推計震度の算定手法

資料3　参考資料2

1.浅部地盤モデルの作成

(1) AVS30 モデル

地表面の震度予測に用いる浅部地盤モデル(AVS30 モデル)は、「南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)」(H24.8.29 公表)を基本として、香川県内のボーリングデータ約 2,000 本を追加収集し作成した。

2.地震動の検討

(1) 検討ケース

本業務で算出を行う地震動予測は以下の通りである。地表面の地震動予測は昨年度作成した AVS30 モデルで算出を行う。

工学基盤面の地震動予測は、中央防災会議、地震調査研究推進本部共に統計的グリーン関数で計算を行っている。本業務で新規に計算する L1 強震波形の安政地震、宝永地震に付いても他ケースと合わせて統計的グリーン関数で計算を行う。

前回、委員会で意見のあった気象庁マグニチュード6.9程度一律の地震動予測については、断層の設定が不可能なため耐震促進計画の手法により工学基盤面までの地震動の予測を行う。

表:地震動予測検討ケース

検討ケース		地震動予測			
		断層～工学基盤		工学基盤～地表面	
L2 強震波形	基本ケース	統計的グリーン関数	南海トラフの巨大地震モデル検討会	県AVS30モデル	(新規計算)
	東側ケース	統計的グリーン関数	南海トラフの巨大地震モデル検討会	県AVS30モデル	(新規計算)
	西側ケース	統計的グリーン関数	南海トラフの巨大地震モデル検討会	県AVS30モデル	(新規計算)
	陸側ケース	統計的グリーン関数	南海トラフの巨大地震モデル検討会	県AVS30モデル	(新規計算)
L1 強震波形	宝永地震(東海・南海)	統計的グリーン関数	(新規計算)	県AVS30モデル	(新規計算)
	安政地震(南海)	統計的グリーン関数	(新規計算)	県AVS30モデル	(新規計算)
	東南海・南海2連動	統計的グリーン関数	中央防災会議2003	県AVS30モデル	(新規計算)
	東海・東南海・南海3連動	統計的グリーン関数	中央防災会議2003	県AVS30モデル	(新規計算)
直下 型地震	長尾断層	統計的グリーン関数	地震調査研究推進本部	県AVS30モデル	(新規計算)
	中央構造線断層	統計的グリーン関数	地震調査研究推進本部	県AVS30モデル	(新規計算)
M_j6.9一律	(県全域Mj6.9)	簡易法 (耐震促進計画の手法)	(新規計算)	県AVS30モデル	(新規計算)

(2) 宝永地震、安政南海地震の震度算定手法

宝永地震、安政南海地震の工学基盤面までの震度算定は、他ケースと整合を図り、統計的グリーン関数を用いて算出を行う。

1)統計的グリーン関数の概要

統計的グリーン関数法は、予測対象において、地震観測波形がない場合でも断層モデルを用いて強震動が予測できる手法である。計算では、断層面を格子状の細片に分割し、断層の破壊過程に応じて各細片から観測点へ伝わる地震動を重ね合わされることで断層全体が破壊することによる地震動波形を求める手法である。

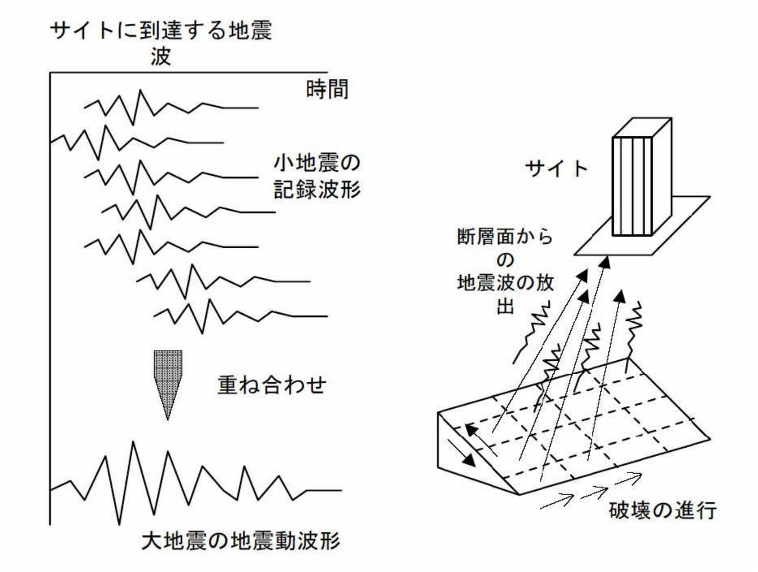


図:統計的グリーン関数法の概念図
(中央防災会議「東南海・南海地震等の専門調査会」より)

