

中央防災会議
「東南海、南海地震等に関する専門調査会」
(第16回)

東南海、南海地震の強震動と津波の高さ(案)

平成15年12月16日

中央防災会議事務局

基本的考え方

1. 検討の基本方針

東南海、南海地震の強震動及び津波の高さを検討するにあたり、本専門調査会では、その対象となる地震像とそれによる被害の状況を整理し、これを基に、想定震源域、予測される強震動及び津波の高さをとりまとめる。

検討において、様々な地震発生の仕方や規模を想像することは可能であるが、予防対策等についての投資など具体的各種防災対策についての社会的合意は、過去実際に発生したような地震については得やすいと考えられるが、過去に経験のないより大きな規模の地震の対策を行うことについては、社会的合意は容易ではなく、過大な対策となる可能性もある。

しかしながら、一定の規模の地震に対しては備えられても、それを超える地震の時は全く対応できない(場合によってはカタストロフィ的に窮地に立つ)というのは防災対策としては問題である。

このようなことから、過去に実際に発生した地震と同様な地震に対して備えることを基本とし、強震動及び津波の高さの分布については、過去に実際に発生した地震の記録の再現性を念頭に想定を行った。これを超える規模の地震についても、ソフト対策等で対応できるようにしておくことが必要であると考えます。

なお、過去の事例によると、東南海・南海地震発生の前数十年から後数年の間は、西日本の内陸の地震活動が活発になることが想定される。本専門調査会では、東南海・南海地震に対する防災対策と並行して、近畿圏及び中部圏の大都市震災対策のあり方について検討しているところであり、この問題に関しては、この中で併せて検討することとしている。

2. 検討の対象とする地震のケース

東南海・南海地震で想定される震度及び津波の高さの検討を行うに当たっては、過去、東南海・南海地震等が様々なケースで発生していることを念頭に、総合的な観点から検討を行うため、

東南海地震と南海地震の震源域が同時に破壊するケース、

東南海地震が単独で発生するケース、

南海地震が単独で発生するケース

のほか、

東海地震、東南海地震、南海地震の震源域が同時に破壊されるケース、

東海地震と東南海地震の震源域が同時に破壊されるケース

を加えた、計5ケースについて検討する。

ここで、及び のケースは、今回の推進地域の検討対象ケースではない。しかし、東海地震が相当期間発生しなかった場合には、東海地震と東南海地震等との同時発生の可能性も生じてくると考えられるため、今後の防災対策の具体的内容を検討するに際し、東海地震が単独で発生せず、将来、東南海地震等との同時発生のケースの参考として、及び のケースを検討するものである。

今後の観測データや学術的知見の蓄積を基に、10年程度後には、東海地震と東南海地震等との関係について再検討する必要があると考える。

3．留意事項

検討に当たり比較の対象とした過去の地震の震度や津波の分布は、当時の史料を基にしたものであるため、十分な精度があるとは限らない。また、シミュレーションによる想定は、地震発生のメカニズム等を背景にしたものではあっても、パラメータ等の取り方でかなり数値が異なる。

今後、各機関が具体的な防災対策等を検討するに当たっては、これらの点に留意し、ここでの検討結果にはある程度幅があることを念頭におく必要がある。

過去地震の震度及び津波の高さの分布

過去に発生した東南海・南海地震等は、震源域や規模等がそれぞれ異なり多様性があるとされている。本調査会では、研究者により過去の資料が整理されている、1707年宝永地震、1854年安政東海地震、1854年安政南海地震、1944年昭和東南海地震、1946年昭和南海地震の5例の地震について、これらの地震の震度及び津波の高さ分布の類似性を整理した。これを踏まえ、比較検討の基とする震度及び津波の高さの分布を作成した。

