

中央防災会議東海地震に関する専門調査会
(第7回)

説 明 資 料

平成13年8月10日

中央防災会議事務局

．想定東海地震の断層パラメータ等について

強震動及び津波の予測を行うには、想定東海地震の震源域に対応した断層パラメータ等の設定が必要であり、また、津波の予測を行うには、想定震源域から海底近くに達する浅部断層をどのようにするかが重要となる。

なお、今後、設定された断層パラメータ等により強震動や津波の試算を行い、過去の地震時の被害実態との検討等も踏まえ、必要なフィードバックを行い、最終的な想定震源域及び断層パラメータ等を確定するものとする。

1．マクロ的にみた断層パラメータ等について

地震モーメント及びマグニチュード

地震モーメント (M_0) は、次の震源断層の総面積 (S) と平均応力降下量 () に関する相似則により推定する。応力降下量は、海域の地震で得られる平均的な値、3.0MPa とする。

$$= 2.5M_0 / S^{3/2}$$

なお、マグニチュード (モーメントマグニチュード : M_w) は、次式に従い算出する。

$$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$$

平均変位量

平均変位量 (D) は、次の地震モーメントと震源断層の総面積との関係式から算出する。

$$M_0 = \mu DS$$

ここで、 μ は剛性率で次式から求める。

$$\mu = \rho V_s^2$$

ρ は密度で 2.8g/cm^3 とし、 V_s は S 波速度で 3.82km/s とする。

破壊伝播速度および F_{\max}

・破壊伝播速度は次による。

$$V_r = 0.72 V_s$$

・ F_{\max} は兵庫県南部地震から推定された値、6Hz とする。

想定震源域のセグメント分け

想定震源域内を単一の領域ではなく、スラブの形状や地質構造の観点から、3つの領域 (セグメント) に分割する。

1) 御前崎付近の境界の設定

フィリピン海プレートの形状は、御前崎付近をとおり北西 南東走向の線を境界として大きく変化している。

この境界候補は、御前崎海脚～牧ノ原台地よりも南の領域を区分するものである。

この境界で分けられる西側を、セグメント 1 と呼ぶ。

2) 日本平付近の境界の設定

北石花海海堆～日本平をとおり北西 南東走向の境界候補は、御前崎と日本平の間の領域と、富士川河口断層帯につながるほぼ南北方向の逆断層の領域を区分するものである。

この境界で分けられる西側を、セグメント 2、東側をセグメント 3 と呼ぶ。

2. ミクロ的に見た断層パラメータ等について

小断層による断層の近似

3次元的に複雑な曲面構造を持つ想定震源域を、気象庁によるプレート形状を参照して、0.05度間隔に配置した多数の小断層で近似する。

走行、傾斜及びすべり角

それぞれの小断層ごとに走行及び傾斜を設定する。すべり角は鷺谷のバックスリップベクトルの方向を参照して設定する。

アスペリティの面積

一般的に、内陸型に比べ海溝型の地震の方が、アスペリティが大きい。内陸地震については、「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評価手法（中間報告）」では、それぞれのセグメントの約20%としており、今回の試算では、その1.5倍の約30%とする。

アスペリティのおき方

それぞれのセグメントには、2つのアスペリティをおいて試算する。

2つのアスペリティの大きさは約7：3の比率（Somerville et al. 1999）とし、大きい方のアスペリティは、プレートのカップリングがより大きいと考えられる陸域側におく。

アスペリティ全体の地震モーメント（ M_{oa} ）

アスペリティ内は、他の場所に比べてプレート間のカップリングが強い所で、破壊時にはアスペリティ以外の所よりも変位量が大きいと考えられる。そこで、アスペリティ内のプレート間のカップリングレイトを1と仮定し、アスペリティ内の平均変位量は、約150年間に相当するプレートの沈み込み量と等しいとして、この平均変位量とアスペリティの総面積から、 $M_o = \mu DS$ の関係式を用いて、アスペリティ全体の地震モーメント（ M_{oa} ）を推定する。プレートの沈み込む速度は3.5cm/yrとする。

