

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、①「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。）、②「地下構造モデルの設定手法」、③「強震動計算手法」、及び④「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①「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（位置は図1、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（図2）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図3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たって、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、糸魚川ー静岡構造線断層帯（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
- ・ アスペ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、アスペ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。アスペリティの応力降下量を先に与えることで、適正なアスペリティの1個あたりの面積を推定することが可能となり、その値でアスペ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、アスペ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。

- ① 「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。
- ② 「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。

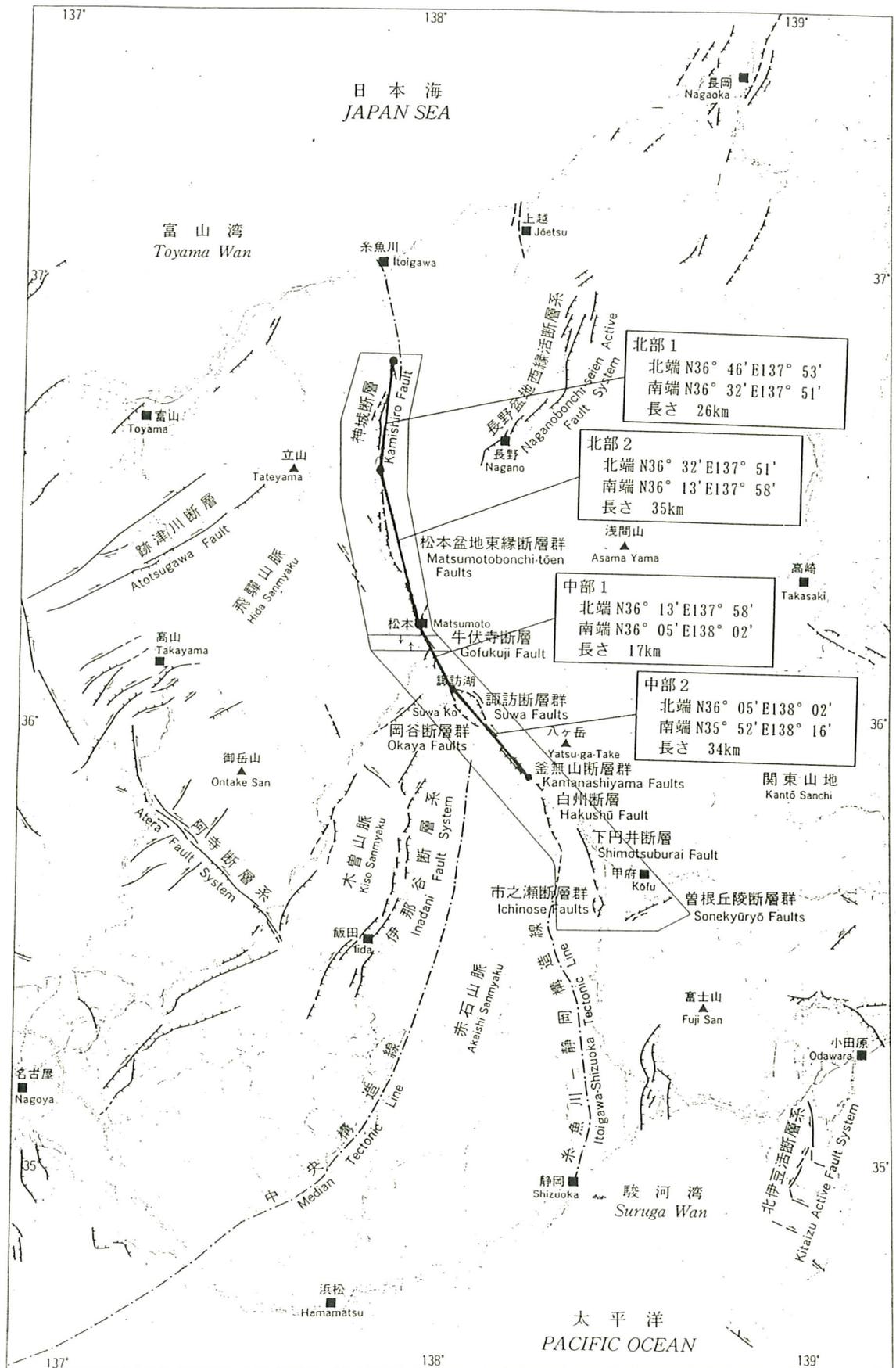


図1 糸魚川-静岡構造線断層帯位置図

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

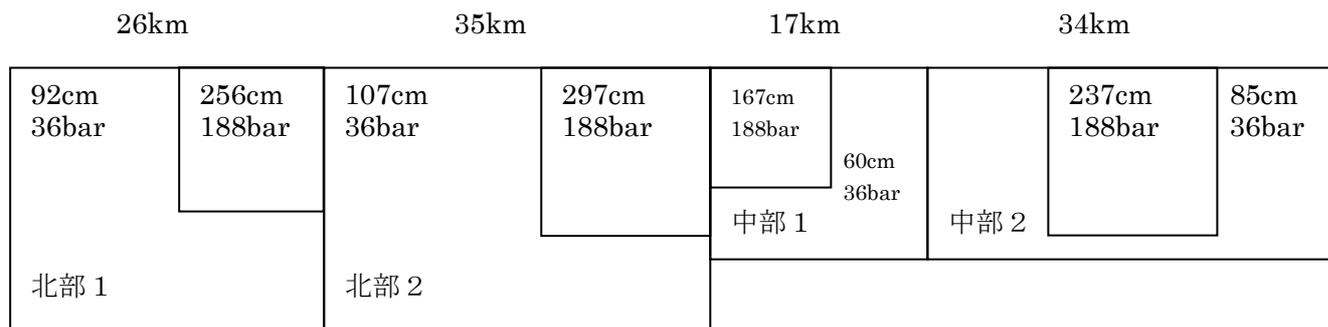
地震調査委員会長期評価部会(2000)

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)]

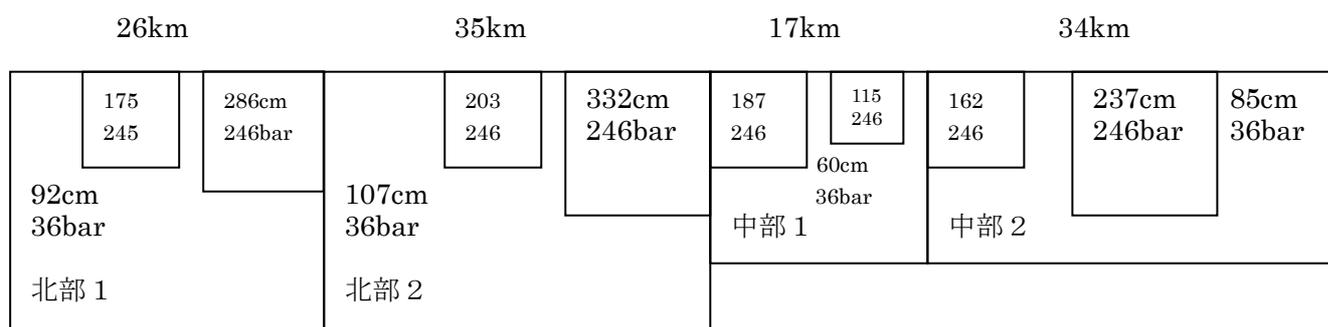
区分	形状		根拠
北部 1	構成する断層線 断層線の位置 断層面上端の深さ 長さ 一般走向 断層面の傾斜 断層面の幅 ずれの向き 一回のずれ量	神城断層 北緯 36° 32' 東経 137° 51' (南端) 0km 26km N3° E 東傾斜、40~70° 16~23km 東側隆起の逆断層、逆断層成分が卓越 不明	[6]の名称による [18](緯経度読み取り) (説明)2(1) [15][18](緯経度読み取り) [15][18](緯経度読み取り) (説明)3(2) (説明)3(2), [2][9]から計算 [6]
北部 2	構成する断層線 断層線の位置 断層面上端の深さ 長さ 一般走向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

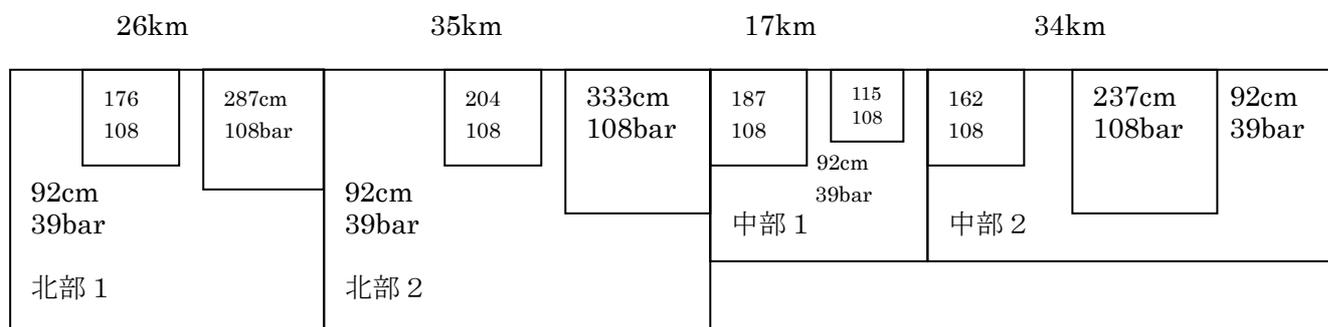
ケース 1 $M_0=7.9 \times 10^{26} \text{dyne} \cdot \text{cm}$ ($M_j=7.8$ 相当*) $f_{\text{max}}=13.5\text{Hz}$



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



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



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

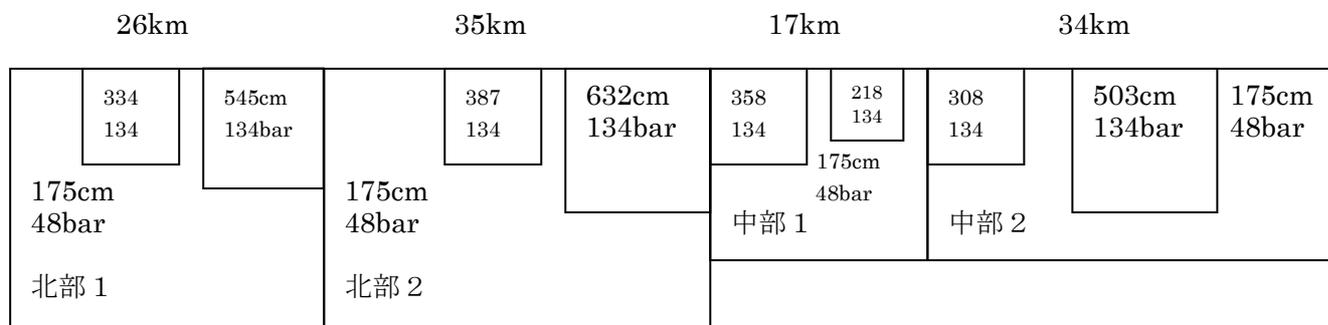


図 2 ケース別に設定した震源特性

[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 M_j を推定

表2 評価地点の1次元構造モデル

安曇

層番号	ρ (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	ρ (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	ρ (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

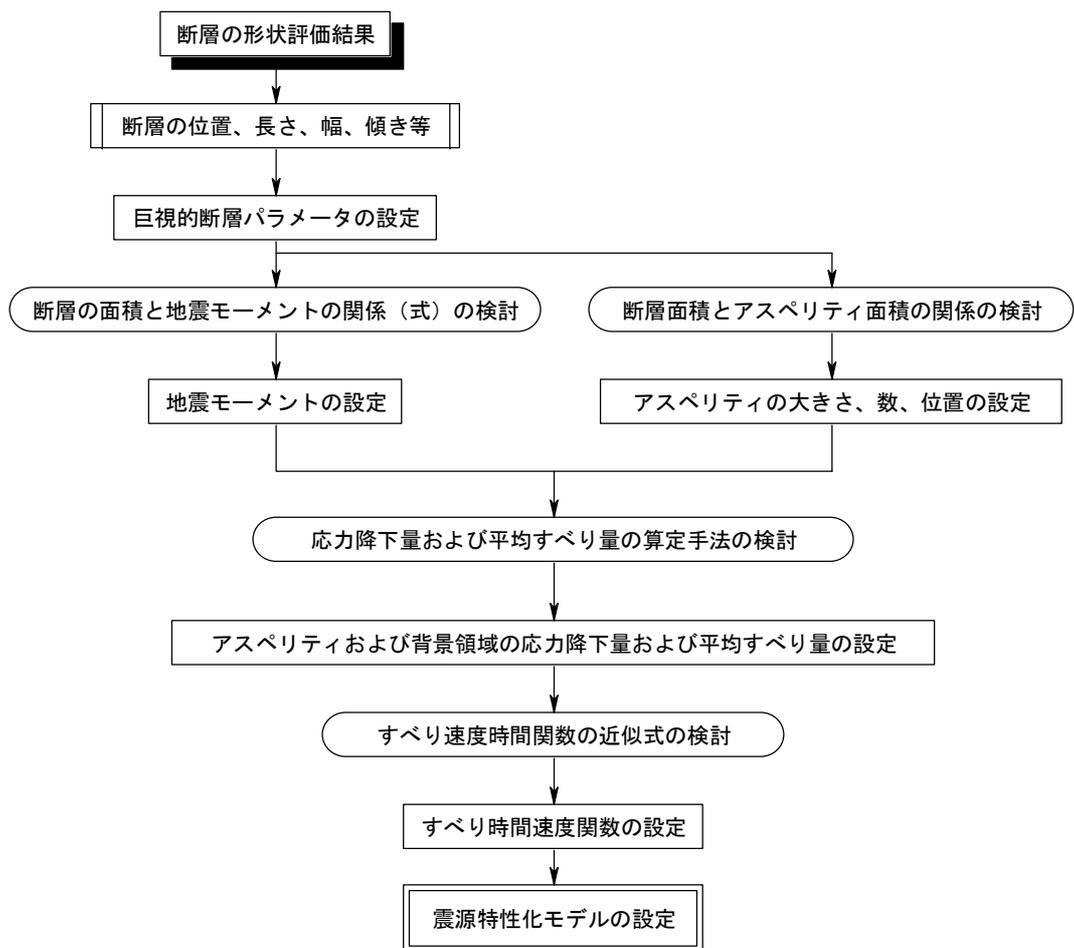


図3 震源の特性化手法の検討の流れ

(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[瀬野(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。

- ①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。
- ②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。
- ③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。
- ④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。
- ⑤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。
- ⑥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。
- ⑦Q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、以下のようにとまとめられる。

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— 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。

手法— 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— 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えたためである。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 $7.9 \times 10^{26} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$ 、ケース4ではその約2倍の $1.5 \times 10^{27} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$ 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出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。

- ① 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)
- ② 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)
- ③ 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
- ④ すべり速度時間関数、すべり分布の評価方法
- ⑤ 複雑な地下構造の設定方法
- ⑥ 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
- ⑦ 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
- ⑧ 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
- ⑨ 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1.5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