1. 震度分布

(1) 震度分布の類似性

過去の5例の地震の震源域や規模はそれぞれ異なり多様性があるとされているが、これらの震度分布には、次のような類似性が見られる。

宝永地震と安政東海地震

紀伊半島東側より以東の震度分布は類似している。

宝永地震と安政南海地震

大阪及び紀伊半島での震度6以上の地域は明らかに宝永地震の方が大きいですが、西日本における震度分布は、震度4と震度5の境界など、全体的には類似している。

昭和東南海地震

昭和東南海地震は、安政東海地震に比べ規模の小さな地震であるが、震度6以上の地域は、宝永地震及び安政東海地震の静岡県中部以西の震度6の地域と、類似している。

昭和南海地震

昭和南海地震は、安政南海地震と比べ規模の小さな地震であるが、震度6の地点は、宝永地震及び安政南海地震の震度6の地域で観測されている。

(2) 比較検討の基とする震度分布

過去の5例の地震に見られる類似性を踏まえ、比較検討の基とする震度分布を次のように作成した。

宝永地震の震度分布に、安政東海地震の紀伊半島東側以東の震度分布と、安政南海地震の紀伊半島西側以西の震度分布とをそれぞれ重ねる。

さらに、昭和東南海地震及び昭和南海地震の震度6以上の地点を重ねる。

上記の手順で作成した震度分布は、5例の各地震の最大の震度を単に重ね合わせたのではなく、これら地震の類似性の特徴を踏まえ、発生する可能性のある宝永地震タイプの最大地震の震度分布を過去資料として再現したもので、アスペリティ（震源域のうち特に強い地震動を発する部分）は、ほぼ同じ場所に存在し地震ごとにその割れ方が多少異なるとされている最近の地震学的知見とも矛盾がなく、防災対策の検討の観点からして妥当なものである。

以下、この震度分布を「宝永地震タイプの震度分布」と呼び、比較検討の基とする震度分布とする。

2. 津波の高さ分布

(1) 津波の高さ分布の類似性

過去の5例の地震の津波の波源域や規模はそれぞれ異なり多様性があるとされているものの、これらの津波の高さ分布には、次のような類似性が見られる。なお、欠く地震の津波の高さ分布の比較にあたっては、各地震の発生当時の潮位及び調査時点の経年的な地殻変動を減じて津波の高さを補正した。

宝永地震と安政東海地震

紀伊半島の勝浦より以東の津波の高さは、概ね同程度である。

宝永地震と安政南海地震

土佐湾の須崎付近から、紀伊半島の袋付近までの津波の高さは、概ね同程度である。

昭和東南海地震

昭和東南海地震の津波は、宝永地震及び安政東海地震のものに比べ、熊野灘の一部を除き、小さな津波である。

昭和南海地震

昭和南海地震は、宝永地震及び安政南海地震のものに比べ、紀伊半島の一部の地域を除き、小さな津波である。

(2) 比較検討の基とする津波の高さ分布

過去の5例の地震の津波の高さ分布の類似性等の特徴を踏まえ、各地震時の潮位及び調査時点の経年的な地殻変動を減じて補正した津波の高さ分布から、比較検討の基とする津波の高さ分布を次のように作成した。

宝永地震の津波の高さ分布に、安政東海地震の紀伊半島以東の津波の高さ分布と、安政南海地震の紀伊半島以西の津波の高さ分布をそれぞれ重ねる。

同一地点で津波の高さの資料が複数ある場合は、最大値をその地点の津波の高

さとする。

上記の手順で作成した津波の高さ分布は、震度分布と同様、発生する可能性のある宝永地震タイプの最大地震の津波の高さ分布を過去資料として再現したもので、防災対策の検討の観点からして妥当なものである。

以下、この津波の高さ分布を「宝永地震タイプの津波の高さ分布」と呼び、比較検討の基とする津波の高さ分布とする。

東南海・南海地震の震源域等について

1. 想定震源域

本専門調査会における検討の結果、地震による強い揺れ(以下、「強震動」という。)の基となる想定震源域は、フィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界面の、以下に示す領域とするのが適切と考える。

南海トラフ側の浅い部分の境界

「東海地震に関する専門調査会」で示されたとおり、一般的に温度が100から150となる深さ約10kmより深い領域でプレートが固着(カップリング)状況にあるとの研究から、当該地域の最新の震源分布からみた深さ約10kmより深い領域とする。この考え方に従い、「東海地震に関する専門調査会」及び地震調査研究推進本部が検討した成果によるものを採用する。

日本列島側の深い部分の境界

「東海地震に関する専門調査会」で示されたとおり、一般的に温度が350から450となる深さ約30kmより浅い領域で両プレートが固着(カップリング)状況にあるとの研究から、当該地域の最新の震源分布から見た深さ約30kmより浅い領域とする。この考えに従い、「東海地震に関する専門調査会」及び地震調査研究推進本部が検討した成果によるものを採用する。

