

## 琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価について

平成 16 年 6 月 21 日  
地震調査研究推進本部  
地震調査委員会

地震調査研究推進本部は、「地震調査研究の推進について―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策―」(平成 11 年)において、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を当面推進すべき地震調査研究の主要な課題とし、このため、強震動予測手法の高度化を推進することを項目の一つとして挙げた。

これを受け、地震調査委員会は、「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、強震動の評価手法として「詳細法」<sup>1</sup>について検討するとともに、それを用いた強震動の評価を行うこととしている。強震動評価部会はその一環として、活断層で発生する地震に適用する強震動予測手法について検討を進め、その成果は活断層帯の地震を想定した強震動評価<sup>2,3</sup>などとして公表した。今回、この手法を基に琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価を取りまとめたので報告する。

なお、今回行った「詳細法」における工学的基盤までの強震動評価は、現在までに得られている最新の知見を総合し、最適な手法を用いて行ったものである。ただし、浅層地盤の影響評価については利用できるデータが限られているため簡便な手法を用いた。地震動の計算に用いる地下構造モデルや微視的震源パラメータの精度良い推定には限界があることから、評価結果である地震動の数値は誤差を含んでいる。個別地域の防災対策の検討を行うにあたっては、この点に留意するとともに、地域の詳細な浅層地盤データに基づいてその影響を別途考慮する必要がある。

---

<sup>1</sup> 断層破壊過程や地下構造の固有の性質を詳細にモデル化し、地震動の時刻歴波形を計算する地震動予測手法（説明文 4.1 参照）。

<sup>2</sup> 地震調査委員会（2002）：糸魚川―静岡構造線断層帯（北部、中部）の地震を想定した強震動評価（平成 14 年 10 月 31 日公表）

<sup>3</sup> 地震調査委員会（2004）：砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価（平成 16 年 3 月 22 日公表）

## 琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価

地震調査委員会では、琵琶湖西岸断層帯について、その位置および形態、過去や将来の活動等に関する評価結果を「琵琶湖西岸断層帯の長期評価について」（地震調査委員会，2003b；以下「長期評価」という）<sup>4</sup>としてまとめ、公表している。今回、この報告を踏まえ、強震動評価を行ったので以下に報告する。

### 1 想定する震源断層

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る。全体として長さは約 59 km で、北北東-南南西方向に延びており、断層の西側が東側に対して相対的に隆起する逆断層である（図 1 参照）。「長期評価」によれば、断層帯全体が 1 つの区間として活動すると推定され、地震発生の長期確率には幅がある<sup>5</sup>が、その最大値をとると、本断層帯は今後 30 年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中では高い<sup>6</sup>グループに属する。

本報告では「長期評価」に基づき、上記の断層帯に対応する、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<sup>7</sup>を想定した。そのアスペリティの位置は、「長期評価」や既往文献を参照し、断層帯の中で平均変位速度が比較的大きいと推定された饗庭野（あいばの）断層付近および堅田（かたた）断層付近に設定した。震源断層モデルの傾斜角は、微小地震の震源分布や同断層帯の西に分布する花折（はなおれ）断層帯（地震調査委員会，2003a）<sup>8</sup>との位置関係を考慮して 70 度（西傾斜）に設定した。さらに、破壊開始点は、その位置を特定するだけの情報がないため、北のアスペリティ（第 1 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（第 2 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、破壊開始点の違いによる影響を評価した。

震源断層パラメータを表 1 に、各ケースにおける断層の形状、アスペリティおよび破壊開始点の位置を図 2 に示す。

<sup>4</sup> 地震調査委員会（2003b）：琵琶湖西岸断層帯の評価（平成 15 年 6 月 11 日公表）

<sup>5</sup> 0.09%~9%

<sup>6</sup> 「長期評価」では 3%以上：「高い」、3%~0.1%：「やや高い」と表記している。

<sup>7</sup> 震源断層面の中で特に強い地震波が発生する領域（すべり量や応力降下量が大い領域）。

<sup>8</sup> 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）

## 2 用いた地下構造モデル

地震波は、一般的には震源断層から上部マントル層を含む地下を伝わり、次第に減衰していく。しかし、地震基盤<sup>9</sup>から上の工学的基盤<sup>10</sup>までの地盤構造（以下「深い地盤構造」という）の影響および工学的基盤から地表に分布する地盤構造（以下「浅い地盤構造」という）のごく地域的な影響により増幅される。このため、琵琶湖西岸断層帯の震源断層を含む強震動評価を行う範囲において、地下構造モデルを作成した。

「深い地盤構造」のモデルの作成にあたっては、既存の地下構造モデル（大阪平野および京都盆地）、各種物理探査結果、ボーリング調査および物理検層の結果、地質資料等の情報の収集・整理を行った。さらに、今回は盆地下や山間部の基盤岩類等について風化帯（速度の低い層）の存在を評価し、これらを基に地質構造と速度層構造の対比を行った上で「深い地盤構造」の三次元地下構造モデルを作成した。この結果を見ると、琵琶湖周辺からその南方、及び大阪平野とその西方（大阪湾）にかけて、堆積層が厚く地震基盤が深くなっている（図3参照）。一方、「浅い地盤構造」のモデルについては、地盤調査データが乏しいことから地形分類データに基づいて概略評価している。これにより求めた「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率を図4に示した。評価範囲内では、大阪平野、京都盆地、奈良盆地および近江盆地といった平野部・盆地部において増幅率が高い傾向が認められる。

## 3 予想される強震動

設定した震源断層と地下構造に基づき、評価範囲について約1kmサイズのメッシュごとに強震動予測を行った。

図5にそれぞれのケースの震度分布を示す。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ケース1では、破壊伝播方向にある第1アスペリティとディレクティブティ効果<sup>11</sup>が相乗して、このアスペリティの南東側に震度6強以上の強い揺れが予測された。震源断層から離れている大阪平野東部およ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）と予測された地域が見られるが、これは、厚い堆積層（「深い地盤構造」）の影響とディレクティブティ効果によりやや長周期の地震動が増幅され、さらに大阪湾岸は、埋め立て地盤（「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。

<sup>9</sup> S波速度3km/s程度の堅固な岩盤

<sup>10</sup> S波速度400~700m/s程度の地盤

<sup>11</sup> 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合い、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。

ケース2の震度分布でも、アスペリティからの距離が近く、「浅い地盤構造」での増幅率の高い地域で震度が大きくなる特徴は共通している。ケース2では、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強以上の揺れが予測された。ケース1で震度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は、ケース2では、同地域が破壊の伝播方向と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。

強震動予測結果の検証として、震源断層からの最短距離と最大速度の予測結果の関係を既存の距離減衰式(司・翠川, 1999)と比べた(図6参照)。全体的に予測結果は距離減衰式と良い対応を示している。

なお、計算手法の検証としては、ここで用いた手法と同様の手法により兵庫県南部地震の強震動評価(地震予知総合研究振興会, 1999)および鳥取県西部地震の強震動評価(地震調査委員会強震動評価部会, 2002)を行っており、それぞれの評価結果が震度分布や観測記録を説明できることを確認している。

#### 4 今後に向けて

本断層帯における強震動評価では、破壊開始点の位置を特定するだけの情報がなかったため破壊開始点の位置を変えた二つのケースで強震動予測計算を行い、その違いを検討した。今後の活断層ならびに深部構造の調査研究により、想定するケースを絞り込める可能性がある。

想定震源断層パラメータのうち断層の傾斜角が不明であったため、地震発生層において並走する高角度の花折断層帯と交差しない位置関係を保つ傾斜角を想定した(説明文2.1(3)参照)。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となる。したがって、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。

今後、強震動予測の精度をさらに高めていくためには、中小地震観測記録を用いた手法や深部構造探査などによる詳細な三次元地下構造モデル(風化等も勘案した「深い地盤構造」および「浅い地盤構造」のモデル)の設定が必要である。

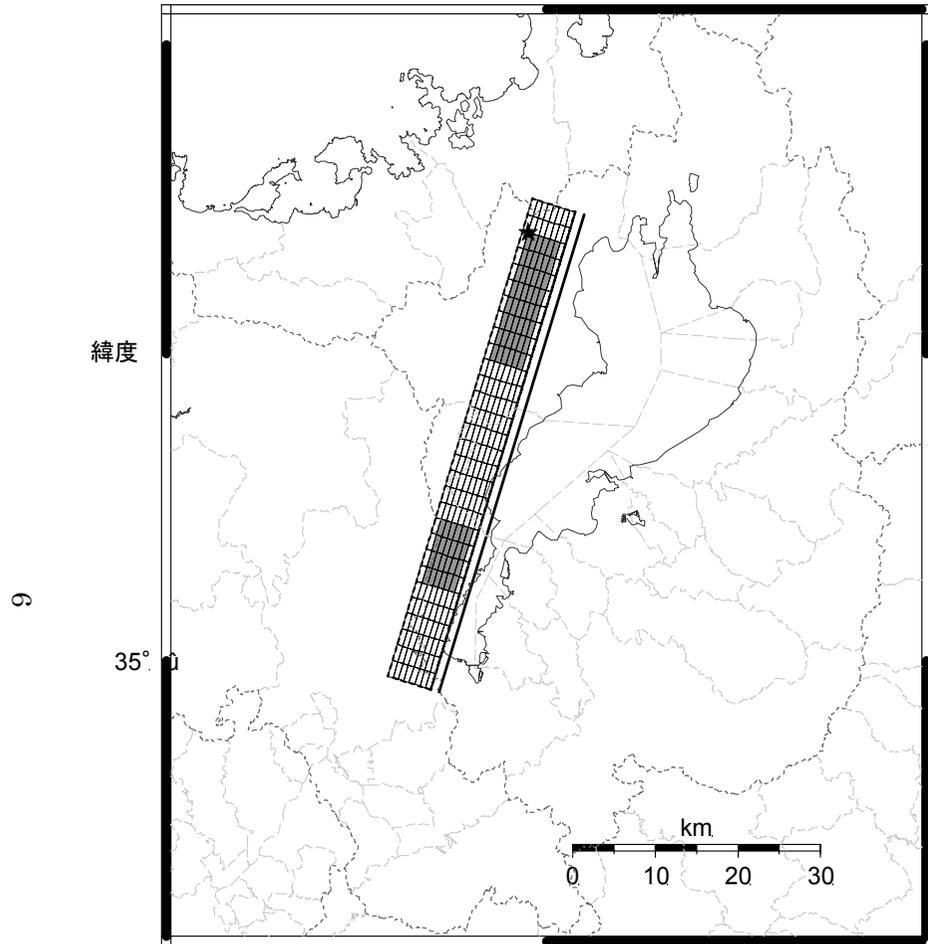
表 1 琵琶湖西岸断層帯の特性化震源モデルのパラメータ

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 $S$	レスビ1-1 (2) $S=L \cdot W$	960.0 km <sup>2</sup>	
	断層上端深さ $D_s$	微小地震の発生を参考に設定	3.0 km	
	地震モーメント $M_0$	レスビ(3)式より導出 $M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^2$	5.13E+19 N・m	
	モーメントマグニチュード	$\log M_0(\text{N} \cdot \text{m}) = 1.5 * M_w + 9.1$	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 $\Delta \sigma$	レスビ <sup>2</sup> (15)式より導出 $\Delta \sigma = 7/16 * M_0 / R^3$	4.2 MPa	
	剛性率 $\mu$	$\mu = \rho \beta^2, \rho = 2.7 \text{g/cm}^3, \beta = 3.4 \text{km/s}$	3.12E+10 N/m <sup>2</sup>	
	平均すべり量 $D$	レスビ(5)式より導出 $D = M_0 / (\mu S)$	171.3 cm	
	S波速度 $\beta$	地下構造モデルから設定	3.4 km/s	
短周期レベル $A$	レスビ <sup>2</sup> (6)式 $A = 2.46 * 10^{17} * M_0^{1/3}$	1.97E+19 N・m/s <sup>2</sup>		
微視的震源特性	全アスペリティ	総面積 $S_a$	$S_a = \pi r^2 \quad r = \frac{7\pi M_0 \beta}{4 AR}$	283.5 km <sup>2</sup>
		平均すべり量 $D_a$	$D_a = \gamma_D \cdot D$	342.6 cm
		地震モーメント $M_{0a}$	レスビ <sup>2</sup> (5)式 $M_{0a} = \mu S_a D_a$	3.03E+19 N・m
		静的応力降下量 $\Delta \sigma_{asp}$	レスビ <sup>2</sup> (14)式 $\Delta \sigma_{asp} = 7/16 * M_0 / (r^2 R)$	14.2 MPa
	第1アスペリティ	アスペリティ位置	地震調査委員会報告書(2003b)を参照し設定	饗庭野断層付近
		面積 $S_{a1}$	アスペリティ総面積を比例配分 (2/3)	189.0 km <sup>2</sup>
		平均すべり量 $D_{a1}$	レスビ <sup>2</sup> (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 $\sigma_{asp}$	$\sigma_{asp} = \Delta \sigma_{asp}$	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 <sup>2</sup>
		平均すべり量 $D_{a2}$	レスビ <sup>2</sup> (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 $\sigma_{asp}$	$\sigma_{asp} = \Delta \sigma_{asp}$	14.2 MPa
	背景領域	地震モーメント $M_{0b}$	レスビ <sup>2</sup> (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 <sup>2</sup>
		平均すべり量 $D_b$	レスビ <sup>2</sup> (13)式 $D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$	99.5 cm
実効応力 $\sigma_b$		レスビ <sup>2</sup> (17)式 $\sigma_b = (D_b / W_b) / (D_{asp} / W_{asp}) * \sum S_{ai}^3 / S_a^3 * \sigma_{asp}$	3.2 MPa	
その他の震源特性	破壊開始点	レスビ <sup>2</sup> 1-3(2)	アスペリティ下端部	
	破壊伝播形式	レスビ <sup>2</sup> 1-3(3)	同心円状	
	破壊伝播速度 $V_R$	レスビ <sup>2</sup> (22)式 $V_R = 0.72 * \beta$	2.4 km/s	

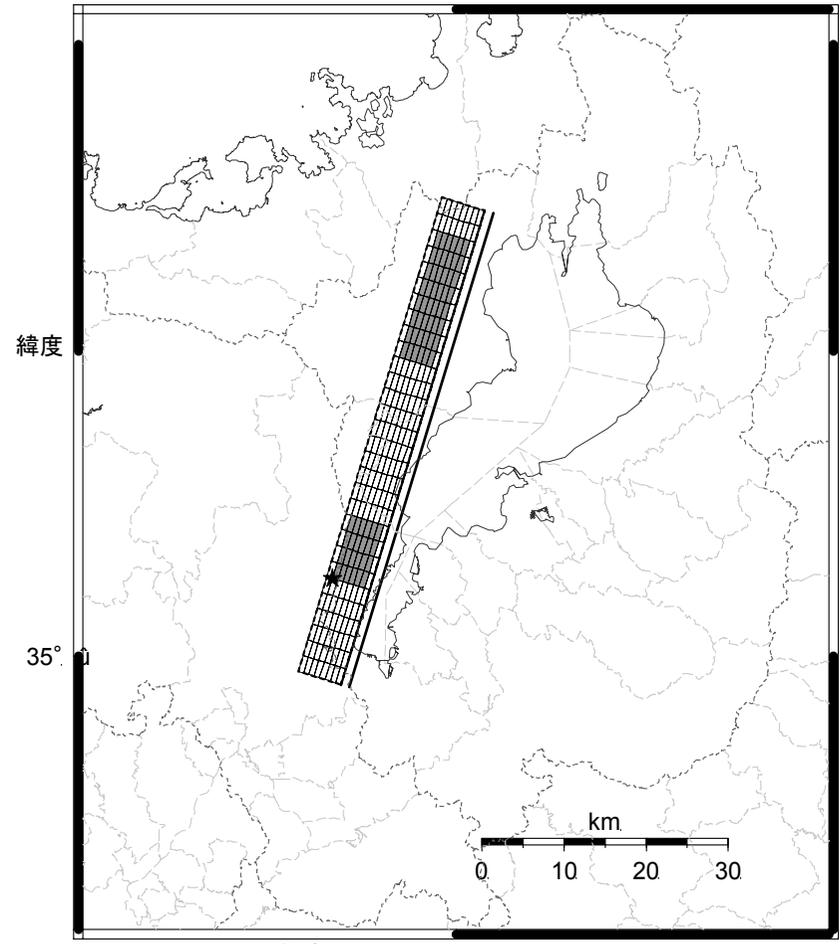


1：石庭地点 2：弘川地点 3：饗庭地点 4：針江付近 5：比良沖地点  
 6：真野地点 7：衣川地点 8：比叡辻地点 A：文献6  
 活断層の位置は文献4及び文献8に基づく。  
 ●：断層帯の北端と南端  
 基図は国土地理院発行数値地図200000「岐阜」，「名古屋」，「宮津」及び「京都及大阪」を使用。

図1 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（2003b）に加筆）



経度 136°  
ケース 1 (破壊開始点が北下端)



経度 136°  
ケース 2 (破壊開始点が南下端)

