

森本・富樫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

森本・富樫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 8 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「森本・富樫断層帯の評価」(地震調査委員会, 2001; 以下、「長期評価」という)より、巨視的震源特性を設定した。ただし、長期評価では、「断層面の傾斜と深部形状については十分な資料がない」としていることより、傾斜角のパラメータを 3 通り設定した。
- 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。ここで、アスペリティと破壊開始点を変えた 4 通りのケースを設定した。
- 3) 震源断層周辺の三次元地盤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。浅い地盤構造モデルは国土数値情報(国土地理院, 1987)を基に作成した。また、別途ボーリングデータも収集した。
- 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盤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」、「地盤構造モデル」、「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、下記 4 点を 4 隅とする長方形の評価範囲の中にある約 1kmメッシュの中心とした(図 2)。なお、この長方形の長辺方向と設定した断層の走向(N25.7°E)とはほぼ同じ方向であり(両者の成す角度は 10°弱である)、強震動予測の時刻歴波形計算においてはこの長辺方向を X 方向、短辺方向を Y 方向とした。

北端：北緯 36.987° 東経 136.764°
東端：北緯 36.677° 東経 137.312°
南端：北緯 36.013° 東経 136.736°
西端：北緯 36.323° 東経 136.188°

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

- 評価範囲内の2点において、地表の時刻歴波形
- 「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9にその位置を示す5地点について、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。また地表の波形計算については、同図に示す金沢の2地点(K-NETおよびKiK-net観測点)について検討した。

2. 震源特性の設定

図10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」によるものを利用した。
- 震源断層の深さについては、微小地震分布(図11)および地盤評価の結果から、深さ4~18kmが断層周辺の地震発生層とし、この範囲に震源断層が存在するものとした。
- 「長期評価」では、「断層面の傾斜と深部形状については十分な資料がない」としていることより、断層の傾斜角は、一般の逆断層の傾斜角の範囲内にあると考えられる 30° 、 45° 、 60° の3通りに変化させた(図2、3)。

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 M_0 については、内陸地震の震源断層全体の面積 S と M_0 との関係に基づいて求めた[レシピ(2)式参照]。

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

震源断層の長さが26kmと比較的短いことより、アスペリティの数は一つとした。アスペリティの位置については、「長期評価」にはそれを推定するに資する情報は示されていないことより強震動評価の観点にたって設定を行った(レシピ参照)。中田・今泉(2002)によると、森本・富樫断層帯ではその南部のほう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)。これより、震源断層の南部で比較的すべり量が大きい可能性があるとして、その南端にアスペリティを配置したケースを設定し、ケース1aとした。また、金沢市の中心地へ比較的大きな影響を与えるシナリオ想定として、アスペリティを震源断層の中央に配置し、その深さについて以下に示すようなケースを考えた。

- ケース1a：アスペリティを震源断層の南端に配置(深さは中央)。
- ケース1b：アスペリティを震源断層の中央に配置(深さも中央)。
- ケース1c：アスペリティを震源断層の中央の上端に配置。
- ケース1d：アスペリティを震源断層の中央の下端に配置。

また、前述の傾斜角を変えたケース2とケース3については、ケース1aと同じく震源断層の南端（深さも中央）にアスペリティを設置した（図3）。

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。
- 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一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]。

算定した結果、アスペリティの総面積 S_a は、震源断層の面積 S に対して、14.2%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。本報告のアスペリティの面積比は若干小さめであるものの既存の研究成果の値のばらつきの範囲内にある。

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 D_a 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 D 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約1.3mとなり、「長期評価」による1回のずれ量 $2m$ （垂直成分）と比べると小さめとなっている。ただし、活断層調査で報告されている地表での1回のずれ量と強震動インバージョンで推定されている震源における平均すべり量とがどのような関係にあるか十分に検証されているわけではないことに注意が必要である。

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]。この結果、アスペリティの平均応力降下量は16MPaとなった。

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(2002)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

破壊開始点の水平位置については、アスペリティ位置とあわせ、金沢市中心部への影響が大きくなるよう考慮してアスペリティの中心とした。ただし、ケース1aについては、中田・隈元(2002)による断層分岐モデルより、震源断層の南端（アスペリティの南端でもある）とした。破壊開始点の深さについては、Somerville et al.(1999)、菊地・山中(2001)により、破壊開始点がアスペリティ内部には存在しない傾向にあることから、アスペリティの下端の深さに設定した。

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 V_r 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]。

