

4. 震源断層を特定した地震動予測地図

地震調査委員会では、震源断層を特定した地震の強震動予測手法の高度化を目指して、「詳細法」について検討してきた。また、「誰がやっても同じ答えが得られる標準的な方法論」を確立することを目的として、モデルの設定や強震動計算等における現在の手法や考え方を、「レシピ」として取りまとめた（以下では、震源断層を特定した地震の強震動予測手法を「レシピ」と呼ぶ）。

本章では、この「レシピ」について概説するとともに、これまでに地震調査委員会が実施し、公表してきた14の強震動評価結果の概要について示す。また、平成12年(2000年)鳥取県西部地震、平成15年(2003年)十勝沖地震の観測記録を用いた「レシピ」の適用性の検討を行っているので、これらについても併せて紹介する。

なお、地震調査委員会では、主要98断層帯で発生する地震や海溝型地震の将来の地震発生確率について評価しており、「確率論的地震動予測地図」では、「簡便法」によりこれらの地震の揺れの強さを評価している。そこで、参考資料として、**分冊2の付録1**にこれらの強震動評価結果を紹介する。また、東海地震、東南海地震、南海地震は、地震発生の可能性が高く、発生すれば大規模な地震災害が発生する恐れがある、非常に社会的影響の大きい地震である。東海地震、東南海地震、南海地震に対する強震動評価は、中央防災会議により地震防災対策強化地域の指定等、地震対策の充実強化の検討を行うことを目的として実施されている。**分冊2の付録2**に、参考資料としてそれらの結果を紹介する。

「レシピ」とは・・・

「レシピ」とは、危険な(地震発生の可能性が高い)活断層や海溝域が存在するとき、そこで引き起こされる可能性の高い将来の地震による強震動予測を、誰がやっても同じ答えが得られる標準的な方法論としてまとめたものである。ここでいう強震動とは、単に最大加速度、最大速度、震度、という簡便化された指標ではなく、一般的な構造物に対する破壊力を知ることのできる大振幅の時刻歴波形を意味している。強震動予測の「レシピ」は、①想定する地震の震源の特性化、②震源と対象地域を包含する地下構造・地盤構造のモデル化、③地震動のシミュレーション手法、および④予測結果の検証から構成される。この「レシピ」を適用することにより、地震災害軽減対策の要である、構造物の被害に関係する周期0.1秒から10秒の広い周期帯域における強震動の高精度予測が可能となる。

(「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(2004): 強震動予測レシピー大地震による強震動の予測手法ー, 京都大学防災研究所年報, 47A」を一部修正)

4.1 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)について

ここでは、最新の「レシピ」の概要について説明する。**図4.1-1**に、地震調査委員会で作成した、「レシピ」に従った強震動予測手法の流れを示す。「レシピ」は、①特性化震源モデルの設定(後述)、②地下構造モデルの作成、③強震動計算、④予測結果の検証の4つの過程から構成されている。以下では、この流れに沿って解説する。

4.1.1 特性化震源モデルの設定

断層のずれ動き(破壊)によってどのような地震波が発生するかは、断層の形態や破壊の特性等によって大きく異なる。阪神・淡路大震災(平成7年兵庫県南部地震)以降、地震調査研究推進本部を中心として実施してきた地震観測網の拡充と、これによって得られた、例えば、平成12年(2000年)鳥取県西部地震、平成15年(2003年)十勝沖地震等、近年発生した規模の大きい地震の観測記録

を用いて、断層の形態や破壊の特性を推定する研究（震源インバージョン解析）や地震動シミュレーション解析等の精力的な強震動研究を通して、震源断層の破壊過程が明らかになってきた。その結果、強震動予測に重要な要素は、震源断層の総面積と地震モーメントの関係等、震源断層の形態・規模を表す巨視的震源特性と、震源断層内のアスペリティ¹⁸の分布とそこでの応力低下の量（応力降下量）等、震源断層の不均質性を示す微視的震源特性の2つの震源特性であることがわかってきた（入倉，2004）。また、これまでの強震動評価結果によって、ディレクティビティ効果¹⁹など、アスペリティや震源に相当する破壊開始点の位置の違いが強震動評価結果に大きく影響することがわかってきている。特性化震源モデルとは、これら巨視的震源特性、微視的震源特性、さらには、破壊開始点や破壊伝播様式等のその他の震源特性をある程度単純なモデルに置換し強震動を再現するための震源断層モデルである。

「レシピ」では、このような特性化震源モデルに必要な震源特性のパラメータの設定方法が、比較的簡単な算定式や数値で示されている。特性化震源モデルの設定では、まず、巨視的震源特性として、震源断層の位置や形状、面積や地震モーメント等を設定する。次に、微視的震源特性として、アスペリティの位置や個数、すべり量や応力降下量等を設定する。また、その他の震源特性として、破壊開始点や破壊伝播速度等を設定する。なお、活断層で発生する地震と海溝型地震では、想定する震源断層の規模や活動間隔、あるいは既往の研究成果や情報量の違いにより、特性化震源モデルの設定方法が異なっている。

4.1.2 地下構造モデルの作成

断層の破壊により発生した地震波は、地下深部では伝播する距離と共に次第に減衰していくが、地震基盤から上の地表付近の地下構造の影響により増幅される。このため、地表での地震動は、地下構造の特性に大きく影響される。また、地表面付近の浅い地盤と、これより深い地盤では、地表の地震動に異なった影響を及ぼす。例えば、阪神・淡路大震災では、「震災の帯」の原因解明が盛んに研究され、盆地端部付近での揺れの局所的な増幅²⁰等、堆積盆地の深い地盤構造における三次元的な特性がその原因のひとつであることが明らかとなった。また、例えば、隣接する同じような建物でも被害の程度が全く異なる場合があり、これは、局所的な地震動特性に影響する地表面付近の浅い地盤構造が原因と考えられる。

「レシピ」における地下構造モデルの作成では、このような特性の違いを考慮し、地下構造を地震基盤より深い「大構造」、地震基盤から「詳細法工学的基盤」までの「深い地盤構造」、および「詳細法工学的基盤」から地表までの「浅い地盤構造」に分離し、それぞれのモデル化の方法や基本的な考え方について示している。このうち、「深い地盤構造」については、地域によってモデル化に必要な情報量に多寡があるため、精度にはある程度のばらつきがあるが、後述の図4.2-3に示すように、日本全国にわたるモデルの作成を進めつつある。今後は、作成未了の地域についてのモデルの構築とともに、強震動予測に適したモデルへの改良が必要である。「浅い地盤構造」については、先にも述べたように、局所的な影響が大きく、モデル化には膨大なデータが必要となるため、広域を対象とした面的な予測を精度良く行うことが現状では難しい。そこで、精度的には限界があるが、微地形区分に基づく増幅率を用いた簡便な方法により、広域を対象とした面的な予測を可能としている。

¹⁸ 震源断層の中で特に強い地震波を生成する領域（すべりの量や応力低下の量が多い領域）。

¹⁹ 断層破壊が地震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。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。

²⁰ 日本の平野や盆地のように、盆状の場所に砂や粘土などが堆積して出来上がった堆積盆地においては、その端部から発生し、地表面に沿って伝播する地震波と、下方から伝播した地震波が重なり合い、結果としてある地域での振幅が大きくなる場合がある。このような増幅効果は、エッジ効果と呼ばれている。

4.1.3 強震動計算

長周期領域の強震動は、理論的手法により予測が可能であることが明らかとなってきた。阪神・淡路大震災における「震災の帯」の原因解明においても、理論に基づく三次元地震動シミュレーション解析手法が非常に有用であった。一方、短周期領域の強震動は、震源と地下構造の両方でモデル化に必要な情報量が不足し、不確定性が大きいため、現時点では、理論的手法による計算が困難であり、統計的手法を導入せざるを得ない。したがって、「レシピ」が目指している0.1秒から10秒程度までの広い周期帯域の強震動を精度良く予測するためには、このように異なる2つの手法で計算された強震動を適切な周期で重ね合わせる必要がある。このような考え方を取り入れた方法がハイブリッド合成法である(藤原, 2004)。

強震動計算では、三次元的な震動特性が重要となる長周期側の地震動については、理論的手法(有限差分法、例えば、Aoi and Fujiwara, 1999 ; Graves, 1996 ; Pitarka, 1999)、不確定性が大きくなる短周期側の地震動については、統計的手法(統計的グリーン関数法を用いた波形合成法、例えば、釜江ほか, 1991 ; 壇ほか, 1998)を用い、ハイブリッド合成法により両地震波を合成して広帯域に渡って精度の良い強震動を計算する方法を示している。

活断層で発生する地震の強震動評価では、平成12年(2000年)鳥取県西部地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証(地震調査委員会強震動評価部会, 2002)やこれまでの強震動評価を通じて、ハイブリッド合成法の有効性が確認されている。一方、ハイブリッド合成法の高溝型地震への適用には、まだ課題が残されている。宮城県沖地震を想定した強震動評価(地震調査委員会, 2003b)においては、ハイブリッド合成法を適用するにあたっての問題点(特性化震源モデルや地下構造モデル等)が指摘されたため、三陸沖北部の地震を想定した強震動評価(地震調査委員会, 2004b)も同様に、統計的グリーン関数法だけの強震動評価結果を公表した。その後実施した平成15年(2003年)十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証(地震調査委員会強震動評価部会, 2004)では、ハイブリッド合成法による強震動予測を試み、ハイブリッド合成法の適用範囲や具体的な課題について明らかにしている。なお、ハイブリッド合成法を日向灘の地震を想定した強震動評価(地震調査委員会, 2005b)に新しく適用した。

4.1.4 予測結果の検証

4.1.1~4.1.3に示された方法により強震動計算は可能となるが、計算波形を実際に利用する場合には、得られた結果が妥当であるかどうかを何らかの方法で確認しておく必要がある。このような観点から、「レシピ」では、予測結果の検証方法についても触れている。

予測結果の検証は、予測結果と過去の観測事実との比較により行うが、活断層で発生する地震と高溝型地震では地震の発生間隔が異なるため、これまでに得られている情報量やその内容にも差がある。そこで、予測結果の検証では、活断層で発生する地震のように観測記録が少ない場合には、平均的な地震動特性を表した距離減衰式を用いた推定値との比較による検証方法について、高溝型地震など過去の観測記録が得られている場合には、距離減衰式を用いた推定値との比較のほか、観測波形や震度分布との比較による検証方法について示している。

以上のような過程により、強震動予測を実施することができる。ただし、現時点で「レシピ」が完成したわけではなく、まだ課題が残されているため、強震動予測手法の更なる高度化のために、今後も強震動評価や検証を通じて「レシピ」の改良を行っていくことが重要である。

①特性化震源モデルの設定

震源断層モデルの巨視的震源特性の設定

- ・端点の位置
- ・上端・下端深さ
- ・傾斜角
- ・長さ
- ・幅

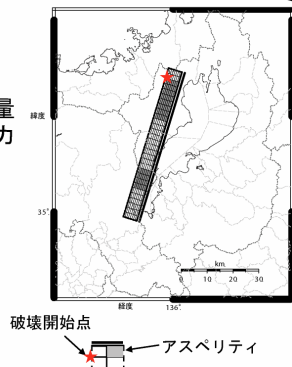
- ・面積
- ・地震モーメント
- ・平均すべり量



震源断層モデルの微視的震源特性の設定

- ・アスペリティの個数
- ・アスペリティの面積
- ・アスペリティの位置
- ・アスペリティのすべり量
- ・アスペリティの実効応力
- ・背景領域のすべり量
- ・背景領域の実効応力

- ・破壊開始点
- ・破壊伝播速度
- ・破壊様式

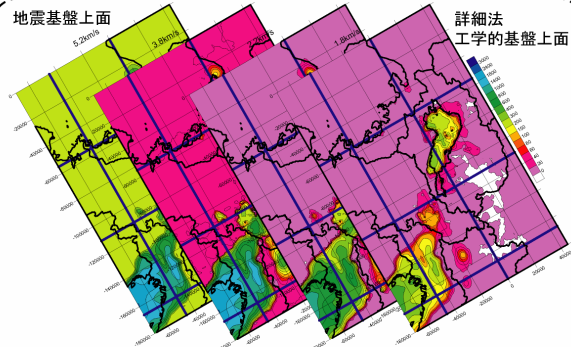


②地下構造モデルの作成

地震基盤より深い地下構造のモデル化

減衰特性 (Q構造)

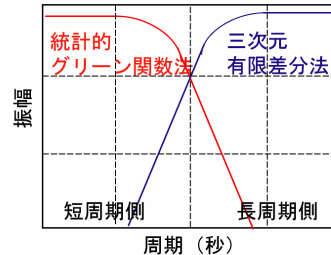
地震基盤から詳細法工学的基盤までの「深い地盤構造」のモデル化・高精度化 (三次元地下構造モデル)



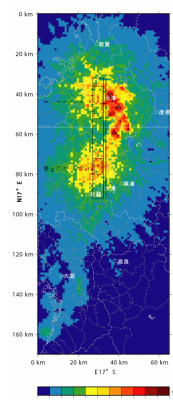
既存のモデルがない場合や高精度なモデルが必要な場合

③強震動計算

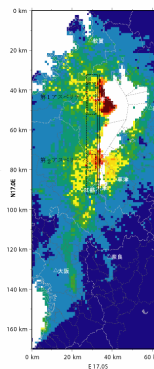
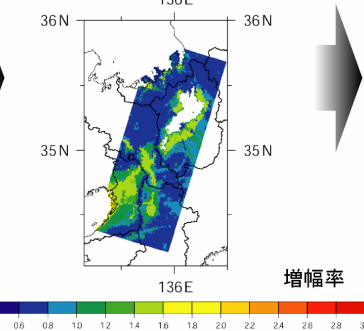
ハイブリッド合成法



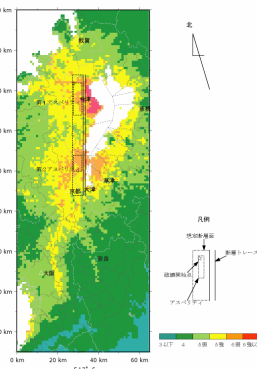
詳細法工学的基盤上での時刻歴波形



詳細法工学的基盤から地表までの「浅い地盤構造」のモデル化 (最大速度の増幅率)



経験式



④予測結果の検証

距離減衰式を用いた推定値との比較

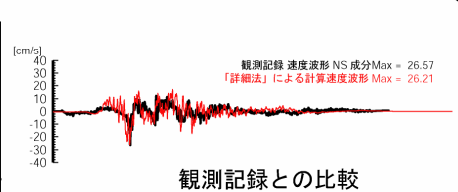
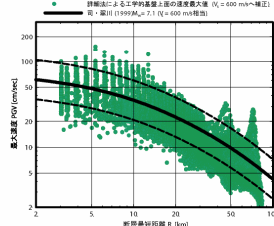


図4.1-1 震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）のフロー（「レシピ」では、地表での最大速度の推定方法までを解説している。震度については、一般向けに分かりやすく説明するために示している。）

4.2 これまでに実施した震源断層を特定した地震の強震動評価の諸元

ここでは、これまでに地震調査委員会が実施し、公表してきた14の強震動評価結果、および平成12年(2000年)鳥取県西部地震、平成15年(2003年)十勝沖地震の観測記録を用いた「レシピ」の検証結果のうち、各強震動評価の対象領域、評価に用いた震源断層モデルの諸元や地下構造モデルについてまとめて示す。

図4.2-1には、これまでに評価対象とした震源断層の配置図、図4.2-2には、各震源断層の強震動評価の対象領域、図4.2-3には、これまで作成した三次元地下構造モデルの領域と地震基盤の深さ分布図、表4.2-1には、各強震動評価に用いた諸元の一覧を示す。なお、各パラメータの解説、および設定方法については、分冊2を参照されたい。また、各強震動評価において設定した、ここで示した以外のパラメータについては、各公表資料を参照されたい。

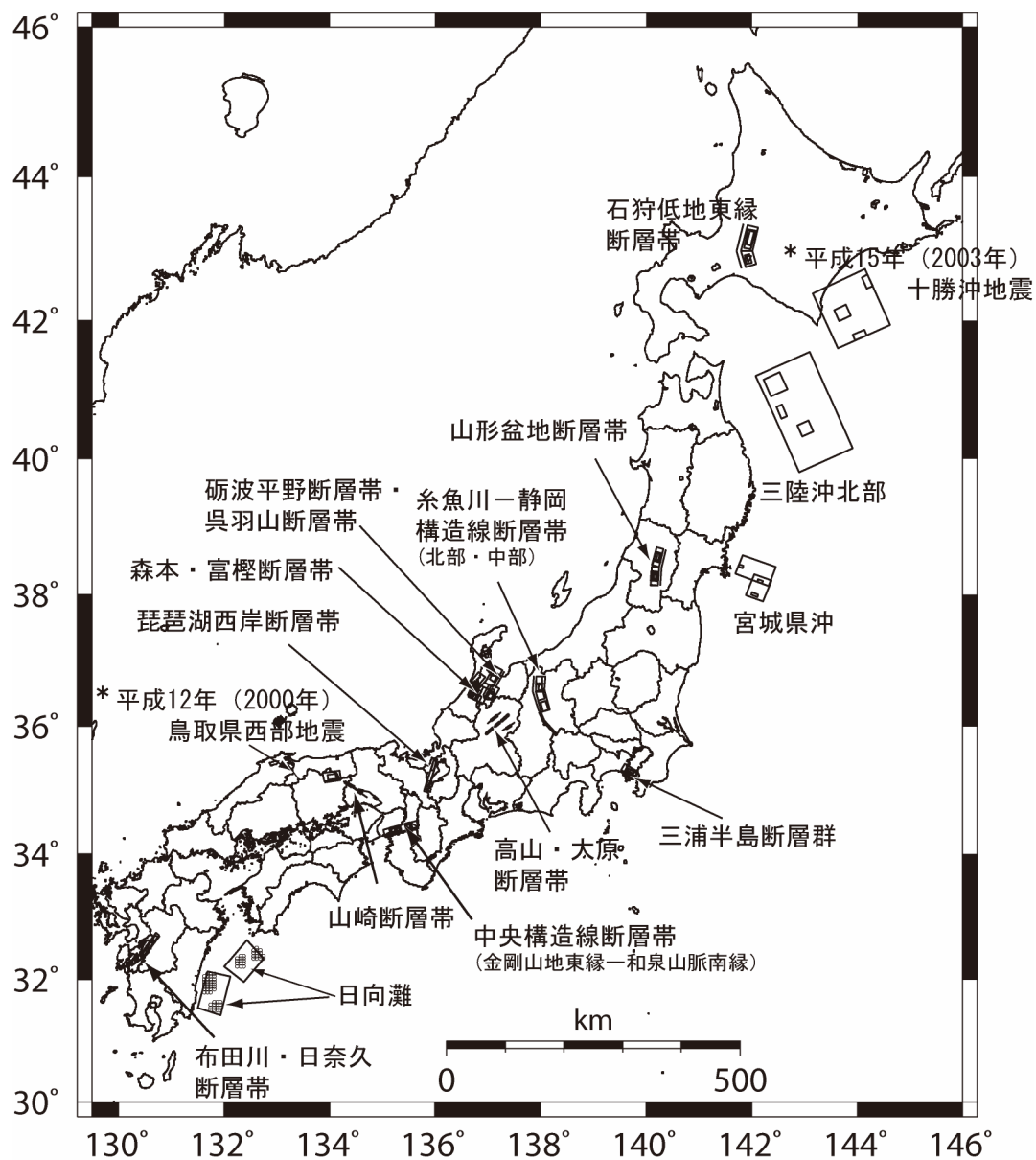


図4.2-1 これまでに評価対象とした震源断層の一覧
(震源断層内の口はアスペリティを、*は「レシピ」の検証として実施した地震を表す。)

