

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
強震動評価について平成 17 年 7 月 19 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、調査およ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 4 月 23 日）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、強震動評価部会を設け、同部会を中心に「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、強震動の予測手法として「詳細法」¹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ってきた。その成果は「全国を概観した地震動予測地図」報告書²において「震源断層を特定した地震動予測地図」として公表したところである。本委員会としては、引き続き強震動予測手法の高度化に向けた検討を行うこととして、今回、これまでの手法を基に中央構造線断層帯（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を取りまとめたので報告する。

今回行った「詳細法」によ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が、浅層地盤の影響評価については利用できる地盤情報データが限られていることから簡便な手法を用いた。また、地震動の計算に用いる地下構造モデルや微視的震源パラメータの精度良い推定には限界があることから、評価結果である地震動の数値は誤差を含んでいる。したがって、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、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。

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

² 地震調査委員会（2005）：「全国を概観した地震動予測地図」報告書（平成 17 年 3 月 23 日公表）

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

地震調査委員会では、中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）について、その位置および形態、過去と将来の活動等に関する評価結果を「中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）の長期評価について」（地震調査委員会，2003a；以下「長期評価」という）³としてまとめ、公表している。今回、この評価を踏まえ、同断層帯の地震を想定した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

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）は、近畿地方の金剛山地の東縁から、和泉山脈の南縁、淡路島南部の海域を経て、四国北部を東西に横断し、伊予灘に達する長大な断層帯である。「長期評価」によれば、過去の活動時期の違いから、この断層帯は、5つの区間に分けられている。今回の強震動評価では、このうち最も東側の区間で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にした（**図 1** 参照）。

対象区間の地表トレースは、金剛山地の東縁に沿う香芝市から五條市にかけてほぼ南北に延び、五條市付近でほぼ直角に屈曲し、和泉山脈の南縁に沿って西南西方向に延びる。屈曲点の北側の延長は 12km、西側は 60km であり、「長期評価」では、和泉山脈南縁の断層では断層の北側が南側に対して相対的に東側にずれる右横ずれで、金剛山地東縁ではこのずれの動きに伴い西側が相対的に隆起する逆断層と評価されている。この断層が活動した場合の地震の規模は、マグニチュード 8.0 程度で、地震発生率の長期確率には幅がある⁴が、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⁵グループに属する。

本報告では、「長期評価」で明らかな変位が認められている根来（ねごろ）断層付近に大きなアスペリティ⁶（第 1 アスペリティ）を設定した。さらに、第 1 アスペリティと断層の東端との中間の五條谷断層付近に小さなアスペリティ（第 2 アスペリティ）を想定し、合わせて東西 2 つのアスペリティを配置した。また、震源断層モデルの傾斜角は、「長期評価」の形状評価の幅の範囲内で、西に傾斜する金剛山地東縁部の断層の北端の下端が北に傾斜する和泉山脈南縁の断層モデルの下端と一致するように設定した（**図 2 - 1** 参照）。

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てい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

³ 地震調査委員会(2003a)：中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）の評価（平成 15 年 2 月 12 日公表）

⁴ 今後 30 年間に地震が発生する確率がほぼ 0%~5%

⁵ 「長期評価」では 3%以上を「高い」、0.1%以上 3%未満を「やや高い」と表記している。

⁶ 震源断層面の中で特に強い地震波が発生する領域（すべり量や応力降下量が大きい領域）。

るケース2を設定し、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。

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

2 用いた地下構造モデル

一般的に、地震波は、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⁷から上の工学的基盤⁸までの地下構造（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までの地下構造（以下「浅い地盤構造」という）のごく地域的な影響により増幅される。このため、中央構造線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上部マントルから工学的基盤までの三次元地下構造モデルを作成した。

「深い地盤構造」のモデルの作成にあたっては、各種物理探査結果、ボーリング調査および物理検層の結果、地質資料等の情報の収集・整理を行い、地質断面図から地質構造（地層の三次元分布）モデルの補完修正を行った。「深い地盤構造」の上面は、ボーリング調査結果で得られたN値50以上の深さ分布を参考にモデルを作成した（図3-1参照）。これらを基に地域ごとに地質構造と速度構造の対比を行った上で評価範囲全体の三次元地下構造モデルを作成した。この結果を見ると、地震基盤は、大阪湾中央西側を中心とした領域や大阪平野北部で深くなっており、その南側で一旦浅くなるが、和泉山脈の直下で中央構造線に沿って深くなっている（図3-2、図4参照）。なお、地表に「深い地盤構造」（工学的基盤より固い）に相当する地層が露出している山地丘陵部については、地表からの深さに応じた風化を想定した速度層区分を行った。

一方、工学的基盤（ $V_p=1.6\text{km/s}$ 、 $V_s=350\text{m/s}$ ）より上の「浅い地盤構造」のモデルについては、地盤調査データが少ない上に偏在していることから速度構造モデルを作成せず、地形分類データに基づいて経験的に算定される最大速度の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を図5に示した。評価範囲内では、大阪平野北部、大阪湾沿岸、兵庫県南西部沿岸、奈良盆地、和歌山平野において周囲に比べて相対的に増幅率が高い傾向が認められる。

3 予想される強震動

設定した震源断層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。なお、計測震度は、経験式に

⁷ S波速度 $V_s=3\text{km/s}$ 程度の堅固な岩盤。今回の評価範囲では $V_s=3.1\text{km/s}$ 層の上面に相当する。

⁸ 建築や土木等の工学分野で構造物を設計するときに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、 $300\text{m/s}\sim 700\text{m/s}$ 程度である。今回の評価範囲では $V_s=350\text{m/s}$ 層の上面に相当する。

よる簡便な方法を用いて計算している。図6-1, 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⁹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（図6-1参照）。

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6-2参照）。

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)¹⁰と比較した（図7参照）。なお、震源断層モデル近傍は、和泉山脈や金剛山地に近接し、工学的基盤相当以上の速度層が地表に現われているため、三次元地下構造モデルの2層目の速度層 ($V_s=550\text{m/s}$) 上面の最大速度値に基づいて換算表示している。強震動予測結果は、全体的に距離減衰式と概ね良い対応を示している。

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）¹¹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）¹²を行っており、それぞれの評価結果で震度分布や観測記録を説明できることが確認されている。

⁹ 断層破壊がS波の伝播速度に近い速度で伝播することにより、破壊の進行方向では地震波が重なり合い、結果としてその振幅が大きくなる（パルスが鋭くなる）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。

¹⁰ 司宏俊・翠川三郎（1999）：断層タイプおよ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,P63-70.

¹¹ 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.

¹² 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（平成14年10月31日公表）

4 今後に向けて

本断層帯における強震動評価では、震源断層モデルにおいて破壊開始点の位置を特定するだけの情報がなかったため、破壊開始点の位置を変えた2つのケースを仮定して強震動予測を行い、その違いを検討した。また、第2アスペリティは、第1アスペリティと断層の東端との中間に想定した。これまでの予測手法では、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示されている（地震調査委員会、2003b¹³、2003c¹⁴、2004¹⁵）。このため、現状において確定的に取り扱えない震源断層パラメータの設定に対しては、パラメータの違いによる強震動予測結果のばらつきの大きさを把握しておくことが強震動評価を行う上で非常に重要である。本断層帯においても、今後活断層の調査研究により、想定した震源断層パラメータを絞り込める可能性がある。

本地域に限らず、これまでの調査資料や地下構造探査等に基づき作成された三次元地下構造モデルを微動探査等の結果や評価領域及びその周辺で発生した多くの中小地震や遠方で発生した大地震等の観測記録が説明できるように修正することにより、強震動予測の精度の向上が期待できる。

さらに、本評価では、地表の震度を計算する際に簡便な手法を用いて「浅い地盤構造」の増幅特性を推定しているが、大阪湾岸の埋立地などでは、「浅い地盤構造」の地盤構成によっては強い揺れに伴い、液状化などの非線形挙動¹⁶が予想される。このような地域に対して、より精度の高い強震動評価を行うためには、「浅い地盤構造」のモデル化に加えて、非線形挙動を考慮した予測手法を検討する必要がある。

¹³ 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）

¹⁴ 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）

¹⁵ 地震調査委員会（2004）：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）

¹⁶ 本評価では、工学的基盤における理論波形については、地震波が地中を伝播するとき、地盤が力に比例した変形を受ける（線形関係）と仮定して計算している。しかし、「深い地盤構造」に比べて「浅い地盤構造」では、地表付近に存在する軟弱な地盤において、応力と変形との間に線形関係が成立しない挙動を示しやすい。このような挙動を非線形挙動と呼んでいる。

表1 中央構造線（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）断層帯の
特性化震源モデルのパラメータ

震源特性	パラメータ設定方法	特性化震源モデルのパラメータ				
		金剛山地東縁部分	和泉山脈南縁部分			
断層位置北端	「長期評価」の断層分布から	N34° 31'19" E135° 38'42"	N34° 25'10" E135° 40'50"			
断層位置南端	「長期評価」の断層分布から	N34° 25'10" E135° 40'50"	N34° 16'14" E135° 3'14"			
走向 θ	「長期評価」の断層分布から	N16° W	N74° E			
傾斜 δ	「長期評価」の情報と下端の位置から	43°	43°			
すべり角 λ	「長期評価」に基づく	90°	180°			
断層上端部長さ L	「長期評価」の断層分布から	12km	60km			
断層幅 W	堆積層厚と気象庁による微小地震の発生分布から	16.1km	16.1km			
断層面積 S_i	レスピ1-1(b) $S_i=LW$ (重なる部分を除いた)	95.0km ²	871.0km ²			
断層総面積 S	$S=\sum s_i$		966.0km ²			
断層上端深さ H_s	地下構造の堆積層厚を考慮		4.0km			
断層下端深さ H_d	気象庁による微小地震の発生分布より		15.0km			
地震モーメント M_0	レスピ(3)式より導出 $S=4.24 \times 10^{-11} M_0^{1/2}$		$5.19 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}$			
モーメントマグニチュード M_w	$\log M_0=1.5M_w+9.1$ (金森)より		7.1			
静的応力降下量 $\Delta\sigma$	$\Delta\sigma=7/16 \cdot M_0/(S/\pi)^{3/2}$		4.2 MPa			
剛性率 μ	$\mu=\rho V_s^2$		$3.12 \times 10^{10} \text{N}/\text{m}^2$			
平均すべり量 D	レスピ(5)式より導出 $M_0=\mu \cdot D \cdot S$		172.2cm			
短周期レベル A	レスピ(8)式 $A=2.46 \times 10^{11} M_0^{1/3}$		$1.98 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$			
巨視的震源特性	全アスベリティ	総面積 S_a	$S_a=\pi r^2$ レスピ(7)式 $r=(7\pi/4) \times M_0/(A \cdot R) \cdot \beta^2$	—	283.5km ²	
	平均すべり量 D_a	レスピ(10)式 $D_a=D \times 2$	—	—	344.4cm	
	地震モーメント M_{oa}	レスピ(5)式より導出 $M_{oa}=\mu \cdot D_a \cdot S_a$	—	—	$3.05 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}$	
	静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$	レスピ(15-2)式より導出 $\Delta\sigma_a=(7/16) \times M_0/(r^2 \cdot R)$	—	—	14.4MPa	
	第1アスベリティ	面積 S_{a1}	石井ほか(2000)を参照 $S_{a1}:S_{a2}=2:1$	—	—	189.0km ²
		平均すべり量 D_{a1}	レスピ(14)式 $D_{a1}=(\gamma_1/\sum \gamma_i^2) \cdot D_a$	—	—	381.6cm
		地震モーメント M_{oa1}	$M_{oa1}=\mu \cdot D_{a1} \cdot S_{a1}$	—	—	$2.25 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}$
		実効応力 σ_{a1}	$\sigma_{a1} \doteq \Delta\sigma_a$	—	—	14.4MPa
	第2アスベリティ	面積 S_{a2}	石井ほか(2000)を参照 $S_{a1}:S_{a2}=2:1$	—	—	94.5km ²
		平均すべり量 D_{a2}	レスピ(14)式 $D_{a2}=(\gamma_2/\sum \gamma_i^2) \cdot D_a$	—	—	270.0cm
		地震モーメント M_{oa2}	$M_{oa2}=\mu \cdot D_{a2} \cdot S_{a2}$	—	—	$7.96 \times 10^{18} \text{N}\cdot\text{m}$
		実効応力 σ_{a2}	$\sigma_{a2} \doteq \Delta\sigma_a$	—	—	14.4MPa
青森領域	面積 S_b	$S_b=S-S_a$	—	—	882.5km ²	
	平均すべり量 D_b	レスピ(13)式 $D_b=M_{ob}/(\mu \cdot S_b)$	—	—	100.7cm	
	地震モーメント M_{ob}	レスピ(12)式 $M_{ob}=M_0-M_{oa}$	—	—	$2.14 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}$	
	実効応力 σ_b	レスピ(18)式 $\sigma_b=(D_b/W_b) \times (\pi^{1/2}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^2 \cdot \sigma_a$	—	—	3.2MPa	
その他の震源特性	破壊開始点	レスピ1(3)(b)	—	—	ケース1:第1アスベリティ西下端 ケース2:第2アスベリティ東下端	
	破壊伝播形式	レスピ1(3)(c)	—	—	概ね同心円状	
	S波速度	Ludwig et al.(1970)より	—	—	3.4km/s	
	破壊伝播速度	レスピ(23)式 $V_r=0.72V_s$	—	—	2.4km/s	

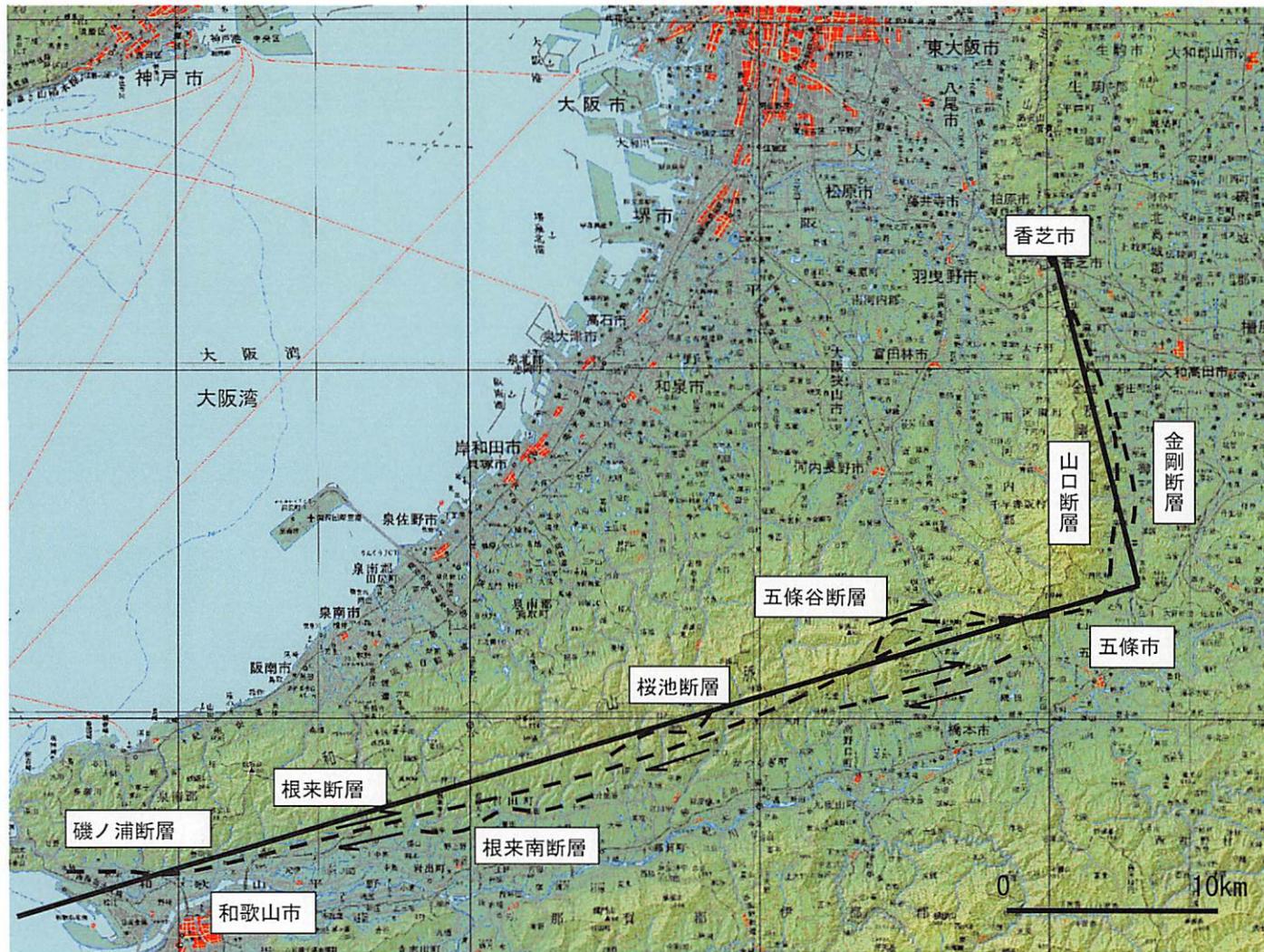


図1 中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の活断層位置図（破線）と強震動評価に用いた震源断層モデルの地表トレース（実線）（地震調査委員会（2003a）に加筆）

