

## 2. 2. 3 地震動の評価モデル

### (1) 工学的基盤における地震動強さの距離減衰式

工学的基盤（S 波速度 400m/s 相当層）での最大速度の推定には司・翠川(1999)による距離減衰式を用いる。司・翠川(1999)の式(2.2.3-1)は S 波速度 600m/s 層の硬質地盤に対するものであるため、まず(2.2.3-1)式で S 波速度 600m/s 層上面での最大速度振幅を求めた後、(2.2.3-2)式によって S 波速度 400m/s 相当層での最大速度振幅を算出することとする。

司・翠川(1999)は断層面からの距離の取り方として、断層最短距離と等価震源距離を用いた 2 つの式を求めているが、ここでは断層最短距離を用いた式を採用する。

$$\log PGV_{b600} = 0.58 M_W + 0.0038 D + d - 1.29 - \log (X + 0.0028 10^{0.50 M_W}) - 0.002 X \quad (2.2.3-1)$$

$PGV_{b600}$  : S 波速度 600m/s 相当の硬質地盤上における最大速度 (cm/s)

$M_W$  : モーメントマグニチュード

$D$  : 震源深さ (km)

$d$  : 地震のタイプ別係数

地殻内地震  $d = 0$

プレート間地震  $d = -0.02$

プレート内地震  $d = 0.12$

$X$  : 断層最短距離 (km)

距離減衰式のばらつきは対数標準偏差 0.53（常用対数の標準偏差 0.23）の対数正規分布でモデル化し、分布の裾の打ち切りは行わない。

北日本では太平洋プレートの沈み込みに伴う異常震域を表現するために補正項を導入したが、西日本地域では補正項の導入は行わないこととした。西日本地域でもフィリピン海プレートの沈み込みに伴う異常震域に関する報告はあるものの、定量的な補正を行うに足るだけのデータセットが不足していることによる。

また、(2.2.3-1)式の基準地盤は S 波速度 600m/s 相当の硬質地盤なので、基準地盤（S 波速度 600m/s 相当層）から工学的基盤（S 波速度 400m/s 相当層）上面までの最大速度の増幅率は、松岡・翠川(1994)による表層地盤の速度増幅度算定式

$$\log ARV = 1.83 - 0.66 \log AVS \quad (2.2.3-2)$$

(100 < AVS < 1500)

$ARV$  : 基準地盤上面に対する地表の速度増幅度

$AVS$  : 地表から地下 30m までの推定平均 S 波速度 (m/s)

において、地表から地下 30m までの平均 S 波速度の代わりに  $AVS = 400\text{m/s}$  として算定される速度増幅度の比として評価する。その値は 1.31 となるので、(2.2.3-1)式から求められる最大速度  $PGV_{b600}$  に 1.31 を乗じたものを工学的基盤上の最大速度  $PGV_{b400}$  とする。

気象庁マグニチュード  $M_J$  からモーメントマグニチュード  $M_W$  への変換は、陸域の浅い地震とそれ以外の地震とに分けて行う。陸域の浅い地震は武村(1990)による地震モーメント  $M_0$  と気象庁マグニチュード  $M_J$  の関係式 ((2.2.3-3)式) と、地震モーメント  $M_0$  とモーメントマグニチュード  $M_W$  の関係式 ((2.2.3-4)式) から導かれた(2.2.3-5)式により変換する。それ以外の地震は、気象庁マグニチュード  $M_J$  とモーメントマグニチュード  $M_W$  は等しい ( $M_W = M_J$ ) とする。ただし、震源断層を特定した地震動予測地図の作成対象となっているものについては、そこで設定されているモーメントマグニチュード  $M_W$  の値を優先して用いることとする。

$$\log M_0 = 1.17 M_J + 10.72 \quad (2.2.3-3)$$

$$\log M_0 = 1.5 M_W + 9.1 \quad (2.2.3-4)$$

$$M_W = 0.78 M_J + 1.08 \quad (2.2.3-5)$$

$M_0$	:	地震モーメント(N・m)
$M_J$	:	気象庁マグニチュード
$M_W$	:	モーメントマグニチュード

## (2) 地表における最大速度の評価

地表面における最大速度  $PGV_S$  は、工学的基盤での最大速度  $PGV_{b400}$  に対して(2.2.3-2)式で別途算定される工学的基盤から地表までの増幅率を乗じることにより得られる。西日本地域における工学的基盤に対する地表の増幅率の分布は主文図 2 に示したとおりである。増幅率の評価法方法については(4)で後述する。

## (3) 地表における計測震度の評価

地表面における計測震度は、翠川・他(1999)が示している最大速度と計測震度との関係式

$$I_{INSTR} = 2.68 + 1.72 \log PGV_S \quad (4 \leq I \leq 7) \quad (2.2.3-6)$$

$I_{INSTR}$	:	計測震度
$PGV_S$	:	地表面における最大速度(cm/s)

を用いて計算する。上記の最大速度と計算震度との関係式における最大速度は水平動 2 成分を合成した最大速度である。一方、司・翠川(1999)の距離減衰式から求められる最大速度は水平動 2 成分のうち大きい方の値である。

## (4) 工学的基盤に対する地表の増幅率の評価

### 1) 基本的な考え方

地震動評価における表層地盤の増幅率評価については、簡易的に地盤の増幅率を全国同水準に求めることを前提に考える。松岡・翠川(1994)は、地盤情報を含むデータが日本全国 1km メッシュでデータベース化されている国土数値情報を用いる方法を提案した。国土数値情報に含まれる地形学的情報にもとづき地表から地下 30m までの深さの平均 S 波速度を推定し、それと最大速度の増幅率との関係から、地盤増幅率の推定を行うものである。松岡・翠川(1994)は関東地方のデータに基づいて推定を行ったが、その後、藤本・翠川(2003)は地形分類を見直し、全国のデータに基づいて東北日本・中央日本・西南日本に分類して地域性を考慮した地盤の平均 S 波速度推定法を提案した。ここでは藤本・翠川(2003)の方法に基づいて表層地盤の増幅率を評価することとする。なお、ここでは表層地盤の非線形応答については考慮しておらず、増幅率は線形を仮定している。

### 2) 増幅率評価に用いる国土数値情報及び地質図

地盤を一律に細かく評価した資料として、国土数値情報(国土交通省国土地理院)や 100 万分の 1 地質図(独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター)などがある。前者については微地形分類、海岸線、主要河川、標高のデータ、後者については表層地質分布から地質年代のデータを使用する事ができる。このうち、地形分類のデータは、全国を約 1km のメッシュに分けて、メッシュごとに評価されている。しかし、これは県を単位とした分析であり、県によって評価の精度が違ったり、表現が異なったりしており、全国的には統一的でない部分もある。また、これらのデータは主に昭和 40 年代に作成されたためにその後埋め立てられたり、造成されたりした地域のデータは含まれていない。

表 2.2.3-1 に、国土数値情報による地形分類及び表層地質分類と藤本・翠川(2003)による微地形区分との関係を示す。ここでは、この対応関係にもとづいて微地形分類を行うこととした。国土数値情報のメッシュにおける地形・地質、昭和 40 年代以降の土地改変については可能な限りチェックを行ってデータセットを作成した。

表 2.2.3-1 国土数値情報による地形分類及び表層地質分類と  
藤本・翠川(2003)による微地形区分との関係

国土数値情報による地形分類および表層地質分類

地盤の増幅度の計算に用いる微地形区分  
藤本・翠川(2003)

コード <sup>1)</sup>	地形分類	微地形区分
副6	埋立地	埋立地
副7	干拓地	人工改変地
副5	人工改変地	デルタ・後背湿地 $D \leq 0.5\text{km}$ <sup>2)</sup>
主21	三角州性低地	デルタ・後背湿地 $D > 0.5\text{km}$ <sup>2)</sup>
主22	砂州・自然堤防	自然堤防
主23	被覆砂丘	谷底平野
区12、主16 (砂丘砂の)砂礫台地		砂州・砂丘
主19	扇状地性低地	扇状地
主14	ローム台地	ローム台地
主16 (砂丘砂以外の)砂礫台地		砂礫台地
主9~11	丘陵地	丘陵地
時代5,6	沖積・洪積	第四紀火山
時代4	新第三紀	新第三紀
時代3	古第三紀	古第三紀以前 ※新たに追加された区分
時代2	中生代	
時代1	古生代	

1) 主および副は、国土数値情報の地形分類における主分類および副分類。区および時代は、国土数値情報の表層地質分類における岩石区分および時代区分

2) Dは主要河川からの距離(km)

### 3) 表層地盤の増幅率評価

表層地盤の増幅率の前項で示した地震動評価のための微地形区分ごとに平均 S 波速度を設定し、その平均 S 波速度から増幅度を算定する方式を採用する。そこでまず、藤本・翠川(2003)によって示された(2.2.3-7)式の関係を用いて、東北日本、中央日本、西南日本それぞれの地域における微地形区分ごとの平均 S 波速度を算定する。表 2.2.3-2 に地形分類毎の平均 S 波速度の関係を示す。

$$\log AVS = a + b \log H + c \log D \pm \sigma \quad (2.2.3-8)$$

- $AVS$  : 地表から地下 30m までの推定平均 S 波速度 (m/s)  
 $a, b, c$  : 係数 (表 2.2.3-2)  
 $\sigma$  : 標準偏差 (表 2.2.3-2)  
 $H$  : 標高 (m)  
 $D$  : 主要河川からの距離 (km)

表 2.2.3-2 式 2.2.3-7 における微地形区分毎の係数

地形分類	地域	回帰係数			データ数	$\sigma$
		a	b	c		
山地 (古第三紀以前)	E	2.74	0	0	33	0.18
	C				17	
	W				131	
山地 (新第三紀)	E	2.66	0	0	53	0.15
	C				20	
	W				39	
第四紀火山	E	2.36	0.11	0	27	0.16
	C				30	
	W				47	
丘陵地	E	2.60	0	0	22	0.19
	C	2.48	0	0	36	0.12
	W	2.60	0	0	11	0.21
砂礫台地	E	2.57	0	0	55	0.14
	C	2.32	0.12	0	49	0.13
	W				53	
ローム台地	E	2.47	0	0	34	0.12
	C	2.10	0.21	0	129	0.13
	W	(2.10)	(0.21)	(0)	1	-
扇状地	E	2.18	0.17	0	58	0.15
	C	2.04	0.23	0	40	0.12
	W	2.31	0.14	0	69	0.11
砂州・砂丘	E	2.34	0	0	6	0.15
	C				16	
	W				(2.34)	
谷底平野	E	2.50	0	0	20	0.13
	C	2.06	0.22	0	71	0.13
	W	2.25	0.18	0	23	0.12
自然堤防	E	2.37	0	0	10	0.14
	C	2.13	0.17	0	42	0.16
	W	2.29	0.13	0	24	0.07
デルタ・ 後背湿地	E	2.31	0	0	24	0.18
	W	2.35	0	0	67	0.13
(D > 0.5km)	C	2.28	0	0.30	103	0.14
(D ≤ 0.5km)	C	2.19	0	0	73	0.15
人工改変地	E	(2.10)	(0.20)	(0)	4	-
	C	2.10	0.20	0	43	0.11
	W	2.50	0	0	14	0.23
埋立地・干拓地	E	(2.21)	(0.08)	(0)	0	-
	C	2.21	0.08	0	207	0.14
	W	2.31	0.08	0	81	0.14

表中の地域はE：東北日本、C：中央日本、W：西南日本、a, b, cは(2)式の回帰係数、 $\sigma$ は標準偏差。・・・藤本・翠川(2003)による

また、それぞれの微地形区分における標高のデータに係わる係数  $b$  と主要河川までの最短距離に係わる係数  $c$  は、実測値データを元に決定した関数によるものであることから、表 2.2.3-3 及び表 2.2.3-4 に示す有効な範囲を設定した。

表 2.2.3-3 係数  $b$  の標高の範囲

微地形区分	標高 (m)	
	下限	上限
埋立地・干拓	0.1	100
人工改変地	10.0	200
自然堤防	1.0	200
谷底平野	3.0	800
扇状地	2.0	700
ローム台地	7.0	500
砂礫台地	2.0	1000
第四紀火山	4.0	1000