各アスペリティの地震モーメント（ M_{oi} ）及び変位量（ D_{ai} ）

・各アスペリティでの応力降下量を一定とし、各アスペリティの地震モーメントをアスペリティの面積の3/2乗の重みで振り分ける。

$$M_{oi} = M_{oa} \times Sai^{3/2} / \sum Sai^{3/2}$$

M_{oi} : i番目のアスペリティのモーメント

Sai : i番目のアスペリティの面積

・各アスペリティの変位量

各アスペリティでの変位量（ D_{ai} ）は、次の地震モーメントとアスペリティ面積との関係式から算出する。

$$M_{oi} = \mu Dai Sai$$

D_{ai} : i番目のアスペリティの変位量

アスペリティの応力効果量（ a ）

各アスペリティで一定とした応力効果量は、次の関係式から計算する。

$$a = 2.5M_{oi} / S_{ai}^{3/2}$$

アスペリティ以外の領域（背景領域）の地震モーメント（ M_{ob} ）及び変位量（ D_b ）
想定震源全体の地震モーメント（ M_o ）から、アスペリティ全体の地震モーメント（ M_{oa} ）を
引いた値を背景領域の地震モーメント（ M_{ob} ）とする。

この地震モーメントと背景領域の総面積（ S_b ）から、 $M_{ob} = \mu D_b S_b$ の関係式を用いて背景
領域の変位量を求める。

背景領域の応力降下量（ b ）

背景領域の応力降下量は、次の関係式から求める。

$$b = 2.5M_{ob} / S_{bi}^{3/2}$$

破壊開始点

破壊開始は、地震活動から見た固着域が陸側にあること、過去の東南海地震の解析など海溝
型の地震のほとんどが沈み込むプレートの深い所から始まっていることから、破壊開始点は、
想定断層域の深いところにおくこととし、想定震源域の3次元形状及びセグメント分けからみ
て、次の2通りについて試算する。

- ・セグメント2の深い所の西側に破壊開始点がある場合（破壊開始点）
- ・セグメント1の深い所の西側に破壊開始点がある場合（破壊開始点）

なお、破壊開始点がアスペリティの内部にならないよう、調整することとする。

．強震動の試算

1．強震動試算の方法

今回は、で設定した断層パラメータに従い、短周期成分の強震動のみを試算した。

今回の試算では、地震学的に想定される振幅スペクトルに確率的な位相を与えて作成
した小地震波形をグリーン関数とし、設定された断層モデルに従い波形合成を行う、い
わゆる統計的グリーン関数法を使用した。

試算は、破壊開始点をのにある2ケースについて行う。

2．地下構造等の設定について

- ・走時は防災科学技術研究所での震源決定に用いられている地盤構造を参照して計算
した。
- ・見かけのQ値は、小地震記録の解析結果および文献調査により震源距離に応じて値
を変化させることが適当であると判断し、以下に示される値を用いた。

$$Q = 100f^{0.7} \times R/40 \quad (R \geq 40\text{km})$$

$$Q = 100 f^{0.7} \quad (R < 40\text{km})$$

R：震源距離

- ・観測点近傍の地盤構造については、地震基盤から工学的基盤程度までのやや深部地
盤構造については以下に示すモデルを各観測点で共通に使用した。なお、この地盤
構造は宮腰他(1994)による足柄平野の地下構造探査結果を参考にしたものである。

Vp(m/s)	Vs(m/s)	Qp	Qs	(g/cm ³)	層厚(m)
1200	200	10	10	1.5	20
1800	400	10	10	1.8	75
2100	700	50	50	2.1	155
3100	1600	50	50	2.3	350
4600	2500	50	50	2.5	1300
5300	3000	50	50	2.6	

なお、Q値については $f^{0.7}$ (f：周波数)の周波数依存性があるものとした。

- ・工学的基盤から地表までの表層地盤構造は、計算地点であるk-netの各観測点の土質柱状図の値を使用した。

3. 強震動試算の結果

試算された地震動の結果について、過去の地震記録から得られた最大加速度および最大速度の距離減衰、応答スペクトル特性、および1854年安政東海地震の震度分布の東側部分との比較を行った。

(1) 最大加速度および最大速度の距離減衰

破壊開始点の場合の最大加速度および最大速度の距離減衰を資料2の図2-1に示す。最大加速度の距離減衰は、福島・田中(1990)の経験式と比較してやや大きいようにも思われるが、最大速度の距離減衰は、司・翠川(1999)による経験式とほぼ一致している。また、資料2の図2-1に、海溝型地震の1985年チリ地震の観測値と試算値の比較を示す。最大加速度および最大速度ともほぼ一致している。