統計的グリーン関数では下記の設定を行う。設定下記のように巨視的断層(断層全体)と微視的断層(巨視的断層の細分)に分けてパラメータを設定する。パラメータは、強震動予測手法レシピ(入倉レシピ)に従って設定を行う。

・ 巨視的断層パラメータの設定
  巨視的断層パラメータは、強震動予測レシピ等によって設定する。
・ 微視的断層パラメータの設定
  アスペリティと背景領域における微視的断層モデルは、アスペリティの面積を与える方法によって設定する。

2)断層パラメータの設定

断層パラメータの設定は、強震動予測手法レシピ(入倉レシピ)に従い、以下のように設定を行った。

a)巨視的断層パラメータの設定

巨視的断層パラメータは、「南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)強震断層モデル編－強震断層モデルと震度分布について－」(H24.8.29公表)より設定を行った。

① 各領域ごとのマクロ的に見た断層パラメータ

ⅰ）地震モーメント及びモーメントマグニチュード

対象領域全体の地震モーメント（Mo）は、対象領域全体の強震断層面積（S）と平均応力降下量（Δσ、ここでは4.0MPaとした）から、相似則（スケーリング則）により推定する。

$$Mo = \alpha \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$$

ここで、α は係数（ここでは、$\alpha = 16/7\pi^{3/2}$ を用いた）

なお、モーメントマグニチュード（Mw）は、次式に従い算出する。

$$\log Mo = 1.5Mw + 9.1$$

ⅱ）平均変位量

平均変位量（D）は、次の地震モーメント（Mo）と強震断層面積（S）との関係式から算出する。

$$Mo = \mu \cdot D \cdot S$$

ここで、μ ：剛性率

$\mu = \rho \cdot V_s^2$ （密度 ρ ＝2.8g/cm^3、S波速度 V_s ＝S.382km/s）

ⅲ）破壊伝播速度および f max

破壊伝播速度（Vr）は次式による。

$$V_r = 0.72\,V_s$$

f maxは兵庫県南部地震から推定された値である6Hzとする。

また、断層の位置等の基本的な条件は、「日本のパラメターハンドブック」より、委員会の意見から相田モデルで設定を行った。

b)微視的断層パラメータの設定

微視的断層パラメータは全国地震動予測地図の公表の技術報告書付録3(平成21年7月21日・地震調査研究推進本部)より設定を行った。

(b) 短周期レベル A とアスペリティの総面積 S_a

アスペリティの総面積S_a (km^2)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 S_a (km^2) 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、短周期レベルの算出に当たっては、次式に示す壇・他 (2001) による地震モーメント M_0 (N・m) と短周期レベル A (N・m/s^2) の経験的関係を用いる（入倉・他, 2002）。

$$A = 2.46 \times 10^{10} \times \left(M_0 \times 10^7\right)^{1/3} \quad \cdots\cdots (11)$$

アスペリティの総面積 S_a (km^2) は $S_a=\pi r^2$ 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面積が等価な円形と仮定する。アスペリティの総面積の等価半径 r (km) は(11)式によって推定された短周期レベル A (N·m/s^2) を用いて、(12)式より算出される。

$$r = (7\pi/4) \cdot \{M_0/(A \cdot R)\} \cdot \beta^2 \quad \cdots\cdots (12)$$

なお、上式は、シングル・アスペリティモデル（ただ1つのアスペリティを持つモデル）におけるM_0とAの理論的関係から (13)式 (Boatwright, 1988) および(14)式（壇・他, 2001）により導出される。