表 2.2.3-4 係数  $c$  の主要河川からの最短距離の範囲

微地形区分	主要河川からの距離 (km)	
	下限	上限
デルタ・後背湿地 ( $D > 0.5$ )	0.5	10.0

表層地盤の速度増幅度は、前述の (2.2.3-2) 式を用いて算定する。表 2.2.3-2 の係数は S 波速度 600m/s の硬質地盤を基準としているため、ここで基準とする S 波速度 400m/s の工学的基盤に対する増幅率に換算するために、上記係数で求めた速度増幅度を 2.2.3(1) 節で述べた S 波速度 600m/s 層に対する 400m/s 層の増幅率 1.31 で割った値を用いる。なお、ここでは表層地盤の増幅は線形として評価しており、強震動時における表層地盤の非線形性は考慮していない。

## 2. 2. 4 地震動の揺れの指標

確率論的地震動予測地図の試作版では計測震度から算定した震度階を地図上に示したが、2.2.3(1) 節に説明したように、この計測震度は最大速度の距離減衰式から変換された値であり、地図上に示す指標として最大速度をそのまま用いることができる。この指標は、主に地震学・地震工学の分野で地震動の揺れを計測し、計算する場合に用いられる。今後、地図を公開する場合において表示を検討すべき指標の1つである。

その他の指標としては最大加速度や応答スペクトルがある。最大加速度は、耐震設計で地震荷重を与える場合や、設計用入力地震動の最大振幅を与える場合等に用いるための指標となる。ただし、強震動時には表層地盤の非線形応答により地表面の最大加速度は振幅レベルが大きく変化する。そこで、そのような非線形性の影響が小さい工学的基盤における最大加速度を指標とすることが考えられる。また、工学的基盤上の応答スペクトルは、地震動の揺れの周期特性を表し、耐震設計の地震荷重として直接的に利用されることが想定されることから、重要な指標の 1 つである。これらの指標についても今後表示を検討する必要がある。

## 2. 3 確率論的地震動予測地図におけるパラメータの不確定性の影響について

確率論的地震動予測地図の作成に用いている種々のパラメータは、専門家の審議を経て、現時点の知見に照らして最もあり得ると考えられるものを採用している。しかしながら、現実には、知識やデータの不足から、パラメータに大きな幅が存在するものも含まれており、それらが予測地図の作成結果に及ぼす影響について検討することは重要である。本節では、その代表的なものとして、活断層の地震発生確率と距離減衰式のばらつきを取り上げ、パラメータの不確定性の影響を検討する。

### 2. 3. 1 主要 98 活断層帯の地震発生確率に幅がある場合の代表値の採り方

主要 98 活断層帯の長期評価において、平均活動間隔と最新活動時期の評価に幅があつて地震の発生確率に幅があるとき、ここで作成する確率論的地震動予測地図では、平均活動間隔と最新活動時期の幅の代表値として、それぞれ中央値をとって発生確率を算定している（平均ケース）。この代表値を選ぶにあたっては、過去 200 年間の主要 98 活断層に発生したと考えられる地震の発生数との整合性も考慮している。一方、強震動評価では、主要 98 活断層帯のうち発生確率が高いものについて詳細な強震動評価を行っているが、発生確率に幅がある場合にはその最大値によって強震動評価の対象とするかどうかの判断をしている。例えば布田川・日奈久断層帯（中部、ケース 1）は平均活動間隔が約 3500 年～約 11000 年、最新活動時期が約 7500 年前～2200 年前で 30 年発生確率はほぼ 0%～6%と評価されている。これにもとづき地震調査委員会(2003j)はこの断層帯に発生する地震を想定した強震動評価を実施した。確率論的地震動予測地図においては平均活動間隔の中央値 7250 年、最新活動時期の中央値 3500 年前として 30 年発生確率を 0.33%と評価し、これにもとづいて地震ハザードカーブを算出している（表 2.2.2-2 参照）。

本節では、平均ケースと、確率の幅のうち最大値をとった場合（最大ケース）との比較を行う。参考として、主文図 6 の主要 98 活断層帯の固有地震に対する確率論的地震動予測地図について、最大ケースの確率論的地震動予測地図を示し、平均ケースと最大ケースの地図の比較をする。

図 2.3.1-1 と図 2.3.1-2 はそれぞれ今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率、今後 30 年以内に 3%の確率で一定の震度以上になる領域の図である。図の平均ケースは主文図 6 の再掲である。図 2.3.1-1 では、平均ケースに比べて最大ケースでは震度 6 弱以上になる確率が近畿地方で高くなっているほか、熊本県西部の布田川・日奈久断層帯でも 3%以上の高い領域が見える。また、四国北部では中央構造線断層帯の影響も見られる。同様に、図 2.3.1-2 では、最大ケースにおいて近畿、中国、四国、九州のほぼ全域でやや高い震度となっており、特に近畿地方では震度 6 弱以上の領域が広がっており震度 6 強以上の地域も見られるほか、熊本県西部の布田川・日奈久断層帯でも同様に震度 6 弱以上及び震度 6 強以上の地域が見られる。このような違いは、発生確率が高いと評価された活断層のうち最大ケースと平均ケースとで発生確率に差が大きなものによってもたらされている。

上記のように、地震発生確率に大きな幅がある場合、地震動予測の評価結果に幅が生じることになる。しかしながら、確率の幅が大きい活断層についての有用な知見が将来得られることによって活動間隔や最新活動時期の幅を狭めることができれば、ここでとり上げた不確定性は小さくなり、地震動予測地図の精度が向上する。したがって、特に確率の幅が大きい活断層については、さらに詳細な調査を行ってその幅を狭める努力を続けることが重要である。

### 2. 3. 2 地震動強さの距離減衰式のばらつき

確率論的な地震ハザードの解析において、超過確率の小さな地震動の強さは、解析に用いる距離減衰式のばらつきの大きさに支配される。距離減衰式のばらつきは対数正規分布で評価されており、超過確率が小さい場合にはその分布の裾で地震動強さが評価されるため、ばらつきの大きさは地震動の予測結果に大きく影響する。特に、海溝型地震のように発生確率が高くマグニチュードが大きい地震では強い地震動が予測されることから、ばらつきに関する検討は重要である。本節では、ま

ず、確率論的地震動予測地図における地震発生確率と地震動強さの関係について解説する。その上で、次に、地震動強さのばらつきの大きさが地震動評価に及ぼす影響について述べる。その中で距離減衰式のばらつきに関する研究の現状を紹介し、参考として、振幅レベルが高い南海～東南海～想定東海地震に対して、ばらつきの大きさが地震動評価にどのような影響を及ぼすかについて検討する。

#### (1) 地震発生確率とある期間に対する超過確率の関係から示される地震動レベル

ある期間 ( $t$  年間) に対して示された確率論的地震動予測地図は、全地震のハザードカーブを統合したものとなっているが、個々の地震についてみたときに、図 2.1.2-1 で示されている「地震  $k$  に対して  $t$  年間に地震動強さがある値  $y$  を超える確率  $P_k (Y>y; t)$ 」は、地震  $k$  が  $t$  年間に高々一回しか発生しない場合には「今後  $t$  年以内に地震  $k$  が発生する確率  $P (E_k; t)$ 」と「地震  $k$  が発生したときに地震動強さがある値  $y$  を超える確率  $P (Y>y|E_k)$ 」の掛け算

$$P_k (Y>y; t) = P (E_k; t) \times P (Y>y|E_k) \quad (2.3.2-1)$$

で求められる。ここで地震動強さの確率分布は、距離減衰式のばらつき (対数正規分布) によって与えられる。地震  $k$  に対する地震動強さの  $t$  年超過確率  $P_k (Y>y; t)$  がその地震の発生確率の半分のとき、(2.3.2-1) 式の関係から  $P (Y>y|E_k)=0.5$  となる。これは地震  $k$  が発生したときの地震動強さが距離減衰式の中央値 (平均的な地震動レベル) 以上になる確率である。

いま、 $P_k (Y>y; t)$  がその地震  $k$  の発生確率の半分よりも非常に低い場合、つまり低い超過確率での地震動予測地図を考える。このとき、(2.3.2-1) 式から  $P (Y>y|E_k)$  は 0.5 よりもずっと低い値となる。すなわち、地震動強さの確率分布の裾で評価されるような強い地震動レベルとなる。逆に、地震  $k$  の発生確率の半分よりも大きな超過確率での地震動予測地図を考える場合には、 $P (Y>y|E_k)$  は 0.5 よりも高い値となる。すなわち、地震動強さは距離減衰式の中央値で求められる平均的な地震動レベルよりも小さいものとなる。

発生確率が高い海溝型地震に対して、確率論的地震動予測地図において表示する  $t$  年超過確率はその発生確率よりもかなり低いときには、地震動レベルは平均値よりも大きく評価されることになる。一方、発生確率が低い活断層に発生する地震に対しては、地震動レベルは平均値よりも小さく評価される場合があるということに注意が必要である。

#### (2) 地震動強さのばらつきの大きさが地震動評価に及ぼす影響

距離減衰式はさまざまな地震と観測点を組み合わせたデータセットを用いて回帰されているため、そのばらつきには震源特性、震源から各観測点までの伝播経路特性、そして各観測点のサイト特性の影響が含まれている。これらの要因は、本質的なばらつきが支配的なものと、情報不足によって値を一意に決められないことによるばらつきが支配的なものとに分けることができると考えられる。例えば、サイト特性には地盤情報等の不足に起因するばらつきが多く含まれているが、そのようなばらつきは今後の知見の蓄積に伴って小さくできると期待される。確率論的地震動予測地図の試作版では、最大速度の距離減衰式のばらつきは司・翠川(1999)にしたがって対数正規分布を仮定し、その対数標準偏差として 0.53 (常用対数で 0.23) を用いている。この式の回帰にあたっては、2.2.3(1)節で示したように地震のタイプ別に分類していることや、地表面の記録をボーリングデータから得られた表層 30m の S 波速度に基づく増幅率を考慮して工学的基盤に戻していることから、従来よりもばらつきは減少していると考えられる。

確率論的な地震ハザードの解析では、対象地点において震源断層が特定された 1 つの地震に対するハザード評価をする場合、震源と対象地点が固定されることから、本来ならば本質的なばらつきとしては、震源特性によるばらつきが支配的であり、震源から対象地点までの伝播経路特性と対象地点のサイト特性によるばらつきは小さいと考えられる。しかしながら、現在用いている距離減衰式は様々な場所で発生した地震と多くの観測点の組み合わせにもとづいているため、そのばらつきには震源特性以外の要因も多く含まれており、大き目のばらつきを用いて地震動強さを評価している可能性がある。

距離減衰式のばらつきに関して、最近の研究としては、翠川・大竹(2003)はマグニチュード、震源距離、振幅レベルとの関係を整理した結果、マグニチュードが大きくなるほど、距離が小さくなるほど、また振幅が大きくなるほどばらつきが小さくなる傾向があることを指摘した。さらにこれらのうちで振幅レベルとの相関が最も強いことを示した。ばらつきの距離依存性については伝播経路での地震波の散乱や減衰の影響で説明が可能であり、振幅依存性については距離依存性とマグニチュード依存性などの相乗効果の結果で説明が可能であるとしている。また、各地震毎に回帰した距離減衰式について、地震毎の式とデータの差(地震内ばらつき)と、全データを用いた平均的な式と各地震で得られた式の差(地震間ばらつき)とを比較したときに、地震間よりも地震内のばらつきが大きいことを示した。ばらつきの大きさが振幅レベルに依存し、大振幅ではばらつきが小さくなるという研究には Donovan and Bornstein(1978)や Campbell and Bozorgnia(1994)がある。前者はその理由として地盤の非線形応答によって加速度の増幅が抑えられることを挙げている。また、ばらつきのマグニチュード依存性については Campbell and Bozorgnia(1994)、Idriss(1985)、Youngs et al. (1995)、Douglas and Smit(2001)が指摘している。