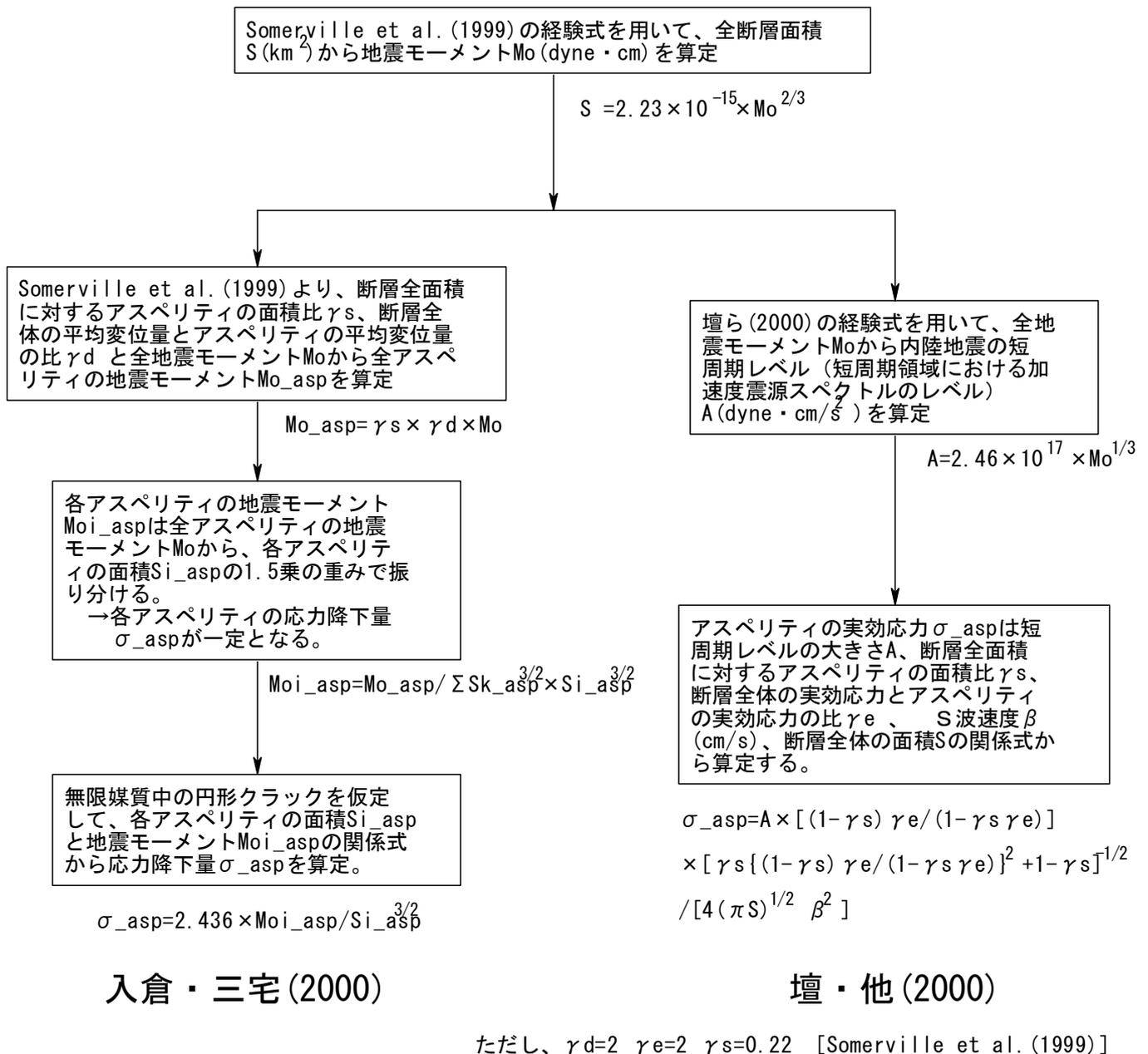


図4 応力降下量 (実効応力) の算定の流れ

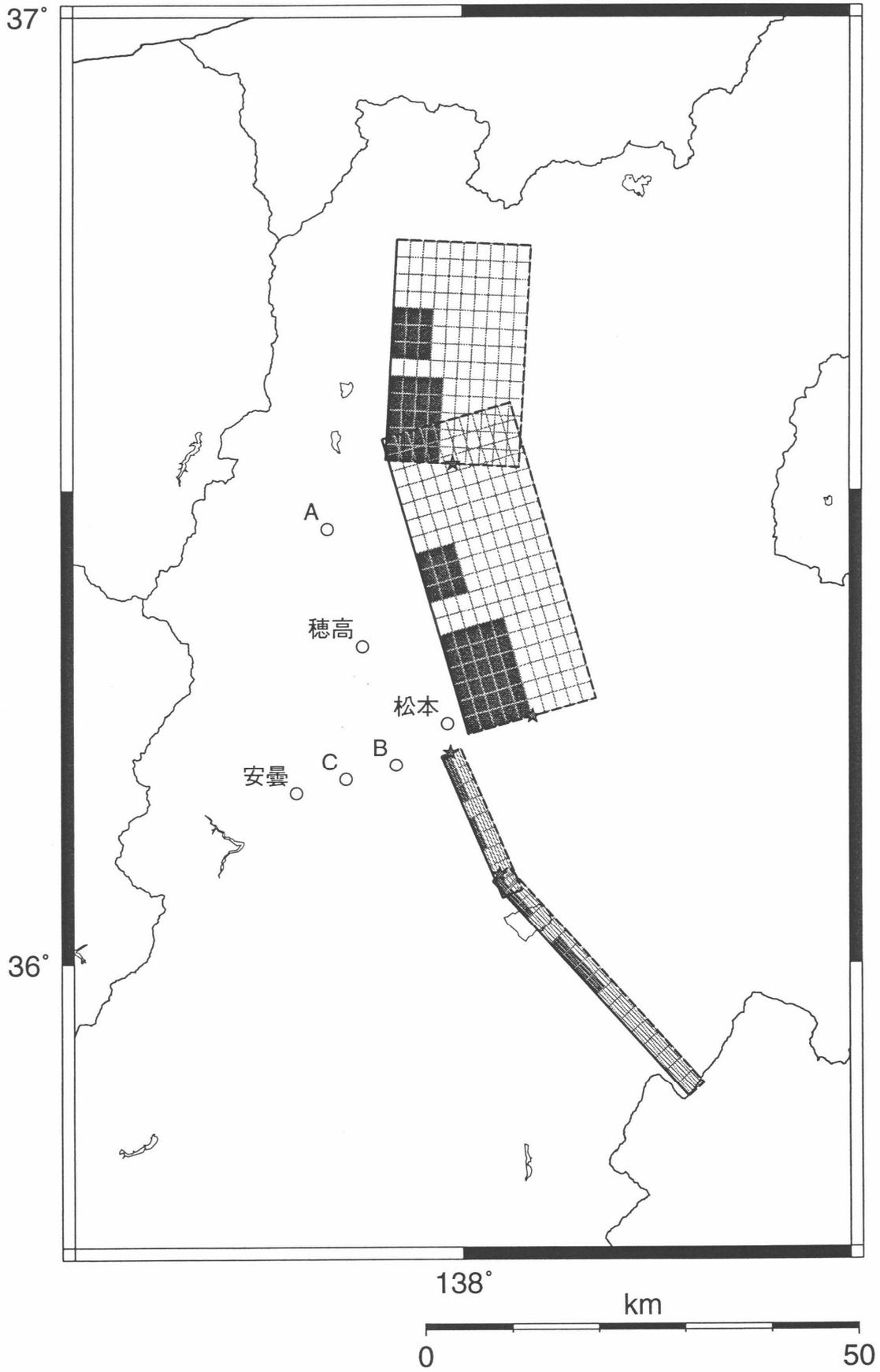


図5 計算に用いた断層モデルと計算地点の位置関係

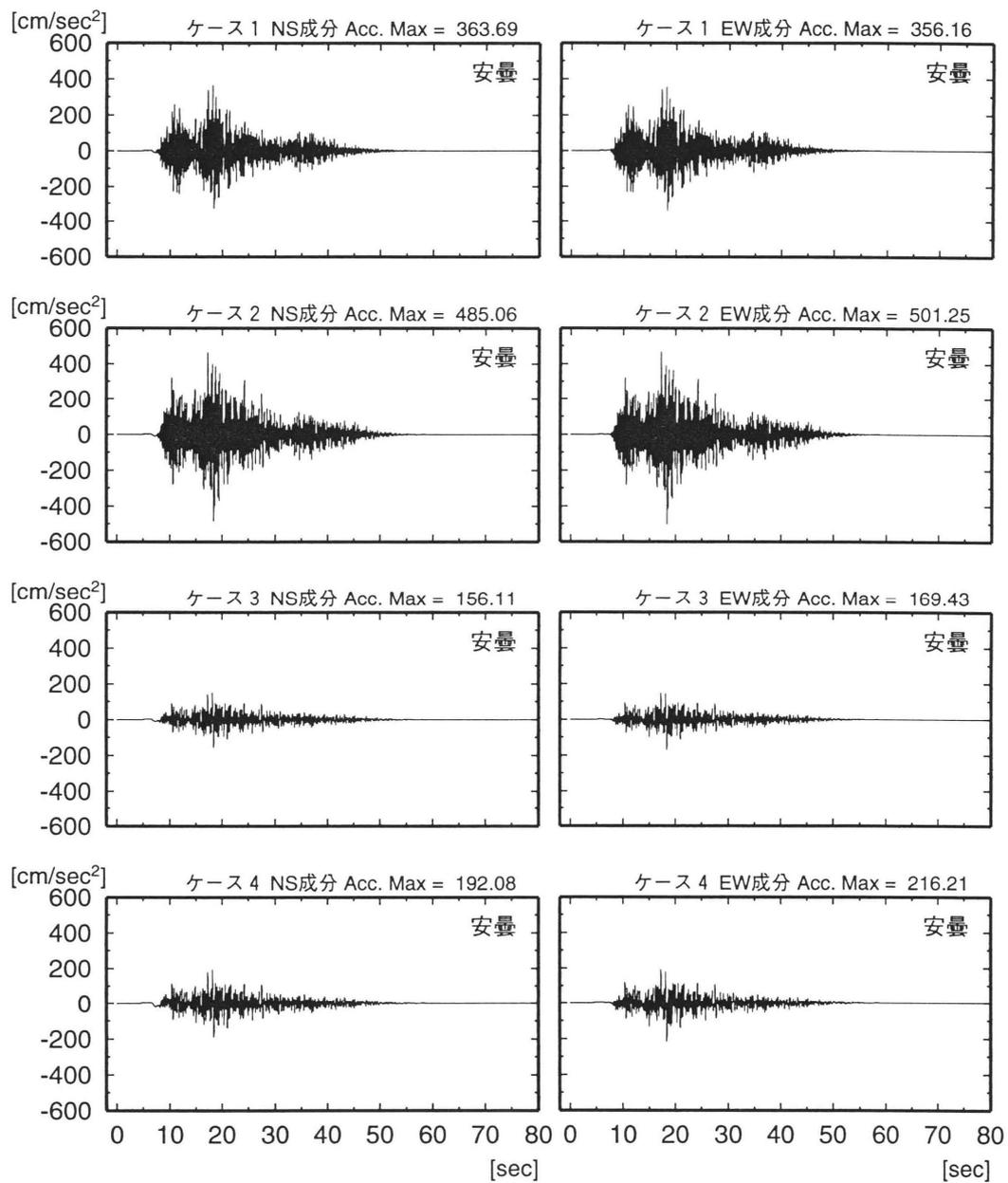


図6 ケース別加速度波形一覧図（安曇）

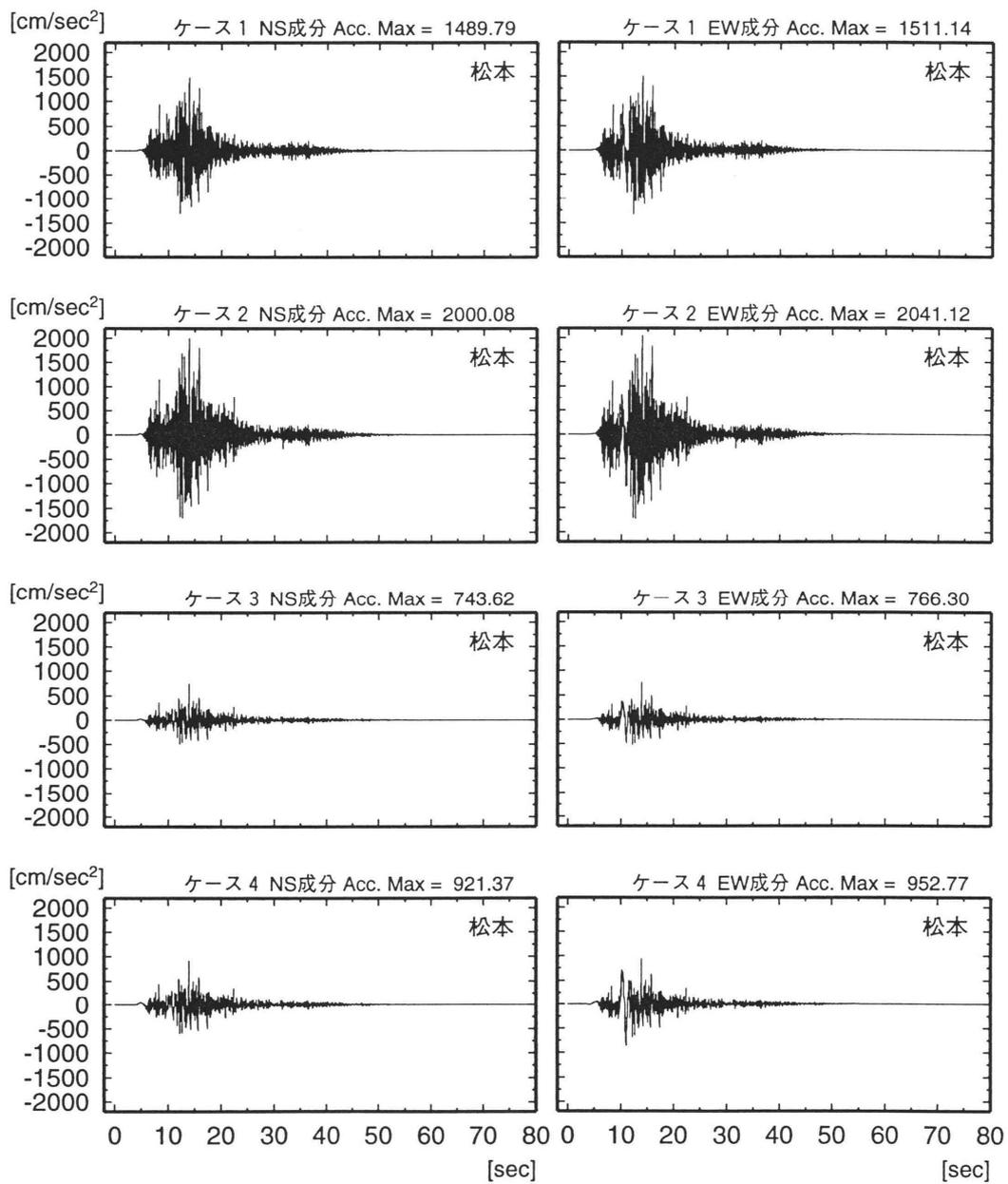


図7 ケース別加速度波形一覧図（松本）

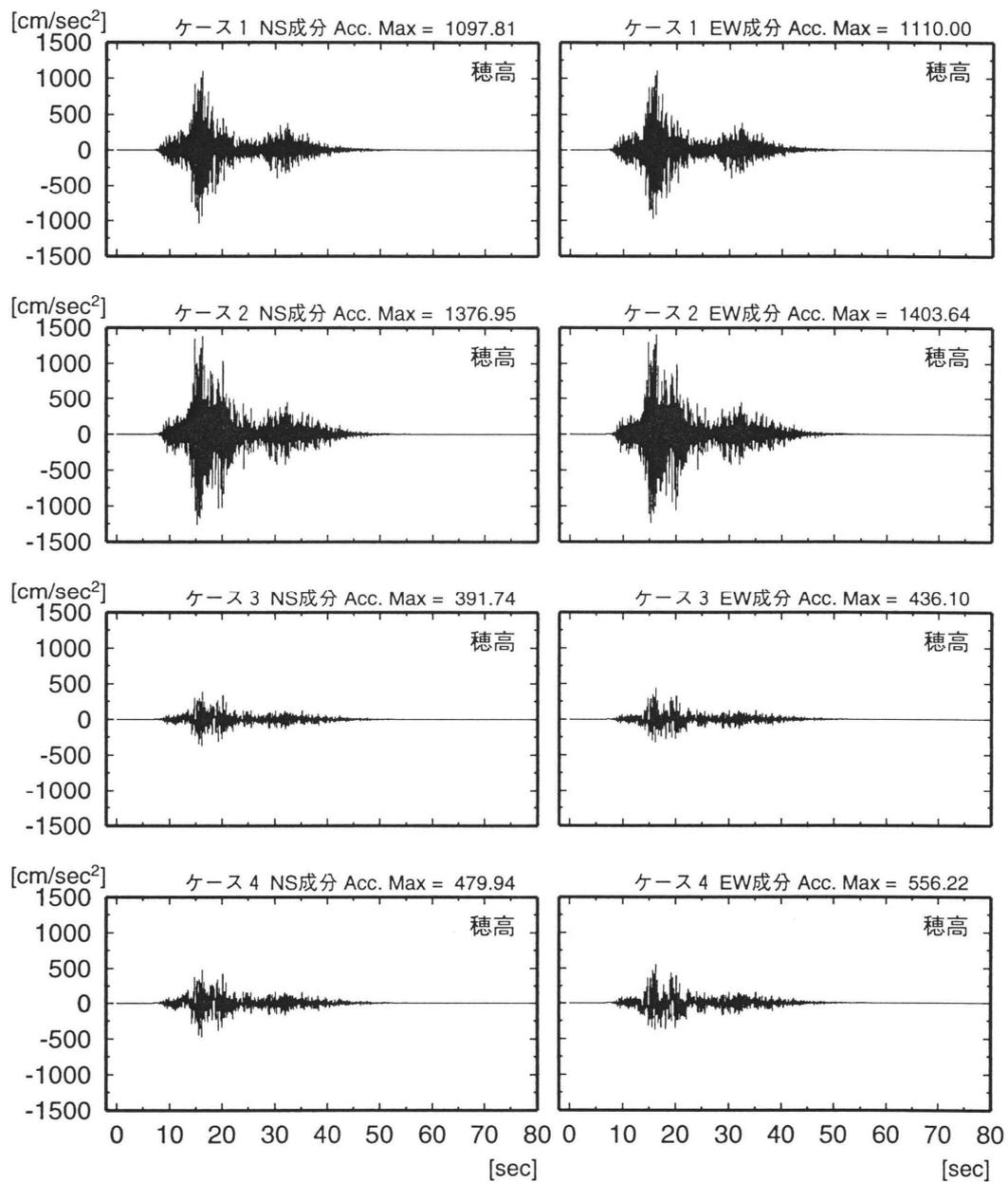


図8 ケース別加速度波形一覧図（穂高）

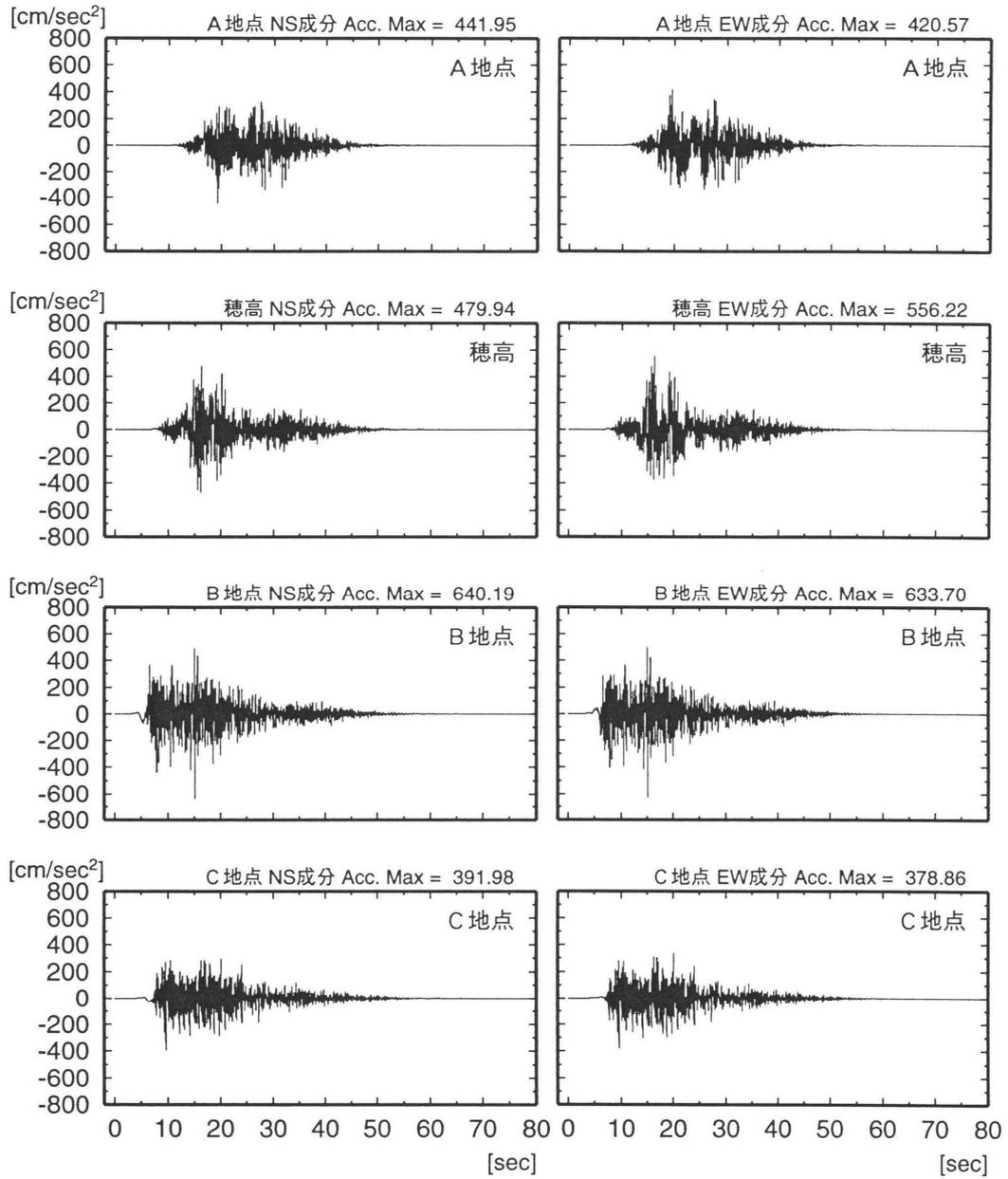


図9 地点別加速度波形一覧図（ケース4；A,B,C地点は穂高と同じ地盤と仮定）

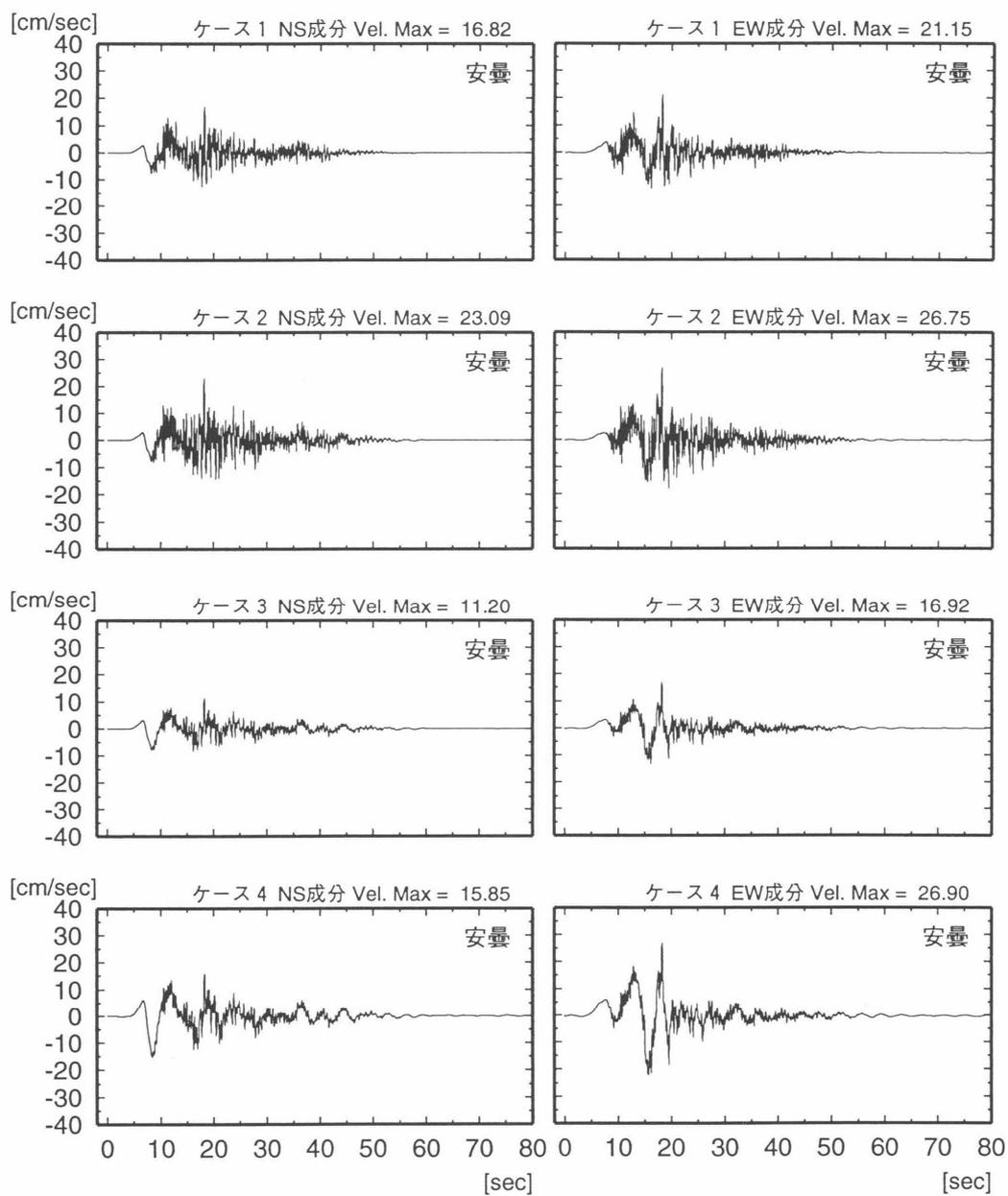


