
けご 警固断層帯（南東部）の地震を想定した強震動評価について

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主要な課題とし、強震動予測手法の高度化を推進項目の一つとして挙げた。

これを受け、地震調査委員会は、特定の活断層で発生する地震の強震動評価を逐次公表するとともに（地震調査委員会，2002¹，2004²など）、強震動の評価手法である「ハイブリッド合成法」³について検討している。一方、平成 17 年（2005 年）3 月 20 日に発生した福岡県西方沖の地震においては、多数の観測記録が得られたことから、強震動評価手法そのものの検証を行い、中間報告として平成 19 年 3 月に公表した⁴。その後、詳細な地盤増幅データ等を使用して手法の検証を再び実施し、その結果を平成 20 年 4 月 11 日に公表した⁵。

今回、これらの検討によって高度化された強震動評価手法を使用して、警固断層帯（南東部）の地震を想定した強震動評価を行ったので報告する。

今回行った「ハイブリッド合成法」における工学的基盤上面⁶までの強震動評価は、長期評価のマグニチュードと整合し、かつ、簡便な手順でパラメータを設定する手法を用いて行ったものである。また、浅い地盤構造については利用できるデータが限られているが、今回の評価ではボーリング等のデータを最大限活用して、従来よりも詳細な地下構造モデルを設定し、これをもとにした地表における計測震度の推定⁷の検討を行った。

-
- 1 地震調査委員会（2002）：糸魚川―静岡構造線断層帯（北部、中部）の地震を想定した強震動評価（平成 14 年 10 月 31 日公表）
 - 2 地震調査委員会（2004）：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）
 - 3 断層破壊過程や地下構造の固有の性質を詳細にモデル化し、地震動の時刻歴波形を計算する地震動予測手法。これまでは「詳細法」としていたが、より明確な呼称に改めた。説明文参照。
 - 4 地震調査委員会強震動評価部会(2007)：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について（中間報告）（平成 19 年 3 月 19 日公表）
 - 5 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について（最終報告）（平成 20 年 4 月 11 日公表）
 - 6 建築や土木等の工学分野で、構造物を設計するとき、地震動設定の基礎とする良好な地盤のことで、その S 波速度は、構造物の種類や地盤の状況によって異なるが、多くの場合、300m/s～700m/s 程度である。今回の予測範囲では $V_s=600\text{m/s}$ 層の上面に相当する。
 - 7 地震動の計算に用いる地下構造や微視的断層パラメータを精度良く推定するには限界があり、ここでの地震動の結果は誤差を含んでいる。個別地域の防災対策などに利用する場合はこの点に留意するとともに、その地域の詳細な浅層地盤データに基づいてその影響を更に検討し、地震動を再評価することが望まれる。

評価文

- ・ 図 1 警固断層帯の活断層位置図と強震動評価に用いた震源断層モデルの地表トレース
- ・ 表 1 警固断層帯（南東部）の震源断層パラメータ
- ・ 図 2 震源断層モデル（形状、アスペリティ、破壊開始点）
- ・ 図 3 強震動評価を行う対象領域
- ・ 図 4 警固断層帯の強震動評価を行う領域の「深い地盤構造」の1次モデル
- ・ 表 2 「深い地盤構造」の1次モデルの物性値
- ・ 表 3 「地震基盤以深の地殻構造」のモデルの物性値
- ・ 図 5 「浅い地盤構造」モデルとして用いる最大速度増幅率
- ・ 図 6 震度増分を用いて求められた地表の計測震度分布
- ・ 図 7 工学的基盤上面における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算した値と司・翠川(1999)の距離減衰式との比較

説明文

- ・ 図 8 強震動評価の流れ
- ・ 図 9 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
- ・ 図 10 2005年福岡県西方沖の地震の余震の震源分布
- ・ 図 11 「深い地盤構造」の1次モデルの地震基盤層 ($V_s=3,000\text{m/s}$) 上面の深さ分布
- ・ 図 12-1 地震モーメント M_0 と断層面積 S との関係図
- ・ 図 12-2 地震モーメント M_0 と短周期レベル A の関係図
- ・ 図 13 ボーリングデータを用いた「浅い地盤構造」モデルの代表的なモデル例
- ・ 図 14-1 計算結果のスナップショット（警固断層帯南東部ケース 1a、1Hz-Lowpass）
- ・ 図 14-2 計算結果のスナップショット（警固断層帯南東部ケース 1b、1Hz-Lowpass）
- ・ 図 14-3 計算結果のスナップショット（警固断層帯南東部ケース 2a、1Hz-Lowpass）
- ・ 図 14-4 計算結果のスナップショット（警固断層帯南東部ケース 2b、1Hz-Lowpass）
- ・ 図 15-1 代表地点における工学的基盤上面の速度波形（その1）
- ・ 図 15-2 代表地点における工学的基盤上面の速度波形（その2）
- ・ 図 16 代表地点における工学的基盤上面の波形の擬似速度応答スペクトル（減衰5%）
- ・ 図 17 「ハイブリッド合成法」による工学的基盤 ($V_s=600\text{m/s}$) 上面の最大速度分布
- ・ 図 18 最大速度増幅率（図5）を用いて求められた地表の最大速度分布
- ・ 図 19 「距離減衰式に基づく方法」を用いて求められた地表の震度分布

- ・ 図 20 各種手法による地表の最大速度分布
- ・ 図 21 各種手法による工学的基盤上面からの最大速度増幅率分布
- ・ 図 22 各種手法による地表の震度分布
- ・ 図 23 各種手法による工学的基盤上面からの震度増分の分布

警固断層帯（南東部）の地震を想定した強震動評価

地震調査委員会では、警固断層帯について、その位置および形態、過去や将来の活動等に関する評価結果を「警固断層帯の長期評価について」（以下「長期評価」という）としてまとめ、公表している（地震調査委員会, 2007）。一方、2005 年福岡県西方沖の地震（M7.0¹）についても、観測記録に基づく強震動評価手法の検証として公表している（地震調査委員会強震動評価部会, 2007, 2008）。今回、これらの報告を踏まえ、断層モデルの設定において、「長期評価」のマグニチュードと整合し、かつ、簡便な手順でパラメータを設定できる手法を用いて強震動評価を行い、その妥当性を検討したので以下に報告する。

1. 想定する震源断層

「長期評価」によれば、警固断層帯は、福岡市東区志賀島（しかのしま）北西沖の玄界灘（げんかいなだ）から博多湾、同市中央区、同市南区、春日市、大野城（おおのじょう）市、太宰府（だざいふ）市を経て、筑紫野（ちくしの）市に至る断層帯である。過去の活動時期の違いから、玄界灘から志賀島付近にかけての 2005 年の福岡県西方沖の地震の震源域にあたる北西部と、志賀島南方沖の博多湾から筑紫野市の警固断層にあたる南東部に区分される。北西部でごく近い将来に今回評価したような地震が発生する可能性は低いと考えられる。南東部ではマグニチュード 7.2 程度の地震が発生すると推定され、その際には断層近傍の地表面で、2m 程度の左横ずれが生じる可能性があり、今後 30 年以内の地震発生確率は 0.3～6%（基準日：2008 年 1 月 1 日）と我が国の主要活断層帯の中では高いグループに属することになる。

本報告では、「長期評価」に基づき、警固断層帯南東部に対して強震動評価を行った。評価に用いる断層を警固断層帯南東部の地表トレースに沿って位置させ（図 1 参照）、アスペリティ²が 1 つの場合と大きさの異なる 2 つの場合を想定した。また、震源断層モデルの傾斜角は、断層露頭やトレンチ調査において高角度な断層が確認されていることや、2005 年福岡県西方沖の地震後の精密地震観測で、余震分布がほぼ垂直に並んでいることなどから 90° に設定した。破壊開始点は、その位置を特定するだけの情報がないため、アスペリティ分布の北西下端あるいは南東下端とした。

以上の震源断層パラメータを表 1 に、各ケースにおける断層の形状、アスペリティおよび破壊開始点の位置を図 2 に示す。

1 以後 M とは、気象庁マグニチュードを指すものとする。

2 震源断層面の中で特に強い地震波が発生する領域（すべり量や応力降下量大きい領域）。

3 S 波速度 $V_s=3\text{km/s}$ 程度の堅固な岩盤。今回の予測範囲では $V_s=3.1\text{km/s}$ 層の上面に相当する。

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「地震基盤以深の地殻構造」を伝わり、次第に減衰していく。しかし地震波は、地震基盤³から工学的基盤上面までの地盤構造（以下「深い地盤構造」という）の影響および工学的基盤上面から地表付近に分布する表層地盤（以下「浅い地盤構造」という）の、ごく地域的な影響により増幅される。このため、警固断層帯の震源断層を含む強震動評価を行う範囲（図 3 参照）において、これらの地下構造モデルを作成した。「深い地盤構造」に対する地下構造モデルの作成にあたっては、各種物理探査結果、ボーリング調査および物理検層の結果、地形・地質資料等の収集、整理を行った。次に、地質構造（地層の平面及び深さ分布）をモデル化し、これと速度構造との対比を行った上で三次元的に不均質な 0 次モデルを作成した。さらに、観測されたスペクトル比や、中小地震に対してシミュレーションされた波形と観測波形の比較などを通してモデルの修正を行い、1 次モデルを構築した。この結果（図 4、表 2 参照）によると、筑紫平野およびその北東や西方、北九州地域では地震基盤が 1,000m を超える深さとなっている。博多湾およびその周辺では 300m~1,000m 程度の深さとなっている。これらを除く地域では、筑紫山地などの山地が分布しており、堆積層などは非常に薄く、固い地盤となっている。なお、「地震基盤以深の地殻構造」と物性値は、地震観測記録から求められたコンラッド面やモホ面の深さ分布や速度構造等から設定した（表 3 参照）。

「浅い地盤構造」については、強震動評価領域全体としては、ボーリングデータ等の地盤調査データが乏しいので、約 250m メッシュごとの地形・地盤分類（若松・松岡, 2007）に基づいて経験的に算定される増幅率（藤本・翠川, 2006）を用いて評価している。これにより求めた「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率（図 5 参照）によると、筑紫平野や福岡市街地等で増幅率が大きい地域が見られる。ここでは、最大速度増幅率および速度と計測震度の経験式（藤本・翠川, 2005）から導かれる震度増分を算出して、これを用いて地表の震度を求めた。さらに、計算領域のうち限定した地域では、ボーリングデータ等の地盤調査に基づく速度構造モデルを作成して等価線形解析を行い、経験的手法との比較を行った。

3. 予想される強震動

図 6 に、それぞれのケースの震度分布を示す。地表の計測震度分布では、いずれのケースにおいても福岡市内の広い範囲で震度 6 強以上、筑紫平野では北東部（筑後川中流域）の広い範囲で震度 6 弱以上、南西部の広い範囲で震度 5 強以上となっている。また、北西側から破壊が開始した場合（ケース 1b、2b）には、破壊の進行方向にあたる筑紫平野北東部の広い範囲で震度 6 強以上が現れている。ただし、この地域では、福岡県西方沖の地震の検証（地震調査委員会強震動評価部会, 2007, 2008）においてもやや過大評価となっており、また工学的基盤上面の計算波形にお

いて、観測波形には見られない長周期成分が卓越していることから、「深い地盤構造」モデルも含めて再検討が必要と考えられる。

強震動予測結果の検証として、震源断層からの最短距離と最大速度の予測結果との関係を既存の距離減衰式（司・翠川, 1999）と比較した（図 7 参照）。いずれのケースについても距離減衰式と比べるとやや小さい結果となっている。この要因として、この地域の地震基盤までの深さが比較的浅いため、増幅率が小さくなっていることが考えられる。これは、山崎断層帯の強震動評価（地震調査委員会, 2005）においても同様の例が挙げられている。

上記のことから、今回新たな手法として設定した巨視的断層モデルと微視的断層モデルによる強震動予測結果は、おおよそ妥当なものと考えられる。

なお、本計算手法の基本的部分の検証としては、ここで用いた手法と同様の手法により平成 7 年（1995 年）兵庫県南部地震（地震予知総合研究振興会, 1999）、平成 12 年（2000 年）鳥取県西部地震（地震調査委員会強震動評価部会, 2002）、平成 15 年（2003 年）十勝沖地震（地震調査委員会強震動評価部会, 2004）、2005 年福岡県西方沖の地震（地震調査委員会強震動評価部会, 2008）の観測記録に基づき検証が行われており、それぞれの評価結果で震度分布や観測記録を説明できることが確認されている。

また、ボーリングデータによる詳細な浅い地盤構造のモデル化を行った限定領域において非線形効果を考慮した強震動計算を実施したが、部分的に、非線形効果の大きい領域においては、従来手法による結果とやや異なった結果となっていることが分かった。

4. 今後に向けて

震源断層形状やアスペリティ、破壊開始点の位置、さらにマグニチュードの算定方法などの精度向上においては、現状、確定的に取り扱えない震源断層パラメータの違いによる強震動予測結果のばらつきの大さをケース分けによって把握しておくことが強震動評価および判断を行う上で非常に重要であり、併せて活断層調査や深部物理探査等の調査結果の蓄積および震源断層パラメータの経験式の検討など、継続的な調査研究が必要である。

一方、強震動予測の精度をさらに高めていくためには、精度の高い地下構造モデル（特に「深い地盤構造」および「浅い地盤構造」のモデル）の構築が必要である。このうち、深い地盤構造の高精度化（1次モデル化）については、全国1次地下構造モデル構築の試み（額額・他, 2008）を一層推進する必要がある。また、「浅い地盤構造」モデルの計測震度への影響については、今回の検討で、これまでの微地形区分による増幅率を用いて経験式から算出する方法とボーリング調査データに基づいて非線形性を考慮した次元地震応答計算による方法とで、計測震度に明らかな差異が認められる地点もあった。今後「浅い地盤構造」の非線形性の影響について

さらに検討を進めていく必要があるが、この計算が適用できるモデルの構築にはボーリングデータ等の膨大な量の詳細な地盤構造データが必要である。各府省・自治体・関係機関等に散在しているボーリングデータ等を効率的に収集してデータベース化を行う仕組み作りも、検証と併せて予測精度の向上のための課題であり、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。さらに、構築した三次元地下構造モデルの検証を含め、強震動予測手法の検証を行うためには、2005年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく検討（地震調査委員会強震動評価部会, 2007, 2008）のように、K-NET および KiK-net 観測網、気象庁や自治体震度計観測網による強震記録が不可欠である。さらに、「浅い地盤構造」の検証にはより多くの強震観測点が必要であり、今後の一層の充実が期待される。

参考文献（アルファベット順）

- 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.
- 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について (平成 17 年 1 月 31 日公表) .
- 地震調査委員会 (2007) : 警固 (けご) 断層帯の長期評価について (平成 19 年 3 月 19 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について (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について (平成 16 年 12 月 20 日公表) .
- 地震調査委員会強震動評価部会 (2007) : 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について (中間報告) (平成 19 年 3 月 19 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について (平成 20 年 4 月 11 日公表) .
- 地震予知総合研究振興会地震調査研究センター (1999) : 平成 10 年度科学技術庁委託「強震動評価手法のレビューと事例的検討」報告書, 603-715.
- 瀨瀬一起・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.
- 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.

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.

警固断層帯（南東部）の地震を想定した強震動評価（説明）

（説明）

1. 強震動評価の概要	1
1.1 評価全体の流れ	1
1.2 評価地点	2
1.3 評価項目	2
2. 震源特性の設定	2
2.1 巨視的震源特性	3
2.2 微視的震源特性	4
2.3 その他の震源特性	6
2.4 「ハイブリッド合成法」に用いる震源断層モデル	6
3. 地下構造モデルの設定	6
3.1 「地震基盤以深の地殻構造」	7
3.2 「深い地盤構造」	7
3.3 「浅い地盤構造」	8
4. 強震動計算方法	8
4.1 「ハイブリッド合成法」	8
4.2 「距離減衰式に基づく方法」	11
4.3 それぞれの手法の特徴	11
5. 強震動予測結果とその検証	12
5.1 「ハイブリッド合成法」による強震動予測結果	12
5.2 「距離減衰式に基づく方法」による強震動予測結果	13
5.3 「ハイブリッド合成法」による強震動予測結果と距離減衰式との比較による検証	14
5.4 「浅い地盤構造」を考慮した一次元地震応答計算結果との比較	14
6. 問題点と今後の課題	15
6.1 問題点とその対応策	15
6.2 今後の課題	16
参考文献	17

(説明)

1. 強震動評価の概要

1.1 評価全体の流れ

警固断層帯（南東部）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 8 にはその作業内容をフローチャートにして示した。

- ①「警固断層帯の長期評価について」（地震調査委員会, 2007 ; 以下、「長期評価」という）で示された活断層帯（玄界灘から博多湾を経て、福岡平野にかけてほぼ北西－南東に分布する活断層帯）に沿って震源断層モデルを想定した。断層帯北西部の最新活動が 2005 年福岡県西方沖の地震であったことを考慮し、本評価では断層帯南東部について強震動評価を行うこととする。
- ② ①の巨視的震源特性等から微視的震源特性を評価して特性化震源モデル¹を設定した（図 9 参照）。アスペリティの個数（1 つと大小 2 つの場合）と破壊開始点の位置（2 カ所）によって 4 ケースの震源断層モデルを想定した。アスペリティが 1 つの場合は、アスペリティを断層中央部に配置させ、破壊開始点をアスペリティ下端の北西部（ケース 1a）と南東部（ケース 1b）とした。アスペリティが大小 2 つの場合は、太宰府市大佐野（おおざの）地点において上下変位が認められていることから南部に大きなアスペリティを、北部に小さなアスペリティを配置させ、破壊開始点を小さなアスペリティの北西部（ケース 2a）と大きなアスペリティの南東部（ケース 2b）とした。
- ③警固断層帯周辺の「深い地盤構造」に対する三次元地下構造モデルは、既存の物理探査結果、ボーリング調査結果、地震観測記録等より作成した。工学的基盤上面より上の「浅い地盤構造」のモデルは、地形・地盤分類 250m メッシュデータ（若松・松岡, 2007）を基に最大速度の増幅率の分布として取り扱った。
- ④ ②で作成された特性化震源モデルと③で作成された三次元地下構造モデルを基に震源断層周辺の領域において、約 1km メッシュごとに「ハイブリッド合成法」（4 章参照）を用いて工学的基盤上面の地震波形を求めた。さらに、約 250m メッシュごとに震度増分を設定してこれを工学的基盤上面の計測震度に加算することで地表の震度を求めた。また、試行的にボーリング調査データによる「浅い地盤構造」のモデルを用いて一次元地震応答計算により地表の震度も求めた。
- ⑤平均的な地震動分布を評価するため、「距離減衰式に基づく方法」（4 章参照）を用いた強震動予測も行った。

次章以降、上記の評価作業内容について説明するが、強震動評価の構成要素である「特性化震源モデル」、「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、基本的に付録の「震源断層を特定した地震の強震動予測手法」（以下、「レシピ」という）に基づいたものであり、その内容と重複する事項については簡単に記述する。なお、「地下構造モデル」は、「2005 年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づ

1 強震動を再現するために必要な震源の特性を主要なパラメータで表した震源モデルを「特性化震源モデル」と呼ぶ。特性化震源モデルは、活断層においては震源断層の形態・規模を示す巨視的震源特性、断層の不均質性を示す微視的震源特性、および破壊過程を示すその他の震源特性を考慮した震源断層モデルである。「特性化」は Somerville *et al.*(1999)の characterization の訳語に由来する。

く強震動評価手法の検証」（地震調査委員会強震動評価部会, 2008）と同じものを用いており、ここではその概要を記述する。

1.2 評価地点

本評価における評価範囲は、警固断層帯（南東部）の断層面が福岡県西方沖の地震の断層面よりも南東側に位置することや、後述の深部地盤モデルにおいて阿蘇山方面にかけて地震基盤が深くなっていることなどを加味して、福岡県西方沖の地震における評価（検証）領域よりも南東側へ拡張した範囲とした。具体的には以下の四隅で囲まれる範囲とした（図 3 参照）。評価地点は、工学的基盤上面の波形については約 1km（3 次）メッシュの中心点とし、地表の最大速度分布および計測震度分布については約 250m（3 次メッシュの 16 等分）メッシュの中心点とした。

北西端：北緯 33.9167° 東経 129.7375°、北東端：北緯 33.9167° 東経 131.0125°
南西端：北緯 33.0083° 東経 129.7375°、南東端：北緯 33.0083° 東経 131.0125°

1.3 評価項目

本評価における強震動の評価項目は、「ハイブリッド合成法」、「距離減衰式に基づく方法」、それぞれ以下のとおりである。

「ハイブリッド合成法」

- ・「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面（3 章参照）の時刻歴波形（計算有効周期範囲：0.1～10 秒）および擬似速度応答スペクトル（減衰定数 5%）（全ケース）
- ・「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面の最大速度分布（全ケース）
- ・地表の最大速度分布（全ケース）
- ・震度分布（全ケース）

「距離減衰式に基づく方法」

- ・地表の最大速度分布
- ・震度分布

本評価では、「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面において計算された波形のうち、図 3 にその位置を示す福岡市役所、太宰府市役所、久留米市役所、うきは市役所、宗像（むなかた）市役所、飯塚市役所、前原市役所、唐津市役所、柳川市役所、佐賀市役所のそれぞれに最も近い計算メッシュの中心の 10 地点について時刻歴波形および擬似速度応答スペクトルを例として示した。

2. 震源特性の設定

「長期評価」によると、警固断層帯は、福岡市東区志賀島北西沖の玄界灘から博多湾、同市中央区、同市南区、春日市、大野城市、太宰府市を経て、筑紫野市に至る断層帯である。

断層帯の長さは 55km 程度で、概ね北西－南東方向に延びる。過去の活動時期の違いから、玄界灘から志賀島付近にかけての 2005 年福岡県西方沖の地震の震源域にあたる北西部（長さ 25km 程度）と、志賀島南方沖の博多湾から筑紫野市の警固断層にあたる南東部（長さ約 27km）に区分される。北西部は平均活動間隔などが明らかでないため、将来このような地震が発生する長期確率を求めることができないが、最新活動が 2005 年福岡県西方沖の地震であったことを考慮すると、ごく近い将来に今回評価したような地震が発生する可能性は低いとしている。一方、南東部ではマグニチュード 7.2 程度の地震が発生すると推定され、将来このような地震が発生する長期確率は今後 30 年以内に 0.3～6%（基準日：2008 年 1 月 1 日）で、我が国の主要活断層帯の中では高いグループに属するとされている。ここでは、警固断層帯の「南東部」が活動するとして、アスペリティの個数および破壊開始点の位置を変えた 4 通りの特性化震源モデルを想定した。表 1 に各ケースの震源断層パラメータを示す。

2.1 巨視的震源特性

長期評価された活断層の長さ L (km)（繰り返し活動して形成された活断層の長さ）から求められた気象庁マグニチュード M を固定パラメータとして、他の断層パラメータを「レシピ」に従って設定した。巨視的断層パラメータの設定フローは、図 9 [「レシピ」付図 3] に示すとおりである。

2.1.1 震源断層モデルの位置

震源断層モデルの位置は、「長期評価」による活断層位置図を参照し、活断層分布に沿うように位置（長さ）と走向）を設定した（図 1 参照）。走向は北側で N136°E とした。

2.1.2 断層の長さ L

断層長さは、地表地震断層長さ（1 回の活動でできた地表断層）と見なし、「長期評価」の断層長さをを用いる。

2.1.3 気象庁マグニチュード M

松田 (1975) に基づき、 $M=(\log L+2.9)/0.6$ により、 $M=7.2$ となる。

2.1.4 地震モーメント M_0

武村 (1990) に基づき、 $\log M_0=1.17M+10.72$ により、 $M_0=1.47\times 10^{19}$ (N·m) となる。

2.1.5 モーメントマグニチュード M_w

Kanamori (1977) に基づき、 $M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$ により、 $M_w=6.7$ となる。

2.1.6 断層の面積 S (仮設定)

入倉・三宅 (2001) に基づき、 $S=4.24\times 10^{-11}\cdot(M_0\times 10^7)^{1/2}$ より、 $S=513$ (km²) となる（図 12-1 参照）。

2.1.7 断層の幅 W (仮設定)

$W=S/L$ より、 $W=19$ (km) となる。

2.1.8 地震発生層の深さ

地震発生層の上端、下端の深さを想定するために、気象庁の地震カタログによる微小地震の発生分布および 2005 年福岡県西方沖の地震の精密余震分布 (九州大学・他, 2006 ; 図 10 参照) から下端深さは 16km とし、「深い地盤構造」モデル (図 11 参照) から上端深さは 2km とした。したがって、地震発生層の幅は 14km となる。

2.1.9 断層モデルの幅 W_{model} と長さ L_{model}

震源断層を地震発生層の上端深さの 2km とすると、断層の下端が地震発生層の下限深さを貫くことから、次のように断層モデル幅 W_{model} (km) と長さ L_{model} (km) を設定した。 W_{model} は、断層モデル下端深さが地震発生層下限深さ+2km よりも浅い断層モデルのメッシュサイズの倍数とする。 L_{model} は、 S/W_{model} (ただし、 L より大きく $L+5\text{km}$ 以内の断層モデルメッシュサイズの倍数) とする。メッシュサイズを 2km とすると、 $W_{\text{model}}=16$ (km)、 $L_{\text{model}}=32$ (km) となる。

2.1.10 断層モデルの面積 S_{model}

$W_{\text{model}}=16$ (km)、 $L_{\text{model}}=32$ (km)より、 $S_{\text{model}}=L_{\text{model}}\times W_{\text{model}}=512$ (km²) となる。

2.1.11 断層モデルの傾斜角 δ

「長期評価」では、断層露頭やトレンチ調査において高角度な断層が確認されている (下山・他, 2005 ; 宮下・他, 2007 など)。一方、2005 年福岡県西方沖の地震発生後の精密地震観測では、福岡県西方沖の地震の余震分布がほぼ垂直に並んでいることが確認されている。以上のことから、傾斜角は 90°とした。

2.1.12 断層平均すべり量 D

平均すべり量 D (m) と地震モーメント M_0 (N・m) の関係 $M_0=\mu \cdot D \cdot S$ から算定する。ここで、剛性率 $\mu=\rho \cdot \beta^2$ (N/m²)、 ρ は密度(kg/m³)、 β は震源における S 波速度(km/s)。

$D=M_0/(S_{\text{model}} \cdot \mu)=0.9$ (m)となる。

2.2 微視的震源特性

2.2.1 アスペリティの数

アスペリティの個数は、経験的に 1 地震当たり平均 2.6 個との報告があり (Somerville *et al.*, 1999)、1 セグメント当たり 1 個か 2 個とされている [「レシピ」1.1.2 微視的震源特性参照]。

本評価では、「断層帯南東部」の地表トレース沿いに、アスペリティの位置を設定できるような変位量分布が認められないことから、アスペリティが1つの場合と2つの場合を想定した。

2.2.2 アスペリティの総面積 S_a

アスペリティの総面積は、短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル（以下「短周期レベル」という）と関係があることから、以下の手順で算定した。

- ① 壇・他 (2001) による短周期レベルと地震モーメントとの経験式[「レシピ」(11)式参照]を用いて地震モーメントから「短周期レベル」を算定した（図 12-2 参照）。
- ② 上記で算定した「短周期レベル」から、便宜的に等価半径 r (km) の円形のアスペリティが1つあるという考え方を基にして、アスペリティの総面積 S_a (km²) を求めた[「レシピ」(12)~(14)式参照]。
- ③ 2つのアスペリティの面積比は、石井・佐藤 (2000) を参考に 2 : 1 とした。

以上の手順に従い、アスペリティの総面積を算定した結果、震源断層全体の面積に対するアスペリティの総面積の比率は、約 19% となった。なお、これまでの研究成果では、アスペリティの面積が震源断層の面積と比例関係にあることが経験的に知られており、アスペリティの定義が研究ごとに異なるものの、内陸地震によるアスペリティ面積の占める割合は、断層面積の平均 22% (Somerville *et al.*, 1999)、15%~27% (宮腰・他, 2001)、平均 37% (石井・他, 2000) といった結果が得られており、今回の比率はこれらの範囲内にある。

2.2.3 アスペリティの位置

アスペリティの位置は、地震イベントによる変位量分布、もしくは平均変位速度（平均的なずれの速度）の分布より設定するとされている [「レシピ」1.1.2 微視的震源特性参照]。

本評価では、「断層帯南東部」の地表トレース沿いに、アスペリティの位置を設定できるような過去の活動による変位量分布が不明であることから、断層中央部に1つまたは2つのアスペリティをバランス良く設置した。なお、アスペリティが2つの場合は、面積比を 2 : 1 とし、太宰府市大佐野（おおざの）地点において上下変位が認められていることから南部に大きなアスペリティを、北部に小さなアスペリティを配置させた。

2.2.4 アスペリティ・背景領域の平均すべり量 $D_a \cdot D_b$

アスペリティ全体の平均すべり量は、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果 (Somerville *et al.*, 1999) を基に震源断層全体の平均すべり量の 2 倍とし、アスペリティのすべり量及び背景領域のすべり量を算定した[「レシピ」(15)~(19)式参照]。

この結果、アスペリティの平均すべり量 D_a は約 1.8m、背景領域の平均すべり量 D_b は約 0.7m となる。

2.2.5 アスペリティの応力降下量・実効応力および背景領域の実効応力 $\Delta\sigma_a \cdot \sigma_a \cdot \sigma_b$

アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ ・実効応力 σ_a 、および背景領域の実効応力 σ_b (MPa) は、アスペリティの面積から1つの円形のアスペリティが存在すると見なして算定した[レシピ(20)～(23)式参照]。

この結果、アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ ・実効応力 σ_a は 16.0MPa、背景領域の実効応力 σ_b は 2.8MPa となる。

2.2.6 f_{\max}

f_{\max} については、これを推定するための情報がないため、地震調査委員会強震動評価部会(2001)の検討より 6Hz に設定した[「レシピ」1.1.2. (e) f_{\max} 参照]。

2.2.7 すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いた[レシピ(25)～(28)式参照]。

2.3 その他の震源特性

2.3.1 破壊開始点の位置

破壊開始点については、その位置を特定するだけの情報が得られていない。そこで、図 2 に示すように、アスペリティの下端とした4通りとした。

- ・ケース 1a：アスペリティ 1 個、南東側から破壊
- ・ケース 1b：アスペリティ 1 個、北西側から破壊
- ・ケース 2a：アスペリティ 2 個、南東側から破壊
- ・ケース 2b：アスペリティ 2 個、北西側から破壊

2.3.2 破壊伝搬様式

破壊は、経験的に破壊開始点から放射状（概ね同心円状）に進行するものとした。

2.3.3 破壊伝搬速度 V_r

平均破壊伝播速度は、地震発生層の S 波速度との関係 (Geller, 1976) から、2.4km/s とした [レシピ(24)式参照]。

2.4 「ハイブリッド合成法」に用いる震源断層モデル

強震動計算に用いる震源断層モデルは、約 2km×2km の要素に断層面を分割した要素断層の集まりとして取り扱った（図 2 参照）。

3. 地下構造モデルの設定

強震動評価のための地下構造モデルについては、対象を地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤までの地殻構造(以下、「地震基盤以深の地殻構造」という)、主に地震

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上面までの地盤構造（以下、「深い地盤構造」という）、主に地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤上面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。