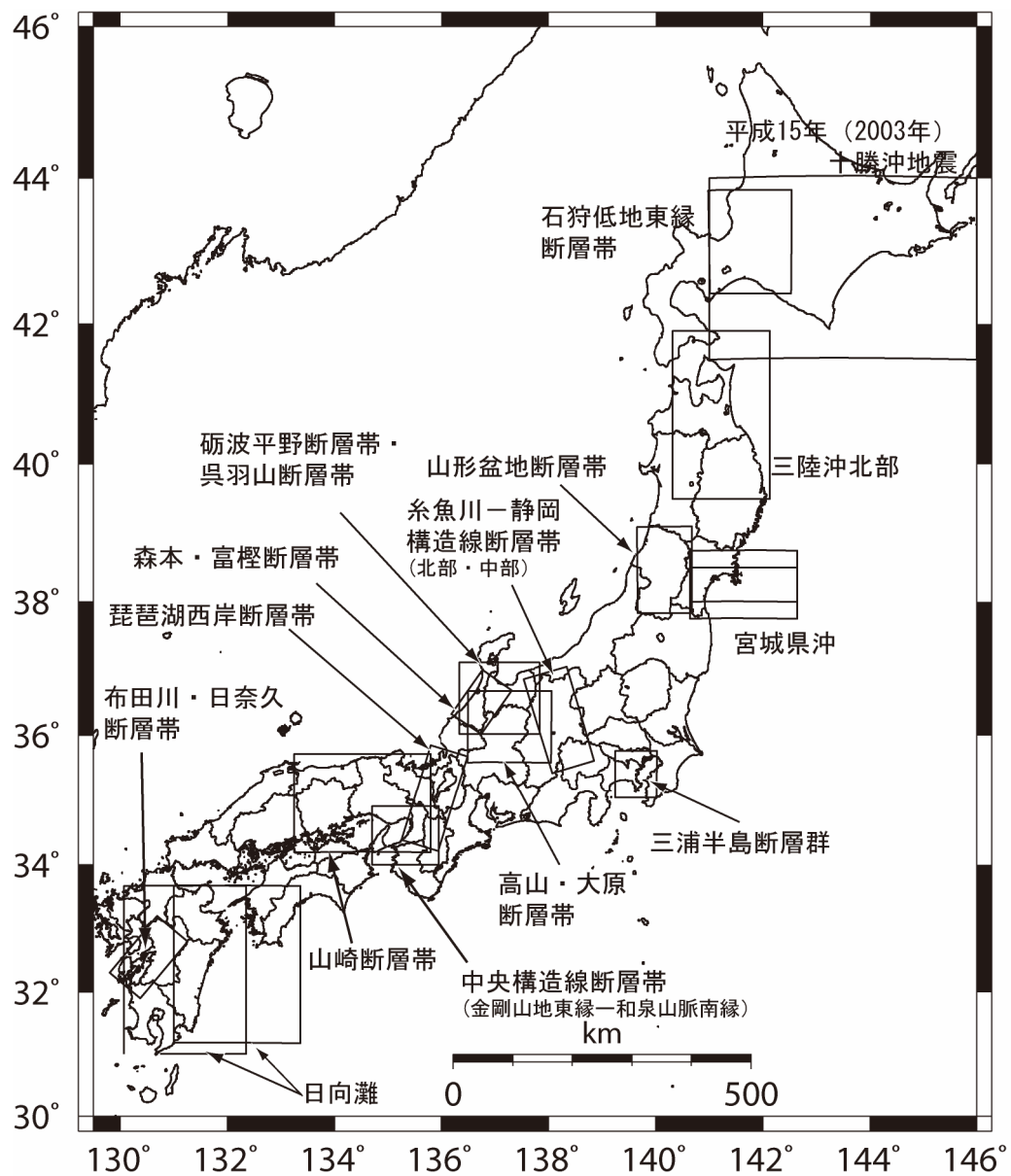


図4.2-2 各震源断層の強震動評価の評価対象領域
(平成12年(2000年)鳥取県西部地震による検証では、面的な評価を行っていない。)

表4. 2-1(1) 地震調査委員会が平成17年度末までに公表した強震動評価に用いた諸元（その1）

想定した地震			糸魚川－静岡構造線断層帯			森本・富樫断層帯					
地震のタイプ			活断層で発生する地震			活断層で発生する地震					
対象とした断層帯			北部1、北部2、中部1、中部2 (4つの活動区間(セグメント)として評価)			森本・富樫断層帯					
ケース			1	2	3	1-a	1-b	1-c	1-d	2	3
巨視的震源特性 特性化震源モデル 微視的震源特性 その他の震源特性 地下構造モデル その他	アスペリティ	長さ(km)	北部1:26、北部2:35、中部1:17、中部2:34			26					
		幅(km)	北部1:20.2、北部2:20.2、中部1:13.2、中部2:13.2			20			16		26
		断層の上下端の深さ(km)	北部:4～約17、中部:4～約18			4～18					
		震源断層の面積S(km ²)	1905			513			420		676
		地震モーメントM ₀ (Nm)	1.5×10 ²⁰			1.1×10 ¹⁹			8.2×10 ¹⁸		1.7×10 ¹⁹
		モーメントマグニチュードM _w	7.4			6.6			6.5		6.8
		傾斜角	北部1、北部2:40° E (東側隆起の逆断層) 中部1、中部2:80° E (左横ずれ)			45° E (東側隆起の逆断層)			60° E(東側隆起の逆断層)		30° E(東側隆起の逆断層)
		短周期レベルA(N・m/s ²)	2.8×10 ¹⁹			1.2×10 ¹⁹			1.1×10 ¹⁹		1.4×10 ¹⁹
	アスペリティ	総面積Sa(km ²)	637			73			60		96
		Sa/S	約33%			約14%					
		応力降下量(MPa)	13.1			16					
		個数	各セグメントに1個ずつ			1個					
		面積比	—			—					
	アスペリティ	位置	北部1、北部2:断層南端付近で断層上端 中部1:断層北端付近で断層上端 中部2:断層中央付近で断層上端	北部1、北部2:断層北端付近で断層上端 中部1:断層北端付近で断層上端 中部2:断層中央付近で断層上端	北部1、北部2:断層南端付近で断層下端 中部1:断層北端付近で断層上端 中部2:断層中央付近で断層上端	断層の南端、深さは断層中央	断層の中央、深さは断層中央	断層の中央、深さは断層上端	断層の中央、深さは断層下端	断層の南端、深さは断層中央	
		位置決定の根拠等	中部1、2では、活断層調査で地表のすべりが大きい箇所が確認されているところに設置。北部1、2では、情報がなく、「レシピ」に従い、強震動評価の観点から複数設定。			情報がなく、「レシピ」に従い、強震動評価の観点から複数ケース設定。					
	その他の震源特性	破壊開始点	中部1のアスペリティの北下端			アスペリティの南下端	アスペリティの中央下端			アスペリティの南下端	
		破壊伝播速度(km/s)	2.5			2.5					
		破壊形態	放射状(概ね同心円状)			放射状(概ね同心円状)					
地下構造モデル	「詳細法工学的基盤」と定義した速度層	2.4km/s、1.6km/s、1.1km/s、1km/s、500m/s			V _s =700m/s						
	浅い地盤構造の取り扱い	松岡・翠川(1994)による経験式 (ただし、「詳細法工学的基盤」の速度層が1.5km/s以上の場合は、1.5km/sとして計算。)			松岡・翠川(1994)による経験式						
その他	fmax(Hz)	6			6						
	ラディエーションパターン係数F	0.62,0.45			0.62						

表4. 2-1 (2) 地震調査委員会が平成17年度末までに公表した強震動評価に用いた諸元（その2）

想定した地震			宮城県沖地震		布田川・日奈久断層帯			三浦半島断層群			
地震のタイプ			海溝型地震		活断層で発生する地震			活断層で発生する地震			
対象とした断層帯			1987年宮城県沖地震		中部		中部＋南西部	武山断層帯			衣笠・北武断層帯
ケース			A1	A2	1	2	3	1	2	3	4
巨視的震源特性 											

表4. 2-1 (3) 地震調査委員会が平成17年度末までに公表した強震動評価に用いた諸元（その3）

想定した地震			山形盆地断層帯				砺波平野断層帯・呉羽山断層帯				三陸沖北部		
地震のタイプ			活断層で発生する地震				活断層で発生する地震				海溝型地震		
対象とした断層帯			山形盆地断層帯(北部・南部)				砺波断層帯東部		砺波断層帯西部	呉羽山断層帯	1968年十勝沖地震		
ケース			1	2	3	4	1	2	3	4	1		
巨視的震源特性	巨視的震源特性	長さ(km)		60				30		26	30	約170	
		幅(km)		17				22.6		22.6	22.6	約100	
		断層の上下端の深さ(km)		4～16				4～20				既往の文献に従い設定。	
		震源断層の面積S(km ²)		1020				552		572	660	16884	
		地震モーメントM ₀ (Nm)		5.8×10 ¹⁹				1.7×10 ¹⁹		1.8×10 ¹⁹	2.4×10 ¹⁹	3.5×10 ²¹	
		モーメントマグニチュードM _w		7.1				6.8		6.8	6.9	8.3	
		傾斜角		45° W (西側隆起の逆断層)				45° E (東側隆起の逆断層)		45° W (西側隆起の逆断層)	45° W (西側隆起の逆断層)	既往の文献に従い設定。	
	短周期レベルA (N・m/s ²)		2.0×10 ¹⁹				1.4×10 ¹⁹		1.4×10 ¹⁹	1.5×10 ¹⁹	1.9×10 ²⁰		
	特性化震源モデル	アスペリティ	総面積Sa(km ²)		349				120	120	127	162	1500
			Sa/S		約34%				約22%	約22%	約22%	約25%	約9%
			応力降下量(MPa)		12.6				15		15	14	第1:34 第2:34 第3:85
			個数		2個				1個	2個	1個	1個	3個
			面積比		2:1				—	2:1	—	—	9:4 (第1:第2) (第3は既往の文献より設定。)
		位置		第1: 北部の断層の中央、深さは断層上端 第2: 南部の断層の中央、深さは断層上端	第1: 南部の断層の中央、深さは断層上端 第2: 北部の断層の中央、深さは断層上端	第1: 北部の断層の中央、深さは断層下端 第2: 南部の断層の中央、深さは断層下端	第1: 南部の断層の中央、深さは断層下端 第2: 北部の断層の中央、深さは断層下端	高清水断層南西端、深さは断層中央	第1: 高清水断層南西端、深さは断層中央 第2: 高清水断層中央、深さは断層中央	断層の南西端、深さは断層中央	断層の中央、深さは断層中央	第1:断層北西部、深さは最深部 第2:断層中央部、深さは断層中央 第3:断層中央、深さは最深部 (フォワードモデリングによる)	
		位置決定の根拠等		情報がないことより、「レシビ」に従い、強震動評価の観点から複数ケース設定。				平均的なずれの速度が大きい場所に設置。			情報がないことより、「レシビ」に従って設置。		既往の文献に従い設置。
その他の震源特性	破壊開始点		第1アスペリティの中央下端	第2アスペリティの中央下端	第1アスペリティの中央下端	第2アスペリティの中央下端	アスペリティの南西下端	第1アスペリティの南西下端	アスペリティの南西下端	アスペリティの中央下端	1968年十勝沖地震の震源位置付近		
	破壊伝播速度(km/s)		2.5				2.5				2.5		
	破壊形態		放射状(概ね同心円状)				放射状(概ね同心円状)				放射状(概ね同心円状)		
地下構造モデル	「詳細工学的基盤」と定義した速度層		V _s =800m/s、およびV _s =500m/s				V _s =450m/s(ただし、一定ではない。)				V _s =500m/s		
	浅い地盤構造の取り扱い		松岡・翠川(1994)による経験式				藤本・翠川(2003)による経験式				藤本・翠川(2003)による経験式		
その他	fmax(Hz)		6				6				13.5		
	ラディエーションパターン係数F		0.445				0.445				0.62		

表4. 2-1(4) 地震調査委員会が平成17年度末までに公表した強震動評価に用いた諸元（その4）

想定した地震			琵琶湖西岸断層帯		高山・大原断層帯				石狩低地東縁断層帯					
地震のタイプ			活断層で発生する地震		活断層で発生する地震				活断層で発生する地震					
対象とした断層帯			琵琶湖西岸断層帯		高山断層帯			国府断層帯	猪之鼻断層帯	石狩低地東縁断層帯主部				
ケース			1	2	1	2	3	4	5	1	2	3	4 ^注	
巨視的震源特性 特性化震源モデル 微視的震源特性 その他の震源特性 地下構造モデル その他	巨視的震源特性	長さ(km)	60		48			28	24	42+26				
		幅(km)	16		14			14	14	24				
		断層の上下端の深さ(km)	3～18		3～17					7～24				
		震源断層の面積S (km ²)	960		672			392	336	1487				
		地震モーメントM ₀ (Nm)	5.1×10 ¹⁹		2.5×10 ¹⁹			8.5×10 ¹⁸	6.3×10 ¹⁸	1.2×10 ²⁰				
		モーメントマグニチュードM _w	7.1		6.9			6.6	6.5	7.3				
		傾斜角	70° W (西側隆起の逆断層)		90° (右横ずれ断層)					45° W (東側隆起の逆断層)				
		短周期レベルA (N・m/s ²)	2.0×10 ¹⁹		1.6×10 ¹⁹			1.1×10 ¹⁹	9.8×10 ¹⁸	2.6×10 ¹⁹		-		
	特性化震源モデル	微視的震源特性	総面積Sa(km ²)	284		167			68	53	656		320	
			Sa/S	約30%		約25%			約17%	約16%	約44%		約22%	
			応力降下量 (MPa)	14.2		14.2			15.5	15.9	11.9		24.3	
			個数	2個		2個			1個	1個	2個			
			面積比	2：1		2：1			—	—	16：6			
		位置	第1：断層北東部、深さは断層中央 第2：断層南西部、深さは断層中央		第1：断層北東端部、深さは断層中央 第2：断層中央部、深さは断層中央			第1：断層南西端部、深さは断層中央 第2：断層中央部、深さは断層中央	断層中央部、深さは断層中央	断層中央部、深さは断層中央	第1：北側の断層の中央部、深さは断層中央 第2：南側の断層の中央部、深さは断層中央			
		位置決定の根拠等	平均的なずれの速度が大きい場所に設置。		平均的なずれの速度が大きい場所に設置。			情報が無いことより、「レシピ」に従って設置。		平均的なずれの速度が大きい場所に設置。				
		その他の震源特性	破壊開始点	第1アスペリティの北下端	第2アスペリティの南下端	第1アスペリティの北東下端	第2アスペリティの南西下端	第1アスペリティの南西下端	アスペリティの中央下端	アスペリティの中央下端	第1アスペリティの北下端	第2アスペリティの南下端	第1アスペリティの南下端	
	破壊伝播速度(km/s)		2.4		2.5					2.5				
	破壊形態		放射状(概ね同心円状)		放射状(概ね同心円状)					放射状(概ね同心円状)				
地下構造モデル	「詳細法工学的基盤」と定義した速度層	V _s =430m/s		V _s =750m/s					V _s =480m/s					
	浅い地盤構造の取り扱い	藤本・翠川(2003)による経験式		藤本・翠川(2003)による経験式					藤本・翠川(2003)による経験式					
その他	f _{max} (Hz)	6		6					6					
	ラディエーションパターン係数F	0.445		0.445					0.445					

注：石狩低地東縁断層帯のケース4は、「レシピ」の改良を目的に実施したため、震度分布は推定していない。

表4. 2-1 (5) 地震調査委員会が平成17年度末までに公表した強震動評価に用いた諸元（その5）

想定した地震			山崎断層帯								
地震のタイプ			活断層で発生する地震								
対象とした断層帯			山崎断層帯主部北西部＋南東部(大原断層・土万断層・安富断層・琵琶甲断層・三木断層)				山崎断層帯主部北西部(大原断層・土万断層・暮坂峠断層)	山崎断層帯主部南東部	山崎断層帯主部南東部＋草谷断層	那岐山断層帯	
ケース			1-1	1-2 ^注 (2つの活動区間(セグメント)として評価)	1-3 ^注	1-4 ^注	2-1	2-2	3	4	5
巨視的震源特性 特性化震源モデル	微視的震源特性	長さ(km)	80				52		30	30+14	32
		幅(km)	18				18		18	18	26
		断層の上下端の深さ(km)	3～21								
		震源断層の面積S(km ²)	1440				936		540	792	832
		地震モーメントM ₀ (Nm)	1.2×10 ²⁰				4.9×10 ¹⁹		1.6×10 ¹⁹	3.5×10 ¹⁹	3.9×10 ¹⁹
		モーメントマグニチュードM _w	7.3				7.1		6.7	7.0	7.0
		傾斜角	90° (左横ずれ断層)				90° (左横ずれ断層)		90° (左横ずれ断層)	90° (山崎断層帯南東部:左横ずれ断層 草谷断層:右横ずれ断層)	45° N (北側隆起の逆断層)
		短周期レベルA (N・m/s ²)	2.6×10 ¹⁹	セグメント1:2.0×10 ¹⁹ セグメント2:1.6×10 ¹⁹		－		1.9×10 ¹⁹	1.3×10 ¹⁹	1.7×10 ¹⁹	1.8×10 ¹⁹
	アスペリティ	総面積Sa(km ²)	594	594		310	310	288	116	220	238
		Sa/S	約41%	約41%		約22%	約22%	約31%	約21%	約28%	約29%
		応力降下量(MPa)	12.6	12.5		24.2	14.4	13.7	14.7	13.9	13.7
		個数	3個	セグメント1:2個 セグメント2:1個		3個		2個	1個	2個	1個
		面積比	2:1:1	2:1(セグメント1)		2:1:1		2:1	—	2:1	—
		位置	第1:山崎断層帯主部北西部の北西端部、深さは断層中央 第2:安富断層の北西端部、深さは断層中央 第3、およびセグメント2:山崎断層帯主部南東部の中央部、深さは断層中央				第1:山崎断層帯主部北西部の北西端部、深さは断層中央 第2:暮坂峠断層北西端部、深さは断層中央		山崎断層帯南東部の中央部、深さは断層中央	第1:山崎断層帯南東部の中央部、深さは断層中央 第2:草谷断層北東端部、深さは断層中央	那岐山断層帯中央部、深さは断層中央
		位置決定の根拠等	平均的なずれの速度が大きい場所に設置。								
	その他の震源特性	破壊開始点	第1アスペリティの北西下端部				第1アスペリティの北西下端部	第2アスペリティの南東下端部	アスペリティの北西下端部	第2アスペリティの北東下端部	アスペリティの中央下端部
		破壊伝播速度(km/s)	2.5								
破壊形態		放射状(概ね同心円状)									
地下構造モデル	「詳細法工学的基盤」と定義した速度層	V _s =590m/s、およびV _s =550m/s									
	浅い地盤構造の取り扱い	藤本・翠川(2003)による経験式									
その他	f _{max} (Hz)	6									
	ラディエーションパターン係数F	0.445									

