

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）

平成13年5月25日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会
強震動評価部会

地震調査委員会強震動評価部会は、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を念頭におきつつ、強震動予測手法を検討するとともに、それをを用いた強震動の評価を行うこととしている。本部会はその一環として、部会の審議に資するため強震動予測手法検討分科会を設置し、特定の活断層を起震断層と想定した手法検討の最初の段階として、標記活断層帯に適用する手法について検討を進めていた。このたび、若干の強震動の試算結果を踏まえ、中間的な検討結果を取りまとめたので報告する。

なお、この中間報告は長期評価部会がとりまとめた「糸魚川 - 静岡構造線断層帯の形状の評価について」（以下「形状報告書」という。）を踏まえて検討したことから、形状報告書を併せて添付した。今後、地震動予測地図作成に必要な強震動の試算を行い、最終報告をとりまとめる予定である。

(別添)

平成13年5月25日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会
強震動評価部会

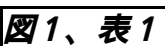


糸魚川 - 静岡構造線断層帯 (北部、中部) を起震断層と想定した 強震動評価手法 (中間報告)

本報告は、「全国を概観した地震動予測地図」の作成 (地震調査研究推進本部、1999) に向けて様々な想定地震を対象に強震動評価を行う一環として、同評価に利用する強震動評価手法について、糸魚川 - 静岡構造線断層帯 (北部、中部) を事例として取り上げ中間的な検討結果をとりまとめたものである。ただし、糸魚川 - 静岡構造線断層帯南部については、未解明な部分が多く (地震調査委員会長期評価部会、2000) 強震動評価は行わなかった。

強震動評価手法は、構成要素として、「震源の特性を評価する手法」(以下「震源の特性化手法」という。)、 「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」がある。今回は、これら構成要素の中で最も不確実性が高く、かつ強震動予測の出発点である 「震源の特性化手法」を中心に、若干の強震動波形の合成 (試算) を行いつつ検討した。それ以外の構成要素については、利用しうるデータの範囲で概ね最適と判断し、かつ試みに波形合成に適用したものを提示したものであり、その適否についての検討はまだ行っていない。

1 震源の特性化手法

震源の特性化手法の検討においては、評価対象を巨視的震源特性 (例: 想定される地震の震源断層の位置、長さ、幅、傾斜、深さ、走向、地震モーメント)、 微視的震源特性 (例: 想定される地震のアスペリティの位置・大きさ・数、アスペリティ・背景領域の平均すべり量・応力降下量、すべり速度時間関数及び f_{max})、その他の震源特性 (破壊開始点、破壊伝播様式) の3つに分けて、それぞれについて検討した。

糸魚川 - 静岡構造線断層帯の巨視的震源特性の評価においては、長期評価部会がまとめた結果 (位置は 、表1) を基にし、必要に応じて適宜見直した。糸魚川 - 静岡構造線断層帯の微視的震源特性は、その不確実性が特に高いことから、現時点の知見で想定される4つのケース () を検討し、それに基づく試算結果を踏まえ、その評価手法を検討した。検討してきた手順の概要は  のとおりである。

2 地下構造モデルの設定

地下構造モデルの設定に当って、まず、評価地点をどのような場所に設定するかを検討した。今回については、評価地点は次の観点で設定することとした。即ち、震源の特性化手法の適否の検討に資すること、今回採用することとした強震動計算手法が適用可能であること、及び予測結果の検証を将来において可能とすることの3点である。この結果、糸魚川 - 静岡構造線断層帯 (中部) の北端に位置する松本盆地及びその周辺にある K-net (Kinoshita, 1998) の観測点である安曇、松本及び穂高を評価地点として設定した。

糸魚川 - 静岡構造線断層帯 (北部、中部) の地下構造モデルは、既存の構造モデル等の資料から断層から評価地点までは水平多層構造と近似しうると判断した上で、そ

の地下構造について、地表から地震基盤（S波速度で約3km/sに相当する層の上面）を含む深部までの1次元構造のモデル化（表2）を行って設定した。

なお、松本盆地の地震基盤までの深さは4km程度であると見込んだ上で、「震源の特性化の不確実性が原因の強震動予測結果のばらつき」に比べ、「収集可能な既存資料の範囲で設定した地下構造モデルの不確実性が原因のそれ」は小さいものと判断して作業を進めた。

3 強震動計算

強震動計算手法は、経験的手法、半経験的手法、理論的手法、ハイブリッド合成法の4つに分類し、多様なユーザーの利便性に配慮しながら、データの充足度・計算目的に応じて手法を選択することとした。この結果、糸魚川 - 静岡構造線断層帯（北部、中部）に適用する強震動計算手法としては、ハイブリッド合成法を採用することとした。これにより、目標とする周期0.1～10秒の帯域の地震動について、時刻歴波形の予測が可能となり、計測震度（気象庁告示第4号、1996）、応答スペクトル等の算出を可能とした。

4 予測結果の検証

予測結果の信頼性確保のため、予測結果の検証が必要である。今回は、強震動の試算結果と、地震動の距離減衰経験式から求まる値とを比較することで特性化手法の妥当性について検証した。その結果、今回設定した4つのケースの試算を通じて、

- ・ f_{max} については、地震動の短周期成分に与える影響が大きく、その設定には地域性等を考慮する必要があること
- ・ アスぺリティに近い地域の予測地震動は想定される平均的な地震動よりかなり大きくなり、アスぺリティの位置の設定が強震動評価に重要となること
- ・ 一般に応力降下量については地震動の短周期成分に影響を与える。このため、その設定は経験的に適正と考えられる短周期加速度震源スペクトルレベルより推定する方法が有効である。アスぺリティの応力降下量を先に与えることで、適正なアスぺリティの1個あたりの面積を推定することが可能となり、その値でアスぺリティの数を拘束できることが期待できる

