

4. 震源断層を特定した地震動予測地図

4.1 評価の手順と結果の表示方法

4.1.1 評価対象とした地震

震源断層を特定した地震動予測地図は、2章で示した長期評価による固有地震を対象として作成する。このうち、主要活断層帯で発生する地震については、微視的震源特性を設定し、詳細法による強震動波形計算を行うとともに、簡便法（距離減衰式を用いた手法）による計算も行う。ただし、「レシピ」の適用外である、長期評価による長さが20km未満の断層帯については、巨視的・微視的震源パラメータの設定法が確立されていないことから対象外とするが、長期評価における発生確率が高い場合には現在のレシピを例外的に適用して計算することとした。また、海溝型地震については、微視的震源特性の設定に関して改良の途上であることや、深い地盤構造をはじめとした地下構造モデルが海域において質・量とも不十分である状況にあることから、詳細法による波形計算は行わず、簡便法による強震動計算のみを実施する。

4.1.2 評価手法の概要

主要活断層帯を対象とした詳細法による強震動計算は、「レシピ」の手順に従って行う。おおまかな流れは以下の通りである。

- 1) 巨視的・微視的震源パラメータ及び地下構造モデル（地震基盤以深の地殻構造モデル、深い地盤構造のモデル）を設定する。
- 2) 詳細法工学的基盤上の強震動波形を計算する。
- 3) 浅い地盤構造のモデルをもとに地表の地震動を評価する。

一方、簡便法による強震動計算のおおまかな流れは以下の通りである。

- 一) 巨視的震源パラメータを設定する。
- 二) 距離減衰式により詳細法工学的基盤上の地震動を計算する。
- 三) 浅い地盤構造のモデルをもとに地表の地震動を評価する。

なお、ここではS波速度が600m/sの地盤を「詳細法工学的基盤」と定義し、前章で述べた確率論的地震動予測地図で用いた工学的基盤（S波速度が400m/sの地盤）と区別する。

4.1.3 結果の表示方法

詳細法による計算結果として、詳細法工学的基盤上での最大速度分布、及び地表での震度分布の地図を示す。また、地図作成領域内の主要地点を選定し、その市区町村の役所または役場を含むメッシュにおける、詳細法工学的基盤上の速度波形、及び擬似速度応答スペクトル（減衰定数5%）を示す。

簡便法による計算結果として、対象地震が発生した場合の地表での震度分布を示す。

4.2 地図の作成領域と仕様

4.2.1 地図の作成領域

震源断層を特定した地震動予測地図の作成領域は、評価対象の断層帯ごとに個別に設定する。詳細法による地図の作成は、断層の端部から水平距離がおよそ50kmの範囲を含む矩形の領域を対象とした。これは、M7程度の主要活断層帯に対して、距離減衰式による予測結果において震度5強となる領域をおおむね包含する領域となっている。震源断層に対する位置関係や人口を参考にしながら、この地図作成領域内で10都市を主要地点として選択し、その市区町村の役所（あるいは役場）が含まれるメッシュにおける工学的基盤上の波形及び擬似速度応答スペクトル（減衰定数5%）を示す。

簡便法による地図の作成領域は、詳細法による地図よりもやや広めの、震度5弱となる領域をおおむね包含する矩形の領域とした。主要活断層帯、海溝型地震それぞれについて、断層端から水平距離がおよそ80km、300kmの範囲を含む矩形の領域である。

4.2.2 地図の仕様

詳細法による地震動予測地図は、対象の断層帯ごとに以下のものを一組として作成する。

- ・ 地形図及び断層面位置図
- ・ 詳細法工学的基盤における司・翠川（1999）による距離減衰式との比較
- ・ 詳細法工学的基盤上の最大速度分布
- ・ 詳細法工学的基盤上の震度分布
- ・ 詳細法工学的基盤から地表までの震度増分の分布
- ・ 地表の震度分布

簡便法による地震動予測地図は、以下のものを一組として作成する。

- ・ 地形図及び断層面位置図
- ・ 地形・地盤分類図
- ・ 詳細法工学的基盤上の最大速度分布
- ・ 詳細法工学的基盤から地表までの最大速度の増幅率分布
- ・ 地表の最大速度分布
- ・ 地表の震度分布

いずれの地図においても、地表における地震動の評価地点は、対象領域に含まれる第3次地域区画メッシュ（約1km四方）を16等分割した4分の1地域メッシュ（約250m四方）の中心とした。ただし、詳細法工学的基盤上については、1kmメッシュの中心としている。なお、各地図の緯度経度は測量法改正前の日本測地系に基づいている。

4.3 主要活断層帯に発生する固有地震の微視的震源特性及びその他の震源特性の設定

詳細法による強震動計算を行うため、長期評価による長さが 20km 以上の主要活断層帯を対象として、2 章で設定した巨視的震源特性に基づいて、微視的震源特性、及びその他の震源特性を「レシピ」における一律に手続き化された方法に従って設定する。設定されたパラメータを表 4.3-1 にまとめる。以下にその詳細を述べる。

4.3.1 微視的震源特性の設定

設定の流れ全体を図 4.3.1-1 に示す。個別のパラメータ設定方法は以下の通りである。

a) アスペリティの位置・個数

アスペリティの位置を全国一律に手続き化された手法として設定するため、以下の原則を定めた。

- 深さ（断層幅）方向に関して
 - ・ 中央に配置する。
 - ・ 最浅及び最深の断層モデルメッシュはアスペリティとならないようにする。
 - ・ 背景領域となるメッシュ数が奇数となる場合は、中央よりも浅い方へアスペリティを寄せる。
- 長さ（走向）方向に関して
 - ・ 長期評価において変位量分布が記述されている場合には、その変位量が大きいところが中心となるように配置する。
 - ・ そのような情報が無い場合には、アスペリティを断層面の中央部に配置する。
 - ・ 断層モデルの両端のメッシュはアスペリティとならないようにする。

アスペリティの個数は断層セグメントを基本として定める。長期評価で活動区間が分けられているものについては、それをセグメントに置き換える。断層モデルの長さが 60km 以上の場合、長期評価における記述を参考に二つのセグメントに分割する。長期評価に基づいて分割ができない場合は、強震動用セグメントとして断層モデルの長さを半分程度に分割する。また、断層に屈曲点が設けられている場合は屈曲点でセグメント分割する。それ以外の場合は、一つの断層帯で一つのセグメントとする。セグメントの長さが 25km 未満の場合は 1 個、30km 以上の場合には 2 個、25km～30km の場合には 1 個または 2 個とする。断層帯が単一のセグメントから成り、その長さが 25km～30km である場合は、アスペリティが 1 個と 2 個の両方のモデルを設定する。

b) アスペリティの総面積 S_a [km²]

アスペリティの総面積は、加速度震源スペクトルの短周期レベル A (N・m/s²) より求めることを基本とする。短周期レベルは、壇・他 (2001) による地震モーメント M_0 (N・m) との経験的関係式（「レシピ」の(11)式）

$$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3} \quad (4.3-1)$$

より算出する（入倉・他, 2002）。アスペリティが円形であると仮定した場合、その等価半径 r (km) は、

$$r = \frac{7\pi}{4} \cdot \frac{M_0}{A \cdot R} \cdot \beta^2 \quad (4.3-2)$$

（「レシピ」の(12)式）より求められる。ここで、 R (km) は断層モデル全体を面積が等価な円に置き換えた場合の半径、 β (km/s) は地震発生層の S 波速度である。結果としてアスペリティ総面積は、

$$S_a = \pi r^2 \quad (4.3-3)$$

より得られる。なお、屈曲した 2 つの断層面が地中で連続する断層帯（魚津断層帯など）の場合、元の面積と重複部分を削除して小さくなった面積の二通りについてそれぞれ微視的震源特性の設定を行い計算することとした。

ところで、長大断層のように断層モデルの長さが幅に比べて非常に大きい場合、上記の手順でアスペリティの総面積を求めると、断層面全体の面積に対する比が経験的關係で示されている値、Somerville et al. (1999) の 22%、宮腰・他 (2001) の 15～37%、石井・他 (2000) の 37%、と大幅に異なることが生じる。これは、断層面全体を円形と仮定することが適切でないことを示している（地震調査委員会, 2005）。従って、このような場合は、アスペリティの総面積が Somerville et al. (1999) に基づいて震源断層モデル全体の面積 S_{model} の 22% と仮定する。

一つのセグメントに二つのアスペリティがある場合、石井・佐藤 (2000) の研究成果に基づきその面積比を 2 : 1 とする。個々のアスペリティを断層モデルメッシュで表すにあたって、以上により求められる面積よりもできる限り下回らないような正方形に近い形状となるように設定する。このとき、アスペリティの長さ／幅が概ね 1.0 ～ 1.5 程度を目安とする。

c) アスペリティ・背景領域の平均すべり量 D_a, D_b [m]

アスペリティ全体の平均すべり量 D_a は、震源断層モデル全体の平均すべり量 D_{model} (m) の ξ 倍とした

$$D_a = \xi \cdot D_{\text{model}} \quad (4.3-4)$$

（「レシピ」の(15)式）において、Somerville et al. (1999)、石井・他 (2000) に基づき、 $\xi=2$ として求める。背景領域のすべり量 D_b 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) を求めた後、

$$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a \quad (4.3-5)$$

$$M_{0b} = M_0 - M_{0a} \quad (4.3-6)$$

$$D_b = \frac{M_{0b}}{\mu \cdot S_b} = \frac{M_{0b}}{\mu \cdot (S_{\text{model}} - S_a)} \quad (4.3-7)$$

により算出する（「レシピ」の(16)～(18)式）。ここで、 μ は地震発生層の剛性率、 S_b (km²) は背景領域の面積である（(2.1.2-10)式、「レシピ」の(10)式参照）。アスペリテ

イが複数の場合、個々のアスペリティのすべり量 D_{ai} は

$$D_{ai} = \frac{\gamma_i}{\sum \gamma_i^3} \cdot D_a \quad (4.3-8)$$

$$\gamma_i = \frac{r_i}{r} \quad (4.3-9)$$

より算出する（「レシピ」の(19)式）。ここで、 r_i (km) は i 番目のアスペリティ面積に対応する等価半径である。

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 $\Delta\sigma$, $\Delta\sigma_a$, σ_a , σ_b [MPa]

円形の破壊面を仮定できる断層の場合、震源断層全体及びアスペリティの静的応力降下量 ($\Delta\sigma$ 及び $\Delta\sigma_a$) を Eshelby (1957) に基づく以下の式（「レシピ」の(21-2)式、及び(20-2)式）

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{R^3} \quad (4.3-10)$$

$$\Delta\sigma_a = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{r^2 \cdot R} \quad (4.3-11)$$

より求められる。ただし、アスペリティの総面積を求めるときに断層面全体の面積の 22% と仮定している、円形の破壊面を仮定できない長大断層などの断層帯については、Fujii and Matsu'ura (2000) の研究成果を採り入れ、 $\Delta\sigma=3.1$ MPa であると仮定した上で、Madariaga (1979) による以下の式（「レシピ」の(20-1)式）

$$\Delta\sigma_a = \frac{S_{\text{model}}}{S_a} \cdot \Delta\sigma \quad (\doteq 14.1\text{MPa}) \quad (4.3-12)$$

によりアスペリティの静的応力降下量を設定する。なお、「レシピ」では「14.4 MPa」となっているが、これはアスペリティ総面積を断層面全体の 21.5% (Somerville et al., 1999 による詳細な値) としたためである。

アスペリティが複数ある場合、特にその震源域の詳しい情報が無い限り、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と一致し、アスペリティの実効応力 (σ_a) は静的応力降下量と等しいとする。

背景領域の実効応力 (σ_b) は、壇・他 (2002) に基づき、アスペリティがセグメントに一つの場合は

$$\sigma_b = \frac{D_b}{W_b} \cdot \frac{W_a}{D_a} \cdot \sigma_a \quad (4.3-13)$$

（「レシピ」の(22)式）、アスペリティが複数の場合は

$$\sigma_b = \frac{D_b}{W_b} \cdot \frac{\sqrt{\pi}}{D_a} \cdot r \cdot (\sum \gamma_i^3) \cdot \sigma_a \quad (4.3-14)$$

（「レシピ」の(23)式）とする。ここで、 γ_i は (4.3-9) 式で与えられ、 W_a (km) はアスペリティの幅、 W_b (km) は背景領域が矩形とした場合の幅である。

e) f_{max} [Hz]

f_{max} は Hanks (1982) によって定義された、加速度スペ

クトルの高周波数領域において急激に減衰を始める周波数である。ここでは、計算を実施する全ての断層帯に対して、活断層を対象とした強震動計算で用いてきた値である、鶴来・他 (1997) による $f_{\text{max}}=6\text{Hz}$ とする。

f) 平均破壊伝播速度 V_r [km/s]

平均破壊伝播速度 V_r は、対象地域の詳しい情報が無い限り、Geller (1976) による地震発生層の S 波速度 β (km/s) との経験的關係式（「レシピ」の(24)式）

$$V_r = 0.72 \cdot \beta \quad (4.3-15)$$

より設定する。

4.3.2 その他の震源特性の設定

A) 破壊開始点

破壊開始点は、中田・他 (1998) による活断層の分岐形態に基づいたモデル化をすることが望ましいが、現状では分岐形態ははっきりしない断層帯が多い。ここでは、「レシピ」の基本ケースにより設定する（図 4.3.2-1）。すなわち、横ずれ成分が卓越する場合にはアスペリティ下端の角とし、アスペリティが一つのときはその両角、複数あるときは最も端にあるアスペリティの断層端側角の 2 ケースを設定する。縦ずれ成分が卓越する場合（正断層型、逆断層型）にはアスペリティ下端の中央とし、複数のアスペリティがある場合には、それぞれのアスペリティ部分を破壊開始点とする、アスペリティの個数分のケースを設定する。

B) 破壊形態

破壊開始点から一定の破壊伝播速度 V_r で放射状に進行していくものとする。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。ただし、セグメント間で傾斜角が異なる場合には、破壊開始点と同じ深さで破壊が最も早く到達する地点から伝播していくものとする。

最終的に 145 の断層帯に対して合計 487 のケースが設定されている。なお、一律に手続き化された方法の例外的な扱いとなっている断層帯（例えば、震源断層全体の応力降下量を(4.3-12)式で求めている、など）については、表 4.3-1 において背景に色を付けて示している。神縄・国府津—松田断層帯、及び富士川河口断層帯については、長期評価による断層の長さに対して地震規模が大きいことから、ここでは微視的震源特性を設定せず、詳細法の計算を行わなかった。なお、これらの断層帯については、長期評価において海溝型地震との関係も課題として挙げられている。

各断層モデルの詳細は、パラメーター一覧及び模式図を巻末資料にまとめてあるのでそちらを参照願いたい。なお、各モデルは 2km 四方のメッシュで表現されるため、最終的に設定される地震モーメントは当初求められる値と若干異なる場合があることに留意されたい。

表 4.3-1 主要活断層帯における詳細法による強震動計算に用いたパラメータ (その1).

		全体断層															全アスペリティ				背景領域	
		<i>L</i>	<i>M</i>	<i>M</i> ₀	<i>M</i> _w	<i>S</i>	<i>W</i>	<i>D</i> _{us}	<i>D</i> _{ls}	δ	<i>L</i> _{model}	<i>W</i> _{model}	<i>S</i> _{model}	<i>D</i> _{model}	$\Delta\sigma$	<i>A</i>	<i>S</i> _a	<i>D</i> _a	$\Delta\sigma$ _a	<i>S</i> _a / <i>S</i>	<i>S</i> _b	<i>D</i> _b
		km		N・m		km ²	km	km	km	度	km	km	km ²	m	MPa	N・m/s ²	km ²	m	MPa		km ²	m
0101	標津断層帯	52	7.7	5.26E+19	7.1	972.2	18.7	3	15	45	56	18	1008	1.7	4.0	1.99E+19	277.6	3.4	14.5	0.28	730.4	1.0
0201	十勝平野断層帯主部	84	-	2.26E+20	7.5	2016.0	24.0	4	19	45	84	24	2016	3.6	3.1	-	443.5	-	14.1	0.22	1572.5	-
0202	光地園断層	26	7.2	1.36E+19	6.7	495.1	19.0	3	20	45	28	18	504	0.9	2.9	1.27E+19	91.6	1.8	16.1	0.18	412.4	0.7
9901	サロベツ断層帯	44	7.6	3.80E+19	7.0	826.0	18.8	7	25	30	44	18	792	1.5	4.1	1.78E+19	227.0	3.0	14.5	0.29	565.0	0.9
0301	富良野断層帯西部	27	7.2	1.47E+19	6.7	513.4	19.0	2	15	45	28	18	504	0.9	3.1	1.30E+19	102.1	1.8	15.5	0.20	401.9	0.7
0302	富良野断層帯東部	25	7.2	1.26E+19	6.7	476.1	19.0	2	15	45	28	18	504	0.8	2.7	1.23E+19	81.7	1.6	16.7	0.16	422.3	0.6
0401	増毛山地東縁断層帯	60	7.8	6.96E+19	7.2	1118.4	18.6	3	20	45	64	18	1152	1.9	4.4	2.18E+19	353.0	-	14.2	0.31	799.0	-
0402	沼田一砂川付近の断層帯	38	7.5	2.85E+19	6.9	716.1	18.8	3	20	45	40	18	720	1.3	3.6	1.62E+19	172.0	2.6	15.1	0.24	548.0	0.9
0501	当別断層	20	7.0	8.17E+18	6.5	383.3	19.2	3	20	40	22	18	396	0.7	2.5	1.07E+19	58.1	1.4	17.3	0.15	337.9	0.5
0601	石狩低地東縁断層帯主部	66	-	1.23E+20	7.3	1487.0	-	7	30	45	68	24	1487	2.7	5.2	2.64E+19	581.1	5.4	13.3	0.39	905.9	0.9
0602	石狩低地東縁断層帯南部	23	7.1	1.07E+19	6.6	439.2	19.1	7	30	30	24	18	432	0.8	2.9	1.17E+19	78.5	1.6	16.0	0.18	353.5	0.6
0701	黒松内低地断層帯	32	7.3	2.04E+19	6.8	605.9	18.9	2	15	45	34	18	612	1.1	3.3	1.45E+19	128.7	2.2	15.6	0.21	483.3	0.8
0801	函館平野西縁断層帯	24	7.1	1.17E+19	6.6	457.9	19.1	2	15	45	26	18	468	0.8	2.8	1.20E+19	81.7	1.6	16.1	0.17	386.3	0.6
0901	青森湾西岸断層帯	31	7.3	1.92E+19	6.8	587.5	19.0	3	18	60	32	18	576	1.1	3.4	1.42E+19	128.7	2.2	15.2	0.22	447.3	0.7
1001	津軽山地西縁断層帯北部	16	6.8	5.28E+18	6.4	313.9	19.6	3	18	45	18	18	324	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1002	津軽山地西縁断層帯南部	23	7.1	1.07E+19	6.6	439.2	19.1	3	18	45	24	18	432	0.8	2.9	1.17E+19	78.5	1.6	16.0	0.18	353.5	0.6
1101	折爪断層	47	7.6	4.32E+19	7.0	881.2	18.7	2	15	45	48	18	864	1.6	4.1	1.86E+19	248.8	3.2	14.4	0.29	615.2	1.0
10101	花輪東断層帯	19	7.0	7.40E+18	6.5	393.0	20.7	3	15	45	20	20	400	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1201	能代断層帯	22	7.1	9.84E+18	6.6	420.6	19.1	3	18	45	24	18	432	0.7	2.7	1.14E+19	69.4	1.4	16.7	0.16	362.6	0.6
1301	北上低地西縁断層帯	62	7.8	7.42E+19	7.2	1155.2	18.6	3	14	35	64	18	1152	2.1	4.7	2.23E+19	387.1	-	13.8	0.34	764.9	-
1401	雫石盆地西縁断層帯	17	6.9	5.95E+18	6.4	339.7	20.0	2	14	45	18	18	324	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1402	真昼山地東縁断層帯北部	21	7.0	8.98E+18	6.6	401.8	19.1	3	17	40	22	18	396	0.7	2.8	1.10E+19	66.5	1.4	16.6	0.17	329.5	0.6
1403	真昼山地東縁断層帯南部	17	6.9	5.95E+18	6.4	339.7	20.0	3	19	45	18	18	324	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1501	横手盆地東縁断層帯北部	26	7.2	1.36E+19	6.7	495.1	19.0	3	17	25	28	18	504	0.9	2.9	1.27E+19	91.6	1.8	16.1	0.18	412.4	0.7
1502	横手盆地東縁断層帯南部	30	7.3	1.80E+19	6.8	568.8	19.0	3	15	45	32	18	576	1.0	3.2	1.39E+19	116.9	2.0	15.7	0.20	459.1	0.7
1601	北由利断層	30	7.3	1.80E+19	6.8	568.8	19.0	3	24	45	32	18	576	1.0	3.2	1.39E+19	116.9	2.0	15.7	0.20	459.1	0.7
1701	新庄盆地断層帯	23	7.1	1.07E+19	6.6	439.2	19.1	3	20	45	24	18	432	0.8	2.9	1.17E+19	78.5	1.6	16.0	0.18	353.5	0.6
1801	山形盆地断層帯北部	29	7.3	1.69E+19	6.8	550.7	19.0	4	16	45	30	18	540	1.0	3.3	1.36E+19	113.1	2.0	15.6	0.21	426.9	0.7
1802	山形盆地断層帯南部	31	7.3	1.92E+19	6.8	587.5	19.0	4	16	45	32	18	576	1.1	3.4	1.42E+19	128.7	2.2	15.2	0.22	447.3	0.7
1901	庄内平野東縁断層帯	38	7.5	2.85E+19	6.9	716.1	18.8	3	20	45	40	18	720	1.3	3.6	1.62E+19	172.0	2.6	15.1	0.24	548.0	0.9
2001	長町一利府線断層帯	40	7.5	3.15E+19	6.9	752.7	18.8	3	16	40	42	18	756	1.3	3.7	1.67E+19	186.3	2.6	15.0	0.25	569.7	0.9
2101	福島盆地西縁断層帯	57	7.8	6.30E+19	7.1	1064.1	18.7	2	15	45	60	18	1080	1.9	4.4	2.11E+19	333.3	-	14.0	0.31	746.7	-
2201	長井盆地西縁断層帯	51	7.7	5.06E+19	7.1	954.1	18.7	2	15	45	54	18	972	1.7	4.1	1.96E+19	271.7	3.4	14.6	0.28	700.3	1.0
2301	双葉断層	40	7.5	3.15E+19	6.9	752.7	18.8	2	19	90	42	18	756	1.3	3.7	1.67E+19	186.3	2.6	15.0	0.25	569.7	0.9
2401	会津盆地西縁断層帯	34	7.4	2.30E+19	6.8	642.9	18.9	2	20	45	36	18	648	1.1	3.4	1.51E+19	141.0	2.2	15.6	0.22	507.0	0.8
2402	会津盆地東縁断層帯	49	7.7	4.68E+19	7.0	917.5	18.7	2	18	45	50	18	900	1.7	4.2	1.91E+19	265.9	3.4	14.3	0.30	634.1	0.9
2501	楯形山脈断層帯	16	6.8	5.28E+18	6.4	313.9	19.6	3	23	45	18	18	324	0.5	2.2	9.23E+18	40.7	1.0	17.5	0.13	283.3	0.5
2601	月岡断層帯	30	7.3	1.80E+19	6.8	568.8	19.0	3	24	55	32	18	576	1.0	3.2	1.39E+19	116.9	2.0	15.7	0.20	459.1	0.7
2701	長岡平野西縁断層帯	83	-	2.06E+20	7.5	1925.6	23.2	6	23	55	84	24	2016	3.3	3.1	-	443.5	-	14.1	0.22	1572.5	-
2901	鴨川低地断層帯	25	7.2	1.26E+19	6.7	476.1	19.0	2	18	90	26	18	468	0.9	3.0	1.23E+19	88.2	1.8	16.1	0.19	379.8	0.6

表 4.3-1 主要活断層帯における詳細法による強震動計算に用いたパラメータ (その2).

	全体断層															全アスペリティ				背景領域		
	<i>L</i>	<i>M</i>	<i>M</i> ₀	<i>M</i> _w	<i>S</i>	<i>W</i>	<i>D</i> _{us}	<i>D</i> _{ls}	δ	<i>L</i> _{model}	<i>W</i> _{model}	<i>S</i> _{model}	<i>D</i> _{model}	$\Delta\sigma$	<i>A</i>	<i>S</i> _a	<i>D</i> _a	$\Delta\sigma$ _a	<i>S</i> _a / <i>S</i>	<i>S</i> _b	<i>D</i> _b	
	km		N·m		km ²	km	km	km	度	km	km	km ²	m	MPa	N·m/s ²	km ²	m	MPa		km ²	m	
3001	関谷断層	38	7.5	2.85E+19	6.9	716.1	18.8	2	13	30	40	18	720	1.3	3.6	1.62E+19	172.0	2.6	15.1	0.24	548.0	0.9
3101	関東平野北西縁断層帯主部	82	-	1.44E+20	7.4	1607.2	19.6	5	20	60	82	20	1640	2.8	3.1	-	360.8	-	14.1	0.22	1279.2	-
3102	平井一櫛挽断層帯	23	7.1	1.07E+19	6.6	439.2	19.1	2	20	90	24	18	432	0.8	2.9	1.17E+19	78.5	1.6	16.0	0.18	353.5	0.6
3401	立川断層帯	33	7.4	2.17E+19	6.8	624.2	18.9	2	18	90	34	18	612	1.1	3.5	1.48E+19	141.0	2.2	15.1	0.23	471.0	0.8
3501	伊勢原断層	21	7.0	8.98E+18	6.6	401.8	19.1	1	15	60	22	18	396	0.7	2.8	1.10E+19	66.5	1.4	16.6	0.17	329.5	0.6
3601	神縄・国府津一松田断層帯	-	7.5	-	-	-	-	3	10	-	-	-	631	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3701	三浦半島断層群主部 衣笠・北武断層帯	14	-	1.41E+19	6.7	-	-	3	15	45	28	18	504	0.9	3.0	1.28E+19	95.0	1.8	16.1	0.19	409.0	0.7
3702	三浦半島断層群主部 武山断層帯	11	-	7.21E+18	6.5	-	-	3	15	45	20	18	360	0.6	2.6	1.02E+19	55.4	1.2	16.7	0.15	304.6	0.5
3703	三浦半島断層群南部	20	7.0	-	-	-	-	3	15	90	20	12	240	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3801	北伊豆断層帯	32	7.3	2.04E+19	6.8	605.9	18.9	3	11	90	36	10	360	1.8	3.1	-	79.2	3.6	14.1	0.22	280.8	1.3
3901	十日町断層帯西部	33	7.4	2.17E+19	6.8	624.2	18.9	5	25	45	34	18	612	1.1	3.5	1.48E+19	141.0	2.2	15.1	0.23	471.0	0.8
3902	十日町断層帯東部	19	7.0	7.40E+18	6.5	393.0	20.7	5	20	45	20	20	400	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10401	曾根丘陵断層帯	32	7.3	2.04E+19	6.8	605.9	18.9	2	16	30	34	18	612	1.1	3.3	1.45E+19	128.7	2.2	15.6	0.21	483.3	0.8
4001	長野盆地西縁断層帯	58	7.8	6.50E+19	7.1	1081.4	18.6	4	18	45	60	18	1080	1.9	4.5	2.13E+19	346.4	3.8	14.0	0.32	733.6	1.0
4101	糸魚川一静岡構造線断層帯北部中部	112	-	1.50E+20	7.4	-	-	2	15	40	62	20	1240	2.5	4.3	2.82E+19	589.6	-	14.1	0.30	1350.4	-
4202	糸魚川一静岡構造線断層帯南部	30	7.3	-	-	-	-	2	15	45	30	20	600	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4301	富士川河口断層帯	20	8.0	-	-	-	-	3	10	45	20	8	160	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4501	木曾山脈西縁断層帯主部北部	40	7.5	3.15E+19	6.9	752.7	18.8	2	16	40	30	18	540	1.3	3.6	1.67E+19	186.3	-	14.9	0.24	577.7	-
4502	木曾山脈西縁断層帯主部南部	8	6.3	-	-	-	-	3	20	90	9.4	9	84.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4503	清内路峠断層帯	34	7.4	2.30E+19	6.8	642.9	18.9	2	16	90	38	16	608	1.2	3.7	1.51E+19	153.9	2.4	14.8	0.25	454.1	0.8
4601	境峠・神谷断層帯主部	47	7.6	4.32E+19	7.0	881.2	18.7	2	16	90	52	16	832	1.7	4.4	1.86E+19	260.2	3.4	14.0	0.31	571.8	0.9
4602	霧訪山一奈良井断層帯	28	7.2	1.57E+19	6.7	531.7	19.0	2	16	90	32	16	512	1.0	3.3	1.33E+19	109.4	2.0	15.4	0.21	402.6	0.7
4701	跡津川断層帯	69	7.9	9.13E+19	7.2	1281.4	18.6	2	16	90	74	16	1184	2.5	5.5	2.39E+19	490.9	-	13.2	0.41	693.1	-
4801	国府断層帯	27	-	8.55E+18	6.6	-	-	2	17	90	28	14	392	0.7	2.7	1.08E+19	63.6	1.4	16.5	0.16	328.4	0.6
4802	高山断層帯	48	-	2.51E+19	6.9	-	-	2	17	90	48	14	672	1.2	3.5	1.55E+19	153.9	2.4	15.3	0.23	518.1	0.8
4803	猪之鼻断層帯	24	-	6.28E+18	6.5	-	-	2	17	90	24	14	336	0.6	2.5	9.78E+18	50.3	1.2	16.7	0.15	285.7	0.5
4901	牛首断層帯	54	7.7	5.67E+19	7.1	1009.6	18.7	2	16	90	58	16	928	2.0	4.9	2.04E+19	333.3	4.0	13.6	0.36	594.7	0.8
5001	庄川断層帯	67	7.9	8.63E+19	7.2	1245.7	18.6	2	15	90	72	14	1008	2.7	3.1	-	221.8	-	14.1	0.22	786.2	-
5101	伊那谷断層帯主部	79	8.0	1.19E+20	7.3	1462.3	18.5	2	20	70	80	18	1440	2.6	5.3	2.61E+19	581.1	-	13.1	0.40	858.9	-
5102	伊那谷断層帯南東部	32	7.3	2.04E+19	6.8	605.9	18.9	2	20	60	34	18	612	1.1	3.3	1.45E+19	128.7	2.2	15.6	0.21	483.3	0.8
5201	阿寺断層帯主部北部	17	6.9	5.95E+18	6.5	339.7	20.0	2	17	90	20	16	320	0.6	2.5	9.60E+18	47.8	1.2	16.9	0.15	272.2	0.5
5202	阿寺断層帯主部南部	60	7.8	6.96E+19	7.2	1118.4	18.6	2	17	90	64	16	1024	2.2	5.1	2.18E+19	394.1	-	13.4	0.38	629.9	-
5203	佐見断層帯	25	7.2	1.26E+19	6.7	476.1	19.0	2	17	90	28	16	448	0.9	3.3	1.23E+19	95.0	1.8	15.3	0.21	353.0	0.7
5204	白川断層帯	31	7.3	1.92E+19	6.8	587.5	19.0	2	17	90	34	16	544	1.1	3.7	1.42E+19	132.7	2.2	15.1	0.24	411.3	0.8
5301	屏風山断層帯	15	6.8	4.65E+18	6.4	288.5	19.2	2	22	60	20	18	360	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5302	赤河断層帯	23	7.1	1.07E+19	6.6	439.2	19.1	2	20	60	24	18	432	0.8	2.9	1.17E+19	78.5	1.6	16.0	0.18	353.5	0.6
5303	恵那山一猿投山北断層帯	60	7.8	6.96E+19	7.2	1118.4	18.6	2	20	40	38	18	684	2.1	4.8	2.18E+19	380.1	-	13.7	0.35	699.9	-

表 4.3-1 主要活断層帯における詳細法による強震動計算に用いたパラメータ (その3).