注：山崎断層帯のケース1-2、1-3、1-4は、「レシピ」の改良を目的に実施したため、震度分布は推定していない。

表4. 2-1(6) 地震調査委員会が平成17年度末までに公表した強震動評価に用いた諸元（その6）

想定した地震		中央構造線断層帯(金剛山地東縁-和泉山脈南縁)		日向灘	
地震のタイプ		活断層で発生する地震		海溝型地震	
対象とした断層帯		金剛山地東縁-和泉山脈南縁区間		1968年日向灘地震	1662年の日向灘の地震
ケース		1	2	1	2
巨視的震源特性	長さ(km)	12(金剛)+60(和泉)		64	75
	幅(km)	16.1		48	50
	断層の上下端の深さ(km)	4~15		「長期評価」のプレート等深線に沿うように設定。	「長期評価」のプレート等深線に沿うように設定。
	震源断層の面積S(km ²)	966		3082	4079
	地震モーメントM ₀ (Nm)	5.2×10 ¹⁹		2.4×10 ²⁰	3.6×10 ²⁰
	モーメントマグニチュードM _w	7.1		7.5	7.6
	傾斜角	43° W(西側隆起の逆断層;金剛) 43° N(右横ずれ断層;和泉)		プレート等深線に整合させる。	
	短周期レベルA(N・m/s ²)	2.0×10 ¹⁹		—	3.8×10 ¹⁹
	微視的震源特性	総面積Sa(km ²)	284	803(観測事実に整合するように修正)	1344
		Sa/S	約29%	約26%	約33%
		応力降下量(MPa)	14.4	第1:13.1、第2:26.2(観測事実に整合するように修正)	10.4
		個数	2個	2個	2個
		面積比	2:1	1:1	2:1
		位置	第1:根来断層(和泉山脈南縁部分の西側)、深さは断層中央 第2:五條谷断層(和泉山脈南縁部分の東側)、深さは断層中央	第1:震源断層のほぼ中央付近 第2:震源断層の北東端	第1:震源断層の北西部 第2:震源断層の南東部
		位置決定の根拠等	第1については、平均的なずれの速度が大きい場所に設置。 第2については、第1アスベリティと和泉山脈南縁の断層の東端との中間に設置。	既往の文献、及びフォワードモデリングにより設置。	情報がなく、より「レジビ」に従って設置。
	その他の震源特性	破壊開始点	第1アスベリティの西下端 第2アスベリティの東下端	1968年日向灘地震の震源位置付近	二つのアスベリティの中間
		破壊伝播速度(km/s)	2.4		2.7
		破壊形態	放射状(概ね同心円状)		放射状(概ね同心円状)
地下構造モデル	「詳細法工学的基盤」と定義した速度層	V _s =550m/s		V _s =500m/s	
	浅い地盤構造の取り扱い	藤本・翠川(2003)による経験式		藤本・翠川(2003)による経験式	
その他	f _{max} (Hz)	6		13.5	
	ラディエーションパターン係数F	0.445		0.445	

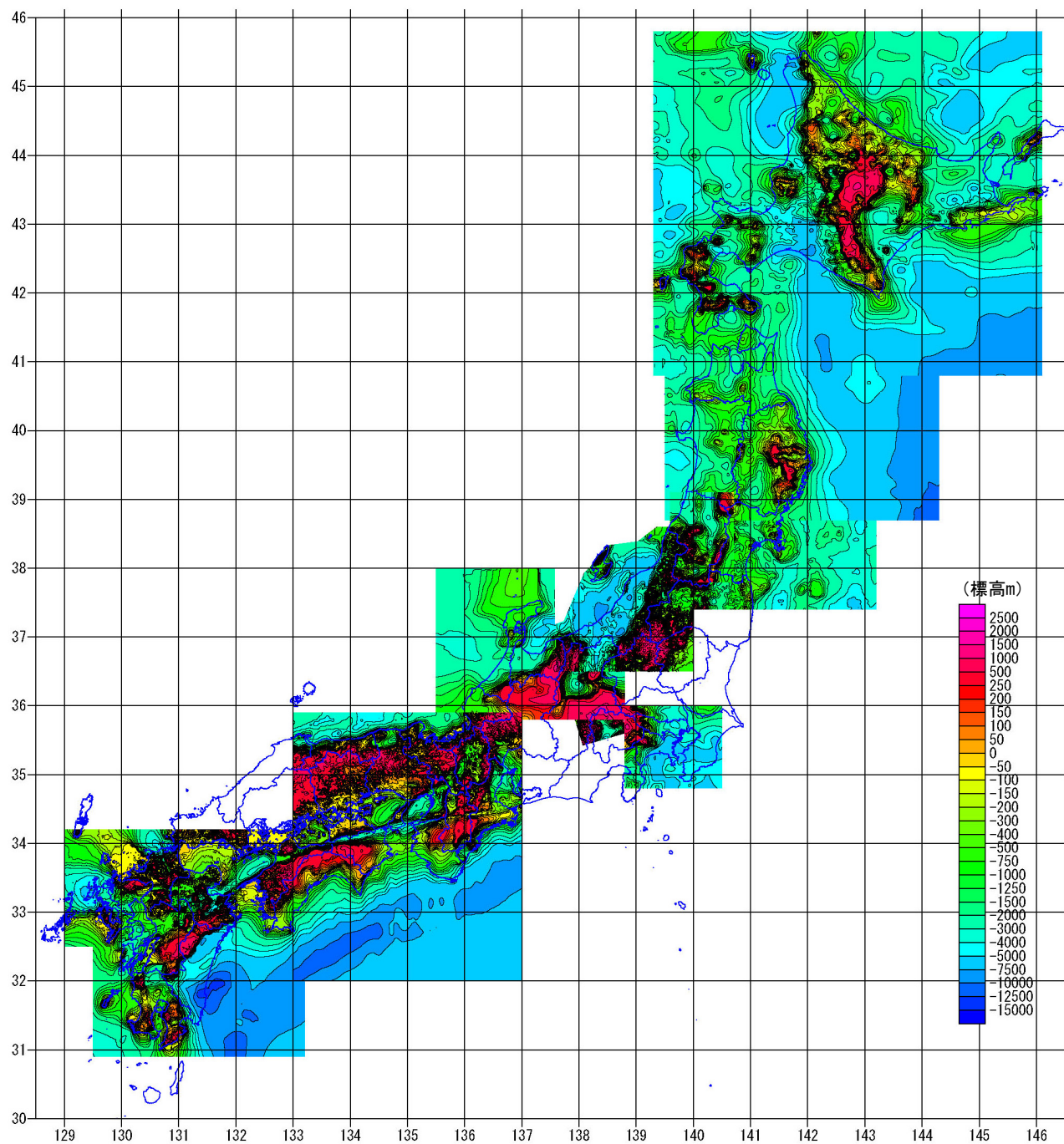


図4.2-3 これまでの強震動評価において作成した「深い地盤構造」の地下構造モデル
 (地震基盤上面の標高図；(独)防災科学技術研究所より提供)

4.3 これまでに実施した震源断層を特定した地震の強震動評価結果の概説

ここでは、これまでに地震調査委員会が実施し、公表してきた14の強震動評価結果、および平成12年(2000年)鳥取県西部地震、平成15年(2003年)十勝沖地震の観測記録を用いたレシピの検証結果について概説する。14の強震動評価結果については、震源断層モデルと震度分布について解説することとし、その他の諸元等については、**4.2節**を参照されたい。また、結果として示されている震度分布のうち、震度6強以上と予測された地域においては、震度7になる可能性もあり得る。ここで示される図は、震度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ことを注意しておきたい。

なお、最新^{*)}のレシピを用いた強震動評価結果として、

- ・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，2004c）
- ・山崎断層帯の地震を想定した強震動評価（地震調査委員会，2005a）
- ・宮城県沖地震を想定した強震動評価（地震調査委員会，2003b）

また、「レシピ」の検証として、

- ・鳥取県西部地震の観測記録を用いたレシピの検証結果（地震調査委員会強震動評価部会，2002）
- ・2003年十勝沖地震の観測記録を用いたレシピの検証結果（地震調査委員会強震動評価部会，2004）

については、**分冊2**に詳細を掲載しているので参照されたい。ただし、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」については、後日、修正すべき点のあることが判明したことから、当該部分を修正する再評価を実施し、平成17年12月14日に「宮城県沖地震を想定した強震動評価（一部修正版）」を公表した。ここでは、その修正結果を掲載する。

その他の強震動評価の詳細については、各公表資料を参照されたい。

^{*)} 平成17年3月現在。

4.3.1 糸魚川－静岡構造線断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）

(1) 想定する震源断層

糸魚川－静岡構造線断層帯の地震を想定した強震動評価では、図 4.3.1-1 に示すように、震源断層モデルとして「北部 1」「北部 2」「中部 1」「中部 2」の 4 つの活動区間（以下、セグメントと呼ぶ）が同時に動くケースを想定した。また、アスペリティを最近の活断層で発生した事例を参照し、各セグメントに 1 個配置した。アスペリティの位置は、中部の 2 つのセグメントでは、地表において大きなずれが観測されている地点付近とした。北部の 2 つのセグメントについてはそのような情報が得られていないため、アスペリティが 2 つのセグメントとも南端付近で断層上端に接するケース（ケース 1）と、北端付近で断層上端に接するケース（ケース 2）および南端付近で断層下端に接するケース（ケース 3）の 3 ケースについて想定することとした。破壊開始点（震源）は、断層形状から推定して中部 1 の北端に設定し、その深さはアスペリティの下端に設定した。

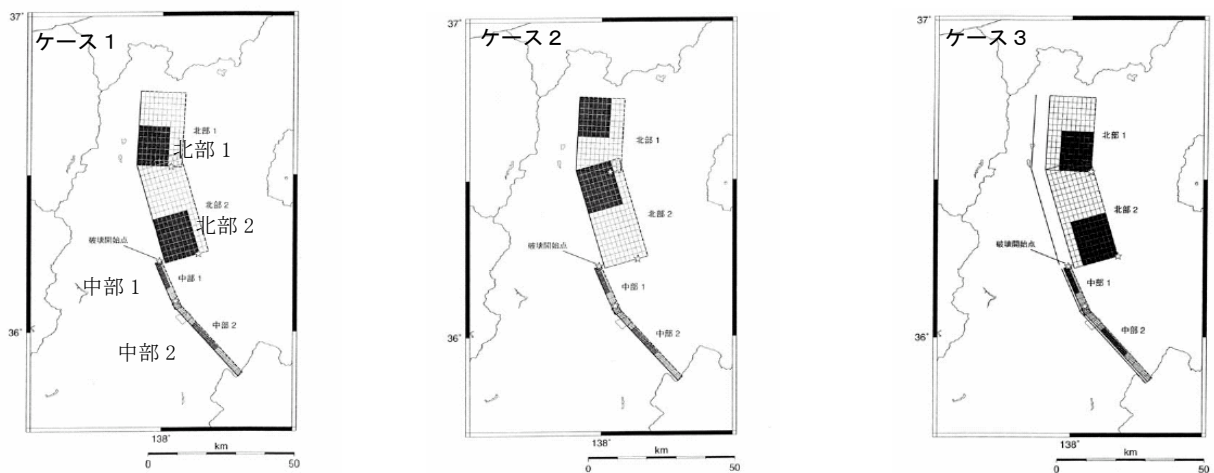


図 4.3.1-1 想定した震源断層モデル（☆：破壊開始点、■：アスペリティ）

(2) 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 1km 四方の領域ごとに強震動予測を行った。図 4.3.1-2 にそれぞれのケースの震度分布を示す。ケース 1 では、セグメント「北部 2」のアスペリティの直上および西方（松本盆地周辺）等において塊状に震度 6 強以上を示す領域があるが、ケース 2 ではアスペリティの位置が異なるため、それらのうちの多くの領域で震度 5 強程度しか示さない。また逆にケース 2 でケース 1 よりも大きな震度を示すところは、セグメント「北部 1」の北方（小谷村付近）である。ケース 3 の「北部」セグメント付近については、ケース 1 と比べてアスペリティ位置が深くなった影響で、全体に震度が小さくなっている。このように、各ケースで予測された震度が場所によっては 1～2 階級程度異なり、アスペリティ位置が強震動予測結果へ与える影響が大きいことを表している。また、堆積層の厚い甲府盆地においては、断層から離れているが、震度 6 強以上を示す領域が分布する。

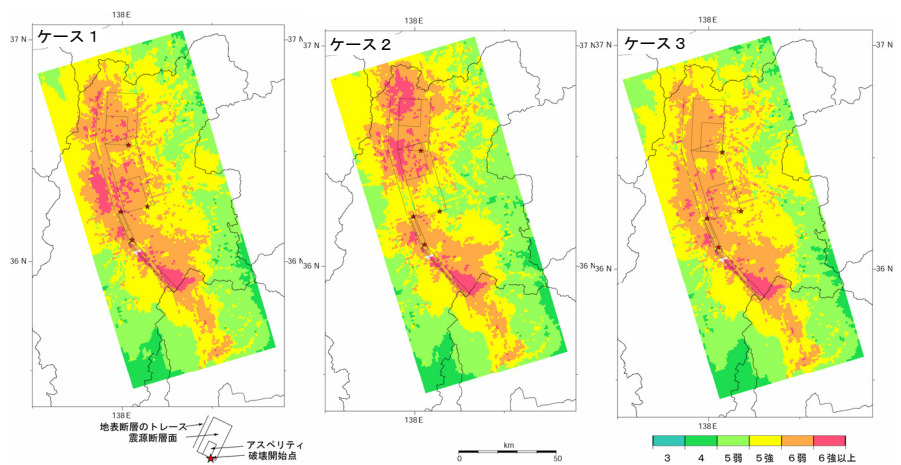


図 4.3.1-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.2 鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証（概要）

(1) 目的

活断層で発生する地震の強震動予測手法の妥当性を検証する上で非常に有用な観測記録が多数得られた「平成12年(2000年)鳥取県西部地震」(M7.3)の震源断層を用いて、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)」に基づいた強震動計算を実施し、観測記録との比較を行なうことにより、「レシピ」の適用性や課題について検討する。なお、地震動の計算地点は震源および地下構造の影響を評価できるように震源断層近くの KiK-net 観測点(日野・伯太・北房)の地中観測点とした(図4.3.2-1 参照)。

(2) 検証フロー

強震動評価手法の検証の簡単なフローを図4.3.2-2に示す。

(3) 震源断層モデルと地下構造モデル

震源断層モデルのうち、巨視的震源特性(地震

モーメントは除く)および微視的震源特性のアスペリティの位置・数、破壊開始点の位置については、地震記録から推定された既存の研究成果を利用した。アスペリティは2つとした。アスペリテ

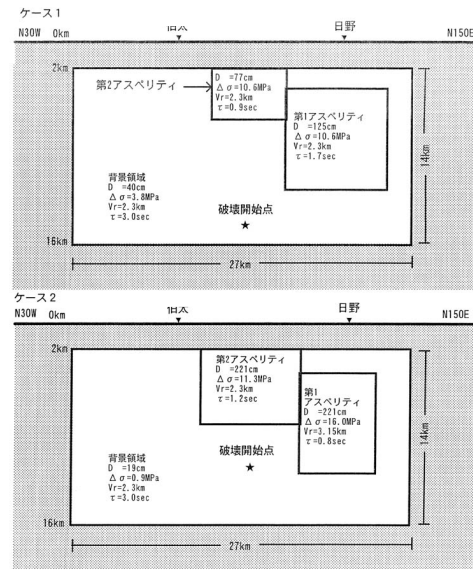


図4.3.2-3 アスペリティの位置、および主要なパラメータ

表4.3.2-1 震源断層パラメータ

震源特性	断層パラメータ	ケース1 (余震中間報告の手法を用いたケース)	ケース2 (観測記録をできるだけ説明可能なケース)
地震の規模	気象庁マグニチュード(M)7.3		
巨視的震源特性	震源断層の位置	図4.3.2-1参照	同左
	走向	図4.3.2-1参照	同左
	傾斜角	90°	同左
	震源断層の長さ	27 km ⁻¹	同左
	震源断層幅	14 km	同左
	震源断層の面積	378 km ²	同左
	震源断層の上端～下端深さ	2～16 km	同左
	地震モーメント	7.0E+18 N・m	9.6E+18 N・m
	平均すべり量	56 cm	77 cm
	加速度震源スペクトル短周期レベル	1.0E+19 N/m/s ²	1.1E+19 N/m/s ²
微視的震源特性	全アスペリティ	地震モーメント: 3.1E+18 N・m 総面積: 83 km ² 平均すべり量: 112 cm	7.9E+18 N・m 108 km ² 221 cm
	第1アスペリティ	面積: 60 km ² ⁻¹ 平均すべり量: 125 cm 地震モーメント: 2.5E+18 N・m 実効応力: 10.6 MPa ライズタイム: 1.7 sec	54 km ² ⁻¹ 221 cm 3.9E+18 N・m 16.0 MPa 0.8 sec
	第2アスペリティ	面積: 23 km ² ⁻¹ 平均すべり量: 77 cm 地震モーメント: 5.7E+17 N・m 実効応力: 10.6 MPa ライズタイム: 0.9 sec	54 km ² ⁻¹ 221 cm 3.9E+18 N・m 11.3 MPa 1.2 sec
	背景領域	地震モーメント: 3.9E+18 N・m 面積: 295 km ² ⁻¹ 平均すべり量: 40 cm 実効応力: 3.8 MPa ライズタイム: 3.0 sec	1.7E+18 N・m 270 km ² ⁻¹ 19 cm 0.9 MPa 3.0 sec
	fmax	6 Hz	同左
その他の震源特性等	破壊開始点	図4.3.2-3参照(深さ約14 km)	図4.3.2-3参照(深さ約10 km)
	破壊伝播形式	放射状	同左
	破壊伝播速度	2.3 km/s	2.3 (第1アスペリティのみ3.15) km/s

※震源域のS波速度3.5km/s、剛性率は 3.3×10^{10} N/m²

- *1 実際の計算は28kmで行った。(計算では震源を2km×2kmのメッシュで分割したため、以下同様)
- *2 実際の計算は28km×14kmの領域で行った。
- *3 実際の計算は8km×8kmの領域で行った。
- *4 実際の計算は8km×6kmの領域で行った。
- *5 実際の計算は8km×4kmの領域で行った。
- *6 実際の計算は8km×6kmの領域で行った。
- *7 実際の計算は28km×14km-8km×8km-8km×4kmの領域で行った。
- *8 実際の計算は28km×14km-8km×8km-8km×6kmの領域で行った。

図4.3.2-1 震源断層モデル(☆:破壊開始点、▲:波形の比較を行ったKiK-netの観測点)

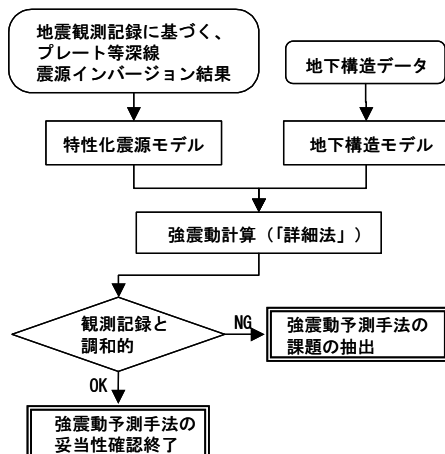


図4.3.2-2 検証フローの概略

の面積については、ケース1では、震源断層の総面積の22%とし、入倉・三宅(2000)を参考に、第1アスペリティは震源断層の総面積の16%、第2アスペリティは震源断層の総面積の6%とした。また、ケース2では地震記録から推定されている研究成果を参照しながら、観測記録を説明できるように試行錯誤により、いくつかのパラメータを設定し直した。(図4.3.2-1、図4.3.2-3、および表4.3.2-1参照)。地下構造モデルは、いずれの地点も一次元地下構造モデルで近似し、主として地震基盤($V_S=3\text{km/s}$ 相当層)より上の層はKiK-netのボーリング情報、地震基盤より下の層は京都大学においてこの地域の震源決定に利用している構造を基に設定した(表4.3.2-2参照、伯太、北房について示す。)

