

## 高山・大原断層帯の地震を想定した強震動評価について

平成 16 年 9 月 27 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、その成果を逐次公表してきた（地震調査委員会、2002<sup>2</sup>、2004b<sup>3</sup>など）。今回、この手法を基に高山・大原（おっぱら）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。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(2004b)：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）

## 高山・大原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、高山・大原（たかやま・おっばら）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「高山・大原断層帯の評価」（地震調査委員会，2003a；以下「長期評価」という）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

高山・大原断層帯は、岐阜県北部の高山市、およびその周辺市町村に分布する断層帯で、ほぼ北東－南西方向に並走する多数の断層からなる。これらの断層のうち、高山市から郡上（ぐじょう）市に至る長さ約48kmの高山断層帯、吉城（よしき）郡国府（こくふ）町から大野郡荘川（しょうかわ）村に至る長さ約27kmの国府断層帯、および大野郡高根村から下呂市に至る長さ約24kmの猪之鼻（いのはな）断層帯について長期評価がなされている。これらの断層帯はいずれも右横ずれが卓越する複数の断層からなっており、それぞれの断層帯が1つの区間として活動する可能性がある。今後30年以内の地震発生確率は、高山断層帯で0.7%、国府断層帯でほぼ0－5%であり、国府断層帯は、その最大値をとると、今後30年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グループに属することになる。猪之鼻断層帯については、将来の地震発生の可能性は不明とされている。

本報告では、「長期評価」に基づき、3つの断層帯を個別に扱うこととし、各断層帯の震源断層位置を図1のように設定した。そして、震源断層の面積が最も大きい高山断層帯について3ケース、国府断層帯と猪之鼻断層帯について、それぞれ1ケースの合計5ケースの震源断層モデルを想定した。各ケースにおける震源断層の形状、アスペリティおよび破壊開始点の位置を図2に示す。高山断層帯については、震源断層の面積が比較的大きいため、アスペリティ<sup>4</sup>を2つとし、「長期評価」により平均的なずれの速度が比較的大きいと推測された断層帯北東端部に大きいアスペリティを、断層帯中央部に小さいアスペリティを配置した。破壊開始点は、断層帯北東端部のアスペリティの北東下端と中央部のアスペリティの南西下端の2ケース（ケース1、ケース2）とした。さらに、同断層帯については、断層帯の近傍にあり「詳細法」による強震動評価範囲内で人口が最も多い高山市に対する影響が大きくなる可能性があるケースとして、断層帯南西端部に大きいアスペリティを、中央部に小さいアスペリティを配置し、破壊開始点を南西端部のアスペリティの南西下端としたケース（ケース3）も想定した。国府断層帯については、震源断層の面積が比較的小さいため、アスペリティを1つとし、「長期評価」による平均的なずれの速度が比較的大きいと推測された断層帯中央部に配置した。破壊開始点はアスペリティの中央下端とした。猪之鼻断層帯については、震源断層の面積が比較的小さく、平均的なずれの速度等の情報に乏しいことから、平均的なケースとして、1つのアスペリティを断層帯中

<sup>4</sup> 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い領域）。

中央部に配置し、破壊開始点をアスペリティの中央下端とした。震源断層パラメータの一覧を表 1 に示す。

## 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>5</sup>から上の工学的基盤<sup>6</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付近に分布する表層地盤（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、高山・大原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、これらの地下構造モデルを作成した。「深い地盤構造」に対する地下構造モデルの作成にあたっては、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、地質資料等の情報収集、整理を行った。次に地質構造（地層の平面及び深さ分布）をモデル化し、これと速度層構造との対比を行った上で三次元地下構造モデルを作成した。この結果（図 3 参照）によると、砺波平野から金沢平野にかけて、および松本盆地周辺で地震基盤の深い地域が見られる。一方、「浅い地盤構造」の地下構造モデルについては、地盤調査データが乏しいことからモデルを作成せず、地形分類に基づいて経験的に算定される増幅率を用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（図 4 参照）をみると、富山平野や金沢平野の沿岸部で増幅率が高くなっている。また、高山市などの位置する断層帯周辺では、1.2 程度となっている。

## 3 予想される強震動

設定した震源断層モデルと地下構造モデルに基づき、評価範囲について、約 1 km<sup>2</sup> のメッシュで強震動予測を行った。図 5-1、図 5-2 に、高山断層帯の地震を想定した場合の地表における震度分布図を示す。ケース 1、およびケース 3 では、断層帯中央部に設置したアスペリティの周辺地域において震度 6 強以上（赤色）が予測された。これは、同地域が破壊進行方向に位置することによるディレクティブティ効果<sup>7</sup>と、同地域の「深い地盤構造」による増幅効果（図 3 参照）が主たる要因であると考えられる。一方、ケース 2 では、破壊開始点周辺のごく一部の地域で震度 6 強以上と予測されたが、ケース 1、ケース 3 と同様にディレクティブティ効果が強く現れると予想される断層帯北東部周辺の地域では、地震基盤が比較的浅く、「深い地盤構造」による増幅が小さいため、最大で震度 6 弱（橙色）と予測された。震源断層に近い高山市では、ケース 1、ケース 2 では、震度 5 強（黄色）から震度 6 弱、またケース 3 では、南部のごく一部の地域で震度 6 強以上と予測された。図 5-3 に、国府断層帯、および猪之鼻断層帯の地震を想定した場合の地表における震度分布図を示す。これらの断層帯周辺地域では、震源断層の規模が高山断層帯に比べて小さいこと等から、震度 6 強以上となる範囲はごく限られており、断層帯近傍で概ね震度 6 弱

<sup>5</sup> S波速度 3km/s 程度の堅硬な岩盤。

<sup>6</sup> 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。

<sup>7</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）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。

と予測された。

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との関係を既存の距離減衰式(司・翠川, 1999)と比較した(図6参照)。強震動予測結果は、全体的に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)<sup>8</sup>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)<sup>9</sup>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

本断層帯の強震動評価にあたり、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。震源断層の面積が比較的大きい高山断層帯においては、いくつかの情報が得られたので、これらの情報も参考にしてアスペリティの位置や破壊開始点を変えた複数のケースを想定した。また、震源断層の面積が比較的小さい国府断層帯においても、平均的なずれの速度をもとにアスペリティの位置を設定した。なお、震源断層の面積が比較的小さく、情報がほとんど得られなかった猪之鼻断層帯においては、平均的なケースを想定した。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<sup>10</sup>, 2003c<sup>11</sup>, 2004b)。本報告でも、高山断層帯に対して、複数のケースを想定することにより、これらの影響について検討した。アスペリティと破壊開始点の位置等、情報の不足等により現状において確定的に扱えない震源断層パラメータに対しては、このような震源断層パラメータによる強震動予測結果のばらつきの大さを把握しておくことが、強震動予測結果に対する評価・判断を行う上では非常に重要である。強震動予測結果のばらつきについては、今後、他の震源断層に対する強震動評価においても検討を重ねていきたい。

また、地下構造に関する情報もまだ十分とは言えず、情報の不足している地域に対する地下構造モデルの作成においては、いくつかの仮定が必要となった。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、今後もさらに地下構造(「深い地盤構造」、および「浅い地盤構造」)に関する情報を得る必要がある。

<sup>8</sup> 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.

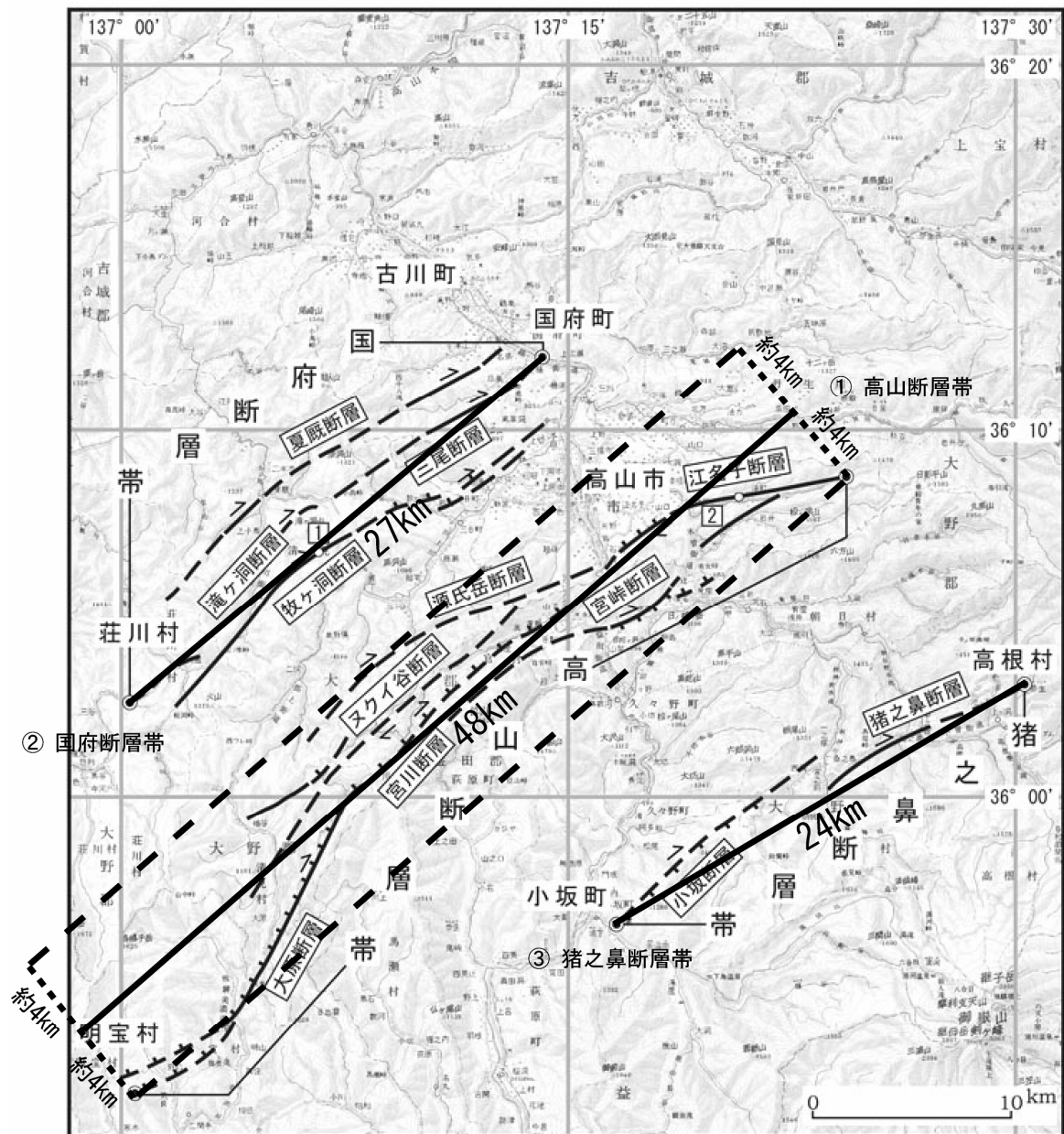
<sup>9</sup> 地震調査委員会強震動評価部会(2002):鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証について

<sup>10</sup> 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、平成15年3月20日訂正)

<sup>11</sup> 地震調査委員会(2003c):布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価(平成15年7月31日公表)

表1 高山・大原断層帯の震源断層パラメータ

	Case No.	高山断層帯			国府断層帯	猪之鼻断層帯	単位	
		ケース1	ケース2	ケース3				
巨視的震源特性	断層総面積	S	672			392	336	[km <sup>2</sup> ]
	地震モーメント	M0	2.5E+19			8.5E+18	6.3E+18	[Nm]
	地震規模	Mw	6.9			6.6	6.5	
	短周期レベル	A	1.6E+19			1.1E+19	9.8E+18	[Nm/s <sup>2</sup> ]
	基準点の位置		(北東端) ~ (南西端)			(北東端) ~ (南西端)	(北東端) ~ (南西端)	
	基準点の北緯		36° 09' ~ 35° 52'			36° 12' ~ 36° 03'	36° 03' ~ 35° 56'	
	基準点の東経		137° 24' ~ 137° 00'			137° 14' ~ 137° 00'	137° 30' ~ 137° 17'	
	走向	strike	N50° E			N50° E	N60° E	
	傾斜角	dip	90° (主)			90° (主)	90° (主)	
	平均滑り量	D	115.6			67.5	57.8	[cm]
	滑り方向	rake	右横ずれ			右横ずれ	右横ずれ	
	地震発生層深さ	dep	3~17			3~17	3~17	[km]
	断層面の長さ	L	48 (地表)			28 (地表)	24 (地表)	[km]
	断層面の幅	W	14			14	14	[km]
断層面積	S	672			392	336	[km <sup>2</sup> ]	
微視的震源特性	地震モーメント	M0a	8.3E+18			3.0E+18	2.0E+18	[Nm]
	面積	Sa	111.1			67.9	52.5	[km <sup>2</sup> ]
	平均滑り量	Da	231.3			134.9	115.6	[cm]
	静的応力降下量	$\Delta\sigma a$	14.2			15.5	15.9	[MPa]
	短周期レベル	A	1.6E+19			1.1E+19	9.8E+18	[Nm/s <sup>2</sup> ]
	地震モーメント	M0a	4.2E+18			-	-	[Nm]
	面積	Sa	55.5			-	-	[km <sup>2</sup> ]
	平均滑り量	Da	231.3			-	-	[cm]
	静的応力降下量	$\Delta\sigma a$	14.2			-	-	[MPa]
	短周期レベル	A	1.6E+19			-	-	[Nm/s <sup>2</sup> ]
	地震モーメント	M0b	1.3E+19			5.6E+18	4.3E+18	[Nm]
	面積	Sb	505.4			324.1	283.5	[km <sup>2</sup> ]
	平均滑り量	Db	77.5			53.3	47.1	[cm]
	実効応力	$\Sigma\sigma b$	3.3			3.6	3.6	[MPa]
その他の震源特性	アスペリティ位置		北東端 (1), 中央 (2)	北東端 (1), 中央 (2)	南西端 (1), 中央 (2)	中	中	
	アスペリティ深さ		中	中	中	中	中	
	破壊開始点の深さ		中下北東端	中下中央	中下南西端	中下	中下	
	破壊様式		同心円状			同心円状	同心円状	
	破壊伝播速度		2.5			2.5	2.5	[km/s]
	f max		6			6	6	[Hz]
	震源時間関数		中村・宮武 (2000)			中村・宮武 (2000)	中村・宮武 (2000)	

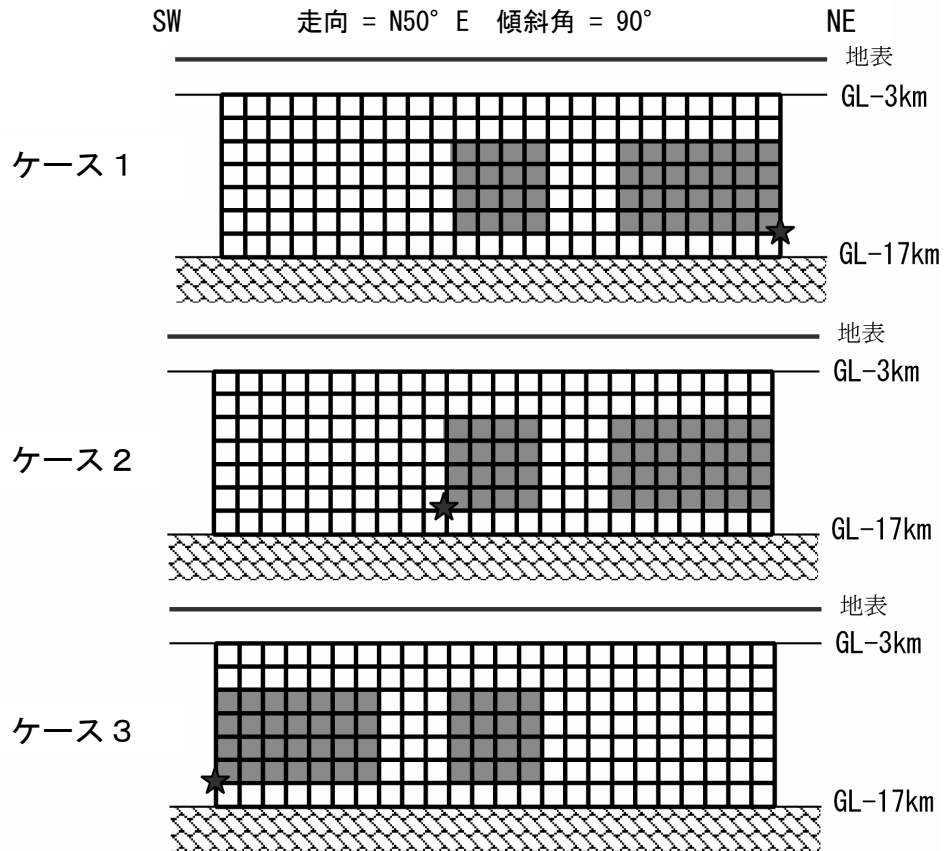


1 : 滝ヶ洞山南東地点 2 : 滝川支流地点  
 ● : 断層帯の東端と西端  
 活断層の位置は文献4及び5に基づく。  
 基図は国土地理院発行数値地図200000「高山」「飯田」「金沢」「岐阜」を使用。

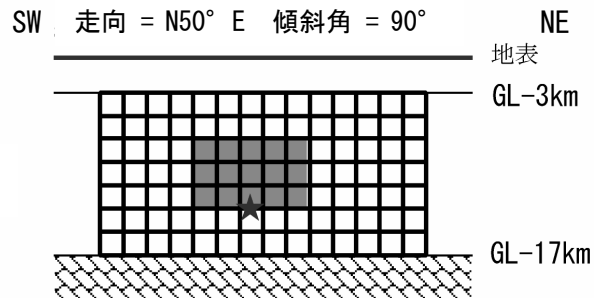
- ① 高山断層帯 走向N50° E ( 0.7% )
  - ② 国府断層帯 走向N50° E ( ほぼ0% ~ 5% )
  - ③ 猪之鼻断層帯 走向N60° E ( 活動履歴が明らかでないため発生確率を求めることができない )
- ※括弧内は長期評価による30年以内の地震発生確率

図1 高山・大原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  
 (地震調査委員会, 2003a に加筆)

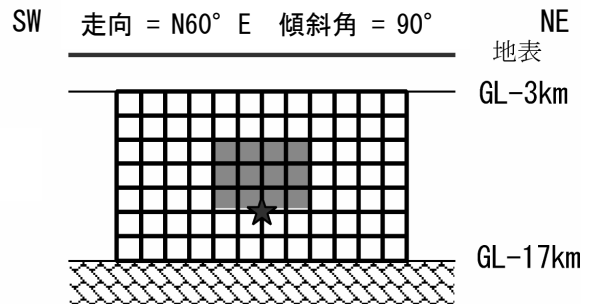
① 高山断層帯 (源氏岳断層、ヌクイ谷断層、江名子、宮川、大原、宮峠断層)



② 国府断層帯 (夏厩、三尾、滝ヶ洞、牧ヶ洞断層)



③ 猪之鼻断層帯 (猪之鼻、小坂断層)



★ 破壊開始点 ■ アスぺリティ領域 □ 要素断層 (2km×2km)

図2 想定した震源断層モデル (高山断層帯、国府断層帯、猪之鼻断層帯)

