図1-4(10)　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）
(*は、「詳細法」により強震動評価を実施した地震)

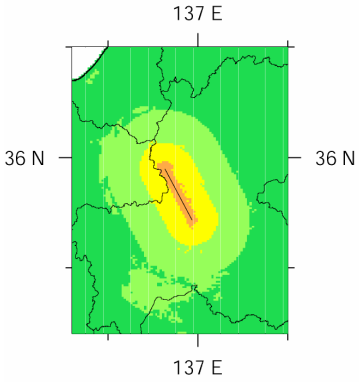




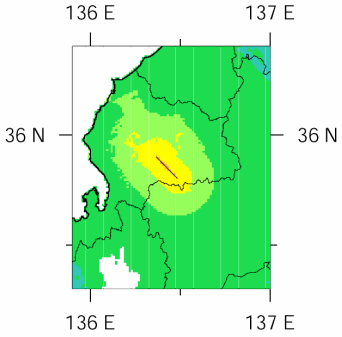
58－1　福井平野東縁断層帯主部



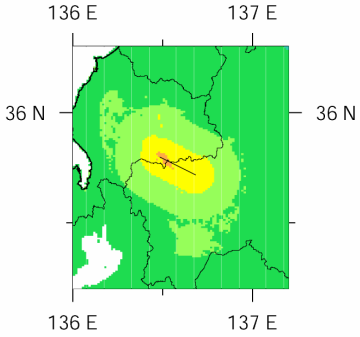
58－2　福井平野東縁断層帯西部



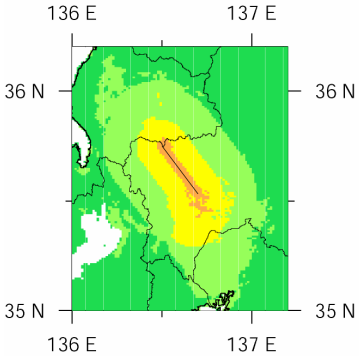
59－1　長良川上流断層帯



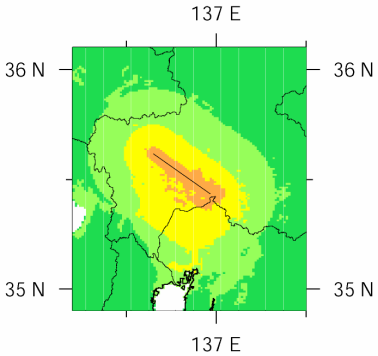
60－1　温見断層北西部



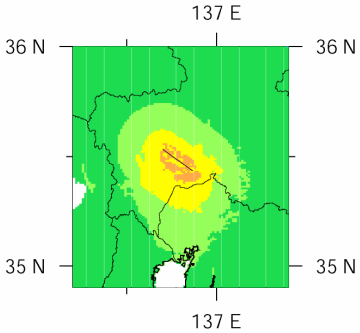
60－2　温見断層南東



60－3　濃尾断層帯主部
根尾谷断層帯

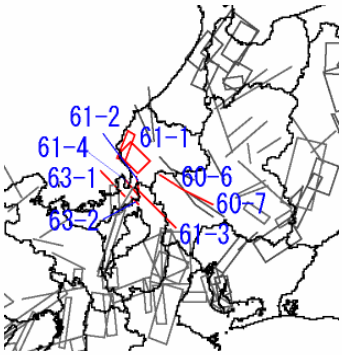


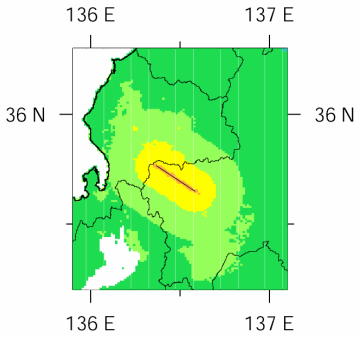
60－4　濃尾断層帯主部
梅原断層帯



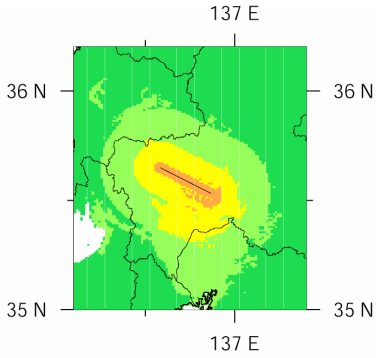
60－5　濃尾断層帯主部
三田洞断層帯

付図1-4(11)　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）

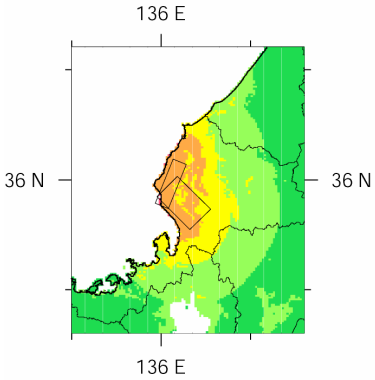




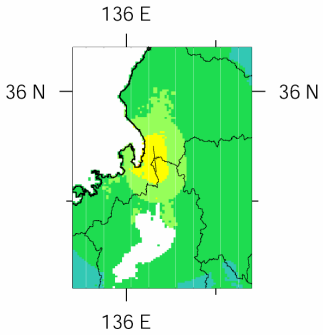
60-6　揖斐川断層帯



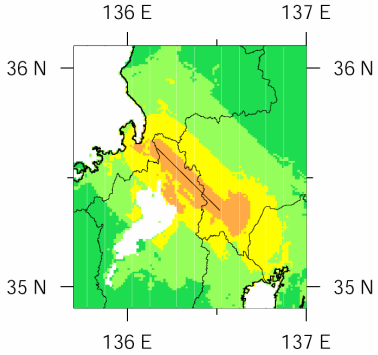
60-7　武儀川断層



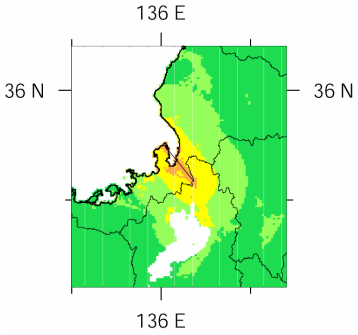
61－1　柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯
主部北部



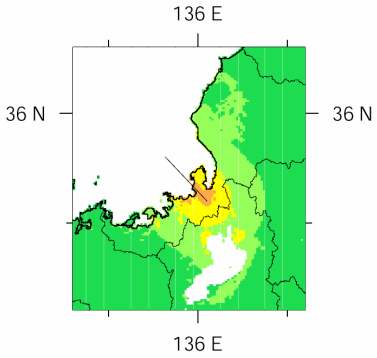
61－2　柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯
主部中部



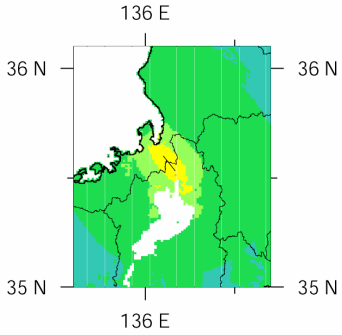
61－3　柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯
主部南部



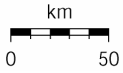
61－4　浦底－柳ヶ瀬山断層帯



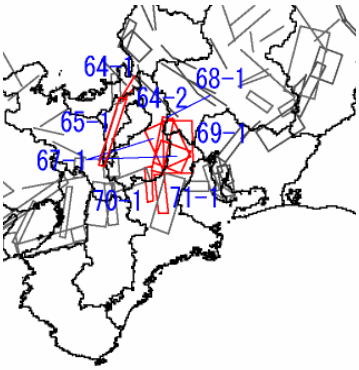
63－1　野坂断層帯

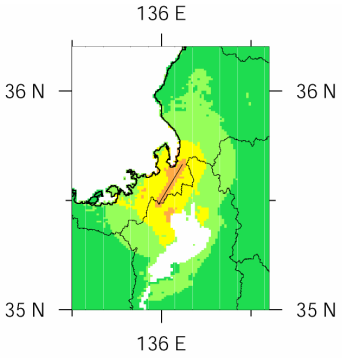


63－2　集福寺断層

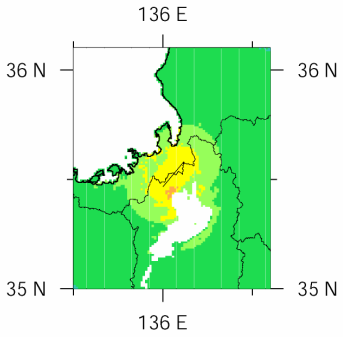


付図1-4(12)　　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）

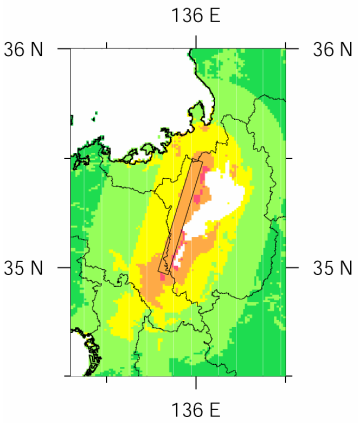




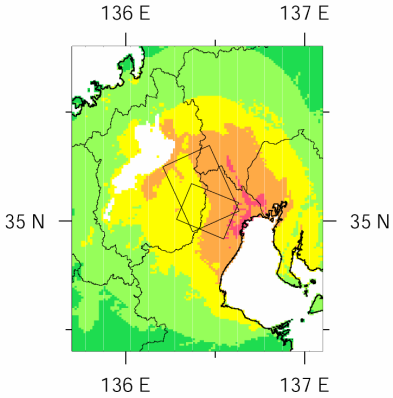
64－1　湖北山地断層帯北西部



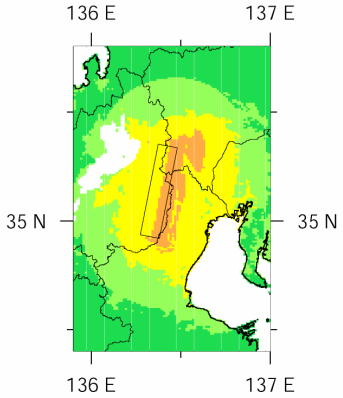
64－2　湖北山地断層帯南東部



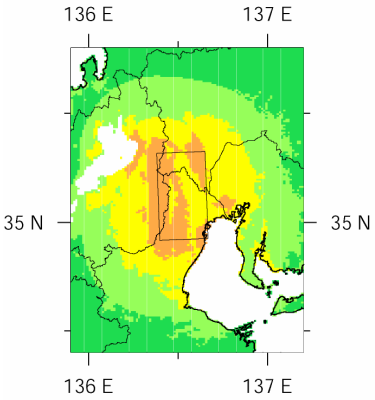
*65－1　琵琶湖西岸断層帯



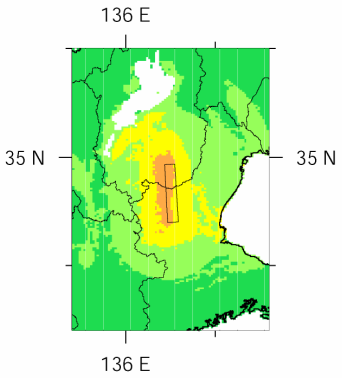
67－1　養老－桑名－四日市断層帯



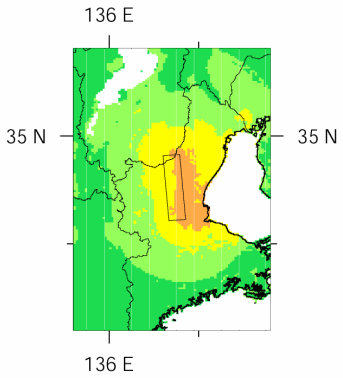
68－1　鈴鹿東縁断層帯



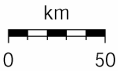
69－1　鈴鹿西縁縁断層帯

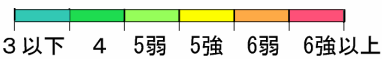


70－1　頓宮断層

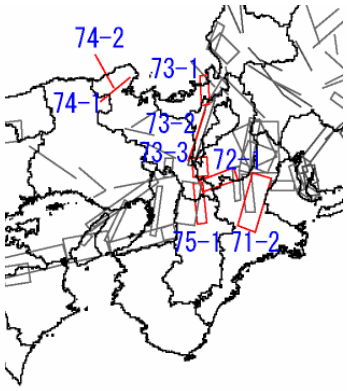


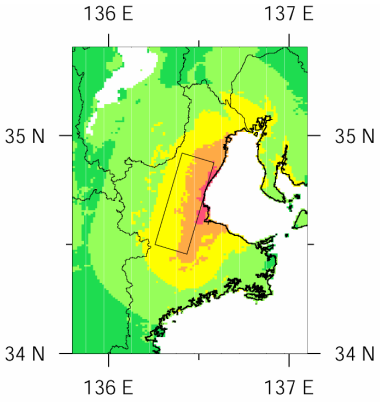
71－1　布引山地東縁断層帯西部



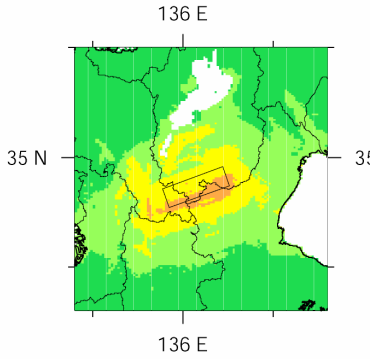


付図1-4(13)　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）
（*は、「詳細法」により強震動評価を実施した地震）