本評価においては、工学的基盤上面として設定する地盤のS波速度が「距離減衰式に基づく方法」と「ハイブリッド合成法」で異なっている。「ハイブリッド合成法」では、評価領域の地質構造に応じて作成された三次元地下構造モデルの最上層の地盤を（「距離減衰式に基づく方法」による工学的基盤上面と区別して）「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面と呼んでいる。ここで設定した「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面のS波速度（ V_s ）は、600m/sである。

「地震基盤以深の地殻構造」および「深い地盤構造」モデル（「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤～地震基盤）は、「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」（地震調査委員会強震動評価部会, 2008）に用いたものを使った（図4、表2）。以下に、概要を述べる。

3.1 「地震基盤以深の地殻構造」

「地震基盤以深の地殻構造」については、Zhao *et al.* (1992, 1994) によるコンラッド面、およびモホ面の出現深度を参照し、表3のとおり設定した。なお、それぞれの境界深さは本対象地域の平均的な深さをとった。ただし、半経験的方法[「レシピ」3.1 工学的基盤上面までの計算方法参照]においては、この地下構造モデルは用いず、減衰特性のみ考慮した。ここでは、断層周辺の減衰特性の情報がないため、下式に示す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。

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

f : 周波数(Hz)

3.2 「深い地盤構造」

「深い地盤構造」については「レシピ」に従い、まず、九州全域の地形・地質資料、物理探査資料、ボーリングデータ等を収集し、整理を行う。速度構造モデルを構築するだけの物理探査データがないことから、主に地質データから総合的に判断して地質構造モデルを作成する。次に、地震探査や速度検層等の速度に関するデータを収集し、地質区分に適切な速度値を与えて、三次元速度構造モデル（P波速度）を作成する。屈折法および反射法探査等の物理探査データやK-NETおよびKiK-net等のPS検層データから、地質区分ごとのP波速度とS波速度の関係を求め、S波速度、密度の設定を行って0次モデルとする。

次に、九州全域のK-NETおよびKiK-netで観測された代表的な観測波形を用いて、上述のように作成した0次モデルの修正を行う。修正は、観測された波形記録のS波主要動以降の部分について、観測記録による動径方向成分と上下動成分のスペクトル比を求め、次に、対象地点の速度構造モデルに用いて計算されるレイリー波の基本モードによるH/Vスペク

トル比を求めて、両者の比較を行ってそれぞれのスペクトル比のピーク周期等を説明できるように速度構造モデルを修正し、0.5 次モデルを構築する。さらに、この 0.5 次モデルを用いて代表的な地震に対して三次元差分法による地震動シミュレーションを行い、モデルによる理論スペクトル比と観測記録のスペクトル比の比較や理論波形と観測波形の比較を通して、速度構造モデルの再修正を繰り返し行い、1 次モデルを構築した。

以上のようにして作成した「深い地盤構造」の 1 次モデルの物性値を表 2 に、各速度層上面の深さ分布を図 4 に示した。

3.3 「浅い地盤構造」

「浅い地盤構造」の考慮に関しては、国土数値情報を利用した手法（松岡・翠川 (1994) および藤本・翠川 (2006)）を用い、約 250m のメッシュごとの微地形から換算した最大速度の増幅率（図 5 参照）を用いることとした。微地形区分は若松・松岡 (2007) による九州の地形・地盤分類 250m メッシュマップを用い、これより推定された深さ 30m までの平均 S 波速度（松岡・若松, 2007）に対して、藤本・翠川 (2006) による最大速度の増幅率の経験式を用いた。なお、ハイブリッド合成法に用いる工学的基盤上面の S 波速度は 600m/s である。

$$\log(\text{amp}) = 2.367 - 0.852 \cdot \log AVS30 \pm 0.166 \quad (100 < AVS30 < 1500)$$

amp : 最大速度の増幅率

AVS30: 深さ30mまでの平均S波速度(m/s)

また、参考事例として震源断層に近く比較的ボーリング調査データが揃っている福岡市の中心市街地において一次元速度構造モデル[「レシピ」2.3 浅い地盤構造参照]を約 250m メッシュごとに作成した。

4. 強震動計算方法

本評価で用いた強震動計算方法は、ここまで述べた特性化震源モデルと三次元地下構造モデルを取り込んで地震動波形を求める「ハイブリッド合成法」と、過去のデータを基にマグニチュードと距離をパラメータとする経験式（距離減衰式）により最大速度を算定する「距離減衰式に基づく方法」を用いた。さらに、地表の計測震度については、震度増分の考え方を用いた。以下にそれぞれの手法について説明し、特徴を記す。

4.1 「ハイブリッド合成法」

4.1.1 三次元地下構造モデル（「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面）における波形計算

3 章で述べた「地震基盤以深の地殻構造」及び「深い地盤構造」の 1 次モデルより、三次元地下構造モデルを再構築した。このモデルを用いて、「ハイブリッド合成法」により工学的基盤上面における時刻歴波形を計算した。ここで用いた「ハイブリッド合成法」では、長周期成分を理論的方法（Aoi and Fujiwara, 1999）による不連続格子を用いた三次元差分法、

短周期成分を統計的グリーン関数法に基づく波形合成法（壇・佐藤, 1998）によりそれぞれ計算した。そして、両者の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することによって広帯域地震動を評価する。合成する際の接続周期を 1 秒とした。なお、波形は評価範囲（図 3 参照）の約 1km のメッシュのそれぞれの中心点で求めた。

統計的グリーン関数法は、2.4「ハイブリッド合成法」に用いる震源断層モデルで述べた震源断層モデルの要素断層ごとに地震基盤と「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面（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て波形合成を行った。

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佐藤・他 (1994a, 1994b) が推定したスペクトルモデルと経時特性モデルを用いて、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。経時特性には、仙台地域の工学的基盤上面における地震記録から佐藤・他 (1994a) により求められた経験的経時特性モデルを準用した。

② 三次元地下構造モデル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地震基盤よりも上位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力波とし、S 波の一次元重複反射理論により三次元地下構造モデル上面での統計的グリーン関数を計算した。

③ 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用いた波形合成

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 F の値のうち S 波の全震源球面上の平均値である 0.63 を水平 2 成分の自乗和平均と考え、0.63 を $\sqrt{2}$ で除した 0.445 を F として採用した。

上記の「ハイブリッド合成法」を用いて計算された水平 2 成分の時刻歴波形より最大値（最大速度）を求める際には、2 成分の波形のベクトル合成を行い、その最大値を読み取った。

4.1.2 地表における最大速度の計算

地表における最大速度は、約 250m メッシュごとに、「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面の S 波速度、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、「レシピ」(31)~(32)式を用いて最大速度増幅率を求め、これを約 1km メッシュごとの「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤 ($V_s=600\text{m/s}$) 上面における最大速度に乗じることによって、計算量を増大させないような推定手順をとった。「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面から地表までの最大速度増幅率の分布図を図 5 に示している。

地表における最大速度を精度よく求めるには、「浅い地盤構造」についても一次元速度構造モデルを作成し、これを用いて算定される地表における時刻歴波形から推定することが望ましいが、ここでは地表における時刻歴波形を求めるだけの十分な地盤調査データが得られていないことより、一次元速度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ることとした。

また、参考として、断層近傍の福岡市街地ではボーリングデータを集めて、約 250m メッシュごとの一次元地下構造モデルを作成して [「レシピ」2.3「浅い地盤構造」及び図 13 参照]、等価線形解析法 (Shnabel *et al.*, 1972) による一次元地震応答計算を行い [「レシピ」3.2 地表面までの計算方法参照]、地表における時刻歴波形から最大速度を求めた。物性値は、S 波速度については、福岡市域および周辺地域において収集した PS 検層のデータも踏まえ、中央防災会議において設定されている N 値と S 波速度の関係式 (中央防災会議, 2003) を用いることにした。また、密度および動的変形特性 ($G/G_0 \sim \gamma$, $h \sim \gamma$ の関係) についても、中央防災会議の資料で示されている土質区分と密度値および動的変形特性曲線を用いた。また、比較のため、一次元重複反射理論による線形応答計算も行った。

4.1.3 地表における計測震度の計算

「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」(地震調査委員会強震動評価部会, 2004) および「2005 年福岡県西方沖の地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証」(地震調査委員会強震動評価部会, 2008) において検討を行った以下の方法により、地表における計測震度を算出した。

工学的基盤上面の波形より気象庁 (1996) に従って算出した「工学的基盤上面の震度」に対して、藤本・翠川 (2006) による最大速度増幅率および藤本・翠川 (2005) による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」を加えることによって、地表の計測震度を算出した。

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

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

I : 計測震度

ΔI : 工学的基盤の計測震度に対する震度増分度

PGV : 最大速度 (cm/s)

PGV_b : 工学的基盤上の最大速度 (cm/s)

amp : 工学的基盤から地表までの最大速度増幅率

なお、ここでは計測震度 5 弱以上になる地点に主眼を置いているため、便宜的に計測震度 3 以下についても、上記の式により算出した。なお、計測震度の計算では、水平 2 成分の波形を用いて気象庁 (1996) の計測震度の求め方により求めた。この時、上下動成分については考慮していない。

4.2 「距離減衰式に基づく方法」

4.2.1 工学的基盤上面における最大速度の計算

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

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

PGV : 最大速度(cm/s)

M_w : モーメントマグニチュード

D : 震源深さ(km)

X : 断層最短距離(km)

4.2.2 地表面における最大速度の計算

約 250m 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」(31)~(32)式より求め、工学的基盤上面の最大速度に増幅率を乗ずることによって、地表における最大速度を求めた。

「浅い地盤構造」モデルは約 250m メッシュでモデル化されているため、当該メッシュが含まれる 3 次メッシュ (約 1km メッシュ) における計算波形に対して増幅率を適用した。すなわち、1つの 3 次メッシュ中に含まれる 16 個の約 250m メッシュに対して、すべて同じ最大速度を与えて地表の最大速度を求めた。

4.2.3 地表における計測震度の計算

地表における計測震度については、4.1「ハイブリッド合成法」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。

4.3.1 「ハイブリッド合成法」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断層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。
- ・ 時刻歴波形を求めることができる (本報告では「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面の波形)。

- ・ 微視的震源特性を設定するための情報を必要とする。
- ・ 計算負荷が大きく、一度に計算できる範囲は限定され、時間も要する。

4.3.2 「距離減衰式に基づく方法」の特徴

- ・ 平均的な地震としての地震動分布を評価するので、微視的震源特性の影響は反映できない。
- ・ 計算負荷が小さく、一度に広範囲の計算ができる。

5. 強震動予測結果とその検証

5.1 「ハイブリッド合成法」による強震動予測結果

「ハイブリッド合成法」による強震動予測結果を下記のとおり示す。

○理論的手法（三次元差分法）の結果

「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面における速度振幅のスナップショット
図 14

○ハイブリッド合成法の結果

「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面の速度波形 図 15

「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面の波形の擬似速度応答スペクトル
図 16

「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面の最大速度分布 図 17

○地表の最大速度分布 図 18

○地表の震度分布 図 6

5.1.1 理論的手法（三次元差分法）による「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面における速度振幅のスナップショット

図 14 は、理論的手法（三次元差分法）により計算された「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面における地震波（速度振幅）の平面的な伝播の様子をいくつかの時刻で示したものである。計算結果には、「ハイブリッド合成法」で用いるものと同等のローパスフィルターを施している。また、地震波の伝播の様子を分かり易くするために、振幅値は、任意の速度振幅値で正規化している。いずれの結果においても、ディレクティビティ効果が顕著に現れる破壊進行方向には、強い地震波が伝播していることがわかる。

5.1.2 「ハイブリッド合成法」による工学的基盤上面の時刻歴波形および擬似速度応答スペクトル

「ハイブリッド合成法」の評価範囲の全地点について、「ハイブリッド合成法」によって工学的基盤上面の時刻歴波形が計算される。図 15 に代表地点（図 3）における工学的基盤上面の「ハイブリッド合成法」によって計算された波形を、図 16 に減衰定数 5%の擬似速度応答スペクトルを示す。なお、これらの代表地点は、「深い地盤構造」モデルの修正にお

いて使用した強震観測点（K-NET、KiK-net）が近くにあることや断層面との位置関係などを考慮して選択している。

震源断層のごく近傍に位置する福岡市、太宰府市では、ケース間での波形の違いが大きい。断層の南東側に位置する久留米市、うきは市では、アスペリティの破壊の進行方向となる場合（ケース 1b、2b）と、反対方向となる場合（ケース 1a、2a）との違いが周期数秒において顕著に見られる。特に、断層の延長線上にあたるうきは市では、ケース 1b、2b において周期 3～4 秒の大振幅のパルス波が現れている。これは、震源の破壊過程におけるフォワードディレクティビティの影響と「深い地盤構造」による増幅の相乗効果によるものと考えられる。筑紫平野南西部の柳川市、佐賀市では、いずれのケースにおいても厚い堆積層の影響により長周期（周期 4～5 秒）の表面波が卓越している。断層の走向と垂直な方向に位置する宗像市、飯塚市、前原市、唐津市では、最大振幅、波形およびスペクトルのいずれにおいてもケース間での大きな違いは見られない。

5.1.3 「ハイブリッド合成法」による工学的基盤上面の最大速度分布

各ケースの「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面での最大速度の分布を図 17 に示した。地震動の最大速度値は、「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面で求められた水平 2 成分の時刻歴波形のベクトル合成を行い、その最大値を求めた。

破壊開始点を北西に置いたケース 1b、2b では、破壊開始点を南東に置いた場合（ケース 1a、2a）に比べると、福岡市街地および筑紫平野の北東部の最大速度が大きくなっている。特に、アスペリティを断層中央の一つ置いた場合（ケース 1a、1b）では、アスペリティを 2 つ置いた場合に比べると、福岡市街地で最大速度が大きくなっている。2 つのアスペリティで破壊開始点を北西に置いた場合（ケース 2b）では、筑紫平野の北東部の最大速度が大きな分布となっている。以上のように、アスペリティの位置や破壊開始点の位置の違いによるディレクティビティ、そして「深い地盤構造」の違いが結果に反映されている。

5.1.4 「ハイブリッド合成法」による地表の最大速度分布および震度分布

図 17 で示した各ケースの「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面での最大速度値に「浅い地盤構造」による増幅率を掛け合わせて地表における最大速度を求めた結果を図 18 に示した。また、工学的基盤上面において気象庁(1996)の方法によって求めた計測震度に震度増分を加えて求めた地表の計測震度分布を図 6 に示した。

地表の計測震度分布では、いずれのケースにおいても福岡市内の広い範囲で震度 6 強以上、筑紫平野では北東部（筑後川中流域）の広い範囲で震度 6 弱以上、南西部の広い範囲で震度 5 強以上となっている。また、北西側から破壊が開始した場合（ケース 1b、2b）には、破壊の進行方向にあたる筑紫平野北東部の広い範囲で震度 6 強以上が現れている。

5.2 「距離減衰式に基づく方法」による強震動予測結果

「距離減衰式に基づく方法」による強震動予測結果（地表の震度分布）を図 19 に示す。「距離減衰式に基づく方法」による震度分布は断層から遠ざかるに従って比較的滑らかに震

度が小さくなっている。震源断層周辺では、「距離減衰式に基づく方法」による震度の方が「ハイブリッド合成法」による震度（図 6 参照）よりやや大きめの評価となっている。筑紫平野北東部では、「距離減衰式に基づく方法」による震度が「ハイブリッド合成法」の破壊開始点が南東部の場合（ケース 1a、2a）よりも大きめの震度となっているが、破壊開始点が北西部の場合（ケース 1b、2b）よりも小さめの震度となっている。

「距離減衰式に基づく方法」では、工学的基盤上面から地表までの「浅い地盤構造」による最大速度の増幅の影響は反映されているが、「ハイブリッド合成法」と異なり、評価範囲における地震基盤から工学的基盤上面までの「深い地盤構造」による増幅の影響は考慮されていない。また、アスペリティの影響やディレクティビティ効果も反映されていない。したがって、これらの影響が大きく現れる地域においては、「距離減衰式に基づく方法」の震度が「ハイブリッド合成法」の震度よりも小さくなっている。

5.3 「ハイブリッド合成法」による強震動予測結果と距離減衰式との比較による検証

強震動予測結果の検証として、「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤（ $V_s=600\text{m/s}$ ）上面における最大速度を、司・翠川（1999）の距離減衰式（経験式）による最大速度と比較した（図 7）。

いずれのケースについても距離減衰式と比べるとやや小さい結果となっている。これは、今回の計算対象領域である福岡県及び佐賀県地域では、地震基盤までの深さが比較的浅いことが要因として考えられる。これは、山崎断層帯の強震動評価（地震調査委員会、2005）においても同様の例が挙げられている。

5.4 「浅い地盤構造」を考慮した一次元地震応答計算結果との比較

地表における最大速度の分布と工学的基盤（ $V_s=600\text{m/s}$ ）上面からの最大速度増幅率の分布をそれぞれ図 20、21 に示す。地形区分および速度構造モデルを用いて算定した表層 30m までの平均 S 波速度（ $AVS30$ ）から、経験式により求められる増幅率を用いた地表最大速度も併せて示している。全体を通してみると、応答計算による結果は、微地形区分や $AVS30$ による結果よりも最大速度が小さな値となっており、その分布状況は地盤の特性を反映したより詳細な結果となっている。特に、等価線形法を用いている場合、海岸に近いところで最大速度がより小さくなる傾向が見られる。これは、非線形応答が生じていることが示唆される。ケースごとにみると、ケース 1a、1b ではアスペリティが断層中央に位置していることから、アスペリティ付近の福岡市中心市街地で最大速度が大きくなっている。ケース 2a、2b ではアスペリティを大小に分けて断層両端に配置させたことから、全体的にケース 1a、1b より最大速度分布が小さく、解析対象領域においては北西のアスペリティ周辺の博多湾沿いで最大速度が大きくなっている。

計測震度と工学的基盤上面からの震度増分の分布をそれぞれ図 22、23 に示す。なお、図 23 では基準となる工学的基盤上面の震度および応答計算による地表の計測震度は、工学的基盤上面の波形および地表の波形より気象庁（1996）（ただし、上下動成分は考慮せず）に従って算出している。応答計算による計測震度分布は、地形区分から算出した計測震度分布

と大局的には同様な分布を示しているが、所々で異なった分布を示しており、地盤の詳細なモデル化の違いや非線形性の考慮の違いによるものと言える。

6. 問題点と今後の課題

6.1 問題点とその対応策

強震動評価においては、震源断層形状（長さ L (km)、幅 W (km)）を設定してから地震モーメント M_0 ($N \cdot m$)を求め、 M_0 と気象庁マグニチュード (M) の関係から M を求めている。一方、長期評価においては、地表地震断層の長さ L (km)（繰り返し活動して形成された活断層を1回の活動でできた活断層とみなす）と M の関係から M を求めている。これらの M は、設定方法が異なることから、必ずしも同じ値とはならないでいた。そこで、ここでは長期評価で設定されている M を固定パラメータとして、他の断層パラメータを設定した。

アスペリティや破壊開始点の位置は地表における強震動予測結果に大きく影響する（地震調査委員会, 2003a, 2003b, 2004）。しかし、今回の評価においては、情報の不足等によりアスペリティや破壊開始点の位置を確定的に扱えなかった。そこで、アスペリティの個数については1つの場合と大小2つの場合を考え、1つの場合は震源断層モデルの中央に、2つの場合は、断層の南部に位置する太宰府市大佐野（おおざの）地点において上下変位が認められていることから、南部に大きなアスペリティを北部に小さなアスペリティを配置させた。破壊開始点は、アスペリティの北西下端と南東下端とした。

「深い地盤構造」の0次モデルの構築にあたっては、物理探査の結果を中心に可能な限りの情報収集を行ったが、今回の評価対象地域は、一部を除き、調査等が十分には実施されていないため、十分な情報が得られなかった。また、山地周辺で基盤岩が露出している地域について、今回の検討では風化帯を設定していない。基本的には資料が非常に限られていることから三次元地下構造モデルの構築にあたっては、いくつかの仮定が必要となった。また、K-NET、KiK-netによる観測記録を基に、一次元地盤構造モデルによるレイリー波基本モードの計算や三次元差分法を用いての地震動計算を行い、スペクトル比や波形の比較によって地盤モデルの修正を行って1次モデルの構築を行った。基本的には資料が非常に限られていることから三次元地下構造モデルの構築にあたっては、いくつかの仮定が必要となった。

地表における最大速度や震度を精度よく求めるには、「浅い地盤構造」についてもボーリングデータ等を用いて一次元速度構造モデルを作成し、これを用いて算定される地表における時刻歴波形から推定することが望ましい。しかし、計算対象領域では地表における時刻歴波形を求めるだけの十分な地盤調査データが得られていないため、一次元速度構造モデルの作成は行わず、微地形区分（約250mメッシュごとの情報）を利用した最大速度の増幅率を用いて地表の最大速度を求めた。さらに、最大速度増幅率および速度と計測震度の経験式から導かれる震度増分を算出し、工学的基盤上面の波形より算出した計測震度に震度増分を加えて、地表の計測震度を求めた。

6.2 今後の課題

震源断層形状やアスペリティ、破壊開始点の位置、さらにマグニチュードの算定方法などの精度向上においては、現状、確定的に取り扱えない震源断層パラメータの違いによる強震動予測結果のばらつき大きさをケース分けによって把握しておくことが、強震動評価およびその結果の利活用上の判断を行う上で非常に重要であり、併せて活断層調査や深部物理探査等の調査結果の蓄積および震源断層パラメータの経験式の検討など、継続的な調査研究が必要である。

今回4通りのアスペリティの破壊開始パターンを計算した結果、ある特定の地点においてやや長周期の波動が得られた。これにより、アスペリティの大きさおよび破壊開始点の位置の設定に課題が残された。この長周期成分の影響は震度に現れ、震度算定において工学的基盤上面の波形から算出した計測震度に震度増分を加えて計測震度を求める方法をとることにより、長周期成分の影響を低減させることができた。

一方、強震動予測の精度をさらに高めていくためには、精度の高い地下構造モデル（特に「深い地盤構造」および「浅い地盤構造」のモデル）の設定が必要である。このうち、深い地盤構造の高精度化（1次モデル化）については、全国1次地下構造モデル構築の試みを一層推進する必要がある（瀧瀬・他, 2008）。また、「浅い地盤構造」モデルの計測震度への影響については、今回の検討で、これまでの微地形区分による増幅率を用いて経験式から算出する方法とボーリング調査データに基づいて非線形性を考慮した一次元地震応答計算による方法とで計測震度に明らかな差異が認められる地点もあった。今後「浅い地盤構造」の非線形性の影響についてさらに検討を進めていく必要があるが、応答計算が適用できるモデルの構築にはボーリングデータ等の膨大な量の詳細な地盤構造データが必要であり、検証と併せてこれらのデータの収集・データベース化の仕組み作りも、予測精度の向上のための課題であり、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。さらに、構築した三次元地下構造モデルの検証を含め強震動予測手法の検証を行うためには、2005年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく検討（地震調査委員会強震動評価部会, 2008）のように、K-NET および KiK-net 観測網、気象庁や自治体震度計観測網による強震記録が不可欠である。さらに、「浅い地盤構造」の検証にはより多くの強震観測点が必要であり、今後の一層の充実が期待される。

参考文献（アルファベット順）

- Aoi, S. and H. Fujiwara (1999) : 3-D finite difference method using discontinuous grids, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 918-930.
- Boore, D. M. (1983) : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73, 1865-1894.
- Boore, D.M. and J. Boatwright (1984) : Average body-wave radiation coefficients, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 1615-1621.
- 中央防災会議 (2003) : 東南海・南海地震等に関する専門調査会, 参考資料 2, 79-89.
- 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.
- 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*, 第 6 巻第 1 号, 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.
- Geller, R.J. (1976) : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66, 1501-1523.
- 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.
- 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.
- 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について (平成 15 年 3 月 12 日公表) .
- 地震調査委員会 (2003b) : 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価について (平成 15 年 7 月 31 日公表) .
- 地震調査委員会 (2004) : 琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価について (平成 16 年 6 月 21 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について (平成 17 年 1 月 31 日公表) .
- 地震調査委員会 (2007) : 警固 (けご) 断層帯の長期評価について, (平成 19 年 3 月 19 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 (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について (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について (平成 20 年 4 月 11 日公表) .
- Kanamori, H. (1977) : The energy release in great earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 82, 2981-2987.
- 気象庁 (1996) : 気象庁告示第 4 号.
- 額綱一起・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.
- 九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター・東京大学地震研究所・鹿児島大学理学部・京都大学防災研究所・東北大学大学院理学研究科・北海道大学大学院理学研究科 (2006) : 福岡県西方沖地震の精密余震分布と震源域周辺の地殻構造, 地震予知連絡会会報, 第 75 巻, 10-4, 546-552.
- 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 (2007) : 九州の地形・地盤分類 250m メッシュマップを利用した 2005 年福岡県西方沖地震の地震動分布推定, 日本地震工学会大会—2007 梗概集, 104-105.
- 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.
- 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.
- 宮下由香里・吾妻 崇・二階堂学・岡崎和彦 (2007) : 警固断層の活動履歴—大野城市上大利トレンチ調査結果—, *月刊地球*, 29, 133-138.
- 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 (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.
- 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.
- 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.
- 下山正一・磯 望・松田時彦・市原季彦・千田 昇・岡村 眞・茂木 透・鈴木貞臣・落合英俊・長沢新一・今西 肇・川畑史子・矢々部秀美・樗木政昭・松浦一樹 (2005) : 警固断層, 薬院地区 (福岡市) でのトレンチ調査報告, *活断層研究*, 25, 117-128.

- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999) : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- 武村雅之 (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.
- 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.
- Zhao, D., S. Horiuchi, and A. Hasegawa (1992) : Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, *Tectonophysics*, 212, 289-301.
- 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*, 99, 22313-22327.

警固断層帯（南東部）の地震を想定した強震動評価について

図 表 集

- ・ 図 1 警固断層帯の活断層位置図と強震動評価に用いた震源断層モデルの地表トレース
- ・ 表 1 警固断層帯（南東部）の震源断層パラメータ
- ・ 図 2 震源断層モデル（形状、アスペリティ、破壊開始点）
- ・ 図 3 強震動評価を行う対象領域
- ・ 図 4 警固断層帯の強震動評価を行う領域の「深い地盤構造」の1次モデル
- ・ 表 2 「深い地盤構造」の1次モデルの物性値
- ・ 表 3 「地震基盤以深の地殻構造」のモデルの物性値
- ・ 図 5 「浅い地盤構造」モデルとして用いる最大速度増幅率
- ・ 図 6 震度増分を用いて求められた地表の計測震度分布
- ・ 図 7 工学的基盤上面における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算した値と
司・翠川 (1999) の距離減衰式との比較

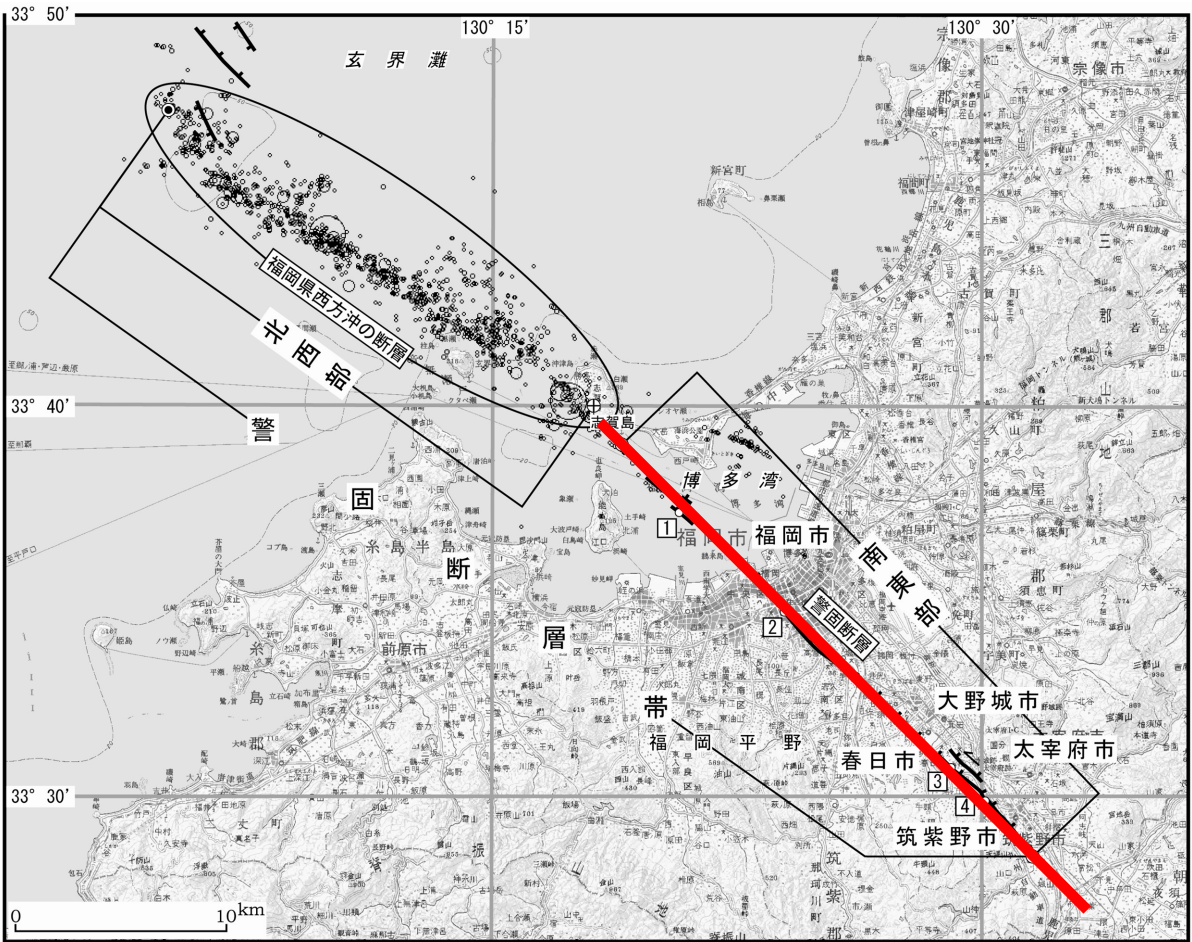


図1 警固断層帯の活断層位置図と強震動評価に用いた震源断層モデルの地表トレース

表 1 警固断層帯（南東部）の震源断層パラメータ

パラメータ		ケース 1	ケース 2
長期評価による断層原点		北緯 33° 39′	
		東経 130° 19′	
長期評価による断層長さ L [km]		27	
長期評価による気象庁マグニチュード M		7.2	
断層のずれの向きと種類		左横ずれ（南西側隆起成分を伴う）	
断層モデル原点		北緯 33° 39′ 36″	
		東経 130° 18′ 21.6″	
断層上端深さ [km]		2	
断層長さ L_{model} [km]		32	
断層幅 W_{model} [km]		16	
断層面積 S_{model} [km ²]		512	
地震モーメント M_0 [N·m]		1.47×10^{19}	
モーメントマグニチュード M_w		6.7	
走向 θ [°]		N136E	
傾斜角 δ [°]		90	
すべり角 λ [°]		0	
静的応力低下量 $\Delta\sigma$ [MPa]		3.1	
平均すべり量 D [m]		0.9	
剛性率 μ [N/m ²]		3.12×10^{10}	
密度 ρ [kg/m ³]		2700	
S 波速度 β [km/s]		3.4	
破壊伝播速度 V_r [km/s]		2.4	
短周期レベル A [N·m/s ²]		1.30×10^{19}	
全アスペリティ	面積 S_a [km ²]	98.5	
	地震モーメント M_{0a} [N·m]	5.53×10^{18}	
	平均すべり量 D_a [m]	1.8	
	実効応力 σ_a [MPa]	16.0	
第 1 アスペリティ	面積 S_{a1} [km ²]	98.5 (96)	65.7 (64)
	地震モーメント M_{0a1} [N·m]	5.53×10^{18}	4.09×10^{18}
	平均すべり量 D_{a1} [m]	1.8	2.0
	実効応力 σ_{a1} [MPa]	16.0	16.0
第 2 アスペリティ	面積 S_{a2} [km ²]	—	32.8 (36)
	地震モーメント M_{0a2} [N·m]	—	1.44×10^{18}
	平均すべり量 D_{a2} [m]	—	1.4
	実効応力 σ_{a2} [MPa]	—	16.0
背景領域	面積 S_b [km ²]	413.5 (416)	413.5 (412)
	地震モーメント M_{0b} [N·m]	9.13×10^{18}	9.13×10^{18}
	平均すべり量 D_b [m]	0.7	0.7
	実効応力 σ_b [MPa]	2.8	2.8