ばらつきの大きさが地震動強さの評価に及ぼす影響について、図 2.3.2-1 に、対数標準偏差 0.53 で作成した今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率と、翠川・大竹(2003)で示された振幅レベルとばらつきの関係(同論文 p. 63 の図 7) から読み取った、ばらつきの小さくなる大振幅での値(対数標準偏差 0.35、常用対数で 0.15)を振幅レベルによらず一律に適用して作成した確率の地図を参考として示す。出現確率 26%以上の領域はあまり変わらないが、震源域からやや離れた領域での出現確率が大きく変わっていることがわかる。図 2.3.2-2 には今後 30 年以内に 3%の確率で一定の震度以上になる領域を示す。対数標準偏差 0.53 の場合には震度 6 強以上の領域が四国及び紀伊半島の南半分に広がっているのに比べ、対数標準偏差 0.35 の場合にはその領域が四国及び紀伊半島の南 1/4 程度の広がり減少している。それより低い震度についても同様に震源からの広がりが狭まっていることがわかる。

図 2.3.2-3 に大阪地点と広島地点における南海～東南海～想定東海地震に対するハザードカーブを示す。30 年超過確率が低いところでは、対数標準偏差 0.35 のハザードカーブは対数標準偏差 0.53 のそれに比較して、計測震度が小さくなっていることがわかる。これは、ばらつきが小さい場合には地震動レベルの確率分布は中央値付近に集中し、同じ超過確率ではばらつきが大きい場合よりも中央値よりの値となるためである。

以上のように、距離減衰式のばらつきの大きさ、とりわけ発生確率の高い海溝型の大地震による地震動評価におけるばらつきの大きさが評価結果に及ぼす影響が大きいことがわかる。現状での距離減衰式のばらつきは前述のように大き目の値になっていると考えられ、低確率の地図では地震動レベルが過大評価になっている可能性がある。

今後、観測記録の充実とその解析や理論的な検討などによって距離減衰式のばらつきに関する調査研究が進展し、ばらつきの要因のうち確定的に扱える部分に関する知見が増せば、それを取り込むことによりばらつきを小さくすることができると考えられる。したがって、距離減衰式のばらつきは今後の重要な検討課題と言える。また、強い地震動レベルの頭打ち(ばらつきの打ち切り)についても検討をすることが重要である。

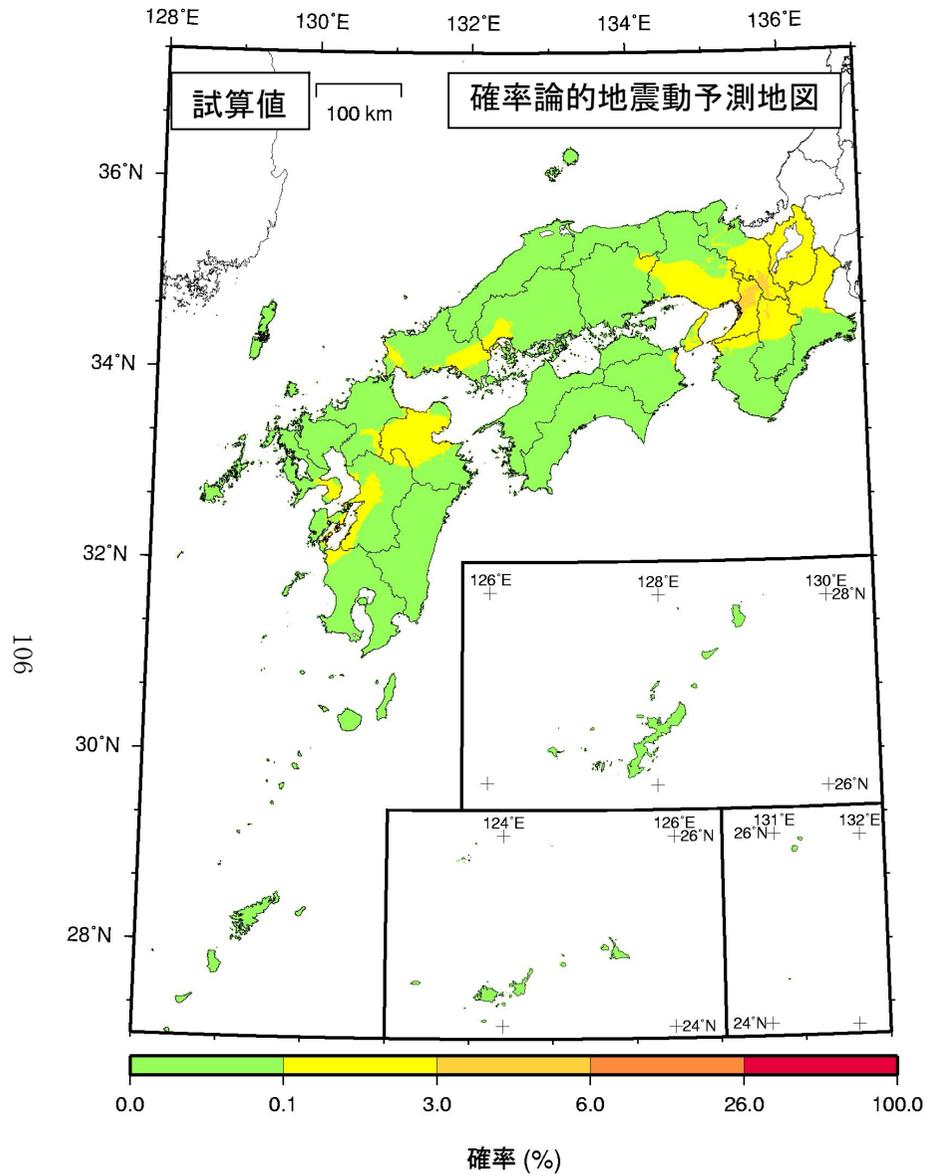


図 2.3.1-1a 今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率  
(主要 98 活断層帯の固有地震のみ、平均ケース)

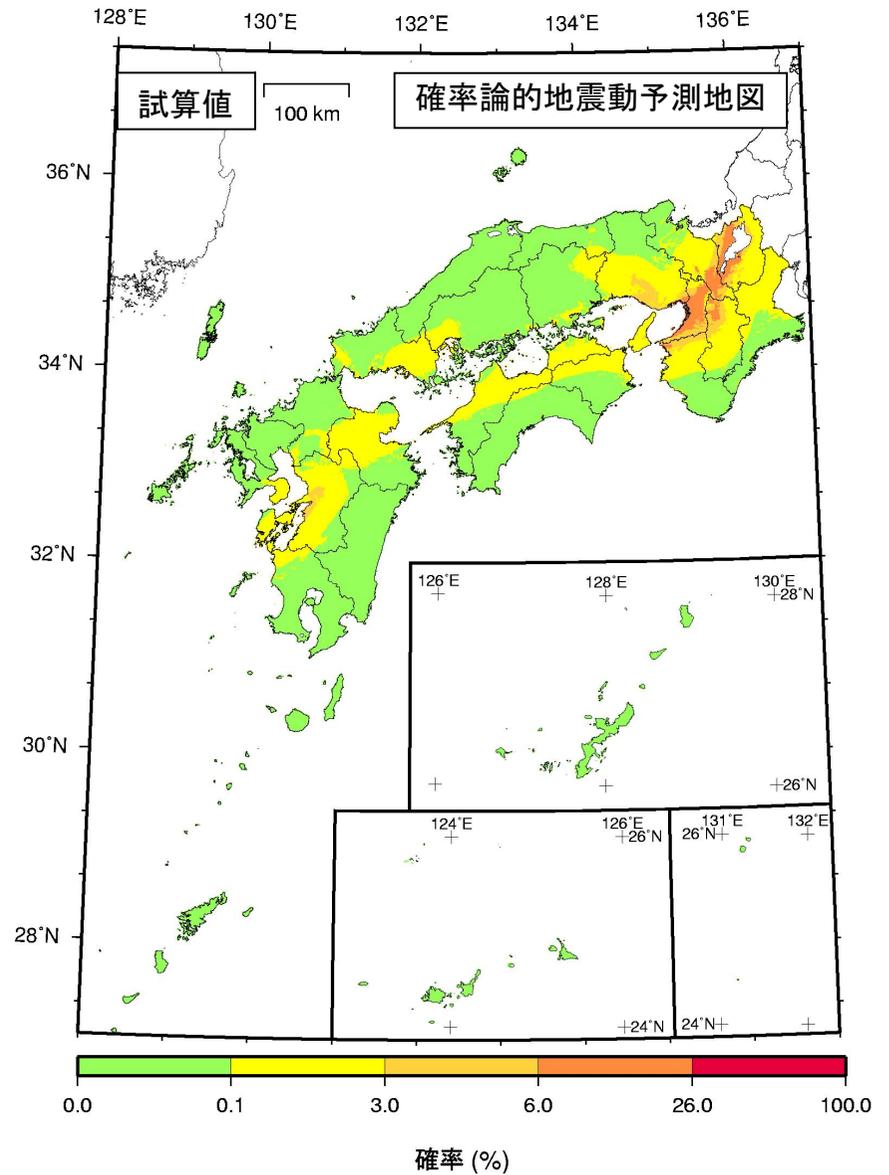


図 2.3.1-1b 今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率  
(主要 98 活断層帯の固有地震のみ、最大ケース)

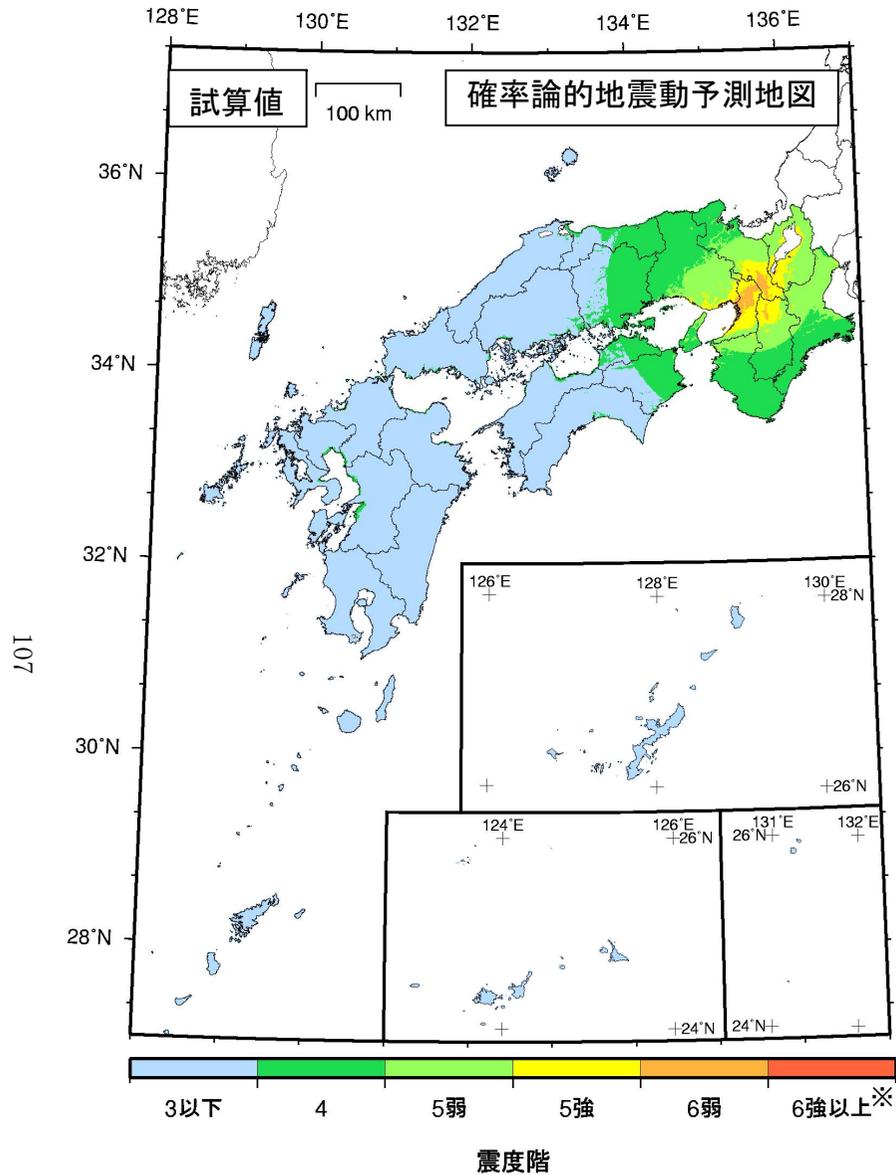


図 2.3.1-2a 今後 30 年以内に 3%の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域：再現期間 1000 年に相当  
(主要 98 活断層帯の固有地震のみ、平均ケース)

