

## 三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価

(説明)

### 1. 強震動評価の概要

#### 1.1 評価全体の流れ

三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価全体の流れを以下に示す。図7には作業内容をフローチャートにして示す。

- 1) 地震調査委員会による「三浦半島断層群の評価」(地震調査委員会, 2002b; 以下、「長期評価」という)では、同断層群を主部と南部に分けて評価している。本報告では、このうち「今後30年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中で高いグループに属する」と評価された衣笠・北武断層帯と武山断層帯の地震を想定することとし、「長期評価」よりそれらの巨視的震源特性を設定した。
- 2) 1)の巨視的震源特性等から微視的震源特性を評価して特性化震源モデルを設定した。武山断層が活動する場合については、アスペリティの深さが中央で、断層傾斜角45度の設定を基本ケースとし、これに対しアスペリティの位置を浅くしたケース、断層の傾斜角を60度としたケースそれぞれを想定した。衣笠・北武断層帯が活動する場合については、武山断層帯の基本ケースに準じた1通りのケースのみ想定した。
- 3) 関東平野の南部に位置する震源断層周辺の三次元地下構造モデルは、既存の探査データを利用して作成した。浅い地盤構造は国土数値情報(国土地理院, 1987)を基に作成した。
- 4) 2)で作成された特性化震源モデル、3)で作成された三次元地下構造モデルを基に震源断層周辺の領域において、約1kmメッシュ単位で「詳細法」(4章参照)を用いて強震動評価を行った。その強震動評価結果については、既存の距離減衰式と比較を行い、検討を行った。
- 5) 平均的な地震動分布を評価するため「簡便法」(4章参照)を用いた強震動評価も行った。

次章以降、上記の評価作業内容について説明するが、強震動評価の構成要素である「震源特性」、「地下構造モデル」、「強震動計算方法」、「予測結果の検証」の考え方については、付録の「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」(以下、「レシピ」と呼ぶ)に基づいたものであり、その内容と重複する事項についてはここでは簡単に記述した。

#### 1.2 評価地点

本報告における評価地点は、図8に示した「詳細法」、「簡便法」それぞれの評価範囲の中にある約1kmメッシュの中心とした。なお、「詳細法」の評価範囲は、通常は震度6弱となる範囲をすべて含むように設定される。本報告においては、評価対象地域に分布する盆地の影響(特に盆地端部からの表面波や反射波)を評価することを考慮し、評価範囲の北端及び西端を通常より拡張した。しかしながら、木更津の北東に分布する深い盆地については、評価範囲に含まれていないことより、この影響は評価されていない。

#### 1.3 評価項目

本報告における強震動の評価項目は、「詳細法」、「簡便法」それぞれにおいて下記のとおりである。

#### 「詳細法」

- 「詳細法工学的基盤」(3章参照)上の時刻歴波形(計算有効周期範囲:0.1~10秒)。
- 地表の最大速度及び計測震度

#### 「簡便法」

- 工学的基盤( $V_s=400\text{m/s}$ 相当:3章参照)上の最大速度
- 地表の最大速度及び計測震度

本報告では、「詳細法工学的基盤」上において計算された波形のうち、図8にその位置を示す東京(東京駅)、川崎(市役所)、横須賀(市役所)、三浦(市役所)、木更津(市役所)それぞれに最も近い評価地点について、時刻歴波形及び擬似速度応答スペクトルを例として示すこととした。

## 2. 震源特性の設定

本報告では、武山断層帯が活動する場合について、アスペリティの深さが中央で、断層傾斜角45度の設定を基本ケースとし(ケース1)、これに対しアスペリティの位置を浅くしたケース(ケース2)、断層の傾斜角を60度としたケース(ケース3)それぞれを想定した。衣笠・北武断層帯が活動する場合については、武山断層帯の基本ケースに準じた1通りのケースのみ想定した(ケース4)。図9に活断層で発生する地震の震源特性設定の流れを示す。

### 2.1 巨視的震源特性

#### 震源断層の位置・面積・形状・傾斜角・深さ

- 震源断層の位置については、「長期評価」によるものを使用した。ただし、「長期評価」で断層帯の位置として示された緯度・経度は、その分布が確認されている断層両端の緯度・経度を示しており、これらを直線で結ぶと、陸域で確認されている断層帯の走向とは整合しない。したがってここでは、活断層の位置図より陸域で確認されている断層帯の走向に、想定する震源断層の走向をあわせた(図1参照)。また、断層の長さについては、上記のように「長期評価」では、分布が確認されている断層の両端しか示されておらず、海域での延長については示されていない。したがって、それぞれの断層帯の長さを推定することも困難であり、ここでは、武山断層の長さを20kmと設定した。衣笠・北武断層帯については、上記の走向方向に直線的に延長し、西は湘南海岸、東は浦賀水道の最深部までを断層帯とした。これは、西の延長線上の陸域及び東の延長線上の浦賀水道東斜面に断層が認められないことによる。この結果、衣笠・北武断層帯の断層モデルの長さは28kmとなった。
- 地震発生層の深さについて、その上限は、神奈川県(2001b)の調査結果(基盤の深さ分布)より、当該地域の平均をとって3kmとした。地震調査委員会(2003b)では、地震発生層の下限を微小地震の深さ分布より推定したが、ここでは、地殻内微小地震の深さ分布が得られていないことより、地殻内地震発生層の下限の平均に相当する15kmと想定した。
- 震源断層の傾斜角について、「長期評価」では、「地表近傍では高角度と推定される」が、深部については不明としている。ここでは、神奈川県(2001a)の反射法探査の結果(深度断面)を解釈して、基本ケースの断層傾斜角度を45度と想定し、また、断層傾斜角が60度のケースも評価した。
- 上記の地震発生層の厚さ及び傾斜角から断層の幅を算定し[レシピ(1)式参照]、震源断層の面積を算出した。