(4) 評価結果

以上のモデルを用いて、KiK-net 観測点の日野、伯太、北房の地中観測点について、2000年鳥取県西部地震の強震動を再現した結果と観測記録とを比較した。強震動計算は、ケース1ではハイブリッド合成法、ケース2では余震記録を要素波形に利用した経験的グリーン関数法を用いた。ここでは、例として、日野、北房の結果を図4.3.2-4、図4.3.2-5に示す。ケース1では、北房以外の計測震度の値、スペクトルレベルで概ね整合し、ケース2では北房も含めて速度波形の包絡形状まで概ね整合している結果となった。この結果により、強震動評価手法の妥当性や震源特性化モデルそのものの妥当性が検証できたことになる。

(5) まとめ

本報告の結果から強震動予測手法を改良すべきと考えられた点は次の通りである。

- ・アスペリティや破壊開始点の位置の設定にあた

表 4.3.2-2 評価地点の一次元地下構造モデル

層番号	密度 (g/cm^3)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	減衰特性 Q_p	減衰特性 Q_s	層厚 (km)
日野						
1	1.6	-	0.09	-	理論的方法	7.9
2	1.6	-	0.06	-	統計的グリーン関数法 or 増幅特性	0.007
3	2.1	-	0.23	-	7.9	0.009
4	2.2	2.10	0.56	100	50	0.022
5	2.4	2.60	0.79	200	100	0.058
6	2.6	3.70	1.20	400	200	0.080
7	2.8	4.65	1.75	400	200	0.320
8	2.6	5.50	3.00	400	200	1.500
9	2.7	6.05	3.50	550	270	14.000
10	2.8	6.60	3.82	800	400	22.000
11	3.1	8.00	4.62	1000	500	周波数依存
北房						
1	1.6	-	0.12	-	理論的方法	6.8
2	2.1	2.25	1.20	200	100	0.007
3	2.6	4.65	1.75	300	150	0.032
4	2.6	4.65	2.25	300	150	0.558
5	2.6	5.50	3.00	400	200	1.500
6	2.7	6.05	3.50	550	270	14.000
7	2.8	6.60	3.82	800	400	22.000
8	3.1	8.00	4.62	1000	500	周波数依存

計算条件

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

つてのより客観的な基準の設定方法の確立。

- ・応力降下量設定における地域特性の取り込み方法の確立。
- ・破壊伝播様式・破壊伝播速度の設定に伴う不確定性に関するより適切な推定方法の確立。

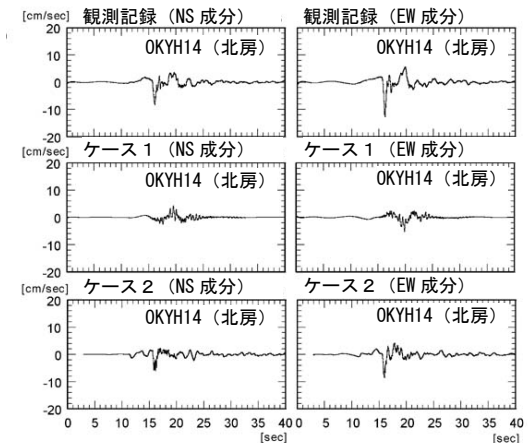
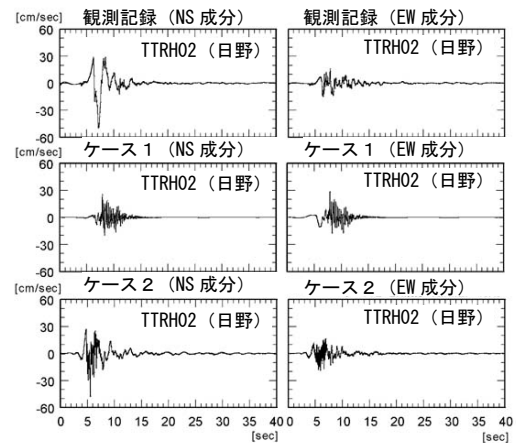


図 4.3.2-4 地中観測点における速度波形 (観測波形、ケース1、ケース2) の比較

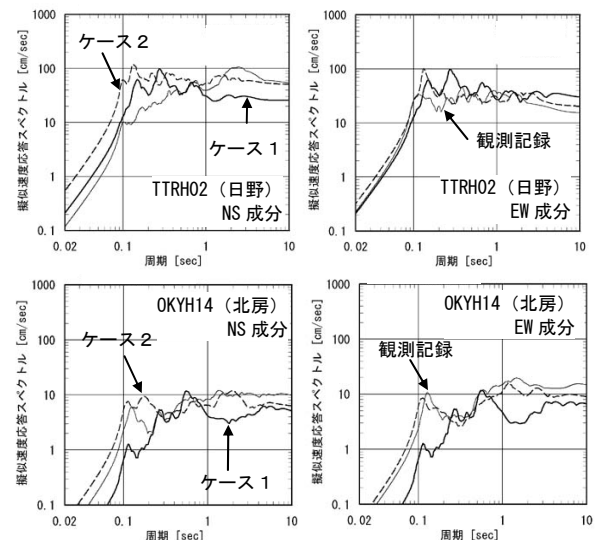


図 4.3.2-5 地中観測点における5%減衰擬似速度応答スペクトル (観測波形、ケース1、ケース2) の比較

4.3.3 森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）

(1) 想定する震源断層

森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価では、**図 4.3.3-1** に示すように、1つのセグメントから成る震源断層を想定した。「森本・富樫断層帯の長期評価」（地震調査委員会，2001）では「断層面の傾斜と深部形状については十分な資料がない」としていることより、断層の傾斜角は、一般の逆断層の傾斜角の範囲内にあると考えられる 30° 、 45° 、 60° の3通りに変化させた。また、アスペリティや破壊開始点の位置は、それらを推定するに資する情報が得られていないため、断層のずれの量等の資料から、平均的なずれの速度（相当）の値を算出し、その分布に基づきアスペリティを断層の南端に配置した。また、断層の分岐形状を考慮して、破壊開始点を震源断層の南端に推定した。傾斜角 45° の場合では、金沢市中心部へ比較的大きな影響を与えるシナリオとして、アスペリティと破壊開始点を震源断層中央へ配置したケースを考えた。この場合のアスペリティの深さを断層中央、上端、下端と変えることによる地震動分布の変化も検討した。

(2) 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 1km 四方の領域ごとに強震動予測を行った。6 ケースのうち、ケース 1 a、ケース 1 b、ケース 2 の強震動予測結果を示す。ケース 1 a では、アスペリティの北西に位置する金沢市中心付近の広さおよそ百平方キロメートルの範囲で震度 6 強以上が予測された。これは、金沢市中心付近から日本海沿岸にかけては堆積層が厚く最大速度の増幅率が高いこととディレクティビティ効果によるものである。震源断層の傾斜角を変えたケース 2 では、アスペリティが最大速度の増幅率の高い西側に移動した影響で、ケース 1 a と比べて震度 6 強以上を示す範囲が広がる。アスペリティを中央に配置したケース 1 b では、ディレクティビティ効果が広範囲に現れやすい位置に破壊開始点を設置した影響で、ケース 1 a と比べ震度 6 強以上および震度 6 弱を示す範囲がともに広がる。また、アスペリティの位置が近くなるために震源断層の北東部に位置する砺波平野南部でも比較的広い範囲で震度 6 弱を示している。一方、高岡市中心付近や小松市北部については、震源断層から比較的離れているが、地表における増幅率が高い平野部に位置することより、ケース 1 a で震度 5 弱、ケース 2 およびケース 1 b では震度 5 強を示す結果となっている。（**図 4.3.3-2**）。

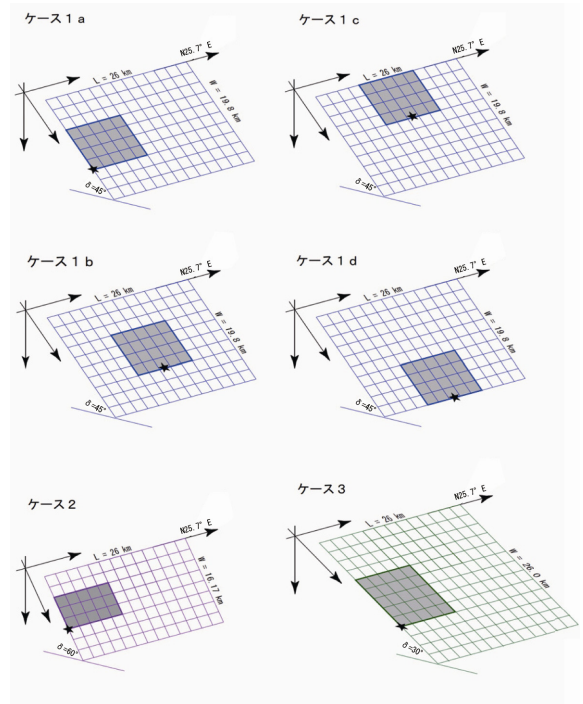


図 4.3.3-1 想定した震源断層モデル
(★：破壊開始点、■アスペリティ)

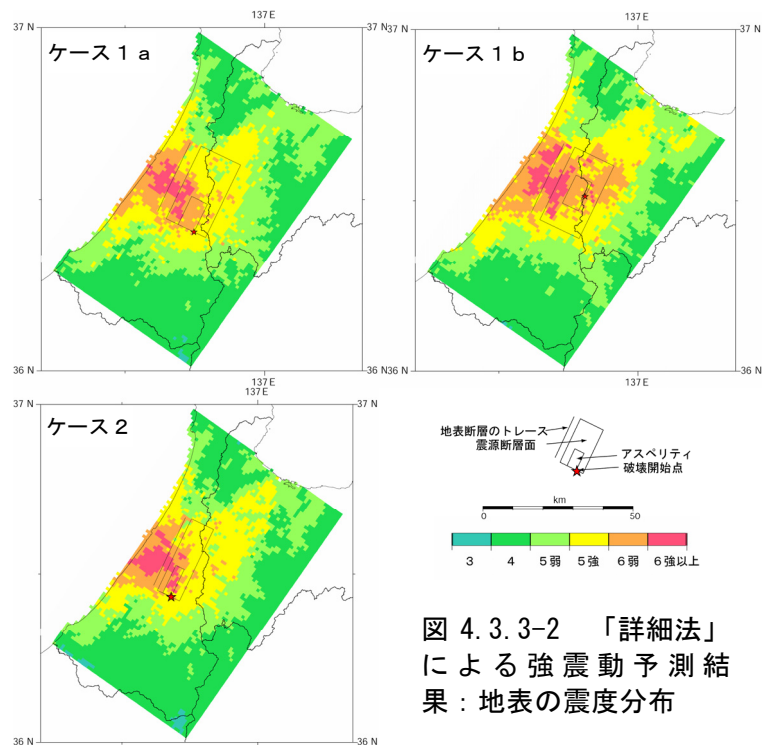


図 4.3.3-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.4 宮城県沖地震を想定した強震動評価（概要）

※平成 17 年 12 月 14 日一部修正

(1) 想定する震源断層

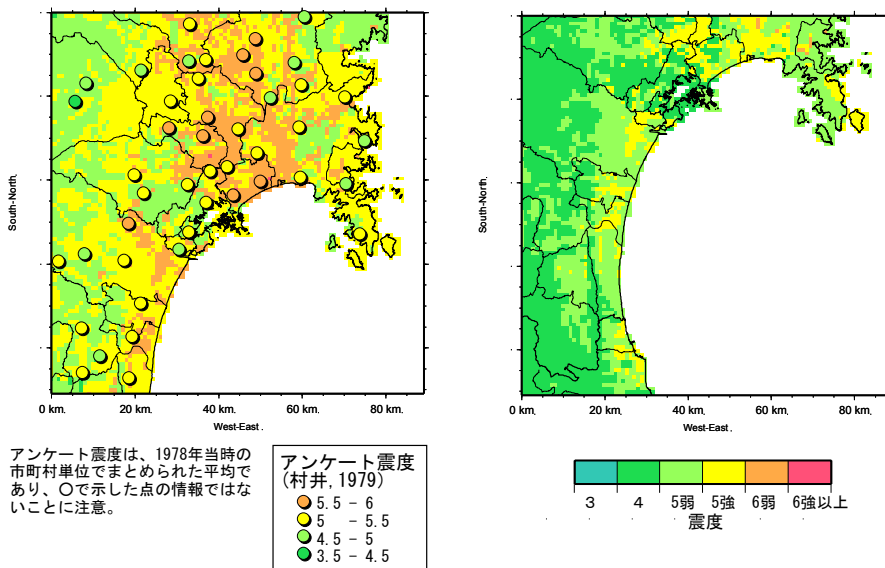
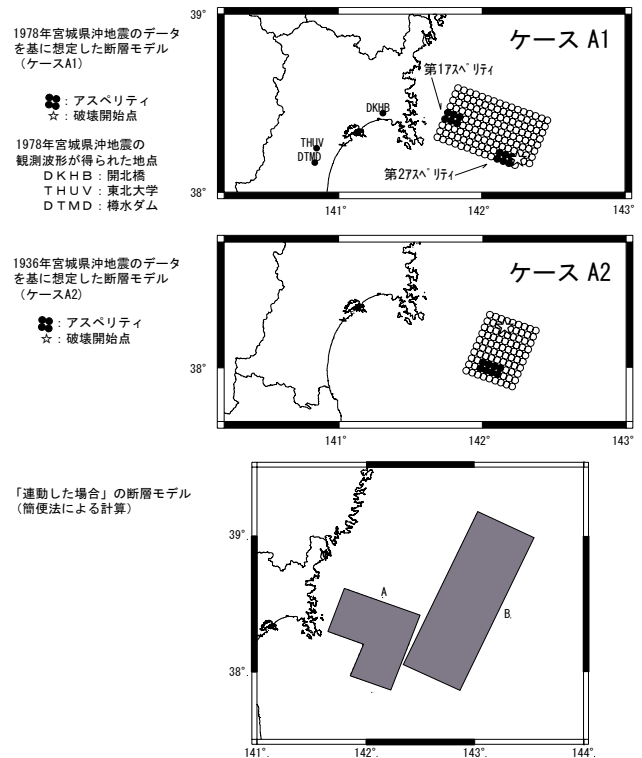
宮城県沖地震を想定した強震動評価では、「単独の場合」と「連動した場合」の 2 つのタイプの地震を想定した（図 4.3.4-1 参照）。ここでは、「単独の場合」についての概要を示す。「単独の場合」の震源域は、近年の微小地震活動の分布、海底構造調査、1978 年、および 1936 年の地震の断層モデル（特にアスペリティ分布）等を参照して、1978 年の地震の震源域（A1）、1936 年の地震の震源域（A2）の 2 ケースを想定した（それぞれケース A1、ケース A2 と呼ぶ）。ケース A1 については、強震動計算結果が 1978 年宮城県沖地震で得られている観測記録により調和するように、震源断層とアスペリティの形状、断層パラメータ等を修正した。ケース A2 についてもこれに応じて修正を加えた。

(2) 予想される強震動

評価範囲内の約 1km 四方の領域毎に、統計的グリーン関数法による強震動予測計算を行った。

図 4.3.4-2 に震度分布を示す。ケース A1 では、浅い地盤構造の増幅率の高かった旧北上川下流域の広い範囲において震度 6 弱を示した。また、ごくわずかではあるが、震度 6 強以上と予測された地域も認められる。一方、ケース A1 より地震規模が小さく設定されたケース A2 では、アスペリティや破壊開始点が、評価範囲の地震動を大きくするような位置にないこともあり、ケース A1 と比べ全体的に小さめの地震動を示している。同図には、ケース A1 の強震動予測結果に村井(1979)によるアンケート震度分布を併せて示した。これを比較すると、アンケート震度で震度 6 弱相当と

図 4.3.4-1 想定した震源断層モデル
(☆：破壊開始点、●アスペリティ)



ケース A1 (アンケート震度との比較)

ケース A2

図 4.3.4-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布
(市郡境界線は、平成 17 年 12 月 14 日時点)

なっているところの周辺の予測結果は概ね震度 6 弱を示しており、そのほかの震度を見ても、概略分布としては良い対応を示している。また、ケース A1 については、予測結果の検証として、1978 年宮城県沖地震において開北橋、樽水ダムで得られた観測記録（建設省土木研究所、1978）、また東北大学で得られた観測記録（建設省建築研究所）と対応する評価地点の計算結果を比較したが、全体的な波形の包絡線の形状も合っており、総じて観測記録と計算結果の対応は良い。

4.3.5 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）

(1) 想定する震源断層

布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価では、図 4.3.5-1 に示すように、震源断層モデルとして中部が単独で活動する場合（ケース 1、ケース 2）と中部と南西部が同時に活動する場合（ケース 3）を想定した。中部が単独で活動する場合は、アスペリティの数を 2 つとした。破壊開始点は、その位置を特定するための情報がないため 2 つのケースを想定し、ケース 1 では北のアスペリティの北端、ケース 2 では南のアスペリティの南端に設定し、位置を変えることによる影響を評価した。ケース 3 では、中部のアスペリティの数や位置、および破壊開始点をケース 2 と同様とし、南西部に 1 つのアスペリティを設定した。また、中部が単独で活動するとした場合に比べ、地震規模が大きくなるため、各アスペリティの実効応力などのパラメータも大きく設定した。断層の傾斜角は、「布田川・日奈久断層帯の長期評価」(地震調査委員会, 2002) や、本断層帯近傍で発生した中規模地震の震源メカニズムを参照して、全ケース 60° で北西下がり設定した。

(2) 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 1km 四方の領域ごとに強震動予測を行った。図 4.3.5-2 にそれぞれのケースの震度分布を示す。ケース 1 およびケース 2 では、断層の直上であり、かつ浅い地盤構造における増幅率が高い熊本市から八代市にかけての地域で震度が大きい。ケース 1 と比べると、ケース 2 は、震度 6 強以上となった範囲が広く、また震度 5 強となる地域は、北東方向（阿蘇山麓）に広がっている。ケース 2 では、破壊が南西から始まっていることより、破壊の伝播方向にある熊本市近傍やその北東の地域で、ディレクティビティ効果が現れ、さらに、深い地盤構造の影響で地震動が増幅されたためと考えられる。ケース 3 では、ケース 2 よりもさらに震度 6 弱および震度 6 強以上の揺れとなる地域が広がった。また、中部のアスペリティの形状はケース 2 とほぼ同じであるが、アスペリティの面積、実効応力等のパラメータ

は全体の地震規模の増加に対応して大きくなっている。これに加え、南西部セグメントから伝播してきた地震波が重ね合わさる影響で、ケース 3 の震度が大きくなったと考えられる。