(カッコ内は実際の計算で用いた面積)

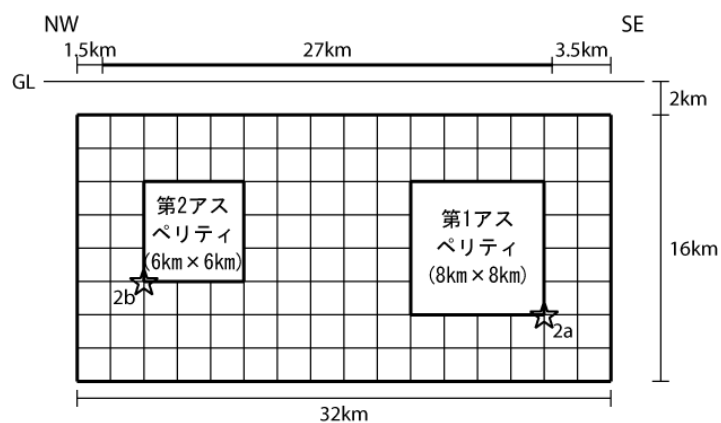
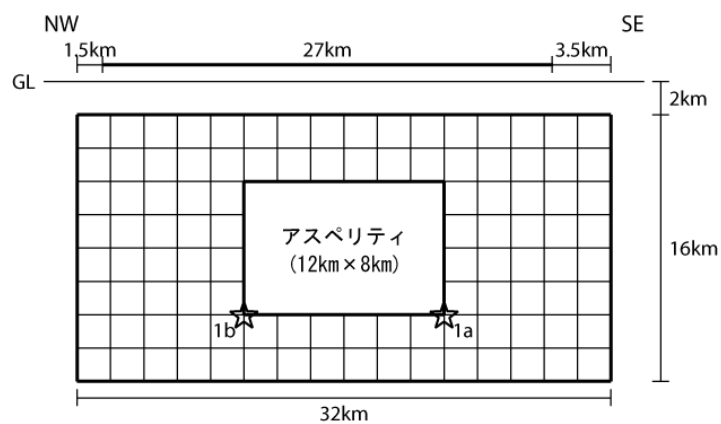


図2 震源断層モデル（形状、アスペリティ、破壊開始点）
 （アスペリティの数と破壊開始点の位置によって4ケースとなる。
 1a、1b、2a、2bは破壊開始点であり、ケース名である。）

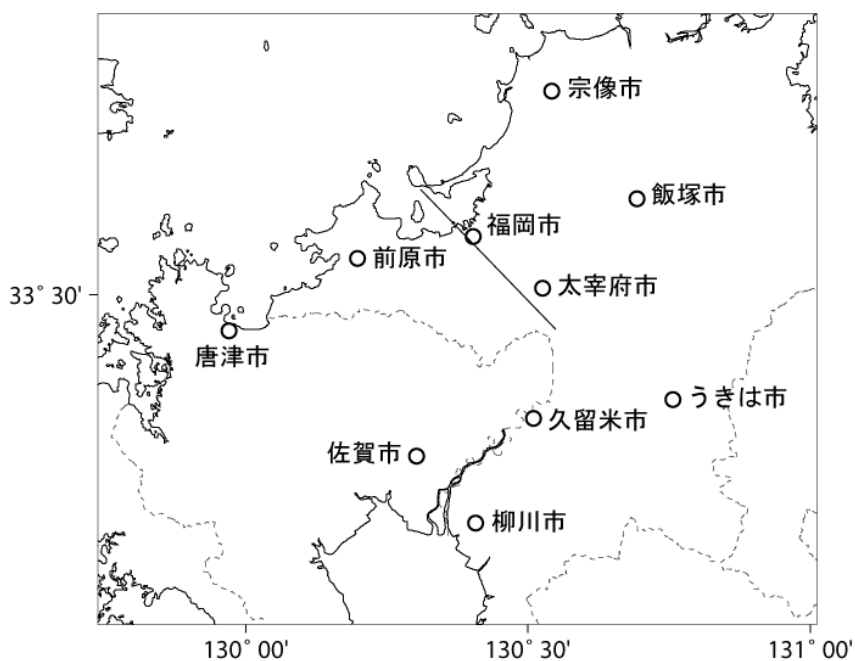


図3 強震動評価を行う対象領域
 ○は図7、図8で波形および応答スペクトルを示す地点

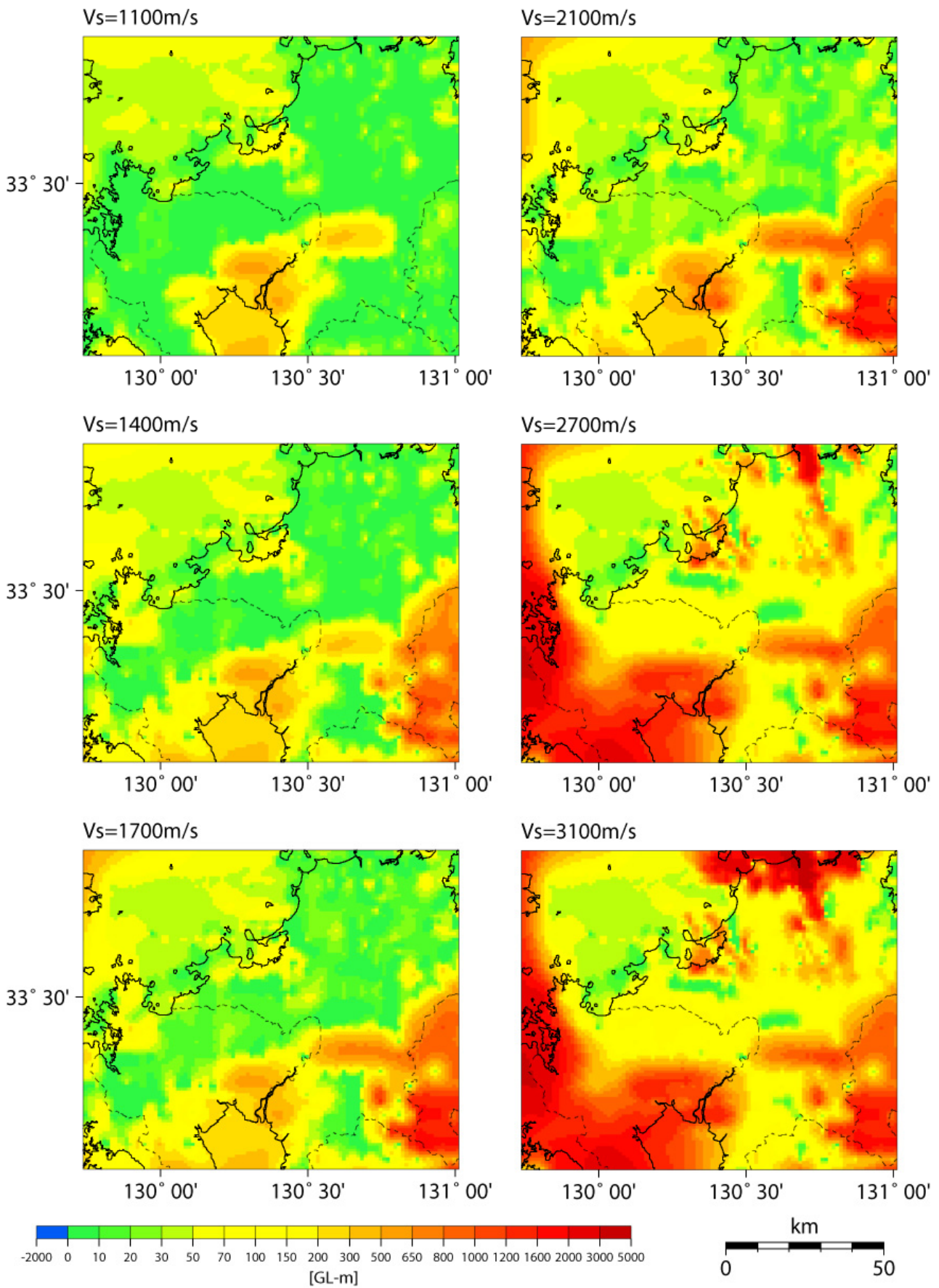


図4 警固断層帯の強震動評価を行う領域の「深い地盤構造」の1次モデル
(各速度層上面の深さ分布)

表2 「深い地盤構造」の1次モデルの物性値

	V_p [m/s]	V_s [m/s]	密度 ρ [g/cm ³]	Q_p, Q_s	対応する地質
1	2000	600	1.90	100	沖積低地下に分布する第四紀層(更新統～完新統)、大分層群
2	2500	1100	2.15	100	久留米層群などの鮮新統と鮮新世～更新世の火山岩類
3	3000	1400	2.25	100	野島層群などの中～上部中新統
4	3500	1700	2.30	100	相浦層群、佐世保層群などの上部漸新統～下部中新統
5,6	4000	2100	2.40	200	古第三紀(暁新世～漸新世)の石炭を挟む堆積層。上部白亜紀層の大野川層群
7	5000	2700	2.50	200	下部白亜紀層の関門層群
8	5500	3100	2.60	300	白亜紀ないしそれより古い花崗岩類、塩基性深成岩類、変成岩類、白亜紀より古い堆積岩類(付加体堆積物)

表3 「地震基盤以深の地殻構造」のモデルの物性値

	深さ(km)	V_p [m/s]	V_s [m/s]	密度 ρ [g/cm ³]
上部地殻	19	5900	3400	2.7
下部地殻		6600	3800	3.0
上部マントル	30	7600	4300	3.3

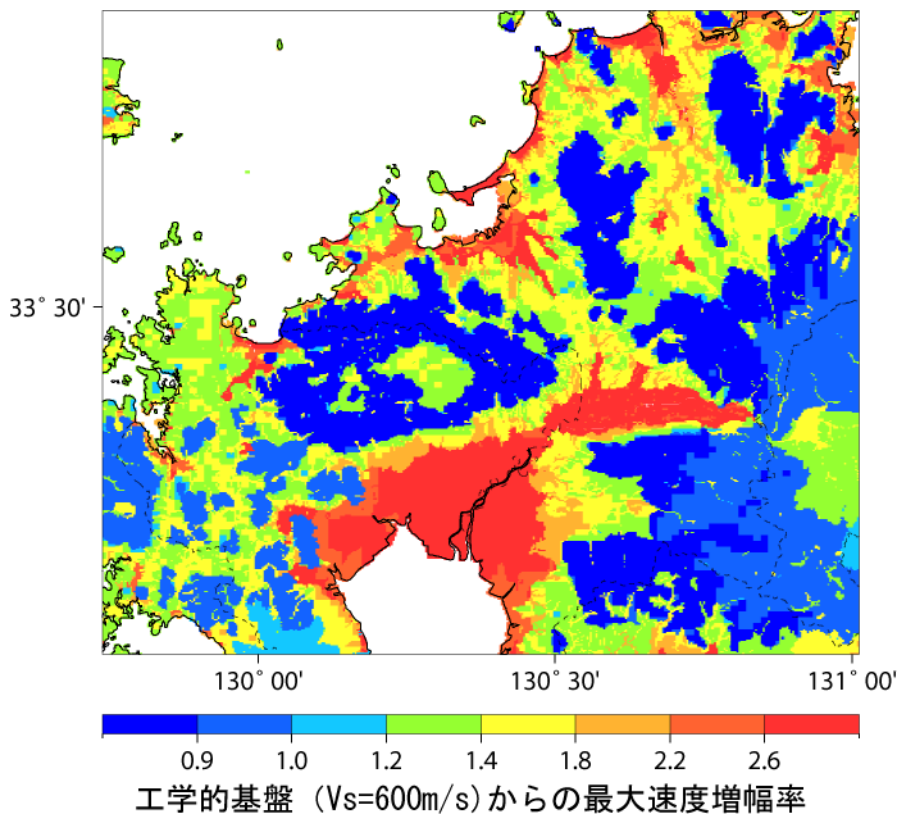


図5 「浅い地盤構造」モデルとして用いる最大速度増幅率 (約250mメッシュ)

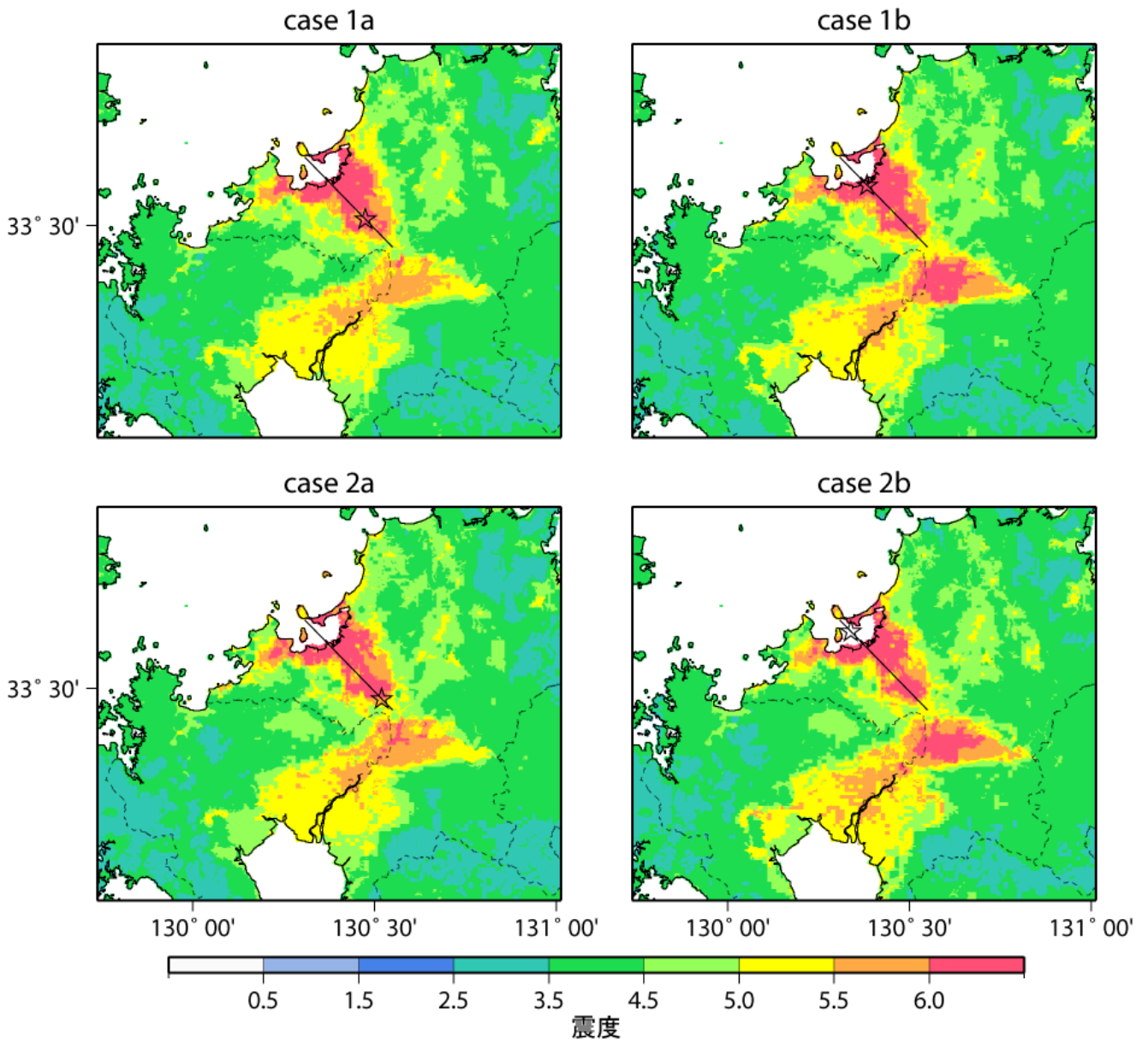


図6 震度増分を用いて求められた地表の計測震度分布
 (約250mメッシュ; ☆は破壊開始点の位置)

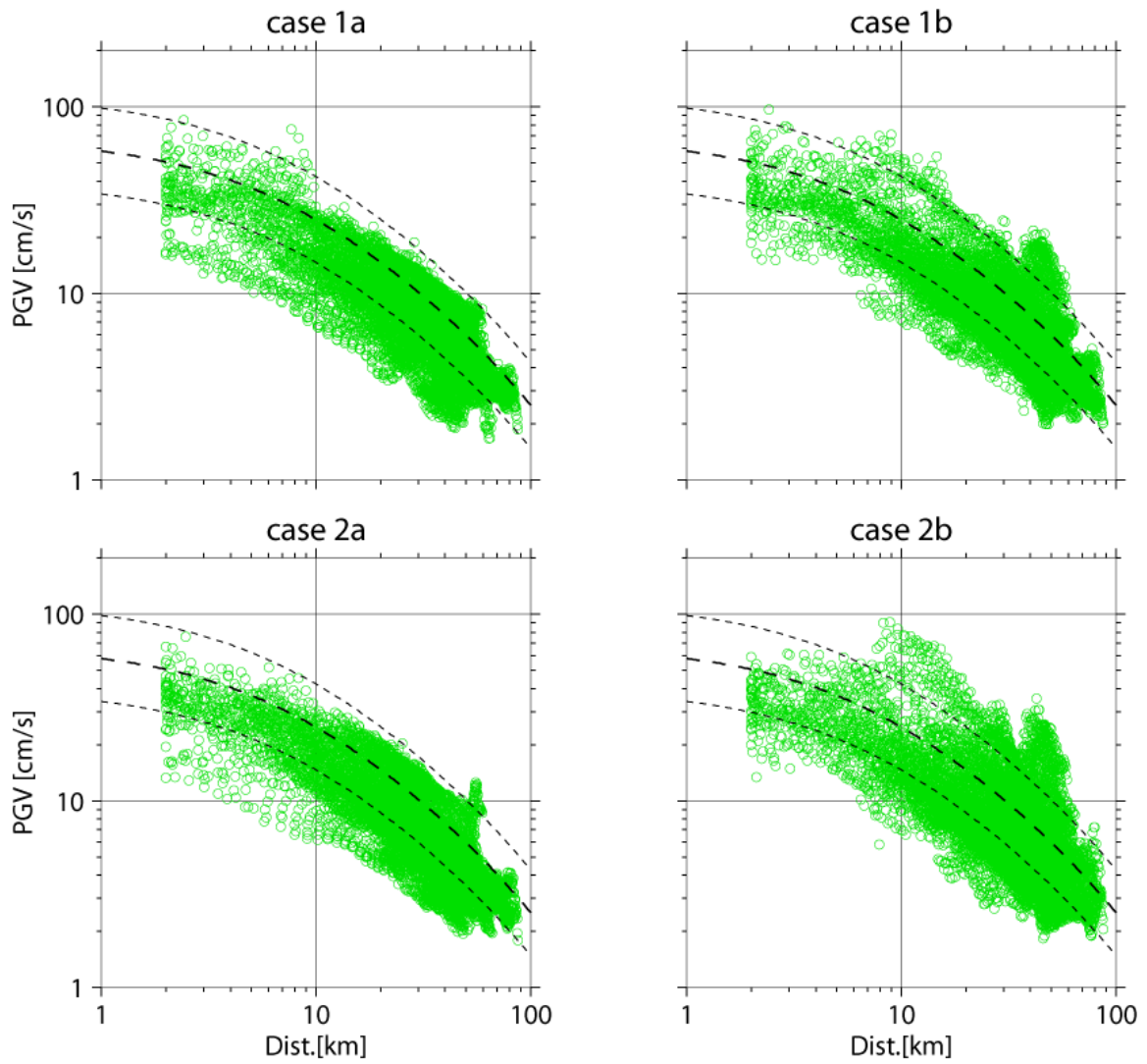
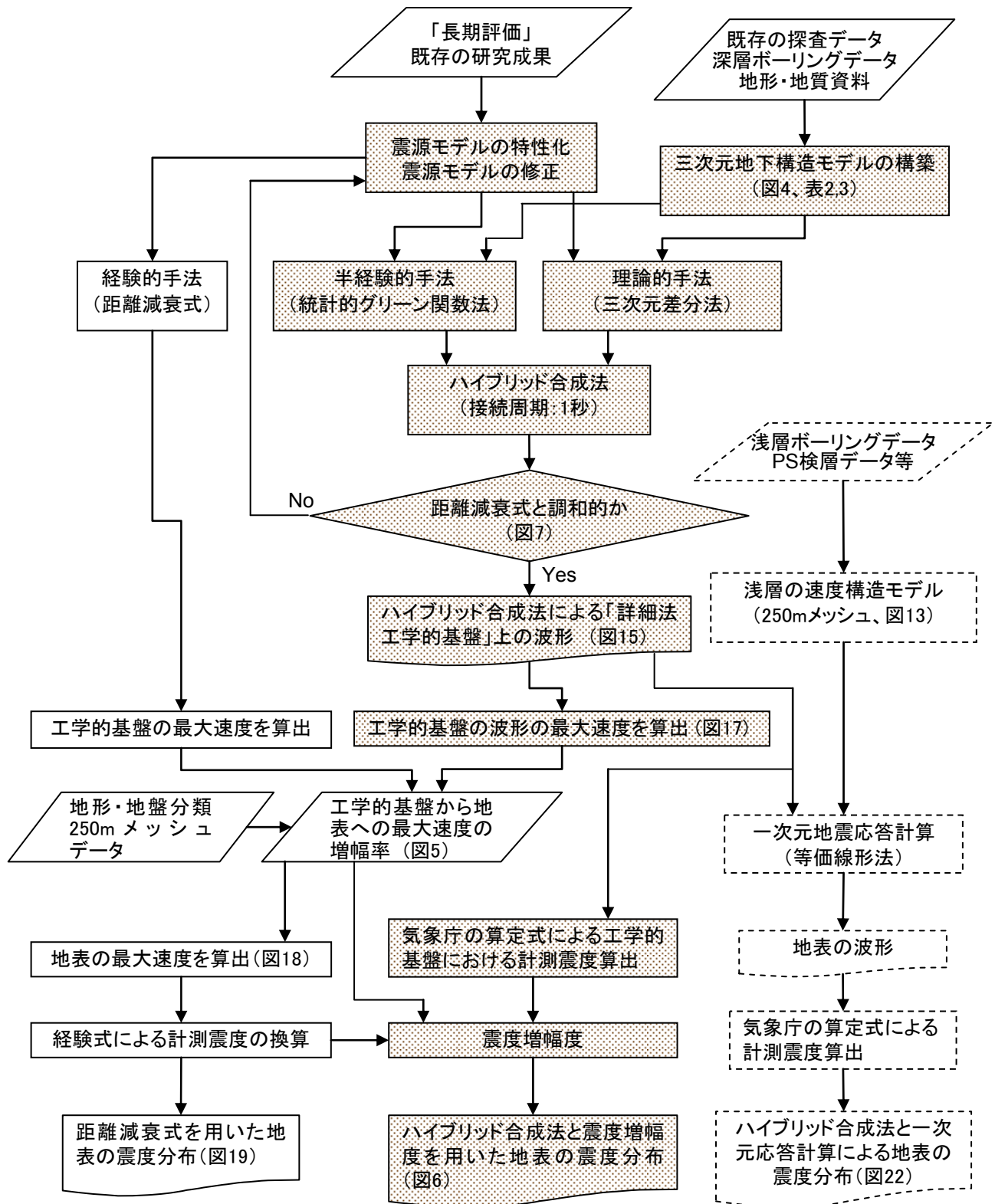


図7 工学的基盤上面における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算した値と
 司・翠川 (1999) の距離減衰式との比較
 (約 1km メッシュ)

警固断層帯（南東部）の地震を想定した強震動評価（説明）

図 表 集

- ・ 図 8 強震動評価の流れ
- ・ 図 9 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
- ・ 図 10 2005 年福岡県西方沖の地震の余震の震源分布
- ・ 図 11 「深い地盤構造」の 1 次モデルの地震基盤層 ($V_s=3,000\text{m/s}$) 上面の深さ分布
- ・ 図 12-1 地震モーメント M_0 と断層面積 S との関係図
- ・ 図 12-2 地震モーメント M_0 と短周期レベル A の関係図
- ・ 図 13 ボーリングデータを用いた「浅い地盤構造」モデルの代表的なモデル例
- ・ 図 14-1 計算結果のスナップショット（警固断層帯南東部ケース 1a、1Hz-Lowpass）
- ・ 図 14-2 計算結果のスナップショット（警固断層帯南東部ケース 1b、1Hz-Lowpass）
- ・ 図 14-3 計算結果のスナップショット（警固断層帯南東部ケース 2a、1Hz-Lowpass）
- ・ 図 14-4 計算結果のスナップショット（警固断層帯南東部ケース 2b、1Hz-Lowpass）
- ・ 図 15-1 代表地点における工学的基盤上面の速度波形（その 1）
- ・ 図 15-2 代表地点における工学的基盤上面の速度波形（その 2）
- ・ 図 16 代表地点における工学的基盤上面の波形の擬似速度応答スペクトル（減衰 5%）
- ・ 図 17 「ハイブリッド合成法」による工学的基盤 ($V_s=600\text{m/s}$) 上面の最大速度分布
- ・ 図 18 最大速度増幅率（図 5）を用いて求められた地表の最大速度分布
- ・ 図 19 「距離減衰式に基づく方法」を用いて求められた地表の震度分布
- ・ 図 20 各種手法による地表の最大速度分布
- ・ 図 21 各種手法による工学的基盤上面からの最大速度増幅率分布
- ・ 図 22 各種手法による地表の震度分布
- ・ 図 23 各種手法による工学的基盤上面からの震度増分の分布



* 網掛けは、ハイブリッド合成法による
** 波線枠は、今回試行した方法による

図8 強震動評価の流れ

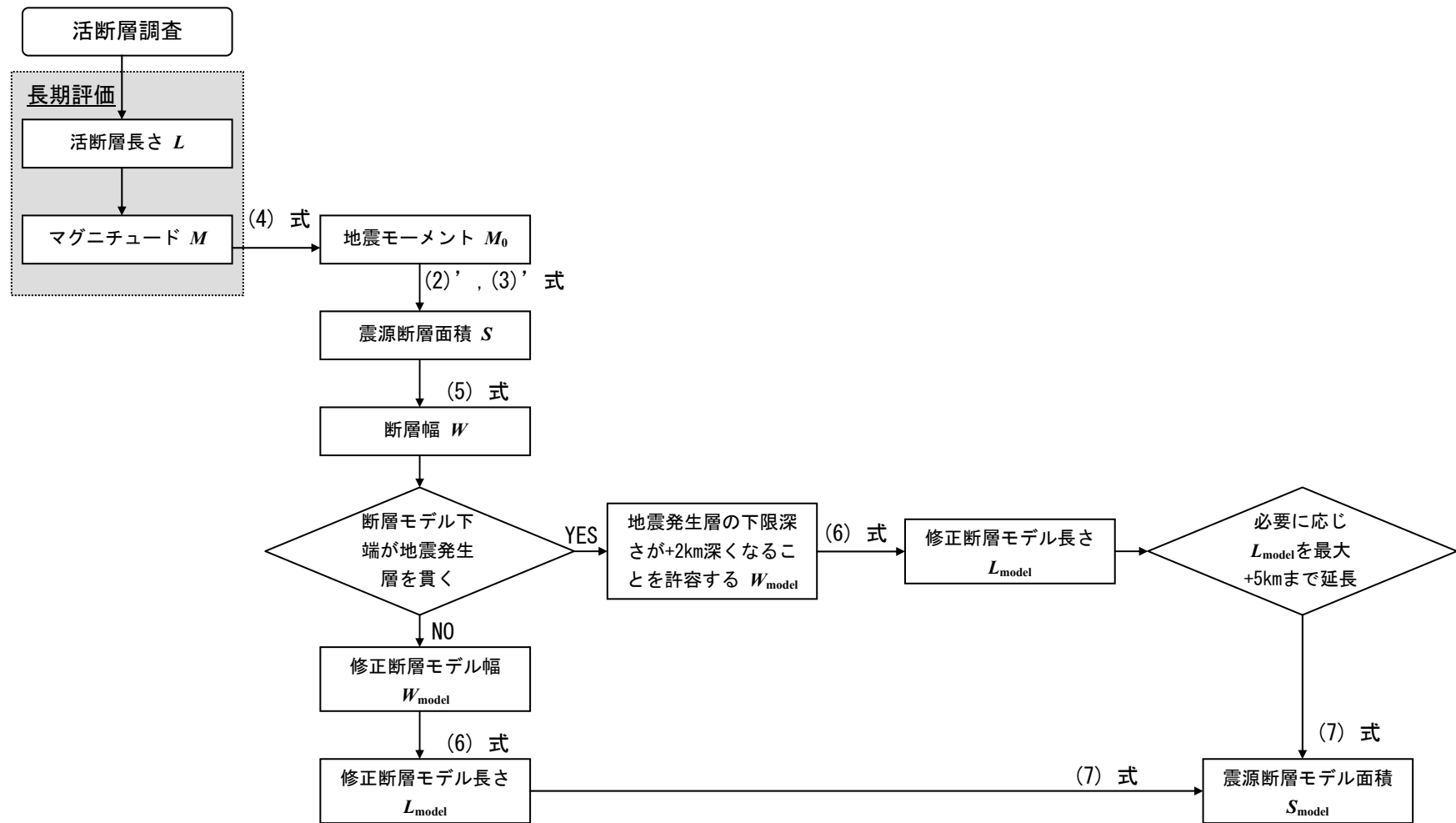
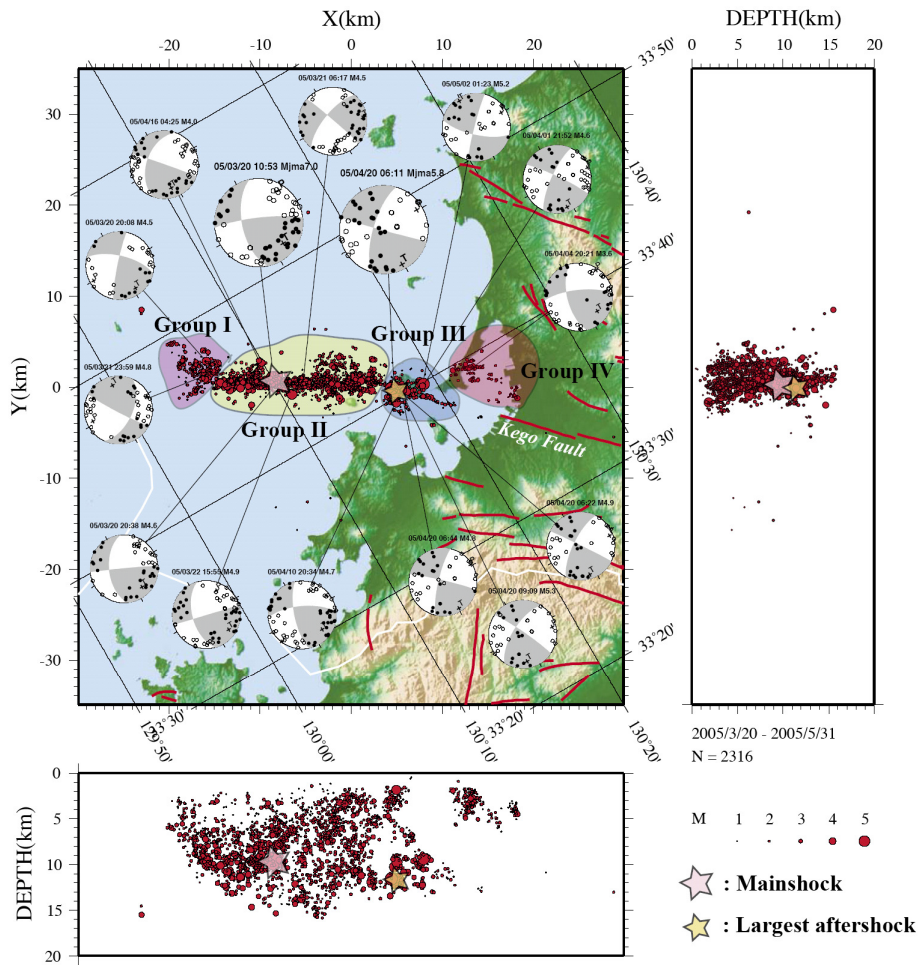