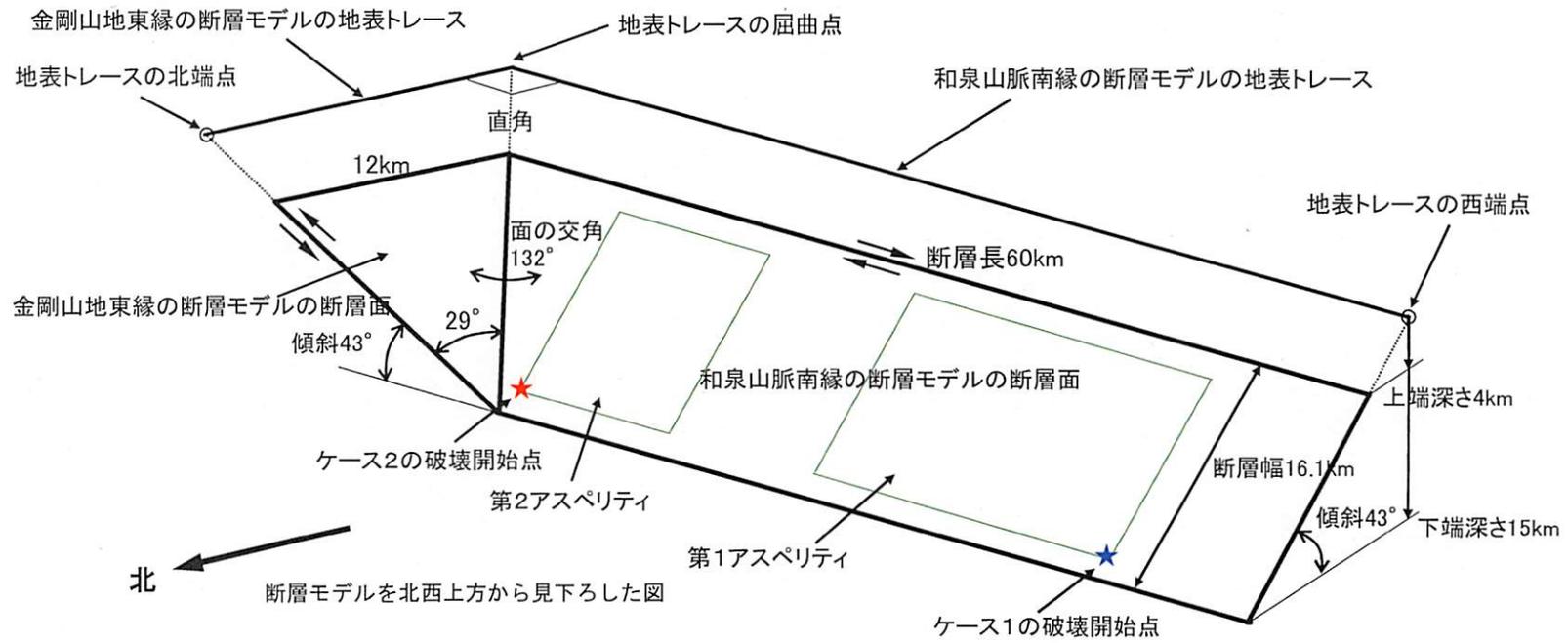


図 2 - 1 震源断層モデル解説図

図4の断面位置

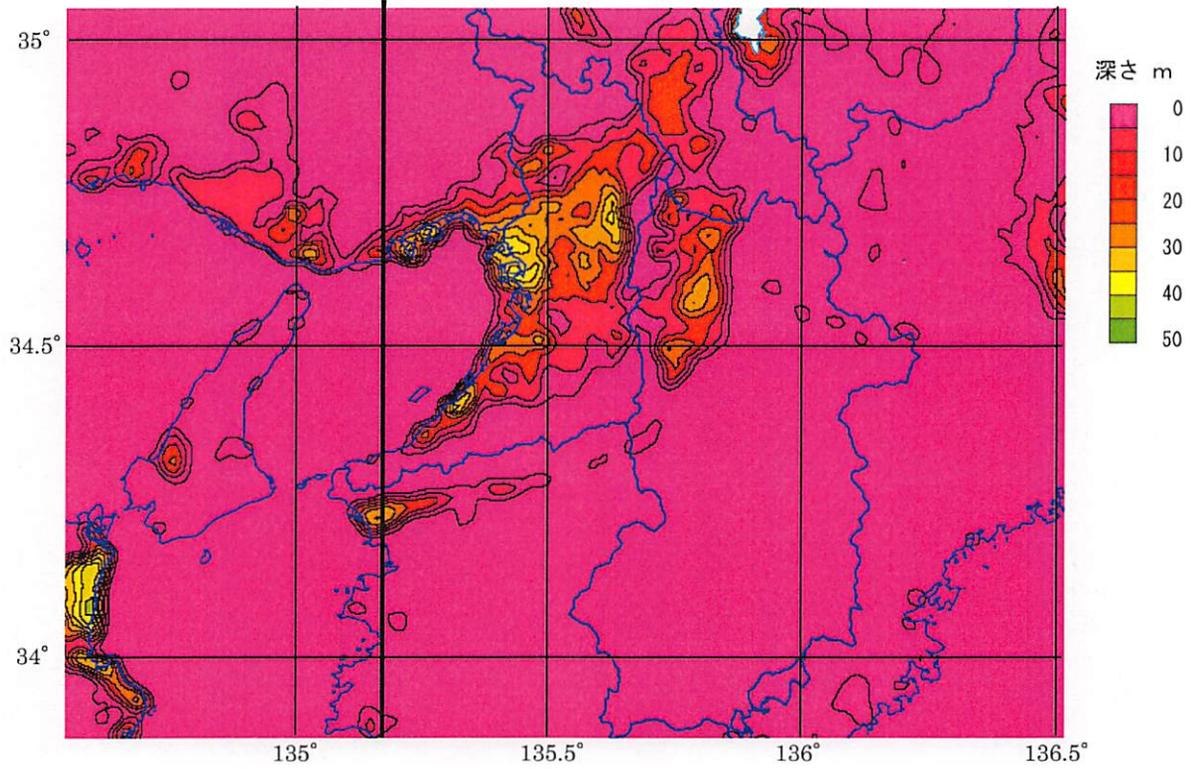


図3-1 詳細法工学的基盤の形状（「浅い地盤構造」の基底面モデル：N値50以上の深さ）

図4の断面位置

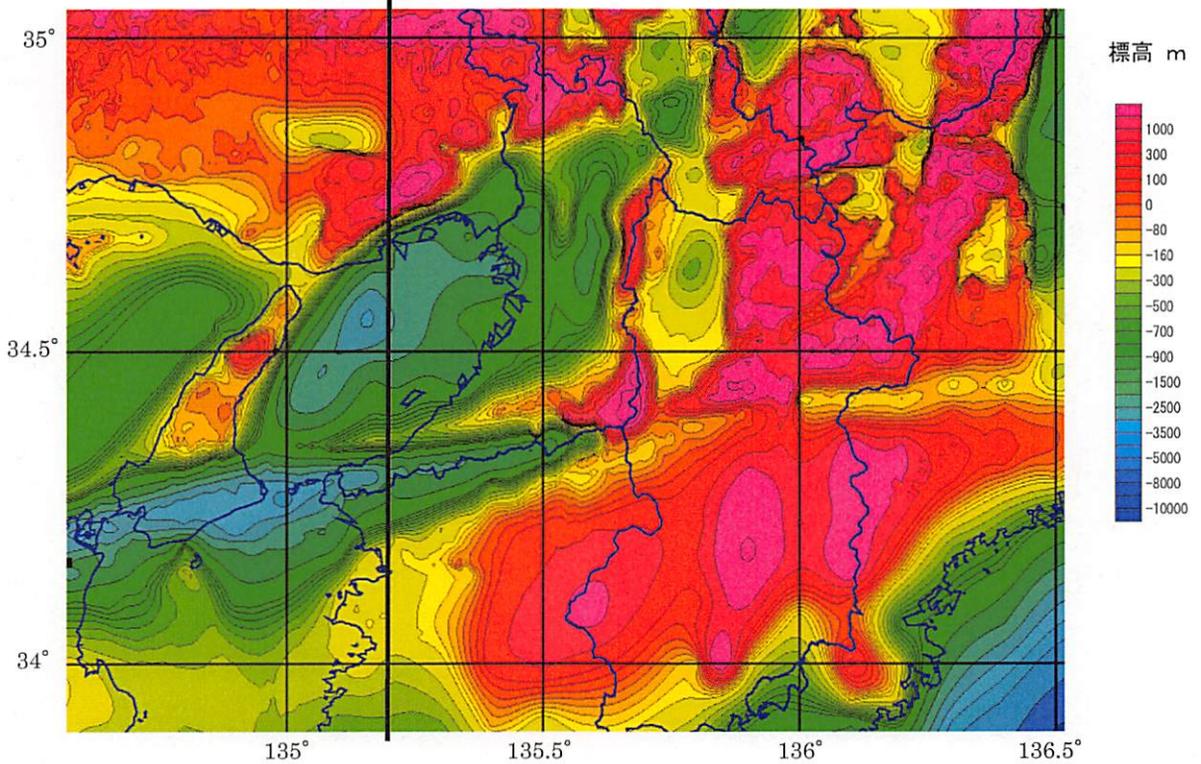
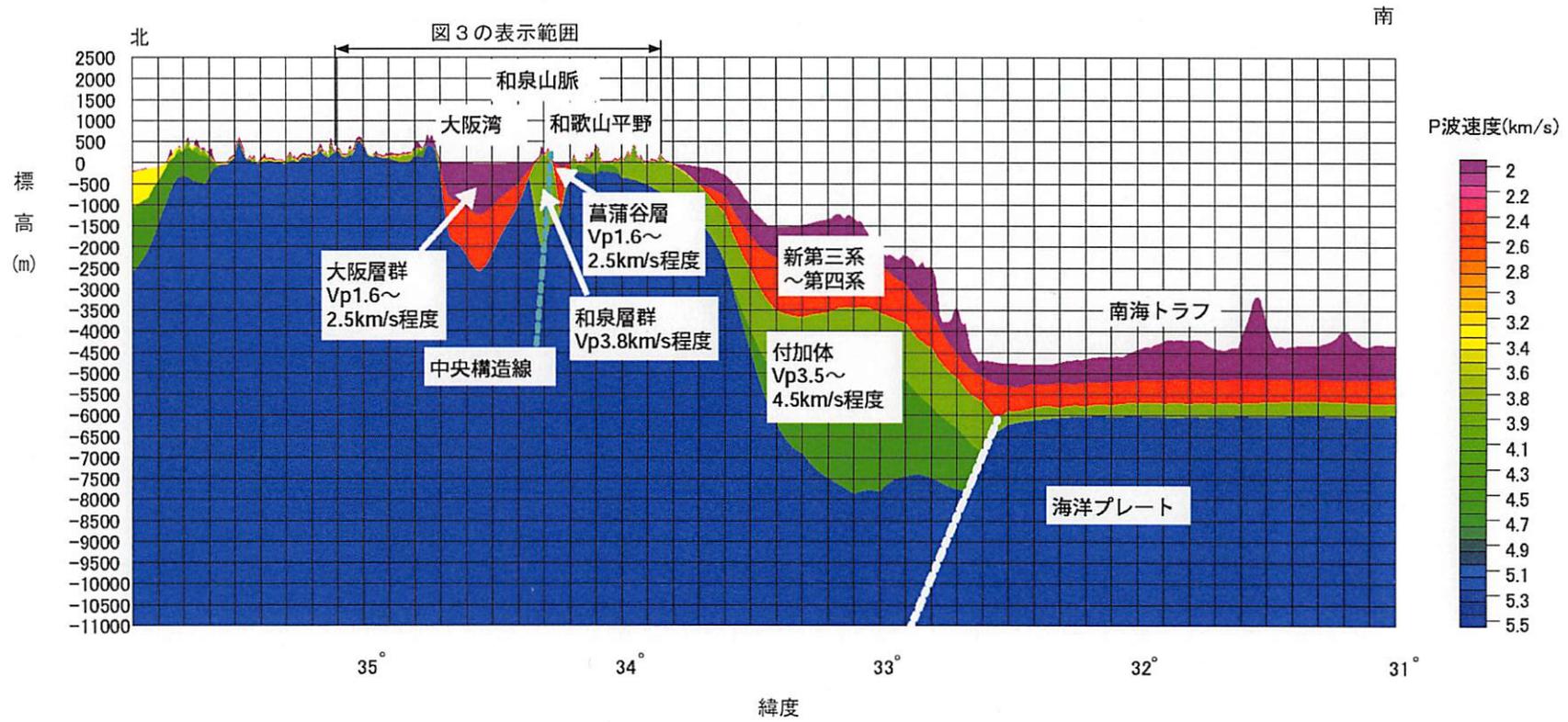
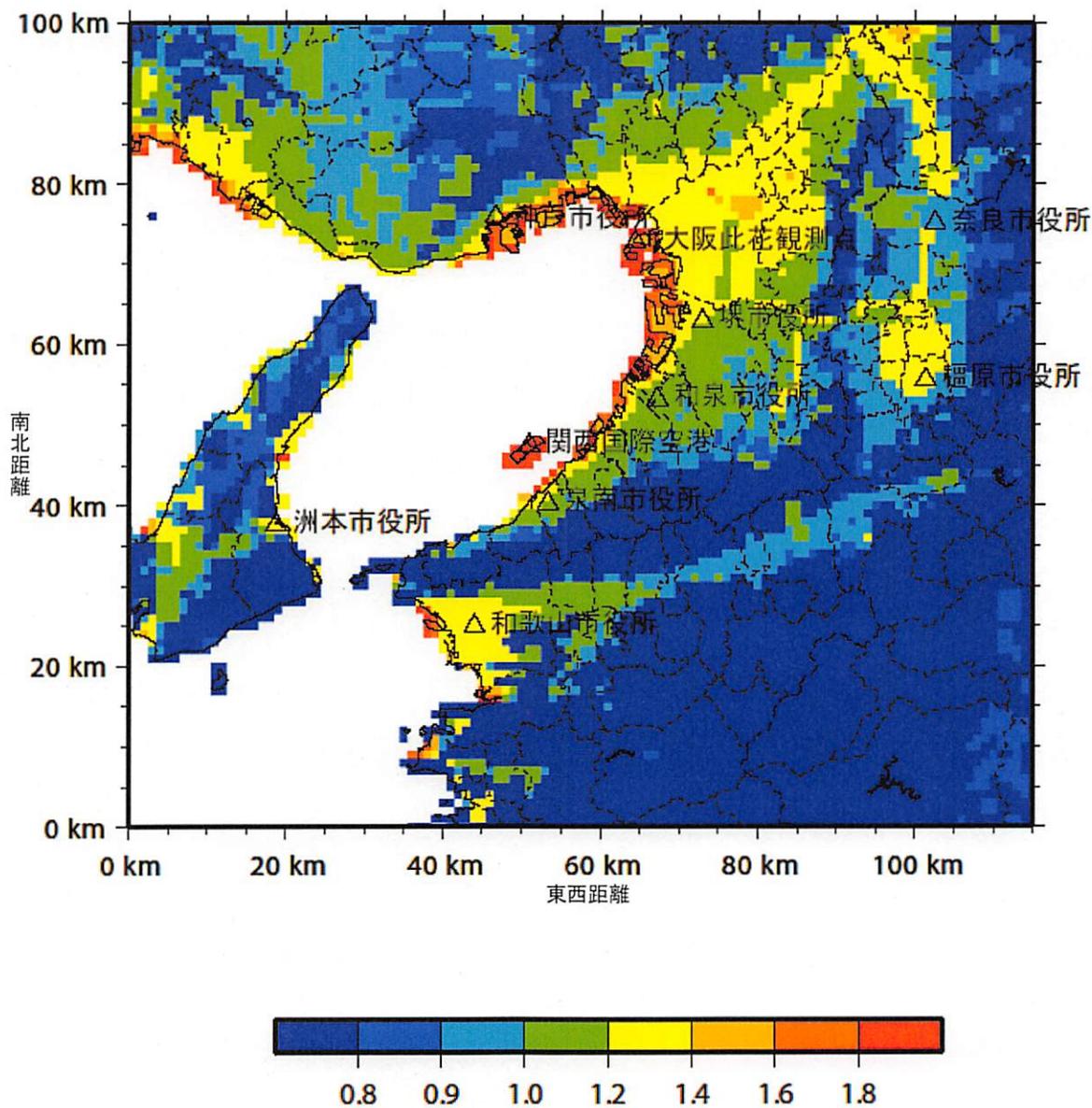


図3-2 地震基盤の形状（「深い地盤構造」の基底面モデル： $V_p=5.2\text{km/s}$ 層上面標高）



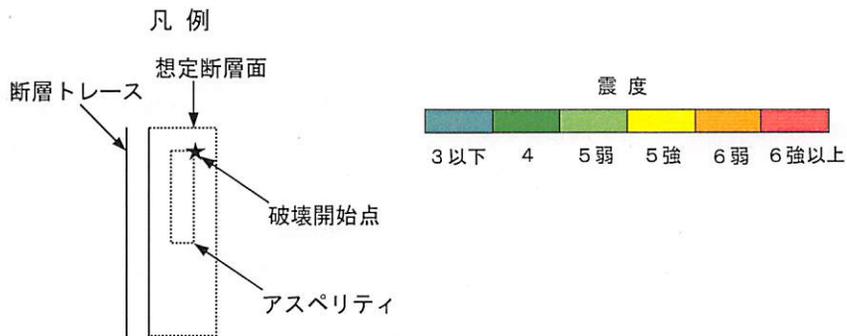
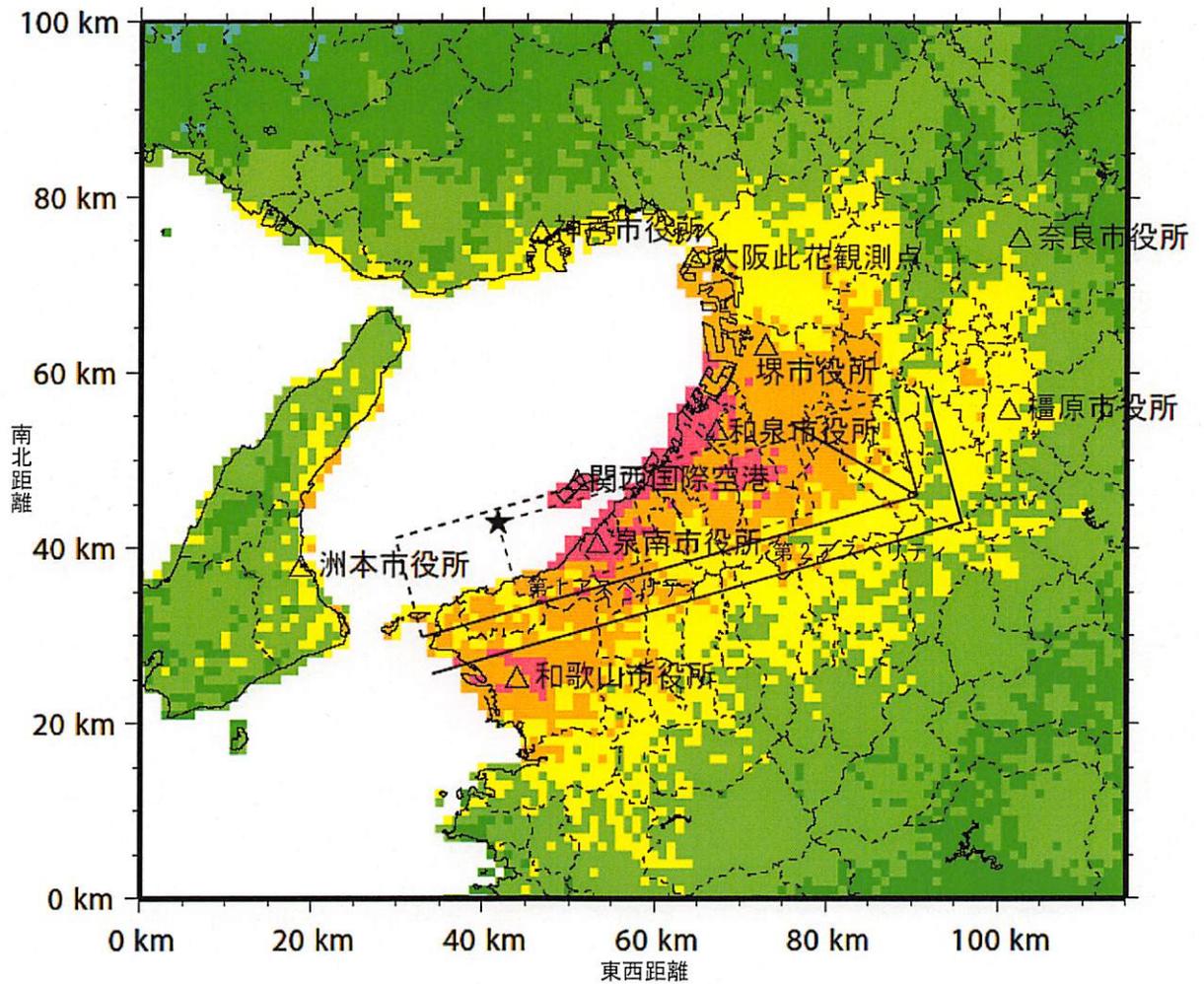
東経 135.2 度線上の断面 位置は図3 参照

図4 速度構造断面図



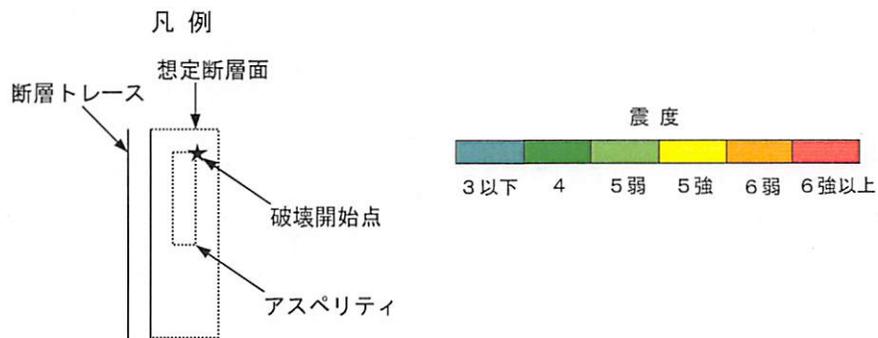
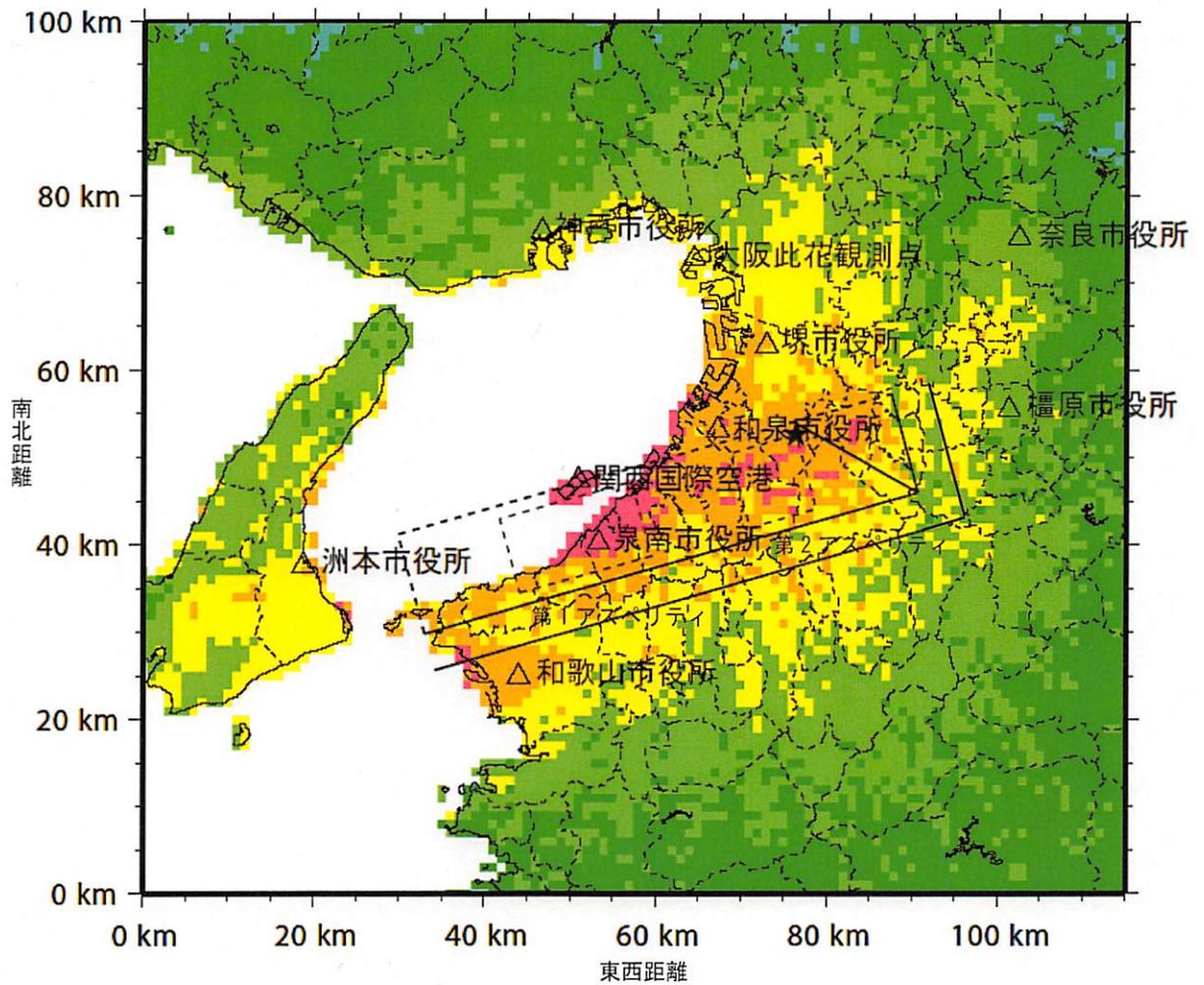
「浅い地盤構造」での最大速度の増幅率

図5 「浅い地盤構造」(詳細法工学的基盤 ($V_s=350\text{m/s}$ 相当) から地表まで) での最大速度の増幅率の分布図



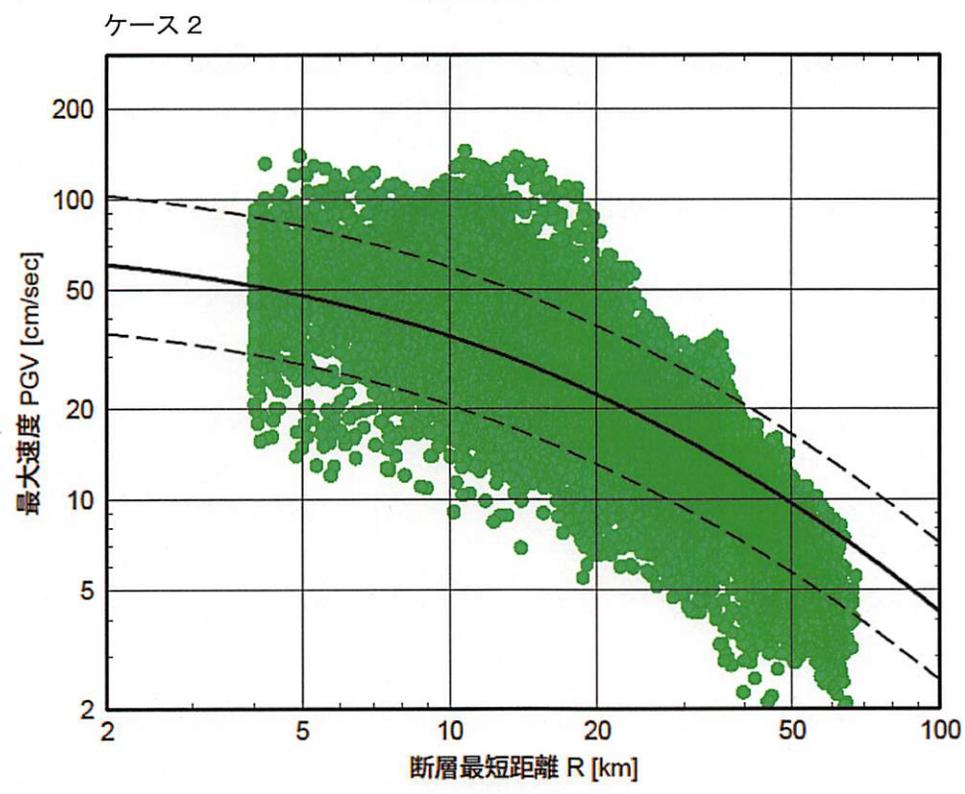
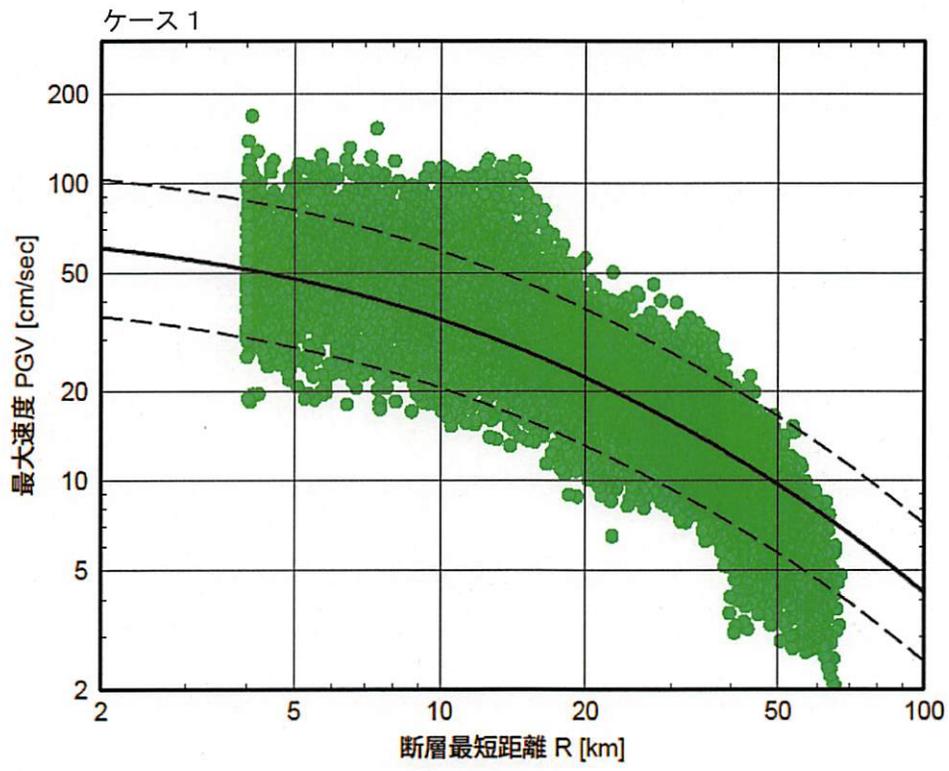
※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。上の図は、震度分布の広がりをご概観するためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

図6-1 「詳細法」による強震動評価結果：震度分布図（ケース1）



※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。上の図は、震度分布の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6-2 「詳細法」による強震動評価結果：震度分布図（ケース2）



● 詳細法による工学的基盤上面の速度最大値 ($V_s = 600 \text{ m/s}$ へ補正)
 — 司・翠川 (1999) $M_w = 7.1$ ($V_s = 600 \text{ m/s}$ 相当)

図 7 「詳細法工学的基盤」($V_s = 550 \text{ m/s}$) 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 (ケース 1, 2)

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

(説明)

1. 強震動評価の概要.....	1
1.1 評価全体の流れ.....	1
1.2 評価地点.....	1
1.3 評価項目.....	2
2. 震源特性（特性化震源モデル）の設定.....	2
2.1 巨視的震源特性.....	2
2.2 微視的震源特性.....	3
2.3 その他の震源特性.....	4
2.4 「詳細法」に用いる震源断層モデル.....	5
3. 地下構造モデルの設定.....	5
3.1 上部マントルから地震基盤までの「大構造」.....	5
3.2 「深い地盤構造」の設定.....	5
3.3 「浅い地盤構造」の設定.....	6
4. 強震動計算方法.....	7
4.1 「詳細法」の計算手法.....	7
4.2 「簡便法」の計算手法.....	8
4.3 それぞれの手法の特徴.....	8
5. 強震動予測結果とその検証.....	9
5.1 「詳細法」による強震動予測結果.....	9
5.2 「簡便法」による強震動予測結果.....	11
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.....	11
6. 問題点と今後の課題.....	12
6.1 問題点.....	12
6.2 今後の課題.....	12
参考文献（アルファベット順）.....	14