$$M_0 = (16/7) \cdot r^2 \cdot R \cdot \Delta\sigma_a \quad \cdots\cdots (13)$$

$$A = 4\pi \cdot r \cdot \Delta\sigma_a \cdot \beta^2 \quad \cdots\cdots (14)$$

ここで、R (km) は断層面積 S (km^2) に対する等価半径、$\Delta\sigma_a$ (MPa) はアスペリティの応力降下量、β (km/s) は震源域における岩盤のS波速度である。(13)式と(14)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・他 (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 (km) は $\sqrt{\sum_{i=1}^{N} r_i^2}$ （半径が $r_1, r_2, \ldots, r_N$ のN 個のアスペリティを想定）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・他, 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・佐藤, 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地震モーメントM_0 (N·m) 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 (11)～(14)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にあるため、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、(11)～(14)式を用いず、Somerville *et al.* (1999) 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出方法にも注意する必要があり、この方法については、**(d) 震源断層全体及びアスペリティの静的応力降下量と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 (m) は震源断層全体の平均すべり量 D (m) 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・他, 2000）を基に、ξ=2とする。

$$D_a = \xi \cdot D \quad (15)$$

これにより、背景領域の平均すべり量 D_b (m) は全体の地震モーメント M_0 (N･m) からアスペリティの地震モーメント M_{0a} (N･m) を除いた背景領域の地震モーメント M_{0b} (N･m) と、背景領域の面積 S_b (km^2) から、以下の式で算出される。

$$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a \quad (16)$$

$$M_{0b} = M_0 - M_{0a} \quad (17)$$

$$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b) \quad (18)$$

ここで、μは(10)式の剛性率 (N/m^2)である。

個々のアスペリティの平均すべり量 D_{ai} (m) 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} (km^2)（i番目のアスペリティの面積）から算出される半径 r_i (km)（i番目のアスペリティの半径）との比が全てのアスペリティで等しい（D_{ai}/r_i= 一定）と経験的に仮定し、次式により算出する。

$$D_{ai} = \left(\gamma_i / \sum \gamma_i^3\right) \cdot D_a \quad (19)$$

ここで、γ_iはr_i / rであり、D_{ai}(m) はi番目のアスペリティの平均すべり量、アスペリティ全体の等価半径 r (km)は、(12)式により求めることができる。