図9 活断層で発生する地震の震源特性パラメータ設定の流れ
 [「レシピ」付図3]



第2図 2005/3/20 から 2005/5/31 の震源分布と主な地震の発震機構解 (下半球等積投影)。

九州大学・他 (2006)

図 10 2005 年福岡県西方沖の地震の余震の震源分布

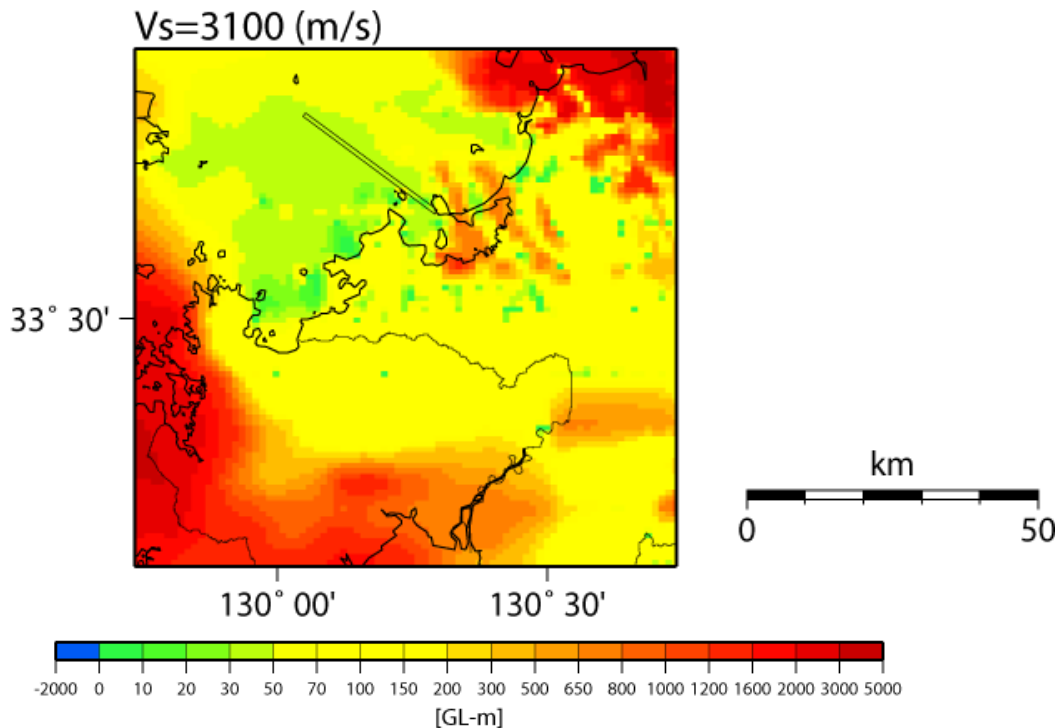


図 11 「深い地盤構造」の1次モデルの地震基盤層 (Vs=3,000m/s) 上面の深さ分布

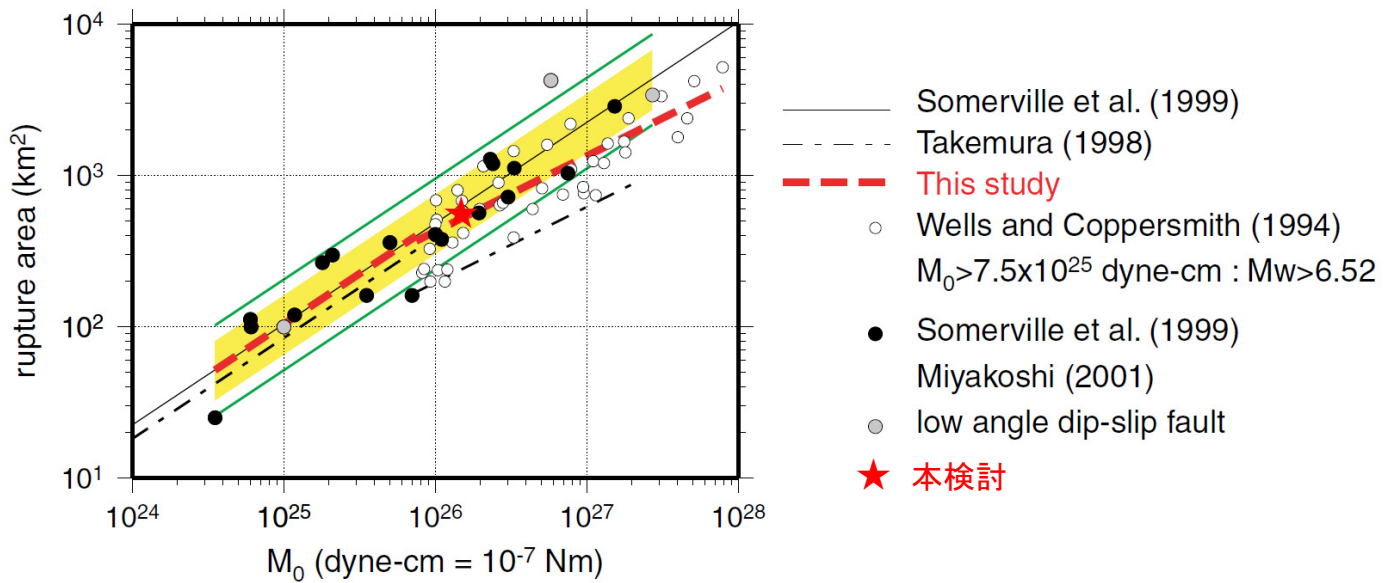


図 12-1 地震モーメント M_0 と断層面積 S との関係図

入倉・三宅(2001)に加筆

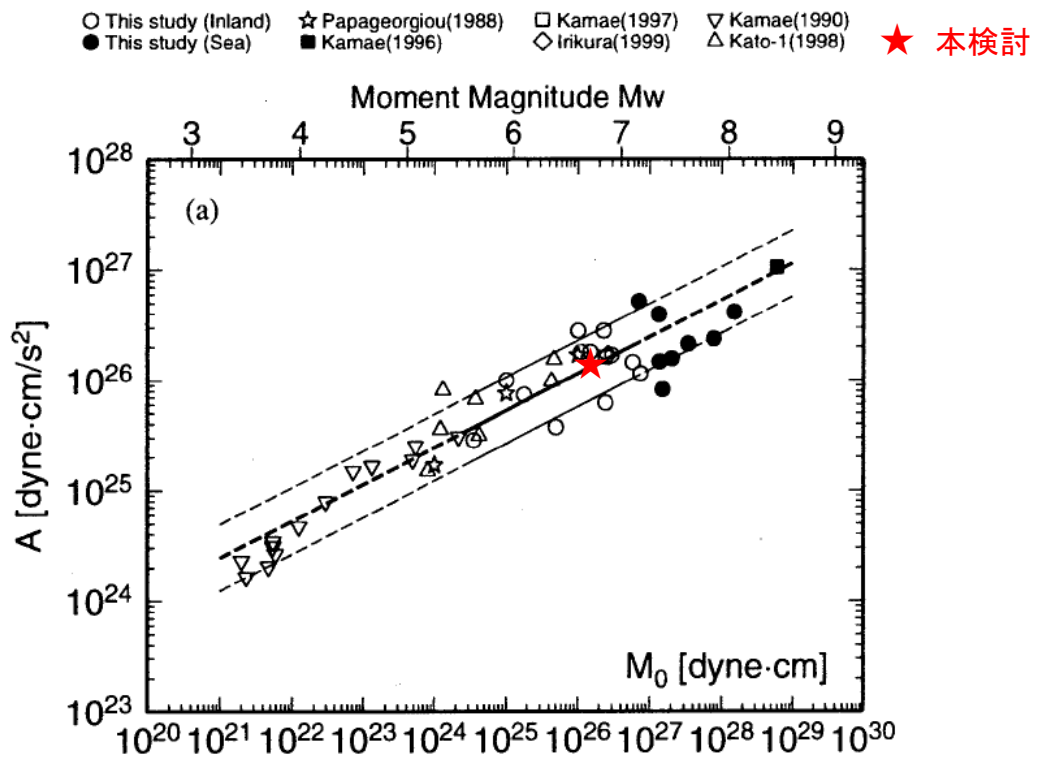


図 12-2 地震モーメント M_0 と短周期レベル A の関係図

壇・他 (2001)に加筆

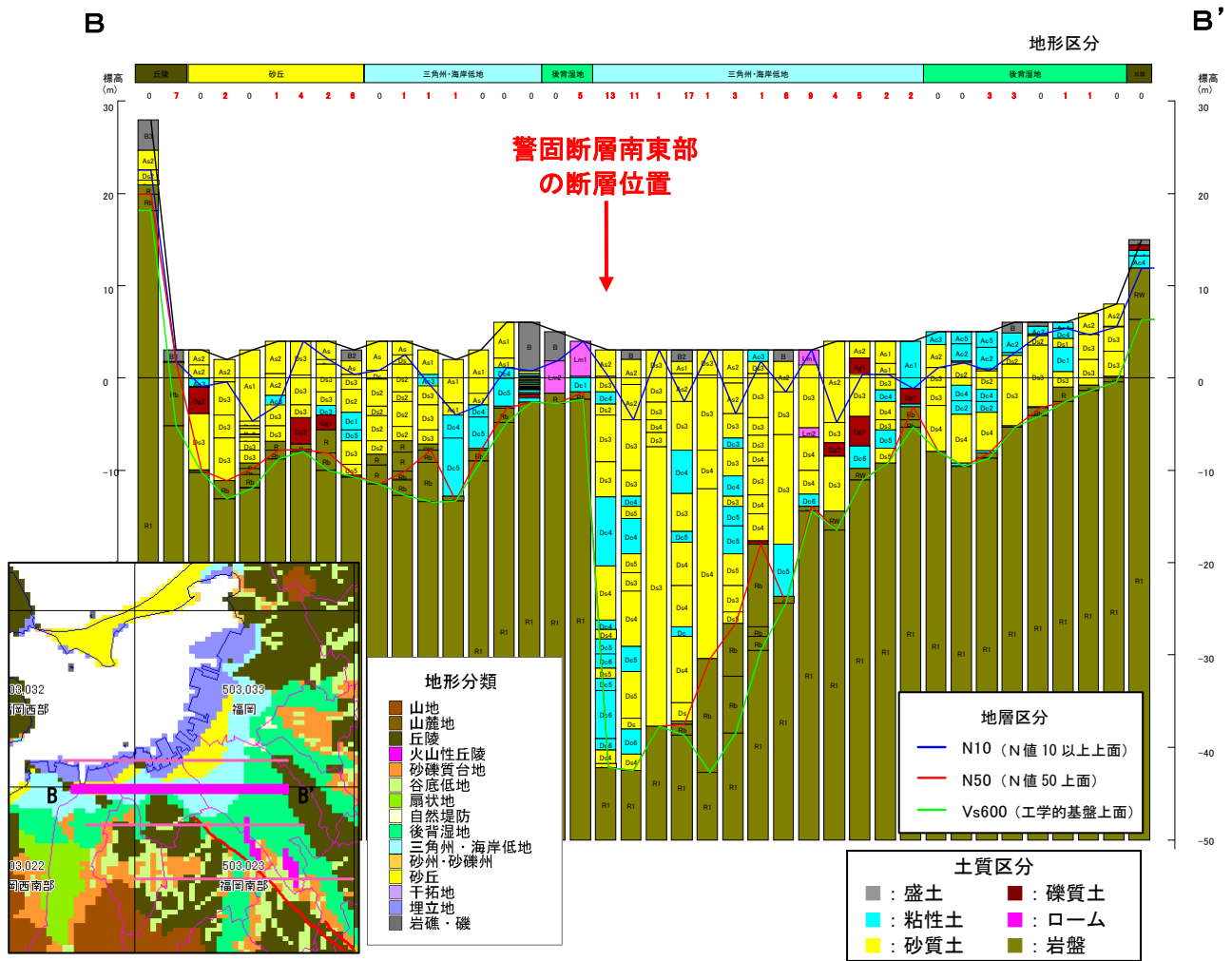


図 13 ボーリングデータを用いた「浅い地盤構造」モデルの代表的なモデル例

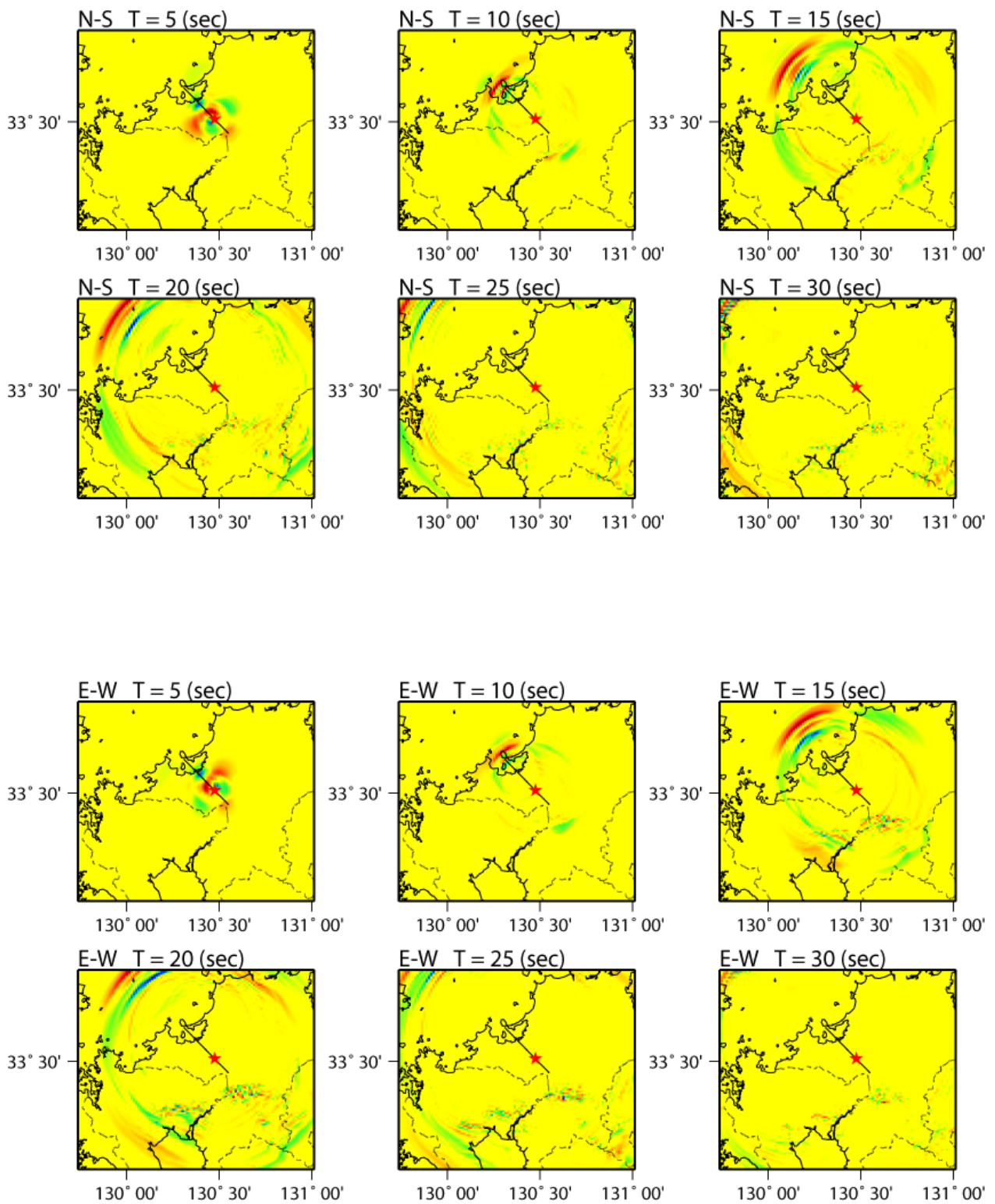


図 14-1 計算結果のスナップショット(警固断層帯南東部ケース 1a、1Hz-Lowpass)

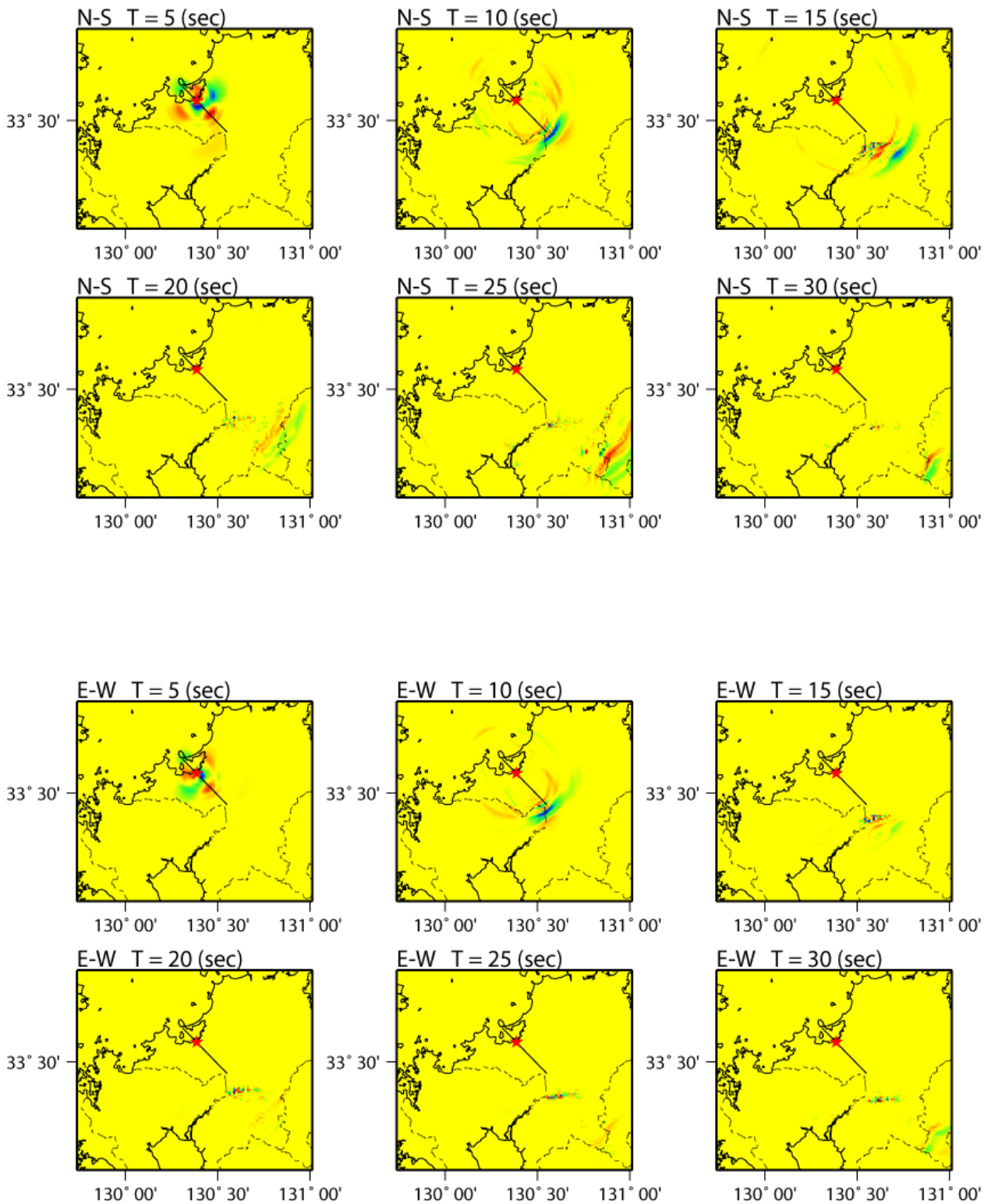


図 14-2 計算結果のスナップショット(警固断層帯南東部ケース 1b、1Hz-Lowpass)

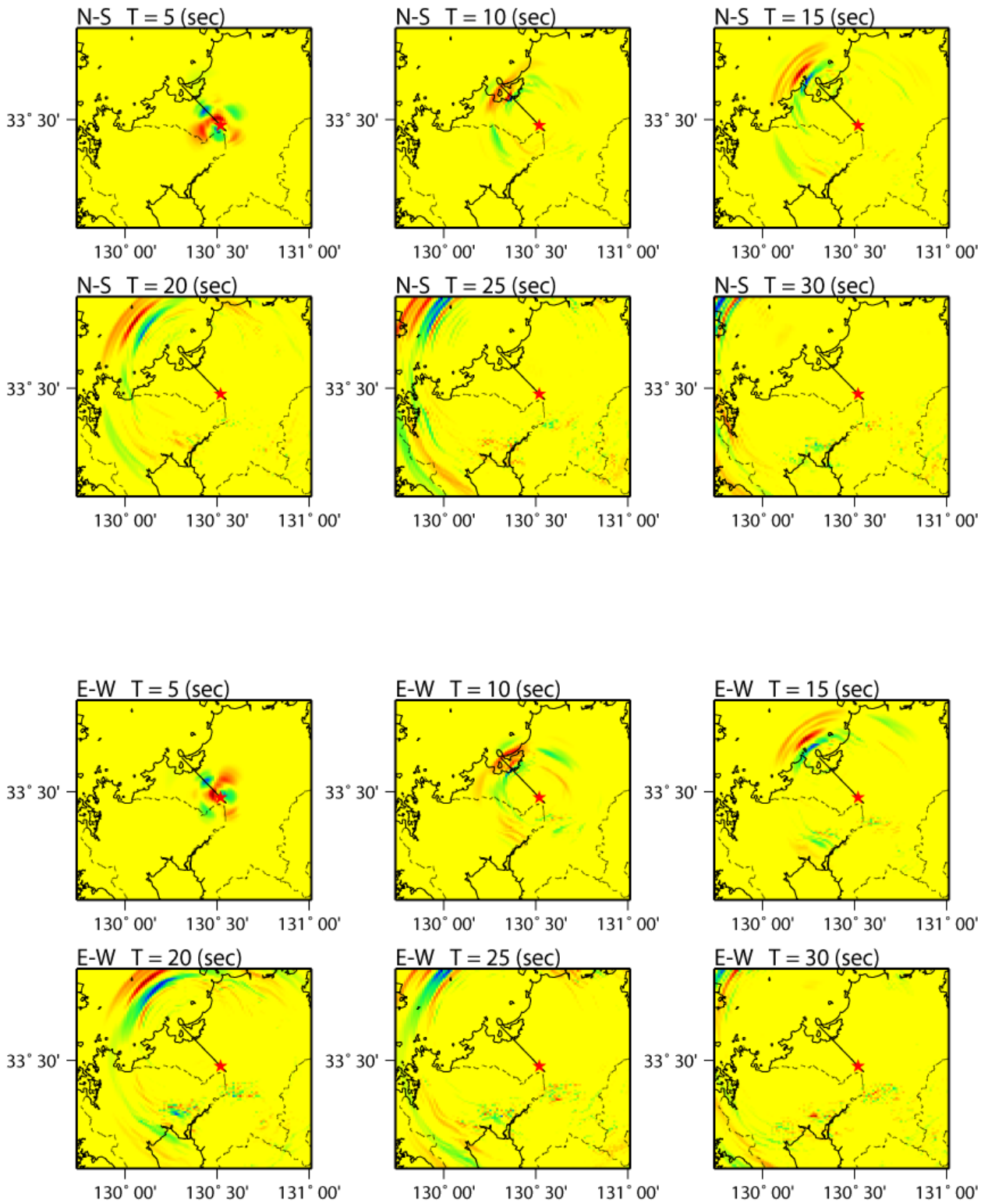


図 14-3 計算結果のスナップショット(警固断層帯南東部ケース 2a、1Hz-Lowpass)

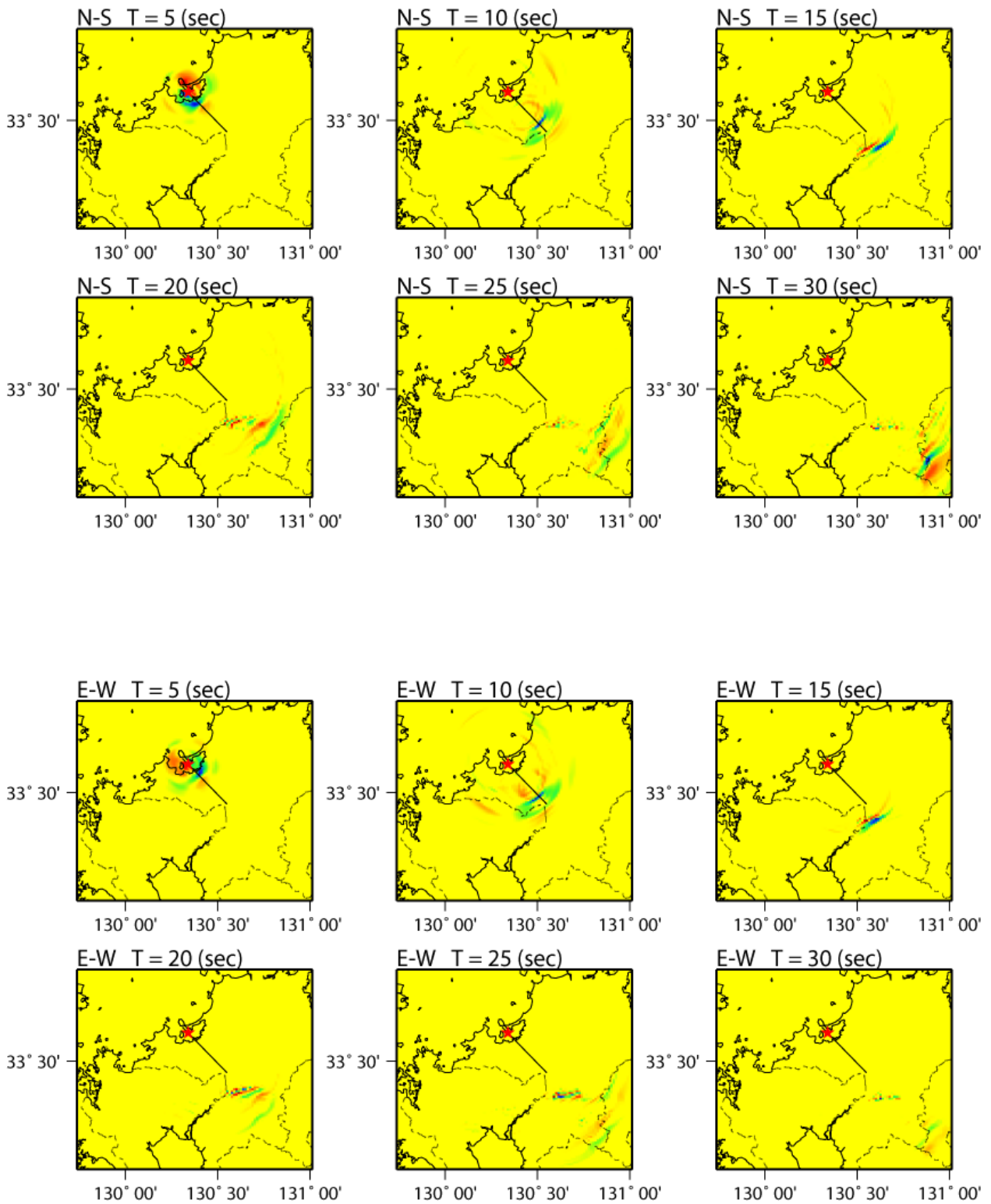


図 14-4 計算結果のスナップショット(警固断層帯南東部ケース 2b、1Hz-Lowpass)

