

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

（説明）

1．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に関するこれまでの主な調査研究

地震調査委員会強震動評価部会は、標記断層帯に関して「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（中間報告）」（地震調査委員会強震動評価部会，2001a）（以下、「糸静中間報告」と呼ぶ）を公表した。その中では、強震動評価手法について、「震源の特性を評価する手法」、「地下構造モデルの設定手法」、「強震動計算手法」、及び「予測結果の検証手法」の4つの要素手法を検討し、糸魚川 - 静岡構造線断層帯（北部、中部）をモデルに安曇、松本、穂高の3地点における強震動予測の試算を行っている。また、糸静中間報告では、既存の研究成果が参照され、活断層で発生した地震による強震動評価手法（主に震源特性化手法）がとりまとめられている。

糸静中間報告が限定された地点での強震動試算であったのに対し、本報告では糸魚川 - 静岡構造線断層帯周辺の広域かつ面的な強震動評価を行う必要があることから、上記の「活断層で発生した地震による強震動評価手法」について検討を行い、その結果を付録の「活断層で発生した地震による強震動評価のレシピ」（以下、「レシピ」と呼ぶ）としてとりまとめた。

また、同断層帯周辺の三次元構造モデルの作成に係わるこれまでの主な調査研究に関しては、次のものが挙げられる。三次元地盤構造モデルの作成基礎となる重力データについては工業技術院地質調査所(2000)がある。糸魚川 - 静岡構造線断層帯（北部、中部）周辺の地震基盤より下の大構造については地震学的な研究として三雲・他(1988)、Yamazaki(1996)といった調査研究がある。松本盆地周辺の上部地殻構造を対象とした大規模屈折法弾性波探査としては、Asano et al.(1969)、Ikami et al.(1986)、酒井・他(1996)といった調査研究がある。重力データからの速度構造モデルの変換に関する対象地域における密度 - P波速度関係およびS波速度関係については、科学技術庁国立防災科学技術センター(1981)、防災科学技術研究所(1996)等の資料も参照した。

2．強震動評価の概要

ここでは、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の概要として、評価全体の流れについてまず説明し、強震動評価の対象となる震源域、評価地点および評価項目について記述する。

2.1 評価全体の流れ

糸魚川 - 静岡構造線断層帯（北部、中部）の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した。

- 1) 糸静中間報告と同様、地震調査委員会長期評価部会(2000)による「糸魚川 - 静岡構造線断層帯の形状評価について」（以下、「形状評価」という）の形状評価結果より、糸魚川 - 静岡構造線断層帯（北部、中部）の巨視的震源特性を設定した。
- 2) 1)の巨視的震源特性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。ただし、設定にあたっては、糸魚川 - 静岡構造線断層帯の北部のセグメントにおいてアスペリティの位置に関する情報が得られていないことから、その不確定性を考慮し、アスペリティの位置を変えた3つのケースを想定し、それぞれについて特性化震源モデルを作成した。
- 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(国土庁国土地理院,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」（5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、検証として既存の距離減衰式と比較を行った。

- 5) 「詳細法」を用いて評価できる範囲は限られていることより、より広い範囲については「簡便法」（5章参照）を用いて強震動評価を行った。

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、「レシピ」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。

2.2 強震動評価の対象となる震源断層

糸魚川 - 静岡構造線断層帯（北部、中部）を想定した強震動評価の対象となる震源断層は糸静中間報告と同様に、糸魚川 - 静岡構造線断層帯（北部、中部）の震源断層を構成する4つのセグメント（北部1、北部2、中部1、中部2）を想定した。それらの震源断層の位置図を図1に示した。なお「形状評価」では、次に活動する断層区間がどこまでとなるかは判断できないとし、活動する断層区間として、可能性が高い3通りのセグメントの組み合わせを示している。本報告では断層周辺の地域に影響の最も大きいものとして、4つのセグメントが同時に動く地震を想定した。

2.3 評価地点

本報告における糸魚川 - 静岡構造線断層帯（北部、中部）の強震動評価の評価範囲としては、「詳細法」による評価範囲と「簡便法」による評価範囲の2つを設定した。「詳細法」による強震動計算については、計算範囲の広さ（ボリューム）と最大周波数との積であらわされる「計算量」に、計算機の能力に応じた限りがある。ここでは、理論的に計算できる下限周期を短くすることを優先し、下記4点を4隅とする長方形の評価範囲（計算範囲）を設定した（図9）。

北西端：北緯36° 50.75	東経137° 32.15
北東端：北緯37° 2.56	東経138° 20.53
南西端：北緯35° 24.78	東経138° 3.75
南東端：北緯35° 36.42	東経138° 51.32

さらに、上記の評価地域の範囲で収集したボーリング地点（図10、約2千地点）においては、浅い地盤の非線形特性を考慮した1次元地盤構造モデルを利用してより詳細な強震動評価を行うことが可能である。

「簡便法」による評価範囲は、震度6弱以上の揺れに見舞われると予測される地域を含む範囲とし、評価地点としては、

北緯 35° 10 ~ 37° 30
東経 136° 50 ~ 139° 00

の範囲にある約1kmメッシュの中心点（計約5万地点）とした（図9）。

2.4 評価項目

本報告における強震動の評価項目は、下記のとおりである。

「詳細法」

- 「詳細法工学的基盤」（4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：4章参照）上の最大速度
- 地表の最大速度および計測震度

なお、時刻歴波形からは地震動のあらゆる指標（最大加速度、最大速度、震度、スペクトル等）

が計算可能である。また、ボーリング情報のある地点については、「詳細法」において応答計算を行い、地表上の時刻歴波形も計算した。ただし、この結果については複数の想定地震、地域における計算結果を集めた上での議論を要する等検討すべき課題が多いことよりここでは報告しない。

3. 震源特性の設定

ここでは、活断層で発生した地震の震源特性の設定の流れ（図11）に沿って、糸魚川 - 静岡構造線断層帯（北部、中部）の震源特性を評価した内容について震源特性のパラメータごとに説明する。設定した震源特性のパラメータについては、表1にまとめて一覧にし、図2にはそれぞれのケースの震源断層、アスペリティ、破壊開始点の位置を示した。

3.1 巨視的震源特性

糸魚川 - 静岡構造線断層帯（北部、中部）の巨視的震源特性として、震源断層の位置・長さ・幅・傾斜角・深さ・走向、平均応力降下量・地震モーメント・平均すべり量の設定について以下説明する。

震源断層の位置・面積・形状・傾斜角・深さ

震源断層の位置・面積・形状・傾斜角・深さは、糸静中間報告と同様の考えで下記のようにして設定した。

- ・ 位置・形状については、「形状評価」によるものを利用した。
- ・ 深さについては、糸静中間報告で示したように微小地震分布から、深さ4～17kmが断層周辺の地震発生層とし、この範囲に強震動評価のための震源断層が存在するものとした。
- ・ 「形状評価」によると、断層傾斜角は北部：40～70°、中部：80°とある。ここでは、北部の傾斜角は強震動が最も大きく評価される40°に設定した。
- ・ 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、過去の内陸地震の震源断層全体の面積 S と M_0 との関係に基づき、 M_0 の値を求めるが、震源断層全体の面積から、Somerville et al.(1999)による M_0 - S の経験式を用いて算定する方法とWells and Coppersmith (1994)による過去の地震の M_0 - S 関係のデータ分布より求める方法がある（糸静中間報告）。試算によると糸魚川 - 静岡構造線断層帯（北部、中部）の地震の M_0 がSomerville et al.(1999)の経験式の上限である $1.0 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ （モーメントマグニチュード $M_w 7.3$ 程度）よりも大きくなると想定されることから、本報告ではWells and Coppersmith (1994)による過去の地震の M_0 - S 関係のデータ分布より M_0 を求めた（図12）。

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]。

3.2 微視的震源特性

糸魚川 - 静岡構造線断層帯（北部、中部）の微視的震源特性として、アスペリティの数・位置・面積・平均すべり量・平均応力降下量・実効応力、背景領域の平均すべり量・実効応力の設定について以下に説明する。なお、微視的震源特性の設定方法については、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）とアスペリティ面積をそれぞれ独立に設定した糸静中間報告の方法と異なり、「南海トラフの地震を想定した強震動予測手法（中間報告）」（地震調査委員会強震動評価部会，2001b）で検討された短周期レベルとアスペリティ面積を関係づける方法を新たな知見として、レシピに取り入れたものを利用した。