注 1 (※)：震度 6 強以上には震度 7 の可能性が含まれている。

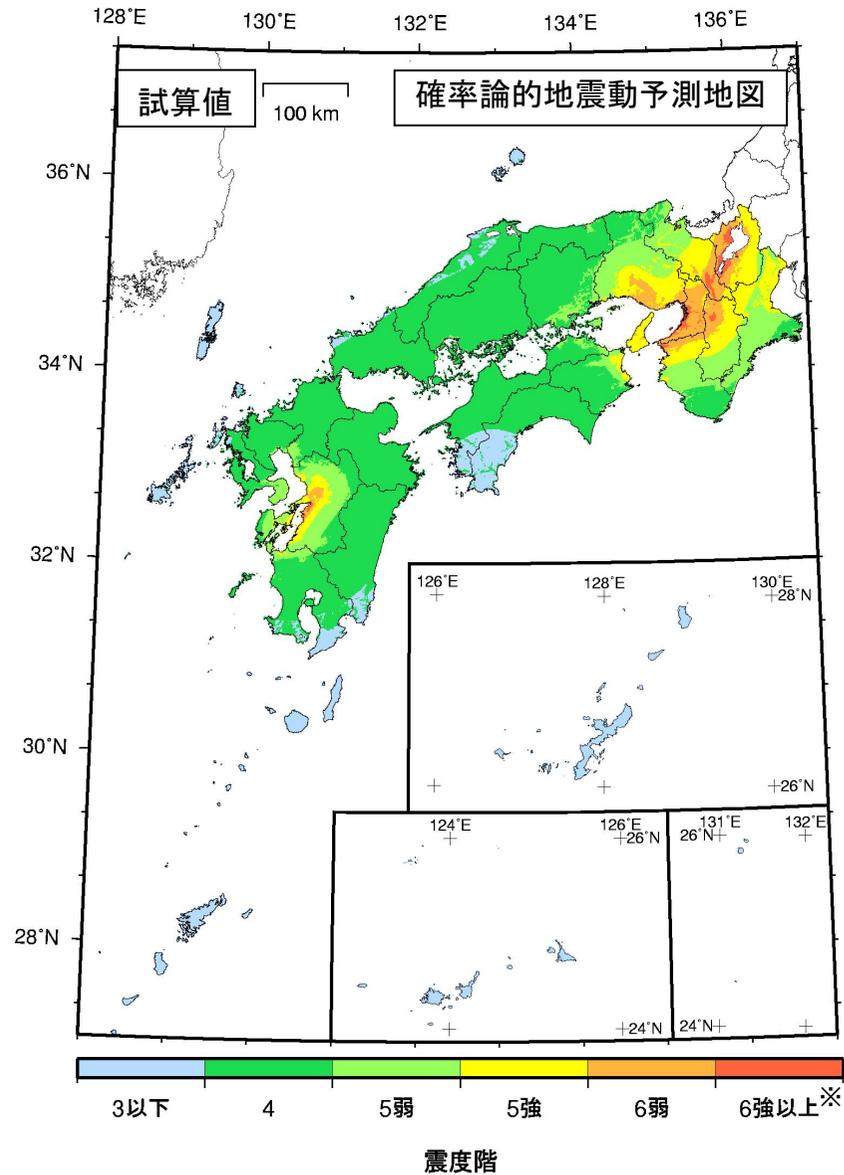


図 2.3.1-2b 今後 30 年以内に 3%の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域：再現期間 1000 年に相当  
(主要 98 活断層帯の固有地震のみ、最大ケース)

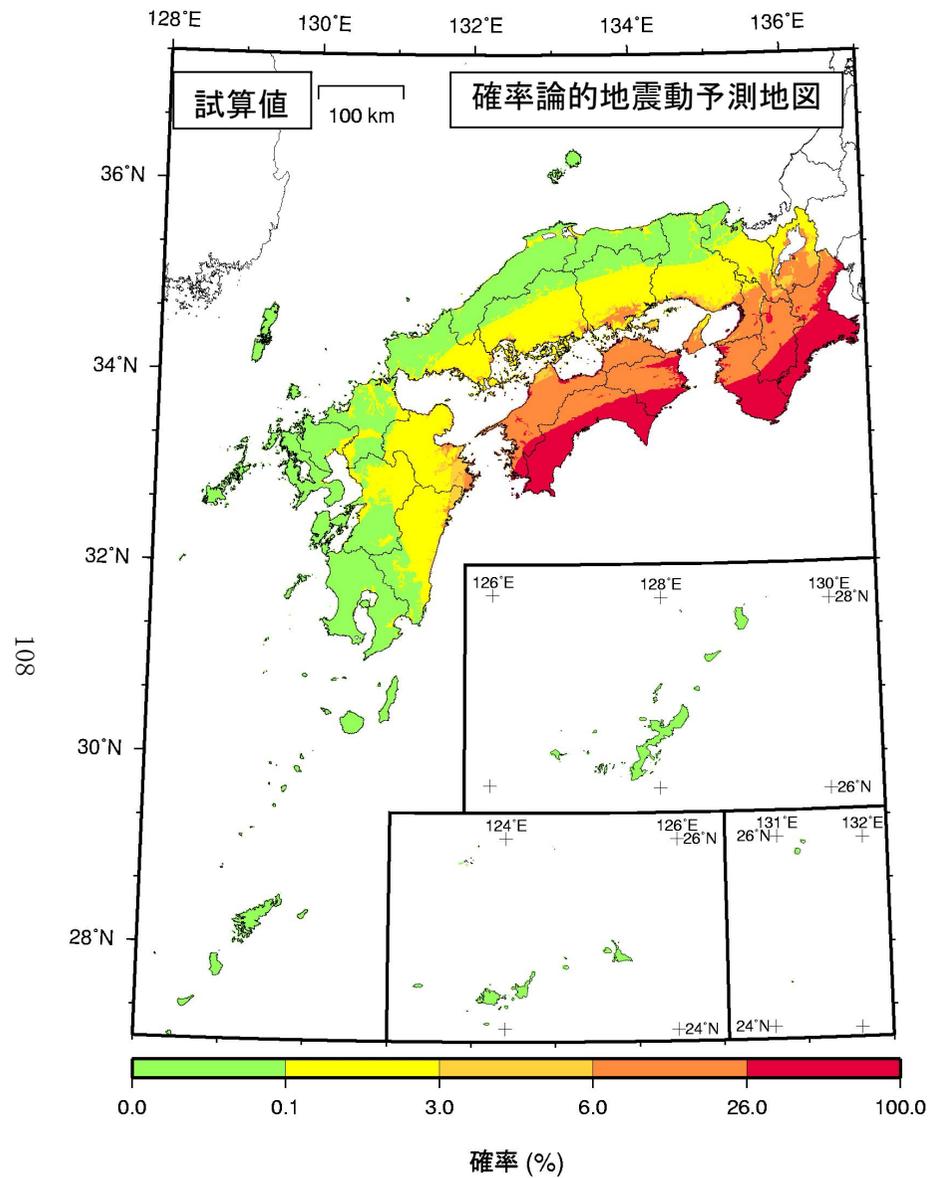


図 2.3.2-1a 今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率  
(南海～東南海～想定東海地震；対数標準偏差 0.53)

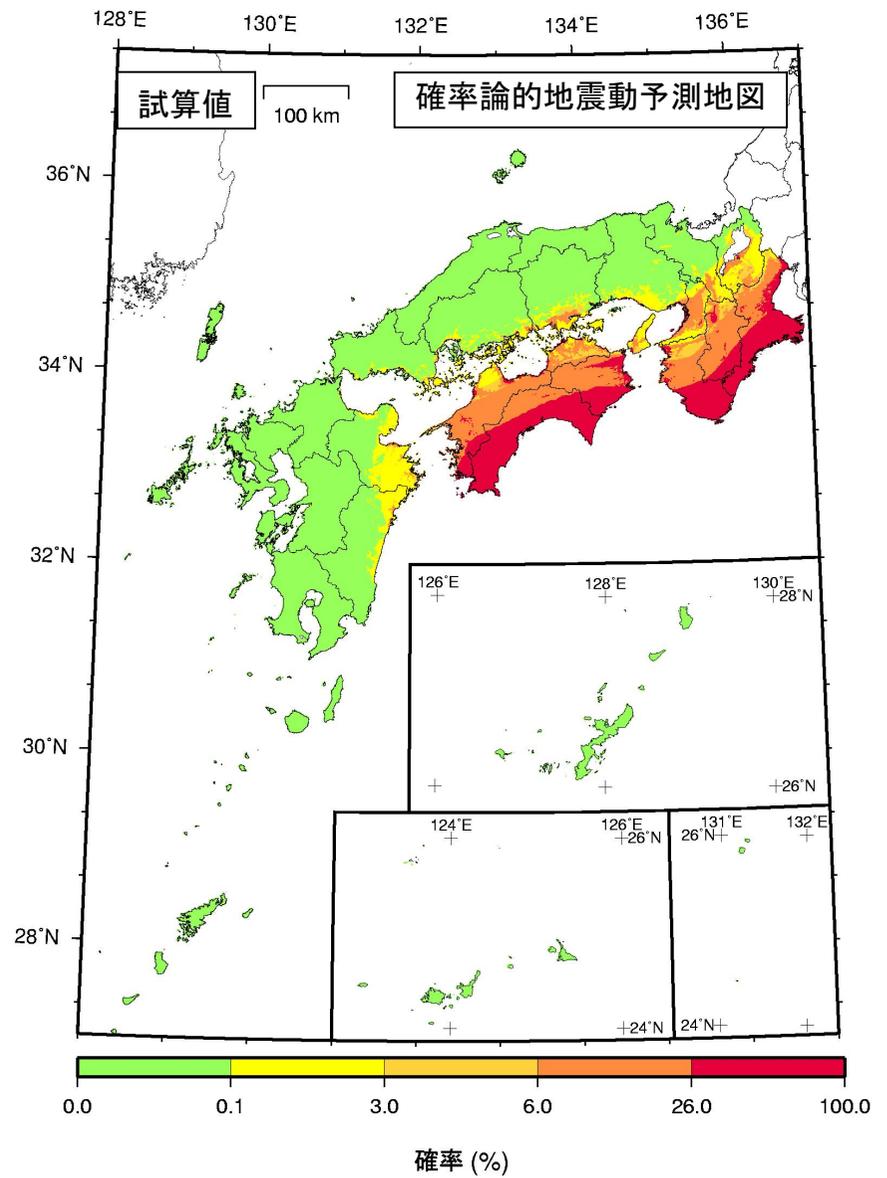


図 2.3.2-1b 今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率  
(南海～東南海～想定東海地震；対数標準偏差 0.35)