といった点を確認し、 f_{max} 、応力降下量、アスぺリティの位置等の微視的震源特性が強震動評価に重要であることを確認した。

5 今後に向けて

最終的な検討結果のとりまとめに当たって、次の事項について試算を実施しながら検討していく。

「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」の確立。

「震源の特性化手法」の不確かさ、「地下構造モデルの設定手法」の不確かさ及び「強震動計算手法」の違いによる強震動予測結果への影響の評価。

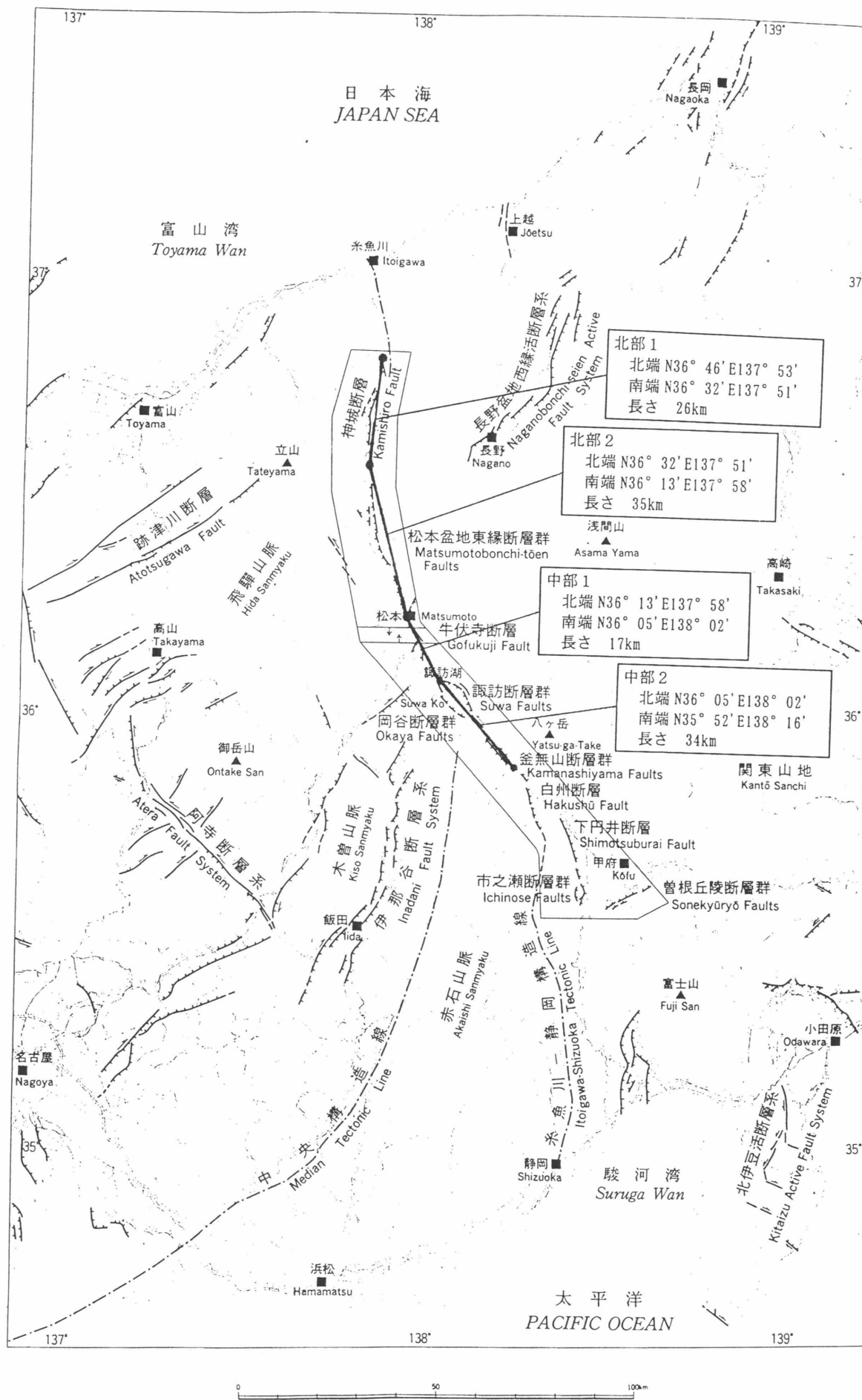


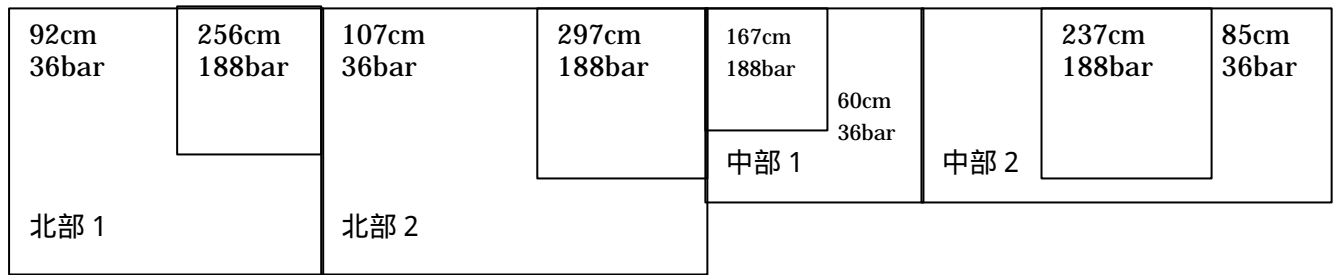
図1 糸魚川-静岡構造線断層帯位置図
 下川・他 (1995)、「糸魚川-静岡構造線活断層系ストリップマップ」に加筆
 地震調査委員会長期評価部会 (2000)

表1 糸魚川 - 静岡構造線断層帯の形状[地震調査委員会長期評価部会(2000)]

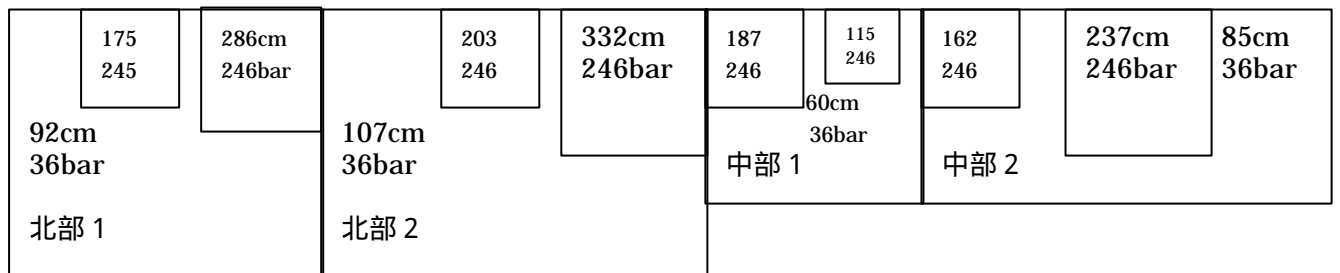
区分	形状	根拠
北部1	構成する断層線 神城断層 断層線の位置 北緯 36° 32' 東経 137° 51' (南端) 断層面上端の深さ 0km 長さ 26km 一般走向 N3° E 断層面の傾斜 東傾斜、40~70° 断層面の幅 16~23km ずれの向き 東側隆起の逆断層、逆断層成分が卓越 一回のずれ量 不明	[6]の名称による [18](緯経度読み取り) (説明)2(1) [15][18](緯経度読み取り) [15][18](緯経度読み取り) (説明)3(2) (説明)3(2), [2][9]から計算 [6]
北部2	構成する断層線 松本盆地東縁断層 断層線の位置 北緯 36° 32' 東経 137° 51' (北端) 断層面上端の深さ 0km 長さ 35km 一般走向 N16° W 断層面の傾斜 東傾斜、40~70° 断層面の幅 16~23km ずれの向き 東側隆起の逆断層、逆断層成分が卓越 一回のずれ量 不明	[6]の名称による [18](緯経度読み取り) (説明)2(2) [18][19](緯経度読み取り) [18][19](緯経度読み取り) (説明)3(3) (説明)3(3), [2][9]から計算 [6]
中部1	構成する断層線 牛伏寺断層 断層線の位置 北緯 36° 13' 東経 137° 58' (北端) 断層面上端の深さ 0km 長さ 17km 一般走向 N23° W 断層面の傾斜 東傾斜、約 80° 断層面の幅 約 15km ずれの向き 左横ずれ成分が卓越 一回のずれ量 6~9m (左横ずれ)	[6]の名称による [12](緯経度読み取り) (説明)2(3) [3][12](緯経度読み取り) [3][12](緯経度読み取り) [11] [11], [2][9]から計算 [6] [6]
中部2	構成する断層線 岡谷断層群、諏訪断層群、釜無山断層群 断層線の位置 北緯 36° 5' 東経 138° 2' (北端) 断層面上端の深さ 0km 長さ 34km 一般走向 N42° W 断層面の傾斜 東傾斜、約 80° 断層面の幅 約 15km ずれの向き 左横ずれ成分が卓越 一回のずれ量 約 6m (左横ずれ)	[6]の名称による [3](緯経度読み取り) (説明)2(4) [3][14](緯経度読み取り) [3][14](緯経度読み取り) [11] [11], [2][9]から計算 [6] [6]

注：根拠に示す[番号]は、地震調査委員会長期評価部会(2000)の「(説明)」の末尾に示す文献。詳しくは別添資料を参照のこと。

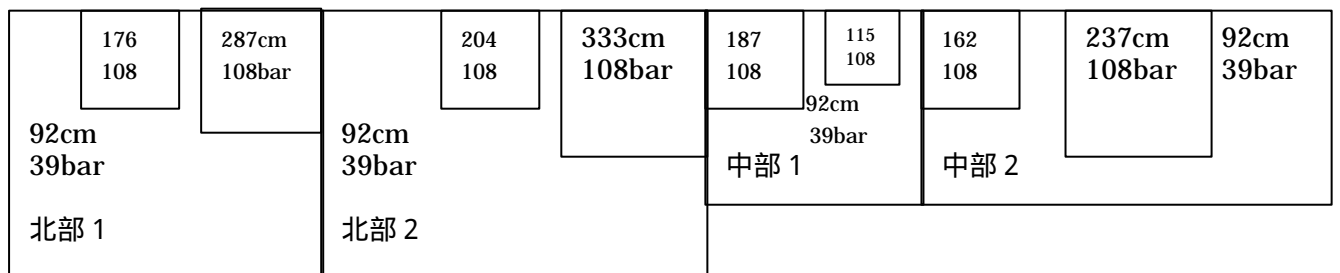
ケース 1 $M_0=7.9 \times 10^{26}$ dyne · cm (Mj=7.8 相当*) $f_{max}=13.5$ Hz



ケース 2 $M_0=7.9 \times 10^{26}$ dyne · cm (Mj=7.8 相当*) $f_{max}=13.5$ Hz



ケース 3 $M_0=7.9 \times 10^{26}$ dyne · cm (Mj=7.8 相当*) $f_{max}=6$ Hz



ケース 4 $M_0=1.5 \times 10^{27}$ dyne · cm (Mj=8.1 相当*) $f_{max}=6$ Hz

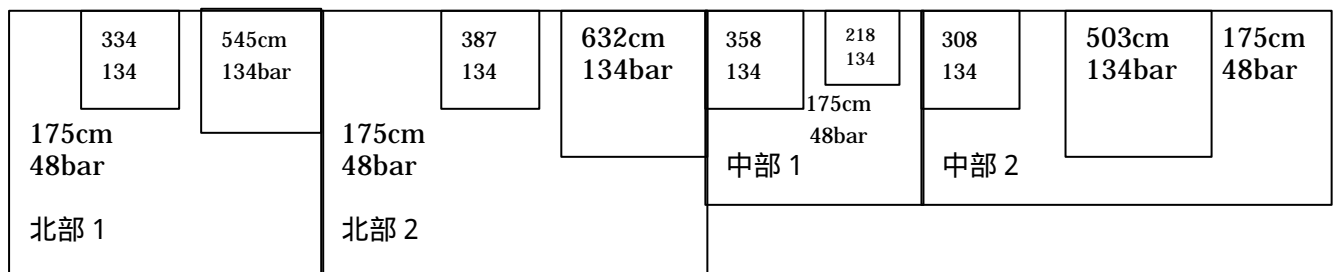


図 2 ケース別に設定した震源特性

[アスペリティ (ハッチ部) · 背景領域のすべり量 (上段) と応力降下量 (下段)]

*Takemura et al.(1990)により地震モーメント M_0 から気象庁マグニチュード Mj を推定

表2 評価地点の1次元構造モデル

安曇

層番号	(g/cm ³)	Vp(km/s)	Vs(km/s)	Qp	Qs	層厚(km)	
1	2.2	2.60	0.91	200	100	0.320	
2	2.3	3.00	1.23	200	100	0.370	
3	2.4	3.80	1.87	200	100	0.800	
4	2.7	6.00	3.46	300	150	17.500	地震 基盤
5	3.0	6.80	3.93	500	300	10.000	
6	3.2	8.00	4.62	1000	500		