アスペリティの数・位置

系静中間報告において、アスペリティの数はケースによって各セグメントに1個ないしは2個設定した。本報告では、アスペリティの数は、Somerville et al.(1999)による内陸地震1地震あたり平均2.6個であるという成果を参照して、各セグメントに1個設定し、全体で4個設定することにした。アスペリティの位置について、中部1, 2のセグメントには、活断層調査で地表のすべりが大きい箇所が確認されているところ(中部1:松本付近、中部2:茅野付近)の震源断層の上端に接するようにアスペリティを設定した。

一方、北部1, 2のセグメントについては、地表のすべりが大きい箇所が確認されていないため、その不確定性を考慮し、それぞれ震源域の端にアスペリティを設定した次の3ケースを想定することとした。

- ケース1:それぞれのセグメントの南端側に震源断層の上端に接するように設定
- ケース2:それぞれのセグメントの北端側に震源断層の上端に接するように設定
- ケース3:それぞれのセグメントの南端側に震源断層の下端に接するように設定

ケース1とケース2の比較およびケース1とケース3の比較により、アスペリティの水平位置および深さの変化が強震動予測結果へ与える影響を評価でき、また、アスペリティが中間的な位置にある場合の地震動分布も上の3ケースの強震動予測結果よりおおまかに推定できる。なお、過去の事例ではアスペリティが震源断層の上部に位置することも下部に位置することもあることが、1995年兵庫県南部地震や2000年鳥取県西部地震、1999年イズミット地震の震源断層のすべり量分布解析より知られている(Sekiguchi et al., 2000; 岩田・他, 2001; Sekiguchi and Iwata, 2002)。

アスペリティの面積

アスペリティの総面積は、短周期レベル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13)。
- 2) 1)で算定した短周期レベルから、アスペリティが複数存在したとしても、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 を求める[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、いずれのケースでも約33%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大き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倍とした。これにより、平均応力降下量が全てのアスペリティで等しいと仮定する考え方に基づき、各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、最大アスペリティの平均すべり量は約6mとなり、活断層調査で報告されている1回のずれ量6~9mと概ね一致した。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、アスペリティの総面積から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13.1MPa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、糸静中間報告と同様、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]。

3.3 その他の震源特性

糸魚川 - 静岡構造線断層帯（北部、中部）のその他の震源特性として、破壊開始点、破壊伝播様式、破壊伝播速度の設定方法について以下説明する。

破壊開始点の位置(震源の位置)

破壊開始点の位置については、中田・他(1998)による断層の分岐モデルを糸魚川・静岡構造線に適用して「中部1」と定義された領域の北端とした。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、セグメント間においては、破壊開始点と同じ深さの箇所には破壊が伝播し、そこから再び放射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]。

4．地下構造モデルの設定

糸魚川 - 静岡構造線断層帯（北部、中部）を想定した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=3000m/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=300m/s～700m/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「4.2深い構造」において説明する。

4.1 上部マントルから地震基盤までの大構造

糸魚川 - 静岡構造線断層帯（北部、中部）周辺では水平多層構造を仮定し、Takeo(1987)による震源インバージョンに用いられた長野県域の地下構造を採用した（表2）。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、糸静中間報告同様、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)

4.2 深い地盤構造

糸魚川 - 静岡構造線断層帯（北部、中部）周辺の深い地盤構造モデルの設定については、レシピ中の「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14）。

のデータから、フィルター処理（カットオフ波長約130km）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（「長波形成分」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15）。

対象区域を横断する等間隔の18の断面を設定し（図16）、既往深部構造探査（例えば、Asano et al,1969；Ikami et al, 1986；酒井・他，1996等）を基に地質データ（例えば、平林，1967）や残差重力の起伏イメージを参考にして想定地質断面18断面を作成した。

の想定地質断面に適切な密度値（大久保・他，2000；Ludwig et al，1970）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17に示し、作成した二次元密度構造断面モデルの例を図18に示す。）

の18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。

の三次元密度構造断面モデルに適切な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、震源域周辺の深部地盤構造として $V_s=1,000\text{m/s}$ 層、 $V_s=1,100\text{m/s}$ 層、 $V_s=1,600\text{m/s}$ 層、 $V_s=2,400\text{m/s}$ 層、 $V_s=3,500\text{m/s}$ 層の5層の三次元地下構造モデルを作成した（図3）。なお、この三次元構造の上面のS波速度は場所により1000m/s、1,100m/s、1,600m/s、2,400m/sと変化するが、さらにこの三次元地盤構造の上面の上位に $V_s=500\text{m/s}$ の速度層（堆積層に相当する）を設定しているところ（メッシュ）がある。本報告では、 $V_s=500\text{m/s}$ の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盤構造モデルの最上位を連続しているとみなし、「詳細法工学的基盤」と定義した（図19）。「詳細法工学的基盤」のS波速度は500m/sから2,400m/sまで変化することに注意が必要である。

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）の中の「工学的基盤」の定義と同義である。

なお、浅い地盤構造モデルを想定する際、 $V_s=1,000\text{m/s}$ 層の上に直接、工学基盤の層（ $V_s=500\text{m/s}$ 層相当）を設定すると両層のインピーダンス比が大きく、予測波形に不自然なモデル化による影響を与えることから便宜的に遷移層を設けることとした。

4.3 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。

面的に評価するケース

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（国土庁・国土地理院，1987）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平均S波速度を算定した（図4）[レシピ(21)式参照]。

5．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。

5.1 「詳細法」

図19に、「詳細法」で用いる地盤構造を計算過程とあわせて示す。

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2-1, 2-2)。

三次元地盤モデル上面における波形計算

4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盤構造モデル(深い地盤構造)を用いて三次元地盤構造モデル上面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(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,2000a)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1.5秒とした。また、波形は詳細法評価範囲(図9)における約1kmのメッシュそれぞれの中心点で求めた。

「詳細法工学的基盤」における波形計算

図3に示したように、三次元地盤構造の上面のS波速度(V_s)は1,000m/sから2,400m/sまで変化する。さらに、この三次元地盤構造の上面の上位に $V_s = 500\text{m/s}$ に至る速度層を設定しているところ(メッシュ)がある。これについては、三次元モデル上面の波形を入力波形とし、1次元重複反射理論により増幅率を評価して $V_s=500\text{m/s}$ 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上面、そのほかのところでは三次元地盤構造モデルの上面を連続した面とみなし、「詳細法工学的基盤」と定義した。したがって、詳細法工学的基盤での波形といえば、 $V_s=500\text{m/s}$ 層のあるところでは $V_s=500\text{m/s}$ 層上面の波形を指し、 $V_s=500\text{m/s}$ 層の無いところでは三次元地盤構造モデル上面における波形を指す。「詳細法工学的基盤」におけるS波速度は、500m/sから2,400m/sまでの幅を有していることに注意が必要である。

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4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。ただし、「詳細法工学的基盤」のうちレシビ(22)式の適用範囲である $V_s=1,500\text{m/s}$ を超えるところについては、 $V_s=1,500\text{m/s}$ に対応する値によって増幅率を頭打ちさせた。各メッシュにおける「詳細法工学的基盤」における波形の最大速度を読み取り、これ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

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。

5.2 「簡便法」

工学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、4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、5.1「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。

5.3 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

- ・ 3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。
- ・ 4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。

6. 強震動予測結果とその検証

6.1 「詳細法」による強震動予測結果

「詳細法」を用いて強震動評価を行った結果をケース1、ケース2およびケース3それぞれについて下記のとおり示す。

「詳細法工学基盤」の最大速度分布	図20
地表の最大速度分布	図21
地表の計測震度分布	図5

図20 - 1に示された「詳細法工学基盤」の最大速度分布によると、ケース1、ケース2ともに最大速度が100cm/s以上を示す地域がいくつか見られる。ケース1とケース2を比較すると、ケース1ではセグメント「北部2」西方の広い範囲で最大速度が100cm/s以上となっているが、ケース2の同じ地域には100cm/sを超えるところは見られない。これとは逆に、セグメント「北部1」の北方で

はケース2においてのみ大きい値(100cm/s以上)を示す傾向が見られる。これより、セグメント中のアスペリティ位置によって評価される強震動の分布が顕著に変わることがわかる。一方、ケース1とケース3とを比較すると(図20-2)、アスペリティが深くなっているケース3の北部のセグメントでは、最大速度が小さめとなり、100cm/s以上を示す地域が狭くなっている。

図21の地表における最大速度(計測震度)分布では、表層の増幅率の影響で最大速度値の大小の幅が若干広がっているものの、ここでもそれぞれのケースで設定したアスペリティ位置の影響で、ケース1ではセグメント「北部2」の西方、ケース2ではセグメント「北部1」の北方付近に、最大速度が特に大きい地域が認められる。

