

別冊②

統計的グリーン関数法を用いた 震度分布の推計手法

平成27年12月

南海トラフの巨大地震モデル検討会

首都直下地震モデル検討会

1. 震度分布の推計手法の概要.....	1
2. 地盤モデル.....	1
2-1 浅い地盤構造モデル.....	2
(1) メッシュサイズについて.....	2
(2) 表層 30m の平均 S 波速度 (AVS30) の設定.....	3
(3) 表層 30m の平均 S 波速度 (AVS30) と震度増分について.....	4
2-2 深い地盤構造モデル.....	5
3. 強震波形計算手法による震度の推計.....	6
3-1 要素波の作成.....	6
3-2 波形合成.....	7
4. 地表における震度の推定.....	7

1. 震度分布の推計手法の概要

ここでは、本検討会資料で示されている震度分布の算出方法について説明する。震度計算は、本検討会が2012年に公表した、「南海トラフの巨大地震モデル検討会」による第一次報告¹⁾(以下、前回報告書)と基本的に同じ方法を採用している。

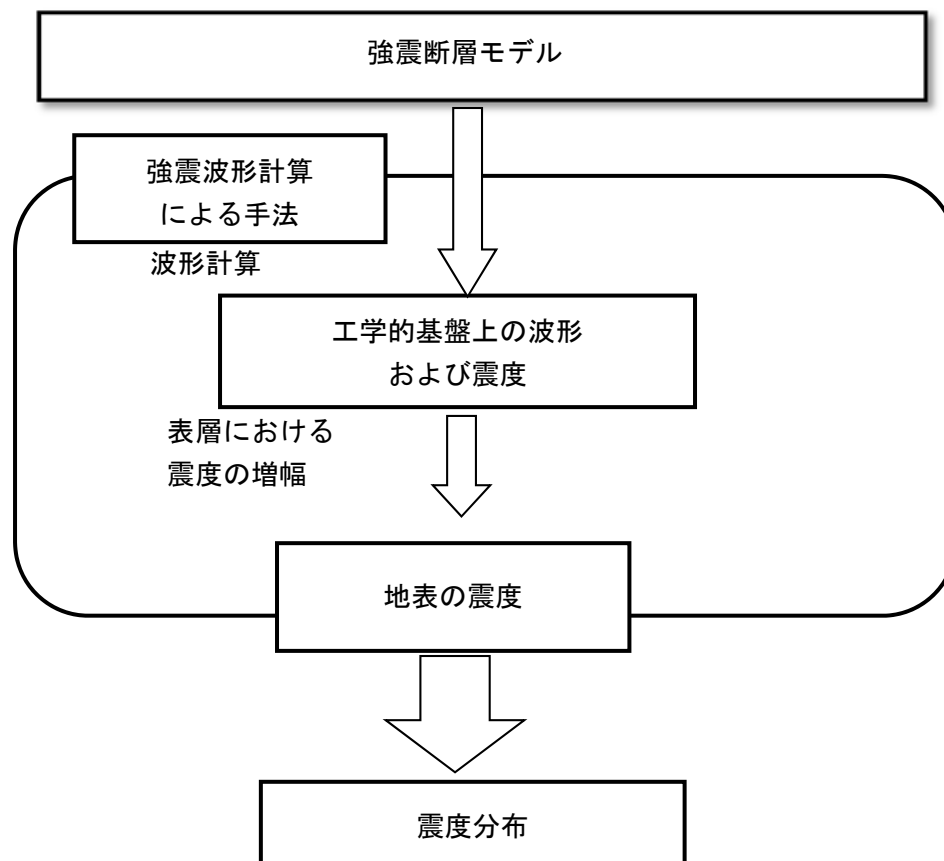


図1-1. 震度分布の推計手法(概要)

2. 地盤モデル

震度分布の計算で用いている地盤構造モデル(地震基盤から工学的基盤面までの深い地盤と、工学的基盤面から地表面までの浅い地盤)は、前回報告書¹⁾で用いられている地盤モデルである。ただし、首都圏の地盤モデルは、観測記録を基に必要と考えられた修正を施した。修正方法については、2-1で後述する。なお、この震度分布の推計では、概ね周期2~3秒より短い周期の地震動を対象としており、周期2~3秒以上のいわゆる長周期地震動については、別途、検討が必要である。

