

砺波平野断層帯・呉羽山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

砺波平野断層帯・呉羽山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) 「砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の評価」(地震調査委員会, 2002b;以下、「長期評価」という)で示されたそれぞれの断層帯の位置図を参考にして、想定する断層モデルの位置・規模(長さ)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。
- 3) 砺波平野周辺の地下構造モデルを既存の物理探査結果、ボーリング調査の結果等より評価した。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。
- 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1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に示した強震動評価範囲の中にある約1kmメッシュの中心とした。なお、強震動予測の時刻歴波形計算においては、南北方向をX、東西方向をY方向とした。

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、「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にその位置を示す金沢市役所(石川県)、白川村役場(岐阜県)、砺波市役所(富山県)、高岡市役所(富山県)、八尾町役場(富山県)、富山市(富山県)、高山市(岐阜県)、魚津市(富山県)それぞれに最も近

い8 評価地点について、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。

## 2. 震源特性の設定

本報告では、「長期評価」に基づき、地震発生長期確率の最大値をとった場合に最も確率が高い砺波平野断層帯東部について2通り、次に確率が高い砺波平野断層帯西部について1通り、砺波平野断層帯と比べれば地震発生長期確率が低く評価されているが、地震が発生した場合に富山市市街や高岡市街への影響が大きいと考えられる呉羽山断層帯について1通り、合計4通りのケース（断層モデル）を想定した。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・形状・深さ・傾斜角・面積

- 1) 震源断層の位置については、「長期評価」による活断層位置図を参照した。砺波平野断層帯東部については、その高清水（たかしょうず）断層と城端（じょうはな） - 上梨（かみなし）断層とで走向が大きく異なっているため、屈曲点を設けた。砺波平野断層帯西部については、石動（いするぎ）断層と法林寺（ほうりんじ）断層との間に4~6kmのステップが認められている。ここでは、断層モデルの走向を両断層の走向に合わせ、かつ断層モデルの地表トレースが両断層帯の中間に位置するように設定した。呉羽山断層帯については、「長期評価」で示されている断層の南端と北端を直線で結び、さらにその北方の富山湾海域にある尾根状地形東縁部の北東端まで断層が7km延長していると想定した。
- 2) 地震発生層の深さについて、その上限、下限を微小地震の深さ分布および地盤構造の評価結果より、それぞれ4km、20kmと推定した。
- 3) いずれの断層についても、断層の形態が逆断層であること、また呉羽山断層帯や砺波平野断層帯西部（法林寺断層）を横切る反射法探査結果から読み取れる地表付近における断層の傾斜角より、震源断層の傾斜角は45°とした。
- 4) 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、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]。

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

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、断層面積が比較的小さいことよりアスペリティの数は1つとした。ただし、砺波平野断層帯東部については、アスペリティが2つのケースも想定した。

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。

- 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) 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]。
- 3) 2つのアスペリティの面積比は、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、22~24%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。

#### アスペリティの位置

「長期評価」では、アスペリティの位置を直接推定できるような情報は示されていないことより、いずれの断層帯についても、強震動評価の観点よりアスペリティ位置を想定した。

砺波平野断層帯東部については、富山県(2000)によると、高清水断層北部の情報が少なく、中部から南部のほうで調査事例があり、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)。また、城端-上梨断層については、その活動時期を推定する資料が得られていない。これらより、高清水断層の南部から中部付近で比較的すべり量が大きいと考えられることから、その南端~中央付近にアスペリティを1つ、または2つ設置したケースを設定した。

同様に砺波平野断層帯西部についても、断層帯北部の石動断層の情報は少なく、断層南部の法林寺断層のほうで調査事例があり、比較的変位量が大きいことが読み取れる。これより、法林寺断層全域で比較的すべり量が大きい可能性があることから、砺波平野断層帯西部の南端から中央付近にアスペリティを配置した。

呉羽山断層帯については、上記のような情報も得られていないことより、断層帯の中央にアスペリティを配置した。

#### 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、砺波平野断層帯東部で約1.9m、砺波平野断層帯西部でも約2.0m、呉羽山断層帯では、約2.3mとなり、「長期評価」による1回のずれ量(それぞれ、1.5m、2.0m、2.0m〔垂直成分〕)とほぼ同じ大きさとなっている。

