

三陸沖北部の地震を想定した強震動評価について

平成 16 年 5 月 21 日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会

地震調査研究推進本部は、「地震調査研究の推進について―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―」（平成 11 年）において、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を当面推進すべき地震調査研究の主要な課題とし、このため、強震動予測手法の高度化を推進することを項目の一つとして挙げた。

これを受け、地震調査委員会は、「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、強震動の評価手法として「詳細法」¹について検討するとともに、それを用いた強震動の評価を行うこととしている。地震調査委員会強震動評価部会はその一環として、海溝型地震に適用する強震動予測手法について検討を進め、その成果は、「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）」（地震調査委員会強震動評価部会、2001）、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」（地震調査委員会、2003a）として公表した。今回は、三陸沖北部の地震について、「海溝型地震の強震動評価のレシピ」²に基づいた強震動評価を実施したので以下に報告する。

なお、今回行った「詳細法」における工学的基盤までの強震動評価は、現在までに得られている知見を総合し、最適な手法を用いて行ったものである。浅層地盤の影響評価については、利用できるデータが限られているため簡便な手法を用いた。地震動の計算に用いる地下構造や微視的震源パラメータの精度良い推定には限界があることから、評価結果である地震動の数値は誤差を含んでいる。個別地域の防災対策の検討を行うにあたっては、この点に留意するとともに、地域の詳細な浅層地盤データに基づいてその影響を別途考慮する必要がある。

¹ 断層破壊過程や地下構造の固有の性質を数多くのパラメータを用いて詳細にモデル化し、地震動の時刻歴波形を計算する地震動予測手法。説明文参照。

² 強震動評価において、震源特性、地下構造モデル、強震動計算方法、予測結果の検証の手法や設定にあたっての考え方をまとめたものをここでは「レシピ」と呼ぶ。

三陸沖北部の地震を想定した強震動評価

三陸沖北部の地震に関して地震調査委員会は、「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価」（地震調査委員会，2002；以下「長期評価」という）を公表し、この中で三陸沖北部の地震の想定震源域の位置や発生確率などを示した。今回、この「長期評価」を踏まえて、「海溝型地震の強震動評価のレシピ」に基づいて強震動評価を実施した。

1 想定する震源断層

三陸沖北部の地震は、陸側のプレートの下へ太平洋プレートが沈み込むことに伴って、これら2つのプレートの境界面で発生する地震である。「長期評価」によると、次の地震の規模は、過去に発生した地震の規模からM8.0前後と推定される。「長期評価」による想定震源域の平面図を図1に示す。

想定する震源断層のパラメータの設定にあたっては、最新の活動である1968年十勝沖地震における断層パラメータ等の既往の解析結果を参照した。しかしながら、1968年十勝沖地震については、1978年宮城県沖地震と比べると、解析に使用できる情報が少ないため、一部の震源パラメータについては、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」（地震調査委員会，2003a；以下「宮城県沖地震の強震動評価」という）の際に得られた情報を用いて設定した。また、破壊伝播速度については、1968年十勝沖地震についての既往の解析結果等を参考に、複数の値で計算を行った結果の中で、計算波形が1968年十勝沖地震における観測記録と最も調和的となった値を採用した。

設定した震源モデルを図2に、震源パラメータを表1に示す。

2 用いた地下構造モデル

地震波は、一般的には震源断層から上部マントル層を含む地下を伝わり次第に減衰していく。しかし、地震基盤（地下数kmの深さに分布する堅固な岩盤）より上の地層の影響（以下、「深い地盤構造」という）と地表付近に分布する表層のごく地域的な影響（以下、「浅い地盤構造」という）により増幅される。このため、想定する震源断層を含む強震動評価範囲の地下構造モデルを既存の地下探査データ等により評価した。今回は、想定する震源断層が沖合の深部に位置し、その面積が大きいことより、構築する深い地盤構造モデルも大きなものとなった（図3参照）。この結果によると、海底面は東の日本海溝に至るまで緩く傾斜しているが、地震基盤（ $V_p=5.8\text{km/s}$ 層）の傾斜は、海底面の傾斜よりも急であり、その途中の起伏も大きい。陸上部では、青森県の東側において地震基盤が深い。また、浅い地盤構造の影響については、地盤調査データが乏しいことから地形分類に基づいて概略評価している。図4に示した最大速度の増幅率の分布図より、八戸市、青森市のごく一部に増幅率の高い地域が見られる。

3 強震動予測計算

本報告では、最新の活動である1968年十勝沖地震より震源パラメータの推定を試みたが、そのための十分な情報が得られなかった。また、想定した震源断層は、沖合の深部に位置し、その面積が大きいことより、構築する深い地盤構造モデルが、「宮城県沖地震の強震動評価」におけるモデルより大きくなるため、そのモデル構築のための情報も十分には得られなかった。上記の理由より、本評価における強震動予測計算としては、「宮城県沖地震の強震動評価」の検討結果を参照し、統計的グリーン関数法³を採用した。

4 予想される強震動

評価範囲内の約1kmグリッドの計算地点毎に、統計的グリーン関数法を用いて「詳細法」による強震動予測計算を行った。図5に地表における震度分布を示す。震源断層に比較的近い八戸市北部から三沢市にかけての広い範囲、およびむつ市北部の一部などで、震度6弱（橙色）となった。震度5強（黄色）となる範囲は、一部の山地を除いた青森県の中東部の広い範囲に及んでいる。

計算された震度分布と1968年十勝沖地震の震度分布との比較により、強震動予測結果を検証した（図6参照）。1968年十勝沖地震において、震度5や震度6の揺れに見舞われた地域（青森県，1969、気象庁，1969）と強震動予測結果とは概ね調和的である。また、1968年の十勝沖地震において八戸、青森、宮古で得られた地表における観測波形と計算波形との比較による強震動予測結果の検証も行った。その結果、特に青森、宮古においては、観測点周辺の地盤の非線形特性を含む局所的な地盤構造が大きく影響しているものとみられ、今回用いた地盤構造モデルや解析手法では、観測波形を十分に再現できなかった。

5 今後に向けて

三陸沖北部の地震を想定した強震動評価にあたっての今後の課題として、次の点が挙げられる。

予測結果の検証として、比較的軟らかい地盤上で得られた観測記録波形と計算波形との比較を行った。このような観測波形には、「宮城県沖地震の強震動評価」で用いられたような工学的基盤における観測波形に比べて、観測点周辺の地盤の非線形特性を含む局所的な地盤構造の影響が含まれ易い。したがって、強震動予測結果と観測波形との比較により震源モデルや計算手法の妥当性について検証するためには、これらの影響をできるだけ正確に評価するためのモデル化方法や計算手法の適用、あるいは浅い地盤構造モデルの高精度化等が必要である。以上の観点から、今後は、観測波形の質の吟味をはじめとして、局所的な地下構造データの充実・活用と共に、計算手法やモデル化手法等の改良に向けて、他の地震の強震動評価・検証も含めて継続的な調査・研究を行っていききたい。

³ 経験的に得られた特性を有する要素波を想定する断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法。半経験的な方法のひとつ。レシピ参照。

また、海溝型地震を想定した強震動評価に共通した今後の課題として、以下の点が挙げられる。

本報告では、「宮城県沖地震の強震動評価」の検討結果を参考に、「詳細法」の強震動予測計算方法として、ハイブリッド合成法⁴ではなく、統計的グリーン関数法を採用した。しかし、ハイブリッド合成法は、広い周波数帯域の強震動予測を行うためには有効な手法であり、内陸で発生する活断層型の地震の強震動評価においては、評価範囲が狭いため、既に実用化されている。また、1995年兵庫県南部地震以降、地震観測網が飛躍的に拡充され、近年の地震では、強震動予測手法や震源パラメータの検証に適した観測記録が得られてきている。今後は、このような地震に対する強震動評価の検証を通じて、海溝型地震の強震動評価における計算結果の精度向上に向けて、深い地盤構造モデルの高精度化、震源モデルの改良、およびハイブリッド合成法の適用を含めた計算手法の改良について検討していきたい。

最後に、他の地震に対する強震動評価にも共通な課題として、次の点が挙げられる。

アスペリティの位置や個数、あるいは破壊開始点の位置は、地表の地震動に大きな影響を与えることが既に報告されている（地震調査委員会, 2003b⁵, 地震調査委員会, 2003c⁶）。本報告では、震源特性としての破壊伝播速度を再評価するためのパラメータスタディを通じて、破壊伝播速度が、計算波形や応答スペクトル形状に影響を与えることがわかった。震源パラメータによる強震動予測結果のばらつきについて把握することは、強震動予測結果に対する評価・判断を行う上で非常に重要である。これについては、本報告の結果も踏まえ、今後、他の地震、他の地域の強震動評価においても検討を重ねていきたい。

⁴ ハイブリッド合成法は、長周期成分を理論的方法、短周期成分を統計的グリーン関数法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。レシピ参照。

⁵ 地震調査委員会(2003b)：森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価（平成15年3月12日公表、平成15年3月20日訂正）

⁶ 地震調査委員会(2003c)：布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価（平成15年7月31日公表）

表 1 震源パラメータ

項目	三陸沖北部	
断層位置	図 2 参照	
走向	図 2 参照	
傾斜角	図 2 参照	
断層長さ	図 2 参照	
断層幅	図 2 参照	
断層面積	16844 km ²	
断層上端深さ	図 2 参照	
破壊開始点	過去の地震の破壊開始点	
破壊伝播形式	放射状	
静的応力降下量 (円形クラック)	3.9 MPa	
地震モーメント	3.50E+21 N・m	
モーメントマグニチュード	8.3	
剛性率	4.68E+10 N/m ²	
平均すべり量	444 cm	
S波速度	3.9 km/s	
破壊伝播速度	2.5 km/s	
短周期レベル	1.88E+20 N・m/s ²	
全 ア ス ペ リ テ ィ	地震モーメント	6.23E+20 N・m
	面積	1500 km ²
	平均すべり量	888 cm
	静的応力降下量	44.3 MPa
	短周期レベル	1.88E+20 N・m/s ²
第 1 ア ス ペ リ テ ィ	面積	900 km ²
	平均すべり量	1056 cm
	地震モーメント	4.45E+20 N・m
	実効応力	34.0 MPa
	短周期レベル	1.12E+20 N・m/s ²
第 2 ア ス ペ リ テ ィ	面積	400 km ²
	平均すべり量	704 cm
	地震モーメント	1.32E+20 N・m
	実効応力	34.0 MPa
	短周期レベル	7.45E+19 N・m/s ²
第 3 ア ス ペ リ テ ィ	面積	200 km ²
	平均すべり量	498 cm
	地震モーメント	4.66E+19 N・m
	実効応力	85.0 MPa
	短周期レベル	1.32E+20 N・m/s ²
背 景 領 域	地震モーメント	2.88E+21 N・m
	面積	15344 km ²
	平均すべり量	4.01E+02 cm
	実効応力	5.0 MPa
	短周期レベル	6.84E+19 N・m/s ²

*アスペリティとは、震源断層の中で強い地震波を生成する領域のこと。

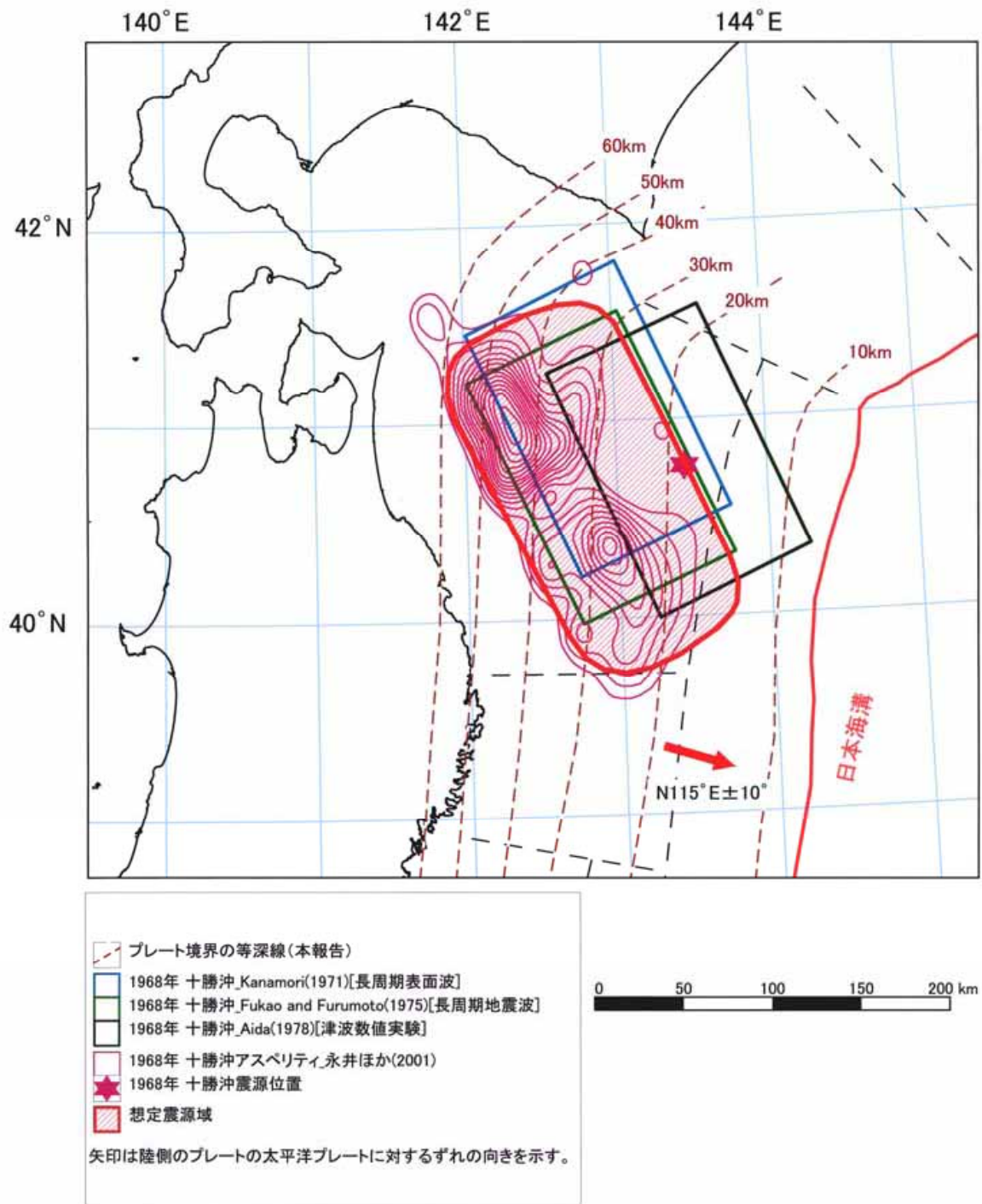


図1 三陸沖北部の地震の想定震源域 (地震調査委員会, 2002 より抜粋)

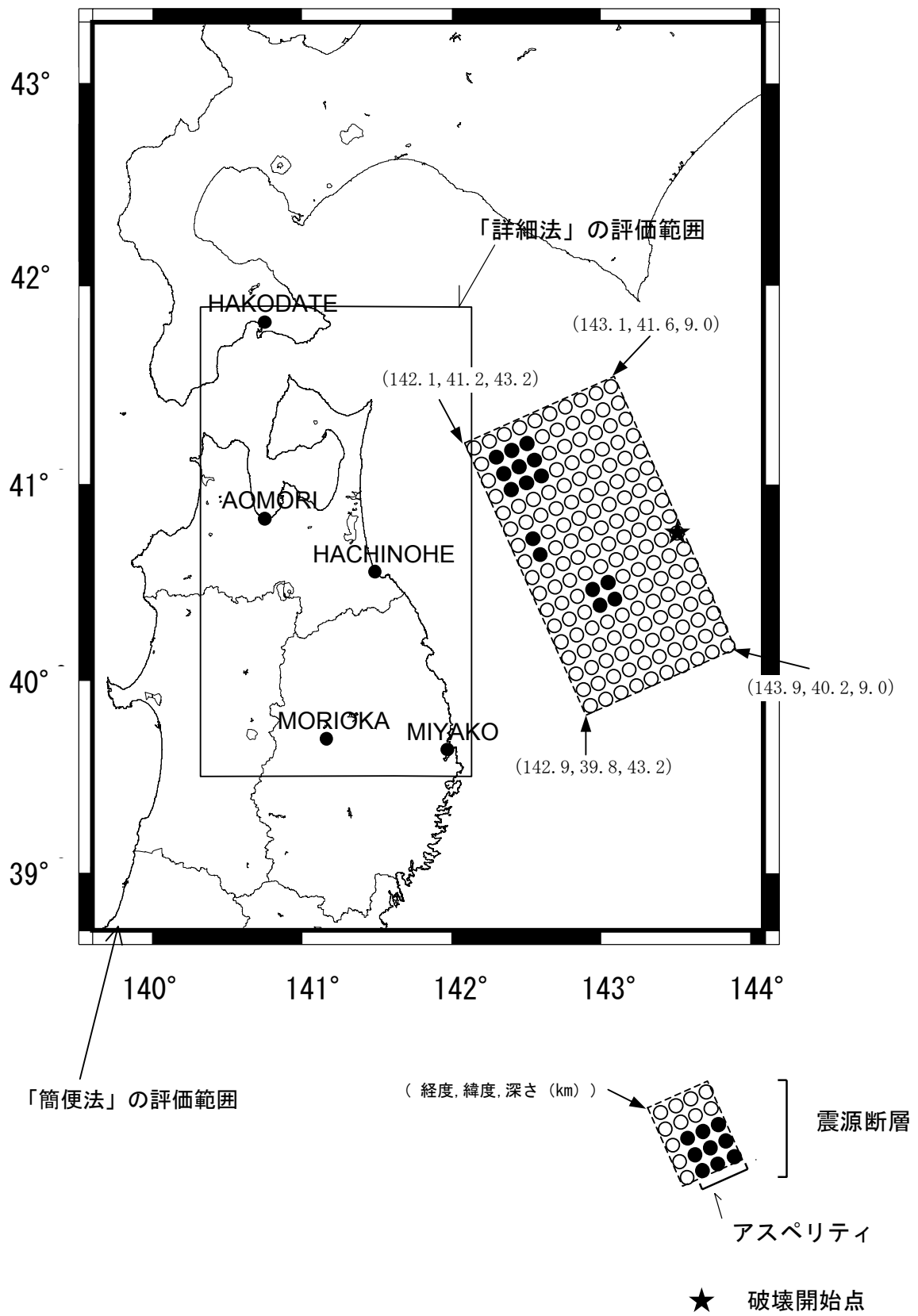


図2 想定した震源モデルと評価範囲

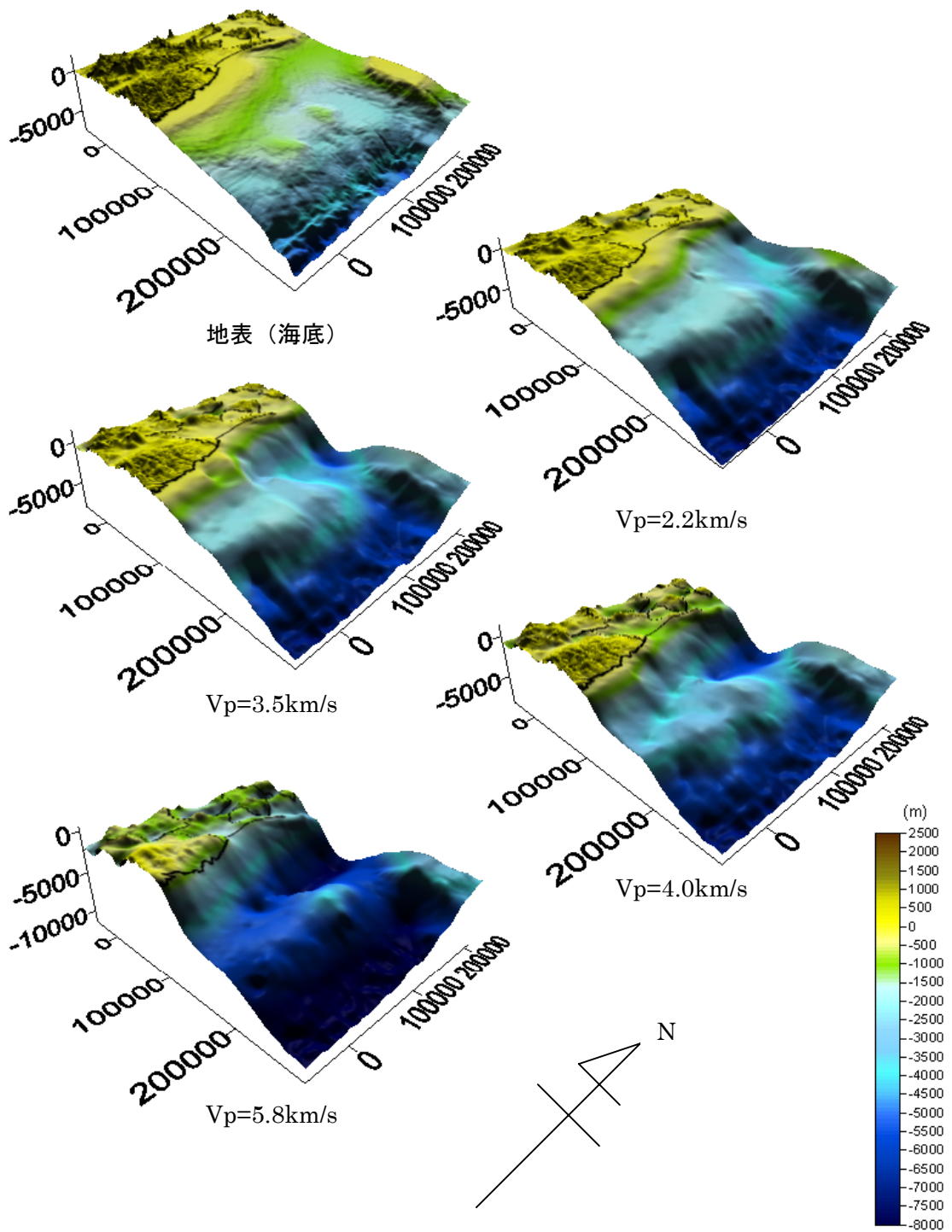


図3 深い地盤構造モデル鳥瞰図
(日本平面直角座標第Ⅹ系)