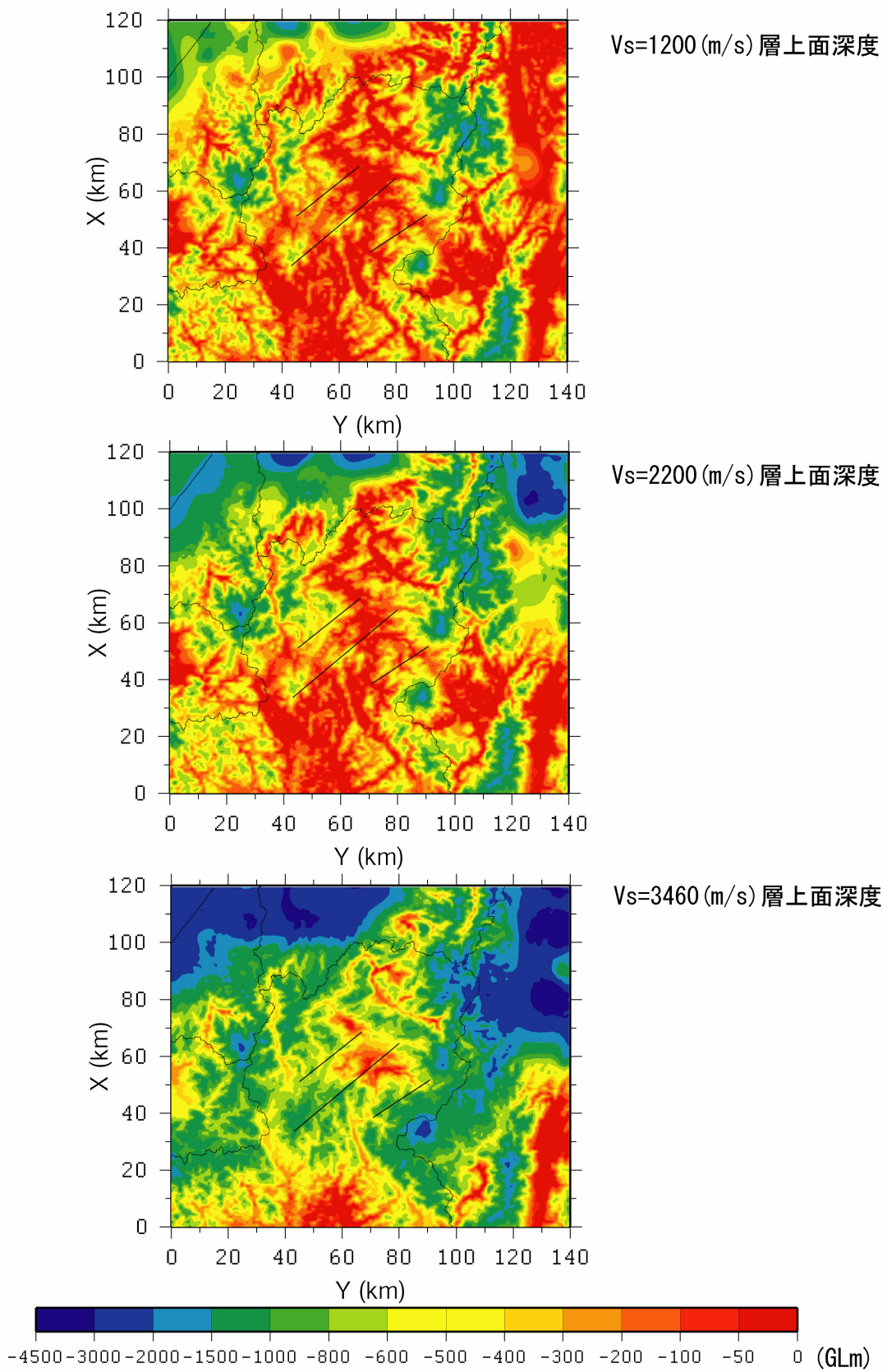


図3 「深い地盤構造」に用いた3次元地下構造モデル（各速度層上面の深さ分布[GLm]）



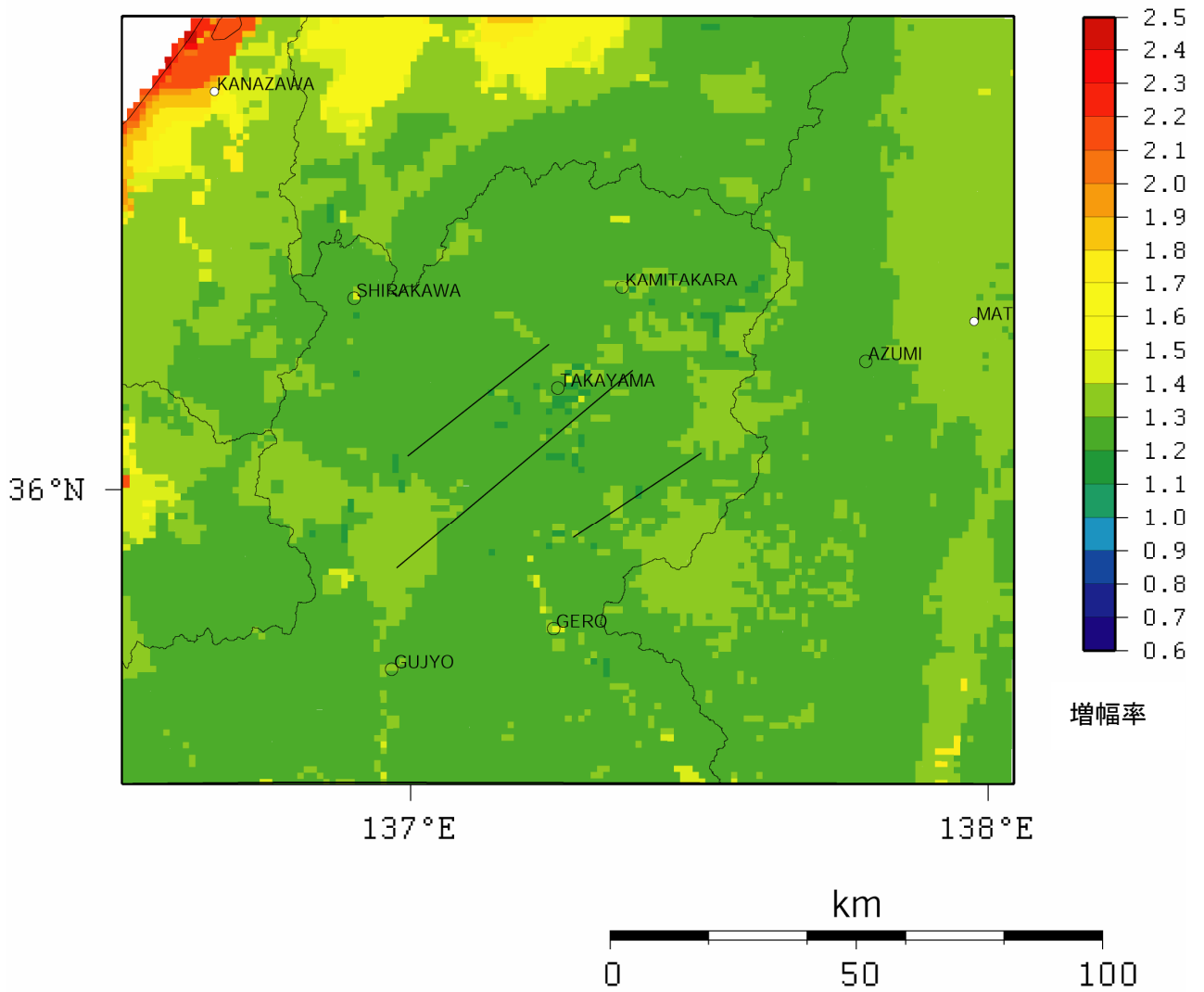
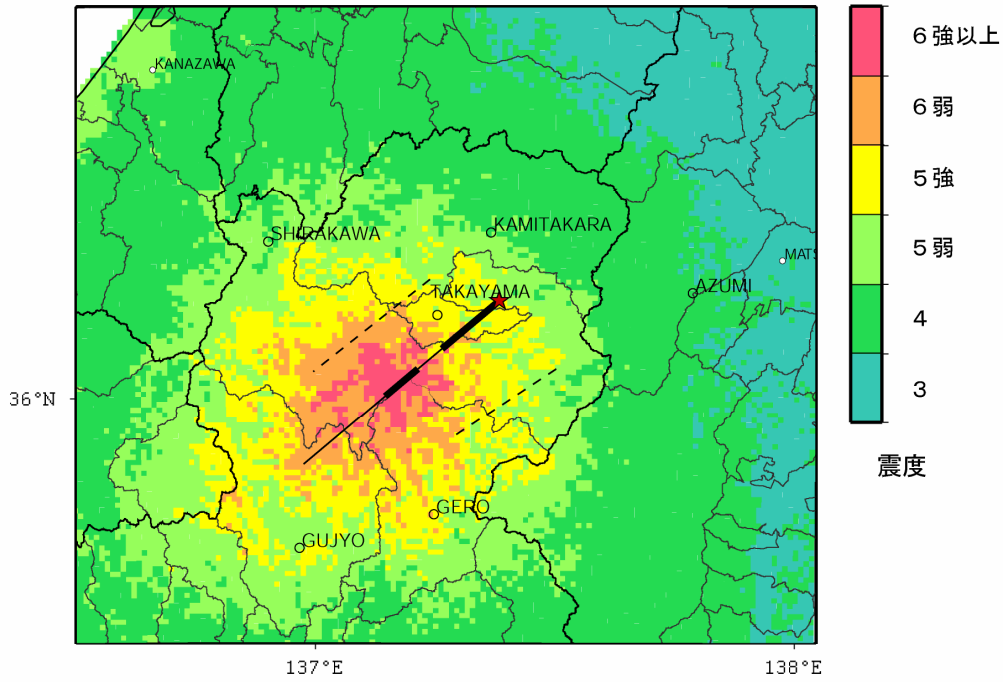
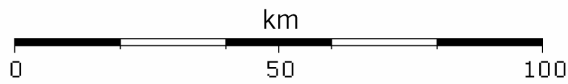
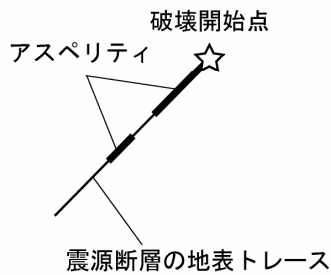
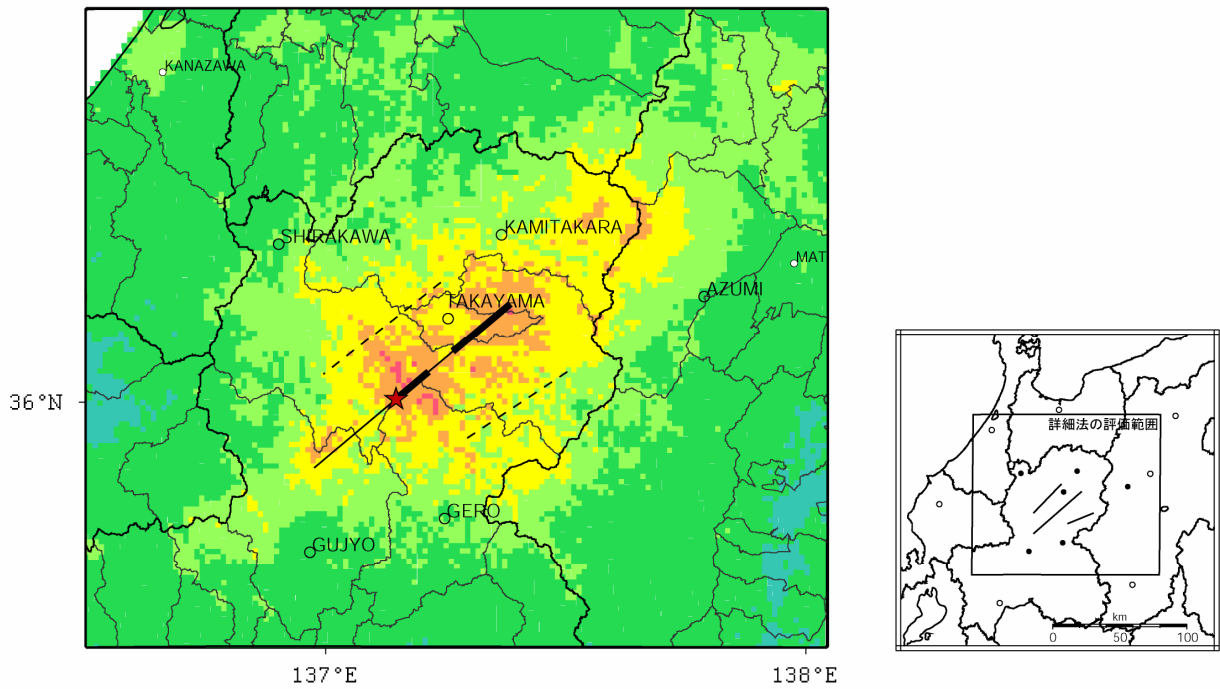


図4 「詳細法工学的基盤」 ( $V_s=750\text{m/sec}$  相当) から地表までの最大速度の増幅率  
(「浅い地盤構造」)

高山断層帯：ケース 1



高山断層帯：ケース 2

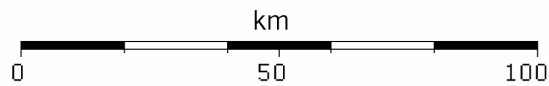
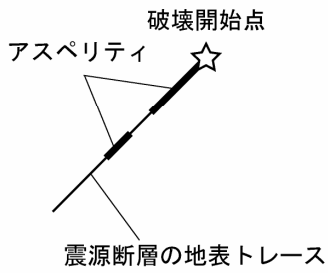
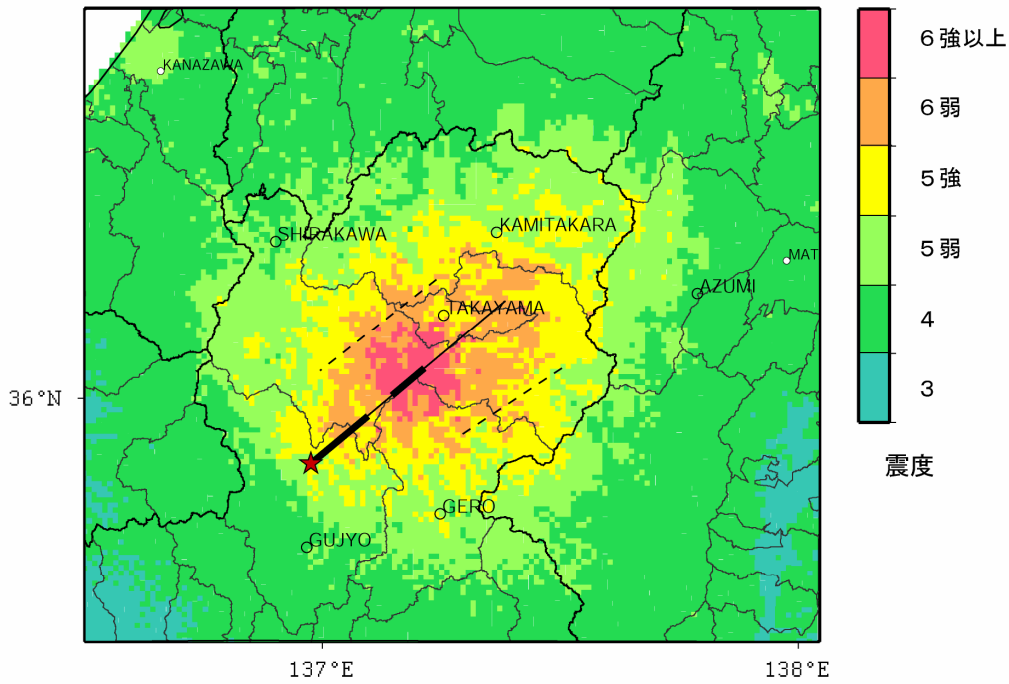


\* 震度6強以上と計算された地域においては、震度7になる可能性もあり得る。上の図は、震度分布の広がりをご概観するためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

図5-1 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布（高山断層帯：ケース1，2）



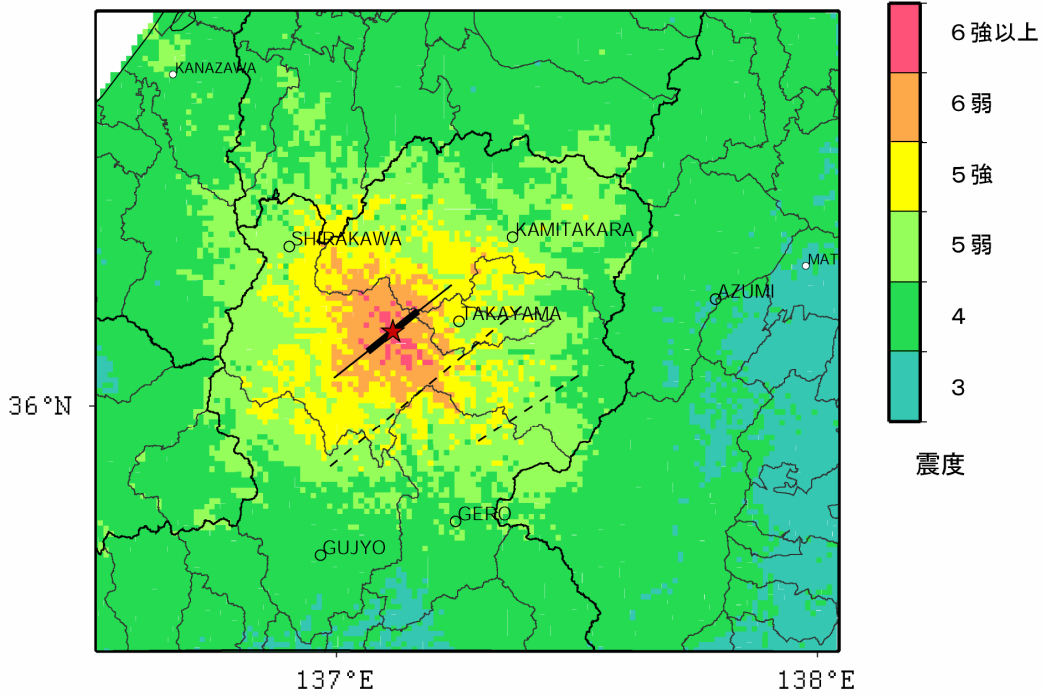
高山断層帯：ケース3



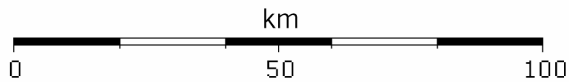
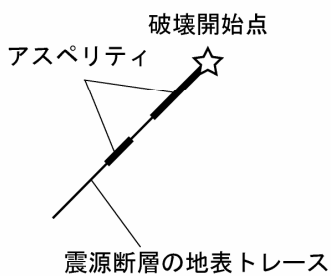
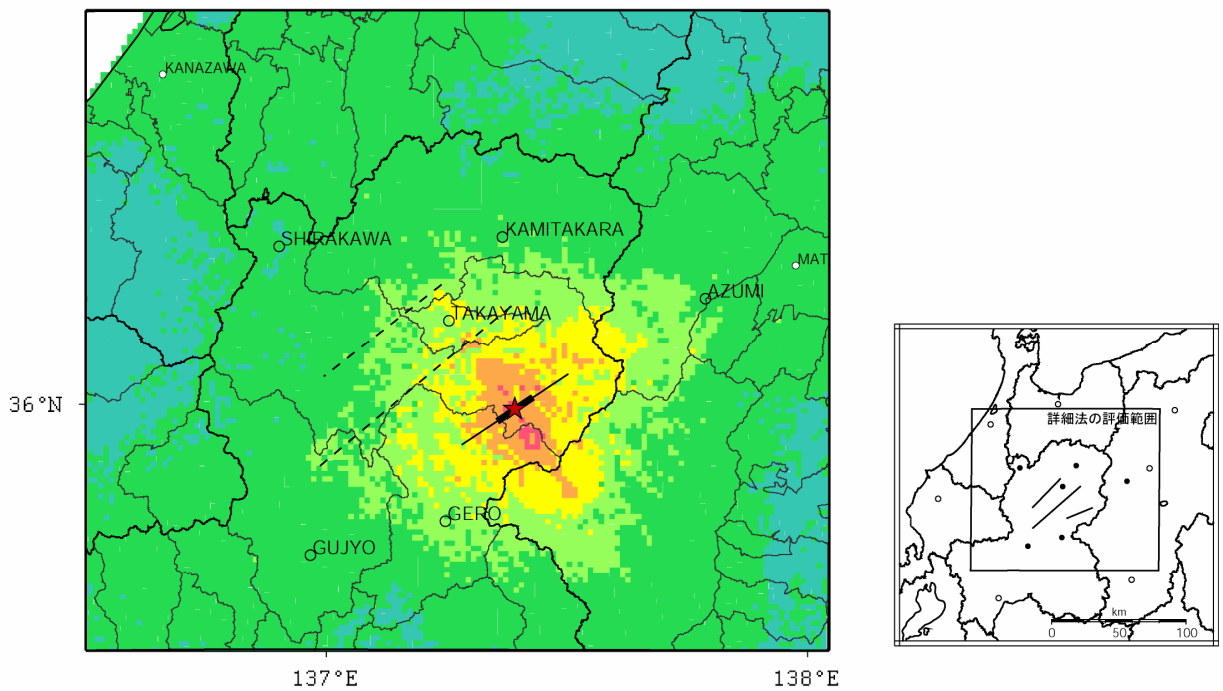
\* 震度6強以上と計算された地域においては、震度7になる可能性もあり得る。上の図は、震度分布の広がりを概観するためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

図5-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布（高山断層帯：ケース3）

国府断層帯



猪之鼻断層帯



\* 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見極め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5-3 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布（上：国府断層帯、下：猪之鼻断層帯）

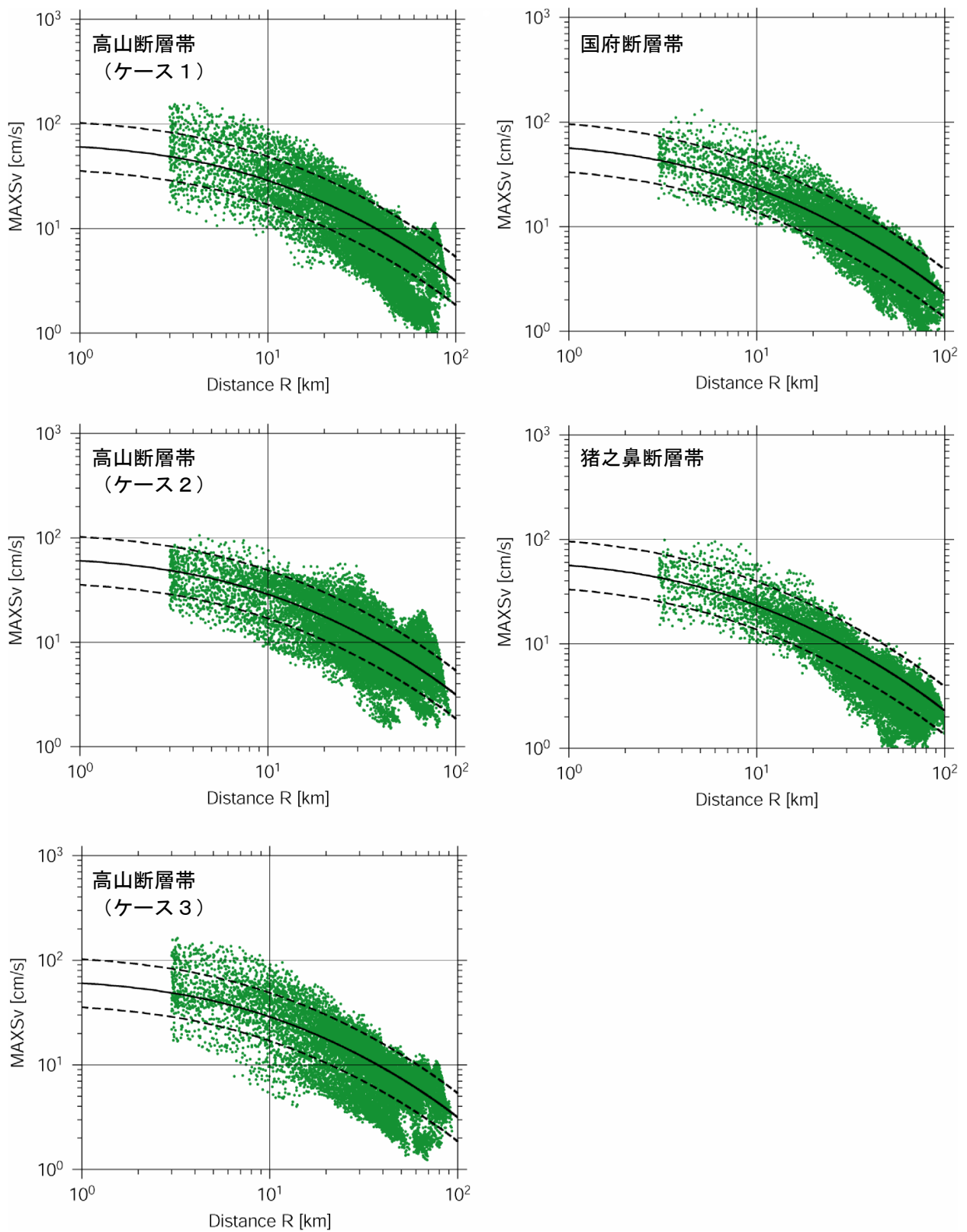


図6 「詳細法工学的基盤」( $V_s=750\text{m/s}$ )における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に補正した値と司・翠川(1999)の距離減衰式との比較

## 高山・大原断層帯の地震を想定した強震動評価

(説明)

### 1. 強震動評価の概要

#### 1.1 評価全体の流れ

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

- ① 「高山・大原断層帯の評価」(地震調査委員会, 2003a;以下、「長期評価」という)で示されたそれぞれの断層帯(高山断層帯、国府断層帯、猪之鼻断層帯)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。高山断層帯については、震源断層の面積が大きいことより、大小2つのアスペリティを想定し、アスペリティの配置や破壊開始点を変えた3通りの震源断層モデルを設定した。
- 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。
- ③ 高山・大原断層帯周辺の「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<sup>2</sup>のメッシュごとに「詳細法」(ハイブリッド合成法: 4章参照)を用いて強震動評価を行った。
- ⑤ 平均的な地震動分布を評価するため、「簡便法」(4章参照)による強震動評価も行った。

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

#### 1.2 評価地点

本報告における評価地点は、図8に示した強震動評価範囲を約1km<sup>2</sup>に分割した各メッシュの中心とした。「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

北東端: 北緯36.664°, 東経136.500°

北西端: 北緯36.664°, 東経138.056°

南東端: 北緯35.583°, 東経136.489°

南西端: 北緯35.583°, 東経138.045°

<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、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。

「簡便法」の評価範囲：

東経 136.083° ～ 138.333°  
北緯 35.333° ～ 37.000°

### 1.3 評価項目

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

「詳細法」

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

「簡便法」

- 地表の計測震度

本報告では、「詳細法工学的基盤」上において計算された波形のうち、**図8**にその位置を示す高山市役所（岐阜県）・白川村役場（岐阜県）・上宝村役場（岐阜県）・郡上市役所（岐阜県）・下呂市役所（岐阜県）・安曇村役場（長野県）のそれぞれに最も近い6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

高山・大原断層帯については、岐阜県北部の高山市、およびその周辺市町村に分布し、ほぼ北東－南西方向に並走する多数の断層のうち、高山市から郡上（ぐじょう）市に至る長さ約48kmの高山断層帯、吉城（よしき）郡国府（こくふ）町から大野郡荘川（しょうかわ）村に至る長さ約27kmの国府断層帯、および大野郡高根村から下呂市に至る長さ約24kmの猪之鼻（いののはな）断層帯についての長期評価がなされている。これらの断層帯はいずれも右横ずれが卓越する複数の断層からなっており、それぞれの断層帯が1つの区間として活動する可能性がある。今後30年以内の地震発生確率は、高山断層帯で0.7%、国府断層帯ではほぼ0－5%であり、国府断層帯は、その最大値をとると、今後30年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グループに属することになる。猪之鼻断層帯については、将来の地震発生の可能性は不明とされている。

本報告では、「長期評価」に基づいて3つの断層帯を個別に評価することとし、震源断層の面積が最も大きい高山断層帯について3ケース、国府断層帯、猪之鼻断層帯について、それぞれ1ケースの合計5ケースの震源断層モデルを想定した。各ケースにおける震源断層モデルの形状、アスペリティ、および破壊開始点の位置を**図2**に、震源断層パラメータの一覧を**表1**に示す。

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

### 2.1 巨視的震源特性

#### (1) 震源断層モデルの位置・形状

震源断層モデルの位置については、「長期評価」による活断層位置図(**図1**)を参照した。高山断層帯においては、各断層間にステップがあり、断層トレースの中央部が北西側に屈曲している形状となっているため、全断層トレースの中心は、「長期評価」で示された断層帯の両端をつないだ場合に得られる断層トレースよりも4km程北西側となる。したがって、ここでは、「長期評価」から得られる断層トレースを、同断層トレースの一般走向(N50°E)と並行して、北西方向に4km移動した位置を震源断層の位置とした(**図1**参照)。また、国府断層帯の長さについては、「長期評価」では27kmであるが、震源断層モデルの作成上、28kmとした(2.4節参照)。

## (2) 地震発生層の深さ

地震発生層の深さについては、その上限、下限を微小地震の深さ分布(図10参照)、および地盤構造の評価結果より、それぞれ3km、17kmに設定した。

## (3) 震源断層モデルの傾斜

震源断層モデルの傾斜角は、いずれの断層帯も、断層の形態が右横ずれ断層ではあるが、深部形状についての十分な資料がないことから、横ずれの断層として一般的に用いられる値である90°とした。

## (4) 震源断層モデルの面積

まず、上記の地震発生層の上限・下限深さ、および傾斜角から震源断層モデルの幅を算定した[レシピ(1)式参照]。これより、各震源断層モデルの幅は14kmとなる。なお、国府断層帯については、「長期評価」では断層帯の幅を10km程度としているが、近傍にあるその他2つの断層帯の幅が15kmであることから、震源断層モデルの幅は、他の断層帯の震源断層モデルと同様に14kmとした。

次に、各震源断層モデルの面積を、各震源断層モデルの幅と長さから算出した。

## (5) 地震モーメント $M_0$

震源断層モデルの地震モーメントについては、レシピにおいて震源断層の面積が291km<sup>2</sup>以上の場合に適用するとした内陸地震の地震モーメント $M_0$ と断層面積 $S$ との関係に基づいて推定した[レシピ(3)式参照]。地震モーメント $M_0$ と断層面積 $S$ の関係について過去の地震の解析結果をまとめた図に、今回の設定値をプロットして図11(上)に示す。

## (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 $\mu$ 、断層面積 $S$ 、および平均すべり量 $D$ と地震モーメント $M_0$ との関係式を用いて推定した[レシピ(5)式参照]。

## 2.2 微視的震源特性

### (1) アスペリティの数

アスペリティの個数は、経験上、1地震につき平均2.6個で、1セグメントにつき1~2個とされている[レシピ1-2微視的震源特性参照]。本報告では、アスペリティの数を、震源断層の面積が比較的大きい高山断層帯については2つ、国府断層帯と猪之鼻断層帯については1つとした。

### (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、短周期レベルという)と関係があることから、以下の手順で算定した。

- ① 壇ほか(2001)による短周期レベルと地震モーメントとの経験式[レシピ(6)式参照]を用いて、地震モーメントから短周期レベルを算定した(図11(下)参照)。
- ② 上記で算定した短周期レベルから、便宜的に等価半径 $r$ の円形のアスペリティが一つあるという考え方を基にして、アスペリティの総面積 $S_a$ を求めた[レシピ(7)~(9)式参照]。
- ③ 高山断層帯における2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。

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、震源断層モデルの断層面積に対するアスペリティの総面積の比は、約16%~約25%となった。これまでの研究成果では、全アスペリティの面積が全断層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、内陸地震による全アスペリティの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、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、高山断層帯については、断層帯北東端に位置する江名子断層の北東部付近で、平均右横ずれ変位速度が1 m/千年、国府断層帯中央部の滝ヶ洞山(たきがほらやま)南東部(牧ヶ洞(まきがほら)断層中央部)で、平均右横ずれ変位速度が0.7m/千年とされている。上記2つの断層帯に含まれる他の断層については、平均変位速度(平均的なずれの速度)等に関する資料は得られていない。

これより、高山断層帯については、断層帯北東端部に大きいアスペリティ、中央部付近に小さいアスペリティを配置した(ケース1、ケース2)。さらには、断層帯近傍に位置し、「詳細法」による強震動評価範囲の中で人口の最も多い高山市に対して大きな影響を及ぼす可能性があるケースとして、断層帯南西端部に大きいアスペリティ、中央部付近に小さいアスペリティを配置するケースも想定した(ケース3)。国府断層帯については、断層帯中央部にアスペリティを1つ配置した。猪之鼻断層帯については、アスペリティの位置を推定できる情報が得られていないことより、レシピに従って断層帯中央部付近に1つ配置した。

### (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; 石井ほか,2000)を基に震源断層全体の平均すべり量の2倍とし、各アスペリティのすべり量、および背景領域のすべり量を算定した[レシピ(10)~(14)式参照]。

この結果、アスペリティの平均すべり量は、高山断層帯、国府断層帯、および猪之鼻断層帯で、それぞれ約2.3m、約1.3m、および約1.2mとなり、各断層帯の「長期評価」による1回のずれの量、4m程度、2.5~3m程度、および2m程度(右横ずれ成分)と比べるといずれも小さい。なお、「長期評価」においては、地表での1回のずれの量を、高山断層帯、猪之鼻断層帯については、経験式に基いた断層帯の長さから推定した結果として、国府断層帯については、活断層調査に基いた結果として示しているが、地表での1回のずれの量と強震動インバージョンで推定されている平均すべり量とがどのような関係にあるか十分に検証されているわけではないことに注意が必要である。

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

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

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

$f_{max}^2$ については、これを推定するための情報がいないため、地震調査委員会強震動評価部会(2001)の検討結果に基づき、6 Hzに設定した。

### (7) すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いた[レシピ(18)~(21)式参照]。

## 2.3 その他の震源特性

### (1) 破壊開始点の位置

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

---

<sup>2</sup> 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。

については、断層帯北東端部に大きいアスペリティ、中央部付近に小さいアスペリティを配置したケースの場合は、北東端部のアスペリティの北東下端部とするケース（ケース1）と、中央部のアスペリティの南西下端部とするケース（ケース2）の2ケース、断層帯南西端部に大きなアスペリティ、中央部付近に小さいアスペリティを配置した場合には、南西端部のアスペリティの南西下端部とした（ケース3）。国府断層帯、猪之鼻断層帯については、アスペリティの中央下端部に設定した。

## (2) 破壊伝播様式

破壊は、経験的に破壊開始点から放射状（概ね同心円状）に進行するものとした。

## (3) 破壊伝播速度

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

## 2.4 詳細な計算に用いる震源断層モデル

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

## 3. 地下構造モデルの設定

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

### 3.1 上部マントルから地震基盤までの大構造

地震基盤よりも深い大構造については、Zhao et al. (1992)によるコンラッド、およびモホ面の出現深度、釜田・武村(1999)による1993年能登半島沖地震の表面波解析から求めた $V_s=3.4\text{km/s}$ 層の上面深度（4km）等を参照し、表2のとおり設定した。なお、形状については水平成層構造とした。ただし、半経験的方法[レシピ参照]においては、この地下構造モデルは用いず、減衰特性のみ考慮した。ここでは、断層周辺の減衰特性の情報がないため、下式に示す仙台地域の観測記録から推定した佐藤ほか(1994b)による周波数依存のQ値を利用した。

$$Q=110 \cdot f^{0.69} \quad (f \geq 1.0\text{Hz}) \quad \text{————— (1)}$$
$$Q=110 \quad (f < 1.0\text{Hz})$$