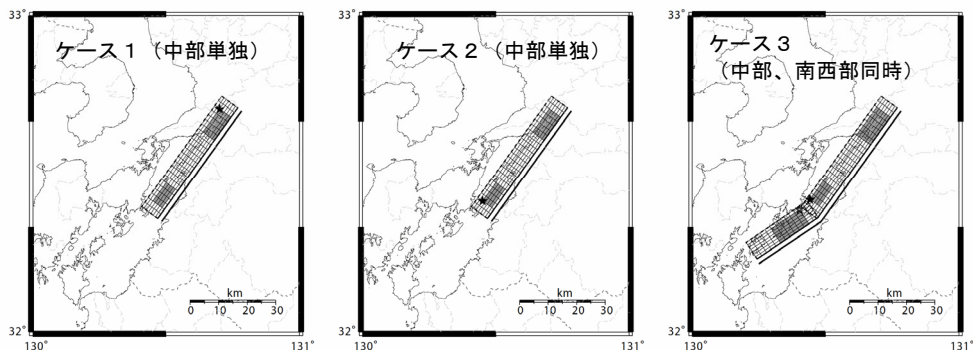


図 4.3.5-1 想定した震源断層モデル（★：破壊開始点、☆：南西部の破壊開始点、■アスペリティ）

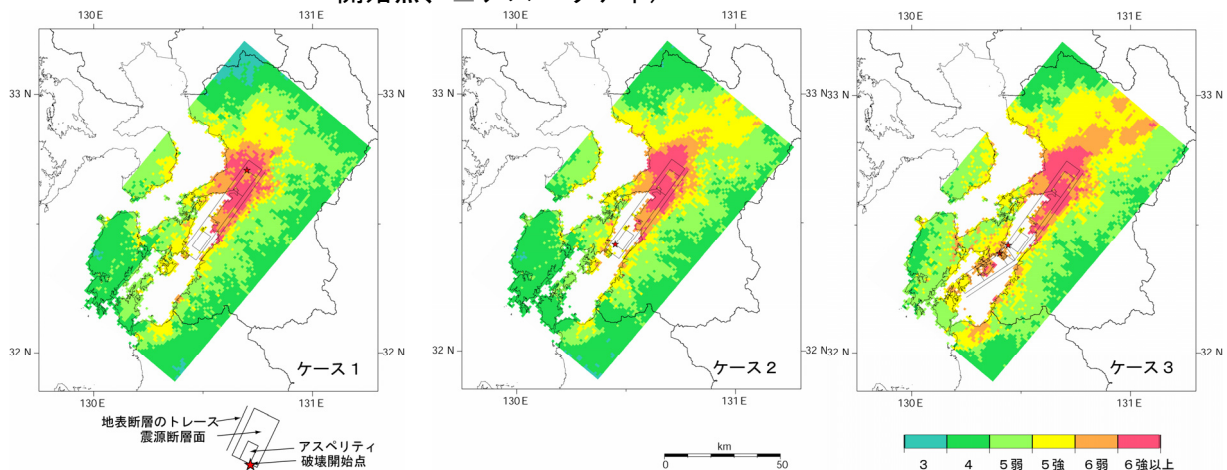


図 4.3.5-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.6 三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価（概要）

(1) 想定する震源断層

三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価では、図 4.3.6-1 に示すように、震源断層モデルを武山断層帯について 3 ケース、衣笠・北武断層帯については 1 ケース想定した。武山断層帯では、アスペリティ 1 つを三浦半島東部に設置した。アスペリティの深さは、震源断層の中央の深さに位置する場合と（ケース 1）、震源断層の上端に接する場合（ケース 2）を想定した。震源断層の傾斜角は、 45° の場合（ケース 1、2）と 60° の場合を想定した（ケース 3）。衣笠・北武断層帯では、アスペリティの位置、深さ、震源断層の傾斜角をケース 1 に準じたケースのみ想定した（ケース 4）。

(2) 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 1km 四方の領域ごとに強震動予測を行った。図 4.3.6-2 にそれぞれのケースの震度分布を示す。ケース 1 では、三浦半島全域、及び茅ヶ崎市、横浜市や富津市の沿岸部などの広い範囲において震度 6 弱以上を示し、その中でも震源断層の直上付近に近い評価地点で震度 6 強以上が予測された。ケース 2 では、アスペリティが浅く、アスペリティと地表との距離が短いため、三浦半島南部を中心にケース 1 より広い範囲で震度 6 強以上と予測された。ケース 3 では、震源断層が高角であることより、破壊伝播方向で見た場合のアスペリティから地表までの距離が短いため、ディレクティビティ効果が顕著となり、ケース 1 と比べ震度 6 強以上となる範囲が南に広がっている。ケース 1～3 について、震度 5 強及び震度 6 弱を示す範囲を比較すると、ケースによる大きな相違は見られない。ケース 4 では、武山断層帯の場合と比べ震源断層が東南東－西北西に広いことより、断層の両端付近の藤沢市と富津市において、震度 6 強以上となる範囲がケース 1～3 と比べ広がっている。

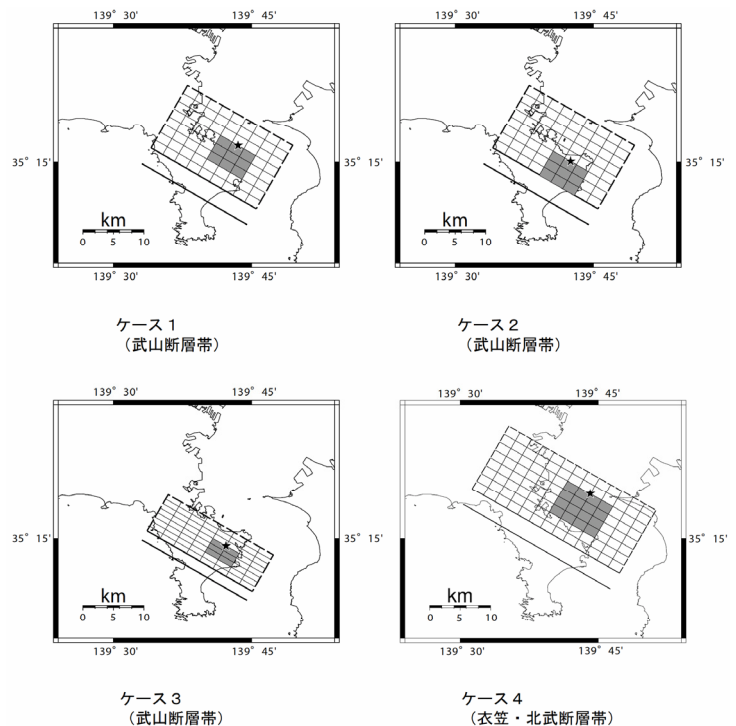


図 4.3.6-1 想定した震源断層モデル
(★：破壊開始点、■アスペリティ)

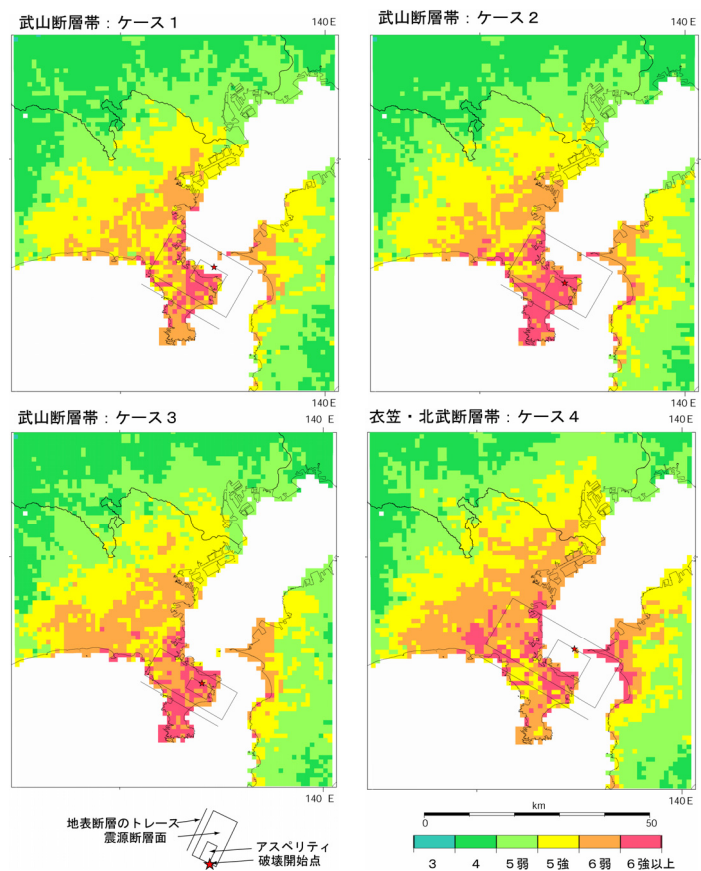


図 4.3.6-2 「詳細法」による強震動予測結果：
地表の震度分布

4.3.7 山形盆地断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）

(1) 想定する震源断層

山形盆地断層帯の地震を想定した強震動評価では、図 4.3.7-1 に示すように、1つのセグメントから成る震源断層を想定した。震源断層は、地表で認められた地震断層の分布より1つの屈曲点で緩く折れ曲がる形状とし、その中に大きさの異なる2つのアスペリティを想定した。その位置については、特定するための情報が無いため、アスペリティの位置関係と深さを变化させた4つのケース（ケース1：アスペリティは北側が大きく、浅い、ケース2：アスペリティは南側が大きく、浅い、ケース3：アスペリティは北側が大きく、深い、ケース4：アスペリティは南側が大きく、深い）を想定した。破壊開始点は、大きいアスペリティの中央下端とした。

(2) 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1km四方の領域ごとに強震動予測を行った。図 4.3.7-2 に震度分布を示す。震度6弱以上の強い揺れが予測される地域は、アスペリティの位置・深さによって大きく変化している。ケース1では、2つのアスペリティ直上からその東方に震度6強以上の地域が広がっている。北のアスペリティではその東方、南のアスペリティではその北東方向にかけても震度が大きくなっているのは、ディレクティブティ効果と地下構造（盆地）の影響である。ケース2では、ケース1に比べると、南部に大きいアスペリティがあるため、震度は相対的に南部アスペリティ周辺が大きくなり、北部アスペリティ周辺が小さくなっている。ケース3ではアスペリティの位置が深いため、特に小さいアスペリティ近傍ではケース1と比べ小さい震度となった。ケース2とケース4の比較でも、同様の傾向が認められる。

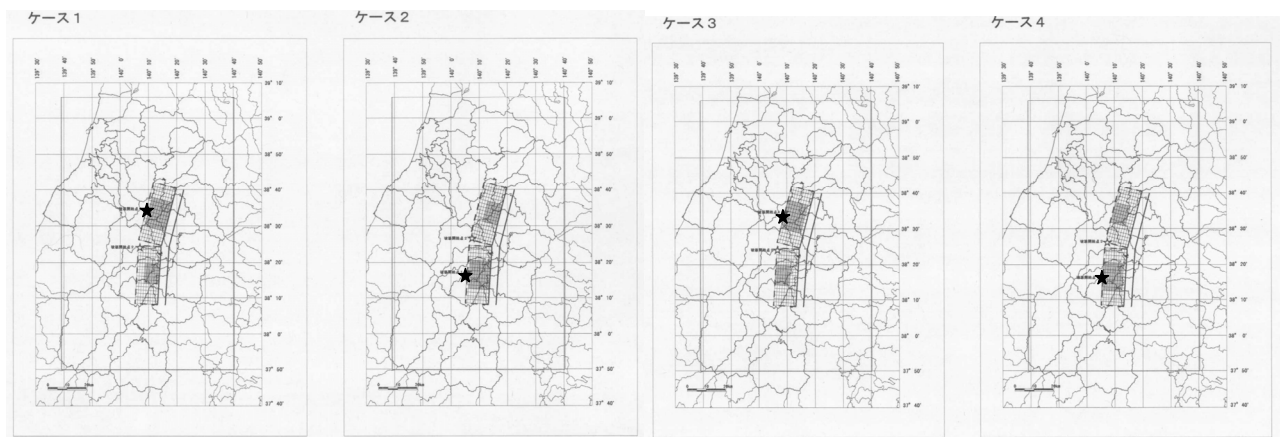


図 4.3.7-1 想定した震源断層モデル（★：破壊開始点、■：アスペリティ、□：評価領域）

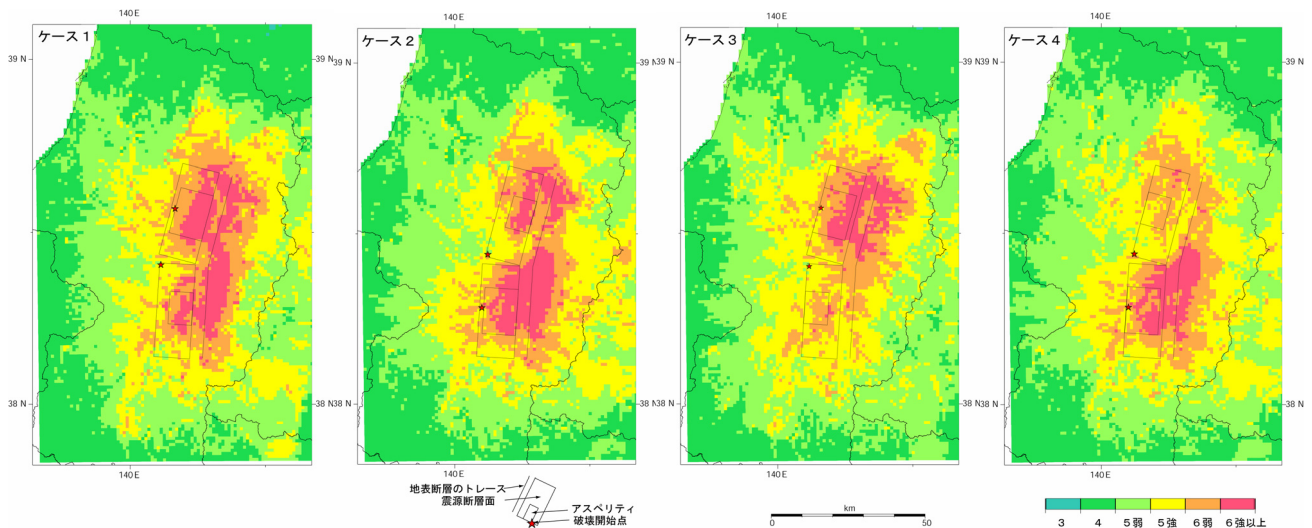


図 4.3.7-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.8 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（概要）

(1) 想定する震源断層

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では、図 4.3.8-1 に示すように、砺波平野断層帯東部について 2 ケース、砺波平野断層帯西部、呉羽山断層帯についてそれぞれ 1 ケースの震源断層モデルを想定した。それぞれの断層面の傾斜については、断層形態が逆断層であることと、物理探査の結果等を考慮し、 45° と想定した。アスペリティはそれぞれの震源断層モデルに 1 つとすることを基本としたが、砺波平野断層帯東部については、2 つのモデルも想定した。砺波平野断層帯（東部、西部）については、断層の平均変位量が比較的大きいと推定された位置にアスペリティを配置し、破壊開始点はアスペリティの下端隅とした。呉羽山断層帯については、上記のような情報が得られていないことより、アスペリティを断層の中央に配置し、破壊開始点はそのアスペリティの中央下端とした。

(2) 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 1km 四方の領域ごとに強震動予測を行った。図 4.3.8-2 に震度分布を示す。砺波平野断層帯東部では、アスペリティが 1 つと 2 つの場合で震度分布に大きな相違は無く、断層の直上およびその周辺の一部の地域において震度 6 弱の揺れが予測された。砺波平野断層帯西部では、アスペリティに近く、地表における増幅率が高い金沢平野の広い範囲で震度 6 弱、その一部では震度 6 強以上の揺れが予測された。呉羽山断層帯では破壊開始点がアスペリティの中央下端にあるため、ディレクティビティ効果によってアスペリティ直上付近の地震動が大きくなり、さらに堆積層が厚く（深い地盤構造）、表層における増幅率も高いことより、高岡市から富山市にかけての広い範囲で震度 6 強以上の揺れが予測された。

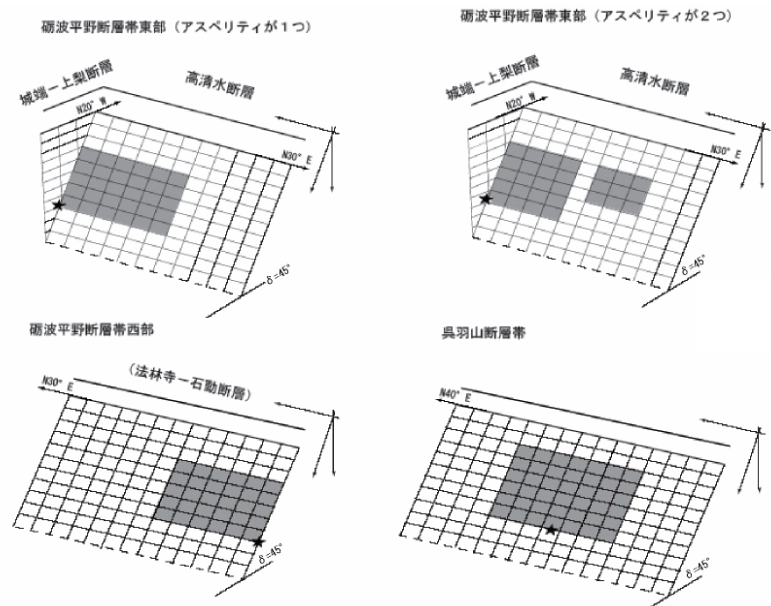


図 4.3.8-1 想定した震源断層モデル
(★：破壊開始点、■：アスペリティ)

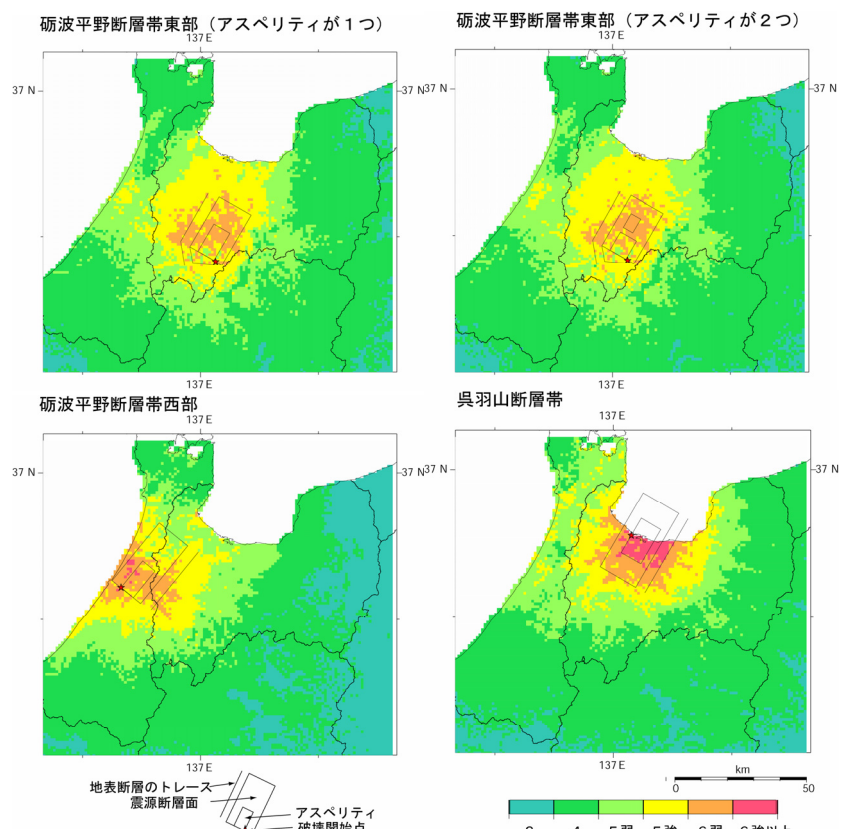


図 4.3.8-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.9 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価（概要）