松本

層番号	(g/cm ³)	Vp(km/s)	Vs(km/s)	Qp	Qs	層厚(km)	
1	2.1	1.94	0.61	200	100	0.025	
2	2.1	1.94	0.74	200	100	0.025	
3	2.2	2.18	0.83	200	100	0.110	
4	2.3	3.00	1.23	200	100	0.690	
5	2.4	3.80	1.87	200	100	3.260	地震 基盤
6	2.7	6.00	3.46	300	150	17.500	
7	3.0	6.80	3.93	500	300	10.000	
8	3.2	8.00	4.62	1000	500		

穂高

層番号	(g/cm ³)	Vp(km/s)	Vs(km/s)	Qp	Qs	層厚(km)	
1	2.1	1.63	0.45	200	100	0.025	
2	2.1	1.94	0.74	200	100	0.050	
3	2.2	2.18	0.83	200	100	0.085	
4	2.2	2.60	0.91	200	100	0.190	
5	2.3	3.00	1.23	200	100	0.650	
6	2.4	3.80	1.87	200	100	1.940	地震 基盤
7	2.7	6.00	3.46	300	150	17.500	
8	3.0	6.80	3.93	500	300	10.000	
9	3.2	8.00	4.62	1000	500		

*1 Qsは周波数に依存しない値(理論的手法に用いたもの)

*2 QpはQsの2倍と仮定

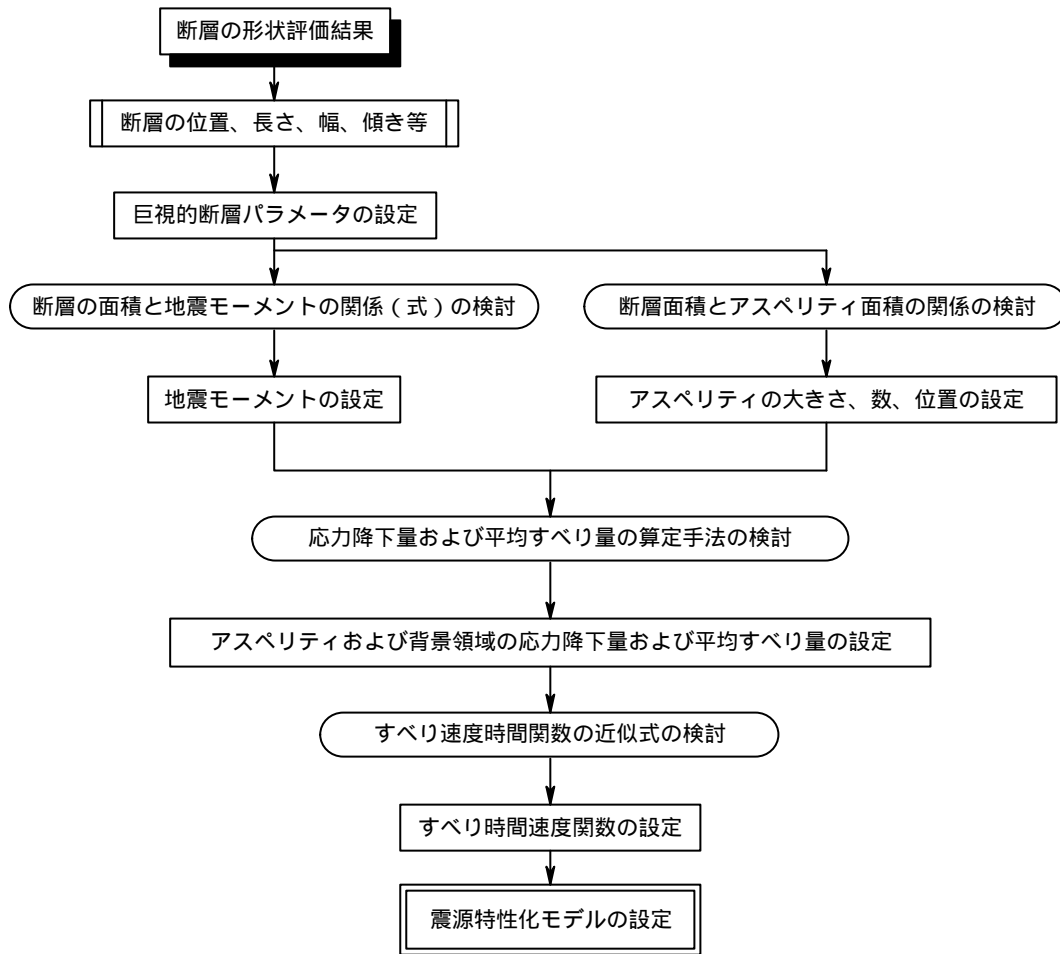


図3 震源の特性化手法の検討の流れ

(説明)

第1章 強震動予測手法の考え方

強震動とは、マグニチュードの大きい地震が発生した際に観測される大きな地面の揺れのことであり、強震動予測手法とは、将来地震が発生すると推定される断層において、強震動を数値計算により予測する方法論をここでは指している。

ある地点の強震動を予測するためには、震源断層の特性、震源からその地点付近までの地震波の伝播経路、及びその地点の表層地盤、それぞれの影響を評価し、それらのデータを反映できる計算方法で計算を行い、その予測結果については、観測事例などと十分な検証を行わなければならない。したがって、強震動予測手法を設定するにあたっては、

- ・震源の特性化手法
- ・(伝播経路、表層地盤を含めた)地下構造モデルの設定手法
- ・強震動計算手法
- ・予測結果の検証手法

という項目について、検討を行う必要がある。本報告はまず第1段階として、糸魚川 - 静岡構造線断層帯をモデルに、震源の特性化手法を重点に上記の項目について、若干の強震動波形の合成を行いつつ検討したものである。次章以降では、それぞれの項目について検討した内容について説明する。

第2章 手法

2.1 震源の特性化手法

近年、強震動シミュレーションが数多く行われた結果、断層の不均質構造(アスペリティ)が強震動に大きな影響を与えることが認められている[例えば、釜江・入倉(1997)]。そのため、様々な地震の解析結果を利用して、不均質構造モデルの統計的性質が調べられ[例えば、Somerville et al.(1999)]、それを基に今後地震が発生するとされる断層に対して震源の不均質構造をアスペリティ領域とそれ以外の背景領域の2つに分け、そのモデル化を行おうとする試み(以下「震源の特性化手法」という。)が最近行われるようになってきた[入倉・三宅(2000)、壇・他(2000b)]。本試算においても、これらの考え方に基づいて震源のモデル化を行った。その詳細な内容については付録に「震源特性化の手続き」としてとりまとめた。

ここでは、糸魚川 - 静岡構造線断層帯(北部、中部)をモデルに、震源特性を示すパラメータを、全体的な特徴を表す巨視的震源特性、不均質構造を表す微視的震源特性、その他の震源特性の3つに分類した。ここでは、今回検討した震源の特性化手法を用いて、震源特性の具体的な数値の設定を行ってきた概要について説明する。

2.1.1 巨視的震源特性

巨視的震源特性としては、想定される地震の震源断層の位置・長さ・幅・すべり量・傾斜・深さ・地震モーメント M_0 等がある。糸魚川 - 静岡構造線断層帯は、「糸魚川 - 静岡構造線活断層系の調査結果と評価について」(地震調査委員会、1997)として平成8年9月11日に評価結果がとりまとめられた。地震調査委員会長期評価部会(2000)は、この評価結果、最近の研究成果等を参考にして、特に当該断層帯の形状についての全体像を評価した(以下「形状評価結果」という。添付資料を参照のこと。)。形状評価結果では、糸魚川 - 静岡構造線断層帯の北部・中部の領域を設定しているが、同時に活動する起震断層の範囲としては、「約1200年前には連動した事例もみられている。」としつつも、「地震を発生させる断層区間は、現時点では特定できず、可能性があるシナリオを示した。」としている。本試算では、可能性があるシナリオのうち、「北部・中部の領域が同時に動くシナリオ」を用いることにした。同時に動くシナリオは、すべり方向が北部では東側隆起の逆断層、中部では左横ずれ成分が卓越した断層と、相互に異なっており、すべり方向が異なる断層帯が同時に動くというもので議論のあるところである。しかし、このシナリオが強震動に最も強震動の範囲が広くなり、防災対策を確実に実行する際には適当であると判断したことと、北部・中部のずれの向きが連続的に変化している可能性があることからため今回の試算に用いた。

巨視的震源特性は形状評価結果を基にして検討した(図1、表3)。ただし、断層線の位置、長さ、断層面の傾斜については形状評価結果の値をそのまま用いたが、断層面上端の深さ、すべり量(1回のずれ量)、断層面の幅については形状評価結果の値をそのまま用いることはしな

った。この理由は、深さについては地震発生層が浅さ限界を持つとの研究成果[例えば、Ito(1999)]を踏まえ、すべり量については地表のずれ量と震源断層の平均すべり量との厳密な定量的関係が解明されていないためである。また、幅については、断層面上端の深さを設定し直したために計算し直した。さらに、地震モーメントについては形状評価結果には提示されていなかった。そこで、これらの項目について次の要領で設定を行った。

