

2.1 「地震基盤以深の地殻構造」

上部マントルから地震基盤までの「地震基盤以深の地殻構造」は、震源インバージョン解析で用いられているモデルや大規模弾性波探査、基礎試錐等の大深度ボーリングの結果、震源決定に使われているモデル、地震観測データを使用した三次元地震波速度構造（例えば、Zhao *et al.*, 1994； Matsubara *et al.*, 2005）等を参照してモデル化を行う。また、海溝型地震等で海域のモデルが必要な場合にも同様な方法でモデル化を行う（例えば、田中・他, 2006）。

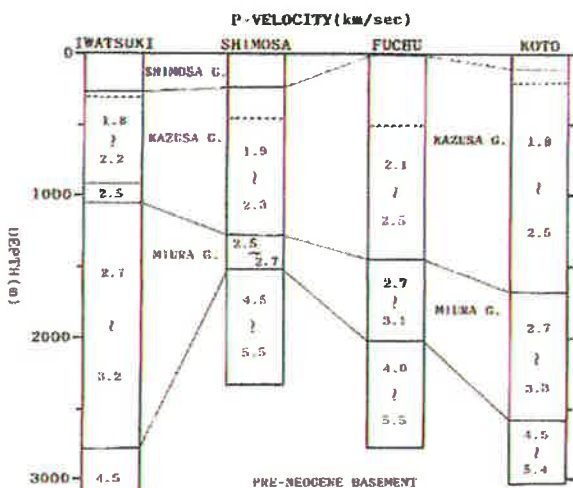
2.2 「深い地盤構造」

2.2.1 通常の場合

「深い地盤構造」のモデル化においては、まず地質情報や各種構造探査のデータを用いて、下記の標準的なモデル化手法（瀧瀬, 2006; Koketsu and Miyake, 2007）の手順 (1) ~ (2) により0次モデル¹⁰を構築する。次に、面的に存在する探査データを用いて、手順 (3) ~ (5) により精度の高い層境界面の形状を持った0.5次モデルを構築する。ただし、面的な探査データが存在しない場合には、地震観測記録のスペクトル比等を用いて、手順 (6) を先取りすることにより0.5次モデルを構築する。最後に、地震観測記録の波形やスペクトル比等を用いて、手順 (6) ~ (7) により1次モデルを構築し最終モデルとする。なお、モデル化の過程においては、状況に応じて低次のモデル化に立ち戻ることを妨げない。こうした「深い地盤構造」のモデル化の流れを付図6に示す。

手順(1)

表層地質やボーリング柱状図などの地質情報や各種構造探査の結果から総合的に判断して、速度構造と地質構造の対比を行う（「総合的判断」の手順は鈴木, 1996；藤原・他, 2006などを参考）。

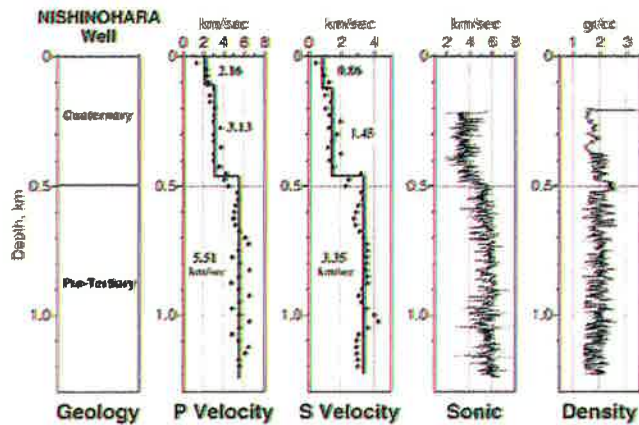


深層観測井のP波速度分布と地層の対比 鈴木 (1996)

	日向灘(熊本)	北九州(熊本)	宮城県	三陸沖(熊本)
Layer (0.35)				
Layer (0.5)				0.5
Layer (0.6)	2.06	1.06		
Layer (0.7)			1.07	
Layer (0.8)				2.08
Layer (0.9)				
Layer (1.0)		2.1		
Layer (1.3)		3.1	2.1	
Layer (1.5)	3.15			
Layer (1.7)		4.7		
Layer (2.0)	4.2	5.2	3.2	4.2
Layer (2.4)				4.2
Layer (2.9)	5.2	6.2		
Layer (3.2)	6.3	7.3	4.3	5.3

既往モデルにおける層区分の対応関係 (地震調査委員会, 2005)

¹⁰ これまで実施した強震動評価および防災科学技術研究所の取組みにより、「深い地盤構造」の全国0次モデル（藤原・他, 2006）が完成しつつあるので、これを利用することができる。全国1次モデルの構築も平成21年度末を目途に進められている（瀧瀬・他, 2008）。



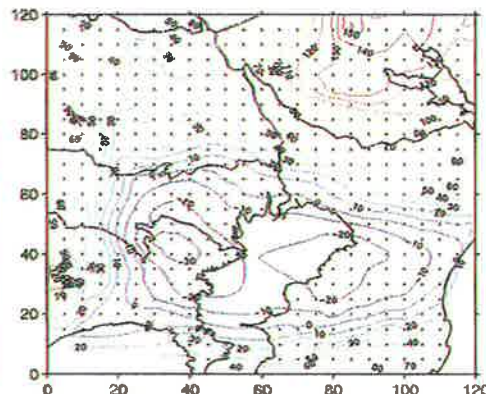
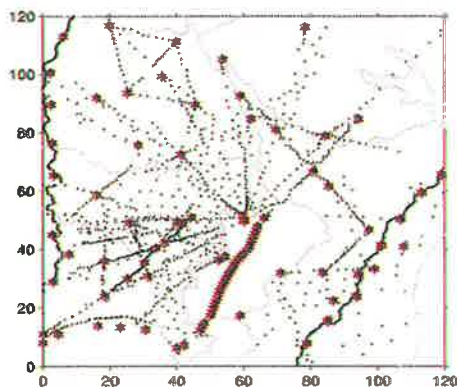
中深層地殻活動観測井を利用した
検層結果 山水 (2004)

手順(2)

手順(1)の対比結果に基づき、屈折法探査、反射法探査、ボーリング検層、微動探査、自然地震記録のスペクトル比解析などの結果を参照して各層にP波およびS波速度と密度を与える。

手順(3)

面的に存在する探査データ（屈折法探査や重力探査など）や地質コンター図などを用いて、各速度層を区切る境界面の形状を決定する。決定はインバージョンとして行うが、十分なデータがない場合は補間などの順解法を用いる。手順(4)の情報やデータはインバージョンの拘束条件あるいは補間の追加データとして扱う。



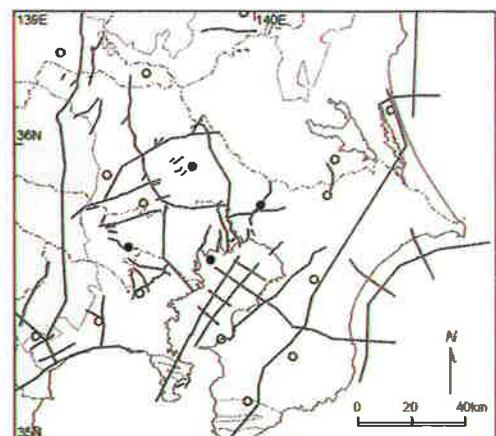
左図：
首都圏の構造探査測線
Afnimar *et al.* (2002)

右図：ブーゲー異常図
(密度 2.2g/cm^3)
田中・他 (2005)

手順(4)