図5では地表の震度分布を示す。ケース1およびケース2のアスペリティ近傍では震度6強以上を示す地域が塊状で見られる。「北部2」の西方においては、ケース2で震度5強を示しながらケース1では震度6強以上を示す地域があり、アスペリティ位置が強震動予測結果へ与える影響が大きいことを表している。また、ケース3については、その北部のセグメント周辺では全体的に震度は小さくなっており、ケース1,2のように塊状で震度6強以上を示すところは認められない。一方、セグメント「中部1」以南における震度分布にはケースよる違いはほとんど認められない。

なお、5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、7章でまとめた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。

一方「詳細法」においては、「詳細法工学的基盤」上における波形が計算された。ケース1、ケース2およびケース3のそれぞれについて、代表点(6点:長野・穂高・松本・上諏訪・小淵沢・甲府)の速度波形(図22)および減衰定数5%擬似速度応答スペクトル(図23)を示した。セグメント「北部2」の西にある穂高、松本での波形は、ケース1で設定したアスペリティの近くにあるため、ケース1において大きな振幅を示しており、その様相もケース1とケース2とで大きく異なっている。セグメント「中部1」より南にある代表点(上諏訪・小淵沢・甲府)については、ケース1とケース2とでその振幅を含め波形の様相に顕著な相違は認められない。

6.2 「簡便法」による強震動予測結果

より広い範囲において「簡便法」による強震動予測を行った結果を下記に示す内容で示した。

工学的基盤($V_s=400\text{m/s}$ 相当)の最大速度分布	図24
地表の最大速度分布	図25
地表の計測震度分布	図6

「簡便法」の結果では、断層周辺の幅20~30km範囲で震度6弱を示しており、「詳細法」のケース3の結果と全般的によい一致がみられる(図6)。ただし、震度分布は、比較的なめらかに変化しており、「詳細法」で見られたような塊状で特に震度の大きい地域は、ここでは見られない。震度5強を示す地域はほぼ「詳細法」による評価範囲内に分布している。この「簡便法」の結果と「詳細法」の結果を比較することにより(図5と図6)、「詳細法」においては、アスペリティ・破壊開始点位置の影響、三次元地下構造として取込まれた盆地構造の影響が評価されていることが明確に示される。

「詳細法」での評価範囲の外に着目すると、上越市や富山市付近の平野部で強震動予測結果が震度5強(一部6弱)となるとところが多い。これは、この地域に多く分布する沖積平野やデルタにおいて、工学的基盤から地表への増幅率が大きいことによるものである。

6.3 予測結果の妥当性検証

糸魚川-静岡構造線断層帯における最新活動の地震は約1200年前(地震調査委員会,1996)とされており、そのときの地震動の分布を示す情報はない。ここでは予測結果の検証として、既存の距離減衰式と「詳細法」による強震動予測結果との比較を行った。最大速度の距離減衰式(司・翠川,

1999)と「詳細法工学的基盤」における最大速度との比較を図7に示す。同図によると、全体的に「詳細法」による強震動予測結果は、距離減衰式と良い対応を示している。その中で、断層最短距離が15km未満では、距離減衰式と比べて計算結果が大きめとなっているところがある。これは、微視的震源特性であるアスペリティと破壊開始点との位置関係により、その近傍で地震動が大きく評価されていることの影響である。また、断層最短距離30～40kmで大きめの地震動を示すところがある。これは、甲府盆地においては堆積層(S波速度の低い層)が厚く分布していることを反映して、この地域の地震動が大きく評価されたことによるものである。以上のように、強震動予測結果と距離減衰式の比較において、予測結果のほうが大きい値を示すところはいずれも「詳細法」の計算において微視的震源特性や地盤モデルの特徴を反映したものである。

なお、活断層で発生する地震の強震動評価手法の検証としては、ここで用いたのと同様の手法により、2000年鳥取県西部地震の観測記録を用いて強震動評価手法の検証を行っており、この計算結果(スペクトル)と観測記録が概ね整合することを確認している(別添参照)。また、池田・他(2002)は、同じく2000年鳥取県西部地震の余震記録を用いて経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングを行い、アスペリティモデルによる強震動評価の有効性を実証している。

さらに、地震予知総合研究振興会地震調査研究センター(1999)は、1995年兵庫県南部地震について、本報告でも用いたハイブリッド合成法による強震動評価を行っており、同手法による評価結果が、経験的な方法によるものと比べより良く兵庫県南部地震の震度分布(建物被害率と対比)を再現していることから、地盤モデルおよび震源過程の適切な評価が重要であることを示している。

6.4 兵庫県南部地震の震度分布との比較

参考のために、藤本・翠川(1999)による兵庫県南部地震の推定震度分布と本評価におけるケース1の強震動予測結果(震度分布)の比較を示す(図26)。同図より、地震規模M8程度として計算された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予測結果では、震度6弱以上を示す範囲が、M7.3の兵庫県南部地震と比べてもはるかに広くなることが分かる。

7. 問題点と今後の課題

7.1 問題点

- 地下構造モデル作成のために可能な限りのデータ収集を行っているが、活動度の高い断層近傍の地下構造は極めて複雑となっており、これを十分再現できるだけのデータは不足している。地下構造モデル構築の際にはいくつかの仮定をおいて処理を行う必要があった。
- 地震発生確率の高い(最新活動の地震が古い)活断層の地震の特徴として、過去の大地震の記録が乏しいことより、不確定な震源パラメータが多い。その一方で、アスペリティや破壊開始点の位置が地表の地震動分布に大きく影響することが本検討からも明らかになった。
- ケース1とケース2、ケース3の地表における強震動予測結果(震度)を比較すると、アスペリティ近くではケースによって震度階級で1～2階級変わる評価地点もある。これより、上記したアスペリティ等の微視的震源特性の不確定性による強震動予測結果のばらつきは、2階級程度あると考えることもできるが、この強震動予測結果のばらつきについては、より定量的に評価するための検討が必要である。
- 「詳細法」で計算できる範囲が限定されており、震度6弱以上となる場所を完全に含むことを条件として設定した評価範囲全域を評価することはできず、結果として「詳細法」と「簡便法」の2通りで評価結果を示すこととなった。
- 「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、(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。
- 本報告では、ハイブリッド合成を行う接続周期を1.5秒とした。三次元地盤構造の影響をより計算結果に反映させるためには、理論的方法(有限差分法)による計算の下限周期をより短くし、接続周期を1秒程度に短くすることを検討する必要がある。

- ・ 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は、過大評価となっている可能性がある。

7.2 今後の課題

- ・ 糸魚川 - 静岡構造線断層帯については、重点的調査観測が計画されており、この成果等により、今後アスペリティや破壊開始点について地震学的解明が進めば、その研究成果を取り入れた震源特性の設定方法を検討することが重要である。
- ・ 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、またはハイブリッド合成の接続周期を短くすることが期待できる。
- ・ 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。

8 . まとめ

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を行った。

「詳細法」を用いた強震動評価では、「長期評価」をふまえレシビに沿って震源の特性化を行い、地下構造モデルを構築した上で評価を行った。アスペリティの位置を変えた3つのケースを比較した結果、「詳細法」による地表の強震動予測結果は、巨視的震源特性だけでなく、アスペリティ位置などの微視的震源特性を強く反映させたものとなることが明らかとなった。一方、特に北部のセグメントについて、アスペリティ位置などは確定的に定められるものとはなっていない。

「詳細法」で評価できる範囲が限定されていたことより、より広い範囲については「簡便法」を用いて評価を行った。「簡便法」の結果ではアスペリティや三次元地盤構造などによる影響を反映しない平均的な地震動分布が示されており、「詳細法」で見られたような塊状で特に震度の大きい（震度6強以上）地域は見られない。