#### 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、地震調査委員会強震動評価部会(2001)の検討より6Hzに設定した。

#### 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、分岐形態等から想定することは困難であったことより、屈曲点のある砺波平野断層帯東部ではその屈曲点（高清水断層の南端）、アスペリティを南端に寄せた砺波平野断層帯西部ではその南端、アスペリティを中央に設定した呉羽山断層帯では、そのアスペリティ中央を破壊開始点とした（いずれも深さはアスペリティの下端）。

### 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

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 $V_s=3.4\text{km/s}$ 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。

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

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については、レシピの中の「深い地盤構造のデータがある程度揃っている場合」に相当するものとして、その考え方に基つき、以下の手順でモデルの作成を行った。

- 1) 砺波平野周辺で実施された物理探査結果及び検層結果、地質資料、深層ボーリング等の文献の収集・整理を行った。表3に収集した文献の一覧を示す。地質文献からは、砺波平野周辺の地質構造を把握した。
- 2) 弾性波速度を示す物理探査結果及び検層結果の位置、速度層の分布の情報をデジタル化した。図10に収集した速度構造に関する資料の位置を示す。

- 3) 地質構造と2)の速度層に関する情報より速度層モデルを設定した。1層目、2層目はHi-netからP波、S波速度を設定した。3層目からは弾性波探査及びP S検層結果をもとにP波速度を設定した。速度構造に関する情報については、P波速度に関する情報が主であったことより、P波速度を基に、速度層構造モデルを設定した。
- 4) 上記のデータをもとに内挿、外挿を行い、5層から成る速度層構造( $V_p=1.8\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.3\text{km/s}$ 層、 $V_p=3.1\text{km/s}$ 層、 $V_p=4.7\text{km/s}$ 層、 $V_p=5.9\text{km/s}$ 層)として、三次元速度構造モデルを評価した。
- 5) 各速度層の密度、及び3層目以深のS波速度は、P波速度よりLudwig(1970)の係数を用いて換算した。

図11には上記で作成された三次元速度構造モデルの断面図の例を示す。図3には、各速度層上面の深さをコンタで示す。図3の各コンタにおいて、深さが0mと示されているところは、それより下位の層が露岩していることを示す。各速度層と地質との関係は次のとおりである。

- ・  $V_p=1.8\text{km/s}$ 層 ( $V_s=450\text{m/s}$ 層)は、第四系に相当する。また、新第三系が露出する地域では、表層風化部に相当する。
- ・  $V_p=2.3\text{km/s}$ 層 ( $V_s=750\text{m/s}$ 層)は、氷見層～音川層(堆積岩類)
- ・  $V_p=3.1\text{km/s}$ 層 ( $V_s=1.2\text{km/s}$ 層)は、東別所層～黒瀬谷層上部(堆積岩類)に相当する。
- ・  $V_p=4.7\text{km/s}$ 層 ( $V_s=2.2\text{km/s}$ 層)は、黒瀬谷層下部～岩稲層(火山岩類)に相当する。
- ・  $V_p=5.9\text{km/s}$ 層 ( $V_s=3.3\text{km/s}$ 層)は、基盤岩類相当する。

本報告では、この三次元速度構造モデルの最上位を「詳細法工学的基盤」と定義した。なお、図3に示したように、下位の層が露岩するところがあることより、「詳細法工学的基盤」上の地盤速度は、一定でない。また、 $V_p=5.9\text{km/s}$ ( $V_s=3.3\text{km/s}$ )の層を地震基盤とした。

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(藤本・翠川,2003)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(「詳細法工学的基盤」)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、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「詳細法工学的基盤」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(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1.0秒とした。なお、波形は評価範囲(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(ここでは、「詳細法工学的基盤」と同じ)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 $V_p=5.9\text{km/s}$ ( $V_s=3.3\text{km/s}$ 層)を地震基盤として扱った。

#### ・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よりも上位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。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成分の波形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=0~7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の式を選択した。

#### 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。

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

PGV: 最大速度(cm/s)

M<sub>w</sub>: 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<sub>s</sub>=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