ここで、f：周波数(Hz)

### 3.2 「深い地盤構造」

「深い地盤構造」の地下構造モデルについては、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、その考え方に基づいてモデルの作成を行った。な

<sup>3</sup> 「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。

お、本評価地域は、その南部以外で「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、以下、「砺波平野断層帯の強震動評価」という)の評価地域と重複しているため、三次元地下構造モデルの作成にあたっては、「砺波平野断層帯の強震動評価」において用いたデータと飛騨地方に関して得られているデータを参照した。また、山岳部等で物理探査結果などの情報が十分でない地域については、重力探査結果(工業技術院地質調査所、1989)に基づく残差異常重力分布図(図12参照)も参考にした。

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 富山～金沢地方、および飛騨地方で実施された物理探査結果、検層結果、地質資料、深層ボーリング等の文献の収集・整理を行った。図13、および表3に収集した速度構造に関する資料の位置、および文献リストを示す。なお、飛騨地方の速度構造に関する情報は、KiK-netのP S検層結果のみである。
- ② 弾性波速度を示す物理探査結果、および検層結果の位置、速度層の分布の情報をデジタル化した。
- ③ 地質資料からは、富山～金沢地方、および飛騨地方の地質構造を把握した。
- ④ ②の速度構造と③の地質構造に関する情報を元に、補完、修正等を行い、4層から成るP波速度構造( $V_p=2.3\text{km/s}$ 層、 $V_p=3.1\text{km/s}$ 層、 $V_p=4.7\text{km/s}$ 層、 $V_p=5.9\text{km/s}$ 層)として、三次元地下構造モデルを作成した。なお、飛騨地方においては、地震基盤に相当する飛騨帯や美濃帯等が非常に複雑な構造を呈しているため、水平地下構造モデルを作成することが難しい上、三次元地下構造モデル作成のための情報に乏しいことから、山岳部等の局所的な地下構造については十分には考慮できていない。たとえば、 $V_p=2.3\text{km/s}$ 層については、P S検層結果に基づき、地表面からの深度でコンターマップを作成した後、標高データに変換しており、一方、 $V_p=5.9\text{km/s}$ 層等については、情報が非常に少ないため、同地域の平均的な地下構造モデルとして、なだらかな曲面でモデル化している(図14参照)。
- ⑤ 各速度層の密度、およびS波速度 $V_s$ は、④で得られたP波速度 $V_p$ よりLudwig et al. (1970)より算定される数値に、評価地域周辺の地盤構造や $V_p$ と $V_s$ の関係等を参考に、若干の修正を加えて設定した。

図3は、1層目の上面を深さ0mとしたときの各速度層上面の深度コンターである。また、表4に、三次元地下構造モデルにおける各速度層と密度、および地質の対応表を示す。図3より、砺波平野から金沢平野にかけて、あるいは松本盆地周辺で地震基盤が深くなっていることがわかる。本検討では、上記モデルの最上位である $V_p=2.3\text{km/s}$ ( $V_s=0.75\text{km/s}$ )層を「詳細法工学的基盤」とし、 $V_p=5.9\text{km/s}$ ( $V_s=3.46\text{km/s}$ )の層を地震基盤とした。

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

### 3.3 「浅い地盤構造」

「浅い地盤構造」は、「詳細法」においては「詳細法工学的基盤」( $V_s=750\text{m/s}$ )の上に分布し、「簡便法」においては工学的基盤( $V_s=400\text{m/s}$ )の上に分布するという前提で、レシピ中の「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 $1\text{km}^2$ のメッシュごとに「浅い地盤構造」における表層30mの平均S波速度を求め、これより、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率を算定した(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としては、ここまで述べた特性化震源モデルと三次元地下構造モ

デルを用いてハイブリッド合成法により地震動波形を求める「詳細法」と、過去のデータを基にマグニチュードと距離をパラメータとする経験式(距離減衰式)により最大速度を推定する「簡便法」とを使い分けた。以下にそれぞれの手法について説明し、特徴を記す。

#### 4.1 「詳細法」

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

3章で述べた上部マントルから地震基盤までの大構造、および「深い地盤構造」より、 $V_s=0.75\text{km/s}$ 層上面を最上面（深さ0m）として、三次元地下構造モデルを再構築した。この三次元地下構造モデルを用いて、ハイブリッド合成法により $V_s=0.75\text{km/s}$ 層上面における時刻歴波形を計算した。ここで用いたハイブリッド合成法では、長周期成分を不連続格子有限差分法（Aoi and Fujiwara, 1999）による理論的方法、短周期成分を統計的グリーン関数法（壇ほか, 2000）によりそれぞれ計算する。そして、接続周期付近でフィルター処理（マッチングフィルター）を施した上でそれらを合成することによって広帯域地震動を評価する。合成の接続周期は1秒とした。また、波形は評価範囲（図8参照）を約 $1\text{km}^2$ に分割した各メッシュの中心で求めた。なお、同地域の特徴である山岳部に対して、「詳細法」における理論的手法で用いる三次元地下構造モデルでは、「深い地盤構造」による増幅効果は考慮されるが、弾性論的な意味での地形効果は考慮されない。

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

##### ① 地震基盤における統計的グリーン関数の作成

仙台地域で観測された主に海溝型地震の記録を用いて佐藤ほか(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。

##### ② 三次元地下構造モデル上面での統計的グリーン関数の作成

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

##### ③ 三次元地下構造モデル上面における統計的グリーン関数を用いた波形合成

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

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

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

##### (2) 地表における最大速度

地表における最大速度は、約 $1\text{km}^2$ のメッシュごとに、「詳細法工学的基盤」上面のS波速度、および3章で述べた地下構造モデルのうち「浅い地盤構造」で求めた平均S波速度から、レシピ(24)式を用いて最大速度増幅率を求め、これを「詳細法工学的基盤」上面における最大速度に乗じるこ

とによって推定する。ただし、レシピ(24)式は、基準地盤（平均S波速度が $V_s=600\text{m/s}$ ）に対する増幅率として定義されているため、本評価においては、松岡・翠川(1994)による基準地盤から「詳細法工学的基盤」（ $V_s=750\text{m/s}$ ）までの増幅率（=0.856）で、レシピ(24)式から算定される増幅率を除いた値を、「詳細法工学的基盤」における最大速度に乘じることによって推定した。「詳細法工学的基盤」から地表まで最大速度の増幅率の分布図を図4に示している。

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

### (3) 地表における計測震度

計算された地表最大速度より、(2)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。

$$I=2.68+1.72 \cdot \log PGV \pm 0.21 \quad (I=4\sim 7) \quad \text{————— (2)}$$

I：計測震度 PGV：地表最大速度(cm/s)

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

## 4.2 「簡便法」

### (1) 工学的基盤上における最大速度

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

$$\log PGV = 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 - \log(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X \quad \text{————— (3)}$$

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 $400\text{m/s}$ 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)を乘じることにより、工学的基盤( $V_s=400\text{m/s}$ )における最大速度を求めた。

### (2) 地表面における最大速度

約 $1\text{km}^2$ のメッシュごとに、3章で述べた地下構造モデルのうち「浅い地盤構造」で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率をレシピ(24)式より求める。工学的基盤上面の最大速度に、求めた最大速度の増幅率を乘じることによって、地表における最大速度を求めた。

### (3) 地表における計測震度

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

## 4.3 それぞれの手法の特徴

以下にそれぞれの特徴をまとめる。

## 「詳細法」の特徴

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

## 「簡便法」の特徴

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

## 5. 強震動予測結果とその検証

### 5.1 「詳細法」による強震動予測結果

「詳細法」による強震動予測結果を下記のとおり示す。

#### 理論的手法（有限差分法）の結果

「詳細法工学的基盤」における速度振幅のスナップショット 図 1 5

#### ハイブリッド合成法の結果

「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形例 図 1 6

「詳細法工学的基盤」上の地震動の擬似速度応答スペクトル 図 1 7

「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布 図 1 8

地表の最大速度分布 図 1 9

地表の震度分布 図 5

図 1 5 は、理論的手法（有限差分法）により計算された「詳細法工学的基盤」における地震波（速度振幅）の平面的な伝播の様子をいくつかの時刻で示したものである。計算結果には、ハイブリッド合成法で用いるものと同様のマッチングフィルターを施している。また、地震波の伝播の様子を分かり易くするために、振幅値は、任意の速度振幅値で正規化している。高山断層帯の場合、ディレクティビティ効果が顕著に現れる破壊進行方向には、強い地震波が伝播していることがわかる。国府断層帯、猪之鼻断層帯の場合には、アスペリティ、破壊開始点を震源断層の中央部に配置しているため、ほぼ同心円状に地震波が伝播していく様子が見える。

また、金沢平野等、地震基盤が深く堆積層の厚い地域では、断層の破壊が終了した後も揺れが継続していることが分かる。

「詳細法」の評価範囲の全地点について、有限差分法と統計的グリーン関数法による計算結果をそれぞれにマッチングフィルターを施した後に合成することによって（ハイブリッド合成法）、「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形が計算される。図 1 6、図 1 7 には、高山市役所（岐阜県）・白川村役場（岐阜県）・上宝村役場（岐阜県）・郡上市役所（岐阜県）・下呂市役所（岐阜県）・安曇村役場（長野県）のそれぞれに最も近い 6 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している。

高山断層帯の破壊開始点異なるケース 1 とケース 2 で比較すると、破壊進行方向との位置関係が両ケースで逆転する下呂市役所・郡上市役所、あるいは上宝村役場・安曇村役場（のそれぞれに最も近い評価地点、以下同様）においては、破壊進行方向と同方向に位置する場合の方が、ディレクティビティ効果により、最大値が大きくなっている。一方、震源断層近傍の高山市役所、および震源断層から離れた白川村役場では、ケース間の違いは小さい。ケース 3 では、高山市役所におい

て、ディレクティビティ効果が顕著に現れたため、3つのケースの中で最も大きい最大速度が予測された。

国府断層帯、猪之鼻断層帯については、高山断層帯に比べて震源断層の長さが短いため、ほとんどの評価地点で継続時間が高山断層帯に比べると短くなっている。また、破壊進行方向とほぼ同方向に位置する、国府断層帯における上宝村役場、猪之鼻断層帯における安曇村役場・郡上市役所では、特徴的なパルス波形が見られる。

安曇村役場においては、同地点周辺の地震基盤が深く、堆積層が比較的厚いことから、やや長周期の揺れが長時間継続している様子が全てのケースで見られる。

スペクトル形状で比較すると、概ね周期0.3～0.7秒程度の成分の振幅が大きい。高山断層帯の結果を見ると、例えば、ケース1における郡上市役所や、ケース2，3における上宝村役場等、ディレクティビティ効果の影響が大きく現れる場合には、他の場合に比べて、スペクトルの振幅が全体的に大きくなっている。また、特徴的なパルス波形が見られた、国府断層帯における上宝村役場、猪之鼻断層帯における安曇村役場、郡上市役所では、0.3～0.7秒程度の成分の振幅に加えて、1秒以上の成分の振幅も大きい。

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。

次に、各ケースの「詳細法工学的基盤」上での最大速度の分布を比較する（**図18**参照）。地震動の最大速度は、「詳細法工学的基盤」上で求められた2成分の時刻歴波形のベクトル合成を行い、その最大値として求めている。高山断層帯では、震源断層中央部に配置したアスペリティ近傍の地域で地震動が大きく、ケース1、ケース3では100～120 cm/s程度と予測された。これは、同地域が破壊進行方向に位置することによるディレクティビティ効果と、同地域の「深い地盤構造」による増幅効果（**図3**参照）が主たる要因であると考えられる。一方、国府断層帯、猪之鼻断層帯では、アスペリティ近傍で70～90 cm/s程度と予測された。

**図18**で示した各ケースの「詳細法工学的基盤」上での最大速度に、「浅い地盤構造」による増幅率を乗じて、地表における最大速度を求めた結果を**図19**に示した。また、これらの最大速度より換算して求めた地表の震度分布を**図5**に示した。**図5-1**、**図5-2**は、高山断層帯の地震を想定した場合の地表における震度分布図である。ケース1、およびケース3では、上述したディレクティビティ効果と「深い地盤構造」による増幅効果により、震源断層中央部に設置したアスペリティの周辺地域において震度6強以上と予測された。一方、ケース2では、破壊開始点周辺のごく一部の地域で震度6強以上と予測されたが、ケース1やケース3と同様にディレクティビティ効果が現れると考えられる断層帯北東部の地域では、地震基盤が比較的浅く、「深い地盤構造」による増幅が小さいため、最大で震度6弱と予測された。震源断層に近い高山市では、ケース1、ケース2では、震度5強から震度6弱、また、ケース3では、南部のごく一部の地域で震度6強以上と予測された。**図5-3**は、国府断層帯、および猪之鼻断層帯の地震を想定した場合の地表における震度分布図である。これらの断層帯周辺地域では、震源断層の規模が高山断層帯に比べて小さいこと等から、震度6強以上となる範囲はごく限られており、震源断層近傍で概ね震度6弱と予測された。

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（(2)式）を用いている。この基となる統計データには計測震度6.0を越えるものは少ないため、計測震度6.0を越えるものの換算については精度が十分でないと考えられる。また、ひずみレベルが大きい場合の「浅い地盤構造」における非線形挙動の影響については評価されていないという問題もある。これに加え、強震動予測結果のばらつきの問題なども考慮に入れると、震度6強と震度7の境界を十分な精度で求められていないと判断される。したがって、本報告では最終的に計測震度6.0以上と評価されたところはすべて「震度6強以上」とし、震度7となる可能性もあることを示した。

## 5.2 「簡便法」による強震動予測結果

「簡便法」による強震動予測結果（地表の震度分布）を図20に示す。「簡便法」による震度分布は比較的滑らかに変化している。「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、「簡便法」ではアスペリティの影響やディレクティブ効果も反映されていない。以上の点より、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（図5参照）よりも小さくなっている。

## 5.3 「詳細法」による強震動予測結果と距離減衰式との比較による検証

強震動予測結果の検証として、「詳細法工学的基盤」上面における最大速度を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算補正した値と、司・翠川（1999）の距離減衰式（経験式）とを比較して図6に示す。いずれのケースについても、全体的には、予測結果は距離減衰式と良い対応を示している。ただし、震源距離で概ね20kmより近傍の評価地点に着目すると、ディレクティブ効果等により、距離減衰式を上回っている予測値が多く見受けられる。また、高山断層帯のケース1、ケース3については、震源距離で概ね20kmより近距離でのばらつきが、他のケースに比べるとやや大きい。これは、「浅い地盤構造」による増幅率の分布が詳細法の評価範囲内でほとんど一様であることから、ディレクティブ効果と「深い地盤構造」による増幅効果の現れ方の違いによるものと考えられる。すなわち、高山断層帯のケース1、ケース3では、他のケースに比べて、破壊進行方向に位置し「深い地盤構造」による増幅が大きい評価地点と、破壊進行方向と逆方向に位置し「深い地盤構造」による増幅が小さい評価地点とが、結果的に多くなったためと推察される。また、アスペリティを震源断層の端部に配置したことも影響していると考えられる。

## 6. 問題点と今後の課題

### 6.1 問題点

アスペリティと破壊開始点の位置等は地表における強震動予測結果に大きく影響する（地震調査委員会, 2003b, 2003c, 2004b）。しかし、現状では情報の不足等により、これらの震源断層パラメータを確定的に扱えなかった。

本報告での評価範囲において、「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、山岳部をはじめとして、情報の不足している地域もあり、この作業においてはいくつかの仮定が必要となった。また、地表の最大速度は、微地形区分（約 $1\text{km}^2$ のメッシュごとの情報）を利用した経験的な方法を用いて、「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り推定した。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ている。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た。

### 6.2 今後の課題

本断層帯の強震動評価にあたり、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。震源断層の面積が比較的大きい高山断層帯においては、いくつかの情報が得られたので、これらの情報も参考にしてアスペリティの位置や破壊開始点を変えた複数のケースを想定した。また、震源断層の面積が比較的小さい国府断層帯においても、平均的なずれの速度をもとにアスペリティの位置を設定した。なお、震源断層の面積が比較的小さく、情



報がほとんど得られなかった猪之鼻断層帯においては、平均的なケースを想定した。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。

本報告では、高山断層帯に対して、複数のケースを想定することにより、アスペリティと破壊開始点の位置が地表の地震動に与える影響について検討した。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。強震動予測結果のばらつきについては、今後、他の震源断層に対する強震動評価においても検討を重ねていきたい。

また、地下構造に関する情報もまだ十分とは言えず、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、今後もさらに地下構造（「深い地盤構造」、および「浅い地盤構造」）に関する情報を得る必要がある。

## 参考文献（アルファベット順）

- Aoi, S. and H. Fujiwara (1999): 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 918-930.
- Boore, D. M. (1983) : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1865-1894.
- Boore, D.M. and J. Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1615-1621.
- 壇一男・佐藤俊明(1998) : 断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, *日本建築学会構造系論文集*, 509, 49-60.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美(2000) : 統計的グリーン関数法による1923年関東地震 ( $M_{\text{JMA}}7.9$ ) の広域強震動評価, *日本建築学会構造系論文集*, 530, 53-62.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001) : 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, *日本建築学会構造系論文集*, 545, 51-62.
- 藤本一雄・翠川三郎(2003) : 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定, *日本地震工学会論文集*, 第3巻, 第3号, 13-27.
- Geller, R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville(2000) : 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, *日本建築学会構造系論文集*, 527, 61-70.
- 地震調査委員会(2002) : 糸魚川-静岡構造線断層帯(北部、中部)の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2003a) : 高山・大原断層帯の評価.
- 地震調査委員会(2003b) : 森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2003c) : 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2004a) : 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(2004b) : 琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001) : 糸魚川-静岡構造線断層帯(北部、中部)を起震断層と想定した強震動評価手法について(中間報告).
- 地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会(2002) : 確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定)について.
- 釜田正毅・武村雅之(1999) : 近地で観測されたレーリー波から推定した1993年能登半島沖地震の震源深さ, 震源メカニズムと能登半島周辺の地下構造, *地震2*, 52, 255-270.
- 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.
- 工業技術院地質調査所(1989) : 日本の主要地熱地域の地質と温泉・変質帯分布. *地質調査所報告*, 270, 482.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, C. L. Drake (1970): *Seismic Refraction, in the Sea*, Vol. 4, part 1, Wiley-Interscience, 74.
- 松岡昌志・翠川三郎(1994) : 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング; 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34.
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄(1999) : 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, *地域安全学会論文集*, 1, 51-56.
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝(2001) : すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 99-109.
- 中村洋光・宮武隆(2000) : 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震2*, 53, 1-9.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994a) : ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, *日本建築学会構造系論文集*, 461, 19-28.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994b) : 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, *日本建築学会構造系論文集*, 462, 79-89.

- 司宏俊・翠川三郎（1999）：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，第523号，63-70.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada(1999):Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- Zhao, D., S. Horiuchi, and A. Hasegawa, (1992): Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, *Tectonophysics*, 212, 289-301.
- Zhao, D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994): Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, 99, 22313-22329.

表2 地震基盤以深の各層のモデルパラメータ

名称	S波速度 (km/s)	P波速度 (km/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	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 「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

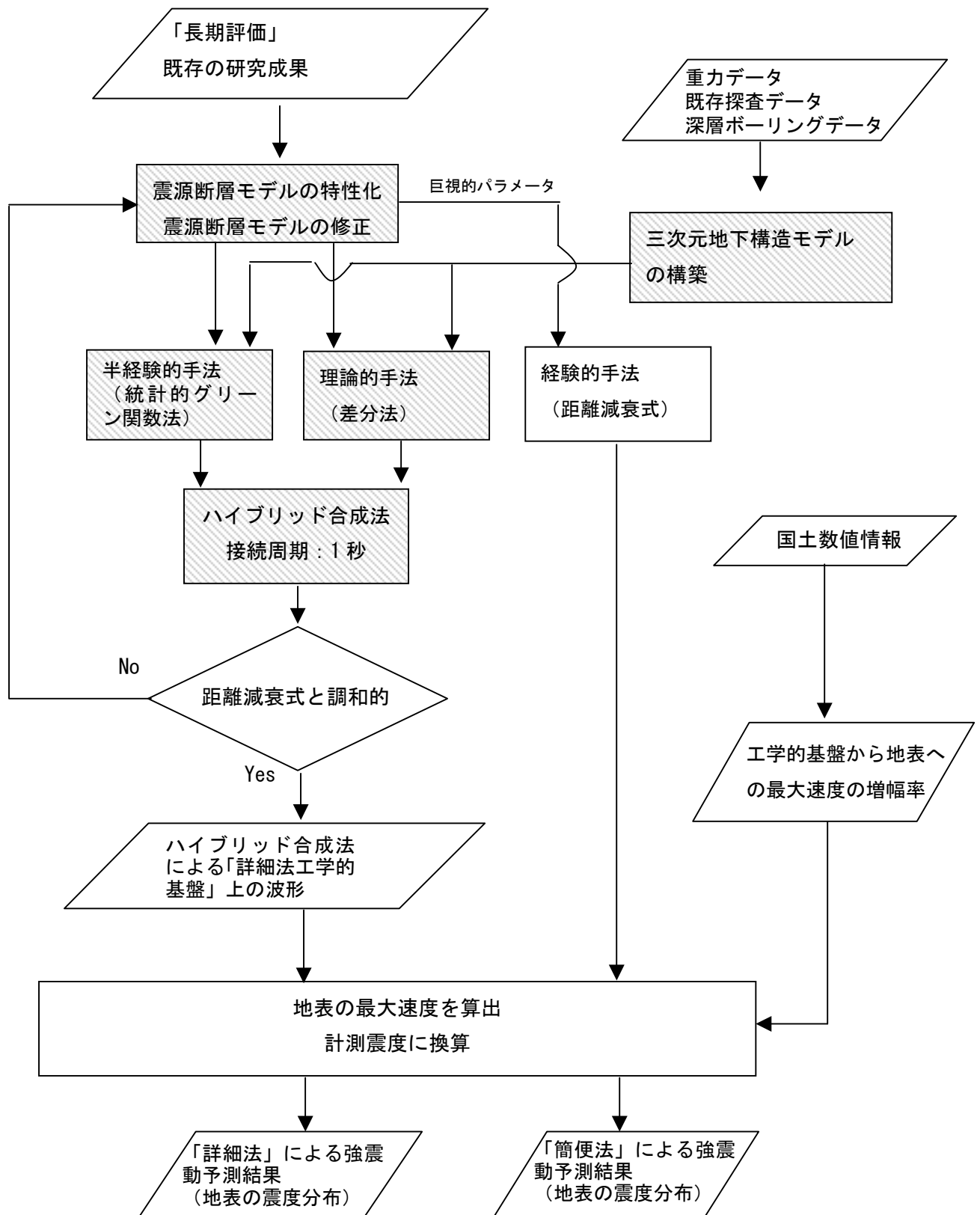
著者	発表年	文献名	出典
天池文男・竹内文郎・春日茂・古川信雄・平野憲雄	1994	地震探査により推定された福井地震断層とその地震学的考察	地震2, Vol.37, 441-452
爆破地震動研究グループ	1985	長野県および周辺地域における爆破地震動の観測	地震研彙報, 60, 615-637
爆破地震動研究グループ	1986	長野県および山梨県における爆破地震動観測(御代田-敷島測線)	地震研彙報, 61, 483-501
爆破地震動研究グループ	1994	中部日本地域における爆破地震動の観測(吾妻-金沢測線)	地震研彙報, 69, 139-158
福井県	1997	柳ヶ瀬断層帯に関する調査	平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集, 44-50
福井県	1998	福井平野東縁断層帯に関する調査(剣ヶ岳断層、細呂木断層、篠岡断層、松岡断層、福井地震断層、福井東側地震断層)	第2回活断層調査成果報告会予稿集, 277-285
岐阜県	1996	『平成8年度 地震関係基礎調査交付金 長良川上流断層帯に関する調査成果報告書』	
岐阜県	1998	岐阜-一宮断層帯に関する調査	第2回活断層調査成果報告会予稿集, 105-114
岐阜県	1999	『平成10年度 地震関係基礎調査交付金 高山・大原断層帯に関する調査成果報告書』	
岐阜県	2000	『平成11年度 地震関係基礎調査交付金 高山・大原断層帯に関する調査成果報告書』	
岐阜県	2001	『平成12年度 地震関係基礎調査交付金 高山・大原断層帯に関する調査成果報告書』	
藤井昭二・相場恒雄・後藤道治・神島利夫・清水正之・金子一夫・河野芳輝	1992	10万分の1富山県地質図説明書	富山県, 201
北陸農政局計画部	1977a	石川県の水理地質と地下水および付図	北陸農政局計画部, 58
北陸農政局計画部	1977b	福井県の水理地質と地下水および付図	北陸農政局計画部, 48
北陸農政局計画部	1980	地盤沈下調査邑知平野地区調査報告書	
Ikami, A. T. Yoshii, S. Kubota, Y. Sasaki, A. Hasemi, T. Moriya, H. Miyamachi, R. S. Matsuura and K. Wada	1986	A seismic refraction study profile in and around Nagano Prefecture, central Japan.	J. Phys. Earth, 34, 457-474
池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編	2002	第四紀逆断層アトラス	東京大学出版会, 254
石川県森本断層調査グループ・石川県環境安全部	1997	金沢市の森本活断層の発掘調査	地質学雑誌, 103, XXXI-XXXII
石川県地盤図編集委員会(編)	1982	石川県地盤図(10万分の1)、同付図「平野部の断面図」、および同解説書	北経調査研究報告(北陸経済調査会), 66, 36p
神野達夫・森川信之・先名重樹・成田章・藤原広行	2002	金沢平野における三次元地下構造モデル	(社)物理探査学会第107回学術講演会論文集, 162-165
地震調査研究推進本部 地震調査委員会	1996	「糸魚川-静岡構造線活断層系の調査結果と評価について」	10p
紺野義夫	1993	新版・石川県地質図(10万分の1)および石川県地質誌	石川県・北陸地質研究所, 321p
粕野義夫・三浦静・藤井昭二	1992	北陸の丘陵と平野	アーバンクボタ, No.31, 65p
片川秀基・大村一夫・中村俊夫	1995	邑知潟平野北縁部のリニアメントと断層、	第四紀研究, Vol.34, 9-18