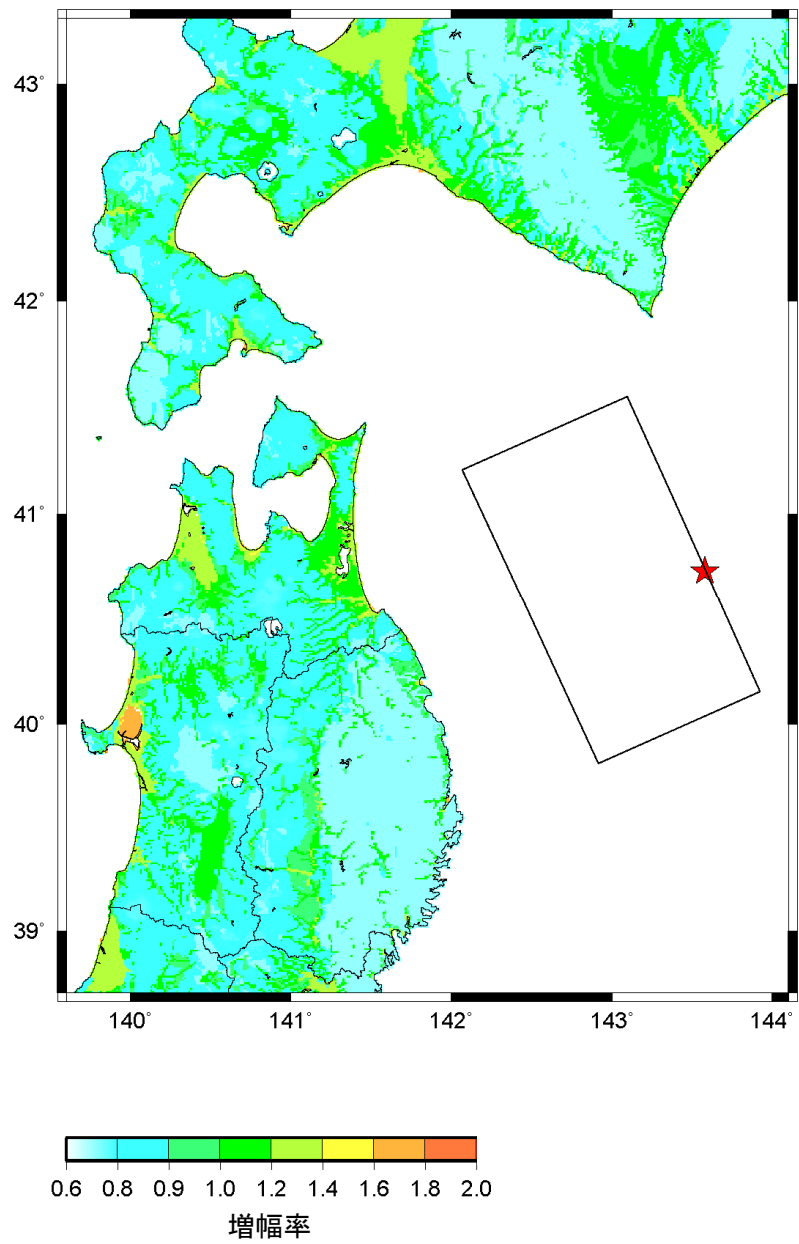
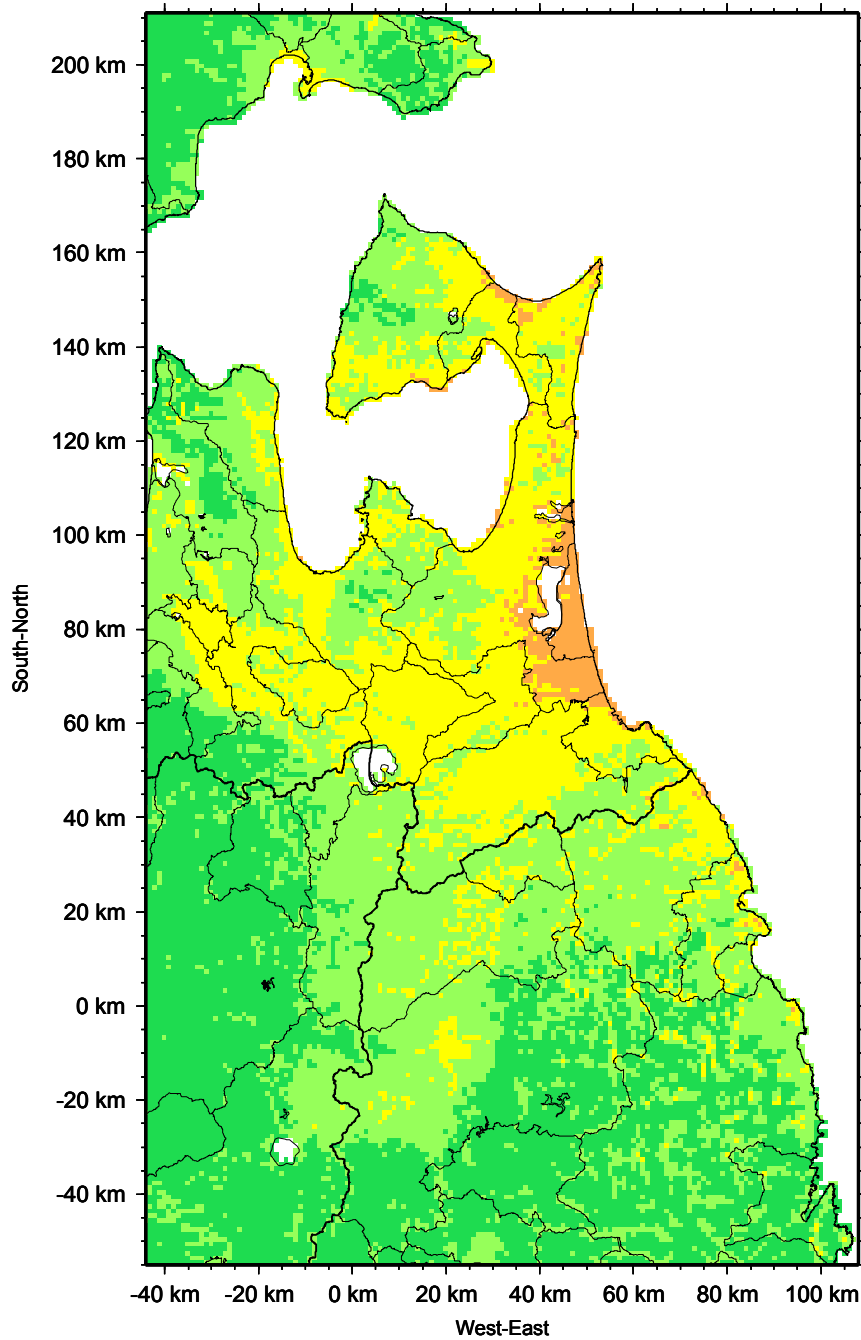


図4 「詳細法工学的基盤」から地表までの最大速度の増幅率
(浅い地盤構造)



※上の図は、震度分布の広がりを見極めるためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

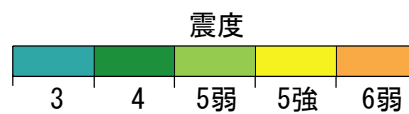


図5 詳細法による強震動予測結果(地表の震度分布)

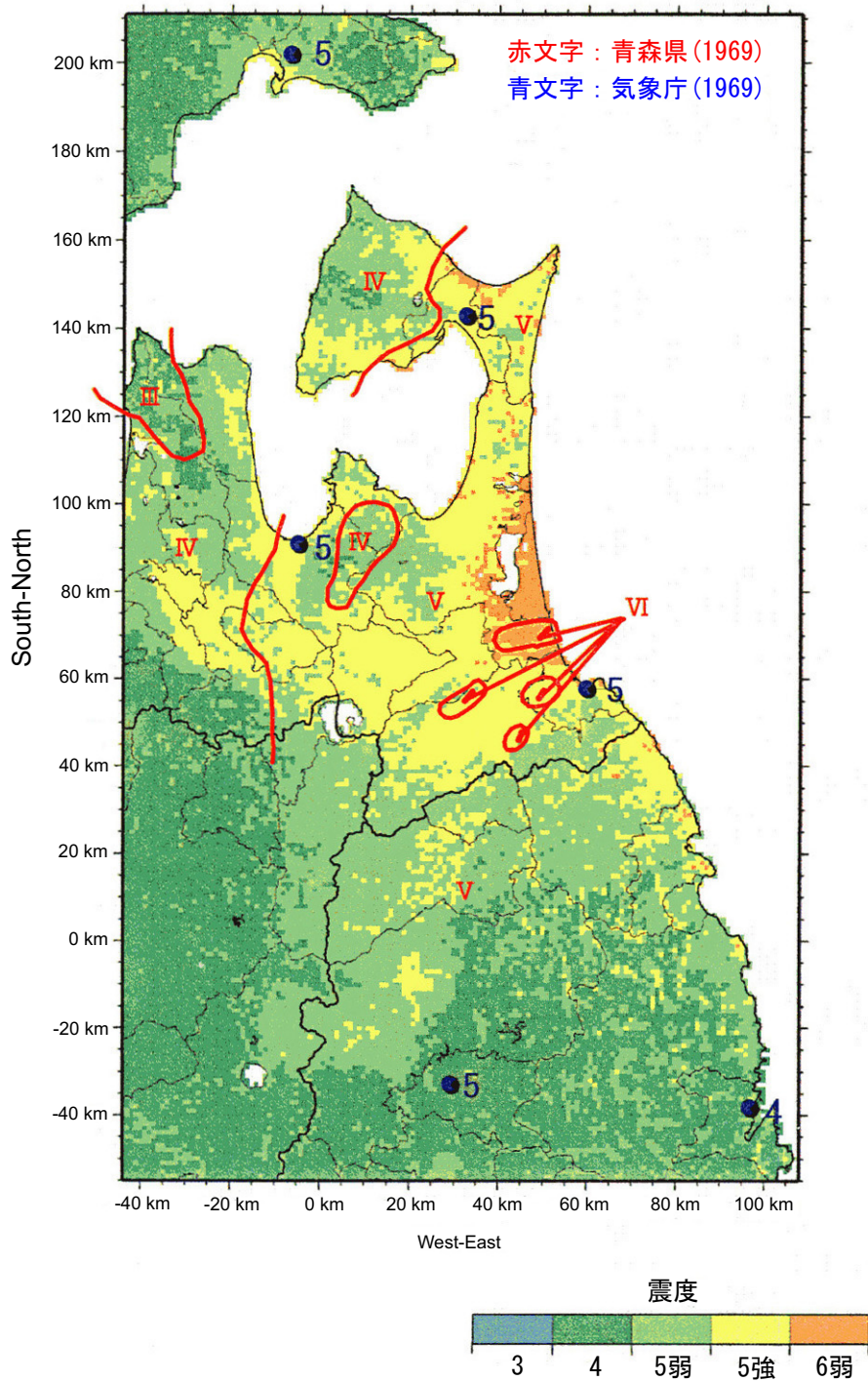


図6 「詳細法」による強震動予測結果（地表における震度分布）と1968年十勝沖地震における震度分布（青森県，1969、気象庁，1969）の比較

三陸沖北部の地震を想定した強震動評価

(説明)

1. 三陸沖北部の地震の強震動評価の概要

ここでは、三陸沖北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、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述べる。

1.1 評価全体の流れ

三陸沖北部の地震を想定した強震動評価全体の流れを以下に示す。図7には作業内容をフローチャートにして示す。

- ① 震源モデルは、1968年十勝沖地震についての既往の研究成果を参照して設定した。
- ② 1968年十勝沖地震で観測された波形データ等を参照し、フォワードモデリングにより微視的震源特性を評価し、上記の震源モデルを修正した。
- ③ 震源域周辺の三次元地下構造モデルは、工業技術院地質調査所(2000)の重力データを基に既存の探査データを利用して作成し、浅い地盤構造モデルは国土数値情報(国土地理院, 1987)を基に作成した。
- ④ 上記のとおり設定した特性化震源モデルおよび三次元地下構造モデルを用いて、「詳細法」(統計的グリーン関数法; 4章参照)により強震動評価を行った¹。
- ⑤ ④の強震動予測結果と1968年十勝沖地震の記録とを比較したところ、震度については概ね調和的であったが、波形や応答スペクトルの対応関係については、検討の余地があると判断した。
- ⑥ ⑤の結果を踏まえ、破壊伝播速度をパラメータとした検討を実施した結果、破壊伝播速度を2.5km/sとした場合に波形や応答スペクトルの対応関係が向上したので、これを用いて強震動の再評価を行い、予測結果とした。
- ⑦ 平均的な地震動分布を把握するため、「簡便法」(4章参照)による強震動評価を行った。

1.2 強震動評価の対象とする震源域

三陸沖北部の地震を想定した強震動評価の対象とする震源域としては、「長期評価」でも採用された、永井・他(2001)による断層モデルを参考に設定した。「長期評価」による三陸沖北部の地震の想定震源域の平面図を図1に示す。

1.3 評価地点

本報告における「詳細法」、および「簡便法」による強震動の評価範囲(図2参照)は下記のとおりとした。

「詳細法」：北緯 39° 30′ ～ 41° 54′、東経140° 19′ ～ 142° 8′
「簡便法」：北緯 38° 42′ ～ 43° 18′、東経139° 36′ ～ 144° 6′

強震動評価においては、それぞれの評価範囲を約1kmのメッシュに分割し、各メッシュの中心点で評価する。

¹ 震源パラメータや深い地盤構造モデルを設定するための情報が十分に得られなかったため、本検討でも、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003a)と同様に、ハイブリッド合成法を適用せず、統計的グリーン関数法による結果を採用することとした。

1.4 評価項目

本報告における、「詳細法」、および「簡便法」による強震動の評価項目は下記のとおりとする。

「詳細法」

- 地表の最大速度および震度
- 「詳細法工学的基盤」（3章参照）上の最大速度
- $V_s=600\text{m/s}$ 相当における最大速度（距離減衰式（司・翠川, 1999）との比較）

「簡便法」

- 地表の震度

次章以降では、1.1節の評価作業内容について説明するが、強震動評価の構成要素である「震源特性」、「地下構造モデル」、「強震動計算方法」、「予測結果の検証」の考え方については、付録に添付した「海溝型地震の強震動評価のレシピ」（以下、「レシピ」という。）に基づいており、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する。

2. 三陸沖北部の地震の震源特性の設定

海溝型地震の強震動評価にあたっては、過去の地震に関連するデータとの整合性を検討しつつ、震源特性を設定する（レシピ参照）。ここでは、三陸沖北部の地震の震源特性を評価した内容について、震源パラメータごとに説明する。表1に震源パラメータを、図2に設定した断層面、アスペリティ、破壊開始点の位置を示した。

2.1 巨視的震源特性

(1) モーメントマグニチュード、地震モーメント、平均応力降下量

地震モーメント M_0 ($\text{N}\cdot\text{m}=10^7 \text{ dyn}\cdot\text{cm}$)および平均応力降下量 $\Delta\sigma$ は、1968年十勝沖地震に対して、永井・他(2001)によって推定された値を用いた。なお、この地震モーメントより、モーメントマグニチュード M_w は、以下の定義式によれば8.3となる。

$$\text{Log } M_0 = 1.5M_w + 9.1 \text{ —————(1)}$$

(2) 震源断層の面積・位置・形状・傾斜角・深さ

震源断層の面積・位置・形状・傾斜角・深さは、既往の研究成果に基づいて下記のようにして設定した。

- ① 震源の位置、形状、および深さについては、できるだけ1968年十勝沖地震の観測事実を説明できるように、「長期評価」でも採用された永井・他(2001)による1968年十勝沖地震におけるすべり量分布のインバージョンで用いられた断層モデルを参照して設定した。ただし、この断層モデルは、結果として、「長期評価」での太平洋プレートの等深線と整合していない部分がある。
- ② 震源断層の面積 S は、想定されている地震モーメント M_0 および震源断層全体の平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (3.9MPa) から、Kanamori and Anderson(1975)の地震モーメントと震源断層の面積の関係式[レシピ(1)式参照]により算定した。
- ③ 傾斜角、走行等については、永井・他(2001)と同様に、Kanamori (1971)に基づいて設定した。

(3) 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 、および震源断層の面積 S を用いて推定した[レシピ(2)式参照]。

2.2 微視的震源特性

三陸沖北部の地震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・実効応力などの設定について以下に説明する。

(1) 短周期レベルA

短周期レベルA ($N \cdot m/s^2$; 短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル) は、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003a) で用いた短周期レベルから推定された (2) 式を用いて算定した。

$$A = 5.75 \times 10^{17} M_0^{1/3} \quad [\text{dyn} \cdot \text{cm}] \quad \text{————— (2)}$$

地震モーメントとここで算出した短周期レベルとの関係を図8に示す。ここで算出した短周期レベルは、壇・他(2001)の経験式(図8(a))と比べると2.3倍程度となっているが、太平洋岸の海溝性地震の地震モーメントと短周期レベルの関係(図8(b))を見ると、そのばらつきの範囲内にある。

(2) アスペリティの数・位置・面積・平均応力降下量

アスペリティの数、位置、面積、平均応力降下量は、既往の文献を参考に設定し、計算波形が、1968年十勝沖地震の観測波形と調和的となるように一部修正を加えた。アスペリティの数は、既往の文献を参考に3個とした。北側(第1アスペリティ)、南側(第2アスペリティ)のアスペリティの位置は、永井・他(2001)によるすべり量が大きい部分、中央のアスペリティ(第3アスペリティ)の位置は、長宗(1969)とMori and Shimazaki(1984)により、ほぼ同位置に推定された短周期発生域付近に設定した(図2参照)。

全アスペリティの面積は、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003a)と同様に、(2)式で示した短周期レベルAとレスピ(4)~(6)式より算定した。これより、全アスペリティの面積と巨視的断層面積との比は約0.085となる²。また、各アスペリティの面積は、次のように設定した。まず、第3アスペリティの面積は、Mori and Shimazaki(1984)により推定されている短周期発生域での M_0 に基づき設定した。第1アスペリティの面積と第2アスペリティの面積は、第3アスペリティを除く全アスペリティの面積を、永井・他(2001)によるすべり量の比が3(第1アスペリティ):2(第2アスペリティ)となるように、スケーリング則に従って9(第1アスペリティ):4(第2アスペリティ)に分割設定した。

アスペリティの平均応力降下量については、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003a)と同様に、すべり量の大きい領域(第1アスペリティと第2アスペリティ)と短周期発生域(第3アスペリティ)の平均応力降下量の比が1:2.5となるように設定した。なお、アスペリティの実効応力については、平均応力降下量と等しいとして取り扱った。

(3) アスペリティの平均すべり量

アスペリティ全体の平均すべり量 D_a は、最近の海溝型地震の解析結果を整理した結果(石井・他, 2000)を基に震源断層全体の平均すべり量 D の2倍とし、約9mとした。一方、この海域で想定される最大すべり量は、カップリングレートを1.0(永井・他, 2001)、プレートの相対運動速度を8cm/年(Seno *et al.*, 1996)とすると、平均活動間隔(97年)から約8mとなる。一般にアスペリティの平均すべり量は、海域の最大すべり量を下回ると考えられるが、上記で算出されたアスペリティの平均すべり量は、海域の最大すべり量とほぼ同程度の評価となっている。

各アスペリティの平均すべり量 D_{ai} については、永井・他(2001)によるすべり量の比に従って、3(第1アスペリティ):2(第2アスペリティ)の割合となるように設定した。また、第3アスペリティのすべり量は、Mori and Shimazaki(1984)により推定されている短周期発生域での M_0 と面積、および剛性率から算定した。

(4) 背景領域のすべり量および実効応力

背景領域のすべり量はレスピ(8)~(10)式より算出した。また、背景領域の実効応力は、レスピ(13)式より算出した。

² 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、海溝型地震では約35%という成果(石井・他, 2000)が得られている。また、地震調査委員会強震動評価部会(2001)では南海トラフで発生する地震に対して、ケースによって30%、15%の値を設定している。本報告における震源断層の面積に対するアスペリティの面積比は、これらの値と比較すると小さい。

(5) f_{max}

f_{max} の値は、主に東北地方太平洋岸の海溝型地震の推定値である13.5Hz（佐藤・他，1994b）に設定した。

(6) すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いた[レンピ(14)～(17)式参照]。

2.3 その他の震源特性

三陸沖北部の地震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に説明する。

(1) 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、過去の地震の震源位置に設定することが妥当とされることから、永井・他(2001)による推定値を参考に、1968年十勝沖地震の震源位置付近を破壊開始点とした(図2参照)。

(2) 破壊伝播様式

破壊は、破壊開始点から放射状(概ね同心円状)に広がるものとした。

(3) 破壊伝播速度

永井・他(2001)による推定結果である1.9km/sを採用した場合には、計算結果と1968年十勝沖地震における観測記録との対応関係が不十分であると判断した。そこで、複数の値で計算を実施した結果、両者が最も調和的となった2.5km/sを強震動評価に採用した(5.1節参照)。

2.4 強震動評価に用いる震源モデル

強震動評価に用いる震源モデルでは、モデル化の都合上、震源断層の長さを170km、幅を100km(したがって、解析上の断層面積は17000km²となる)とした。また、「詳細法」では、これを10km×10kmの要素に分割して計算を実施した(図2参照)。

3. 地下構造モデルの設定

三陸沖北部の地震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、

- ① 地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤までの大構造
- ② 地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤から工学的基盤までの地盤構造(以下、深い地盤構造という)
- ③ 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、浅い地盤構造という)

