

布田川・日奈久断層帯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

布田川・日奈久断層帯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「布田川・日奈久断層帯の評価」(地震調査委員会, 2002a; 以下、「長期評価」という)より、巨視的震源特性を設定した。「長期評価」では、布田川・日奈久断層帯を 3 つの区間(セグメント)に分けており、ここでは、そのうち次に活動する確率が最も高い中部が活動する場合と、中部と南西部が同時に活動する場合とを想定した。
- 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。中部が単独で活動する場合については、破壊開始点を変えた 2 通りのケースを設定した。
- 3) 震源断層周辺の三次元地下構造モデルは面的に得られている重力データを基に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、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 1 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、長さ 130km、幅 70km の長方形であり、長辺の方向は「長期評価」による布田川・日奈久断層全体の走向と同じ N40° E に設定した。

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)。
- 地表の最大速度および計測震度

「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
- 地表の最大速度および計測震度

本報告では、計算された「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形のうち、図 1 にその位置を示す 4

地点（熊本県庁、八代市役所、本渡市役所、水俣市役所）について、時刻歴波形およ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、中部セグメントが単独で活動する場合について、破壊開始点を変えた2ケース（ケース1、ケース2）、中部セグメントと南西部セグメントが同時に活動する場合について1ケース（ケース3）、合計3ケースの想定を行った。図8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。
- ・ 地震発生層の深さについて、その下限は、「長期評価」より15kmとした。上限については、松本（2000）の微小地震の深さ分布から3～5kmと推定されるが、ここでは、最も浅い3kmとした。
- ・ 震源断層の傾斜角について、「長期評価」では、「地表近傍では高角と推定される」が「地下深部の傾斜は不明である」としている。ここでは、布田川・日奈久断層帯周辺で発生した中規模地震のうち、FREESIA（F-net；<http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/index-j.html>）により観測された3つの地震の震源メカニズムの平均を求め、これより震源断層の傾斜角は60度と設定した。同様に、平均すべり角についても、上記震源メカニズムの平均より設定した（-160度）。
- ・ 上記の地震発生層の厚さおよ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、過去の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9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 μ 、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]。したがって、ケース1とケース2については、アスペリティの数を2個とした。中田・今泉（2002）によると、中部セグメントでは、その北部の方で比較的変位量が大きいことが読み取れる（断層の変位量や時代区分の分布を示す資料より平均変位速度[相当]の値を算出）。したがって、2つのアスペリティのうち、大きい方を中部セグメントの北側に設置し、反対の南側に小さい方のアスペリティを設置した。ケース3については、南西部セグメントにアスペリティを1つ設定した。南西部セグメントについては、アスペリティの位置を推定するための情報が無い。また、南西部セグメントは、その殆どが海域にあることより、陸上の市街地への影響を考慮して（影響が大きい方として）、その北側にアスペリティを1つ設定した。

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。

- 1) 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9)。ケース3のセグメントごとの短周期レベルについては、総短周期レベルの自乗をセグメントの面積に比例して配分した。
- 2) 1)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1つあるという考え方を基にして、アスペリティの総面積 S_a を求めた[レシピ(6)~(8)式参照]。ケース3については、アスペリティの面積をセグメントの面積に比例して配分した。
- 3) 中部セグメントの2つのアスペリティについては、その面積比を石井・他(2000)に従い2:1とした。

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、ケース1とケース2で21%、ケース3で27%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およ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ケース1およびケース2で約2.5mとなり、ケース3では2.8~4.2mとなる。なお、「長期評価」によると、1回の横ずれ量は不明であるが3m程度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・実効応力およ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_{max}

f_{max} 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(2002b)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、布田川・日奈久断層帯の分岐形態を考慮すると、中部セグメントの北東側から破壊が始まる場合と、南西側(中部セグメントと南西部セグメントの境付近)から破壊が始まる場合が想定される。ここでは、ケース1では、中部セグメントの北東側のアスペリティの北東端、ケース2とケース3では、中部セグメントの南西側のアスペリティの南西端を破壊開始点とした。なお、内陸の横ずれ断層は深い方から浅いほうへ破壊が進む傾向にあることより、それぞれの破壊開始点の深さは、アスペリティの下端とした。