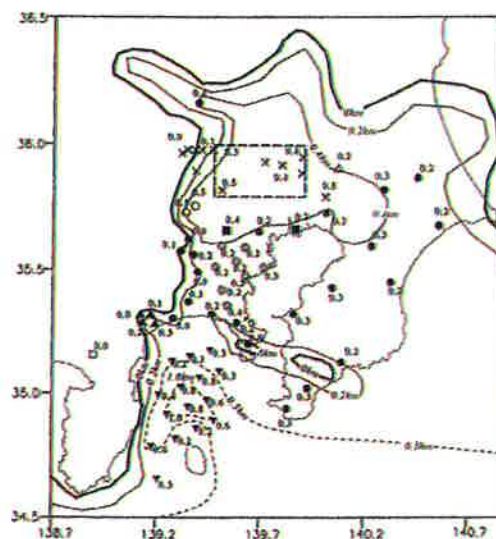
断層や褶曲の形状など、不連続な構造に関する情報を収集する。反射法やボーリング検層のデータは、用いる速度構造が手順(2)の速度と矛盾しないように注意して深度へ変換する。

関東地域の深層ボーリング（丸印、黒丸は基盤到達）と反射法探査測線（灰色実線）。灰色領域では基盤がほぼ露頭。
額 額 (2006)



手順(5)

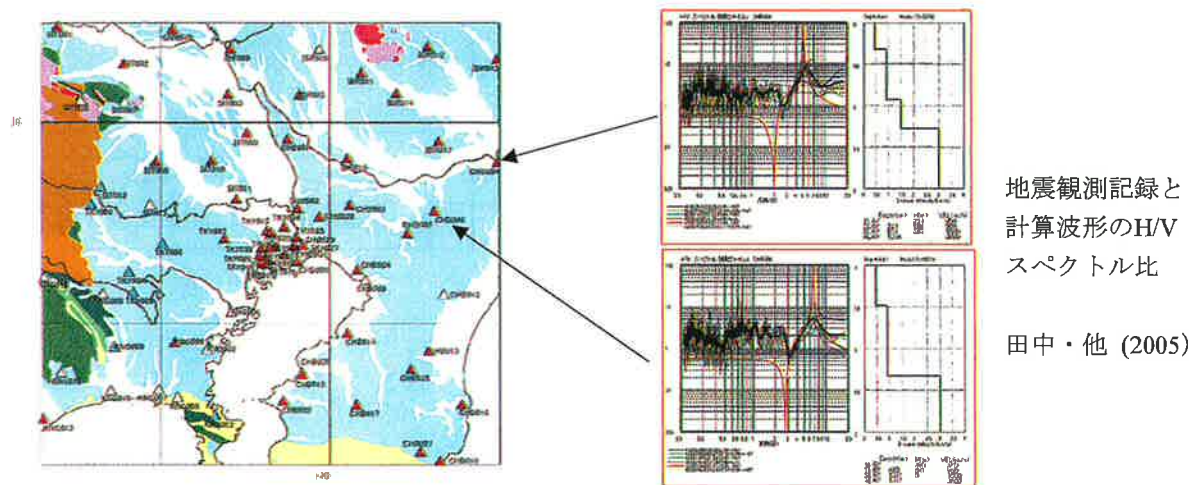
工学的基盤上面の形状は、微動探査結果やボーリング情報等を補間して求める。また、必要ならば、基盤がごく浅い地域にも風化層を設定する。



工学的基盤上面深度分布
山中・山田 (2002)

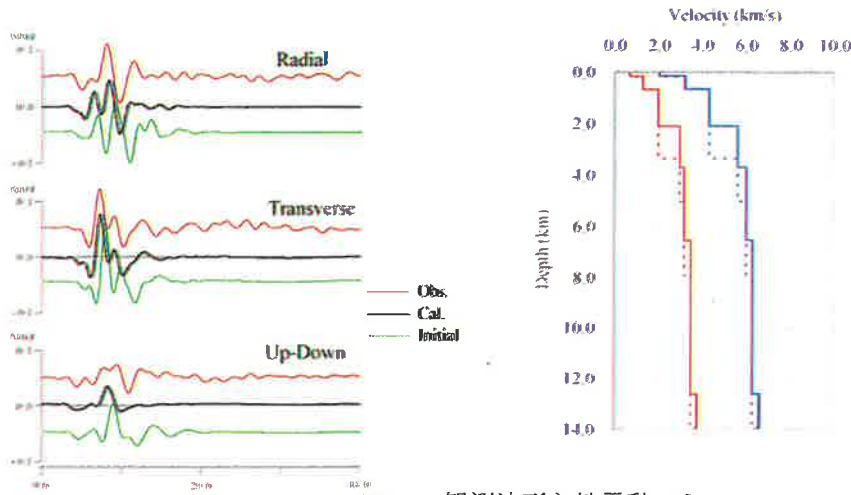
手順(6)

K-NETやKiK-netなどの自然地震記録に対してスペクトル比解析（この解析も可能ならインバージョンで行う）などを適用して得られた、複数の観測点における速度構造を用いて、地下構造モデルを調整・修正する。



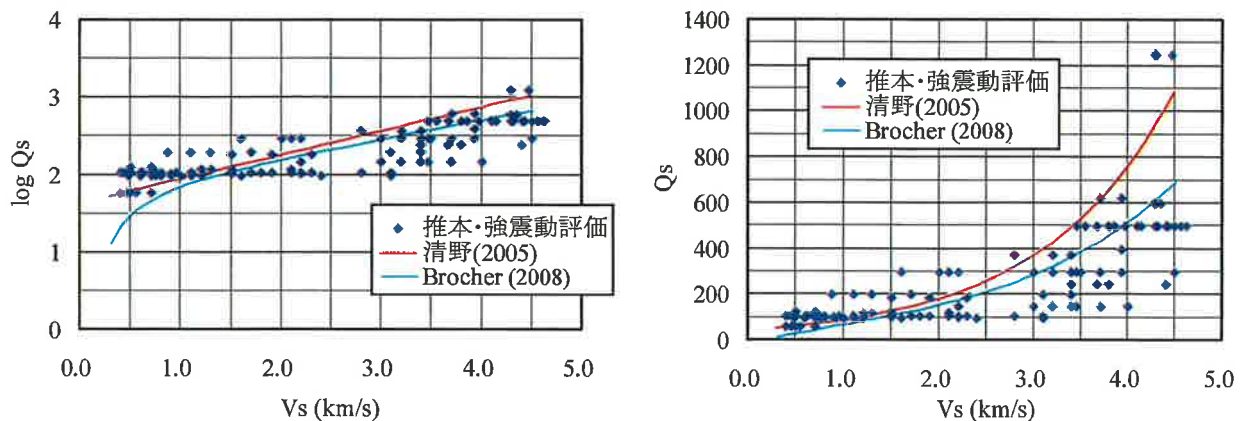
手順(7)

観測記録のある中規模地震をいくつか選び、手順(6)の調整された地下構造モデルを用いて、各観測点における地震動をシミュレーションする。その結果が観測記録に一致するようにモデルをさらに調整する（この調整も可能ならインバージョンで行う）。



観測波形と地震動シミュレーションによる波形の比較
および速度モデルの修正結果
Hikima and Koketsu (2005)

なお、 Q 値については、地震観測記録を説明できるように適切に値を決めることが必要である。参考までにこれまでの地震調査委員会における強震動評価で用いた値を既往研究と比較して下図に示す。



S波速度(V_s)と Q 値(Q_s)の関係

2.2.2 水平成層構造が仮定できる場合

水平成層構造が想定可能なことがあらかじめわかっている場合には、水平成層構造に対する強震動の理論計算がはるかに容易であるから、3次的に不均質なモデルをあえて作るのは適切でない。水平成層構造モデルは「地震基盤以深の地殻構造」と同様の方法、震源インバージョン解析で用いられているモデルや、大規模弾性波探査や基礎試錐等の大深度ボーリングの結果、震源決定に使われているモデル等を参照してモデル化を行う。