の3つに分けて設定を行った。

なお、本報告において工学的基盤は2通りに定義されているが、これについては、「3.2 深い地盤構造(地震基盤～工学的基盤)」において説明する。

3.1 上部マントルから地震基盤までの大構造(伝播経路)

三浦・他(2001)による宮城県沖～東北日本の速度構造断面等を参照して、三次元の速度構造モデルの設定を行った(図9参照)。ただし、統計的グリーン関数法のためのモデルとしては、減衰特性(Q値)のみを考慮し、下式に示したように仙台地域の観測記録から推定した佐藤・他(1994b)による周波数依存のQ値を利用した。

$$Q=110 \cdot f^{0.69} \quad (f \geq 1.0 \text{ Hz}) \quad \text{—————} \quad (3)$$
$$Q=110 \quad (f < 1.0 \text{ Hz})$$

ここで、 f : 周波数(Hz)

3.2 深い地盤構造（地震基盤～工学的基盤）

深い地盤構造（三次元地下構造モデル）の設定については、レシピの中の「深い地盤構造のデータが一部揃っている場合」の「過去の堆積環境が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、次に手順に従って設定を行った。

- ① 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異常重力（図10参照）を抽出する。
- ② 「詳細法」を適用する計算領域を含む地域について、文献調査（図11、表2参照）等を参考に地層区分を行い、北緯39° 40′ から北緯41° 40′ にかけて、東西方向に横断する緯度20分毎の地質断面図を作成する。
- ③ 文献調査より得られた各地層の推定密度を用いて重力データ解析を行い、地質モデルを検証するとともに、地震探査、および物理検層データを用いて、同地域における速度構造モデルを作成する（例を図12に示す。）。
- ④ ③で得られた地質モデルと速度構造モデルを比較検討し、深い地盤構造モデルを作成する。これより、二次元地下構造モデルを $V_p=1.8\text{km/s}$ 、 $V_p=2.2\text{km/s}$ 、 $V_p=3.5\text{km/s}$ 、 $V_p=4.0\text{km/s}$ 、 $V_p=5.8\text{km/s}$ の5層構造として作成した。
- ⑤ ④で得られた深い地盤構造モデルのP波速度から、Ludwig *et al.* (1970)に基づき、S波速度と密度を推定する（表3参照）。
- ⑥ ④、⑤で得られた深い地盤構造モデルを線形補間することにより、三次元地下構造モデルを作成する。

以上の手順により得られた地下構造モデルを図3に示している。海底面は東の日本海溝に至るまで緩く傾斜しているが、 $V_s=3.4\text{km/s}$ ($V_p=5.8\text{km/s}$)層の傾斜は、海底面の傾斜よりも急であり、その途中の起伏も大きいことがわかる。また、陸上部では、青森県の東側において地震基盤が深い。本報告では、この三次元地下構造モデルにおいて、 $V_s=3.4\text{km/s}$ 層 ($V_p=5.8\text{km/s}$)を地震基盤、 $V_s=500\text{m/s}$ 層 ($V_p=1.8\text{km/s}$)を「詳細法工学的基盤」と定義した。

一方、「簡便法」においては、上記の三次元地下構造モデルを用いることなく、評価地点下に一律 $V_s=400\text{m/s}$ の層が分布しているとみなして、これを「工学的基盤」と定義した。「簡便法」における工学的基盤の定義は、「確率論的地震動予測地区図の試作版(地域限定)」(地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会, 2002)の中の「工学的基盤」の定義と同義である。

3.3 浅い地盤構造（工学的基盤～地表）

浅い地盤構造は、「詳細法」においては、「詳細法工学的基盤」の上に分布し、「簡便法」においては、工学的基盤 ($V_s=400\text{m/s}$) の上に分布するという前提でレシピの中の「面的な評価によるモデル化の方法」に基づいて設定を行った。即ち、国土数値情報(国土地理院, 1987)を利用した手法(藤本・翠川, 2003)を用い、約1kmメッシュ単位で浅い地盤構造による最大速度の増幅率を算定した[レシピ(19)～(20)式参照]³。図4に示した最大速度の増幅率の分布図より、八戸市、青森市の平野のごく一部に増幅率の高い地域が見られる。

4. 強震動計算方法

本報告では、これまでに述べた特性化震源モデルと三次元地下構造モデルを用いて、「詳細法」により、「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形、および地表の震度分布を計算するとともに、「簡便法」により地表の震度分布を計算する。なお、「詳細法」には、ハイブリッド合成法もあるが、ここでは、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003a)と同様に、理論的手法に必要となる、震源モデルや深い地盤構造モデル作成のための十分な情報を収集できなかったため、統計的グリーン関数法による検討とした。以下に、「詳細法」、および「簡便法」の概要について示す。

³ 浅い地盤構造による最大速度の増幅率算定式については、「砺波平野断層帯・呉羽山断層帯を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2004)における、藤本・翠川(2003)と松岡・翠川(1994)の比較検討結果から、藤本・翠川(2003)の方が適用性が高いと判断されたため、藤本・翠川(2003)を採用することとした。

4.1 「詳細法」

(1) 三次元地下構造モデル上面における波形計算

3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下構造モデル（深い地盤構造）を用いて、三次元地下構造モデル上面における波形を統計的グリーン関数法により求めた。

統計的グリーン関数法においては、次に述べるように、各要素断層に対する地震基盤における統計的グリーン関数、「詳細法工学的基盤」（ $V_s=500\text{m/s}$ 層、三次元地下構造モデル上面）における統計的グリーン関数を順次作成し、波形合成を行った。

① 地震基盤における統計的グリーン関数の作成

仙台地域で観測された主に海溝型地震の記録から推定したパラメータによるスペクトルモデル（佐藤・他，1994b）と経時特性モデル（佐藤・他，1994a）を用いて、Boore(1983)と同様の手法により、地震基盤における統計的グリーン関数を作成した。

② 「詳細法工学的基盤」（ $V_s=500\text{m/s}$ 層）上面での統計的グリーン関数の作成

各計算ポイント直下の三次元地下構造モデルから、各計算ポイントでの一次元地下構造モデルを作成し、地震基盤における統計的グリーン関数を入射波とし、S波の一次元重複反射理論により「詳細法工学的基盤」（ $V_s=500\text{m/s}$ 層）上面での統計的グリーン関数を計算した。

③ 「詳細法工学的基盤」（ $V_s=500\text{m/s}$ 層）上面における統計的グリーン関数を用いた波形合成 「詳細法工学的基盤」（ $V_s=500\text{m/s}$ 層）上面における統計的グリーン関数を用いて、壇・佐藤(1998)の断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法により波形合成を行った。

なお、統計的グリーン関数法の計算にあたってはラディエーションパターン係数 F を与える。計算地点と断層面との幾何学的関係および断層のすべりのタイプを考慮して、Boore and Boatwright (1984) に示されたラディエーションパターン係数のうちSH波とSV波の値の大きい方を採用した。大きい方を採用した理由は、地震動分布図作成時に最大速度水平2成分のうち大きい方から震度を計算するためである。具体的には、断層傾斜角 30° の逆断層の地震の射出角 180° から 120° の範囲のSV波のラディエーションパターン係数の平均値である0.62を採用した。

時刻歴波形は、詳細法評価範囲を1kmメッシュに分割し、それぞれの中心点で算定した。

(2) 地表における最大速度の計算

地表の最大速度を地表における時刻歴波形より求めるためには、浅い地盤構造についても、評価地域全体の一次元地下構造モデルを作成する必要がある。しかし、ここでは地盤調査データが乏しいことより、一次元地下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、まず1kmメッシュごとに、「詳細法工学的基盤」のS波速度(500m/s)、および3章で述べた地下構造モデルのうち浅い地盤構造で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率を藤本・翠川(2003)より求めた。次に、各メッシュにおける「詳細法工学的基盤」における時刻歴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。ただし、藤本・翠川(2003)は、 $V_s=600\text{m/s}$ に対する増幅率として定義されているが、本検討での「詳細法工学的基盤」を $V_s=500\text{m/s}$ の層としている。そこで、松岡・翠川(1994)による基準地盤（平均S波速度が $V_s=600\text{m/s}$ 程度）から $V_s=500\text{m/s}$ までの増幅率(=1.13)で、藤本・翠川(2003)による $V_s=600\text{m/s}$ の層から地表までの増幅率を除いた値を、「詳細法工学的基盤」における最大速度に乗ずることによって算定した。

(3) 地表における計測震度

計算された地表最大速度より、次に示す翠川・他(1999)による最大速度と計測震度の経験的關係式を用いて、計測震度相当値を算定した。

$$I=2.68+1.72 \cdot \log PGV \pm 0.21 \quad (I=4\sim 7) \quad \text{————— (4)}$$

I : 計測震度 PGV : 地表最大速度(cm/s)

なお、翠川・他(1999)ではI=0~7の式とI=4~7の2つの式が提示されているが、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なことより、ここではI=4~7の式を採用した。

4.2 「簡便法」

(1) 工学的基盤における最大速度

次式で示す司・翠川(1999)による最大速度の距離減衰式を用いて、基準地盤 ($V_s=600\text{m/s}$) における最大速度を求めた。

$$\log PGV = 0.58M_w + 0.0038\text{Dep} - 1.29 - 0.02 - \log(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X \quad (5)$$

PGV: 最大速度 (cm/s)

M_w : モーメントマグニチュード

Dep: 震源深さ (km)

X: 断層最短距離 (km)

さらに、松岡・翠川(1994)による表層地盤の速度増幅率算定式より求まる係数(1.31)を乗じることにより、工学的基盤 ($V_s=400\text{m/s}$) における最大速度を求めた。

(2) 地表面における最大速度

1kmメッシュごとに、3章で述べた地下構造モデルのうち浅い地盤構造で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率をレシピ(20)式より求める。工学的基盤における最大速度に、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。

(3) 地表における計測震度

地表における計測震度については、4.1「詳細法」での地表における計測震度の求め方と同じ方法を用いた。

4.3 それぞれの手法の特徴

以下にそれぞれの特徴をまとめる。

「詳細法」の特徴

- ・ 2章で述べた微視的震源特性、その他の震源特性の影響を評価することができる。すなわち、「長期評価」や「形状評価」および最新の地震学の知見に基づいて想定された震源モデルに対する地震動を評価することができる。
- ・ 3章で述べた三次元地下構造モデルの影響を評価することができる。(特にハイブリッド合成法を用いる場合)
- ・ 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」まで)。
- ・ 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。(特にハイブリッド合成法を用いる場合)

「簡便法」の特徴

- ・ 平均的な地震に対する地震動分布を評価するので、個々の地震の特徴や微視的震源特性の影響を反映できない。
- ・ 計算負荷が小さく、一度に広範囲の計算ができる。

5. 強震動予測結果とその検証

「簡便法」、「詳細法」による強震動予測結果、および「詳細法」による強震動予測結果の検証結果を示す。なお、「詳細法」による強震動予測にあたっては、八戸における観測記録を比較対象として、震源特性としての破壊伝播速度の再評価を行い、計算結果が観測記録と最も調和的となった2.5km/sを採用している。ここでは、まず、その検討結果について示す。

5.1 破壊伝播速度の再評価

強震動評価に先立ち、計算波形がなるべく観測波形と調和的となるよう、震源特性の再評価という観点から、破壊伝播速度の検討を行った。破壊伝播速度としては、最初に設定した永井・他(2001)による推定結果である1.9km/sの他に、2.5km/s、3.0km/sの計3ケースを想定し、1968年十勝沖地震において八戸地点で得られた観測波形⁴と「詳細法」(統計的グリーン関数法)による計算波形を比較した。ここでは、震源特性の検討という観点から、なるべく他の要因を取り除くために、地震基盤から地表まで(深い地盤構造、浅い地盤構造)の地下構造モデルについては、既往の研究成果を利用することとし、観測点周辺における地盤調査結果から作成された翠川・小林(1978)による地盤構造(図13参照)を用いた。表4に「詳細法工学的基盤」から地表までの浅い地盤構造の時刻歴応答計算用の地盤モデルを示す。この浅い地盤構造に対しては、非線形特性を考慮し、その復元力特性には、今津・福武(1986a, b)による G/G_0 , $h-\gamma$ 曲線(図14参照)を用いた。検討では、まず、統計的グリーン関数法を用いて $V_s=690\text{m/s}$ 層上面(図13参照)の計算波形を作成し、次に、一次元の等価線形解析法(吉田・末富, 1996)により地表での時刻歴波形を計算した。

図15に、破壊伝播速度をそれぞれ1.9km/s、2.5km/s、3.0km/sとした場合の統計的グリーン関数法による計算波形と観測波形とを比較して示す。また、図16には、同様にして、減衰5%の加速度応答スペクトルを示す。破壊伝播速度が1.9km/sの場合の「詳細法工学的基盤」における加速度応答スペクトル(薄い青線)を見ると、観測記録(赤線、緑線)ではピークとなっている周期2.6秒付近の振幅が、計算結果では逆に谷となっている。これに対し、破壊伝播速度が2.5km/sの場合、周期2.6秒付近の谷が解消され、観測記録と最も調和的な結果が得られている。計算波形と観測波形についても、3つの結果の中では、破壊伝播速度が2.5km/sの場合が、最も調和的な結果となっている。以上の結果から、強震動予測には、破壊伝播速度として2.5km/sを用いることとした。

5.2 「詳細法」による強震動予測結果

2章で説明した特性化震源モデルより、「詳細法」の評価範囲において1kmメッシュ単位で強震動計算を行った。この結果について下記の内容で示した。

評価項目	図番号
「詳細法」による「詳細法工学的基盤」の最大速度分布	図17
「詳細法」による地表の最大速度分布	図18
「詳細法」による地表の震度分布	図5

本報告では、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003a)と同様に、理論的手法に必要となる震源モデルや深い地盤構造モデル作成のための十分な情報を収集できなかったことから、「詳細法」については、統計的グリーン関数法のみによる計算結果を強震動予測結果として採用している。また、破壊伝播速度には、5.1節で示したように、計算波形が観測記録と最も調和的となった2.5km/sを採用している。

図17に、「詳細法工学的基盤」($V_s=500\text{m/s}$)上面での最大(地動)速度分布を示す。青森県東部の八戸市北部から三沢市にかけての広い範囲で40cm/s~60cm/s程度となっている。図18には、「詳細法工学的基盤」の最大(地動)速度に「詳細法工学的基盤」から地表までの増幅率を乗じて求めた地表の最大(地動)速度分布を示す。三沢市南部のごく一部の地域で70cm/s程度、その地域を除く三沢市ほぼ全域で50cm/s~60cm/sとなっている。また、図5に示した地表における震度分布では、震源断層に比較的近い八戸市北部から三沢市にかけての広い範囲、およびむつ市北部のごく一部などで、震度6弱(橙色)となった。震度5強(黄色)となった地域は、一部の山間部を除いた青森県の中中部から東部、および下北半島、さらには岩手県北部の一部と広範囲に渡っている。

5.3 「簡便法」による強震動予測結果

「簡便法」による強震動予測結果(地表の震度分布)を図19に示す。「簡便法」による震度分布は比較的滑らかに変化している。また、「簡便法」では、「詳細法」と異なり、地震基盤から工学的

⁴ 独立行政法人港湾空港技術研究所：港湾地域強震観測システム (<http://www.eq.y.sk.nilim.go.jp>) による。

基盤までの地盤構造に伴う増幅の効果、アスペリティの影響やディレクティブ効果⁵が反映されていないことより、これらの影響が大きく現れる地域においては、「簡便法」の震度が、「詳細法」の震度（図5参照）よりも小さくなっている。さらに、今回の検討では、「簡便法」で用いる距離減衰式が、海溝型地震の平均的な地震動を表していることに対して、「詳細法」では、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」（地震調査委員会, 2003a）を参考に、短周期レベルを平均的な値の2.3倍程度に設定していることも、「簡便法」の結果が、「詳細法」の結果に対して小さくなっている主要因の一つである。

5.4 「詳細法」による強震動予測結果の検証

ここでは、「詳細法」による強震動予測結果の検証のため、下記の項目に対して検討を行った。

- 震度
- 観測波形記録
- 経験的方法（距離減衰式）

以下、それぞれの項目について述べる。

(1) 震度

計算された震度分布と1968年十勝沖地震の震度分布との比較により、強震動予測結果を検証した。図6には、計算された震度分布とともに、青森県(1969)、気象庁(1969)による、1968年十勝沖地震において震度5や震度6の揺れに見舞われた地域を示している。ローマ数字(赤字)は青森県(1969)の結果、算用数字(青字)は気象庁(1969)の結果である。震度6(VI)の地域が、青森県(1969)の結果に比べてやや広範囲に評価されているものの、強震動予測結果は、1968年十勝沖地震の震度分布と概ね調和的となっている。

(2) 観測波形記録

1968年十勝沖地震において3地点(八戸、青森、宮古)で得られた観測波形⁴と「詳細法」(統計的グリーン関数法)による計算波形を比較した。

検証に先立って、図20に、1968年十勝沖地震において3地点(八戸、青森、宮古)で得られた観測波形(加速度波形)を示す。青森、宮古における観測波形は、継続時間が非常に長くなっていることがわかる。青森では、約25秒以後に比較的長周期の波形が、宮古では、計測開始時点から比較的短周期の波形が長時間継続している。これらと同様の傾向は、同じ観測点で得られた他の地震の観測波形についても現れていることを確認している。青森については、波形の特徴から、観測地点の局所的な地盤構造や地形的効果による影響が含まれていることが推測されるが、震源特性の影響も否定できない。宮古についても、局所的な地盤構造や地形的効果によるものなのか、震源特性によるものなのか、あるいは上記以外の何か観測点固有の条件を反映したものなのかは現地では特定できていない。

以上のように、今回の検証に用いる観測波形は、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003a)で用いた工学的基盤上の観測波形と異なり、地表で得られた、浅い地盤構造等の影響が含まれるやや特異な波形となっている。このような観測波形を対象として、強震動予測結果の検証を行うためには、本検討では十分に反映できなかった、観測点周辺の三次元的な地形効果や地盤の非線形特性を含む地盤構造モデルの高精度化や解析手法の改良(例えば、ハイブリッド合成法の海溝型地震での実用化)、あるいは震源モデルの改良等が必要であると考えられる。しかし、上述の(1)震度において、震度分布については、予測結果の妥当性が検証されている。そこで、ここでは一つの試みとして、現時点で最善と考え得る、震源モデル、予測手法により得られた強震動予測結果が、このような観測波形をどの程度説明できているかを検証した。

予測結果の検証では、「詳細法工学的基盤」上の計算波形から、一次元の等価線形解析法(吉田・末富, 1996)により計算した地表での時刻歴波形と観測波形とを、波形と減衰5%の加速度応答スペクトルの観点から比較する。「詳細法工学的基盤」から地表までの浅い地盤構造の地下構

⁵ 断層破壊がS波の伝播速度に近い速度で伝播することにより、破壊の進行方向では地震波が重なりあい、結果としてその振幅が大きくなる(パルスが鋭くなる)。一方、破壊の進行と逆の方向では、地震波は重なり合わず、その振幅は大きくならない。

造モデルとしては、各観測点周辺における地盤調査結果から作成されたモデル柱状図を用いた。青森については、土田・上部(1972)による総合柱状図(図2.1参照)を、宮古については、翠川・小林(1978)による地下構造モデルを参照した(図2.2参照)。表5、表6に、青森、宮古における「詳細法工学的基盤」から地表までの時刻歴応答計算用の地盤モデルを示す。八戸については、図1.3、表4に示したとおりである。また、「詳細法工学的基盤」から地表までの浅い地盤構造については、今津・福武(1986a, b)の G/G_0 , $h-\gamma$ 曲線(図1.4参照)により非線形特性を考慮した。

八戸、青森、宮古についての検討結果(波形と減衰5%の加速度応答スペクトルの比較)をそれぞれ、図2.3、図2.4、図2.5に示す。八戸の結果は、青森、宮古の結果に比べて、比較的調和的となっている。青森での計算波形は、地盤の非線形性、地形的効果などの局所的な影響が顕著に現れていると考えられる約25秒以降は再現できていない。ただし、加速度応答スペクトルについては、計算波形から求めた周期に対する全体の形状は、観測波形から求めた加速度応答スペクトルの形状とある程度似ている。一方、宮古では、計算波形については、再現できていない。加速度応答スペクトルについても、0.2秒のピークよりも長周期側では、計算結果が観測記録を大きく上回っている。

今後は、これらの検証結果が改善されるよう、観測波形の質の吟味は当然のことながら、局所的な地下構造データの充実・活用と共に、計算手法やモデル化手法等の改良に向けて、継続的な調査・研究を行うことが重要である。また、1995年兵庫県南部地震以降、地震観測網が飛躍的に拡充され、近年の地震では、強震動予測手法や震源パラメータの検証に適した多くの観測記録が得られてきている。今後は、このような地震についての強震動評価の検証を通じて、強震動予測手法や震源モデルの改良を行うことが、強震動予測結果の精度向上につながると考えられる。

(3) 経験的方法(距離減衰式)

「詳細法」による「詳細法工学的基盤」上の最大速度を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に補正した値と司・翠川(1999)の最大速度の距離減衰式との比較結果を図2.6に示す。「詳細法」による予測結果が、距離減衰式の曲線に対して、やや大きめの評価となっている。これは、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003a)と同様に、距離減衰式が海溝型地震の平均的な地震動を表していることに対して、「詳細法」では、1978年宮城県沖地震の特徴を反映させ、短周期レベルを平均的な値の2.3倍程度に評価しているためであると考えられる。

6. 問題点と今後の課題

以上の検討から明らかになった問題点、および今後の課題について述べる。

6.1 問題点

三陸沖北部の地震を想定した強震動評価にあたっての問題点として、次の点が挙げられる。

本検討では、「詳細法」による予測結果の検証にあたり、比較的軟らかい地盤上(地表)で得られた観測波形と計算波形との比較を行った。これは、工学的基盤上の観測波形を用いた「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003a)と大きく異なる点である。本検討で用いた観測波形の特徴としては、

