

中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」
(第10回)

中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」
とりまとめ資料(案)

- I. 想定震源域(略)
- II. 断層パラメータ等
- III. 強震動の計算
- IV. 津波の計算
- V. 斜面崩壊(別紙)
- VI. 地盤液状化(別紙)

平成13年11月27日
中央防災会議事務局

II. 東海地震の断層パラメータ等

強震動及び津波の予測を行うには、東海地震の想定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。

断層パラメータについては、初期に設定し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した。

1. マクロ的にみた断層パラメータ等について

(1) 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 ($\Delta\sigma$) 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、3.0 MPaとする。

$$\Delta\sigma = 2.5M_0 / S^{3/2}$$

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。

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

以上の計算から $M_w = 8.0$ となる。

(2) 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。

$$\mu = \rho Vs^2$$

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。

(3) 破壊伝播速度および F_{\max}

・破壊伝播速度は次による。

$$V_r = 0.72V_s$$

・ F_{\max} は兵庫県南部地震から推定された値、6Hz とする。

(4) 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、御前崎付近をとる北西—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のセグメントを、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～日本平をとる北西—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

(1) 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度間隔に配置した約350個の小断層で近似する。

(2) 走行、傾斜及びすべり角

各セグメント毎に、Sagiya(1999)のバックスリップベクトルのすべり角の水平成分の逆方向の平均値と一致するように与える。強震波形の計算の際には、乱数を用いて、すべり角に対し±30度の揺らぎを与え、強震波形の計算結果が極端なものとならないよう対処する。

(3) 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場合が多く、海溝型のアスペリティは、断層面積の20~35%の解析例がある。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、今回の計算では、その1.5倍の約30%とする。

(4) 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。

(5) アスペリティ全体の地震モーメント (Moa)

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 (Moa) を推定する。

プレートの沈み込む速度は3.5cm/yrとする。

(6) 各アスペリティの地震モーメント (Moai)、変位量 (Dai) 及び応力降下量 ($\Delta\sigma_{ai}$)

各アスペリティの地震モーメントの設定は、①全体的に見て断層の応力降下量が一定であるとして各アスペリティの応力降下量を一定とする方式（応力降下量一定モデル）と、②全体的に見て断層の変位量が一定として各アスペリティの変位量を一定とする方式（変位量一定モデル）の2とおりとする。

① 応力降下量一定モデル

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

$$Mo_{ai} = Mo_a \times Sai^{3/2} / \sum Sai^{3/2}$$

Mo_{ai} : 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

・各アスペリティの応力降下量は、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。

$$\Delta\sigma_{ai} = 2.5 Mo_{ai} / Sai^{3/2}$$

$\Delta\sigma_{ai}$: i番目のアスペリティの応力降下量

・各アスペリティでの変位量は、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。

$$Mo_{ai} = \mu Dai Sai$$

Dai : i番目のアスペリティの変位量

剛性率 μ は次式から求める。

$$\mu = \rho Vs^2 \quad (\text{密度 } \rho = 2.8 \text{g/cm}^3, \text{ S波速度 } Vs = 3.82 \text{km/s})$$

②変位量一定モデル

・各アスペリティの地震モーメントは、各アスペリティでの変位量を一定として、アスペリティの面積で振り分ける。

$$Mo_{ai} = Mo_a \times Sai / \sum Sai$$

Mo_{ai} : 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

・各アスペリティの応力降下量は、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。

$$\Delta\sigma_{ai} = 2.5 Mo_{ai} / Sai^{3/2}$$

$\Delta\sigma_{ai}$: i番目のアスペリティの応力降下量

・各アスペリティの変位量は、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、約150年間に相当するプレートの沈み込み量「5.25m」とした（プレートの沈み込む速度 $\approx 3.5 \text{cm/yr}$ ）。

(7) アスペリティ以外の領域（背景領域）の地震モーメント (M_{0b}) 及び変位量 (D_b)

想定震源全体の地震モーメント (M_0) から、アスペリティ全体の地震モーメント (M_{0a}) を引いた値を背景領域の地震モーメント (M_{0b}) 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、 $M_{0b} = \mu D_b S_b$ の関係式を用いて背景領域の変位量を求める。

(8) 背景領域の応力降下量 ($\Delta\sigma_b$)

背景領域の応力降下量は、次の関係式から求める。

$$\Delta\sigma_b = 2.5 M_{0b} / S_b^{3/2}$$

(9) 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、基本的に次の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
- ・セグメント1の深い所の西側に破壊開始点がある場合