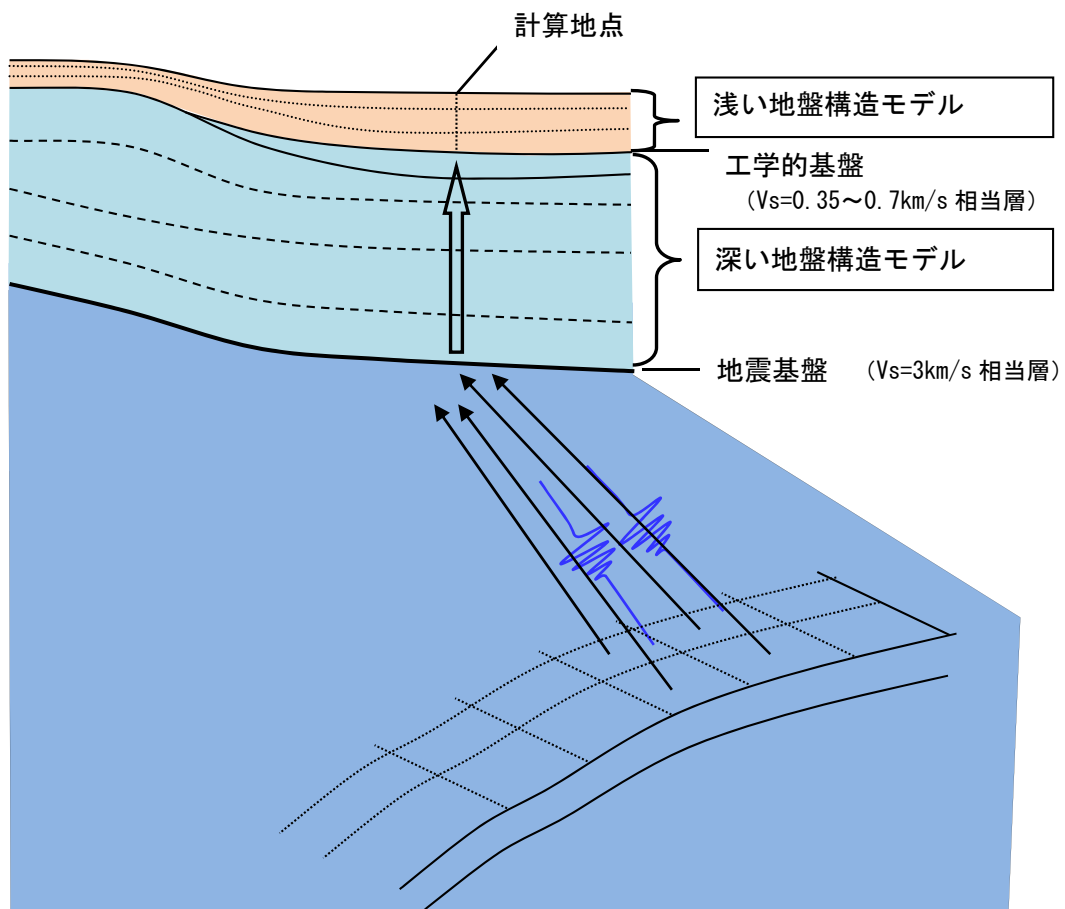


図 1-2. 工学的基盤における強震波形計算の概念

2-1 浅い地盤構造モデル

(1) メッシュサイズについて

工学的基盤（平均 S 波速度が 0.35~0.70km/s に相当する地層）よりも浅い地盤の地盤モデル（以下「浅い地盤構造モデル」という。）については、最近の研究によって、浅い地盤構造モデルの構築に不可欠である微地形区分が 250m メッシュで整備されてきていることを背景として、本検討会では、震度分布の推計を 250m メッシュで行うこととし、今回の推計に用いる浅い地盤構造モデルを、測量基準を世界測地系とした 250m メッシュ（4 分の 1 地域メッシュ、緯度間隔 7.5 秒、経度間隔 11.25 秒）で新たに作成することとした。

(2) 表層 30m の平均 S 波速度 (AVS30) の設定

浅い地盤の各メッシュにおける AVS30 については、従前と同様に、地質調査資料（ボーリング及び PS 検層のデータ）を基に、地質調査資料に欠ける部分については微地形区分図を基にして求めることとした。

a) 地質調査資料による設定

本検討会において、新たに浅い地盤構造モデルを構築するに当たり、国土交通省、独立行政法人防災科学技術研究所、各地域の地盤協議会等、地方公共団体から、ボーリング本数約 70 万本、PS 検層本数約 34 百本のデータを収集した。これら資料のうち重複したものを整理し、今回の浅い地盤構造モデルの構築のために使用したボーリング本数は、約 49 万本（従前の約 3.8 倍）、PS 検層本数は、約 28 百本（従前の約 1.2 倍）である。