- ① 局所的な地盤構造や、浅い地盤構造の非線形性の影響が含まれること
- ② 継続時間が非常に長いこと
- ③ 上記以外の観測点固有の何らかの条件を反映している可能性があること

が挙げられる。

本検討における観測波形記録を用いた検証では、特に青森や宮古については、計算波形が観測波形を十分には再現できなかった。これらの地点の精度を向上させるためには、地盤構造モデルの緻密化、解析手法の改良(例えば、ハイブリッド合成法の適用)等が不可欠である。

また、海溝型地震の強震動評価における共通な問題点として、次の点が挙げられる。

本検討では、強震動予測手法として、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003a)と同様に、ハイブリッド合成法ではなく、統計的グリーン関数法を採用した。「宮城県

沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003a)では、ハイブリッド合成法の海溝型地震の強震動予測手法としての利用が難しい主な理由として、

- ① 理論的手法で用いるための三次元地下構造モデルの精度が不十分であること
- ② 伝播距離が長いため、計算波形の位相ずれが大きくなること
- ③ レシビにおける震源モデルの特性化が、主として半経験的手法(統計的グリーン関数法)の枠組みの中で最適化されたものであること

の3点を挙げている。

本検討でも、ハイブリッド合成法の適用を視野に入れて、理論的手法による計算波形と観測波形との比較を試みたが、主に上記の①、③の理由により、観測波形を十分には再現できなかった。

さらに、他の強震動評価における共通な問題点として、次の点が挙げられる。

本報告では、震源特性としての破壊伝播速度の再評価を行った結果、計算波形や応答スペクトル形状に対して影響が見られた。震源特性のばらつきについては、これまで実施されてきた強震動評価(地震調査委員会, 2003b、地震調査委員会, 2003c、等)により、アスペリティの位置や個数、あるいは破壊開始点の位置などの震源特性が、地表の地震動に大きな影響を与えることが既に報告されている。

6.2 今後の課題

三陸沖北部の地震を想定した強震動評価についての検討課題として、次の点が挙げられる。

本検討では、予測結果の検証として、比較的軟らかい地盤上で得られた観測記録波形と計算波形との比較を行った。このような観測波形には、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003a)で用いられたような工学的基盤における観測波形に比べて、観測点周辺の地盤の非線形特性を含む局所的な地盤構造の影響が含まれ易い。したがって、強震動予測結果と観測波形との比較により震源モデルや計算手法の妥当性について検証するためには、これらの影響をできるだけ正確に評価するためのモデル化方法や計算手法の適用、あるいは浅い地盤構造モデルの高精度化等が必要である。以上の観点から、今後は、観測波形の質の吟味をはじめとして、局所的な地下構造データの充実・活用と共に、計算手法やモデル化手法等の改良に向けて、他の地震の強震動評価・検証も含めて継続的な調査・研究を行っていきたい。

また、海溝型地震の強震動評価における共通な検討課題として、次の点が挙げられる。

本検討では、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003a)の検討結果を参考に、「詳細法」の強震動予測計算方法として、ハイブリッド合成法ではなく、統計的グリーン関数法を採用した。しかし、ハイブリッド合成法は、広い周波数帯域の強震動予測を行うためには有効な手法であり、内陸で発生する活断層型の地震の強震動評価においては、評価範囲が狭いため、既に実用化されている。また、1995年兵庫県南部地震以降、地震観測網が飛躍的に拡充され、近年の地震では、強震動予測手法や震源パラメータの検証に適した観測記録が得られてきている。今後は、このような地震に対する強震動評価の検証を通じて、海溝型地震の強震動評価における計算結果の精度向上に向けて、深い地盤構造モデルの高精度化、震源モデルの改良、およびハイブリッド合成法の適用を含めた計算手法の改良について検討していきたい。

さらに、他の強震動評価における共通な検討課題として、次の点が挙げられる。

本検討では、震源特性としての破壊伝播速度を再評価するためのパラメータスタディを通じて、破壊伝播速度が、計算波形や応答スペクトル形状に影響を与えることがわかった。震源パラメータによる強震動予測結果のばらつきについて把握することは、強震動予測結果に対する評価・判断を行う上で非常に重要である。これについては、本報告の結果も踏まえ、今後、他の地震、他の地域の強震動評価においても検討を重ねていきたい。

参考文献（アルファベット順）

- 青森県 (1969) : 青森県大震災の記録, pp.627.
- Boore, D. M. (1983) : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1865-1894.
- Boore, D.M. and J. Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1615-1621.
- 壇一男・佐藤俊明 (1998) : 断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 509, 49-60.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・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.
- 独立行政法人港湾空港技術研究所 : 港湾地域強震観測システム, <http://www.eq.ysk.nilim.go.jp/>
- 藤本一雄・翠川三郎(2003) : 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定, 日本地震工学会論文集, 第3巻, 第3号, 13-27.
- 今津雅紀・福武毅芳(1986a) : 動的変形特性のデータ処理に関する一考察, 第21回土質工学研究発表会 (札幌)
- 今津雅紀・福武毅芳(1986b) : 砂礫材料の動的変形特性, 第21回土質工学研究発表会 (札幌)
- 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville(2000) : 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, 日本建築学会構造系論文集, 527, 61-70.
- 地震調査委員会(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 (2001) : 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).
- 地震調査委員会(2002) : 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価.
- 地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会(2002) : 確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定).
- 地震調査委員会(2003a) : 宮城県沖地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2003b) : 森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2003c) : 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2004) : 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価.
- Kanamori, H. (1971): Focal mechanism of the Tokachi-Oki earthquake of May 16, 1968 : Comparison of the lithosphere at a junction of two trenches, *Tectonophysics* 12, 1-13.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- 加藤研一・武村雅之・八代和彦(1998) : 強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性, 地震2, 51, 123-138.
- 気象庁(1969) : 1968年十勝沖地震調査報告, 気象庁技術報告, 第68号.
- 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.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake (1970): *Seismic Refraction, in the Sea* Vol. 4, Part 1, Wile-Interscience, p. 74.
- 松岡昌志・翠川三郎(1994) : 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34.
- 翠川三郎・小林啓美(1978) : 地震動の地震基盤の入射波スペクトルの性質, 日本建築学会論文報告集, 第273号, 43-54.
- 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.
- 三浦誠一・高橋成美・仲西理子・小平秀一・金田義行(2001) : 日本海溝前弧域(宮城沖)における地震学的探査—KY9905航海一, *JAMSTEC深海研究*, 第18号, 145-156.
- Mori, J. and K. Shimazaki (1984) : High stress drops of short-period subevents from the 1968 Tokachi-Oki earthquake as observed on strong motion records , *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74,

1529-1544.

- 永井理子・菊地正幸・山中佳子(2001)：三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究－1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較－，地震第2輯，54，267-280.
- 長宗留男(1969)：大地震の生成過程（1968年十勝沖地震および1963年エトロフ島沖の地震），地震第2輯，22，104-114.
- 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，地震第2輯，53，1-9.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994a)：ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性，日本建築学会構造系論文集，461，19-28.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994b)：表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性，仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析，日本建築学会構造系論文集，462，79-89.
- 佐藤智美・小林義尚・八代和彦(2000)：強震動の高周波フーリエスペクトル特性－ f_{max} と応力降下量－，日本建築学会構造系論文集，527，79-87.
- 佐藤智美・巽誉樹(2002)：全国の強震動記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性，日本建築学会構造系論文集，556，15-24.
- Seno, T., T. Sakurai, and S. Stein(1996)：Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? , J. Geophys. Res., 101, No. B5, 11305-11315.
- 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，523，63-70.
- 土田 肇・上部達生(1972)：地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性，港湾技術研究所報告，第11巻，第4号，191-268.
- 吉田 望・末富岩雄(1996)：DYNEQ：等価線形法に基づく水平成層地盤の地震応答解析プログラム，佐藤工業（株）技術研究所報，61-70.

表2 三陸沖北部の地盤モデルに関する文献

著者	文献名	年度	出典	ページ
Asano,S. et al	Crustal structure in a profile off the Pacific coast of northeast Japan by refraction	1981	<i>J.Phys.Earth</i> , 29	P267-281
Iwasaki,T. et al	Precise P and S wave velocity structures in the Kitakami massif , northern Honshu , Japan , from seismic refraction experiment .	1994	<i>J.Geophys.Res.</i> , 99	P22187-22204
Matsuzawa,T.	On the Crustal Structure in North-East Japan by Explosion Seismic Observations.	1959	地震研究所彙報 第37号第1冊	P123-154
Mikumo,T.	A study on Crustal Structure in Japan by the Use of seismic and gravity Data	1966	地震研究所彙報 第44号第3冊	P965-1008
Nishizawa,A. et al	Deep crustal structure off Akita , eastern margin of the Japan sea , deduced from ocean bottom seismographic measurements	1999	<i>Tectonophysics</i> , 306	P199-216
Suyehiro,K. et al	Crustal structure and seismicity beneath the forearc off northeastern Japan	1994	<i>J.Geophys.Res.</i> , 99	P22331-22347
Tsuru,T. et al	Tectonic feature of the Japan trench convergent margin off Sanriku,northeastern Japan,revealed by multichannel seismic refraction data	2000	<i>J.Geophys.Res.</i> , 105	P16403-16413
青森県	平成7年度地震調査研究交付金 津軽山地西縁断層帯及び野辺地断層帯に関する調査成果報告書(概要版)	1996		
青森県	入内断層に関する調査	1998a	平成10年 科学技術庁第2回活断層調査成果報告会予稿集	
青森県	折爪断層に関する調査	1998b	平成10年 科学技術庁第2回活断層調査成果報告会予稿集	
秋田県	横手盆地東縁断層帯に関する調査	1998	平成10年 科学技術庁第2回活断層調査成果報告会予稿集	
秋田県	横手盆地東縁断層帯に関する調査	1999	平成11年 科学技術庁第3回活断層調査成果報告会予稿集	
阿部信太郎ほか	東北日本弧最北部を横断する反射法地震探査	2002	物理探査学会 第107回学術講演会論文集	P276-277
井川 崇ほか	VIBROSEIS反射法地震探査による日高衝突帯の地殻構造断面	1996	地球惑星科学合同学会1996年合同大会予稿集	P704
伊藤忍ほか	三陸沖地域の三次元地震波速度構造	1996	地球惑星科学合同学会1996年合同大会予稿集	D42-02
岩崎貴哉	北海道日高衝突帯における制御震源探査	2002	月刊地球 Vol.24.No.7	P475-480
岩崎貴哉ほか	爆破地震動観測による北上地域の地殻構造(久慈-石巻測線)	1992	地震学会講演予稿集	I22-11
岩崎貴哉ほか	人工地震探査による北海道地域の地殻構造その3	1994	地震学会講演予稿集	P12
岩崎貴哉ほか	人工地震探査による北海道地域の地殻構造その4	1995	地震学会講演予稿集	B04
岩崎貴哉ほか	1997年東北日本横断地殻構造探査	1999	月刊地球号外 No.27	P48-55
岩崎貴哉ほか	日高中軸帯北部における反射法地震探査	2001	地震研究所彙報 第76号第1冊	P115-127
岩手県	北上低地西縁断層帯に関する調査	1998	平成10年 科学技術庁第2回活断層調査成果報告会予稿集	
大澤正博ほか	三陸～日高沖前弧堆積盆の地質構造・構造発達史とガス鉱床ポテンシャル	2002	石油技術協会誌 第67巻第1号	P38-51
大塚理代ほか	日本島弧下におけるQscs値の周波数依存性について	1999	地震学会講演予稿集	B31
岡田 廣	弾性波による八戸市の基盤探査	1974	地震学会講演予稿集	P112
岡田 廣ほか	南能代3次元地震探査区域内の表層構造について-微動のアレー観測による推定-	1997	物理探査学会 第96回学術講演論文集	P430-434
金沢敏彦ほか	日本海溝の陸側海溝斜面下の速度構造	1985	地震学会講演予稿集	C48
菊地恒夫ほか	仙岩北部地域の屈折法解析	1987	地質調査所報告 第266号	P543-562
金属鉱物探査促進事業団	精密調査報告書 下北地域	1971		
古村美津子ほか	十勝平野の地震動応答と伝播経路の影響	1999	地震学会講演予稿集	P109

表2 三陸沖北部の地盤モデルに関する文献(続き)

著者	文献名	年度	出典	ページ
小柳敏郎ほか	十勝平野における長周期微動の観測	1987	物理探査学会 第76回学術講演論文集	P40-41
小柳敏郎ほか	十勝平野における長周期微動の観測(2)-アレイ観測-	1988	物理探査学会 第78回学術講演論文集	P157-160
小柳敏郎ほか	微動探査法(4)-長周期微動を用いた十勝平野の深層地盤構造の推定-	1990	物理探査学会 第83回学術講演論文集	P172-176
斎藤徳美ほか	周波数-波数解析法による盛岡市域の浅所地下構造の推定	1992	物理探査学会 第86回学術講演論文集	P201-206
坂尻直巳	八戸工大構内に設置した強震動観測点の地盤特性	1997	地震学会講演予稿集	B39
坂尻直巳	八戸市の強震動観測点における振動特性について	1999	地震学会講演予稿集	B86
坂尻直巳ほか	八戸市におけるやや長い周期の微動観測(第一報)	1974	地震学会講演予稿集	P89
坂尻直巳ほか	八戸市におけるやや長周期微動による地下構造の推定	1988	物理探査学会 第78回学術講演論文集	P155-156
坂尻直巳ほか	地盤構造による強震動への影響(2)-八戸市の例-	1992	地震学会講演予稿集	P49
佐藤魂夫ほか	東北地方北部における地殻の V_p/V_s 比	1997	地震学会講演予稿集	P68
新エネルギー総合開発機構	昭和59年度 全国地熱資源総合調査(第2次)火山性熱水対流系地熱タイプ(八甲田地域)調査報告書	1985		
新エネルギー総合開発機構	昭和61年度 地熱探査技術等検証調査 仙岩地域3,000m級坑井調査報告書	1988		
新エネルギー総合開発機構	昭和59年度 全国地熱資源総合調査(第3次)広域熱水流動系調査(秋田駒地域)精密重力調査報告書	1991		
新エネルギー総合開発機構	地熱開発促進調査報告書No.9 下北地域	1986a		
新エネルギー総合開発機構	昭和60年度全国地熱資源総合調査(第2次)火山性熱水対流系地熱タイプ(八甲田地域)調査報告書	1986b		
新エネルギー総合開発機構	昭和60年度 全国地熱資源総合調査(第2次)火山性熱水対流系地熱タイプ(八甲田地域)精密重力調査報告書	1986c		
新エネルギー総合開発機構	昭和60年度 地熱探査技術等検証調査 仙岩地域 資料集	1986d		
石油公団	昭和56年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「黒松内」調査報告書	1982		
石油公団	昭和59年度 海上基礎試錐「気仙沼沖」地質検討会	1985		
石油公団	昭和61年度 国内石油天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「道南～下北沖」調査報告書	1987		
石油公団	平成6年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「七戸地域」調査報告書	1995		
石油公団	平成8年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「馬追」調査報告書	1998		
石油公団	平成10年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「三陸沖」調査報告書	2000		
高橋成実ほか	エアガン-海底地震計データによる東北日本弧前弧域(三陸沖)の速度不均質構造	1998	地震学会講演予稿集	P160
武田哲也ほか	東北日本弧反射法的処理による地殻下部不均質構造マッピングの試み	1999	地震学会講演予稿集	P94
田近 淳ほか	函館平野西縁活断層帯に関する調査-地形・地質と地下構造の概要	1996	平成7年度・8年度 地震調査研究交付金成果報告会予稿集	
玉野俊郎ほか	反射地震法による日本海溝・南海トラフの海溝斜面探査	1981	物理探査 第34巻第4号	P204-221
長 貴浩ほか	秋田市における短周期微動を用いたF-K法による地下構造推定	1993	物理探査学会 第88回学術講演論文集	P20-23
鶴 哲郎ほか	反射法地震探査による三陸沖プレート境界型地震発生域の上限に関する検討	2000	物理探査 第53巻第1号	P43-55
天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会	改訂版 日本の石油・天然ガス資源(渡島半島・青森地域)	1992		
中村亮一ほか	最大加速度振幅値を用いた日本列島下の三次元減衰構造トモグラフィ	1997	地球惑星科学合同学会1997年合同大会予稿集	P277

表2 三陸沖北部の地盤モデルに関する文献(続き)

著者	文献名	年度	出典	ページ
日本鉄道建設公団 青函建設局	青函トンネル地質調査誌	1989		
爆破地震動研究グループ	The Third Explosion Seismic Observations in North-East Japan	1953	地震研究所彙報 第31号第4冊	P281-290
爆破地震動研究グループ	第2回石淵爆破地震動観測結果	1953	地震第2輯 第6巻第1号	P5-27
爆破地震動研究グループ	釜石鉱山における第2回大爆破作業による地震動の観測	1955	地震第2輯 第7巻第4号	P209-215
爆破地震動研究グループ	最近の人工地震探査の成果と今後の展望	1994	地球惑星科学合同学会1994年合同大会予稿集	E31-03
爆破地震動研究グループ	東北日本弧横断人工地震探査(釜石-岩城測線)	1999	地震研究所彙報 第74巻第1冊	P63-122
橋爪道朗ほか	爆破地震動観測による東北日本を横断する測線上の地殻構造 第2部地殻構造	1968	地震第2輯 第21巻第4号	P273-281
長谷川 功	爆破地震データによる沈み込むプレート構造のモデル化	1988	地震学会講演予稿集	A81
長谷見晶子ほか	爆破地震動の観測による岩手県中部の地下構造	1991	地球惑星科学合同学会1991年合同大会予稿集	P159
早川正亮ほか	海底地震観測から分かった1968年十勝沖、1994年三陸はるか沖地震域の南西端に存在する地殻の不連続構造	2000	地震学会講演予稿集	A46
日野亮太	海底地震探査による三陸沖の地殻構造	1999	月刊地球号外 No.27	P65-70
平田 直ほか	反射法地震探査からみた奥羽脊梁山地の地殻構造	1999	月刊地球号外 No.27	P39-43
北海道	函館平野西縁活断層帯に関する調査	1998	平成10年 科学技術庁第2回活断層調査成果報告会予稿集	
松沢武雄ほか	第2回鉾田爆破地震動観測から得られた地殻構造について	1960	地震第2輯 第13巻第2号	P78-89
松島 健ほか	長周期微動を用いた地下構造の推定-十勝平野における探査例-	1986	物理探査学会 第74回学術講演論文集	P29-30
松島 健ほか	長周期微動を用いた地下構造の推定(2)-石狩低地帯における探査例-	1987	物理探査学会 第76回学術講演論文集	P36-39
松島 健ほか	長周期微動を用いた地下構造推定(5)-十勝平野東部における探査例-	1989	物理探査学会 第80回学術講演論文集	P121-124
松島 健ほか	微動探査法(7)-十勝平野の深層地盤構造と強震動に与える影響-	1991	物理探査学会 第85回学術講演論文集	P264-269
宮内崇裕ほか	津軽山地西縁断層帯・野辺地断層帯の総合調査	1997	地震学会講演予稿集	C58
宮腰 研ほか	長周期微動を用いた地下構造推定(4)-小樽市における探査例-	1989	物理探査学会 第80回学術講演論文集	P118-120
宮腰 研ほか	微動観測による釧路市の地下構造推定と地盤振動特性の予測	1994	物理探査学会 第90回学術講演論文集	P230-234
森谷武男ほか	日高山脈の速度構造モデル	1994	地震学会講演予稿集	P13
山本英和ほか	短周期微動のアレイ観測による浅部地下構造の推定-盛岡市域における結果-	1996	物理探査学会 第94回学術講演論文集	P168-172
山本英和ほか	微動の水平動/上下動スペクトル比のピーク周期と基盤震度との関係	1996	物理探査学会 第94回学術講演論文集	P188-192
山本英和ほか	盛岡市における三成分アレイ微動観測によるレイリー波ラブ波の両位相速度を用いた地下構造推定	1998	物理探査学会 第99回学術講演論文集	P159-163
横井俊明ほか	釧路市街地域における短周期微動を使ったF-Kスペクトル法による浅部地下構造の推定	1994	物理探査学会 第90回学術講演論文集	P225-229
吉井 敏尅	人工地震による日本列島の地殻構造	1994	地震第2輯 第46巻第4号	P479-491

表3 深い地盤構造モデルにおける各層の物性値

速度層 区分	P波速度 km/s	S波速度 km/s	密度 g/cm ³	地質	
				陸域	海域
1	1.8	0.5	1.8	第四系、第四紀火山岩類	第四系～新第三系
2	2.2	0.8	2.1	鮮新統～中部中新統の上部	新第三系～古第三系
3	3.5	1.9	2.3	鮮新統～中部中新統の下部、 古第三系～下部中新統風化帯	古第三系下部
4	4.0	2.3	2.4	基盤岩風化帯	上部白亜系
5	5.8	3.4	2.7	基盤岩	基盤岩

表4 八戸における工学的基盤から地表までの地盤モデル

層厚 (m)	S波速度 (m/s)	密度 (tf/m ³)	G/G ₀ ,h- 曲線
2.0	107	1.8	砂
2.0	176	1.8	砂
2.5	201	1.9	砂
2.5	193	1.9	砂
6.5	239	1.7	砂
6.5	234	1.7	砂
10.0	248	1.8	砂
8.0	309	1.8	砂
10.0	378	1.8	砂
130.0	379	1.7	砂
-	690	2.0	-

表5 青森における工学的基盤から地表までの地盤モデル

層厚 (m)	S波速度 (m/s)	密度 (tf/m ³)	G/G ₀ ,h- 曲線
7.9	144	1.8	砂
6.0	173	1.7	砂
2.5	152	1.6	砂
4.5	152	1.6	粘土
3.0	205	1.6	砂
3.3	205	1.6	砂礫
7.0	260	1.7	砂礫
7.0	320	1.9	砂
-	500	2.1	-