破壊開始点の場合の最大加速度および最大速度の距離減衰および1985年チリ地震の観測値との比較を、資料2の図3-1及び図3-2に示す。結果は、破壊開始点の場合とほぼ同じで、今回の試算値と過去の地震の観測値とはほぼ一致している。

これらから、今回試算した地震動は、最大加速度、最大速度の距離減衰の面からみると、経験式および過去の地震の観測値ともほぼ一致しており、強震動の計算方法及び設定した断層パラメータは妥当なものと評価される。

(2) 応答スペクトル特性

応答スペクトル特性は、速度については高橋ほか(1998)の、加速度についてはYoungs et al.(1997)の経験式と比較する。資料2の図4に試算した観測点を、資料2の図5に高橋ほか(1998)による経験式の誤差を示す。

破壊開始点の場合の試算した強震動の応答スペクトルを資料2の図6-1及び図6-2に、破壊開始点の場合を資料2の図7-1及び図7-2に示す。高橋ほか(1998)の経験式は、資料2の図5からわかるように実際の観測データは平均スペクトルから3~4倍の範囲にあり、今回試算した速度の応答スペクトル(工学基盤上で計算)も同様の範囲内にある。また、加速度の応答スペクトルも、Youngs et al.(1997)の経験式と概ね一致している。

資料2の図8に、破壊開始点の場合の試算した強震動の速度応答スペクトルと、1985年チリ地震の観測データの速度応答スペクトルの比較を示す。比較地点は、震源からの距離がほぼ同距離の地点を選択した。両者の応答スペクトルは概ね一致している。

これらのことから、応答スペクトルの面からみても、今回試算した強震動が妥当なもので、強震動の計算方法及び設定した断層パラメータ等が適切なものであると考えられる。

(3) 震度

想定震源域が適切なものであるか否かを評価するため、1854年安政東海地震のときの震度分布(資料2の図9)と比較する。この地震は、想定東海地震の震源域よりも西側にまで広がる震源域を持つ地震であることから、評価は御前崎よりも以東の領域の震度分布と比較することとする。

今回の試算では、それぞれの地点の地盤条件を正確に反映したものではないが、駿河湾の西岸から伊豆半島の西岸に強いゆれの地点が見られ、大局的には1854年安政東海地震の震度分布がほぼ反映できるものと思われる。

しかしながら、場所によっては、1854年安政東海地震のときの震度よりゆれが小さく計算された地点もあり、今後の評価には地盤条件等の反映が重要となる。

今回の試算から、強震動の計算方法、設定した断層パラメータ及び想定震源域の位置はほぼ妥当なものと考えられるが、今後、各地点の地盤条件等を適切に反映した時点で、再度、評価することとする。

・津波の試算

津波の試算にあたっては、で設定した断層パラメータ等に従い計算する以外に、断層変位が東海断層系の海底面まで達する場合、想定震源域の浅い側において、断層変位が駿河トラフの海底面まで達する場合等について試算する。

1. 津波の試算方法

(1) 津波波源

- ・ 想定震源域に基づいて海底地殻変動を求める。
- ・ 海底地殻変動の計算は弾性体理論に基づいて行う。
- ・ 海面初期変位は全地点で時間差なしに与えられるとする。

(2) 津波伝播計算

- ・ 深い海域においては線形長波理論による。また、浅い海域においては海底での摩擦及び移流を考慮した非線形長波理論による。
- ・ 試算は差分法により数値的に行う。津波伝播の計算においては、差分法は計算精度の理論的研究が進んでおり広く用いられている方法である。
- ・ 試算には深海部の大きな(1,350m)メッシュ領域から、沿岸部に近づくにつれてより小さな(450m、150m)メッシュ領域を設定して計算を行う。
- ・ 今回の試算では、2時間分の伝播計算を行い、沿岸での津波の最大高さを求めた。
- ・ 試算結果と1854年安政東海地震の際の津波との比較を行うため、沿岸での津波の高さを算出する範囲は駿河湾周辺とした。