2.3 「浅い地盤構造」

「浅い地盤構造」の地下構造モデルは、表層地質データや地盤調査に利用されているボーリング

データを収集して一次元速度構造モデルを作成するのが基本である。浅い地盤で強震時に発生する可能性のある非線形現象を高い精度で評価するためにも、こうしたモデル化が必要である。しかしながら、「浅い地盤構造」は水平方向に局所的に大きく変化することが稀ではなく、面的に精度よく詳細なモデルを作成するためには膨大なデータの収集を必要とし、多くの労力を要する。また、利用可能なボーリング情報がほとんど存在しない地域も多い¹¹。そのため、面的に「浅い地盤構造」を評価するにあたっては、国土数値情報などの地形・地盤分類を基に経験的な方法により増幅率を算出するモデル化が考案されている。ここでは、これらの手法として、「浅い地盤構造」のボーリングデータによるモデル化の方法と面的な評価によるモデル化の方法について説明する。

2.3.1 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では、ボーリング地点の一次元成層構造の密度、P・S波速度、層厚、減衰特性の設定を行う（例えば、高橋・福和, 2006）。さらに、「浅い地盤構造」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、非線形特性を表すパラメータの設定を行う必要がある。これについては、土質試験を行って設定するのが望ましいが、当該地盤に対する土質試験結果が得られない場合には既往の土質試験結果を用いて設定する。

この方法は、一般的にボーリングデータの存在する地点でのみ評価可能となるが、面的に評価するにあたっては、多数のボーリングデータや地形・地質データを収集し、地形・地質から区分できる地域ごとに代表となるボーリング柱状図を抽出し、これを分割した領域ごとに当てはめる方法がある。このとき、分割した領域の大きさは東西-南北約500mないし約250mとすることが多い。

2.3.2 面的な評価によるモデル化の方法

面的な評価によるモデル化の方法としては、松岡・翠川 (1994) や藤本・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。この方法では、全国を網羅した約1kmメッシュの領域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、新たに作成した微地形区分データから、「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率を算出する。

最近では、日本全国の地形・地盤を統一した分類基準によって再評価した日本全国地形・地盤分類メッシュマップが構築されている（若松・他, 2004, 3.2.1 参照）。これらの方法を用いれば、全国を約1kmメッシュまたは250mメッシュの領域ごとに、比較的簡便に「浅い地盤構造」をモデル化することができる。

3. 強震動計算

強震動計算では、地盤のモデル化や設定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。なお、強震動計算の結果は、時刻歴波形、最大加速度、最大速度、応答スペクトルなどを指している。

3.1 工学的基盤上面までの計算方法

¹¹ ボーリングデータが実は存在したとしても、有効利用の仕組みが不十分なためにデータが散逸しているのが実情である。地域の防災対策のためにも、今後、産学官の協力の下でデータを組織的にかつ継続的に統合化し、地下構造データベースとして整備していく仕組み作りが必要と考えられ、科学技術振興調整費による「統合化地下構造データベースの構築」のプロジェクト（藤原, 2007）などの成果が期待される。

工学的基盤上面までの強震動計算方法は、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つに大きく分類され、データの多寡・目的に応じて手法が選択されている（例えば、香川・他, 1998）。それぞれの手法の特徴を述べると、以下のようにまとめられる。

経験的手法

過去のデータを基に、最大加速度、最大速度、加速度応答スペクトル等の値をマグニチュードと距離の関数で算出する最も簡便な方法である。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個別には考慮しない。工学的基盤上面における最大速度を求める距離減衰式としては、司・翠川(1999)による経験式がよく用いられる。

$$\log PGV_b = 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 - \log(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X \dots\dots\dots(30)$$

PGV_b : 工学的基盤上面の最大速度 (cm/s)

M_w : モーメントマグニチュード $M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$ (Kanamori, 1977)

D : 震源深さ (km)

X : 断層最短距離 (km)

半経験的手法

既存の小地震の波形から大地震の波形を合成する方法で、経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法がある。経験的グリーン関数法は、想定する断層の震源域で発生した中小地震の波形を要素波（グリーン関数）として、想定する断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法である。時刻歴波形を予測でき、破壊過程の影響やアスペリティの影響を考慮できる。ただし、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方法である。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

地震波の伝播特性と表層地盤の増幅特性を弾性波動論により計算する方法。時刻歴波形を予測でき、破壊過程の影響やアスペリティの影響を考慮できる。この方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得るものの、短周期地震動の生成に関係する破壊過程および地下構造の推定の困難さのため、短周期領域についての評価は困難となる。

ハイブリッド合成法

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

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、半経験的手法である統計的グリーン関数法（例えば、釜江・他, 1991；壇・佐藤, 1998）と理論的手法である三次元差分法（例えば、Aoi and Fujiwara, 1999；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下構造モデルの影響を直接取り入れることが可能
- ・ 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)に対応が可能

といった利点があるためであり、半経験的手法で統計的グリーン関数法を用いるのは面的な予測が

容易であるため（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）、理論的手法の三次元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、大規模な地下構造を取り扱う上で、大規模な数値演算を容易に行え、かつ計算時間も速いという利点があるためである。ただし、水平多層構造で想定可能な地域があれば、理論的手法においては水平多層構造のみ適用可能な波数積分を用いる方法（例えば、Kohketsu, 1985; Hisada, 1995）を利用することができる。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、モデル化や計算が比較的簡単で、震源断層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。ハイブリッド合成法等については、例えば、「森本・富樫断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討」（先名・他, 2004）等を参考にされたい。

***ハイブリッド合成法では、理論的手法の精度の限界および半経験的手法の有効性を考慮して、接続周期を決めることが望ましい。**

3.2 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」の地下構造モデルがボーリングデータによってモデル化された場合と面的な評価によってモデル化された場合とで異なるため、それぞれのケースについて説明する。

3.2.1 ボーリングデータによってモデル化された「浅い地盤構造」の場合

ボーリングデータによる詳細なモデルに基づいて、工学的基盤における時刻歴波形を入力として一次元地震応答計算を行い、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、Schnabel *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。土の非線形特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可能となる。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、今までは等価線形解析法が多く用いられてきた。この理由は、等価線形解析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挙げられる。逐次非線形解析法は、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まだ多くはない。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、逐次非線形解析法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、逐次非線形解析法を広域の地震動評価に用いることは始まったばかりで、まだ検討の必要があると考えられる。

3.2.2 面的な評価によってモデル化された「浅い地盤構造」の場合

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

微地形区分から想定される増幅率 amp は以下の手順で評価する。

- ① 全国を網羅した約1kmメッシュの領域ごとの微地形区分データ（例えば、若松・他, 2005）、または約250mメッシュの領域ごとの微地形区分データ（例えば、若松・松岡, 2007）を用いる。
- ② その区分に次式に示す標高と表層30mの平均S波速度 $AVS30$ との経験的關係（例えば、松岡・他, 2005）をあてはめる。

$$\log AVS30 = a + b \cdot \log E_v + c \cdot \log S_p + d \cdot \log D_m \pm \sigma \dots\dots\dots(31)$$

$AVS30$: 表層30mの平均S波速度(m/s)

E_v : 標高(m)

S_p : 傾斜*1000 (傾斜は正弦)

D_m : 先第三系・第三系の山地・丘陵からの距離(km)