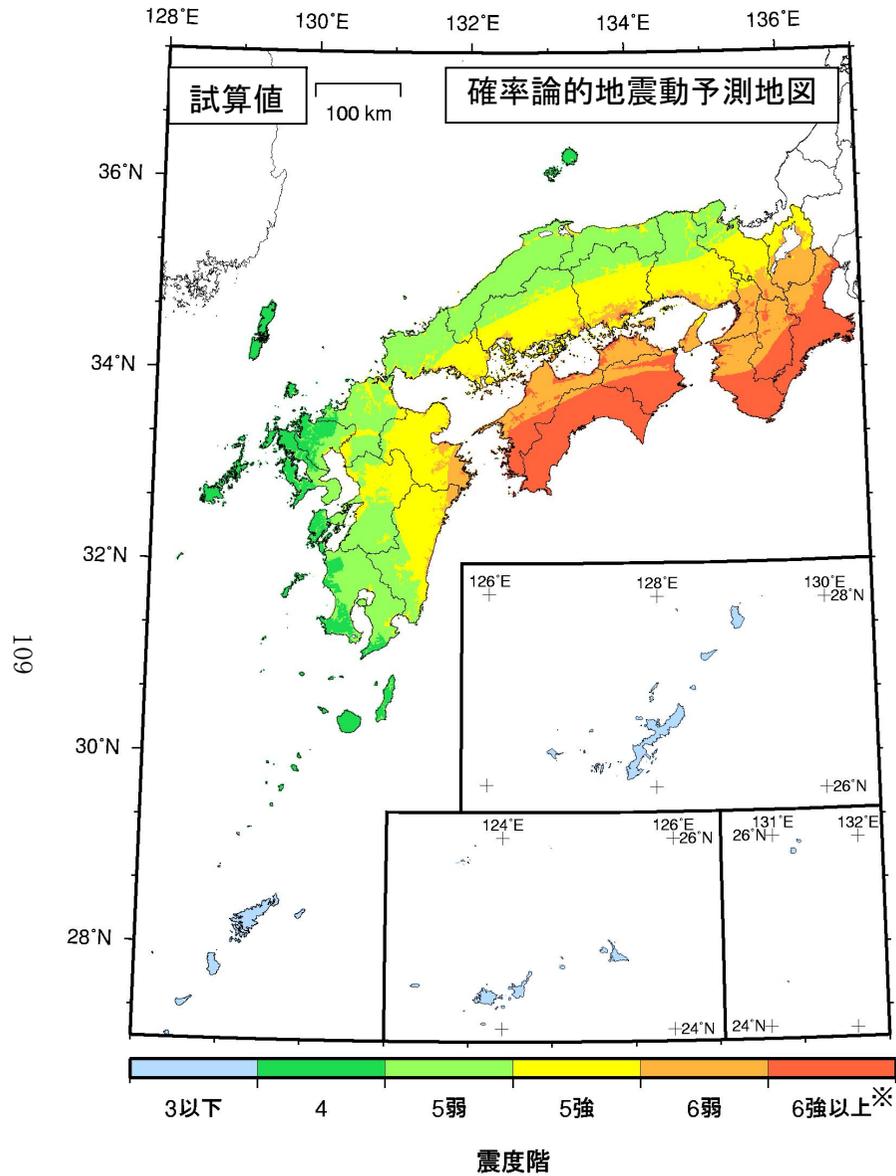


図 2.3.2-2a 今後 30 年以内に 3% の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域：再現期間 1000 年に相当  
(南海～東南海～想定東海地震；対数標準偏差 0.53)

注 1 (※)：震度 6 強以上には震度 7 の可能性が含まれている。

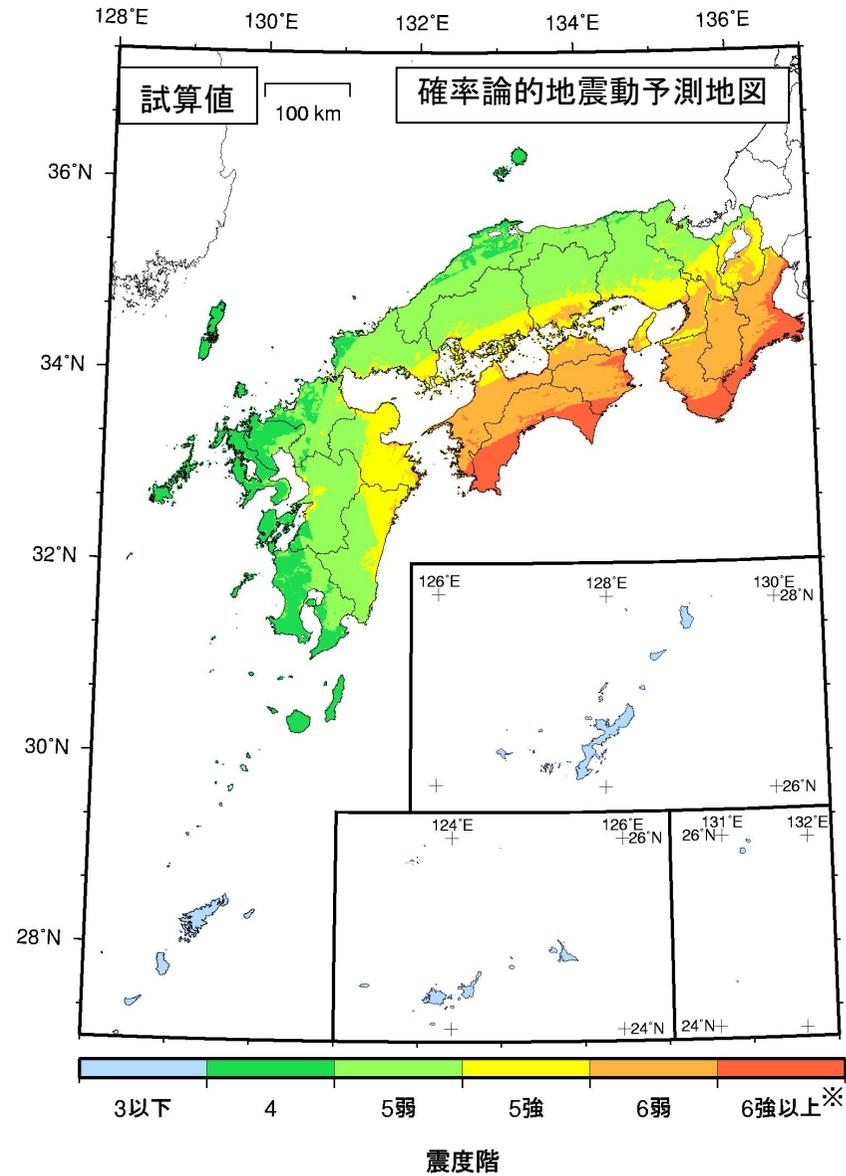


図 2.3.2-2b 今後 30 年以内に 3% の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域：再現期間 1000 年に相当  
(南海～東南海～想定東海地震；対数標準偏差 0.35)

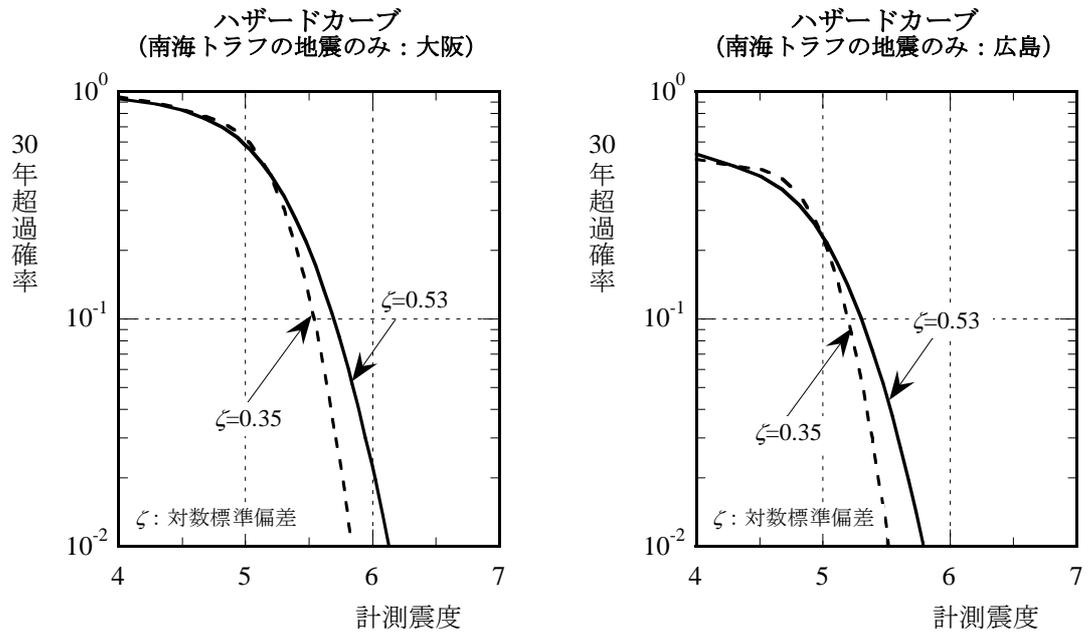


図 2.3.2-3 距離減衰式のばらつきの違いによるハザードカーブの比較

## 2. 4 地震動予測地図の融合

確率論的地震動予測地図では、「震源断層を特定した地震」についてその長期的な発生確率と地震動レベルを合わせて評価するとともに、「震源断層を予め特定しにくい地震」を統計的に評価し、その上でこれら全てを「統合」することで作成することとしている。

震源断層を特定した地震動予測地図は、特定の震源断層を想定し、それが動いた場合の破壊過程を設定して、震源断層周辺の地震動を計算したものである。これにも、いくつかの震源破壊過程が想定され、それぞれについての発生確率という考え方を取り込まれることも想定される。また、震源断層を想定した地震動予測地図を参照することで、地震動の大きさだけでなく地震波形を利用することが可能となる。

現時点では、震源断層を特定した地震動予測地図と確率論的地震動予測地図は、相互に補う関係を持っており、それぞれの特長に応じて使い分けることが考えられる(奥村・石川, 2000)。

平成16年度に作成する「全国を概観した地震動予測地図」は両地図を一組としたものとしている。ここではその組み合わせを「融合」を呼び、さらに両地図の関連を明確にすることも含めて総称して呼ぶこととする。

### 2. 4. 1 融合の考え方

地震動予測地図の融合については現時点で次の2つの考え方が提示されている。ここでは「融合の考え方1」として、確率論的地震動予測地図における「震源断層を特定した地震」を想定した地震動予測の位置づけについて検討する。

- 融合の考え方1：2種類の地図は独立に作成されるが、それぞれの位置づけを解説し、相互に関連づける。2種類の地図を関連づけるために、確率論的想定地震の概念を用いるという考え方。この考え方で、各震源断層を特定した地震を確率論的地震動予測地図の中で位置づける。
- 融合の考え方2：震源断層を特定した地震に対する詳細法による強震動予測の結果を用いて、確率論的地震動予測地図に取込むという考え方。

考え方1において確率論的地震動予測地図における震源断層を特定した地震の位置づけとは、対象地点におけるハザードに影響が大きい地震は何か、および震源断層を特定した地震による地震動評価がその地点の地震ハザードにおいてどのような位置付けにあるか、という点を明確にすることにある。

また、確率論的想定地震(亀田・他, 1997; 石川・奥村, 2001)<sup>\*4</sup>とは、対象とする確率レベルに対応するような強さの地震動を起し得る可能性が高い地震を「震源断層を特定した地震」(想定地震)として選定するための方法論であり、その際、そのような地震動をもたらし得るような地震の相対的な出現可能性を表わす指標として各地震の「貢献度(影響度)」を定義している。貢献度(影響度)は対象とするハザードレベルや周期帯域に応じて変化する指標であり、貢献度(影響度)が大きい地震ほど震源断層を特定した地震を選定するにあたって重要視すべきと評価される。なお、米国でも類似の考え方として、ハザードレベルごとに支配的な地震のマグニチュードと距離を分解して評価する「deaggregation」の概念が提唱されているが(McGuire, 1995; Boissonnade et. al., 1995; Bazzurro and Cornell, 1999)、確率論的想定地震の概念では個々の地震ごとの貢献度(報告書ではこれを「個々の地震毎の影響度」と呼ぶ)を定量化して示すことに特徴がある。

<sup>\*4</sup> 石川・奥村(2001)は確率論的想定地震の概念を従来のハザードレベルを規範とする「ハザード適合想定地震」と構造物の被害や損失までを含めたリスクレベルを規範とする「リスク適合想定地震」とに分けて再定義しているが、ここではハザード適合想定地震の概念を確率論的想定地震と称する。