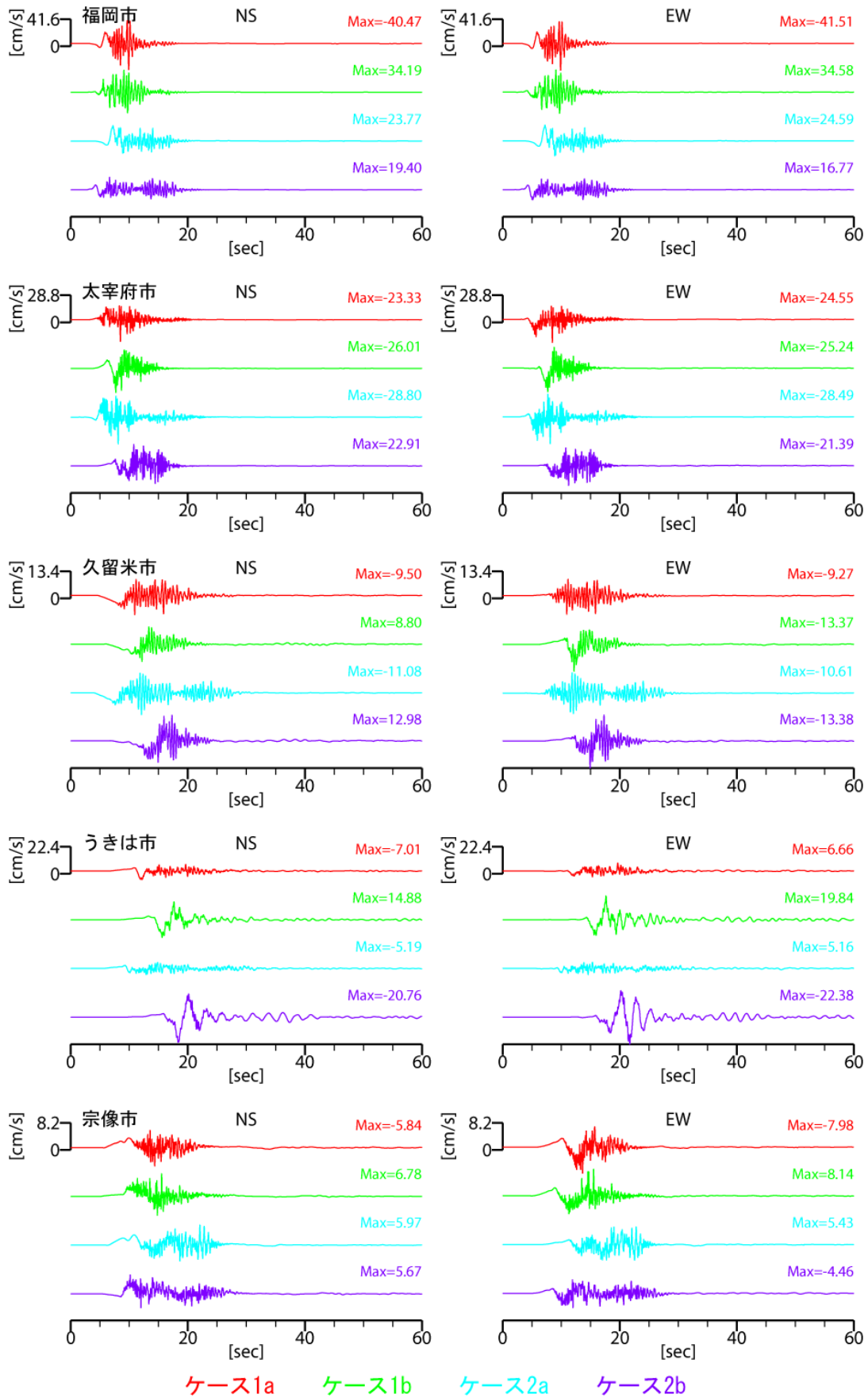


図 15-1 代表地点における工学的基盤上面の速度波形（その 1）

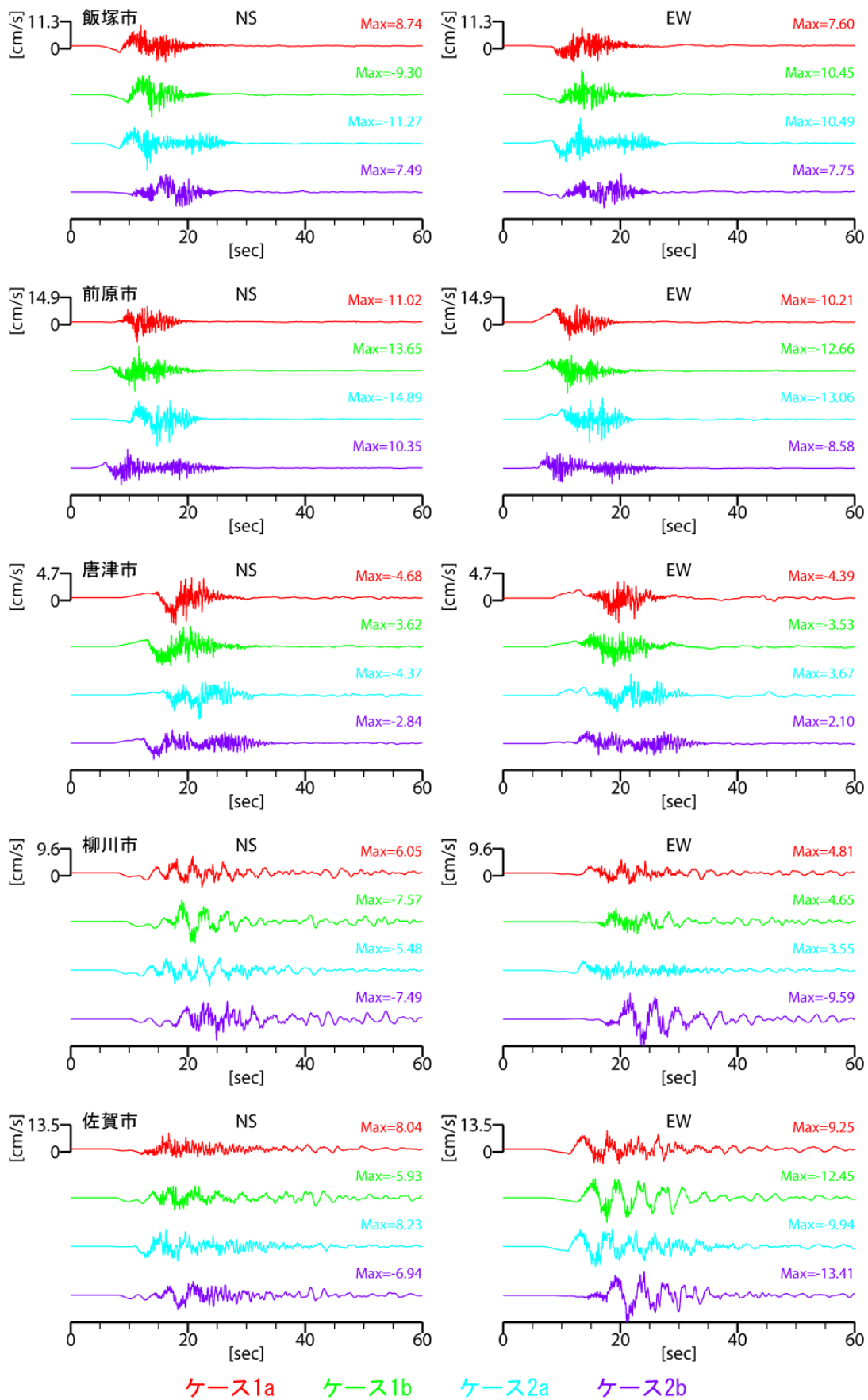


図 15-2 代表地点における工学的基盤上面の速度波形（その 2）

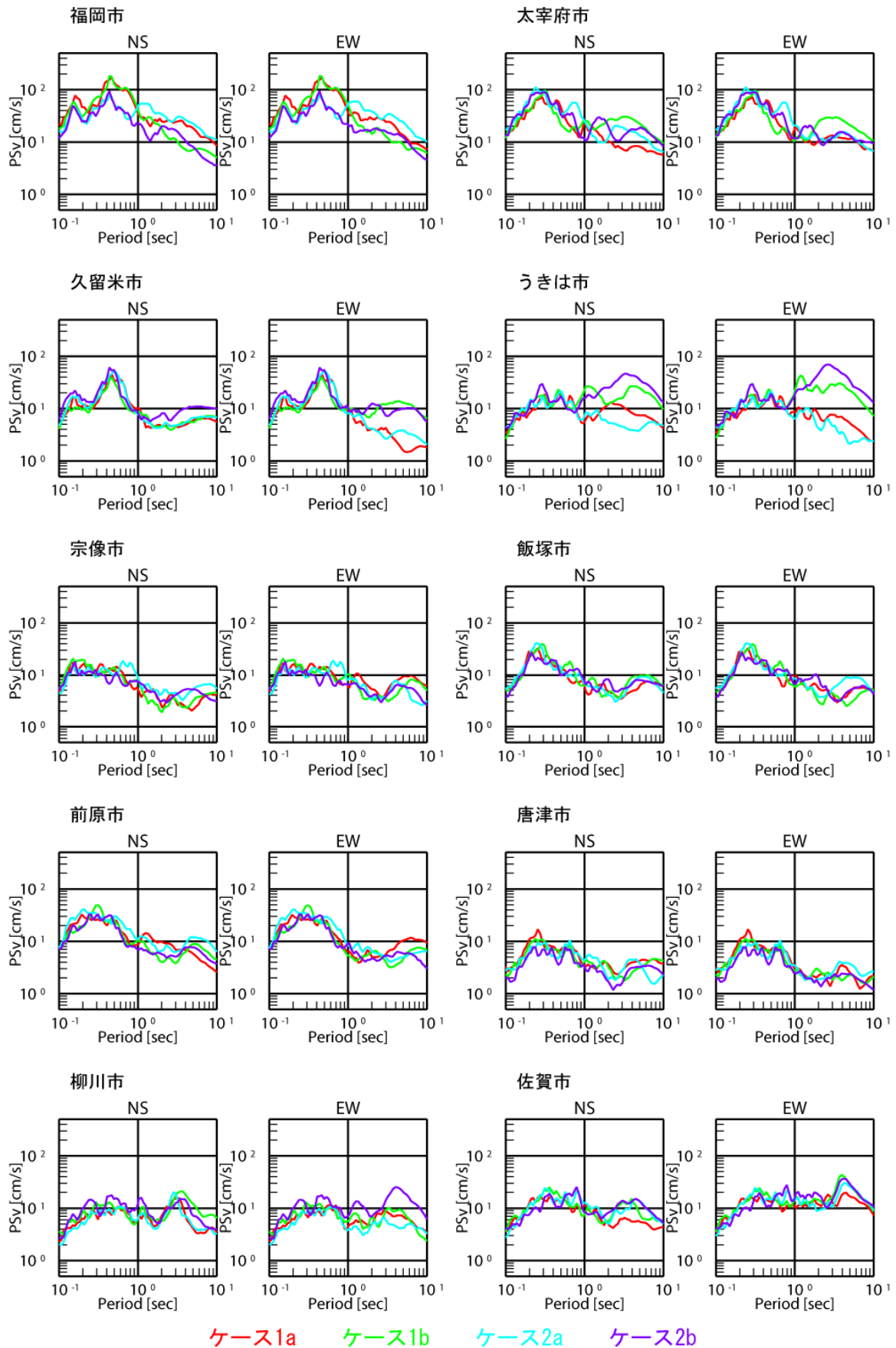


図 16 代表地点における工学的基盤上面の波形の擬似速度応答スペクトル（減衰 5%）

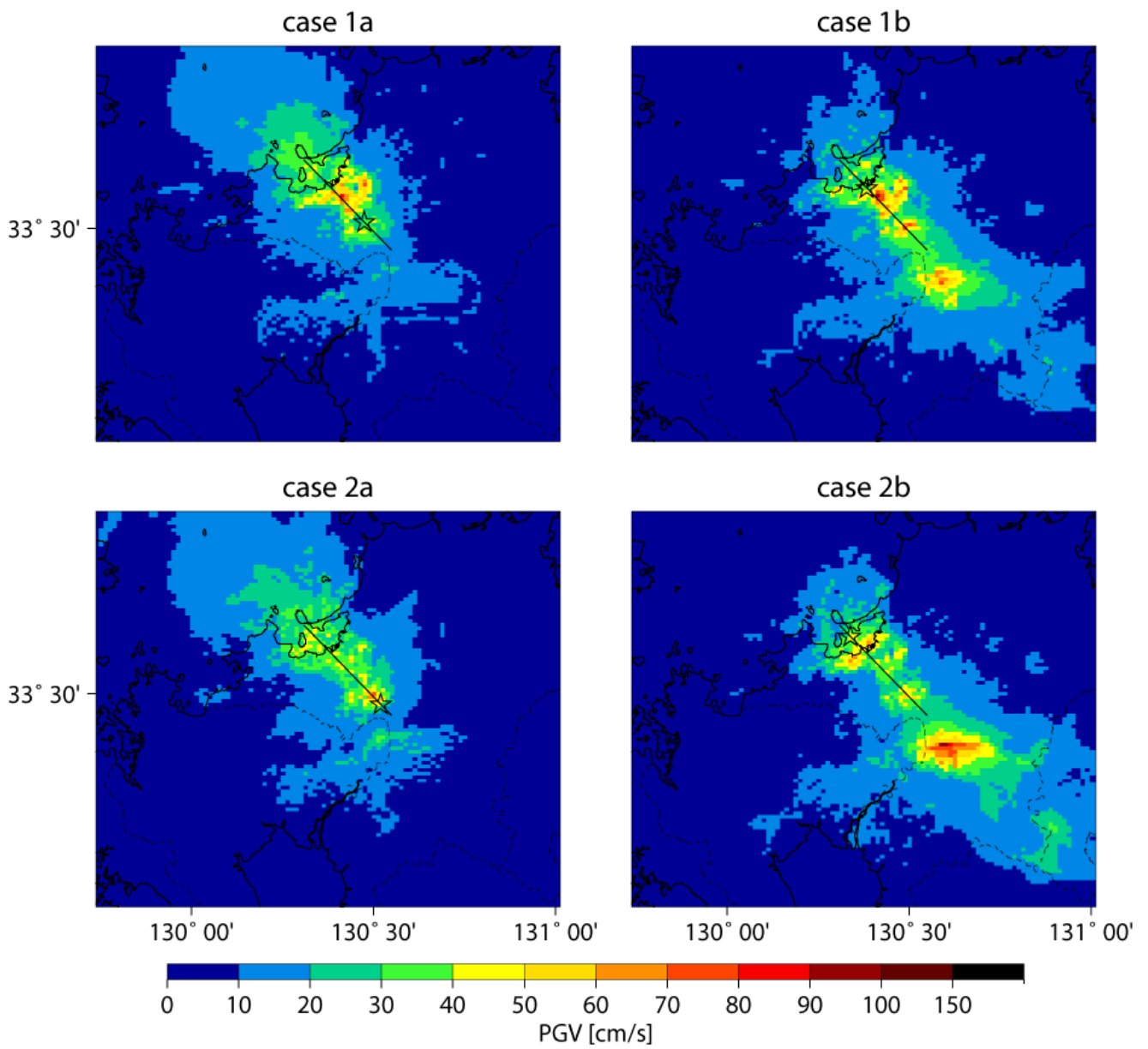


図 17 「ハイブリッド合成法」による工学的基盤 ($V_s=600\text{m/s}$) 上面の最大速度分布
(約 1km メッシュ; ☆は破壊開始点の位置)

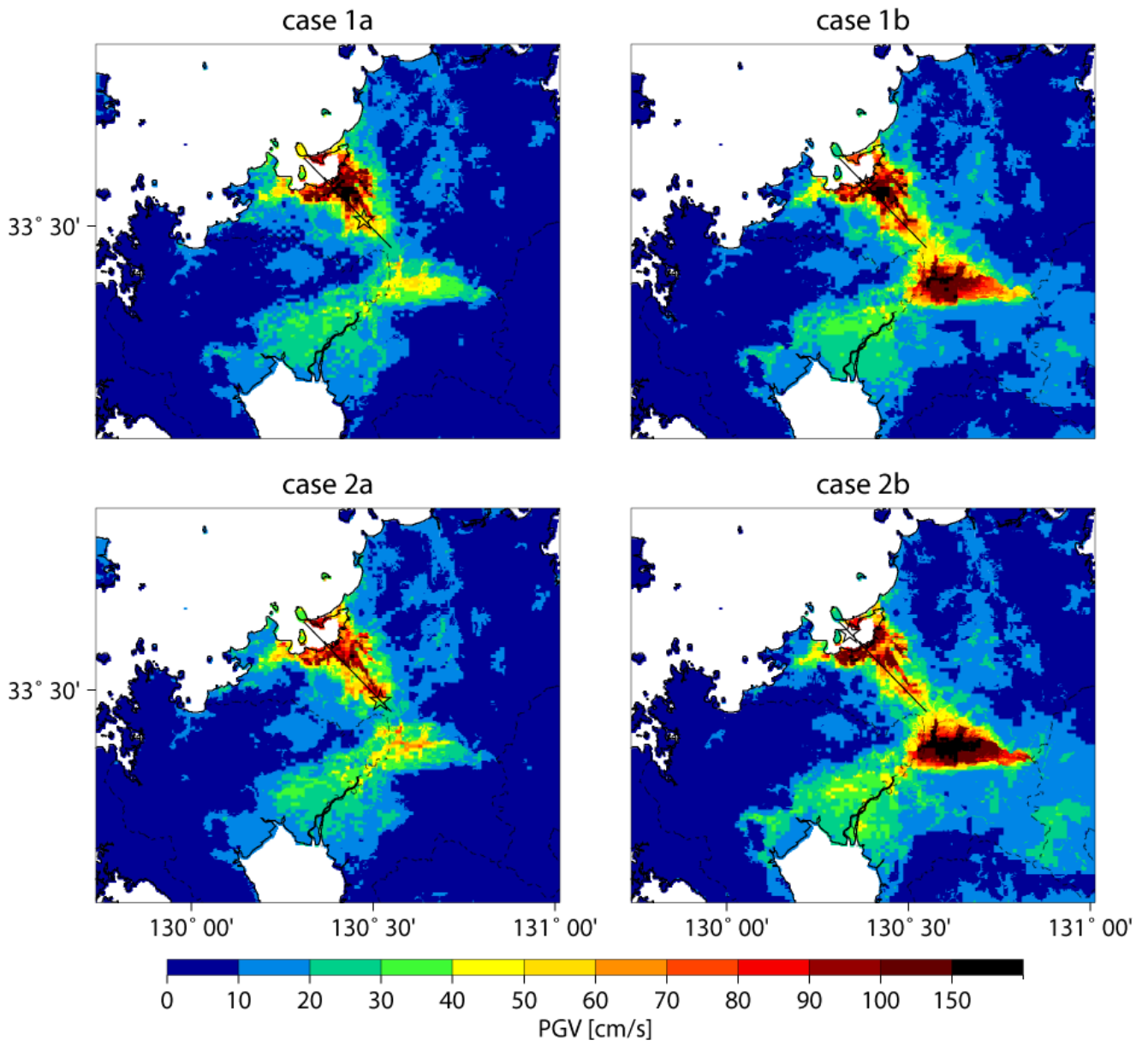


図 18 最大速度増幅率（図 5）を用いて求められた地表の最大速度分布
 （約 250m メッシュ；☆は破壊開始点の位置）

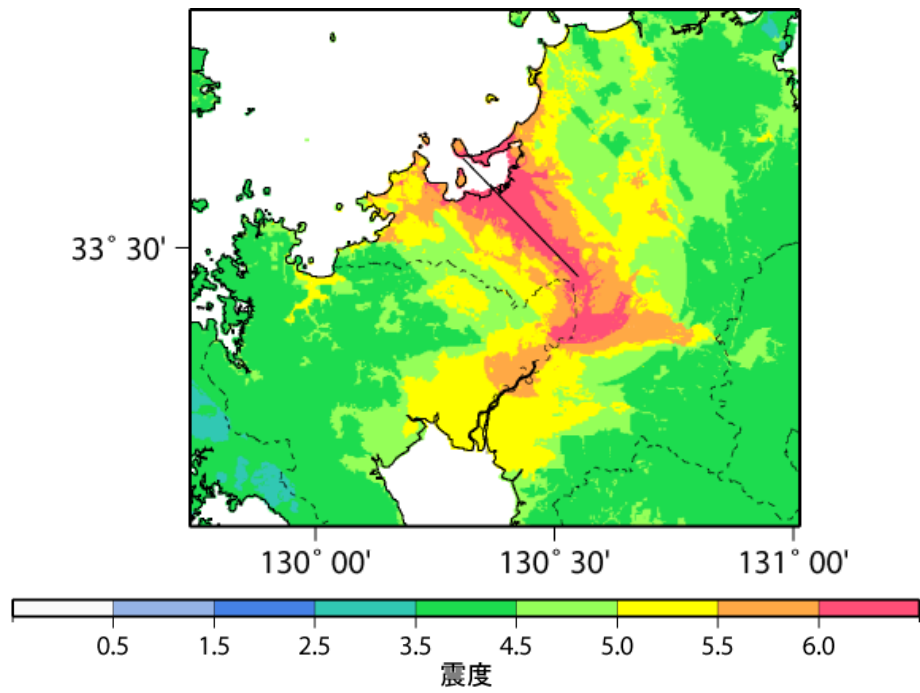


図 19 「距離減衰式に基づく方法」を用いて求められた地表の震度分布
(約 250m メッシュ)

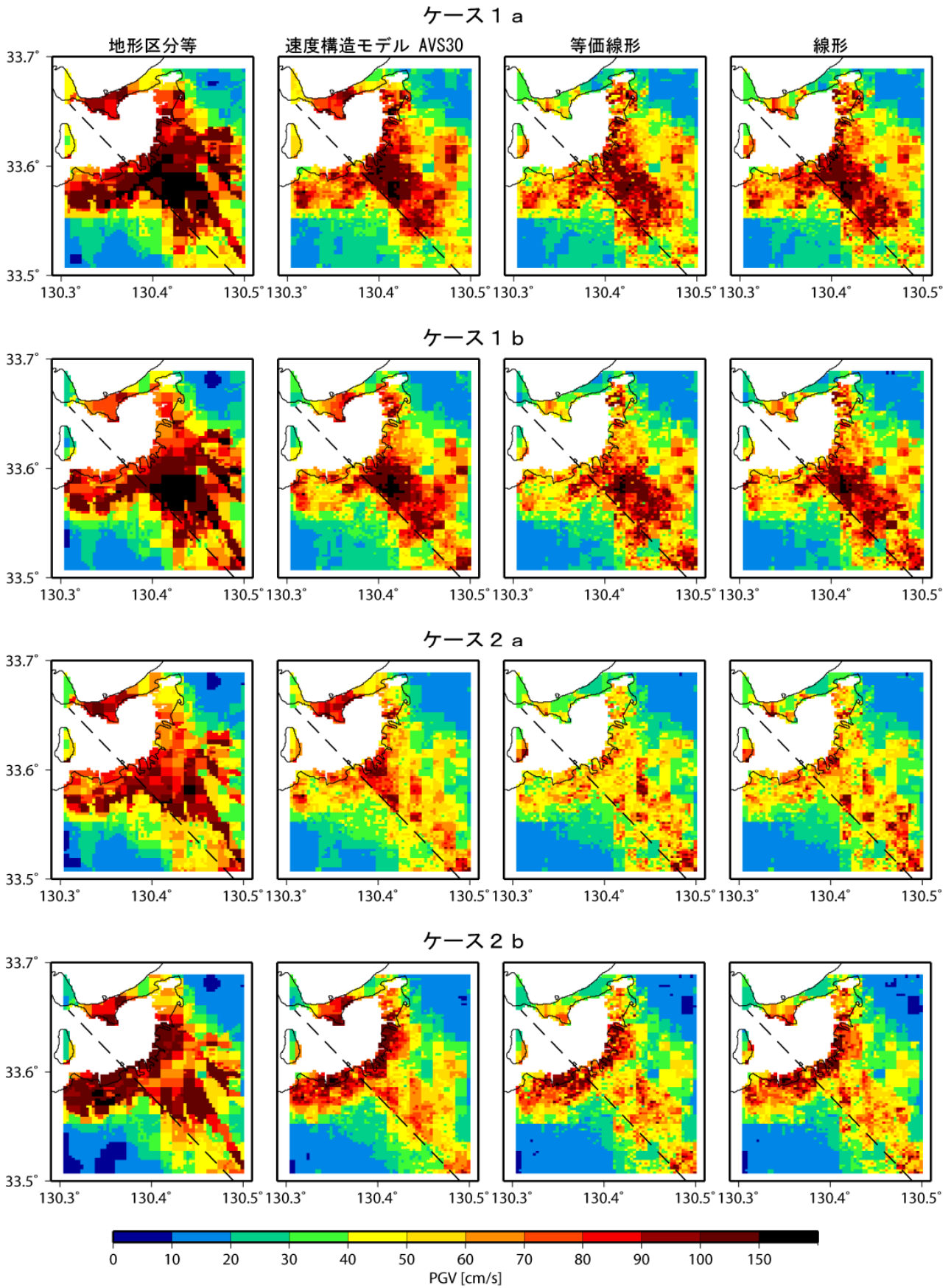


図 20 各種手法による地表の最大速度分布
(破線は強震動評価で設定された断層面位置。約 250m メッシュ)

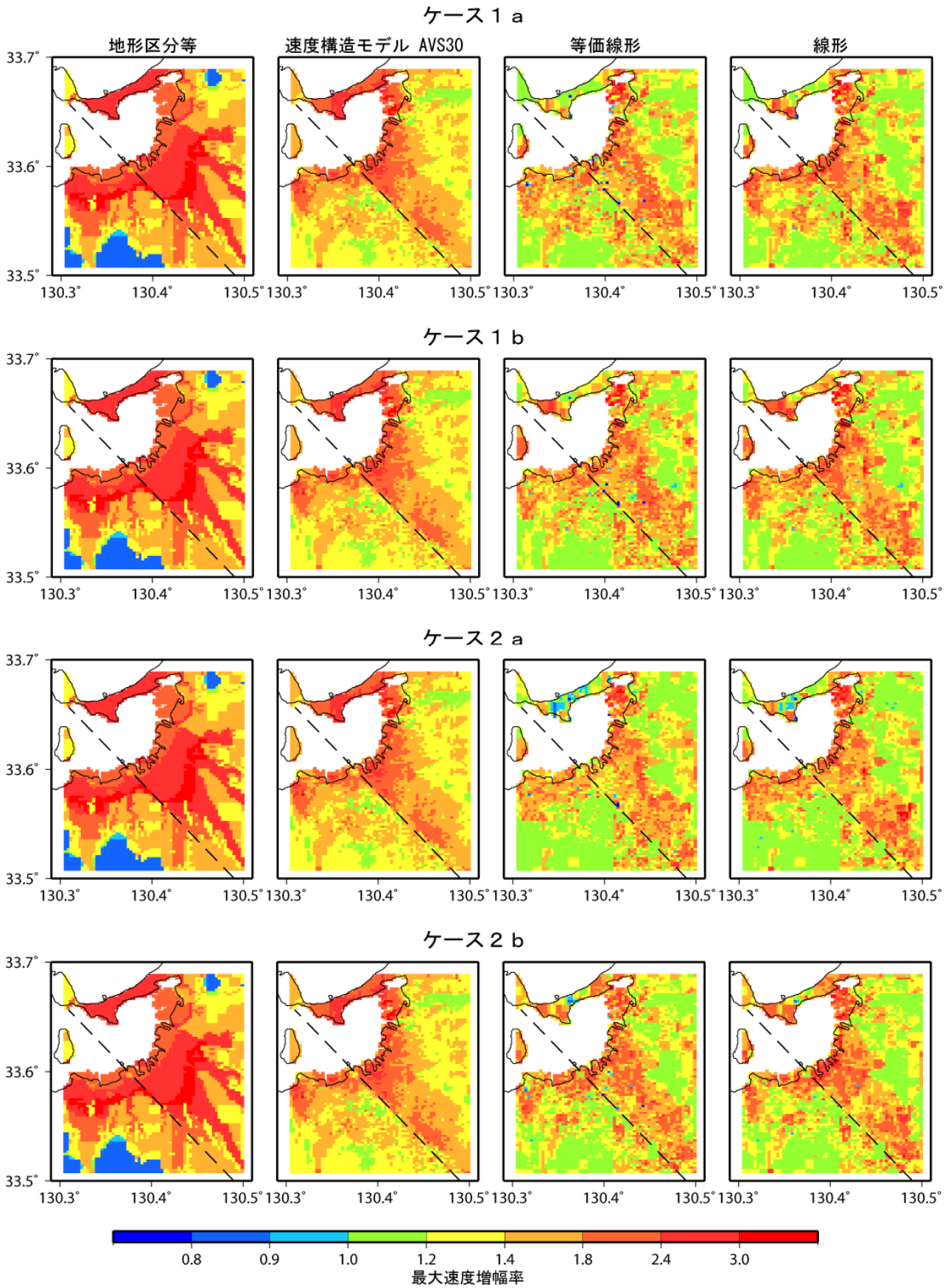


図 21 各種手法による工学的基盤上面からの最大速度増幅率分布
 (破線は強震動評価で設定された断層面位置。約 250m メッシュ)

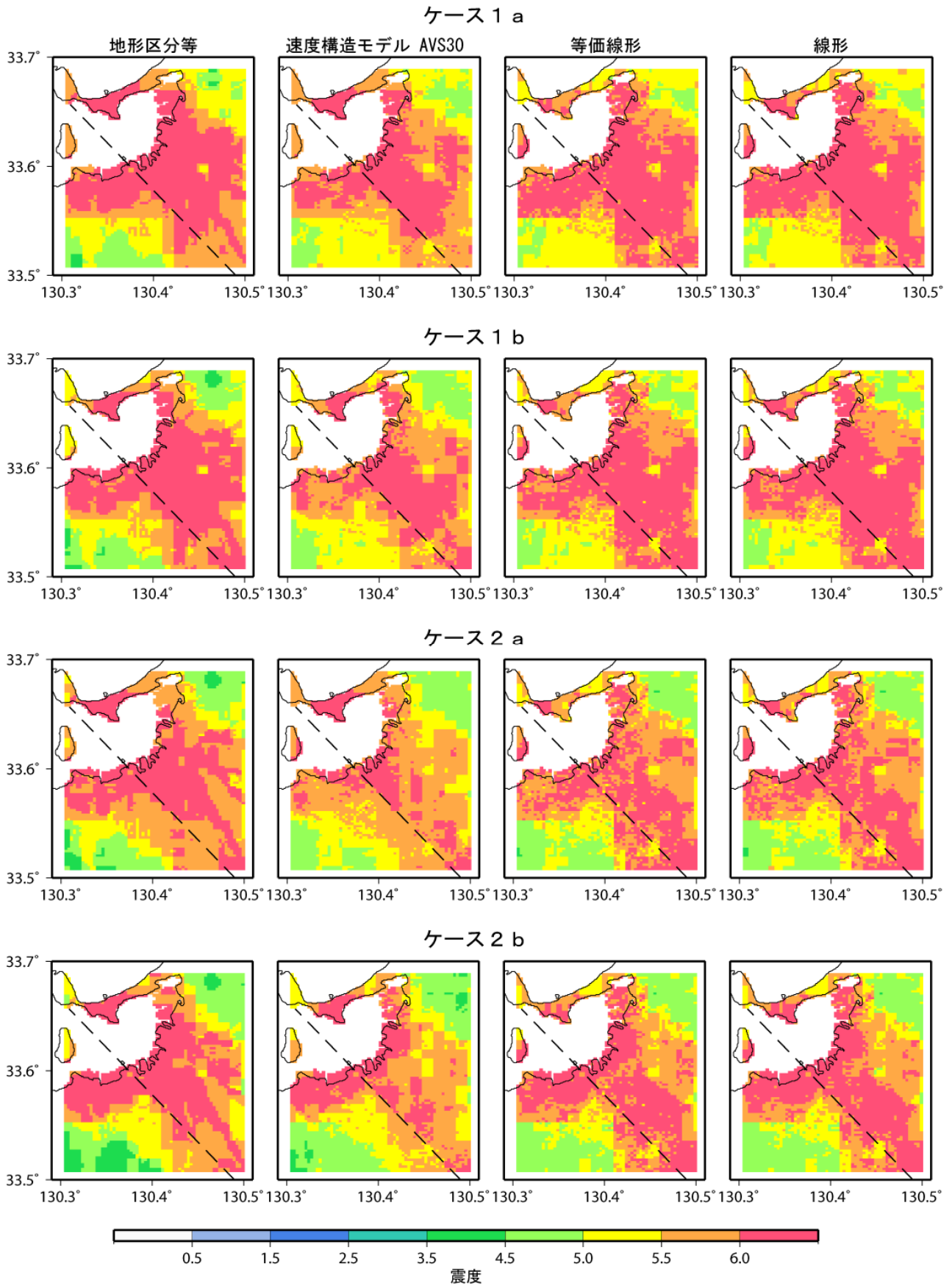


図 22 各種手法による地表の震度分布
 (破線は強震動評価で設定された断層面位置。約 250m メッシュ)

