

全国地震動予測地図 2014 年版

～全国の地震動ハザードを概観して～

付録-1

平成 26 年(2014 年)12 月

地震調査研究推進本部地震調査委員会

目次

1. 付録について
2. これまでの経緯
 - 2.1 東北地方太平洋沖地震発生まで
 - 2.2 東北地方太平洋沖地震発生から
3. 東北地方太平洋沖地震後に行われた検討
 - 3.1 2011年・2012年における検討
 - 3.2 2013年における検討
 - 3.3 2014年における検討
4. 地震活動モデルの概要
 - 4.1 地震活動のモデル化の方針と概要
 - 4.2 地震の分類
 - 4.3 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の評価手法の概要
 - 4.3.1 評価手法の概要
 - 4.3.2 「大領域を用いる方法」の導入の経緯
 - 4.3.3 大領域の境界の設定
 - 4.3.4 「大領域を用いる方法」の導入の結果
5. 地震活動のモデル
 - 5.1 太平洋プレートで発生する地震
 - 5.1.1 長期評価された地震のうち繰り返し発生する地震
 - 5.1.1.1 千島海溝沿いの地震
 - 5.1.1.2 三陸沖から房総沖にかけての地震
 - 5.1.2 長期評価された地震のうち震源が特定されていない地震
 - 5.1.2.1 千島海溝沿いの地震
 - 5.1.2.2 三陸沖から房総沖にかけての地震
 - 5.1.3 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
 - 5.1.3.1 太平洋プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
 - 5.1.3.2 浦河沖の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
 - 5.2 フィリピン海プレートで発生する地震
 - 5.2.1 長期評価された地震のうち繰り返し発生する地震
 - 5.2.1.1 相模トラフ沿いのM8クラスの地震
 - 5.2.1.2 南海トラフの大地震
 - 5.2.2 長期評価された地震のうち震源が特定されていない地震
 - 5.2.2.1 日向灘のプレート間地震
 - 5.2.2.2 日向灘のひとまわり小さいプレート間地震
 - 5.2.3 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

- 5.3 陸側プレートの浅い地震
 - 5.3.1 活断層で発生する地震
 - 5.3.1.1 主要活断層帯で発生する固有地震
 - 5.3.1.2 「九州地域の活断層の長期評価」において評価対象とする活断層
 - 5.3.1.3 その他の活断層で発生する地震
 - 5.3.1.4 地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震
 - 5.3.2 長期評価された地震のうち繰り返し発生する地震
 - 5.3.3 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
 - 5.3.3.1 陸域で発生する地震のうち活断層が特定されていない場所で発生する地震
 - 5.3.3.2 日本海東縁部の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
 - 5.3.3.3 伊豆諸島以南の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
 - 5.4 南西諸島および与那国島周辺の地震
 - 5.4.1 与那国島周辺の地震
 - 5.4.2 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
 - 5.5 これまでの地震活動モデルの変遷のまとめ
- 6. 地震カテゴリー分類
 - 7. 地震動の評価方法
 - 7.1 表層地盤モデル
 - 7.2 地震動予測式
 - 7.3 地震動予測式のばらつき
 - 7.4 2014年版で用いた地震動評価手法
 - 8. 評価結果
 - 8.1 2014年版のモデルによる評価結果
 - 8.2 2014年版のモデルと旧モデルによる評価結果の比較
 - 8.2.1 2014年版と2010年版の評価結果の比較
 - 8.2.2 2014年版と2013年における検討の評価結果の比較
 - 8.2.3 全国主要地点における超過確率とハザードカーブの比較
 - 9. 長期間平均のハザードマップ
 - 9.1 地震活動の評価モデル
 - 9.2 評価結果
 - 10. 今後の課題と展望
 - 10.1 地震活動のモデル化
 - 10.1.1 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震のモデル化
 - 10.1.2 活断層で発生する地震のモデル化
 - 10.1.3 海溝型地震のモデル化

- 10.1.4 地震のカテゴリ分けの仕方
- 10.1.5 地震活動モデルの領域分け
- 10.2 地震動ハザード評価における不確実性の考慮
 - 10.2.1 地震の発生確率に関する認識論的な不確実性の考慮
 - 10.2.2 地震の規模に関する認識論的な不確実性の考慮
 - 10.2.3 認識論的な不確実性を考慮するための「重み」の付け方
- 10.3 強震動予測手法の高度化の検討
 - 10.3.1 距離減衰式の改良
 - 10.3.2 応答スペクトルの予測地図の検討
- 10.4 表現方法の問題
 - 10.4.1 専門家以外にも理解される分かりやすい解説
 - 10.4.2 低頻度の地震による地震動ハザードの表現方法
 - 10.4.3 地震動ハザード評価の不確実性の説明

参考文献

参考資料

- A-1 相模トラフ沿いの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震のプレート間地震とプレート内地震の数の比率について
- A-2 日本海東縁部の地震の発生確率について
- A-3 従来のモデルに基づく震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模
- A-4 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)

1. 付録について

「全国地震動予測地図 2014 年版～全国の地震動ハザードを概観して～」の付録は、付録-1、付録-2 からなる。付録-1 には、2014 年版の確率論的地震動予測地図の作成に用いた地震活動モデルの詳細および、評価結果の詳細を掲載した。付録-2 は、「今後の地震動ハザード評価に関する検討～2013 年における検討結果～」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013a) (以降、2013 年における検討) において作成した、全国地震動予測地図を国民にとって分かり易く説明した資料「地震動予測地図を見てみよう」を更新したものである。

この付録-1 では、2 章にこれまでの地震動ハザード評価の経緯を、3 章に東北地方太平洋沖地震発生後からこれまでに行われた検討の概要を、4～6 章には地震活動モデルの詳細を、7 章には 2014 年の確率論的地震動予測地図で用いた地震動予測手法について、8 章には地震動ハザード評価の結果および従来の評価結果との比較を、9 章には長期間平均の確率論的地震動予測地図を、10 章には地震動ハザード評価の今後の課題と展望をまとめた。なお、4～6 章では、2014 年の確率論的地震動予測地図の地震活動モデルの詳細だけでなく、従来の地震動ハザード評価に用いられてきた地震活動モデル(全国地震動予測地図 2010 年版、2013 年における検討の従来モデル(モデル 1)との違いについても記載した。参考資料には

- ・相模トラフ沿いの「震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」のプレート間地震とプレート内地震の数の比率について
- ・日本海東縁部の地震の発生確率について
- ・従来のモデルに基づく震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模
- ・震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)

を掲載した。

なお、本編および付録-1 に示す地震活動モデルは、地震動によるハザードを評価するために作成されたモデルである。

- ※ 本書における地震発生確率と地震動超過確率は、2014 年 1 月 1 日時点の評価値である。
- ※ 本書に掲載した地図の作成に当たっては、国土地理院長の承認を得て、同院発行の数値地図 25000 (空間データ基盤) 及び基盤地図情報を使用した。(承認番号 平 26 情使、第 543 号)
- ※ 本書では、世界測地系を使用した。
- ※ 本書に示した行政界は、2014 年 1 月 1 日時点のものである。
- ※ 日本領土のうち、南鳥島と沖ノ鳥島では、計算に必要なデータが整備されていないため、地図を作成していない。
- ※ 確率論的地震動予測地図の作成には、地震の発生確率が必要となる。一般には、主要活断層帯の地震発生確率は、断層の「平均活動間隔」と「最新活動時期」から計算されるが、それらの値は幅をもって与えられている場合が多く、計算に用いる「平均活動間隔」と「最新活動時期」の値によって地震発生確率が変わる。このため、確率論的地震動予測地図では、「平均活動間隔」と「最新活動時期」のそれぞれの中央の値を用いて計算した地震発生確率を用いる「平均ケース」と、地震発生確率の最大値を用いる「最大ケース」を考え、2 つのケースの地図を作成している。一方、海溝型地震については、これまで平均ケースのみを考慮してきたが、東北地方太平洋沖地震を踏まえて公表された、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2014b) では、活断層の地震と同様に、地震発生確率が大きな幅を持って評価されている。このため、全国地震動予測地図 2014 年版では、相模トラフ沿いで発生する海溝型地震についても「最大ケース」と「平均ケース」を考慮した。「最大ケース」では、長期評価において幅を持って与えられた地震発生確率の最大値を用い、「平均ケース」では、地質学データに基づいて計算された地震発生確率をもとに設定した値を用いた。
- ※ 地震動評価手法は従来のものから変更していない。

2. これまでの経緯

地震調査委員会は、2005年に全国を概観した地震動予測地図を公表して以来、確率論的地震動予測地図の改良と公表を継続して行ってきた。ここではまず、全国を概観した地震動予測地図の公表から平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震(以降、東北地方太平洋沖地震)の発生までの経緯を簡単にまとめ、続いて東北地方太平洋沖地震の発生から今回の公表までの経緯を述べる。なお、2005年公表の「全国を概観した地震動予測地図」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005b)から2009年公表の「全国地震動予測地図」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009g)に至るまでに地震調査委員会が行った強震動予測手法、地下構造モデル、地震活動モデル、表現方法等の改良の詳細については、「全国を概観した地震動予測地図」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005b、2006h、2007f、2008f)および「全国地震動予測地図」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009g)を参照されたい。なお、これまでに公表した「全国を概観した地震動予測地図」および「全国地震動予測地図」は、いずれも地震調査研究推進本部ホームページ(http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka04_jishindou.htm)にて閲覧、ダウンロードが可能である。

2.1 東北地方太平洋沖地震発生まで

地震調査委員会には、1995年の発足当時から長期評価部会が設置され、全国の活断層や海溝付近で発生する地震について、その発生位置、規模、発生確率を評価する、いわゆる長期評価を行い、公表してきた。1999年には地震調査委員会に強震動評価部会が設置され、強震動予測手法の高度化・標準化および、これを用いた強震動評価を行い、公表してきた。

地震調査研究推進本部(以降「地震本部」と呼ぶ)は、1999年4月23日に「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―」(総合基本施策)を決定し、この中において当面10年程度に推進すべき地震調査研究の主要な課題として、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を掲げた。この方針のもと、長期評価部会と強震動評価部会は、それまでに得られた成果に基づき、2002年、2003年、2004年に、それぞれ山梨県周辺、北日本、西日本を対象とした「確率論的地震動予測地図の試作版」を作成し公表した。2005年には、それらの成果をまとめた確率論的地震動予測地図と、震源断層を特定した地震動予測地図とを併せて「全国を概観した地震動予測地図」として公表した。以来、主要活断層帯と海溝型地震の長期評価の追加や改訂、新たに発生した地震のデータの追加、地震発生確率の年次更新とともに、最新の知見を踏まえた地震動予測手法、地下構造モデル、地震活動モデルの改良を進めつつ、2008年まで毎年、「全国を概観した地震動予測地図」の更新と公表を行ってきた。また、これと並行して、成果の利用のあり方を念頭に置きつつ地震動予測地図の表現方法や公表方法についても検討してきた。

さらに2006年には、長期評価と強震動評価の両面から地震動予測地図の高度化を図るため、両部会の下に「地震動予測地図高度化ワーキンググループ」（以降「高度化WG」と呼ぶ）が設置され、検討を始めた。長期評価部会、強震動評価部会、および高度化WGが連携し、「全国を概観した地震動予測地図」の高度化のための検討を行い、2009年にその成果を踏まえ、全国を対象とした確率論的地震動予測地図および震源断層を特定した地震動予測地図を作成するとともに、両者を併せて「全国地震動予測地図」として公表した。

「全国地震動予測地図」は、国民の防災意識の向上や効果的な地震防災対策を検討する上での基礎資料として活用されることを目的に作成するものであり、「全国地震動予測地図」やその作成に用いられるデータは、

- ・国民の地震防災意識の高揚
- ・地方自治体における地域防災計画や土地利用計画の立案
- ・建造物の耐震設計
- ・地震本部における地震に関する調査観測計画の立案
- ・地震保険料率の算定等のリスク評価
- ・文部科学省における学校施設の耐震化の優先順位付けや耐震化事業の緊急度の検討

などに用いられてきた。地震調査委員会は、「全国地震動予測地図」の毎年の改訂と公表、改良のための検討を継続的に行ってきた。

2011年3月には、前年に改訂・公表した全国地震動予測地図2010年版に引き続き、全国地震動予測地図2011年版を公表する予定であった。

2.2 東北地方太平洋沖地震発生から

2011年3月に全国地震動予測地図2011年版が公表予定であったが、同月11日に東北地方太平洋沖地震およびそれに伴う大規模な津波が発生し、北海道から関東地方に至る広い範囲にわたって被害を及ぼし、死者・行方不明者が約2万人という、未曾有の大被害が生じた。

地震調査委員会は、総合基本施策に基づいて地震の調査研究を推進して長期評価や強震動評価を行うとともに、それらの成果を取りまとめて地震動予測地図として公表してきたが、東北地方太平洋沖型の地震は長期評価されておらず、確率論的地震動予測地図においても考慮されていなかった。複数の研究により、過去に東北地方中南部の太平洋沖において大きな津波を引き起こす地震が発生したことは指摘されていたものの、これらの知見を含めた長期評価の改訂については、東北地方太平洋沖地震が発生した時点では審議中であり、全国地震動予測地図においても考慮されていなかった。また、過去の津波の事例の整理は行っていたものの、その評価は行っておらず、東北地方太平洋沖地震に伴う津波について評価することができていなかった。

地震本部では、この地震に先立ち総合基本施策の更新を行っていた（新総合基本施策：

地震調査研究推進本部，2009)が、東北地方太平洋沖地震により明らかになったこれらの課題を踏まえ、2012年に新総合基本施策を改訂した(地震調査研究推進本部，2012)。改訂された新総合基本施策では、今後の長期評価の方針として、「今後は、これらを教訓として、超巨大地震が発生しないという考え方にとらわれることなく、観測データの充実や積極的な活用を図り、超巨大地震も長期評価の対象とすることも含めて長期評価手法の改善に向けて検討を行うことが不可欠である。」としている。この方針のもと、2013年には「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013d)を、2014年には「相模トラフの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b)を公表した。また、2013年には、津波の評価を行うべく地震調査委員会に津波評価部会を設置し、津波の評価に向けた検討を始めた。

東北地方太平洋沖地震後、それまでの確率論的地震動予測地図の様々な課題が指摘された。そのなかで、東北地方太平洋沖地震発生当時の評価における「今後30年間に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率」が3%未満と相対的に高くない一部地域の多数の地点において、東北地方太平洋沖地震の際に震度6弱以上が観測されたことは、検討すべき重要な課題であった。

その原因としては、

- ① 東北地方太平洋沖地震型の地震が長期評価の対象とされていなかったこと
- ② 確率論的地震動予測地図における長期評価されていない地震の考慮が不十分であったこと

の2つがある。

確率論的地震動予測地図には、長期評価されている地震の全てが反映されているが、東北地方太平洋沖地震型の地震は海溝型地震の長期評価の対象とされていなかった。

また、確率論的地震動予測地図では長期評価されていない、発生位置・規模・平均発生間隔等の情報が不十分だが発生の可能性がある地震も、「あらかじめ震源断層を特定しにくい地震(震源不特定地震)」として考慮している。しかし、東北地方の太平洋沖では、震源不特定地震の最大規模を既往最大規模のマグニチュード(M)8.2に設定しており、十分に大きな規模が設定されていなかった。

このことを踏まえ、長期評価されておらず、事前に発生位置や発生間隔等に関する情報が十分に得られていない地震について、従来の地震動ハザード評価で考慮していたよりも低頻度で大規模な地震まで考慮するなど、データ不足等に起因する地震活動モデルの不確実性を従来よりもさらに考慮するための一連の検討を行った。

地震調査委員会は、東北地方太平洋沖地震の発生以前から指摘されていた課題も含め、地震動ハザード評価の課題の検討を、2011年から2013年までの3年間にわたって行った。2012年までに行った検討内容については、2012年12月に「今後の地震動ハザード評価に関する検討～2011年・2012年における検討結果～」(地震調査研究推進本部地震調査委員会，2012；以降、「2011年・2012年における検討」として公表した。一連の検討の中で、

東北地方太平洋沖地震の影響が大きい考えられる領域（三陸沖から房総沖）について、従来の地震動ハザード評価で考慮の対象としていたよりも低頻度で大規模な地震まで考慮するための検討も行った。また、地震動ハザード評価手法の基本的枠組みの検証や、地震動ハザード評価の結果の表現方法の問題に関する検討も行った。

続いて2013年12月に公表した「今後の地震動ハザード評価に関する検討 ～2013年における検討結果～」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013a)では、2011年・2012年の検討に引き続き、従来考慮してきたよりも低頻度で大規模な地震まで考慮するなど、全国においてデータ不足等による地震活動モデルの不確かさを考慮した地震活動モデルを作成し、従来の地震活動モデルとの比較検討を行った。この他、地震活動モデルにおける地震カテゴリーの再検討や、地震発生確率の計算方法の違いに関する検討も行った。また、東北地方太平洋沖地震の教訓を踏まえて改訂した南海トラフの地震活動の長期評価と、九州地域の活断層の長期評価の評価結果を反映した。

3章では、2011年・2012年における検討、2013年における検討の詳細について説明する。

3. 東北地方太平洋沖地震後に行われた検討

3.1 2011年・2012年における検討

「2011年・2012年における検討」では、東北地方太平洋沖地震を考慮することができていなかったという確率論的地震動予測地図の課題について述べるとともに、それらの課題の背景にある原因を明らかにするため、

- ① 手法の有効性に関する検討
- ② 震源断層を特定できなかった地震の問題の検討
- ③ 「震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」のモデル化の検討
- ④ 表現方法の問題の検討

の4つの検討を行い、その結果を取りまとめた。

まず、①では、過去のある時点に遡って作成した確率論的地震動予測地図と実際のデータとの比較（石川・他，2011）から、確率論的地震動ハザード評価手法の基本的枠組みについて調べ、その有効性を確認した。具体的には、

- 1) 1890年、1920年、1950年、1980年の4つの時点からの各30年間について、確率論的地震動予測地図で用いている手法により予測される、ある震度以上の揺れに見舞われる確率の分布と、同期間に実際に発生した地震により、ある震度以上の揺れに見舞われた地域の分布の地図を比較。
- 2) 1890年、1920年、1950年、1980年の4つの時点からの各30年間について、確率論的地震動予測地図によりある強さ以上の揺れに見舞われると予想されるメッシュ数（確率論的地震動予測地図は、全国を約250m四方の区画に区切り、各区画の代表点で計算している）の期待値と、実際に過去に発生した地震により、ある強さ以上の揺れに見舞われたメッシュ数の期待値を比較。

を行った。その結果、確率論的地震動ハザード評価手法の基本的枠組みが有効であることを確認した。

②では、東北地方太平洋沖地震発生時に、代表的な確率論的地震動予測地図である「30年間に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率」が相対的に高くない福島県南部や茨城県北部などにおいて震度6弱以上が観測された問題を検討した。その結果、地震動ハザード評価に用いる地震活動モデルにおいて東北地方太平洋沖型の繰り返し地震を考慮することにより、地震動予測地図の震度と実際に観測された震度の差が小さくなることを確認した。

③は、「震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」の最大規模をこれまでに発生した最大（既往最大）の地震の規模としたモデル1と、従来考慮していたよりも大きな規模としたモデル2とを作成した上で、それぞれについて地震動ハザードを計算し、両者を比較した。その結果、後者のように、データ不足等に起因する地震活動モデルの不確実性を考慮して、より規模の大きな地震まで考慮することにより、低確率のハザードレベルに対して、より適切に対処できることを示した。ただし、検討は三陸沖から房総沖の領域に限定して行った。また、どの程度まで不確実性を考慮して最大規模を設定するかについては、今後検討

を行う必要があるとした。

④では、東北地方太平洋沖地震の発生以前から指摘があった、地震動ハザード評価の結果の表現方法についての検討を行った。具体的には、従来の30年間3%（再現期間 約1,000年に相当）や30年間6%（再現期間約500年に相当）の地震動予測地図では、陸域の活断層や、発生間隔が長い低頻度の海溝型地震による地震動ハザードの影響が捉えにくいという問題について検討を行った（ここで、再現期間は「その地点においてある強さを超えるような地震の揺れが、平均して何年に一度起きるか」を示す）。検討は、従来モデルで考慮するすべての地震の発生時系列をポアソン過程としたモデルを用いて行った。検討の結果、問題の解決策の一つとして、再現期間100,000年などの非常に長期間の確率論的地震動予測地図を作成し、長期間の平均像としての確率論的地震動予測地図を見ることにより、低頻度の地震による地震動ハザードがより捉えられやすくなることを示した。

また、報告書のまとめでは、地震動ハザード評価を国民の安全に役立てるためには、国民に分かりやすく情報を伝えることが極めて重要であり、十分な検討が必要であることを述べた。

3.2 2013年における検討

2013年における検討では、2011年・2012年における検討の検討結果を踏まえつつ、「震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」のモデル化を含む、地震活動のモデル化に関する複数の検討を行い、地震動ハザード評価を改善するための地震活動モデルの改良について考察した。また、2011年・2012年における検討と同様に、長期間を対象とした確率論的地震動予測地図を作成し、それらの特徴について考察した。さらに、地震動予測地図について地震の専門家以外の国民にも分かりやすく説明した資料を作成した。

まず、「震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」に関する検討では、従来モデル、検討モデル、参照モデルの3つの異なる地震活動モデルを作成した。それぞれのモデルの特徴は、以下のとおりである。

従来モデル：長期評価の結果を基本とした従来とほぼ同じモデル。

検討モデル：従来考慮していたよりも規模が大きく頻度の低い地震まで震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として考慮する等、地震活動モデルの不確実性を大きくとった検討用のモデル。

参照モデル：従来モデル、検討モデルとの比較用に作成した参照用のモデル。従来考慮していたよりも規模が大きく頻度の低い地震まで震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として考慮しつつ、地震の規模と頻度の統計的關係に基づいて作成したシンプルなモデル。

検討では、これらの3つのモデルを用いて、

・3つの異なる地震活動モデルに基づく地震動ハザード評価

- ・ 3 つの異なる地震活動モデルに基づく地震動ハザード評価の結果と「2011 年・2012 年における検討」のモデル 2 の結果との比較
- ・ 3 つの異なる地震活動モデルに基づく地震動ハザード評価の結果の比較

を行った。その結果、

- ① 長期評価の改訂
- ② 「震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」の最大マグニチュード
- ③ 対象地震を個別の地震としてモデル化するか震源断層をあらかじめ特定しにくい地震としてモデル化するか
- ④ 地震発生確率をポアソン過程で計算するか BPT 分布を用いた更新過程で計算するか

が地震動ハザード評価の結果に影響をもたらすことが明らかになった。

検討により、「①長期評価の改訂」が地震動ハザードの評価結果に対して影響が大きく、地震動ハザード評価の高度化のためには長期評価の高度化が不可欠であることが確認された。特に、海溝型地震は陸域の活断層で発生する地震と比較して発生確率が高いため、地震動ハザードに与える影響が大きく、かつその影響が広範囲にわたることが再確認された。

続いて、「②震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュード」については、最大マグニチュードの設定が、地震動ハザード評価の結果に大きな影響を与えることが分かった。このため、最大マグニチュードの設定に当たっては、データ不足等による地震活動モデルの不確実性を考慮しつつ、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードを適切に設定するための検討を行っていく必要があることが分かった。

さらに、「③対象地震を個別の地震としてモデル化するか震源断層をあらかじめ特定しにくい地震としてモデル化するか」の違いが地震動ハザード評価の結果に与える影響が明らかになった。その影響は BPT 分布（BPT 分布については、地震調査研究推進本部地震調査委員会、2001a を参照）を用いた更新過程でモデル化された地震発生確率が、時間が 1 年経過することによって変化する量と比較しても概して大きく、対象地震を個別の地震としてモデル化するか震源断層をあらかじめ特定しにくい地震としてモデル化するかを慎重に検討する必要があることが分かった。

「④発生確率をポアソン過程で計算するか BPT 分布を用いた更新過程で計算するか」については、どちらの確率過程で地震発生確率を計算するかによって、地震動ハザード評価の結果にどの程度の差が生じるかが確認された。地震調査委員会が行ってきた地震動ハザード評価においては、地震の平均発生間隔および最新活動時期が分かっている場合は BPT 分布を用いて、平均活動間隔のみが分かっている場合にはポアソン過程を用いて、地震の発生確率を計算している。この 2 つの計算方法のどちらを用いるかにより、地震の発生確率は異なり、両者の大小関係は、地震の平均発生間隔および最新活動時期から経過した時間の長さによって変化する。まだ長期評価されていない地震など、事前に地震活動モデルを作成するための十分なデータが得られない地震の発生確率を計算する際には、地震活動

モデルの不確実性を考慮し、2つの計算方法による計算値の大小関係も考慮して確率過程を選択することが重要であることが分かった。

長期間の確率論的地震動予測地図の検討では、2011年・2012年における検討に加えて、再現期間100,000年相当の確率論的地震動予測地図においても、北海道北部など一部地域において地震動ハザードが相対的に低いことを指摘し、「現実には地震動ハザードが低い可能性がある一方で、実際には存在する活断層がまだ見つかっていない、あるいは、それらの地域においてたまたま最近の地震活動が低く、それが地震動ハザード評価の結果に影響しているという可能性もある」とした。また、長期間の確率論的地震動予測地図により、より低頻度の地震による地震動ハザードまで表現することができるようになるものの、その考察にあたっては、地震活動や地震動のばらつきのモデル化などの誤差に注意を払う必要があるとした。

以上の検討に加え、2013年における検討では、2011年・2012年における検討で「地震動ハザード評価を国民の安全に役立てるためには、国民に分かりやすく情報を伝えることが極めて重要」としたことを受け、地震動予測地図を地震の専門家以外の利用者にも分かりやすく説明した資料を作成した。「確率論的地震動予測地図などの地震動ハザード情報を、地震や確率の専門的知識を持ち合わせていない国民に対して、分かりやすく誤解のないように説明し、国民の適切な防災行動につなげていくための適切な表現方法についても検討していく必要がある」とし、そのための試みとして、一般向けの地震動予測地図の説明資料を作成し、確率論的地震動予測地図の見方や注意点を分かりやすくまとめた。

3.3 2014年における検討

2014年における検討では、東北地方太平洋沖地震発生後から3年以上にわたって行ってきた確率論的地震動ハザード評価の改良のための検討結果を踏まえ、確率論的地震動予測地図を作成した。

「3.1 2011年・2012年における検討」、「3.2 2013年における検討」で述べたとおり、東北地方太平洋沖地震以降に行われた検討では、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として考慮する地震の最大マグニチュードを従来よりも大きく設定して、その存在が知られていないような低頻度で規模の大きな地震のハザードを考慮する等、従来よりも一層不確実性を考慮した地震活動モデル（2011年・2012年における検討のモデル2、2013年における検討の検討モデル(モデル2)）を作成した。2014年は、2013年における検討で作成した検討モデルを基本とし、さらに種々の改良を加えたモデルを作成した。2014年版の地震活動モデルには、東北地方太平洋沖地震を踏まえ、地震の多様な発生様式、規模、発生確率のばらつきを考慮した、「南海トラフの地震の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2013d）、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(第二版)」（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2014b）を反映した。この地震活動モデルに基づいてハザード

ド評価を行い、これを全国地震動予測地図 2014 年版としてとりまとめ、公表することとした。

全国地震動予測地図 2014 年版で行った主な改良は以下のとおりである。

- ・東北地方太平洋沖地震を踏まえた「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2014b)を反映。
- ・2013 年における検討の検討モデルを基本として、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として考慮する最大の地震の規模を、2013 年における検討の従来モデルよりも大きく設定(詳細は、本編の「参考資料 2014 年版の地震活動モデルの概要と 2013 年における検討からの主な変更点」を参照)。
- ・2013 年における検討の従来モデルと同様に、全国の主要活断層帯について、通常の活断層調査では検出することが困難な地震(地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震)を考慮(詳細は付録-1の「5.3.1.4 地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震」を参照)。
- ・「九州地域の活断層の長期評価(第一版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013b)において複数区間が連動した場合の地震の規模が与えられているものについて、2013 年における検討の従来モデルでは考慮していなかった、活断層の複数区間の連動を考慮。
- ・地震活動がある期間だけ局所的に活発化(または不活発化)したことによって予測結果が過度に影響されることを防ぐため、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震を考慮する際に、従来よりも大きな領域を用いて算出した地震の発生頻度のデータも使用(詳細は、付録-1の「4.3 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の評価手法の概要」を参照)。
- ・千島海溝、日本海溝、伊豆・小笠原海溝において、海溝軸より沖合で発生するプレート内地震を考慮(詳細は、付録-1の「5.1.3 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」を参照)。
- ・日本海東縁部で発生する地震の発生確率について、海域の活断層調査がまだ不十分であることを考慮して、新たな長期評価がなされるまでの暫定措置として、BPT 分布を仮定して計算した値とポアソン過程を仮定して計算した値の平均値を採用。
- ・新たなデータ等を踏まえ全国的に見直しを行うとともに測地系の変更を行った表層地盤データ(微地形区分)を使用。
- ・2013 年における検討で作成した、地震動予測地図を地震の専門家以外の国民にも分かりやすく説明した資料「地震動予測地図を見てみよう」を更新し、付録-2として公表。

4. 地震活動モデルの概要

4.1 地震活動のモデル化の方針と概要

東北地方太平洋沖型の地震は、2011年3月時点では長期評価されておらず、また、確率論的地震動予測地図においても考慮されていなかった。地震本部は、東北地方太平洋沖地震の教訓を踏まえ、今後の地震の調査、観測、研究の基本方針である新総合基本施策を改訂した（地震調査研究推進本部，2012）。改訂された新総合基本施策では、今後の長期評価の方針として、「今後は、これらを教訓として、超巨大地震が発生しないという考え方にとられることなく、観測データの充実や積極的な活用を図り、超巨大地震も長期評価の対象とすることも含めて長期評価手法の改善に向けて検討を行うことが不可欠である」としており、現在、この方針に基づいて長期評価を見直している。また、確率論的地震動予測地図についても、その見直しを行っている。全国地震動予測地図2014年版の作成に用いた地震活動モデルは、これらの見直しを反映している。

長期評価については、従来の評価方針を見直し、以下の新たな方針に基づいて評価を行っている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）。

- ① これまで考えられてきた固有地震モデルに固執することなく、発生しうる最大クラスも含めた地震の多様性を考慮した評価を試みる。
- ② 不確実性が大きな情報も、これに伴う誤差やばらつき等を検討した上で、評価に活用する。
- ③ データの不確実性などにより、解釈が分かれる場合は、複数の解釈について併記する。

これらの新たな評価方針に基づいて、南海トラフの地震活動の長期評価の改訂（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013d）、相模トラフ沿いの地震活動の長期評価の改訂（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）が行われた。

確率論的地震動予測地図の作成に用いる地震活動モデルでは、長期評価の対象となっている地震と、長期評価の対象となっていない地震の両方が考慮されており、長期評価されている地震は、基本的に長期評価の結果に基づいてモデル化される。今回作成した地震活動モデルには、「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2011c）を反映している。

確率論的地震動予測地図の作成手法そのもの見直しでは、東北地方太平洋沖型地震が当時の確率論的地震動予測地図の地震活動モデルにおいて考慮されていなかったことや、東北地方太平洋沖地震の発生以前より指摘されていた、表現方法の問題などの複数の課題を解決するための検討を行った（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2012、地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013a）。その中でも、東北地方太平洋沖地震のような、十分な情報が得られておらず長期評価されていない地震をいかに考慮するかに主眼を置いて検討を行った。

地震調査委員会は、検討結果（「3. 東北地方太平洋沖地震後に行われた検討」を参照）を踏まえ、今後の地震動ハザード評価においては、十分な情報が得られず長期評価されていない地震について、従来考慮していたよりも大きな規模のものまで考慮するなど、地震活動モデルの不確実性を考慮することとした。

この方針に基づき、2014年版の地震活動モデルは、2013年における検討の「検討モデル」を基本として、従来の地震活動モデルに以下の変更を行った。

- ・ **あらかじめ震源断層を特定しにくい地震の最大マグニチュードの設定を変更し、従来考慮していたよりも頻度が低く規模の大きな地震も考慮。** 従来のモデルでは、海溝型地震の長期評価が公表されている各領域でモデル化する震源断層をあらかじめ特定しにくい地震とその領域で長期評価されている地震の規模（つまり、既往地震の最大規模）未満としていた。しかしながら、東北地方太平洋地震の発生直後に、茨城県沖で長期評価されていた地震の規模を大きく上回る $M7.6$ の地震が発生したこと等を踏まえ、繰り返し発生する地震が BPT 分布あるいは時間予測モデルでモデル化されている領域を除き、あらかじめ震源断層を特定しにくい地震の最大マグニチュードを、原則として、太平洋プレートのプレート間地震は $M8.5$ 、プレート内地震は $M8.2$ 、フィリピン海プレートのプレート間地震は $M8.5$ 、プレート内地震は $M8.0$ とする。ただし、地震活動に基づいて区分された領域の面積から設定される地震規模は超えないものとする。

また、大陸側プレートの内部で発生する地震のうち、活断層の存在が知られていないところで発生する震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードは、従来、区分された各領域内で過去に発生した地震の最大規模を採用していたが、低頻度の地震まで考慮する場合には、現在評価に用いている過去 100 年程度の期間に発生した地震のデータだけでは不十分と考え、陸域では一律に $M7.3$ 、活断層の調査やモデル化が不十分な海域では一律に $M7.5$ とする（「5. 地震活動のモデル」の各領域の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に関する記述を参照）

- ・ **繰り返し発生する地震と震源断層をあらかじめ特定しにくい地震のマグニチュードの間の空白に対処。** 確率論的地震動予測地図では、長期評価された繰り返し発生する地震の最小マグニチュードより小さく、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードよりも大きなマグニチュードの地震については、考慮されていなかった（マグニチュードの空白）。このため確率論的地震動予測地図においてこのような地震も漏れなく考慮するため、繰り返し発生する地震と震源断層をあらかじめ特定しにくい地震のマグニチュードの間に空白がある場合は、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードを大きくして各領域のグーテンベルク・リヒター（Gutenberg-Richter）の関係式（「4.3.1 評価手法の概要」の脚注参照、以降 G-R 式）を適用し、マグニチュードの空白がないようにモデル化する。

- ・相模トラフ沿いの $M8$ クラスの地震（海溝型地震）についても、平均ケースと最大ケースを考慮。長期評価においてばらつきを考慮した地震発生確率が示された相模トラフ沿いの $M8$ クラスの地震（海溝型地震）については、従来活断層の地震の発生確率の算出に用いてきた「平均ケース・最大ケース」の考え方を適用し、最も平均的な値と考えられる発生確率と、考えうる最大の発生確率の 2 つの発生確率を考慮する。ただし、相模トラフ沿いの $M8$ クラスの地震の平均ケース、最大ケースの発生確率の算出の仕方は、活断層のそれとは異なる。「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）概要資料」（地震調査研究推進本部事務局，2014）では、地形・地質データから推定される過去の地震の発生履歴を説明可能な、BPT 分布に従う乱数時系列を多数発生させ、それらの乱数時系列から計算される「今後 30 年間の地震発生確率」の分布を示している。この分布のうち、95% の信頼区間に含まれるものについて、平均値を計算すると 0.7% となることから、相模トラフの $M8$ クラスの地震の平均ケースの発生確率は、今後 30 年間で 0.7% とした。最大ケースの発生確率は長期評価された発生確率の最大値とした（「5.2.1.1 相模トラフ沿いの $M8$ クラスの地震」を参照）。
- ・海溝軸よりも沖合で発生するプレート内地震（アウターライズ地震）を考慮。2013 年における検討の従来モデルでは、三陸沖から房総沖の海溝寄りの領域のプレート内地震（正断層型）を 2012 年のモデルから暫定的に海溝軸の外側にも配置した以外は海溝軸よりも沖合で発生するプレート内地震はモデル化の対象外であったが、東北地方太平洋沖地震発生後、日本海溝の沖合でも多くの地震活動が見られるため、これを考慮する（詳細は「5.1 太平洋プレートで発生する地震」を参照）。
- ・日本海東縁部の地震の発生確率として、BPT 分布を仮定して計算した長期評価による値（従来用いてきた値）とポアソン過程を仮定して計算した値の平均値を採用（参考資料 A-2 を参照）。「日本海東縁部の地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2003b）では、北海道北西沖から新潟県北部沖までの 8 領域について大地震の発生可能性が評価されたが、このうち 5 領域については最近地震が発生していることから、今後 30 年間の地震発生確率はほぼ 0% となっている。一方で、日本海東縁部には多くの海底活断層の存在が知られており（例えば、泉・他，2014、文部科学省・東京大学地震研究所，2014）、長期評価で対象となった地震以外の大地震の発生も否定できない。詳細なモデル化は今後の知見の蓄積を待つ必要があるが、暫定的に日本海東縁部の 8 つの地震の発生確率については、ポアソン過程で計算した確率と BPT 分布により計算した確率の平均値とする（日本海東縁部の 8 つの地震については、「5.3.2 長期評価された地震のうち繰り返し発生する地震」を参照）。
- ・地震活動が低調な地域における頻度が低く規模の大きな地震を考慮するため、「大領域を用いる方法」も用いて震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度を算出。震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度は、地震地体構造区分に基づき設定された比較的小さな領域ごとに、1885 年以降（地域によってはより近年のデータに限定）

に発生した地震のデータに基づき設定されていた。このため、この期間内の地震活動が極めて低調な地域では、将来もほとんど地震が発生しないモデルとなっていた。新しいモデルでは、広域の平均的な地震活動も反映させるために、陸域を2領域（別途南西諸島と伊豆小笠原諸島の浅い地震を含めて4領域）に分割して算定した平均的な頻度を、従来の方法で算定された頻度と重みを付けて平均化した値とする（「4.3 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の評価手法の概要」を参照）。

- ・「活断層の長期評価手法（暫定版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会，2010）で示されている「地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震」を考慮。「活断層の長期評価手法（暫定版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会，2010）では、「地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震」の規模は $M6.8$ ～固有地震の規模（ただし $M7.4$ を上限）とし、発生頻度が平均活動間隔の2倍と仮定し、ポアソン過程に従うものとする（「5.3.1.4 地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震」を参照）。
- ・全国の主要活断層帯について複数区間の連動を考慮。「九州地域の活断層の長期評価（第一版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013b）において、活断層の複数区間の連動の可能性が評価されている。2014年版では、2013年における検討の検討モデルと同様に、活断層の複数区間の連動を考慮する（詳細は「5.3.1.2 九州地域の活断層の長期評価において評価対象とする活断層」を参照）。
- ・「九州地域の活断層の長期評価（第一版）」および主要活断層帯の長期評価の一部改訂の反映。「九州地域の活断層の長期評価（第一版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013b）に基づき、主要活断層帯とその他の活断層のモデルを更新する。この際、評価単位区間をそれぞれ独立した活断層としてモデル化するとともに、連動の可能性が記載されている場合には、全体が同時に活動する場合を別途モデル化する（「5.3.1.2 「九州地域の活断層の長期評価」において評価対象とする活断層」を参照）。
- ・南関東におけるフィリピン海プレートの形状に関する知見（「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」文部科学省・東京大学地震研究所（2012））を反映。従来のモデルでは、長期評価された海溝型の地震のうち、いわゆる固有地震に該当する地震以外の地震（ひとまわり小さい地震、繰り返し発生する地震でもポアソン過程でモデル化されている地震など）も個別にモデル化していた。新しいモデルでは、それらの地震を、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に含めてモデル化し、固有地震と震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の2種類に明確に分類する（「5.2.3 フィリピン海プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」を参照）。
- ・従来陸側の浅い地震として一括して扱っていた南西諸島の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震を、陸側の浅い地震とフィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震に分離してモデル化。「日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004b）では、南西諸島周辺の浅発地震として深さ60km以浅の

過去の地震について言及している。従来のモデルでは、これに従い、陸側プレートの浅い地震とフィリピン海プレートの地震を一括して南西諸島周辺の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震としてモデル化していた。新しいモデルでは、他の地域と同様に、陸側プレートの浅い地震とフィリピン海プレートの地震とに分離してモデルする(「5.2.3 フィリピン海プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」および「5.3.3.1 陸域で発生する地震のうち活断層が特定されていない場所で発生する地震」を参照)。

2014年版の確率論的地震動予測地図は、以上の改良を行うとともに、2013年1月1日から時間が1年経過したことによる地震発生確率の変化を反映した。

表4.1-1に、以上に基づいて作成された地震活動モデルの概要を示す。2014年版の地震活動モデルは、2013年従来モデル(モデル1)や全国地震動予測地図2010年版の地震活動モデルと大きく異なる点が少なくないが、これは従来の地震活動モデルが科学的に否定されたことを意味するものではなく、作成方針の違いによるものである。2014年版の地震活動モデルは、東北地方太平洋沖地震発生当時の確率論的地震動予測地図において、事前に十分な情報が得られていない地震の考慮が不十分であったことを踏まえたものであり、基本的には2011年・2012年における検討のモデル2、2013年における検討の検討モデル(モデル2)のモデル化方針に基づくものである。

表 4.1-1 地震活動モデルの概要

		2013年起点の評価			2014年版
		従来モデル (モデル1)	検討モデル (モデル2)	参照モデル (モデル3)	
カテゴリー I	南海トラフ	M8~9, P30=67	同左	同左	同左
	大正型関東	M7.9, P30=0.21	M7.9~8.6 G-Rモデル	同左	M7.9~8.6 更新過程
	元禄型関東	なし (P30=0)			
	東北地方太平洋沖型	P30=0	同左	震源不特定に統合(*1)	2013年のモデル2と同じ
	三陸沖北部	M8.0, P30=8.4	同左		
	宮城県沖	M7.4, P30=55*	震源不特定に統合		
	十勝沖	M8.1, P30=1.8	同左	震源不特定に統合(*2)	2013年のモデル2と同じ
	根室沖	M7.9, P30=49			
	十勝沖・根室沖連動	M8.3, 6回に1回			
	色丹島沖	M7.8, P30=56			
択捉島沖	M8.1, P30=64				
カテゴリー II	南海トラフ震源不特定	$M_1 = 8.0/8.0$	同左	同左	同左
	相模トラフ M7	M6.7~7.2, P30=72*	$M_1 = 7.8/7.8$	同左	$M_1=7.8/7.3$
	震源不特定	$M_1 = 6.6/-$			
	三陸沖北部繰り返し以外	M7.1~7.6, P30=88*	$M_1 = 7.9/8.2$	*1 も含めて一括のG-Rモデル $M_1 = 9.5/8.2$	2013年のモデル2と同じ
	震源不特定	$M_1 = 7.0/7.5$			
	三陸沖中部震源不特定	$M_1 = 8.0/7.5$	$M_1 = 8.2/8.2$		
	宮城県沖繰り返し以外	M7.0~7.3, P30=61*	$M_1 = 8.4/8.2$		
	震源不特定	$M_1 = 8.0/7.5$			
	三陸沖南部繰り返し以外	M7.2~7.6, P30=51*	同左		
	震源不特定	$M_1 = 8.0/7.5$			
	三陸房総海溝寄震源不特定	$M_1 = 8.0/-$	$M_1 = 8.2/8.2$		
	福島県沖震源不特定	$M_1 = 8.0/7.5$			
	茨城県沖繰り返し以外	M6.9~7.6, P30=69*	$M_1 = 8.3/8.2$		
	震源不特定	$M_1 = 8.0/7.5$			
	房総沖震源不特定	$M_1 = 8.0/7.5$	$M_1 = 8.3/8.2$		
	東北陸域太平洋P内	$M_1 = -/7.5$	$M_1 = -/8.2$	同左	
	十勝根室繰り返し以外	M7.1, P30=82*	$M_1 = 8.0/8.2$	*2 も含めて一括のG-Rモデル $M_1 = 9.5/8.2$	2013年のモデル2と同じ
	震源不特定	$M_1 = 6.9/7.5$			
色丹択捉繰り返し以外	M7.1, P30=94*	$M_1 = 8.0/8.2$			
震源不特定	$M_1 = 6.9/7.5$				
千島P内やや浅い	M8.2, P30=30*	十勝沖~択捉島沖に統合			
やや深い	M7.5, P30=67*				
千島陸域太平洋P内	$M_1 = -/7.5$	$M_1 = -/8.2$	同左		

表 4.1-1 2014 年版の地震活動モデルの概要 (つづき)

		2013 年起点の評価			2014 年版
		従来モデル (モデル 1)	検討モデル (モデル 2)	参照モデル (モデル 3)	
カ テ ゴ リ ー II	南関東太平洋 P (南関東 M7)	$M_1 = 7.2/-$	$M_1 = 8.1/8.2$	同左	廃止の上 周辺に統合
	小笠原太平洋 P 浅部	$M_1 = 7.4/7.4$	$M_1 = 8.5/8.2$	$M_1 = 9.5/8.2$	2013 年のモデル 2 と同じ
	深部	$M_1 = -/7.0$	$M_1 = -/8.2$	同左	
	安芸灘繰り返し以外	$M_1 = 6.7 \sim 7.4$, P30=36*	$M_1 = -/8.0$	同左	
	震源不特定	$M_1 = -/6.6$			
	日向灘繰り返し以外	$M_1 = 7.6$, P30=14*	同左	同左	
	ひとまわり小さい	$M_1 = 7.1$, P30=73*	同左	同左	
	震源不特定	$M_1 = 6.9/7.2$	同左	同左	
	南西諸島浅部	$M_1 = 7.7$ (陸と一体)	$M_1 = 8.5/8.0$	$M_1 = 9.5/8.0$	
	深部	$M_1 = -/8.0$	同左	同左	
	与那国島繰り返し以外	$M_1 = 7.8$, P30=26*	同左	同左	
太平洋 P の アウターライズの地震	なし	同左	同左	$M_1 = -/7.6$ $M_1 = -/8.2$	
カ テ ゴ リ ー III	北海道北西沖	$M_1 = 7.8$, P30=0.046	$M_1 = 7.8$, P30=1*	同左	更新過程による発生確率とポアソン過程による発生確率の平均値を使用
	北海道西方沖	$M_1 = 7.5$, P30=0	$M_1 = 7.5$, P30=1*	同左	
	北海道南西沖	$M_1 = 7.8$, P30=0	$M_1 = 7.8$, P30=3*	同左	
	青森県西方沖	$M_1 = 7.7$, P30=0	$M_1 = 7.7$, P30=3*	同左	
	秋田県沖	$M_1 = 7.5$, P30=3*	同左	同左	
	山形県沖	$M_1 = 7.7$, P30=0	$M_1 = 7.7$, P30=3*	同左	
	新潟県北方沖	$M_1 = 7.5$, P30=0	$M_1 = 7.5$, P30=3*	同左	
	佐渡島北方沖	$M_1 = 7.8$, P30=3.9*	同左	同左	
	日本海東縁震源不特定	$M_1 = 7.3$	$M_1 = 7.5$	同左	$M_1 = 7.5$ 大領域を併用
	主要活断層帯 (全国)	2012 年末までに公表された長期評価を反映	「地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震」を考慮	同左	・2013 年のモデル 2 と同じ ・新たに公表された長期評価の改訂を反映
九州地域の活断層 (帯)	地域評価を反映	同左に加え、複数区間の連動と「痕跡を認めにくい地震」を考慮	同左		
与那国島震源不特定	$M_1 = 7.3$	同左	同左	$M_1 = 7.4$	
その他震源不特定	$M_1 = 6.8$ (海域 7.0)	$M_1 = 7.3$ (海域 7.5)	同左	$M_1 = 7.3$ (海域 7.5) 大領域を併用	

- ・ 2013 年 1 月 1 日から 1 年経過による地震発生確率の変化のみがある場合でも「同左」等の表現を用いている。
- ・ P30 は 30 年発生確率 (%), * はポアソン過程で算出したことを示す。
- ・ M はマグニチュード, M_1 について、/ の左側はプレート間、/ の右側はプレート内地震の最大マグニチュード。同様に M_L について、/ の左側はプレート間、/ の右側はプレート内地震の最小マグニチュード。
- ・ G-R モデルは、G-R 式(「4.3 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の評価手法の概要」の脚注を参照)を用いてポアソン過程で評価することを示す。
- ・ 表中の「震源不特定」は、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震を、「震源不特定に統合」は、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震としてモデル化したことを示す。
- ・ 元禄型関東地震は、地震発生確率が極めて小さく計算上考慮していないため、「なし (P30=0)」と表記している。
- ・ 背景が黄色は 2013 年起点の評価における、桃色は 2014 年版における変更点。
- ・ 地震カテゴリーは 2013 年起点の評価のモデル 1 に基づいている。

4.2 地震の分類

本報告書では、2014年版の地震活動モデルで考慮する地震を、以下のように分類する。なお、2013年における検討で「南西諸島及び与那国島周辺の地震」として扱っていた地震は、2014年版の地震活動モデルでは「陸側プレートの浅い地震」と「フィリピン海プレートで発生する地震」とに分離してモデル化するため、説明もそれぞれに分けて行っている。

- 1) 太平洋プレートで発生する地震
 - ・ 長期評価された地震のうち繰り返し発生する大地震
 - ・ 長期評価された地震のうち震源が特定されていない地震
 - ・ 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
- 2) フィリピン海プレートで発生する地震
 - ・ 長期評価された地震のうち繰り返し発生する大地震
 - ・ 長期評価された地震のうち震源が特定されていない地震
 - ・ 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
- 3) 陸側プレートの浅い地震
 - ・ 主要活断層帯（九州地区を含む）で発生する地震
 - ・ その他の活断層で発生する地震
 - ・ 長期評価された地震のうち震源が特定されていない地震（日本海東縁部の地震）
 - ・ 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
- 4) 与那国島周辺の地震
 - ・ 長期評価された地震のうち震源が特定されていない地震
 - ・ 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

4.3 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の評価手法の概要

本報告書では、前節に示したそれぞれの項目について、2014年版のモデルの詳細と、2014年版のモデルに対する2013年における検討の従来モデルおよび全国地震動予測地図2010年版のモデルの違いを概説する。次節の「震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の評価手法の概要」についても、同様に記述する。

4.3.1 評価手法の概要

ここでは、地震活動モデルのうち、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の評価手法の概要をまとめる。

震源断層をあらかじめ特定しにくい地震は、その一つ一つについて、事前に発生場所、地震規模、発生確率を特定することが困難であるため、地震群としての特徴を確率モデル

で表現するものである。その評価手法は、「全国を概観した地震動予測地図」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005b、地震調査研究推進本部地震調査委員会，2006h、地震調査研究推進本部地震調査委員会，2007f、地震調査研究推進本部地震調査委員会，2008f）および「全国地震動予測地図」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2009g、藤原・他，2009、地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010f）で用いられているものと同様であり、基本的には「確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会，2002）、「確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定－北日本）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会，2003）、「確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定－西日本）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会，2004）、および「震源を予め特定しにくい地震等の評価手法について（中間報告）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会，2002）に準拠するが、2014年版モデルでは、陸側プレートの浅い地震の発生頻度の算出方法を変更した。

以下に、2014年版モデルの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の評価手法を示す。ただし、実際には評価する地域に応じて取扱いを変えている場合がある。それらの詳細については個別の項目で説明する（概要は図4.3.1-1を参照）。震源断層をあらかじめ特定しにくい地震は、過去に発生した地震のデータに基づき、地震の発生場所、規模、頻度をモデル化する。この際、

- a. 海溝型地震の長期評価で区分された領域、地震地体構造区分（地震地体構造区分については「10.1.5 地震活動モデルの領域分け」を参照）、震央分布等に基づいて区分された領域（図4.3.1-1）を単位として評価する方法（以降、地域区分する方法）
- b. aの領域を統合したさらに大きな領域（以降、大領域、図4.3.1-2）を単位として評価する方法（以降、大領域を用いる方法）
- c. 東西南北0.1度間隔で機械的に区分されたメッシュを単位として評価する方法（以降、地域区分しない方法）

の3つのうち、太平洋プレートおよびフィリピン海プレートで発生する地震についてはaおよびcの2つを、陸側プレートの浅い地震についてはa、b、cの3つを用いる。

aは損害保険料率算定会（2000）で用いられている手法に準じたもの、bは2014年版モデルで新たに加えられたもの、cはFrankel（1995）におけるsmoothed seismicityの考え方に準じたものである。3者の大きな違いは、地震活動度が一様と考える領域の大きさである。aとbでは、単位面積当たりの地震発生頻度が領域内で一定になるように頻度を算定する。大領域を用いる方法、地域区分する方法で用いる領域の面積は、一般に0.1度のメッシュよりも大きいため、地震発生頻度の地域変化（最大と最小の頻度の比や頻度の距離による変化の程度）は、地域区分しない方法で求めた方が大きくなる傾向がある。最終的には、地域区分する方法に基づく頻度も0.1度メッシュごとの頻度に換算し、太平洋プレートおよびフィリピン海プレートで発生する地震についてはaとcの2つの平均値を、

陸側プレートの浅い地震については a、b、c の 3 つの平均値を用いることとした。

地震発生頻度の算定に用いる震源データは、対象地域ごとの条件を勘案して決めているが、

中地震カタログ：宇津カタログ（宇津，1982；宇津，1985）のうち 1885 年から 1925 年のマグニチュード 6.0 以上の地震と、2010 年に刊行された「平成 23 年 5 月 地震・火山月報（カタログ編）」（気象庁，2011）に収録の震源データのうち 1926 年から 2010 年のマグニチュード 5.0 以上の地震のデータを組み合わせたもの。

小地震カタログ：気象庁震源データのうち 1983 年から 2010 年のマグニチュード 3.0 以上（太平洋プレートとフィリピン海プレートの地震については 4.0 以上）の地震のデータ。

の 2 つを併用する（以降、これを標準カタログと呼ぶ）ことを基本とするが、領域によって用いるカタログとカタログデータの期間を変えている。ここで、使用するカタログデータの期間を 2010 年までとしているのは、2011 年に起きた東北地方太平洋沖地震以降に発生した多数の余震による影響を避けるためである。用いたカタログおよびカタログデータの期間については、各領域の説明のところで記述する。

なお、震源深さが 200km 以浅の地震を用い、別途モデル化されている地震（主要活断層帯、海溝型地震、主要断層帯以外のその他の活断層）に対応するものはこれらのカタログから除去する。

余震は、マグニチュード 6.0 以上の地震の発生後 90 日以内に、震央を中心とする次式（建設省土木研究所地震防災部振動研究室，1983）で表される面積 A (km²) の円内で発生した地震を余震とみなし、機械的に除去する。

$$\log A = M-3.2 \quad (4.3.1-1)$$

なお、前震および群発地震は除去しない。

このように処理された地震カタログデータを用いて、各単位面積における地震の発生頻度を、

- (1) 地域区分する方法
 - (1-a) 中地震カタログ
 - (1-b) 小地震カタログ
- (2) 大領域を用いる方法
 - (2-a) 中地震カタログ
 - (2-b) 小地震カタログ
- (3) 地域区分しない方法
 - (3-a) 中地震カタログ
 - (3-b) 小地震カタログ

のそれぞれについて計算して求めた頻度を用いる。

具体的には、太平洋プレートおよびフィリピン海プレートで発生する地震については、1-a、1-b、3-a、3-b の4つの頻度を平均して、陸側プレートの浅い地震については、1-a、1-b、2-a、2-b、3-a、3-b の6つの頻度を平均して用いる。「地域区分する方法」「地域区分しない方法」による頻度（2013年版検討モデルで用いられた頻度）を図4.3.2-3に、「大領域を用いる方法」による頻度を図4.3.2-4に、それぞれ示す。

地震の規模の確率分布は、上限値を有するG-R^{※1}式の関係に従うと仮定して評価し、係数 b は日本周辺の平均的な値と考えられる0.9とする。考慮する最小のマグニチュードは5.0^{※2}とし、最大マグニチュードは過去に発生した地震の規模や関連する長期評価の結果等を踏まえて、地域区分した領域ごとに設定するが、基本とする値として、内陸では7.3、海域では7.5とする。2013年従来モデルでは、内陸で6.8、海域で7.0としていたが、事前に十分な情報が得られない地震を考慮するため、従来よりも大きな値に設定した。地震の発生時系列は、定常ポアソン過程に従うと仮定する。

2014年版と、2010年版、2013年における検討のモデル化の違いの概要は以下のとおりである。

<2013年における検討の従来モデル>

- ・地震発生頻度の計算は2010年版と同じ。ただし、
 - ① 使用する気象庁震源データの期間は2010年末までである。
 - ② 東北地方太平洋沖地震の発生を受けて、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードを2010年版よりも大きく設定した（最大マグニチュードの値については、「A-3 従来モデルにおける震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模」を参照）。
 - ③ 上記②に伴い、マグニチュードが7.6以上の大規模な地震の断層面を個別に設定した。

<全国地震動予測地図2010年版のモデル>

- ・地震の発生頻度は、「4.3.1 評価手法の概要」に示す1-a、1-b、3-a、3-bのそれぞれについて得られた地震の発生頻度の平均値としている。
- ・気象庁震源データは2008年末までのものを用いている。
- ・震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードの値は、陸域の浅い地震については「全国地震動予測地図」2010年版（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2010f）を、その他の領域で起こるものについては「全国地震動予測地図技術報告書」（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2009h）を参照されたい。

※1 G-R式は、 $\log N(M) = a - bM$ で表され、 $N(M)$ はマグニチュード M の地震数、 a 、 b は係数。

※2 小地震カタログを用いる場合には、マグニチュード3.0（あるいは4.0）以上の地震の発生頻度と、 $b=0.9$ のG-R式に基づいて、マグニチュード5.0以上の地震の発生頻度を算出している。

ここでは、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震のモデル化の概要について述べた。続いて、2014年版から新たに導入された大領域を用いる方法について、導入の経緯や領域の設定、導入の結果について詳述する。

4.3.2 「大領域を用いる方法」の導入の経緯

陸域の浅い震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の評価では、図 4.3.2-1 に示す垣見・他(2003)による地震地体構造区分(新垣見マップ)を参照して図 4.3.1-1 に示すように領域を区分し、各領域内で

- ・ 最大マグニチュードの設定
- ・ 「地域区分する方法」における単位面積当たりの地震発生頻度

を一定値としている。

2013年までは、面積が海域と比較して相対的に小さい領域区分を用い、領域ごとに1885年以降(地域によってはより近年のデータに限定)に発生した100年程度の期間の観測データに基づいて発生頻度を設定していた。具体的には、陸域の浅いところで発生する震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度の計算は、「地域区分する方法」と「地域区分しない方法」のそれぞれについて、中地震カタログと小地震カタログの2種類の地震カタログを採用し、「4.3.1 評価手法の概要」に示す1-a、1-b、3-a、3-bの4つについて得られた頻度を平均したものをを用いてきた(図 4.3.2-3)。4つの頻度を平均化しているものの、地域区分された各領域の面積が海域と比較して相対的に小さいこと、100年弱という短い期間の観測データに基づいていることから、得られた地震の発生頻度は地域差があり、空間的に局所的な分布となっている。結果として、最近の短期間の地震活動や、局所的な地震活動によってハザード評価の結果が大きな影響を受ける地震活動モデルとなっており、最近の地震活動が極めて低調な地域では、将来もほとんど地震が発生しないモデルとなっていた。

図 4.3.2-2 に示す過去100年弱の陸域の浅い地震のデータによれば、地震活動に地域差があり、その結果、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013a)の「3.5 長期間の確率論的地震動予測地図による検討」で指摘しているとおり、四国から紀伊半島、東海地方、関東地方に至る太平洋岸などでハザードが高くなる一方、北海道のオホーツク地方などでは、全国的にみると相対的にハザードが低くなっている。

しかし、観測データが得られている100年程度という期間は、陸域の浅い地震の平均的な発生間隔(数千年～数万年)と比較して短く、最近の100年程度の地震活動の状態が、将来にわたって継続するとは限らない。実際に、東北地方太平洋沖地震後、それまで地震活動がきわめて低調であった福島県いわき市周辺において地震活動が活発化している例がある。一方、これとは反対に、近年地震活動が活発な地域において、今後地震活動が静穏化する可能性も否定できない。

このようなことから、将来の地震動ハザードの予測を行うに当たっては、地震活動がある期間だけ局所的に活発化（または不活発化）したことによって予測結果が過度に影響されることを防ぐための工夫をすることが必要と考えられる。例えば、時間的、空間的に平均化した地震発生頻度を用いることが考えられるが、地震カタログの得られている期間は限られているため、2014年版の地震活動モデルでは、地震の発生頻度を算出する際に従来よりも大きな領域を用いて空間的に平均化した地震発生頻度も考慮することとした。

ただし、浦河沖および与那国島周辺の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震については、大領域を用いる方法で求めた発生頻度は考慮しない。これは、浦河沖の地震が通常の地殻内地震よりも深い地震であること、与那国島周辺では地殻内地震と海溝型地震の分離が困難であり、「陸側プレートの浅い地震」と別の扱いをしているためである。

2011年・2012年における検討以来評価を行っている1万年や10万年といった非常に長期間を対象とした（あるいは非常に低い超過確率を対象とした）地震動ハザードには、陸域の浅い震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度のデータが直接的に影響するため、今回導入したような平均化の処理が特に重要であると考えられる。

4.3.3 大領域の境界の設定

新たに導入した領域（大領域）を図4.3.1-2に示す。新たな領域は、図4.3.1-1に示す地域区分について、

- ・ 伊豆諸島以南の領域、南西諸島の領域はそれぞれ1つの領域とする。
- ・ 糸魚川－静岡構造線を境に東西に分割する。

により、合計4つの領域としている。ここで、島嶼部については地震カタログデータの震源決定精度が低いことを考慮して別扱いとし、東日本は太平洋プレート、西日本はフィリピン海プレートの沈み込みによる影響を勘案して糸魚川－静岡構造線を境として分割した。

4.3.4 「大領域を用いる方法」の導入の結果

「大領域を用いる方法」を用いて得られた地震発生頻度を図4.3.2-4に、中地震カタログ、小地震カタログのデータに基づく地震の累積頻度分布を図4.3.2-5、図4.3.2-6に示す。また、「地域区分する方法」「地域区分しない方法」による頻度（2013年版検討モデルで用いたもの、図4.3.2-3）と「大領域を用いる方法」による頻度（図4.3.2-4）を、2:1で重みづけして得た地震発生頻度を図4.3.4-1に示す。図4.3.4-1をもとに全国の地震発生頻度を概観すると、南西諸島の領域で他の3領域よりもやや頻度が高いが、残りの3領域の頻度は、ほぼ同程度となっている。具体的には、北緯34.8度で0.1度四方のM5以上の地震の頻度（単位：個/年）を比較すると、

北日本の領域： 6.5×10^{-4}

西日本の領域： 6.7×10^{-4}

伊豆諸島以南の領域： 6.3×10^{-4}

となっている。

また、従来のモデルでは全国の中でも地震の発生頻度が相対的に低くなっていたオホーツク海付近について、東経 143 度、北緯 45 度における 0.1 度四方の頻度（単位：個/年）を比較すると、

2013 年版： 1.9×10^{-5}

大領域： 5.6×10^{-4}

2014 年版： 2.0×10^{-4}

である。大領域を用いる方法を導入した結果、2014 年版では 2013 年版と比較して発生頻度が 1 桁大きくなったことがわかる。

続いて、2013 年における検討で作成した長期間のハザードマップ（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2013a）の「3.5 長期間の確率論的地震動予測地図による検討」を参照）において最もハザードが低かった地域における「大領域を用いる方法」の導入によるハザードカーブの変化を示す。例として、北海道枝幸郡枝幸町付近におけるハザードカーブを、「2013 年版検討モデル」の頻度と「2013 年版検討モデルと大領域を 2:1 で平均化した頻度」を用いて試算した結果を図 4.3.4-2 に示す。図 4.3.4-2 のハザードカーブから、「大領域を用いる方法」で求めた頻度も用いたことにより、2013 年版検討モデルと比較して 2014 年版の方が、ハザードが上昇していることが分かる。

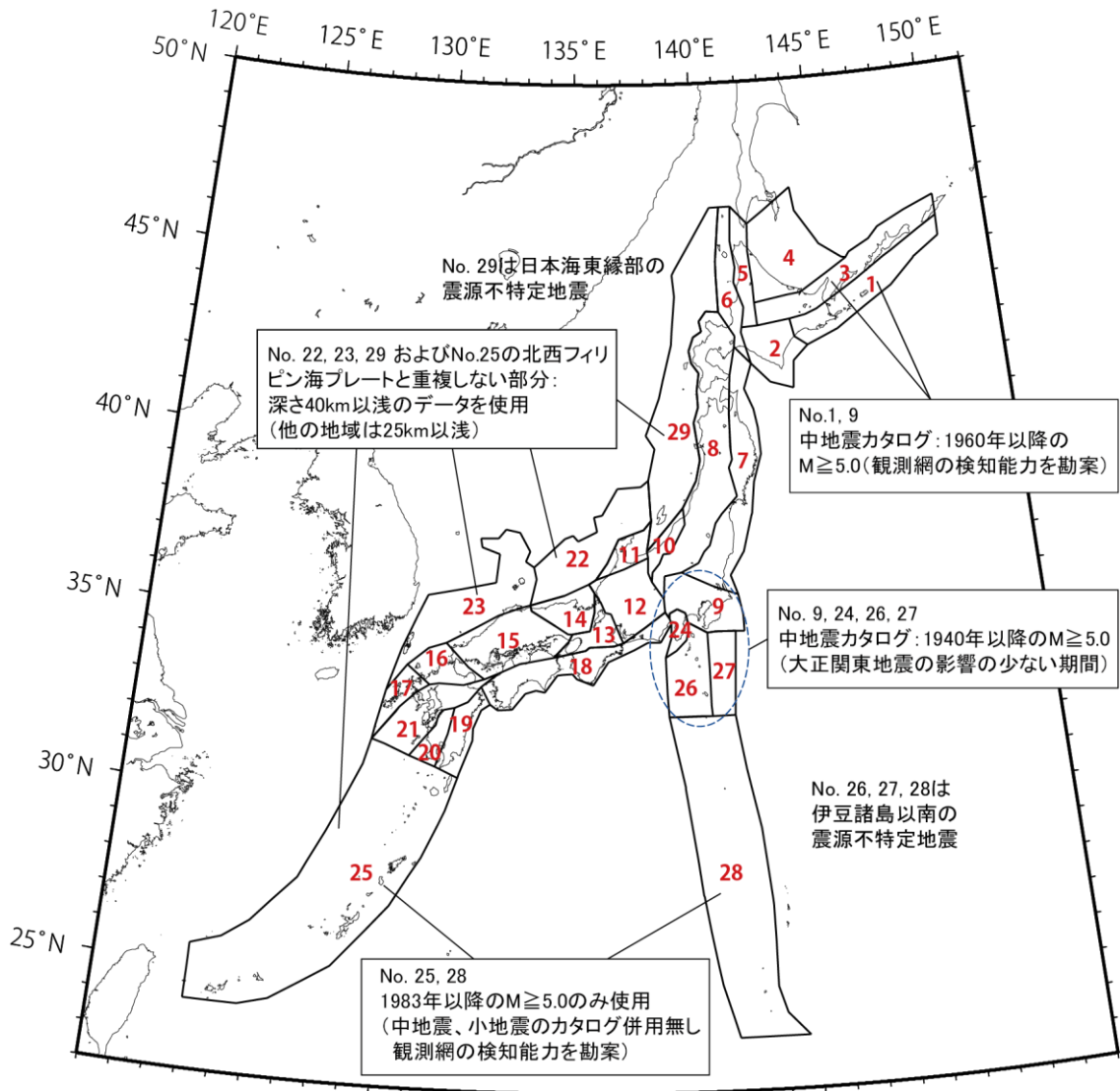


図 4. 3. 1-1 地域区分する方法で用いる地域区分

※赤文字は領域番号を示す。各領域での地震の規模別発生頻度を算出するために用いる地震カタログも併せて示す。

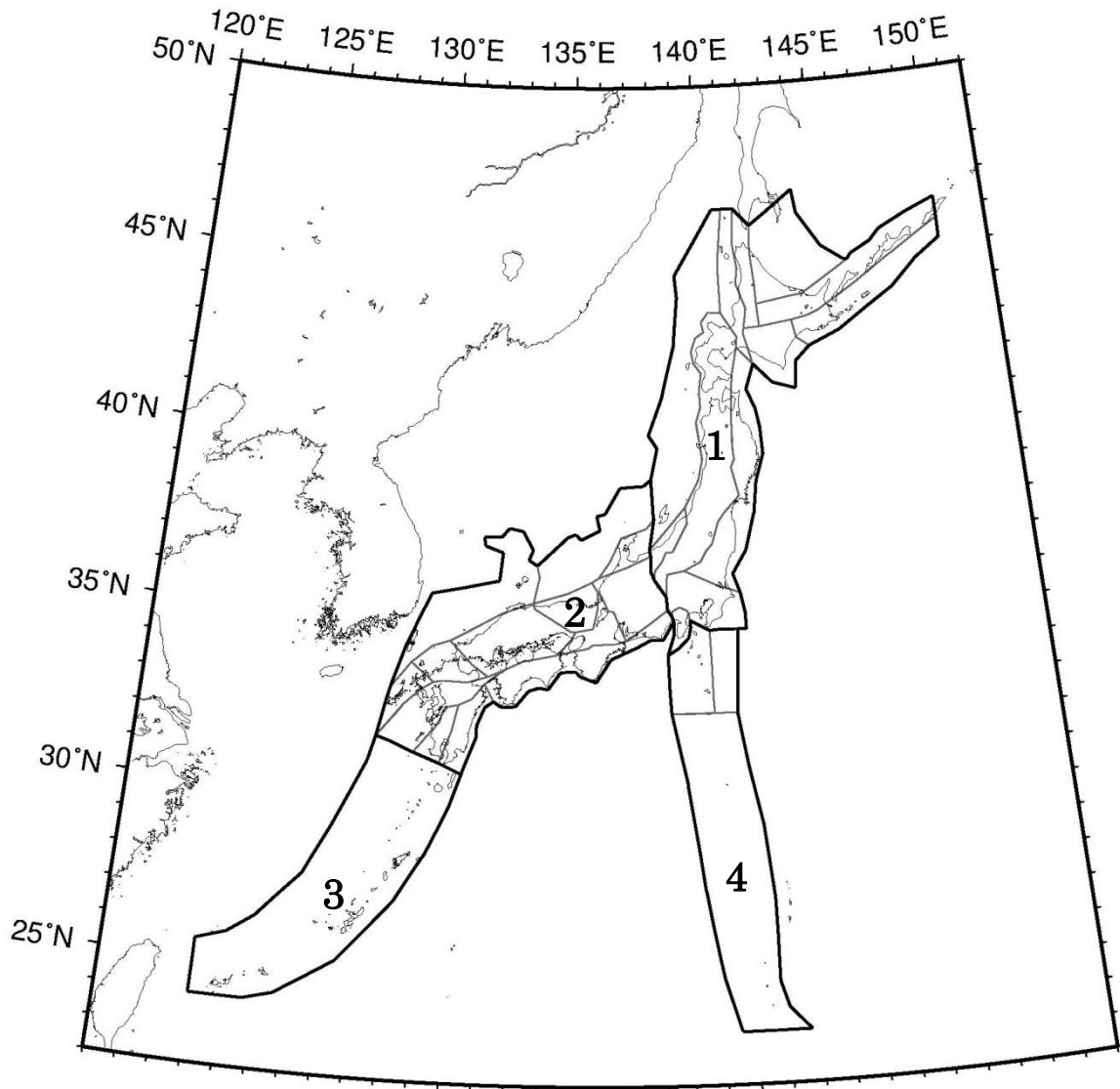


図 4.3.1-2 大領域の領域分け

太線は大領域の領域区分線、グレーの線は2013年における検討の検討モデルの領域区分線を示す。数字は領域番号を示す。

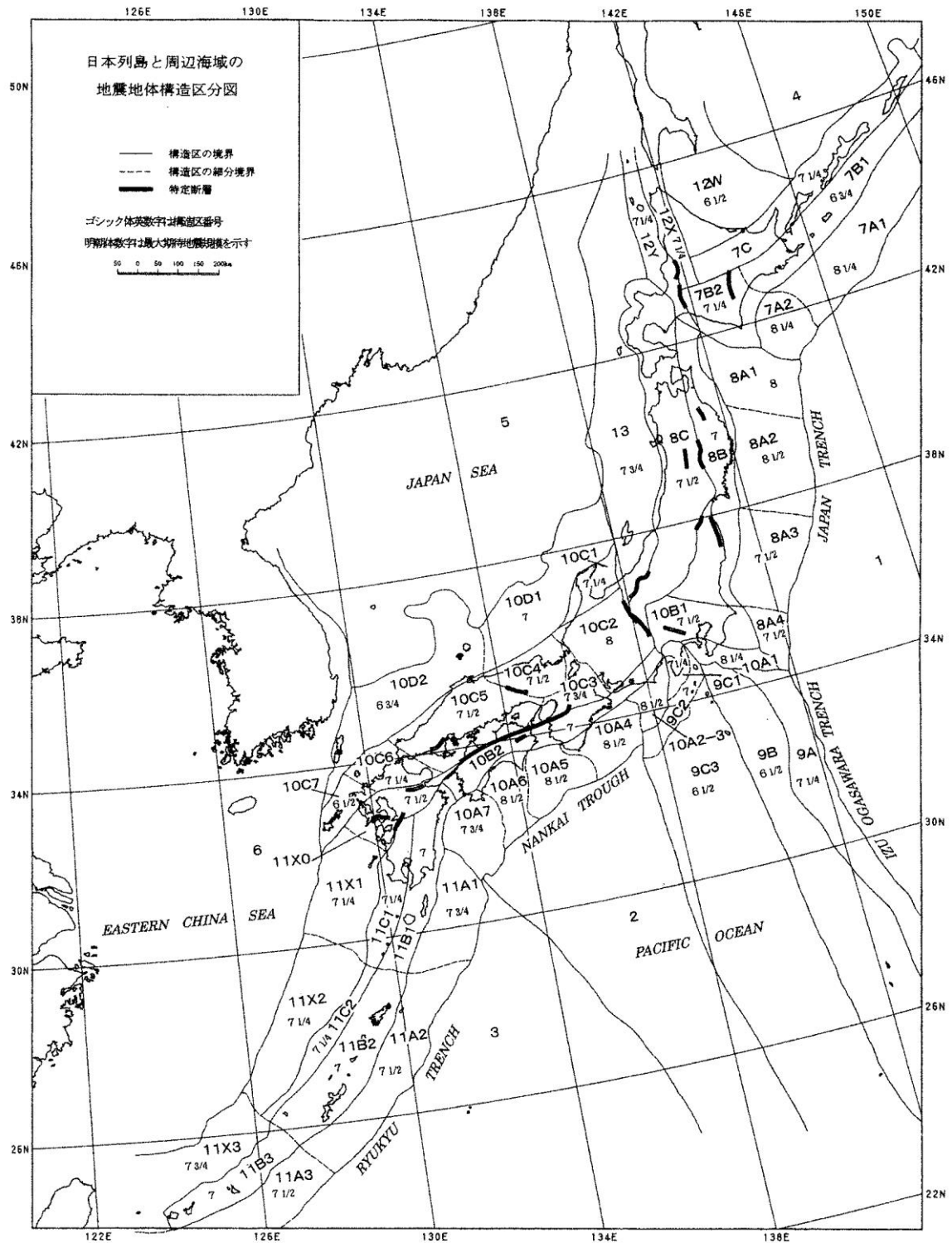
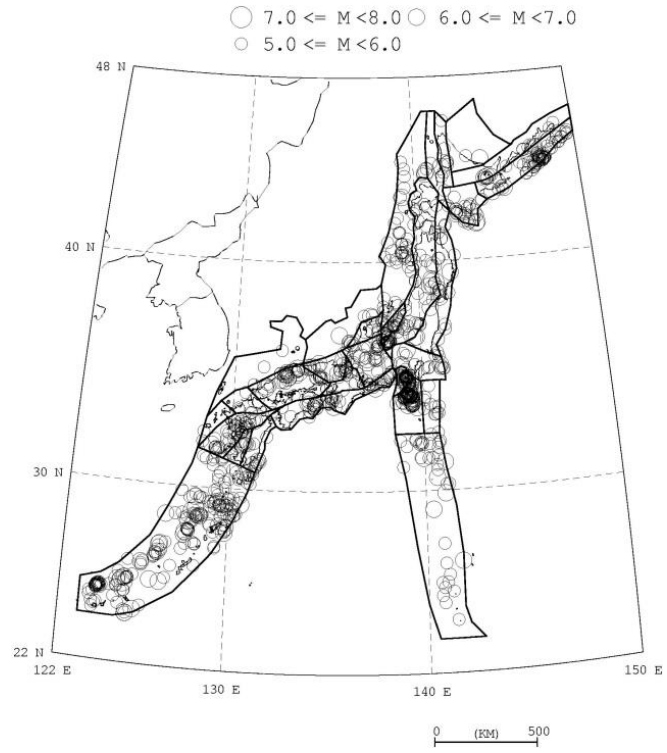
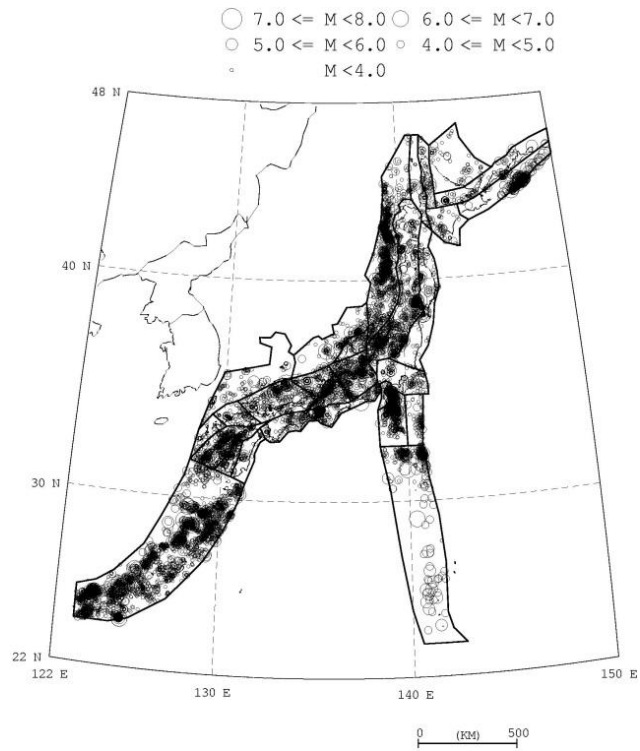


Fig. 1. Seismotectonic province map in and around the Japanese islands. Boldfaced sign is the symbol of province. Roman-type numeral represents the expected maximum earthquake magnitude (M_{max}) assigned to each province. Solid line: boundary between provinces. Broken line: boundary between subprovinces. Bar: the designated fault.

図 4. 3. 2-1 垣見・他(2003)による地震地体構造区分図 (新垣見マップ)



1926年～2010年、 $M \geq 5.0$



1983年～2010年、 $M \geq 3.0$

図 4.3.2-2 過去に発生した地震の震央分布

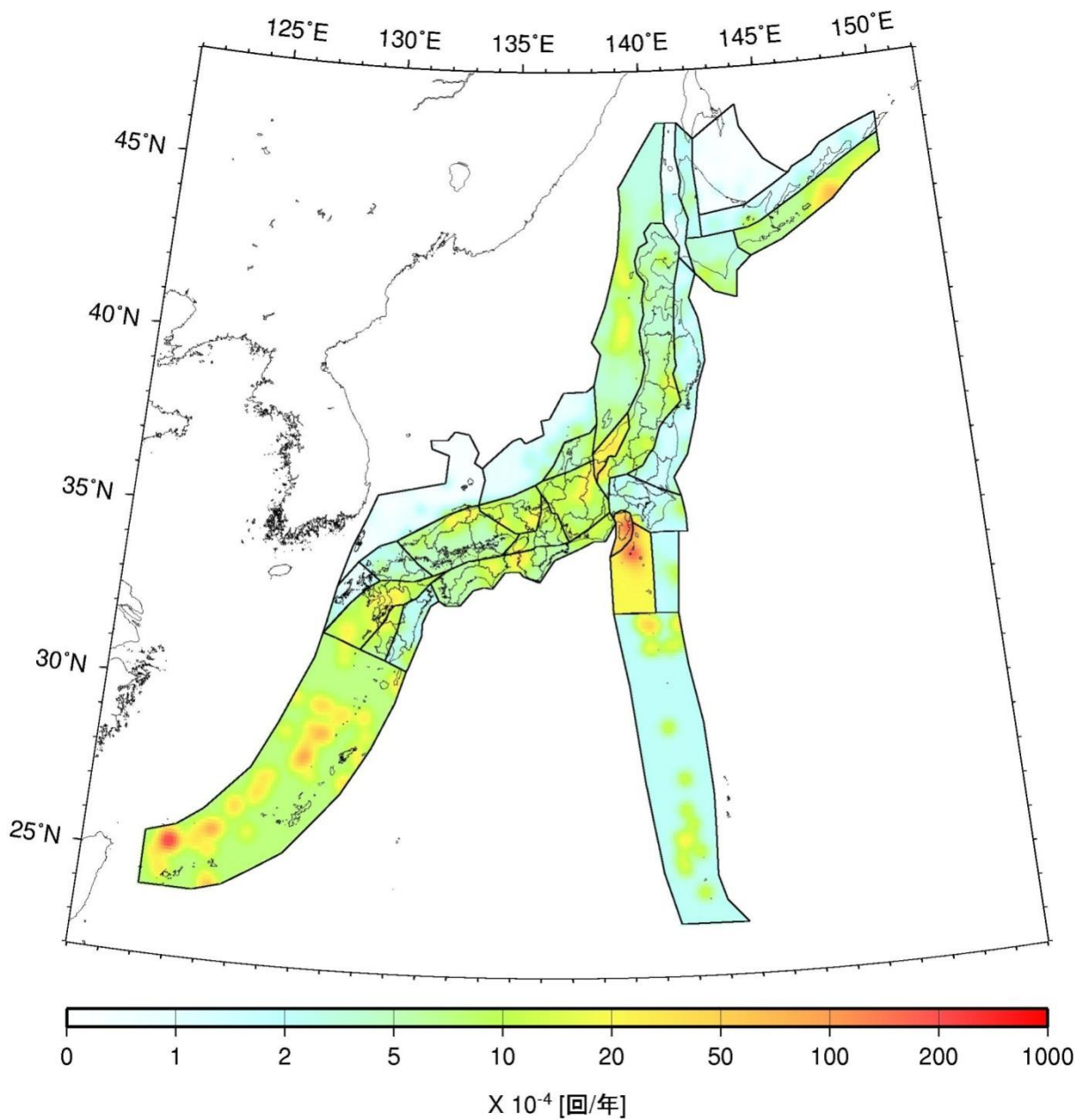


図 4.3.2-3 「地域区分する方法」と「地域区分しない方法」の2つを用いて求めた震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度

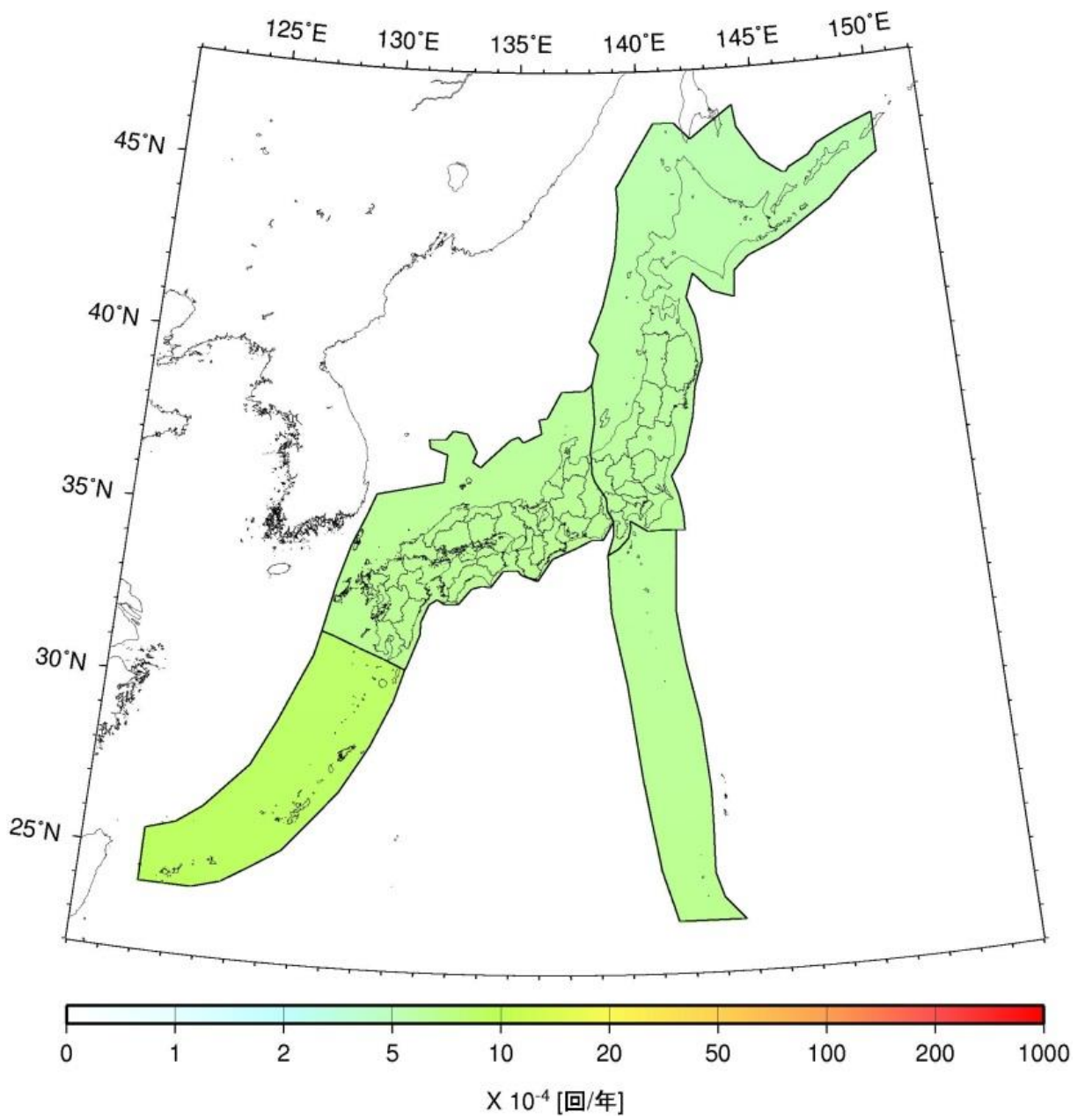


図 4.3.2-4 「大領域を用いる方法」を用いて求めた地震の発生頻度

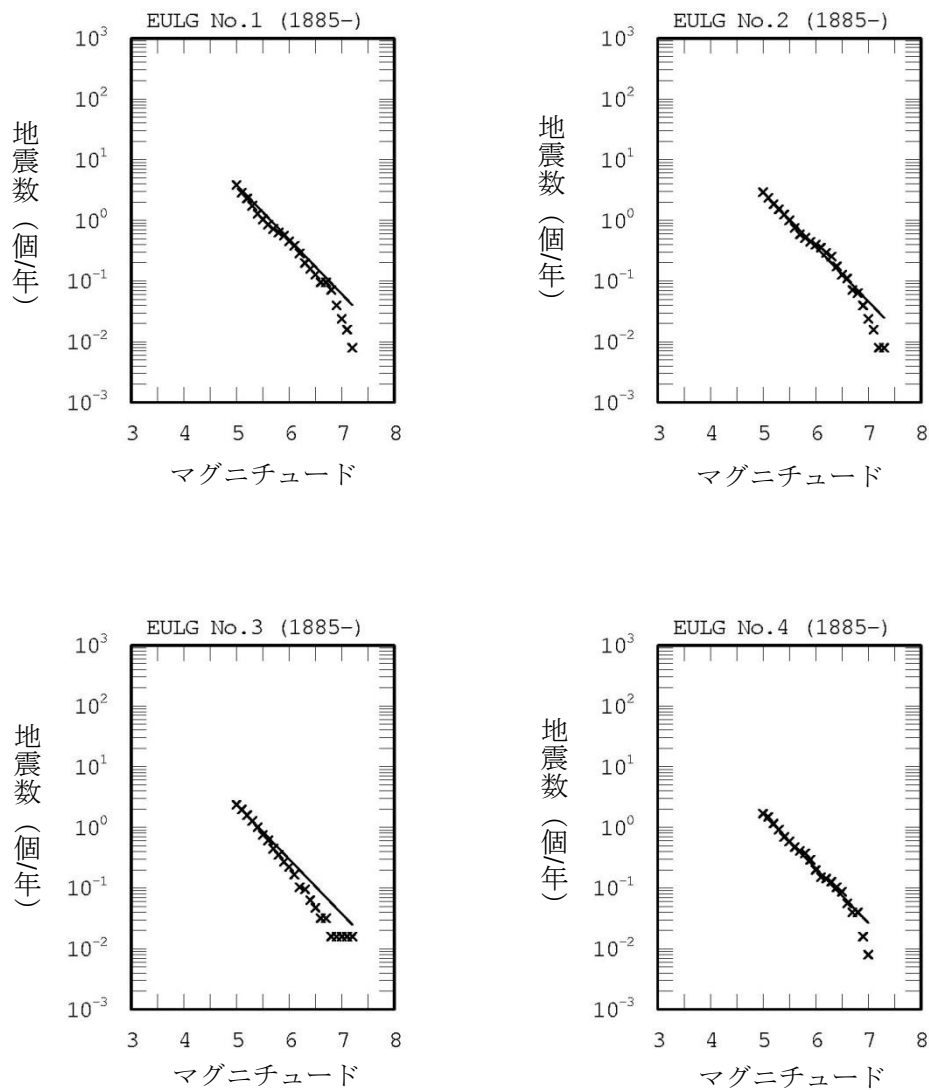


図 4.3.2-5 「大領域を用いる方法」を用いて求めた地震の中地震カタログに基づく地震の規模別累積発生頻度(×印)。実線はb値0.9のG-R式を表す。各グラフの上に表示番号は図4.3.1-2の領域番号を示す。

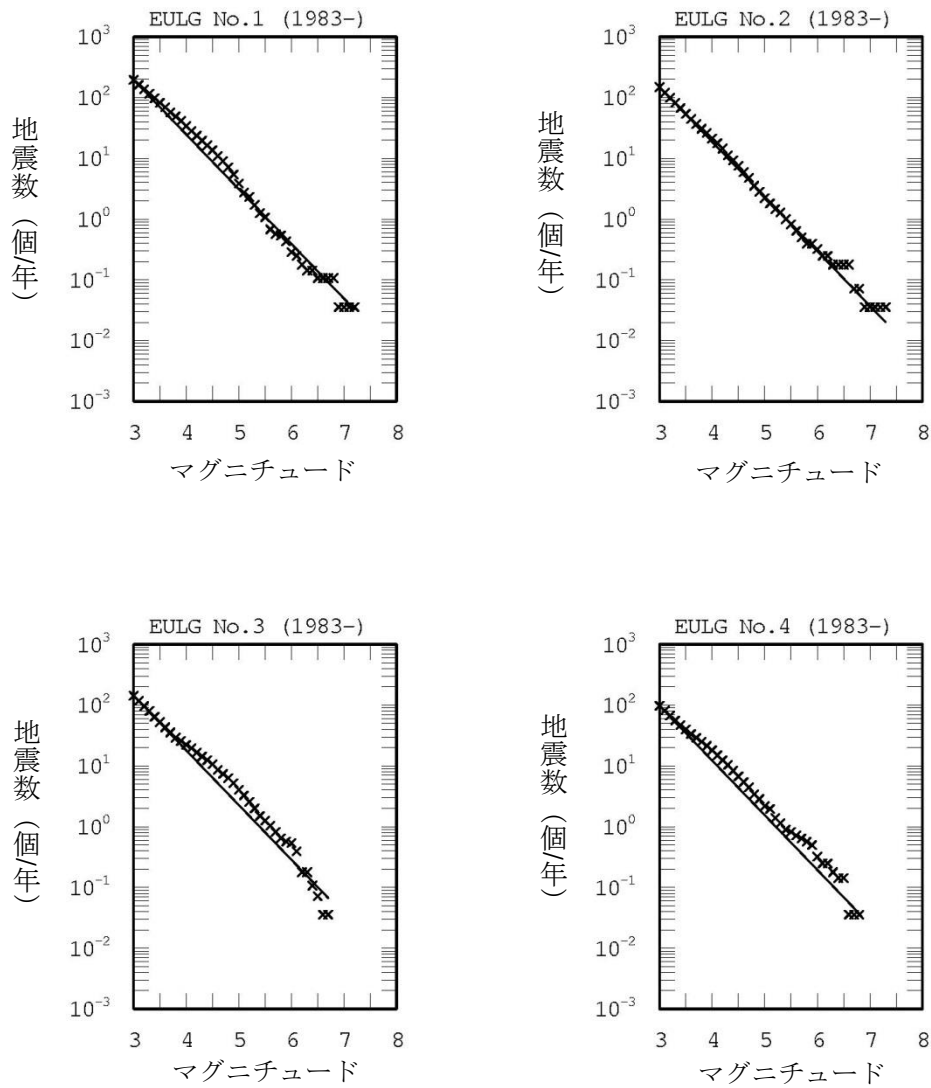


図 4.3.2-6 「大領域を用いる方法」を用いて求めた地震の小地震カタログに基づく地震の規模別累積頻度(×印)。実線はb値0.9のG-R式を表す。各グラフの上に示す番号は図4.3.1-2の領域番号を示す。

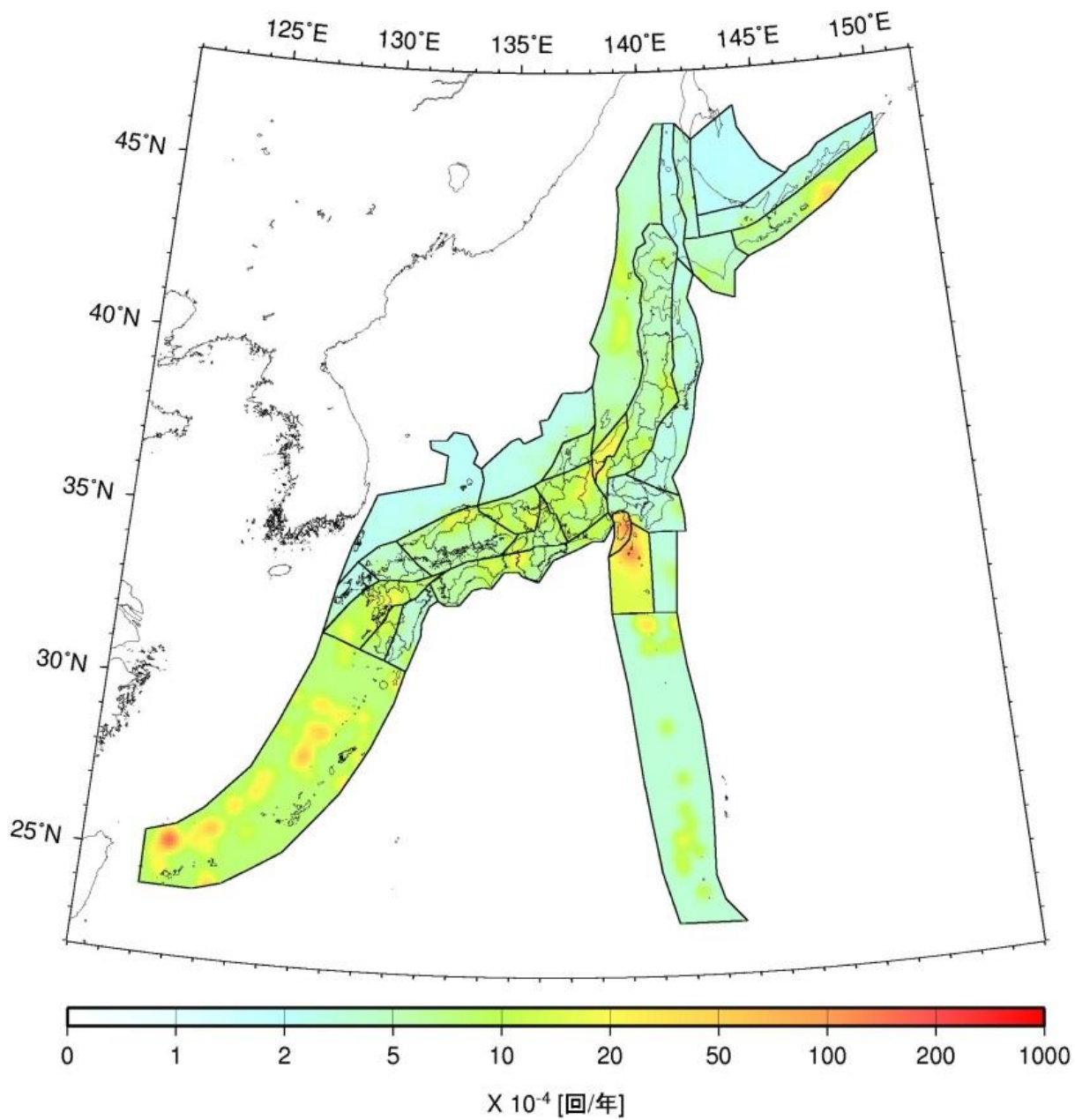


図 4.3.4-1 2014 年版モデルで用いる地震の発生頻度
 (「地域区分する方法」「地域区分しない方法」を用いて求めた地震の発生頻度と
 「大領域を用いる方法」を用いて求めた地震の発生頻度を 2:1 で平均して求めたもの)

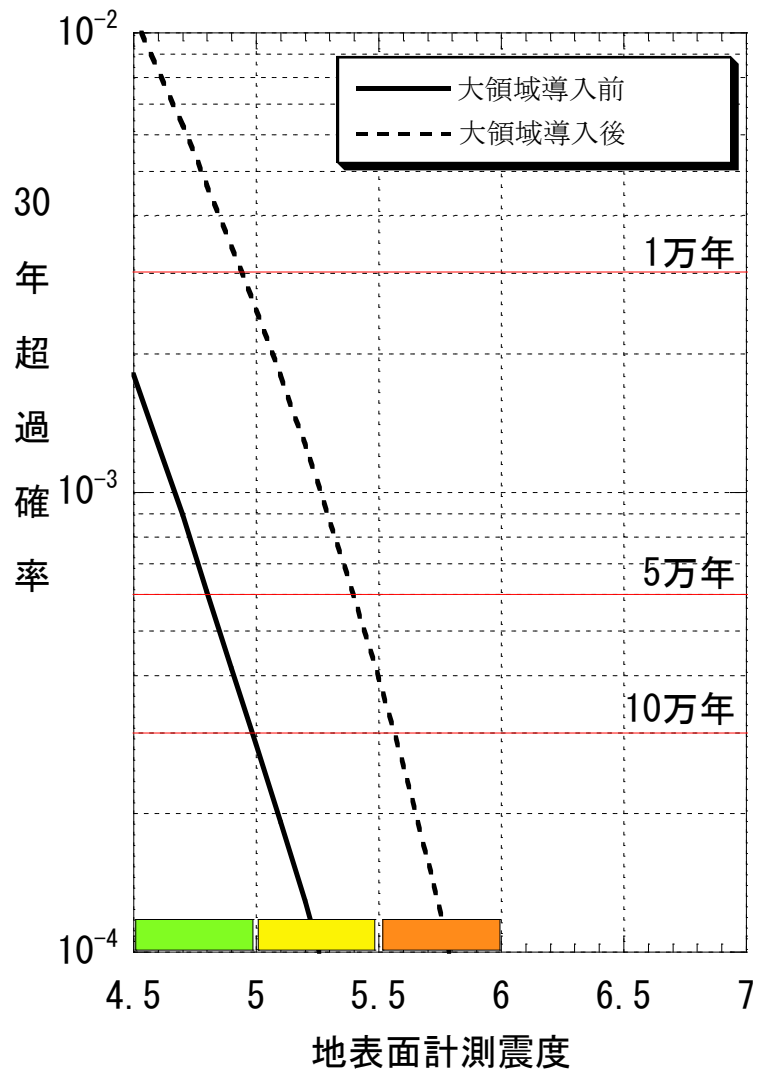


図 4.3.4-2 「大領域を用いる方法」の導入前後での結果の変化
(北海道枝幸郡枝幸町付近におけるハザードカーブの比較)

5. 地震活動のモデル

本章では、2014年版の確率論的地震動予測地区の作成に用いた地震活動モデルの詳細と、2013年における検討の従来モデル、全国地震動予測地区2010年版のモデルとの違いについて記す。

5.1 太平洋プレートで発生する地震

本節で対象とするのは、千島海溝沿い（択捉島沖～十勝沖）、三陸沖から房総沖、およびそれ以南、伊豆小笠原諸島周辺までの太平洋プレートで発生するプレート間地震およびプレート内地震である。

上記の領域で発生する地震の一部は、「千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004a）および「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2011c）で地震活動が評価されている。ここでは、太平洋プレートの地震を以下のように大別して、地震活動モデルについて記述する。

(1) 長期評価された地震のうち、繰り返し発生する大地震

千島海溝沿いの地震

- ・ 択捉島沖の地震
- ・ 色丹島沖の地震
- ・ 根室沖の地震
- ・ 十勝沖の地震

三陸沖から房総沖にかけての地震

- ・ 東北地方太平洋沖型の地震
- ・ 三陸沖北部のプレート間地震

(2) 長期評価された地震のうち、震源が特定されていない地震

千島海溝沿いの地震

（該当なし）

三陸沖から房総沖の地震

- ・ 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震）
- ・ 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震（正断層型）

(3) 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

- ・ 太平洋プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
（アウターライズ地震を含む）
- ・ 浦河沖の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

5.1.1 長期評価された地震のうち繰り返し発生する地震

対象は以下の地震である。

千島海溝沿いの地震

- ・ 択捉島沖の地震
- ・ 色丹島沖の地震
- ・ 根室沖の地震
- ・ 十勝沖の地震

三陸沖から房総沖にかけての地震

- ・ 東北地方太平洋沖型の地震
- ・ 三陸沖北部のプレート間地震

宮城県沖地震（繰り返し発生する地震）と三陸沖南部海溝寄りの地震（繰り返し発生する地震）は、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として評価する。

5.1.1.1 千島海溝沿いの地震

千島海溝沿いの海溝型地震の地震活動に関しては、2003年3月に「千島海溝沿いの地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2003a）が公表され、その後、2003年9月26日の十勝沖地震（ $M8.0$ ）、2004年11月29日の釧路沖の地震（ $M7.1$ ）、2003年以降の調査研究成果を踏まえて、2004年12月に「千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004a）が公表されている。

千島海溝沿いの海溝型地震の評価対象領域を図5.1.1.1-1に示す。ここでは前述の長期評価結果において示されている地震のうち、 $M8$ 程度のプレート間地震として、択捉島沖の地震、色丹島沖の地震、根室沖の地震、十勝沖の地震（十勝沖の地震と根室沖の地震については連動して発生する場合を含む）を対象とする。これらの地震は、次の方針に基づいてモデル化した。

- ・ 「 $M8$ 程度のプレート間地震」は、図5.1.1.1-1の4つの領域においてそれぞれ固有の断層面で固有規模の地震が発生すると仮定する。ただし、十勝沖の地震と根室沖の地震は、それぞれ単独で発生する場合に加えて、これら2つの地震が連動して発生する場合も考慮する。

以下、各地震の活動モデルの諸元について示す。

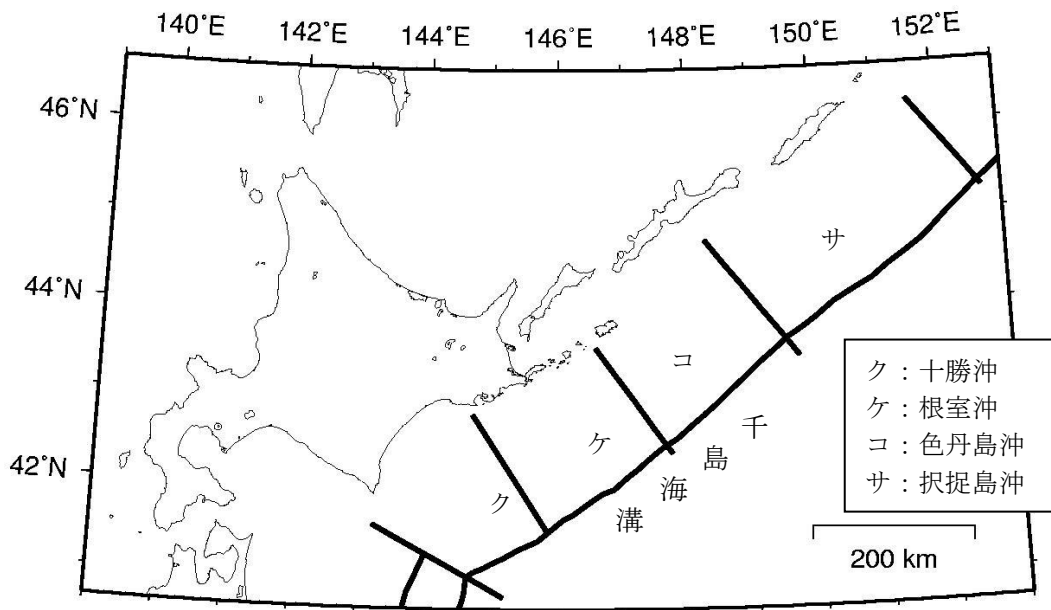


図 5.1.1.1-1 千島海溝沿いの海溝型地震の評価対象領域

(1) 色丹島沖の地震・択捉島沖の地震

M8 程度のプレート間地震のうち、色丹島沖の地震と択捉島沖の地震に関しては、長期評価にしたがってモデル化する。その地震活動モデルの諸元を表 5.1.1.1-1 および表 5.1.1.1-2 に示す。また、断層面の位置を図 5.1.1.1-2 に示す。

表 5.1.1.1-1 色丹島沖の地震の諸元

	長期評価	設定モデル
30 年発生確率	60%程度	58%
50 年発生確率	80%~90%	86% (1 回 : 85%、2 回 : 0.95%)
マグニチュード	M7.8 前後	Mw7.8
震源域	想定震源域の位置を図示	長期評価の想定震源域に整合する固有の断層面を設定

(注) 地震発生確率は 2014 年 1 月からの値。設定モデルの確率計算では長期評価結果に基づき、発生間隔が平均発生間隔=72.2 年、最新発生時期=44.4 年前 (2014 年 1 月時点)、ばらつき $\alpha=0.28$ (0.24~0.32 の中央値) の BPT 分布に従うと仮定した。期間 50 年については 2 回発生する場合も考慮する。また $M_w=M_j$ と仮定した。

表 5. 1. 1. 1-2 択捉島沖の地震の諸元

	長期評価	設定モデル
30年発生確率	60%~70%	66%
50年発生確率	90%程度	89% (1回: 88%、2回: 1.4%)
マグニチュード	M _s 8.1前後	M _w 8.1
震源域	想定震源域の位置を図示	長期評価の想定震源域に整合する固有の断層面を設定

(注) 地震発生確率は2014年1月からの値。設定モデルの確率計算では長期評価結果に基づき、発生間隔が平均発生間隔=72.2年、最新発生時期=50.2年前(2014年1月時点)、ばらつき $\alpha=0.28$ (0.24~0.32の中央値) のBPT分布に従うと仮定した。期間50年については2回発生する場合も考慮する。また $M_w=M_j$ と仮定した。

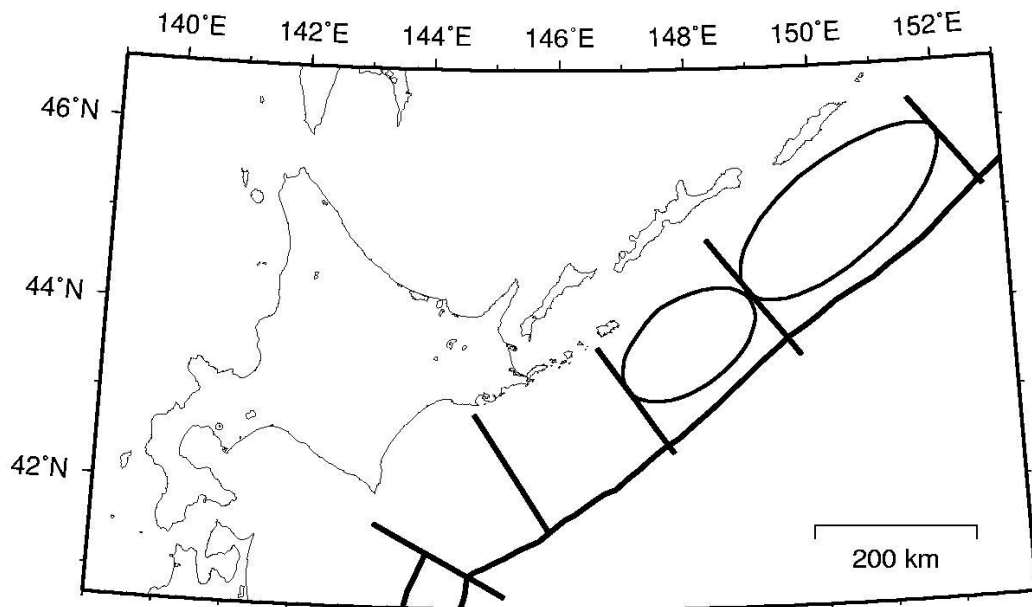


図 5. 1. 1. 1-2 色丹島沖の地震・択捉島沖の地震の断層面

(2) 十勝沖の地震・根室沖の地震

十勝沖の地震と根室沖の地震については、それぞれが単独で発生する場合と、両地震が連動して発生する場合の両方を考える。その際、両地震が連動する確率は次のように設定する。

対象とする期間(30年または50年)に両地震がともに発生する場合に16.7%の確率(6回に1回)で連動する。ここで、この連動の確率(6回に1回)は、M8程度のプレート間地震の平均発生間隔(72.2年)と両地震が連動する場合のおおよその平均発生間隔(400~500年程度)から設定した。

表5.1.1.1-3に両地震の発生確率を示す。根室沖の地震については期間50年の場合には2回発生する確率はほぼ0%とはならない。上記の連動確率を仮定した場合のこれら3つの地震(十勝沖の地震単独、根室沖の地震単独、両者連動)の発生パターンは表5.1.1.1-4に示す8ケースとなる。各ケースの地震の発生確率を併せて表5.1.1.1-4に示す。

断層面の位置については、それぞれ単独で発生する場合、および連動して発生する場合のそれぞれについて、固有の断層面を設定する。連動して発生する場合のマグニチュードについては、「千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004a)において示されている十勝沖の地震と根室沖の地震が連動する場合の地震規模(M8.3)を用いる。

これらの地震のマグニチュードを表5.1.1.1-5に、断層面の位置を図5.1.1.1-3および図5.1.1.1-4に示す。

表5.1.1.1-3 十勝沖の地震・根室沖の地震の発生確率

地震	期間	長期評価	設定モデル	
			1回発生	2回発生
十勝沖 の地震	30年発生確率	0.7%~4%	2.3%	ほぼ0%
	50年発生確率	20%~30%	30%	ほぼ0%
根室沖 の地震	30年発生確率	50%程度	51%	ほぼ0%
	50年発生確率	80%程度	83%	0.61%

(注) 地震発生確率は2014年1月からの値。設定モデルの確率計算では長期評価結果に基づき、発生間隔が平均発生間隔=72.2年、最新発生時期=10.3年前(十勝沖)または40.5年前(根室沖)、ばらつき $\alpha=0.28$ (0.24~0.32の中央値)のBPT分布に従うと仮定した。10⁻³%未満の確率は「ほぼ0%」とした。

表 5.1.1.1-4 十勝沖の地震・根室沖の地震（連動して発生する場合を含む）の発生確率

	ケース	30年確率	50年確率
(1)	「十勝沖」0回 * 「根室沖」0回	48%	12%
(2)	「十勝沖」0回 * 「根室沖」1回単独	50%	57%
(3)	「十勝沖」1回単独 * 「根室沖」0回	1.1%	5.3%
(4)	「十勝沖」1回単独 * 「根室沖」1回単独	0.98%	21%
(5)	「十勝沖」1回・「根室沖」1回 連動	0.20%	4.1%
(6)	「十勝沖」0回 * 「根室沖」2回単独	ほぼ0%	0.47%
(7)	「十勝沖」1回単独 * 「根室沖」2回単独	ほぼ0%	0.17%
(8)	「十勝沖」1回・「根室沖」2回 うち1回連動	ほぼ0%	0.034%
	合 計	100%	100%

(注) 「十勝沖」：十勝沖の地震、「根室沖」：根室沖の地震。発生確率は2014年1月よりの値。10⁻³%未満の確率は「ほぼ0%」とした。
 例えば、(4)の50年確率は、表5.1.1.1-3で十勝沖の地震が50年間に1回発生する確率(30%)、根室沖の地震が50年間に1回発生する確率(83%)、両地震が連動しない確率(100-16.7=83.3%)をすべて掛け合わせることにより、約21%として求められる。

表 5.1.1.1-5 十勝沖・根室沖の地震（連動して発生する場合を含む）のマグニチュード

	長期評価	設定モデル
十勝沖の地震：単独	M8.1前後	Mw8.1
根室沖の地震：単独	M7.9程度	Mw7.9
両地震が連動して発生	M8.3程度	Mw8.3

(注) 単独の場合は $M_w = M_j$ と仮定した。また、連動の場合は十勝沖・根室沖の地震の長期評価における連動の場合の地震規模をそのまま用いた。

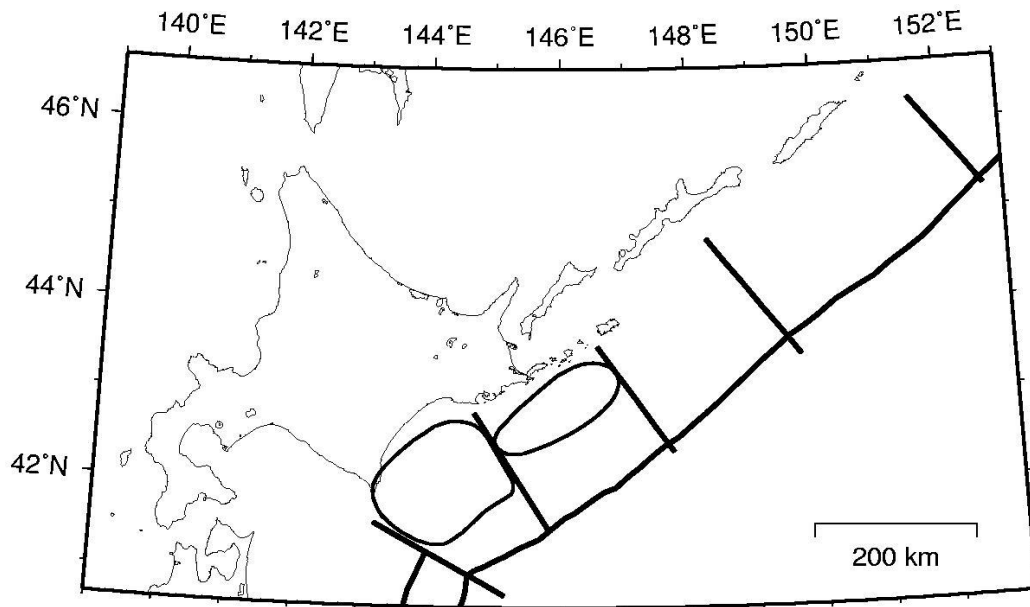


図 5. 1. 1. 1-3 十勝沖の地震・根室沖の地震（単独で発生する場合）の断層面

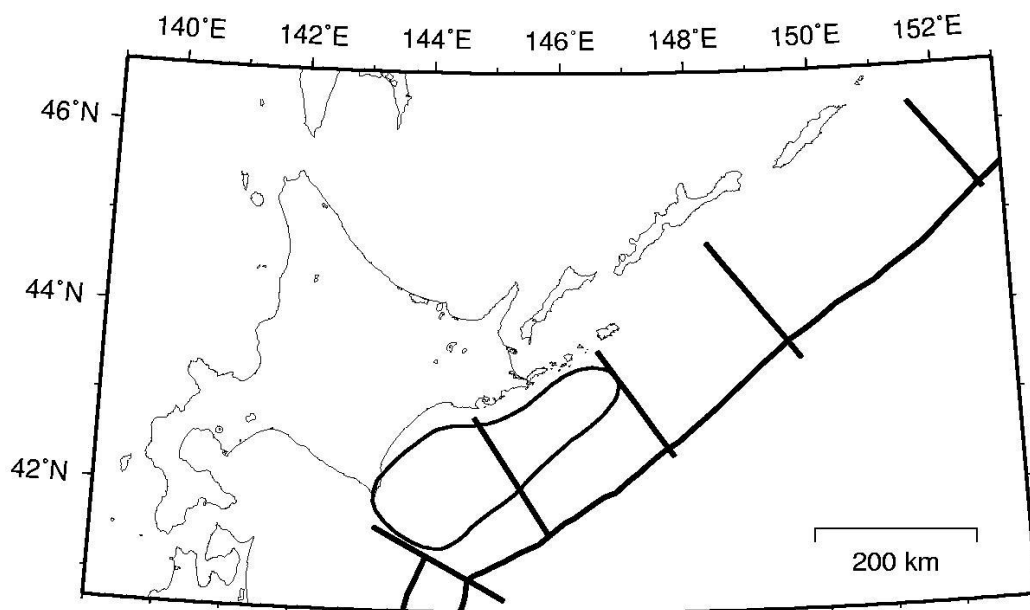


図 5. 1. 1. 1-4 十勝沖の地震と根室沖の地震が連動して発生する場合の断層面

5.1.1.2 三陸沖から房総沖にかけての地震

三陸沖から房総沖にかけての地震は、東北地方太平洋沖地震の発生を受けて 2011 年 11 月 25 日に公表された「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2011c）および、強震動評価部会、強震動評価手法検討分科会等での確率論的地震動予測地図作成のための地震活動モデルの作成方針に関する議論に基づき、モデルを作成する。地震調査研究推進本部地震調査委員会(2011c)による三陸沖から房総沖にかけての地震の評価対象領域を図 5.1.1.2-1 に示す。固有の断層面を設定して繰り返し発生する大地震としてモデル化する対象は、以下のものである。

- ・東北地方太平洋沖型の地震（図 5.1.1.2-1 のイ～キ（ただし、オは一部））
- ・三陸沖北部のプレート間地震（図 5.1.1.2-1 のア）

2013 年における検討の従来モデルにおいて繰り返し発生する大地震としてモデル化されていた宮城県沖地震（繰り返し発生する地震）と三陸沖南部海溝寄りの地震（繰り返し発生する地震）は、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に含めて評価する。

以下、各地震の活動モデルの諸元について示す。

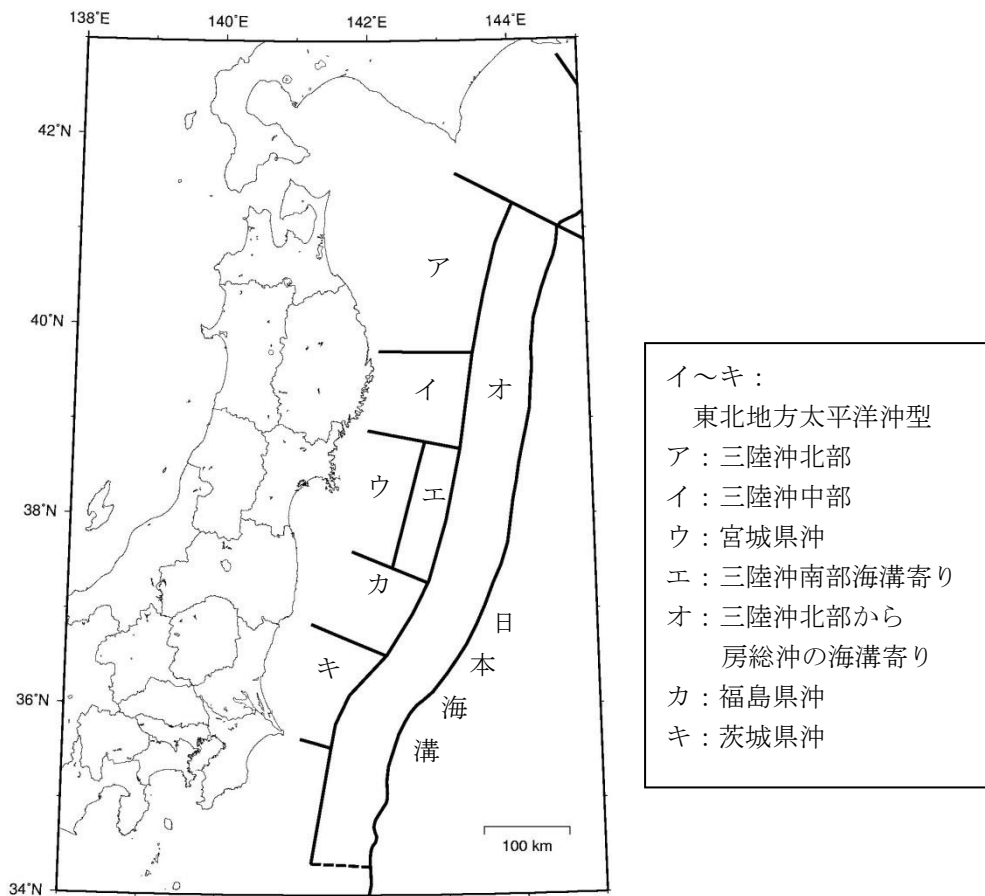


図 5.1.1.2-1 三陸沖から房総沖にかけての地震の評価対象領域

(1) 東北地方太平洋沖型の地震

地震活動モデルの諸元を表 5.1.1.2-1 に示す。東北地方太平洋沖型の地震は、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2011c) を基に、平均発生間隔を 600 年としてモデル化する。2014 年 1 月 1 日現在の経過年数は 2.8 年となることから、BPT 分布のばらつき α を 0.24 とする更新過程によると、2014 年 1 月での発生確率はほぼ 0 となる。

断層面の位置は、図 5.1.1.2-1 のイ、ウ、エ、カ、キの全域とオの一部とし、図 5.1.1.2-2 に示す範囲で設定した。

表 5.1.1.2-1 東北地方太平洋沖型の地震の諸元

	長期評価	設定モデル
30 年発生確率	ほぼ 0%	0%
50 年発生確率	ほぼ 0%	0%
マグニチュード	M_w 8.4~9.0	M_w 9.0
震源域	想定震源域の位置を図示	図 5.1.1.2-1 のイ、ウ、エ、カ、キとオの一部

(注) 地震発生確率は 2014 年 1 月からの値。設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=600 年、最新発生時期=2.8 年前 (2014 年 1 月時点)、ばらつき $\alpha=0.24$ とし、発生間隔が BPT 分布に従うと仮定した。また $M_w=M_j$ と仮定した。

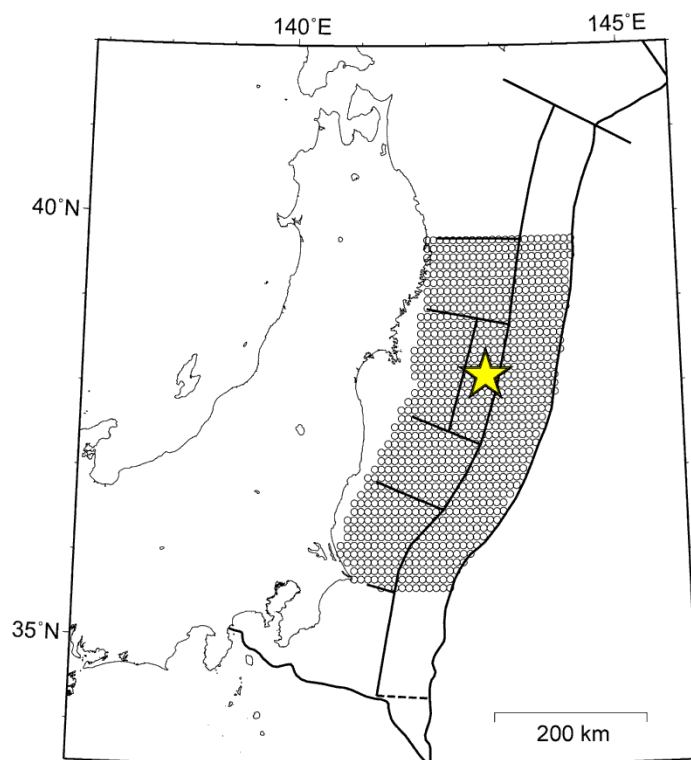


図 5.1.1.2-2 東北地方太平洋型の地震の断層面

(2) 三陸沖北部のプレート間地震

地震活動モデルの諸元を表 5.1.1.2-2 に示す。また、断層面の位置を図 5.1.1.2-3 に示す。断層面とマグニチュードは「三陸沖北部の地震を想定した強震動評価」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004d) で用いられたものを踏襲している。

表 5.1.1.2-2 三陸沖北部のプレート間地震の諸元

	長期評価	設定モデル
30 年発生確率	1%~20%	10%
50 年発生確率	40%~50%	50%
マグニチュード	M8.0 前後	Mw8.3
震源域	想定震源域の位置を図示	強震動評価で用いられた断層面

(注) 地震発生確率は 2014 年 1 月からの値。設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=97.0 年、最新発生時期=45.6 年前(2014 年 1 月時点)、ばらつき $\alpha=0.18$ (0.11~0.24 の中央値) とし、発生間隔が BPT 分布に従うと仮定した。また $M_w=M_j$ と仮定した。

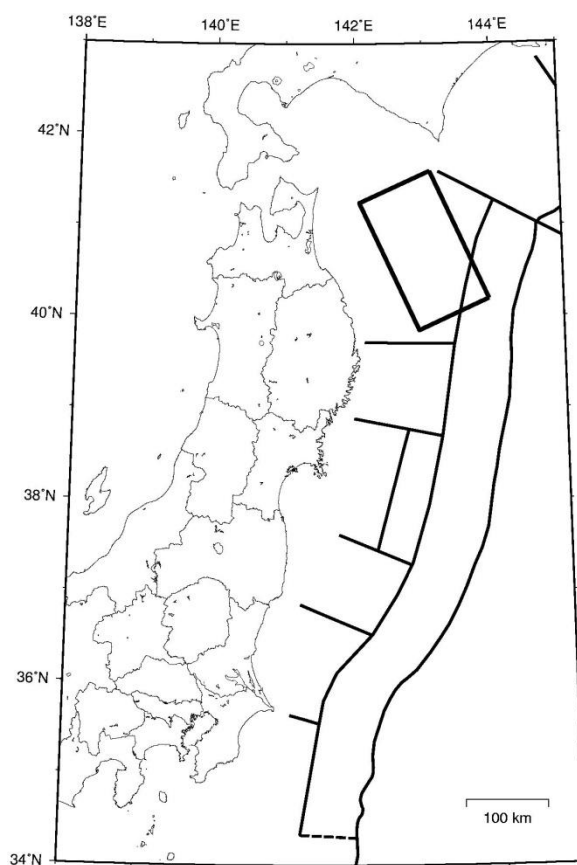


図 5.1.1.2-3 三陸沖北部のプレート間地震の断層面

<2013年における検討の従来モデル>

2013年における検討の従来モデルでは、以下の地震を対象としている。

千島海溝沿いの地震

- ・ 択捉島沖の地震
- ・ 色丹島沖の地震
- ・ 根室沖の地震
- ・ 十勝沖の地震

三陸沖から房総沖の地震

- ・ 東北地方太平洋沖型の地震
- ・ 三陸沖北部のプレート間地震
- ・ 宮城県沖地震（繰り返し発生する地震）
- ・ 三陸沖南部海溝寄りの地震（繰り返し発生する地震）

なお、茨城県沖の繰り返し発生する地震については、同領域で評価されている繰り返し発生する地震以外の地震よりも規模が小さいことを勘案して、「長期評価された地震のうち震源が特定されていない地震」として別途考慮している。

<全国地震動予測地図 2010年版のモデル>

2010年版のモデルでは、東北地方太平洋沖型の地震は考慮されていない。その他は、2013年における検討の従来モデルと同じ。

5.1.2 長期評価された地震のうち震源が特定されていない地震

5.1.2.1 千島海溝沿いの地震

従来、千島海溝沿いの地震としてモデル化していた「色丹島沖・択捉島沖のひとまわり小さい地震」、「十勝沖・根室沖のひとまわり小さい地震」、「沈み込んだプレート内のやや浅い地震」、および「沈み込んだプレート内のやや深い地震」は、2013年における検討の検討モデルと同様に震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に含めて評価する。

<2013年における検討の従来モデル>

2013年における検討の従来モデルでは、以下の地震を対象としている。

千島海溝沿いの地震

- ・ ひとまわり小さいプレート間地震：色丹島沖・択捉島沖と十勝沖・根室沖
- ・ 沈みこんだプレート内のやや浅い地震（深さ 50km 程度、*M*8 程度）
- ・ 沈みこんだプレート内のやや深い地震（深さ 100km 程度、*M*7.5 程度）

<全国地震動予測地図 2010 年版のモデル>

千島海溝沿いの地震のモデル化は、2013 年における検討の従来モデルと同じである。

5.1.2.2 三陸沖から房総沖にかけての地震

対象は「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2011c) で評価されている地震のうち、以下の地震である。

- ・ 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震 (津波地震)
- ・ 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震 (正断層型)

従来は個別に評価されていた「三陸沖北部のプレート間のひとまわり小さい地震」「宮城県沖地震 (繰り返し発生する地震以外の地震)」「三陸沖南部海溝寄りの地震 (繰り返し発生する地震以外の地震)」「福島県沖のプレート間地震」「茨城県沖のプレート間地震 (繰り返し発生する地震)」「茨城県沖のプレート間地震 (繰り返し発生する地震以外の地震)」は、2014 年版の地震活動モデルでは震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に含めて評価する。

図 5.1.2.2-1 には、三陸沖から房総沖の評価対象領域を示す。モデル化に際しては次の方針を設定した。

- ・ 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震 (津波地震: 図 5.1.2.2-1 のオ) のマグニチュードについては、強震動を生じる場合と生じない場合の 2 ケースを考慮することとし、強震動を生じない場合は、1896 年の明治三陸地震の宇佐美 (1996) によるマグニチュードを参照して $M_w = 6.8$ 、強震動を生じる場合は $M_w = 8.0$ とし、それぞれ 0.5 の重みを付与する。
- ・ 震源域の場所に関して、提案されている領域内にプレート境界に沿って複数の断層面を置き、そのいずれかで等確率で地震が発生すると仮定する。ただし、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震 (正断層型) については傾斜角 45° 、上端深さ 0km の正断層としてモデル化する。
- ・ 図 5.1.2.2-1 の領域ア、イ、ウ、カ、キの西端は Umino *et al.* (1990) に基づいて設定する。

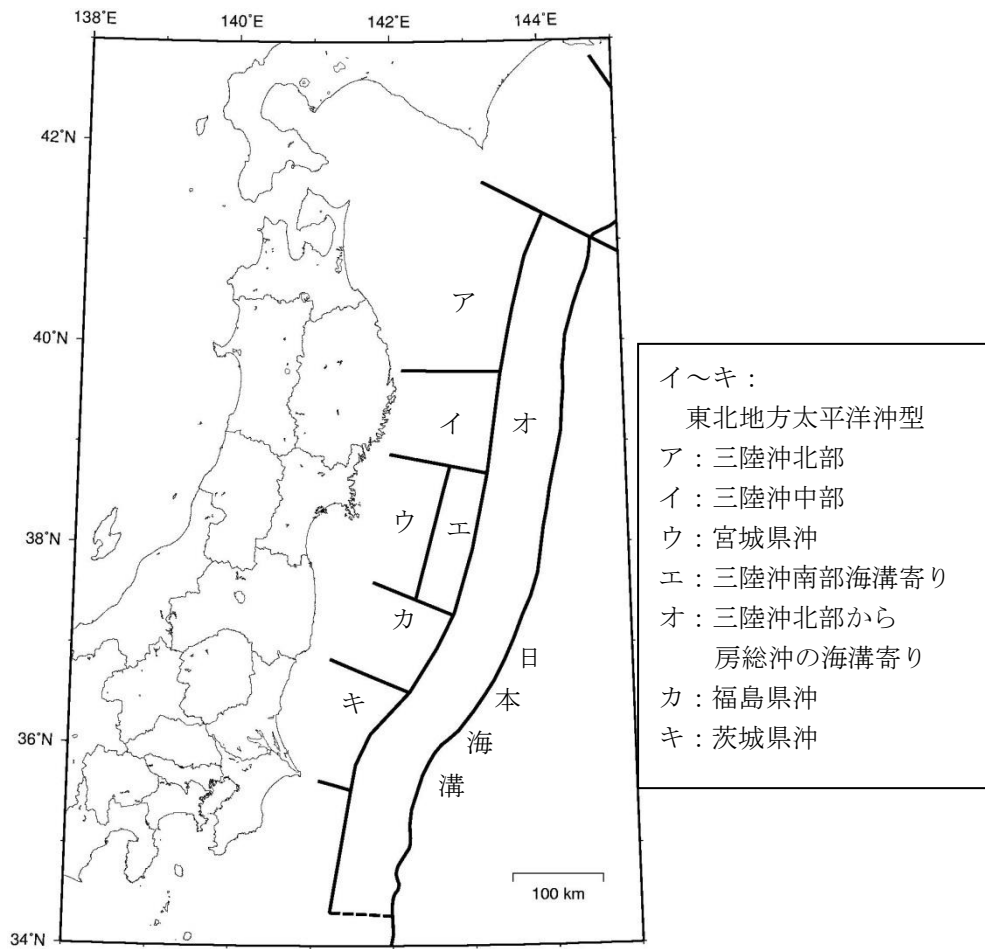


図 5.1.2.2-1 三陸沖から房総沖にかけての地震の評価対象領域

(1) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震）

地震活動モデルの諸元を表 5.1.2.2-1 に示す。マグニチュードについては、強震動を生じない場合は 1896 年の明治三陸地震の宇佐美（1996）によるマグニチュードを参照して $M_w=6.8$ 、強震動を生じる場合は $M_w=8.0$ とし、それぞれ 0.5 の重みを付与した。平均発生間隔は、長期評価の記載（約 412 年に 4 回）に基づき 103 年と設定した。

震源域の位置について、「領域内でどこでも発生する可能性がある」とされているが、ここでは領域内にプレート境界に沿って長さ 200km、幅 50km の矩形の断層面を南北 7 列×東西 2 列並べて、そのいずれかで等確率で地震が発生すると仮定した。その位置を図 5.1.2.2-2 に示す。

表 5.1.2.2-1 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震）の諸元

	長期評価	設定モデル
30 年発生確率	30%程度	25%
50 年発生確率	40%程度	39%
マグニチュード	$M_i8.6\sim9.0$	$M_w6.8, M_w8.0$
震源域	図 5.1.2.2-1 のオの領域内、具体的な地域は特定できない 長さ 200km 程度 幅 50km 程度	領域内にプレート境界に沿って長さ 200km、幅 50km の矩形の断層面を南北 7 列×東西 2 列並べて、そのいずれかで等確率で地震が発生すると仮定（断層数 14）

(注) 設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=103 年のポアソン過程を仮定した。またマグニチュードは、強震動を生じる場合 ($M_w=8.0$) と生じない場合 ($M_w=6.8$) にそれぞれ 0.5 の重みを付与した。

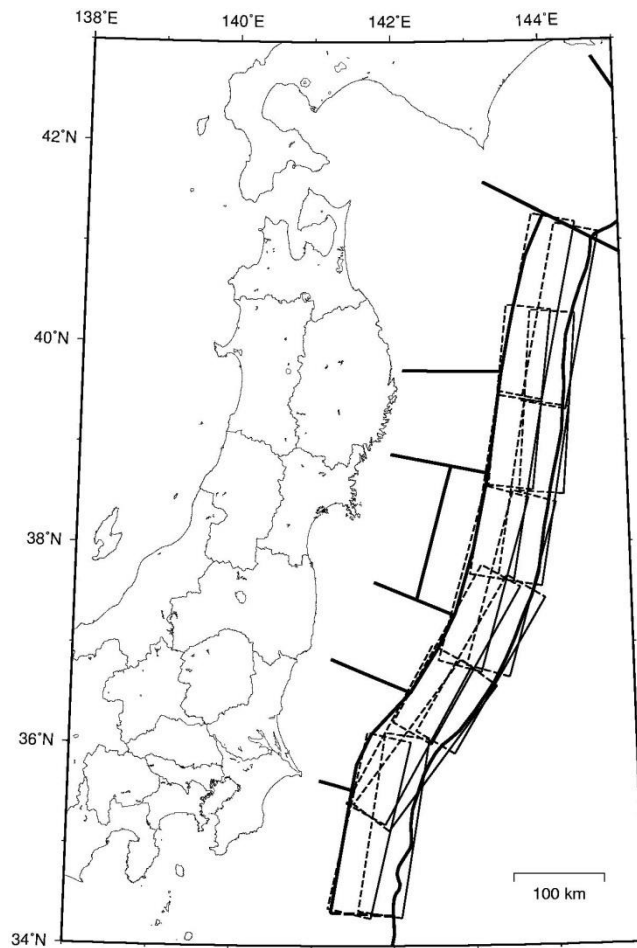


図 5.1.2.2-2 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震）の断層面

(2) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震（正断層型）

地震活動モデルの諸元を表 5.1.2.2-2 に示す。震源域の位置について、長期評価では「領域内でどこでも発生する可能性がある」とされているが、ここでは領域内および領域の東側（海溝軸よりも東側）に長さ 200km、幅 100km、傾斜角 45°、上端深さ 0km の矩形の断層面を南北 7 列×東西 1 列に並べて、そのいずれかで等確率で地震が発生すると仮定した。その位置を図 5.1.2.2-3 に示す。なお、アウターライズ地震については、2014 年版のモデルでは震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に含めてモデル化している。

表 5.1.2.2-2 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震（正断層型）の諸元

	長期評価	設定モデル
30 年発生確率	4%~7%	5.1%
50 年発生確率	6%~10%	8.3%
マグニチュード	$M8.2$ 前後, $M8.3$ 前後	$Mw8.2$
震源域	図 5.1.2.2-1 のオの領域内、具体的な地域は特定できない 長さ 200km 程度 幅 100km 程度	領域内に長さ 200km、幅 100km、傾斜角 45°、上端深さ 0km の矩形の断層面を南北 7 列×東西 1 列並べて、そのいずれかで等確率で地震が発生すると仮定（断層数 7）

(注) 設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=575 年 (400~750 年の中央値) のポアソン過程を仮定した。また $M_w=M_j$ と仮定した。