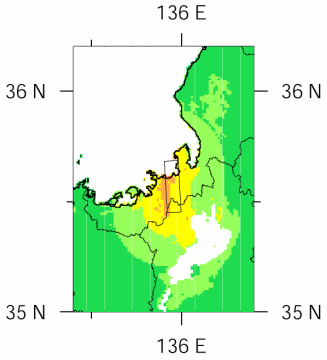




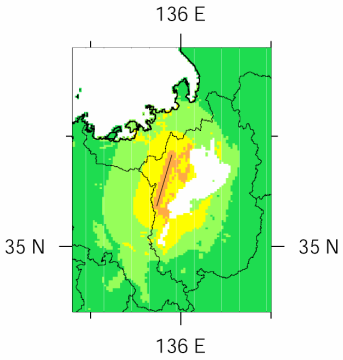
71－2　布引山地東縁断層帯東部



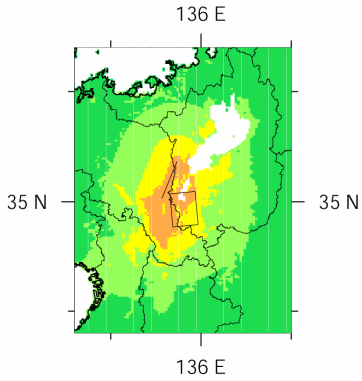
72－1　木津川断層帯



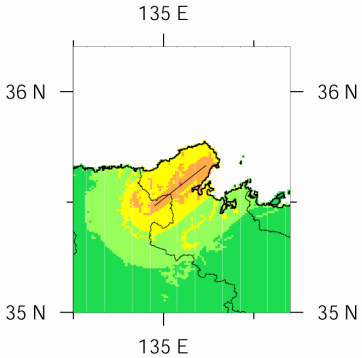
73－1　三方断層帯



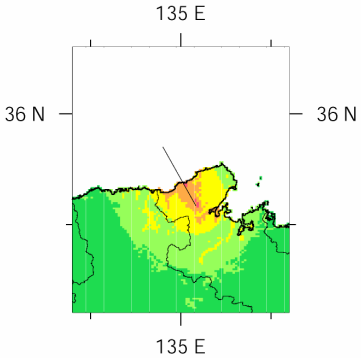
73－2　花折断層帯北部



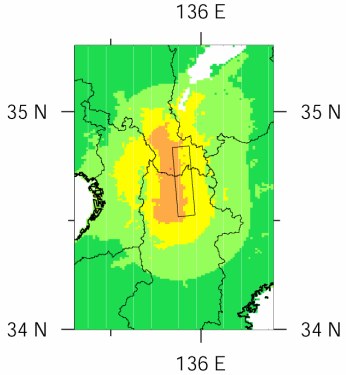
73－3　花折断層帯中南部



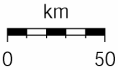
74－1　山田断層帯主部



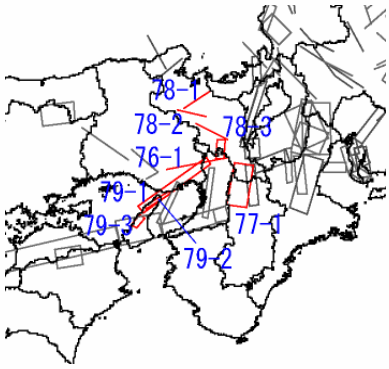
74－2　郷村断層帯

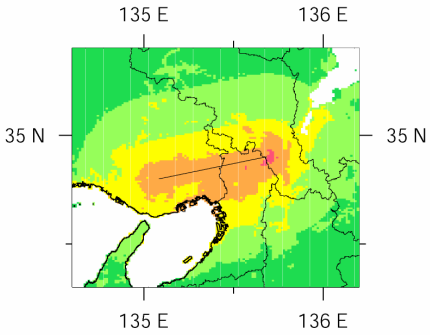


75－1　奈良盆地東縁断層帯

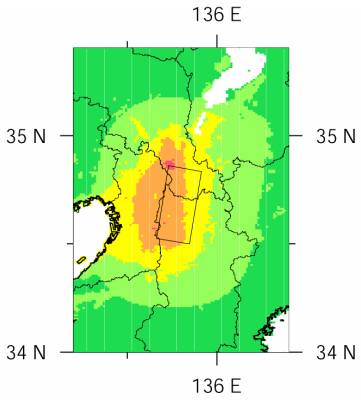


付図1-4(14)　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）

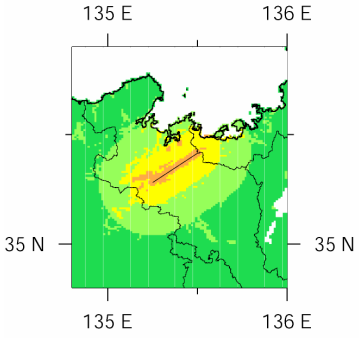




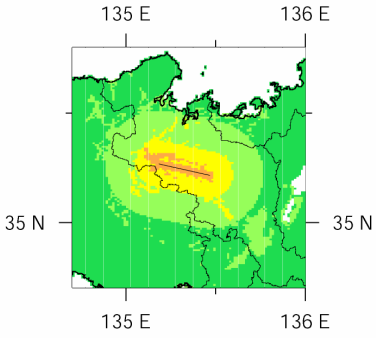
76－1　有馬－高槻断層帯



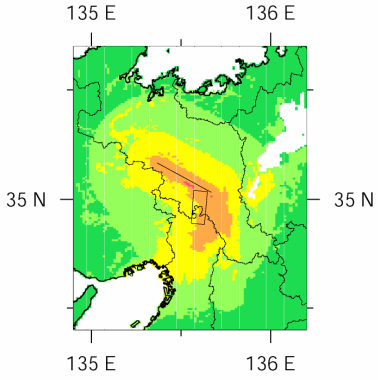
77－1　生駒断層帯



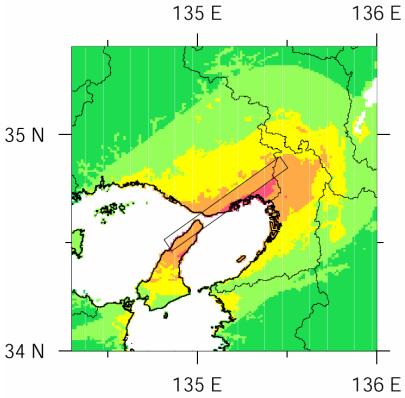
78－1　上林川断層



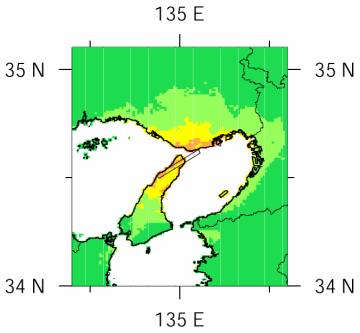
78－2　三峠断層



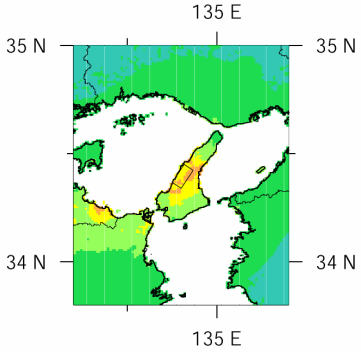
78－3　京都西山断層帯



79－1　六甲・淡路島断層帯主部
六甲山地南縁－淡路島東岸区間

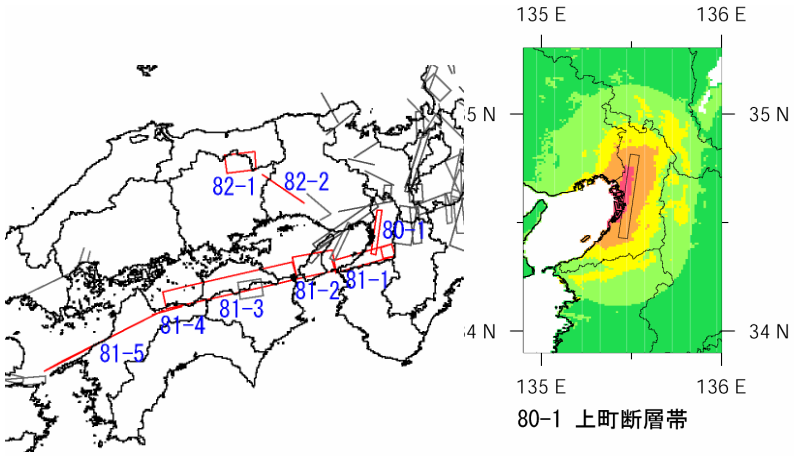


79－2　六甲・淡路島断層帯主部
淡路島西岸区間

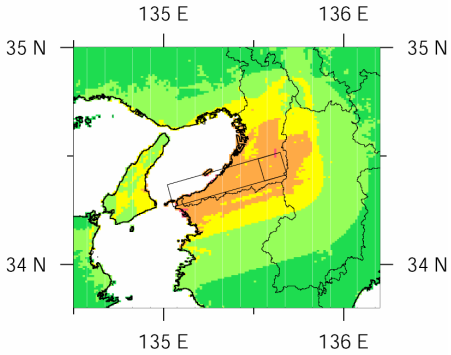


79－3　先山断層帯

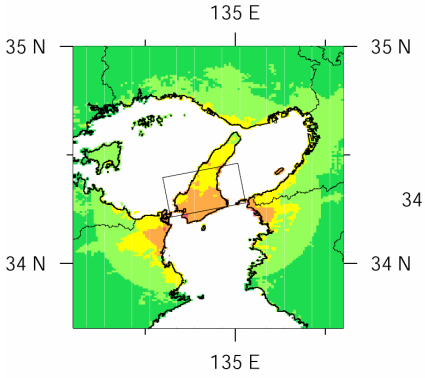
付図1-4(15)　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）



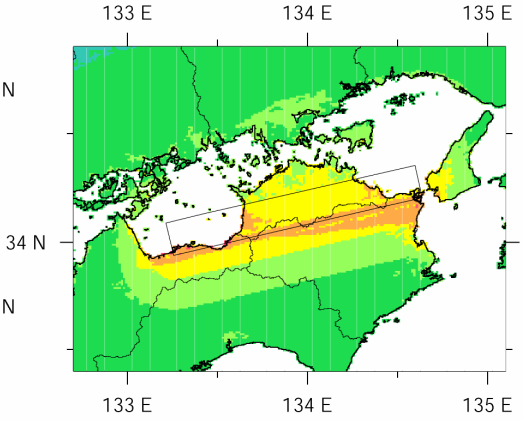
80-1 上町断層帯



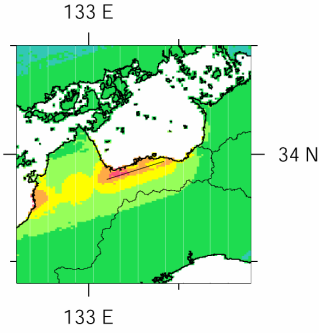
81－1　中央構造線断層帯
金剛山地東縁－和泉山脈南縁



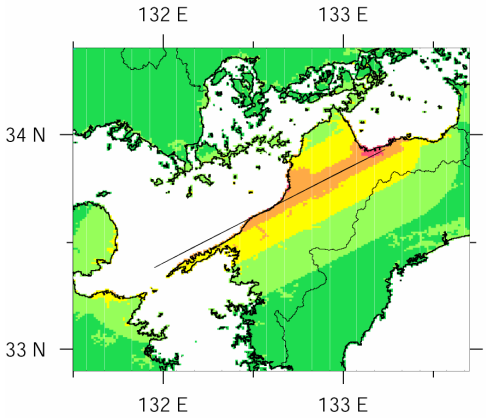
81－2　中央構造線断層帯
紀淡海峡－鳴門海峡



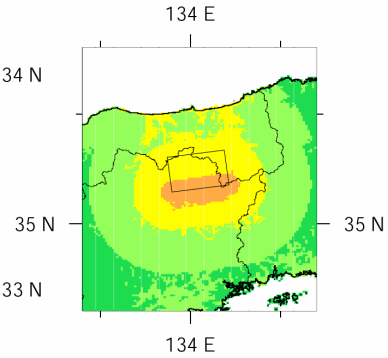
81－3　中央構造線断層帯
讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部