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($V_s=3\text{km/s}$ 相当層)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($V_s=300\text{m/s} \sim 700\text{m/s}$ 相当層)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二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

布田川・日奈久断層周辺では水平多層構造を仮定し、表2に示すように設定した。

上部地殻の上面深さは、震源断層の上面深さである3kmをとった。P波速度およびS波速度は、Zhao et al.(1992)の設定した5.9km/sおよび3.5km/sとした。密度は、上部地殻の岩石の平均的な密度に相当する 2.7g/cm^3 とした。下部地殻の上面深さは、Zhao et al.(1992)より熊本県付近の平均的な深さとなる17kmとした。P波速度とS波速度は、Zhao et al.(1992)の設定した下部地殻の速度である、6.6km/s、3.8km/sを用いた。密度は、下部地殻の岩石の平均的な密度に相当する 3.0g/cm^3 とした。上部マントルの上面深さは、Zhao et al.(1992)より熊本県付近のモホ面の平均的な深さとなる33kmとした。P波速度は、八木原ら(2001)の九州地方の深さ35kmのP波速度分布より平均的な値となる7.6km/sとした。S波速度は、角田(1968)の上部マントルの $V_p/V_s(1.75 \sim 1.79)$ の平均値 $V_p/V_s=1.77$ から4.3km/sとした。密度は、上部マントルの岩石の平均的な密度に相当する 3.3g/cm^3 とした。

ただし、半経験的方法においては(4.強震動計算方法参照)、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、九州地方の地域性を考慮し、加藤(2001)が1997年鹿児島県北西部地震群のK-NET記録から推定した次のQ値を利用した。

$$Q=104 \times f^{0.63} \quad (f \geq 1.0\text{Hz}) \quad (1)$$

$$Q=104 \quad (f < 1.0\text{Hz})$$

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。

重力データの既存資料(工業技術院地質調査所, 2000)から解析範囲のブーゲー異常分布を抽出した(図10)。

のデータから、フィルター処理(波長4km~100kmのバンドパスフィルター)によりプレートやモホ面などといった対象よりもさらに深い構造に起因すると考えられる非常に長い成分の波形や地表付近の構造に起因すると考えられる短い成分の波形を除去し、対象とする地震基盤およびその上位層に対応すると考えられる残差重力成分を抽出した(図10)。本地区の特徴として、別府-島原地溝帯に沿って東北東-西南西方向に負の重力異常がみられる。高重力異常は、基盤岩類中の変成岩の分布とほぼ一致している。

「詳細法」の計算範囲を含む区域について地層区分を行い、東西方向に横断する緯度10分毎に地質断面図を作成した。

文献調査で得られた、各地層の推定密度より、想定地質断面に適切な密度値をあてはめて、二次元密度構造断面モデルを作成した。

の二次元密度構造断面モデルを初期値として、残差重力を計算して の残差重力と比較し、両者がほぼ一致するまでモデルを逐次修正して最適な二次元密度構造断面モデルを作成した。～ の事例を図11に示す。

の断面の二次元密度構造断面モデルを線形補間することによって、三次元密度構造断面モデルを作成した。

対象地域や九州南部、東部での屈折法地震探査結果、Hi-netデータ等の資料より、各地層の物性値（密度、弾性波速度）を推定した。の三次元密度構造断面モデルに適弾性波速度をあてはめて、強震動評価のための三次元構造モデルを作成した。

以上により、震源域周辺の三次元構造モデル（深い地盤構造）を $V_s=500\text{m/s}$ 層、 $V_s=900\text{m/s}$ 層、 $V_s=1.5\text{km/s}$ 層、 $V_s=2.2\text{km/s}$ 層、 $V_s=3.1\text{km/s}$ 層の5層構造として作成した（図3）。なお、本報告では、この三次元構造モデル上面を「詳細法工学的基盤」と定義した。