表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（つづき）

著者	発表年	文献名	出典
建設省北陸地方建設局	1979	富山県平野部の地盤図集	北陸建設弘済会
建設省北陸地方建設局	1982	石川県平野部の地盤図集(1)~(4)	北陸建設弘済会
小嶋啓介・山中浩明	2003	観測地震動に基づく福井平野の地下構造の推定	応用地質, 44, 94-103
工藤 健	1996	重力で見た飛騨山脈周辺の地殻構造	月刊地球, 18, 2, 116-122
中川耕三・竹内清和・中川重紀	1996	金沢市街と金沢平野における大桑層・卯辰山層の分布と構造及び水理地質	北陸地質研究所報告, No. 5, 287-309
中田 高・今泉俊文編	2002	活断層詳細デジタルマップ	東京大学出版会
日本の地質「中部地方Ⅱ」編集委員会	1988	:『日本の地質5 中部地方Ⅱ』	共立出版, 310p
山中浩明・栗田勝実・瀬尾和夫・小嶋啓介・佐藤浩章・宮腰研・赤澤隆士	2000	微動アレイ観測による福井平野のS波速度構造の推定	地震2, 53, 37-43
酒井慎一・岩崎貴哉・飯高 隆・吉井敏剋・山崎文人	1993	人工地震による中部日本地域の地殻構造, 吾妻-金沢測線	地震学会講演予稿集, 2, 175
酒井慎一・岩崎貴哉・飯高 隆・吉井敏剋・山崎文人・桑山辰夫	1996	爆破地震動による中部日本地域の地殻構造	月刊地球, 18, 2, 104-109
坂本 亨	1966	富山積成盆地南半部の新生界とその構造発達史	地質調査所報告, 213, 1-28
佐々木嘉三・石川斎・伊佐治晃	1988	美濃地域の地殻構造	地震学会講演予稿集 No.1, 105
佐々木嘉三・中村公貴・古橋徳昭	1984	岐阜市北部の地下構造について	地震学会講演予稿集, No.2
佐々木嘉三・平田敦・馬島和良	1987	砕石爆破による岐阜県東部の地下構造	地震学会講演予稿集, No.2
下川浩一・水野清秀・杉山雄一・片川秀基・柴田俊治	2002	石川県羽咋市付近における邑知潟断層帯の反射法地震探査	活断層・古地震研究報告, No.2, 69-79
石油公団	1981	昭和56年度国内石油・天然ガス基礎調査	基礎物理探査「富山沖・北陸～隠岐沖・山陰沖」調査報告書, 48p
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「富山～金沢地域」調査報告書, 13p
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「富山～金沢地域」調査報告書, 22p
石油公団	1985	昭和59年度国内石油・天然ガス基礎調査	基礎試錐「富山」調査報告書, 60p
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「金沢沖」調査報告書, 94p
角 靖夫・野沢 保・井上政昭	1989	石動地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所, 118p
田中 隆	1979	北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格	石油技術協会誌, Vol.44, pp.308-320
富山県・富山県活断層調査委員会	1997	呉羽山断層に関する調査について	平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集, 51-54
富山県	1999	砺波平野断層帯に関する調査	第3回活断層調査成果報告会予稿集, pp.271-279
富山県	2000	砺波平野断層帯に関する調査	第4回活断層調査成果報告会予稿集, 69-78
堤 浩之・東郷正美・今泉俊文・石山達也・原口強	2000	石川県羽咋市における石動山断層の地層抜き取り調査	活断層研究, 19, 69-76
山中浩明・栗田勝実・瀬尾和夫・小嶋啓介・佐藤浩章・宮腰 研・赤澤隆士	2000	微動アレイ観測による福井平野のS波速度構造の推定	地震2, Vol.53, pp.37-43
吉井敏剋	1994	人工地震による日本列島の地下構造	地震2, 46, 479-491

表4 三次元地下構造モデルにおける各層の物性値

速度層 区分	P波速度 km/s	S波速度 km/s	密度 g/cm <sup>3</sup>	地質	
				金沢～富山地方	飛騨地方
1	2.3	0.75	2.1	堆積岩類(氷見層～音川層)	堆積岩類、火山岩類
2	3.1	1.2	2.3	堆積岩類(東別所層～黒瀬谷層上部)	基盤岩類(濃飛流紋岩、美濃帯) 風化帯
3	4.7	2.2	2.5	火山岩類(黒瀬谷層下部～岩稻層)	基盤岩類(濃飛流紋岩、美濃帯)
4	5.9	3.46	2.7	基盤岩類	基盤岩類(飛騨帯、飛騨外縁帯、美濃帯)



※網掛けした処理は、「詳細法」の処理

図7 強震動評価の流れ



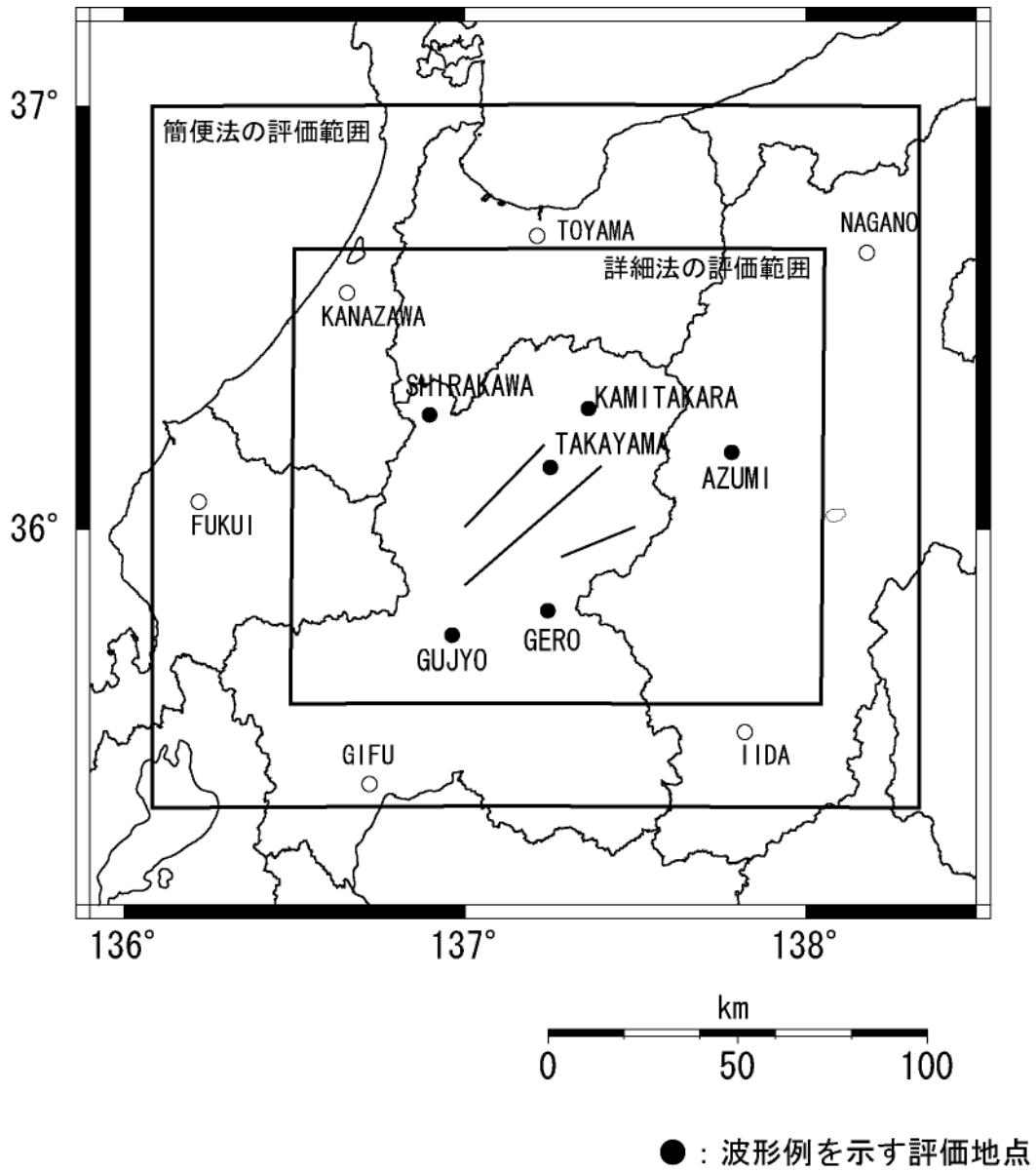


図8 強震動評価範囲と波形例を示す評価地点

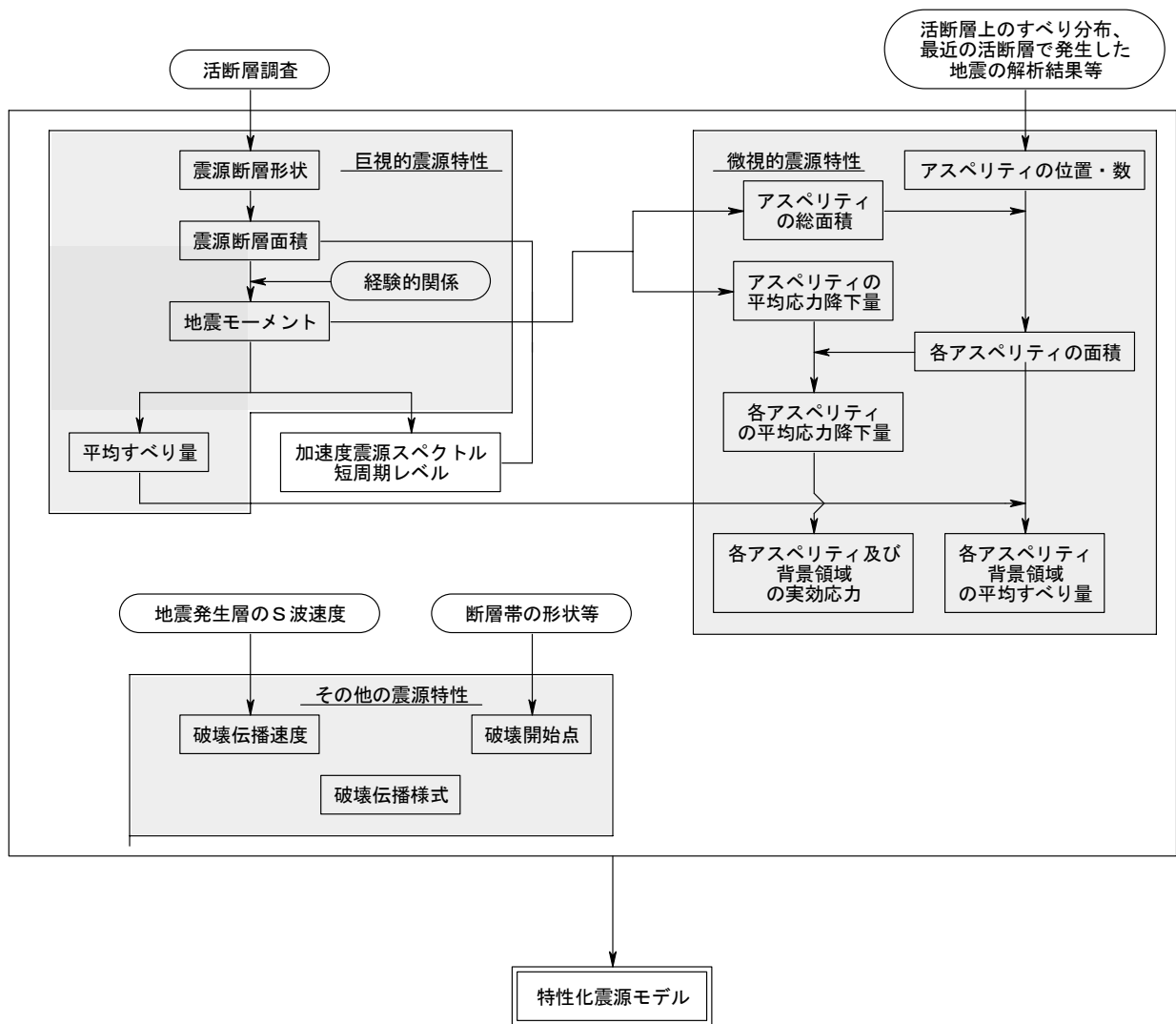


図9 活断層で発生する地震に対する特性化震源モデルの設定の流れ

## 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指したものである。

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

震源断層モデルの巨視的震源特性のパラメータとして、

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

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、地震調査委員会長期評価部会の評価結果（以下「長期評価」という）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（位置と走向、およびセグメント）

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

震源断層モデルの長さ  $L(\text{km})$ については「（1）震源断層モデルの位置と構造」で想定した震源断層モデルの形状を基に設定する。幅  $W(\text{km})$ については、入倉・三宅(2001)による下記に示した幅  $W$

<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。

と長さ  $L$  の経験的關係、

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

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  $H_s$  (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  $k\text{m}$  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り、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。

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

$M_{oi}$ :  $i$  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

### (4) 平均すべり量

震源断層モデル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

<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、背景領域の平均すべり量
- ・ アスペリティ、背景領域の応力降下量
- ・  $f_{max}^3$
- ・ 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」という)と密接な関係がある。したがって、まず「短周期レベル」の値を推定した上で、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で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おいては、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」の想定は、現時点では不可能である。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」  $A(\text{dyn} \cdot \text{cm/s}^2=10^{-7}\text{N} \cdot \text{m/s}^2)$  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」  $A$  と(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

<sup>3</sup> 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。

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。

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 (Somerville *et al.*, 1999 ; 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「(2) 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、壇ほか(2002)に基づき、

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) fmax

fmax 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 0.1~10Hz であることから、fmax 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 fmax 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、fmax=6Hz (鶴来ほか,1997) および fmax=13.5Hz(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、fmax=6Hz 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、6Hz を採用することとした。

(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、 $t_r : (t_s - t_r) = 2 : 1$

Vr : 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 Vm
- ・ 最大すべり速度到達時間 td
- ・ すべり速度振幅が 1/t<sup>1/2</sup> 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 Vm

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

f<sub>c</sub> : ローパスフィルタのコーナー周波数(fmax と同等)

W : アスペリティの幅

※ (5) で fmax を想定していない場合には、便宜的に fmax=10Hz と仮定して設定する。

- ・ 最大すべり速度到達時間 td

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

- ・ すべり速度振幅が 1/t<sup>1/2</sup> に比例する Kostrov 型関数に移行する時間 tb  
(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 tr

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

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 Vr(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 Vs(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するため、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<sup>4</sup>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<sup>5</sup>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、あるいは震源決定に使われている構造モデルを参照して設定する。

### 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。

#### (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、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

<sup>4</sup> S波速度 3km/s 程度の堅硬な岩盤。

<sup>5</sup> 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。



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<sup>2</sup> の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。

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

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)

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。

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

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<sup>2</sup> のメッシュごとで「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では、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、「浅い地盤構造」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あ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。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。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、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、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」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化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ため、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場合が多い。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）

- Aoi, S. and H. Fujiwara (1999): 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 918-930. 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.
- 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.
- 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，日本地震工学学会論文集，第3巻，第3号，13-27.
- Geller, R.J.(1976):Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- 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)：1994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』，*サイスマ*，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.

高山・大原断層帯を想定した強震動評価

図のもくじ（図 10～図 20）

図 10	高山・大原断層帯付近の微小地震分布（1996.1～2003.10）	1
図 11	地震モーメント $M_0$ と断層面積 $S$ 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）	2
図 12	高山・大原断層帯周辺の残差ブーゲ異常値	3
図 13	「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	4
図 14	想定した震源断層の周辺地域における「深い地盤構造」の速度層構造	5
図 15	有限差分法による計算結果例（スナップショット）	8
図 16	「詳細法工学的基盤」（ $V_s=750\text{m/s}$ ）上の計算波形例	13
図 17	「詳細法工学的基盤」（ $V_s=750\text{m/s}$ ）上の地震動の 減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル	18
図 18	「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	23
図 19	「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布	26
図 20	「簡便法」による強震動予測結果：地表の震度分布	29

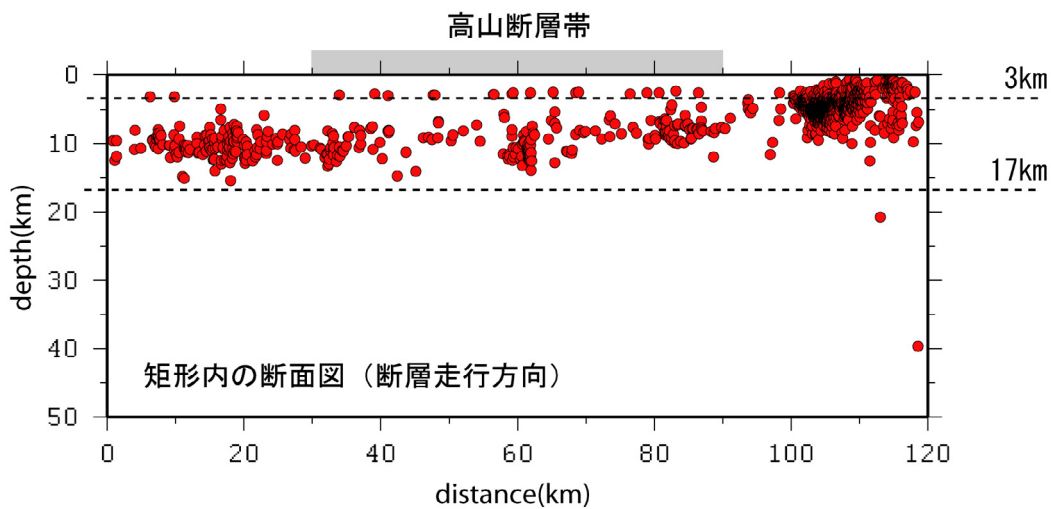
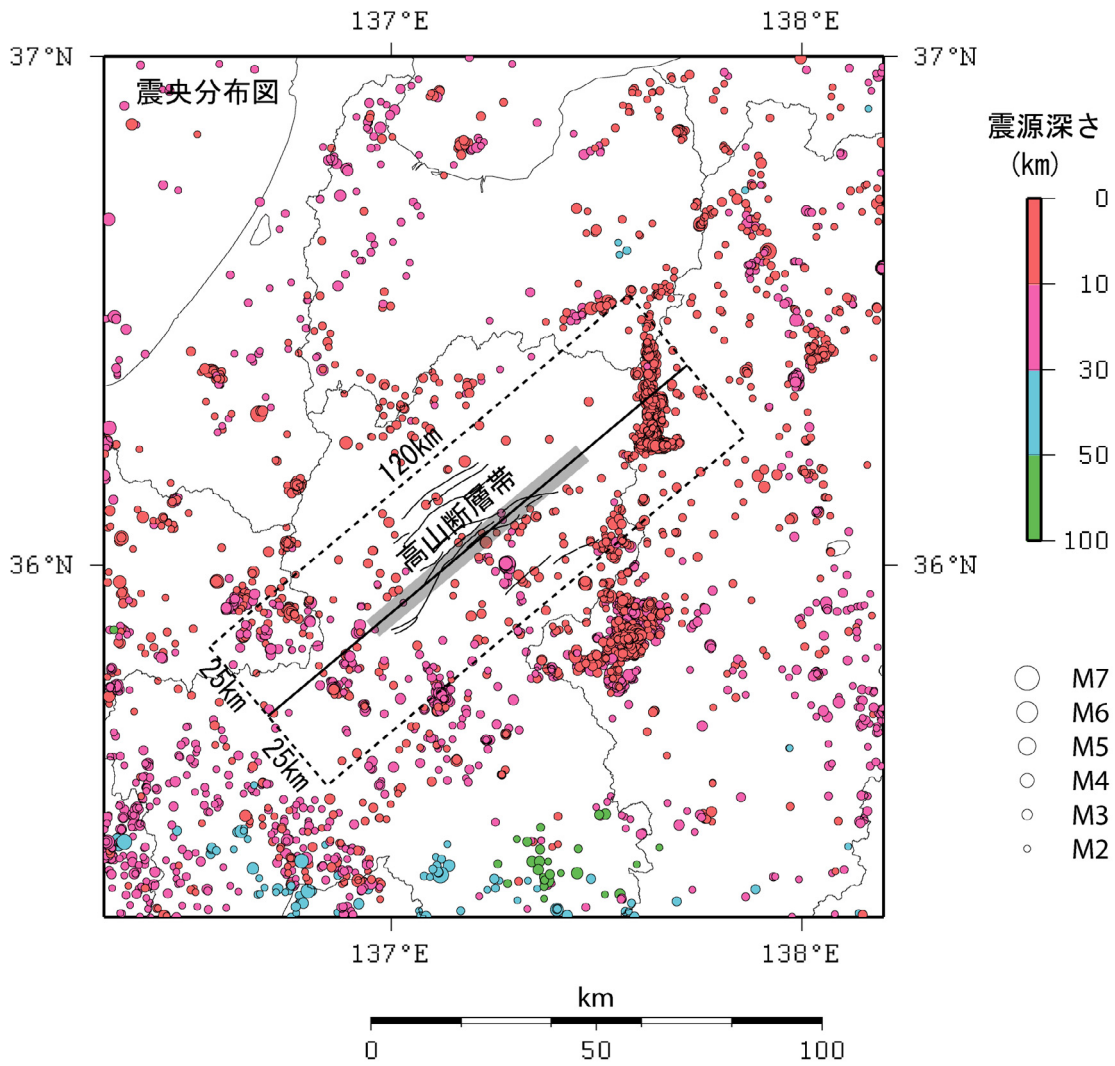


図10 高山・大原断層帯付近の微小地震分布 (1996.1~2003.10、気象庁の震源データによる)



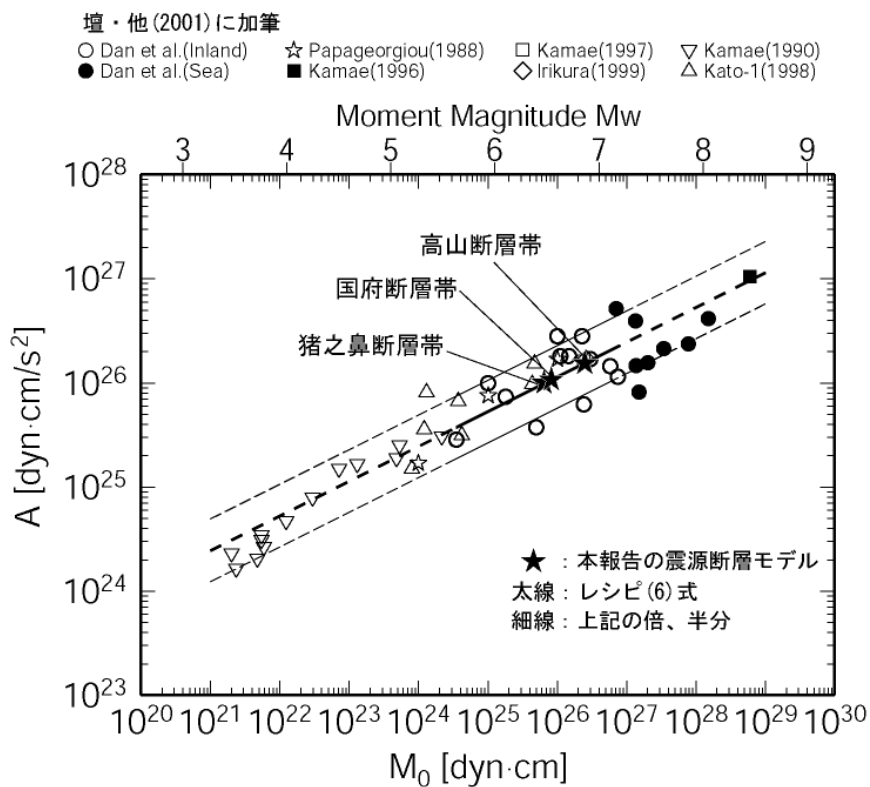
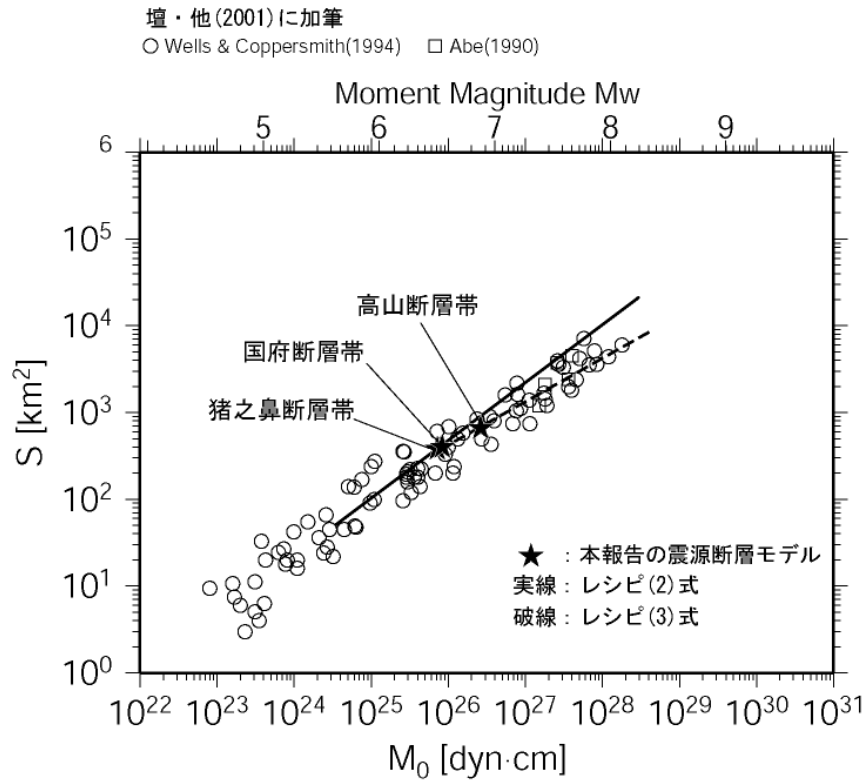


図 1 1 地震モーメント  $M_0$  と断層面積  $S$  の経験的關係 (上) および地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  の關係 (下)