このボーリングデータ及び PS 検層データから既往の関係式を用いて、それぞれの AVS30 を求めた。同一 250m メッシュ内に複数のボーリングデータや PS 検層データがある場合には、以下の優先順位に従って採用することとした。

表 1-1. 250m メッシュ内の AVS30 の採用優先順位

優先順位	AVS の算出区分
1	PS 検層 掘進長 30m 以上のデータによる AVS30
2	PS 検層 掘進長 10-30m データによる AVSn (n=10、20) から推定した AVS30
3	ボーリング 掘進長 30m 以上のデータによる AVS30
4	ボーリング 掘進長 10-30m データによる AVSn (n=10、20) から推定した AVS30

b) 微地形区分図による設定

250m メッシュの微地形区分図は、若松・松岡(2011)²⁾を用いることとし、これをもとに微地形区分と AVS30 の関係を整理した。微地形区分と AVS30 の関係については、以下の3つの関係式について検討し、微地形区分ごとに最も妥当なものを採用することとした。

- ・中央値式：

収集した PS 検層による AVS30 対数値の中央値を推定値とした場合

- ・松岡・ほか(2005)³⁾方式：

松岡・ほか(2005)を参考にして AVS30 を推定する説明変数として、標高、傾斜、先第三系・第三系の山地・丘陵からの距離を考慮した場合

- ・藤本・翠川（2003）及び中央防災会議（2003）方式

藤本・翠川（2003）及び中央防災会議（2003）を参考にして AVS30 を推定する説明変数として標高を考慮した場合

その結果、岩石台地、砂礫質台地、ローム台地、谷底低地、扇状地の微地形区分には松岡・ほか(2005)による関係式を、その他の微地形区分には中央値を採用した。また、資料の数値のバラツキを加味し、それぞれ求められた関係式 (μ 式) の値から標準偏差を差し引いた値を用いる式 ($-\sigma$ 式) を用いることとした。

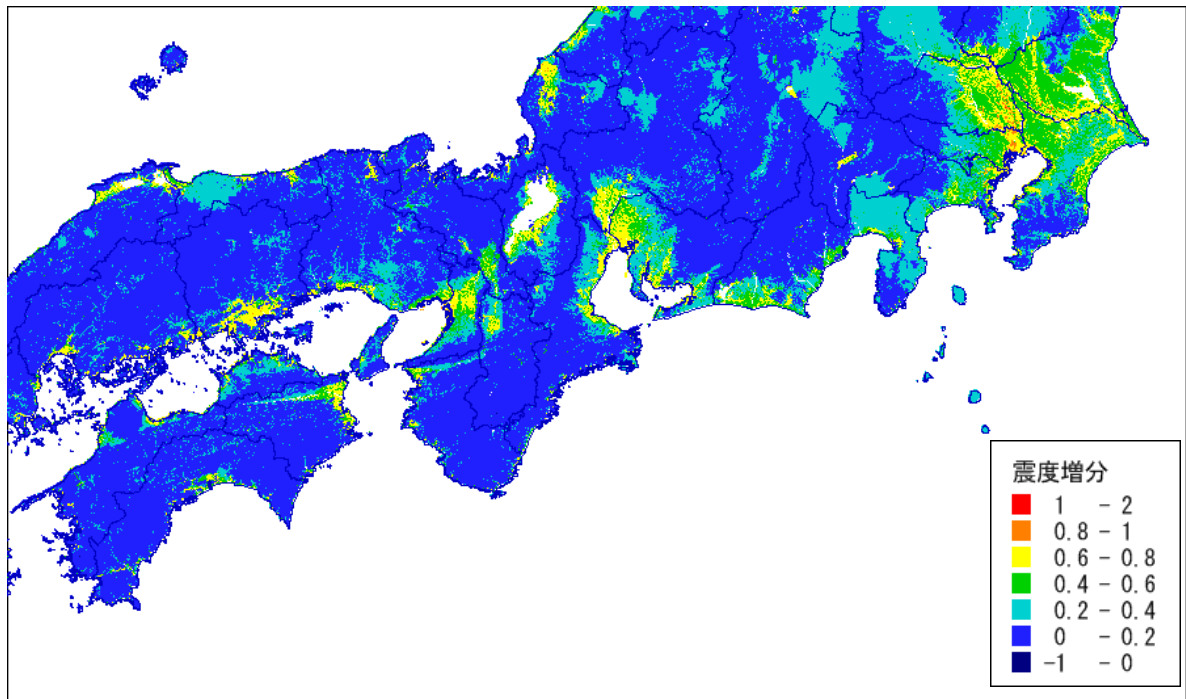
なお、山地（先第3系）の資料には周辺域の柔らかい地盤の資料も混在している可能性があることから、山地（先第3系）の $-\sigma$ 式は μ 式と同じとした。