3. 地盤構造モデルの設定

地盤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

地震基盤よりも深い構造について、コンラッドおよびモホ面の出現深度についてはZhao et al. (1992)、釜田・武村(1999)による1993年能登半島沖地震による表面波解析より求めた $V_s=3,400\text{m/s}$ 層の上面深度（4km）等を参照し、表2のとおり設定した。なお、形状については水平成層構造とした。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、下式に示す仙台地域の観測記録から推定した佐藤・他(1994)による周波数依存のQ値を利用した。

$$\begin{aligned} Q &= 110 \cdot f^{0.69} \quad (f \geq 1.0\text{Hz}) \\ Q &= 110 \quad (f < 1.0\text{Hz}) \end{aligned} \quad (1)$$

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の設定については、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「過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース」に相当するものとして、その考え方に基づいて設定を行った。

具体的には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12(a））。

のデータから、フィルター処理（カットオフ波長100km）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（「長波成分」という）を除去し、対象とする地震基盤およびその上位層の構造に対応すると考えられる残差重力成分を抽出した（図12(c））。

強震動評価範囲において、微動アレイ観測を実施し、S波構造を推定した（神野・他，2002）。

で得られた残差重力値と各層の深度が概ね比例すると仮定して、で得られたS波構造の深度と残差重力値との相関関係を設定した（図13）。

で作成した面的な地点の回帰式を基に、その地点の各層の上面深度を推定し、その結果から評価地域の三次元構造を作成した。

以上により推定した震源域周辺の $V_s=700\text{m/s}$ 層、 $V_s=1,500\text{m/s}$ 層、 $V_s=2,100\text{m/s}$ 層、 $V_s=3,000\text{m/s}$ 層の上面深度を図4に示す。三次元地盤構造モデルは、その上面が700m/s層の上面に相当するように、図4に示した各速度層の上面深度を用いて構築した。本報告では、この700m/s層を「詳細法工

学的基盤」と定義した。

一方、「簡便法」においては、この深い構造は用いることなく、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、「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モデル化を行った。

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、浅い地盤構造の設定を行った。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よる最大速度の増幅率を算定した(図5)[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盤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、最大速度をマグニチュードと距離の経験式で算定する「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3)。

「詳細法工学的基盤」上における波形計算

3章で述べた地盤構造モデルのうち、上部マントルから地震基盤までの大構造及び三次元地盤構造モデル(深い地盤構造)を用いて「詳細法工学的基盤」上における波形をハイブリッド合成法により求める。ハイブリッド合成法は、長周期成分を理論的方法(Aoi and Fujiwara, 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し、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し広帯域地震動を評価する方法である。合成の接続周期は約1.0秒とした。また、波形は詳細法評価範囲(図2)における約1kmのメッシュそれぞれの中心点で求めた。なお、本報告での三次元地盤構造の上面のS波速度(V_s)は、いずれの評価地点でも 700m/s である。

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、(ボーリング情報のある地点を除き)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」のS波速度、及び3章で述べた地盤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關係式を用いて、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=0～7の式とI=4～7の2つの式が提示されているが、I=0～7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=4～7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600m/s)における最大速度を求めた。

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

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の地盤を工学的地盤とみなし、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=400m/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章で述べた地盤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盤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

6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 4

「詳細法工学的基盤」上の擬似速度応答スペクトル

図 1 5

「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布	図 1 6
地表の最大速度分布 (X、Y成分のうち大きい方)	図 1 7
地表の震度分布	図 1 8

図 1 4 - 1 ~ 6 の「詳細法工学的基盤」での速度波形を観察すると、ケースまたは計算地点によって多様な形態を示しており、その中でもケース 1 c の Kanazawa 地点の波形には、その最大振幅が 83.5cm/s となるパルスが形成されていることが特徴的である。

各ケースの「詳細法工学的基盤」での最大速度分布を比較すると(図 1 6 - 1 ~ 2)、アスペリティを浅い位置に設定したケース 1 c において最も大きい地震動を示す結果となった。次に大きい地震動を示すのは断層面の傾きを小さく設定したケース 3 であるが、これはケース 3 の断層面が大きく、したがって地震規模も大きく設定されていること、さらに断層傾斜角が低いことよりアスペリティが浅い位置にあることによるものと考えられる。また、それぞれのケースで X 成分と Y 成分とを比較すると、断層のすべる方向(断層走向方向に直角の方向)に近い Y 成分の方が大きめの地震動となっている。

図 1 8 - 1 には、断層傾斜角を変えたときの地震動分布の比較が示されている。本報告の設定では、断層傾斜が高角になるに従い断層面積が小さく、したがって地震規模も小さく設定される。それにもかかわらず、断層傾斜角が 60° のケース 2 では、断層傾斜角が 45° のケース 1 a と比べ、震度 6 強以上を示す範囲が広がっている。これは、主にアスペリティが断層面の傾斜角の変化によって最大地動の増幅率の高い西側に移動した影響であると考えられる。ケース 3 については、前述のとおり断層規模が大きく設定され、またアスペリティが浅い位置にあることより、ケース 1 a と比べて広い範囲で震度 6 弱以上となっている。