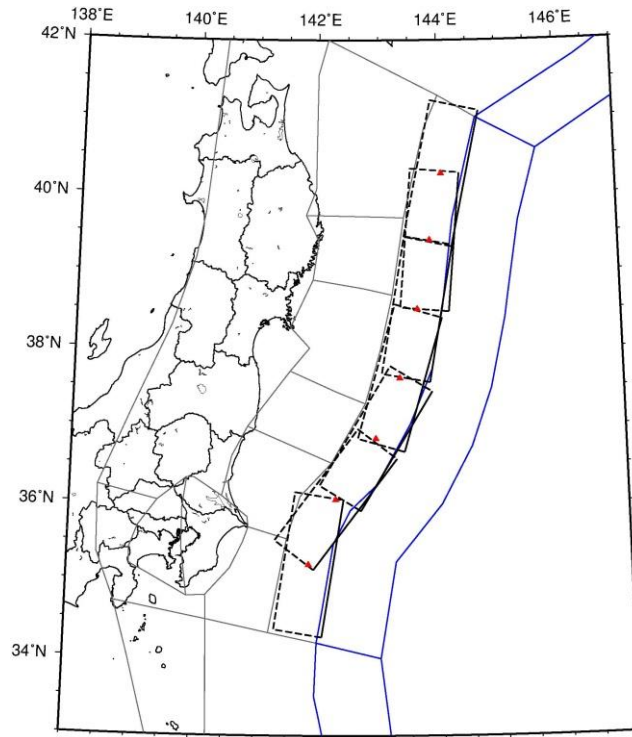


図 5. 1. 2. 2-3 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震
(正断層型)の断層面

<2013年における検討の従来モデル>

2013年における検討の従来モデルでは、以下の地震を対象としている。

三陸沖から房総沖の地震

- ・ 三陸沖北部のプレート間のひとまわり小さい地震
- ・ 宮城県沖地震（繰り返し発生する地震以外の地震）
- ・ 三陸沖南部海溝寄りの地震（繰り返し発生する地震以外の地震）
- ・ 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震）
- ・ 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震（正断層型）
- ・ 福島県沖のプレート間地震
- ・ 茨城県沖のプレート間地震（繰り返し発生する地震）
- ・ 茨城県沖のプレート間地震（繰り返し発生する地震以外の地震）

<全国地震動予測地図 2010年版のモデル>

「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2011c）が反映されていない。このため、茨城県沖のプレート間地震（繰り返し発生する地震以外の地震）は考慮されていない。

5.1.3 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

5.1.3.1 太平洋プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

1) 対象とする地震

太平洋プレートのプレート間及びプレート内の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震は、太平洋プレートの沈み込みに伴う地震のうち、海溝軸よりも陸側で、プレート上面深度が概ね 150km 程度までの領域の地震をモデル化の対象とする。対象地域に関連する海溝型地震の長期評価として、「千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004a）「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2011c）、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）、がそれぞれ公表されていることから、モデル化に際しては、これらの評価を参照する。具体的な地域区分は 2) で示すが、ここで対象とする領域は、千島海溝沿いから小笠原諸島周辺までとなっており、上記の長期評価対象領域に加えて、房総沖以南も含めている。

他の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震との関連は以下のとおりである。まず、陸域については、後述のとおり、深さが 25km 以浅の地震が「陸域で発生する地震のうち活断層が特定されていない場所で発生する地震」として別途考慮されている。このため、重複する領域では 25km より深い地震を評価対象とする。浦河沖では、深さ 25km から 45km に「浦

河沖の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」が別途考慮されており、そこに含まれる地震は対象外となる。南関東では、フィリピン海プレートの下に太平洋プレートが沈み込んでおり、平面的には「陸域で発生する地震のうち活断層が特定されていない場所で発生する地震」に加えて「フィリピン海プレートのプレート間及びプレート内の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」とも重複することになる。これらの地震は、図 5.1.3.1-1 に示すように分離して取り扱う。具体的には、太平洋プレートの上面よりも 5km 上を境として、それより深いものを太平洋プレートの地震とみなしている。房総沖以南では、「伊豆諸島以南の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」と重複しているため、太平洋プレートの地震としては、深さが 40km より深いものを対象とする。

また、2013 年における検討の従来モデルでは、三陸沖から房総沖にかけてのプレート内地震を、長期評価に従い海溝軸よりも沖合のものまでモデル化していたが、2014 年版のモデルでは、そのかわりにアウターライズ地震を、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として考慮する。なお、アウターライズ地震を考慮するのは、千島海溝沿いおよび房総沖以南（伊豆一小笠原海溝沿い）の海溝軸より沖合の領域である。ただし、震源が陸域から遠く離れていることを勘案して、 $M7.6$ 以上の地震のみを対象とする。

2) 地域区分

図 5.1.3.1-2 に、太平洋プレートのプレート間およびプレート内の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の地域区分を示す。

房総半島沖以北については、関連する海溝型地震の長期評価で示された領域区分やプレート等深線に加えて、Kosuga *et al.* (1996)、勝俣・他 (2002) に示されているプレートの等深線、および Umino *et al.* (1990) を参考に地域区分を設定しており、プレートの上面深さが 60km の等深線付近を境に浅い方と深い方とを分けている。宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りの領域について、従来は長期評価に従い別々の領域区分が設定されていた。2013 年における検討の検討モデルでは地震活動モデルの合理化の観点から統合して扱っており、2014 年版の地震活動モデルでもそれを踏襲する。南関東の領域は、従来は「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004c) の「南関東の $M7$ 程度の地震」の領域と整合するように設定されていたが、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価 (第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2014b) における「プレートの沈み込みに伴う $M7$ 程度の地震」を、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に含めてモデル化したことを踏まえて変更した。房総半島沖以南の領域では、海溝型地震の評価が行われていないため、海溝軸と宇津(2001)に記載の等深線から推定した深さ 60km と深さ 150km の等深線によって分割している。また、アウターライズ地震の領域については、三陸沖から房総沖の海溝寄りのプレート内地震 (正断層型) の発生領域を千島海溝沿いおよび伊豆一小笠原海溝沿いに延長した。

3) 地震カタログ

原則として、中地震と小地震（最小マグニチュードは4.0）のカタログを併用する。ただし、図 5.1.3.1-2 に記載のとおり、北方四島を含む領域では観測網の地震検知能力が低いことを勘案して、中地震カタログ（小地震カタログ、中地震カタログについては「4.3.1 評価手法の概要」を参照）を1960年以降のM5.0以上の地震に限定している。また、関東周辺では、中地震カタログとして、大正関東地震の影響が少なくなった1940年以降のM5.0以上の地震を用いる。さらに、房総半島沖以南では、観測網の地震検知能力が低いことを勘案して、1983年以降のM5.0以上の地震のみを用いることとし、カタログの併用は行わない。また、海溝軸より沖合で発生するプレート内地震については、陸域で発生する地震と比較して観測網の地震検知能力が低くなることに加え、中地震カタログでも地震が少ないことも勘案して、1885年～1925年の宇津カタログと1926年～2010年の気象庁震源データに基づき、M6.0以上の地震のみを用いる。

震源深さは、200kmまでを対象としているが、先述のとおり、平面的に重複する他の震源断層を特定しにくい地震に該当するデータは除去する。さらに、関連する海溝型地震として別途考慮されているものもカタログから除去する。

図 5.1.3.1-3 に1926年以降のM5.0以上の地震の震央分布を、図 5.1.3.1-4 に1983年以降のM4.0以上の地震の震央分布をそれぞれ示す。また、図 5.1.3.1-5 および図 5.1.3.1-6 には、それぞれ、中地震カタログ、小地震カタログによる地震の規模別累積発生頻度を示す。

4) 最大マグニチュード

最大マグニチュードの設定は、地域区分された領域それぞれについて、過去に発生した最大地震の規模と、関連する領域における海溝型地震の長期評価とを参照して設定することを基本としてきた。また、東北地方太平洋沖地震の発生を踏まえた2011年・2012年における検討では、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として従来考慮してきたよりも規模の大きな地震まで考慮するとともに、東北地方太平洋沖地震に伴う大規模な余震の発生可能性を考慮し、モデル 2 ではその影響を強く受けられていると考えられる三陸沖中部から房総沖の領域の最大マグニチュードを変更した。さらに2013年における検討では、千島海溝沿いと三陸沖北部、房総沖以南の各領域についても、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として従来よりも大きな規模の地震まで考慮することとした。プレート間地震は対象領域の面積から推定されるマグニチュード（ただしM8.5を上限とする）を、またプレート内地震のうち比較的浅部で発生するものについてはM8.2を、80km程度より深いものはM7.5をそれぞれその領域の最大マグニチュードとした。ただし、大地震が別途考慮されている4つの領域では、それを考慮の上設定する。2014年版の地震活動モデルの作成においても、この方針を踏襲した。図 5.1.3.1-7 と表 5.1.3.1-1 に、設定した最大マグニチュードとその根拠を示す。

5) プレート間地震とプレート内地震の比率

茨城県沖よりも北の領域では、「確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定－北日本）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会，2003）で用いられた比率を適用する。ただし、60km の等深線よりも深い領域については、全てプレート内地震としている。一方、「確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定－北日本）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会，2003）の対象外であった南関東以南の領域については、フィリピン海プレートが存在し、深さ方向に複雑な震源分布となっているために地震を分離することが容易ではないことから、北に隣接する茨城県沖の比率（8:1）と同じと仮定する。なお、三陸沖から房総沖の海溝寄りの領域については、従来はプレート間地震のみ発生するモデルとしてきた。しかしながら、2014 年版の地震活動モデルにおいて、海溝軸より沖合で発生するプレート内地震を新たにモデル化したことを踏まえて、当該領域でもプレート内地震を考慮することとする。ただし、当該領域の震源の決定精度は低く、プレート間地震とプレート内地震の分離がきわめて困難である。そこで、三陸沖北部から宮城県沖の 3 領域の比率（20:1）と福島県沖から房総沖の 3 領域の比率（8:1）の中間的な値として、10:1 と仮定する。以上のように設定したプレート間地震とプレート内地震の比を図 5.1.3.1-9 に示す。

6) 断層面の設定

マグニチュードが 7.5 以下の地震については、プレート間地震はプレート上面の深さに、プレート内地震はプレートの上面より 30km 深い位置に、それぞれ断層面の中心を置く。断層面の形状は円形とし、プレート間地震はプレート上面に沿うように、また、プレート内地震はプレート内に水平の断層面を設定する。円形断層の面積 $S(\text{km}^2)$ は宇津・関（1955）の式の係数を丸めた

$$\log S = M - 4.0 \quad (5.1.3.1-1)$$

を満足するようにマグニチュードに応じて設定する。

一方、マグニチュードが 7.6 以上の地震については、それぞれの領域内に 80km×80km の矩形断層面（ただし伊豆・小笠原諸島付近で発生する地震のうち $M8.1\sim 8.5$ の地震は 170km×120km、海溝軸より沖合で発生するプレート内地震のうち $M8.1\sim 8.2$ の地震は 200km×100km）を配置し、そのいずれかで等確率で地震が発生するものとする。

なお、アウターライズ地震としてモデル化する地震の断層の大きさは、 $M7.6\sim 8.0$ の地震は 80km×80km、 $M8.1\sim 8.2$ の地震は 200km×100km とし、上端深さは 0km、傾斜角は 45 度として、領域内にほぼ一様となるように配置する。

図 5.1.3.1-11 に、太平洋プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の断層面の配置を示す。三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域で考慮している、長期評価に基づく正断層型の大地震は、 $M8.2$ で断層の大きさが 200km×100km、傾斜角は 45 度であり、上記の $M8.1\sim 8.2$ の地震の諸元は、これを参考に設定した。

以上に述べた以外の具体的な断層面の設定については、9) で述べる。

7) モーメントマグニチュード M_w への変換

モーメントマグニチュード M_w は、 M_j と同じとする。

8) 地震発生頻度の分布

図 5.1.3.1-10(a)に、プレート間地震とプレート内地震を合計した場合の発生頻度 (0.1 度四方の領域で1年間に $M5.0$ 以上の地震が発生する頻度) の分布を示す。これは、1) 中地震カタログで地域区分する方法、2) 中地震カタログで地域区分しない方法、3) 小地震カタログで地域区分する方法、4) 小地震カタログで地域区分しない方法、の4ケースの頻度を平均したものである。こうして得られた頻度を、先に述べたプレート間とプレート内の地震の比率を考慮して割り振った頻度を同図(b)および(c)に示す。

9) $M7.6$ 以上の地震の扱い

震源断層をあらかじめ特定しにくい地震のうち、マグニチュードが 7.6 以上の地震については、震源断層が大きくなるため、 $M7.5$ 以下の地震と異なる方法で震源断層を設定した。具体的には、対象となるそれぞれの領域内に $80\text{km} \times 80\text{km}$ の矩形断層面 (ただし伊豆・小笠原諸島付近で発生する地震のうち $M8.1 \sim 8.5$ の地震は $170\text{km} \times 120\text{km}$ 、海溝軸より沖合で発生するプレート内地震のうち $M8.1 \sim 8.2$ の地震は三陸沖から房総沖の海溝寄りのプレート内地震 (正断層型) として設定している $200\text{km} \times 100\text{km}$) を配置し、そのいずれかで等確率で地震が発生するものとする。配置した断層面を図 5.1.3.1-11 に示す。

$M7.6$ 以上の地震の発生頻度は、各領域における $M7.6$ 以上の地震発生頻度が 7.5 以下の地震と整合するように設定する。具体的には、図 5.1.3.1-12 に示す中地震カタログと小地震カタログそれぞれに基づく G-R 式から算定される $M7.6$ 以上の地震の発生頻度の平均値を、当該領域の 7.6 以上の地震の発生頻度とした上で、プレート間地震とプレート内地震の比率で分配したものを用いる。この際、千島海溝沿いのやや深い領域、東北地方の陸側のやや深い領域、南関東の $M7$ 領域の東側、および伊豆・小笠原諸島付近のやや深い領域については、全面には断層面を配置していないため、その分を考慮して矩形断層の発生頻度を算定している。

表 5.1.3.1-2 に、 $M7.6$ 以上の地震の発生頻度を示す。表中の網掛けの部分は、該当する地震の設定が無いことを示している。

<補足> アウターライズ地震について

すでに述べたとおり、2014 年版のモデルでは、千島海溝、日本海溝、小笠原海溝のアウターライズの地震を新たにモデル化している。以下に、アウターライズの地震のモデル化の経緯について簡単に補足する。

「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価 (第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2011c) では、1933 年の昭和三陸地震は、アウターライズ地震であった可能性が指摘されている。このため、2011 年・2012 年における検討では、三陸沖北部から房

総沖の海溝寄りのプレート内地震（正断層型）を考慮する領域を海溝軸よりも沖合まで拡張している。一方、2007年1月13日には、千島列島東方を震源とするアウターライズ地震（ $M8.2$ ）が発生している。この地震の震源位置は、現在の地震動ハザード評価で考慮されている領域よりもさらに北東側（北緯46.93度、東経155.05度；気象庁による）ではあるが、千島弧において $M8$ クラスのアウターライズ地震が発生することが明らかとなった地震である。この地震の発生は、太平洋プレートの沈み込みに関連する地域（少なくとも千島弧）についてはアウターライズ地震を考慮する必要があることを示している。このような状況を踏まえ、2014年起点の確率論的地震動ハザード評価においては、千島海溝沿いおよび小笠原海溝沿いについてもアウターライズの地震を考慮することとした。

モデル化にあたっては、太平洋プレートの地震について、アウターライズ地震を対象として個別に地震活動モデルを作成することとした。このために、海溝軸よりも沖合に帯状の領域を新たに設定し、その中で発生した過去の地震の規模別発生頻度のデータに基づいて大地震のモデルを作成した。

アウターライズ地震は、陸からの距離がある程度離れていることを勘案して、 $M7.6\sim 8.2$ の地震のみをモデル化した。2011年3月11日15時25分頃に三陸沖を震源として発生した $M7.5$ の地震では、最大震度4が観測されている。また、2012年12月7日17時18分頃に三陸沖を震源として発生した $M7.3$ の地震では最大震度5弱が観測されているが、この際には海溝軸の陸側と沖合側で2つの地震がほぼ同時に発生したと考えられており、海溝軸より陸側の破壊が大きかったと推測されている（例えば、「平成24年12月 地震・火山月報（防災編）」（気象庁，2012））。

なお、以上に示したアウターライズ地震のモデル化についても、5章に示すその他のモデルと同様、地震動によるハザードを評価するために作成したものである。

<補足> プレート間で起こる震源断層をあらかじめ特定しにくい海溝型地震の最大マグニチュードについて

伊豆諸島～小笠原諸島および南西諸島の領域については、千島や三陸沖～房総沖のように長期評価での「領域区分」がなされていないため、領域面積から求められる最大マグニチュードは9超となるが、 $M8.5$ を上限としている。これは、

- ・千島海溝沿いや三陸沖～房総沖では現行の長期評価による「領域区分」のため $M8.5$ 程度までの地震しかモデル化されていないが、現行の長期評価では、「十勝沖と根室沖」、「宮城県沖と三陸沖南部海溝寄り」を除いて領域間が連動する地震は評価されていない。唯一、東北地方太平洋沖型の地震が評価されているものの、発生確率はほぼゼロである。
- ・地震動の大きさ（特に、震度や最大速度）は、経験的に $M8.3$ 程度で頭打ちすることから、地震動ハザード評価においては、 $M8.5$ 程度の地震まで考慮すればハザードを過小

評価することはないと考えられる。

ことを考慮して「暫定値」として設定したものであり、長期評価がまだ改訂されていない、千島・三陸沖～房総沖、伊豆諸島～小笠原諸島、および南西諸島で $M8.5$ 超の地震が無いことを示すものではない。また、前述のとおり、プレート間地震の最大マグニチュードを $M8.5$ としているのは、地震動の頭打ちを踏まえたものであり、地震動を評価するための設定値である点に注意が必要である。

なお、地震動の最大振幅は $M8.3$ 程度で頭打ちするものの、マグニチュードが大きくなるほど地震動の継続時間は長くなり、強い揺れが長時間続くことになる。また、マグニチュードが大きくなるほど震源域が大きくなるため、強い揺れに見舞われる領域が広がることに注意が必要である。

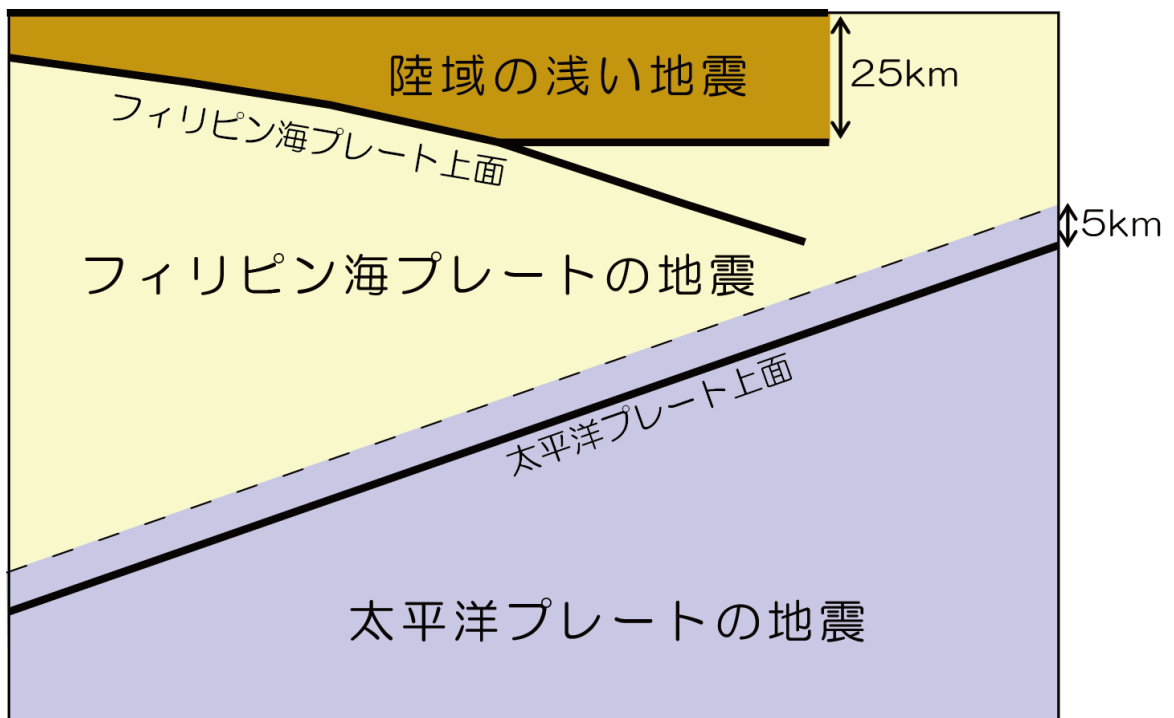


図 5.1.3.1-1 地震発生頻度算定のための震源データの分離方法 (模式図)

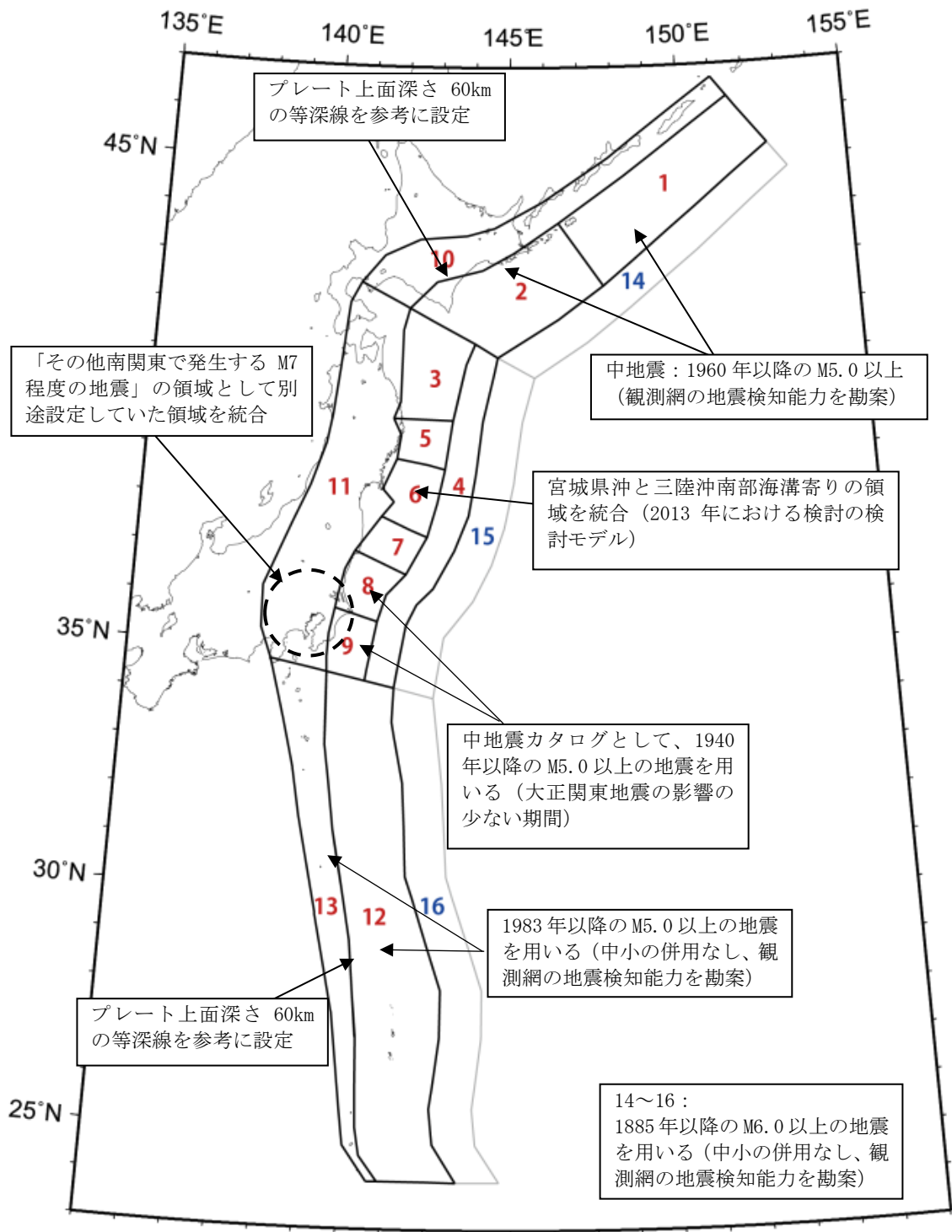


図 5.1.3.1-2 太平洋プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の地域区分と頻度算定に用いる地震カタログ。特記のない場合は、標準カタログを使用。



図 5. 1. 3. 1-3 1926 年以降の $M \geq 5.0$ の地震の震央分布図

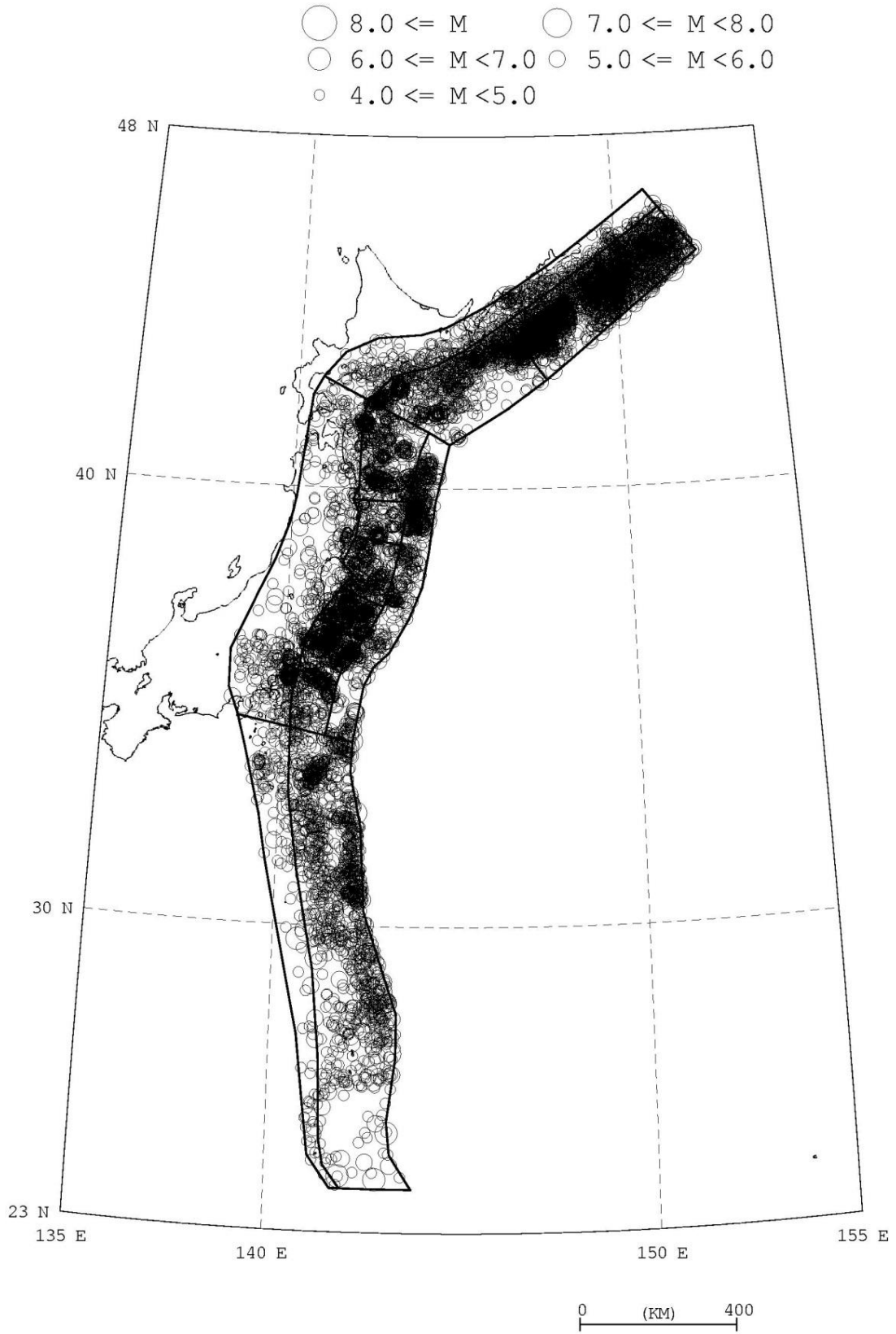


図 5. 1. 3. 1-4 1983 年以降の $M \geq 4.0$ の地震の震央分布図

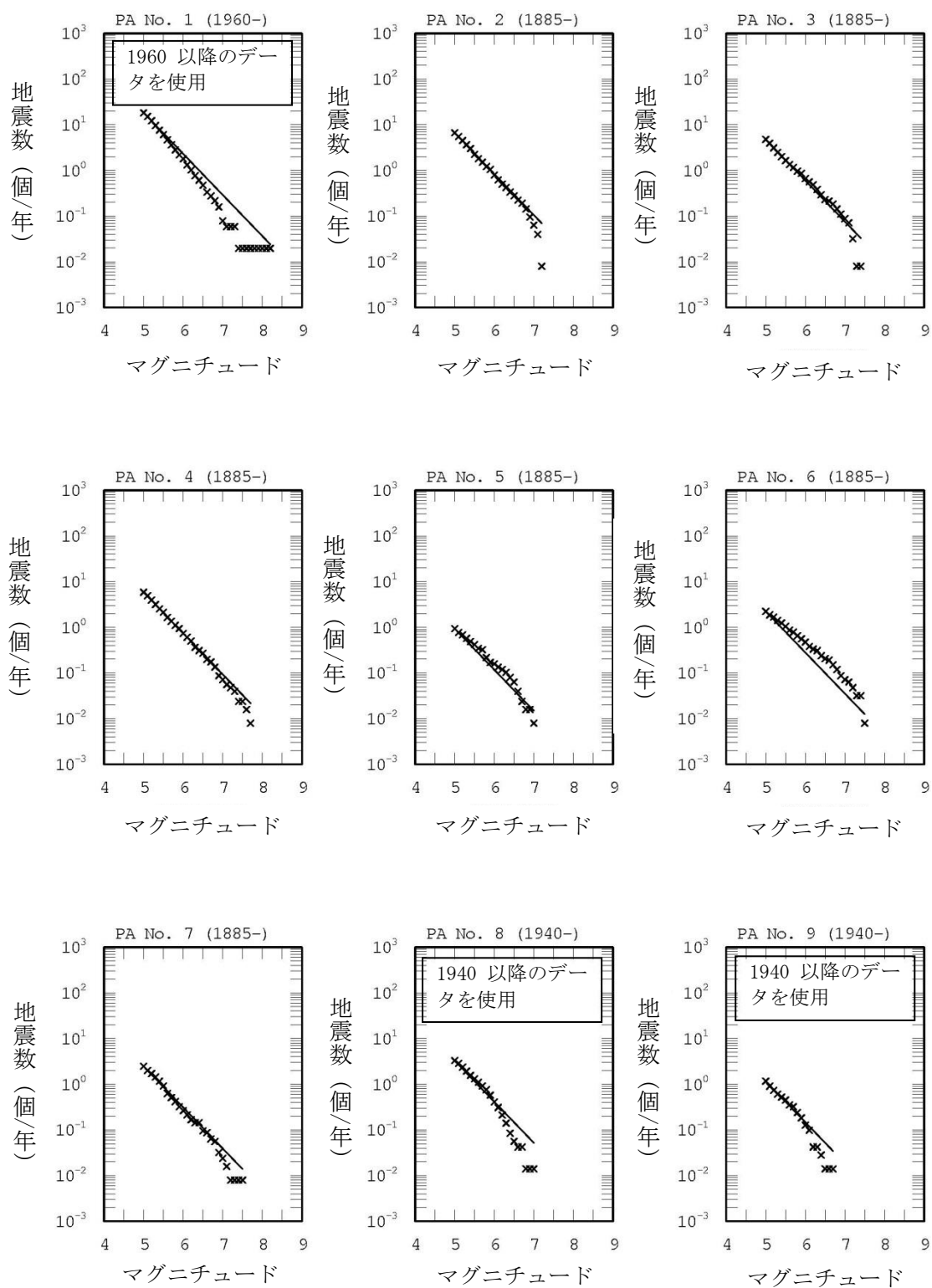


図 5.1.3.1-5 中地震カタログに基づく地震の規模別累積発生頻度
 ・各グラフの上を示す番号は、図 5.1.3.1-2 に示す領域番号を表す
 ・×印はデータ、実線はデータに基づく b 値 0.9 の G-R 式

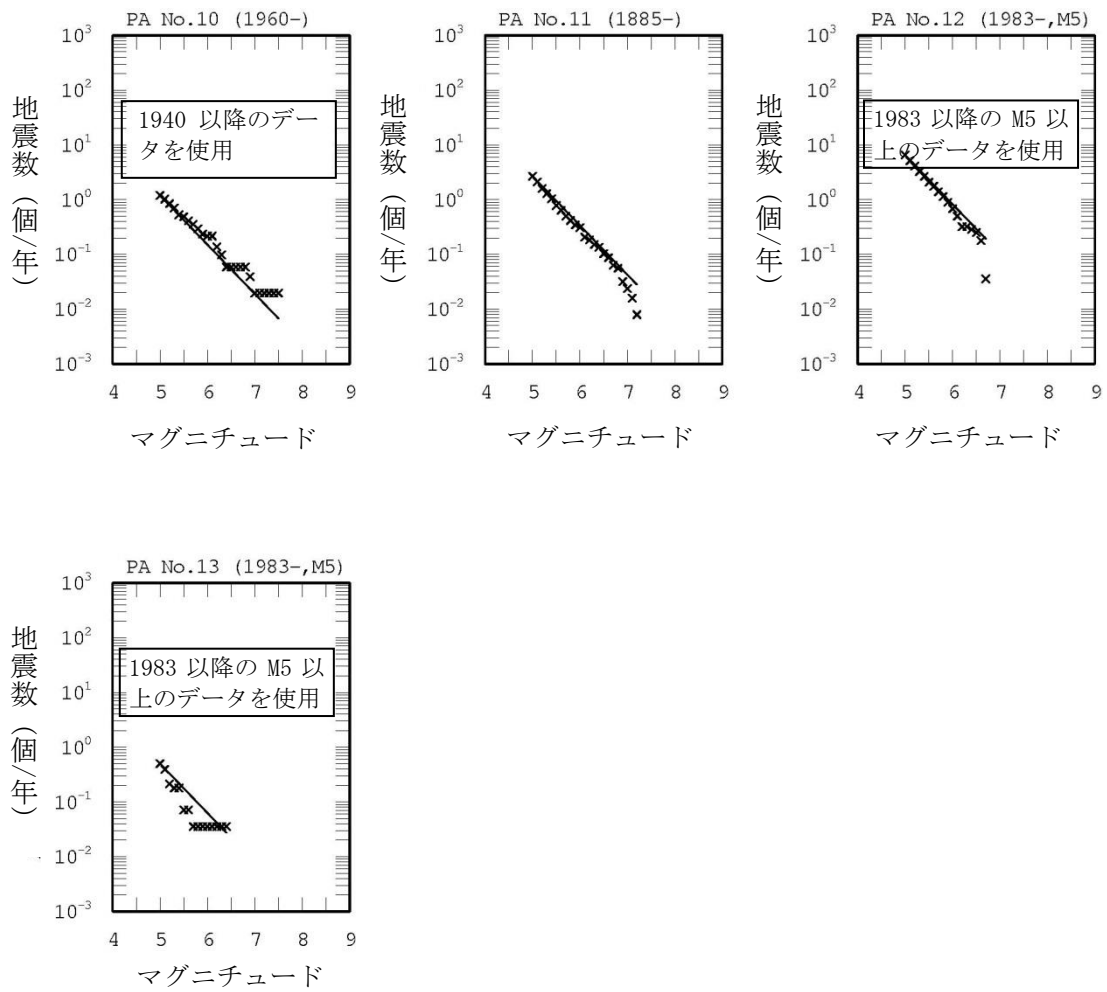


図 5. 1. 3. 1-5 中地震カタログに基づく地震の規模別累積発生頻度 (つづき)

- ・各グラフの上を示す番号は、図 5. 1. 3. 1-2 に示す領域番号を表す
- ・×印はデータ、実線はデータに基づく b 値 0.9 の G-R 式

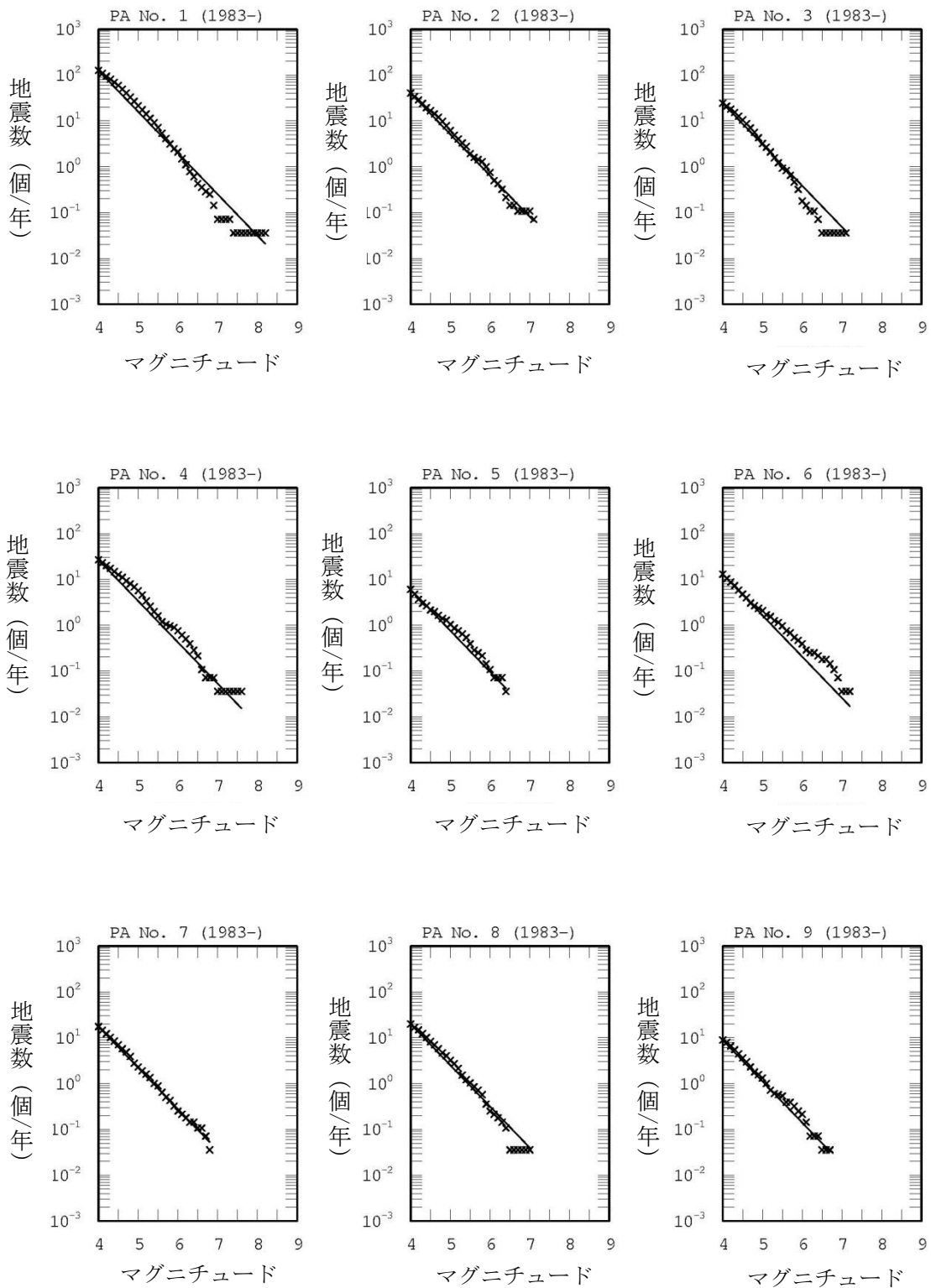


図 5.1.3.1-6 小地震カタログに基づく地震の規模別累積発生頻度

- ・各グラフの上に示す番号は、図 5.1.3.1-2 に示す領域番号を表す
- ・×印はデータ、実線はデータに基づく b 値 0.9 の G-R 式

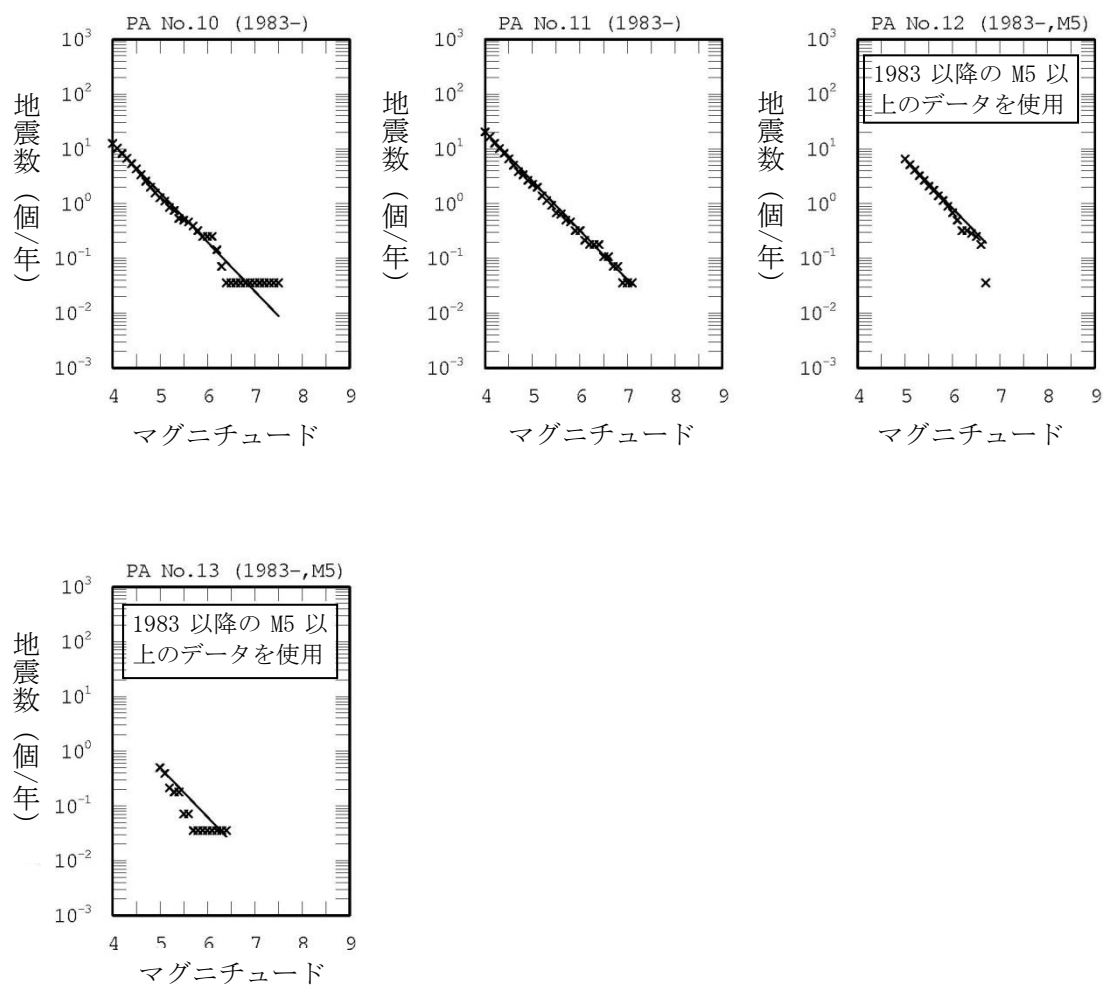


図 5.1.3.1-6 小地震カタログに基づく地震の規模別累積発生頻度 (つづき)

- 各グラフの上を示す番号は、図 5.1.3.1-2 に示す領域番号を表す
- ×印はデータ、実線はデータに基づく b 値 0.9 の G-R 式

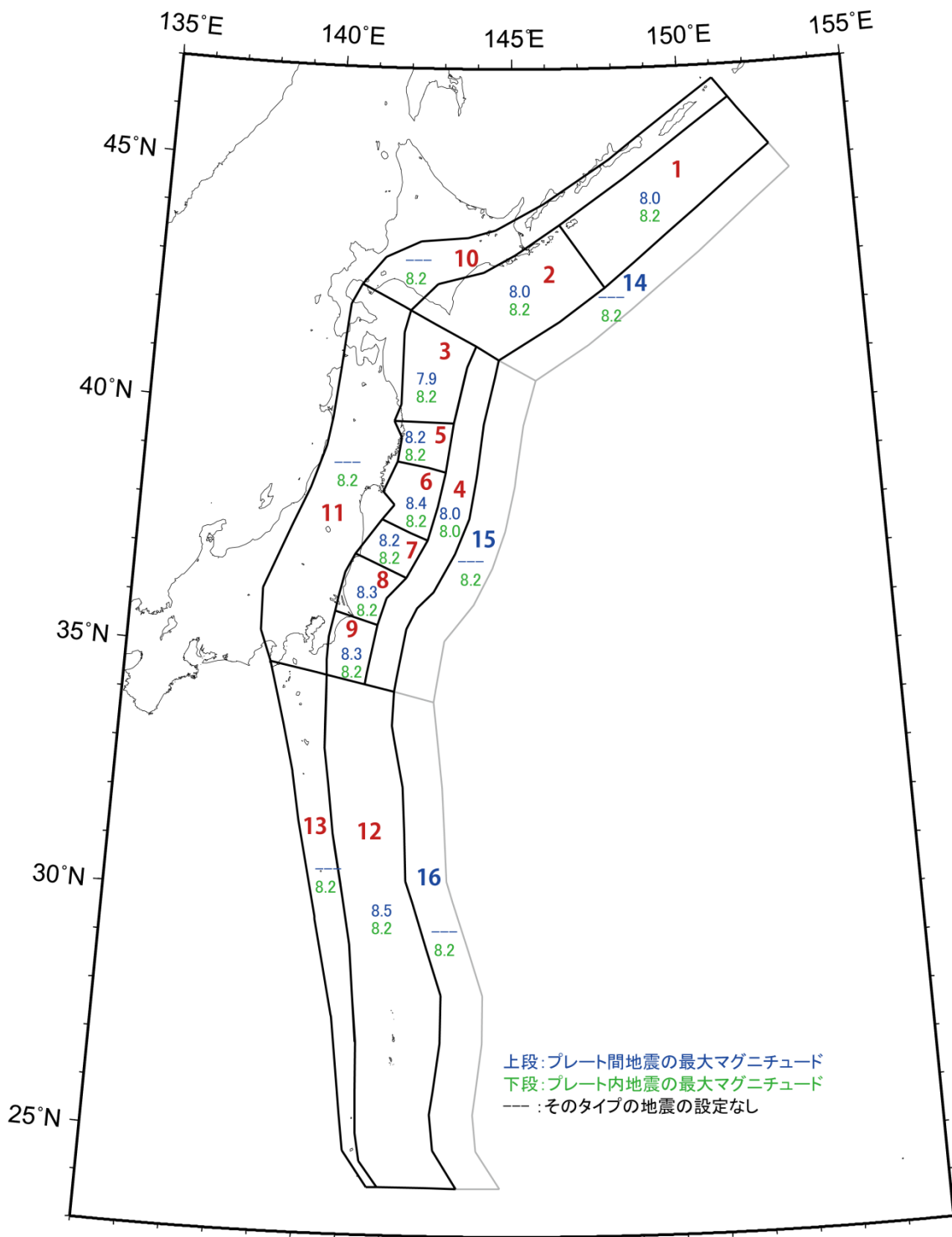


図 5.1.3.1-7 領域ごとの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュード

表 5.1.3.1-1 領域ごとに設定した最大マグニチュードと根拠

No.		最大 M	設定根拠
1	プレート間	8.0	M 8.1 以上は別途モデル化（色丹島沖の地震、択捉島沖の地震）
	プレート内	8.2	1994.10.04 北海道東方沖地震
2	プレート間	8.0	M 8.1 以上は別途モデル化（十勝沖の地震、根室沖の地震）
	プレート内	8.2	1994.10.04 北海道東方沖地震
3	プレート間	7.9	M 8.0 以上は別途モデル化（三陸沖北部のプレート間地震）
	プレート内	8.2	北海道東方沖地震と同程度の地震が発生し得ると仮定
4	プレート間	8.0	M 8.2 は別途モデル化（津波地震）
	プレート内	8.0	M 8.2 は別途モデル化（正断層型）
5	プレート間	8.2	領域面積から推定される最大規模
	プレート内	8.2	北海道東方沖地震と同程度の地震が発生し得ると仮定
6	プレート間	8.4	領域面積から推定される最大規模
	プレート内	8.2	北海道東方沖地震と同程度の地震が発生し得ると仮定
7	プレート間	8.2	領域面積から推定される最大規模
	プレート内	8.2	北海道東方沖地震と同程度の地震が発生し得ると仮定
8	プレート間	8.3	領域面積から推定される最大規模
	プレート内	8.2	北海道東方沖地震と同程度の地震が発生し得ると仮定
9	プレート間	8.3	領域面積から推定される最大規模
	プレート内	8.2	北海道東方沖地震と同程度の地震が発生し得ると仮定
10	プレート内	8.2	北海道東方沖地震と同程度の地震が発生し得ると仮定
11	プレート内	8.2	北海道東方沖地震と同程度の地震が発生し得ると仮定
12	プレート間	8.5	仮定の上限値
	プレート内	8.2	北海道東方沖地震と同程度の地震が発生し得ると仮定
13	プレート内	8.2	北海道東方沖地震と同程度の地震が発生し得ると仮定
14	プレート内	8.2	三陸沖から房総沖と同程度の地震が発生し得ると仮定
15	プレート内	8.2	三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震（正断層型）と同規模の地震が発生しうると仮定
16	プレート内	8.2	三陸沖から房総沖と同程度の地震が発生し得ると仮定

(No. は、図 5.1.3.1-2 に示す領域番号を表す)

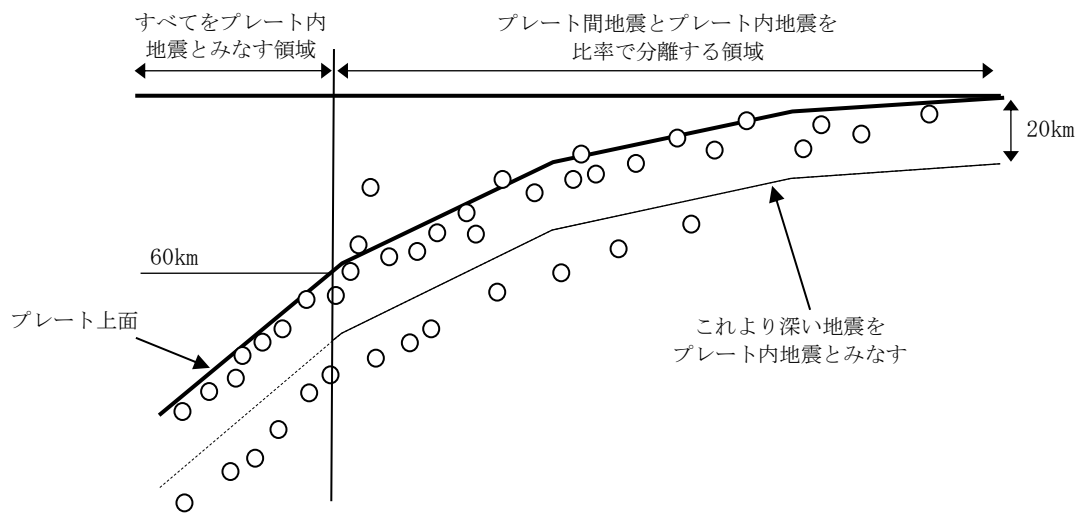


図 5.1.3.1-8 茨城県沖以北の領域におけるプレート間地震とプレート内地震の分離の考え方（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会，2003）

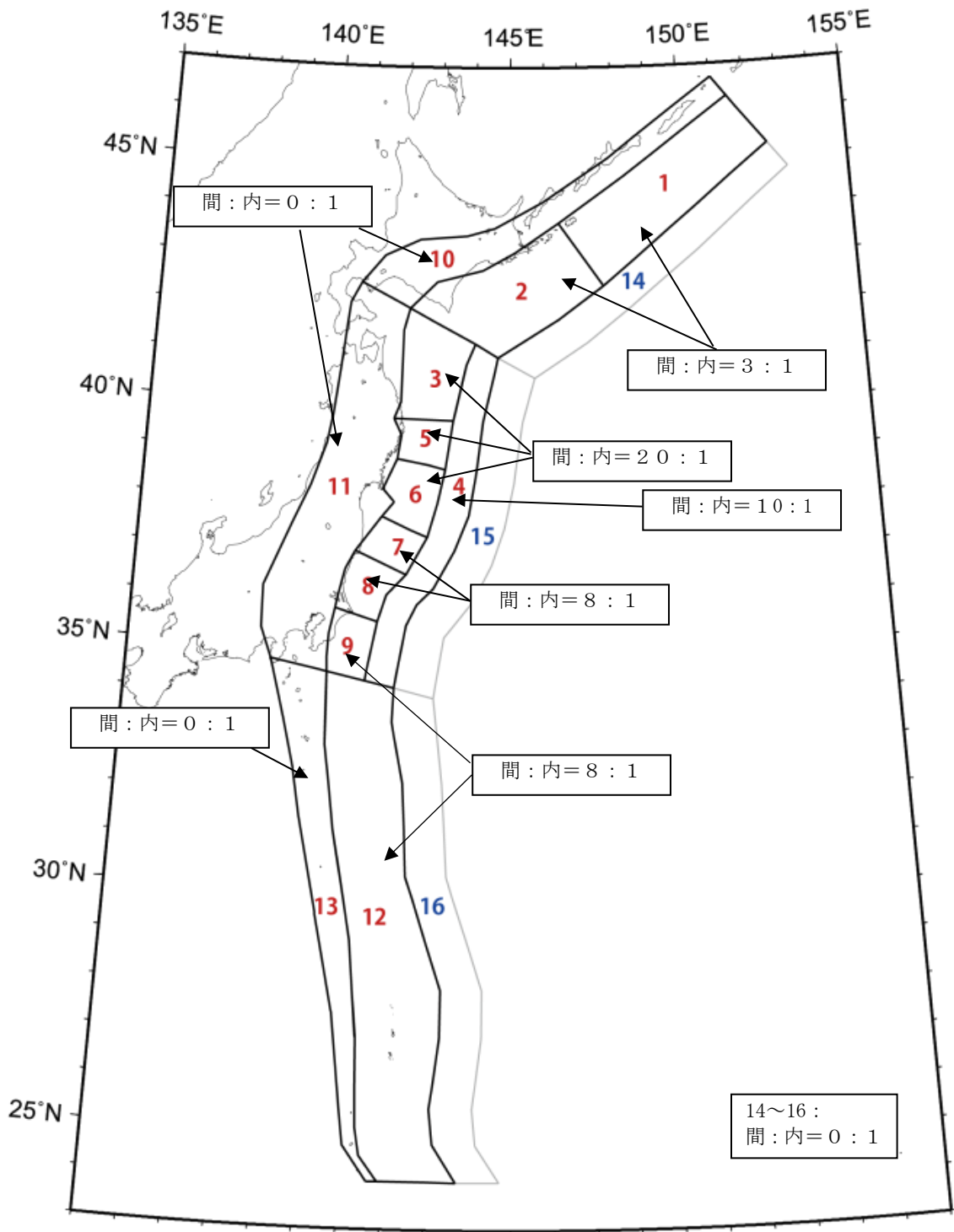
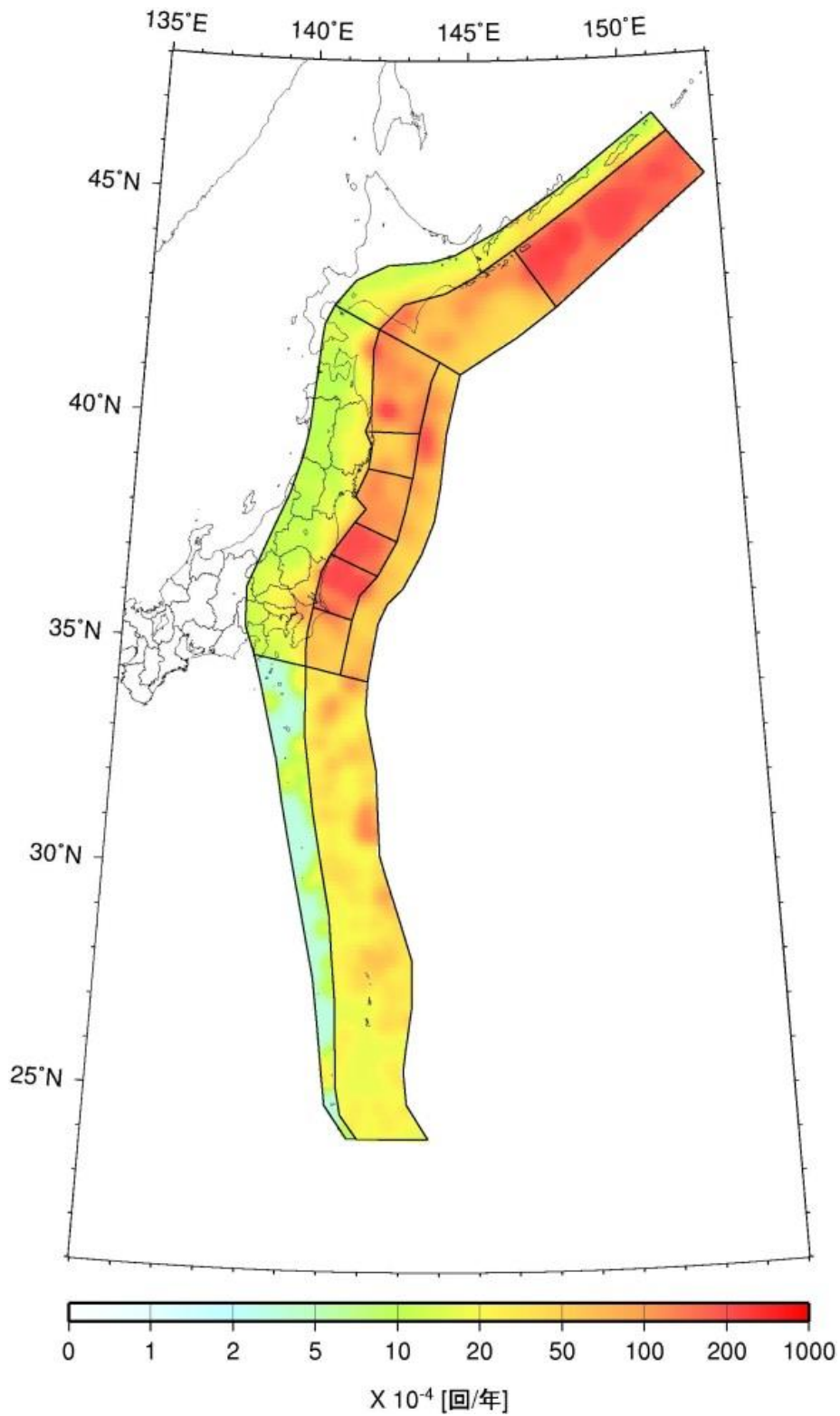
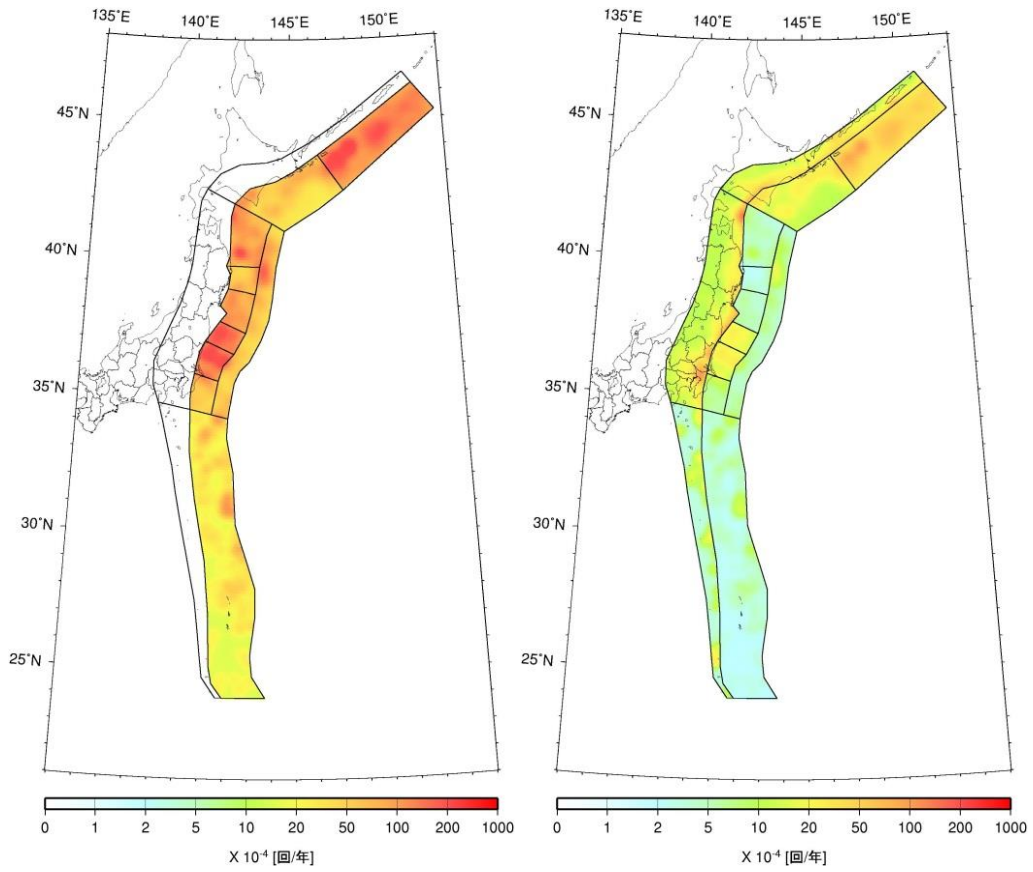


図 5.1.3.1-9 領域ごとのプレート間地震とプレート内地震の比
 (図中の“間”はプレート間地震を、“内”はプレート内地震を表す)



(a) プレート間地震とプレート内地震を合わせた年発生頻度

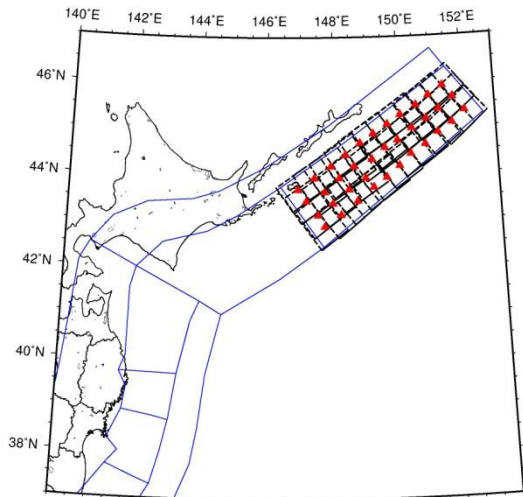
図 5.1.3.1-10 太平洋プレートの地震の発生頻度 (0.1 度四方あたり、 $M5.0$ 以上)



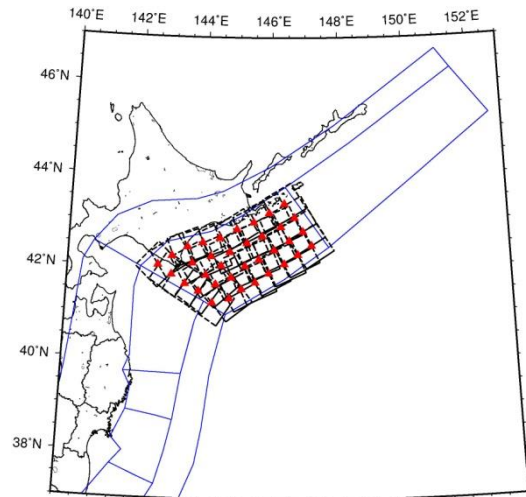
(b) プレート間地震

(c) プレート内地震

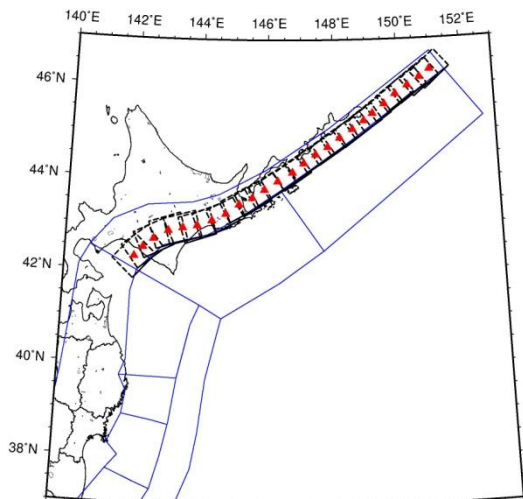
図 5. 1. 3. 1-10 太平洋プレートの地震の年発生頻度 (0.1 度四方あたり、 M .0 以上)



色丹島沖・択捉島沖
(P 間 : $M7.6 \sim 8.0$ 、P 内 : $M7.6 \sim 8.2$)

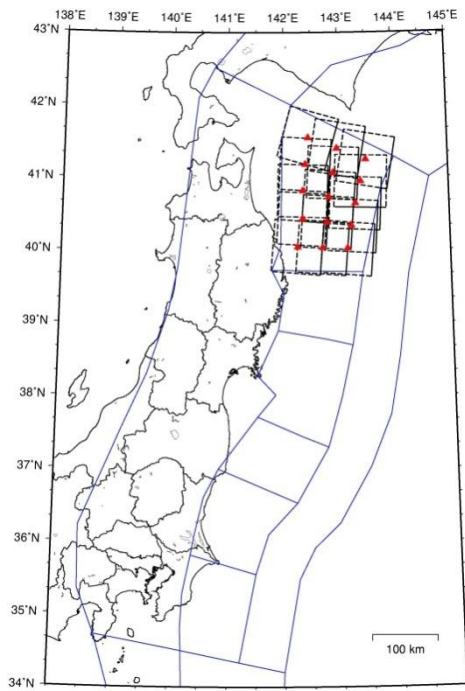


十勝沖・根室沖
(P 間 : $M7.6 \sim 8.0$ 、P 内 : $M7.6 \sim 8.2$)

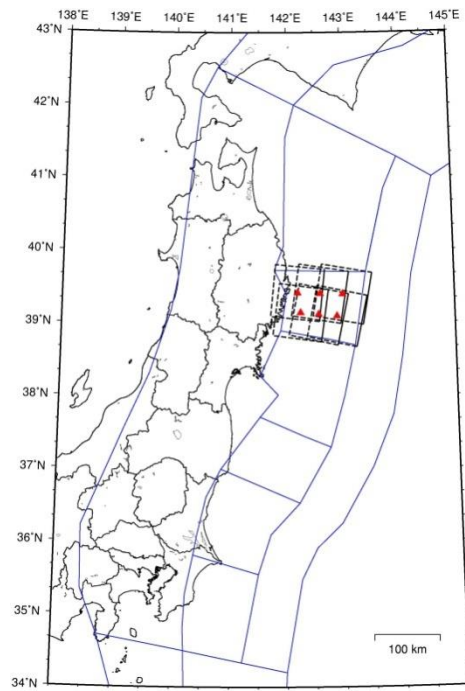


千島海溝沿いのやや深い地震
($M7.6 \sim 8.2$ 、P 内)
領域南側のみに配置し頻度は全地震の 3/4

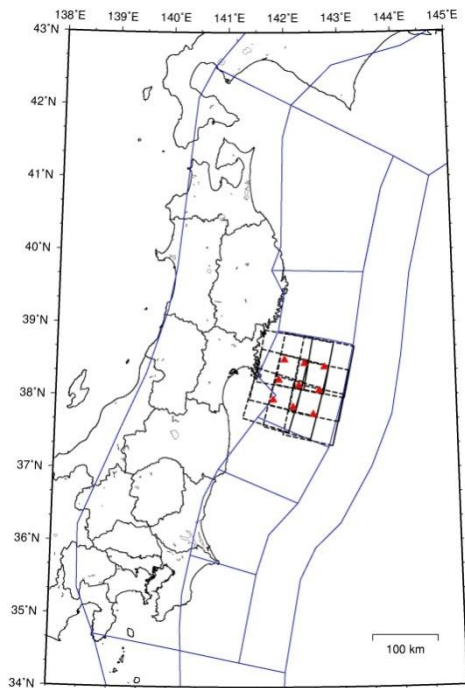
図 5. 1. 3. 1-11 $M \geq 7.6$ の地震の断層面 (▲ : 断層中心)
(P 内 : プレート内地震、P 間 : プレート間地震)



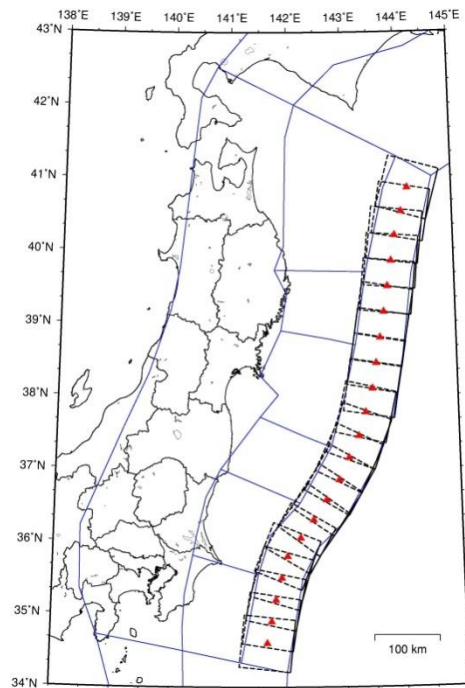
三陸沖北部
(P間 : $M7.6 \sim 7.9$ 、P内 : $M7.6 \sim 8.2$)



三陸沖中部
(P間・P内 : $M7.6 \sim 8.2$)

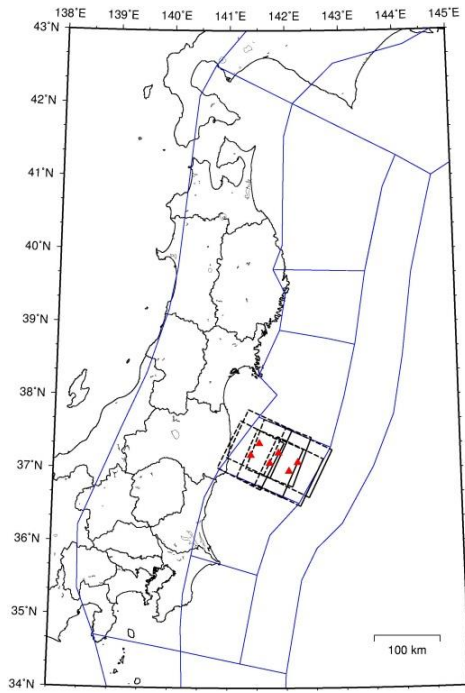


宮城県沖
(P間 : $M7.6 \sim 8.4$ 、P内 : $M7.6 \sim 8.2$)

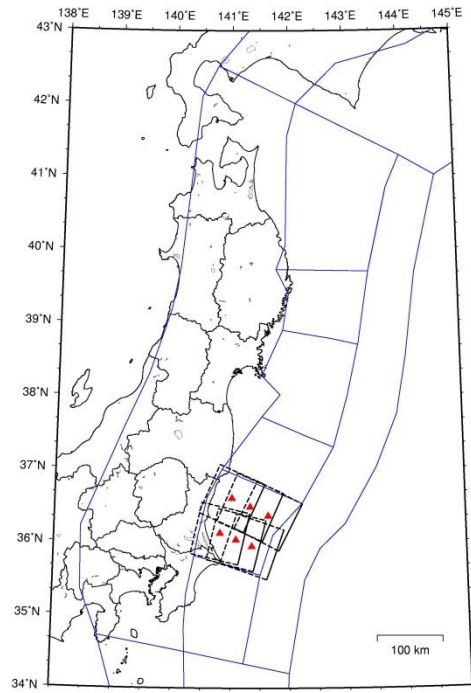


三陸沖から房総沖の海溝寄り
(P間 : $M7.6 \sim 8.0$ 、P内 : $M7.6 \sim 8.0$)

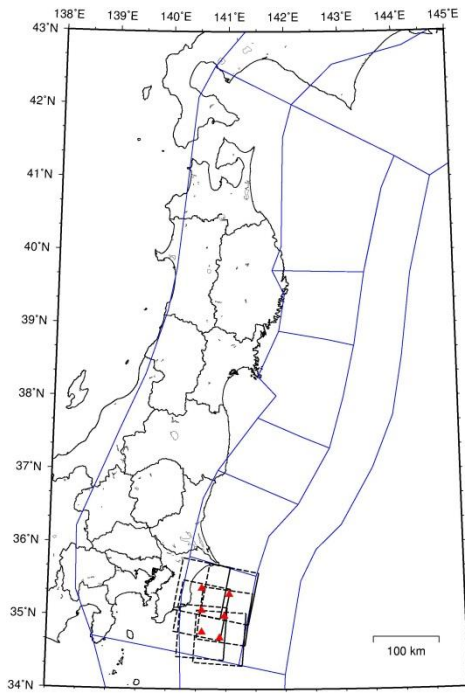
図 5.1.3.1-11 $M \geq 7.6$ の地震の断層面 (つづき) (▲ : 断層中心)
(P内 : プレート内地震、P間 : プレート間地震)



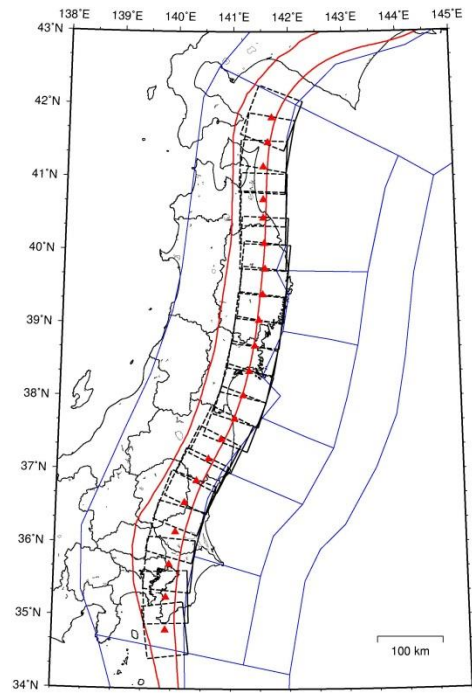
福島県沖
(P間・P内: $M7.6 \sim 8.2$)



茨城県沖
(P間: $M7.6 \sim 8.3$, P内: $M7.6 \sim 8.2$)

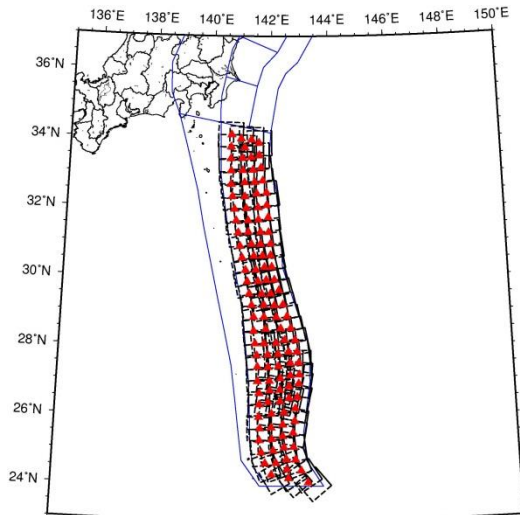


房総沖
(P間: $M7.6 \sim 8.3$, P内: $M7.6 \sim 8.2$)

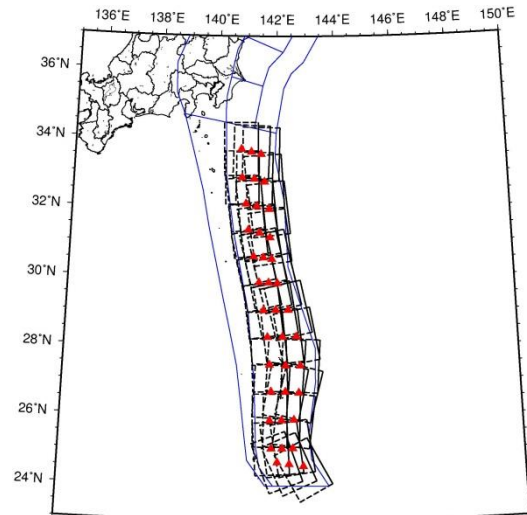


東北地方のやや深い地震
(P内: $M7.6 \sim 8.2$)
領域東側のみに配置し頻度は全地震の1/3

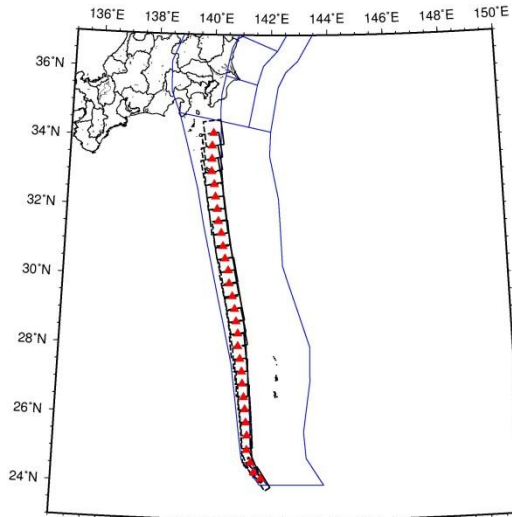
図 5.1.3.1-11 $M \geq 7.6$ の地震の断層面 (つづき) (▲: 断層中心)
(P内: プレート内地震、P間: プレート間地震)



伊豆・小笠原諸島付近浅部
(P間： $M7.6\sim 8.0$ 、P内： $M7.6\sim 8.2$)

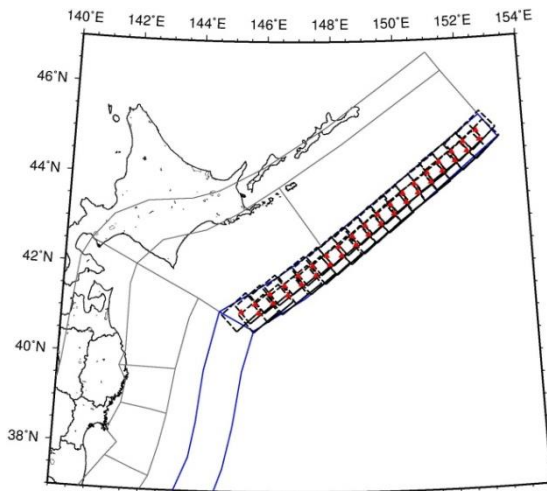


伊豆・小笠原諸島付近浅部
(P間： $M8.1\sim 8.5$)

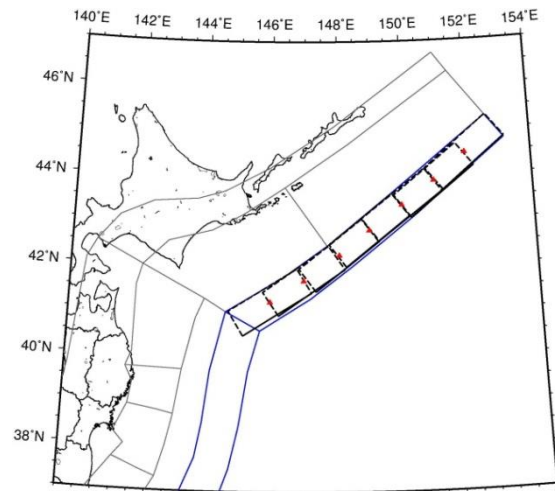


伊豆・小笠原諸島付近のやや深い地震
(P内： $M7.6\sim 8.2$)
領域東側のみ配置し頻度は全地震の3/4

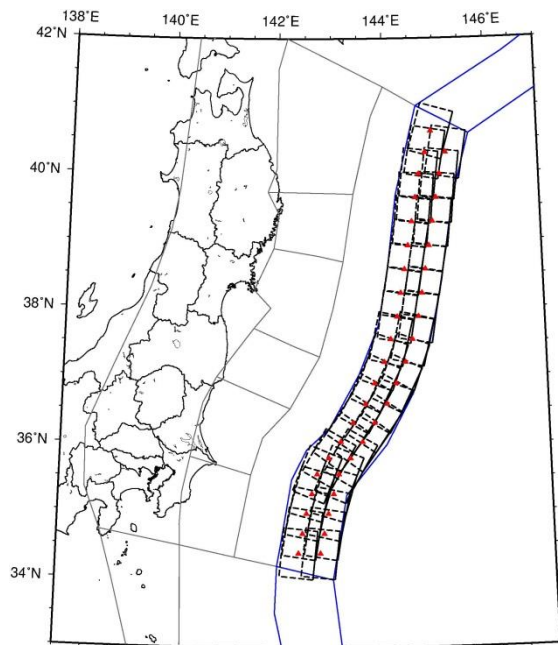
図 5.1.3.1-11 $M\geq 7.6$ の地震の断層面 (つづき) (▲：断層中心)
(P内：プレート内地震、P間：プレート間地震)



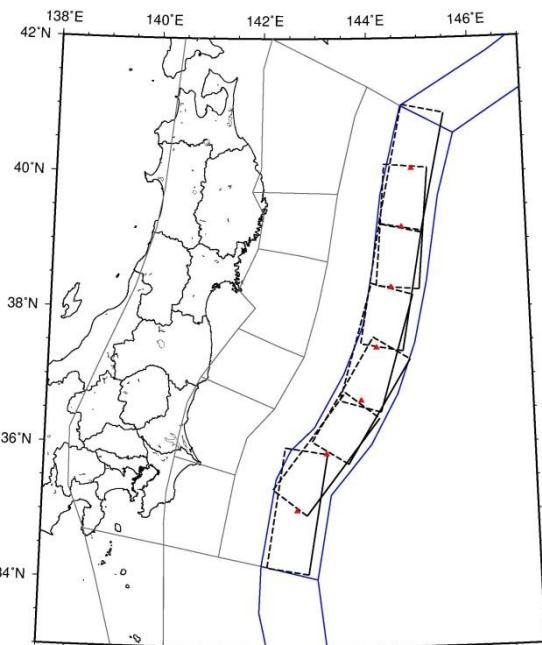
千島海溝より沖合で発生する地震
(P内: M . 6~8.0)



千島海溝より沖合で発生する地震
(P内: M B. 1~8.2)

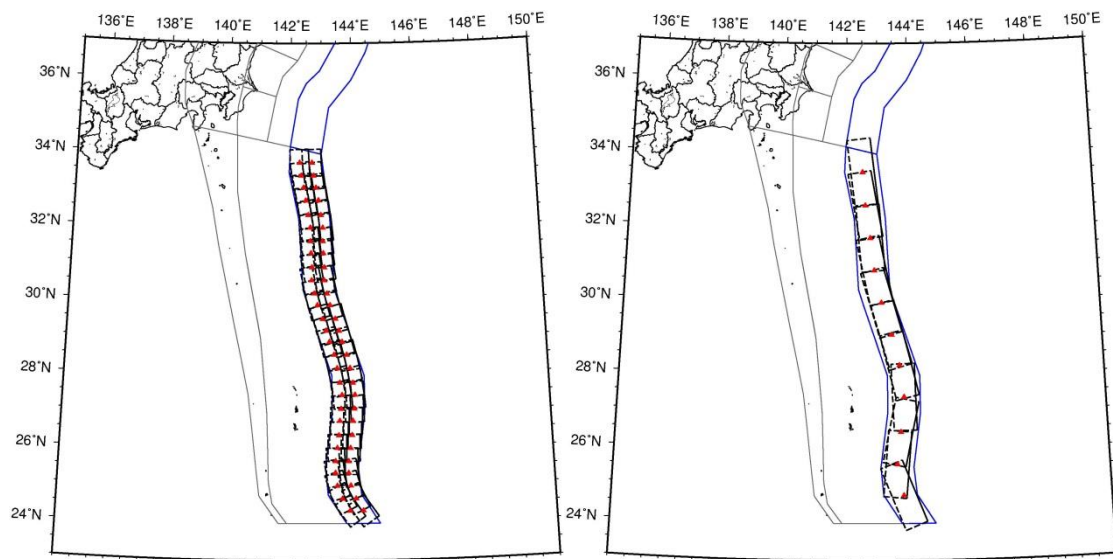


日本海溝より沖合で発生する地震
(P内: M . 6~8.0)



日本海溝より沖合で発生する地震
(P内: M B. 1~8.2)

図 5. 1. 3. 1-11 $M \geq 7.6$ の地震の断層面 (つづき) (▲: 断層中心)
(P内: プレート内地震、P間: プレート間地震)



伊豆-小笠原海溝より沖合で
発生する地震
(P内: $M7.6 \sim 8.0$)

伊豆-小笠原海溝より沖合で
発生する地震
(P内: $M8.1 \sim 8.2$)

図 5.1.3.1-11 $M \geq 7.6$ の地震の断層面 (つづき) (▲: 断層中心)
(P内: プレート内地震、P間: プレート間地震)

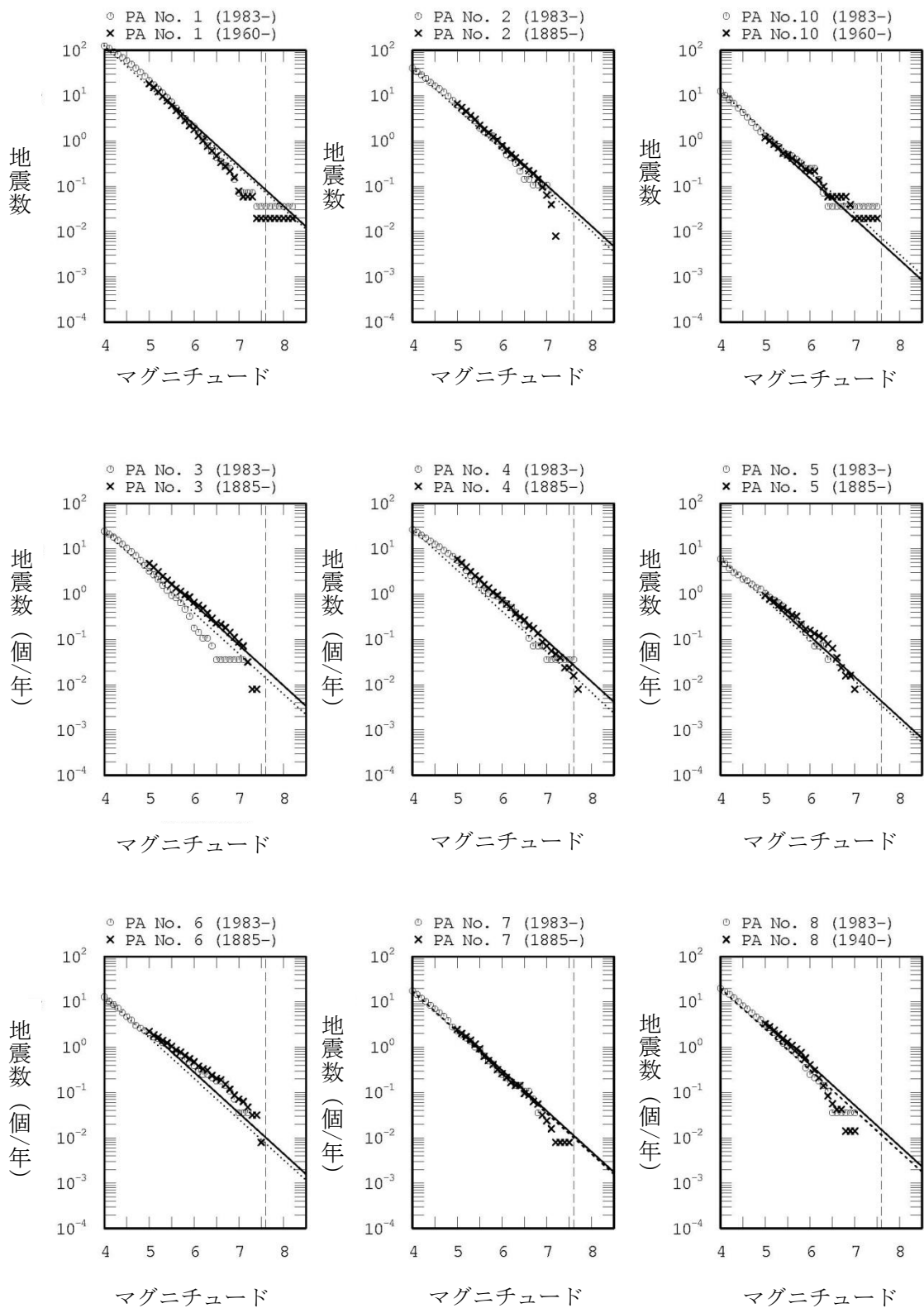


図 5.1.3.1-12 $M.6$ 以上の地震の規模別発生頻度の設定方法

- ・ 中地震（実線）と小地震（点線）の G-R 関係 (b 値 0.9) から得られる頻度の平均値を使用
- ・ 各グラフの上に示す番号は、図 5.1.3.1-2 に示す領域番号を表す (×印はデータ)

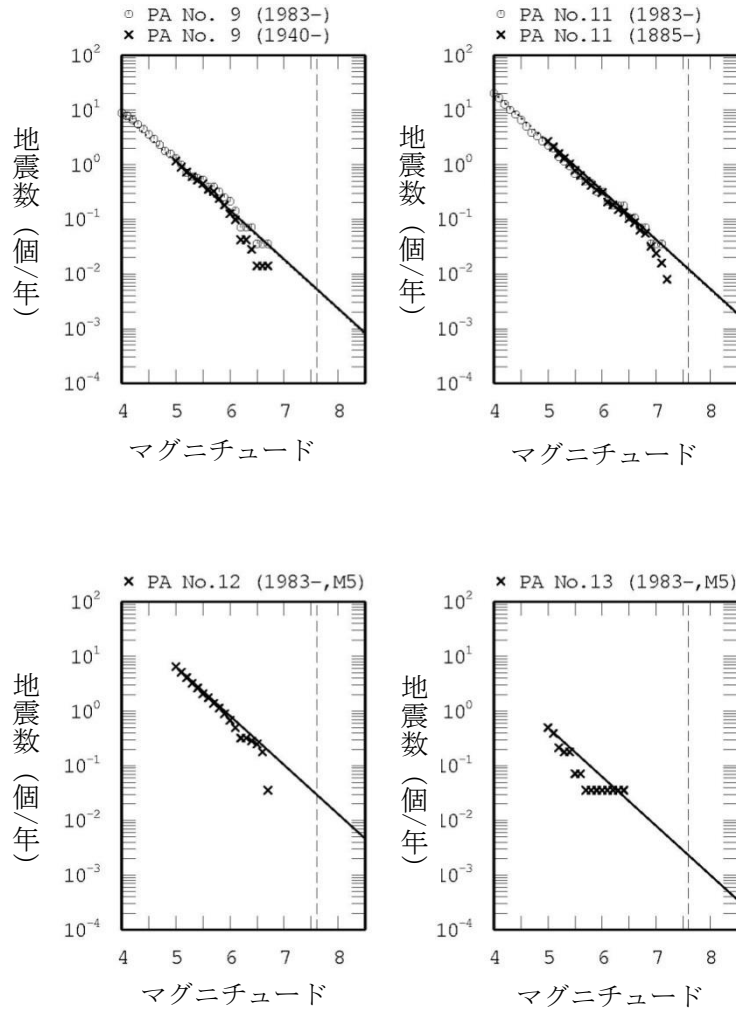


図 5. 1. 3. 1-12 $M7.6$ 以上の地震の発生頻度の設定方法 (つづき)

- 中地震 (実線) と小地震 (点線) の G-R 関係 (b 値 0.9) から得られる頻度の平均値を使用
- 各グラフの上を示す番号は、図 5. 1. 3. 1-2 に示す領域番号を表す (×印はデータ)

表 5.1.3.1-2 マグニチュード 7.6 以上の地震の発生頻度

No.	M \geq 5.0 頻度			M \geq 7.6	
	中地震	小地震	平均	頻度	発生間隔
① 色丹択捉	1.824E+01	1.579E+01	1.701E+01	7.777E-02	12.9
	P間			5.832E-02	17.1
	P内			1.944E-02	51.4
② 十勝根室	6.621E+00	5.081E+00	5.851E+00	2.674E-02	37.4
	P間			2.006E-02	49.9
	P内			6.686E-03	149.6
⑩ 千島陸側P内	1.196E+00	1.579E+00	1.387E+00	6.341E-03	157.7
	P間			0.000E+00	
	P内(3/4)			4.756E-03	210.3
③ 三陸沖北部	4.765E+00	3.062E+00	3.913E+00	1.789E-02	55.9
	P間			1.704E-02	58.7
	P内			8.518E-04	1174.0
⑤ 三陸沖中部	9.352E-01	7.554E-01	8.453E-01	3.864E-03	258.8
	P間			3.680E-03	271.8
	P内			1.840E-04	5435.3
⑥ 宮城県沖+三陸 南部海溝寄り	2.229E+00	1.628E+00	1.928E+00	8.814E-03	113.4
	P間			8.395E-03	119.1
	P内			4.197E-04	2382.4
④ 三陸～房総沖 海溝寄り	5.848E+00	3.345E+00	4.596E+00	2.101E-02	47.6
	P間			1.910E-02	52.4
	P内			1.910E-03	523.6
⑦ 福島県沖	2.462E+00	2.198E+00	2.330E+00	1.065E-02	93.9
	P間			9.467E-03	105.6
	P内			1.183E-03	845.0
⑧ 茨城県沖	3.282E+00	2.509E+00	2.896E+00	1.324E-02	75.6
	P間			1.176E-02	85.0
	P内			1.471E-03	680.0
⑨ 房総沖	1.169E+00	1.115E+00	1.142E+00	5.220E-03	191.6
	P間			4.640E-03	215.5
	P内			5.800E-04	1724.1
⑪ 東北陸側プレート内	2.674E+00	2.563E+00	2.619E+00	1.197E-02	83.5
	P間			0.000E+00	
	P内(1/3)			3.989E-03	250.7
⑫ 小笠原浅部	6.536E+00	6.536E+00	6.536E+00	2.988E-02	33.5
	P間 7.6-8.0			1.960E-02	51.0
	P間 8.1-8.5			6.955E-03	143.8
	P内			3.319E-03	301.3
⑬ 小笠原深部	5.000E-01	5.000E-01	5.000E-01	2.285E-03	437.6
	P間			0.000E+00	
	P内(3/4)			1.714E-03	583.4

注：領域の番号（丸付きの数字）は、図 5.1.3.1-2 に対応。

P 間、P 内はそれぞれプレート間地震、プレート内地震を表す。

5.1.3.2 浦河沖の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

1) 対象とする地震と地域区分

1982年浦河沖地震 ($M7.1$ 、深さ 40km) の震源域周辺で発生する地震の震源の深さは、太平洋プレートの上層より浅いが、他地域における上部地殻の地震発生層下面より深く、上下にはがれた千島弧の下部地殻との関連も指摘されている (村井・他, 2002)。ここでは、1982年浦河沖地震の震源域周辺で発生する地震を、太平洋プレートおよび陸域の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震とは独立に、別途「浦河沖の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」としてモデル化する。

図 5.1.3.2-1 に、浦河沖の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の概念図を、また図 5.1.3.2-2 には地域区分を示す。地域区分は、1982年浦河沖地震と 1927年の $M6.0$ の地震を含み、かつ南東側の境界はプレート上層深度がほぼ 45km 程度となるように設定している。この地域区分は、平面的には陸域の地殻内で発生する震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の地域区分と重複しているため、地震活動度の評価には、図 5.1.3.2-1 に示すように、震源深さが 25km 以深で 45km より浅い地震を用いる。

2) 地震カタログ

中地震カタログと小地震カタログとを併用するが、対象としている領域が上部地殻内の地震と太平洋プレートの地震の中間に位置することから、宇津カタログでは浦河沖の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として考慮すべき地震を分離することができない。そこで、中地震カタログとして気象庁カタログのうち 1926年以降の $M5.0$ 以上の地震のデータのみを用いることとし、宇津カタログとの組み合わせは行わない。小地震のカタログは気象庁カタログのうち 1983年以降の $M3.0$ 以上の地震のデータとする。図 5.1.3.2-3 に、これらの震央分布を示す。

中地震カタログおよび小地震カタログに基づいて算定された地震の規模別累積発生頻度を図 5.1.3.2-4 に示す。

3) 最大マグニチュード

従来のモデルでは 1982年浦河沖地震の $M7.1$ を最大マグニチュードとしていたが、2014年版のモデルでは、地震活動モデルの不確かさを考慮して沿岸海域の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震と同じ 7.5 に設定する。

4) 断層面の設定

日本の地震断層パラメーター・ハンドブック (佐藤編著, 1989) には、1982年浦河沖地震の断層モデルが 4つ示されている。これによれば、走向は $N30W \sim N60W$ 、傾斜角は $30^\circ \sim 60^\circ$ の範囲となっている。ただし、傾斜方向は北東傾斜と南西傾斜が 2つずつとなっている。これらを参考に、走向 $N45W$ 、傾斜角 45° で北東傾斜の円形断層面とし、その中心の深さは、領域の中間程度の深さである 35km に固定する。円形断層の面積 $S(\text{km}^2)$ は、宇津・関 (1955)

の式を丸めた、

$$\log S = M - 4.0 \quad (5.1.3.2-1)$$

を満足するようにマグニチュードに応じて設定する。断層面の平面的な場所は、地域区分した領域内で一様に分布するものとする。

5) モーメントマグニチュード M_w への変換

モーメントマグニチュード M_w は、 M_j と同じとする。

6) 想定する地震のタイプ

地震動の評価（距離減衰式の適用）では、地殻内地震の式を用いる。

7) 地震発生頻度の分布

図 5.1.3.2-5 に、浦河沖の地震の発生頻度（0.1 度四方の領域で 1 年間に $M5.0$ 以上の地震が発生する頻度）の分布を示す。これは、1) 中地震カタログで地域区分する方法、2) 中地震カタログで地域区分しない方法、3) 小地震カタログで地域区分する方法、4) 小地震カタログで地域区分しない方法、の 4 つの頻度を平均したものである。

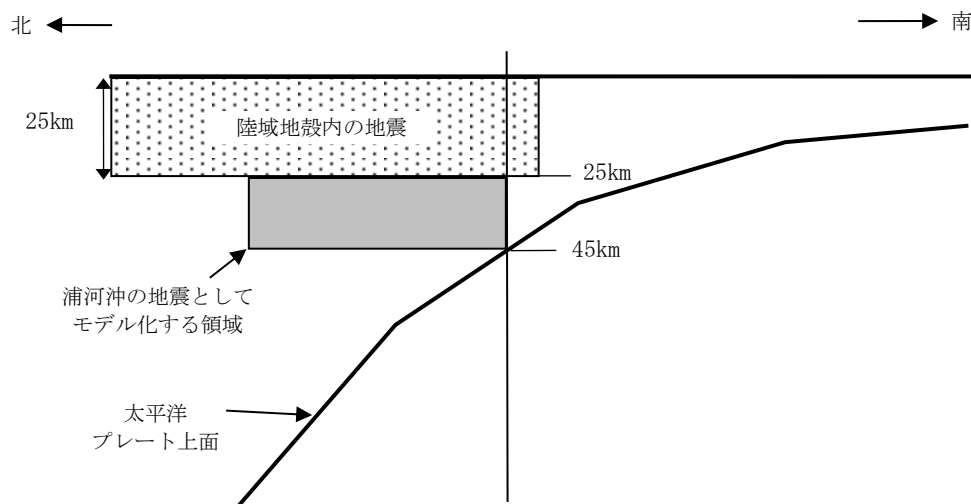


図 5.1.3.2-1 浦河沖の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の対象

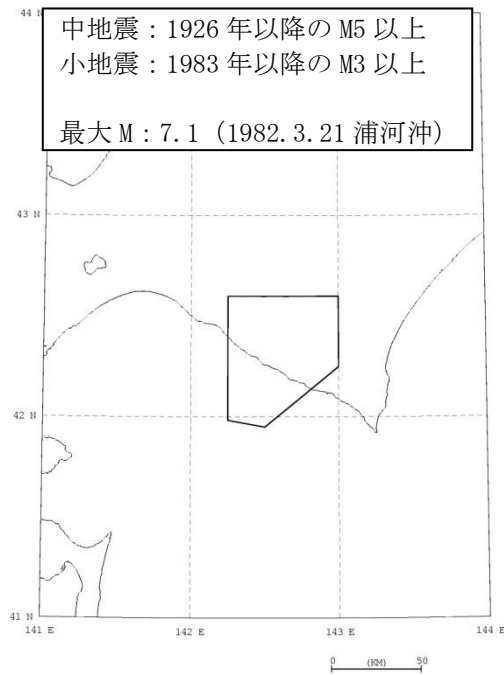
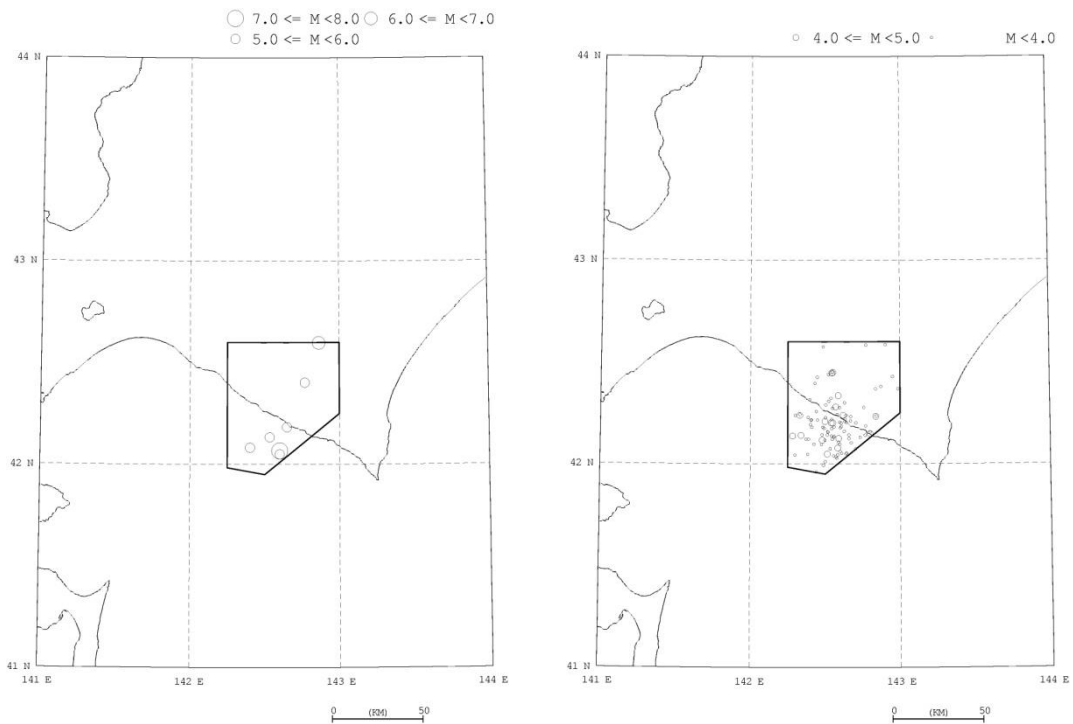


図 5.1.3.2-2 浦河沖の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の地域区分と頻度算定に用いる地震カタログ、最大マグニチュード



(a) 1926年以降の $M \geq 5.0$ の地震

(b) 1983年以降の $M \geq 3.0$ の地震

図 5.1.3.2-3 浦河沖の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の地域区分内の震央分布

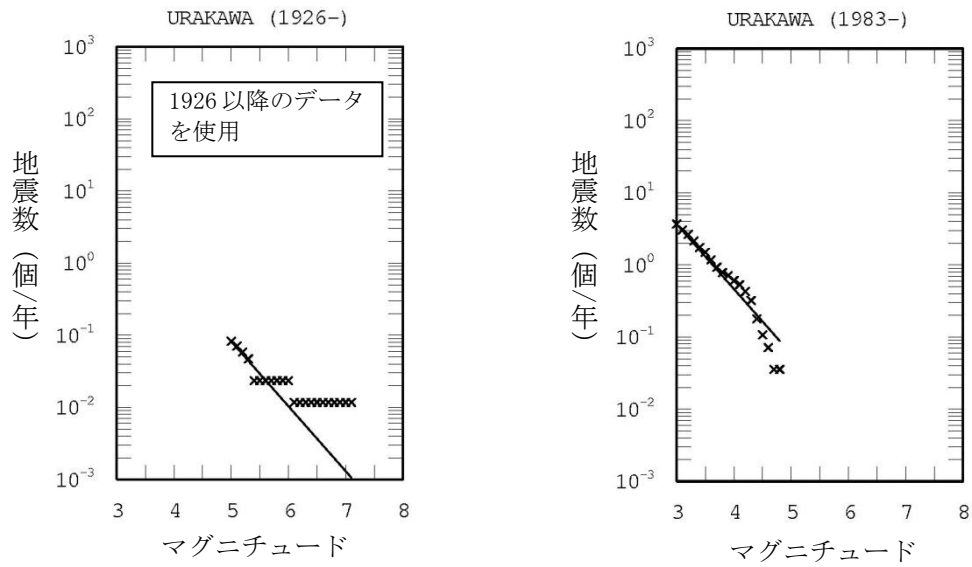


図 5. 1. 3. 2-4 浦河沖の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の規模別累積発生頻度
 ×印はデータ、実線はデータに基づく b 値 0.9 の G-R 式
 (左：中地震カタログ、右：小地震カタログ)

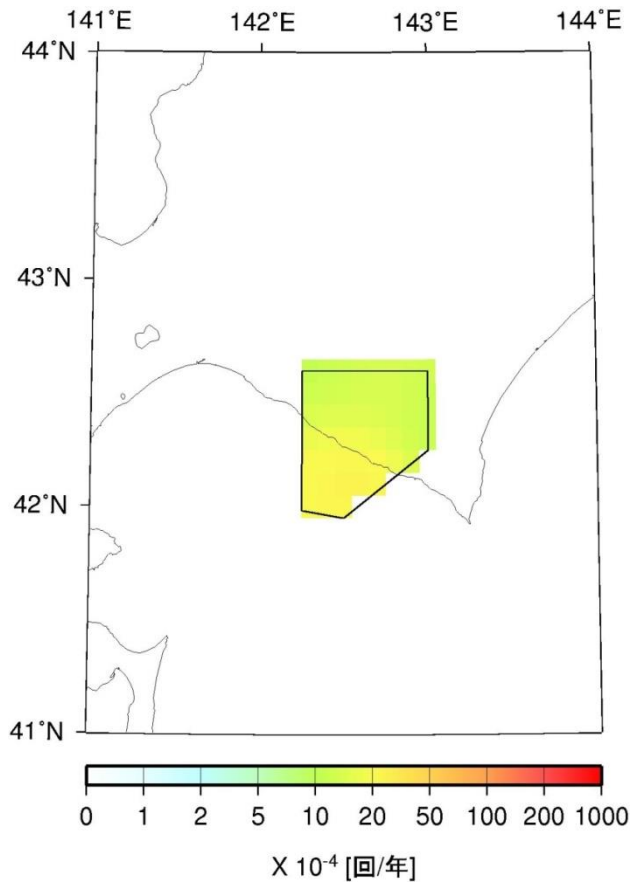


図 5. 1. 3. 2-5 浦河沖の震源を特定しにくい地震の発生頻度(0.1度四方あたり、 $M \geq 5.0$ 以上)

<2013年における検討の従来モデル>

太平洋プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震のモデル化では、2013年における検討の従来モデルは、2014年版のモデルと以下の点が異なる。

- ・2014年版のモデルでは、地域区分ごとの最大マグニチュードに関して、プレート間地震は対象領域の面積から推定されるマグニチュード（ただし $M8.5$ を上限とする）を、プレート内地震のうち比較的浅部で発生するものについては $M8.2$ を、80km 程度より深いものは $M7.5$ を、それぞれその領域の最大マグニチュードとしている。これに対し、2013年における検討の従来モデルでは、東北地方太平洋沖地震の大規模な余震の発生可能性に配慮し、その影響を強く受けていると考えられる三陸沖中部から房総沖の領域では、暫定的にプレート間地震の最大マグニチュードを 8.0 に、プレート内地震の最大マグニチュードを 7.5 に設定している。その他の地域区分についても基本的に同様に設定しているが、一部の地域区分においては既往最大地震の規模を参考に設定している。
- ・「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）が反映されていないため、相模トラフ沿いで発生する $M7$ 程度の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震を考慮する地域区分が異なる。
- ・千島海溝沿い、南西諸島沿いの領域においてアウターライズの地震が考慮されていない。
- ・2013年における検討の従来モデルでは、アウターライズの地震は考慮されていないが、三陸沖から房総沖の海溝寄りの正断層型地震を海溝軸より東側においても考慮している。三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域のプレート内地震（正断層型）は、元々は海溝軸より内側の帯状の領域内のみ震源断層が配置されていたが、「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2011c）を受けて、2012年起点のモデル（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2012）からは海溝軸の外側にも配置されていた（図 5.1.3.2-6）。2014年版のモデルでは、千島海溝、日本海溝、伊豆小笠原海溝の海溝軸よりも沖合側にアウターライズ地震を設定したかわりに、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域のプレート内地震（正断層型）については、海溝軸より東側の震源を取り除いた。
- ・2014年版のモデルでは震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として考慮している宮城県沖の地震と三陸沖南部海溝寄りの地震の2つを、2013年における検討の従来モデルでは繰り返し発生する地震として考慮している。
- ・浦河沖の地震の最大マグニチュードは、2014年版のモデルでは $M7.5$ であるが、従来モデルでは既往最大規模である1982年浦河沖地震の規模： $M7.1$ としている。

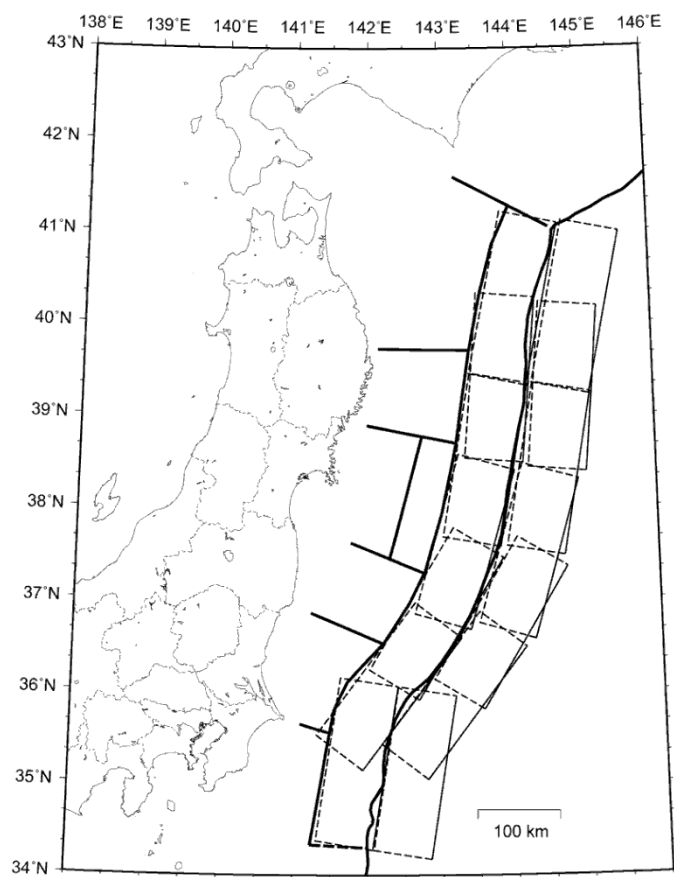


図 5. 1. 3. 2-6 三陸沖北部から房総沖のプレート内地震（正断層型）の断層面
 (2013 年における検討の従来モデル、検討モデルで使用)

<全国地震動予測地図 2010 年版のモデル>

- ・各地域区分における最大マグニチュードの値は、基本的に既往最大地震の規模としている。
- ・千島海溝沿い、南西諸島沿いの領域においてアウターライズの地震が考慮されていない。
- ・2014 年版のモデルでは震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として考慮している宮城県沖の地震と三陸沖南部海溝寄りの地震の 2 つを、繰り返し発生する地震として考慮している。
- ・2013 年における検討の従来モデル、2014 年版のモデルともに、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震のうち、マグニチュードが 7.6 以上の地震については、震源断層が大きくなるため、 $M7.5$ 以下の地震と異なる方法で震源断層を設定している。具体的には、それぞれの領域内に $80\text{km} \times 80\text{km}$ の矩形断層面をほぼ一樣になるように配置し、そのいずれかで等確率で地震が発生するものとしている。全国地震動予測地図 2010 年版では、断層面の形状は $M7.6$ 以上の地震についても $M7.5$ 以下の地震と同じとしている。
- ・2014 年版のモデルでは震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として考慮している宮城県沖の地震と三陸沖南部海溝寄りの地震の 2 つを、繰り返し発生する地震として考慮している。
- ・「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）が反映されていない。

5.2 フィリピン海プレートで発生する地震

本節で対象とするのは、相模トラフ沿い、駿河湾から日向灘、および南西諸島にかけてのフィリピン海プレートで発生するプレート間地震およびプレート内地震である。

上記の領域で発生する地震の一部は、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）、「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013d）、「日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004b）で地震活動が評価されている。ここでは、これらの評価を参考にフィリピン海プレートの地震を以下のように大別して、地震活動の評価モデルの内容を記載する。

- (1) 長期評価された地震のうち、繰り返し発生する大地震
 - ・ 相模トラフ沿いの $M8$ クラスの地震
 - ・ 南海トラフの地震
- (2) 長期評価された地震のうち、震源が特定されていない地震
 - ・ 日向灘のプレート間地震
 - ・ 日向灘のひとまわり小さいプレート間地震
- (3) 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

- ・ フィリピン海プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

5.2.1 長期評価された地震のうち繰り返し発生する地震

5.2.1.1 相模トラフ沿いのM8クラスの地震

相模トラフ沿いで発生する大地震は、従来、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004b）に基づくモデル化が行われていた。従来の長期評価では大正型関東地震と元禄型関東地震の2つの大地震が評価されていたが、元禄型については今後30年あるいは50年の地震発生確率がほぼ0%であり、実質的には大正型関東地震の影響のみが反映されていた。

「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）では、過去に発生が知られている大正型および元禄型の関東地震の震源域だけでなく、相模トラフで沈み込むフィリピン海プレートで発生する可能性が否定できない大地震（ $M7.9\sim 8.6$ ）も考慮している。2014年版の地震活動モデルは、この新たな長期評価に基づき、相模トラフ沿いの地震活動モデルを全面的に改訂した。すなわち、相模トラフ沿いで発生するM8クラスの地震の評価対象領域として、大正型・元禄型関東地震の領域のみならず、南関東ほぼ全域を含む領域を設定し、将来発生するM8クラスの地震については、多様な地震の発生様式を考慮し、設定した領域の一部または全体が活動するモデルとしている。

改訂された長期評価では、「相模トラフ沿いのM8クラスの地震」と「プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震」が評価されている。2014年版のモデルでは、「相模トラフ沿いのM8クラスの地震」を長期評価された地震のうち繰り返し発生する地震としてモデル化する。「プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震」については、長期評価による発生頻度が当該領域のG-R式から推定される頻度と整合していることから、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震と統合してモデル化する（「5.2.2 長期評価された地震のうち震源が特定されていない地震」を参照）。また、震源断層の設定にあたっては相模トラフ沿いのフィリピン海プレートの形状に関する新たな知見を反映する。ここでは、「相模トラフ沿いのM8クラスの地震」のモデル化について述べる。

<地震発生確率>

これまでのモデルでは、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004c）による

平均発生間隔：200～400年

ばらつき α : 0.17～0.24

について、ばらつき α は中央の値（0.21）を採用し、平均発生間隔は歴史記録より確実に把握されている大正関東地震と元禄関東地震の間隔（219.7年）としてきた。

新しい長期評価では、相模トラフ沿いの $M8$ クラスの地震の発生確率を、地形・地質データによる地震発生履歴を満足する時系列サンプルを BPT 分布に基づいて多数作成し、それらの時系列に基づく今後 30 年間の地震発生確率を調べることにより、ほぼ 0~5%としている。これまで、主要活断層帯についてはこのような大きな幅を持った地震の発生確率が示されることは珍しくなかったが、海溝型地震についてはなかった。このような大きなばらつきを持った評価結果をモデル化するにあたって、2014 年版の地震活動モデルでは、主要活断層帯に対して示してきた、地震の発生確率の最大値を用いる「最大ケース」を併せてモデル化することとした。ただし、今回、相模トラフ沿いで発生する $M8$ クラスの地震の「平均ケース」として用いる地震発生確率の評価手法は、主要活断層帯に適用している評価手法とは異なる。「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）概要資料」（地震調査研究推進本部事務局，2014）では、地形・地質データから推定される過去の地震の発生履歴を説明可能な、BPT 分布に従う乱数時系列を多数発生させ、それらの乱数時系列から計算される「今後 30 年間の地震発生確率」の分布を示している。この分布のうち、95%の信頼区間に含まれるものについて、平均値を計算すると 0.7%となることから、相模トラフの $M8$ クラスの地震の平均ケースの発生確率は、今後 30 年間で 0.7%とした。設定した相模トラフ沿いの $M8$ クラスの地震の発生確率を表 5.2.1.1-1 に示す。

<震源域>

「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）では、フィリピン海プレート上面で発生するプレート間地震を長期評価の対象としているが、考慮しうる最大の規模の地震の発生領域（図 5.2.1.1-1 中の黒実線で示すハマグリ形の領域）のみが示され、南海トラフのような領域区分がなされていない。このため、地震動ハザード評価のための相模トラフ沿いの $M8$ クラスの地震の震源域の設定を行う。「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）の評価対象領域の中に複数の地震の震源域を設定し、それぞれの震源域で発生する地震について、後述する「重み」を適用することにより、長期評価でも述べられている相模トラフ沿いで発生する $M8$ クラスの地震の多様性を考慮することとする。相模トラフ沿いで過去に発生した大地震のうち、震源域がある程度明らかなものは、大正関東地震と元禄関東地震の 2 地震のみである。そこで、以下の仮定に基づき、大正関東地震から最大クラスの地震まで合計 10 種類の震源域を設定する。各地震の震源域を図 5.2.1.1-1 に示す。

- 1) フィリピン海プレート上面深さ 10km および 30km を境界として、深さ方向に「浅部」「中部」「深部」に 3 分割する。
- 2) 東西方向には「浅部」と「中部」を大正関東地震の震源域の東端付近を境界として 2 分割する。「深部」は分割しない。
- 3) 上記 1) と 2) で分割された 5 つの領域が単独または隣接する領域の組み合わせにより、想定震源域を設定する。ただし、「浅部」と「深部」はそれぞれ単独では活動せ

ず、常に「中部」と同時に活動すると仮定する。

- 4) 首都直下地震モデル検討会（2013）の「元禄地震」および「房総半島の南東沖で想定されるタイプの地震」が上記の組み合わせに含まれないことから別途設定する。
- 5) 各震源域で発生する地震の規模は、領域の面積から平均応力降下量3MPaを仮定して設定する。

なお、南関東地域のフィリピン海プレートの形状は、「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」（文部科学省・東京大学地震研究所，2012）をはじめとした最近の調査・研究等により得られた新たな知見が取り入れられた新しいモデルとしており、従来用いていたIshida（1992）に基づくモデルと比べてプレート上面深さが浅くなっている。

このうち、既往研究等による大正関東地震の震源域は図 5.2.1.1-1 の No. 1（あるいは No. 2）と対応するが、元禄関東地震の震源域と対応するものが無い。そこで、首都直下地震モデル検討会（2013）による元禄地震の震源域を追加し、併せて房総半島南東沖（元禄―大正）も追加する（図 5.2.1.1-1 の No. 5, 10）。これにより、図 5.2.1.1-1 に示す No. 1～No. 10 の震源域が設定される。地震の規模は各領域の面積より平均応力降下量を 3MPa として設定している。

なお、領域内におけるフィリピン海プレート上面の深さは、全国 1 次地下構造モデル（暫定版）（Koketsu *et al.*, 2008）に「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」（文部科学省・東京大学地震研究所，2012）の成果の一部を取り入れたデータに基づき設定しており、図 5.2.1.1-1 に示した震源断層はプレートの上面に沿っている。

<それぞれの震源域で発生する地震に与える重み>

次の地震がどの震源域の地震となるかは、設定した 10 の震源域に対して、発生確率（あるいは発生頻度）に関する長期評価を参照して重み（相対的な確率）を仮定することでモデル化する。ただし、相模トラフ沿いの地震は南海トラフの地震と比較して過去の地震の情報が少ないことから、重みは以下の手順で定める。

まず、10 の震源域で発生する地震を以下の 3 つのグループに分類する。

- | | |
|----------------------|--------------|
| ①大正関東地震と同等の震源域をもつ地震： | No. 1, No. 2 |
| ②房総半島南東沖の領域（のみ）の地震： | No. 3～No. 5 |
| ③元禄関東地震相当またはそれ以上の地震： | No. 6～No. 10 |

ここで、②は、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）において、この領域単独で地震が発生した痕跡は見つかっていないが、地殻変動データに基づき、ひずみが蓄積している可能性が指摘されている領域である。

このように領域分けを行った上で、グループ①～③に重み付けを行うにあたり、以下を考慮する。

- ・長期評価を踏まえ、①の地震と②の地震が 180～590 年間隔で発生しているとする。ただし、ここでは、重みの計算をするため、180～590 年間隔の代表値を 378

年とする。なお、378 年は、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）の説明文の表 4-2 のケース(ii)において示されている地形・地質データに基づいて、モンテカルロシミュレーションにより求めた M クラスの地震の平均発生間隔である。

- ・過去に発生した証拠が無いことから①の重みを大きくし、①の地震と②の地震の発生確率（重み）を 1 : 3 とする。
- ・これまで元禄型関東地震として考慮されてきたグループ③の地震の平均発生間隔が「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）において 2300 年間隔とされていること、グループ①と②の地震の発生間隔の代表値が 378 年であることから、地震の発生確率（重み）を、①と②の地震 : ③の地震 = 6 : 1 とする。

以上のことから、最終的にグループ間の重みを① : ② : ③ = 6 : 2 : 1 と設定する。さらに、

- ・グループ内の「重み」は、各地震の規模に基づき b 値が 0.9 の G-R 式に従って配分する。このとき、規模に「抜け」がある場合、その分は G-R 式に従ってその分は他の規模に等分配する。具体的には、対象とする①～⑩の 10 地震に含まれない M .1 の地震に割り当てられる頻度は、 M .0 の 2 地震と M .3 の 1 地震に 1/3 ずつ再配分している。

このようにして設定した地震発生パターンと付与する重みの概要を表 5.2.1.1-2 に示す。

<補足> グループ内の地震の重みづけに用いる G-R 式について

相模トラフ周辺では、陸側のプレートの下にフィリピン海プレートと太平洋プレートが沈み込んでおり、地下構造と地震の発生状況が複雑である。フィリピン海プレートで発生する地震の規模別発生頻度を G-R 式で評価するにあたっては、さまざまな場所で発生する地震の震源データからフィリピン海プレートで起こっている地震を抽出する必要がある。ここでは、「全国地震動予測地図」2010 年版の確率論的地震動予測地図（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010f）で用いられているものと同様の方法により、機械的に地震を分離することとする。具体的には、図 5.2.1.1-2 に模式的に示すように、

- ・陸域の浅い地震の活動域内で発生した深さ 25km 以浅の地震のうちフィリピン海プレート上面より浅い地震を陸域の浅い地震とみなす。
- ・残った地震のうち、太平洋プレートの上面より 5km 浅いところを境界に、それより深い地震を太平洋プレートの地震とみなす。
- ・それ以外の地震をフィリピン海プレートの地震とみなす。

という手順によっている。従来の分離の方法との違いは、25km 以浅の地震であってもフィリピン海プレート上面深さ以下の地震をフィリピン海プレートの地震に分類するよう変更した点である。

ここで対象とする震源データは、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の評価における中地震データと小地震データであるが、中地震データは、関東地震の影響が少なくなる1940年以降のものを使用する。すなわち、1940年～2010年の気象庁の震源データ ($M \geq 5.0$) と1983年～2010年の気象庁の震源データ ($M \geq 4.0$) を用いる。上記の手順で分離されたフィリピン海プレートの地震の震源データを図5.2.1.1-3に示す。

図5.2.1.1-4は、中地震および小地震のデータに基づく規模別発生頻度と、 b 値を0.9に固定したG-Rの関係である。すでに示した①、②、③の3つのグループ内の各地震の重みはこれに基づいて設定する。これまでに示した、グループ間の重み、グループ内の地震ごとの重みに従って相模トラフで発生するM8クラスの地震の発生確率を10個の地震に分配する。これにより相模トラフで発生する個々の大地震の発生頻度を算定した結果を表5.2.1.1-2の最右列に示す。なお、地震動評価における距離減衰式の適用では、全てプレート間地震とする。このようにして設定した地震発生パターンと付与する重みの概要についても表5.2.1.1-2に示す。

表5.2.1.1-1 相模トラフ沿いのM8クラスの地震の発生確率

	長期評価	設定モデル	
		平均ケース	最大ケース
30年発生確率	ほぼ0～5%	0.7%	5.1%
50年発生確率	ほぼ0～10%	1.6%	9.7%

(注) 地震発生確率は2014年1月からの値。

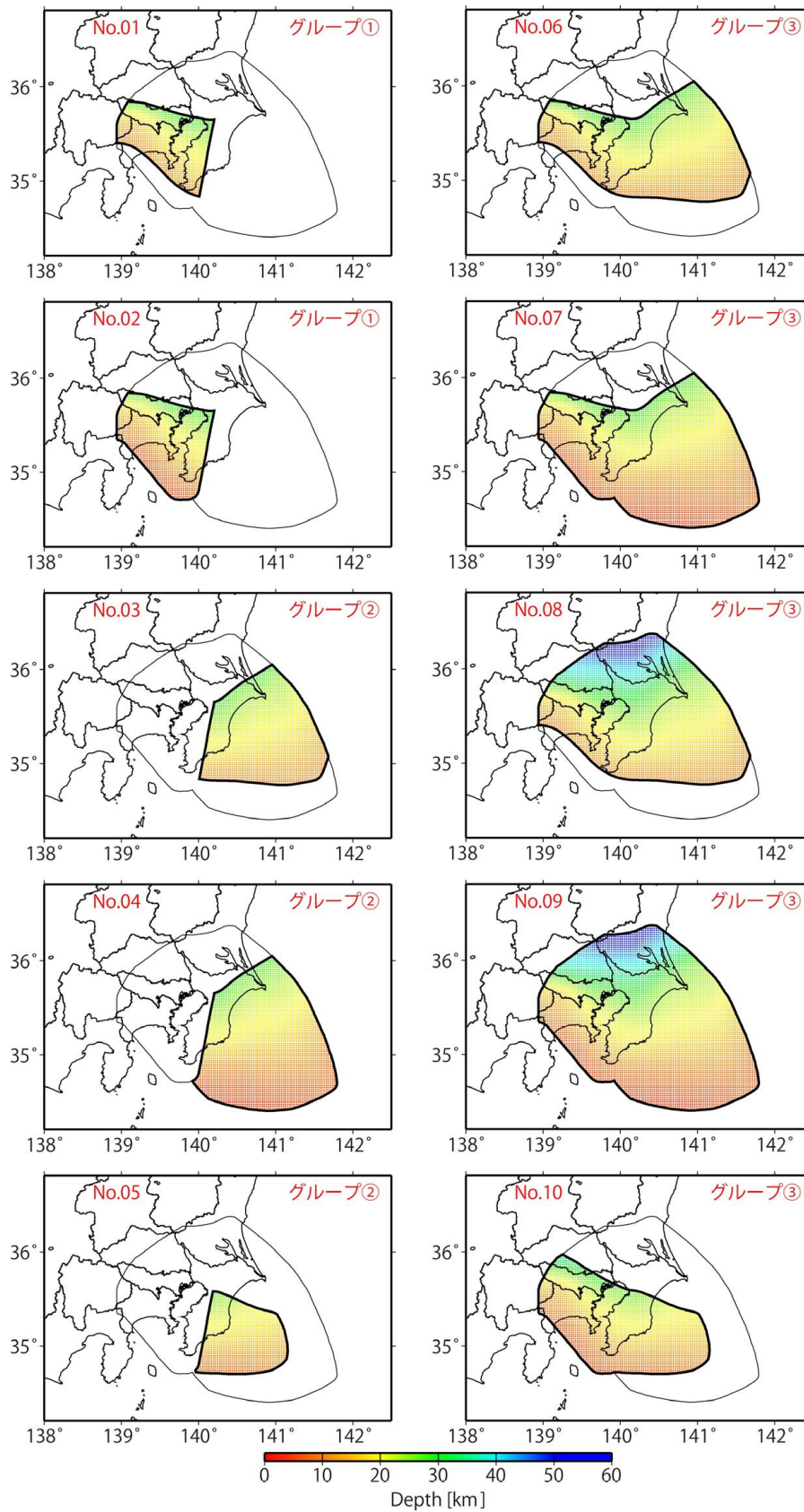


図 5. 2. 1. 1-1 相模トラフ沿いで設定した M8 クラスの地震の震源域

表 5.2.1.1-2 相模トラフ沿いの M8 クラスの地震の規模と重み

領域No.	グループ	Mw	重み	グループの重み
1	①	7.9	0.37	6/9
2		8.0	0.30	
3	②	8.2	0.06	2/9
4		8.3	0.05	
5		7.9	0.11	
6	③	8.4	0.03	1/9
7		8.5	0.01	
8		8.5	0.01	
9		8.6	0.02	
10		8.2	0.04	

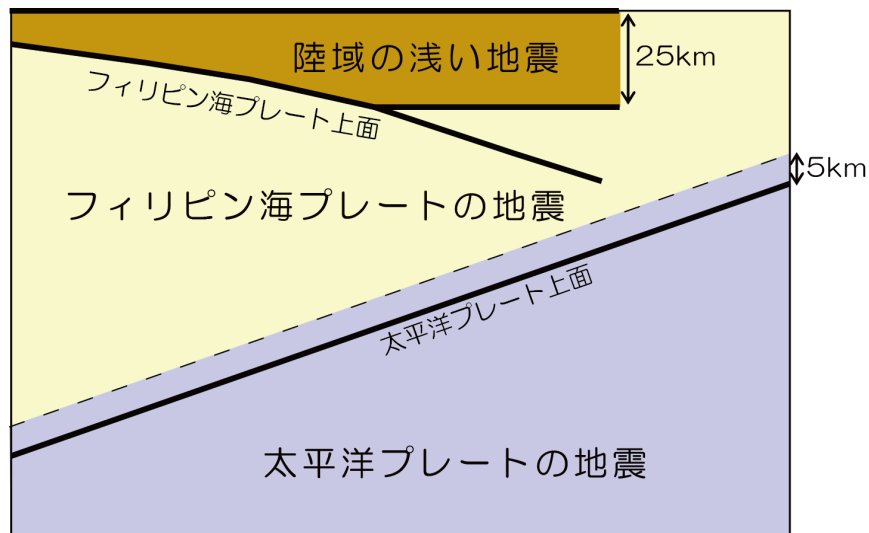
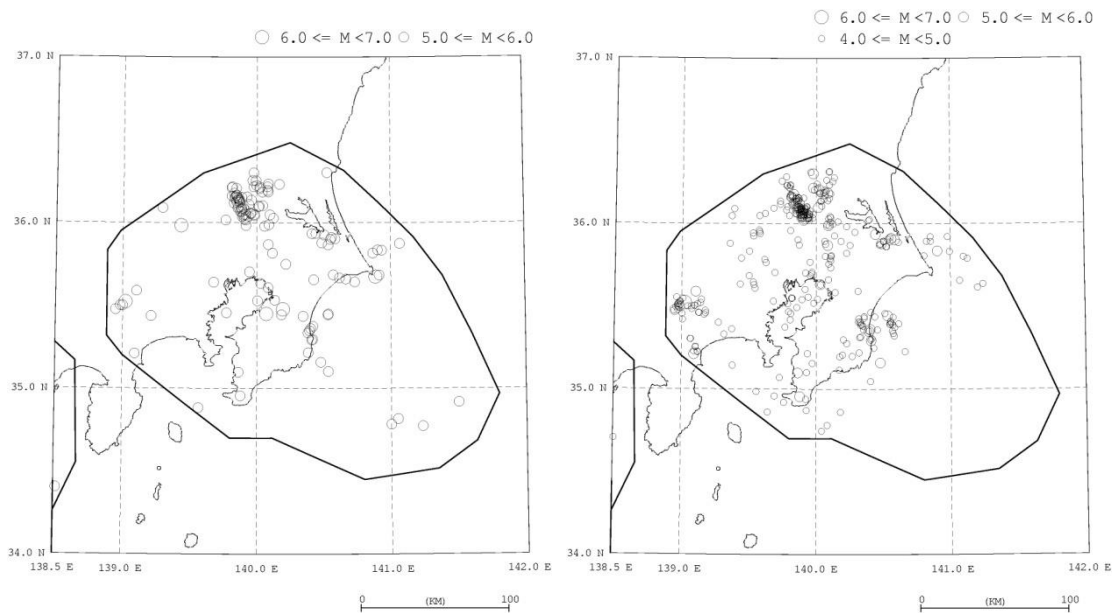


図 5.2.1.1-2 地震発生頻度算定のための震源データの分離方法
(模式図、図 5.1.3.1-1 の再掲)



(a) 中地震カタログ (1940年～、 $M \geq 5.0$) (b) 小地震カタログ (1983年～、 $M \geq 4.0$)

図 5.2.1.1-3 対象領域内の地震の震央分布

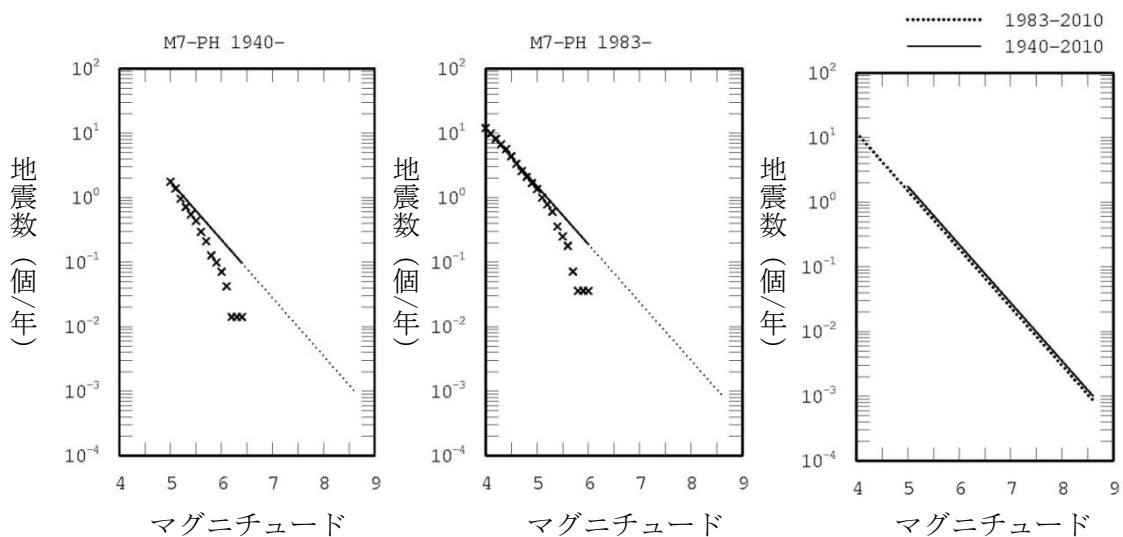


図 5.2.1.1-4 対象領域で発生する地震の規模別累積発生頻度

×印はデータ、実線はデータに基づく b 値 0.9 の G-R 式

<2013年における検討の従来モデル>

- ・2013年における検討の従来モデルでは、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004c）に基づき、繰り返し発生する地震として元禄型関東地震と大正型関東地震の2つを考慮している。しかしながら、元禄型関東地震の発生確率はほぼ0%であるため、実質的にモデル内で考慮されているのは大正型関東地震のみである。また、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004c）の「その他南関東におけるMクラス地震」を、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震としてモデル化している。
- ・2014年版のモデルでなされたフィリピン海プレートのモデルの形状の変更がされていない。
- ・25km以浅の地震は、フィリピン海プレート上面深さ以下の地震であっても陸域の浅い地震としてモデル化。

<全国地震動予測地図2010年版のモデル>

- ・2013年における検討の従来モデルと同じ。

5.2.1.2 南海トラフの大地震

南海トラフの大地震のモデル化は、東北地方太平洋沖地震を踏まえた新たな長期評価である「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013d）を踏まえて行った。

南海トラフ沿いで発生する大地震については、従来、「南海トラフの地震の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2001b）ならびに「中央防災会議・東海地震に関する専門調査会報告」（中央防災会議・東海地震に関する専門調査会，2001）に基づくモデル化が行われていたが、その後得られた知見を踏まえて、平成25年5月に「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013d）が公表されたことから、2013年における検討の従来モデルからこの長期評価の改訂が反映されている。「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013d）では南海トラフ全体を一つの領域として評価しており、将来発生する地震像として多様なパターンがあるとしていることから、この考えに準拠したモデルとしている。

南海トラフの地震の発生モデルは、以下の方針に基づき設定する。

<地震発生確率>

- ・南海トラフで将来地震が発生する確率は、長期評価で示されている時間予測モデルに準拠して設定する。

<震源域>

- ・ 南海トラフの地震の震源域を図 5.2.1.2-1 に示す。震源域は、「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013d)ならびに「南海トラフの巨大地震モデル検討会中間とりまとめ」(南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2011)を参考に、最大クラスの地震までを含む領域を対象とする。
- ・ 領域を、東西方向には、西から①日向灘(長期評価の Z)、②南海(長期評価の A, B)、③東南海(長期評価の C, D)、④東海(長期評価の E)の4つに分ける。また、南北(深さ)方向には、固着が強いとされる領域(深さ 10~約 25km)を中心に、それより浅い領域(0~10km)と深い領域(約 25km~)も考慮する。