表6 宮古における工学的基盤から地表までの地盤モデル

層厚 (m)	S波速度 (m/s)	密度 (tf/m ³)	G/G ₀ ,h- 曲線
2.2	120	1.6	砂
2.0	230	1.7	砂礫
2.0	230	1.7	砂礫
2.0	230	1.7	砂礫
1.9	230	1.7	砂礫
-	800	2.0	-

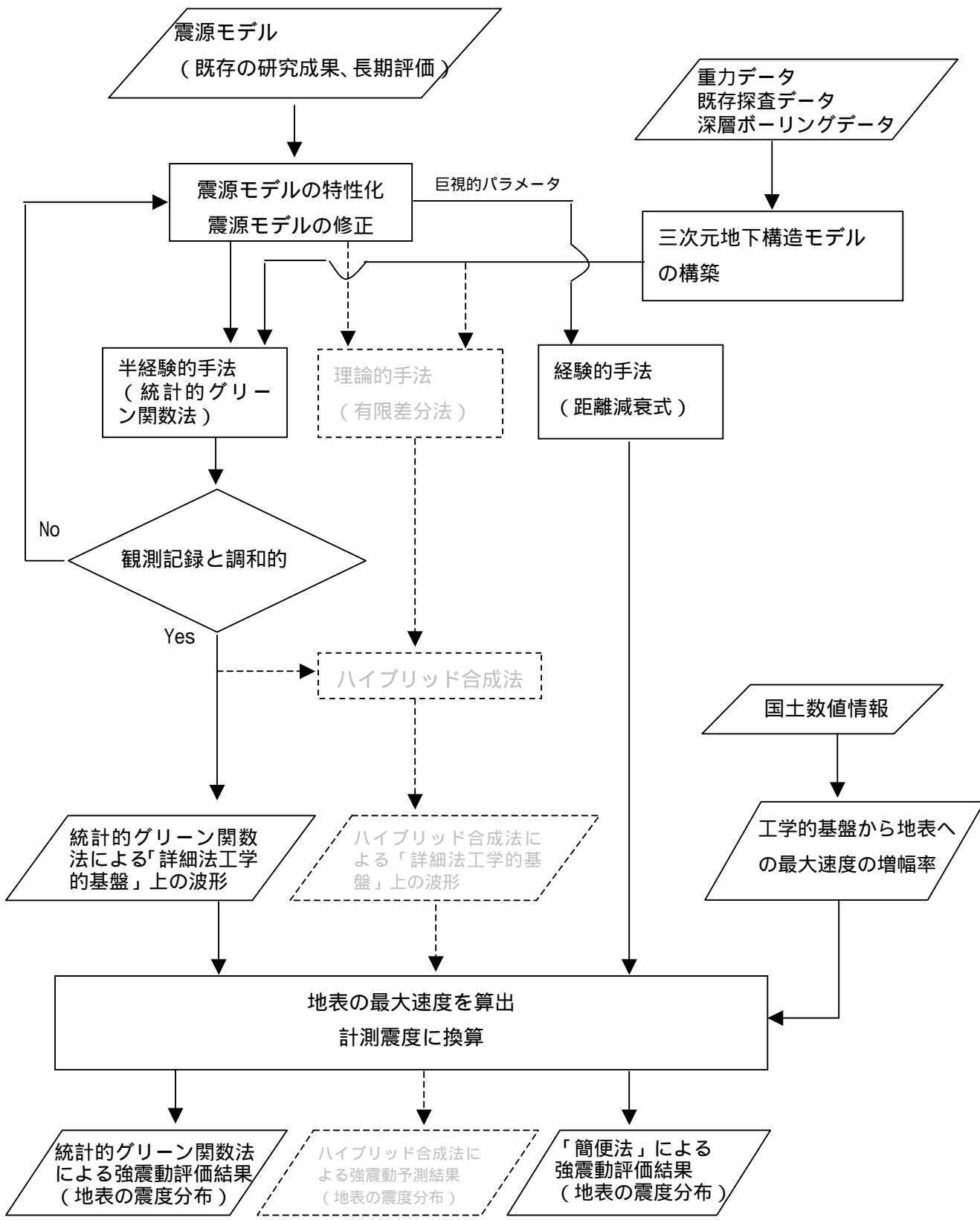
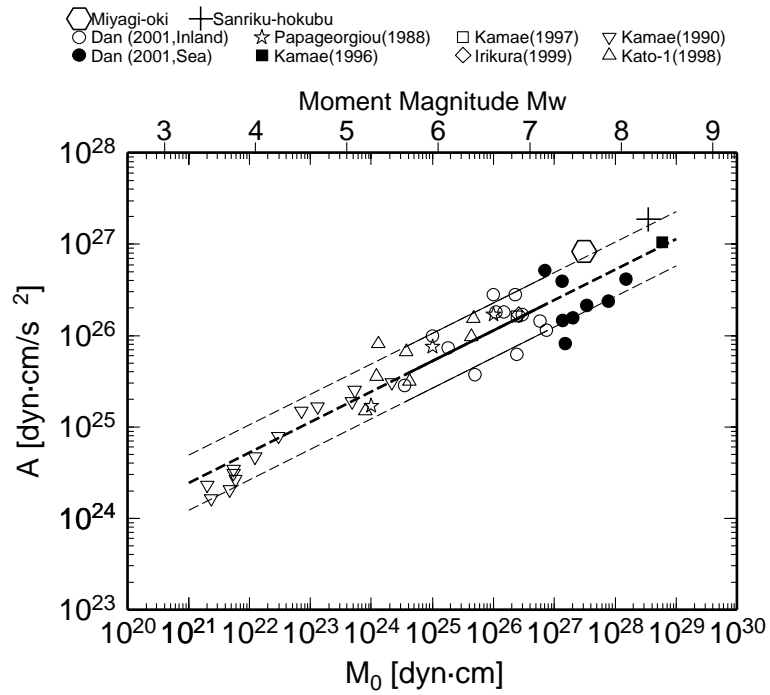
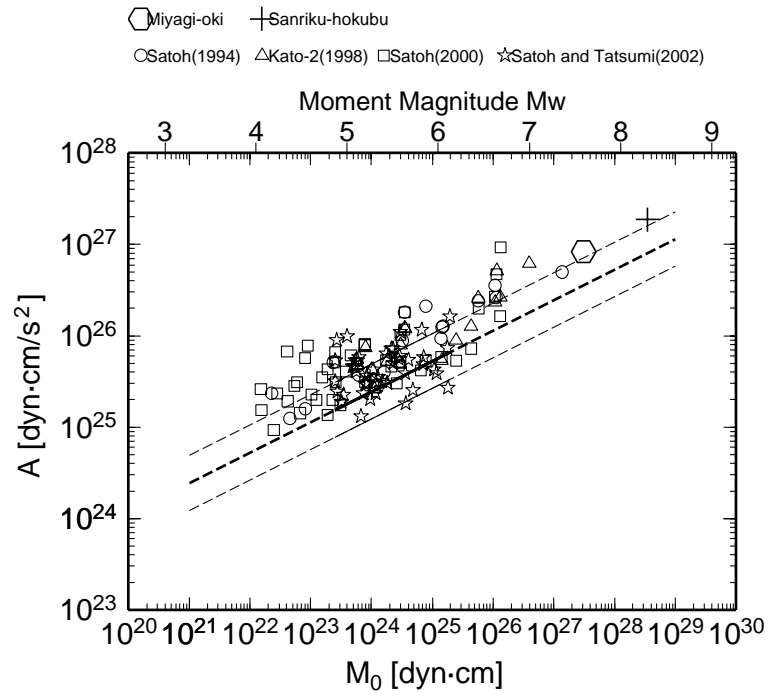


図7 強震動評価の流れ (灰色文字、破線部分は今回採用しなかった方法)



(a) 壇・他(2001)の経験的關係との比較



(b) 太平洋岸の海洋性地震（佐藤・他,1994b、加藤・他,1998、佐藤・他,2000、佐藤・巽,2002）との比較

図8 地震モーメント M_0 と短周期レベル A との関係

(+印：今回想定した三陸沖北部の地震、六角形印：宮城県沖地震（地震調査委員会,2003a）、太線：壇・他(2001)の平均値、細線：2倍と2分の1)

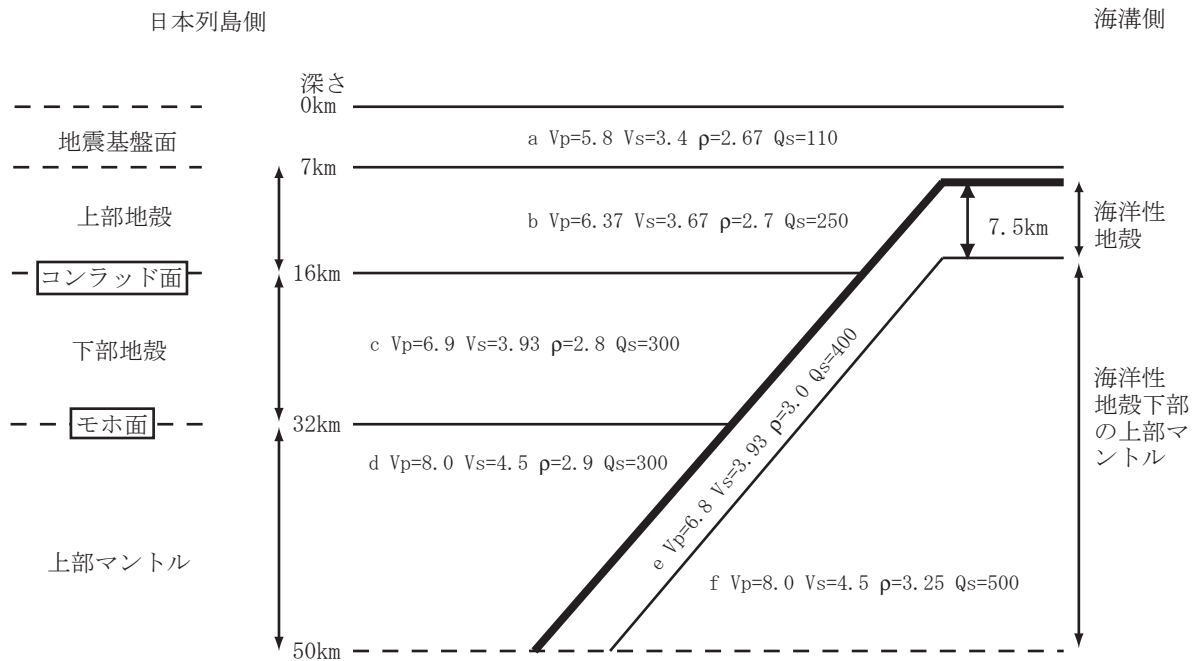


図9 プレートに直交する断面の地下構造
 (断面を横から見たところ。P波速度 V_p とS波速度 V_s の単位はkm/s、密度 ρ の単位は g/cm^3)

付録：海溝型地震の強震動評価のレシピ

ここでは海溝型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検討分科会）の検討結果から、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。

今後の強震動評価部会および強震動予測手法検討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、「海溝型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

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。

一方、海溝型地震の活動間隔は、活断層で発生する地震と比べ短いために、海域によっては過去に発生した地震の状況を示す情報が残されており、それらを活用することができる。4章（予測結果の検証）でも説明するように、過去の地震関連データを用いてそれぞれの段階で検証を行い、必要があれば震源特性パラメータの見直しを行う。このような震源特性見直しの段階では観測波形等を説明できる震源特性パラメータが求められることより、以下のレシピ（設定方法）を拡大する形で検討することもある。この場合、過去の地震関連データ（地震規模、震源域、地震波形記録、震度、被害など）すべてが整合性あるものとはならない可能性もあり、解析の目的に応じて優先順位をつけてデータを採用することが必要となる。

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、深さ）
- ・ 断層の大きさ・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。

（1）断層の幾何学的位置（基準位置と走向、深さ）

断層の幾何学的位置については、過去の地震の震源域が推定されている場合には、その位置を基に設定する。深さについては、弾性波探査や微小地震分布等で推定されている想定震源域のプレート上面の深さ分布により、地震発生域の上端から下端にかけて設定する。

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・地震規模

震源断層の大きさ・地震規模については、下記のいずれかの方法により設定する。

- ・ （1）により震源域を明確に設定して、その範囲により面積を算出し、地震規模－断層面積の経験的關係から地震規模を推定する。
- ・ 過去の地震から想定されている値を基に地震規模を設定し、地震規模－断層面積の経験的關係から断層面積を設定する。

また、上記の地震規模－断層面積の経験式については、過去の地震のデータがある程度得られている場合には、地域性を考慮した式を用いる。例えば、Kanamori and Anderson(1975)と同様に円形割れ目を仮定した次の関係式(Eshelby,1957)を基に震源域の地震の平均応力降下量 $\Delta\sigma$ を推定することで地域的な地震モーメント M_0 (dyn・cm^{*})－断層面積 S の関係式を設定する。

$$M_0=(16/(7\cdot\pi^{3/2}))\cdot\Delta\sigma\cdot S^{3/2}\text{—————(1)}$$

一方、過去の地震のデータがあまり得られていない場合には、平均的な特性を示す地震規模－断層面積 (例えば、宇津, 2001 ; 石井・他, 2000)または地震モーメント－断層面積(例えば、佐藤,1989; Yamanaka and Shimazaki,1990)などの経験式を用いる。ただし、これらの式を利用するにあたっては経験式のデータセットとなる震源断層の面積がどのように想定されているか留意する必要がある。

この項目についても、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る場合には、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。

(3) 平均すべり量

断層全体の平均すべり量 D と総地震モーメント M_0 の関係は、震源断層の面積 S と剛性率 μ を用いて、

$$M_0=\mu\cdot D\cdot S\text{—————(2)}$$

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、背景領域の実効応力
- ・ f_{max}
- ・ すべり速度時間関数

を設定する必要がある。

(1) アスペリティの位置・個数

アスペリティの位置については、最近の研究(菊地・山中, 2001)より地震によって変化せずと同じ場所となる可能性が高いことがわかってきたため、近年、想定する震源域で地震が発生していれば、その観測記録の解析からアスペリティの位置を推測する。また、近年の観測記録がなくても、アスペリティではプレート間のカップリングレートが周辺より高いと考えられることから、地殻変動データよりバックスリップの分布が推定できれば、バックスリップの大きい箇所がアスペリティの位置になると想定される。

アスペリティの個数は、アスペリティの位置が推定されている場合は、結果的に想定する震源域に含まれるアスペリティの数に相当する。一般的にはアスペリティの数は想定する震源域・地震規模が大きくなるにつれて、多くなる傾向にある。[例えば、鳥取県西部地震($M_w=6.8$)が2個、兵庫県南部地震($M_w=6.9$)が3個に対し、トルコ・コジャエリ地震($M_w=7.4$)が5個、台湾・集集地震($M_w=7.6$)が6個(Iwata et al.,2001; 宮腰・他,2001)]

* 本文ではモーメントの単位に $N\cdot m$ を用いる。

dyn・cm= $10^{-7}N\cdot m$

(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。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、そのような条件の良い波形が得られているのは比較的最近であり、ほとんどの地域では最新活動の地震による短周期レベルの推定は行われていない。一方、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。短周期レベルの値は、条件に応じて下記のいずれかの方法により求める（入倉・他、2002）。

- ・震源域の最新活動の地震の短周期レベルが推定されていない場合には、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 ($\text{dyn} \cdot \text{cm}/\text{s}^2 = 10^{-7} \text{N} \cdot \text{m}/\text{s}^2$) の経験的關係により短周期レベルを設定する。

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

- ・震源域の最新活動の地震の短周期レベルが推定されている場合には、その推定値と地震モーメントとの経験的關係の傾向を参照して、想定する地震の地震モーメントに応じた短周期レベルを設定する。

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(4)式より算出される。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、アスペリティは半径 r の円形割れ目が一つあるとして、アスペリティの総面積 $S_a (= \pi \times r^2)$ を求める。

$$r = (7\pi/4) \cdot (M_0/(A \cdot R)) \cdot \beta^2 \quad \text{—————(4)}$$

(4)式は、次の(5)式(Boatwright,1988)及び(6)式(壇・他、2001)から導出できる。

$$M_0 = (16/7) \cdot r^2 \cdot R \cdot \Delta \sigma a \quad \text{—————(5)}$$

$$A = 4\pi \cdot r \cdot \Delta \sigma a \cdot \beta^2 \quad \text{—————(6)}$$

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

一方、最近の研究成果から、7つの海溝型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35%±11%程度(石井・他、2000)であり、拘束条件とはならないがこうした値も参照しておく必要がある。

アスペリティが複数ある場合、各アスペリティへの面積の割り振りは、最新活動の地震のアスペリティの大きさやバックスリップの大きい領域に応じて設定するのが望ましい。そのような分解能がない場合には、最近の研究成果からアスペリティが2つの場合は2:1、アスペリティが3つの場合は2:1:0.5となる(石井・他、2000)との見方も参照して設定する。

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て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 α 倍とするが、最近の海溝型地震の解析結果を整理した結果(石井・他、2000)を基にすると $\alpha=2$ となる。

$$D_a = \alpha \cdot D \quad \text{—————(7)}$$

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_o 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。

$$M_{oa} = \mu \cdot D_a \cdot S_a \quad \text{—————(8)}$$

$$M_{ob} = M_o - M_{oa} \quad \text{—————(9)}$$

$$D_b = M_{ob} / (\mu \cdot S_b) \quad \text{—————(10)}$$

ここで、 μ は剛性率である。

個々のアスペリティの平均すべり量は、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 ($D_{ai}/r_i = \text{一定}$) と経験的に仮定し、次式により算定する。

$$D_{ai} = (\gamma_i / \sum \gamma_i^3) \cdot D_a \quad \text{————— (11)}$$

ここで、 γ_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。

(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 $\Delta \sigma_a$ は、(5)式を変形して求めた次の(12)式から算定される。

$$\Delta \sigma_a = (7/16) \cdot M_o / (r^2 \cdot R) \quad \text{————— (12)}$$

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に変化することになる。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 σ_a 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 σ_b は、

実効応力 \propto すべり速度 \propto (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 n が 1 つの場合、複数の場合それぞれについて、アスペリティ領域の幅 W_a を用いて、

$$\sigma_b = \begin{cases} (D_b/W_b) / (D_a/W_a) \cdot \sigma_a & (n=1) \\ (D_b/W_b) \cdot (\pi^{1/2}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a & (n>1) \end{cases} \quad \text{————— (13)}$$

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、 $W_b = (S/2)^{1/2}$ の式より求める。

(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、強震動評価の対象周波数帯が 0.1~10Hz 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。そこで、現実的には他地域の事例を参

照しながら、過去の現象を説明できるような値に設定する。

(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、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} 2V_m/t_d \cdot t(1-t/2t_d) & (0 < t < t_b) \\ b/(t - \varepsilon)^{1/2} & (t_b < t < t_r) \\ c \cdot ar(t - t_r) & (t_r < t < t_s) \\ 0 & (t < 0 \text{ or } t > t_s) \end{cases} \quad (14)$$

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

$$b = 2V_m \cdot t_b/t_d \cdot (t_b - \varepsilon)^{1/2} \cdot (1 - t_b/2t_d)$$

c, ar : 係数、 $t_r : (t_s - t_r) = 2 : 1$

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 t_d
- ・ すべり速度振幅が $1/t^{1/2}$ 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る。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

$$V_m = \Delta \sigma \cdot (2 \cdot f_c \cdot w \cdot V_r)^{1/2} / \mu \quad (15)$$

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

V_r : 破壊伝播速度

※ (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

$$f_{max} \doteq 1/(\pi \cdot t_d) \quad (16)$$

- ・ すべり速度振幅が $1/t^{1/2}$ 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

$$t_r \doteq w/(2 \cdot V_r) \quad (17)$$

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。

(1) 破壊伝播速度

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(1976)による地震発生層のS波速度 $V_s(\text{km/s})$ との経験式

$$V_r = 0.72 \cdot V_s \quad (18)$$

により推定する。

(2) 破壊開始点

破壊開始点の位置については、過去の地震の破壊開始点が把握されている場合にはその位置に設定するのが妥当である。また、菊地・山中(2001)によれば、破壊の進む方向に地域性があり、三陸沖では浅い方から深い方へ、逆に南海トラフでは深い方から浅い方へ破壊が進む傾向があるため、今後こうした傾向が様々な海域で明らかになれば、過去の地震の状況が不明な震源域であっても、地域性を考慮した設定を行うことが可能である。

(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。

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三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、二次元的な広域的な形状は屈折法、平野部等の詳細な形状は反射法で推定し、屈折法・反射法探査の情報のないところで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、全体の三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、その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三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三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

- ① 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。
- ② 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。
- ③ 「堆積環境が概ね一様な堆積平野（または堆積盆地）においては、残差重力値と②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。
- ④ ③の相関関係を基に①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、三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

- ① 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。
- ② 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。
- ③ ②の地質断面から二次元密度構造モデルを作成し、残差重力値の計算を行う。
- ④ ③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、二次元密度構造モデルの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。
- ⑤ ④で作成された複数の二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、その地域の三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三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。

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一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部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方法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、以下に説明する藤本・翠川(2003)による国土数値情報を利用した方法が代表的である。

- 1)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。
- 2)その区分ごとに次式に示す標高と表層30mの平均S波速度との経験的關係をあてはめる。

$$\log AVS = a + b \cdot \log H + c \cdot \log \text{Dist} \pm \sigma \quad \text{————— (19)}$$

AVS：表層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)

σ ：標準偏差 a,b,c：微地形区分ごとに与えられる回帰係数

3) 表層 30m の平均 S 波速度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。

$$\log R = 1.83 \cdot 0.66 \cdot \log AVS \pm 0.16 \quad \text{—————} \quad (20)$$

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、減衰特性の一次元地盤構造モデルの設定を行う。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も設定を行う必要がある。この地盤の動的特性についても、土質試験で調査しておくことが望ましいが、土質試験結果が得られない場合には土質に応じて平均的なモデルを設定する。

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を収集し、整理してメッシュごとに代表的な柱状図を設定することもある。