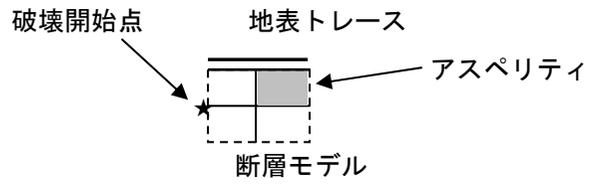


図 2 震源断層モデル

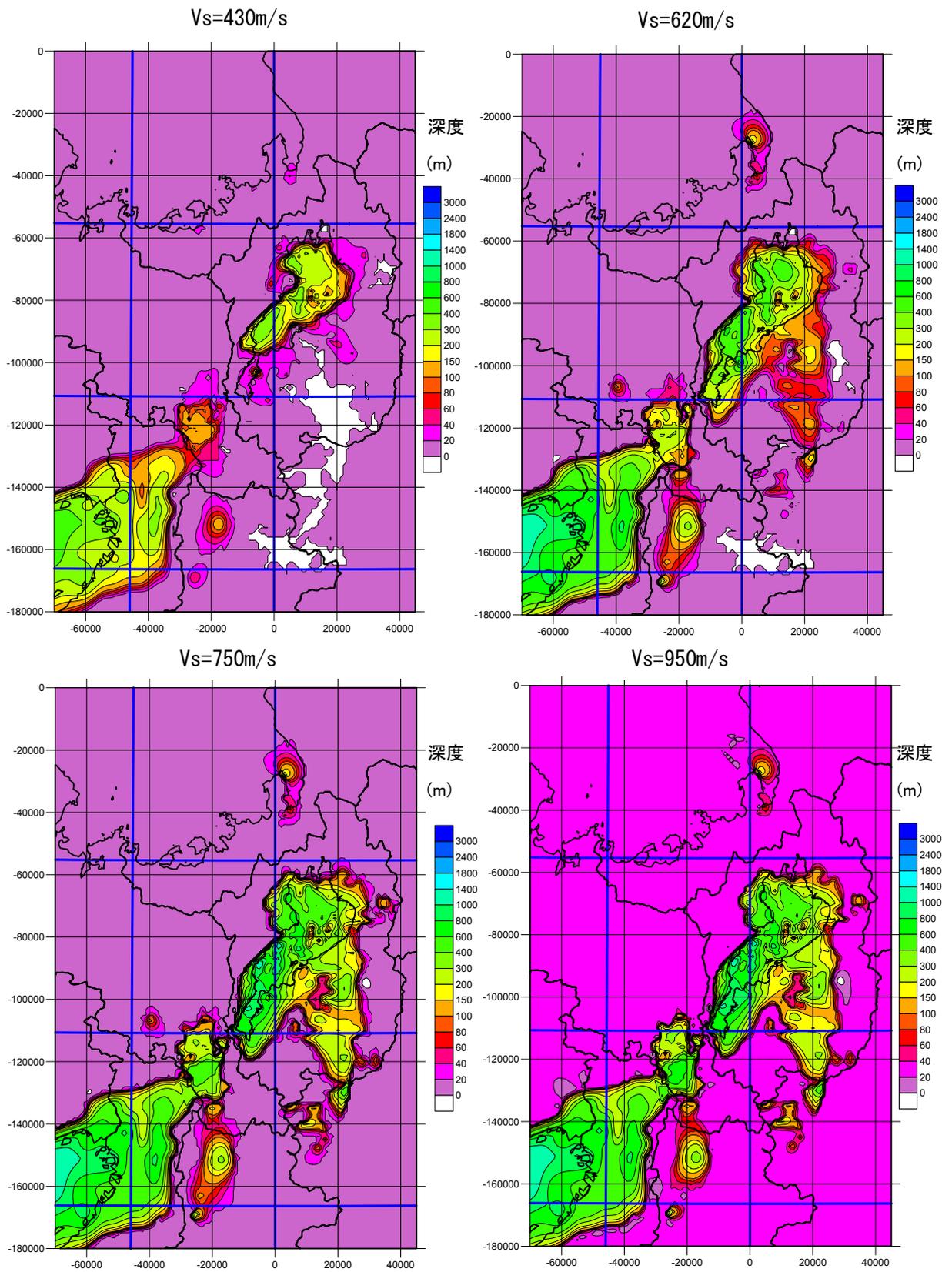


図3-1 「深い地盤構造」のモデル（各速度層上面の深さ分布）

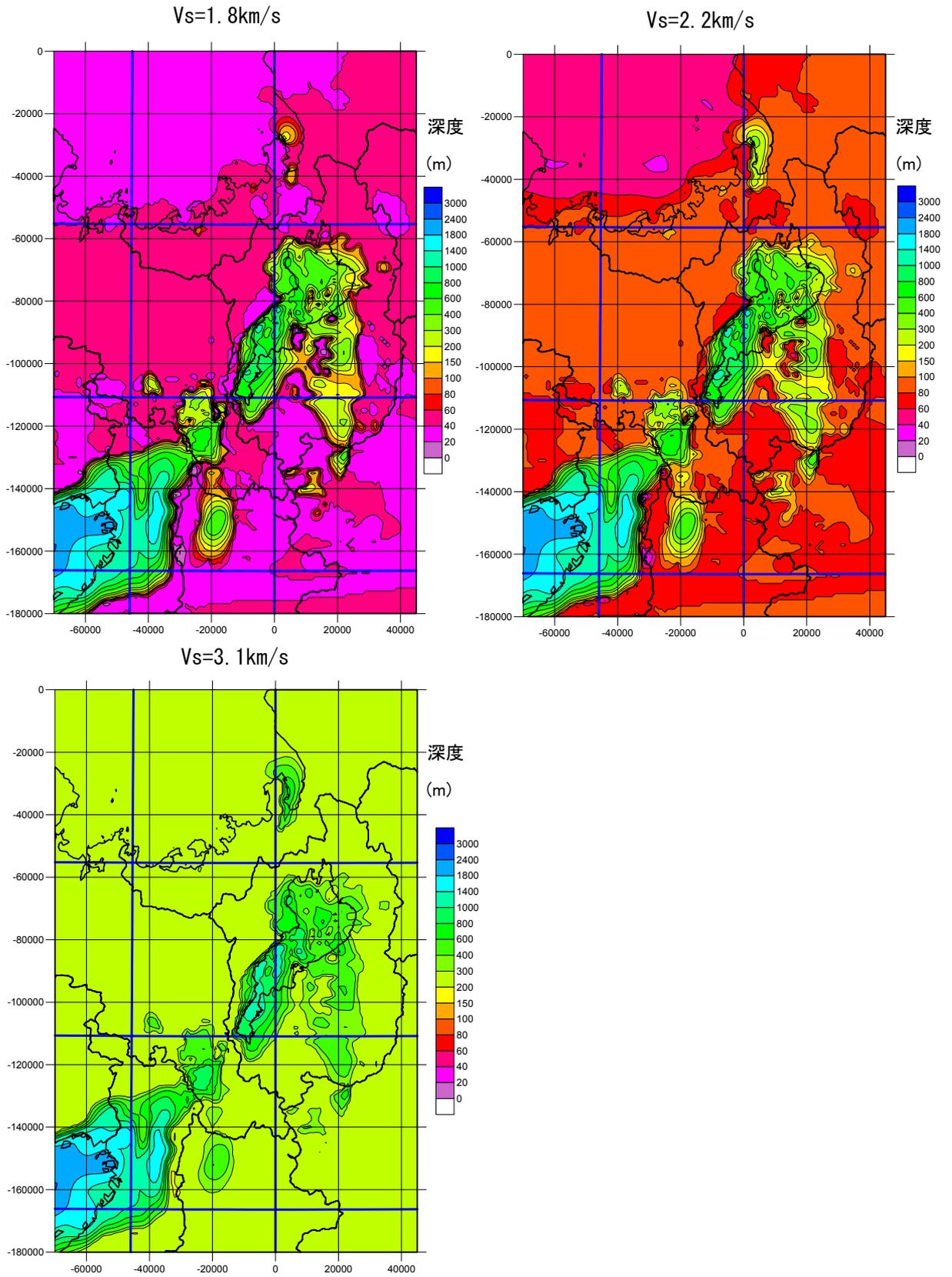


図3-2 「深い地盤構造」のモデル（各速度層上面の深さ分布）

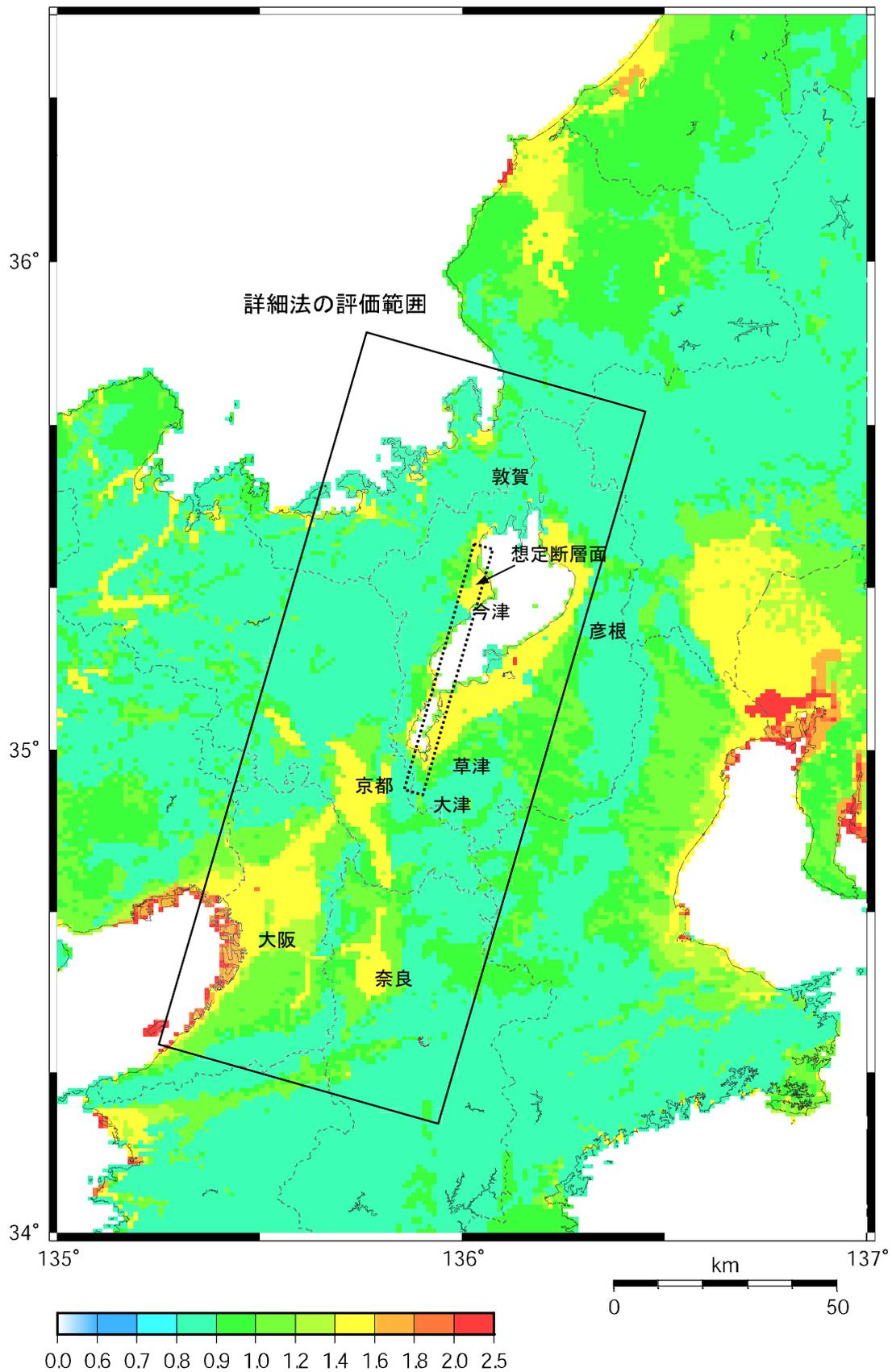
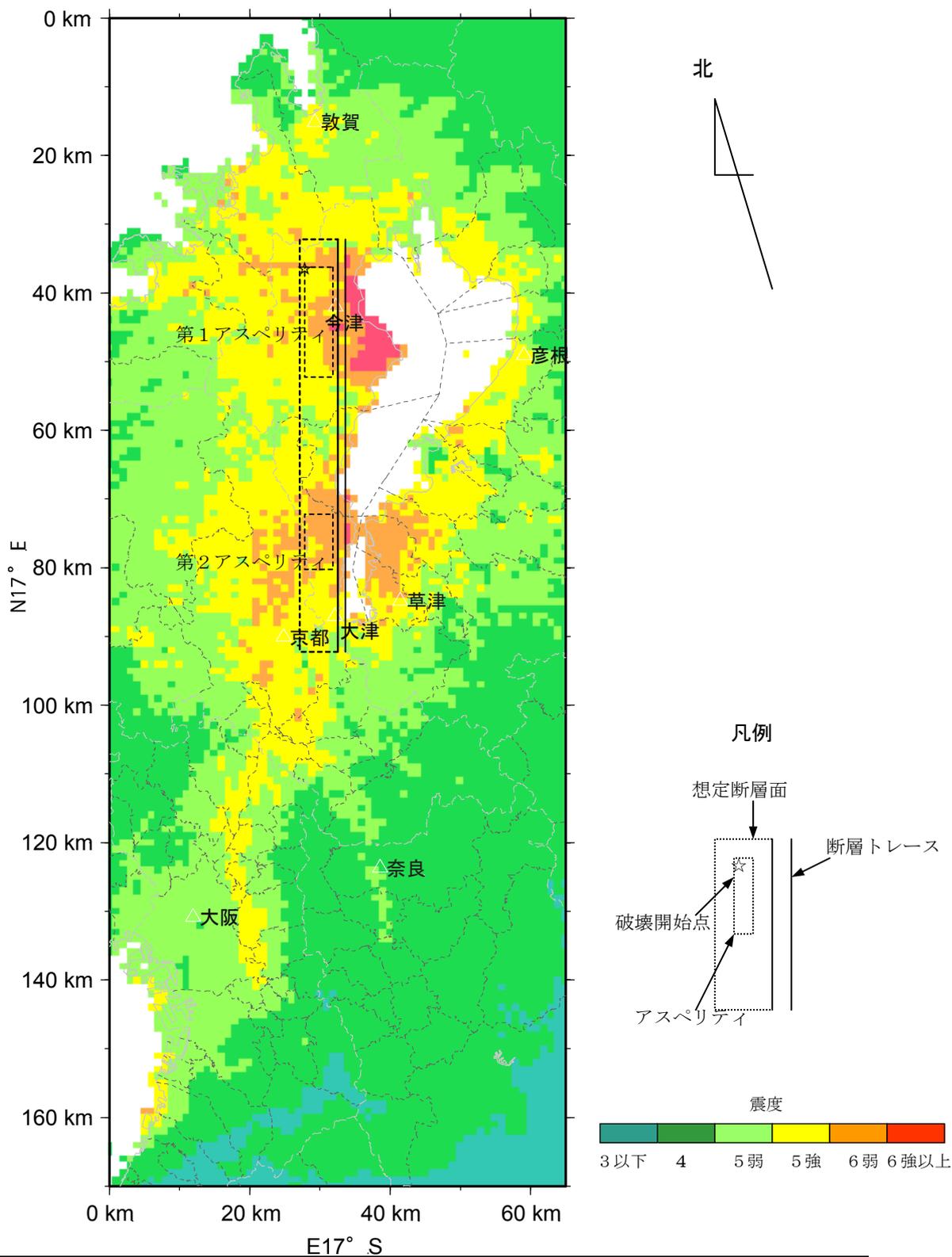
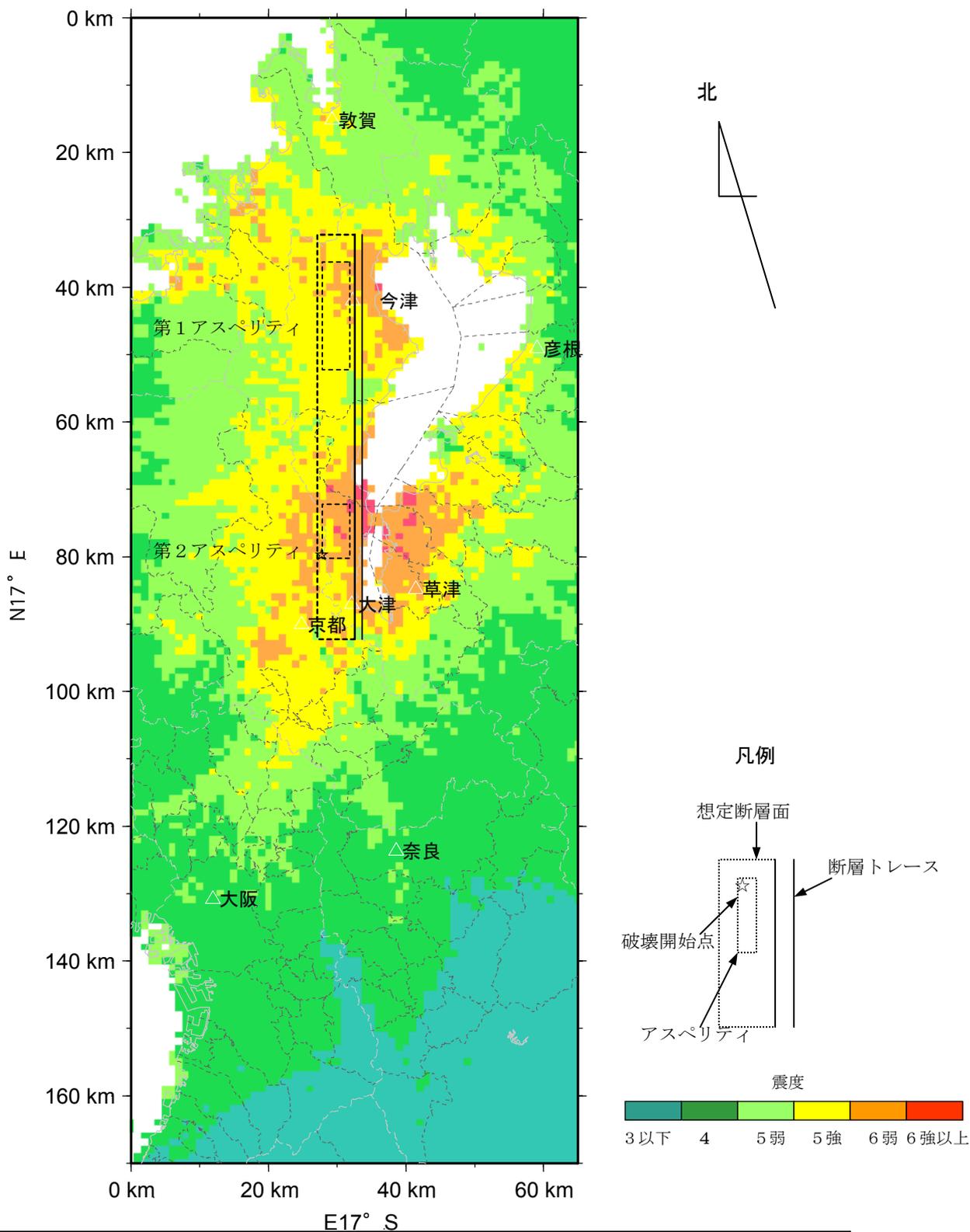


図4 「浅い地盤構造」(工学的基盤 ( $V_s=400\text{m/s}$  相当) から地表まで)での最大速度の増幅率



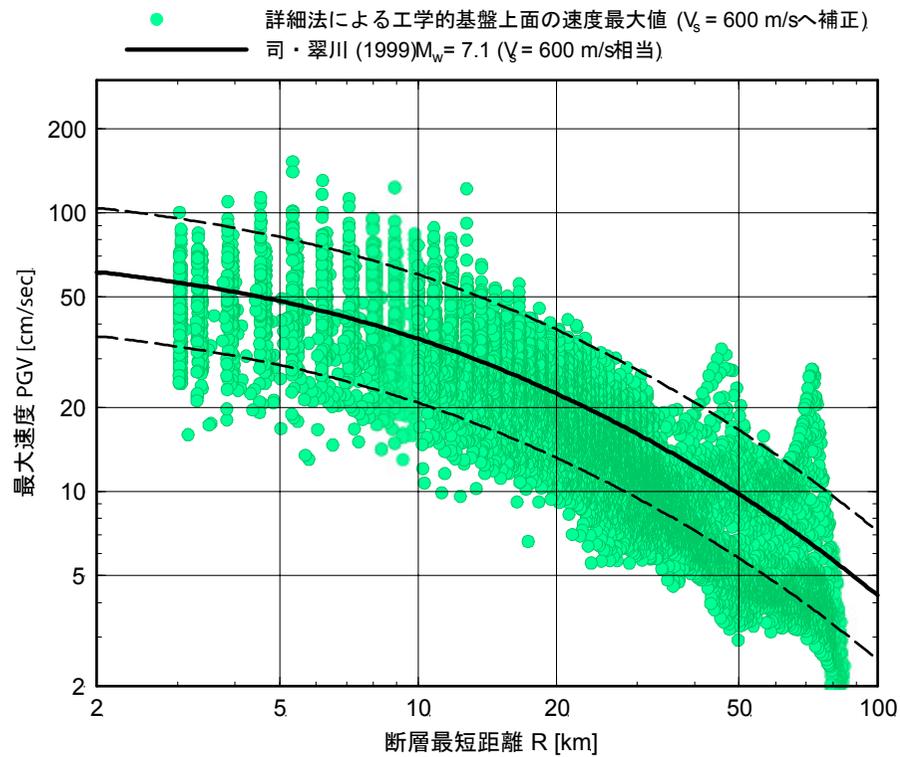
※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。上の図は、震度分布の大きさや形状を概観するためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

図5-1 「詳細法」による強震動評価結果：震度分布図（ケース1）

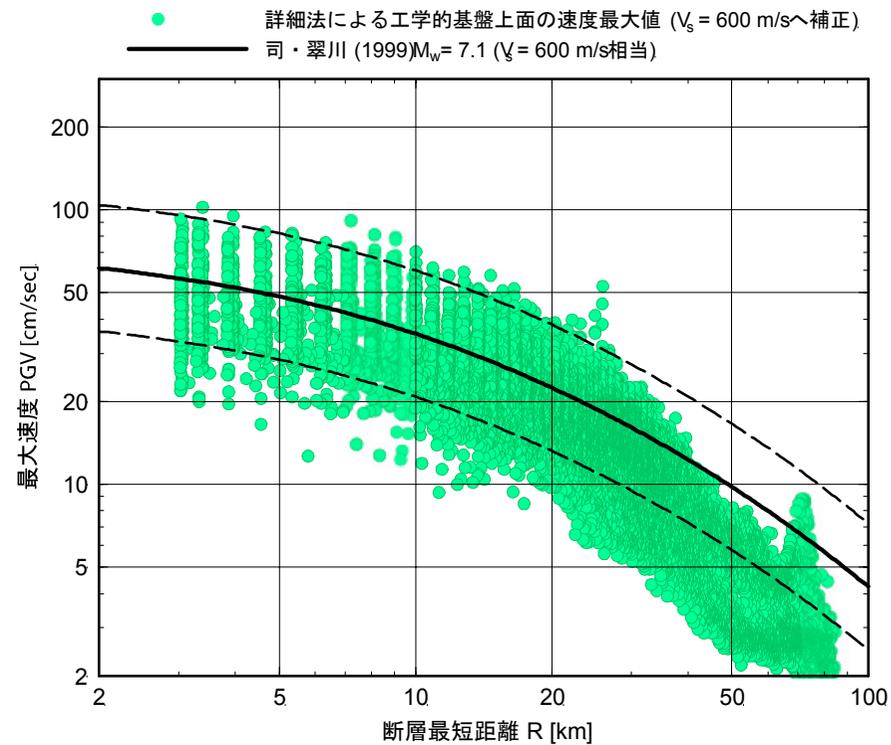


※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。上の図は、震度分布の大きさや形状を概観するためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

図5-2 「詳細法」による強震動評価結果：震度分布図（ケース2）



ケース 1



ケース 2

図6 「詳細法工学的基盤」における最大速度を  $V_s=600\text{m/s}$  相当に換算した値と司・翠川 (1999) の距離減衰式 ( $M_w=7.1$ ) との比較

琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価

(説明)

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

## 1. 強震動評価の概要

### 1.1 評価全体の流れ

琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価全体の流れを以下に示す。図7にはその作業内容をフローチャートにして示した。

- 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，2003b；以下、「長期評価」という）で示された活断層位置に沿うように一つの震源断層モデルを想定した。
- 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<sup>1</sup>を設定した（図9参照）。セグメントが大きいことより、大小二つのアスペリティを想定し、破壊開始点を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結果、ボーリング調査結果等より作成した。「浅い地盤構造」（3章参照）のモデルは国土数値情報の土地分類データ（国土地理院，1987）を基に作成した。
- 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メッシュ密度で「詳細法」（ハイブリッド合成法：4章参照）を用いて強震動評価を行った。
- ⑤ 平均的な地震動分布を評価するため、「簡便法」（4章参照）を用いた強震動評価も行った。

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

### 1.2 評価地点

本報告における評価地点は、次に示す強震動評価範囲の中にある約1kmメッシュの中心とした（図8参照）。

「簡便法」による評価範囲

東経 135.0° ～137.0°

北緯 34.0° ～ 36.5°

「詳細法」による評価範囲

次の4地点を四隅とする矩形範囲

北端 東経 135.800°，北緯 35.850°

東端 東経 136.482°，北緯 35.678°

西端 東経 135.254°，北緯 34.384°

南端 東経 135.936°，北緯 34.213°

### 1.3 評価項目

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

---

<sup>1</sup> 強震動を再現するために必要な震源の特性を主要なパラメータで表した震源モデルを「特性化震源モデル」と呼ぶ。特性化震源モデルは、活断層においては震源断層の形態・規模を示す巨視的震源特性、断層の不均質性を示す微視的震源特性及び、破壊過程を示すその他の震源特性を考慮した震源断層モデルである。「特性化」はSomerville *et al.* (1999)のcharacterizationの訳語に由来する。

「詳細法」

- 「詳細法工学的基盤」（3章参照）上の時刻歴波形（計算有効周期範囲：0.1～10秒）
- 地表の最大速度及び震度分布

「簡便法」

- 震度分布

本報告では、「詳細法工学的基盤」上において計算された波形のうち、**図 8**にその位置を示す敦賀市役所（福井県）、今津町役場（滋賀県）、大津市役所（滋賀県）、草津市役所（滋賀県）、彦根市役所（滋賀県）、京都市役所（京都府）、奈良市役所（奈良県）、大阪市役所（大阪府）のそれぞれに最も近い計算格子点の8評価地点について時刻歴波形及び擬似速度応答スペクトルを例として示した。

## 2. 震源特性の設定

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

### 2.1 巨視的震源特性

#### (1) 震源断層モデルの位置

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

#### (2) 地震発生層の深さ

地震発生層の上端、下端の深さを想定するために、伊藤(2002)による近畿中北部の地殻内地震の震源分布、黒磯・岡野(1990)による琵琶湖周辺の震源分布等を参照した。また、京都大学防災研究所地震予知研究センター阿武山観測所のごく最近のデータを含むデータベースより作成された琵琶湖西岸地域の震源分布（**図 1 0**参照）によると、地震発生層の上端は3kmないし5km、下端は18km程度である。上記より、地震発生層の上端深さは3km、下端深さは18kmとした。

#### (3) 震源断層モデルの傾斜

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

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

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

#### (4) 震源断層モデルの面積

上記の地震発生層の厚さ及び傾斜角から断層の幅を算定し[レシピ(1)式参照]、震源断層モデルの面積を算出した。震源断層の幅は16kmとなり、前述の長さに乗じて960km<sup>2</sup>となる。

## (5) 地震モーメント $M_0$

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

## (6) 平均すべり量 $D$

震源断層モデル全体の平均すべり量 $D$ は、想定震源域の平均的な剛性率 $\mu$ 、地震モーメント $M_0$ 及び震源断層モデルの面積 $S$ を用いて約1.7mと推定した[レシピ(5)式参照]。