南海地震の震源域の西側の境界

九州東岸地域の震度分布の再現性が良くなる位置を境界とする。結果、地震調査研究推進本部の検討成果よりやや西側に拡大した境界となっている。

東南海地震と南海地震の震源域の境界

地震調査研究推進本部の検討成果によると、標記の境界は、概ね紀伊半島東側の沖にあることが示されている。このことを踏まえ、安政東海地震と安政南海地震との震度分布の違いの再現性が良くなる位置を境界とする。

東南海地震の震源域の東側の境界

昭和東南海地震での静岡県内の震度6の領域の再現性が良くなる位置を境界とする。結果、「東海地震に関する専門調査会」による東海地震の想定震源域の西側の境界よりもやや東側に拡大した領域が境界となっている。

東海地震の震源域の境界

東海地震の震源域の境界は、「東海地震に関する専門調査会」による。

東南海地震、南海地震等が同時に発生する場合の震源域

東南海地震と南海地震が同時に発生する場合の震源域は、東南海地震と南海地震

の震源域を重ねた全体領域とし、東海地震、東南海地震、南海地震が同時に発生する場合の震源域は、東海地震、東南海地震、南海地震それぞれの震源域を重ねた全体領域とし、東海地震と東南海地震が同時に発生する場合の震源域は、東海地震と東南海地震の震源域を重ねた全体領域とする。

以上の考え方で、震源域の境界を設定する。震源域を囲む際には、比較的穏やかな曲線で結ぶこととし、震源分布から求められるプレート上面の形状に併せて震源断層の形状を定める。

なお、津波を発生する領域（波源域）は、過去の事例から見て、震源域よりも拡がる可能性がある。このため、本専門調査会では、「東海地震に関する専門調査会」と同様、震源域と波源域はそれぞれ別に検討する。

2. 想定震源域のセグメント分け

東南海地震と南海地震の想定震源域については、東海地震の想定震源域と同様に、想定震源域内を単一の領域ではなく、沈み込むプレートの形状や地質構造の観点から、概ね次の境界で領域（セグメント）に分割する。

[東南海地震の想定震源域内のセグメント分け]

三重県志摩半島付近の境界

遠州海盆西端の領域。

この付近には、杉山(1990)による地質構造単元の境界がある。

三重県尾鷲湾付近の境界

熊野舟状海盆南端の断層系の走行に不連続が見られる領域。これは、菊地・山中(2001)による1944年昭和東南海地震の断層変位量分布の変化する領域とほぼ一致する。

[南海地震の想定震源域内のセグメント分け]

紀伊半島西端付近の境界

東から西方に見た場合、震源の深さ分布が急激に変化し始める領域。

高知県室戸岬付近の境界

室戸舟状海盆と土佐海盆との境界で、海底地形の急変する領域。

高知県足摺岬付近の境界

土佐海盆の西端で、杉山(1990)による地質構造単元の境界付近。

強震波形計算に使用する断層パラメータ等

1. マクロ的に見た断層パラメータ等について

断層パラメータについては、初期モデルとして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比較検討等も踏まえ、必要なフィードバックを行った上で、最終的な想定震源域及び断層パラメータ等を検討する。

(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 () 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。

$$= 2.436M_0 / S^{3/2}$$

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。

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

(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。

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

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}

破壊伝播速度は次式による。

$$V_r = 0.72V_s$$

F_{\max} は兵庫県南部地震から推定された値、6Hzとする。

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震源域を、気象庁の震源分布等を参照して、約10kmメッシュ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)によるバックスリップベクトルのすべり角の水平成分に関する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 度のゆらぎを与え、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

アスペリティの面積は、概ね、各セグメントの面積の20%、或いは30%とする。アスペリティは、20%の場合は1つとし、30%の場合には、アスペリティの大きさを約7:3の比率(Somerville et al. 1999)で、2つに分割する。

(4) アスペリティの設置場所等

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深部側におくことを基本とし、過去の被害実態を踏まえ、強震動波形計算にあたっては、次のとおりとして試算し、比較検討を行いながら調整する。

東南海の震源域の東端付近にアスペリティを設定する。

熊野灘沖のアスペリティは沖合に設定する。

紀伊半島先端の南南東にはアスペリティを設定せず、南南西の沖合いに設定する。

紀伊水道付近については、紀伊半島よりの最も深いところにアスペリティを設定する。

四国の震度6以上の地域を大きくしすぎないようにし、かつ瀬戸内海から中国地方にかけての震度分布がやや大きくなるようにするために、アスペリティを四国の沖合に離れて設定する。