「詳細法」による強震動予測結果を下記のとおり示す。

#### 有限差分法の結果

「詳細法工学的基盤」における速度振幅のスナップショット 図 1 2

#### ハイブリッド合成法の結果

「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形例 図 1 3

「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 4

「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布 図 1 5

地表の最大速度分布 図 1 6

地表の震度分布 図 5

図 1 2 に理論的方法（有限差分法）を用いて計算された「詳細法工学的基盤」における速度振幅のスナップショットを示す。計算結果には、マッチングフィルターと同じローパスフィルターを適用しており、振幅表示はそれぞれの時間における最大振幅で正規化している。いずれのケースにおいても、主となる破壊の伝播方向（砺波平野断層帯東部では北方向、砺波平野断層帯西部では北東方向、呉羽山断層帯では東方向）において、ディレクティビティ効果の影響で振幅が大きくなっている。呉羽山断層帯のケースでは、富山平野下の厚い堆積層で地震動が増幅する効果もあわせて、断層西側の振幅が顕著に大きくなっている。また、地震動の継続時間に着目すると、堆積層の厚い富山平野および砺波平野では、断層破壊が始まってから30秒経過した時点でも山間部と比べ相対的に振幅が大きい。

「詳細法」の評価範囲の全地点について、有限差分法と統計的グリーン関数法による計算結果をそれぞれにマッチングフィルターを施した後に合成することによって（ハイブリッド合成法）、「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形が計算された。図 1 3、1 4 には、金沢市役所（石川県）、白川村役場（岐阜県）、砺波市役所（富山県）、高岡市役所（富山県）、八尾町役場（富山県）、富山市（富山県）、高山市（岐阜県）、魚津市（富山県）それぞれに最も近い8評価地点について、ハイブリッド合成法によって計算された波形および減衰定数5%擬似速度応答スペクトルを示す。計算された波形の全般的な特徴としては、概ね周期0.2～0.8秒の成分の振幅が大きい。断層との位置関係で破壊の伝播する方向にある計算地点では、そのディレクティビティ効果の影響で1秒よりも長周期の成分の振幅が比較的大きめとなっている。なお、統計的グリーン関数法では、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、有限差分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。

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 1 5）。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。いずれのケース（断層）についても、アスペリティの直上およびその周辺の一部の地域で地震動が大きく、40cm/sを超えている。図 1 5 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 1 5 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。図 5 - 1 ではアスペリティが1つのモデルの結果と2つのモデルの結果を比較しているが、震度分布に大きな相違は無く、断層の直上およびその周辺の一部の地域において震度6弱の揺れが予測された。図 5 - 2 には、砺波平野断層帯西部および呉羽山断層帯の地震を想定した場合の震度分布を示す。砺波平野断層帯西部では、アスペリティに近く、地表における増幅率が高い金沢平野の

広い範囲で震度 6 弱、その一部では震度 6 強以上の揺れが予測された。呉羽山断層帯では破壊開始点がアスペリティの中央下端にあることにより、ディレクティブティ効果 によってアスペリティ直上付近の地震動が大きくなり、さらに堆積層が厚く（深い地盤構造）、表層における増幅率も高いことより、高岡市から富山市にかけて広い範囲で震度 6 強以上の揺れが予測された。

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 17 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。「簡便法」では、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率の影響は反映されているが、「詳細法」と異なり地震基盤から工学的基盤までの増幅は考慮されていない。また断層付近に着目すると、「簡便法」ではディレクティブティ効果を評価していないため、「簡便法」の震度は、「詳細法」の震度より小さめとなっている。

## 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、全体的には、予測結果は距離減衰式と良い対応を示しているものの、特に震源距離10km付近に着目すると、距離減衰式を大きく上まわっている予測値が多く見受けられる。これは、砺波平野断層帯東部および西部についてはアスペリティ直上におけるディレクティブティ効果によるものであり、呉羽山断層帯については、上記に加え深い堆積層での増幅の影響によるものである