- ・断層面上端の深さについては、微小地震の浅さ限界で評価を行った。中部日本の地下構造の研究を行った武田(1997)によると、糸魚川 - 静岡構造線断層帯周辺では微小地震の浅さ限界は P 波速度 5.8 ~ 5.9 km/s の層の上限と良い相関がある。この上限はこの付近の堆積岩層の下限 (約 4km) にほぼ一致したため、深さは 4km と設定した。
- ・断層の幅については、形状評価結果における考え方と同様であるが、この付近の微小地震発生層の層厚が 13km 程度と見積もり、幅は層厚と断層の傾斜(北部は 40 度、中部は 80 度を採用。)を用いて計算した。
- ・地震モーメントは震源断層の総面積との強震動インバージョンによる経験的關係[Somerville et al.(1999)]からの値、過去の内陸地震のデータ分布[Wells and Coppersmith(1994)]からの値(前者の約 2 倍)の 2 つのケースを用いることとした。
- ・震源断層全体の平均すべり量については、地震発生層の剛性率を経験的に仮定した上で、地震モーメントと震源断層の総面積から算定した。

2.1.2 微視的震源特性

微視的震源特性としては、想定される地震のアスペリティ・背景領域の面積・平均すべり量・応力降下量、すべり速度時間関数、 f_{max} (ここでは、震源過程に依存するものとして考慮) 等がある。

これらの数値については、これまで系統立って設定する方法が確立されていないため、複数のケースを想定し、強震動の試算を行い、その結果を踏まえつつ検討を行った。この試算では、入倉・三宅(2000)の手法を基に一部のパラメータを変えながら、次の 4 つのケースを検討した (図 2、表 4、表 5)。

ケース 1 : 入倉・三宅(2000)の方法に準拠したモデル。アスペリティは各セグメントに 1 つずつ設定し合計 4 つ。 f_{max} は佐藤・他(1994) (福島県沖の地震の観測記録から推定された値) による 13.5Hz を採用。

ケース 2 : 入倉・三宅(2000)の方法に準拠したモデル。ただし、アスペリティは各セグメントに 2 つずつ設定し合計 8 つ。 f_{max} はケース 1 と同じ。ケース 1 に比べてアスペリティの数を 2 倍にしたため、アスペリティの応力降下量の値はケース 1 の値のおおよそ 1.5 倍となった。

ケース 3 : 入倉・三宅(2000)の方法に壇・他(2000b)の考えを導入したモデル。アスペリティの配置はケース 2 と同様。 f_{max} は鶴来・他(1997) (兵庫県南部地震の観測記録から推定された値) による 6Hz を採用。応力降下量はケース 2 の値の半分以下となった。

ケース 4 : 入倉・三宅(2000)の方法に壇・他(2000b)の考えを導入したモデル。アスペリティはケース 2 と同様。地震モーメントをケース 1 ~ 3 の約 2 倍とした。 f_{max} はケース 3 と同様。これにより、ケース 3 と比較して応力降下量はおおよそ 1.3 倍、平均すべり量は約 2 倍となった。

アスペリティの位置については、表 5 のとおり。地表で断層変位が大きいところが確認された箇所、確認できなければ安全サイドを考慮して評価地点に影響が大きい箇所に設定した

なお、「入倉・三宅(2000)のモデル」と「入倉・三宅(2000)の方法に壇・他(2000b)の考えを導入したモデル」との違い (図 4) は、応力降下量の計算結果に現れる。前者は、無限媒体中の周囲が固定された円形クラックの式を基に応力降下量が算定される。アスペリティの総面積とそこから放出される総地震モーメントが一定でもアスペリティの数・大きさの違いにより応力降下量の値が変化する。一方、後者は、全断層域から総地震モーメントと短周期加速度震源スペクトルレベルの経験的關係式を基に短周期加速度震源スペクトルを推定し、短周期加速度震源スペクトルレベルから実効応力が算定される。この方法は短周期加速度震源スペクトルレベルから有効なアスペリティの数が拘束されることが期待されるが、今回の試算のケース 3、4 では有効なアスペリティの数を考慮せず、アスペリティの数を先験的な情報として仮定した。

2.1.3 その他の震源特性

その他の震源特性としては、破壊開始点や破壊伝播様式がある。本試算では、破壊開始点の位置は中田・他(1998)による断層の分岐モデルの解析から「中部1」と定義された領域の北端とし、深さは震源断層の幅方向の中央部の位置に相当する10.5kmとして、破壊伝播様式は同心円上に放射状に進むモデルを想定した。

2.2 地下構造モデルの設定

堆積平野で地震動が大きく増幅することはよく知られており、1970年代から1990年代初めにかけて、大都市がある堆積平野のうち、関東平野、大阪平野、濃尾平野の3平野では強震動予測を行うために堆積平野の地下構造が調査されてきた[瀧澤(1993)のレビューが詳しい]。しかしながら、これらの調査により、大まかな地下構造は把握できたものの、平野全体の詳細な地下構造モデルを設定するまでには至っていなかった。

また、兵庫県南部地震が発生した後、精力的に神戸市周辺の地下構造が調査され、それを基に強震動の予測計算が行われた結果、地震基盤の3次元的形状が地震動に影響を与えることが確認された[例えば、川瀬・松島(1998)]。このことから、「兵庫県南部地震について観測された強震動分布の全体像に見合うものを予測する。」ためには、地下構造を詳細にモデル化することが重要との認識が広がった。一方、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を目標に設定して、堆積平野全体の詳細な地下構造を探索する調査が行われるようになってきた[科学技術庁(2000)]。

評価地点を設定した松本盆地及びその周辺については、収集可能な既存資料を基に地下構造モデルの作成を試みた。モデル作成にあたっては、今回の試算が震源の特性化手法の検証を主な目標としているため、想定震源断層領域から評価地点までを水平多層構造であると仮定しても所要の成果は得られると判断した。そこで、評価地点としたK-netの観測点の地盤構造について、地震基盤から工学的基盤までの1次元構造のモデル化を行った(表2)。モデル化の手順の概略は次の通り。なお、評価地点A,B及びCの地点については、地形及び重力基盤深さから評価地点「穂高」と地下構造が同じであると判断した。

地質構造は、松本盆地の長辺方向では著しい変化はないと判断。

評価地点の洪積層程度までの地盤構造(以下「浅い地盤構造」という。)は、松本盆地で調査されている地質断面(浅野鑿井工業株式会社,1971)を地表に投影したものと、評価地点から盆地の長辺と平行に伸ばした線と交差した地点の地盤構造を評価地点の構造に相当するものとした。

浅い地盤構造のP、S波速度は、当該地域付近のHi-netの三郷観測点の地盤構造及びPS検層値を基に設定した。

地震基盤までの地盤構造(以下「深い地盤構造」という。)は、付近の大深度弾性波屈折法探査(Ikami,1986)の測線に評価地点の位置を投影させ、評価地点の深い地盤構造のP波速度構造を設定した。

深い地盤構造のS波速度構造はS波速度とP波速度の関係式(狐崎,1990)を長野県内のHi-netのPS検層の結果を基に修正した式を用いて設定した。

地震基盤よりさらに深い構造はTakeo(1987)による地殻での速度構造の値を用いた。

Q構造は、後述する強震動計算手法のうち、半経験的手法では、壇・他(2000a)で設定された周波数依存の値、理論的手法では、壇・他(2000a)やKinoshita(1994)による関東平野での値を参考に層別に周波数に依存しない一定の値を用いた。

2.3 強震動計算

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。

経験的手法 - 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。

半経験的な手法 - 経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法とがある。

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は評価は困難となる。

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。

ここでは、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮でき、広帯域の時刻歴波形を予測できるという点からハイブリッド合成法を適用した。その具体的な手法としては、理論的手法として波数積分法[Hisada(1995)による方法]、半経験的手法として統計的グリーン関数法[壇・他(2000a)による方法]を採用した。これらを採用した理由は次のとおり。

理論的手法として波数積分法を採用したのは、1次元の速度構造を仮定した場合に表面波・実体波に関わらずあらゆる波が忠実に評価できるため、震源の特性化の検証を行うのに最適であると考へたためである。但し、この方法は1次元構造に限定されるという欠点を持つ。また、半経験的手法として、統計的グリーン関数法を採用したのは、糸魚川 - 静岡構造線断層帯周辺で適当な規模での観測波形が無かったため経験的グリーン関数法が利用できなかったためである。

ハイブリッド合成法における理論的手法と半経験的手法との接続周期については予備検討として一部の計算を2秒及び1秒の2ケース適用してみた。その結果、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ため、今回の試算においては接続周期を1秒としてすべて計算を行った。

2.4 予測結果の検証

2.4.1 強震動の評価地点及び評価出力

本報告では、強震動の予測に関わる各種要素（主として、震源特性）の影響をある程度評価でき、強震動の試算の検証が行えるよう既存の地盤データ及び地震観測データが得られる地点を複数選定した。

そこで、糸魚川 - 静岡構造線断層帯周辺の強震計が設置されている K-net の3観測点（松本、穂高、安曇）を評価地点としてケース1～4の微視的震源特性を用いた試算を行い、ケース4については、強震動評価手法に係る各種数値の「強震動予測結果のばらつきへの影響の程度」（以下「感度」という。）の分析がある程度できるように3地点（A,B,C）を追加し、計6地点で試算を行った（[図5](#)）。これら6地点の緯度・経度は下記の通りである。