## 地震モーメント $M_0$

地震モーメントについては、内陸地震の震源断層全体の面積と地震モーメントとの関係に基づき、地震モーメントの値を求めた[レシピ(2)式参照]。図10に地震モーメントと断層面積の関係について過去の地震の解析結果をまとめたものに、今回の設定値をプロットして示す。

## 平均すべり量 $D$

震源断層全体の平均すべり量 $D$ は、想定震源域の平均的な剛性率 $\mu$ 、地震モーメント $M_0$ 及び震源断層の面積 $S$ を用いて推定した[レシピ(4)式参照]。

## 2.2 微視的震源特性

### アスペリティの数・位置

アスペリティの個数は、経験上、1地震につき平均2.6個で、1セグメントにつき1~2個とされている[レシピ参照]。本報告では、いずれのケースにおいてもその断層面積が比較的小さく、セグメントは1つであることより、アスペリティの数は1つとした。アスペリティの位置については、両断層帯とも三浦半島の東部で活断層地形が明瞭で、西部では不明瞭であることより(神奈川県, 2001a)、アスペリティの中心が三浦半島東部に位置するように想定した。

### アスペリティの面積

アスペリティの総面積は、短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル(以下短周期レベルと呼ぶ)と関係があることから、以下の手順で算定した。

- ・ 壇・他(2001)による短周期レベルと地震モーメントとの経験式[レシピ(5)式参照]を用いて、地震モーメントから短周期レベルを算定した(図10)。
- ・ 上記で算定した短周期レベルから、便宜的に等価な半径 $r$ の円形のアスペリティが一つあるという考え方を基にして、アスペリティの面積 $S_a$ を求めた[レシピ(6)~(8)式参照]。

算定した結果、震源断層の面積に対するアスペリティの総面積の比は、武山断層帯(ケース1~3)で10~11%、衣笠・北武断層帯(ケース4)では15%となる。これまでの研究成果では、アスペリティの総面積が震源断層の面積と比例関係にあることが経験的に知られており、アスペリティの定義が研究ごとに異なるものの、内陸地震によるアスペリティ総面積の占める割合は断層総面積の平均22%(Somerville et al.,1999)、15%~27%(宮腰・他, 2001)、平均37%(石井・他, 2000)といった結果が得られている。

### アスペリティ・背景領域の平均すべり量

アスペリティ全体の平均すべり量は、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果(Somerville et al, 1999)を基に震源断層全体の平均すべり量の2倍とし、アスペリティのすべり量及び背景領域のすべり量を算定した[レシピ(9)~(13)式参照]。

この結果、アスペリティの平均すべり量は武山断層帯(ケース1~3)で1.2~1.4m、衣笠・北武断層帯(ケース4)では2mとなる。なお、「長期評価」によると、両断層帯ともに1回のずれ量は1m程度もしくはそれ以上と推定されている。

### アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力

アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力は、アスペリティの面積から1つの円形のアスペリティが存在すると見なして算定した[レシピ(14)~(15)式参照]。

f<sub>max</sub>

f<sub>max</sub>については、これを推定するための情報がないため、地震調査委員会(2002a)と同様、兵庫県南部地震の研究成果(鶴来・他, 1997)である6Hzを用いた。

すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いた[レシピ(16)~(19)式参照]。

## 2.3 その他の震源特性

破壊開始点の位置

破壊開始点については、三浦半島断層群の分岐形態等から想定することは困難であったことより、地震調査委員会(2003a)同様に、アスペリティの中央下端とした。

破壊伝播様式

破壊は、経験的に破壊開始点から放射状(概ね同心円状)に割れていくものとした。

破壊伝播速度

平均破壊伝播速度は、地震発生層のS波速度との関係(Geller, 1976)から求めた[レシピ(20)式参照]。

## 2.4 詳細な計算に用いる震源モデル

強震動計算に用いる震源モデルは、震源断層を約2km×2kmの要素メッシュに分割して設定した(図2)。

## 3. 地下構造モデルの設定

強震動評価のための地下構造モデルについては、対象を地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤までの大構造、地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤から工学的基盤までの地盤構造(以下、深い地盤構造と呼ぶ)、地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造(以下、浅い地盤構造と呼ぶ)の3つに分けて設定を行った。なお、本報告において工学的基盤は2通りに定義されているが、これについては「3.2深い地盤構造」において説明する。

### 3.1 上部マントルから地震基盤までの大構造

上部地殻の層厚、P波速度、S波速度、密度については、Yamazaki et al. (1992)が設定した値を用いた。フィリピン海プレートの上面深度分布は、Ishida(1992)より設定した。同プレートの海洋性地殻の厚さは、Nakanishi et al.(1998)より7kmとした。そのP波速度については仲西・他(1994)より6.8km/sとし、S波速度は関口(2000)による神奈川県中央部を通る南北断面のポアソン分布から読み取ったポアソン比を用いて、3.93km/sと設定した。密度は、Yamazaki et al. (1992)が設定した2.9g/cm<sup>3</sup>とした。上部マントルのP波速度は、仲西・他(1994)の探查結果から7.8km/sとした。S波速度は、Yamazaki et al. (1992)が設定したV<sub>p</sub>/V<sub>s</sub>より4.47km/sとした。密度は、Yamazaki et al. (1992)の3.2g/cm<sup>3</sup>とした。図11に三浦半島下の上部マントルから地震基盤までの大構造モデルの断面を示す。

ただし、半経験的方法[レシピ参照]においては、この地下構造モデルは用いず、減衰特性のみ考慮した。ここでは、断層周辺の減衰特性の情報がないため、次式に示す仙台地域の観測記録から推定した佐藤・他(1994b)による周波数依存のQ値を利用した。

$$Q=110 \cdot f^{0.69} \quad (f \geq 0.8\text{Hz}) \quad (1)$$

$$Q=110 \quad (f < 0.8\text{Hz})$$

ここで、 $f$ : 周波数(Hz)