なお、破壊開始点はアスペリティの内部ではないすぐ近傍に設定した。

Ⅲ. 強震動

1. 地下構造

地震基盤 ($V_s=3000\text{m/s}$) から工学的基盤 ($V_s=700\text{m/s}$) の深さは、いくつかの領域での弾性波探査、常時微動探査により得られている成果から、平均的な深さ分布を内挿により求めた。その際、重力異常、深層ボーリングデータ及び地質構造を参照した。

深部から地震基盤までの速度構造は、独立行政法人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作成した。

工学的基盤から地表までの速度構造は、ボーリング調査結果を参考に作成した。ボーリングのないメッシュの速度構造については、類似の地層及び微地形区分で、かつそのメッシュから最も近いメッシュのボーリングデータを当てはめた。この際、信頼できる30m以深の掘進長のボーリングデータが5本以上あるメッシュは、ボーリング調査結果を参考にした速度構造とし、そうでないメッシュは、松岡・翠川(1944)の方法に従い、今回新たに求めた関係式により、微地形区分から推定した表層30mの平均S波速度の値と等しくなるよう、速度構造を修正した。

2. 強震波形計算

強震波形は、想定される2箇所の破壊開始点それぞれに対し、応力効果量一定モデルおよび変位量一定モデルのそれぞれの、計4ケースについて計算する。

- ・ 応力降下量一定、破壊開始点①
- ・ 応力降下量一定、破壊開始点②
- ・ 変位量一定、破壊開始点①
- ・ 変位量一定、破壊開始点②

強震波形の計算にあたっては、工学分野での活用も念頭におき、工学的基盤までは、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用いた。また、長周期波形の計算には、差分方を用いた。

工学的基盤から地表までの強震波形の計算は、地盤の非線形性を踏まえ、等価線形計算と非線形計算の両方の検討をおこなった。非線形計算においては、現存するデータのみでは、揺れが小さいにもかかわらず過度な減衰を示すものもあり、広域で揺れの大きな地域を評価するためには、個別地盤の状況を相当詳細にとらえ検討する必要があることがわかった。一方、等価線形計算は、今回のように広域にわたり揺れの大きな地域を検討するには、広く利用され安定した計算結果を与えている。

これらのことから、今回の強震波形計算では、等価線形計算を採用することとした。しかしながら、震度6強或いは震度7となるような強い地震波の領域では、等価線形計算では地盤の非線形性を表現しきれず、現実よりも大きな揺れに成っている可能性もある。このような地域について、地盤状況等を含め、非線形計算の利用について検討・整理をしているところである。

工学基盤から地表までの強震波形は、多くの強震動波形計算で行われているのと同

様、垂直入射として計算した。また、等価線形計算において、線形計算よりも大きな地震波が得られた場合には、線形計算結果を採用する方式を併用し、また、工学基盤よりも地表の地震波のほうが小さい場合は、工学基盤の計算結果を採用することとした。

3. 強震波形計算結果の評価

各種設定のもとに計算された結果について、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等、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) 最大加速度及び速度の距離減衰

最大加速度の距離減衰は、福島・田中(1990)の経験式と比較すると、距離の近いところを除き、ほぼ一致している。距離の近いところは震度6強及び震度7の領域に相当するところで、非線形計算について検討・整理をしているところである。

最大速度の距離減衰は、司・翠川(1999)の経験式とやや大きいようにも思われるが、司・翠川(1999)の経験式が、表層地盤のS波が600m/sに対応するものであることを考慮すると、距離の距離の近いところを除き、ほとんど一致している。距離の近いところが距離減衰よりも大きくなっているのは、加速度と同様、非線形による減衰が十分でないことによるものと思われる。

これらのことから、強震動の計算方法および設定した断層パラメータはほぼ妥当なものと評価される。

(2) 震度分布

今回検討した上記4ケースは、いずれも想定東海地震が発生した場合に想定されるものである。強震波形計算による震度分としては、これら4つの計算結果を重ね合わせ、その最大値をとることとする。なお、短周期波形と長周期波形を足し合わせた強震波形の震度と、短周期の強震波形による震度とは、ほとんど同じである。

重ね合わせた震度分布と、安政東海地震時の震度の大きな地域を比較すると、伊豆半島から甲府盆地にかけての震度がほぼ再現されており、今回の想定震源域及び設定した断層パラメータ等は、想定東海地震として適切なものと考えている。