＊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、(15)式のξの値を調整する。

設定した断層のパラメータを次頁に示す。

i)断 層 パラメータ

表：断 層 パラメータ諸 元

項目						宝永地震(東海・南海)・相田モデル						安政地震(南海)・相田モデル			備考
						セグメント					計	セグメント		計	
断層モデル	破壊パターン					直線破壊					－	直線破壊		－	「日本のパラメターハンドブック」より
	断層諸元	北緯	N	度		35.14	33.90	33.41	33.40	32.33	－	32.70	33.41	－	
		東経	E	度		138.73	138.13	136.15	134.57	133.57	－	134.74	136.15	－	
		深さ	d	km		2	3	10	1	1	－	1	10	－	
		走向	θ	度		198	245	250	220	240	－	250	250	－	
		傾斜角	σ	度		34	24	10	20	20	－	20	10	－	
		すべり角	λ	度		71	113	124	90	90	－	117	127	－	
		長さ	L	km		115	150	150	140	60	－	150	150	－	
		幅	W	km		70	100	70	80	80	－	120	70	－	
		すべり	D	m		4.0	4.0	5.6	7.0	13.9	－	6.3	4.7	－	
	破壊中心(Q点)：震源	北緯	N	度		33.20					－	33.00		－	
		東経	E	度		135.90					－	135.40		－	
巨視的断層諸元	地震モーメント	α(係数)	α		α=16/(7π^3/2)	0.410	0.410	0.410	0.410	0.410	－	0.410	0.410	－	
		平均応力降下量	Δσ	Mpa	(南海トラフより)	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	－	4.0	4.0	－	
		断層面積	S	km2	S=W・L	8050	15000	10500	11200	4800	－	18000	10500	－	
		地震モーメント	Mo	N・m	Mo=α・Δσ・S^(3/2)	1.186E+21	3.016E+21	1.767E+21	1.946E+21	5.460E+20	8.461E+21	3.965E+21	1.767E+21	5.732E+21	
	モーメントマグニチュード		Mw	N・m	Mw=(logMo-9.1)/1.5	7.98	8.25	8.10	8.13	7.76	8.55	8.33	8.10	8.44	
	地震モーメント(剛性率から)	密度	ρ	g/cm3	(南海トラフより)	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	－	2.8	2.8	－	
		S波速度	Vs	km/s	(南海トラフより)	3.82	3.82	3.82	3.82	3.82	－	3.82	3.82	－	
		剛性率	μ	N/m2	μ=ρ・Vs^2	4.086E+10	4.086E+10	4.086E+10	4.086E+10	4.086E+10	－	4.086E+10	4.086E+10	－	
		地震モーメント	Mo	N・m	Mo=μ・D・S	1.316E+21	2.452E+21	2.402E+21	3.203E+21	2.726E+21	1.210E+22	4.633E+21	2.016E+21	6.650E+21	
	モーメントマグニチュード Mw		Mw	N・m	Mw=(logMo-9.1)/1.5	8.01	8.19	8.19	8.27	8.22	8.66	8.38	8.14	8.48	
	破壊伝搬速度 Vr		Vr	km/s	Vr=0.72・Vs	2.750	2.750	2.750	2.750	2.750	－	2.750	2.750	－	
	地震伝搬速度 Vs		Vs	km/s	(南海トラフより)	3.820	3.820	3.820	3.820	3.820	－	3.820	3.820	－	
微視的断層諸元	分割数10	分割数	n	個	(入力)	10	10	10	10	10	－	10	10	－	
		余震の地震モーメント	Mo'	N・m	Mo'=Mo/n^3	1.186E+18	3.016E+18	1.767E+18	1.946E+18	5.460E+17	－	3.965E+18	1.767E+18	－	
		余震のモーメントマグニチュード	Mw'	N・m	Mw=(logMo-9.1)/1.5	5.98	6.25	6.10	6.13	5.76	－	6.33	6.10	－	
	断層面長さ方向分割数		NL	個		10	10	10	10	10	－	10	10	－	
	断層面幅方向分割数		NW	個		10	10	10	10	10	－	10	10	－	
	断層時間的破壊過程合成数		Nk	個		10	10	10	10	10	－	10	10	－	
	短周期レベル		A	N・m/s2	A=2.46・10^10・(Mo・10^7)^(1/3)	5.610E+19	7.658E+19	6.407E+19	6.617E+19	4.332E+19	－	8.389E+19	6.407E+19	－	
	総面積の等価半径		R	km	πR^2=S	50.62	69.10	57.81	59.71	39.09	－	75.69	57.81	－	
	岩盤のS波速度 (=Vs)		β	km/s	(南海トラフより)	3.82	3.82	3.82	3.82	3.82	－	3.82	3.82	－	
	アスペリティの等価半径		r	km	r=(7π/4)・(Mo/(A・R))・β^2	34	46	38	40	26	－	50	38	－	
	アスペリティの総面積		Sa	km2	Sa=πr^2	3526	6571	4600	4906	2103	－	7885	4600	－	
						44%	44%	44%	44%	44%	－	44%	44%	－	
	背景領域の総面積		Sb	km2	Sb=S-Sa	4524	8429	5900	6294	2697	－	10115	5900	－	
	(係数)		ξ		(推本)	2	2	2	2	2	－	2	2	－	
	アスペリティ全体の平均すべり量		Da	m	Da=ξ・D	8.0	8.0	11.2	14.0	27.8	－	12.6	9.4	－	
	アスペリティの地震モーメント		Moa	N・m	Moa=μ・Da・Sa	1.153E+21	2.148E+21	2.105E+21	2.807E+21	2.388E+21	－	4.059E+21	1.767E+21	－	
	背景領域の地震モーメント		Mob	N・m	Mob=Mo-Moa	1.630E+20	3.037E+20	2.976E+20	3.968E+20	3.377E+20	－	5.740E+20	2.498E+20	－	
	背景領域の平均すべり量		Db	m	Db=Mob/(μ・Sb)	0.9	0.9	1.2	1.5	3.1	－	1.4	1.0	－	
	アスペリティ位置										－			－	