図 1 8 - 2 には、震源断層内のアスペリティ位置の変化による地震動分布の比較が示されている。アスペリティを断層面の中央に設置したケース 1 b では、ディレクティビティ効果が広範囲に現れやすい位置(アスペリティの中央下端)に破壊開始点が設置されている影響で、ケース 1 a と比べ震度 6 強以上および震度 6 弱以上を示す範囲がともに広がっている。アスペリティ位置が浅いケース 1 c では、計算された 6 ケース中、最も大きな地震動分布を示し、アスペリティ位置が深いケース 1 d では、6 ケース中最も小さな地震動分布を示す。これより、アスペリティの深さが地震動予測結果の大小に大きく影響することが確認できる。

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 (Vs=400m/s) 上の最大速度分布	図 1 9
地表の最大速度分布	図 2 0
地表の震度分布	図 2 1

「簡便法」による震度分布は比較的滑らかに変化しており、また、森本・富樫断層帯を境として北西側で最大地動の増幅率が高いことを反映して、断層中央付近から西側にかけての震度が大きい。震源特性のうち、地震規模と震源断層の位置(断層からの最短距離として)の影響しか反映しないことより、「詳細法」の結果と比べ断層傾斜角の変化による地震動分布の変化は小さい。

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、断層最短距離と「詳細法工学的基盤」上の最大速度値との関係を司・翠川（1999）の距離減衰式（経験式）と比較して示す（図22）。

ケース3については断層最短距離10km前後において、またケース1cについては断層最短距離10km以下において、予測結果が経験式を大きく上回っており、中には経験式の3~4倍になる予測値もある。それぞれ、ディレクティビティ効果やアスペリティの位置が浅いことによるものであると考えられる。アスペリティ位置が浅い場合でも、アスペリティが浅くなるに従い応力降下量が減少するように設定した場合には、予測結果は経験式に近づくと考えられるが、現状では内陸の地震についてアスペリティの深さと応力降下量との明確な関係を示す情報は得られていないため、今後検討が必要である。アスペリティが震源断層中央に位置するケース1bでも断層最短距離20km未満で経験式より若干大きめの値となっているが、これもディレクティビティ効果によるものである。

上記以外のケースでは、若干予測結果の曲線の傾きが大きい傾向も認められるが、おおまかには強震動予測結果と経験式の対応は良いといえる。

一方で、経験式は内陸で発生した様々な震源メカニズムの地震のデータの平均を表しており、これと典型的な逆断層として計算された予測結果との比較を行えば、本来その傾向には違いがあるべきだと考えることができる。また、ケース1cのような（アスペリティが浅く、ディレクティビティ効果の顕著な逆断層の）地震の断層最短距離の短いデータが経験式のもととなる統計データに含まれていないという問題もある。したがって、今後の観測等により、細かく分けられた断層タイプ毎の距離減衰式を求めるためデータの充実が期待される。

「詳細法」による予測結果と「簡便法」による予測結果（最大速度）の比較を地図上で行い、図23に示した。この比較によるとアスペリティの近傍および断層に直交する方向にある計算地点において、「詳細法」の予測結果が「簡便法」より大きい値を示すことが分かる。これより、震源断層からの距離が同じであっても、アスペリティに近いところにおいては地震動が大きくなること、および「簡便法」では反映されていないディレクティビティ効果が「詳細法」では反映できていることが確認できる。

5.4 地表での時刻歴波形計算結果例

評価範囲にあるK-NET金沢およびKiK-net金沢観測地点において、そのボーリング情報を用いて浅い地盤のモデルを作成し、ケース1a、1b、1cについて「詳細法工学的基盤」上の波形より地表における波形を線形解析によって求めた（レシピの3．強震動計算方法を参照）。「詳細法工学的基盤」上の波形および求めた地表における波形を図24に示す。

表3には、上記線形解析法による波形計算により求めた最大速度および計測震度（X、Y成分のうち大きい方）、ボーリングデータより求めた深さ30mまでの平均S波速度から求まる増幅率を用いて求めた最大速度および震度、微地形データより推定した平均S波速度より求まる増幅率を用いて求めた最大速度および震度を比較して示す。

わずか2点における評価であるが、それぞれの値を比較すると と は良い対応を示している。について、 と比較すると、K-NET金沢では若干大きい値、KiK-net金沢では若干小さめの値となっている（ただし、その差は計測震度で ± 0.5 以内に収まっている）。この主な理由としては、で推定したS波速度が各計算地点を含む約1kmメッシュの平均的なものであり、各計算地点のS波速度とは必ずしも一致していないことが挙げられる。本報告の地表における震度分布図（図18）はの方法で求めており、予測地図の結果より特定の地点における強震動を検討する際には、上記のことについても注意する必要がある。