## 2.2 微視的震源特性

### (1) アスペリティの数

アスペリティの個数は、経験上、1回の地震につき平均2.6個で、1セグメントにつき1～2個とされている[レシピ1-2微視的震源特性参照]。本報告では、断層面積が比較的大きいことよりアスペリティの数は大小2個とした。

### (2) アスペリティの総面積

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

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

### (3) アスペリティの位置

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

### (4) アスペリティ・背景領域の平均すべり量

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

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

### (5) アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力

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

#### (6) $f_{max}^2$

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

#### (7) すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いた[レシピ(18)~(21)式参照]。

### 2.3 その他の震源特性

#### (1) 破壊開始点の位置

破壊開始点については、その位置を特定するだけの情報がないため両極となる二つのケースを想定し、ケース1では北のアスペリティ(第1アスペリティ)の北下端、ケース2では南のアスペリティ(第2アスペリティ)の南下端にそれぞれ設定して、位置の違いによる影響を評価した。

#### (2) 破壊伝播様式

破壊は、経験的に破壊開始点から放射状(概ね同心円状)に進行するものとした。

#### (3) 破壊伝播速度

破壊伝播速度は、地震発生層のS波速度との関係式(Geller, 1976)から求め2.4km/sとした[レシピ(22)式参照]。

### 2.4 詳細な計算に用いる震源断層モデル

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

## 3. 地下構造モデルの設定

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

### 3.1 上部マントルから地震基盤までの「大構造」

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

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

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

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

ただし、半経験的方法[レシピ3. 強震動計算方法参照]においては、この地下構造モデルは用いず、減衰特性のみ考慮した。ここでは、断層周辺の減衰特性の情報がなため、下式に示す仙台地域の観測記録から推定した佐藤ほか(1994b)による周波数依存のQ値を用い、下式のように設定した。

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

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

f: 周波数(Hz)

### 3.2 「深い地盤構造」

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

- 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2参照)、基盤岩上面の等深線図を作成した。
- ② 京都盆地における基準ボーリングのP S検層結果及び京都市(2001)による微動アレイ探査結果より、盆地地下における基盤岩類の風化帯を次のように設定し、京都盆地及び近江奈良盆地に適用した。

第1層:  $V_p=3.8\text{km/s}$  層厚 42m

第2層:  $V_p=4.4\text{km/s}$  層厚 170m

- ③ 古琵琶湖層群や大阪層群の速度層構造のモデル化を行った。京都盆地については京都市(2003)、大阪堆積盆地については趙ほか(2002)によるモデルを用いた。近江盆地では烏丸ボーリング(伊藤ほか, 1999)のデータを用いてモデル化を行った。
- ④ 山間部に位置するK-NET及びKiK-netデータからP波速度と深さの関係を求め、これを用いて、山間部の風化帯に相当する各速度の深さを求めた。
- ⑤ 上記のデータをもとに7層から成る速度層構造( $V_p=1.8\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.0\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.2\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.5\text{km/s}$ 層、 $V_p=3.8\text{km/s}$ 層、 $V_p=4.4\text{km/s}$ 層、 $V_p=5.2\text{km/s}$ 層)として、三次元速度層構造モデルを作成した。
- ⑥ K-NET、KiK-net及び京都盆地ボーリングのP S検層結果から、(2)式に示すP波速度とS波速度との関係を求めた。各速度層のS波速度は、P波速度より次式を用いて求めた。

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

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

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

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

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

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

率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）について」（地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会,2002）の中の「工学的基盤」の定義と同義である。

### 3.3 「浅い地盤構造」

「浅い地盤構造」は、「詳細法」においては「詳細法工学的基盤」の上に分布し、「簡便法」においては工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ ）の上に分布するという前提で、レシピの中の「面的な評価のためのモデル化の方法」に基づいてモデル化を行った。即ち、国土数値情報の土地分類データを利用した手法(藤本・翠川, 2003)を用い、約1km格子点単位で「浅い地盤構造」における表層30mの平均S波速度を求めて工学的基盤から地表への最大速度の増幅率を算定した（図4参照）[レシピ(23)～(24)式参照]。

## 4. 強震動計算方法

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

### 4.1 「詳細法」

#### (1) 三次元地下構造モデルの最上位層（「詳細法工学的基盤」）上面における波形計算

3章で述べた上部マントルから地震基盤までの「大構造」及び「深い地盤構造」より、三次元地下構造モデルを再構築した。このモデルを用いて、ハイブリッド合成法により「詳細法工学的基盤」における時刻歴波形を計算した。ここで用いたハイブリッド合成法では、長周期成分を理論的方法（Pitarka, 1999）による不等間隔格子有限差分法、短周期成分を統計的グリーン関数法（壇ほか, 2000）によりそれぞれ計算する。そして、両者の接続周期付近でフィルター処理（マッチングフィルター）を施した上でそれらを合成することによって広帯域地震動を評価することができる。合成する接続周期は1.5秒とした。なお、波形は評価範囲（図8参照）の約1kmのメッシュそれぞれの中心点で求めた。

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

#### 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)が推定したパラメータを用いたスペクトルモデルと経時特性モデルを用いて、Boore(1983)と同様の手法により、地震基盤における統計的グリーン関数を作成した。経時特性には、仙台地域の工学的基盤における地震記録から佐藤ほか(1994a)により求められた経験的経時特性モデルを準用した。なお、本報告では $V_p=5.9\text{km/s}$ 層（ $V_s=3.3\text{km/s}$ 層）を地震基盤として扱った。

#### 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及び断層の滑りのタイプを考慮して、Boore and Boatwright (1984) に示された  $F$  の値のうち  $S$  波の全震源球面上の平均値である 0.63 を水平 2 成分の自乗平均と考え、0.63を $\sqrt{2}$ で除した0.445を $F$ として採用した。

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

## (2) 地表における最大速度

地表における時刻歴波形を求めるためには、「浅い地盤構造」についても一次元地下構造モデルを作成する必要があるが、ここでは地盤調査データが乏しいことより、一次元地下構造モデルの作成は行わず、微地形区分や土地分類データを利用した経験的な方法を用いた。すなわち、1km 格子点ごとに、「詳細法工学的基盤」のS波速度、及び3章で述べた地下構造モデルのうち「浅い地盤構造」で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率をレシピ(24)式より求めた。

## (3) 地表における計測震度

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

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

$I$  : 計測震度  $PGV$  : 地表最大速度(cm/s)

なお、翠川ほか(1999)では $I=0 \sim 7$ の式と $I=4 \sim 7$ の二つの式が提示されているが、 $I=0 \sim 7$ の式は低震度データが強く反映され高震度データがあまり反映されない怖れがある。ここでは、比較的震度の大きな地域での地震動をより精度良く評価することが重要と考え、 $I=4 \sim 7$ の式を選択した。

## 4.2 「簡便法」

### (1) 工学的基盤上における最大速度

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

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

$PGV$ : 最大速度(cm/s)

$M_w$ : モーメントマグニチュード

$D$ : 震源深さ(km)

$X$  : 断層最短距離(km)

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

### (2) 地表面における最大速度

1km 格子点ごとに、3章で述べた地下構造モデルのうち「浅い地盤構造」で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率をレシピ(24)式より求める。工学的基盤上面の最大速度に求めた最大速度増幅率を適用することによって、地表における最大速度を求めた。

### (3) 地表における計測震度

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

を用いた。

#### 4.3 それぞれの手法の特徴

以下にそれぞれの特徴をまとめる。

##### (1) 「詳細法」の特徴

2章で述べた微視的震源特性、その他の震源特性の影響を評価することができる。すなわち、「長期評価」や「形状評価」及び最新の地震学の知見に基づいて想定された特性化震源モデルに対する地震動を評価することができる。

- ・ 3章で述べた三次元地下構造モデルの影響を評価することができる。
- ・ 時刻歴波形を求めることができる（本報告では「詳細法工学的基盤」での波形）。
- ・ 微視的震源特性を設定するための情報を必要とする。
- ・ 計算負荷が大きく、一度に計算できる範囲は限定され、時間も要する。

##### (2) 「簡便法」の特徴

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

### 5. 強震動予測結果とその検証

#### 5.1 「詳細法」による強震動予測結果

「詳細法」による強震動予測結果を下記のとおり示す。

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

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

##### (1) 「詳細法工学的基盤」の時刻歴波形予測結果

###### 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。

## (2) 「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布予測結果

各ケースの「詳細法工学的基盤」上での最大速度の分布を比較して図 1 6 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<sup>3</sup>に強く支配されることがわかる。ケース 1 の破壊は第 1 アスペリティの北下端（北西隅）から放射状に広がっているため、特に、第 1 アスペリティの破壊の伝播方向に位置する地域、すなわち、第 1 アスペリティの南東側の断層に比較的近い地域で地震動の振幅が非常に大きくなっている。なお、振幅が最も大きい地域のかなりの部分は琵琶湖の湖底になっている。また、断層から南方に離れた大阪平野では、振幅の絶対値は小さいものの、「深い地盤構造」により励起された長周期地震動の影響により、周辺の地域に比べて相対的に振幅が大きい傾向が見られる。

### ② ケース 2

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

## (2) (3) 震度分布予測結果

図 1 6 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 1 7 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 1 8 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

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

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

## 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。

なお、4章で説明したように地表の最大速度から計測震度への換算は経験的な方法((4)式)を用いているが、この式の基となっている統計データ群には計測震度6.0を越えるものが少ないため、計測震度6.0を越えたものの換算については精度が十分でないと考えられる。また、ひずみレベルが大きい場合について、「浅い地盤構造」の非線形挙動の影響については考慮されていないという問題もある。さらに、強震動予測結果のばらつきの問題なども考慮すると、震度6強と震度7の境界を十分な精度で求められていないと判断される。したがって、本報告では最終的に「震度6強以上」となった部分については、震度7となる可能性もあることを示した。

## 5.2 「簡便法」による強震動予測結果

「簡便法」による強震動予測結果（震度分布）を図19に示す。「簡便法」による震度分布は比較的滑らかに変化している。「簡便法」では、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率の影響は反映されているが、「詳細法」と異なり地震基盤から工学的基盤までの増幅や三次元的な地下構造により生成され伝播する地震波の影響は考慮されていない。また「簡便法」ではディレクティ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。

## 5.3 「詳細法」による強震動予測結果と距離減衰式との比較による検証

強震動予測結果の検証として、横軸に断層最短距離をとり、「詳細法工学的基盤」における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算補正した値と司・翠川（1999）の距離減衰式（経験式）とを比較して図6に示す。ただし、解析対象領域の大半では、実際には工学的基盤でのS波速度が大きく、モデル計算上は $V_s=390\text{m/s}$ ・ $V_s=430\text{m/s}$ の層が最浅部にごく薄く載っているような地域では、実際にはそのような層での増幅が殆ど見込まれないと判断される。そこで、「詳細法」により評価された速度最大値の補正の際に地下構造モデルの表層から2層（ $V_s=390\text{m/s}$ と $V_s=430\text{m/s}$ ）を除外して比較を行った。

その結果

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

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

## 6. 問題点と今後の課題

### 6.1 問題点

- ・ 今回の強震動評価では、「浅い地盤構造」の調査データが乏しいことから、地表における波形を求めるのに必要な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。

### ・ 6.2 今後の課題

今回の評価地域には、基盤岩類を被覆して大阪層群や古琵琶湖層群が分布しており、また、基盤岩類の表層には、風化部の残存部と考えられるやや速度の遅い部分が認められるなど地下構造が複雑であることが推定された。そこで、三次元地下構造モデルの構築にあたっては物理探査の結果を中心に可能な限りの情報収集を行ったが、情報の不足している地域もあり、モデル化にあたってはいくつかの仮定が必要となった。本地域に限らず今後強震動予測の精度をさらに高めるためには、より詳細な地下構造モデル（風化部を含めた「深い地盤構造」及び「浅い地盤構造」）が必要となる。なお、地下構造モデルの最適化を図る手段として、中小地震観測記録を用いた手法も試みられており、地下情報の不足を補う手法として期待される。

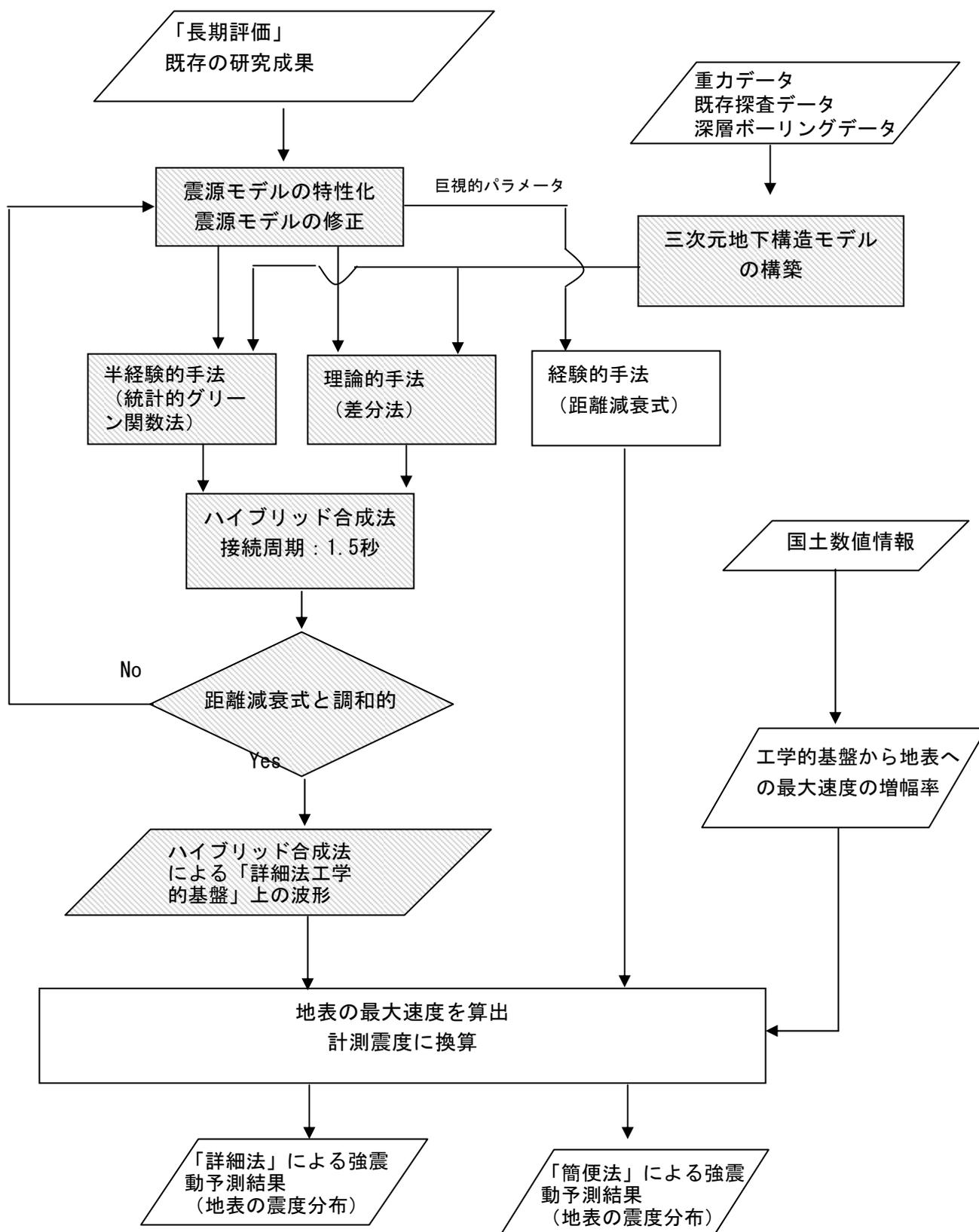
今回の強震動評価では、アスペリティの深さと位置を固定して破壊開始点の設定を変え、破壊の伝播方向の異なる複数のケースにおける強震動予測計算を行い、ディレクティビティの影響の発現状況を確認した。今後の活断層ならびに深部構造の調査研究により、強震動予測結果に大きな影響を及ぼす震源特性に関する情報が増えれば、想定するケースを絞り込める可能性があり、より信頼性の高い強震動予測が可能となる。

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

## 参考文献（アルファベット順）

- 青木治三・村松郁栄(1974):御母衣ー外山観測に沿う近畿・四国地方の地殻構造. 地震 2, 27, 104-109.
- Boore, D. M. (1983): Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 1865-1894.
- Boore, D.M., and J. Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 1615-1621.
- Bowman, D., King, G. and Tapponnier, P., 2003 :Slip partitioning by elastoplastic propagation of oblique slip at depth, Science, 300, 1121-1123.
- 趙 伯明・香川敬生・宮腰 研(2002):地震記録のシミュレーションによる大阪堆積盆地の3次元地下構造モデルの検証(3), 2002年度地震学会, P032, 2002. 11.
- 壇 一男・佐藤俊明(1998):断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 509, 49-60.
- 壇 一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美(2000):統計的グリーン関数法による1923年関東地震(M<sub>JMA</sub>7.9)の広域強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 530, 53-62.
- 壇 一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001):断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, 51-62.
- 藤本一雄・翠川三郎(2003):日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定, 日本地震工学会論文集, 第3巻, 第3号, 1-15.
- Geller, R.J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 1501-1523.
- 伊藤 潔・村上寛史・堀江正治・佐々木嘉三・浅野周三・竹内俊明・原 徹夫(1982):発破地震動観測による琵琶湖底の地下構造, 地震 2, Vol.35, pp.353-366.
- 伊藤 潔・長尾年恭・田中 豊(1999):琵琶湖付近の地震活動と熱構造, 烏丸地区深層ボーリング調査団編, 琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査, 琵琶湖博物館研究調査報告, No.12, pp.163-167.
- 伊藤 潔(2002):地殻内地震発生層, 月刊地球/号外, 38, 114-121, 2002.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2002):予測のための震源のモデル化, 月刊地球/号外, 37, 62-77.
- 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville(2000):強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, 日本建築学会構造系論文集, 527, 61-70.
- 地震調査委員会(2002):糸魚川ー静岡構造線断層帯(北部、中部)の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2003a):三方・花折断層帯の評価.
- 地震調査委員会(2003b):琵琶湖西岸断層帯の評価.
- 地震調査委員会(2003c):森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2003d):布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2004):砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会(2002):確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定)について.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001):糸魚川ー静岡構造線断層帯(北部、中部)を起震断層と想定した強震動評価手法について(中間報告).
- 地震調査委員会強震動評価部会(2002):鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証について(地震調査委員会(2002a)の別添).
- 地震予知総合研究振興会地震調査研究センター(1999):平成10年度科学技術庁委託「強震動評価手法のレビューと事例的検討」報告書, 603-715.
- 烏丸地区深層ボーリング調査団編(1999):琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査, 琵琶湖博物館研究調査報告, No.12, 167p.
- 国土地理院(1987):国土数値情報, 国土情報シリーズ2, 大蔵省印刷局.
- 黒磯章夫・岡野健之助: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, 1990.
- 京都市 (2001) : 平成12年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書.
- 京都市 (2003) : 平成14年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書 (概要版)
- Ludwing, W. J. , J. E. Nafe, C. L. Drake(1970) : Aeismic Refraction, in the Sea, Vol. 4, part 1, Wiley-Interscience, 74.
- 松岡昌志・翠川三郎(1994) : 国土数値情報とサイスマックマイクロゾーニング, 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34.
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄(1999) : 計測震度と旧気象庁震度及び地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, 1, 51-56.
- 宮腰 研・関口春子・岩田知孝(2001) : すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 99-109.
- 村上寛史、伊藤 潔、黒磯章夫、飯尾能久、前田直樹、佐伯龍男、吉岡克平、梅田康弘、竹内文朗、松村一男、大倉敬宏(1988) : 大阪湾北港爆破観測による近畿地方北部の上部地殻構造, 地震学会講演予稿集, 1988, 1, 106.
- 中村洋光・宮武隆(2000) : 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震2, 53, 1-9.
- Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68.
- 佐藤智美・川瀬 博・佐藤俊明(1994a) : ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 461, 19-28.
- 佐藤智美・川瀬 博・佐藤俊明(1994b) : 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, 79-89.
- 司 宏俊・翠川三郎 (1999) : 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第523号, 63-70.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada(1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- 戸田 茂・川崎慎治・中川康一・香川敏幸・横田 裕・小林芳正・岡田篤正 (1996) : 琵琶湖南湖周辺における反射法地震探査. 活断層研究, 15, 23-36.
- Zhao, D., S. Horiuchi, and A. Hasegawa, (1992): Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, *Tectonophysics*, 212, 289-301.
- Zhao, D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994): Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, 99, 22313-22329.