1. 強震動評価の概要

1.1 評価全体の流れ

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全体の流れを以下に示す。図8にはその作業内容をフローチャートにして示した。

- ① 地震調査委員会による「中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）の長期評価について」（地震調査委員会，2003a；以下「長期評価」という）¹で示された中央構造線断層帯のうち、金剛山地東縁－和泉山脈南縁区間について、金剛山地東縁の断層と和泉山脈南縁の断層が同時に活動する1つの地震の震源断層モデルを想定した（図1参照）。
- ② ①の巨視的震源特性と過去の活動履歴や平均的なずれの量の分布などから微視的震源特性を評価して特性化震源モデル²を設定した（図9参照）。断層幅に対して断層の長さが3倍以上と長く断層面積が大きいことから、大小2つのアスペリティを設定した。そのうち長期評価で明らかに変位が確認されている根来（ねごろ）断層付近に大きなアスペリティを設定し、このアスペリティと断層東端との中間付近に小さいアスペリティを設定した。また、破壊開始点に関する情報が十分に得られなかったため、それぞれのアスペリティの端部を破壊開始点とする2通りのケースを想定した。
- ③ 大阪湾から大阪平野、和歌山平野、奈良盆地を含む「深い地盤構造」（3章参照）の三次元地下構造モデルを既存の物理探査結果、ボーリング調査結果等より作成した。工学的基盤³より上の「浅い地盤構造」（3章参照）の地下構造モデルは、国土数値情報の地形分類データ（国土地理院，1987）を基に最大速度の増幅率の分布として反映させた。
- ④ ②で作成された特性化震源モデルと③で作成された三次元地下構造モデルを基に震源断層周辺の領域において、約1km四方のメッシュごとに「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）を用いた強震動評価も行った。

次章以降、上記の評価作業内容について説明するが、強震動評価の構成要素である「震源特性の設定」、「地下構造モデルの設定」、「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「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「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

本評価における評価地点は、次に示す強震動評価範囲の中にある約1km四方のメッシュの中心とした（図9参照）。「詳細法」及び「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」による評価範囲

次の4地点を四隅とする矩形範囲

北西端 北緯 34° 54' ， 東経 134° 42'

¹ 地震調査委員会(2003a)：中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）の評価（平成15年2月12日公表）

² 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」という。特性化震源モデルは、活断層においては震源断層の形態・規模を示す巨視的震源特性、断層の不均質性を示す微視的震源特性及び、破壊過程を示すその他の震源特性を考慮した震源断層モデルである。「特性化」はSomerville *et al.* (1999)のcharacterizationの訳語に由来する。

³ 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、構造物等の種類や地盤の構造など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。今回の評価範囲では $V_s=350\text{m/s}$ 層の上面に相当する。

南西端 北緯 34° 0′ , 東経 134° 42′
南東端 北緯 34° 0′ , 東経 135° 57′
北東端 北緯 34° 54′ , 東経 135° 57′
東西幅 115km
南北幅 100km

「簡便法」による評価範囲

北緯 33° 30′ ~ 35° 30′
東経 134° 0′ ~ 136° 30′

1.3 評価項目

本評価における強震動の評価項目は、「詳細法」、「簡便法」それぞれ以下のとおりである。

「詳細法」

- ・「詳細法工学的基盤」（3章参照）上面の時刻歴波形（計算有効周期範囲：0.1～10秒）（2ケース）
- ・「詳細法工学的基盤」上面の最大速度分布（2ケース）
- ・地表の最大速度分布（2ケース）
- ・震度分布（2ケース）

「簡便法」

- ・震度分布

本評価では、「詳細法工学的基盤」上面において計算された波形のうち、**図9**にその位置を示す奈良市役所（奈良県）、橿原市役所（奈良県）、大阪市此花（このはな）KiK-net観測点（大阪府）、堺市役所（大阪府）、関西国際空港（大阪府）、和泉市役所（大阪府）、泉南市役所（大阪府）、和歌山市役所（和歌山県）、神戸市役所（兵庫県）、洲本市役所（兵庫県）の含まれる計算領域（約1km四方のメッシュ）の10評価地点について時刻歴波形及び減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルを例として示した。

2. 震源特性（特性化震源モデル）の設定

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）は、近畿地方の金剛山地の北端から、和泉山脈の南縁、淡路島南部の海域を経て、四国北部を東西に横断し、伊予灘に達する長大な断層帯である。「長期評価」によれば、過去の活動時期の違いから、この断層帯は5つの区間に分けられている。今回の強震動評価では、このうち最も東側の区間とな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にした（**図1**参照）。

この区間は、過去の断層活動から、2005年1月1日を起点とする今後30年以内の地震発生確率が、ほぼ0～5%で、その最大値をとると、我が国の主な活断層の中では、地震が発生する可能性が高いグループに属する。本評価では、右横ずれの和泉山脈南縁の断層とこれと走向が直交する金剛山地東縁の逆断層が一体として活動するとし、その破壊開始点の位置を変えた2つのケースの特性化震源モデルを想定した。表1に両ケースの震源断層パラメータを示す。また、**図10**に活断層で発生する地震の震源特性設定の流れを示す。

2.1 巨視的震源特性

(1) 震源断層モデルの位置・形状

震源断層モデルの位置は、「長期評価」による活断層位置図を参照し、活断層分布に沿うように位置（長さと走向）を設定した（**図1**参照）。具体的には、金剛山地東縁の断層から和泉山脈南縁の断層につながる部分で地表トレースが直角に屈曲した形状としてモデル化し、金剛山地東縁の断

層を12km、和泉山脈南縁の断層を60kmとした。なお、震源断層モデルは2km四方のメッシュで構成し、走向は、五條市付近の屈曲点の北側（金剛山地東縁）でN16° W、西側（和泉山脈南縁）でN74° Eとした。

(2) 地震発生層の深さ

地下構造モデルの堆積層厚を参考にして地震発生層の上限深さを4km、気象庁の地震カタログによる微小地震の深さ分布（図11参照）を参照して下限深さを15kmとした。

(3) 震源断層モデルの傾斜 δ

金剛山地東縁の金剛断層で実施された反射法探査結果（佐竹ほか, 1999）では15~45°の西傾斜、和泉山脈南縁の根来断層西部で実施された反射法探査（笠原ほか, 1998）では45°北傾斜となっている。ここでは両者の断層の地表トレースのなす角が直角になるように接合させ、金剛山地東縁の震源断層モデルの北下端と和泉山脈南縁の震源断層モデルの東下端で一致する震源断層モデル（図2-1参照）を設定した。このとき、断層の傾斜は両断層とも43°となり、震源断層モデル面の交差角は132°となる。

(4) 震源断層モデルの面積 S

上記の地震発生層の上限・下限の深さ及び傾斜角から断層の幅を算定し[「レシピ」(1)式参照]、長さを乗じて面積を求め、屈曲した2面により深さ方向で欠損する部分を除いて966km²となる。

(5) 地震モーメント M_0

内陸地震の断層面積と地震モーメントとの関係に基づいて地震モーメントの値を求めた[「レシピ」(3)式参照]。図12-1に地震モーメントと断層面積の関係について過去の地震の解析結果をまとめたもの（壇ほか, 2001）に、今回の設定値をプロットして示した。

(6) 震源断層モデルの平均すべり量 D

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

2.2 微視的震源特性

(1) アスペリティ⁴の個数

アスペリティの個数は、経験上1回の地震（複数のセグメントを持つものを含む）につき平均2.6個との報告があり、1セグメントにつき1~2個とする[「レシピ」1.1(2)微視的震源特性参照]。本評価では、後述する2つのアスペリティを想定した。

(2) アスペリティの総面積 S_a

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）と定式化できる対応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関係から得られた経験式[「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12-2参照）。
- 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1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]。

⁴ 震源断層面の中で特に強い地震波が発生する領域（すべり量や応力降下量が大きい領域）。

③ 大小2つのアスペリティの面積比は、石井ほか(2000)を参考に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、震源断層全体の面積に対するアスペリティの面積の比は約29%となる。なお、これまでの研究成果では、アスペリティの面積が震源断層の面積と比例関係にあることが経験的に知られており、アスペリティの定義が研究ごとに異なるものの、内陸地震によるアスペリティ面積の占める割合は、断層面積の平均22%(Somerville *et al.*, 1999)、15%~27%(宮腰ほか, 2001)、平均37%(石井ほか, 2000)といった結果が得られている。今回設定したモデルはこれらから大きく外れたものとはなっていない。

(3) アスペリティの位置

「長期評価」によると根来断層で平均右横ずれ変位速度が1.8~3.5m/千年と推定されているため、この付近にアスペリティ(第1アスペリティ)を配置した。また、第1アスペリティが震源断層モデルの西に偏ることと震源断層モデルの長さが幅に比べて3倍以上と長いことから第1アスペリティと和泉山脈南縁の断層の東端との中間の五條谷断層付近に一回り小さな2つ目のアスペリティ(第2アスペリティ)を配置した。

(4) アスペリティと背景領域の平均すべり量 $D_a \cdot D_b$

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

この結果、アスペリティの平均すべり量は3.4mとなる。なお、「長期評価」によると、その信頼度は低いものの、1回の地震による変位量は金剛山地東縁の金剛断層で1m以上と推定され、一方、和泉山脈南縁の根来断層の1回の地震の変位量は不明とされている。また、断層の長さから試算されるずれの量は、「長期評価」によれば、地表で4~5mと推定されている。

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

アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力は、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、アスペリティ領域で14.4MPa、背景領域で3.2MPaとなる[「レシピ」(15)~(18)式参照]。

(6) f_{\max}^5

f_{\max} については、これを推定するための情報がないため、地震調査委員会強震動評価部会(2001)の検討より6Hzに設定した[「レシピ」1.1(2)(e)参照]。

(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」(19)~(22)式参照]。

2.3 その他の震源特性

(1) 破壊開始点の位置

破壊開始点については、その位置を特定するだけの情報がないが、西のアスペリティ(第1アスペリティ)の西下端を破壊開始点とするケース1とそれと対極の位置になる東のアスペリティ(第2アスペリティ)の東下端を破壊開始点とする2つのケースを想定し、破壊開始点の位置の違いによる影響を評価した。

⁵ 震源スペクトル特性のうち加速度スペクトル振幅レベルが高周波側において急減し始める周波数。

(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 V_r

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」(23)式参照]。

2.4 「詳細法」に用いる震源断層モデル

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

3. 地下構造モデルの設定

強震動予測のための地下構造モデルは、その対象を地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤までの構造（以下、「大構造」という）、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）の三つに分けて設定を行った。なお、本評価において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「詳細法工学的基盤」⁶と呼び、「簡便法」による「工学的基盤」と区別している。これについては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」

地殻構造探査（青木・村松, 1974; 蔵下ほか, 2001; 伊神ほか, 1982; 伊藤ほか, 1982）を参考にし、上部地殻の上面の深さを1～4km、P波速度を6.0km/sとした。さらにZhao *et al.* (1993, 1994)によるこの周辺のコンラッド面の深さや微小地震の震源分布等を考慮して、下部地殻の上面（コンラッド面）の深さを15～17km、P波速度を6.7km/sとした。上部マントルの上面（モホ面）も同様に深さを32～35km、P波速度を7.8km/sとした。それぞれのS波速度と密度については、Ludwig *et al.* (1970)によるP波速度とS波速度、密度の関係より設定した。減衰特性（Q値）については、情報が無いため、地震調査委員会（2003c, 2004a）で設定された値を参考にした。

以上のように設定した「大構造」における伝播経路の地下構造モデルをまとめると、表2のようになる。三次元有限差分法では、表2のモデルの諸特性を用いた。一方、統計的グリーン関数法[「レシピ」3. 強震動計算参照]では、上記の「大構造」を単一層と仮定し、S波速度と減衰特性（Q値）を設定した。S波速度について、平均的な速度として地震基盤のS波速度を用い、減衰特性（Q値）については、震源断層周辺の情報が無いため、下式に示す仙台地域の観測記録から推定した佐藤ほか(1994b)による周波数依存のQ値を用いることとした。

$$Q=110 \cdot f^{0.69} \quad (1)$$

ここに f : 周波数(Hz)

3.2 「深い地盤構造」の設定

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

⁶ 「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。

った。

- ① 地質資料や深層ボーリング、物理探査及び検層、微動アレイ探査等の文献の収集・整理を行い（表3参照）、基盤岩上面の等深線図を作成した（図3-2参照）。これによれば、和泉山脈に分布する和泉層群が中央構造線に沿って約3,000mの厚さで分布しており、地震基盤はきわめて深くなっている。
- ② 大阪平野については、ボーリング調査によるN値が50を越える深さ（図3-1参照）や香川ほか（2003）を参考にして「深い地盤構造」のモデル化を行った。紀伊半島から四国については、「深い地盤構造」に対応する鮮新-更新統についての速度データがないため、大阪層群の速度層区分に準じてモデル化を行った。
- ③ 上記のデータをもとに8層からなる速度構造（ $V_p=1.6\text{km/s}$ 層、 $V_p=1.8\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.0\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.2\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.5\text{km/s}$ 層、 $V_p=3.3\text{km/s}$ 層、 $V_p=3.8\text{km/s}$ 層、 $V_p=4.4\text{km/s}$ 層）として、三次元速度構造モデルを作成した（表4参照）。
- ④ 山間部に位置するK-NET及びKiK-netデータからP波速度と深さの関係を求め、これを用いて、山間部の風化帯に相当する各速度層の深さを求めた（表4参照）。
- ⑤ 密度は、P波速度よりLudwig *et al.* (1970)の関係をを用いて換算した。

図13には収集した資料の位置図、図3-1,2には「深い地盤構造」の上面と基底面に相当する深さの分布図（「深い地盤構造」モデル）を示す。

評価範囲では、この三次元速度構造モデルの最上位である $V_p=1.6\text{km/s}$ （ $V_s=350\text{m/s}$ ）層上面を「詳細法工学的基盤」と定義した。ただし、三次元有限差分法により長周期側の地震動を計算する際には、最上層が計算格子間隔に比べて薄く、S波速度が第2速度層に対してかなり遅いため、数値計算が不安定になる可能性がある。ここではこれを避けるために、最上層の速度を第2速度層の速度（ $V_p=1.8\text{km/s}$, $V_s=550\text{m/s}$ ）に置き換えた。

なお、 $V_p=5.2\text{km/s}$ （ $V_s=3.1\text{km/s}$ ）層の上面を地震基盤とした。また、地表に直接「深い地盤構造」（詳細法工学的基盤より固い）に相当する地層が露出する山地丘陵部については、深さ18mまでは第2速度層を、深さ21mまでは第3速度層を、深さ25mまでは第4速度層を、深さ31mまでは第5速度層をそれぞれ風化帯として設定した（表4参照）。

一方、「簡便法」においては、上記の速度構造モデルを用いることなく、評価地点下に一律 $V_s=400\text{m/s}$ の層が分布するとみなして、これを工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ ）と定義した。これは、「全国を概観した地震動予測地図」（地震調査委員会, 2005）の中の工学的基盤の定義と同義である。

3.3 「浅い地盤構造」の設定

「浅い地盤構造」は、「詳細法」においては「詳細法工学的基盤（ $V_s=350\text{m/s}$ ）」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」の中の「面的な評価のためのモデル化の方法」に基づいてモデル化を行った。即ち、国土数値情報の地形分類データを利用した手法（藤本・翠川, 2003）を用い、約1km四方のメッシュごとに「浅い地盤構造」における表層30mの平均S波速度（AVS30）を求めて工学的基盤から地表への最大速度の増幅率を算定した（図5参照）[「レシピ」(25)(26)式参照]。断層の北側では、堺市以南の府県境と大阪湾までの中間付近までの丘陵地では増幅率が1を下回り「浅い地盤構造」での増幅がないが、大阪湾岸沿いと大阪市では増幅率1.2以上を示している。一方、断層の南側では、和歌山市とその東で増幅率が1を上回る程度であり、和歌山県内のその他の大半の地域では「浅い地盤構造」での増幅はわずかである。断層の東側では橿原市周辺の盆地に増幅率が1を越える部分が認められる。

4. 強震動計算方法

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

4.1 「詳細法」の計算手法

(1) 詳細法工学的基盤（三次元地下構造モデルの最上層の上面）における波形計算

3章で述べた上部マントルから地震基盤までの「大構造」及び「深い地盤構造」より、三次元地下構造モデルを再構築した。このモデルを用いて、ハイブリッド合成法により詳細法工学的基盤上面における180秒間の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、長周期成分を三次元有限差分法（Pitarka, 1999）、短周期成分を統計的グリーン関数法（壇ほか, 2000）によりそれぞれ計算する。そして、両者にフィルター処理（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。接続周期は1.5秒とした。なお、波形は、評価範囲（図9参照）内の11,500メッシュ（約1km四方のメッシュ）で求めた。

統計的グリーン関数法では、次に述べるように、2.4「詳細法」に用いる震源断層モデルで示した各要素断層について地震基盤と「詳細法工学的基盤」（三次元地下構造モデル最上層の上面）における統計的グリーン関数を順次作成して波形合成を行った。

① 地震基盤における統計的グリーン関数の作成

仙台地域で観測された主に海溝型地震の記録から佐藤ほか(1994a, 1994b)が推定したスペクトルモデルと経時特性モデルを用いて、Boore(1983)と同様の手法により、地震基盤における統計的グリーン関数を作成した。経時特性には、仙台地域の工学的基盤における地震記録から佐藤ほか(1994a)により求められた経験的経時特性モデルを準用した。

② 「詳細法工学的基盤」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「深い地盤構造」の一次元地下構造モデルを作成し、地震基盤における統計的グリーン関数を入射波とし、S波の一次元重複反射理論により「詳細法工学的基盤」での統計的グリーン関数を計算した。

③ 「詳細法工学的基盤」における統計的グリーン関数を用いた波形合成

「詳細法工学的基盤」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、放射特性係数（ラディエーションパターン係数）Fを与えるが、計算地点と断層面との幾何学的関係及び断層の滑りのタイプを考慮して、Boore and Boatwright (1984)に示されたFの値のうちS波の全震源球面上の平均値である0.63を水平2成分の自乗和平均と考え、0.63を $\sqrt{2}$ で除した0.445をFとして採用した。

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

(2) 地表における最大速度の計算

地表における最大速度は、3章の「浅い地盤構造」で求めた平均S波速度（AVS30）から「レシピ」（26）式を用いて最大速度の増幅率を求め、これを「詳細法工学的基盤」上面における最大速

度に乗じて推定した。ただし、「レシピ」(26)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、基準地盤から「詳細法工学的基盤」($V_s=350\text{m/s}$)までの増幅率(1.71)で「レシピ」(26)式で算出された増幅率を除いた値を「詳細法工学的基盤」の最大速度に乗じて求めている。

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、これを用いて地表における時刻歴波形を計算し、その結果から最大値を求めることが望ましいが、ここでは、面的に十分な地盤調査データが得られていないことから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の計算

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。

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

I : 計測震度 PGV : 地表最大速度 (cm/s)

なお、翠川ほか(1999)では $I=0\sim 7$ の式と $I=4\sim 7$ 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の特性が強く反映され高震度データの特性があまり反映されていない怖れがある。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」の計算手法

(1) 工学的基盤における最大速度の計算

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

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

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 $V_s=400\text{m/s}$ の地盤を工学的基盤とみなし、藤本・翠川(2003)による表層地盤の速度増幅度算定式より求まる係数(1.31)を乗じることにより、工学的基盤($V_s=400\text{m/s}$)における最大速度を求めた。

(2) 地表面における最大速度の計算

3章の「浅い地盤構造」で求めた平均S波速度(AVS30)から最大速度増幅率を「レシピ」(26)式より求め、「工学的基盤」上面の最大速度にこの増幅率を乗ず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の計算

地表における計測震度については、4.1「詳細法」の計算手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

以下にそれぞれの手法の特徴をまとめる。

(1) 「詳細法」の特徴

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

モデルに対する地震動を評価することができる。

- ・ 3章で述べた三次元地下構造モデルの影響を評価することができる。
- ・ 時刻歴波形を求めることができる（本評価では「詳細法工学的基盤」での波形）。
- ・ 微視的震源特性や地下構造モデルを設定するための情報を必要とする。
- ・ 計算負荷が大きく、現状では一度に計算できる範囲は限定され、時間も要する。

(2)「簡便法」の特徴

- ・ 平均的な地震に対する地震動分布を評価するので、微視的震源特性の影響は反映できない。
- ・ 三次元地下構造の影響を考慮できない。
- ・ 計算負荷が小さく、一度に広範囲の計算ができる。

5. 強震動予測結果とその検証

5.1「詳細法」による強震動予測結果

「詳細法」による強震動予測結果を下記のとおり示す。

「詳細法工学的基盤」での時刻歴波形と擬似速度応答スペクトル	図14
「詳細法工学的基盤」での速度分布のスナップショット	図15
「詳細法工学的基盤」での最大速度分布図	図16
地表の最大速度分布図	図17
「詳細法」による強震動評価結果：震度分布図	図6

(1) ハイブリッド合成法による「詳細法工学的基盤」での時刻歴波形予測結果

図14に奈良市役所（奈良県）、橿原市役所（奈良県）、大阪市此花（このはな）KiK-net観測点（大阪府）、堺市役所（大阪府）、関西国際空港（大阪府）、和泉市役所（大阪府）、泉南市役所（大阪府）、和歌山市役所（和歌山県）、神戸市役所（兵庫県）、洲本市役所（兵庫県）を含むメッシュの中心を代表評価地点とし（図9にその位置を示す）、ハイブリッド合成法により計算されたそれぞれの地点の「詳細法工学的基盤」での速度波形及び減衰定数5%擬似速度応答スペクトルを示す。

① ケース1（図14-1～3）

震源断層に近い関西国際空港、泉南市役所、和歌山市役所、和泉市役所、堺市役所で振幅が大きい。特に第1アスペリティ直上の泉南市役所や至近の関西国際空港では第1アスペリティからの波群が短時間に集中している。第1アスペリティの南にあって破壊が近づいてくる位置にある和歌山市役所でもディレクティブティ効果⁷により波形の振幅が大きい。なお、泉南市役所や和歌山市役所での計算波形では波群が2つに分かれている。先に到達した波群は、第1アスペリティから到達した波群で後の波群は第2アスペリティから到達した波群である。第2アスペリティから到達する波群の方が伝播距離が長いと相対的に短周期成分が減衰している。

破壊が近づいてくる断層東方の橿原市役所、奈良市役所では、第1アスペリティと第2アスペリティからの波群がほぼ同時に到達するため波形全体の包絡形状が相対的に短い。

洲本市役所では、第1アスペリティからの距離が堺市役所とほぼ同じであるが振幅が小さい。

⁷ 断層破壊がS波の伝播速度に近い速度で伝播することにより、破壊の進行方向では地震波が重なり合い、結果としてその振幅が大きくなる（パルスが鋭くなる）。一方、破壊の進行と逆の方向では、地震波は重なり合わず、その振幅は大きくなる。

これは、洲本市役所が破壊進行方向とは逆の方向に位置するためである。また、泉南市役所や和歌山市役所と同様2つのアスペリティからの波群が距離の違いにより時間差をおいて到達しており、第2アスペリティからの波群では短周期成分が小さくなっている。

断層北方に位置する和泉市役所、堺市役所、大阪此花KiK-net観測点では断層に近いほど振幅が大きく、逆に遠いほど大阪平野の「深い地盤構造」の影響により地震動の継続時間が長く長周期成分が相対的に大きくなる傾向を示す。

② ケース2 (図14-4~6)

ケース2では、断層東方の破壊が遠ざかる位置にある奈良市役所、橿原市役所で、2つのアスペリティからの波群が時間差をおいて到達するため、ケース1よりも振幅が小さく継続時間が長くなっている。また、西側の第1アスペリティの方が東側の第2アスペリティよりも遠いため第1アスペリティからの波群の到達が遅れるとともに大きく減衰している。

断層西方の破壊が近づく位置にある洲本市役所では、2つのアスペリティからの波群の多くが同時に到達し、波形の継続時間が短くなっている。

断層北方に位置するもののうち堺市役所、大阪此花KiK-net観測点では大阪平野の「深い地盤構造」により地震動の継続時間が長い、ケース1に比べて長周期成分が小さくなっている。その他の地点では、ケース1と大きな差は認められない。