		全体断層														全アスペリティ				背景領域		
		L	M	M_0	M_w	S	W	D_{us}	D_{ls}	δ	L_{model}	W_{model}	S_{model}	D_{model}	$\Delta\sigma$	A	S_a	D_a	$\Delta\sigma_a$	S_a/S	S_b	D_b
		km		N·m		km ²	km	km	km	度	km	km	km ²	m	MPa	N·m/s ²	km ²	m	MPa		km ²	m
5304	猿投-高浜断層帯	51	7.7	5.06E+19	7.1	954.1	18.7	2	22	65	52	18	936	1.7	4.3	1.96E+19	153.9	—	31.4	0.16	782.1	—
5305	加木屋断層帯	35	7.4	2.43E+19	6.9	661.4	18.9	2	16	60	38	18	684	1.1	3.3	1.54E+19	145.3	—	15.6	0.21	538.7	—
10501	魚津断層帯	32	7.3	2.04E+19	6.8	605.9	18.9	3	18	43	34	18	612	1.1	3.3	1.45E+19	128.7	—	15.6	0.21	483.3	—
5501	邑知瀧断層帯	44	7.6	3.80E+19	7.0	826.0	18.8	2	18	30	46	18	828	1.5	3.9	1.78E+19	221.7	3.0	14.5	0.27	606.3	0.9
5601	砺波平野断層帯西部	26	—	1.82E+19	6.8	572.0	—	4	20	45	26	22	572	1.0	3.2	1.39E+19	116.9	2.0	15.9	0.20	455.1	0.8
5602	砺波平野断層帯東部	21	7.0	8.98E+18	6.6	401.8	19.1	4	20	45	22	18	396	0.7	2.8	1.10E+19	66.5	1.4	16.6	0.17	329.5	0.6
5603	呉羽山断層	22	—	2.42E+19	6.9	659.6	—	4	20	45	30	22	660	1.2	3.5	1.53E+19	149.6	2.4	15.4	0.23	510.4	0.8
5701	森本・富樫断層帯	26	—	1.13E+19	6.6	450.7	—	4	18	45	26	20	520	0.7	2.3	1.19E+19	69.4	1.4	17.3	0.13	450.6	0.6
5801	福井平野東縁断層帯主部	45	7.6	3.97E+19	7.0	845.1	18.8	2	17	90	48	16	768	1.7	4.6	1.81E+19	254.5	3.4	13.8	0.33	513.5	0.8
5802	福井平野東縁断層帯西部	33	7.4	2.17E+19	6.8	624.2	18.9	2	17	90	36	16	576	1.2	3.9	1.48E+19	149.6	2.4	14.8	0.26	426.4	0.8
5901	長良川上流断層帯	29	7.3	1.69E+19	6.8	550.7	19.0	2	17	90	32	16	512	1.1	3.5	1.36E+19	120.8	2.2	15.0	0.24	391.2	0.7
6001	温見断層北西部	16	6.8	5.28E+18	6.4	313.9	19.6	2	13	90	20	12	240	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6002	温見断層南東部	21	7.0	8.98E+18	6.6	401.8	19.1	2	18	90	22	18	396	0.7	2.8	1.10E+19	66.5	1.4	16.6	0.17	329.5	0.6
6003	濃尾断層帯主部根尾谷断層帯	30	7.3	1.80E+19	6.8	568.8	19.0	2	15	90	34	14	476	1.2	4.2	1.39E+19	141.0	2.4	14.3	0.30	335.0	0.7
6004	濃尾断層帯主部梅原断層帯	36	7.4	2.57E+19	6.9	679.5	18.9	2	19	90	40	18	720	1.1	3.3	1.56E+19	149.6	2.2	15.6	0.21	570.4	0.9
6005	濃尾断層帯主部三田洞断層帯	19	7.0	7.40E+18	6.5	393.0	20.7	2	19	90	22	18	396	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6006	揖斐川断層帯	24	7.1	1.17E+19	6.6	457.9	19.1	2	15	90	28	14	392	1.0	3.6	1.20E+19	95.0	2.0	15.1	0.24	297.0	0.6
6007	武儀川断層	29	7.3	1.69E+19	6.8	550.7	19.0	2	19	90	32	18	576	0.9	3.0	1.36E+19	105.7	1.8	16.3	0.18	470.3	0.7
—	1891年濃尾地震	76	8.0	1.10E+20	7.3	1408.1	18.5	2	22	65	80	14	1120	3.2	3.1	2.54E+19	246.4	—	14.1	0.22	873.6	—
6101	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部北部	48	7.6	4.50E+19	7.0	899.2	18.7	2	15	40	52	18	936	1.5	3.8	1.88E+19	243.3	3.0	14.7	0.26	692.7	1.0
6102	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部中部	12	6.6	—	—	—	—	2	17	90	13	12	156	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6103	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部南部	45	7.6	3.97E+19	7.0	845.1	18.8	2	17	90	48	16	768	1.7	4.6	1.81E+19	254.5	3.4	13.8	0.33	513.5	0.8
6104	浦底-柳ヶ瀬山断層帯	25	7.2	1.26E+19	6.7	476.1	19.0	2	22	90	26	18	468	0.9	3.0	1.23E+19	88.2	1.8	16.1	0.19	379.8	0.6
6301	野坂断層帯	31	7.3	1.92E+19	6.8	587.5	19.0	2	17	90	34	16	544	1.1	3.7	1.42E+19	132.7	2.2	15.1	0.24	411.3	0.8
6302	集福寺断層	10	6.5	—	—	—	—	2	17	90	9.6	10	96	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6401	湖北山地断層帯北西部	25	7.2	1.26E+19	6.7	476.1	19.0	2	22	90	26	18	468	0.9	3.0	1.23E+19	88.2	1.8	16.1	0.19	379.8	0.6
6402	湖北山地断層帯南東部	16	6.8	5.28E+18	6.4	313.9	19.6	2	16	90	20	16	320	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6501	琵琶湖西岸断層帯	59	—	5.13E+19	7.1	960.3	—	3	18	70	60	16	960	1.7	4.2	1.97E+19	283.5	3.4	14.2	0.30	676.5	1.0
6701	養老-桑名-四日市断層帯	60	7.8	6.96E+19	7.2	1118.4	18.6	2	17	30	62	18	1116	2.0	4.6	2.18E+19	366.4	—	13.9	0.33	749.6	—
6801	鈴鹿東縁断層帯	47	7.6	4.32E+19	7.0	881.2	18.7	2	17	60	48	18	864	1.6	4.1	1.86E+19	248.8	3.2	14.4	0.29	615.2	1.0
6901	鈴鹿西縁断層帯	44	7.6	3.80E+19	7.0	826.0	18.8	1	20	35	46	18	828	1.5	3.9	1.78E+19	221.7	3.0	14.5	0.27	606.3	0.9
7001	頓宮断層	31	7.3	1.92E+19	6.8	587.5	19.0	1	17	65	32	18	576	1.1	3.4	1.42E+19	128.7	2.2	15.2	0.22	447.3	0.7
7101	布引山地東縁断層帯西部	33	7.4	2.17E+19	6.8	624.2	18.9	2	17	55	34	18	612	1.1	3.5	1.48E+19	141.0	2.2	15.1	0.23	471.0	0.8
7102	布引山地東縁断層帯東部	48	7.6	4.50E+19	7.0	899.2	18.7	2	20	45	50	18	900	1.6	4.1	1.88E+19	254.5	3.2	14.4	0.28	645.5	1.0
7201	木津川断層帯	31	7.3	1.92E+19	6.8	587.5	19.0	1	14	50	32	18	576	1.1	3.4	1.42E+19	128.7	2.2	15.2	0.22	447.3	0.7
7301	三方断層帯	26	7.2	1.36E+19	6.7	495.1	19.0	1	16	60	28	18	504	0.9	2.9	1.27E+19	91.6	1.8	16.1	0.18	412.4	0.7
7302	花折断層帯北部	26	7.2	1.36E+19	6.7	495.1	19.0	1	20	90	30	18	540	0.8	2.7	1.27E+19	84.9	1.6	16.8	0.16	455.1	0.7
7303	花折断層帯中南部	35	7.4	2.43E+19	6.9	661.4	18.9	1	20	90	38	18	684	1.1	3.3	1.54E+19	145.3	—	15.6	0.21	538.7	—
7401	山田断層帯主部	33	7.4	2.17E+19	6.8	624.2	18.9	1	15	90	38	16	608	1.1	3.5	1.48E+19	141.0	2.2	15.2	0.23	467.0	0.8
7402	郷村断層帯	34	7.4	2.30E+19	6.8	642.9	18.9	1	16	90	38	16	608	1.2	3.7	1.51E+19	153.9	2.4	14.8	0.25	454.1	0.8

表 4.3-1 主要活断層帯における詳細法による強震動計算に用いたパラメータ (その4).

	全体断層																全アスペリティ				背景領域	
	L	M	M_0	M_w	S	W	D_{us}	D_{ls}	δ	L_{model}	W_{model}	S_{model}	D_{model}	$\Delta\sigma$	A	S_a	D_a	$\Delta\sigma_a$	S_a/S	S_b	D_b	
	km		N·m		km ²	km	km	km	km	km	km	km ²	m	MPa	N·m/s ²	km ²	m	MPa		km ²	m	
7501	奈良盆地東縁断層帯	35	7.4	2.43E+19	6.9	661.4	18.9	1	15	55	36	18	648	1.2	3.6	1.54E+19	153.9	2.4	15.1	0.24	494.1	0.8
7601	有馬-高槻断層帯	55	7.7	5.87E+19	7.1	1027.4	18.7	1	16	90	60	16	960	2.0	4.8	2.06E+19	339.8	—	13.6	0.35	620.2	—
7701	生駒断層帯	38	7.5	2.85E+19	6.9	716.1	18.8	2	15	35	40	18	720	1.3	3.6	1.62E+19	172.0	2.6	15.1	0.24	548.0	0.9
7801	上林川断層	26	7.2	1.36E+19	6.7	495.1	19.0	1	15	90	30	16	480	0.9	3.1	1.27E+19	95.0	1.8	15.9	0.20	385.0	0.7
7802	三峠断層	26	7.2	1.36E+19	6.7	495.1	19.0	1	15	90	30	16	480	0.9	3.1	1.27E+19	95.0	1.8	15.9	0.20	385.0	0.7
7803	京都西山断層帯	48	7.6	4.50E+19	7.0	899.2	18.7	1	19	90	30	18	540	1.7	4.3	1.88E+19	260.2	—	14.3	0.30	603.8	—
7901	六甲・淡路島断層帯主部	71	7.9	9.67E+19	7.3	1318.2	18.6	1	16	60	74	18	1332	2.3	4.8	2.43E+19	475.3	4.6	13.6	0.36	856.7	1.1
7902	六甲山地南縁-淡路島東岸区間	23	7.1	1.07E+19	6.6	439.2	19.1	1	16	80	28	16	448	0.8	2.8	1.17E+19	75.4	1.6	16.4	0.17	372.6	0.6
7903	先山断層帯	12	6.6	—	—	—	—	1	16	45	11	11	121	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8001	上町断層帯	42	7.5	3.47E+19	7.0	790.1	18.8	2	15	70	46	16	736	1.5	4.2	1.73E+19	216.4	3.0	14.4	0.29	519.6	0.9
9701	伊勢湾断層帯主部北部	25	7.2	1.26E+19	6.7	476.1	19.0	3	23	65	26	18	468	0.9	3.0	1.23E+19	88.2	1.8	16.1	0.19	379.8	0.6
9702	伊勢湾断層帯主部南部	17	6.9	5.95E+18	6.4	339.7	20.0	2	19	45	18	18	324	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9703	白子-野間断層	21	7.0	8.98E+18	6.6	401.8	19.1	2	21	60	22	18	396	0.7	2.8	1.10E+19	66.5	1.4	16.6	0.17	329.5	0.6
9801	大阪湾断層帯	39	7.5	3.00E+19	6.9	734.7	18.8	4	15	70	44	12	528	1.8	6.0	1.65E+19	248.8	3.6	12.8	0.47	279.2	0.2
8101	金剛山地東縁-和泉山脈南縁	72	—	5.19E+19	7.1	966.0	—	4	15	43	72	16	966	1.7	4.2	1.98E+19	283.5	3.4	14.4	0.29	682.5	1.0
8102	紀淡海峡-鳴門海峡	51	7.7	5.06E+19	7.1	954.1	18.7	4	15	30	54	18	972	1.7	4.1	1.96E+19	271.7	3.4	14.6	0.28	700.3	1.0
8103	讃岐山脈南縁-石鎚山脈北縁東部	131	—	3.41E+20	7.6	3196.4	24.4	4	16	35	132	24	3168	3.4	3.1	—	697.0	—	14.1	0.22	2471.0	—
8103	讃岐山脈南縁-石鎚山脈北縁東部※	131	—	5.06E+19	7.4	—	—	4	16	35	136	18	2448	—	3.1	—	538.6	—	14.1	0.22	1909.4	—
8104	石鎚山脈北縁	30	7.3	1.80E+19	6.8	568.8	19.0	4	17	90	34	14	476	1.2	4.2	1.39E+19	141.0	2.4	14.3	0.30	335.0	0.7
8105	石鎚山脈北縁西部-伊予灘	129	—	1.81E+20	7.4	1806.0	14.0	4	16	90	130	14	1820	3.2	3.1	—	400.4	—	14.1	0.22	1419.6	—
8105	石鎚山脈北縁西部-伊予灘※	129	—	1.66E+20	7.4	—	—	4	16	90	138	14	1932	—	3.1	—	425.0	—	14.1	0.22	1507.0	—
8201	那岐山断層帯	32	—	3.85E+19	7.0	831.9	—	2	21	45	32	26	832	1.5	3.9	1.79E+19	221.7	3.0	14.6	0.27	610.3	0.9
8202	山崎断層帯主部北西部	52	—	4.87E+19	7.1	935.7	—	2	21	90	52	18	936	1.7	4.1	1.94E+19	265.9	3.4	14.6	0.28	670.1	1.0
8203	山崎断層帯主部南東部	30	—	1.62E+19	6.7	539.7	—	2	21	90	30	18	540	1.0	3.2	1.34E+19	109.4	2.0	15.6	0.20	430.6	0.7
-	山崎断層帯主部南東部・草谷断層	44	—	3.49E+19	7.0	792.1	—	2	21	90	44	18	792	1.4	3.8	1.73E+19	206.1	2.8	14.6	0.26	585.9	0.9
-	山崎断層帯大原・土万・安富・主部南東部	80	—	1.15E+20	7.3	1437.9	—	2	21	90	80	18	1440	2.6	3.1	—	316.8	5.2	14.4	0.22	1123.2	1.8
8204	草谷断層	13	6.7	—	—	—	—	2	21	90	12	12	144	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8401	長尾断層帯	24	7.1	1.17E+19	6.6	457.9	19.1	3	12	35	26	18	468	0.8	2.8	1.20E+19	81.7	1.6	16.1	0.17	386.3	0.6
8701	五日市断層	20	7.0	8.17E+18	6.5	383.3	19.2	2	23	90	22	18	396	0.7	2.5	1.07E+19	58.1	1.4	17.3	0.15	337.9	0.5
8702	己斐-広島西縁断層帯	10	6.5	—	—	—	—	2	25	90	9.7	10	97	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8801	岩国断層帯	44	7.6	3.80E+19	7.0	826.0	18.8	2	18	90	46	18	828	1.5	3.9	1.78E+19	221.7	3.0	14.5	0.27	606.3	0.9
9001	菊川断層帯	44	7.6	3.80E+19	7.0	826.0	18.8	2	16	90	48	16	768	1.6	4.4	1.78E+19	237.8	3.2	14.1	0.31	530.2	0.9
10601	周防灘断層群主部	44	7.6	3.80E+19	7.0	826.0	18.8	2	18	90	46	18	828	1.5	3.9	1.78E+19	221.7	3.0	14.5	0.27	606.3	0.9
10602	秋穂冲断層帯	23	7.1	1.07E+19	6.6	439.2	19.1	2	18	90	24	18	432	0.8	2.9	1.17E+19	78.5	1.6	16.0	0.18	353.5	0.6
10603	宇部南方冲断層帯	22	7.1	9.84E+18	6.6	420.6	19.1	2	18	90	24	18	432	0.7	2.7	1.14E+19	69.4	—	16.7	0.16	362.6	—
9101	西山断層帯	31	7.3	1.92E+19	6.8	587.5	19.0	2	16	90	36	16	576	1.1	3.4	1.42E+19	128.7	2.2	15.2	0.22	447.3	0.7
9201	別府湾-日出生断層帯東部	43	7.6	3.64E+19	7.0	808.4	18.8	3	14	60	48	14	672	1.7	5.1	1.76E+19	254.5	3.4	13.4	0.38	417.5	0.7
9202	別府湾-日出生断層帯西部	32	7.3	2.04E+19	6.8	605.9	18.9	3	14	60	36	14	504	1.3	4.4	1.45E+19	158.4	2.6	14.0	0.31	345.6	0.7

表 4.3-1 主要活断層帯における詳細法による強震動計算に用いたパラメータ (その 5).

	全体断層																全アスペリティ				背景領域	
	L	M	M_0	M_w	S	W	D_{us}	D_{ls}	δ	L_{model}	W_{model}	S_{model}	D_{model}	$\Delta\sigma$	A	S_a	D_a	$\Delta\sigma_a$	S_a/S	S_b	D_b	
	km		N·m		km ²	km	km	度	km	km	km ²	m	MPa	N·m/s ²	km ²	m	MPa		km ²	m		
9203 大分平野一由布院断層帯東部	27	7.2	1.47E+19	6.7	513.4	19.0	3	14	60	32	14	448	1.0	3.8	1.30E+19	113.1	2.0	15.0	0.25	334.9	0.7	
9204 大分平野一由布院断層帯西部	14	6.7	4.08E+18	6.3	264.2	18.9	3	14	60	18	14	252	0.5	2.4	8.47E+18	36.3	1.0	17.1	0.14	215.7	0.4	
9205 野稲岳一万年山断層帯	30	7.3	1.80E+19	6.8	568.8	19.0	3	14	60	34	14	476	1.2	4.2	1.39E+19	141.0	2.4	14.3	0.30	335.0	0.7	
9206 崩平山一亀石山断層帯	34	7.4	2.30E+19	6.8	642.9	18.9	3	14	60	38	14	532	1.4	4.6	1.51E+19	176.7	2.8	13.8	0.33	355.3	0.7	
9301 布田川・日奈久断層帯北東部	27	7.2	1.47E+19	6.7	513.4	19.0	3	16	90	32	14	448	1.0	3.8	1.30E+19	113.1	2.0	15.0	0.25	334.9	0.7	
9302 布田川・日奈久断層帯中部	47	7.6	4.32E+19	7.0	881.2	18.7	3	16	60	52	16	832	1.7	4.4	1.86E+19	260.2	3.4	14.0	0.31	571.8	0.9	
9302 布田川・日奈久断層帯南西部	27	7.2	1.47E+19	6.7	513.4	19.0	3	16	60	32	16	512	0.9	3.1	1.30E+19	98.5	1.8	16.0	0.19	413.5	0.7	
9302 布田川・日奈久断層帯中部南西部同時	74	7.9	1.05E+20	7.3	1372.6	18.5	3	16	60	84	16	1344	2.5	5.2	2.50E+19	522.8	—	13.3	0.39	821.2	—	
10801 警固断層帯北西部	25	—	1.12E+19	6.6	—	—	3	19	87	28	16	448	0.8	2.9	1.19E+19	80.0	1.6	16.1	0.18	368.0	0.6	
10802 警固断層帯南東部	27	7.2	1.47E+19	6.7	513.4	19.0	2	17	90	32	16	512	0.9	3.1	1.30E+19	112.6	1.8	14.1	0.22	399.4	0.7	
9401 水縄断層帯	26	7.2	1.36E+19	6.7	495.1	19.0	3	14	60	30	14	420	1.0	3.8	1.27E+19	109.4	2.0	14.8	0.26	310.6	0.7	
9501 雲仙断層群北西部	30	7.3	1.80E+19	6.8	568.8	19.0	3	18	60	32	18	576	1.0	3.2	1.39E+19	116.9	2.0	15.7	0.20	459.1	0.7	
9502 雲仙断層群南東部	23	7.1	1.07E+19	6.6	439.2	19.1	3	18	60	26	18	468	0.7	2.6	1.17E+19	72.4	1.4	16.7	0.15	395.6	0.6	
9503 雲仙断層群南西部北部	31	7.3	1.92E+19	6.8	587.5	19.0	3	18	60	34	18	612	1.0	3.1	1.42E+19	116.9	2.0	16.1	0.19	495.1	0.8	
9504 雲仙断層群南西部南部	23	7.1	1.07E+19	6.6	439.2	19.1	3	18	60	26	18	468	0.7	2.6	1.17E+19	72.4	1.4	16.7	0.15	395.6	0.6	
9601 出水断層帯	20	7.0	8.17E+18	6.5	383.3	19.2	3	15	45	22	18	396	0.7	2.5	1.07E+19	58.1	1.4	17.3	0.15	337.9	0.5	
10901 人吉盆地南縁断層	22	7.1	9.84E+18	6.6	420.6	19.1	2	17	60	24	18	432	0.7	2.7	1.14E+19	69.4	1.4	16.7	0.16	362.6	0.6	

注) ※は区間分割合算法 (調整法Ⅱ) によって設定されたパラメータである。
パラメータ (本文も参照のこと)

L : 断層の長さ,	M : マグニチュード,	M_0 : 地震モーメント,	M_w : モーメントマグニチュード,
S : 断層面積,	W : 断層面の幅,	D_{us} : 断層面上端深さ,	D_{ls} : 地震発生層の下端深さ,
δ : 断層面の傾斜角,	L_{model} : 断層モデルの長さ,	W_{model} : 断層モデルの幅,	S_{model} : 断層モデルの面積,
D_{model} : 断層モデルの平均すべり量,	$\Delta\sigma$: 静的応力降下量,	A : 加速度震源スペクトルの短周期レベル,	
S_a : アスペリティの総面積,	D_a : アスペリティの平均すべり量,	$\Delta\sigma_a$: アスペリティの静的応力降下量,	
S_a/S : アスペリティ面積/断層面積の比,	S_b : 背景領域の面積,	D_b : 背景領域の平均すべり量.	

背景の色

- 紫 : 長大断層として取り扱った断層.
- 水色 : 強震動評価 (強震動予測手法の検証) のモデルに基づいて設定.
- 橙 : セグメント分割がされている断層 (全アスペリティ及び背景領域の平均すべり量はセグメントごとに異なるため未記載).
- 薄藤色 : 屈曲した断層面が地中で連続するように設定した断層 (二通りの微視的パラメータ設定を行っている).
- ピンク : 断層面全体の静的応力降下量に Fujii and Matsu'ura (2000) を適用 (長大断層, 強震動評価のモデル以外に対する).
- 緑 : 詳細法の計算を行う短い断層 (特例的に「レシビ」を外挿することにより微視的パラメータを設定).
- 灰色 : 詳細法の計算を行わない短い断層.
- 黄色 : 2005 年~2008 年版の確率論的地震動予測地図で用いてきたモデルを踏襲した断層 (詳細法の計算は行わない).