参考文献（アルファベット順）

- Asano et al.(1969): Explosion seismic observations in the Matsushiro Earthquake Swarm Area, Spec. Rep. Geol. Survey of Japan, No.5.
- 浅野鑿井工業株式会社(1971)：長野県松塩・諏訪地域地下水利用適正化調査報告書、通産省
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美(2000a)：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(2000b)：断層の非一様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、日本地震学会講演予稿集、2000年秋季大会.
- 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(1999)：被害分布から推定した1995年兵庫県南部地震の震度分布、日本建築学会構造系論文集、523、51-62.
- Geller, R.J.(1976):Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 1501-1523.
- 林康裕・宮腰淳一・田村和夫・川瀬博(1997)：1995兵庫県南部地震の低層建物被害率に基づく最大地動速度の推定、日本建築学会構造系論文集、494、59-66.
- 平林照雄(1967);糸魚川・静岡線北部地域の地質構造、長野県教育センター研究紀要、vol.1 , p.51-75
- Hisada, Y.(1995):An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2),Bull. Seis. Soc. Am., 85, 1080-1093.
- Ikami, A., T. Yokoi, S. Kubota, Y. Sasaki, A. Hasemi, T. Moriya, H. Miyamachi, R.S. Matsu'ura and K. Wada(1986):A seismic refraction profile in and around Nagano Prefecture, Central Japan, J. Phys. Earth, 34, 457-474.
- 池田俊明・釜江克宏・三輪滋・入倉孝次郎(2002)：経験的グリーン関数を用いた2000年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集（投稿中）
- 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.
- Ito, K.(1999)：Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, Tectonophysics, 306, 423-433.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2000)：強震動予測のための断層震源の特性化の手続き、文部科学省科学研究費(No.08248111)特定領域研究（A）計画研究A1「活断層の危険度評価と強震動予測」、第7章付録、128-145.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001)：M8クラスの大地震の断層パラメーター - 断層長さ、幅、変位と地震モーメントの関係 - の再検討、<http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/irikura/welcomeJ.html>.
- 岩田知孝・関口春子・三宅弘恵・松元康広・宮腰研・入倉幸次郎(2001)：強震動記録から見た2000年鳥取県西部地震の震源過程、平成12年度科学技術振興調整費「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、66-74 .
- 地震調査委員会長期評価部会(2000)：糸魚川 - 静岡構造線断層帯の形状の評価について（本報告書添付資料参照）.
- 地震調査委員会長期評価部会・強震動評価委員会(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(1996)：糸魚川-静岡構造線断層系の調査結果と評価について.
- 地震調査委員会(1999)：地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策 - 地震調査研究の推進について - .
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001a)：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（中間報告）.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001b)：南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について(中間報告).

- 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
- 科学技術庁防災科学技術研究所(1996):江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造、防災科学技術研究所研究報告、第56号、77-123.
- 科学技術庁国立防災科学技術センター(1981):関東・東海地域における孔井検層資料集、防災科学技術研究資料、第65号.
- 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之(1998):強震動予測の現状と将来の展望、地震2、51、339-354.
- 釜江克宏・入倉孝次郎(1997):1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、500、29-36.
- 川瀬博・松島信一(1998):三次元盆地構造を考慮した1995年兵庫県南部地震の神戸地域における強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、514、111-118.
- 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』,サイスモ,5(7),6-7.
- Kinoshita, S., (1998): Kyoshin Net (K-NET), Seismological Research Letters, 69, 309-332.
- 気象庁(1996):『震度を知る - 基礎知識とその活用』,ぎょうせい,238pp.
- 狐崎長良・後藤典俊・小林芳正・井川猛・堀家正則・斎藤徳美・黒田徹・山根修・奥住宏一(1990):地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定、自然災害科学、9-3、1-17.
- 国土庁国土地理院(1987):国土数値情報、国土情報シリーズ2、大蔵省印刷局.
- 瀧澤一(1993):基盤構造の探査、地震2、46、351-370.
- 工業技術院地質調査所(2000):日本重力CD-ROM.
- Ludwig et al.(1970): Seismic refraction, Maxwell, A. ed., The sea, 4. Wiley Interscience, New York, 53-84.
- 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.
- Midorikawa, S. (1993): Preliminary analysis for attenuation of peak ground velocity on stiff site, Proceedings of the International Workshop on Strong Motion Data, 2, 39-48.
- 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.
- 三雲健・平原和朗・竹内文朗・和田博夫・佃為成・藤井巖・西上欽也(1988):飛騨地方の三次元上部地殻構造と活断層および地震活断層2(演旨),地震学会講演予稿集1988,1,104-104,(地震学会).
- 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・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉(1998):活断層はどこから割れ始めるのか?-活断層の分岐形態と破壊伝播方向-,地学雑誌,107、512-528.
- 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.
- 大久保・他(2000):重力異常に基づく糸魚川-静岡構造線北部の構造解析、測地学会誌、46、3、177-186.
- Pitarka, A. (1999), 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68.
- 酒井慎一・岩崎貴哉・飯高隆・吉井敏尅・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,18,104-109.
- 酒井慎一(1990):早川・静岡測線における爆破地震動の観測,地震学会講演予稿集.
- 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.
- 関口春子・岩田知孝(2000):K-net, KiK-net地震記録を用いた断層破壊過程の推定、<http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/iwata/ttr.source.html>(岩田知孝・関口春子・松元康広・三宅弘恵・入倉孝次郎(2000):2000年鳥取県西部地震の震源過程と震源近傍強震動,日本地震学会秋季大会特別セッション鳥取県西部地震にて発表).
- Sekiguchi, H. and T. Iwata (2002): Rupture process of the 1999 Kocaeli, Turkey, earthquake

- estimated from strong motion waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.* (in press).
- Sekiguchi, H., K. Irikura, T. Iwata(2000): Fault Geometry at the Rupture Termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90,1,117-133.
- 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄(1995)：糸魚川 静岡構造線活断層系ストリップマップ,構造図11,地質調査所.
- 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.
- 武田哲也(1997)：人工地震観測データの再解析による中部日本の地殻構造の解明、東京大学理学系研究科修士論文.
- Takemura, M., T. Ikeura, and R. Sato(1990):Scaling relations for source parameters and magnitude of earthquakes in the Izu Peninsula region, Japan, *Tohoku Geophys. Journ.*, 32, 77-89.
- Takeo, M.(1987):An inversion method to analyze the rupture processes of earthquakes using near-field seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 490-513.
- 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.
- Wells and Coppersmith(1994):New empirical relationships among magnitude ,rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.
- Yamazaki(1996): A Wall-Like Low-Q Zone beneath the Yakedake Volcano, Central Japan, *J. Phys. Earth*, 44, 23-38.

表2 強震動評価に用いた地震基盤以深の1次元地盤構造モデル

No	深度(km)	密度(g/cm ³)	P波速度(km/s)	S波速度(km/s)	Qp	Qs
1	~ (1)	2.70	6.00	3.46	300	150
2	20	3.00	6.80	3.93	500	300
3	30	3.20	8.00	4.62	1000	500

1 上位層の層厚により変化する

付録：活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ

これは、活断層で発生する地震の強震動評価のレシピとして、これまでの地震調査委員会強震動評価部会（および強震動予測手法分科会）における検討結果から、強震動評価手法の構成要素となる震源特性、地下構造モデル、強震動計算方法、予測結果の検証の現状における手法や設定にあたっての考え方について取りまとめたものである。

なお今後の強震動評価部会および強震動予測手法分科会における強震動評価作業における検討によりレシピには修正が加えられ、「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」は改訂されることとなる。

1．震源特性

活断層で発生した地震の震源特性の設定においては、評価対象を断層全体の形状や規模を示す巨視的震源特性、主として震源断層の不均質性を示す微視的震源特性、破壊過程を示すその他の震源特性の3つに分けて設定を行い、特性化震源モデルを作成する。以下に説明する震源特性パラメータ設定方法は、基本的にはある想定される地震に対して最初に特性化震源モデルを構築する際に用いる設定方法であり、強震動評価初期段階における震源特性パラメータの設定が、一貫性をもってなされることを目的としている。

活断層で発生する地震は、海溝型地震と比較して、地震の活動間隔が長いために、最新活動の地震による観測記録が得られていることは少ない。したがって、活断層では地表における過去の活動の痕跡のみから特性化震源モデルを推定しなければならないため、海溝型地震と比較して、そのモデルの不確実性が大きくなる傾向にある。そのため、そうした不確実性を考慮して、複数のモデルを想定することが望ましい。

以下では、それぞれの震源特性ごとに説明する。

1-1 巨視的震源特性

断層の巨視的震源特性のパラメータとして、

- ・ 断層の幾何学的位置（基準位置と走向）
- ・ 断層の大きさ・深さ
- ・ 地震規模
- ・ 断層の平均すべり量

を設定する必要がある。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。但し、地震調査委員会長期評価部会の評価結果があれば、基本的にそれを用いる。