(3) 表層 30m の平均 S 波速度 (AVS30) と震度増分について

地表の震度は、工学的基盤面における震度から、浅い地盤構造モデルで増幅される震度増分を加えて算出する。この震度増分は、地盤の非線形性により、震度が大きくなると震度増分が小さくなる。横田・他(2005)⁶⁾は、数値計算により非線形性を加味した AVS30 と震度増分の関係式を作成し、中央防災会議（2003）でもこの関係式を用いて地表の震度分布を求めてきた。

なお、本検討会では、浅い地盤のメッシュサイズを 250m にしているため、収集したボーリング資料と、同一区画内にある震度の観測データを比較し、横田らの提案した関係式が妥当であること確認した上で利用している。

図2-1に、求められた震度増分の分布図を示す。



※工学的基盤から地表までの浅い地盤構造による震度の増加分（ゆれやすさ）

図 2-1. 震度の「ゆれやすさ」（震度増分の分布）

2-2 深い地盤構造モデル

地震基盤（平均 S 波速度が 3km/s に相当する層）から工学的基盤（平均 S 波速度が 0.35～0.70km/s に相当する地層）までの間の地盤の地盤構造モデル（以下「深い地盤構造モデル」という。）について、これまで中央防災会議(2003)⁶⁾では、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、地震基盤及び工学的基盤の深さの平均的な分布を内挿して速度構造を求めることで、深い地盤構造モデルを作成してきた。

その後、深い地盤構造モデルについては、地震調査委員会において、2009年に地震動予測地図作成の一環として全国深部地盤構造モデル（いわゆる「全国 0.5 次モデル」）⁷⁾が、2011年1月に「全国 0.5 次モデル」を改良した「全国 1 次地下構造モデル（暫定版）」⁸⁾が公表された。

これを踏まえ、本検討会の深い地盤構造モデルについては、地震調査委員会による「全国 1 次地下構造モデル（暫定版）」を基本とすることとし、首都圏域については、首都圏域に展開された超密な観測網 MeSO-net（メソネット）等による観測データ及び微動アレ

イデータを用い修正を行った。

さらに、南海トラフ沿いの四国及び東海地域において、観測記録を用いた修正を行った(別冊③を参照)。

3. 強震波形計算手法による震度の推計

震度の推計には、一般に統計的グリーン関数法と呼ばれる手法を用いた。以下では、統計的グリーン関数法の概要を示す。

3-1 要素波の作成

強震波形の計算に当たっては、工学分野での活用も念頭におき、工学的基盤 ($V_s=350 \sim 700\text{m/s}$) 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る。

要素地震波形としては、Boore(1983)⁹⁾に従い、次式で示す $\omega \cdot 2$ 則に従う震源特性に従うスペクトルモデル (Brune, 1970)¹⁰⁾ を考えた上で、これに経験的な位相特性を与えたものを使用する。

$$S_A(\omega) = \frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho\beta^3} M_0 \cdot \frac{\omega^2}{1 + (\omega/\omega_c)^2} \cdot \frac{1}{1 + (\omega/\omega_{\max})^2} \frac{e^{-\omega R/2Q\beta}}{R + C} \dots (1)$$

$$\omega_c = 2\pi f_c, \quad f_c = 4.9 \times 10^6 \beta (\Delta\sigma/M_0)^{1/3}$$

$$\omega_{\max} = 2\pi f_{\max}, \quad f_{\max} \text{ は高周波遮断周波数}$$

ここで、 M_0 は地震モーメント [$\text{dyne}\cdot\text{cm}=10^{-7}\text{Nm}$]、 ρ は密度 [g/cm^3]、 β は媒質のS波地震波速度 [km/s]、 R は震源距離 [km]、 $\Delta\sigma$ は応力パラメータ [$\text{bar}=10^{-1}\text{MPa}$] である。

$R_{\theta\phi}$ はラディエーション係数であるが、これは、小断層ごとに計算地点への方位角、射出角により計算する。この時、Kamae and Irikura(1992)¹¹⁾と同様に、周波数依存型の放射特性を導入した。位相特性については、小断層—計算地点間の距離を考慮する佐藤(1994)¹²⁾に従って設定した。

位相特性については、要素断層と計算地点間の距離を考慮する佐藤・ほか(1994)¹²⁾に従って設定した。

強震断層域の広がり を考慮した地震波伝播の理論的考察によれば、強震動スペクトルは、断層に近い場所では、断層からの距離が短くなることによる振幅の増幅は起きなくなる。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)を持つことから、断層近傍での地震動の増加は小さくなる傾向がある。