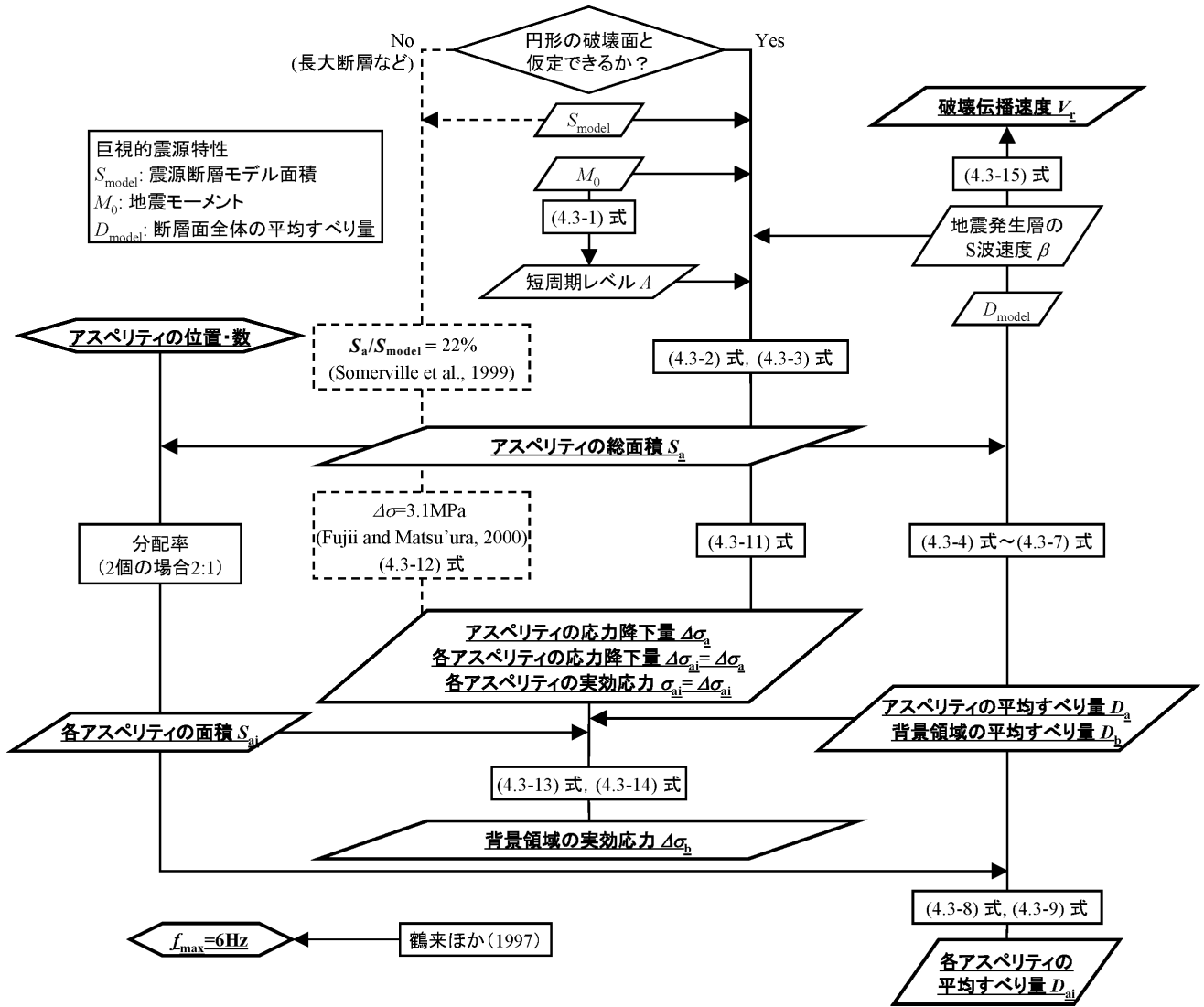
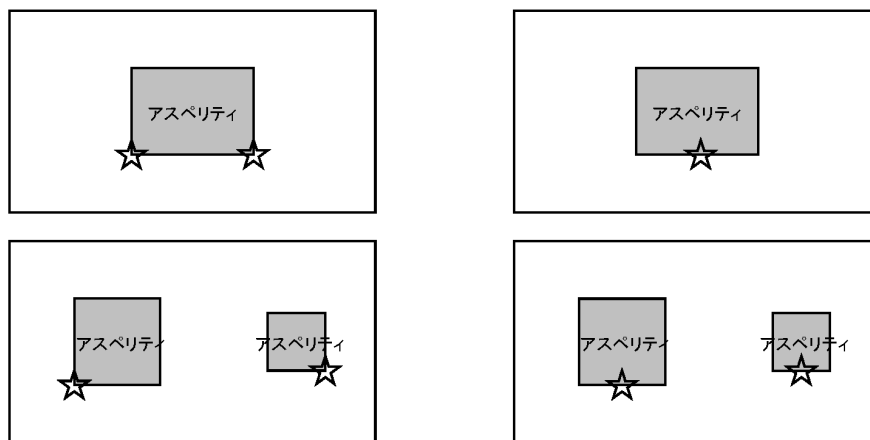


図 4.3.1-1 微視的震源特性設定の流れ（「レシピ」の付図 2 をもとに作成）.



横ずれ成分が卓越
縦ずれ成分が卓越
破壊開始点(☆)とアスペリティの位置の一例

図 4.3.2-1 破壊開始点の設定方法（「レシピ」より）.

4.4 地下構造モデルの設定

強震動計算に用いる地下構造モデルとして、地震調査研究推進本部による「レシピ」に準じて、「地震基盤以深の地殻構造」、「深い地盤構造のモデル」、「浅い地盤構造のモデル」の3つに分けて作成、適用をすることとした(図4.4-1)。以下に、それぞれについて概要を示す。

4.4.1 地震基盤以深の地殻構造

これまでの地震動予測地図では、地震基盤以深の地殻

構造として Zhao et al. (1994)によるコンラッド面(上部-下部地殻境界)及びモホ面(地殻-マントル境界面)を参照して設定を行ってきた。最近になり、Matsubara et al. (2008)は、防災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hi-net)の記録を利用して、日本列島下における地殻、マントルのより詳細な三次元速度構造を求めている。そこで本検討では、このMatsubara et al. (2008)の成果を基に、図4.4.1-1及び表4.4.1-1に示す3層の構造を地震基盤以深の地殻構造モデルとして設定した。

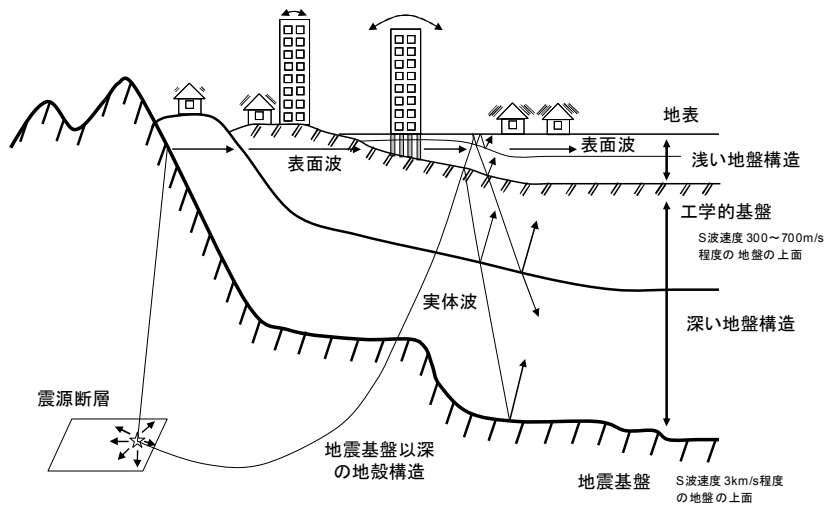


図 4.4-1 地下構造モデルの模式図(「レシピ」より)。

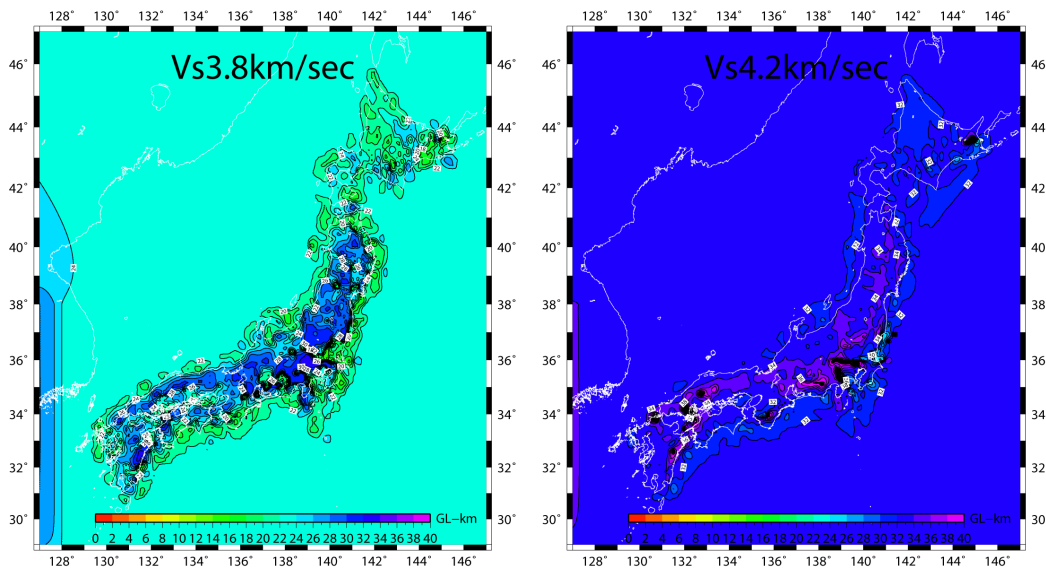


図 4.4.1-1 Matsubara et al. (2008) に基づく地震基盤以深の地殻構造モデル(各層上面の深さ分布)。

表 4.4.1-1 地震基盤以深の地殻構造モデルの物性値。Q 値は差分法計算で用いた周波数 1Hz での値(4.5.1 節参照)。

区分	P 波速度 [km/s]	S 波速度 [km/s]	密度 [g/cm ³]	Qp, Qs
1	5.8	3.4	2.70	300
2	6.5	3.8	2.80	300
3	7.2	4.2	2.90	300

4.4.2 深い地盤構造のモデル

深い地盤構造のモデルは、図 4.4-1 に示す工学的基盤から地震基盤までの間の地盤を指す。「全国地震動予測地図」の作成において主要活断層帯を対象とした強震動計算を実施するため、全国を対象として深い地盤構造モデルの作成を行った。このモデルは、基本的に「レシピ」

に従って作成された。モデル作成全体の流れを図 4.4.2-1 に示す。

全国地震動予測地図のための深い地盤構造モデルの作成のため、まず全国の各種構造探査の結果や地質情報を集約して、成層構造の初期モデルを作成した（4.4.2.1 節参照）。これはレシピにおける0次モデルに相当する。

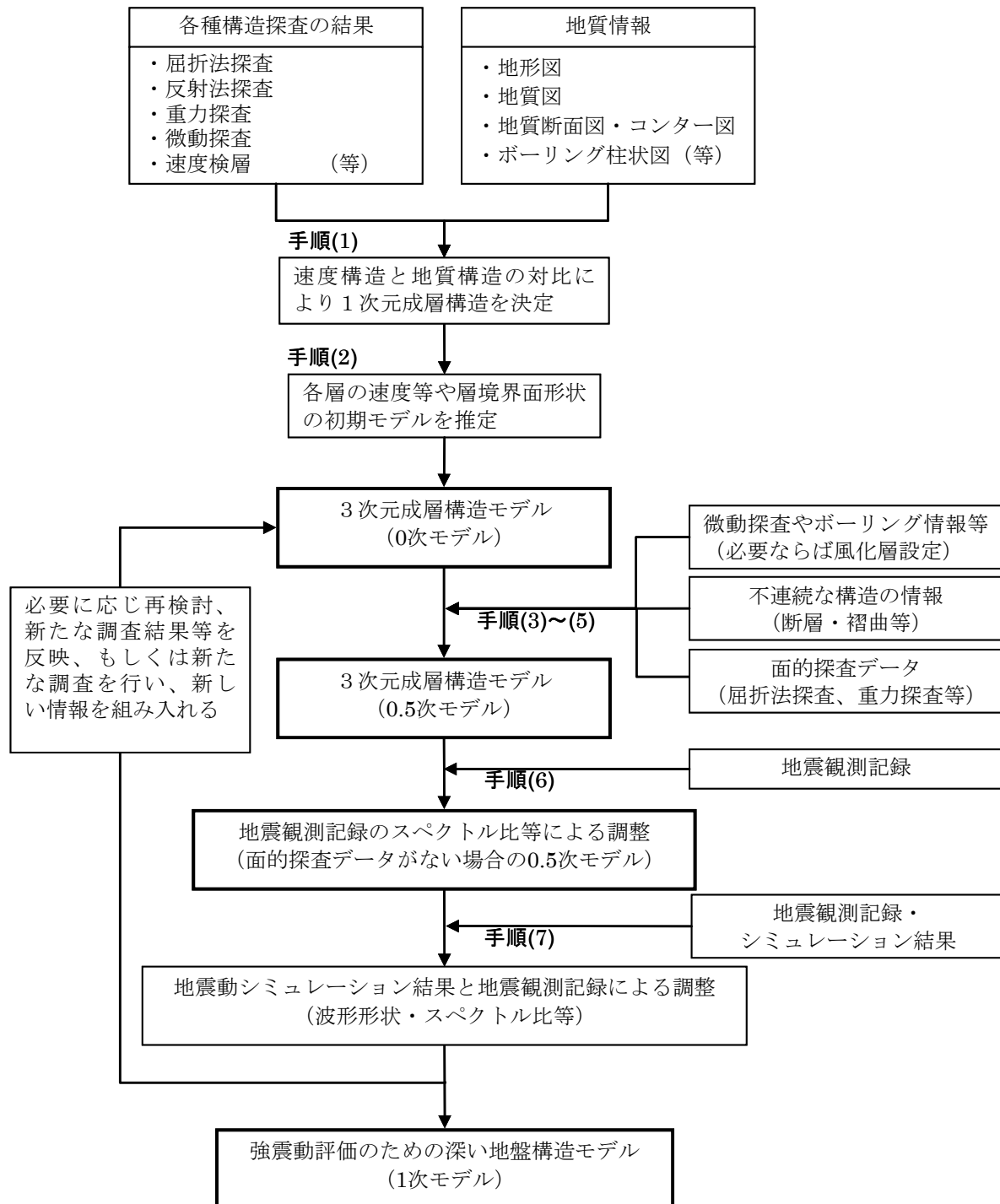


図 4.4.2-1 強震動評価のための深い地盤構造モデル作成の流れ（「レシピ」より）。

これを重力探査等の面的な探査情報やボーリング情報を利用して、地震観測記録のスペクトル比による調整や、地震動シミュレーション結果と地震観測記録による調整を実施して、修正モデルを作成した。このうち一部の地域では、他のプロジェクトにより作成された地下構造モデルを取り込んでいる。取り込まれた地域はレシピにおける1次モデルのレベルにあり、修正モデルのそれ以外の地域はレシピにおける0.5次モデルのレベルにある(4.4.2.2節参照)。

4.4.2.1 全国地震動予測地図のための深い地盤構造モデル(初期モデル)の作成

4.4.2.1-1 全国地震動予測地図のための深い地盤構造モデル(初期モデル)作成の経緯

平成17年までに公表された「震源断層を特定した地震動予測地図」では深い地盤構造モデルを図4.4.2.1-1に示す15地域について作成してきた。これらのモデルは、個々の地域において将来発生する可能性の高い地震に対して震源断層を特定した地震動予測を目的として、そ

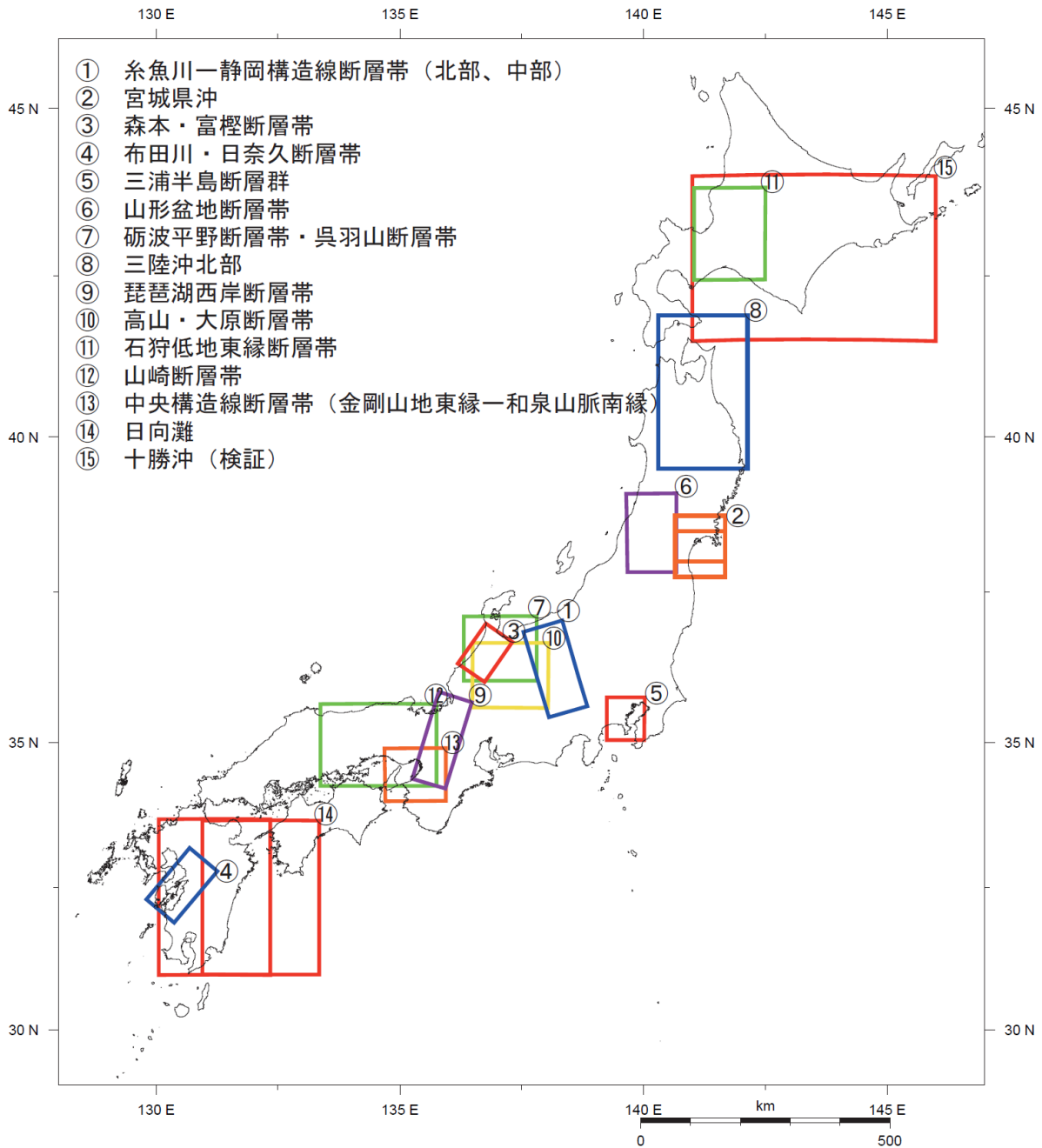


図4.4.2.1-1 既往の深い地盤構造モデル作成範囲

平成13年度～平成17年度にかけて、震源断層を特定した地震の強震動評価で作成した地盤モデルの地域を示す。周辺地域(4.4.2.2-5節で述べる地盤モデルを取り込んだ範囲を除く)については、平成17年度～平成18年度に、地盤構造モデル(初期モデル)を作成した。

れぞれが独立して作成されたものである。その際、それぞれの地域で使用できるデータの密度や質に相違があるため、地盤モデル作成手法もそれぞれの地域で異なったものとならざるを得なかった。

今回のモデル作成作業では、全国を対象範囲とした深い地盤構造モデルを統一的な手法で整理するために、基本的に、深い地盤を地質的に区分した上で弾性波速度などの物性値を付与するという方針で作業を行った。

すなわち、モデル化の対象地域について、深い地盤構造を対象とした既往の物理探査（反射法弾性波探査、屈折法弾性波探査、速度検層など）のデータを、地質年代による地層区分を基準として再整理し、地表の地質構造に関するデータも用いて、地下の地盤構造を推定した。このようにして深い地盤構造を地質的に区分した断面やコンター図を多数作成し、これをもとに、初期地質構造モデルを作成した。さらに、設定した地質区分ごとに、探査データから得られた物性値（弾性波速度値など）を対応させて、全国地震動予測地図のための深い地盤構造モデル(0次モデル)として設定した。

4.4.2.1-2 初期モデルの設定

<地震基盤の設定>

日本列島には、新生代から古生代までの、地質年代にして、長い地質年代にわたる地層が分布している、また、地層の岩種も堆積岩類、火山岩類、深成岩類、変成岩類とさまざまである。

図 4.4.2.1-1 に示した各モデルでは、先白亜紀の堆積岩類と白亜紀ないし先白亜紀の火山岩類、深成岩類、変成岩類を地震基盤とし、白亜紀以降の地層が「堆積層（火山岩類も含む）」とされている。この判断は、日本列島の地質構造発達史において、造山運動等でこれらの地層が被った履歴や、これらの地層を基盤とする堆積盆地内における地震波の観測、解析結果、ボーリングや物理探査によって確認された地盤性状から支持される。

地震基盤上面設定にあたっては、ボーリングや物理探査のデータに加えて、重力異常値の分布パターンとおおむね整合するように留意した。

<堆積層の区分>

「堆積層」についてみると、地質学的にみた場合の「地層」は、地質年代区分に加えて、岩種・岩相によっても区分されており、細かくみれば、物性値もこのような区分ごとに異なる。また、物性値は、地層の分布する深度によっても異なる。しかしながら、このように細区分した地層に対応させて物性値を設定できるようなデータは、全国的にも、個々の地域についても存在しない。

一方、日本列島内のそれぞれの堆積盆地（ないし地質区）においては、ある地質年代における地層の形成過程

は、おおむね共通しており（このために同一の地層として認識される）、それらの地層が担う物性値にも共通性がみられる。この観点から、各モデルでは、基本的に地質年代による地層区分に物性値（弾性波速度）区分を対応させて、初期地質構造モデルとしている。

「堆積層」の地質年代による区分は、地域の特性に応じて細分や統合はあるものの、おおむね次のように区分されている。

新第三系

第四系／鮮新統／上部中新統／中部中新統／下部中新

統（グリーンワフ）／古第三系／白亜系

日本列島においては、主要な堆積平野・盆地に中新世以後の地層が厚く堆積している。この年代の地層のP波速度は、3.0～3.5 km/s 以下で、深い地盤構造における地震波の増幅の主要な部分を担っており、これらの平野における地震動を的確に予測するには、これらの地層で構成される地下の地盤構造をより詳細にモデル化することが必要である。この点をふまえ、各地域のモデルでは、中新世以後の地層をそれより古い地層より細かく区分している。

なお、各地域モデルでは、各地域に分布する火山岩類も「堆積層」に含めているが、火山岩類が圧倒的に優勢な地域では、上下及び横方向での岩相の変化とそれに伴う物性値の変化が大きいため、限られた地質データ、物理探査データのみでは、モデル化に必要な精度での地質区分や物性値の設定が困難であることが多い。そのような場合には、主に重力異常値の分布をもとに地震基盤の形状を設定し、その上位の「堆積層」は1ないし2層構造に設定している。

<各モデルの対応関係と物性値の設定>

これらの地域モデルを統合して全国範囲の深い地盤構造モデルを作成するにあたっては、弾性波速度として比較的データの多いP波速度をもとに、各モデルの層構造の対応関係を検討し、8層からなる層構造区分を全国モデルの基本的な枠組みとして設定し、これをもとに各地域のモデルの層構造を結合した。既往の地域ごとの深い地盤構造モデルでの地質・弾性波(P波)速度区分と全国モデルでの区分の対応関係を表 4.4.2.1-1 に示す。

全国の深い地盤構造モデルに用いる他の物性値としては、Ludwig et al. (1970, 図 4.4.2.1-2) を参照して、P波速度に対応するS波速度、密度を求め、モデルで採用する物性値とした(表 4.4.2.1-2)。

以上の方針で作成した地盤構造モデル(初期地質構造モデル:0次)においては、地表付近では、主要な地質図に示された堆積盆地の形状、地層分布をおおむね踏襲

表 4.4.2.1-1 全国モデルと既往の地域モデルにおける地質区分の対応

全国初期モデルでの層区分	北海道		三陸沖北部		宮城県		山形盆地		砺波平野		糸静線		琵琶湖		中国・四国地方		北部九州		日向灘	
	層区分	Vp (km/s)	層区分	Vp (km/s)	層区分	Vp (km/s)	層区分	Vp (km/s)	層区分	Vp (km/s)	層区分	Vp (km/s)	層区分	Vp (km/s)	層区分	Vp (km/s)	層区分	Vp (km/s)	層区分	Vp (km/s)
第1層	第四系	1.8	第四系	1.8	-	-	第四系	1.9	卯辰山層・大桑層	1.8	-	-	第四系	1.6 (1.6~2.5)	第四系	1.6 (1.6~2.5)	第四系	2	-	-
第2層	鮮新統	2.1	鮮新統～上部中新統	2.2	○	2	堆積岩類 (N1)	2.2	氷見層・上部音川層	2.3	2.2, 2.3 g/cm ³	2.2	大阪層群・琵琶湖層群・古琵琶湖層群	2 (1.6~2.5)	第四系	2 (1.6~2.5)	第四系・新第三紀火山岩類	2.5 (1.0~4.0)	鮮新統	2
第3層	上部中新統	2.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	大阪層群・琵琶湖層群・古琵琶湖層群	2.5	鮮新統～中部中新統	2.5	-	-	-	-
第4層	-	-	-	-	○	3.2	-	-	下部音川層・東別所層	3.1	2.4 g/cm ³	3.1	-	-	-	-	堆積層 (野島層群など)	3.0 (2.0~4.0)	-	-
第5層	中部中新統	3.3	中部～下部中新統	3.5	-	-	流紋岩類・安山岩類 (N2)	3.6	-	-	-	-	-	-	中部中新統下部～下部中新統, 神戸層群	3.3	堆積層 (芦屋層群・佐世保層群など)	3.5	中新統・火山岩類	3.5
第6層	下部中新統～上部白亜系	4	基盤風化部	4	○	4.3	青沢玄武岩 (グリーンタフ)	4.2	-	-	2.5 g/cm ³	4.1	基盤岩類風化部	3.8	和泉層群	3.8	堆積層 (大辻層群・大牟田層群など)	4.0 (3.0~4.5)	四万十南帯・グリーンタフ	4
第7層	-	-	-	-	-	-	-	-	黒瀬谷層・岩稲層	4.7	2.6 g/cm ³	4.6	基盤岩類風化部	4.8	四万十南帯	4.4	堆積岩・火山岩 (関門層群)	5.0 (4.0~5.5)	四万十北帯・貫入岩	5
第8層	基盤岩類	5.5	基盤岩類	5.8	○	5.6	基盤岩類	5.6	基盤岩類	5.9	2.67 g/cm ³	5.9	基盤岩類	5.2	基盤岩類	5.2	基盤岩類	5.5	基盤	5.5
備考	*H/Vでのチューニング				*重力異常データを採用		*重力異常データを採用				*密度構造から速度構造に変換		*大阪地域は香川ほか(2003)による				*主にボーリング資料+地質データで作成		*H/Vでのチューニング	

しており、その精度（尤度）は、数十～数百 m オーダーとみてよい。地下についても、調査情報がある箇所では、上下方向について、各種断面図に示された層構造の境界がおおむねそのまま設定されており、断面図の推定の不確かさを除いた層境界の精度は、数十～数百 m オーダーとみることができる。

一方、地震基盤上面を含む横方向への地層の連続性と調査データが存在しない箇所でのモデルの層構造境界の精度は、当然これより低く、1 km ないしそれ以上であることもあると想定しておくべきであろう。

表 4.4.2.1-2 深い地盤構造モデルの物性値

層区分	P 波速度 (km/s)	S 波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)
第 1 層	2.0	0.6	1.9
第 2 層	2.5	1.1	2.15
第 3 層	3.0	1.4	2.25
第 4 層	3.5	1.7	2.3
第 5, 6 層	4.0	2.1	2.4
第 7 層	5.0	2.7	2.5
第 8 層	5.5	3.1	2.6

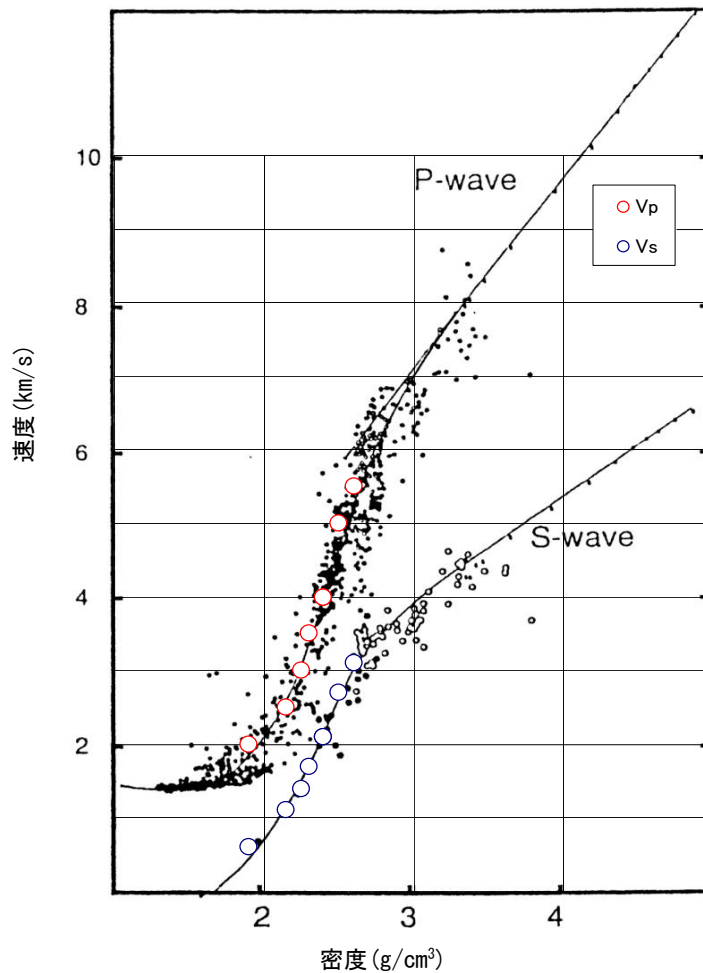


図 4.4.2.1-2 Ludwig et al. (1970) と表 4.4.2.1-2 の物性値の比較 (Ludwig et al. (1970) に加筆修正)
(表 4.4.2.1-2 の各層の P 波速度値を○で、S 波速度を○で示した.)