※網掛けした処理は、「詳細法」の処理

図7 強震動評価の流れ

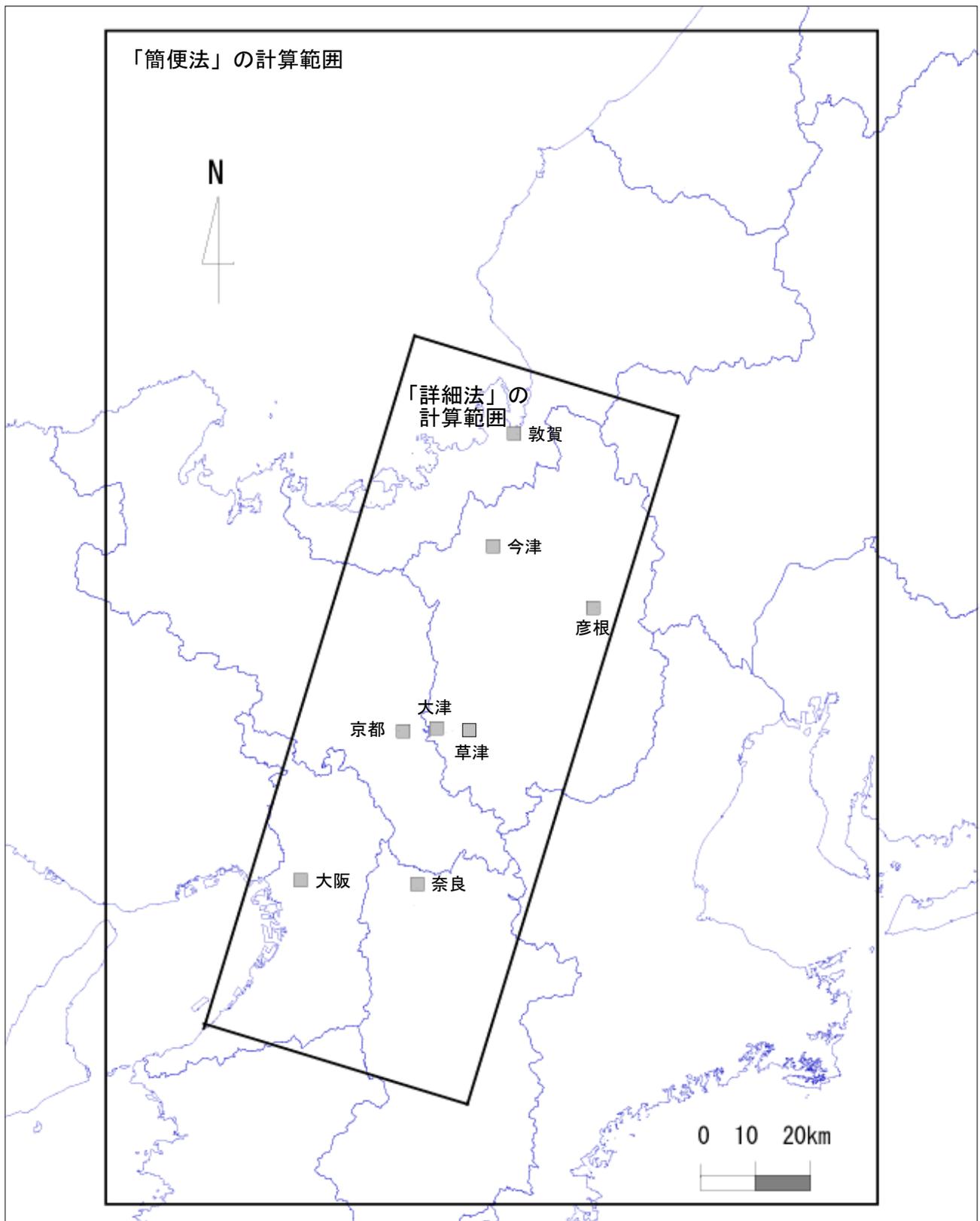


図8 強震動評価範囲と波形例を示す評価地点

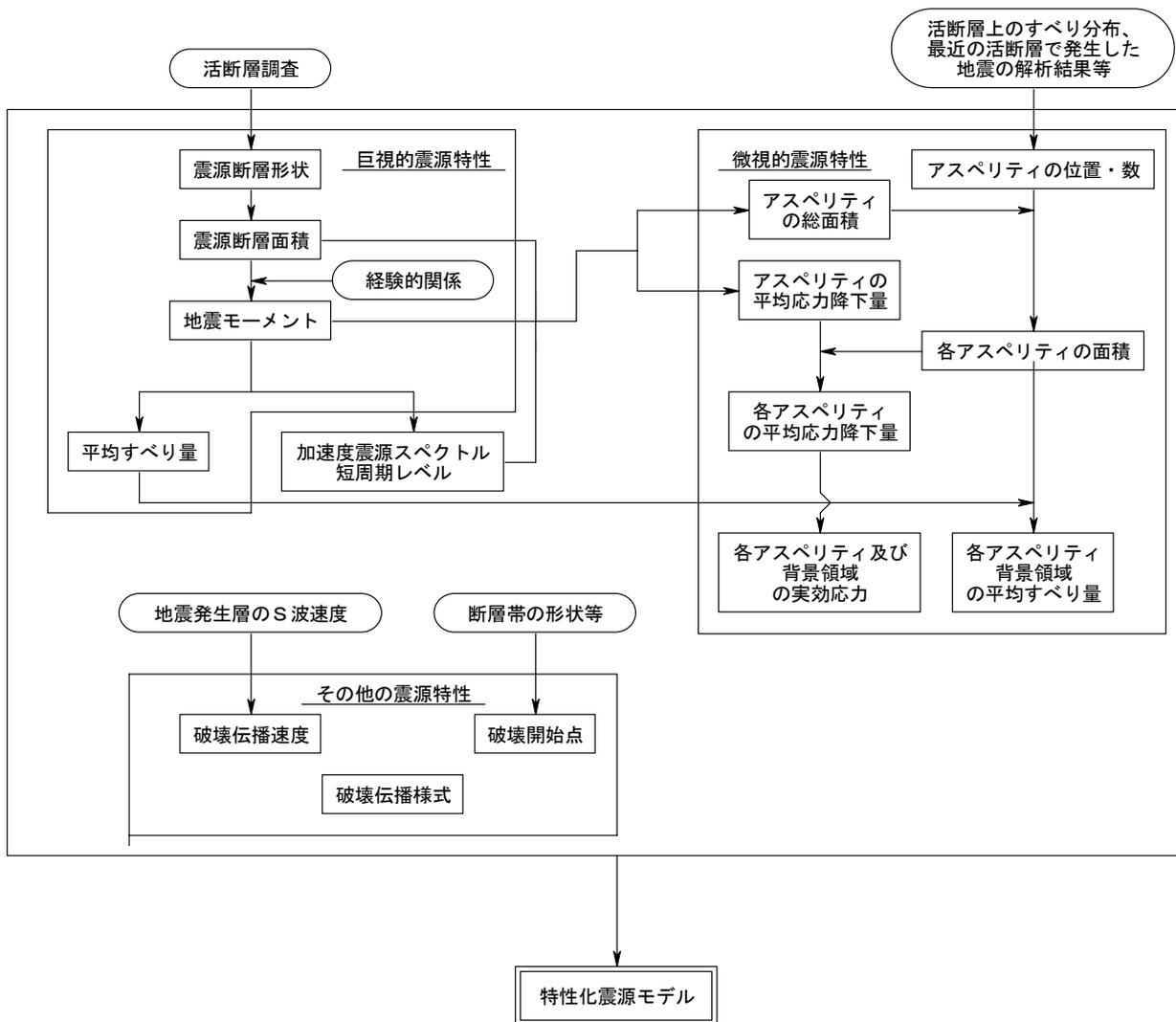


図9 活断層で発生する地震の震源特性の設定の流れ

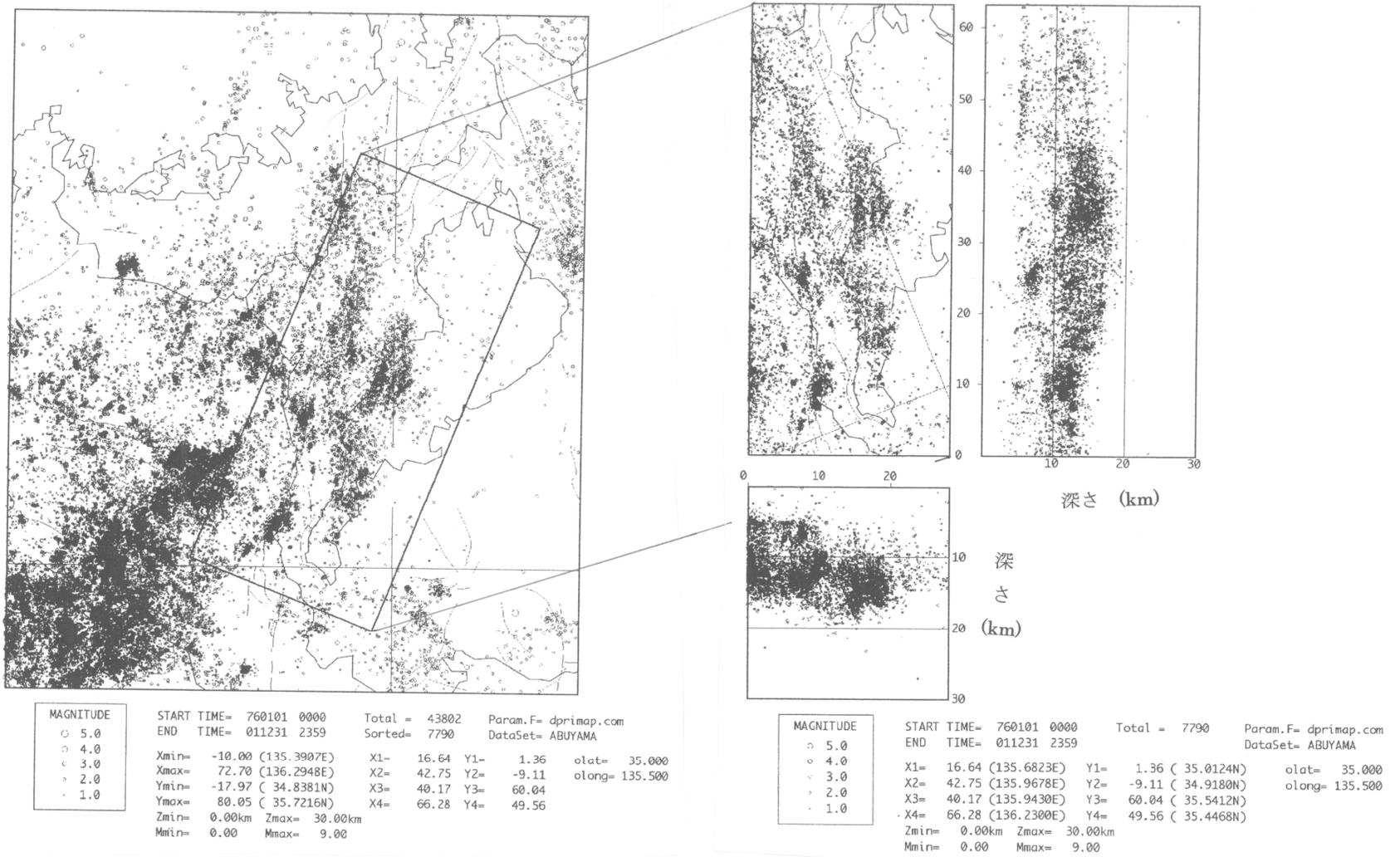
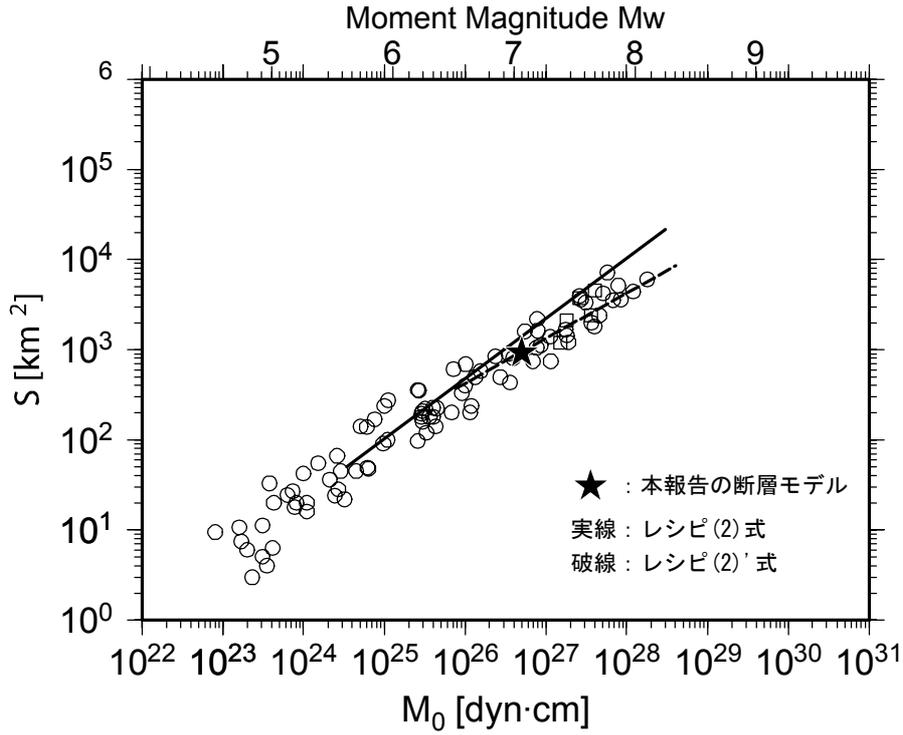


図10 近畿北部（1976～2001年、深さ30kmまで）の震央分布（左図）及び琵琶湖西岸地域の震源分布（右図）  
（京都大学防災研究所地震予知研究センター阿武山系観測網再験測震源リストによる）

壇・他(2001)に加筆

○ Wells & Coppersmith(1994) □ Abe(1990)



壇・他(2001)に加筆

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

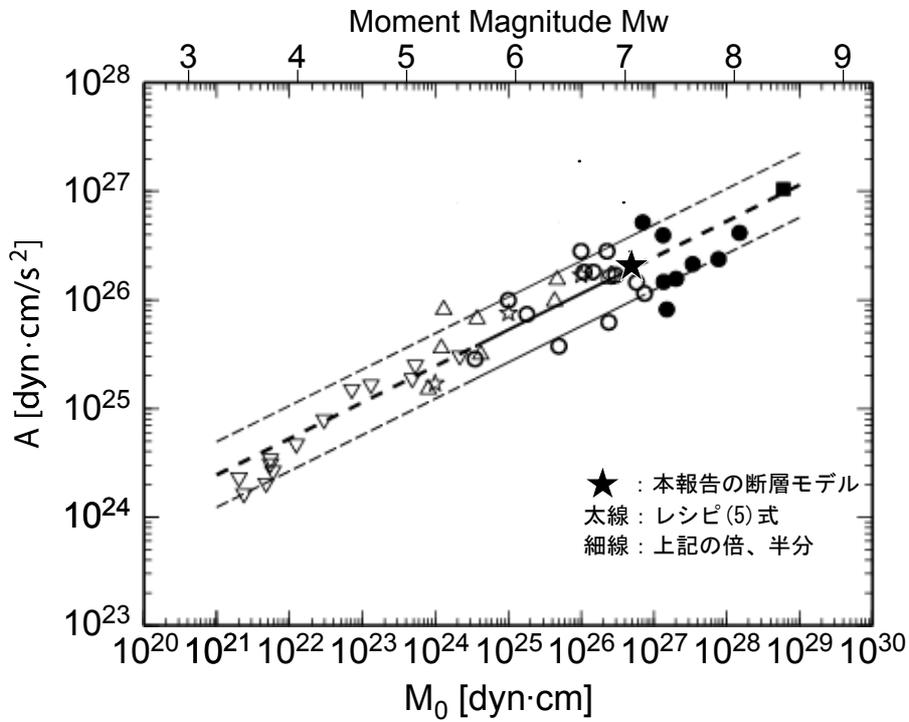


図 1 1 地震モーメント $M_0$ と断層面積 $S$ との経験的關係(上)および地震モーメント $M_0$ と短周期レベル $A$ の關係(下)

表 2-1 琵琶湖西岸断層帯の地下構造モデルに関する文献

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

表 2-2 琵琶湖西岸断層帯の地下構造モデルに関する文献

著者	文献名	年度	出典	ページ
京都市	平成8年度地震関係基礎調査交付金 京都西山断層帯に関する調査成果報告書	1997		
京都市	平成9年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地-奈良盆地断層帯に関する 調査成果報告書	1998		
京都市	平成10年度地震関係基礎調査交付金 三方・花折断層帯(桃山断層)に関 する調査成果報告書	1999a		
京都市	平成11年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成 果報告書	2000		
京都市	平成12年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成 果報告書	2001		
京都市	平成13年度地震関係基礎調査交付金 宇治川断層に関する調査成果報告書	2002a		
京都市	平成13年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成 果報告書	2002b		
京都市	平成14年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成 果報告書(概要版)	2003		
京都市	三峠・京都西山断層帯に関する調査	2003	2003年活断層調査成果および堆積平 野地下構造調査成果報告会予稿集	187-196
Meyers, P. A. and Horie, S	An organic carbon isotopic record of glacial - postglacial change in atmosphere $\delta$ Co2 in the sediments of Lake Biwa, Japan	1993	Palaeoeco. Palaeo-clima. Palaeoeco., Vol. 105	171-178
Meyers, P. A., Takemura, K. and Horie, S	Reinterpretation of Lake Quaternary sediment chronology of Lake Biwa, Japan, from correlation with marine glacial- interglacial cycles	1993	Quant. Res., Vol. 39	154-162
宮腰 研・香川敬生・越後智 雄	大阪平野における深部地下構造のモ デル	1997a	物理探査学会第96回学術講演会講演 論文集	186-190
宮腰 研・香川敬生・越後智 雄・堀江佳平・澤田純男	大阪堆積盆地における深部地盤構造 のモデル化(その2)	1997b	第24回地震工学研究発表会講演論文 集	33-36
宮腰 研・香川敬生・鶴来雅 人・赤澤隆士・小川安雄・清 水謙司・江尻謙嗣	微動探査法による奈良盆地の地下構 造探査	1998a	物理探査学会第98回学術講演会論文 集	130-134
宮腰 研・香川敬生・鶴来雅 人・赤澤隆士・趙 伯明・野 口童也・福本和正・藤原悦三	微動探査法による彦根市の地下構造 探査	1998b	物理探査学会第99回学術講演会論文 集	164-167
宮腰 研・香川敬生・趙 伯 明・徳林宗孝・澤田純男	大阪堆積盆地における深部地盤構造 のモデル化(その3)	1999	第25回地震工学研究発表会講演論文 集	185-188
水野清秀・小松原 琢・七山 太・寒川 旭・山崎博史	琵琶湖西岸断層系の活動性調査	1997	地質調査所研究資料集No. 303 (平成 8年度活断層研究調査概要報告書)	23-35
水野清秀・小松原 琢	琵琶湖西岸断層系堅田断層及び今津 -高島沖湖底断層の補備調査	1999	地質調査所速報, No. EQ/99/3 (平成10 年度活断層・古地震研究調査概要報 告書)	215-224
中江 訓・吉岡敏和・内藤一 樹	竹生島地域の地質	2000	地域地質研究報告(5万分の1図 幅), 地質調査所	71
中沢圭二・市川浩一郎・市原 実	日本の地質6 近畿地方	1993	共立出版株式会社	296
西掘 剛・西川一雄・小早川 隆・但馬達男・岨中貴洋	湖東流紋岩類	1991	滋賀県自然誌編集委員会編, 滋賀県自 然誌, 滋賀県自然保護財団	387-422
岡村 眞・佐藤比呂志・隅元 崇・堤 昭人・嶋本利彦・東 郷正美・植村善博・松田時 彦・露口耕治	琵琶湖湖底活断層の音波探査(予 報)	1992	活断層研究, No. 10	53-64
奥村晃史・寒川 旭・須貝俊 彦・高田将志・相場秀廣	奈良盆地東縁断層系の総合調査	1997	地質調査所研究資料集No. 303 (平成 8年度活断層研究調査概要報告書)	51-62
佐竹健治・寒川 旭・須貝俊 彦	金剛断層系の総合調査	1997	地質調査所研究資料集, No. 303 (平成 8年度活断層研究調査概要報告書)	63-72
佐竹健治・寒川 旭・須貝俊 彦	金剛断層系のトレンチ掘削調査(補 備調査)	1998	地質調査所速報, no. EQ/98/1 (平成9 年度活断層・古地震研究調査概要報 告書)	151-159
佐竹健治・須貝俊彦・寒川 旭・柳田 誠・横田 裕・岩 崎孝明・小俣雅志・石川 玲	奈良県金剛断層系の構造と最新活動 時期	1999	地震2, Vol. 52	147-153
滋賀県自然保護財団	滋賀県の自然	1979	滋賀県の自然 地形地質編並に10万 分の1滋賀県地質図	541
滋賀県自然誌編集委員会	滋賀県自然誌	1991		2056

表2-3 琵琶湖西岸断層帯の地下構造モデルに関する文献

著者	文献名	年度	出典	ページ
Sri Widiyantoro, T. Tsutsui, Y. Kobayashi, Y. Murai, S. Kawasaki, I. Matsui, K. Yamada, K. Matsunami	A Correlation Between The Time Section Obtained By CDP Seismic Profiling Method and The 1000 Meter Drilling Log On The Estuary Of Yasu River, Southeast Coast Of Lake Biwa	1990	地震学会講演予稿集, No. 2	99
太井子宏和・井内美郎・目黒鉄雄 Takemura, K	琵琶湖北湖湖底のユニブーム音波探査 Tectonic and climatic record of the Lake Biwa, Japan, region provided by the sediments deposited since Pliocene times	1987 1990	北海道大学地球物理研究報告, Vol. 49 . Palaeoeco. Palaeoclima. Palaeoeco., Vol. 78	251-268 185-192
竹村恵二	西南日本の鮮新世以降のテクトニクス-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., Danbara, T., Hashimoto, S., Hayashi, T., Hayashida, A. Nakagawa, Y., Nakajima, T., Natsuhara, N., Nishida, J., Otofujii, Y., Sakamoto, M., Takemura, K., Tanaka, N., Torii, M., Yamada, K., Yoshikawa, S., and Horie, S	Lithofacies of the 1000m core samples on the East coast of Lake Biwa, Japan.	1976	Paleolim. Lake Biwa Jap. Pleist., Vol. 5	52-66
吉川周作・烏丸地区深層ボーリング調査団	琵琶湖東岸, 烏丸地区深層ボーリングコアの火山灰層序	1996	第四紀学会講演要旨集	82-83
吉川周作・山崎博史	古琵琶湖の変遷と琵琶湖の形成	1998	アーバンクボタ, No. 37	1-11
吉川周作・加 三千宣	琵琶湖湖底堆積物による過去40万年間の高精度火山灰編年	2001	月刊地球, Vol. 23	594-599
吉川周作・井内美郎	琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序	1991	地球科学, Vol. 45	81-100
吉川周作・井内美郎	琵琶湖高島沖ボーリング火山灰から見た中期更新世~完新世の噴火活動史	1993	地球科学, Vol. 47	97-109
吉岡敏和・刈谷愛彦・七山太・岡田篤正・竹村恵二	花折断層の活動履歴及び活動性調査	1997	地質調査所研究資料集No. 303 (平成8年度活断層研究調査概要報告書)	13-22
吉岡敏和・宮下由香里・杉山雄一	琵琶湖西岸断層系酒波断層の活動履歴調査	2000	地質調査所速報, No. EQ/00/2 (平成11年度活断層・古地震研究調査概要報告)	119-126
吉岡敏和・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・岡司高志・横井川博之	琵琶湖西岸活断層系北部, 饗庭野断層の第四紀後期の活動	1998	地調月報, Vol. 49	447-460

表3 「大構造」における伝播経路の地下構造モデル

上面深さ (km)	層厚 (km)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	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

## 付録：活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ

これは、活断層で発生する地震の強震動評価のレシピとして、これまでの地震調査委員会強震動評価部会および強震動予測手法検討分科会における検討結果から、強震動評価手法の構成要素となる震源特性、地下構造モデル、強震動計算方法、予測結果の検証の手法や設定にあたっての現状における考え方について取りまとめたものである。