### 3.2 深い地盤構造

深い地盤構造モデルについては、レシピの中の「深い地盤構造のデータが一部揃っている場合」の「過去の堆積環境が区域によってかなり変化していると想定されるケース」に相当するものとして、その考え方にに基づき、以下の手順でモデルの作成を行った。

鈴木(2002)等の地質的情報を基に地質断面図及び各地層の上面(基底面)等深線図を作成した。

屈折法弾性波探査、反射法弾性波探査、微動探査等の探査結果及びボーリングデータ等を基に速度構造断面を作成した。これらでは、P波速度に関する情報が主であったことより、P波速度構造断面を作成した。表2に収集した速度構造に関する文献の一覧、図12にその位置を示す。

の地層境界と の速度構造断面とを照合し、必要に応じて速度層断面を修正した。図13に、例として、 $x=-30,000\text{m}$ と $x=-70,000\text{m}$ (日本平面直角座標IX系)における地質断面と速度構造断面(東西断面)の対応を示す。速度断面図の中の は、物理探査の速度層境界などを読み取った位置を示し、 の色でその速度値を示している。

情報が乏しく速度構造断面を作成できないところについては、地質データにより補間し、6層から成るP波速度層構造( $V_p=5.5\text{km/s}$ 層、 $V_p=4.8\text{km/s}$ 層、 $V_p=4.3\text{km/s}$ 層、 $V_p=3.5\text{km/s}$ 層、 $V_p=3.1\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.1\text{km/s}$ 層)として、三次元速度構造モデルを評価した(図14)。各速度層のS波速度、密度は、P波速度よりLudwig et al.(1970)の關係を用いて換算した。東京都、千葉県、神奈川県、埼玉県の地震被害想定資料を参照し、 $V_s=500\text{m/s}$ 層の分布を求めた。その結果、計算範囲の中の一部の地域では、 $V_s=500\text{m/s}$ 層が分布しないと評価された(図15)。

各速度層と地質との關係は次のとおりである。

- $V_p=2.1\text{km/s}$ 層( $V_s=700\text{m/s}$ 層)は、上総層群に相当する。また、三浦層群や先新第三系が露出する地域では、表層風化帯に相当する。
- $V_p=3.1\text{km/s}$ 層~ $V_p=4.3\text{km/s}$ 層( $V_s=1.5\text{km/s}$ 層~ $V_s=2.3\text{km/s}$ 層)は、三浦層群に相当する。
- $V_p=4.8\text{km/s}$ 層( $V_s=2.8\text{km/s}$ 層)は、先新第三系基盤(四万十帯北帯・南帯)に相当する。
- $V_p=5.5\text{km/s}$ 層( $V_s=3.2\text{km/s}$ 層)は、領家帯、秩父帯及び三波川帯に相当する。

本報告では、 $V_p=4.8\text{km/s}$ ( $V_s=2.8\text{km/s}$ )の層を地震基盤とした。

なお、本報告では、上記モデルの最上位を「詳細法工学的基盤」と定義するが、最上位には図15に示すように $V_s=500\text{m/s}$ 層が分布するところと $V_s=700\text{m/s}$ 層が露出するところがある。「詳細法工学的基盤」での波形計算処理は、 $V_s=700\text{m/s}$ 層までと $V_s=500\text{m/s}$ 層とでは異なるため、これらを分けて評価する。

一方、「簡便法」においては、上記地下構造モデルを用いることなく、評価地点下に一律 $V_s=400\text{m/s}$ の層が分布するとみなして、これを工学的基盤( $V_s=400\text{m/s}$ )と定義した。この簡便法における工学的基盤の定義は、地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会による「確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定)について」(地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会,2002)の中の「工学的基盤」の定義と同義である。

### 3.3 浅い地盤構造

浅い地盤構造は、「詳細法」においては「詳細法工学的基盤」の上に分布し、「簡便法」におい

ては工学的基盤 ( $V_s=400\text{m/s}$ ) の上に分布するという前提で、レシピの中の「面的な評価のためのモデル化の方法」に基づいてモデル化を行った。即ち、国土数値情報を利用した手法(松岡・翠川, 1994)を用い、約1kmメッシュ単位で浅い地盤構造における表層30mの平均S波速度を求め、これより、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率を算定した(図4)[レシピ(21)~(22)式参照]。

#### 4. 強震動計算方法

本報告で用いた強震動計算方法としては、ここまで述べた特性化震源モデルと三次元地下構造モデルの影響を取り入れてハイブリッド合成法を用いて地震波形を求める「詳細法」と、過去のデータを基にマグニチュードと距離をパラメータとする経験式により最大速度を算定する「簡便法」とを使い分けた。以下にそれぞれの手法について説明し、特徴を記す。

##### 4.1 「詳細法」

詳細な計算に用いる震源モデル

強震動計算に用いる震源モデルは、震源断層を約2km×2kmの要素メッシュに分割して設定した(図2)。

三次元地下構造モデル上面における波形計算

3章で述べた深い地盤構造及び上部マントルから地震基盤までの大構造より、 $V_s=700\text{m/s}$ 層を最上面として、標高軸を深さ軸に変換した( $V_s=700\text{m/s}$ 層上面が深さ0mとなる)三次元地下構造モデルを再構築した。この三次元速度構造モデルを用いて、ハイブリッド合成法により $V_s=700\text{m/s}$ 層上面における時刻歴波形を計算した。ここで用いたハイブリッド合成法では、長周期成分を理論的方法(Pitarka, 1999)による不等間隔格子有限差分法、短周期成分を統計的グリーン関数法(壇・他, 2000)によりそれぞれ計算する。そして、接続周期付近でフィルター処理(マッチングフィルター)を施した上でそれらを合成することによって広帯域地震動を評価することができる。合成の接続周期は約1.1秒とした。また、波形は詳細法評価範囲(図8)における約1kmのメッシュそれぞれの中心点で求めた。