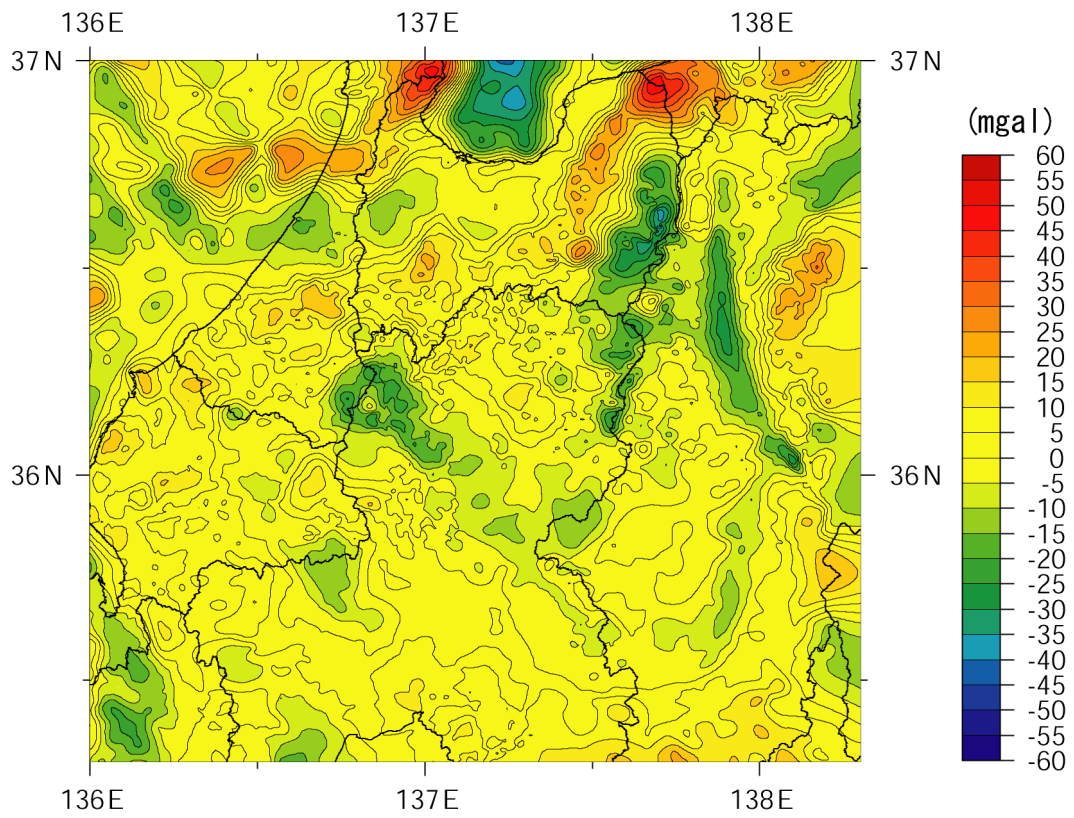


図 1 2 高山・大原断層帯周辺の残差ブーゲ異常値

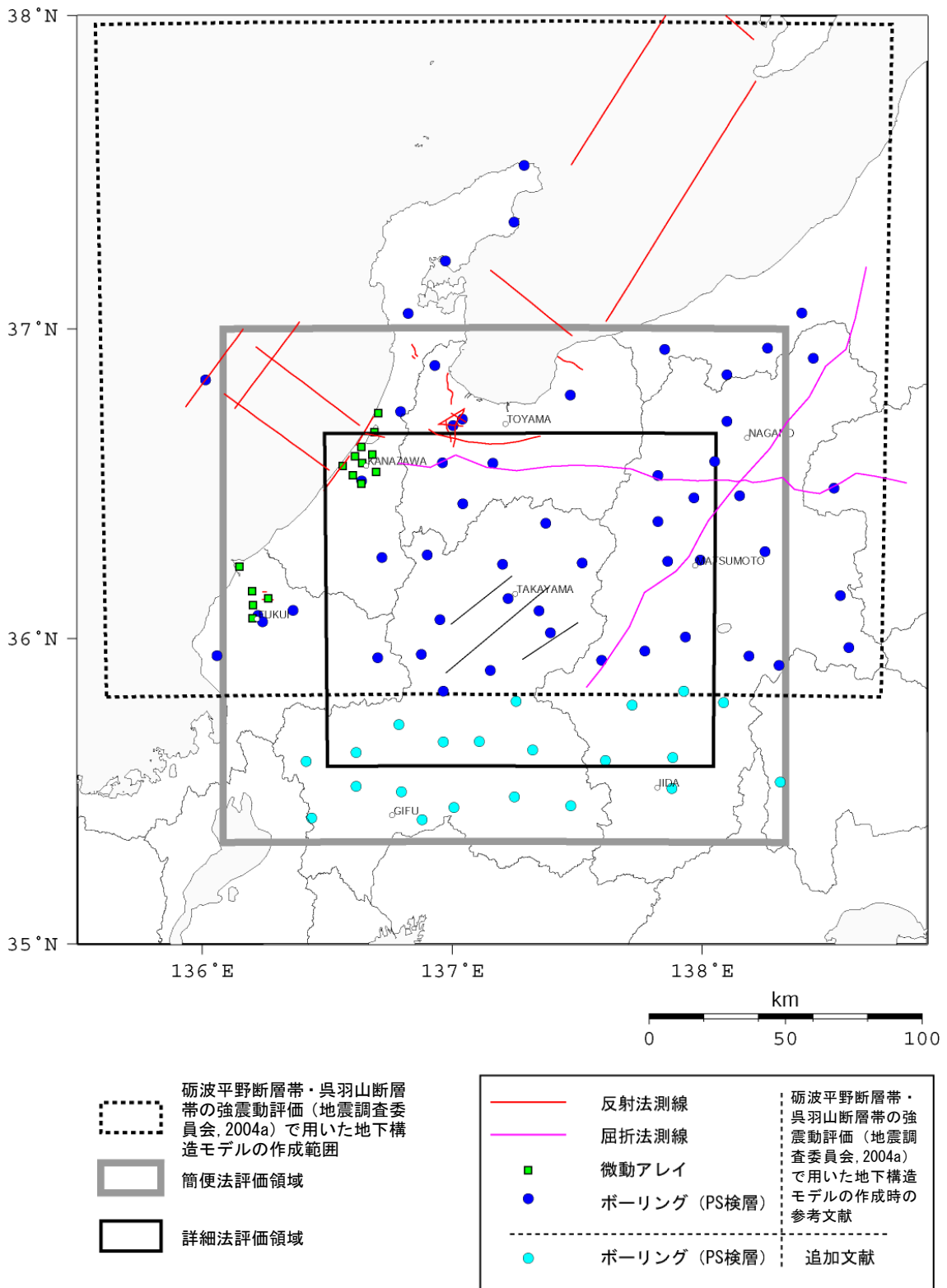


図 1 3 「深い地盤構造」に対する 3 次元地下構造モデルの作成に用いた文献の位置図

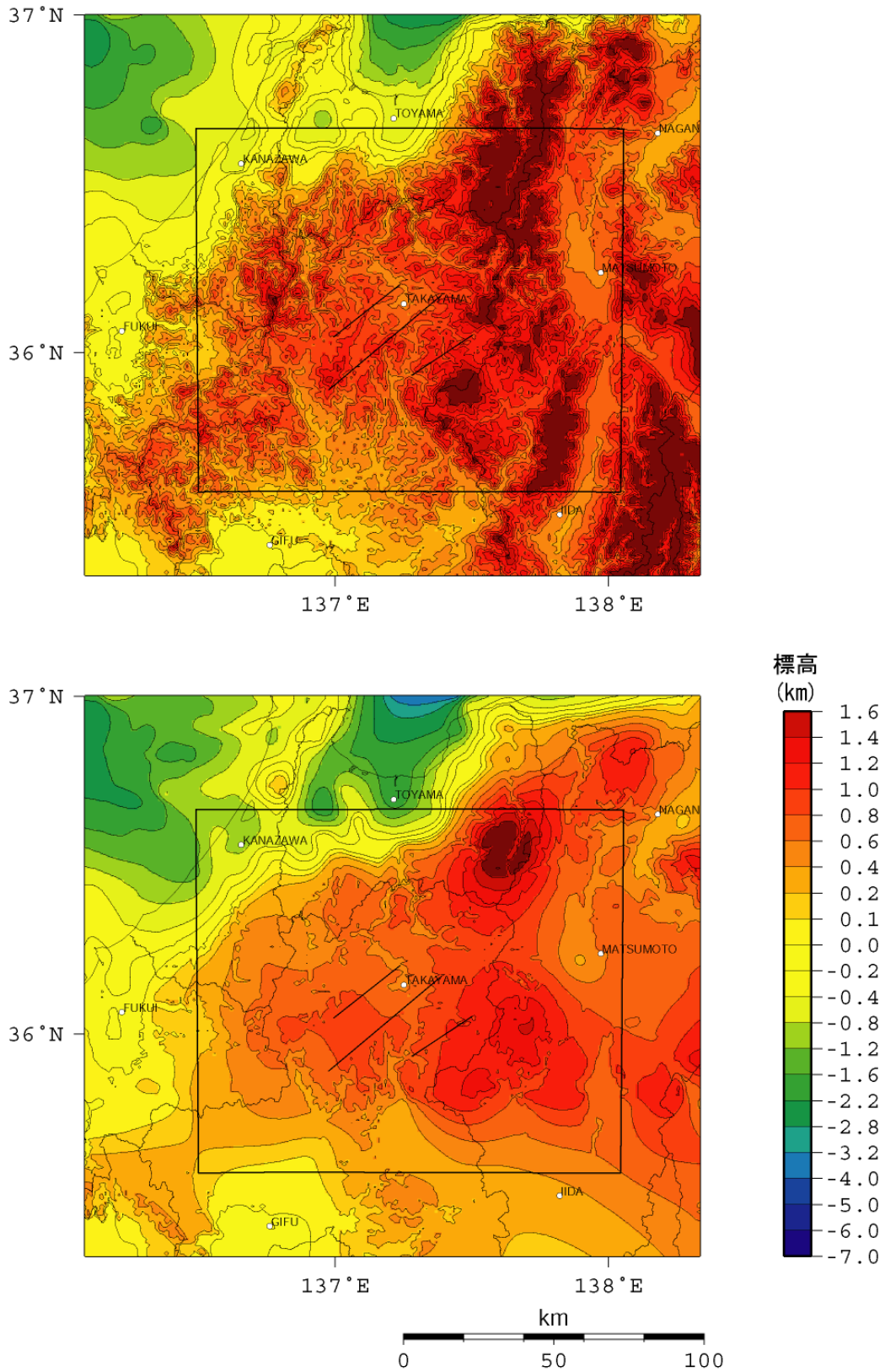


図14-1 想定した震源断層の周辺地域における「深い地盤構造」の速度層構造  
 (速度層上面標高コンター、上 :  $V_p=2.3\text{km/s}$  ( $V_s=0.75\text{km/s}$ )、下 :  $V_p=3.1\text{km/s}$  ( $V_s=1.2\text{km/s}$ ))

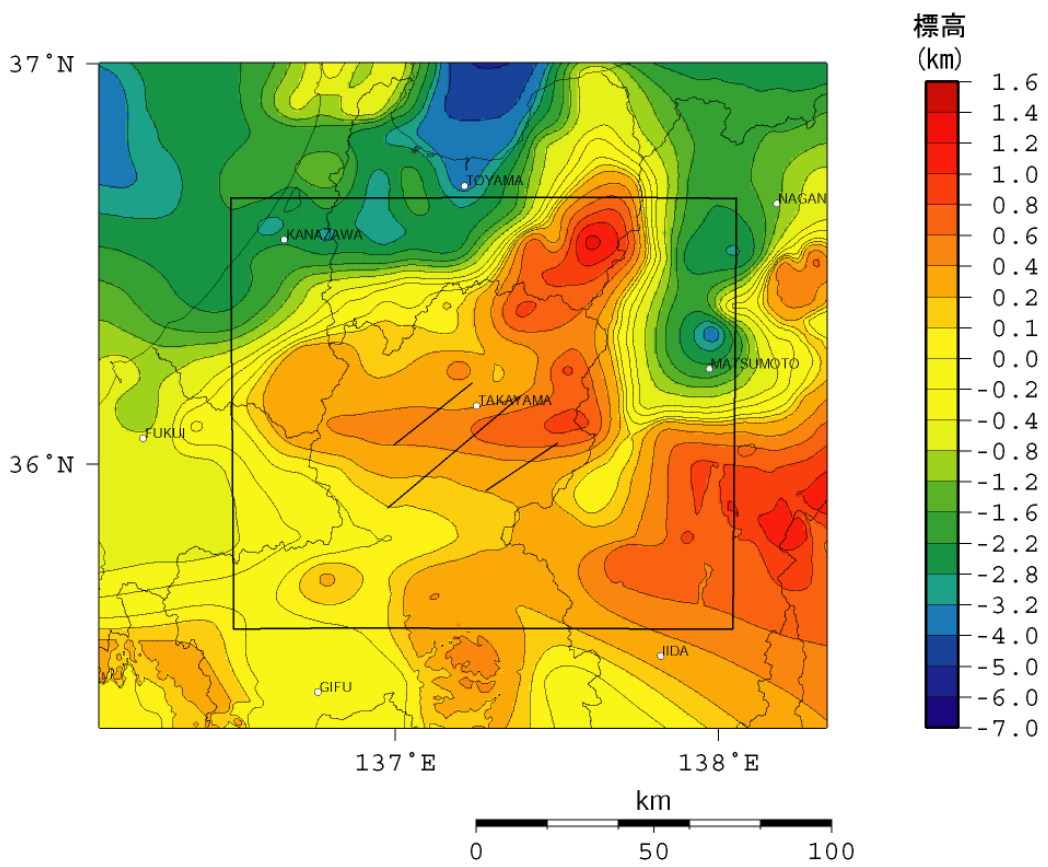
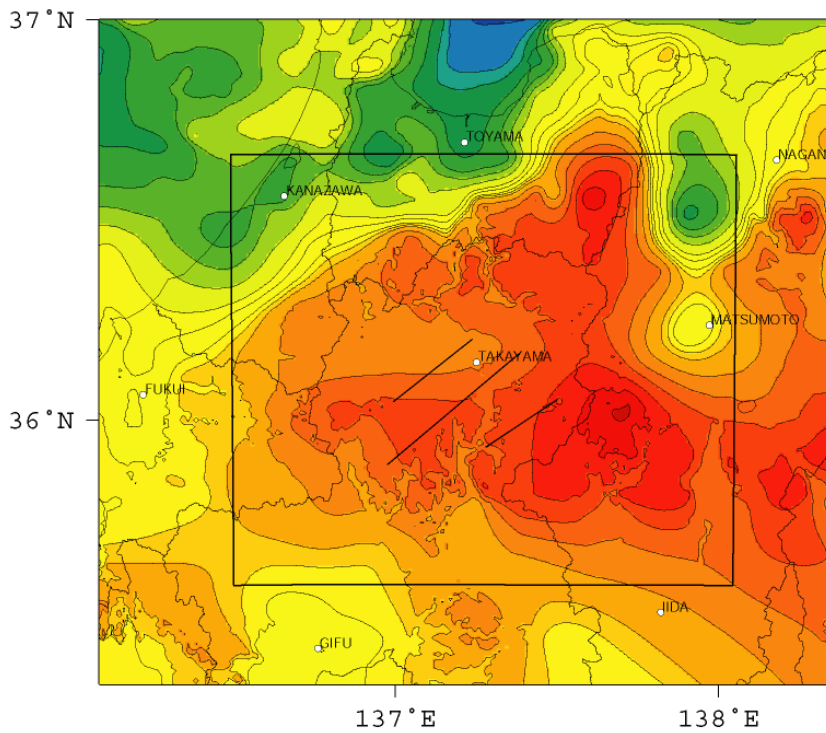


図 1 4 - 2 想定した震源断層の周辺地域における「深い地盤構造」の速度層構造  
 (速度層上面標高コンター、上 :  $V_p=4.7 \text{ km/s}$  ( $V_s=2.2 \text{ km/s}$ )、下 :  $V_p=5.9 \text{ km/s}$  ( $V_s=3.46 \text{ km/s}$ ))

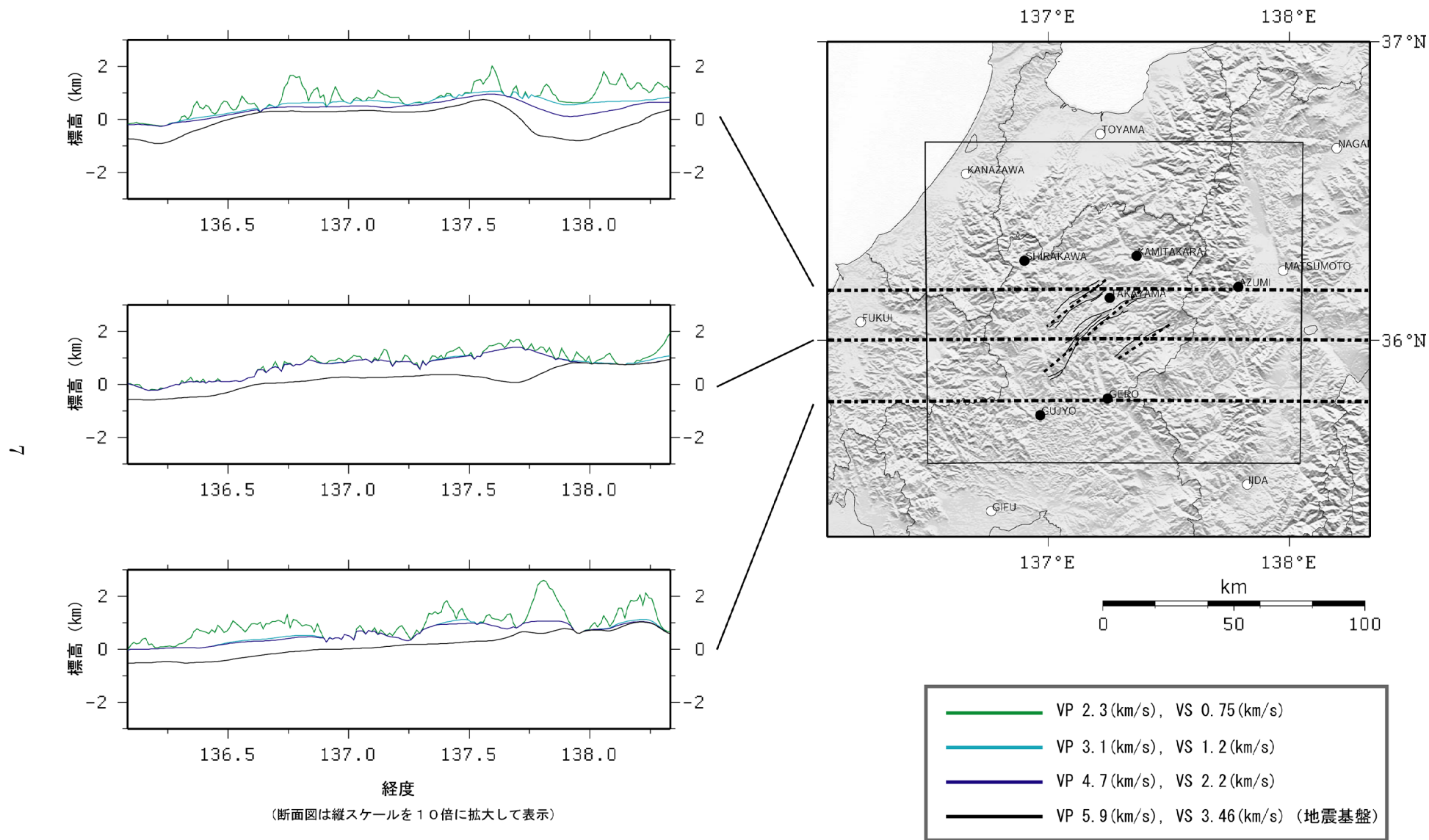


図 1 4 - 3 想定した震源断層の周辺地域における「深い地盤構造」の速度層構造 (東西断面図, 左図中の等高線は各速度層上面を示す)

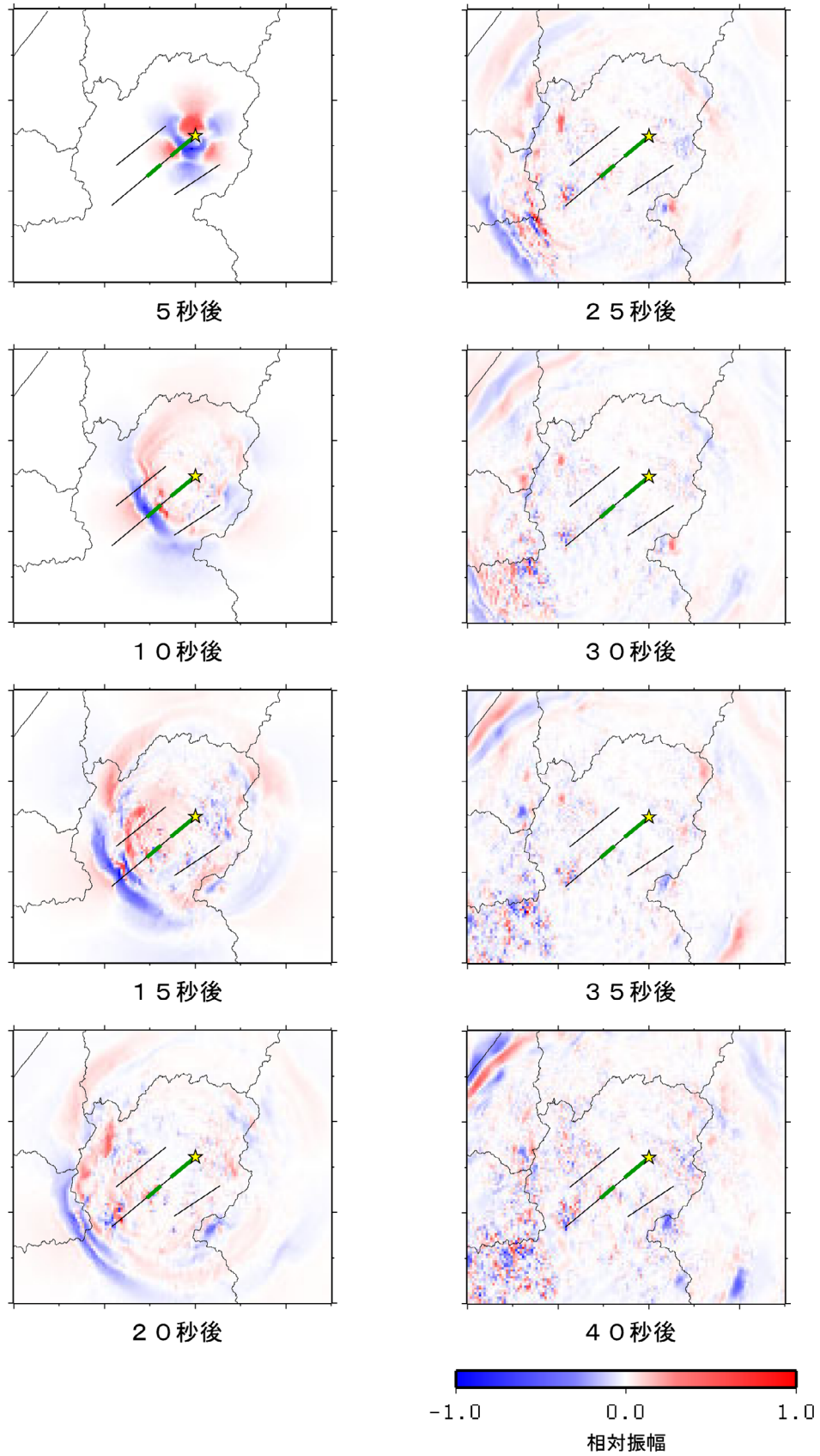


図 1 5 - 1 有限差分法による計算結果例（高山断層帯、ケース 1、「詳細法工学的基盤」  
 ( $V_s=750\text{m/s}$ ) 上の速度振幅のスナップショット、NS 成分)

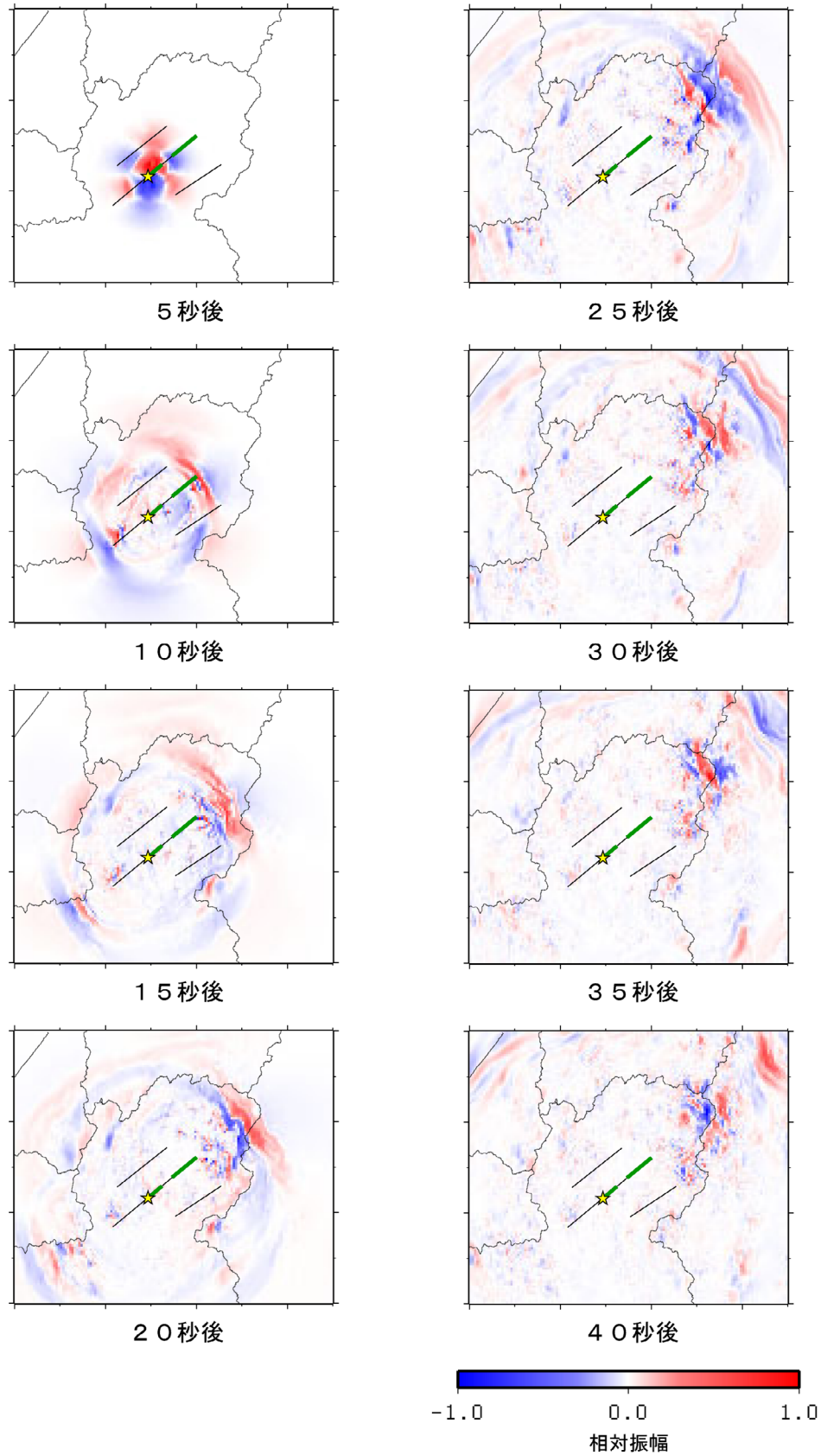


図 1 5 - 2 有限差分法による計算結果例（高山断層帯、ケース 2、「詳細法工学的基盤」  
 ( $V_s=750\text{m/s}$ ) 上の速度振幅のスナップショット、NS 成分)