以上のように、各地点の時刻歴波形には、断層面上の破壊伝播特性と堆積層の深さなどの地域特性を反映した結果が認められる。また、ケースの違いによる擬似速度応答スペクトル特性の変化は、ケース2で破壊進行方向と逆方向に位置する奈良市役所、橿原市役所でケース1に比べて長周期成分が小さくなっており、破壊進行方向側に位置する洲本市役所では、長周期成分が大きくなっている。擬似速度応答スペクトルの卓越周期付近のスペクトルレベルを読み取ると、第1アスペリティに近い泉南市役所では周期0.2~1秒の帯域において100cm/sに達している。大阪此花KiK-net観測点の擬似速度応答スペクトルでは周期7~9秒付近にもピークが認められ、大阪平野の「深い地盤構造」により励起された長周期地震動の特徴が認められる。これらの状況を平面的に示した速度分布の時系列変化(スナップショット)を図15に示した。

なお、統計的グリーン関数法では、P波は考慮されていない。したがって、ハイブリッド合成後の波形のS波到達時間よりも前(P波初動付近)は、有限差分法のみにより計算されているため長周期成分しか有していないことに注意が必要である。

(2) 「詳細法工学的基盤」上面の最大速度分布予測結果

各ケースの「詳細法工学的基盤」上面での最大速度の分布を比較して図16に示した。

① ケース1

2つのアスペリティに近い地域や第1アスペリティの破壊進行方向の前面(アスペリティの南側)に位置する地域を中心に最大速度が大きくなっている。また、ディレクティブティ効果により断層から東方に離れた奈良盆地方面では、周辺の地域に比べて最大速度が大きくなる傾向がある。また、断層の北側にやや大きな最大速度の分布が認められる傾向があるが、これは大阪平野の「深い地盤構造」の影響によるものと考えられる。

② ケース2

2つのアスペリティに近い地域を中心に最大速度が大きくなっている。ディレクティブティ効果によりケース1とは逆に最大速度分布が西に伸びている。特に大阪湾南部と紀淡海峡南西ではケース1に比べて速度が顕著に大きくなっている。

(3) 地表の最大速度分布と震度分布予測結果

図16で示した両ケースの「詳細法工学的基盤」での最大速度値に「浅い地盤構造」による増幅率を掛け合わせて地表における最大速度値を求めた結果を図17に示した。また、これら最大速度値より経験式で換算して求めた震度の分布を図6に示した。

① ケース1

断層の北側では、第1アスペリティの直上付近に当たる泉南市の沿岸付近及び第2アスペリティの直上付近の和泉市を中心に最大速度値が大きくその値が100cm/sを越え、震度6強以上の地域が認められる。大阪平野では堺市付近まで震度6弱の地域が、その北側の大阪市の大部分で震度5強の地域がそれぞれ認められ、大阪湾岸に沿って神戸市まで震度5強の地域が認められる。断層の南側では、第1アスペリティの破壊進行方向に位置する和歌山市では最大速度が100cm/sを越え、震度6強以上の地域が認められる。また、紀ノ川沿いに震度5強の地域が広く分布している。断層の東方の奈良県側では、ディレクティブティ効果が現れ、震度5強を越える領域は奈良盆地の大半を占めている（図6-1、図17参照）。

② ケース2

断層の北側では、第1アスペリティの直上付近に当たる泉南市の沿岸付近及び第2アスペリティの直上付近の和泉市等で最大速度値が大きくその値が100cm/sを越え、震度6強以上の地域が認められる。また、大阪平野では堺市の南半分まで震度6弱の地域が、その北側の大阪市のほとんどの部分で震度5強の地域がそれぞれ認められ、大阪湾岸に沿って神戸市まで震度5強の地域が認められる。断層の南側では、和歌山市でケース1と異なりほとんど震度6弱に留まっている。紀ノ川沿いではケース1と同様に震度5強の地域が広く分布している。断層の西方の淡路島南部では、ディレクティブティ効果により震度5強を越える領域はケース1に比べて広い範囲に分布する（図6-2、図17参照）。

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)を用いているが、この式の基となっている統計データ群には計測震度6.0を越えるものが少ないため、計測震度6.0を越えたものの換算については精度が十分でないと考えられる。また、ひずみレベルが大きい場合の「浅い地盤構造」の非線形挙動の影響については考慮されていないという問題もある。さらに、1km四方のメッシュ内での「浅い地盤構造」の増幅特性のばらつきが強震動予測結果に与える影響なども考慮すると、震度6強と震度7の境界を十分な精度で求められないと判断される。そこで、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（震度分布）を図18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」の影響は反映されているが、「詳細法」と異なり、地震基盤から工学的基盤までの「深い地盤構造」による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ティ効果など断層面の破壊伝播による影響が考慮できない。そのため、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6参照）よりも小さい値となっている。

5.3 「詳細法」による強震動予測結果と距離減衰式との比較による検証

強震動予測結果の検証として、横軸に断層最短距離をとり、「詳細法工学的基盤」の1層下の速度層 ($V_s=550\text{m/s}$) 上面における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算補正した値と司・翠川 (1999) の距離減衰式（経験式）とを比較して図7に示す。いずれのケースも大局的には予測結果と距離減

衰式による曲線とが良い相関を示している。2つのケースを比較するとケース2でやや小さめの速度が認められる。

6. 問題点と今後の課題

6.1 問題点

今回の強震動計算では、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から、地表の最大速度は、微地形区分(約1km四方毎の情報)を利用して経験的な方法を用いて地表の最大速度分布を求めた。また、地表の計測震度も経験式を用いて地表の最大速度より換算して求めている。したがって、「浅い地盤構造」の影響を理論的に評価していない。また、浅いところでのひずみレベルが大きい場合の非線形挙動を含む影響については考慮されていないため、強震動予測結果(地表の最大速度・震度)には、誤差が含まれていることに留意が必要である。

また、断層付近の「深い地盤構造」は、断層の上盤側に下盤に比べて地震波速度が大きい層が分布しているため、速度構造が逆転している部分がある。詳細法の計算に用いた三次元地下構造モデルにおいては、計算の都合上、この部分の速度を上盤と同じ速度としたが、その影響について詳細には検証していない。

本断層帯は、地表トレースが大きく屈曲しており、屈曲点の両側で断層変位の傾向がそれぞれ異なっている(横ずれ断層と逆断層)が、これらが一体となつて一つの地震を引き起こすときの動きとして考えれば整合性がある。ただし、このように屈曲した断層の破壊開始点の位置を一般化して説明できるだけの知見や情報は十分に得られていない。したがって、強震動予測結果に影響を与える特性化震源モデルの設定条件には絞り込みが困難なものや仮定が含まれている。

6.2 今後の課題

今回の強震動評価では、震源断層モデルのうち、第1アスペリティの位置については「長期評価」で明らかな変位が認められている根来断層付近に設定したが、第2アスペリティの位置を特定するだけの情報がなかったため、第1アスペリティと和泉山脈南縁の震源断層モデルの東端との中間に設定した。それぞれのアスペリティに破壊開始点の位置を設定して破壊の進行方向の異なる2つのケースにおける強震動予測計算を行った。これまでの強震動評価において、アスペリティと破壊開始点の位置は、強震動予測結果に大きな影響を与えることがこれまでに報告されており(地震調査委員会, 2003b, 2003c, 2004b)、このため、現状において確定的に取り扱えない震源パラメータがある場合には、パラメータの違いによる強震動予測結果の違いやばらつきを把握しておくことが強震動評価を行う上で重要である。本断層帯においても、今後の活断層や深部地下構造の調査研究により、震源特性に関する情報が増えれば、想定するケースを絞り込める可能性があり、より信頼性の高い強震動予測が可能となる。

また、本地域に限らず、これまでの調査資料や地下構造探査等に基づき作成された三次元地下構造モデルを微動探査等の結果や評価領域及びその周辺で発生した多くの中小地震や遠方で発生した大地震等の観測記録が説明できるように修正することにより、強震動予測の精度の向上が期待できる。

問題点で触れたように、本評価では、地表の震度を計算する際に簡便な手法を用いて「浅い地盤構造」の増幅特性を推定しているが、大阪湾岸の埋立地などでは、「浅い地盤構造」の地盤特性によっては強い揺れに伴い、液状化などの非線形挙動が予想される。このような地域に対して、より精度の高い強震動評価を行うためには、「浅い地盤構造」のモデル化に加えて、非線形挙動に伴う地盤の力学特性の変化を考慮した強震動予測手法を検討する必要がある。

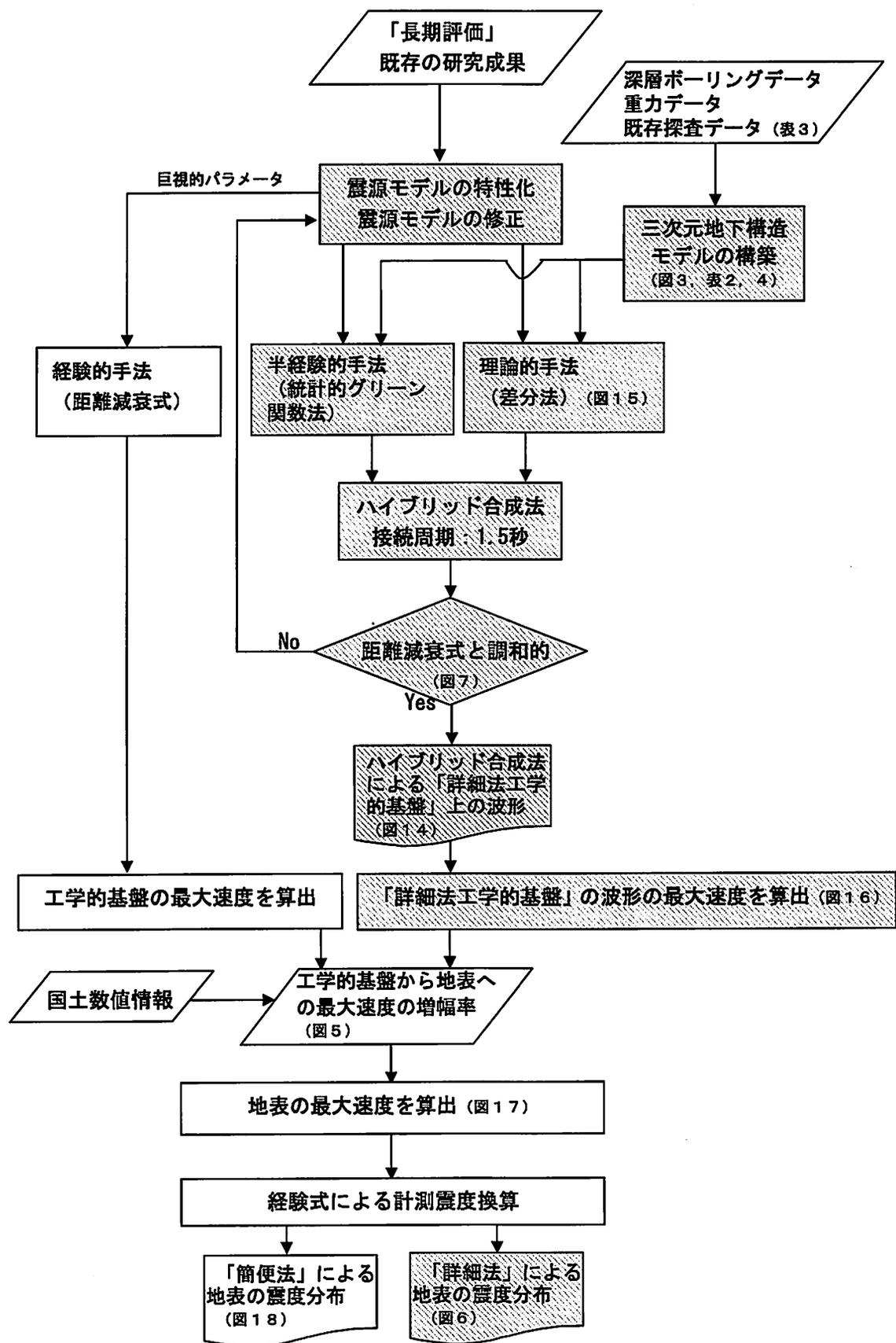
本評価では、三次元有限差分法を実施するに当たり、「深い地盤構造」の最上層の $V_p=1.6\text{km/s}$ ($V_s=350\text{m/s}$)を第二層の $V_p=1.8\text{km/s}$ ($V_s=550\text{m/s}$)の速度に置き換えた。これは、評価対象領域内の最上層の層厚が計算格子の間隔(100m)に対して比較的薄いことなどによる計算上の数値不安定を

回避するため、やむを得ずとられた措置である。なお、大阪平野では、最上層が100～300m程度の厚さで分布しているが、「深い地盤構造」全体の厚さ(1000～1500m程度)に比べると比較的薄いことから、今回の計算結果に与える影響は、顕著ではないと考えられる。ただし、第二層との速度差が大きいため、今後その影響について不均質構造の情報の整備状況や計算環境の進展に応じて精査していく必要がある。

参考文献（アルファベット順）

- Boore, D.M. (1983) : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, pp.1865-1894.
- Boore, D.M. and J. Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, pp.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, pp.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_{JMA}7.9) の広域強震動評価, *日本建築学会構造系論文集*, 530, pp.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*, 第545号, pp.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, pp.13-27.
- Geller, R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, pp.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, pp.61-70.
- 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.
- 地震調査委員会(2003a) : 中央構造線断層帯 (金剛山地東縁-伊予灘) の評価.
- 地震調査委員会(2003b) : 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(2003c) : 森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(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(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(2005) : 全国を概観した地震動予測地図
- 香川敬生・趙 伯明・宮腰 研(2003) : 地殻・地盤構造情報の収集と物性値の特性化, 平成13年度科学技術振興調整費 地盤災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究, 平成13年度研究成果報告書, pp.119-130.
- 笠原敬司・青井 誠・木村尚紀・井川 猛・川中 卓・溝畑茂治・岡本 茂 (1998) : 和歌山北西部中央構造線周辺の反射法地震探査による地下構造. *地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集*, 372p.
- 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.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake (1970): *Seismic Refraction, in the Sea Vol. 4, Part 1*, Wile-Interscience, p.74.
- 翠川三郎, 藤本一雄, 松村郁栄 (1999) : 計測震度と旧気象庁震度及び地震動強さの指標との関係, *地域安全学会論文集*, Vol.1, pp.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, pp.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*第2輯, 53, pp.1-9.
- Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, pp.54-68.

- 佐竹健治・須貝俊彦・寒川 旭・柳田 誠・横田 裕・岩崎孝明・小俣雅志・石川 玲(1999) : 奈良県金剛断層系の構造と最新活動時期. 地震, 第2輯, 52, pp.65-79.
- 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, pp.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, pp.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.
- 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, pp.59-80.
- Zhao, D. and A. Hasegawa (1993) P-wave tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath the Japan Islands, *J. Geophys. Res.*, 98, pp.4333-4353.
- Zhao, D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994): Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, 99, 22313-22329.



※ 網掛けした処理は、「詳細法」の処理

図8 強震動評価の流れ

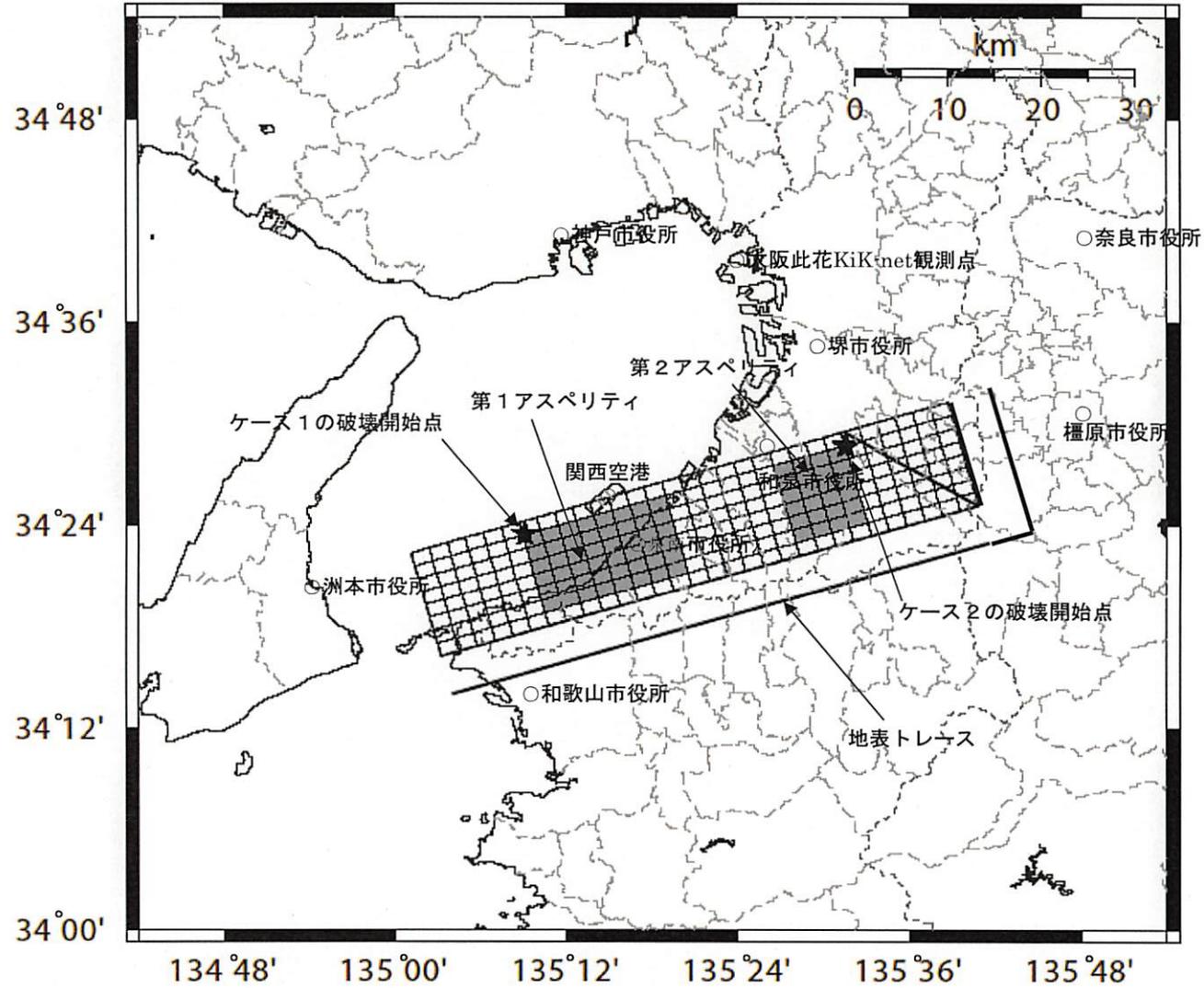


図9 詳細法による強震動評価範囲と波形例を示す評価地点位置図

特性化震源モデル

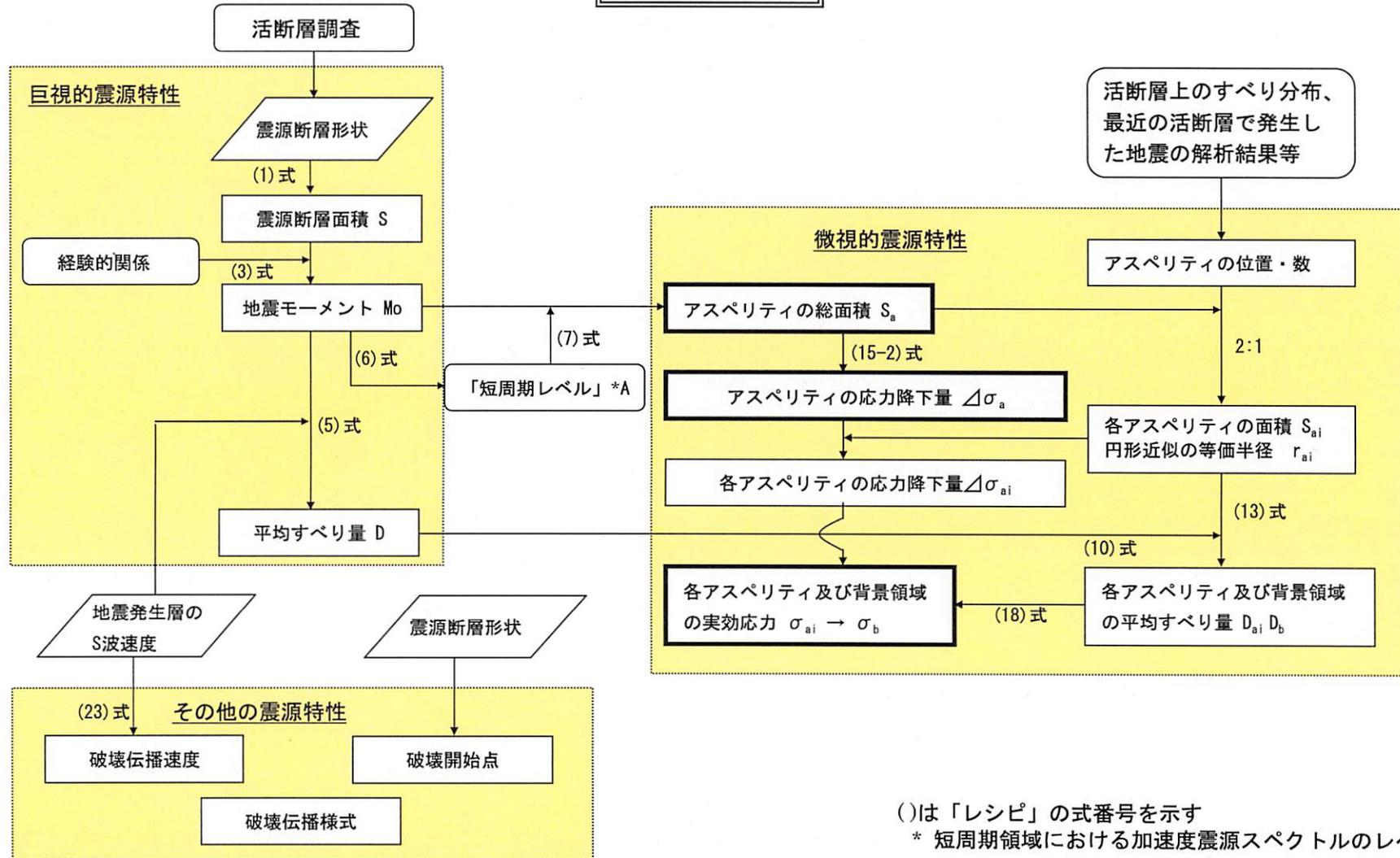


図10 活断層で発生する地震の震源特性の設定の流れ (本評価の場合)

表2 「大構造」の伝播経路の地下構造モデル

名称	上面深さ (km)	層厚 (km)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	Q値
地震基盤	0.1~3.5	0.5~4	5.2	3.1	2.6	100
上部地殻	1~4	12~15	6.0	3.4	2.7	300
下部地殻	15~17	16~19	6.7	3.8	2.9	500
上部マントル	32~35	—	7.8	4.4	3.3	500

表3 地下構造モデルに関する文献 (図13-2参照)