一方、「簡便法」においては、この三次元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 $2\text{km} \times 2\text{km}$ の要素メッシュに分割して設定した（図2）。

「詳細法工学的基盤」上における波形計算

3章で述べた地下構造モデルのうち、上部マントルから地震基盤までの大構造及び三次元地下構造モデル（深い地盤構造）を用いて、ハイブリッド合成法により「詳細法工学的基盤」上の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1.5秒とした。また、波形は詳細法評価範囲(図1)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。
- ・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。本断層面は傾斜角が60度だが、横ずれが卓越するというやや特殊な条件である。したがって、計算地点と断層面との幾何学的関係および断層の滑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 成分の自乗平均と考え、0.63を 2で除した0.445 を F として採用した。

また、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。

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ピ(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 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 ($V_s=600\text{m/s}$) における最大速度を求めた。

$$\begin{aligned} \log \text{PGV} &= 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 - \text{Log}(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) \\ &\quad - 0.002X \quad (3) \\ \text{PGV} &: \text{最大速度(cm/s)} \end{aligned}$$

Mw: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率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ア(22)式より求める。工学的基盤上面の最大速度に求めた最大速度の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」およ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

3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 1 2
「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 1 3
「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布	図 1 4
地表の最大速度分布	図 1 5
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 1 2 - 1 ~ 1 2 には、その例として熊本県庁、八代市役所、水俣市役所、本渡市役所それぞれに最も近い評価地点(熊本地点、八代地点、水俣地点、本渡地点と呼ぶ)でハイブリッド合成法によって計算された波形を示す。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。熊本地点は、地盤構造(浅い地盤構造および深い地盤構造)による増幅率

が高いところであることと、中部セグメントの大きい方のアスペリティに近いことより、時刻歴波形例を示した4点の中では最も波形の振幅が大きい。破壊開始点が中部セグメントの南西側にあり破壊が南西から北東に伝播するケース2とケース3では、ディレクティビティ効果により時間幅1~2秒のパルスの振幅が大きく、また、深い地盤構造の影響と考えられる後続波も顕著である。八代地点は、中部セグメントの中央付近に位置しているため、中部セグメントの第1アスペリティから到達する波群と第2アスペリティより到達する波群とがそれぞれ認められる。

擬似速度応答スペクトルを見ると、ケース2とケース3の熊本地点の計算結果で周期2秒付近の成分が卓越していることが特徴的であるが、これは、上記したようにディレクティビティ効果と深い地盤構造の影響により、地震動の当該周期成分が特に増幅した結果と考えられる。その他の地点の計算結果では、概ね周期0.2~0.5秒付近が卓越している。

次に各ケースの「詳細法工学的基盤」上での最大速度の分布を比較する(図14)。なお、地震動の最大速度値は、「詳細法工学的基盤」上で求められた2成分の時刻歴波形のベクトル合成を行い、その最大値を求めた。ケース1とケース2では、震源特性のうち破壊開始点のみが異なっているが、中部セグメントの北東方向、断層からの距離が30km程度までのところについては、ケース2の地震動の方が顕著に大きい。これは、ケース2では、震源断層内で破壊が北東方向に進むことより、その方向では、ディレクティビティ効果によって地震動が大きくなり、さらに、この地域では堆積層が厚い影響で地震動が増幅されたためである。ケース3では、南西部セグメントが追加され、地震規模が大きくなっていることより、中部セグメントについても、アスペリティの面積、応力降下量ともに大きく設定されている。これより、最大速度値は、ケース2と比べても全体的に大きくなっている。