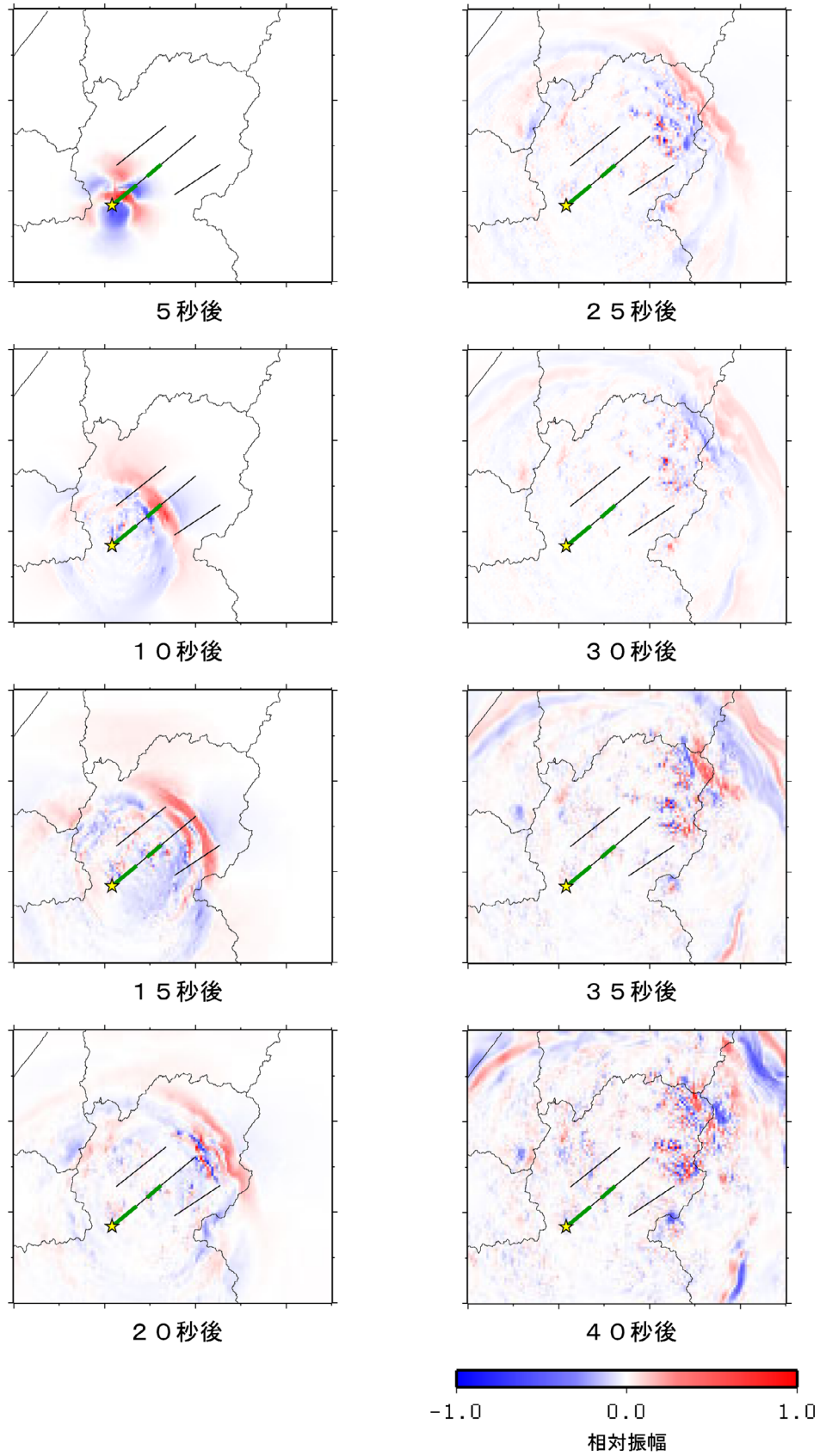


図 1 5 - 3 有限差分法による計算結果例 (高山断層帯、ケース 3、「詳細法工学的基盤」  
 ( $V_s=750\text{m/s}$ ) 上の速度振幅のスナップショット、NS 成分)

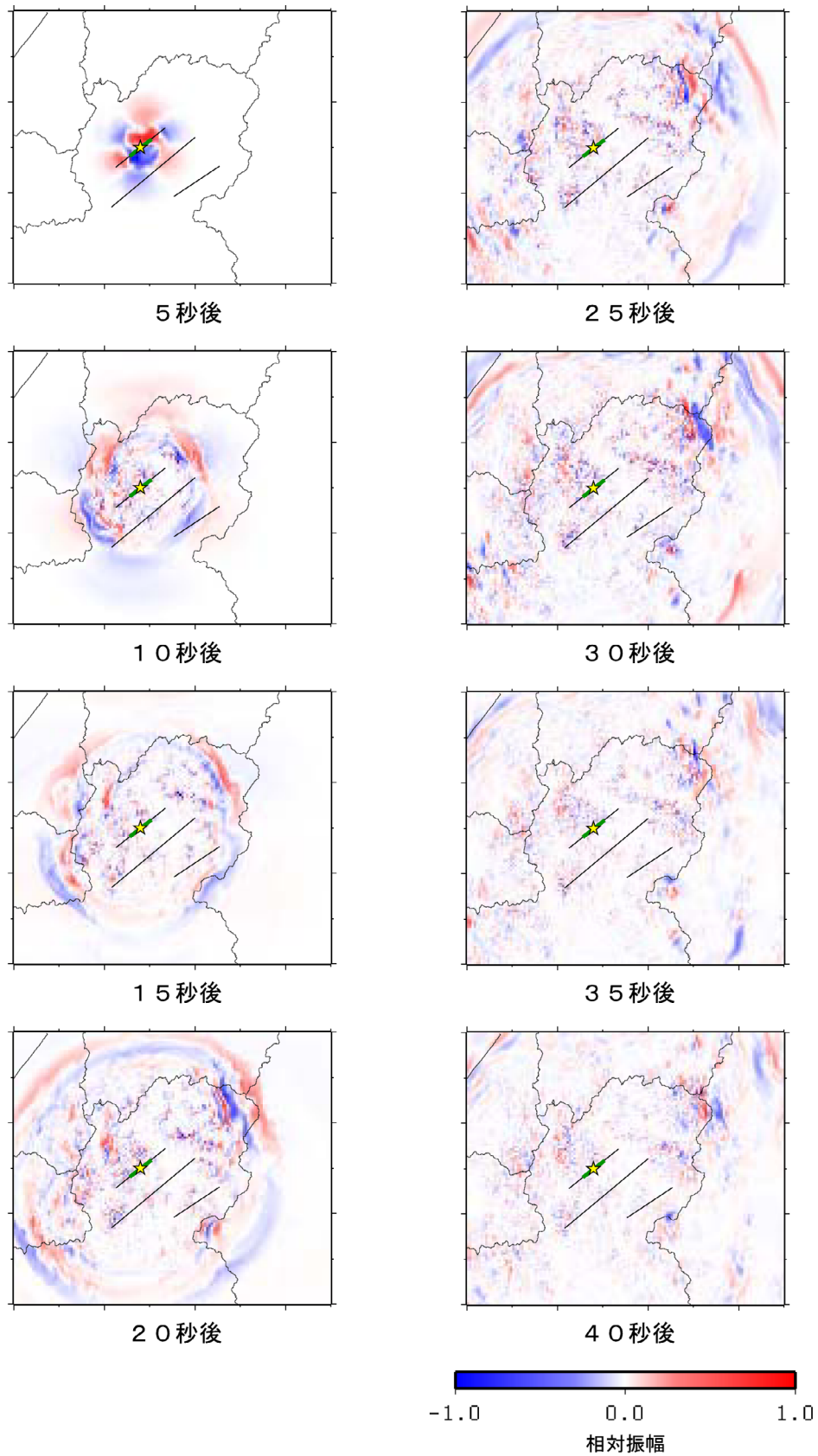


図 15-4 有限差分法による計算結果例 (国府断層帯、「詳細法工学的基盤」( $V_s=750\text{m/s}$ ) 上の速度振幅のスナップショット、NS 成分)

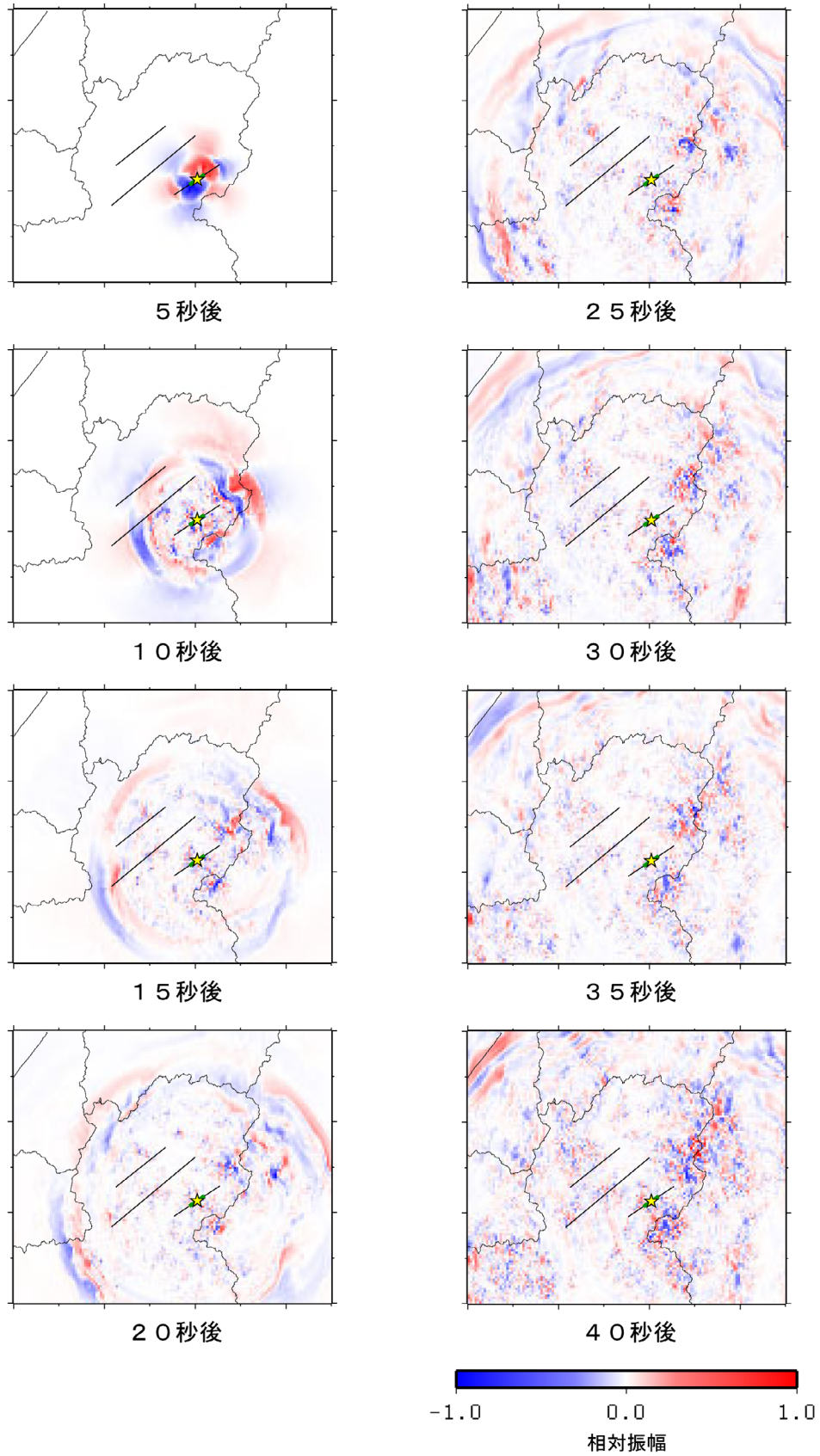


図 1 5 - 5 有限差分法による計算結果例 (猪之鼻断層帯、「詳細法工学的基盤」( $V_s=750\text{m/s}$ ) 上の速度振幅のスナップショット、NS 成分)

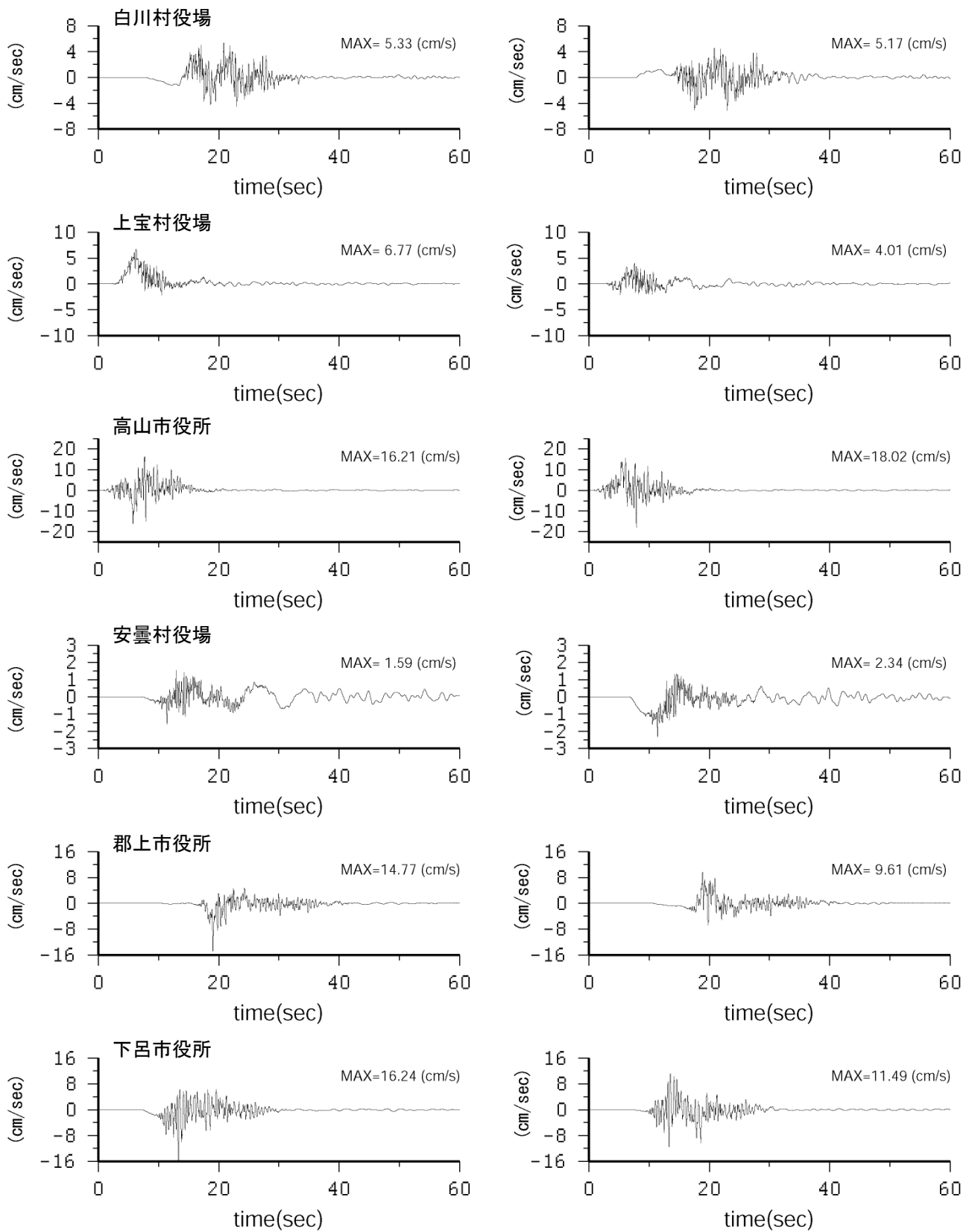


図 16-1 「詳細法工学的基盤」 ( $V_s=750\text{m/s}$ ) 上の計算波形例 (高山断層帯、ケース 1、ハイブリッド合成法、速度波形、左 : NS 成分、右 : EW 成分、各表記施設に最も近い評価地点の結果)

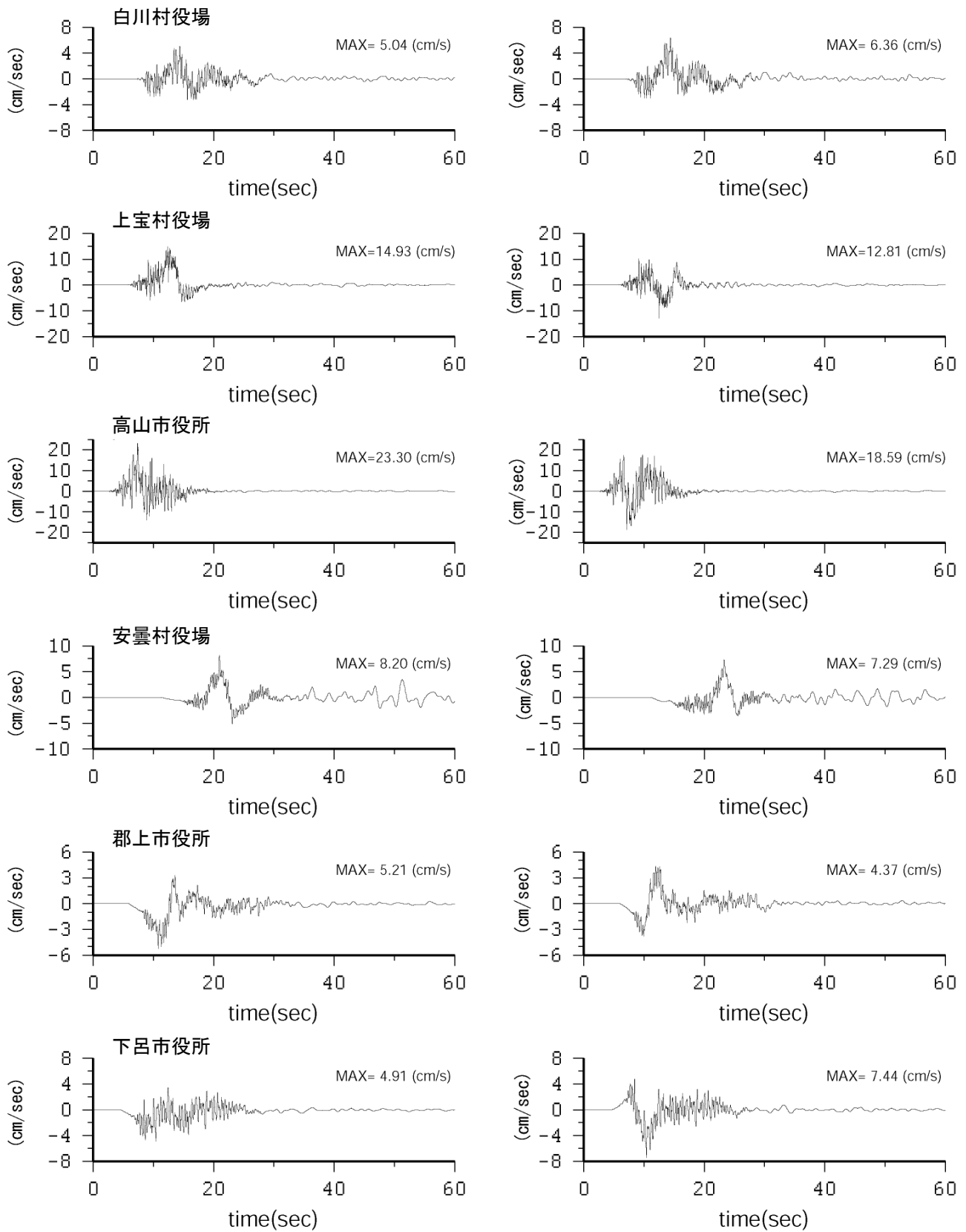


図 1 6 - 2 「詳細法工学的基盤」(Vs=750m/s) 上の計算波形例 (高山断層帯、ケース 2、ハイブリッド合成法、速度波形、左 : NS 成分、右 : EW 成分、各表記施設に最も近い評価地点の結果)

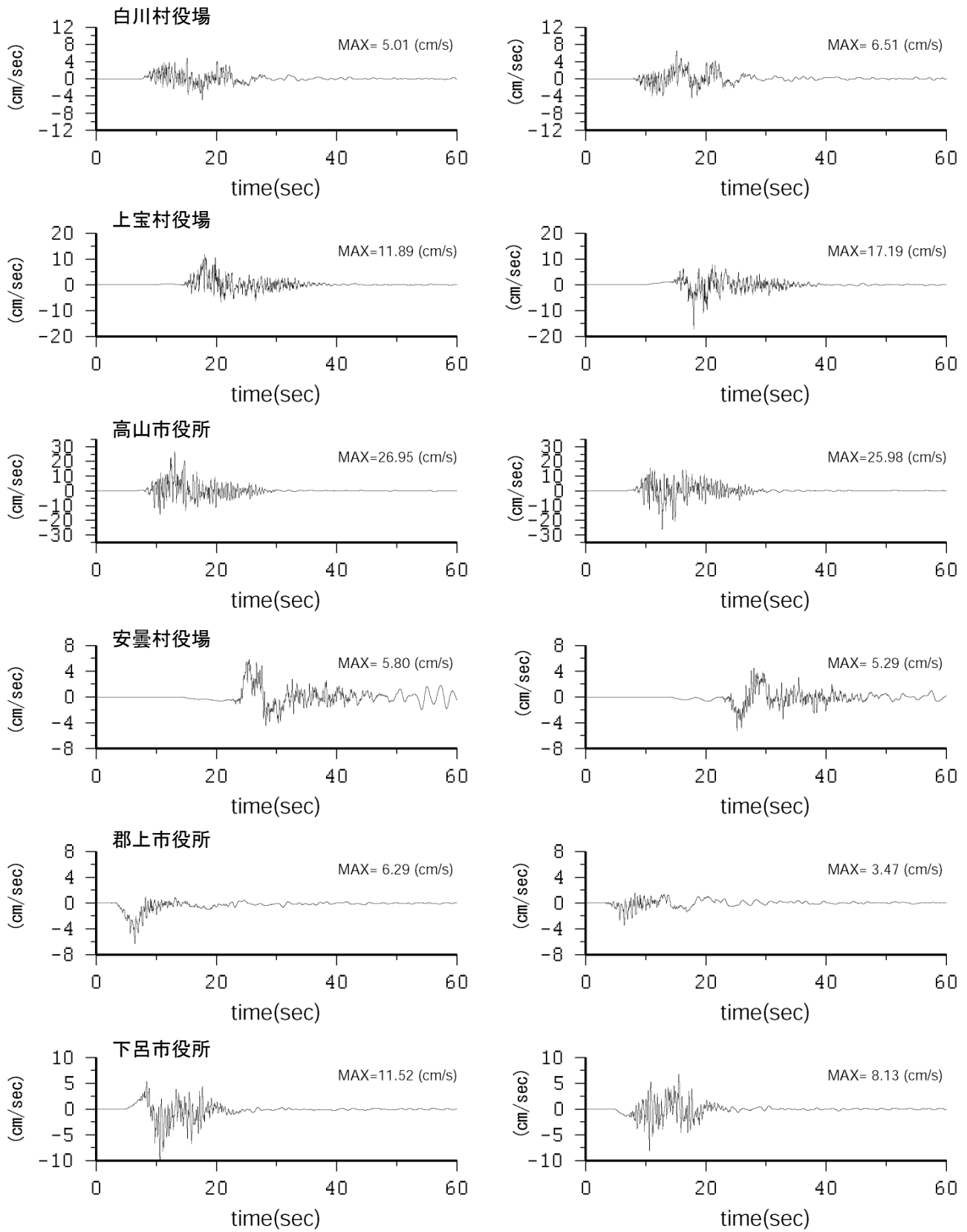


図 16-3 「詳細法工学的基盤」(Vs=750m/s) 上の計算波形例 (高山断層帯、ケース3、ハイブリッド合成法、速度波形、左: NS 成分、右: EW 成分、各表記施設に最も近い評価地点の結果)

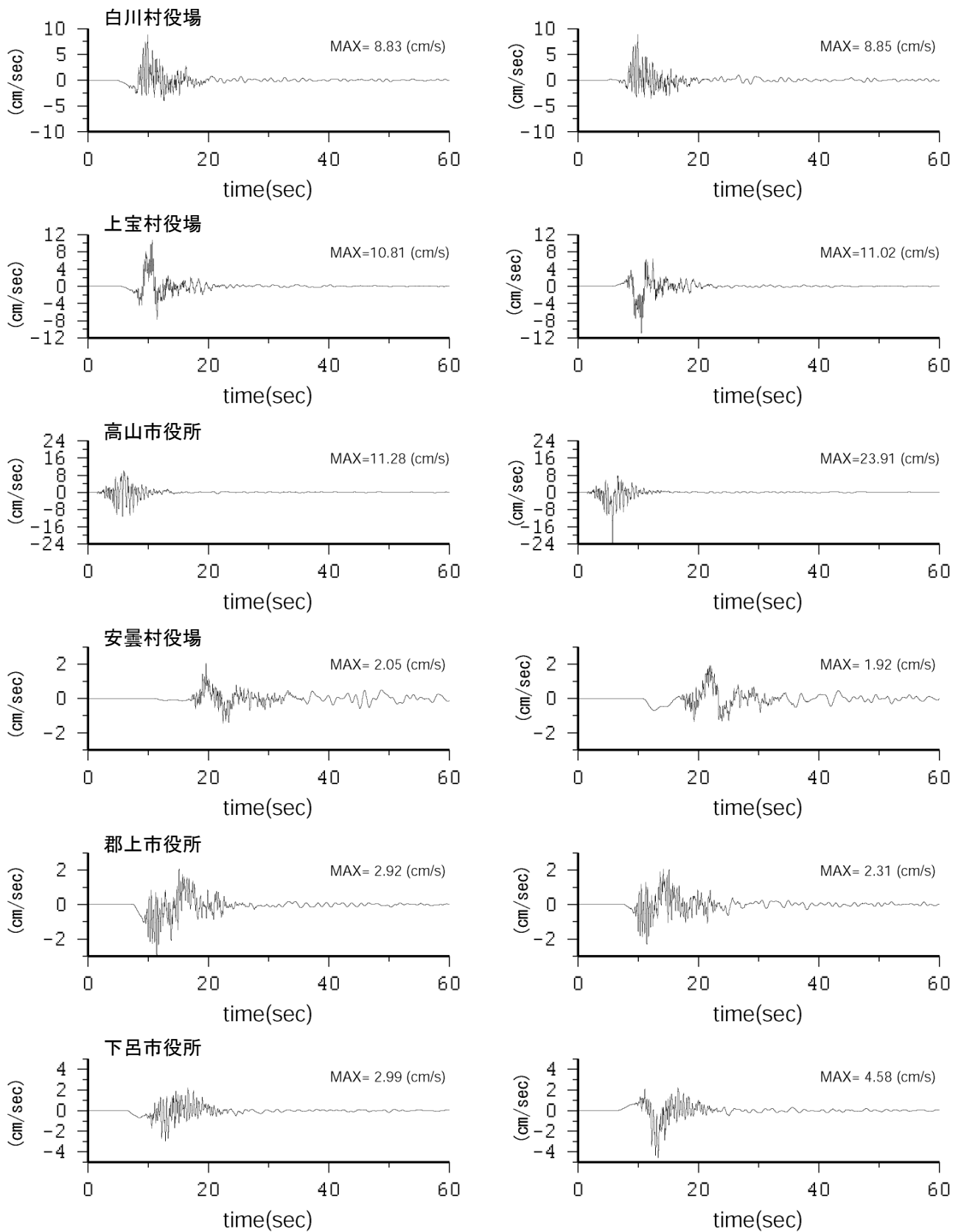


図16-4 「詳細法工学的基盤」(Vs=750m/s)上の計算波形例(国府断層帯、ハイブリッド合成法、速度波形、左: NS成分、右: EW成分、各表記施設に最も近い評価地点の結果)