位置番号	著者名	発表年	文献名	出典
1	Sato, T., K.Mochizuki, J.Kesahara, G.Fuji, H.Nishisaka and S.Koresawa	1998b	Depth variation of the crustal structure of the subducting plate along the Nankai trough, off Kii Channel, Japan.	Sato, T., K.Mochizuki, J.Kesahara, G.Fuji, H.Nishisaka and S.Koresawa. Depth variation of the crustal structure of the subducting plate along the Nankai trough, off Kii Channel, Japan. Geophys. Res. Lett., 25, 4011-4014.
2	Yoshii, T., Y.Sasaki, T.Tada, H.Okada, S.Asano, I.Muramatsu, M.Hashizume and T.Moriya	1974	The third kurayosi explosion and the crustal structure in the western part of Japan.	J. Phys. Earth, 22, 109-121.
3	青木治三・村松郁栄	1974	御母衣-外山観測に沿う近畿・四国地方の地殻構造	地震2, 27, 104-109.
4	伊藤 潔・吉井敏規・浅野周三・佐々木嘉三・伊神 輝	1982	家島・鳥形山爆破地震動観測による四国地域の地殻構造	地震2, 35, 377-391.
5	爆破地震動研究グループ	1995	中部・近畿地方における人工地震による地殻構造調査(扇橋-上郡測線)	地震研究所集報, 70, 9-31.
6	吉井敏規・中村正夫・伊藤 潔・山本正夫	1990	爆破地震動の観測による紀伊半島の地下構造(河内長野・紀和測線)	地震学会講演予稿集2, 89.
7	爆破地震動研究グループ	1997a	1995年兵庫県南部地震震源域及びその周辺地域における屈折法地震構造(京北-西淡測線)	地震研究所集報, 72, 69-117.
8	西坂弘正・持田 学・篠原雅尚・日野充太・笠原頼三・佐藤利典・望月公廣・片尾 浩・末広 潔・金澤敏彦・前田卓哉・岩崎貴哉・平田 直・吉井敏規	1997	海底地震計, 制御震源を用いた瀬戸沖, 紀伊水道沖南海トラフの地殻構造(南北測線)	地球惑星科学関連合同大会, E11-P13.
9,18	Sato, H., H.Hirata, T.Ito, N.Tsumura, and T.Ikawa	1998	Seismic reflection profiling across the seismogenic fault of the 1995 Kobe earthquake, southwestern Japan.	Tectonophysics, 286, 19-30.
10,30	Kodaira, S., N.Takahashi, J.O.Park, K.Mochizuki, M.Shinohara and S.Kimura	2000a	Western Nankai trough seismogenic zone: Results from a wide-angle ocean bottom seismic survey.	J. Geophys. Res., 105, 5887-5905.
11	Nakanishi, A., S.Miura, N.Takahashi, J.O.Park, S.Kodaira, Y.Kaneda, K.Suhiro, N.Hirata, T.Iwasaki, M.Nakamura, H.Shiohara, M.Shinohara, J.Kesahara, T.Kanazawa, R.Hino, T.Sato and H.Shimamura	1999	Crustal structure around the eastern Nankai seismogenic zone revealed by OBS studies in 1990's. EOS Trans. Am.	Geophys. Union, 80, F570.
12	Takahashi, N., S.Kodaira, A.Nakanishi, S.Miura, J.O.Park, T.Tsuru, Y.Kaneda, H.Kinoshita, T.Iwasaki and N.Hirata	1999	Seismic structure around the western end of the southwestern Japan arc. EOS Trans. AM.	Geophys. Union, 80, F570.
13	藤下英司・平田 直・岩崎貴哉・小平秀一・金田義行・伊藤 潔・西田良平・木村昌三・遊谷拓郎・松村一男・渡辺邦彦・一ノ瀬洋一郎・中村正夫・井上義弘・北浦泰子・小林 勝・坂 守・田上貴代子・羽田敏夫・三浦勝美・三浦禮子・川谷和夫・徳永雅子・田代勝也・中東和夫・土井隆徳・渡邊篤志・栗山 都・根岸弘明・藤澤洋輔・高橋繁義・野口竜也・余田隆史・吉川大智・安田修平・井川 猛	2001	四国東部・中国地域における深部地殻構造調査	地震研究所集報, 76, 187-202.
14	伊神 輝・伊藤 潔・佐々木嘉三・浅野周三	1982	1975年3月坂出沖爆破地震動観測による四国の地殻構造	地震2, 35, 367-375.
15	横倉隆伸・加野直己・山口和雄・宮崎光雄・井川 猛・太田陽一・川中 卓・阿部 浩	1998	大阪湾における反射法深部構造調査	地質調査所月報, 49, 571-590.
16	由佐依紀・竹村恵二・北岡豪一・神山孝吉・堀江正治・中川一郎・小林芳正・久保寺章・須藤晴章・井川 猛・浅田正勝	1992	反射法地震構造と重力測定による別府湾の地下構造	地震, 45, 199-212.
17	井上 公・浅野周三・吉井敏規・松村一男・村上寛史・佐々木嘉三・多田 義	1984	1980年坂出-宇治爆破地震動観測による四国東北部の地殻構造	地震2, 37, 163-183
19	Mochizuki, K., G.Fuji, T.Sato and J.Kesahara	1998	Heterogeneous crustal structure across a seismic block boundary along the Nankai Trough.	Geophys. Res. Lett., 25, 2301-2304.
20	伊藤谷生・井川 猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田 直・浅沼俊夫・宮内宗裕・松本みどり・高橋通若・松澤進一・鈴木雅也・石田啓祐・奥池司郎・木村 学・園友孝洋・後藤忠徳・澤田臣啓・竹下 徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓哉・村田明広・山北 聡・山口和雄・山口 寛	1996	四国中央構造線地下構造の総合物理調査	地質学雑誌, 102, 346-360.
21	石油公団	1983	昭和63年度国内石油・天然ガス基礎調査 基礎調査(鳥取沖)調査報告書	
22	小林啓美・衣笠善博・長谷川明生・井川 猛・大西正純・渡辺茂治	1996	神戸市東灘区における反射法調査	日本地震学会講演予稿集2, A38.
23	沢田順弘・徳岡隆夫・山内晴喜・三瓶良和・西村清和	2001	宍道地溝帯中軸部・奥保湾で発見された更新世火山とその地質学的意義	地質学雑誌, 107-6, pp.392-405
24	鳥取県	2003	鳥取県西部地震関連地域の地下構造調査	活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 177-196.
25	大野一郎・河野芳輝・藤本博巳・小泉金一郎	1994	瀬戸内海西部の重力異常と負異常帯の地下構造	地震, 47, 395-401.
26	池田倫治・大野一郎・大野裕記・岡田純正	2003	四国北西部地域の中央構造線活断層系の地下構造とセグメンテーション	地震2, 56, 141-155.
27	吉川宗治・岩崎好規・井川 猛・横田 裕	1992	反射法地震構造による和歌山県西部の中央構造線の地殻構造	地質学論集, No.40, 177-186.
28	市川金徳	1968	四国大歩危周辺地震構造について-深層試錐の位置決定の先行調査-	地質調査所月報, 19, 385-395.
29	田 栄吉・佐藤 努	1996	徳島県鳴門市板東観測井周辺の地下構造	第11回地質調査所研究講演会資料 兵庫県南部地震の地質学的背景, 90-93.

表4 「深い地盤構造」の三次元地下構造モデルの構成

速度層区分	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	Q値	各速度層に相当する風化深度 ⁸ (m)	対応する 主な地質
第1速度層	1.6	0.35	1.8	110	—	菖蒲谷層 大阪層群
第2速度層	1.8	0.55	1.9	110	18	菖蒲谷層 大阪層群
第3速度層	2.0	0.59	2.0	110	21	菖蒲谷層 大阪層群 神戸層群
第4速度層	2.2	0.71	2.1	110	25	菖蒲谷層 大阪層群 神戸層群
第5速度層	2.5	0.88	2.1	110	31	菖蒲谷層 大阪層群 神戸層群
第6速度層	3.3	1.3	2.3	110	47	神戸層群
第7速度層	3.8	1.6	2.4	110	57	神戸層群 和泉層群 基盤岩の風化帯
第8速度層	4.4	2.0	2.5	110	68	和泉層群 基盤岩の風化帯

⁸ 山地や丘陵で表層に工学的基盤相当層が存在する場合の風化の度合いによる速度構造を考慮した場合の深度。

付録 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)

「震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)」(以下「レシピ」と呼ぶ)は、地震調査委員会において実施してきた、強震動評価に関する検討結果から、強震動予測手法の構成要素となる震源特性、地下構造モデル、強震動計算、予測結果の検証の現状における手法や設定にあたっての考え方について取りまとめたものである。地震調査委員会では、これまでに「活断層で発生する地震」と「海溝型地震」の内のプレート境界で発生する地震について、合わせて12件の強震動評価を実施し、公表してきている。また、平成12年(2000年)鳥取県西部地震、平成15年(2003年)十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証を実施した(地震調査委員会強震動評価部会、2002, 2004)。

また、「レシピ」は、震源断層を特定した地震を想定した場合の強震動を高精度に予測するための、「誰がやっても同じ答えが得られる標準的な方法論」を確立することを目指しており、今後も強震動評価における検討により、修正を加え、改訂されていくことを前提としている。

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

1. 特性化震源モデルの設定

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

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

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

1.1 活断層で発生する地震の特性化震源モデル

活断層で発生する地震は、海溝型地震と比較して、地震の発生間隔が長いために、最新活動時の地震観測記録が得られていることは稀である。したがって、活断層で発生する地震を想定する場合には、変動地形調査や地表トレンチ調査による過去の活動の痕跡のみから特性化震源モデルを設定しなければならないため、海溝型地震の場合と比較して、そのモデルの不確実性が大きくなる傾向にある。このため、そうした不確実性を考慮して、複数の特性化震源モデルを想定することが望ましい。付図2に、活断層で発生する地震に対する震源特性パラメータの設定の流れを示す。

(1) 巨視的震源特性

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

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

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

を設定する。

(a) 震源断層モデルの位置・構造

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

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

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

(b) 震源断層モデルの大きさ（長さ L ・幅 W ）・深さ・傾斜

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

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

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

を用いる。ここで、

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

$$W_s = H_d - H_s$$

W_s : 地震発生層の厚さ ($W_s \leq 20$ km)、

θ : 断層の傾斜角

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

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

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

H_d, H_s : それぞれ地震発生層の下限および上限の深さ (微小地震の深さ分布から決めることができる (Ito, 1999) 。)

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

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

- 逆断層 : 45°
- 正断層 : 45°
- 横ずれ断層 : 90°

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

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

(c) 地震規模 (地震モーメント M_0)

地震モーメント M_0 (dyn · cm)⁴、震源断層の面積 S (km²)との経験的関係より算定する。Somerville *et al.* (1999)によると地震モーメントと震源断層の面積の関係は、

$$S = 2.23 \cdot 10^{-15} \cdot M_0^{2/3} \dots\dots\dots (2)$$

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

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

なお、(3)式を適用するのは、両式の交点となる震源断層の面積が291km²以上 (地震モーメントが $M_0=4.7 \cdot 10^{25}$ [dyn · cm]、 M_b 6.4相当)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が $M_0=1.0 \cdot 10^{28}$ [dyn · cm]を上限とする必要がある。

* ここでは、利便性に配慮して機械的に値が求められるように、両式の使い分けの閾値を決めているが、原理的には断層幅が飽和しているかどうかでスケーリング則が変わるため、断層幅が飽和していない場合((1-a)式)は(2)式を、飽和している場合((1-b)式)は(3)式を用いる方が合理的である。震源断層の面積を算出するにあたっては、この点にも配慮して、用いる式を選択することが可能である。

⁴ dyn · cm=10⁷N · m

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

$$M_{0i} = M_0 \cdot S_i^{3/2} / \sum S_i^{3/2} \dots\dots\dots (4)$$

M_{0i} : i 番目のセグメントの地震モーメント

S_i : i 番目のセグメントの面積

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

(d) 平均すべり量 D

震源断層全体の平均すべり量 D (cm)と地震モーメント M_0 (dyn・cm)の関係は、震源断層の面積 S (cm²)と剛性率 μ (dyn/cm²)を用いて、

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot S \dots\dots\dots (5)$$

で表される。剛性率については、地震発生層の密度、S波速度から算定する。

(2) 微視的震源特性

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

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

を設定する。

(a) アスペリティの位置・個数

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

具体的には、

- ・ 長期評価で、変位量の分布についての記述、または、間接的に変位量の地域的差異を表す記述があった場合には、それを参照する（例えば、地震調査委員会，2002、2004a）

⁵ 震源スペクトル特性のうち、加速度スペクトル振幅レベルが高周波数側において急減し始める周波数。

- ・活断層詳細デジタルマップに記載されている断層の変位量や時代区分の分布を示す資料より平均変位速度（相当）の値を算出する（例えば、地震調査委員会, 2003a、2004c）

等の方法によりアスペリティの位置を設定する。

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

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

(b) アスペリティの総面積 S_a

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

$$A = 2.46 \cdot 10^{17} \cdot M_0^{1/3} \dots\dots\dots (6)$$

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

$$r = (7\pi/4) \cdot (M_0/(A \cdot R)) \cdot \beta^2 \dots\dots\dots (7)$$

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

$$M_0 = (16/7) \cdot r^2 \cdot R \cdot \Delta\sigma_a \dots\dots\dots (8)$$

$$A = 4\pi \cdot r \cdot \Delta\sigma_a \cdot \beta^2 \dots\dots\dots (9)$$

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

一方、最近の研究成果から、内陸地震によるアスペリティ総面積の占める割合は、断層総面積の

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

震源断層の長さが震源断層の幅に比べて十分に大きい長大な断層に対して、円形破壊面を仮定することは必ずしも適当ではないことが指摘されている。レシピでは、巨視的震源特性であるモーメントマグニチュード M_0 を、円形破壊面を仮定しない(3)式から推定しているが、微視的震源特性であるアスペリティの総面積の推定には、円形破壊面を仮定したスケーリング則から導出される(6)~(9)式を適用している。このような方法では、結果的に震源断層全体の面積が大きくなるほど、既往の調査・研究成果と比較して過大評価となる傾向となるため、微視的震源特性についても円形破壊面を仮定しないスケーリング則を適用する必要がある。しかし、長大な断層のアスペリティに関するスケーリング則については、そのデータも少ないことから、未解決の研究課題となっている。そこで、このような場合には、(6)~(9)式を用いず、入倉・三宅(2001)による震源断層全体の面積に対するアスペリティの総面積の比率、約22%からアスペリティの総面積を推定する方法がある。ただし、この場合には、アスペリティの応力降下量の算定方法にも注意する必要があり、この方法については、(d) アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力で説明する。

(c) アスペリティ・背景領域の平均すべり量 D_a, D_b

アスペリティ全体の平均すべり量 D_a は震源断層全体の平均すべり量 D_0 の ξ 倍とし、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果(Somerville *et al.*, 1999; 石井ほか, 2000)を基に、 $\xi=2$ とする。

$$D_a = \xi \cdot D \dots\dots\dots (10)$$

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

$$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a \dots\dots\dots (11)$$

$$M_{0b} = M_0 - M_{0a} \dots\dots\dots (12)$$

$$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b) \dots\dots\dots (13)$$

ここで、 μ は剛性率。

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

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

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

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

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

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

$$\Delta\sigma_a = (S/S_a) \cdot \Delta\sigma \dots\dots\dots (15-1)$$

$\Delta\sigma$: 震源断層全体の平均応力降下量

S : 震源断層全体の面積

S_a : アスペリティの総面積

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

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

$$\Delta\sigma_a = (7/16) \cdot M_0 / (r^2 \cdot R) \dots\dots\dots (15-2)$$

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

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

$$M_0 = \frac{WL^2}{aL+b} \Delta\sigma \dots\dots\dots (16)$$

W : 断層幅、 L : 断層長さ、

a, b : 構造依存のパラメータ (数値計算により与えられる)

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

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

背景領域の実効応力 σ_b は、壇ほか(2002)に基づき、

実効応力 \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、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) / (D_a/W_a) \cdot \sigma_a \dots\dots\dots (17)$$

より算定し、アスペリティの個数が複数の場合、

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

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

ペクト比が2の場合は $W=(S/2)^{1/2}$ 。

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

(e) 高周波遮断振動数 f_{max}

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

(f) すべり速度時間関数 $dD(t)/dt$

中村・宮武(2000)の近似式を用いる。中村・宮武(2000)の近似式は、

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

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

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

c, a_r : 係数

$t_r:(t_s-t_r)=2:1$

V_r : 破壊伝播速度

で表され、この近似式を計算するためには、

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

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

- ・ 最大すべり速度振幅 V_m

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

f_c : ローパスフィルタのコーナー周波数 (f_{max} と同等)

$W = W_a$ (アスペリティ領域)

$= W_b$ (背景領域)

- ・ 最大すべり速度到達時間 t_d

$$f_{max} \cong 1/(\pi \cdot t_d) \dots\dots\dots (21)$$

- ・ すべり速度振幅が $1/t^{1/2}$ に比例する Kostrov 型関数に移行する時間 t_b
(19)式で最終すべり量を与えることにより自動的に与えることができる。
- ・ ライズタイム t_r

$$t_r \cong \alpha \cdot W/V_r \dots\dots\dots (22)$$

$\alpha=0.5$

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

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

(g) すべり角

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

- 逆断層 : 90°
- 正断層 : -90°
- 左横ずれ断層 : 0°
- 右横ずれ断層 : 180°

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

(3) その他の震源特性

その他の震源特性に関するパラメータとして、

- ・ 平均破壊伝播速度
- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

を設定する。

(a) 平均破壊伝播速度 V_r

平均破壊伝播速度 V_r (km/s)は、特にその震源域の詳しい情報がない限り、Geller(1976)による地震発生層のS波速度 V_s (km/s)との経験式

$$V_r = 0.72 \cdot V_s \dots\dots\dots (23)$$

により推定する。

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

(b) 破壊開始点

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

(c) 破壊形態

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

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

1.2 海溝型地震の特性化震源モデル

海溝型地震は、活断層で発生する地震と比較して、地震の発生間隔が短いため、海域によっては過去に発生した地震の状況を示す情報が残されており、特性化震源モデルの設定にあたって、それらの情報を活用することができる。また、4. 予測結果の検証でも説明するように、過去の地震関連データを用いて、それぞれの段階で特性化震源モデルの検証を行い、必要があれば震源特性パラメータの見直しを行う。このような特性化震源モデルの見直しの段階では、観測波形等を説明できる震源特性パラメータが求められることより、以下の「レシピ」を拡大解釈する形で検討することもある。この場合、過去の地震関連データ(地震規模、震源域、地震波形記録、震度、被害など)すべてが整合性あるものとはならない可能性もあり、解析の目的に応じて優先順位をつけてデータを採用することが必要となる。付図3に海溝型地震に対する震源特性パラメータの設定の流れを示す。

(1) 巨視的震源特性

海溝型地震の震源断層モデルの巨視的震源特性に関するパラメータとして、

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

を設定する。

(a) 震源断層の位置・構造(位置、走向、深さ)

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

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

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

震源断層の大きさ・地震規模については、下記のいずれかの方法により設定する。

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

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

$$M_0 = (16/(7 \cdot \pi^{3/2})) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2} \dots\dots\dots (24)$$

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

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

(c) 平均すべり量 D

1.1(1)(d)参照。

(2) 微視的震源特性

海溝型地震における震源断層の微視的震源特性に関するパラメータとして、

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

を設定する。

(a) アスペリティの位置・個数

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

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

(b) アスペリティの総面積 S_a

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

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

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

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

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

(c) アスペリティ・背景領域の平均すべり量 D_a, D_b

1.1(2)(c)参照。

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

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

1.1(2)(d)参照。

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

(e) f_{\max}

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

(f) すべり速度時間関数 $dD(t)/dt$

中村・宮武(2000)の近似式を用いる(1.1(2)(f)参照)。

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

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

(g) すべり角

1.1(2)(g)参照。

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

(3) その他の震源特性

その他の震源特性に関するパラメータとして、

- ・ 平均破壊伝播速度
- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

を設定する。

(a) 平均破壊伝播速度 V_r

1.1(3)(a)参照。

(b) 破壊開始点

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

(c) 破壊形態

1.1(3)(c)参照。

2. 地下構造モデルの作成

詳細な強震動評価における地下構造モデルの主なパラメータとしては、密度、P・S波速度、層厚（形状）、減衰特性があり、対象を、

- ・地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤までの「大構造」、
- ・地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤⁶から工学的基盤⁷までの地盤構造（以下、「深い地盤構造」と呼ぶ）、
- ・地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造（以下、「浅い地盤構造」と呼ぶ）

の3つに分けて設定を行う。以下では、それぞれの設定手法について、その考え方を説明する。

2.1 上部マントルから地震基盤までの「大構造」

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

2.2 「深い地盤構造」

「深い地盤構造」のデータに関しては、深層ボーリング、屈折法・反射法弾性波探査、微動探査、重力探査などのデータに基づき、地域の「深い地盤構造」の三次元地下構造モデルを作成する必要がある。しかしながら、これらのデータは地域によってデータの多寡があり、その状況に応じて設定する方法は異なってくる。そこで、以下ではデータ量に応じたケースごとに設定方法の考え方について説明する。付図4に三次元地盤構造モデル作成の流れを示す。

(1) 「深い地盤構造」のデータがある程度揃っている場合

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

(2) 「深い地盤構造」のデータが一部揃っている場合

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

⁶ S波速度3km/s程度の堅硬な岩盤。

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

(a) 過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース

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

(b) 過去の堆積環境が区域によってかなり変化していると想定されるケース

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

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

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

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

2.3 「浅い地盤構造」

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

(1) 面的な評価によるモデル化の方法

面的な評価によるモデル化の方法としては、松岡・翠川(1994)や藤本・翠川(2003)による国土数値情報を利用した方法が代表的である。この方法では、全国を網羅した約1km四方の領域ごとの国土数値情報のうち、地形区分データや標高データ等を利用して、新たに作成した微地形区分データから、「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率を算定する(3.2(1)参照)。この方法を用いれば、全国を約1km四方の領域ごとに、比較的簡便に「浅い地盤構造」をモデル化することができる。

(2) ボーリングデータによるモデル化の方法

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

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

3. 強震動計算

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

3.1 工学的基盤上面までの計算方法

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

経験的手法

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

半経験的手法

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

理論的手法

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

ハイブリッド合成法

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

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

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

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

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

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

3.2 地表面までの計算方法

地表面までの計算方法は、「浅い地盤構造」の地下構造モデルが面的な評価によってモデル化された場合とボーリングデータによってモデル化された場合とで異なるため、それぞれのケースについて説明する。

(1) 面的な評価によってモデル化された「浅い地盤構造」の場合

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

微地形区分から想定される増幅率 R は以下の手順で評価する。

- ① 全国を網羅した約1km四方の領域ごとの国土数値情報から微地形区分データ作成する。
- ② その区分に次式に示す標高と表層30mの平均S波速度 AVS との経験的關係をあてはめる。

$$\log AVS = a + b \cdot \log H + c \cdot \log Dist \pm \sigma \dots\dots\dots (25)$$

AVS : 表層30mの平均S波速度(m/s)

H : 標高(m)

$Dist$: 主要河川からの距離(km)

σ : 標準偏差

a, b, c : 微地形区分ごとに与えられる回帰係数

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

$$\log R = 1.83 - 0.66 \cdot \log AVS \pm 0.16 \quad (100 < AVS < 1500) \dots\dots\dots (26)$$

R : 平均S波速度600m/sの基盤を基準とした増幅率

(2) ボーリングデータによってモデル化された「浅い地盤構造」の場合

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

線形解析法

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

等価線形解析法

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

逐次非線形解析法

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

広域の地震動分布の算出には、今までは等価線形解析法が多く用いられてきた。この理由は、等価線形解析法がパラメータも少なく利用しやすいこと、求められた地震動分布(震度、加速度)が既往の被害地震の地震動分布を大域的に説明できたことなどが考えられる。逐次非線形解析法は、今までは観測波形の検証や液状化した地盤の過剰間隙水圧の上昇やひずみの増大などをみるために、検討対象地点ごとに利用されてきたことが多く、広域の地震動評価に使われた例は極めて少ない。

また、採用する応力-ひずみ関係式やそれに用いるパラメータの設定など専門的な判断をもって個々の解析を行うことが必要であるなど、逐次非線形解析法による広域地震動算出への課題は多い。このようなことから、逐次非線形解析法を広域の地震動評価に用いることは緒についたばかりで、まだ検討の必要があると考えられる。

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

4. 予測結果の検証

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

4.1 活断層で発生する地震の強震動予測結果に対する検証

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

(1) 距離減衰式を用いた推定値との比較

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

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

4.2 海溝型地震の強震動予測結果に対する検証

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

(1) 震度分布との比較

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

的方法や半経験的方法を用いて行われる。この震度分布と計算結果があわない場合は、震源特性の見直しを行う。

(2) 観測波形記録との比較

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

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

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

(3) 距離減衰式を用いた推定値との比較

4.1(1)参照。

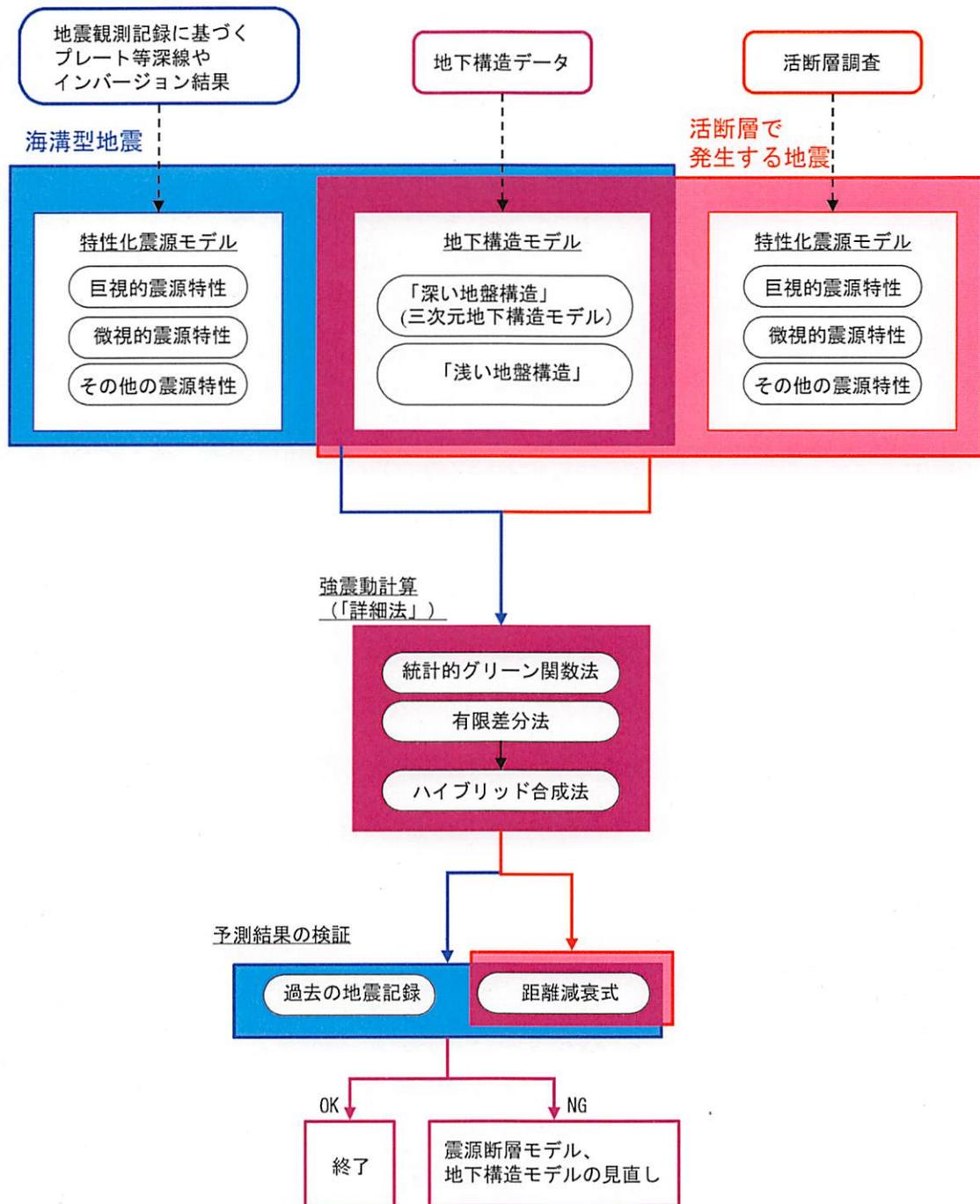
なお、既往の研究成果から、大地震の観測記録が中小地震の観測記録を用いた経験的グリーン関数法により比較的精度良く再現できることが確認されている。したがって、ハイブリッド合成法による強震動予測結果の検証方法として、対象とする震源断層の周辺で発生した中小地震の観測記録が予め得られている地点を対象に、経験的グリーン関数法とハイブリッド合成法の結果を比較することも可能である。