<地震の発生パターン>

- 多様な地震発生のパターンを考慮し、次の地震のパターンについて複数のパターンが考えられる場合には、各パターンに確率あるいは重みを付けて評価する(全てのパターンに十分な根拠を持って確率を付与することができず仮定を含むものであるため、ここでは「重み」との表現を使用している)。
- 地震のパターンは、過去に発生した地震の震源域のパターンを参照して設定する。具体的には、以下のような取り扱いとしている。
 - ・ 複数の領域が連動して1つの地震として発生する場合と2つの地震が短期間に続発する場合の2通りを考え、1地震となる確率と2地震となる確率は0.5ずつとする。これは、「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013d)で示されている南海トラフで過去に起きた大地震の震源域の時空間分布において、おおよそ半分が、「2つに分かれて発生」していることを踏まえたものである。
 - ・ 2地震が続発する場合の震源域は、南海と東南海の境界でのみ分かれるものとし、日向灘、東海のそれぞれの領域で単独で発生する地震は考えない。
 - ・ 東南海の領域が破壊した時に、東海の領域まで破壊が及ぶ確率は0.75とする。
 - ・ 4つの領域が連動する最大クラスの地震については、約2000年前に宝永地震よりも大きな津波が発生した可能性が示されていることから、0.05(20回に1回)とする。
 - ・ 日向灘を震源域として含む発生パターンとしては、
 - ① 「最大クラス」
 - ② 「日向灘+南海、東南海+東海(2つの地震が発生)」
 - ③ 「日向灘+南海+東南海」
 - ④ 「日向灘+南海、東南海(2つの地震が発生)」の4通りを考慮しているが、過去数百年間の発生パターンでは、震源域が日向灘の領域に達したという明確な記録はない。そこで、
 - ・ 「最大クラス」を0.05(20回に1回)としたことから他のパターンの確率も0.05と仮定

- ・東海を含まない③と④のパターンで日向灘まで破壊する可能性は低いと考え、それぞれ半分の確率 (0.025) を仮定

により、日向灘まで破壊が及ぶ確率は、0.15

(①+②+③+④=0.05+0.05+0.025+0.025=0.15) と設定する。

南海トラフの地震の震源域を図 5.2.1.2-1 に、諸元を表 5.2.1.2-1 にそれぞれ示す。地震の発生確率の評価にあたっては、平均発生間隔は長期評価で示されている時間予測モデルに基づき 88.2 年、最新発生時期は 68.0 年前、BPT 分布のばらつき α は 0.22 と設定している。また、地震発生パターンと、各パターンに付与する重みの概要を表 5.2.1.2-2 に、詳細を表 5.2.1.2-3 に示す。表 5.2.1.2-3 は、地震発生パターンを個々の地震について示したものであり、地震規模と震源域の深さ方向の情報を併せて示している。個々の地震の設定は、以下の方針に基づいている。

- ・ 1 地震の場合には、固着が強い中央部 (深さ 10~約 25km) が破壊する場合に加えて、深さ 10km 以浅の領域、および深さ約 25km 以深の領域に破壊が及ぶ場合も考え、各パターンに均等の重みを付与する。ただし、深さ約 25km 以深にも破壊が及ぶのは、4 つの震源領域全てが一度に破壊する場合のみとする。
- ・ 2 地震の場合は、固着の強い中央部 (深さ 10~約 25km) が破壊するパターンのみを考慮する。
- ・ 分割した各震源断層の M_w は、想定されている最大クラスの地震の M_w と震源域の面積と個々の震源域との面積比から算出する。この際、深さ 10km 以浅の領域を含む場合には南海トラフの巨大地震モデル検討会(2011)の津波計算モデル (東西方向と深さ方向の全領域) を、深さ 10km 以浅の領域を含まない場合には南海トラフの巨大地震モデル検討会(2011)の強震動計算モデル (東西方向の全領域で深さは 10km 以深) を基準としている。

これらに基づいて設定した個々の地震の震源領域を図 5.2.1.2-2 に示す。

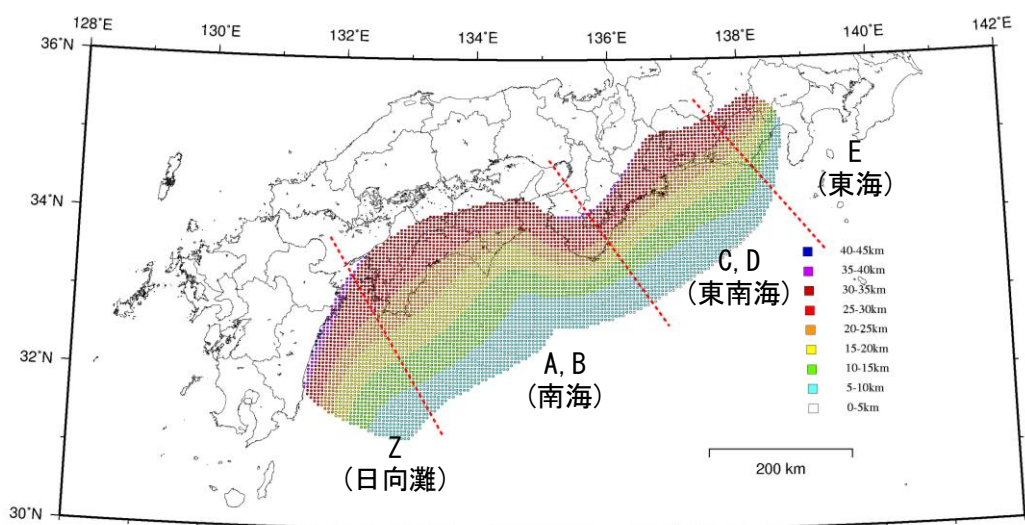


図 5.2.1.2-1 南海トラフの地震の震源断層モデルと震源領域

表 5.2.1.2-1 南海トラフの地震の諸元

	長期評価	設定モデル
30年発生確率	60%~70%	67%
50年発生確率	90%程度以上	91%
マグニチュード	M8~9クラス	Mw8.2~9.1
震源域	想定震源域の位置を図示	長期評価の想定震源域に整合する固有の断層面を設定

(注) 地震発生確率は2014年1月からの値。設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=88.2年、最新発生時期=68.0年前(2014年1月時点)、ばらつき $\alpha=0.22$ (0.20と0.24の中央値)とし、発生間隔がBPT分布に従うと仮定した。また $M_w=M_j$ と仮定した。

表 5.2.1.2-2 南海トラフの地震の発生パターンと付与する重みの概要

	Z (日向灘)	A, B (南海)	C, D (東南海)	E (東海)	重み	過去の地震
1 地震 (0.5)	←————→			————→	0.05	2000 年前?
	×	←————→		————→	0.325	宝永
	←————→		————→	×	0.025	—
	×	←————→	————→	×	0.05	—
	×	←————→	————→	×	0.05	(津波地震)
2 地震 (0.5)	←————→		←————→	————→	0.05	—
	×	←————→	←————→	————→	0.325	安政
	←————→		←————→	×	0.025	—
	×	←————→	←————→	×	0.10	昭和
	0.15	1.0	1.0	0.75	1.0	

- 表中の A~Z は図 5.2.1.2-1 に示す震源領域を示す。
- 地震のパターンのうち、津波地震を除く 4 つのパターンの場合には、深さ方向にどこまで破壊が及ぶかによって複数のケースを考慮し、それらに対して重みを均等に割り振る。この際、深い領域まで破壊が及ぶのは、4 領域がすべて連動した場合のみとする。
- 2 地震の場合には、深さ 10~25km 程度の固着の強い領域が破壊する場合のみとする。

表 5.2.1.2-3 南海トラフの地震の発生パターンと付与する重みの詳細

	Z (日向 灘)	A, B (南海)	C, D (東南 海)	E (東海)	重み	<i>M_w</i>	深さ タイプ	No.	
1 地震	←————→				0.0125	8.8	①	1	-
	←————→				0.0125	9.0* ¹	②	2	-
	←————→				0.0125	9.0	③	3	-
	←————→				0.0125	9.1* ²	④	4	-
	×	←————→			0.1625	8.7	①	5	-
	×	←————→			0.1625	8.9	③	6	-
	←————→				0.0125	8.8	①	7	-
	←————→				0.0125	9.0	③	8	-
	×	←————→		×	0.025	8.7	①	9	-
	×	←————→		×	0.025	8.9	③	10	-
	×	←————→		×	0.05	8.4	⑤	11	-
2 地震	←————→				0.05	8.7, 8.3	①	12	13
	×	←————→			0.325	8.5, 8.3	①	14	13
	←————→				0.025	8.7, 8.2	①	12	15
	×	←————→		×	0.1	8.5, 8.2	①	14	15
	0.15	1.0	1.0	0.75	1.0				

No. に示す数字は、図 5.2.1.2-2 に示す各発生パターンを示す。

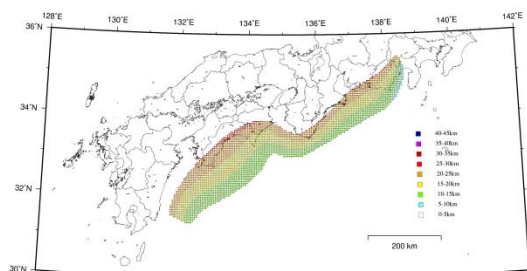
深さタイプ：①：深さ 10～25km 程度の震源域 ②：深さ 10～40km 程度の震源域

③：深さ 0～25km 程度の震源域 ④：深さ 0～40km 程度の震源域

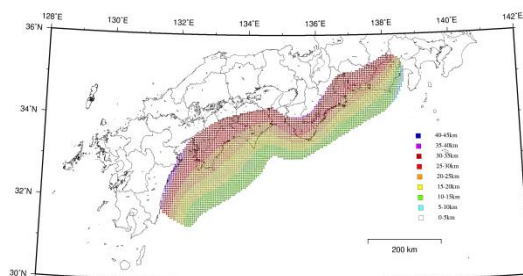
⑤：深さ 0～10km 程度の震源域

※1：南海トラフの巨大地震モデル検討会 強震動計算モデルのマグニチュード

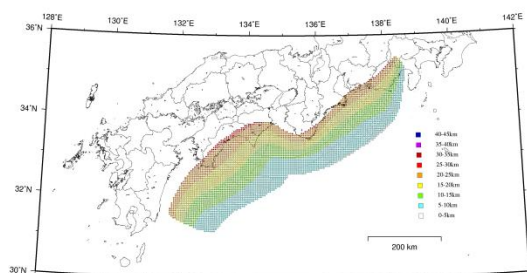
※2：南海トラフの巨大地震モデル検討会 津波計算モデルのマグニチュード



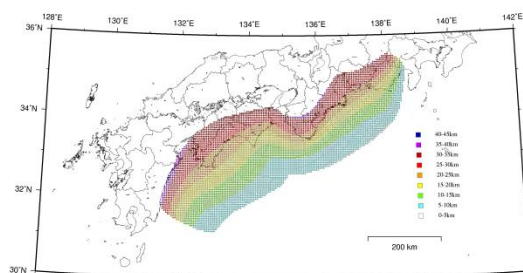
(a) No. 1 (M_w 8.8)



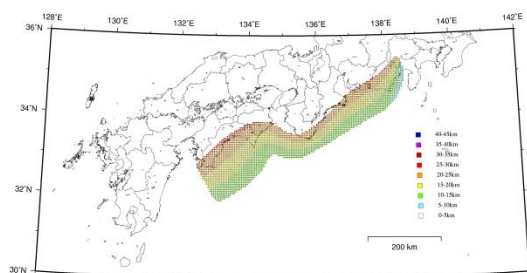
(b) No. 2 (M_w 9.0)



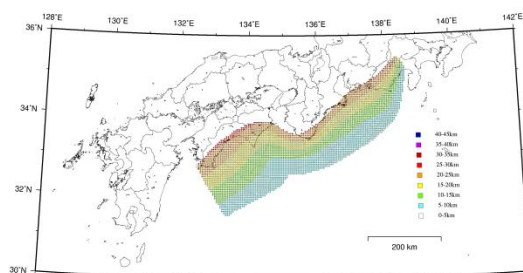
(c) No. 3 (M_w 9.0)



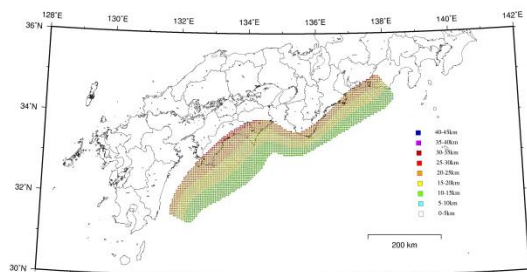
(d) No. 4 (M_w 9.1)



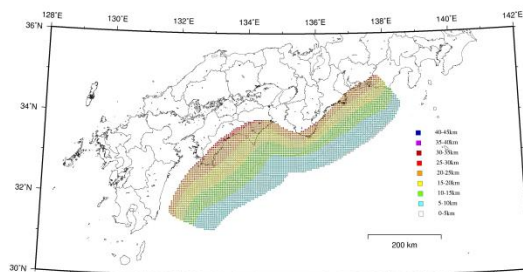
(e) No. 5 (M_w 8.7)



(f) No. 6 (M_w 8.9)



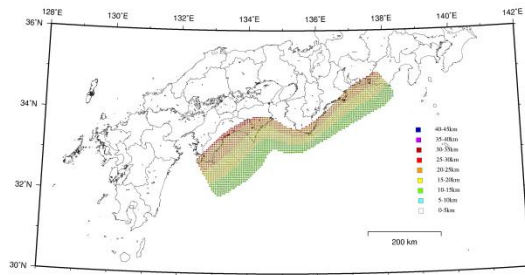
(g) No. 7 (M_w 8.8)



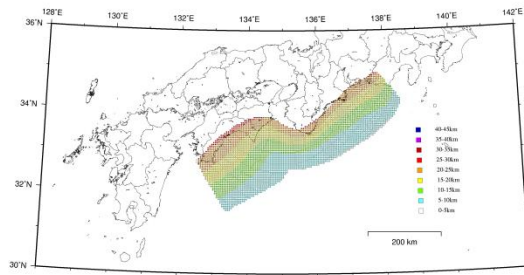
(h) No. 8 (M_w 9.0)

図 5.2.1.2-2 南海トラフの地震の震源断層(その1)

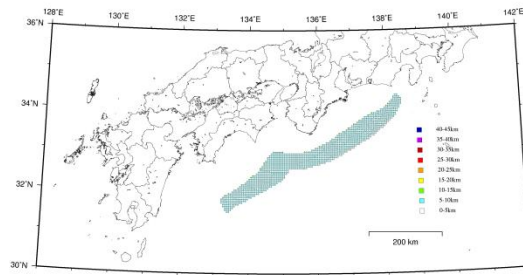
図中の番号は、表 5.2.1.2-3 に示す No. (各発生パターンを示す番号) を示す。



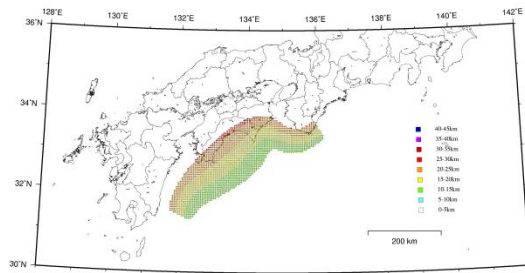
(i) No. 9 (M_w 8.7)



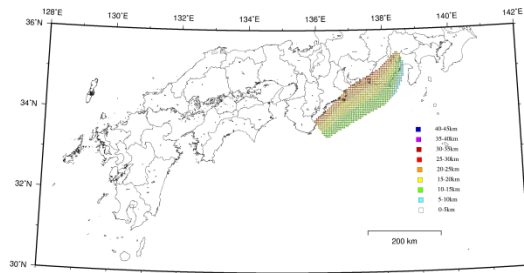
(j) No. 10 (M_w 8.9)



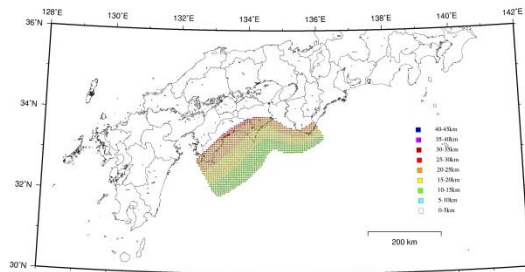
(k) No. 11 (M_w 8.4)



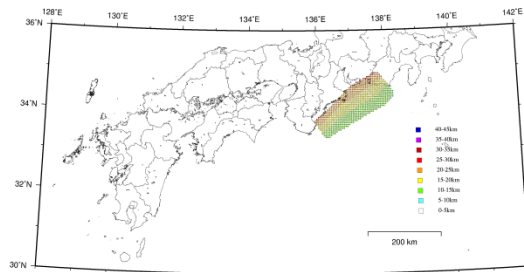
(l) No. 12 (M_w 8.7)



(m) No. 13 (M_w 8.3)



(n) No. 14 (M_w 8.5)



(o) No. 15 (M_w 8.2)

図 5.2.1.2-2 南海トラフの地震の震源断層(その2)

図中の番号は、表 5.2.1.2-3 に示す No. (各発生パターンを示す番号) を示す。

<2013年における検討の従来モデル>

2014年版のモデルと同じ。

<全国地震動予測地図 2010年版のモデル>

2010年版では、「南海トラフの地震の長期評価」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2001b)ならびに「中央防災会議・東海地震に関する専門調査会報告」(中央防災会議・東海地震に関する専門調査会, 2001)に基づき、南海トラフの地震として、南海地震、東南海地震、想定東海地震およびそれらが連動する場合についてモデル化している。南海地震、東南海地震、想定東海地震は経時的にそれぞれ独立に別個の更新過程に従って発生すると仮定し、対象とする期間に複数の地震がともに発生する場合には、あらかじめ定められた確率でそれらの地震が連動(同時発生)するとしてモデル化している(詳細は、「全国地震動予測地図技術報告書」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009h)の「3.3.2 海溝型地震」の「(1)南海トラフの地震」を参照)。

5.2.2 長期評価された地震のうち震源が特定されていない地震

ここでモデル化の対象とするのは、「日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004b)で言及されている地震のうち、以下の地震である。

- ・ 日向灘のプレート間地震
- ・ 日向灘のひと回り小さいプレート間地震

2013年における検討の従来モデルにおいて個別に評価されていたその他南関東で発生する M 程度の地震、安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震は、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として評価している。上記2つの日向灘の地震の扱い方については、従来通りである。

5.2.2.1 日向灘のプレート間地震

日向灘のプレート間地震のモデルの諸元を表 5.2.2.1-1 に示す。また、設定した断層面の位置を図 5.2.2.1-1 に示す。

表 5.2.2.1-1 日向灘のプレート間地震の諸元

	長期評価	設定モデル
30年発生確率	10%程度	14%
50年発生確率	20%程度	22%
マグニチュード	$M7.6$ 前後	$Mw7.6$
震源域	想定震源域の位置を図示	領域内に長さ 65km×幅 65km ($M7.6$ 相当) の矩形の断層面 (断層数 10) をプレート境界に沿って並べて、そのいずれかで等確率で地震が発生すると仮定した。

(注) 設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=200年(400年間に2回)のポアソン過程を仮定した。また $Mw=Mj$ と仮定した。

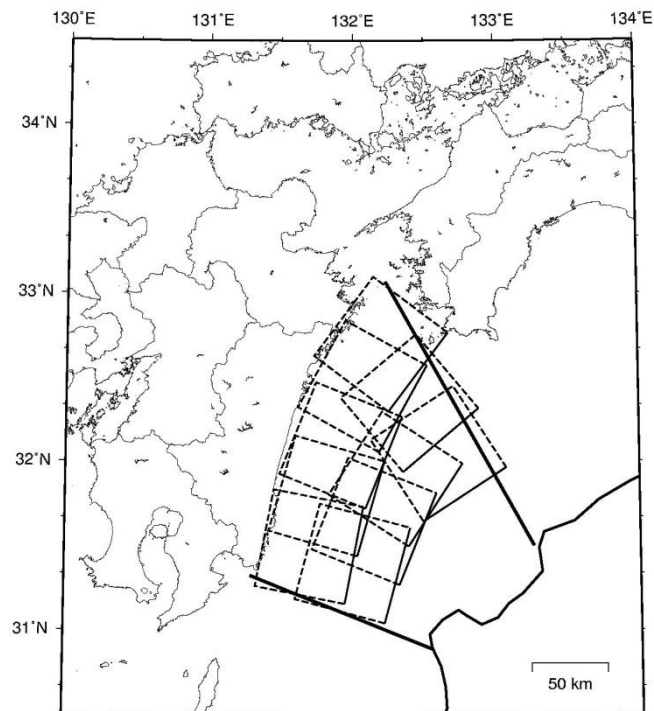


図 5.2.2.1-1 日向灘のプレート間地震の断層面

<2013年における検討の従来モデル>

2014年版のモデルに同じ。

<全国地震動予測地図 2010年版のモデル>

2014年版のモデルに同じ。

5.2.2.2 日向灘のひとまわり小さいプレート間地震

日向灘のひとまわり小さいプレート間地震のモデルの諸元を表 5.2.2.2-1 に示す。また、設定した断層面の位置を図 5.2.2.2-1 に示す。

表 5.2.2.2-1 日向灘のひとまわり小さいプレート間地震の諸元

	長期評価	設定モデル
30年発生確率	70%~80%	73%
50年発生確率	80%~90%	89%
マグニチュード	$M7.1$ 前後	$Mw7.1$
震源域	想定震源域の位置を図示	領域内に長さ 35km×幅 35km ($M7.1$ 相当) の矩形の断層面 (断層数 44) をプレート境界に沿って並べて、そのいずれかで等確率で地震が発生すると仮定した。

(注) 設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=23年(80年間に3~4回)のポアソン過程を仮定した。また $Mw=Mj$ と仮定した。

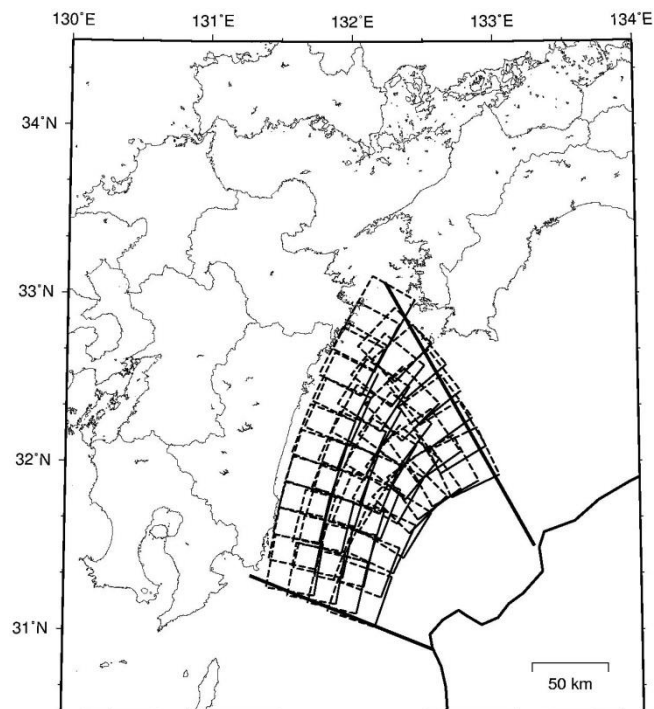


図 5.2.2.2-1 日向灘のひとまわり小さいプレート間地震の断層面

<2013年における検討の従来モデル>

2014年版のモデルと同じ。

<全国地震動予測地図 2010年版のモデル>

2014年版のモデルと同じ。

5.2.3 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

1) 対象とする地震

フィリピン海プレートのプレート間及びプレート内の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う海溝軸よりも陸側の地震を対象とする。対象地域では、海溝型地震の長期評価として、「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013d）、「日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004b）、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）がそれぞれ公表されていることから、モデル化に際しては、これらの評価を参照する。また、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004b）の「その他の南関東のM7程度の地震」は、長期評価された地震のうち震源断層を特定しにくい地震としてモデル化していたが、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）の「プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震」は、長期評価による発生頻度が当該領域のG-R式から推定される頻度と整合していることから、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震と統合してモデル化する。具体的な地域区分は、2)で示すが、ここで対象とする地震は、地域によって、南関東、南海トラフ沿い、安芸灘～伊予灘～豊後水道、日向灘、南西諸島の浅い領域、九州から南西諸島のやや深い領域の6つに大別される。従来のモデルとの違いは、南西諸島付近の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の一部を、フィリピン海プレートの地震としてモデル化した点である。

その他の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震との関連は以下のとおりである。まず、陸域については、後述のとおり深さが25km以浅の地震が「陸域で発生する地震のうち活断層が特定されていない場所で発生する地震」として別途考慮されているため、重複する領域では25kmより深い地震を評価対象とする。ただし、南関東では、25km以浅であってもフィリピン海プレート上面より深い地震は評価対象に含める。また、南関東では、フィリピン海プレートの下に太平洋プレートが沈み込んでおり、平面的には「太平洋プレートのプレート間及びプレート内の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」とも重複することから、太平洋プレートの上面よりも5km上を境として、それより浅いものをフィリピン海プレートの地震とみなしている。伊豆半島よりも南側では、伊豆諸島から小笠原諸島にかけて浅い地震が発生しており、これらはフィリピン海プレートの内部で発生しているものと推測されるが、別途「伊豆諸島以南の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」としてモ

デル化している。

2) 地域区分

図 5.2.3-1 に、フィリピン海プレートのプレート間およびプレート内の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の地域区分を示す。安芸灘～伊予灘～豊後水道、日向灘、および九州から南西諸島周辺の領域は、いずれも長期評価で設定された領域を参考に設定している。南海トラフ沿いの領域の南側境界は海溝軸を参考に、また、北側は震央分布の北限を参考にそれぞれ設定している。南関東の領域は、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）に示されている「最大クラスの地震」の領域と整合するように設定されている。従来のモデルからの変更点は、

- ・ 従来のモデルでは、南関東の領域が「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004b）における「その他の南関東の M クラスの地震」の領域に基づいて設定されていたが、2014 年版の地震活動モデルでは、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）により評価された相模トラフ沿いの最大クラスの地震および「プレートの沈み込みに伴う M 程度の地震」の領域に合わせて領域を変更。プレートの沈み込みに伴う M 程度の地震の評価対象領域とそれ以外の領域に分割。
- ・ 従来のモデルでは、南西諸島のうち深さ 60km 以深の地震が発生する帯状の領域のみをフィリピン海プレートの地震とし、それ以外は南西諸島の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震としていたが、2014 年版の地震活動モデルでは南西諸島の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震を 25km 以浅の陸側プレートの地震とそれ以深のフィリピン海プレートの地震とに分けて領域を再設定。

の 2 点である。

3) 地震カタログ

原則として、中地震と小地震のカタログを併用する。小地震カタログについては、最小マグニチュードは 4.0 とする。また、中地震カタログについては、南関東の領域では、大正関東地震の影響が少なくなった 1940 年以降の M 5.0 以上の地震を用いる。すなわち、1940 年～2010 年の気象庁の震源データ ($M \geq 5.0$) と 1983 年～2010 年の気象庁の震源データ ($M \geq 4.0$) を用いる。ここで、使用するカタログデータの期間を 2010 年までとしたのは、2011 年に起きた東北地方太平洋沖地震以降に発生した多数の余震による影響を避けるためである。また、南西諸島を含む領域では、観測網の地震検知能力が低いことを勘案して、1983 年以降の M 5.0 以上の地震のみを用いることとし、カタログの併用は行わない。震源深さは、陸域の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震と領域が重複する部分については 25km より深い地震（ただし南関東ではフィリピン海プレート上面よりも深い地震）を用いており、また、南関東では、太平洋プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に該当するものを除いている。さらに、関連する海溝型地震として別途考慮されているもの

もカタログから除去する。

図 5.2.3-2 に、1926 年以降の $M5.0$ 以上の地震の震央分布を、図 5.2.3-3 に 1983 年以降の $M4.0$ 以上の地震の震央分布をそれぞれ示す。また、図 5.2.3-4 および図 5.2.3-5 には、地震の規模別累積発生頻度を示す。

4) 最大マグニチュード

最大マグニチュードは、関連する領域において別途考慮されている地震の規模を勘案して設定する。2013 年における検討の従来モデルでは、南海トラフ沿いの領域を除き、地域区分された領域それぞれについて 1600 年以降に発生した最大地震の規模と、関連する領域における長期評価とを参照して設定されていたが、2014 年版のモデルでは、関連する領域において長期評価で考慮されている地震の規模のみを勘案して設定する。表 5.2.3-1 と図 5.2.3-6 に、設定した最大マグニチュードとその根拠を示す。

5) プレート間地震とプレート内地震の比率

日向灘の領域では、植平・他（2001）を参考に、プレート間地震とプレート内地震の比率を 7:3 に設定する。

南関東の領域では、従来のモデルではプレート上面と震源位置に関する検討に基づいてプレート間地震とプレート内地震の比率を 1:1 としていたが、従来の相模トラフ沿いの地震活動の長期評価における 5 つの「その他の南関東で発生する $M7$ 程度の地震」について、「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」（文部科学省・東京大学地震研究所、2012）の研究成果において、フィリピン海プレート上面の地震が無く、フィリピン海プレート内の地震が 4 地震（ただし、1 地震は太平洋プレート上面の可能性も指摘されている）であることが報告されている。そこで、これを踏まえてプレート間地震とプレート内地震の比率を 1:4 に変更する。

南海トラフでは、従来のモデルでは $M7.5$ 以下の地震を全てプレート内地震としていたが、2014 年版の地震活動モデルでは 2013 年における検討の検討モデルと同様に 7.5 以下の地震も含めて全て、プレート間地震とプレート内地震の比率を 1:3 とする。また、南西諸島の浅い領域では、過去に発生した地震の震源メカニズムに基づく検討に基づき、プレート間地震とプレート内地震の比率を 2:1 とし、南西諸島の深い領域とその北側に隣接する安芸灘～伊予灘～豊後水道の領域では、全てプレート内地震とする。領域ごとの比率を図 5.2.3-7 に示す。

6) 断層面の設定

対象地域の長期評価ならびに既往の研究成果に基づいてフィリピン海プレートの上面を設定した上で、南関東の領域ではマグニチュードが 7.0 以下、南西諸島の深い領域では $M8.0$ まで、他の領域ではマグニチュードが 7.5 以下の地震については、プレート間地震はプレート上面の深さに、プレート内地震はプレートの上面より 10km 深い位置に、それぞれ断層

面の中心を置く。断層面の形状は円形とし、プレート間地震はプレート上面に沿うように、また、プレート内地震はプレート内に水平の断層面を設定する。断層の面積は、規模に応じて宇津・関(1955)の式を満足するように定める。なお、九州から南西諸島にかけてのやや深発地震の領域(図 5.2.3-1 の 4 の領域)では最大マグニチュードが 8.0 となっているが、ここで発生する $M7.6$ 以上の地震については矩形の断層面を設定せず、 $M7.5$ 以下の地震と同じモデル化としている。

一方、南関東の $M7.1\sim 7.8$ のプレート間地震については、 $63.6\text{ km}\times 31.8\text{ km}$ ($M7.1\sim 7.4$) および $100\text{ km}\times 50\text{ km}$ ($M7.5\sim 7.8$) の矩形断層面をプレート上面に沿うように、プレート内地震については、首都直下地震モデル検討会(2013)を参照して、 $28.1\text{ km}\times 32.1\text{ km}$ の鉛直な矩形断層面を上端がプレート境界となるように配置した。南海トラフおよび安芸灘～伊予灘～豊後水道の $M7.6\sim 8.0$ の地震については $80\text{ km}\times 80\text{ km}$ の矩形断層面を、南西諸島浅部の領域の $M7.6\sim 8.5$ の地震については、 $80\text{ km}\times 80\text{ km}$ ($M7.6\sim 8.0$) および $170\text{ km}\times 120\text{ km}$ ($M8.1\sim 8.5$) の矩形断層面を配置し、そのいずれかで等確率で地震が発生するものとした。具体的な設定方法については、9)で述べる。

7) モーメントマグニチュード M_w への変換

モーメントマグニチュード M_w は、 M_j と同じとする。

8) 地震発生頻度の分布

図 5.2.3-8(a)に、プレート間地震とプレート内地震を合計した場合の発生頻度(0.1 度四方の領域で 1 年間に $M5.0$ 以上の地震が発生する頻度)の分布を示す。これは、1)中地震カタログで地域区分する方法、2)中地震カタログで地域区分しない方法、3)小地震カタログで地域区分する方法、4)小地震カタログで地域区分しない方法、の 4 ケースの頻度を平均したものである。こうして求めた頻度を、先に述べたプレート間とプレート内の地震の比率を考慮して割り振った頻度を同図(b)および(c)に示す。

9) 規模の大きい地震の扱い

6)に示したように、規模の大きい地震については、円形の断層面ではなく、矩形の断層面を領域内に配置している。設定した断層面を図 5.2.3-9～図 5.2.3-13 に示す。矩形断層面を設定した地震の発生頻度は、それ以下の規模の地震の発生頻度と整合するように、各領域での G-R の関係に基づいて設定する。具体的には、中地震カタログと小地震カタログそれぞれに基づく G-R 式(図 5.2.3-14)から算定される大地震の発生頻度の平均値を、当該領域の矩形断層でモデル化する地震の発生頻度とした上で、プレート間地震とプレート内地震の比率で分配したものをを用いる。

表 5.2.3-2 に、矩形断層でモデル化する地震の発生頻度を示す。なお、網掛けの部分は、地震の設定が無いことを示している。

なお、九州から南西諸島にかけてのやや深発地震の領域(図 5.2.3-6 の 4 の領域)では

最大マグニチュードが8.0となっているが、ここで発生する $M7.6$ 以上の地震については矩形の断層面を設定せず、 $M7.5$ 以下の地震と同じモデル化としている。

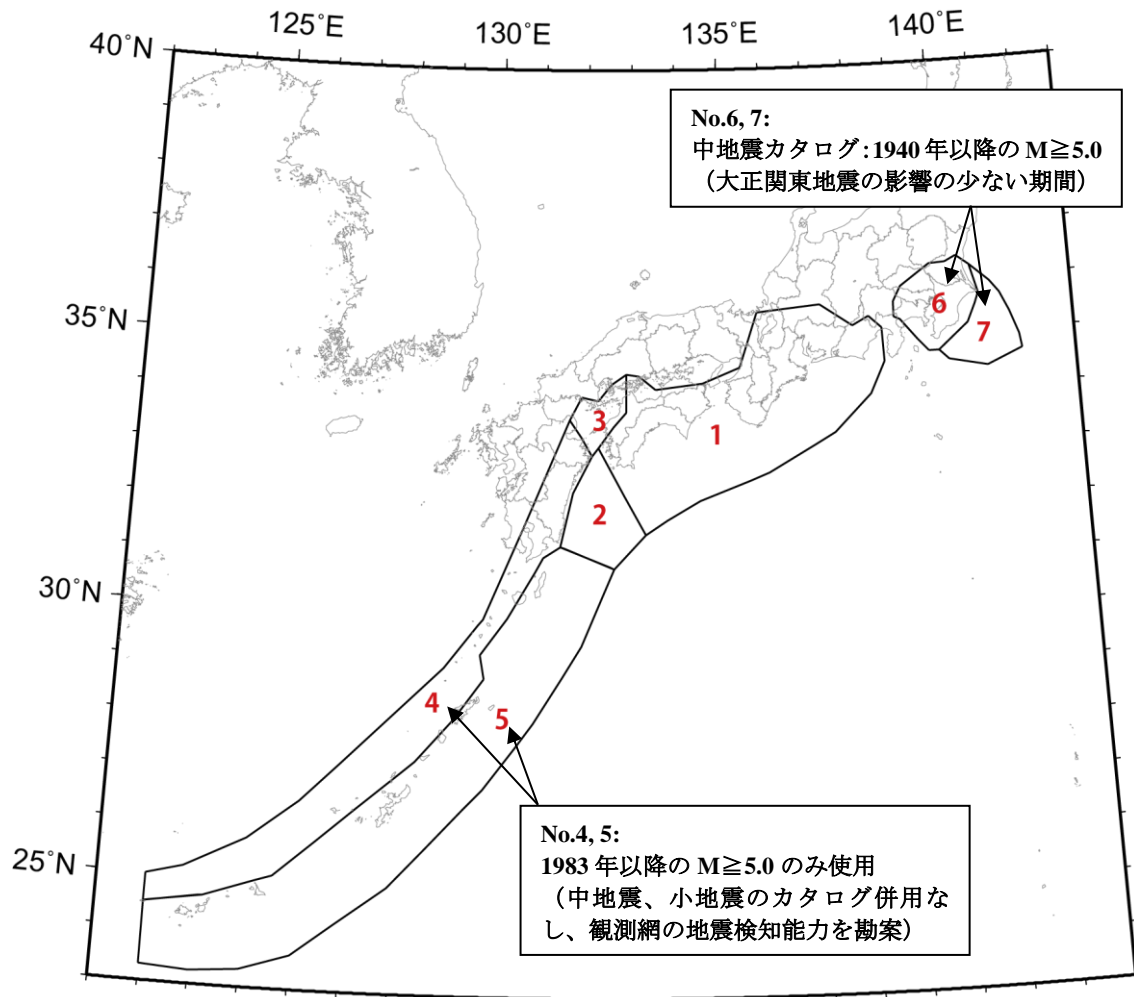


図 5.2.3-1 フィリピン海プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の地域区分と頻度算定に用いる地震カタログ (特記のないものは標準カタログを使用)

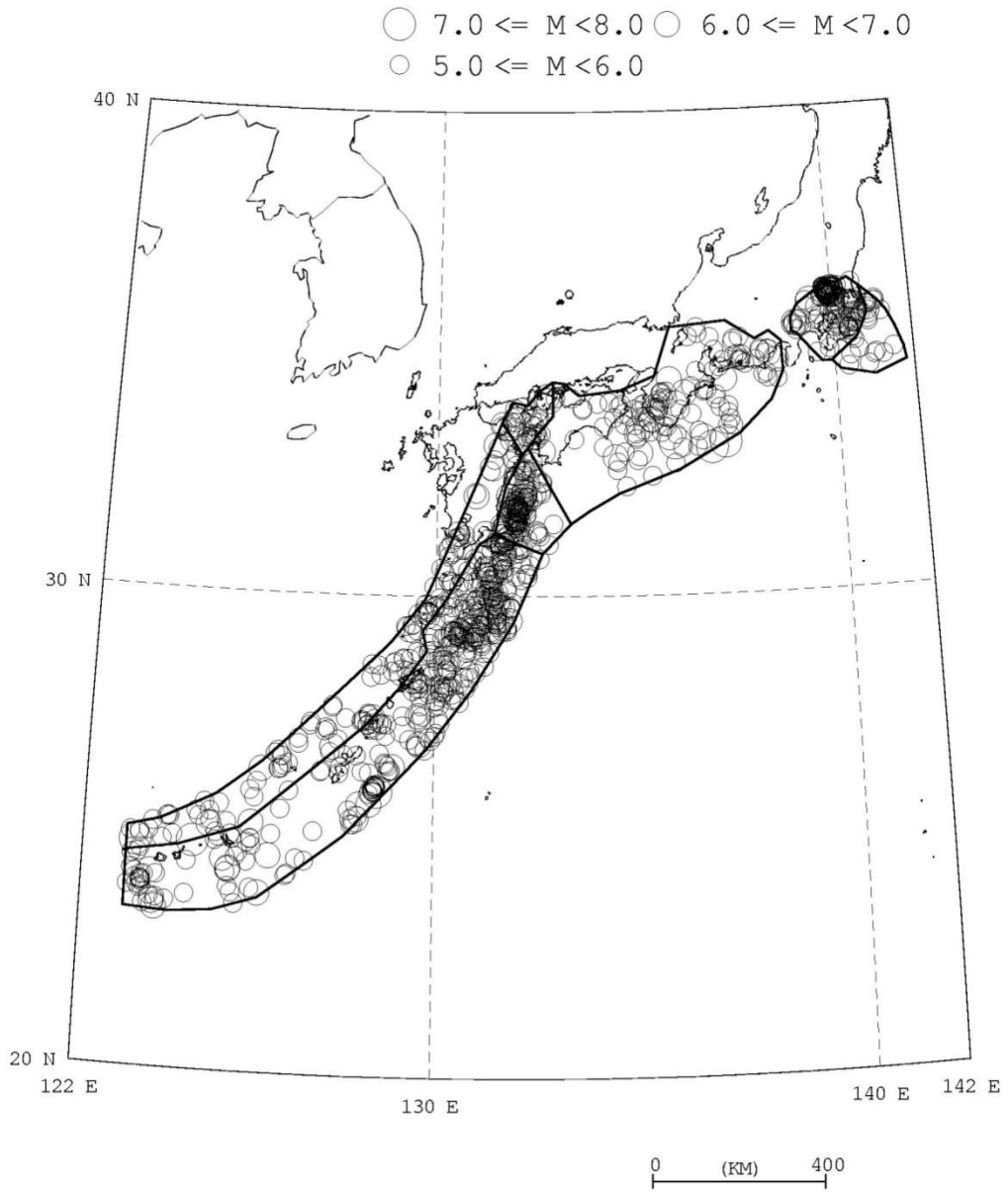


図 5. 2. 3-2 1926 年以降の $M \geq 5.0$ の地震の震央分布図

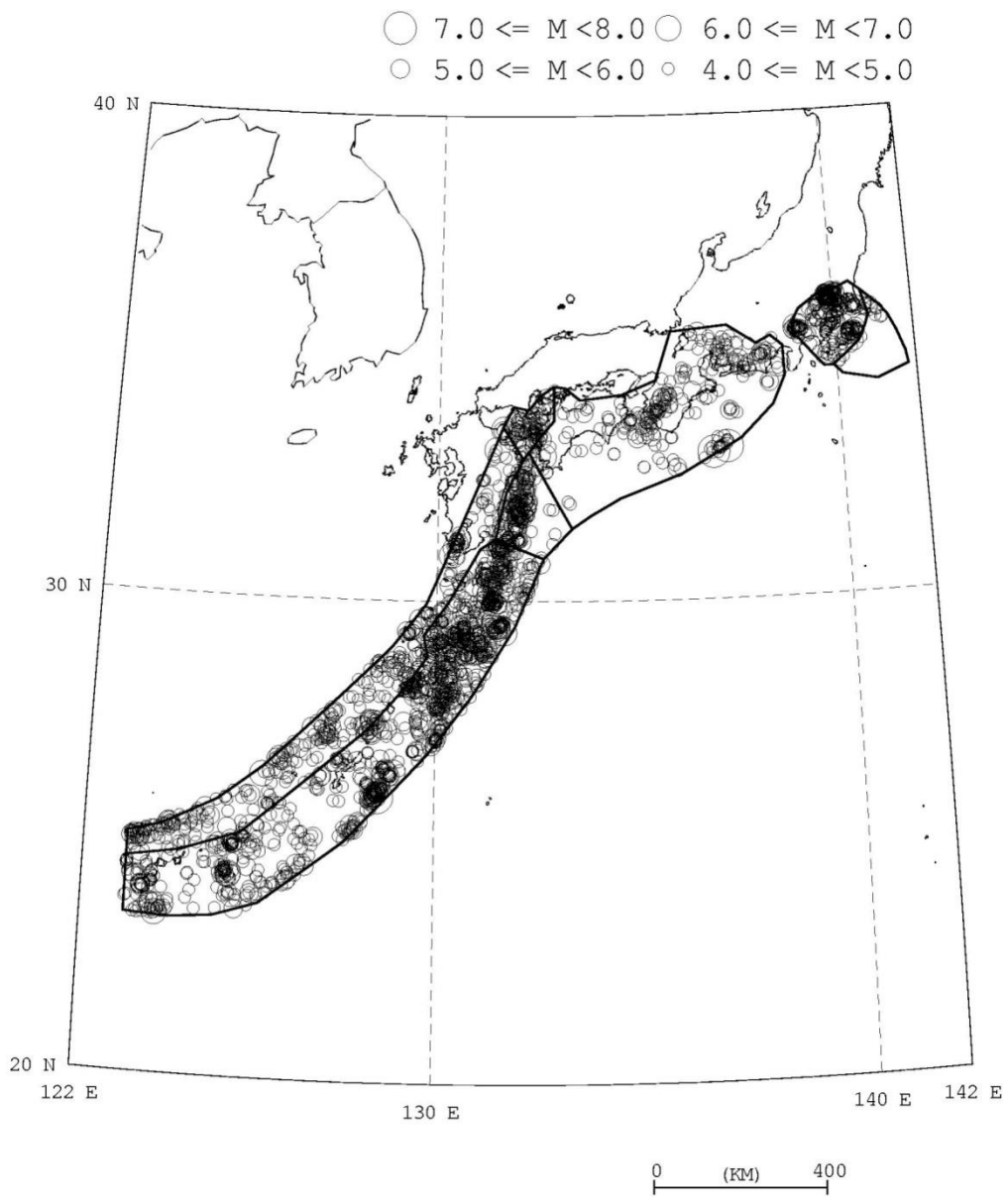


図 5. 2. 3-3 1983 年以降の $M \geq 4.0$ の地震の震央分布図

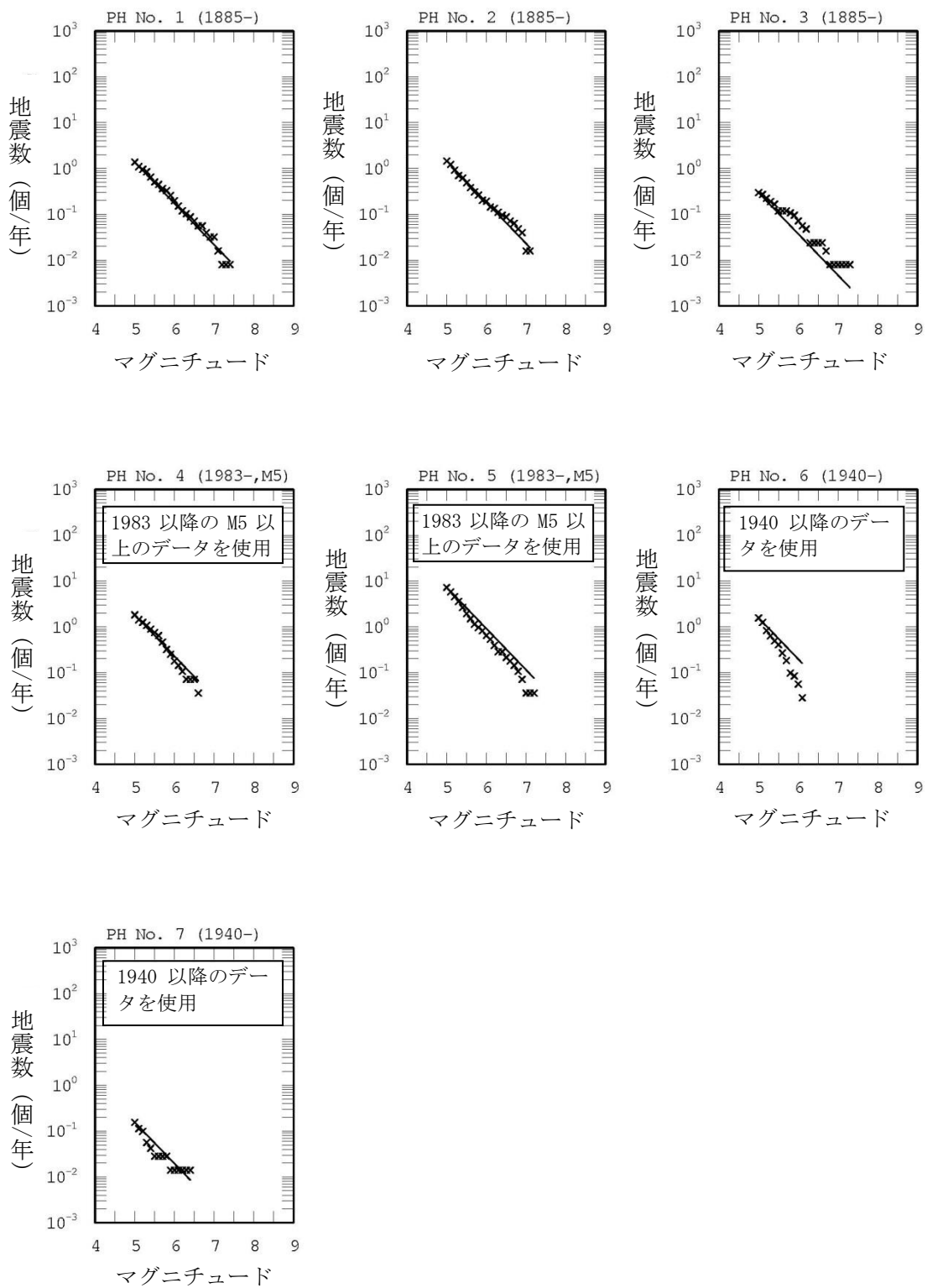


図 5.2.3-4 中地震カタログに基づく地震の規模別累積発生頻度

- ・各グラフの上に示す番号は、図 5.2.3-1 に示す領域番号を表す
- ・×印はデータ、実線はデータに基づく b 値 0.9 の G-R 式

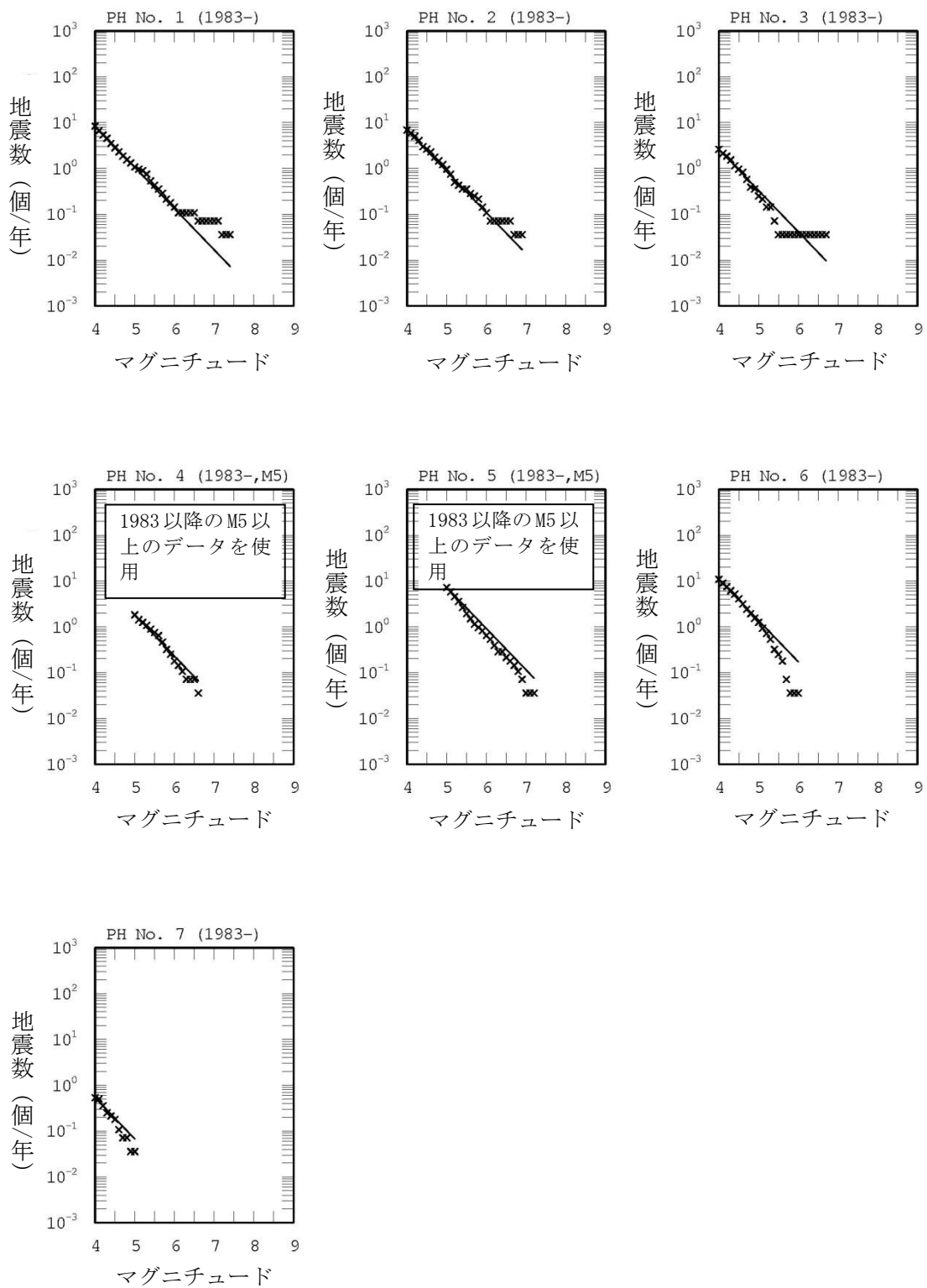


図 5.2.3-5 小地震カタログに基づく地震の規模別累積発生頻度

- ・各グラフの上に示す番号は、図 5.2.3-1 に示す領域番号を表す
- ・×印はデータ、実線はデータに基づく b 値 0.9 の G-R 式

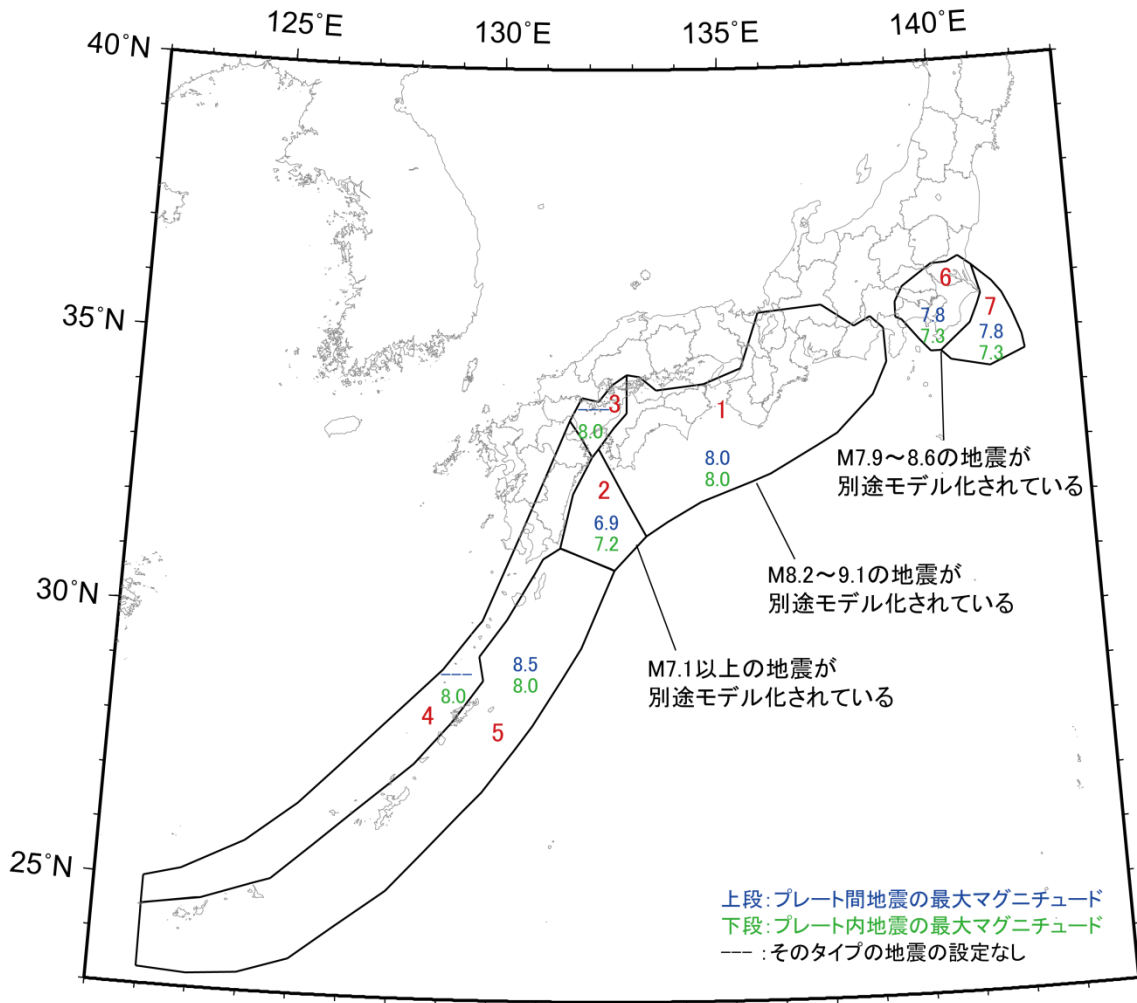


図 5.2.3-6 フィリピン海プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュード

表 5.2.3-1 地域区分ごとの最大マグニチュードとその設定根拠

No.		最大 M	設定根拠
1	プレート間	8.0	長期評価の改訂に伴い変更
	プレート内	8.0	奄美大島近海と同程度の地震が発生し得ると仮定
2	プレート間	6.9	$M7.0$ 以上は別途モデル化（日向灘のプレート間地震）。
	プレート内	7.2	長期評価の記載に基づき設定
3	プレート内	8.0	長期評価（安芸灘～伊予灘～豊後水道）
4	プレート内	8.0	1911.06.15 奄美大島近海
5	プレート間	8.5	1938.6.10 宮古島北北西沖
	プレート内	8.0	奄美大島近海と同程度の地震が発生し得ると仮定
6	プレート間	7.8	$M7.9$ 以上は別途モデル化（相模トラフ沿いの $M8$ クラス）
	プレート内	7.3	長期評価の記載に基づき設定
7	プレート間	7.8	$M7.9$ 以上は別途モデル化（相模トラフ沿いの $M8$ クラス）
	プレート内	7.3	長期評価の記載に基づき設定

注：No. に示す数字は、図 5.2.3-1 に示す地域区分を示す番号

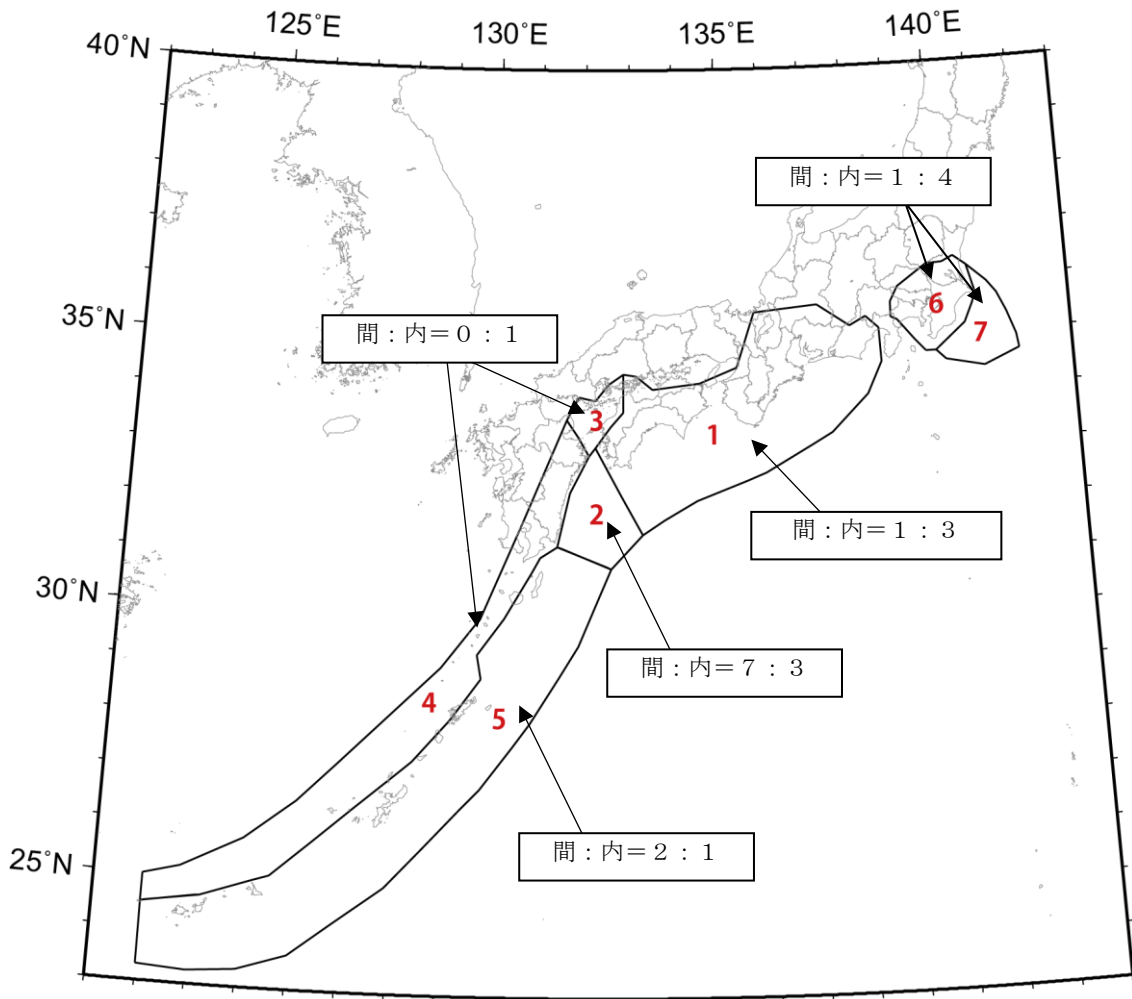
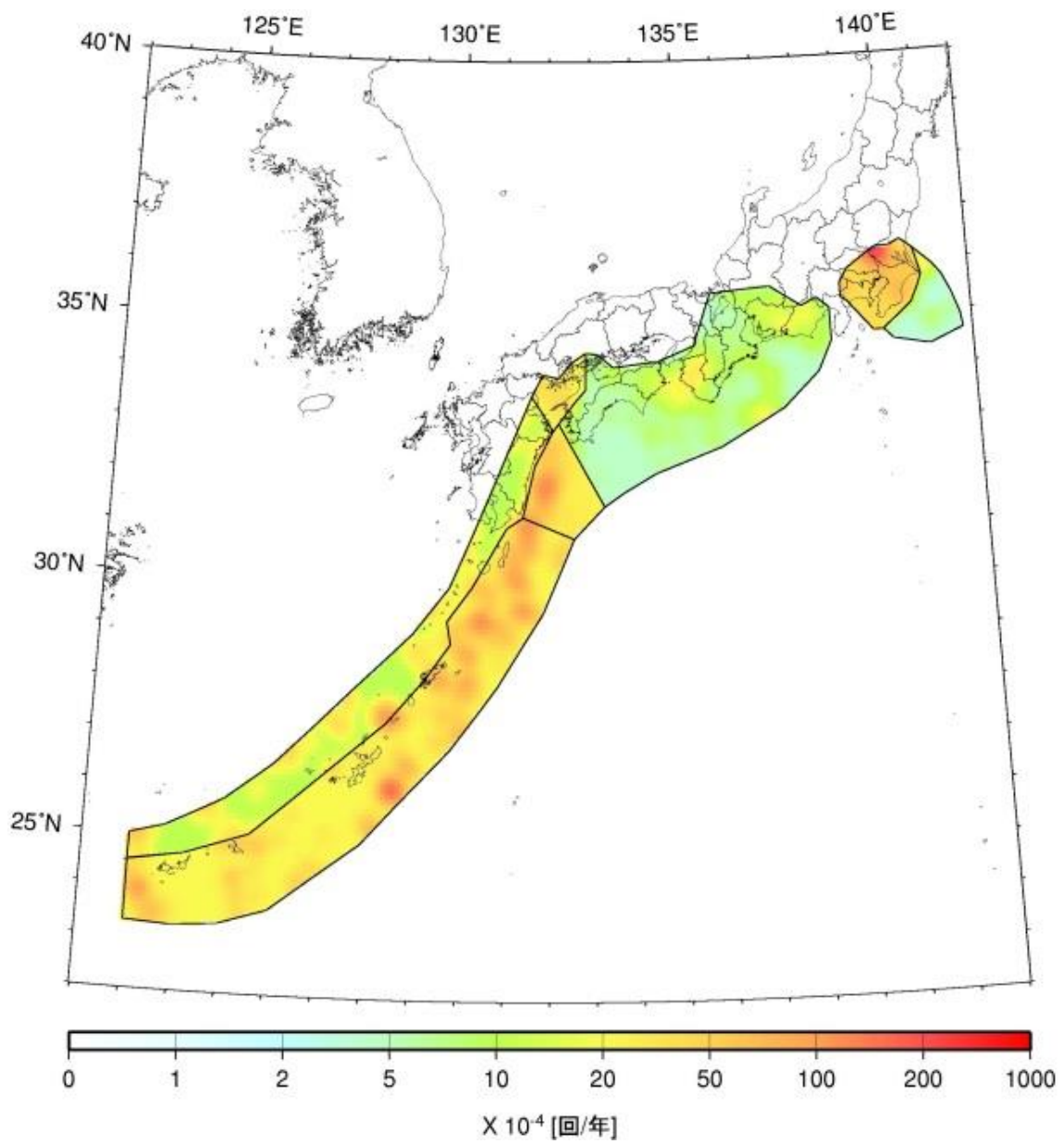
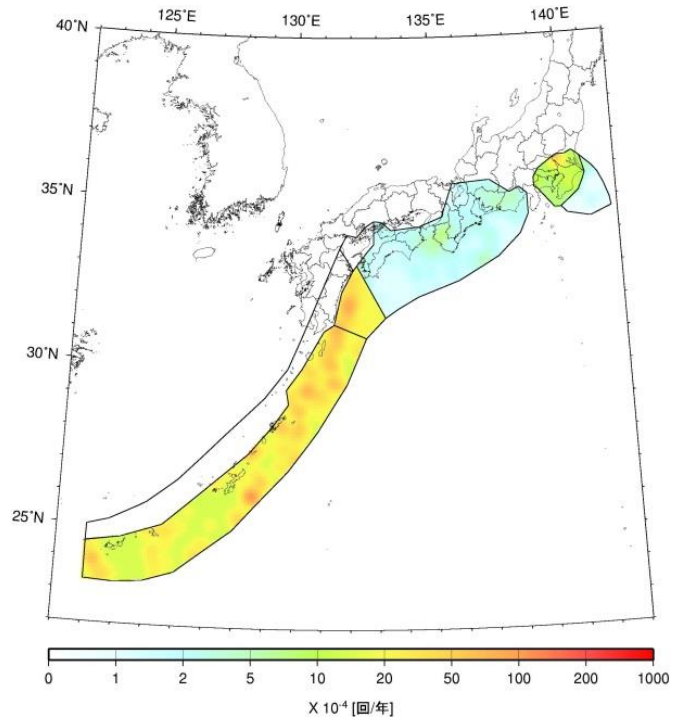


図 5. 2. 3-7 プレート間地震とプレート内地震の比率

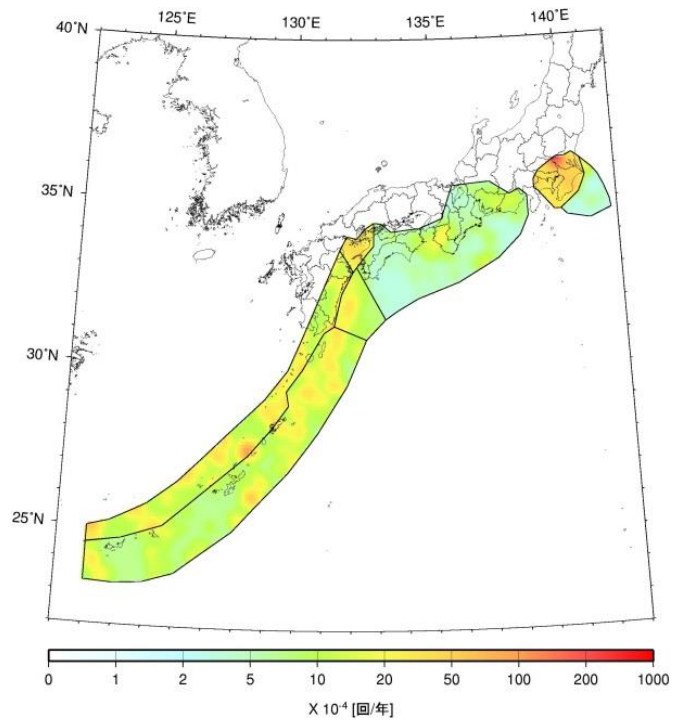


(a) プレート間地震とプレート内地震を合わせた発生頻度

図 5.2.3-8 フィリピン海プレートの地震の発生頻度 (0.1 度四方あたり、 $M5.0$ 以上)



(b) プレート間地震



(c) プレート内地震

図 5.2.3-8 フィリピン海プレートの地震の発生頻度 (0.1 度四方あたり、 $M5.0$ 以上)
(つづき)

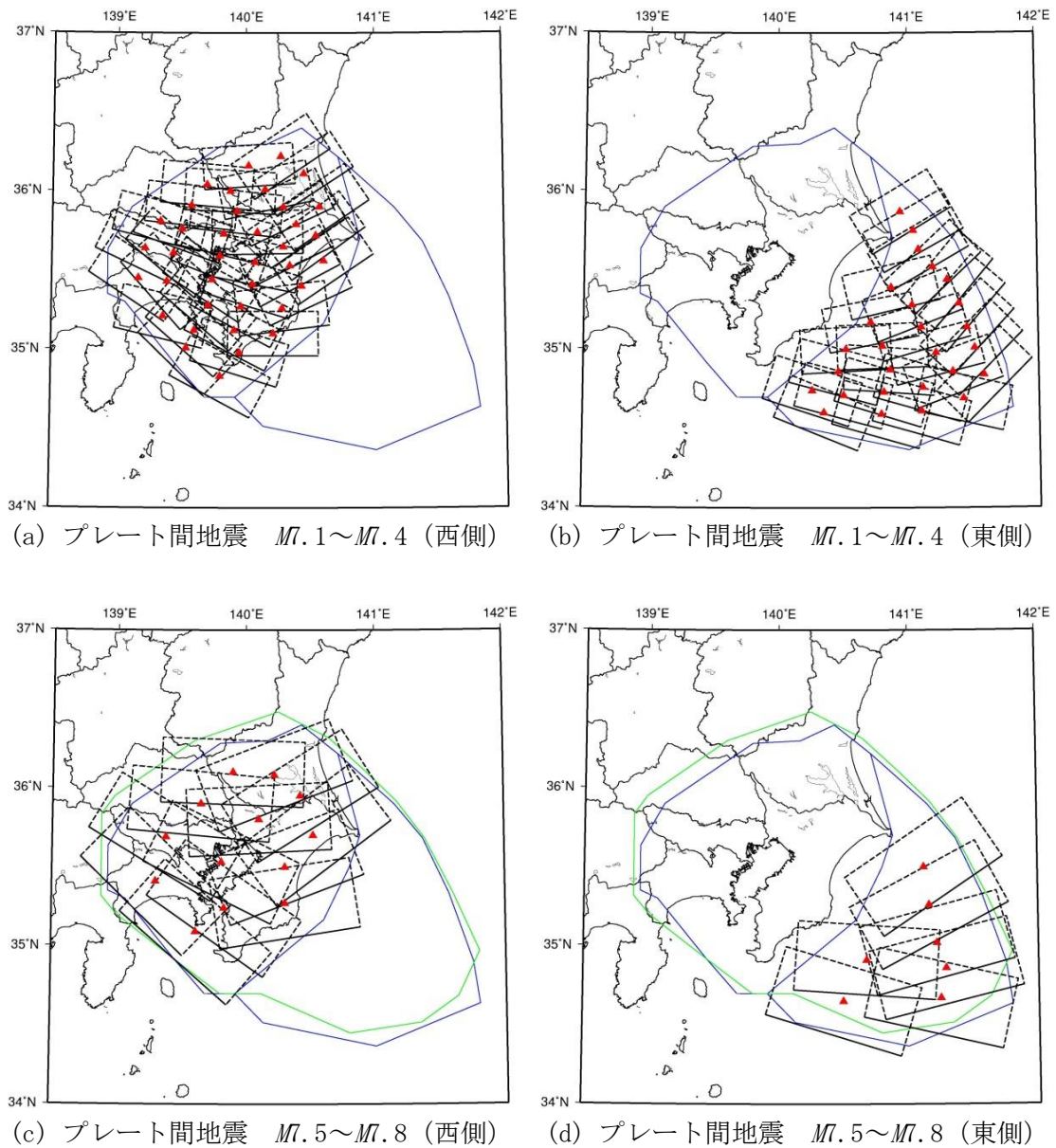


図 5.2.3-9 南関東の $M \geq 7.1$ のプレート間地震の断層面 (▲: 断層中心)
 (断層面がプレート上面に沿うように配置)

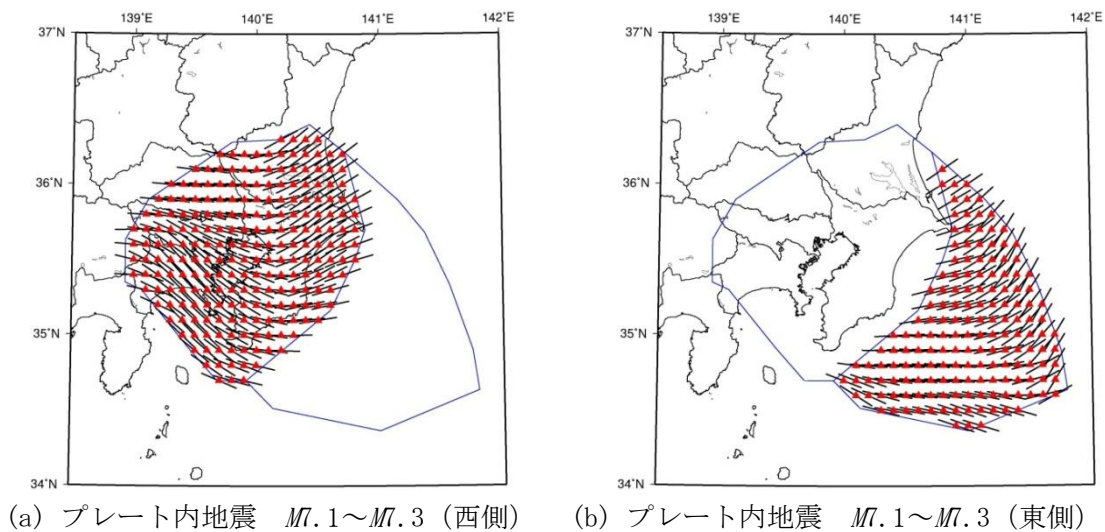


図 5.2.3-10 南関東の $M \geq 7.1$ のプレート内地震の断層面 (▲ : 断層中心)
(断層上端がプレート上面に沿うように配置)

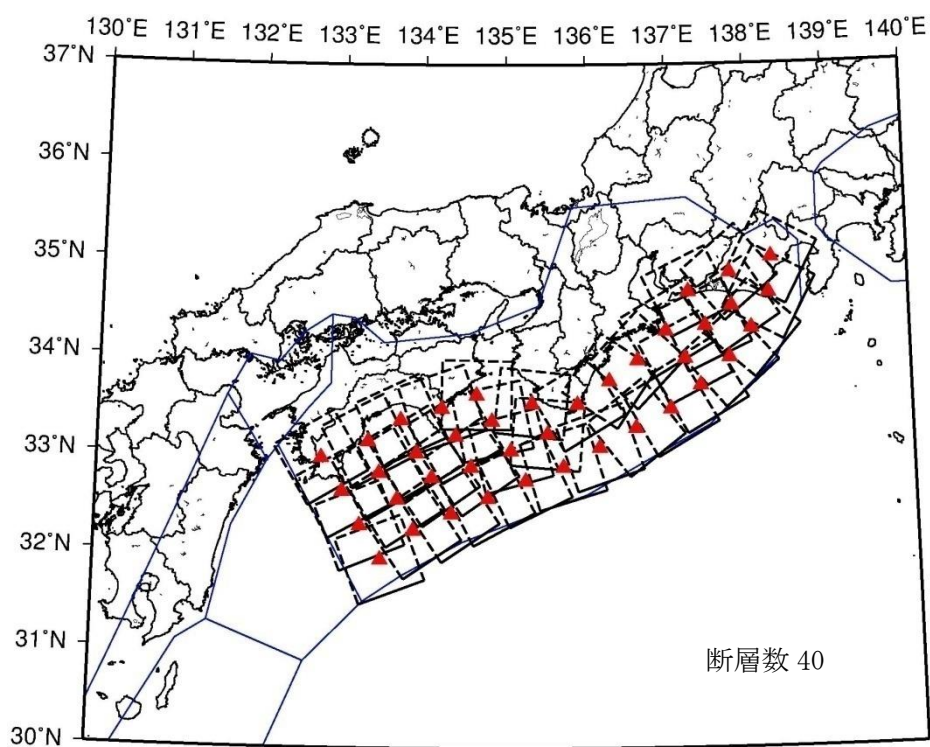


図 5.2.3-11 南海トラフ沿いの $M \geq 7.6$ の地震の断層面 (▲ : 断層中心)
(プレート間地震の断層面はプレート上面に沿うように、プレート内地震の断層面はそれよりも 10km 深いところに配置)

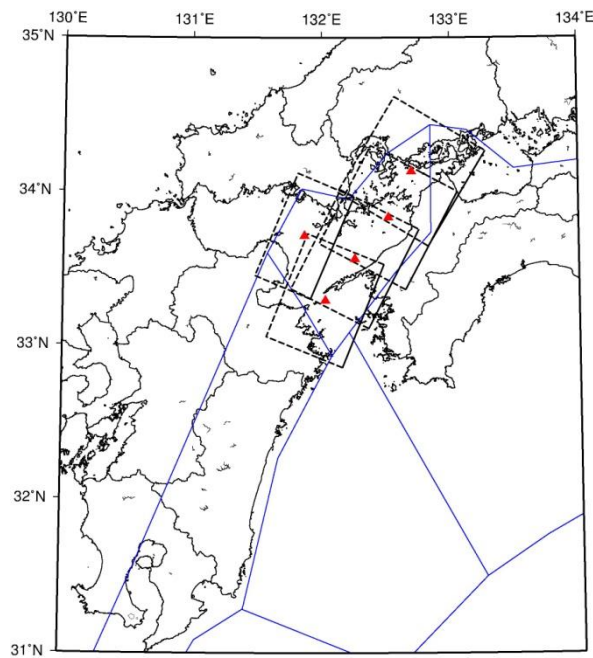


図 5.2.3-12 安芸灘～伊予灘～豊後水道の $M \geq 7.6$ の地震の断層面 (▲: 断層中心)
(断層面はプレート上面よりも 10km 深いところに配置)

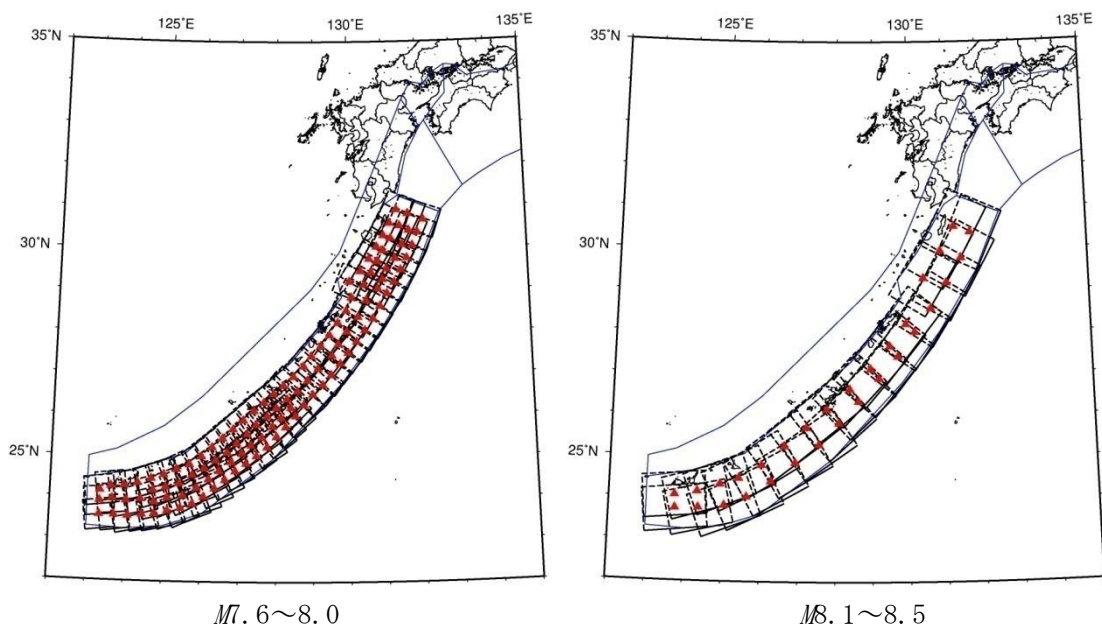


図 5.2.3-13 南西諸島浅部の $M \geq 7.6$ の地震の断層面 (▲: 断層中心)
(プレート間地震の断層面はプレート上面に沿うように、プレート内地震の断層面はそれよりも 10km 深いところに配置)

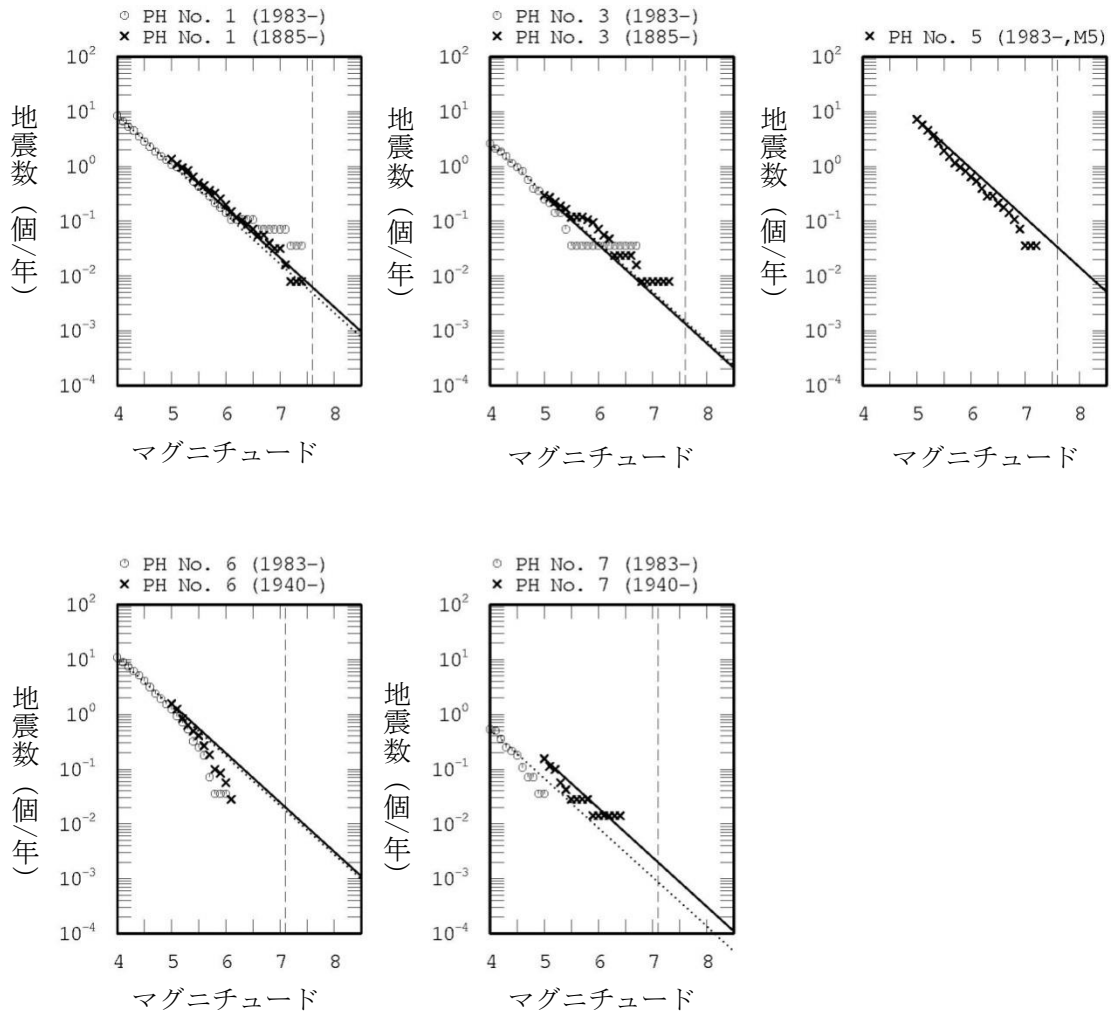


図 5.2.3-14 フィリピン海プレートでの $M \geq 6$ の地震の規模別発生頻度の設定方法

- ・ ○印、×印はそれぞれデータ、小地震カタログ、中地震カタログによる頻度
- ・ 中地震カタログ (実線) と小地震カタログ (点線) の G-R 式 (b 値 0.9) から得られる頻度の平均値を使用
- ・ 各グラフの上を示す番号は、図 5.2.3-1 に示す領域番号を表す

表 5.2.3-2 矩形断層でモデル化した地震の発生頻度

No.	M \geq 5.0頻度			矩形断層		
	中地震	小地震	平均	頻度	発生間隔	
① 南海トラフ	1.363E+00	1.057E+00	1.210E+00	5.530E-03	180.8	
				P間	1.382E-03	723.3
				P内	4.147E-03	241.1
③ 安芸灘	2.950E-01	3.282E-01	3.116E-01	1.424E-03	702.1	
				P間	0.000E+00	
				P内	1.424E-03	702.1
⑤ 南西浅部	7.250E+00	7.250E+00	7.250E+00	3.314E-02	30.2	
				P間(7.6-8.0)	1.631E-02	61.3
				P間(8.1-8.5)	5.786E-03	172.8
				P内(7.6-8.0)	1.105E-02	90.5
⑥ 南関東(西)	1.563E+00	1.371E+00	1.467E+00	1.890E-02	52.9	
				P間(7.1-7.4)	2.631E-03	380.1
				P間(7.5-7.8)	1.149E-03	870.7
				P内(7.1-7.3)	1.512E-02	66.1
⑦ 南関東(東)	1.549E-01	6.744E-02	1.112E-01	1.432E-03	698.3	
				P間(7.1-7.4)	1.994E-04	5015.2
				P間(7.5-7.8)	8.704E-05	11489.2
				P内(7.1-7.3)	1.146E-03	872.8

※中地震、小地震はそれぞれ中地震カタログ、小地震カタログを示す。なお、これらのカタログについては、「4.3.1 評価手法の概要」を参照すること。

<2013年における検討の従来モデル>

- ・「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）が反映されていない。
- ・震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の南関東の領域は「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004c）の「その他の南関東の M クラスの地震」の領域に基づいて設定。
- ・震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードは、南海トラフ沿いの領域を除き、地域区分された領域それぞれについて1600年以降に発生した最大地震の規模と、関連する領域における長期評価とを参照して設定。
- ・南西諸島のうち深さ60km以深の地震が発生する帯状の領域のみをフィリピン海プレートの地震とし、それ以外は南西諸島の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震としている。2014年版のモデルでは、南西諸島の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震を25km以浅の陸側プレートの地震とそれ以深のフィリピン海プレートの地震とに分けて領域を再設定している。
- ・陸側のプレートの地震の地域区分に関して、海溝型地震である日向灘の領域の南端部分を延長する形で設定していたことにより、九州（鹿児島県）の南部で境界線が引かれ、大隅半島と薩摩半島の一部が南西諸島の領域に含まれていた。2014年版のモデルでは、この境界線を薩摩半島・大隅半島の南端までを含むように修正している。
- ・太平洋プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードは、「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」（2013d）において長期評価の対象としている地震の規模を考慮して8.0としている。
- ・南海トラフ沿いの M 7.6以上の地震を新たに考慮することとし、固着が強いとされる領域以浅に80km×80kmの矩形断層面をほぼ一樣になるように配置し、そのいずれかで等確率で地震が発生するものとした。断層面はプレート上面に沿うような傾斜を与え、プレート間地震はプレート上面に、プレート内地震はプレート上面よりも10km深い位置とした。 M 7.6以上の地震の発生頻度は、領域内での合計の地震発生頻度が M 7.5以下の地震と整合するように設定した。具体的には、中地震カタログと小地震カタログそれぞれに基づくG-R式から算定される M 7.6以上の地震の発生頻度の平均値を、当該領域の M 7.6以上の地震の発生頻度とした上で、プレート間地震とプレート内地震の比率で分配したものを用いた。この領域におけるプレート間地震とプレート内地震の発生比率は1:3と仮定した。なお、九州から南西諸島にかけてのやや深発地震の領域では最大マグニチュードが8.0となっているが、ここで発生する M 7.6以上の地震については断層面の設定を別扱いとせず、従来と同様に M 7.5以上の地震と同じモデルしている。

<全国地震動予測地図 2010 年版のモデル>

- ・「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究委員会，2013d）が反映されていない。
- ・2013 年における検討の従来モデルに反映された南海トラフの地震のモデルの変更は反映されておらず、南海トラフに沈みこむフィリピン海プレートで発生する震源断層をあらかじめ特定しにくい地震としては、プレート内地震（最大マグニチュード7.4）のみを考慮している。
- ・2010 年版では、南西諸島の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の領域区分について2013 年における検討の従来モデルでなされた前述の変更がなされていない。
- ・「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）が反映されていない。

5.3 陸側プレートの浅い地震

本節で対象とするのは、陸側プレートの内部で発生する浅い地震と、伊豆半島以南のフィリピン海プレートの内部で発生する浅い地震である。後者はプレートの沈み込みに伴う地震ではないため、陸側プレートの地震ではないが陸側プレートの地震に含め、本項で扱う。

上記の領域で発生する地震の一部は、「日本海東縁部の地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2003b）、主要活断層帯の長期評価、および「九州地域の活断層の長期評価（第一版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013b）（以降、九州地域評価と呼ぶ）で地震活動が評価されている。ここでは、陸側プレートの浅い地震を以下のように大別して、地震活動の評価モデルの内容を記載する。

(1) 活断層で発生する地震

- ・ 主要活断層帯で発生する固有地震
- ・ 九州地域評価において評価対象とする活断層
- ・ その他の活断層で発生する地震
- ・ 地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震

(2) 長期評価された地震のうち、繰り返し発生する大地震

日本海東縁部の地震

- ・ 北海道北西沖の地震
- ・ 北海道西方沖の地震
- ・ 北海道南西沖の地震
- ・ 青森県西方沖の地震
- ・ 秋田県沖の地震
- ・ 山形県沖の地震

- ・新潟県北部沖の地震
 - ・佐渡島北方沖の地震
- (3) 陸側プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
- ・陸域で発生する地震のうち活断層が特定されていない場所で発生する地震
 - ・日本海東縁部の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
 - ・伊豆諸島以南の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

5.3.1 活断層で発生する地震

5.3.1.1 主要活断層帯で発生する固有地震

(1) モデル化の基本方針

①基本方針

主要活断層帯に発生する固有地震の地震活動は、長期評価の結果に基づいて、地震発生確率、マグニチュード、断層面の諸元をモデル化する。この際、マグニチュードと震源断層の諸元の設定には、新たに検討された震源断層のモデル化の手法（藤原・他，2009）を適用する。また、強震動評価が実施されている活断層については、そこで検討された震源断層の情報も考慮する。

なお、長期評価において複数案が併記されている六日町断層帯北部に関しては、複数案を重み付き平均したハザードカーブ^{*}を算定する。

2014年版の確率論的地震動予測地図で対象とするのは2013年12月末までに長期評価が改訂・公表された活断層帯である。ただし、「九州地域の活断層の長期評価(第一版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013b)に含まれる主要活断層帯についてはモデル化の対象とする。九州地域の活断層帯についてのモデル化の詳細は、「5.3.1.2 「九州地域の活断層の長期評価(第一版)」において評価対象とする活断層」において示す。

②地震発生確率の設定

主要活断層帯における地震発生確率は、地震調査委員会より公表された「長期的な地震発生確率の評価手法について」(地震調査研究推進本部地震調査委員会，2001a)の方法に従い、活動間隔の確率分布としてBPT分布を用い、ばらつき α は0.24を用いて算定する。ただし、最新活動時期等が不明な一部の活断層帯についてはポアソン過程に基づいて発生確率を算定する。

確率算定のための平均活動間隔と最新活動時期は長期評価結果(地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014a)に基づく。時間の起点は2014年1月としている。長期評価では平均活動間隔あるいは最新活動時期が不明なため、地震発生確率が明示されていない活断

^{*}ある期間に揺れの大きさがある値を超える確率のことを超過確率と呼ぶ。ハザードカーブは、揺れの強さとその超過確率の関係を示す曲線である

層がある。その場合には断層長さや平均変位速度などの個別の情報に基づいて平均活動間隔を仮定し、ポアソン過程に基づき地震発生確率を設定する。平均変位速度が不明な場合には、活動度がB級の活断層については標準的な平均変位速度として0.25mm/yを仮定し(奥村・石川, 1998)、A-B級、B-C級の活断層についてはそれぞれ平均的な平均変位速度としてクラスの境界値である1mm/y、0.1mm/yを仮定する(松田, 1975)。なお、活動度が不明な場合にはB級を仮定する。

長期評価では地震発生確率に幅をもって示されている場合がある。ここでは、活動間隔および最新活動時期のそれぞれの幅の両端の中央の値に基づく地震発生確率を基本としてモデル化する(「平均ケース」と呼ぶ)。

主要活断層帯の長期評価の公表においては、今後30年間の地震発生確率の値によって、相対的に「発生の可能性が高いグループ」、「発生の可能性がやや高いグループ」というグループ分けを行っている。そのグループ分けでは地震発生確率の最大値が用いられており、上記の「平均ケース」での確率値と異なる場合があることに注意が必要である。そこで、結果の違いを比較するために地震発生確率の最大値を用いた場合(「最大ケース」と呼ぶ)についても検討する。

平均活動間隔の幅が「〇〇年以上」のように片側の端のみ数値が示されている場合には、「平均ケース」、「最大ケース」ともにその端の数値を採用し「〇〇年」とする。

最新活動時期が片側の幅(〇〇年以下)で与えられている場合には、原則として最近確実に活動していない時期を考慮してもう一方の幅の端を設定し、最新活動時期の中央の値を定める(「平均ケース」)。

断層区間が複数提示されているために平均活動間隔が幅を有する場合には、原則として断層長さが最も長くなる(地震規模が最も大きくなる)断層区間をモデル化し、それに整合するように平均活動間隔を定める。

③マグニチュードの設定

活断層で発生する地震のマグニチュードは、原則として長期評価結果(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2014a)に基づき、震源断層の長さから松田式(松田, 1975)によって気象庁マグニチュード M_j を算定した上で、武村(1990)に基づき地震モーメントに変換後、モーメントマグニチュード M_w を求め、その値を用いる。マグニチュードが幅をもって示されている場合にはその両端の中央の値を用いる。なお、断層区間が複数提示されているためにマグニチュードが幅を有する場合には、設定した断層区間に整合するようにマグニチュードを定める。

④断層面の諸元の設定

個々の活断層の断層面は1枚もしくは複数枚の矩形面でモデル化する。モデルを規定するパラメータは、端部の位置、長さ、幅、走向、傾斜角、上端深さである。モデル化の大まかな手順は以下のとおりである。

- i) 長期評価に基づき断層の長さ L から松田 (1975) に基づきマグニチュード M_j を算定。
- ii) マグニチュード M_j から武村 (1990) に基づき地震モーメント M_0 を算定。
- iii) 地震モーメント M_0 から入倉・三宅 (2001) に基づき断層面積 S を算定。
- iv) $W=S/L$ で断層幅 W を算定。
- v) 断層上端深さは、強震動評価用の深部地盤モデルにおける地震基盤の深さを参考に、断層下端深さは、微小地震の震源深さに基づく地震発生層の下限深さを参考にそれぞれ設定。
- vi) 傾斜角は、長期評価で数値の記載があればその値を、無い場合には、横ずれ成分卓越 (90 度)、逆断層 (60 度)、低角 (30 度)、高角 (60 度) とし、いずれにも該当しない場合には 45 度とする。
- vii) 断層モデルの下端と地震発生層の下端との位置関係により、幅と長さを調整して最終の形状とする。

ただし、長さが 100km を超える長大断層、活断層長さが 15km 未満の場合、活断層長さ地震規模が明確でない場合には、それぞれ別途モデル化を行う。

⑤活動区間

基本的には個々の活断層の全区間が同時に活動すると考える。ただし、長期評価結果で、1 つの断層帯について、地震を起こす断層の組み合わせとして複数示されている場合には、最も地震が起こりそうな断層の組み合わせを活動区間として設定する。

⑥補足

- ・六日町断層帯の長期評価 (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009d) では、同断層帯北部における、最新活動時期の解釈から、2 つのケースが併記されている。したがって、六日町断層帯北部については、従来通り、表 5.3.1.1-2 の 2 つのケースによるハザードカーブの重み付き平均として六日町断層帯北部の活動によるハザードカーブを算定する。各ケースの地震発生確率とマグニチュードを表 5.3.1.1-3 に示す。なお、六日町断層帯北部以外の地震との積和については、個々のケースごとではなく、重み付き平均として求められたハザードカーブを用いて行う。
- ・2013 年における検討の従来モデルや 2014 年版のモデルでは、富士川河口断層帯について、富士川河口断層帯の長期評価 (一部改訂) (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010a) において「駿河トラフで発生した海溝型地震に伴って活動してきたと推定される。」と評価されていることから、個別のモデル化を行っていない。

(2) 主要活断層帯のうち地図作成に用いる活断層の諸元

確率論的地震動予測地図の作成に用いる主要活断層帯を表 5.3.1.1-1 ならびに図

5.3.1.1-1に示す。これらの地震発生確率(2014年1月から30年および50年)を表5.3.1.1-2、に、マグニチュードと断層面の諸元を表5.3.1.1-3にそれぞれ示す。地震発生確率ならびに断層面の諸元のモデル化における活断層ごとの特記事項については各表の末尾に示している。

なお、表5.3.1.1-1の左欄は基盤的調査観測の対象活断層としてリストアップされた際の断層名称を記載している。長期評価の公表時には、複数の活断層と一緒に公表されるなど、異なる断層名称となっている場合があるので注意が必要である。

表 5.3.1.1-1 主要活断層帯のモデル一覧

基盤的調査観測の対象活断層		主要活断層帯のモデル (159 断層)	
番号	断層の名称	コード	モデル化した断層名
1	標津断層帯	0101	標津断層帯
2	十勝平野断層帯	0201	十勝平野断層帯主部
		0202	光地園断層
3	富良野断層帯	0301	富良野断層帯西部
		0302	富良野断層帯東部
4	増毛山地東縁断層帯	0401	増毛山地東縁断層帯
		0402	沼田－砂川付近の断層帯
5	当別断層	0501	当別断層
6	石狩低地東縁断層帯	0601	石狩低地東縁断層帯主部
		0602	石狩低地東縁断層帯南部
7	黒松内低地断層帯	0701	黒松内低地断層帯
8	函館平野西縁断層帯	0801	函館平野西縁断層帯
9	青森湾西岸断層帯	0901	青森湾西岸断層帯
10	津軽山地西縁断層帯	1001	津軽山地西縁断層帯北部
		1002	津軽山地西縁断層帯南部
11	折爪断層	1101	折爪断層
12	能代断層帯	1201	能代断層帯
13	北上低地西縁断層帯	1301	北上低地西縁断層帯
14	雫石盆地西縁－ 真昼山地東縁断層帯	1401	雫石盆地西縁断層帯
		1402	真昼山地東縁断層帯北部
		1403	真昼山地東縁断層帯南部
15	横手盆地東縁断層帯	1501	横手盆地東縁断層帯北部
		1502	横手盆地東縁断層帯南部
16	北由利断層	1601	北由利断層
17	新庄盆地断層帯	1701	新庄盆地断層帯東部
		1702	新庄盆地断層帯西部
18	山形盆地断層帯	1801	山形盆地断層帯北部
		1802	山形盆地断層帯南部
19	庄内平野東縁断層帯	1901	庄内平野東縁断層帯北部
		1902	庄内平野東縁断層帯南部
20	長町－利府線断層帯	2001	長町－利府線断層帯

基盤的調査観測の対象活断層		主要活断層帯のモデル (159 断層)	
21	福島盆地西縁断層帯	2101	福島盆地西縁断層帯
22	長井盆地西縁断層帯	2201	長井盆地西縁断層帯
23	双葉断層	2301	双葉断層
24	会津盆地西縁・東縁断層帯	2401	会津盆地西縁断層帯
		2402	会津盆地東縁断層帯
25	楡形山脈断層帯	2501	楡形山脈断層帯
26	月岡断層帯	2601	月岡断層帯
27	長岡平野西縁断層帯	2701	長岡平野西縁断層帯
28	東京湾北縁断層	—	—
29	鴨川低地断層帯	2901	鴨川低地断層帯
30	関谷断層	3001	関谷断層
31	関東平野北西縁断層帯	3101	関東平野北西縁断層帯主部
		3102	平井—楡挽断層帯
32	元荒川断層帯	—	—
33	荒川断層	—	—
34	立川断層帯	3401	立川断層帯
35	伊勢原断層	3501	伊勢原断層
36	神縄・国府津—松田断層帯	3601	神縄・国府津—松田断層帯
37	三浦半島断層群	3701	三浦半島断層群主部 衣笠・北武断層帯
		3702	三浦半島断層群主部武山断層帯
		3703	三浦半島断層群南部
38	北伊豆断層帯	3801	北伊豆断層帯
39	十日町断層帯	3901	十日町断層帯西部
		3902	十日町断層帯東部
40	信濃川断層帯	4001	長野盆地西縁断層帯
41	糸魚川—静岡構造線断層帯 (中部)	4101	糸魚川—静岡構造線断層帯 中部・北部
44			
42	糸魚川—静岡構造線断層帯 (南部)	4201	糸魚川—静岡構造線断層帯 南部
45	木曾山脈西縁断層帯	4501	木曾山脈西縁断層帯主部北部
		4502	木曾山脈西縁断層帯主部南部
		4503	清内路峠断層帯

基盤的調査観測の対象活断層		主要活断層帯のモデル (159 断層)	
46	境峠・神谷断層帯	4601	境峠・神谷断層帯主部
		4602	霧訪山ー奈良井断層帯
47	跡津川断層帯	4701	跡津川断層帯
48	高山・大原断層帯	4801	国府断層帯
		4802	高山断層帯
		4803	猪之鼻断層帯
49	牛首断層	4901	牛首断層帯
50	庄川断層帯	5001	庄川断層帯
51	伊那谷断層帯	5101	伊那谷断層帯主部
		5102	伊那谷断層帯南東部
52	阿寺断層帯	5201	阿寺断層帯主部北部
		5202	阿寺断層帯主部南部
		5203	佐見断層帯
		5204	白川断層帯
53 54	屏風山・恵那山断層帯 猿投山断層帯	5301	屏風山断層帯
		5302	赤河断層帯
		5303	恵那山ー猿投山北断層帯
		5304	猿投ー高浜断層帯
		5305	加木屋断層帯
55	邑知瀉断層帯	5501	邑知瀉断層帯
56	砺波平野断層帯・呉羽山断層帯	5601	砺波平野断層帯西部
		5602	砺波平野断層帯東部
		5603	呉羽山断層帯
57	森本・富樫断層帯	5701	森本・富樫断層帯
58	福井平野東縁断層帯	5801	福井平野東縁断層帯主部
		5802	福井平野東縁断層帯西部
59	長良川上流断層帯	5901	長良川上流断層帯
60	濃尾断層帯	6001	温見断層北西部
		6002	温見断層南東部
		6003	濃尾断層帯主部根尾谷断層帯
		6004	濃尾断層帯主部梅原断層帯
		6005	濃尾断層帯主部三田洞断層帯
		6006	揖斐川断層帯
		6007	武儀川断層

基盤的調査観測の対象活断層		主要活断層帯のモデル (159 断層)	
61 62	関ヶ原断層帯 柳ヶ瀬断層帯	6101	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部北部
		6102	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部中部
		6103	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部南部
		6104	浦底－柳ヶ瀬山断層帯
63	野坂・集福寺断層帯	6301	野坂断層帯
		6302	集福寺断層
64	湖北山地断層帯	6401	湖北山地断層帯北西部
		6402	湖北山地断層帯南東部
65	琵琶湖西岸断層帯	6501	琵琶湖西岸断層帯北部
		6502	琵琶湖西岸断層帯南部
66	岐阜－一宮断層帯	－	－
67	養老－桑名－四日市断層帯	6701	養老－桑名－四日市断層帯
68	鈴鹿東縁断層帯	6801	鈴鹿東縁断層帯
69	鈴鹿西縁断層帯	6901	鈴鹿西縁断層帯
70	頓宮断層	7001	頓宮断層
71	布引山地東縁断層帯	7101	布引山地東縁断層帯西部
		7102	布引山地東縁断層帯東部
72	木津川断層帯	7201	木津川断層帯
73	三方・花折断層帯	7301	三方断層帯
		7302	花折断層帯北部
		7303	花折断層帯中南部
74	山田断層帯	7401	山田断層帯主部
		7402	郷村断層帯
75	京都盆地－奈良盆地断層帯	7501	奈良盆地東縁断層帯
76	有馬－高槻断層帯	7601	有馬－高槻断層帯
77	生駒断層帯	7701	生駒断層帯
78	三峠・京都西山断層帯	7801	上林川断層
		7802	三峠断層
		7803	京都西山断層帯
79	六甲・淡路島断層帯	7901	六甲・淡路島断層帯主部 六甲山地南縁－淡路島東岸区間
		7902	六甲・淡路島断層帯主部 淡路島西岸区間
		7903	先山断層帯
80	上町断層帯	8001	上町断層帯

基盤的調査観測の対象活断層		主要活断層帯のモデル (159 断層)	
81	中央構造線断層帯(和泉山脈南縁－ 金剛山地東縁) 中央構造線断層帯 (紀淡海峡－鳴門海峡) 中央構造線断層帯 (讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東 部) 中央構造線断層帯 (石鎚山脈北縁) 中央構造線断層帯 (石鎚山脈北縁西部－伊予灘)	8101	中央構造線断層帯 金剛山地東縁
		8102	中央構造線断層帯 紀淡海峡－鳴門海峡
		8103	中央構造線断層帯 讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部
		8104	中央構造線断層帯 石鎚山脈北縁
		8105	中央構造線断層帯 石鎚山脈北縁西部－伊予灘
		8106	中央構造線断層帯 和泉山脈南縁
82	山崎断層帯	8201	那岐山断層帯
		8202	山崎断層帯主部北西部
		8203	山崎断層帯主部南東部
		8204	草谷断層
84	長尾断層帯	8401	長尾断層帯
87	五日市断層帯	8701	五日市断層
		8702	己斐－広島西縁断層帯
88	岩国断層帯	8801	岩国断層帯
90	菊川断層帯	9001	菊川断層帯
97	伊勢湾断層帯	9701	伊勢湾断層帯主部北部
		9702	伊勢湾断層帯主部南部
		9703	白子－野間断層
98	大阪湾断層帯	9801	大阪湾断層帯
99	サロベツ断層帯	9901	サロベツ断層帯
101	花輪東断層帯	10101	花輪東断層帯
102	高田平野断層帯	10201	高田平野西縁断層帯
		10202	高田平野東縁断層帯
103	六日町断層帯	10301	六日町断層帯北部
		10302	六日町断層帯南部
104	曾根丘陵断層帯	10401	曾根丘陵断層帯
105	魚津断層帯	10501	魚津断層帯

基盤的調査観測の対象活断層		主要活断層帯のモデル (159 断層)	
106	宇部断層群 (周防灘断層群)	10601	周防灘断層帯主部
		10602	秋穂沖断層帯
		10603	宇部南方沖断層帯
107	安芸灘断層群	10701	安芸灘断層群主部
		10702	広島湾一岩国沖断層帯
110	宮古島断層帯	11001	宮古島断層帯中部
		11002	宮古島断層帯西部

- (注)
- ・基盤的調査観測の対象活断層のうち、長期評価がまとめて公表されたものについてはまとめてコードを付している。
 - ・東京湾北縁断層 (28)、荒川断層 (33)、岐阜一宮断層帯 (66) は長期評価により「活断層ではない」と評価されたため、モデル化の対象外とした。
 - ・元荒川断層帯 (32) は、北部は関東平野北西縁断層帯 (31) に含めて評価されている。南部は長期評価により「活断層ではない」と評価されたため、モデル化の対象外とした。
 - ・布田川・日奈久断層帯中部・南西部 (9302) は長期評価で2つのケースが提示されているため、それを踏まえたモデル化を行う。
 - ・六日町断層帯北部 (10301) は長期評価で2つのケースが提示されているため、それを踏まえたモデル化を行う。
 - ・石狩低地東縁断層帯 (6) は長期評価により断層モデルが変更されたため、それを踏まえたモデル化を行う。
 - ・富士川河口断層帯 (43) は長期評価により、想定東海地震の活動に組み込まれることになり、モデル化の対象外とした。
 - ・宮古島断層帯 (110) は長期評価により、「その他の活断層」から「主要断層帯」に変更となったため、それを踏まえてモデル化を行う。
 - ・新庄盆地断層帯東部 (1701)、新庄盆地断層帯西部 (1702) は、長期評価により、断層モデルが変更されたため、それを踏まえたモデル化を行う。
 - ・中央構造線断層帯金剛山地東縁 (8101)、中央構造線断層帯和泉山脈南縁 (8106) は、長期評価により、断層モデルが変更されたため、それを踏まえたモデル化を行う。
 - ・西山断層帯、別府一万年山断層帯、布田川・日奈久断層帯、水縄断層帯、雲仙断層群、出水断層帯、警固断層帯、人吉盆地南縁断層については、「九州地域の活断層の長期評価 (第一版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013b) の「詳細な評価対象とする活断層」として、後述する。

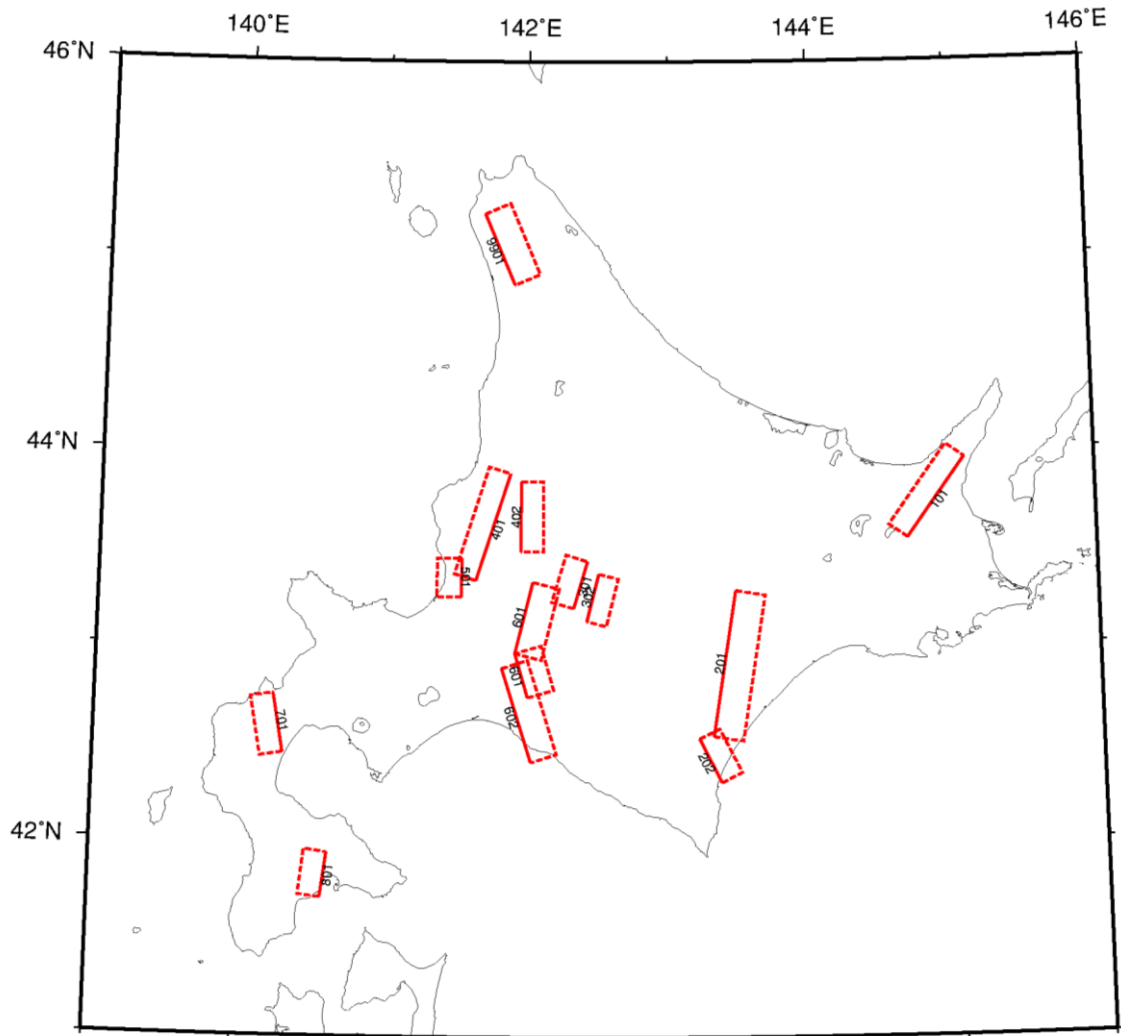


図 5.3.1.1-1 (その1) 主要活断層帯のモデル

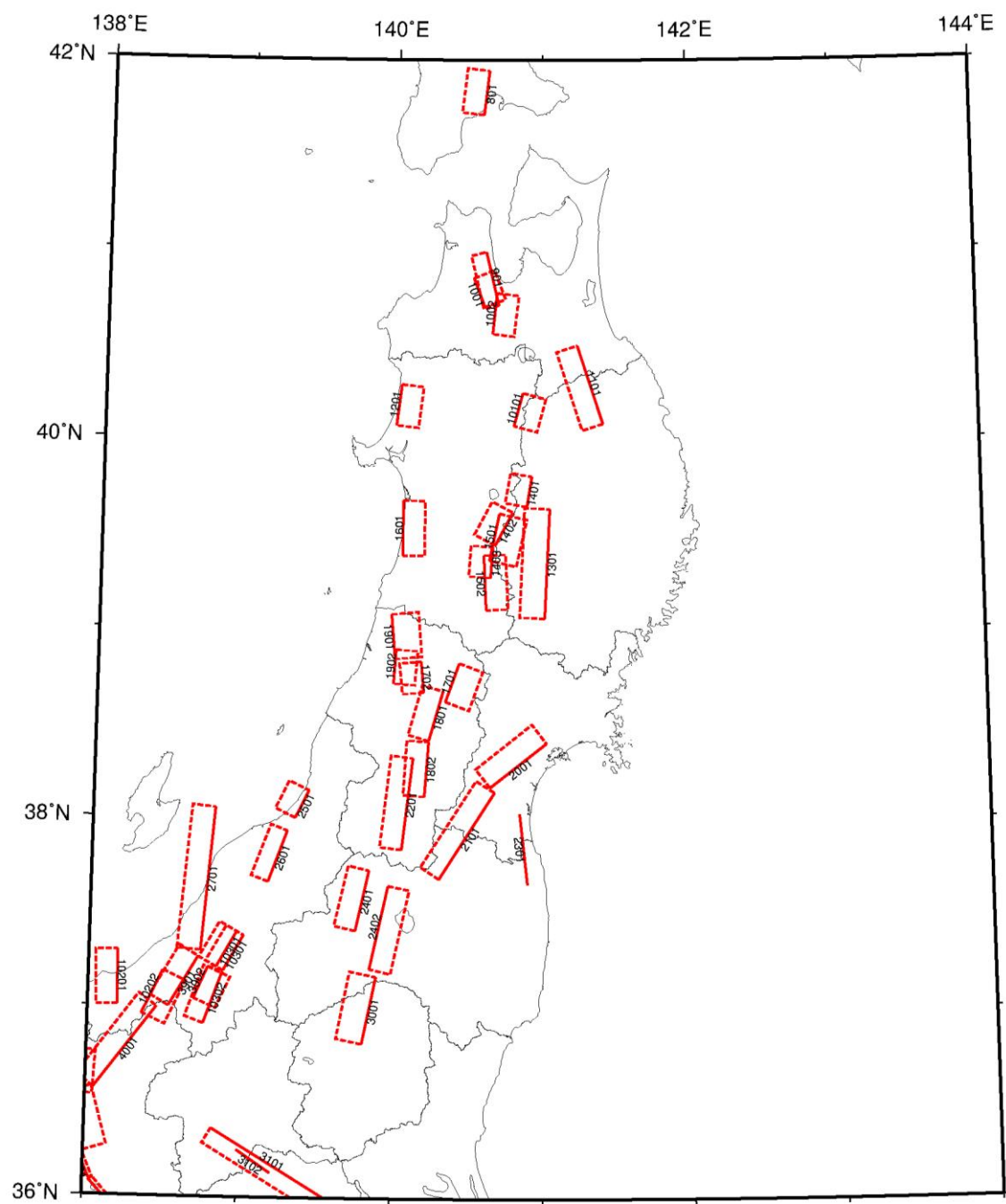


図 5.3.1.1-1 (その2) 主要活断層帯のモデル

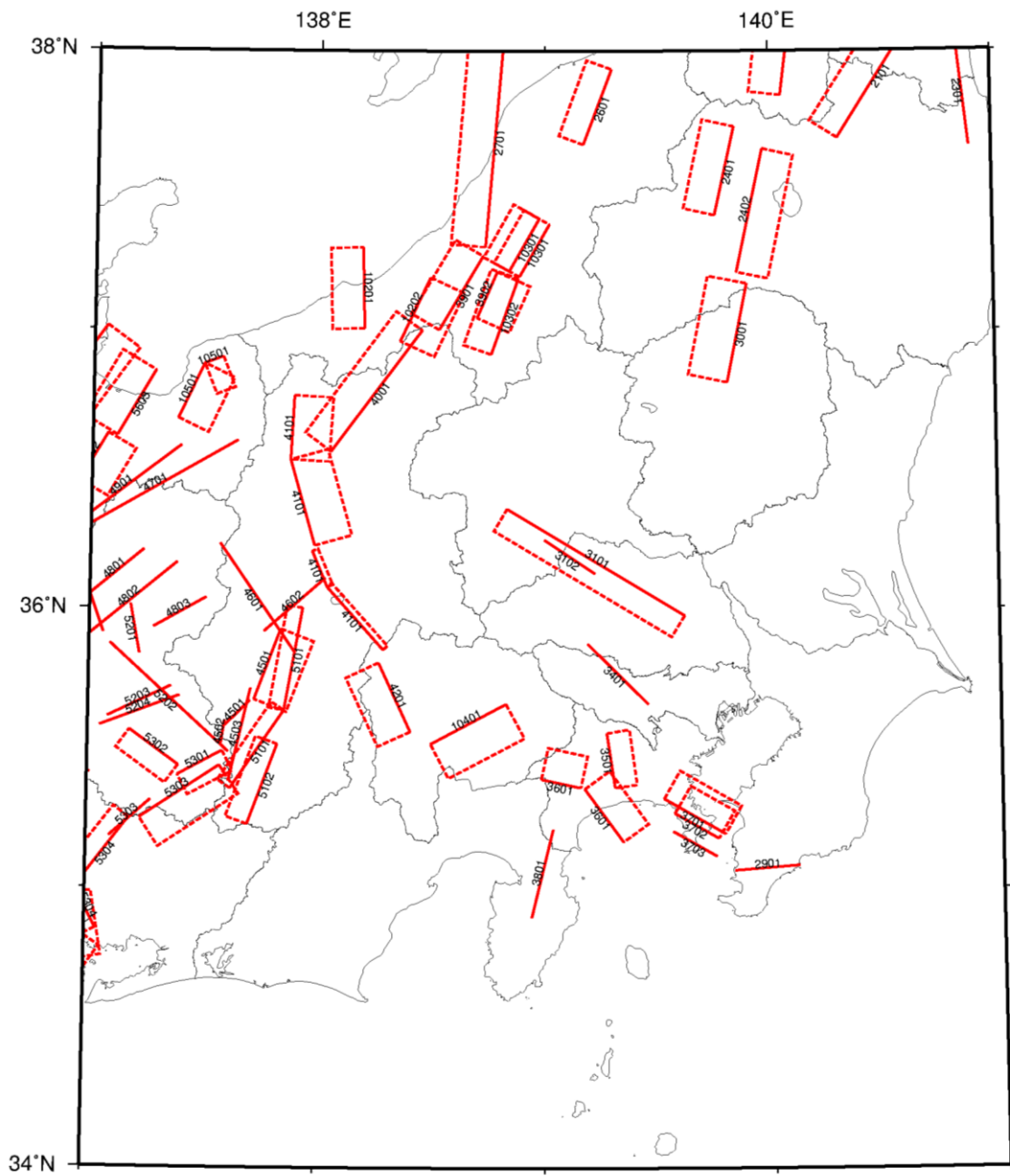


図 5.3.1.1-1 (その3) 主要活断層帯のモデル

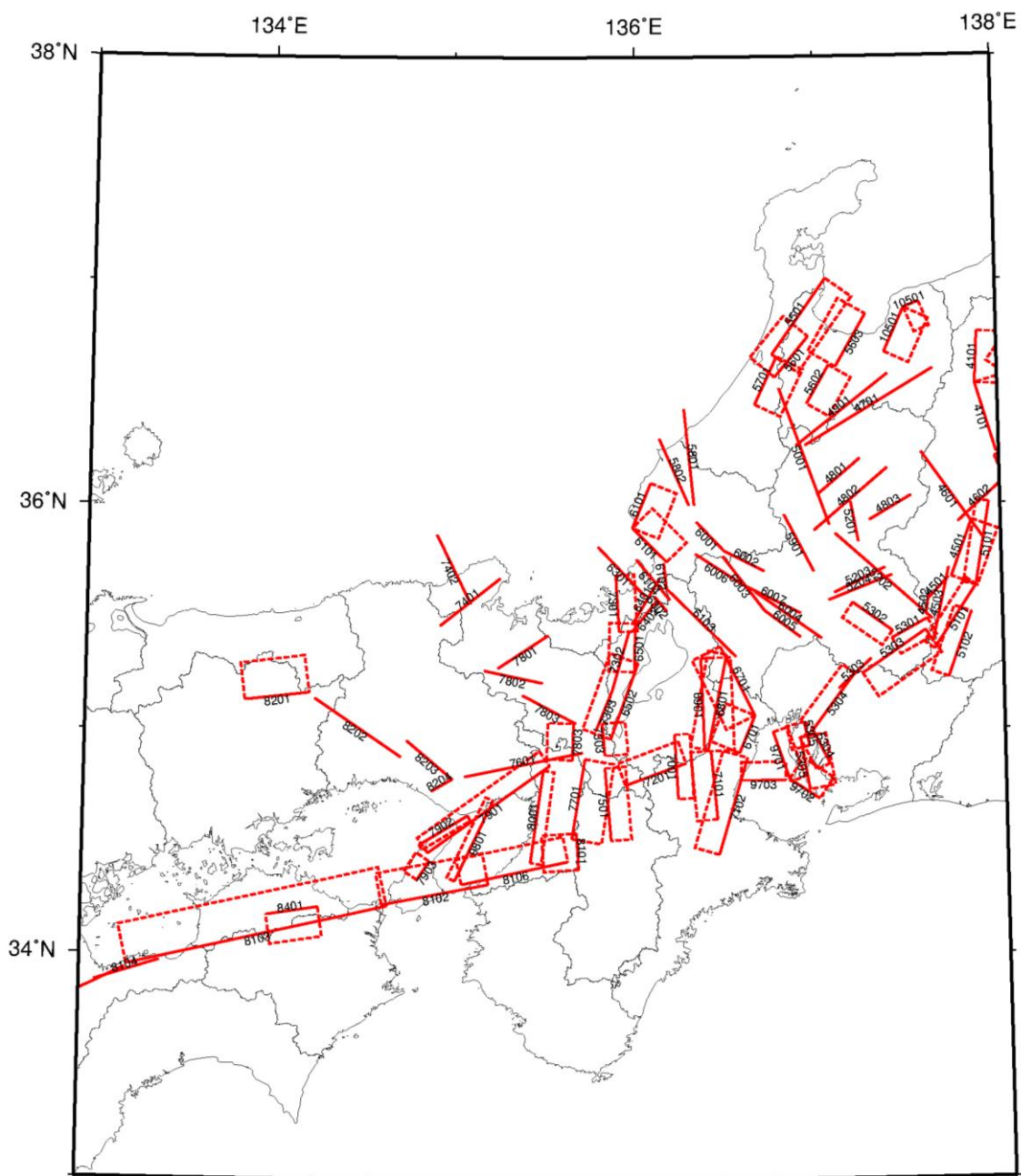
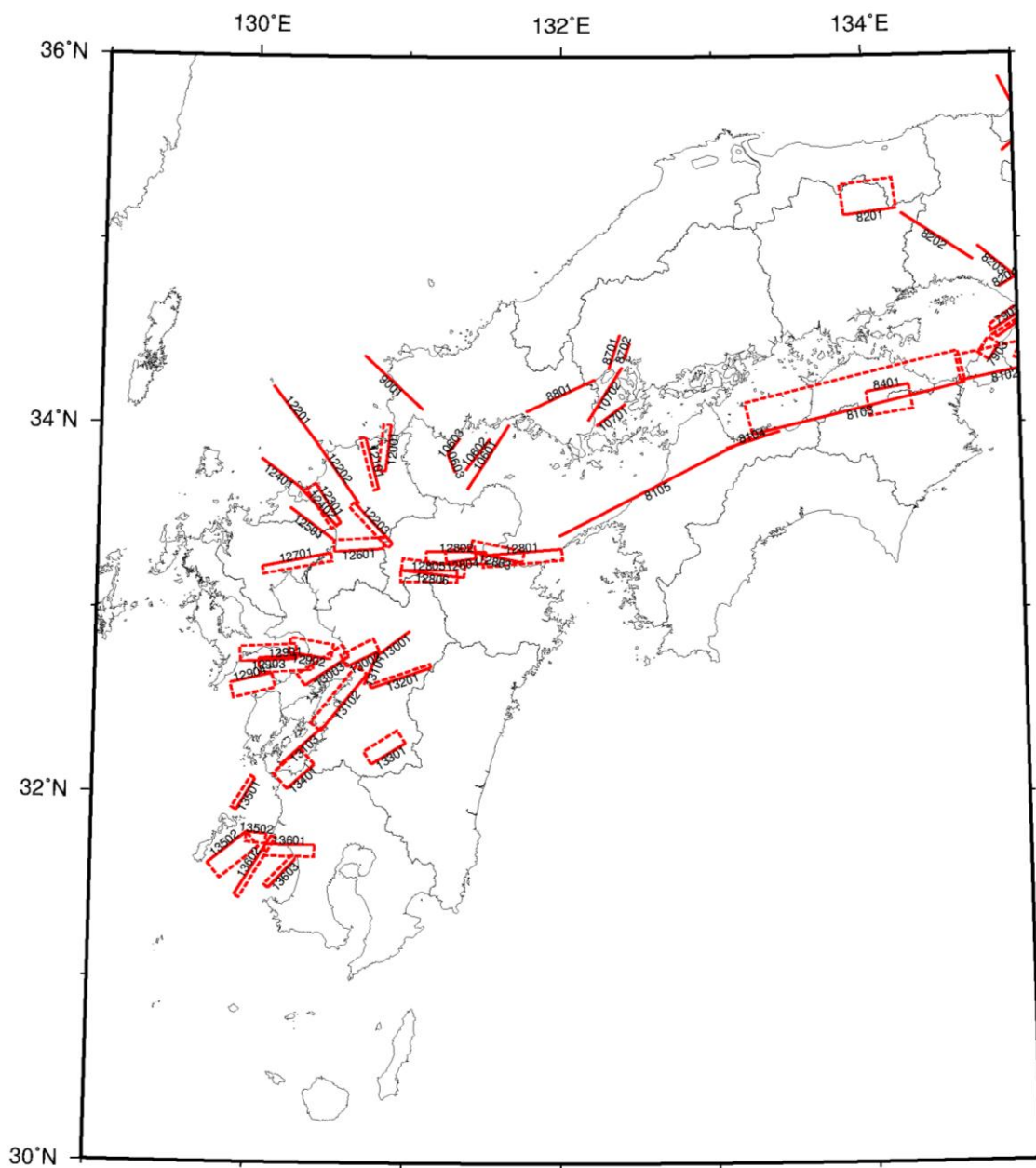