統計的グリーン関数法においては、次に述べるように、各要素断層に対する地震基盤における統計的グリーン関数、三次元地下構造モデル上面における統計的グリーン関数を順次作成し、波形合成を行った。

##### ・地震基盤における統計的グリーン関数の作成

仙台地域で観測された主に海溝型地震の記録を用いて佐藤・他(1994a, 1994b)が推定したパラメータを用いたスペクトルモデルと経時特性モデルを用いて、Boore(1983)と同様の手法により、地震基盤における統計的グリーン関数を作成した。経時特性には、仙台地域の工学的基盤における地震記録から佐藤・他(1994a)により求められた経験的経時特性モデルを準用した。なお、本報告では $V_p=4.8\text{km/s}$ 層( $V_s=2.8\text{km/s}$ 層)を地震基盤として扱ったが、断層面全体の深さや $V_p=4.8\text{km/s}$ 層が比較的浅いところにしか分布しないことを考慮し、より厚く分布している $V_p=5.5\text{km/s}$ 層( $V_s=3.2\text{km/s}$ 層)の物性値を用いて、上記地震基盤( $V_p=4.8\text{km/s}$ 層)におけるグリーン関数の作成を行った。

##### ・三次元地下構造モデル上面での統計的グリーン関数の作成

各計算ポイント直下の三次元地盤モデルから、各計算ポイントでの地震基盤( $V_p=4.8\text{km/s}$ 層)よりも上位の速度層分布より一次元地盤モデルを作成し、地震基盤における統計的グリーン関数を入射波とし、S波の一次元重複反射理論により三次元地下構造モデル上面での統計的グリーン関数を計算した。

- ・三次元地下構造モデル上面における統計的グリーン関数を用いた波形合成  
三次元地下構造モデル上面における統計的グリーン関数を用いて、壇・佐藤(1998)の断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法により波形合成を行った。

なお、統計的グリーン関数法の計算にあたってはラディエーションパターン係数  $F$  を与える。計算地点と断層面との幾何学的関係及び断層のすべりのタイプを考慮して、Boore and Boatwright (1984) に示された  $F$  の値のうち  $S$  波の全震源球面上の平均値である 0.63 を水平 2 成分の自乗和平均と考え、0.63を 2で除した0.445 を $F$ として採用した。

上記のハイブリッド合成法を用いて計算された水平 2 成分の時刻歴波形より最大値（最大速度）を求める際には、2成分のベクトル合成を行い、その最大値を読み取った。

#### 「詳細法工学的基盤」における波形計算

3章で述べたように、三次元地下構造モデルの上位に $V_s = 500\text{m/s}$ に至る速度層が設定されている領域がある。これについては、上記三次元地下構造モデル上面の波形を入力波形とし、一次元重複反射理論により増幅を評価して $V_s=500\text{m/s}$ 層の上面における波形を求めた。本報告では、 $V_s=500\text{ m/s}$ に至る層があるところではその層、そのほかのところでは三次元地下構造モデルの層上面における波形を「詳細法工学基盤」上における波形（強震動評価結果）とした。

#### 地表における最大速度の計算

地表における時刻歴波形を求めるためには、浅い地盤構造についても一次元地盤構造モデルを作成する必要があるが、ここでは地盤調査データが乏しいことより、一次元地盤構造モデルの作成は行わず、微地形区分を利用した経験的な方法を用いた。すなわち、1kmメッシュごとに、「詳細法工学的基盤」上面の $S$ 波速度、及び3章で述べた地下構造モデルのうち浅い地盤構造で求めた平均 $S$ 波速度から、最大速度増幅率をレシビ(22)式より求めた。

#### 地表における計測震度

計算された地表最大速度より、(2)式に示す翠川・他(1999)による最大速度と計測震度の経験的関係式を用いて、計測震度相当値を算定した。

$$I=2.68+1.72 \cdot \text{Log PGV} \pm 0.21 \quad (I=4 \sim 7) \quad (2)$$

$I$  : 計測震度  $\text{PGV}$  : 地表最大速度(cm/s)

なお、翠川・他(1999)では $I=0 \sim 7$ の式と $I=4 \sim 7$ の2つの式が提示されているが、 $I=0 \sim 7$ の式は低震度データが強く反映され高震度データがあまり反映されない怖れがある。ここでは、比較的震度の大きな地域での地震動をより精度良く評価することが重要と考え、 $I=4 \sim 7$ の式を選定した。

#### 4.2 「簡便法」

##### 工学的基盤上における最大速度

次に示す司・翠川(1999)による最大速度の距離減衰式を用いて、基準地盤（ $S$ 波速度 $600\text{m/s}$ ）における最大速度を求めた。

$$\log \text{PGV} = 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 - \text{Log}(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X \quad (3)$$

$\text{PGV}$ :最大速度(cm/s)

$M_w$ :モーメントマグニチュード

$D$ :震源深さ(km)

$X$  : 断層最短距離(km)

さらに、S波速度が400m/sの地盤を工学的基盤とみなし、松岡・翠川(1994)による表層地盤の速度増幅度算定式より求まる係数(1.31)を乗じることにより、工学的基盤( $V_s=400\text{m/s}$ )における最大速度を求めた。

#### 地表面における最大速度

1kmメッシュごとに、3章で述べた地下構造モデルのうち浅い地盤構造で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率をレシピ(22)式より求める。工学的基盤上面の最大速度に、求めた増幅率を適用することによって、地表における最大速度を求めた。