しかしながら、震源域の北側領域の伊那谷、諏訪等の大きな揺れは表現されていない。この理由として、安政東海地震は熊野灘付近から破壊が始まり、想定東海地震に比べこれら地域の方向に地震波が大きくなった可能性があること、或いは、これら地域には今回の強震波形計算では考慮されていない地形・地質構造があり地震波が集中する可能性があることが考えられる。実際、他の場所で発生した地震ではあるが、諏訪の地震観測点の地震波形は、他の地域の地震波形に比べ継続時間が長いことから、想定東海地震発生時に、伊那谷、諏訪等の地域では地盤条件等により地震波が集中するなどして大きな揺れとなる可能性は否定できない。

4. 経験的手法による震度の推定結果と強震波形計算結果との比較

想定東海地震により震度が大きくなる地域を大局的に把握し、今回の強震波形計算の解析では考慮されていない何らかの要因により、揺れの強い地域の見落としがないか否かを評価するため、司・翠川(1999)の経験的な距離減衰の関係式をもとに破壊方向も加味して修正した経験式により震度分布の推定を行った。

この推定結果と強震波形計算からの計算結果を比較すると、伊豆から甲府にかけての東側及び愛知県等西側の地域の震度分布は、多少異なるものの概ね一致し、強震波形計算の結果が適切であると評価される。しかし、震源域の北側領域の伊那谷、諏訪等の地域においては、強震波形計算では現れていない震度6弱が、比較的広い地域で推定されている。

経験的手法は、断層の破壊方向、地殻構造などの影響を正確には表現できないが、これらの影響を包括した概観結果を与えていると見なすことができる。これに対し、強震波形計算は、設定した断層の破壊過程や地殻構造等を適切に表現しているが、今回の解析では、地盤条件等によりこれら地域に地震波が集中するような盆地構造等の特異な条件は考慮していない。これらのことから、伊那谷、諏訪等の地域については、経験的手法により震度6弱が推定されている結果は、無視できないものとする。

なお、長野県の北部地域では、安政東海地震時に震度6に相当する被害が発生している地域があるが、経験的手法において、諏訪盆地よりも北側では震度6弱以上になるところはない。

5. まとめ -想定される強震動の分布について-

- (1) 地盤構造については、地形・地質を反映した微地形区分ごとの地震波(S波)の速度構造、Q構造を整理した。
- (2) 地形区分ごとの地震波の速度については、これまで司・翠川による検討があるが、今回の検討では、司・翠川の検討に加え、地盤のボーリングデータを収集し、十分な深さ(30m以上)を持つボーリングデータから微地形区分ごとの速度を部分的に修正し、これを用いることとした。
- (3) 地震の発生の仕方は種々想定されるため、波形計算による手法においては、震源域の破壊開始点については想定震源域の中央部と西側の、セグメントの陸側の深い地点の2通り、アスペリティ特性については応力降下量が一定の場合と変位量が一定の場合の2通り、計4ケースで試算し、それらを重ね合わせた最大値を最終結果とした。これらは、西側から東側に向かって破壊が進むことを念頭に置いたものとなっている。
- (4) 地盤の非線形性を踏まえ、波形計算において等価線形計算と非線形計算での検討を行ったが、非線形計算においては現存するデータのみでは過度の減衰を示すものもあり、今回の計算は等価線形を採用することとした。結果は、距離減衰の経験式とも比較すれば、妥当なものと考えられる。なお、震度6強及び震度7の強い領域の地震波については、地盤条件等を含め、非線形計算について検討・整理しているところである。
- (5) 強震波形計算の結果と安政東海地震時の震度の強いエリアとの比較すると、伊豆半島から甲府盆地にかけての震度がほぼ再現されており、今回の想定震源域及び設定した断層パラメータ等は、想定東海地震として適切なものである。

(6) 想定東海地震により震度が大きくなる地域を大局的に把握し、今回の強震波形計算の解析では考慮されていない何らかの要因により、揺れの強い地域の見落としがないか否かを評価するため、司・翠川(1999)の経験的な距離減衰の関係式をもとに破壊方向も加味して修正した経験式による震度分布の推定結果と、強震波形計算の結果を比較した結果、伊豆から甲府にかけての東側及び愛知県等西側の地域の震度分布は、多少異なるものの概ね一致し、強震波形計算の結果を利用することが適切である。