図 5.3.1.1-1 (その 4) 主要活断層帯のモデル



※九州地域については、主要活断層帯以外で地域評価の対象とされている活断層を含む。

図 5.3.1.1-1 (その 5) 主要活断層帯のモデル

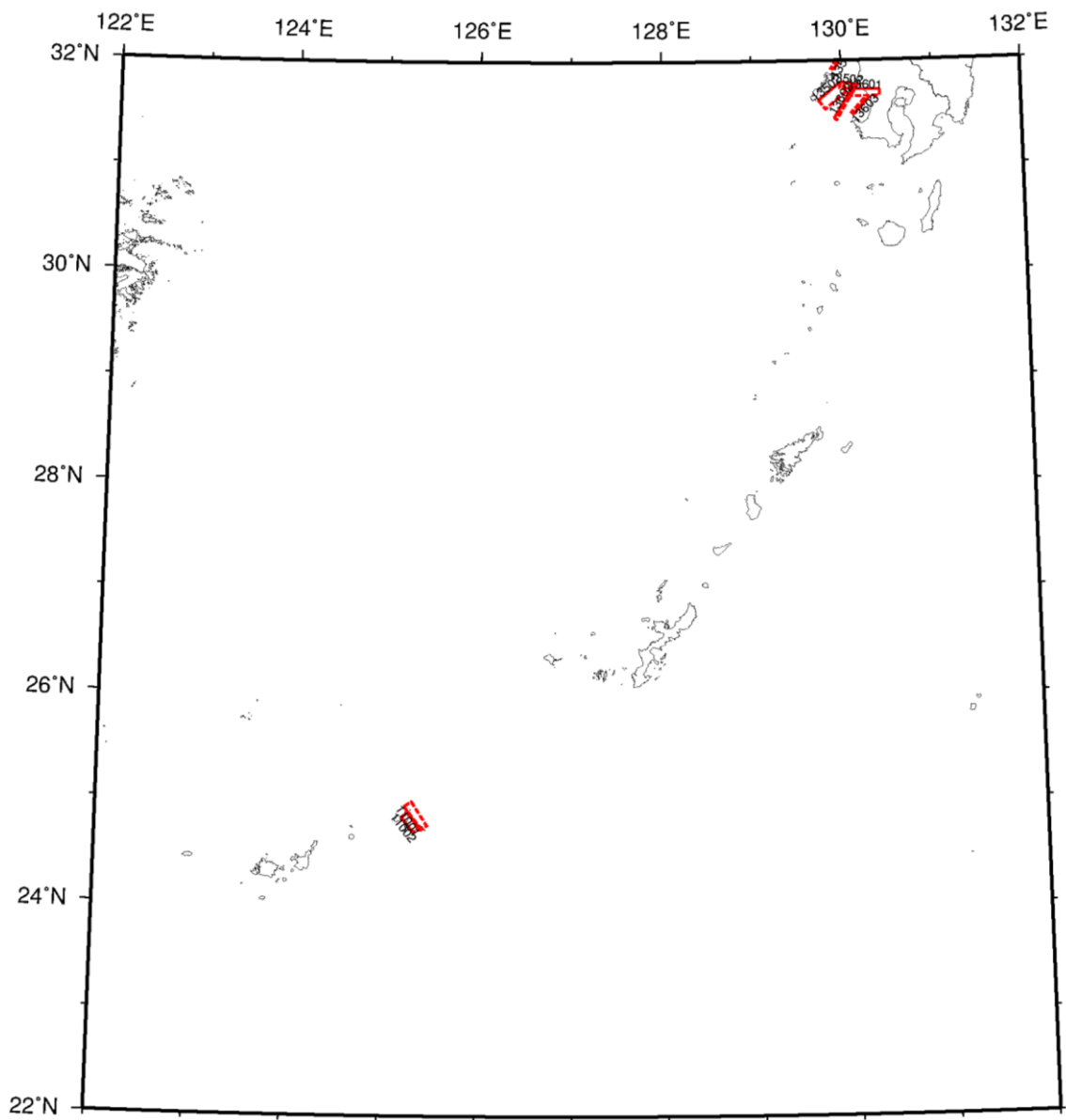


図 5.3.1.1-1 (その 6) 主要活断層帯のモデル

表 5.3.1.1-2 主要活断層帯での地震発生確率

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
0101	標津断層帯 $L=52\text{km}$	平均活動間隔	不明	17000年	17000年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.18%	0.18%
		50年発生確率	—	0.29%	0.29%
0201	十勝平野 断層帯主部	平均活動間隔	17000年～22000年程度	19500年	17000年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.1%～0.2%	0.15%	0.18%
		50年発生確率	0.2%～0.3%	0.26%	0.29%
0202	光地園断層	平均活動間隔	約7000年～21000年程度	14000年	7000年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.1%～0.4%	0.21%	0.43%
		50年発生確率	0.2%～0.7%	0.36%	0.71%
0301	富良野断層帯 西部	平均活動間隔	4000年程度	4000年	4000年
		最新活動時期	2世紀～1739年	1095年前	1914年前
		30年発生確率	ほぼ0%～0.03%	ほぼ0%	0.030%
		50年発生確率	ほぼ0%～0.05%	ほぼ0%	0.053%
0302	富良野断層帯 東部	平均活動間隔	9000年～22000年程度	15500年	9000年
		最新活動時期	約4300年前～約2400年前	3350年前	4300年前
		30年発生確率	ほぼ0%～0.01%	ほぼ0%	0.012%
		50年発生確率	ほぼ0%～0.02%	ほぼ0%	0.021%
0401	増毛山地東縁 断層帯	平均活動間隔	5000年程度以上	5000年	5000年
		最新活動時期	特定できない	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.6%以下	0.60%	0.60%
		50年発生確率	1%以下	1.0%	1.0%
0402	沼田－砂川 付近の断層帯 $L=38\text{km}$	平均活動間隔	不明	12000年	12000年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.25%	0.25%
		50年発生確率	—	0.42%	0.42%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
0501	当別断層	平均活動間隔	7500年～15000年程度	11250年	7500年
		最新活動時期	約11000年前～約2200年前	6600年前	11000年前
		30年発生確率	ほぼ0%～2%	0.082%	2.5%
		50年発生確率	ほぼ0%～4%	0.14%	4.1%
0601	石狩低地東縁 断層帯主部	平均活動間隔	1000年～2000年程度	1500年	1000年
		最新活動時期	1739年～1885年	202年前	275年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
0602	石狩低地東縁 断層帯南部 $L=23\text{km}$ $s=0.2\text{mm/y}$	平均活動間隔	17000年程度以上	17000年	17000年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.2%以下	0.18%	0.18%
		50年発生確率	0.3%以下	0.29%	0.29%
0701	黒松内低地 断層帯	平均活動間隔	3600年～5000年程度以上	4300年	3600年
		最新活動時期	約5900年前～4900年前	5400年前	5900年前
		30年発生確率	2%～5%以下	3.7%	5.5%
		50年発生確率	3%～9%以下	6.0%	9.0%
0801	函館平野西縁 断層帯	平均活動間隔	13000年～17000年	15000年	13000年
		最新活動時期	14000年前以降 (～1611年)	7202年前	14000年前
		30年発生確率	ほぼ0%～1%	0.0078%	0.98%
		50年発生確率	ほぼ0%～2%	0.013%	1.6%
0901	青森湾西岸 断層帯	平均活動間隔	3000年～6000年程度	4500年	3000年
		最新活動時期	特定できない	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.5%～1%	0.66%	1.0%
		50年発生確率	0.8%～2%	1.1%	1.7%
1001	津軽山地西縁 断層帯北部	平均活動間隔	特定できない	—	—
		最新活動時期	1766年の地震	—	—
		30年発生確率	—	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	—	ほぼ0%	ほぼ0%
1002	津軽山地西縁 断層帯南部	平均活動間隔	特定できない	—	—
		最新活動時期	1766年の地震	—	—
		30年発生確率	—	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	—	ほぼ0%	ほぼ0%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
1101	折爪断層 L=47km	平均活動間隔	不明	15000年	15000年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.20%	0.20%
		50年発生確率	—	0.33%	0.33%
1201	能代断層帯	平均活動間隔	1900～2900年程度	2400年	1900年
		最新活動時期	1694年の能代地震	320年前	320年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
1301	北上低地西縁 断層帯	平均活動間隔	16000年～26000年	21000年	16000年
		最新活動時期	4500年前頃	4500年前	4500年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
1401	雫石盆地西縁 断層帯 L=17km	平均活動間隔	不明	5400年	5400年
		最新活動時期	2800年前～14世紀	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.55%	0.55%
		50年発生確率	—	0.92%	0.92%
1402	真昼山地東縁 断層帯北部	平均活動間隔	6300年～31000年程度	18650年	6300年
		最新活動時期	1896年陸羽地震	118年前	118年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
1403	真昼山地東縁 断層帯南部 L=17km	平均活動間隔	不明	5400年	5400年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.55%	0.55%
		50年発生確率	—	0.92%	0.92%
1501	横手盆地東縁 断層帯北部	平均活動間隔	3400年程度	3400年	3400年
		最新活動時期	1896年陸羽地震	118年前	118年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
1502	横手盆地東縁 断層帯南部 L=30km	平均活動間隔	不明	9500年	9500年
		最新活動時期	5000年～6000年前以降	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.32%	0.32%
		50年発生確率	—	0.52%	0.52%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
1601	北由利断層	平均活動間隔	3400年～4000年程度	3700年	3400年
		最新活動時期	約2800年前以後	1400年前	2800年前
		30年発生確率	2%以下	ほぼ0%	1.9%
		50年発生確率	3%以下	0.0019%	3.2%
1701	新庄盆地 断層帯東部	平均活動間隔	4000年程度	4000年	4000年
		最新活動時期	約6200年前以後	3100年	6200年
		30年発生確率	5%以下	1.3%	4.8%
		50年発生確率	8%以下	2.1%	7.8%
1702	新庄盆地 断層帯西部	平均活動間隔	4700年程度	4700年	4700年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.6%	0.64%	0.64%
		50年発生確率	1%	1.1%	1.1%
1801	山形盆地 断層帯北部	平均活動間隔	約2500年～4000年程度	3250年	2500年
		最新活動時期	約3900年前～1600年前 (～1613年前)	2757年前	3900年前
		30年発生確率	0.003%～8%	2.2%	7.6%
		50年発生確率	0.005%～10%	3.7%	12%
1802	山形盆地 断層帯南部	平均活動間隔	2500年程度	2500年	2500年
		最新活動時期	特定できない	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	1%	1.2%	1.2%
		50年発生確率	2%	2.0%	2.0%
1901	庄内平野東縁 断層帯北部	平均活動間隔	1000年～1500年程度 もしくはそれ以下	1250年	1000年
		最新活動時期	1894年庄内地震	120年前	120年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
1902	庄内平野東縁 断層帯南部	平均活動間隔	約2500年～4600年	3550年	2500年
		最新活動時期	約3000年前以後、 18世紀(1780年)以前	1617年前	3000年前
		30年発生確率	ほぼ0%～6%	0.018%	5.9%
		50年発生確率	ほぼ0%～10%	0.033%	9.7%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
2001	長町ー利府線 断層帯	平均活動間隔	3000年程度以上	5000年	5000年
		最新活動時期	十分特定できない	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	1%以下	0.60%	0.60%
		50年発生確率	2%以下	1.0%	1.0%
2101	福島盆地西縁 断層帯	平均活動間隔	8000年程度	8000年	8000年
		最新活動時期	約2200年前～3世紀	1957年前	2200年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
2201	長井盆地西縁 断層帯	平均活動間隔	5000年～6300年程度	5650年	5000年
		最新活動時期	約2400年前以後	1200年前	2400年前
		30年発生確率	0.02%以下	ほぼ0%	0.024%
		50年発生確率	0.04%以下	ほぼ0%	0.043%
2301	双葉断層	平均活動間隔	8000年～12000年程度	10000年	8000年
		最新活動時期	約2400年前～2世紀	2107年前	2400年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
2401	会津盆地西縁 断層帯	平均活動間隔	約7400年～9700年	8550年	7400年
		最新活動時期	1611年会津地震	403年前	403年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
2402	会津盆地東縁 断層帯	平均活動間隔	約6300年～9300年	7800年	6300年
		最新活動時期	約3000年前～2600年前	2800年前	3000年前
		30年発生確率	ほぼ0%～0.02%	ほぼ0%	0.017%
		50年発生確率	ほぼ0%～0.03%	ほぼ0%	0.030%
2501	橿形山脈 断層帯	平均活動間隔	約2800年～4200年	3500年	2800年
		最新活動時期	約3200年前～2600年前	2900年前	3200年前
		30年発生確率	0.3%～5%	1.9%	4.9%
		50年発生確率	0.6%～8%	3.1%	8.1%
2601	月岡断層帯	平均活動間隔	7500年以上	7500年	7500年
		最新活動時期	約6500年前～900年前 (～913年前)	3707年前	6500年前
		30年発生確率	ほぼ0%～1%	0.023%	1.0%
		50年発生確率	ほぼ0%～2%	0.039%	1.7%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
2701	長岡平野西縁 断層帯	平均活動間隔	約 1200 年～3700 年	2450 年	1200 年
		最新活動時期	13 世紀以後	407 年前	814 年前
		30 年発生確率	2%以下	ほぼ 0%	2.3%
		50 年発生確率	4%以下	ほぼ 0%	4.1%
2901	鴨川低地 断層帯 L=25km	平均活動間隔	不明	7900 年	7900 年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30 年発生確率	—	0.38%	0.38%
		50 年発生確率	—	0.63%	0.63%
3001	関谷断層	平均活動間隔	約 2600 年～4100 年	3350 年	2600 年
		最新活動時期	14 世紀～17 世紀	514 年前	714 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
		50 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
3101	関東平野 北西縁断層帯 主部	平均活動間隔	13000 年～30000 年程度	21500 年	13000 年
		最新活動時期	約 6200 年前～2500 年前	4350 年前	6200 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%～0.008%	ほぼ 0%	0.0083%
		50 年発生確率	ほぼ 0%～0.01%	ほぼ 0%	0.014%
3102	平井－櫛挽 断層帯 L=23km	平均活動間隔	不明	7300 年	7300 年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30 年発生確率	—	0.41%	0.41%
		50 年発生確率	—	0.68%	0.68%
3401	立川断層帯	平均活動間隔	10000 年～15000 年程度	12500 年	10000 年
		最新活動時期	約 20000 年前～13000 年前	16500 年前	20000 年前
		30 年発生確率	0.5%～2%	1.3%	2.2%
		50 年発生確率	0.8%～4%	2.2%	3.7%
3501	伊勢原断層	平均活動間隔	4000 年～6000 年程度	5000 年	4000 年
		最新活動時期	5 世紀～18 世紀初頭	964 年前	1614 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%～0.003%	ほぼ 0%	0.0027%
		50 年発生確率	ほぼ 0%～0.005%	ほぼ 0%	0.0050%
3601	神縄・国府津 －松田断層帯	平均活動間隔	約 800 年～1300 年	1050 年	800 年
		最新活動時期	12 世紀～14 世紀前半 (1350 年)	789 年前	914 年前
		30 年発生確率	0.2%～16%	4.4%	16%
		50 年発生確率	0.4%～30%	7.6%	26%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
3701	三浦半島 断層群主部 衣笠・北武 断層帯	平均活動間隔	1900年～4900年程度	3400年	1900年
		最新活動時期	6～7世紀	1414年前	1514年前
		30年発生確率	ほぼ0%～3%	0.0052%	3.0%
		50年発生確率	ほぼ0%～5%	0.0098%	5.1%
3702	三浦半島 断層群主部 武山断層帯	平均活動間隔	1600年～1900年程度	1750年	1600年
		最新活動時期	約2300年前～1900年前 (～1913年前)	2107年前	2300年前
		30年発生確率	6%～11%	8.4%	11%
		50年発生確率	10%～20%	14%	18%
3703	三浦半島 断層群南部 $L=20\text{km}$ $S=1.0\text{mm/y}$	平均活動間隔	不明	1600年	1600年
		最新活動時期	約26000年前～22000年前	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	1.9%	1.9%
		50年発生確率	—	3.1%	3.1%
3801	北伊豆断層帯	平均活動間隔	約1400年～1500年	1450年	1400年
		最新活動時期	1930年北伊豆地震	84年前	84年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
3901	十日町断層帯 西部	平均活動間隔	3300年程度	3300年	3300年
		最新活動時期	約3100年前以前	3100年	3100年
		30年発生確率	3%以上	2.9%	2.9%
		50年発生確率	5%以上	4.8%	4.8%
3902	十日町断層帯 東部	平均活動間隔	4000年～8000年程度	6000年	4000年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.4%～0.7%	0.50%	0.75%
		50年発生確率	0.6%～1%	0.83%	1.2%
4001	長野盆地西縁 断層帯	平均活動間隔	800年～2500年	1650年	800年
		最新活動時期	1847年善光寺地震	167年前	167年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
4101	糸魚川－静岡 構造線断層帯 北部・中部	平均活動間隔	約1000年	1000年	1000年
		最新活動時期	約1200年前 (約1213年前)	1214年前	1214年前
		30年発生確率	14%	14%	14%
		50年発生確率	20%	23%	23%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
4201	糸魚川－静岡 構造線断層帯 南部 $L=31\text{km}$ $s=2\text{mm/y}$	平均活動間隔	不明	1200年	1200年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	2.5%	2.5%
		50年発生確率	—	4.1%	4.1%
4501	木曾山脈西縁 断層帯 主部北部	平均活動間隔	約6400年～9100年	7750年	6400年
		最新活動時期	13世紀頃	764年前	814年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
4502	木曾山脈西縁 断層帯 主部南部	平均活動間隔	約4500年～24000年	14250年	4500年
		最新活動時期	約6500年前～3800年前	5150年前	6500年前
		30年発生確率	ほぼ0%～4%	ほぼ0%	4.0%
		50年発生確率	ほぼ0%～7%	ほぼ0%	6.6%
4503	清内路峠 断層帯 $L=34\text{km}$	平均活動間隔	不明	11000年	11000年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.27%	0.27%
		50年発生確率	—	0.45%	0.45%
4601	境峠・神谷 断層帯主部	平均活動間隔	約1800年～5200年	3500年	1800年
		最新活動時期	約4900年前～2500年前	3700年前	4900年前
		30年発生確率	0.02%～13%	3.5%	13%
		50年発生確率	0.04%～20%	5.8%	20%
4602	霧訪山－ 奈良井断層帯 $L=28\text{km}$ AB級	平均活動間隔	不明	2200年	2200年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	1.4%	1.4%
		50年発生確率	—	2.2%	2.2%
4701	跡津川断層帯	平均活動間隔	約2300年～2700年	2500年	2300年
		最新活動時期	1858年飛越地震	156年前	156年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
4801	高山・大原断 層帯 国府断層帯	平均活動間隔	約3600年～4300年	3950年	3600年
		最新活動時期	約4700年前～300年前 (～313年前)	2507年前	4700年前
		30年発生確率	ほぼ0%～5%	0.43%	4.6%
		50年発生確率	ほぼ0%～7%	0.74%	7.5%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
4802	高山・大原断層帯 高山断層帯	平均活動間隔	4000年程度	4000年	4000年
		最新活動時期	特定できない	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.7%	0.75%	0.75%
		50年発生確率	1%	1.2%	1.2%
4803	高山・大原断層帯 猪之鼻断層帯 L=24km	平均活動間隔	不明	7600年	7600年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.39%	0.39%
		50年発生確率	—	0.66%	0.66%
4901	牛首断層帯	平均活動間隔	約5000年～7100年	6050年	5000年
		最新活動時期	11世紀～12世紀	914年前	1014年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
5001	庄川断層帯	平均活動間隔	約3600年～6900年	5250年	3600年
		最新活動時期	11世紀～16世紀	714年前	1014年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
5101	伊那谷断層帯 主部	平均活動間隔	5200年～6400年程度	5800年	5200年
		最新活動時期	14世紀～18世紀	464年前	714年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
5102	伊那谷断層帯 南東部 L=32km BC級	平均活動間隔	不明	25000年	25000年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.12%	0.12%
		50年発生確率	—	0.20%	0.20%
5201	阿寺断層帯 主部北部	平均活動間隔	約1800年～2500年	2150年	1800年
		最新活動時期	約3400年前～3000年前	3200年前	3400年前
		30年発生確率	6%～11%	8.4%	11%
		50年発生確率	10%～20%	14%	18%
5202	阿寺断層帯 主部南部	平均活動間隔	約1700年	1700年	1700年
		最新活動時期	1586年天正地震	428年前	428年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
5203	阿寺断層帯 佐見断層帯 L=25km	平均活動間隔	不明	7900年	7900年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.38%	0.38%
		50年発生確率	—	0.63%	0.63%
5204	阿寺断層帯 白川断層帯 L=31km	平均活動間隔	不明	9800年	9800年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.31%	0.31%
		50年発生確率	—	0.51%	0.51%
5301	屏風山・恵那 山—猿投山断 層帯 屏風山断層帯	平均活動間隔	4000年～12000年程度	8000年	4000年
		最新活動時期	特定できない	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.2%～0.7%	0.37%	0.75%
		50年発生確率	0.4%～1%	0.62%	1.2%
5302	赤河断層帯 L=23km	平均活動間隔	不明	7300年	7300年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.41%	0.41%
		50年発生確率	—	0.68%	0.68%
5303	恵那山— 猿投山北 断層帯	平均活動間隔	約7200年～14000年程度	10600年	7200年
		最新活動時期	約7600年前～5400年前	6500年前	7600年前
		30年発生確率	ほぼ0%～2%	0.12%	1.7%
		50年発生確率	ほぼ0%～3%	0.21%	2.8%
5304	猿投—高浜 断層帯	平均活動間隔	40000年程度	40000年	40000年
		最新活動時期	約14000年前頃	14000年前	14000年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
5305	加木屋断層帯	平均活動間隔	30000年程度	30000年	30000年
		最新活動時期	特定できない	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.1%	0.10%	0.10%
		50年発生確率	0.2%	0.17%	0.17%
5501	邑知潟断層帯	平均活動間隔	1200年～1900年程度	1550年	1200年
		最新活動時期	(約3200年前～9世紀)	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	2%	1.9%	2.5%
		50年発生確率	3%～4%	3.2%	4.1%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
5601	砺波平野 断層帯西部	平均活動間隔	約 6000 年～12000 年 もしくはこれらよりも短い 間隔	9000 年	6000 年
		最新活動時期	約 6900 年前～1 世紀	4407 年前	6900 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%～2% もしくはそれ以上	0.017%	2.3%
		50 年発生確率	ほぼ 0%～4% もしくはそれ以上	0.029%	3.9%
5602	砺波平野 断層帯東部	平均活動間隔	3000 年～7000 年程度	5000 年	3000 年
		最新活動時期	約 4300 年前～3600 年前	3950 年前	4300 年前
		30 年発生確率	0.04%～6%	1.1%	5.9%
		50 年発生確率	0.06%～10%	1.8%	9.7%
5603	呉羽山断層帯	平均活動間隔	3000 年～5000 年程度	4000 年	3000 年
		最新活動時期	約 3500 年前～7 世紀	2407 年前	3500 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%～5%	0.29%	4.7%
		50 年発生確率	ほぼ 0%～8%	0.50%	7.8%
5701	森本・富樫 断層帯	平均活動間隔	約 2000 年	2000 年	2000 年
		最新活動時期	約 2000 年前以後、4 世紀以前 (約 2014 年前～1614 年前)	1814 年前	2014 年前
		30 年発生確率	2%～8%	4.7%	8.4%
		50 年発生確率	3%～10%	7.9%	14%
5801	福井平野東縁 断層帯主部	平均活動間隔	約 6300 年～10000 年	8150 年	6300 年
		最新活動時期	約 3400 年前以後、 約 2900 年前以前	3150 年前	3400 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%～0.07%	ほぼ 0%	0.069%
		50 年発生確率	ほぼ 0%～0.1%	0.0010%	0.12%
5802	福井平野東縁 断層帯西部	平均活動間隔	不明	—	—
		最新活動時期	1948 年福井地震	—	—
		30 年発生確率	—	ほぼ 0%	ほぼ 0%
		50 年発生確率	—	ほぼ 0%	ほぼ 0%
5901	長良川上流 断層帯 L=29km	平均活動間隔	特定できない	9200 年	9200 年
		最新活動時期	特定できない	(ポアソン過程)	
		30 年発生確率	—	0.33%	0.33%
		50 年発生確率	—	0.54%	0.54%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
6001	温見断層 北西部	平均活動間隔	約 2200 年～2400 年	2300 年	2200 年
		最新活動時期	1891 年濃尾地震	123 年前	123 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
		50 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
6002	温見断層 南東部 L=21km AB 級	平均活動間隔	不明	1700 年	1700 年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30 年発生確率	—	1.7%	1.7%
		50 年発生確率	—	2.9%	2.9%
6003	濃尾断層帯 主部 根尾谷断層帯	平均活動間隔	約 2100 年～3600 年	2850 年	2100 年
		最新活動時期	1891 年濃尾地震	123 年前	123 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
		50 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
6004	濃尾断層帯 主部 梅原断層帯	平均活動間隔	約 14000 年～15000 年	14500 年	14000 年
		最新活動時期	1891 年濃尾地震	123 年前	123 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
		50 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
6005	濃尾断層帯 主部 三田洞断層帯 L=19km、BC 級	平均活動間隔	不明	15000 年	15000 年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30 年発生確率	—	0.20%	0.20%
		50 年発生確率	—	0.33%	0.33%
6006	揖斐川断層帯 L=24km	平均活動間隔	不明	7600 年	7600 年
		最新活動時期	1 世紀～10 世紀	(ポアソン過程)	
		30 年発生確率	—	0.39%	0.39%
		50 年発生確率	—	0.66%	0.66%
6007	武儀川断層 L=29km	平均活動間隔	不明	9200 年	9200 年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30 年発生確率	—	0.33%	0.33%
		50 年発生確率	—	0.54%	0.54%
6101	柳ヶ瀬・関ヶ 原 断層帯 主部北部	平均活動間隔	約 2300 年～2700 年	2500 年	2300 年
		最新活動時期	17 世紀頃	364 年前	414 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
		50 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
6102	柳ヶ瀬・関ヶ原 断層帯 主部中部 L=12km	平均活動間隔	不明	3800年	3800年
		最新活動時期	約7200年前～約7000年前	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.79%	0.79%
		50年発生確率	—	1.3%	1.3%
6103	柳ヶ瀬・関ヶ原 断層帯 主部南部 L=45km	平均活動間隔	不明	14000年	14000年
		最新活動時期	約4900年前～15世紀	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.21%	0.21%
		50年発生確率	—	0.36%	0.36%
6104	浦底— 柳ヶ瀬山 断層帯 L=25km、BC級	平均活動間隔	不明	20000年	20000年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.15%	0.15%
		50年発生確率	—	0.25%	0.25%
6301	野坂断層帯	平均活動間隔	約5600年～7600年 もしくはそれ以下	6600年	5600年
		最新活動時期	15～17世紀	464年前	614年前
		30年発生確率	ほぼ0% もしくはそれ以上	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0% もしくはそれ以上	ほぼ0%	ほぼ0%
6302	集福寺断層 L=10km	平均活動間隔	詳細な評価の対象外	3200年	3200年
		最新活動時期		(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.93%	0.93%
		50年発生確率	—	1.6%	1.6%
6401	湖北山地 断層帯北西部	平均活動間隔	約3000年～4000年	3500年	3000年
		最新活動時期	11～14世紀	814年前	1014年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
6402	湖北山地 断層帯南東部	平均活動間隔	概ね7000年程度	7000年	7000年
		最新活動時期	15～17世紀	464年前	614年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
6501	琵琶湖西岸 断層帯北部	平均活動間隔	約 1000 年～2800 年	1900 年	1000 年
		最新活動時期	約 2800 年前～2400 年前	(ポアソン過程)	
		30 年発生確率	1%～3%	1.6%	3.0%
		50 年発生確率	2%～5%	2.6%	4.9%
6502	琵琶湖西岸 断層帯南部	平均活動間隔	約 4500 年～6000 年	5250 年	4500 年
		最新活動時期	1185 年の地震	829 年前	829 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
		50 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
6701	養老一桑名一 四日市断層帯	平均活動間隔	1400 年～1900 年	1650 年	1400 年
		最新活動時期	13 世紀～16 世紀	614 年前	814 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%～0.7%	0.0022%	0.69%
		50 年発生確率	ほぼ 0%～1%	0.0049%	1.3%
6801	鈴鹿東縁 断層帯	平均活動間隔	6500 年～12000 年	9250 年	6500 年
		最新活動時期	約 3500 年前～2800 年前	3150 年前	3500 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%～0.07%	ほぼ 0%	0.066%
		50 年発生確率	ほぼ 0%～0.1%	ほぼ 0%	0.11%
6901	鈴鹿西縁 断層帯	平均活動間隔	約 18000 年～36000 年	27000 年	18000 年
		最新活動時期	特定できない	(ポアソン過程)	
		30 年発生確率	0.08%～0.2%	0.11%	0.17%
		50 年発生確率	0.1%～0.3%	0.19%	0.28%
7001	頓宮断層	平均活動間隔	約 10000 年以上	10000 年	10000 年
		最新活動時期	約 10000 年前～7 世紀	5657 年前	10000 年前
		30 年発生確率	1%以下	0.067%	1.1%
		50 年発生確率	2%以下	0.11%	1.8%
7101	布引山地 東縁断層帯 西部	平均活動間隔	17000 年程度	17000 年	17000 年
		最新活動時期	約 28000 年前～400 年前 (～413 年前)	14207 年前	28000 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%～1%	0.39%	1.2%
		50 年発生確率	ほぼ 0%～2%	0.66%	2.0%
7102	布引山地 東縁断層帯 東部	平均活動間隔	25000 年程度	25000 年	25000 年
		最新活動時期	11000 年前頃	11000 年前	11000 年前
		30 年発生確率	0.001%	0.0014%	0.0014%
		50 年発生確率	0.002%	0.0024%	0.0024%

コード	断層名称		長期評価結果	発生確率	発生確率
			(*は形状評価)	平均ケース	最大ケース
7201	木津川断層帯	平均活動間隔	約 4000 年～25000 年	14500 年	4000 年
		最新活動時期	1854 年伊賀上野地震	160 年前	160 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
		50 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
7301	三方断層帯	平均活動間隔	約 3800 年～6300 年	5050 年	3800 年
		最新活動時期	1662 年の地震	352 年前	352 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
		50 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
7302	花折断層帯 北部	平均活動間隔	不明	—	—
		最新活動時期	15～17 世紀 (1662 年の地震?)	—	—
		30 年発生確率	—	ほぼ 0%	ほぼ 0%
		50 年発生確率	—	ほぼ 0%	ほぼ 0%
7303	花折断層帯 中南部	平均活動間隔	4200 年～6500 年	5350 年	4200 年
		最新活動時期	2800 年前～6 世紀	2107 年前	2800 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%～0.6%	0.0013%	0.56%
		50 年発生確率	ほぼ 0%～1%	0.0023%	0.95%
7401	山田断層帯 主部 <i>L=33km</i>	平均活動間隔	不明	10000 年	10000 年
		最新活動時期	3300 年前以前	(ポアソン過程)	
		30 年発生確率	—	0.30%	0.30%
		50 年発生確率	—	0.50%	0.50%
7402	郷村断層帯	平均活動間隔	10000 年～15000 年程度	12500 年	10000 年
		最新活動時期	1927 年北丹後地震	87 年前	87 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
		50 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
7501	奈良盆地 東縁断層帯	平均活動間隔	約 5000 年	5000 年	5000 年
		最新活動時期	約 11000 年前～1200 年前 (～1213 年前)	6107 年前	11000 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%～5%	3.1%	4.5%
		50 年発生確率	ほぼ 0%～7%	5.0%	7.4%
7601	有馬－高槻 断層帯	平均活動間隔	1000 年～2000 年	1500 年	1000 年
		最新活動時期	1596 年慶長伏見地震	418 年前	418 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%～0.03%	ほぼ 0%	0.029%
		50 年発生確率	ほぼ 0%～0.06%	ほぼ 0%	0.070%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
7701	駒断層帯	平均活動間隔	3000年～6000年	4500年	3000年
		最新活動時期	1600年前～1000年前頃 (1613年前～1013年前)	1314年前	1614年前
		30年発生確率	ほぼ0%～0.1%	ほぼ0%	0.15%
		50年発生確率	ほぼ0%～0.3%	ほぼ0%	0.26%
7801	上林川断層 $L=26\text{km}$	平均活動間隔	不明	8300年	8300年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.36%	0.36%
		50年発生確率	—	0.60%	0.60%
7802	三峠断層	平均活動間隔	5000年～7000年程度	6000年	5000年
		最新活動時期	不明(3世紀以前)	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.4%～0.6%	0.50%	0.60%
		50年発生確率	0.7%～1%	0.83%	1.0%
7803	京都西山 断層帯	平均活動間隔	約3500年～5600年	4550年	3500年
		最新活動時期	約2400年前～2世紀	2107年前	2400年前
		30年発生確率	ほぼ0%～0.8%	0.017%	0.80%
		50年発生確率	ほぼ0%～1%	0.031%	1.4%
7901	六甲・淡路島 断層帯主部六 甲山地南縁－ 淡路島東岸区 間	平均活動間隔	900年～2800年程度	1850年	900年
		最新活動時期	16世紀	464年前	514年前
		30年発生確率	ほぼ0%～1%	ほぼ0%	1.0%
		50年発生確率	ほぼ0%～2%	ほぼ0%	2.0%
7902	六甲・淡路島 断層帯主部 淡路島西岸 区間	平均活動間隔	1800年～2500年程度	2150年	1800年
		最新活動時期	1995年兵庫県南部地震	19年前	19年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
7903	先山断層帯	平均活動間隔	5000年～10000年程度	7500年	5000年
		最新活動時期	11世紀～17世紀初頭	714年前	1014年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
8001	上町断層帯	平均活動間隔	8000年程度	8000年	8000年
		最新活動時期	約28000年前～9000年前	18500年前	28000年前
		30年発生確率	2%～3%	2.9%	3.1%
		50年発生確率	3%～5%	4.8%	5.1%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
8101	中央構造線 断層帯 金剛山地東縁	平均活動間隔	約 2000 年～14000 年	8000 年	2000 年
		最新活動時期	約 2000 年以後、4 世紀以 前	1814 年前	2014 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%～5%	ほぼ 0%	5.5%
		50 年発生確率	ほぼ 0%～9%	ほぼ 0%	9.1%
8102	中央構造線 断層帯 紀淡海峡－ 鳴門海峡	平均活動間隔	約 4000 年～6000 年	5000 年	4000 年
		最新活動時期	約 3100 年前～2600 年前	2850 年前	3100 年前
		30 年発生確率	0.005%～1%	0.15%	1.3%
		50 年発生確率	0.009%～2%	0.25%	2.1%
8103	中央構造線 断層帯讃岐山 脈南縁－石鎚 山脈北縁東部	平均活動間隔	約 1000 年～1600 年	1300 年	1000 年
		最新活動時期	16 世紀	464 年前	514 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%～0.3%	0.0015%	0.34%
		50 年発生確率	ほぼ 0%～0.7%	0.0039%	0.70%
8104	中央構造線 断層帯 石鎚山脈北縁	平均活動間隔	約 1000 年～2500 年	1750 年	1000 年
		最新活動時期	16 世紀	464 年前	514 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%～0.3%	ほぼ 0%	0.34%
		50 年発生確率	ほぼ 0%～0.7%	ほぼ 0%	0.70%
8105	中央構造線 断層帯 石鎚山脈北縁 西部－伊予灘	平均活動間隔	約 1000 年～2900 年	1950 年	1000 年
		最新活動時期	16 世紀	464 年前	514 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%～0.3%	ほぼ 0%	0.34%
		50 年発生確率	ほぼ 0%～0.7%	ほぼ 0%	0.70%
8106	中央構造線 断層帯 和泉山脈南縁	平均活動間隔	約 1100 年～2300 年	1700 年	1100 年
		最新活動時期	7 世紀以後、9 世紀以前	1264 年前	1414 年前
		30 年発生確率	0.06%～14%	2.5%	14%
		50 年発生確率	0.1%～20%	4.4%	22%
8201	那岐山断層帯	平均活動間隔	約 30000 年～40000 年	35000 年	30000 年
		最新活動時期	特定できない	(ポアソン過程)	
		30 年発生確率	0.07%～0.1%	0.086%	0.10%
		50 年発生確率	0.1%～0.2%	0.14%	0.17%
8202	山崎断層帯 主部北西部	平均活動間隔	約 1800 年～2300 年	2050 年	1800 年
		最新活動時期	868 年播磨国地震	1146 年前	1146 年前
		30 年発生確率	0.09%～1%	0.32%	1.0%
		50 年発生確率	0.2%～2%	0.58%	1.8%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
8203	山崎断層帯 主部南東部	平均活動間隔	3900年程度	3900年	3900年
		最新活動時期	4世紀以後、6世紀以前	1546年前	1714年前
		30年発生確率	ほぼ0%~0.01%	0.0025%	0.010%
		50年発生確率	ほぼ0%~0.02%	0.0047%	0.018%
8204	草谷断層	平均活動間隔	6500年程度	6500年	6500年
		最新活動時期	4世紀以後、12世紀以前	1264年前	1714年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
8401	長尾断層帯	平均活動間隔	概ね30000年程度	30000年	30000年
		最新活動時期	9世紀~16世紀	814年前	1214年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
8701	五日市断層 L=20km	平均活動間隔	特定できない	6400年	6400年
		最新活動時期	7世紀~12世紀	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.47%	0.47%
		50年発生確率	—	0.78%	0.78%
8702	己斐-広島 西縁断層帯 L=10km、BC級	平均活動間隔	特定できない	7900年	7900年
		最新活動時期	約23000年前以前	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.38%	0.38%
		50年発生確率	—	0.63%	0.63%
8801	岩国断層帯	平均活動間隔	約9000年~18000年	13500年	9000年
		最新活動時期	約11000年前~10000年前	10500年前	11000年前
		30年発生確率	0.03%~2%	0.38%	1.7%
		50年発生確率	0.05%~3%	0.63%	2.8%
9001	菊川断層帯 L=44km	平均活動間隔	特定できない	14000年	14000年
		最新活動時期	約8500年前~2100年前	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	—	0.21%	0.21%
		50年発生確率	—	0.36%	0.36%
9701	伊勢湾断層帯 主部北部	平均活動間隔	10000年~15000年程度	12500年	10000年
		最新活動時期	概ね1000年前~500年前 (1013年前~513年前)	764年前	1014年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
9702	伊勢湾断層帯 主部南部	平均活動間隔	5000年～10000年程度	7500年	5000年
		最新活動時期	概ね2000年前～1500年前 (2013年前～1513年前)	1764年前	2014年前
		30年発生確率	ほぼ0%～0.002%	ほぼ0%	0.0020%
		50年発生確率	ほぼ0%～0.004%	ほぼ0%	0.0036%
9703	白子－野間 断層	平均活動間隔	8000年程度	8000年	8000年
		最新活動時期	概ね6500年前～5000年前	5750年前	6500年前
		30年発生確率	0.2%～0.8%	0.44%	0.76%
		50年発生確率	0.3%～1%	0.74%	1.3%
9801	大阪湾断層帯	平均活動間隔	約3000年～7000年	5000年	3000年
		最新活動時期	約9世紀以後	607年前	1214年前
		30年発生確率	0.004%以下	ほぼ0%	0.0040%
		50年発生確率	0.007%以下	ほぼ0%	0.0076%
9901	サロベツ 断層帯	平均活動間隔	約4000年～8000年	6000年	4000年
		最新活動時期	5100年前以後4500年前以 前	2550年前	5100年前
		30年発生確率	4%以下	0.0038%	4.0%
		50年発生確率	7%以下	0.0068%	6.6%
10101	花輪東断層帯	平均活動間隔	3000年～5000年程度	4000年	3000年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.6%～1%	0.75%	1.0%
		50年発生確率	1%～2%	1.2%	1.7%
10201	高田平野西縁 断層帯	平均活動間隔	2200年～4800年程度	3500年	2200年
		最新活動時期	1751年の地震	263年前	263年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
10202	高田平野東縁 断層帯	平均活動間隔	2300年程度	2300年	2300年
		最新活動時期	約3500年前以後、19世紀 (1847年)以前	1834年前	3500年前
		30年発生確率	ほぼ0%～8%	2.5%	8.0%
		50年発生確率	ほぼ0%～10%	4.2%	13%

(注記)

- ・最新活動時期が紀元後の場合には、西暦 2014 年までの年単位の表記とした。また、「平均ケース」の場合も最新活動時期は年単位で丸めた。
- ・長期評価で「〇〇年前」と評価されていて、紀元後の場合は、2000 年時点で評価されたものとみなして、2014 年起点の値を計算した。
- ・最新活動時期が〇世紀と記述されている場合で幅がある場合は、活動時期の幅が最も大きくなる年とし(例:5 世紀~6 世紀の場合は、400 年~600 年)、西暦 2014 年起点の値を計算した。ただし、「初頭」、「前半」などの説明がある場合は、それぞれ、-100 年、-50 年した年とした。
- ・確率が $10^{-3}\%$ 以下となる場合は「ほぼ 0%」と表示した。
- ・BPT 分布を用いて地震発生確率を算定する場合、ばらつき α はいずれも 0.24 とした。
- ・長期評価の結果、地震発生確率が不明な活断層については、断層長さと平均変位速度に基づいて平均活動間隔を求め、ポアソン過程により地震発生確率を付与した。その際に用いた断層長さ L や平均変位速度 s の値は断層名称欄に示している。平均変位速度が不明な場合には、活動度に基づいた平均変位速度 (AB 級=1m/千年、B 級=0.25m/千年、BC 級=0.1m/千年) を仮定した。活動度は原則 B 級としたが、AB 級もしくは BC 級とした場合には断層名称欄に記した。なお、活動度に基づき平均変位速度を設定した活断層は次のとおりである。

(AB 級) 霧訪山-奈良井断層帯 (4602)、温見断層南東部 (6002)、雲仙断層群北部 (9501)、雲仙断層群南東部 (9502)

(B 級) 標津断層帯 (0101)、沼田-砂川付近の断層帯 (0402)、折爪断層 (1101)、雫石盆地西縁断層帯 (1401)、真昼山地東縁断層帯南部 (1403)、横手盆地東縁断層帯南部 (1502)、会津盆地東縁断層帯 (2402)、鴨川低地断層帯 (2901)、平井-櫛挽断層帯 (3102)、清内路峠断層帯、(4503)、猪之鼻断層帯 (4803)、佐見断層帯 (5203)、白川断層帯 (5204)、赤河断層帯 (5302)、長良川上流断層帯 (5901)、揖斐川断層帯 (6006)、武儀川断層 (6007)、柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部中部 (6102)、柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部南部 (6103)、集福寺断層 (6302)、山田断層帯主部 (7401)、上林川断層 (7801)、五日市断層 (8701)、菊川断層帯 (9001)、西山断層帯 (9101)、布田川・日奈久断層帯南西部 (9302)

(BC 級) 濃尾断層帯主部三田洞断層帯 (6005)、浦底-柳ヶ瀬山断層帯 (6104)、己斐-広島西縁断層帯 (8702)、伊那谷断層帯南東部 (5102)

- ・増毛山地東縁断層帯 (0401) は「平均ケース」、「最大ケース」のいずれも平均活動間隔を 5000 年とした。
- ・函館平野断層帯 (0801) の最新活動時期について、長期評価の説明文の中に「最近 390 年間はこの断層帯は活動しなかったと考えられる」という記述があるため、「平均ケース」での最新活動時期は 14000 年前~404 年前の中央値=7202 年前を用いた。
- ・津軽山地西縁断層帯北部 (1001)、津軽山地西縁断層帯南部 (1002) は平均活動間隔が不明なため長期確率が評価されていないが、ともに 1766 年に前回の活動があり、長期評価の説明文において「近い将来に地震が発生する可能性は低いと考えられる」と記されていることから、今後 30 年および 50 年での地震発生確率はほぼ 0%とした。
- ・真昼山地東縁断層帯南部 (1403) の長さは幅をもって示されているが、17km として平均活動間隔を定めた。

- ・北由利断層（1601）の「平均ケース」の最新活動時期は1400年前とした。
- ・新庄盆地断層帯（1701）の平均活動間隔は、「平均ケース」、「最大ケース」のいずれも、断層長さを長い方の23kmとして、断層長さから推定される1回の変位量（約2m）と平均変位速度（約0.5m/千年）から4000年とした。
- ・山形盆地断層帯北部（1801）の平均活動間隔は、「平均ケース」3250年、「最大ケース」2500年とし、最新活動時期は、「平均ケース」2757年前（3900年前～1614年前の中央値）、「最大ケース」3900年前とした。
- ・山形盆地断層帯南部（1802）は「平均ケース」、「最大ケース」のいずれも平均活動間隔を2500年とした。
- ・長町－利府線断層帯（2001）の平均活動間隔は、「平均ケース」、「最大ケース」のいずれも、断層長さを長い方の40kmとして、断層長さから推定される1回の変位量（約3m）と平均変位速度（約0.6m/千年）から5000年とした。
- ・長井盆地西縁断層帯（2201）の「平均ケース」の最新活動時期は1200年前とした。
- ・会津盆地西縁断層帯（2401）の「平均ケース」、「最大ケース」のいずれも最新活動時期は403年前とした。
- ・月岡断層帯（2601）は「平均ケース」、「最大ケース」のいずれも平均活動間隔を7500年とした。
- ・長岡平野西縁断層帯（2701）の「平均ケース」の最新活動時期は407年前とした。
- ・伊勢原断層（3501）の最新活動時期は、「平均ケース」964年前、「最大ケース」1614年前とした。
- ・糸魚川－静岡構造線南部（4201）は、断層長さを31kmとし、「平均ケース」、「最大ケース」ともに平均変位速度を2m/千年として平均活動間隔を1200年と設定した。それに基づきポアソンモデルにより地震発生確率を付与した。
- ・木曾山脈西縁断層帯主部北部（4501）の最新活動時期は、「平均ケース」764年前、「最大ケース」814年前とした。
- ・福井平野東縁断層帯西部（5802）は平均活動間隔が不明なため長期確率が評価されていないが、1948年に前回の活動があり、長期評価の説明文において「今後30年以内における地震発生確率はほぼ0%であり、今後300年以内における地震発生確率も極めて低いと判断される」と記されていることから、今後30年および50年での地震発生確率はほぼ0%とした。
- ・柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部北部（6101）の最新活動時期は、「平均ケース」364年前、「最大ケース」414年前とした。
- ・野坂断層帯（6301）の平均活動間隔は、「平均ケース」6600年、「最大ケース」5600年とした。
- ・頓宮断層（7001）は「平均ケース」、「最大ケース」のいずれも平均活動間隔を10000年とした。
- ・花折断層帯北部（7302）は、平均活動間隔が不明なため長期確率が評価されていないが、「最新活動後、評価時点までの経過時間は300年余りで、我が国の一般的な活断層の活動間隔と比べると短い時間しか経過しておらず、（中略）ごく近い将来に地震が発生する可能性は低いと考えられる。」と注記されている。したがって、ここでは地震発生確率は30年、50年ともにほぼ0%とした。
- ・六甲・淡路島断層帯主部六甲山地南縁－淡路島東岸区間（7901）の最新活動時期は、「平均ケース」464年前、「最大ケース」514年前とした。
- ・先山断層帯（7903）の最新活動時期は、「平均ケース」714年前、「最大ケース」1014年前とした。
- ・中央構造線断層帯讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部（8103）、中央構造線断層帯石鎚山脈北縁（8104）、中央構造線断層帯石鎚山脈北縁西部－伊予灘（8105）の最新活動時期は、

- 「平均ケース」464年前、「最大ケース」514年前とした。
- 大阪湾断層帯 (9801) の「平均ケース」の最新活動時期は607年前とした。
 - サロベツ断層帯 (9901) の長期評価では、最新活動時期 (5,100年前以後、4,500年前以前) は「最新活動とは特定できない」とされているが、最新活動時期の平均ケースは2,550年前 (5,100年の半分)、最大ケースは5,100年前とした。
 - 魚津断層帯 (10501) については、「魚津断層帯の長期評価」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2007d) で、平均活動間隔が「8,000年程度以下」としているため、平均ケース、最大ケースのいずれも「8,000年」とした。
 - 秋穂沖断層帯 (10602) は「平均ケース」、「最大ケース」のいずれも、断層長さを23kmとして、断層長さから推定される1回の変位量 (約1.83m) と平均変位速度 (約0.1m/千年) から18300年とした。
 - 宇部南方沖断層帯 (10603) は「平均ケース」、「最大ケース」のいずれも、断層長さを22kmとして、断層長さから推定される1回の変位量 (約1.75m) と平均変位速度 (約0.1m/千年) から17500年とした。
 - 六日町断層帯北部 (10301) はケース1と2の平均として評価する。
 - 広島湾-岩国沖断層帯 (10702) は「平均ケース」、「最大ケース」のいずれも、断層長さを37kmとして、断層長さから推定される1回の変位量 (約2.94m) と平均変位速度 (約0.2m/千年) から14700年とした。

表 5.3.1.1-3 主要活断層帯のマグニチュードと断層面の諸元

コード	断層名称	断層面のずれの向き		<i>Mj</i>	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
0101	標津断層帯	北西側隆起の逆断層	長期評価	7.7 程度以上	約 52km 以上	不明	北西傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 7.1	56km	18km	北西傾斜 45 度	3-15km
0201	十勝平野断層帯主部	東側隆起の逆断層	長期評価	8.0 程度	約 84km	不明	東傾斜	下限 20km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 7.5	84km	24km	東傾斜 45 度	4-19km
0202	光地園断層	東側隆起の逆断層	長期評価	7.2 程度	約 26km	不明	東傾斜	下限 20km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.7	28km	18km	東傾斜 45 度	3-20km
0301	富良野断層帯西部	西側隆起の逆断層	長期評価	7.2 程度	約 27km	不明	西傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.7	28km	18km	西傾斜 45 度	2-15km
0302	富良野断層帯東部	東側隆起の逆断層	長期評価	7.2 程度	約 25km	不明	東傾斜 50 度程度	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.7	28km	18km	東傾斜 50 度	2-15km
0401	増毛山地東縁断層帯	西側隆起の逆断層	長期評価	7.8 程度	約 60km	不明	西傾斜	下限 20km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 7.2	64km	18km	西傾斜 45 度	3-20km
0402	沼田-砂川付近の断層帯	東側隆起の逆断層	長期評価	7.5 程度	約 38km	不明	東傾斜	下限 20km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.9	40km	18km	東傾斜 45 度	3-20km
0501	当別断層	西側隆起の逆断層	長期評価	7.0 程度	約 20km	不明	西傾斜 30-50 度程度	下限 20km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.5	22km	18km	西傾斜 40 度	3-20km
0601	石狩低地東縁断層帯主部	東側隆起の逆断層	長期評価	7.9 程度	約 66 km	不明	東傾斜 (深さ 3 km 以深では低角度、約 2 km でほぼ水平)	下限 20km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 7.2	42km 26km	18km 18km	東傾斜 30 度 東傾斜 30 度	9-18km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		M_j	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
0602	石狩低地東縁断層帯南部	東側隆起の逆断層	長期評価	7.7 程度以上	54km 以上	不明	東傾斜 深さ約 3km 以深では低角度、 約 2.5 km で ほぼ水平	下限 25km 程度
			モデル化	M_w 7.1	56km	18km	東傾斜 30 度	9-18km
0701	黒松内低地断層帯	西側隆起の逆断層	長期評価	7.3 程度以上	約 32km 以上	不明	西傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	M_w 6.8	34km	18km	西傾斜 45 度	2-15km
0801	函館平野西縁断層帯	西側隆起の逆断層	長期評価	7.0-7.5 程度	24km	不明	西に傾斜	15km 程度 以浅
			モデル化	M_w 6.6	26km	18km	西傾斜 45 度	2-15km
0901	青森湾西岸断層帯	西側隆起の逆断層	長期評価	7.3 程度	約 31km	不明	高角度 西傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	M_w 6.8	32km	18km	西傾斜 60 度	3-18km
1001	津軽山地西縁断層帯北部	東側隆起の逆断層	長期評価	6.8-7.3 程度	約 16km	不明	東傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	M_w 6.4	18km	18km	東傾斜 45 度	3-18km
1002	津軽山地西縁断層帯南部	東側隆起の逆断層	長期評価	7.1-7.3 程度	約 23km	不明	東傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	M_w 6.6	24km	18km	東傾斜 45 度	3-18km
1101	折爪断層	西側隆起の逆断層	長期評価	最大 7.6 程度	最大 47km 程度	不明	西傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	M_w 7.0	48km	18km	西傾斜 45 度	2-15km
1201	能代断層帯	東側隆起の逆断層	長期評価	7.1 程度以上	約 22km 以上	不明	東傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	M_w 6.6	24km	18km	東傾斜 45 度	3-18km
1301	北上低地西縁断層帯	西側隆起の逆断層	長期評価	7.8 程度	62km	20-30km	西傾斜 20-30 度 30-40 度	下限 15km 程度
			モデル化	M_w 7.2	64km	18km	西傾斜 35 度	3-14km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		M_j	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
1401	雫石盆地 西縁断層帯	西側隆起の 逆断層	長期評価	6.9 程度	約 17km	不明	西傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	$M_w6.4$	18km	18km	西傾斜 45 度	2-14km
1402	真昼山地 東縁断層帯 北部	西側隆起の 逆断層	長期評価	6.7-7.0 程度	約 14-21km (21km)	不明	約 40 度 西傾斜 (地表付近)	下限 15km 程度
			モデル化	$M_w6.6$	22km	18km	西傾斜 40 度	3-17km
1403	真昼山地 東縁断層帯 南部	西側隆起の 逆断層	長期評価	6.9-7.1 程度	約 17-23km (17km)	不明	西傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	$M_w6.4$	18km	18km	西傾斜 45 度	3-19km
1501	横手盆地 東縁断層帯 北部	東側隆起の 逆断層	長期評価	7.2 程度	約 26km	不明	東傾斜 20-30 度 (地表付近)	下限 15km 程度
			モデル化	$M_w6.7$	28km	18km	東傾斜 25 度	3-17km
1502	横手盆地 東縁断層帯 南部	東側隆起の 逆断層	長期評価	7.3 程度	約 30km	不明	東傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	$M_w6.8$	32km	18km	東傾斜 45 度	3-15km
1601	北由利断層	東側隆起の 逆断層	長期評価	7.3 程度	約 30km	不明	東傾斜	下限 20km 程度
			モデル化	$M_w6.8$	32km	18km	東傾斜 45 度	3-24km
1701	新庄盆地 断層帯 東部	東側隆起の 逆断層	長期評価	7.1 程度	約 22km	20-30km 程度	東傾斜 30-40 度 (深さ 1km 以 浅)	下限 15km 程度
			モデル化	$M_w6.6$	24km	18km	東傾斜 35 度	3-15km (13.3km)
1702	新庄盆地 断層帯 西部	西側隆起の 逆断層	長期評価	6.9 程度	約 17km	不明	西傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	$M_w6.4$	18km	18km	西傾斜 45 度	3-15km (15.7km)
1801	山形盆地 断層帯 北部	西側隆起の 逆断層	長期評価	7.3 程度	約 29km	不明	西傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	$M_w6.8$	30km	18km	西傾斜 45 度	4-16km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		<i>M_j</i>	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
1802	山形盆地断層帯南部	西側隆起の逆断層	長期評価	7.3 程度	約 31km	不明	西傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	<i>M_w</i> 6.8	32km	18km	西傾斜 45 度	4-16km
1901	庄内平野東縁断層帯北部	東側隆起の逆断層	長期評価	7.1 程度	約 24km	不明	東傾斜	下限 20km 程度
			モデル化	<i>M_w</i> 6.6	26km	18km	東傾斜 30 度	3-12km
1902	庄内平野東縁断層帯南部	東側隆起の逆断層	長期評価	6.9 程度	約 17km	不明	東傾斜	下限 20km 程度
			モデル化	<i>M_w</i> 6.4	20km	18km	東傾斜 45 度	3-16km
2001	長町一利府線断層帯	北西側隆起の逆断層	長期評価	7.0-7.5 程度	21-40km	15-25km 程度	西傾斜 35-45 度	下限 13km 程度
			モデル化	<i>M_w</i> 6.9	42km	18km	西傾斜 40 度	3-16km
2101	福島盆地西縁断層帯	西側隆起の逆断層	長期評価	7.8 程度	約 57km	不明	北西傾斜 30-60 度程度 (200m 以浅)	下限 15km 程度
			モデル化	<i>M_w</i> 7.1	60km	18km	北西傾斜 45 度	2-15km
2201	長井盆地西縁断層帯	西側隆起の逆断層	長期評価	7.7 程度	約 51km	不明	西傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	<i>M_w</i> 7.1	54km	18km	西傾斜 45 度	2-15km
2301	双葉断層	左横ずれかつ西側隆起	長期評価	6.8-7.5 程度	約 16-40km	15km 程度	垂直-高角度 東傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	<i>M_w</i> 6.9	42km	18km	90 度	2-19km
2401	会津盆地西縁断層帯	西側隆起の逆断層	長期評価	7.4 程度	約 34km	不明	西傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	<i>M_w</i> 6.8	36km	18km	西傾斜 45 度	2-20km
2402	会津盆地東縁断層帯	東側隆起の逆断層	長期評価	7.7 程度	約 49km	不明	東傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	<i>M_w</i> 7.0	50km	18km	東傾斜 45 度	2-18km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		<i>Mj</i>	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
2501	楯形山脈断層帯	西側隆起の逆断層	長期評価	6.8 程度	約 16km	不明	西傾斜 45 度程度 (十数 m 以浅)	下限 約 15-20km
			モデル化	<i>Mw</i> 6.4	18km	18km	西傾斜 45 度	3-23km
2601	月岡断層帯	西側隆起の逆断層	長期評価	7.3 程度	約 30km	15-20km 程度	西傾斜 50-60 度 (数十~300m)	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.8	32km	18km	西傾斜 55 度	3-24km
2701	長岡平野西縁断層帯	西側隆起の逆断層	長期評価	8.0 程度	約 83km	不明	50-60 度程度 西傾斜	下限 25km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 7.5	84km	24km	西傾斜 55 度	6-23km
2901	鴨川低地断層帯	南側隆起の断層	長期評価	概ね 7.2	概ね 25km	不明	不明	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.7	26km	18km	90 度	2-18km
3001	関谷断層	西側隆起の逆断層	長期評価	7.5 程度	約 38km	不明	西傾斜 約 15-40 度	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.9	40km	18km	西傾斜 30 度	2-13km
3101	関東平野北西縁断層帯主部	南西側隆起の逆断層	長期評価	8.0 程度	約 82km	20-25km 程度	南西傾斜 50-70 度 (500m 以浅)	下限 約 20km
			モデル化	<i>Mw</i> 7.4	82km	20km	南西傾斜 60 度	5-20km
3102	平井-楯挽断層帯	左横ずれ断層 (北東側隆起成分を伴う)	長期評価	7.1 程度	約 23km	20km 程度	高角 (地表付近)	下限 約 20km
			モデル化	<i>Mw</i> 6.6	24km	18km	90 度	2-20km
3401	立川断層帯	北東側隆起北西部では左横ずれ成分を伴う	長期評価	7.4 程度	約 33km	不明	極めて高角	不明
			モデル化	<i>Mw</i> 6.8	34km	18km	90 度	2-18km
3501	伊勢原断層	東側隆起の逆断層	長期評価	7.0 程度	約 21km	15-20km 程度	東傾斜 約 60 度	下限 約 15km
			モデル化	<i>Mw</i> 6.6	22km	18km	東傾斜 60 度	1-15km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		M_j	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
3601	神縄・国府津－松田断層帯	北－北東側隆起の逆断層	長期評価	7.5 程度	25km もしくはそれ以上	20 k m程度 10-15 k m程度	40-50 度北傾斜 30-50 度北東傾斜	下限 15km 程度 10km 程度
			モデル化	M_w 6.9	16km 26km	18km 16km	北傾斜 45 度 北東傾斜 40 度	2-15km 2-12km
3701	三浦半島断層群主部 衣笠・北武断層帯	右横ずれ断層	長期評価	(強震動評価の断層モデルに基づいてモデル化)				
			モデル化	M_w 6.7	28km	18km	北東傾斜 45 度	3-15km
3702	三浦半島断層群主部 武山断層帯	右横ずれ断層	長期評価	(強震動評価の断層モデルに基づいてモデル化)				
			モデル化	M_w 6.5	20km	18km	北東傾斜 45 度	3-15km
3703	三浦半島断層群南部	右横ずれ断層 南側隆起の上下成分を伴う	長期評価	6.1 程度 もしくはそれ以上	約 6km もしくはそれ以上	不明	高角度	(記載なし)
			モデル化	7.0	20km	12km	90 度	3-15km
3801	北伊豆断層帯	左横ずれ断層	長期評価	7.3 程度	約 32km	10km 程度	ほぼ垂直－高角	下限 約 10km
			モデル化	M_w 6.8	36km	10km	90 度	3-11km
3901	十日町断層帯西部	西側隆起の逆断層	長期評価	7.4 程度	約 33km	不明	西傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	M_w 6.8	34km	18km	西傾斜 45 度	5-25km
3902	十日町断層帯東部	東側隆起の逆断層	長期評価	7.0 程度	約 19km	不明	東傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	M_w 6.5	20km	20km	東傾斜 45 度	5-20km
4001	長野盆地西縁断層帯	西側隆起の逆断層	長期評価	7.4-7.8 程度	約 58km	不明	西傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	M_w 7.1	60km	18km	西傾斜 45 度	4-18km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		<i>Mj</i>	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
4101	糸魚川－静岡構造線断層帯北部・中部	東側隆起の逆断層成分卓越（北部） 左横ずれ成分卓越（中部）	長期評価	(強震動評価の断層モデルに基づいてモデル化)				
			モデル化	<i>Mw</i> 7.4	25.5km 35.5km 15.5km 33.5km	20km 20km 14km 14km	東傾斜 40度 東傾斜 40度 東傾斜 80度 東傾斜 80度	2-15km
4201	糸魚川－静岡構造線断層帯南部		長期評価	(詳細な記述なし)				
			モデル化	7.3	30km	20km	西傾斜 45度	2-15km
4501	木曾山脈西縁断層帯主部北部	[北半部]東側隆起の逆断層/[南半部]右横ずれ断層	長期評価	7.5程度	約40km	不明/20km程度	約40度ないしそれより低角、東傾斜/高角	下限約20km
			モデル化	<i>Mw</i> 6.9	30km 14km	18km 16km	東傾斜 40度 90度	2-16km
4502	木曾山脈西縁断層帯主部南部	右横ずれ断層	長期評価	6.3程度	約8km	20km程度	高角	下限約20km
			モデル化	6.3	9km	9km	90度	2-16km
4503	清内路峠断層帯	右横ずれ断層	長期評価	7.4程度	約34km	20km程度	高角	下限約20km
			モデル化	<i>Mw</i> 6.8	38km	16km	90度	2-16km
4601	境峠・神谷断層帯主部	左横ずれ断層（上下成分のずれを伴う）	長期評価	7.6程度	約47km	15km程度	高角，北部では高角東傾斜	下限約15km
			モデル化	<i>Mw</i> 7.0	52km	16km	90度	2-16km
4602	霧訪山－奈良井断層帯	右横ずれ断層	長期評価	7.2程度	約28km	15km程度	高角	下限約15km
			モデル化	<i>Mw</i> 6.7	32km	16km	90度	2-16km
4701	跡津川断層帯	右横ずれ断層（北西側隆起成分を伴う）	長期評価	7.9程度	約69km	約15km	ほぼ垂直	下限約15km
			モデル化	<i>Mw</i> 7.2	74km	16km	90度	2-16km
4801	国府断層帯	右横ずれ断層	長期評価	(強震動評価の断層モデルに基づいてモデル化)				
			モデル化	<i>Mw</i> 6.6	28km	14km	90度	2-17km
4802	高山断層帯	右横ずれ断層	長期評価	(強震動評価の断層モデルに基づいてモデル化)				
			モデル化	<i>Mw</i> 6.9	48km	14km	90度	2-17km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		<i>Mj</i>	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
4803	猪之鼻断層帯	右横ずれ断層	長期評価	(強震動評価の断層モデルに基づいてモデル化)				
			モデル化	<i>Mw</i> 6.5	24km	14km	90度	2-17km
4901	牛首断層帯	右横ずれ断層(北東部では南東隆起, 南西部では北西隆起伴う)	長期評価	7.7程度	約54km	15km程度	ほぼ垂直から高角	下限約15km
			モデル化	<i>Mw</i> 7.1	58km	16km	90度	2-16km
5001	庄川断層帯	左横ずれ断層(加須良断層では東側隆起成分、白川断層、三尾河断層では西側隆起成分を伴う)	長期評価	7.9程度	約67km	15km程度	高角	下限約15km
			モデル化	<i>Mw</i> 7.2	72km	14km	90度	2-15km
5101	伊那谷断層帯主部	西側隆起の逆断層	長期評価	8.0程度	79km	25-60km程度	西傾斜20-40度	下限約15-20km
			モデル化	<i>Mw</i> 7.3	41.5km 37.5km	18km 18km	西傾斜70度 西傾斜70度	2-20km
5102	伊那谷断層帯南東部	西側隆起の逆断層	長期評価	7.3程度	約32km	不明	高角度西側傾斜	下限約15-20km
			モデル化	<i>Mw</i> 6.8	34km	18km	西傾斜60度	2-20km
5201	阿寺断層帯主部北部	左横ずれ断層(東側隆起成分を伴う)	長期評価	6.9程度	約17km	15km程度	高角	下限約15km
			モデル化	<i>Mw</i> 6.4	20km	16km	90度	2-17km
5202	阿寺断層帯主部南部	左横ずれ断層(北東側隆起成分を伴う)	長期評価	7.8程度	約60km	15km程度	高角	下限約15km
			モデル化	<i>Mw</i> 7.2	64km	16km	90度	2-17km
5203	佐見断層帯	右横ずれ断層	長期評価	7.2程度	約25km	15km程度	高角	下限約15km
			モデル化	<i>Mw</i> 6.7	28km	16km	90度	2-17km
5204	白川断層帯	右横ずれ断層(南東側隆起成分を伴う)	長期評価	7.3程度	約31km	15km程度	高角	下限約15km
			モデル化	<i>Mw</i> 6.8	34km	16km	90度	2-17km
5301	屏風山断層帯	南東側隆起の逆断層	長期評価	6.8程度	約15km	不明	高角南東傾斜	下限約20km
			モデル化	<i>Mw</i> 6.4	20km	18km	南東傾斜60度	2-22km

コード	断層名称	断層面の ずれの 向き		<i>Mj</i>	断層 長さ	断層面 の幅	断層面の 傾斜角	地震発生 層の 深さ
5302	赤河断層 帯	南西側隆起 の断層	長期 評価	7.1 程度	約 23km	不明	高角	下限 約 15km
			モデル 化	<i>Mw</i> 6.6	24km	18km	南西傾斜 60 度	2-20km
5303	恵那山－ 猿投山北 断層帯	[東半部]南 東側隆起の 逆断層(右横 ずれ成分を 伴う)／[西 半部]右横ず れ断層(上下 成分を伴う)	長期 評価	7.7 程度	約 51km	不明 ／20km 程 度	30-50 度南東 傾斜／高角	下限 約 20km
			モデル 化	<i>Mw</i> 7.2	38km 22km	18km 18km	南東傾斜 40 度 90 度	2-20km
5304	猿投－高 浜断層帯	西側隆起の 逆断層 (北部／南 部)	長期 評価	7.7 程度	約 51km	不明	約 50-80 度 西傾斜	下限 約 20km
			モデル 化	<i>Mw</i> 7.1	34km 18km	18km 18km	西傾斜 65 度 西傾斜 65 度	2-22km
5305	加木屋 断層帯	[北半部]西 側隆起の逆 断層／[南半 部]東側隆起 の逆断層	長期 評価	7.4 程度	約 35km	不明	高角西傾斜 ／東傾斜	下限 約 20km
			モデル 化	<i>Mw</i> 6.9	12km 26km	18km 18km	西傾斜 60 度 東傾斜 45 度	2-16km
5501	邑知潟 断層帯	南東側隆起 の逆断層	長期 評価	7.6 程度	約 44km	不明	約 30 度 南東傾斜 (200m以 浅)	下限 約 20km
			モデル 化	<i>Mw</i> 7.0	46km	18km	南東傾斜 30 度	2-18km
5601	砺波平野 断層帯 西部	西側隆起の 逆断層	長期 評価	(強震動評価の断層モデルに基づいてモデル化)				
			モデル 化	<i>Mw</i> 6.8	26km	22km	西傾斜 45 度	4-20km
5602	砺波平野 断層帯 東部	東側隆起の 逆断層	長期 評価	7.0 程度	21km	不明	南東傾斜	下限 15-20km 程 度
			モデル 化	<i>Mw</i> 6.6	22km	18km	東傾斜 45 度	4-20km
5603	呉羽山 断層帯	西側隆起の 逆断層	長期 評価	(強震動評価の断層モデルに基づいてモデル化)				
			モデル 化	<i>Mw</i> 6.9	30km	22km	西傾斜 45 度	4-20km
5701	森本・富樫 断層帯	東側隆起の 逆断層	長期 評価	7.2	26km	17-31km	東傾斜 40-60 度	下限 15-20km
			モデル 化	<i>Mw</i> 6.6	26km	20km	東傾斜 50 度	4-18km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		M_j	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
5801	福井平野東縁断層帯主部	左横ずれ, かつ東側隆起の逆断層	長期評価	7.6 程度	約 45km	15km 程度	50 度東傾斜 - ほぼ垂直	下限 約 15km
			モデル化	M_w 7.0	48km	16km	90 度	2-17km
5802	福井平野東縁断層帯西部	左横ずれ断層(中北部で東側隆起, 南部では西側隆起を伴う)	長期評価	7.1 程度	約 33km	15km 程度	高角, 東傾斜 - ほぼ垂直	下限 約 15km
			モデル化	M_w 6.8	36km	16km	90 度	2-17km
5901	長良川上流断層帯	左横ずれ, かつ西側隆起の断層	長期評価	7.3 程度	約 29km	不明	高角	下限 15km 程度
			モデル化	M_w 6.8	32km	16km	90 度	2-17km
6001	温見断層北西部	左横ずれ断層(北東側隆起成分を伴う)	長期評価	6.8 程度	約 16km	15km 程度	高角	下限 約 15km
			モデル化	M_w 6.4	20km	12km	90 度	2-13km
6002	温見断層南東部	左横ずれ断層(南西側隆起成分を伴う)	長期評価	7.0 程度	約 21km	15km 程度	高角	下限 約 15km
			モデル化	M_w 6.6	22km	18km	90 度	2-18km
6003	濃尾断層帯主部 根尾谷断層帯	左横ずれ断層	長期評価	7.3 程度	約 30km	約 15km	高角	下限 約 15km
			モデル化	M_w 6.8	34km	14km	90 度	2-15km
6004	濃尾断層帯主部 梅原断層帯	左横ずれ断層(北西部は一部で北東側隆起, 南東部では南西側隆起を伴う)	長期評価	7.4 程度	約 36km	約 20km	高角	下限 約 20km
			モデル化	M_w 6.9	40km	18km	90 度	2-19km
6005	濃尾断層帯主部 三田洞断層帯	左横ずれ断層(南西側隆起成分を伴う)	長期評価	7.0 程度	約 19km	約 20km	高角	下限 約 20km
			モデル化	M_w 6.5	22km	18km	90 度	2-19km
6006	揖斐川断層帯	左横ずれ断層(南東部では南西側隆起成分伴う)	長期評価	7.1 程度	約 24km	約 15km	高角	下限 約 15km
			モデル化	M_w 6.6	28km	14km	90 度	2-15km
6007	武儀川断層	左横ずれ断層(南東部では北東側隆起成分伴う)	長期評価	7.3 程度	約 29km	20km 程度	高角	下限 約 20km
			モデル化	M_w 6.8	32km	18km	90 度	2-19km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		<i>Mj</i>	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
6101	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部北部	東側、北東側隆起の逆断層	長期評価	7.6 程度	約 48km	約 25km	東傾斜 北東傾斜 40 度	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 7.0	23.9km 23.9km	18km 18km	40 度 40 度	2-15km
6102	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部中部	左横ずれ断層	長期評価	6.6 程度	約 12km	約 15km	ほぼ垂直	下限 15km 程度
			モデル化	6.6	13km	12km	90 度	2-17km
6103	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部南部	左横ずれ断層 北東ないし東側隆起の逆断層	長期評価	7.6 程度	約 45km	約 15km	ほぼ垂直	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 7.0	48km	16km	90 度	2-17km
6104	浦底－柳ヶ瀬山断層帯	左横ずれ断層	長期評価	7.2 程度	約 25km	約 15km	ほぼ垂直	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.7	26km	18km	90 度	2-22km
6301	野坂断層帯	左横ずれ、かつ北東側隆起の逆断層	長期評価	7.3 程度	約 31km	約 15km	高角 北東傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.8	34km	16km	90 度	2-17km
6302	集福寺断層	左横ずれ断層（北東側隆起の上下成分を伴う）	長期評価	6.5 程度	約 10km	約 15km	ほぼ垂直	下限 約 15km
			モデル化	6.5	10km	10km	90 度	2-17km
6401	湖北山地断層帯北西部	右横ずれ、かつ南東側隆起の逆断層	長期評価	7.2 程度	約 25km	約 15km	高角 南東傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.7	26km	18km	90 度	2-22km
6402	湖北山地断層帯南東部	右横ずれ断層一部北西側隆起を伴う	長期評価	6.8 程度	約 16km	約 15km	ほぼ垂直	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.4	20km	16km	90 度	2-16km
6501	琵琶湖西岸断層帯北部	西側隆起の逆断層	長期評価	7.1 程度	約 23km	不明	西傾斜	下限 約 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.6	24km	18km	西傾斜 45 度	3-16km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		M_j	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
6502	琵琶湖西岸断層帯南部	西側隆起の逆断層	長期評価	7.5 程度	約 38km	不明	西傾斜 地下約 3km までは 40 度, 約 3-5km までは 35 度	下限 約 15-20km
			モデル化	$M_w6.9$	40km	18km	西傾斜 35 度	3-13km
6701	養老-桑名-四日市断層帯	西側隆起の逆断層	長期評価	8 程度	約 60km	約 30-40km	西傾斜 約 30 度	下限 約 15-20km
			モデル化	$M_w7.2$	38.2km 20.2km	18km 18km	西傾斜 30 度 西傾斜 30 度	2-17km
6801	鈴鹿東縁断層帯	西側隆起の逆断層	長期評価	7.5 程度	約 34-47km	20-25km 程度	境界：高角 前縁 30-60 度	下限 20km 程度
			モデル化	$M_w7.0$	48km	18km	西傾斜 60 度	2-17km
6901	鈴鹿西縁断層帯	東側隆起の逆断層	長期評価	7.6 程度	約 44km	約 30-40km	東傾斜 30-40 度	下限 約 20km
			モデル化	$M_w7.0$	46km	18km	東傾斜 35 度	1-20km
7001	頓宮断層	東側隆起の逆断層	長期評価	7.3 程度	約 31km	不明	東傾斜 50-80 度	下限 約 15km
			モデル化	$M_w6.8$	32km	18km	東傾斜 65 度	1-17km
7101	布引山地東縁断層帯西部	西側隆起の逆断層	長期評価	7.4 程度	約 33km	20km 程度	西傾斜 50-60 度	下限 約 15km
			モデル化	$M_w6.8$	34km	18km	西傾斜 55 度	2-17km
7102	布引山地東縁断層帯東部	西側隆起の逆断層	長期評価	7.6 程度	約 48km	不明	西傾斜 45 度程度	下限 約 20km
			モデル化	$M_w7.0$	50km	18km	西傾斜 45 度	2-20km
7201	木津川断層帯	北側隆起の逆断層で右横ずれ成分を伴う	長期評価	7.3 程度	約 31km	不明	北傾斜 40-60 度	下限 約 15km
			モデル化	$M_w6.8$	32km	18km	北傾斜 50 度	1-14km
7301	三方断層帯	東側隆起の逆断層	長期評価	7.2 程度	約 26km	不明	東傾斜 高角度	下限 15km 程度
			モデル化	$M_w6.7$	28km	18km	東傾斜 60 度	1-16km
7302	花折断層帯北部	右横ずれ断層	長期評価	7.2 程度	約 26km	約 15-20km	ほぼ垂直	下限 15-20km 程度
			モデル化	$M_w6.7$	30km	18km	90 度	1-20km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		M_j	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
7303	花折断層帯 中南部	中部：右横ずれ断層 南部：東側隆起の逆断層 一部西側隆起	長期評価	7.3 程度	中部約20km 南部約15km	中部15-20km 南部20-45km	中：ほぼ垂直 南：50, 25-55度	下限 15-20km程度
			モデル化	M_w 6.9	22km 16km	18km 18km	90度 東傾斜50度	1-20km
7401	山田断層帯 主部	北西側隆起の成分を伴う右横ずれ断層	長期評価	7.4 程度	約33km	不明	北西傾斜	下限 約10km
			モデル化	M_w 6.8	38km	16km	90度	1-15km
7402	郷村断層帯	南西側隆起の成分を伴う左横ずれ断層	長期評価	7.4 程度以上	約34km以上	15km程度	南西傾斜高角度	下限 約15km
			モデル化	M_w 6.8	38km	16km	90度	1-16km
7501	奈良盆地東縁断層帯	東側隆起の逆断層	長期評価	7.4 程度	約35km	不明	東傾斜50-60度	下限 15km程度
			モデル化	M_w 6.9	36km	18km	東傾斜55度	1-15km
7601	有馬-高槻断層帯	右横ずれ断層上下変位伴う	長期評価	7.5 程度	約55km	不明	北傾斜高角	不明
			モデル化	M_w 7.1	60km	16km	90度	1-16km
7701	生駒断層帯	東側隆起の逆断層	長期評価	7.0-7.5 程度	約38km	不明	東傾斜30-40度	下限 15km程度
			モデル化	M_w 6.9	40km	18km	東傾斜35度	2-15km
7801	上林川断層	右横ずれ断層（北西側隆起成分を伴う）	長期評価	7.2 程度	約26km	不明	高角度	下限 約15km
			モデル化	M_w 6.7	30km	16km	90度	1-15km
7802	三峠断層	左横ずれ断層（北東側隆起成分を伴う）	長期評価	7.2 程度	約26km	不明	高角度	下限 約15km
			モデル化	M_w 6.7	30km	16km	90度	1-15km
7803	京都西山断層帯	[北西半部]北東側隆起の逆断層成分を伴う左横ずれ断層 / [南東半部]西側隆起の逆断層	長期評価	7.5 程度	約42km	不明	一部北東傾斜高角度 / 西傾斜	下限 約15km
			モデル化	M_w 7.0	30km 18km	18km 18km	90度 西傾斜45度	1-19km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		<i>Mj</i>	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
7901	六甲・淡路島断層帯主部六甲山地南縁ー淡路島東岸区間	主として右横ずれ断層で北西側隆起の逆断層成分を伴う	長期評価	7.9 程度	約 71km	15-20km 程度, 15km 程度	北西傾斜 50-70 度, 北西傾斜高角度	下限 15km
			モデル化	<i>Mw</i> 7.3	74km	18km	北西傾斜 60 度	1-16km
7902	六甲・淡路島断層帯主部淡路島西岸区間	右横ずれ断層で南東側隆起の逆断層成分を伴う	長期評価	7.1 程度	約 23km	15km 程度	南東傾斜 約 80 度	下限 15km
			モデル化	<i>Mw</i> 6.6	28km	16km	南東傾斜 80 度	1-16km
7903	先山断層帯	北西側隆起の逆断層	長期評価	6.6 程度	約 12km	不明	北西傾斜	下限 15km
			モデル化	6.6	11km	11km	北西傾斜 45 度	1-16km
8001	上町断層帯	東側隆起の逆断層	長期評価	7.5 程度	約 42km	15-20km	東傾斜 65-70 度	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 7.0	46km	16km	東傾斜 70 度	2-15km
8101	中央構造線断層帯金剛山地東縁	西側隆起の逆断層	長期評価	6.9 程度	約 23km	20-60km	西傾斜 15-45 度 (深さ 300m 以浅)	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.5	18km	20km	西傾斜 30 度	1-15km (11km)
8102	中央構造線断層帯紀淡海峡ー鳴門海峡	右横ずれ断層上下方向のずれを伴う	長期評価	7.7 程度	約 43-51km	20-60km	北傾斜 15-45 度	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 7.1	54km	18km	北傾斜 30 度	4-15km
8103	中央構造線断層帯讃岐山脈南縁ー石鎚山脈北縁東部	右横ずれ断層上下方向のずれを伴う	長期評価	8.0 程度 それ以上	約 130km	20-30km	北傾斜 30-40 度	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 7.6	132km	24km	北傾斜 35 度	4-16km
8104	中央構造線断層帯石鎚山脈北縁	右横ずれ断層上下方向のずれを伴う	長期評価	7.3-8.0 程度	約 30km	不明	高角度	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.8	34km	14km	90 度	4-17km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		M_j	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
8105	中央構造線断層帯 石鎚山脈北縁西部 -伊予灘	右横ずれ断層上下方向のずれを伴う	長期評価	8.0程度 それ以上	約130km	不明	北傾斜高角度	下限 15km程度
			モデル化	M_w 7.4	130km	14km	90度	4-16km
8106	中央構造線断層帯 和泉山脈南縁	右横ずれ断層 (上下方向のずれを伴う)	長期評価	7.6-7.7程度	約44-52km	20-60km	北傾斜15-45度 (深さ1km以下)	下限 15km程度
			モデル化	M_w 7.1	54km	18km	北傾斜45度	4-15km (16.7km)
8201	那岐山断層帯	北側隆起の断層	長期評価	7.3程度	32km	km	不明	下限 約15km
			モデル化	M_w 7.0	32km	20km	北傾斜45度	2-15km
8202	山崎断層帯 主部北西部	左横ずれ断層	長期評価	7.7程度	51km	20km	ほぼ垂直 (地表近傍)	下限 約20km
			モデル化	M_w 7.1	54km	18km	90度	2-20km
8203	山崎断層帯 主部南東部	左横ずれ断層	長期評価	7.3程度	31km	20km	ほぼ垂直 (地表近傍)	下限 約20km
			モデル化	M_w 6.7	32km	18km	90度	2-20km
8204	草谷断層	右横ずれ断層	長期評価	6.7程度	13km	15km	ほぼ垂直 (地表近傍)	下限 約15km
			モデル化	6.7	18km	14km	90度	2-16km
8401	長尾断層帯	南側隆起の逆断層 (右横ずれ成分を伴う)	長期評価	7.1程度	約24km	25-30km	南傾斜30-40度	下限 15km程度
			モデル化	M_w 6.6	26km	18km	南傾斜35度	3-12km
8701	五日市断層	右横ずれ断層 (西側隆起の逆断層成分を伴う)	長期評価	7.0程度	約20km	約25km	西傾斜高角	下限 25km程度
			モデル化	M_w 6.5	22km	18km	90度	2-23km
8702	己斐-広島西縁断層帯	右横ずれ断層	長期評価	6.5程度	約10km	不明	ほぼ垂直	下限 25km程度
			モデル化	6.5	10km	10km	90度	2-25km
8801	岩国断層帯	右横ずれ断層 (北西側隆起成分を伴う)	長期評価	7.6程度	約44km	約20km	北西傾斜高角	下限 20km程度
			モデル化	M_w 7.0	46km	18km	90度	2-18km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		M_j	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
9001	菊川断層	左横ずれ断層 北東側隆起の 逆断層成分を 伴う	長期評価	7.6 程度 以上	約 44km 以上	不明	北東傾斜 高角	下限 10-15km 程 度
			モデル化	M_w 7.0	48km	16km	90 度	2-16km
9701	伊勢湾 断層帯 主部北部	東側隆起の 逆断層	長期評価	7.2 程度	約 25km	15-25km 程度	東傾斜 60-70 度	下限 15-20km 程度
			モデル化	M_w 6.7	26km	18km	東傾斜 65 度	3-23km
9702	伊勢湾 断層帯 主部南部	北側隆起の 断層 (正、逆不明)	長期評価	6.9 程度	約 17km	不明	不明	下限 15-20km 程度
			モデル化	M_w 6.4	18km	18km	北傾斜 45 度	2-19km
9703	白子- 野間断層	北側隆起の 逆断層成分 をもつ	長期評価	7.0 程度	約 21km	15-20km 程度	北傾斜 高角	下限 15-20km 程 度
			モデル化	M_w 6.6	22km	18km	北傾斜 60 度	2-21km
9801	大阪湾 断層帯	北西側隆起 の逆断層	長期評価	7.5 程度	約 39km	約 15-20km	西傾斜 60-80 度	下限 15km 程度
			モデル化	M_w 6.9	44km	12km	西傾斜 70 度	4-15km
9901	サロベツ 断層帯	東側隆起の 逆断層	長期評価	7.6 程度	約 44km	不明	主として低 角度東傾斜	下限 25km 程度
			モデル化	M_w 7.0	44km	18km	東傾斜 30 度	7-25km
10101	花輪東 断層帯	東側隆起の 逆断層	長期評価	7.0 程度	約 19km	不明	東傾斜 約 40-50 度	下限 15km 程度
			モデル化	M_w 6.5	20km	20km	東傾斜 45 度	3-15km
10201	高田平野 西縁断層 帯	西側隆起の 逆断層	長期評価	7.3 程度	約 30km	不明	西傾斜	下限 15-20 km 程度
			モデル化	M_w 6.8	32km	18 k m	西傾斜 45 度	5-18km
10202	高田平野 東縁断層 帯	南東側隆起 の逆断層	長期評価	7.2 程度	約 26km	不明	南東傾斜 30-40 度(深 度 200m 以浅)	下限 15-20 km 程度
			モデル化	M_w 6.7	28km	18 k m	南東傾斜 35 度	7-17km
10301	六日町断 層帯北部 (ケース 1)	西側隆起の 逆断層	長期評価	7.1 程度	約 22km	不明	西傾斜 約 50 度	下限 15km 程度
			モデル化	M_w 6.6	24km	18 k m	西傾斜 50 度	5-19km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		M_j	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
10301	六日町断層帯北部 (ケース2)	西側隆起の逆断層	長期評価	7.1 程度	約 22km	不明	西傾斜 30 度(地下約 5km 以深では 約 50 度)	下限 15km 程度
			モデル化	M_w 6.6	24km	18 k m	西傾斜 50 度	5-19km
10302	六日町断層帯南部	西側隆起の逆断層	長期評価	7.3 程度	約 30km	不明	西傾斜 50 度	下限 15km 程度
			モデル化	M_w 6.8	32km	18 k m	西傾斜 50 度	5-19km
10401	曾根丘陵断層帯	南東側隆起の逆断層	長期評価	7.3 程度	約 32km	不明	南東傾斜 約 30 度	下限 20km 程度
			モデル化	M_w 6.8	34km	18 k m	南東傾斜 30 度	2-16km
10501	魚津断層帯	南東側隆起の逆断層 (右横ずれ成分を伴う)	長期評価	7.2 程度	約 32km	不明	南東傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	M_w 6.8	24km 7.9km	18km 18km	南東傾斜 43 度 南東傾斜 43 度	3-18km
10601	周防灘断層群主部	右横ずれ断層	長期評価	7.6 程度	約 44km	不明	高角度	下限深さ 15-20km 程度
			モデル化	M_w 7.0	46 k m	18km	90 度	2-18km
10602	秋穂沖断層帯	右横ずれ断層	長期評価	7.1 程度	約 23km	不明	高角度	下限深さ 15-20km 程度
			モデル化	M_w 6.6	24 k m	18km	90 度	2-18km
10603	宇部南方沖断層帯	横ずれ断層	長期評価	7.1 程度	約 22km	不明	高角度	下限深さ 15-20km 程度
			モデル化	M_w 6.6	12km 12 k m	18km 18km	90 度 90 度	2-18km
10701	安芸灘断層群主部	右横ずれ断層	長期評価	7.0 程度	約 21km	不明	不明	下限 概ね 20 km
			モデル化	M_w 6.6	22km	18 k m	90 度	2-20km
10702	広島湾一岩国沖断層帯	右横ずれ断層	長期評価	7.4 程度	約 37km	不明	不明	下限 概ね 20 km
			モデル化	M_w 6.9	38km	18 k m	90 度	2-20km
11001	宮古島断層帯中部	東側沈降の正断層	長期評価	7.2 程度 もしくはそれ以上	約 28km	不明	高角度	不明
			モデル化	M_w 6.7	30 k m	18 k m	東傾斜 60 度	3-18km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		M_j	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
11002	宮古島断層帯西部	東側沈降の正断層	長期評価	6.9程度もしくはそれ以上	約17 km	不明	高角度	不明
			モデル化	M_w 6.4	20 km	18 km	東傾斜60度	3-18km

(注記)

- ・モデルの長さは、長期評価された長さとは必ずしも一致しない。
- ・当別断層（0501）の傾斜角は幅の中央値である40度とした。
- ・石狩低地東縁断層帯（0601）（0602）は、「石狩低地東縁断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010c）に基づいて、モデル化した。
- ・函館平野西縁断層帯（0801）のマグニチュードは活断層長さに基づき7.3として M_w を計算した。
- ・津軽山地西縁断層帯北部（1001）および同南部（1002）のマグニチュードは活断層長さに基づき、それぞれ6.8、7.1として M_w を計算した。
- ・北上低地断層帯（1301）の傾斜角は35度とした。
- ・真昼山地東縁断層帯北部（1402）のマグニチュードは、北部の長さを21kmとして7.0として M_w を計算した。
- ・真昼山地東縁断層帯南部（1403）のマグニチュードは、南部の長さを17kmとして6.9として M_w を計算した。
- ・新庄盆地断層帯（1701）（1702）は、「新庄盆地断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2011d）に基づいて、モデル化した。
- ・庄内平野東縁断層帯（1901）（1902）は、「庄内平野東縁断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2009e）に基づいて、モデル化した。
- ・長町一利府線断層帯（2001）は断層全体をモデル化した。よって、マグニチュードは7.5として M_w を計算した。傾斜角は幅の中央値である40度とした。
- ・福島盆地西縁断層帯（2101）の傾斜角は幅の中央値である45度とした。
- ・双葉断層（2301）は、断層帯全体をモデル化した。よって、マグニチュードは7.5として M_w を計算した。
- ・月岡断層帯（2601）の傾斜角は幅の中央値である55度とした。
- ・長岡平野西縁断層帯（2701）の傾斜角は幅の中央値である55度とした。
- ・鴨川低地断層帯（2901）の傾斜角は90度とした。
- ・関谷断層（3001）の傾斜角は幅の中央値の数字を丸めて30度とした。
- ・神縄・国府津一松田断層帯（3601）は、「神縄・国府津一松田断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2009c）に基づいて、モデル化した。
- ・三浦半島断層群南部（3703）は、両端を海域に延長し全長20kmとし、マグニチュードを7.0とした。
- ・十日町断層帯（3901）（3902）は、「十日町断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010e）に基づいて、モデル化した。
- ・長野盆地西縁断層帯（4001）のマグニチュードは活断層長さに基づき7.8として M_w を計算した。
- ・糸魚川一静岡構造線断層帯南部（4203）は、小淵沢以南、市之瀬断層群までの約31kmを南西傾斜の逆断層とした。マグニチュードは長さに基づき7.3とした。地震発生層は、北側に隣接する糸魚川一静岡構造線断層帯北部・中部と同じとした。
- ・伊那谷断層帯主部（5101）の断層モデル長さおよび傾斜角は2つの断層が交わるように設定した。

- ・恵那山－猿投山北断層帯 (5303) の東半部の傾斜角は幅の中央値である 40 度とした。
- ・猿投－高浜断層帯 (5304) の傾斜角は幅の中央値である 65 度とした。
- ・福井平野東縁断層帯主部 (5801) の傾斜角は 90 度とした。
- ・琵琶湖西岸断層帯 (6501) (6502) は、「琵琶湖西岸断層帯の長期評価 (一部改訂)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009b)に基づいて、モデル化した。
- ・柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部北部(6101)の断層モデル長さおよび傾斜角は 2 つの断層が交わるように設定した。
- ・養老－桑名－四日市断層帯(6701)の断層モデル長さおよび傾斜角は 2 つの断層が交わるように設定した。
- ・鈴鹿東縁断層帯 (6801) は、活断層長さを 47km とした。
- ・鈴鹿西縁断層帯 (6901) の傾斜角は幅の中央値である 35 度とした。
- ・頓宮断層 (7001) の傾斜角は幅の中央値である 65 度とした。
- ・布引山地東縁断層帯西部 (7101) の傾斜角は幅の中央値である 55 度とした。
- ・木津川断層帯 (7201) の傾斜角は幅の中央値である 50 度とした。
- ・花折断層帯中南部 (7303) の南部の傾斜角は 50 度とした。
- ・奈良盆地東縁断層帯 (7501) の傾斜角は幅の中央値である 55 度とした。
- ・生駒断層帯 (7701) は断層全体をモデル化した。よって、マグニチュードは 7.5 として M_w を計算した。
- ・六甲・淡路島断層帯主部六甲山地南縁－淡路島東岸区間 (7901) は単一の断層面でモデル化し、傾斜角は 60 度とした。
- ・上町断層帯 (8001) の傾斜角は幅の中央値の数字を丸めて 70 度とした。
- ・中央構造線断層帯 (8101) (8106) は、「中央構造線断層帯 (金剛山地東縁－伊予灘) の長期評価 (一部改訂)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2011a)に基づいて、モデル化した。
- ・中央構造線断層帯紀淡海峡－鳴門海峡(8102)および同讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部(8103)の傾斜角は幅の中央値をとり、それぞれ 30 度、35 度とした。また、同断層帯石鎚山脈北縁(8104)のマグニチュードは活断層長に基づき 7.3 として M_w を計算した。
- ・長尾断層帯 (8401) の傾斜角は幅の中央値である 35 度とした。
- ・伊勢湾断層帯主部北部 (9701) の傾斜角は幅の中央値である 65 度とした。
- ・伊勢湾断層帯主部南部 (9702) は正断層か逆断層かが不明のため、逆断層を仮定して北傾斜とした。
- ・大阪湾断層帯 (9801) の傾斜角は幅の中央値である 70 度とした。
- ・高田平野断層帯 (10201) (10202) は、「高田平野断層帯の長期評価」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009f)に基づいて、モデル化した。
- ・六日町断層帯 (10301) (10302) は、「六日町断層帯の長期評価」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009d)に基づいて、モデル化した。
- ・魚津断層帯(10501)の断層モデル長さおよび傾斜角は 2 つの断層が交わるように設定した。
- ・安芸灘断層群 (10701) (10702) は、「安芸灘断層群の長期評価」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009a)に基づいて、モデル化した。
- ・宮古島断層帯(11001) (11002)は、「宮古島断層帯の長期評価」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010d)に基づいて、モデル化した。

(3) 六日町断層帯北部のモデル化

「六日町断層帯の長期評価」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009d)では、同断層帯の北部の評価において、最新活動時期の解釈から2つのケースが併記されている。そこで、ここでは表5.3.1.1-4の2つのケースによるハザードカーブの重み付き平均として六日町断層帯(北部)の活動によるハザードカーブを算定する。各ケースの地震発生確率とマグニチュードを表5.3.1.1-5に示す。なお、六日町断層帯(北部)以外の地震との積和については、下記の個々のケースごとではなく、重み付き平均として求められたハザードカーブを用いて行う。

表5.3.1.1-4 六日町断層帯(北部)のケース分け

ケース	発生確率の設定根拠	最新活動時期	断層面	重み
ケース1	長期評価のケース1	約4900年前以後 16世紀以前	図5.3.1.1-2参照	0.5
ケース2	長期評価のケース2	2004年中越地震	図5.3.1.1-2参照	0.5

表5.3.1.1-5 六日町断層帯(北部)の各ケースの地震発生確率とマグニチュード

ケース	30年発生確率		50年発生確率		M
	平均ケース	最大ケース	平均ケース	最大ケース	
ケース1	0.55%	0.92%	0.93%	1.6%	M _w 6.6
ケース2	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	M _w 6.6

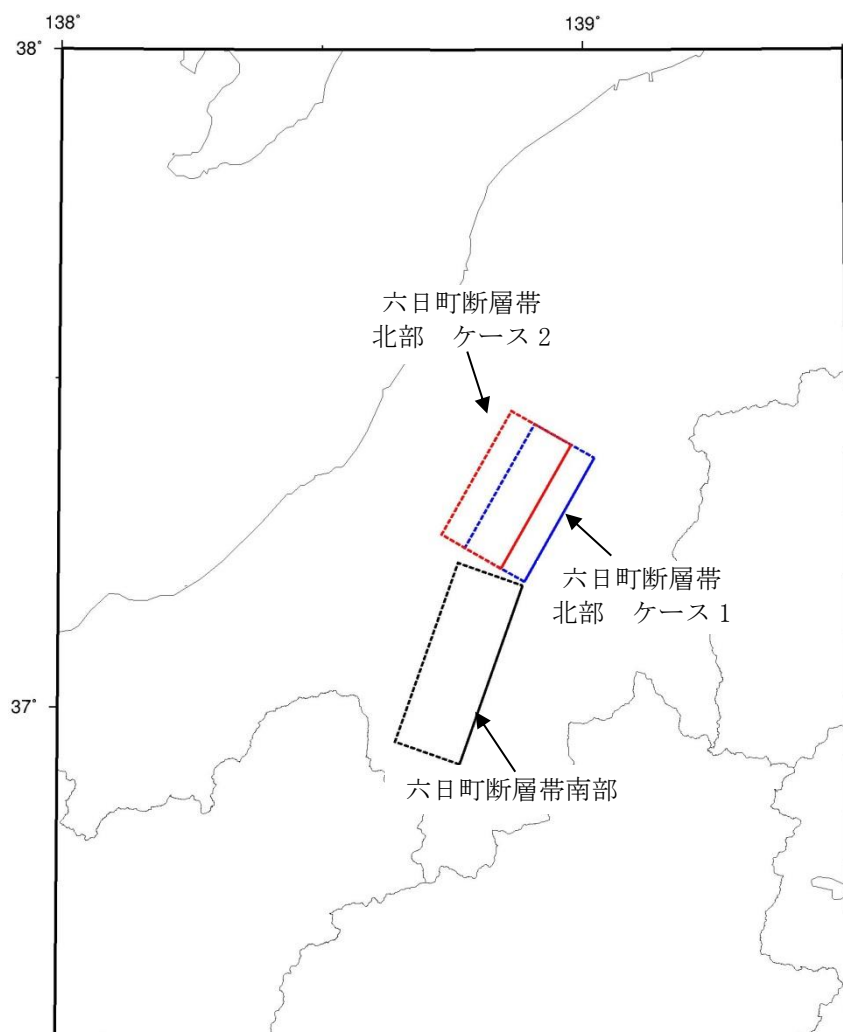


図 5. 3. 1. 1-2 六日町断層帯の断層面

<2013年における検討の従来モデル>

2014年版のモデルと同じ。ただし、2013年に公表された以下の2つの活断層の長期評価が反映されている。

- 「山崎断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013e）
- 「森本・富樫断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013c）

<全国地震動予測地図 2010年版のモデル>

以下に示す、2010年版の公表以後に改訂された長期評価の内容は、2010年版には反映されていない。

- 「九州地域の活断層の長期評価（第一版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013b）
- 「十日町断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010e）
- 「宮古島断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010d）
- 「石狩低地東縁断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010c）
- 「富士川河口断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010a）
- 「幌延断層帯の評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010b）
- 「中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2011a）
- 「新庄盆地断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2011d）
- 「山崎断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013e）
- 「森本・富樫断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013c）

5.3.1.2 「九州地域の活断層の長期評価」において評価対象とする活断層

新しい活断層の長期評価手法に従った地域評価として、九州地域を対象に活断層の評価結果がまとめられた（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013b）。九州地域については、これらの活断層の評価結果をモデル化に反映させた。

本項では、地域評価のなかで評価対象とする活断層のうち、詳細な評価対象とする活断層（表 5.3.1.2-1）のモデル化について示す。地域評価対象のうち、簡便な評価対象とする活断層については、次項のその他の活断層に含めて示した。

モデル化の基本方針、地震発生確率の設定、マグニチュードの設定については、基本的には主要活断層帯のモデル化と同様である。断層面については、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2008c）における「(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」の手法に従い、以下の条件で震源断層モデルを設定した。

- ①断層モデルの上端深さは、深部地盤モデルの地震基盤深さを参照する。
- ②断層モデルの下端深さは、長期評価による D_{90} よりも 2km 深くなることを許容する。ここで、 D_{90} とは、その場所で発生した地震の数を震源の浅い方から数えた場合に、その場所で発生した全地震数の 90%となる深さを指す。
- ③断層モデルの長さは、長期評価による長さよりも 5km まで長くなることを許容する。このとき、両端方向に同じ長さだけ延ばすことを基本とするが、隣の評価単位区間と接する場合には接しない側のみに延ばす。（両端とも隣の評価単位区間と接する場合は両端とも延ばす。）

ただし、従来の主要活断層帯のうち、位置・形状の評価に変更がない下記 6 断層帯の 15 評価単位区間については、従来の設定のままとする。

- ・警固断層帯北西部
- ・警固断層帯南東部
- ・水縄断層帯
- ・別府一万年山断層帯別府湾一日出生断層帯東部
- ・別府一万年山断層帯別府湾一日出生断層帯西部
- ・別府一万年山断層帯大分平野一由布院断層帯東部
- ・別府一万年山断層帯大分平野一由布院断層帯西部
- ・別府一万年山断層帯野稻岳一万年山断層帯
- ・別府一万年山断層帯崩平山一亀石山断層帯
- ・雲仙断層群北部
- ・雲仙断層群南東部
- ・雲仙断層群南西部北部
- ・雲仙断層群南西部南部

- ・人吉盆地南縁断層
- ・出水断層帯

詳細な評価対象とする活断層の地震発生確率と断層面諸元を、表 5.3.1.2-2 と表 5.3.1.2-3 にそれぞれ示す。

表 5.3.1.2-1 九州地域評価で詳細な評価対象となる活断層

基盤的調査観測の対象活断層		活断層帯のモデル (35 断層)	
番号	断層の名称	番号	断層の名称
120	—	12001	小倉東断層
121	—	12101	福智山断層帯
122	西山断層帯	12201	西山断層帯大島沖区間
		12202	西山断層帯西山区間
		12203	西山断層帯嘉麻峠区間
123	—	12301	宇美断層
124	警固断層帯	12401	警固断層帯北西部
		12402	警固断層帯南東部
125	—	12501	日向峠—小笠木峠断層帯
126	水縄断層帯	12601	水縄断層帯
127	—	12701	佐賀平野北縁断層帯
128	別府—万年山断層帯	12801	別府湾—日出生断層帯東部
		12802	別府湾—日出生断層帯西部
		12803	大分平野—由布院断層帯東部
		12804	大分平野—由布院断層帯西部
		12805	野稻岳—万年山断層帯
		12806	崩平山—亀石山断層帯
129	雲仙断層群	12901	雲仙断層群 北部
		12902	雲仙断層群南東部
		12903	雲仙断層群南西部北部
		12904	雲仙断層群南西部南部
130	布田川断層帯	13001	布田川断層帯布田川区間
		13002	布田川断層帯宇土区間
		13003	布田川断層帯宇土半島北岸区間
131	日奈久断層帯	13101	日奈久断層帯高野—白旗区間
		13102	日奈久断層帯日奈久区間
		13103	日奈久断層帯八代海区間
132	—	13201	緑川断層帯
133	人吉盆地南縁断層	13301	人吉盆地南縁断層
134	出水断層帯	13401	出水断層帯
135	—	13501	甑断層帯上甑島北東沖区間
		13502	甑断層帯甑区間
136	—	13601	市来断層帯市来区間
		13602	市来断層帯甑海峡中央区間
		13603	市来断層帯吹上浜西方沖区間

表 5.3.1.2-2 九州地域評価で詳細な評価対象となる活断層の地震発生確率

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
12001	小倉東断層	平均活動間隔	不明	6700年	6700年
		最新活動時期	約4,600年前以後, 約2,400年前以前	3500年前	4600年前
		30年発生確率	ほぼ0~0.4%	0.047%	0.41%
		50年発生確率	—	0.080%	0.70%
12101	福智山断層帯	平均活動間隔	約9400~32000年	20700年	9400年
		最新活動時期	約28000年前以後, 約13000年前以前	20500年前	28000年前
		30年発生確率	ほぼ0~3%	0.52%	2.6%
		50年発生確率	—	0.87%	4.3%
12201	西山断層帯 大島沖区間	平均活動間隔	不明	8000年	8000年
		最新活動時期	約20000年前以後	10000年前	2000年前
		30年発生確率	3%以下	2.0%	3.0%
		50年発生確率	—	3.3%	4.9%
12202	西山断層帯 西山区間	平均活動間隔	不明	8000年	8000年
		最新活動時期	約13000年前以後, 概ね2000年前以前	7507年前	13000年前
		30年発生確率	ほぼ0~2%	1.2%	2.5%
		50年発生確率	—	2.0%	4.1%
12203	西山断層帯嘉 麻峠区間	平均活動間隔	不明	6000年	6000年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.5%	0.50%	0.50%
		50年発生確率	—	0.83%	0.83%
12301	宇美断層	平均活動間隔	約20000~30000年	25000年	20000年
		最新活動時期	約4500年前以後	2150年前	4300年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	—	ほぼ0%	ほぼ0%
12401	警固断層帯 北西区間	平均活動間隔	約3100年~5500年	—	—
		最新活動時期	2005年福岡県西方沖の地 震	8年前	8年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
		50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
12402	警固断層帯 南東区間	平均活動間隔	約 3100 年～5500 年	4300 年	3100 年
		最新活動時期	約 4300 年前～3400 年前	3850 年前	4300 年前
		30 年発生確率	0.3～6%	1.9%	5.6%
		50 年発生確率	0.4～9%	3.2%	9.2%
12501	日向峠－小笠 木峠断層帯	平均活動間隔	不明	30000 年	30000 年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30 年発生確率	0.1%	0.10%	0.10%
		50 年発生確率	—	0.17%	0.17%
12601	水縄断層帯	平均活動間隔	14000 年程度	14000 年	14000 年
		最新活動時期	679 年筑紫地震	1334 年前	1334 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
		50 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
12701	佐賀平野北縁 断層帯	平均活動間隔	6600～19000 年程度	11550 年	6100 年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30 年発生確率	0.2～0.5%	0.26%	0.49%
		50 年発生確率	—	0.43%	0.82%
12801	別府湾－ 日出生断層帯 東部	平均活動間隔	約 1300 年～1700 年	1500 年	1300 年
		最新活動時期	1596 年慶長豊後地震	417 年前	417 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
		50 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
12802	別府湾－ 日出生断層帯 西部	平均活動間隔	13000 年～25000 年程度	19000 年	13000 年
		最新活動時期	約 7300 年前～6 世紀	4357 年前	7300 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%～0.05%	ほぼ 0%	0.048%
		50 年発生確率	ほぼ 0%～0.08%	ほぼ 0%	0.081%
12803	大分平野－ 由布院断層帯 東部	平均活動間隔	約 2300 年～3000 年	2650 年	2300 年
		最新活動時期	約 2200 年前～6 世紀	1807 年前	2200 年前
		30 年発生確率	0.03%～4%	1.0%	4.3%
		50 年発生確率	0.06%～7%	1.8%	7.1%
12804	大分平野－ 由布院断層帯 西部	平均活動間隔	約 700～1700 年	1200 年	700 年
		最新活動時期	約2000年前以後, 18世紀初 頭以前 (この間に2回)	(ポアソン過程)	
		30 年発生確率	2～4%	2.5%	4.2%
		50 年発生確率	3～7%	4.1%	6.9%
12805	野稻岳－ 万年山断層帯	平均活動間隔	4000 年程度	4000 年	4000 年
		最新活動時期	約 3900 年前～6 世紀	2657 年前	3900 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%～3%	0.58%	2.6%
		50 年発生確率	ほぼ 0%～4%	0.98%	4.3%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
12806	崩平山－ 亀石山断層帯	平均活動間隔	約 4300 年～7300 年	5800 年	4300 年
		最新活動時期	13 世紀以後	407 年前	813 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
		50 年発生確率	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0%
12901	雲仙断層群 北部区間	平均活動間隔	不明	2500 年	2000 年
		最新活動時期	約 5000 年前以後	2500 年前	5000 年前
		30 年発生確率	11%以下	4.4%	11%
		50 年発生確率	－	7.2%	18%
12902	雲仙断層群 南東部	平均活動間隔	不明	1000 年	1000 年
		最新活動時期	約 7300 年前以後	(ポアソン過程)	
		30 年発生確率	3%	3.0%	3.0%
		50 年発生確率	－	4.9%	4.9%
12903	雲仙断層群 南西部北部 区間	平均活動間隔	約 2500～4700 年	3600 年	2500 年
		最新活動時期	約2400年前以後, 11世紀以前	1657 年前	2400 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0～4%	0.021%	4.0%
		50 年発生確率	ほぼ 0～7%	0.037%	6.6%
12904	雲仙断層群 南西部南部 区間	平均活動間隔	約 2100 年～6500 年	4300 年	2100 年
		最新活動時期	(約 4500 年前～16 世紀)	2457 年前	4500 年前
		30 年発生確率	0.5%～1%	0.18%	10%
		50 年発生確率	0.8%～2%	0.30%	17%
13001	布田川断層帯 布田川区間	平均活動間隔	8100～26000 年程度	17,050 年	8100 年
		最新活動時期	約6900年前以後, 約2200年前以前	4500 年前	6800 年前
		30 年発生確率	ほぼ 0～0.9%	ほぼ 0%	0.84%
		50 年発生確率	ほぼ 0～1.0%	ほぼ 0%	1.4%
13002	布田川断層帯 宇土区間	平均活動間隔	不明	4000 年	4000 年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30 年発生確率	0.7%	0.75%	0.75%
		50 年発生確率	－	1.2%	1.2%
13003	布田川断層帯 宇土半島北岸 区間	平均活動間隔	不明	6000 年	6000 年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30 年発生確率	0.5%	0.50%	0.50%
		50 年発生確率	－	0.83%	0.83%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
13101	日奈久断層帯 高野－白旗 区間	平均活動間隔	不明	7300年	3600年
		最新活動時期	約1600年前以後, 約1200年前以前	1413年前	1613年前
		30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	0.014%
		50年発生確率	—	ほぼ0%	0.026%
13102	日奈久断層帯 日奈久区間	平均活動間隔	3600～11000年程度	7300年	3600年
		最新活動時期	約8400年前以後, 約2000年前以前	5207年前	8400年前
		30年発生確率	ほぼ0～6%	0.47%	6.3%
		50年発生確率	ほぼ0～10%	0.78%	10%
13103	日奈久断層帯 八代海区間	平均活動間隔	1100～6400年程度	3750年	1100年
		最新活動時期	約1700年前以後, 約900年 前以前 (744年肥後の地震 の可能性)	1313年前	1713年前
		30年発生確率	ほぼ0～16%	ほぼ0%	16%
		50年発生確率	ほぼ0～30%	ほぼ0%	26%
13201	緑川断層帯	平均活動間隔	34000～68000年程度	51000年	34000年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.04～0.09%	0.059%	0.088%
		50年発生確率	—	0.098%	0.15%
13301	人吉盆地 南縁断層	平均活動間隔	約8000年以上	8000年	8000年
		最新活動時期	約7300年前以後, 約3200年前以前	5250年前	7300年前
		30年発生確率	1%以下	0.26%	1.1%
		50年発生確率	2%以下	0.44%	1.8%
13401	出水断層帯	平均活動間隔	概ね8000年	8000年	8000年
		最新活動時期	約7300年前～2400年前	4850年前	7300年前
		30年発生確率	ほぼ0%～1%	0.15%	1.1%
		50年発生確率	ほぼ0%～2%	0.25%	1.8%
13501	甌断層帯上甌 島北東沖区間	平均活動間隔	不明	20000年	20000年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.1%	0.15%	0.15%
		50年発生確率	—	0.25%	0.25%

コード	断層名称		長期評価結果 (*は形状評価)	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
13502	甌断層帯甌区 間	平均活動間隔	2400～11000年程度	6700年	2400年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.3～1.2%	0.45%	1.2%
		50年発生確率	—	0.74%	2.1%
13601	市来断層帯市 来区間	平均活動間隔	不明	64000年	64000年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.05%	0.047%	0.047%
		50年発生確率	—	0.078%	0.078%
13602	市来断層帯甌 海峡中央区間	平均活動間隔	不明	85000年	85000年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.04%	0.035%	0.035%
		50年発生確率	—	0.059%	0.059%
13603	市来断層帯吹 上浜西方沖区 間	平均活動間隔	不明	43000年	43000年
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)	
		30年発生確率	0.07%以下	0.070%	0.070%
		50年発生確率	—	0.12%	0.12%

表 5.3.1.2-3 九州地域評価で詳細な評価対象となる活断層の諸元

コード	断層名称	断層面のずれの向き		M_j	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
12001	小倉東断層	右横ずれ主体 西側隆起の逆断層成分を伴う	長期評価	7.1 程度	約13km (地表長さ) 23km程度 (地下を含めた長さ)	15-16km 程度	西傾斜 70° 以上 (地表付近)	約 15km
			モデル化	M_w 6.6	28km	14km	西傾斜 70 度	3-16km
12101	福智山断層帯	左横ずれ主体 西側隆起の逆断層成分を伴う	長期評価	7.2 程度	約 28km	14-16km 程度	高角度西傾斜 60-90° (地表付近)	約 14km
			モデル化	M_w 6.7	32km	12km	西傾斜 75 度	3-15km
12201	西山断層帯 大島沖区間	左横ずれ主体	長期評価	7.5 程度	約 38km	不明	ほぼ垂直 (地表付近)	不明
			モデル化	M_w 6.9	42km	16km	90 度	2-18km
12202	西山断層帯 西山区間	左横ずれ主体	長期評価	7.6 程度	約 43km	13-15km 程度	ほぼ垂直 (地表付近)	13-15km 程度
			モデル化	M_w 7.0	48km	16km	90 度	2-18km
12203	西山断層帯 嘉麻峠区間	左横ずれ主体 (嘉麻峠-小石原断層) 右横ずれ主体 (杷木断層)	長期評価	7.3 程度	約 29km	9-13km 程度	75° 南西傾斜 (嘉麻峠- 小石原断層) 75° 南東傾斜 (杷木断層)	9-13km 程度
			モデル化	M_w 6.8	34km	16km	南西傾斜 75 度	2-17km
12301	宇美断層	左横ずれ主体 西側隆起の逆断層成分を伴う	長期評価	7.1 程度	約13km (地表長さ) 23km程度 (地下を含めた長さ)	約 14-16km	西傾斜 55-70° (地表付近)	約 13km
			モデル化	M_w 6.6	28km	14km	西傾斜 62.5 度	2-14km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		M_j	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
12401	警固断層帯北西区間	左横ずれ断層	長期評価	7.0 程度	約 25km	15km 程度	高角度 (ほぼ垂直)	下限深さ 15km 程度
			モデル化	$M_w6.7$	30km	16km	90 度	2-19km
12402	警固断層帯南東区間	左横ずれ断層 (南西側隆起成分を伴う)	長期評価	7.2 程度	約 27km	15km 程度	高角度 南西傾斜	下限深さ 15km 程度
			モデル化	$M_w6.7$	32km	16km	90 度	2-17km
12501	日向峠-小笠木峠断層帯	左横ずれ主体 (一部南西側隆起成分を伴う)	長期評価	7.2 程度	約 28km	10-15km 程度	高角度 (地表付近)	10-15km 程度
			モデル化	$M_w6.7$	32km	14km	90 度	2-16km
12601	水縄断層帯	南側隆起の正断層	長期評価	7.2 程度	約 26km	15km 程度	北傾斜 高角	下限 15km 程度
			モデル化	$M_w6.7$	30km	14km	北傾斜 60 度	3-14km
12701	佐賀平野北縁断層帯	北側隆起の正断層(横ずれ成分不明)	長期評価	7.5 程度	約22km (地表長さ) 38km程度 (地下を含めた長さ)	13-17km 程度	南傾斜 (60-80° 程度) (地表付近)	13-15km 程度
			モデル化	$M_w6.9$	42km	14km	南傾斜 70 度	3-16km
12801	別府湾-日出生断層帯東部	主として北側が相対的に隆起する正断層	長期評価	7.6 程度	約 43km	15km 程度	主として高角度南傾斜	下限 約 15km
			モデル化	$M_w7.0$	48km	14km	南傾斜 60 度	3-14km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		<i>Mj</i>	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
12802	別府湾－日出生断層帯西部	主として北側が相対的に隆起する正断層	長期評価	7.3 程度	約 32km	不明	主として高角度南傾斜	下限 約 15km
			モデル化	<i>Mw</i> 6.8	36km	14km	南傾斜 60 度	3-14km
12803	大分平野－由布院断層帯東部	南側が相対的に隆起する正断層	長期評価	7.2 程度	約 27km	15km 程度	主として高角度北傾斜	下限 約 15km
			モデル化	<i>Mw</i> 6.7	32km	14km	北傾斜 60 度	3-14km
12804	大分平野－由布院断層帯西部	南側が相対的に隆起する正断層	長期評価	6.7 程度	約 14km	不明	主として高角度北傾斜	下限 約 15km
			モデル化	<i>Mw</i> 6.3	18km	14km	北傾斜 60 度	3-14km
12805	野稻岳－万年山断層帯	主として北側が相対的に隆起する正断層	長期評価	7.3 程度	約 30km	不明	主として高角度南傾斜	下限 10km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.8	34km	14km	南傾斜 60 度	3-14km
12806	崩平山－亀石山断層帯	主として南側が相対的に隆起する正断層	長期評価	7.4 程度	約 34km	不明	主として高角度北傾斜	下限 10km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.9	38km	14km	北傾斜 60 度	3-14km
12901	雲仙断層群北部	主として北側隆起の正断層	長期評価	7.3 程度以上	30km 程度以上	不明	南傾斜 高角度	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.8	32km	18km	南傾斜 60 度	3-18km
12902	雲仙断層群南東部	南側隆起の正断層	長期評価	7.1 程度	23km 程度	不明	北傾斜 高角度	下限 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.6	26km	18km	北傾斜 60 度	3-18km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		M_j	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
12903	雲仙断層群 南西部北部	主として 南側隆起の 正断層	長期評価	7.3 程度	30km 程度	不明	高角度 北傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	$M_w6.8$	34km	18km	北傾斜 60 度	3-18km
12904	雲仙断層群 南西部南部	主として 北側隆起の 正断層	長期評価	7.1 程度	23km 程度	不明	高角度 南傾斜	下限 15km 程度
			モデル化	$M_w6.6$	26km	18km	南傾斜 60 度	3-18km
13001	布田川断層 帯布田川区 間	南東側隆起の 右横ずれ断層 (正断層成分伴 う) (一部小規模な 地溝帯形成)	長期評価	7.0 程度	約 19km	11-17km 程度	高角度 (地表付近) 北西傾斜	10-13km 程度
			モデル化	$M_w6.5$	24km	14km	北西傾斜 90 度	3-17km
13002	布田川断層 帯宇土区間	南東側隆起の 正断層 (横ずれ成分不 明)	長期評価	7.0 程度	約 2 km	14-1 km 程度	高角度 (地表付近) 北西傾斜	13km 程度
			モデル化	$M_w6.5$	22km	16km	北西傾斜 60 度	3-17km
13003	布田川断層 帯宇土半島 北岸区間	南東側隆起の 正断層 (横ずれ成分不 明)	長期評価	7.2 程度 以上	約 27km 以上	14-17km 程度	高角度 (地表付近) 北西傾斜	13km 程度
			モデル化	$M_w6.7$	32km	16km	北西傾斜 60 度	3-17km
13101	日奈久断層 帯高野一白 旗区間	右横ずれ断層 南東側隆起を 伴う	長期評価	6.8 程度	約 16km	13km 程度	高角度	13km 程度
			モデル化	$M_w6.4$	20km	14km	90 度	3-17km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		<i>Mj</i>	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
13102	日奈久断層帯日奈久区間	右横ずれ断層南東側隆起を伴う	長期評価	7.5 程度	約 40km	11-18km 程度	高角度北西傾斜	11-14km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.9	44km	16km	北西傾斜 60 度	3-17km
13103	日奈久断層帯八代海区間	右横ずれ断層南東側隆起を伴う (小規模な地溝帯を形成)	長期評価	7.3 程度	約 30km	11-12km 程度	高角度	11-12km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.8	34km	14km	90 度	3-17km
13201	緑川断層帯	南側隆起の正断層 (右横ずれ成分を伴う)	長期評価	7.4 程度	約 34km	13-14km 程度	70-90° 北傾斜	13km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.9	38km	12km	北傾斜 80 度	2-14km
13301	人吉盆地南縁断層	南東側隆起の正断層	長期評価	7.1 程度	約 22km	不明	北西傾斜(高角度)	下限深さ 15km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.6	24km	18km	北西傾斜 60 度	2-17km
13401	出水断層帯	南東側隆起の正断層で右横ずれ変位を伴う	長期評価	7.0 程度	約 20km	不明	北西傾斜約 40-50 度程度	下限 約 15km
			モデル化	<i>Mw</i> 6.5	22km	18km	北西傾斜 45 度	3-15km
13501	甌断層帯上甌島北東沖区間	右横ずれ主体	長期評価	6.9 程度	約 17km	12-15km 程度	60-90° 程度	12-13km 程度
			モデル化	<i>Mw</i> 6.5	22km	12km	75 度	2-14km

コード	断層名称	断層面のずれの向き		M_j	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
13502	甌断層帯甌区間	北側隆起の正断層左横ずれを伴う(北東部) 北西側隆起の正断層(南西部)	長期評価	7.5 程度	約 39 km	12 km程度(北東部) 14-22 km程度(南西部)	高角度(北東部) 40-60° 南東傾斜(南西部)	12-14 km程度
			モデル化	M_w 6.9	12km 30km	12km 18km	60度 南東傾斜 130度	2-12km 2-16km
13601	市来断層帯市来区間	北側隆起の正断層(右横ずれ成分伴う)	長期評価	7.2 程度	約17km(地表長さ) 25km程度(地下を含めた長さ)	13 km 程度	40-60° 南傾斜(地表付近) 高角度(地下深部)	約 13km
			モデル化	M_w 6.7	30km	14km	南傾斜 60度	2-14km
13602	市来断層帯甌海峡中央区間	北西側隆起の正断層(横ずれ成分不明)	長期評価	7.5 程度	38km 程度	13-15km 程度	60-90° 南東傾斜	約 13km
			モデル化	M_w 6.9	42km	12km	南東傾斜 75度	2-14km
13603	市来断層帯吹上浜西方沖区間	南東側隆起の正断層(横ずれ成分不明)	長期評価	7.0 程度以上	20km 程度以上	13-15km 程度	60-90° 北西傾斜	約 13km
			モデル化	M_w 6.5	24km	12km	北西傾斜 75度	2-14km

続いて、活断層の複数の区間が同時に活動（連動）する場合のモデル化について述べる。2013 年における検討の検討モデルでは、九州地域を対象に活断層の複数の区間が同時に活動（連動）する場合のモデル化を行った。2014 年版のモデルでも、九州地域において活断層の連動を考慮する。

九州地域評価では、単位区間が連動する可能性がある活断層で連動が起こった場合の地震規模が示されている（表 5.3.1.2-4）ものの、発生確率は評価されていない。このため、単位区間の平均活動間隔（発生頻度）に基づき、連動の発生確率をモデル化する。

連動する場合の地震発生確率の算出については、対象地域の活断層の地震の発生頻度をもとに、単位区間の発生頻度とは独立させて発生頻度を与える。具体的には、活断層の平均活動間隔に基づいた発生頻度から、 b 値 0.9（ b 値については、「4.3 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の評価手法の概要」の脚注を参照）の G-R 式を適用して連動の地震規模に応じた発生頻度を求め、ポアソン過程に基づいて発生確率を算出する。こうして得られた連動の発生確率は、長期間の平均的な地震活動を想定したものとなる。単位区間の発生頻度に G-R 式をフィッティングする際には、地域ごと（九州北部、九州中部、九州南部）および九州全体を対象に求めた G-R 式を適用し、連動の頻度を外挿で求める（図 5.3.1.2-1）。

上記の方法で求めた連動地震の 30 年発生確率を表 5.3.1.2-5 に示す。なお、九州地域評価で連動が示唆される断層帯では、3 つ以上の単位区間で構成される断層帯でも、それら全体が同時に活動する場合の地震規模のみが示されているため、ここでも断層帯全体が連動する場合のみを対象とする。

表 5.3.1.2-4 九州地域評価で複数単位区間の同時活動の可能性が示される活断層

番号	断層群・断層帯の名称	単位区間	単独発生 の地震規模 M	同時活動の 地震規模 M
122	西山断層帯	西山断層帯大島沖区間	7.5 程度	7.9-8.2 程度
		西山断層帯西山区間	7.6 程度	
		西山断層帯嘉麻峠区間	7.3 程度	
124	警固断層帯	警固断層帯北西部	7.0 程度	7.7 程度
		警固断層帯南東部	7.2 程度	
128	別府-万年山断層帯	別府湾-日出生断層帯東部	7.6 程度	8.0 程度
		別府湾-日出生断層帯西部	7.3 程度	
		大分平野-由布院断層帯東部	7.2 程度	7.5 程度
		大分平野-由布院断層帯西部	6.7 程度	
129	雲仙断層群雲仙断層群	雲仙断層群南西部北部	7.3 程度	7.5 程度
		雲仙断層群南西部南部	7.1 程度	
130	布田川断層帯	布田川断層帯布田川区間	7.0 程度	7.5-7.8 程度
		布田川断層帯宇土区間	7.0 程度	
		布田川断層帯宇土半島北岸区間	7.2 程度	
131	日奈久断層帯	日奈久断層帯高野-白旗区間	6.8 程度	7.7-8.0 程度
		日奈久断層帯日奈久区間	7.5 程度	
		日奈久断層帯八代海区間	7.3 程度	
130 131	布田川断層帯、日奈久断層帯	布田川断層帯布田川区間	7.0 程度	7.8-8.2 程度
日奈久断層帯高野-白旗区間		6.8 程度		
日奈久断層帯日奈久区間		7.5 程度		
日奈久断層帯八代海区間		7.3 程度		

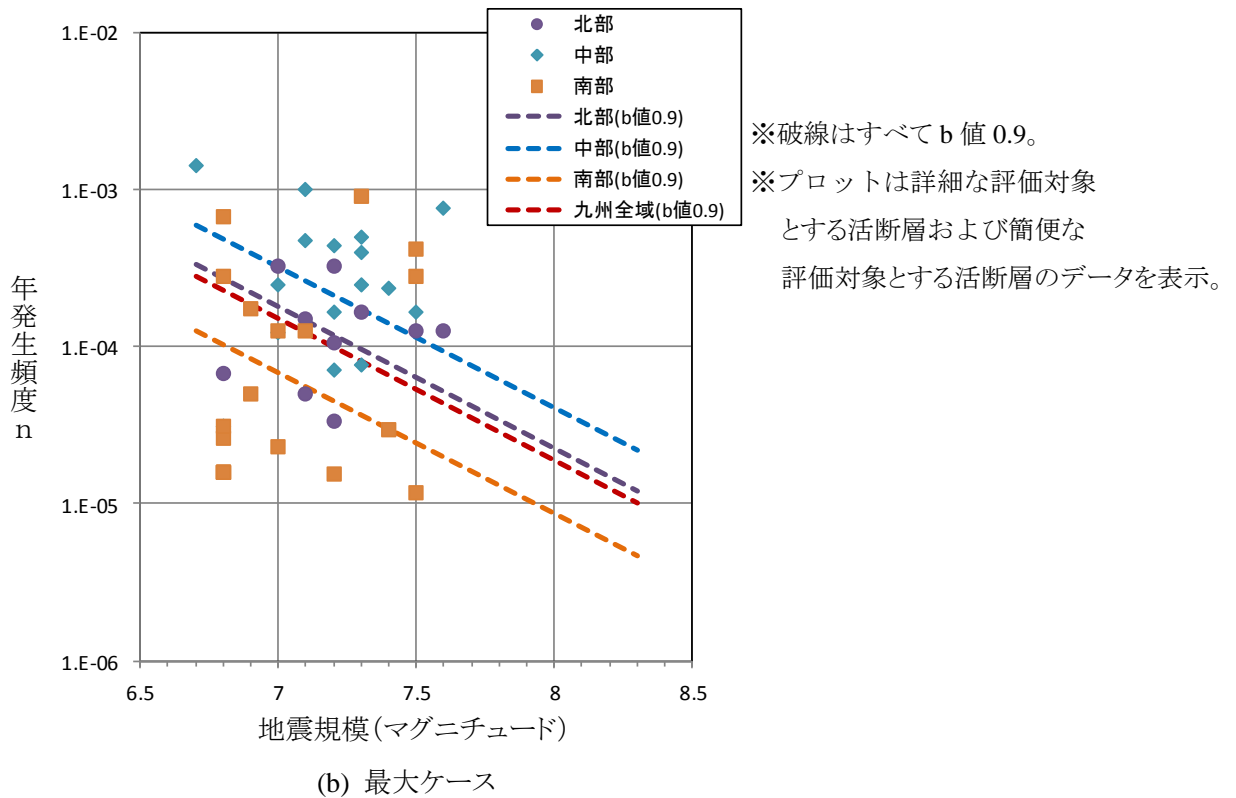
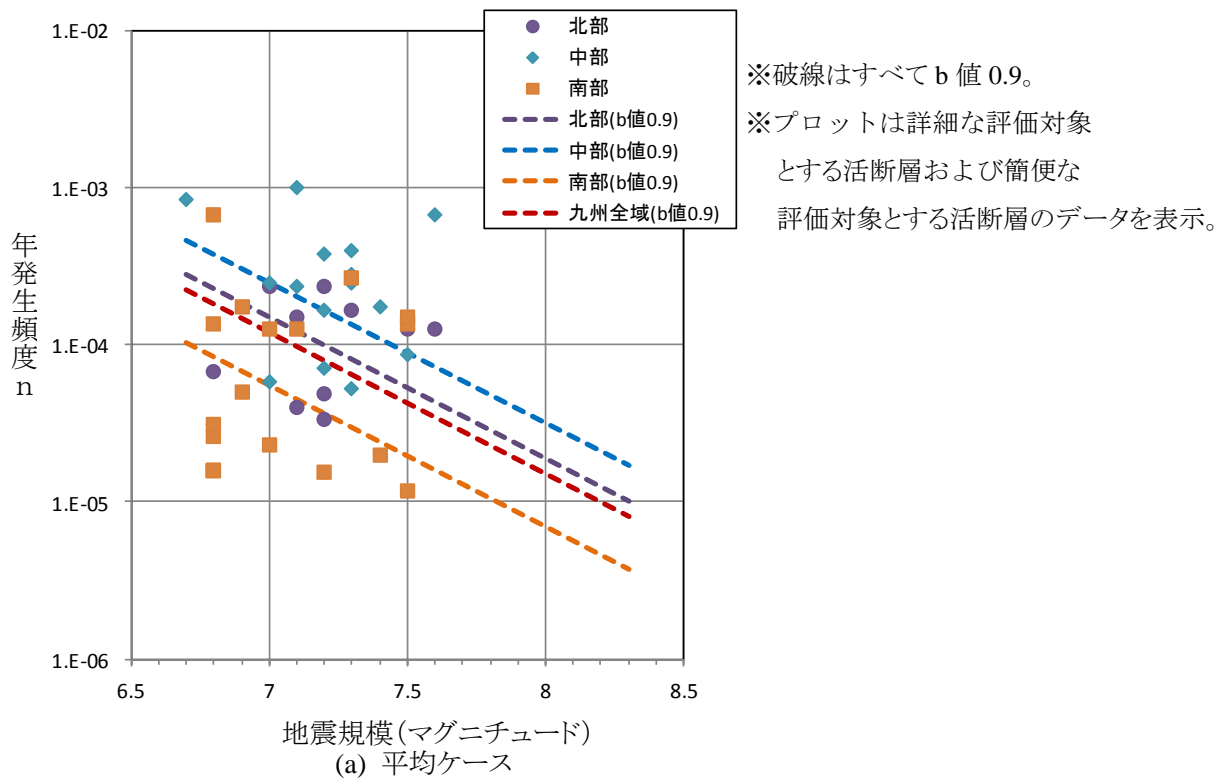


図 5.3.1.2-1 単位区間の同時活動の発生頻度 (地域ごとに G-R 式でフィッティング)

表 5.3.1.2-5 複数単位区間が同時活動（連動）する場合の発生確率

活断層 単位区間	地震規模	平均活動間隔(年)		年発生頻度		30年発生確率	
		平均ケース	最大ケース	平均ケース	最大ケース	平均ケース	最大ケース
西山断層帯							
大島沖	7.6	8000	8000	1.25E-04	1.25E-04	1.97E-02	2.95E-02
西山	7.6	8000	8000	1.25E-04	1.25E-04	1.18E-02	2.49E-02
嘉麻峠	7.4	6000	6000	1.67E-04	1.67E-04	4.99E-03	4.99E-03
連動(九州北部)	8.2	99000	84000	1.01E-05	1.20E-05	3.04E-04	3.59E-04
連動(九州全域)		123000	99000	8.11E-06	1.01E-05	2.43E-04	3.02E-04
警固断層帯							
北西	7.0	4300	3100	2.33E-04	3.23E-04	0	0
南東	7.2	4300	3100	2.33E-04	3.23E-04	1.94E-02	5.59E-02
連動(九州北部)	7.7	28000	24000	3.51E-05	4.15E-05	1.05E-03	1.24E-03
連動(九州全域)		36000	29000	2.81E-05	3.49E-05	8.43E-04	1.05E-03
別府-万年山断層帯							
別府湾-日出生断層帯東部	7.6	1500	1300	6.67E-04	7.69E-04	0	0
別府湾-日出生断層帯西部	7.3	19000	13000	5.26E-05	7.69E-05	0	4.80E-04
連動(九州中部)	8.0	32000	25000	3.15E-05	4.04E-05	9.46E-04	1.21E-03
連動(九州全域)		66000	53000	1.51E-05	1.87E-05	4.53E-04	5.62E-04
大分平野-由布院断層帯東部	7.2	2650	2300	3.77E-04	4.35E-04	1.03E-02	4.30E-02
大分平野-由布院断層帯西部	6.7	1200	700	8.33E-04	1.43E-03	2.47E-02	4.20E-02
連動(九州中部)	7.5	11000	9000	8.89E-05	1.14E-04	2.66E-03	3.41E-03
連動(九州全域)		23000	19000	4.26E-05	5.28E-05	1.28E-03	1.58E-03
雲仙断層群							
南西部北部	7.3	3600	2500	2.78E-04	4.00E-04	2.06E-04	3.99E-02
南西部南部	7.1	4300	2100	2.33E-04	4.76E-04	6.95E-03	1.42E-02
連動(九州中部)	7.5	11000	9000	8.89E-05	1.14E-04	2.66E-03	3.41E-03
連動(九州全域)		23000	19000	4.26E-05	5.28E-05	1.28E-03	1.58E-03
布田川断層帯							
布田川	7.0	17050	8100	5.87E-05	1.23E-04	0	8.41E-03
宇土	6.9	4000	4000	2.50E-04	2.50E-04	7.47E-03	7.47E-03
宇土半島北岸	7.2	6000	6000	1.67E-04	1.67E-04	4.99E-03	4.99E-03
連動(九州中部)	7.8	21000	16000	4.77E-05	6.11E-05	1.43E-03	1.83E-03
連動(九州全域)		44000	35000	2.29E-05	2.84E-05	6.86E-04	8.51E-04
日奈久断層帯							
高野-白旗	6.8	7300	3600	1.37E-04	2.78E-04	0	1.44E-04
日奈久	7.5	7300	3600	1.37E-04	2.78E-04	4.67E-03	6.33E-02
八代海	7.3	3750	1100	2.67E-04	9.09E-04	0	1.64E-01
連動(九州南部)	8.0	144000	116000	6.95E-06	8.62E-06	2.09E-04	2.58E-04
連動(九州全域)		66000	53000	1.51E-05	1.87E-05	4.53E-04	5.62E-04
日奈久断層帯+布田川区間							
高野-白旗	6.8	7300	3600	1.37E-04	2.78E-04	0	1.44E-04
日奈久	7.5	7300	3600	1.37E-04	2.78E-04	4.67E-03	6.33E-02
八代海	7.3	3750	1100	2.67E-04	9.09E-04	0	1.64E-01
布田川	7.0	17050	8100	5.87E-05	1.23E-04	0	8.41E-03
連動(九州南部)	8.2	218000	176000	4.59E-06	5.69E-06	1.38E-04	1.71E-04
連動(九州全域)		100000	81000	9.98E-06	1.24E-05	2.99E-04	3.71E-04

※連動（九州北部、九州中部、九州南部）：地域ごとに G-R 式でフィッティング。

連動（九州全域）：九州全域で G-R 式でフィッティング（参考値）。

※赤字で示す連動の発生確率は、長期評価が行われるまでの暫定的な値である。

<2013 年における検討の従来モデル>

2013 年における検討の従来モデルは、活断層の複数区間の連動を考慮していない点以外については、2014 年版のモデルと同じである。

<全国地震動予測地図 2010 年版のモデル>

2010 年版では、九州地域評価がまだ公表されていなかったため、その反映がなされていない。したがって、複数区間の連動についても考慮されていない。

5.3.1.3 その他の活断層で発生する地震

その他の活断層帯で発生する地震については、2014 年版のモデルと 2013 年における検討の従来モデルで設定は共通である。主要活断層帯、九州地域評価における詳細な評価対象とする活断層帯以外の活断層をその他の活断層としてモデル化を行った。また、九州地域評価において、簡便な評価対象とする活断層もその他の活断層として扱った。

1) 基本方針

松田・他（2000）の起震断層の基準に当てはまる断層のうち、主要活断層帯以外のものを対象として抽出する。主要活断層帯の長期評価において考慮した断層で基盤的調査観測の基準に達しないため評価が行われなかった断層についても、起震断層の基準に当てはまるものはこの地震分類の中でモデル化を行う。

2) 起震断層の抽出プロセス

- ・「新編日本の活断層」（活断層研究会編，1991）および「活断層詳細デジタルマップ」（中田・今泉編，2002）をデータベースとして、そこから以下の松田・他（2000）の基準で全長 10km 以上の起震断層を抽出する。断層の端点と断層長さは両データベースにおいて改めて読み直した。
 - 周辺 5km 以内に他の活断層線のない孤立した長さ 10km 以上の断層
 - 相互間隔が 5km 以内であるほぼ同じ走向の断層群
 - 断層線の中点の位置が主断層線から 5km 以上離れている走向を異にする断層
- ・「新編日本の活断層」（活断層研究会編，1991）に示されている確実度Ⅲの断層は以下のように取り扱う。
 - 起震断層の端に、確実度Ⅲの断層が 5km 以短で続く場合には、これを起震断層の長さに含める。
 - 起震断層の途中に、確実度Ⅲの断層が 5km 以短で含まれて確実度Ⅱ以上の断層線をつなぐ場合には、これを起震断層の長さに含める。
 - 5km より長い確実度Ⅲの断層線は除外する。

- ・「活断層詳細デジタルマップ」における推定活断層は、起震断層の抽出対象に取り入れる。デジタルマップにおいては起震断層の抽出対象とされていないが、主要活断層帯の長期評価では推定活断層も対象として抽出されていることから、整合性を図るために起震断層の抽出対象とする。
- ・両データベースに共通な起震断層については、断層長さが長い方を採用する。片方のデータベースにしか記載されていない起震断層については、そのパラメータをそのまま採用する。

3) 地震発生確率の設定

「長期的な地震発生確率の評価手法について」（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2001a）の方法に従い、平均的な活動間隔からポアソン過程に基づいて発生確率を算定する。

確率算定のための平均活動間隔 R (年) は、平均変位速度 S (mm/年) と 1 回の活動に伴う断層の変位量 D (m) から

$$R = D / S * 1000 \quad (5.3.1.3-1)$$

で求められるが、 M (マグニチュード) と D 、及び M と断層長さ L (km) との以下の関係 (松田, 1975)

$$\log L = 0.6 M - 2.9 \quad (5.3.1.3-2)$$

$$\log D = 0.6 M - 4.0 \quad (5.3.1.3-3)$$

を用いて以下のように長さ と 平均変位速度 から 推定した。

$$\log R = \log L/S + 1.9 \quad (5.3.1.3-4)$$

平均変位速度が不明の活断層については「新編日本の活断層」(活断層研究会編, 1991)における活動度に応じた平均変位速度を仮定する。なお、長さが短く活動度が高い活断層では、今回の方法で算定される平均活動間隔が数 100 年から 1,000 年未満となる。このような活断層に対する活動間隔の評価方法は今後の検討課題であるが、ここでは、非現実的な活動間隔になることを避けるために、平均変位速度の数値の記載がなく活動度が A 級、A-B 級とされる活断層については、それぞれ下記の平均変位速度を与えることにした。これらの数値は主要活断層帯で用いたものとは異なることに注意が必要である。

A 級	: 1 mm/y	(A 級の下限值)
A-B 級	: 0.5 mm/y	(A 級の半値)
B 級	: 0.25 mm/y	(奥村・石川, 1998)
B-C 級	: 0.1 mm/y	(B 級と C 級の境界値)
C 級	: 0.047 mm/y	(奥村・石川, 1998)

なお、活動度が不明の場合には C 級未満と考え、上記 C 級の平均変位速度の半分として、0.024 mm/y を仮定する。また、活動度が B 級未満、C 級未満と表記されている場合には、それぞれ B-C 級および C 級未満の平均変位速度として、0.1mm/y および 0.024mm/y を仮定す

る。

4) マグニチュードの設定

活断層で発生する地震のマグニチュードは、(5.3.1.3-2)式に従い、断層長さから求める。

5) 断層面の諸元の設定

個々の活断層の断層面は、1枚もしくは複数枚の矩形面でモデル化する。モデルを規定するパラメータは、端部の位置、長さ、幅、走向、傾斜角、上端深さである。このうち、傾斜角は全ての断層について90度（鉛直面）と設定する。上端深さは地震動評価の観点からの研究（伊藤，1997）を参考に3kmと設定する。幅については、断層長さ15kmまでは長さに同じとしている。それ以上の長さの活断層に対しては、地震発生層を深さ3～18kmと想定して、幅15kmとした。

6) 活動区間

個々の活断層の全区間が同時に活動すると考える。

7) モデル化した活断層の諸元

確率論的地震動予測地図の作成に用いる主要活断層帯以外の活断層の諸元を表5.3.1.3-1、活断層の位置を主要活断層帯に重ねた地図を図5.3.1.3-1に示す。従来その他の活断層とされていた小倉東断層、福智山断層帯、緑川断層帯、市来断層帯は、九州地域評価において詳細な評価対象とする活断層となったため、その他の活断層から削除した。一方、九州地域評価において簡便な評価対象となった糸島半島沖断層群をその他の活断層に加えた。また、九州地域評価において長島断層群は活断層の可能性が低いこと、川南一征矢原断層は川南断層と征矢原断層に分かれ、それぞれの断層長さが10km未満となるため、簡便な評価対象になっていない。このため、その他の活断層からも削除した。

図 5.3.1.3-1 その他の活断層のモデル化諸元 (163 断層)

コード	モデル化した断層名 (注 1)	断層 長さ (注 2)	M	活動間隔	活動間隔 算出根拠 (注 3)	30 年発 生確率	50 年発 生確率
30001	羅臼岳断層帯	12km	6.6	1000 年	A 級	3.0%	4.9%
30002	斜里岳東断層帯	13km	6.7	1500 年	0.7mm/y	2.0%	3.3%
30003	網走湖断層帯	15km	6.8	4800 年	B 級	0.62%	1.0%
30004	常呂川東岸断層	10km	6.5	3200 年	B 級	0.93%	1.6%
30005	問寒別断層帯	20km	7.0	12200 年	0.13mm/y	0.25%	0.41%
30008	ポニタシベツ断層	11km	6.6	3500 年	B 級	0.85%	1.4%
30009	三ツ石ー浦河断層帯	12km	6.6	3800 年	B 級	0.79%	1.3%
30011	野幌丘陵断層帯	20km	7.0	7900 年	0.2mm/y	0.38%	0.63%
30012	尻別川断層帯	25km	7.2	7900 年	0.25mm/y	0.38%	0.63%
30013	八雲断層帯	10km	6.5	800 年	1mm/y	3.7%	6.1%
30014	野辺地断層帯	20km ^{注 4)}	7.0	6400 年	B 級	0.47%	0.78%
30015	津軽山地西縁断層帯北部北方延 長 (津軽山地西縁断層帯北部・中 部残)	15km	6.8	49600 年	? (C 級未満)	0.060%	0.10%
30016	岩木山南麓断層帯	11km	6.6	3500 年	B 級	0.85%	1.4%
30018	滝沢鶴飼西断層 (北上残部)	17km	6.9	28700 年	C 級	0.10%	0.17%
30019	田沢湖断層帯	10km	6.5	2000 年	0.4mm/y	1.5%	2.5%
30020	北口断層帯	16km	6.8	5100 年	B 級	0.59%	0.98%
30021	横手盆地西南断層帯	21km	7.0	35500 年	C 級	0.084%	0.14%
30022	鳥田目断層帯	24km ^{注 4)}	7.1	7600 年	B 級	0.39%	0.66%
30023	釜ヶ台断層帯	11km	6.6	3500 年	B 級	0.85%	1.4%
30024	象潟断層帯	10km	6.5	800 年	1mm/y	3.7%	6.1%
30025	旭山撓曲帯	23km	7.1	36500 年	0.05mm/y	0.082%	0.14%
30026	愛島推定断層	11km	6.6	36400 年	? (C 級未満)	0.082%	0.14%
30027	作並一屋敷平断層帯	10km	6.5	26500 年	0.03mm/y	0.11%	0.19%
30028	遠刈田断層帯	11km	6.6	2900 年	0.3mm/y	1.0%	1.7%
30029	尾花沢断層帯	14km	6.7	2200 年	0.5mm/y	1.4%	2.2%
30031	小樽川断層帯	10km	6.5	3200 年	B 級	0.93%	1.6%
30032	双葉断層南部(原町市大原以 南) (双葉断層南部 C 級残)	48km	7.6	120000 年	(注 5)	0.025%	0.042%

コード	モデル化した断層名 (注1)	断層 長さ (注2)	M	活動間隔	活動間隔 算出根拠 (注3)	30年発 生確率	50年発 生確率
30033	大阪一足沢断層帯	16km	6.8	12700年	B-C級	0.24%	0.39%
30034	二ツ箭断層	10km	6.5	3200年	B級	0.93%	1.6%
30035	三郡森断層帯	18km	6.9	5700年	B級	0.52%	0.87%
30036	湯ノ岳断層	12km	6.6	3800年	B級	0.79%	1.3%
30037	井戸沢断層	19km	7.0	62900年	? (C級未満)	0.048%	0.079%
30038	高萩付近推定	17km	6.9	56300年	? (C級未満)	0.053%	0.089%
30039	棚倉破砕帯西縁断層	20km	7.0	66200年	? (C級未満)	0.045%	0.076%
30040	安達太良山東麓断層帯	15km	6.8	2400年	0.5mm/y	1.2%	2.1%
30041	川桁山断層帯	15km	6.8	11900年	0.1mm/y	0.25%	0.42%
30042	白河西方断層帯	18km	6.9	59600年	? (C級未満)	0.050%	0.084%
30043	檜枝岐西断層	15km	6.8	25400年	C級	0.12%	0.20%
30044	虚空蔵山東方断層	11km	6.6	3500年	B級	0.85%	1.4%
30045	羽津断層帯	14km	6.7	3200年	0.35mm/y	0.93%	1.6%
30046	沼越峠断層	16km	6.8	5100年	B級	0.59%	0.98%
30047	吉野屋断層	12km	6.6	4800年	0.2mm/y	0.62%	1.0%
30048	悠久山断層帯	22km	7.1	5800年	0.3mm/y	0.52%	0.86%
30049	常楽寺断層	11km	6.6	3500年	B級	0.85%	1.4%
30050	大佐渡西岸断層帯	14km	6.7	11100年	0.1mm/y	0.27%	0.45%
30051	国中平野南断層	10km	6.5	1600年	0.5mm/y	1.9%	3.1%
30053	平滝-伏野峠断層	10km	6.5	3200年	B級	0.93%	1.6%
30056	戸隠山断層	11km	6.6	3500年	B級	0.85%	1.4%
30057	常念岳東断層帯	28km	7.2	22200年	B-C級	0.14%	0.22%
30059	早乙女岳断層	16km	6.8	12700年	B-C級	0.24%	0.39%
30060	能都断層帯	18km	6.9	5700年	B級	0.52%	0.87%
30061	霧ヶ峰断層帯	20km	7.0	1600年	A級	1.9%	3.1%
30062	鴨川低地断層帯北断層	15km	6.8	10000年	(注5)	0.30%	0.50%
30063	越生断層	13km	6.7	22000年	C級	0.14%	0.23%
30064	鶴川断層	28km ^{注4)}	7.2	47300年	C級	0.063%	0.11%
30065	扇山断層	21km	7.0	16700年	B-C級	0.18%	0.30%
30066	玄倉-塩沢断層帯	16km	6.8	5100年	B級	0.59%	0.98%
30067	秦野断層帯	13km	6.7	700年	1.5mm/y	4.2%	6.9%
30069	丹那断層帯南端群	14km	6.7	5600年	0.2mm/y	0.53%	0.89%
30070	達磨山断層帯	11km	6.6	2900年	0.3mm/y	1.0%	1.7%