#### 地表における計測震度

地表における計測震度については、4.1「詳細法」での地表における計測震度の求め方と同じ方法を用いた。

### 4.3 それぞれの手法の特徴

以下にそれぞれの特徴をまとめる。

#### 「詳細法」の特徴

- ・ 2章で述べた微視的震源特性、その他の震源特性の影響を評価することができる。すなわち、「長期評価」や「形状評価」及び最新の地震学の知見に基づいて想定された断層モデルに対する地震動を評価することができる。
- ・ 3章で述べた三次元地下構造モデルの影響を評価することができる。
- ・ 時刻歴波形を求めることができる(本報告では「詳細法工学的基盤」上の波形)。
- ・ 微視的震源特性を設定するための情報を必要とする。
- ・ 計算負荷が大きく、一度に計算できる範囲は限定され、時間も要する。

#### 「簡便法」の特徴

- ・ 平均的な地震としての地震動分布を評価するので、微視的震源特性の影響は反映できない。
- ・ 計算負荷が小さく、一度に広範囲の計算ができる。

## 5. 強震動予測結果とその検証

### 5.1 「詳細法」による強震動予測結果

4つのケースにおける「詳細法」による強震動予測結果を下記のとおり示す。

「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形例	図16
「詳細法工学的基盤」上の地震動の擬似速度応答スペクトル	図17
「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布	図18
地表の最大速度分布	図19
地表の震度分布	図5

「詳細法」の評価地点の全点について、「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形が計算された。図16、17には、東京、川崎、横須賀、三浦、木更津を代表評価地点とし(図8にその位置を示す)、それぞれにおけるケース1(武山断層帯)とケース4(衣笠・北武断層帯)のハイブリッド合成法によって計算された波形及び減衰定数5%擬似速度応答スペクトルを示す。なお、ハイブリッド合成法で用いる統計的グリーン関数法(半経験的手法)では、P波は考慮されていない。したがって、ハイブリッド合成後の波形のS波到達時間よりも前(P波初動付近)は、理論的手法のみにより計算されており、長周期成分しか有していないことに注意が必要である。

東京地点(東京駅)は、代表評価地点の中では、最も断層からの距離が長く、様々な経路を経て

到達した波が重なりあっていることと、深い地盤構造の影響より、後続波が発達し地震動の継続時間が長くなっている。川崎地点と木更津地点は、東京地点と比べれば震源からの距離が短くなるものの、地震基盤が深くなっている影響で、これらの地震動の継続時間も長い。上記3地点の擬似速度応答スペクトルでは、全地点共通に卓越している0.2~0.5秒の周期だけでなく、10秒前後の周期も卓越している。横須賀地点、三浦地点では、断層に近いことより計算された波形の振幅は大きく（横須賀地点は、波形を示した中で最も大きい）、地震動の継続時間は短い。両地点の擬似速度応答スペクトルでは、0.2~0.5秒の比較的短い周期だけが卓越している。

次に各ケースの「詳細法工学的基盤」上における最大速度の分布を比較する(図18)。なお、地震動の最大速度値は、「詳細法工学的基盤」上において求められた2成分の時刻歴波形のベクトル合成を行い、その最大値として求めた。ケース1とケース2では、アスペリティの深さを変えている。震源近傍では、アスペリティが浅い位置にあるケース2の地震動の方が顕著に大きい。ケース4（衣笠・北武断層帯）では断層面積が大きくなっていることと、これに応じて地震規模が大きく想定されていることより、最大速度が80cm/sを越えるところが、ケース1より広がっている。しかし、アスペリティの深さは震源断層の中央となっていることより、ケース2のように極端に大きい地震動となることは無い。

図18で示した各ケースの「詳細法工学的基盤」での最大速度値に浅い地盤構造による増幅率を掛け合わせて地表における最大速度値を求めた結果を図19に示した。また、これら最大速度値より換算して求めた震度（地表）の分布を図5に示した。ケース1の地表の震度分布では、三浦半島全域、及び茅ヶ崎市、横浜市や富津市の沿岸部などの広い範囲において震度6弱以上を示し、その中でも震源断層の直上に近い評価地点で震度6強以上を示す結果となった。ケース2では、上記したようにアスペリティが浅い位置に想定されており、三浦半島南部を中心にケース1より広い範囲で震度6強以上となった（図5-1）。また、ケース3では、震源断層が高角であることより、破壊伝播方向で見た場合のアスペリティから地表までの距離が短く、したがってディレクティビティ効果が顕著となり、ケース1と比べ震度6強以上となる範囲が南に広がっている（図5-2）。ケース1~3について、震度5強及び震度6弱を示す範囲を比較すると、ケースによる大きな相違は見られない。ケース4（衣笠・北武断層帯）では、武山断層帯の場合と比べ震源断層が東南東-西北西に広いことより、断層の両端付近の藤沢市と富津市において、震度6強以上となる範囲がケース1~3と比べ広がっている（図5-2）。

なお、4章で説明したように地表の最大速度から計測震度への換算は経験的な方法(2式)を用いている。この基としている統計データに計測震度6.0を越えるものは少なく、したがって計測震度6.0を越えるものの換算については精度が十分でないと考えられる。また、ひずみレベルが大きい場合について、浅部地盤の非線形挙動の影響については評価されていない問題もある。さらに、強震動予測結果のばらつきの問題なども考慮すると、震度6強と震度7の境界を十分な精度で求められていないと判断される。したがって、本報告では最終的に計測震度6.0以上と評価されたところはすべて「震度6強以上」とし、震度7となる可能性もあることを示した。