2. 津波の試算のケース分け

想定震源域の断層運動による津波のケースを基本とし、これに加えて、想定震源域の途中から枝分かれ高角逆断層が派生するケース、破壊がトラフ軸まで及ぶケースについても試算をおこなった。各ケースの設定は以下の通り(資料2の図10参照)。

ケース 1 : 想定震源域による津波

3 次元的に複雑な曲面構造を持つ想定震源域を、強震動予測での手法と同様に 0.05 ° 間隔に配置した多数の小断層で近似して計算を行う (これを断層 T とする)。これらの小断層の断層パラメータの変位量は一様とし、走行、傾斜及びすべり角は強震動試算と同じとした。

ケース 2 : 想定震源域に加え、東海断層系が破壊した場合の津波

想定震源域 (断層 T) の破壊の途中で、想定震源域内の東海断層系の高角逆断層が枝分かれ的に派生し、浅部まで破壊がおよぶ場合を試算する。高角逆断層を矩形断層 D で近似する。断層 D のすべり量は . 1 . で設定した平均変位量と同じとする。

ケース 3 : 想定震源域に加え、トラフ軸まで破壊した場合の津波

破壊が、想定震源域 (断層 T) のみでなく、トラフ軸まで破壊した場合の津波を試算する。想定震源域の外側 (東 ~ 南東 ~ 南) で破壊するトラフ軸までの領域を、3 枚の矩形断層 A , B , C で近似する。断層 A , B , C のすべり量は . 1 . で設定した平均変位量と同じとする。

想定震源域を小断層の集合体で近似した場合の津波計算手法を評価するため、想定震源域を矩形断層で近似した次のケースの試算を行う。

ケース 4 : 想定震源域を 1 枚の矩形断層 E で近似する

また、アスペリティを考慮し、震源域内の変位が一様でない場合として、次のケースについても試算を行った。

アスペリティケース 1 : ケース 1 の断層 T の変位を強震動試算の場合と同じ変位とする。

アスペリティケース 2 : ケース 2 の断層 T の変位を強震動試算の場合と同じ変位とする。

アスペリティケース 3 : ケース 3 の断層 T の変位を強震動試算の場合と同じ変位とする。

3 . 津波試算の結果

津波試算の結果を、資料 2 の図 1 1 に示す。今回の津波試算は、沿岸での津波の高さまでとし、遡上高は計算していない。

(1) 多数の小断層による場合と矩形断層による場合との津波計算の比較

多数の小断層による津波の計算手法の妥当性を評価するため、ケース 1 とケース 4 の試算結果の比較を、資料 2 の図 1 2 に示す。これらは、概ね一致しており、想定震源を多数の小断層で近似して津波を計算する手法に問題点はないと考える。

(2) 断層面の変位が一様な場合と一様でない場合との津波計算の比較

ケース 1 ~ 3 と、アスペリティケース 1 ~ 3 の試算結果の比較を、資料 2 の図 1 3 に示す。駿河湾内でみると、これら両者はほぼ一致している。

(3) 1854 年安政東海地震の津波と試算結果との比較

1854 年安政東海地震のときの津波の高さは遡上高と考えられ、今回の試算結果との直接比較はできない。このため、ケース 1 ~ 3 のそれぞれについて、相田の K (実測値と試算値の比の幾何平均) を求めて、試算値を K 倍した数値 (遡上高に相当) と、1854 年安政東海地震の

津波の高さとを比較する（資料2の図12参照）。

相田のKは次のとおり。

相田のK	ケース1	ケース2	ケース3
K	2.07	2.09	1.46
（分散）	1.40	1.39	1.46

資料2の図11及び図13から、ケース1とケース2の津波の試算結果は、ほとんど同じで、駿河湾の津波には、東海断層系による津波は影響しないことがわかる。

資料2の図13から、ケース1に比べ、ケース3の方が津波の試算値は大きな値を示すが、1854年安政東海地震の津波と比べると、若干、ケース1の方がより実際に近いようにも思われる。

今回の試算では、断層設定の違いによる津波高さ分布の傾向の違いを把握でき、また、部分的に安政東海津波の傾向の再現もできた。しかし、今回の試算では遡上高の計算を行っていないことから、今後、より細かい50mメッシュでの詳細な遡上計算まで試算した後、再度、検討を行う。