(1) 想定する震源断層

三陸沖北部の地震を想定した強震動評価では、1968 年十勝沖地震における断層パラメータ等の既往の解析結果を参照して震源断層パラメータを設定した。しかしながら、1968 年十勝沖地震については、1978 年宮城県沖地震と比べると、解析に使用できる情報が少ないため、一部については、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」の際に得られた情報を用いて設定した。また、破壊伝播速度については、1968 年十勝沖地震についての既往の解析結果等を参考に、複数の値で計算を行った結果の中で、計算波形が 1968 年十勝沖地震における観測記録と最も調和的となった値を採用した（図 4.3.9-1 参照）。

(2) 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、評価範囲内の約 1km 四方の領

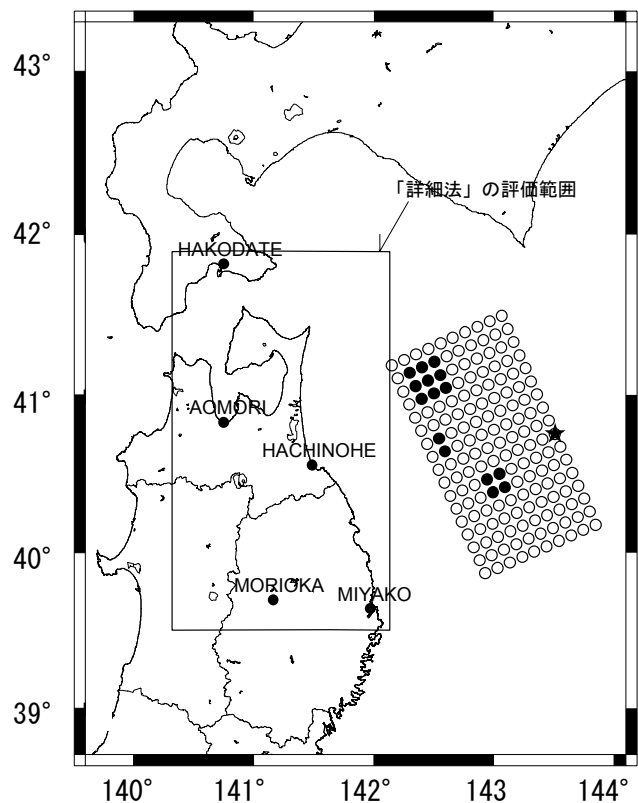


図 4.3.9-1 想定した震源断層モデル
(★：破壊開始点、●アスペリティ)

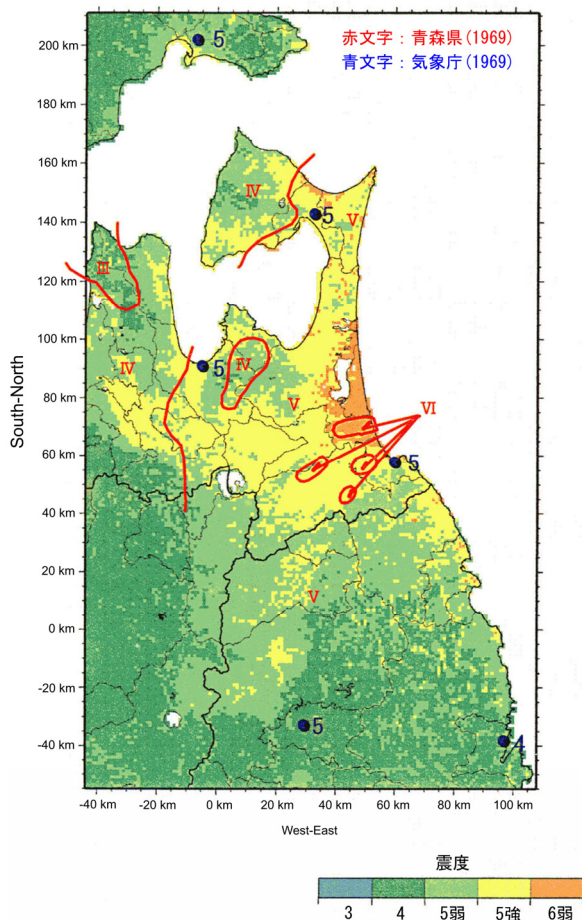


図 4.3.9-2 「詳細法」による強震動予測結果：
地表の震度分布

域ごとに、統計的グリーン関数法を用いて「詳細法」による強震動予測計算を行った。図 4.3.9-2 に地表における震度分布を示す。震源断層に比較的近い八戸市北部から三沢市にかけての広い範囲、およびむつ市北部の一部などで、震度 6 弱となった。また、一部の山地を除いた青森県の中東部の広い範囲で震度 5 強と予測された。同図には、気象庁と青森県による 1968 年十勝沖地震の震度分布（青森県，1969、気象庁，1969）を併せて示している。1968 年十勝沖地震において、震度 5 や震度 6 の揺れに見舞われた地域と強震動予測結果とは概ね調和的である。

1968 年の十勝沖地震において八戸、青森、宮古で得られた地表における観測波形と計算波形との比較による強震動予測結果の検証も行った。その結果、特に青森、宮古においては、観測点周辺の地盤の非線形特性を含む局所的な地盤構造が大きく影響しているものとみられ、今回用いた地盤構造モデルや解析手法では、観測波形を十分に再現できなかった。

4.3.10 琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）

(1) 想定する震源断層

琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価では、図 4.3.10-1 に示すように、1つのセグメントから成る震源断層モデルを想定し、大きさの異なる2つのアスペリティを想定した。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）断層帯との位置関係を考慮して70°（西傾斜）に設定した。さらに、破壊開始点は、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2つのケースを想定した。

(2) 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1km四方の領域ごとに

強震動予測を行った。図 4.3.10-2 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。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により、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。ケース2では、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。

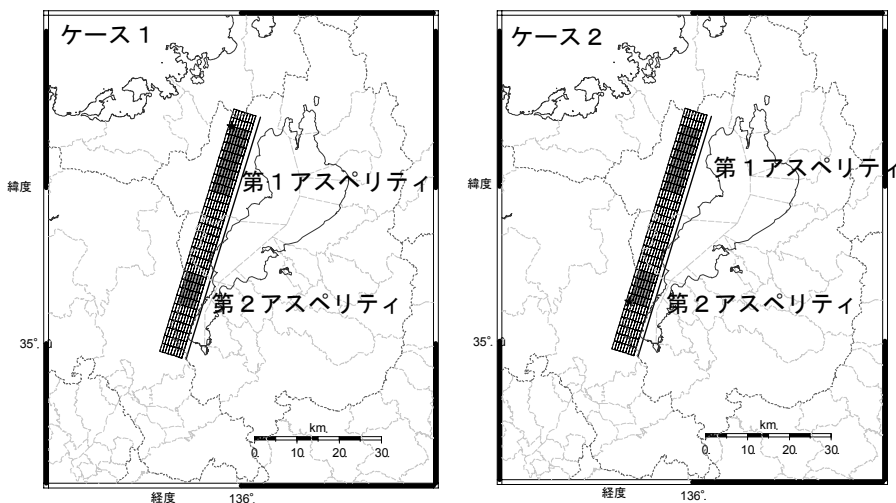


図 4.3.10-1 想定した震源断層モデル
（★：破壊開始点、■アスペリティ）

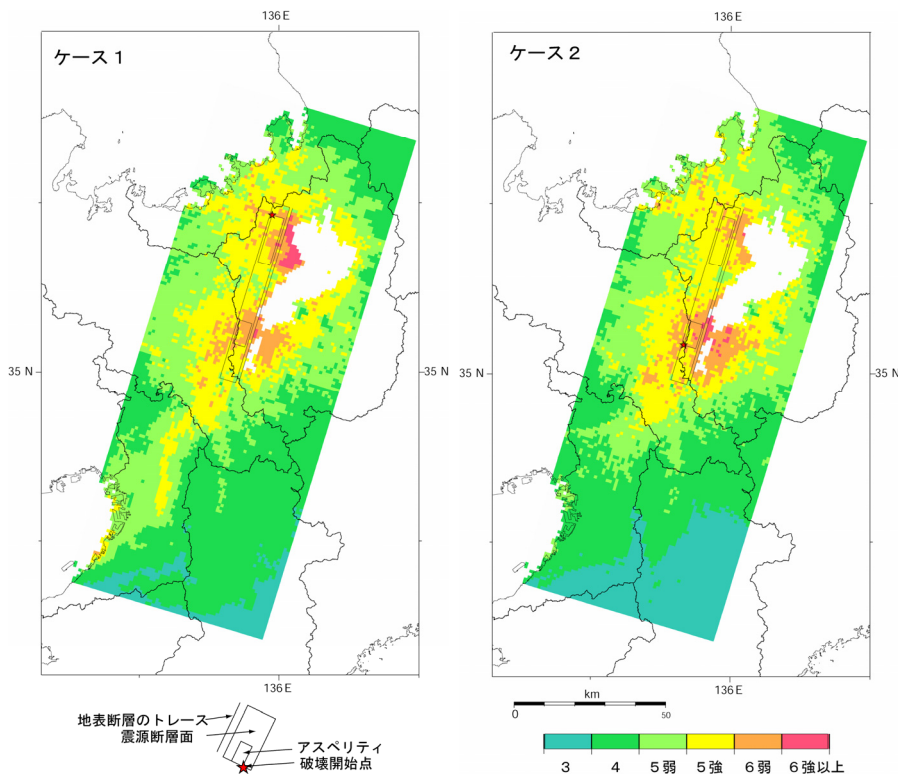


図 4.3.10-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.11 高山・大原断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）

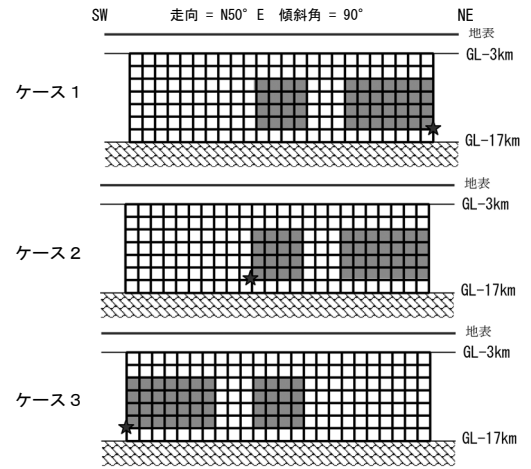
(1) 想定する震源断層

高山・大原断層帯の地震を想定した強震動評価では、図 4.3.11-1 に示すように、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。

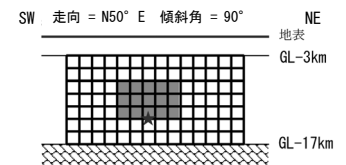
(2) 予想される強震動

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 1km 四方の領域ごとに強震動予測を行った。図 4.3.11-2 に、各ケースの震度分布図を示す。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強以上が予測された。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、断層帯北東部周辺の地域では、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。国府断層帯、および猪之鼻断層帯の場合、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、断層帯近傍で概ね震度6弱と予測された。

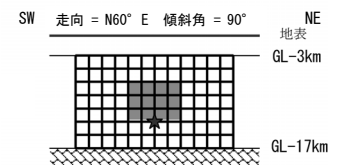
① 高山断層帯（源氏岳断層、ヌクイ谷断層、江名子、宮川、大原、宮峠断層）



② 国府断層帯（夏殿、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 ■ アスペリティ領域 □ 要素断層 (2km×2km)

図 4.3.11-1 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)

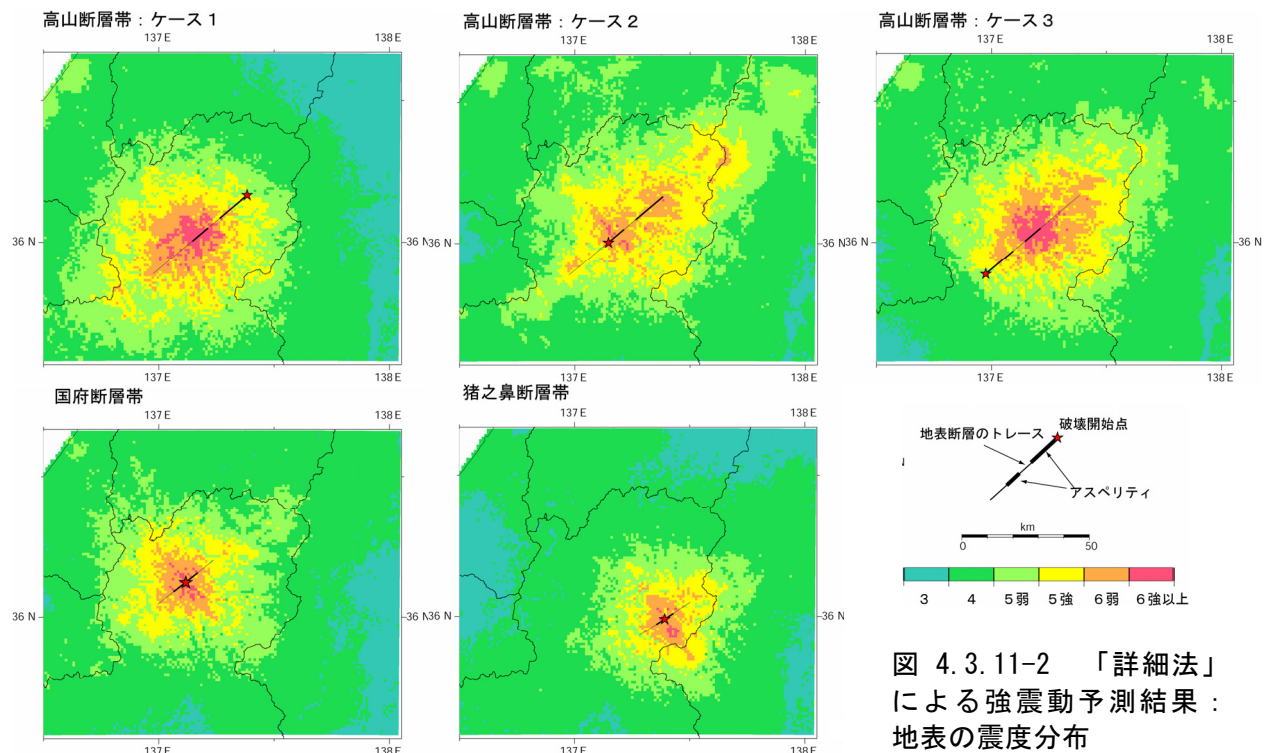


図 4.3.11-2 「詳細法」
による強震動予測結果：
地表の震度分布

4.3.12 石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）

(1) 想定する震源断層

石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価では、「断層帯主部」に対応する弧状の地表トレースの中に段丘面の変位から想定される2箇所の平均的なずれの速度のピークが認められることから、図4.3.12-1に示すように、屈曲した震源断層モデルを想定し、大きさの異なる南北2つのアスペリティを想定した。また、震源断層モデルの傾斜角は、微小地震の震源分布から45°（東傾斜）に設定した。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ケース2、および北のアスペリティ（第1アスペリティ）の南下端に位置するケース3を設定し、破壊開始点の違いによる予測結果の違いを評価した。

(2) 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1km四方の領域ごとに強震動予測を行った。図4.3.12-2にそれぞれのケースの震度分布を示す。断層の地表トレースより西側に震度が大きい部分が認められる。ケース1では、破壊進行方向線上付近に位置する断層地表トレースの南側の苫小牧市付近まで震度6強以上の分布が認められる。これは、ディレクティブ効果とともに、この地域が厚い堆積層（「深い地盤構造」）の影響によるやや長周期成分の増幅と低地を形成する表層の「浅い地盤構造」における短周期成分の増幅が重なる部分にあたっているためと考えられる。ケース2では、第1アスペリティの西側を中心に震度6強以上が分布し、ケース3でもケース2とほぼ同様な震度分布を示している。いずれのケースでも震源断層から離れている札幌市北東部において震度6強以上と予測されたが、これは、厚い堆積層の影響により、やや

長周期の地震動が増幅されたものと考えられる。また、ケース2、3ではケース1に比べて北方に震度の大きい地域が認められ、震度6弱が滝川市の北方まで達している。

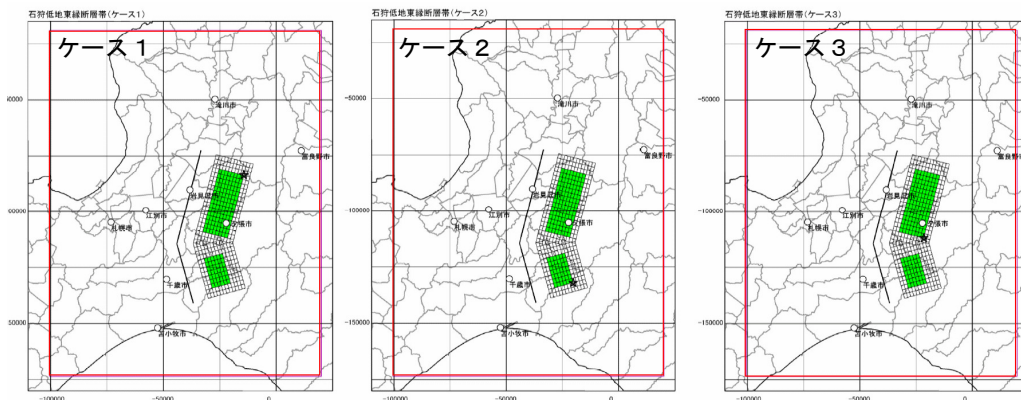


図4.3.12-1 想定した震源断層モデル（★：破壊開始点、■アスペリティ）

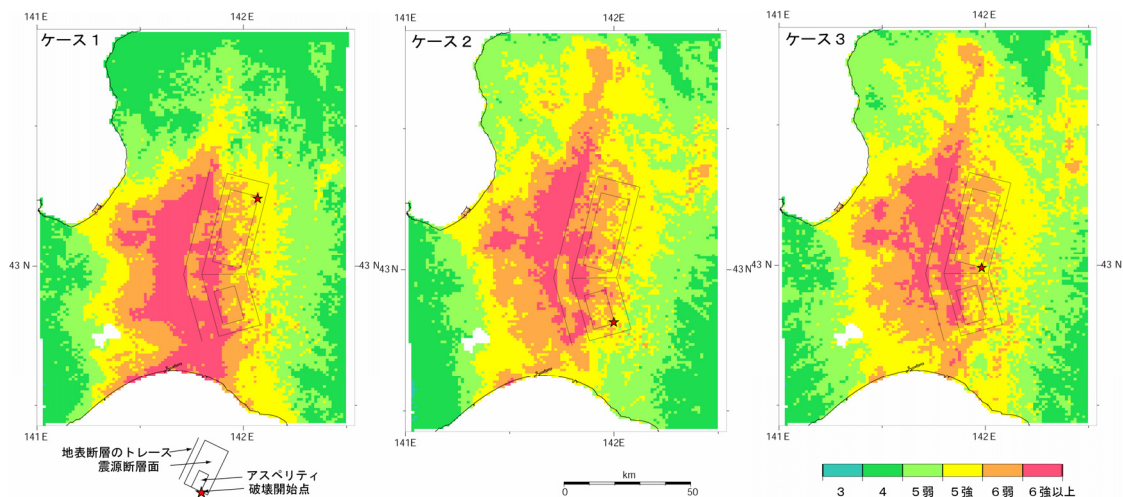


図4.3.12-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.13 2003 年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証（概要）