## 5.2 「簡便法」による強震動予測結果

「簡便法」による強震動予測結果（震度分布）を図20に示す。「簡便法」による震度分布は比較的滑らかに変化している。断層付近に着目すると、アスペリティの影響を評価している「詳細法」と比べ小さめの震度となっている。また、「簡便法」では、深い地盤構造の影響も取り入れられておらず、その震度分布には工学的基盤から地表への最大速度の増幅率の影響が大きい。

## 5.3 「詳細法」による強震動予測結果と距離減衰式との比較による検証

強震動予測結果の検証として、横軸に断層最短距離をとり、「詳細法工学的基盤」における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算補正した値と司・翠川（1999）の距離減衰式（経験式）と比較して図6に示す。

いずれのケースについても、全体的に予測結果は距離減衰式と良い対応を示している。ただし、断層最短距離10km前後において、計算値が距離減衰式より大きな値を示すところがある。ケースによって若干異なるが、アスペリティ面の法線と地表面と交わる地域がおよそ断層最短距離10km前後となる。傾斜角が45°(60°)の断層面が水平方向にずれる(横ずれ)というやや特殊な条件より、その放射特性の影響で、当該地域の地震動が大きめになったものと考えられる。また、ケース2については、特に断層最短距離が短いところで計算値が距離減衰式より大きな値を示すところがある。これは、アスペリティが浅い位置に設定されているためである。

## 6. 問題点と今後の課題

### 6.1 問題点

- ・ 本評価の対象地域は、関東平野の南部に位置するが、関東平野においては、その地下構造を把握するための探査が数多く行われており、国内における地下構造に関する情報が最も多い地域である。しかしながら、複数の探査結果があるところで、その結果が整合しないものもあり、地下構造モデル作成にあたってはいくつかの仮定が必要となった。強震動予測の精度をさらに高めるためには、より詳細な地下構造モデル(深い地盤構造及び浅い地盤構造)が必要となる。
- ・ 「詳細法」によって時刻歴波形を求めるのは「詳細法工学的基盤」までとし、地表における時刻歴波形は求めなかった。地盤調査データが乏しいことより、地表における波形を求めるのに必要な次元地盤構造モデルの作成は行わず、微地形区分(約1km四方毎の情報)を利用した経験的な方法を用い最大速度の増幅率を推定することによって地表における最大速度を求めた。さらに地表の計測震度も経験式を用いて最大速度より換算して求めている。
- ・ ひずみレベルが大きい場合について、浅部地盤の非線形挙動の影響については評価されておらず、断層に近いところでの強震動予測結果(地表の最大速度/震度)は、過大評価となっている可能性がある。

### 6.2 今後の課題

- ・ 三浦半島断層群が活動する地震のシナリオとしては、衣笠・北武断層帯と武山断層帯とが同時に活動する可能性もある(「長期評価」)。このように平行した複数の断層が同時に活動する場合の強震動評価については、まだ検討された事例は少なく、別途検討が必要である。
- ・ 強震動予測結果を工学的に利用するために、微視的震源パラメータの不確定性等による強震動予測結果のばらつきの評価が今後の課題となる。
- ・ アスペリティの深さ位置や断層の傾斜角の設定を変え、複数のケースにおける強震動予測計算を行い、そのばらつきを含めて検討した。また、今後の調査研究により、強震動予測結果に大きな影響を及ぼすこれらの震源特性に関する情報が増えれば、より精度の高い強震動予測が可能となる。
- ・ 上記に加え、破壊開始点(破壊の伝播方向)についても地表の地震動の大きさに与える影響が大きいことが報告されている(地震調査委員会, 2003b)。本報告の結果も踏まえ、強震動予測結果のばらつきについては、今後他の地震、他の地域の強震動評価においても検討を重ねていきたい。
- ・ 理論的グリーン関数の計算効率の向上また計算機能力の向上により、今後は評価範囲の拡張、想定ケースの数の増加が期待できる。
- ・ 「詳細法」による強震動予測の精度をさらに高めるためには、より詳細な地下構造モデル(深い地盤構造及び浅い地盤構造)が必要となる。

参考文献 (アルファベット順)