## 2. 4. 2 融合の方法

融合の考え方1の手順は次のとおりである。

- ①注目地点における確率論的想定地震の影響度（貢献度）による重要な「震源断層を特定した地震」の選定
- ②①で選定された震源断層を特定した地震による地震動強さとハザードカーブの関係の明確化

このうち、①は注目地点において確率論的想定地震の貢献度を評価することにより、対象とする確率レベルのハザードに強く影響を及ぼす地震を選定するものである。確率論的想定地震の影響度（貢献度）とは、注目地点において対象とする確率レベルに対応する地震動強さ以上の揺れを受けた場合に、その地震動をもたらした地震がどの地震である可能性が高いかを相対確率(%)で表わした指標であり、確率レベルごとに全地震の影響度（貢献度）の総和は100%となる。同じ地震の影響度（貢献度）であっても確率レベルによって値は変化することになる。なお影響度（貢献度）の定式化については文献（亀田・他，1997；石川・奥村，2001）を参照されたい。

一方、②は①で選ばれた震源断層を特定した地震による地震動が当該地点のハザードとどういう関係にあるかを明確にするもので、融合の考え方2の理解の助けとなるものである。具体的には、震源断層を特定した地震が発生したと想定した場合の「別途評価された地震動強さ（震源断層を特定した地震地図）」が当該地点におけるハザードレベルといかなる関係にあるか、について考察することができる。

## 2. 4. 3 検討例

ここでは、前節の①で示す影響度（貢献度）の検討例を示す。確率論的地震動予測地図試作版において評価した大阪地点、鳥取地点、広島地点、宮崎地点を検討対象とする。

図2.4.3-1～図2.4.3-4に各地点における地震分類毎の影響度（貢献度）を示す。各地震の分類毎に示された値が、当該地点に震度6弱以上をもたらす相対的な可能性を示した影響度（貢献度）である。

大阪地点では、図2.4.3-1(左)より今後50年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率は30%を上回り、この原因となっている主な地震とその重み（影響度）を評価した結果を図2.4.3-1(右)に示す。今後50年以内に震度6弱以上をもたらす可能性が最も高い地震は、南海～東南海～想定東海地震である。次いで上町断層をはじめとする主要98活断層帯の地震である。

鳥取地点では、図2.4.3-2(左)より今後50年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率は3%未満である。この原因となっている主な地震とその重み（影響度）を評価した結果を図2.4.3-2(右)に示す。今後50年以内に震度6弱以上をもたらす可能性が高い地震は、震源が予め特定しにくい地震で、陸域で発生する地震のうち活断層が特定されていない場所で発生する地震及び震源が遠いものの南海～東南海～想定東海地震となっている。

広島地点では、図2.4.3-3(左)より今後50年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率は約20%であり、この原因となっている主な地震とその重み（影響度）を評価した結果を図2.4.3-3(右)に示した。今後50年以内に震度6弱以上をもたらす可能性が最も高い地震は、安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震と南海～東南海～想定東海地震である。

宮崎地点では、図2.4.3-4(左)より今後50年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率は20%を上回る。この原因となっている主な地震とその重み（影響度）を評価した結果を図2.4.3-4(右)に示した。今後50年以内に震度6弱以上をもたらす可能性が高い地震は、日向灘のプレート間地震及びひとまわり小さいプレート間地震をはじめ、南海～東南海～想定東海地震、さらに震源が予め特定しにくい、沈み込むプレート内で発生する地震のうち大地震以外の地震である。