南海地震の震源域の西端付近にアスペリティを設定する。

(5) アスペリティ全体の地震モーメント(Moa)

アスペリティ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。

アスペリティの変位量をSomerville et al.(1999)の相似則から断層全体の平均変位量の2倍として与える。

このアスペリティの平均変位量と総面積から、 $M_o = \mu DS$ 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。

(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(σ_{ai})

各アスペリティの地震モーメントの設定は、全体的に見て断層の応力降下量が一定であるとして設定する。

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。

$$Mo_i = Mo_a \times Sai^{3/2} / Sai^{3/2}$$

Mo_i : 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。

$$a_i = 2.5 Mo_i / Sai^{3/2}$$

a_i : 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。

$$Mo_i = \mu Dai Sai$$

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。

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

(7) アスペリティ以外の領域(背景領域)の地震モーメント(Mob)及び変位量(Db)

想定震源全体の地震モーメント(Mo)から、アスペリティ全体の地震モーメント(Moa)を引いた値を背景領域の地震モーメント(Mob)とする。この地震モーメントと背景領域の総面積(Sb)から、 $Mob = \mu Db Sb$ 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(b)

背景領域の応力降下量は、次の関係式から求める。

$$b = 2.436 Mob / Sb^{3/2}$$

(9) 破壊開始点

破壊開始は、過去の東南海地震及び南海地震の解析、並びに宝永地震タイプの震度分布と比較した経験的手法の結果を参考にし、紀伊半島の南において試算する。なお、破壊開始点は、アスペリティの内部ではない背景領域に設定する。

．強震動

1．地下構造

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震波速度構造を参照し作成し、地震基盤 ($V_s = 3000\text{m/s}$) および工学的基盤 ($V_s = 700\text{m/s}$) 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して求めた。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。

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を有し、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では、ボーリング調査結果を参考にした速度構造を定め、そうでないメッシュについては、中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」による関係式により、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

強震波形の計算は、以下の方法による。

(1) 統計的グリーン関数法

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 ($V_s = 700\text{m/s}$) 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。

(2) 断層近傍での強震動の強さの飽和効果

震源断層の広がりを考慮した理論的考察によれば、強震動スペクトルは断層半径と同程度となるような、断層に近い場所では振幅の増幅はない。即ち、断層近傍では地震動の強さが飽和した状態となる。また、工学的基盤においても、強い地震波が入力した場合には、弱い地震波に比べ減衰が大きくなる特性(非線形性)を持つ。

このため、震源直上等の震源域からの距離が小さいところでは、経験的手法と同様、 $1/(R+C)$ [R: 断層最短距離、C: 定数] で地震波の振幅が減衰するとして強震波形を計算し、地震動が震源近傍で飽和するようにした。ただし、C はある距離から徐々

に減じ、一定の距離でゼロとなり、 $1/R$ の距離減衰にスムーズにつながるようにする。

これら手法は、東海地震に関する専門調査会で検討した手法と同様であり、その結果、震源直上についてもほぼ妥当な震度分布を得ることができた。

なお、震源直上等の強震波形の計算方法については、今後さらに検討が必要である。

(3) 地表における震度の推定

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、非線形計算手法を用い検討した。この際、工学的基盤から地表までの強震波形の計算は、多くの強震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。そして、地盤の非線形性については、工学的基盤から $V_s = 300\text{m/s}$ までは線形計算で行い、それより浅いところについて非線形計算を行った。しかし、非線形計算においては、現存するデータのみでは、過度な減衰を示すものもあり、個別地震の状況を相当詳細にとらえ検討する必要がある。

このため、今回のように広域にわたり揺れの強さを検討する手法として、地表の震度は、中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」と同様、強震波形から計算した地表の震度と、表層地盤における地震動の増幅率を加味して求めた地表の震度とを比較し、妥当と思われるを採用することとした。

3. 強震波形計算結果とその評価

各種設定のもとに試算した結果について、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、および歴史地震の被害実績からの震度分布とを比較した。

(1) 最大加速度及び速度の距離減衰から見た評価

最大加速度の距離減衰は、福島・田中(1990)の経験式により、最大速度の距離減衰は、司・翠川(1999)の経験式と計算結果を工学的基盤($V_s = 700\text{m/s}$)と地表とで比較した。