σ : 標準偏差

a, b, c, d : 微地形区分ごとに与えられる回帰係数

- ③ 工学的基盤から地表への最大速度の増幅率 amp については、表層30mの平均S波速度 $AVS30$ との相関性が認められる。そこで次式を用いて、 $AVS30$ から最大速度の増幅率 amp を算出する（例えば、藤本・翠川, 2006）。

$$\log(amp) = 2.367 - 0.852 \cdot \log AVS30 \pm 0.166 \quad (100 < AVS30 < 1500) \dots\dots\dots(32)$$

amp : 平均S波速度600m/sの工学的基盤を基準とした最大速度増幅率

地表の震度を求める方法は、工学的基盤における地震動を距離減衰式等の経験式で求めた場合とハイブリッド合成法等により波形が求められている場合では異なる。

- i) 距離減衰式等の経験式で工学的基盤上の最大速度が求められている場合
「最大速度と計測震度の関係式」（例えば、藤本・翠川, 2005）を用いる。

$$I = 2.002 + 2.603 \cdot \log(PGV) - 0.213 \cdot \{\log(PGV)\}^2 \quad (4 \leq I) \dots\dots\dots(33)$$

$$I = 2.165 + 2.262 \cdot \log(PGV) \quad (I < 4)$$

- ii) ハイブリッド合成法等により工学的基盤上の波形を求めた場合

工学的基盤上の時刻歴波形から気象庁（1996）の方法に従って算出した「工学的基盤上震度」に対して、「最大速度増幅率」および「最大速度と計測震度の経験的關係式」より求められる「震度増分」を加える方法により地表での震度を算出する。

「最大速度と計測震度の関係式」(藤本・翠川, 2005)、

$$I = 2.002 + 2.603 \cdot \log(PGV) - 0.213 \cdot \{\log(PGV)\}^2 \quad (4 \leq I) \dots\dots\dots(34)$$

を用い、「震度増分」は、

$$\Delta I = 2.603 \cdot \log(amp) - 0.213 \cdot \{\log(amp)\}^2 - 0.426 \cdot \log(PGV_b) \cdot \log(amp) \dots\dots\dots(35)$$

と表される。ここで、 PGV は地表最大速度(cm/s)、 amp は最大速度増幅率、 PGV_b は工学的基盤上の最大速度(cm/s)である。

- * 工学的基盤上面から地表までの最大速度に対する増幅率 amp は、表層30mの平均S波速度 $AVS30$ の関係から算出している。しかし、山地や丘陵地では30mよりもかなり浅い深さに工学的基盤が現れることが多く、これらより算出される増幅率 amp は過小評価になって工学的基盤より浅い軟弱層の影響をうまく説明できていないとの指摘があり、表層30m以外の深さによる平均S波速度を用いた増幅率の提案がなされている(例えば、川瀬・松尾, 2004; 濱田・他, 2007)。このように、山地や丘陵地等の工学的基盤が30mよりも浅いところに現れる場合には、別途検討が必要と考えられる。
- * ボーリングデータを収集できる場合には、微地形区分ごとの $AVS30$ あるいは $AVS30$ と増幅率の関係などを独自に評価することによって、より地域性を取り入れた結果が期待できる(例えば、中央防災会議, 2001; 2003)。

4. 予測結果の検証

予測結果の検証では、強震動予測結果が妥当であるかどうかを確認する方法について説明する。予測結果の検証は、予測結果と過去の観測事実との比較により行うが、活断層で発生する地震と海溝型地震では地震の発生間隔が異なり、これまでに得られている情報量にも違いがあるため、それぞれの検証方法について示す。

4.1 活断層で発生する地震の強震動予測結果に対する検証

活断層で発生する地震は、発生間隔が長いいため、最新活動における地震の震度情報や観測情報が得られていない場合が多い。したがって、基本的には、距離減衰式を用いた推定値との比較により、活断層で発生する地震の強震動予測結果の検証を行う。

4.1.1 距離減衰式を用いた推定値との比較

半経験的手法や理論的手法による計算結果と距離減衰式を用いた推定値とを比較し、計算結果が距離減衰式を用いた推定値のばらつき(以下、「距離減衰式のばらつき」と呼ぶ)の範囲内にあることを確認する。

距離減衰式を用いた推定値と強震動予測結果との比較にあたっては、地域性を考慮した距離減衰式を用いることが望ましい。地域性を考慮した距離減衰式が作成されていない場合には、既存の距離減衰式との比較を行う。この場合は、設定した震源特性や地下構造モデルの特性が平均的な特性と違う場合には、予測結果のばらつきの傾向も異なってくることから、その点にも十分に留意した上で比較・検証を行うことが重要である。

* 検証の結果、距離減衰式のばらつきの傾向と強震動予測結果の傾向にかなり差が出て妥当性に問題がある場合には、設定した特性化震源モデルや地下構造モデルを修正する。

4.1.2 震度分布との比較

震度分布は、面的に強震動予測結果を検証するにあたって、現在、最もよく使われる指標である。震度分布としては、明治中期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う。

* この震度分布と計算結果が合わない場合は、震源特性または地下構造モデルの見直しを行う。

4.1.3 観測波形記録との比較

1997年以降のK-NETおよびKiK-net観測網の充実により、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った。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ことができるかという点については、観測波形の質、震源や観測点の地盤状況などの情報の多寡によりケースごとに異なる。現状では条件を整えば、観測記録の位相までを精度良く合わせることは可能であるが、面的な予測ということを考え合わせると、時刻歴波形の最大値、継続時間、周期特性やスペクトル特性がある程度説明できることをもって検証と位置付ける。

* 計算結果を観測波形に合わせるためには、微視的震源特性や地下構造モデルについて検討し直すことが必要となる。微視的震源特性の把握には震源近傍の強震記録が必要であり、地下構造モデルの検証には強震記録が不可欠であるため、K-NETおよびKiK-net観測網や気象庁および自治体震度計観測網のさらなる充実が望まれる。

4.2 海溝型地震の強震動予測結果に対する検証

海溝型地震は活断層で発生する地震と比較して発生間隔が短いために、最新活動における地震の被害情報や観測情報が残されている場合が多い。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、強震動予測結果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、震度分布、観測波形記録、距離減衰式を用いた推定値との比較が挙げられる。

4.2.1 震度分布との比較

4.1.2 参照。

4.2.2 観測波形記録との比較

1960年代以降からデジタル強震記録が得ら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である。また、1997年以降はK-NETおよびKiK-net観測網の充実により、より多くの観測記録が得られるようになった。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ことができるかという点については、観測波形の質、震源や地盤状況などの情報の多寡によりケースごとに異なる。現状では条件を整えば、位相までを精度良く合わせることは可能であるが、面的な予測ということ

を考え合わせると時刻歴波形の最大値、継続時間、周期特性やスペクトル特性がある程度説明できることをもって検証と位置付ける。

- * 計算結果を観測波形に合わせるためには、微視的震源特性や地下構造モデルについて検討し直すことが必要となる。微視的震源特性の把握には震源近傍強震記録が必要であり、地下構造モデルの検証には、強震記録が不可欠であり、K-NETおよびKiK-net観測網や気象庁および自治体震度計観測網、さらには海底地震計のさらなる充実が望まれる。
- * 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、この作業に終始することのないよう留意する必要がある。

4.2.3 距離減衰式を用いた推定値との比較

4.1.1 参照。

なお、既往の研究成果から、大地震の観測記録が中小地震の観測記録を用いた経験的グリーン関数法により比較的精度良く再現できることが確認されている（例えば、Kamae and Irikura, 1998；池田・他, 2002）。したがって、ハイブリッド合成法による強震動予測結果の検証方法として、対象とする震源断層の周辺で発生した中小地震の観測記録が予め得られている地点を対象に、経験的グリーン関数法とハイブリッド合成法の結果を比較することも可能である。

引用文献 (アルファベット順)