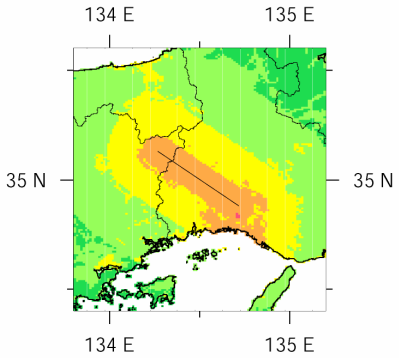
81－4　中央構造線断層帯
石鎚山脈北縁



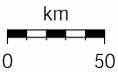
81－5　中央構造線断層帯
石鎚山脈北縁西部－伊予灘

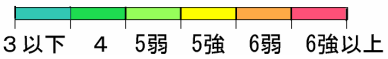


*82－1　那岐山断層帯

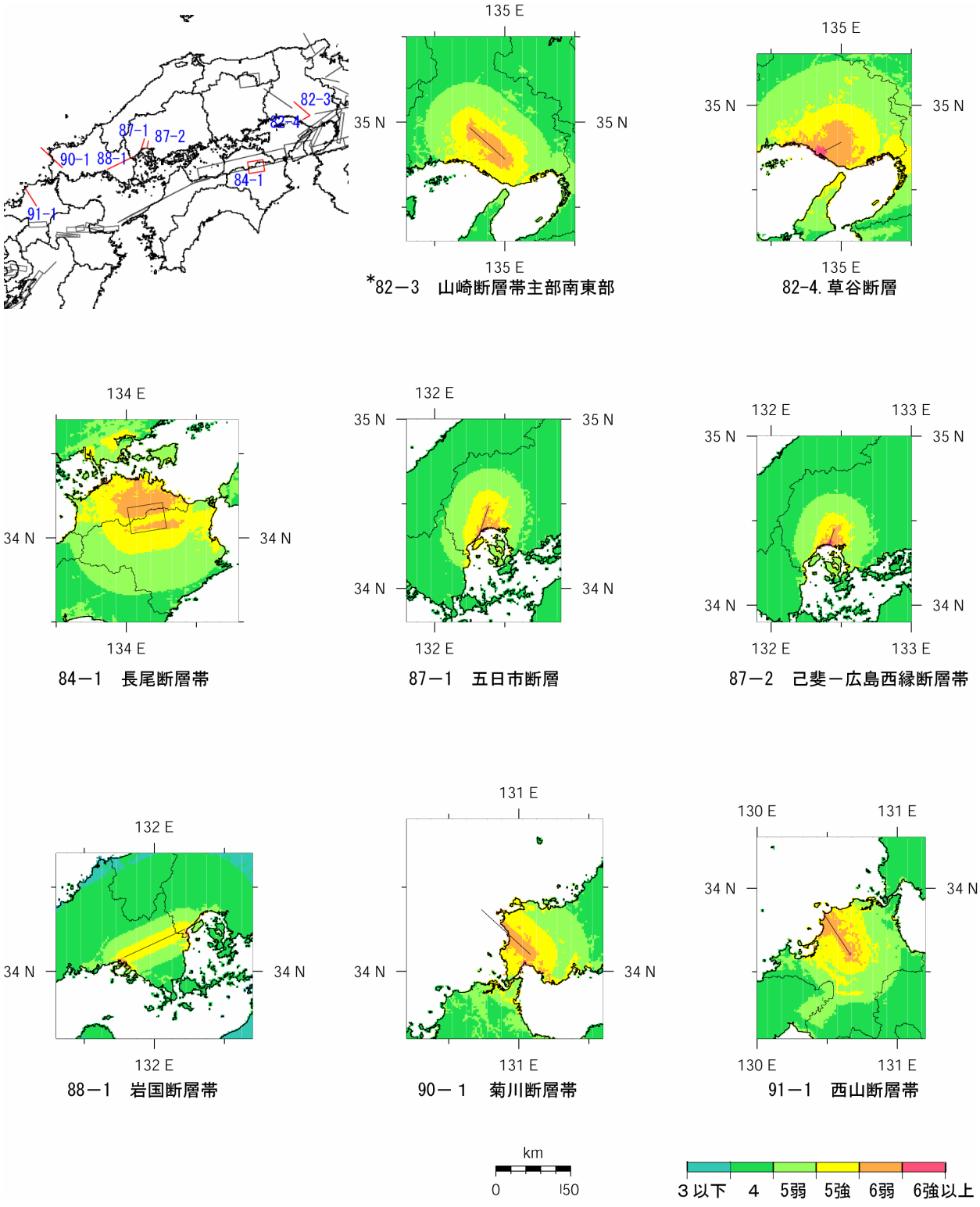


*82－2　山崎断層帯主部北西部

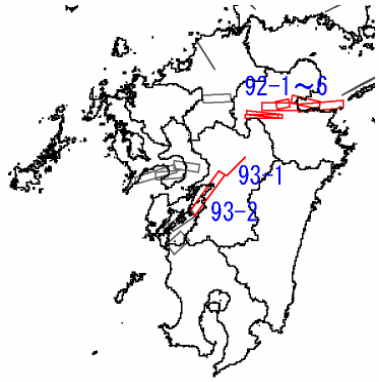


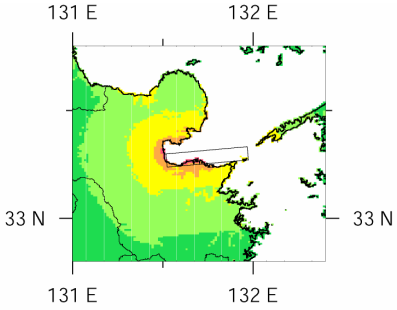


付図1-4(16)　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）
(*は、「詳細法」により強震動評価を実施した地震)

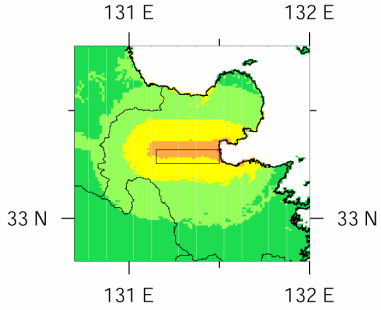


付図1-4(17)　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）
(*は、「詳細法」により強震動評価を実施した地震)

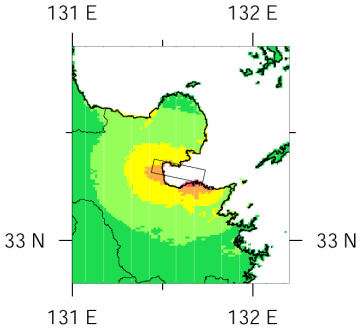




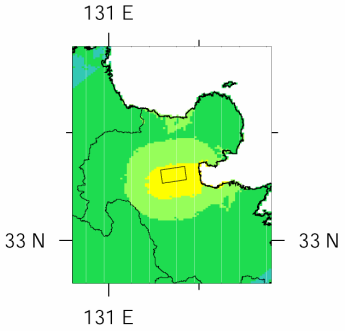
92-1　別府湾－日出生断層帯東部



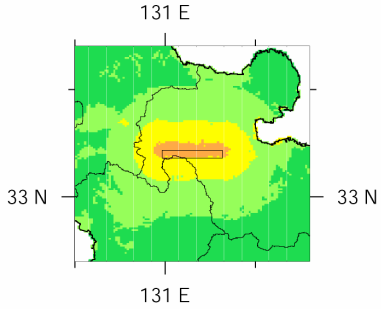
92-2　別府湾－日出生断層帯西部



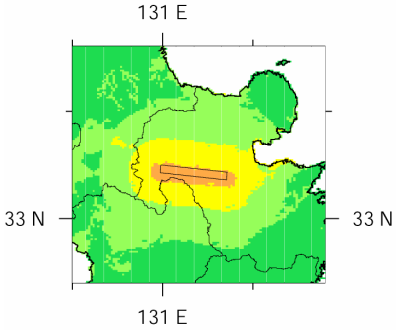
92-3　大分平野－湯布院断層帯東部



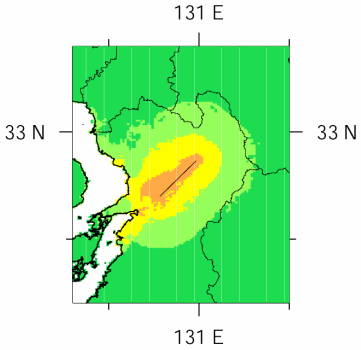
92-4　大分平野－湯布院断層帯西部



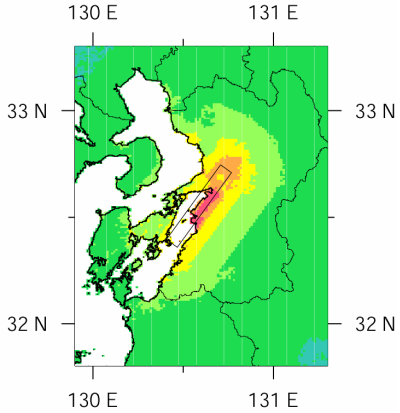
92－5　野稲岳－万年山断層帯



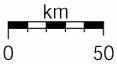
92-6　崩平山－亀石山断層帯

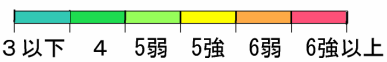


93－1　布田川・日奈久断層帯北東部

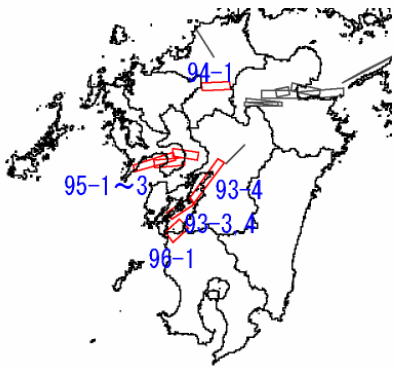


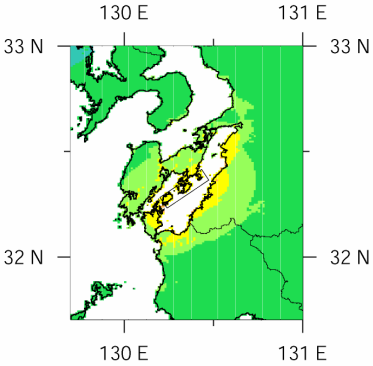
*93－2　布田川・日奈久断層帯中部



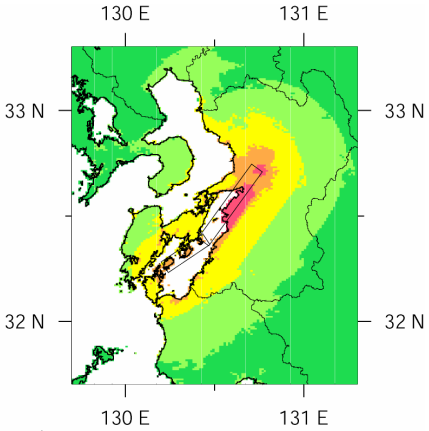


付図1-4(18)　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）
(*は、「詳細法」により強震動評価を実施した地震)

