

中央防災会議
「東南海、南海地震等に関する専門調査会」
(第12回)

東南海、南海地震等による
震度及び津波の高さについて
(案)

平成15年 6月27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、南海地震の抜本的対策を講じるため、中央防災会議「東南海、南海地震等に関する専門調査会」では、まず、その対象となる地震像とそれによる被害の状況を検討し、これを基に、対策の内容を取りまとめる。

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、過去に発生していないようなより大きな規模の地震の対策を行うことについては容易ではなく、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ー的に窮地に立つ）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、それ以上の規模の地震についてはソフト対策等で対応すること等を検討する。

2． 検討対象とする東南海、南海地震等の発生ケース

東南海、南海地震は、過去にも様々なパターンで発生しており、これを踏まえ、当調査会においては、次の5つのケースを検討する。

- (1) 想定東海地震、東南海地震、南海地震の震源域が同時に破壊される場合
- (2) 東南海地震と南海地震の震源域が同時に破壊される場合
- (3) 想定東海地震と東南海地震の震源域が同時に破壊される場合
- (4) 東南海地震単独で発生する場合
- (5) 南海地震単独で発生する場合

具体的な検討にあたっては、最も中心的となる東南海、南海地震を併せた震源域で地震が発生した場合について、その想定される強震動の揺れの分布（震度分布）と津波の高さの分布（津波の高さ分布）をまず検討し、残る4つのケースについても、その検討結果を踏まえ、順次、震度分布及び津波の高さ分布を推定し、それぞれ被害想定を行い講じるべき防災対策を検討する。

3． 検討にあたっての留意事項

本調査会での検討結果は、東南海・南海地震の全体を捉えた防災対策の参考とす

るためのものであり、中央防災会議において、地域での防災計画での共通事項に関する基本方針等と、全体を捉えた広域防災計画の確立等が目的である。

今回の検討対象の地震については、過去の実際の地震についての記録が古文書等に残っているものがあり、宇佐美ほか(1986)等によりそれを基にした当時の震度分布が想定されている。これら資料から比較検討の基となる地震や津波の像を作成し、全体像を捕えるために震度の大きさや津波の高さをシミュレーションで再現し検討を行うこととしている。

しかし、比較検討の基とした過去の地震の震度や津波の分布は、当時の資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ず、全ての地域の震度や津波を面的に捕えているものではない。また、シミュレーションによる想定は、地震発生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。このため、具体的な防災対策等を検討するにおいては、これらの点に留意し、ある程度幅があることを念頭に検討する必要がある。

一方、個別地域の防災計画を検討するにあたっては、それぞれの当該より詳細な地域状況を踏まえた検討を行うべきである。

．東海、東南海、南海地震の震源域等について

東海から南海地域で、過去に発生した地震の強震動が発生する領域（震源域）、規模及び発生の様態等は様々であるが、当調査会における検討では、中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」、及び文部科学省の地震調査研究推進本部での震源域に関する検討成果を踏まえ、強震動計算の結果と過去の地震の被害実態とを比較検討し、必要な修正等を行い、最終的な震源域を設定する。

なお、津波が発生する領域（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、本調査会では、中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」と同様、震源域と波源域をそれぞれ別に検討することとする。

1．過去地震の震度分布の特徴等と比較検討の基とする震度分布

過去の地震の震度分布からそれぞれの地震による震度分布の特徴等を整理し、比較検討の基とする震度分布を作成する。

（1）過去地震の震度分布の特徴等

検討の参考とする過去の5例の地震（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）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、それぞれの震度分布には、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の作成

過去の地震の震度分布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を重ね、さらに、安政南海地震の紀伊半島西側以西の震度分布を重ねる。

上の震度分布に、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。

最近の地震学的知見では、強震動を発するアスペリティは、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りのではないかとされている。上記の手順で作成した震度分布は、宝永、安政、昭和の各地震での揺れのうち、各場所における既往最大の揺れの震度を重ね合わせたものであるが、単に過去最大を重ね合わせたのではなく、宝永地震と類似している既往地震の特徴を利用し、発生する可能性のある宝永タイプの地震による震度分布を作成したものと考えられ、最近の地震学的知見とも矛盾しないものと思われる。

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

(3) 経験的手法から見た宝永地震タイプの震度分布の妥当性

過去の地震の震度を重ね合わせて作成した「宝永地震タイプの震度分布」が適切であるが否かを確認するため、司・翠川(1999)の経験的な距離減衰の関係をもとに、破壊方向も加味して修正した経験式(中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」)による震度分布と比較する。

経験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なすことができる。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い、今回の震度分布については、概ねM8程度の値を用い問題ないと思われる。

このパラメータ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おり、逆に、宝永地震タイプの震度分布が経験的手法の震度分布と概ね一致していることから、宝永地震タイプの震度分布は、宝永地震を再現したものであるとして問題ないと思われる。