## 6 . 問題点と今後の課題

### 6.1 問題点

- 本報告での評価範囲は、地震調査委員会(2003b)とほぼ同じ範囲となっているが、今回の強震動評価のために、新たな知見を取り入れて（浅い地盤構造については付録 2 を参照）改めて地下構造モデルを構築した。深い地盤構造モデルの構築にあたっては物理探査の結果を中心に可能な限りの情報収集を行ったが、情報の不足している地域もあり、この作業におい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

- 本報告では、砺波平野周辺に分布する3つの断層帯を評価の対象とし、その中の砺波平野断層帯東部についてのみ、アスペリティの数を変えて評価を行ったが、いずれのケースについても、アスペリティの位置や破壊の伝播方向、断層の傾斜角についての想定を変えたケースについては検討を行わなかった。これらの設定については、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, 2003a, 2003b)。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)

- Aoi, S. and H. Fujiwara (1999): 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 918-930.
- 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.
- 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地盤の平均S波速度分布の推定, 日本地震工学会論文集, 第3巻, 第3号, 1-15.
- Geller, R.J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 1501-1523.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2002): 予測のための震源のモデル化, 月刊地球/号外, 37, 62-77.
- 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(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): 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の評価.
- 地震調査委員会(2003a): 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(2003b): 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.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001): 糸魚川 - 静岡構造線断層帯(北部、中部)を起震断層と想定した強震動評価手法について(中間報告).
- 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会予稿集.
- 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(1989): 日本の主要地熱地域の地質と温泉・変質帯分布.地質調査所報告, 270, 482.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, C. L. Drake (1970): Seismic Refraction, in the Sea, Vol. 4, part 1, Wiley-Interscience, 74.
- 松岡昌志・翠川三郎(1994): 国土数値情報とサイス 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.
- 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): 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.
- 富山県(2000)：平成11年度 砺波平野断層帯に関する調査成果報告書．
- Zhao, D., S. Horiuchi, and A. Hasegawa, (1992): Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, *Tectonophysics*, 212, 289-301.
- Zhao, D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994): Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, 99, 22313-22329.

表2 地震基盤以深の各層のモデルパラメータ

名称	S 波速度 (km/s)	P 波速度 (km/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Q
上部地殻	3.46	5.90	2.70	300
下部地殻	3.80	6.60	2.90	500
上部 マントル	4.10	7.20	3.10	500

表3 深い地盤構造モデルに関する文献

著者	発表年	文献名	出典
天池文男・竹内文郎・春日茂・古川信雄・平野憲雄	1994	地震探査により推定された福井地震断層とその地震学的考察	地震2, Vol.37, 441-452
爆破地震動研究グループ	1985	長野県および周辺地域における爆破地震動の観測	地震研彙報, 60, 615-637
爆破地震動研究グループ	1986	長野県および山梨県における爆破地震動観測(御代田-敷島測線)	地震研彙報, 61, 483-501
爆破地震動研究グループ	1994	中部日本地域における爆破地震動の観測(吾妻-金沢測線)	地震研彙報, 69, 139-158
福井県	1997	柳ヶ瀬断層帯に関する調査	平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集, 44-50
福井県	1998	福井平野東縁断層帯に関する調査(剣ヶ岳断層、細呂木断層、篠岡断層、松岡断層、福井地震断層、福井東側地震断層)	第2回活断層調査成果報告会予稿集, 277-285
藤井昭二・相場恒雄・後藤道治・神島利夫・清水正之・金子一夫・河野芳輝	1992	10万分の1富山県地質図説明書	富山県, 201
北陸農政局計画部	1977a	石川県の水理地質と地下水および付図	北陸農政局計画部, 58
北陸農政局計画部	1977b	福井県の水理地質と地下水および付図	北陸農政局計画部, 48
北陸農政局計画部	1980	地盤沈下調査邑知平野地区調査報告書	
Ikami, A. T. Yoshii, S. Kubota, Y. Sasaki, A. Hasemi, T. Moriya, H. Miyamachi, R. S. Matsuura and K. Wada	1986	A seismic refraction study profile in and around Nagano Prefecture, central Japan.	J. Phys. Earth, 34, 457-474
池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編	2002	第四紀逆断層アトラス	東京大学出版会, 254
石川県森本断層調査グループ・石川県環境安全部	1997	金沢市の森本活断層の発掘調査	地質学雑誌, 103, -
石川県地盤図編集委員会(編)	1982	石川県地盤図(10万分の1)、同付図「平野部の断面図」、および同解説書	北経調査研究報告(北経経済調査会), 66, 36p
神野達夫・森川信之・先名重樹・成田章・藤原広行	2002	金沢平野における三次元地下構造モデル	(社)物理探査学会第107回学術講演会論文集, 162-165
紺野義夫	1993	新版・石川県地質図(10万分の1)および石川県地質誌	石川県・北陸地質研究所, 321p
紺野義夫・三浦静・藤井昭二	1992	北陸の丘陵と平野	アーバンクボタ, No.31, 65p
片川秀基・大村一夫・中村俊夫	1995	邑知潟平野北縁部のリニアメントと断層	第四紀研究, Vol.34, 9-18
建設省北陸地方建設局	1979	富山県平野部の地盤図集	北陸建設弘済会
建設省北陸地方建設局	1982	石川県平野部の地盤図集(1)~(4)	北陸建設弘済会
小嶋啓介・山中浩明	2003	観測地震動に基づく福井平野の地下構造の推定	応用地質, 44, 94-103
工藤健	1996	重力で見た飛騨山脈周辺の地殻構造	月刊地球, 18, 2, 116-122
中川耕三・竹内清和・中川重紀	1996	金沢市街と金沢平野における大桑層・卯辰山層の分布と構造及び水理地質	北陸地質研究所報告, No. 5, 287-309
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
日本の地質「中部地方」編集委員会	1988	『日本の地質5 中部地方』	共立出版, 310p