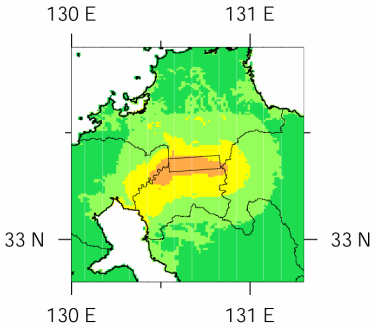




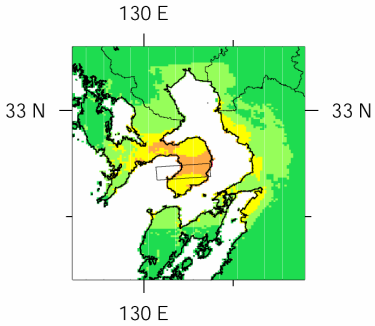
93－3　布田川・日奈久断層帯
南西部



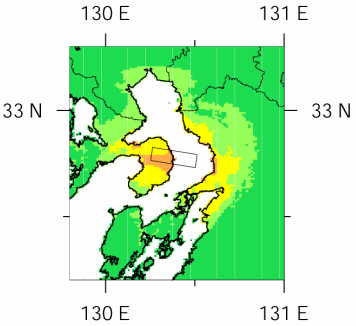
*93－4　布田川・日奈久断層帯
中部南西部同時活動



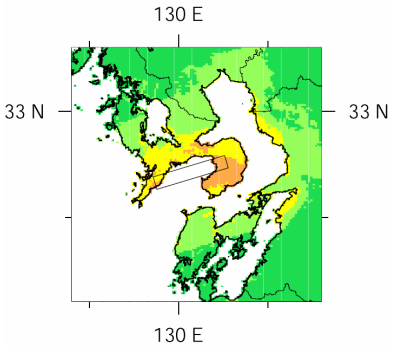
94-1. 水縄断層帯



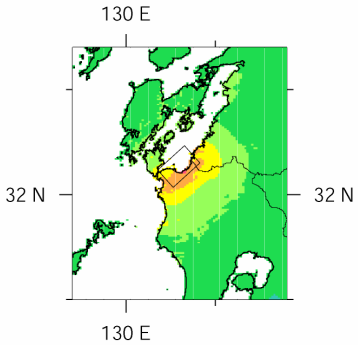
95－1　雲仙断層群北部



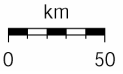
95－2　雲仙断層群南東部

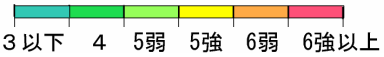


95－3　雲仙断層群南西部

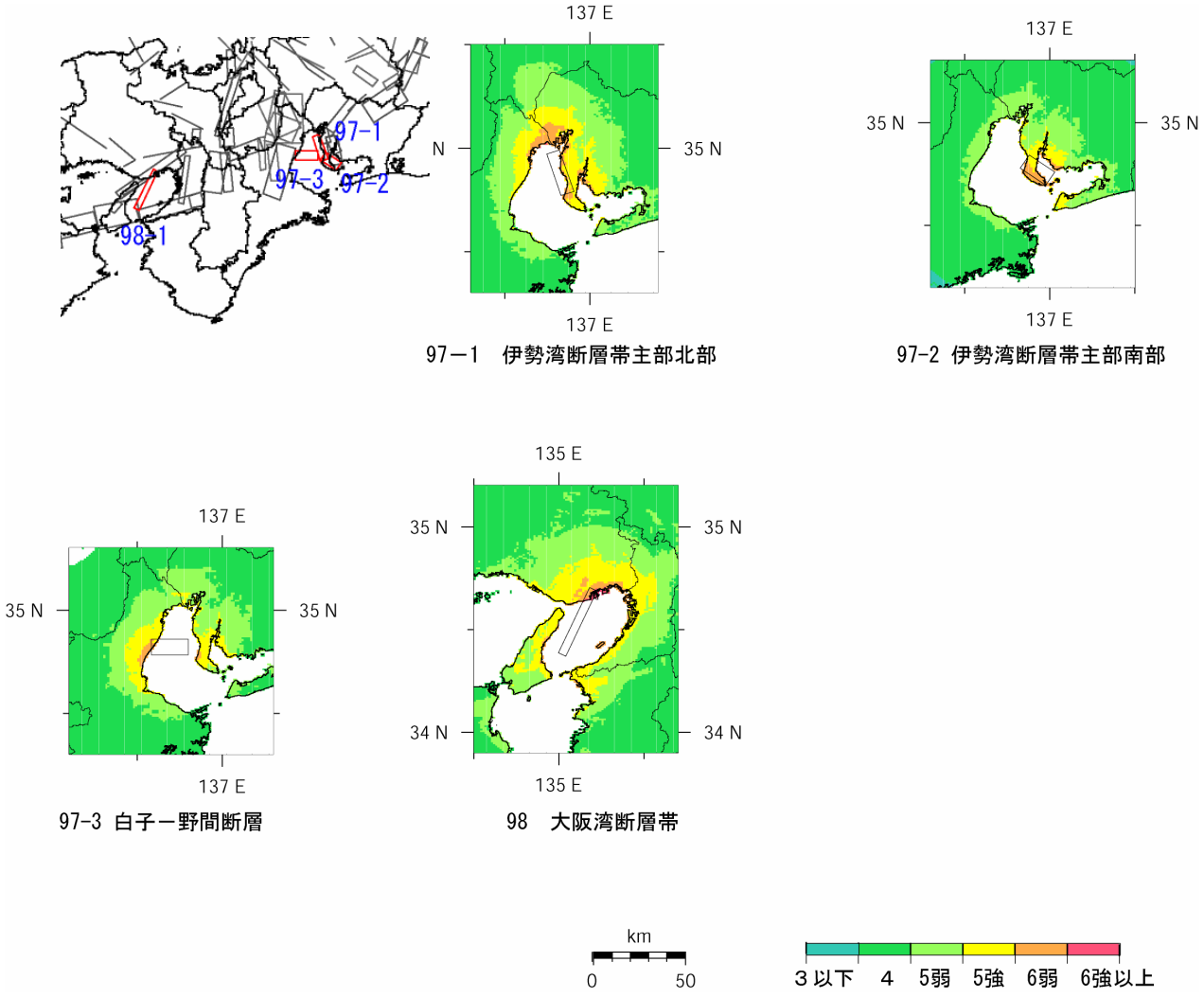


96－1　出水断層帯

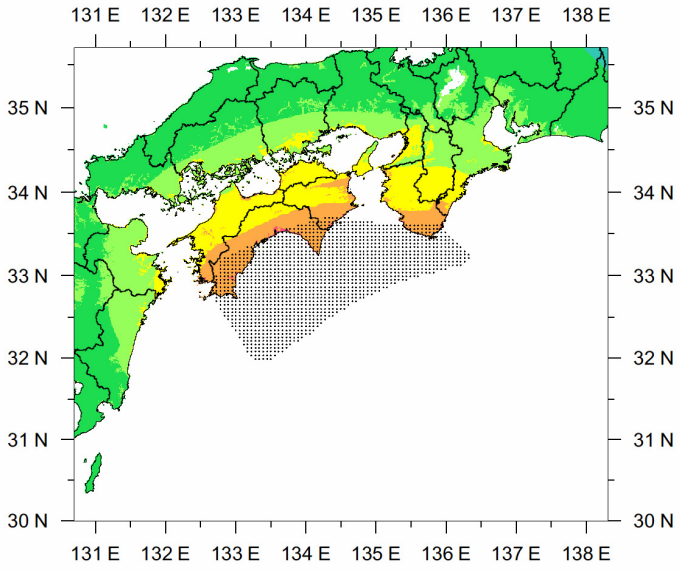




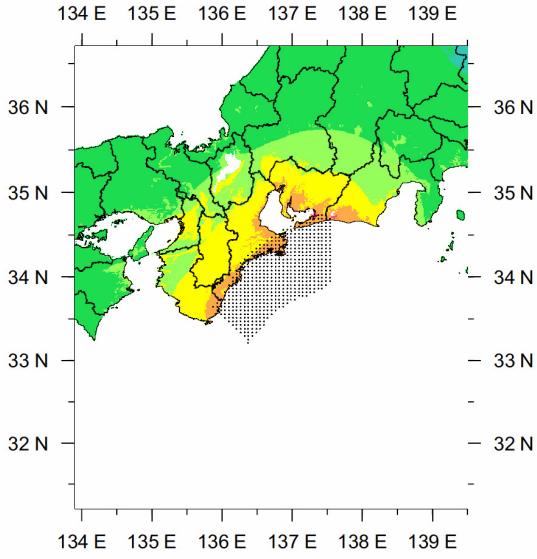
付図1-4(19)　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）
(*は、「詳細法」により強震動評価を実施した地震)



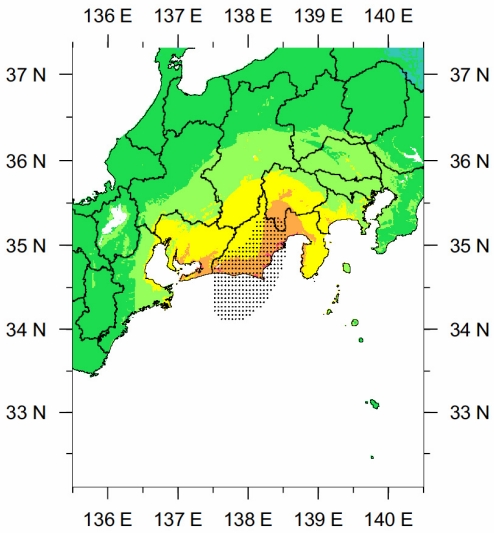
付図1-4(20)　主要98断層帯で発生する地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）



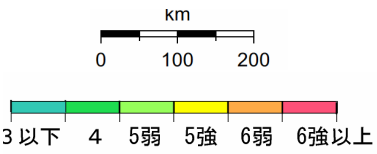
1　南海地震



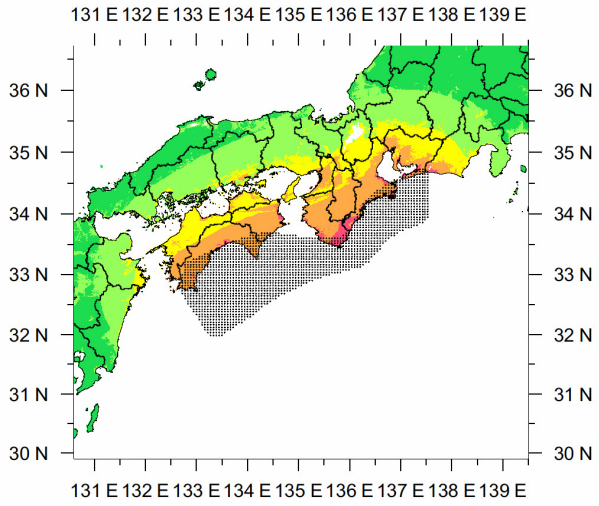
2　東南海地震



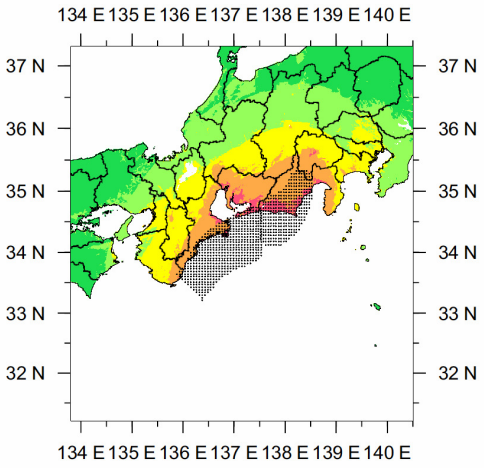
3 想定東海地震



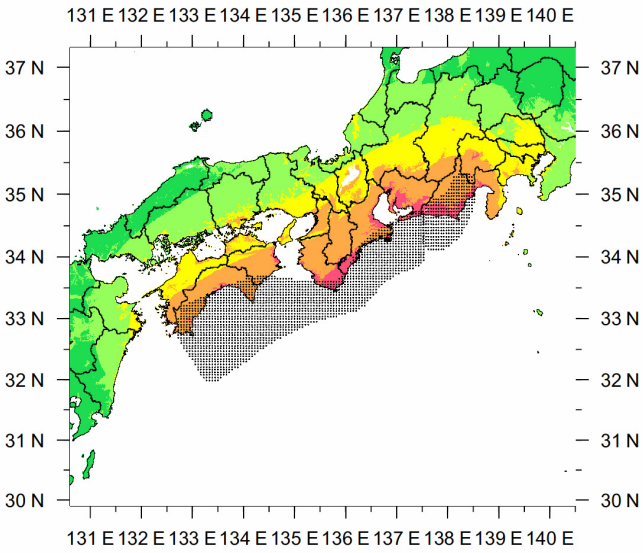
付図1-5(1)　　各海溝型地震に対して予測された地表の震度分布図

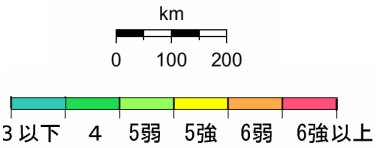


4　東南海地震－南海地震（連動）



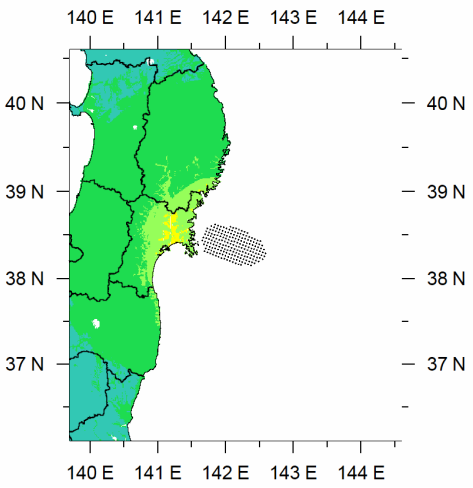
5　想定東海地震－東南海地震（連動）



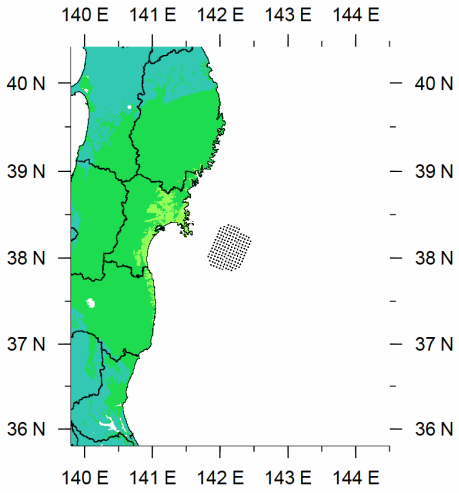


6　想定東海地震－東南海地震－南海地震（連動）

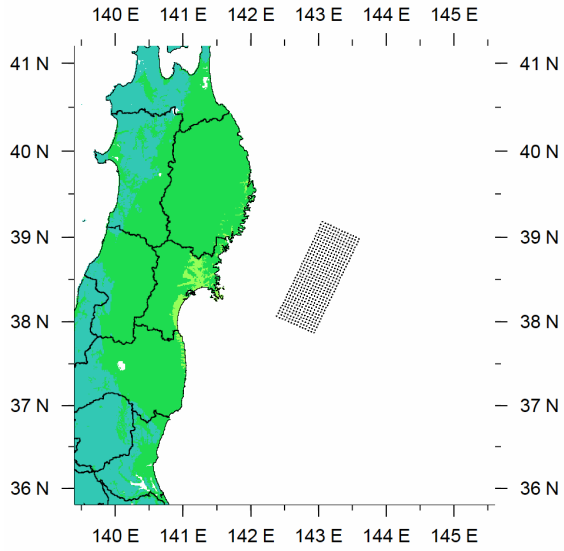
付図1-5(2)　　各海溝型地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）