図14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15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およびケース2の地表の震度分布では、断層の直上であり、かつ浅い地盤における増幅率が高い熊本市から八代市にかけての地域で震度が大きい。ケース1と比べると、ケース2は、震度6強以上となった範囲が広く、また震度5強となる地域は、北東方向(阿蘇山麓)に広がっている。中部にあわせて南西部も活動すると想定したケース3では、ケース2よりもさらに震度6弱および震度6強以上の揺れとなる地域が広がった(図5-2)。ケース3では、中部のアスペリティの形状はケース2とほぼ同じであるが、表1よりわかるように、アスペリティの面積、実効応力等のパラメータは全体の地震規模の増加に対応して大きくなっている。このことに加え、南西部セグメントから伝播してきた地震波が重ね合わさる影響で、ケース3の震度が大きくなったと考えられる。

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を超えるものは少なく、したがって計測震度6.0を超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を下記の通り示す。

工学的基盤 ($V_s=400\text{m/s}$) 上の最大速度分布	図16
地表の最大速度分布	図17
地表の震度分布	図18

「簡便法」による震度分布は比較的滑らかに変化している。熊本平野、八代平野付近において浅い地盤構造の影響による最大地動の増幅率が高いことを反映して、同地域の震度が大きい。

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）と比較して示す（図6）。

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、ケース2とケース3については、断層最短距離30～40kmで距離減衰式より極端に大きな値を示すところがある。これは、5.1で述べたように、断層から30～40kmの距離にある阿蘇山麓付近等においてディレクティブティ効果と深い地盤構造の影響で地震波が増幅されたことを表す。しかし、この傾向はケース1にはほとんど認められない。これは、破壊が北東から南西に進むケース1では、破壊の方向とは逆方向となる当該地域に到達する断層の各要素からのエネルギーは、バックワードディレクティブティ効果により、地盤構造の影響で増幅されるような波長の波群とはならなかったためと考えられる。

6．問題点と今後の課題

6.1 問題点

- ・ 地下構造モデル作成のためには、可能な限りのデータ収集を行った。しかしながら、評価地域については、炭田地域、火山地域の地盤構造に関する情報は得られたものの、強震動予測結果に大きな影響を与える堆積平野の地盤構造に関する情報が不足していた。
- ・ 「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

- ・ 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。
- ・ 破壊開始点または活動するセグメントの設定を変え、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。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得られれば、より精度の高い強震動予測が可能となる。
- ・ 上記に加え、アスペリティの位置や断層の傾斜角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，2003）。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_{JMA}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周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.
- 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) : 布田川・日奈久断層帯の評価 .
- 地震調査委員会(2002b) : 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(2003) : 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(2002b)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 .
- 角田寿喜(1968) : 日本南西部におけるみかけポアソン比について, *鹿児島大学理学部紀要*, 1, 79-88 .
- 加藤研一(2001) : K-NET強震記録に基づく1997年鹿児島県北西部地震群の震源・伝搬経路・地盤増幅度特性評価, *日本建築学会構造系論文集*, 543, 61-68 .
- 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 .
- 工業技術院地質調査所 (2000) : 日本重力CD-ROM .
- 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 .
- 松本聡(2000) : 伸張場島弧における歪・応力蓄積過程の解明, 東京大学地震研究所地震予知研究協議会平成12年度成果報告 (<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/YOTIKYO/12seikahoukoku/kyushu/r1104.12.htm>) .
- 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 .
- 中田高・今泉俊文 (編) (2002) : 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会 .
- 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 .
- 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.
- 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．
- 八木原寛、清水洋、後藤和彦、角田寿喜(2001)：近地地震データによる九州の地殻および最上部マントルの3次元地震速度構造，*月刊地球*，Vol.23，No.8，583-588．
- Zhao, D., S. Horiuchi and A. Hasegawa (1992): Seismic velocity of the crust beneath the Japan Islands, *Tectonophysics*, 212, 289-301.

表2 地震基盤以深の各層のモデルパラメータ

名称	上面深度 (km)	層厚 (km)	S 波速度 (km/s)	P 波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	Q
上部地殻	3	14	3.5	5.9	2.70	300
下部地殻	17	16	3.8	6.6	3.00	500
上部 マントル	33		4.3	7.6	3.30	500