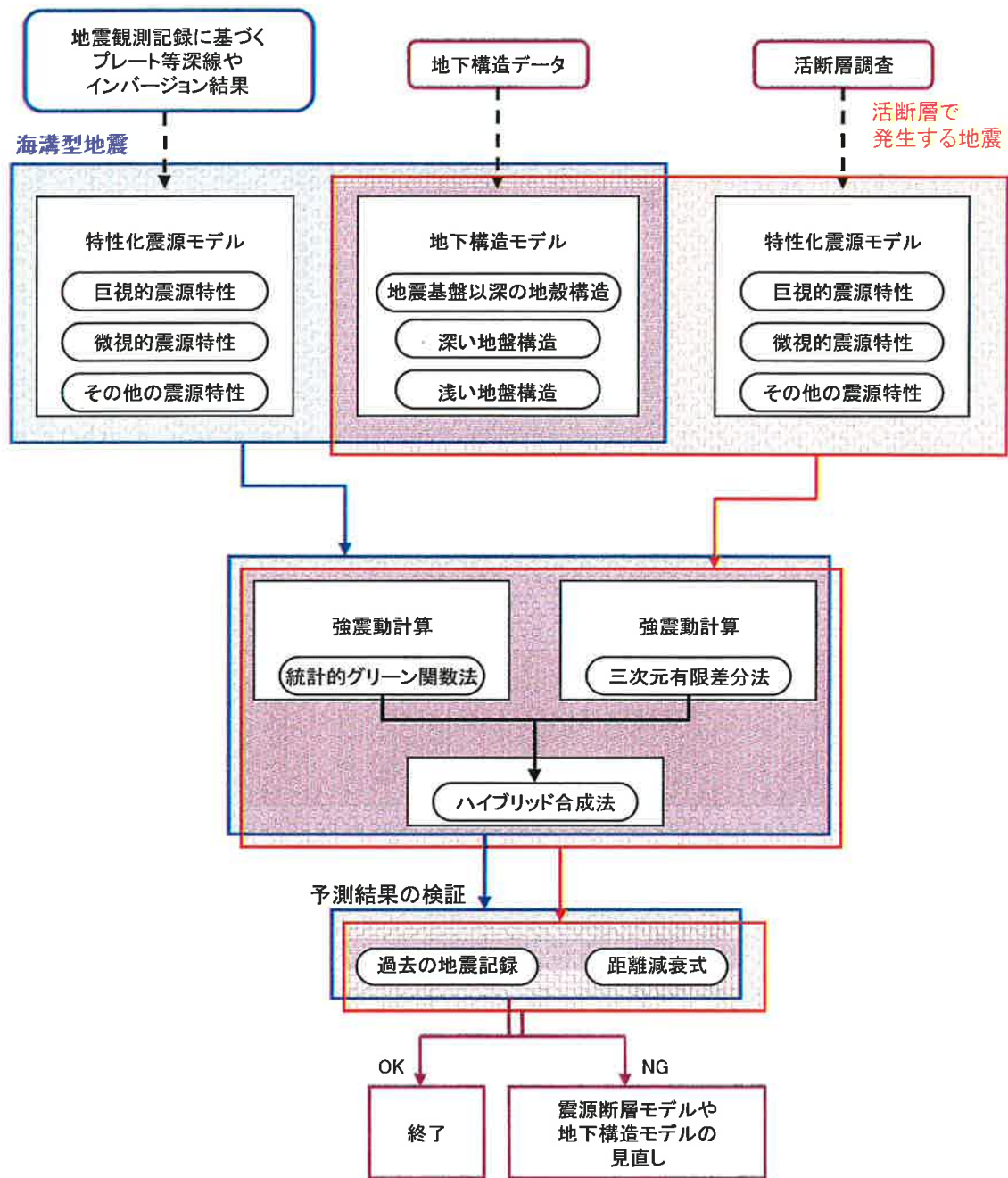
- Afnimar, K. Koketsu, and K. Nakagawa (2002) : Joint inversion of refraction and gravity data for the three-dimensional topography of a sediment-basement interface, *Geophysical Journal International*, 151, 243-254.
- Aoi, S. and H. Fujiwara (1999) : 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 918-930.
- 栗田泰夫 (2004) : 活断層から発生する地震規模の予測手法に関する諸問題, 月刊地球, 号外No.46, 163-167.
- Boatwright, J. (1988) : The seismic radiation from composite models of faulting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78, 489-508.
- Brocher, T. M. (2008) : Key elements of regional seismic velocity models for ground motion simulations, *Journal of Seismology*, 12, doi:10.1007/s10950-007-9061-3.
- 中央防災会議 (2001) : 第11回東海地震に関する専門調査会 資料3-1, 平成13年12月11日.
- 中央防災会議 (2003) : 第16回東南海・南海地震等に関する専門調査会 参考資料2, 平成15年12月16日.
- Dalguer L.A., K. Irikura, J. Riera, and H. C. Chiu (2001) : Fault Dynamic Rupture Simulation of the Hypocenter area of the Thrust Fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, *Geophysical Research Letters*, vol. 28, No. 7, 1327-1330.
- 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出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.
- 壇 一男・佐藤俊明・入倉孝次郎 (2002) : アスペリティモデルに基づく強震動予測のための震源モデルの特性化手法, 第11回日本地震工学シンポジウム, 555-560.
- Eshelby, J. D. (1957) : The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society*, A241, 376-396.
- Fujii, Y. and M. Matsu'ura, (2000) : Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication, *Pure and Applied Geophysics*, 157, 2283-2302.
- 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, Vol.3, 3, 13-27.
- 藤本一雄・翠川三郎 (2005) : 近年の強震記録に基づく地震動強さ指標による計測震度推定法, 地域安全学会論文集, No.7, 241-246.
- 藤本一雄・翠川三郎 (2006) : 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均S波速度の関係, 日本地震工学会論文集, Vol.6, No.1, 11-22.
- 藤原広行 (2007) : 統合化地下構造データベースの構築に向けて, シンポジウム「統合化地下構造データベースの構築に向けて」予稿集, 9-22.
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・先名重樹・大井昌弘・松山尚典・岩本鋼司・鈴木晴彦・早川 譲 (2006) : 強震動評価のための深部地盤構造全国初期モデル, 第12回日本地震工学シンポジウム, 0340, 1466-1469.
- Geller, R.J. (1976) : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66, 1501-1523.
- Graves, R. W. (1996) : Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 1091-1106.
- 濱田俊介・福和伸夫・森田義美・加藤智和・金子史夫・宮田善郁・高橋広人 (2007) : 中山間地域に

- おける地震ハザードマップの精度向上にむけて, 地域安全学会, No.9, 131-136.
- Haskell, N.A. (1960) : Crustal reflection of plane SH waves, *Journal of Geophysical Research*, 65, 4147-4150.
- Hikima, K. and K. Koketsu (2005) : Rupture processes of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan: A series of events in a complex fault system, *Geophysical Research Letters*, 32, L18303, doi:10.1029/2005GL023588,.
- Hisada, Y. (1995) : An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2), *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85, 1080-1093.
- 池田隆明・釜江克宏・三輪 滋・入倉孝次郎 (2002) : 経験的グリーン関数法を用いた2000年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, *日本建築学会構造系論文*, 561, 37-45.
- 入倉孝次郎・釜江克宏 (1999) : 1948年福井地震の強震動, *地震*2, 52, 129-150.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001) : シナリオ地震の強震動予測, *地学雑誌*, 110, 849-875.
- 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.
- 入倉孝次郎 (2004) : 強震動予測レシピー大地震による強震動の予測手法一, *京都大学防災研究所年報*, 47A.
- 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.
- 石井 透・佐藤俊明 (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面積とモーメントの関係, *日本地震学会2000年秋季大会予稿集*, B09.
- Ito, K. (1999) : Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, *Tectonophysics*, 306, 423-433.
- 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*, 53-59.
- 地震調査委員会 (2002) : 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 (平成14年10月31日公表) .
- 地震調査委員会 (2003a) : 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) .
- 地震調査委員会 (2003b) : 宮城県沖地震を想定した強震動評価 (平成15年6月18日公表) .
- 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) .
- 地震調査委員会 (2003d) : 三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価 (平成15年10月28日公表) .
- 地震調査委員会 (2003e) : 山形盆地断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成15年11月25日公表) .
- 地震調査委員会 (2004a) : 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 (平成16年3月22日公表) .
- 地震調査委員会 (2004b) : 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価 (平成16年5月21日公表) .
- 地震調査委員会 (2004c) : 琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成16年6月21日公表) .
- 地震調査委員会 (2004d) : 高山・大原断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成16年9月27日公表) .
- 地震調査委員会 (2004e) : 石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成16年11月29日公表) .
- 地震調査委員会 (2005) : 山崎断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成17年1月31日公表) .
- 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) (平成13年5月25日公表) .
- 地震調査委員会強震動評価部会 (2002) : 鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証 (平成14年10月31日公表) .
- 地震調査委員会強震動評価部会 (2004) : 2003年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の