表3 深い地盤構造モデルに関する文献(つづき)

著者	発表年	文献名	出典
酒井慎一・岩崎貴哉・飯高隆・吉井敏剋・山崎文人	1993	人工地震による中部日本地域の地殻構造, 吾妻・金沢測線	地震学会講演予稿集, 2, 175
酒井慎一・岩崎貴哉・飯高隆・吉井敏剋・山崎文人・桑山辰夫	1996	爆破地震動による中部日本地域の地殻構造	月刊地球, 18, 2, 104-109
坂本 亨	1966	富山積成盆地南半部の新生界とその構造発達史	地質調査所報告, 213, 1-28
下川浩一・水野清秀・杉山雄一・片川秀基・柴田俊治	2002	石川県羽咋市付近における邑知潟断層帯の反射法地震探査	活断層・古地震研究報告, No. 2, 69-79
石油公団	1981	昭和56年度国内石油・天然ガス基礎調査	基礎物理探査「富山沖・北陸～隠岐沖・山陰沖」調査報告書, 48p
石油公団	1982	昭和57年度国内石油・天然ガス基礎調査	基礎物理探査「富山～金沢地域」調査報告書, 13p
石油公団	1983	昭和58年度国内石油・天然ガス基礎調査	基礎物理探査「富山～金沢地域」調査報告書, 22p
石油公団	1985	昭和59年度国内石油・天然ガス基礎調査	基礎試錐「富山」調査報告書, 60p
石油公団	1986	昭和60年度国内石油・天然ガス基礎調査	基礎試錐「金沢沖」調査報告書, 94p
角 靖夫・野沢 保・井上政昭	1989	石動地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所, 118p
田中 隆	1979	北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格	石油技術協会誌, Vol.44, pp.308-320
富山県・富山県活断層調査委員会	1997	呉羽山断層に関する調査について	平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集, 51-54
富山県	1999	砺波平野断層帯に関する調査	第3回活断層調査成果報告会予稿集, pp.271-279
富山県	2000	砺波平野断層帯に関する調査	第4回活断層調査成果報告会予稿集, 69-78
堤 浩之・東郷正美・今泉俊文・石山達也・原口強	2000	石川県羽咋市における石動山断層の地層抜き取り調査	活断層研究, 19, 69-76
山中浩明・栗田勝実・瀬尾和大・小嶋啓介・佐藤浩章・宮腰 研・赤澤隆士	2000	微動アレイ観測による福井平野のS波速度構造の推定	地震2, Vol.53, pp.37-43
吉井敏剋	1994	人工地震による日本列島の地下構造	地震2, 46, 479-491