2. 経験的手法からみた震源域の評価

経験的手法を過去の地震の震度分布に適合した結果、震源域等は次のとおり調整

した方がより適切となることが分かった。

安政東海地震の震源域は、西側領域を狭め、且つ熊野灘付近の境界をやや沖合に設定するほうが適合する。

宝永地震で見られる大阪の震度 6 以上の地域を再現するには、四国から紀伊半島にかけての震源域の境界を、紀伊半島西側の陸域にまで広げたほうが適合する。

紀伊半島先端付近の震度分布を再現するには、震源域の境界をやや沖合に設定するほうが適合する。

九州の震度 5 の地域を再現するには、震源域の西端側境界を、やや北西側に拡大するほうが適合する。

瀬戸内海から中国地方にかけての震度分布から見て、四国の震源域の境界はやや西側に設定する。

東南海・南海地震の震源域の東端は、想定東海地震の震源域の西側の境界よりもやや東側に拡大した方が、昭和東南海地震の静岡県内の震度 6 の領域の再現性が良い。

同震源域の西端の境界は、西端境界は九州に向けて北西方向にやや拡大した方が九州東岸の震度分布の再現性が良い。

上記の検討結果を踏まえ、強震動計算に置ける震源域、アスペリティの調整等を行い、強震動計算による震度分布と過去の地震の震度分布の比較検討を行う。

3. 各 5 ケースの震源域の概ねの境界

検討対象の各 5 ケースの地震のそれぞれの震源域は、次のようにし、過去の地震の震度分布と比較検討し、調整する。

想定東海地震、東南海地震、南海地震の震源域が同時に破壊される場合

想定東海地震の領域から四国沖のやや西側までの全領域。

東南海地震と南海地震の震源域が同時に破壊される場合

想定東海地震の震源域の西側の境界よりもやや東側に拡大した領域から南海地震の西側の領域。

想定東海地震と東南海地震の震源域が同時に破壊される場合

東海地震震源域から紀伊半島東側沖の境界より東側。

東南海地震単独で発生する場合

想定東海地震の震源域の西側の境界よりもやや東側に拡大した領域から

紀伊半島東側沖の境界より東側。

南海地震単独で発生する場合

紀伊半島東側沖の境界から南海地震の西側の領域。

4. 震源域のセグメント分け

震源域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、東南海地震及び南海地震の震源域を、概ね次の境界で領域（セグメント）に分割する。

[東南海地震の震源域のセグメント分け]

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

熊の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。

[南海地震の震源域のセグメント分け]

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。

重力のブーゲ異常の急変する領域とほぼ一致する。

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) 地殻浅部における変位量

上の (2) に加えて、津波予測計算で用いる変位量設定の妥当性評価のために、地殻浅部における変位量を見積もる。 μ を一般的な値、

$$\mu = 3.0 \sim 4.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$$

とし、(1) で求めた M_0 と、 $M_0 = \mu DS$ の関係式から妥当な浅部変位量の範囲を見積もる。

(4) 破壊伝播速度および F_{\max}

破壊伝播速度は次式による。

$$V_r = 0.72 V_s$$

F_{max} は兵庫県南部地震から推定された値、6Hzとする。

(5) 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。

(6) 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。

熊野灘沖のアスペリティは沖合に設定する。

紀伊水道付近の震源域については、紀伊半島よりの最も深いところに強いアスペリティを設定する。

紀伊半島先端から南東象限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。

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、強いアスペリティを四国の沖合に離れて設定する。

東南海・南海地震の震源域の東端付近にアスペリティを設定する。

東南海・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。

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メッシュの小断層約500個で近似する。

(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。

(4) 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(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。

$$Moai = Moa \times Sai^{3/2} / \sum Sai^{3/2}$$

Moai : 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。

$$ai = 2.5 Moai / Sai^{3/2}$$

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。

$$Moai = \mu Dai Sai$$

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。

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

(5) 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、 $M_{ob} = \mu D_b S_b$ の関係式を用いて背景領域の変位量を求める。

(6) 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。

$$b = 2.436 M_{ob} / S_b i^{3/2}$$

(7) 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した。

3. 地下構造モデルの設定

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。

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では、松岡・翠川(1994)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。

．強震動の推定

1．強震動の推定手法

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方式を用いた。

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、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。

地表における震度の計算においては、中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」と同様、地表の強震波形から求めた震度と、工学的基盤の強震波形から求めた震度に表層地盤の増幅率を加味して計算した震度とを比較し、適切な方を採用する方式とした。

2．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による震度分布との比較を行った。

(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、強震動波形計算の方法及び断層パラメータは、全体的にはほぼ妥当なものと思われる。

しかし、震源域の直上領域については、やや大き過ぎる結果となっており、経験的手法で用いられていると同様の強震動を補正するパラメータの調整等の検討が必要である。

(2) 震度分布から見た評価

全体的には、比較検討の基とする震度分布と概ね良い一致を示す。

しかし、これまでの強震動計算結果と同様、諏訪盆地等の特殊な地形の場所の震度が、過去の地震による被害の実態と比べると小さい。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、諏訪における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が観測されており、他の地域では地震の揺れを感じていない遠方で起きた地震でも、諏訪だけ地震の揺れを感じる場合がある。このような地域では、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。