6．問題点と今後の課題

6.1 問題点

- ・ 地盤構造モデル作成のためには、可能な限りデータ収集を行っており、また本報告では微動アレイ観測を実施し、深い地盤構造モデル作成に役立てた。しかしながら、複雑な断層近傍の地

盤構造を十分に再現するためのデータとしては、まだ不足していると考えられる。

- ・ 微視的震源パラメータのみならず、巨視的震源パラメータである断層の傾斜角についても、これを確定的に定めるための情報が無かったことより、その傾斜角を変えた多くのケース(シナリオ)について強震動計算を行った。今後の強震動評価においては、その評価範囲の広がりなどによって、多くのケースについて計算することは困難である。震源パラメータについて、それを推定するための情報に乏しい場合に、そのパラメータを強震動評価の観点よりどのように設定するか、改めて検討が必要である。
- ・ ケース3やケース1cのアスペリティが浅い位置にあるケースの強震動予測結果は、経験式と比べて大きい値となっている。予測結果の検証で述べたように応力降下量の深さ依存性についても検討が必要である。
- ・ 「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、(ボーリング情報のある地点を除き)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。
- ・ 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が必要となる。

参考文献 (アルファベット順)

- Aoi, S. and H. Fujiwara (1999): 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 918-930.
- 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(2001): 森本・富樫断層帯の評価 .
- 地震調査委員会(2002): 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(2002)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 .
- 釜田正毅・武村雅之(1999): 近地で観測されたレーリー波から推定した1993年能登半島沖地震の震源深さ、震源メカニズムと能登半島周辺の地下構造、地震2、52、255-270 .
- 神野達夫・森川信之・先名重樹・成田章・藤原広行(2002): 金沢平野における3次元構造モデル、第107回物理探査学会学術講演会予稿集 .
- 菊地正幸・山中佳子(2001): 『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』、サイスマ、5(7)、6-7 .
- 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スマ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 .
- 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 .
- 中田高・隈元崇(2002): 断層分岐モデルに基づく起震断層帯の設定と破壊開始点の推定、地震調査委員会強震動評価部会第24回強震動予測手法検討分科会参考資料 .
- 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 .
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994): 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、仙台地域のボ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f_{max}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 .
- 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	4	14	3.46	5.90	2.70	300
下部地殻	18	9	3.80	6.60	2.90	500
上部 マントル	27		4.10	7.20	3.10	500

表3 各計算方法による地表の地震動計算結果例

K-NET金沢

ケース1a

700m/s上の最大速度	
54	cm/s

	平均S波速度	倍率	地表の最大速度		震度
波形計算		-	72	cm/s	6.22
K-NETボーリングデータよりAVSを計算	388m/s	1.48	80	cm/s	5.95
微地形データよりAVSを推定	177m/s	2.48	134	cm/s	6.34

ケース1b

700m/s上の最大速度	
44	cm/s

	平均S波速度	倍率	地表の最大速度		震度
波形計算		-	81	cm/s	6.04
K-NETボーリングデータよりAVSを計算	388m/s	1.48	65	cm/s	5.80
微地形データよりAVSを推定	177m/s	2.48	109	cm/s	6.19

ケース1c

700m/s上の最大速度	
98	cm/s

	平均S波速度	倍率	地表の最大速度		震度
波形計算		-	120	cm/s	6.45
K-NETボーリングデータよりAVSを計算	388m/s	1.48	145	cm/s	6.40
微地形データよりAVSを推定	177m/s	2.48	243	cm/s	6.78

KiK-NET金沢

ケース1a

700m/s上の最大速度	
42	cm/s

	平均S波速度	倍率	地表の最大速度		震度
波形計算		-	54	cm/s	5.70
KiK-netボーリングデータよりAVSを計算	440m/s	1.36	57	cm/s	5.70
微地形データよりAVSを推定	741m/s	0.96	40	cm/s	5.44

ケース1b

700m/s上の最大速度	
44	cm/s

	平均S波速度	倍率	地表の最大速度		震度
波形計算		-	58	cm/s	5.70
KiK-netボーリングデータよりAVSを計算	440m/s	1.36	60	cm/s	5.74
微地形データよりAVSを推定	741m/s	0.96	42	cm/s	5.48

ケース1c

700m/s上の最大速度	
88	cm/s

	平均S波速度	倍率	地表の最大速度		震度
波形計算		-	106	cm/s	6.16
KiK-netボーリングデータよりAVSを計算	440m/s	1.36	120	cm/s	6.25
微地形データよりAVSを推定	741m/s	0.96	84	cm/s	5.99

AVS: 深さ30mまでの平均S波速度