引用文献（アルファベット順）

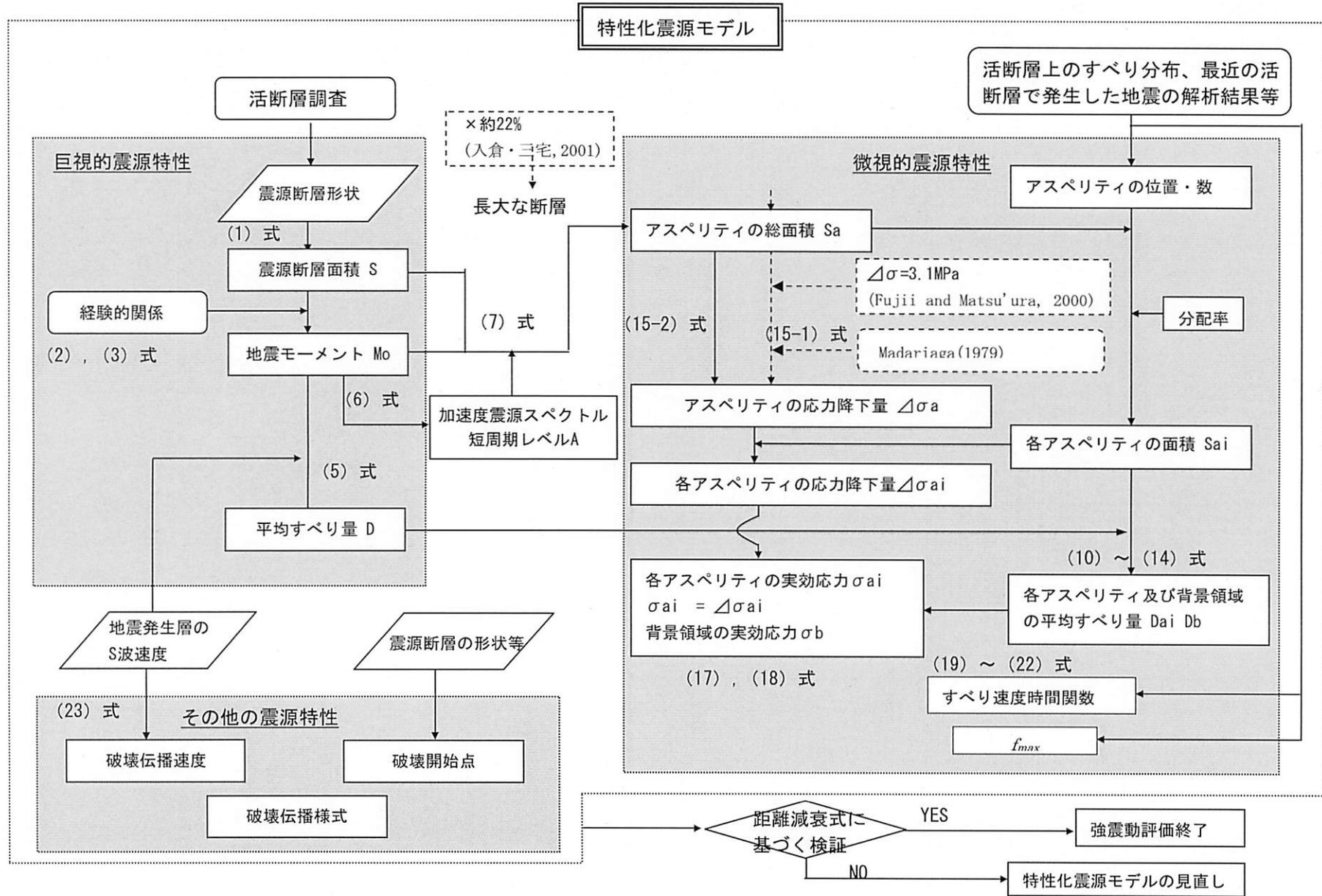
- Aoi, S. and Fujiwara, H. (1999): 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 918-930.
- 栗田泰夫 (2004): 活断層から発生する地震規模の予測手法に関する諸問題, *月刊地球*, 号外No. 46, 163-167.
- 防災科学技術研究所 (2004): 森本・富樫断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討, *防災科学技術研究所研究資料*, 255.
- Dalguer L. A., Irikura, K., Riera, J. and Chiu, H. C. (2001): Fault Dynamic Rupture Simulation of the Hypocenter area of the Thrust Fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, *Geophysical Research Letters*, April 1, vol. 28, No. 7, 1327-1330.
- 壇 一男・佐藤俊明 (1998): 断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, *日本建築学会構造系論文集*, 509, 49-60.
- 壇 一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井 透 (2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, *日本建築学会構造系論文集*, 545, 51-62.
- 壇 一男・佐藤俊明・入倉孝次郎 (2002): アスペリティモデルに基づく強震動予測のための震源モデルの特性化手法, *第11回日本地震工学シンポジウム*, 555-560.
- Eshelby, J. D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. Roy. Soc.*, A241, 376-396.
- Fujii, Y. and Matsu'ura, M. (2000): Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication, *Pure and Applied Geophysics*, 157, 2283-2302.
- 藤本一雄・翠川三郎 (2003): 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定, *日本地震工学会論文集*, Vol. 3, 3, 13-27.
- 藤原広行 (2004): 地震動予測地図作成の現状とねらい, 「地震動予測地図」の建築物の耐震設計・評価への活用, 2004年度日本建築学会大会 (北海道) 構造部分 (荷重) パネルディスカッション資料, 3-17.
- Geller, R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- Graves, W. R. (1996): Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 86, 1091-1106.
- Haskell, N. A. (1960): Crustal reflection of plane SH waves, *J. Geophys. Res.*, 65, 4147-4150.
- 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.
- 入倉孝次郎・釜江克宏 (1999): 1948年福井地震の強震動, *地震第2輯*, 52, 129-150.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001): シナリオ地震の強震動予測, *地学雑誌*, 110, 849-875.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲 (2002): 強震動予測のための修正レシピとその検証, *第11回日本地震工学シンポジウム論文集*, 567-572.
- 入倉孝次郎 (2004): 強震動予測レシピー大地震による強震動の予測手法一, *京都大学防災研究所年報*, 47A.
- 石井 透・佐藤俊明・Somerville, P. G. (2000): 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, *日本建築学会構造系論文集*, 527, 61-70.
- Ito, K. (1999): Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, *Tectonophysics*, 306, 423-433.
- Iwata, T., Sekiguchi, H. and Miyakoshi, K. (2001): Characterization of source processes of

- recent destructive earthquake inverted from strong motion records in the dense network, Proceedings of US-Japan Joint Workshop and third grantees meeting for US-Japan Cooperative Research on Urban Earthquake Disaster Mitigation, 53-59.
- 地震調査委員会 (2002) : 糸魚川-静岡構造線断層帯 (北部, 中部) を起震断層と想定した強震動評価 (平成14年10月31日公表) .
- 地震調査委員会 (2003a) : 森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成15年3月12日公表) .
- 地震調査委員会 (2003b) : 宮城県沖地震を想定した強震動評価 (平成15年6月18日公表) .
- 地震調査委員会 (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) .
- 地震調査委員会 (2003d) : 三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価 (平成15年10月28日公表) .
- 地震調査委員会 (2003e) : 山形盆地断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成15年11月25日公表) .
- 地震調査委員会 (2004a) : 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成16年3月22日公表) .
- 地震調査委員会 (2004b) : 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価 (平成16年5月21日公表) .
- 地震調査委員会 (2004c) : 琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成16年6月21日公表) .
- 地震調査委員会 (2004d) : 高山・大原断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成16年9月27日公表) .
- 地震調査委員会 (2004e) : 石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成16年11月29日公表) .
- 地震調査委員会 (2005) : 山崎断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成17年1月31日公表) .
- 地震調査委員会強震動評価部会 (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) (平成13年5月25日公表) .
- 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 (平成14年10月31日公表) .
- 地震調査委員会強震動評価部会 (2004) : 2003年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証 (平成16年12月20日公表) .
- 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之 (1998) : 強震動予測の現状と将来の展望, 地震第2輯, 51, 339-354.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長 (1991) : 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測 : 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文集, 430, 1-9.
- Kanamori, H. and Anderson, D. L. (1975) : Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1073-1095.
- 片岡正次郎・日下部毅明・村越潤・田村敬一 (2003) : 想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究, 国土技術政策総合研究所研究報告, 15.
- 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.
- Koketsu, K., Hikima, K., Miyazaki, S. and Ide, S (2004) : Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake, Earth Planets Space, 56, 329-334.
- Madariaga, R. (1979) : On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, J. Geophys. Res., 84, 2243-2250.
- 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.

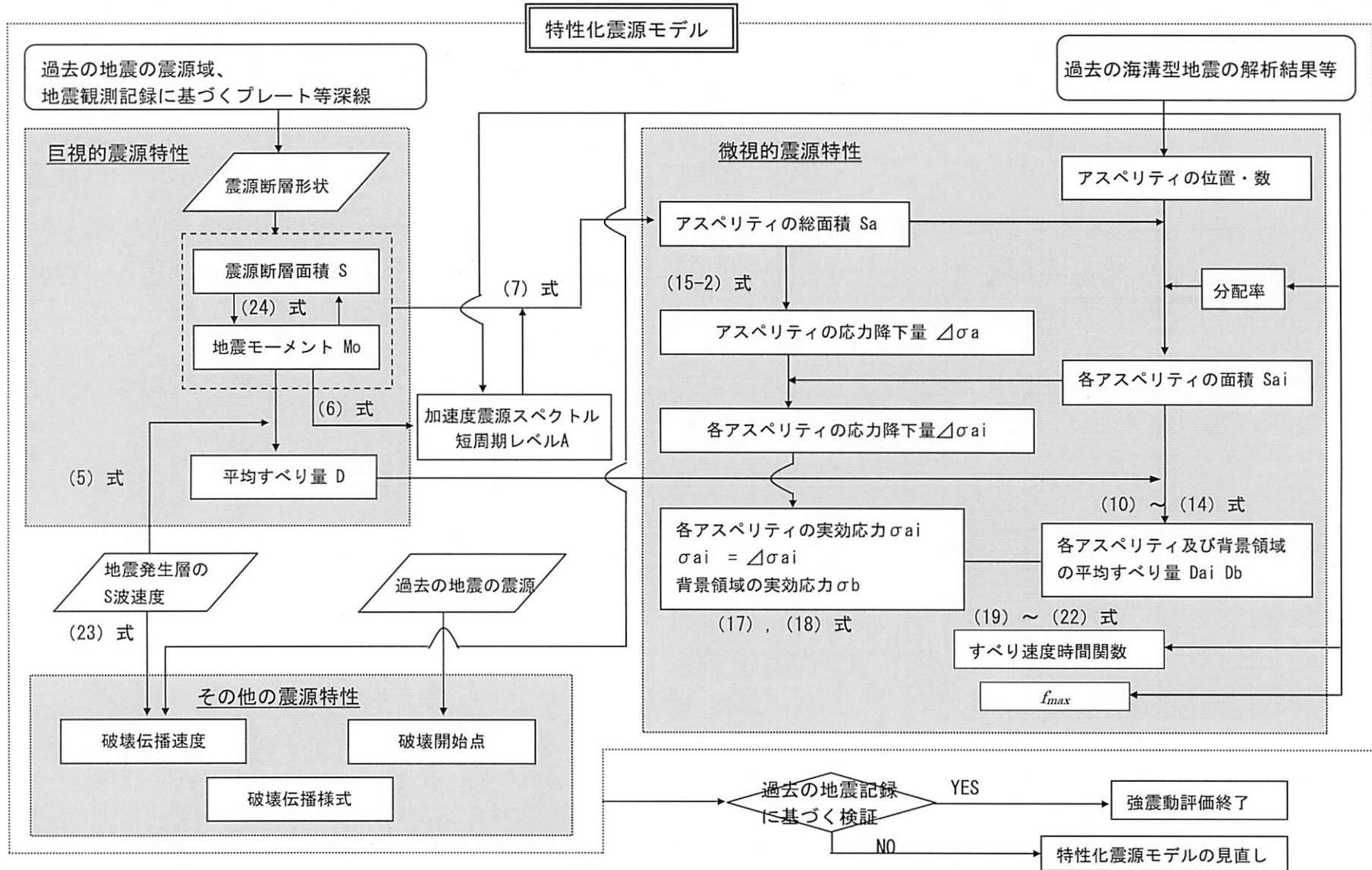
- 中村洋光・宮武 隆 (2000) : 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震第2輯, 53, 1-9.
- Pitarka, A. (1999) : 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68.
- 佐藤良輔編著 (1989) : 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会.
- 佐藤智美・川瀬 博・佐藤俊明 (1994) : 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.
- Shnabel, P. B., Lysmer, J. and Seed, H. B. (1972) : SHAKE, A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley.
- 司 宏俊・翠川三郎 (1999) : 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 523, 63-70.
- Somerville, P. G., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N. and Kowada, A. (1999) : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- 杉山雄一・関口春子・栗田泰夫・伏島祐一郎・下川浩一 (2002) : 活断層情報と不均質震源特性との関係, 平成13年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 119-129.
- Sugiyama, Y. (2004) : Asperities And Multi-Segment Ruptures in Subduction Zones And Inland Active Fault Systems, *Proceedings of International Conference in Commemoration of 5th Anniversary of The 1999 Chi-Chi Earthquake, Taiwan*, 1-9.
- 遠田晋次 (2004) : 断層セグメントの多重破壊とスケーリング則, 月刊地球, 号外No. 46, 168-174.
- 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明 (1997) : 近畿地方で発生する地震の 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.
- 宇津徳治 (2001) : 『地震学第3版』, 共立出版.
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994) : New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.
- Wells, R. E., Blakely, R. J., Sugiyama, Y., Scholl, D. W. and Dinterman, P. A. (2003) : Basin-Centered Asperities in Great Subduction Zone Earthquake: A Link between Slip, Subsidence, And Subduction Erosion, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. B10, 2507, ESE16 1-30.
- Yagi, Y. (2004) : Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data, *Earth Planets Space*, 56, 311-316.
- Yamanaka, Y. and Shimazaki, K. (1990) : Scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the main shock, *J. Phys. Earth*, 38, 305-324.
- Yamanaka, Y. and Kikuchi, M. (2003) : Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, 55, e21-e24.
- 吉田 望・東畑郁生 (1991) : YUSAYUSA-2 理論と使用方法.



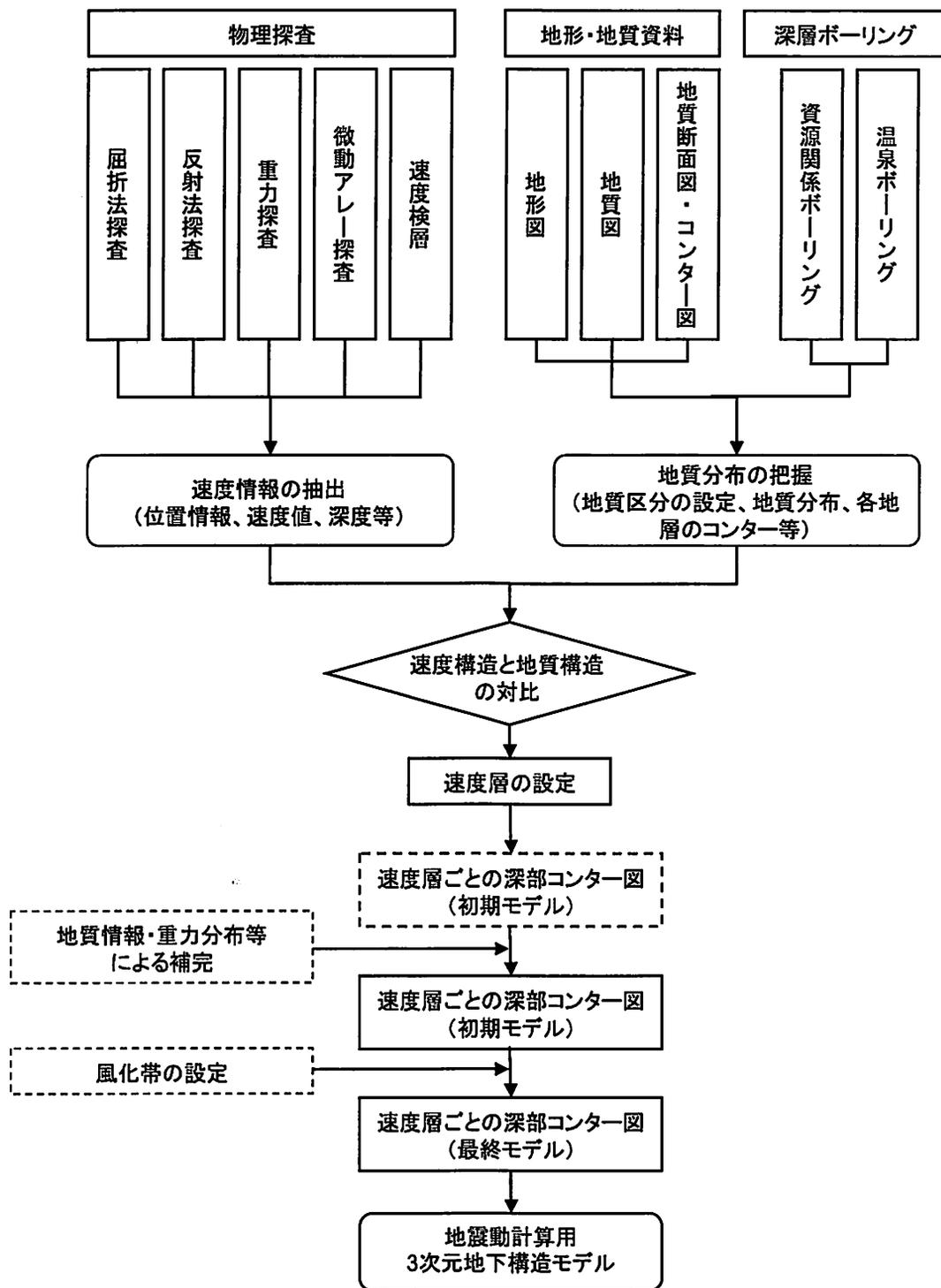
付図1 震源断層を特定した地震の強震動予測手法（詳細法）の流れ



付図2 活断層で発生する地震の震源特性パラメータ設定の流れ



付図3 海溝型地震の震源特性パラメータ設定の流れ



付図4 三次元地盤構造モデル作成の流れ(藤原, 2004) : 地震動予測地図とそれに係る地下構造調査の必要性、2004年活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会、p116、図3を修正)

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

図のもくじ

(図11～18)

図11	中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）周辺の 震央分布図及び震源分布の断面図	1
図12-1	地震モーメントと断層面積の関係図	2
図12-2	地震モーメントと短周期レベルの関係図	2
図13-1	収集資料位置図（ボーリング地点）	3
図13-2	収集資料位置図（地震探査測線）	4
図14-1	ケース1の「詳細法工学的基盤」における計算波形と減衰定数5% 擬似速度応答スペクトル（奈良市役所・橿原市役所・大阪此花 KiK-net 観測点・堺市役所）	5
図14-2	ケース1の「詳細法工学的基盤」における計算波形と減衰定数5% 擬似速度応答スペクトル（和泉市役所・泉南市役所・関西国際空港）	6
図14-3	ケース1の「詳細法工学的基盤」における計算波形と減衰定数5% 擬似速度応答スペクトル（和歌山市役所・神戸市役所・洲本市役所）	7
図14-4	ケース2の「詳細法工学的基盤」における計算波形と減衰定数5% 擬似速度応答スペクトル（奈良市役所・橿原市役所・大阪此花 KiK-net 観測点・堺市役所）	8
図14-5	ケース2の「詳細法工学的基盤」における計算波形と減衰定数5% 擬似速度応答スペクトル（和泉市役所・泉南市役所・関西国際空港）	9
図14-6	ケース2の「詳細法工学的基盤」における計算波形と減衰定数5% 擬似速度応答スペクトル（和歌山市役所・神戸市役所・洲本市役所）	10
図15	三次元有限差分法による詳細法工学的基盤の速度分布のNS成分の スナップショット	11
図16	「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上面における 最大速度分布図（ケース1, 2）	12
図17	「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布図 （ケース1, 2）	13
図18	「簡便法」による強震動予測結果：震度分布図	14