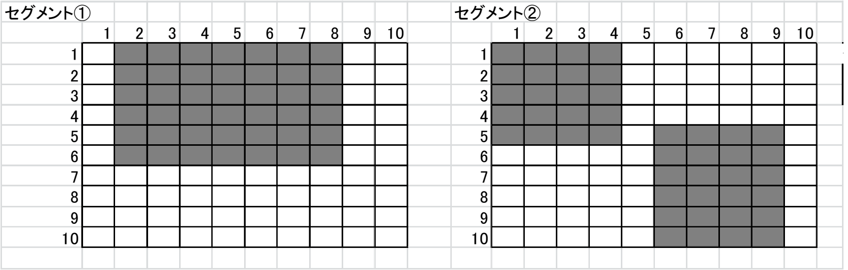
ii)アスペリティの設定

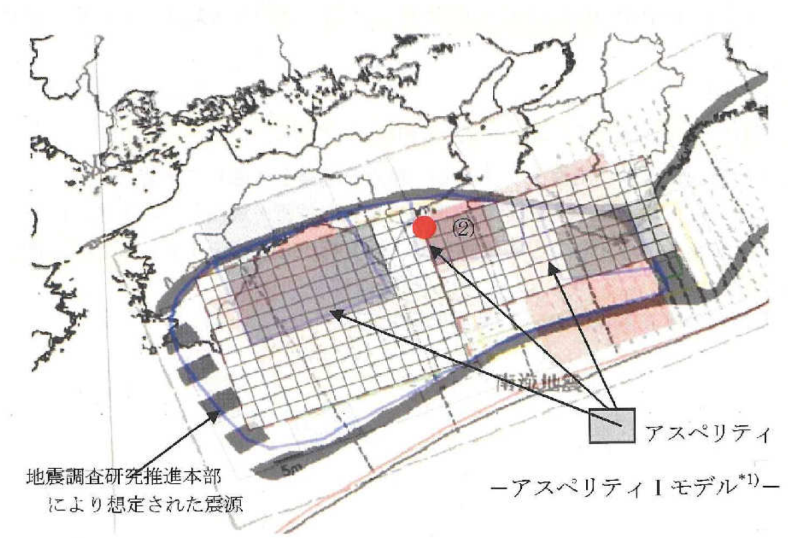
アスペリティは既往研究成果を参考に以下のように設定を行った。

(安政南海地震)

破壊開始点:震源

アスペリティ面積;断層の 44%



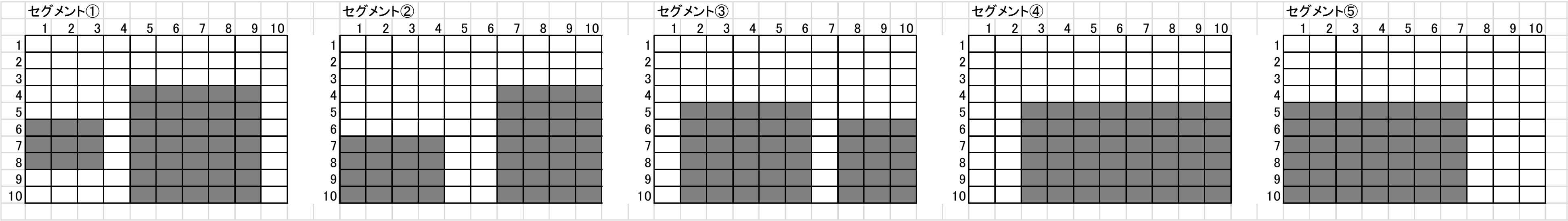


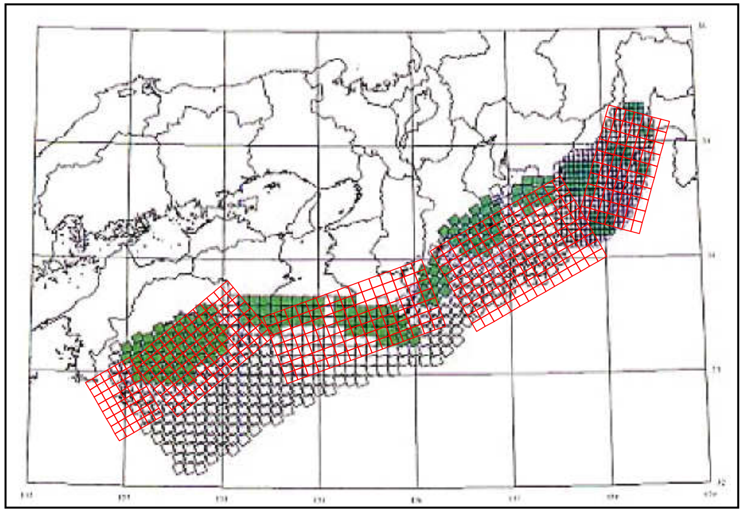
(参考:高知県モデル)