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—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方法
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三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は1秒付近とすることが望ましい。これは、予備検討の結果、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である（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の設定には、地域性を取り入れたことが望ましいが、十分なデータがなければ既存の式の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るモデル化の場合とボーリングデータによるモデル化の場合で異なるため、それぞれのケースについて説明する。

○面的な評価によるモデル化の場合

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るモデル化の場合

工学的基盤における時刻歴波形を入力として、ボーリングデータによる詳細なモデルに基づいて、一次元地震動応答計算を行い、地表の時刻歴波形を計算する。一次元地震動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にあたることが重要である。

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、採用する応力-ひずみ関係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、逐次非線形解析による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を行うこととした。

4. 予測結果の検証

海溝型地震は活断層で発生する地震と比較して活動間隔が短いために、最新活動による地震の被害情報や観測情報が残されていることが多い。したがって、その情報と過去の地震を想定した強震動予測結果を比較することで、強震動評価の検証および震源特性などの見直しが可能となる。検証の項目としては、以下のものが挙げられる。

(1) 震度分布

現在、面的に強震動評価を検証するにあたってもっともよく使われる指標である。震度分布として、明治以降の観測情報はそのまま利用することができる。また、江戸時代以降に発生した地震については被害情報が比較的整っていることより、それら被害情報から震度分布が推定されている。

震度分布による検証は、震源特性パラメータを設定する比較的早い段階で経験的方法や半経験的方法を用いて行われる。この震度分布と計算結果があわない場合は、主に巨視的震源特性の見直しを行う。

(2) 観測波形記録

1960年代以降から、強震記録が取れはじめているため、1968年十勝沖地震以降の海溝型地震を想定する場合には、強震動予測結果の時刻歴波形と観測記録を比較し、検証することが可能となる。観測記録との比較において、計算波形をどの程度まであわせる必要があるかという点については、観測波形の質、震源についてのそのほかの情報の多寡等によりケースごとに異なる。現状の多くの場合では、位相を含めて精度良く合わせることは大変困難であり、振幅スペクトルがある程度説明できることをもって検証と位置付けている。

計算結果を観測波形にあわせるためには、微視的震源特性や地下構造モデルについて検討しなおすことが必要となる。(ただし、強震動評価の目的は計算波形を観測波形にあわせることではないため、この波形あわせに終始することのないよう留意する必要がある。)

(3) 距離減衰式との比較

観測波形や震度分布が得られていない地震を想定した場合には、既存の距離減衰式を用いて検証を行う。半経験的な方法や理論的方法による計算結果と既存の距離減衰式とを比較し、計算結果が距離減衰式のばらつきの範囲内にあることを確認する。また距離減衰式と比較して大きく異なる値を示すところについて、地下構造モデル、震源特性、地域性によりそれが説明できるか検討する。計算結果の特異性を地下構造モデル、震源特性、地域性では説明できない場合、計算手法や震源の特性化などについて見直しが必要となる。

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.
- Eshelby, J.D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. Roy. Soc.*, A241, 376-396.
- 藤本一雄・翠川三郎(2003)：日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均 S 波速度分布の推定, 日本地震工学会論文集, 第 3 巻, 第 3 号, 13-27.
- Geller, R.J.(1976):Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- Graves, W. Robert (1996): Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 86, 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, 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.
- 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・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲(2002)：強震動予測のための修正レシピとその検証, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集, 567-572.
- 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・福知保長 (1991)：地震のスケール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.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- 菊地正幸・山中佳子(2001)：『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』, サイスマ, 5(7), 6-7.
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝 (2001)：すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究研究成果報告書, 99-109.
- 中村洋光・宮武隆(2000)：断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震2, 53, 1-9.
- Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68.
- 佐藤良輔編著(1989)：日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会.
- Shnabel, P.B., J. Lysmer, and Seed, H. B. (1972): SHAKE, a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report No. EERC 72-12, University of

California, Berkeley.

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.

宇津徳治(2001)：『地震学第3版』，共立出版.

Yamanaka, Y. and K. Shimazaki (1990): Scaling relationship between the number of aftershocks
and the size of the main shock, *J. Phys. Earth*, 38, 305-324.

吉田望・東畑郁生(1991)：YUSAYUSA-2 理論と使用方法.

三陸沖北部の地震を想定した強震動評価

図のもくじ (図 1 0 ~ 図 2 6)

図 1 0	三陸北部～北海道南部の残差重力異常分布図	1
図 1 1	地盤の速度構造に関する文献位置図	2
図 1 2	三陸北部～北海道南部における東西断面の速度構造図の一例	4
図 1 3	八戸における地盤構造	5
図 1 4	応答計算に用いた砂、粘土、砂礫の $G/G_0, h -$ 曲線	6
図 1 5	破壊伝播速度を変えた場合の「詳細法」による地表における計算波形と観測波形の比較	7
図 1 6	破壊伝播速度を変えた場合の「詳細法」による地表における計算波形と観測波形の加速度応答スペクトルの比較	8
図 1 7	「詳細法工学的基盤」($V_s=500\text{m/s}$) 上における最大速度分布	9
図 1 8	「詳細法」による地表における最大速度分布	10
図 1 9	「簡便法」による地表の震度分布	11
図 2 0	1968 年十勝沖地震における観測波形	12
図 2 1	青森における総合柱状図	13
図 2 2	宮古における地盤構造	13
図 2 3	「詳細法」による計算波形と観測波形の比較、および加速度応答スペクトルの比較 (八戸)	14
図 2 4	「詳細法」による計算波形と観測波形の比較、および加速度応答スペクトルの比較 (青森)	15
図 2 5	「詳細法」による計算波形と観測波形の比較、および加速度応答スペクトルの比較 (宮古)	16
図 2 6	「詳細法工学的基盤」上面で統計的グリーン関数法により計算された地震動の最大速度と司・翠川(1999)による最大速度の距離減衰式との比較	17

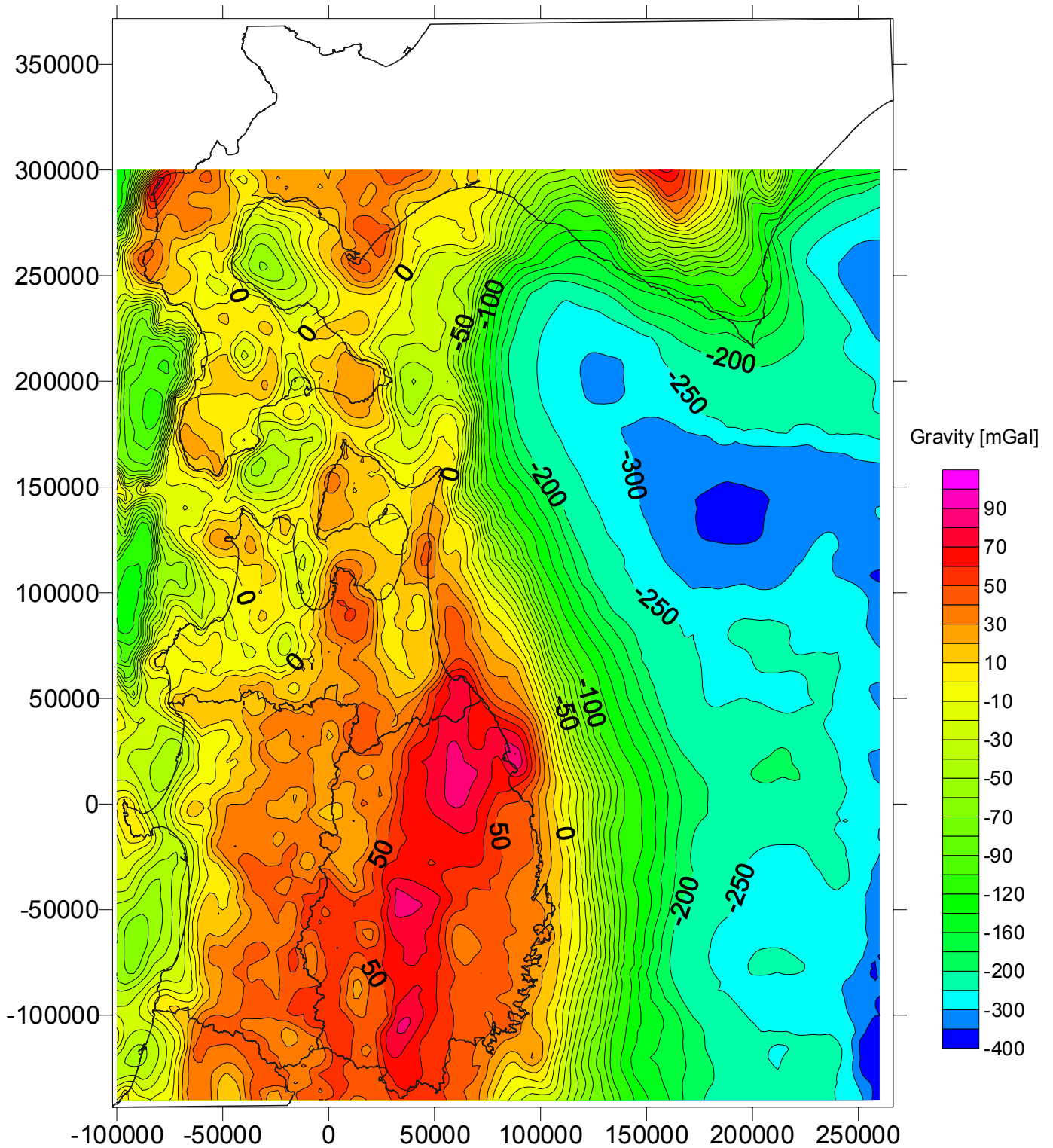


図10 三陸北部～北海道南部の残差重力異常分布図
(日本平面直角座標(10系)表示)

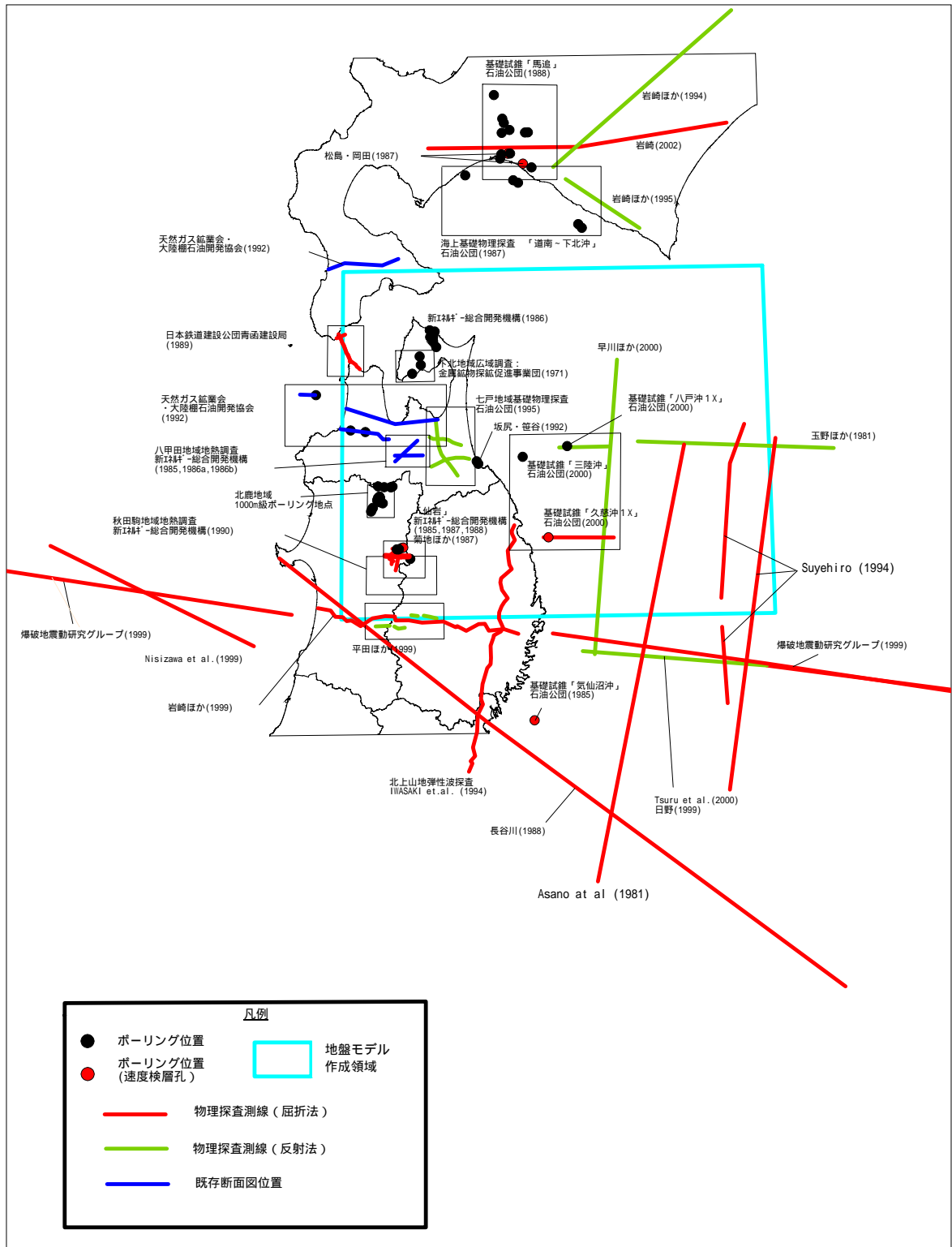


図 1 1 - 1 地盤の速度構造に関する文献位置図
 (屈折法・反射法地震探査、速度検層および地質ボーリング)

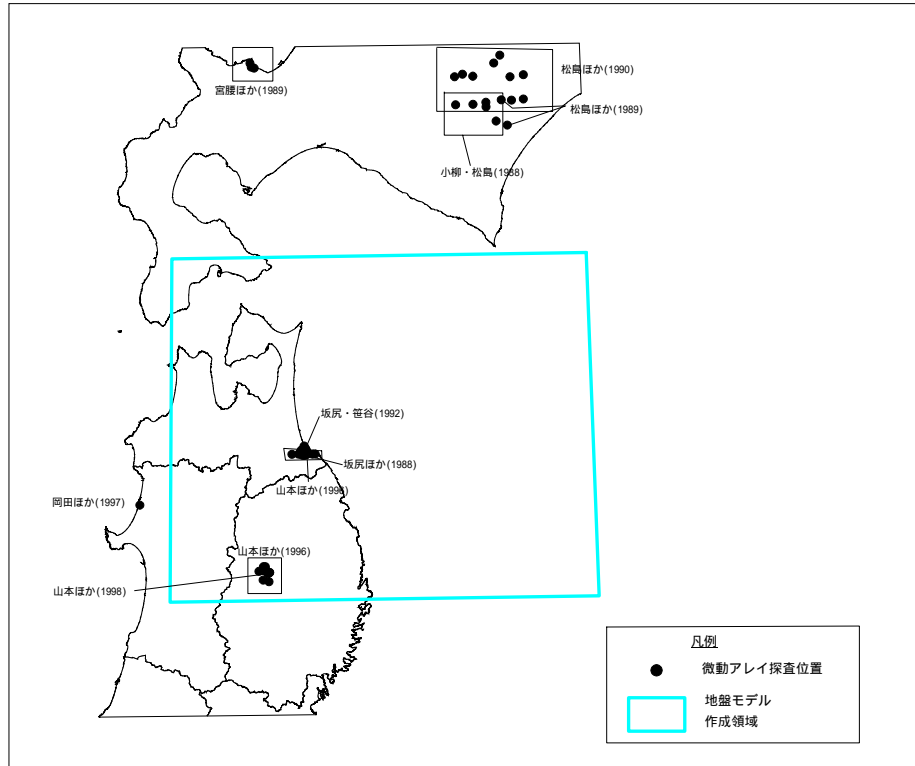


図 1 1 - 2 地盤の速度構造に関する文献位置図（微動アレイ探査）

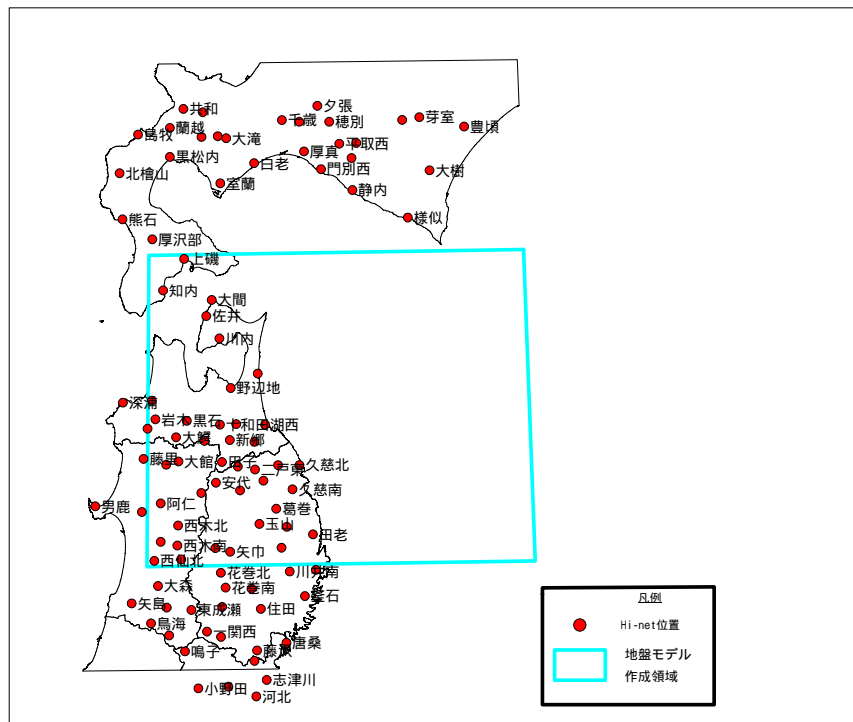
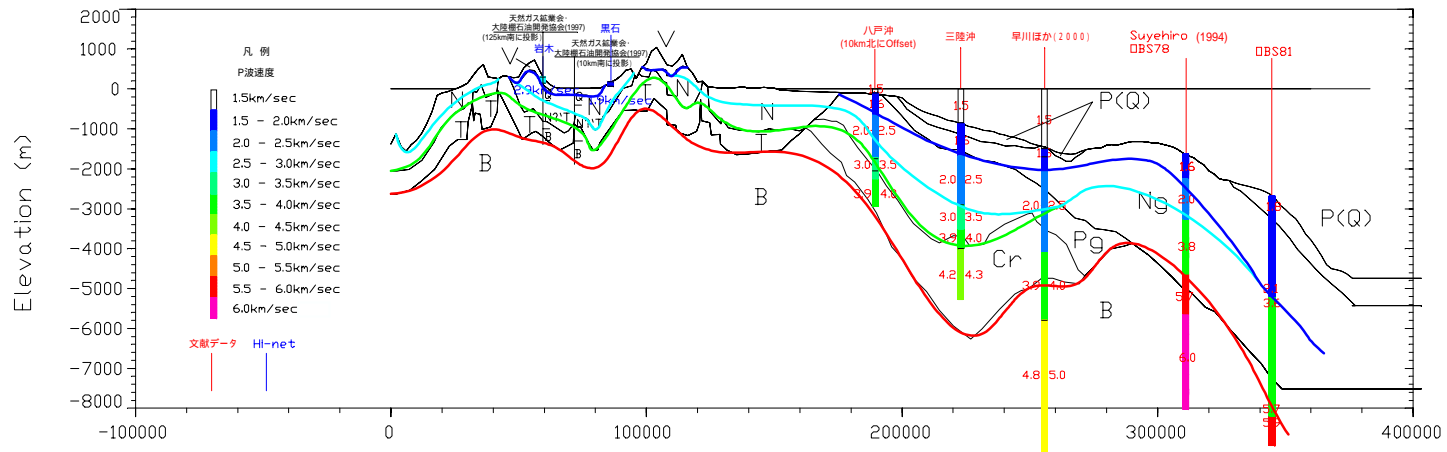
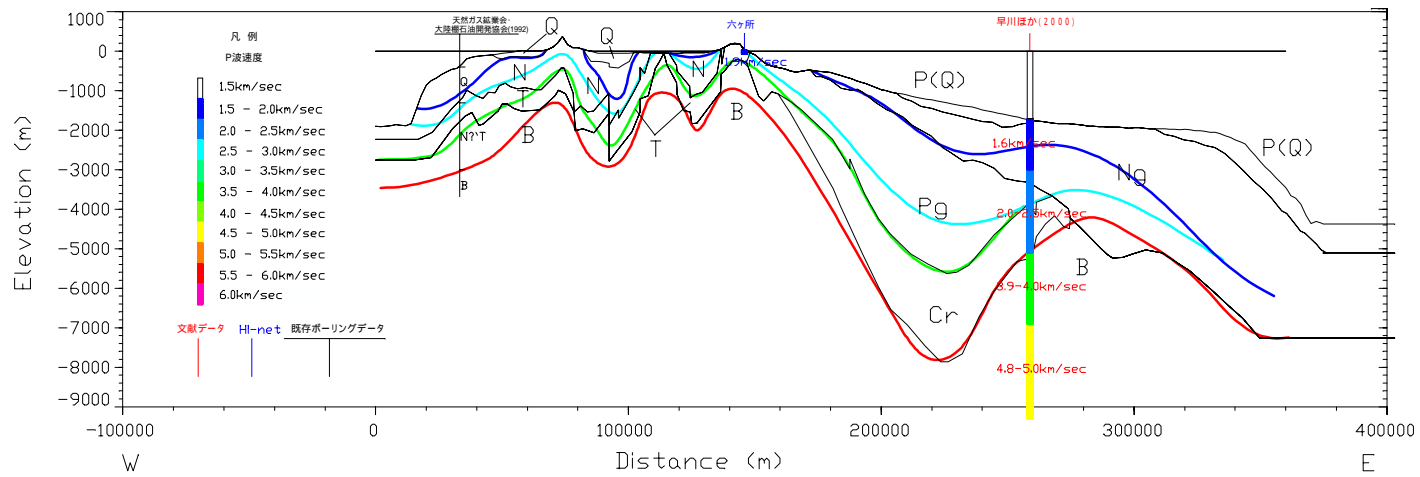