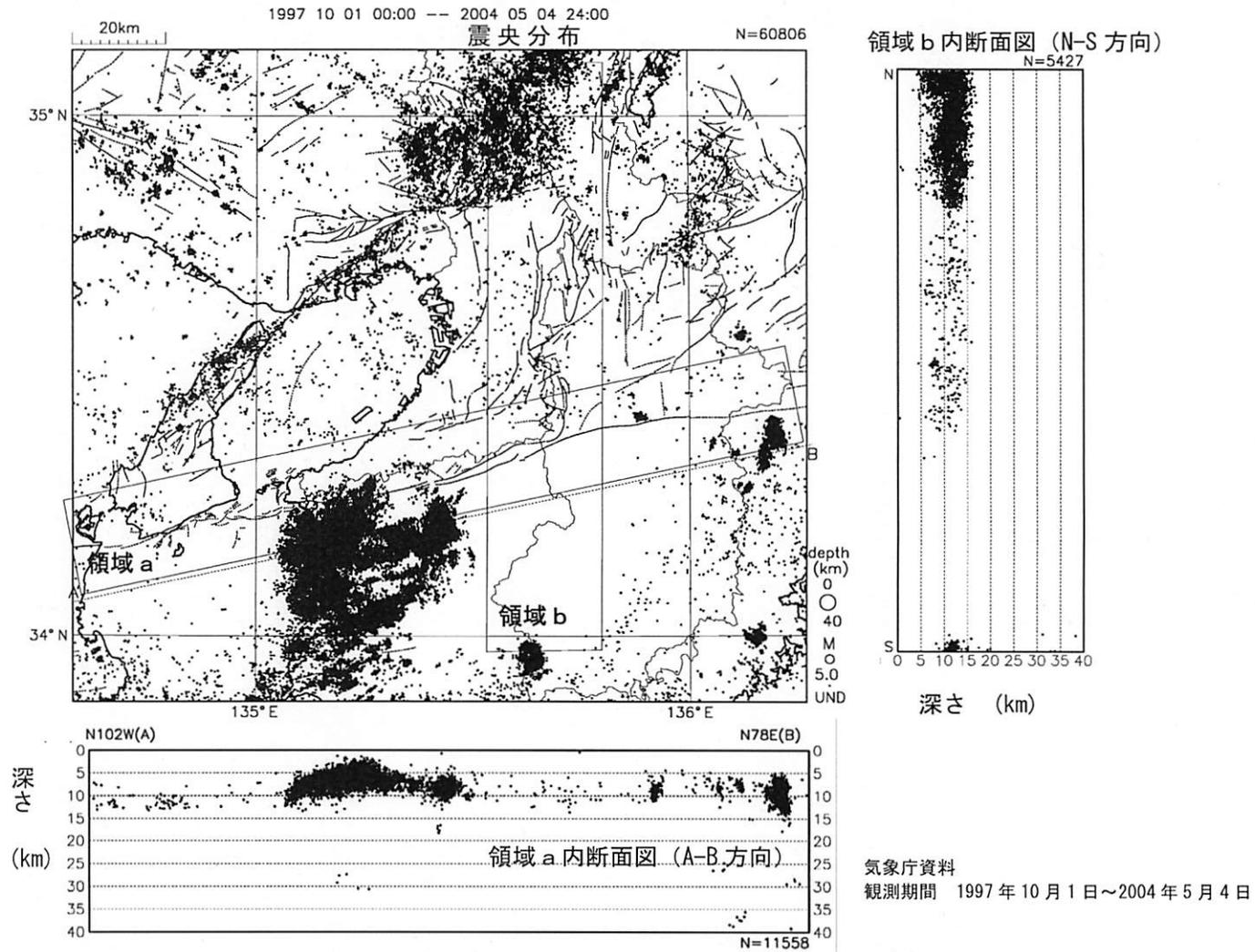


図 1 1 中央構造線断層帯（金剛山地東縁-和泉山脈南縁）周辺の震央分布図及び震源分布の断面図

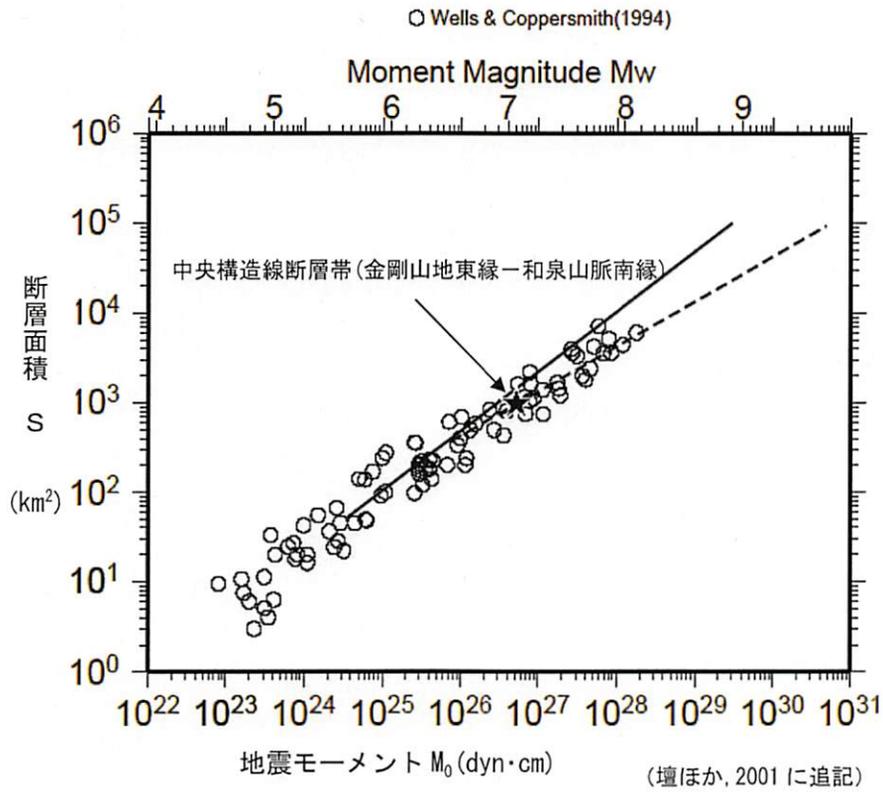


図 1 2 - 1 地震モーメントと断層面積の関係図

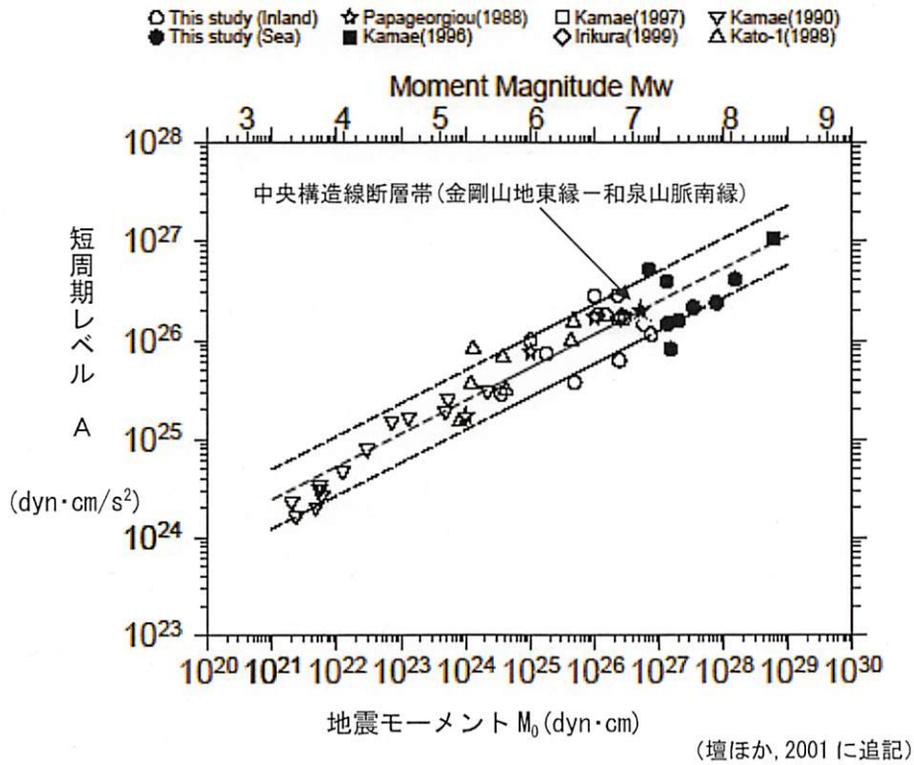


図 1 2 - 2 地震モーメントと短周期レベルの関係図

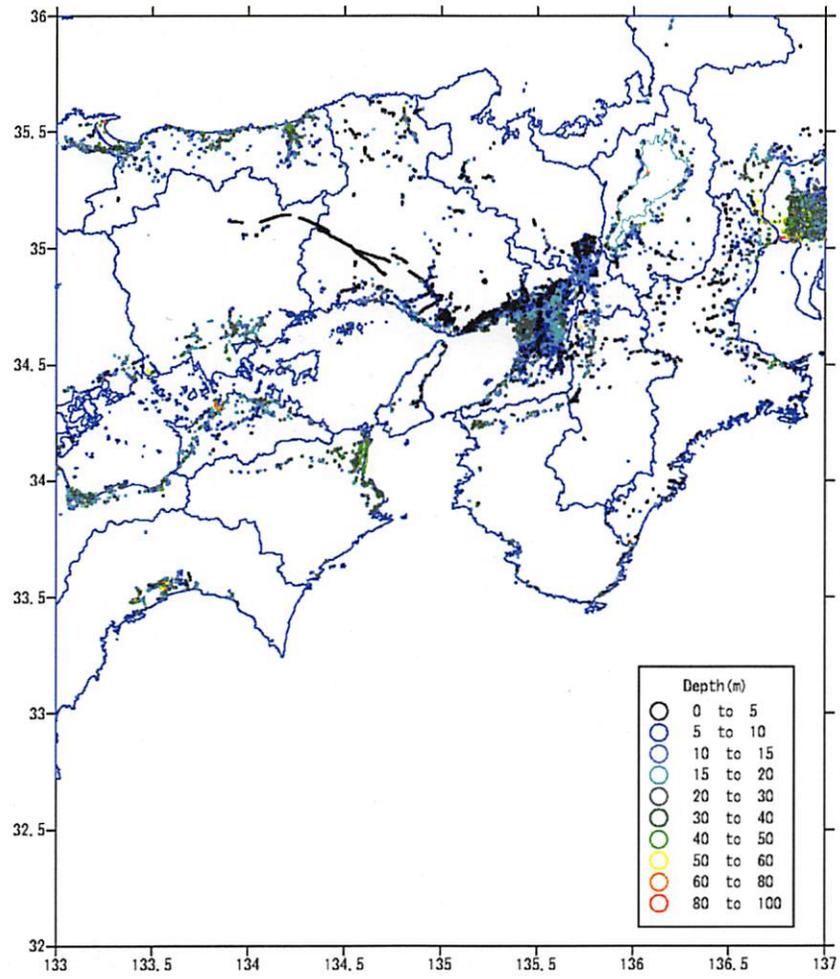
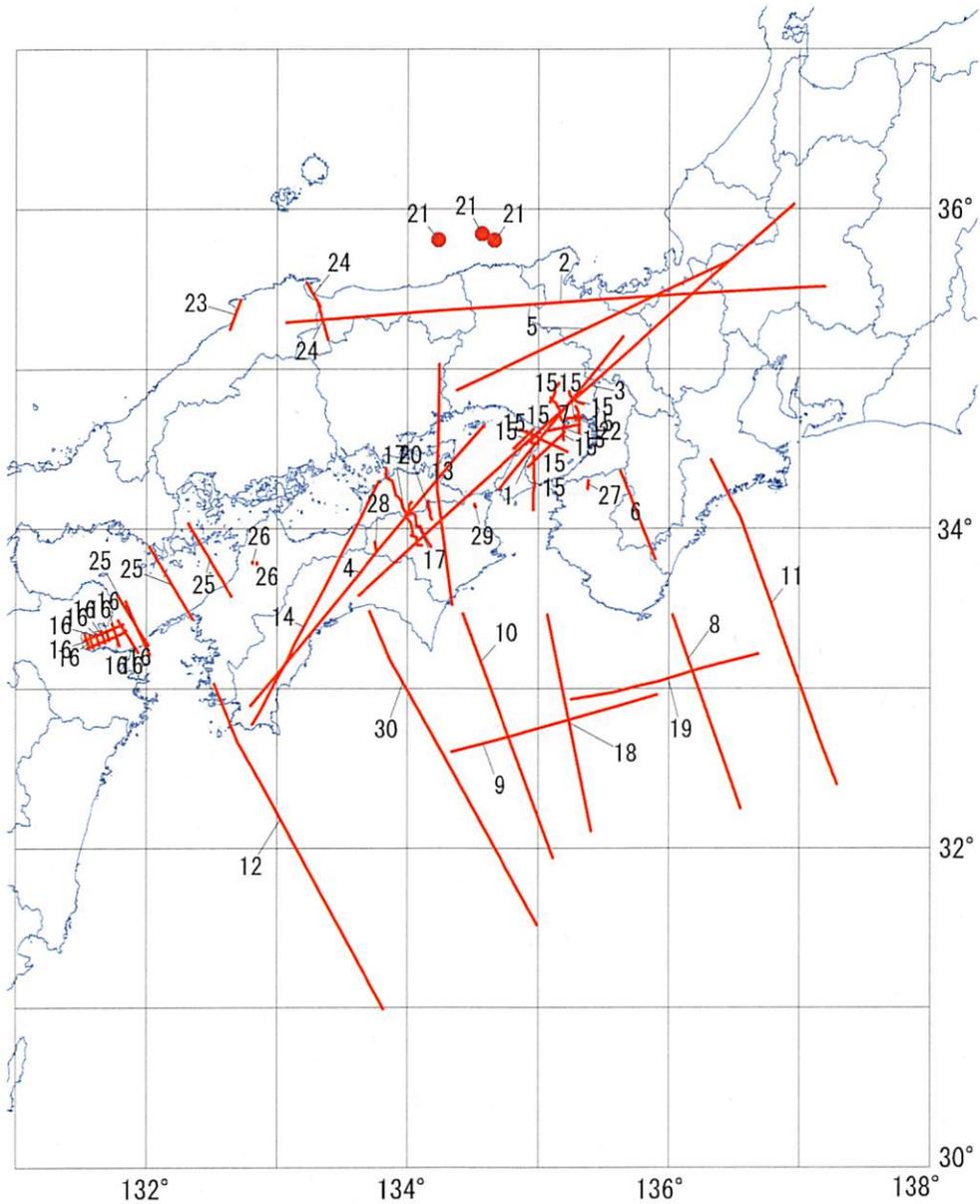


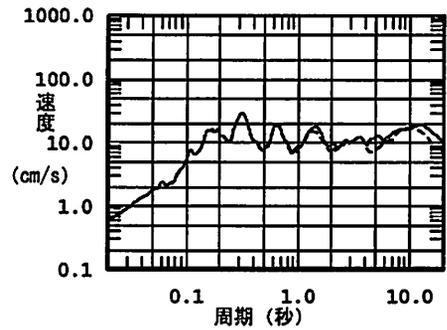
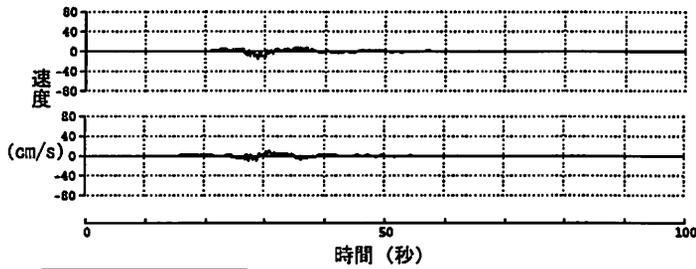
図 13-1 収集資料位置図 (ボーリング地点)



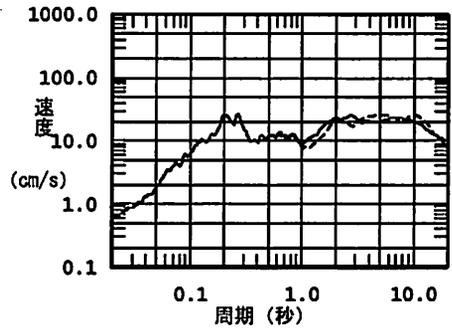
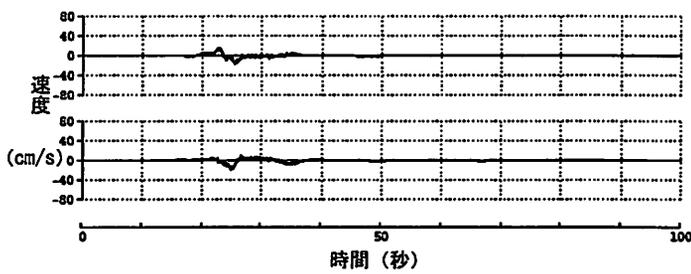
- 1 : Sato et al. (1998a) 2 : Yoshii et al. (1974) 3 : 青木・村松 (1974) 4 : 伊藤ほか (1982)
 5 : RGES (1995) 6 : 吉井ほか (1990) 7 : RGES (1997a) 8 : 西坂ほか (1997) 9 : Sato et al. (1998b)
 10 : Kodaira et al. (2000a,b) 11 : Nakanishi et al. (1999) 12 : Takahashi et al. (1999)
 13 : 蔵下ほか (2001) 14 : 伊神ほか (1982) 15 : 横倉ほか (1998) 16 : 由佐ほか (1992)
 17 : 井上ほか (1984) 18 : Sato et al. (1998b) 19 : Mochizuki et al. (1998) 20 : 伊藤ほか (1996)
 21 : 石油公団 (1983, 1990) 22 : 小林ほか (1996) 23 : 沢田ほか (2001) 24 : 鳥取県 (2003) 25 : 大野ほか (1994)
 26 : 池田ほか (2003) 27 : 吉川ほか (1992) 28 : 市川ほか (1968) 29 : 佃・佐藤 (1996)
 30 : Kodaira et al. (2000a) 文献名の詳細は表3参照

図 1 3 - 2 収集資料位置図 (地震探査測線)

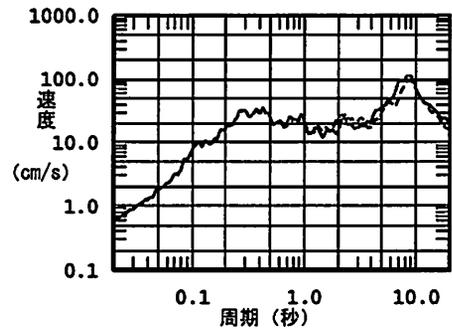
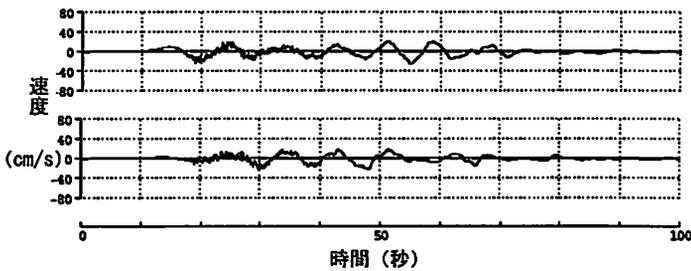
奈良市役所



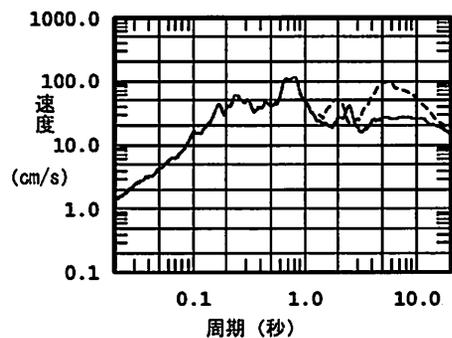
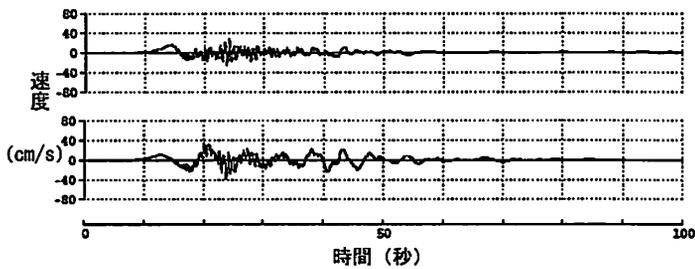
橿原市役所



大阪此花 KiK-net 観測点



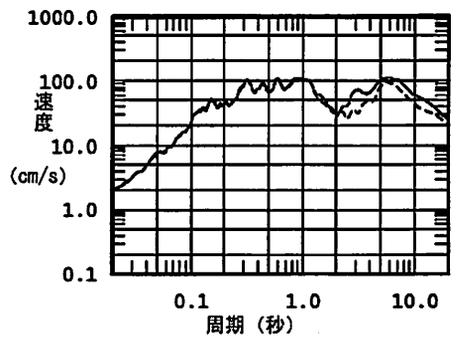
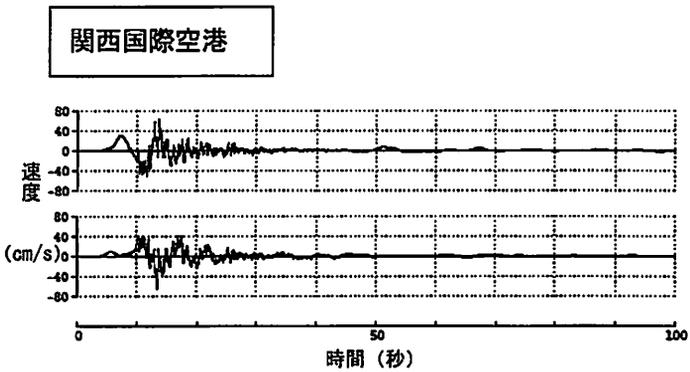
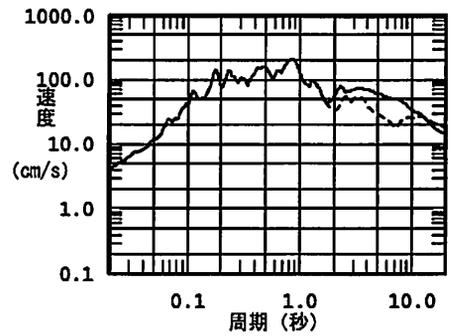
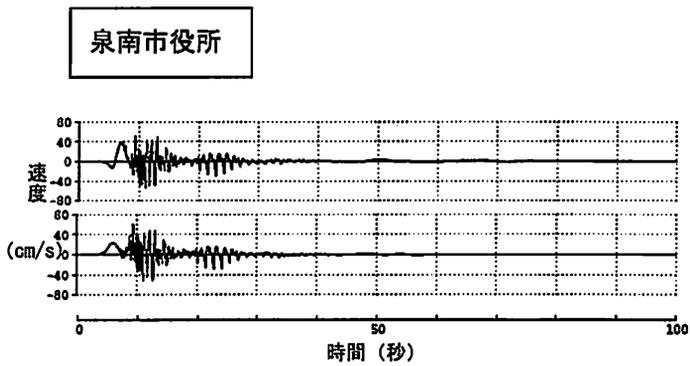
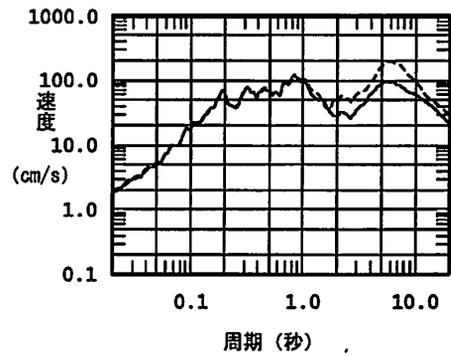
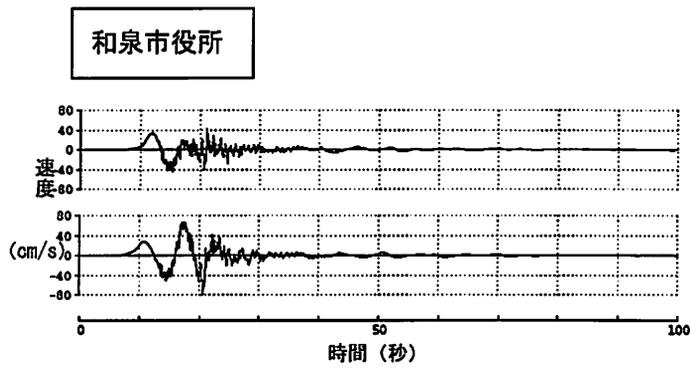
堺市役所



上段:南北成分 下段:東西成分

実線:南北成分 破線:東西成分

図 1 4 - 1 ケース 1 の「詳細法工学的基盤」における計算波形と減衰定数 5 % 擬似速度応答スペクトル (奈良市役所・橿原市役所・大阪此花 KiK-net 観測点・堺市役所)

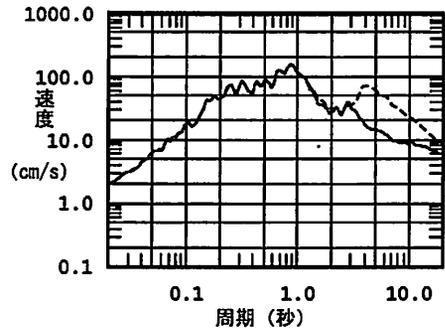
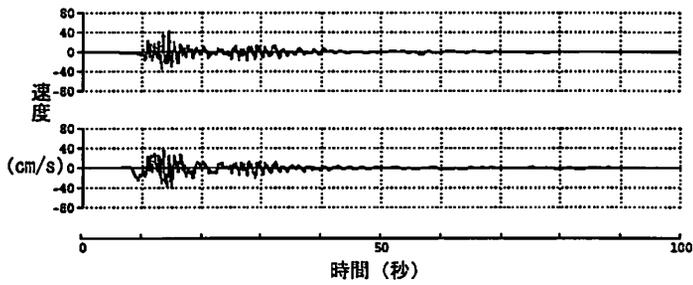


上段:南北成分 下段:東西成分

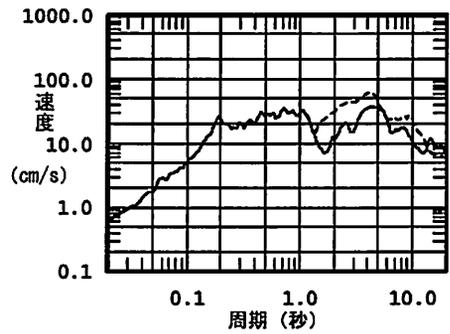
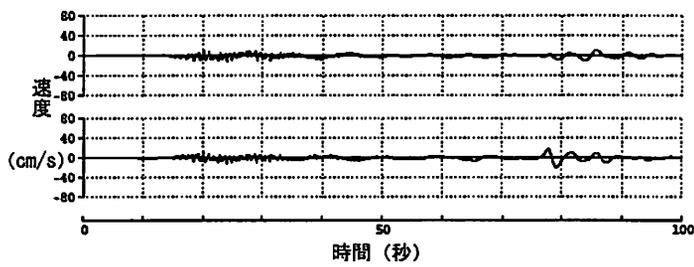
実線:南北成分 破線:東西成分

図14-2 ケース1の「詳細法工学的基盤」における計算波形と減衰定数5%擬似速度応答スペクトル(和泉市役所・泉南市役所・関西国際空港)