（宝永地震）

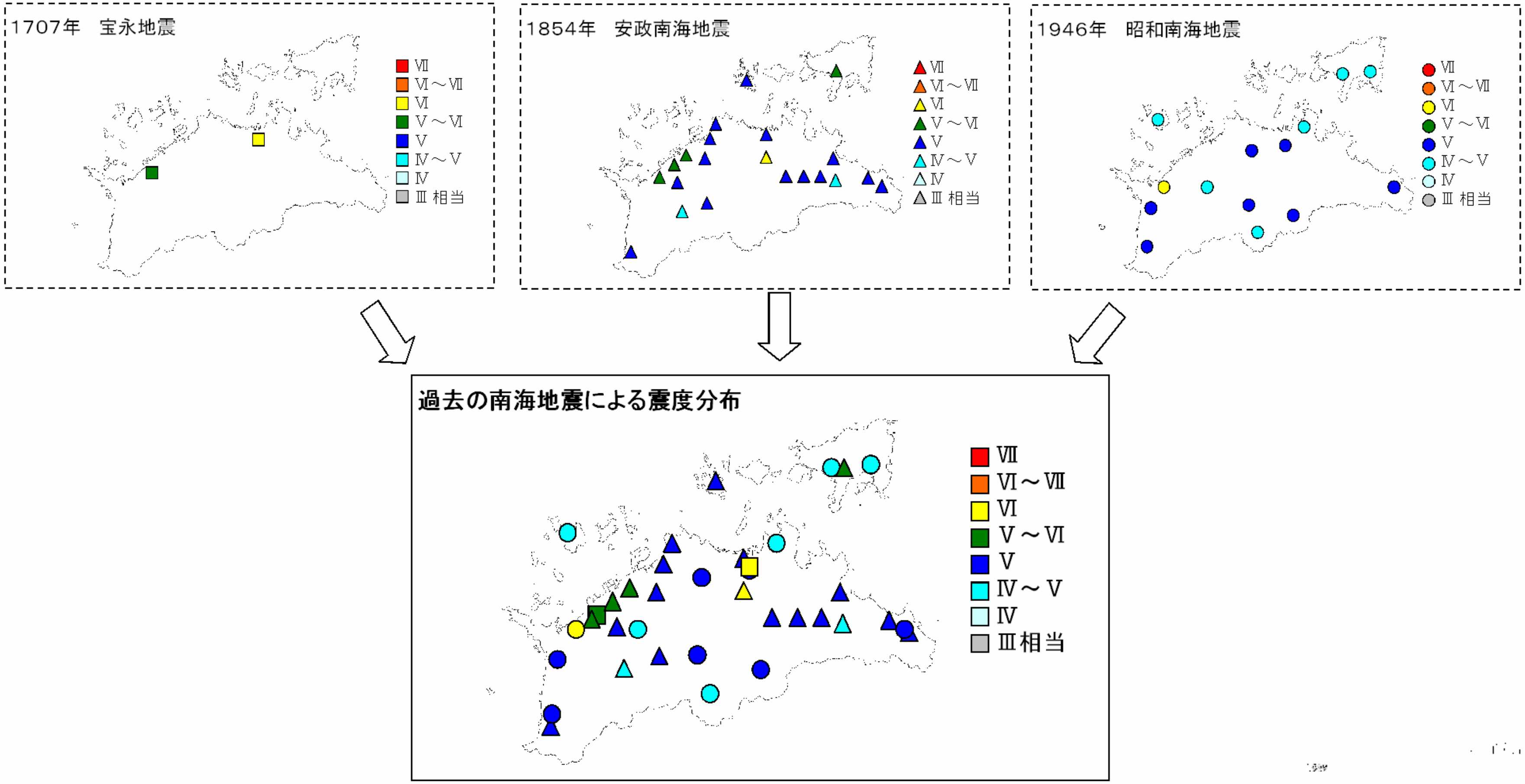
破壊開始点：震源

アスペリティ面積；断層の 44%





②震度



南海トラフの巨大地震モデル検討会　中間とりまとめ　参考資料集 平成23年12月より作成

（第２回委員会資料より）

(3) 気象庁マグニチュード 6.9 程度一律の地震動予測

「香川県地震・津波被害想定調査委員会」では、M6.9～M7.0 程度の地震はどこでも起こるものと考え検討を行うことが必要との意見をいただいている。

表：検討条件

検討条件	設定
地震動予測手法	経験的手法：「震源からの距離に応じて地震の揺れの強さを推定する経験的手法」、「表層地盤の柔らかさに応じて地震動がどの程度増幅するかを推定する経験的手法」により地震動を推定
対象震度	M_j6.9