(1) 断層の幾何学的位置（基準位置と走向）

断層の幾何学的位置については、変動地形調査や既存のデータを取りまとめた「新編日本の活断層」、「都市圏活断層図」などを基に設定する。その際、付近に複数の断層が存在する場合には、松田(1990)の基準に従って、起震断層を設定する。また、断層間の形状、活動間隔、地表の変位量等の情報により、必要に応じてセグメント分けを行う。セグメント分けした場合には、想定される地震をすべて設定することが望ましいが、現状では計算量が膨大になることから可能な範囲で確率の高いもの、規模の大きいものなどから順に想定地震を設定する。

地震調査委員会長期評価部会で決定された震源の形状評価があれば、その形状評価を推定根拠に留意して利用するのが望ましい。

(2) 断層の大きさ（長さ、幅）、深度

長さ L (km)については(1)で想定した起震断層の形状を基に設定する。幅 W (km)については、Somerville et al.(1999)による下記に示した W と L の経験的關係、

$$\begin{aligned} W &= L & (L < W_{\max}) \\ W &= W_{\max} & (L \geq W_{\max}) \end{aligned} \quad (1)$$

を用いる。この関係は内陸の活断層地震の W はある規模以上の地震に対して飽和して一定値となることを示している。ここで、 $W_{\max} = W_s / \sin \theta$ 、 W_s :地震発生層の厚さ($W_s \geq 20$ km)、 θ :断層の傾斜角。 $W_s = H_d - H_s$ 。 H_d と H_s は地震発生層の下限および上限の深さで微小地震の深さ分布から決められる[Ito(1999)]。

断層上端の深度 $D(\text{km})$ については、微小地震発生層の上面の深度 H_s (微小地震の浅さ限界) と一致するものとする。これは、地表に断層変位が確認されていても、震源の動力学モデルの研究から地表付近の数 $k\text{ m}$ に及ぶ堆積岩層において応力降下がほとんど発生しなくてもその下の基盤岩部分の地震エネルギーを放出させる破壊が堆積岩層に伝わり破壊が地表に達することがわかってきたためである (例えば、Dalguer et al., 2001)。

(3) 地震規模 (地震モーメント)

地震モーメントは震源断層の面積 (=長さ × 幅) との経験的關係より算定する。強震動インバージョン結果を基に設定された Somerville et al.(1999)によると地震モーメント $M_o(\text{dyne} \cdot \text{cm})$ と震源断層の面積 $S(\text{km}^2)$ の關係は、

$$S=2.23 \cdot 10^{-15} \cdot M_o^{2/3} \quad (2)$$

となる。ただし、Somerville et al.(1999)の式は過去の大地震の強震動インバージョン結果を基に設定されているため、地震モーメントの適用範囲が制限される。したがって、適用範囲を超える地震については Wells and Coppersmith(1994)等による強震動インバージョンが行われていないデータから妥当な値を設定する。

複数の地震セグメントが同時に動く場合は、地震セグメントの面積の総和を震源断層の面積とし、上式を用いて全体の総地震モーメント M_o を算定する。個々のセグメントへの地震モーメントの振り分けは、すべてのセグメントで平均応力降下量が一定となるよう、次式に示すようにセグメントの面積の 1.5 乗の重みで振り分ける。

$$M_{o_i}=M_o \cdot S_i^{1.5} / S^{1.5} \quad (3)$$

M_{o_i} : i 番目のセグメントのモーメント

S_i : i 番目のセグメントの面積

(4) 平均すべり量

断層全体の平均すべり量 $D(\text{cm})$ と総地震モーメント $M_o(\text{dyne} \cdot \text{cm})$ の關係は、震源断層の面積 $S(\text{cm}^2)$ と剛性率 $\mu(\text{dyne}/\text{cm}^2)$ を用いて、

$$M_o=\mu \cdot D \cdot S \quad (4)$$

で表される。剛性率については、地震発生層の密度、 S 波速度から算定する。

1-2 微視的震源特性

断層の微視的震源特性のパラメータとして、

- ・ アスペリティの位置・個数
- ・ アスペリティの面積
- ・ アスペリティ、背景領域の平均すべり量
- ・ アスペリティ、背景領域の応力降下量
- ・ f_{max}
- ・ すべり速度時間関数

を設定する必要がある。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。

(1) アスペリティの位置・個数

アスペリティの位置、強震動評価地点および破壊開始点の位置關係により強震動予測結果は大きく変化するため、アスペリティの位置の設定は重要である。地震断層の変位分布を詳細に調査した最近の研究では、深度の浅いアスペリティの位置が地震断層の変位の大きい領域によく対応することが明らかにされている(杉山・他,2002)。したがって、活断層においても詳細な変位分布が把握できれば、アスペリティの位置をある程度特定することが可能である。しかし、実際には活断層において、このようなデータが得られていることはほとんどなく、アスペリティの位置を 1 箇所に特定することは困難であることから、

- ・ トレンチ調査で大きな変位量が観測された地点の付近
- ・ 防災上の観点から影響が大きいと推定される地点の付近

本文ではモーメントの単位に $\text{N} \cdot \text{m}$ を用いる。

$$\text{dyne} \cdot \text{cm}=10^{-7}\text{N} \cdot \text{m}$$

- ・ 強震動予測結果のばらつき

といった点を配慮して、複数のケース想定することが望ましい。

アスペリティの個数は、1)過去の内陸地震の強震動インバージョン結果を整理した Somerville et al.(1999)によると、1地震当たり平均 2.6 個、2)想定する地震規模が大きくなるにつれて、一般的に同時に動くセグメントが多くなり、アスペリティの数も大きくなる傾向にある。例えば、鳥取県西部地震(Mw=6.8)が 2 個、兵庫県南部地震(Mw=6.9)が 3 個に対し、トルコ・コジャエリ地震(Mw=7.4)が 5 個、台湾・集集地震(Mw=7.6)が 6 個(Iwata et al.,2001;宮腰・他, 2001)といった研究成果を参照し、状況に応じて 1 セグメントあたり 1 個か 2 個設定する。

(2) アスペリティの面積

アスペリティの総面積は、強震動予測に直接影響を与える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、短周期レベルと言う)と密接に関係があることから、まず短周期レベルの値を推定してから求めることにする。短周期レベルは、表層地盤の影響が少ない固い地盤の観測点の地震波形や表層地盤の影響が定量的に把握できている観測点の地震波形を基に推定することができるが、強震動評価の対象となる長期発生確率の高い活断層においては、最新活動の地震による短周期レベルの想定は不可能である。その一方で、震源域を限定しなければ、最近の地震の解析結果より短周期レベルと地震モーメントとの経験的關係が求められている。そこで、短周期レベルの値を算定するのに当たっては、次式に示す壇・他(2001)による地震モーメント M_0 と短周期レベル A ($\text{dyne} \cdot \text{cm/s}^2 = 10^{-7} \text{N} \cdot \text{m/s}^2$)の経験的關係により短周期レベルを設定する。

$$A = 2.46 \cdot 10^{17} \cdot M_0^{1/3} \quad (5)$$

アスペリティの総面積 S_a は、上記によって推定された短周期レベル A から次の(6)式から算出される。ここでは、便宜的に震源断層の形状を半径 R の円形割れ目であるとともに、アスペリティは複数存在したとしても、等価な半径 r の円形割れ目が一つあるとみなして、アスペリティの総面積 $S_a (= \pi \cdot r^2)$ を求める。

$$r = (7/4) \cdot (M_0 / (A \cdot R)) \cdot S_a^{1/2} \quad (6)$$

(6)式は、次の(7)式(Boatwright,1988)及び(8)式(壇・他, 2001)から導出する。

$$M_0 = (16/7) \cdot r^2 \cdot R \cdot a \quad (7)$$

$$A = 4 \cdot r \cdot a \cdot S_a^{-1/2} \quad (8)$$

ここで、 M_0 は地震モーメント、 a はアスペリティの静的応力降下量、 S は震源域の S 波速度。

一方、最近の研究成果から、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)であり、拘束条件にはならないがこうした値も参照しておく必要がある。アスペリティがセグメントに 2 個ある場合、各アスペリティへの面積の割り振りは、最近の研究成果から 16:6 (入倉・三宅,2001)、2:1 (石井・他,2000) となるとの見方も参照する。

注：地震規模と断層面積が与えられ、さらに短周期レベルが与えられると、上の関係式からアスペリティの総面積と実効応力が一義的に与えられる。それらのパラメータを用いた計算された地震波形や震度分布が検証用の過去の地震データと一致しないときは、第一義的に推定される地震規模と短周期レベルを優先してパラメータを設定する。過去の地震波形データがある場合にアスペリティ面積は波形のパルス幅などから推定が可能である。