図 1 1 - 3 地盤の速度構造に関する文献位置図（Hi-net）



(a) 北緯 40° 40'



(b) 北緯 41° 00'

図 1 2 三陸北部～北海道南部における東西断面の速度構造図の一例（北緯 40° 40'、北緯 41° 00'）

Hachinohe			
ρ g/cm ³	V_s m/sec	H m	Q
1.8	107	2.0	14
1.8	176	2.0	13
1.9	201	2.5	12
1.9	193	2.5	12
1.7	239	6.5	12
1.7	234	6.5	9
1.8	248	10.0	7
1.8	309	8.0	7
1.8	378	10.0	7
1.7	379	130.0	100
2.0	690	180.0	100
2.1	1 100	20.0	100
2.5	2 800	--	200

図 1 3 八戸における地盤構造 (翠川・小林, 1978)

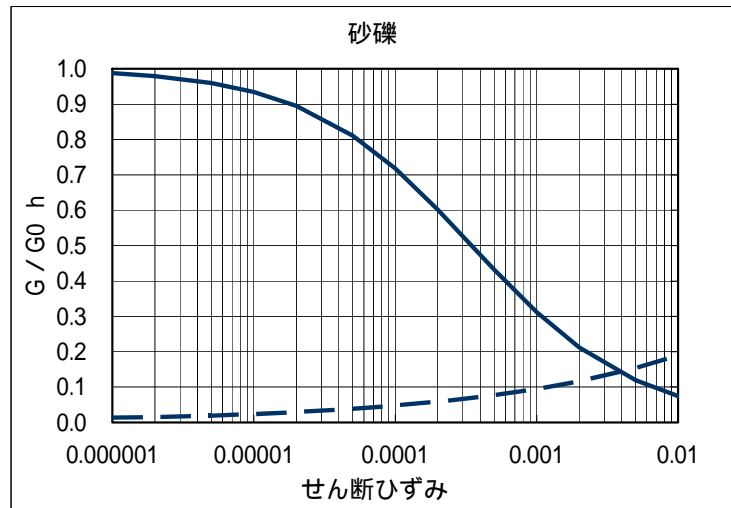
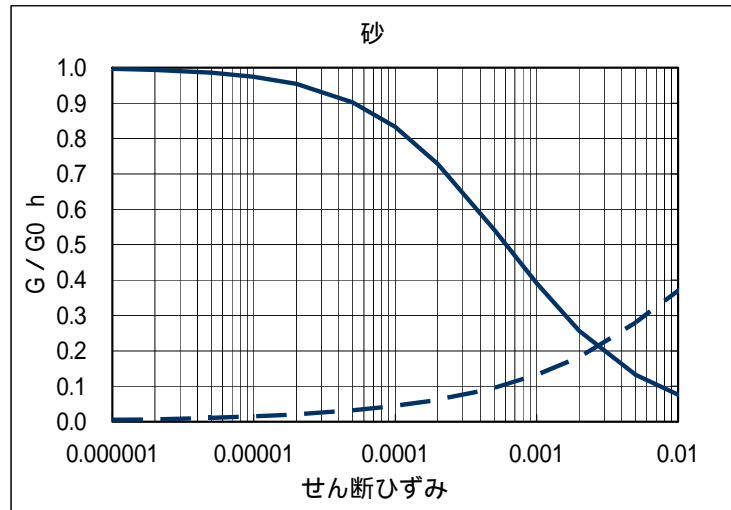
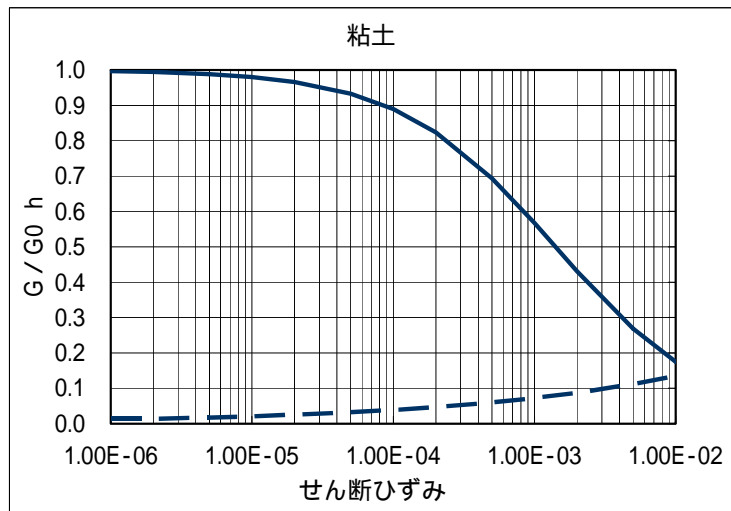


図 1 4 応答計算に用いた砂、粘土、砂礫の $G/G_0, h$ - 曲線
(今津・福武, 1986a, b)

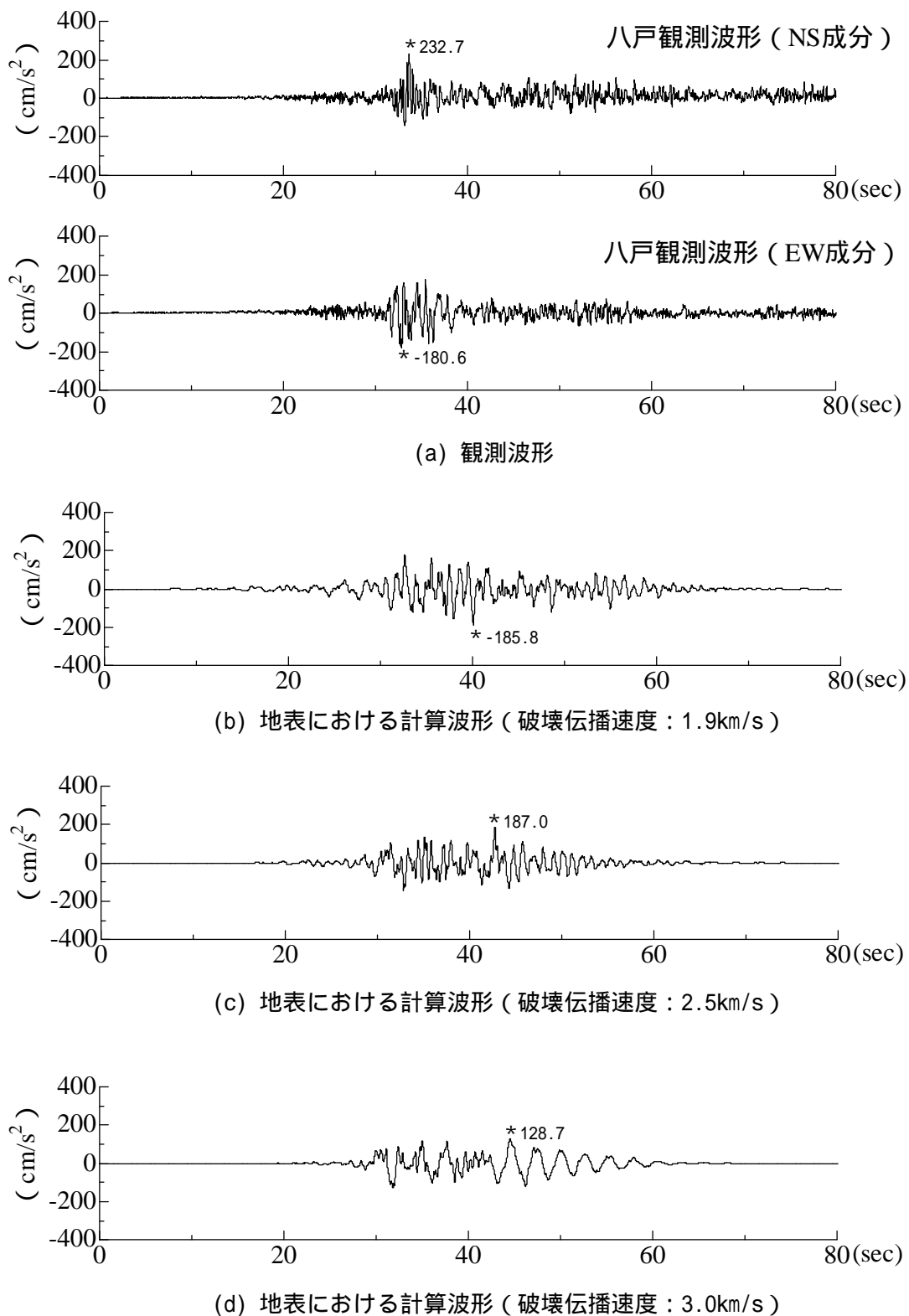


図 1 5 破壊伝播速度を変えた場合の「詳細法」による地表における計算波形と観測波形の比較
 (八戸地点周辺における、地震基盤から地表までの詳細な地盤モデルを採用)

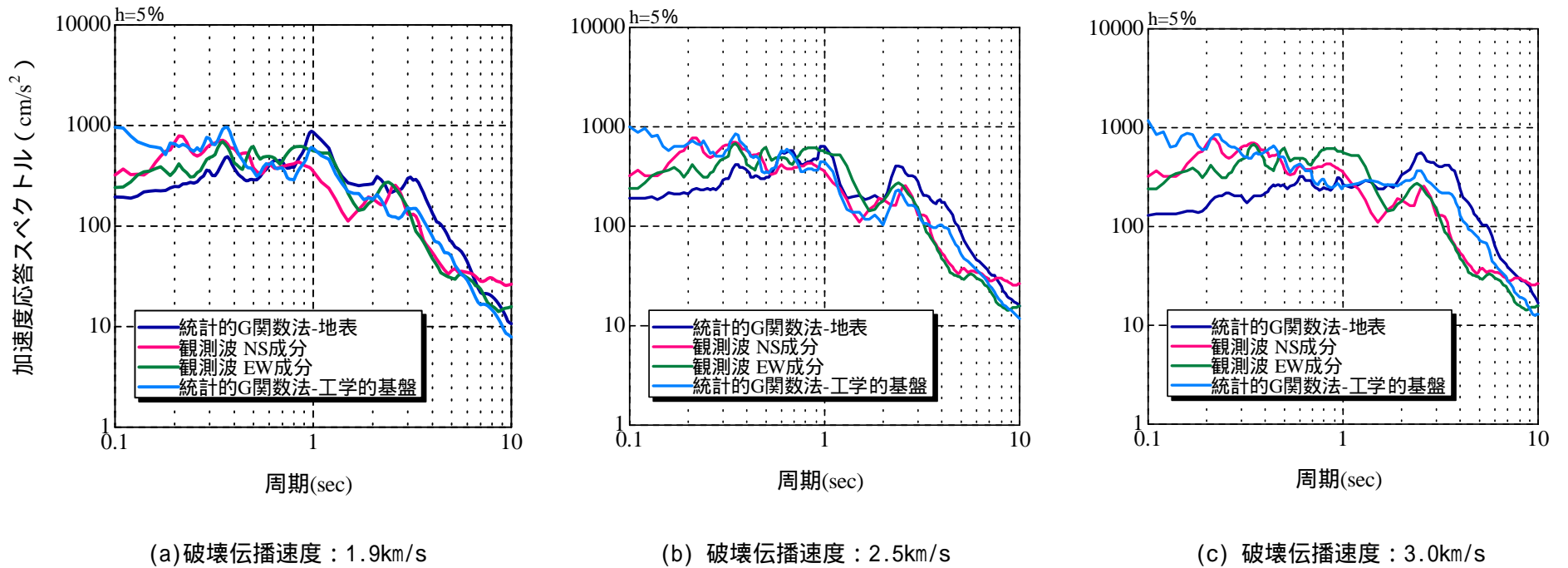


図16 破壊伝播速度を変えた場合の「詳細法」による地表における計算波形と観測波形の加速度応答スペクトルの比較
 (八戸地点周辺における、地震基盤から地表までの詳細な地盤モデルを採用)