(7) しかし、経験的手法においては、震源域の北側領域の伊那谷、諏訪等の地域で、強震波形計算では現れていない震度6弱が比較的広い地域で推定されている。今回の強震波形の解析では、地盤条件等によりこれら地域に地震波が集中するような盆地構造等の特異な条件は考慮していない。伊那谷、諏訪等の地域については、経験的手法と強震波形計算の結果を重ね合わせ、その最大値を最終結果とする。

(8) なお、過去の安政東海地震や東南海地震等において、長野県の北部地域で大きな震度が出ていることが知られているため、経験的手法で長野県全域を確認したが、経験的手法において諏訪地方よりも北部には震度6弱以上になる地域は見受けられない。

以上を踏まえ、破壊の方向性を反映している波形計算による手法を採用することとし、伊那谷、諏訪等の地域については、経験的手法によるケースも重ねその最大値とする。

この結果は、安政東海地震における東側の神奈川や北側の山梨での震度分布や、関東地震での相模平野等や昭和東南海地震での東海地方、甲信地方の被災地域等の状況も反映したものとなっており、東海地震の想定される震度分布として妥当なものとする。

なお、震度6強および震度7の領域については、地震波の非線形について検討・整理中。

IV. 津波

1. 津波の計算方式

津波の計算は、以下の方法による。

(1) 津波波源

- ・ 想定震源域またはそれに付加断層を加えたものについて、弾性体理論に基づき海底地殻変動（垂直変動量）を求める。
- ・ 海面初期変位は、上で求めた海底地殻変動と等しいとし、全地点で時間差なしに与えられるとする。

(2) 津波伝播・遡上計算

- ・ 深い海域においては線形長波理論により、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。
- ・ 陸上の遡上部分においては、家屋等、障害物の効果は粗度係数で表現する。
- ・ 試算は差分法により数値的に行う。計算は、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、50m）メッシュ領域を設定して行う（遡上域は50mメッシュ）。

(3) 地地形データは、国土地理院発行の50mメッシュ標高データ及び一級河川横断断面図を用いて作成する。

(4) 海底地形データは、水路部発行の、沿岸の海の基本図（縮尺：1/10,000～1/50,000）及び海図（港泊図。縮尺1/3,000～1/15,000）を用いて作成する。

2. 安政東海地震の津波との比較

本調査会で検討した想定東海地震の想定震源域は、強震動の発生する領域を設定したもので、津波の波源域は、この想定震源域よりも南海トラフ側の浅い方に拡がることも考えられる。このため、想定震源域に南海トラフ側に付加断層を加えたいくつかのケースについて、駿河湾内に対してのみ津波の試算を行い、1854年安政東海地震津波の実測値と比較した。

津波計算は、沿岸での津波の高さのみでなく、安政東海地震当時の状況をできるだけ復元し陸上への遡上についても試算した。

(1) 安政東海地震当時の潮位及び地形等の復元

①潮位の復元

理論潮汐計算で安政東海地震発生の当年当日当時刻の潮位を求めると、満潮水位にあたるT.P上おおよそ50cmであることが分かったので、試算時にはこのレベルを津波来襲前の水位として考える。なお、これは、安政東海地震発生時は満潮時であったとされていることと調和している。

②地形の復元

安政東海地震当時の地形を復元するには、地殻変動による影響を考慮する必要がある。地殻変動には、地震時に発生するものと、地震と地震の間の期間で定常的に発生するものがある。津波は、地震により隆起沈降した地形に対して来襲する。このため、フィリピン海プレートの沈み込みに伴い、駿河湾周辺が御前崎を中心に定常的に地盤

の沈下が続いていることに対応する地震間の長期的な地殻変動による影響を差し引いて安政東海地震後の地形として復元し、この地形に対して津波の試算を行うこととする。

この地殻変動は、国土地理院の水準測量を元に算出した約95年間の垂直変動量データ（1988～1999年実施の測量と1883～1913年実施の測量との差を取る）を元に、この地殻変動が一定速度で進行したものと仮定して、1854年時点まで外挿し求めた。

③陸上の土地利用形態等の考慮

安政地震当時は、現在のような住宅等建造物の存在する市街地は少なかったと考えられるため、陸上での粗度係数を田畑での値に相当する0.02とする。また、現在の沿岸堤防、河川堤防等の線型建造物は存在しないものとする。なお、埋立地等の復元は非常に困難であることから、現在の地形をそのまま使用することとする。