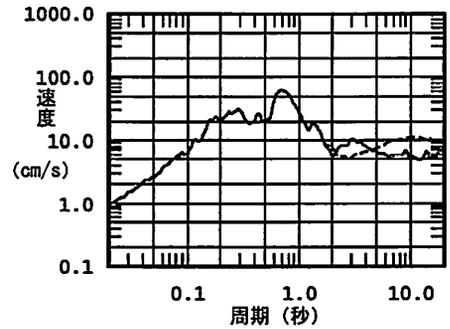
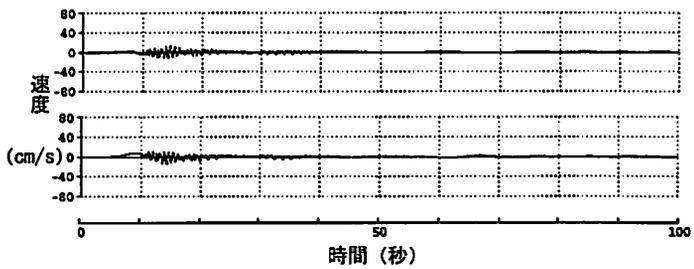
和歌山市役所



神戸市役所



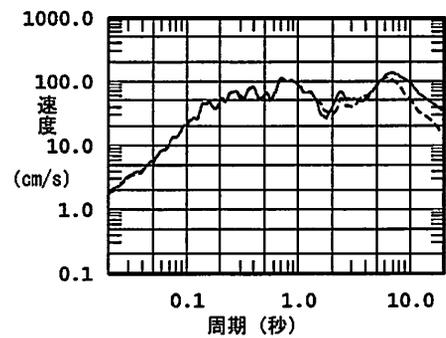
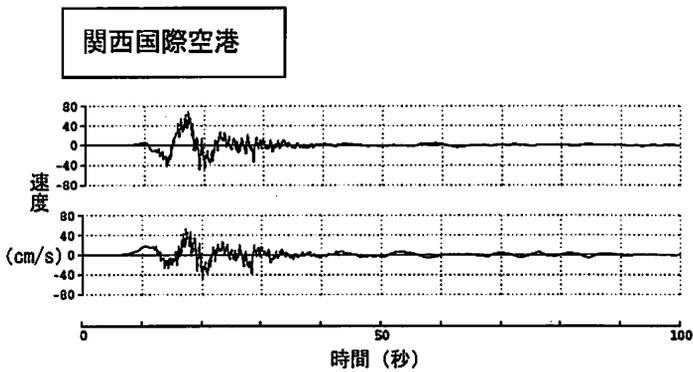
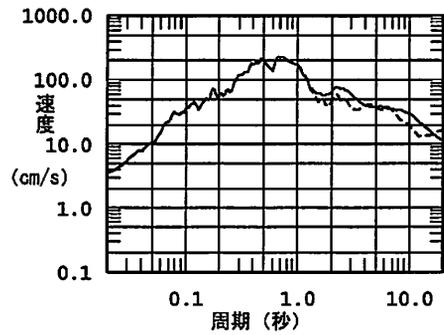
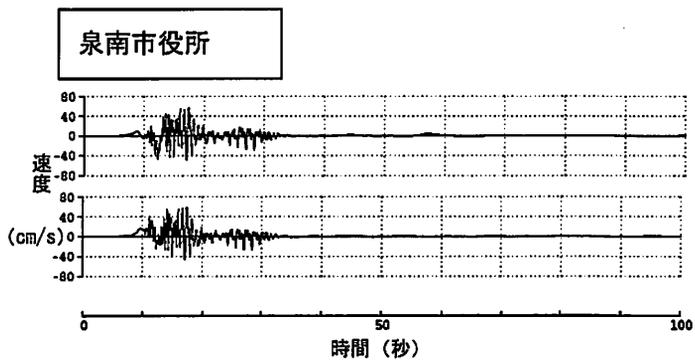
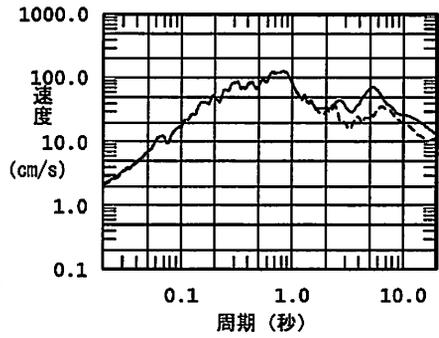
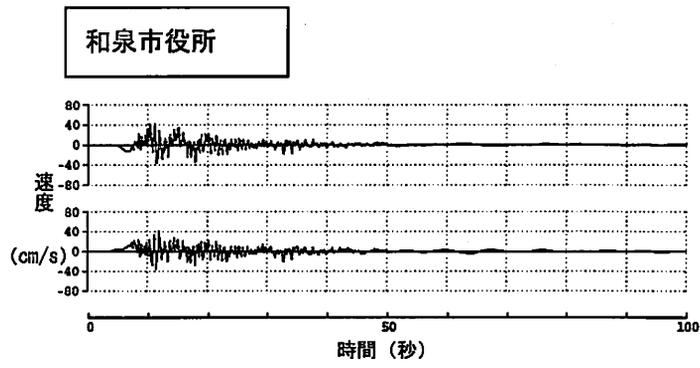
洲本市役所



上段:南北成分 下段:東西成分

実線:南北成分 破線:東西成分

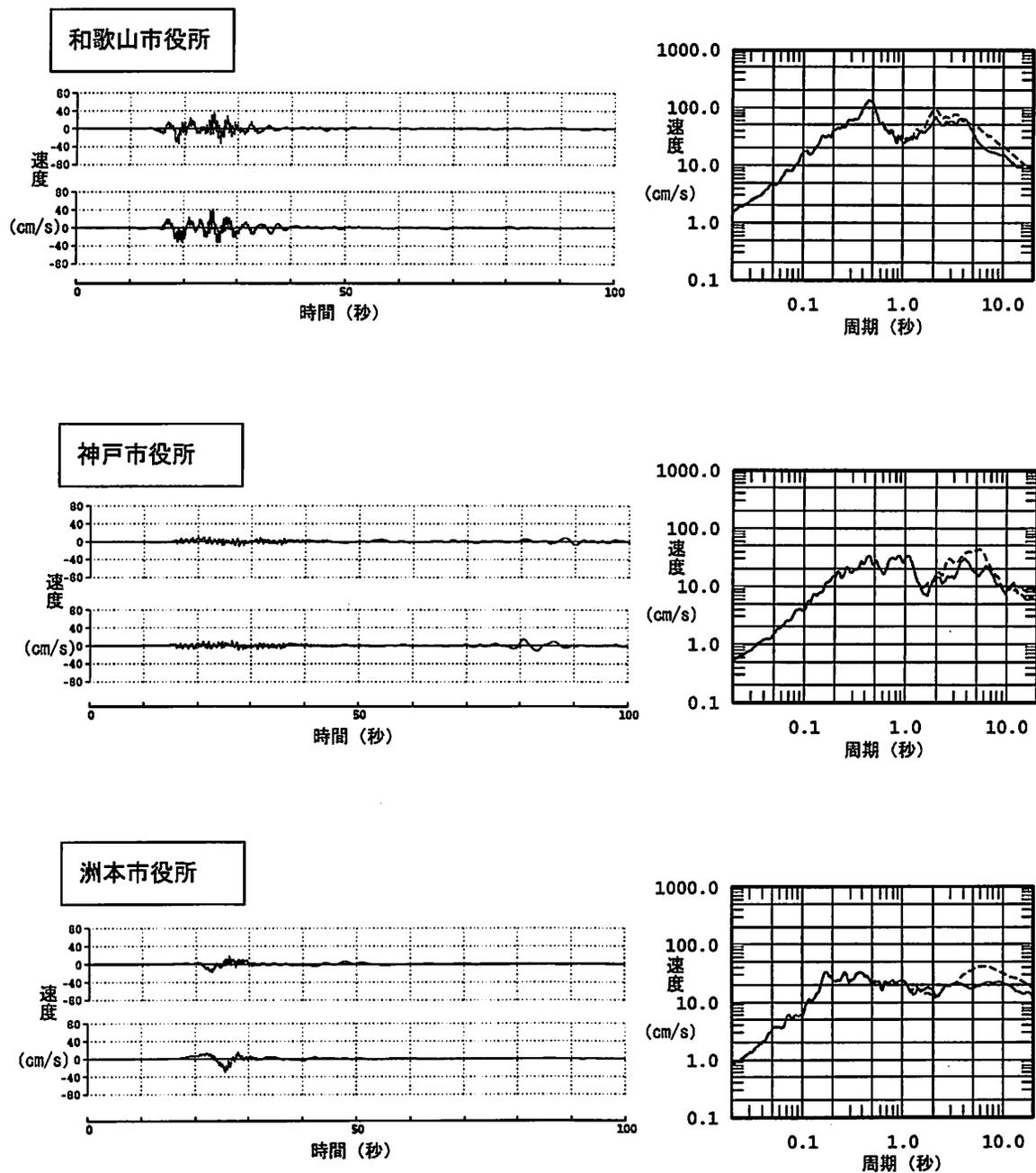
図14-3 ケース1の「詳細法工学的基盤」における計算波形と減衰定数5%擬似速度応答スペクトル(和歌山市役所・神戸市役所・洲本市役所)



上段:南北成分 下段:東西成分

実線:南北成分 破線:東西成分

図14-5 ケース2の「詳細法工学的基盤」における計算波形と減衰定数5%擬似速度応答スペクトル(和泉市役所・泉南市役所・関西国際空港)



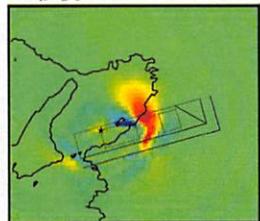
上段:南北成分 下段:東西成分

実線:南北成分 破線:東西成分

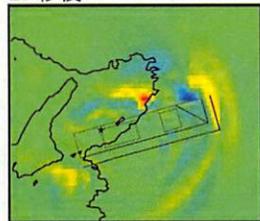
図14-6 ケース2の「詳細法工学的基盤」における計算波形と減衰定数5%擬似速度応答スペクトル (和歌山市役所・神戸市役所・洲本市役所)

ケース 1

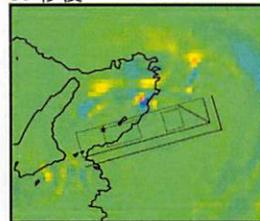
10 秒後



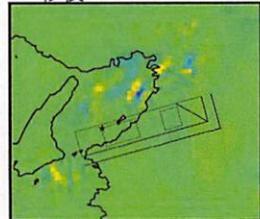
20 秒後



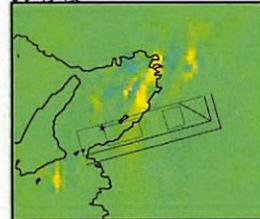
30 秒後



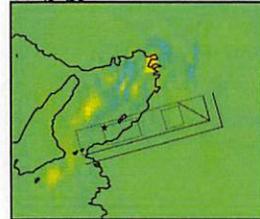
40 秒後



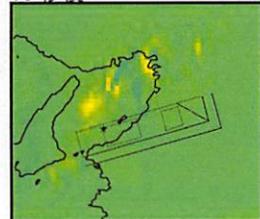
50 秒後



60 秒後



70 秒後



80 秒後



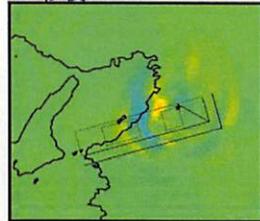
90 秒後



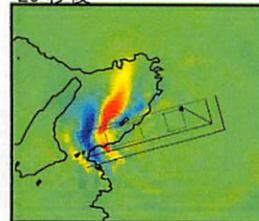
速度
(cm/s)

ケース 2

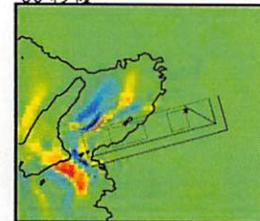
10 秒後



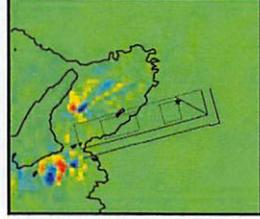
20 秒後



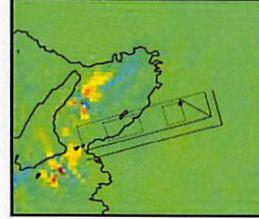
30 秒後



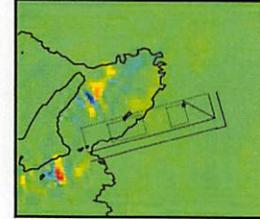
40 秒後



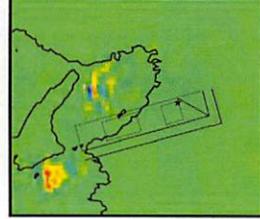
50 秒後



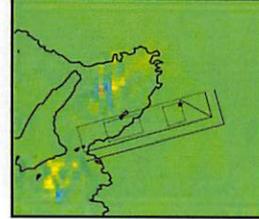
60 秒後



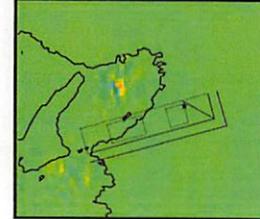
70 秒後



80 秒後



90 秒後



周期 1.5 秒以下をフィルターにより除去

図 15 三次元有限差分法による詳細法工学的基盤の速度分布の NS 成分のスナップショット

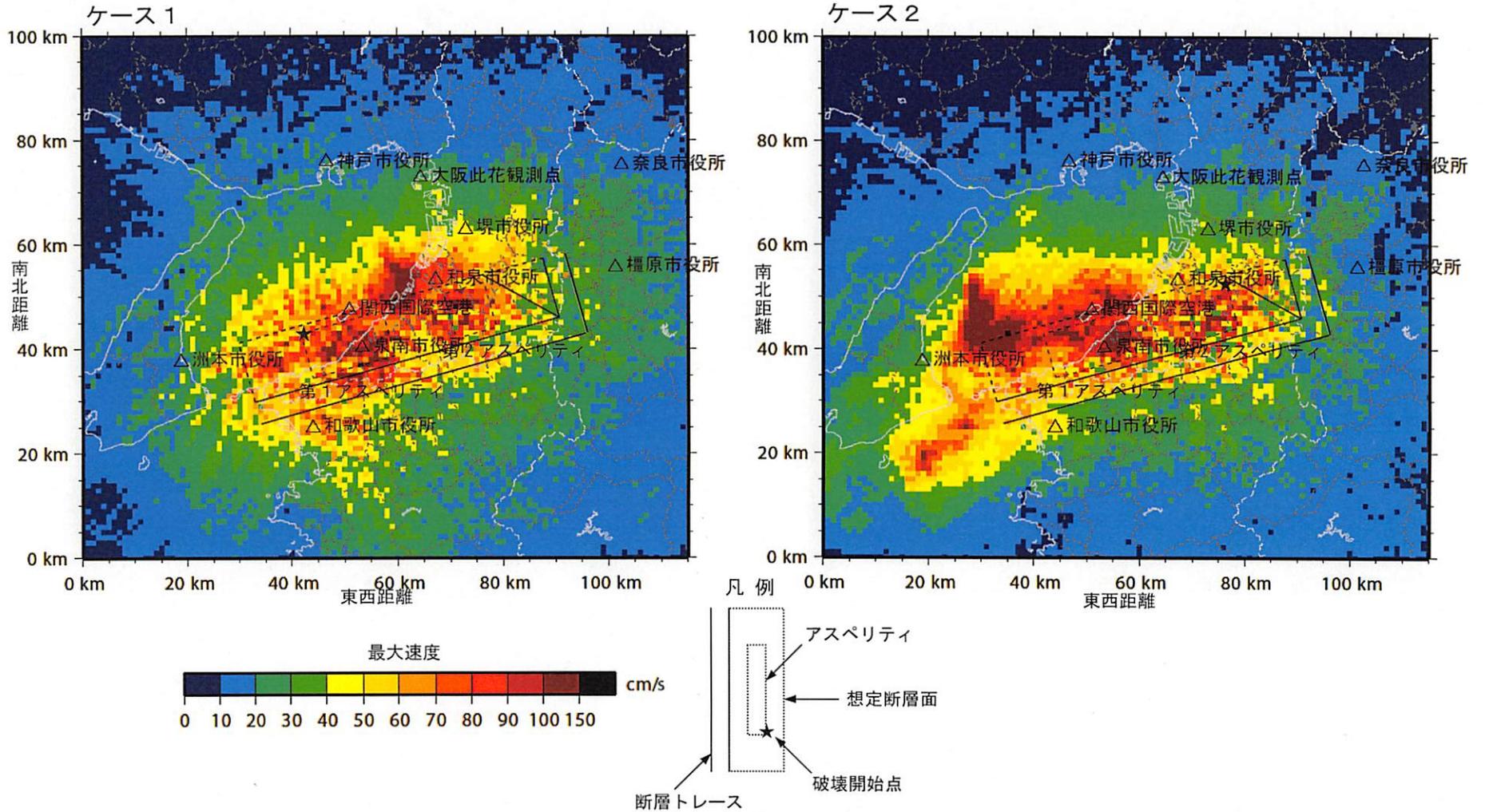


図 16 「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上面における最大速度分布図（ケース 1, 2）

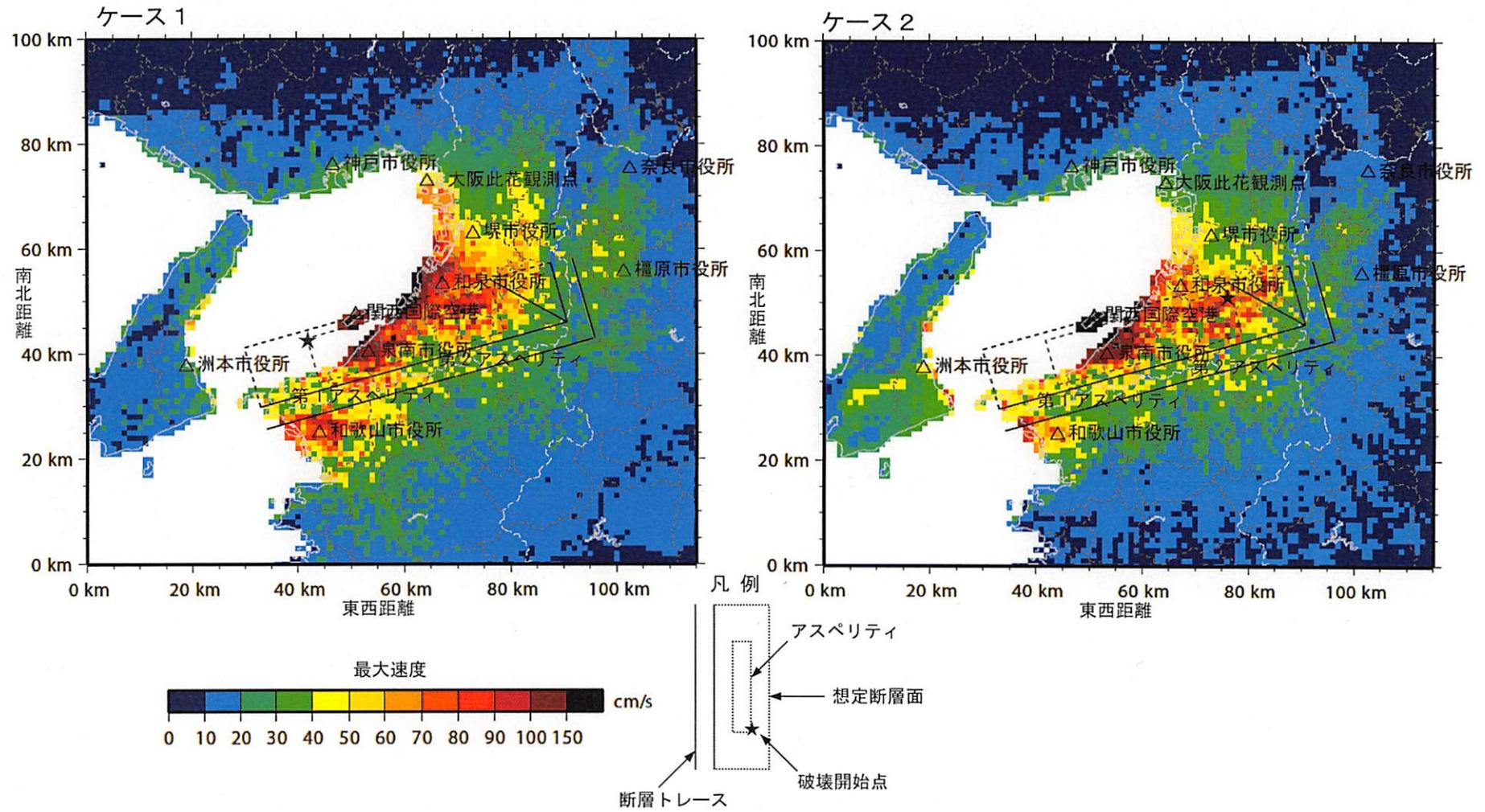


図 17 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布図（ケース 1, 2）

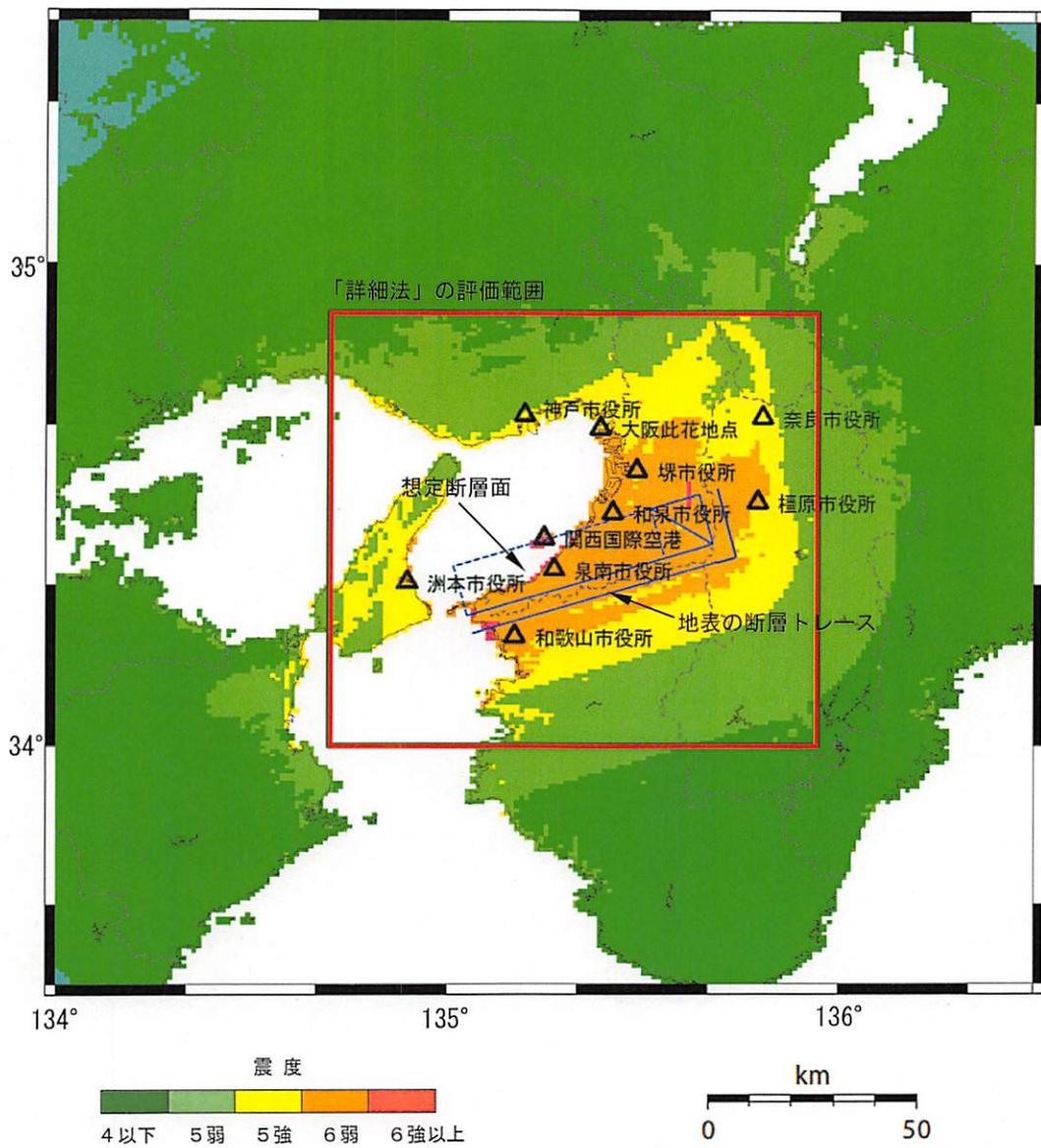


図18 「簡便法」による強震動予測結果：震度分布図