なお、確率論的想定地震の影響度（貢献度）を地図の形で表現する方法についても提唱されている（中島・他，2001；石川・他，2003）。

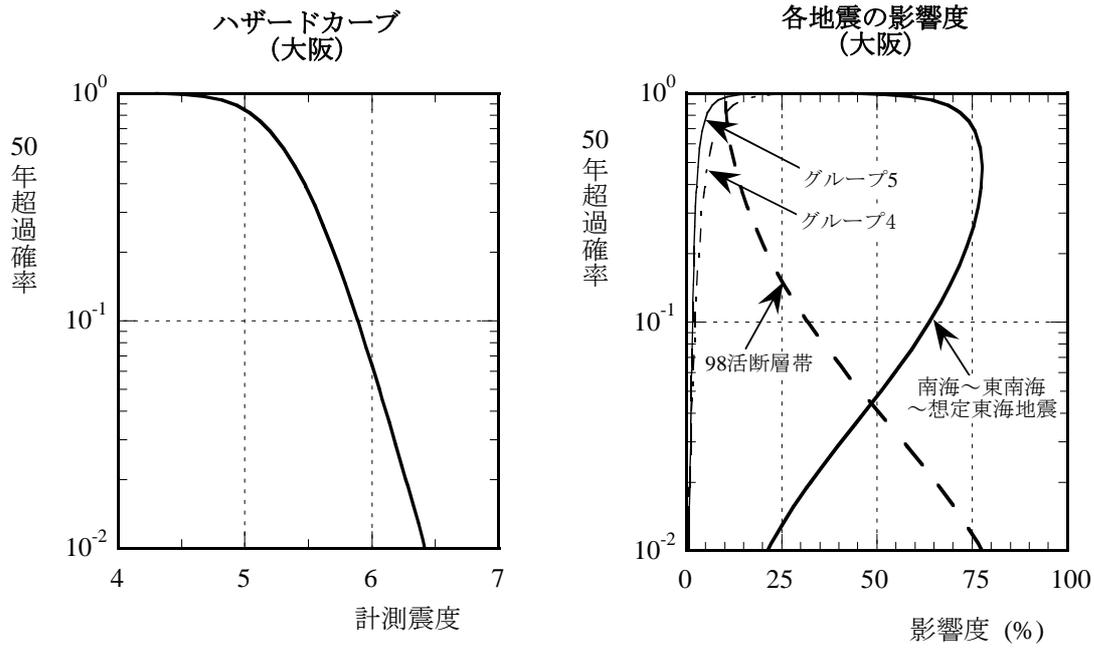


図 2.4.3-1 大阪地点におけるハザードカーブと主な地震の影響度

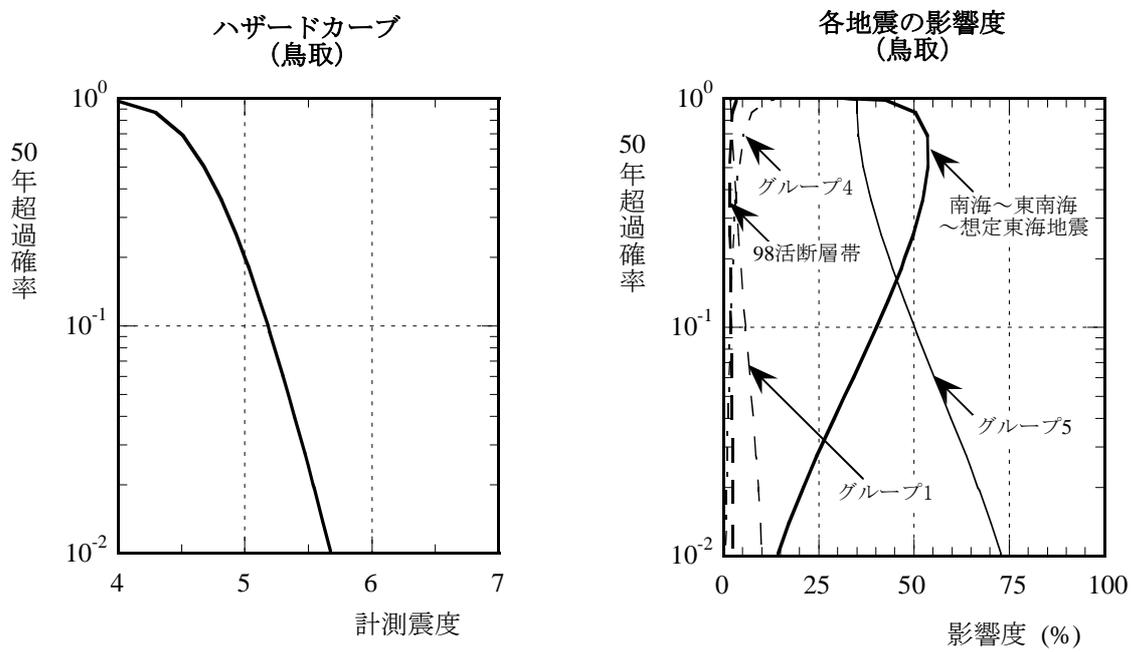


図 2.4.3-2 鳥取地点におけるハザードカーブと主な地震の影響度

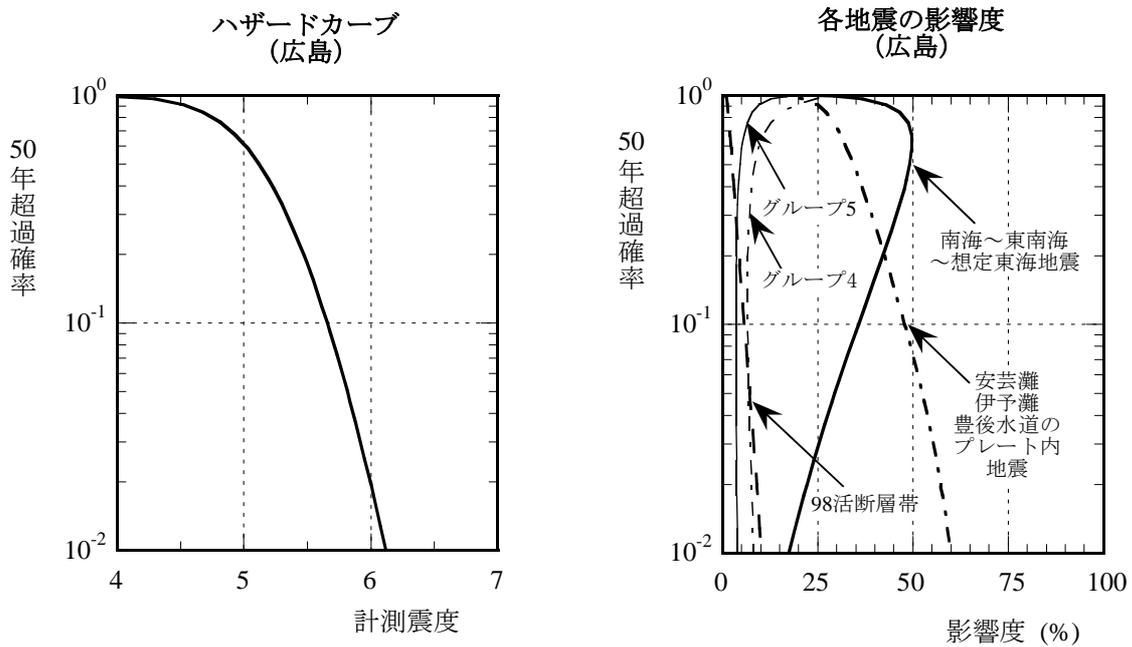


図 2.4.3-3 広島地点におけるハザードカーブと主な地震の影響度

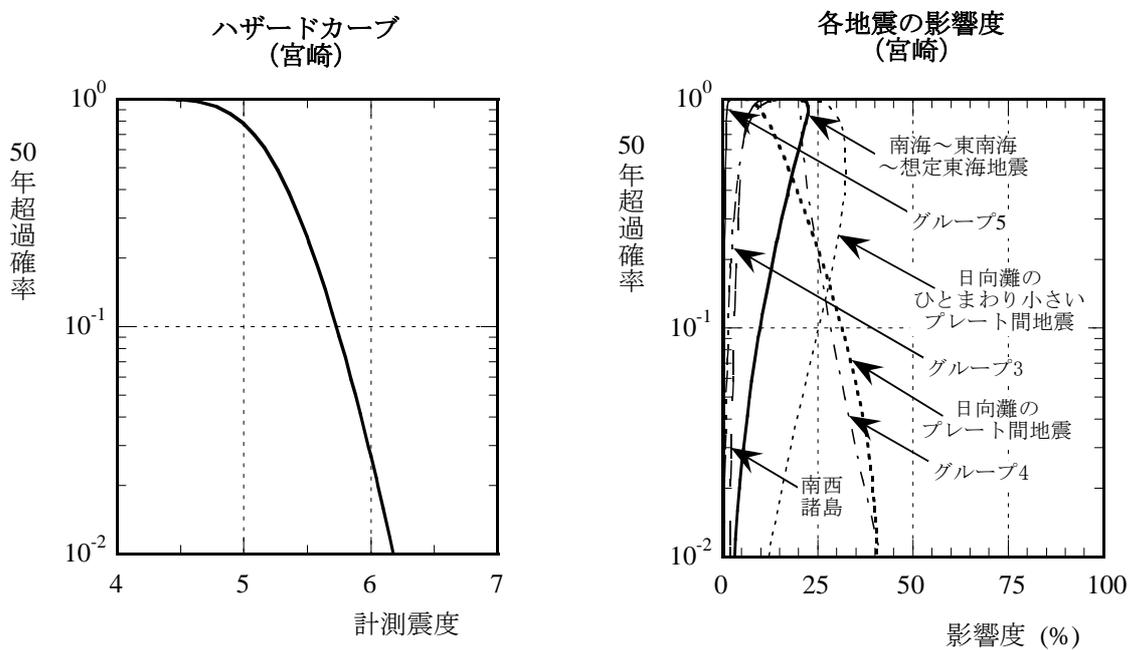


図 2.4.3-4 宮崎地点におけるハザードカーブと主な地震の影響度

### 3. 今後に向けて

- － 「震源断層を予め特定しにくい地震」のモデル化手法の検討（余震の除去を含む）。  
気象庁の地震カタログから大地震後の余震を除去するために建設省土木研究所(1983)の方法を用いているが、これ以外の手法や前震、余震、群発地震などの除去をこれまでの研究成果にもとづいて検討する必要がある。
- － 「震源断層を特定した地震」の確率論的地震動予測地図への取込み手法の検討。  
「震源断層を特定した地震」による地震動予測地図の取込む融合の考え方2のことを示すが、今後どのような手法が望ましいか十分に検討する必要がある。
- － 想定震源域の範囲について様々考えられる場合の論理ツリー(地震調査委員会, 2002d)構築における重み付けの方法の検討。  
「震源断層を特定した地震」の複数のシナリオを想定した場合、論理ツリーの構築が重要となり、今後の課題である。
- － 地震動のばらつきの評価手法の検討。  
現在、地震動のばらつきについては、距離減衰式とそのばらつきという簡便法によって評価しているが、「距離減衰式」のばらつきの大きさや分布の裾の打ち切りについては、確率論的地震動予測地図を作成する上で重要な検討項目である。また、上記の第2項とも関連するが、「強震動評価」に用いている詳細法による地震動のばらつき評価についても今後の課題である。
- － 「主要 98 活断層帯の固有地震以外の地震」の取扱い手法の検討。
- － 「地図の公開方法」に関する検討。

「震源を予め特定しにくい地震等」のうちグループ2の地震の取扱いは、主要 98 活断層帯の固有地震の評価とあわせて、今後の研究成果にもとづいて手法を開発する必要がある。

## 引用文献（アルファベット順）

- Annaka, T. and Yashiro, H. (2000): Temporal dependence of seismic hazard in Japan, Proceedings of the 12th World Conference of Earthquake Engineering, Paper No. 0316.
- Bazzurro, P. and Cornell, C.A. (1999): Deaggregation of seismic hazard, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 89, No. 2, pp. 501-520.
- Boissonnade, A., Chokshi, N., Bernreuter, D. and Murphy, A. (1995): Determination of controlling earthquakes from probabilistic seismic hazard analysis for nuclear reactor sites, Transactions of the 13th International Conference on Structural Mechanics in Reactor Technology, Vol. 4, pp. 1771-776.
- Campbell, K.W. and Bozorgnia, Y. (1994): Near-source attenuation of peak horizontal acceleration from worldwide accelerograms recorded from 1957 to 1993, Proc. Fifth U.S. National Conf. on Earthquake Engineering, Vol. 3, pp. 283-292.
- 中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」（2001）：中央防災会議東海地震に関する専門調査会報告，平成13年12月11日。
- Cornell, C. Allin (1968): Engineering seismic risk analysis, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 58, No. 5, pp. 1583-1606.
- Donovan, N.C. and Bornstein, A.E. (1978): Uncertainties in seismic risk procedures, Journal of the Geotechnical Engineering Division, American Society of Civil Engineers, 104, pp. 869-887.
- Douglas, J. and Smit, P.M. (2001): How accurate can strong ground motion attenuation relations be?, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 91, pp. 1917-1923.
- Frankel, A. (2000): USGS national seismic hazard maps, Earthquake Spectra, Vol. 16, No. 1, pp. 1-19.
- Frankel, A., Mueller, C., Barnhard, T., Perkins, D., Leyendecker, E., Dickman, N., Hanson, S., and Hopper, M. (1996): National seismic-hazard maps: documentation June 1996, U.S. Geological Survey Open-File Report 96-532.
- Frankel, A., Petersen, M., Mueller, C., Haller, K., Wheeler, R., Leyendecker, E., Wesson, R., Harmsen, S., Cramer, C., Perkins, D., and Rukstales, K. (2002): Documentation for the 2002 update of the national seismic hazard maps, U.S. Geological Survey Open-File Report 02-420.
- 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, No. 3, pp. 13-27.
- 学校施設の耐震化推進に関する調査研究協力者会議(2003)：学校施設の耐震化推進に関する調査研究報告書，平成15年4月15日，pp. 38.
- Idress, I.M. (1985): Evaluating seismic risk in engineering practice, Proceedings of the Eleventh International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Francisco, pp. 255-320.
- 石川裕・奥村俊彦(2001)：地域の集積リスクを考慮した想定地震の選定方法，地域安全学会論文集，No. 3, pp. 199-206.
- 石川裕・奥村俊彦・亀田弘行(1996)：活断層を考慮した神戸における地震危険度評価，土木学会「阪神・淡路大震災に関する学術講演会論文集，pp. 61-68.
- 石川裕・奥村俊彦・斎藤知生(2002)：複数回の地震発生を考慮した地震ハザード評価，土木学会第57回年次学術講演会，I-737, pp. 1473-1474.
- 石川裕・奥村俊彦・宮腰淳一・能島暢呂・杉戸真太・久世益充(2003)：地震動予測マップの活用—その1：ハザード情報の利用—，土木学会地震工学論文集 CD-ROM, No. 36.
- 伊藤潔(1997)：地殻内地震の深さの上限，日本地震学会1997年度秋季大会講演予稿集，P69.
- 地震調査委員会(1996)：糸魚川—静岡構造線活断層系の調査結果と評価について，平成8年9月11日。
- 地震調査委員会(2000)：鈴鹿東縁断層帯の評価，平成12年8月9日。
- 地震調査委員会(2001a)：岐阜—宮断層帯の評価，平成13年1月10日。
- 地震調査委員会(2001b)：生駒断層帯の評価，平成13年5月15日。

地震調査委員会(2001c)：長期的な地震発生確率の評価手法について，平成13年6月8日，45pp.  
地震調査委員会(2001d)：有馬－高槻断層帯の評価，平成13年6月13日.  
地震調査委員会(2001e)：京都盆地－奈良盆地断層帯南部（奈良盆地東縁断層帯）の評価，平成13年7月11日.  
地震調査委員会(2001f)：南海トラフの地震の長期評価について，平成13年9月27日，52pp.  
地震調査委員会(2001g)：養老－桑名－四日市断層帯の評価，平成13年11月14日.  
地震調査委員会(2001h)：森本・富樫断層帯の評価，平成13年12月12日.  
地震調査委員会(2002a)：布田川・日奈久断層帯の評価，平成14年5月8日.  
地震調査委員会(2002b)：伊勢湾断層帯の評価，平成14年5月8日.  
地震調査委員会(2002c)：伊那谷断層帯の評価，平成14年7月10日.  
地震調査委員会(2002d)：糸魚川－静岡構造線断層帯(北部、中部)の地震を想定した強震動評価について，平成14年10月31日.  
地震調査委員会(2002e)：砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の長期評価について，平成14年12月11日.  
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）の長期評価について，平成15年2月12日.  
地震調査委員会(2003b)：三方・花折断層帯の長期評価について，平成15年3月12日.  
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について，平成15年3月12日.  
地震調査委員会(2003d)：千島海溝沿いの地震活動の長期評価について，平成15年3月24日.  
地震調査委員会(2003e)：高山・大原断層帯の長期評価について，平成15年4月9日.  
地震調査委員会(2003f)：琵琶湖西岸断層帯の長期評価について，平成15年6月11日.  
地震調査委員会(2003g)：湖北山地断層帯の長期評価について，平成15年6月11日.  
地震調査委員会(2003h)：野坂・集福寺断層帯の長期評価について，平成15年6月11日.  
地震調査委員会(2003i)：宮城県沖地震を想定した強震動評価について，平成15年6月18日.  
地震調査委員会(2003j)：布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価について，平成15年7月31日.  
地震調査委員会(2003k)：菊川断層帯の長期評価について，平成15年9月10日.  
地震調査委員会(2003l)：長尾断層帯の長期評価について，平成15年9月10日.  
地震調査委員会(2003m)：三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価について，平成15年10月28日.  
地震調査委員会(2003n)：山形盆地断層帯の地震を想定した強震動評価について，平成15年11月25日.  
地震調査委員会(2003o)：山崎断層帯の長期評価について，平成15年12月10日.  
地震調査委員会(2004a)：柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯の長期評価について，平成16年1月14日.  
地震調査委員会(2004b)：岩国断層帯の長期評価について，平成16年2月12日.  
地震調査委員会(2004c)：五日市断層帯の長期評価について，平成16年2月12日.  
地震調査委員会(2004d)：日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価について，平成16年2月27日.  
地震調査委員会(2004e)：上町断層帯の長期評価について，平成16年3月10日.  
地震調査委員会(2004f)：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について，平成16年3月22日.  
地震調査委員会長期評価部会(2002)：震源を予め特定しにくい地震等の評価手法について(中間報告)，平成14年5月29日.  
地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会(2002)：確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定)について，平成14年5月29日，49pp.  
地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会(2003)：確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定－北日本)，平成15年3月25日，119pp.  
地震調査委員会事務局(2001)：長期的な地震発生確率についての解説、『長期的な地震発生確率の評価手法について』付録、平成13年6月8日，12pp.  
地震調査委員会強震動評価部会(2001a)：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), 43pp.
- 地震調査研究推進本部(1997): 地震に関する基盤的調査観測計画, 平成9年8月29日, 38pp.
- 地震調査研究推進本部(1999): 地震調査研究の推進について—地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策—, 平成11年4月23日, 20pp.
- 地震調査研究推進本部(2001): 地震に関する基盤的調査観測計画の見直しと重点的な調査観測体制の整備について, 平成13年8月28日.
- 地震調査研究推進本部政策委員会調査観測計画部会(2003): 東南海・南海地震を対象とした調査観測の強化に関する計画(第一次報告), 平成15年6月26日.
- 地震調査研究推進本部政策委員会成果を社会に活かす部会(2001): 政策委員会成果を社会に活かす部会報告—地震調査研究における長期評価を社会に活かしていくために—, 平成13年8月22日, 47pp.
- 地震調査研究推進本部政策委員会成果を社会に活かす部会(2003): 「社会に活かす部会報告」の検討状況報告—地震動予測地図を社会に活かしていくために—, 平成15年8月26日, 7pp.
- 垣見俊弘・松田時彦・相田勇・衣笠善博(2003): 日本列島と周辺海域の地震地体構造区分, 地震 第2輯, Vol. 55, pp. 389-406.
- 亀田弘行・奥村俊彦(1985): 活断層データと歴史地震データを組み合わせた地震危険度解析, 土木学会論文集, 第362号/I-4, pp. 407-415.
- 亀田弘行・石川裕・奥村俊彦・中島正人(1997): 確率論的想定地震の概念と応用, 土木学会論文集, 第577号/I-41, pp. 75-87.
- Kanai, K. and Suzuki, T. (1968): Expectancy of the maximum velocity amplitude of earthquake motions at bedrock, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 46, pp. 663-666.
- 活断層研究会編(1991): [新編] 日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会.
- Kawasumi, H. (1951): Measures of earthquake danger and expectancy of maximum intensity throughout Japan as inferred from the seismic activity in historical times, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 29, pp. 469-482.
- Leyendecker, E., Hunt, R., Frankel, A., Rukstales, K. (2000): Development of maximum considered earthquake ground motion maps, Earthquake Spectra, Vol. 16, pp. 21-39.
- 建設省土木研究所地震防災部振動研究室(1983): 前・余震の頻度および規模に関する調査, 土研資料 No. 1995.
- 気象庁(1996): 『震度を知る—基礎知識とその活用』, ぎょうせい, 238pp.
- 隈元崇(1999): 内陸地震の危険度を探る—活断層トレンチ調査の成果—, 地震ジャーナル, 第28号, pp. 13-26.
- 松田時彦(1975): 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震, 第2輯, 第28巻, pp. 269-283.
- 松田時彦(1990): 最大地震規模による日本列島の地震分帯図, 地震研究所彙報, Vol. 65, pp. 289-319.
- 松田時彦(1995): 陸上活断層の最新活動期の表, 活断層研究, Vol. 13, pp. 1-13.
- 松田時彦・塚崎朋美・萩谷まり(2000): 日本陸域の主な起震断層と地震の表—断層と地震の地方別分布関係—, 活断層研究, Vol. 19, pp. 33-54.
- 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、日本建築学会.
- McGuire, R. K. (1995): Probabilistic Seismic Hazard Analysis and Design Earthquakes: Closing the Loop, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 85, No. 5, pp. 1275-1284.
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄(1999): 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, Vol. 1, pp. 51-56.
- 翠川三郎・大竹雄(2003): 地震動強さの距離減衰式に見られるバラツキに関する基礎的分析, 日本地震工学会論文集, Vol. 3, No. 1, pp. 59-70.
- Milne, W. G. and A. G. Davenport (1969): Distribution of earthquake risk in Canada, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 59, No. 2, pp. 729-754.
- 長橋純男・柴野謙太郎(1999): 歴史地震データ・活断層データ及び国土数値情報による地盤条件を考慮した日本列島の地震危険度マップ、日本建築学会構造系論文集、第516号、pp113-120.
- 中島正人・石川裕・奥村俊彦(2001): 確率論的想定地震の貢献度を用いたハザードマップ、土木学