安曇	東経 137° 47 18	北緯 36° 10 49
松本	東経 137° 58 54	北緯 36° 15 12
穂高	東経 137° 52 21	北緯 36° 20 05
A	東経 137° 49 41	北緯 36° 27 33
B	東経 137° 54 59	北緯 36° 12 36
C	東経 137° 51 08	北緯 36° 11 42

強震動試算の対象とする地盤は、堆積平野においてある程度一律に評価ができる工学基盤上（ここでは、S波速度で300m/s～700m/s以上となる層の上面）とした。但し、工学基盤と同等か、よりS波速度の速い層が地表に露出している場合には地表が評価地点となる。

また、地震動の想定については、様々な構造物の影響を考慮できるように周期0.02～20秒程度の水平2成分[NS(南北)成分,EW(東西)成分]の加速度・速度の時刻歴波形を予測することを想定した。この理由は、波形を予測することで、最大加速度、最大速度、震度、応答スペクトルと様々なニーズに応じた出力が可能となるからである。

なお、最終的な出力として地図形式を考える際、評価の対象領域の設定に当り、経験的手法で

予め震度がある値以上になる領域を試算し、見込んでおくことが適当と考えられる。

2.4.2 予測結果の評価

糸魚川 - 静岡構造線断層帯（北部、中部）において検討したケース1～4の、震源の特性化、地下構造モデル、強震動計算等を基に、評価地点における水平2成分（NS成分、EW成分）の強震動（工学基盤上）を試算し、その結果を下記のようにして出力した。

- ・加速度波形（[図6～9](#)） ・速度波形（[図10～13](#)） ・加速度応答スペクトル（[図14](#)）
- ・疑似速度応答スペクトル（[図15](#)） ・試算結果一覧（[表6](#)）

さらに、経験式で与えられる平均値±標準偏差の範囲又は倍半分の範囲と比較することでその妥当性について検討を行った。具体的な内容は下記の通りである。

- ・最大加速度の経験的距離減衰式による減衰曲線[福島・田中(1992)]と基準地盤に換算した試算結果の最大加速度との比較（[図16](#)）
- ・最大速度の経験的距離減衰式による減衰曲線[翠川(1993)]と基準地盤に換算した試算結果の最大速度との比較（[図17](#)）
- ・経験的応答スペクトル推定式[安中(1997)]による加速度応答スペクトルと試算結果の加速度応答スペクトルとの比較（[図18～20](#)）

これらの結果を参考に、本試算で実施した震源の特性化手法を検討した。その結果は次のとおり。

- ・ケース1，2での最大加速度は経験式の結果と比較して、いずれの評価地点も標準偏差の範囲から大きい方へ外れる結果となった。これは、ケース1，2の短周期成分がかなり大きく想定されているため、この第1の原因として f_{max} が高く設定されていることによる。ケース3，4では、 f_{max} を6 Hzとしたため、試算結果は短周期成分のレベルが落ちて、最大加速度の経験式の予測結果との比較において、一致が見られる傾向を示すようになった。このことから、最大加速度の予測には、 f_{max} の設定が重要であることが確認できた。
- ・アスペリティの応力降下量は、入倉・三宅(2000)の手法ではアスペリティの個数が増えるほど大きくなる。このため、ケース2のようにアスペリティを8つ想定すると、短周期成分が出やすくなる傾向にある。一方、壇・他(2000b)の手法（ケース3，4）では同じ条件で入倉・三宅(2000)の値の2分の1以下、地震モーメントが倍近くなっても2分の1程度の値となる。
- ・地震モーメントはケース1～3では 7.9×10^{26} dyne・cm、ケース4ではその約2倍の 1.5×10^{27} dyne・cmを想定した。その結果、最大アスペリティでの平均すべり量はケース1～3が約3 m、ケース4が約6 mとなった。トレンチ調査で報告されている6～9 mと比較すると、数字的にはケース4の方が近い結果となった。トレンチ調査で報告されている1回のずれ量と強震動予測を行う断層モデルの平均すべり量とがどのような関係になるのか十分に検証されているわけではないため、ケース4の方が妥当であるとは断言できない(付録参照)。
- ・設定した破壊開始点に近い評価地点「松本」における最大加速度・最大速度は、いずれのケースでも経験式で評価される平均的な値よりかなり大きい結果となった。これは、松本が北部2の最大アスペリティの近くに存在し、その破壊の影響を強く受けるためであると考えられた。従って、アスペリティ直上付近の地域ではかなり大きな地震動が想定され、アスペリティの位置の情報が強震動予測に重要なことが示唆された。
- ・評価地点「松本」の波形がNS成分とEW成分で大きく異なるのは震源におけるすべり方向の影響が反映されているためと考えられた。セグメント全体ですべりの方向にばらつきを考慮しない震源の特性化をすると、理論的手法によるNS成分とEW成分の違いが極端に出る傾向が見られた。

これらの検討の結果、微視的震源特性が強震動予測に重要であることを確認した。

第3章 問題点の整理と今後の課題

3.1 問題点の整理

今回の試算では、地震動予測地図の作成を行うための強震動予測手法の仕様を確定するために、主に震源の特性化手法を中心に検討を行った。この結果、微視的震源特性を考慮した震源の特性化が強震動予測に重要であることが確認できた。その一方で、今回の試算では不十分な点、問題がある点が多く残されている。ここでは、それらを項目ごとに以下にとりまとめた。

[震源特性]

- ・複数セグメントが同時に動く場合、各セグメントの地震モーメントは平均応力降下量が一定となるように、全体の地震モーメントから振り分けた。この振り分け方法については、物理的モデルの見地から検証されたわけではない。
- ・アスペリティ領域周辺では距離減衰式から想定される平均的特性よりはかなり大きめの地震動が想定されたため、アスペリティ領域の位置をどのように設定するかが重要となる。しかしながら、現状においてアスペリティの位置を事前に特定することは難しい。
- ・アスペリティの応力降下量、入倉・三宅(2000)の方法ではアスペリティの個数が多くなると大きくなる。このため、アスペリティが増えると短周期成分が増大する。一方、壇・他(2000b)の方法では、応力降下量は、短周期加速度震源スペクトルレベルで決まるので、アスペリティの数には関係しない。アスペリティ間の相互作用が無視できる(シングル・アスペリティと見なしうる)時には、シングル・アスペリティに対する Das and Kostrov(1986)に準拠した壇・他(2000b)の式を用いた実効応力の推定は適切である。
- ・強震動予測のパラメータであるすべり量と活断層評価の変位量の位置づけが不明確。
- ・断層近傍で理論的手法による地震動の振動方向による振幅の差が大きくなる結果となったのは、すべり特性を一定に設定したためと考えられる。
- ・すべり速度時間関数は今回の試算では中村・宮武(2000)による近似式を採用したが、すべり速度時間関数そのものの影響やこの方法の是非については検証の余地がある。
- ・ f_{max} の設定は、短周期地震動および最大加速度の値に大きな影響を与えるが、福島県沖地震と兵庫県南部地震の解析結果をそのまま糸魚川 - 静岡構造線断層帯にあてはめたものであり、地域性、規模依存性といった点からの検討が十分にされていない。
- ・破壊開始点を活断層の分岐形態から推測したが、深さを含めて特定できる段階まで至っていない。破壊開始点もアスペリティと同様、その位置の違いが強震動評価に大きな影響を与える。
- ・断層の上端深度については、今回は地下構造を近似的に1次元構造として想定し、今回評価対象とした地点の強震動予測に大きな影響を及ぼさないものと経験から判断し、計算上の単純化のため、すべてのセグメントで地震基盤以下の部分で(強震動が発生する)破壊が起こるように松本盆地における地震基盤の最深部4 kmを上端深さとして一律に設定した。複雑な地下構造を想定する場合にはセグメントごとに微小地震の浅さ限界などを考慮して設定するのが望ましい。なお、地表に変位がみられても、動力学的な検討の結果、基盤岩部分の地震エネルギーを放出させる破壊が地震のエネルギーをあまり発しない堆積岩層に伝わっても、破壊が地表に達することが確認されている。[例えば、Dalguer et al.(2001)]

[地下構造モデル]

- ・地下構造モデルは、震源から観測点まで1次元構造を仮定した。したがって、複雑な構造による影響については、今回の試算では反映されていない。
- ・地盤のQ構造の設定が重要であるが、今回の試算では関東地方と仙台地域での解析結果を糸魚川 - 静岡構造線にあてはめただけである。

[強震動計算方法]

- ・強震動計算方法は、接続周期を理論的手法で断層近傍において振動方向による放射特性の影響が評価できる周期帯に設定したが、破壊のランダム性が卓越する短周期領域に対して、どの程度まで理論的手法で想定できるか十分な検証が行われていない。
- ・統計的グリーン関数に震動方向による放射特性の違いを考慮していない。
- ・今回の試算で理論的手法に採用した波数積分法は、半無限水平成層構造において精度の高い結果が得られるとされている。今回の強震動評価地点については、松本、穂高が断層近傍に存在し、安曇が山地部で比較的堅い基盤層が地表付近まで存在することから、いずれの地点も近似的に半無限水平成層構造として扱っても差し支えないと考え、当該計算手法が最適であるとして採用した。しかし、評価すべき地点が面的に多数あり、複雑な地下構造モデルを想定する必要がある場合には、それに対応できる計算手法を採用しなければならない。

