

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ースより北側の地域で強い揺れが予測されている。それぞれのアスペリティに近い泉南市や和泉市等を中心に震度6強以上の強い揺れが予測された。また、その北の堺市付近まで震度6弱、大阪市の大部分でも震度5強が予測されている。揺れは大阪湾沿岸で相対的に強く、神戸市の沿岸部でも震度5強が予測された。

第1アスペリティの西下端から破壊するケース1では、アスペリティに近く破壊の進行方向に位置する和歌山市付近でも震度6強以上の揺れが予測された。これは、ディレクティブティ効果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	「長期評価」の断層分布から	N16°W	N74°E			
傾斜	「長期評価」の情報と下端の位置から	43°	43°			
すべり角	「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 Si	レシビ1 - 1 (b) Si=LW(重なる部分を除いた)	95.0km ²	871.0km ²			
断層総面積 S	S= si	966.0km ²				
断層上端深さ Hs	地下構造の堆積層厚を考慮	4.0km				
断層下端深さ Hd	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 Mo	レシビ(3)式より導出 S=4.24 × 10 ⁻¹¹ Mo ^{1/2}	5.19 × 10 ¹⁹ N・m				
モーメントマグニチュード Mw	logMo=1.5Mw+9.1(金森)より	7.1				
静的応力降下量	$=7/16 \cdot Mo / (S \cdot \mu)^{3/2}$	4.2 MPa				
剛性率 μ	$\mu = Vs^2$	3.12 × 10 ¹⁰ N/m ²				
平均すべり量 D	レシビ(5)式より導出 Mo=μ・D・S	172.2cm				
短周期レベル A	レシビ(6)式 A=2.46 × 10 ¹⁷ Mo ^{1/3}	1.98 × 10 ¹⁹ N・m/s ²				
巨視的震源特性	全アスペリティ	総面積 Sa	Sa= r ² レシビ(7)式 r=(7/4) × Mo/(A・R)・ ²	-	283.5km ²	
	平均すべり量 Da	レシビ(10)式 Da=D × 2	-	-	344.4cm	
	地震モーメント Moa	レシビ(5)式より導出 Moa=μ・Da・Sa	-	-	3.05 × 10 ¹⁹ N・m	
	静的応力降下量 a	レシビ(15-2)式より導出 a=(7/16) × Mo/(r ² ・R)	-	-	14.4MPa	
	第1アスペリティ	面積 Sa ₁	石井ほか(2000)を参照 Sa ₁ :Sa ₂ =2:1	-	-	189.0km ²
		平均すべり量 Da ₁	レシビ(14)式 Da ₁ =(₁ /i ₁ ³)・Da	-	-	381.6cm
		地震モーメント Moa ₁	Moa ₁ =μ・Da ₁ ・Sa ₁	-	-	2.25 × 10 ¹⁹ N・m
		実効応力 a ₁	a ₁ a	-	-	14.4MPa
	第2アスペリティ	面積 Sa ₂	石井ほか(2000)を参照 Sa ₁ :Sa ₂ =2:1	-	-	94.5km ²
		平均すべり量 Da ₂	レシビ(14)式 Da ₂ =(₂ /i ₂ ³)Da	-	-	270.0cm
		地震モーメント Moa ₂	Moa ₂ =μ・Da ₂ ・Sa ₂	-	-	7.96 × 10 ¹⁸ N・m
		実効応力 a ₂	a ₂ a	-	-	14.4MPa
背景領域	面積 Sb	Sb=S-Sa	682.5km ²			
	平均すべり量 Db	レシビ(13)式 Db=Mob/(μ・Sb)	100.7cm			
	地震モーメント Mob	レシビ(12)式 Mob=Mo-Moa	2.14 × 10 ¹⁹ N・m			
	実効応力 b	レシビ(18)式 b=(Db/Wb) × (₁ ^{1/2} /Da)・r ₁ ・i ₁ ³ ・a	3.2MPa			
その他の震源特性	破壊開始点	レシビ1 (3)(b)	-	ケース1:第1アスペリティ西下端 ケース2:第2アスペリティ東下端		
	破壊伝播形式	レシビ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	レシビ(23)式 Vr=0.72Vs	2.4km/s			