4.4.2.1-3 初期モデル作成に用いた探査等のデータ

全国版の深い地盤構造モデルを作成するため、各種物理探査（反射法地震探査・屈折法地震探査、微動アレイ探査等）やボーリングデータ、地質断面等の既往

資料を収集した。収集した全データの分布を図4.4.2.1-3(1)～図4.4.2.1-3(4)に示す。

ただし、収集した資料の中には、測線位置や断面位置の記載がないものもあり、図4.4.2.1-3の各図ではそれらを除いて図示している。

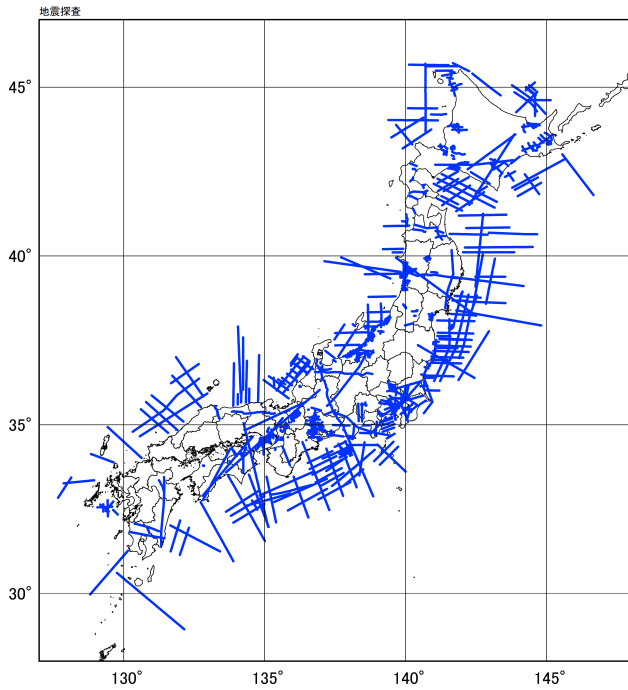


図 4.4.2.1-3(1) 地震探査測線位置図

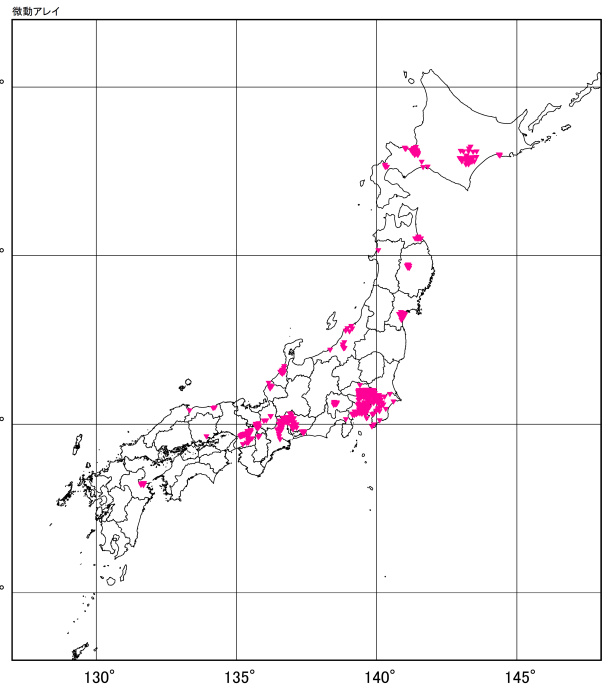


図 4.4.2.1-3(2) 微動アレイ探査位置図

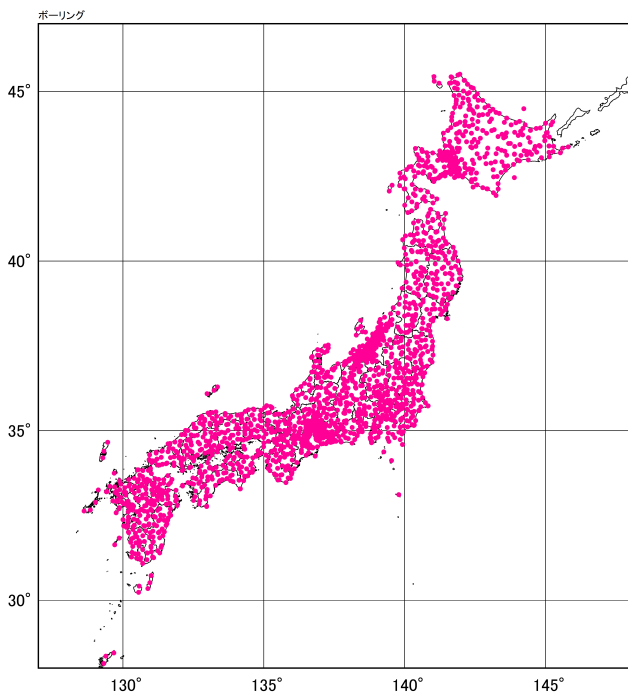


図 4.4.2.1-3(3) ボーリングデータ位置図

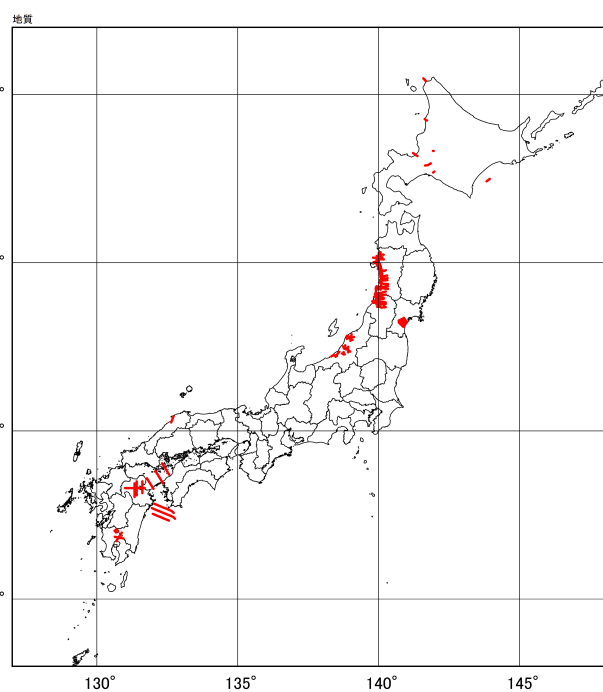


図 4.4.2.1-3(4) 既往文献における地質断面位置図

4.4.2.1-4 データコンパイルと初期モデルの作成

図 4.4.2.1-3 の各図に示した収集した既往探査データ、ボーリングデータ、地質断面等の既往資料について、表 4.4.2.1-1、表 4.4.2.1-2 に示した全国モデルにおける地質区分、速度構造区分と同様の層区分を行い、全国モデルの第1～8層と対応付けを行なった。それ

を基に全国地震動予測地図のための深い地盤構造モデルの初期モデル(0次モデル)を作成した。図 4.4.2.1-4 に作成したモデル各層の上面深度コンター図を示す。図中の白色点線は、図 4.4.2.1-3 の各図に示したデータが分布する範囲に対応している。

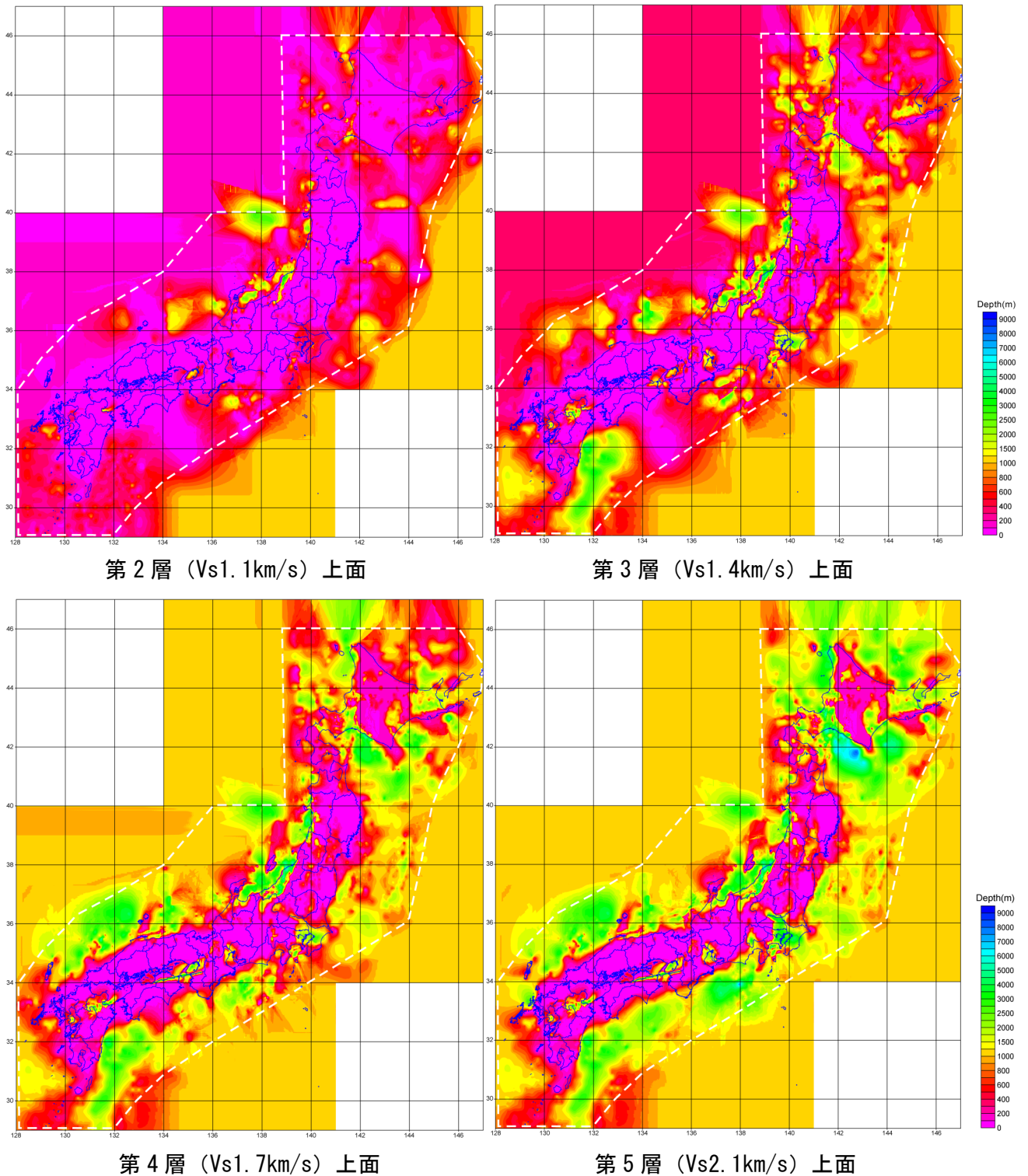
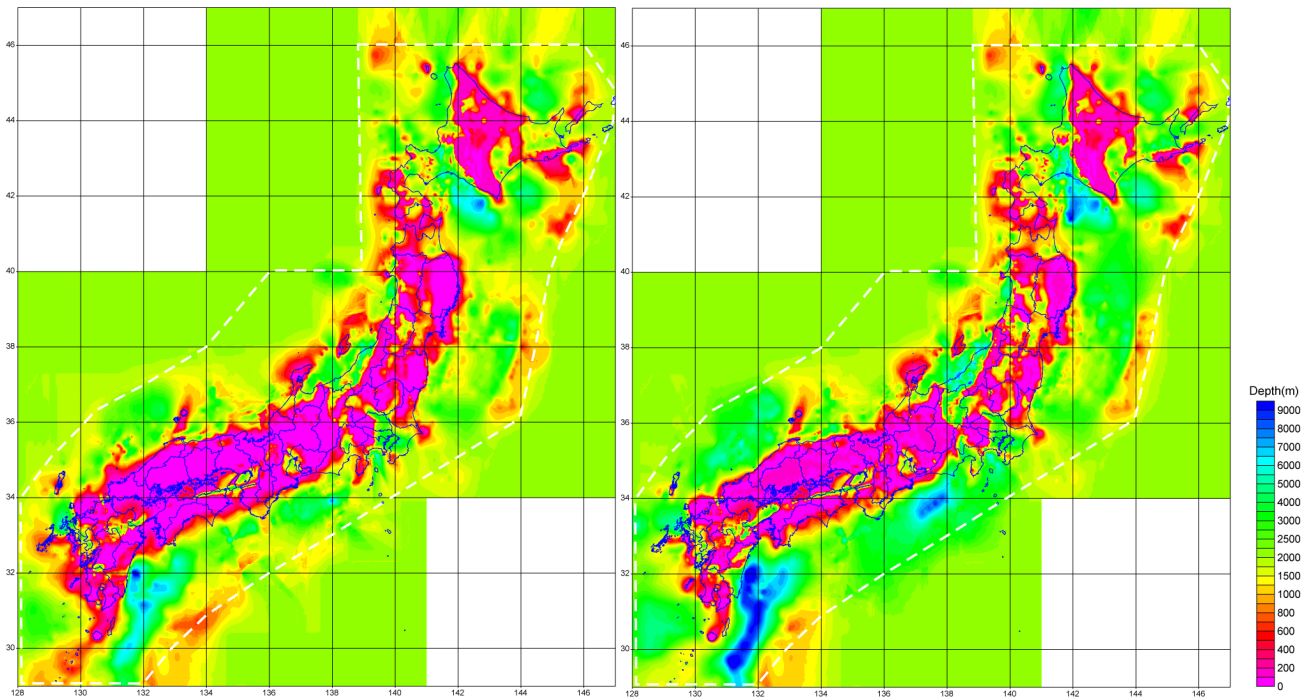
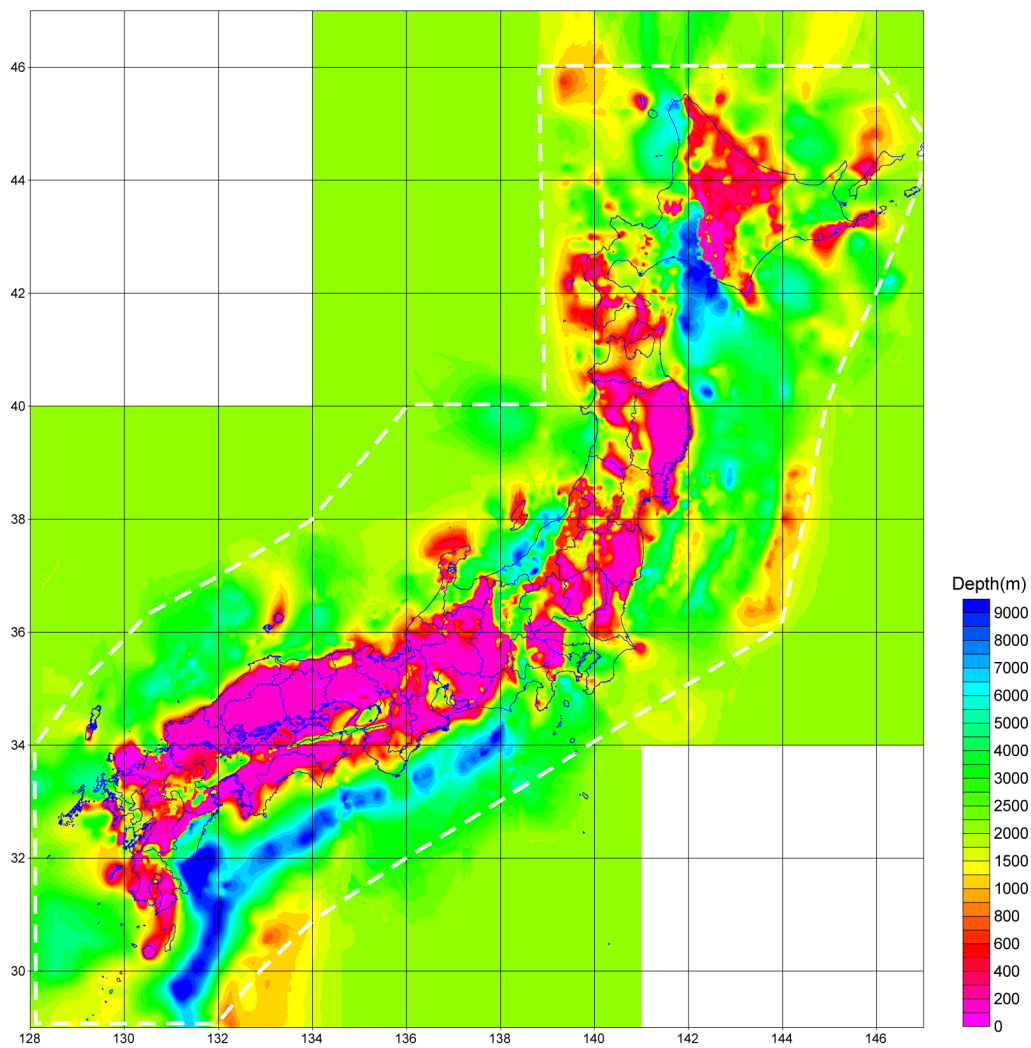


図 4.4.2.1-4 全国地震動予測地図のための深い地盤構造モデル(初期モデル)の各層上面深さ分布(その1)
(図中の白色点線は、図 4.4.2.1-3 の各図に示したデータが分布する範囲に対応)



第6層 (Vs2.1km/s) 上面

第7層 (Vs2.7km/s) 上面



第8層 (Vs3.1km/s) 上面

図 4.4.2.1-4 全国地震動予測地図のための深い地盤構造モデル(初期モデル)の各層上面深さ分布(その2)
 (図中の白色点線は、図 4.4.2.1-3 の各図に示したデータが分布する範囲に対応)

4.4.2.2 全国地震動予測地図のための深い地盤構造モデル（修正モデル）の作成

4.4.2.2-1 初期モデル修正の作業手順

深い地盤構造モデルの修正作業は、以下の流れで実施した。

- ① M5.5以上の代表的な地震について1996年から作業時までの期間、K-NET及びKiK-netの観測点で観測された波形の水平動成分の地震波の到来方向の成分と上下動成分のH/Vスペクトル比を求め、観測点位置における地形区分なども考慮しつつ長周期側のピーク周期を読み取る。H/Vスペクトルの計算では、S波初動から20秒以降の163.84秒を解析区間とし、記録長が短い場合は0を挿入した。
- ② 作成した深い地盤構造モデル（初期モデル）を用いて時松・新井(1998)による(4.4.2-1)式に基づきレイリー波の4次モードまでを計算した理論H/Vスペクトル比と、観測波形のH/Vスペクトル比を比較し、両者のH/Vスペクトル比のピーク周期が異なり、モデルの修正が必要な観測地点を抽出した。

$$\frac{P_{HR}}{P_{VR}} = \frac{\sum_{j=0}^4 (A_{Rj}/k_{Rj})^2 (u/w)_j^2}{\sum_{j=0}^4 (A_{Rj}/k_{Rj})^2} \quad (4.4.2-1)$$

ただし、

P_H : 水平動成分のパワースペクトル

P_V : 上下動成分のパワースペクトル

k : 波数

A : ミディアムレスポンス

u/w : レイリー波の地表における粒子軌跡の縦横比

で添え字のRはレイリー波を示している。

観測波形のH/Vスペクトルには浅い地盤構造の影響も含まれているため、深い地盤構造モデルの表層部の速度を、各観測地点における速度検層のデータをもとにした速度構造で置き換えて理論H/Vスペクトルを求めた上で、観測波形のH/Vスペクトルと比較することにより、観測波形に認められる周期1秒以下の短周期のピークに対して、どの程度、深い地盤と浅い地盤の速度構造が寄与しているかを判断して、モデルを修正する際に参考にした。

なお、九州地方の観測点においては、レイリー波の基本モードだけを考慮した理論H/Vスペクトル比を使用した。

- ③ モデル修正が必要な各観測地点について、観測波形のH/Vスペクトル比を説明できるように速度構造の修正を行う。

- ④ 各観測地点での修正結果を用いて、地質構造による補完などにより、周辺地域の調整を行う。
- ⑤ 上記③および④の作業を地域全体について行い、モデルを修正する。

4.4.2.2-2 観測波形のH/Vスペクトルのピーク周期分布

前節の①で読み取った観測波形のH/Vスペクトル比のピーク周期の分布を全国の観測点について図4.4.2.2-1に示す。

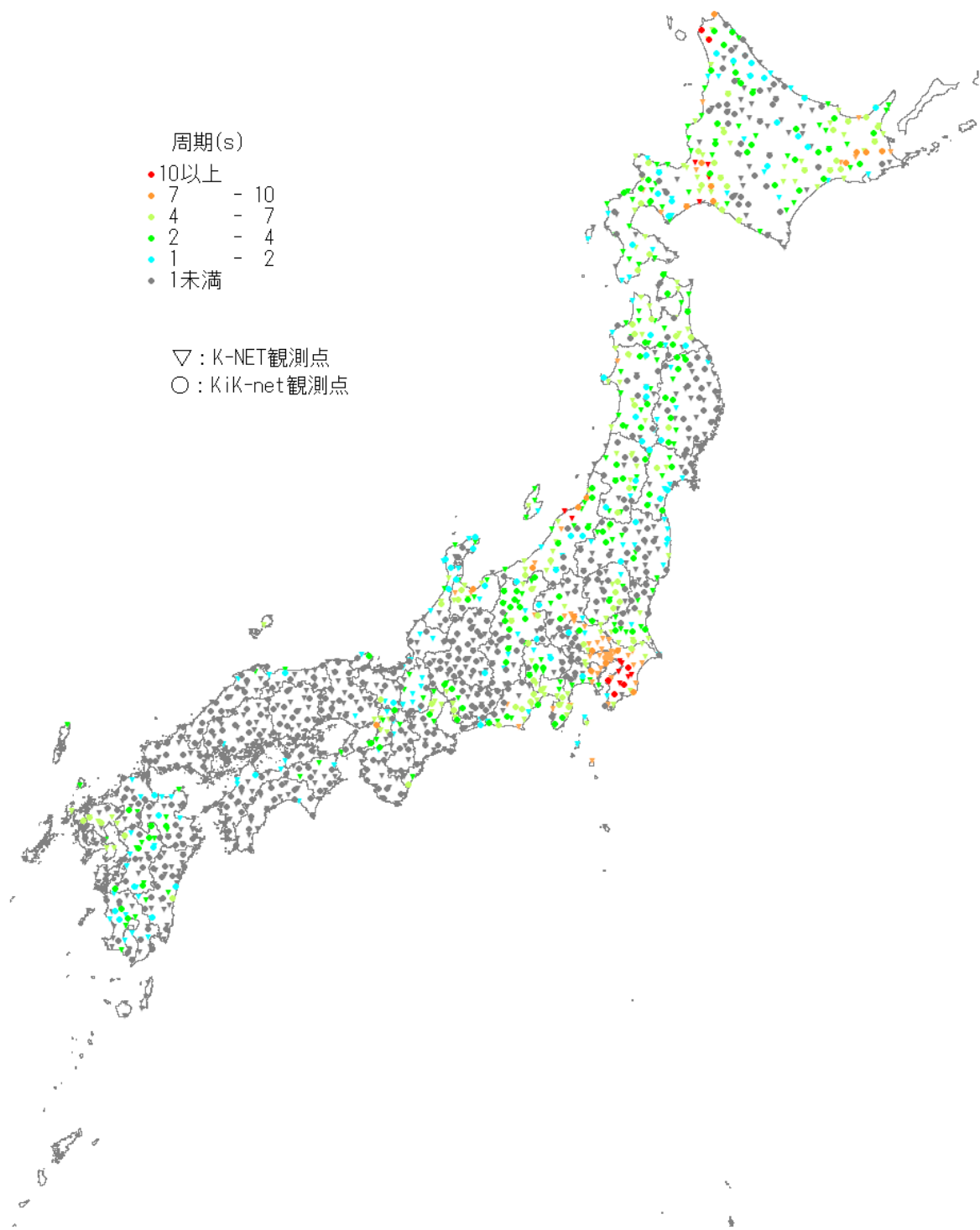
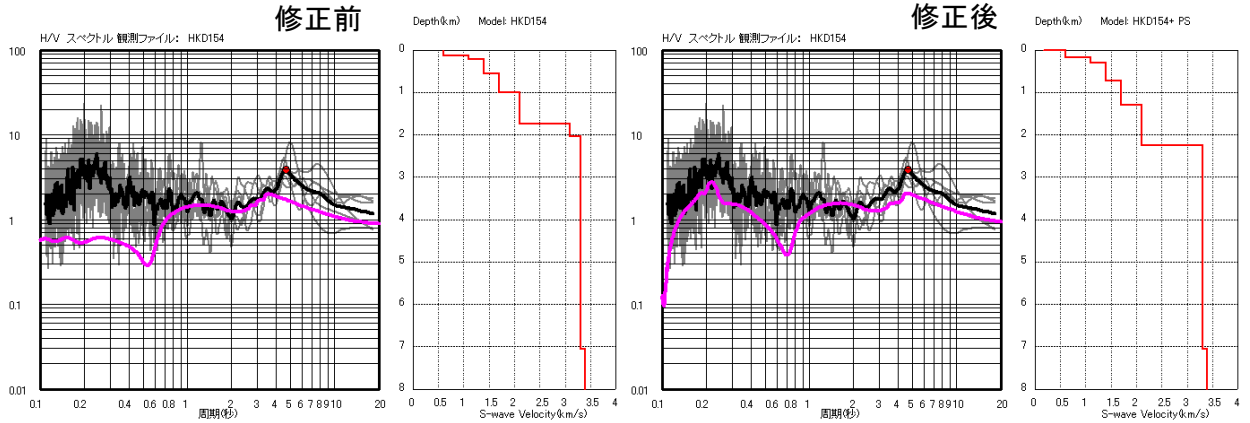


図 4.4.2.2-1 観測波形のH/Vスペクトルのピーク周期の分布

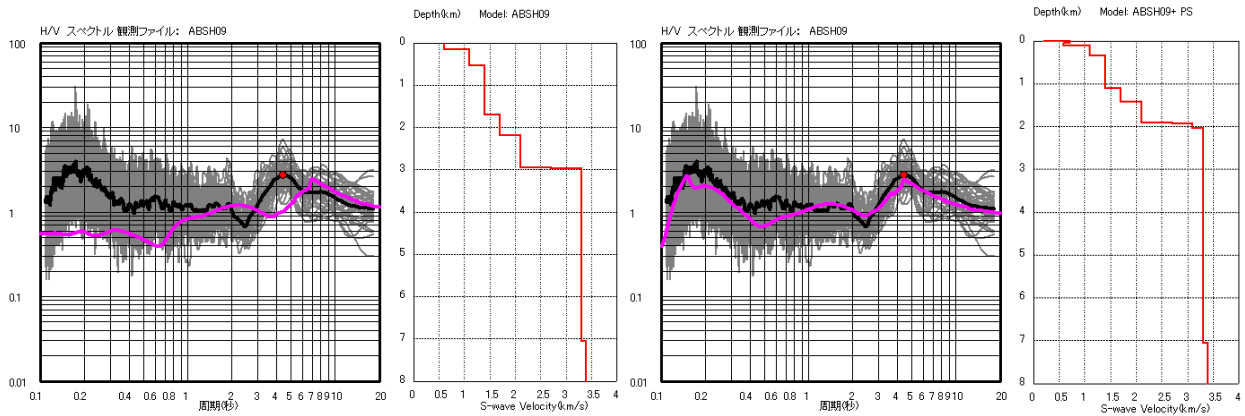
4.4.2.2-3 H/Vスペクトルに基づく速度構造の修正 (チューニング)

観測波形のH/Vスペクトル比を説明できるように速度構造の修正を行なった観測点の例を図4.4.2.2-2に示す。

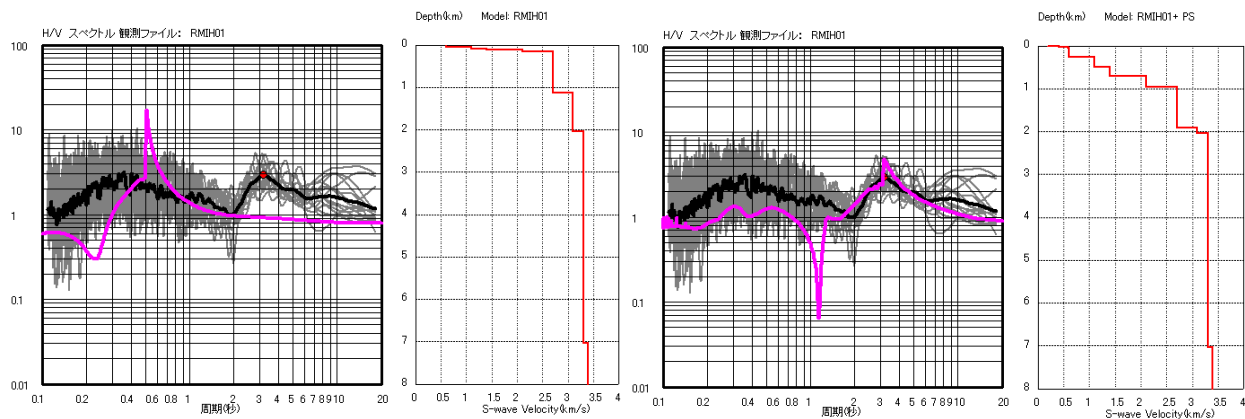
図には、修正前後の速度構造とそれから計算される理論H/Vスペクトル比(赤色の実線)と観測波形のH/Vスペクトル比(灰色の実線が各地震についてのH/Vスペクトル、黒色の実線がそれらの平均値)を併せて示している。



HKD154 (森) : 初期モデルの1～6層目の各層厚を130%に修正



ABSH09 (斜里南) : 初期モデルの1～7層目の各層厚を65%に修正



RMIH01 (幌延) : 初期モデルの1～4層目の各層厚を+200mとする修正

図 4.4.2.2-2 観測点直下の速度構造のチューニング例

(左側が修正前. 右側が速度構造を修正して、浅部に PS 検層結果を挿入して計算した結果. 灰色の実線が各地震のH/Vスペクトル, 黒色の実線がそれらの平均値, 赤色の実線が理論H/Vスペクトル比を示す.)