- 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.
- Boore, D.M., and J. Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1615-1621.
- 壇一男・佐藤俊明(1998) : 断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, *日本建築学会構造系論文集*, 509, 49-60 .
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美(2000) : 統計的グリーン関数法による1923年関東地震 (M<sub>JMA</sub>7.9) の広域強震動評価, *日本建築学会構造系論文集*, 530, 53-62 .
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001) : 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, *日本建築学会構造系論文集*, 545, 51-62 .
- Geller, R.J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- Ishida, M.(1992) : Geometry and relative motion of the Philippine Sea Plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, 97, 489-513.
- 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville(2000) : 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, *日本建築学会構造系論文集*, 527, 61-70 .
- 地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会(2002) : 確率論的地震動予測地図の試作版 (地域限定) について .
- 地震調査委員会(2002a) : 糸魚川 - 静岡構造線断層帯 (北部、中部) の地震を想定した強震動評価 .
- 地震調査委員会(2002b) : 三浦半島断層群の評価 .
- 地震調査委員会(2003a) : 森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価 .
- 地震調査委員会(2003b) : 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価 .
- 地震調査委員会強震動評価部会(2002) : 鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証について (地震調査委員会(2002a)の別添) .
- 地震予知総合研究振興会地震調査研究センター (1999) : 平成10年度科学技術庁委託「強震動評価手法のレビューと事例的検討」報告書, 603-715 .
- 神奈川県(2001a) : 平成12年度 地震関係基礎調査交付金事業 神奈川県地域活断層 (三浦半島断層群) 調査報告書 .
- 神奈川県(2001b) : 平成12年度 地震関係基礎調査交付金事業 神奈川県地下構造調査成果報告書 .
- 国土地理院(1987) : 国土数値情報, 国土情報シリーズ2, 大蔵省印刷局 .
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe and C. L. Drake (1970): *Seismic Refraction, in the Sea Vol. 4, Part 1, Wile-Interscience, p.74.*
- 松岡昌志・翠川三郎(1994) : 国土数値情報とサイズ ミックマイクロゾーニング, 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34 .
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄(1999) : 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, *地域安全学会論文集*, 1, 51-56 .
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝(2001) : すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 99-109 .
- 仲西理子・塩原・肇・日野亮太・小平秀一・金澤敏彦・島村英紀(1994) : 東海沖でのフィリピン海プレートの詳細な沈み込み形態の解明 - エアガン-海底地震計探査による銭洲海嶺, 南海トラフ東部の地殻構造 -, *地震*, 第2輯, 47, 311-331.
- Nakanishi, A., H. Shiobara, R. Hino, S. Kodaira, T. Kanazawa, and H. Shimamura (1998): Detailed subduction structure across the eastern Nankai Trough obtained from ocean bottom seismographic profiles, *J. Geophys. Res.*, 103, 27151-27168.
- 中村洋光・宮武隆(2000) : 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震* 2, 53, 1-9 .
- Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994a) : ポ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経時特性，日本建築学会構造系論文集，461，19-28.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994b)：表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性，仙台地域のポアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析，日本建築学会構造系論文集，462，79-89．
- 関口渉次(2000)：関東東海中部地域最上部マントル3次元P波およびS波速度構造，地震2，53，137-151.
- 司宏俊・翠川三郎(1999)：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，第523号，63-70．
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada(1999):Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- 鈴木宏芳(2002)：関東平野の地下構造，防災科学研究所研究報告，63，1-19．
- 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明(1997)：近畿地方で発生する地震のfmaxに関する基礎的検討，地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，103．
- Yamazaki, K., M. Minamishima and K. Kudo (1992): Propagation Characteristics of Intermediate-Period (1-10 Seconds) Surface Waves in the Kanto Plain, Japan, *J. Phys. Earth*, 40, 117-136.

表2 速度に関する文献一覧

著者	文献名	出典	年	測線番号	探査種別*
Shuzo Asano, Toshikatsu Yoshii, Susumu Kubota, Yoshimi Sakai, Hiroshi Okada, Sadaomi Suzuki, Tetsu Masuda, Hiroshi Murakami, Noritake Nishieda, and Hideki Inatani	Crustal Structure in IZU Peninsula, Central Japan, as Derived From Explosion Seismic Observations 1. Mishima-Shimoda Profile	Journal of Physics of the Earth, <b>30</b> , 5	1982	56	1
千葉県	関東平野(千葉県中央部地域)の地下構造調査	2002年活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 59-68.	2002	205	1,2,3
千葉県	平成10年度 千葉県地下構造調査成果報告書		1998	201-1,201-2,202, 微動アレイ	1,2,3
千葉県	平成10年度 千葉県地下構造調査成果報告書・別冊微動アレー参考資料		1998	微動アレイ	3
千葉県	平成11年度 千葉県地下構造調査成果報告書		1999	203	1,2,3
千葉県	平成12年度 千葉県地下構造調査成果報告書		2000	201-1,201-2,202,203,204-1,204-2,微動アレイ	1,2,3
千葉県	平成13年度 千葉県地下構造調査成果報告書		2002	206	1
浜田宏司・金子史夫・山田敏博・土井俊雄	人工地震探査によって求めた埼玉県における深い地盤構造とやや長周期地震動の特性について	応用地質年報, 12	1990	18,19,20,21,22,23,24	1
長谷川功・伊藤公介・佐藤隆司・小野晃司・相原輝雄・楠瀬勲一朗・曾屋龍典・衣笠善博・下川浩一・粟田泰夫・渡辺史郎・鈴木耐元・小玉喜三郎・牧本博・酒井彰・ほか	屈折法による地下探査-房総半島	「首都圏における直下型地震の予知及び総合防災システムに関する研究」研究成果報告書	1987	100	1
長谷川功・佐藤隆司・伊藤公介・鈴木耐元・小玉喜三郎・奥田庸雄・佐藤堅司・高梨祐司・楡井久・原雄・樋口茂生・古野邦雄・水上雅義・飯塚進	夢の島～大洗の地下構造	日本地震学会講演予稿集, No2	1984	26	1
長谷川功・伊藤公介・渡辺史郎・駒澤正夫・二宮芳樹・伊藤久男・当舎利行・杉原光彦	屈折法および反射法による足柄平野の地下構造	日本地震学会講演予稿集, No2	1992	34	2
長谷川功・伊藤公介・高橋学	上矢作～伊豆大高測線の地下構造	日本地震学会講演予稿集, No2	1989	46	1
長谷川功・伊藤公介・佐藤隆司・楠瀬勲一朗・小野晃司・相原輝雄・渡辺史郎・曾屋龍典・衣笠善博・下川浩一・粟田泰夫	首都圏北部の地下構造	日本地震学会講演予稿集, No1	1983		
岩田知孝・入倉孝次郎・松浪孝治・松井一郎・篠崎祐三・堀家正則・青木義彦・尾崎昌弘・辻本厚・横田裕	-p法による足柄平野の表層構造の推定	日本地震学会講演予稿集, No2	1989	36-1,36-2	1
Japanese National Working Group on the Effects of Geology on Seismic Motion(JESG)	Ashigara Valley Blind Prediction Test		1991	106107108	2
神奈川県	関東平野南部(神奈川県地域)の地下構造	第2回 堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 19-28.	2001	111, 112, 113, 114, 115, 116, 微動アレイ	1
神奈川県	神奈川県活断層(神縄・国府津・松田断層帯)調査報告書		1996		
神奈川県	伊勢原断層に関する調査報告書		1996	101	1
神奈川県	平成11年度 神奈川県地下構造調査報告書		2000	微動アレイ	3
神奈川県	平成12年度 神奈川県地下構造調査報告書		2001	111, 112, 113, 114, 115, 116, 微動アレイ	1,3
神奈川県	平成13年度 神奈川県地下構造調査報告書		2002	102103	2
神奈川大在研究室	微動観測による南足柄市の表層地盤振動特性評価に関する研究	神奈川大学工学部研究報告書	2001		
神野達夫	微動アレー観測による足柄平野の地下構造の推定	物理探査学会第100回学術講演会論文集	1999	微動アレイ	3
関東地方土木地質図編纂委員会	関東地方地質の解説	関東地方土木地質図・同解説	1996		
笠原敬司・田中環・井川猛・太田陽一・川崎慎治・伊藤谷生	足柄・丹沢地域における防災科学技術研究所反射法地震探査90-AS,91-TANデータの再解析	地震研究所彙報, <b>77</b>	2002	104	2
建設省	首都及びその周辺の地震予知	資料 既往の地下構造探査		16,17,25	1
川崎市	関東平野南部(川崎市地域)の地下構造調査	第1回 堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 41-50.	2000	111, 112, 113, 114, 115, 116	1
小林ほか	首都圏南西部の地下構造に関する研究	川崎市の震災予防に関する調査報告書	1985	28,29,30,31,60	1
小林啓美・衣笠善博・鈴木英治・井川猛・溝畑茂治	千葉県印旛郡における反射法探査	日本地震学会講演予稿集, No2	1996	32	1
松岡達郎・白石英孝・梅沢夏実	深部地下構造推定のための微動探査法の適用方法に関する検討-深層ボーリング資料を利用した位相速度の逆解析-	物理探査, <b>53</b>	2000		
宮腰研・岡田広・松島健・森谷武男・笹谷努	小田原市における微動を用いた地下構造探査	日本地震学会講演予稿集, No1	1991	35	1