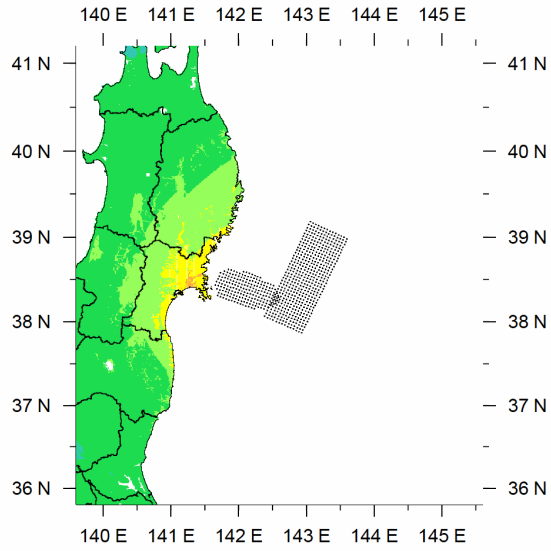
*7a　宮城県沖地震（A1）



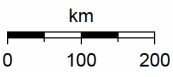
*7b　宮城県沖地震（A2）

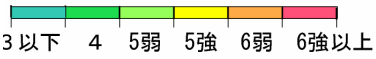


7c　宮城県沖地震（B）

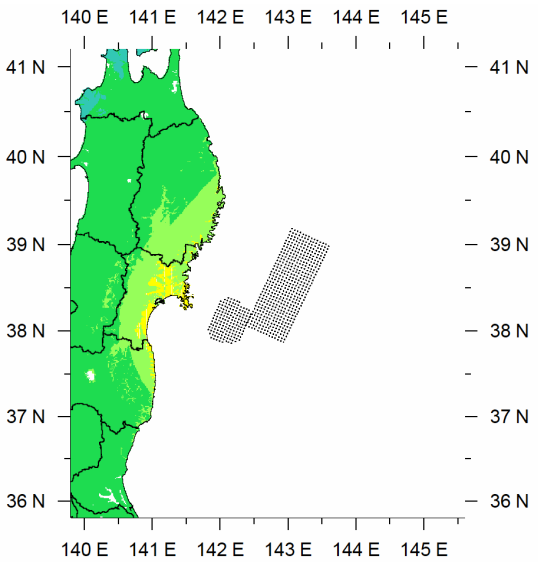


8a　宮城県沖地震（A1+B）

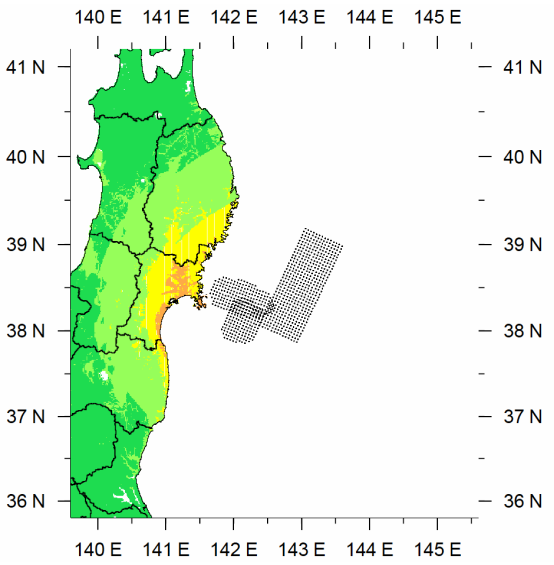




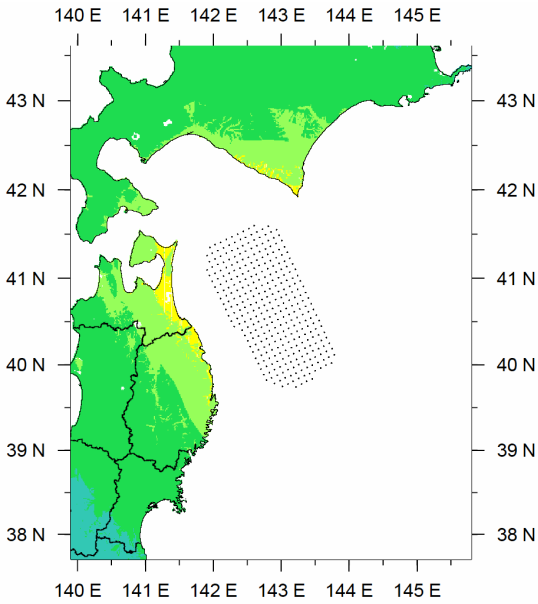
付図1-5(3)　各海溝型地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）
（*は、「詳細法」により強震動評価を実施した地震）



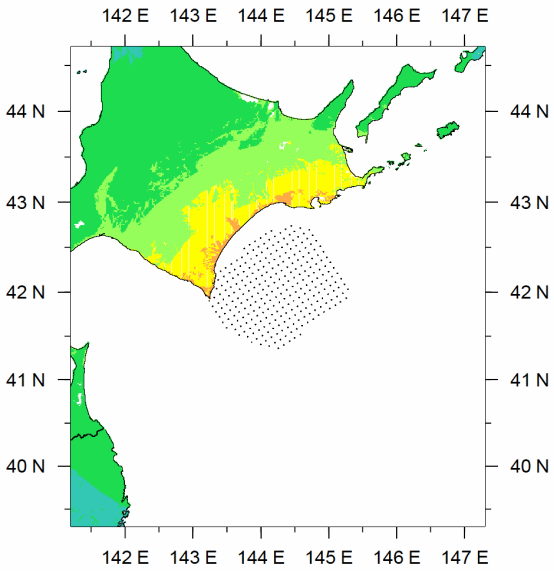
8b　宮城県沖地震（A2+B）



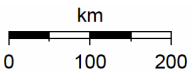
8c　宮城県沖地震（A1+A2+B）



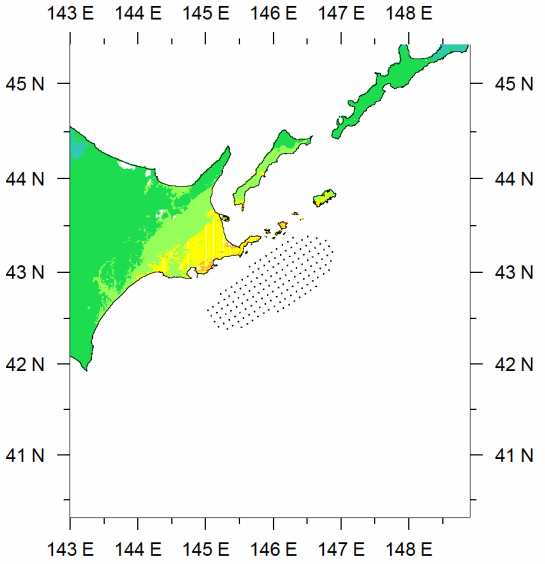
*9　三陸沖北部の地震



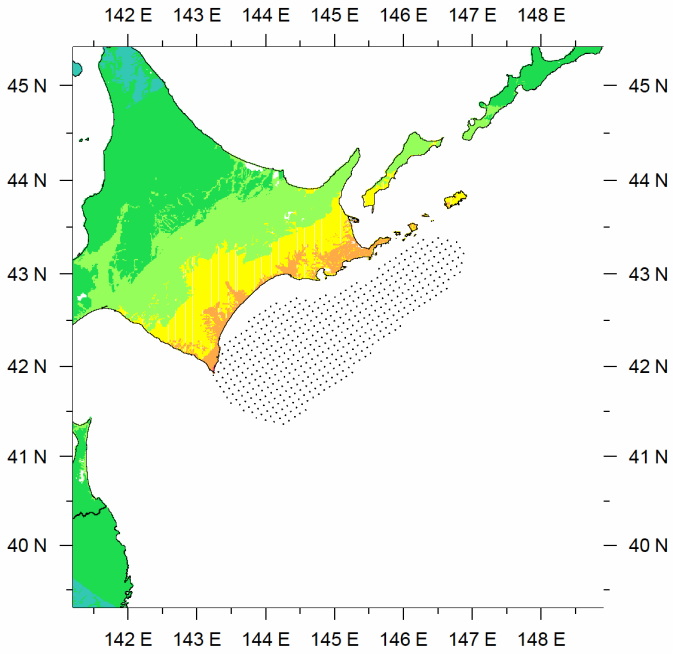
10　十勝沖の地震



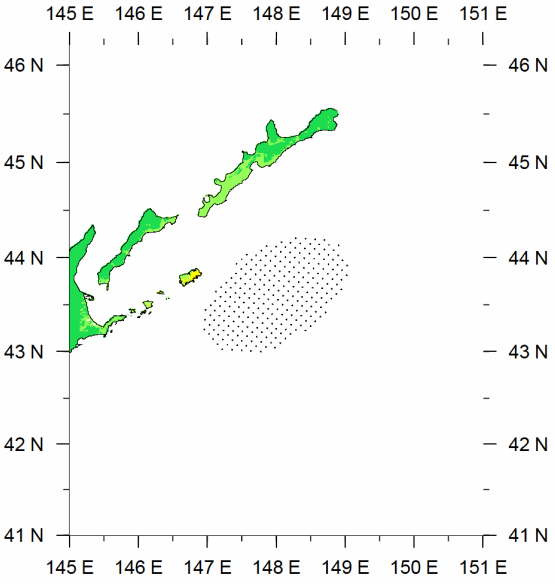
付図1-5(4)　各海溝型地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）
（*は、「詳細法」により強震動評価を実施した地震）