このため、中央防災会議でのこれまでの検討で用いた手法と同じく、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した。

このパラメータ C の値が適切でない場合には、震源近傍の震度を過小評価或いは過大評価することになる。本検討では、震源近傍の震度の減衰の様子が、距離減衰式による減衰の様子と概ね類似になるよう調整した。その際に、求まる C の値と強震動生成域のサイズと関係が指摘されており、強震動生成域の要素断層の 1.5 倍とし、M8~9 クラスの海溝型地震では $C=15$ km とすることとした。この値はあくまで暫定的なものであり、震源断層直上等の震度の大きさを適正に評価するには、今後再検討が必要である。

3-2 波形合成

SV 波、SH 波それぞれに、サイト直下の地盤構造を用いた斜め入射による地盤増幅係数を乗じ、Radial および Transverse 成分から NS および EW 成分への座標回転を考慮した後、入倉ほか(1997)¹³⁾による補正関数を用いて波形合成を行った。

$$U(f) = \sum_m^{N_L} \sum_n^{N_W} e^{-i2\pi f t_{mn}} \left\{ \left(1 + \frac{1}{n^{(1-e^{-1})}} \right) \sum_{k=1}^{(N_D-1)n'} e^{-\frac{k-1}{(N_D-1)n'}} e^{-i2\pi f \frac{(k-1)\tau}{(N_D-1)n'}} \right\} u_{mn}(f) \quad (2)$$

ここで、 $U(f)$ は波形合成後のサイトの加速度フーリエ・スペクトルであり、 $u_{mn}(f)$ は要素断層によるサイトの加速度フーリエ・スペクトルである。 t_{mn} は破壊開始時刻からサイトに到達するまでの時間であり、球殻モデルによる走時と破壊開始点から要素断層までの破壊伝播時間の和で表される。 N_L, N_W, N_D はそれぞれ長さ方向、幅方向、すべり方向の分割数であり、 τ はライズタイム、 n' は重ね合わせによる人工的な周期特性を有効周波数より高い周波数側に移動させる再分割数である。

小断層のサイズ、またその配列など断層モデルの設定に起因する特異な周波数特性が生ずることを防ぐために、すべり角および破壊伝播時間に揺らぎを与える。すべり角の揺ら

ぎ幅は $\pm 30^\circ$ を基本とした。破壊伝播時間の揺らぎ幅は(小断層の幅/破壊伝播速度/2)を基本とした。

4. 地表における震度の推定

地表における震度は、工学基盤の地震波形から震度を計算し、2-1 (3) で示した震度増分を工学的基盤上の震度に適用して、地表における震度を求めた。ここで、震度増分が平均 S 波速度=700m/s として求められているのに対して、工学的基盤の平均速度に幅があることより、震度増分を適用する際には、予め工学的基盤の震度に工学的基盤の深さ 30m までの平均速度による補正を行った。

参考文献

- 1). 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (2012) : 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について (第一次報告) .
- 2). 若松加寿江・松岡昌志 (2011) : 世界測地系に準拠した地形・地盤分類 250m メッシュマップの構築, 日本地震工学会大会-2011 梗概集, pp.84-85.
- 3). 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, pp.239-251.
- 4). 藤本一雄・翠川三郎 (2003) : 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく平均 S 波速度分布の推定, 日本地震工学会論文集, Vol.3, No.3, pp.13-27.
- 5). 中央防災会議(2003) : 「東南海、南海地震等に関する専門調査会」(第 16 回) 報告書.
- 6). 横田崇・稲垣賢亮・増田徹(2005):数値実験による地盤特性と増幅率の関係, 日本地震学会講演予稿集 (2005 年度秋季大会), B064, No.86.
- 7). 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 讓(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, pp.1466-1469.
- 8). 藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・工藤暢章・大井昌弘・はお憲生・早川 讓・遠山信彦・松山尚典・岩本鋼司・鈴木晴彦・劉 瑛(2009) : 強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討, No.337.
- 9). 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.
- 10). Brune, J. (1970) : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.
- 11). Kamae, K. and K. Irikura (1992) : Prediction of site-specific strong ground motion using semi-empirical methods, *Proc. 10th World Conf. Earthq. Eng.* Vol.1, pp.801-806.
- 12). 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994) : 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特性, 日本建築学会構造系論文集, No.461, pp.19-28.
- 13). 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子(1997) : 経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会予稿集 Vol2, B25.