コード	モデル化した断層名 (注1)	断層 長さ (注2)	M	活動間隔	活動間隔 算出根拠 (注3)	30年発 生確率	50年発 生確率
30071	石廊崎断層	14km	6.7	2200年	0.5mm/y	0% ^{注6)}	0% ^{注6)}
30072	日本平断層帯	12km	6.6	4800年	0.2mm/y	0.62%	1.0%
30073	畑薙山断層	13km	6.7	22000年	C級	0.14%	0.23%
30074	中央構造線赤石山地西縁断層帯	52km ^{注4)}	7.7	16500年	B級	0.18%	0.30%
30075	下伊那竜東断層帯	27km	7.2	8600年	B級	0.35%	0.58%
30076	平岡断層	20km	7.0	15900年	B-C級	0.19%	0.31%
30078	鈴ヶ沢断層	10km	6.5	3200年	B級	0.93%	1.6%
30079	白巣峠断層帯	10km	6.5	1600年	A-B級	1.9%	3.1%
30080	若桁峠断層	14km	6.7	4400年	B級	0.68%	1.1%
30081	久野川断層	15km	6.8	4800年	B級	0.62%	1.0%
30082	古川断層帯(戸市川断層)	16km	6.8	27000年	C級	0.11%	0.19%
30083	口有道一山之口断層	20km	7.0	33800年	C級	0.089%	0.15%
30084	屏風山断層南西部 (屏風山断層南西部残り)	16km	6.8	80000年	(注5)	0.037%	0.062%
30085	笠原断層	16km	6.8	12700年	B-C級	0.24%	0.39%
30086	華立断層	10km	6.5	7900年	[B]級	0.38%	0.63%
30087	深溝断層帯	11km	6.6	3500年	0.25mm/y	0% ^{注6)}	0% ^{注6)}
30088	名古屋市付近断層	11km	6.6	8700年	0.1mm/y	0.34%	0.57%
30089	天白河口断層	13km	6.7	150000年	(注5)	0.020%	0.033%
30090	眉丈山断層帯	17km	6.9	5400年	0.25mm/y	0.55%	0.92%
30091	谷汲木知原断層	15km	6.8	2000年	0.6mm/y	1.5%	2.5%
30092	池田山断層	16km	6.8	5100年	0.25mm/y	0.59%	0.98%
30093	津島断層帯	31km	7.3	9800年	B級	0.31%	0.51%
30094	鈴鹿沖断層	13km	6.7	4100年	B級	0.73%	1.20%
30095	養老山地西縁断層帯	19km ^{注4)}	7.0	6000年	B級	0.50%	0.83%
30096	宝慶寺断層	17km	6.9	13500年	B-C級	0.22%	0.37%
30097	金草岳断層帯	10km	6.5	2600年	0.3mm/y	1.1%	1.9%
30098	奥川並断層	13km	6.7	10300年	B-C級	0.29%	0.48%
30099	更毛断層	12km	6.6	9500年	B-C級	0.32%	0.52%
30100	宝泉寺断層帯	17km	6.9	13500年	B-C級	0.22%	0.37%
30101	美浜湾沖断層	21km	7.0	69500年	?(C級未満)	0.043%	0.072%
30102	耳川断層帯	11km	6.6	3500年	B級	0.85%	1.4%
30103	琵琶湖東岸湖底断層	12km	6.6	3800年	B級	0.79%	1.3%

コード	モデル化した断層名 (注1)	断層 長さ (注2)	M	活動間隔	活動間隔 算出根拠 (注3)	30年発 生確率	50年発 生確率
30104	熊川断層帯	11km	6.6	8700年	0.1mm/y	0.34%	0.57%
30105	琵琶湖南部湖底断層	14km	6.7	4400年	B級	0.68%	1.1%
30106	大鳥居断層帯	24km	7.1	40600年	C級	0.074%	0.12%
30107	鈴鹿坂下断層帯	15km	6.8	7900年	0.15mm/y	0.38%	0.63%
30108	経ヶ峯南断層	10km	6.5	3200年	B級	0.93%	1.6%
30109	中央構造線多気	20km	7.0	33800年	C級	0.089%	0.15%
30110	家城断層帯	16km	6.8	27000年	C級	0.11%	0.19%
30111	名張断層帯	29km ^{注4)}	7.3	49000年	C級	0.061%	0.10%
30112	信楽断層帯	16km	6.8	5100年	0.25mm/y	0.59%	0.98%
30113	和東谷断層	14km	6.7	4400年	B級	0.68%	1.1%
30114	田原断層	10km	6.5	16900年	C級	0.18%	0.30%
30115	あやめ池撓曲帯	15km	6.8	4000年	0.3mm/y	0.75%	1.2%
30116	京阪奈丘陵撓曲帯	24km	7.1	7600年	B級	0.39%	0.66%
30117	羽曳野断層帯	15km	6.8	4800年	B級	0.62%	1.0%
30118	和泉北麓断層帯	16km	6.8	27000年	C級	0.11%	0.19%
30119	中央構造線五条	36km	7.4	60800年	[C]級	0.049%	0.082%
30120	埴生断層	16km	6.8	5100年	0.25mm/y	0.59%	0.98%
30121	中山断層帯	11km	6.6	29100年	0.03mm/y	0.10%	0.17%
30122	三岳山断層	10km	6.5	33100年	? (C級未満)	0.091%	0.15%
30123	御所谷断層帯	29km	7.3	9200年	B級	0.33%	0.54%
30124	高塚山断層	12km	6.6	3800年	B級	0.79%	1.3%
30125	志筑断層帯	10km	6.5	7900年	B-C級	0.38%	0.63%
30126	飯山寺断層帯	14km	6.7	23700年	C級	0.13%	0.21%
30127	養父断層帯	21km ^{注4)}	7.0	6700年	B級	0.45%	0.74%
30128	明延北方断層	12km	6.6	20300年	C級	0.15%	0.25%
30129	引原断層	10km	6.5	16900年	C級	0.18%	0.30%
30130	雨滝一釜戸断層	15km	6.8	49600年	? (C級未満)	0.060%	0.10%
30131	岩坪断層帯 (鹿野断層)	13km	6.7	34400年	0.03mm/y	0% ^{注6)}	0% ^{注6)}
30132	岩坪断層帯 (岩坪断層)	8km	6.3	21200年	0.03mm/y	0.14%	0.24%
30133	鹿島断層帯	18km	6.9	14300年	0.1mm/y	0.21%	0.35%
30134	芳井断層	11km	6.6	1500年	0.6mm/y	2.0%	3.3%
30135	福山断層帯	11km	6.6	36400年	C級未満	0.082%	0.14%
30136	御調断層	10km	6.5	33100年	? (C級未満)	0.091%	0.15%

コード	モデル化した断層名 (注1)	断層 長さ (注2)	M	活動間隔	活動間隔 算出根拠 (注3)	30年発 生確率	50年発 生確率
30137	庄原断層	10km	6.5	16900年	C級	0.18%	0.30%
30138	三次断層帯	11km	6.6	18600年	C級	0.16%	0.27%
30139	上根断層	15km	6.8	4800年	B級	0.62%	1.0%
30140	筒賀断層帯	16km	6.8	12700年	0.1mm/y	0.24%	0.39%
30141	弥栄断層帯	47km	7.6	124400年	0.03mm/y	0.024%	0.040%
30142	大原湖断層	16km	6.8	2500年	0.5mm/y	1.2%	2.0%
30143	渋木断層	16km	6.8	53000年	? (C級未満)	0.057%	0.094%
30144	徳島平野南縁断層帯	13km	6.7	4100年	B級	0.73%	1.2%
30145	鮎喰川断層帯	28km ^{注4)}	7.2	92700年	? (C級未満)	0.032%	0.054%
30146	江畑断層帯	22km	7.1	72800年	C級未満	0.041%	0.069%
30147	高縄山北断層	15km	6.8	49600年	? (C級未満)	0.060%	0.10%
30148	綱付森断層	11km	6.6	3500年	B級	0.85%	1.4%
30149	安田断層	23km	7.1	76100年	? (C級未満)	0.039%	0.066%
30150	行当岬断層	17km	6.9	5400年	B級	0.55%	0.92%
30151	高知吾川	22km	7.1	17500年	0.1mm/y	0.17%	0.29%
30152	宿毛一中村断層帯	26km	7.2	86100年	? (C級未満)	0.035%	0.058%
30153	土佐清水北断層帯	10km	6.5	33100年	? (C級未満)	0.091%	0.15%
30172	種子島北部断層	14km	6.7	5600年	0.2mm/y	0.53%	0.89%
30173	屋久島南岸断層帯	18km	6.9	4800年	0.3mm/y	0.62%	1.0%
30174	喜界島断層帯	14km	6.7	1100年	A級	2.7%	4.4%
30175	沖永良部島断層帯	13km	6.7	4100年	B級	0.73%	1.2%
30176	金武湾西岸断層帯	11km	6.6	3500年	B級	0.85%	1.4%
30178	与那国島断層帯	11km	6.6	3500年	B級	0.85%	1.4%
30179	能登半島地震断層 ^{注7)}	—	6.9	—	—	0% ^{注6)}	0% ^{注6)}
30180	宇部東部断層一下郷断層	12km	6.6	39700年	? (C級未満)	0.076%	0.13%
30181	宇部南東沖断層帯	16km	6.8	53000年	? (C級未満)	0.057%	0.094%
30182	姫島北西沖断層帯	18km	6.9	59600年	? (C級未満)	0.050%	0.084%
30183	糸島半島沖断層群	12km	6.8	15000年	B級最下位	0.20%	0.33%
30184	佐賀関断層	12km	6.8	32000年	C級	0.094%	0.16%
30185	多良岳南西麓断層帯	15km	6.8	32000年	C級	0.094%	0.16%
30186	福良木断層	10km	6.8	63000年	C級未満	0.048%	0.079%
30187	阿蘇外輪南麓断層群	15km	6.8	38000年	C級	0.079%	0.13%
30188	鶴木場断層帯	11km	6.8	63000年	C級未満	0.048%	0.079%

コード	モデル化した断層名 (注1)	断層 長さ (注2)	M	活動間隔	活動間隔 算出根拠 (注3)	30年発 生確率	50年発 生確率
30189	国見岳断層帯	13km	6.8	63000年	C級未満	0.048%	0.079%
30190	水俣断層帯	10km	6.8	32000年	C級	0.094%	0.16%
30191	鹿児島湾東縁断層帯	17km	6.9	5800年	B級	0.52%	0.86%
30192	鹿児島湾西縁断層帯	15km	6.8	63000年	C級未満	0.048%	0.079%
30193	池田湖西断層帯	10km	6.8	1500年	A級	1.98%	3.28%

注1) モデル化した断層名は、両データベースのいずれかに掲載されている名称がある場合にはその名称をつけているが、適当な名称がなく暫定的に地名をつけているものもある。

注2) 断層長さは両端の座標より算定した値を示している。

注3) 活断層の活動間隔算出根拠において、「〇級」とあるものは「新編日本の活断層」(活断層研究会編, 1991)に記載された活動度から求めた平均変位速度に基づいて活動間隔を算出している。「〇mm/y」とあるものは「活断層詳細デジタルマップ」(中田高・今泉俊文編, 2002)に記載されている平均変位速度のデータに基づいている。「(注5)」は次の注5)を参照。「? (C級未満)」はデータがないので、C級未満の活動度を設定した。

注4) 野辺地断層帯(30014)、鳥田目断層帯(30022)、鶴川断層(30064)、中央構造線赤石山地西縁断層帯(30074)、養老山地西縁断層帯(30095)、名張断層帯(30111)、養父断層帯(30127)、鮎喰川断層帯(30145)、緑川断層帯(30161)は、活断層両端の確実度Ⅲの断層線は、5km以下の短いものは断層長さに含めたが、5kmより長いものは含めなかった。

注5) 双葉断層南部(30032)は、第四紀後期の約12万年間に変位がなかったとされていることから(福島県, 1999)、平均活動間隔を12万年とした。鴨川低地断層帯北断層(30062)は、「活断層詳細デジタルマップ」(中田高・今泉俊文編, 2002)において「最近1万年は活動していない」とされていることから、平均活動間隔を1万年とした。屏風山断層南西部(30084)は、約8万年以降に変位はなかったとされていることから(岐阜県, 2001)、平均活動間隔を8万年とした。天白河口断層(30089)は、名古屋市の調査により「最近15万年は活動していない」とされていることから(名古屋市, 1999)、平均活動間隔を15万年とした。

注6) 次の活断層については最近活動したことがわかっており、近い将来に地震が発生する可能性は低いと考えられるため、地震発生確率は30年、50年ともに0%とした。

石廊崎断層(30071): 1974年伊豆半島沖地震

深溝断層帯(30087): 1945年三河地震

岩坪断層帯(鹿野断層)(30131): 1943年鳥取地震

能登半島地震断層(30179): 2007年能登半島地震

注7) 能登半島地震断層は国土地理院のモデルに基づき、断層長さ34.5km、断層幅20km、走向55度、傾斜角63度の南東傾斜の逆断層としてモデル化している。

注8) 主要活断層帯としてモデル化されたもの、および九州地域の主要活断層以外の活断層で九州地域評価による詳細な評価対象とされたものについては本表には記載しない。

注9) 30183~30193は、九州地域評価による簡便な評価対象とする活断層であり、地震発生確率と断層の諸元が見直された。

注10) 湯ノ岳断層(30036)と井戸沢断層(30037)では、2011年4月11日に発生した福島

県浜通の地震の際に同断層の本体あるいは並走する活断層に地表地震断層が出現したが、東北地方太平洋沖地震に伴う応力場の変化の影響が継続していると考えられるため、地震発生確率は0とはせず、ポアソン過程による評価値のままとしている。

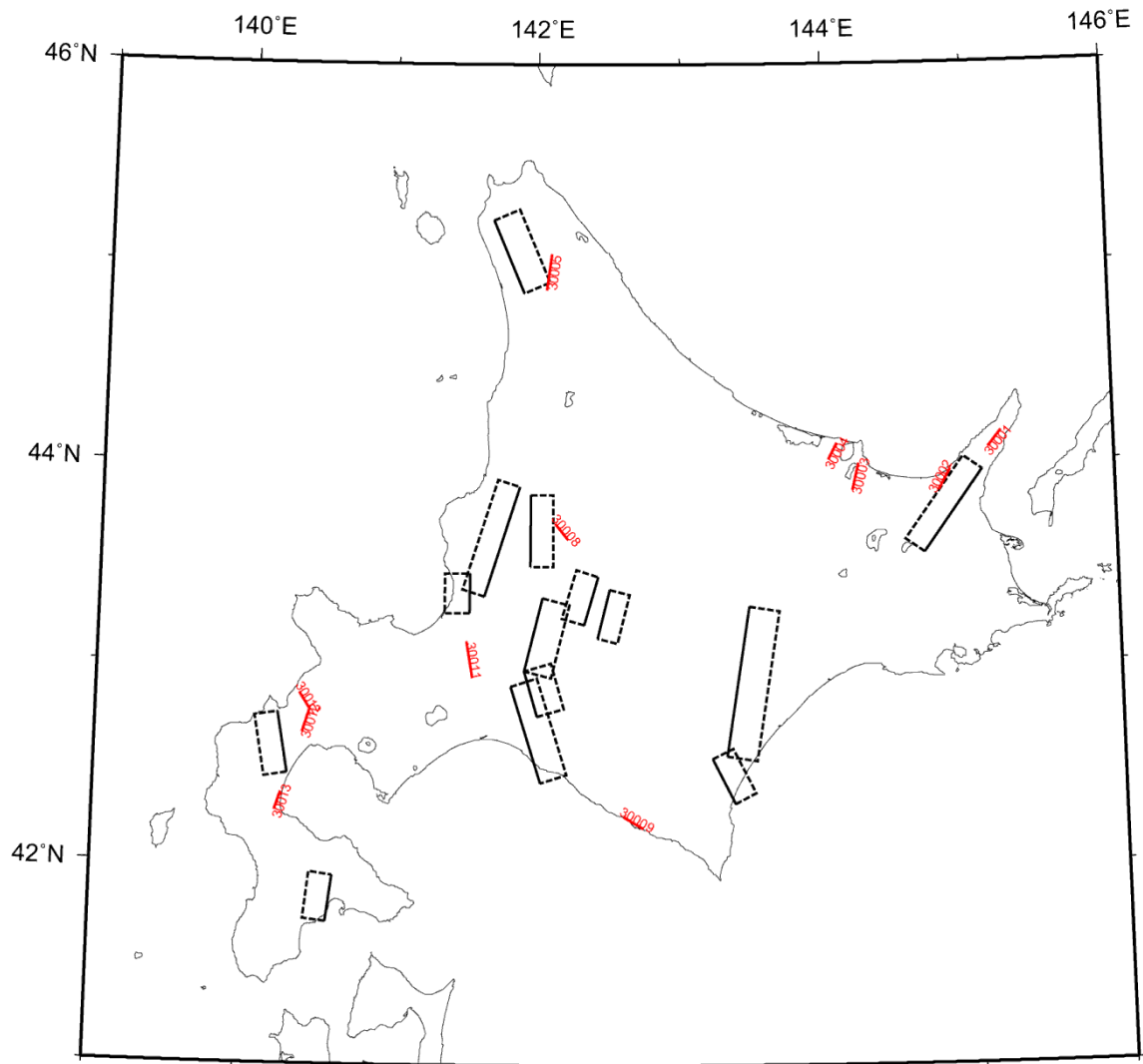


図 5.3.1.3-1 主要活断層帯以外の活断層のモデル (その 1)

赤：主要活断層帯以外の活断層のモデル

黒：主要活断層帯のモデル

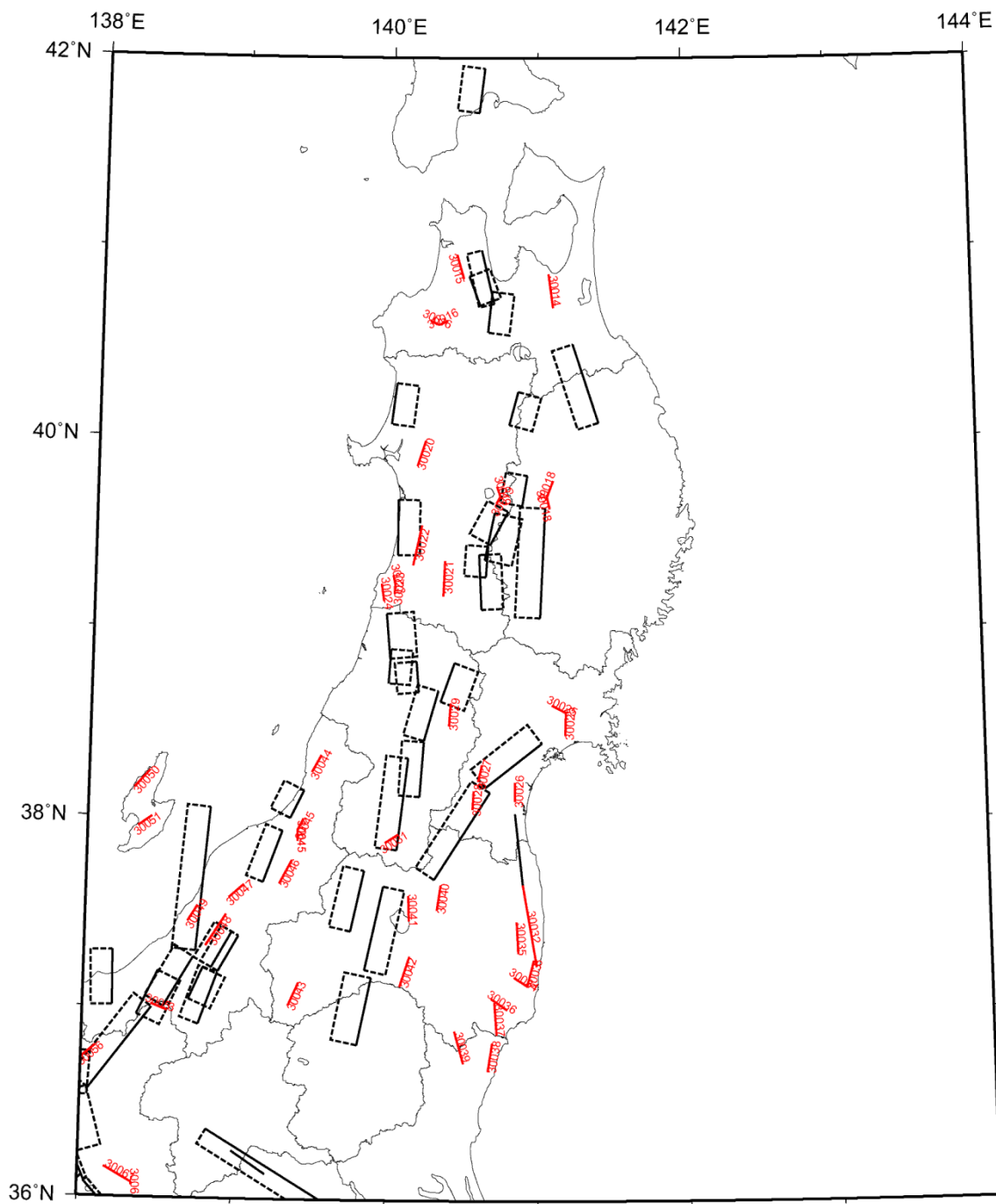


図 5.3.1.3-1 主要活断層帯以外の活断層のモデル (その 2)
 赤：主要活断層帯以外の活断層のモデル
 黒：主要活断層帯のモデル

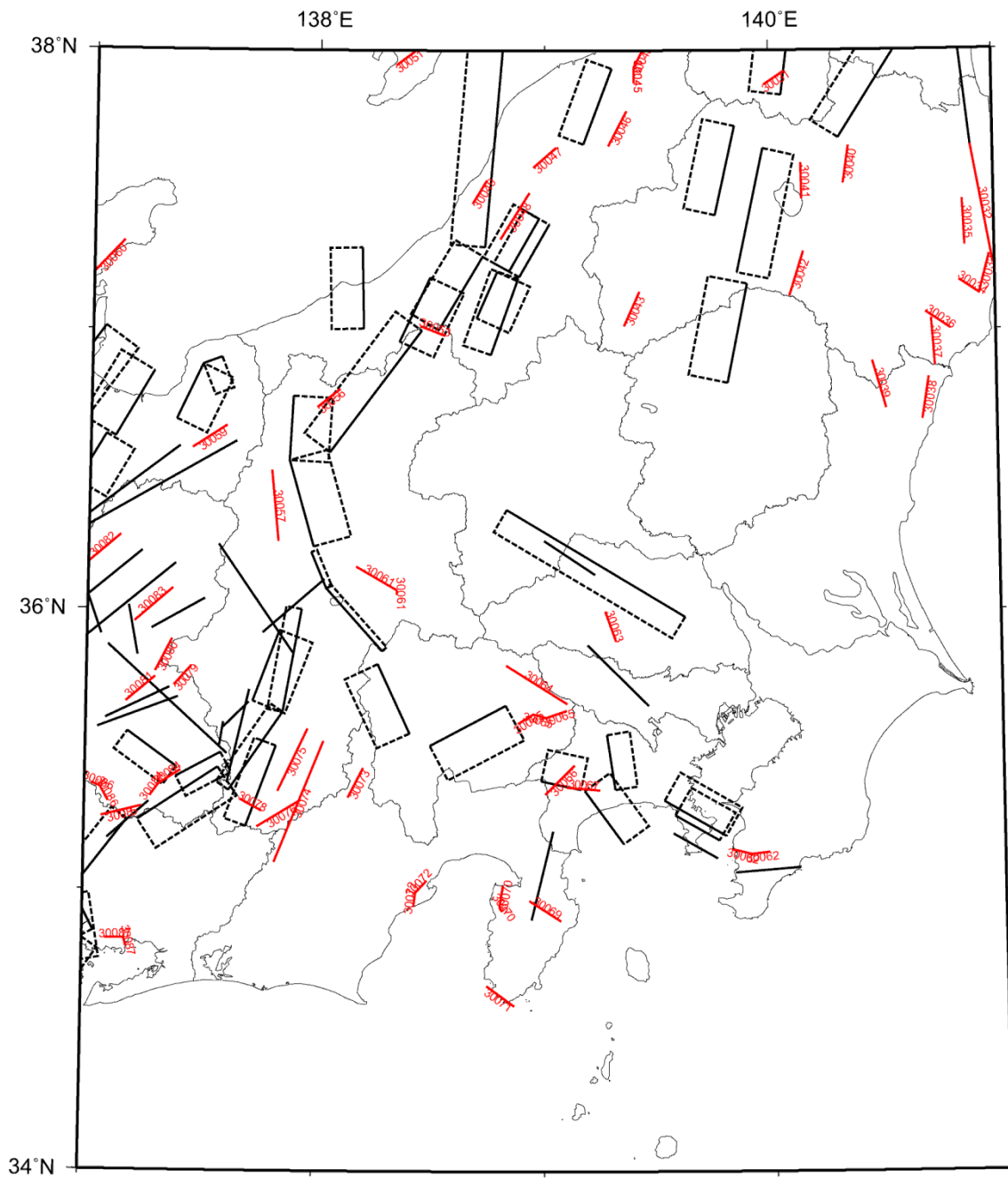


図 5.3.1.3-1 主要活断層帯以外の活断層のモデル (その 3)
 赤：主要活断層帯以外の活断層のモデル
 黒：主要活断層帯のモデル

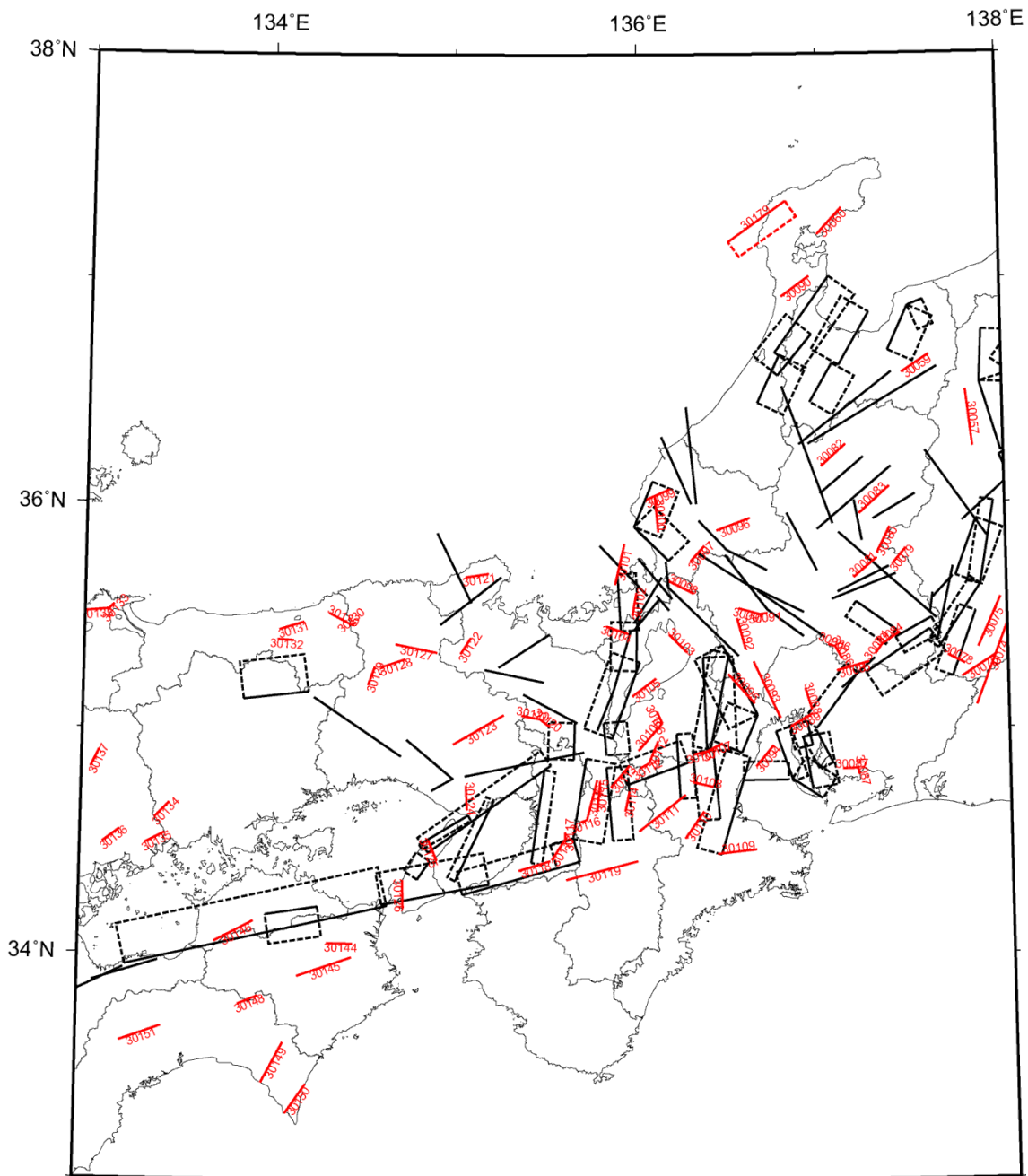
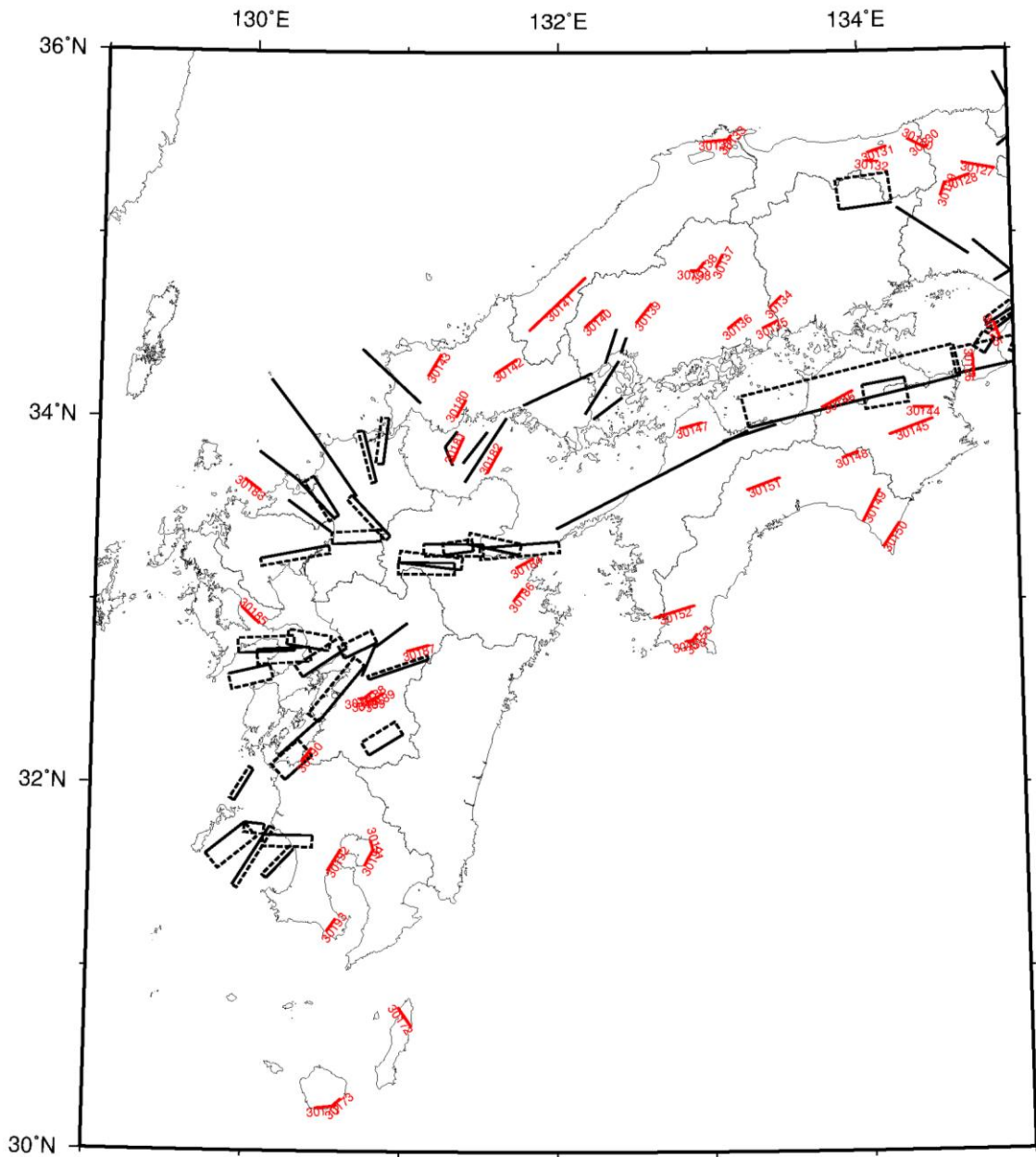


図 5.3.1.3-1 主要活断層帯以外の活断層のモデル (その 4)
 赤：主要活断層帯以外の活断層のモデル
 黒：主要活断層帯のモデル



※九州地域評価による簡便な評価対象とする活断層を含む。
 ※黒線には九州地域評価による詳細な評価対象とする活断層を含む。

図 5.3.1.3-1 主要活断層帯以外の活断層のモデル (その 5)
 赤：主要活断層帯以外の活断層のモデル
 黒：主要活断層帯のモデル

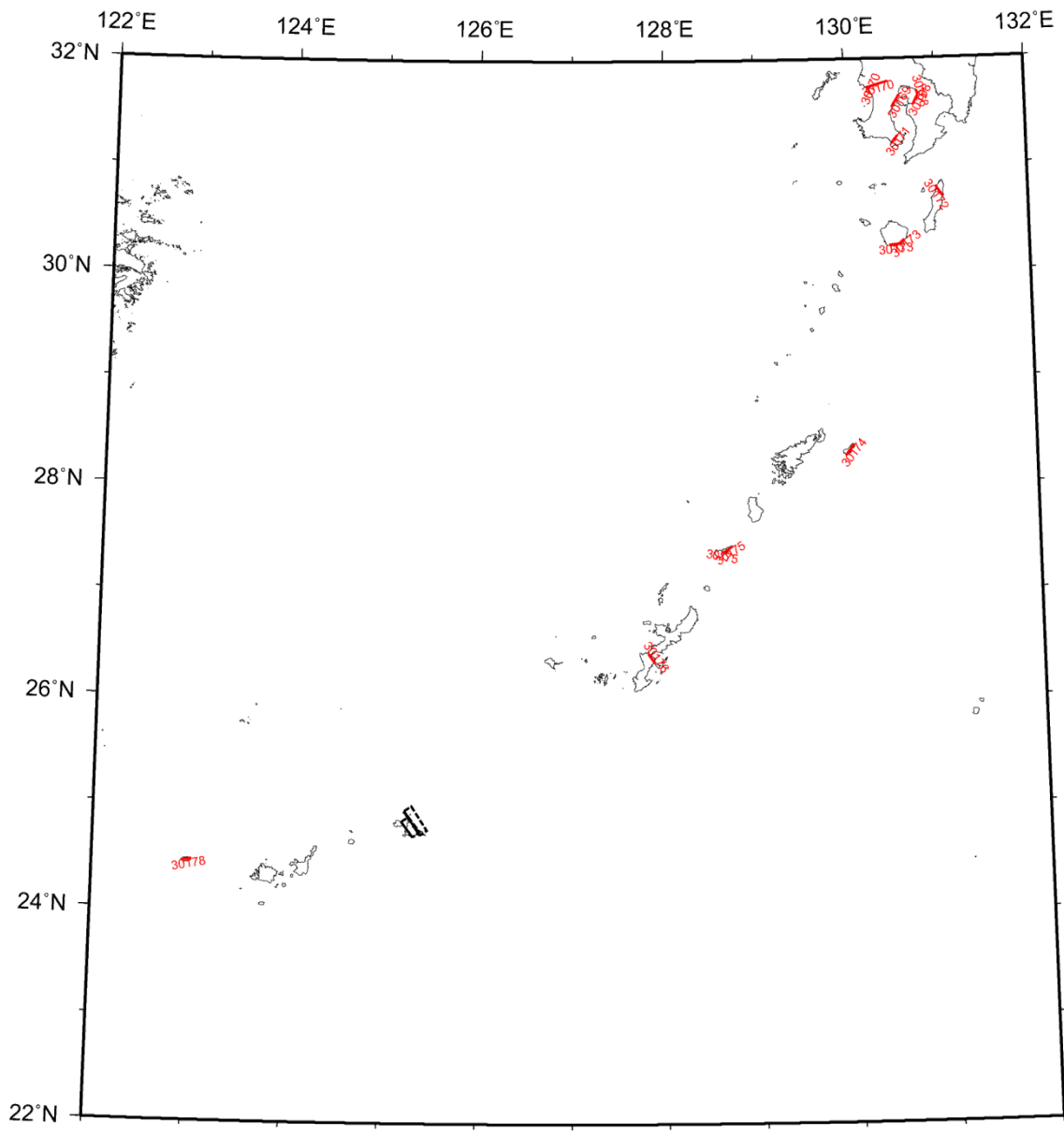


図 5.3.1.3-1 主要活断層帯以外の活断層のモデル (その 6)
 赤：主要活断層帯以外の活断層のモデル
 黒：主要活断層帯のモデル

<2013年における検討の従来モデル>

2013年における検討の従来モデルは、2014年版のモデルと同じ。

<全国地震動予測地図 2010年版のモデル>

九州地域評価は2013年に公表されたため、2010年版では考慮されていない。このため、以下の点が2013年における検討の従来モデル、2014年版のモデルと異なる。

- ・小倉東断層、福智山断層帯、緑川断層帯、市来断層帯をその他の活断層として考慮。
- ・九州地域評価において簡便な評価対象となった糸島半島沖断層群は考慮されていない。
- ・九州地域評価を踏まえて2013年における検討の従来モデル、2014年版のモデルではモデル化されていなかった長島断層群、川南－征矢原断層がモデル化されている。

5.3.1.4 地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震

「活断層の長期評価手法（暫定版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会，2010）では、堆積物に時間的欠損がなくても、地表地質調査では確認できない断層活動が存在する可能性については、「地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震」として考慮することとしている。2014年版のモデルでは「地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震（以降、痕跡を認めにくい地震）」を考慮する。

痕跡を認めにくい地震のモデル化では、主要活断層帯および九州地域の詳細な評価対象とされた活断層の単位区間に対して、地震規模の上限をそれらの単位区間で地震が発生した場合の規模（ただし、 $M7.4$ を超える場合は $M7.4$ ）とし、下限は $M6.8$ とする。平均活動間隔をそれぞれの単位区間の平均活動間隔の2倍とした上で、 b 値が 0.9 のG-R式でマグニチュードの刻み 0.1 ごとに頻度を割り振り、ポアソン過程に基づき地震発生確率を求めている。痕跡を認めにくい地震の断層面については、地震規模によらず単位区間の断層面そのものを用いることとした。

表 5.3.1.4-1 に痕跡を認めにくい地震の発生確率等を示した。平均活動間隔が不明な活断層（津軽山地西縁断層帯北部・南部、福井平野東縁断層帯西部、花折断層帯北部）では、活動度 B 級を仮定して、断層長さと同平均変位速度($0.25\text{m}/\text{千年}$)から平均活動間隔を算定した。また、複数ケースが設定されている六日町断層帯北部はケース 1 のみを対象とした。

表 5.3.1.4-1 地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震の発生確率

コード	断層名称	単位区間の 確率モデル BPT/PO	単位区間(本体)の		痕跡認めにくい地震の		痕跡認めにくい地震の発生確率			
			平均活動間隔[年]		平均活動間隔[年]		平均ケース		最大ケース	
			平均ケース	最大ケース	平均ケース	最大ケース	30年	50年	30年	50年
101	標津断層帯	po	17000	17000	34000	34000	8.82E-04	1.47E-03	8.82E-04	1.47E-03
201	十勝平野断層帯主部	po	19500	17000	39000	34000	7.69E-04	1.28E-03	8.82E-04	1.47E-03
202	光地園断層	po	14000	7000	28000	14000	1.07E-03	1.78E-03	2.14E-03	3.57E-03
301	富良野断層帯西部	bpt	4000	4000	8000	8000	3.74E-03	6.23E-03	3.74E-03	6.23E-03
302	富良野断層帯東部	bpt	15500	9000	31000	18000	9.67E-04	1.61E-03	1.67E-03	2.77E-03
401	増毛山地東縁断層帯	po	5000	5000	10000	10000	3.00E-03	4.99E-03	3.00E-03	4.99E-03
402	沼田一砂川付近の断層帯	po	12000	12000	24000	24000	1.25E-03	2.08E-03	1.25E-03	2.08E-03
501	当別断層	bpt	11250	7500	22500	15000	1.33E-03	2.22E-03	2.00E-03	3.33E-03
601	石狩低地東縁断層帯主部	bpt	1500	1000	3000	2000	9.95E-03	1.65E-02	1.49E-02	2.47E-02
602	石狩低地東縁断層帯南部	po	17000	17000	34000	34000	8.82E-04	1.47E-03	8.82E-04	1.47E-03
701	黒松内低地断層帯	bpt	4300	3600	8600	7200	3.48E-03	5.80E-03	4.16E-03	6.92E-03
801	函館平野西縁断層帯	bpt	15000	13000	30000	26000	1.00E-03	1.67E-03	1.15E-03	1.92E-03
901	青森湾西岸断層帯	po	4500	3000	9000	6000	3.33E-03	5.54E-03	4.99E-03	8.30E-03
1001	津軽山地西縁断層帯北部	etc	5100	5100	10200	10200	2.94E-03	4.89E-03	2.94E-03	4.89E-03
1002	津軽山地西縁断層帯南部	etc	7300	7300	14600	14600	2.05E-03	3.42E-03	2.05E-03	3.42E-03
1101	折爪断層	po	15000	15000	30000	30000	1.00E-03	1.67E-03	1.00E-03	1.67E-03
1201	能代断層帯	bpt	2400	1900	4800	3800	6.23E-03	1.04E-02	7.86E-03	1.31E-02
1301	北上低地西縁断層帯	bpt	21000	16000	42000	32000	7.14E-04	1.19E-03	9.37E-04	1.56E-03
1401	雫石盆地西縁断層帯	po	5400	5400	10800	10800	2.77E-03	4.62E-03	2.77E-03	4.62E-03
1402	真昼山地東縁断層帯北部	bpt	18650	6300	37300	12600	8.04E-04	1.34E-03	2.38E-03	3.96E-03
1403	真昼山地東縁断層帯南部	po	5400	5400	10800	10800	2.77E-03	4.62E-03	2.77E-03	4.62E-03
1501	横手盆地東縁断層帯北部	bpt	3400	3400	6800	6800	4.40E-03	7.33E-03	4.40E-03	7.33E-03
1502	横手盆地東縁断層帯南部	po	9500	9500	19000	19000	1.58E-03	2.63E-03	1.58E-03	2.63E-03
1601	北由利断層	bpt	3700	3400	7400	6800	4.05E-03	6.73E-03	4.40E-03	7.33E-03
1701	新庄盆地断層帯東部	bpt	4000	4000	8000	8000	3.74E-03	6.23E-03	3.74E-03	6.23E-03
1702	新庄盆地断層帯西部	po	4700	4700	9400	9400	3.19E-03	5.31E-03	3.19E-03	5.31E-03
1801	山形盆地断層帯北部	bpt	3250	2500	6500	5000	4.60E-03	7.66E-03	5.98E-03	9.95E-03
1802	山形盆地断層帯南部	po	2500	2500	5000	5000	5.98E-03	9.95E-03	5.98E-03	9.95E-03
1901	庄内平野東縁断層帯北部	bpt	1250	1000	2500	2000	1.19E-02	1.98E-02	1.49E-02	2.47E-02
1902	庄内平野東縁断層帯南部	bpt	3550	2500	7100	5000	4.22E-03	7.02E-03	5.98E-03	9.95E-03
2001	長町一利府線断層帯	po	5000	5000	10000	10000	3.00E-03	4.99E-03	3.00E-03	4.99E-03
2101	福島盆地西縁断層帯	bpt	8000	8000	16000	16000	1.87E-03	3.12E-03	1.87E-03	3.12E-03
2201	長井盆地西縁断層帯	bpt	5650	5000	11300	10000	2.65E-03	4.42E-03	3.00E-03	4.99E-03
2301	双葉断層	bpt	10000	8000	20000	16000	1.50E-03	2.50E-03	1.87E-03	3.12E-03
2401	会津盆地西縁断層帯	bpt	8550	7400	17100	14800	1.75E-03	2.92E-03	2.02E-03	3.37E-03
2402	会津盆地東縁断層帯	bpt	7800	6300	15600	12600	1.92E-03	3.20E-03	2.38E-03	3.96E-03
2501	楡形山脈断層帯	bpt	3500	2800	7000	5600	4.28E-03	7.12E-03	5.34E-03	8.89E-03
2601	月岡断層帯	bpt	7500	7500	15000	15000	2.00E-03	3.33E-03	2.00E-03	3.33E-03
2701	長岡平野西縁断層帯	bpt	2450	1200	4900	2400	6.10E-03	1.02E-02	1.24E-02	2.06E-02
2901	鴨川低地断層帯	po	7900	7900	15800	15800	1.90E-03	3.16E-03	1.90E-03	3.16E-03
3001	関谷断層	bpt	3350	2600	6700	5200	4.47E-03	7.43E-03	5.75E-03	9.57E-03
3101	関東平野北西縁断層帯主部	bpt	21500	13000	43000	26000	6.97E-04	1.16E-03	1.15E-03	1.92E-03
3102	平井一柳挽断層帯	po	7300	7300	14600	14600	2.05E-03	3.42E-03	2.05E-03	3.42E-03
3401	立川断層帯	bpt	12500	10000	25000	20000	1.20E-03	2.00E-03	1.50E-03	2.50E-03
3501	伊勢原断層	bpt	5000	4000	10000	8000	3.00E-03	4.99E-03	3.74E-03	6.23E-03
3601	神縄・国府津一松田断層帯	bpt	1050	800	2100	1600	1.42E-02	2.35E-02	1.86E-02	3.08E-02
3701	三浦半島断層群主部衣笠・北武断層帯	bpt	3400	1900	6800	3800	4.40E-03	7.33E-03	7.86E-03	1.31E-02
3702	三浦半島断層群主部武山断層帯	bpt	1750	1600	3500	3200	8.53E-03	1.42E-02	9.33E-03	1.55E-02
3703	三浦半島断層群南部	po	1600	1600	3200	3200	9.33E-03	1.55E-02	9.33E-03	1.55E-02
3801	北伊豆断層帯	bpt	1450	1400	2900	2800	1.03E-02	1.71E-02	1.07E-02	1.77E-02
3901	十日町断層帯西部	bpt	3300	3300	6600	6600	4.54E-03	7.55E-03	4.54E-03	7.55E-03
3902	十日町断層帯東部	po	6000	4000	12000	8000	2.50E-03	4.16E-03	3.74E-03	6.23E-03
4001	長野盆地西縁断層帯	bpt	1650	800	3300	1600	9.05E-03	1.50E-02	1.86E-02	3.08E-02
4101	糸魚川一静岡構造線断層帯北部・中部	bpt	1000	1000	2000	2000	1.49E-02	2.47E-02	1.49E-02	2.47E-02
4201	糸魚川一静岡構造線断層帯南部	po	1200	1200	2400	2400	1.24E-02	2.06E-02	1.24E-02	2.06E-02
4501	木曾山脈西縁断層帯主部北部	bpt	7750	6400	15500	12800	1.93E-03	3.22E-03	2.34E-03	3.90E-03
4502	木曾山脈西縁断層帯主部南部	bpt	14250	4500	28500	9000	1.05E-03	1.75E-03	3.33E-03	5.54E-03
4503	清内路峠断層帯	po	11000	11000	22000	22000	1.36E-03	2.27E-03	1.36E-03	2.27E-03
4601	境峠・神谷断層帯主部	bpt	3500	1800	7000	3600	4.28E-03	7.12E-03	8.30E-03	1.38E-02
4602	霧訪山一奈良井断層帯	po	2200	2200	4400	4400	6.79E-03	1.13E-02	6.79E-03	1.13E-02
4701	跡津川断層帯	bpt	2500	2300	5000	4600	5.98E-03	9.95E-03	6.50E-03	1.08E-02
4801	国府断層帯	bpt	3950	3600	7900	7200	3.79E-03	6.31E-03	4.16E-03	6.92E-03
4802	高山断層帯	po	4000	4000	8000	8000	3.74E-03	6.23E-03	3.74E-03	6.23E-03
4803	猪之鼻断層帯	po	7600	7600	15200	15200	1.97E-03	3.28E-03	1.97E-03	3.28E-03
4901	牛首断層帯	bpt	6050	5000	12100	10000	2.48E-03	4.12E-03	3.00E-03	4.99E-03
5001	庄川断層帯	bpt	5250	3600	10500	7200	2.85E-03	4.75E-03	4.16E-03	6.92E-03
5101	伊那谷断層帯主部	bpt	5800	5200	11600	10400	2.58E-03	4.30E-03	2.88E-03	4.80E-03
5102	伊那谷断層帯南東部	po	25000	25000	50000	50000	6.00E-04	1.00E-03	6.00E-04	1.00E-03
5201	阿寺断層帯主部北部	bpt	2150	1800	4300	3600	6.95E-03	1.16E-02	8.30E-03	1.38E-02
5202	阿寺断層帯主部南部	bpt	1700	1700	3400	3400	8.78E-03	1.46E-02	8.78E-03	1.46E-02

表 5. 3. 1. 4-1 地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震の発生確率（つづき）

コード	断層名称	単位区間の 確率モデル BPT/PO	単位区間(本体)の 平均活動間隔[年]		痕跡認めにくい地震の 平均活動間隔[年]		痕跡認めにくい地震の発生確率			
			平均ケース	最大ケース	平均ケース	最大ケース	平均ケース		最大ケース	
							30年	50年	30年	50年
5203	佐見断層帯	po	7900	7900	15800	15800	0.19%	0.32%	0.19%	0.32%
5204	白川断層帯	po	9800	9800	19600	19600	0.15%	0.25%	0.15%	0.25%
5301	屏風山断層帯	po	8000	4000	16000	8000	0.19%	0.31%	0.37%	0.62%
5302	赤河断層帯	po	7300	7300	14600	14600	0.21%	0.34%	0.21%	0.34%
5303	恵那山-猿投山北断層帯	bpt	10600	7200	21200	14400	0.14%	0.24%	0.21%	0.35%
5304	猿投-高浜断層帯	bpt	4000	4000	8000	8000	0.04%	0.06%	0.04%	0.06%
5305	加木屋断層帯	po	30000	30000	60000	60000	0.05%	0.08%	0.05%	0.08%
5501	邑知潟断層帯	po	1550	1200	3100	2400	0.96%	1.60%	1.24%	2.06%
5601	砺波平野断層帯西部	bpt	9000	6000	18000	12000	0.17%	0.28%	0.25%	0.42%
5602	砺波平野断層帯東部	bpt	5000	3000	10000	6000	0.30%	0.50%	0.50%	0.83%
5603	呉羽山断層帯	bpt	4000	3000	8000	6000	0.37%	0.62%	0.50%	0.83%
5701	森本・富樫断層帯	bpt	2000	2000	4000	4000	0.75%	1.24%	0.75%	1.24%
5801	福井平野東縁断層帯主部	bpt	8150	6300	16300	12600	0.18%	0.31%	0.24%	0.40%
5802	福井平野東縁断層帯西部	etc	10500	10500	21000	21000	0.14%	0.24%	0.14%	0.24%
5901	長良川上流断層帯	po	9200	9200	18400	18400	0.16%	0.27%	0.16%	0.27%
6001	温見断層北西部	bpt	2300	2200	4600	4400	0.65%	1.08%	0.68%	1.13%
6002	温見断層南東部	po	1700	1700	3400	3400	0.88%	1.46%	0.88%	1.46%
6003	濃尾断層帯主部根尾谷断層帯	bpt	2850	2100	5700	4200	0.52%	0.87%	0.71%	1.18%
6004	濃尾断層帯主部梅原断層帯	bpt	14500	14000	29000	28000	0.10%	0.17%	0.11%	0.18%
6005	濃尾断層帯主部三田断層帯	po	15000	15000	30000	30000	0.10%	0.17%	0.10%	0.17%
6006	揖斐川断層帯	po	7600	7600	15200	15200	0.20%	0.33%	0.20%	0.33%
6007	武儀川断層帯	po	9200	9200	18400	18400	0.16%	0.27%	0.16%	0.27%
6101	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部北部	bpt	2500	2300	5000	4600	0.60%	1.00%	0.65%	1.08%
6102	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部中部	po	3800	3800	7600	7600	0.39%	0.66%	0.39%	0.66%
6103	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部南部	po	14000	14000	28000	28000	0.11%	0.18%	0.11%	0.18%
6104	浦底-柳ヶ瀬山断層帯	po	20000	20000	40000	40000	0.07%	0.12%	0.07%	0.12%
6301	野坂断層帯	bpt	6600	5600	13200	11200	0.23%	0.38%	0.27%	0.45%
6302	集福寺断層帯	po	3200	3200	6400	6400	0.47%	0.78%	0.47%	0.78%
6401	湖北山地断層帯北西部	bpt	3500	3000	7000	6000	0.43%	0.71%	0.50%	0.83%
6402	湖北山地断層帯南東部	bpt	7000	7000	14000	14000	0.21%	0.36%	0.21%	0.36%
6501	琵琶湖西岸断層帯北部	po	1900	1000	3800	2000	0.79%	1.31%	1.49%	2.47%
6502	琵琶湖西岸断層帯南部	bpt	5250	4500	10500	9000	0.29%	0.48%	0.33%	0.55%
6701	養老-桑名-四日市断層帯	bpt	1650	1400	3300	2800	0.90%	1.50%	1.07%	1.77%
6801	鈴鹿東縁断層帯	bpt	9250	6500	18500	13000	0.16%	0.27%	0.23%	0.38%
6901	鈴鹿西縁断層帯	po	27000	18000	54000	36000	0.06%	0.09%	0.08%	0.14%
7001	頓宮断層帯	bpt	10000	10000	20000	20000	0.15%	0.25%	0.15%	0.25%
7101	布引山地東縁断層帯西部	bpt	17000	17000	34000	34000	0.09%	0.15%	0.09%	0.15%
7102	布引山地東縁断層帯東部	bpt	25000	25000	50000	50000	0.06%	0.10%	0.06%	0.10%
7201	木津川断層帯	bpt	14500	4000	29000	8000	0.10%	0.17%	0.37%	0.62%
7301	三方断層帯	bpt	5050	3800	10100	7600	0.30%	0.49%	0.39%	0.66%
7302	花折断層帯北部	etc	8300	8300	16600	16600	0.18%	0.30%	0.18%	0.30%
7303	花折断層帯中南部	bpt	5350	4200	10700	8400	0.28%	0.47%	0.36%	0.59%
7401	山田断層帯主部	po	10000	10000	20000	20000	0.15%	0.25%	0.15%	0.25%
7402	郷村断層帯	bpt	12500	10000	25000	20000	0.12%	0.20%	0.15%	0.25%
7501	奈良盆地東縁断層帯	bpt	5000	5000	10000	10000	0.30%	0.50%	0.30%	0.50%
7601	有馬-高槻断層帯	bpt	1500	1000	3000	2000	1.00%	1.65%	1.49%	2.47%
7701	生駒断層帯	bpt	4500	3000	9000	6000	0.33%	0.55%	0.50%	0.83%
7801	上林川断層帯	po	8300	8300	16600	16600	0.18%	0.30%	0.18%	0.30%
7802	三峠断層帯	po	6000	5000	12000	10000	0.25%	0.42%	0.30%	0.50%
7803	京都西山断層帯	bpt	4550	3500	9100	7000	0.33%	0.55%	0.43%	0.71%
7901	六甲・淡路島断層帯主部六甲山地南縁-淡路島東部区間	bpt	1850	900	3700	1800	0.81%	1.34%	1.65%	2.74%
7902	六甲・淡路島断層帯主部淡路島西岸区間	bpt	2150	1800	4300	3600	0.70%	1.16%	0.83%	1.38%
7903	先山断層帯	bpt	7500	5000	15000	10000	0.20%	0.33%	0.30%	0.50%
8001	上町断層帯	bpt	8000	8000	16000	16000	0.19%	0.31%	0.19%	0.31%
8101	中央構造線断層帯金剛山地東縁	bpt	8000	2000	16000	4000	0.19%	0.31%	0.75%	1.24%
8102	中央構造線断層帯紀淡海峽-鴨門海峽	bpt	5000	4000	10000	8000	0.30%	0.50%	0.37%	0.62%
8103	中央構造線断層帯磯山脈南縁-石鐘山脈北縁東部	bpt	1300	1000	2600	2000	1.15%	1.90%	1.49%	2.47%
8104	中央構造線断層帯石鐘山脈北縁	bpt	1750	1000	3500	2000	0.85%	1.42%	1.49%	2.47%
8105	中央構造線断層帯石鐘山脈北縁西部-伊予灘	bpt	1950	1000	3900	2000	0.77%	1.27%	1.49%	2.47%
8106	中央構造線断層帯和泉山脈南縁	bpt	1700	1100	3400	2200	0.88%	1.46%	1.35%	2.25%
8201	那岐山断層帯	po	35000	30000	70000	60000	0.04%	0.07%	0.05%	0.08%
8202	山崎断層帯主部北西部	bpt	2050	1800	4100	3600	0.73%	1.21%	0.83%	1.38%
8203	山崎断層帯主部南東部	bpt	3900	3900	7800	7800	0.38%	0.64%	0.38%	0.64%
8204	草谷断層帯	bpt	6500	6500	13000	13000	0.23%	0.38%	0.23%	0.38%
8401	長尾断層帯	bpt	30000	30000	60000	60000	0.05%	0.08%	0.05%	0.08%
8701	五日市断層帯	po	6400	6400	12800	12800	0.23%	0.39%	0.23%	0.39%
8702	己斐-広島西縁断層帯	po	7900	7900	15800	15800	0.19%	0.32%	0.19%	0.32%
8801	岩国断層帯	bpt	13500	9000	27000	18000	0.11%	0.19%	0.17%	0.28%
9001	菊川断層帯	po	14000	14000	28000	28000	0.11%	0.18%	0.11%	0.18%
9701	伊勢湾断層帯主部北部	bpt	12500	10000	25000	20000	0.12%	0.20%	0.15%	0.25%

表 5. 3. 1. 4-1 地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震の発生確率 (つづき)

コード	断層名称	単位区間の 確率モデル BPT/PO	単位区間(本体)の 平均活動間隔[年]		痕跡認めにくい地震の 平均活動間隔[年]		痕跡認めにくい地震の発生確率			
			平均ケース	最大ケース	平均ケース	最大ケース	平均ケース		最大ケース	
							30年	50年	30年	50年
9702	伊勢湾断層帯主部南部	bpt	7500	5000	15000	10000	2.00E-03	3.33E-03	3.00E-03	4.99E-03
9703	白子一野間断層	bpt	8000	8000	16000	16000	1.87E-03	3.12E-03	1.87E-03	3.12E-03
9801	大阪湾断層帯	bpt	5000	3000	10000	6000	3.00E-03	4.99E-03	4.99E-03	8.30E-03
9901	サロベツ断層帯	bpt	6000	4000	12000	8000	2.50E-03	4.16E-03	3.74E-03	6.23E-03
10101	花輪東断層帯	po	4000	3000	8000	6000	3.74E-03	6.23E-03	4.99E-03	8.30E-03
10201	高田平野西縁断層帯	bpt	3500	2200	7000	4400	4.28E-03	7.12E-03	6.79E-03	1.13E-02
10202	高田平野東縁断層帯	bpt	2300	2300	4600	4600	6.50E-03	1.08E-02	6.50E-03	1.08E-02
10301	六日町断層帯北部(ケース1)	po	5400	3200	10800	6400	2.77E-03	4.62E-03	4.68E-03	7.78E-03
10302	六日町断層帯南部	bpt	6700	6200	13400	12400	2.24E-03	3.72E-03	2.42E-03	4.02E-03
10401	曾根丘陵断層帯	po	2500	2000	5000	4000	5.98E-03	9.95E-03	7.47E-03	1.24E-02
10501	魚津断層帯	po	8000	8000	16000	16000	1.87E-03	3.12E-03	1.87E-03	3.12E-03
10601	周防灘断層群主部	bpt	6650	5800	13300	11600	2.25E-03	3.75E-03	2.58E-03	4.30E-03
10602	秋穂沖断層帯	po	18300	18300	36600	36600	8.19E-04	1.37E-03	8.19E-04	1.37E-03
10603	宇部南方沖断層帯	po	17500	17500	35000	35000	8.57E-04	1.43E-03	8.57E-04	1.43E-03
10701	安芸灘断層群主部	bpt	4350	2300	8700	4600	3.44E-03	5.73E-03	6.50E-03	1.08E-02
10702	広島湾一岩国沖断層帯	po	14700	14700	29400	29400	1.02E-03	1.70E-03	1.02E-03	1.70E-03
11001	宮古島断層帯中部	po	47300	47300	94600	94600	3.17E-04	5.28E-04	3.17E-04	5.28E-04
11002	宮古島断層帯西部	po	28700	28700	57400	57400	5.23E-04	8.71E-04	5.23E-04	8.71E-04
12001	小倉東断層帯	bpt	6700	6700	13400	13400	2.24E-03	3.72E-03	2.24E-03	3.72E-03
12101	福智山断層帯	bpt	20700	9400	41400	18800	7.24E-04	1.21E-03	1.59E-03	2.66E-03
12201	西山断層帯大島沖区間	bpt	8000	8000	16000	16000	1.87E-03	3.12E-03	1.87E-03	3.12E-03
12202	西山断層帯西山区間	bpt	8000	8000	16000	16000	1.87E-03	3.12E-03	1.87E-03	3.12E-03
12203	西山断層帯嘉麻峠区間	po	6000	6000	12000	12000	2.50E-03	4.16E-03	2.50E-03	4.16E-03
12301	宇美断層帯	bpt	25000	20000	50000	40000	6.00E-04	1.00E-03	7.50E-04	1.25E-03
12401	警固断層帯北西区間	bpt	4300	3100	8600	6200	3.48E-03	5.80E-03	4.83E-03	8.03E-03
12402	警固断層帯南東区間	bpt	4300	3100	8600	6200	3.48E-03	5.80E-03	4.83E-03	8.03E-03
12501	日向峠一小笠木峠断層帯	po	30000	30000	60000	60000	5.00E-04	8.33E-04	5.00E-04	8.33E-04
12601	水繩断層帯	bpt	14000	14000	28000	28000	1.07E-03	1.78E-03	1.07E-03	1.78E-03
12701	佐賀平野北縁断層帯	po	11550	6100	23100	12200	1.30E-03	2.16E-03	2.46E-03	4.09E-03
12801	別府湾一日出生断層帯東部	bpt	1500	1300	3000	2600	9.95E-03	1.65E-02	1.15E-02	1.90E-02
12802	別府湾一日出生断層帯西部	bpt	19000	13000	38000	26000	7.89E-04	1.31E-03	1.15E-03	1.92E-03
12803	大分平野一由布院断層帯東部	bpt	2650	2300	5300	4600	5.64E-03	9.39E-03	6.50E-03	1.08E-02
12804	大分平野一由布院断層帯西部	po	1200	700	2400	1400	1.24E-02	2.06E-02	2.12E-02	3.51E-02
12805	野稲岳一万年山断層帯	bpt	4000	4000	8000	8000	3.74E-03	6.23E-03	3.74E-03	6.23E-03
12806	崩平山一亀石山断層帯	bpt	5800	4300	11600	8600	2.58E-03	4.30E-03	3.48E-03	5.80E-03
12901	雲仙断層群北部区間	bpt	2500	2000	5000	4000	5.98E-03	9.95E-03	7.47E-03	1.24E-02
12902	雲仙断層群南東区間	po	1000	1000	2000	2000	1.49E-02	2.47E-02	1.49E-02	2.47E-02
12903	雲仙断層群南西部北部区間	bpt	3600	2500	7200	5000	4.16E-03	6.92E-03	5.98E-03	9.95E-03
12904	雲仙断層群南西部南部区間	bpt	4300	2100	8600	4200	3.48E-03	5.80E-03	7.12E-03	1.18E-02
13001	布田川断層帯布田川区間	bpt	17050	8100	34100	16200	8.79E-04	1.47E-03	1.85E-03	3.08E-03
13002	布田川断層帯宇土区間	po	4000	4000	8000	8000	3.74E-03	6.23E-03	3.74E-03	6.23E-03
13003	布田川断層帯宇土半島北岸区間	po	6000	6000	12000	12000	2.50E-03	4.16E-03	2.50E-03	4.16E-03
13101	日奈久断層帯高野一白旗区間	bpt	7300	3600	14600	7200	2.05E-03	3.42E-03	4.16E-03	6.92E-03
13102	日奈久断層帯日奈久区間	bpt	7300	3600	14600	7200	2.05E-03	3.42E-03	4.16E-03	6.92E-03
13103	日奈久断層帯八代海区間	bpt	3750	1100	7500	2200	3.99E-03	6.64E-03	1.35E-02	2.25E-02
13201	緑川断層帯	po	51000	34000	102000	68000	2.94E-04	4.90E-04	4.41E-04	7.35E-04
13301	人吉盆地南縁断層帯	bpt	8000	8000	16000	16000	1.87E-03	3.12E-03	1.87E-03	3.12E-03
13401	出水断層帯	bpt	8000	8000	16000	16000	1.87E-03	3.12E-03	1.87E-03	3.12E-03
13501	瓶断層帯上瓶島北東沖区間	po	20000	20000	40000	40000	7.50E-04	1.25E-03	7.50E-04	1.25E-03
13502	瓶断層帯瓶区間	po	6700	2400	13400	4800	2.24E-03	3.72E-03	6.23E-03	1.04E-02
13601	市来断層帯市来区間	po	64000	64000	128000	128000	2.34E-04	3.91E-04	2.34E-04	3.91E-04
13602	市来断層帯瓶海峡中央区間	po	85000	85000	170000	170000	1.76E-04	2.94E-04	1.76E-04	2.94E-04
13603	市来断層帯吹上浜西方区間	po	43000	43000	86000	86000	3.49E-04	5.81E-04	3.49E-04	5.81E-04

※水色は、長期評価および確率論的地震動予測地図の作成において、ポアソン過程で評価されている地震を示す。

※赤色は、長期評価において平均活動間隔が評価されておらず、歴史地震との対応付けから発生確率がゼロと評価されているために、これまでの確率論的地震動ハザード評価において平均活動間隔が設定されていなかった断層帯であり、「5. 3. 1. 4 地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震」に示す仮定のもとに平均活動間隔を算定したことを表す。

<2013 年における検討の従来モデル>

2013 年における検討の従来モデルでは、痕跡を認めにくい地震は考慮されていない。

<全国地震動予測地図 2010 年版のモデル>

2010 年版のモデルでは、痕跡を認めにくい地震は考慮されていない。

5.3.2 長期評価された地震のうち繰り返し発生する地震

2014 年版のモデルにおいて、長期評価された地震のうち繰り返し発生する地震としてモデル化するのは、以下の日本海東縁部の地震である。

- ・ 北海道北西沖の地震
- ・ 北海道西方沖の地震
- ・ 北海道南西沖の地震
- ・ 青森県西方沖の地震
- ・ 秋田県沖の地震
- ・ 山形県沖の地震
- ・ 新潟県北部沖の地震
- ・ 佐渡島北方沖の地震

これらの地震の地震活動モデルの諸元を表 5.3.2-1 に、断層面の位置を図 5.3.2-1 および図 5.3.2-2 に示す。

地震の発生確率は、従来は「日本海東縁部の地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2003b）に基づき BPT 分布を仮定して計算した値を用いていた。この長期評価では、

- ・ 北海道北西沖の地震 ($M7.8$)
- ・ 北海道西方沖の地震 ($M7.5$) 【1940 年積丹半島沖】
- ・ 北海道南西沖の地震 ($M7.8$) 【1993 年北海道南西沖地震】
- ・ 青森県西方沖の地震 ($M7.7$) 【1983 年日本海中部地震】
- ・ 秋田県沖の地震 ($M7.5$)
- ・ 山形県沖の地震 ($M7.7$) 【1833 年庄内沖地震】
- ・ 新潟県北部沖の地震 ($M7.5$) 【1964 年新潟地震】
- ・ 佐渡島北方沖の地震 ($M7.8$)

が評価されている（図 5.3.2-1）。

評価対象領域は、北から北海道北西沖（図 5.3.2-1 のシ）、北海道西方沖（図 5.3.2-1 のス：1940 年積丹半島沖地震）、北海道南西沖（図 5.3.2-1 のセ：1993 年北海道南西沖地震）、青森県西方沖（図 5.3.2-1 のソ：1983 年日本海中部地震）、秋田県沖（図 5.3.2-1 のタ）、

山形県沖（図 5.3.2-1 のチ：1833 年庄内沖地震）、新潟県北部沖（図 5.3.2-1 のツ：1964 年新潟地震）、佐渡島北方沖（図 5.3.2-1 のテ）である。このうち、（ ）に地震名を示した北海道西方沖、北海道南西沖、青森県西方沖、山形県沖、新潟県北部沖では過去に $M7.5$ 以上の地震が発生したことが知られているが、北海道北西沖、秋田県沖、佐渡島北方沖では過去に $M7.5$ 以上の地震は知られていない。なお、これらの地震のうち、上記で【】で示した近年大地震が発生した領域については、地震の発生確率はゼロと評価されている。

地震発生確率は、これまで長期評価において更新過程が適用されている地震については BPT 分布に基づいて算定してきたが、いずれも最近発生した地震である（上に【】で示した地震）ため、発生確率はほとんどがほぼ 0%となっている。一方、日本海東縁部には近年発生した大地震の震源も含めて多くの活断層が存在していることが知られている（例えば、泉・他，2014）ものの、当該地域における地下構造や地震の履歴に関して十分に調査されているとは言えず、長期評価で対象となった地震以外の大地震の発生も否定できない。

そのような地震を考慮するため、2014 年版のモデルでは地震発生確率を設定する際にポアソン過程を仮定して求められる地震発生確率を考慮した。具体的には、秋田県沖の地震と佐渡島北方沖の地震以外の、最新活動時期が判明している 6 地震について、長期評価により BPT 分布を仮定して計算した地震発生確率とポアソン過程を仮定して計算した地震発生確率の平均値を、地震発生確率として採用した。この際、平均発生間隔が幅をもって示されている場合には、各パラメータの中央の値を用いるが、平均発生間隔が 1000 年程度以上とされている秋田県沖、山形県沖、新潟県北部沖、については、平均発生間隔を 1,000 年と仮定して地震の発生確率を算定する。

現在、日本海東縁部については、文部科学省の日本海地震・津波調査プロジェクト（平成 25～32 年度）において活断層の調査が行われている。今後は、その調査結果に基づく長期評価を反映する必要がある。本報告で採用した地震発生確率は、それまでの暫定的な設定である。

震源域の場所については、過去の地震が知られている領域については、その断層モデルを踏襲して断層面を設定する。過去に地震が知られていない領域については、北海道北西沖は長さ 140km、幅 24km、傾斜角 45° 、秋田県沖は長さ 90km、幅 24km、傾斜角 45° 、佐渡島北方沖は長さ 140km、幅 34km、傾斜角 30° 、の矩形の断層面をそれぞれ上端深さ 3km として設定する。いずれも傾斜の方向については東傾斜、西傾斜が等確率で発生すると仮定する。なお、北海道北西沖、佐渡島北方沖については平面的に領域内でどこでも起こり得るとしてそれぞれ 3 つの断層を置き、そのいずれかで等確率で地震が発生すると仮定する。

以下、各地震の活動モデルの諸元について示す。

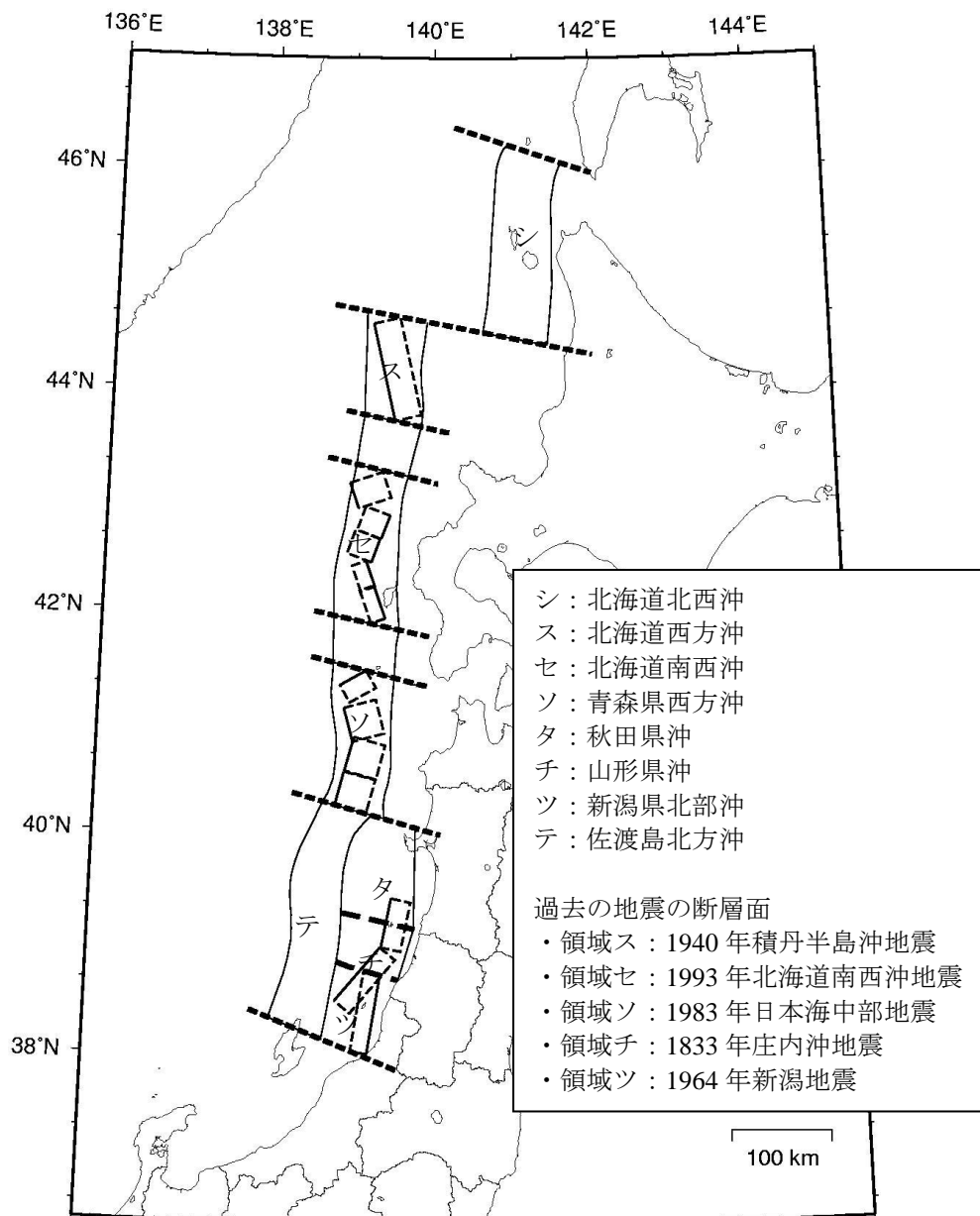


図 5.3.2-1 海溝型地震のうち日本海東縁部で発生する地震の評価対象領域と過去に発生した地震の断層面

(1) 北海道北西沖の地震

地震活動モデルの諸元を表 5.3.2-1 に、断層面の位置を図 5.3.2-2 に示す。震源域の位置について、「日本海東縁部の地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2003b）において「領域内でどこでも発生する可能性がある」とされているが、ここでは領域内に長さ 140km、幅 24km、傾斜角 45°、上端深さ 3km の矩形の断層面を南北に 3 列並べて（それぞれ東傾斜あるいは西傾斜）、そのいずれかで等確率（1/6）で地震が発生すると仮定した。

表 5.3.2-1 北海道北西沖の地震の諸元

	長期評価	設定モデル	
		BPT 分布	ポアソン過程
30 年発生確率	0.006%~0.1%	0.046%	0.77%
50 年発生確率	0.01%~0.2%	0.082%	1.3%
マグニチュード	<i>M</i> 7.8 程度	<i>M</i> w7.8	
震源域	想定震源域の位置を図示	領域内に長さ 140km、幅 24km の矩形の断層面（45° 東あるいは西傾斜）を南北に 3 列並べて、そのいずれかで等確率で地震が発生すると仮定	

(注) 地震発生確率は 2014 年 1 月からの値。設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=3900 年、最新発生時期=2100 年前、BPT 分布のばらつき $\alpha=0.21$ (0.17~0.24 の中央値) を仮定した。また $M_w=M_j$ と仮定した。

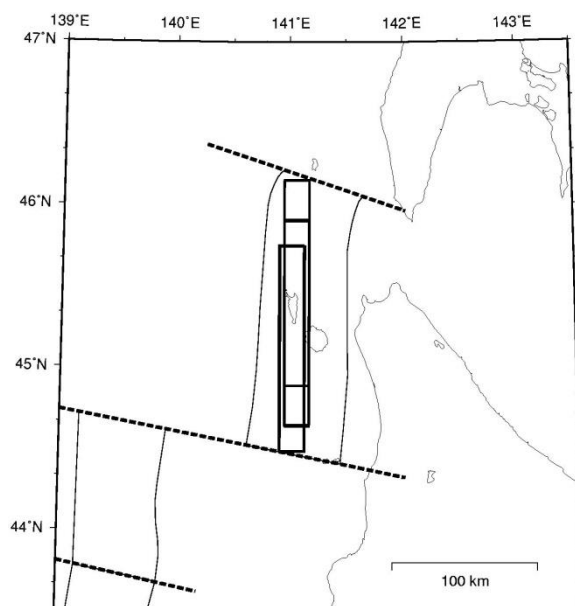


図 5.3.2-2 北海道北西沖の地震の断層面

(2) 北海道西方沖の地震

地震活動モデルの諸元を表 5.3.2-2 に示す。断層面の諸元については、1940 年積丹半島沖地震の断層モデル (Satake (1986)) を踏襲した (図 5.3.2-1)。

表 5.3.2-2 北海道西方沖の地震の諸元

	長期評価	設定モデル	
		BPT 分布	ポアソン過程
30 年発生確率	ほぼ 0%	0%	1.1%
50 年発生確率	ほぼ 0%	0%	1.9%
マグニチュード	<i>M</i> 7.5 前後	<i>M</i> w7.5	
震源域	1940 年積丹半島沖地震の断層面	1940 年積丹半島沖地震の断層面	

(注) 地震発生確率は 2014 年 1 月からの値。設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=2650 年 (1400~3900 年の中央値)、最新活動時期=73.4 年前 (2014 年 1 月時点)、ばらつき $\alpha=0.21$ (0.17~0.24 の中央値) を仮定した。 $M_w=M_j$ と仮定した。

(3) 北海道南西沖の地震

地震活動モデルの諸元を表 5.3.2-3 に示す。断層面の諸元については、1993 年北海道南西沖地震の断層モデル (Tanioka *et al.* (1995)) を踏襲した (図 5.3.2-1)。

表 5.3.2-3 北海道南西沖の地震の諸元

	長期評価	設定モデル	
		BPT 分布	ポアソン過程
30 年発生確率	ほぼ 0%	0%	3.1%
50 年発生確率	ほぼ 0%	0%	5.1%
マグニチュード	<i>M</i> 7.8 前後	<i>M</i> w7.8	
震源域	1993 年北海道南西沖地震の断層面	1993 年北海道南西沖地震の断層面	

(注) 地震発生確率は 2014 年 1 月からの値。設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=950 年 (500~1400 年の中央値)、最新発生時期=20.5 年前 (2014 年 1 月時点)、ばらつき $\alpha=0.21$ (0.17~0.24 の中央値) を仮定した。 $M_w=M_j$ と仮定した。

(4) 青森県西方沖の地震

地震活動モデルの諸元を表 5.3.2-4 に示す。断層面の諸元については、1983 年日本海中部地震の断層モデル(本震は Sato (1985)を、余震は阿部 (1987))を踏襲した(図 5.3.2-1)。

表 5.3.2-4 青森県西方沖の地震の諸元

	長期評価	設定モデル	
		BPT 分布	ポアソン過程
30 年発生確率	ほぼ 0%	0%	3.1%
50 年発生確率	ほぼ 0%	0%	5.1%
マグニチュード	<i>M</i> 7.7 前後	<i>M</i> w7.7	
震源域	1983 年日本海中部地震 の断層面	1983 年日本海中部地震 の断層面	

(注) 地震発生確率は 2014 年 1 月からの値。設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=950 年 (500~1400 年の中央値)、最新発生時期=30.6 年前 (2014 年 1 月時点)、ばらつき $\alpha=0.21$ (0.17~0.24 の中央値) を仮定した。 $M_w=M_j$ と仮定した。

(5) 秋田県沖の地震

地震活動モデルの諸元を表 5.3.2-5 に、断層面の位置を図 5.3.2-3 に示す。震源域の位置について、ここでは領域内に長さ 90km、幅 24km、傾斜角 45°、上端深さ 3km の矩形の断層面（東傾斜あるいは西傾斜）を置いて、そのいずれかで等確率（1/2）で地震が発生すると仮定した。

表 5.3.2-5 秋田県沖の地震の諸元

	長期評価	設定モデル
30 年発生確率	3%程度以下	3.0%
50 年発生確率	5%程度以下	4.9%
マグニチュード	$M7.5$ 程度	$Mw7.5$
震源域	想定震源域の位置を図示	領域内に長さ 90km、幅 24km の矩形の断層面（45° 東あるいは西傾斜）のいずれかで等確率で地震が発生すると仮定

(注) 設定モデルの確率計算では、平均発生間隔 1000 年（長期評価では 1000 年程度以上）のポアソン過程を仮定した。また $M_w = M_j$ と仮定した。

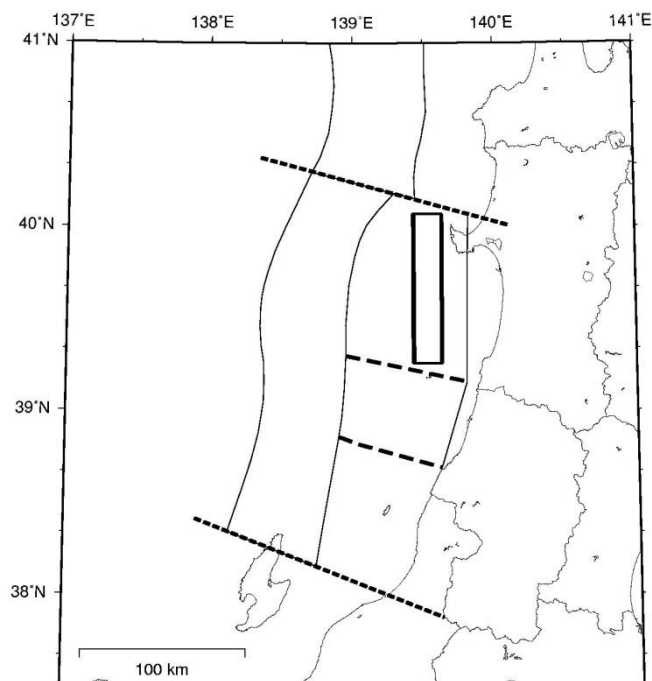


図 5.3.2-3 秋田県沖の地震の断層面

(6) 山形県沖の地震

地震活動モデルの諸元を表 5.3.2-6 に示す。断層面の諸元については、1833 年庄内沖地震の断層モデル（相田（1989））を踏襲した（図 5.3.2-1）。

表 5.3.2-6 山形県沖の地震の諸元

	長期評価	設定モデル	
		BPT 分布	ポアソン過程
30 年発生確率	ほぼ 0%	0%	3.0%
50 年発生確率	ほぼ 0%	0%	4.9%
マグニチュード	$M7.7$ 前後	$Mw7.7$	
震源域	1833 年庄内沖地震 の断層面	1833 年庄内沖地震 の断層面	

(注) 地震発生確率は 2014 年 1 月からの値。設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=1000 年（長期評価では 1000 年程度以上）、最新発生時期=180.1 年前（2014 年 1 月時点）、ばらつき $\alpha=0.21$ (0.17~0.24 の中央値) を仮定した。 $M_w=M_j$ と仮定した。

(7) 新潟県北部沖の地震

地震活動モデルの諸元を表 5.3.2-7 に示す。断層面の諸元については、1964 年新潟地震の断層モデル（Abe（1975））を踏襲した（図 5.3.2-1）。

表 5.3.2-7 新潟県北部沖の地震の諸元

	長期評価	設定モデル	
		BPT 分布	ポアソン過程
30 年発生確率	ほぼ 0%	0%	3.0%
50 年発生確率	ほぼ 0%	0%	4.9%
マグニチュード	$M7.5$ 前後	$Mw7.5$	
震源域	1964 年新潟地震 の断層面	1964 年新潟地震 の断層面	

(注) 地震発生確率は 2013 年 1 月からの値。設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=1000 年（長期評価では 1000 年程度以上）、最新発生時期=49.5 年前（2014 年 1 月時点）、ばらつき $\alpha=0.21$ (0.17~0.24) の中央値を仮定した。 $M_w=M_j$ と仮定した。

(8) 佐渡島北方沖の地震

地震活動モデルの諸元を表 5.3.2-8 に、断層面の位置を図 5.3.2-4 に示す。震源域の位置について、「領域内でどこでも発生する可能性がある」とされているが、ここでは領域内に長さ 140km、幅 34km、傾斜角 30°、上端深さ 3km の矩形の断層面を南北に 3 列並べて（それぞれ東傾斜あるいは西傾斜）、そのいずれかで等確率（1/6）で地震が発生すると仮定した。

表 5.3.2-8 佐渡島北方沖の地震の諸元

	長期評価	設定モデル
30 年発生確率	3~6%	3.9%
50 年発生確率	5~10%	6.4%
マグニチュード	<i>M</i> 7.8 程度	<i>M</i> _w 7.8
震源域	想定震源域の位置を図示	領域内に長さ 140km、幅 34km の矩形の断層面 (30° 東あるいは西傾斜) を南北に 3 列並べて、そのいずれかで等確率で地震が発生すると仮定

(注) 設定モデルの確率計算では、平均発生間隔 750 年（長期評価では 500~1000 年程度）のポアソン過程を仮定した。また $M_w = M_j$ と仮定した。

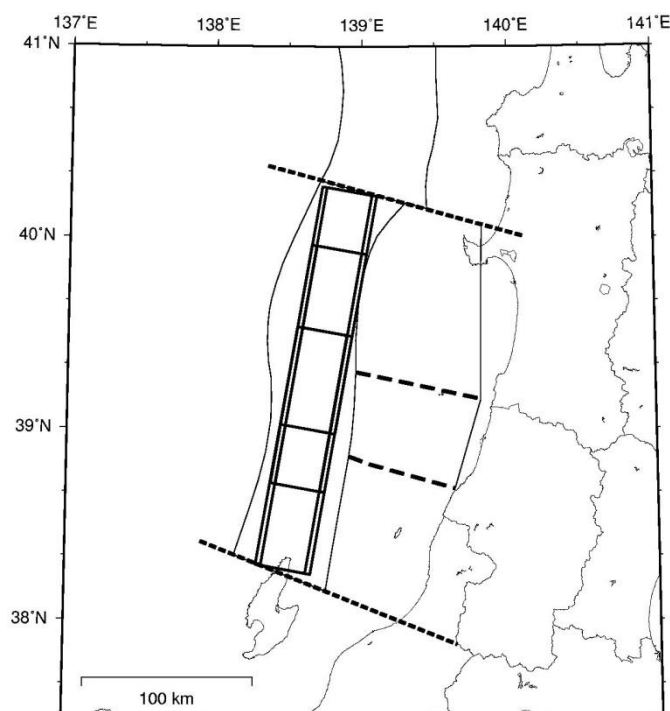


図 5.3.2-4 佐渡島北方沖の地震の断層面

<2013年における検討の従来モデル>

2013年における検討の従来モデルと2014年版のモデルで異なるのは地震発生確率の設定方法である。2013年における検討の従来モデルでは、長期評価により示された地震発生確率を用いており、最新活動時期が判明している6地震（図5.3.2-1参照）については、地震発生確率がBPT分布を仮定して求められている。

<全国地震動予測地図2010年版のモデル>

2010年版のモデルは、2013年における検討の従来モデルと同じ。

5.3.3 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

5.3.3.1 陸域で発生する地震のうち活断層が特定されていない場所で発生する地震

1) 対象とする地震

ここで対象とする地震は、陸側のプレート上部地殻内の地震発生層で発生する地震のうち、活断層が特定されていない場所で発生する浅い地震である。陸域では、主要活断層帯やその他の活断層で発生する固有地震が別途考慮されており、これらによって規模の大きい地震の多くは網羅されていると考えられる。ただし、これらの活断層に関連する固有地震以外の地震はモデル化がされていないことから、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に含めて評価する。

南西諸島付近で発生する震源断層をあらかじめ特定しにくい地震は、2013年における検討の従来モデルでは個別にモデル化していたが、2014年版のモデルでは、フィリピン海プレートの地震と陸側プレートの地震に分離して評価するため、新たに南西諸島付近の浅い地震が含まれる。

なお、陸側のプレートで発生する浅い地震のうち、日本海東縁部は、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として別途モデル化されるため、ここでの対象外とする。

2) 地域区分

垣見・他(2003)による地震地体構造区分図(図5.3.3.1-1(図4.3.2-1の再掲);以降、新垣見マップ)に基づき区分する。ただし、御前崎から四国にかけての太平洋岸のように陸地をカバーしていない場合には、境界を修正して陸地を含むようにする。また、日本海東縁部を含む領域については、新潟県付近の陸域と日本海東縁部とが分かれるように境界線を追加する。2014年版の地震活動モデルにおいても、2013年における検討の検討モデルで追加した南西諸島付近の浅い領域は、従来の南西諸島付近の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の領域を参考に設定する。この際、南東側の境界は、九州の陸域の領域と接続するように海溝軸よりも北東側に設定している。また、九州の陸域領域の南部を、薩摩半島・大隅半島の南端までを含むように修正している。設定した区分を図5.3.3.1-2に示

す。1)で述べたとおり、日本海東縁部は、別途評価するため、対象外である。なお、2014年版のモデルでは、陸域の浅い震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度を計算する際に、従来よりも大きな領域で平均化した発生頻度も考慮することによる地震発生頻度も考慮することとした（大領域による方法）。大領域についての詳細は、「4.3 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の評価手法の概要」を参照されたい。大領域の領域区分については、現状の地域区分に基づき、

- ・ 伊豆諸島以南の領域、南西諸島の領域はそれぞれ1つの領域とする。
- ・ 糸魚川－静岡構造線を境に東西に分割する。

ことにより、合計4つの領域を設定している。ここで、島嶼部については、地震カタログの質から別とし、東日本は太平洋プレート、西日本はフィリピン海プレートの沈み込みによる影響を勘案して糸魚川－静岡構造線を境として分割した。図5.3.3.1-3に「大領域」の区分を示す（図4.3.1-2の再掲）。

3) 地震カタログ

中地震カタログと小地震カタログ（最小マグニチュードは3.0）を併用する。ただし、中地震カタログの期間は領域によって一部変更しており、関東を含む領域と伊豆半島では、大正関東地震の影響が少なくなった1940年以降のM5.0以上の地震を用いる。また、北海道の東部から北方四島にかけての領域では、観測網の地震検知能力が低いことを勘案し、中地震カタログとして1960年以降のM5.0以上の地震を用いる。南西諸島付近の浅い領域についても、同じ理由から1983年以降のM5.0以上の地震を用いることとし、中地震と小地震のカタログの併用は行わない。さらに、新たに作成した「大領域」に関しては、中地震カタログと、小地震カタログにより「地域区分する方法」で単位面積当たりの地震発生頻度が領域内で一定になるように頻度を算定した（中地震カタログ、小地震カタログについては、「4.3.1 評価手法の概要」を参照）。

震源深さは25km以浅のもののみを用いることを原則とするが、日本海側の海域においては震源深さの精度も勘案して40kmまでの地震を対象とする。また、南西諸島付近の領域の北西側のフィリピン海プレートの領域と重複しない部分についても、深さ40kmまでの地震を対象とする。なお、地震カタログからは、主要活断層帯の固有地震あるいは主要活断層帯以外のその他の活断層で発生する地震に該当するものは除去する。

図5.3.3.1-4に、1926年以降のM5.0以上の地震の震央分布を、図5.3.3.1-5に1983年以降のM5.0以上の地震の震央分布をそれぞれ示す。また、図5.3.3.1-6および図5.3.3.1-7には、地震の規模別累積発生頻度を示す。

4) 最大マグニチュード

最大マグニチュードは、地震活動モデルの不確実性を考慮して、陸域については過去に発生した地震のうち別途モデル化されている活断層との対応が明確でない地震の最大規模

である $M_j = 7.3$ を、海域については活断層の調査が不十分であり、存在は知られているもののモデル化されていないものが多く存在することも勘案して $M_j = 7.5$ とそれぞれの地域区分すべてに対して設定する。領域ごとに設定した最大マグニチュードを、図 5.3.3.1-8 および表 5.3.3.1-1 に示す。

5) 断層面の設定

震源断層は、上部地殻内の地震発生層で一様に分布すると仮定する。断層面の形状は鉛直な矩形断層面を想定し、その長さはマグニチュードから松田式で評価する。幅は長さと同じ（ただし、地震発生層の厚さで頭打ち）とし、走向はランダムとする。ただし、数値計算の際には、藤原・他（2003）での検討結果を参考に、これとほぼ等価な結果を与える深さ 3km の点震源とする。

6) モーメントマグニチュード M_w への変換

モーメントマグニチュード M_w は、武村（1990）に基づき、 M_j から次式で変換する。

$$M_w = 0.78 M_j + 1.08 \quad (5.3.3.1-1)$$

7) 地震発生頻度の分布

図 5.3.3.1-9 に、陸域で発生する地震のうち活断層が特定されていない場所で発生する地震の発生頻度（0.1 度四方の領域で 1 年間に $M 5.0$ 以上の地震が発生する頻度）の分布を示す。これは、a) 中地震カタログで地域区分する方法、b) 中地震カタログで地域区分しない方法、c) 小地震カタログで地域区分する方法、d) 小地震カタログで地域区分しない方法、の 4 ケースの頻度を平均したものである。なお、上述のように、a) および c) については、従来の地域区分に基づく頻度と、今回新たに導入した「大領域」の区分に基づく頻度を平均したものである。震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度の計算の詳細については、「4.3 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の評価手法の概要」を参照のこと。

なお、陸側プレートの浅い震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度について、2013 年における検討の従来モデルと 2014 年版、2013 年における検討の検討モデルと 2014 年版の比較を、それぞれ図 5.3.3.1-10、図 5.3.3.1-11 に示す。

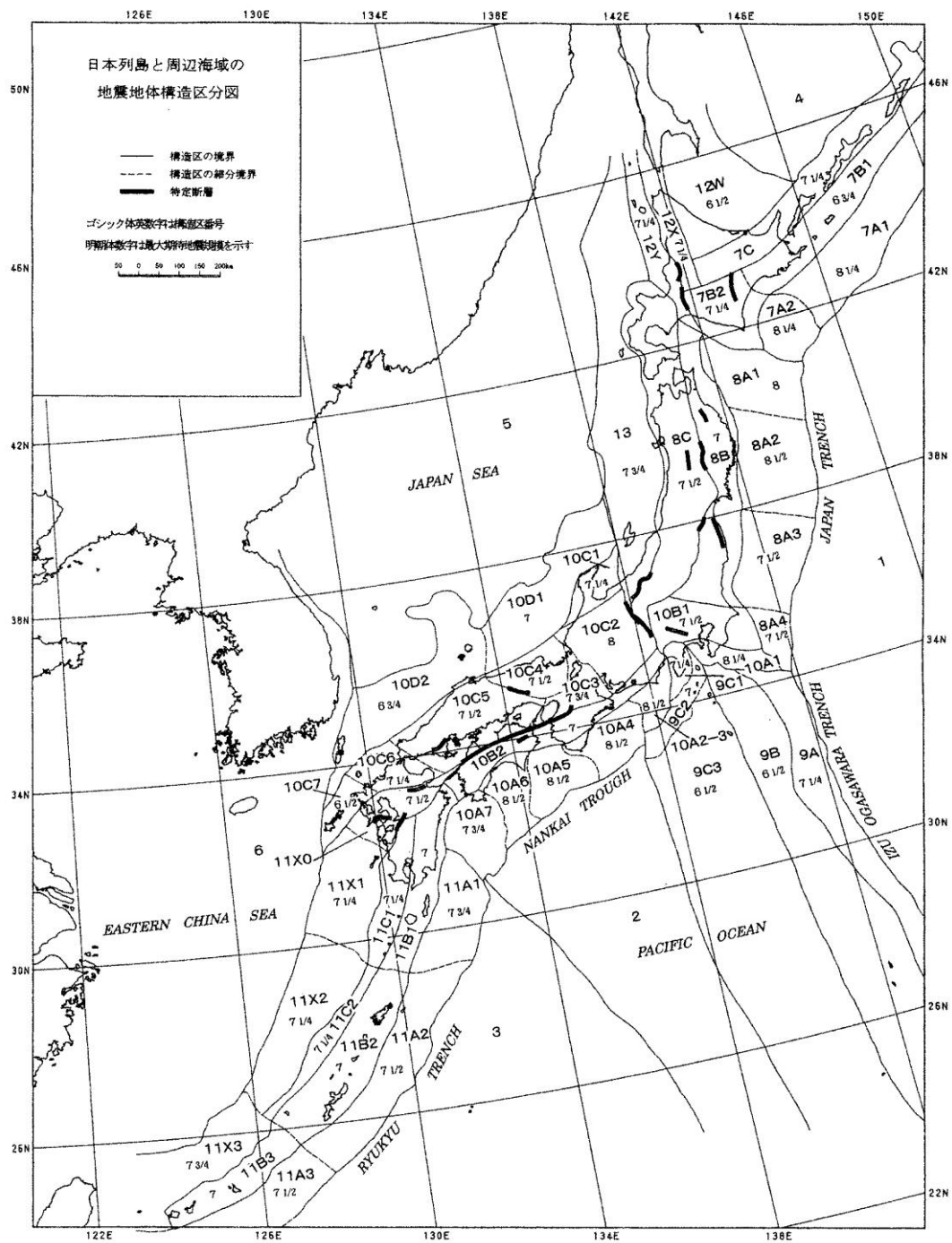


Fig. 1. Seismotectonic province map in and around the Japanese islands. Boldfaced sign is the symbol of province. Roman-type numeral represents the expected maximum earthquake magnitude (M_{max}) assigned to each province. Solid line: boundary between provinces. Broken line: boundary between subprovinces. Bar: the designated fault.

図 5. 3. 3. 1-1 垣見・他(2003)による地震地体構造区分図 (新垣見マップ)
 (図 4. 3. 2-1 の再掲)

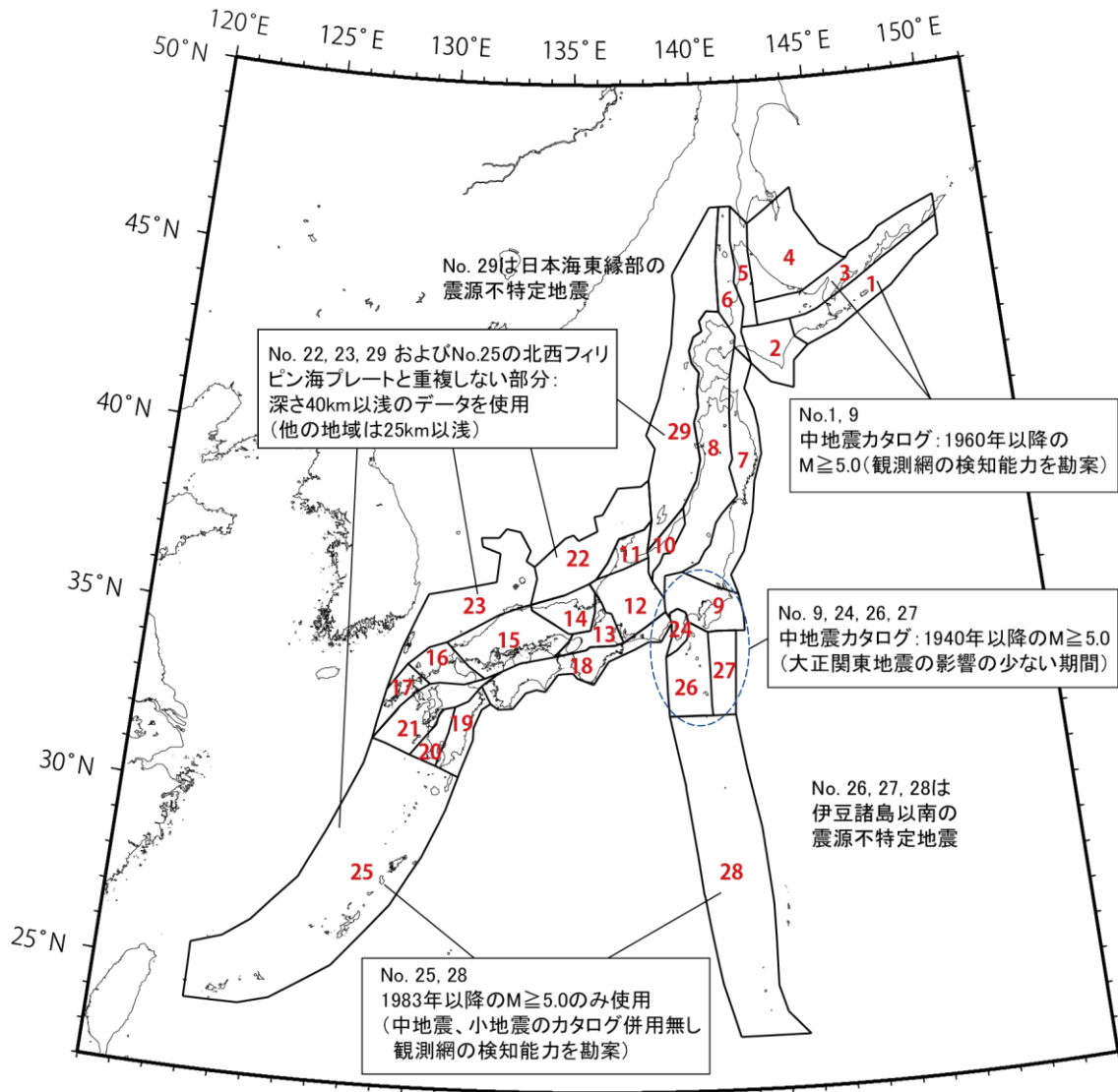


図 5.3.3.1-2 陸域の浅い震源を特定しにくい地震の地域区分と頻度算定に用いる地震カタログ (図 4.3.1-1 の再掲)。特記のないものは、小地震カタログと中地震カタログを併用。図中に赤字で示す数字は、各領域の領域番号を表す。

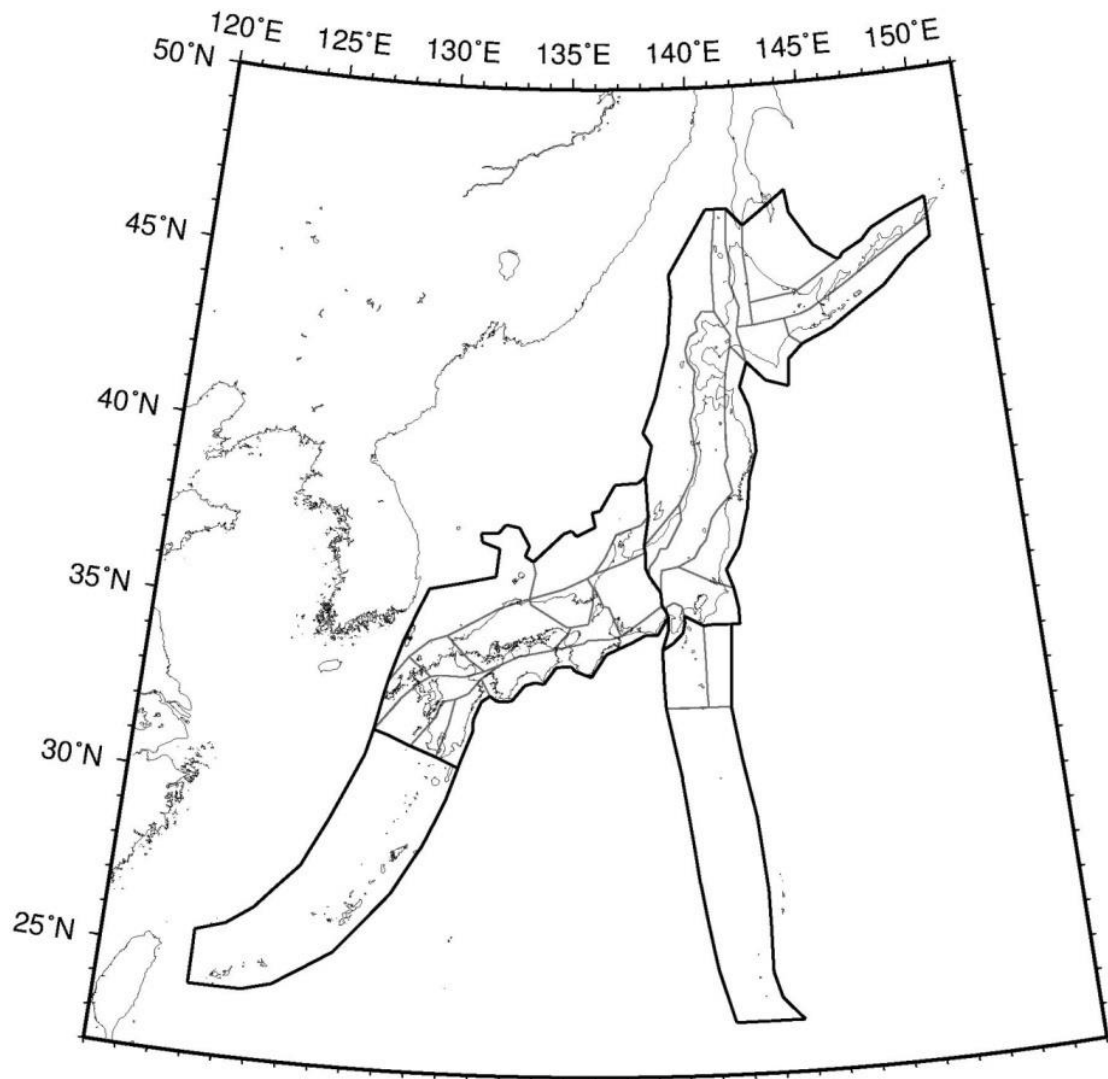


図 5. 3. 3. 1-3 陸域の浅い震源を特定しにくい地震の「大領域」の地域区分(黒い実線)

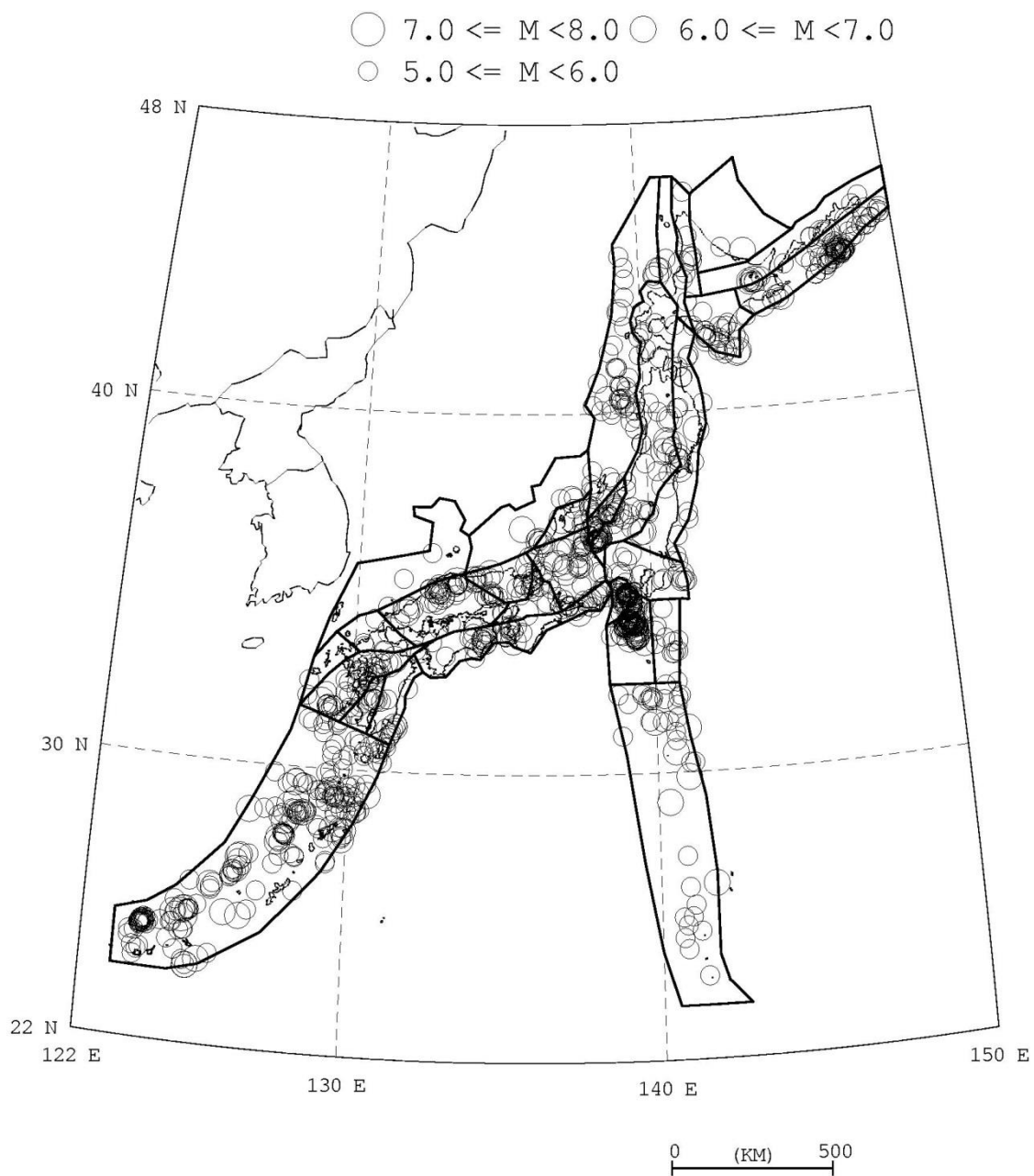


図 5.3.3.1-4 1926 年以降の $M \geq 5.0$ の地震の震央分布

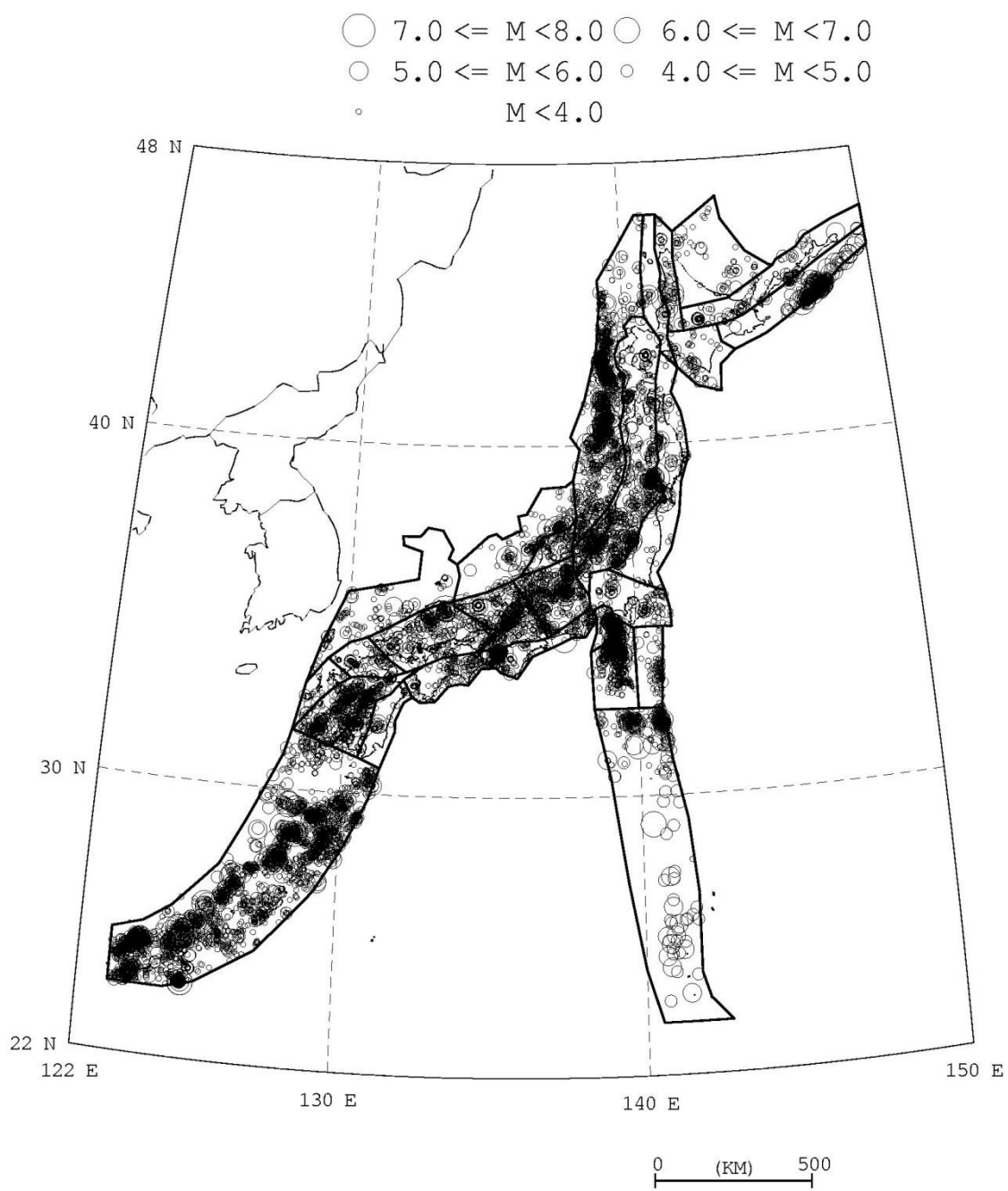


図 5. 3. 3. 1-5 1983 年以降の $M \geq 3.0$ の地震の震央分布

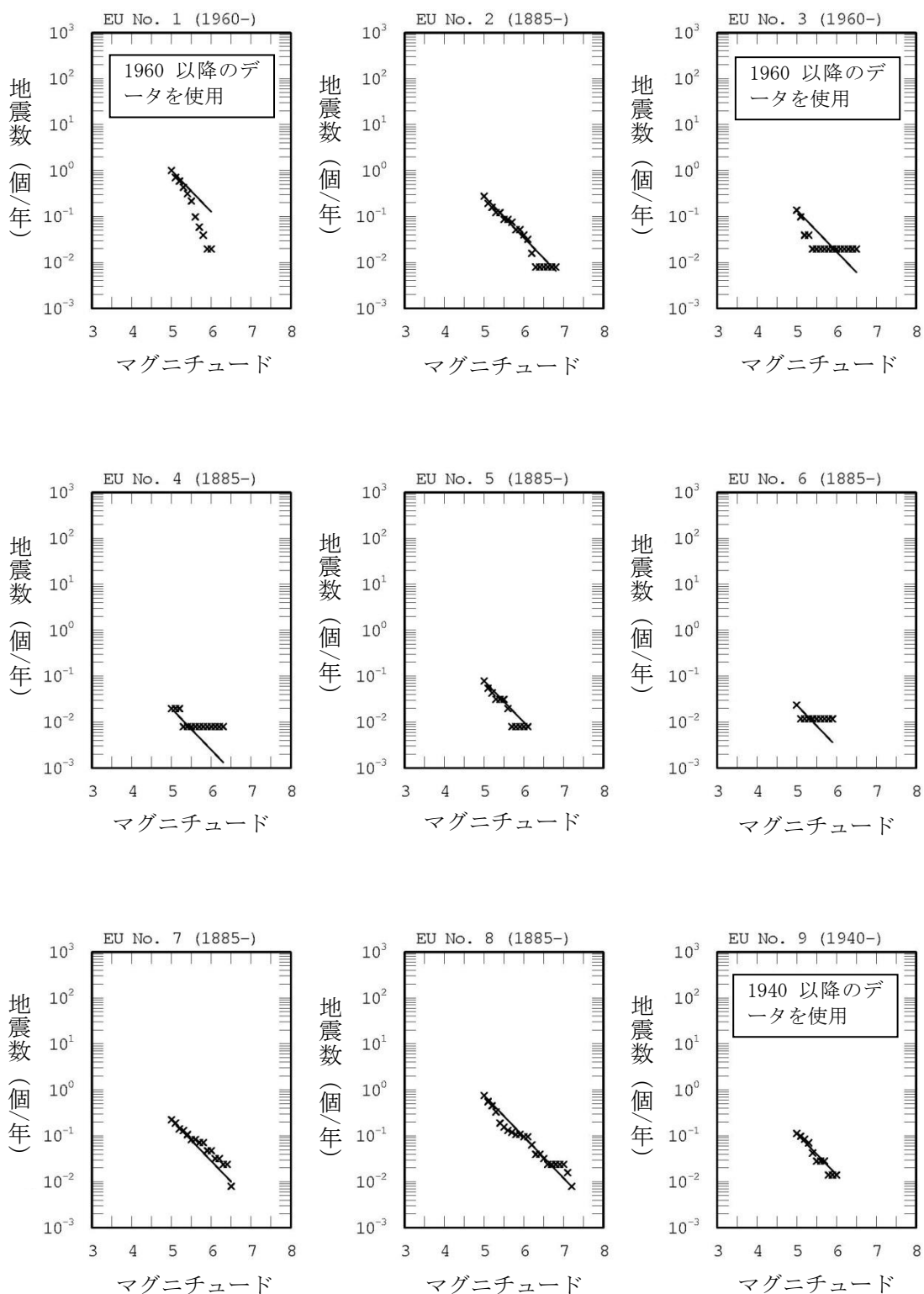


図 5.3.3.1-6 中地震カタログに基づく地震の規模別累積発生頻度

- ・ ×印はデータ、実線はデータに基づく b 値 0.9 の G-R 式
- ・ 各グラフの上を示す番号は、図 5.3.3.1-2 に示す領域番号を表す

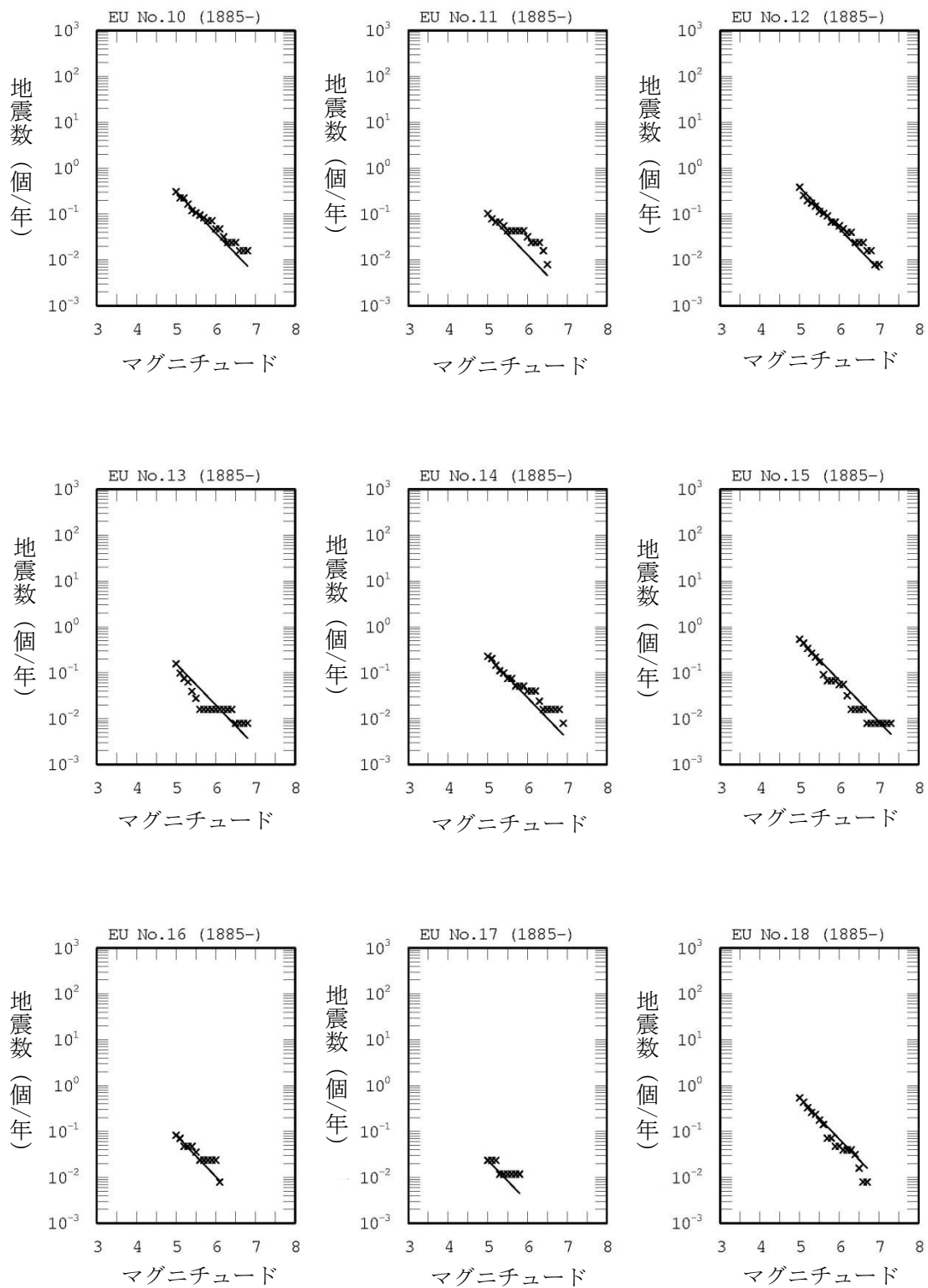


図 5.3.3.1-6 中地震カタログに基づく地震の規模別累積発生頻度 (つづき)

- ・ ×印はデータ、実線はデータに基づく b 値 0.9 の G-R 式
- ・ 各グラフの上を示す番号は、図 5.3.3.1-2 に示す領域番号を表す

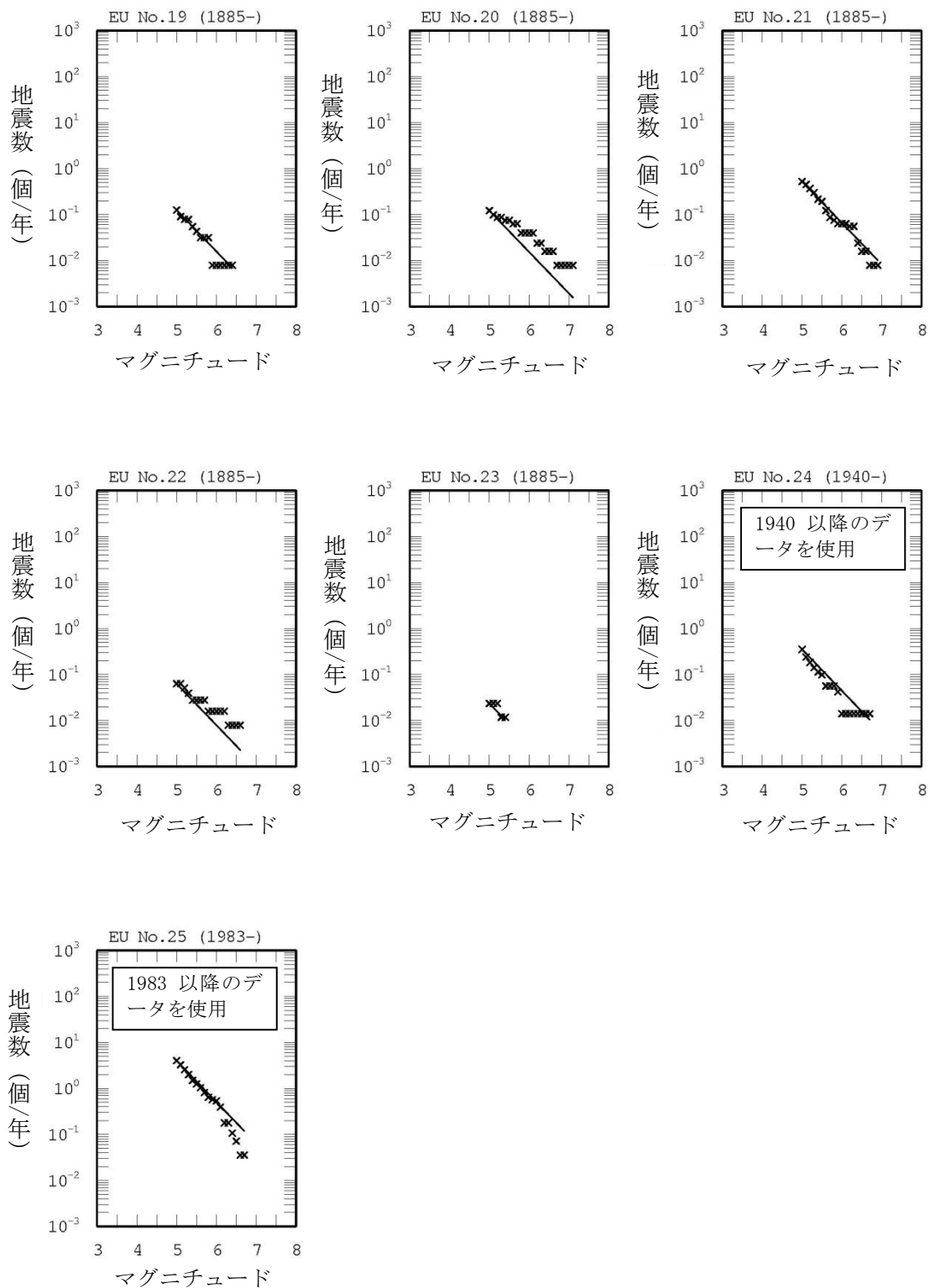


図 5.3.3.1-6 中地震カタログに基づく地震の規模別累積発生頻度 (つづき)

- ・ ×印はデータ、実線はデータに基づく b 値 0.9 の G-R 式
- ・ 各グラフの上を示す番号は、図 5.3.3.1-2 に示す領域番号を表す

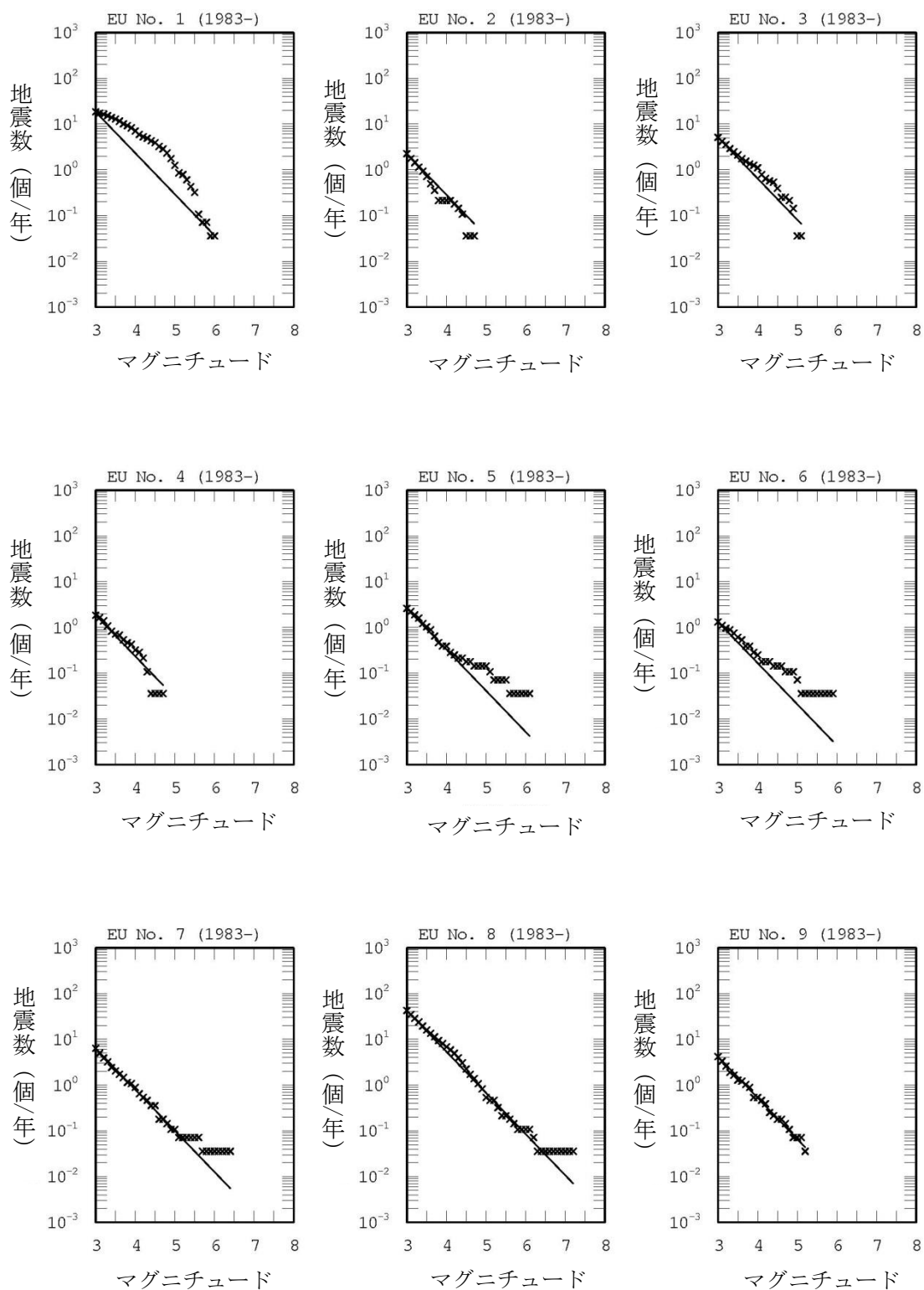


図 5.3.3.1-7 小地震カタログに基づく地震の規模別累積発生頻度
 (各グラフの上を示す番号は、図 5.3.3.1-2 に示す領域番号を表す)

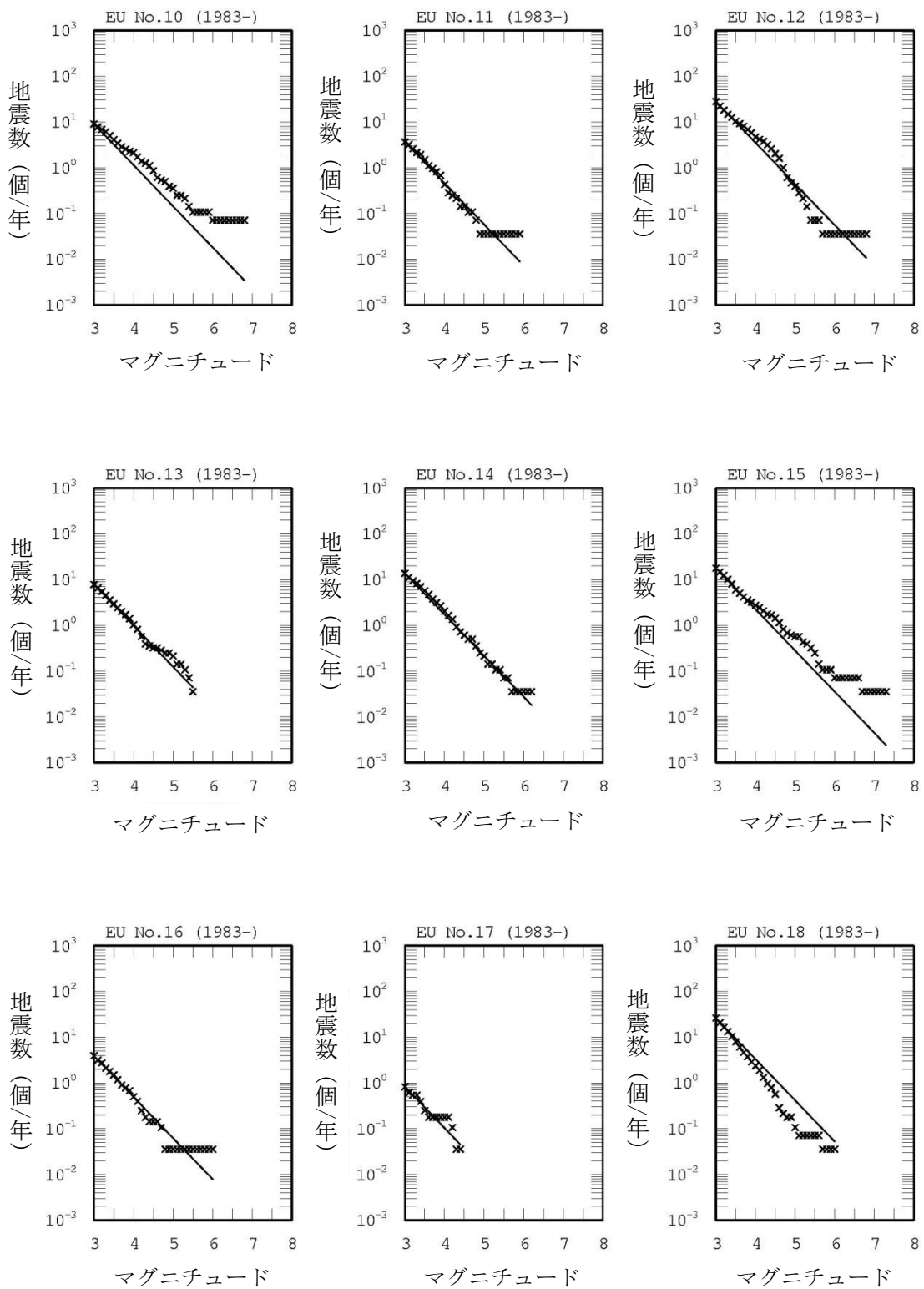


図 5.3.3.1-7 小地震カタログに基づく地震の規模別累積発生頻度 (つづき)

- ・ ×印はデータ、実線はデータに基づく b 値 0.9 の G-R 式
- ・ 各グラフの上を示す番号は、図 5.3.3.1-2 に示す領域番号を表す

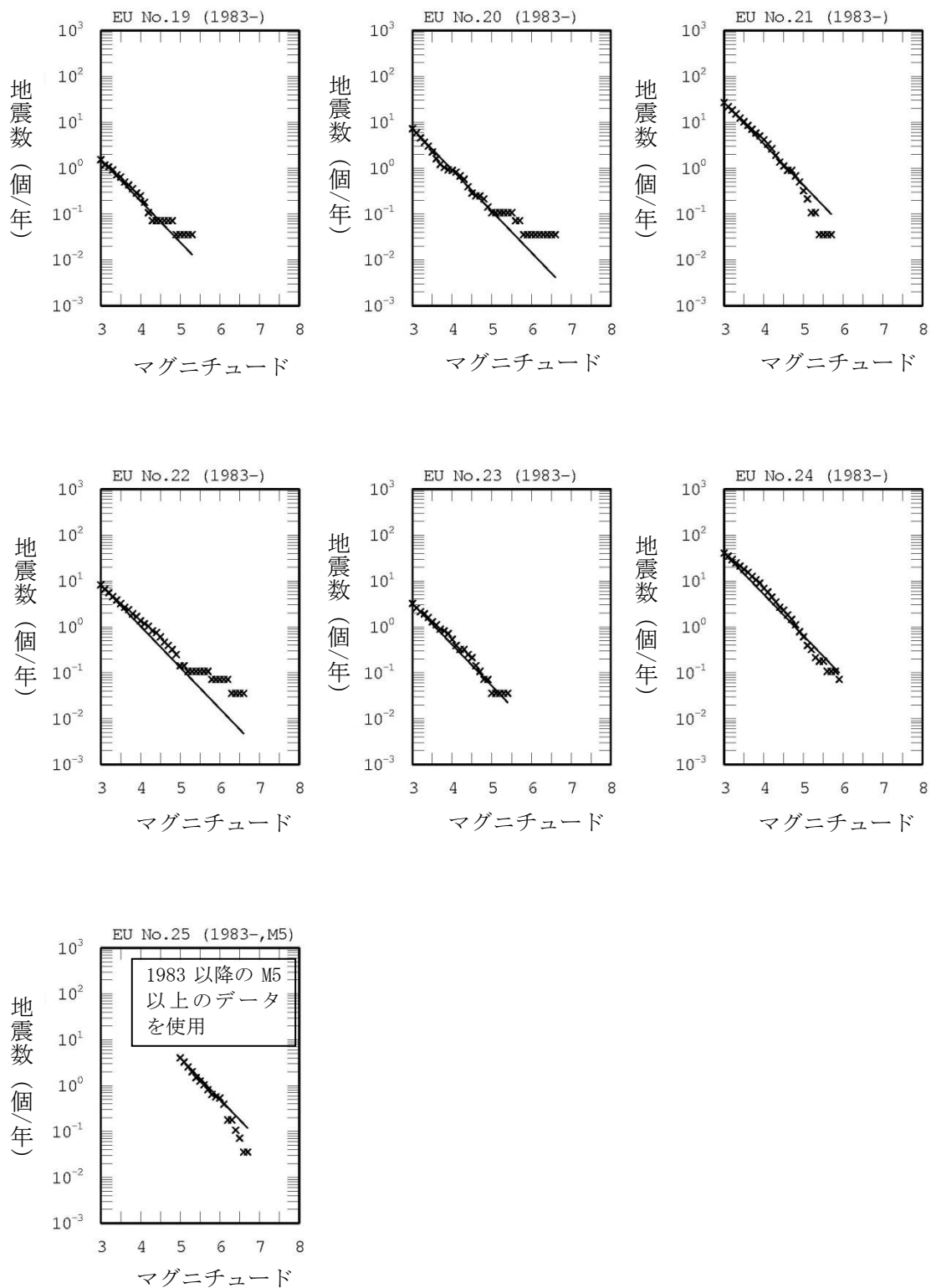


図 5.3.3.1-7 小地震カタログに基づく地震の規模別累積発生頻度 (つづき)