また、震源域の直上領域については、やや大き過ぎる結果となっており、経験的手法で用いられていると同様の強震動を補正するパラメータを導入し調整する必要がある。

3. 経験的手法による震度分布の考慮

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もできる。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。

これらのことから、諏訪、瀬戸内海等、強震波形計算に比べ経験的手法による震度の方が大きくなっている地域、過去の地震で被害が大きな地域などについては、経験的手法も含め様々な面から検討を加え、過去の地震による被害とより一致するよう考慮するのが適切と思われる。

4. 震源直上等の震度

震源断層の広がりや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り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。経験式的手法では、これらを包括した概観結果を与えていると見ることができる。

震源直上等の震源域からの距離が小さいところでは、経験式と同様、経験式

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。

また、震源近傍での地震動の強い領域では、計算上のゆらぎが強く現れる地点が見られることがある。このため、震源域直上等の領域については、工学的基盤上の強震波形から計測震度を計算し、周辺の計測震度の値で平滑化して工学的基盤上の計測震度を求め、表層地盤の速度に応じて地表の計測震度を予測する経験的手法により次に震度を推定した。

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。

震源直上等の強震波形の計算方法についてはさらに検討が必要である。

5 . 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。

- (1) 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。
- (2) 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 強の地点震度 6 弱になったり、或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。

・津波

1．津波の波源域とそのセグメント化

(1) 波源域について

津波を発生する領域（波源域）は、過去の事例から見ても、地震動を発生する領域（震源域）よりも拡がることもある。断層が急激に滑ることにより強震動が発生する。津波は、強震動を発生させる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、震源域よりも波源域の方が広いことがある。

強震動の検討において、初期モデルより震源域の西端をやや拡げて評価した。津波の波源域は、それよりもさらに西側に拡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、震源域よりもさらに西側に断層を加え評価する。

(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、津波の高さは、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。このことから、今回の検討においても、津波の波源域における断層の変位量は、深さ方向に対して一様として試算する。

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。このため、震源域のセグメント分けの境界を踏まえ、波源域について、概ね50km程度でセグメント化し、それぞれのセグメントの断層変位量は一様として、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。さらに各セグメントを深さ方向に3分割したブロックモデルについても、それぞれのブロックの変位量を評価する。

なお、断層の破壊速度を踏まえ、順次、各セグメントが破壊していく場合の津波の高さと、各セグメントが同時に破壊するとした場合の津波の高さを比較した結果、破壊が進行する波源域の先端付近で順次破壊するとした場合の津波の方が大きいことが分かったが、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する。

2. 比較検討の基とする津波の高さ分布の作成

過去の5例の地震（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）の津波の高さから、比較検討の基となる津波の高さ分布を作成する。

これらの地震の津波の高さを比較するため、各地震の発生当時の潮位をそれぞれの津波の高さから減じ、T P 海水面からの津波の高さ分布を求めた。これを見ると、それぞれの地震の波源域や規模はそれぞれ異なるものの、次のような特徴が見られる。

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。

これらの特徴を踏まえ、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、安政東海地震及び安政南海地震の津波の高さを重ね合わせ、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。

3. 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。

- ・試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)。
- ・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。
- ・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。

(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、埋め立て地等について、過去の地震発生当時の標高及び水深に復元することは非常に困難であることから、現在の地形をそのまま用いる。

4. 波源域の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。

推定手順の概要は、次のとおり。

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4m、A断層1.5m、B断層4m、D断層4mに固定する。

その他のセグメントについては、初期変位を4mとして非線形最小二乗法により求めた最適値と、初期変位を12mとして同手法で求めた最適値とを比較して確定する。

これら両者の結果は、各セグメントで殆ど一致しているが、足摺岬西側のセグメントの変位量は、一致しなかった。このため、他のセグメントの変

位置を固定し、このセグメントだけの変位量を非線形最小二乗法により推定した。

なお、各セグメントの最終的な変位量は、0.5m単位のラウンドナンバーとする。

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高さとも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。

5．津波の高さ

東南海地震と南海地震が同時に発生した場合（東南海・南海地震）の津波の高さを計算する。各セグメントの変位量は、上記で求めた変位量と同じである。

計算された津波の高さと、過去の津波の高さを比較すると、遠州灘の国府付近以西は、宝永地震タイプの津波の高さとほぼ一致しており、比較するデータは少ないものの、それより以東の白須賀、舞阪付近では、昭和東南海地震の津波の高さと概ね一致しており、東南海・南海地震の津波の高さとしては妥当なものであると評価できる。

津波は、TP海水面に対して計算している。津波による海面の変化は、正にここで計算した津波の高さであるが、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。また、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。

他のケースの津波の試算結果も概ね妥当な結果となっている。これらについては、比較検討を進め、次回にとりまとめる。

6．防災上の留意すべき事項

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。

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。また、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。

また、東南海地震、南海地震のように時間差をおいて発生する場合には、津波の高さが遅れて発生した地震の津波によりさらに高くなることもあり、この点についても注意が必要である。