(3) 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 は震源断層全体の平均すべり量 D の μ 倍とし、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果 (石井・他, 2000) を基に $\mu = 2$ 倍とする。

$$D_a = \mu \cdot D \quad (9)$$

これにより、背景領域の平均すべり量 D_b は全体の地震モーメント M_0 からアスペリティの地震モーメント M_{oa} を除いた背景領域の地震モーメント M_{ob} を算定することにより、背景領域の面積 S_b から算出される。

$$M_{oa} = \mu \cdot D_a \cdot S_a \quad (10)$$

$$M_{ob} = M_0 - M_{oa} \quad (11)$$

$$D_b = M_{ob} / (\mu \cdot S_b) \quad (12)$$

ここで、 μ は剛性率。

個々のアスペリティの平均すべり量 D_{ai} は、個々のアスペリティを便宜的に円形割れ目と仮定した場合に、個々のアスペリティの面積 S_{ai} (i 番目のアスペリティの面積) から算定される半径 r_i (i 番目のアスペリティの半径) との比を全てのアスペリティで等しい ($D_{ai}/r_i = \text{一定}$; 平均応力降下量が全てのアスペリティで等しい。) と経験的に仮定し、次式により算定する。

$$D_{ai} = (r_i / r)^3 \cdot D_a \quad (13)$$

ここで、 r_i は r_i / r であり、 D_{ai} は i 番目のアスペリティの平均すべり量である。また、 r は上の「アスペリティの面積」で述べたアスペリティ全体の便宜的な半径である。

ただし、こうして求めた最大アスペリティの平均すべり量と、トレンチ調査で推定されるすべり量が著しく異なる場合には必要に応じて、(9)式の α の値を調整する。

(4) 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 a は、(7)式を変形して求めた次の(14)式から算定されることになる。

$$a = (7/16) \cdot M_0 / (r^2 \cdot R) \quad (14)$$

このため、震源断層全体の地震モーメントが一定の条件の下でも、アスペリティの総面積あるいは震源断層の面積が変化すると平均応力降下量が増加することになる。また、アスペリティが複数ある場合には、特にその震源域の詳しい情報がない限り、各アスペリティの平均応力降下量はアスペリティ全体の平均応力降下量に一致し、すべて等しいと仮定する。さらに、アスペリティの実効応力は、経験的にその平均応力降下量とほぼ等しいと仮定する。

背景領域の実効応力 b は、

実効応力 すべり速度 (すべり量 / 立ち上がり時間)

立ち上がり時間 = 震源断層(矩形の場合)の幅 / (破壊伝播速度 \times 2)

の比例関係・近似関係により、アスペリティの個数がセグメントに1つの場合、アスペリティ領域の幅 W_a を用いて、

$$b = (D_b / W_b) / (D_a / W_a) \cdot a \quad (15)$$

より算定し、アスペリティの個数が複数の場合、

$$b = (D_b / W_b) \cdot (0.5 / D_a) \cdot r \cdot \alpha^3 \cdot a \quad (15)'$$

ここで W_b は背景領域が矩形とした場合の幅であるが、震源断層が不整形の場合には、便宜的に震源断層の面積 S から、 $W = (S / 2)^{0.5}$ として求める。

(5) f_{max}

f_{max} については震源に依存するものであるのか、地点に依存するものであるのか、実際のところ、十分に解明されていない。したがって、強震動評価の対象範囲が $0.1 \sim 10\text{Hz}$ であることから、 f_{max} を当初は想定せずに強震動評価を行い、その結果、過去の現象と系統だった違いがあれば、その時点で f_{max} を考慮する。その際には、地域性を考慮して設定するのが望ましいが、そのようなデータが想定されている地域は現状ではほとんどないといえる。地震調査委員会強震動評価部会(2001)では、 $f_{max} = 6\text{Hz}$ (鶴来・他,1997) および $f_{max} = 13.5\text{Hz}$ (佐藤・他,1994)の2つのケースを想定し、最大加速度の予測結果を比較した結果、 $f_{max} = 6\text{Hz}$ のケースの強震動予測結果の最大加速度と震源距離との関係が、既存の距離減衰式のばらつきの範囲に収まったため、 6Hz の方が妥当と判断した。

(6) すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いる。中村・宮武(2000)の近似式は、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} 2V_m/td \cdot t(1-t/2td) & 0 < t < t_b \\ b/(t-t_r)^{0.5} & t_b < t < t_r \\ c - ar(t-t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \quad (16)$$

ただし、 $b = (5t_b - 6td) / \{4(1 - td/t_b)\}$

$b = 2V_m \cdot t_b / td \cdot (t_b - t_r)^{0.5} \cdot (1 - t_b / 2td)$

c, ar : 係数、 $t_r : (t_s - t_r) = 2:1$

V_r : 破壊伝播速度

で表され、この近似式を計算するためには、

- ・ 最大すべり速度振幅 V_m
- ・ 最大すべり速度到達時間 t_d
- ・ すべり速度振幅が $1/t^{0.5}$ に比例する Kostrov 型関数に移行する時間 t_b
- ・ ライズタイム t_r

の4つのパラメータを与える必要があり、それぞれのパラメータの設定方法は以下の通りである。

- ・ 最大すべり速度振幅 V_m

$$V_m = \frac{W}{2} \cdot (2 \cdot f_c \cdot W \cdot V_r)^{0.5} / \mu \quad (17)$$

f_c : ローパスフィルタのコーナー周波数(f_{max} と同等)

W : 断層幅

(5) で f_{max} を想定していない場合には、便宜的に $f_{max}=10\text{Hz}$ と仮定して設定する。

- ・ 最大すべり速度到達時間 t_d

$$f_{max} = 1 / (t_d \cdot V_r) \quad (18)$$

- ・ すべり速度振幅が $1/t^{0.5}$ に比例する Kostrov 型関数に移行する時間 t_b

(14)式で最終すべり量を与えることにより自動的に与えることができる。

- ・ ライズタイム t_r

$$t_r = W / (2 \cdot V_r) \quad (19)$$

1-3 その他の震源特性

その他の微視的震源特性のパラメータとして、

- ・ 平均破壊伝播速度
- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

を設定する必要がある。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。

(1) 平均破壊伝播速度

平均破壊伝播速度 $V_r(\text{km/s})$ は、特にその震源域の詳しい情報がない限り、Geller et al.(1976)による地震発生層のS波速度 $V_s(\text{km/s})$ との経験式

$$V_r = 0.72 \cdot V_s \quad (20)$$

により推定する。

(2) 破壊開始点

中田・他(1998)による活断層の分岐形態と破壊開始点および破壊進行方向との関係についてのモデル化に基づき、破壊開始点の位置を推定する。破壊開始点の位置は強震動評価結果に大きく影響を与えるため、分布形態がはっきりしない場合には、必要に応じて複数のケース設定するのが望ましい。アスペリティの位置との関係については、Somerville et al.(1999)、菊地・山中(2001)によると破壊開始点はアスペリティの外部に存在する傾向にあるため、アスペリティの内部には設定しないようにする。深さについては、菊地・山中(2001)によると内陸の横ずれ断層は深い方から浅い方へ破壊が進む傾向にあるため、断層の下部に設定する。

(3) 破壊形態

破壊開始点から放射状に割れていくものとし、異なる断層セグメント間では、最も早く破壊が到達する地点から破壊が放射状に伝播していくと仮定する。なお、セグメント間の破壊伝播時刻差は、次のように求める。

- ・ セグメント間が連続している場合は、そのまま連続的な破壊伝播を仮定
- ・ セグメント間が連続せず離れている場合は、セグメント間の歪み波(S波)の伝播を仮定して算出する。

2. 地下構造モデル

詳細な強震動評価における地下構造モデルの主なパラメータとしては、密度、P・S波速度、層厚(形状)減衰特性があり、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($V_s=3000\text{m/s}$ 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う。以下では、それぞれの設定手法について、その考え方を説明する。

2-1 上部マントルから地震基盤までの大構造

上部マントルから地震基盤までの大構造は、強震動インバージョンで用いた構造や大規模屈折法弾性波探査の結果や震源決定に使われている構造モデルを参照して設定を行う。

2-2 深い地盤構造

深い地盤構造のデータとしては、深層ボーリング、屈折法・反射法弾性波探査、微動探査、重力探査などのデータがあり、これらのデータに基づき、地域の深い地盤構造の3次元モデルを作成する必要がある。しかしながら、これらのデータは地域によってデータの多寡があり、その状況に応じて設定する方法は異なってくる。そこで、以下ではデータ量に応じたケースごとに設定方法の考え方について説明する。