図 10 ケース別速度波形一覧図（安曇）

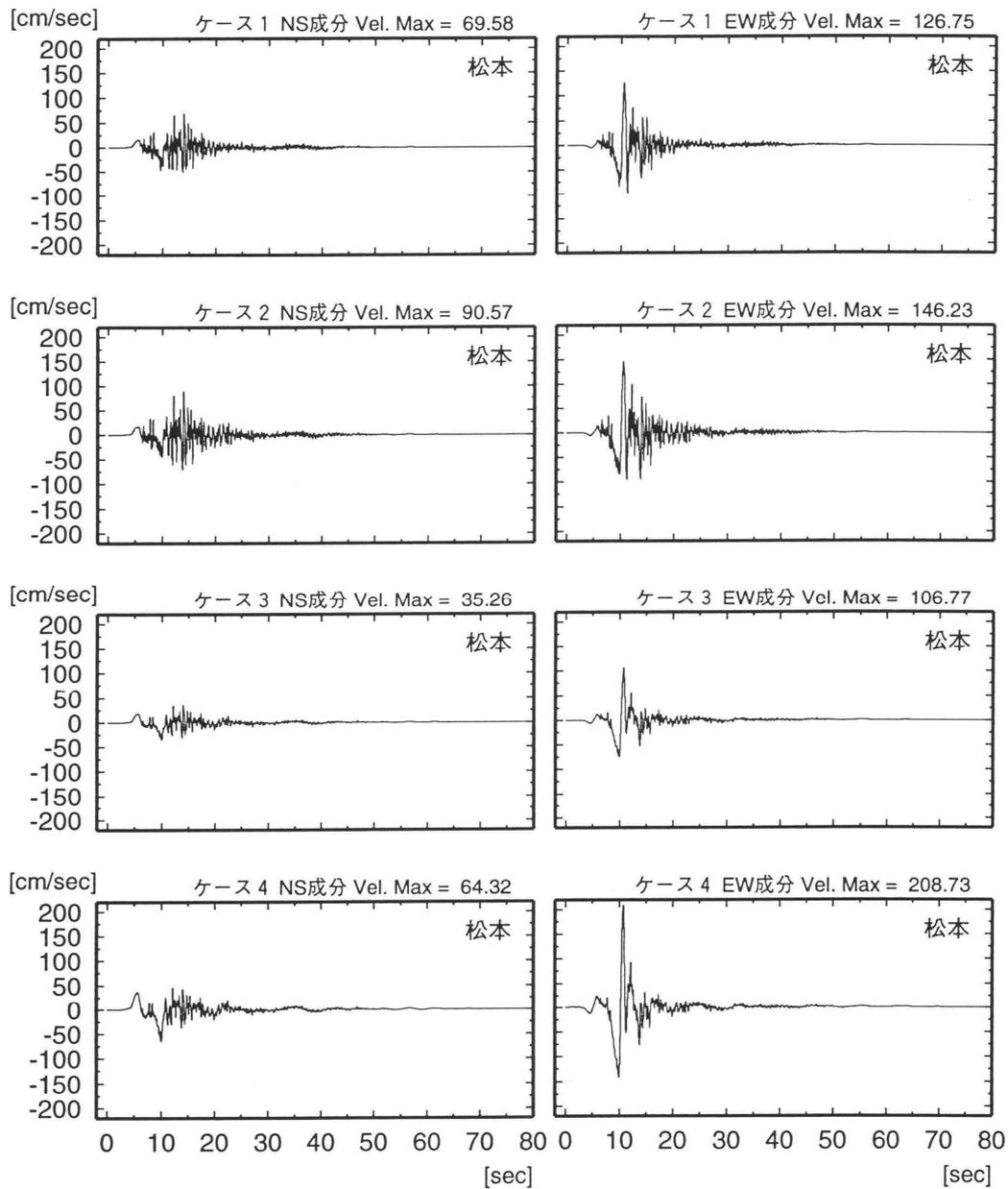


図 1 1 ケース別速度波形一覧図（松本）

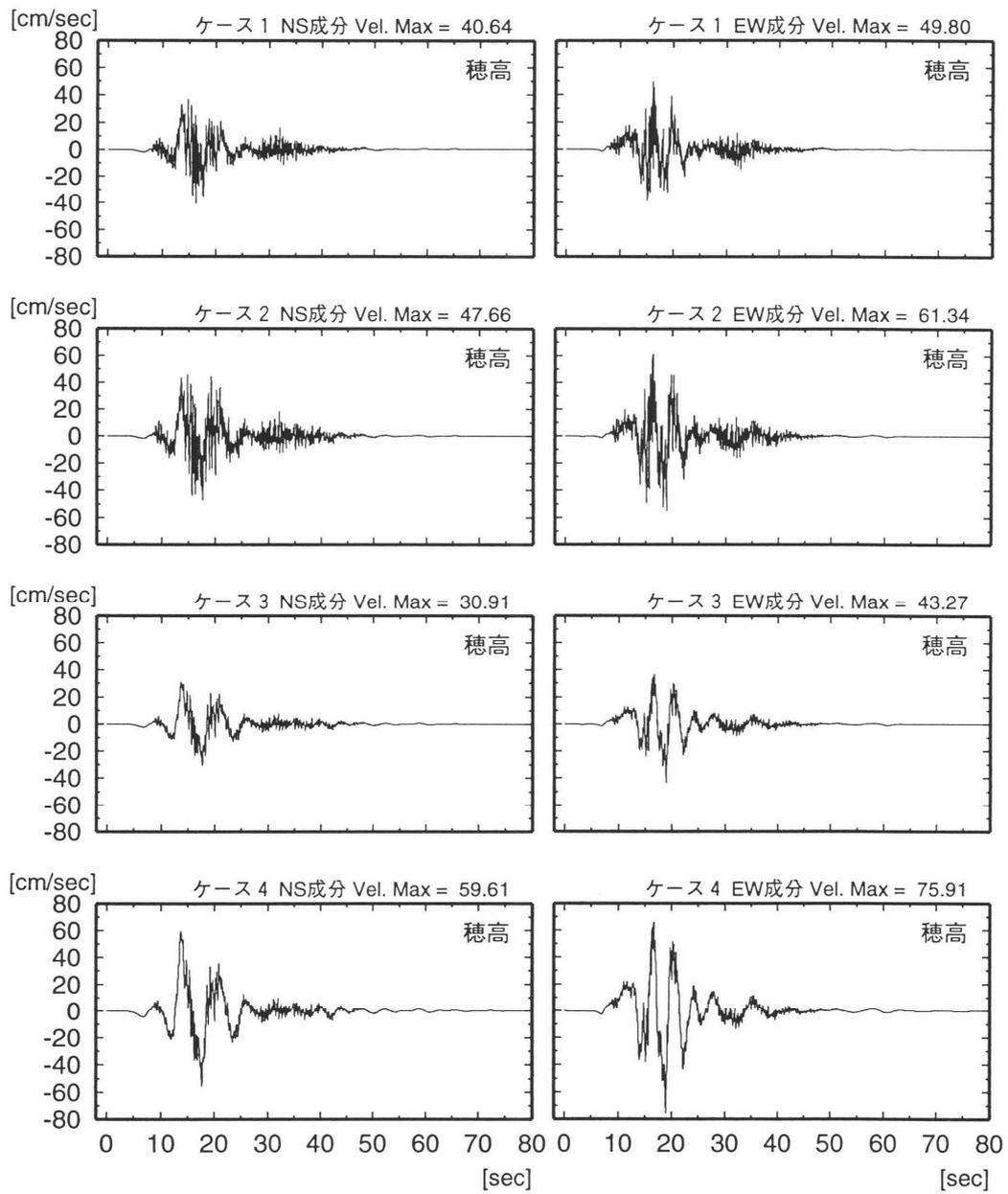


図 1 2 ケース別速度波形一覧図（穂高）

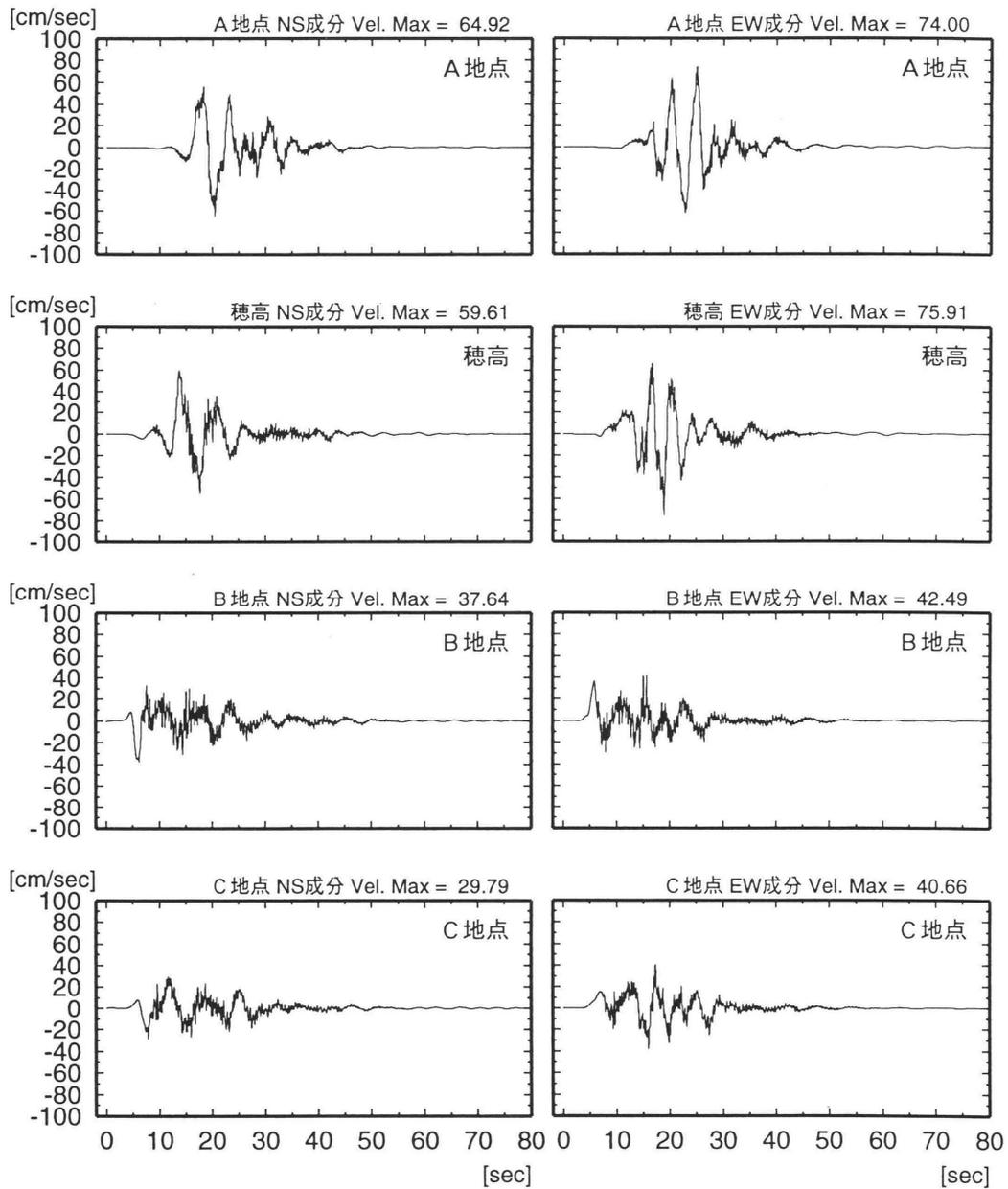
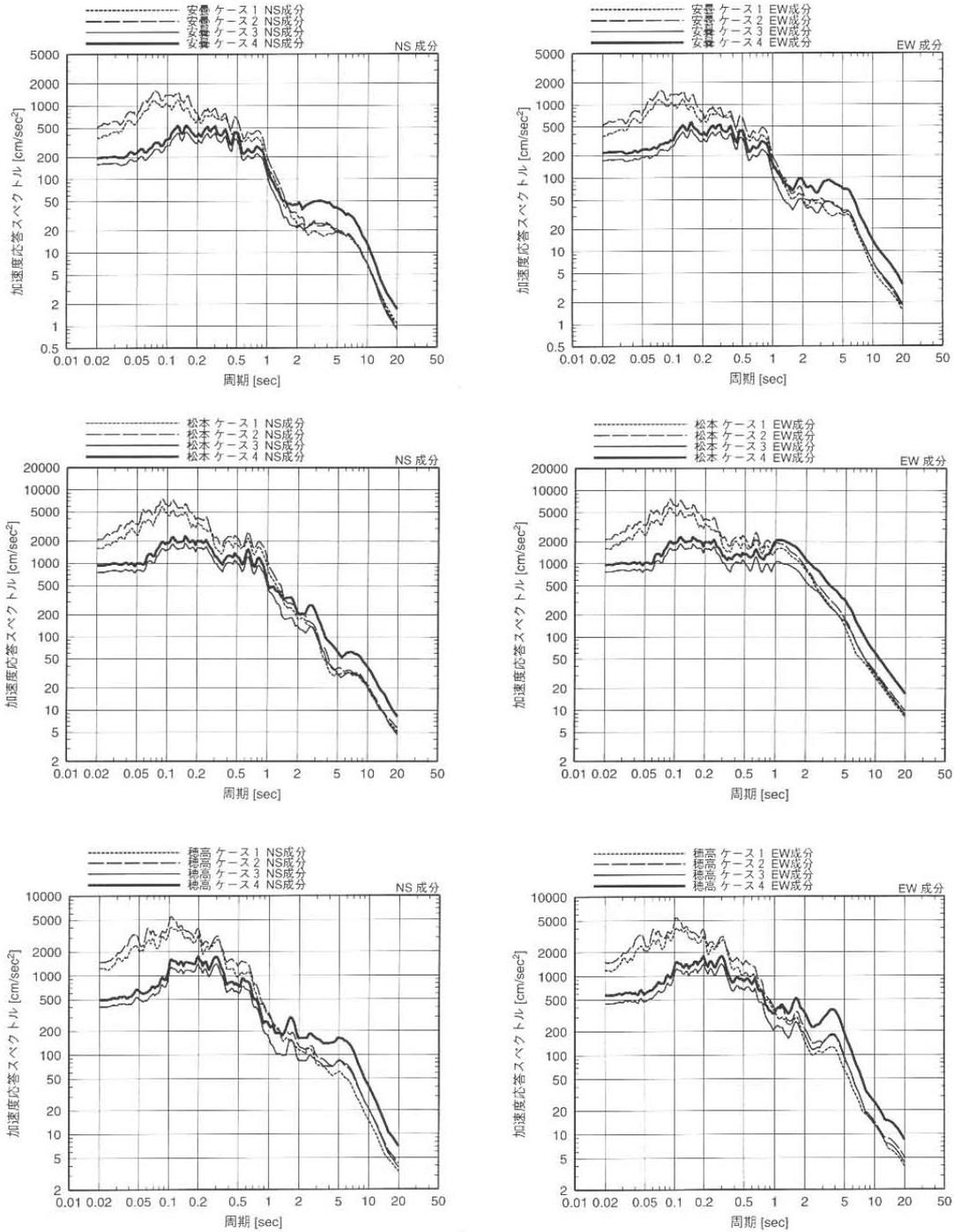


図 1 3 ケース別速度波形一覧図 (ケース 4 ; A,B,C 地点は穂高と同じ地盤と仮定)

ケース別による比較



場所による比較 (ケース4 ; A, B, C地点とも地盤はすべて穂高と同じと仮定)

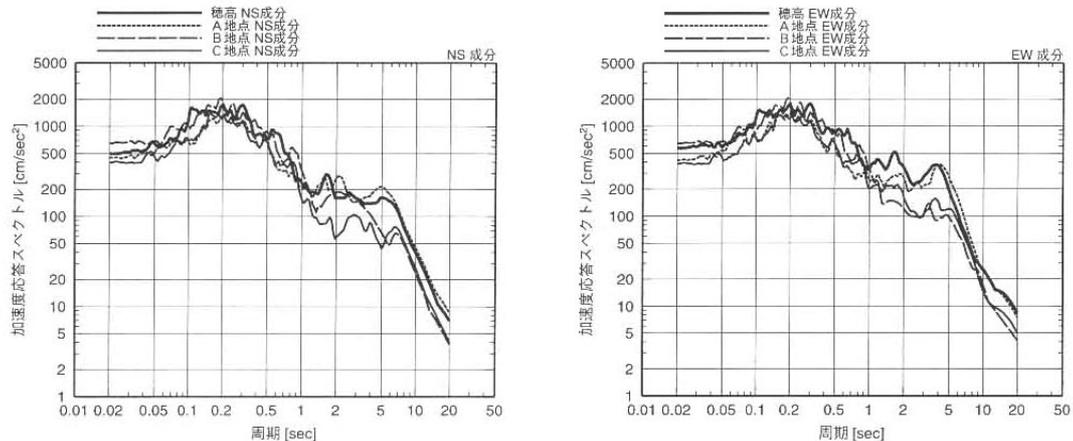
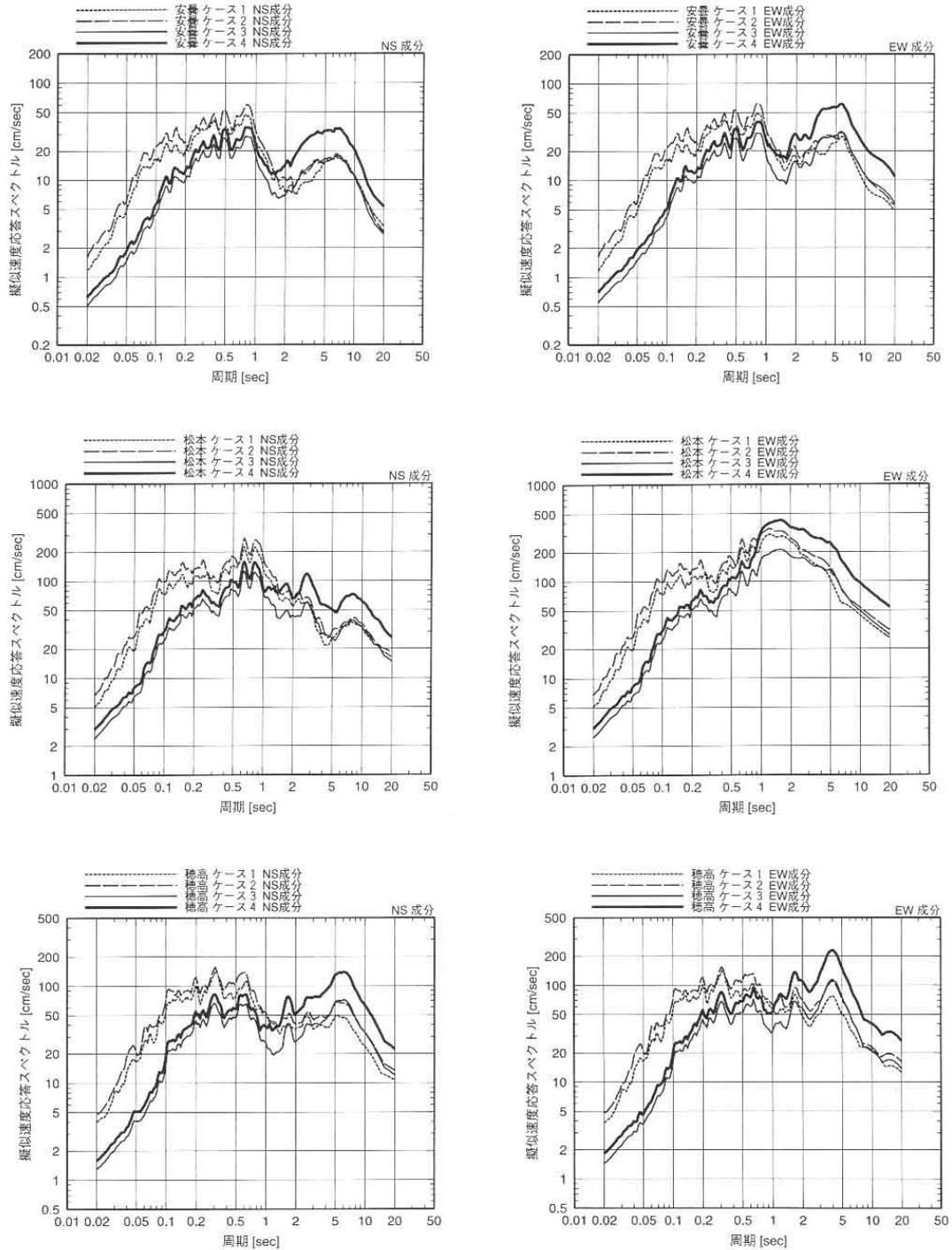