4.4.2.2-4 地震動の再現性計算による検証

以上のようにして修正したモデルを用いてM5 前後の地震について差分法による再現計算を行い、修正したモデルの説明性を確認した。

震源については点震源として設定し、震源パラメータは F-net のメカニズム解を用いて設定した。また、震源時間関数は BELL 型とし、破壊継続時間は 1 秒とした。再現計算には、3 次元差分法を用いた (林・引間, 2001)。

地震基盤以深の地殻構造と物性値については、Zhao et al.(1994), 鶴川・他(1984), Ludwig et al.(1970)により設定した。

観測波形との比較に際しては、観測加速度波形を積分し、1~10 秒のバンドパスフィルターを適用し、計算波形についても同様のバンドパスフィルターを適用した。

以上のようにして、再現計算を行った結果の例を図 4.4.2.2-3 に示す。同図には、観測波形と修正前後のモデルによる計算波形及びフーリエスペクトルも併せて示した。

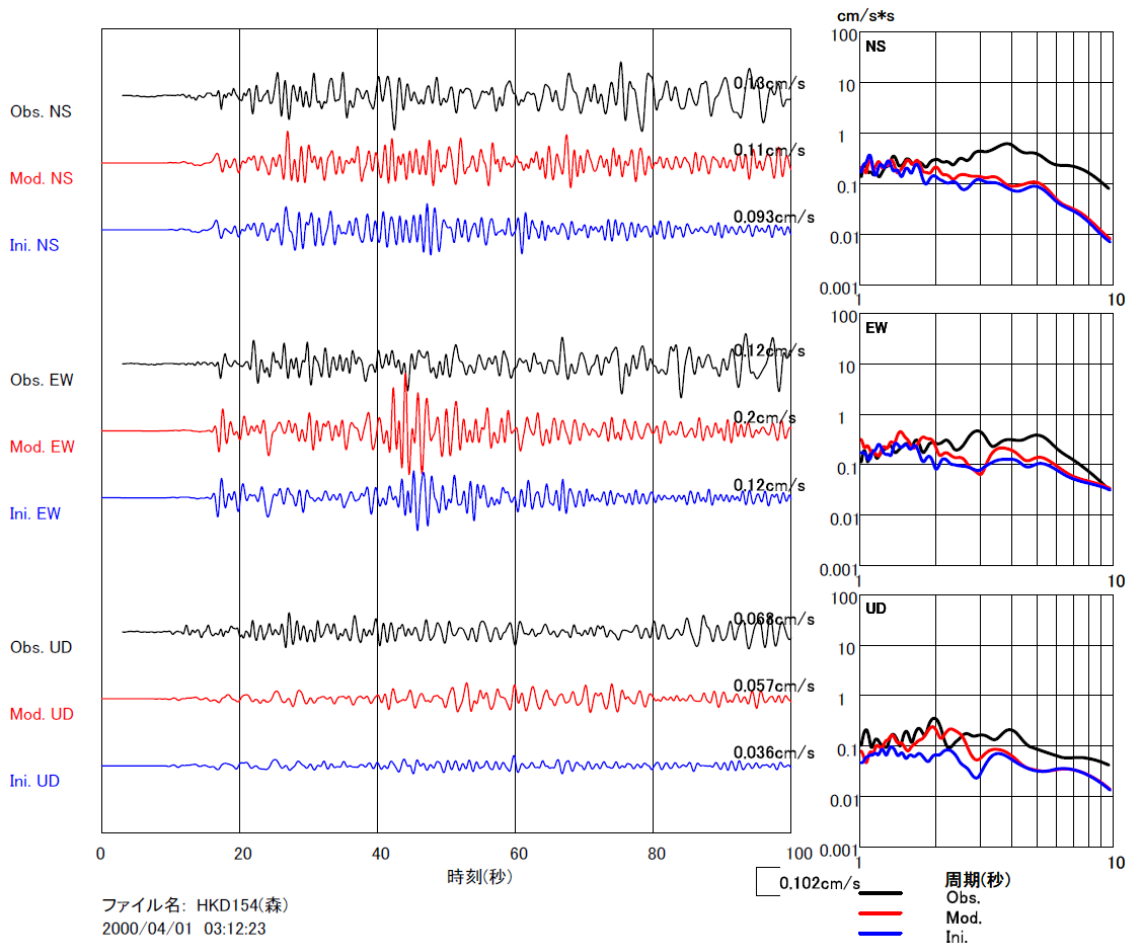


図 4.4.2.2-3(1) 観測速度波形と差分法による計算波形との比較 (HKD154 森)
(2000 年 4 月 1 日の胆振支庁西部の地震)
黒: 観測速度波形 赤: モデル修正後の計算結果 青: モデル修正前の計算結果

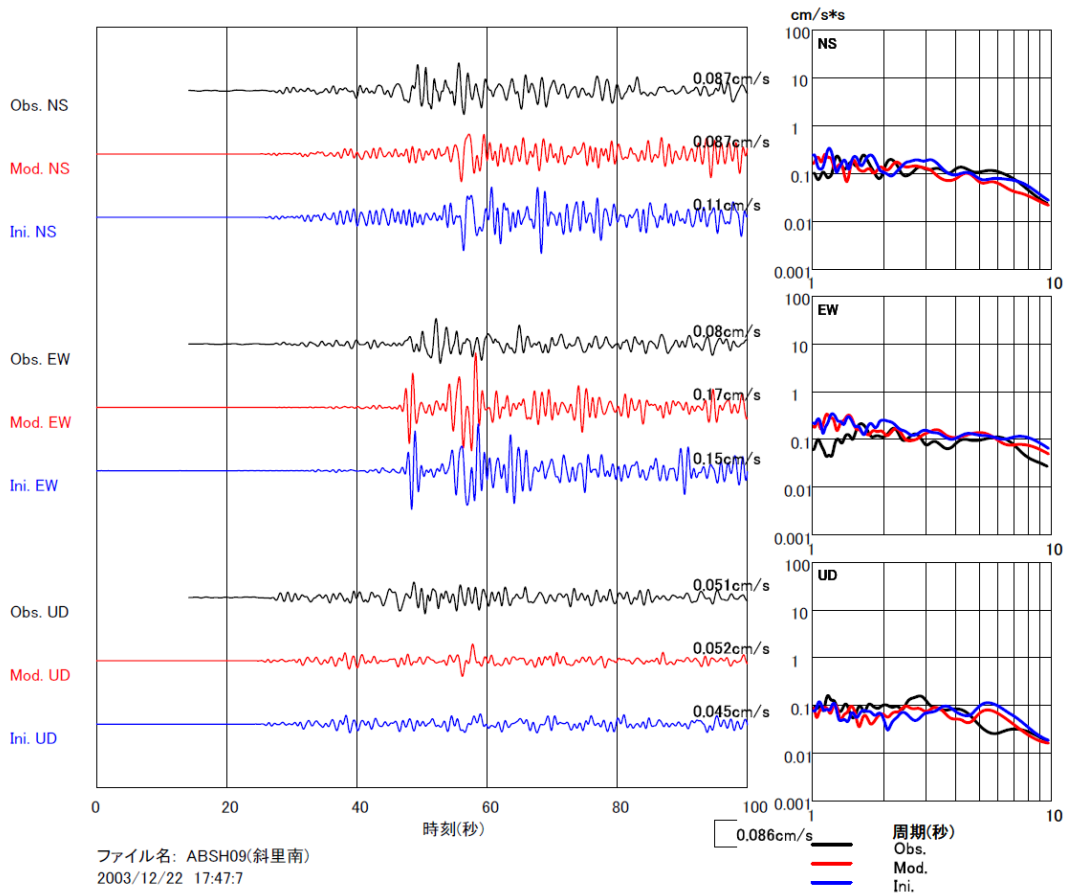


図 4.4.2.2-3(2) 観測速度波形と差分法による計算波形との比較 (ABSH09 斜里南)
(2003年12月12日の釧路沖の地震)
黒: 観測速度波形 赤: モデル修正後の計算結果 青: モデル修正前の計算結果

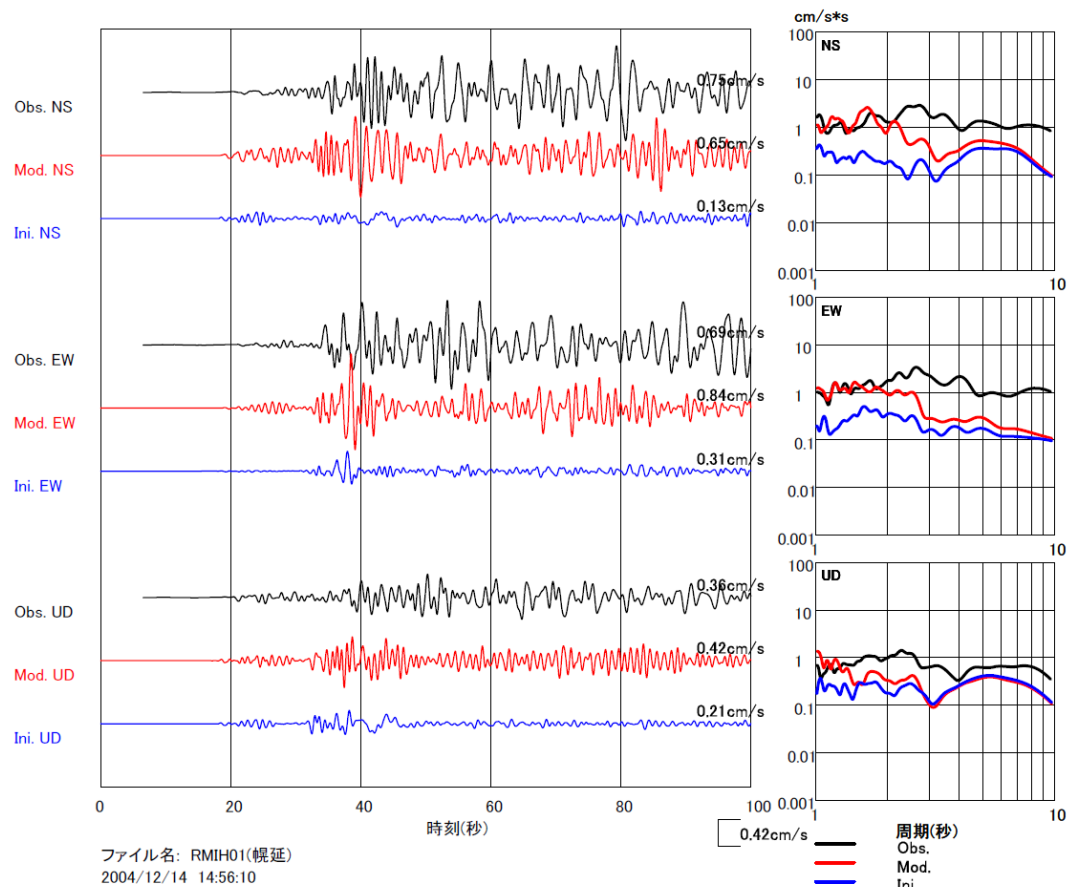


図 4.4.2.2-3(3) 観測速度波形と差分法による計算波形との比較 (RMIH01 幌延)
(2004年12月14日の留萌支庁南部の本震)
黒: 観測速度波形 赤: モデル修正後の計算結果 青: モデル修正前の計算結果

4.4.2.2-5 他地域で作成された深い地盤構造モデルの取り込みと確認

近年、以下に示す地域においては、レシピに則って深い地盤構造モデルが作成され、地震動シミュレーション結果を利用したモデルの修正まで行なったモデルが提案されている。これらの地域の地盤構造モデルを全国地震動予測地図のための地下構造モデルに取り込む作業を行なった。

各地域のモデル範囲（図 4.4.2.2-4 参照）とその出典は、次のとおりである。

- ・ 関東地域：大都市大震災軽減化特別プロジェクト（大大特）によるモデル（Tanaka et al., 2005）
- ・ 愛知県地域：地震関係基礎調査交付金による地下構造調査の成果（愛知県, 2003;2005）
- ・ 三重県地域：地震関係基礎調査交付金による地下構造調査の成果（三重県, 2005）
- ・ 関西地域：大都市大震災軽減化特別プロジェクト（大大特）によるモデル（Iwata et al., 2008）
- ・ 新潟地域：科学技術振興調整費「統合化地下構造データベースの構築」における高精度の深い地盤

構造モデル作成手法の開発作業において作成したモデル（引間・他, 2007）

これらの5地域の深い地盤構造モデルは、以下に述べる方針、方法で全国地震動予測地図のための深い地盤構造モデルに取り込んだ。

(1) モデル取り込みの方針

- ・ 原則として取り込むモデルの速度構造は変更しない。
- ・ 初期モデルの層構造（8層）に、取り込むモデル独自の速度層を追加して、堆積層の数を増やす。その際、今後のモデル追加と修正作業を見越して、 V_s を 0.05 ないし 0.1 km/s 刻みで設定した全国モデルの枠組みを作っておく。
- ・ 当該速度層が存在しない地域については、その速度層の層厚をゼロとする。
- ・ 地震基盤（初期モデルの第8層、取り込み後のモデルの第29層以深）も、各地域で V_s で2.7km/sないし3.1~3.4km/sで設定されているので、地域ごとに速度値を変更して、複数の層で構成するこ

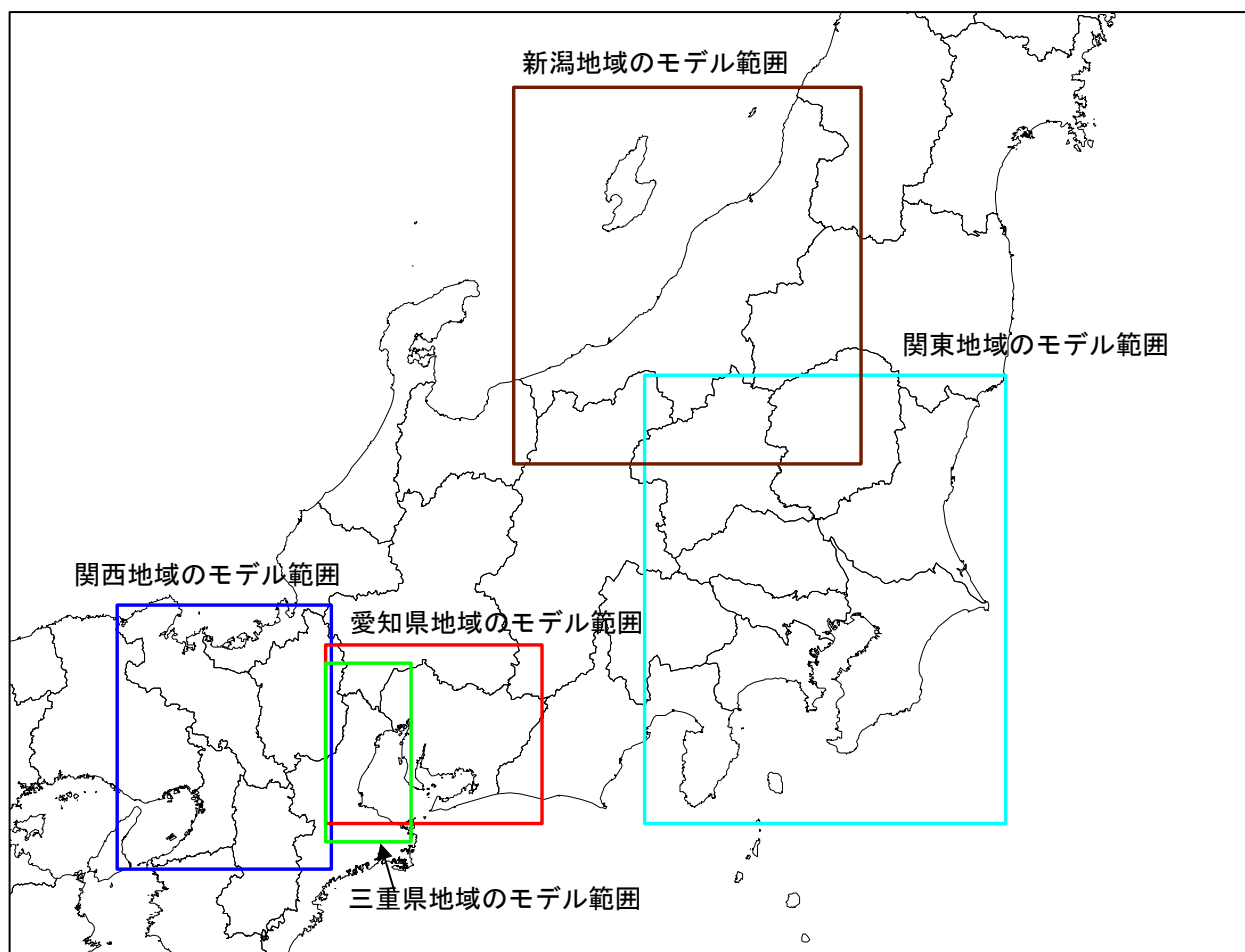


図 4.4.2.2-4 全国版の深い地盤構造モデルに取り込んだ各地域のモデル範囲

ととする。地震基盤については別途、(3)地震基盤の速度構造の設定で詳しく述べる。

- この操作により、上の5地域のモデルを取込んだ全国モデルは、全部で28層の堆積層と地震基盤の速度層から構成されることになる。

(2) モデル取り込みの方法

①現在の全国モデルに21層の堆積層を追加した拡大モデルの枠組みをつくる(表4.4.2.2-1)。

②取り込む各地域のモデルの層構造を拡大モデルの層構造にあてはめる。

拡大全国モデルの速度構造の枠組みで設定されたVsと取り込む既往モデルで設定されたVsが一致しないところが生じた関西地域の場合は、以下に示す方法に従って層構造の変換を行う。

(1) 現在のモデルの速度構造を表4.4.2.2-1に示した拡大全国モデルの速度構造に変換する。

Vs層(層厚T) → Vs1層(層厚T1), Vs2層(層厚T2)に変換。

$$\left. \begin{aligned} T/Vs &= (T1/Vs1) + (T2/Vs2) \\ T &= T1 + T2 \end{aligned} \right\}$$

これを解くと、

$$T1 = T \cdot (Vs1 \cdot (Vs2 - Vs)) / (Vs \cdot (Vs2 - Vs1)),$$

T2も同様

(2) 各地域の速度層の層厚を上記変換にしたがって再区分する。

③取り込んだモデルの端部が、初期モデルの構造にスムーズに移行しているかどうかを確認する。

④取り込んだ全国モデルを用いてこれまでチューニングされていない取込んだモデル周辺地域のチューニングを行う。

(3) 地震基盤の速度構造の設定

- 地震基盤上面直下の弾性波速度は、今回取り込んだ5地域のモデルで設定された速度値を用いる。
- これまで作成してきた全国モデルが有している、地震基盤上面以深の速度構造を保持する。
- これを可能にするために、地震基盤についても層構造を設定し、堆積層と同様に、Vs=2.7km/s~3.4km/sまでの値を取り得るような層構造の枠組みを設定しておく。
- この枠組みに、各地域のモデルでの地震基盤の弾性波速度値を対応させる。
- この場合、横方向の各層の上面深度相互の関係は、図4.4.2.2-5のようになる。すなわち、上下方向で速度値の逆転がおきないように、ある速度層が存在しない場合には、その層の層厚をゼロとする。

以上のようにして5地域の既往モデルを取り込む際、取込んだモデルの周辺部については上の(2)④で述べたように、4.4.2.2-3節と同様にH/Vスペクトルに基づく速度構造の修正(チューニング)を行った。

このようにして作成した最終的な修正モデル各層の上面深度コンター図を図4.4.2.2-6に示す。ここで、地震基盤は第29層以深となっている。なお、この深い地盤構造モデル作成については、藤原・他(2009)で詳細にまとめられているので、そちらを参照いただきたい。

ただし、第1層から第5層までは今回取り込んだ5地域のモデルの領域でのみ存在する層であるため、本検討における強震動計算では、詳細法工学的基盤をS波速度が600m/sの層と定め、それよりも遅い層(第1層~第5層)については計算では用いないこととした。図4.4.2.2-6には、第6層以深の層について示す。

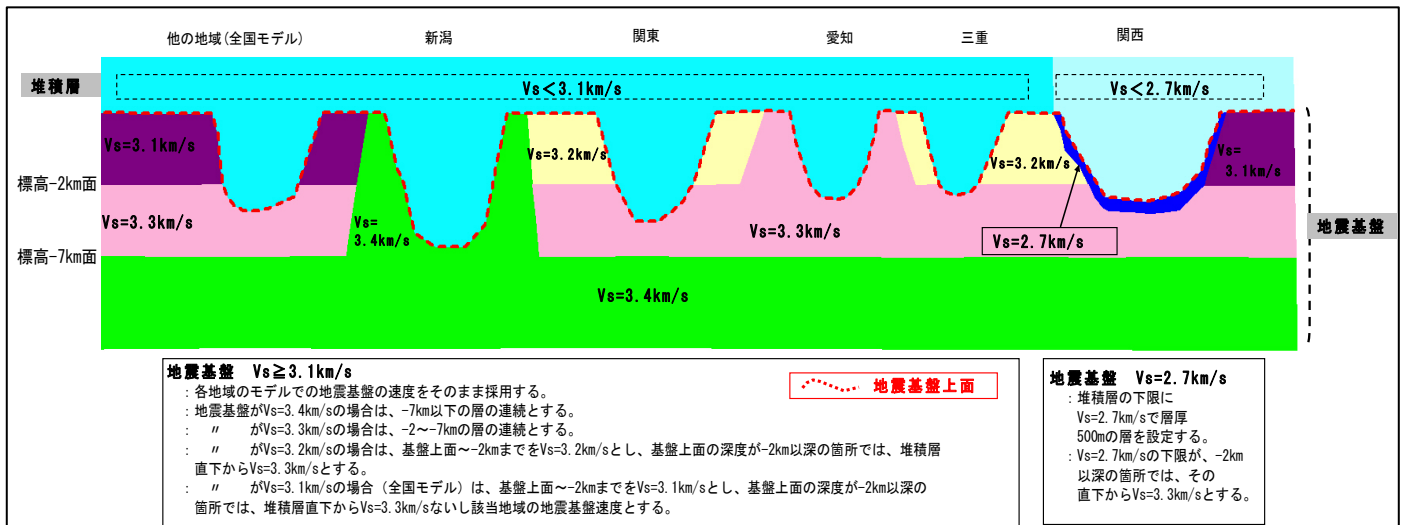


図 4.4.2.2-5 全国モデルにおける堆積層・地震基盤以深の速度構造の模式図

表 4.4.2.2-1 各地域のモデルを取り込んだ全国地震動予測地図のための深い地盤構造モデルの速度構造。
 Qは詳細法の計算で用いたもので差分法については1Hzにおける値 (Qp = Qs), 統計的グリーン関数法については一定値 (Qs).