（1）深い地盤構造のデータが十分に揃っている場合

一般的には、複数本の深部ボーリングで速度構造を正確に把握し、2次元的な形状を広域的な形状は屈折法、山地境界部等の詳細な形状は反射法で複数断面推定し、屈折法・反射法の測線の隙間は複数地点での微動アレー探査や重力探査で補足・補正を行うことによって、全体の3次元地下構造モデルを作成する。さらに、地下構造モデルの検証のため、中小地震の震源モデルを用いて強震動予測を行い、観測記録と比較し、違いが顕著であれば、観測記録を説明できるように地下構造モデルを修正することにより精度の高い3次元地下構造モデルを作成することができる。

（2）深い地盤構造のデータが一部揃っている場合

重力探査のデータは全国的に面的なデータが揃っているため、このデータを基に他の探査データを利用して3次元地下構造モデルを作成する。作成にあたっては、対象とする地域において過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース、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場合分けを行い、それぞれ以下に示す手順で設定を行う。

過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース

重力探査データより地震基盤以浅の地盤構造に起因する残差重力分布を抽出する。

他の探査データを参照して、想定する地域の地震基盤以浅の主要な地層の構成を設定する。

「堆積環境が概ね一様なある連続したの堆積平野（または堆積盆地）においては、残差重力値とで設定した各地層の層厚とが概ね比例配分の関係にある」と仮定し、その地域のいくつかの深層ボーリングデータや微動探査のデータを基に各地層の深度と残差重力値との相関関係を導く。

の相関関係を基に で推定されている残差重力分布から各地層の深度を推定し、3次元地下構造モデルを作成する。

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

重力探査データより地震基盤以浅の地盤構造に起因する残差重力分布を抽出する。

既存の地質断面図や屈折法・反射法の探査データを参照して、想定する地域を平行に横断する複数の地質断面を想定する。

の地質断面から2次元密度構造モデルを作成し、残差重力値の計算を行う。

の残差重力値と重力探査から得られている残差重力値とを比較し、2次元密度構造モデルを修正を繰り返しながら、最終的に重力探査から得られている残差重力値をできるだけ再現する密度構造モデルを作成する。

で作成された複数の2次元密度構造モデルの断面を用い、各断面間の密度層境界面の幾何学的対応関係（連続性、生成消滅関係）に基づき各断面間を補間することによって、その地域の3次元地下構造モデルを作成する。

（3）深い地盤構造のデータが重力探査データ以外ほとんど揃っていない場合

この場合については、波形のモデリングに有用な3次元地下構造モデルの作成が困難なことより、詳細な強震動評価を行うことは難しい。したがって強震動計算方法としては、後述する経験的方法や

半経験的方法を用いることになる。その場合、可能であれば周辺の観測データを基に減衰特性(Q構造)を評価して、地域的な減衰特性の影響を式に反映させるようにするのが望ましい。

2-3 浅い地盤構造

浅い地盤構造のモデルは、表層地質データや地盤調査に利用されている工学的なボーリングを収集して1次元地盤構造モデルを作成するのが基本である。しかしながら、浅い地盤構造は水平方向に局所的に大きく変化することが稀ではなく、面的に精度よく詳細なモデルを作成するためには膨大なデータの収集を必要とし、多くの労力を要する。そのため、面的に浅い地盤構造を評価するにはあたっては、国土数値情報などを基に経験的な方法を用いた近似的なモデル化も考案されている。以下に浅い地盤構造の面的な評価によるモデル化の方法とボーリングデータによるモデル化の考え方について説明する。

(1) 面的な評価によるモデル化の方法

面的な評価によるモデル化の方法としては、松岡・翠川(1994)による国土数値情報を利用した方法が代表的である。この方法は、以下の手順で浅い地盤構造の増幅特性を評価する。

全国を網羅した約1kmメッシュごとの国土数値情報のうち、地形区分データや標高データ等を利用して、新たに微地形区分データを作成する。

その区分に次式に示す表層30mの平均S波速度との経験的關係をあてはめる。

$$\log AVS = a + b \cdot \log H + c \cdot \log \text{Dist} \pm \quad (21)$$

AVS: 地下30mの平均S波速度(m/s)

H: 標高(m) Dist: 主要河川からの距離(km)

: 標準偏差 a, b, c: 微地形区分ごとに与えられる回帰係数

(但し、この経験的關係は、主に関東地方のデータを基に作成されたものであり、全国の地盤の適用するにあたっては、地域別に新たに経験的關係を作成するのが望ましい。)

表層30mの平均S波速度値は工学的基盤から地表への地震波形の最大速度の増幅率と良い相関があり、次式に示す関係式より最大速度の増幅率を算定する。

$$\log R = 1.83 - 0.66 \cdot \log AVS \pm 0.16 \quad (100 < AVS < 1500) \quad (22)$$

R: 平均S波速度600m/sの基盤を基準とした増幅率

この方法を用いれば、比較的簡便に全国を約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直接モデル化することができる。

(2) ボーリングデータによるモデル化の方法

ボーリングデータによるモデル化の方法は、密度、P・S波速度、層厚、減衰特性の設定を行う。さらに、浅い地盤は大地震により大きなひずみを受けると非線形な挙動を示すことから、非線形性を表すパラメータの設定を行う必要がある。この非線形を表すパラメータについては、土質試験を行って設定するのが望ましいが、これが得られない場合には既往の土質試験結果を用いて設定する。

この方法は、一般的にボーリングの存在する地点でのみ評価可能となるが、面的に評価するにあたっては、多数のボーリングデータや地形・地質データを収集し、地形・地質から区分できる地域ごとに代表となるボーリング柱状図を抽出し、これをメッシュごとに当てはめる方法がある。このとき、メッシュの大きさは東西・南北1kmないし500mとすることが多い。

3. 強震動計算方法

強震動計算方法は、地盤のモデル化や入力条件の違いから工学的基盤上面までの計算方法と工学的基盤上面～地表の計算方法では異なるため、それぞれについて説明する。

(1) 工学的基盤上面までの計算方法

工学的基盤上面までの強震動計算手法は、経験的方法、半経験的手法、理論的手法、ハイブリッド合成法の4つに大きく分類され、データの多寡・目的に応じて手法が選択されている[例えば、香川・他(1998)]。それぞれの手法の特徴を述べると、以下のようにまとめられる。

経験的方法 - 過去のデータを基に、最大加速度、最大速度、加速度応答スペクトル等の値をマグニ

チュードと距離の関数で算定する方法。最も簡便。平均的な値で評価するため、破壊過程の影響やアスペリティの影響は考慮できない。

半経験的な方法 - 既存の小地震の波形から大地震の波形を合成する方法で経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法がある。経験的グリーン関数法は、想定する断層の震源域で発生した中小地震の波形を要素波（グリーン関数）として、想定する断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。但し、予め評価地点で適当な観測波形が入手されている必要がある。

統計的グリーン関数法は、多数の観測記録の平均的特性をもつ波形を要素波とするものである。評価地点で適当な観測波形を入手する必要はない。しかし、評価地点固有の特性に応じた震動特性が反映されにくい。時刻歴波形は経験的グリーン関数法と同様の方法で計算される。

理論的手法 - 数値理論計算により地震波形を計算する方法。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。この手法では震源断層の不均質特性の影響を受けにくい長周期領域については評価しうるものの、破壊のランダム現象が卓越する短周期領域についての評価は困難となる。

ハイブリッド合成法 - 震源断層における現象のうち長周期領域を理論的手法、破壊のランダム現象が卓越する短周期領域を半経験的手法でそれぞれ計算し、両者を合成する方法。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。広帯域の評価が可能。

このうち、特性化震源モデルおよび詳細な地下構造モデルが利用可能な地域では、面的に強震動計算を行う方法として、半経験的方法である統計的グリーン関数法（例えば、釜江・他,1991）と理論的方法である有限差分法（例えば、Graves,1996；Pitarka,1999）を合わせたハイブリッド合成法（例えば、入倉・釜江,1999）がよく用いられる。

この理由としては、

- ・特性化震源モデルと3次元地盤構造モデルの影響を直接、地震波形に反映可能。
- ・面的な予測が可能。
- ・強震動評価の対象となる周期帯(0.1秒～10秒)に対応可能。