図 1 4 試算結果による加速度応答スペクトル (減衰定数 5%) の比較

ケース別による比較



場所による比較 (ケース4 ; A、B、C地点とも地盤はすべて穂高と同じと仮定)

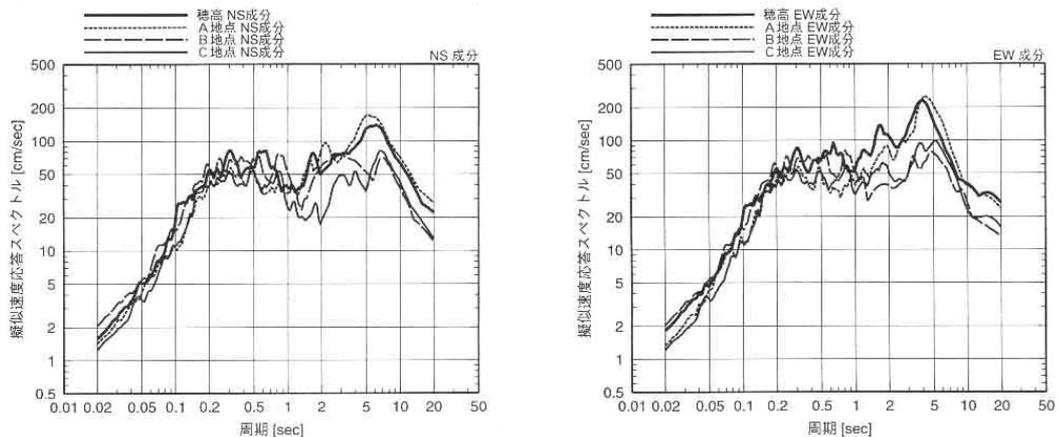


図 1 4 試算結果による加速度応答スペクトル (減衰定数 5%) の比較

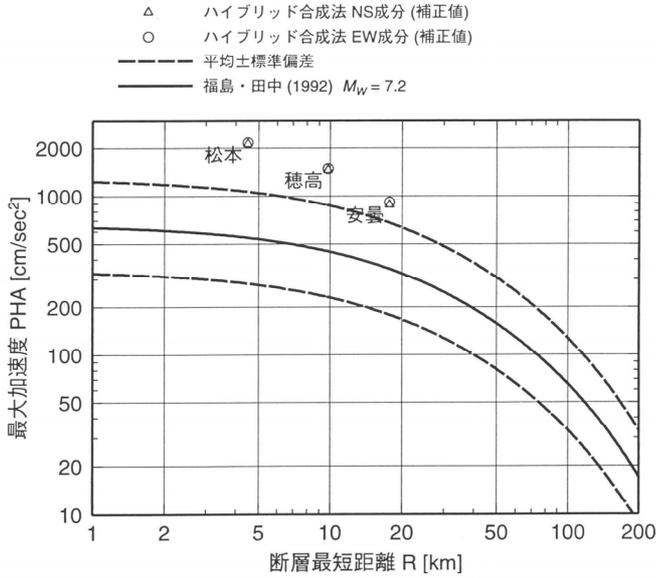
表 6

試算（工学基盤上）結果一覧表

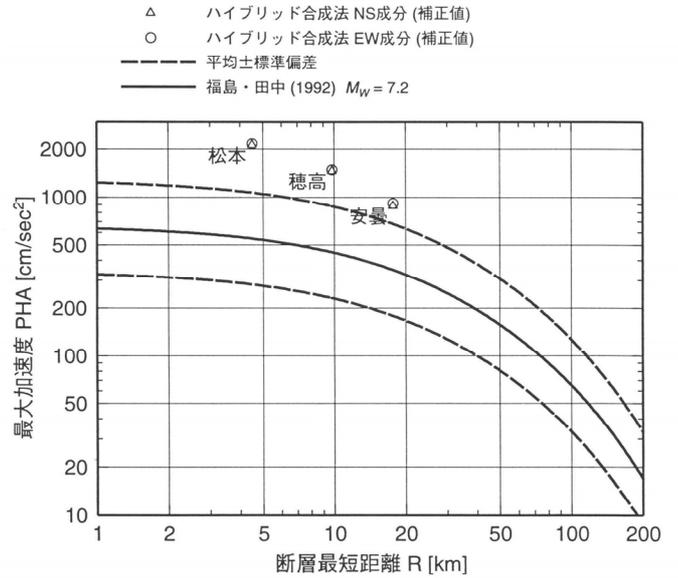
評価地点	項目	ケース1	ケース2	ケース3	ケース4
安曇	加速度EW	357gal	501gal	169gal	216gal
	加速度NS	364gal	485gal	156gal	192gal
	速度EW	21kine	27kine	17kine	27kine
	速度NS	17kine	23kine	11kine	16kine
	計測震度	5.2	5.4	4.8	5.0
松本	加速度EW	1511gal	2041gal	766gal	953gal
	加速度NS	1490gal	2000gal	744gal	921gal
	速度EW	127kine	146kine	107kine	209kine
	速度NS	70kine	91kine	35kine	64kine
	計測震度	6.6	6.7	6.1	6.6
穂高	加速度EW	1110gal	1404gal	436gal	556gal
	加速度NS	1098gal	1377gal	392gal	480gal
	速度EW	50kine	61kine	43kine	76kine
	速度NS	41kine	48kine	31kine	60kine
	計測震度	6.1	6.3	5.5	5.8
A	加速度EW	-	-	-	421gal
	加速度NS	-	-	-	442gal
	速度EW	-	-	-	74kine
	速度NS	-	-	-	65kine
	計測震度	-	-	-	5.5
B	加速度EW	-	-	-	634gal
	加速度NS	-	-	-	640gal
	速度EW	-	-	-	42kine
	速度NS	-	-	-	38kine
	計測震度	-	-	-	5.8
C	加速度EW	-	-	-	379gal
	加速度NS	-	-	-	392gal
	速度EW	-	-	-	41kine
	速度NS	-	-	-	30kine
	計測震度	-	-	-	5.5

（注：工学基盤上での試算値であり、地表についての計算値でないことに注意が必要）

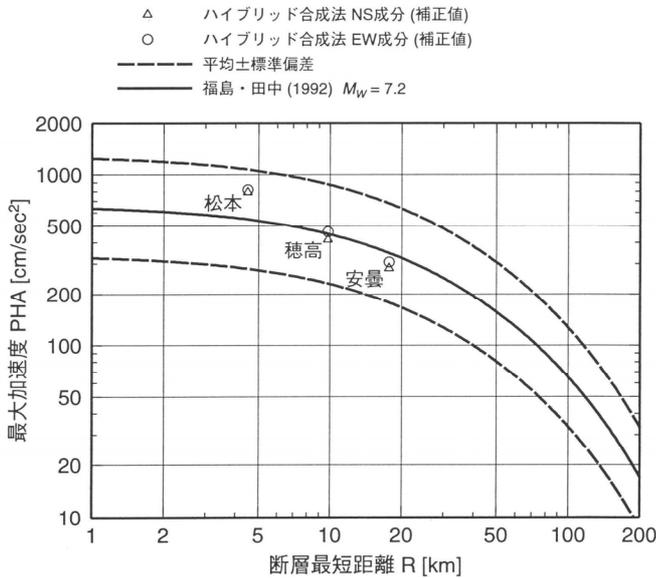
ケース 1



ケース 2



ケース 3



ケース 4

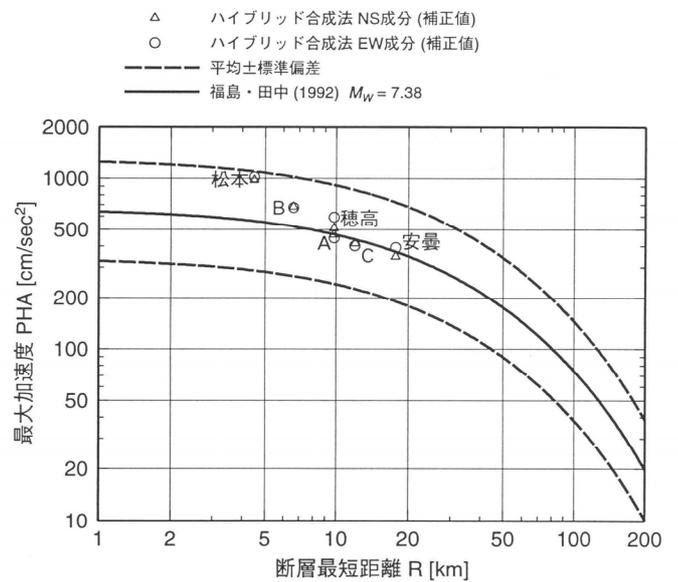
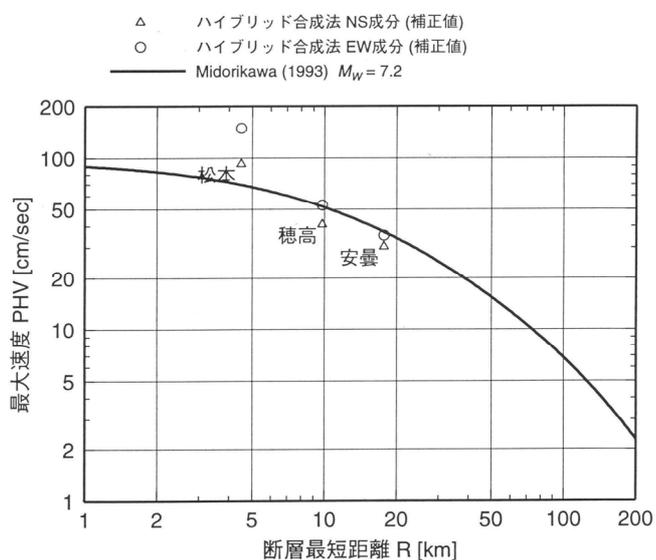
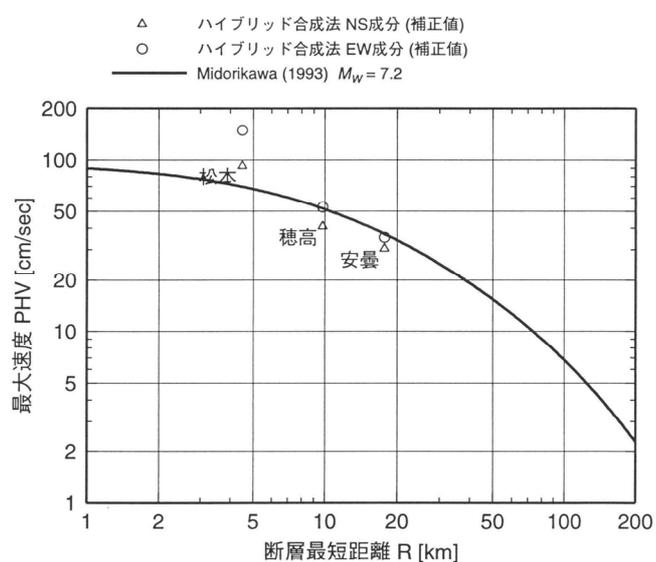


図 1 6 最大加速度の経験的距離減衰式による減衰曲線[福島・田中(1992)]と試算結果の最大加速度との比較(観測点における表層地盤の増幅による違いを補正)

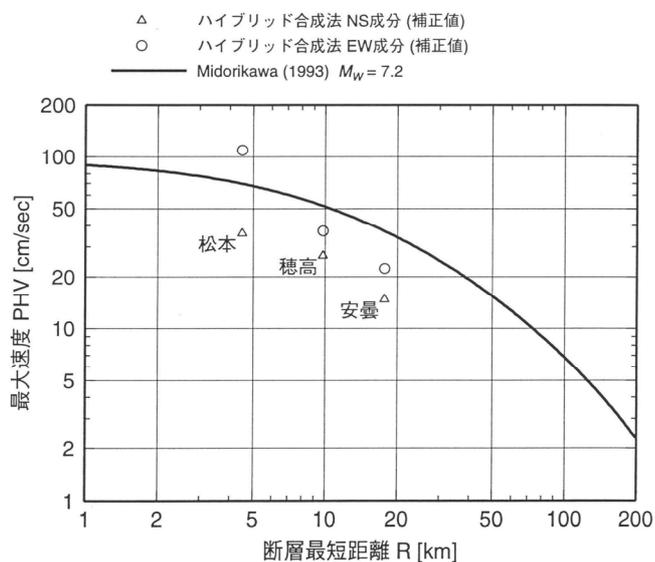
ケース 1



ケース 2



ケース 3



ケース 4

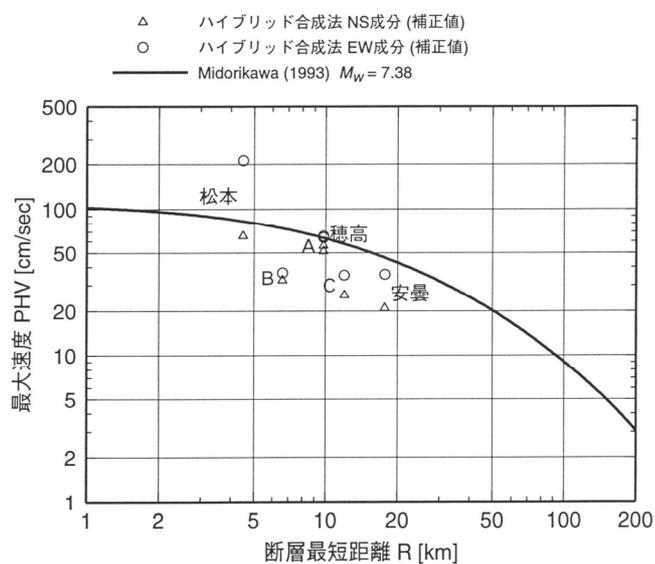
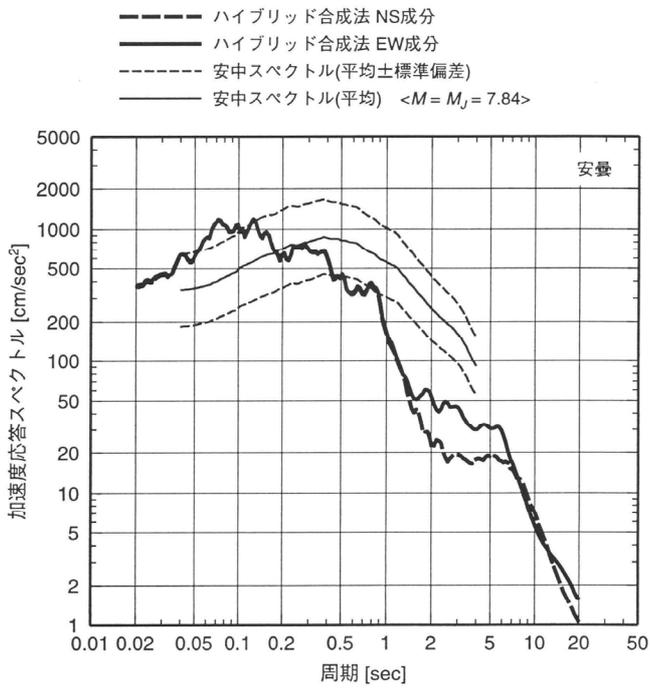
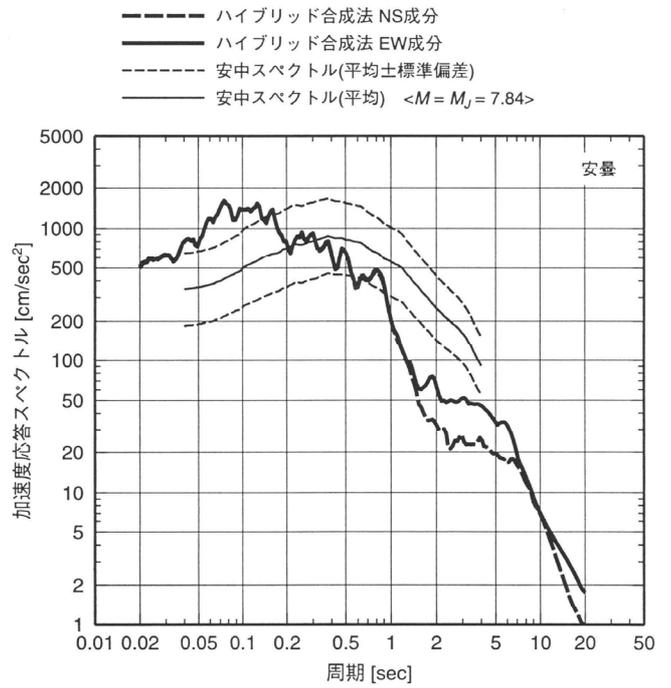


図 1 7 最大速度の経験的距離減衰式による減衰曲線[翠川(1993)]と試算結果の最大速度との比較(観測点における表層地盤の増幅による違いを補正)