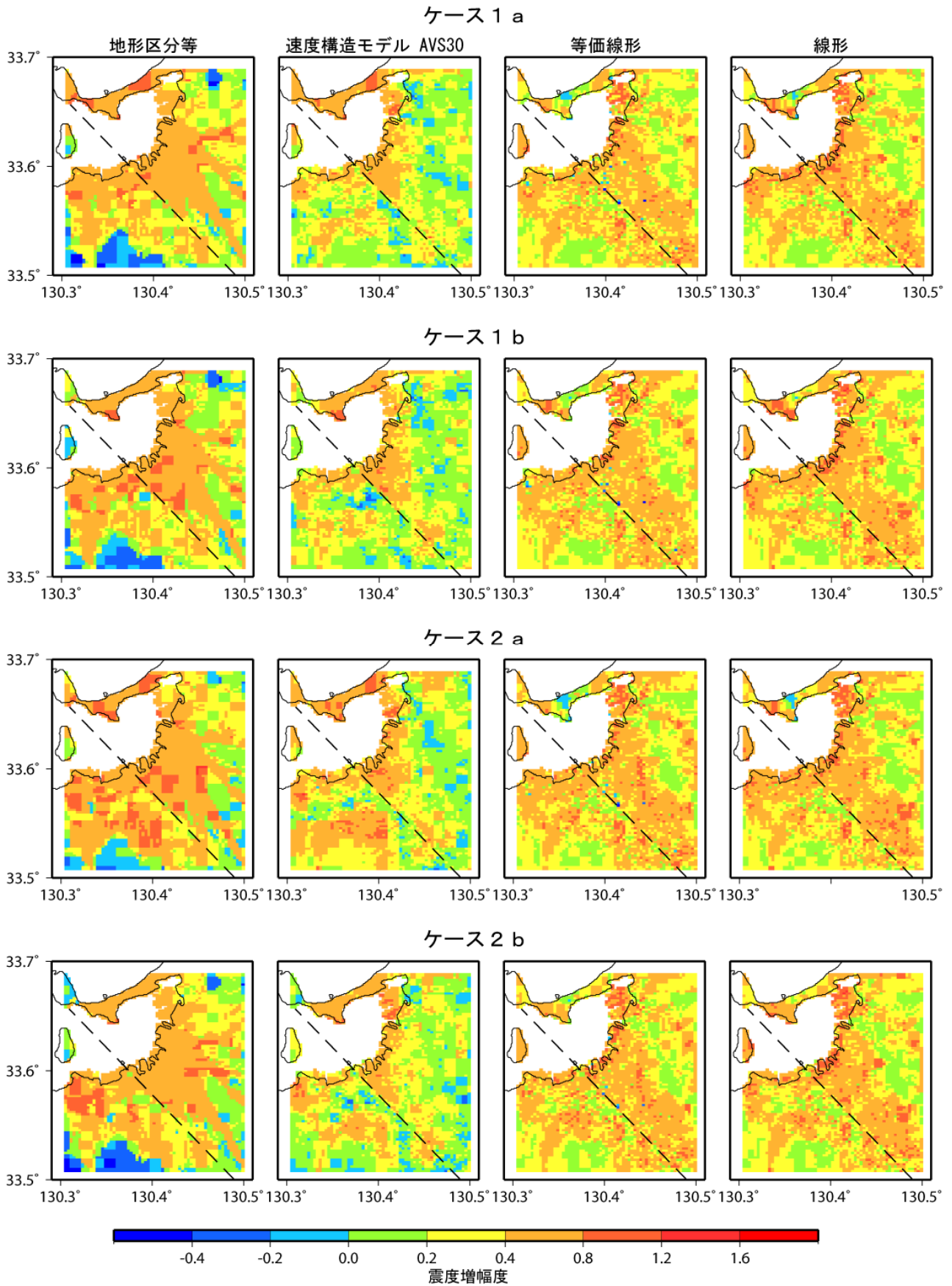


図 23 各種手法による工学的基盤上面からの震度増分の分布
 (破線は強震動評価で設定された断層面位置。基準となる工学的基盤上面の震度は計算波形より気象庁(1996)に従って算出。約250mメッシュ)

付録 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)

「震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)」(以下「レシピ」と呼ぶ)は、地震調査委員会において実施してきた強震動評価に関する検討結果から、強震動予測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、予測結果の検証の現状における手法や震源特性パラメータの設定にあたっての考え方について取りまとめたものである。地震調査委員会では、これまでに「活断層で発生する地震」について11件、「海溝型地震」のうちプレート境界で発生する地震について4件、併せて15件の強震動評価を実施し、公表してきている¹。また、平成12年(2000年)鳥取県西部地震、平成15年(2003年)十勝沖地震、2005年福岡県西方沖の地震の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などの観測記録を用いた強震動予測手法の検証を実施した(地震調査委員会強震動評価部会, 2002; 2004; 2008)。

また、「レシピ」は、震源断層を特定した地震を想定した場合の強震動を高精度に予測するための、「誰がやっても同じ答えが得られる標準的な方法論」を確立することを目指しており、今後も強震動評価における検討により、修正を加え、改訂されていくことを前提としている。

付図1に、「レシピ」に従った強震動予測の流れを示す。「レシピ」は、①特性化震源モデル²の設定、②地下構造モデルの作成、③強震動計算、④予測結果の検証の4つの過程からなる。以降では、この流れに沿って各項目について解説する。

なお、上記の「レシピ」は、個々の断層を個別に取り上げて、詳細に強震動評価をする上で参考となる「レシピ」と位置づけられる。一方、約100余りの主要活断層帯で発生する地震の強震動を一括して計算するような場合、「レシピ」に基づきながらも、一部の断層パラメータの設定をやや簡便化した方法が作業上有効と考えられるので、それも併せて掲載する。

1. 特性化震源モデルの設定

特性化震源モデルの設定では、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、という3つの震源特性を考慮して、震源特性パラメータを設定する。

ここで説明する震源特性パラメータの設定方法は、想定した震源断層で発生する地震に対して、特性化震源モデルを構築するための基本的な方針を示したものであり、強震動予測における震源断層パラメータの標準的な値の設定が、再現性をもってなされることを目指したものである。

以下、特性化震源モデルにおける震源特性パラメータの設定方法について、地震のタイプ(活断層で発生する地震と海溝型地震)ごとに説明する。

1.1 活断層で発生する地震の特性化震源モデル

活断層で発生する地震は、海溝型地震と比較して地震の発生間隔が長いために、最新活動時の地震観測記録が得られていることは稀である。したがって、活断層で発生する地震を想定する場合には、変動地形調査や地表トレンチ調査による過去の活動の痕跡のみから特性化震源モデルを設定しなければならないため、海溝型地震の場合と比較してそのモデルの不確実性が大きくなる傾向にあ

¹ 地震調査研究推進本部のホームページで強震動評価が公表されている。<http://www.jishin.go.jp/main/index.html>

² 強震動を再現するために必要な震源の特性を主要なパラメータで表した震源モデルを「特性化震源モデル」と呼ぶ。特性化震源モデルは、活断層においては震源断層の形態・規模を示す巨視的震源特性、断層の不均質性を示す微視的震源特性及び、破壊過程を示すその他の震源特性を考慮した震源断層モデルである。「特性化」はSomerville *et al.* (1999) のcharacterizationの訳語に由来する。

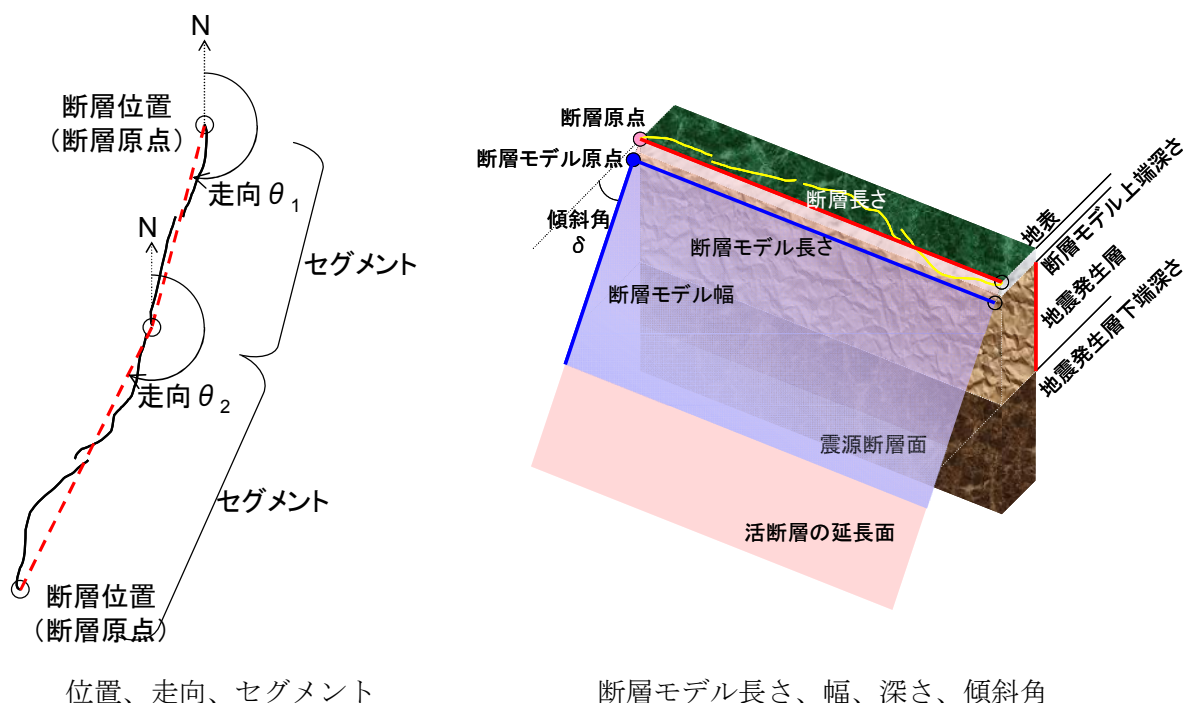
る。このため、そうした不確定性を考慮して、複数の特性化震源モデルを想定することが望ましい。

ここでは、過去の地震記録などに基づく震源断層を用いる場合や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合（1.1.1 (ア) 参照）と、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（1.1.1 (イ) 参照）とで、異なる巨視的震源特性の設定方法を解説する。付図2に、活断層で発生する地震に対する震源特性パラメータの設定の流れを示す。

1.1.1 巨視的震源特性

活断層で発生する地震における震源断層モデルの巨視的震源特性に関するパラメータとして、

- ・ 震源断層モデルの位置と構造（位置、走向、セグメント³）
- ・ 震源断層モデルの大きさ（長さ・幅）・深さ・傾斜角
- ・ 地震規模
- ・ 震源断層モデルの平均すべり量



を設定する。

(a) 震源断層モデルの位置・構造

震源断層モデルの位置の設定にあたっては、基本的に、地震調査委員会による長期評価結果（以下、「長期評価」と呼ぶ）で示された活断層位置図を参照する。ただし、長期評価で示される断層帯の両端の点は、活断層（帯）の分布が確認された位置の両端を示しているだけなので、震源断層モデルの位置や走向を設定する際には、必ずしもその活断層（帯）の両端の点を結んだ直線の走向に合わせる必要はない。長期評価における記述を参照し、両端の点より震源断層モデルを延長させること（地震調査委員会, 2003d ; 2004a）や、両端の点を結んだ直線より震源断層モデルを平行移動

³ 最大規模の地震を発生させる単位にまとめた活断層の中で、分割放射型地震としてやや規模の小さな地震を発生させる単位で、根拠としたデータにより、地震セグメント、幾何セグメント、挙動セグメントまたは活動セグメントに分類される。強震動評価においては、詳細な定義は行わずセグメントという表現を用いる。

させること（地震調査委員会, 2004d）を検討する場合もある。また、活断層（帯）が屈曲しており、上記の両端の点を結んだ線から活断層（帯）の一部が5km以上離れている場合には、震源断層モデルを活断層（帯）に沿って複数の直線でモデル化することも想定する（地震調査委員会, 2003e; 2004e）。

セグメントについては、長期評価で活動区間が分けられているものについては、それを強震動評価におけるセグメントに置き換えることを基本とするが、後述するアスペリティ⁴の数、位置との関係も考慮して設定する。

なお、長期評価がなされていない活断層（帯）については、変動地形調査や既存のデータを取りまとめた「新編日本の活断層」（活断層研究会編, 1991）、「都市圏活断層図」（国土地理院）、「活断層詳細デジタルマップ」（中田・今泉編, 2002）などを基に設定する。その際、付近に複数の断層が存在する場合には、松田（1990）の基準に従って、起震断層を設定する。

(ア) 過去の地震記録などに基づき震源断層を推定する場合や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合

過去の地震記録などに基づき震源断層を推定する場合には、その知見を生かした断層モデルの設定を行う。

(b) 震源断層モデルの大きさ（長さ L ・幅 W ）・深さ・傾斜角（ δ ）

震源断層モデルの長さ L (km) については、(a) 震源断層モデルの位置・構造で想定した震源断層モデルの形状を基に設定する。幅 W (km) については、入倉・三宅（2001）による下記に示した W と L の経験的關係、

$$W = L \quad (L < W_{\max}) \dots\dots\dots(1-a)$$

$$W = W_{\max} \quad (L \geq W_{\max}) \dots\dots\dots(1-b)$$

を用いる。ここで、

$$W_{\max} = T_s / \sin \delta$$

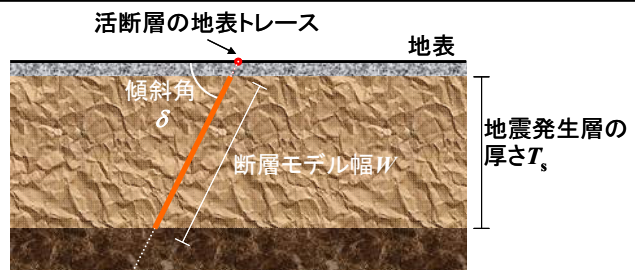
$$T_s = H_d - H_s$$

T_s : 地震発生層の厚さ (km) ($T_s \leq 20$ km)

δ : 断層の傾斜角

H_d, H_s : それぞれ地震発生層下限および断層モデル上端の深さ (km) (微小地震の深さ分布から決めることができる (Ito, 1999))

(1)式は、内陸地殻内の活断層で発生する地震の震源断層モデルの幅 W が、地震発生層の厚さに応じて飽和して一定値となることを示している。



地震発生層の厚さ T_s と断層モデル幅の関係

⁴ 震源断層の中で特に強い地震波を生成する領域（すべり量や応力降下量が多い領域）。

震源断層モデルの傾斜角については、地表から地震発生層の最下部にいたる活断層全体の形状が実際に明らかとなった例は少ないが、その一方で、次の地震規模の推定に大きな影響を与えるため、注意深く設定する必要がある。そこで、対象とする断層についての反射法探査結果など、断層の傾斜角を推定する資料がある場合にはそれを参照する（例えば、地震調査委員会, 2004a）。また、周辺にある同じタイプの断層から傾斜角が推定できる場合には、それらを参照する。上記のような資料が得られない場合は、断層のずれのタイプ（ずれの方向）により次に示す傾斜角を基本とする。

逆断層：45°
 正断層：45°
 横ずれ断層：90°

ただし、周辺の地質構造、特に活断層の分布を考慮し、対象断層とその周辺の地質構造との関係が説明できるように留意する。また、「長期評価」により、「低角」または「高角」とある場合には、上記の点に留意して、それぞれ、0°～30°、60°～90°の範囲内で設定する。

震源断層モデルの上端の深度 D_s (km) については、微小地震発生層の上面の深度 H_s (km；微小地震の浅さ限界) と一致するものとする。これは、震源の動力学モデルの研究から、地表付近の数 km 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、地表に断層変位として達することがわかってきたためである（例えば、Dalgner *et al.*, 2001）。

(c) 地震規模（地震モーメント M_0 ）

地震モーメント M_0 (N・m)、震源断層の面積 S (km²) との経験的關係より算出する。Somerville *et al.* (1999) によると地震モーメントと震源断層の面積の關係は、

$$M_0 = (S / 2.23 \times 10^{15})^{3/2} \times 10^{-7} \dots\dots\dots (2)$$

となる⁵。ただし、上式は、過去の大地震の強震記録を用いた震源インバージョン結果をもとにしており、この中にはM8クラスの巨大地震のデータは含まれていない。一方、Wells and Coppersmith (1994) では余震・地殻変動データを基に解析されたM8クラスの巨大地震のデータを含んでおり、これらによる地震モーメントに対する震源断層の面積は、地震規模が大きくなると上式に比べて系統的に小さくなっている。したがって、震源断層の面積が大きい地震については、入倉・三宅 (2001) の提案によるWells and Coppersmith (1994) などのデータに基づいた次式を用いる。

$$M_0 = (S / 4.24 \times 10^{11})^2 \times 10^{-7} \dots\dots\dots (3)$$

なお、(3)式を適用するのは、 $M_0=7.5 \times 10^{18}$ (N・m) (モーメントマグニチュード M_w 6.5相当) 以上の地震とし、(3)式の基になったデータの分布より $M_0=1.0 \times 10^{21}$ (N・m) を上限とする必要がある。

* ここでは、利便性に配慮して機械的に値が求められるように、両式の使い分けの閾値を決めているが、原理的には断層幅が飽和しているかどうかでスケール則が変わるため、断層幅が飽和していない場合((1-a)式)は(2)式を、飽和している場合((1-b)式)は(3)式を用いる方が合理的である。震源断層の面積を算出するにあたっては、この点にも配慮して、用いる式を選択することが可能である。

⁵ Somerville *et al.* (1999)や入倉・三宅 (2001) はCGS単位系で記述されているが、ここではMKS単位系にて記述することとする。

(イ) 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

長期評価で評価された地表の活断層長さ L (km) から推定される地震規模から、地震規模に見合うように震源断層の断層モデルの面積を経験的關係により推定する。断層モデルの面積の推定までのフローを付図3に示す。このフローは、M7以上の場合に適用するものとし、それよりも規模の小さい場合は適宜適切な方法を選定するものとする。

(d) 地震規模 (地震モーメント M_0)

地震モーメント M_0 (N・m) については、長期評価による地震規模 (マグニチュード M) と地震モーメント M_0 の経験的關係 (武村,1990) を用いて、

$$\log M_0 = 1.17 \cdot M + 10.72 \dots\dots\dots (4)$$

とする。ここで、 M は $M = (\log L + 2.9) / 0.6$ (松田, 1975) より求める。今後、長期評価による地震規模 M は気象庁マグニチュード M_{JMA} と等価とする。

(e) 震源断層の面積 S

震源断層の面積 S (km²) と地震モーメント M_0 (N・m) の経験的關係より算出する。入倉・三宅 (2001) の提案によるWells and Coppersmith (1994) などのデータに基づいた次式を用いる。

$$S = 4.24 \cdot 10^{-11} \cdot (M_0 \times 10^7)^{1/2} \dots\dots\dots (3)'$$

なお、(3)'式を適用するのは、 $M_0 = 7.5 \times 10^{18}$ (N・m) (M_w 6.5相当) 以上の地震とし、(3)'式の基になったデータの分布より $M_0 = 1.0 \times 10^{21}$ (N・m) を上限とする必要がある。 $M_0 = 7.5 \times 10^{18}$ (N・m) を下回る場合は、過去の大地震の強震記録を用いた震源インバージョン結果をもとにしてSomerville *et al.* (1999) が帰した地震モーメントと震源断層の面積の關係、

$$S = 2.23 \cdot 10^{-15} \cdot (M_0 \times 10^7)^{2/3} \dots\dots\dots (2)'$$

を用いる。ただし、(1.1.1 (c)) に示したように、M7 (M_w 約6.5) 以下の場合には注意が必要である。

(f) 震源断層モデルの幅 W_{model} と震源断層モデルの長さ L_{model}

震源断層幅 W (km) については、(3)'式または(2)'式で求めた震源断層の面積 S (km²) を活断層の長さ L (km) で除した次式により求める。

$$W = S / L \dots\dots\dots (5)$$

ここで、求めた震源断層幅 W (km) と傾斜角 δ を考慮した場合に断層モデル下端が地震発生層を貫く場合と貫かない場合で、震源断層モデル幅の算出方法を変える。地震発生層の下限深さは微小地震の深さ分布から決める (Ito, 1999)。地震発生層の上限深さについては、深い地盤構造から $V_p = 6.0$ km/s 相当の層の深さを目安とする。

i) 震源断層モデルの下端が地震発生層の下限深さを貫かない場合

震源断層モデルの幅 (km) $W_{model} = W$ より小さい断層モデルメッシュサイズ⁶の倍数
震源断層モデルの長さ (km)

$$L_{model} = S / W_{model} \dots\dots\dots (6)$$

⁶ ハイブリッド合成法で用いることを念頭に、震源断層モデルは統計的グリーン関数法で用いるメッシュサイズを最小単位として計算する。現時点では、メッシュサイズを2km四方として計算することとしており、ここでは震源断層モデルの長さとは幅は2の倍数として扱っている。今後、統計的グリーン関数法の計算方法の進捗に応じこの値については再検討を行う必要がある。

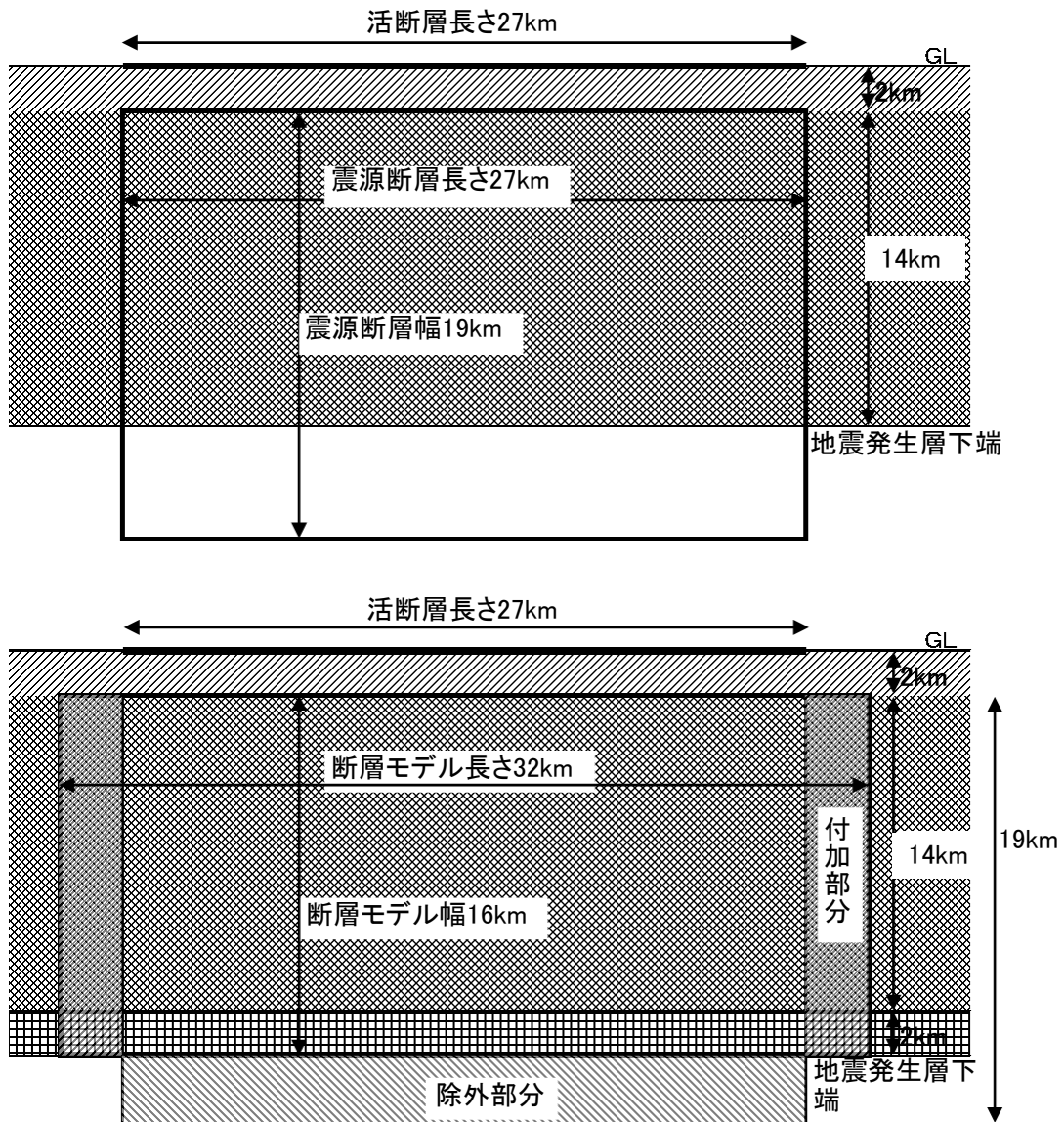
ただし、 L より大きい断層モデルメッシュサイズの倍数とする。

ii) 震源断層モデルの下端が地震発生層の下限深さを貫く場合

震源断層モデルの幅 (km) $W_{\text{model}} =$ 断層モデル下端深さが地震発生層+2kmよりも浅い断層モデルメッシュサイズの倍数

断層モデルの長さは、(6)式により求めるが、 L_{model} (km) は L (km) より大きく $L+5\text{km}$ 以下の断層モデルメッシュサイズの倍数とする。

傾斜角は、長期評価に基づくこととするが、評価されていない場合には、付図4に示すフローに従う。



断層モデル長さおよび幅の概念図
(上) 初期モデル、(下) 修正モデル

(g) 震源断層モデルの面積 S_{model}

震源断層モデルの面積 S_{model} (km²) は、震源断層モデルの長さ L_{model} (km) および震源断層モデル

の幅 W_{model} (km) から次式により求める。

$$S_{\text{model}} = L_{\text{model}} \cdot W_{\text{model}} \dots\dots\dots (7)$$

震源断層モデルの面積 S_{model} (km²) を震源断層面積と等価と見なし、1.1.2 微視的震源特性のパラメータ設定を行う。

(ウ) (ア) と (イ) に共通

(h) セグメントごとの地震モーメント M_0

複数のセグメントが同時に動く場合は、セグメントの面積の総和を震源断層の面積とし、(2)、(3)式を用いて全体の地震モーメント M_0 (N・m) を算出する。個々のセグメントへの地震モーメントの配分は、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乗の重みで配分する。

$$M_{0i} = M_0 \cdot S_i^{3/2} / \sum S_i^{3/2} \dots\dots\dots (8)$$

M_{0i} : i 番目のセグメントの地震モーメント

S_i : i 番目のセグメントの面積

* 最近発生した複数のセグメントの破壊を伴う大地震のデータの解析からは、セグメントが連動して地震を起こしても個々のセグメントの変位量は一定とするカスケード地震モデルの適合が良いとの報告もある（例えば、栗田，2004；遠田，2004）。特に長大な活断層帯の評価の際には、長期評価と併せてこうした考え方も参照することもある。ただし、セグメント分けを行った場合のスケーリング則や特性化震源モデルの設定方法については、現時点で研究段階にある。

(i) 平均すべり量 D

震源断層全体の平均すべり量 D (m) と地震モーメント M_0 (N・m) の関係は、震源断層の面積 S (km²) (もしくは震源断層モデルの面積 S_{model} (km²)) と剛性率 μ (N/m²) を用いて、

$$D = M_0 / (\mu \cdot S) \dots\dots\dots (9)$$

で表される。剛性率については、地震発生層の密度 ρ (kg/m³)、S波速度 β (km/s) から算出する。

$$\mu = \rho \cdot \beta^2 \dots\dots\dots (10)$$

1.1.2 微視的震源特性

活断層で発生する地震における震源断層モデルの微視的震源特性に関するパラメータとして、

- ・ アスペリティの位置・個数
- ・ アスペリティの面積
- ・ アスペリティおよび背景領域の平均すべり量
- ・ アスペリティおよび背景領域の実効応力
- ・ f_{max} ⁷
- ・ 平均破壊伝播速度
- ・ すべり速度時間関数

⁷ 震源スペクトル特性のうち、加速度スペクトルの振幅レベルが高周波数側において急減し始める周波数。

・ すべり角
を設定する。

(a) アスペリティの位置・個数

アスペリティの位置について、起震断層の変位量分布を詳細に調査した最近の研究では、震源断層浅部の変位量分布と起震断層の変位量分布とがよく対応することが明らかにされている（杉山・他, 2002）。これより、震源断層モデルのアスペリティの位置は、活断層調査から得られた1回の地震イベントによる変位量分布、もしくは平均変位速度(平均的なずれの速度)の分布より設定する。

具体的には、

- ・ 長期評価で、変位量の分布についての記述、または、間接的に変位量の地域的差異を表す記述があった場合には、それを参照する（例えば、地震調査委員会, 2002 ; 2004a）
- ・ 活断層詳細デジタルマップに記載されている断層の変位量や時代区分の分布を示す資料より平均変位速度（相当）の値を算出する（例えば、地震調査委員会, 2003a ; 2004c）

等の方法によりアスペリティの位置を設定する。

上記の推定方法は、震源断層深部のアスペリティの位置が推定されないなど、不確実性が高い。しかし、アスペリティの位置の違いは、強震動予測結果に大きく影響することがこれまでの強震動評価結果から明らかになっている（例えば、地震調査委員会, 2002 ; 2003a）。したがって、アスペリティの位置に対する強震動予測結果のばらつきを把握するため、複数のケースを設定しておくことが、防災上の観点からも望ましい。

アスペリティの個数は、過去の内陸地震の震源インバージョン結果を整理したSomerville *et al.* (1999) によると、1地震当たり平均2.6個としている。また、想定する地震規模が大きくなるにつれて、一般的に同時に動くセグメントが多くなり、アスペリティの数も大きくなる傾向にある。例えば、鳥取県西部地震 ($M_w=6.8$) が2個、兵庫県南部地震 ($M_w=6.9$) が3個であるのに対し、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) といったこれまでの研究成果がある。アスペリティの個数は、これらの研究成果を参照し、状況に応じて1セグメントあたり1個か2個に設定する。

* アスペリティの位置については、平均的な地震動を推定することを目的とする場合で平均変位速度の分布などの情報に基づき設定できない場合には、やや簡便化したパラメータ設定として、アスペリティが1個の場合には中央付近、アスペリティが複数ある場合にはバランス良く配分し、設定するケースを基本ケースとする。この場合にも、必要に応じ複数ケースを設定することが望ましい。