(1) 目的

海溝型地震の強震動評価手法の妥当性を検証する上で非常に有用な観測記録が多数得られた「平成 15 年(2003 年)十勝沖地震」($M8.0$) (以下、十勝沖地震と呼ぶ) の震源断層を用いて、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」に基づく強震動計算を実施し、観測記録との比較を行なうことにより、「レシピ」の適用性や課題について検討する。

(2) 検証フロー

強震動評価手法の検証の簡単なフローを図 4.3.13-1 に示す。

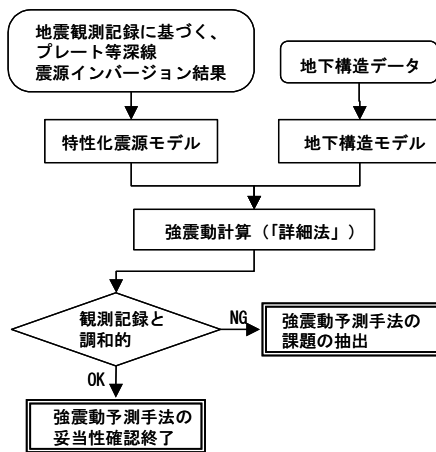


図 4.3.13-1 検証フローの概略

(3) 震源断層モデルと地下構造モデル

十勝沖地震の震源特性に関する既往の研究成果に基づいて、震源断層パラメータを設定し

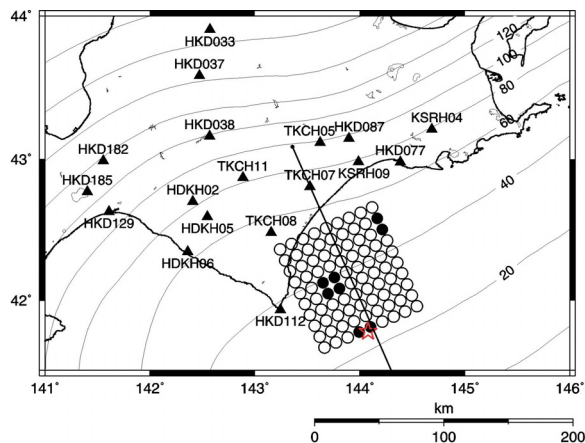


図 4.3.13-2 震源断層モデル（☆：破壊開始点、●アスペリティ、図中には、波形の比較を行った K-NET、KiK-net の観測点も示してある）

た。震源断層の位置や形状については、Honda *et al.* (2004) の震源断層モデルを参照した。アスペリティの個数は、震源インバージョン解析結果を参考に 3 個、破壊開始点は、震央位置が気象庁による 2003 年十勝沖地震の震央位置に対応するように、震源断層モデル上に設定した（図 4.3.13-2 参照）。図 4.3.13-3 の地震基盤上面の深度分布図から、石狩平野周辺、十勝平野周辺等で地震基盤が深くなっていることがわかる。

表 4.3.13-1 震源断層パラメータ

項目		パラメータ	(単位)
巨視的震源特性	断層位置	図 4.3.13-2 参照	-
	走向	N246° E	-
	傾斜角	18°	-
	断層面積	9000	km ²
	断層上端深さ	22	km
	断層下端深さ	53	km
	破壊開始点	図 4.3.13-2 参照	-
	破壊伝播形式	放射状	-
	静的応力降下量（円形クラック）	3.0	MPa
	地震モーメント	1.05×10^{21}	N・m
	モーメントマグニチュード	8.0	-
	剛性率	4.68×10^{10}	N/m ²
微視的震源特性	平均すべり量	249.6	cm
	S 波速度	3.9	km/s
	地震モーメント	1.69×10^{20}	N・m
	面積	722.4	km ²
	平均すべり量	499.3	cm
	実効応力	37.4	MPa
	短周期レベル	9.34×10^{19}	N・m/s ²
	地震モーメント	3.50×10^{19}	N・m
	面積	180.6	km ²
	平均すべり量	413.6	cm
	実効応力	37.4	MPa
	短周期レベル	5.42×10^{19}	N・m/s ²
背景領域	地震モーメント	9.89×10^{20}	N・m
	面積	361.2	km ²
	平均すべり量	584.9	cm
	実効応力	37.4	MPa
	短周期レベル	7.66×10^{19}	N・m/s ²
	地震モーメント	3.50×10^{19}	N・m
	面積	180.6	km ²
	平均すべり量	413.6	cm
	実効応力	37.4	MPa
	短周期レベル	5.42×10^{19}	N・m/s ²
	地震モーメント	8.83×10^{20}	N・m
	面積	8277.6	km ²
その他の震源特性	平均すべり量	227.8	cm
	実効応力	4.1	MPa
	短周期レベル	4.05×10^{19}	N・m/s ²
	破壊伝播速度	2.8	km/s
破壊開始点		2003 年十勝沖地震の震央	-
破壊様式		同心円状	-

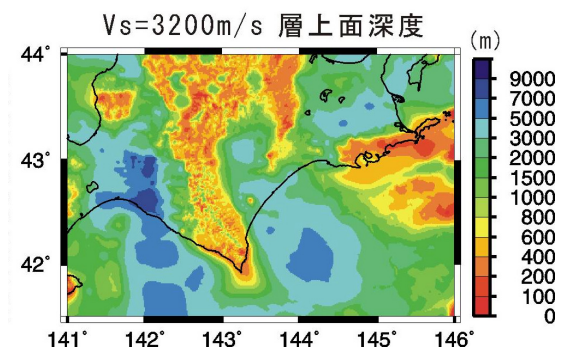


図 4.3.13-3 地震基盤上面の深度分布図

(4) 評価結果

図 4.3.13-4 は、厚い堆積地盤上に位置する観測点（HKD129、図 4.3.12-2 参照）における、統計的グリーン関数法、理論的手法による計算結果と、観測記録の比較である。周期 5 秒以上に着目すると、統計的グリーン関数法のみでは計算結果が過小評価であるが、理論的手法では改善されている。理論的手法では厚い堆積層を有する「深い地盤構造」が、三次元地下構造モデルとして考慮されていることによる。図 4.3.13-5 は、観測記録とハイブリッド合成法による計算結果の波形、および擬似速度応答スペクトルでの比較結果の一例である。接続周期は 5 秒としている。計算結果は、観測記録を概ね再現できている。図 4.3.13-6 は、計測震度分布の比較結果である。堆積層が厚い石狩平野、勇払平野周辺等と火山フロントより北側では、計算結果が観測記録よりも大きい地域が見られる。「レシピ」で用いる最大速度から計測震度を推定する経験式では、卓越周期が 2 秒以上の地震動に対しては、計測震度を過大に評価する傾向があるためと考えられる。その他の地域では、両者は概ね対応した結果が得られた。

(5) まとめ

1 秒程度以下と 5 秒程度以上の周期帯域の強震動は、現在の「レシピ」によって概ね再現可能であることがわかった。今後は、周期帯域が数秒程度（1 秒程度以上～5 秒程度以下）の強震動に対する予測精度向上のため、「レシピ」の改良や震源域も含めた大規模な三次元地下構造モデルの精度向上が必要である。

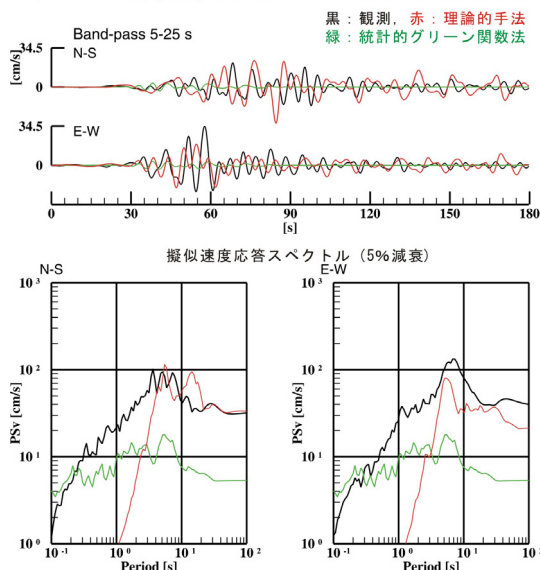


図 4.3.13-4 統計的グリーン関数法、理論的手法による計算結果と観測記録との比較

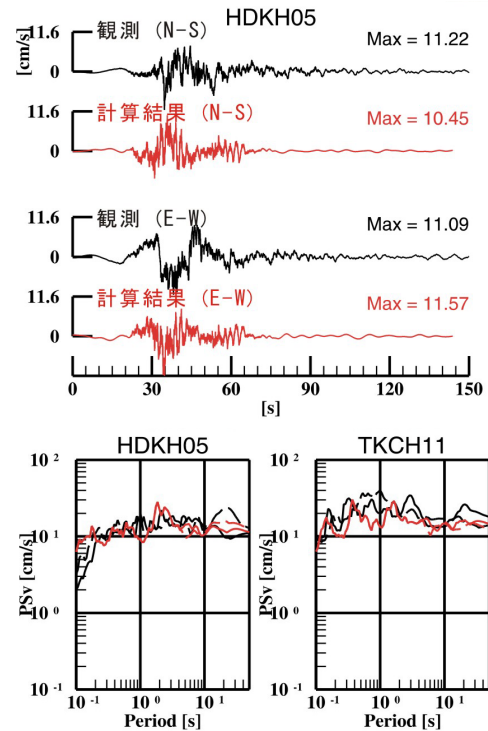


図 4.3.13-5 観測記録と計算結果の波形（HDKH05）、および減衰定数 5% の擬似速度応答スペクトル（HDKH05、TKCH11）での比較

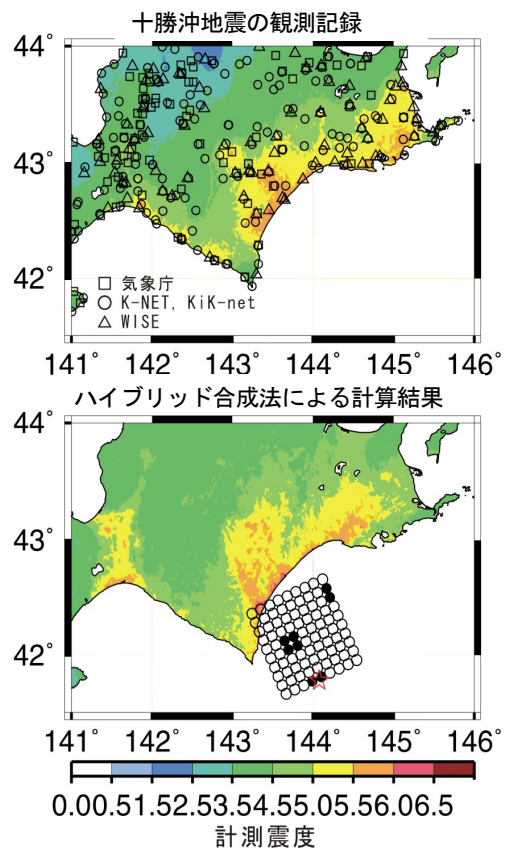


図 4.3.13-6 ハイブリッド合成法による強震動計算結果と十勝沖地震の観測記録との比較（計測震度分布の比較）（☆：破壊開始点、●アスペリティ）

4.3.14 山崎断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）

(1) 想定する震源断層

山崎断層帯の地震を想定した強震動評価では、図 4.3.14-1 に示すように、震源断層モデルとしては、山崎断層帯主部のうち、大原（おっぱら）断層・土万（ひじま）断層・安富断層と南東部が同時に活動する場合（以下、モデル 1 とする）、山崎断層帯主部の北西部のうち、大原断層・土万断層・暮坂峠断層（以下、モデル 2 とする）、山崎断層帯主部の南東部（以下、モデル 3 とする）、山崎断層帯主部の南東部と草谷断層が同時に活動する場合（以下、モデル 4 とする）、那岐山断層帯（以下、モデル 5 とする）を想定した。モデル 1 については、アスペリティを 3 つとした。破壊開始点は、第 1 アスペリティの北西下端に設定した。モデル 2 については、アスペリティを 2 つとし、破壊開始点は、第 1 アスペリティの北西下端（ケース 2-1）と、第 2 アスペリティの南東下端（ケース 2-2）の 2 ケースとした。モデル 3 については、断層帯中央部にアスペリティを配置し、破壊開始点は、アスペリティの北西下端とした。モデル 4 については、山崎断層帯主部の南東部の中央部に大きいアスペリティ（第 1 アスペリティ）を、草谷断層の草谷付近のトレンチ調査結果等を参考に、断層の北東端部に小さいアスペリティ（第 2 アスペリティ）を配置した。破壊開始点は、過去に 2 つの断層（帯）が同時に活動した可能性があることから、第 2 アスペリティの北東下端とした。モデル 5 については、平均的なケースとして、断層帯中央部にアスペリティを配置し、破壊開始点をアスペリティの中央下端とした。

(2) 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 1km 四方の領域ご

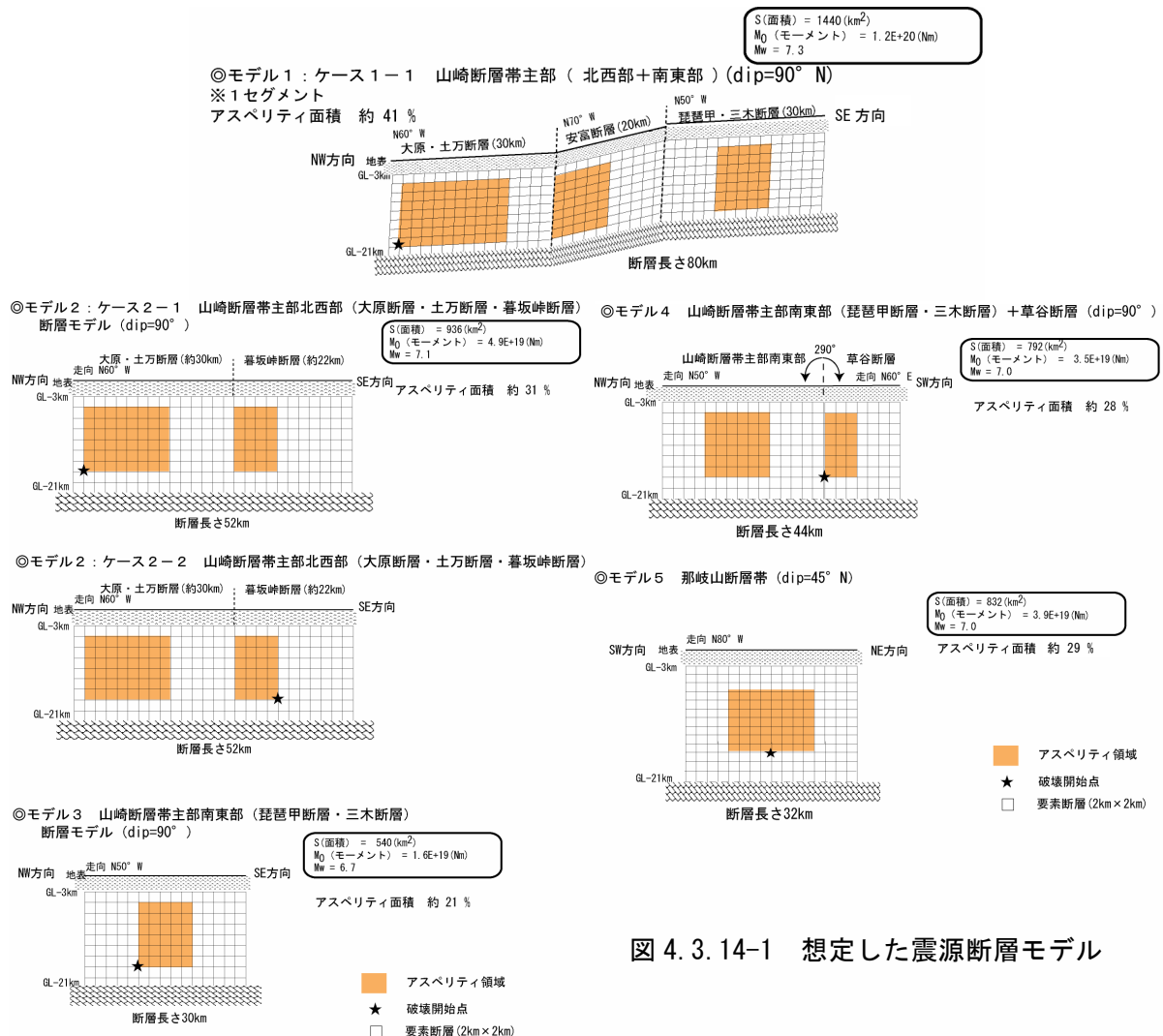


図 4.3.14-1 想定した震源断層モデル

とに強震動予測を行った。図 4.3.14-2 に、各モデルの震度分布図を示す。モデル 1 のケース 1-1 では、大原断層、土万断層、および山崎断層帯主部の南東部の震源断層近傍で、概ね震度 6 弱～震度 5 強と予測された。ただし、安富断層周辺では、断層近傍でも震度 5 強に留まっている。また、姫路市東部から三木市にかけて、および神戸市の沿岸地域でも震度 6 弱が予測された。モデル 2 のケース 2-1 は、ケース 1-1 とほぼ同様の傾向を示すが、山崎断層帯主部の南東部が含まれないため、同断層帯の周辺では、震度 5 強～震度 5 弱と予測された。ケース 2-2 では、震源断層周辺の震度分布についてはケース 2-1 との大きな差異は見られない。震源断層からやや離れた鳥取県西部の倉吉平野周辺では、ディレクティブティ効果と「深い地盤構造」、「浅い地盤構造」における地震波の増幅により、概ね震度 5 強～震度 5 弱、ごく一部で震度 6 弱が予測された。一方、神戸市の沿岸では、破壊進行方向と逆方向に位置するため、震度 5 弱～震度 4 に留まった。モデル 3 では、震源断層近傍において、概ね震度 6 弱が予測された。また、高砂市、加古川市等の一部の地域で震度 6 強以上、神戸市の沿岸地域でも震度 6 弱が予測された。モデル 4 では、震源断層近傍で概ね震度 6 弱、姫路市、高砂市、加古川市、加西市等の一部の地域で震度 6 強以上が予測された。モデル 3 で震度 6 弱が予測された神戸市の沿岸地域では、破壊進行方向と逆方向に位置しているため、概ね震度 5 強に留まった。モデル 5 では、アスペリティの直上、およびその南側で概ね震度 6 弱～震度 5 強が予測された。なお、これまでの他の地震での評価結果と比較すると、想定した地震規模に