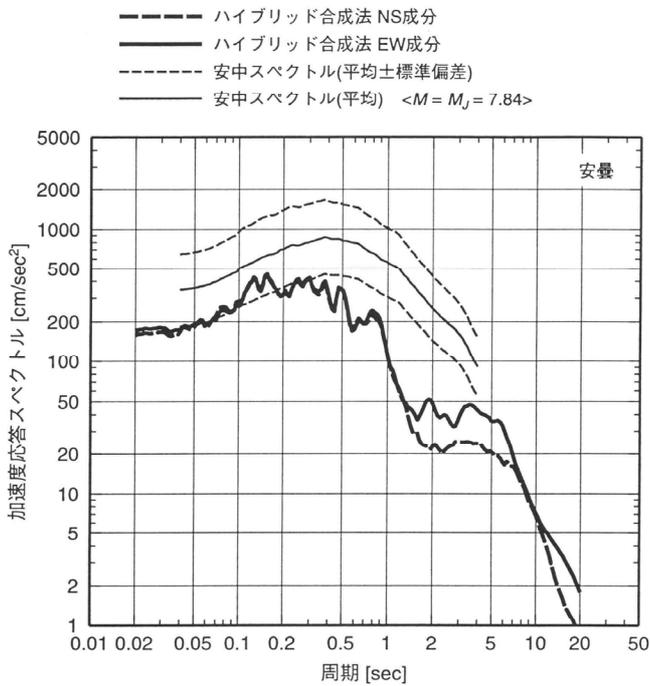
ケース 1



ケース 2



ケース 3



ケース 4

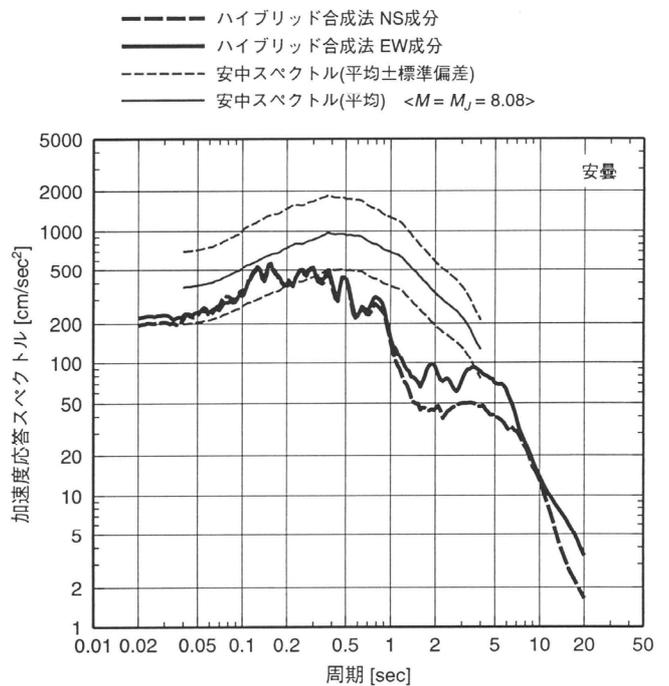
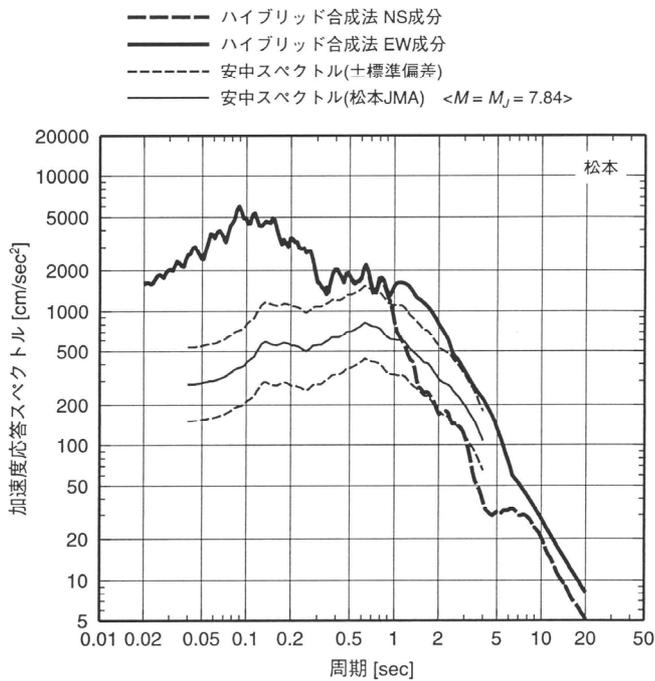
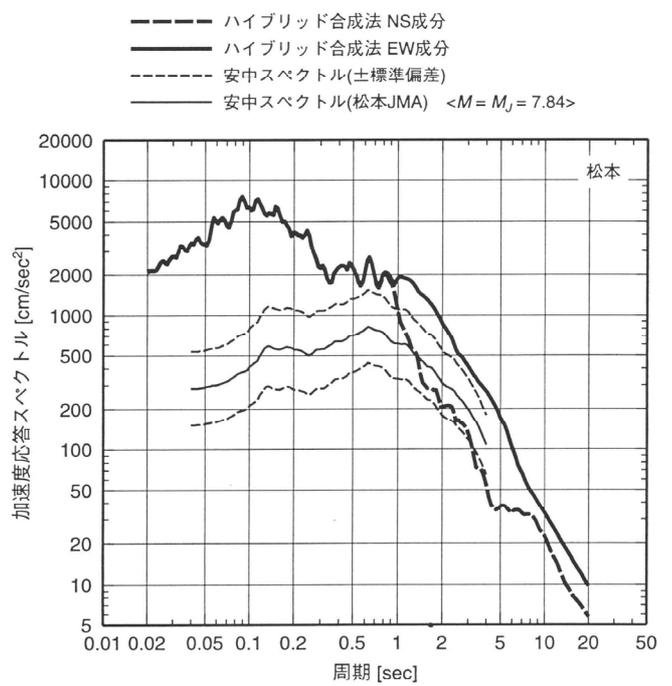


図 18 経験的応答スペクトル推定式[安中(1997)]による加速度応答スペクトル(減衰定数 5%)と試算結果の加速度応答スペクトル(減衰定数 5%)との比較—安曇—

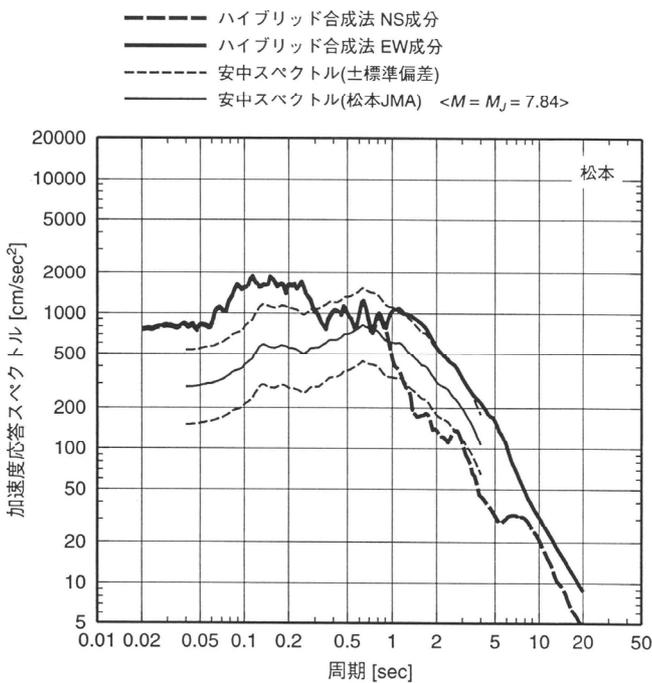
ケース 1



ケース 2



ケース 3



ケース 4

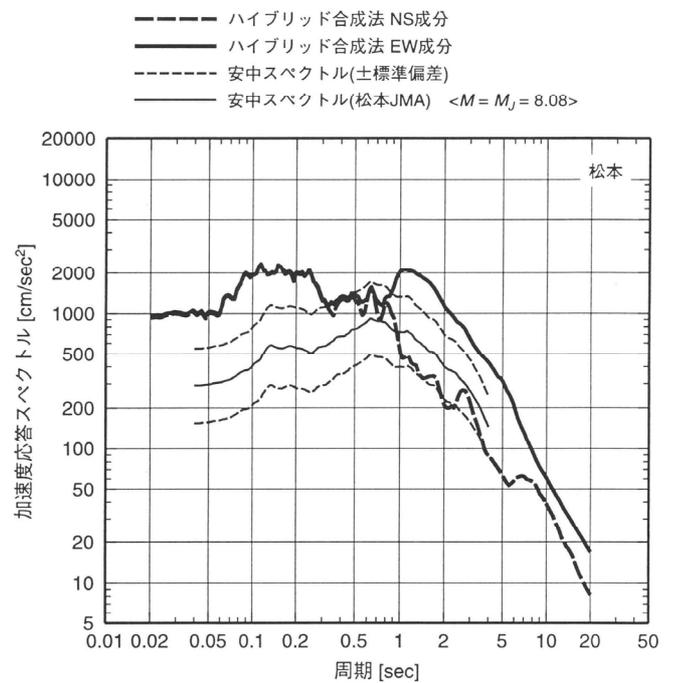
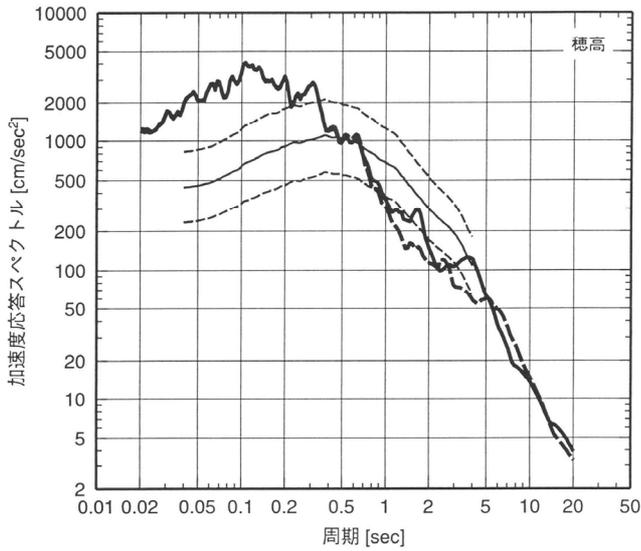


図 19 経験的応答スペクトル推定式[安中(1997)]による加速度応答スペクトル(減衰定数 5%)と試算結果の加速度応答スペクトル(減衰定数 5%)との比較—松本(推定式の結果は松本測候所での地点補正を施した)—

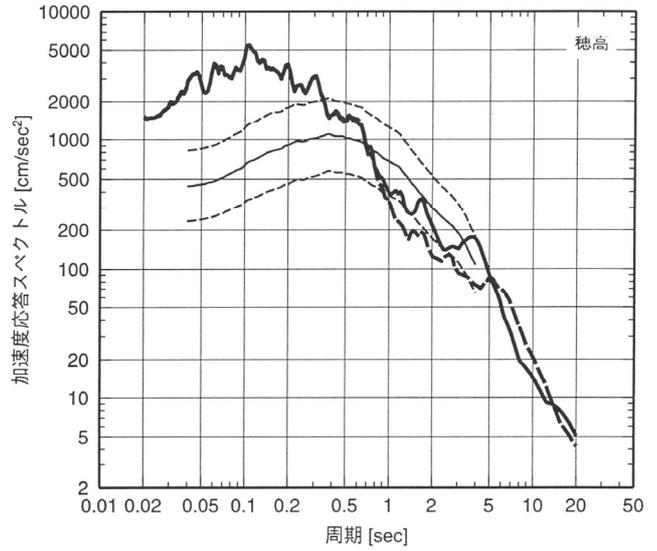
ケース 1

- ハイブリッド合成法 NS成分
- ハイブリッド合成法 EW成分
- 安中スペクトル(平均±標準偏差)
- 安中スペクトル(平均) $\langle M = M_J = 7.84 \rangle$



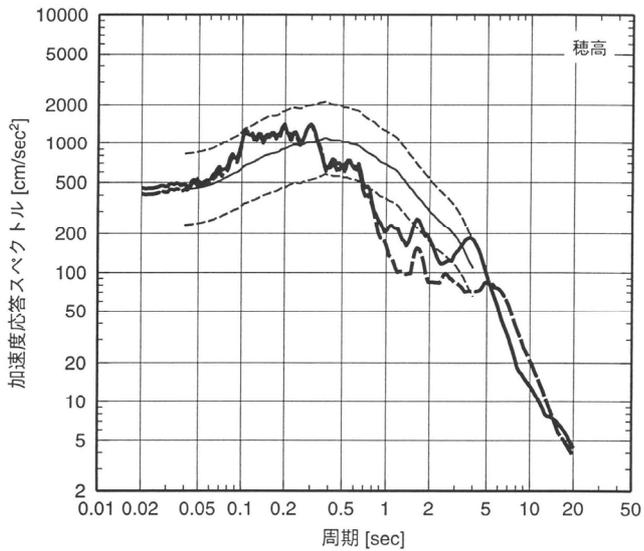
ケース 2

- ハイブリッド合成法 NS成分
- ハイブリッド合成法 EW成分
- 安中スペクトル(平均±標準偏差)
- 安中スペクトル(平均) $\langle M = M_J = 7.84 \rangle$



ケース 3

- ハイブリッド合成法 NS成分
- ハイブリッド合成法 EW成分
- 安中スペクトル(平均±標準偏差)
- 安中スペクトル(平均) $\langle M = M_J = 7.84 \rangle$



ケース 4

- ハイブリッド合成法 NS成分
- ハイブリッド合成法 EW成分
- 安中スペクトル(平均±標準偏差)
- 安中スペクトル(平均) $\langle M = M_J = 8.08 \rangle$

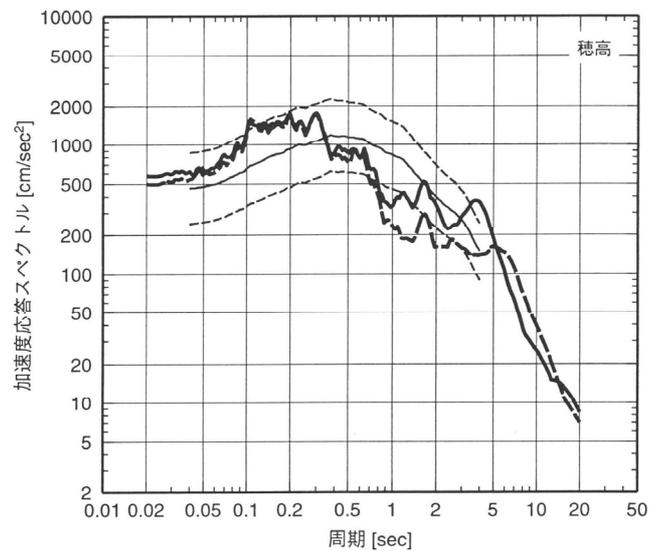


図 2 0 経験的応答スペクトル推定式[安中(1997)]による加速度応答スペクトル(減衰定数 5%)と試算結果の加速度応答スペクトル(減衰定数 5%)との比較—穂高—

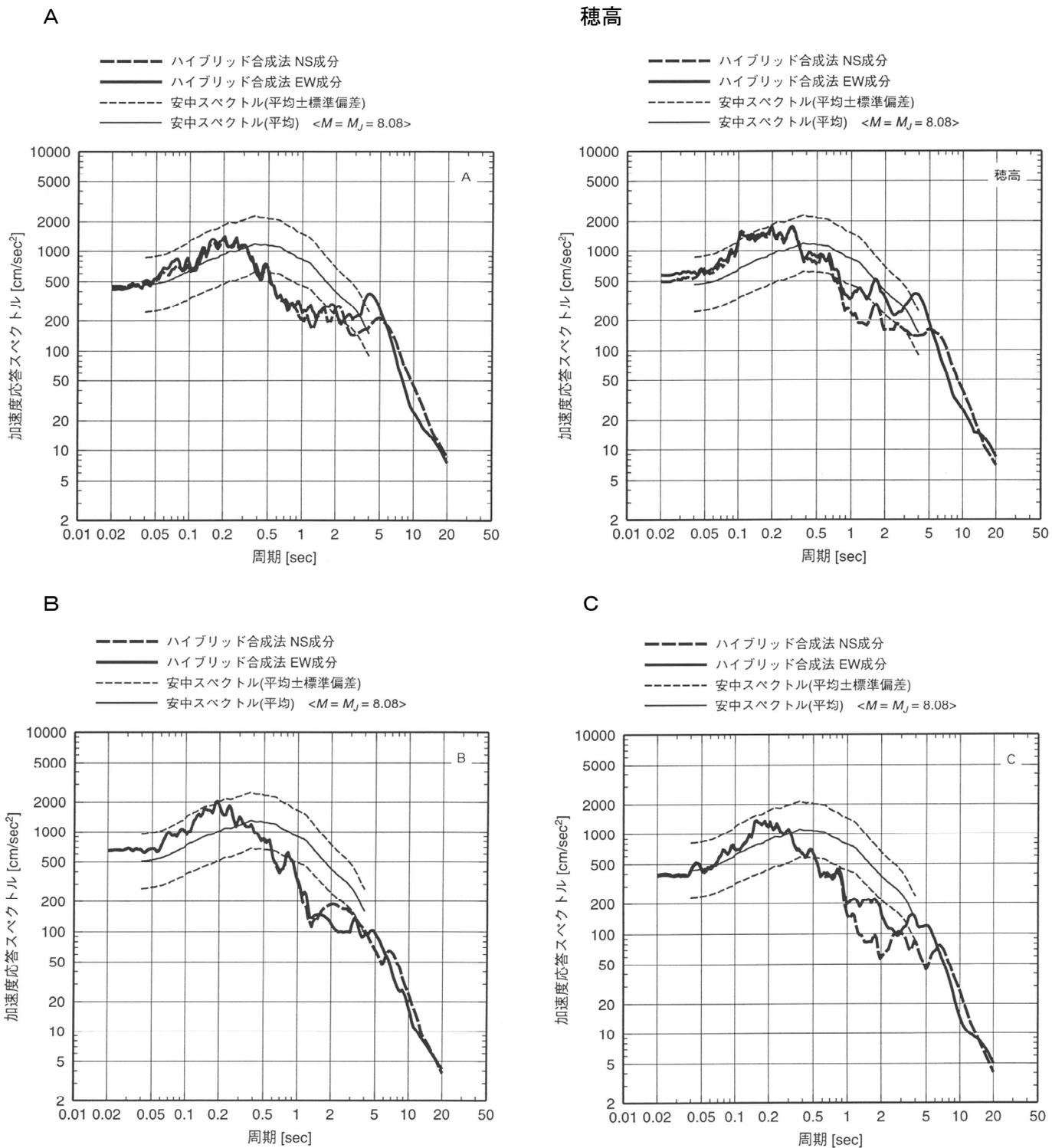


図 2 1 経験的応答スペクトル推定式[安中(1997)]による加速度応答スペクトル(減衰定数 5%)と試算結果の加速度応答スペクトル(減衰定数 5%)との比較—ケース 4 の穂高と A, B, C 地点(地盤はすべて穂高と同じと仮定)—

付録：震源の特性化の手続き

ここでは震源の特性化の手続きとして、糸魚川－静岡構造線断層帯を起震断層とした強震動試算の検討結果から、巨視的震源特性、微視的震源特性、その他の震源特性に分けて、それぞれの現状におけるパラメータの設定方法について取りまとめたものである。

巨視的震源特性の与え方

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）
- ・ 断層の長さ・幅、深度
- ・ 地震モーメント
- ・ 断層の平均すべり量
- ・ 平均破壊速度

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) 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、長期評価部会で決定された活断層評価などを基に設定する。

(2) 断層の長さ、幅、深度

長さ $L(\text{km})$ については長期評価部会で決定された活断層評価などから、断層セグメントの長さを基に設定する。

幅 $W(\text{km})$ 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、

$$\begin{array}{ll} W = L & L < W_{\max} \\ W = W_{\max} & L \geq W_{\max} \end{array} \quad \text{————— (1)}$$

を用いる。この關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($W_s \leq 20\text{km}$)、 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) 地震モーメント

地震モーメントは震源断層の面積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 $M_0(\text{dyne} \cdot \text{cm})$ と震源断層の面積 $S(\text{km}^2)$ の關係 (図 22 上段) は、

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} \quad \text{————— (2)}$$

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)による強震動インバージョンが行われていないデータ (図 22 下段) 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_0 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。

$$M_{0i} = M_0 \times S_i^{1.5} / \sum S_i^{1.5} \quad \text{————— (3)}$$

M_{0i} : 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 $M_0(\text{dyne} \cdot \text{cm})$ の關係は、震源断層の面

積 S (cm^2)と剛性率 μ (dyne/cm^2)を用いて、

$$M_0 = \mu \times D \times S \quad (4)$$

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。

(5) 平均破壊伝播速度

平均破壊伝播速度 V_r (km/s)は、Geller et al.(1976)による地震発生層のS波速度 V_s (km/s)との関係から、

$$V_r = 0.72 \times V_s \quad (5)$$

で推定される。

微視的震源特性の与え方

断層の微視的震源特性のパラメータとして、

- ・ アスペリティの面積・個数
- ・ アスペリティの幾何学的位置
- ・ 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
- ・ すべり速度時間関数
- ・ f_{\max}

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) アスペリティの面積・個数

アスペリティの総面積 S_a (km^2)は、Somerville et al.(1999)により、震源断層の面積 S (km^2)から、

$$S_a = 0.22 \times S \quad (6)$$

で算定する。

アスペリティの個数の設定方法については入倉・三宅(2000)および入倉・三宅(2000)と壇・他(2000b)を相補的に用いる2つの考え方がある。

① 入倉・三宅(2000)の考え方

a. 断層セグメントが一つの場合

アスペリティは2つとする。このとき、最大アスペリティの面積 S_{a1} (km^2)、第2アスペリティの面積 S_{a2} (km^2)は、それぞれの震源断層の面積 S (km^2)から、

$$S_{a1} = 0.16 \times S \quad (7)$$

$$S_{a2} = 0.06 \times S \quad (8)$$

で与えられる。

b. 断層セグメントが複数の場合

アスペリティを1)各セグメントに1つずつ置くケース、2)2つずつ置くケース、の2ケース想定される。その際、アスペリティの面積は1)の場合はセグメント面積の22%、2)の場合はセグメント面積の16%が最大アスペリティ、6%が第2アスペリティとなる。