全国モデル <初期モデル>	全国モデル <層を追加>					関西モデル	関東モデル	愛知モデル	三重モデル	新潟モデル
	層区分	Vp	Vs	ρ	Q	Vs	Vs	Vs	Vs	Vs
—	1	1.6	0.35	1.85	60	0.35	—	0.35	—	—
—	2	1.7	0.40	1.85	60	0.38 (京都) 0.39 (近江)	—	—	0.4	—
—	3	1.8	0.45	1.9	60	—	—	—	—	—
—	4	1.8	0.50	1.9	60	—	0.5	—	—	—
—	5	1.8	0.55	1.9	60	0.55	—	—	—	—
第1層	6	2.0	0.60	1.9	100	0.59 (京都) 0.62 (近江)	—	0.6	—	0.6
—	7	2.0	0.65	1.95	100	—	—	—	—	—
—	8	2.1	0.70	2.0	100	—	—	—	—	—
—	9	2.1	0.75	2.0	100	—	—	—	—	—
—	10	2.2	0.80	2.0	100	0.80	—	0.8	—	—
—	11	2.3	0.85	2.05	100	—	—	—	—	—
—	12	2.4	0.90	2.05	100	—	0.9	—	0.9	—
—	13	2.4	0.95	2.1	150	0.93 (京都) 0.95 (近江)	—	—	—	—
—	14	2.5	1.00	2.1	150	1.00	—	—	—	1.00
第2層	15	2.5	1.1	2.15	150	—	—	—	—	—
—	16	2.6	1.2	2.15	150	—	—	—	—	—
—	17	2.7	1.3	2.2	150	—	—	1.3	—	1.3
第3層	18	3.0	1.4	2.25	150	—	—	—	1.4	—
—	19	3.2	1.5	2.25	150	—	1.5	—	—	—
—	20	3.4	1.6	2.3	150	—	—	—	—	1.6
第4層	21	3.5	1.7	2.3	150	—	—	—	—	—
—	22	3.6	1.8	2.35	150	—	—	—	—	—
—	23	3.7	1.9	2.35	150	—	—	—	—	1.9
—	24	3.8	2.0	2.4	200	—	—	2.0	—	—
第5層	25	4.0	2.1	2.4	200	—	—	—	—	—
第6層	26	4.0	2.1	2.4	200	—	—	—	—	2.1
第7層	27	5.0	2.7	2.5	300	—	—	—	—	—
—	28	4.6	2.9	2.55	300	—	—	—	—	2.9
—	29	5.0	2.7	2.5	300	2.7	—	新しい全国モデルでの地震基盤		
第8層(地震基盤)	30	5.5	3.1	2.6	300	—	—	—	—	—
—	31	5.5	3.2	2.65	300	—	3.2	—	3.2	—
—	32	5.7	3.3	2.7	300	—	—	3.3	—	—
—	33	6.0	3.4	2.75	300	—	—	—	—	3.4

初期モデルの速度層構造

追加した速度層

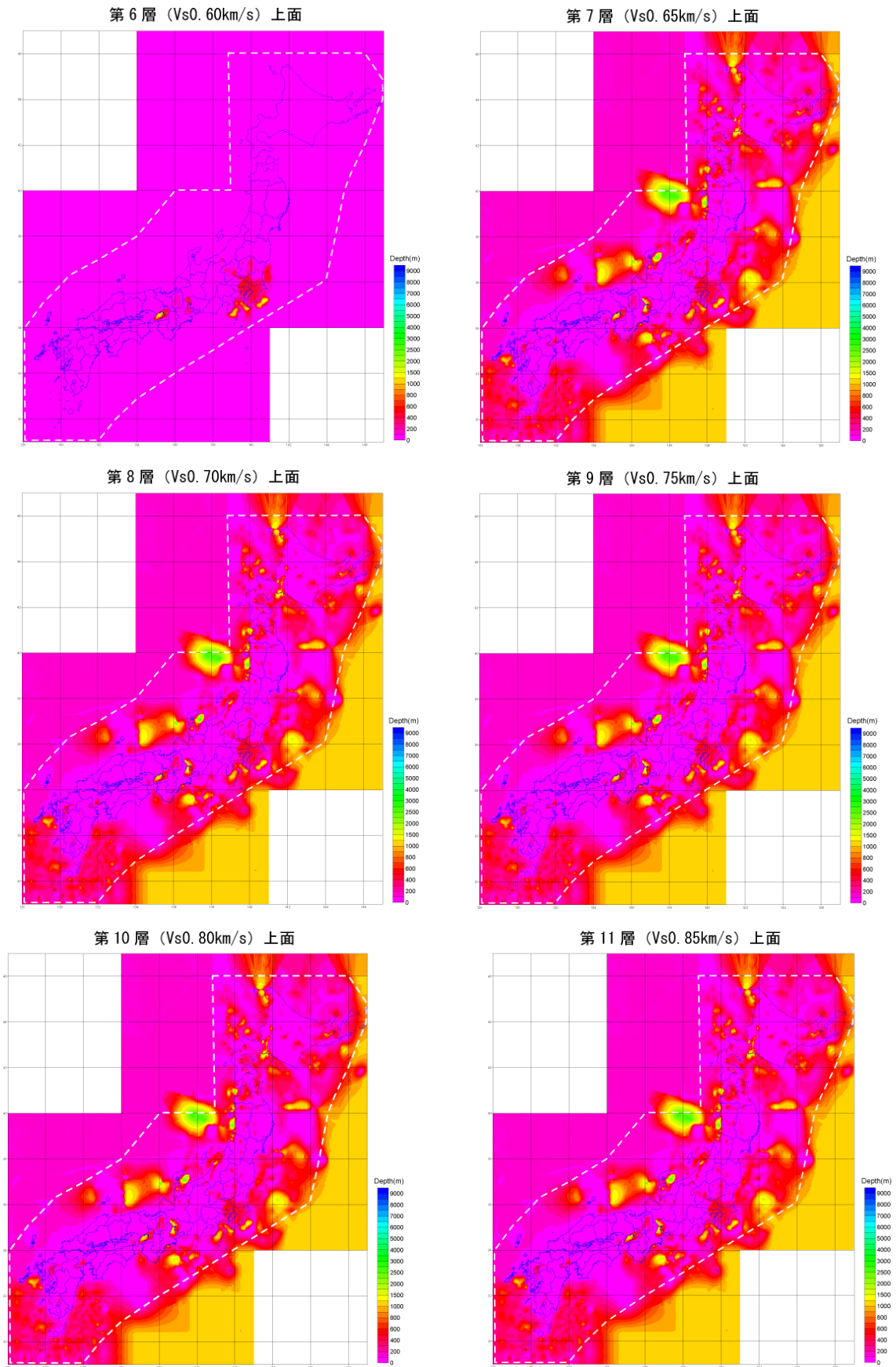


図 4.4.2.2-6 深い地盤構造のモデルの各層上面深さ分布 (その1).

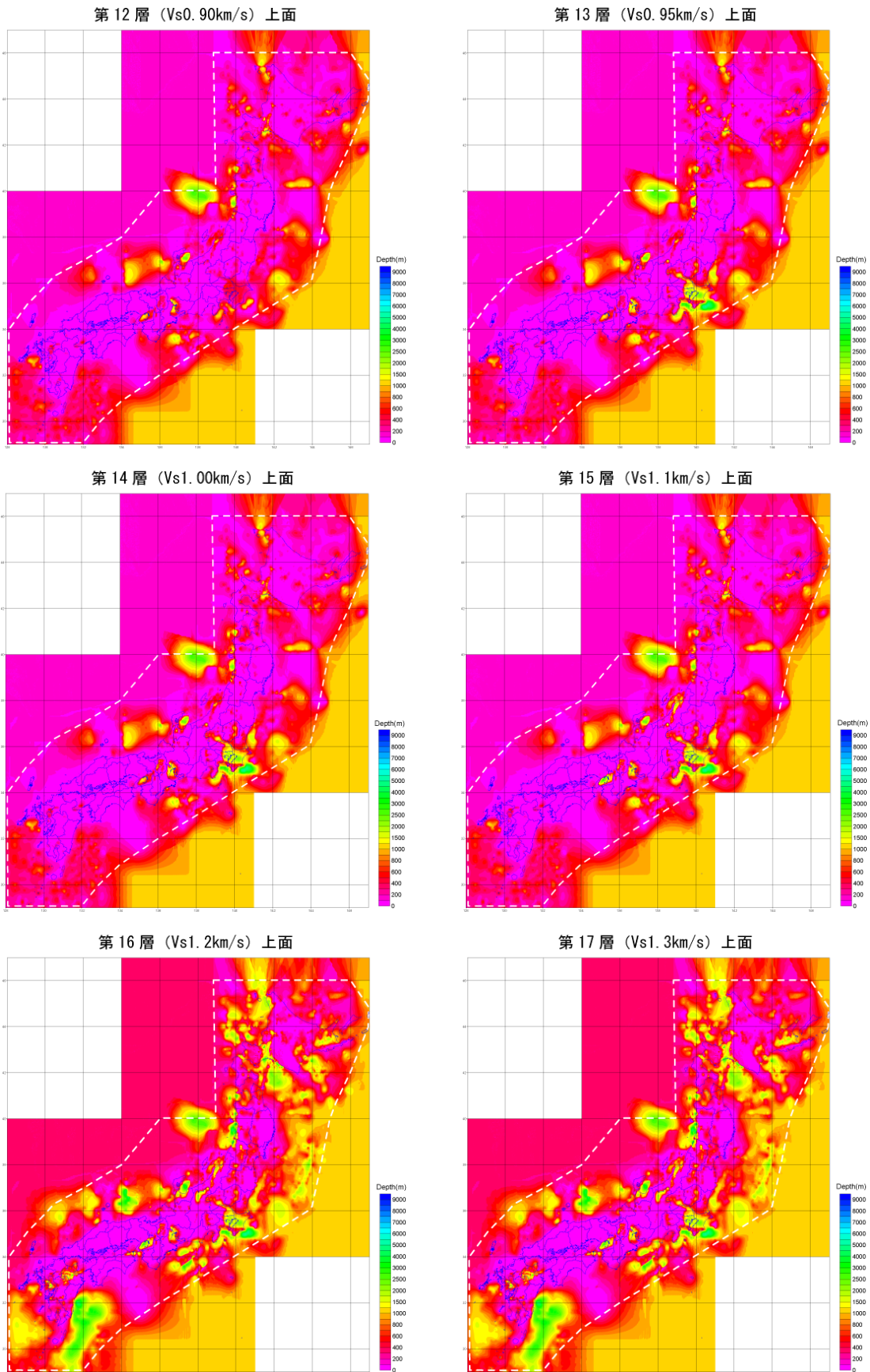


図 4.4.2.2-6 深い地盤構造のモデルの各層上面深さ分布 (その2).

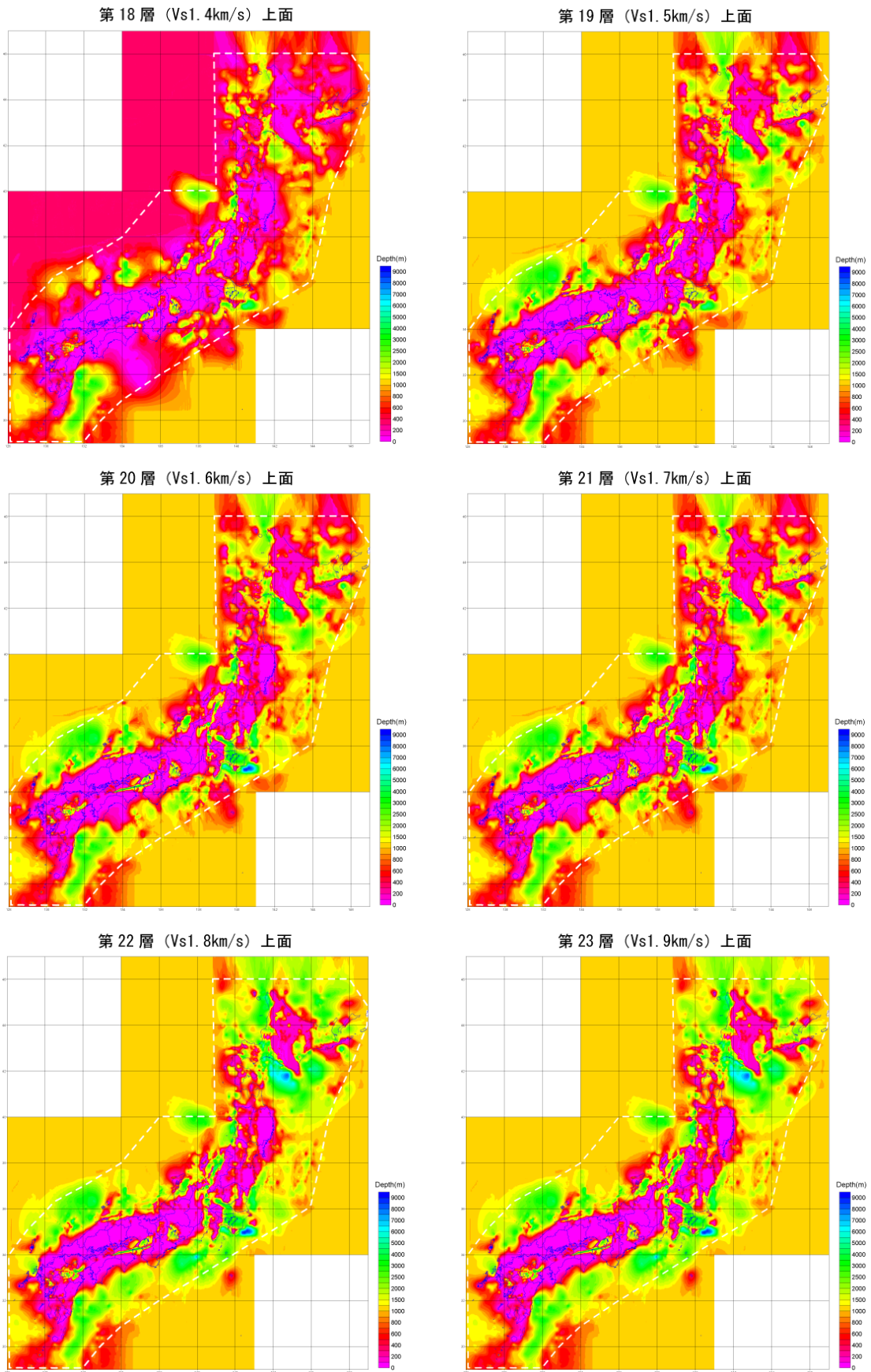


図 4.4.2.2-6 深い地盤構造のモデルの各層上面深さ分布 (その3).

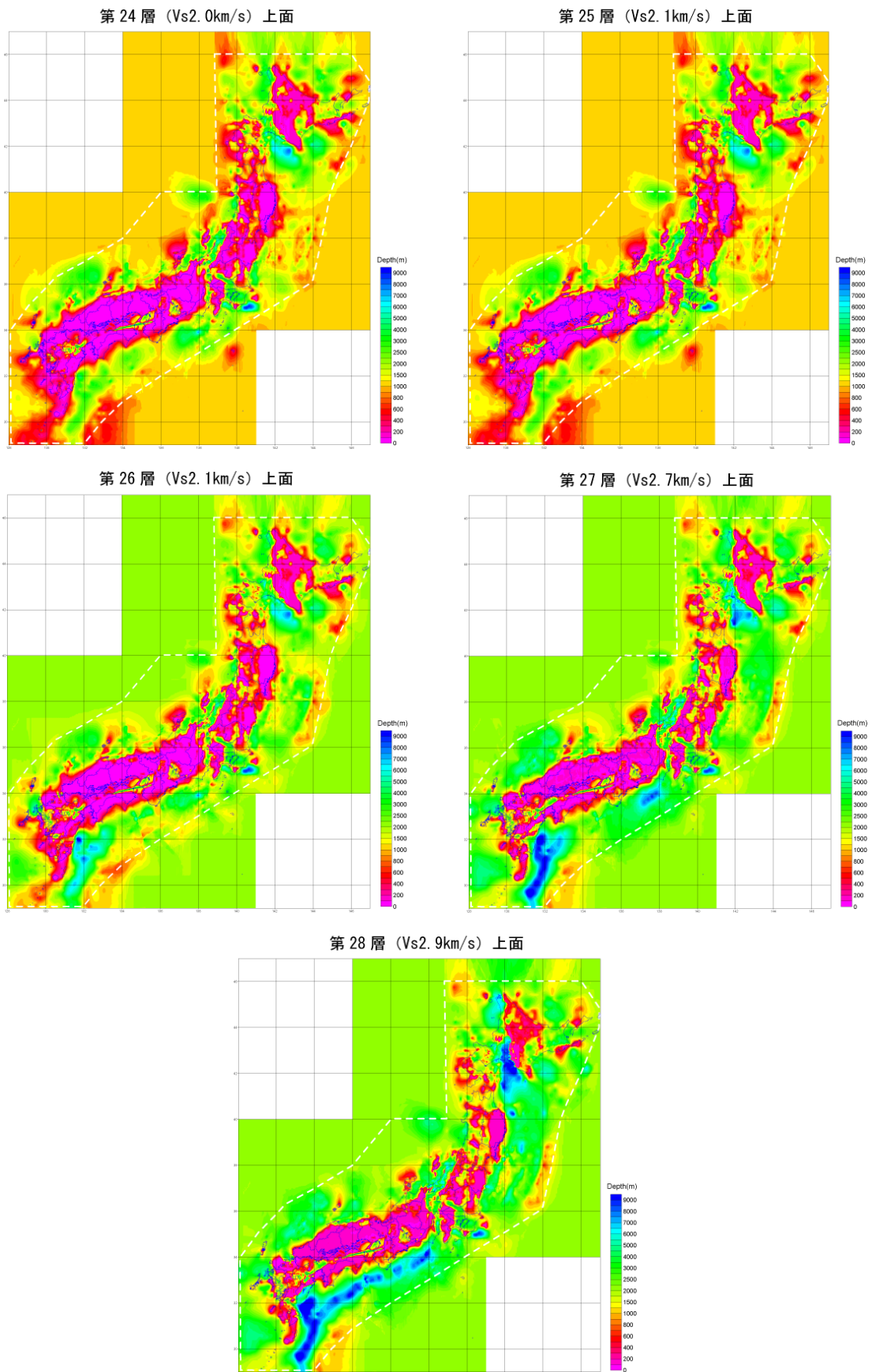


図 4.4.2.2-6 深い地盤構造のモデルの各層上面深さ分布 (その4).

地震基盤上面

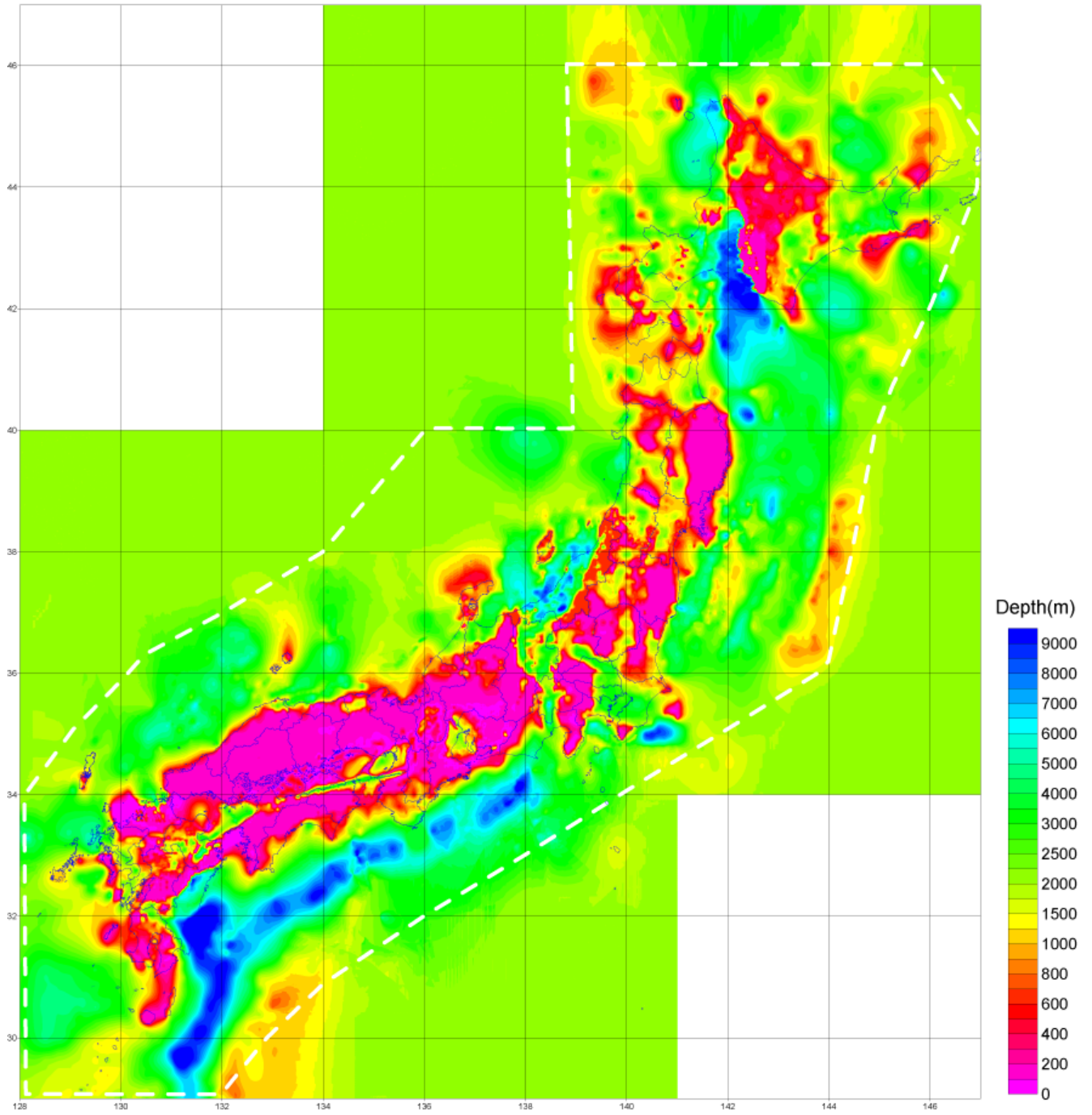


図 4.4.2.2-6 深い地盤構造のモデルの各層上面深さ分布 (その 5).

4.4.2.2-6 全国地震動予測地図のための深い地盤構造モデルの到達点と今後の課題

これまで個々の地域において地震動予測を目的として独立に作成されてきた深い地盤構造モデルを基に、全国を対象として収集した各種物理探査結果やボーリングデータ、地質断面等の既往資料を統一的手法で整理して、全国地震動予測地図のための地下構造の初期モデルを作成した。

さらに、K-NET 及び KiK-net の観測点において観測された波形を使用して初期モデルを修正（チューニング）し、差分法による再現計算を行って修正したモデルの説明性を確認すると同時に、近年、他地域においてレシピに則って作成され地震動シミュレーションまで行なわれた深い地盤構造モデルを取り込んだ。これによって作成された修正モデルを「全国地震動予測地図」の作成に使用した。

今後は「長周期地震動予測地図」プロジェクトなどにより新たに作成された 1 次地下構造モデルを順次取り込んでいき、全国の大部分の地域が 1 次モデル化された「全国 1 次地下構造モデル」を作成していく。

その他、現時点の全国地震動予測地図のための深い地盤構造モデルの今後の課題としては、以下の三点が挙げられる。

- ① 陸域海域とも今後実施される探査データについて継続的に追加収集を行い、モデルに取り込む作業を継続する必要がある。特に、海域については最新の探査データを追加収集してモデルに取り込む必要がある。
- ② 浅い地盤構造と深い地盤構造を統合した、統合地下構造モデルの作成を目標としてチューニングの手法についての検討を進める必要がある。
- ③ 現在の深い地盤構造モデルでは逆断層のような速度の逆転があるような構造は表現することができないので、その場合のモデル化手法についての研究・検討を進める必要がある。

4.4.3 浅い地盤構造のモデル

(1) 基本的な考え方

浅い地盤構造のモデルの作成方法については、簡易法から詳細法までいくつかの方法があるが、ここでは簡易的に地盤の増幅度を全国同水準で求めることを前提に考えることとする。

浅い地盤構造の評価方法は、全国を網羅した表層地盤特性を表すデータベースである 250m メッシュ単位の地形・地盤分類メッシュマップによる微地形区分等を用いて、地表から深さ 30m までの地盤の平均 S 波速度 ($AVS30$) の分布を推定し、これより地盤の増幅度を求め、工学的基盤における地震動強さ (最大速度) にこの増幅度をかけることにより、地表の地震動強さを求める。

(2) 増幅率評価に用いる地形・地盤分類 250m メッシュマップ

若松・他 (2004, 2005) は、既存の地盤データベースの問題点を克服した日本全国の地形・地盤を統一的に分類するための工学的な地形分類基準を提案し、これに基づき、広域ハザード評価のための GIS データベース地形・地盤分類メッシュマップを約 1km メッシュ単位で構築した。さらに、若松・松岡 (2008) は、この 1km メッシュ単位のメッシュマップに基づき、微地形区分の判読と格納を 250m メッシュごとに行い、空間解像度をより向上させた地形・地盤分類 250m メッシュマップの全国版を構築した。このマップが網羅する範囲は、北は北方四島の択捉島、南は東京都の沖ノ鳥島、西は与那国、東は南鳥島を含む北緯 20.41875 度～45.5541667 度、東経 122.934375 度～153.9875 度の地域である。

メッシュの区分方法は、「統計に用いる標準地域メッシュ及び標準地域メッシュ・コード(昭和 48 年 7 月 12 日行政管理局告示第 143 号) の 4 分の 1 地域メッシュに準拠しており、緯度方向 7.5 秒、経度方向 11.25 秒で約 250m 四方である。緯度経度は 10 進法により小数点以下 6 桁の精度 (最大 30cm のずれ) により記述されている。このメッシュの測地系は、日本測地系に基づいた標準地域メッシュ (地域メッシュコード N) を採用しており、2002 年 4 月 1 日から施行された世界測地系に基づく標準地域メッシュ (地域メッシュコード) とはメッシュの境界位置が異なる。日本測地系で構築された理由は、本メッシュデータの構築が 2002 年に着手されたため、データ作成に不可欠な必要な国土地理院の縮尺 5 万分の 1 および 2 万 5 千分の 1 の地形図の世界測地系版が未整備であったためである。

250m メッシュごとに表 4.4.3-1 に示す地形分類の属性を持たせている。この分類は純地形学的な地形分類基準を踏襲しつつ、かつ表層地盤特性の評価という工学的用途を考慮した若松・他 (2005) による分類基準に準拠しているが、メッシュサイズが約 250m 四方と細かいため、1km メッシュ単位の地形・地盤分類メッシュマップには現れない小面積の微地形区分である「砂州・砂丘間低地」、「磯・岩礁」、「河原」、「河道」が追加されている。一つのメ

ッシュ内に複数の微地形区分が存在する場合は、原則としてメッシュ内で最も広い面積を占める区分をそのメッシュの属性として与えられているが、山地や丘陵等で挟まれた谷底低地のみ、人間活動が山地や丘陵より谷底低地で行われることを考慮して、メッシュ内の谷底低地の占める割合が 1/3 程度以上の場合には、属性を谷底低地としている。また、メッシュ内の大部分が水域でも、わずかでも陸が存在する場合は、その陸域の微地形区分が付与されている。

以上のようにして、表 4.4.3-1 に示す 1～24 の地形分類コードが与えられたメッシュの合計は、5,955,179 メッシュである。図 4.4.3-1 にサンプル画像を示す。

(3) 地表から深さ 30m までの地盤の平均 S 波速度の推定

松岡・他 (2005) は、日本全国の任意の地点での深さ 30m までの地盤の平均 S 波速度 ($AVS30$) を推定するために、S 波速度に関する調査資料が得られている全国約 2000 地点について、 $AVS30$ と若松・他 (2004, 2005) による微地形区分との関係を検討した。その結果、微地形毎の $AVS30$ には地盤の形成過程や堆積環境に起因すると考えられる違いが認められ、微地形区分を基本変数として、標高、地盤の傾斜、第三紀およびそれ以前の地質からなる山地・丘陵までの距離を追加的な説明変数とした回帰式によって、 $AVS30$ が比較的精度良く推定できることを示した。さらに、1km メッシュ単位の地形・地盤分類メッシュマップを利用することで、日本全国の $AVS30$ 分布が得られることを示した。以下のその回帰式を、表 4.4.3-2 には回帰係数と標準偏差を示す。

$$\log AVS30 = a + b \log Ev + c \log Sp + d \log Dm \pm \sigma \quad (4.4.3-1)$$

ここで、 a, b, c, d は回帰係数、 σ は標準偏差、 Ev は標高 (単位:メートル)、 Sp は傾斜 (正接の値を 1000 倍したもの)、 Dm は、第三紀およびそれ以前の地質からなる山地・丘陵までの距離 (単位はキロメートル) である。

表 4.4.3-2 の回帰係数から一般に言えることは、標高が高いほど、傾斜が大きいほど、山地や丘陵からの距離が近いほど $AVS30$ の値が大きくなることである。河川の上流部 (標高が高く、傾斜が大きい地域) では、堆積物の粒径が大きい、山地や丘陵に近いほど岩盤までの深さが浅い、などの理由により $AVS30$ が大きくなると考えられ、得られた回帰係数の傾向は各微地形区分の堆積環境と矛盾のないものと言える。

(4.4.3-1)式は、もともと 1km メッシュ単位の地形・地盤分類メッシュマップを利用して、 $AVS30$ を推定するために提案されたものである。メッシュサイズが 250m と細くなったことにより、前述のように、1km メッシュのデータには含まれていなかった「砂州・砂丘間低地」、「磯・岩礁」、「河原」、「河道」が追加されている (表 4.4.3-1)。このうち、砂州・砂丘間低地については、砂丘として扱い、磯・岩礁、河原、河道については計算対象外とした。また、

AVS30 の計算に必要な地理的指標のうち、標高 (Ev)、傾斜 (Sp) は、1km メッシュ単位の地形・地盤分類メッシュマップ (若松・他, 2005) に含まれる値を利用した。先第三系・第三系の山地・丘陵からの距離 (Dm) の算出

に必要な地質年代の情報も、1km メッシュ単位の形・地盤分類メッシュマップから抽出し、説明変数の値が 1 以下の場合は、その値を 1 に固定した。図 4.4.3-2 に AVS30 分布の推定結果を示す。

表 4.4.3-1 地形分類コードと分類基準 (その 1 ; 若松・松岡, 2008).