加速度、速度とも経験的な距離減衰とほぼ一致しており、断層パラメータ及び強震動波形計算の方法は、全体的にほぼ妥当なものと思われる。

(2) 震度分布から見た評価

過去の地震の震度分布と比べ、概ね妥当な結果となっている。しかし、瀬戸内海北岸域、長野県諏訪地方、大阪及び奈良地域では、過去の地震の震度よりも小さなものとなっている。今回の強震波形計算による手法では、地震波が集中する可能性がある谷や盆地構造が十部う反映されていない面があり、これら地域については、経験的手

法による結果を含め、過去の震度を踏まえた十分な配慮が必要である。

4．経験的手法による震度分布の考慮

震源からの距離にしたがい地震の揺れの強さがどの程度減衰するかを示す経験的な式を用いて震度を推定する手法（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ることが出来る。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、地盤条件等により地震波が集中するような場合や、局所的に地震動が大きくなるような条件は考慮していない。このため、経験的手法も考慮して、震度を吟味するのが適切と考える。

（１）経験的手法のパラメータの評価

今回適用する経験式は、マグニチュード（ M ）8より大きな地震に対して適応できるように作成されたものではないが、そのような地震についても、全体的な距離減衰の関係は概ね成立すると考えられる。このため、まず、経験式のパラメータの評価を行った。

評価の結果、概ね M 8程度のパラメータの値を用いた経験的手法による震度分布と、過去の地震の震度分布とを比較すると、それぞれの地震の震度分布は概ね一致していることが分かった。今回の震度分布の検討においては、 M 8のパラメータの値を用いることとする。

（２）経験的手法による震度の評価

全体的には、強震波形計算による震度分布と、概ね良い一致を示す。しかし、瀬戸内海北岸域、長野県諏訪地方、大阪及び奈良地域について、過去の地震の震度よりも小さなものとなっていることについては、強震動波形計算の結果と同様である。

これら地域については、過去の被害実態を踏まえ、さらに検討が必要である。

5．瀬戸内海北岸域、長野県諏訪地方、大阪及び奈良地域の震度の検討

（１）瀬戸内海北岸地域の震度

瀬戸内海北岸については、昭和南海地震で大きな被害を受けた地域があり、過去の被害の分布から見て、震度5弱から6弱の揺れが狭い地域に重なって見られ特殊な地域である。

強震波形計算手法や経験的手法の結果と過去の地震の震度が整合しないのは、強震波形計算の課題のみでなく、四国から紀伊半島にかけての震源域の深い側の境界が適

切でないことも原因となっている可能性がある。このため、気象庁の最近の震源および過去の地震の震度分布から、震源域の再検討した結果、四国から紀伊半島にかけての深い側の震源域の境界は、やや拡大した方が適切であることが分かった。

この新たな震源域を用い、強震波形計算による手法と経験的手法による二通りで震度分布を吟味した。強震波形計算による手法での震度は、従前のものとほとんど変わらなかったが、経験的手法による震度は、過去の地震の震度分布と概ね一致した結果となっている。

瀬戸内海北岸地域の震度については、新たな震源域に経験的手法を適用して求めた震度分布の結果を採用するのが妥当と考えられる。

(2) 長野県諏訪地方の震度

長野県諏訪地方については、強震波形計算手法、経験的手法の何れでも揺れの強さが再現されていない。しかし、この地方では、最近の地震波記録でも他の地域の地震波形に比べ揺れが大きく、その継続時間も長いことが分かっており、昭和東南海地震での被害の程度から見ると、震度6弱以上の揺れであったと想定される。

防災対策の検討の観点からは、当該地域の揺れの強さを示す必要があり、「東海地震に関する専門調査会」で検討された震度が昭和東南海地震の揺れの強さを再現するものとして適切なものとなっていることを踏まえると、諏訪地方の揺れの強さは「東海地震に関する専門調査会」で検討されたものと同じ揺れの強さにすることが妥当と考えられる。

(3) 大阪及び奈良地域の震度

大阪及び奈良地域については、盆地構造等の反映が十分でない可能性もあるが、宝永地震の震度が特に大きく、当時の史料の精度が十分でない面がある。今回の強震波形計算による結果は、安政東海地震及び安政南海地震の震度の大きさは概ね再現しており、防災対策検討の震度としては、ほぼ妥当なものと考えられる。