② 入倉・三宅(2000)と壇・他(2000b)を相補的に用いる考え方

壇・他(2000b)では、短周期加速度震源スペクトルレベル A ($\text{dyne} \cdot \text{cm}/\text{sec}^2$)を内陸地震の震源断層の総地震モーメント M_0 ($\text{dyne} \cdot \text{cm}$)との経験的關係 (図23) の回帰式

$$A = 2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3} \quad (9)$$

より算定する。この短周期加速度震源スペクトルレベル A から、アスペリティの総面積 S_a 、総地震モーメント M_0 等を用いてアスペリティの実効応力を算定する[本付録(4)②参照]。一方、入倉・三宅(2000)では、アスペリティの応力降下量はアスペリティ1個当たりの面積 S_a とアスペリティ1個当たりの地震モーメント M_{0a} で算定され、アスペリティ1個当たりの面積で変化する[本付録(4)①参照]。これらから、アスペリティの総面積 S_a が一定であれば、両者の關係(実効応力と応力降下量が等しいと仮定)から有効なアスペリティの数が一義的に推定される。

(2) アスペリティの幾何学的位置

本報告では、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。現状では、地震前にアスペリティの幾何学的位置を特定することは難しい。

(3) アスペリティと背景領域のすべり量

アスペリティのすべり量 $D_a(\text{cm})$ は、Somerville et al.(1999)により、全体の平均すべり量 D との関係から

$$D_a = 2.01 \times D \quad (10)$$

となる。複数の断層セグメントが同時に動く場合には、(10)式の D が断層セグメントの平均すべり量となる。

背景領域のすべり量 $D_b(\text{cm})$ は、(4)式と(6)式と(10)式から

$$D_b = (M_o - 0.44M_o) / \mu / (S - 0.22S) \quad (11)$$

(4) アスペリティと背景領域の応力降下量

アスペリティの個数の設定方法については入倉・三宅(2000)および壇・他(2000b)の2つの考え方がある。

① 入倉・三宅(2000)の考え方

アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a(\text{bar})$ は、アスペリティを均質な無限媒質中の円形クラックと仮定して、円形クラックの式

$$\Delta \sigma = 7\pi/16 \times (\mu D/R) \quad D: \text{平均すべり量} \quad R: \text{半径}$$

をあてはめ、かつ $M_o = \mu \times D_a \times S_a$ および $S_a = \pi R_a^2$ の関係から、

$$\Delta \sigma_a = 2.436 \times M_o / S_a^{3/2} \quad (12)$$

となる。

背景領域の応力降下量 $\Delta \sigma_b(\text{bar})$ は、入倉・三宅(2000)では規定されていないため、円形クラックの式を準用させ、

$$\Delta \sigma_b = 2.436 \times M_o / S_b^{3/2} \quad (13)$$

で算定した。

② 壇・他(2000b)の考え方

アスペリティおよび背景領域の実効応力 σ_a 、 σ_b は、短周期加速度震源スペクトルレベル A と実効応力 σ の関係、震源のスケーリング則 (γ : 断層全体の平均値に対するアスペリティ内の平均値)、断層全体の物理量とアスペリティ(添字 a)、背景領域(添字 b)の物理量との関係から、

$$A_a = 4\pi (S_a/\pi)^{1/2} \sigma_a \beta^2 \quad (14)$$

$$A_b = 4\pi (S_b/\pi)^{1/2} \sigma_b \beta^2 \quad (15)$$

β : 断層面の S 波速度(km/s)

$$S_a = \gamma_s \times S \quad (16)$$

$$\sigma_a = \gamma_\sigma \times \sigma \quad (17)$$

$$\sigma = (\sigma_a \times S_a + \sigma_b \times S_b) / S \quad (18)$$

$$A = (A_a^2 + A_b^2)^{1/2} \quad (19)$$

$$S = S_a + S_b \quad (20)$$

となり、これらの式より

$$\sigma_a = [(1 - \gamma_s) \gamma_\sigma / (1 - \gamma_s \times \gamma_\sigma)] \sigma_b \quad (21)$$

$$\sigma_b = A [\gamma_s \{(1 - \gamma_s) \gamma_\sigma / (1 - \gamma_s \times \gamma_\sigma)\}^2 + 1 - \gamma_s]^{-1/2} / [4(\pi S)^{1/2} \beta^2] \quad (22)$$

と表される。応力降下量と実効応力はほぼ等しいとする。

(5) 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、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} 2V_m/t_d \times t(1-t/2t_d) & 0 < t < t_b \\ b/(t - \epsilon)^{0.5} & t_b < t < t_r \\ c - ar(t - t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \quad (23)$$

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

$$b = 2V_m \times tb/td \times (tb - \varepsilon)^{0.5} \cdot (1 - tb/2td)$$

c, ar : 係数、 tr : (ts - tr) = 2 : 1

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 td
- ・ 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 tb
- ・ ライズタイム tr

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

$$V_m = \Delta \sigma \times (2 \times fc \times w \times V_r)^{0.5} / \mu \quad (24)$$

fc : 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

- ・ 最大すべり速度到達時間 td

$$f_{max} \doteq 1 / (\pi \times td) \quad (25)$$

- ・ 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 tb

(23)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 tr

$$tr \doteq w / (2 \times V_r) \quad (26)$$

(6) 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が、震源に依存するものと仮定して、過去の地震の解析結果を基に設定する。ここでは、佐藤・他(1994)により福島県沖地震で解析された 13.5Hz、鶴来・他(1997)により、兵庫県南部地震で解析された値 6Hz の2つのケースを想定した。 f_{max} については地域性・規模依存性といった研究成果も報告されており、可能であればそういった点を取り入れる。

その他の震源特性の与え方

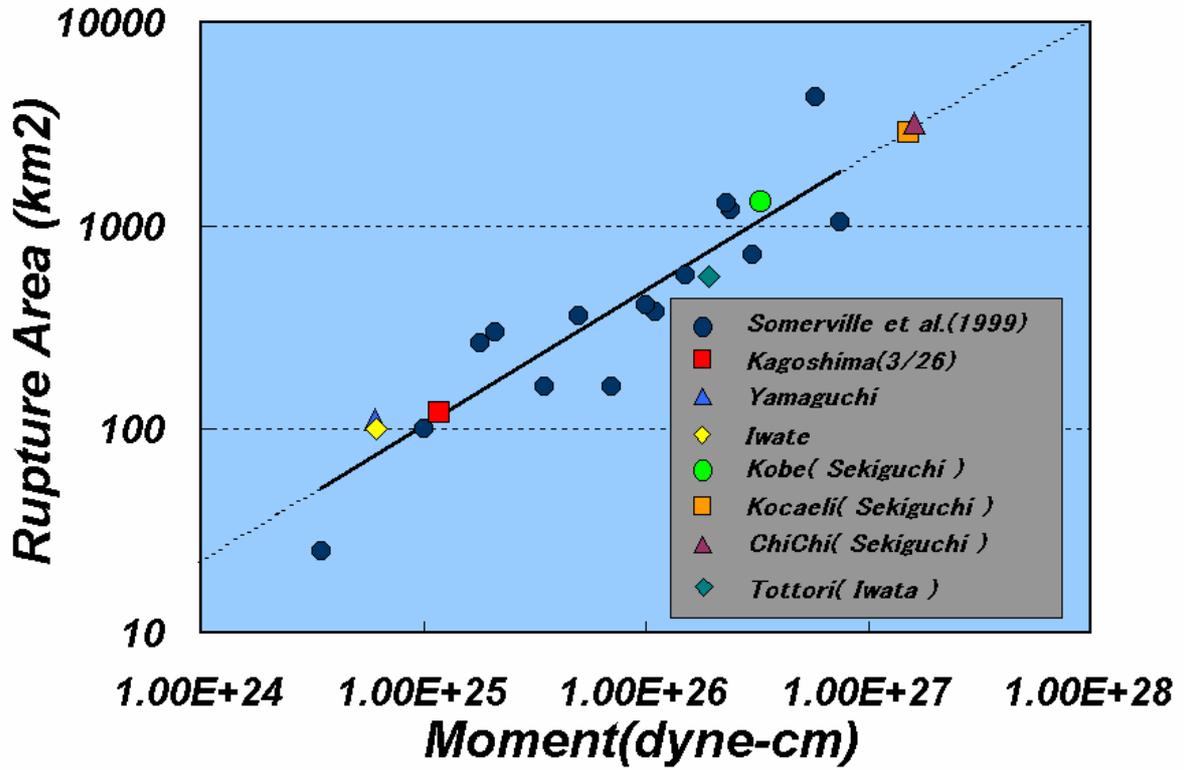
(1) 破壊開始点

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。深さについては、暫定的に断層の中心の深度に設定した。

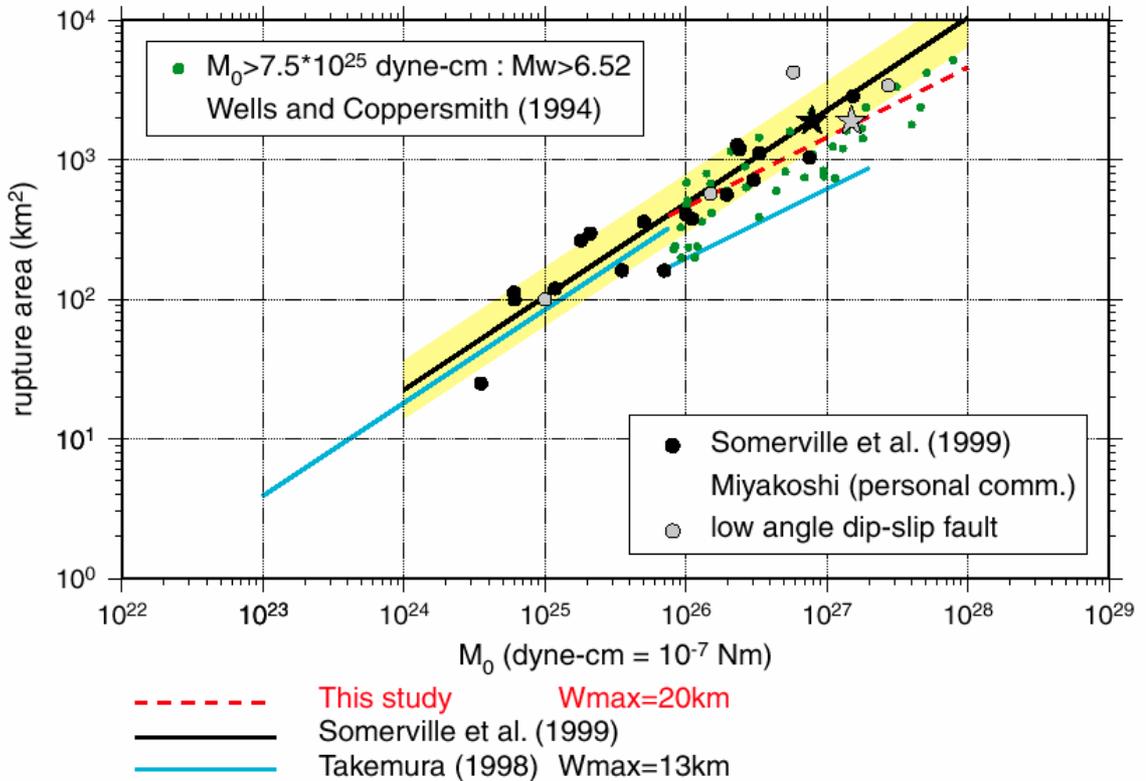
(2) 破壊形態

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。

1) 関口・岩田(2000):Somerville et al.(1999)のデータに最近発生した地震を加えたデータ



2) 入倉・三宅(2001)



★ : 本調査のケース 1 ~ 3 における設定値、☆ : 本調査のケース 4 における設定値

図 2 2 地震モーメントと断層面積の関係

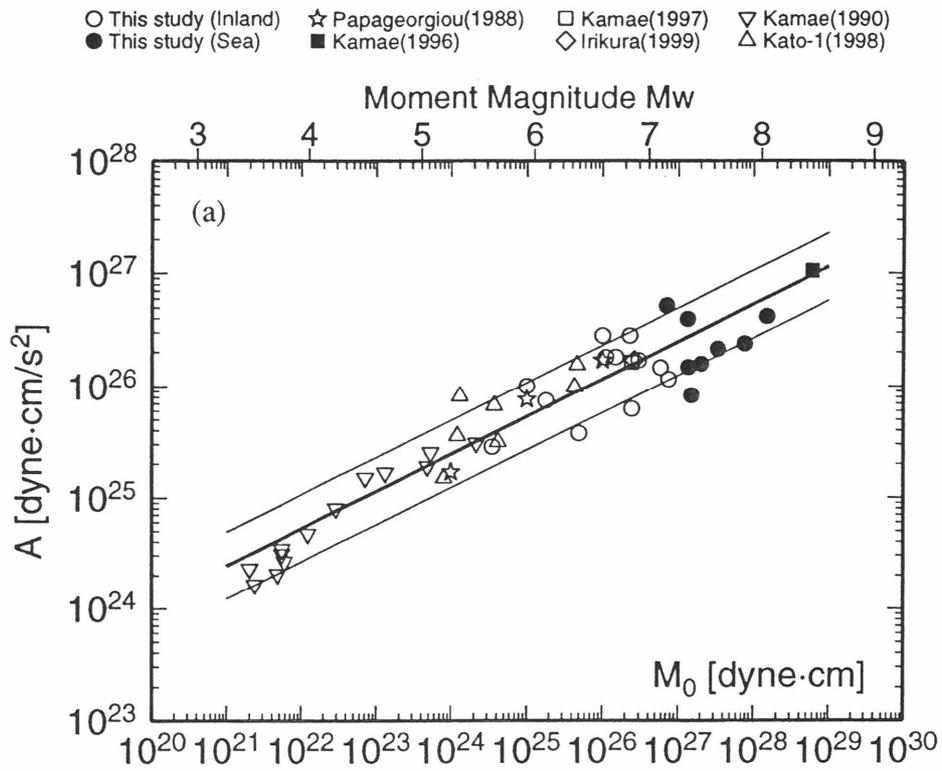


図 2 3 短周期震源加速度スペクトルレベルと地震モーメントの関係 [壇・他(2000b)]

参考文献（アルファベット順）

- 安中正、山崎文雄、片平冬樹(1997)：気象庁 87 型強震計記録を用いた最大地動及び応答スペクトル推定式の提案、第 24 回地震工学研究発表会講演論文集、161-164.
- 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
- 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.
- 福島美光、田中貞二(1992)：新しいデータベースを用いた最大加速度の距離減衰式の改訂、地震学会講演予稿集、No.2、116.
- Geller,R.J.(1976):Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am, 66, 1501-1523.
- 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.
- 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.
- 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/M8.html>
- 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）
- 地震調査研究推進本部(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—
- 科学技術庁(2000)：第 1 回堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集
- 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.
- Kinoshita, S.(1994):Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of southern Kanto area, Japan, Bull. Seis. Soc. Am., 84, 1387-1396.
- Kinoshita, S., (1998): Kyoshin Net (K-NET), Seismological Research Letters, 69, 309-332.
- 狐崎長琅、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.
- 瀧澤一(1993)：基盤構造の探査、地震 2、46、351-370.
- 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.
- 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.
- 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)
- 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
- 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.
- 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会(1997) : 糸魚川—静岡構造線活断層系の調査結果と評価について
- 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.

糸魚川－静岡構造線断層帯の形状の評価について

平成12年7月26日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会
長期評価部会

地震調査委員会長期評価部会では、これまでに糸魚川－静岡構造線断層帯、神縄・国府津－松田断層帯、及び富士川河口断層帯の3つの地域の断層帯の評価を終えて、地震調査委員会に報告し、それぞれ地震調査委員会での審議を経て公表してきた。その後決定された「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」において、地震動予測地図の作成が当面推進すべき地震調査研究の主要な課題とされ、強震動予測に利用できる形での断層パラメータを提供することを目指すこととされた。

このため、今回新たに、糸魚川－静岡構造線断層帯の評価結果及び関連資料を用いて、糸魚川－静岡構造線断層帯が活動した際の強震動に関する評価に必要な断層帯の形状について評価し、別添のとおりとりまとめた。

なお、本報告書は、強震動評価部会における審議に資する観点からとりまとめたものであり、現段階では、本報告書の個別の公表は行わない。また、強震動評価部会での審議における便宜を考え、現在本部会で評価作業中の断層帯に関する報告書案の形式に合わせてとりまとめることとした。

糸魚川－静岡構造線断層帯の形状の評価

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、平成8年9月11日；以下「活断層評価結果」という。）として、評価結果がとりまとめられた。長期評価部会は、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次のように評価した。

1 断層帯の形状

糸魚川－静岡構造線断層帯は、「活断層評価結果」によると、北は小谷（新潟県）付近から南は楡形（山梨県）付近までに及び、「北部」、「中部」及び「南部」の3つの断層帯から成っている。「北部」は、白馬及び大町を含む領域に当たり、神城（かみしろ）断層及び松本盆地東縁断層から構成される。「中部」は、松本、塩尻、諏訪、茅野、富士見、及び小淵沢を含む領域に当たり、牛伏寺（ごふくじ）断層、岡谷断層群、諏訪断層群及び釜無山（かまなしやま）断層群から構成される。「南部」は、白州（はくしゅう）断層、下田井（しもつぶらい）断層及び市之瀬（いちのせ）断層群から構成される。

ここでは、強震動評価での利用を念頭において、幾何学配置・形状等から断層を区分した。その結果、「北部」及び「中部」は、それぞれ「北部1」（神城断層）及び「北部2」（松本盆地東縁断層）並びに「中部1」（牛伏寺断層）及び「中部2」（岡谷断層群、諏訪断層群、及び釜無山断層群）に分けられた。但し、この区分は、一回に活動する区間（地震を発生させる断層区間）ではない。また、「南部」については、最近の新しい調査結果も発表されているが、「活断層評価結果」には実質的に評価結果が示されていないことから、形状評価は行わなかった。

また、地震を発生させる断層区間について、「北部」及び「中部」については、断層の幾何学的配置・形状、ずれの向き及び活動間隔が異なっていることから、それぞれ個別に活動する可能性が高いものの、約1200年前には連動した事例も見られている。「活断層評価結果」では、「牛伏寺断層を含む区間」としながらも、「どこまでかは判断できない。」としている。

以上のこと及びこれまでの調査研究成果に基づき、当該断層帯の形状等を、表1のようにまとめた。また、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表2に示した。なお、1回のずれ量としては、約1200年前の地震による地表での値をそのまま採用した。地震を発生させる断層区間の長さに応じて、1回のずれ量が変化するという考え方もある。

2 今後に向けて

糸魚川－静岡構造線断層帯は、その「南部」については、最近の調査結果もあるが、未解明な部分が多く、過去の活動の評価に必要な調査の推進が求められる。

表1 糸魚川－静岡構造線断層帯の形状

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、「(説明)」の末尾に示す文献。

表2 糸魚川－静岡構造線断層帯の地震を発生させる断層区間

地震を発生させる断層区間 (事象)						区分	構成する断層線
A	B	C	D	E	F		
↑	↑			↑		北部1	神城断層
				↓		北部2	松本盆地東縁断層
↓	↓	↑	↕			中部1	牛伏寺断層
↓	↓				↕	中部2	岡谷断層群、諏訪断層群、釜無山断層群

注：糸魚川－静岡構造線断層帯の次の地震を発生させる区間は、A, B あるいは C である可能性が高い。根拠は[6]。

(説明)