3.2 今後の課題

今後、地震動予測地図を作成するにあたって、強震動予測手法について、前項を基に以下の項目の検討が必要になるものとして考えられる。

暫定的に想定した震源パラメータの設定方法(アスペリティの位置、応力降下量、 f_{max} など)

複数セグメントが同時動く場合の各セグメントの震源パラメータの設定方法(地震モーメントの振り分け方法、アスペリティで応力降下量一定、背景領域の想定など)

活断層評価で推定された地表のすべり量と震源の特性化手法で算定されたアスペリティの平均すべり量の関係

すべり速度時間関数、すべり分布の評価方法

複雑な地下構造の設定方法

複雑な地盤構造を考慮した地震動を面的にかつ効率的に行える強震動予測計算手法

半経験的手法と理論的手法の接続周期の妥当性 / 半経験的手法における放射特性の考慮

シナリオ地震の震源特性の不確かさに対する強震動予測への影響評価

予測結果の検証方法

今後これらの課題のうち全国を概観した地震動予測地図を作成する上での重要度を吟味し、検討の優先順位や検討の必要性を見極め、検討を進めていくこととする。

表 3 糸魚川 - 静岡構造線断層帯の起震断層の巨視的震源特性

断層区間	北部 1	北部 2	中部 1	中部 2
基準点の位置	南端	北端	北端	北端
基準点の北緯	36 ° 32	36 ° 32	36 ° 13	36 ° 05
基準点の東経	137 ° 51	137 ° 51	137 ° 58	138 ° 02
走向	N03 ° E	N16 ° W	N23 ° W	N42 ° W
傾斜角	40 ° E	40 ° E	80 ° E	80 ° E
滑り方向	東側隆起の逆断層	東側隆起の逆断層	左横ずれ	左横ずれ
地震発生層深さ	4 ~ 17km	4 ~ 17km	4 ~ 17km	4 ~ 17km
断層面の長さ	26km	35km	17km	34km
断層面の幅	20.2km	20.2km	13.2km	13.2km
断層面積	525.2km ²	707.0km ²	224.4km ²	448.8km ²
断層総面積	1905.4km ²			
破壊開始点	南端	南端	北端	北端
破壊開始点の深さ	10.5km	10.5km	10.5km	10.5km
破壊様式	同心円上	同心円上	同心円上	同心円上
破壊伝播速度	2.5km/s	2.5km/s	2.5km/s	2.5km/s
破壊開始点時刻差	16sec	4sec	0sec	6sec

表4 ケースごとの震源特性設定方法一覧

		ケース1	ケース2	ケース3	ケース4
震源モデル化の方針		入倉・三宅(2000)の方法の準拠		入倉・三宅(2000)の方法に壇・他(2000)の考え方を導入	
地震モーメント M_0		断層総面積からSomerville et al.(1999)の式で評価			内陸地震の断層面積と地震モーメントのデータから評価(Wells and Coppersmith,1994)
fmax		13.5Hz(佐藤・他,1994)		6Hz(鶴来・他,1997)	
アスペリティ	個数	4つ 各セグメントに1個	8つ 各セグメントに2個		
	各アスペリティの面積	各セグメントの面積の22%(Somerville et al.,1999)	各セグメントの面積の16%と6%(Somerville et al.,1999,入倉,2000)		
	すべり量	全アスペリティのモーメントを全地震モーメントの44%(Somerville et al,1999)とし、各アスペリティのモーメントをアスペリティ面積の15乗の重みで配分し、その値からすべり量を算出			
	応力降下量	面積から円形クラックの式で算出		短周期レベルより算出(壇・他,2000)	
	すべり速度時間関数	応力降下量、fmax等で拘束される近似式(中村・宮武,2000)			
背景領域	すべり量	各セグメントに配分した地震モーメントから各セグメント内の背景領域の地震モーメントを逆算し、セグメントごとにすべり量を算出	断層面全体の地震モーメントから背景領域の地震モーメントを逆算し、全セグメントで一定のすべり量を算出		
	応力降下量	各セグメントに対して円形クラックの式を準用	短周期レベルより算出(壇・他,2000)		
	すべり速度時間関数	応力降下量、fmax等で拘束される近似式(中村・宮武,2000)			

表5 アスペリティの設定位置

セグメント	第1アスペリティ	第2アスペリティ(ケース1は除く)
北部1	南端側	中央付近
北部2	南端側	中央付近
中部1	松本付近(地表変位の大きな箇所)	中央付近
中部2	茅野付近(地表変位の大きな箇所)	北端側