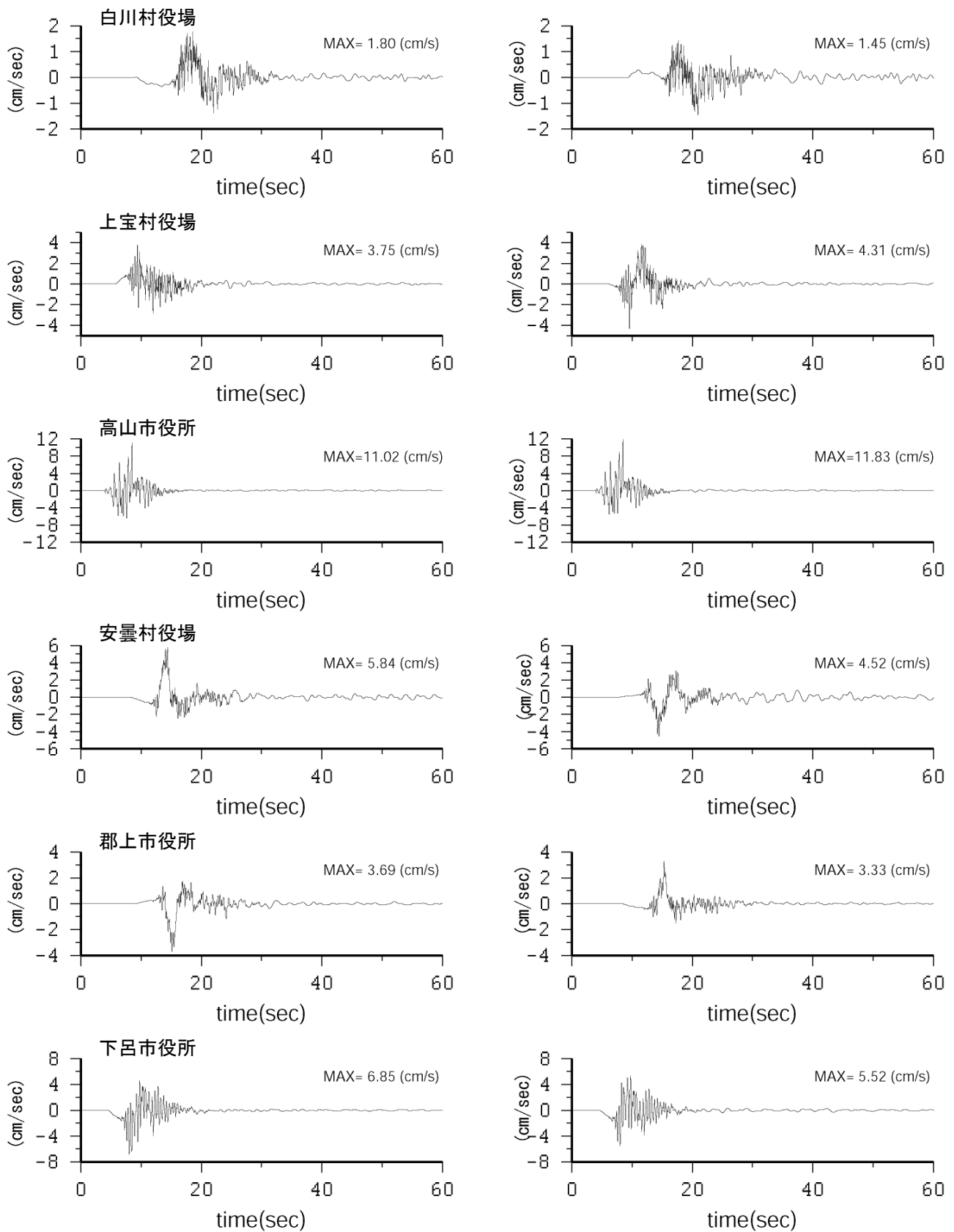


図 16-5 「詳細法工学的基盤」( $V_s=750\text{m/s}$ ) 上の計算波形例 (猪之鼻断層帯、ハイブリッド合成法、速度波形、左 : NS 成分、右 : EW 成分、各表記施設に最も近い評価地点の結果)



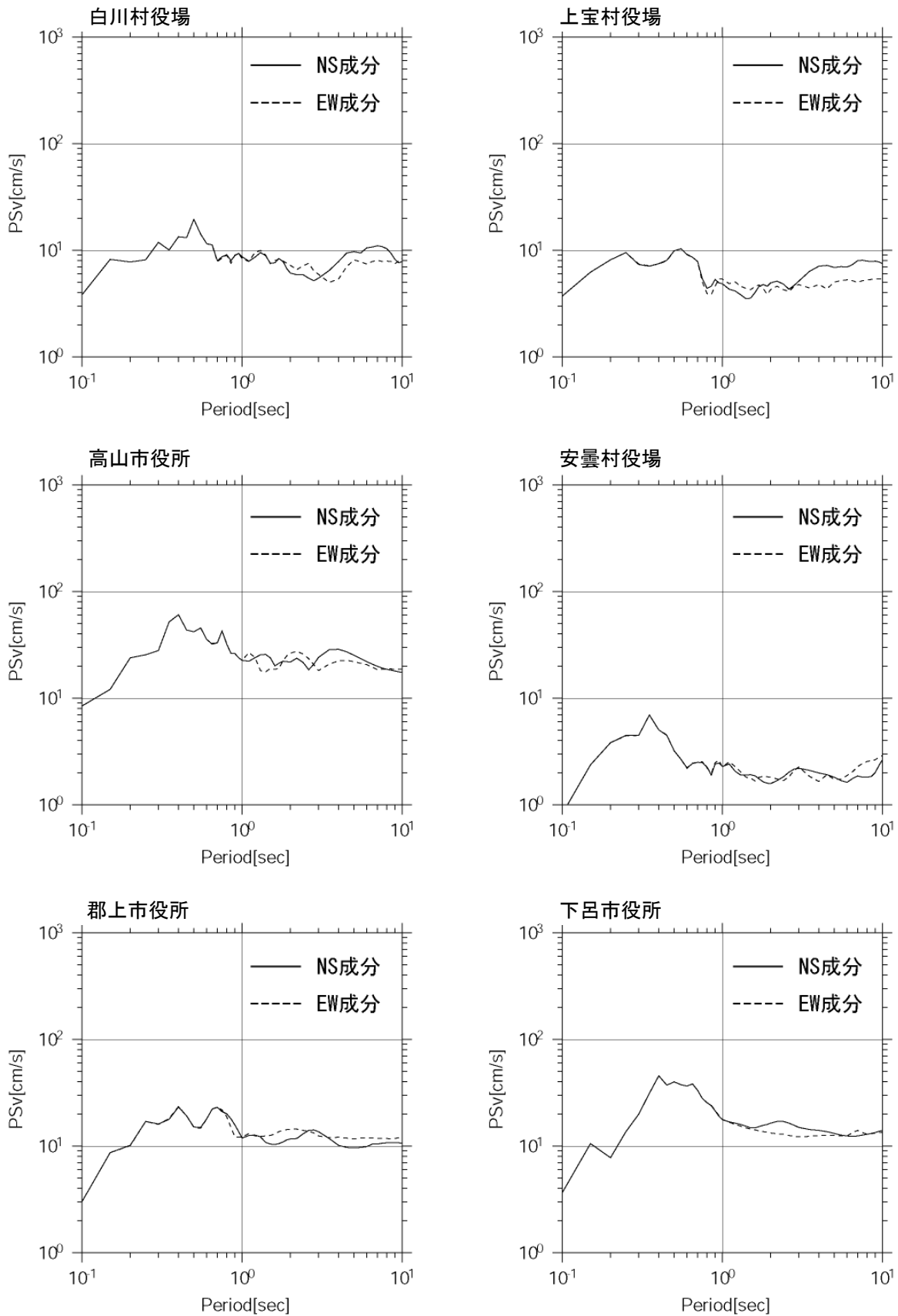


図 17-1 「詳細法工学的基盤」 ( $V_s=750\text{m/s}$ ) 上の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (高山断層帯、ケース 1、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点の結果)

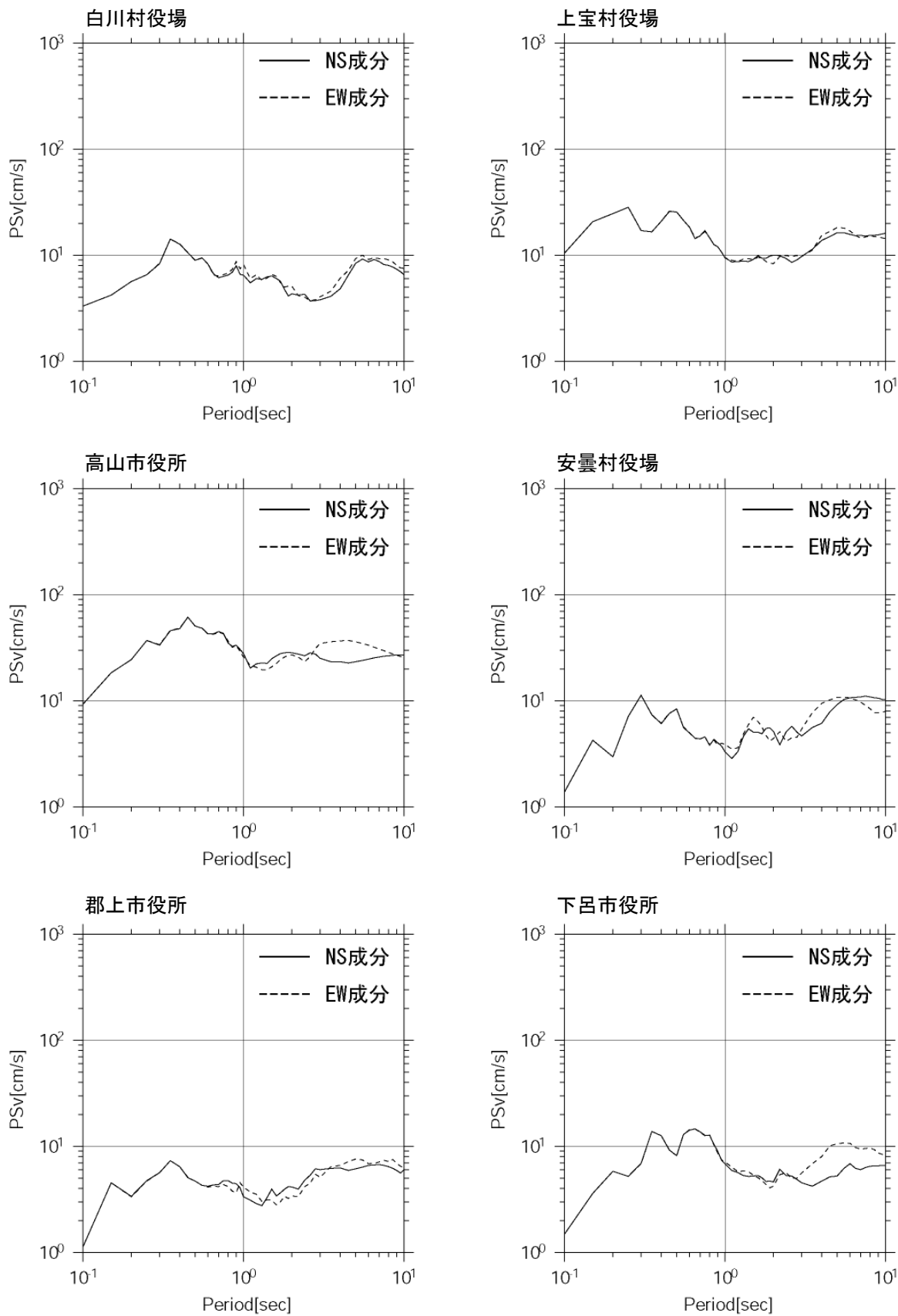


図 17-2 「詳細法工学的基盤」 ( $V_s=750\text{m/s}$ ) 上の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (高山断層帯、ケース 2、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点の結果)

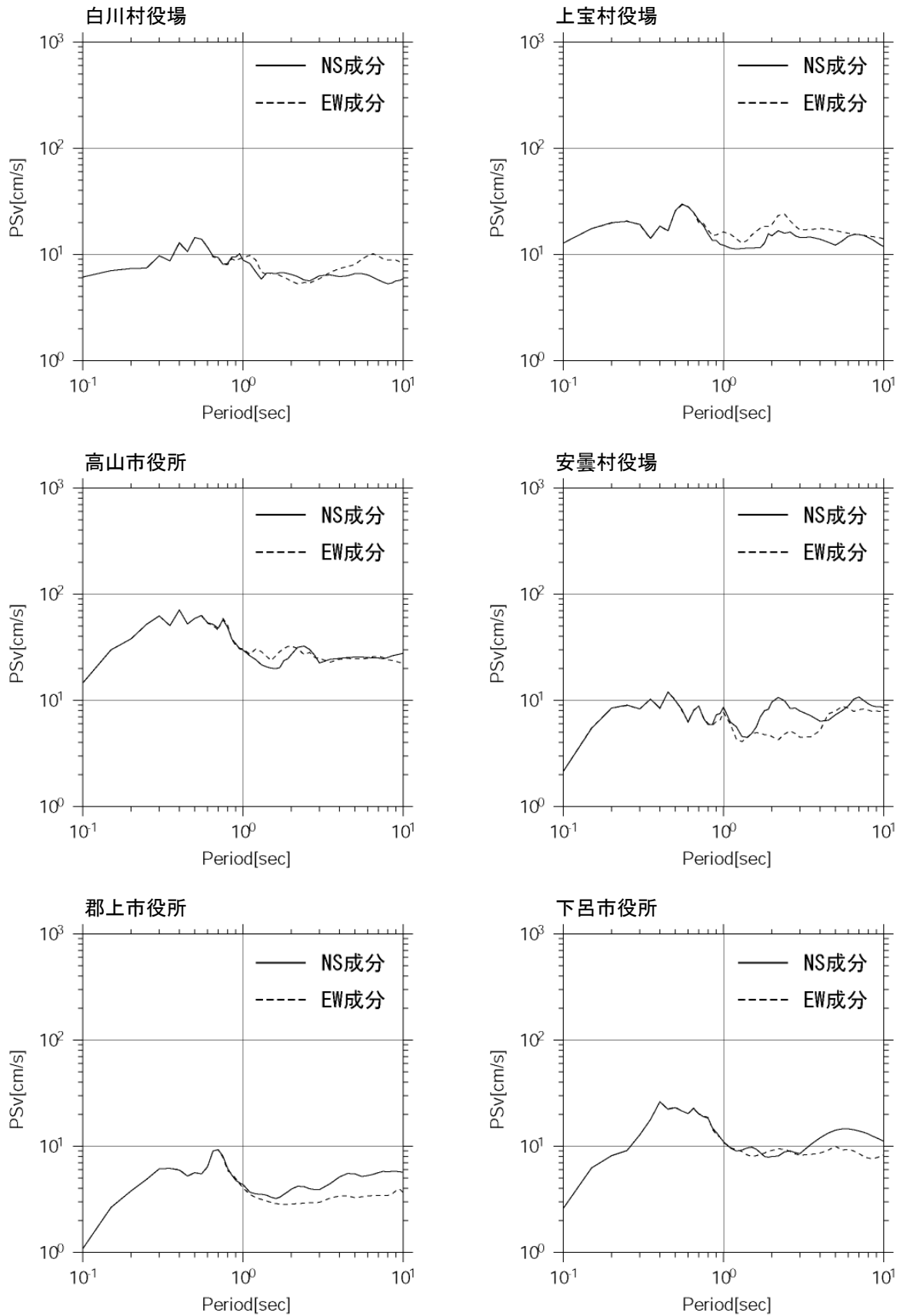


図 17-3 「詳細法工学的基盤」 (Vs=750m/s) 上の地震動の減衰定数%擬似速度応答スペクトル (高山断層帯、ケース3、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点の結果)

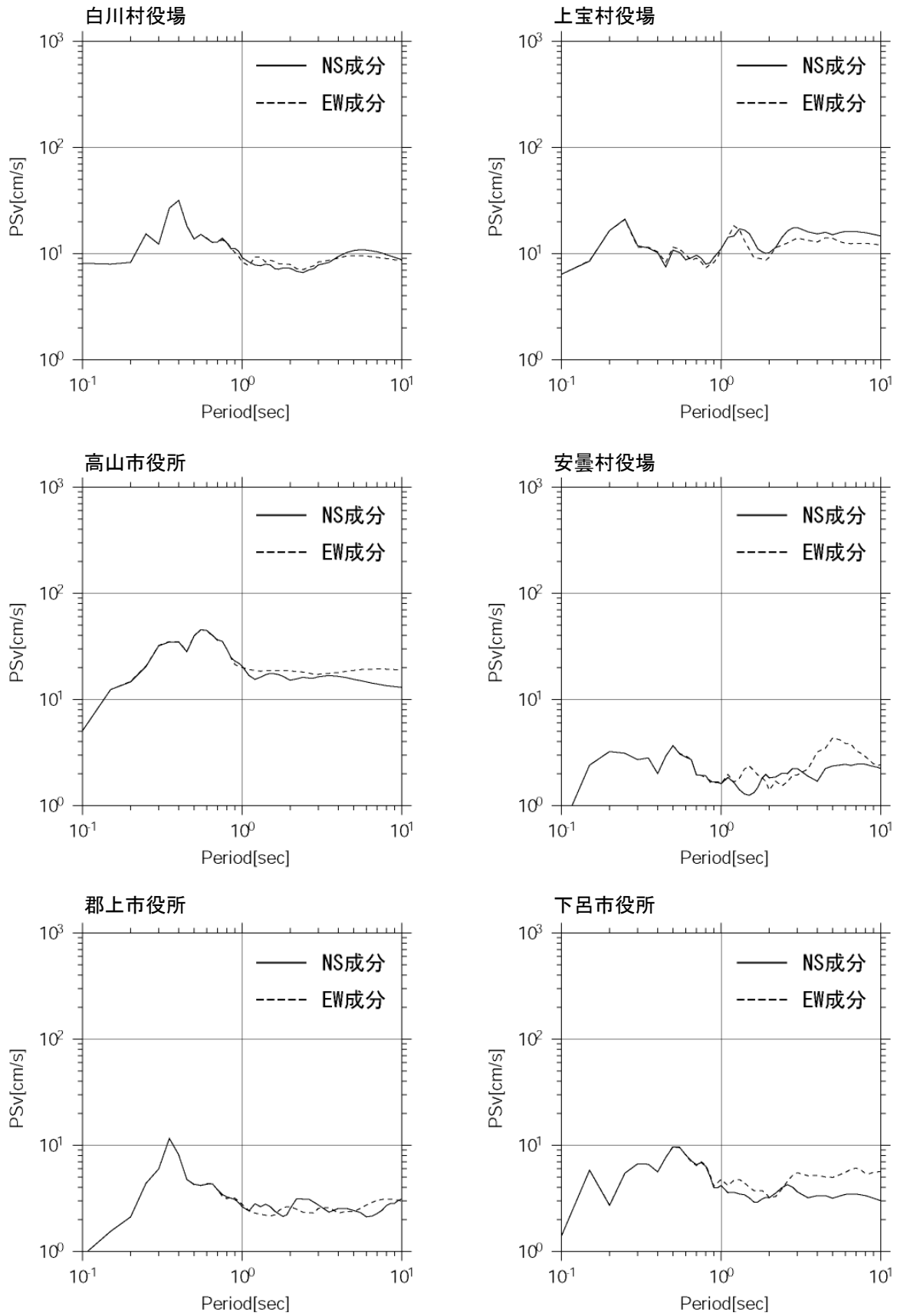


図 17-4 「詳細法工学的基盤」 ( $V_s=750\text{m/s}$ ) 上の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (国府断層帯、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点の結果)

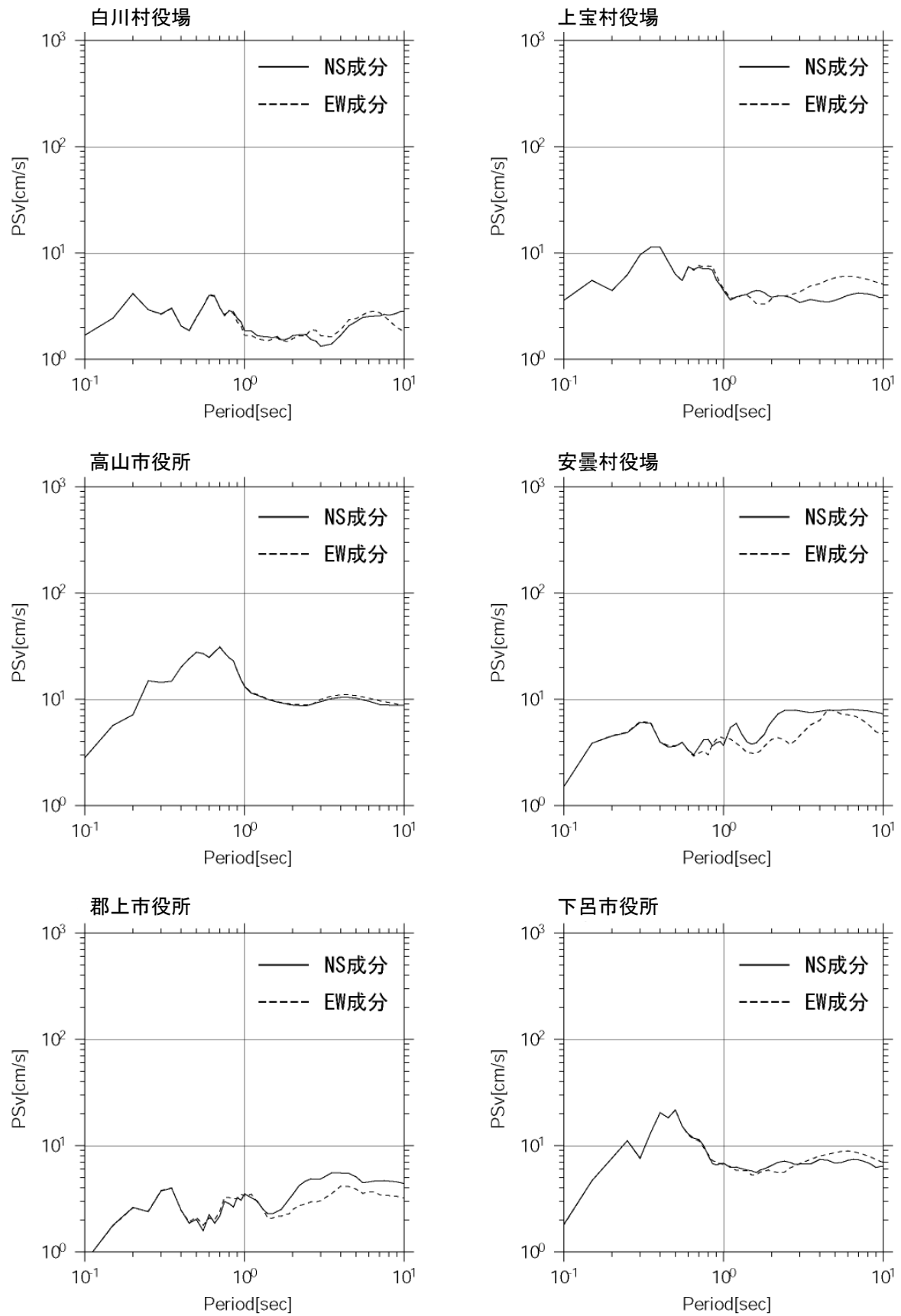
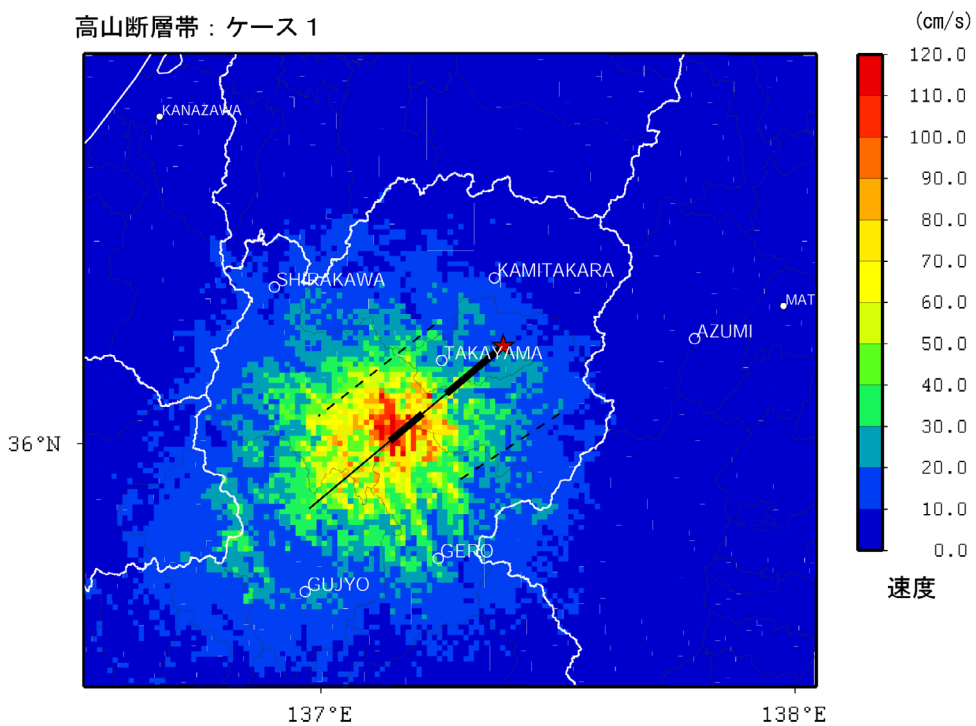


図 17-5 「詳細法工学的基盤」 ( $V_s=750\text{m/s}$ ) 上の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (猪之鼻層帯、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点の結果)

高山断層帯：ケース 1



高山断層帯：ケース 2

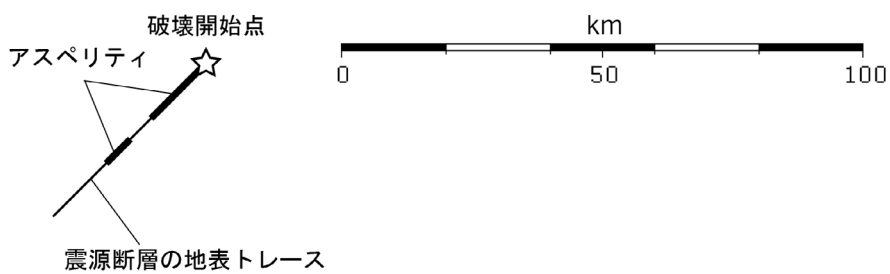
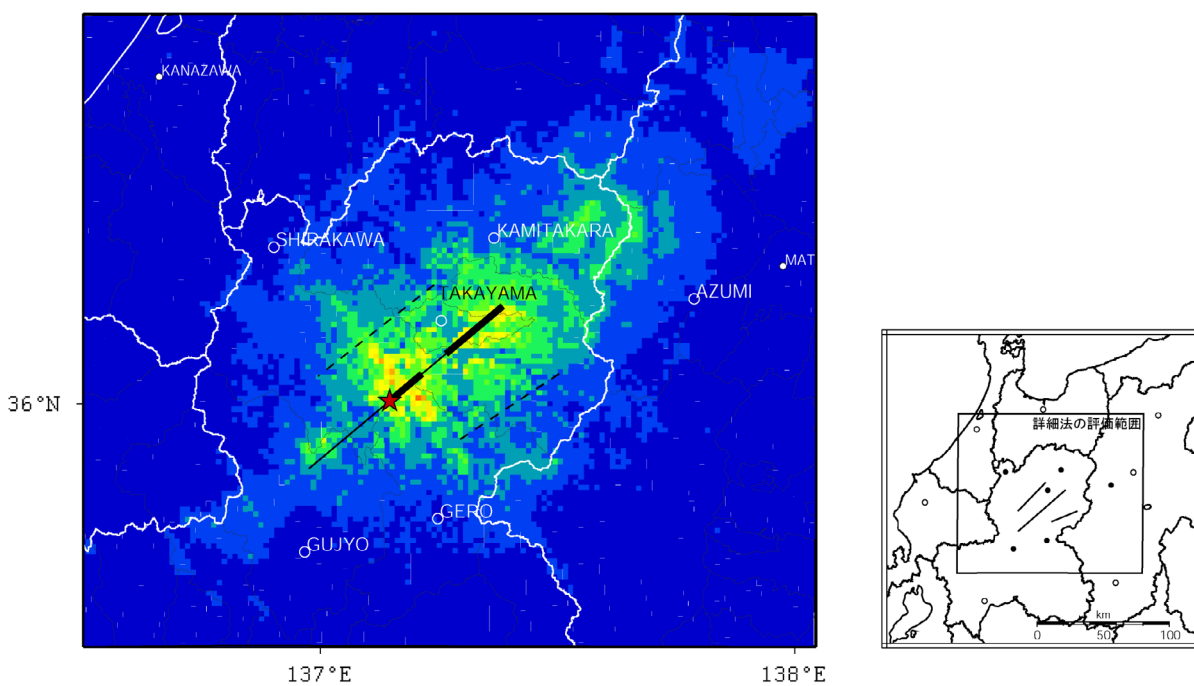