(b) 短周期レベル A とアスペリティの総面積 S_a

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、短周期レベルと呼ぶ）と密接な関係がある。したがって、震源断層モデルの短周期レベルを設定した上で、アスペリティの総面積 S_a (km^2) を求めることとする。短周期レベルは、表層地盤の影響が少ない固い地盤の観測点や、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、活断層で発生する地震については、発生間隔が非常に長い場合、最新活動の地震による短周期レベルの想定が現時点では不可能である。その一方で、想定する地震の震源域に限定しなければ、最近の地震の解析結果より短周期レベルと地震モーメントとの経験的關係が求められている。そこで、短周期レベルの算出に当たっては、次式に示す壇・他 (2001) による地震モーメント M_0 ($\text{N}\cdot\text{m}$) と短周期レベル A ($\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$) の経験的關係を用いる (入倉・他, 2002)。

$$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3} \dots\dots\dots (11)$$

アスペリティの総面積 S_a (km^2) は $S_a = \pi r^2$ より求められ、等価半径 r (km) は次の(12)式から得られる。ここでは便宜的に震源断層とアスペリティの形状は面積が等価な円形と仮定する。アスペリティの総面積の等価半径 r (km) は(11)式によって推定された短周期レベル A ($\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$) を用いて、(12)式より算出される。

$$r = (7\pi/4) \cdot \{M_0 / (A \cdot R)\} \cdot \beta^2 \dots\dots\dots (12)$$

なお、上式は、シングル・アスペリティモデル (ただ1つのアスペリティを持つモデル) における M_0 と A の理論的關係から (13)式 (Boatwright, 1988) および(14)式 (壇・他, 2001) により導出される。

$$M_0 = (16/7) \cdot r^2 \cdot R \cdot \Delta\sigma_a \dots\dots\dots (13)$$

$$A = 4\pi \cdot r \cdot \Delta\sigma_a \cdot \beta^2 \dots\dots\dots (14)$$

ここで、 R (km) は断層面積 S (km^2) に対する等価半径、 $\Delta\sigma_a$ (MPa) はアスペリティの応力降下量、 β (km/s) は震源域における岩盤のS波速度である。(13)式と(14)式は、複数のアスペリティモデルを持つ場合 (マルチ・アスペリティモデル) にも拡張可能であり、両式の値はアスペリティの分割数に依らないことが入倉・他 (2002)によって示されている。アスペリティが複数存在する場合、等価半

径 r (km) は $\sqrt{\sum_{i=1}^N r_i^2}$ (半径が r_1, r_2, \dots, r_N の N 個のアスペリティを想定) で与えられる。

一方、最近の研究成果から、内陸地震によるアスペリティ総面積の占める割合は、断層総面積の平均22% (Somerville *et al.*, 1999)、15%~27% (宮腰・他, 2001) であり、拘束条件にはならないが、こうした値も参照しておく必要がある。アスペリティがセグメントに2個ある場合、各アスペリティへの面積の配分は、最近の研究成果から16 : 6 (入倉・三宅, 2001)、2 : 1 (石井・佐藤, 2000) となる見方も参照する。

震源断層の長さが震源断層の幅に比べて十分に大きい長大な断層に対して、円形破壊面を仮定することは必ずしも適当ではないことが指摘されている。「レシピ」では、巨視的震源特性である地震モーメント M_0 ($\text{N}\cdot\text{m}$) を、円形破壊面を仮定しない (3)'式から推定しているが、微視的震源特性であるアスペリティの総面積の推定には、円形破壊面を仮定したスケーリング則から導出される (11)~(14)式を適用している。このような方法では、結果的に震源断層全体の面積が大きくなるほど、既往の調査・研究成果と比較して過大評価となる傾向となるため、微視的震源特性についても円形破壊面を仮定しないスケーリング則を適用する必要がある。しかし、長大な断層のアスペリティに関するスケーリング則については、そのデータも少ないことから、未解決の研究課題となっている。そこで、このような場合には、(11)~(14)式を用いず、Somerville *et al.* (1999) による震源断層全体の面積に対するアスペリティの総面積の比率、約22%からアスペリティの総面積を推定する方法がある。ただし、この場合には、アスペリティの応力降下量の算出方法にも注意する必要があり、この方法については、(d) アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力で説明する。

(c) アスペリティ・背景領域の平均すべり量 D_a, D_b

アスペリティ全体の平均すべり量 D_a (m) は震源断層全体の平均すべり量 D (m) の ξ 倍とし、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果 (Somerville *et al.*, 1999 ; 石井・他, 2000) を基に、 $\xi=2$ とする。

$$D_a = \xi \cdot D \dots\dots\dots (15)$$

これにより、背景領域の平均すべり量 D_b (m) は全体の地震モーメント M_0 ($\text{N}\cdot\text{m}$) からアスペリティの地震モーメント M_{0a} ($\text{N}\cdot\text{m}$) を除いた背景領域の地震モーメント M_{0b} ($\text{N}\cdot\text{m}$) と、背景領域の面積 S_b (km^2) から、以下の式で算出される。

$$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a \dots\dots\dots(16)$$

$$M_{0b} = M_0 - M_{0a} \dots\dots\dots(17)$$

$$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b) \dots\dots\dots(18)$$

ここで、 μ は(10)式の剛性率 (N/m²)である。

個々のアスペリティの平均すべり量 D_{ai} (m) は、個々のアスペリティを便宜的に円形破壊面と仮定した場合に、個々のアスペリティの面積 S_{ai} (km²) (i 番目のアスペリティの面積) から算出される半径 r_i (km) (i 番目のアスペリティの半径) との比が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、次式により算出する。

$$D_{ai} = (\gamma_i / \sum \gamma_i^3) \cdot D_a \dots\dots\dots(19)$$

ここで、 γ_i は r_i / r であり、 D_{ai} (m) は i 番目のアスペリティの平均すべり量、アスペリティ全体の等価半径 r (km)は、(12)式により求めることができる。

*ただし、こうして求めた最大アスペリティの平均すべり量と、トレンチ調査で推定されるすべり量が著しく異なる場合には必要に応じて、(15)式の ξ の値を調整する。

(d) 震源断層全体及びアスペリティの静的応力降下量と実効応力及び背景領域の実効応力 $\Delta\sigma, \Delta\sigma_a, \sigma_a, \sigma_b$

アスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ (MPa)については、Madariaga (1979)により以下の式が提案されている。

$$\Delta\sigma_a = (S/S_a) \cdot \Delta\sigma \dots\dots\dots(20-1)$$

$\Delta\sigma$: 震源断層全体の静的応力降下量 (MPa)

S : 震源断層全体の面積 (km²)

S_a : アスペリティの総面積 (km²)

(20-1)式を用いれば、震源断層全体の面積 S (km²) とアスペリティの総面積 S_a (km²) の比率、および震源断層全体の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) を与えることにより、アスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ (MPa) が算出できる。

円形破壊面を仮定できる規模の震源断層に対しては、震源断層全体の地震モーメント M_0 (N・m) が震源断層全体の面積 $S (= \pi R^2)$ (km²) の1.5乗に比例する (Eshelby, 1957) ため、(20-1)式と等価な式として、(13)式を変形して得られる次式により $\Delta\sigma_a$ を算出することができる。

$$\Delta\sigma_a = (7/16) \cdot M_0 / (r^2 \cdot R) \dots\dots\dots(20-2)$$

ここで、アスペリティ全体の等価半径 r (km) は、(12)式により求めることができる。

一方、(b) アスペリティの総面積でも触れたように、長大な断層に関しては円形破壊面を仮定して導かれた (12)式を用いたアスペリティの等価半径 r (km) を算出する方法には問題があるため、(20-2)式を用いることができない。この場合には、(20-1)式からアスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ (MPa) を求める。震源断層全体の面積 S (km²) とアスペリティの総面積 S_a (km²) の比率は、Somerville *et al.* (1999) に基づき約22%とする。なお、震源断層全体の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) については、Fujii and Matsu'ura (2000) の研究成果があり、長大な断層に対する地震モーメント M_0 (N・m) と断層形状 (断層幅 W (km)と断層長 L (km)) との関係式として次式を提案している。

$$M_0 = \{WL^2/(aL + b)\} \cdot \Delta\sigma \dots\dots\dots(21-1)$$

W : 断層幅 (km)

L : 断層長さ (km)

a, b : 構造依存のパラメータ (数値計算により与えられる)

内陸の長大な横ずれ断層に対する関係式としては、 $W=15\text{km}$ 、 $a=1.4 \times 10^{-2}$ 、 $b=1.0$ を仮定した上で、収集した観測データに基づく回帰計算により、 $\Delta\sigma=3.1$ (MPa) を導出している。例えば、震源断層全体の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) としてこの3.1MPaを用いると、(20-1)式から $\Delta\sigma_a$ は約14.4MPaとなり、既往の調査・研究成果とおおよそ対応する数値となる (地震調査委員会, 2005)。ただし、Fujii and Matsu'ura (2000) による3.1MPaは横ずれ断層を対象とし、上述したようにいくつかの条件下で導出された値であり、その適用範囲等については今後十分に検討していく必要がある (入倉, 2004) が、長大断層の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) に関する新たな知見が得られるまでは暫定値としては $\Delta\sigma = 3.1$ (MPa) を与えることとする。

他方、円形破壊面を仮定できる規模の震源断層に対しては、Eshelby (1957) を基に(20-2)式と同様にして次式により震源断層全体の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) を算出することができる。

$$\Delta\sigma = (7/16) \cdot M_0 / R^3 \dots\dots\dots(21-2)$$

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、各アスペリティの応力降下量はアスペリティ全体の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 (MPa) は、経験的にその静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ (MPa) とほぼ等しいと仮定する。背景領域の実効応力 σ_b (MPa) は、壇・他 (2002) に基づき、

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がセグメントに1つの場合、アスペリティ領域の幅 W_a (km) を用いて、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) / (D_a/W_a) \cdot \sigma_a \dots\dots\dots(22)$$

より算出し、アスペリティが複数の場合、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (\sqrt{\pi}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a \dots\dots\dots(23)$$

とする。ここで W_b (km) 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 (km²) から、断層のおおよそのアスペクト比(L/W)を考慮して、断層幅を求める (例えばアスペクト比が2の場合は $W_b = \sqrt{S/2}$)。

* 以上のように設定した震源特性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場合もある。その場合には、第一義的に推定される地震規模や、短周期レベルを優先してパラメータを再度設定する。過去の地震波形データがある場合は、波形のパルス幅などから個々のアスペリティ面積を推定できる可能性がある。

(e) f_{\max}

地震調査委員会強震動評価部会 (2001) では、 $f_{\max} = 6\text{Hz}$ (鶴来・他, 1997) および $f_{\max} = 13.5\text{Hz}$ (佐藤・他, 1994) の2つのケースを想定し、比較した。その結果、 $f_{\max} = 6\text{Hz}$ のケースの方が、既存の距離減衰式の対応が良いことが分かったため、 $f_{\max} = 6\text{Hz}$ を用いることとする。

(f) 平均破壊伝播速度 V_r

平均破壊伝播速度 V_r (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 β (km/s) との経験式

$$V_r = 0.72 \cdot \beta \dots\dots\dots (24)$$

により推定する。

* 近年の研究においては、Geller (1976) による係数0.72よりも大き目の値が得られている。例えば、Somerville *et al.* (1999) は収集した15の内陸地震の震源モデルから、破壊伝播速度として2.4km/s~3.0km/sを得ており、平均値は2.7km/sとなっている。これは、地震発生層のS波速度 β を3.4km/sとすれば、約0.8倍である(片岡・他, 2003)。なお、「レシピ」に従った計算では、破壊伝播速度を変化させると、特に長周期成分の計算結果が大きくばらつくことも確認されている(地震調査委員会強震動評価部会, 2008)。

(g) すべり速度時間関数 $dD(t)/dt$

中村・宮武 (2000) の近似式を用いる。中村・宮武 (2000) の近似式は、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} (2V_m/t_d) \cdot t \cdot \{1 - (t/2t_d)\} & 0 < t < t_b \\ b/\sqrt{t - \varepsilon} & t_b < t < t_r \\ c - a_r(t - t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \dots\dots\dots (25)$$

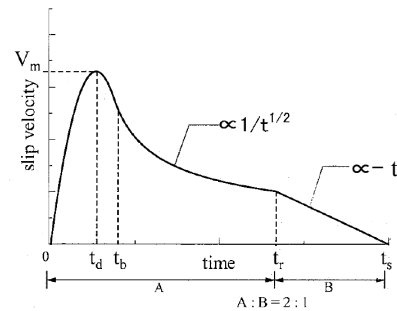
$$\varepsilon = (5t_b - 6t_d) / \{4(1 - t_d/t_b)\}$$

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

c, a_r : 係数

$t_r: (t_s - t_r) = 2:1$

V_r : 破壊伝播速度 (km/s)



すべり速度時間関数の概念図

で表され、この近似式を計算するためには、

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

の4つのパラメータを与える。それぞれのパラメータの設定方法は次の通りである。

- 最大すべり速度到達時間 t_d (s)

$$t_d \cong 1/(\pi \cdot f_{\max}) \dots\dots\dots (26)$$

- すべり速度振幅が $1/\sqrt{t}$ に比例するKostrov型関数に移行する時間 t_b (s)
(25)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 (s)

$$t_r \cong \alpha \cdot W/V_r \dots\dots\dots (27)$$

$\alpha = 0.5$

- 最大すべり速度振幅 V_m (m/s)

$$V_m = \Delta\sigma \cdot \sqrt{2f_c \cdot W \cdot V_r} / \mu \dots\dots\dots(28)$$

ここで各パラメータは、

f_c : ローパスフィルタのコーナー周波数(f_{max} と同等) (Hz)

$W = W_a$ (アスペリティ領域においてはアスペリティの幅とする) (km)

$= W_b$ (背景領域においては断層全体の幅とする) (km)

である。

* 地震調査委員会でこれまで実施してきた強震動評価では、壇・佐藤 (1998) による重ね合わせを用いている。片岡・他 (2003) によれば、釜江・他 (1991) による重ね合わせを用いた場合に、シミュレーション解析による地震波形が観測記録を最も良く再現できる α としては、内陸地震 (4地震) では、0.2~0.4程度、海溝型地震 (2地震) では、0.25~0.6程度としている。「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」 (地震調査委員会強震動評価部会, 2002) では、釜江・他 (1991) による重ね合わせを用い、 α を0.42~0.49とした場合に観測記録がよく再現できるとしている。 α については、重ね合わせの方法にも配慮して、これらの値を参考に設定することもある。また、すべり速度時間関数を $1/\sqrt{t}$ の関数として計算した地震動は、短周期領域での振幅が小さ目に予測される傾向がある。

(h) すべり角 λ

すべり角 λ ($^\circ$) については、「長期評価」で示されている場合には、これに従う。資料が得られない場合は、断層のずれのタイプ (ずれの方向) により次に示すすべり角を基本とする。

逆断層 : 90°

正断層 : -90°

左横ずれ断層 : 0°

右横ずれ断層 : 180°

* 実際の地震での震源断層におけるすべり角 λ ($^\circ$) は場所によってばらつきがある。震源断層モデルにおいて、すべり角 λ ($^\circ$) を断層全体で一定にした場合には、ディレクティビティ効果が強震動予測結果に顕著に表れすぎる傾向がある。

1.1.3 その他の震源特性

その他の震源特性に関するパラメータとして、

- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

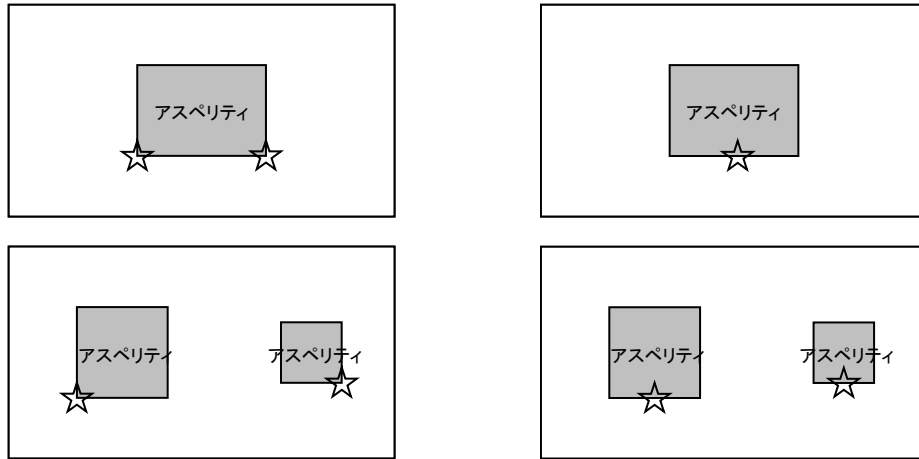
を設定する。

(a) 破壊開始点

中田・他 (1998) による活断層の分岐形態と破壊開始点および破壊進行方向との関係についてのモデル化に基づき、破壊開始点の位置を推定する。破壊開始点の位置は強震動予測結果に大きく影響を与えるため、分布形態がはっきりしない場合には、必要に応じて複数のケースを設定するのが望ましい (例えば、地震調査委員会, 2003c, ; 2004c)。アスペリティの位置との関係については、Somerville *et al.* (1999)、菊地・山中 (2001) によると破壊開始点はアスペリティの外部に存在する傾向にあるた

め、アスペリティの内部には設定しないようにする。深さについては、菊地・山中 (2001) によると内陸の横ずれ断層は深い方から浅い方へ破壊が進む傾向にあるため、震源断層の下部に設定する。

* 破壊開始点については、平均的な地震動を推定することを目的とする場合で、活断層の形状等から破壊開始点を特定できない場合には、やや簡便化したパラメータ設定として、横ずれ成分が卓越する場合にはアスペリティ下端の左右端、縦ずれ成分が卓越する場合には、アスペリティ中央下端を基本ケースとする。この場合にも、必要に応じ複数ケースを設定することが望ましい。



横ずれ成分が卓越

縦ずれ成分が卓越

破壊開始点(☆)とアスペリティの位置の一例

(b) 破壊形態

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

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

1.2 海溝型地震の特性化震源モデル

海溝型地震は、活断層で発生する地震と比較して、地震の発生間隔が短いために、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、特性化震源モデルの設定にあたって、それらの情報を活用することができる。また、4. 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、それぞれの段階で特性化震源モデルの検証を行い、必要があれば震源特性パラメータの見直しを行う。このような特性化震源モデルの見直しの段階では、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」を拡大解釈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。付図5に海溝型地震に対する震源特性パラメータの設定の流れを示す。

1.2.1 巨視的震源特性

海溝型地震の震源断層モデルの巨視的震源特性に関するパラメータとして、

- ・ 震源断層モデルの位置・構造（位置、走向、深さ）
- ・ 震源断層モデルの大きさ・地震規模
- ・ 震源断層モデルの平均すべり量

を設定する。

(a) 震源断層の位置・構造（位置、走向 θ 、深さ）

震源断層の位置については、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海洋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。

「長期評価」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。

(b) 震源断層の大きさ・地震規模（断層面積 S 、地震モーメント M_0 ）

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。

- ・ (a) 震源断層の位置・構造（位置、走向、深さ）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震源断層の面積を設定する。

また、上記の地震規模（地震モーメント M_0 (N・m)）－断層面積 (S (km²)) 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) と同様に円形破壊面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 $\Delta\sigma$ (MPa) を推定することで、地域的な地震モーメント M_0 (N・m) と断層面積 S (km²) の関係式を設定する。

$$M_0 = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2} \dots\dots\dots (29)$$

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と断層面積 (例えば、宇津, 2001 ; 石井・佐藤, 2000) または地震モーメント M_0 (N・m) と断層面積 S (km²) (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に留意する必要がある。

「長期評価」により、震源域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。

(c) 平均すべり量 D

1.1.1(i) 参照。

1.2.2 微視的震源特性

海溝型地震における震源断層の微視的震源特性に関するパラメータとして、

- ・ アスペリティの位置・個数
- ・ アスペリティの面積

- ・ アスペリティ、背景領域の平均すべり量
- ・ アスペリティ、背景領域の実効応力
- ・ f_{\max}
- ・ 平均破壊伝播速度
- ・ すべり速度時間関数
- ・ すべり角

を設定する。

(a) アスペリティの位置・個数

近年の研究(菊地・山中, 2001)、平成15年(2003年)十勝沖地震に関する一連の研究(例えば、Yamanaka and Kikuchi, 2003 ; Koketsu *et al.*, 2004 ; Yagi, 2004など)により、同じ震源域で繰り返し発生する地震のアスペリティは、ほぼ同じ位置となる可能性が高いことがわかってきた。したがって、想定する震源域で、近年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ことができる。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率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(すべり欠損)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。あるいは、Wells *et al.* (2003) や Sugiyama (2004) では、負の異常重力域とプレート間地震の震源域におけるアスペリティの位置とに対応関係が見られることを指摘していることから、重力異常のデータを参考にすることもできる。

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には、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。

(b) アスペリティの総面積 S_a

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)と密接な関係がある。したがって、震源断層モデルの短周期レベルを設定した上で、アスペリティの総面積を求めることとする。短周期レベルは、表層地盤の影響が少ない固い地盤の観測点の地震波形や表層地盤の影響が定量的に把握できている観測点の地震波形を基にいくつかの地震については推定されている。一方、想定する地震の震源域に限定しなければ、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)。

- ・ 想定震源域における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、壇・他(2001)による地震モーメント M_0 ($N \cdot m$) と短周期レベル A ($N \cdot m/s^2$) の経験的關係により短周期レベルを設定する((11)式)。
- ・ 想定震源域における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(地震調査委員会, 2003b ; 2004b)。

アスペリティの総面積 S_a (km^2) は、上記によって推定された短周期レベル A ($N \cdot m/s^2$) と前述の(12)式より算出される。アスペリティが1つの場合は、便宜的に震源断層の形状を半径 R (km) の円形破壊面であるとするとともに、アスペリティは等価半径 r (km) の円形破壊面が一つあるとして、アスペリティの総面積 $S_a (= \pi \times r^2)$ (km^2) を求める。

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)と得られており、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配分は、最新活動の地震のアスペリテ

ィの大きさやボ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・佐藤, 2000) との見方も参照して設定する。

(c) アスペリティ・背景領域の平均すべり量 D_a, D_b

1.1.2(c) 参照。

*これにより求められた最大アスペリティの平均すべり量が、海溝型地震の震源域におけるプレート相対運動速度と地震の発生間隔から推定される地震時のすべり量の上限值やこれまでの地震時の推定すべり量の最大値の目安と比較して、矛盾がないことを確認することが望ましい。

(d) 震源断層全体の静的応力降下量・アスペリティの平均静的応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力 $\Delta\sigma, \Delta\sigma_a, \sigma_a, \sigma_b$

1.1.2(d) 参照。

*地震規模、断層面積、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意に与えられる。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や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は、波形のパルス幅などから個々のアスペリティ面積を推定できる可能性がある。

(e) f_{\max}

データの不足等により、地域性を考慮して設定することが困難であるため、現時点では、佐藤・他(1994)により、仙台地域における中小地震の観測記録から推定された $f_{\max} = 13.5\text{Hz}$ を採用する(地震調査委員会, 2003b, ; 2004b)。

(f) 平均破壊伝播速度 V_r

1.1.2(f) 参照。

(g) すべり速度時間関数 $dD(t)/dt$

1.1.2(g) 参照。

(h) すべり角 λ

1.1.2(h) 参照。

*実際の地震での震源断層におけるすべり角は場所によってばらつきがある。震源断層モデルにおいて、すべり角を断層全体で一定にした場合には、ディレクティビティ効果が強震動予測結果に顕著に表れすぎる傾向がある。

1.2.3 その他の震源特性

その他の震源特性に関するパラメータとして、

- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

を設定する。

(a) 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、破壊の進む方向には地域性があり、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。このため、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。

(b) 破壊形態

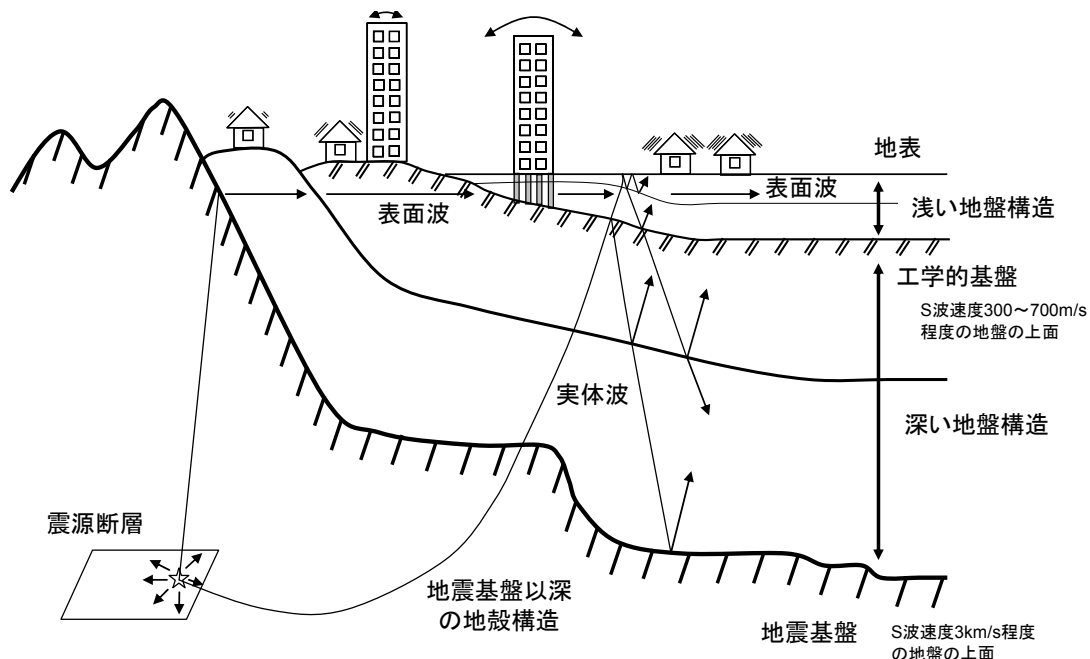
1.1.3(b) 参照。

2. 地下構造モデルの作成

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、成層構造を前提にすれば各層の密度、P波・S波速度、Q値および層境界面の形状などがあり、対象を、

- ・地震波の伝播経路となる上部マントルを含んで地震基盤までの地殻構造⁸（以下、「地震基盤以深の地殻構造」と呼ぶ）
- ・主に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⁹までの地盤構造（以下、「深い地盤構造」と呼ぶ）、
- ・主に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つに分けてモデル化を行う。以下では、それぞれのモデル化手法について、その考え方を説明する。なお、後述するハイブリッド合成法では「地震基盤以深の地殻構造」と「深い地盤構造」を合体させた3次元地下構造モデルが必要となる。



地下構造モデルの模式図

⁸ 地殻最上部にあるS波速度3km/s程度の堅硬な岩盤。

⁹ 建築や土木等の工学分野で構造物を設計するとき、地震動設定の基礎とする良好な地盤のことで、そのS波速度は、構造物の種類や地盤の状況によって異なるが、多くの場合、300m/s~700m/s程度である。

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）。

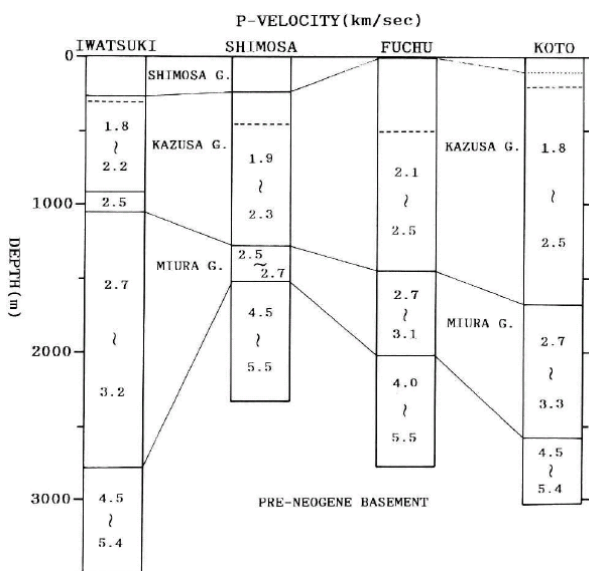
2.2 「深い地盤構造」

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（瀬瀬, 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）。

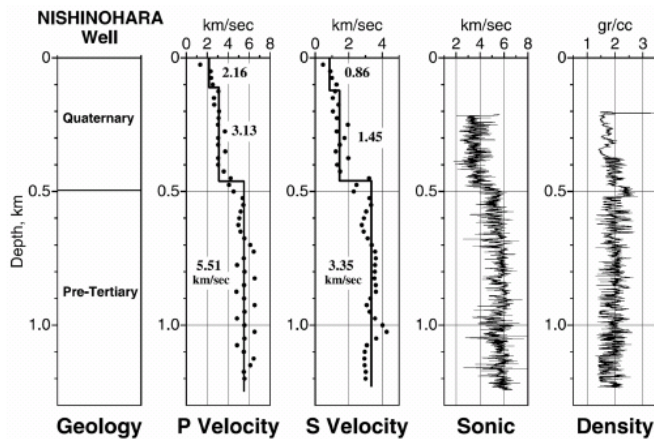


深層観測井のP波速度分布と地層の対比 鈴木 (1996)

	日向灘(推本)	北部九州(推本)	宮城県	三陸沖(推本)
Lay1(0.35)				
Lay2(0.5)				①0.5
Lay3(0.6)	②0.6	①0.6		
Lay4(0.7)			①0.7	
Lay5(0.8)				②0.8
Lay6(0.9)				
Lay7(1.0)		②1.1		
Lay8(1.3)		③1.4	②1.3	
Lay9(1.5)	③1.5			
Lay10(1.7)		④1.7		
Lay11(2.0)	④2.1	⑤2.1	③2.0	③1.9
Lay12(2.4)				④2.3
Lay13(2.9)	⑤2.7	⑥2.7		
Lay14(3.2)	⑥3.1	⑦3.1	④3.0	⑤3.4

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（瀬瀬・他, 2008）。



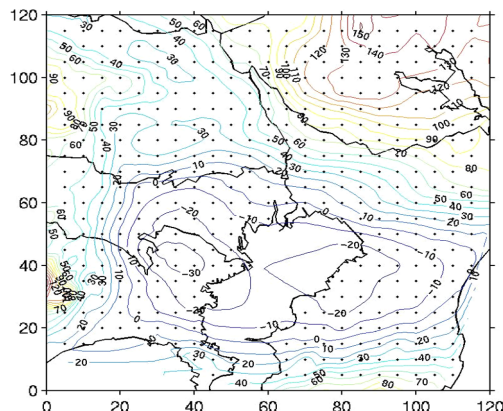
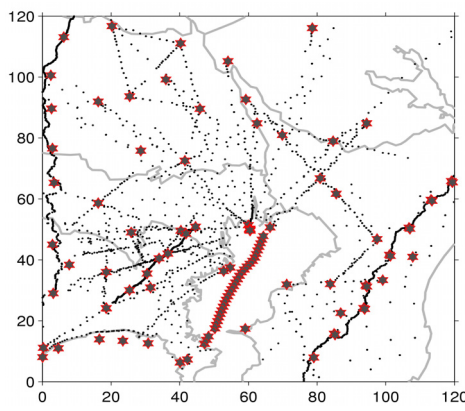
中深層地殻活動観測井を利用した
検層結果 山水 (2004)