比べて、震源断層周辺の震度がやや小さくなっている。これは、震源断層周辺の地盤が非常に固く、地震基盤と地表間での地震波の増幅が小さかったためである。

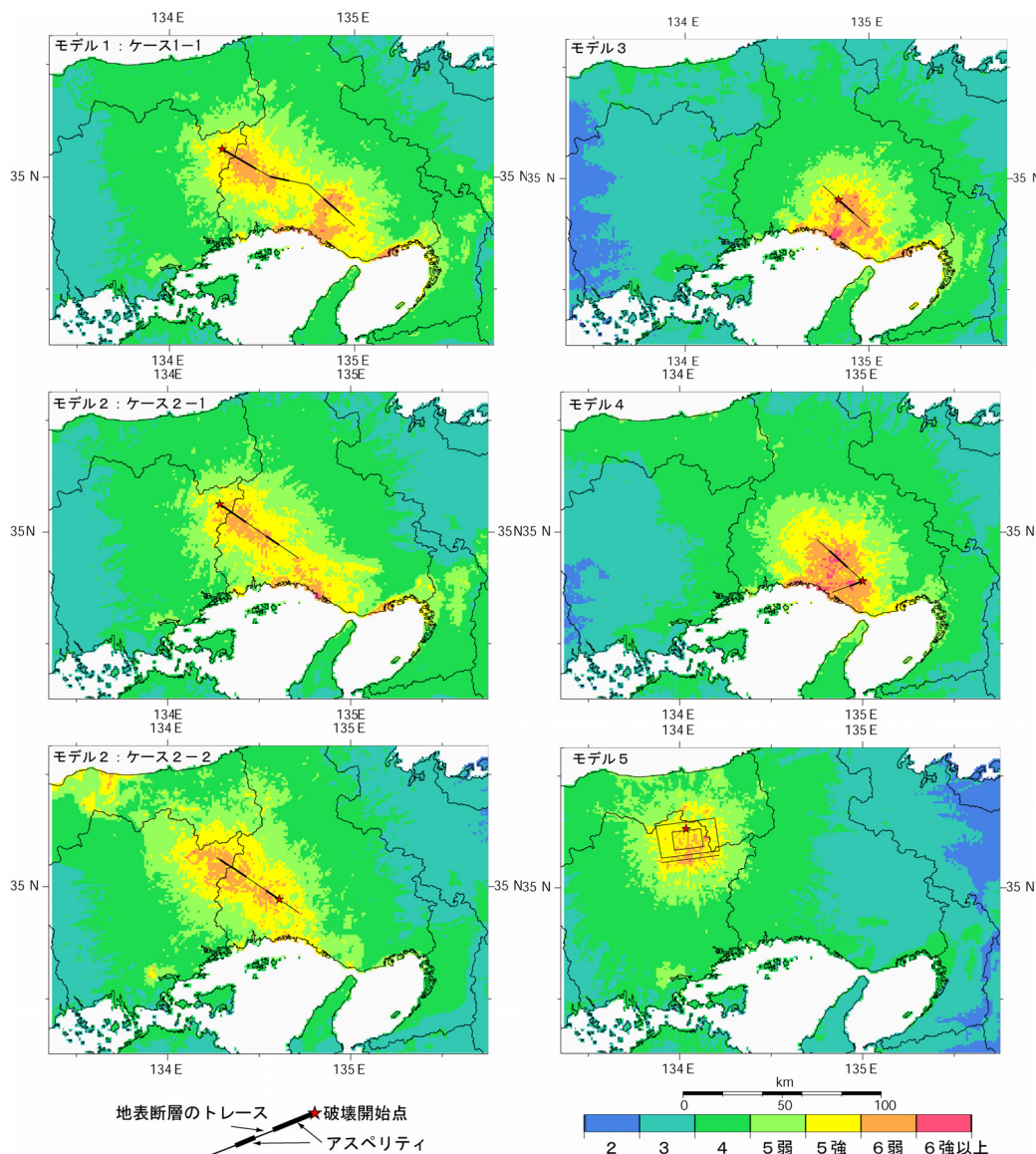


図 4.3.14-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.15 中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の地震を想定した強震動評価（概要）

(1) 想定する震源断層

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）は、「長期評価」（地震調査委員会, 2003a）によれば、過去の活動時期の違いから、5つの区間に分けられている。ここでの強震動評価はこれらのうちで最も東側にある金剛山地東縁から和泉山脈南縁にかけての区間を対象とした。

図4.3.15-1に示すように、大きな第1アスペリティを根来

（ねごろ）断層付近に、小さな第2アスペリティを第1アスペリティと断層の東端との中間にあたる五條谷断層付近に配置した。現状において破壊開始点の位置を特定するだけの情報が得られないため、破壊開始点を第1アスペリティの西下端とするケース1と第2アスペリティの東下端とするケース2を想定し、破壊開始点の違いによる強震動予測結果の違いを評価した。

(2) 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、評価範囲内の約1km四方のメッシュごとに「詳細法」により強震動予測を行った。図4.3.15-2にそれぞれのケースの震度分布を示す。いずれのケースも断層の地表トレースより北側の地域で強い揺れが予測されている。それぞれのアスペリティに近い泉南市や和泉市等を中心に震度6強以上の強い揺れが予測された。また、その北の堺市付近まで震度6弱、大阪市の大部分でも震度5強が予測されている。揺れは大阪湾沿岸で相対的に強く、神戸市の沿岸部でも震度5強が予測された。第1アスペリティの西下端から破壊するケース1では、アスペリティに近く破壊の進行方向に位置する和歌山市付近でも震度6強以上の揺れが予測された。これは、ディレクティブティ効果とともに、この地域が和泉層群からなる厚い堆積層（「深い地盤構造」）の影響によるやや長周期成分の増幅と和歌山平野を形成する表層の「浅い地盤構造」における短周期成分の増幅が重なる部分にあたっているためと考えられる。第2アスペリティの東下端から破壊するケース2では、破壊の進行方向に位置する断層の西側の淡路島南部でディレクティブティ効果により震度5強の揺れが予測された領域がケース1よりも広く分布する。また、破壊開始点を設定した第2アスペリティに近い河内長野市や富田林市などアスペリティの東側でも局所的ではあるが、震度6強以上が予測された。一方、ケース1で認められた和歌山市付近の震度6強の領域は、ほとんど震度6弱に留まっている。

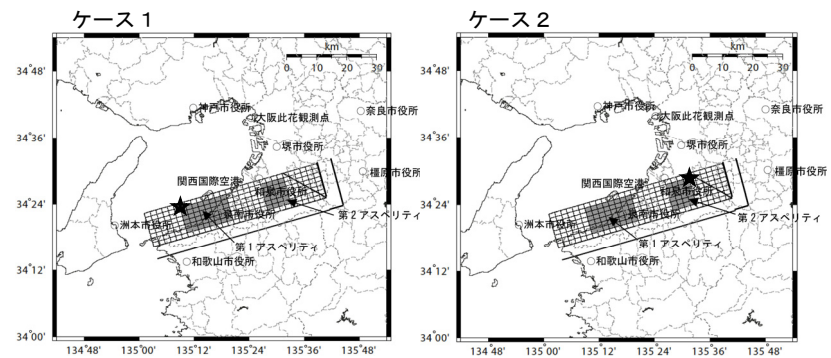


図4.3.15-1 想定した震源断層モデル
（★：破壊開始点、■アスペリティ）

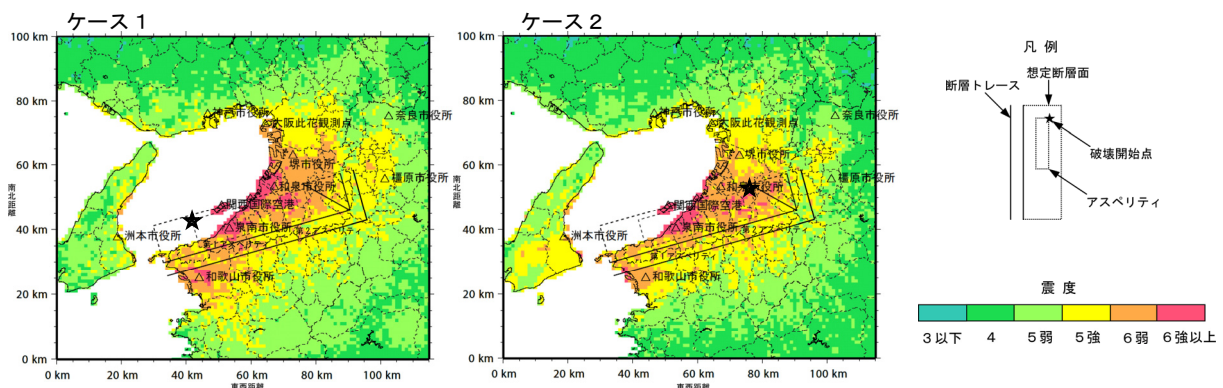


図4.3.15-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.16 日向灘の地震を想定した強震動評価（概要）

(1) 想定する震源断層

日向灘の地震を想定した強震動評価では、最新の活動である1968年日向灘地震（ $M7.5$ 、以下、ケース1という）と、1662年の日向灘の地震（ $M7.6$ 、以下、ケース2という）の2つのケースを想定した。震源断層パラメータの設定にあたっては、ケース1では、「長期評価」

（地震調査委員会，2004a）の他、八木ほか(1998)、Yagi and Kikuchi (2003)を参照し、アスペリティは震度分布と計算波形が観測記録と調和的となるように設定した。ケース2では、観測波形が無く、震源におけるすべり破壊過程の解析ができないため、「長期評価」（地震調査委員会，2004a）の他に、津波の波源域の情報と重力異常分布図を参考に震源断層の位置を決定し、その他のパラメータは、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法」（「レシピ」）に従って設定した。設定した震源断層モデルを図4.3.16-1に示す。

(2) 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1km四方の領域ごとに、統計的グリーン関数法と理論的手法（三次元有限差分法）によるハイブリッド合成法を用いて「詳細法」による強震動予測を行った。図4.3.16-2、図4.3.16-3に地表における震度分布を示す。ケース1（図4.3.16-2）では、高知県の沖ノ島周辺で震度6弱、震源断層に近い延岡市から宮崎市にかけての沿岸部と四国の南西端部で震度5強が予測された。ケース

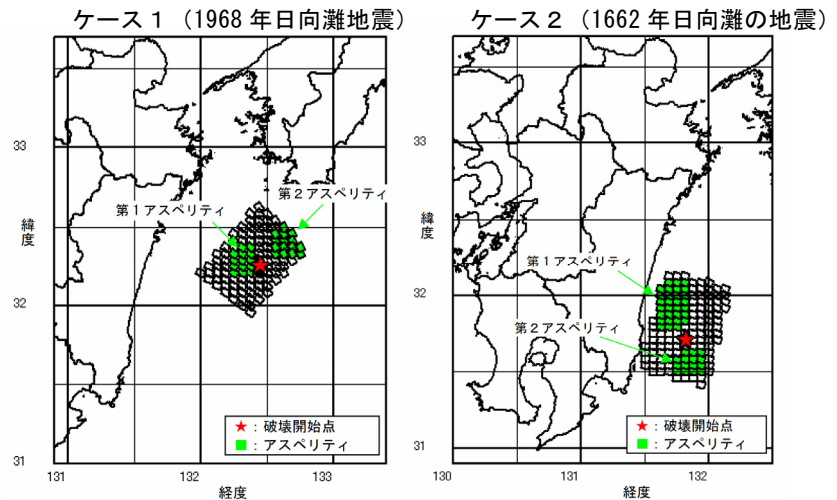


図4.3.16-1 想定した震源断層モデル
（★：破壊開始点、■アスペリティ）

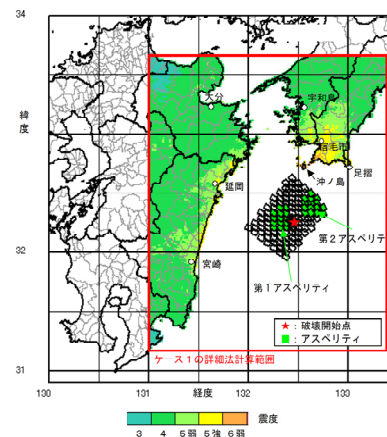


図4.3.16-2 詳細法によるケース1（1968年日向灘地震）の強震動予測結果：地表の震度分布

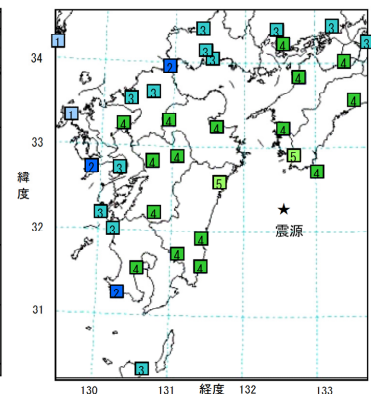


図4.3.16-4 1968年日向灘地震の震度分布図

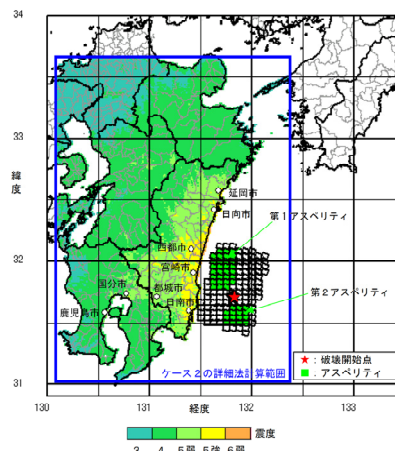


図4.3.16-3 詳細法によるケース2（1662年の日向灘地震）の強震動予測結果：地表の震度分布

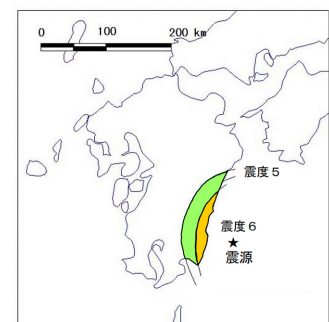


図4.3.16-5 1662年の日向灘地震の推定震度分布図（宇佐美，1996を一部修正）

2（図 4.3.16-3）では、第 1 アスペリティに近い宮崎平野の沿岸部で震度 6 弱が予測された。

(3) 強震動予測結果の検証

ケース 1 については、震度分布、時刻歴波形、及び距離減衰式の比較、ケース 2 については、震度分布と距離減衰式の比較を行った。ケース 1 について、図 4.3.16-4 に 1968 年日向灘地震の震度分布図を示す。これを図 4.3.16-2 と比較すると、震度 5、4 の地域と強震動予測結果とは概ね対応している。ただし、高知県の西端部では、強震動予測結果の方がやや大きめの震度となった。また、宮崎や細島等で得られた地表の観測波形と計算波形とを比較した。図 4.3.16-6 に細島観測点における加速度波形及び擬似速度応答スペクトルの比較を示す。ピークの周期やスペクトル全体の形状は、観測記録と調和的である。図 4.3.16-7 に宮崎地方気象台、延岡測候所、足摺分室、宇和島測候所、大分地方気象台における変位波形の比較を示す。宮崎、延岡、足摺、宇和島においては、振幅が小さい後続波の部分は再現できていないものの、主要動の部分については概ね調和的である。ケース 2 について、図 4.3.16-5 に 1662 年の日向灘の地震の推定震度分布図を示す。これを図 4.3.16-3 と比較すると、強震動予測結果の震度 6 弱～5 弱の領域は、推定震度分布図における震度 6、5 の領域と概ね対応している。

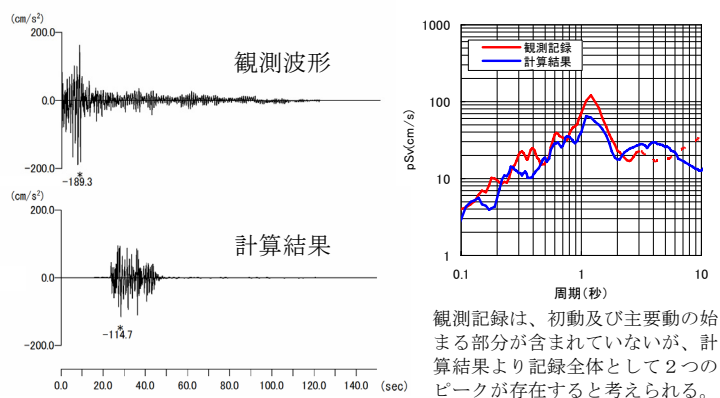


図 4.3.16-6 「詳細法」による計算結果と細島観測点で得られた観測記録の比較（加速度波形、及び減衰定数 5 % の擬似速度応答スペクトル、EW 成分、ケース 1）

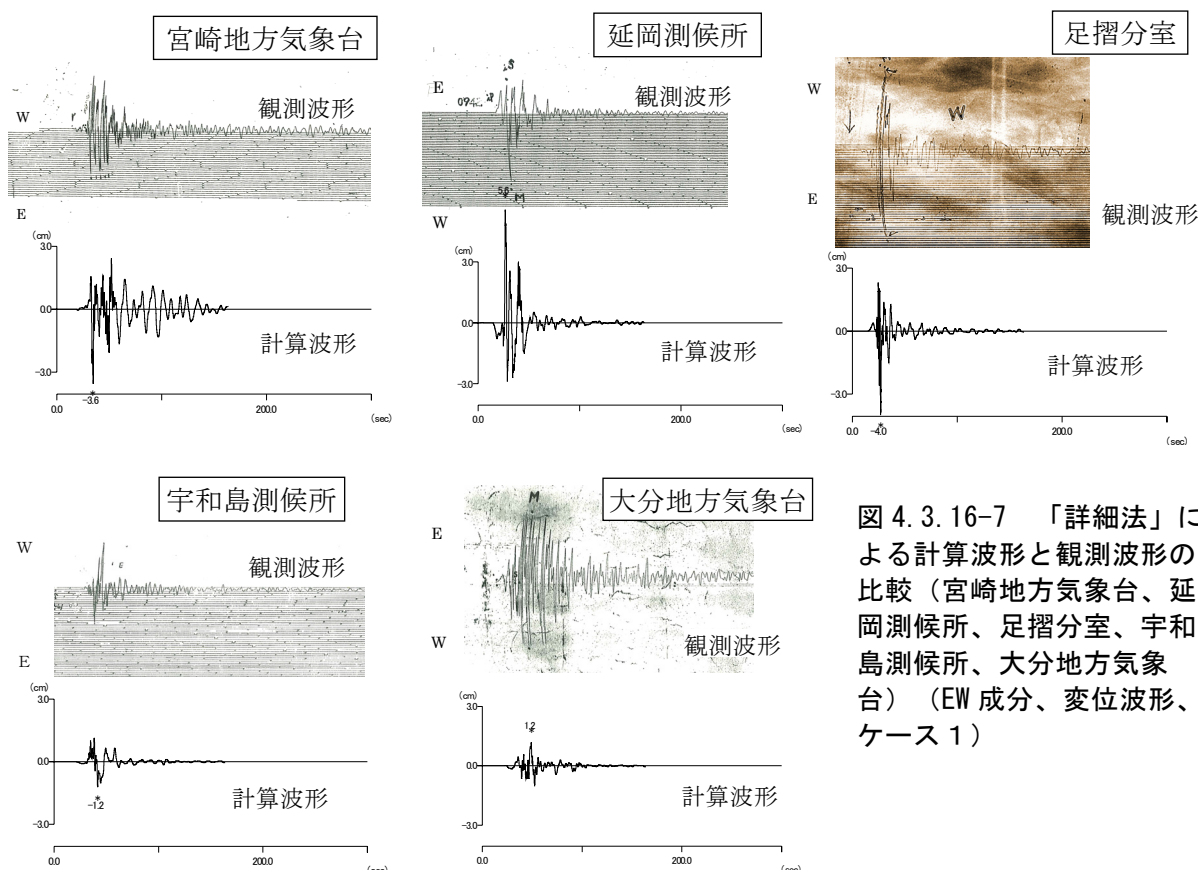


図 4.3.16-7 「詳細法」による計算波形と観測波形の比較（宮崎地方気象台、延岡測候所、足摺分室、宇和島測候所、大分地方気象台）（EW 成分、変位波形、ケース 1）