- ・ ×印はデータ、実線はデータに基づく b 値 0.9 の G-R 式
- ・ 各グラフの上を示す番号は、図 5.3.3.1-2 に示す領域番号を表す

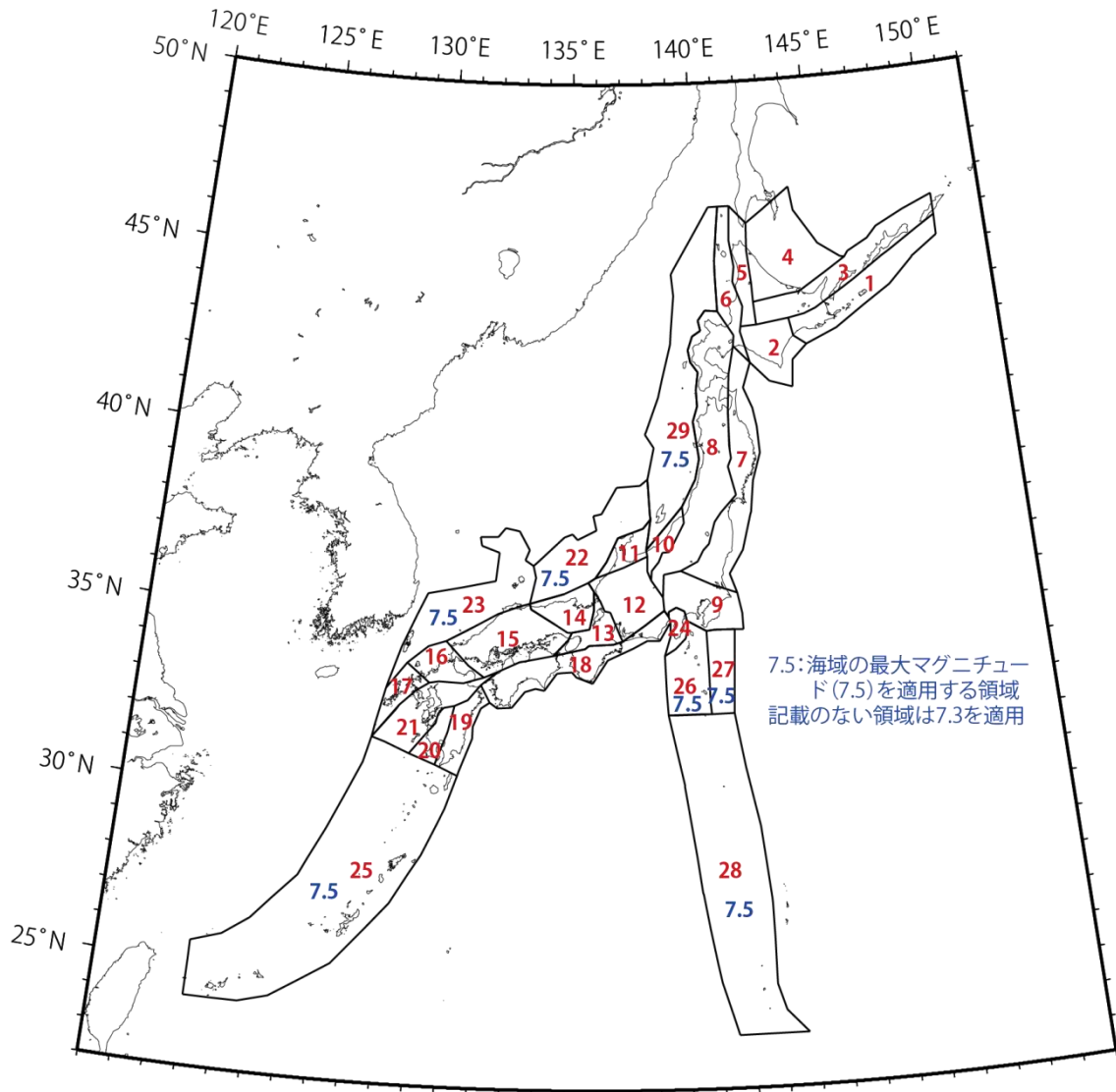


図 5. 3. 3. 1-8 陸域の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュード
図中の赤文字は領域番号を表す。

表 5.3.3.1-1 領域ごとの最大マグニチュードとその設定根拠

番号	最大 M	根拠	備考
1	7.3	(最大 M の下限値)	
2	7.3	(最大 M の下限値)	
3	7.3	(最大 M の下限値)	
4	7.3	(最大 M の下限値)	
5	7.3	(最大 M の下限値)	
6	7.3	(最大 M の下限値)	
7	7.3	(最大 M の下限値)	
8	7.3	(最大 M の下限値)	
9	7.3	(最大 M の下限値)	
10	7.3	(最大 M の下限値)	
11	7.3	(最大 M の下限値)	
12	7.3	(最大 M の下限値)	
13	7.3	(最大 M の下限値)	
14	7.3	(最大 M の下限値)	
15	7.3	2000. 10. 06 鳥取県西部地震	
16	7.3	(最大 M の下限値)	
17	7.3	(最大 M の下限値)	
18	7.3	(最大 M の下限値)	
19	7.3	(最大 M の下限値)	
20	7.3	(最大 M の下限値)	
21	7.3	(最大 M の下限値)	1596 慶長豊後 (M . 5) は活断層と対応。
22	7.5	(海域の最大 M の下限値)	
23	7.5	(海域の最大 M の下限値)	
24	7.3	(最大 M の下限値)	1930 北伊豆地震 (M . 3) は活断層と対応。
25	7.5	(海域の最大 M の下限値)	

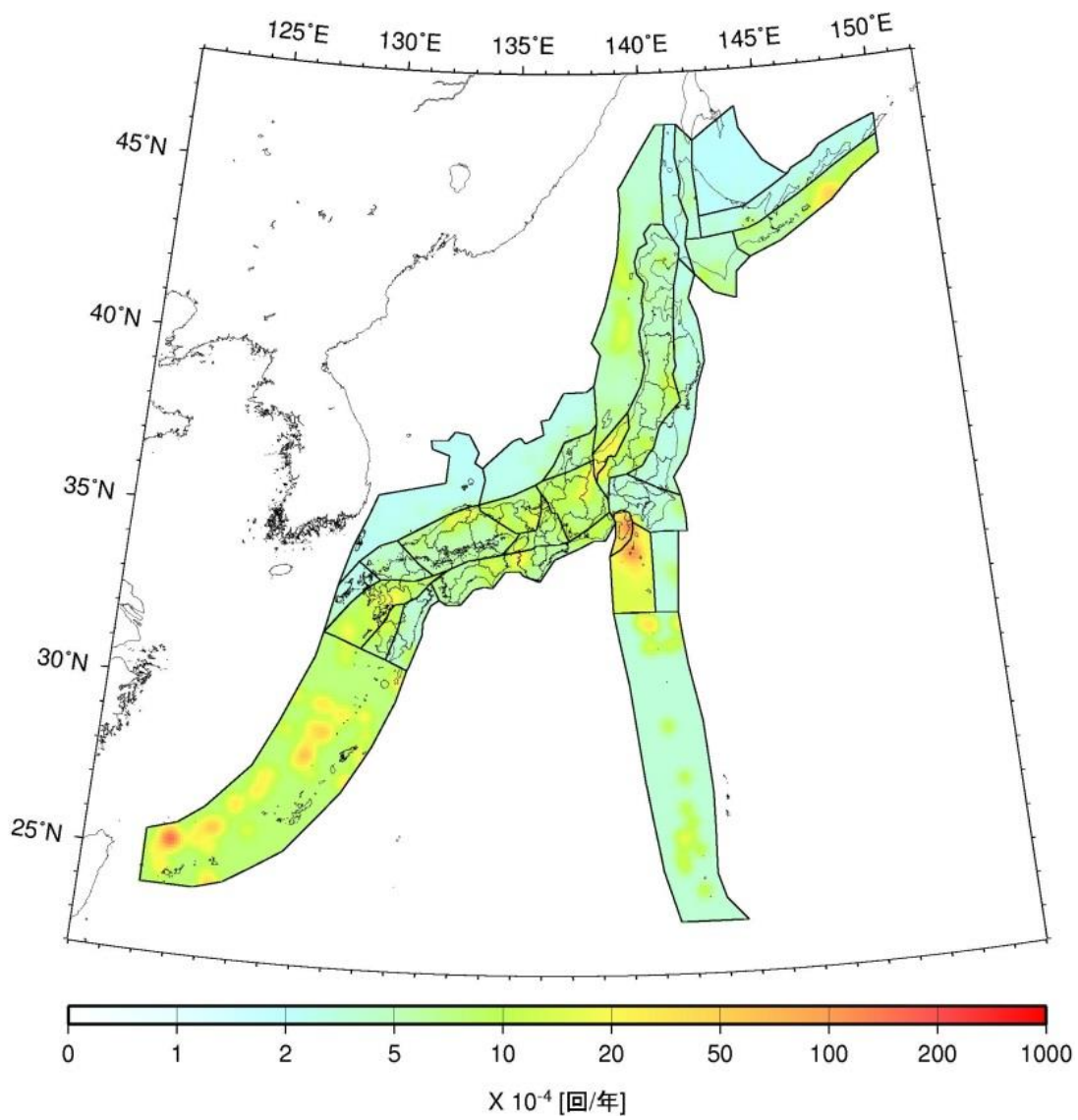
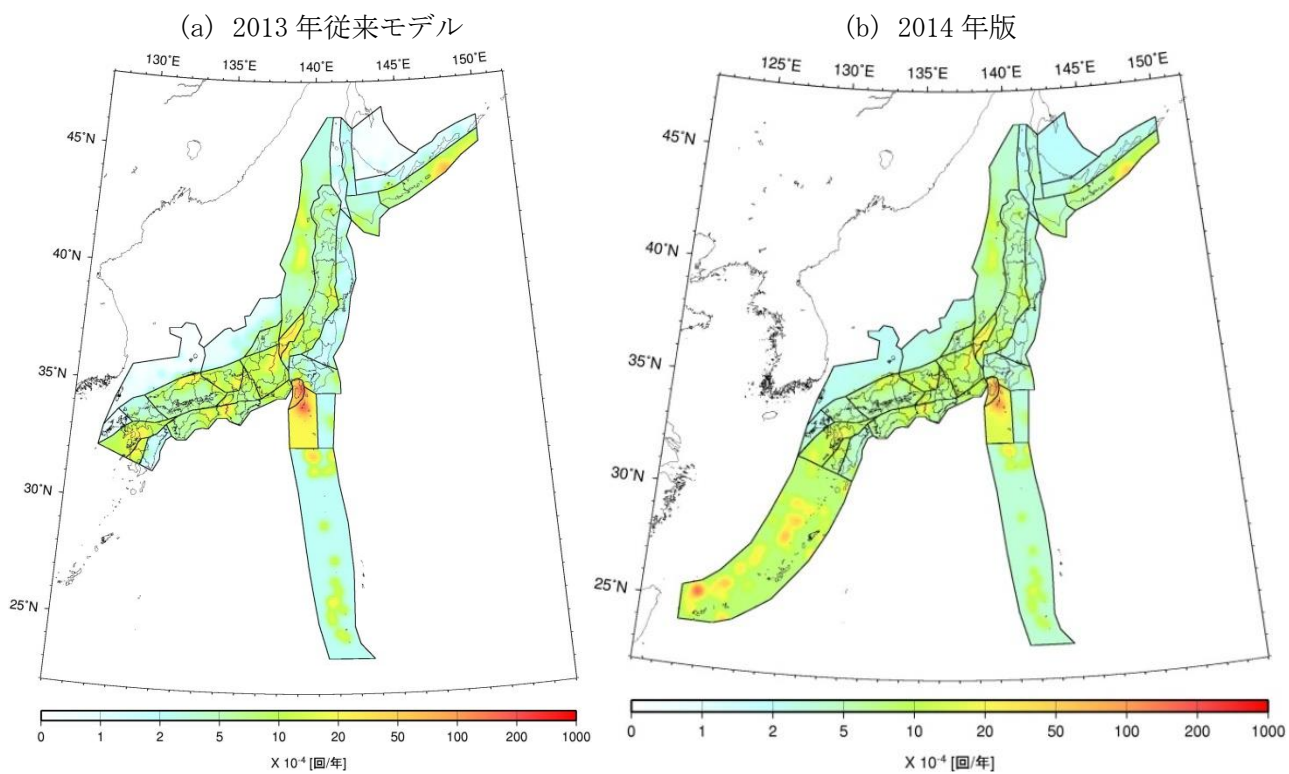


図 5. 3. 3. 1-9 陸域の浅い震源を特定しにくい地震の発生頻度
(0.1度四方あたり、 $M5.0$ 以上)



(c) 頻度の変化 (2013 年検討モデルに対する 2014 年版の増減の比率) (単位: 個/年)
 (0.1 度四方あたり、 M .0 以上)

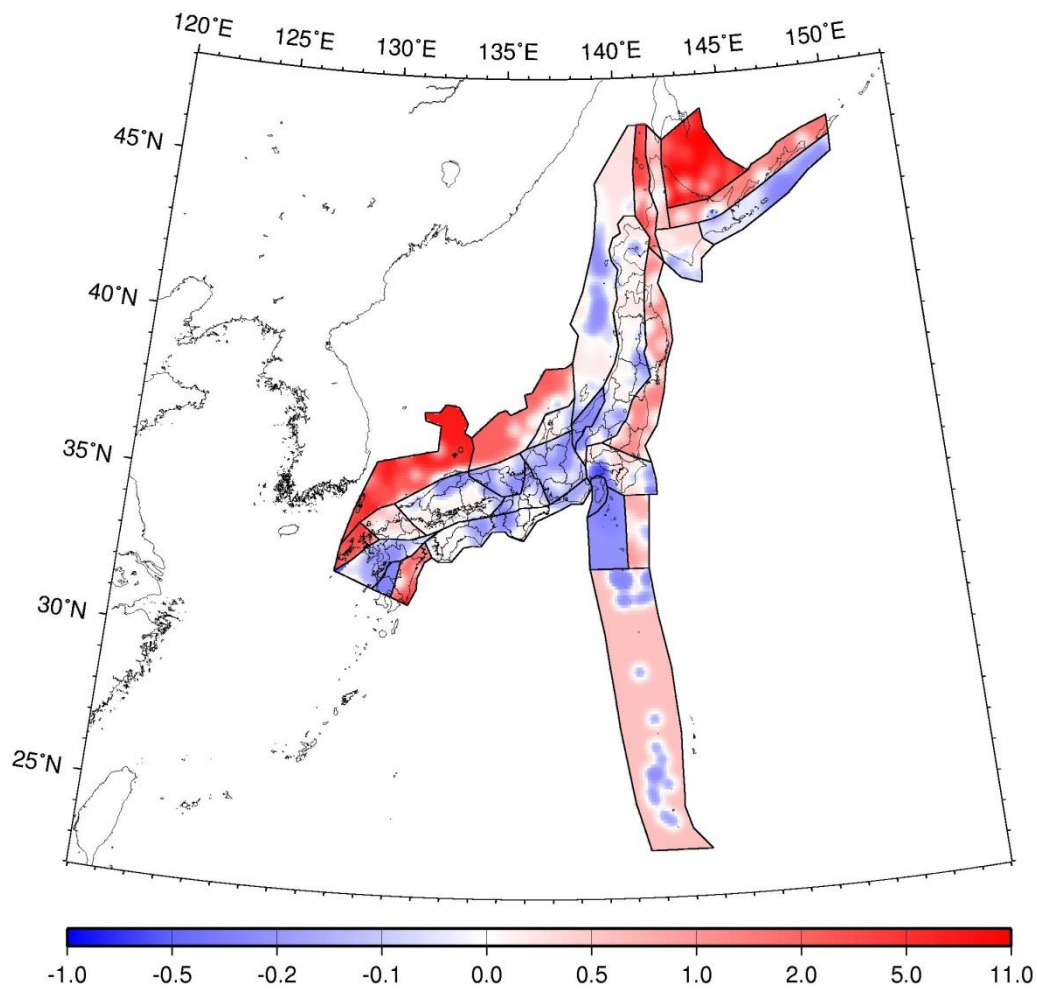
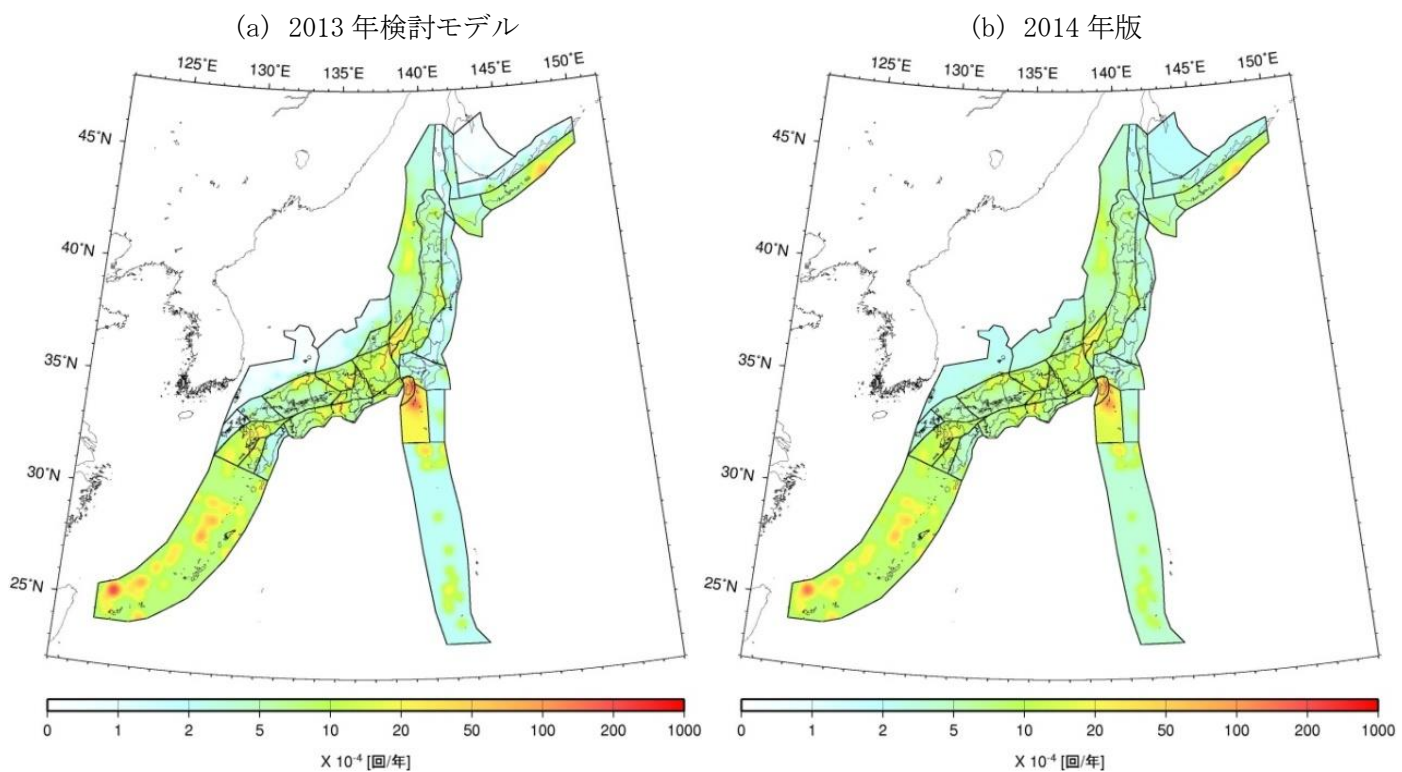


図 5.3.3.1-10 陸側プレートの浅い震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度の比較



(c) 頻度の変化 (2013年検討モデルに対する2014年版の増減の比率) (単位: 個/年)
(0.1度四方あたり、M_s 5.0以上)

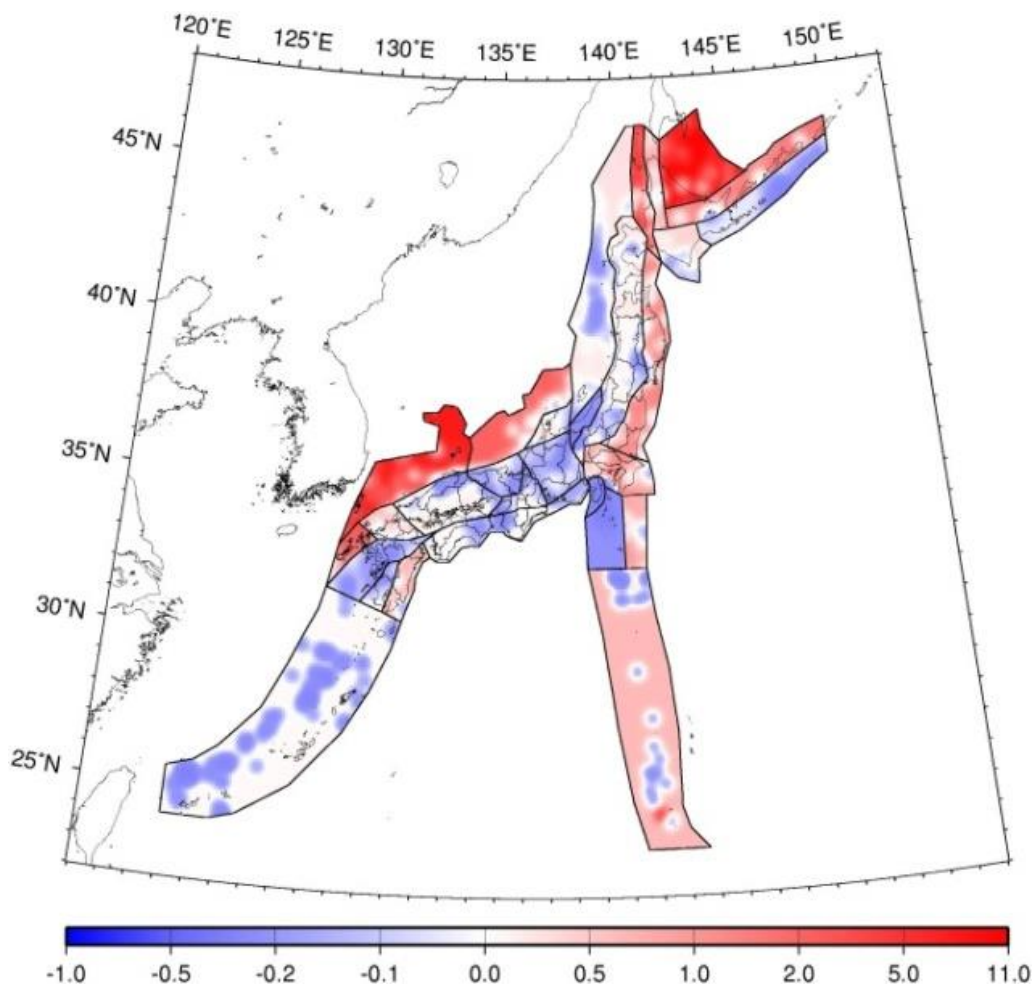


図 5.3.3.1-11 陸側プレートの浅い震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度の比較

<2013年における検討の従来モデル>

2013年における検討の従来モデルは、以下の点が2014年版のモデルと異なる。

- ・2014年版で導入した、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の規模別発生頻度を算定するための「大領域を用いる方法」を用いていない。
- ・震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として考慮する最大規模は、各領域で過去に発生した最大規模の地震の規模とすることを基本として設定。ただし、陸域で $M_j=6.8$ 、海域で $M_j=7.3$ を下限値とし、これより大きな規模の大きな地震が過去に発生していない場合は、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として考慮する最大規模を前述の下限値としている。

<全国地震動予測地図 2010年版のモデル>

2014年版で導入した、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の規模別発生頻度を算定するための「大領域を用いる方法」を用いていない。また、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として考慮する最大規模の下限値は、陸域は $M_j=6.8$ 、海域は $M_j=7.0$ 。ただし、日本海東縁部については $M_j=7.3$ 。

5.3.3.2 日本海東縁部の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

1) 対象とする地震

日本海東縁部の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震は、「日本海東縁部の地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2003b）に基づいて別途考慮される $M7.5$ 程度以上の海溝型地震以外の地震を対象としたものである。

2) 地域区分

図 5.3.3.2-1 に、日本海東縁部の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の地域区分を示す。同図には、陸域の浅い震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の地域区分も参考のために示してある。領域は、垣見・他（2003）による地震地体構造区分図（図 5.3.3.1-1）における日本海東縁部の領域を参考に設定しているが、新垣見マップでは同領域が新潟県の内陸部に及んでいることから、海岸線付近以北のみを対象としている。

3) 地震カタログ

中地震と小地震（最小マグニチュードは 3.0）のカタログを併用し、震源深さは、40km より浅い地震を抽出する。なお、関連する海溝型地震として別途考慮されているものはカタログから除去する。

図 5.3.3.2-2 に 1926 年以降の $M5.0$ 以上の地震の震央分布を、図 5.3.3.2-3 には 1983 年以降の $M3.0$ 以上の地震の震央分布をそれぞれ示す。また、図 5.3.3.2-4 には、地震の規模

別累積発生頻度を示す。

4) 最大マグニチュード

先に図 5.3.3.2-1 に示したとおり、最大マグニチュードは 7.5 とする。これは、5.3.3.1 で示した「陸域で発生する地震のうち活断層が特定されていない場所で発生する地震」における海域の最大マグニチュードの下限值に準拠している。

5) 断層面の設定

陸域地殻内の震源断層を特定しにくい地震での扱いと同様とする。すなわち、上部地殻内の地震発生層内に、規模に応じて大きさが変化する鉛直断層が分布すると仮定する。ただし、数値計算の際には、これとほぼ等価な結果を与える深さが 3km の点震源とする。

6) モーメントマグニチュード M_w への変換

モーメントマグニチュード M_w は、 M_j と同じとする。この部分は、陸域地殻内の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震と取扱いが異なっているが、これは、日本海中部地震や北海道南西沖地震の M_w と M_j の関係を参考に設定している。

7) 想定する地震のタイプ

地震動の評価（距離減衰式の適用）では、地殻内地震の式を用いる。

8) 地震発生頻度の分布

図 5.3.3.2-5 に、日本海東縁部における震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度（0.1 度四方の領域で 1 年間に $M5.0$ 以上の地震が発生する頻度）の分布を示す。これは、a) 中地震カタログで地域区分する方法、b) 中地震カタログで地域区分しない方法、c) 小地震カタログで地域区分する方法、d) 小地震カタログで地域区分しない方法、の 4 ケースの頻度を平均したものである。なお、a) および c) については、従来の地域区分に基づく頻度と、今回新たに導入した「大領域」の区分に基づく頻度を平均したものである。

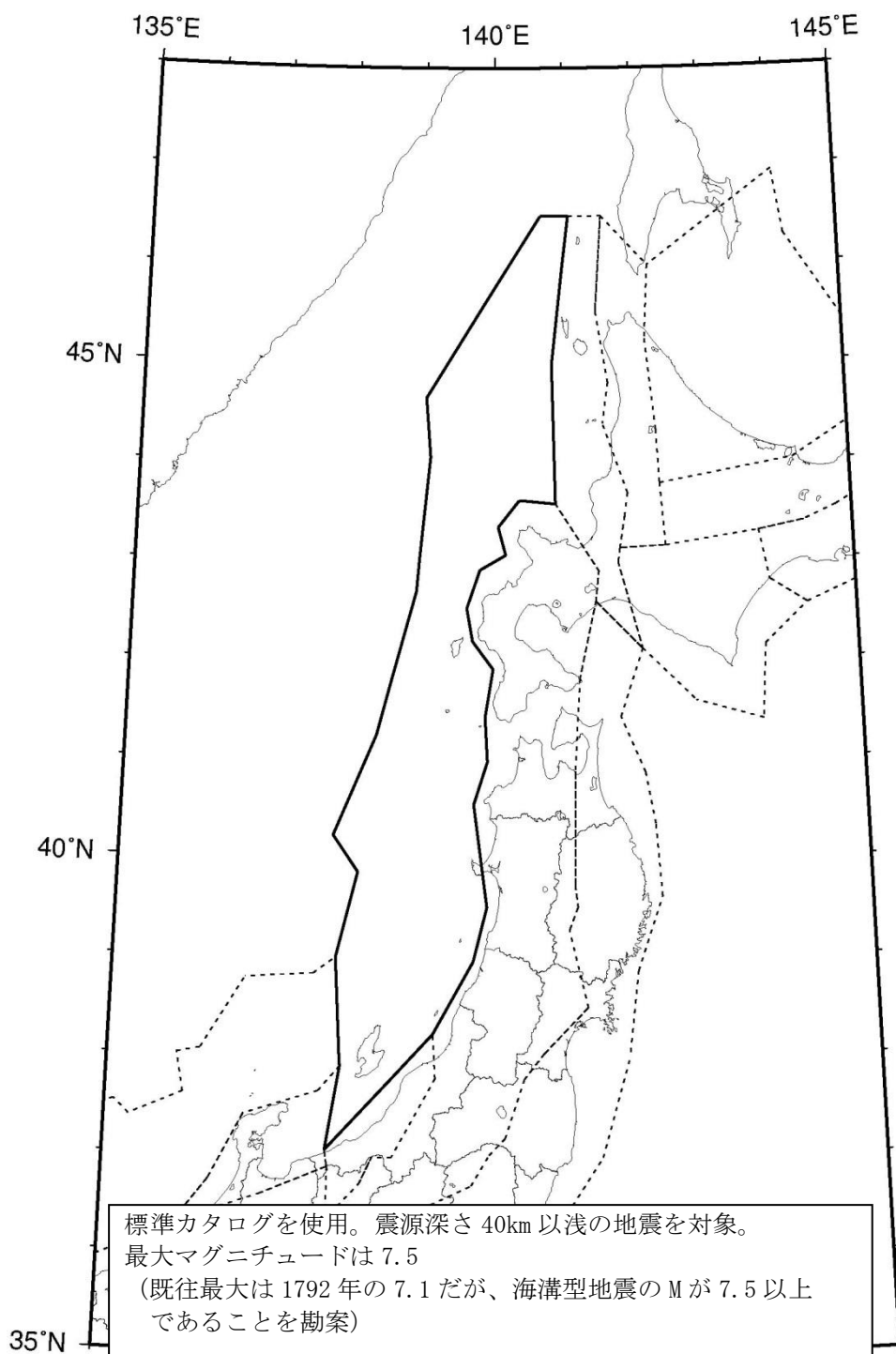


図 5.3.3.2-1 日本海東縁部の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の地域区分、使用する地震カタログ、および最大マグニチュード（点線は陸域の浅い地震の地域区分）

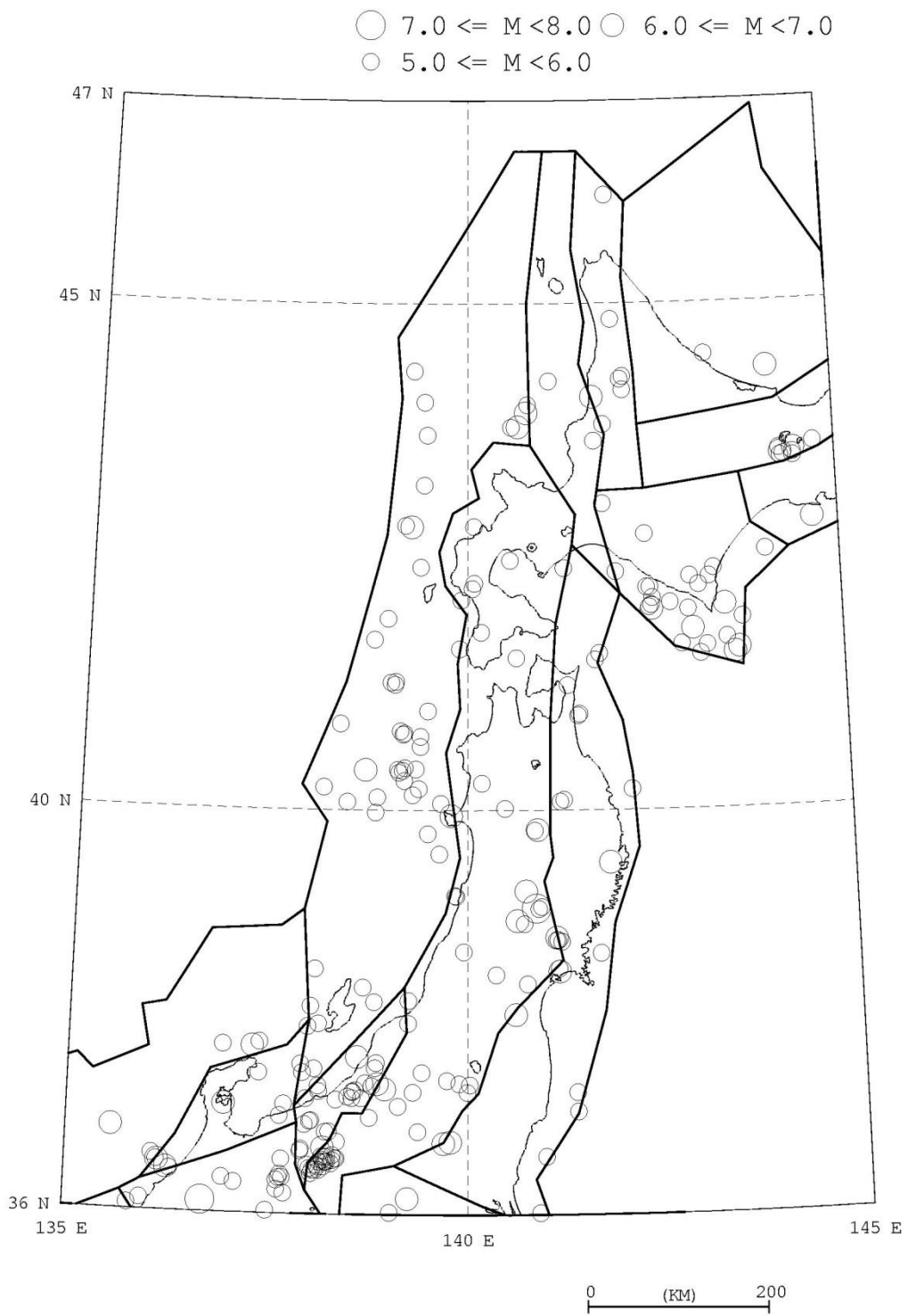


図 5. 3. 3. 2-2 1926 年以降の $M \geq 5.0$ の地震の震央分布図
 (実線は陸域の浅い地震の地域区分)

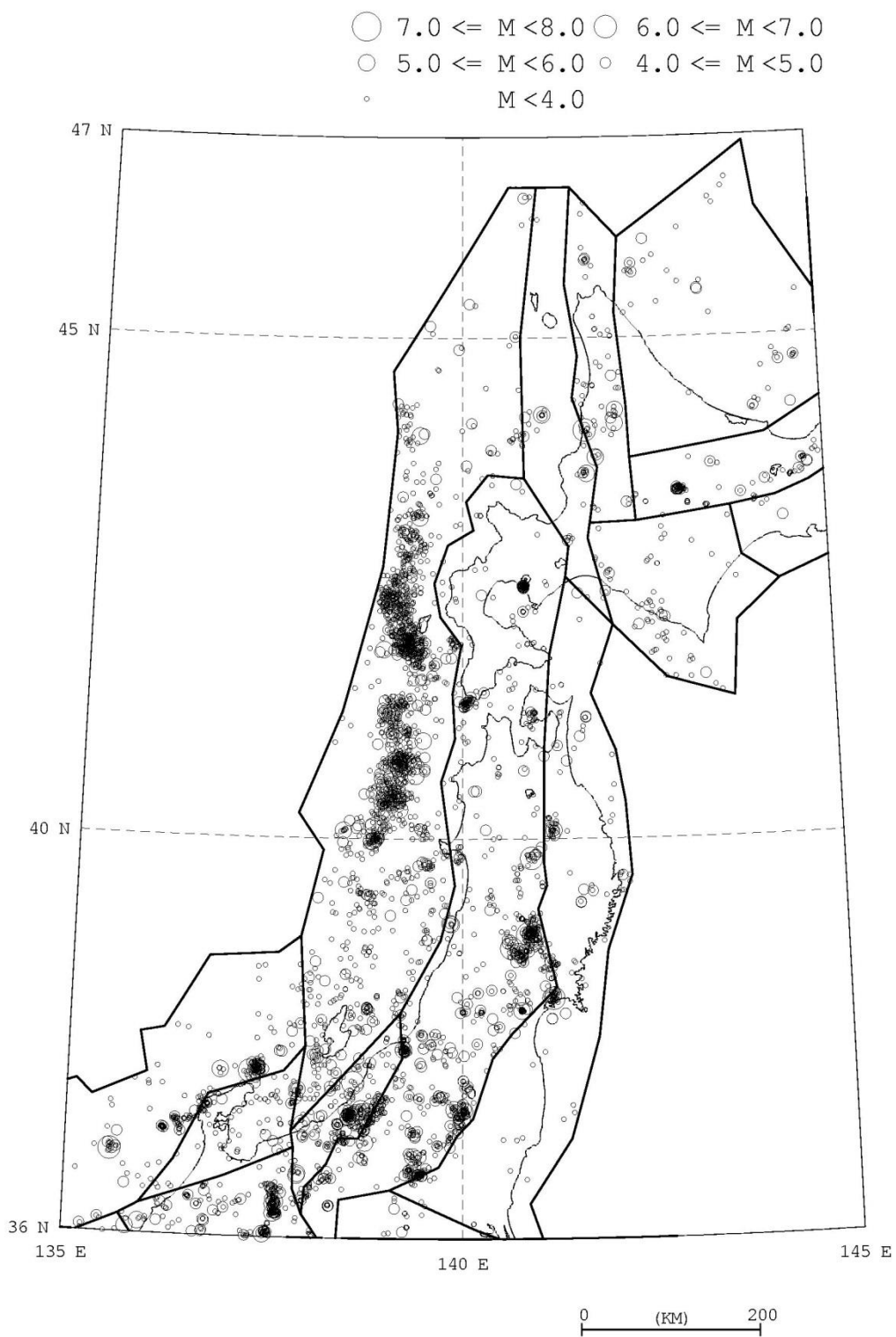


図 5. 3. 3. 2-3 1983 年以降の $M \geq 3.0$ の地震の震央分布図
 (実線は陸域の浅い地震の地域区分)

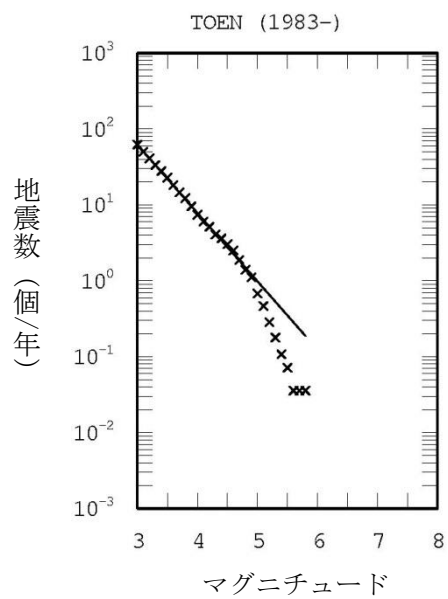
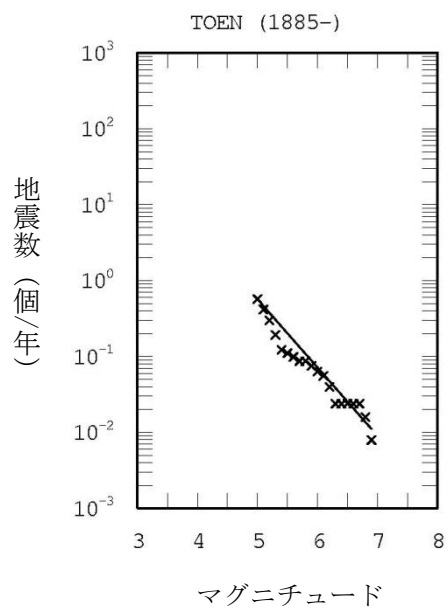


図 5.3.3.2-4 日本海東縁部の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の
規模別累積発生頻度

×印はデータ、実線はデータに基づく b 値 0.9 の G-R 式。

(上段：中地震カタログ、下段：小地震カタログ)

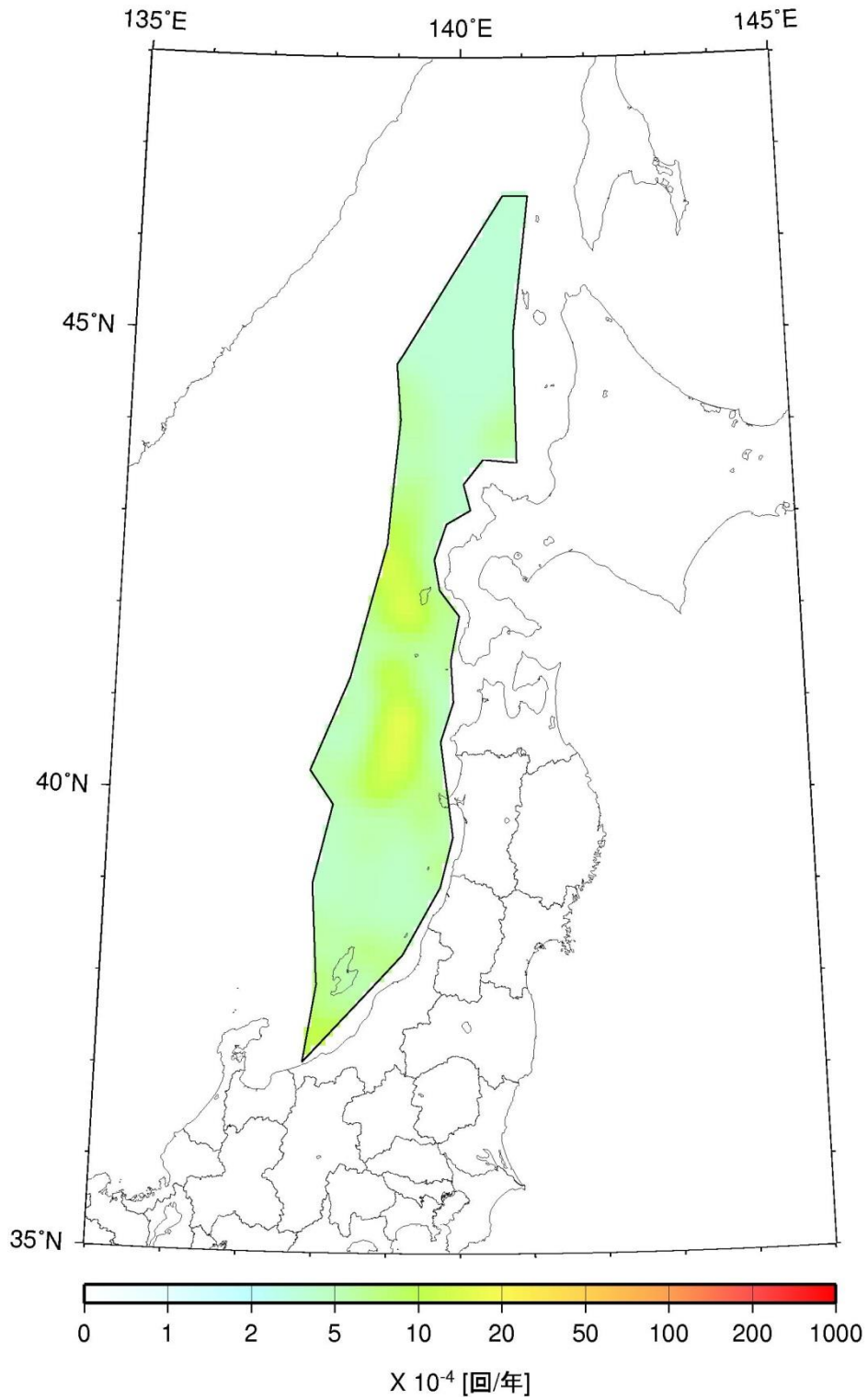


図 5.3.3.2-5 日本海東縁部の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度
(0.1度四方あたり、M5.0以上)

<2013年における検討の従来モデル>

- ・震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模の下限值は $M_j=7.3$ 。

<全国地震動予測地図 2010年版のモデル>

- ・震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模の下限值は $M_j=7.3$ 。

5.3.3.3 伊豆諸島以南の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

1) 対象とする地震

伊豆諸島以南の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震は、伊豆半島および相模トラフよりも南で発生する浅い地震であり、実際にはフィリピン海プレートの内部で発生していると推定される地震である。ここには、伊豆諸島周辺の地震活動が活発な領域が含まれる。

関連する地震として、太平洋プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震があるが、両者の関係は、図 5.3.3.3-1 に示すように区別して取り扱っている。

2) 地域区分

図 5.3.3.3-2 に地域区分を示す。北側は、陸域の浅い震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の領域に連続している。領域の東側は、太平洋プレートの上面深さが 30km の等深線に沿うように設定しており、西側境界は、それにほぼ並行するように引いている。伊豆半島に近い 1 の領域は、地震活動が極めて高い領域であり、他と区別している。

また、陸域の浅い震源断層をあらかじめ特定しにくい地震と同様に、地震活動モデルの不確実性を考慮して、伊豆諸島以南を一つの「大領域」とする区分を導入する（図 5.3.3.1-3 参照）。

3) 地震カタログ

北側の 2 つの領域については、中地震と小地震（最小マグニチュードは 3.0）のカタログを併用する。ただし、中地震カタログの期間は大正関東地震の影響が少なくなった 1940 年以降の $M5.0$ 以上の地震を用いる。また、一番南側の領域 3 では観測網の地震検知能力が低いことを勘案し、1983 年以降の $M5.0$ 以上の地震のみを用いることとし、中地震と小地震のカタログの併用は行わない。震源深さは 40km 以浅のもののみを用いるが、太平洋プレートの上面より下に位置する地震は、太平洋プレートの地震として考慮する。

図 5.3.3.3-3 に、1926 年以降の $M5.0$ 以上の地震の震央分布を、図 5.3.3.3-4 には 1983 年以降の $M3.0$ 以上の地震の震央分布をそれぞれ示す。また、図 5.3.3.3-5 には、地震の規模別累積発生頻度を示す。

4) 最大マグニチュード

最大マグニチュードは、地域区分された領域それぞれについて、過去に発生した地震の最大規模を採用する。ただし、 $M_j = 7.5$ を下限値とするため、過去に M_j が 7.5 より大きな地震が起こっていない領域は全て最大マグニチュードが 7.5 となる。領域ごとに設定した最大マグニチュードを表 5.3.3.3-1 に示す。先に示した図 5.3.3.3-2 にも最大マグニチュードを記載している。

5) 断層面の設定

断層面の取扱いは、陸域の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震と同じとする。すなわち、厚さ数十 km の地震発生層内に分布する位置や走向がランダムな鉛直断層を仮定するが、数値計算においては、この条件とほぼ等価な結果を与える深さ 3km の点震源とする。

6) モーメントマグニチュード M_w への変換

陸域の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震での扱いと同様に、モーメントマグニチュード M_w は、武村(1990)に基づき、 M_j から次式で変換する。

$$M_w = 0.78 M_j + 1.08 \quad (5.3.3.1-1 \text{ 再掲})$$

7) 想定する地震のタイプ

実際には、フィリピン海プレートのプレート内の地震であるが、強震動の評価（距離減衰式の適用）に際しては、陸域地殻内の地震と同じ特性を有すると仮定する。

8) 地震発生頻度の分布

図 5.3.3.3-6 に、伊豆諸島以南の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度(0.1 度四方の領域で 1 年間に $M_5.0$ 以上の地震が発生する頻度)の分布を示す。これは、領域の 1 と 2 については、1) 中地震カタログで地域区分する方法、2) 中地震カタログで地域区分しない方法、3) 小地震カタログで地域区分する方法、4) 小地震カタログで地域区分しない方法、の 4 ケースの頻度を平均したもの、領域の 3 については、1983 年以降の $M_5.0$ 以上の地震データに基づく、1) 地域区分する方法、2) 地域区分しない方法、の 2 つのケースの頻度を平均したものとしている。なお、1) および 3) については、従来の地域区分に基づく頻度と、今回新たに導入した「大領域」の区分に基づく頻度を平均したものである。

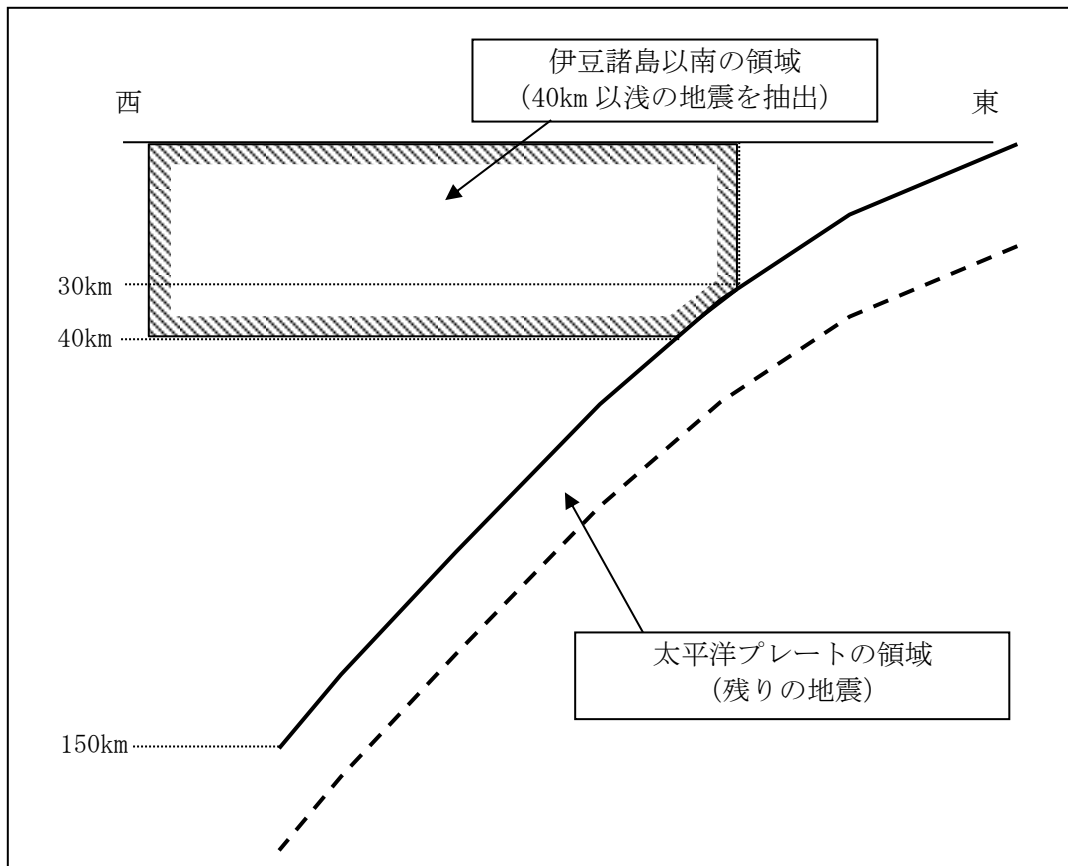


図 5. 3. 3. 3-1 伊豆諸島周辺以南の浅い地震の抽出領域

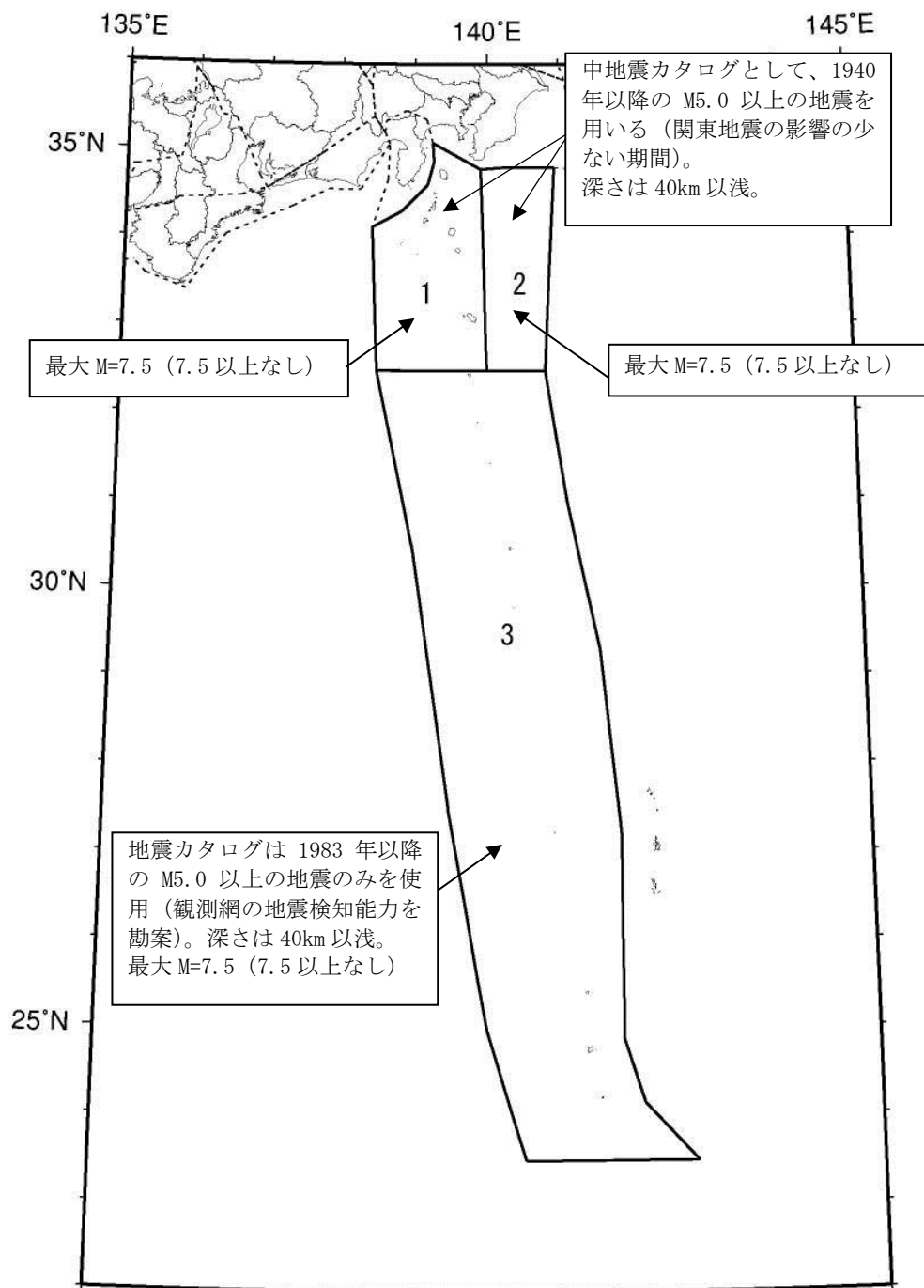


図 5.3.3.3-2 伊豆諸島以南の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の地域区分、使用する地震カタログ、および最大マグニチュード。

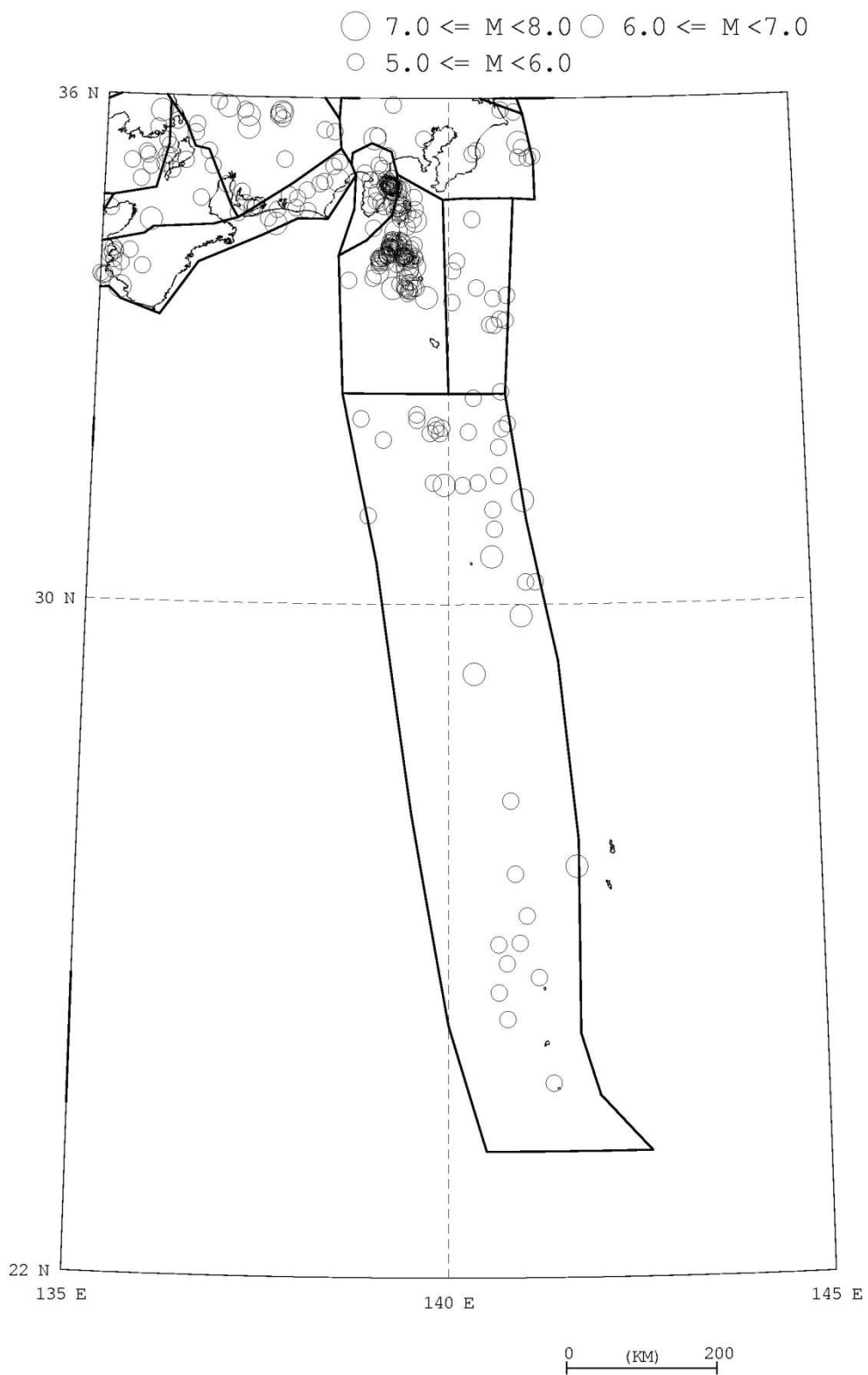


図 5. 3. 3. 3-3 1926 年以降の $M \geq 5.0$ の地震の震央分布図

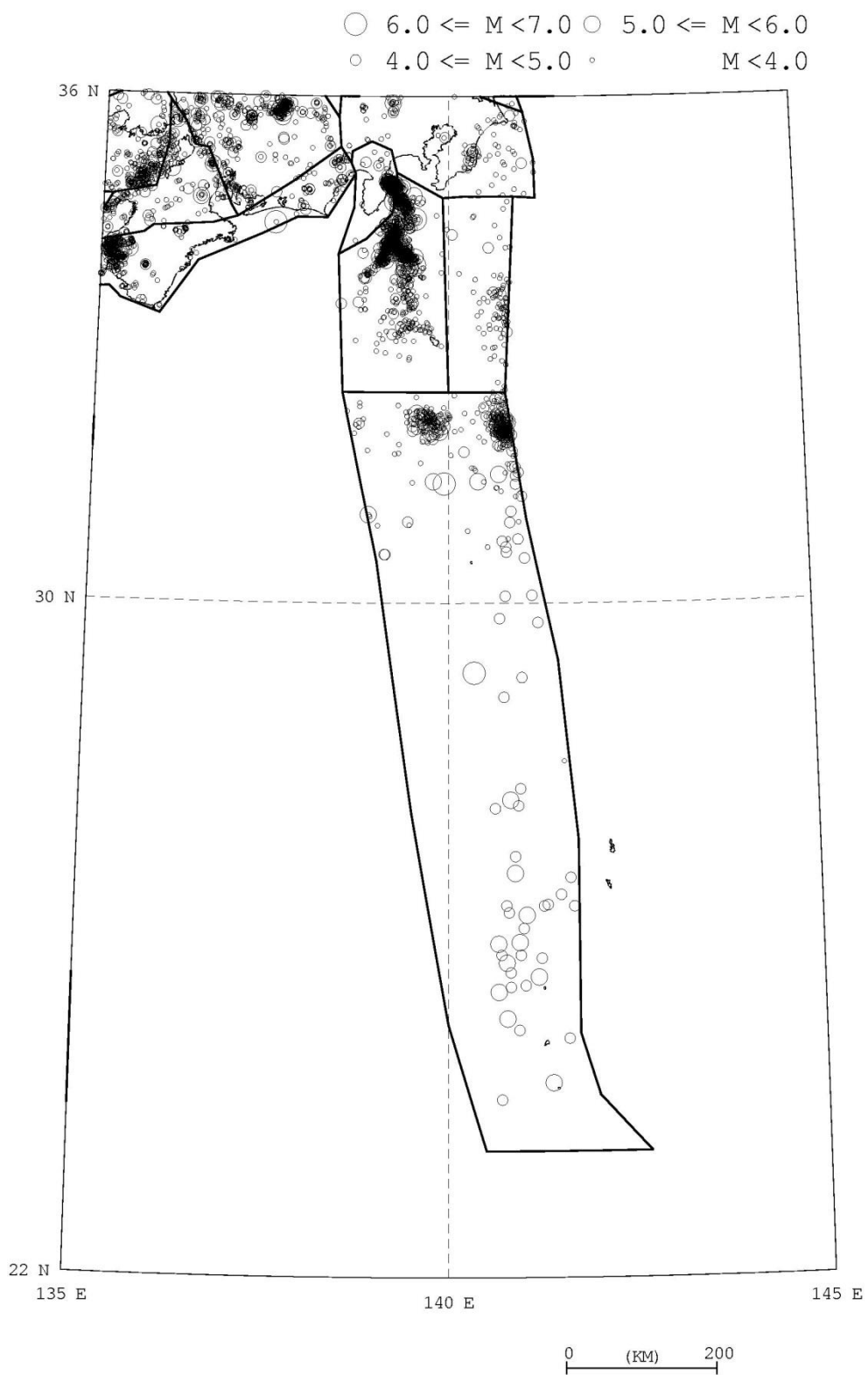


図 5. 3. 3. 3-4 1983 年以降の $M \geq 3.0$ の地震の震央分布図

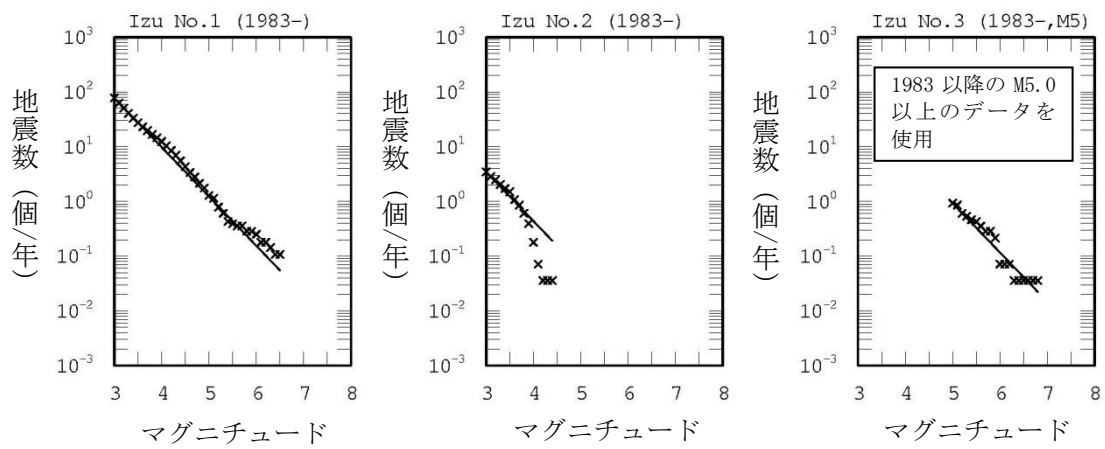
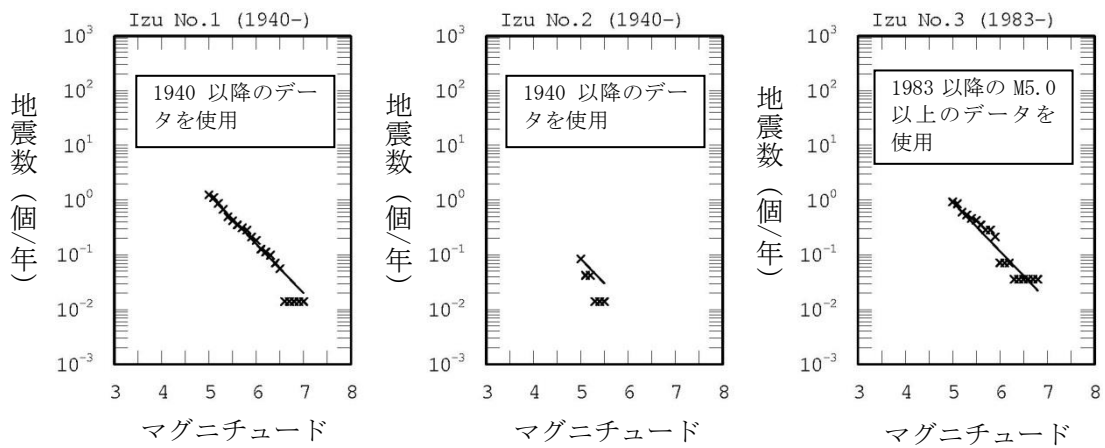


図 5.3.3.3-5 伊豆諸島以南の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の規模別累積発生頻度

×印はデータ、実線はデータに基づく b 値 0.9 の G-R 式。

(上段：中地震カタログ、下段：小地震カタログ)

表 5.3.3.3-1 領域ごとに設定した最大マグニチュード

番号	最大 M	根拠	備考
1	7.5	(最大 M の下限値)	なし
2	7.5	(最大 M の下限値)	なし
3	7.5	(最大 M の下限値)	なし

注：番号は、図 5.3.3.3-2 に示す領域番号

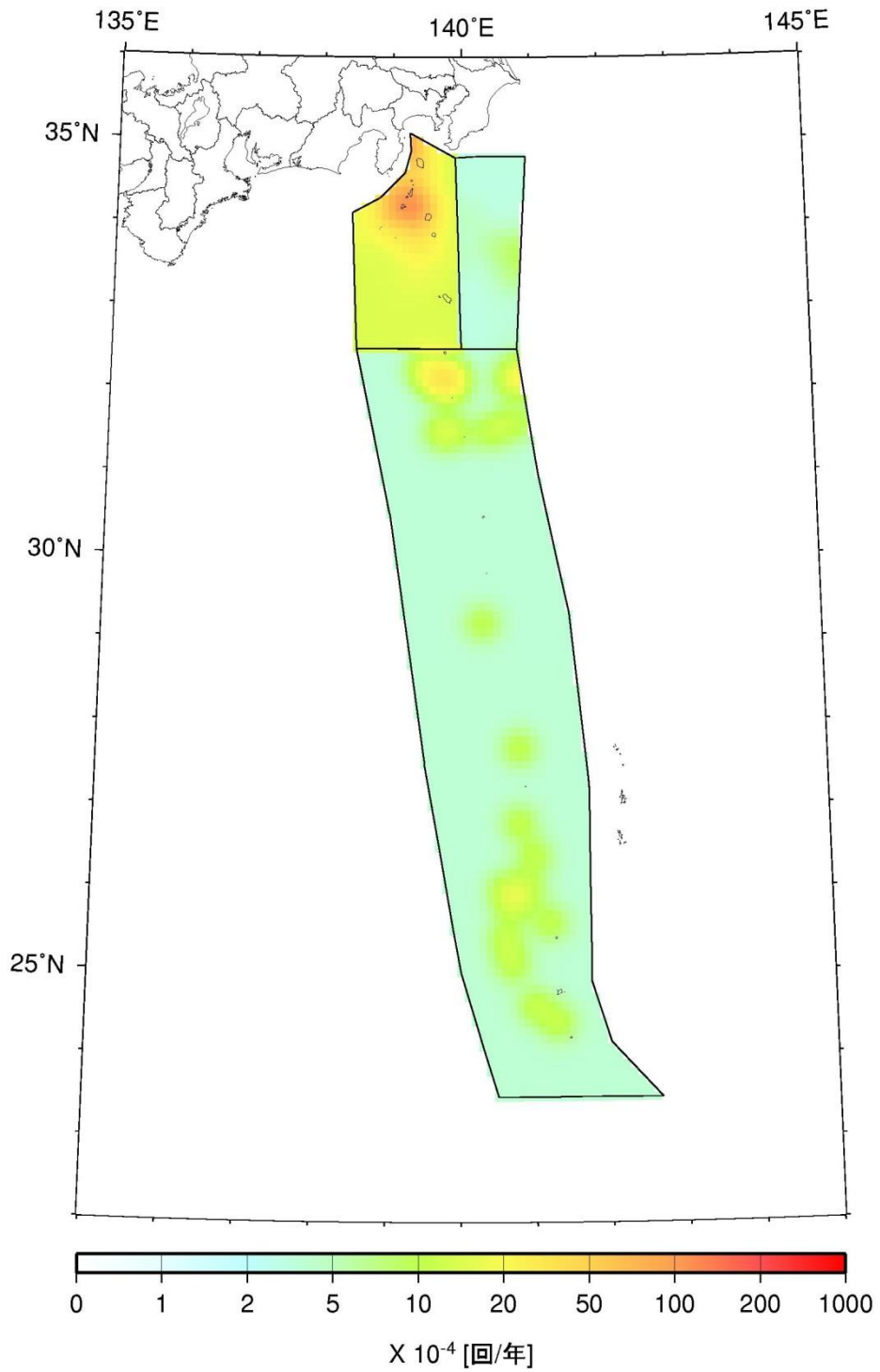


図 5.3.3.3-6 伊豆諸島以南の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度
(0.1度四方あたり、 $M5.0$ 以上)

<2013 年における検討の従来モデル>

- ・震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模は $M_j=7.0$ 。

<全国地震動予測地図 2010 年版のモデル>

2013 年における検討の従来モデルと同じ。

5.4 南西諸島および与那国島周辺の地震

5.4.1 与那国島周辺の地震

本節で対象とするのは、「日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004b）で言及している地震のうち、長期評価の対象としている与那国島周辺の地震と、与那国島周辺の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震である。

従来のモデルでモデル化されていた南西諸島付近の地震については、2014 年版の地震活動モデルでは 2013 年における検討の検討モデルと同様にフィリピン海プレートの地震と陸側のプレートの地震とに分離してそれぞれモデル化されているため、本項では扱わない。

与那国島周辺の地震のモデルの諸元を表 5.4.1-1 に示す。また、設定した断層面の位置を図 5.4.1-1 に示す。

表 5.4.1-1 与那国島周辺の地震の諸元

	長期評価	設定モデル
30 年発生確率	30%程度	26%
50 年発生確率	40%程度	39%
マグニチュード	$M7.8$ 程度	$Mw7.8$
震源域	想定震源域の位置を図示	東西走向で北下がり 45 度の傾斜角を有する長さ 80km×幅 80km ($M7.8$ 相当) の矩形の断層面 (断層数 8) を、領域内に断層中心深さが 40km となるように並べて、そのいずれかで等確率で地震が発生すると仮定した。

(注) 設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=100 年 (100 年間に 1 回) のポアソン過程を仮定した。また $M_w=M_j$ と仮定した。

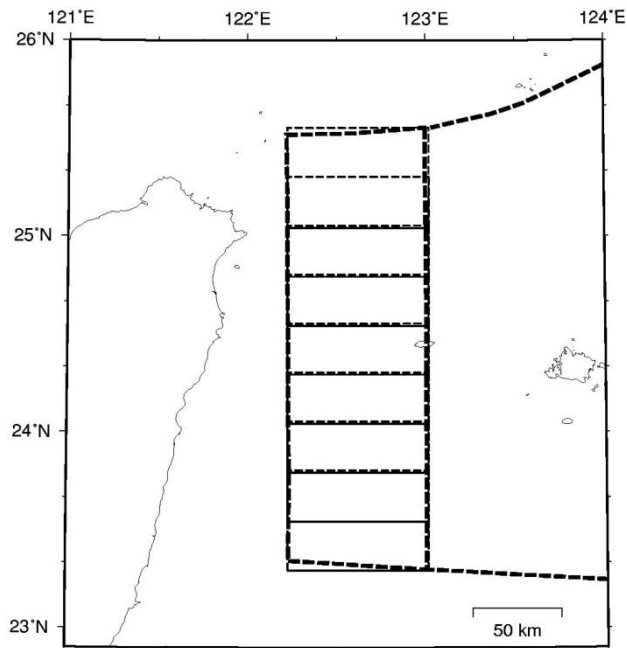


図 5.4.1-1 与那国島周辺の地震の断層面

<2013 年における検討の従来モデル>

2013 年における検討の従来モデルと同じ。

<全国地震動予測地図 2010 年版のモデル>

2013 年における検討の従来モデルと同じ。

5.4.2 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

1) 対象とする地震

南西諸島付近の地震については、「日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004b)において、「南西諸島周辺の浅発地震(概ね 60km 以浅)」、「与那国島周辺の地震(概ね 100km 以浅)」、「九州から南西諸島周辺のやや深発地震(概ね 60km 程度以深、150km 程度以浅)」に分けて評価されている。

従来のモデルの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震は、上記に整合するようにモデル化されており、南西諸島周辺の浅発地震と与那国島周辺の地震のうち大地震以外の地震を「南西諸島付近の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」としていた。2014 年版の地震活動モデルでは、与那国島周辺を除く南西諸島周辺の地震をフィリピン海プレートの地震と陸側プレートの浅い地震とに分離してモデル化していることから、ここでは、与那国島周辺の地震のうち大地震以外の地震を対象とする。

2) 地域区分

「日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004b）で設定されている与那国島周辺の領域に基づいて、図 5.4.2-1 のように地域区分する。

3) 地震カタログ

対象地域において地震の検知能力が低いことを勘案し、気象庁カタログのうち 1983 年以降の $M5.0$ 以上の地震のみを用いることとし、中地震と小地震のカタログの併用は行わない。対象とする地震は、深さ 100km 以浅とする。なお、海溝型地震として別途評価されている地震は地震カタログから除去することになるが、地震発生頻度の評価に用いる 1983 年以降の地震の中には該当する地震は含まれていない。図 5.4.2-2 には 1983 年以降の $M5.0$ 以上の地震の震央分布を示す。また、図 5.4.2-3 には、規模別累積発生頻度を示す。

4) 最大マグニチュード

与那国島周辺の地震のうち $M7.5$ 以上のものは、長期評価に基づき海溝型地震として別途モデル化されている。このため、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードは、 $M7.4$ に設定する。

5) 断層面の設定

当該地域の長期評価では、与那国島周辺の地震は深さ 100km 以浅の地震が一括して取り扱われている。実際には、陸側プレートの内部で発生する地震、フィリピン海プレートの上面で発生する地震、フィリピン海プレートの内部で発生する地震が混在していると考えられるが、現時点でこれらの地震を分離することは困難であるため、与那国島周辺の地震については断層面の中心の深さを 40km に固定する。

断層面は、深さ 40km を断層面の中心として、地震規模に応じた拡がりを持つ円形の断層面を仮定し、走向はこの領域における海溝軸を参考に $N90E$ 、傾斜角は北傾斜 45 度とする。円形断層の面積 $S(\text{km}^2)$ は宇津・関（1955）の式の係数を丸めた

$$\log S = M - 4.0 \quad (5.4.2-1)$$

を満足するようにマグニチュードに応じて設定する。

6) モーメントマグニチュード M_w への変換

モーメントマグニチュード M_w は、 M_j と同じとする。

7) 想定する地震のタイプ

異なるタイプの地震が混在すると考えられるが、地震動の評価（距離減衰式の適用）にあたっては、プレート間地震を想定する。

8) 地震発生頻度の分布

図 5.4.2-4 に、南西諸島周辺の地震の発生頻度（0.1 度四方の領域で 1 年間に $M5.0$ 以上の地震が発生する頻度）の分布を示す。これは、1983 年以降の $M5.0$ 以上の地震に基づく 1) 地域区分する方法と 2) 地域区分しない方法の 2 ケースの頻度を平均したものである。なお、1) については、従来の地域区分に基づく頻度と、今回新たに導入した「大領域」の区分に基づく頻度を平均したものである。

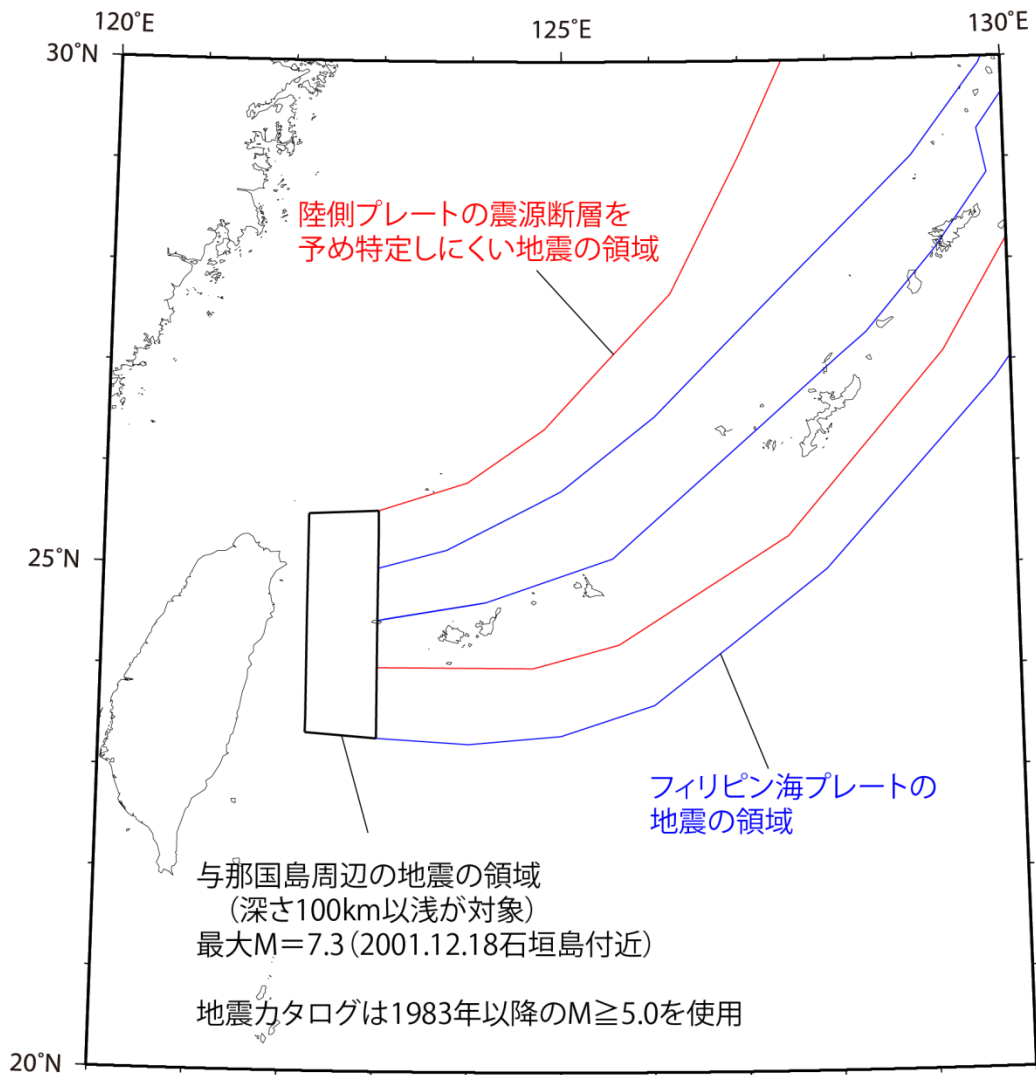


図 5. 4. 2-1 南西諸島付近の震源を特定しにくい地震の地域区分、および頻度算定に用いる地震カタログと最大マグニチュード

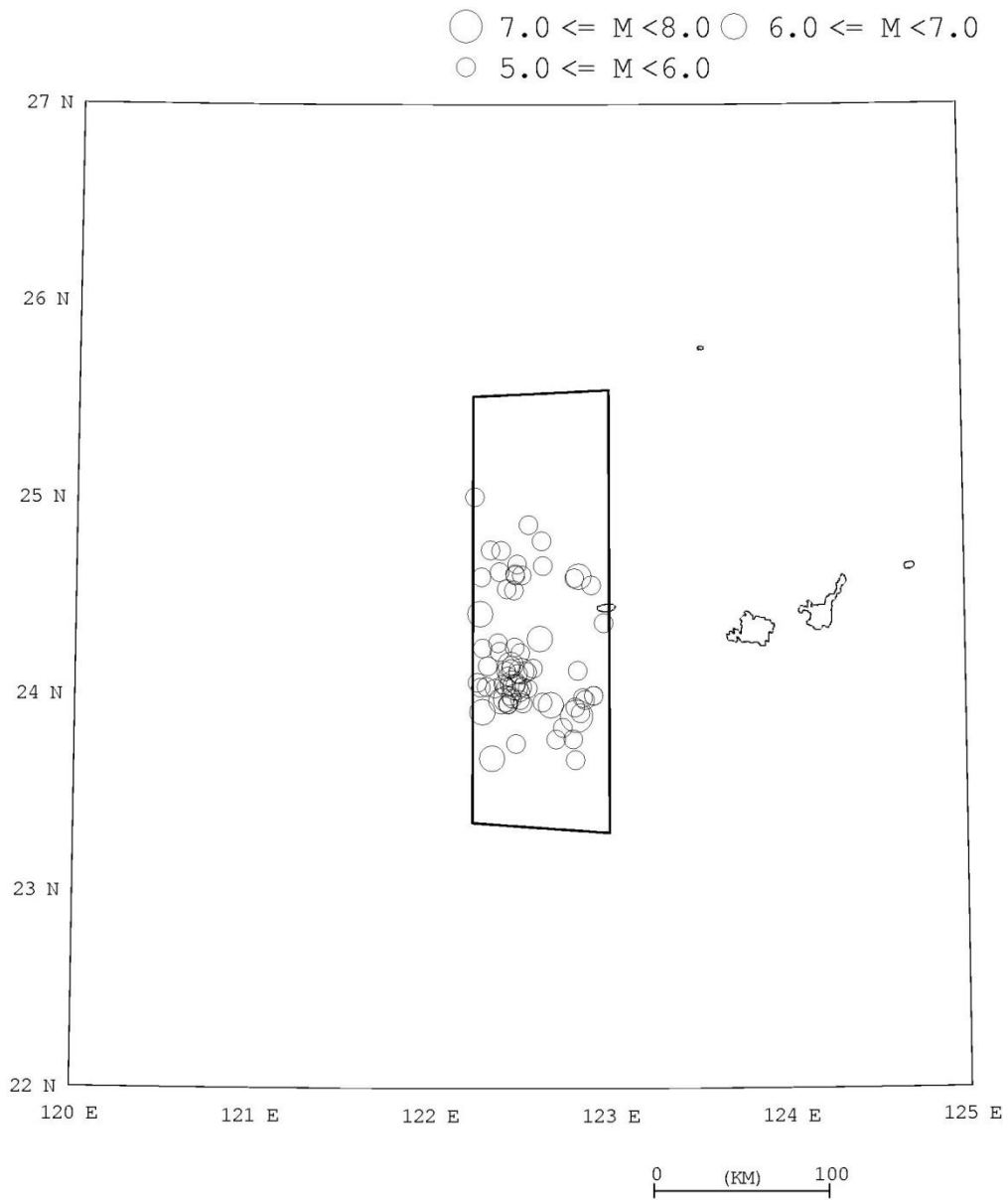


図 5. 4. 2-2 南西諸島付近の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に該当する地震の震央分布 (1983 年以降の気象庁カタログ、 M 5.0 以上)

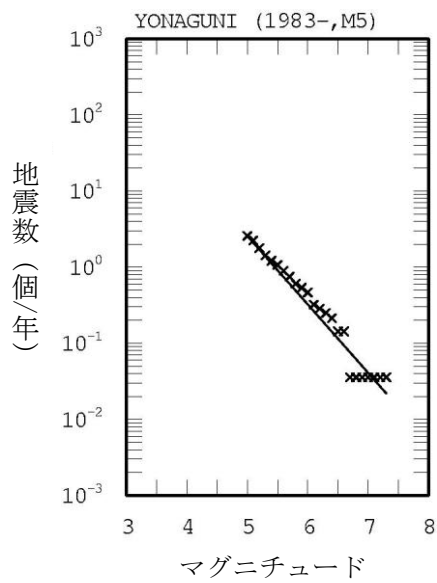


図 5.4.2-3 南西諸島付近の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の規模別累積発生頻度

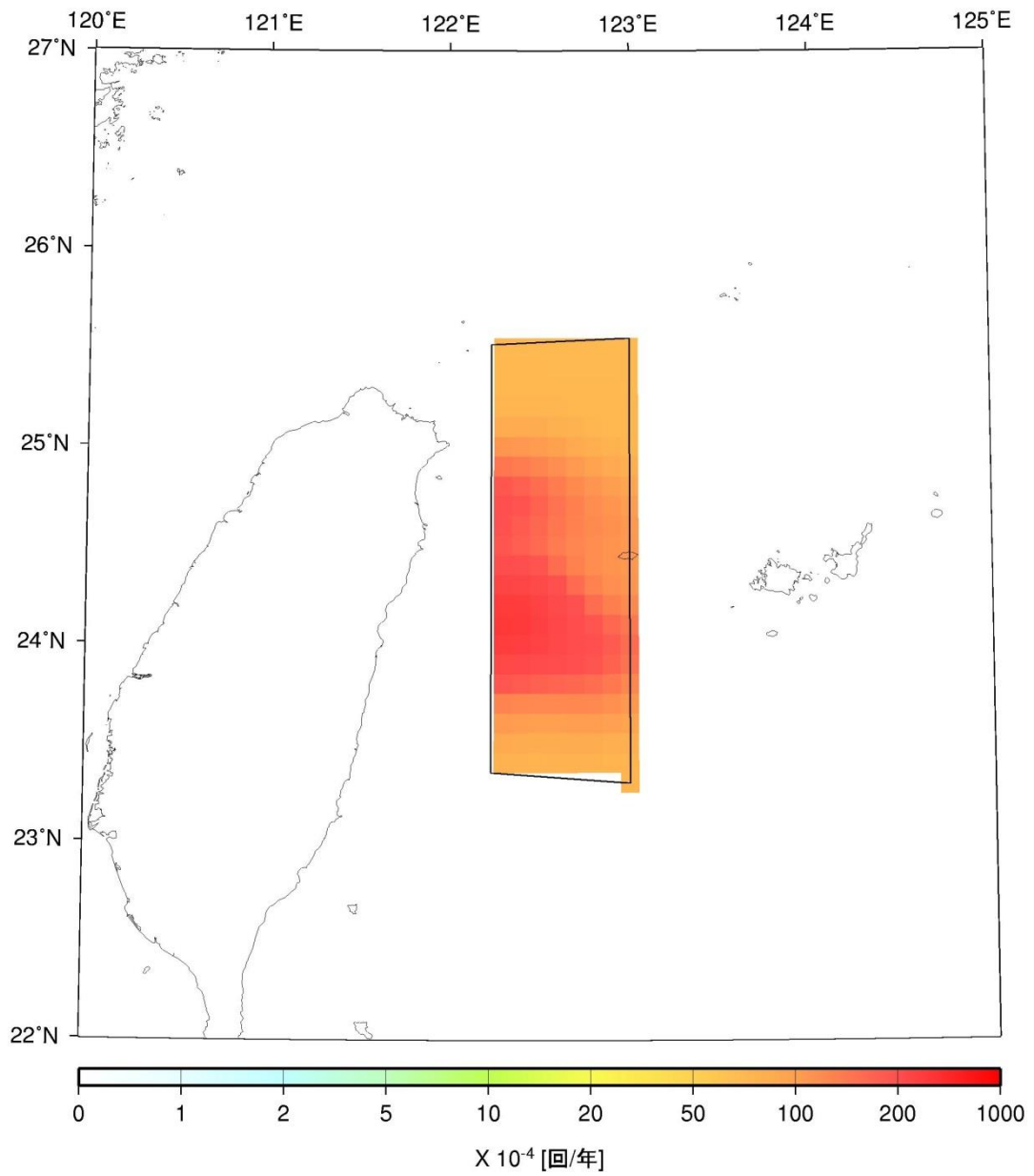


図 5. 4. 2-4 南西諸島付近の震源を特定しにくい地震の発生頻度
(0.1 度四方あたり、 M .0 以上)

<補足> 南西諸島付近の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震について

全国地震動予測地図 2010 年版のモデルおよび 2013 年における検討の従来モデルでは、南西諸島付近のフィリピン海プレートのプレート内およびプレート間で起こっている地震と陸側プレート内で起こっている地震を区別せず、ひとまとめにして扱っている。

2014 年版のモデルでは、南西諸島付近の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震のモデル化について、フィリピン海プレートの地震 (5.2.3 項) と陸側プレートの地震 (5.3.3 項) に分離して評価している。

2014 年版のモデルで採用した新たな領域区分および各領域の最大マグニチュードは、それぞれ図 5.4.2-1 および表 5.4.2-1 のとおりである。与那国島周辺の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードは、2013 年における検討の従来モデルでは、過去に発生した地震の最大値である 7.3 としていたが、与那国島周辺の地震のうち $M7.5$ 以上のものは、長期評価に基づき海溝型地震として別途モデル化されていることから、2014 年版では、 $M7.4$ とした。

表 5.4.2-1 南西諸島付近の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の領域ごとに設定した最大マグニチュード

最大 M	根 拠	備 考
7.3	2001. 12. 18 石垣島付近の地震	長期評価では $M7.5$ 以上の地震が評価されている。

<2013 年における検討の従来モデル>

最大マグニチュードは、過去に発生した地震の最大値である 7.3。

<全国地震動予測地図 2010 年版のモデル>

2013 年における検討の従来モデルと同じ。

5.5 これまでの地震活動モデルの変遷のまとめ

地震調査委員会は、「2. これまでの経緯」に示すとおり、2005 年 3 月公表の「全国を概観した地震動予測地図」以来、全国地震動予測地図 2010 年版に至るまで、確率論的地震動予測地図を公表してきた。2011 年からは、それまでと同様の公表を見送り、東北地方太平洋沖地震を契機に指摘された全国地震動予測地図の課題を解決するための検討を行った。

今般、2011 年から行ってきた検討内容を踏まえ、全国地震動予測地図 2014 年版を公表するにあたり、これまでの地震活動モデルの変遷について、以下にこれまでの地図の作成条件の変更履歴を表形式で整理する (表 5.5-1~表 5.5-9)。

表 5.5-1 2006年版の確率論的地震動予測地図の作成条件の変更点

地震の分類	作成条件 (2005年版からの変更点)
主要98断層帯	<ul style="list-style-type: none"> ・更新過程(BPT分布)を適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「平成17年(2005年)1月1日」から「平成18年(2006年)1月1日」に変更。 ・ポアソン過程を仮定した地震発生確率は変更なし。 ・平成18年3月末までに公表された「富良野断層帯の長期評価(一部改訂)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2006a)、「北由利断層の長期評価(一部改訂)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2006c)を反映。
海溝型地震	<ul style="list-style-type: none"> ・更新過程(BPT分布)または時間予測モデルを適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「平成17年(2005年)1月1日」から「平成18年(2006年)1月1日」に変更。 ・ポアソン過程を仮定した地震発生確率は変更なし。
震源断層をある程度特定できる地震 (主要98断層帯以外の活断層に発生する地震)	<ul style="list-style-type: none"> ・変更なし
震源断層をあらかじめ特定しにくい地震	<ul style="list-style-type: none"> ・地震発生頻度分布に使用する気象庁の震源データについて、データの改訂及び更新(2002年末までのデータ→2004年末までのデータ)を反映させる。
地震動の評価	<ul style="list-style-type: none"> ・変更なし

表 5.5-2 2007年版の確率論的地震動予測地図の作成条件の変更点

地震の分類	作成条件（2006年版からの変更点）
<p>主要活断層帯 (呼称変更)</p>	<ul style="list-style-type: none"> ・更新過程(BPT分布)を適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「平成18年（2006年）1月1日」から「平成19年（2007年）1月1日」に変更。 ・ポアソン過程を仮定した地震発生確率は変更なし。 ・平成18年12月末までに公表された「人吉盆地南縁断層の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2006b）、「楡形山脈断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2006d）、「境峠・神谷断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2006e）、「曾根丘陵断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2006f）、「雲仙断層群の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2006g）を反映。
<p>海溝型地震</p>	<ul style="list-style-type: none"> ・更新過程(BPT分布)または時間予測モデルを適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「平成18年（2006年）1月1日」から「平成19年（2007年）1月1日」に変更。 ・ポアソン過程を仮定した地震発生確率は変更なし。
<p>震源断層をある程度 特定できる地震 (主要活断層帯以外 の活断層に発生する 地震)</p>	<ul style="list-style-type: none"> ・平成18年12月末までに公表された「曾根丘陵断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2006f）、「人吉盆地南縁断層の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2006b）を反映し、甲府盆地南縁断層帯と人吉盆地断層帯を削除。
<p>震源断層をあらかじめ 特定しにくい地震</p>	<ul style="list-style-type: none"> ・地震発生頻度分布に使用する気象庁の震源データについて、データの改訂及び更新（2004年末までのデータ→2005年末までのデータ）を反映させる。
<p>地震動の評価</p>	<ul style="list-style-type: none"> ・西南日本の異常震域に対応するため、距離減衰式の補正係数を導入する。

表 5.5-3 2008年版の確率論的地震動予測地図の作成条件の変更点

地震の分類	作成条件（2007年版からの変更点）
主要活断層帯	<ul style="list-style-type: none"> ・更新過程(BPT分布)を適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「平成19年（2007年）1月1日」から「平成20年（2008年）1月1日」に変更。 ・ポアソン過程を仮定した地震発生確率は変更なし。 ・平成19年12月末までに公表された「伊那谷断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2007a）、「警固断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2007b）、「サロベツ断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2007c）、「魚津断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2007d）、「山形盆地断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2007e）を反映。
海溝型地震	<ul style="list-style-type: none"> ・更新過程(BPT分布)または時間予測モデルを適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「平成19年（2007年）1月1日」から「平成20年（2008年）1月1日」に変更。 ・ポアソン過程を仮定した地震発生確率は変更なし。
震源断層をある程度特定できる地震（主要活断層帯以外の活断層に発生する地震）	<ul style="list-style-type: none"> ・平成19年12月末までに公表された「伊那谷断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2007a）、「警固断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2007b）、「サロベツ断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2007c）、「魚津断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2007d）を反映させ、新野断層、警固断層帯、サロベツ断層帯、黒菱山断層帯を削除。 ・「平成19年（2007年）能登半島地震」の断層モデルを新たに考慮する。ただし、地震発生確率は30年、50年とも「ほぼ0%」とする。
震源断層をあらかじめ特定しにくい地震	<ul style="list-style-type: none"> ・地震発生頻度分布に使用する気象庁の震源データについて、データの改訂及び更新（2005年末までのデータ→2006年末までのデータ）を反映させる。
地震動の評価	<ul style="list-style-type: none"> ・変更なし

表 5.5-4 2009年版の確率論的地震動予測地図の作成条件の変更点

地震の分類	作成条件（2008年版からの変更点）
主要活断層帯	<ul style="list-style-type: none"> ・更新過程(BPT分布)を適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「平成20年（2008年）1月1日」から「平成21年（2009年）1月1日」に変更。 ・ポアソン過程を仮定した地震発生確率は変更なし。 ・平成20年12月末までに公表された「会津盆地西縁・東縁断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2008a）、「花輪東断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2008b）、「砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2008d）、「宇部沖断層群（周防灘断層群）の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2008e）を反映。 ・断層面とマグニチュードを強震動評価と整合するように修正。
海溝型地震	<ul style="list-style-type: none"> ・更新過程(BPT分布)または時間予測モデルを適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「平成20年（2008年）1月1日」から「平成21年（2009年）1月1日」に変更。 ・ポアソン過程を仮定した地震発生確率は変更なし。 ・茨城県沖の海溝型地震のモデルを変更。
震源断層をある程度特定できる地震（主要活断層帯以外の活断層に発生する地震）	<ul style="list-style-type: none"> ・平成20年12月末までに追加で公表された「宇部沖断層群（周防灘断層群）の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2008e）を反映させ、宇部東部断層一下郷断層、宇部南東沖断層帯、姫島北西沖断層帯を追加。
震源断層をあらかじめ特定しにくい地震	<ul style="list-style-type: none"> ・地震発生頻度分布に使用する気象庁の震源データについて、データの改訂及び更新（2006年末までのデータ→2007年末までのデータ）を反映させる。 ・最大マグニチュードを一部変更。 ・フィリピン海プレートの周防灘周辺の領域区分を変更。
地震動の評価	<ul style="list-style-type: none"> ・計算メッシュサイズの変更（約1km四方→約250m四方） ・地盤増幅率の変更。 ・陸域ならびに沿岸域の浅い地震に対する距離減衰式のばらつきと最大速度→計測震度換算式の変更。

表 5.5-5 2010年版の確率論的地震動予測地図の作成条件の変更点

地震の分類	作成条件（2009年版からの変更点）
主要活断層帯	<ul style="list-style-type: none"> ・更新過程(BPT分布)を適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「平成21年（2009年）1月1日」から「平成22年（2010年）1月1日」に変更。 ・ポアソン過程を仮定した地震発生確率は変更なし。 ・平成21年12月末までに公表された「安芸灘断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2009a）、「琵琶湖西岸断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2009b）、「神縄・国府津－松田断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2009c）、「六日町断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2009d）、「庄内平野東縁断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2009e）、「高田平野断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2009f）を反映。
海溝型地震	<ul style="list-style-type: none"> ・更新過程(BPT分布)または時間予測モデルを適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「平成21年（2009年）1月1日」から「平成22年（2010年）1月1日」に変更。 ・ポアソン過程を仮定した地震発生確率は変更なし。 ・茨城県沖の海溝型地震の長期評価の公表結果（一部改訂）を反映させる。
震源断層をある程度特定できる地震（主要活断層帯以外の活断層に発生する地震）	<ul style="list-style-type: none"> ・平成21年12月末までに追加で公表された「六日町断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2009d）、「高田平野断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2009f）を反映し、六日町断層帯、高田平野東縁断層帯、高田平野西縁断層帯を削除。
震源断層をあらかじめ特定しにくい地震	<ul style="list-style-type: none"> ・地震発生頻度分布に使用する気象庁の震源データについて、データの改訂及び更新（2007年末までのデータ→2008年末までのデータ）を反映させる。 ・最大マグニチュードを一部変更（「高田平野断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2009f）に基づく変更）。
地震動の評価	<ul style="list-style-type: none"> ・変更なし

表 5.5-6 2011 年起点の確率論的地震動予測地図の作成条件の変更点

地震の分類	作成条件（2010 年版からの変更点）
主要活断層帯	<ul style="list-style-type: none"> ・ 更新過程(BPT分布)を適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「平成22年（2010年）1月1日」から「平成23年（2011年）1月1日」に変更。 ・ ポアソン過程を仮定した地震発生確率は変更なし。 ・ 平成22年12月末までに公表された「富士川河口断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010a）、「幌延断層帯の評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010b）、「石狩低地東縁断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010c）、「宮古島断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010d）、「十日町断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010e）を反映。
海溝型地震	<ul style="list-style-type: none"> ・ 更新過程(BPT分布)または時間予測モデルを適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「平成22年（2010年）1月1日」から「平成23年（2011年）1月1日」に変更。 ・ ポアソン過程を仮定した地震発生確率は変更なし。
震源断層をある程度特定できる地震（主要活断層帯以外の活断層に発生する地震）	<ul style="list-style-type: none"> ・ 平成22年12月末までに追加で公表された「幌延断層帯の評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010b）、「石狩低地東縁断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010c）、「宮古島断層帯の長期評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010d）を反映させ、幌延断層帯、軽舞断層（石狩残部）、宮古島断層帯を削除。
震源断層をあらかじめ特定しにくい地震	<ul style="list-style-type: none"> ・ 地震発生頻度分布に使用する気象庁の震源データについて、データの改訂及び更新（2008年末までのデータ→2009年末までのデータ）を反映させる。
地震動の評価	<ul style="list-style-type: none"> ・ 変更なし

表 5.5-7 2012 年起点の確率論的地震動予測地図の作成条件の変更点

地震の分類	作成条件（2011 年起点よりの変更点）
主要活断層帯	<ul style="list-style-type: none"> ・更新過程(BPT分布)を適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「平成23年（2011年）1月1日」から「平成24年（2012年）1月1日」に変更。 ・ポアソン過程を仮定した地震発生確率は変更なし。 ・中央構造線断層帯和泉山脈南縁、中央構造線断層帯金剛山地東縁、新庄盆地断層帯東部、新庄盆地断層帯西部について、平成23年12月末までに公表された「中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2011a）、「新庄盆地断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2011d）を反映。
海溝型地震	<ul style="list-style-type: none"> ・三陸沖から房総沖にかけての地震は、東北地方太平洋沖地震の発生を受けて、平成23年11月25日に公表された「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2011c）を反映させた。 ・更新過程(BPT分布)または時間予測モデルを適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「平成22年（2011年）1月1日」から「平成24年（2012年）1月1日」に変更。
震源断層をある程度特定できる地震（主要活断層帯以外の活断層に発生する地震）	<ul style="list-style-type: none"> ・平成23年12月末までに追加で公表された「新庄盆地断層帯の長期評価（一部改訂）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2011d）を反映し、鮭川断層を削除。
震源断層をあらかじめ特定しにくい地震	<ul style="list-style-type: none"> ・東北地方太平洋沖地震の発生に伴う大規模な余震の発生可能性に配慮して、三陸沖中部から房総沖の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードを従来よりも大きく設定した。
地震動の評価	<ul style="list-style-type: none"> ・変更なし

表 5.5-8 2013 年起点の確率論的地震動予測地図の作成条件の変更点

地震の分類	作成条件 (2012 年起点よりの変更点)
活断層の地震(*)	<p>(各モデル共通)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・更新過程(BPT分布)を適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「2012年1月1日」から「2013年1月1日」に変更。 ・「九州地域の活断層の長期評価(第一版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013b)を反映し、詳細な評価対象とする活断層と、簡便な評価対象とする活断層を考慮。 <p>(検討モデル、参照モデル)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・九州地域の詳細な評価対象とする活断層を対象に、複数単位区間の連動を考慮。 ・主要活断層帯と九州地域の詳細な評価対象とする活断層において「地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震」をモデル化。
海溝型地震	<p>(各モデル共通)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・更新過程(BPT分布)または時間予測モデルを適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「2012年1月1日」から「2013年1月1日」に変更。 ・「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013d)を反映。 <p>(検討モデル、参照モデル)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・相模トラフのプレート間地震をモデル化。 ・日本海東縁部の地震をポアソン過程で発生確率を評価。 <p>(参照モデル)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・太平洋プレートの繰り返し発生する地震、および繰り返し以外の地震を、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に統合。
震源断層をあらかじめ特定しにくい地震	<p>(従来モデル)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・太平洋プレート内の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震、および南海トラフのプレート間・プレート内の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードを変更。 <p>(検討モデル)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・太平洋プレート、相模トラフ、フィリピン海プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードを変更。 <p>(検討モデル、参照モデル)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・相模トラフのプレート境界深さを変更。 ・南西諸島の領域で陸側プレートの地殻内とフィリピン海プレートに分離。 <p>(参照モデル)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・千島海溝沿い、三陸沖から房総沖、伊豆半島から小笠原諸島、南西諸島それぞれの大領域を統合し、G-R式でモデル化。
地震動の評価	<ul style="list-style-type: none"> ・変更なし

(*)九州地域評価では「詳細な評価対象」と「簡便な評価対象」の活断層が評価されており、従来の「主要活断層帯」の括りだけでは分類できないため、「活断層の地震」という項目で分類した。

表 5.5-9 2014 年起点の確率論的地震動予測地図の作成条件の変更点

地震の分類	作成条件
活断層の地震	<ul style="list-style-type: none"> ・更新過程(BPT 分布)を適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「2014 年 1 月 1 日」に更新。 ・2013 年末までに公表された「森本・富樫断層帯の長期評価(一部改訂)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013c)、「山崎断層帯の長期評価(一部改訂)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013e)を反映。 ・主要活断層帯に対して「地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震」を設定。 ・九州地域の活断層について複数区間の連動を考慮。
海溝型地震 (長期評価された地震)	<ul style="list-style-type: none"> ・更新過程(BPT 分布)または時間予測モデルを適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「2014 年 1 月 1 日」に更新。 ・「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2014b)を反映。 ・日本海東縁部の地震の発生確率を、長期評価による値(BPT 分布を仮定して計算)と、ポアソン過程を仮定して計算した値の平均値に設定。 ・一部の地震について、「震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」としてモデル化。
震源断層を あらかじめ 特定しにくい地震	<ul style="list-style-type: none"> ・陸域の浅い地震に関して「大領域の地域区分」を追加。 ・海溝軸より沖合で発生する太平洋プレートのプレート内地震(アウターライズ地震)を設定。 ・三陸沖～房総沖の海溝寄りの領域のプレート内地震を考慮 ・南関東の太平洋プレートの領域変更の反映。 ・南関東のフィリピン海プレートの領域変更の反映。 ・同領域のプレート内・プレート間地震の最大 M の変更。 同領域の $M7.1 \sim 7.3$ のプレート内地震の震源断層形状の変更 ($L=28.1\text{km}$ $M=32.1\text{km}$ の鉛直断層)。 ・同領域のプレート間地震とプレート内地震の比率の変更 ($1:1 \rightarrow 1:4$)。 ・不確かさを考慮した最大マグニチュードの設定。
地震動評価	<ul style="list-style-type: none"> ・新たな知見を基に見直しを行い、測地系を世界測地系に変更した微地形区分とそれに基づく表層 30m の平均 S 波速度 ($AVS30$) を適用。 ・三陸沖から房総沖の海溝寄りのプレート内地震(正断層型)における地震動予測式での扱いの変更(プレート間地震→プレート内地震)。

6. 地震カテゴリー分類

地震動ハザード評価を行うにあたっては、石川・他（2008）に基づき、震源断層があらかじめ特定できる再来間隔が数百年オーダーの海溝型の巨大地震を地震カテゴリーⅠ、海溝のプレートで発生する震源断層をあらかじめ特定しにくい地震を地震カテゴリーⅡ、活断層帯の地震及び陸域と周辺海域で発生する震源断層をあらかじめ特定しにくい地震を地震カテゴリーⅢと分類している。

2014年版では、地震カテゴリー分類は以下のとおりとしたが、どの地震をどのカテゴリーの地震として扱うことが妥当かについては、今後も検討を行っていく必要がある。

地震カテゴリーⅠ <海溝型巨大地震>

（震源断層があらかじめ特定でき、再来間隔が数百年オーダーの海溝型の巨大地震）

- ・ 色丹島沖の地震
- ・ 択捉島沖の地震
- ・ 十勝沖の地震
- ・ 根室沖の地震
- ・ 東北地方太平洋沖型の地震
- ・ 三陸沖北部のプレート間地震
- ・ 相模トラフ沿いの M8 クラスの地震
- ・ 南海トラフの地震

地震カテゴリーⅡ <海溝型の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震>

（海溝のプレートで発生する震源断層をあらかじめ特定しにくい地震）

- ・
- ・ 三陸沖から房総沖の海溝寄りのプレート内地震（正断層型）
- ・ 日向灘のプレート間地震
- ・ 日向灘のひとまわり小さいプレート間地震
- ・ 与那国島周辺の地震
- ・ 太平洋プレートのプレート間及びプレート内の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
- ・ 浦河沖の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
- ・ フィリピン海プレートのプレート間及びプレート内の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

地震カテゴリーⅢ <陸域浅発地震>

（活断層帯の地震及び陸域と周辺海域で発生する震源断層をあらかじめ特定しにくい地震）

- ・ 主要活断層帯で発生する固有地震

- ・九州地域において評価対象とする活断層で発生する地震
- ・その他の活断層で発生する地震
- ・地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震
- ・
- ・北海道西方沖の地震
- ・北海道南西沖の地震
- ・青森県西方沖の地震
- ・秋田県沖の地震
- ・山形県沖の地震
- ・新潟県北部沖の地震
- ・佐渡島北方沖の地震
- ・陸域で発生する地震のうち活断層が特定されていない場所で発生する地震
- ・日本海東縁部の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
- ・伊豆諸島以南の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
- ・与那国島周辺の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

<2013年の検討の従来モデル>

2013年の検討の従来モデルにおける地震カテゴリー分類は以下のとおりである。

地震カテゴリーⅠ

- ・色丹島沖の地震
- ・択捉島沖の地震
- ・十勝沖の地震
- ・根室沖の地震
- ・東北地方太平洋沖型の地震
- ・三陸沖北部のプレート間地震
- ・宮城県沖地震（繰り返し発生する地震）
- ・三陸沖南部海溝寄りの地震（繰り返し発生する地震）
- ・大正型関東地震
- ・南海トラフの地震

地震カテゴリーⅡ

- ・色丹島沖・択捉島沖のひとまわり小さいプレート間地震
- ・十勝沖・根室沖のひとまわり小さいプレート間地震
- ・千島海溝沿いの沈み込んだプレート内のやや浅い地震
- ・千島海溝沿いの沈み込んだプレート内のやや深い地震
- ・三陸沖北部の繰り返し発生する地震以外のプレート間地震

- ・ 宮城県沖地震（繰り返し発生する地震以外の地震）
- ・ 三陸沖南部海溝寄りの地震（繰り返し発生する地震以外の地震）
- ・ 三陸沖から房総沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震）
- ・ 三陸沖から房総沖の海溝寄りのプレート内地震（正断層型）
- ・ 福島県沖のプレート間地震
- ・ 茨城県沖のプレート間地震（繰り返し発生する地震）
- ・ 茨城県沖のプレート間地震（繰り返し発生する地震以外の地震）
- ・ その他の南関東で発生する M 程度の地震
- ・ 安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震
- ・ 日向灘のプレート間地震
- ・ 日向灘のひとまわり小さいプレート間地震
- ・ 与那国島周辺の地震
- ・ 太平洋プレートのプレート間及びプレート内の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
- ・ 浦河沖の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
- ・ フィリピン海プレートのプレート間及びプレート内の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

地震カテゴリーⅢ

- ・ 主要活断層帯で発生する固有地震
- ・ 九州地域評価において対象とする活断層で発生する地震
- ・ その他の活断層で発生する地震
- ・ 北海道北西沖の地震
- ・ 北海道西方沖の地震
- ・ 北海道南西沖の地震
- ・ 青森県西方沖の地震
- ・ 秋田県沖の地震
- ・ 山形県沖の地震
- ・ 新潟県北部沖の地震
- ・ 佐渡島北方沖の地震
- ・ 陸域で発生する地震のうち活断層が特定されていない場所で発生する地震
- ・ 日本海東縁部の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
- ・ 伊豆諸島以南の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震
- ・ 南西諸島付近の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

<全国地震動予測地図 2010 年版のモデル>

全国地震動予測地図 2010 年版のモデルでの地震カテゴリー分類は、2013 年の検討における従来モデルと同様である。ただし、2013 年における検討の従来モデルのカテゴリー分類のうち下線を引いた地震は考慮されていない。

7. 地震動の評価方法

7.1 表層地盤モデル

確率論的地震動ハザード評価では、工学的基盤以浅の表層地盤による地震動の増幅特性を評価するために、微地形分類、およびそれに基づく表層 30m の平均 S 波速度(以降、*AVS30*)の全国マップ(若松・松岡, 2008)を用いてきた。

2014 年版では、新たな研究成果やボーリングデータ等を参照することにより地域の地形発達(地形が形成された過程)を詳細に検討し、大幅な見直しが行なわれた Wakamatsu and Matsuoka(2013)を用いた。Wakamatsu and Matsuoka(2013)では、例えば、以下の改良が行われている。

○若松・松岡(2008)で「後背湿地」としていたものを「三角州・海岸低地」に変更。

日本の沿岸地域では、縄文海進極大期(約 6000 年前)には、現在よりも 3~5m ほど海面が高かったと言われている。このときに海であり、従来「後背湿地」と評価されていた地域のうち、海成層がより卓越していると思われる地域について、縄文海進の影響が強く認められる標高がおおむね 5m 以下の海岸に近い地域を「三角州・海岸低地」に変更した。

○関東地方の「旧河道・旧湖沼」、「干拓地」、「埋立地」を正確に抽出。

明治期の 5 万分の 1 地形図画像との重ね合わせが可能となったことにより、明治期の水域を「旧河道・旧湖沼」や「干拓地」、「埋立地」として正確に抽出した。

微地形分類から表層 30m の平均 S 波速度(*AVS30*)を求める際の手法は従来と同じ Matsuoka *et al.* (2006) であるが、新たに

- ①「磯・岩礁」の *AVS30* は「丘陵」の値を仮定
- ②「河原」の *AVS30* は周囲の値から推定
- ③山地・丘陵地の無い離島の「埋立地」の *AVS30* は、全国の埋立地の平均値を仮定

を追加した。①、②はこれまで陸地でありながら *AVS30* が求められておらず、地表の地震動が評価されていなかったことを改善するもの、③は埋立地の *AVS30* の算出において、「山地・丘陵地」からの距離がパラメータとなっているが、それらの微地形分類が無い離島において値が極端に小さく評価されていたことを修正するものである。

また、これまで微地形分類および *AVS30* のデータは日本測地系で作成されており、このため全国地震動予測地図も日本測地系で作成されてきたが、これらをすべて世界測地系に変更した。これは、2002 年より改正測量法が施行されたことにより、現在公開されているほとんどの地図情報や位置情報が世界測地系に移行している(例えば、地震本部でも主要活断層帯などの活断層の長期評価で示される断層の位置情報は既に世界測地系での表記となっている)ことを受けたものである。

図 7.1-1 に 2014 年版の確率論的地震動予測地図の作成に用いた微地形分類を、図 7.1-2 には、微地形分類より求められた $AVS30$ の分布について、2014 年版で用いているものと 2013 年まで用いてきたものを示す。図 7.1-3 には、工学的基盤（S 波速度 400m/s 相当）から地表に至る表層地盤による最大速度増幅率の分布について、2014 年版で用いているものと 2013 年まで用いてきたものの比較を示す。2014 年版で用いたものと、2013 年まで用いてきたものとのメッシュの境界位置が異なるため、両者を直接比較することはできないが、参考のため世界測地系の各メッシュの中心位置で比較した最大速度の増幅率の比を図 7.1-4 に示す。

これまで全国の代表地点での「今後 30 年間に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率」などの確率を示す際に、都道府県庁所在地の市役所と北海道の地域振興局の位置が含まれるメッシュにおける値を示してきた。それらの位置における $AVS30$ の比較を表 7.1-1 に、工学的基盤（S 波速度 400m/s 相当）から地表に至る表層地盤による最大速度増幅率の比較を表 7.1-2 に示す。

なお、ここに示した微地形分類はあくまで約 250m 四方のメッシュ（「統計に用いる標準地域メッシュ・コード」（行政管理庁，1973）に示される 1/4 地域メッシュ）ごとに、そのメッシュに占める面積が最も大きな微地形を調べたものであり、実際には、250m のメッシュの内部でも、地点によって微地形が異なることがある。これは、微地形分類に基づいて求められる、表 7.1-2 に示す $AVS30$ 、表 7.1-2 に示す最大速度増幅率についても同様である。

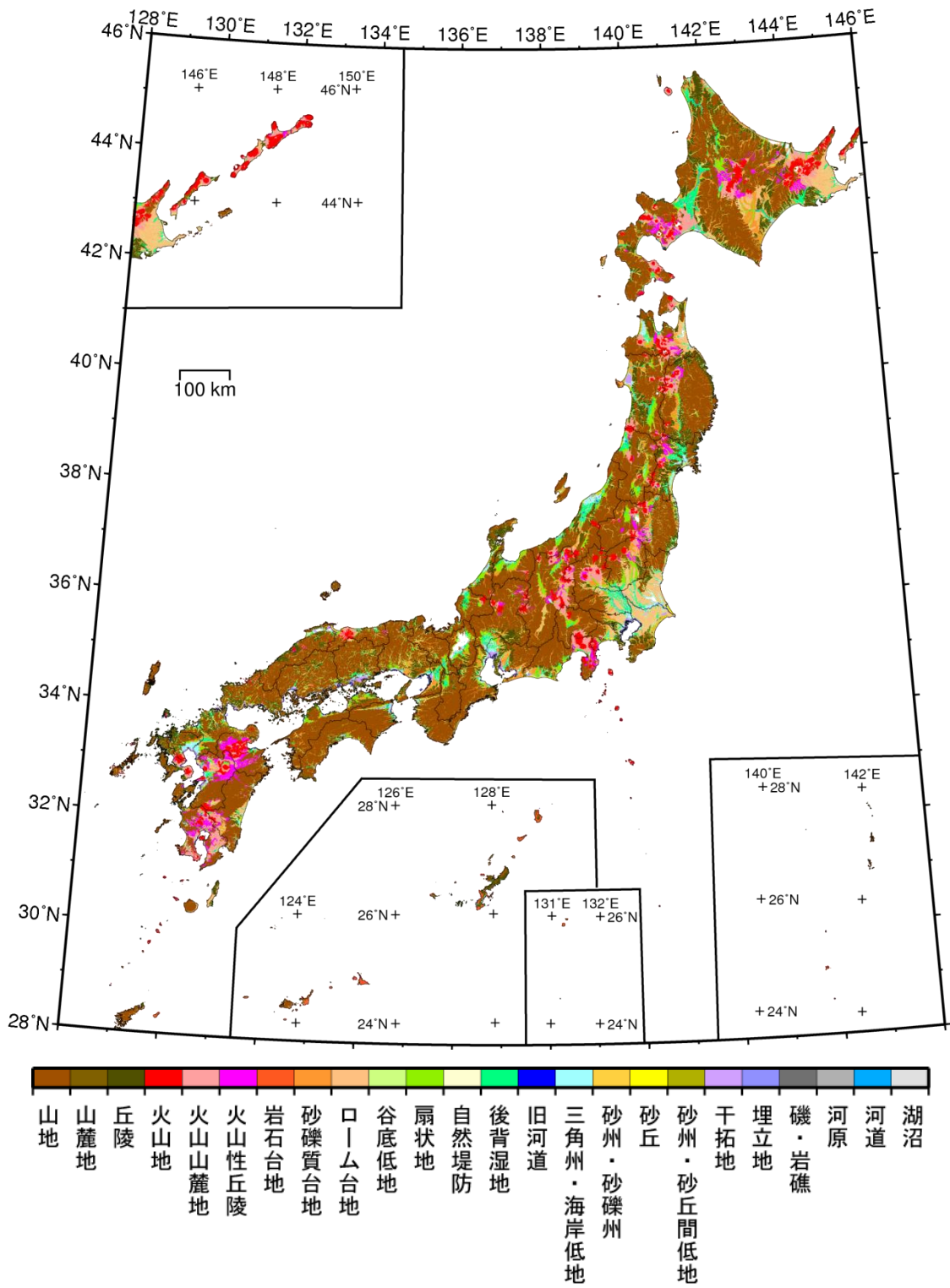
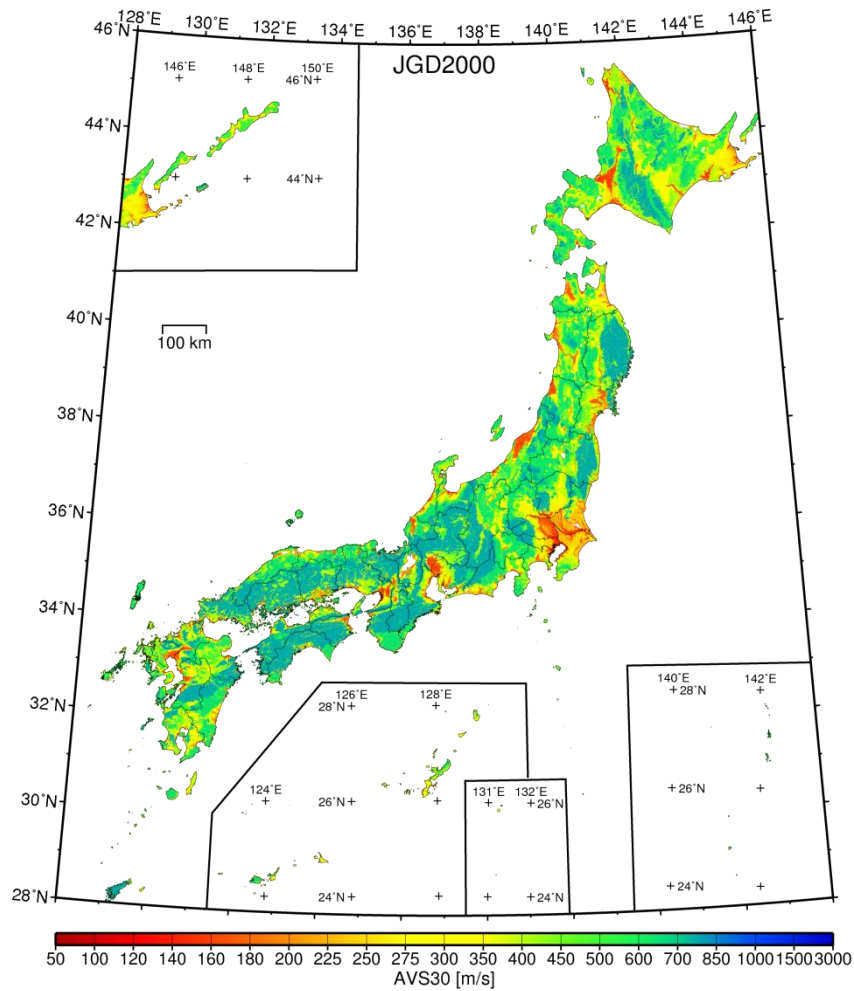


図 7.1-1 2014年版で用いた微地形分類

(a) 2014年版



(b) 2013年

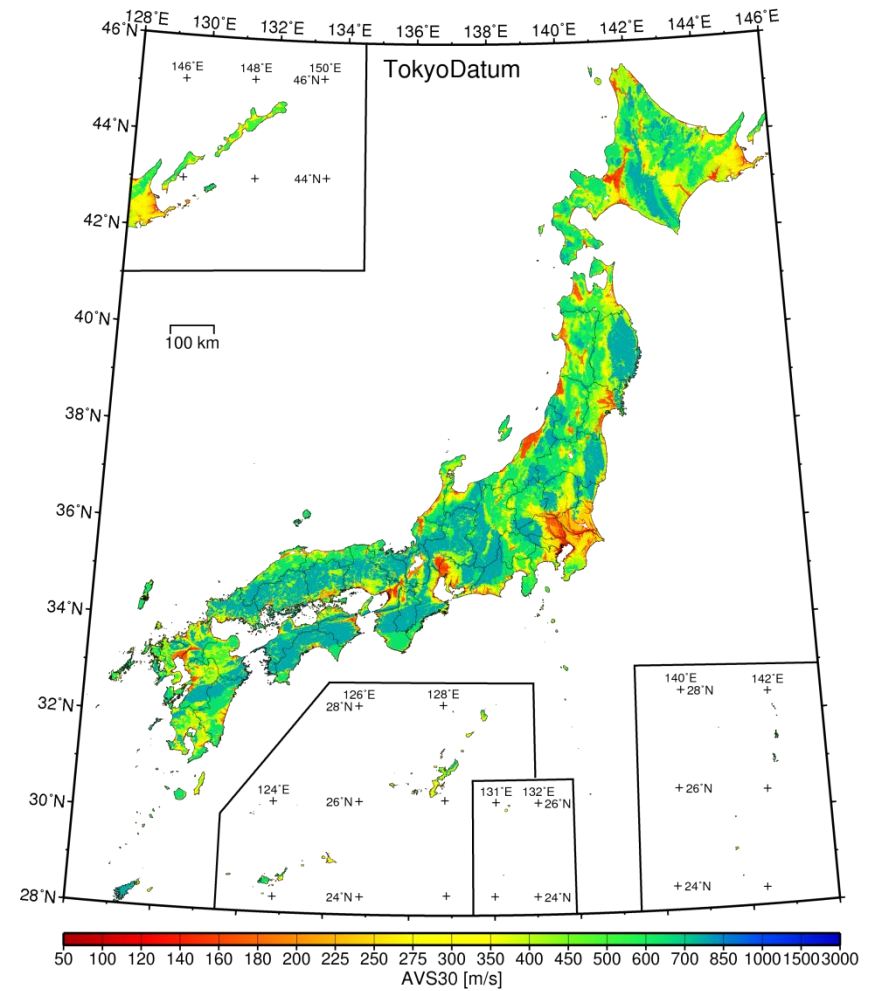


図 7.1-2 微地形分類より求められた表層 30m の平均 S 波速度 (AVS30) の分布

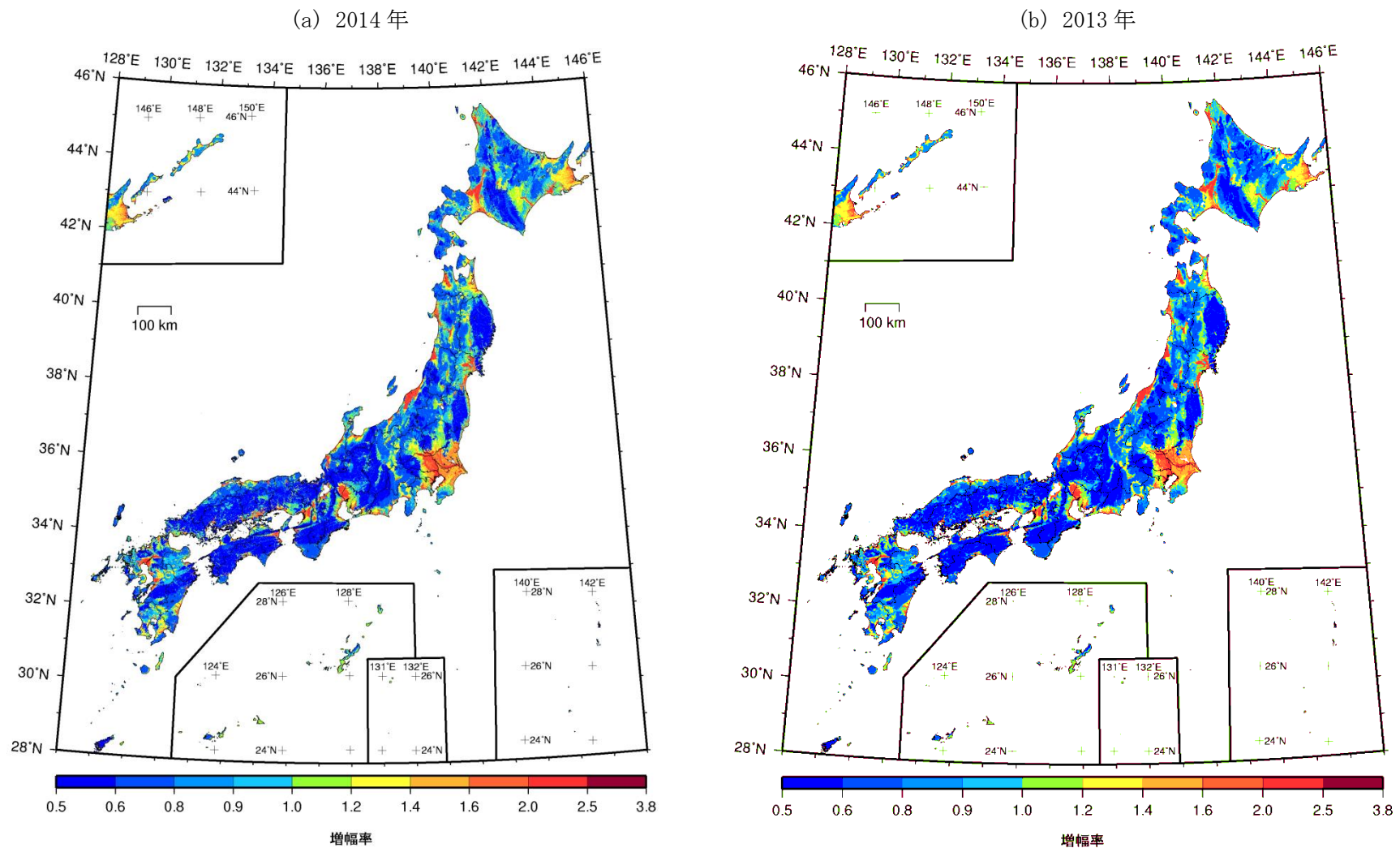


図 7.1-3 工学的基盤（S波速度 400m/s 相当）から地表に至る表層地盤による最大速度増幅率の分布

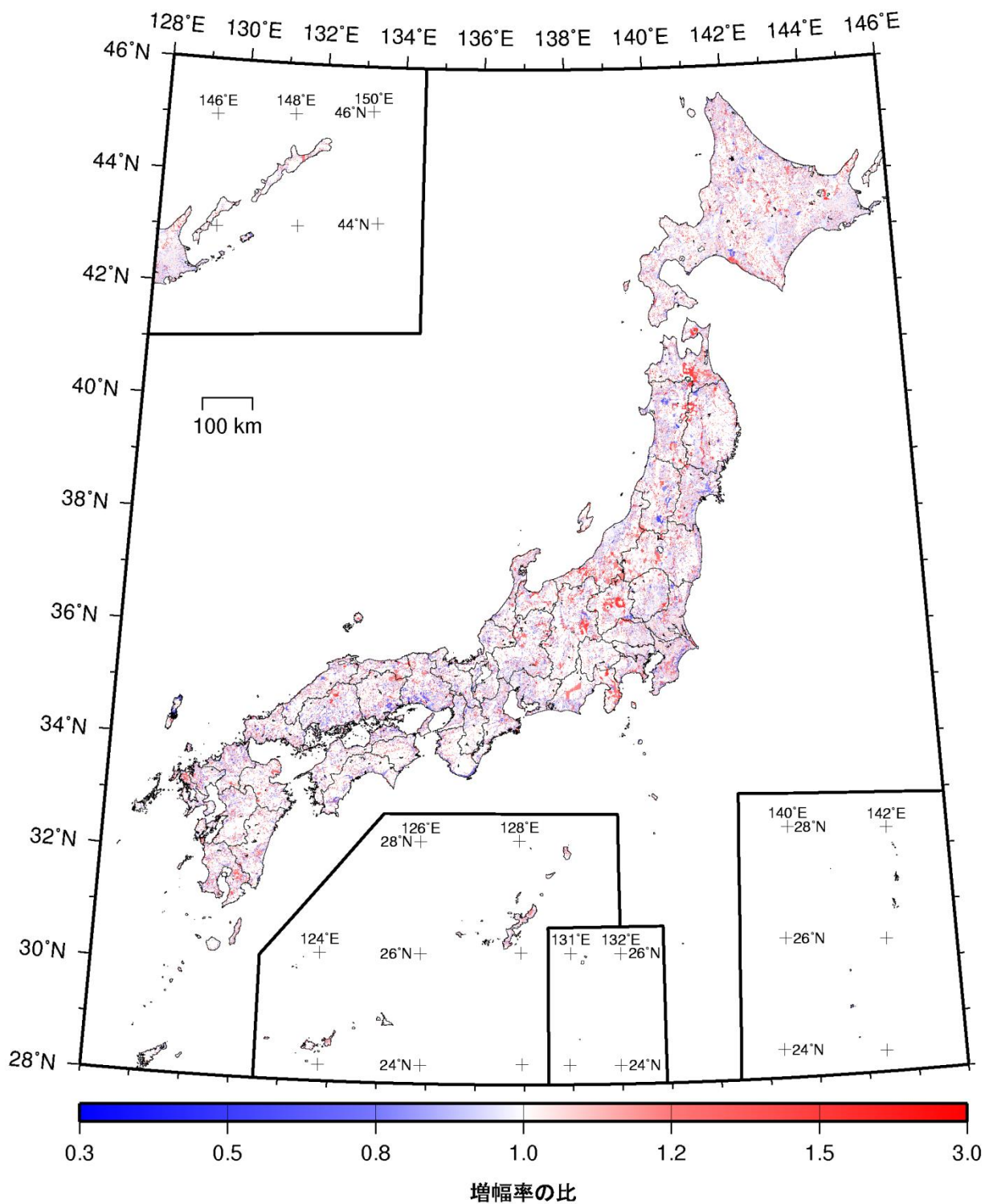


図 7.1-4 世界測地系のメッシュ中心位置で比較した 2014 年版と従来版の表層地盤による最大速度の増幅率の比 (2014 年版/従来版)

表 7.1-1 都道府県庁所在地の市役所と北海道の地域振興局が位置するメッシュにおける
表層 30m の平均 S 波速度 (AVS30) の比較

	AVS30 [m/s]			AVS30 [m/s]	
	2014 年	2013 年		2014 年	2013 年
札幌市	295.6	292.2	福井市	168.7	159.0
石狩 (札幌)	291.7	288.1	甲府市	371.3	372.8
渡島 (函館)	367.5	367.8	長野市	381.0	381.1
檜山 (江差)	374.0	451.1	岐阜市	284.4	323.6
後志 (倶知安)	181.1	179.8	静岡市	300.3	297.7
空知 (岩見沢)	169.8	170.1	名古屋市	293.2	298.2
上川 (旭川)	346.0	344.5	津市	260.2	157.6
留萌 (留萌)	252.3	307.6	大津市	350.3	357.8
宗谷 (稚内)	239.4	245.6	京都市	318.9	317.6
オホーツク (網走)	345.0	352.4	大阪市	165.6	162.6
胆振 (室蘭)	207.5	207.5	神戸市	192.3	269.8
日高 (浦河)	194.5	405.6	奈良市	178.5	172.4
十勝 (帯広)	309.8	307.2	和歌山市	260.2	260.2
釧路 (釧路)	255.2	257.7	鳥取市	207.5	207.5
根室 (根室)	272.7	262.8	松江市	260.2	260.2
青森市	260.2	260.2	岡山市	199.1	199.1
盛岡市	343.9	345.6	広島市	216.9	213.8
仙台市	388.3	385.1	山口市	313.2	313.9
秋田市	193.2	157.5	徳島市	207.5	207.5
山形市	356.3	356.0	高松市	207.5	207.5
福島市	326.8	327.5	松山市	298.6	311.7
水戸市	157.2	193.4	高知市	183.8	160.4
宇都宮市	295.1	293.7	福岡市	194.5	199.1
前橋市	319.2	326.9	佐賀市	172.6	172.6
さいたま市	206.4	225.9	長崎市	410.6	411.9
千葉市	155.8	156.3	熊本市	300.3	283.1
東京都	249.9	261.0	大分市	170.5	154.3
横浜市	159.4	159.4	宮崎市	207.5	164.7
新潟市	156.8	194.5	鹿児島市	173.4	172.6
富山市	272.2	268.8	那覇市	207.5	351.4
金沢市	341.1	349.2			

表 7.1-2 都道府県庁所在地の市役所と北海道の地域振興局が位置するメッシュにおける工学的基盤（S波速度 400m/s 相当）から地表に至る表層地盤による最大速度の増幅率の比較

	増幅率			増幅率	
	2014 年	2013 年		2014 年	2013 年
札幌市	1.3	1.3	福井市	2.1	2.2
石狩（札幌）	1.3	1.3	甲府市	1.1	1.1
渡島（函館）	1.1	1.1	長野市	1.0	1.0
檜山（江差）	1.1	0.9	岐阜市	1.3	1.2
後志（倶知安）	2.0	2.0	静岡市	1.3	1.3
空知（岩見沢）	2.1	2.1	名古屋市	1.3	1.3
上川（旭川）	1.1	1.1	津市	1.4	2.2
留萌（留萌）	1.5	1.3	大津市	1.1	1.1
宗谷（稚内）	1.5	1.5	京都市	1.2	1.2
オホーツク（網走）	1.1	1.1	大阪市	2.1	2.2
胆振（室蘭）	1.7	1.7	神戸市	1.9	1.4
日高（浦河）	1.8	1.0	奈良市	2.0	2.0
十勝（帯広）	1.2	1.3	和歌山市	1.4	1.4
釧路（釧路）	1.5	1.5	鳥取市	1.7	1.7
根室（根室）	1.4	1.4	松江市	1.4	1.4
青森市	1.4	1.4	岡山市	1.8	1.8
盛岡市	1.1	1.1	広島市	1.7	1.7
仙台市	1.0	1.0	山口市	1.2	1.2
秋田市	1.9	2.2	徳島市	1.7	1.7
山形市	1.1	1.1	高松市	1.7	1.7
福島市	1.2	1.2	松山市	1.3	1.2
水戸市	2.2	1.9	高知市	1.9	2.2
宇都宮市	1.3	1.3	福岡市	1.8	1.8
前橋市	1.2	1.2	佐賀市	2.0	2.0
さいたま市	1.8	1.6	長崎市	1.0	1.0
千葉市	2.2	2.2	熊本市	1.3	1.3
東京都	1.5	1.4	大分市	2.1	2.3
横浜市	2.2	2.2	宮崎市	1.7	2.1
新潟市	2.2	1.8	鹿児島市	2.0	2.0
富山市	1.4	1.4	那覇市	1.1	1.8
金沢市	1.1	1.4			

7.2 地震動予測式

確率論的地震動ハザード評価においては、地震の規模（マグニチュード）が大きいほど、距離が近いほど地震動振幅が大きくなることを表現した「距離減衰式」をはじめとして、表層地盤による最大速度の増幅率や最大速度と計測震度など、複数の経験的な関係式を組み合わせて用いている。ここでは、地表あるいは工学的基盤上の地震動を評価するためのこれらの経験式をまとめて「地震動予測式」と呼ぶことにする。

全国地震動予測地図で用いてきた司・翠川（1999）の距離減衰式はモーメントマグニチュード（ M_w ）8.3までの地震による記録が用いられており、それより大きな規模の地震に対する適用性について検証ができていなかったが、最大速度は M_w 8.3で頭打ちすると仮定して適用されてきた。ただし、全国地震動予測地図 2010年版までの地震活動モデルにおいて M_w 8.3を超える地震は、南海トラフで発生する巨大地震のみであった（最大 M_w 8.6）。