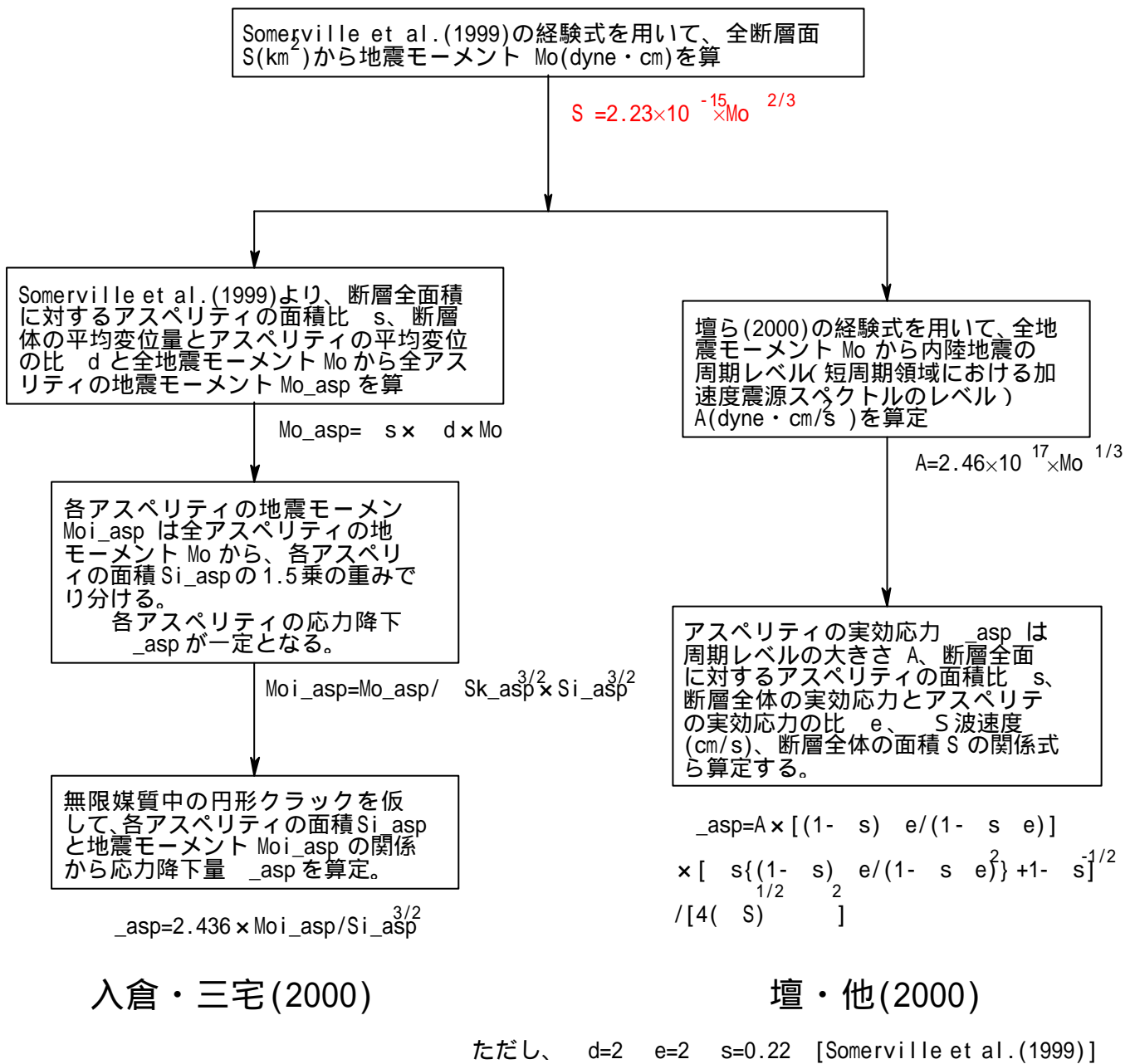


図4 応力降下量(実効応力)の算定の流れ

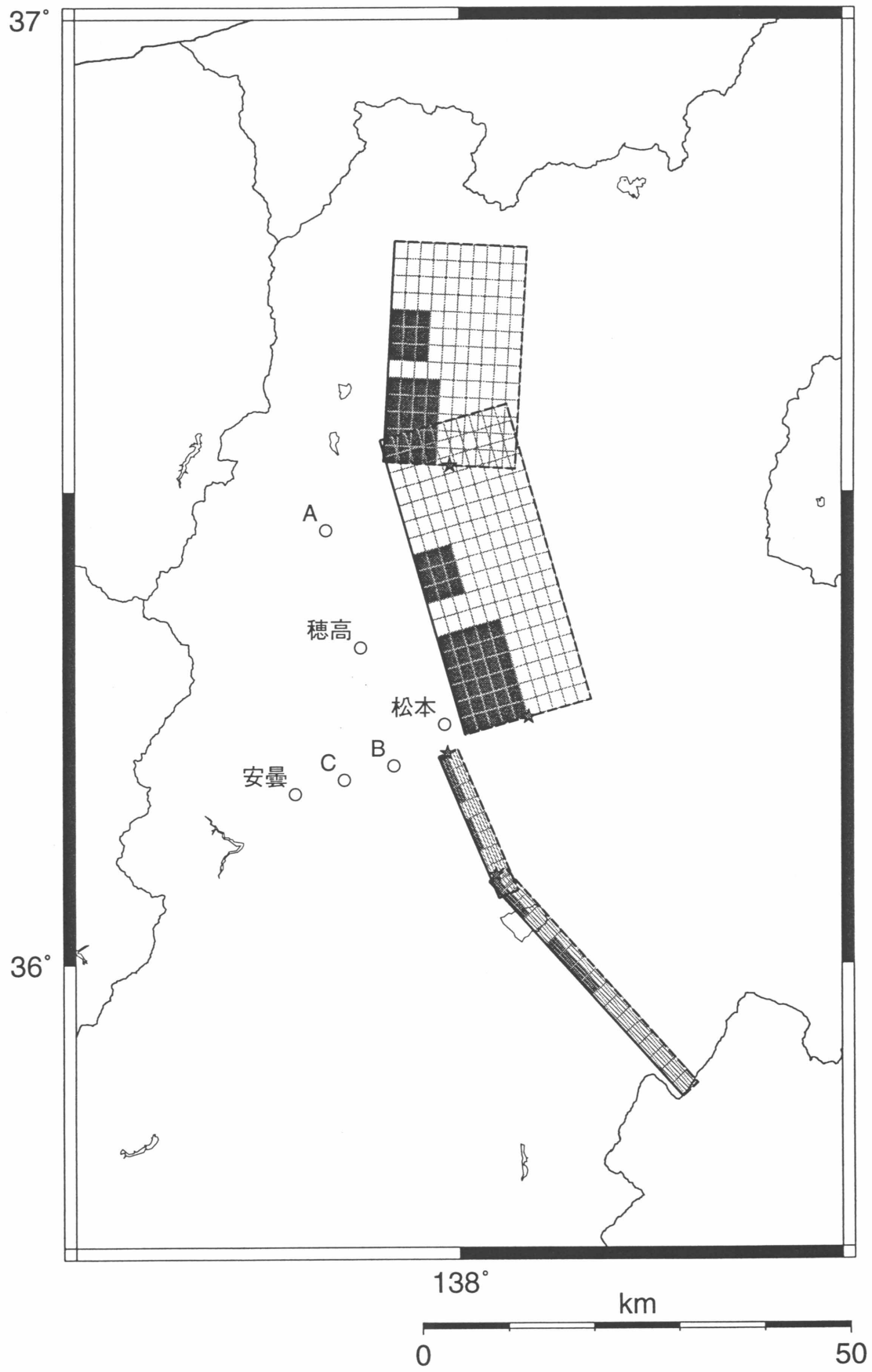


図5 計算に用いた断層モデルと計算地点の位置関係

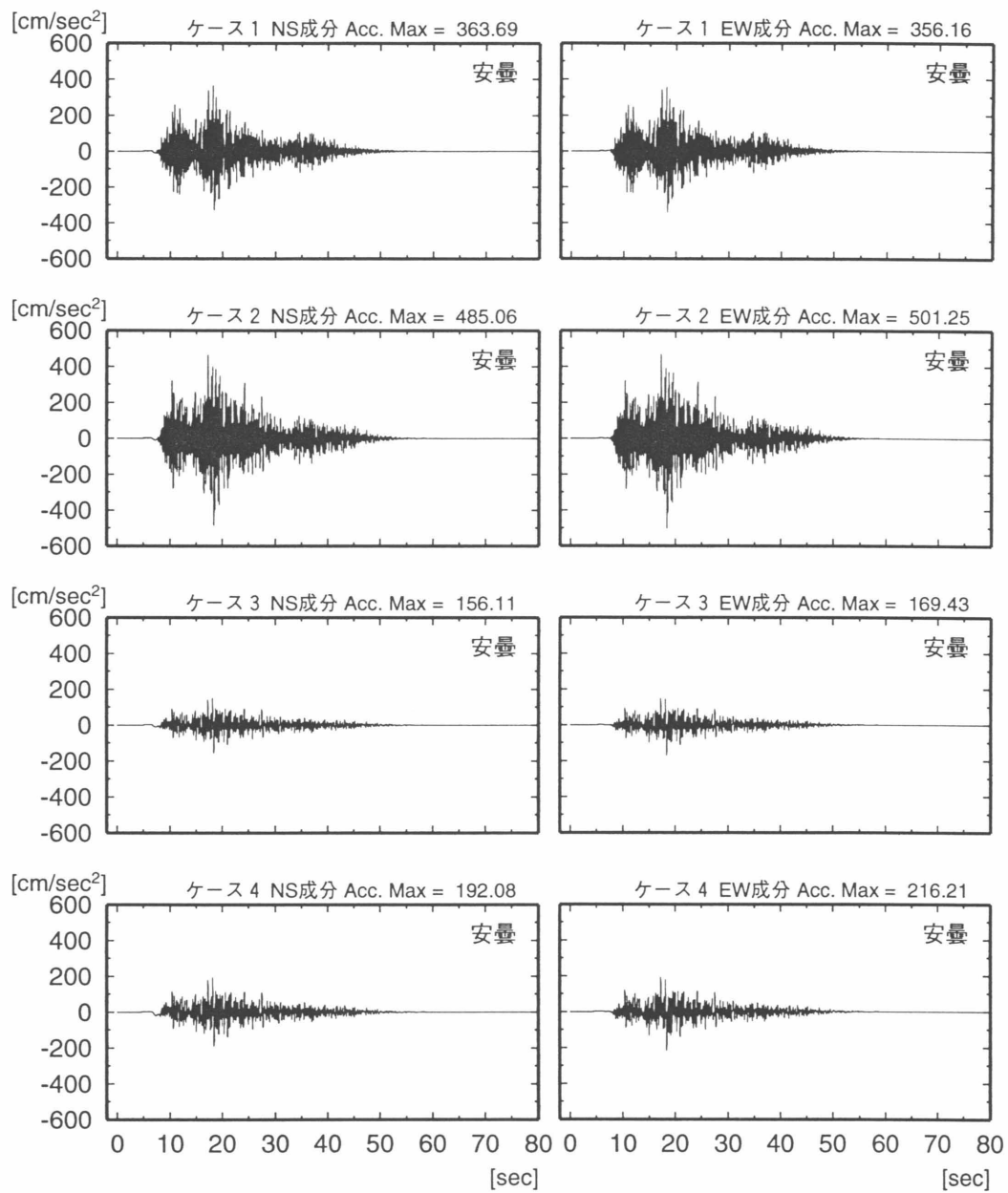


図6 ケース別加速度波形一覧図（安曇）