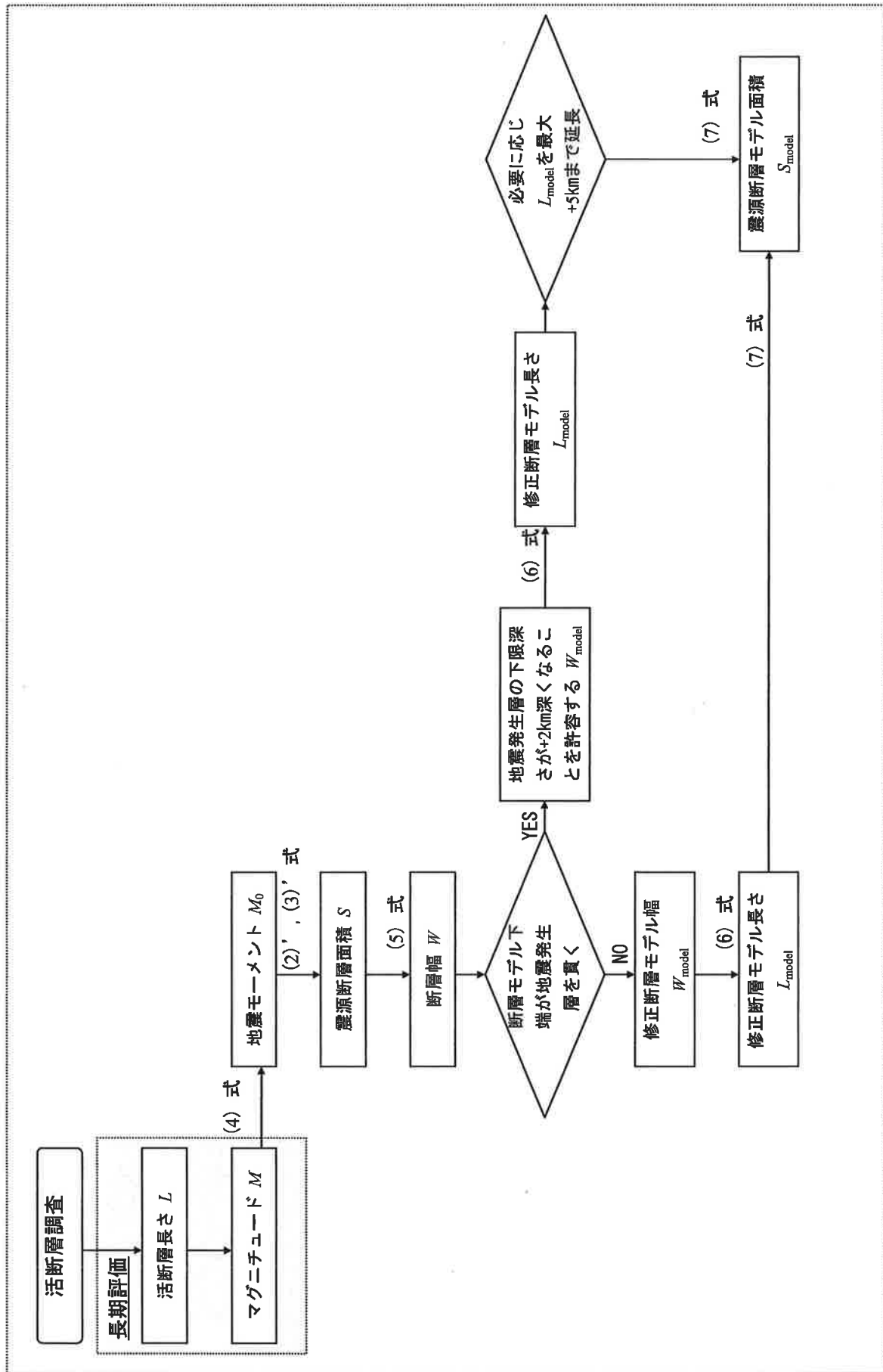
- 検証（平成16年12月20日公表）。
- 地震調査委員会強震動評価部会（2008）：2005年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証（平成20年4月11日公表）。
- 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之（1998）：強震動予測の現状と将来の展望，地震2，51，339-354.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長（1991）：地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測：統計的波形合成法による予測，日本建築学会構造系論文集，430，1-9.
- Kamae, K. and Irikura, K. (1998) : Source model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake and simulation of near-source ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 400-412.
- Kanamori, H. (1977) : The energy release in great earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 82, 2981-2987.
- Kanamori, H. and D.L. Anderson (1975) : Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65, 1073-1095.
- 片岡正次郎・日下部毅明・村越潤・田村敬一（2003）：想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究，国土技術政策総合研究所研究報告，15.
- 活断層研究会編（1991）：新編日本の活断層一分布図と資料，東京大学出版会，448p.
- 川瀬博・松尾秀典（2004）：K-NET, KiK-net, JMA 震度計観測網による強震記録から分離したサイト増幅特性とS波速度構造との対応，日本地震工学会論文集，第4巻，第4号，126-145.
- 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.
- 清野純史（2005）：不整形地盤のシミュレーション解析，地盤震動—現象と理論—，252-267.
- 気象庁（1996）：気象庁告示第4号.
- Kohketsu, K. (1985) : The extended reflectivity method for synthetic near-field seismograms, *Journal of Physics of the Earth*, 33, 121-131.
- 額額一起（2006）：地下構造と長周期地震動，日本地震工学会誌，No.4，12-15.
- Koketsu, K., K. Hikima, S. Miyazaki, and S. Ide (2004) : Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake, *Earth, Planets and Space*, Vol.56, No.3, 329-334.
- Koketsu, K. and H. Miyake (2007) : Proposal for a standard procedure of modeling 3-D velocity structures in Japan, *Proceedings of the 2nd International Workshop on Long-Period Ground Motion Simulation and Velocity Structures*, 41-44.
- 額額一起・三宅弘恵・引間和人（2008）：全国1次地下構造モデル構築の現状，第2回シンポジウム「統合化地下構造データベースの構築」予稿集，63-64.
- 国土地理院：1:25,000 都市圏活断層図.
- Matsubara, M., H. Hayashi, K. Obara, and K. Kasahara (2005) : Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, *Journal of Geophysical Research*, 110, B12304, doi:10.1029/2005JB003673.
- Madariaga, R. (1979) : On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *Journal of Geophysical Research*, 84, 2243-2250.
- 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2，28，269-283.
- 松田時彦（1990）：最大地震規模による日本列島の地震分帯図，東京大学地震研究所彙報，65，1，289-319.
- 松岡昌志・翠川三郎（1994）：国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング，第22回地盤震動シンポジウム資料集，23-34.
- 松岡昌志・若松加寿江・藤本一雄・翠川三郎（2005）：日本全国地形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均S波速度分布の推定，土木学会論文集，No.794/I-72，239-251.
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝（2001）：すべりの空間的不均質性の抽出，平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書，99-109.