図 18-1 「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布  
(高山断層帯：ケース 1, 2)



高山断層帯：ケース3

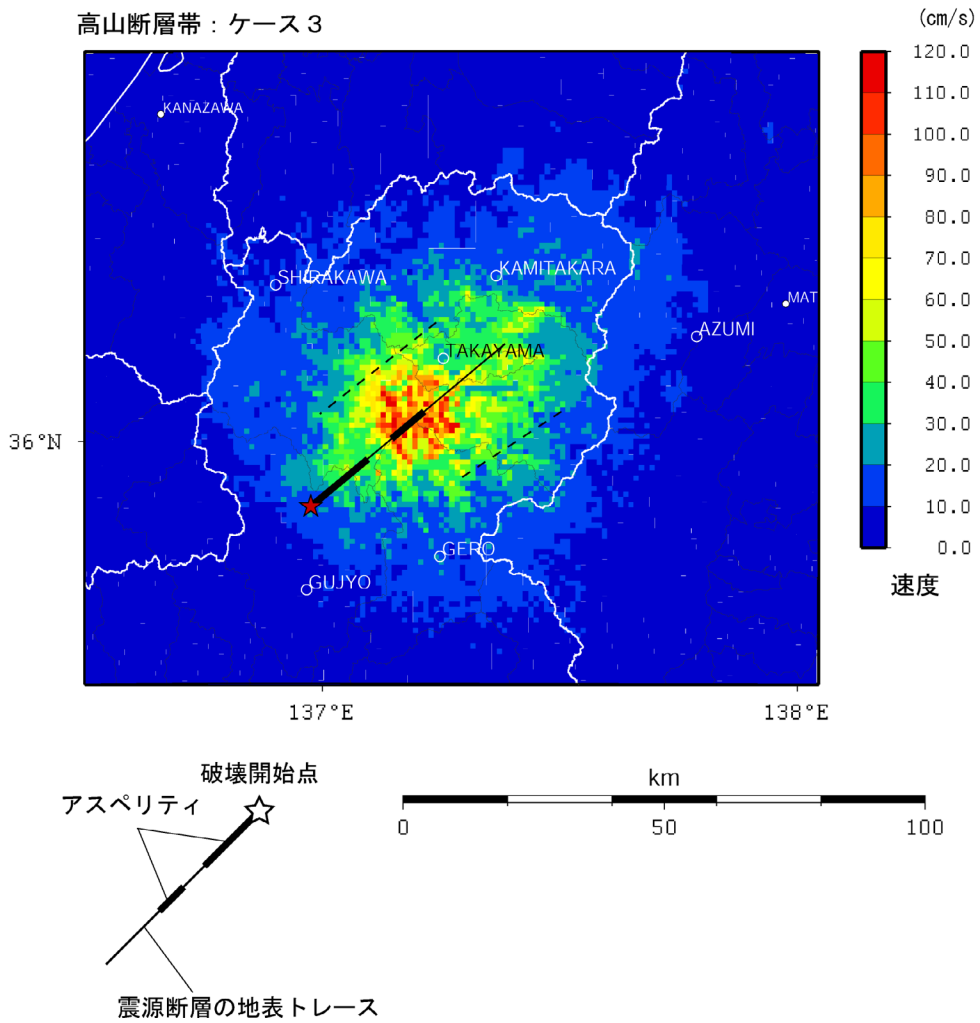


図18-2 「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布  
(高山断層帯：ケース3)

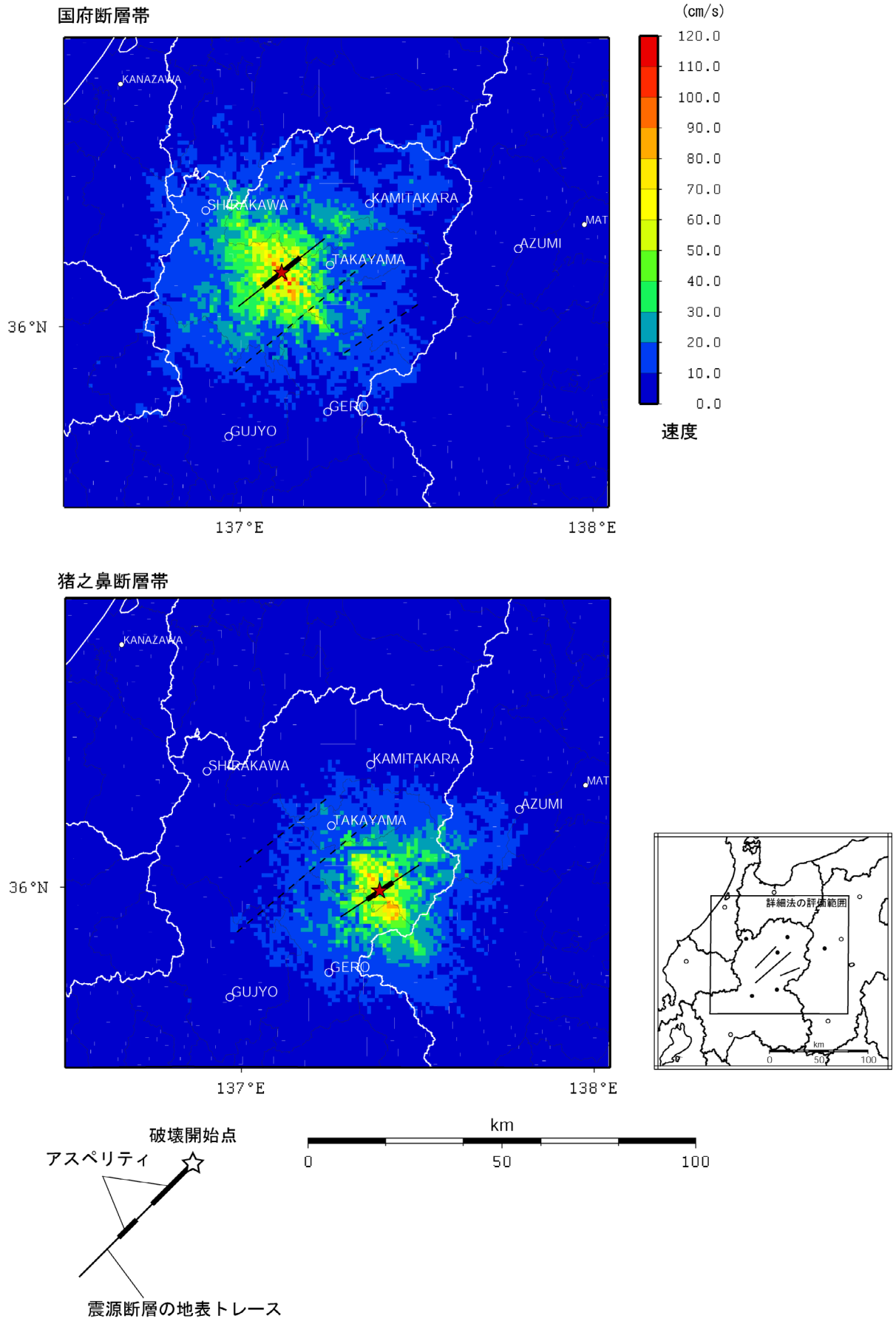
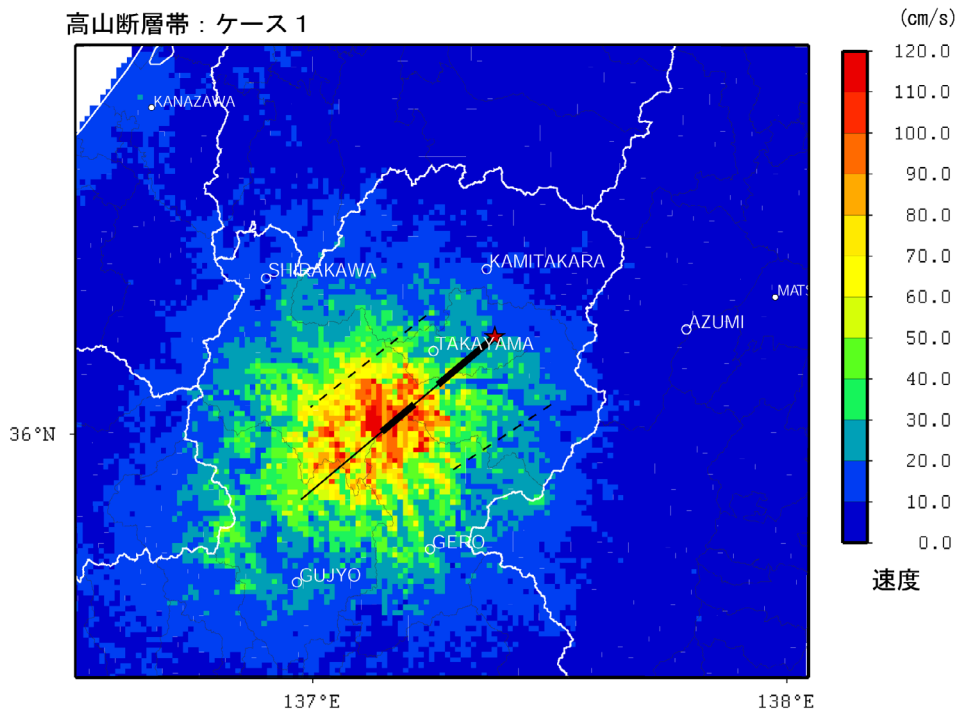


図18-3 「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布  
(上：国府断層帯、下：猪之鼻断層帯)



高山断層帯：ケース 1



高山断層帯：ケース 2

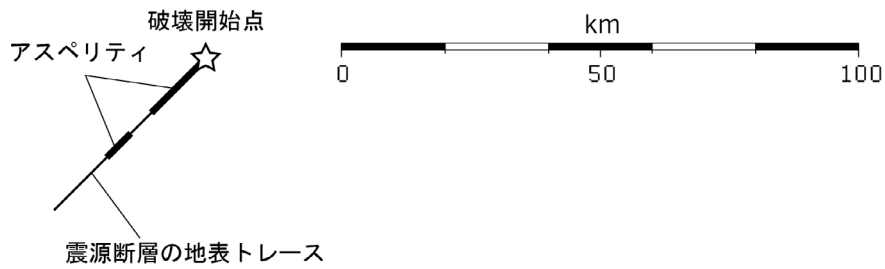
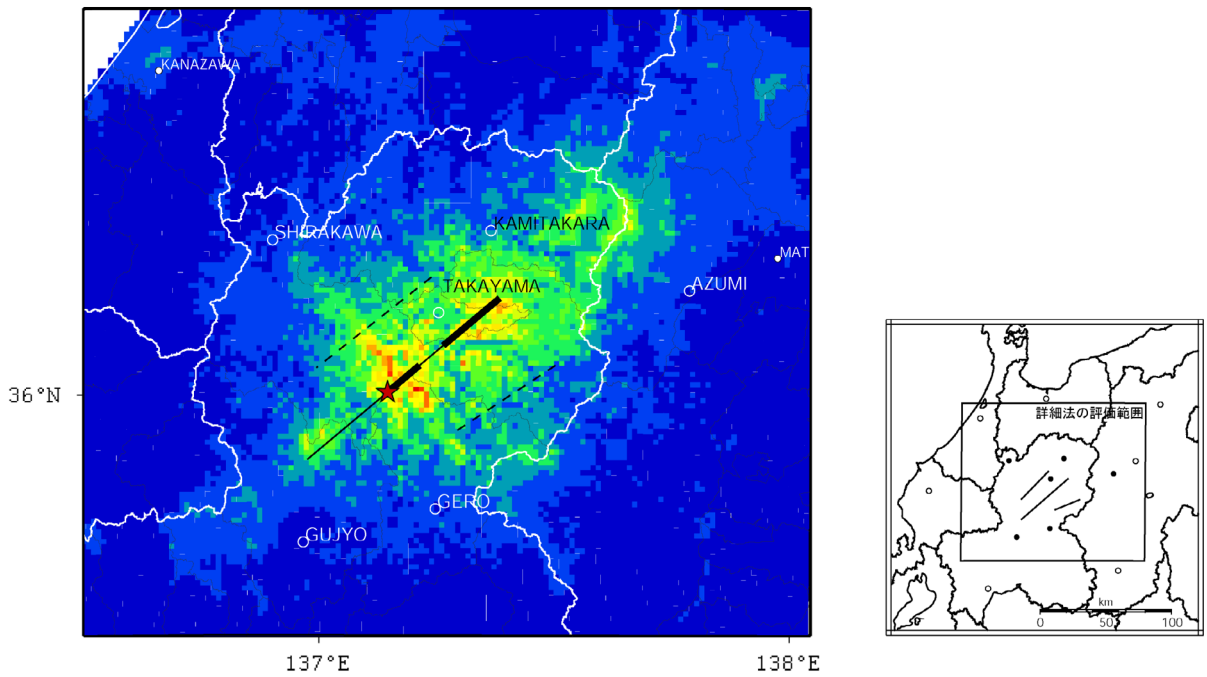


図 19-1 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布  
(高山断層帯：ケース 1, 2)



高山断層帯：ケース 3

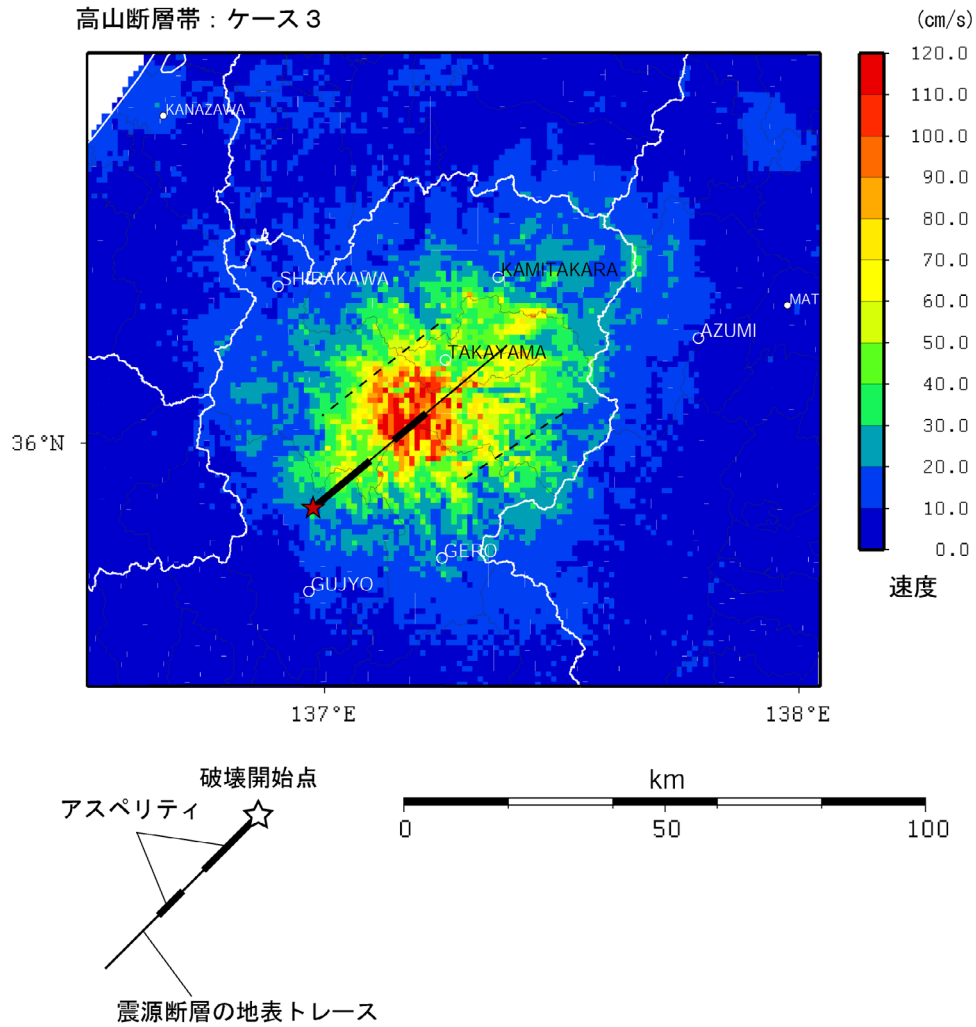


図 19-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布  
(高山断層帯：ケース 3)

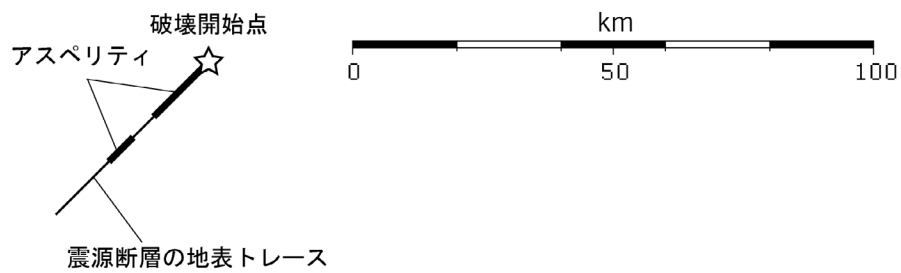
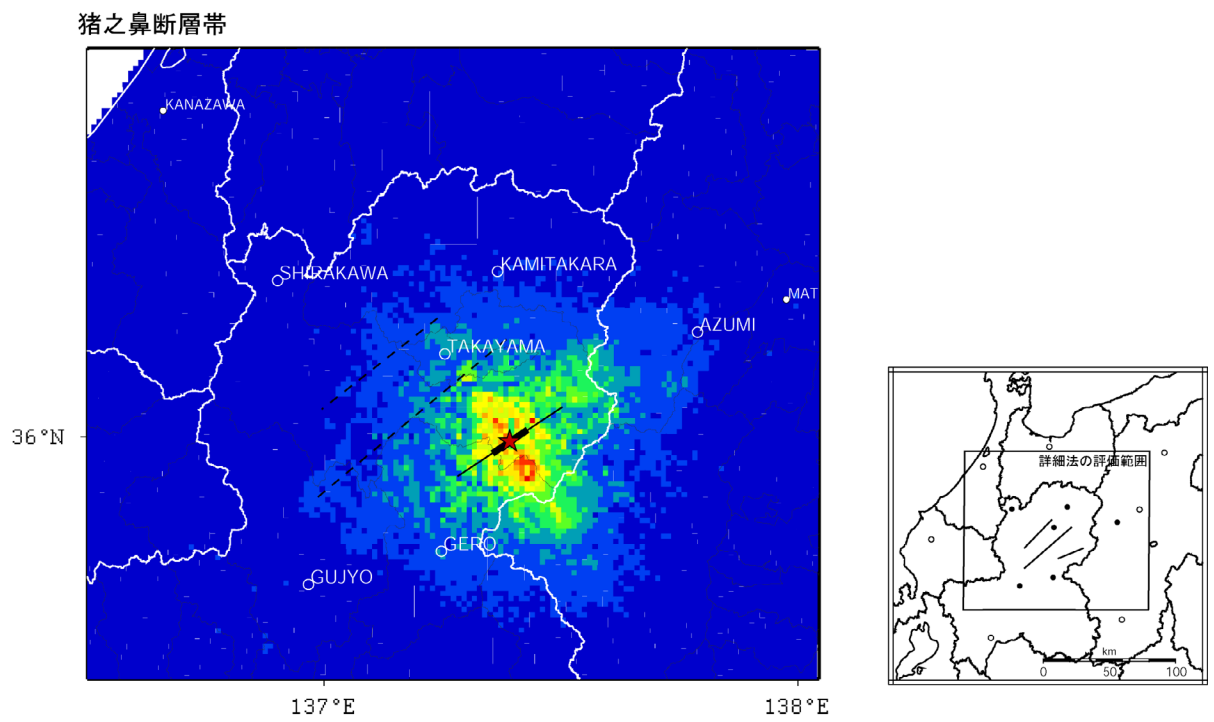
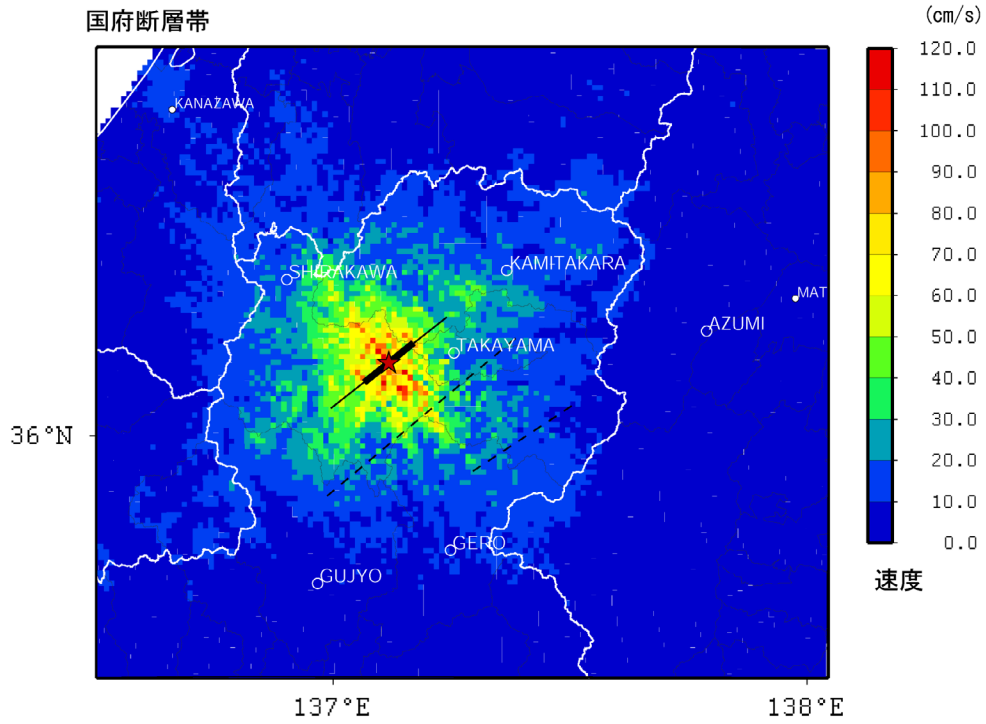


図19-3 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布  
(上：国府断層帯、下：猪之鼻断層帯)

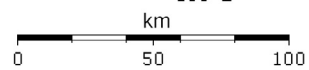
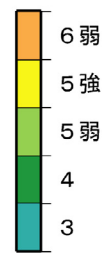
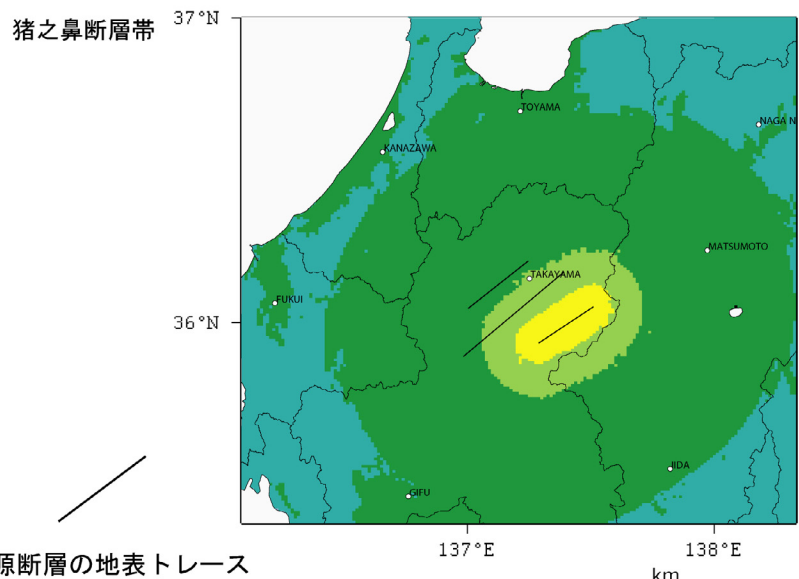
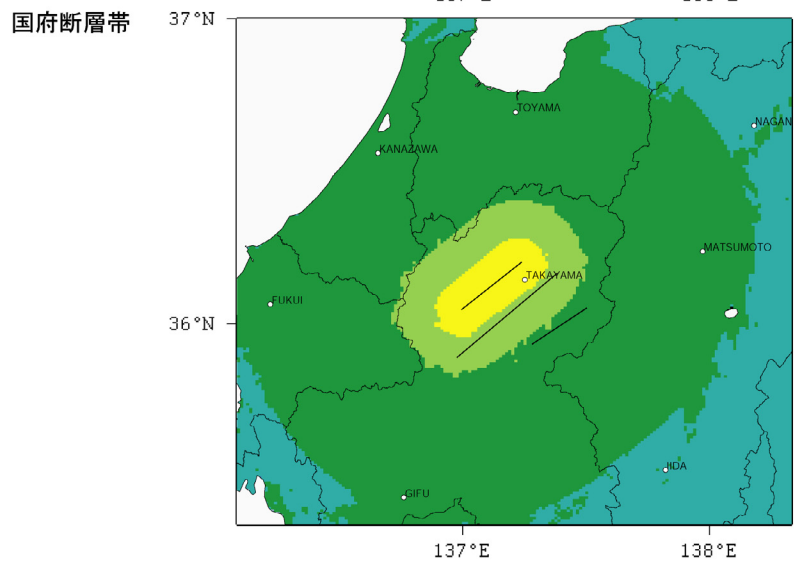
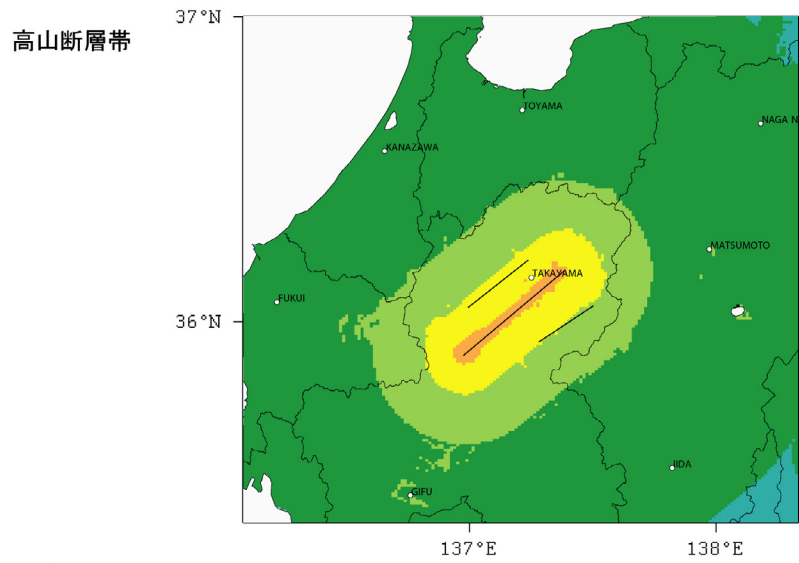


図 20 「簡便法」による強震動予測結果：地表の震度分布