No.	微地形区分	定義・特徴	対応する地質・土質
1	山地	1kmメッシュにおける起伏量(最高点と最低点の標高差)が概ね200m以上で、先第四系(第三紀以前の岩石)からなる標高の高い土地。	先第三系・第三系の岩石。
2	山麓地	先第四系山地に接し、土石流堆積物・崖錐堆積物など山地から供給された堆積物等よりなる比較的平滑な緩傾斜地。	第四系の崩積土。
3	丘陵	標高が比較的小さく、1kmメッシュにおける起伏量が概ね200m以下の斜面からなる土地。	先第三系～第四系更新統の岩石・軟岩。
4	火山地	第四系火山噴出物よりなり、標高・起伏量の大きなもの。	第四系火山岩類
5	火山山麓地	火山地の周縁に分布する緩傾斜地で、火砕流堆積地や溶岩流堆積地、火山体の開析により形成される火山麓扇状地・泥石流堆積地などを含む。	第四系火山岩類, 完新統の砂礫。
6	火山性丘陵	火砕流堆積地のうち侵食が進み平坦面が残っていないもの、または小面積で孤立するもの。	第四系火山岩類。
7	岩石台地	河岸段丘または海岸段丘で表層の堆積物が約5m以下のもの、隆起サンゴ礁の石灰岩台地を含む。	先第三系・第三系の岩石, 更新統石灰岩。
8	砂礫質台地	河岸段丘または海岸段丘で表層に約5m以上の段丘堆積物(砂礫層, 砂質土層)をもつもの。	更新統の砂礫質土。
9	ローム台地	河岸段丘または海岸段丘で表層が約5m以上のローム層(火山灰質粘性土)からなるもの。	更新統の火山灰質粘性土。
10	谷底低地	山地・火山地・丘陵地・台地に分布する川沿いの幅の狭い沖積低地。表層堆積物は山間地の場合には砂礫が多く、台地・丘陵地・海岸付近では粘性土や泥炭質土のこともある。	完新統の砂礫・砂質土・粘性土・泥炭質土。下流に行くほど軟弱層が卓越。
11	扇状地	河川が山地から沖積低地に出る所に形成される砂礫よりなる半円錐状の堆積地。勾配は概ね1/1000以上。	完新統の中位に締まった砂礫。扇端部では砂が卓越。
12	自然堤防	河川により運搬された土砂のうち粗粒土(主に砂質土)が河道沿いに細長く堆積して形成された微高地。	完新統のゆるい砂質土。
13	後背湿地	扇状地の下流側または三角州の上流側に分布する沖積低地で自然堤防以外の低湿な平坦地。軟弱な粘性土、泥炭、腐植質土からなる。砂丘・砂州の内陸側や山地・丘陵地・台地等に囲まれたポケット状の低地で粘性土、泥炭、腐植質土が堆積する部分を含む。	完新統の極めて軟弱な粘性土。
14	旧河道	過去の河川の流路で、低地一般面より0.5～1m低い帯状の凹地。	完新統の極めてゆるい砂質土。軟弱粘性土・腐植土が被覆していることもある。
15	三角州・海岸低地	三角州は河川河口部の沖積低地で、低平で主として砂ないし粘性土よりなるもの。海岸低地は汀線付近の堆積物よりなる浅海底が陸化した部分で、砂州や砂丘などの微高地以外の低平なもの。海岸・湖岸の小規模低地を含む。	完新統の砂質土・粘性土。
16	砂州・砂礫州	波や潮流の作用により汀線沿いに形成された中密ないし密な砂または砂礫よりなる微高地。過去の海岸沿いに形成され、現在は内陸部に存在するものも含む。	完新統の中位に締まった砂礫・砂質土。
17	砂丘	風により運搬され堆積した細砂ないし中砂が表層に約5m以上堆積する波状の地形。一般に砂州上に形成されるが、台地上に形成されたものを含む。	完新統の極めてゆるい風成砂。
18	砂州・砂丘間低地	砂州や砂丘の間の低地。一般に堤間低地と呼ばれるものも含む。表層は風成砂よりなるが、その下位は腐植土や粘性土で構成されることが多い。	完新統の極めてゆるい風成砂・軟弱粘性土・腐植土。
19	干拓地	浅海底や湖底部分を沖合の築堤と排水により陸化させたもの。標高は水面よりも低い。	完新統のゆるい砂質土・軟弱粘性土、表層は盛土の場合が多い。

表 4.4.3-1 地形分類コードと分類基準（その2；若松・松岡，2008）.

No.	微地形区分	定義・特徴	対応する地質・土質
20	埋立地	水面下の部分を盛土により陸化させたもの. 標高は水面よりも高い.	未改良の場合はゆるい埋土の砂質土.
21	磯・岩礁	基盤の岩が露出, または岩塊が多い海岸.	先第三系・第三系の岩石, 更新統の石灰岩.
22	河原	雨や雪などの表流水の流路となる細長い凹地のうち, 常時は水流がない(冠水していない)部分.	完新統の中位に締まった砂礫ないしゆるい砂質土.
23	河道	雨や雪などの表流水の流路となる細長い凹地で, 常時に水流がある部分.	水域.
24	湖沼	四方陸地に囲まれて, 海とは直接連絡のない静止した水域.	水域.

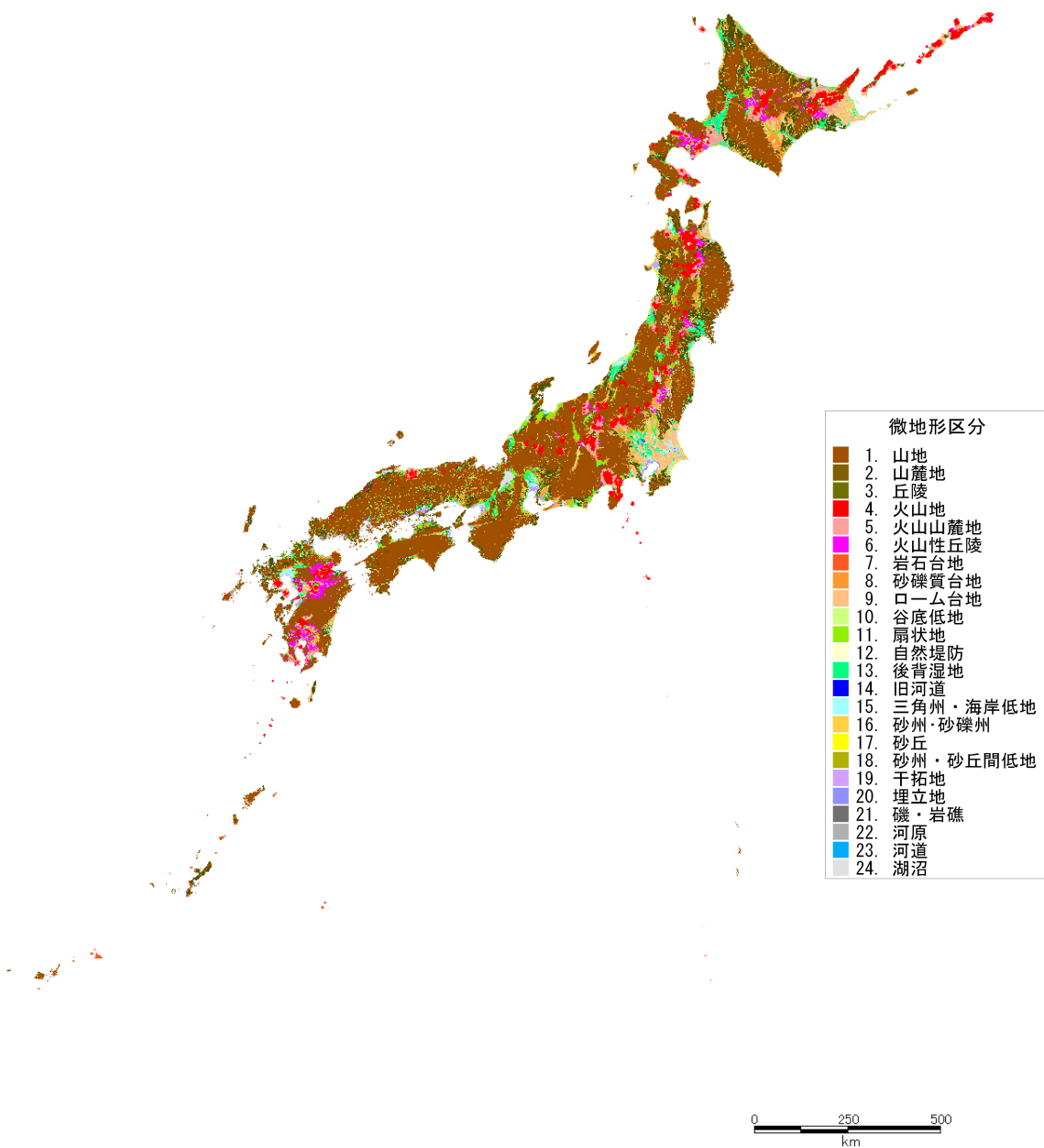


図 4.4.3-1 地形・地盤分類 250m メッシュマップ全国版のサンプル画像（若松・松岡，2008）.

表 4.4.3-2 多変量解析による回帰係数 (括弧内は標準回帰係数) (松岡・他, 2005 に加筆).

ID	微地形区分	回帰係数 (標準回帰係数)				標準偏差 σ
		a	b	c	d	
1p	山地(先第三系)	2.900	0	0	0	0.139
1t	山地(第三系)	2.807	0	0	0	0.117
2	山麓地	2.602	0	0	0	0.092
3	丘陵	2.349	0	0.152 (0.219)	0	0.175
4	火山地	2.708	0	0	0	0.162
5	火山山麓地	2.315	0	0.094 (0.382)	0	0.100
6	火山性丘陵	2.608	0	0	0	0.059
7	岩石台地	2.546	0	0	0	0.094
8	砂礫質台地	2.493	0.072 (0.270)	0.027 (0.101)	-0.164 (-0.336)	0.122
9	ローム台地	2.206	0.093 (0.269)	0.065 (0.223)	0	0.115
10	谷底低地	2.266	0.144 (0.447)	0.016 (0.040)	-0.113 (-0.265)	0.158
11	扇状地	2.350	0.085 (0.419)	0.015 (0.059)	0	0.116
12	自然堤防	2.204	0.100 (0.368)	0	0	0.124
13	後背湿地	2.190	0.038 (0.178)	0	-0.041 (-0.152)	0.116
14	旧河道	2.264	0	0	0	0.091
15	三角洲・海岸低地	2.317	0	0	-0.103 (-0.403)	0.107
16	砂州・砂礫州	2.415	0	0	0	0.114
17	砂丘	2.289	0	0	0	0.123
18	干拓地	2.373	0	0	-0.124 (-0.468)	0.123
19	埋立地	2.404	0	0	-0.139 (-0.418)	0.120

$$\log AVS30 = a + b \log Ev + c \log Sp + d \log Dm \pm \sigma$$

AVS30 : 地盤の平均S波速度 (m/s), Ev : 標高 (m), Sp : 傾斜 * 1000, Dm : 先第三系・第三系の山地・丘陵からの距離 (km)

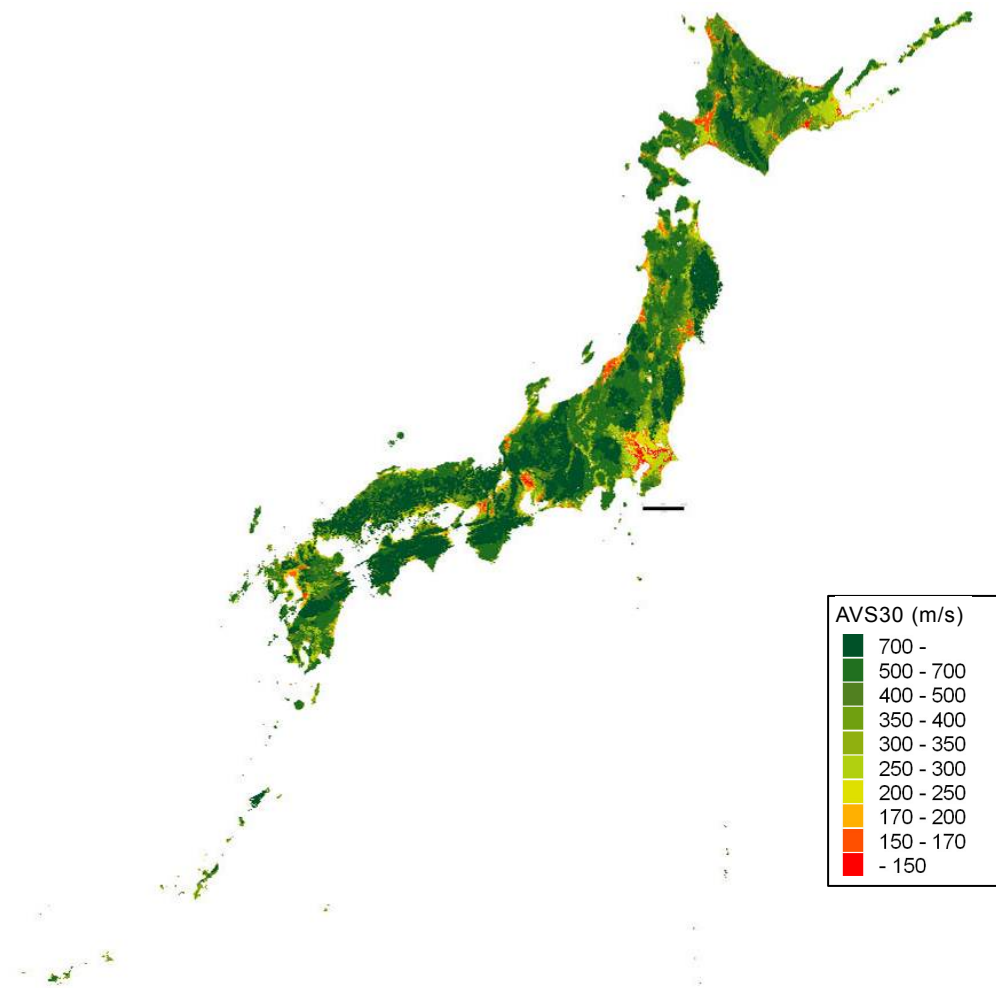


図 4.4.3-2 地形・地盤分類 250m メッシュマップより推定した地盤の平均 S 波速度分布 (松岡・若松, 2008 に加筆).

4.5 強震動計算方法

強震動の計算の手順は、はじめに詳細法工学的基盤上の地震動を求めた後、それをもとに地表の地震動を算出する。この大まかな手順は、詳細法と距離減衰式による方法で基本的に同じである。図 4.5-1 に両手法による計算方法の流れを示す。

4.5.1 詳細法工学的基盤上の波形計算

詳細法工学的基盤上の強震動は、広い周波数帯域の波形計算においてこれまでに多くの実績があるハイブリッド合成法により行う。決定論的手法を適用する低周波数（長周期）成分については三次元差分法を、半経験的手法を適用する高周波数（短周期）成分については統計的グリーン関数法を用い、両者を時間領域で合成する。

4.2.2 節で述べた通り、詳細法工学的基盤上の波形は、1km メッシュの中心点について計算する。これは、「深い地盤構造」の精度が 250m メッシュに対しては必ずし

も確保されていないことを考慮して、計算量を軽減するためにとる措置である。

4.5.1.1 三次元差分法

差分法は有限要素法とならんで、解析領域全体を離散化して問題を解く方法（領域法）の代表的なものである。最近の計算機性能の向上により大規模な三次元波動場のシミュレーションが可能となりつつある。しかし、表層付近の低速度層を扱う場合、小さな格子に分割する必要があり、均質な間隔の格子を用いる限りは計算機に対して膨大な負荷を要する。このような計算機負荷を軽減するため、不均質な格子による計算法が開発されてきている（例えば、Aoi and Fujiwara, 1999, Pitarka, 1999）。本検討では、Aoi and Fujiwara (1999)による不連続格子を用いた空間 4 次精度の差分法（Levander, 1988）により計算を行う。

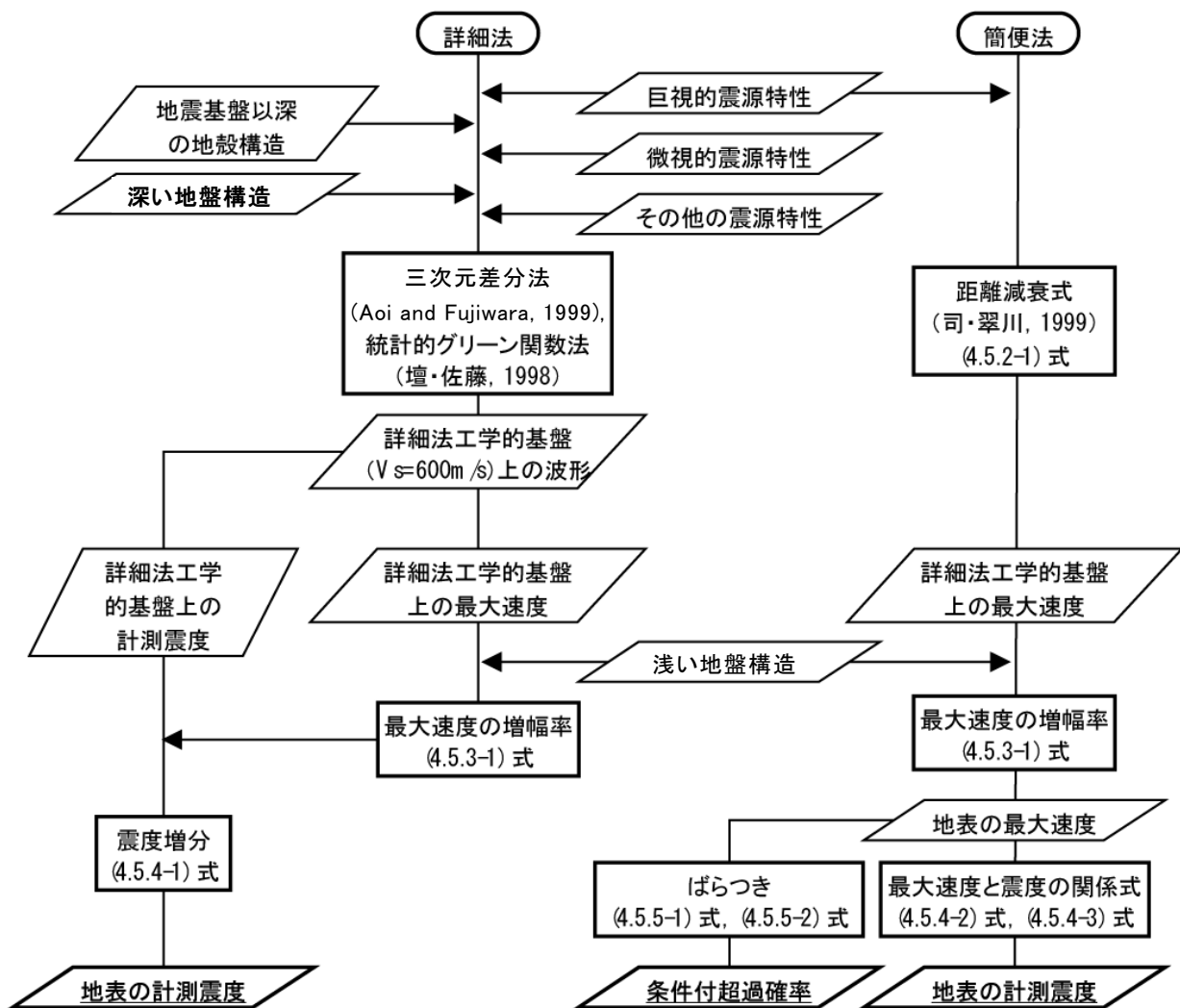


図 4.5-1 震源断層を特定した地震動予測地図における強震動計算の流れ。

Aoi and Fujiwara (1999) の差分法では、高速度層から成る深部（領域Ⅱ）の格子点間隔は低速度層が含まれる浅部（領域Ⅰ）の3倍となっている。また、変位（あるいは速度）を評価する格子点と応力を評価する格子点を格子点間隔の半分だけずらす食い違い格子（例えば、Virieux and Madariaga, 1982）が採用されている。数値計算の安定性を満たすために必要な条件は、それぞれの領域内では等間隔格子となっていることから、計算に用いる時間ステップ Δt (s) に関して、

$$\Delta t < \frac{0.495h}{v_{\max}} \quad (4.5.1.1-1)$$

(Graves, 1996)、また、計算したい最大の周波数 f_{upper} (Hz) に関して

$$f_{\text{upper}} < \frac{v_{\min}}{5h} \quad (4.5.1.1-2)$$

である。ここで、 v_{\max} (m/s) と v_{\min} (m/s) はそれぞれ領域内の最大と最小の速度、 h (m) は格子点間隔である。本検討では、 $\Delta t=0.0083333$ 秒、領域Ⅰ（浅部）の格子点間隔を 100m としている。(4.5.1.1-2)式における v_{\min} は詳細法工学的基盤の S 波速度 (600m/s) であることから (4.4.2 節参照)、1.14Hz 以下（周期約 0.88 秒以上）の帯域について計算が可能となっている。

計算領域の境界からの人工的な反射波を最小限に抑えるため、Cerjan et al. (1985)による、

$$Atn = \exp\{-\alpha(J_0 - j)^2\}, \quad (j=1,2,\dots,J_0) \quad (4.5.1.1-3)$$

の吸収境界条件を適用している。これは、境界面から J_0 点の格子点を帯状の吸収境界として時間ステップごとに波の振幅を徐々に減少させる方法である。パラメータ α と J_0 は、Aoi and Fujiwara (1999) に従い、領域Ⅰ（浅部）については 0.005 と 60、領域Ⅱ（深部）については 0.015 と 20 とした。

媒質の非弾性的な減衰 (Q 値) は、近似的扱いにより空間的に変化する Q 値の効果を差分法に導入する方法 (Graves, 1996) を用いる。この方法では、Q 値が周波数に比例し、P 波と S 波で同じであると仮定されている (表 4.4.1-1 及び表 4.4.2-1 参照)。

震源のモデル化は、応力項にモーメントを加える方法 (例えば、Coutant et al., 1995; Pitarka, 1999) により行う。震源時間関数は、中村・宮武 (2000) によるすべり速度関数 $dD(t)/dt$ の近似式 (「レシピ」の(25)式)

$$\frac{dD(t)}{dt} = \begin{cases} \frac{2V_m}{t_d} \cdot t \cdot \left(1 - \frac{t}{2t_d}\right) & 0 \leq t < t_b \\ \frac{b}{\sqrt{t-\varepsilon}} & t_b \leq t < t_r \\ c - a_r(t-t_r) & t_r \leq t < t_s \\ 0 & t < 0, t \geq t_s \end{cases} \quad (4.5.1.1-4)$$

を用いる。この近似式の計算に必要な各パラメータは、

$$\varepsilon = \frac{5t_b - 6t_d}{4(1-t_d/t_b)} \quad (4.5.1.1-5)$$

$$b = 2V_m \cdot \frac{t_b}{t_d} \cdot \sqrt{t_b - \varepsilon} \cdot \left(1 - \frac{t_b}{2t_d}\right) \quad (4.5.1.1-6)$$

$$t_d \cong \frac{1}{\pi \cdot f_{\max}} \quad (4.5.1.1-7)$$

$$t_r \cong \alpha \frac{W'}{V_r}, \quad \alpha = 0.5 \quad (4.5.1.1-8)$$

$$V_m = \Delta\sigma \cdot \frac{\sqrt{2f_c \cdot W' \cdot V_r}}{\mu}, \quad f_c = f_{\max} \quad (4.5.1.1-9)$$

で与えられる (中村・宮武, 2000, 2001)。ここで、 W' (km) は、アスペリティ領域ではアスペリティの幅 (W_a)、背景領域では断層全体の幅 (W_{model}) である。すべり速度が Kostrov 型の関数に移行する時間である t_b (s) は、最終すべり量をもとに、二分法を用いることによって得られる (中村・宮武, 2001)。

本検討での実際の計算にあたっては、GMS (青井・他, 2004) を用いている。

4.5.1.2 統計的グリーン関数法

大地震による強震動波形を再現するための計算法として、対象とする大地震の震源域近傍で発生した小地震による観測記録をグリーン関数として重ね合わせる経験的グリーン関数法がある。これは、伝播経路特性及び地盤増幅特性が、同じ地域で発生した小地震の記録に含まれているという考えに基づいたものであり、Hartzell (1978) によって提案されて以後、Irikura (1983) などによって実際の地震に対して適用され、手法の有効性が示されている。この方法の利点は、大地震における震源の破壊過程をある程度表現できることとともに、地下構造の情報が無い、あるいは不十分な場合であっても、決定論的な計算が困難である短周期成分まで計算できるところにある。

一方、Boore (1983) は、それまで最大加速度などの最大値を予測するために用いられていた Hanks and McGuire (1981) による手法を拡張し、Brune (1970, 1971) の ω^2 震源スペクトル (Aki, 1967) に観測記録から統計的に求めた波形の包絡形状を付加することによって、時間領域の波形を生成する方法を提案した。統計的グリーン関数法は、Boore (1983) による方法で生成される波形を小地震記録に見立てて経験的グリーン関数法と同様に重ね合わせることによって地震動の波形を計算する方法である。この方法は、観測記録が得られていない地点においても波形計算が可能であるという利点があり、特に決定論的な手法による計算が困難な短周期成分を考慮した強震動予測に用いられてきている (例えば、釜江・他, 1991; 壇・

他, 2000).

本検討では, 壇・佐藤 (1998) 及び壇・他 (2000) による統計的グリーン関数法を適用して, 短周期成分の強震動波形計算を行う. 以下にその概要を示す.

(1) 地震基盤における統計的グリーン関数の作成

地震基盤における統計的グリーン関数は, 主に仙台地域で観測された海溝型地震の記録から推定された, 佐藤・他 (1994a, 1994b) によるパラメータを用いたスペクトルモデルと経時特性モデルをもとに, Boore (1983) と同様の手法によって作成する.

地震基盤における小地震の S 波スペクトル ($A_s(f)$) は, 以下の式で示す地震動の加速度フーリエスペクトルのモデルによって表現した.

$$A_s(f) = \frac{F}{4\pi\rho_s\beta_s^3} \cdot \frac{M_{0s} \cdot (2\pi f)^2}{1+(f/f_{cs})^2} \cdot \frac{1}{\sqrt{1+(f/f_{\max})^m}} \times \frac{1}{r_s} \exp\left(-\frac{\pi f r_s}{Q(f) \cdot \beta_s}\right) \times 2 \sqrt{\frac{\rho_s \beta_s}{\rho_{sb} \beta_{sb}}} \quad (4.5.1.2-1)$$

ここで, s は小地震の断層に関する添え字であり, F は地震波の放射特性 (ラディエーションパターン), ρ_s (kg/m^3) 及び β_s (m/s) は小地震断層における媒質の密度及び S 波速度, M_{0s} ($\text{N}\cdot\text{m}$) は地震モーメント, f_{cs} (Hz) は臨界振動数, r_s (m) は震源から対象とする地点までの距離, $Q(f)$ は伝播経路全体の平均の Q 値, ρ_{sb} (kg/m^3) 及び β_{sb} (m/s) は地震基盤の密度及び S 波速度である. また, 最終項は, 自由表面の影響と要素断層における媒質と地震基盤のインピーダンスの相違 (佐藤, 1978) を考慮したものである (壇・他, 2000).

$Q(f)$ に関して, 最近の強震動記録の増加により, 地域性を考慮した Q 値の導出が行われつつある状況にあるが (例えば, 川瀬・松尾, 2004), 本検討ではこれまでの地震動予測地図で採用されている佐藤 (1994b) による

$$Q(f) = \begin{cases} 110f^{0.69} & f \geq 1\text{Hz} \\ 110 & f < 1\text{Hz} \end{cases} \quad (4.5.1.2-2)$$

を全ての断層帯に対して適用する.