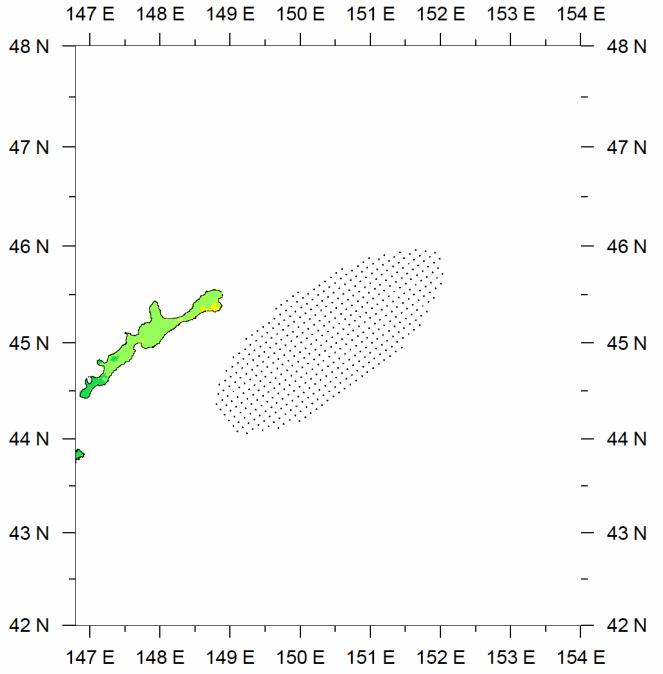
11　根室沖の地震



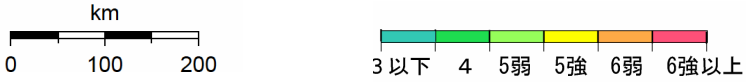
12　十勝沖の地震＋根室沖の地震（連動）



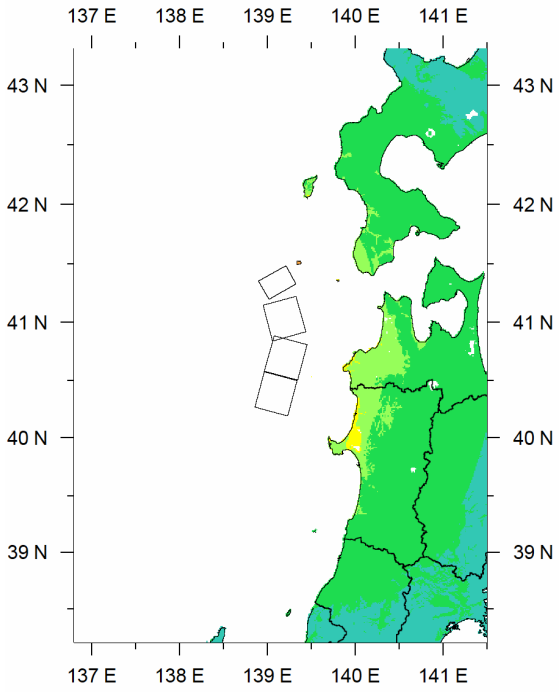
13　色丹島沖の地震



14　択捉島沖の地震

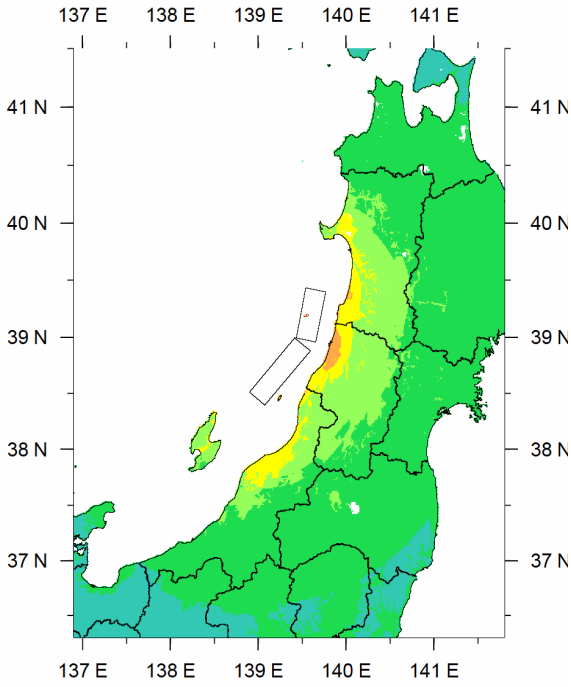


付図1-5(5)　各海溝型地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）



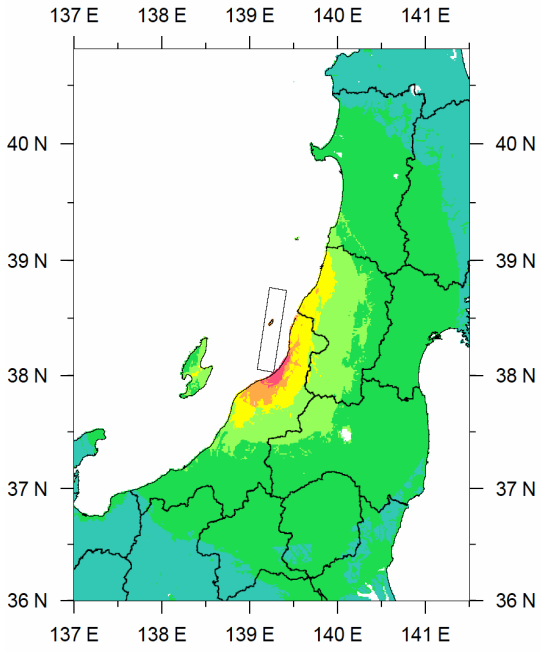
15.AOMORIKEN-SEIHOU-OKI

15　青森県西方沖の地震

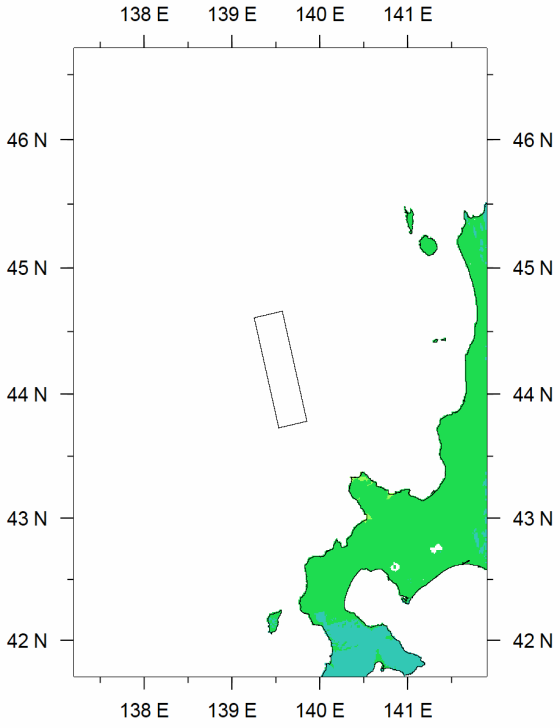


16.YAMAGATAKEN-OKI

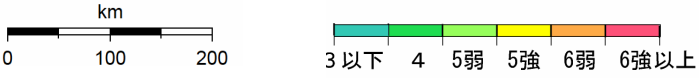
16　山形県沖の地震



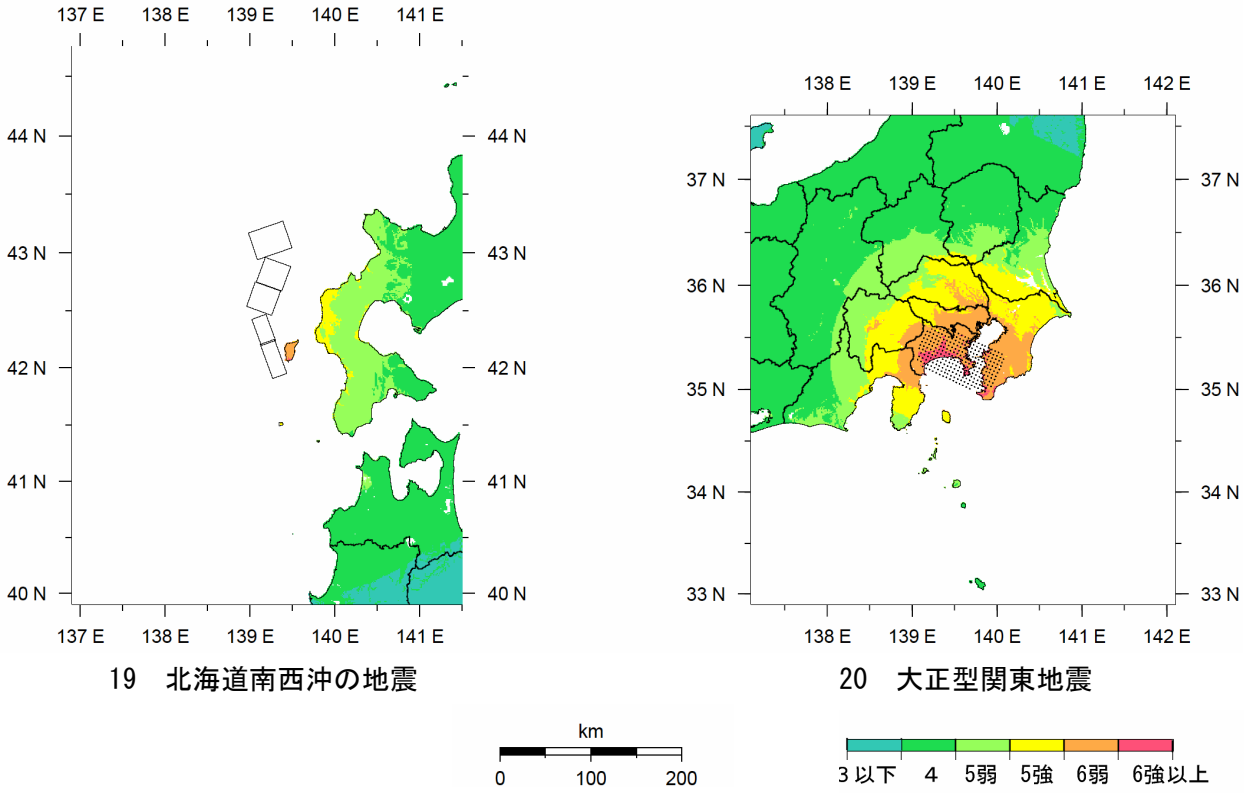
17　新潟県北部沖の地震



18　北海道西方沖の地震



付図1-5(6)　　各海溝型地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）



19　北海道南西沖の地震

20　大正型関東地震

付図1-5(7)　　各海溝型地震に対して予測された地表の震度分布図（つづき）

付録２．　中央防災会議による東海地震、東南海地震、南海地震を想定した強震動評価結果の紹介

中央防災会議では、東海地震、東南海地震、南海地震の防災対策を講じるため、「東海地震に関する専門調査会」、「東海地震対策専門調査会」及び「東南海、南海地震等に関する専門調査会」を発足し、予測される震度分布等を公表している。ここでは、公表されている会議資料を参照し、その結果について紹介する。

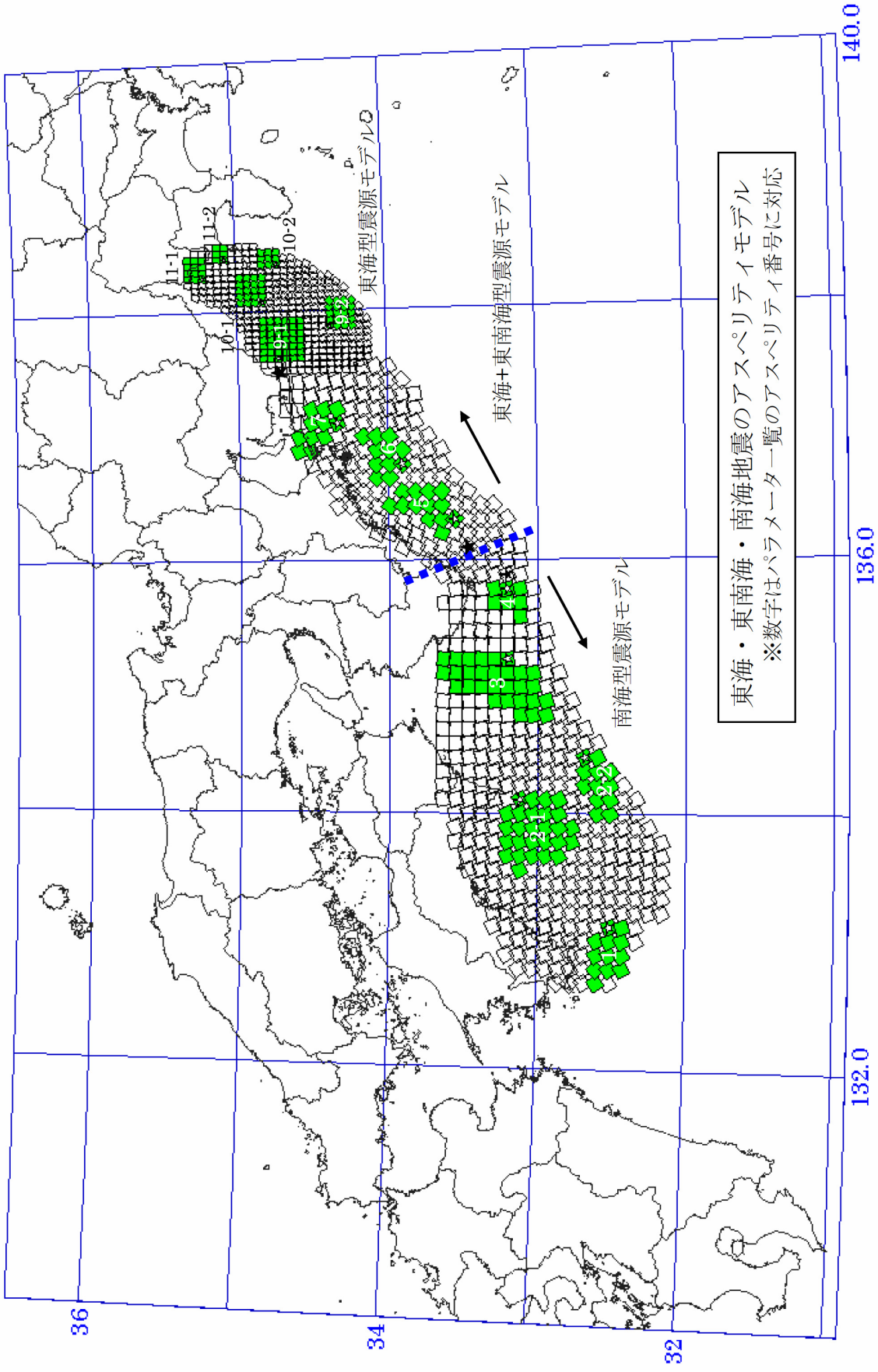
中央防災会議では、東海、東南海、南海地震等の発生ケースについて、これまでの活動履歴を考慮して、次の６つのケースを検討している。

（１）東海地震単独で発生する場合
（２）東南海地震単独で発生する場合
（３）南海地震単独で発生する場合
（４）東海地震と東南海地震の震源域が同時に破壊される場合
（５）東南海地震と南海地震の震源域が同時に破壊される場合
（６）東海地震、東南海地震、南海地震の震源域が同時に破壊される場合