なお、今後の強震動評価部会および強震動予測手法検討分科会の強震動評価作業における検討により、レシピには修正が加えられ、「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」は改訂される。

### 1. 震源特性

活断層で発生する地震の震源特性の設定においては、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特性化震源モデル<sup>1</sup>を作成する。以下に説明する震源特性パラメータ設定方法は、想定するシナリオ地震に対して特性化震源モデルを構築する際に用いるものであり、強震動評価における震源特性パラメータの設定が、再現性をもってなされることを目差したものである。

活断層で発生する地震は、海溝型地震と比較して、地震の活動間隔が長いために、最新活動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、海溝型地震と比較して、そのモデルの不確実性が大きくなる傾向にある。そのため、そうした不確実性を考慮して、複数のモデルを想定することが望ましい。

以下では、それぞれの震源特性ごとに説明する。

#### 1-1 巨視的震源特性

震源断層の巨視的震源特性のパラメータとして、

- ・ 断層の位置と構造（基準位置と走向）
- ・ 断層の大きさ（長さ、幅）・深さ
- ・ 地震規模
- ・ 断層の平均すべり量

を設定する。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。但し、地震調査委員長長期評価部会の評価結果（以下「長期評価」と呼ぶ）があれば、基本的にそれを用いる。

##### （1）震源断層モデルの位置と構造（基準位置と走向）

震源断層モデルの位置については、変動地形調査や活断層に関する既存のデータを取りまとめた「新編日本の活断層」、「都市圏活断層図」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、震源断層モデルを設定する。また、断層間の形状、活動間隔、地表の変位量等の情報により、必要に応じてセグメント分けを行う。セグメント分けした場合には、想定される地震をすべて設定することが望ましいが、現状では計算量が膨大になることから可能な範囲で確率の高いもの、規模の大きいものなどから順に想定地震を設定する。

「長期評価」に断層帯の形状評価があれば、その形状評価の推定根拠に留意して利用するのが望ましい。

##### （2）震源断層モデルの大きさ（長さ、幅）、深度

長さ  $L$ (km)については（1）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、Somerville *et al.*(1999)による下記に示した幅  $W$  と長さ  $L$  の経験的關係、

<sup>1</sup>強震動を再現するために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、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。

$$\begin{aligned} W &= L & (L < W_{\max}) \\ W &= W_{\max} & (L \geq W_{\max}) \end{aligned} \quad (1)$$

を用いる。ここで、 $W_{\max} = W_s / \sin \theta$

$W_s$ : 地震発生層の厚さ ( $W_s \leq 20\text{km}$ )  $W_s = H_d - H_s$

$\theta$ : 断層の傾斜角

$H_d, H_s$ : それぞれ地震発生層の下限、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)]。)

この(1)式は、内陸の震源断層の幅  $W$  は、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。

震源断層モデルの上端の深さ  $D_s(\text{km})$  については、微小地震発生層の上限の深さ  $H_s$  ( $\text{km}$ ) (微小地震の浅さ限界) と一致させるものとする。これは、地表に断層変位が確認されていても、震源の動力学的モデルの研究から地表付近の数  $\text{km}$  に及ぶ堆積岩層で応力降下がほとんど発生しない場合がある。この場合で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破壊が地表に達することがわかってきたためである (例えば、Dalguer *et al.*, 2001)。

### (3) 地震規模 (地震モーメント)

地震モーメント  $M_o(\text{dyn} \cdot \text{cm}^2)$  は震源断層の面積  $S(\text{km}^2)$  との経験的關係より算定する。Somerville *et al.*(1999)によると地震モーメントと震源断層の面積の關係は、

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times M_o^{2/3} \quad (2)$$

となる。ただし、(2)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、この中にはM8クラスの巨大地震は含まれていない。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(2)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。

$$S = 4.24 \times 10^{-11} \times M_o^{1/2} \quad (3)$$

なお、(3)式を適用するのは、両式で表される曲線の交点となる震源断層の面積が  $291\text{km}^2$  以上 (地震モーメントが  $4.7 \times 10^{25}[\text{dyn} \cdot \text{cm}]$ 、 $M_w 6.4$  相当以上) の地震とし、(3)式を基としたデータの分布より地震モーメントは  $1.0 \times 10^{28}[\text{dyn} \cdot \text{cm}]$  を上限とする必要がある。

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総地震モーメント  $M_o$  を算定する。個々のセグメントへの地震モーメントの振り分けは、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乗の重みで振り分ける。

$$M_{o_i} = M_o \cdot S_i^{1.5} / \sum S_i^{1.5} \quad (4)$$

$M_{o_i}$ :  $i$  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

### (4) 平均すべり量

断層全体の平均すべり量  $D(\text{cm})$  と総地震モーメント  $M_o(\text{dyn} \cdot \text{cm})$  の關係は、震源断層の面積  $S(\text{cm}^2)$  と剛性率  $\mu(\text{dyn}/\text{cm}^2)$  を用いて、

$$M_o = \mu \cdot D \cdot S \quad (5)$$

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。

## 1-2 微視的震源特性

震源断層モデルの微視的震源特性のパラメータとして、

- ・ 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

<sup>2</sup>本文ではモーメントの単位に  $\text{N} \cdot \text{m}$  を用いる。

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

- ・ アスペリティ、背景領域の応力降下量
- ・  $f_{max}$ <sup>3</sup>
- ・ すべり速度時間関数

を設定する必要がある。それぞれのパラメータの設定方法について以下に説明する。

### (1) アスペリティの位置・個数

アスペリティや破壊開始点と強震動評価地域との位置関係により強震動予測結果は大きく変化するため、アスペリティの位置の設定は重要である。震源断層の変位分布を詳細に調査した最近の研究では、深度の浅いアスペリティの位置が震源断層の変位の大きい領域によく対応することが明らかにされている(杉山ほか,2002)。したがって、活断層調査において詳細な変位分布が把握できれば、アスペリティの位置をある程度特定することが可能と考えられる。しかし、実際には活断層において、このような測地データが得られていることはほとんどなく、アスペリティの位置を1箇所

- ・ トレンチ調査等で大きな変位量が観察された地点の付近
- ・ 防災上の観点から影響が大きいと推定される地点の付近
- ・ 強震動予測結果のばらつき

等に配慮して、複数のケースを想定することが望ましい。

アスペリティの個数は、過去の内陸地震の強震動インバージョン結果を整理した Somerville *et al.*(1999)によると、1回の地震当たり平均 2.6 個、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多くなる傾向にある。例えば、鳥取県西部地震(Mw=6.8)が2個、兵庫県南部地震(Mw=6.9)が3個に対し、トルコ・コジャエリ地震(Mw=7.4)が5個、台湾・集集地震(Mw=7.6)が6個(Iwata *et al.*,2001、宮腰ほか,2001)といった研究成果を参照し、状況に応じて1セグメントあたり1個か2個設定する。

### (2) アスペリティの総面積

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ことから、まず「短周期レベル」の値を推定して求めることとする。「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での地震波形を基に推定することができるが、強震動評価の対象となる長期発生確率の低い活断層においては、最新活動の地震による「短周期レベル」の想定は不可能である。その一方で、震源域を限定しなければ、最近の地震の解析結果より「短周期レベル」と地震モーメントとの経験的關係が求められている。そこで、「短周期レベル」の算定に当たっては、次式に示す壇ほか(2001)による地震モーメント  $M_0$  と「短周期レベル」 $A(\text{dyn} \cdot \text{cm}/\text{s}^2=10^{-7}\text{N} \cdot \text{m}/\text{s}^2)$ の経験的關係を用いる(入倉ほか,2002)。

$$A=2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3} \quad \text{—————(6)}$$

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」 $A$  から(7)式で示される等価半径  $r$  から算出される。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、アスペリティは複数存在したとしても、等価半径  $r$  の円形破壊面が一つあるとみなして、アスペリティの総面積  $S_a(=\pi \cdot r^2)$ を求める。

$$r=(7\pi/4) \cdot (M_0/(A \cdot R)) \cdot \beta^2 \quad \text{—————(7)}$$

(7)式は、(8)式(Boatwright,1988)及び(9)式(壇ほか,2001)から導出する。

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

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

ここで、 $\Delta \sigma_a$ はアスペリティの平均応力降下量、 $\beta$ は震源域のS波速度。

一方、最近の研究成果から、内陸地震によるアスペリティの総面積の占める割合は震源断層の総面積の平均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割り振りは、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。

<sup>3</sup> 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

注：地震規模と震源断層の面積、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義的に与えられる。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と「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にアスペリティの面積は波形のパルス幅などから推定が可能である。

### (3) 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  $D_a$  は震源断層全体の平均すべり量  $D$  の  $\alpha$  倍とし、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果（石井ほか,2000）を基に  $\alpha=2$  倍とする。

$$D_a = \alpha \cdot D \quad \text{—————(10)}$$

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  $M_o$  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  $M_{ob}$  を算定することにより、背景領域の面積  $S_b$  から算出される。

$$M_{oa} = \mu \cdot D_a \cdot S_a \quad \text{————— (11)}$$

$$M_{ob} = M_o - M_{oa} \quad \text{————— (12)}$$

$$D_b = M_{ob} / (\mu \cdot S_b) \quad \text{————— (13)}$$

ここで、 $\mu$  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（ $D_{ai}/r_i = \text{一定}$ ）と経験的に仮定し、次式により算定する。

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

ここで、 $\gamma_i$  は  $r_i/r$  であり、 $D_{ai}$  は  $i$  番目のアスペリティの平均すべり量である。また、 $r$  は上の「アスペリティの総面積」で述べたアスペリティ全体の等価半径である。

ただし、こうして求めた最大アスペリティの平均すべり量と、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、(10)式の  $\alpha$  の値を調整する。

### (4) アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力

アスペリティの平均応力降下量  $\Delta \sigma_a$  は、(8)式を変形して求めた(15)式から算定されることになる。

$$\Delta \sigma_a = (7/16) \times M_o / (r^2 \cdot R) \quad \text{————— (15)}$$

このため、震源断層全体の地震モーメントが一定の条件の下でも、アスペリティの総面積あるいは震源断層モデルの面積が変化すると平均応力降下量に変化することになる。また、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、各アスペリティの平均応力降下量はアスペリティ全体の平均応力降下量に一致し、すべて等しいと仮定する。さらに、アスペリティの実効応力  $\sigma_a$  は、経験的にその平均応力降下量  $\Delta \sigma_a$  とほぼ等しいと仮定する。

背景領域の実効応力  $\sigma_b$  は、

実効応力  $\propto$  すべり速度  $\propto$  (すべり量 / 立ち上がり時間)

立ち上がり時間 = 震源断層(矩形の場合)の幅 / (破壊伝播速度  $\times 2$ )

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

$$\sigma_b = (D_b/W_b) / (D_a/W_a) \cdot \sigma_a \quad \text{————— (16)}$$

より算定し、アスペリティの個数が複数の場合、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (\pi^{1/2}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a \quad \text{————— (17)}$$

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、便宜的に震源断層モデルの面積  $S$  から、 $W = (S/2)^{1/2}$  として求める。

### (5) $f_{max}$

$f_{max}$  については震源に依存するものであるのか、地点に依存するものであるのか、実際のところ、十分に解明されていない。したがって、強震動評価の対象範囲が  $0.1 \sim 10\text{Hz}$  であることから、 $f_{max}$  を当初は想定せずに強震動評価を行い、その結果、過去の現象と系統だった違いがあれば、その時

点で  $f_{max}$  を考慮する。その際には、地域性を考慮して設定するのが望ましいが、そのようなデータが想定されている地域は現状ではほとんどないといえる。地震調査委員会強震動評価部会（2001）では、 $f_{max}=6\text{Hz}$ （鶴来ほか,1997）および  $f_{max}=13.5\text{Hz}$ （佐藤ほか,1994）の2つのケースを想定し、最大加速度の予測結果を比較した結果、 $f_{max}=6\text{Hz}$  のケースの強震動予測結果の最大加速度と震源距離との関係が、既存の距離減衰式のばらつきの範囲に収まったため、 $6\text{Hz}$  の方が妥当であると判断した。

### (6) すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いる。中村・宮武(2000)の近似式は、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} 2V_m/t_d \cdot t(1-t/2t_d) & 0 < t < t_b \\ b/(t-\varepsilon)^{1/2} & t_b < t < t_r \\ c \cdot ar(t-t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \quad (18)$$

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

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

$c, ar$  : 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必要がある。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  $V_m$

$$V_m = \Delta \sigma \cdot (2 \cdot f_c \cdot W \cdot V_r)^{1/2} / \mu \quad (19)$$

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

$W$  : 断層幅

※ (5) で  $f_{max}$  を想定していない場合には、便宜的に  $f_{max}=10\text{Hz}$  と仮定して設定する。

- ・ 最大すべり速度到達時間  $t_d$

$$f_{max} \doteq 1/(\pi \cdot t_d) \quad (20)$$

- ・ 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  $t_b$   
(18)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  $t_r$

$$t_r \doteq W/(2 \cdot V_r) \quad (21)$$

### 1-3 その他の震源特性

その他の震源特性のパラメータとして、

- ・ 平均破壊伝播速度
- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

を設定する必要がある。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。

#### (1) 平均破壊伝播速度

平均破壊伝播速度  $V_r(\text{km/s})$  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  $V_s(\text{km/s})$  との経験式

$$V_r = 0.72 \cdot V_s \quad (22)$$

により推定する。

#### (2) 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評価結果に大きく影響を与えるため、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。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、断層の下部に設定する。

### (3) 破壊形態

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

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

## 2. 地下構造モデル

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( $V_s=3\text{km/s}$ 相当層)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( $V_s=300\text{m/s}$ ~ $700\text{m/s}$ 相当層)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、基本的な考え方を説明する。

### 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、強震動インバージョン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構造モデルを参照して設定を行う。

### 2-2 「深い地盤構造」

「深い地盤構造」のデータとしては、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があり、これらのデータに基づき、地域の「深い地盤構造」の三次元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。

#### (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断面推定する。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、中小地震の震源断層モデルを用いて強震動予測を行い、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。

#### (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、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、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。

#### ○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。

#### ○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、有用な三次元地下構造モデルの作成が困難なことより、詳細な強震動評価を行うことは難しい。したがって強震動計算方法としては、後述する経験的方法や半経験的方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値構造）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。

### 2-3 「浅い地盤構造」

「浅い地盤構造」のモデルは、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盤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が必要となり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方法を用いた近似的なモデル化も考案されている。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、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。この方法は、以下の手順で「浅い地盤構造」の増幅特性を評価する。

- ① 全国を網羅した約 1km メッシュ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、新たに微地形区分データを作成する。
- ② その区分に次式に示す標高と表層 30m の平均 S 波速度との経験的關係をあてはめる。

$$\log AVS = a + b \cdot \log H + c \cdot \log Dist \pm \sigma \quad \text{————— (23)}$$

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)

$\sigma$ ：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 波速度は工学的基盤から地表への地震波形の最大速度の増幅率と良い相関があり、次式に示す関係式より最大速度の増幅率を算定する。

$$\log R = 1.83 - 0.66 \cdot \log AVS \pm 0.16 \quad (100 < AVS < 1500) \quad \text{————— (24)}$$

R：平均 S 波速度 600m/s の基盤を基準とした増幅率

この方法を用いれば、比較的簡便に全国を約 1km メッシュ単位で「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率を直接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、減衰特性の一次元地盤構造モデルの設定を行う。さらに、浅い地盤は大地震により大きなひずみを受けると非線形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。このパラメータについては、土質試験を行って設定するのが望ましいが、これ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、これをメッシュごとに当てはめる方法がある。

## 3. 強震動計算方法

強震動計算方法は、地盤のモデル化や入力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。

### 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手法は、経験的方法、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。

#### (1) 経験的方法

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である。平均的な値で評価するため、破壊過程の影響やアスペリティの影響は考慮できない。

#### (2) 半経験的な方法

既存の小地震の波形から大地震の波形を合成する方法で経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法がある。

経験的グリーン関数法は、想定する断層の震源域で発生した中小地震の波形を要素波（グリーン関数）として、想定する断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法である。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。但し、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。時刻歴波形はこの方法で計算される。

これに対して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。したがって、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。

#### (3) 理論的手法

数値理論計算により地震波形を計算する方法。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。この手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できるが、破壊のランダム現象が卓越する短周期領域についての評価は、現時点では困難である。

#### (4) ハイブリッド合成法

震源断層における現象のうち長周期領域を理論的手法、破壊のランダム現象が卓越する短周期領域を半経験的手法でそれぞれ計算し、両者を合成する方法である。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である。

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、半経験的方法である統計的グリーン関数法（例えば、釜江ほか,1991）と理論的方法である有限差分法（例えば、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、地震波形に反映可能
- ・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、半経験的方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)、理論的方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、かつ計算時間も早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、理論的方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、震源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。

なお、ハイブリッド合成法における理論的方法と半経験的方法の接続周期について予備検討を行った結果、接続周期2秒では破壊の進行方向に応じた地震波の指向性が評価できず、1秒で評価できることを確認した(地震調査委員会強震動評価部会,2001)。したがって、理論的方法の計算し得る周期帯は計算機の記憶容量、計算領域および計算時間に依存するが、なるべく1秒付近まで計算できるようにすることを優先させることが重要である。

一方、特性化震源モデルや詳細な地盤構造モデルが得られない地域では、経験的方法(例えば、司・翠川,1999)や統計的グリーン関数法を用いる。評価に用いる各パラメータについては、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。

### 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」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を掛け合わせることで地表の最大速度を算定する。

#### (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。

##### ①線形解析法

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

##### ②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%までとされている。また、強い揺れにより液状化等が生じる可能性がある地盤への適用は難しい。

##### ③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範囲となる。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、今までは等価線形法が多く用いられてきた。この理由は、等価線形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の検討を目的として、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、逐次非線形解析による広域地震動算出への課題は多い。すなわち、逐次非線形解析の広域地震動評価への適用は、まだ緒についたばかりで、今後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の地震動評価における計算方法としては、等価線形法を中心に検討することとした。

#### 4. 予測結果の検証

活断層で発生する地震は活動間隔が長いこと、最新活動の地震の震度情報や観測情報は得られていない。したがって、活断層で発生する地震の強震動予測結果の検証は経験的方法による距離減衰式との比較を行うことが唯一の検証方法となる。

具体的には、地域性を考慮した距離減衰式が作成されている場合には、その距離減衰式のばらつきの範囲に強震動の予測結果が概ね収まることが望ましい。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どの程度違うかによって、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。

このような検証の結果、距離減衰式のばらつきの傾向と強震動評価結果の傾向にかなり差があり、予測結果の妥当性に問題があるのであれば、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必要がある。

以上

#### 参考文献（アルファベット順）

- Boatwright, J. (1988): The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 489-508.
- 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.
- Dalguer L.A, K. Irikura, J. Riera, and H. C. Chiu (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.
- Das, S. and B. V. Kostrov(1986):Fracture of a single asperity on a finite fault, *Earthquake Source Mechanics*, Maurice Ewing Volume 6, American Geophysical Union, 91-96.
- 藤本一雄・翠川三郎(2003)：日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定，日本地震工学会論文集，第3巻，第3号，1-15.
- Geller, R.J.(1976):Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- Graves, W. Robert (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.
- 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.
- 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville(2000)：強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出，日本建築学会構造系論文集，527，61-70.
- Ito, K.(1999): Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, *Tectonophysics*, 306, 423-433.
- 入倉孝次郎・釜江克宏(1999)：1948年福井地震の強震動，*地震* 2，52，129-150.
- 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.
- Iwata, T., H. Sekiguchi, and K. Miyakoshi (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*, Aug. 2001, 53-59.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001)：糸魚川-静岡構造線断層帯（北部、中部）を起震断層と想定した強震動評価手法（中間報告）。

- 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2，51，339-354.
- 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.
- 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.
- 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.
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝(2001)：すべりの空間的不均質性の抽出，平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書，99-109.
- 中田高・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2，53，1-9.
- Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994)：表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性，仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析，日本建築学会構造系論文集，462，79-89.
- 司宏俊・翠川三郎(1999)：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，第523号，pp.63-70.
- Shnabel, P.B., J. Lysmer, and H. B. Seed (1972): SHAKE, A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, 70, 59-80.
- 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.
- 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 $f_{max}$ に関する基礎的検討，地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，103.
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.
- 吉田望・東畑郁生(1991)：YUSAYUSA-2 理論と使用方法.