(4.5.1.2-1)式における F について, ここでは地震動の高周波数成分において放射特性が不明瞭となることを考慮して, Boore and Boatwright (1984) による S 波の全震源球面上の平均値である 0.63 とし, 実際の計算においては, この値を水平二成分の二乗和平均と考え, $2^{1/2}$ で除した 0.445 を適用する. また, m は震源スペクトルの高周波数領域における減衰の程度を表す定数であるが, ここでは佐藤・他 (1994b) による 4.2 を用いている. さらに, 震源の大きさに関する量である M_{0s} 及び f_{cs} は以下の関係式

$$M_{0s} = \mu_s L_s W_s D_s \quad (4.5.1.2-3)$$

$$f_{cs} = \frac{(7/16)^{1/6}}{\sqrt{\pi}} \cdot \beta_s \cdot \left(\frac{\sigma_s}{M_{0s}}\right)^{1/3} \quad (4.5.1.2-4)$$

$$\mu_s = \rho_s \beta_s^2 \quad (4.5.1.2-5)$$

$$\sigma_s = \frac{7\pi}{16} \cdot \frac{\mu_s D_s}{\sqrt{L_s W_s} / \pi} \quad (4.5.1.2-6)$$

より求める. ここで, L_s 及び W_s は小地震断層の長さ及び幅であり, いずれも本検討における断層モデルメッシュサイズ (2km, 2.1.2 節参照) にあたる. μ_s ($\text{N}\cdot\text{m/s}^2$) 及び σ_s (Pa) は小地震断層における媒質の剛性率及び実効応力である.

時刻歴波形の作成には経時特性, あるいはスペクトルの位相特性が必要となる. これらは本来, 地域性などを考慮した検討結果を基に設定するべきであるが, 現時点では十分な研究成果が得られていない. そこで本検討では, 佐藤・他 (1994a) による仙台地域の工学的基盤における地震記録から求められた, 以下の経験的経時特性モデル ($E(t)$) を準用する.

$$E(t) = \begin{cases} \left(\frac{t-t_a}{t_b-t_a}\right)^2 & (t_a \leq t < t_b) \\ 1 & (t_b \leq t < t_c) \\ \exp\left\{-\frac{(\ln 10) \cdot (t-t_c)}{t_d-t_c}\right\} & (t_c \leq t < t_d) \end{cases} \quad (4.5.1.2-7)$$

ここで,

$$\begin{aligned} \log(t_b - t_a) &= 0.229M - 1.112 \\ \log(t_c - t_b) &= 0.433M - 1.936 \\ \log(t_d - t_c) &= 0.778 \log r_s - 0.34 \end{aligned} \quad (4.5.1.2-8)$$

である. 統計的グリーン関数は,

- ① (4.5.1.2-1)式のフーリエ振幅に対して, 乱数を用いて $-\pi \sim \pi$ の位相を一様に与えたスペクトルをフーリエ逆変換にすることにより時刻歴波形を作る.
- ② 時刻歴波形に (4.5.1.2-7)式の経時特性をかけ, フーリエ変換することにより位相情報を得る.
- ③ ②の位相に対して再び (4.5.1.2-1)式のフーリエ振幅を与えたスペクトルをフーリエ逆変換し, 時刻歴波形を得る.
- ④ ③の位相情報を変えないようにエンベロープ処理を行う.

の手順によって作成する (先名・他, 2004). なお, ここでは別途検討を行った結果から, 計算波形の振幅が平均的となるただ一つの乱数を選択して用いている.

(2) 詳細法工学的基盤上の統計的グリーン関数

4.4.2 節で作成した三次元の深い地盤構造から, 各計算地点の直下における一次元 (水平成層) 地盤モデルを作成する. 地震基盤における統計的グリーン関数をこの構造に対して鉛直入射波と仮定して, SH 波の一次元重複

反射理論により詳細法工学的基盤上の統計的グリーン関数を計算する。

(3) 詳細法工学的基盤上での統計的グリーン関数法による波形合成

波形合成は、(2)で作成した統計的グリーン関数を小地震記録と見立て、壇・佐藤(1998)による、断層の非一様すべりを考慮した半経験的波形合成法に従って行う。

$$\frac{L_1}{L_s} = a, \quad \frac{W_1}{W_s} = b \quad (4.5.1.2-9)$$

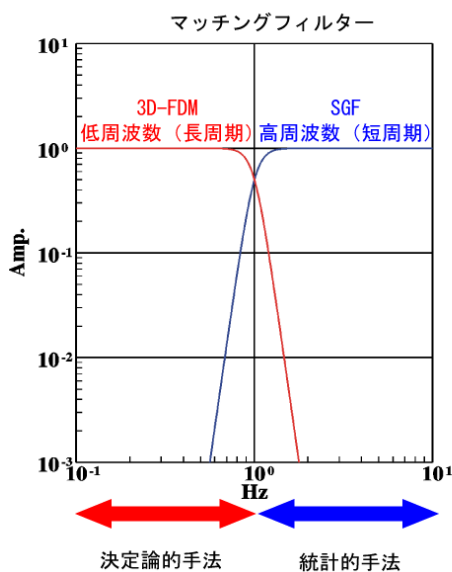
と置くと、大地震の波形 $u_1(t)$ は、

$$u_1(t) = \sum_{p=1}^a \sum_{q=1}^b u_{pq}(t), \quad u_{pq}(f) = F_{pq}(f) \cdot u_s(f) \quad (4.5.1.2-10)$$

と表される。ここで、1は大地震に関する添え字を表し、 L と W はそれぞれ断層の長さと同幅、 $u_{pq}(f)$ は $u_{pq}(t)$ のフーリエ変換、 $u_s(f)$ は小地震記録に見立てた統計的グリーン関数である。壇・佐藤(1998)の方法では、要素断層(添え字 pq)の最終すべり量(D_{pq})と最大すべり速度(V_{pq})が考慮されており、各要素断層における小地震と大地震の震源スペクトルの違いを補正する $F_{pq}(f)$ は、

$$F_{pq}(f) = \frac{D_{pq}}{D_s} \cdot \frac{(1+i \cdot f / f_{cs})^2}{(1+i \cdot f / f_{Dpq})(1+i \cdot f / f_{Spq})} \times \frac{r_s}{r_{pq}} \cdot \exp\left\{\frac{2\pi f}{2Q(f)\beta}(r_s - r_{pq})\right\} \quad (4.5.1.2-11)$$

$$f_{Dpq} = \frac{1}{2\pi} \frac{V_{pq}}{D_{pq}} = \frac{2\beta\sigma_{pq}}{2\pi\mu D_{pq}} \quad (4.5.1.2-12)$$



$$f_{Spq} = \frac{1}{2\pi} \frac{\beta}{\lambda_{pq}} \quad (4.5.1.2-13)$$

と表される。ここで、 i は虚数単位、 r_{pq} (m)は震源距離、 λ_{pq} (m)は面積が等しい円形の断層に置換した場合の半径である。

なお、本波形合成ではSH波のみを対象としている。そのため上下動の計算を行っていない。

4.5.1.3 ハイブリッド合成法

ハイブリッド合成法は、高周波数(短周期)成分と低周波数(長周期)成分においてそれぞれ計算された二つの結果を合成して広帯域の強震動を評価する方法である(例えば、川瀬・松島, 1998, 佐藤・他, 1998, 入倉・釜江, 1999)。4.5.1.1節及び4.5.1.2節で述べた二つの手法により計算された詳細法工学的基盤上の波形を合成する。それぞれの時刻歴波形に対して、ある接続周期を中心とする二種類のフィルターの組み合わせによるマッチングフィルターを通した後に両者を時間領域で重ね合わせる。本検討における接続周期は1秒とし、図4.5.1.3-1に示した組み合わせのマッチングフィルターを採用している。なお、上下動に関しては統計的グリーン関数法による波形計算を行っていないため、ハイブリッド合成法により計算される波形も水平動二成分のみとなっている。また、統計的グリーン関数法による計算波形では、水平動の二成分ともに同じ波形をここでは用いている。

本手法における詳細法工学的基盤上の最大速度は、以上により計算された波形について、水平動二成分のベクトル合成したものの値を採用する。

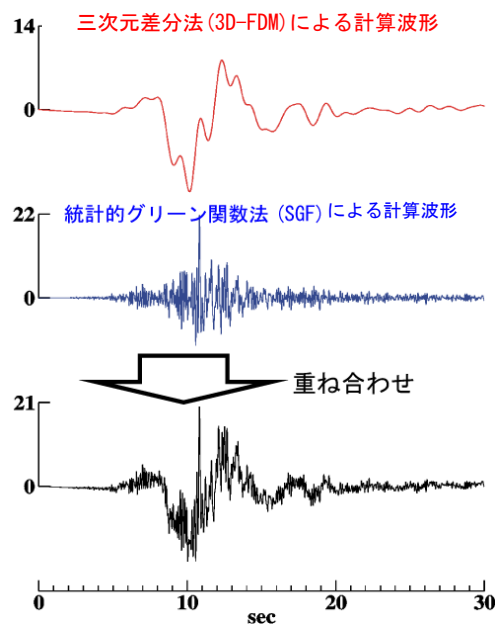


図 4.5.1.3-1 ハイブリッド法概念(右)と本検討で用いたマッチングフィルター(左)。

4.5.2 距離減衰式を用いた工学的基盤上の最大速度計算

簡便法は、基本的に確率論的地震動予測地図における地震動の計算と同じである。ただし、ここでは、詳細法工学的基盤 ($V_s=600\text{m/s}$) 上における最大速度 $PGV(\text{cm/s})$ を求める。すなわち、司・翠川 (1999) の距離減衰式

$$\log PGV = 0.58M_w + 0.0038H + d - 1.29 - \log(X + 0.0028 \times 10^{0.50M_w}) - 0.002X \quad (4.5.2-1)$$

より算出される値をそのまま用いる。ここで、 H (km) は震源断層モデルの中心深さ、 X (km) は断層最短距離を表す。断層タイプ別の係数 d は、主要活断層帯の地震に対しては内陸地殻内地震の値である 0.0、海溝型の地震に対してはプレート間地震の値である -0.02 を用いる。海溝型の地震に関して、異常震域に対応する補正が必要な場合は、確率論的地震動予測地図と同様に適用する。具体的には、択捉島沖の地震、色丹島沖の地震、根室沖の地震、十勝沖の地震、宮城県沖の地震、茨城県沖の地震である。これらは全て太平洋プレートで発生する地震であるため、森川・他 (2003) の補正係数

$$\log V_1 = (-4.021 \times 10^{-5} \times X_r + 9.905 \times 10^{-3}) \times (H - 30) \\ V_2 = \max\{1.0, (R/300)^{2.064} \times 10^{-0.012}\} \quad (4.5.2-2)$$

(3.5.2-1) 式と同じ) を(4.5.2-1)式により求められる最大速度に乗じることにより適用する。詳細については、3.5.2 節あるいは付録 3 を参照願いたい。

4.5.3 地表における最大速度の評価

「浅い地盤構造のモデル」(4.4.3 節参照) で求められた表層 30m の平均 S 波速度 $AVS30$ (m/s) (図 4.4.3-2) から、藤本・翠川 (2006) による経験的關係式 (「レシピ」の(32)式)

$$\log(amp) = 2.367 - 0.852 \cdot \log AVS30 \quad (4.5.3-1)$$

により、詳細法工学的基盤から地表までの最大速度増幅率 (amp) が得られる。この値を詳細法工学的基盤上の最大速度に乗じることにより、地表の最大速度を評価する。これは、詳細法、距離減衰式による方法の両者とも共通の手法である。なお、詳細法では、詳細法工学的基盤上の最大速度が、1km メッシュの中心点で求められている。地表の最大速度算出にあたっては、250m メッシュで行う。このため、波形計算地点である 1つの 1km メッシュに含まれる 16 個の 250m メッシュにおいては、全て同一の値 (波形) を用いて地表の最大速度を評価する。

4.5.4 地表における計測震度の評価

地表の計測震度の算出は、詳細法と距離減衰式による方法で異なる手法を用いる。

詳細法では、計算された波形の周期特性を活かすために、詳細法工学的基盤上で計算された波形より気象庁

(1996) の定義に従って詳細法工学的基盤上の計測震度をはじめに算出する。このとき、上下動については計算を行っていないため、振幅をゼロとして計算する。「浅い地盤構造」による増幅特性として、地形・地盤分類より算出された表層 30m の平均 S 波速度 ($AVS30$, m/s) を用いる。具体的には、 $AVS30$ と最大速度の増幅率の關係 (4.5.3-1) 式、及び最大速度と計測震度の關係式 (3.5.4-2) 式を組み合わせることによって得られる以下の震度増分 (ΔI)

$$\Delta I = 2.603 \cdot \log(amp) - 0.213 \cdot \{\log(amp)\}^2 - 0.426 \cdot \log(PGV_b) \cdot \log(amp) \quad (4.5.4-1)$$

(「レシピ」の(36)式) を詳細法工学的基盤上の計測震度に加えることによって地表の計測震度を求める。ここで、 PGV_b (cm/s) は S 波速度が 600m/s である詳細法工学的基盤上の最大速度である。なお、本検討では、詳細法による計算は、カテゴリー III に分類される主要活断層帯のみを対象としているため、最大速度と計測震度の關係式として

$$I = 2.002 + 2.603 \cdot \log PGV_s - 0.213 \cdot (\log PGV_s)^2 \quad (4.5.4-2)$$

(藤本・翠川, 2005, 「レシピ」の(33)式, (3.5.4-2)式に同じ) を採用している。

一方、簡便法では、最大速度と計測震度の経験的關係式により、前節で求めた地表の最大速度 (PGV_s) より算出する。用いる關係式は、確率論的地震動予測地図と同様、カテゴリー I または II の地震に対しては

$$I = 2.68 + 1.72 \cdot \log PGV_s \quad (4.5.4-3)$$

(翠川・他 (1999), (3.5.4-1)式に同じ) を、カテゴリー III の地震に対しては上記の (4.5.4-2) 式を適用する。なお、両式はともに震度 4 以上を対象とした式であるが、ここでも確率論的地震動予測地図と同様、震度 4 未満となる場合であっても両式をそのまま適用して震度を求めることとする。

4.5.5 条件付超過確率

簡便法では、ばらつきを考慮することにより、対象とする地震が発生した場合にある地震動強さ以上の揺れとなる確率を (3.1.2-4) 式のように求めることができる。ここでは、対象とした地震が発生した場合に震度 5 弱以上～震度 6 強以上の揺れとなる確率 4 種類をそれぞれ算出し、地図として表すこととする。

地表の震度を算出する方法は、確率論的地震動予測地図における地震動評価手法と同じである。すなわち、工学的基盤上における最大速度のばらつきの分布形状が対数正規分布であると仮定するが、分布の裾においては、対数標準偏差の 3 倍より外側を打ち切る。距離減衰式のばらつき (対数標準偏差) は、カテゴリー I または II の地震については、工学的基盤上における最大速度振幅 PGV_b (cm/s) に依存したばらつきである

$$\sigma_{I,II} = \begin{cases} 0.20 & PGV_b \leq 25\text{cm/s} \\ 0.20 - 0.05 \cdot \frac{PGV_b - 25}{25} & 25 < PGV_b \leq 50\text{cm/s} \\ 0.15 & PGV_b > 50\text{cm/s} \end{cases} \quad (4.5.5-1)$$

((3.5.5-1)式に同じ, 図 3.5.5-1 参照) を, カテゴリーⅢの地震については, 断層最短距離 X (km) に依存したばらつき

$$\sigma_{III} = \begin{cases} 0.23 & X \leq 20\text{km} \\ 0.23 - 0.03 \cdot \frac{\log(X/20)}{\log(30/20)} & 20 < X \leq 30\text{km} \\ 0.20 & X > 30\text{km} \end{cases} \quad (4.5.5-2)$$

((3.5.5-2) 式に同じ, 図 3.5.5-2 の赤線参照) を適用する.

簡便法による地震動分布及び条件付超過確率分布の計算に関して, 適用した地震のタイプ, 異常震域補正, ばらつき, 及び最大速度から計測震度への換算式を表 4.5.5-1 にまとめる.

4.6 評価結果

4.6.1 主要活断層帯に発生する固有地震

次ページ以後, 詳細法による評価結果を図 4.6.1-1~図 4.6.1-499 に示す. 各図はそれぞれ, 地震動分布の地図(その 1), 代表地点の速度波形(その 2), 代表地点の擬似速度応答スペクトル(減衰 5%)(その 3), の 3 種類から成る. ただし, 警固断層帯については, 「2005 年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証について」(地震調査委員会, 2008a; 付録 4 も参照), 及び「警固断層帯(南東部)の地震を想定した強震動評価について」(地震調査委員会, 2008b) による地震動分布の地図のみを示してある.

簡便法による評価結果を図 4.6.1-500~図 4.6.1-669 に示す. 各図はそれぞれ, 地震動分布の地図(その 1), 条件付超過確率分布の地図(その 2), の 2 種類から成る.

4.6.2 海溝型及び日本海東縁の地震

簡便法による評価結果を図 4.6.2-1~図 4.6.2-25 に示す. 各図はそれぞれ, 地震動分布の地図(その 1), 条件付超過確率分布の地図(その 2), の 2 種類から成る.

なお, 確率論的地震動予測地図と同様, 図に描かれている行政区界は 2009 年 1 月 1 日現在のものである.

表 4.5.5-1 簡便法における計算手法の適用一覧.

地震	地震 カテゴリー	距離減衰式			最大速度⇔ 計測震度
		係数	補正	ばらつき	
主要活断層帯に発生する固有地震	III	地殻	—	距離	藤
択捉島沖の地震	I	P 間	北日本	振幅	翠
色丹島沖の地震	I	P 間	北日本	振幅	翠
根室沖の地震	I	P 間	北日本	振幅	翠
十勝沖の地震	I	P 間	北日本	振幅	翠
十勝沖～根室沖の連動地震	I	P 間	北日本	振幅	翠
宮城県沖地震 (A1, A2)	I	P 間	北日本	振幅	翠
三陸沖南部海溝寄りの地震 (B)	I	P 間	北日本	振幅	翠
宮城県沖の連動地震	I	P 間	北日本	振幅	翠
三陸沖北部のプレート間大地震	I	P 間	北日本	振幅	翠
茨城県沖のプレート間の固有地震	II	P 間	北日本	振幅	翠
北海道西方沖の地震	III	P 間	—	距離	藤
北海道南西沖の地震	III	P 間	—	距離	藤
青森県西方沖の地震	III	P 間	—	距離	藤
山形県沖の地震	III	P 間	—	距離	藤
新潟県北部沖の地震	III	P 間	—	距離	藤
大正型関東地震	I	P 間	—	振幅	翠
想定東海地震	I	P 間	—	振幅	翠
東南海地震	I	P 間	—	振幅	翠
南海地震	I	P 間	—	振幅	翠
東南海～想定東海の連動地震	I	P 間	—	振幅	翠
南海～東南海の連動地震	I	P 間	—	振幅	翠
南海～東南海～想定東海の連動地震	I	P 間	—	振幅	翠

(注) 係数：「地殻」—地殻内地震，「P 間」—プレート間地震 ((4.5.2-1)式における d) .

補正：異常震域のための補正係数，「北日本」—森川・他 (2003) の (4.5.2-2) 式.

ばらつき：「距離」—距離依存の (4.5.5-2) 式，「振幅」—振幅依存の(4.5.5-1)式.

最大速度⇔計測震度：「藤」—藤本・翠川 (2005) の(4.5.4-2)式，「翠」—翠川・他 (1999) の(4.5.4-3)式.

4 章の参考文献

- 1) 愛知県 (2003) : 平成 14 年度地震関係基礎調査交付金「濃尾平野地下構造調査」成果報告書.
- 2) 愛知県 (2005) : 平成 16 年度地震関係基礎調査交付金「三河地域堆積平野地下構造調査」成果報告書.
- 3) Aki, K. (1967): Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, **72**, 1217-1231.
- 4) Aoi, S. and Fujiwara, H. (1999): 3D finite-difference method using discontinuous grids, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 918-930.
- 5) 青井真・早川俊彦・藤原広行 (2004) : 地震動シミュレータ:GMS, *物理探査*, **57**, 651-666.
- 6) Boore, D. M. (1983): Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1865-1894.
- 7) Boore, D. M. and Boatwright, J. (1984): Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1615-1621.
- 8) Brune, J. N. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- 9) Brune, J. N. (1971): Correction, *J. Geophys. Res.*, **76**, 5002.
- 10) Cerjan, C., Kosloff, D., Kosloff, R. and Reshef, M. (1985): A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations, *Geophysics*, **50**, 705-708.
- 11) Coutant, O., Virieux, J. and Zollo, A. (1995): Numerical source implementation in a 2D finite difference scheme for wave propagation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1507-1512.
- 12) 壇一男・佐藤俊明 (1998) : 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る強震動予測, *日本建築学会構造系論文集*, **509**, 49-60.
- 13) 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**, 53-62.
- 14) 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.
- 15) 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論文集, 555-560.
- 16) Eshelby, J. D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society*, A241, 376-396.
 - 17) Fujii, Y. and Matsu'ura, M. (2000): Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 2283-2302.
 - 18) 藤本一雄・翠川三郎 (2005): 近年の強震記録に基づく地震動強さ指標による計測震度推定法, 地域安全学会論文集, **7**, 1-6.
 - 19) 藤本一雄・翠川三郎 (2006): 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S 波速度の関係, 日本地震工学学会論文集, **6-1**, 11-22.
 - 20) 藤原広行・河合伸一・青井真・先名重樹・大井昌弘・松山尚典・岩本鋼司・鈴木晴彦・早川譲 (2006): 強震動評価のための深部地盤構造全国初期モデル, 第 12 回日本地震工学シンポジウム, 0340, 1466-1469.
 - 21) 藤原広行・他 (2009): . . . , 防災科学技術研究所研究資料, 準備中.
 - 22) Geller, R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 1501-1523.
 - 23) Graves, R. W. (1996): Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1091-1106.
 - 24) Hanks, T. C. (1982): f_{max} , *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1867-1879.
 - 25) Hanks, T. C. and McGuire, R. K. (1981): The character of high-frequency strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 2071-2095.
 - 26) Hartzell, S. H. (1978): Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 1-4.
 - 27) 林宏一・引間和人 (2001): 差分法による三次元粘弾性波動場計算 (2) - 不等間隔格子の導入と PC クラスタによるパラレル化 -, 物理探査学会学術講演論文集, **105**, 263-266.
 - 28) 引間和人・鈴木晴彦・三宅弘恵・古村孝志・額額一起 (2007): 新潟地域の 3 次元速度構造一次モデルの構築, 日本地震学会講演予稿集, 2007 年度秋季大会, D22-01.
 - 29) Irikura, K. (1983): Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bull. Disas. Prev. Inst., Kyoto Univ.*, **33**, 63-104.
 - 30) 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.
 - 31) 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, 567-672.
 - 32) 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.
 - 33) 石井透・佐藤俊明 (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面積とモーメントの関係, 日本地震学会講演予稿集, 2000 年秋季大会, B09.
 - 34) Iwata, T., Kagawa, T., Petukhin, A. and Onishi, Y. (2008): Basin and crustal velocity structure models for the simulation of strong ground motions in the Kinki area, Japan, *J. Seismology*, **12-2**, 223-234.
 - 35) 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について, 平成 17 年 1 月 31 日公表.
 - 36) 地震調査委員会 (2008a): 2005 年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証について, 平成 20 年 4 月 11 日公表.
 - 37) 地震調査委員会 (2008b): 警固断層帯 (南東部) の地震を想定した強震動評価について, 平成 20 年 4 月 11 日公表.
 - 38) 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.
 - 39) 川瀬博・松尾秀典 (2004): K-NET, KiK-net, JMA 震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, 日本地震工学学会論文集, 第 4 巻, 第 1 号, 33-52.
 - 40) 川瀬博・松島信一 (1998): 半経験的方法・理論的方法およびそれらのハイブリッド合成法による強震動評価, 一兵庫県南部地震の場合 -, 日本建築学会学術講演梗概集, B-II, 171-172.
 - 41) 気象庁 (1996): 気象庁告示第 4 号.
 - 42) Levander, A. R. (1988): Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, *Geophysics*, **53**, 1425-1436.
 - 43) Ludwig, W. J., Nafe, J. E. and Drake, C. L. (1970): *Seismic refraction, in the Sea*, Vol. 4, edited by Maxwell, A. E., Wiley Interscience, New York, 53-84.
 - 44) Madariaga, R. (1979): On the relation between seismic moment and stress drop in presence of stress and strength heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2243-2250.
 - 45) Matsubara, M., Obara, K. and Kasahara, K. (2008): Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, **454**, 86-103.
 - 46) 松岡昌志・若松加寿江 (2008): 地形・地盤分類 250m メッシュマップ全国版に基づく地盤のゆれやすさデータ, 産業技術総合研究所, 知的財産管理番号 H20PRO-936.
 - 47) 松岡昌志・若松加寿江・藤本一雄・翠川三郎 (2005): 日本全国地形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均 S 波速度分布の推定, 土木学会論文集, No.794/I-72, 239-251.
 - 48) 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, **1**, 51-56.
- 49) 三重県 (2005): 平成 16 年度地震関係基礎調査交付金「伊勢平野に関する地下構造調査」成果報告書.
- 50) 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.
- 51) 森川信之・神野達夫・成田章・藤原広行・福島美光 (2003): 東北日本の異常震域に対応するための距離減衰式の補正係数, 日本地震工学会論文集, **3-4**, 14-26.
- 52) 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.
- 53) 中村洋光・宮武隆 (2001): 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の Fortran Program, <http://www.eri-u-tokyo.ac.jp/miyatake/SlipFunc-Prog.html>, 2001 年 1 月.
- 54) 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.
- 55) Pitarka, A. (1999): 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 54-68.
- 56) 佐藤俊明・壇一男・Graves, R. W., Somerville, P. G. (1998): 1923 年関東大地震 (Ms8.2) の断層の非一様すべり破壊を考慮した 3 次元有限差分法と半経験的手法のハイブリッドによる東京の広帯域強震動シミュレーション, 第 10 回日本地震工学シンポジウム, Vol.1, 679-684.
- 57) 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**, 19-28.
- 58) 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**, 79-89.
- 59) 佐藤泰夫 (1978): 弾性波動論, 岩波書店.
- 60) 先名重樹・藤原広行・河合伸一・青井真・功刀卓・石井透・早川譲・森川信之・本多亮・小林京子・大井昌弘・八十島裕・神野達夫・奥村直子 (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, 第 255 号.
- 61) 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.
- 62) 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 prediction of strong ground motion, *Seismol. Res. Lett.*, **70**, 59-80.
- 63) Tanaka, Y., Koketsu, K., Miyake, H., Furumura, T., Sato, H., Hirata, N., Suzuki, H. and Masuda, T. (2005): Integrated modeling of 3D velocity structure beneath the Tokyo metropolitan area, *EOS, Trans. AGU*, **86-52**, Fall Meet. Suppl., Abstract S21A-0200.
- 64) 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 1997 年合同大会予稿集, 103.
- 65) 時松孝次・新井洋 (1998): レイリー波とラブ波の振幅比が微動の水平鉛直スペクトル比に与える影響, 日本建築学会構造系論文集, **511**, 69-75.
- 66) 鶴川元雄・石田瑞穂・松村正三・笠原敬司 (1984): 関東・東海地域地震観測網による震源決定法について, 国立防災科学技術センター研究速報, **53**, 1-88.
- 67) Virieux, J. and Madariaga, R. (1982): Dynamic faulting studied by a finite difference method, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 345-369.
- 68) 若松加寿江・松岡昌志 (2008): 地形・地盤分類 250m メッシュマップ全国版の構築, 日本地震工学会大会 - 2008 梗概集, 222-223.
- 69) 若松加寿江・松岡昌志・久保純子・長谷川浩一・杉浦正美 (2004): 日本全国地形・地盤分類メッシュマップの構築, 土木学会論文集, No.759/I-67.
- 70) 若松加寿江・久保純子・松岡昌志・長谷川浩一・杉浦正美 (2005): 日本の地形・地盤デジタルマップ, 東京大学出版会.
- 71) Zhao, D., Hasegawa, A. and Kanamori, H. (1994): Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, **122**, 313-327.