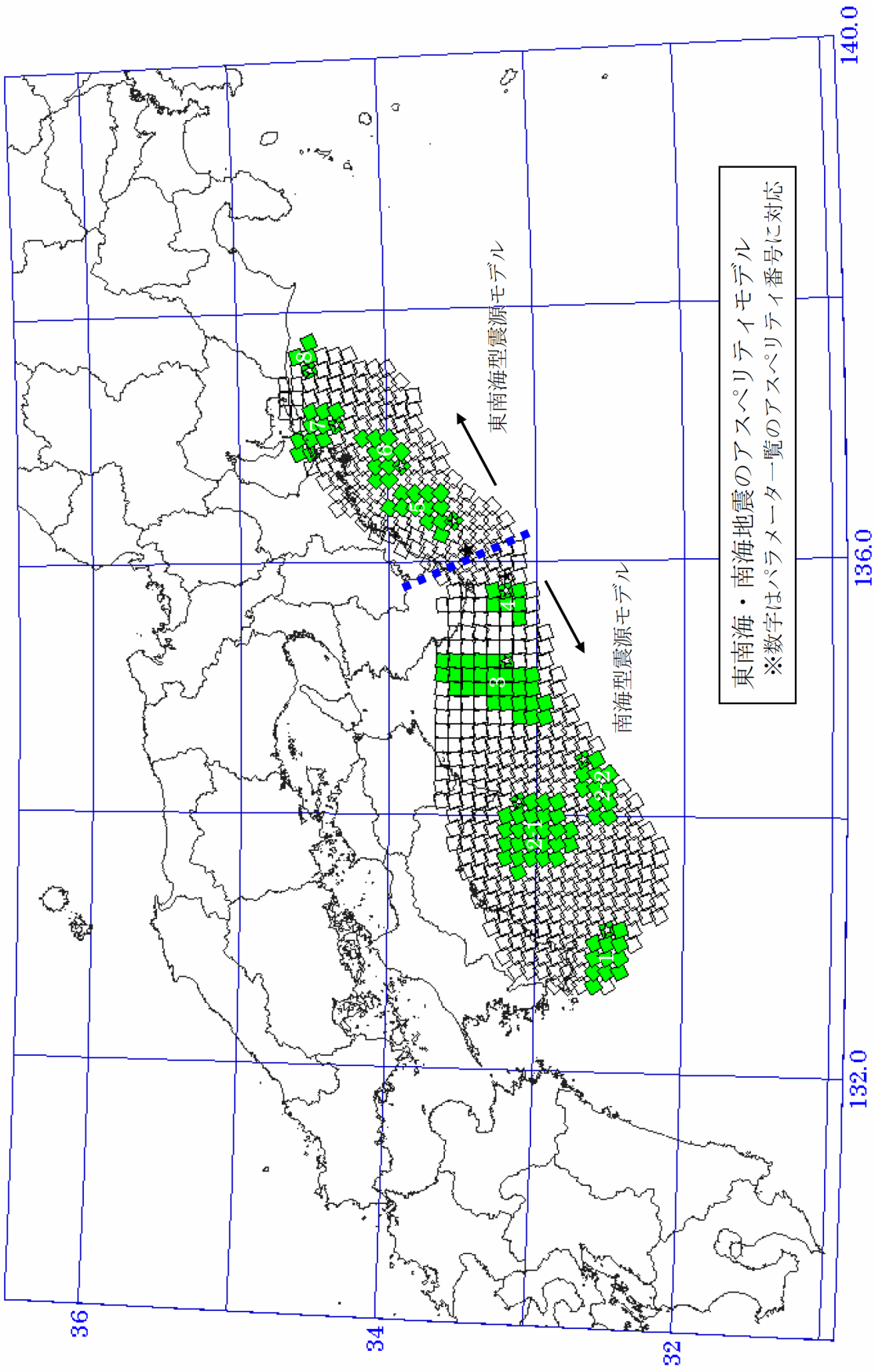
付図2.1-1、2に各ケースのアスペリティモデル（震源断層モデル）を示す。震源域については、地震調査委員会での検討結果等を踏まえ、強震動計算結果と過去の地震に被害実態とを比較検討し、必要な修正を行った上で設定している。

付図2.1-3～8に各ケースの震度分布図を示す。震度の色調は、地震調査委員会が公表している強震動結果の表示に用いるものに統一していることに注意されたい。また、東海地震については、想定した４ケースの最大値を用いた震度分布図をここでは示している。

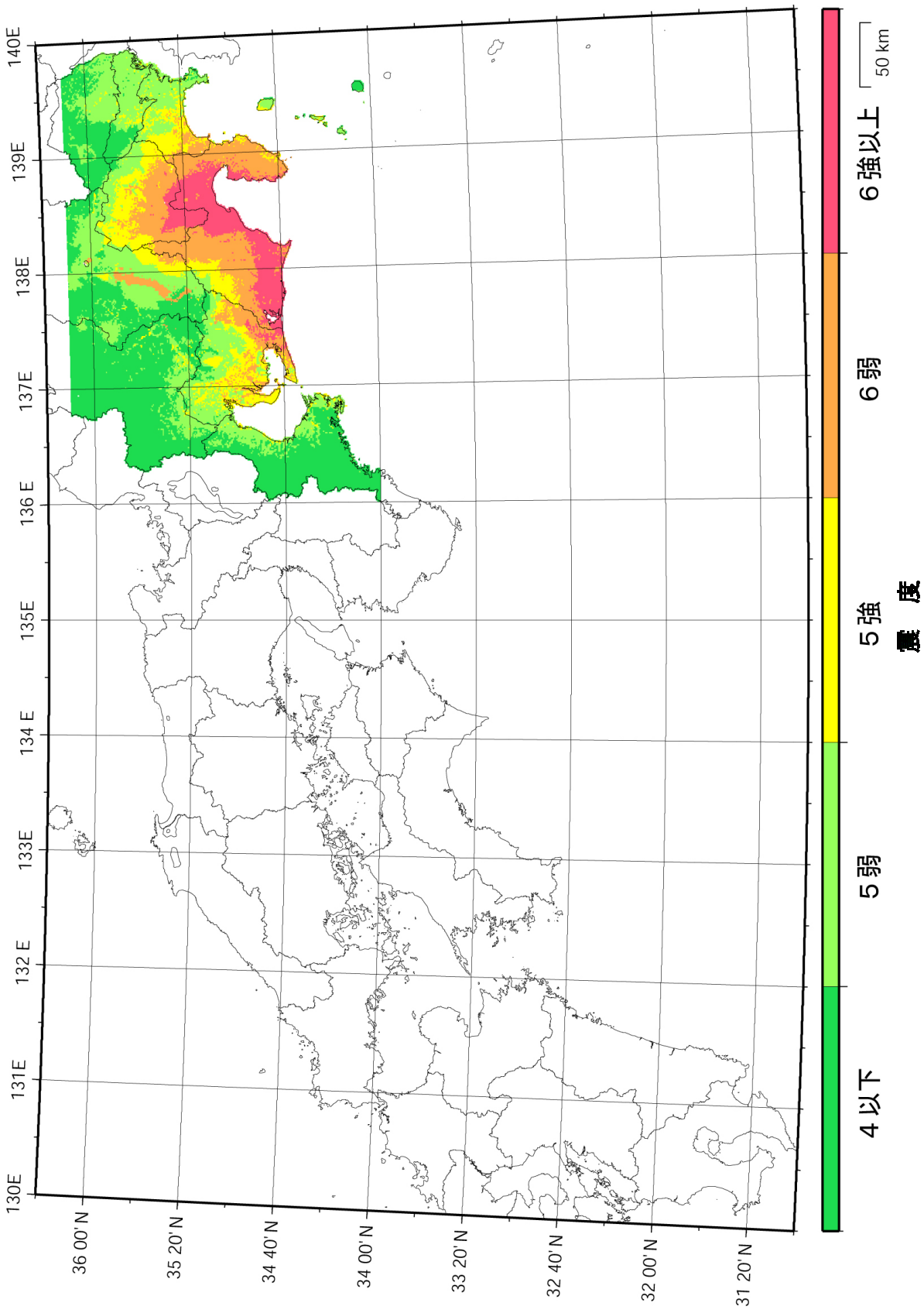
なお、詳細については、中央防災会議のホームページ（http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/）を参照されたい。



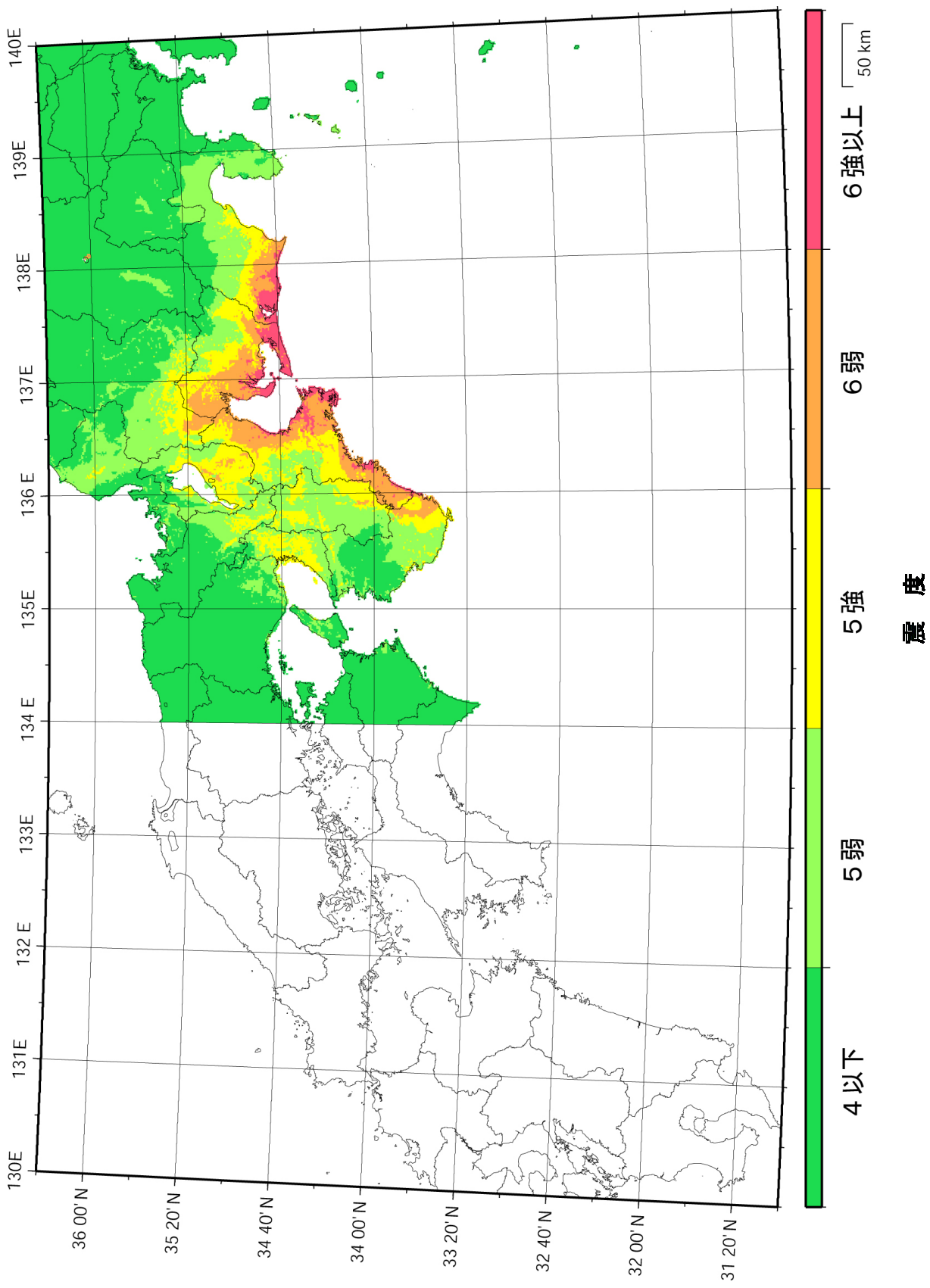
付図2-1　中央防災会議による東海地震・東南海地震・南海地震のアスペリティモデル