6. 推進地域の検討の基となる震度分布

以上のことから、推進地域を検討する基となる震度の分布については、強震波形計算の手法による震度に、瀬戸内海北岸の地域については新たな震源域による経験的手法の震度を、諏訪地方については「東海地震に関する専門調査会」での震度をそれぞれ重ね合わせたものとするのが妥当と考えられる。

東南海・南海地震以外の個別の震度分布についても、過去の宝永地震、安政東海地震、安政南海地震、昭和東南海地震、昭和南海地震での被害分布の傾向と比べ、ほぼ

妥当なものと考えられる。

7. 留意点

(1) 1 kmメッシュでの震度予測結果のとらえかたの留意点

今回の検討は、1 km メッシュで震度の計算を行ったものであるが、以下のようなことから、例えば震度6弱以上のメッシュがどの位置に存在しているかを厳密にとらえることは適当でなく、そのようなゾーンがどのように広がっているかを見るためのものである。

地形・地質の条件について、便宜上1 km メッシュで区分けして震度の計算を行ったものである。このため、例えば、震度6弱の1 km メッシュについて、そのメッシュの区域内が全て震度6弱というものではなく、また、メッシュの境界を越えた外側の区域がすぐに別の震度の値になるというものでもないことに留意する必要がある。

強震波形は乱数を用いて計算しており、震度5強と震度6弱が混在しているようなところでは、同じ地形・地質の場合でも、乱数の与え方により、震度5強の地点が震度6弱になったり、あるいは逆の状態になったりもする。したがって、そのようなゾーンは、どの地点も震度6弱の可能性があると見るべきである。

(2) 長周期波に関する留意点

今回の検討では、長周期成分を含む地震動の影響を十分に考慮したものとはなっていないことから、このような長周期地震動の構造物に及ぼす影響について調査研究を進め、新たな対策の必要性について検討することが必要である。

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

- ・波源域の各セグメントについて、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、上で求めた各セグメントの海底地殻変動量の合計と等しいとし、変位は全地点で時間差なしに与えられるものとする。

(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り計算を行う。
- ・津波伝播の計算は差分法により数値的に行う。深海部では大きな（1,350m）メッシュ領域とし、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計算する（遡上域は50mメッシュ）。
- ・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。
- ・なお、海岸構造物について計算領域内の堤防の高さ等をデータ収集し、それによる効果を反映する。しかし、それら堤防等が高潮対策のために設置されたところも多く、地震動による被害をどの程度受けるかどうかを個々の海岸構造物について評価していない。

(3) 積分時間

- ・外洋は地震発生から3時間まで、瀬戸内海は12時間とした。

(4) 地形データ

- ・国土地理院発行の50mメッシュ標高データ、および一級河川横断断面図を用いて作成する。

(5) 海底地形データ

- ・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。

(6) その他

- ・過去の地震の津波との比較を行うときは、陸上での粗度係数は、田畑での値に相当する0.02とし、現在の沿岸堤防等の線型構造物は存在しないものとする。なお、埋め立て地等、当時の地形を復元することが困難なものについては、現在の地形をそのまま用いる。

2．津波の波源域とセグメント化

(1) 津波の波源域

津波は、強震動を発生させる領域（震源域）での急激な断層の変位のみでなく、それよりもやや緩やかな断層の変位に伴う海底の地殻変動によっても発生するため、津波を発生させる領域（波源域）は、過去の事例から見ても、震源域よりも広いことがある。

宝永地震等による津波の波源域は、想定震源域よりもさらに西側に広がっていた可能性があり、これが九州地方に大きな津波をもたらした原因であると指摘されている。このことから、津波の検討においては、波源域として、想定震源域よりもさらに西側に断層を加え評価する。

また、想定震源域よりも南海トラフ側のより浅い部位の緩やかな断層変位や、震源域内の分岐断層により、より大きな津波が発生することがある。津波の検討においては、これらの点にも配慮し、地殻変動も含め、総合的に評価することとする。

(2) 波源域のセグメント化

強震動は、局所的に存在するアスペリティから発生するのに対し、津波は、断層の局所的な変位よりも、マクロ的な変位が支配的になる。実際、中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」の検討において、深さ毎に断層の変位量を変化させたモデルと、断層全体を一様に変位させたモデルの津波の高さを比較した結果、これら両者にはほとんど差はなかった。

しかし、今回検討の波源域はトラフ方向に長大であることから、これら領域全てが一様変位とすることは不適切である。また、地震時の地殻変動による海岸の沈降が大きな地域があり、地殻変動も再現できるものとする必要がある。