一方、東北地方太平洋沖地震で観測された強震動記録の最大加速度や最大速度について、司・翠川（1999）の断層最短距離を指標とした距離減衰式において、 M_w 9.0とした場合には過大評価となり M_w 8.3相当であったことが示されている（司・他，2011）。観測記録の得られている M_w 8.5以上の地震は世界的にもほとんど無いため、この値（ M_w 8.3）に関する検証はまだ十分とは言えないが、確率論的地震動ハザード評価に適用する地震動予測式は M_w 8.3での頭打ちも含めて従来通りとした。すなわち、

○硬質地盤（ $V_s=600\text{m/s}$ ）上の最大速度 PGV (cm/s)：司・翠川（1999）

$$\log PGV = 0.58 M_w + 0.0038 H + d - 1.29 - \log (X + 0.0028 \times 10^{0.5M_w}) - 0.002 X \quad (7.2-1)$$

$$d = \begin{cases} 0.00 & \text{地殻内地震} \\ -0.02 & \text{プレート間地震} \\ 0.12 & \text{プレート内地震} \end{cases}$$

ただし、 M_w は8.3を上限値とする

○ $AVS30$ に基づく最大速度増幅率 amp ：藤本・翠川（2006）

$$\log amp = 2.367 - 0.852 \cdot \log AVS30 \quad (7.2-2)$$

○東北日本の異常震域補正 V_1 , V_2 ：森川・他（2003）

$$\begin{aligned} \log V_1 &= (-4.021 \times 10^{-5} \times X_{tr} + 9.905 \times 10^{-3}) \times \{\max(0, H-30)\} \\ V_2 &= \max\{1.0, (X/300)^{2.064} \times 10^{-0.012}\} \end{aligned} \quad (7.2-3)$$

○西南日本の異常震域補正 V_3 ：森川・他（2006）

$$\log V_3 = -4.28 \times 10^{-5} \times \min(X_{vf}, 75) \times \{\max(0, H-30)\} \quad (7.2-4)$$

である。ここで \log は常用対数であり、 X は断層最短距離 (km)、 H は震源断層の中心深さ (km)、 X_{tr} は海溝軸から評価地点までの最短距離 (km)、 X_{vf} は火山フロントから評価地点までの最短距離 (km) である。海溝軸および火山フロントの位置は、それぞれ表 7.2-1 および表 7.2-2 に示す点を直線で結ぶ（森川・他，2003、2006；図 7.2-1）。

工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ ）上の最大速度（ PGV_{b400} ）は、(7.2-2) 式に $AVS30=400\text{m/s}$ を代入することにより得られる係数 1.41 を用いて、

$$PGV_{b400} = \begin{cases} PGV \times 1.41 \times V_1 \times V_2 & \text{太平洋プレートの地震・浦河沖の地震} \\ PGV \times 1.41 \times V_3 & \text{フィリピン海プレート の深さ60km以深の地震} \\ PGV \times 1.41 & \text{上記以外のすべての地震} \end{cases}$$

(7.2-5)

と求められ、地表の最大速度 (PGV_s) は、すべての地震について

$$PGV_s = PGV \times amp \quad (=PGV_{b400} \times amp / 1.41) \quad (7.2-6)$$

より得られる。また、地表の計測震度 (I) についても従来と同様に、

$$I = \begin{cases} 2.68 + 1.72 \log PGV_s & \text{地震カテゴリー I、II} \\ 2.002 + 2.603 \log PGV_s - 0.213 \times (\log PGV_s)^2 & \text{地震カテゴリー III} \end{cases} \quad (7.2-7)$$

を用いて地表の最大速度より求める (翠川・他, 1999、藤本・翠川, 2005; 図 7.2-2)。なお、(7.2-7) 式はいずれも震度 4 以上の記録から求められている関係式ではあるが、ここでは 4 未満となる場合であってもそのまま外挿して適用している。

表 7.2-1 東北日本の異常震域補正に用いる海溝軸位置の基準点

緯度 [° N]	45.50	42.00	41.00	40.10	39.20	37.70
経度 [° E]	153.00	146.80	144.65	144.30	144.20	143.80
緯度 [° N]	36.55	35.80	33.80	29.00	24.00	
経度 [° E]	143.25	142.40	141.90	143.00	143.50	

表 7.2-2 西南日本の異常震域補正に用いる火山フロント位置の基準点

緯度	36.2	35.3	35.3	34.9	33.4	31.5	29.5	27.9	24.5	24.5
経度	136.9	134.9	133.7	132.0	131.6	130.8	129.7	128.3	124.0	122.0

注：東経 136.9° 以東の評価地点では $X_{vf} = 0$ とする

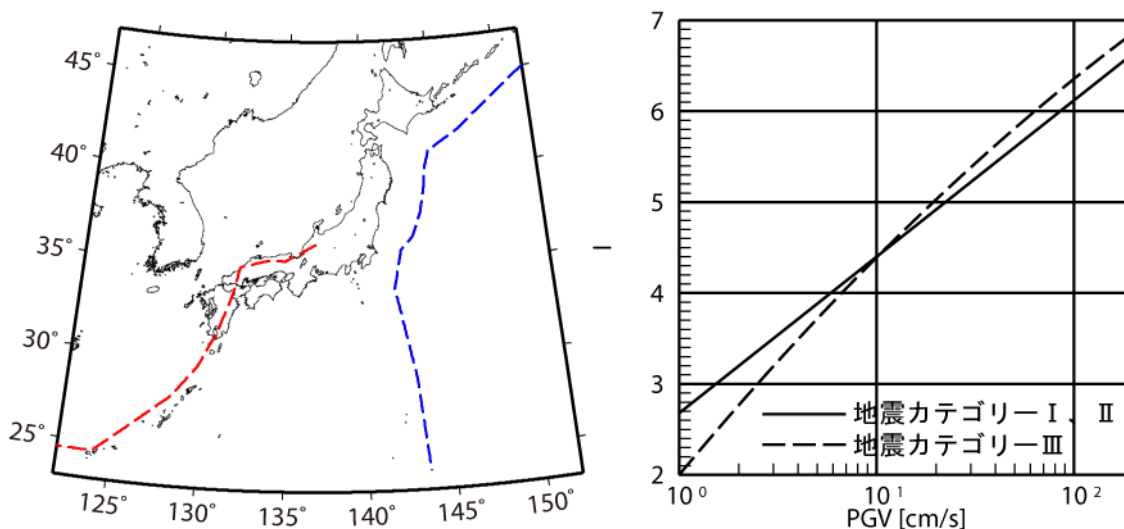


図 7.2-1 海溝軸 (青) および火山フロント (赤) 図 7.2-2 最大速度と計測震度の関係

7.3 地震動予測式のばらつき

確率論的地震動ハザード評価においてこれまでに地震動の評価で適用してきたばらつき (σ) は、研究途上の段階であることもあり暫定的なものとなっている。しかしながら、最近の研究等においても、暫定的に与えているばらつきから変更できる新たな知見が得られていないこともあり、従来と同じままとする。すなわち、地震カテゴリー I、II に対しては振幅に依存する

$$\sigma = \begin{cases} 0.20 & PGV \leq 25\text{cm/s} \\ 0.20 - 0.05 \frac{PGV - 25}{25} & 25\text{cm/s} < PGV \leq 50\text{cm/s} \\ 0.15 & 50\text{cm/s} < PGV \end{cases} \quad (7.3-1)$$

を、地震カテゴリー III に対しては震源距離に依存する

$$\sigma = \begin{cases} 0.23 & X \leq 20\text{km} \\ 0.23 - 0.03 \frac{\log(X/20)}{\log(30/20)} & 20\text{km} < X \leq 30\text{km} \\ 0.20 & 30\text{km} < X \end{cases} \quad (7.3-2)$$

を常用対数標準偏差として適用する (図 7.3-1)。ただし、これまでと同様に無限大の地震動強さが生じることを避けるため、分布の裾において、対数標準偏差の 3 倍 ($\pm 3\sigma$) より外側を打ち切っている。

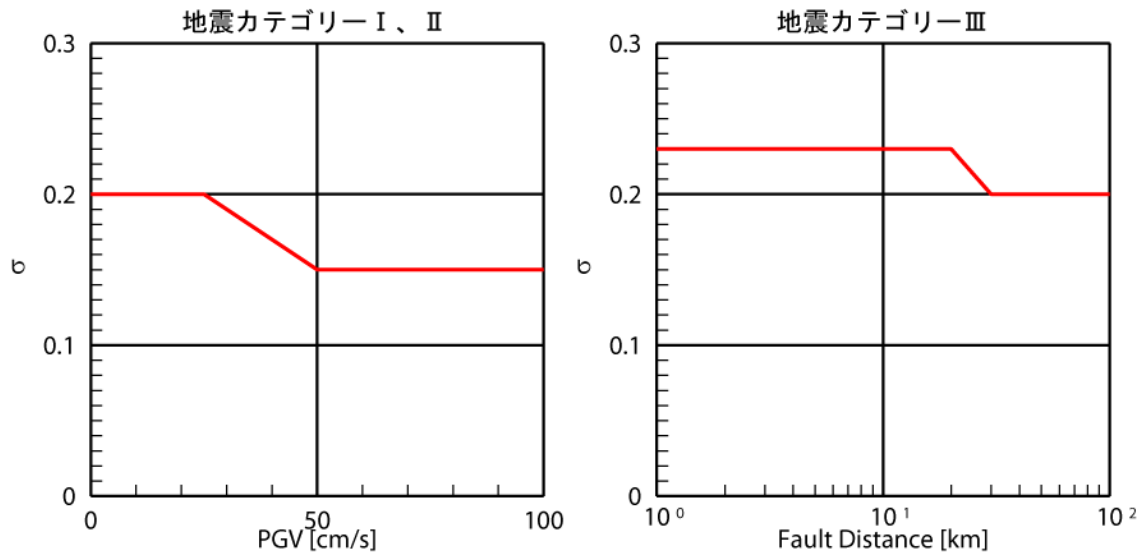


図 7.3-1 地震動評価に適用するばらつき (σ ; 常用対数標準偏差) の値

7.4 2014年版で用いた地震動評価手法

確率論的地震動ハザード評価において考慮する地震（群）ごとに適用する地震動評価手法を整理して表 7.4-1 に示す。従来から変更となったのは以下の点である。

○海溝軸より沖合の地震（アウターライズ地震）

この地震は、今回新たにモデル化された海洋プレート内で発生する地震である。アウターライズ地震は震源が浅いものの、沈み込んだ海洋プレート内の地震（スラブ内地震）と同様に短周期地震動を強く励起することが最近の研究において示されている（例えば、川端・他，2010）。このことから、司・翠川（1999）の距離減衰式を用いて強震動評価を行う際はプレート内地震の係数を適用することとする。

○三陸沖から房総沖にかけてのプレート内地震（正断層型）

これまで、海溝軸付近で発生するプレート内地震については、震源が陸域から遠く離れており、観測記録が得られている大地震の数も少なかったためにその地震動特性がほとんど知られていなかった。一方で、震源が浅くなることから、震源が深いプレート内地震（スラブ内地震）とは異なり、必ずしも地震動が大きくなるのではないのかという考えもあった。そのため、三陸沖から房総沖にかけてのプレート内地震（正断層型）に対しては、距離減衰式のプレート間地震の係数を適用してきた。しかしながら、上述のアウターライズ地震と同様に、海溝軸よりも陸側のプレート内地震（正断層型の地震）に対して司・翠川（1999）の距離減衰式を用いて強震動評価を行う際は、プレート内地震の係数を適用することとする。

表 7.4-1 確率論的地震動ハザード評価における地震と適用する地震動評価手法

地震	地震カテゴリー	係数 d	異常震域	ばらつき
南海トラフのプレート間地震	I	P 間	—	振幅
相模トラフ沿いの M8 クラスの地震	I	P 間	—	振幅
東北地方太平洋沖型の地震	I	P 間	東北日本	振幅
三陸沖北部のプレート間地震 (繰り返し発生する地震)	I	P 間	東北日本	振幅
三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの プレート間地震 (津波地震)	II	P 間	東北日本	振幅
三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの プレート内地震 (正断層型)	II	P 内	東北日本	振幅
十勝沖の地震・根室沖の地震	I	P 間	東北日本	振幅
色丹島沖の地震	I	P 間	東北日本	振幅
択捉島沖の地震	I	P 間	東北日本	振幅
海溝軸より沖合の地震 (アウターライズ地震)	II	P 内	東北日本	振幅
北海道北西沖の地震	III	P 間	—	距離
北海道西方沖の地震	III	P 間	—	距離
北海道南西沖の地震	III	P 間	—	距離
青森県西方沖の地震	III	P 間	—	距離
秋田県沖の地震	III	P 間	—	距離
山形県沖の地震	III	P 間	—	距離
新潟県北部沖の地震	III	P 間	—	距離
佐渡島北方沖の地震	III	P 間	—	距離
安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震	II	P 内	—	振幅
日向灘のプレート間地震	II	P 間	—	振幅
日向灘のひとまわり小さいプレート間地震	II	P 間	—	振幅
与那国島周辺の地震	II	P 間	—	振幅
主要活断層帯に発生する固有地震 詳細な評価対象とする活断層の地震 (九州) 地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震	III	地殻内	—	距離
主要活断層帯以外の活断層に発生する地震 簡便な評価対象とする活断層の地震 (九州)	III	地殻内	—	距離

・赤字は全国地震動予測地図 2010 年版、2013 年における検討の検討モデルからの変更点

表 7.4-1 確率論的地震動予測地図における地震と適用する地震動評価手法（つづき）

地震	地震カテゴリー	係数 d	異常震域	ばらつき
太平洋プレートのプレート間の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震	Ⅱ	P 間	東北日本	振幅
太平洋プレートのプレート内の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震	Ⅱ	P 内	東北日本	振幅
フィリピン海プレートのプレート間の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震	Ⅱ	P 間	—	振幅
フィリピン海プレートのプレート内の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震	Ⅱ	P 内	西南日本 (一部)	振幅
陸域・沿岸域で発生する地震のうち活断層が特定されていない場所で発生する地震	Ⅲ	地殻内	—	距離
浦河沖の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震	Ⅱ	地殻内	東北日本	振幅
日本海東縁部の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震	Ⅲ	地殻内	—	距離
伊豆諸島以南の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震	Ⅲ	地殻内	—	距離

- ・赤字は全国地震動予測地図 2010 年版、2013 年起点「検討モデル」からの変更点
- ・表中の P 間、P 内は、それぞれプレート間地震、プレート内地震を表す。

注 1：あらかじめ繰り返し発生する地震（宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り、福島県沖、茨城県沖）、あらかじめ繰り返し発生する地震以外の地震（三陸沖北部、宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り、福島県沖、茨城県沖）、ひとまわり小さいプレート間地震（十勝沖、根室沖、色丹島沖、択捉島沖）は「太平洋プレートのプレート間の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」に含まれる。

注 2：沈み込んだプレート内のやや浅い地震、沈み込んだプレート内のやや深い地震は「太平洋プレートのプレート内の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」に含まれる。

注 3：プレートの沈み込みに伴う $M7$ 程度の地震は [フィリピン海プレート/太平洋プレート] の [プレート間/プレート内] の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に含まれる。

注 4：従来の南西諸島の震源断層を予め特定しにくい地震は「フィリピン海プレートの震源断層を予め特定しにくい地震」と「陸域・沿岸域で発生する地震のうち活断層が特定されていない場所で発生する地震」に含まれる。

8. 評価結果

8.1 2014年版のモデルによる評価結果

ここでは、確率論的地震動予測地図の評価結果を示し、その特徴を概観する。なお、確率論的地震動予測地図 2010年版あるいは2013年の検討における評価結果との違いについては8.2節で示す。

(1) 超過確率を固定した場合の地表の計測震度の分布図

図8.1-1および図8.1-2は、30年間の超過確率6%および3%の全地震を考慮した地表の計測震度分布であり、平均ケースを図8.1-1に、最大ケースを図8.1-2にそれぞれ示している。

平均ケースの図8.1-1を見ると、超過確率が6%の場合には、北海道の東岸、宮城県の一部、南関東～四国の太平洋岸、長野県周辺、およびその他一部の平野部などで震度6弱以上（橙～赤）となっており、超過確率が3%になると震度6弱以上の領域が拡大していることが分かる。

図8.1-3～図8.1.9は、地震カテゴリー別の30年間の超過確率6%および3%の地表の計測震度分布を示した図である。ここで、前述のとおり従来のモデルで地震カテゴリーⅠであった地震の一部が地震カテゴリーⅡとなっている。そこで、地震カテゴリーⅠとⅡを統合した地図（地震カテゴリーⅠ＋Ⅱ）も示している。これらの図から、地震カテゴリーⅠは北海道の東部、南関東～四国の南海トラフ沿いにおいて、地震カテゴリーⅡは北海道の太平洋岸、東北地方から南関東、四国西部から九州東部において、地震カテゴリーⅢは新潟県～長野県～伊豆半島周辺と近畿地方などにおいて、それぞれ影響が大きいことが分かる。なお、地震カテゴリーⅡについては、ポアソン過程を仮定して地震発生確率を計算しているため、最大ケースは無く、平均ケースのみである。

(2) 地表の計測震度を固定した場合の超過確率の分布図

図8.1-10および図8.1-11は、30年間に震度5弱、震度5強、震度6弱、震度6強以上となる確率の分布を、全地震を考慮して評価した結果であり、平均ケースを図8.1-10に、最大ケースを図8.1-11にそれぞれ示している。

震度5弱以上となる確率は、全国の大半の地域で3%以上となっている。これに対して震度6弱以上となる確率が高い地域は、北海道東部、仙台平野周辺から北関東の太平洋沿岸部、南関東から四国の太平洋側、長野県、および一部の平野部に限定される。

図8.1-12～図8.1-18は、これらの結果を地震カテゴリー別に示したものである。全体的

な傾向は、上述の計測震度の分布図と同様である。

図 8.1-19～図 8.1-25 は、地震カテゴリ別の超過確率の分布を、確率の絶対値ではなく、確率の値の四分位表示で色分けしたものである。この際、確率がゼロとなっているメッシュは対象外としている。震度 6 弱以上となる確率を四分位表示した結果を見ると、地震カテゴリⅠでは上位となる色の濃い領域は、南海トラフの地震の影響範囲を主体に、北海道東部、下北半島東部に広がっている。地震カテゴリⅡでは北海道から九州の太平洋側に、地震カテゴリⅢでは中部地方を主としつつも全国に色の濃い領域が存在していることが分かる。

(3) 期間 50 年の超過確率を固定した場合の地震動強さの分布図

図 8.1-26～図 8.1-34 は、期間を 50 年間とした場合の超過確率が 39%、10%、5%および 2% の場合の地表の計測震度の分布図である。

(4) 最大影響地震カテゴリの分布図

図 8.1-35 および図 8.1-36 は、30 年間に特定の震度以上となる確率に対して、最も影響度が大きくなる地震カテゴリで全国を色分けした結果を、平均ケースと最大ケースについて示したものである。

平均ケースの震度 5 弱以上となる確率に対する影響度は、中部～近畿～四国～九州北東部では地震カテゴリⅠが、北海道中部・南東部から関東や東北地方の太平洋側の地域と九州南東部と南西諸島全域では地震カテゴリⅡが、日本海側の沿岸部の地域で地震カテゴリⅢがそれぞれ最大となっている。対象とする震度が大きくなるのに伴って、カテゴリⅢの影響度が最大となる領域が拡大している。このことから、わが国の多くの地域においては、活断層で発生する地震等の陸側プレートの浅い地震によって震度 6 強以上の揺れがもたらされる可能性が高いことが分かる。

(5) 全国の都道府県庁所在地におけるハザードへの各地震カテゴリの影響度の図

全国の都道府県庁所在地の市役所（東京は都庁）及び北海道の総合振興局・振興局庁舎付近におけるハザードについて、各地震カテゴリの影響の割合を示す影響度を、図 8.1-37 に示す。全体的な傾向として、北海道地方から九州地方に至る日本海側では、カテゴリⅢの地震の影響度が大きく、北海道地方から関東地方に至る太平洋側ではカテゴリⅡの地震の影響度が大きく、中部地方から九州地方に至る太平洋側ではカテゴリⅠの地震（南海トラフの地震）の影響度が大きい。

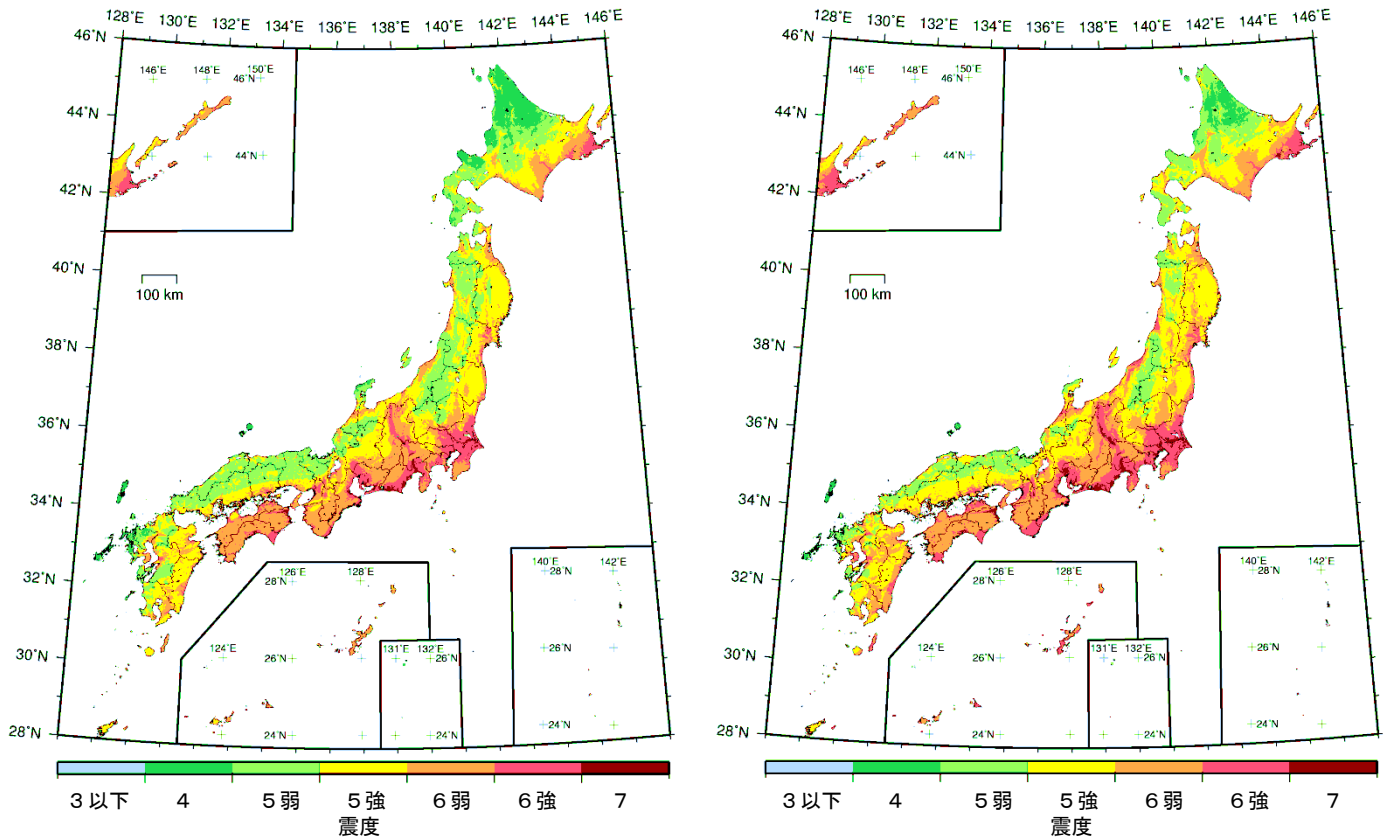


図 8.1-1 地表の計測震度の分布図 (30年超過確率 左:6%、右:3%) (平均ケース・全地震)

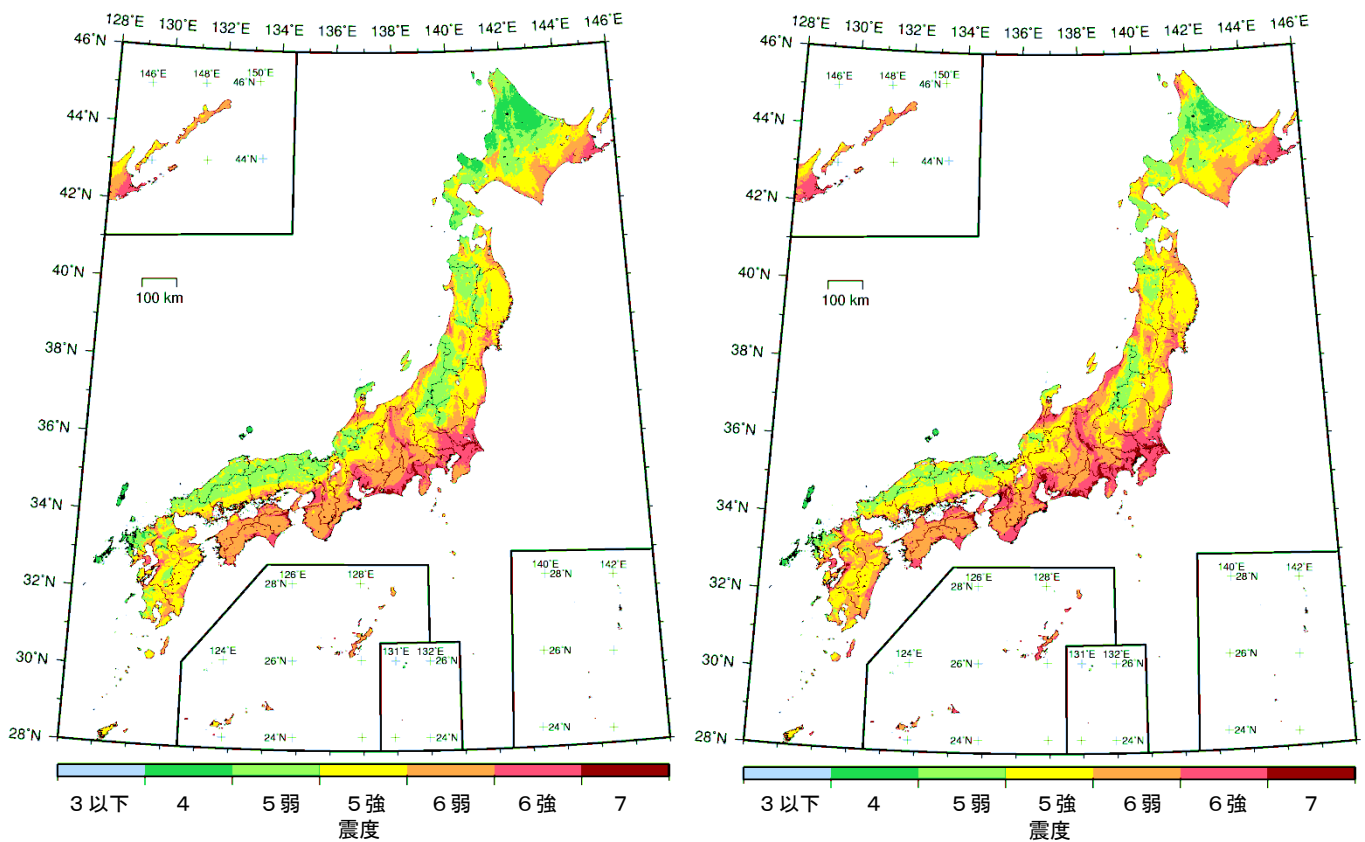


図 8.1-2 地表の計測震度の分布図 (30年超過確率 左:6%、右:3%) (最大ケース・全地震)

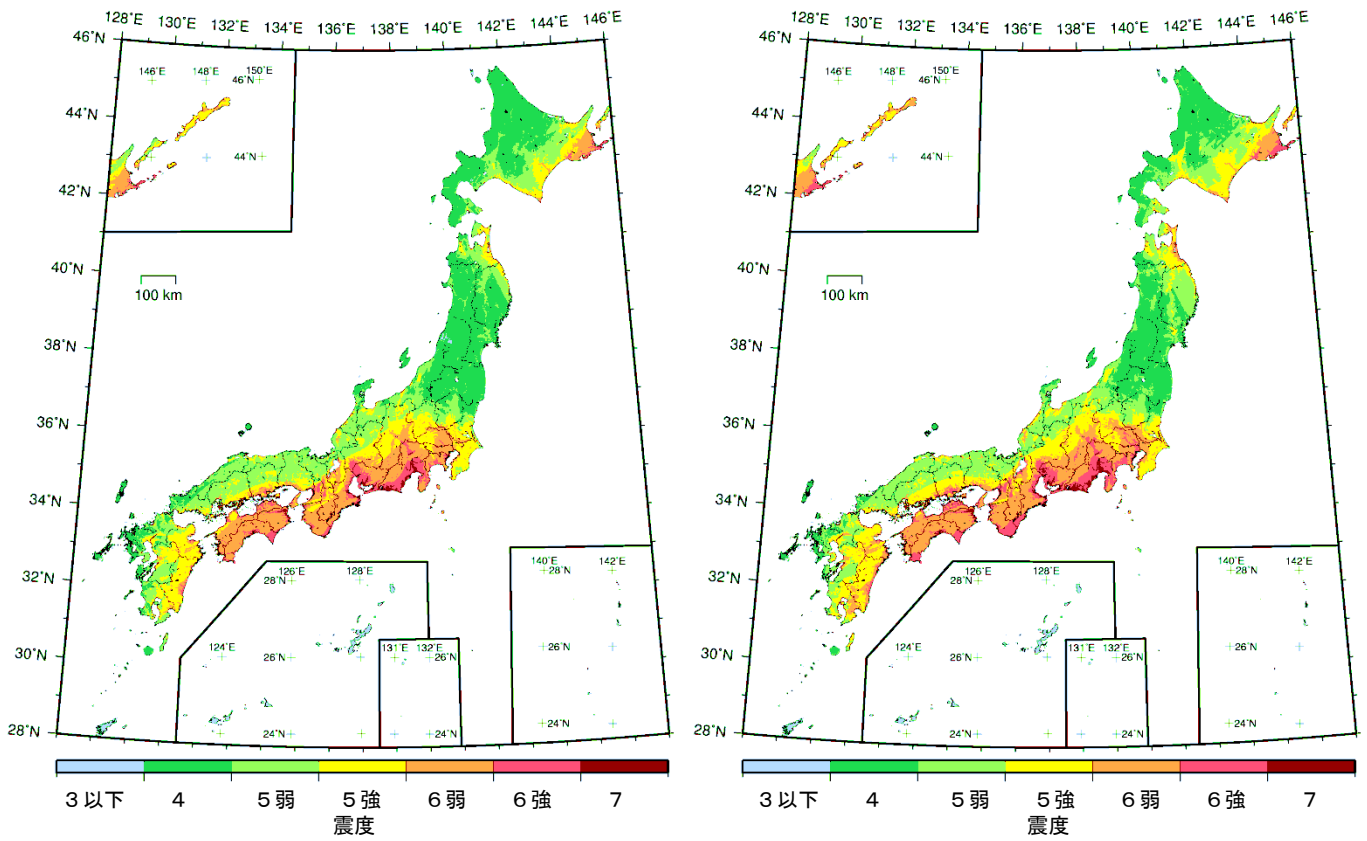


図 8.1-3 地表の計測震度の分布図 (30年超過確率 左:6%、右:3%) (平均ケース・カテゴリーI)

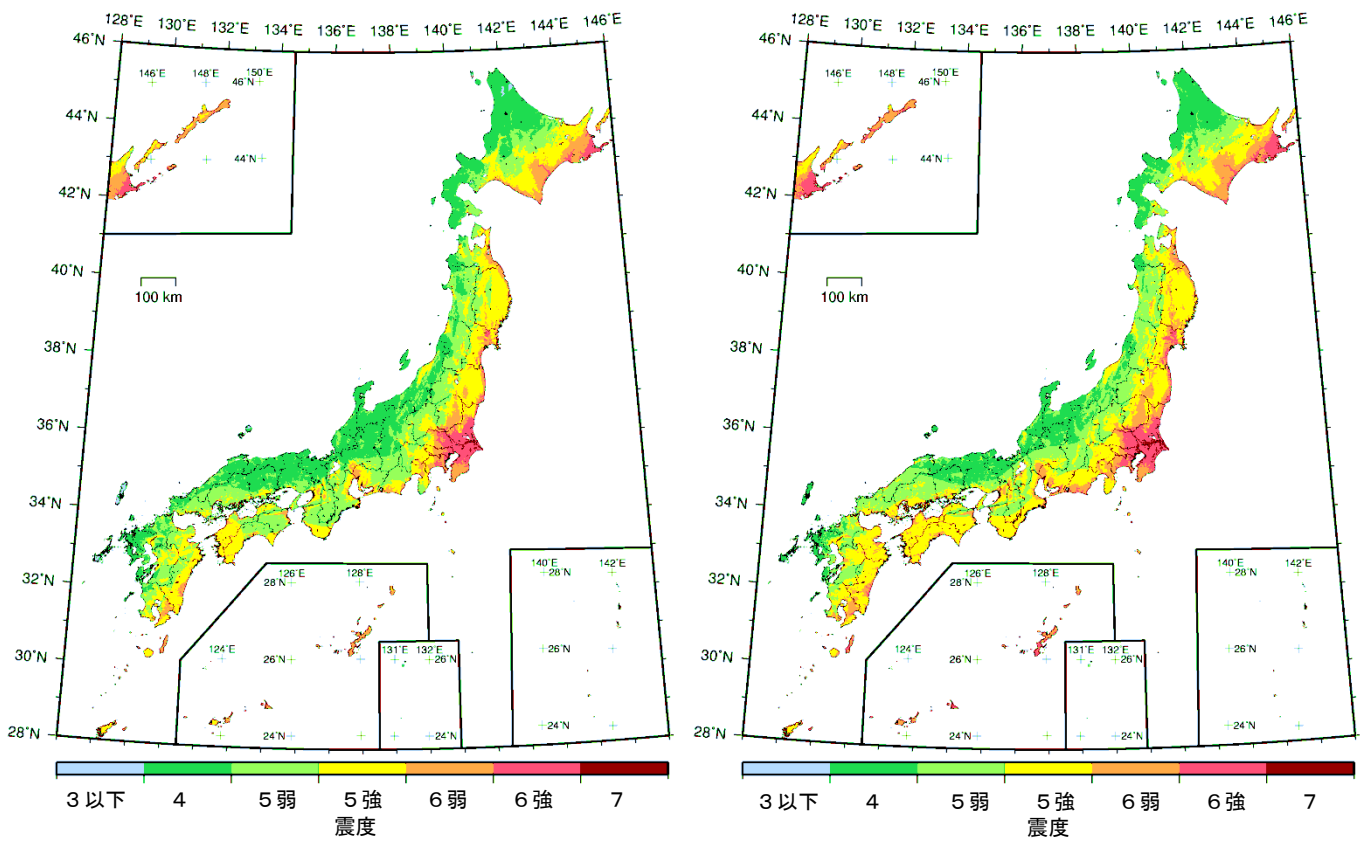


図 8.1-4 地表の計測震度の分布図 (30年超過確率 左:6%、右:3%) (平均ケース・カテゴリーII)

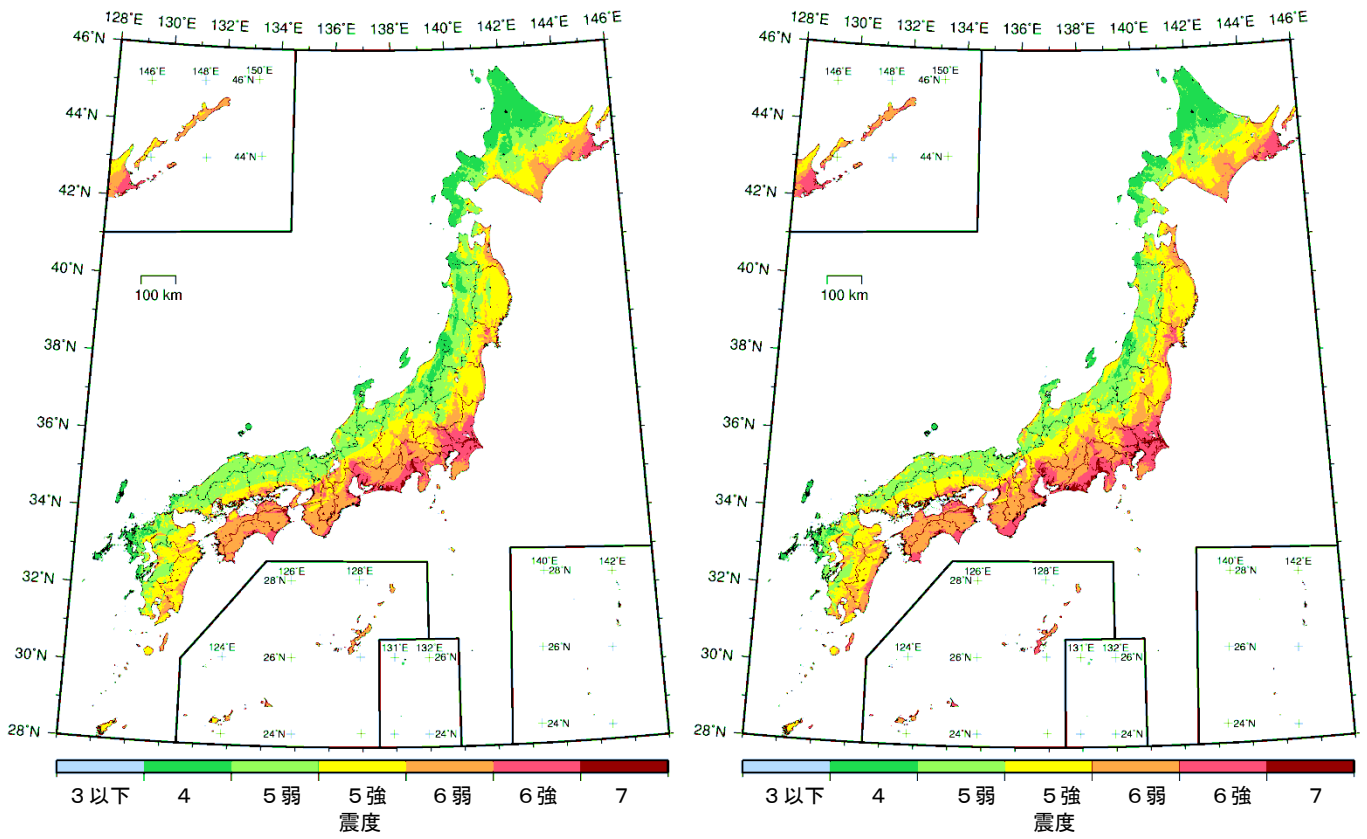


図 8.1-5 地表の計測震度の分布図 (30年超過確率 左:6%、右:3%) (平均ケース・カテゴリーI+II)

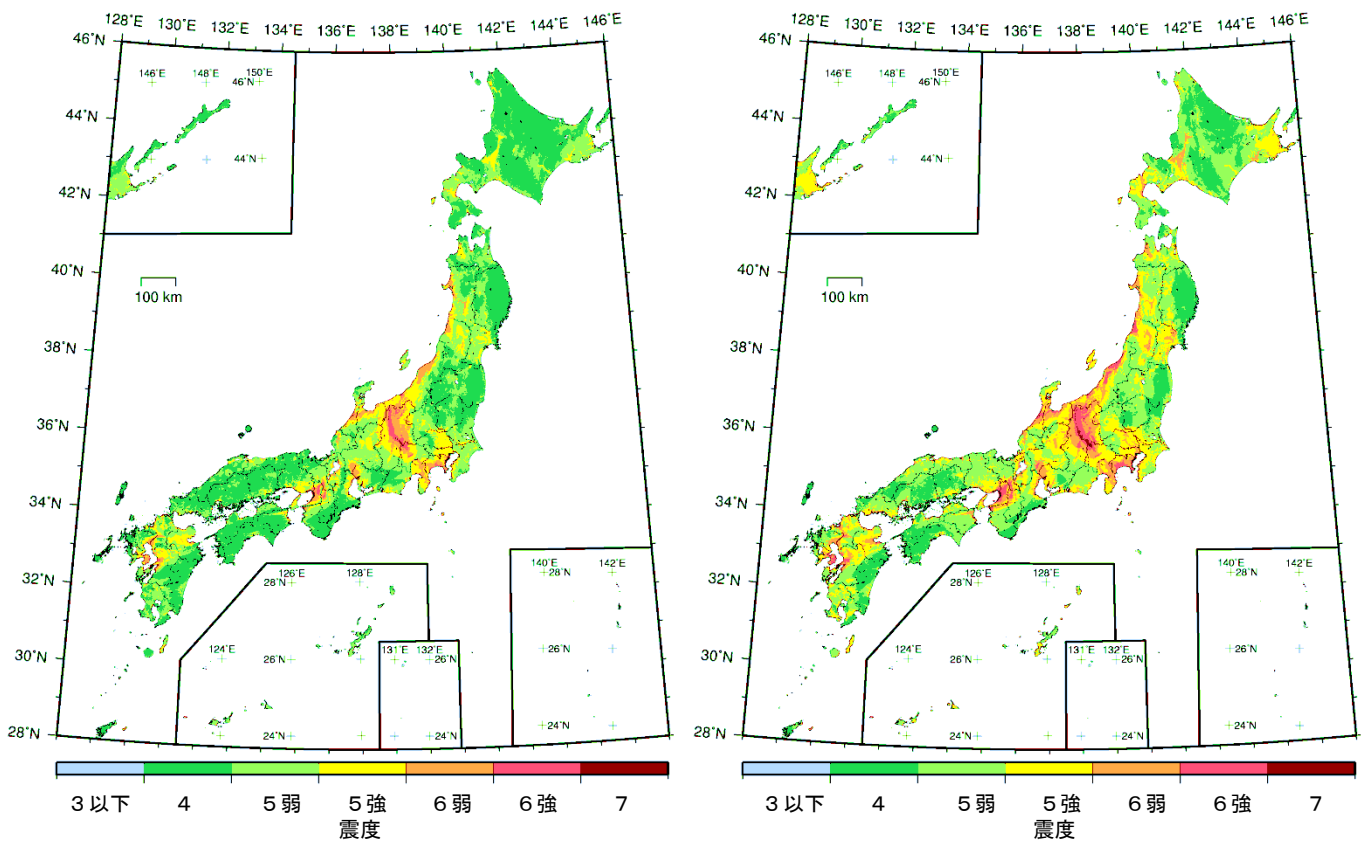


図 8.1-6 地表の計測震度の分布図 (30年超過確率 左:6%、右:3%) (平均ケース・カテゴリーIII)

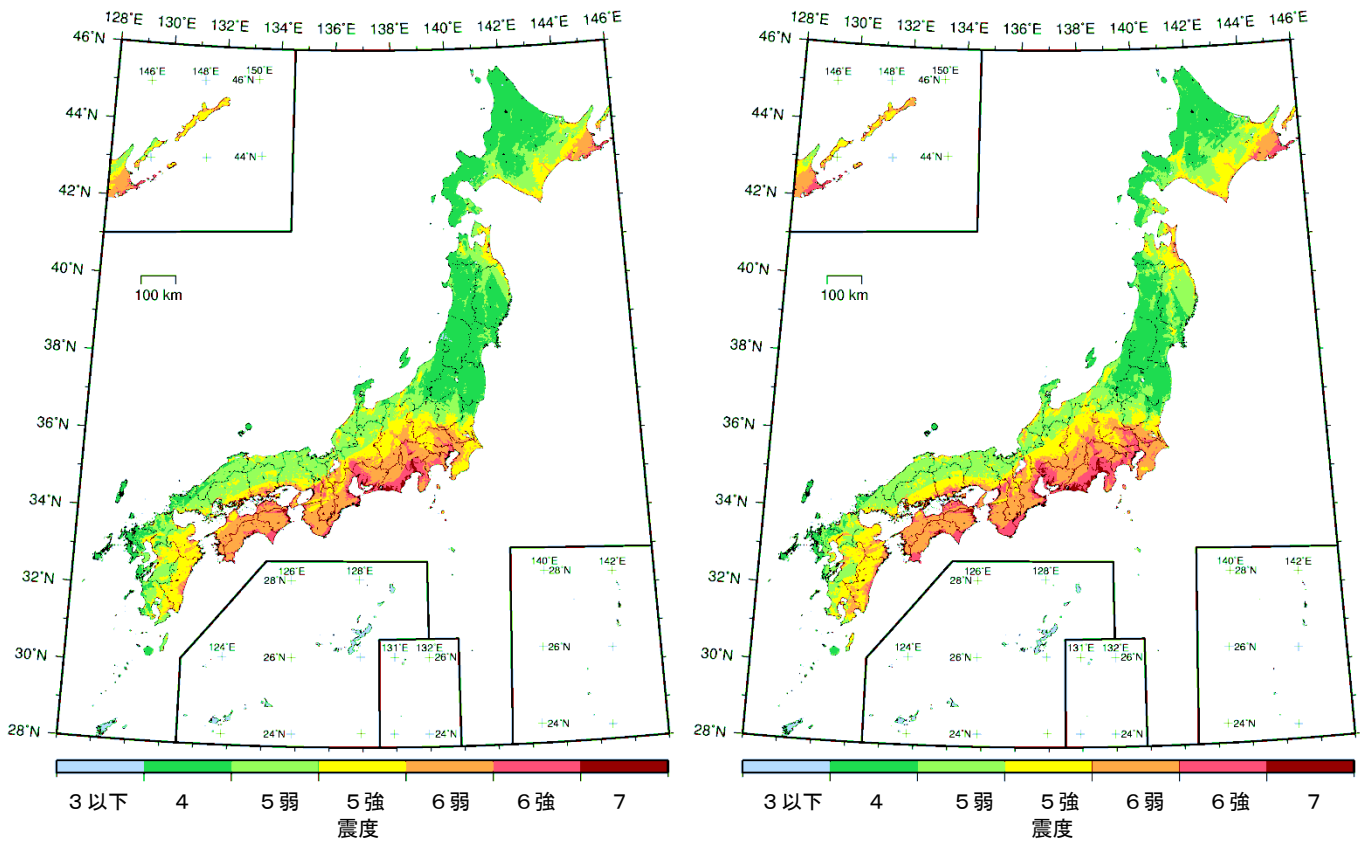


図 8.1-7 地表の計測震度の分布図 (30年超過確率 左:6%、右:3%) (最大ケース・カテゴリー I)

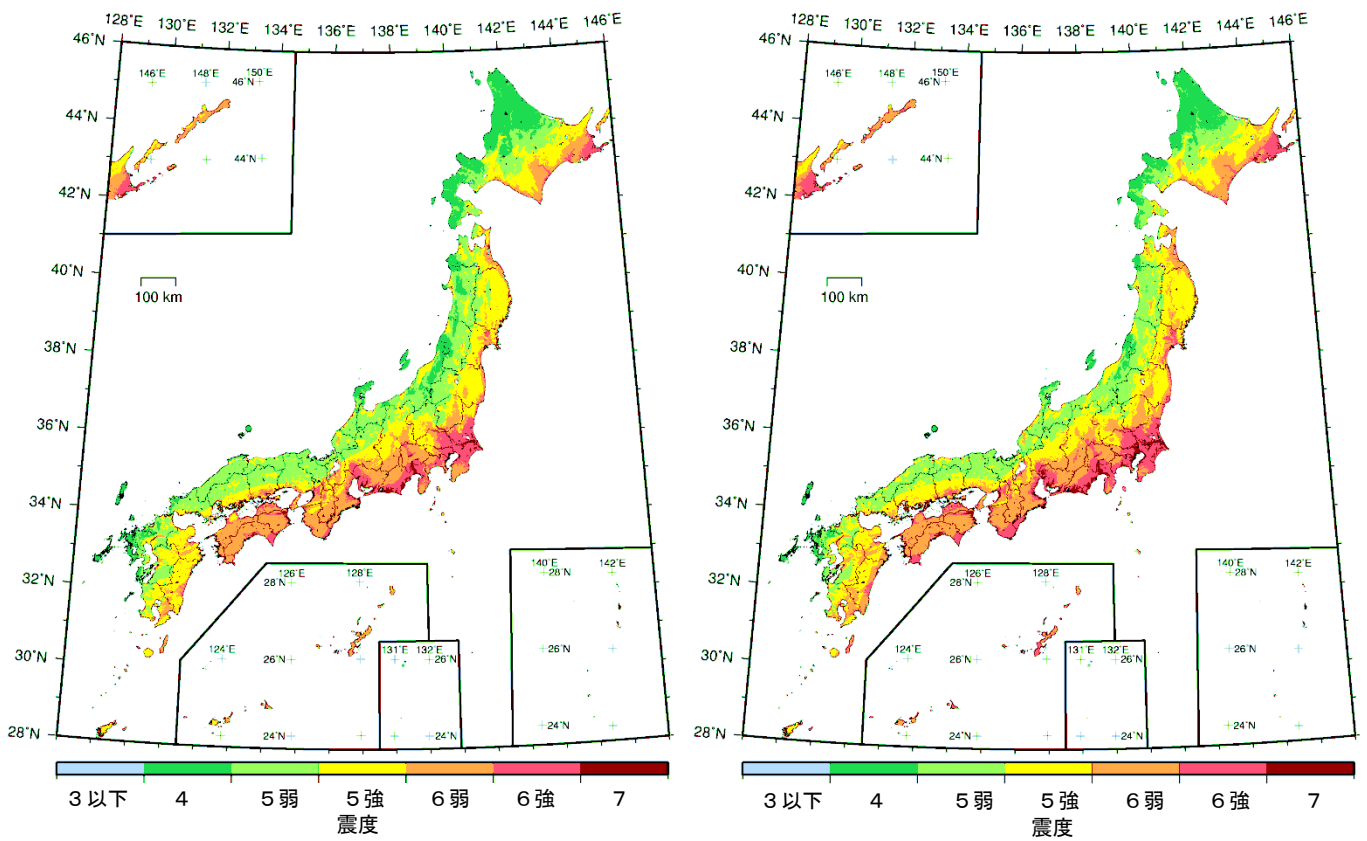


図 8.1-8 地表の計測震度の分布図 (30年超過確率 左:6%、右:3%) (最大ケース・カテゴリー I+II)

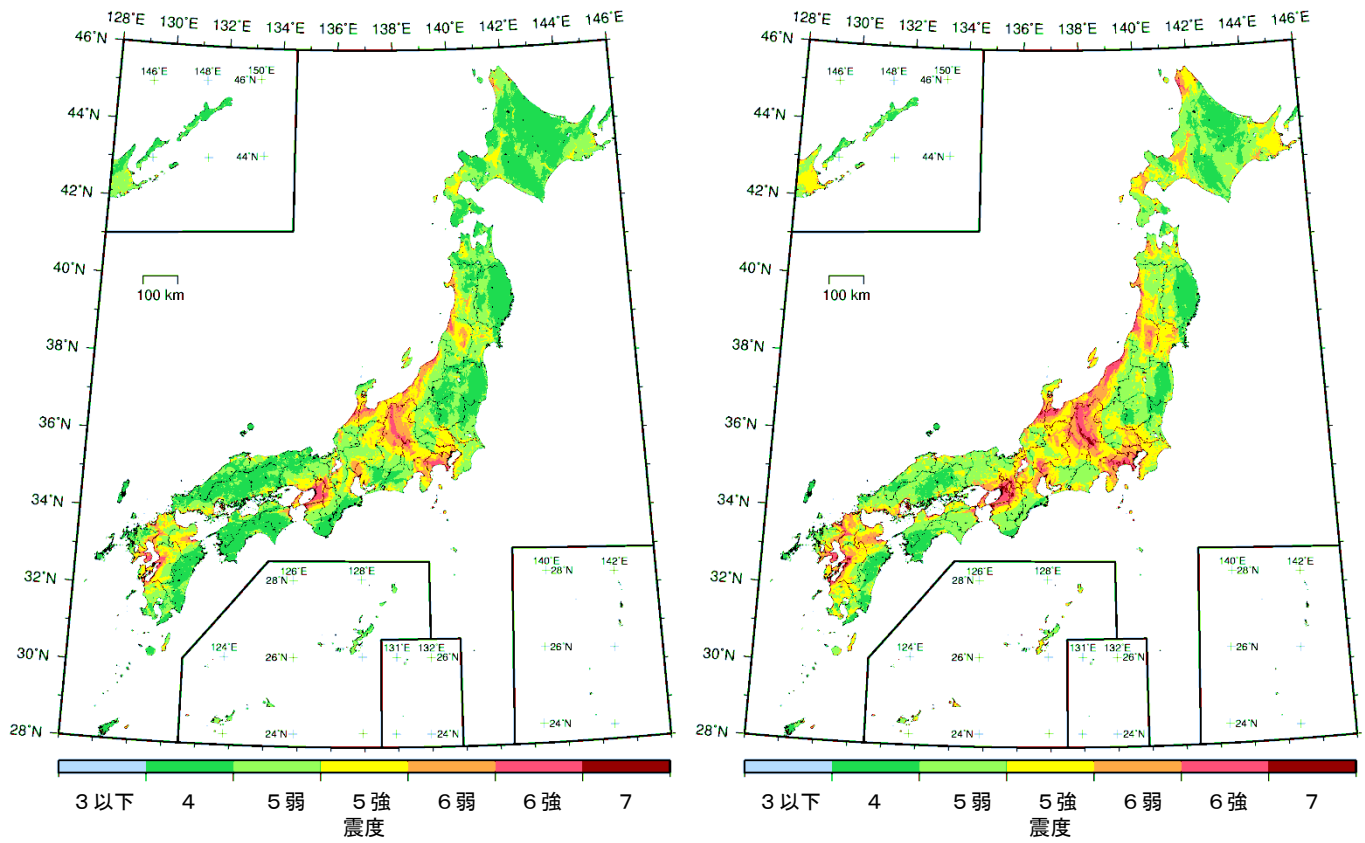
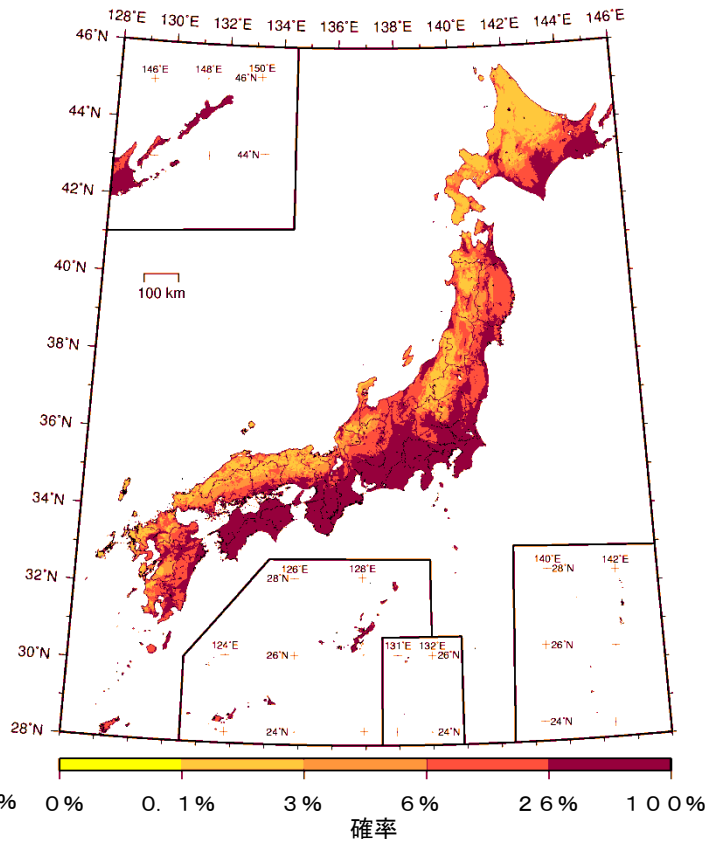
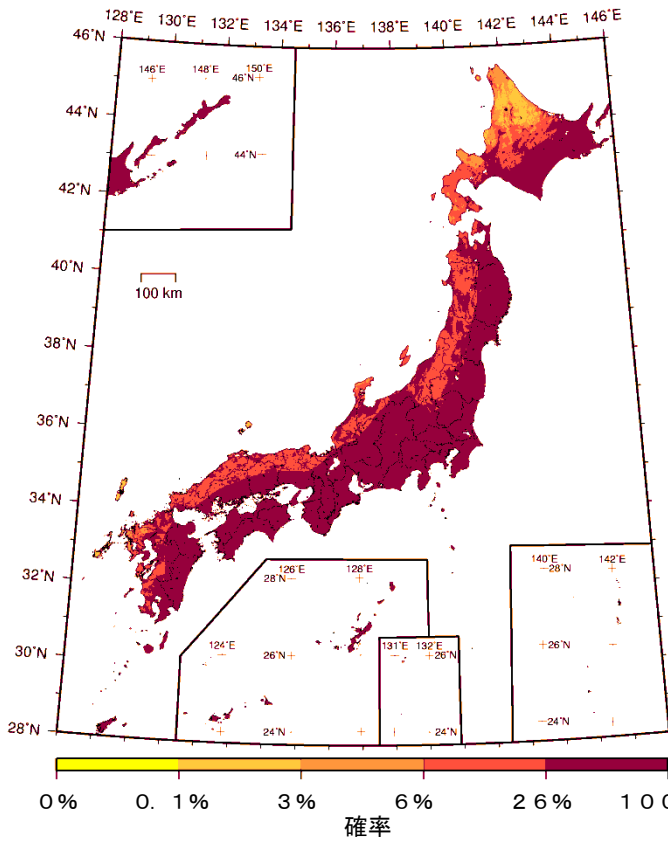


図 8.1-9 地表の計測震度の分布図 (30年超過確率 左:6%、右:3%) (最大ケース・カテゴリⅢ)

震度 5 弱以上

震度 5 強以上



震度 6 弱以上

震度 6 強以上

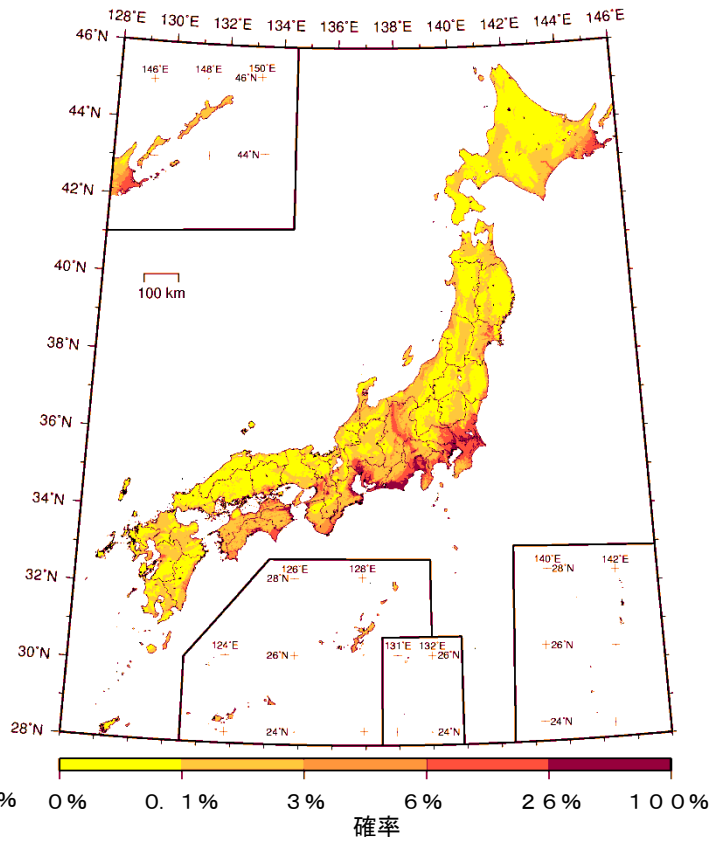
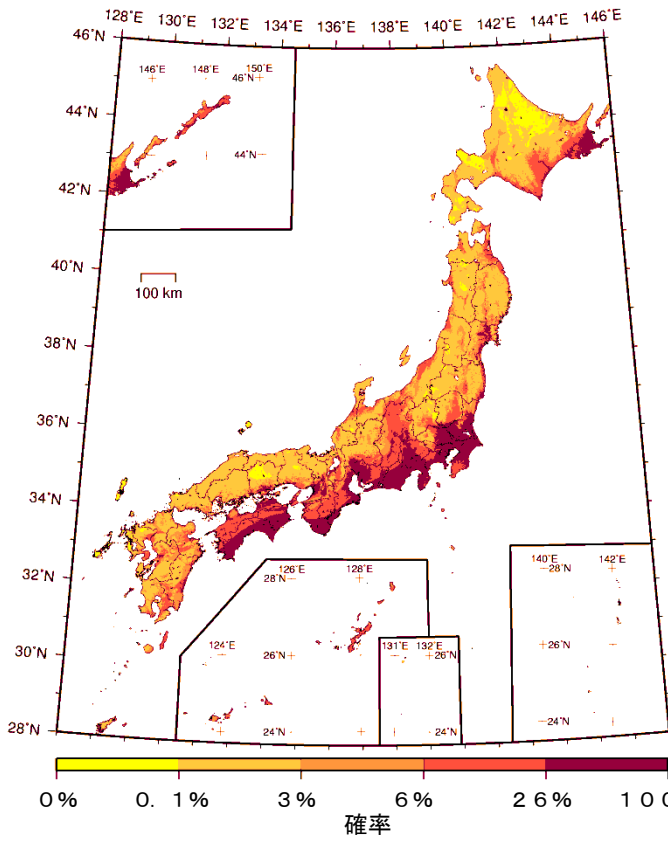
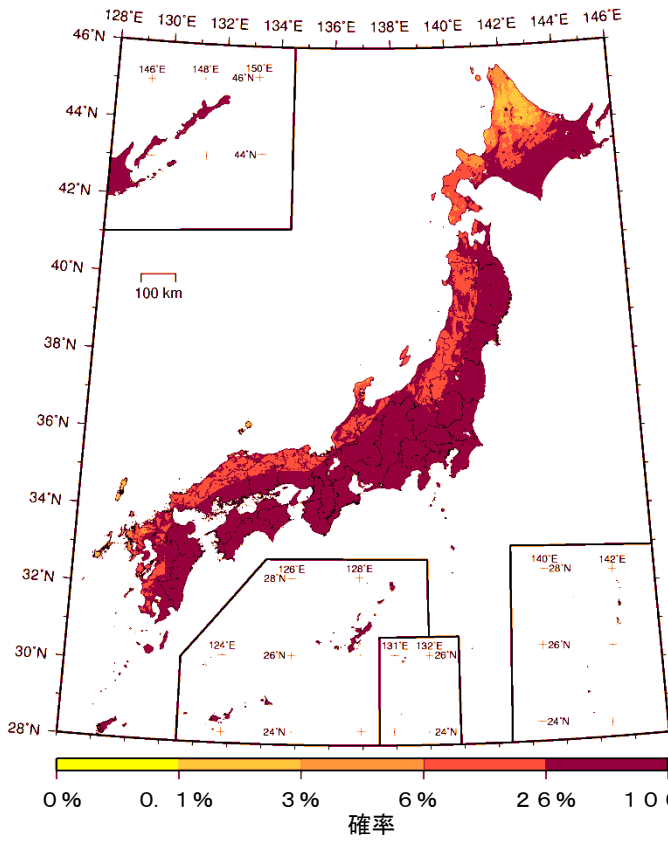
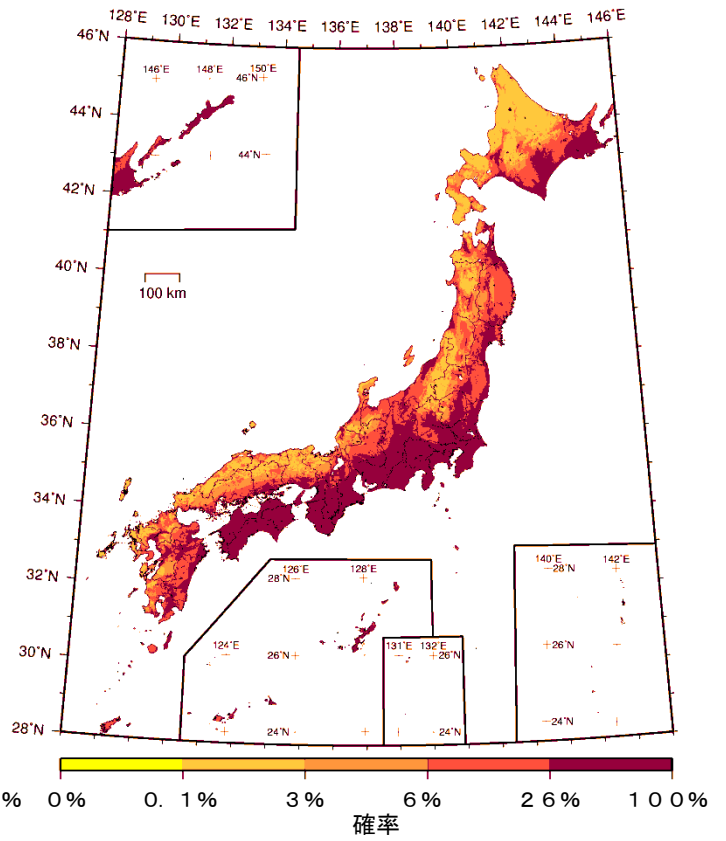


図 8.1-10 今後 30 年間の超過確率分布 (平均ケース・全地震)

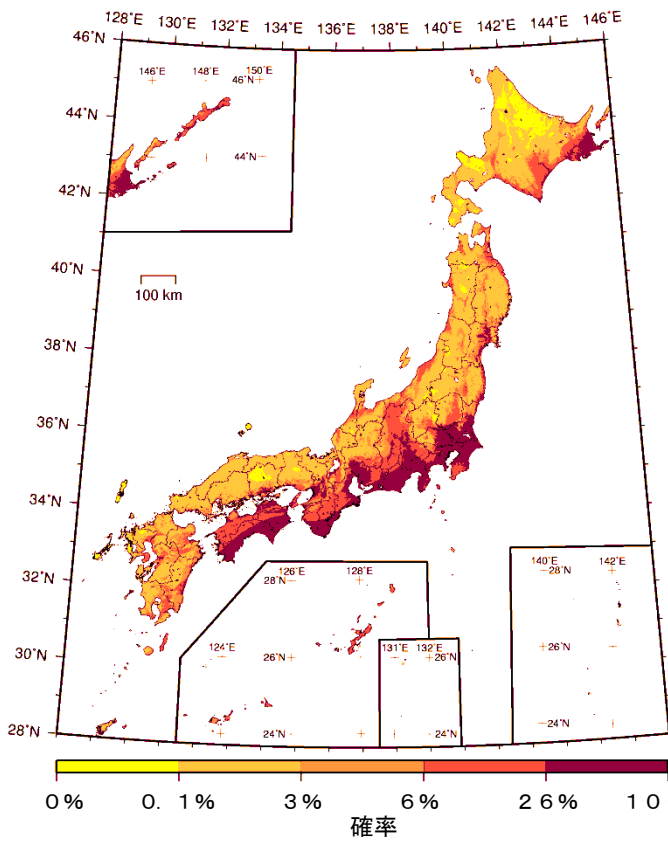
震度 5 弱以上



震度 5 強以上



震度 6 弱以上



震度 6 強以上

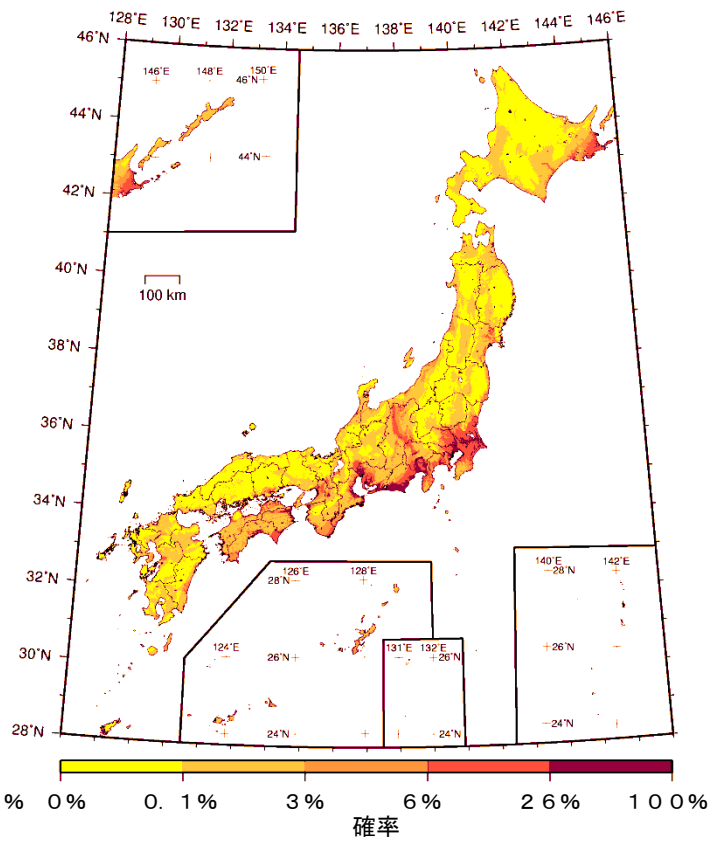
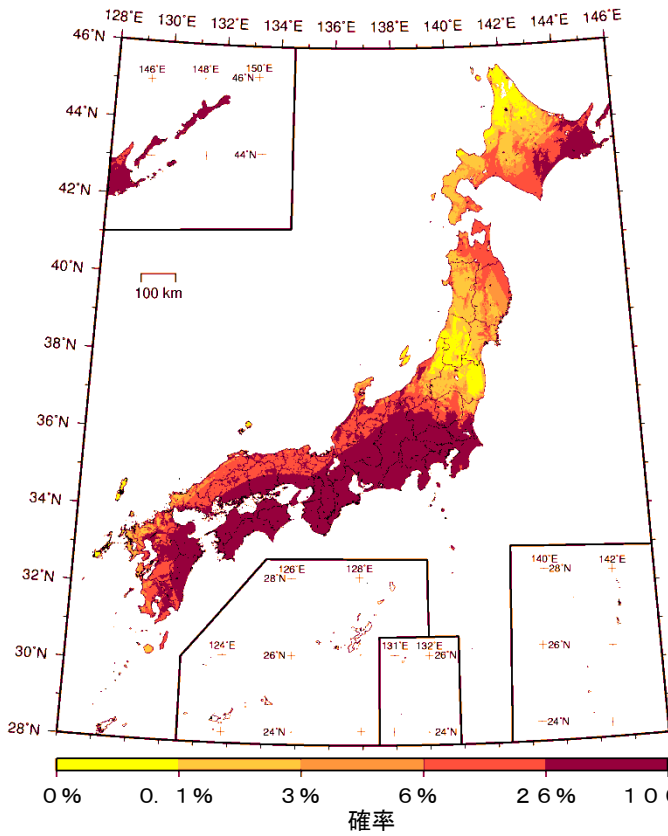
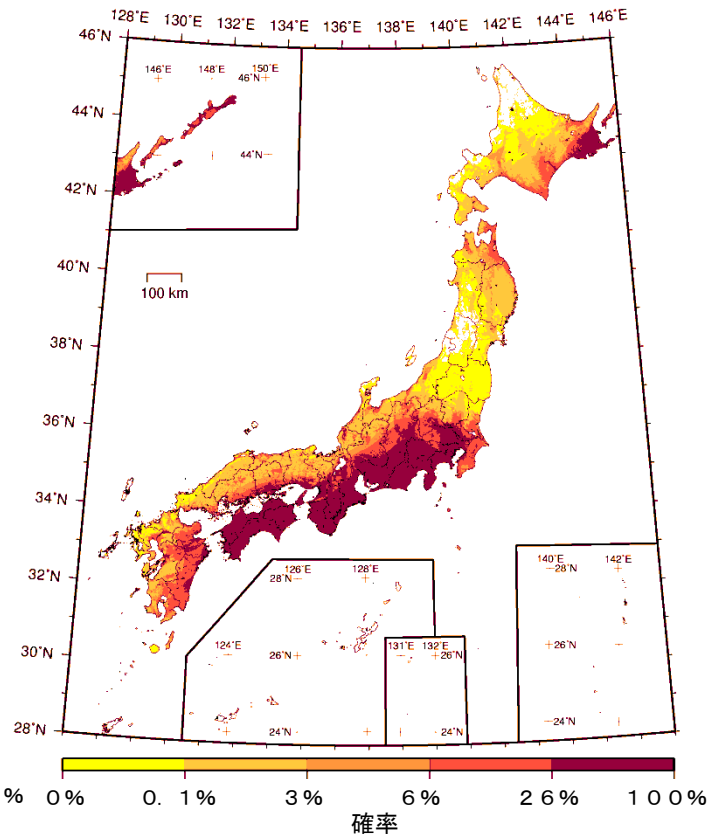


図 8.1-11 今後 30 年間の超過確率分布 (最大ケース・全地震)

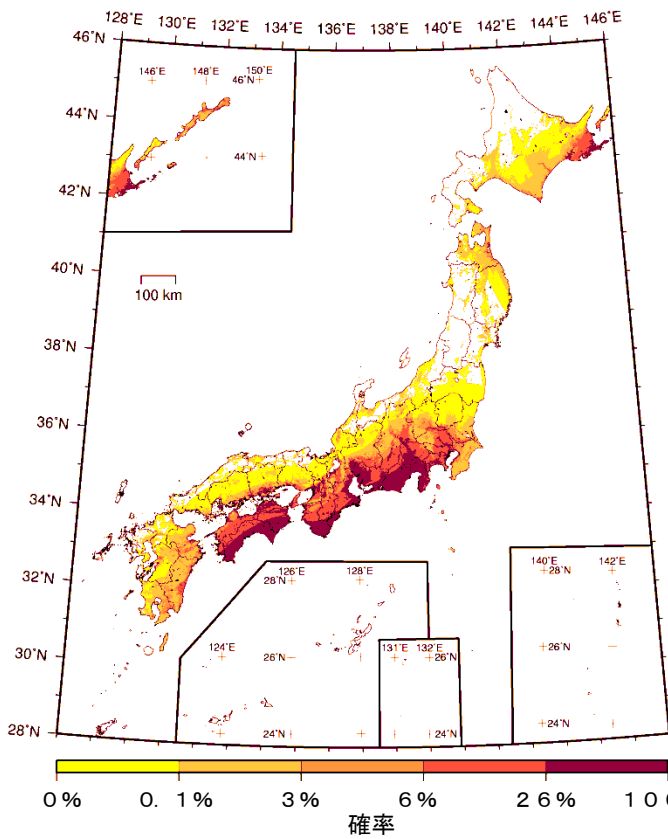
震度 5 弱以上



震度 5 強以上



震度 6 弱以上



震度 6 強以上

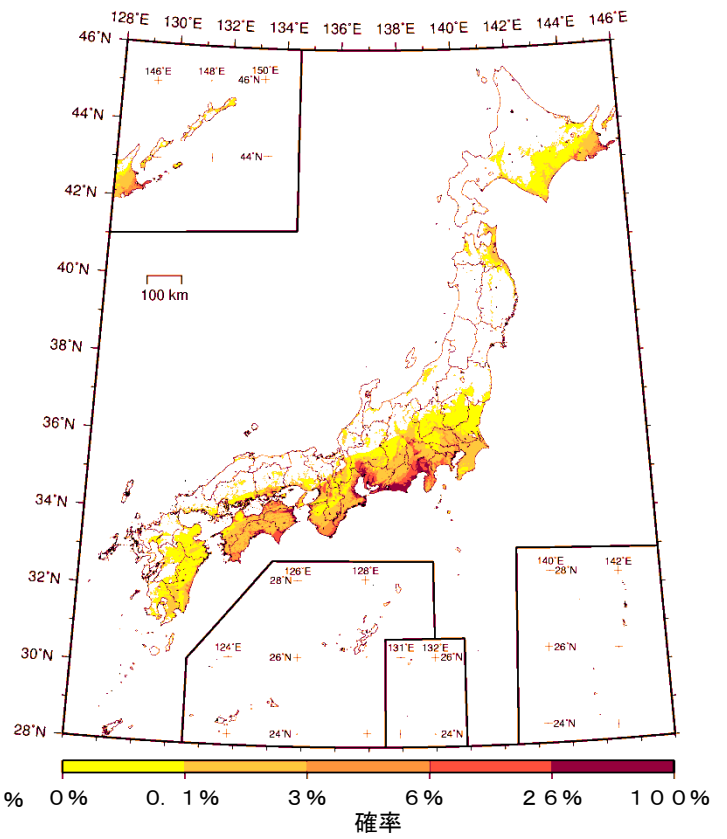
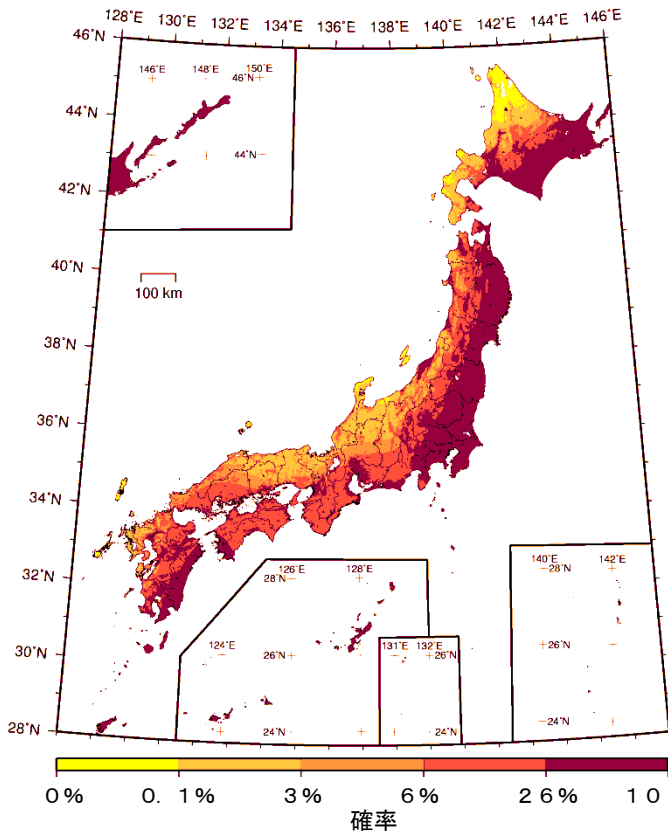
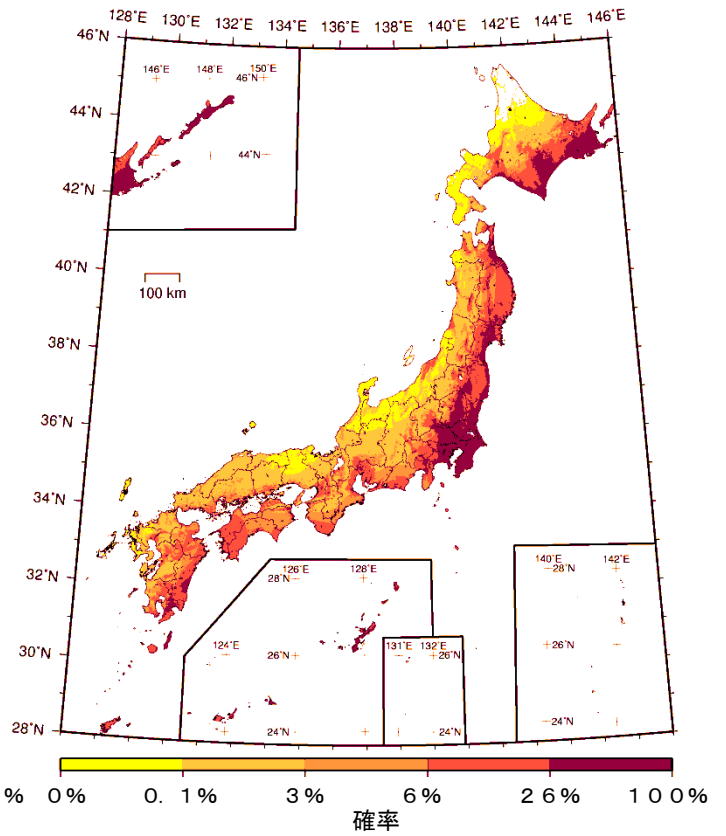


図 8.1-12 今後 30 年間の超過確率分布 (平均ケース・カテゴリー I)

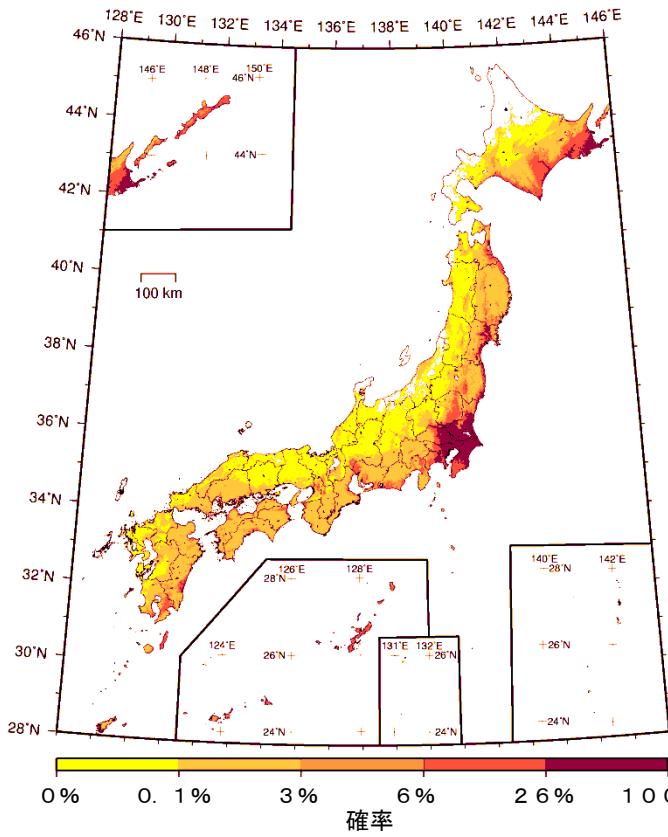
震度 5 弱以上



震度 5 強以上



震度 6 弱以上



震度 6 強以上

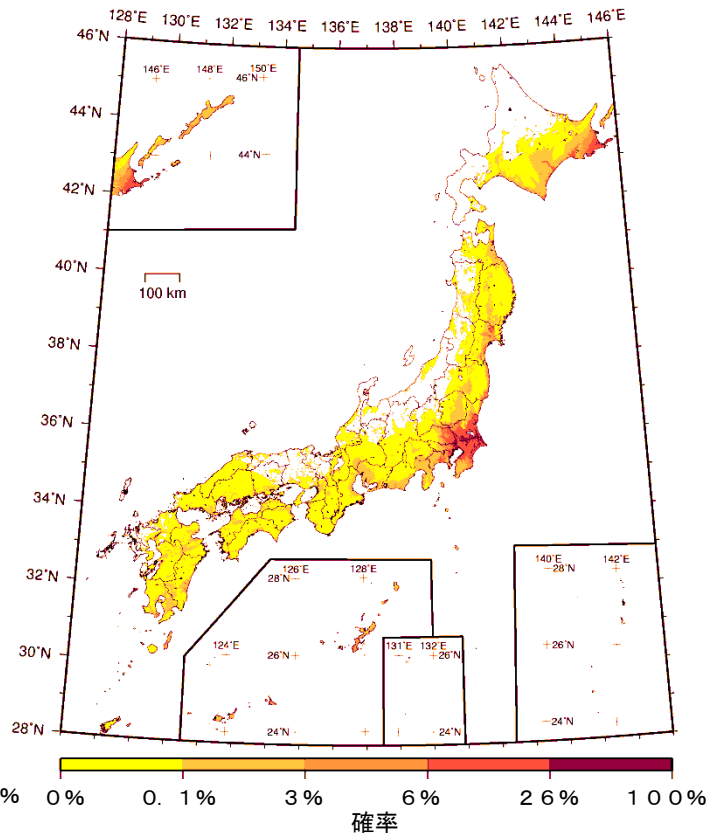
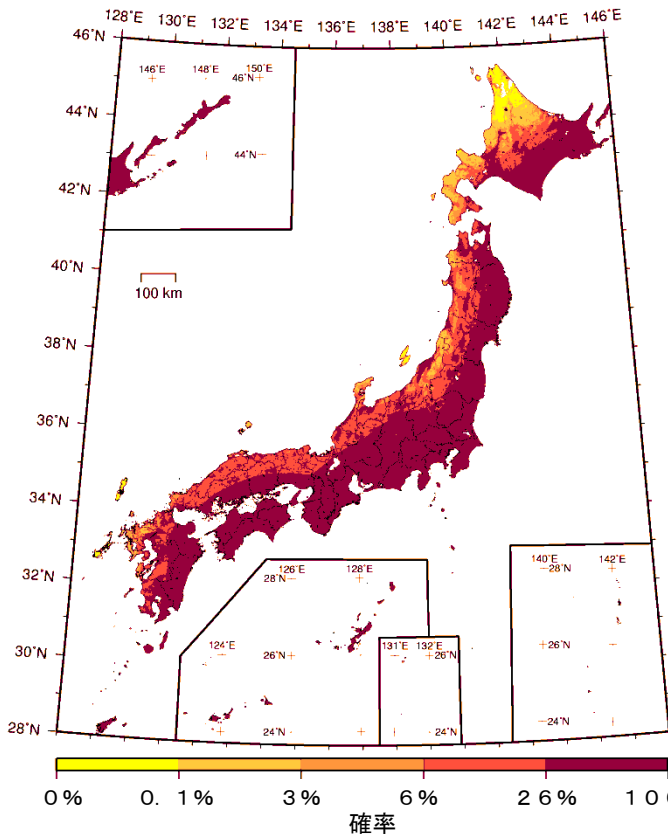
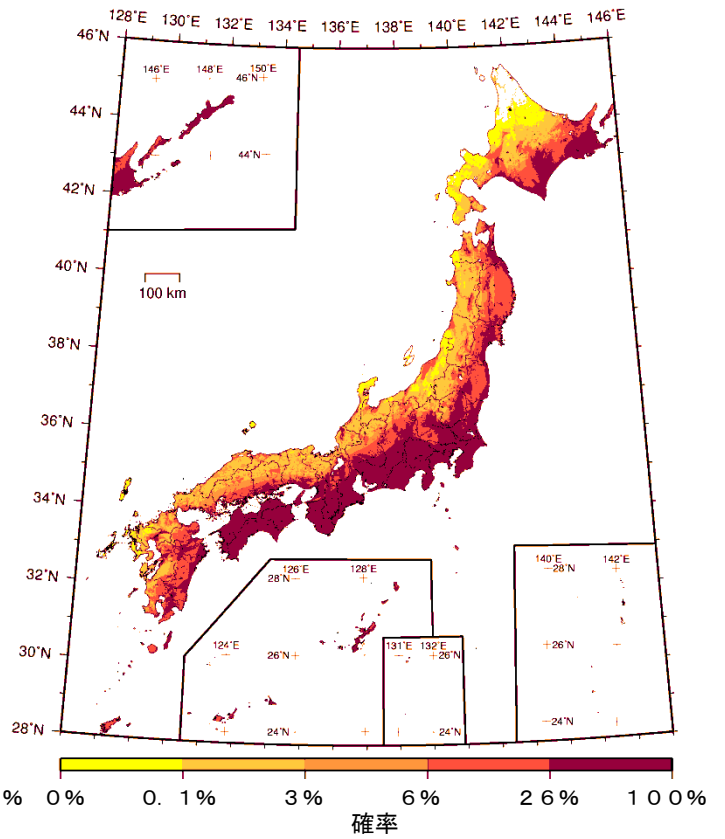


図 8.1-13 今後 30 年間の超過確率分布 (平均ケース・カテゴリ II)

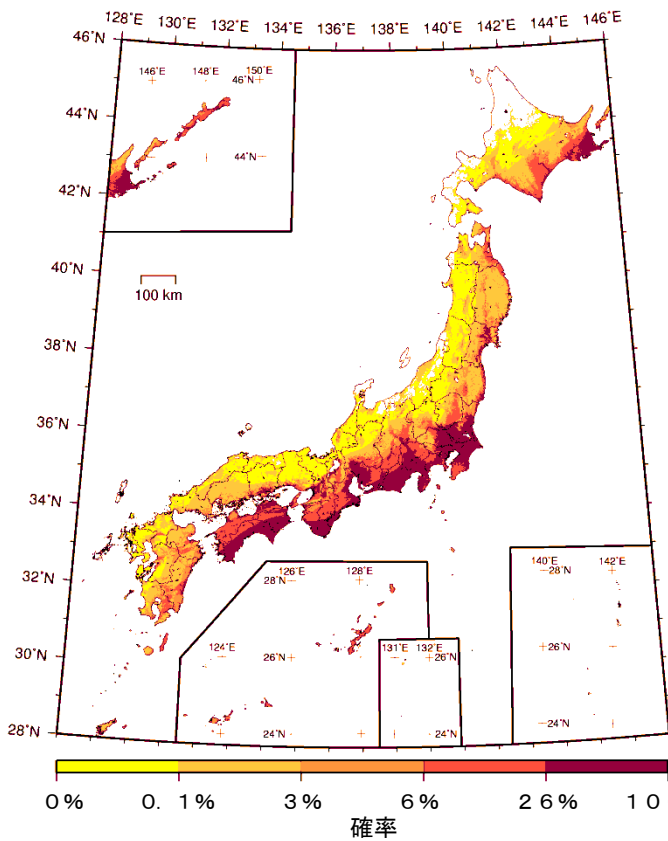
震度 5 弱以上



震度 5 強以上



震度 6 弱以上



震度 6 強以上

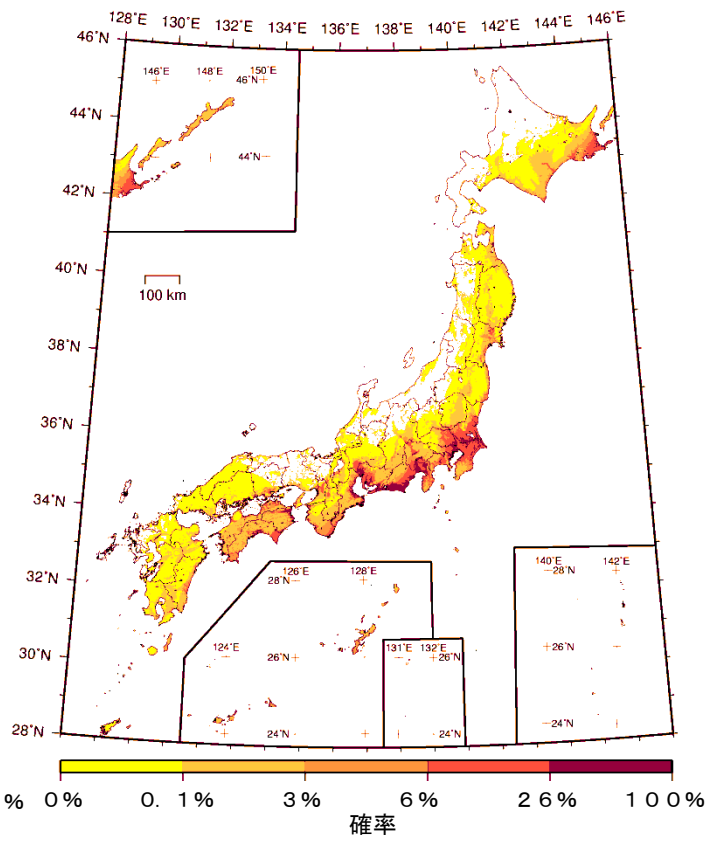
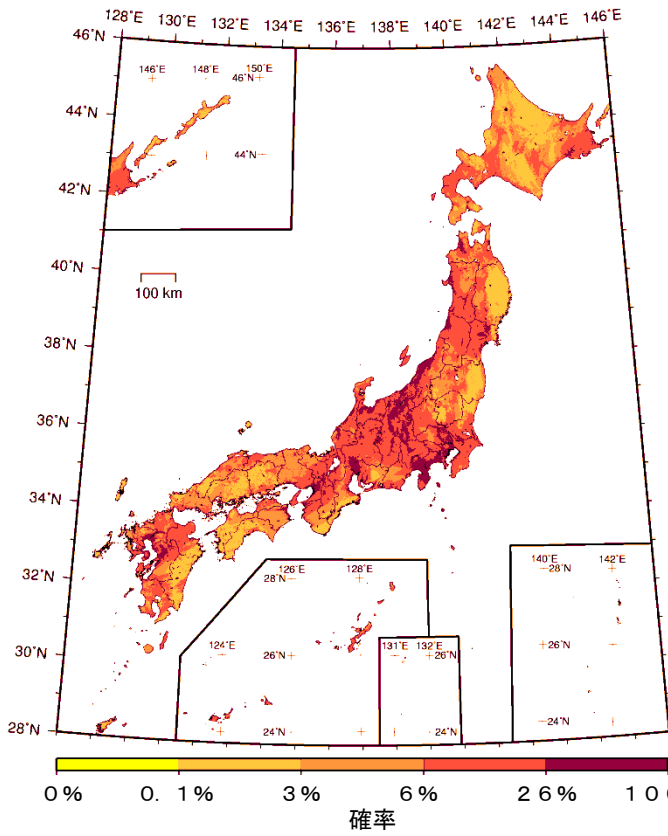
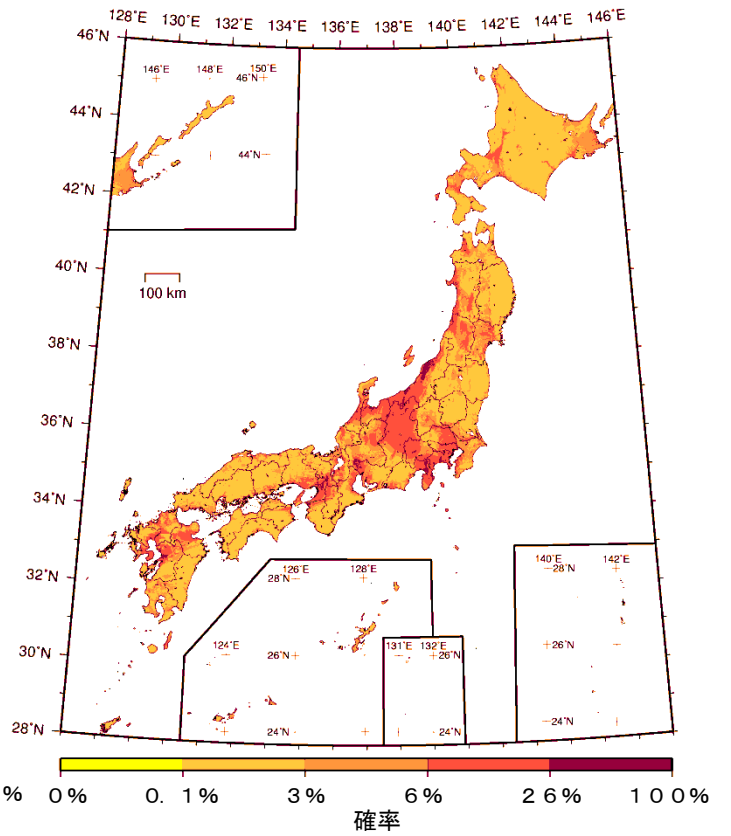


図 8.1-14 今後 30 年間の超過確率分布 (平均ケース・カテゴリー I+II)

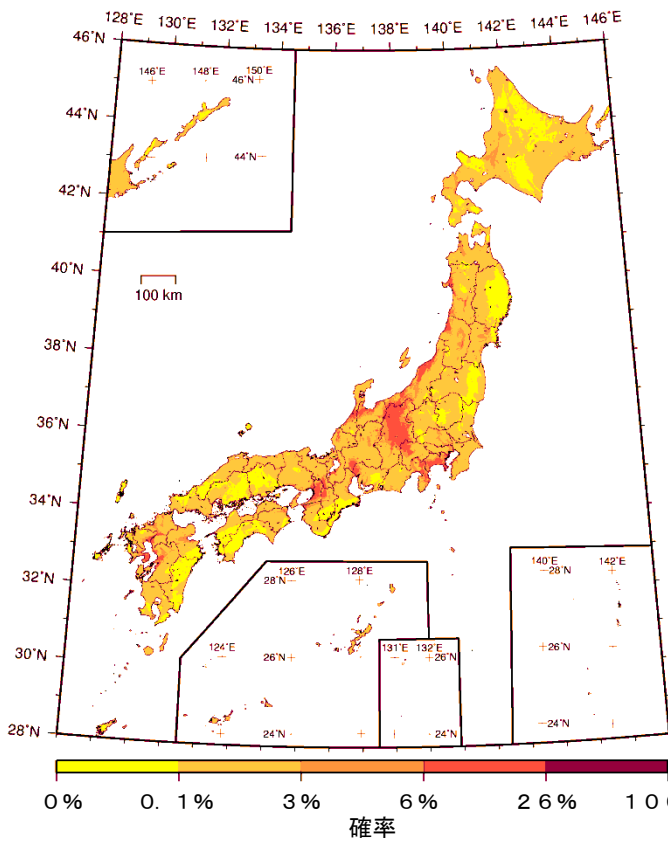
震度 5 弱以上



震度 5 強以上



震度 6 弱以上



震度 6 強以上

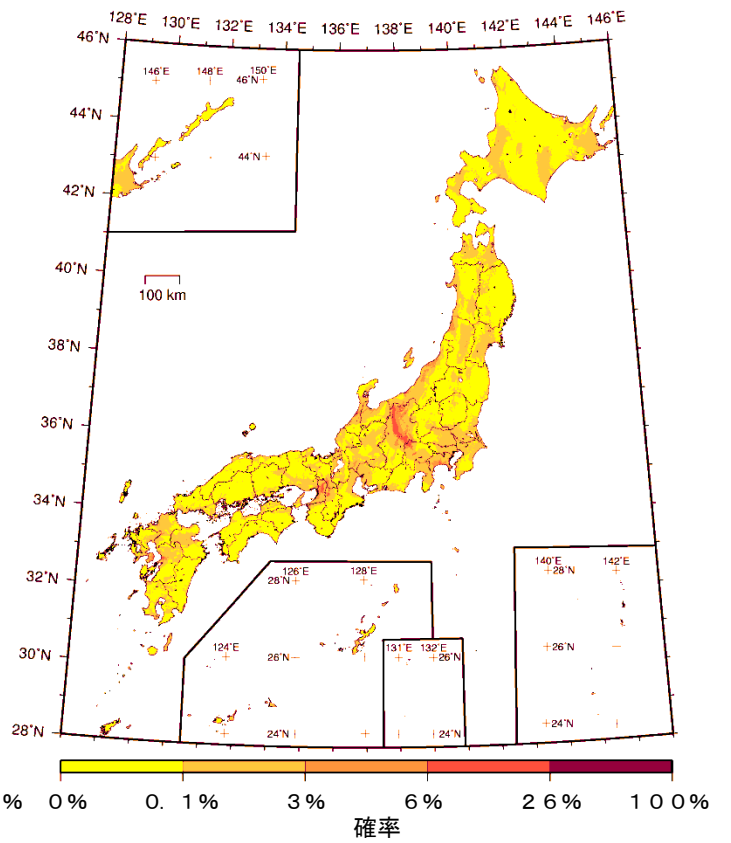
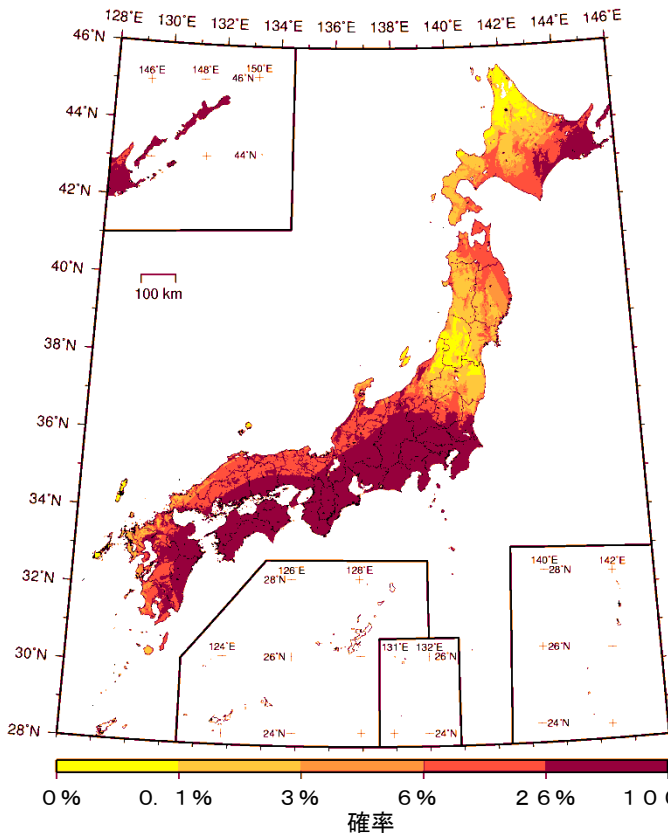
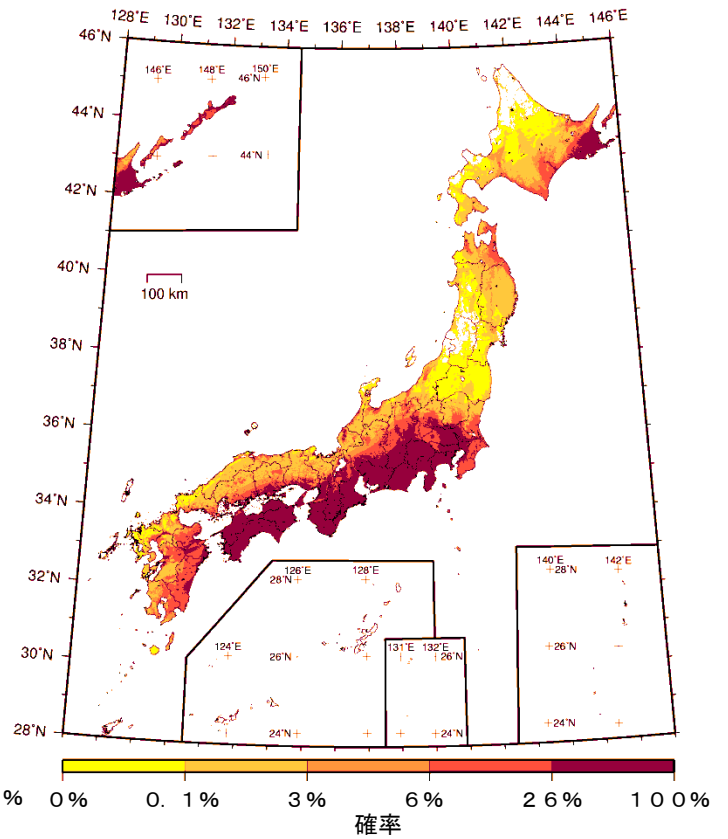


図 8.1-15 今後 30 年間の超過確率分布 (平均ケース・カテゴリⅢ)

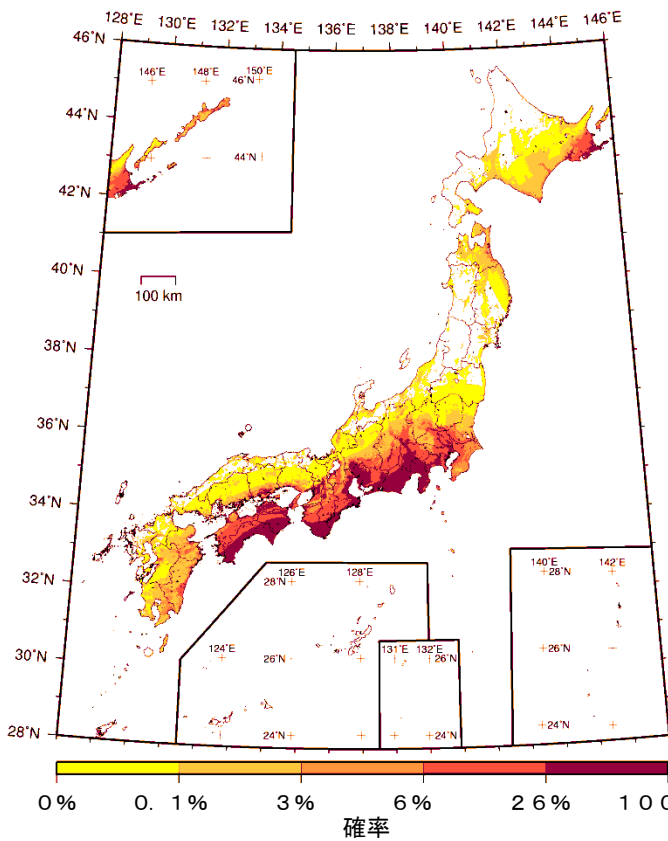
震度 5 弱以上



震度 5 強以上



震度 6 弱以上



震度 6 強以上

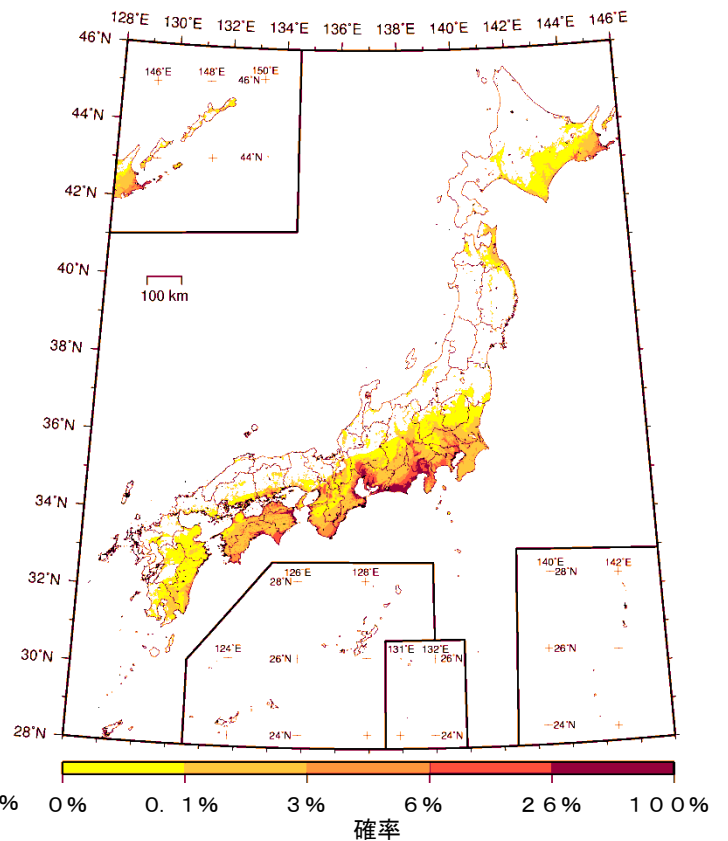
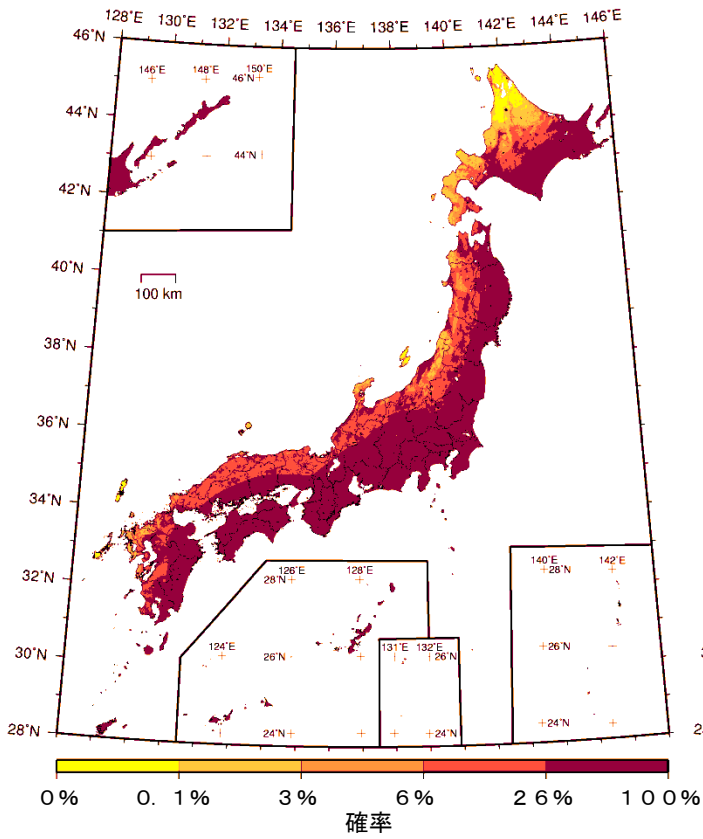
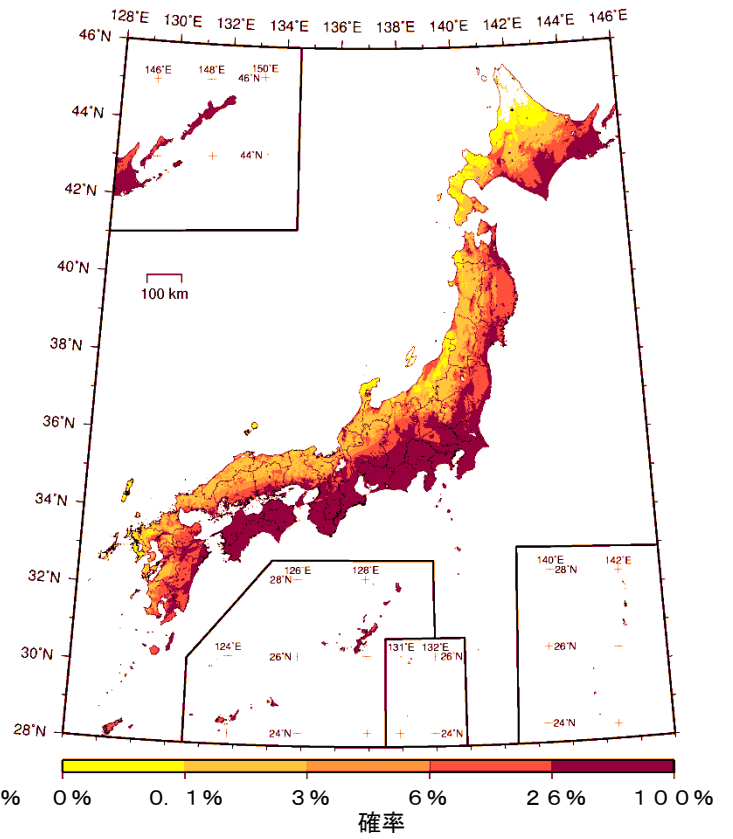


図 8.1-16 今後 30 年間の超過確率分布 (最大ケース・カテゴリー I)

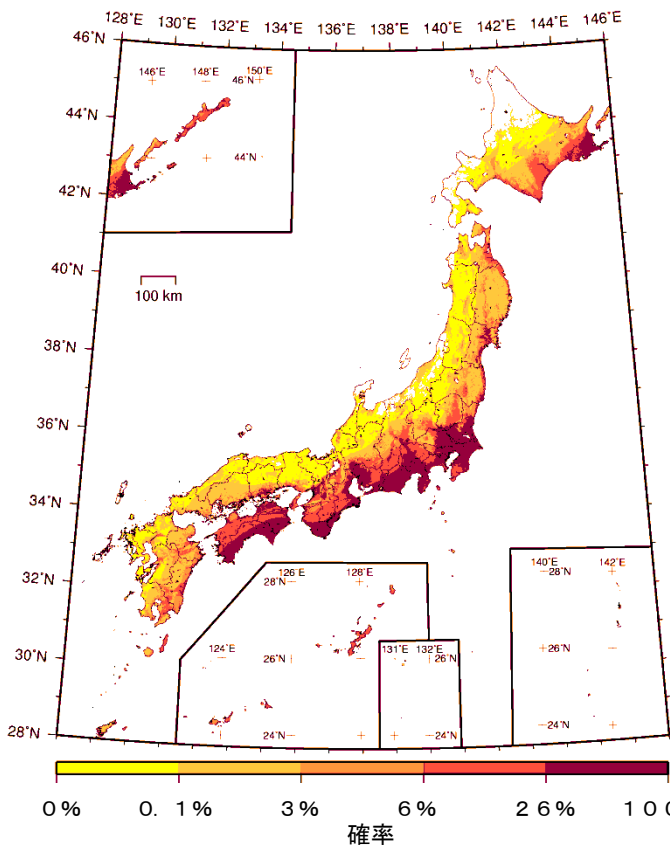
震度 5 弱以上



震度 5 強以上



震度 6 弱以上



震度 6 強以上

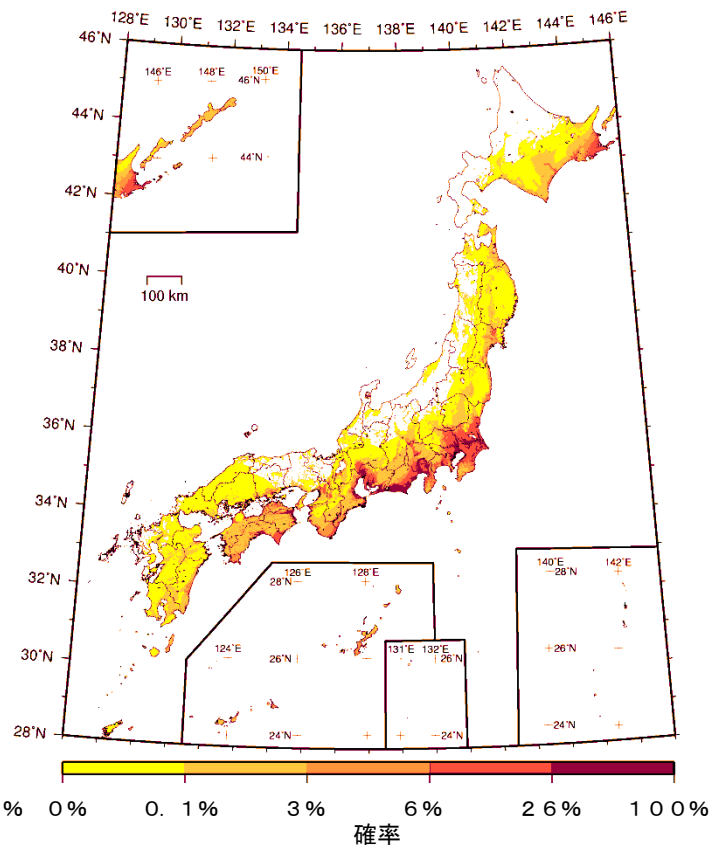
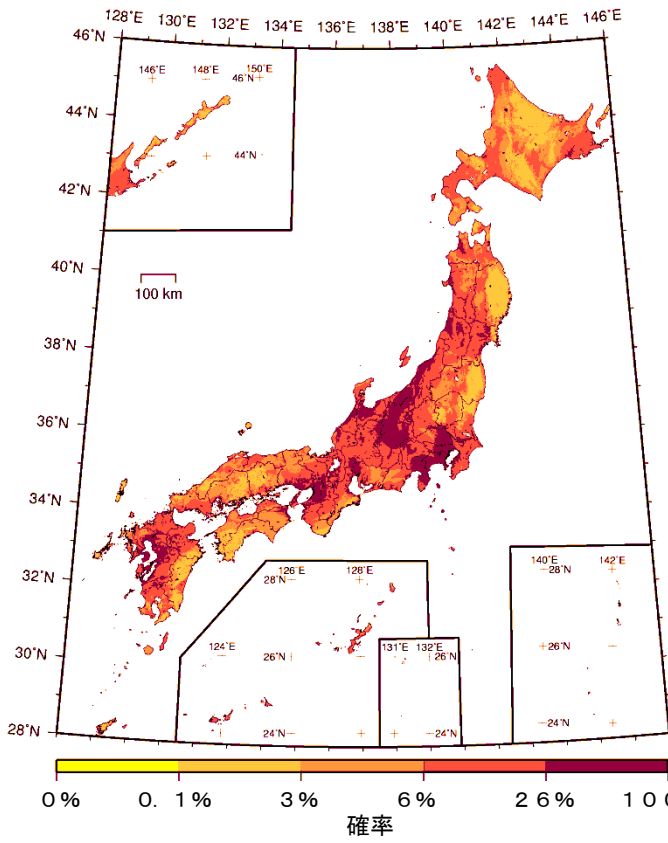
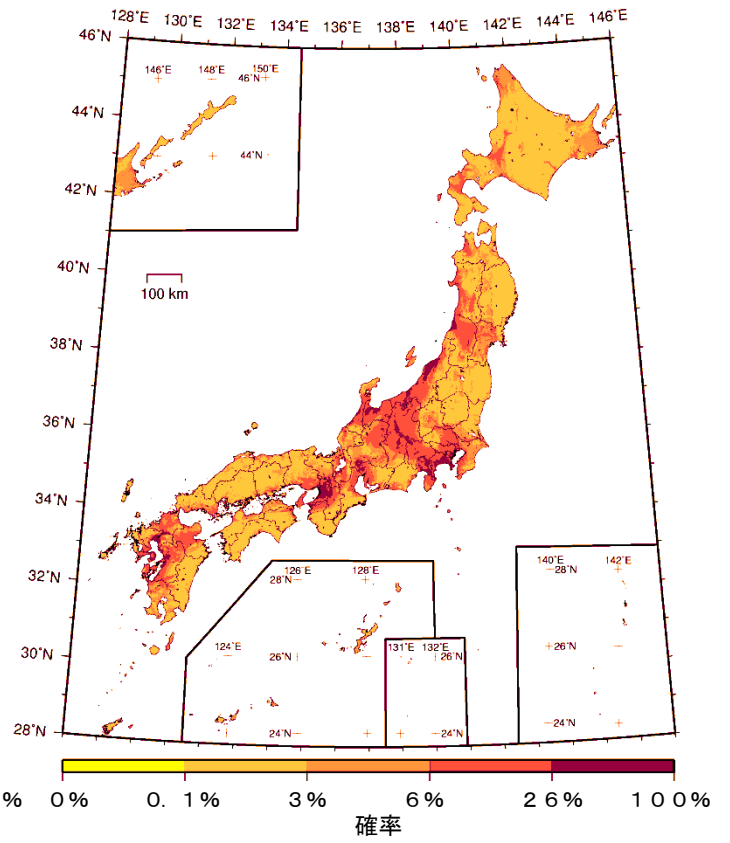


図 8.1-17 今後 30 年間の超過確率分布 (最大ケース・カテゴリー I+II)

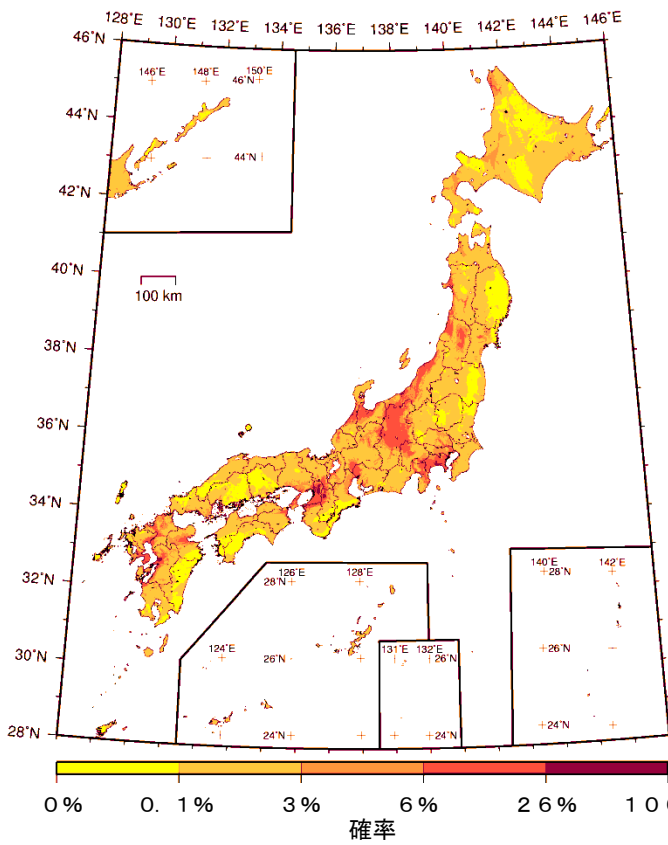
震度 5 弱以上



震度 5 強以上



震度 6 弱以上



震度 6 強以上

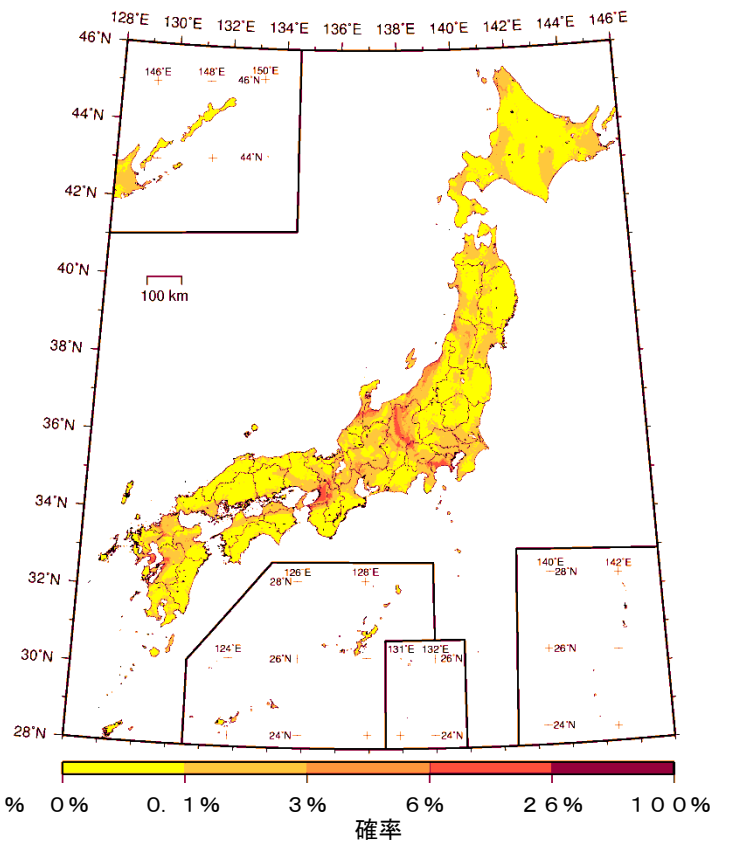
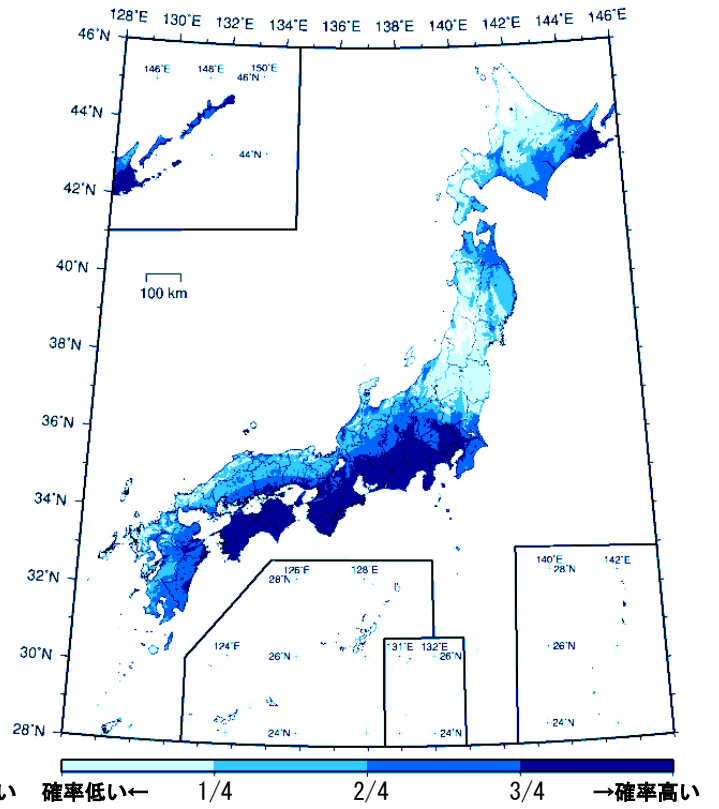
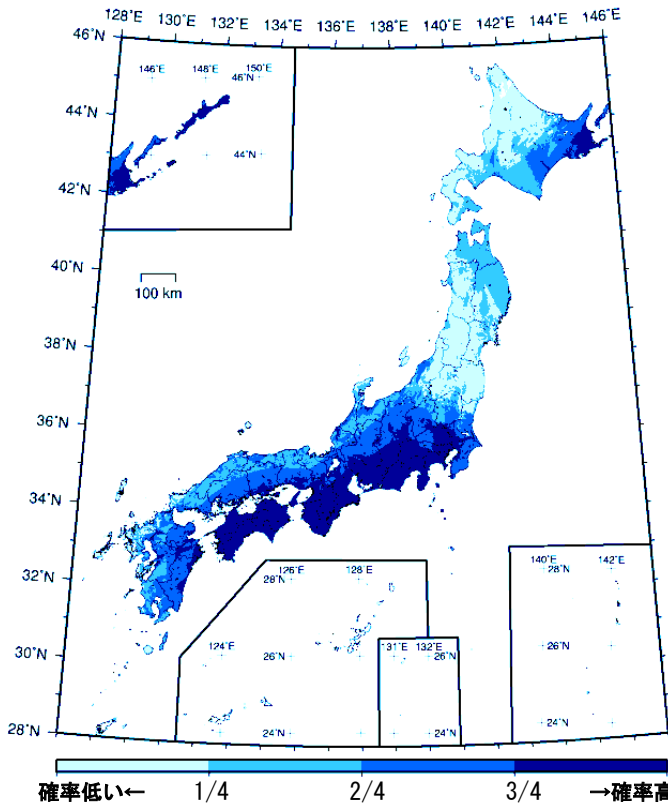


図 8.1-18 今後 30 年間の超過確率分布 (最大ケース・カテゴリ-III)

震度 5 弱以上

震度 5 強以上



震度 6 弱以上

震度 6 強以上

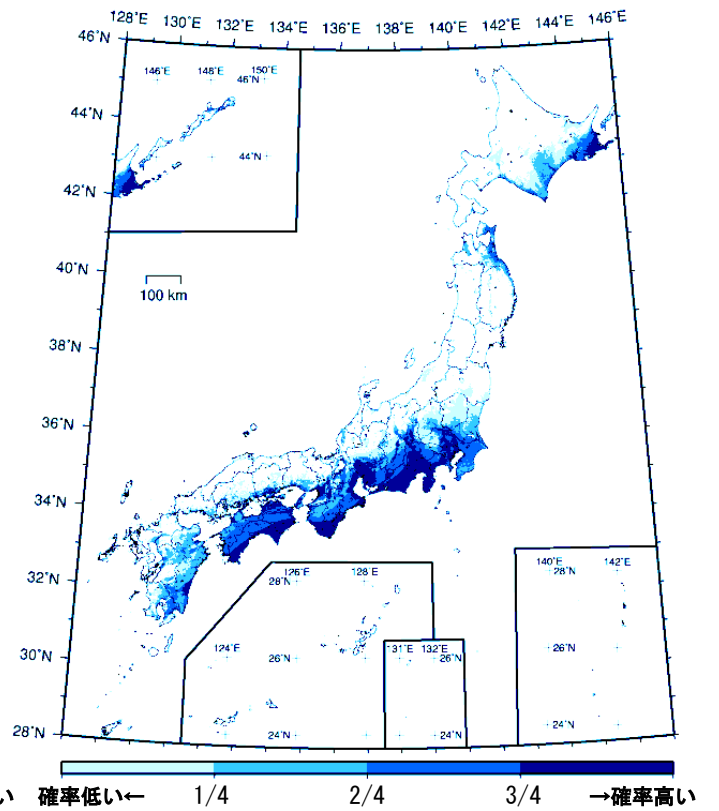
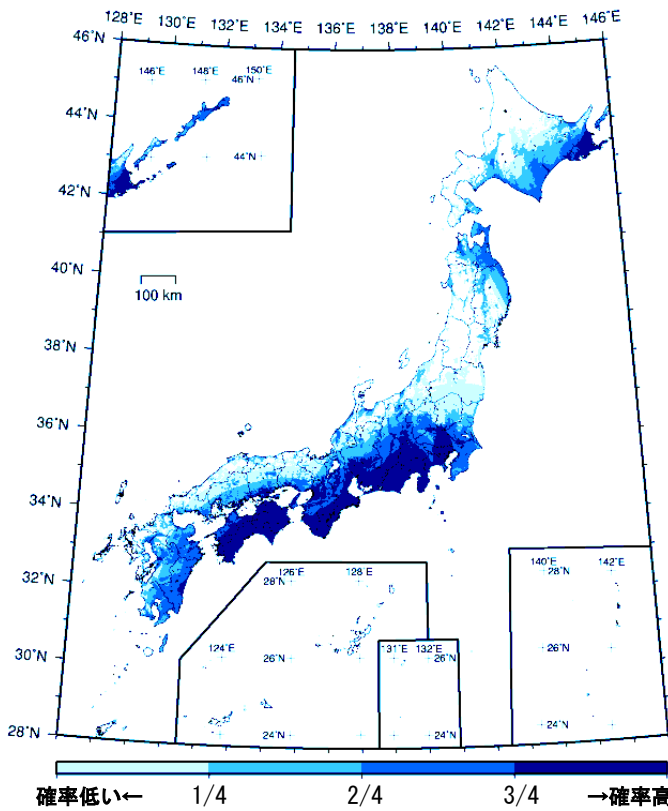
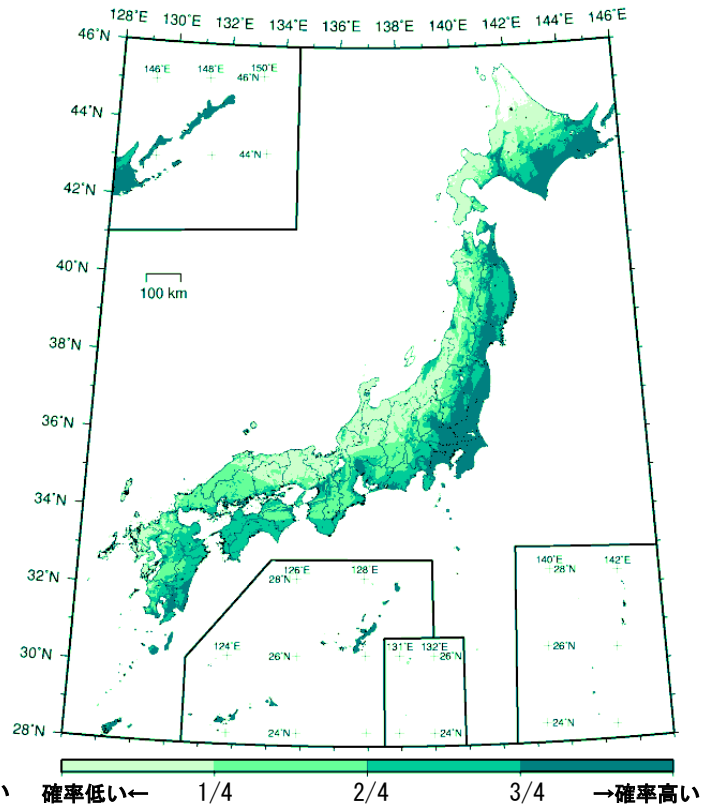
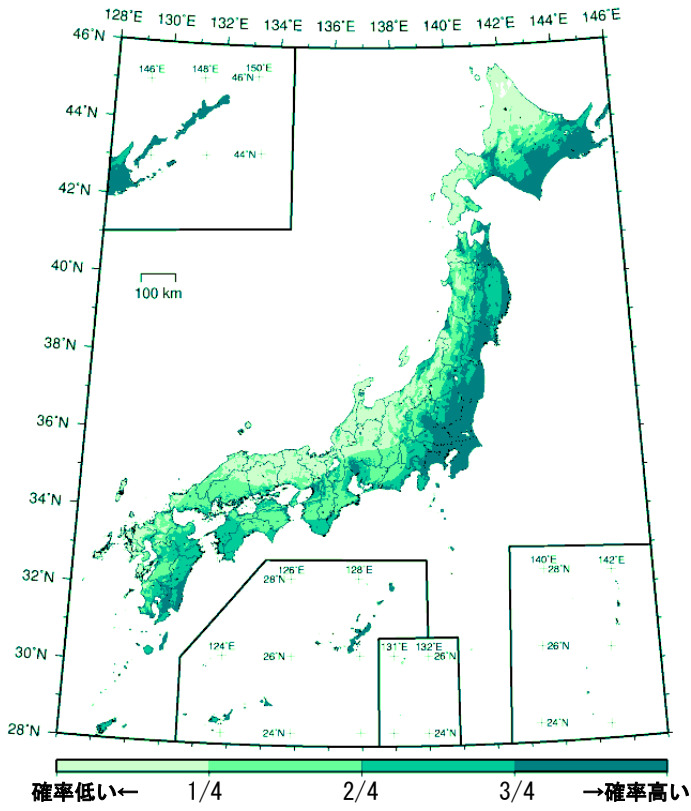


図 8.1-19 今後 30 年間の超過確率分布(四分位表示) (平均ケース・カテゴリ I)

震度 5 弱以上

震度 5 強以上



震度 6 弱以上

震度 6 強以上

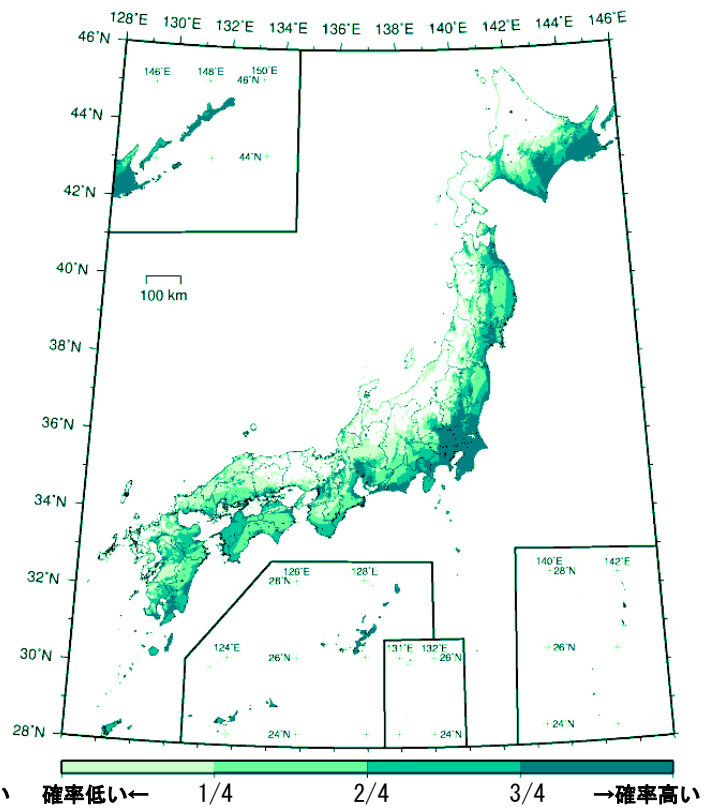
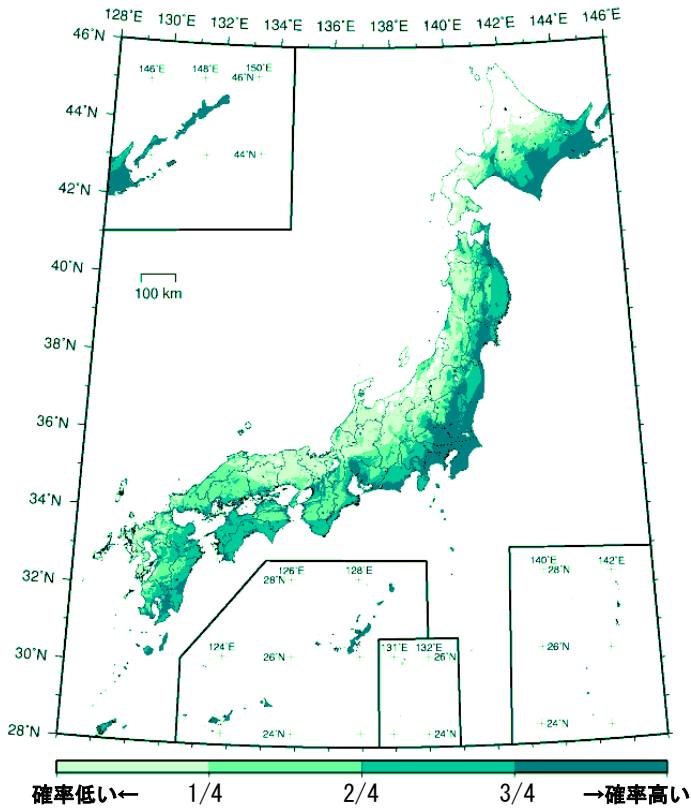
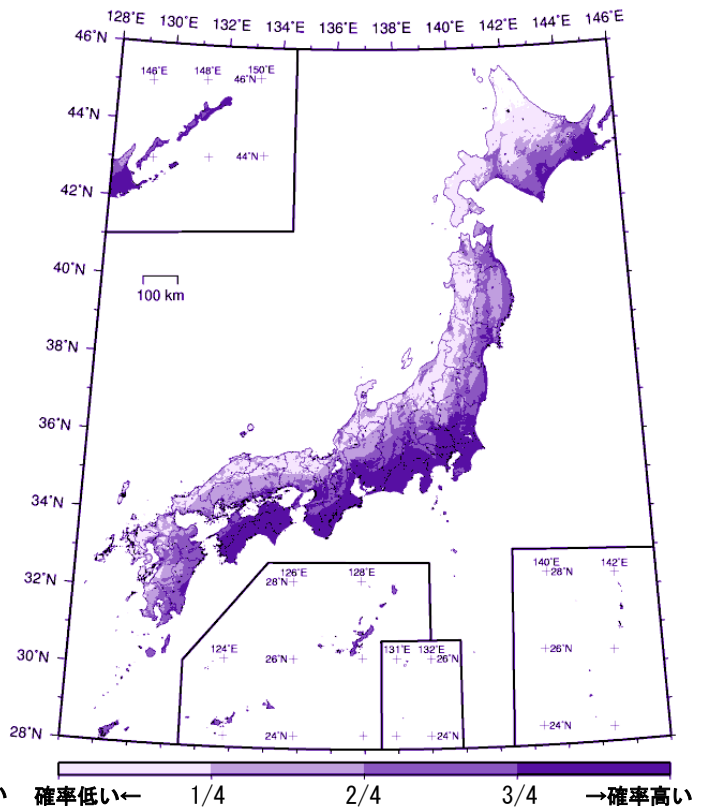
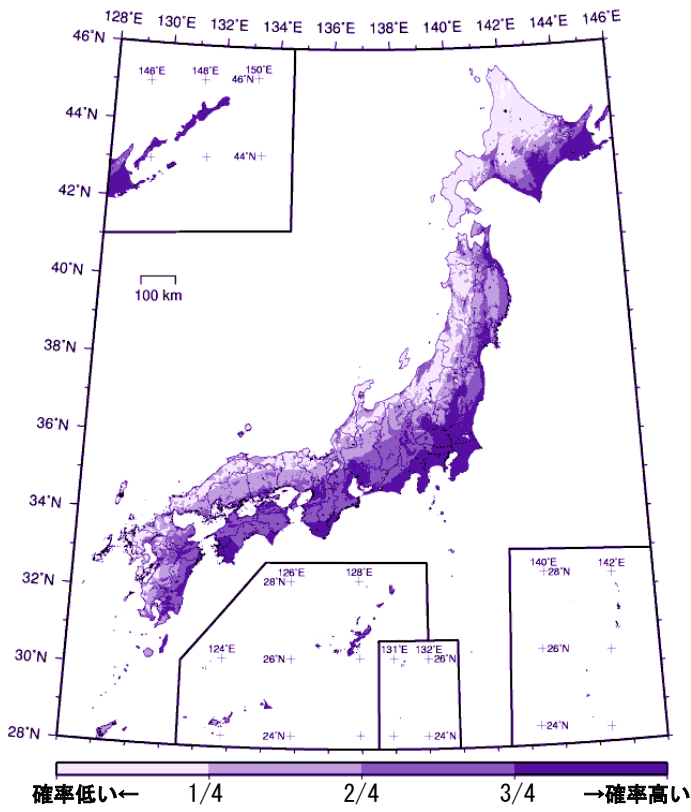