（3）全国どこでも起こりうる直下の地震

全国どこでも起こりうる直下の地震のパラメータについては、仮定した地震規模(M=6.9)の他に、直下の地震の上端深度および地震動予測の経験式（司・翠川, 1999）のパラメータである平均断層深さとして必要な断層幅の値を設定する必要がある。

全国どこでも起こりうる直下の地震断層の上端深度については、活断層と同様に地震発生層の上面深度と同等と仮定し、地震基盤面の上面深度+2km として推定した。ただし、地震基盤面の上面深度+2km の値が 4km よりも浅い地域は 4km、6km よりも深い地域は 6km と設定した。

具体的には、図Ⅲ.2-4-1 に日本全国において推定した地震発生層の上面深度分布を示しているので、この図より対象地方公共団体周辺の深度を読み取って設定を行った。ただし、深度に変化が見られる地域では、1km メッシュごとの地震基盤面の上面深度データより空間補間を行って、50m メッシュ別のデータを作成した。（ただし、1km メッシュごとの地震基盤面の上面深度データが無い場合には、安全側に設定するようにする。）

一方、断層幅については、「活断層で発生するM7.0 以上の地震」の想定方法と同様にして設定し、計算に必要な断層長については、（Ⅲ.2-4-3)式から M6.9 の値に相当する長さを推定した。

なお、地震動予測の経験式に必要な地震モーメントマグニチュード Mw の値は気象庁マグニチュードMとの経験式（Ⅲ.2-4-4）式を用いてM6.9 の値から推定している。

「地震防災マップ作成技術資料・P63」（H17.3・内閣府）

（参考）工学基盤の地震動の予測手法

地震動の予測手法は下記の通りで、南海トラフの巨大地震モデル検討会では、経験的手法、統計的グリーン関数、「香川県地震被害想定調査・H7年度」では、経験的手法（Fukushima & Tanaka 1991）で算出を行っている。

表：地震動の予測手法

評価方法		地震動評価手法の特徴	長所(○)・短所(×)	利用状況
経験的手法	簡易法	多数の地震観測記録を統計的に処理して求められた回帰モデルを用いて予測する手法、地震動最大値やスペクトル、波形の経時特性などを対象に回帰モデルを作成する。	○観測値の平均的特性を反映した予測値が得られる。 ×震源域での破壊過程を反映することが難しい。	広く一般的に利用されている。
	翠川・小林の方法	経験的距離減衰式を断層モデルによる地震動の評価手法を結びつけて、断層の広がり、断層破壊過程を考慮して地震動を推定できる手法である。	○簡便法、設計実務上広く用いられている。 ×経験的手法を利用していることから、物理的意味にあいまいなところがある。	広く一般的に利用されている。
半経験的手法	経験的グリーン関数	予測地点で得られた中小地震観測記録を要素地震波とし、断層モデルの考え方に基づいてこれを重ね合わせて大地震時の地震動を評価する手法である。	○震源の破壊過程とサイト固有の特性を 反映した予測が可能 ×観測記録がないと評価できない	国、県、政令指定都市レベルで用いられている。
	統計的グリーン関数	多数の地震観測記録を処理して求められた平均的特性を有する要素波を作成し、断層モデルの考え方に基づいてこれを重ね合わせて大地震時の地震動を評価する手法。地盤増幅特性は別途考慮する。	○観測記録がなくても評価可能 ○震源の破壊過程を反映した予測が可能である。 ×盆地など不整形の影響の評価が難しい。 ×評価結果のバラツキが大きい。	国、県、政令指定都市レベルで用いられている。
理論的方法		断層モデルの理論に基づいて震源特性を求め、地震波の伝播特性と表層地盤の増幅特性を弾性波動論により理論的に計算し、評価する手法。表層のサイト特性は経験的に求めたものを利用することも可能である。	○震源域での破壊過程及び盆地の影響を反映したやや長周期地震動を精度よく予測可能である。 ×多くの情報が必要である。 ×短周期帯域での地震動の評価は困難である。	事例が少ない。
ハイブリッド合成法		長周期帯域は理論的方法、短周期帯域は半経験的方法で求め、それらを合成する手法。それぞれの寄与は中間的な周期でフィルターして足し合わせる。	○広周期帯域の強震動予測が行える。 ×マッチング周期の選択が重要である。 ×使用手法の欠点をそのまま反映される。	事例が少ない。