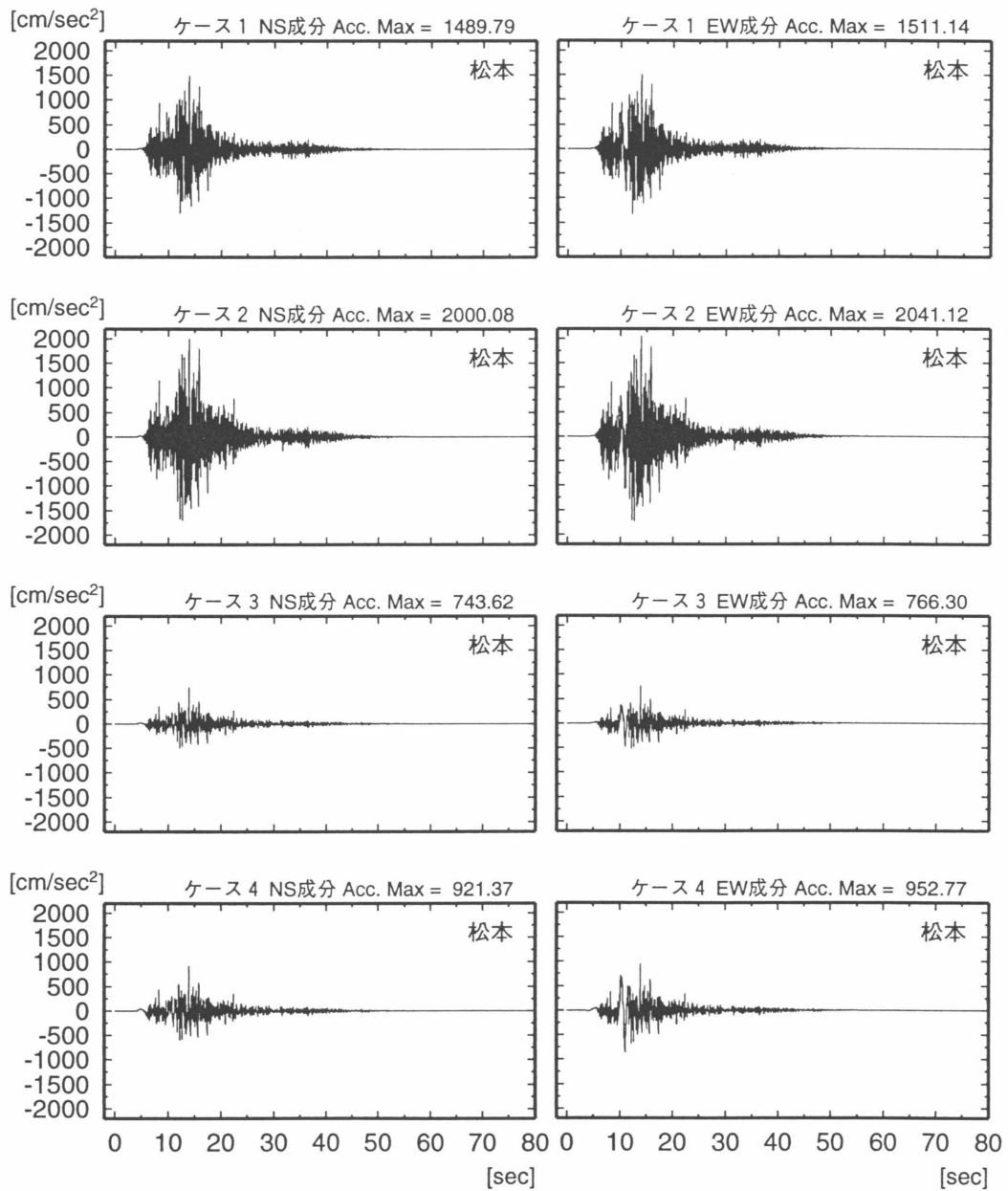


図7 ケース別加速度波形一覧図（松本）

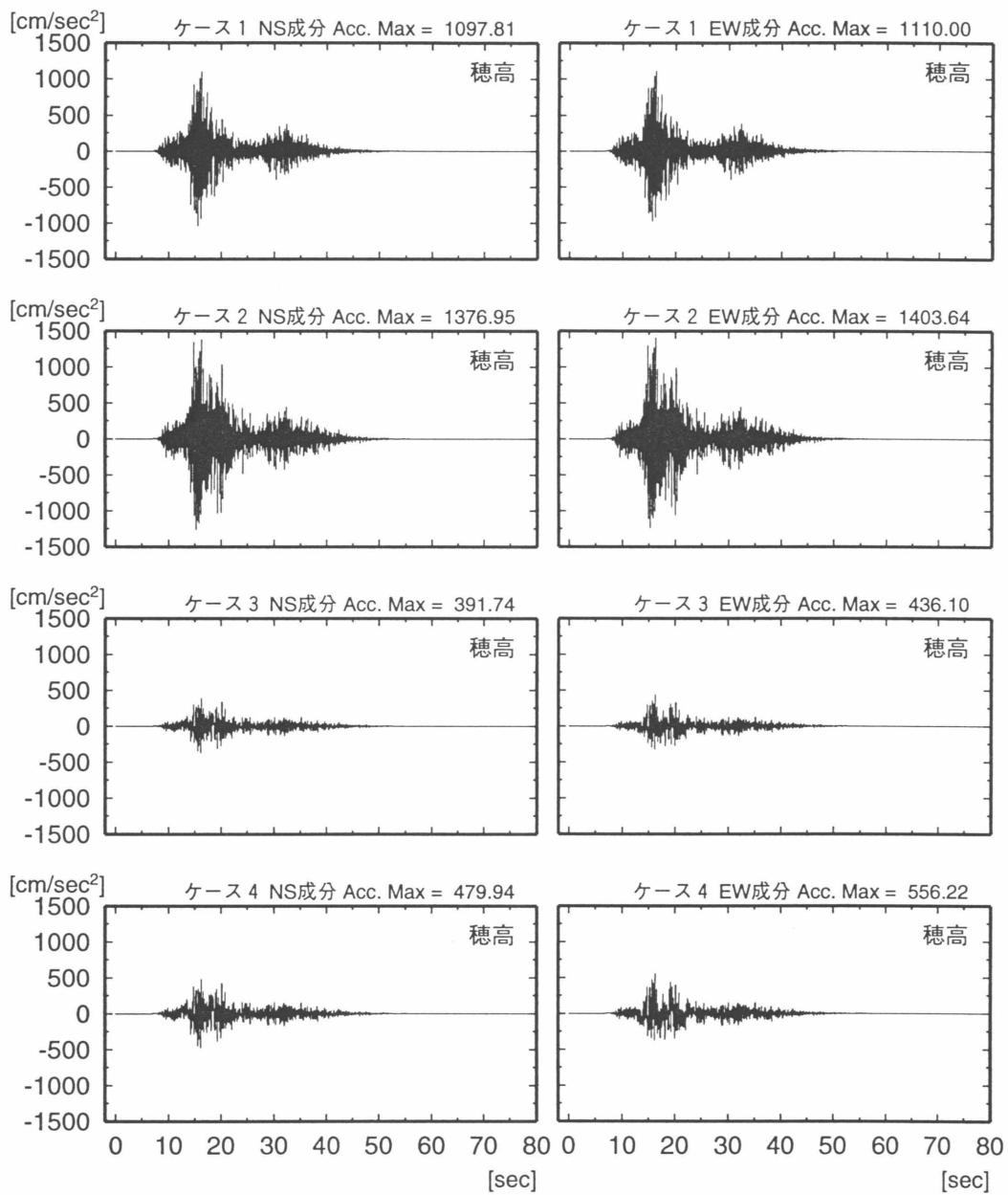


図8 ケース別加速度波形一覧図（穂高）

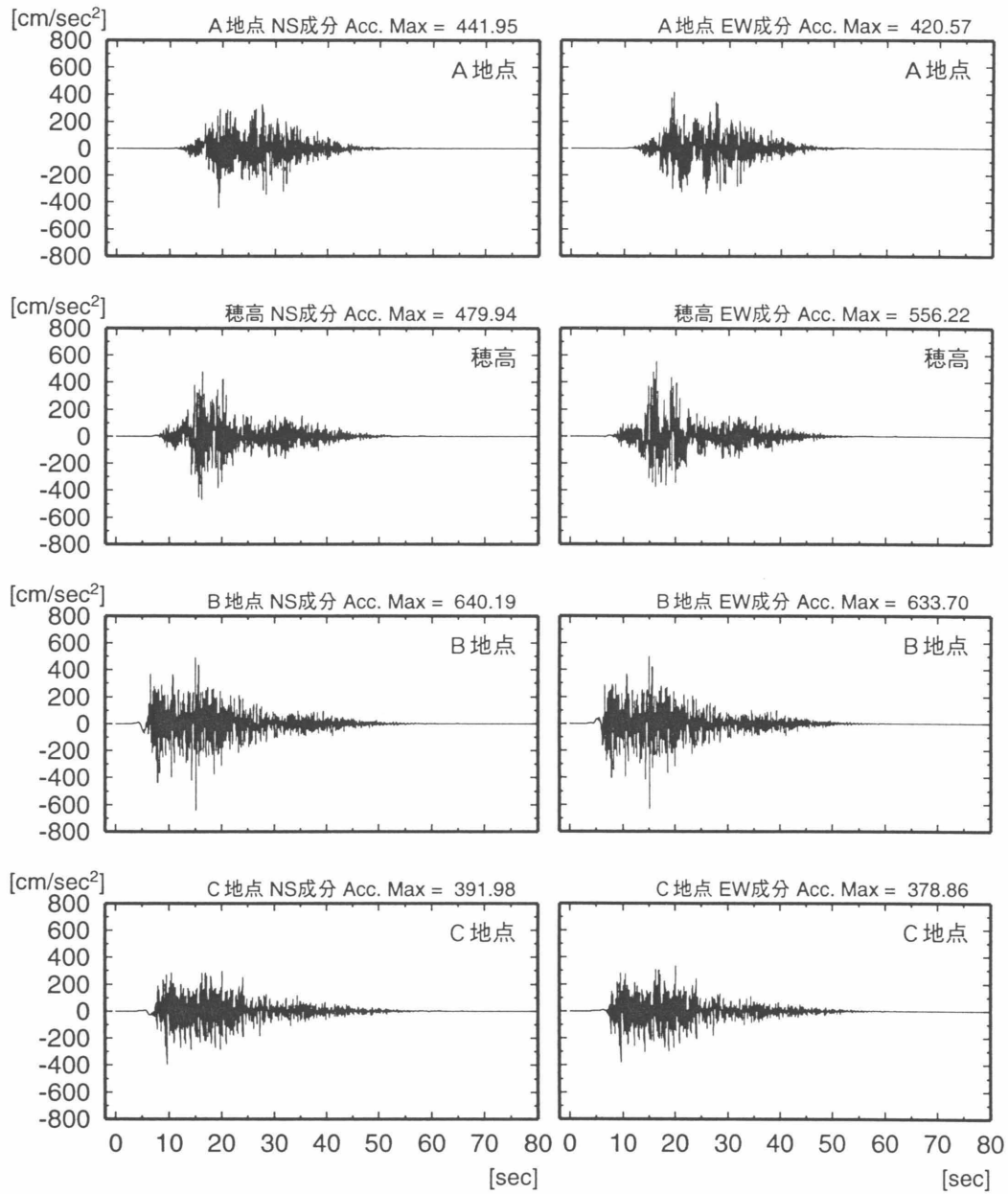


図9 地点別加速度波形一覧図（ケース4；A，B，C地点は穂高と同じ地盤と仮定）