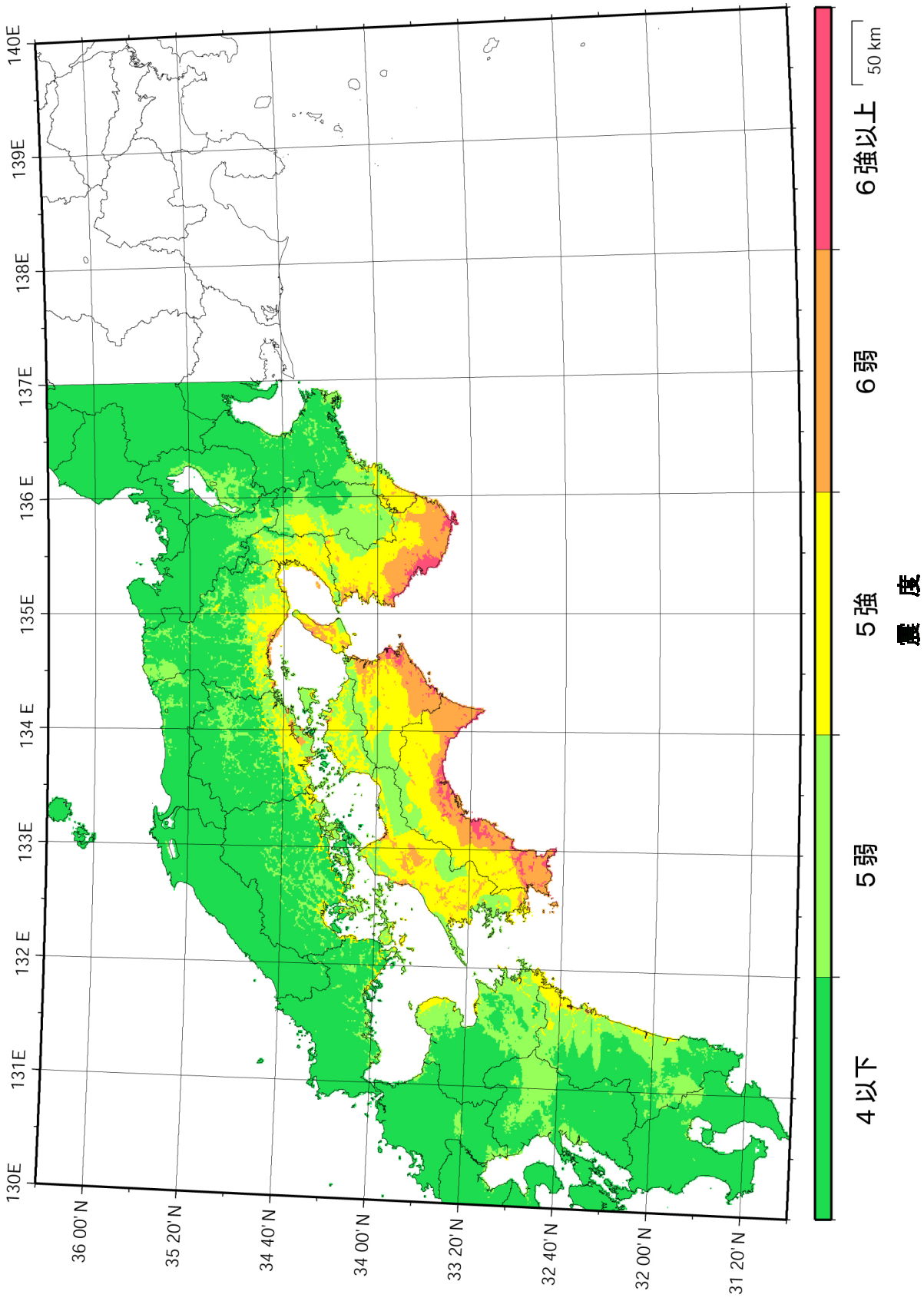
付図2-2　中央防災会議による東南海地震・南海地震のアスペリティモデル図



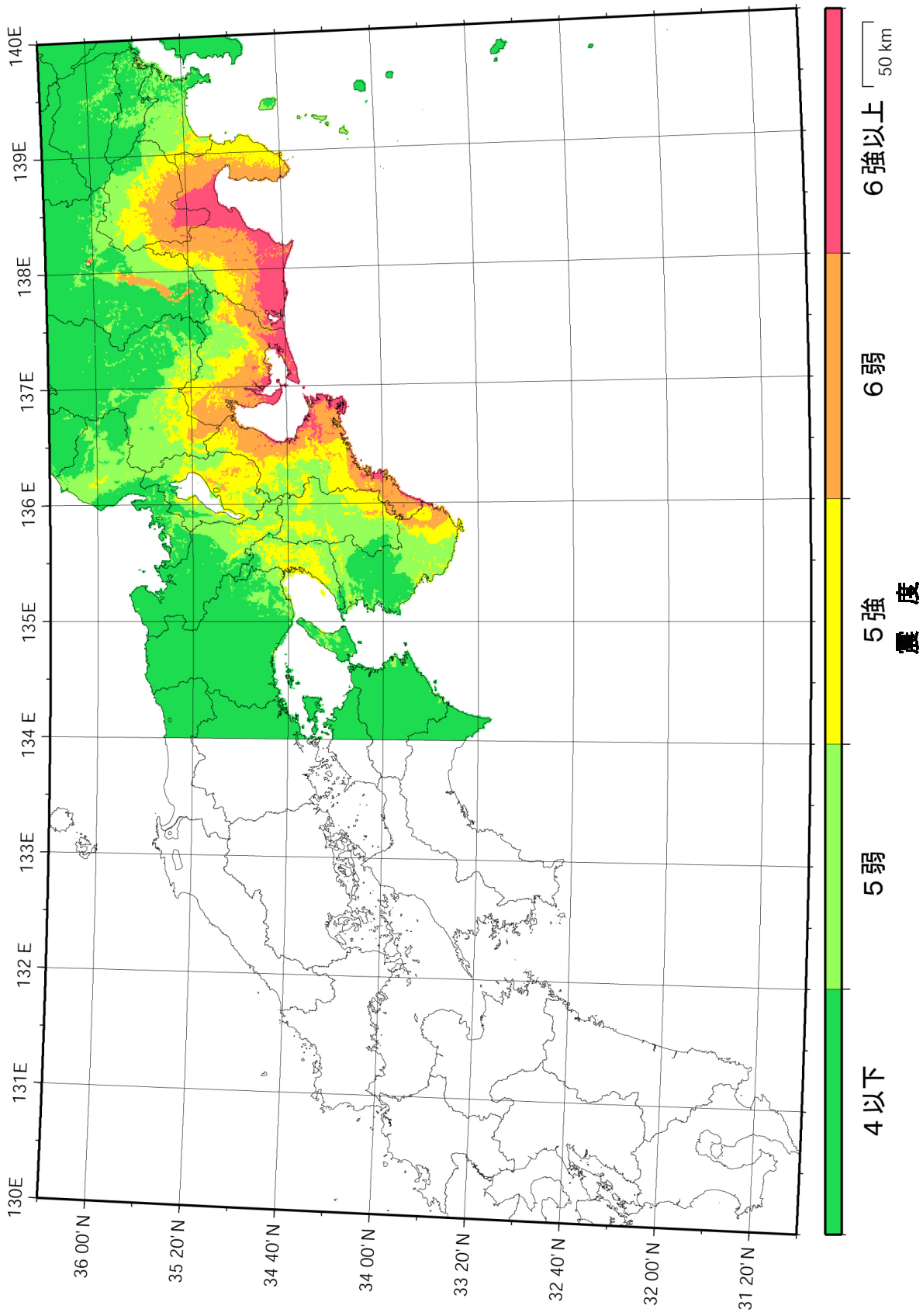
付図2-3　中央防災会議が推定した、東海地震が発生する場合の震度分布図



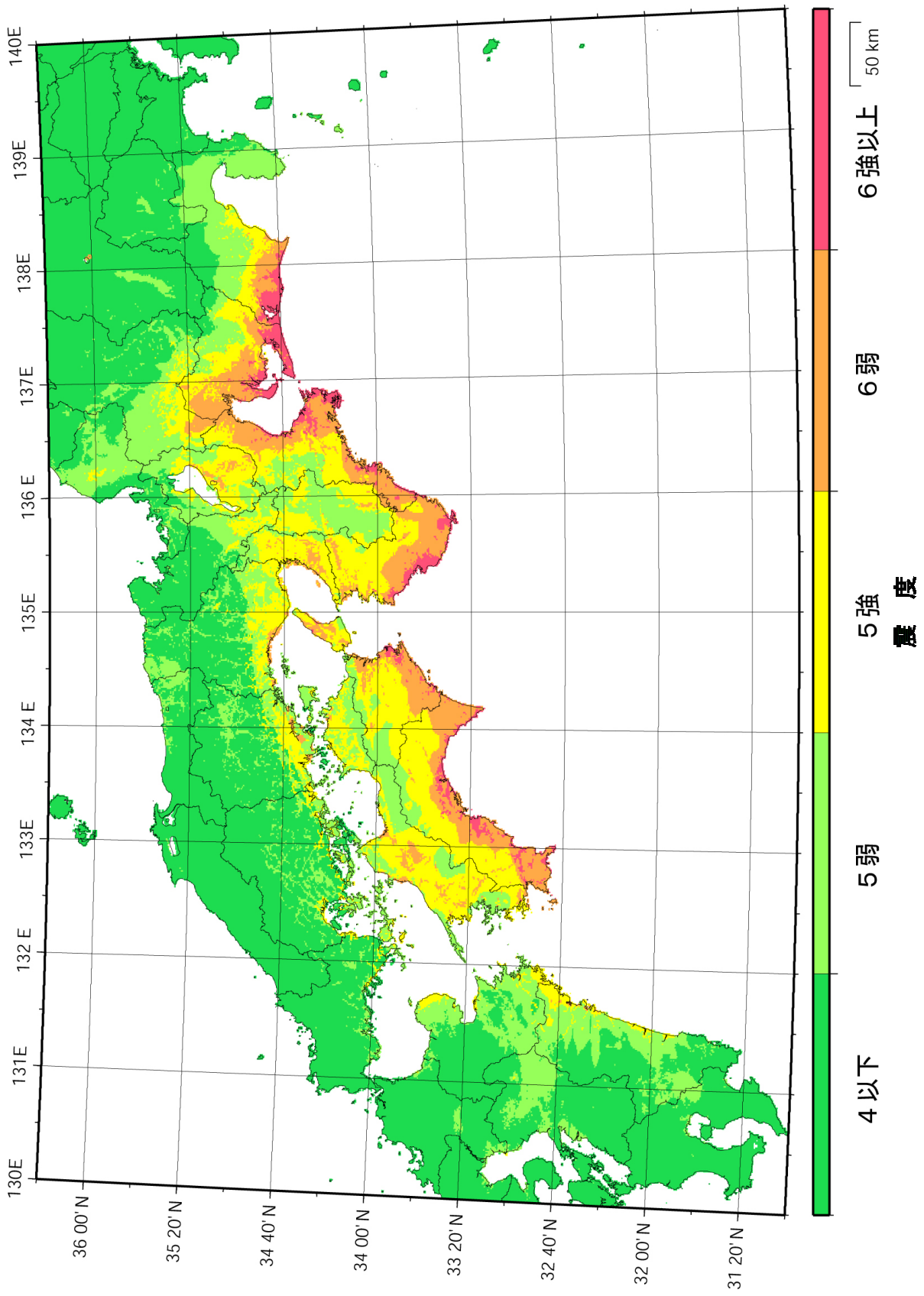
付図2-4　中央防災会議が推定した、東南海地震が発生する場合の震度分布図



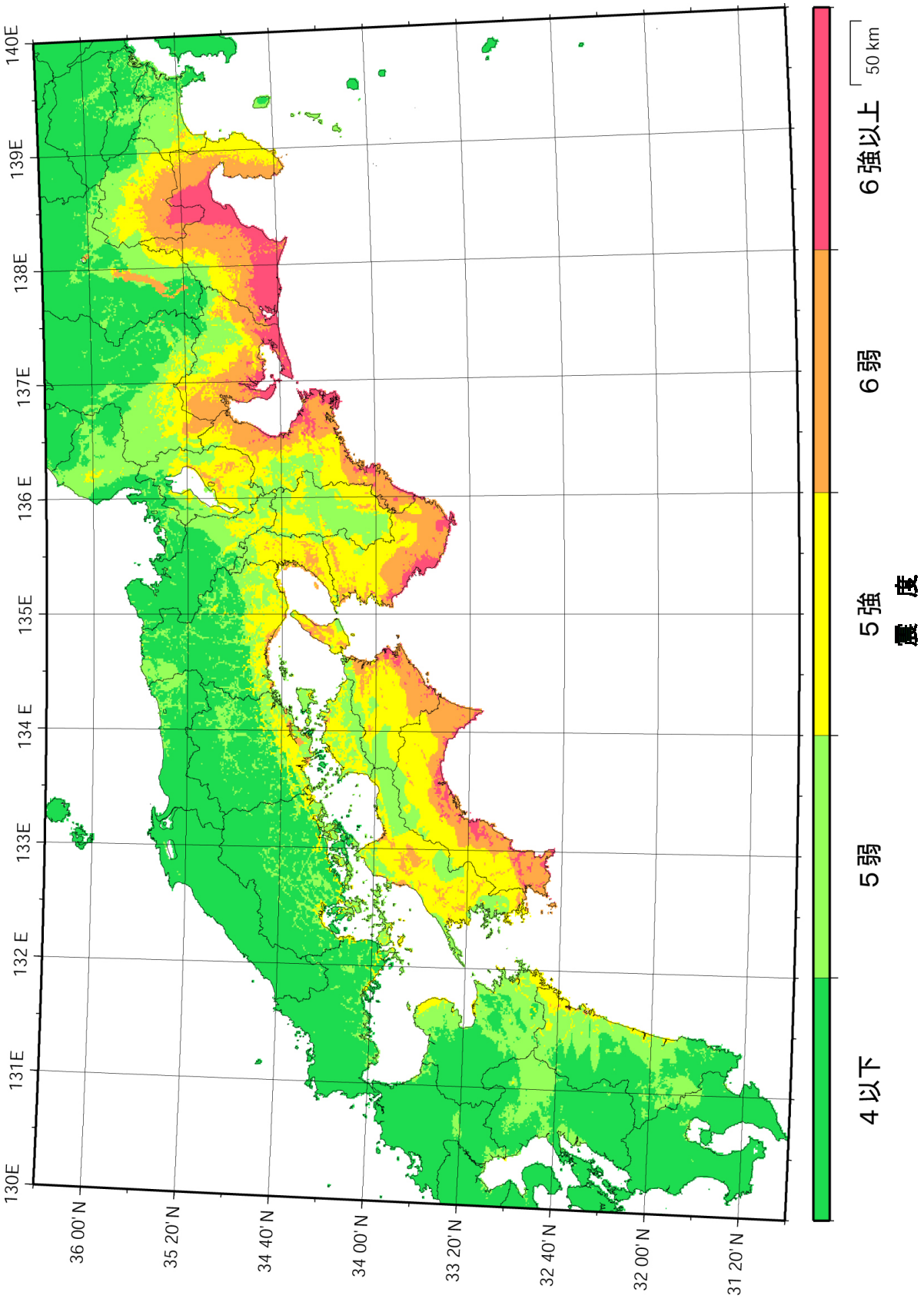
付図2-5　中央防災会議が推定した、南海地震が発生する場合の震度分布図



付図2-6　中央防災会議が推定した、東海地震と東南海地震の震源域が同時に破壊される場合の震度分布図



付図2-7　中央防災会議が推定した、東南海地震と南海地震の震源域が同時に破壊される場合の震度分布図



付図2-8　中央防災会議が推定した、東海地震、東南海地震、南海地震の震源域が同時に破壊される場合の震度分布図