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。



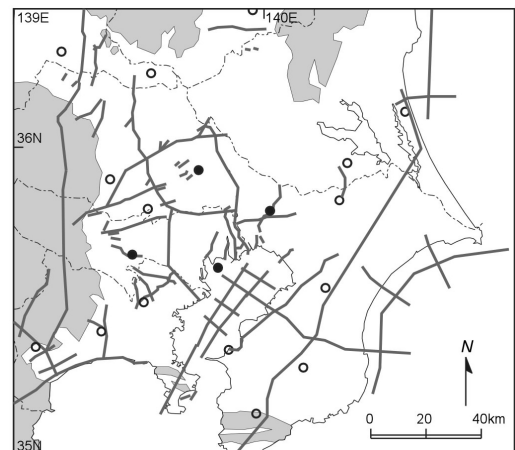
左図:
首都圏の構造探査測線
Afnimar et al. (2002)

右図:ブーゲー異常図
(密度2.2g/cm³)
田中・他 (2005)

手順(4)

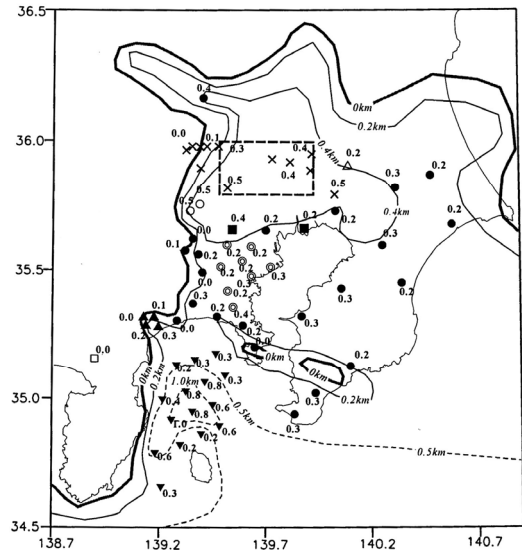
断層や褶曲の形状など、不連続な構造に関する情報を収集する。反射法やボーリング検層のデータは、用いる速度構造が手順(2)の速度と矛盾しないように注意して深度へ変換する。

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。
瀬瀬 (2006)



手順(5)

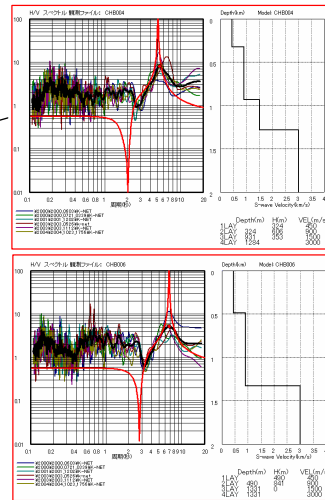
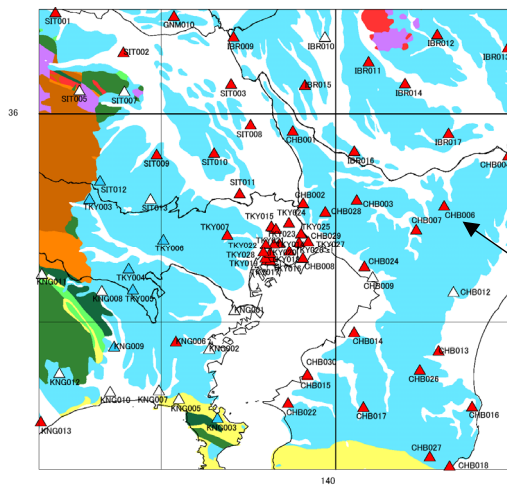
工学的基盤上面の形状は、微動探査結果やボーリング情報等を補間して求める。また、必要ならば、基盤がごく浅い地域にも風化層を設定する。



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。

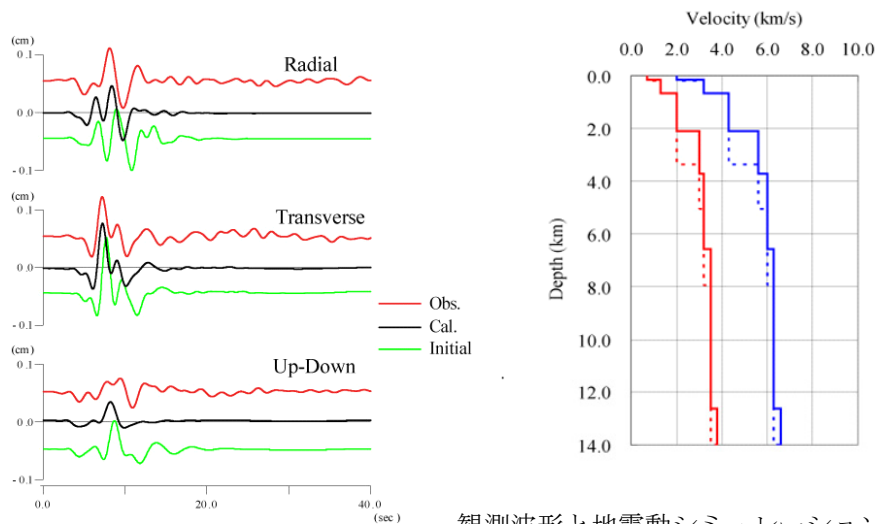


地震観測記録と
計算波形のH/V
スペクトル比

田中・他 (2005)

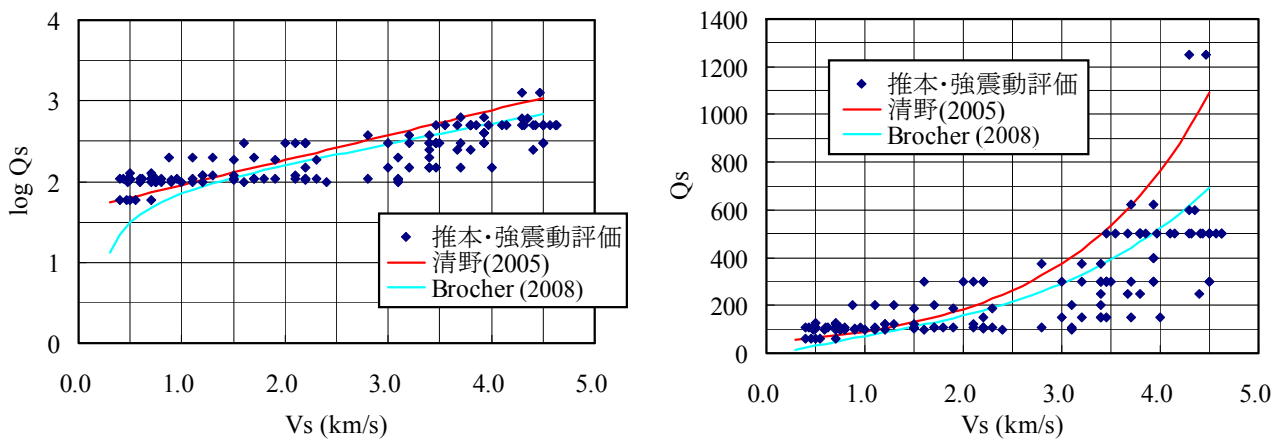
手順(7)

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は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ことには適切でない。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のが重要である。

広域の地震動分布の算出には、今までは等価線形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。

$$\begin{aligned} I &= 2.002 + 2.603 \cdot \log(PGV) - 0.213 \cdot \{\log(PGV)\}^2 \quad (4 \leq I) \\ I &= 2.165 + 2.262 \cdot \log(PGV) \quad (I < 4) \end{aligned} \dots\dots\dots(33)$$

- 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、発生間隔が長いこと、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。現状では条件が整えば、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。現状では条件が整えば、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）

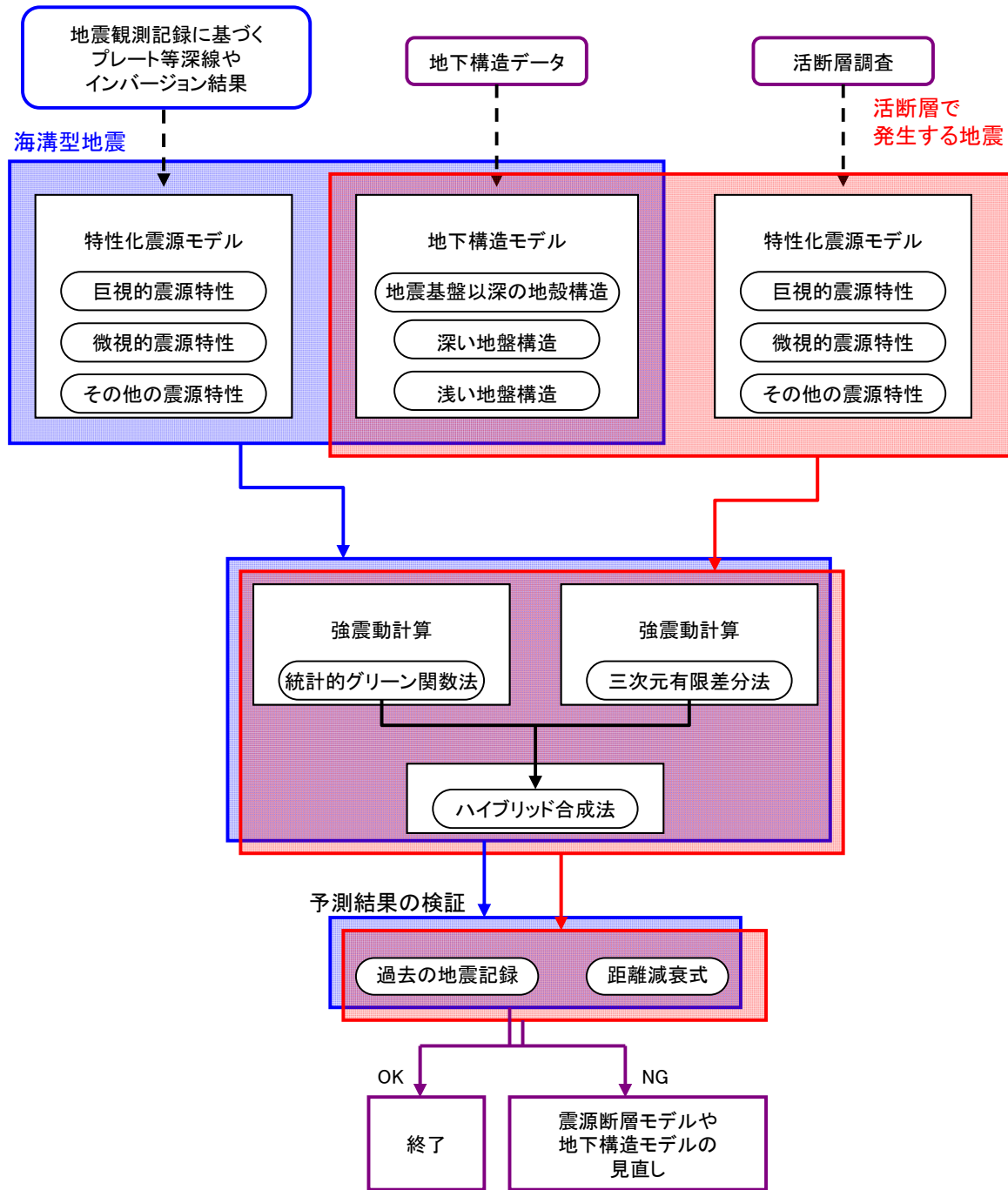
- Afnimar, K. Koketsu, and K. Nakagawa (2002) : Joint inversion of refraction and gravity data for the three-dimensional topography of a sediment-basement interface, *Geophysical Journal International*, 151, 243-254.
- Aoi, S. and H. Fujiwara (1999) : 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, *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*, 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ー, *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

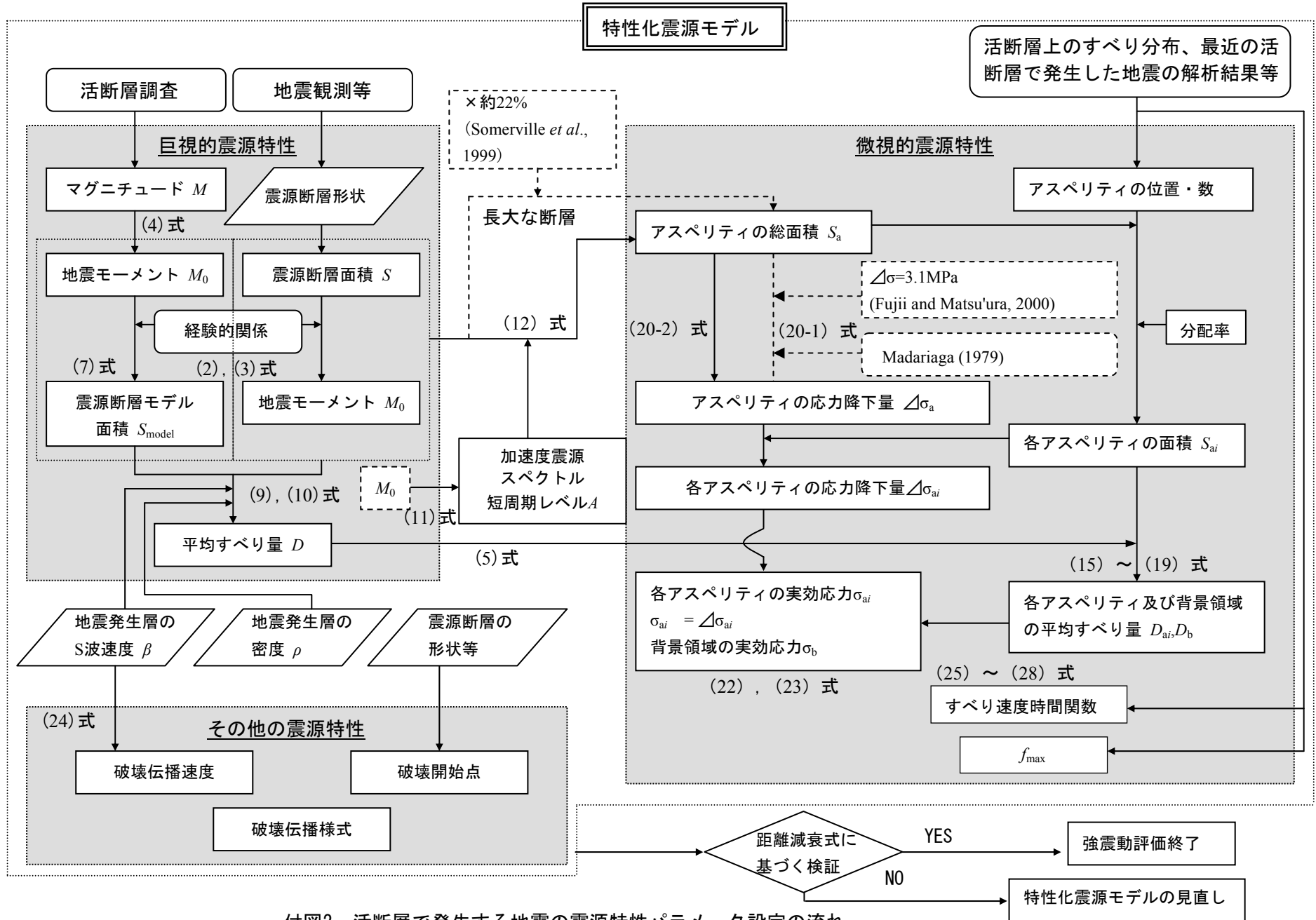
- 検証（平成16年12月20日公表）。
- 地震調査委員会強震動評価部会（2008）：2005年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証（平成20年4月11日公表）。
- 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之（1998）：強震動予測の現状と将来の展望，地震2, 51, 339-354.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長（1991）：地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測：統計的波形合成法による予測，日本建築学会構造系論文集, 430, 1-9.
- Kamae, K. and Irikura, K. (1998) : Source model of the 1995 Hyogo-ken 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—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.
- 瀬瀬一起（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.
- 瀬瀬一起・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・栗田泰夫・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・額額一起・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・額額一起・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

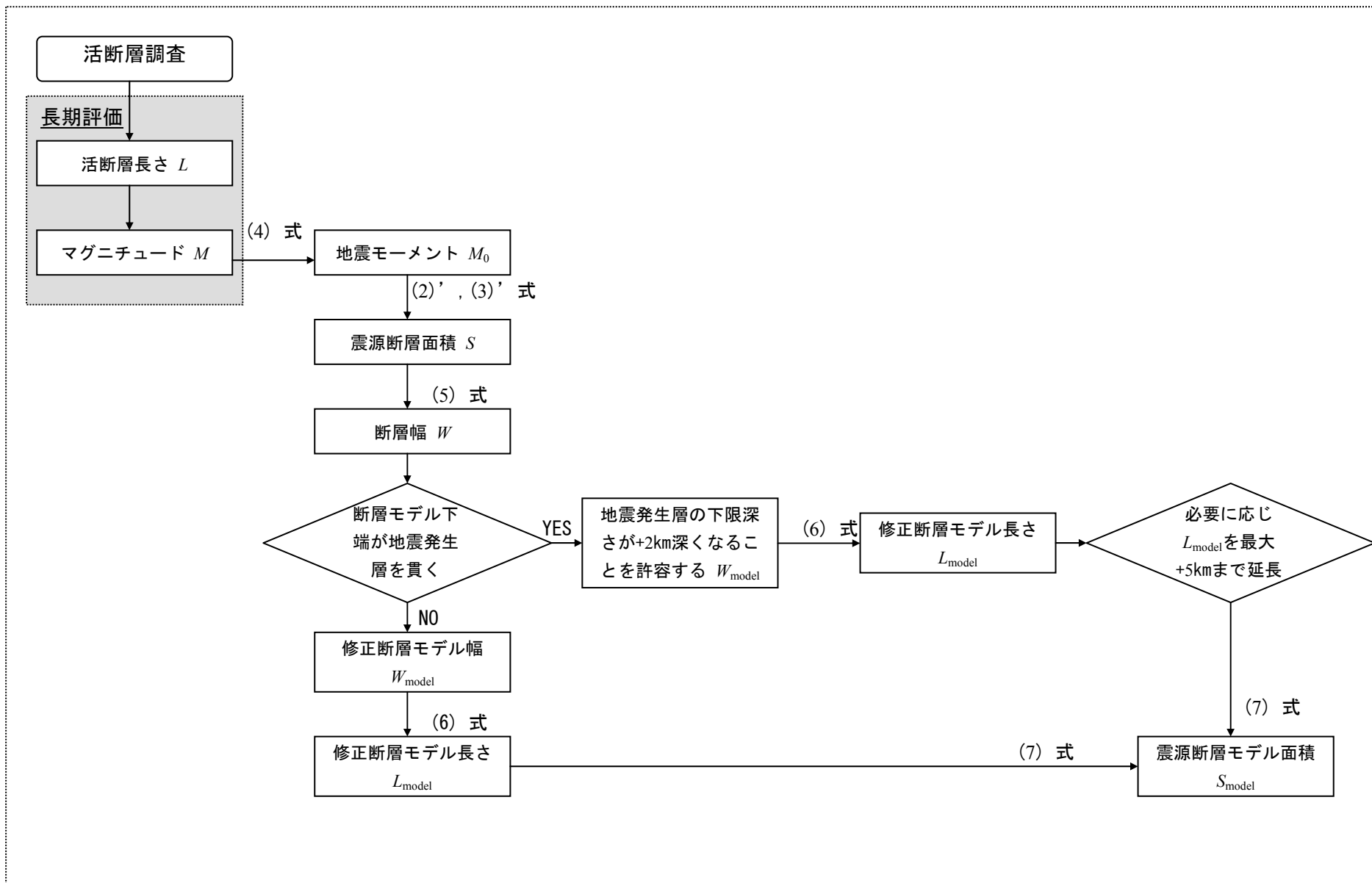
- プ, 東京大学出版会.
- 若松加寿江・松岡昌志 (2007) : 九州の地形・地盤分類250mメッシュマップの構築, 日本地震工学会大会-2007梗概集, 102-103.
- Wells, D.L. and K.J. Coppersmith (1994) : New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 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.



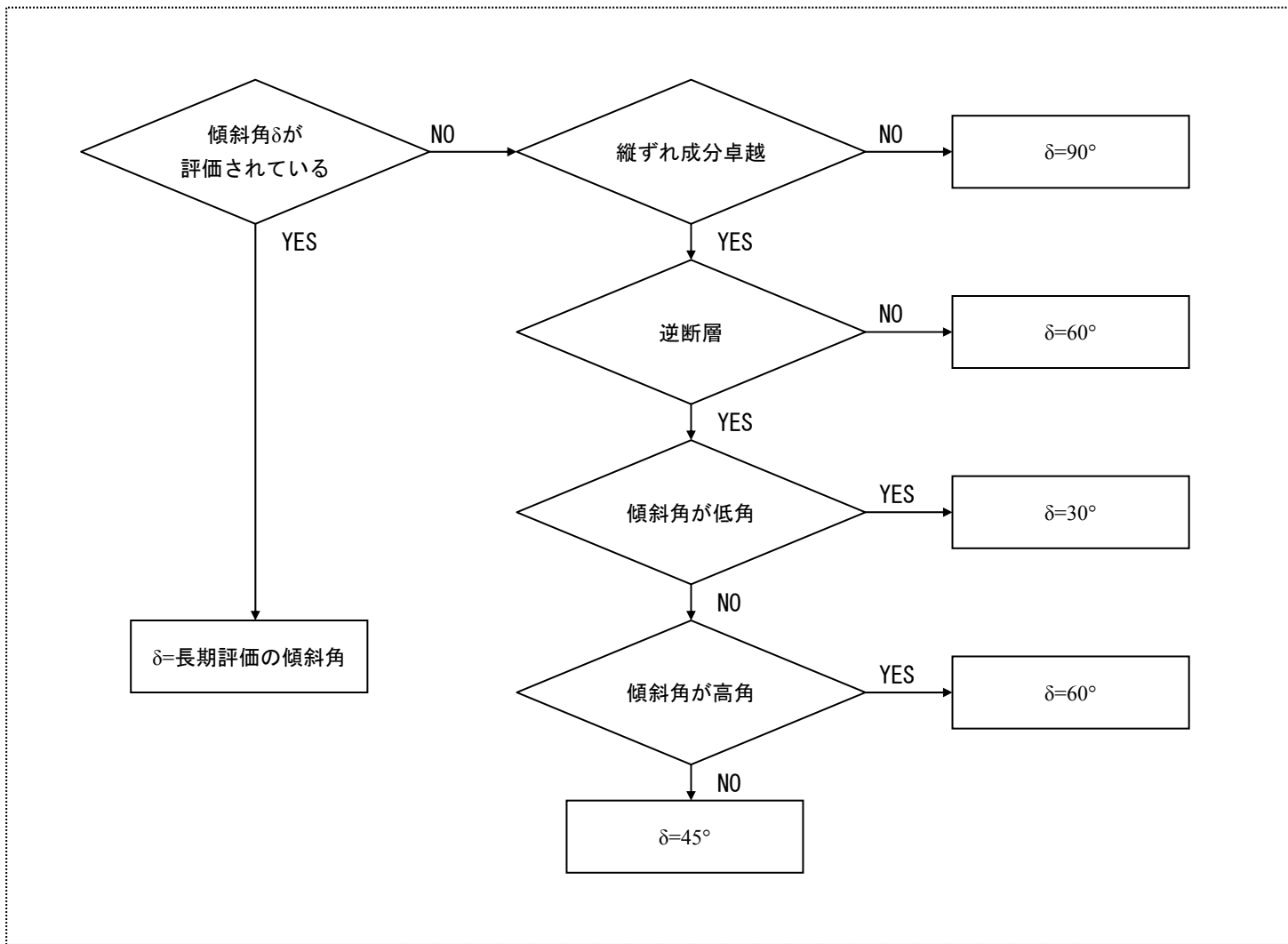
付図1 震源断層を特定した地震の強震動予測手法（ハイブリッド合成法）の流れ



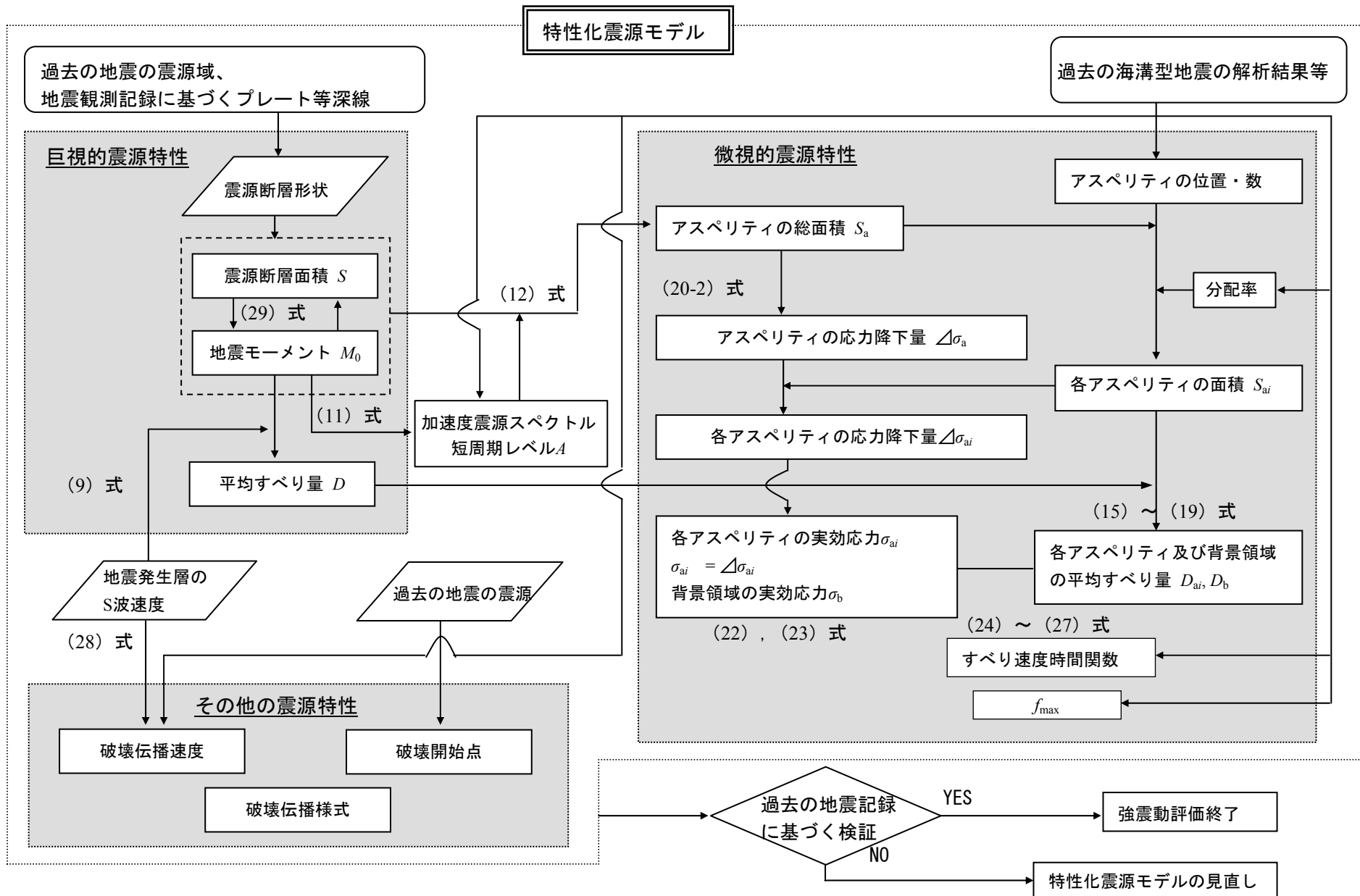
付図2 活断層で発生する地震の震源特性パラメータ設定の流れ
(過去の地震記録や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合)



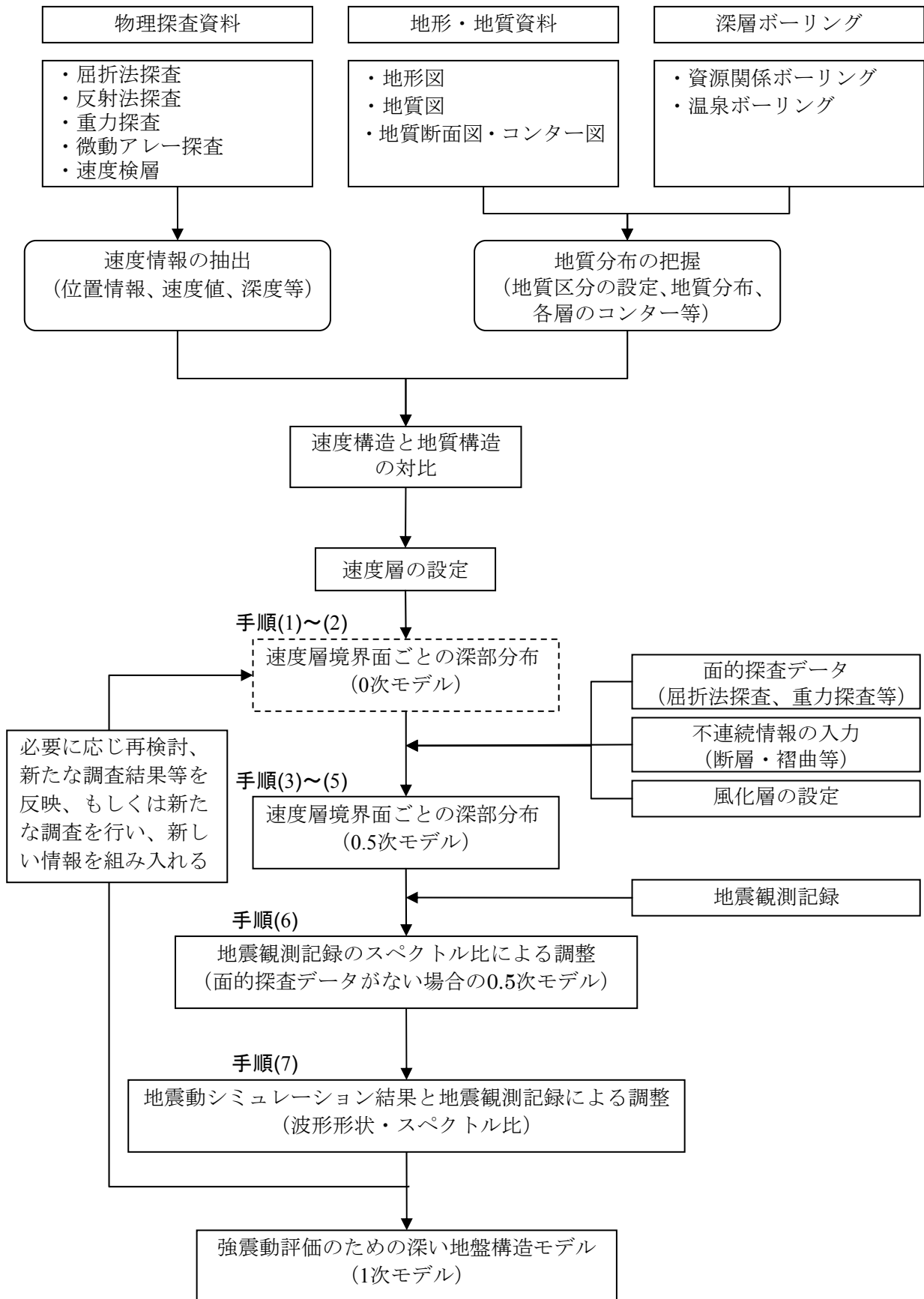
付図3 活断層で発生する地震の震源特性パラメータ設定の流れ
 (地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で震源断層を推定する場合)



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