(2) 試算結果

想定震源域に加え、駿河トラフ浅部まで破壊した場合を想定し、これを付加断層Aとし、矩形の小断層で近似し、すべり量を変えて試算し、安政東海地震時の駿河湾内の津波が最もよく説明できるモデルを検討した。

その結果、想定震源の4mの変位に加え、付加断層Aが1.5mで変位する断層モデルによる津波は、安政東海地震の津波の実測値（高さ及び第1波押し引き）と良い一致を示すことが分かった。また、この場合の地殻変動を計算し、安政東海地震時のそれと比較を行った。大きな地殻変動が観測されたとしている、清水、松岡、蒲原については再現できていないが、駿河湾西岸での隆起傾向や、伊豆半島での地殻変動が微小であることについては、全般的には表現できた。

以上ことから、安政東海時の駿河湾の津波及びその周辺の地殻変動を表現する断層モデルとしては、想定震源の4mの変位に加え、付加断層Aが1.5mで変位する断層モデルとするのが適切と考える。

3. 東海地震の想定される津波のケース

津波の波源域は、2.の結果からも理解できるように、強震動の発生する領域である想定震源域よりも、南海トラフ側の浅い方に拡がることも考えられる。このため、東海地震の津波の計算は、2.で得られた断層モデルに加え、津波の波源域が想定震源域の範囲よりも駿河トラフ沿いの浅い領域まで拡大することも考慮し、次の3ケースについて計算する。

ケース1： 想定震源域+付加断層A

1.で得られたモデルによるもの。変位量は想定震源域内で一様に4m、付加断層A内で一様に1.5mとした。

ケース2： 想定震源域+付加断層A+付加断層BC

ケース1の震源域に加え、その南東側でも破壊がトラフ浅部にまで達するとしたもの。追加した部分は多数の小断層で近似して、付加断層B、Cとする。変位量は想定震源域内及び付加断層B、C内で一様に4m。ただし、付加断層A内の変位は、

ケース1と同じく、一様に1.5mとした。

付加断層B、Cの走向、傾斜及び滑り角は、気象庁によるフィリピン海プレート形状及びSagiya(1999)のバックスリップから求めた。

ケース3： 想定震源域+付加断層A+付加断層B+矩形断層D

ケース2の付加断層Cの代わりとして、想定震源域の破壊の途中で枝分かれ的に派生する東海断層系の高角逆断層を設定する。この高角逆断層を矩形断層Dで近似し、その変位量は一様に4mとする。

4. 津波計算の結果

各ケースの津波の高さを比較すると、駿河湾内ではその高さはほとんど同じで、その他の地域についても大局的には類似しているものの、ケース2およびケース3は、ケース1に比べ津波は全体としては大きくなっている地域がある。しかし、それぞれのケースで、場所ごとの津波の高さは多少異なる。

ここで検討した3ケースは、いずれも東海地震が発生したときに津波の波源域となる可能性のあるものであることから、東海地震で予想される津波の高さとしては、これら3ケースを重ね合わせその最大値とするのが適切であると考えられる。

今後、個別防災対応を検討するにあたっては、大きな津波が来襲するまでの時間、その時の潮位、海岸堤防等の高さ、津波の引き波の大きさなどを考慮する必要がある。

5. まとめ ー想定される津波の高さの分布についてー

- (1) 安政東海地震時の駿河湾内の津波を再現する断層モデルとしては、強震動の発生する領域として設定した想定震源域に、南海トラフ側の浅い方に拡がった付加断層を加えた断層モデルとするのが適切である。
- (2) 津波の波源域は、強震動の発生する領域である想定震源域よりも、南海トラフ側の浅い方に拡がることも考えられる。このため、東海地震の津波の計算は、安政東海地震時の駿河湾内の津波を再現する断層モデルに加え、津波の波源域が想定震源域の範囲よりも駿河トラフ沿いの浅い領域まで拡大することも考慮した計3ケースについて計算した。
- (3) 各ケースの津波の高さの分布は、大局的には類似しているものの、場所によっては、他のケースに比べ津波の高さが大きくなるケースがある。
- (4) 検討したいずれのケースも、東海地震が発生したときに津波の波源域となる可能性のある断層モデルであることから、東海地震で予想される津波の高さとしては、これら3ケースを重ね合わせその最大値とするのが適切であると考えられる。
- (5) 今後、個別防災対応を検討するにあたっては、大きな津波が来襲するまでの時間、その時の潮位、海岸堤防等の高さ、津波の引き波の大きさなどを考慮する必要がある。