これらの点から、今回の検討においては、津波の波源域をトラフ方向と深さ方向にそれぞれ分割（セグメント化）し、過去の津波の高さに適合するよう各セグメントの変位量を評価することとする。

3．波源域各セグメントの断層変位量の推定

宝永地震タイプの津波の高さに適合するように、津波の波源域の各セグメントの断層変位量を推定した。

推定にあたっては、想定東海地震の波源域の断層変位量は、中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」の検討結果、基本断層 4 m、A断層 1.5 m、B断層 4 m、D断層 4 mに固定した。

各セグメントが順次破壊していく場合と、各セグメントが同時に破壊する場合の津波の高さについて、断層の破壊速度を踏まえ比較した結果、順次破壊していく場合の方が波源域の先端付近で津波が大きくなることが分かったが、その差は高々1割程度であった。このことから、今回の津波の試算にあたっては、各セグメントは同時に破壊するとして計算することとした。

また、想定震源域よりも南海トラフ側の浅い部位の断層変位や、分岐断層を加えたモデルでの推定結果は、それをどの場所に設定するか任意性があり、これらを考慮しない場合のモデルと比べると、断層の変位量は異なるが、津波の高さは殆ど変わらなかった。このため、今回の推定にあたっては、想定震源域よりも南海トラフ側の浅い部位及び分岐断層による変位は考慮しないこととした。

各セグメントの変位量による津波の計算結果は、宝永地震タイプの津波の高さと良い一致を示しており、それぞれのセグメントの変位量は、強震動計算のアスペリティの設置場所とも比較的整合していると思われる。

また、過去の地震時の地殻変動と、今回求めたモデルによる地殻変動を比較すると、高知県須崎付近での大きな沈降や、室戸岬の大きな隆起なども比較的良く一致しており、その他の地域の地殻変動とも整合的である。

なお、今回推定した各ブロックの断層変位量の中には、約14mと大きなものがあるが、これは波源域の断層変位量のみから津波の高さを再現したことによるもので、実際には海底に分岐断層を生じるなどしている。このような分岐断層も含め津波波源域を推定すれば、各ブロックの断層変位量を地震学により妥当性の高いものとする事は可能となるが、今回の検討は、防災対策の観点から過去の津波を再現するものであり、地震学的な観点においては、この点に留意する必要がある。

5．推進地域の検討の基とする津波の高さ

上記で求めた波源域各セグメントの断層変位量を基に、宝永地震タイプ以外の地震についても津波の高さを計算した。これらの計算結果は、過去の地震の津波の高さと概ね一致している。

推進地域の検討の基となる津波の高さの分布等については、今回の検討結果を用いるのが妥当と考える。

6．留意点

- (1) 海岸での海面の高さは潮位により変化している。計算した津波の高さは、平均潮位時のものであるが、防災上は、満潮時に津波が来襲した場合には

その潮位分を加味した高さまで津波が来襲する。

- (2) 地震により地殻変動で沈降が予想される場所では、その量に相当する分だけ時間とともに海水面が高くなる。逆に、隆起した場所では、海水面は低くなり、その量に相当する分だけ津波が来襲する高さが低くなることになるが、必ずしも、実際の地震時にはその場所が隆起するとは限らないことに留意する必要がある。防災対策上は、地震による地殻変動により沈降する地域についてはその量も加味し、隆起地帯については津波の高さから隆起量を減じないこととするのが適切と考える。
- (3) 地震時の地殻変動で沈降し、地面が海面よりも低くなった地域では、津波がおさまった後でも海水に覆われた状態となるので留意する必要がある。
- (4) 津波は地震発生とほぼ同時に海岸に押し寄せる地域と、ある程度の時間的猶予がある地域がある。また、第 1 波が押しあるいは引きで始まるか、第 1 波から 1 m 以上の津波高さとなる時間も地域により異なる。
- (5) 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、海岸堤防等の高さとその耐震性、津波の引き波の大きさなどを考慮する必要がある。
- (6) なお、東南海地震、南海地震のように時間差をおいて地震が発生した場合で、最初の地震に伴う津波が継続しているときに後発の地震が発生した場合には、津波が重なりあることにより、ところによっては、連動する場合よりも大きくなって十数 m の津波高となることがあり、この点についても注意が必要である。