## 図のもくじ

(図12～19)

図12—1	文献位置図（深層ボーリング）	1
図12—2	文献位置図（屈折法地震探査）	2
図12—3	文献位置図（反射法地震探査）	3
図12—4	文献位置図（K-NET、KiK-net）	4
図12—5	文献位置図（微動アレイ探査）	5
図13	地質断面図と物理探査データ	6
図14—1	「詳細法工学的基盤」における計算波形例（ケース1）	7
図14—2	「詳細法工学的基盤」における計算波形例（ケース2）	8
図15—1	「詳細法工学的基盤」上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）	9
図15—2	「詳細法工学的基盤」上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）	10
図16—1	「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」 における最大速度分布図（ケース1）	11
図16—2	「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」 における最大速度分布図（ケース2）	12
図17—1	「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）	13
図17—2	「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2）	14
図18—1	「詳細法」による強震動予測結果：震度分布図 （ケース1）	15
図18—2	「詳細法」による強震動予測結果：震度分布図 （ケース2）	16
図19	「簡便法」による強震動予測結果：震度分布図	17

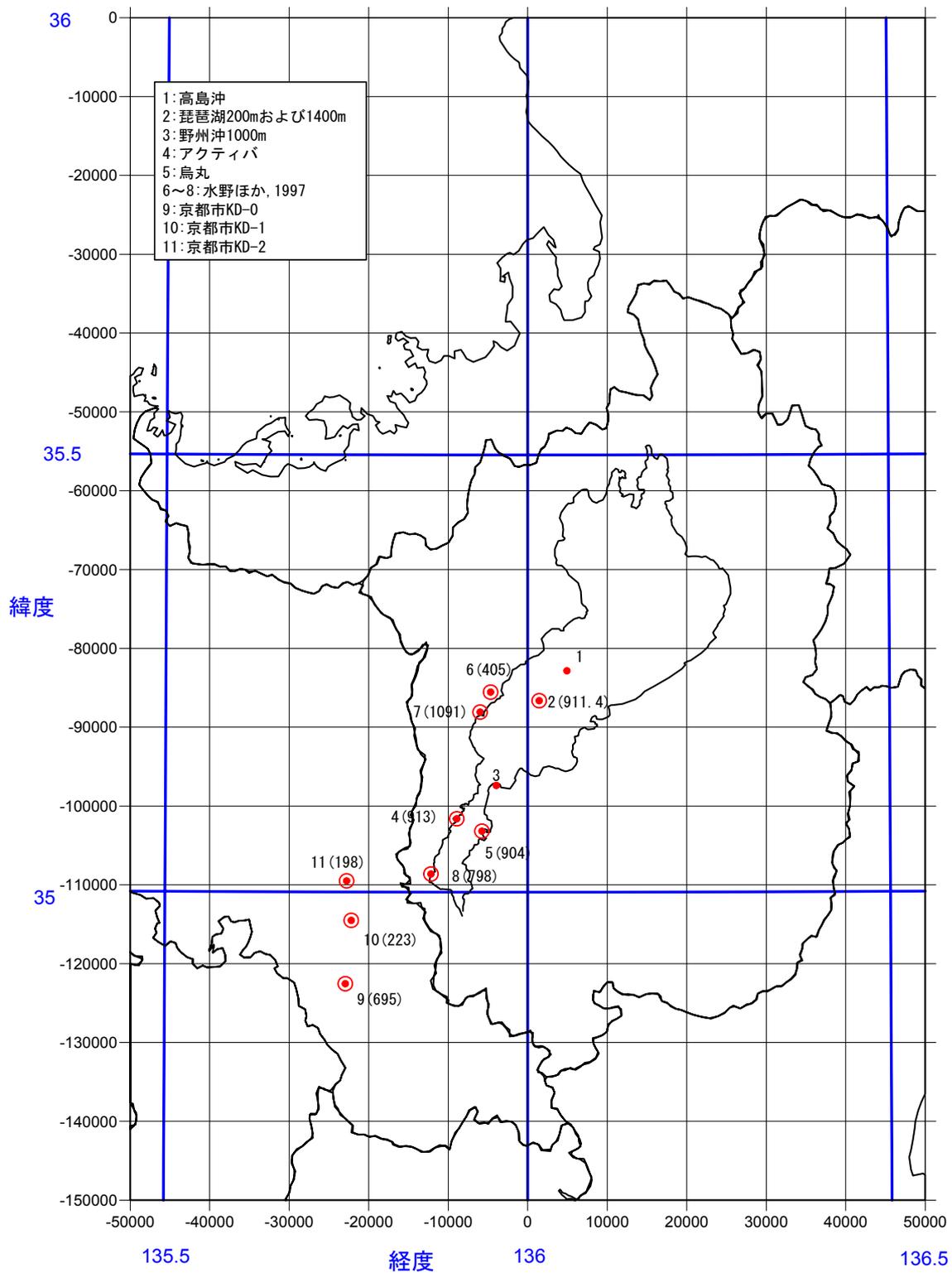


図12-1 文献位置図(深層ボーリング)  
 ◎は基盤岩類に達したもの 括弧内は到達深度

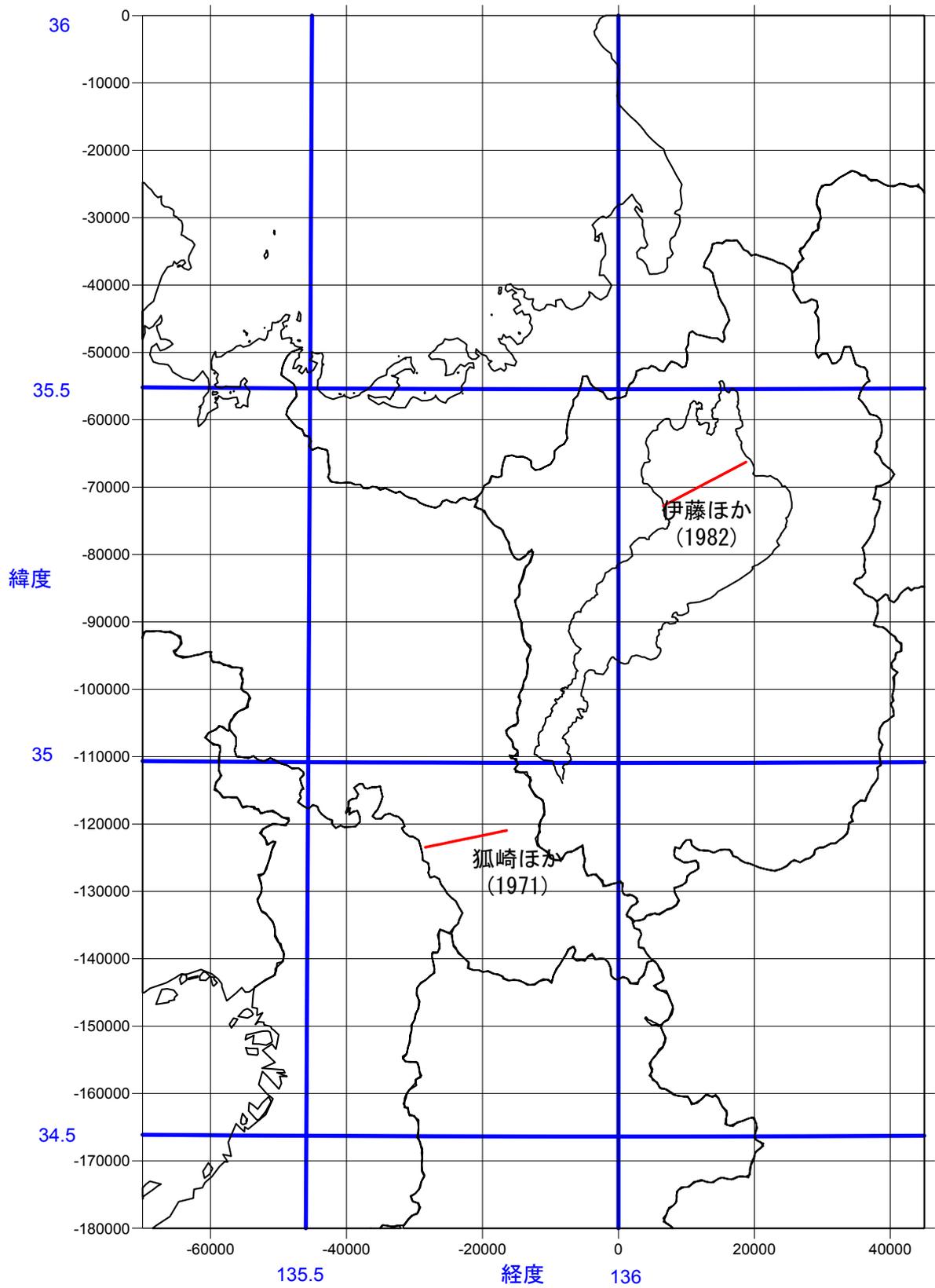


図12-2 文献位置図(屈折法地震探査)

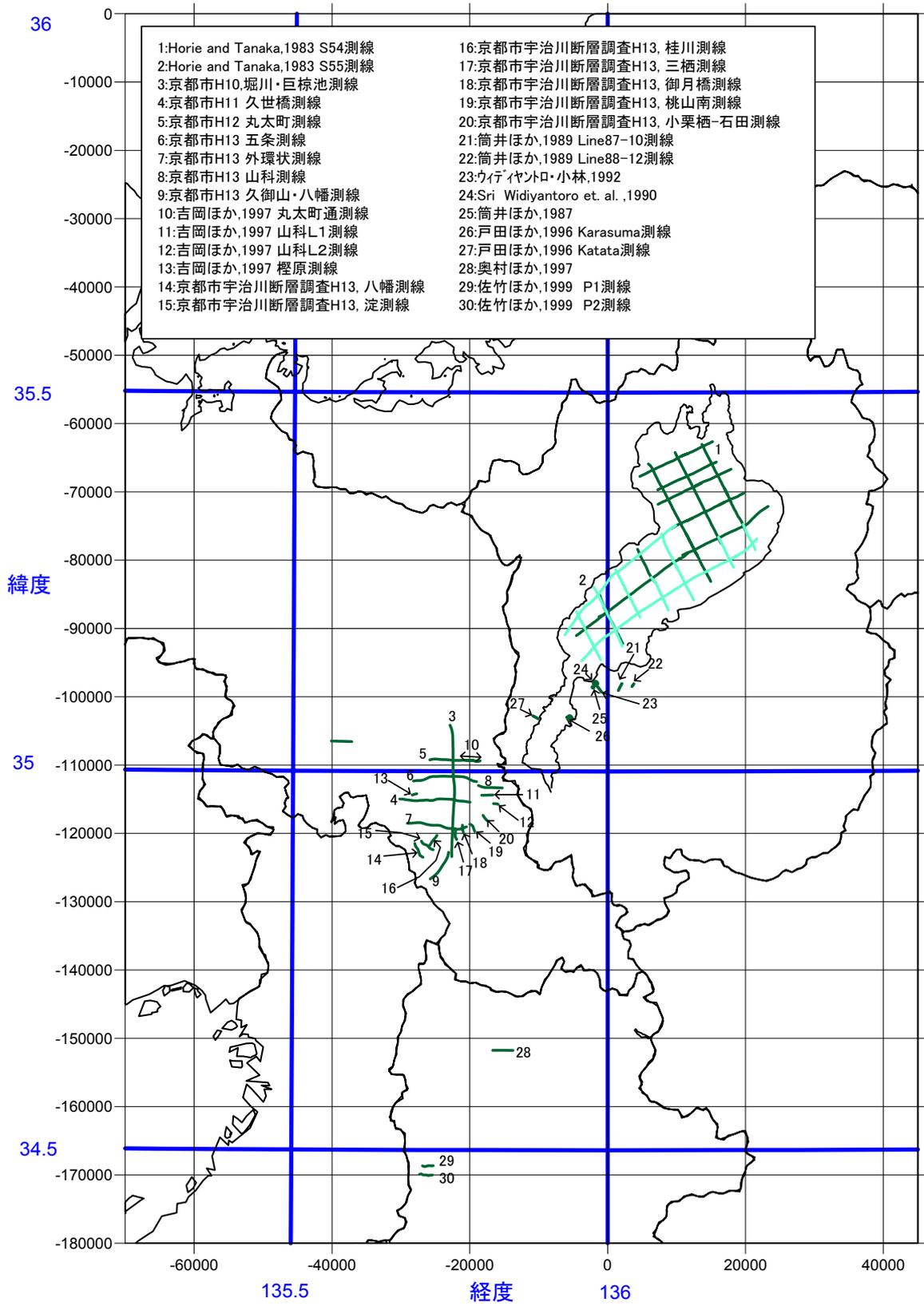


図12-3 文献位置図(反射法地震探査)

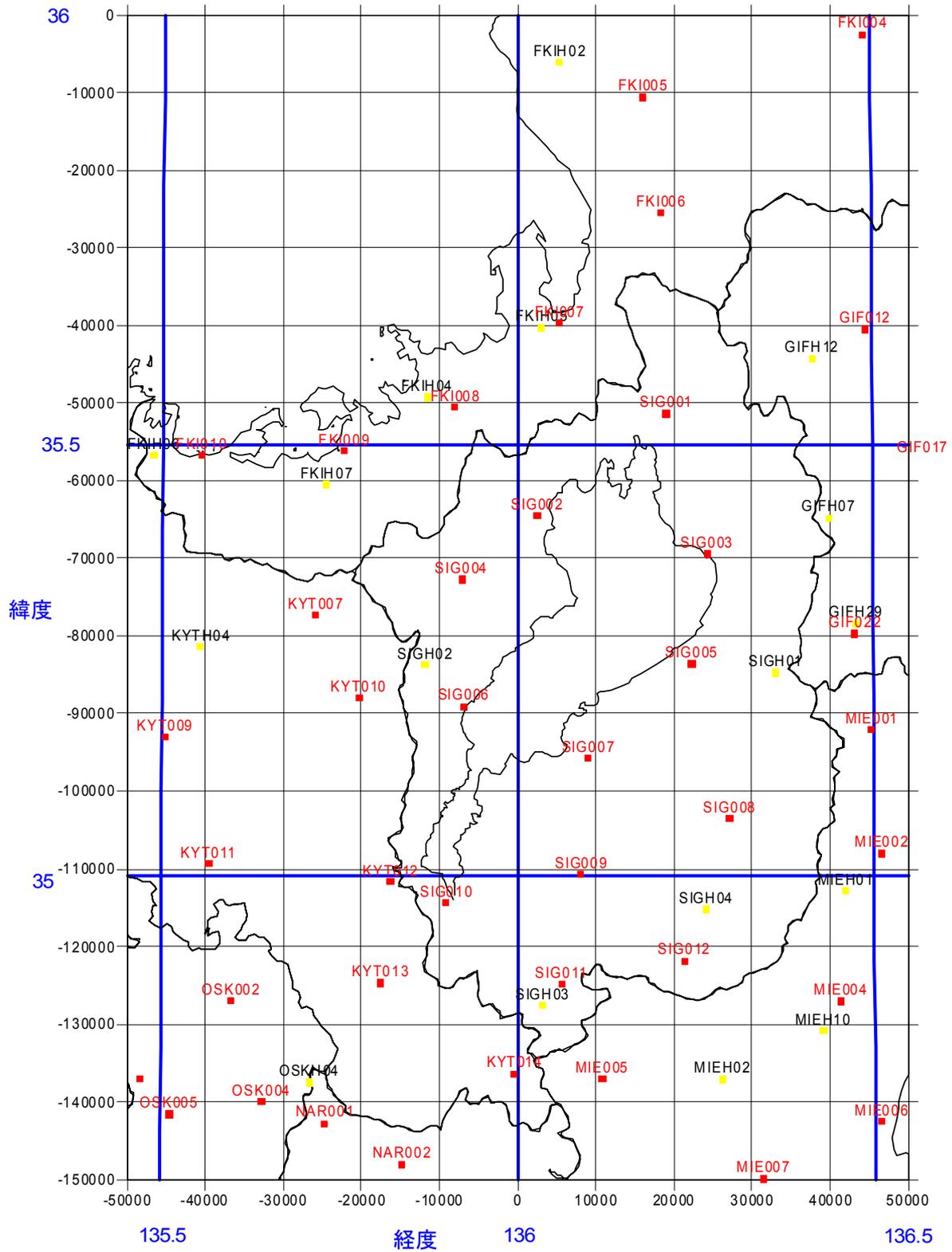


図12-4 文献位置図(K-NET、KiK-net)

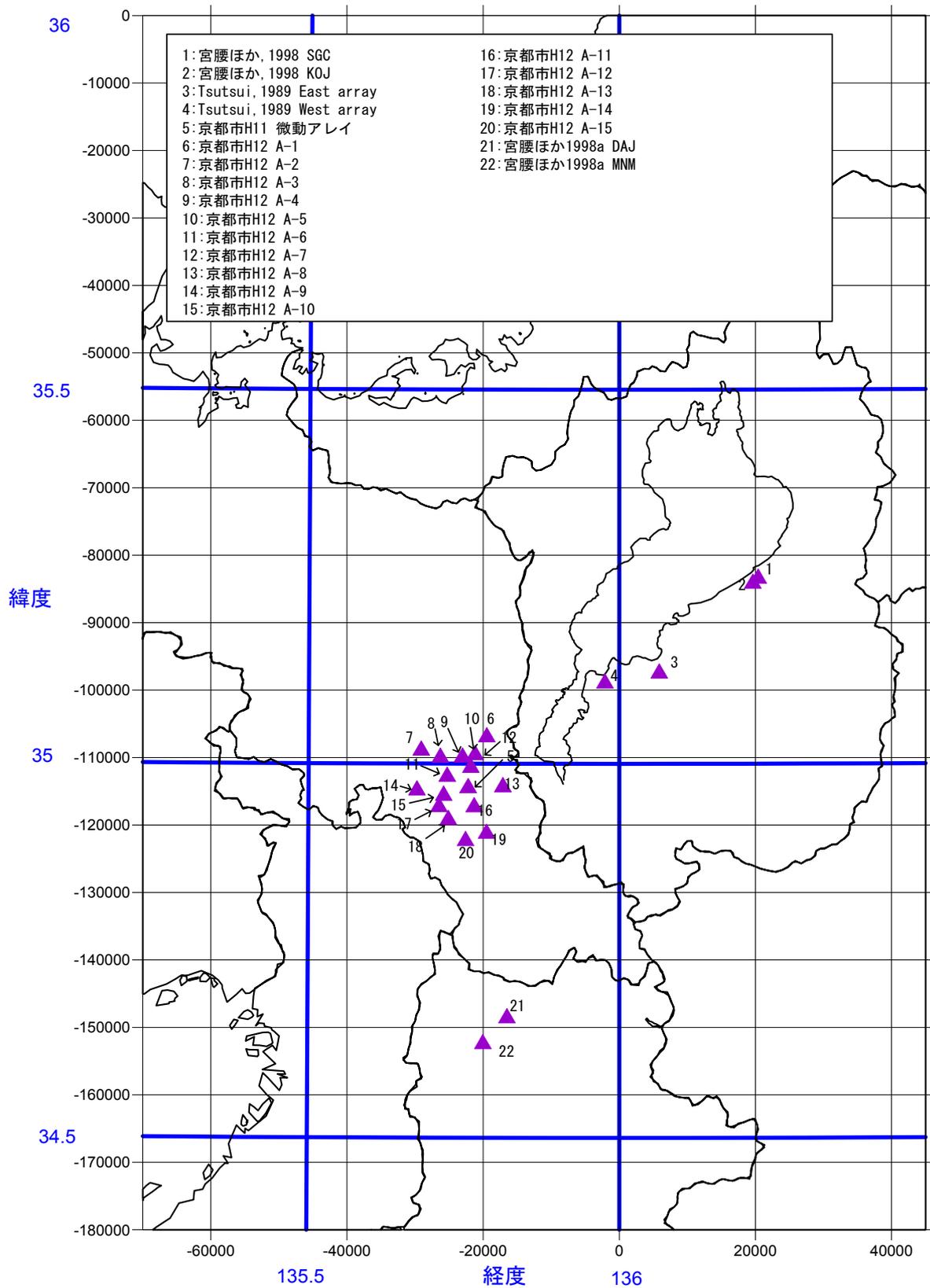


図12-5 文献位置図(微動アレイ探査)