- 中田 高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃 栄吉 (1998) : 活断層はどこから割れ始めるのか? - 活断層の分岐形態と破壊伝播方向 -, 地学雑誌, 107, 512-528.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) : 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会.
- 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, Bulletin of Seismological Society of America, 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, 390p.
- 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.
- Schnabel, P.B., J. Lysmer, and H. B. Seed (1972) : SHAKE, A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley.
- 先名重樹・藤原広行・河合伸一・青井 真・功刀 卓・石井 透・早川 譲・森川信之・本多 亮・小林京子・大井昌弘・八十島裕・神野達夫・奥村直子 (2004) : 森本・富樫断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, 255.
- 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.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999) : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, 70, 59-80.
- 杉山雄一・関口春子・粟田泰夫・伏島祐一郎・下川浩一 (2002) : 活断層情報と不均質震源特性との関係, 平成13年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 119-129.
- Sugiyama, Y. (2004) : Asperities And Multi-Segment Ruptures in Subduction Zones And Inland Active Fault Systems, Proceedings of International Conference in Commemoration of 5th Anniversary of The 1999 Chi-Chi Earthquake, Taiwan, 1-9.
- 鈴木宏芳 (1996) : 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造, 防災科学技術研究所研究報告, No.56.
- 武村雅之 (1990) : 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震2, 43, 257-265.
- 高橋広人・福和伸夫 (2006) : 地震動予測のための表層地盤のモデル化手法の提案と検証, 日本建築学会構造系論文集, 599, 51-59.
- 田中康久・瀬戸一起・三宅弘恵・古村孝志・佐藤比呂志・平田 直・鈴木晴彦・増田 徹 (2005) : 首都圏下の速度構造の大大特コミュニティモデル(1) : 屈折法・重力・自然地震データによる第一次モデル, 地球惑星科学関連学会2005年合同大会, S079-P010.
- 田中康久・三宅弘恵・瀬戸一起・古村孝志・早川俊彦・馬場俊孝・鈴木晴彦・増田 徹 (2006) : 首都圏下の速度構造の大大特統合モデル(2) : 海溝型地震のためのモデル拡張とチューニング, 日本地球惑星科学連合2006年大会予稿集, S116-P014.
- 遠田晋次 (2004) : 断層セグメントの多重破壊とスケーリング則, 月刊地球, 号外No.46, 168-174.
- 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.
- 宇津徳治 (2001) : 『地震学第3版』, 共立出版.
- 若松加寿江・松岡昌志・久保純子・長谷川浩一・杉浦正美 (2004) : 日本全国地形・地盤分類メッシュマップの構築, 土木学会論文集, No.759/I-67, 213-232.
- 若松加寿江・松岡昌志・杉浦正美・久保純子・長谷川浩一 (2005) : 日本の地形・地盤デジタルマッ

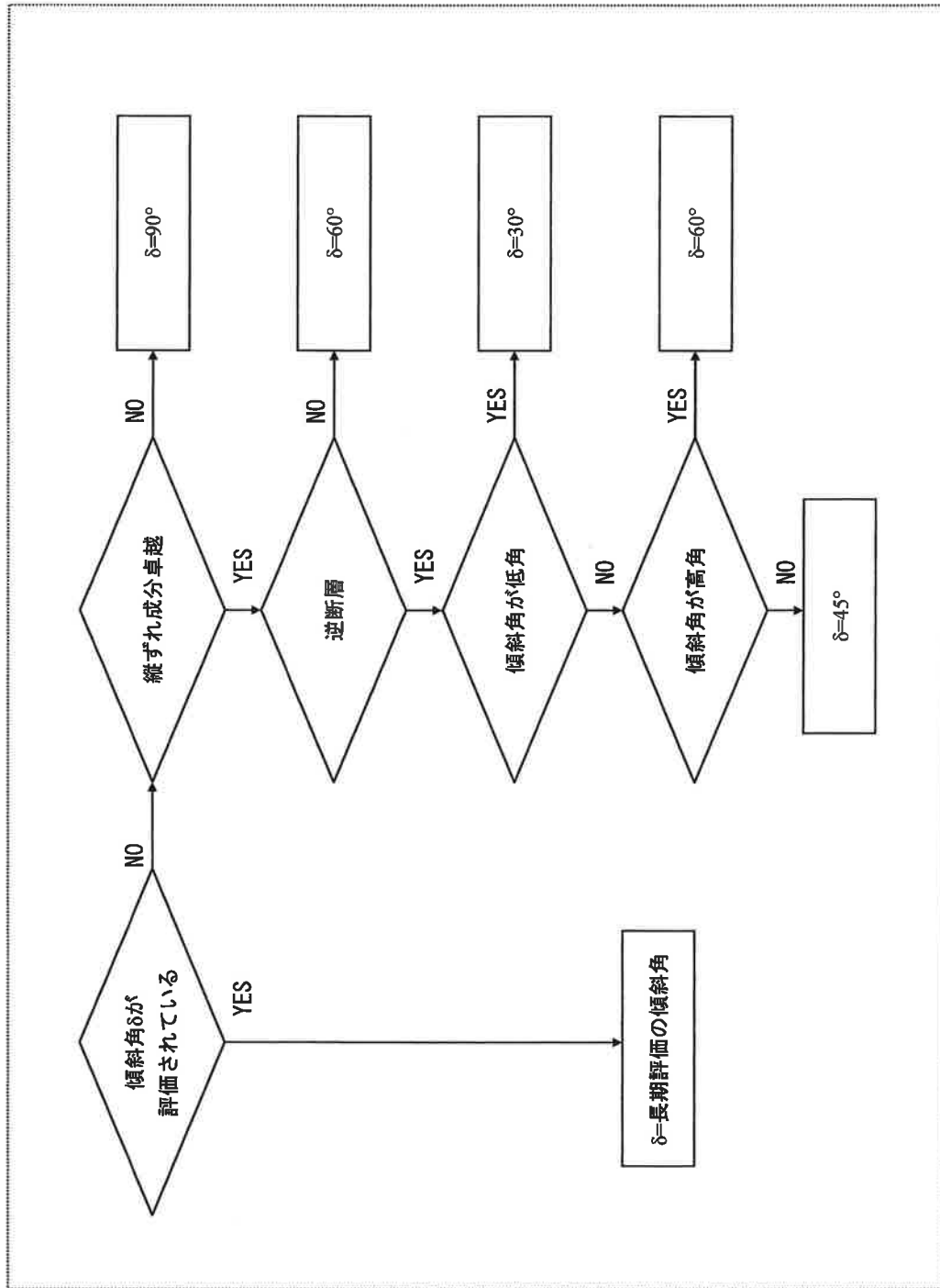
- プ, 東京大学出版会.
- 若松加寿江・松岡昌志 (2007) : 九州の地形・地盤分類250mメッシュマップの構築, 日本地震工学会大会-2007梗概集, 102-103.
- Wells, D.L. and K.J. Coppersmith (1994) : New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974-1002.
- Wells, R.E., R.J. Blakely, Y. Sugiyama, D.W. Scholl, and P.A. Dinterman (2003) : Basin-Centered Asperities in Great Subduction Zone Earthquake: A Link between Slip, Subsidence, And Subduction Erosion, *Journal of Geophysical Research*, Vol.108, No.B10, 2507, doi:10.1029/2002JB002072.
- Yagi, Y. (2004) : Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data, *Earth, Planets and Space*, Vol.56, No.3, 311-316.
- 山水史生 (2004) : 関東地域の中深層地殻活動観測井を利用したVSP法速度構造調査, 防災科学技術研究所資料, No.251.
- Yamanaka, Y. and K. Shimazaki (1990) : Scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the main shock, *Journal of Physics of the Earth*, 38, 305-324.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2003) : Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth, Planets and Space*, Vol.55, No.12, e21-e24.
- 山中浩明・山田伸之 (2002) : 微動アレイ観測による関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築, *物理探査*, 55-1, 53-65.
- 吉田 望・東畑郁生 (1991) : YUSAYUSA-2 理論と使用方法.
- Zhao D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994) : Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, *Journal of Geophysical Research*, 22, 313-327.