- 会第 26 回地震工学研究発表会講演論文集, pp. 121-124.
- 大崎順彦(1983) : 地震と建築, 岩波新書.
- 奥村俊彦・石川裕 (1998) : 活断層の活動度から推定される平均変位速度に関する検討, 土木学会第 53 回年次学術講演会講演概要集, 第 I 部 (B), pp. 554-555.
- 奥村俊彦・石川裕 (2000) : 地域地震防災のための地震動予測地図の考え方, 第 4 回構造物の安全性・信頼性に関する国内シンポジウム(JCOSSAR2000), 37-B, pp. 225-228.
- Perkins, J.B. (2000) : San Francisco Bay Area hazard mapping-ABAG' s history, failure, successes, and future goals, Proceedings of the Sixth International Conference on Seismic Zonation (CD-ROM).
- 佐藤良輔編著 (1989) : 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会.
- 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報告集, 第 523 号, pp. 63-70.
- 損害保険料率算定会 (2000) : 活断層と歴史地震とを考慮した地震危険度評価の研究～地震ハザードマップの提案～, 地震保険調査研究 47.
- 武村雅之(1990). 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震, 第 2 輯, 第 43 卷, pp. 257-265.
- 植平賢司・清水洋・松尾紉道・後藤和彦(2001) : 四国・中国西端から九州にかけての深発地震面の形状と発震機構, 月刊地球, Vol. 23, No. 10, 669-673.
- 宇賀田健(2001) : シナリオ地震による日本全国の地震危険度, 日本建築学会構造系論文集, 第 541 号, pp. 95-104.
- 宇津徳治(1982) : 日本付近の M6. 0 以上の地震および被害地震の表 (1885 年～1980 年) .
- Wesnousky, S. G., C. H. Scholz, K. Shimazaki, and T. Matsuda (1984) : Integration of geological and seismological data for the analysis of seismic hazard: A case study of Japan, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 74, No. 2, pp. 687-708.
- 吉田伸一・今塚善勝(1998) : ブロック構造に基づく震源領域モデルを用いた地震ハザード評価, 第 10 回日本地震工学シンポジウム論文集, pp. 438-488.
- Youngs R.R., Abrahamson, N., Mkdisi, F.I., and Sadigh, K. (1995) : Magnitude dependence variance of peak ground acceleration, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 85, pp. 1161-1176.

## (付録)

### ハザードカーブの算定方法

着目地点において、その周辺で発生する地震（あるいは地震群）によって  $t$  年間に少なくとも 1 回地震動の強さが  $y$  を超える確率  $P(Y > y; t)$  を、一般にハザードカーブと呼ぶ。ハザードカーブは、地点の周辺で発生するいずれの地震（群）によっても  $y$  以下である確率を 1 から引くことにより、次式で評価される。

$$P(Y > y; t) = 1 - \prod_k \{1 - P_k(Y > y; t)\} \quad (1)$$

ここに、 $P_k(Y > y; t)$  は  $k$  番目の地震（群）によって  $t$  年間に少なくとも 1 回地震動の強さが  $y$  を超える確率であり、以下の 1) および 2) のように算定される。なお、以下の記述では、地震の規模と距離に関して離散的な表現としている。

#### 1) 震源断層を予め特定できる地震（主要 98 活断層帯、海溝型地震、グループ 1 の地震）

これらの地震の発生確率は、一部のものについては更新過程あるいは時間予測モデルといった非定常な地震活動を表すモデルに基づき算定され、残りのものについては定常ポアソン過程を仮定して評価される。この場合、 $k$  番目の地震によって、地震動の強さが  $t$  年間に少なくとも 1 回  $y$  を超える確率  $P_k(Y > y; t)$  は、以下のようにして算定することができる。

##### a) 非定常な地震活動モデルに基づき地震発生確率が算定される場合

期間  $t$  の間に複数回の地震発生を考慮する場合、それぞれの地震時の地震動の強さが互いに独立であると仮定すると、地震動の強さが  $t$  年間に少なくとも 1 回  $y$  を超える確率  $P_k(Y > y; t)$  は、

$$P_k(Y > y; t) = 1 - \sum_{l=0}^{\infty} \{P(E_k^{[l]}; t) [1 - P(Y > y | E_k)]^l\} \quad (2)$$

で表される。ただし、 $P(E_k^{[l]}; t)$  は期間  $t$  の間に  $l$  回地震が発生する確率、 $P(Y > y | E_k)$  は地震  $k$  が 1 度発生した条件下で地震動の強さが  $y$  を超える条件付確率であり、

$$P(Y > y | E_k) = \sum_i \sum_j P(Y > y | m_i, r_j) P_k(m_i) P_k(r_j | m_i) \quad (3)$$

となる。ここに、 $P_k(m_i)$  は  $k$  番目の地震における規模の確率関数、 $P_k(r_j | m_i)$  は規模が  $m_i$  の条件下での距離の確率関数、 $P(Y > y | m_i, r_j)$  は地震の規模が  $m_i$ 、距離が  $r_j$  の時に地震動の強さが  $y$  を超える条件付確率である。距離減衰式を用いて地震動の強さを評価する場合には、 $P(Y > y | m_i, r_j)$  は距離減衰式の中央値  $\bar{Y}(m_i, r_j)$  とそのばらつき（中央値を 1 とする対数正規変量  $U$  で表されることが多い）を用いて、

$$P(Y > y | m_i, r_j) = 1 - F_U \left( \frac{y}{\bar{Y}(m_i, r_j)} \right) \quad (4)$$

となる。ただし、 $F_U(u)$  は  $U$  の累積分布関数である。

なお、期間  $t$  に複数回の地震が発生する確率が無視できる場合には、式 (2) は簡略化されて次式で表される。

$$\begin{aligned} P_k(Y > y; t) &= P(E_k; t) P(Y > y | E_k) \\ &= P(E_k; t) \sum_i \sum_j P(Y > y | m_i, r_j) P_k(m_i) P_k(r_j | m_i) \end{aligned} \quad (5)$$

ただし、 $P(E_k; t)$  は  $k$  番目の地震が  $t$  年間に発生する確率であり、更新過程あるいは時間予測モデルに基づき、BPT 分布を用いて評価される（地震調査委員会、2001）。

b) 地震の発生が定常ポアソン過程でモデル化される場合

地震の発生を定常ポアソン過程とした場合には、地震動の強さが  $t$  年間に  $y$  を超える確率  $P_k(Y > y; t)$  は、

$$P_k(Y > y; t) = 1 - \sum_{l=0}^{\infty} \{P(E_k^{[l]}; t) [1 - P(Y > y | E_k)]^l\} \quad (\text{再掲}) \quad (2)$$

$$P_k(Y > y; t) = 1 - \exp\{-\nu_k(Y > y) \cdot t\} \quad (6)$$

となる。ただし、 $\nu_k(Y > y)$  は  $k$  番目の地震によって地震動の強さが  $y$  を超える年あたりの頻度であり、

$$\begin{aligned} \nu_k(Y > y) &= \nu(E_k) P(Y > y | E_k) \\ &= \nu(E_k) \sum_i \sum_j P(Y > y | m_i, r_j) P_k(m_i) P_k(r_j | m_i) \end{aligned} \quad (7)$$

となる。ここに、 $\nu(E_k)$  は  $k$  番目の地震の年あたりの発生頻度、他は a) と同様である。

## 2) 震源断層を予め特定しにくい地震 (グループ 3, 4, 5 の地震等)

上記 1) と異なり、対象とする地震を複数の規模と距離の組み合わせから成る群として取り扱う必要がある。グループ 3, 4, 5 の地震等は、地域区分する方法の場合には地震活動域ごと、地域区分しない方法ではメッシュごとに、それぞれ地震活動が一様としている。これにより、各地震活動域あるいはメッシュを対象としている範囲において、地震の規模と発生場所は互いに独立となる。地震の規模の確率分布は Gutenberg-Richter の関係式から、また、距離の確率分布は地点と地震活動域あるいはメッシュとの幾何学的な位置関係からそれぞれ算定することができる。地震の発生時系列は、定常ポアソン過程でモデル化している。

以上から、グループ  $n$  の地震によって、地震動の強さが  $t$  年間に  $y$  を超える確率  $P_n(Y > y; t)$  は、次式によって算定することができる。

$$P_n(Y > y; t) = 1 - \exp\{-\nu_n(Y > y) \cdot t\} \quad (8)$$

ただし、 $\nu_n(Y > y)$  はグループ  $n$  の地震によって地震動の強さが  $y$  を超える年あたりの頻度であり、

$$\begin{aligned} \nu_n(Y > y) &= \sum_k \nu(E_k) P(Y > y | E_k) \\ &= \sum_k \nu(E_k) \sum_i \sum_j P(Y > y | m_i, r_j) P_k(m_i) P_k(r_j | m_i) \end{aligned} \quad (9)$$

となる。ここに、 $\nu(E_k)$  はグループ  $n$  の地震を構成する  $k$  番目の地震活動域またはメッシュにおける最小マグニチュード以上の地震の年あたりの発生頻度、 $P(Y > y | E_k)$  はグループ  $n$  の地震を構成する  $k$  番目の地震活動域またはメッシュで地震が 1 つ発生した場合に地点での地震動の強さが  $y$  を超える条件付確率、 $P_k(m_i)$  は  $k$  番目の地震活動域またはメッシュにおける規模の確率関数、 $P_k(r_j | m_i)$  は規模が  $m_i$  の条件下での距離の確率関数、 $P(Y > y | m_i, r_j)$  は地震の規模が  $m_i$ 、距離が  $r_j$  の時に地震動の強さが  $y$  を超える条件付確率である。