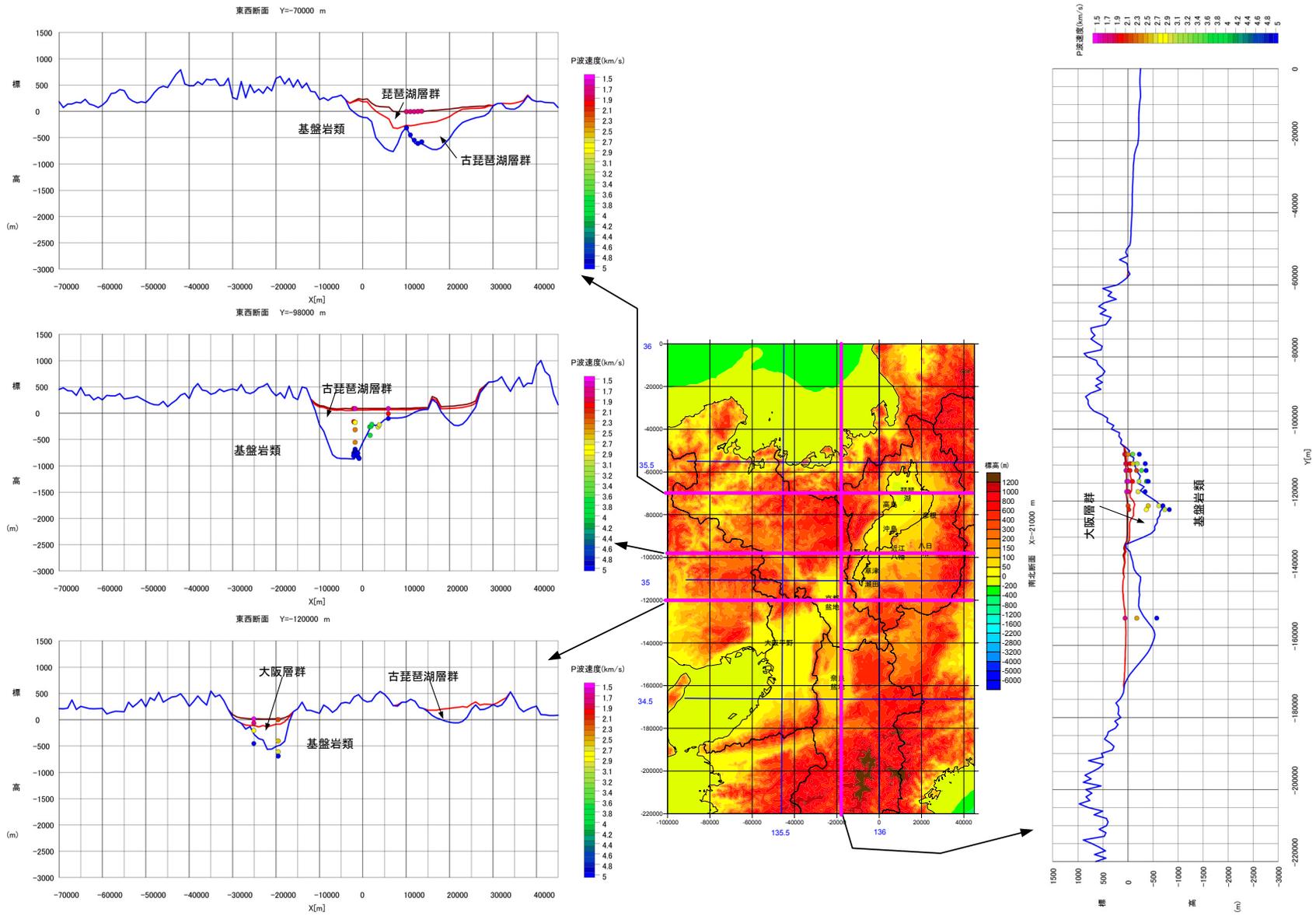


図13 地質断面図と物理探査データ

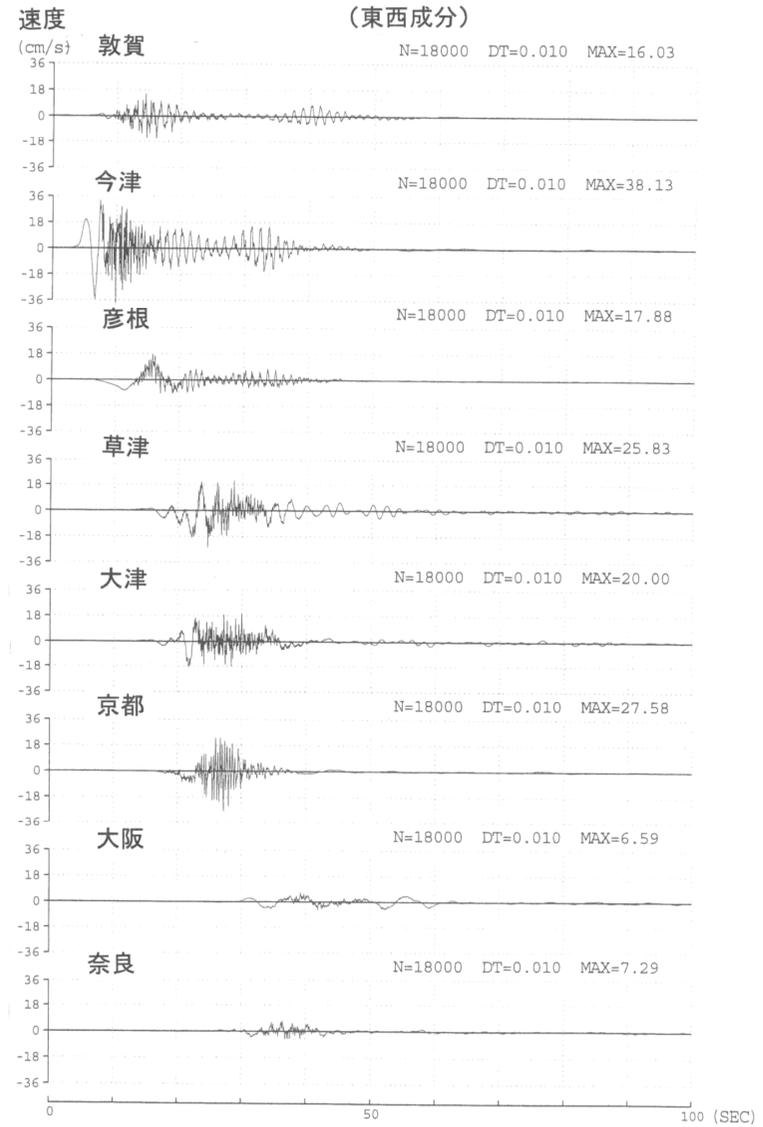
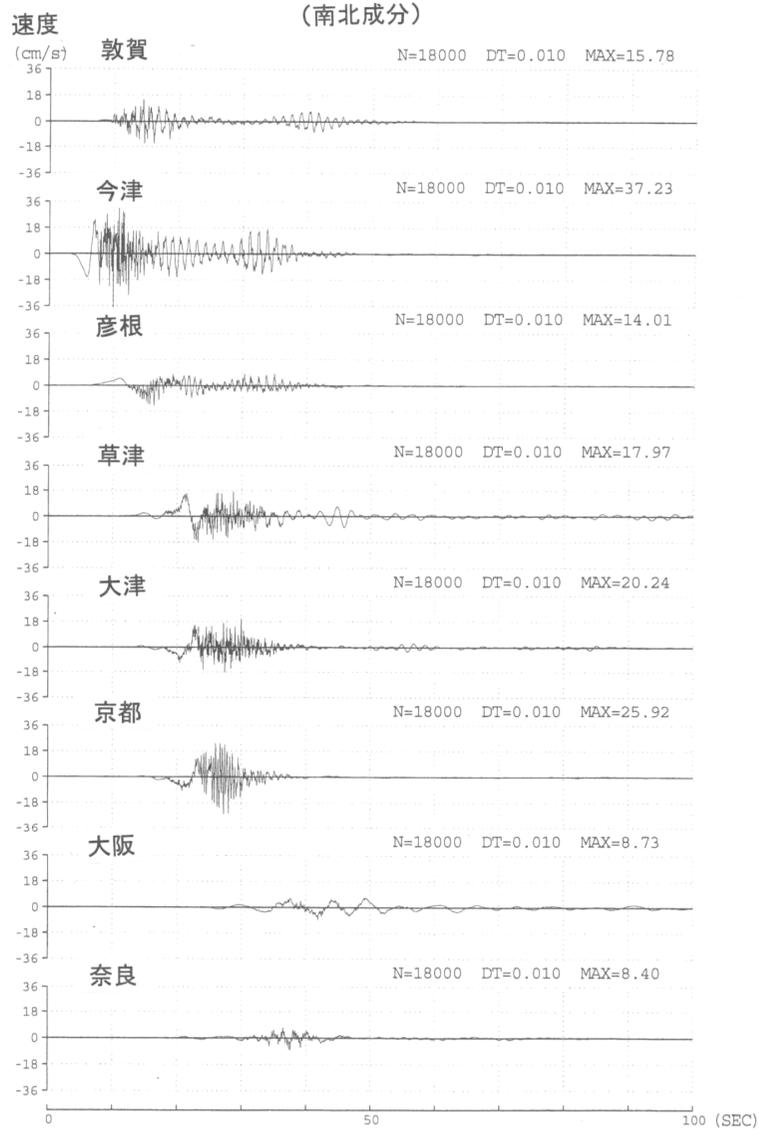


図14-1 「詳細法工学的基盤」における計算波形例(ケース1)

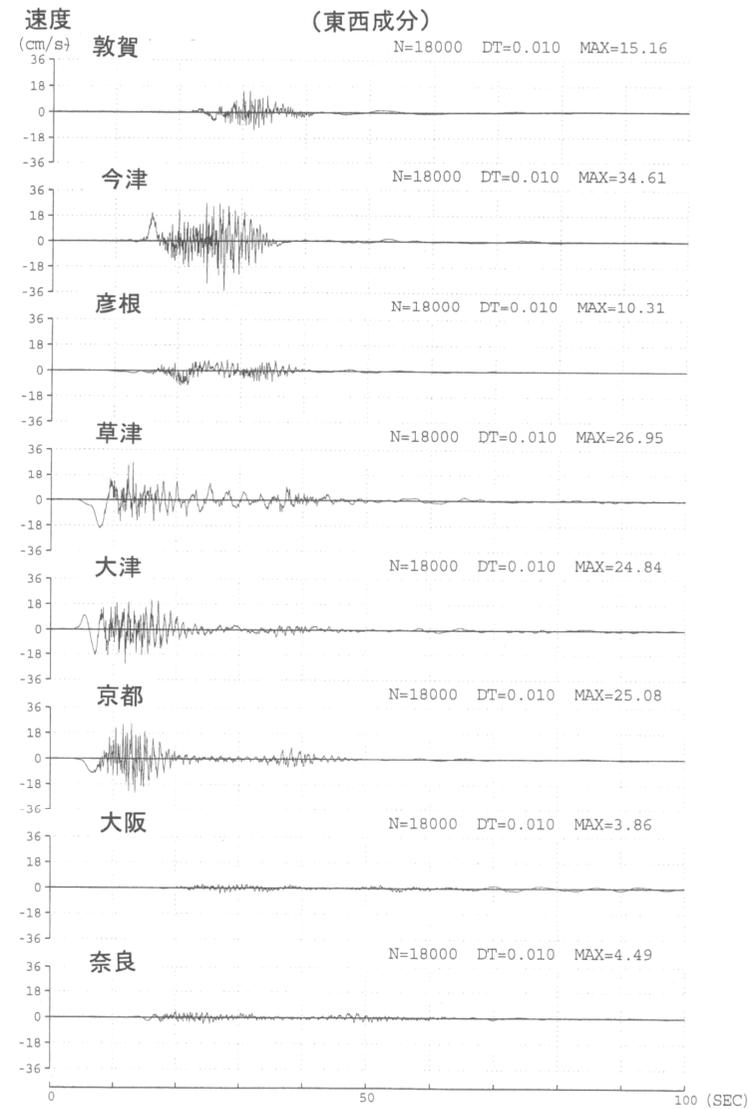
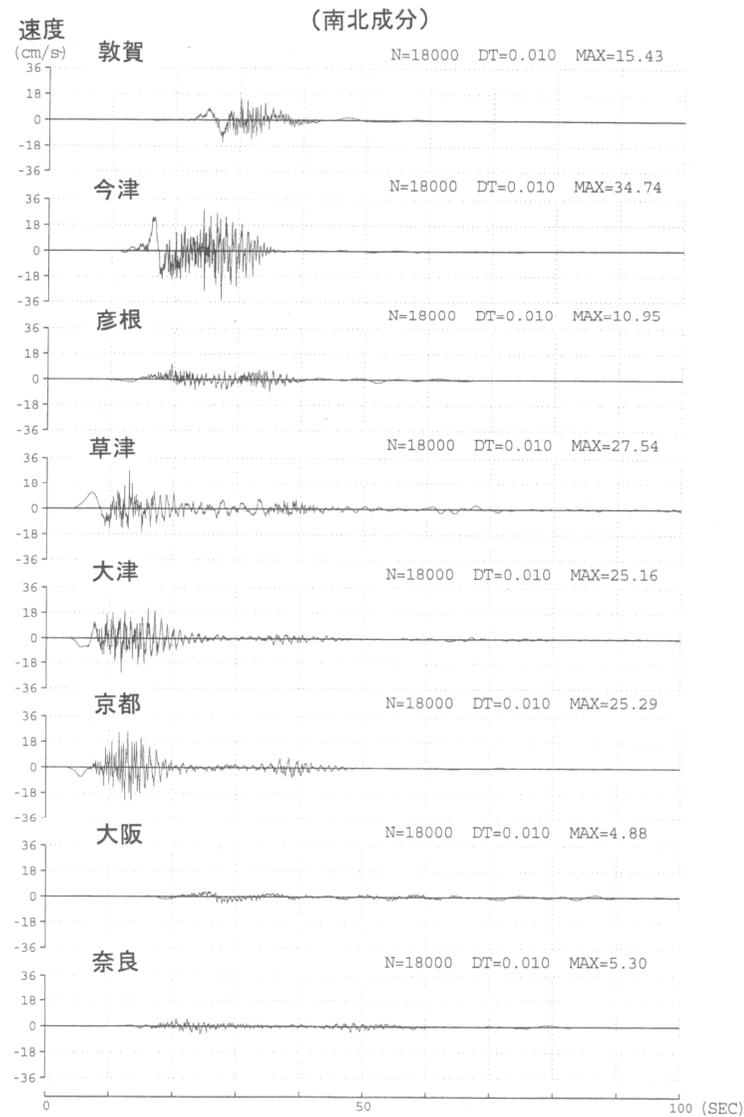


図14-2 「詳細法工学的基盤」における計算波形例(ケース2)

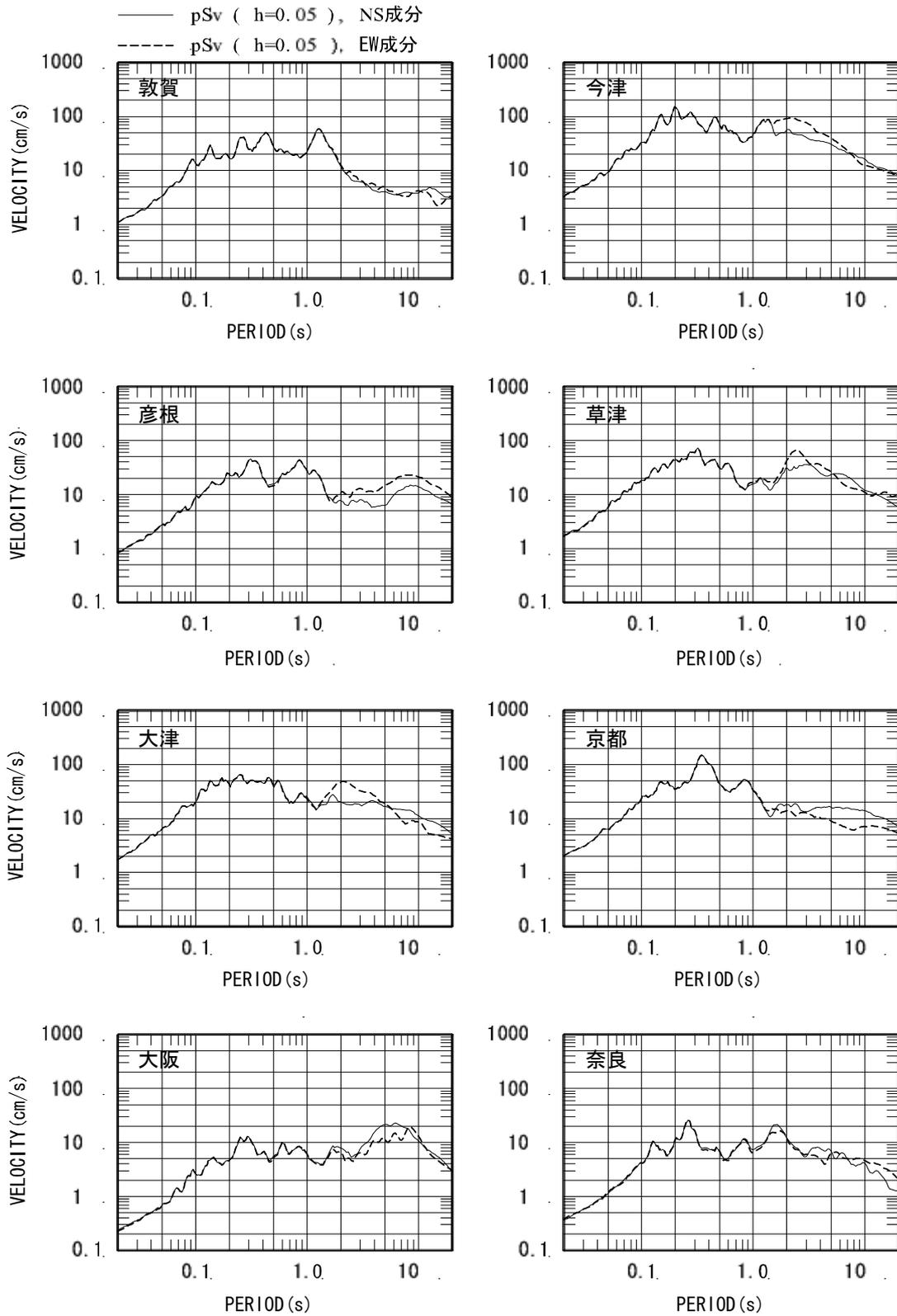


図 15-1 「詳細法工学的基盤」の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (ケース 1)

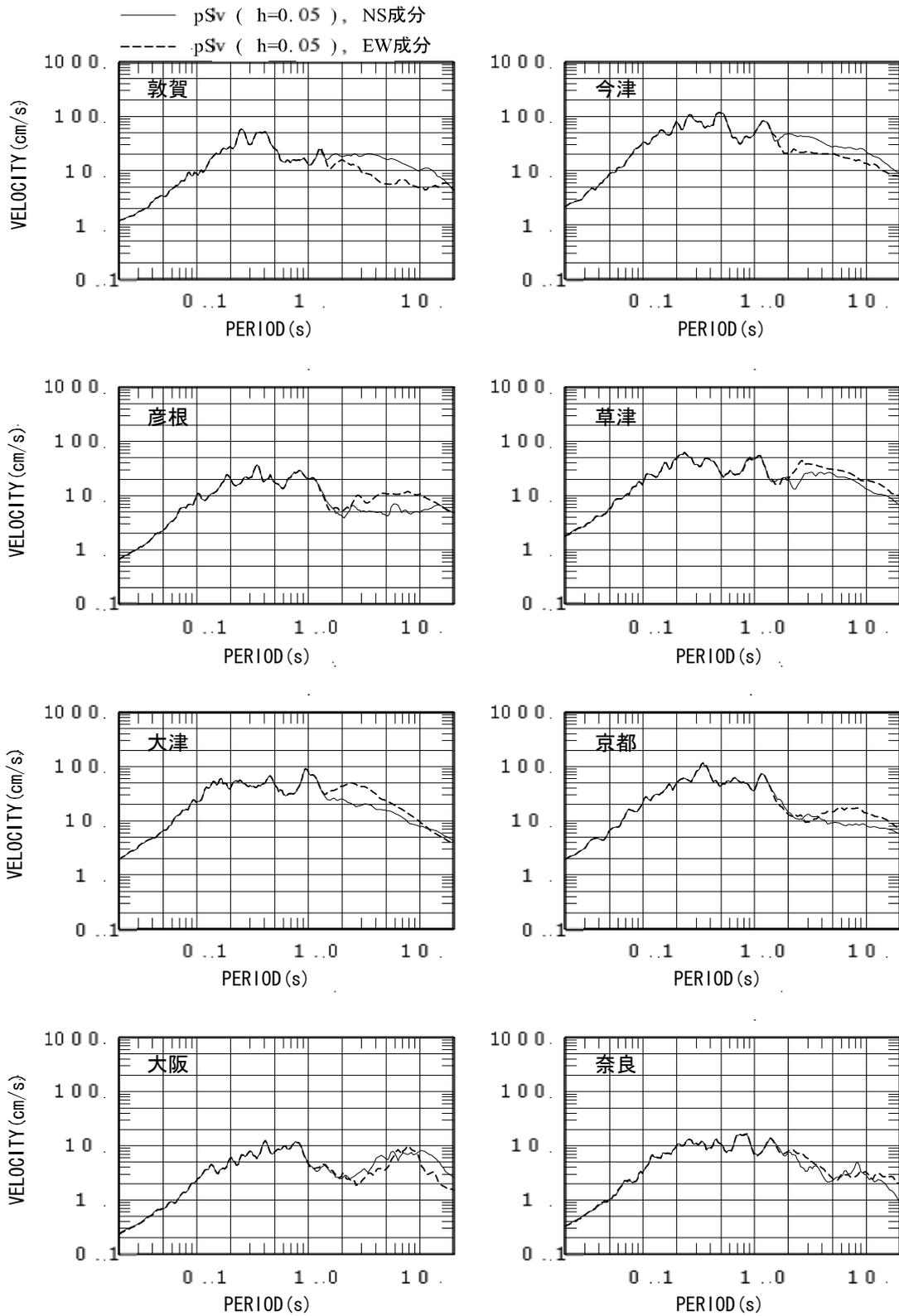


図 15-2 「詳細法工学的基盤」の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (ケース 2)

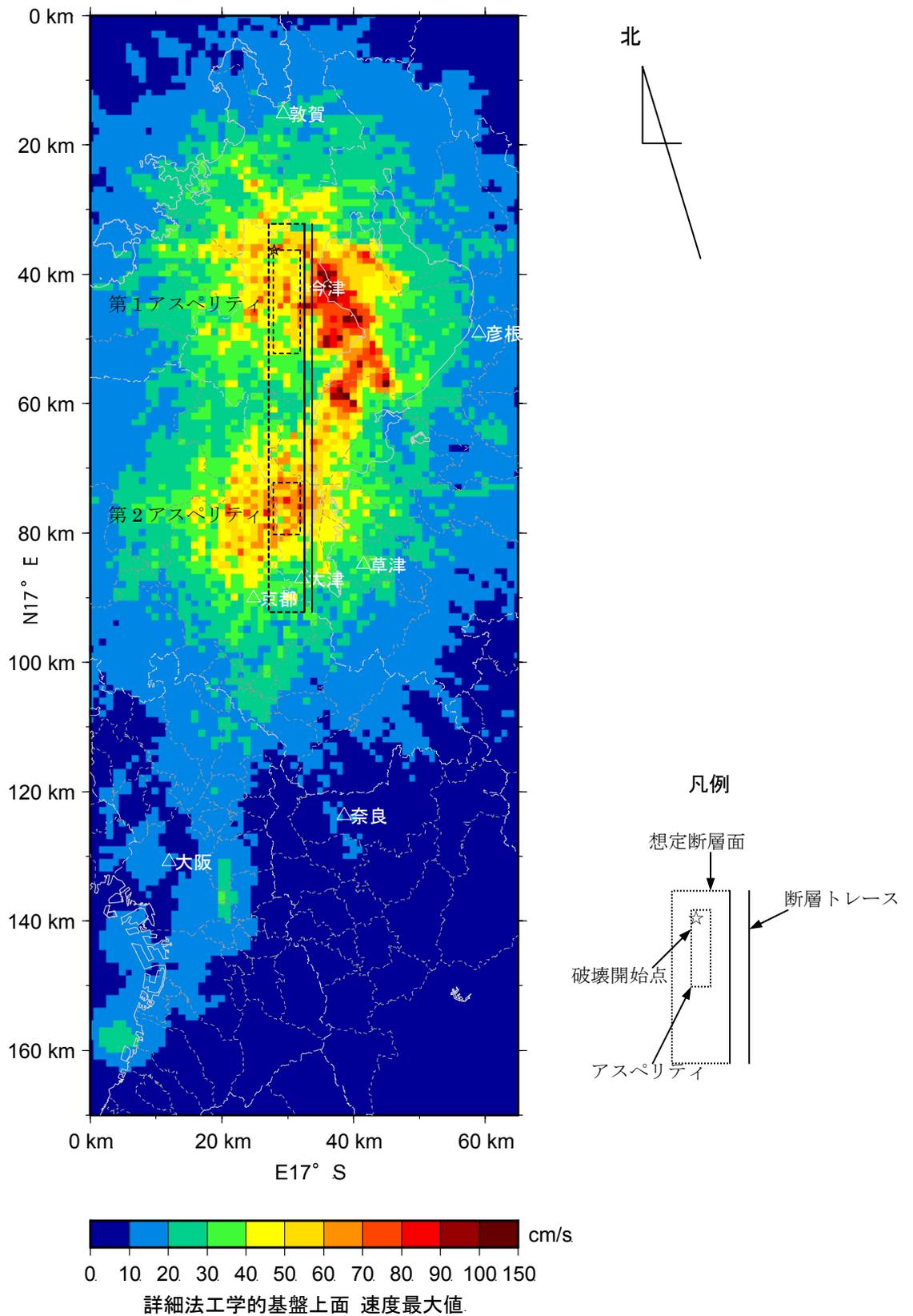


図16-1 「詳細法」による強震動予測結果:「詳細法工学的基盤」上面における最大速度分布図(ケース1)