\*1:屈折法地震探査、2:反射法地震探査、3:微動アレイ

表2 速度に関する文献一覧

著者	文献名	出典	年	測線番号	探査種別*
宮腰研・岡田広・松島健・笹谷努・森谷武男・凌甦群・齋藤誠治	小田原市における ESG Blind Prediction Test Sites の地下構造 - 微動探査による推定 -	地震, <b>47</b> , 273-285.	1994		
西澤あずさ・金澤敏彦・岩崎貴哉・島村英紀	海底地震探査による相模湾地域の上部地殻構造(2)	日本地震学会講演予稿集,NO2	1991	77,78,79,80	1
落合努・神奈川大荻本研究室	高密度微動観測を用いた相模平野の3次元地盤構造の推定と地震伝播特性に関する研究	神奈川大学大学院工学研究科建築学専攻修士論文	2001		
沖野郷子・西澤あずさ・浅田昭	相模湾北西部の地殻構造探査	水路部研究報告, 30	1994	109	1,2
嶋悦三・柳沢馬住・座間信作・Albert Veloso	千葉県中部の地下構造	日本地震学会講演予稿集, No1	1983	27	1
鈴木宏芳・広部良輔・渡辺健	人工地震による神奈川県東部地域の地下構造調査	防災科学技術研究所報告, 51	1993	12	1
鈴木宏芳	関東平野の地下地質構造	防災科学技術研究所報告, 63, 1-19.	2002		
植竹富一・工藤一	LOVE波分散性から評価した足柄平野とその周辺地域の三次元S波速度構造	地震, <b>54</b>	2001		
Fumio Yamamizu	Down-Hole Measurements of Seismic Wave Velocities in Deep Soil Deposits beneath the Tokyo Metropolitan Area	Report of National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, No56	1996	1,2,3,4,5,6,7,8	1
山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・嶋悦三・野沢貴	人工地震による首都圏南西部の地下構造(5)	日本地震学会講演予稿集, No1	1993	13	1
山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・翠川三郎	人工地震による首都圏南西部の地下深部探査(2) - 黒川-岡津測線および長津田測線の地下構造 -	地震, <b>39</b> , 607-620.	1986		
山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・翠川三郎・嶋悦三・柳沢馬住	人工地震による首都圏南西部の地下深部探査(3) - 1983, 1984年に実施された人工地震データの総合的解析 -	地震, <b>41</b> , 527-539.	1988		
山中浩明・中丸明子・栗田勝実・瀬尾和大	表層の地盤特性を拘束条件としたS波スペクトルのインバージョンによるサイト特性の評価	地震, <b>51</b>	1998		
山中浩明・佐藤浩章・栗田勝実・瀬尾和大	関東平野南西部におけるやや長周期微動のアレイ観測-川崎市および横浜市のS波速度構造の推定-	地震, <b>51</b>	1999		
山中浩明・山田伸之	微動アレイ観測による関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築	物理探査, <b>55</b>	2002	微動アレイ	3
横井康孝・平田直・浅田昭	エアガン - 海底地震計探査による相模湾北部の地殻構造(2)	地球惑星科学関連学会, 1993年合同学会予稿集	1993	81	1
Toshikatsu Yoshii, Shuzo Asano, Susumu Kubota, Yoshimi Sakai, Hiroshi Okada, Tetsu Masuda, Takeo Moriya, and Hiroshi Murakami	Crustal Structure in IZU Peninsula, Central Japan, as Derived From Explosion Seismic Observations 2. Ito-Matsuzaki Profile	Journal of Physics of the Earth, <b>33</b> , 5	1985	57	1
座間信作・柳沢馬住・嶋悦三	千葉県中部の地下構造(2)-簡単な走時計算法とその適用-	日本地震学会講演予稿集, 2, 150.	1985	14,15	1

\*1:屈折法地震探査、2:反射法地震探査、3:微動アレイ