といった点であり、半経験的方法で統計的グリーン関数法を用いるのは面的な予測が容易であること（経験的グリーン関数法は基本的に波形が観測された地点でしか適用できないため）、理論的方法で有限差分法を用いるのは、他の不整形な地盤構造のための計算方法（例えば、有限要素法、境界要素法等）と比較して、大規模な地盤構造を取り扱う上で、大規模な数値演算を容易に行え、かつ計算時間も早いという利点があるからである。ただし、水平多層構造で想定可能な地域があれば、理論的方法においては水平多層構造のみ適用可能な波数積分法（例えば、Hisada,1995）を用いる。この方法は水平多層構造のグリーン関数の計算に最もよく用いられている方法であり、震源モデルおよび水平多層構造モデルが妥当であれば、実体波や表面波をよく再現できることが多くの事例から確かめられている。

なお、ハイブリッド合成法における理論的方法と半経験的方法の接続周期について予備検討を行った結果、接続周期2秒では破壊の進行方向に応じた地震波の指向性が評価できず、1秒では評価できることを確認した（地震調査委員会強震動評価部会,2001）。したがって、理論的方法の計算し得る周期帯は計算機の記憶容量、計算領域および計算時間に依存するが、なるべく1秒付近まで計算できるようにすることを優先させることが重要である。

一方、特性化震源モデルや詳細な地盤構造モデルが得られない地域では、経験的方法（例えば、司・翠川,1999）や統計的グリーン関数法を用いる。算定式のパラメータにあたっては、地域性を取り入れたものが望ましいが、十分なデータがなければ既存の式やパラメータをそのまま利用する。

(2) 地表面までの計算方法

地表面までの計算方法は、浅い地盤構造モデルが面的な評価によってモデル化された場合とボーリングデータによってモデル化された場合とで異なるため、それぞれのケースについて説明する。

面的な評価によってモデル化された浅い地盤構造の場合

工学的基盤における最大速度の値に微地形区分から想定される増幅率を掛け合わせることで地表の最大速度を算定する。

ボーリングデータによってモデル化された浅い地盤構造の場合

工学的基盤における時刻歴波形より、ボーリングデータによる詳細なモデルに基づいて1次元地震応答計算を行い、地表の時刻歴波形を計算する。1次元地震応答計算の方法としては、主として、線形解析法(例えば、Haskell,1960)、等価線形解析法(例えば、Shnabel et al., 1972)、逐次非線形解析法(例えば、吉田・東畑,1991)があり、それぞれに以下の特徴を持つ。

線形解析法

重複反射理論により計算を行うものである。土の非線形性を考慮していないため、大地震により非線形性が生じる場合には正しい結果が得られない。

等価線形解析法

重複反射理論を基に土の非線形特性を等価な線形の関係に置き換え、解析の間一定の材料特性を用いる方法である。ひずみレベルが大きくなると精度は低下する。どの程度のひずみレベルまで適用できるかは、必要とする精度や地盤条件にもよるが、一般的には0.1~1%までである。また、強い揺れにより液状化等が生じた場合には、正しい結果は得られない。

逐次非線形解析法

材料の非線形特性を数学モデルや力学モデルで表現し、材料特性の変化を逐次計算しながら挙動を求めようとする方法である。したがって、1%を超える大きなひずみレベルでも適用範囲となる。その一方で、設定すべきパラメータが多く、専門的な知識を持って解析あたるのが重要である。

広域の地震動分布の算出には、今までは等価線形法が多く用いられてきた。この理由は、等価線形法がパラメータも少なく利用しやすいこと、求められた地震動分布(震度、加速度)が既往の被害地震の地震動分布を大局的に説明できたことなどが考えられる。逐次非線形解析は、今までは観測波形の検証や液状化した地盤の過剰間隙水圧の上昇やひずみの増大などをみるために、検討対象地点ごとに利用されてきたことが多く、広域の地震動評価に使われた例は極めて少ない。また、応力-ひずみ関係の採用式やそれに用いるパラメータの設定など専門的な判断をもって個々の解析を行うことが必要であるなど、逐次非線形解析の広域地震動算出への課題は多い。このようなことから、逐次非線形解析を広域の地震動評価に用いることは緒についたばかりで、まだ検討の必要があると考えられる。

以上のことから、ここではボーリングデータによる地表の地震動評価における計算方法としては、等価線形法を中心に検討することとした。

4. 予測結果の検証

活断層で発生する地震は活動間隔が長いこと、強震動評価の対象となる長期発生確率が高い活断層においては最新活動の地震の震度情報や観測情報は得られていない。したがって、活断層で発生する地震の強震動予測結果の検証は経験的方法による距離減衰式との比較を行うことが唯一の検証方法となる。

具体的には、地域性を考慮した距離減衰式が作成されている場合には、その距離減衰式のばらつきの範囲に強震動の予測結果が概ね収まることが望ましい。地域性を考慮した距離減衰式が作成されていない場合には、既存の距離減衰式との比較を行う。この場合は、設定した震源特性や地下構造モデルの特性が平均的な特性とどの程度違うかによって、予測結果のばらつきの傾向も異なってくることから、その点にも十分に留意した上で比較・検証を行うことが重要である。

このような検証の結果、距離減衰式のばらつきの傾向と強震動評価結果の傾向にかなり差が出て妥当性に問題があるのであれば、設定した特性化震源モデルや地下構造モデルを修正する。

以上

参考文献 (アルファベット順)

- Boatwright, J.(1988) : The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 489-508.
- 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
- Dalguer L.A; Irikura K; Riera J. And Chiu H.C (2001): Fault Dynamic Rupture Simulation of the Hypocenter area of the Thrust Fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, *Geophysical Research Letters*, April 1, vol. 28, no. 7, 1327-1330.
- Das, S. and B. V. Kostrov(1986):Fracture of a single asperity on a finite fault, *Earthquake Source Mechanics*, Maurice Ewing Volume 6, American Geophysical Union, 91-96.
- Geller, R.J.(1976):Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am*, 66, 1501-1523.
- Graves, W. Robert (1996):Simulationg Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 86, pp.1091-1106
- Haskell, N. A.(1960) : Crustal reflection of plane SH waves, *J. Geophys. Res.*, 65, 4147-4150.
- Hisada, Y. (1995):An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2),*Bull. Seis. Soc. Am.*, 85, pp.1080-1093.
- 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.
- Ito, K.(1999): Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, *Tectonophysics*, 306, 423-433.
- 入倉孝次郎・釜江克宏(1999) : 1994年福井地震の強震動、地震2、52、129-150
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001) : M8クラスの大地震の断層パラメーター - 断層長さ、幅、変位と地震モーメントの関係 - の再検討、<http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/irikura/welcomeJ.html>
- Iwata, T., H. Sekiguchi, and K. Miyakoshi (2001), Characterization of source processes of recent destructive earthquake inverted from strong motion records in the dense network, *Proceedings of US-Japan Joint Workshop and third grantees meeting for US-Japan Cooperative Research on Urban Earthquake Disaster Mitigation*, Aug. 2001, 53-59.
- 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 (中間報告)
- 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之(1998) : 強震動予測の現状と将来の展望、地震2、51、339-354.
- 釜江克宏・入倉孝次郎(1997) : 1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、500、29-36.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長 (1991) : 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測 : 統計的波形合成法による予測、日本建築学会構造系論文集、430、1-9.
- 川瀬博・松島信一(1998) : 三次元盆地構造を考慮した1995年兵庫県南部地震の神戸地域における強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、514、111-118.
- 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』, *サイスモ*, 5(7), 6-7 .
- 気象庁(1996) : 『震度を知る - 基礎知識とその活用』, *ぎょうせい*, 238pp .
- 国土庁国土地理院(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
- 松田時彦 (1990) : 最大地震規模による日本列島の地震分帯図、*東京大学地震研究所彙報*、65、1、289-319 .
- 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 .
- Midorikawa, S. (1993):Preliminary analysis for attenuation of peak ground velocity on stiff site, *Proceedings of the International Workshop on Strong Motion Data*, 2, 39-48.
- 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, pp.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・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉(1998) : 活断層はどこから割れ始めるのか? -活断層の分岐形態

- と破壊伝播方向、地学雑誌、107、512-528.
- 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(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、pp.63-70.
- Shnabel, P.B., Lysmer, J. and Seed, H. B. : SHAKE, A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley, 1972.
- 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.
- 杉山雄一・関口春子・粟田泰夫・伏島祐一郎・下川浩一(2002)：活断層情報と不均質震源特性との関係、平成13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、119-129.
- 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.
- Wells and Coppersmith(1994):New empirical relationships among magnitude ,rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seism. Soc. Am., 84 , 974-1002.
- 吉田望・東畑郁生(1991)：YUSAYUSA-2 理論と使用方法 .