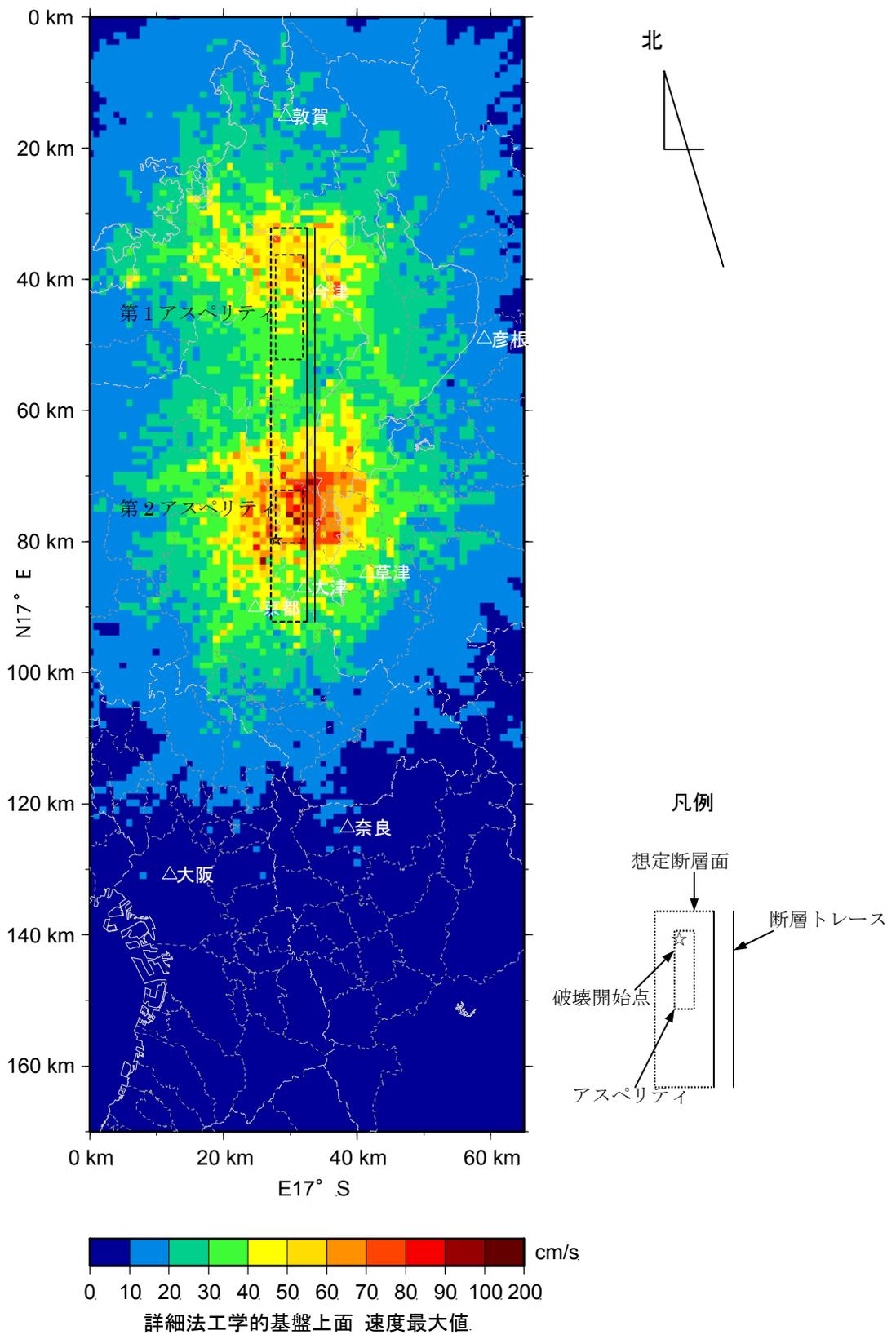


図16-2 「詳細法」による強震動予測結果:「詳細法工学的基盤」上面における最大速度分布図(ケース2)

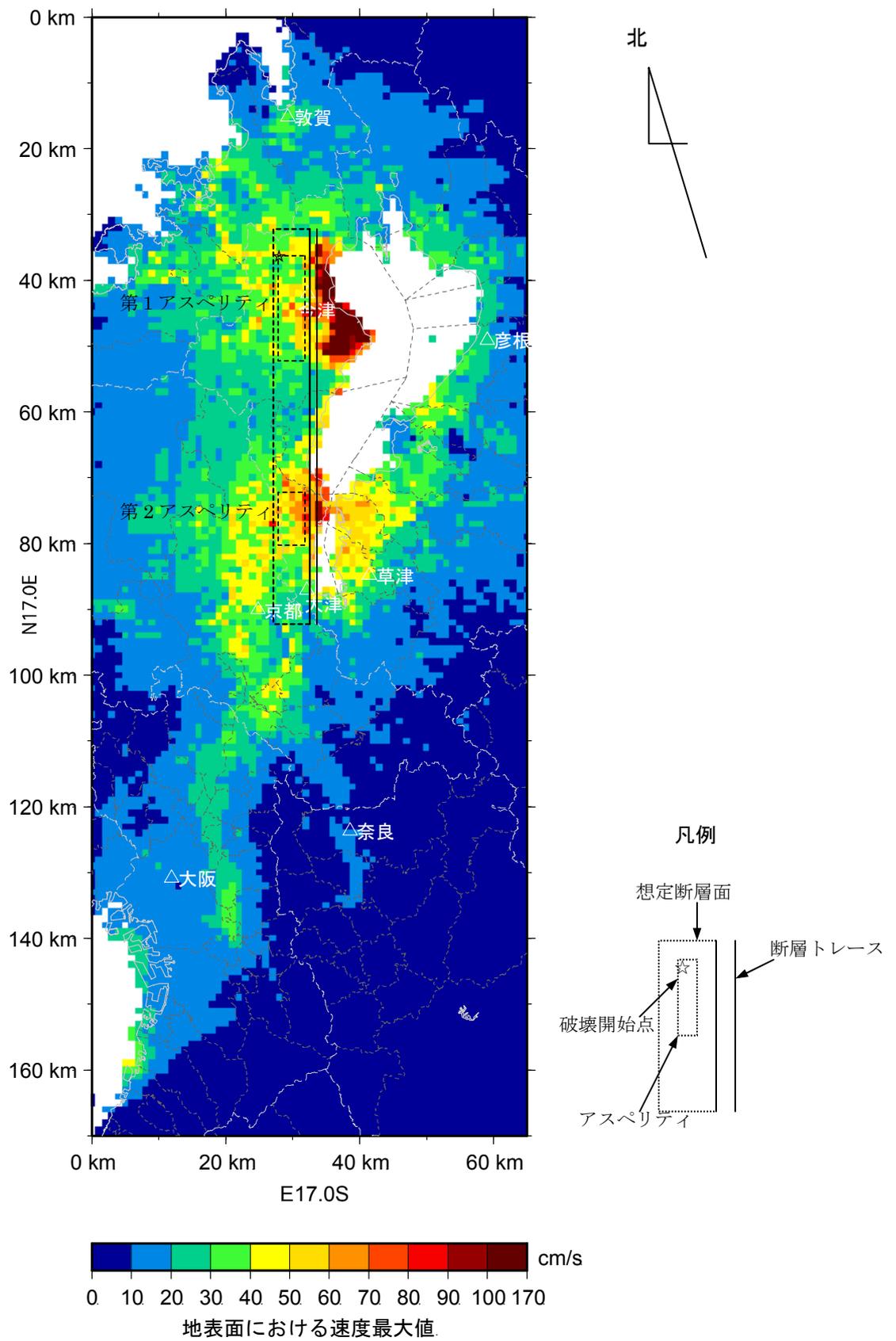


図17-1 「詳細法」による強震動予測結果:地表の最大速度分布図(ケース1)

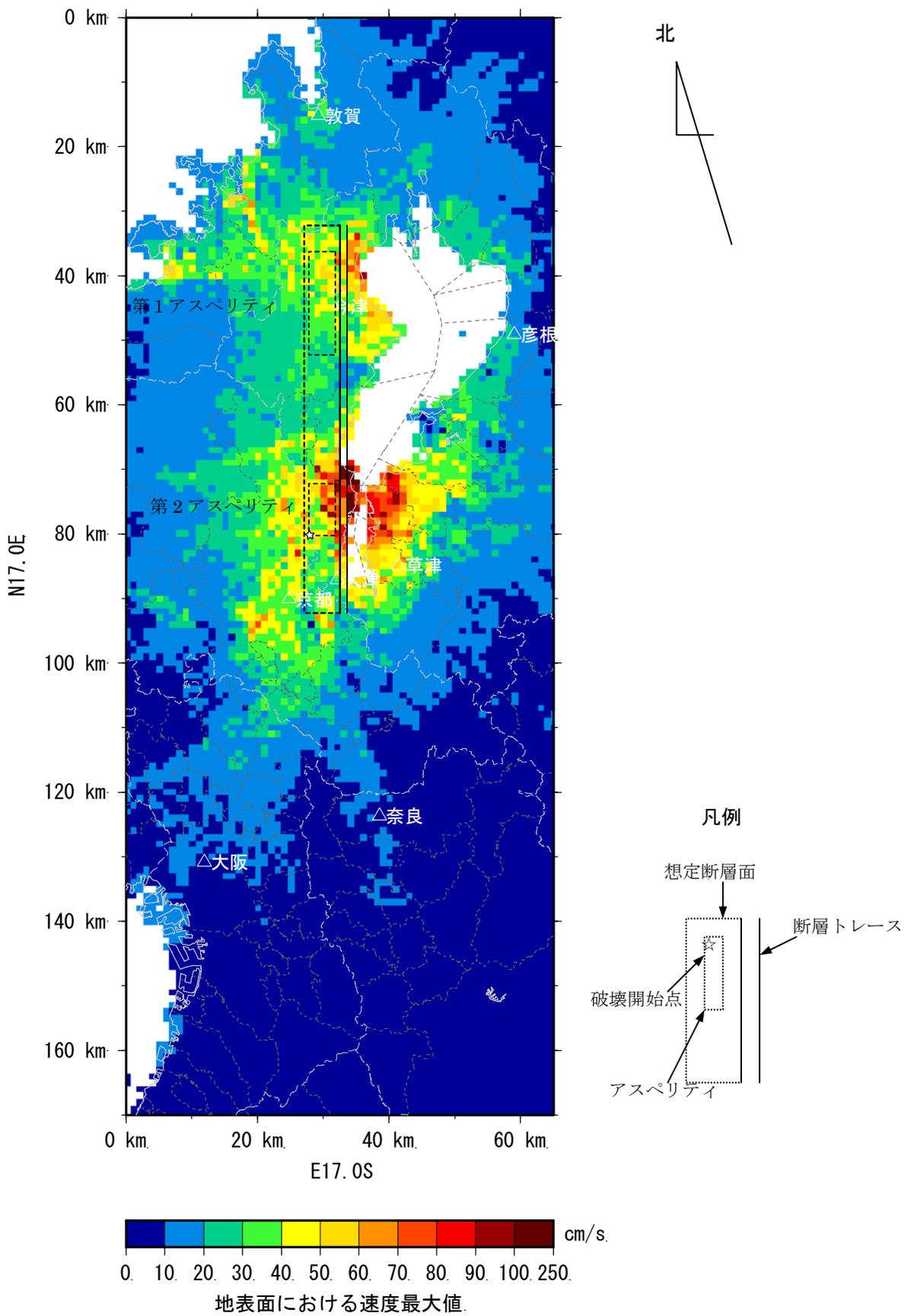
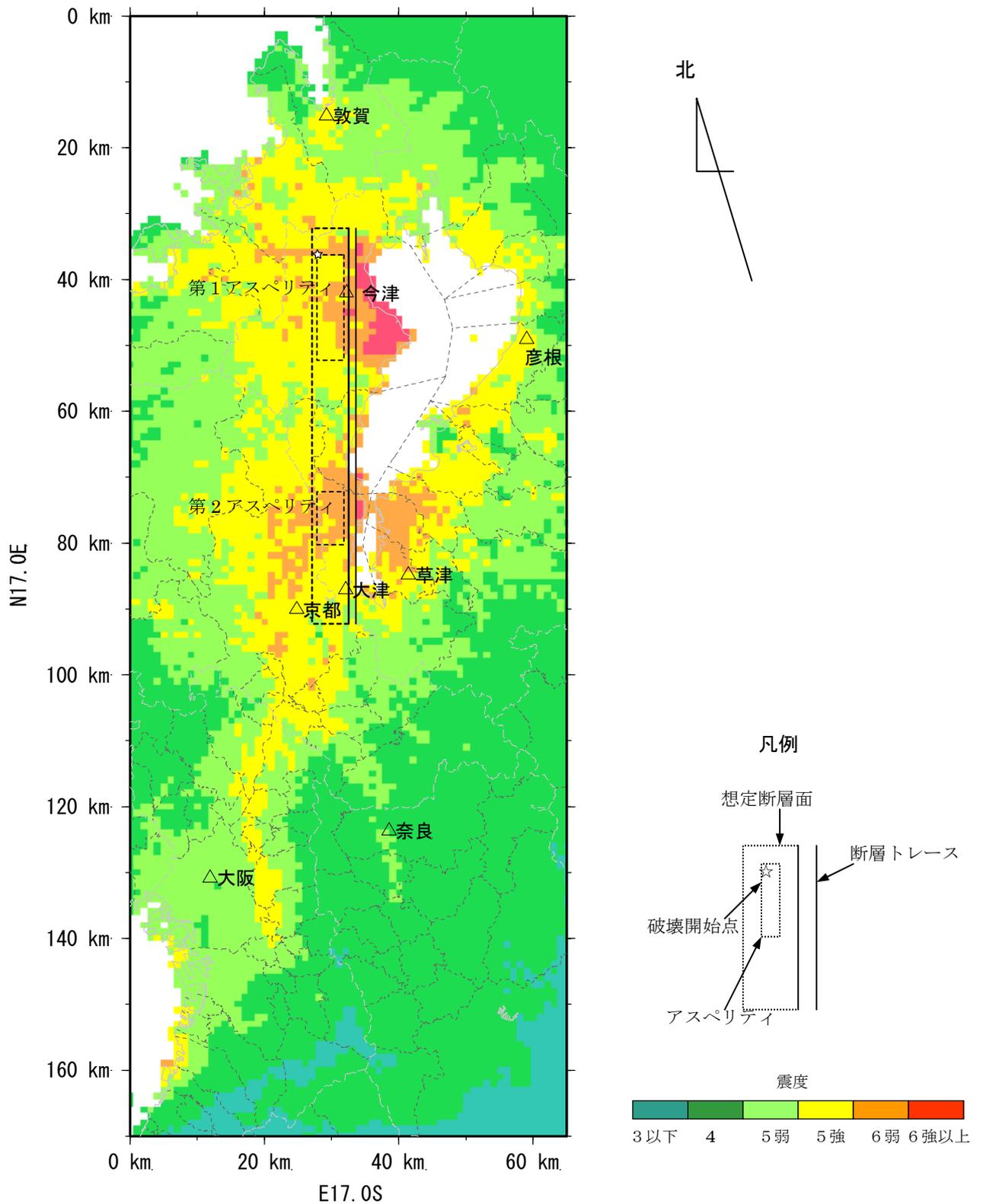
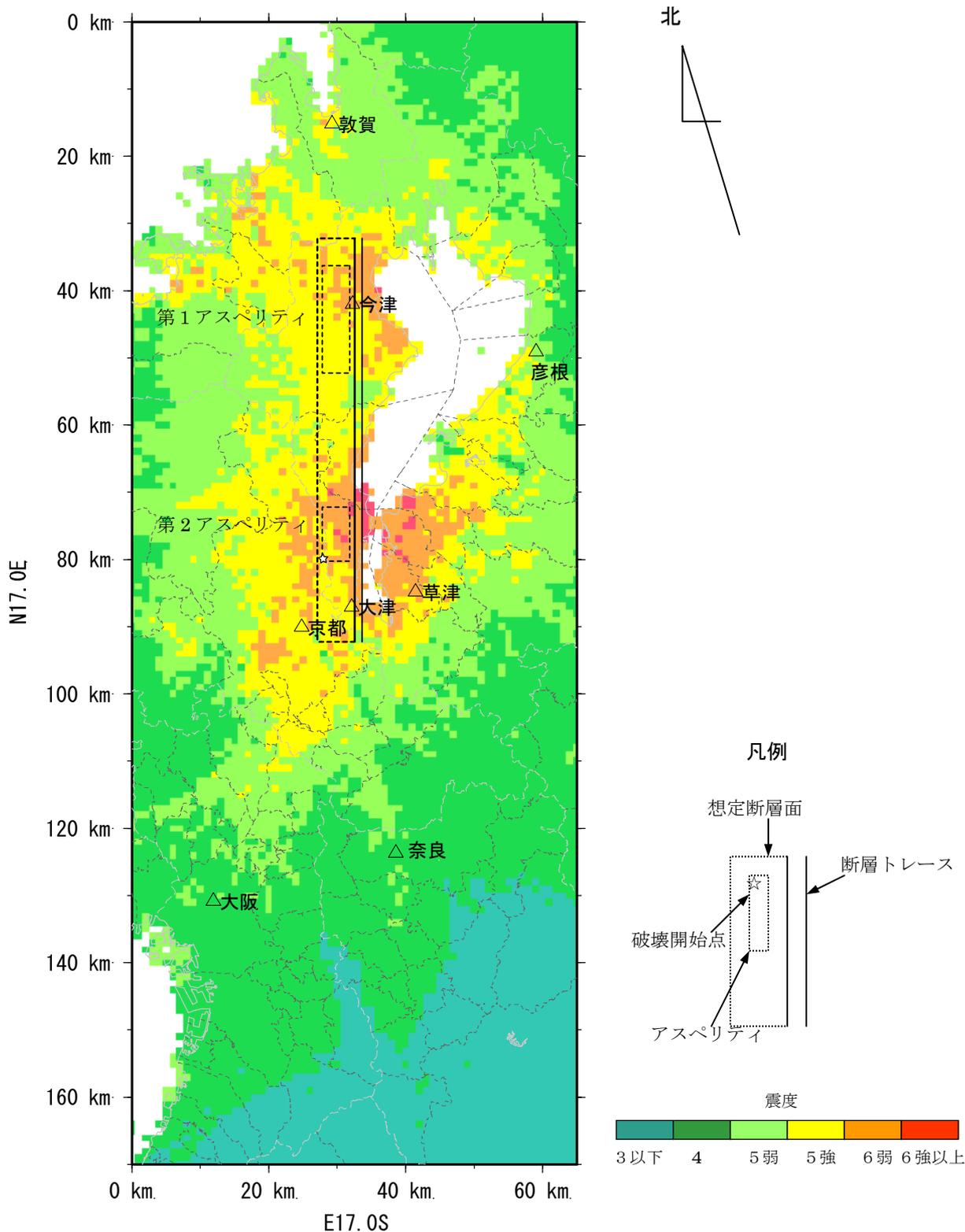


図17-2 「詳細法」による強震動予測結果:地表の最大速度分布図(ケース2)



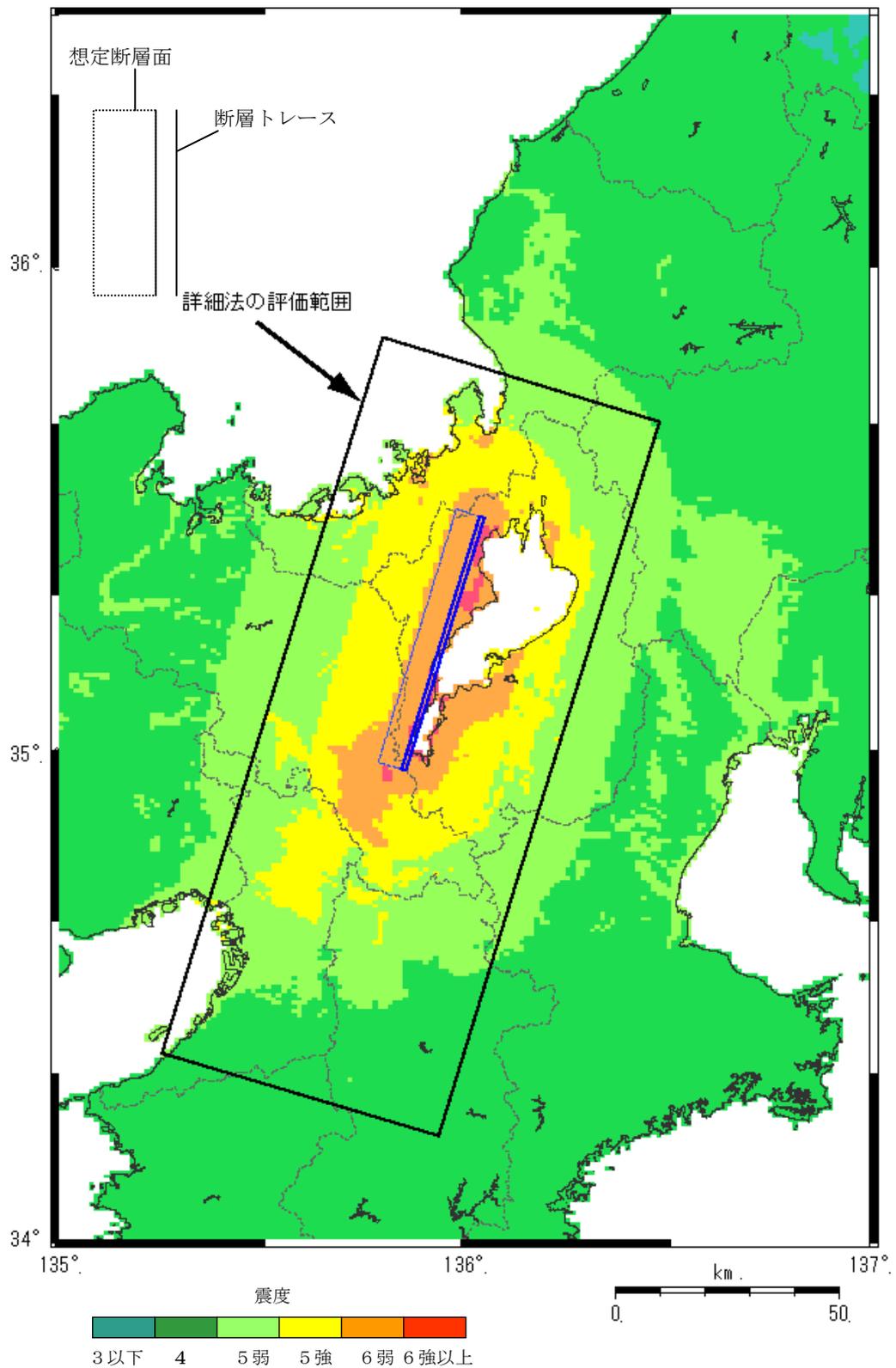
※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。上の図は、震度分布の大きさや形状を概観するためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

図18-1 「詳細法」による強震動予測結果:震度分布図(ケース1)



※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18-2 「詳細法」による強震動予測結果:震度分布図(ケース2)



※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19 「簡便法」による強震動予測結果:震度分布