1 地震を発生させる断層区間に関する評価の説明

糸魚川－静岡構造線断層帯は、東傾斜の逆断層から構成される北部、左横ずれ成分が卓越する中部、西傾斜の逆断層から構成される南部に大きく分けられる。南部は、北部・中部に比べて、地形・地質調査により推定された平均変位速度^{注)}(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 1996)が小さく、その活動度は低い。「活断層評価結果」は、糸魚川－静岡構造線断層帯の将来の活動について、「牛伏寺断層を含む区間では、現在を含めた今後数百年以内に、M8 程度 (M 7 1/2～8 1/2) の規模の地震が発生する可能性が高い。しかし、地震を発生させる断層区間(場所)がどこまでかは判断できない。」と述べており、次の組み合わせが考えられる。北部 1～中部 2(事象 A)、北部 1～中部 1(事象 B)、中部 1～中部 2(事象 C)、中部 1(事象 D)、北部 1～北部 2(事象 E)、中部 2(事象 F)。このうち、事象 A は約 1200 年前の連動した事例(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 1996)に対応する。「南部」については、遠田ほか(2000)の新たな調査結果も発表されているが、「活断層評価結果」では、それを取りまとめた時点では過去の活動履歴が未解明であったことから評価が行われていない。このため、今回は形状評価を行わなかった。

なお、地震発生確率計算時の論理ツリーの例(図 5 参照)が地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(1999)に示されている。また、牛伏寺断層断層を含む事象 A、B 及び C について、活動区間の長さ地震の規模についての経験式(松田, 1975)を用いて、断層区間の全長からマグニチュードを試みに計算すると、事象 A は 112km から M8.2、B は 78km から M8.0、C は 51km から M7.7 とそれぞれ算出される。

2 位置・長さ・一般走向に関する評価の説明

断層線の位置・長さ・一般走向については、都市圏活断層図(「白馬岳」、「大町」、「信濃池田」、「松本」、「諏訪」、「茅野」)から読み取った結果を採用した。その際、断層線の小さな屈曲や分岐などの詳細は無視し、全体像を示すことにした。その結果は図 1 に示した。なお、都市圏活断層図は、空中写真判読を基本とし、既存の調査成果等を参考にして、活断層等を、地形学的に認定した結果である(建設省国土地理院, 1999)。

(1) 「北部 1」について

断層線の位置は、都市圏活断層図で、神城断層南端と松本盆地東縁断層北端の midpoint の位置を読み取り、それを採用した。断層面上端の深さは、地表に断層が達していることから推定した。長さは、都市圏活断層図で、「神城断層北端」及び「神城断層南端と松本盆地東縁断層北端の midpoint」の間の直線距離を、一般走向は、都市圏活断層図で長さを求めた区間の位置からそれぞれ読み取った。

(2) 「北部 2」について

断層線の位置は、都市圏活断層図で、神城断層南端と松本盆地東縁断層北端の midpoint の位置を読み取り、それを採用した。断層面上端の深さは、「北部 1」と同様。長さは、都市圏活断層図で、「神城断層南端と松本盆地東縁断層北端の midpoint」及び「松本盆地東縁断層南端と牛伏寺断層北端の midpoint」の間の直線距離を読み取った。一般走向は「北部 1」と同様。

注) 断層の「変位」という用語は、断層の活動によって生じたずれ及びたわみのことである。「平均変位速度」における「変位」についても同様である。

(3) 「中部1」について

断層線の位置は、都市圏活断層図で、松本盆地東縁断層南端と牛伏寺断層北端の midpoint の位置を読み取り、それを採用した。断層面上端の深さは「北部1」と同様。長さは、都市圏活断層図で、「松本盆地東縁断層南端と牛伏寺断層北端の midpoint」及び「諏訪湖北東岸の断層の北端と諏訪湖南西岸の断層の北端の midpoint」の間の直線距離を読み取った。一般走向は「北部1」と同様。

(4) 「中部2」について

断層線の位置は、都市圏活断層図で、諏訪湖北東岸の断層の北端と諏訪湖南西岸の断層の北端の midpoint の位置を読み取り、それを採用した。断層面上端の深さは「北部1」と同様。長さは、都市圏活断層図で、「諏訪湖北東岸の断層の北端と諏訪湖南西岸の断層の北端の midpoint」及び「釜無山断層群南端と白州断層北端の midpoint」の間の直線距離を読み取った。一般走向は「北部1」と同様。

3 断層面の傾斜・幅に関する評価の説明

(1) 「北部」について

ア 深いところまでの構造探査の結果

「北部」について、それを貫く測線での人工地震を用いた深部構造調査(1991年)によると、糸魚川-静岡構造線をはさんで東西で深さ方向の速度勾配に違いがあり、東側が若干速いことが報告されている(爆破地震動研究グループ, 1994)。

松本盆地東縁断層(「北部2」)については、バイプロサイスによる反射法地震探査(1997年)によると、その反射記録断面では、その東に位置する小谷・中山断層(第四紀後期に活動した証拠が見られない)に比べて傾斜が低角である(図4参照。佐藤・平田, 1998)。

イ 当該断層帯から発生した過去の大地震

松本盆地東縁断層(「北部2」)の北端近傍で発生したと推定される大町地震(1918年、M6.5)では、震度分布及び地震に伴う地殻変動から、この地震の地震断層として、走向がほぼ南北、75°程度の東傾斜を持つものが推定され、またその断層面の地表への延長はほぼ糸魚川-静岡構造線断層帯の位置に達すると推定されている(図6参照。多田・橋本, 1988)。多田・橋本(1988)にある傾斜角は、試行錯誤で求められ、精度は高くないものの、低角ではないことは確かと考えられる。但し、大町地震が糸魚川-静岡構造線断層帯と係わりのない地震である可能性は否定できない。

また、最近の当該断層のごく近傍で発生した1999年1月のM4.7の地震及び1998年7月のM5.0の地震では、防災科学技術研究所によるCMT解の節面の一方(東傾斜)を断層面と仮定すると、断層面の傾斜角はそれぞれ67°及び71°であった。

ウ 微小地震活動

「北部」について、気象庁の観測結果及び防災科学技術研究所の研究成果によれば、およそ15kmの深さまで微小地震が見られる(図2-1, 図3-1参照)。このことから、地震発生層下限の深さは15kmであると推定した。

エ その他

佐藤・平田(1998)は、反射法地震探査の結果に地質構造等の考察を加えて、探査深度以深の構造も推定しており、大町市-更埴市の地質断面図(図4参照)から、地表から深さ約3kmまでの傾斜は約35°と読み取れ、また、深さ約3kmの断層の位置と深さ約15kmの断層位置とを結ぶ直線の傾斜も約35°と読み取れる。

(2) 「北部1」について

断層面の傾斜は、上述のように反射法地震探査の結果からは約 35° であるが、一方、多田・橋本(1988)による1918年の大町地震の地殻変動から求められた同地震の断層面の傾斜等を踏まえると 75° となる。しかし、いずれも断層帯全体についての値として採用できる値ではないことから、 $40\sim 70^{\circ}$ という幅を持たせることとした。断層面の幅は、微小地震活動から地震発生層下限の深さを約15kmとして、上の断層面の傾斜を用いて算出した。

(3) 「北部2」について

断層面の傾斜・幅の根拠は「北部1」と同じ。

(4) 「中部」について

ア 深いところまでの構造探査の結果

牛伏寺断層（「中部1」）は、反射法地震探査によると、その反射記録断面により、東側に約 80° で傾斜した高角な左横ずれ断層であることが推定された（松多ほか, 1999）。

イ 微小地震活動

「中部」について、気象庁の観測結果及び防災科学技術研究所の研究成果によれば、およそ15kmの深さまで微小地震が見られる（図2-2, 図3-2参照）。このことから、地震発生層下限の深さは15kmであると推定した。

(5) 「中部1」について

断層面の傾斜は、松多ほか(1999)の解析結果を一応採用。断層面の幅は、微小地震活動から地震発生層下限の深さを約15kmとし、上の断層面の傾斜を用いて算出した。

(6) 「中部2」について

断層面の傾斜は、隣接する牛伏寺断層の断層面の傾斜の値を採用した。断層面の幅の根拠は「中部1」と同じ。

4 断層のずれの向き及び一回のずれ量

(1) 「北部1」について

ずれの向きは、「活断層評価結果」を踏まえた。地震一回分のずれ量は不明である。

(2) 「北部2」について

ずれの向き及び一回のずれ量の根拠は「北部1」と同様。

(3) 「中部1」について

ずれの向き及び一回のずれ量は、トレンチ調査で求められた約1200年前の地震に伴う牛伏寺断層（松本）でのずれ量をそのまま採用した。

(4) 「中部2」について

ずれの向きの根拠は「中部1」と同じ。一回のずれ量は、トレンチ調査で求められた約1200年前の地震に伴う釜無山断層群（茅野）でのずれ量をそのまま採用した。

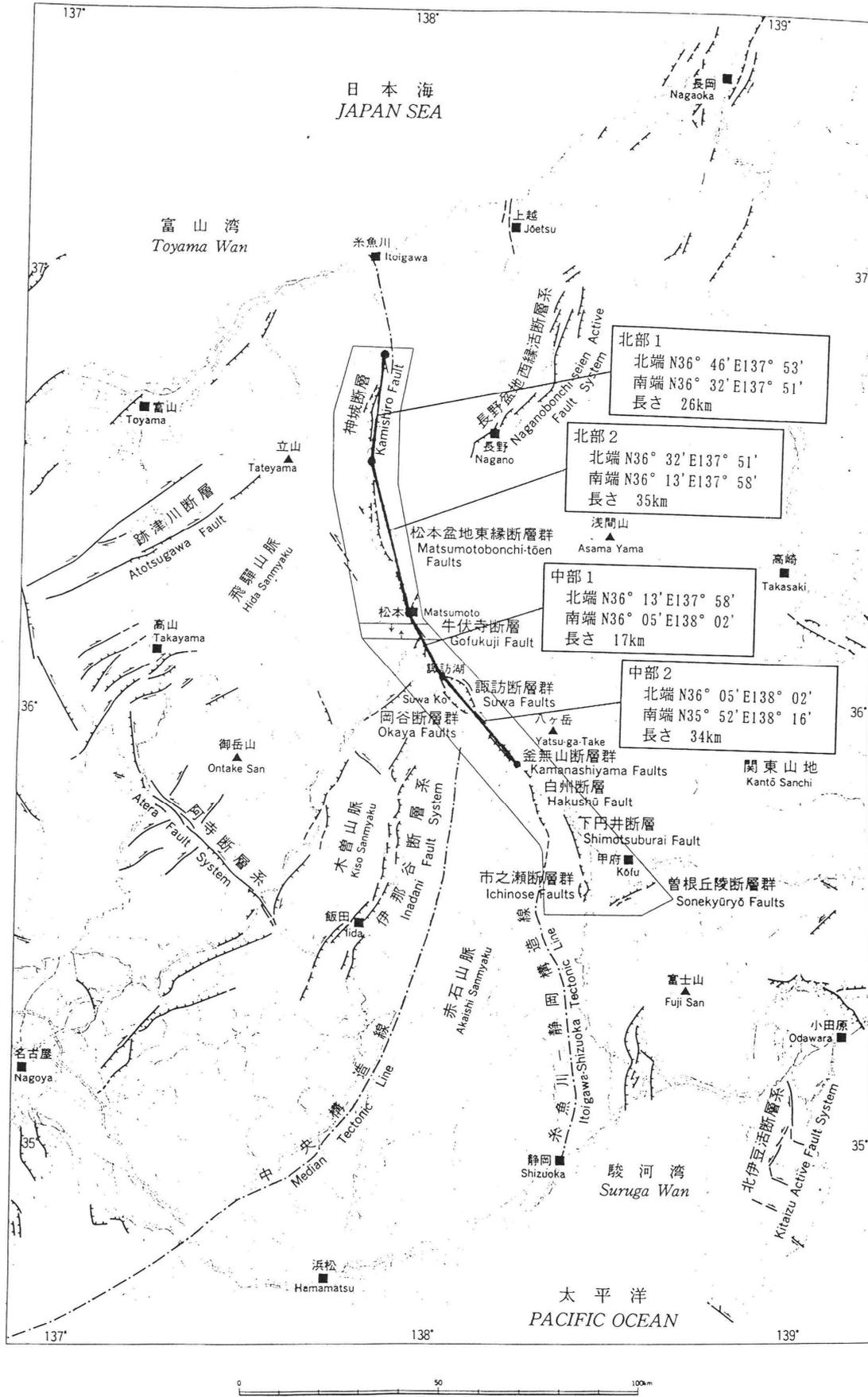
文 献

- [1] 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),地震研究所彙報,69,139-158.
- [2] 防災科学技術研究所の研究成果:図3-1,図3-2
- [3] 今泉俊文・東郷正美・澤祥・池田安隆・松多信尚(1999):1:25,000都市圏活断層図「諏訪」,国土地理院技術資料D・1-No.368.
- [4] 福山英一・石田瑞穂・堀内茂木・井上公・堀貞喜・関口渉次・川井啓廉・村上寛史(1999):NIED地震モーメントテンソルカタログ1998年1月-12月,防災科学技術研究所研究資料,193,35pp.
- [5] 福山英一・石田瑞穂・堀内茂木・井上公・堀貞喜・関口渉次・川井啓廉・村上寛史・山本俊六・野々村健一・後藤章夫(2000):NIED地震モーメントテンソルカタログ1999年1月-12月,防災科学技術研究所研究資料,199,56pp.
- [6] 地震調査研究推進本部地震調査委員会(1996):糸魚川-静岡構造線活断層系の調査結果と評価について,地震調査委員会報告集-1995年7月~1996年12月-,501-510.
- [7] 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(1999):「(改訂試案)長期的な地震発生確率の評価手法について」,74pp.
- [8] 建設省国土地理院(1999):都市圏活断層図における活断層等の認定について,第3回活断層調査成果報告会予稿集,平成11年11月科学技術庁,7-15.
- [9] 気象庁の観測結果:図2-1,図2-2
- [10] 松田時彦(1975):活断層から発生する地震の規模と周期について,地震2輯,28,269-283.
- [11] 松多信尚・池田安隆・東郷正美・今泉俊文・加藤一・戸田茂・佐藤比呂志・石山達也・井川猛・松本活断層研究グループ(1999):松本盆地東南縁糸魚川-静岡構造線活断層系(牛伏寺断層・赤木山断層)の反射法探査,地球惑星科学関連学会19989年合同大会予稿集,Sb-P013.
- [12] 松多信尚・池田安隆・東郷正美・今泉俊文・澤祥(1999):1:25,000都市圏活断層図「松本」,国土地理院技術資料D・1-No.368.
- [13] 佐藤比呂志・平田直(1998):活断層の深部構造と日本列島の成立,科学,68,63-71.
- [14] 澤祥・東郷正美・今泉俊文・池田安隆(1998):1:25,000都市圏活断層図「茅野」,国土地理院技術資料D・1-No.355.
- [15] 澤祥・東郷正美・今泉俊文・池田安隆・松多信尚(1999):1:25,000都市圏活断層図「白馬岳」,国土地理院技術資料D・1-No.368.
- [16] 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.
- [17] 多田堯・橋本学(1988):1918(大正7年)大町地震の断層モデルとその地学的意味,地震2輯,41,259-262.
- [18] 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤祥・松多信尚(1999):1:25,000都市圏活断層図「大町」,国土地理院技術資料D・1-No.368.
- [19] 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤祥・松多信尚(1999):1:25,000都市圏活断層図「信濃池田」,国土地理院技術資料D・1-No.368.
- [20] 遠田晋次・三浦大助・宮腰勝義・井上大栄(2000):糸魚川-静岡構造線活断層系南部の最近の断層活動-白州断層・下田井断層・市之瀬断層群トレンチ調査-,地震2輯,52,445-468.

図 1

糸魚川－静岡構造線断層帯の位置と区分

下川ほか(1995),「糸魚川－静岡構造線活断層系ストリップマップ」に加筆



糸魚川－静岡構造線活断層系ストリップマップ位置図
Location of strip map of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault system