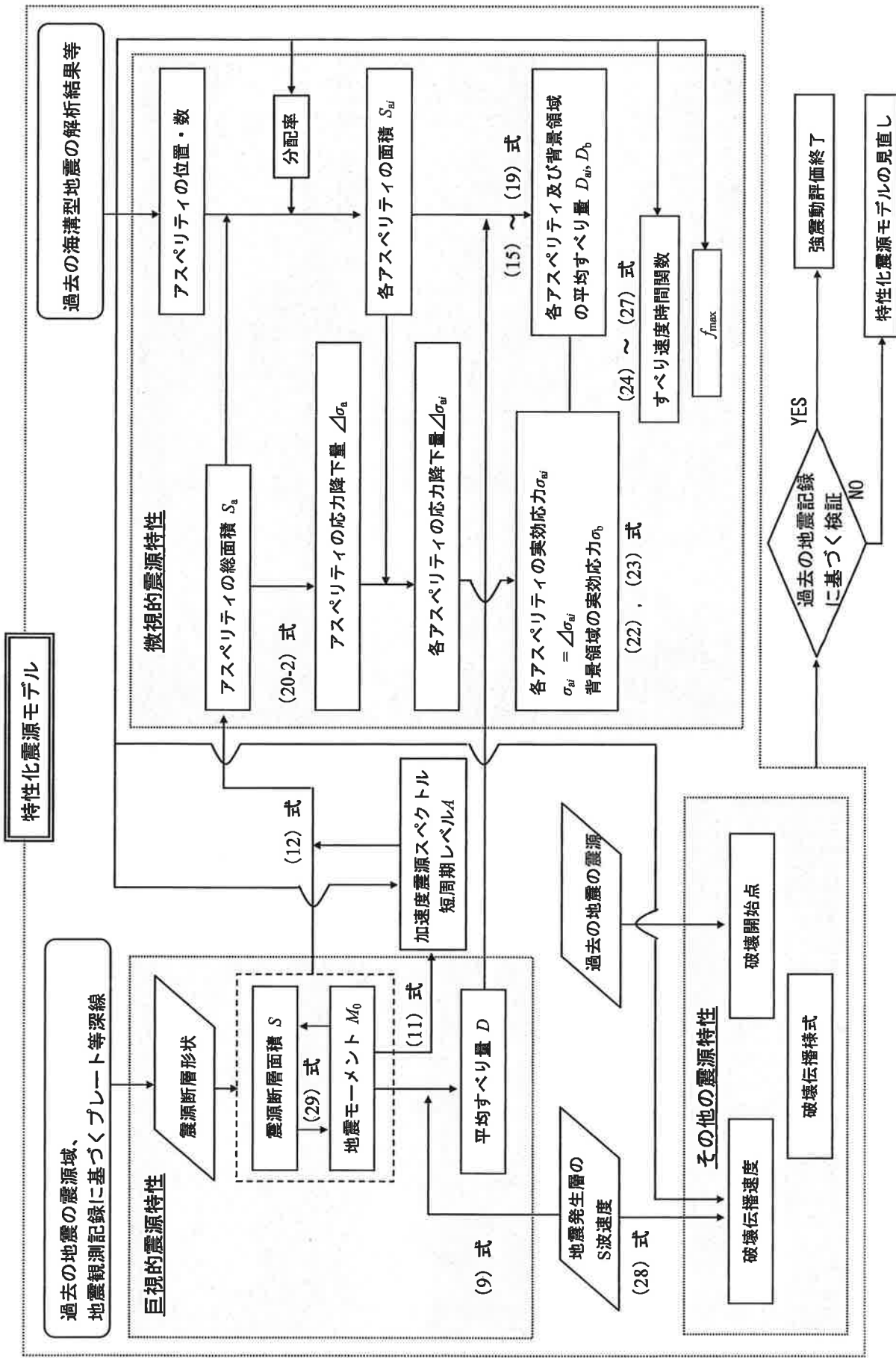
付図1 震源断層を特定した地震の強震動予測手法（ハイブリッド合成法）の流れ



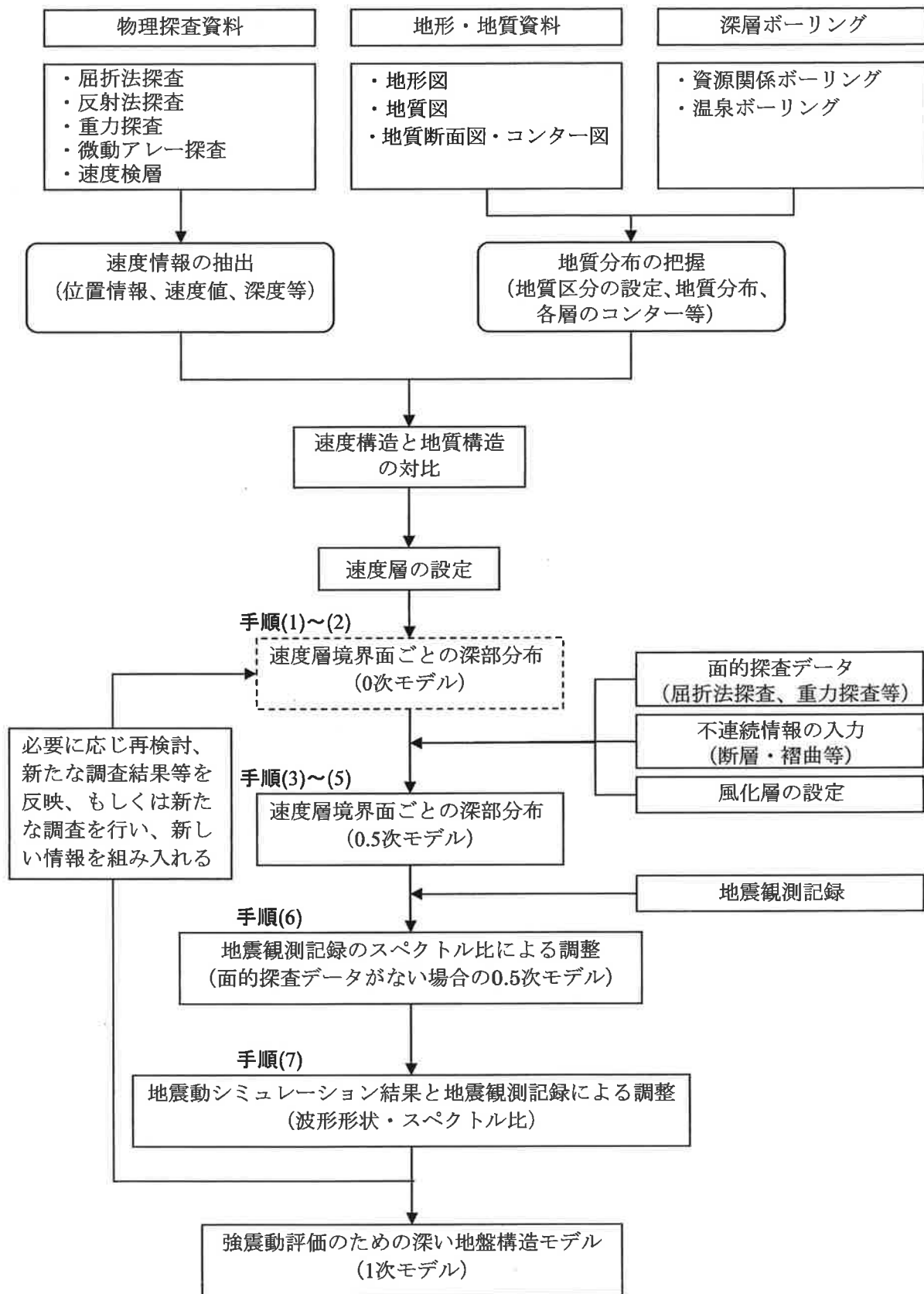
付図3 活断層で発生する地震の震源特性パラメータ設定の流れ
 (地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で震源断層を推定する場合)



付図4 活断層で発生する地震の震源断層モデルの傾斜角設定の流れ



付図5 海溝型地震の震源特性パラメータ設定の流れ



付図6 強震動評価のための深い地盤構造モデル作成の流れ