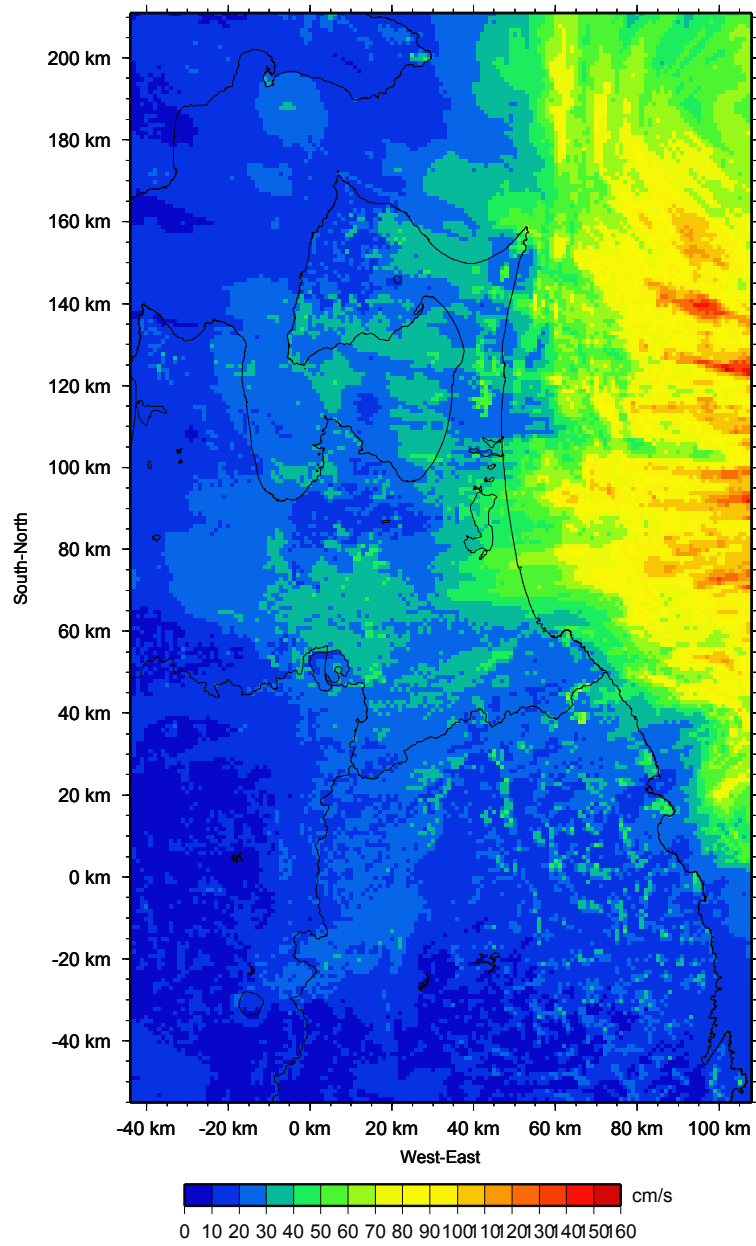


図 1 7 「詳細法工学的基盤」($V_s=500\text{m/s}$) における最大速度分布

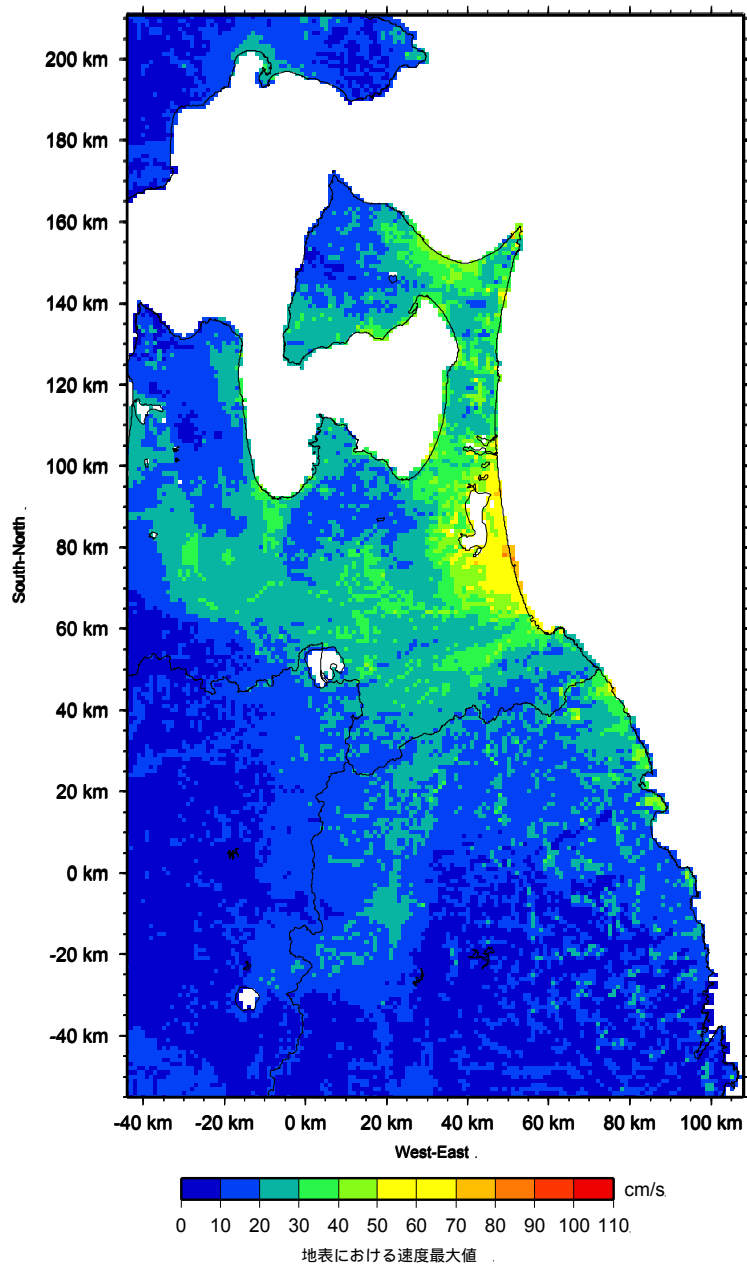


図 1 8 「詳細法」による地表における最大速度分布

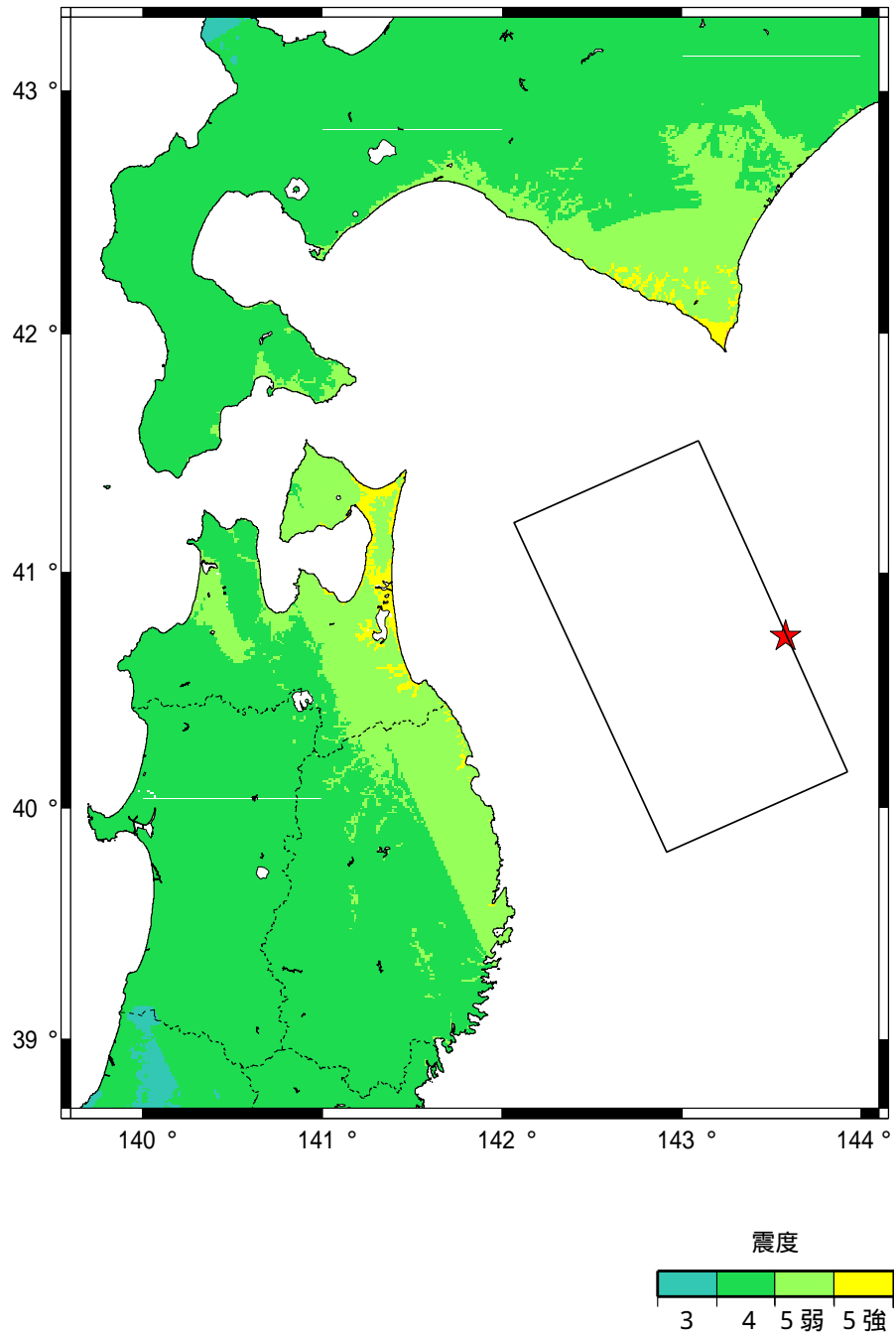


図19 「簡便法」による地表の震度分布

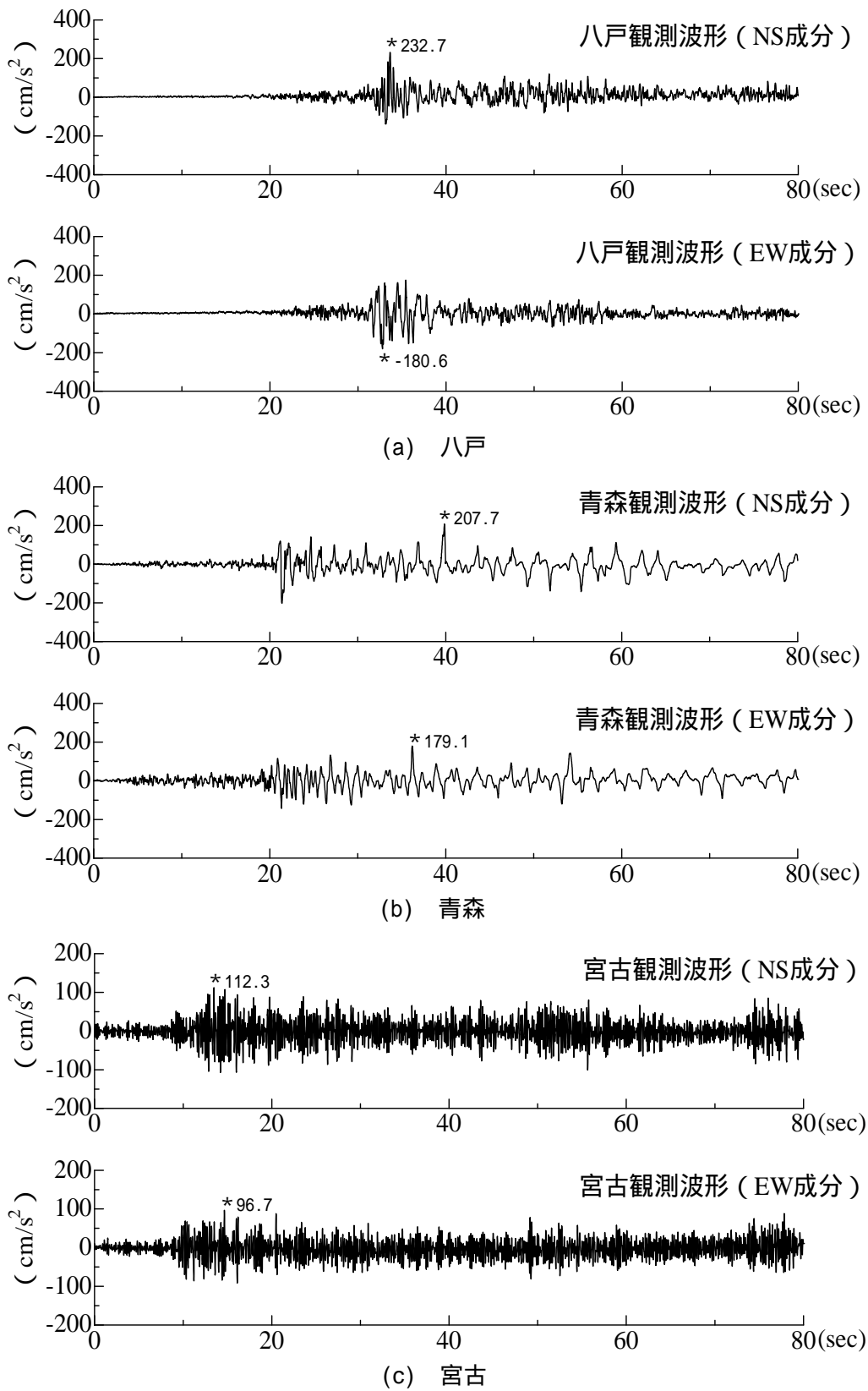


図 2 0 1968 年十勝沖地震における観測波形 (八戸、青森、宮古)

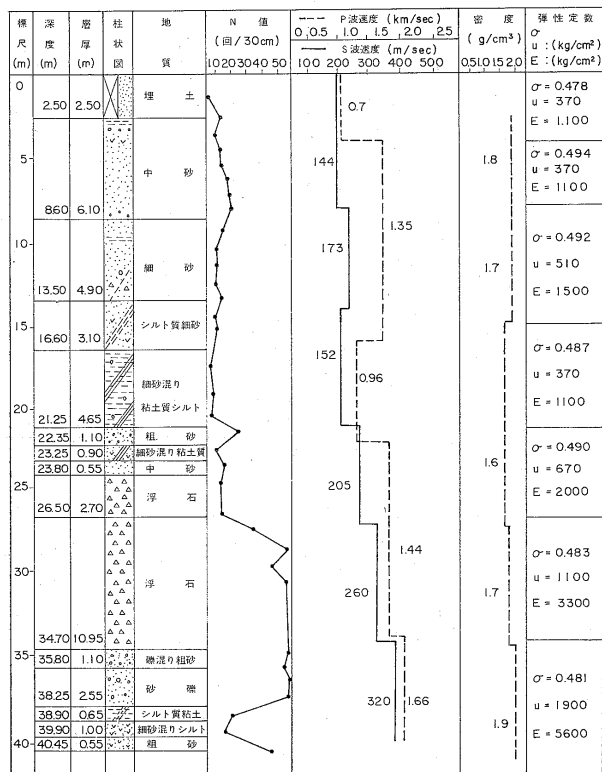
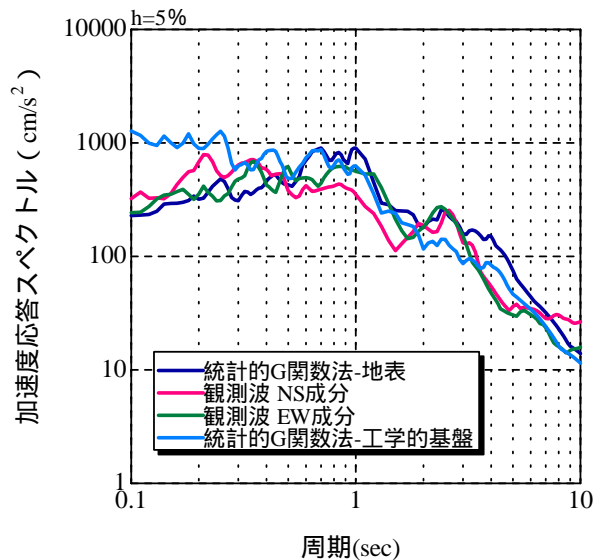
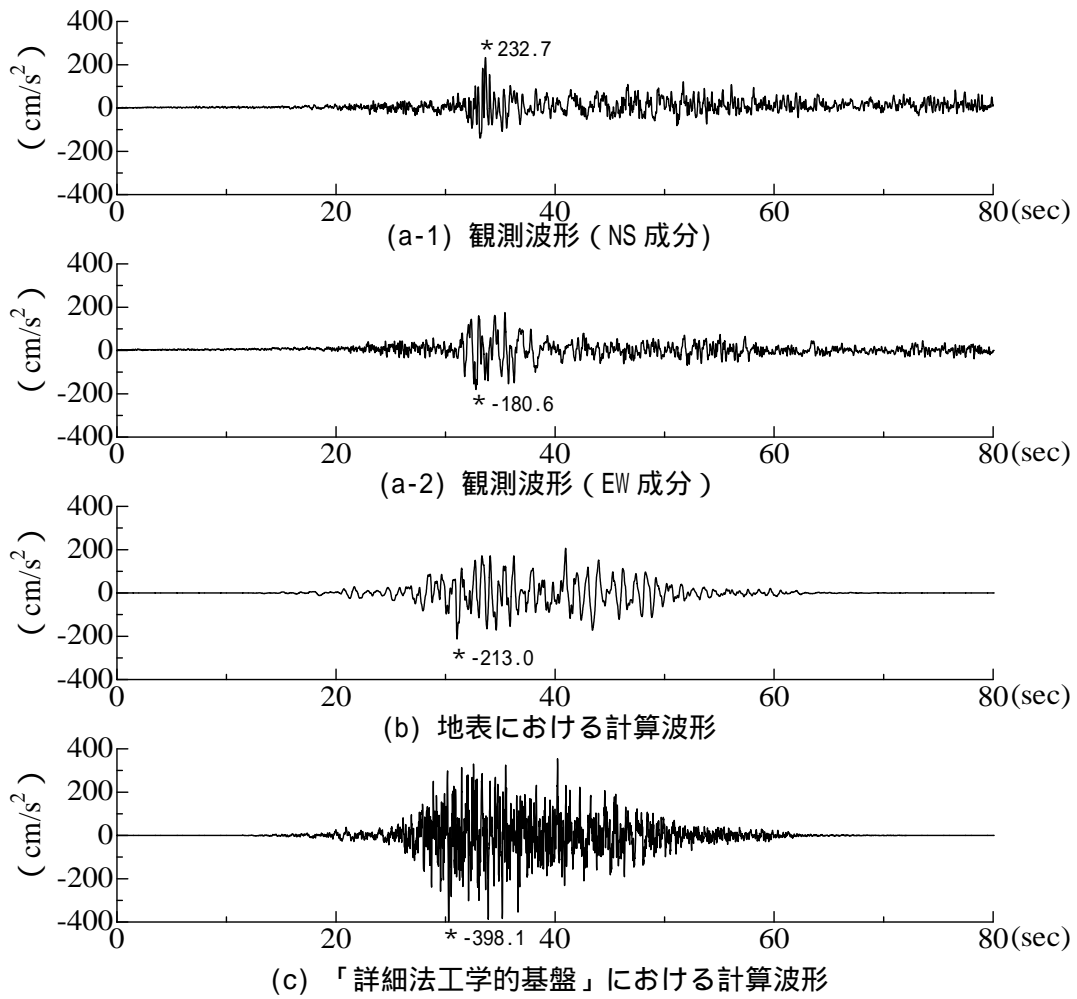


図 2 1 青森における総合柱状図 (土田・上部, 1972)

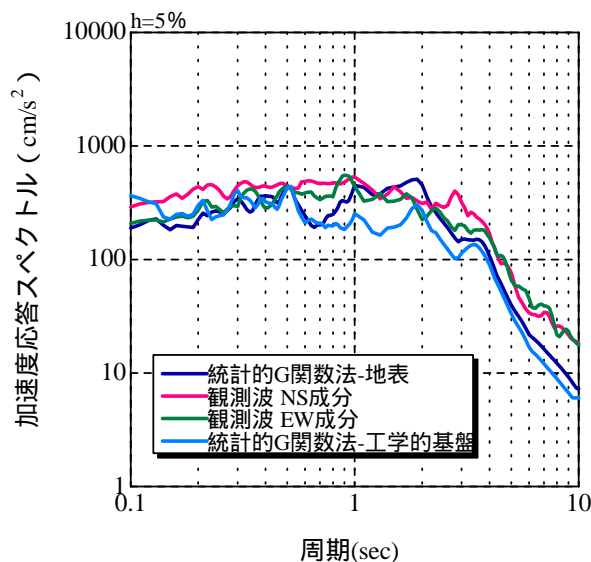
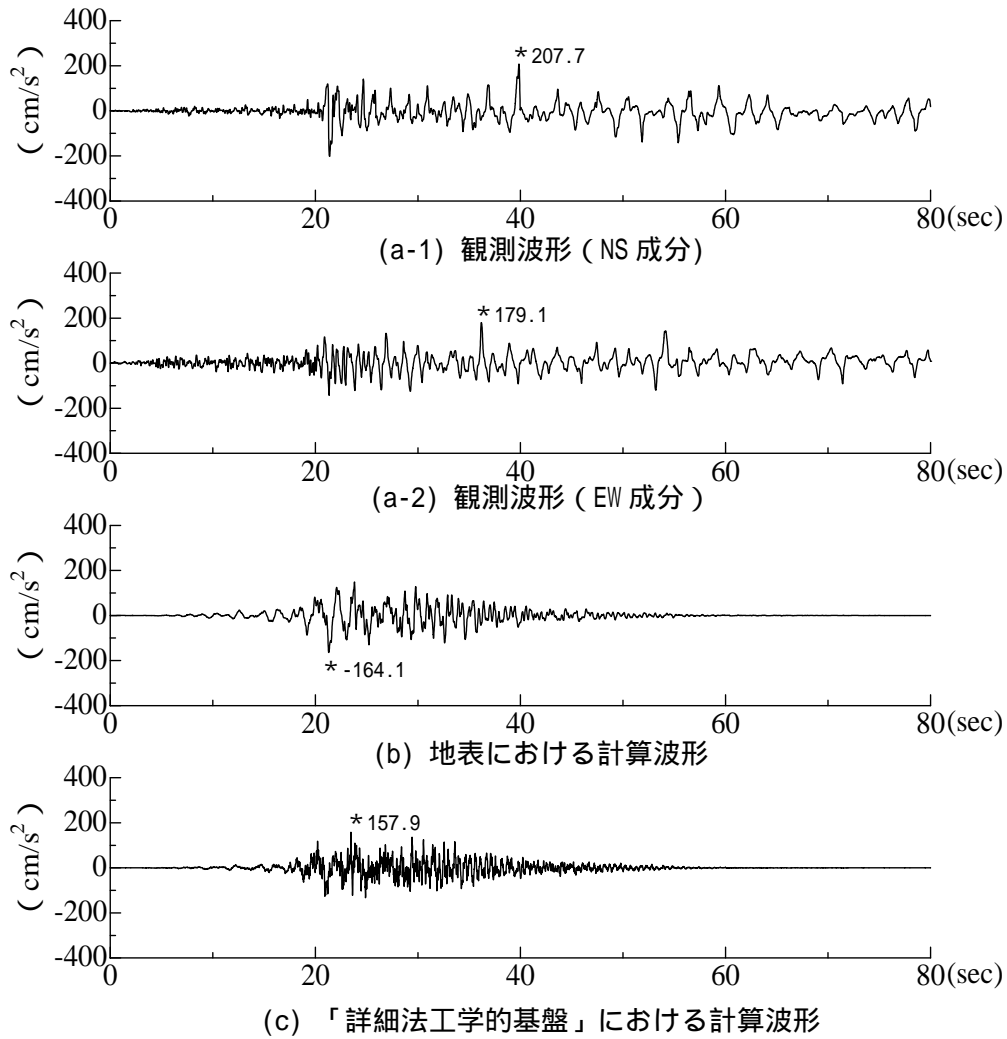
Miyako			
ρ g/cm ³	V_s m/sec	H m	Q
1.6	120	2.2	20
1.7	230	7.9	20
2.0	800	200.0	100
2.4	2500	1200.0	200
2.5	3500	—	200

図 2 2 宮古における地盤構造 (翠川・小林, 1978)



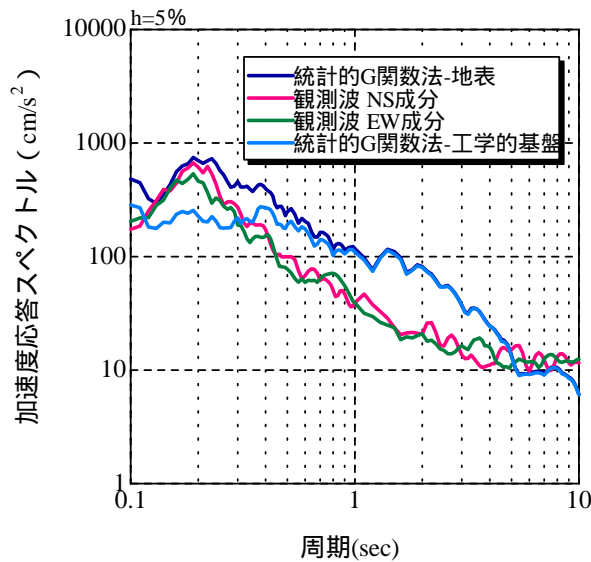
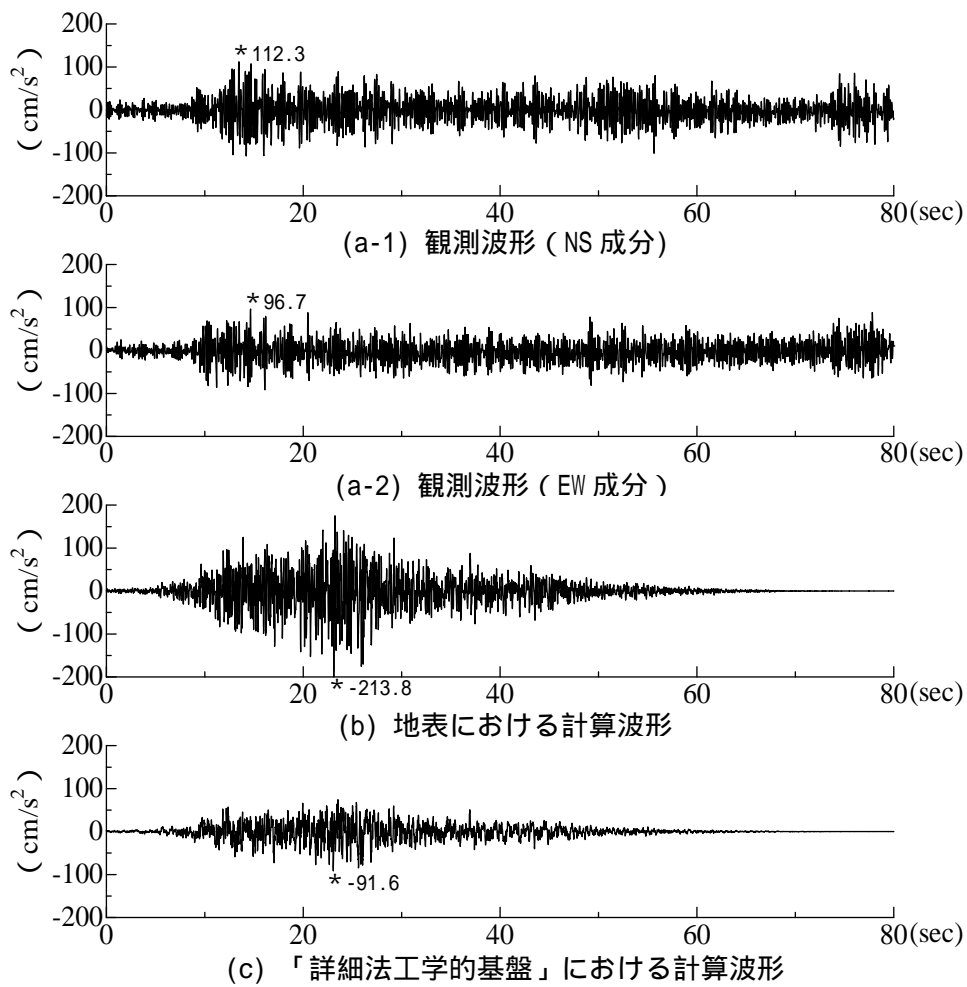
(d) 加速度応答スペクトル

図 2 3 「詳細法」による計算波形と観測波形の比較、および加速度応答スペクトルの比較 (八戸、地震基盤から「詳細法工学的基盤」までの一次元地下構造モデルは、三次元地下構造モデルを用いて作成)



(d) 加速度応答スペクトル

図 2 4 「詳細法」による計算波形と観測波形の比較、および加速度応答スペクトルの比較 (青森、地震基盤から「詳細法工学的基盤」までの一次元地下構造モデルは、三次元地下構造モデルを用いて作成)



(d) 加速度応答スペクトル

図 2 5 「詳細法」による計算波形と観測波形の比較、および加速度応答スペクトルの比較 (宮古、地震基盤から「詳細法工学的基盤」までの一次元地下構造モデルは、三次元地下構造モデルを用いて作成)

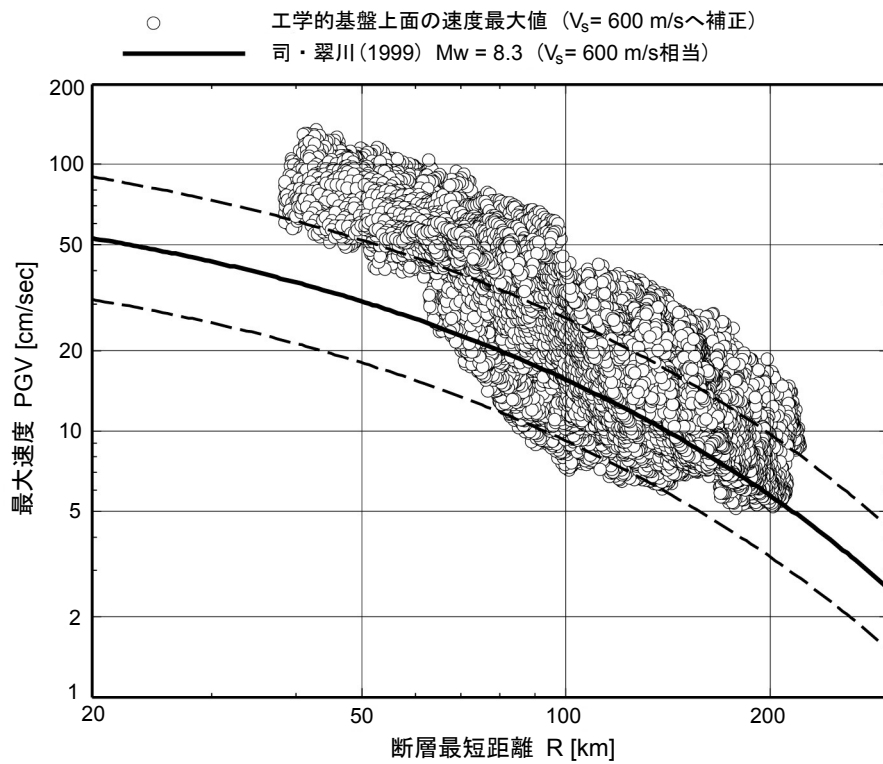


図 2 6 「詳細法工学的基盤」上面で統計的グリーン関数法により計算された地震動の最大速度と司・翠川(1999)による最大速度の距離減衰式との比較