図2-1
 糸魚川-静岡構造線断層帯(北部) 付近の地震活動
 気象庁資料

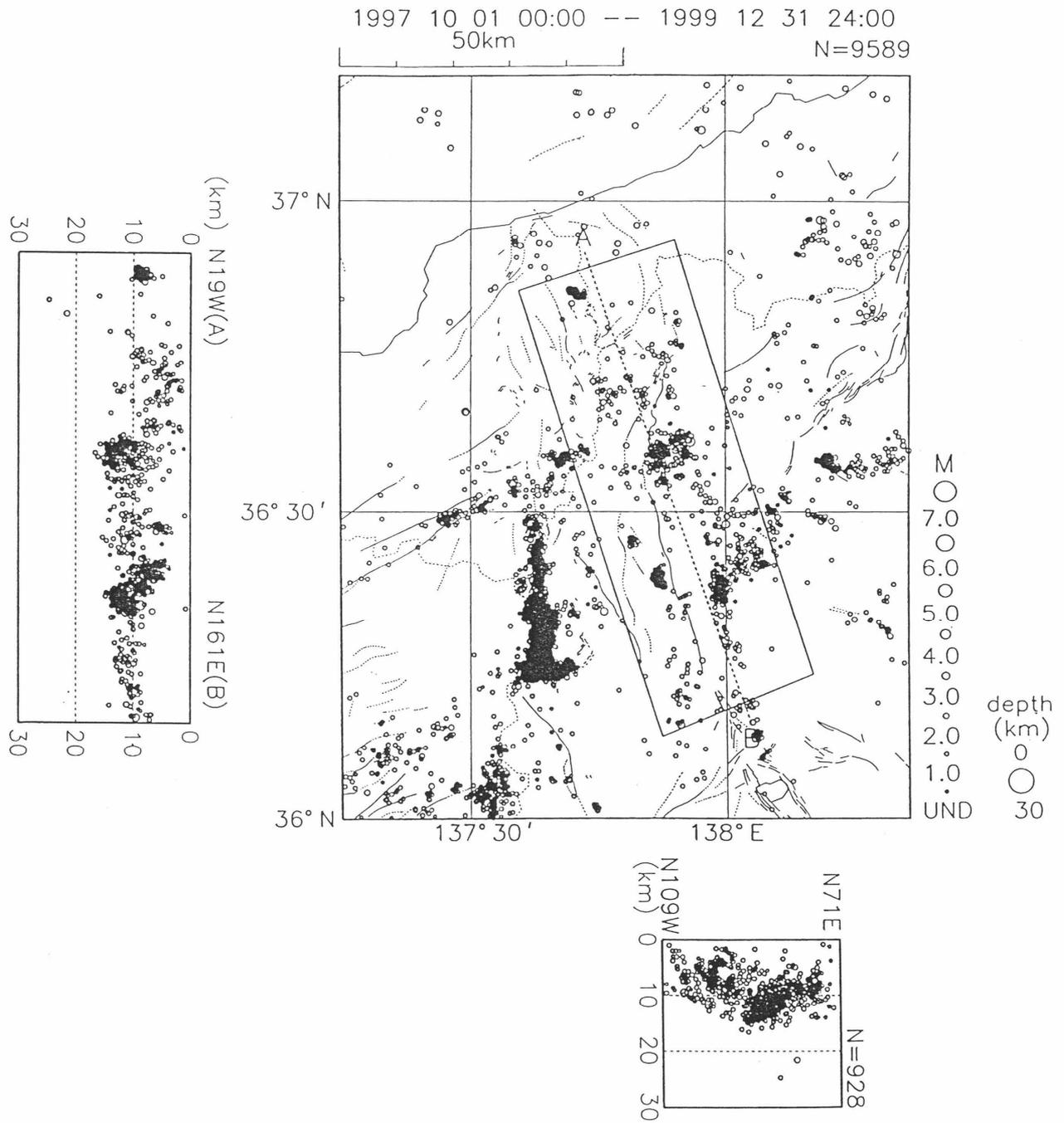


図3-1

糸魚川-静岡構造線断層帯（北部）付近の地震活動
 防災科学技術研究所資料

1980 01 01 ~ 1999 12 31 Nplot = 692

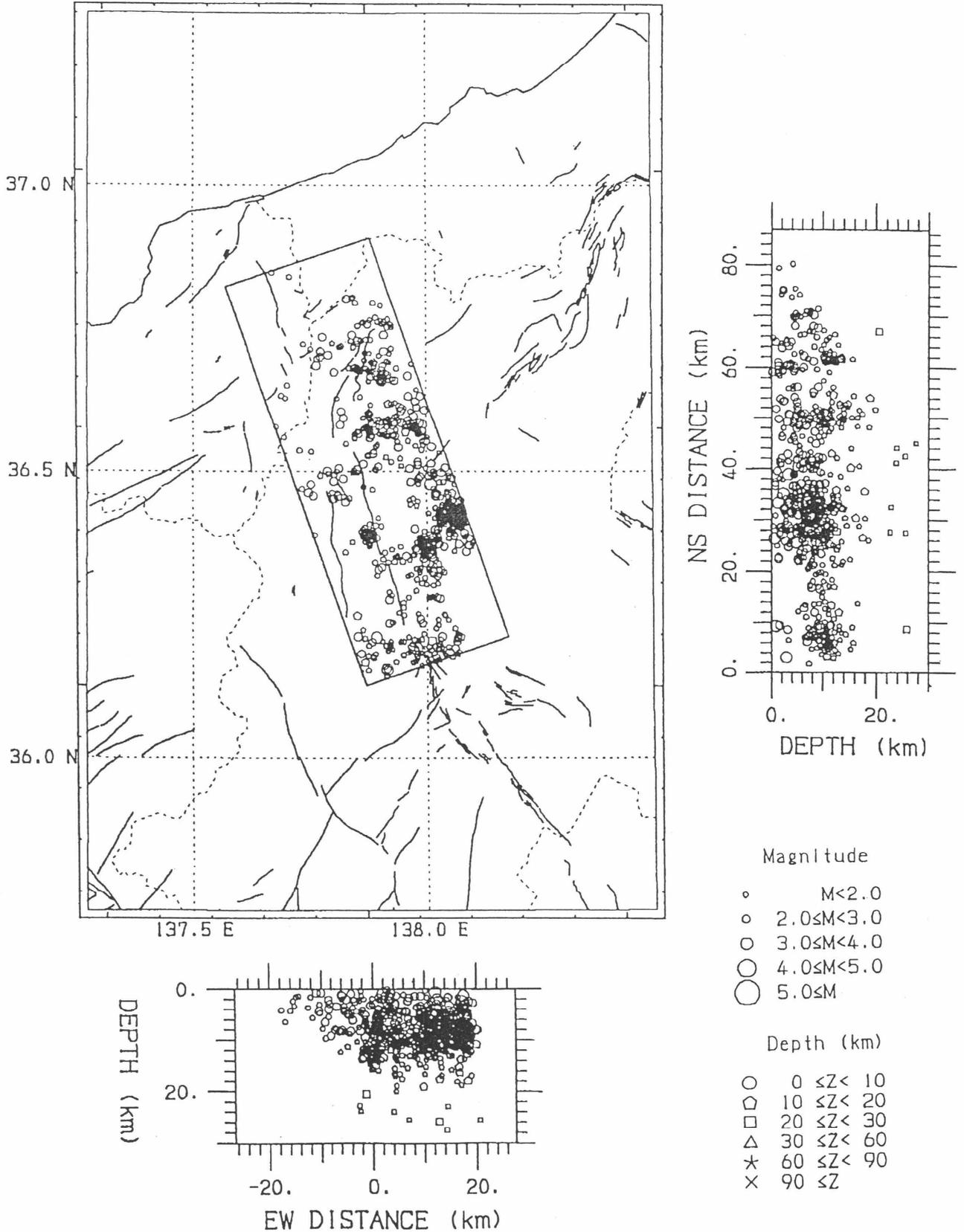
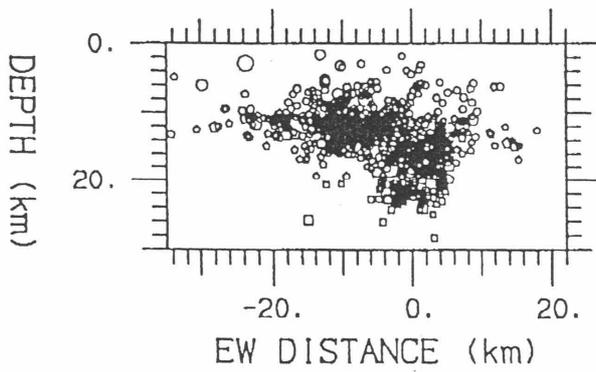
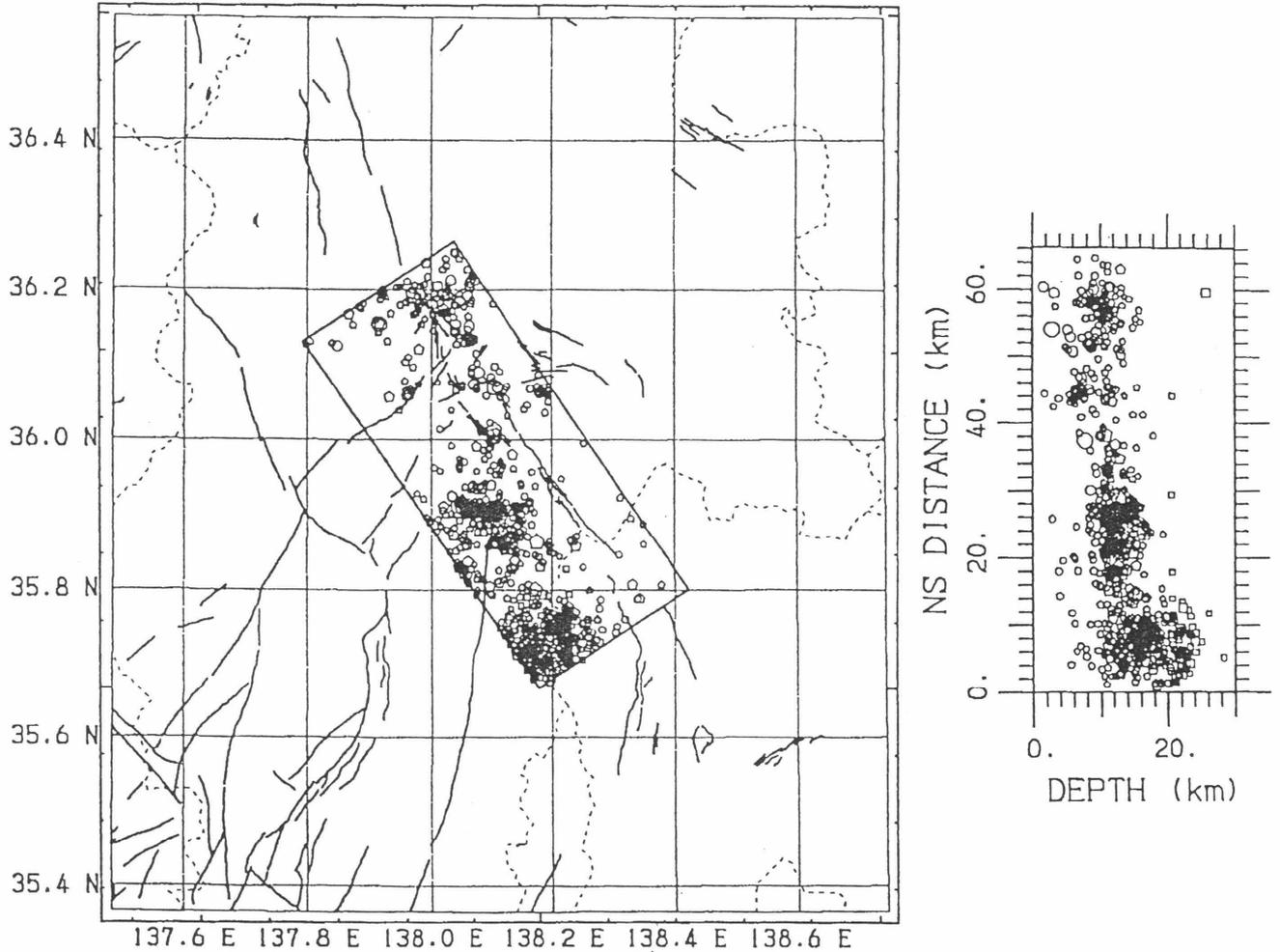


図3-2

糸魚川-静岡構造線断層帯 (中部) 付近の地震活動
 防災科学技術研究所資料

1980 01 01 ~ 1999 12 31

Nplot = 886



- Magnitude
- M < 2.0
 - 2.0 ≤ M < 3.0
 - 3.0 ≤ M < 4.0
 - 4.0 ≤ M < 5.0
 - 5.0 ≤ M

- Depth (km)
- 0 ≤ Z < 10
 - 10 ≤ Z < 20
 - 20 ≤ Z < 30
 - △ 30 ≤ Z < 60
 - * 60 ≤ Z < 90
 - × 90 ≤ Z

図 4

糸魚川-静岡構造線断層帯（北部）の断面

佐藤・平田(1998), 活断層の深部構造と日本列島の成立, 科学, 68, 63-71 より

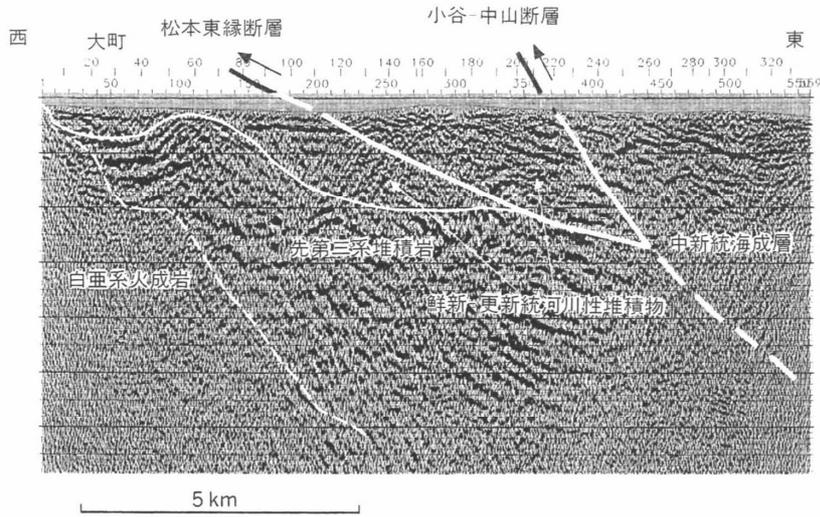


図 3 北部フォッサマグナの反射法地震探査断面。長野県大町市街北部を東西に横切る断面。震源にはパイプロサイズ 4 台を用いた。松本盆地の東縁には、低角の逆断層である松本東縁断層とより高角の逆断層小谷-中山断層が発達する。逆断層の前方移動によって現在、松本東縁断層が活断層となっている。

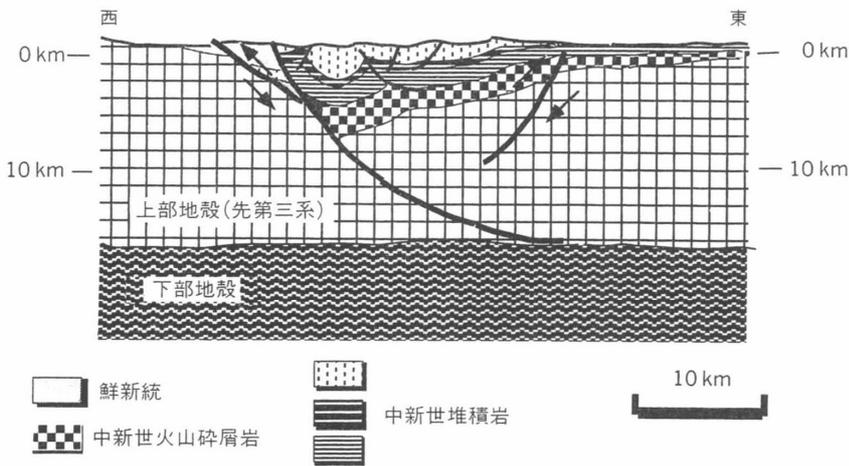


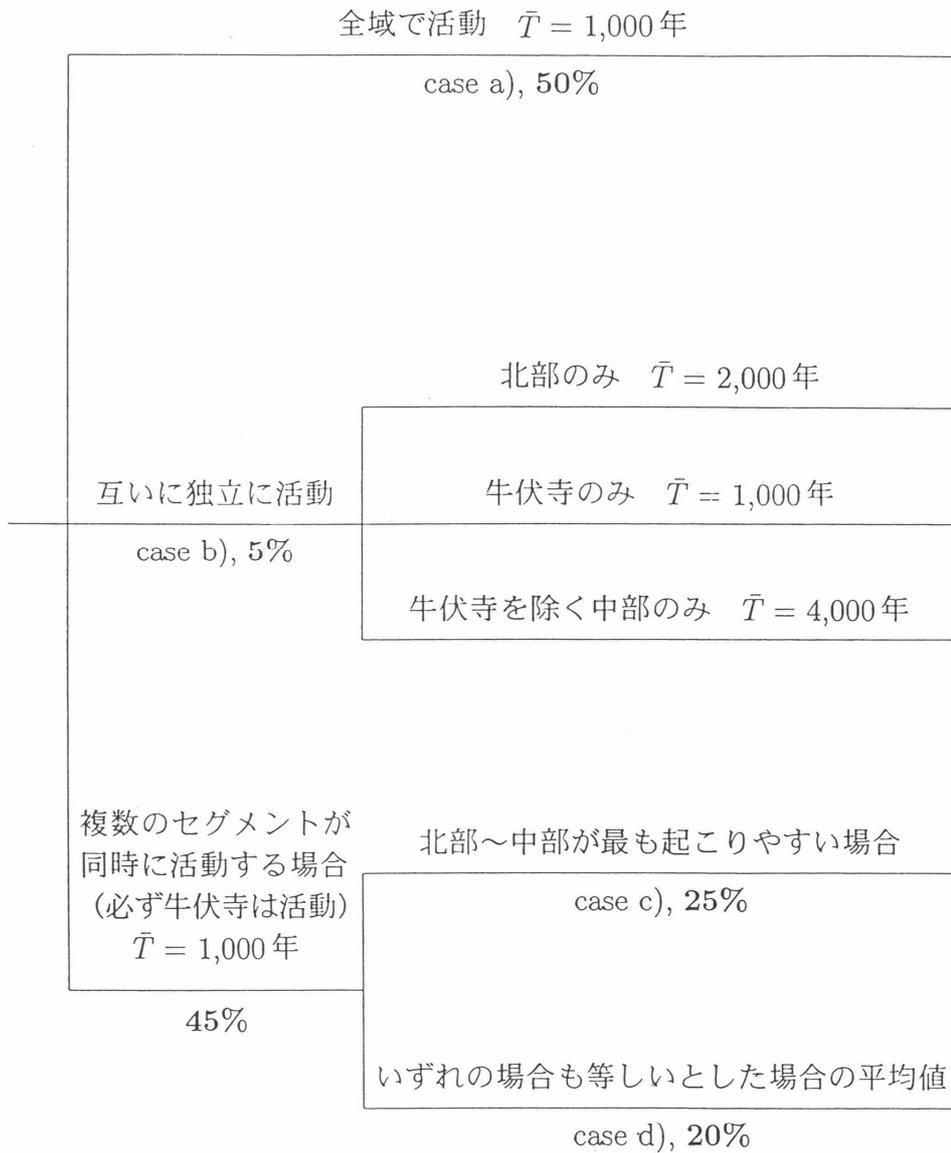
図 4 北部フォッサマグナの地質断面図。大町市-更埴市の断面。地質は YANO⁽⁹⁾ をもとに推定した。中央部の断層に限られた領域内に、かつての地溝に堆積した第三紀層が厚く発達する。グラーベンを規制した断層は、現在、逆断層となっている。その結果、地溝内の堆積物が相対的に上昇することになった。信濃川沿いの活断層系は、この断面の東側の断層に相当する。

図5

糸魚川－静岡構造線断層帯の活動区間

長期評価部会(1999), 「(改訂試案)長期的な地震発生確率の評価手法について」より

本図の「北部」は表の区分における「北部1」と「北部2」に、「中部」は「中部1」と「中部2」に対応する。また、本図の「牛伏寺」は「中部1」に、「牛伏寺を除く中部」は「中部2」にそれぞれ対応する。



糸魚川－静岡構造線活断層帯における地震発生確率計算時の論理ツリーの例

図 6

1918 年大町地震の断層モデル

多田・橋本(1988), 1918年(大正7年)大町地震の断層モデルとその地学的意義, 地震 2, 41, 259-262 より

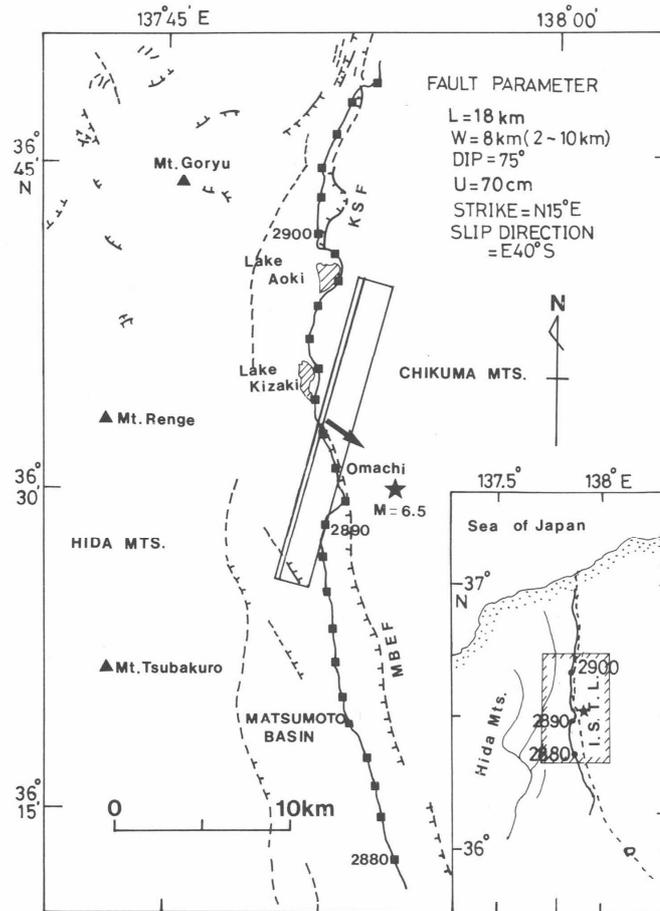


Fig. 1. Leveling route, active faults, and fault model of the 1918 Omachi earthquake [Ursu (1982)]; rectangle, estimated fault plane projected on the ground surface; double line, upper margin of the fault plane; arrow, slip vector; square and solid line, bench mark and leveling route; broken line, active fault [KSF, Kamishiro Fault; MBEF, Matsumoto Basin East Fault, R. G. A. F. (1983)]. The estimated fault model is a high dip angle reverse fault with left lateral slip component.

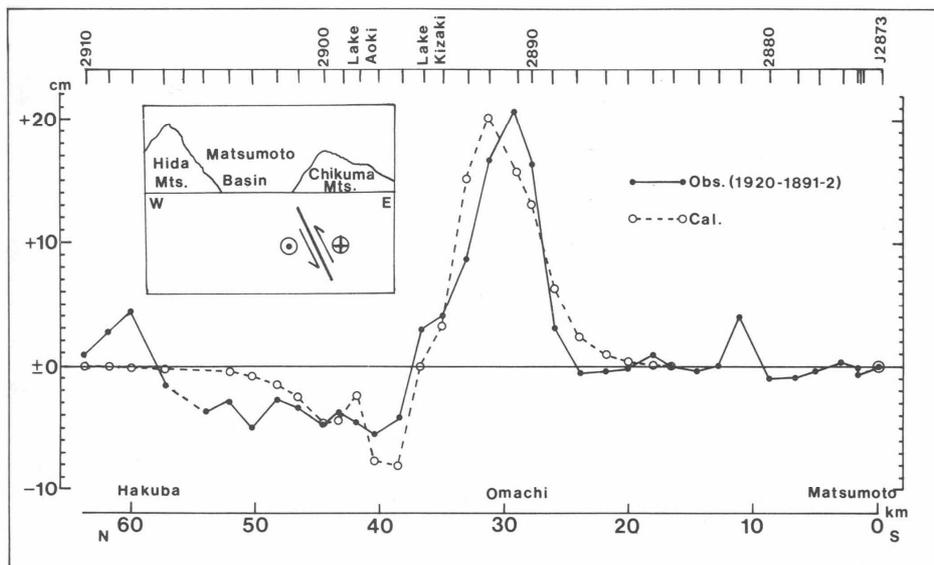


Fig. 2. Observed (closed circle) and calculated (open circle) vertical crustal movements associated with the 1918 Omachi earthquake along the leveling route. Insert show schematic fault motion projected on the E-W profile; arrow, vertical slip direction of the fault plane.