図 8.1-20 今後 30 年間の超過確率分布(四分位表示) (平均ケース・カテゴリ II)

震度 5 弱以上

震度 5 強以上



震度 6 弱以上

震度 6 強以上

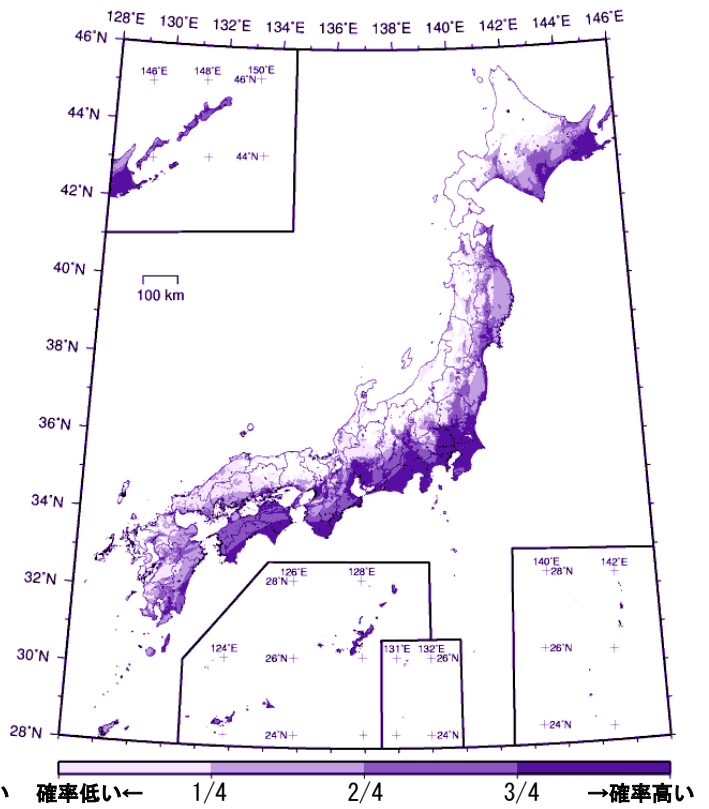
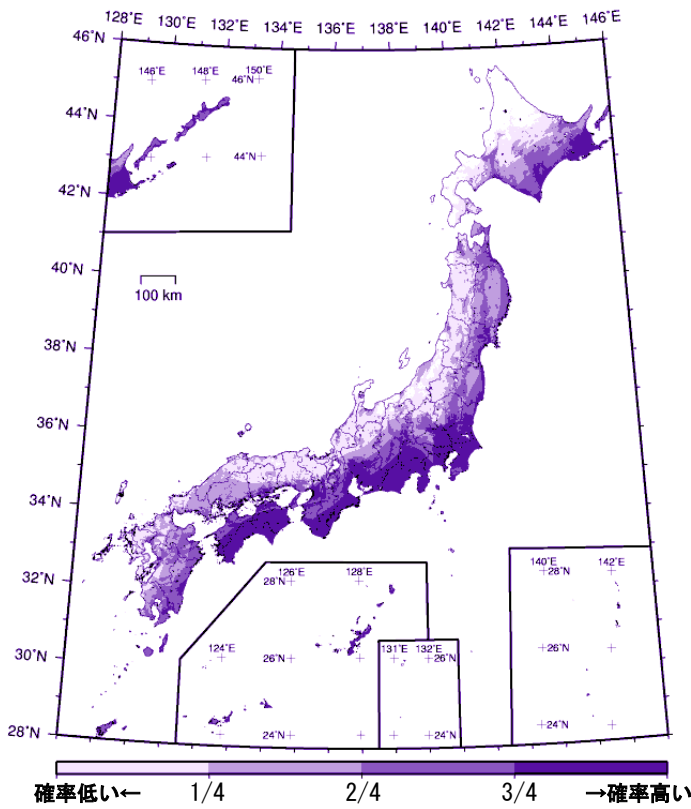
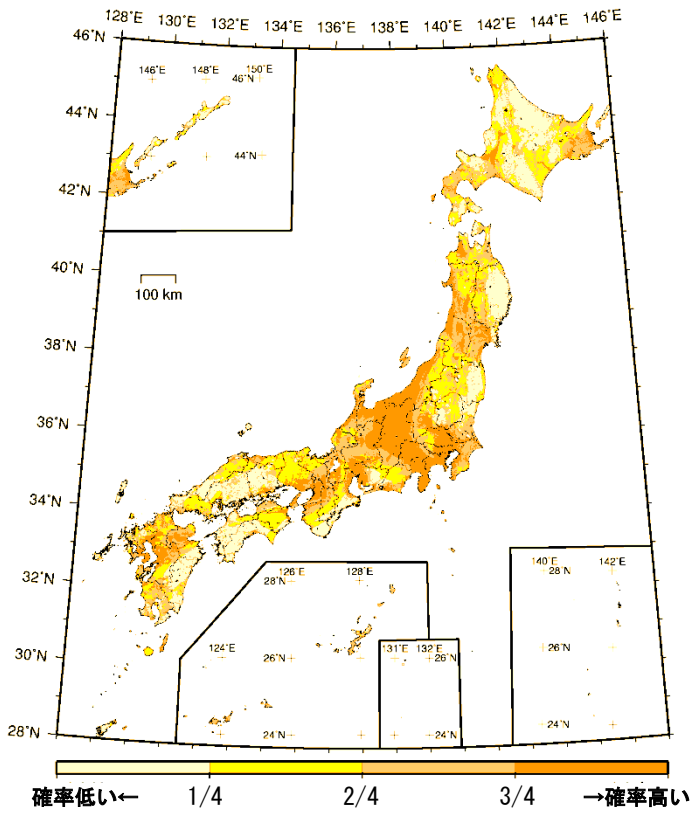
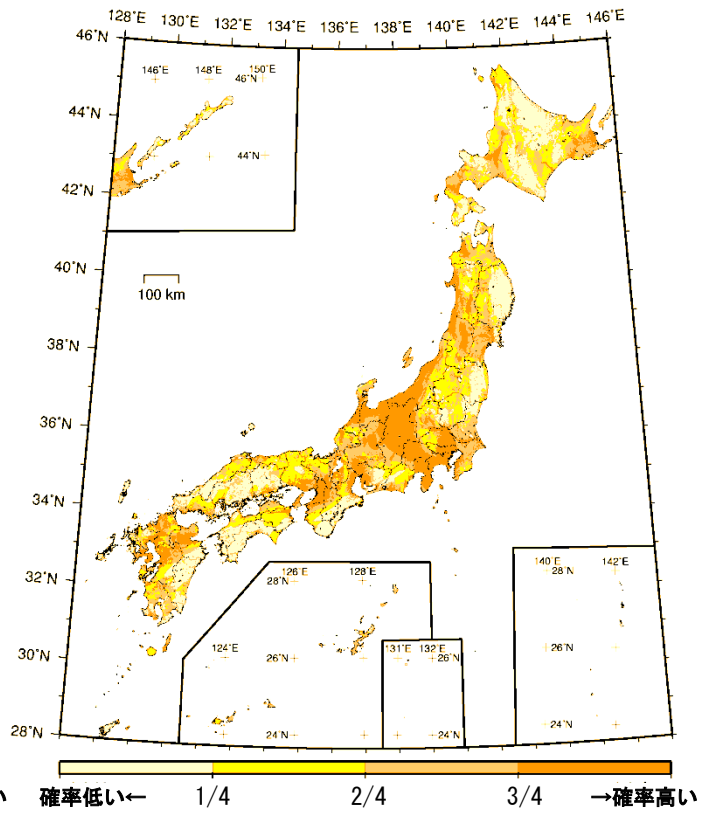


図 8.1-21 今後 30 年間の超過確率分布(四分位表示) (平均ケース・カテゴリ I+II)

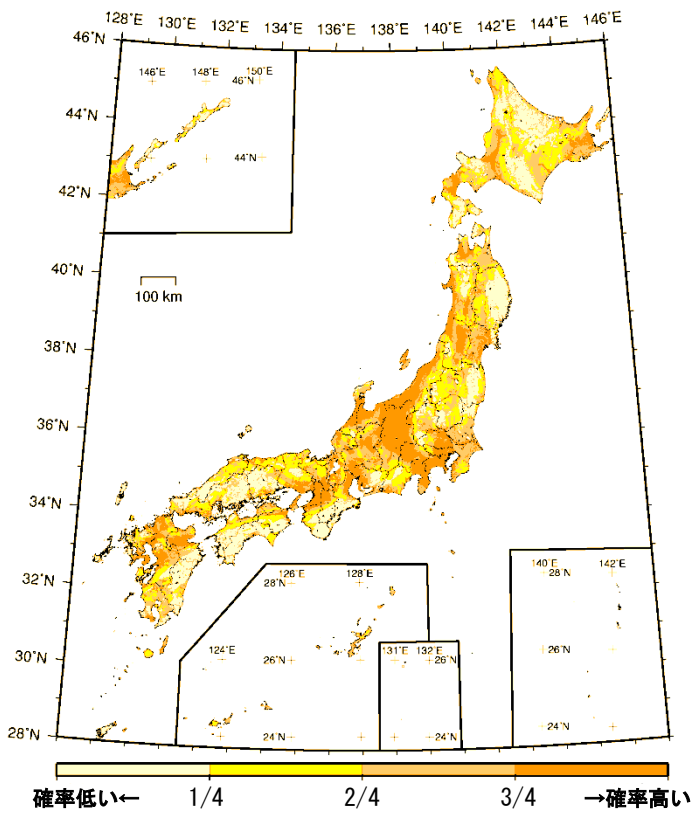
震度 5 弱以上



震度 5 強以上



震度 6 弱以上



震度 6 強以上

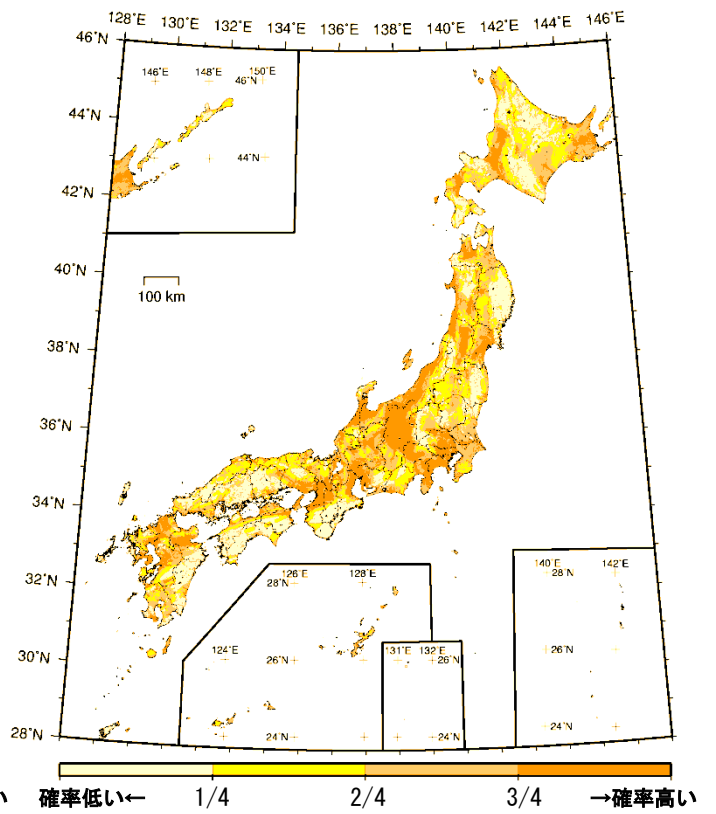
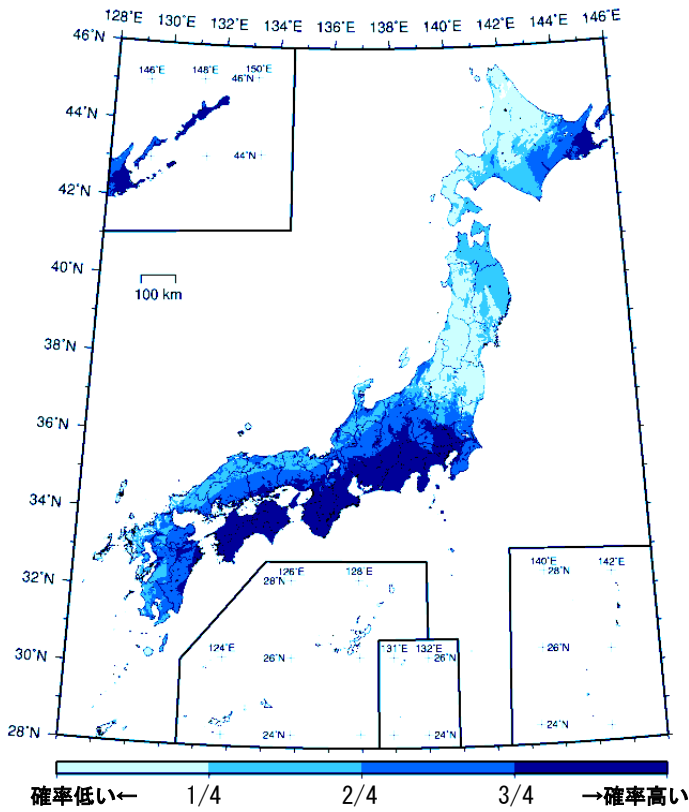
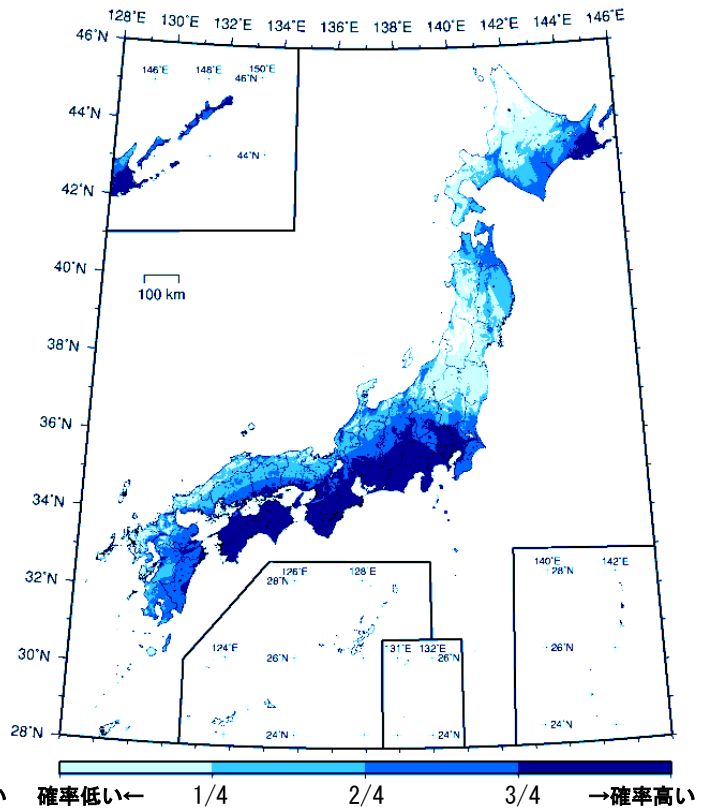


図 8.1-22 今後 30 年間の超過確率分布(四分位表示) (平均ケース・カテゴリ III)

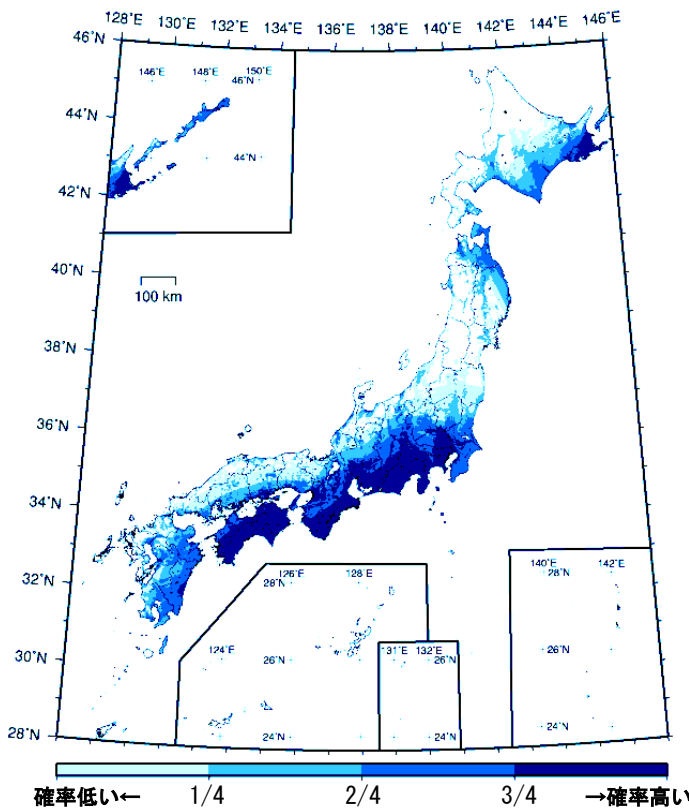
震度 5 弱以上



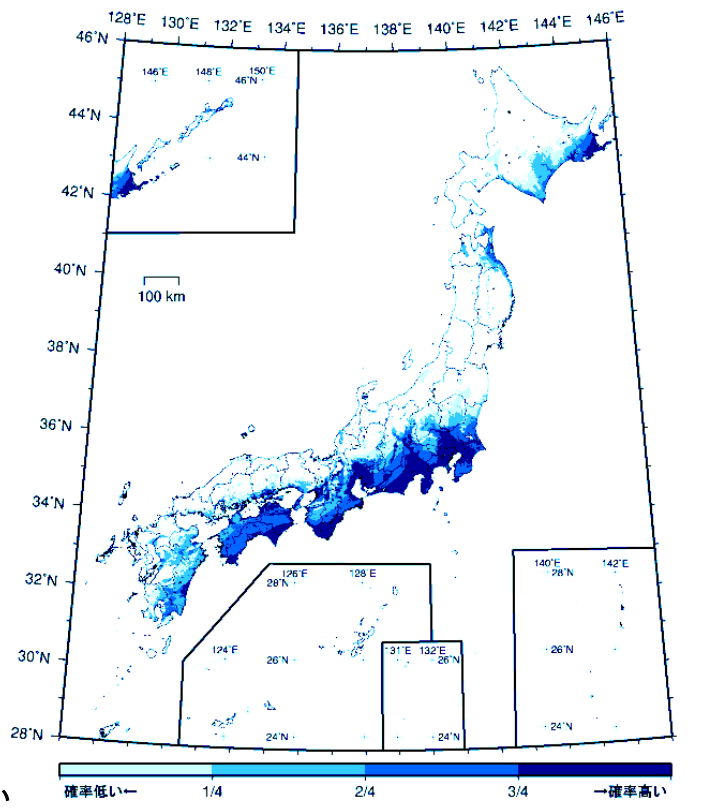
震度 5 強以上



震度 6 弱以上



震度 6 強以上

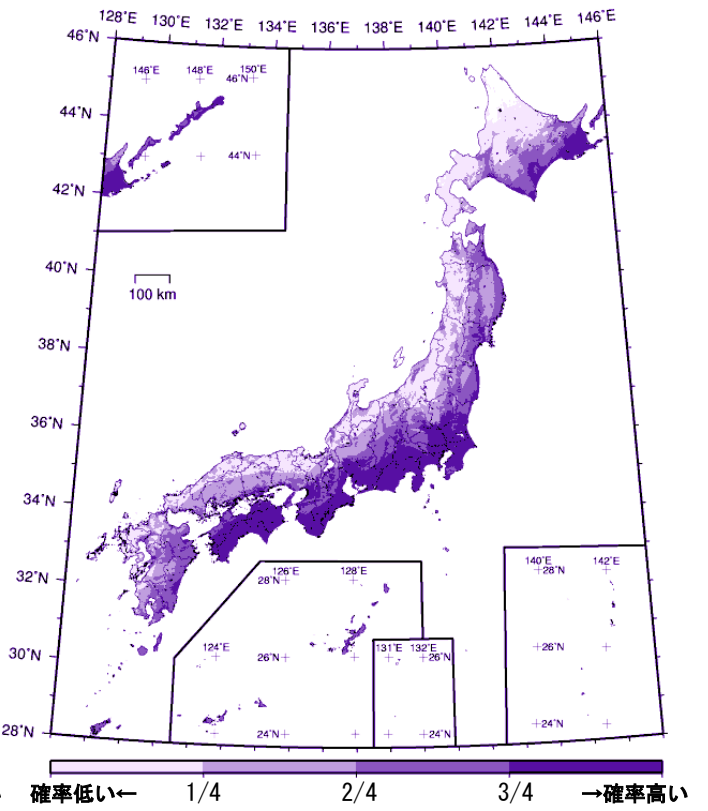
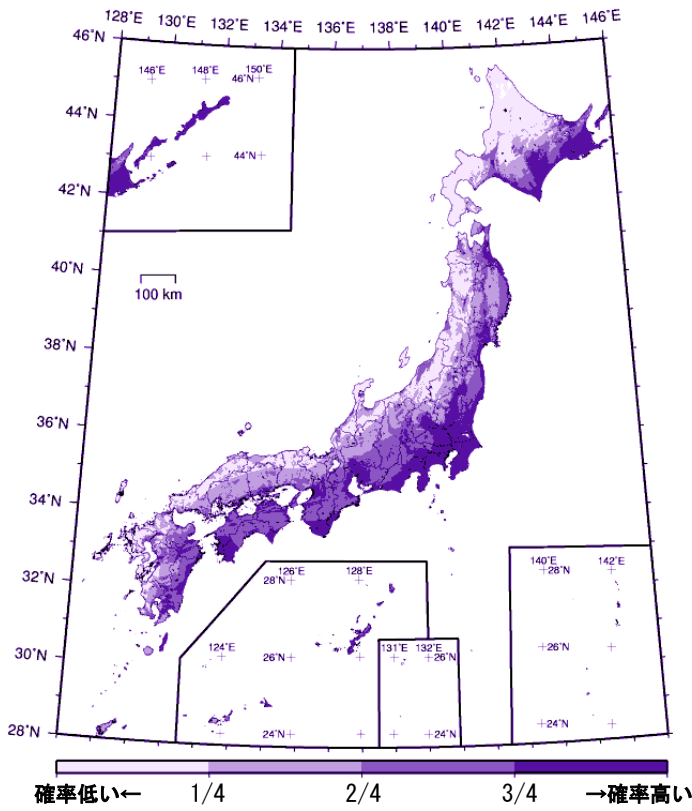


30年超過確率（四分位表示）
（震度 6 強以上）

図 8.1-23 今後 30 年間の超過確率分布(四分位表示) (最大ケース・カテゴリー I)

震度 5 弱以上

震度 5 強以上



震度 6 弱以上

震度 6 強以上

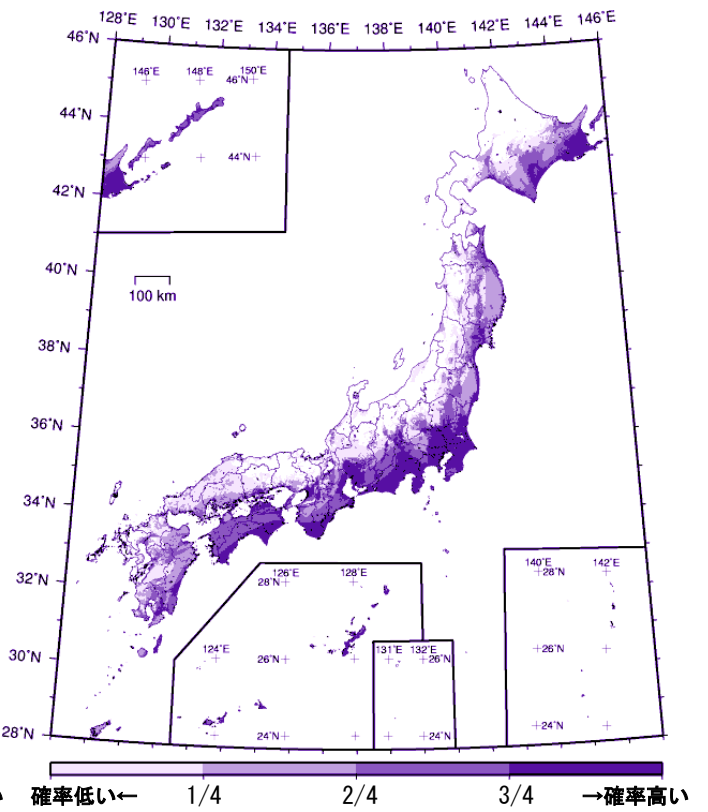
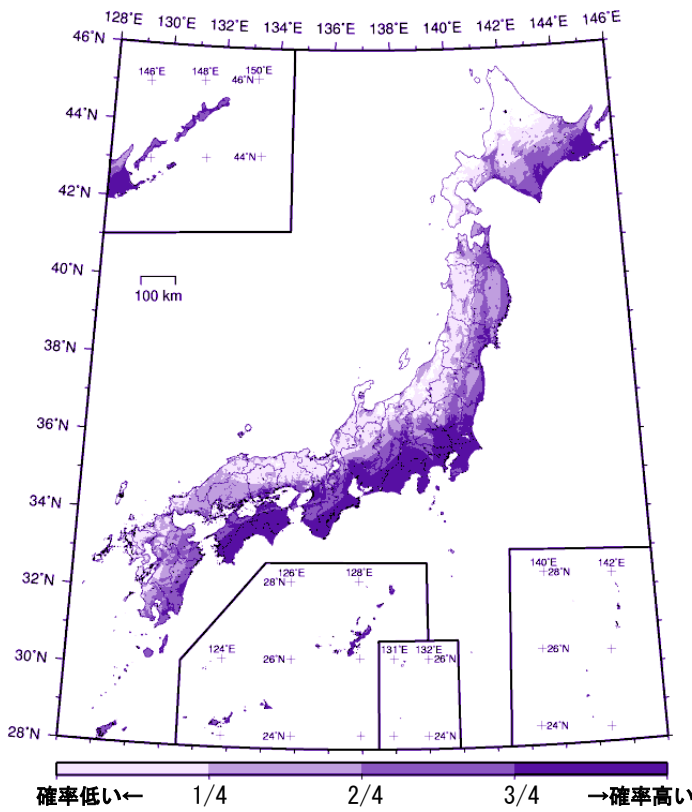
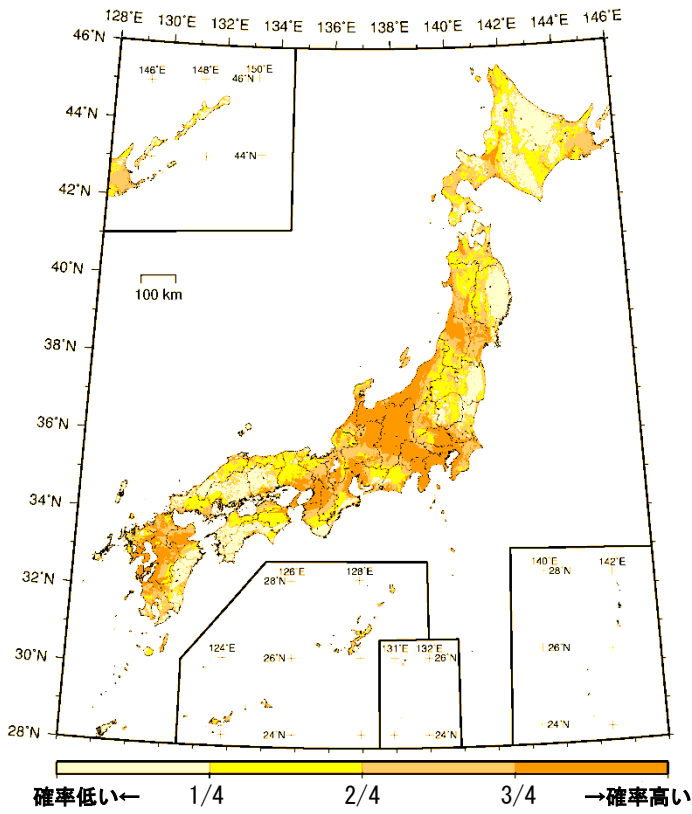
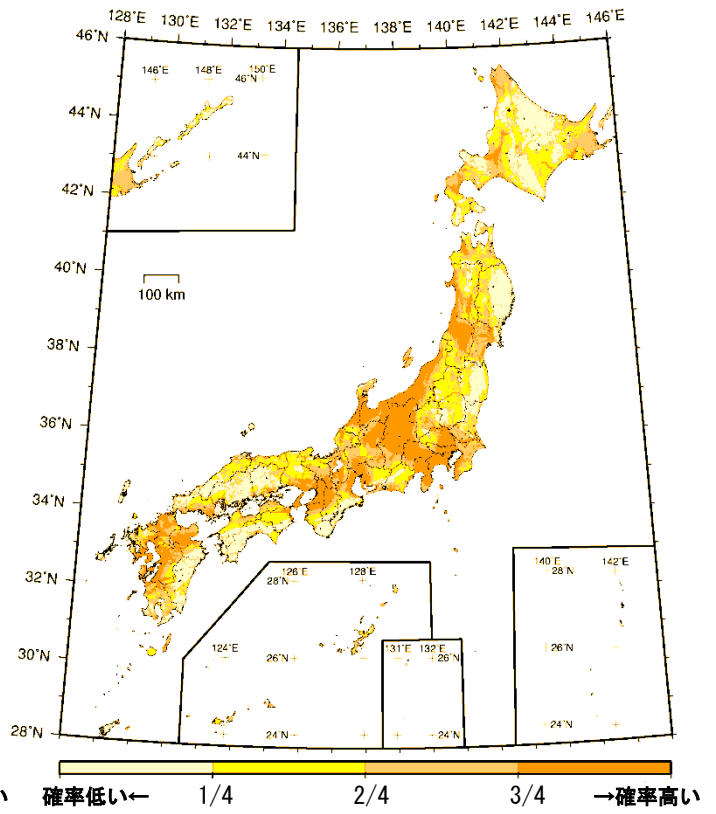


図 8.1-24 今後 30 年間の超過確率分布(四分位表示) (最大ケース・カテゴリ I+II)

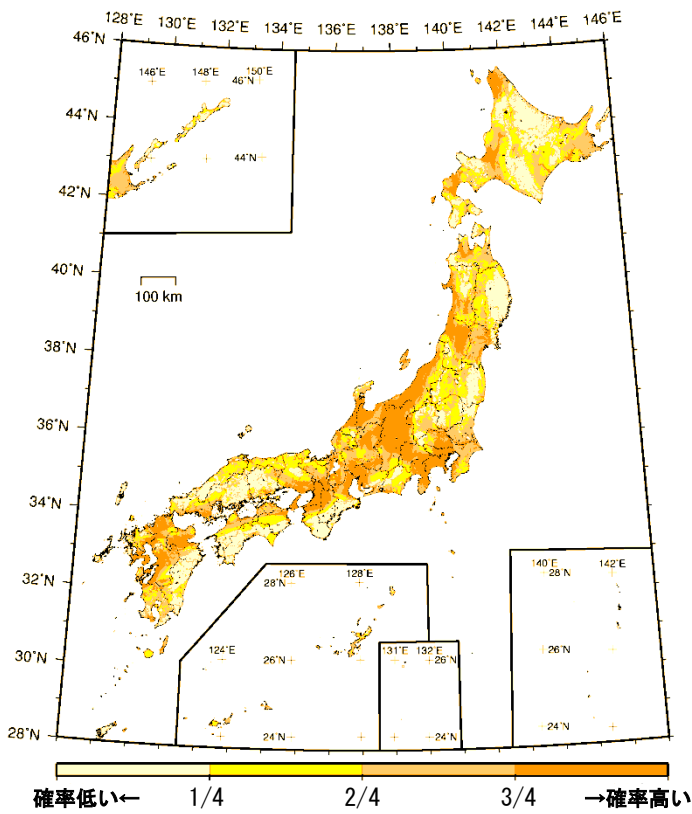
震度 5 弱以上



震度 5 強以上



震度 6 弱以上



震度 6 強以上

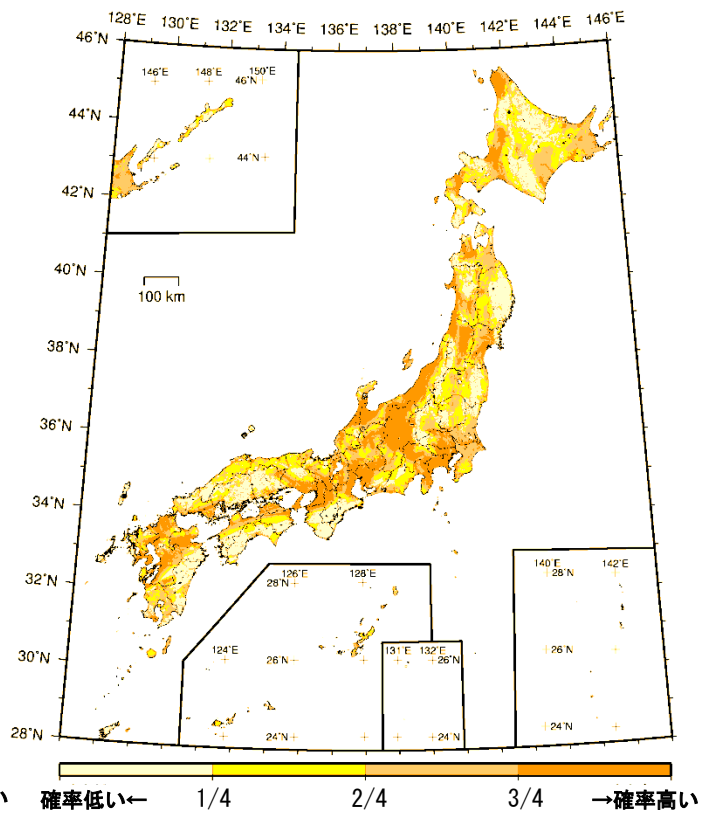
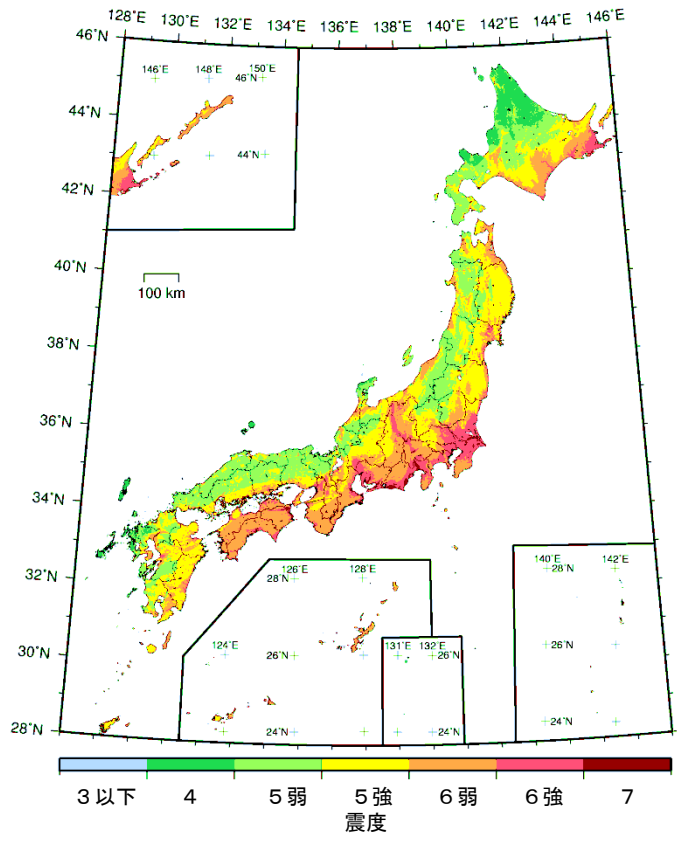
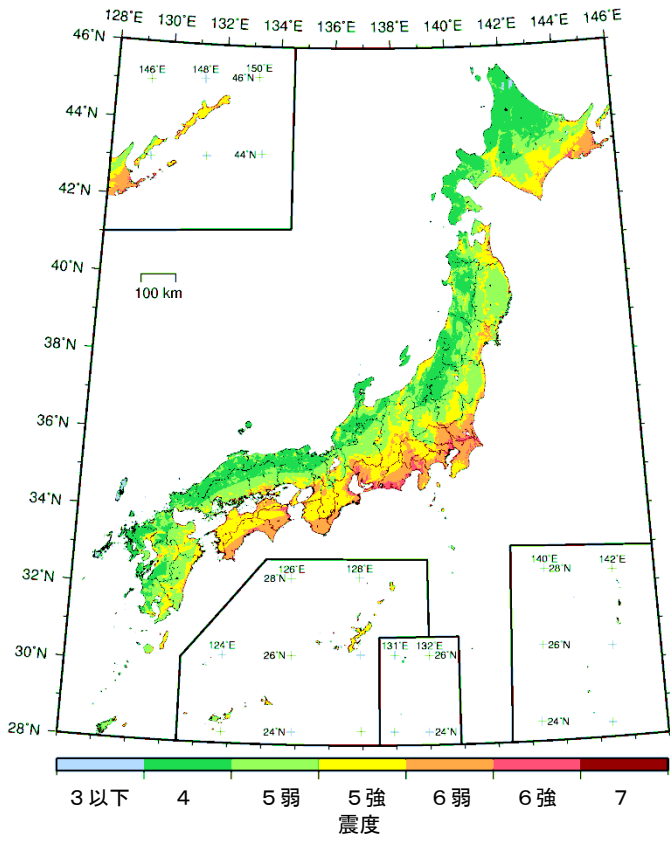


図 8.1-25 今後 30 年間の超過確率分布(四分位表示) (最大ケース・カテゴリ III)

50年超過確率 39%

50年超過確率 10%



50年超過確率 5%

50年超過確率 2%

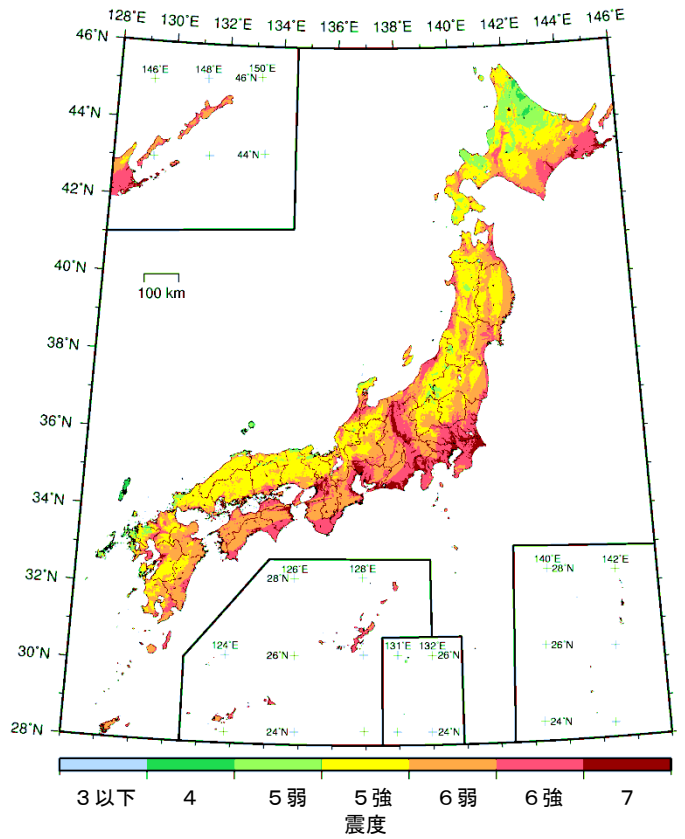
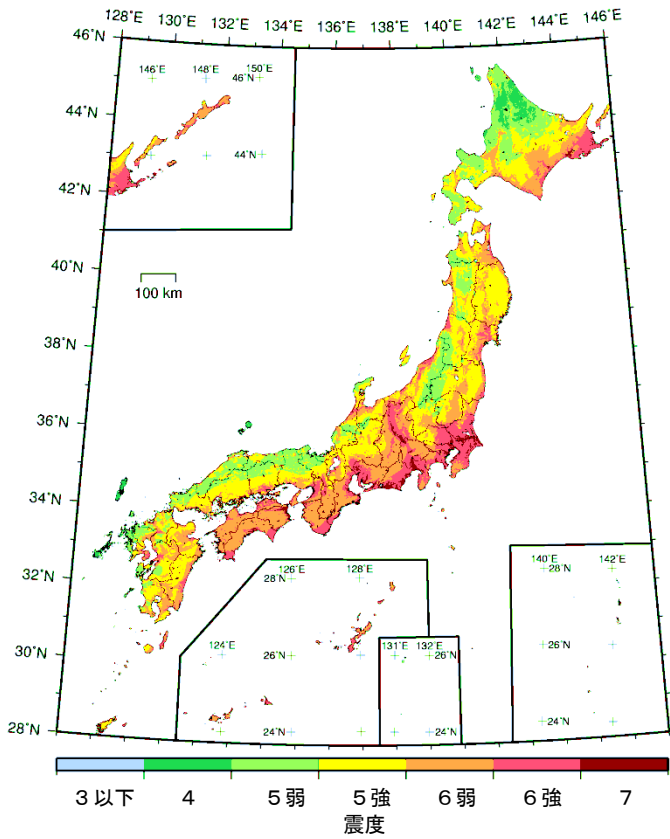
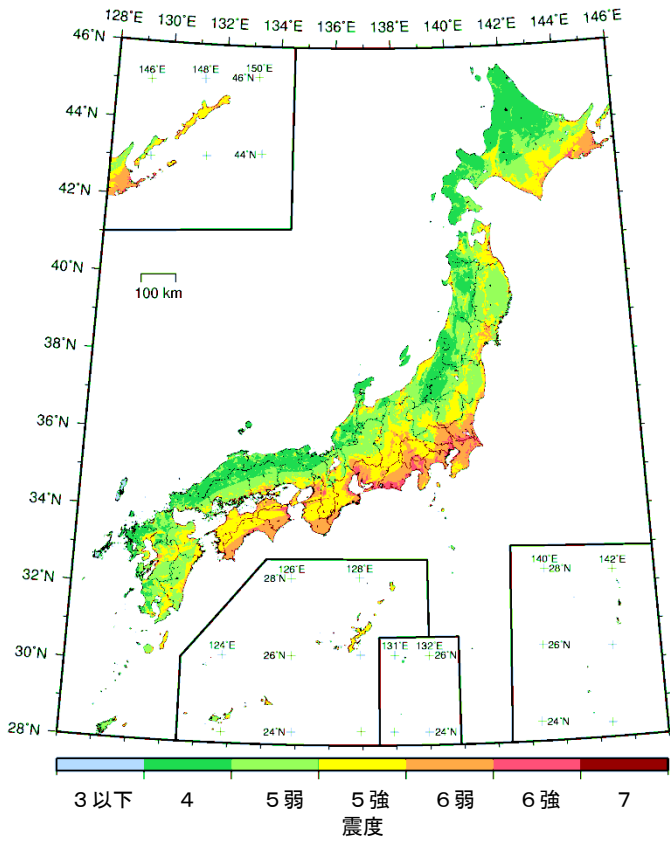
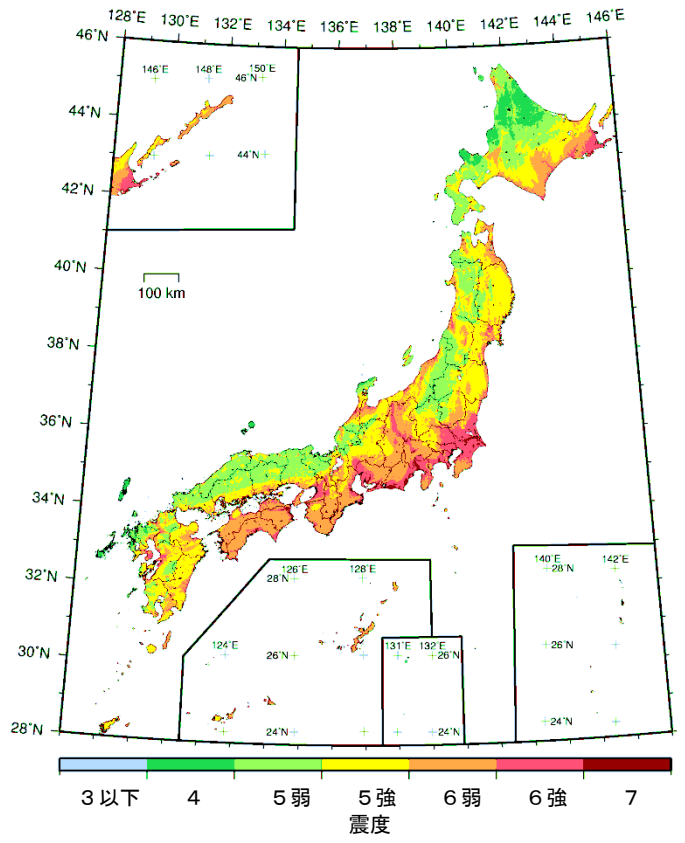


図 8.1-26 各超過確率に対応した今後 50 年間の地表の計測震度分布 (平均ケース・全地震)

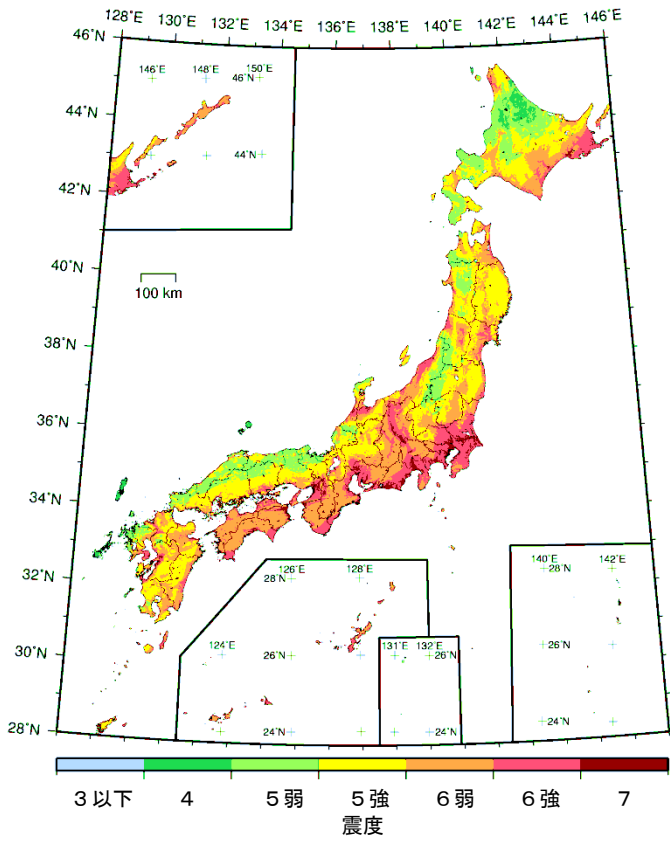
50年超過確率 39%



50年超過確率 10%



50年超過確率 5%



50年超過確率 2%

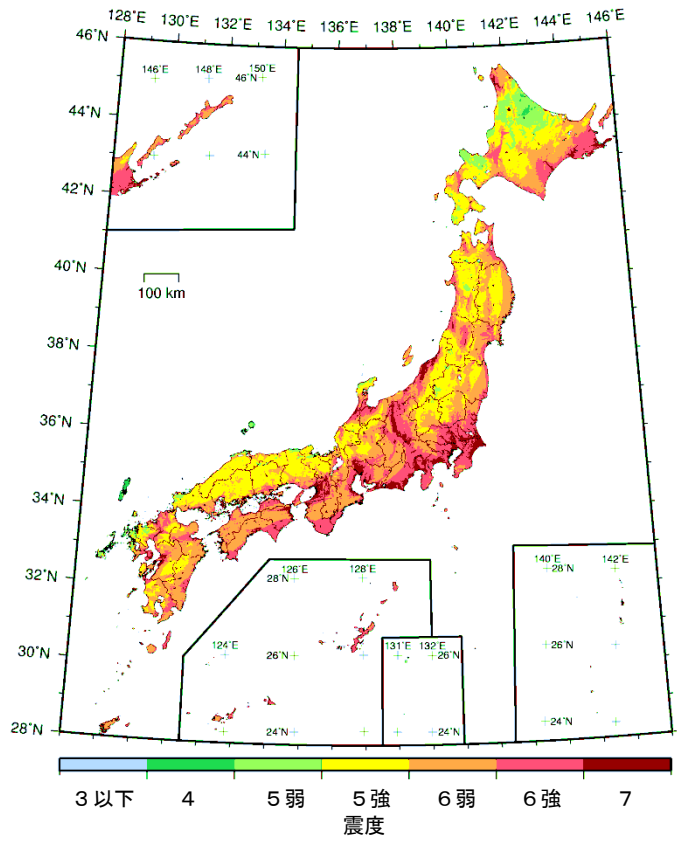
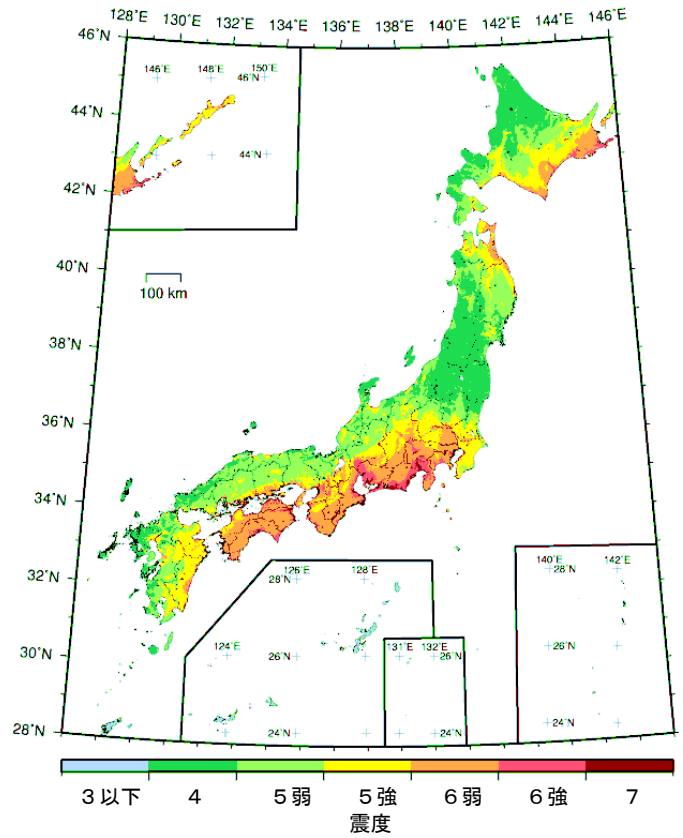
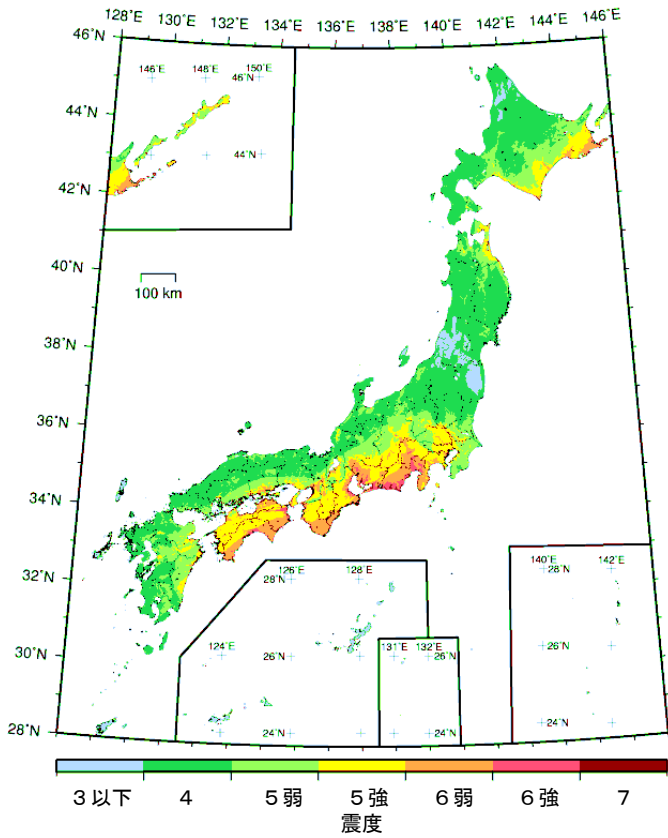


図 8.1-27 各超過確率に対応した今後 50 年間の地表の計測震度分布 (最大ケース・全地震)

50年超過確率 39%

50年超過確率 10%



50年超過確率 5%

50年超過確率 2%

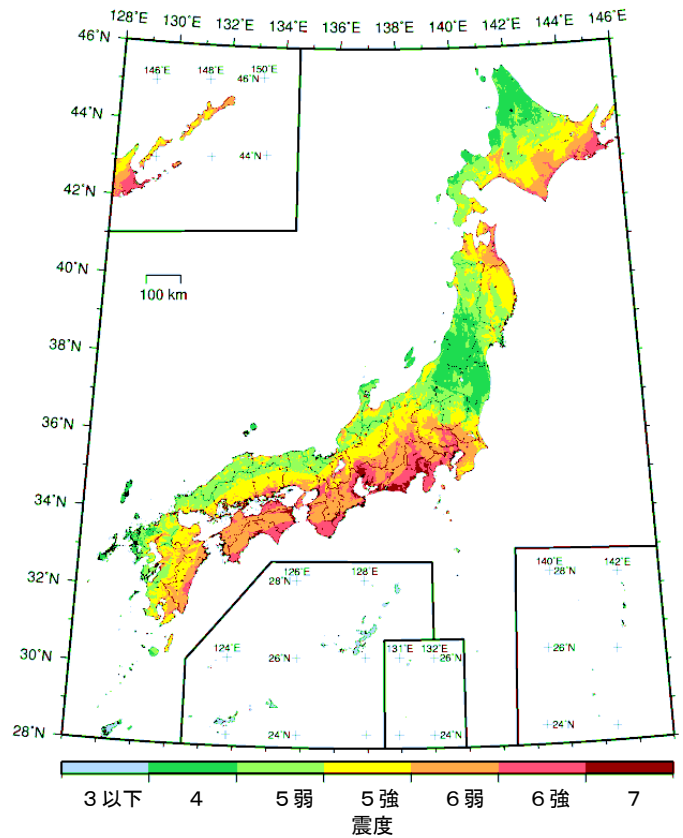
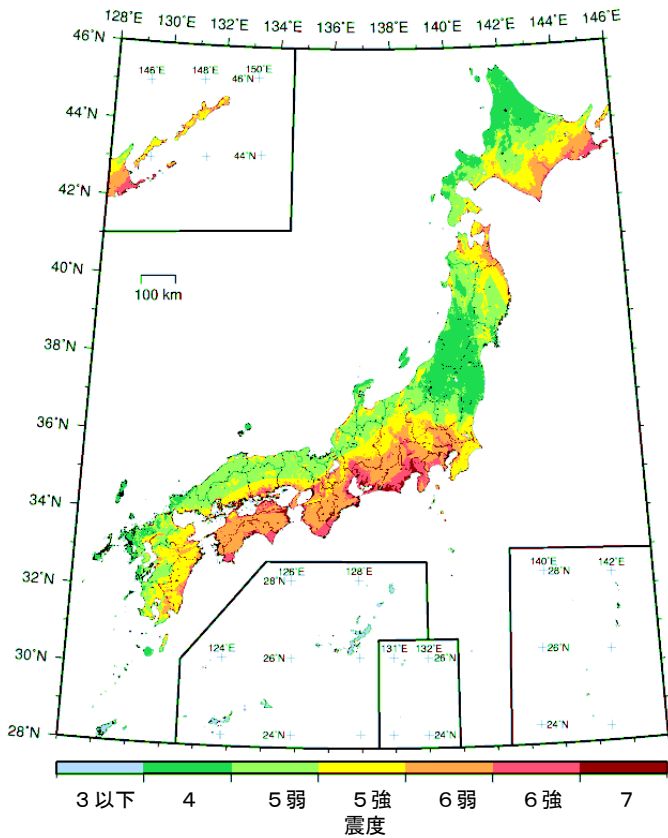
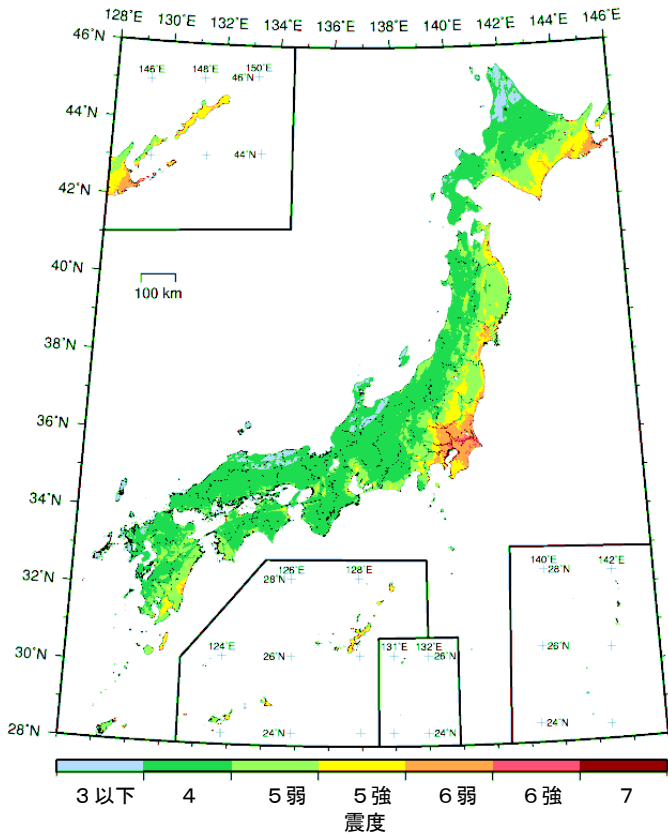
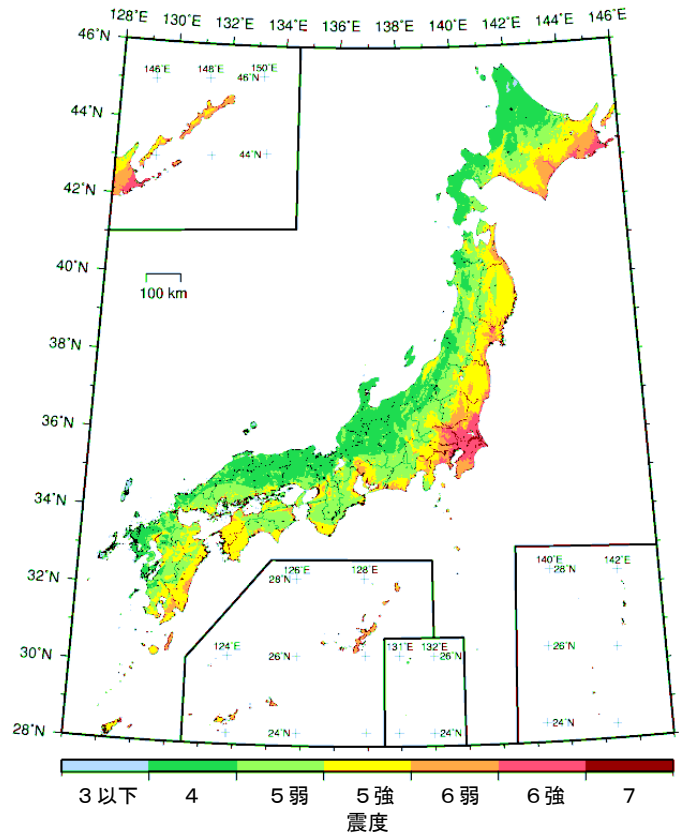


図 8.1-28 各超過確率に対応した今後 50 年間の地表の計測震度分布 (平均ケース・カテゴリー I)

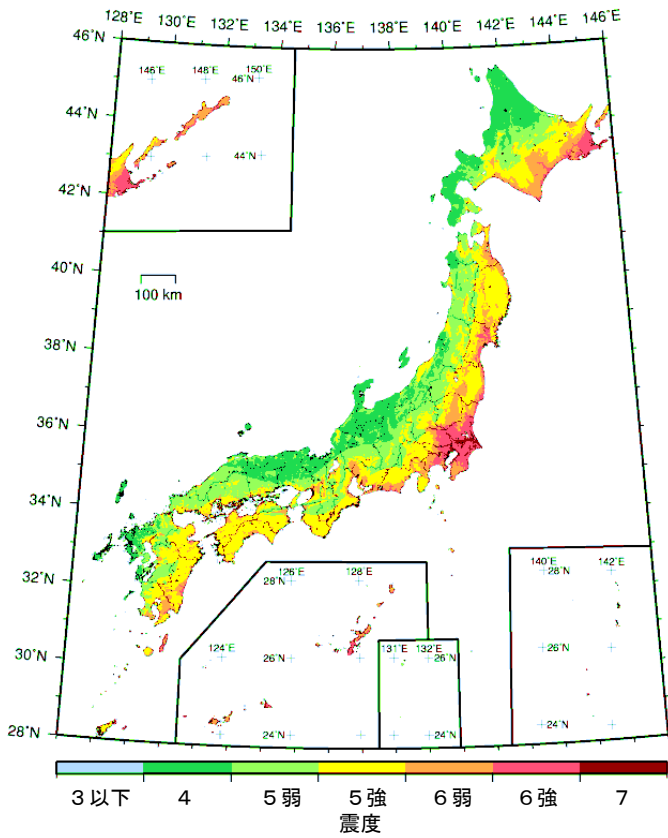
50年超過確率 39%



50年超過確率 10%



50年超過確率 5%



50年超過確率 2%

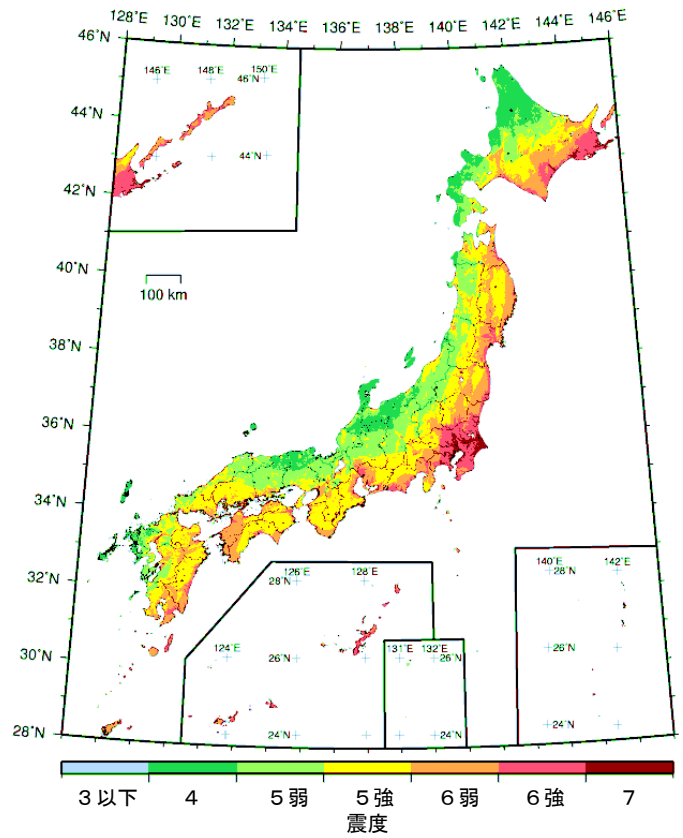
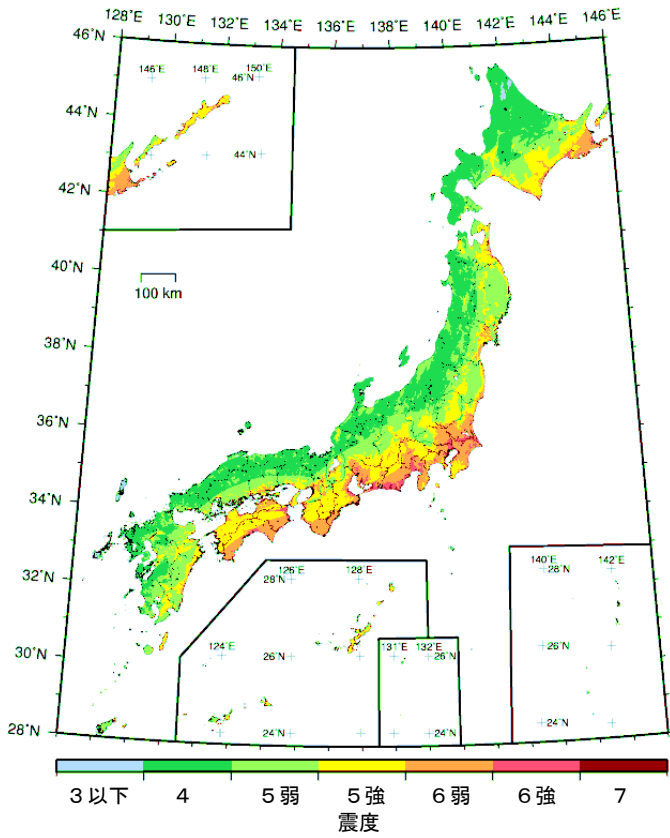
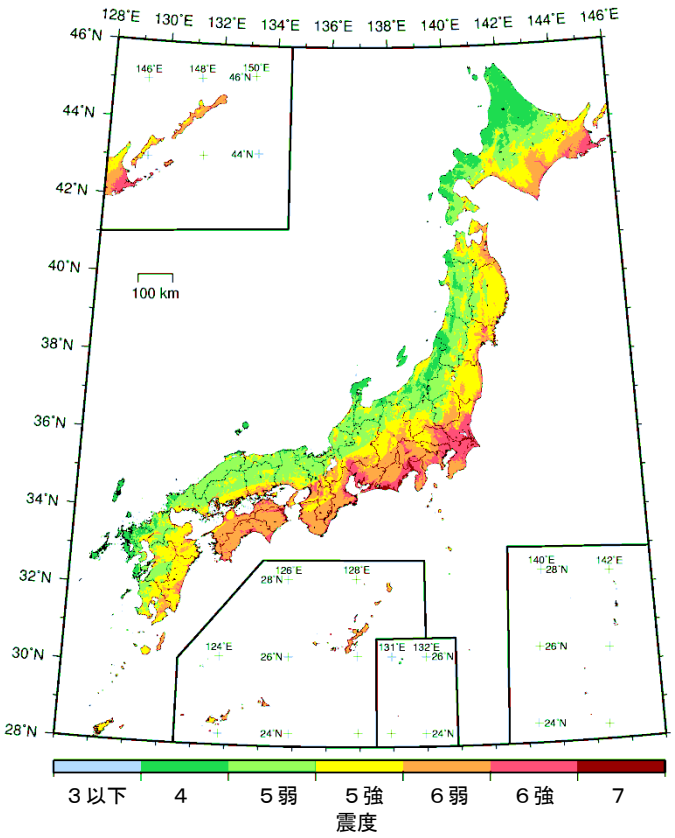


図 8.1-29 各超過確率に対応した今後 50 年間の地表の計測震度分布 (平均ケース・カテゴリー II)

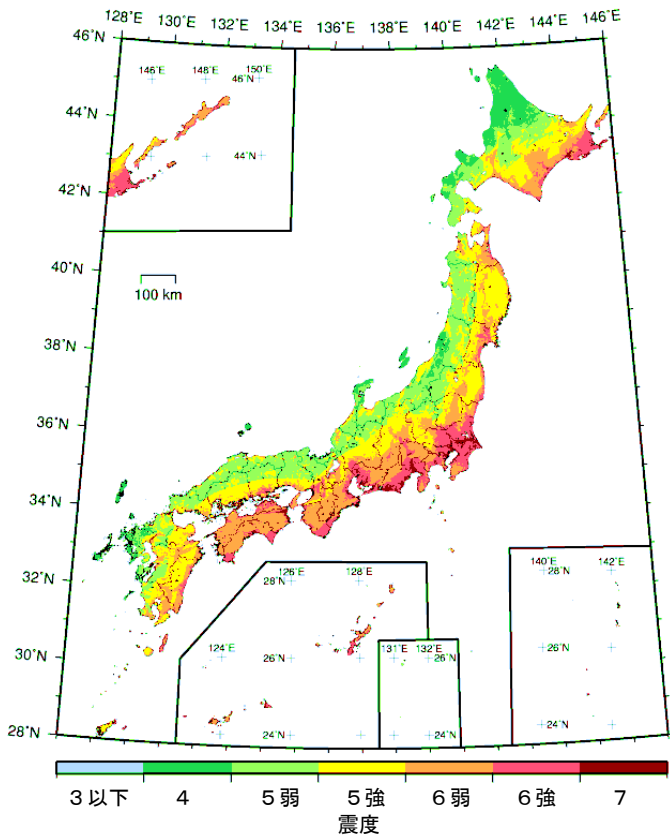
50年超過確率 39%



50年超過確率 10%



50年超過確率 5%



50年超過確率 2%

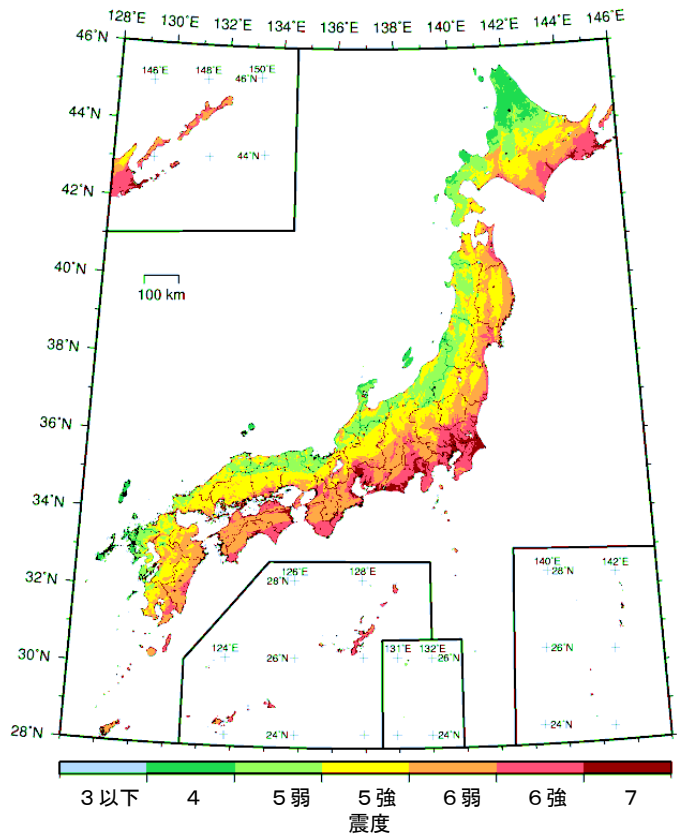
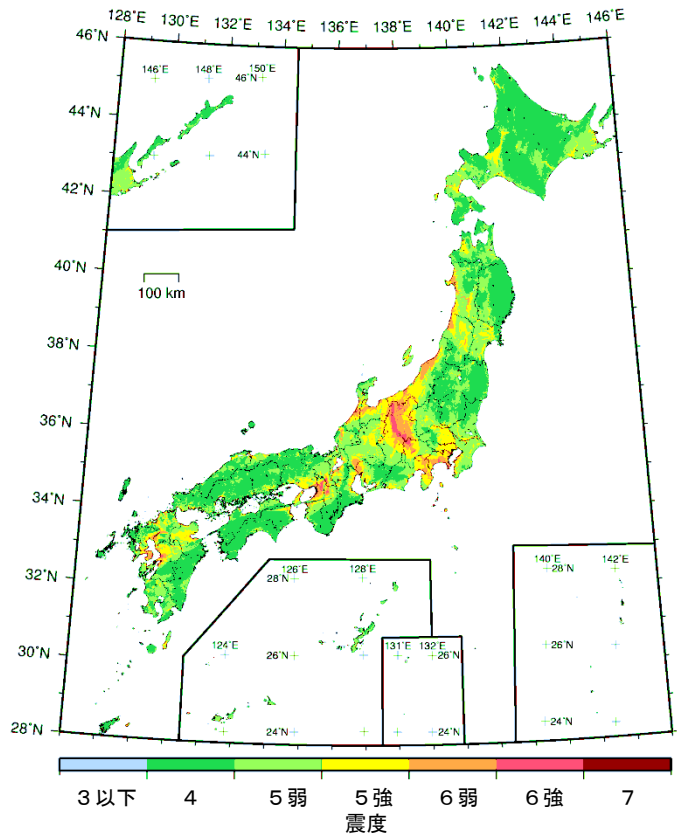
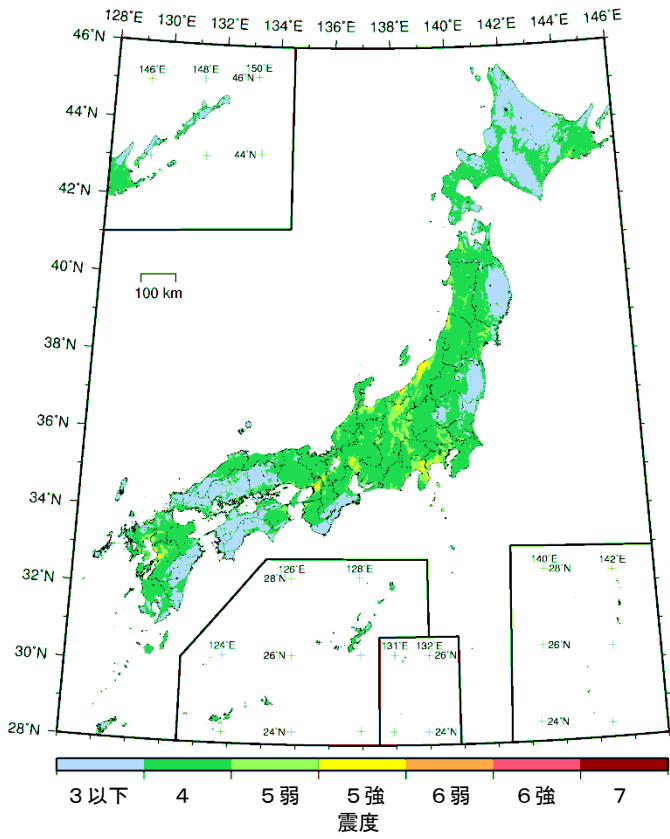


図 8.1-30 各超過確率に対応した今後 50 年間の地表の計測震度分布 (平均ケース・カテゴリー I+II)

50年超過確率 39%

50年超過確率 10%



50年超過確率 5%

50年超過確率 2%

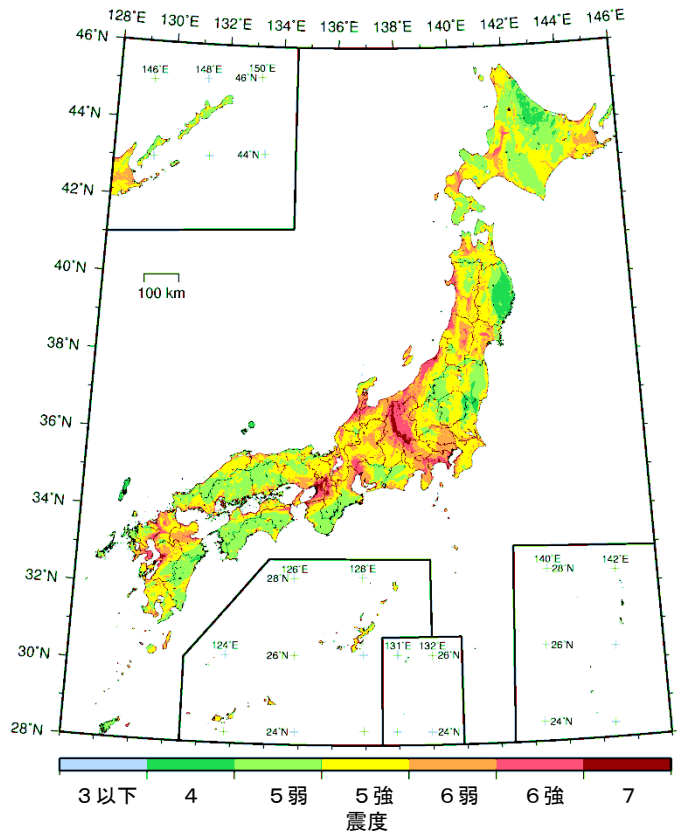
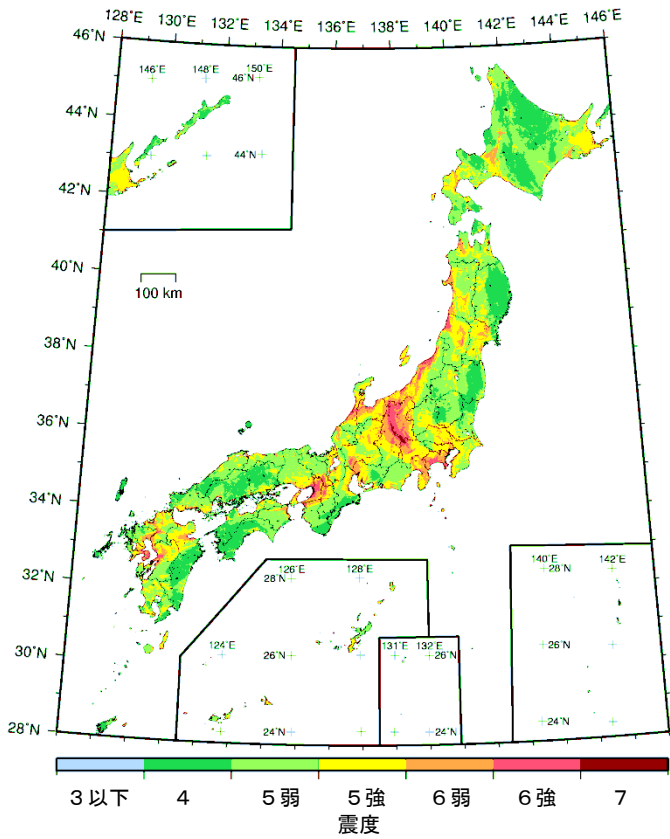
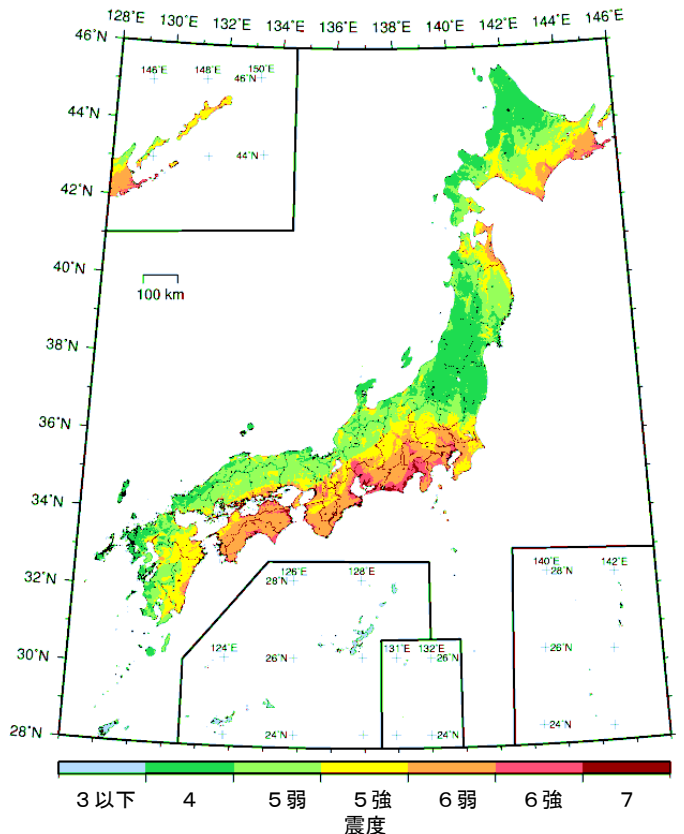
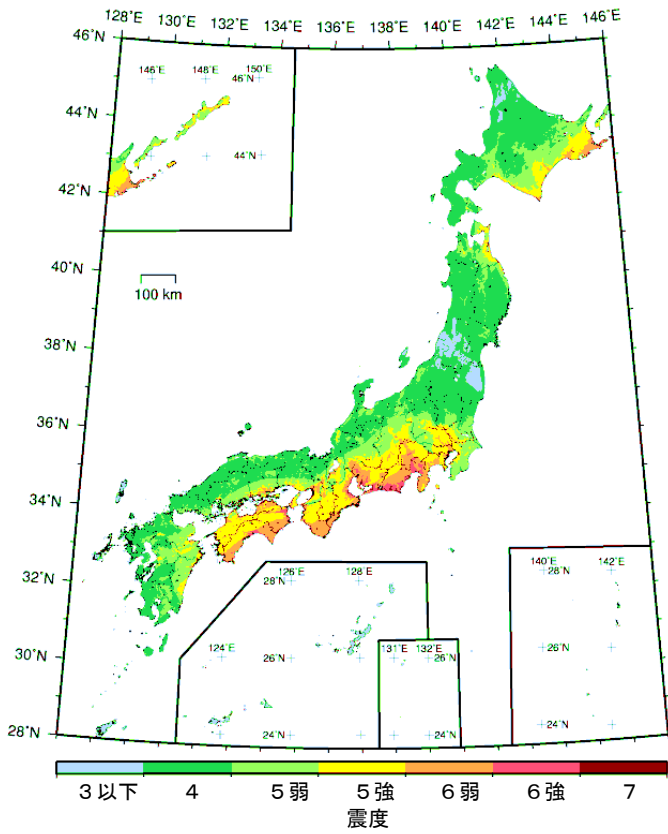


図 8.1-31 各超過確率に対応した今後 50 年間の地表の計測震度分布 (平均ケース・カテゴリーⅢ)

50年超過確率 39%

50年超過確率 10%



50年超過確率 5%

50年超過確率 2%

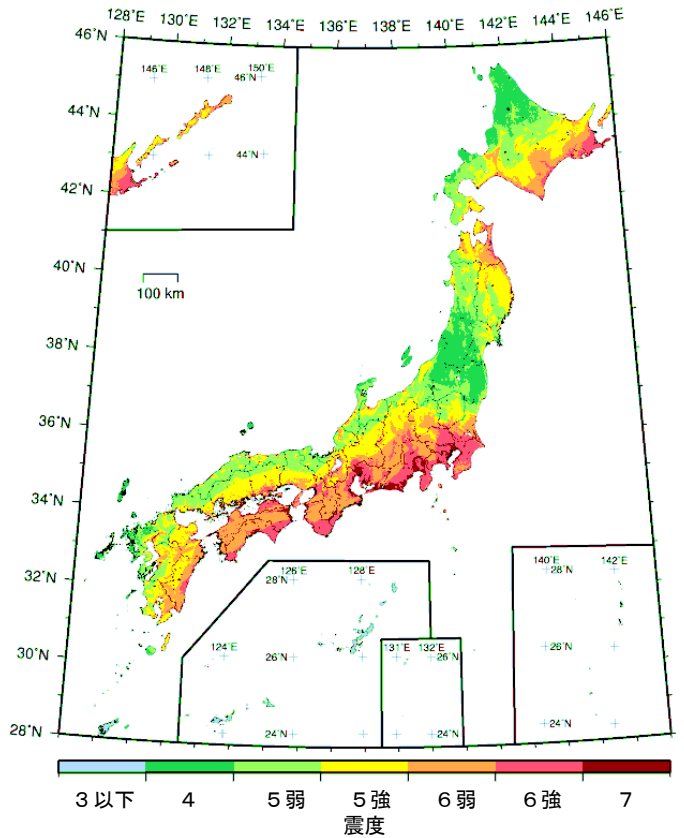
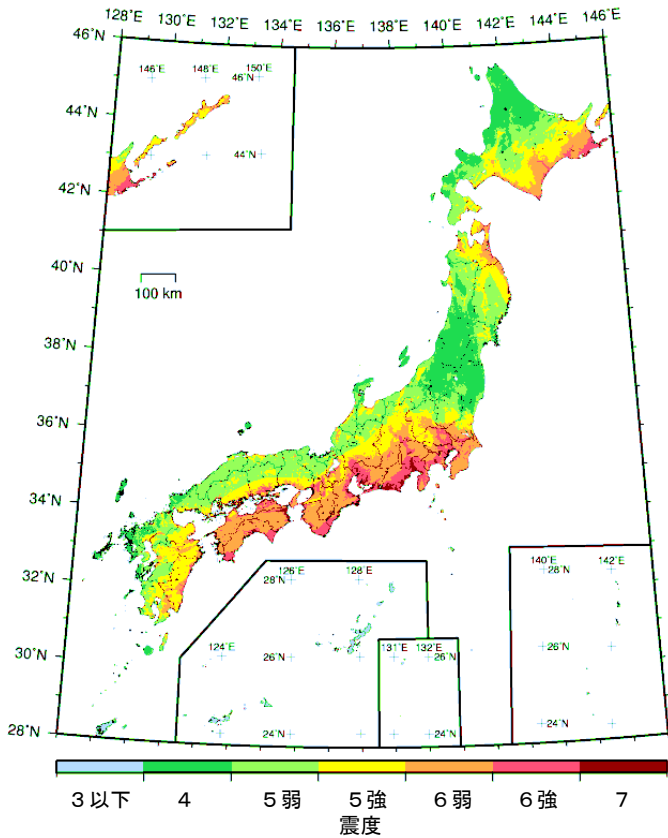
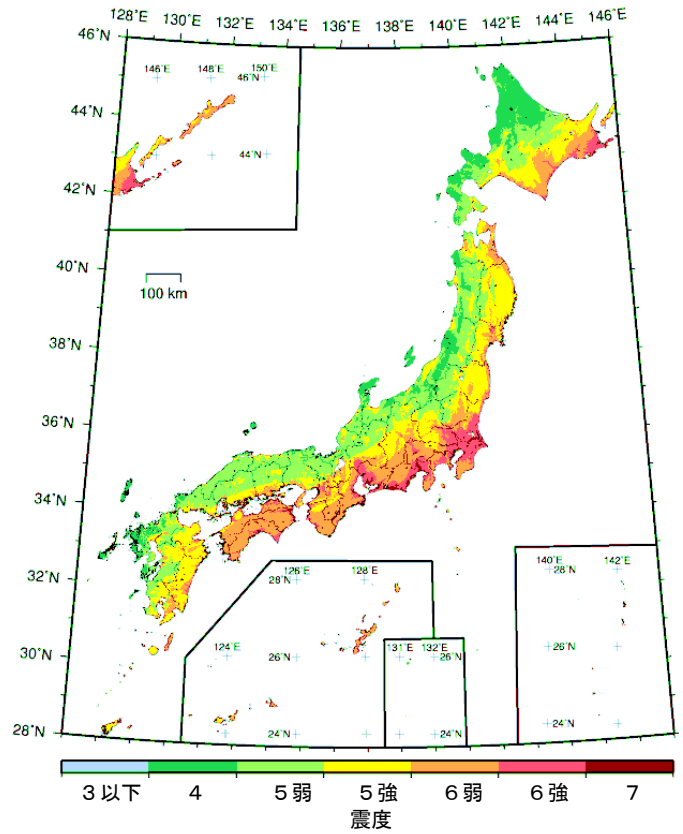
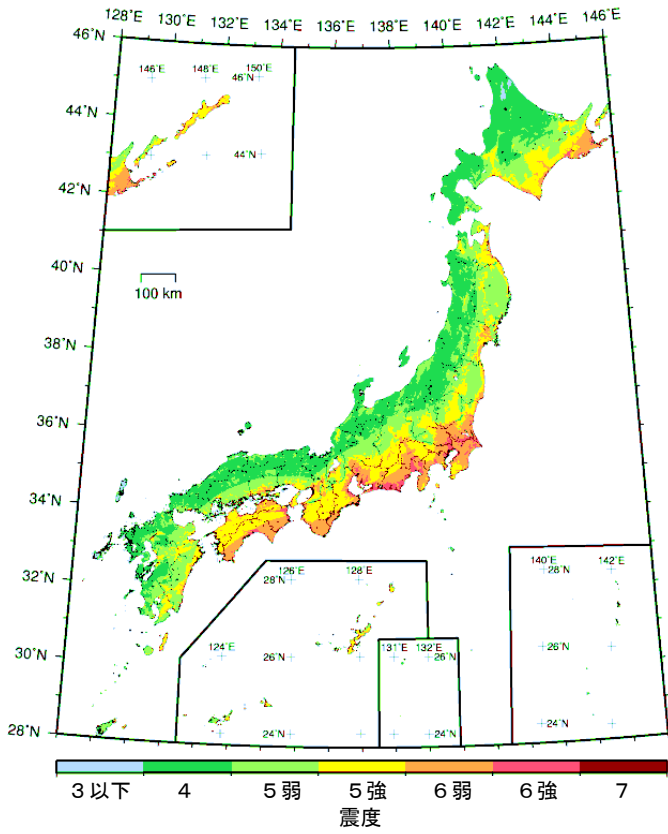


図 8.1-32 各超過確率に対応した今後 50 年間の地表の計測震度分布 (最大ケース・カテゴリー I)

50年超過確率 39%

50年超過確率 10%



50年超過確率5%

50年超過確率2%

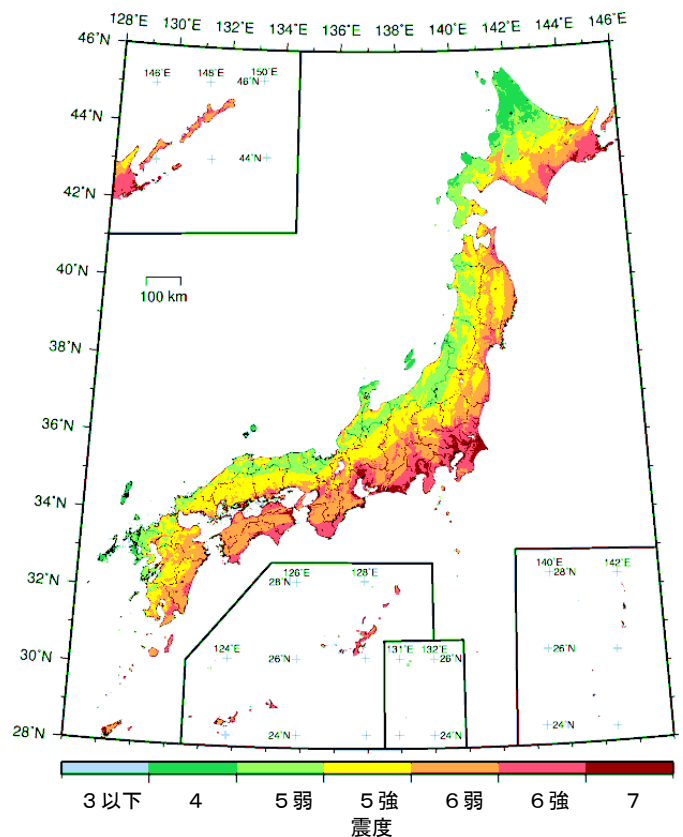
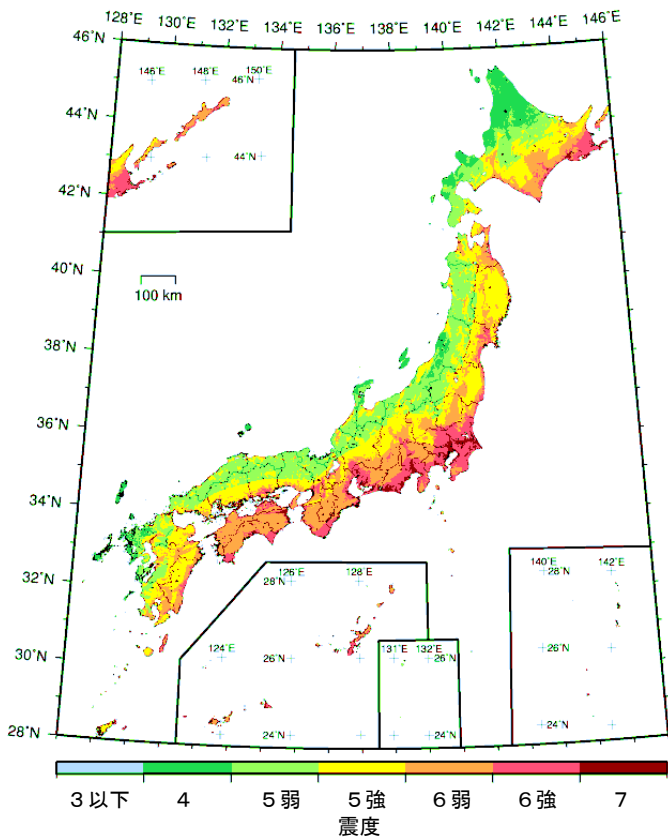
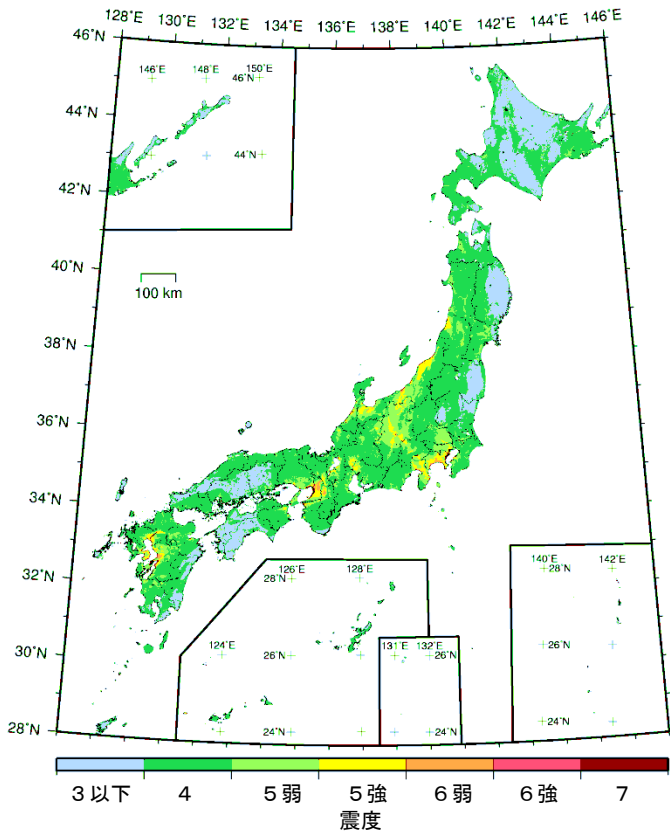
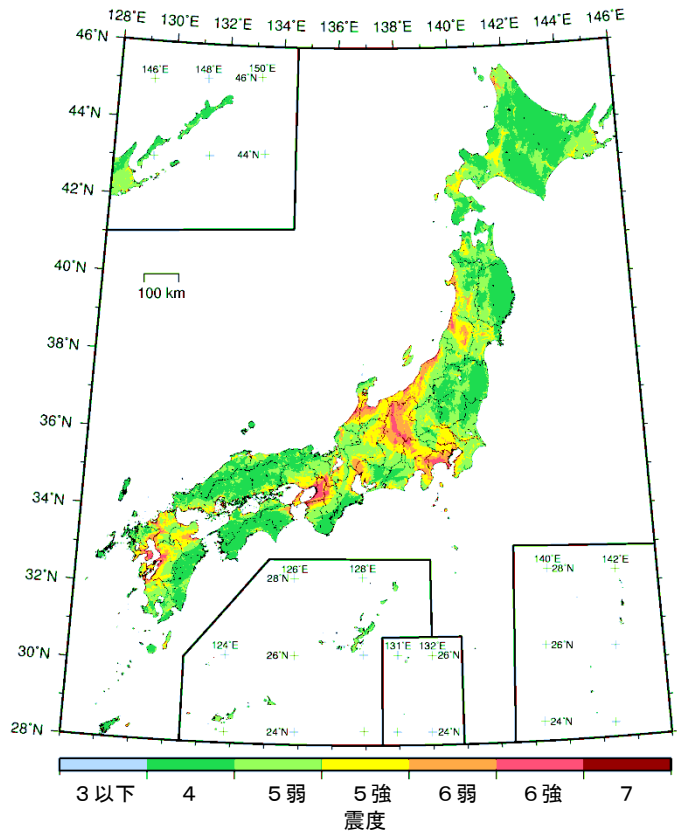


図 8.1-33 各超過確率に対応した今後50年間の地表の計測震度分布（最大ケース・カテゴリーI+II）

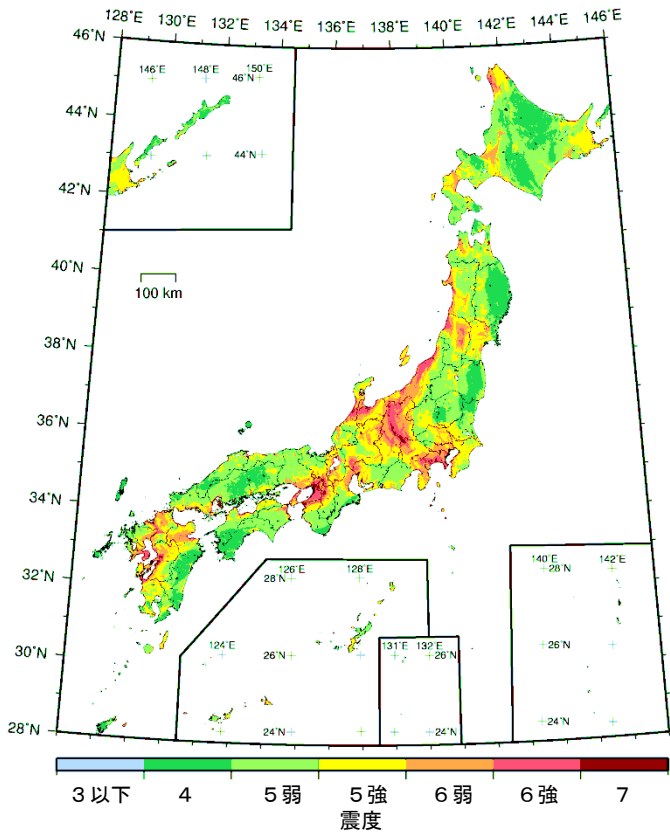
50年超過確率 39%



50年超過確率 10%



50年超過確率 5%



50年超過確率 2%

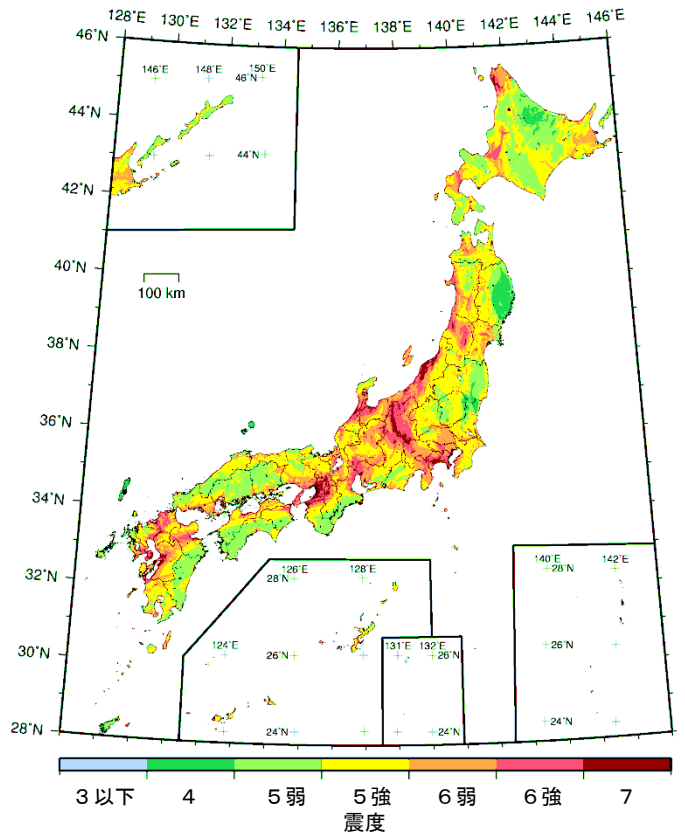
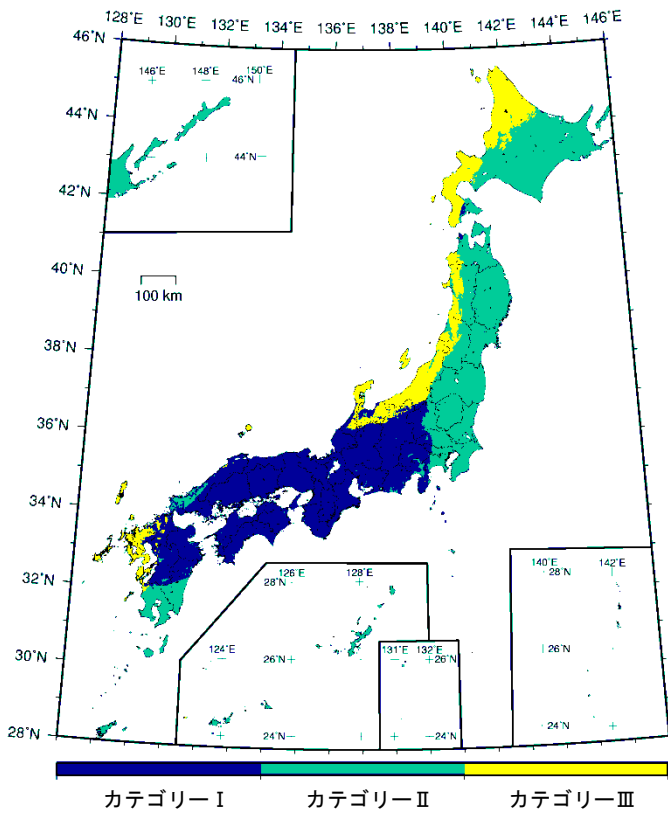
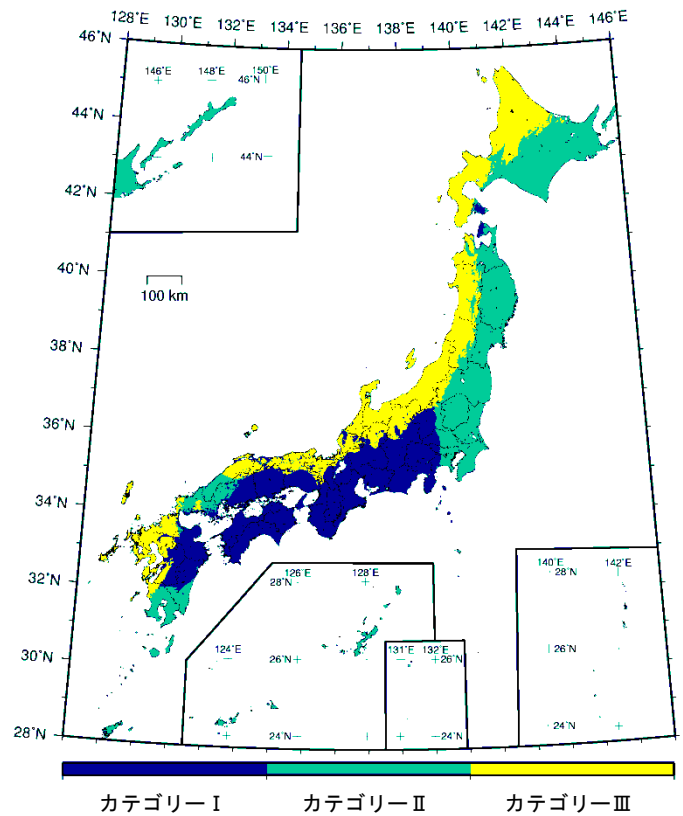


図 8.1-34 各超過確率に対応した今後 50 年間の地表の計測震度分布 (最大ケース・カテゴリーⅢ)

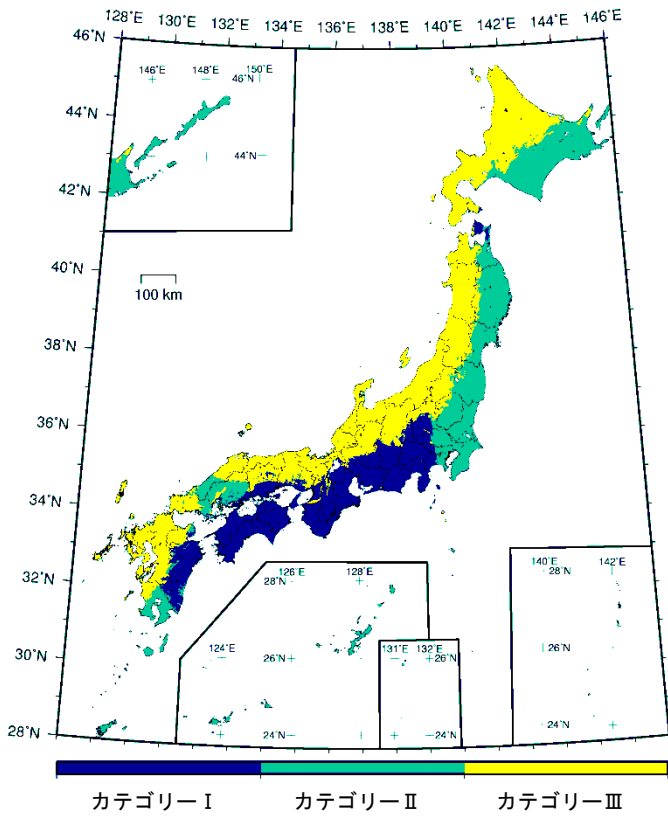
震度 5 弱以上



震度 5 強以上



震度 6 弱以上



震度 6 強以上

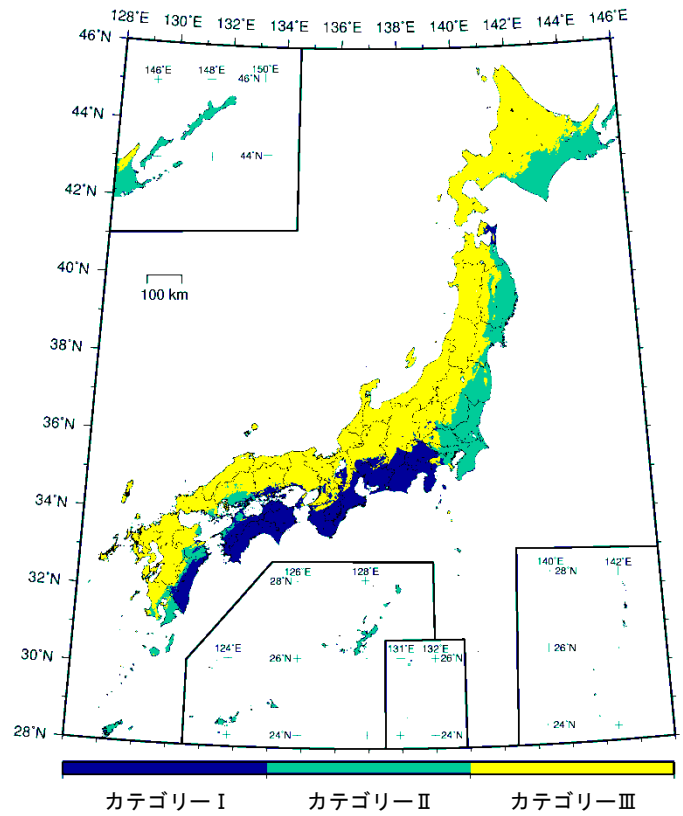
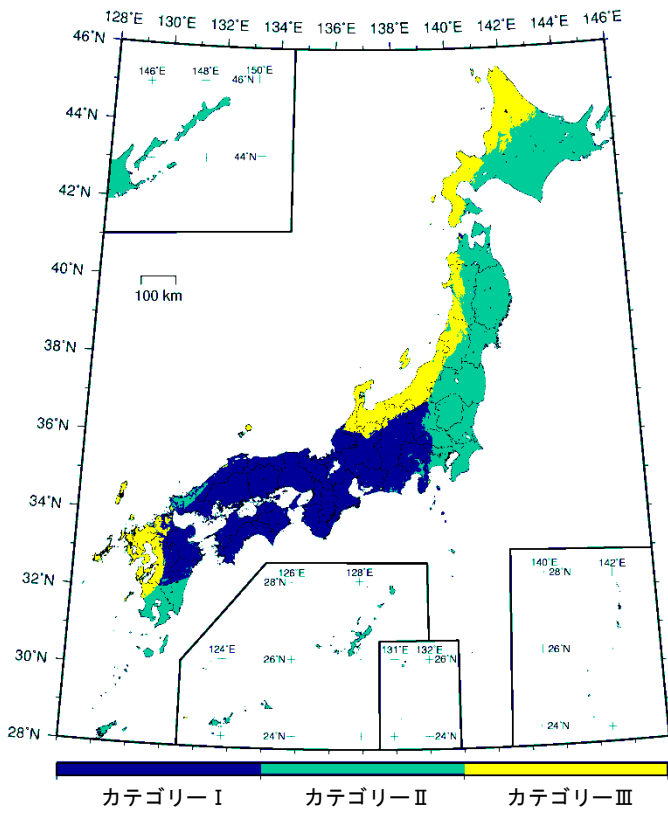
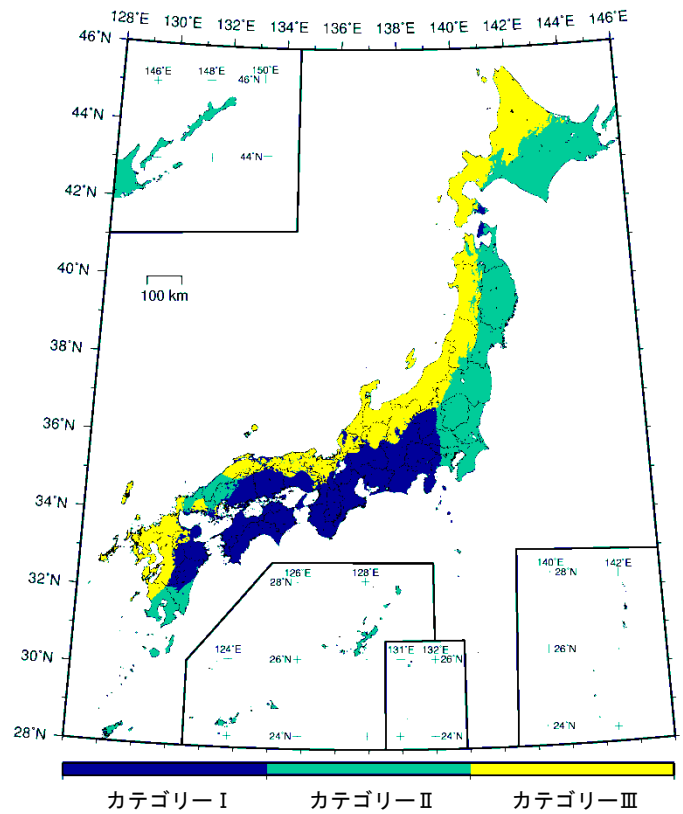


図 8.1-35 各超過確率に対応した今後 30 年間の最大影響地震カテゴリーの分布 (平均ケース・全地震)

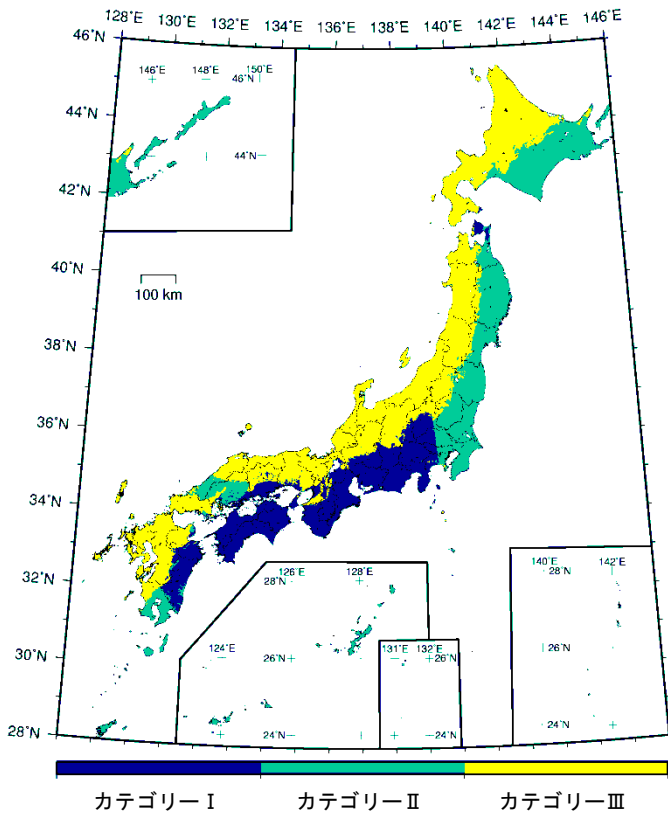
震度 5 弱以上



震度 5 強以上



震度 6 弱以上



震度 6 強以上

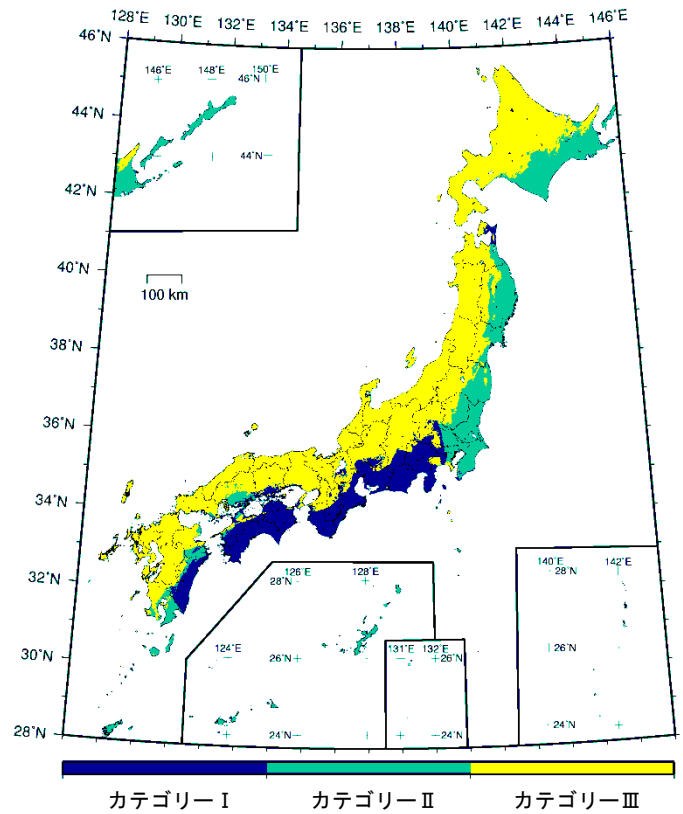


図 8.1-36 各超過確率に対応した今後 30 年間の最大影響地震カテゴリーの分布 (最大ケース・全地震)

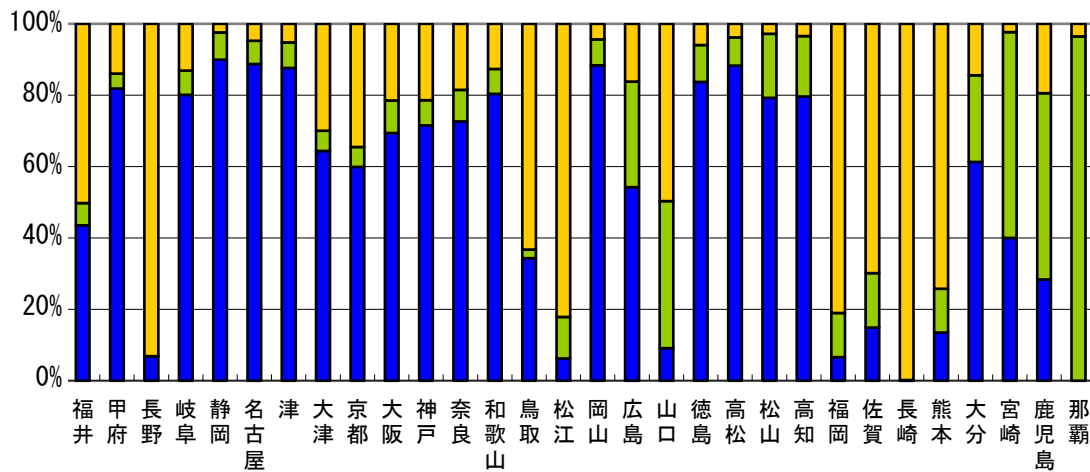
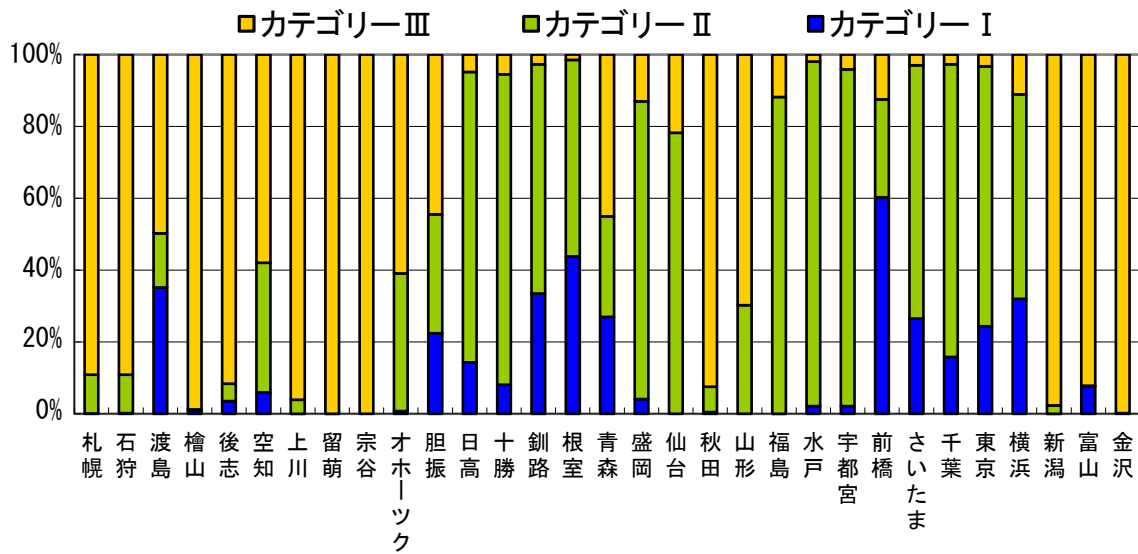


図 8.1-37 全国の都道府県庁所在地におけるハザードへの各地震カテゴリーの影響度

8.2 2014年版のモデルと旧モデルによる評価結果の比較

以下には、2014年版と旧モデルによる評価結果の比較を示す。ここで2014年版との比較に用いる旧モデルは、2010年版、2013年における検討の従来モデル、2013年における検討の検討モデルである。2013年における検討においては、従来モデルや検討モデルに加え、これらとの比較用の参照モデルを作成し、これに基づくハザードを計算している。参照モデルの詳細および、これに基づくハザードの計算結果については、「今後の地震動ハザード評価に関する検討～2013年における検討結果～」(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2013a)の付録-1の6章を参照されたい。

8.2.1 2014年版と2010年版の評価結果の比較

まず、地震活動モデルが変わったことによる2010年版と2014年版の地震動ハザードの変化を見るため、工学的基盤上での最大速度および地表での超過確率を比較する。図8.2.1-1(1)、図8.2.1-1(2)に、30年間の超過確率3%の工学的基盤上の最大速度について、2014年版、2010年版、および両者の比(2014年版/2010年版)を示す。また、図8.2.1-1(3)には、地震活動モデルと表層地盤データが変わったことによる、2010年版と2014年版の地震動ハザードの変化を見るため、地表において今後30年間に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率について、2014年版、2010年版、および両者の差(2014年版-2010年版)を示す。なお、2014年版のモデルは世界測地系を採用しており、日本測地系で評価されていた従来のモデルとメッシュの位置が異なるため、ここでは世界測地系の各メッシュの中心位置で比較を行った。

2014年版と2010年版のハザードの主な違いとその要因は以下のとおりである。

1) 全国的なハザードの上昇

震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に関して、不確実性を考慮して従来よりも大きな規模の地震まで考慮したことが影響している。(地震カテゴリーⅡおよびⅢ)

2) 北海道南部におけるハザードの上昇

根室沖地震の地震発生確率の時間経過に伴う上昇や、カテゴリーⅡの地震の最大マグニチュードを大きくしたことによりハザードが上昇している。

3) 牡鹿半島(宮城県)付近でのハザードの低下

宮城県沖地震はこれまで繰り返し地震として長期評価され、その発生確率は30年99%で

あったが、長期評価が改訂となり(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2011c)、2014年版では震源断層をあらかじめ特定しにくい地震としてモデル化されたことが影響している(地震カテゴリーⅠ、Ⅱ)。

なお、牡鹿半島付近以外の宮城県地域については、上記 1) の影響の方が大きいためハザードが上昇している。

4) 関東地方におけるハザードの上昇

「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2014b)の反映により、実質、元禄型関東地震しか考慮していなかった相模トラフ沿いの $M8$ クラスの地震について元禄型関東地震以外の多様な地震を考慮したこと、カテゴリーⅡの地震の最大マグニチュードを大きくしたこと、「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」(文部科学省・東京大学地震研究所, 2012)に基づきフィリピン海プレートのモデル深さを浅くしたことなどによりハザードが上昇している。

5) 新潟平野周辺および庄内平野周辺におけるハザードの上昇

2013年における検討の従来モデルでは、日本海東縁部の地震の地震発生確率は、長期評価に基づく値(BPT分布により計算)を用いていたが、2014年版では長期評価に基づく値とポアソン過程により計算した値の平均値としたため、上昇した。これに加え、日本海東縁部で発生する震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードは、2013年における検討の従来モデルで $M7.3$ であったものを、2014年版では $M7.5$ と大きくした。これらにより、新潟平野周辺および庄内平野周辺においてハザードが上昇している(地震カテゴリーⅢ)。

6) 兵庫県南部でのハザードの低下と石川県付近でのハザードの上昇

「山崎断層帯の長期評価(一部改訂)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013e)において、同断層帯主部南東部で発生する地震の発生確率が低下した(30年 $2.3\% \rightarrow 0.003\%$) ことにより兵庫県南部でのハザードが低下した。また、「森本・富樫断層帯の長期評価(一部改訂)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013c)において、同断層帯で発生する地震の発生確率が上昇したことにより石川県付近のハザードが上昇した(地震カテゴリーⅢ)。

7) 三重県、奈良県、滋賀県付近と静岡県でのハザードの低下

南海トラフの地震の長期評価の改訂により南海トラフ全体で地震発生確率が評価されることとなったが、結果として従来モデルで設定されていた東南海地震および想定東海地震の発生確率が低下したことが影響している(地震カテゴリーⅠ)。ただし、南海トラフの地震の長期評価改訂の影響については、ハザードカーブの比較で後述するとお

り、着目する超過確率または地震動強さによって、また地域によってハザードが上昇したり低下したりしており、複雑である。

8) 四国、紀伊半島南西部におけるハザードの上昇

「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013d）の反映、カテゴリーⅡの地震の最大マグニチュードを大きくしたことによりハザードが上昇している。

9) 九州におけるハザードの上昇（薩摩半島を除く）

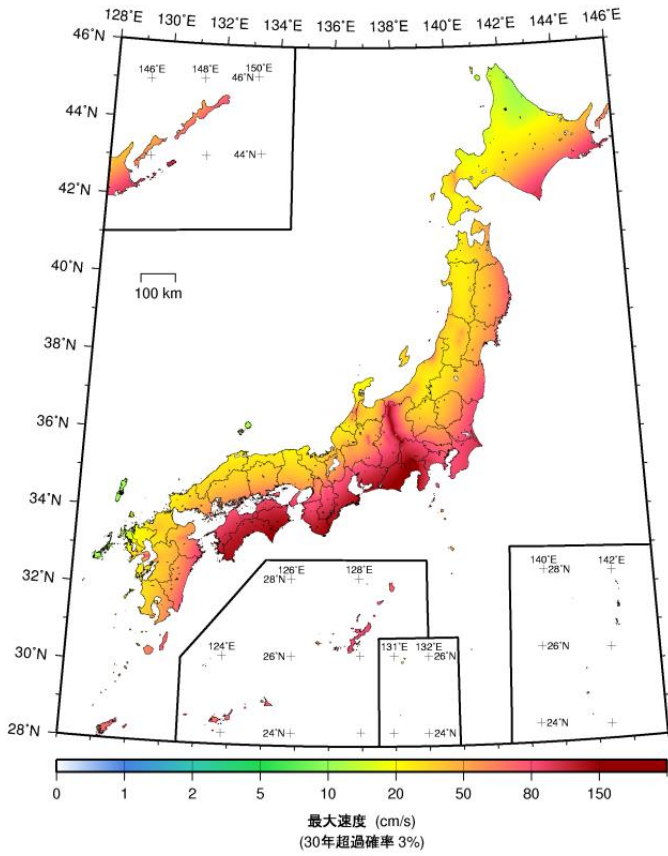
「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013d）の反映により九州の太平洋側のハザードが上昇している。また、「九州地域の活断層の地域評価（第一版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013b）の反映や震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードを大きくしたこと、活断層の複数区間の連動や地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震の考慮などにより、九州においては全体的にわずかにハザードが上昇している。一方、陸域の浅い地震の領域区分の境界を変更したことにより、九州南部における地震の発生頻度が低下した。また、九州中部、熊本県周辺、鹿児島県西部においては、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の規模別発生頻度を求める際に大領域を用いる方法を導入したことにより、地震の発生頻度が低下した。これらは、ハザードを低下させる要因となる。これらのハザードを低下させる要因の影響と、前述のハザードを上昇させる要因の大小関係により、場所によってはハザードが上昇していないところもある（地震カテゴリーⅢ）。

10) 薩摩半島（鹿児島県）でのハザードの低下

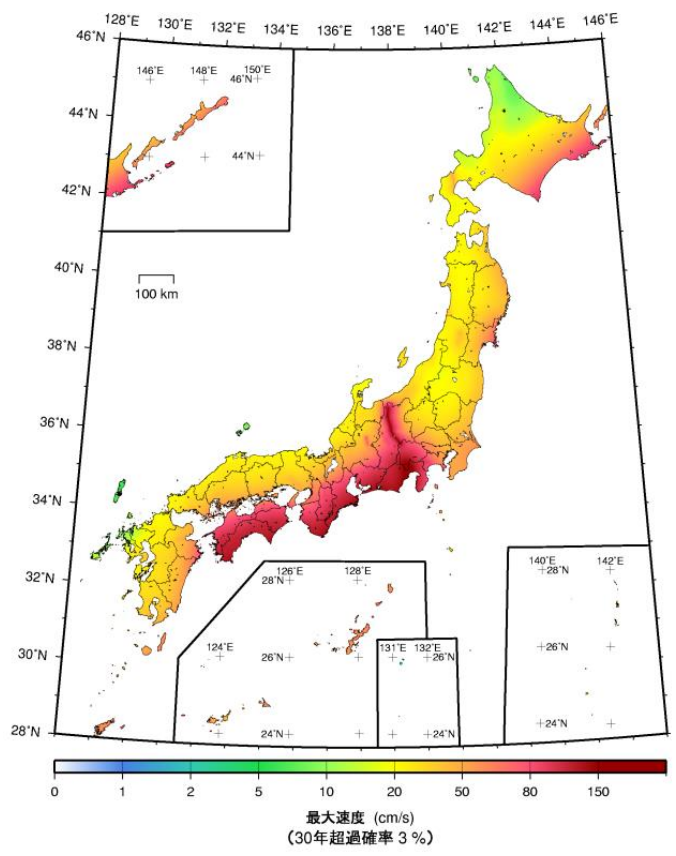
陸域の浅い地震の領域区分の境界を変更したことにより、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度が変化したことが影響している（図 8.2.1-2）（地震カテゴリーⅢ）。

なお、2014年版と2010年版とでは、地震活動モデルが変わったことによるハザードの変化が大きいため、図 8.2.2-5 に示す表層地盤データの変化によるハザードの変化は見えにくい。

(a) 2014年版



(b) 2010年版



(c) 2014年版/2010年版

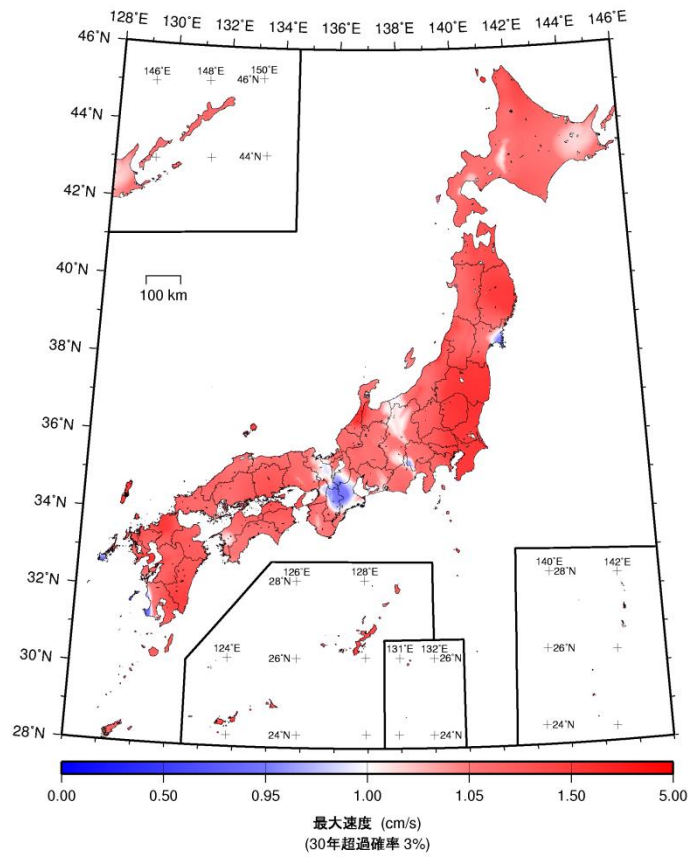
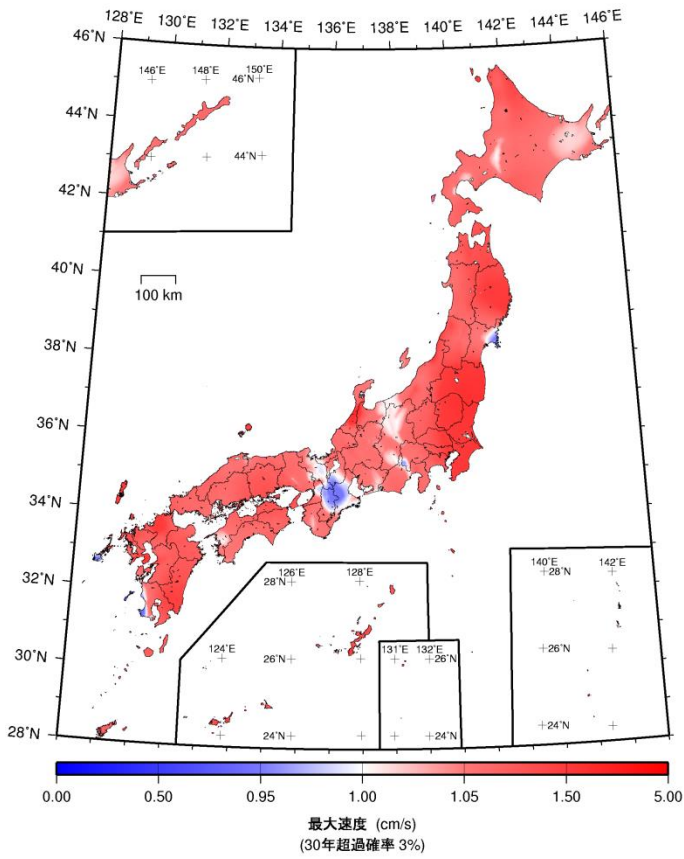
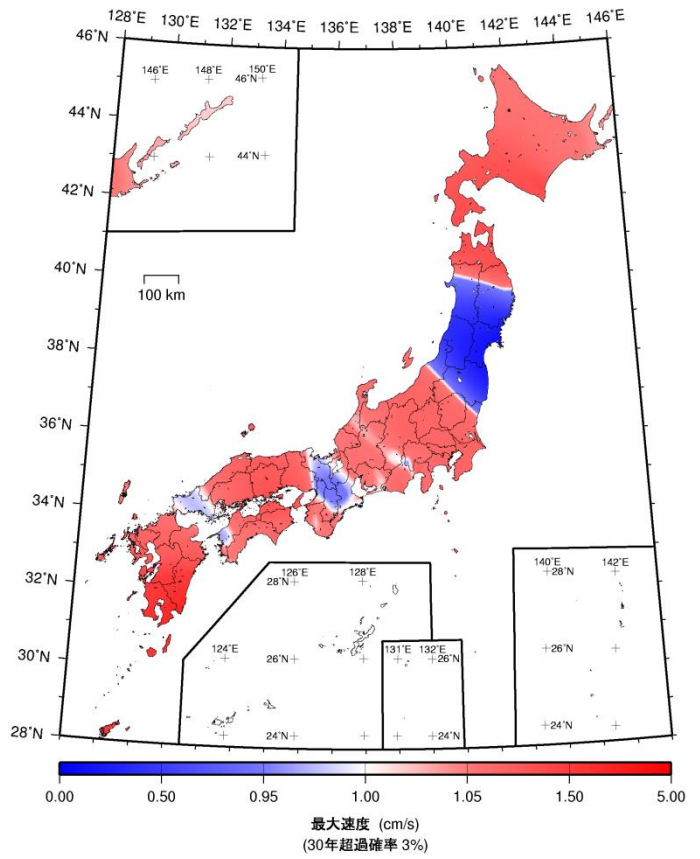


図 8.2.1-1(1) 工学的基盤上の最大速度の比 (2014年版/2010年版; 平均ケース)

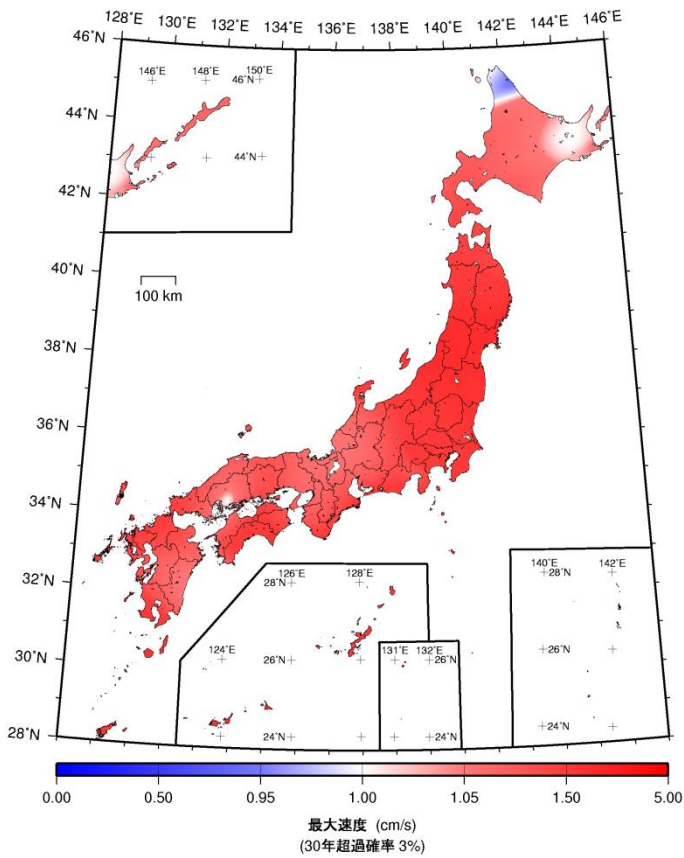
全地震



地震カテゴリー I



地震カテゴリー II



地震カテゴリー III

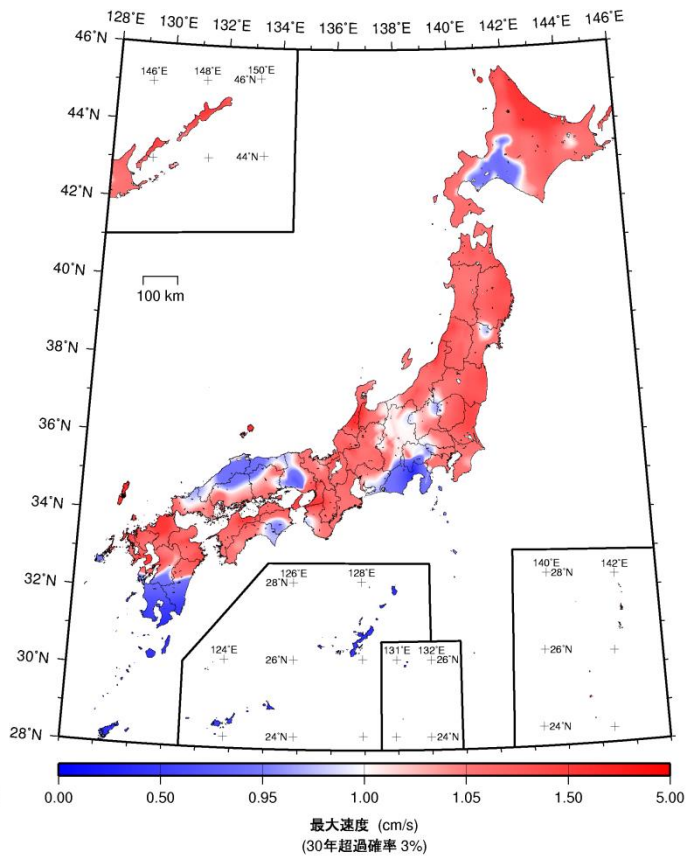
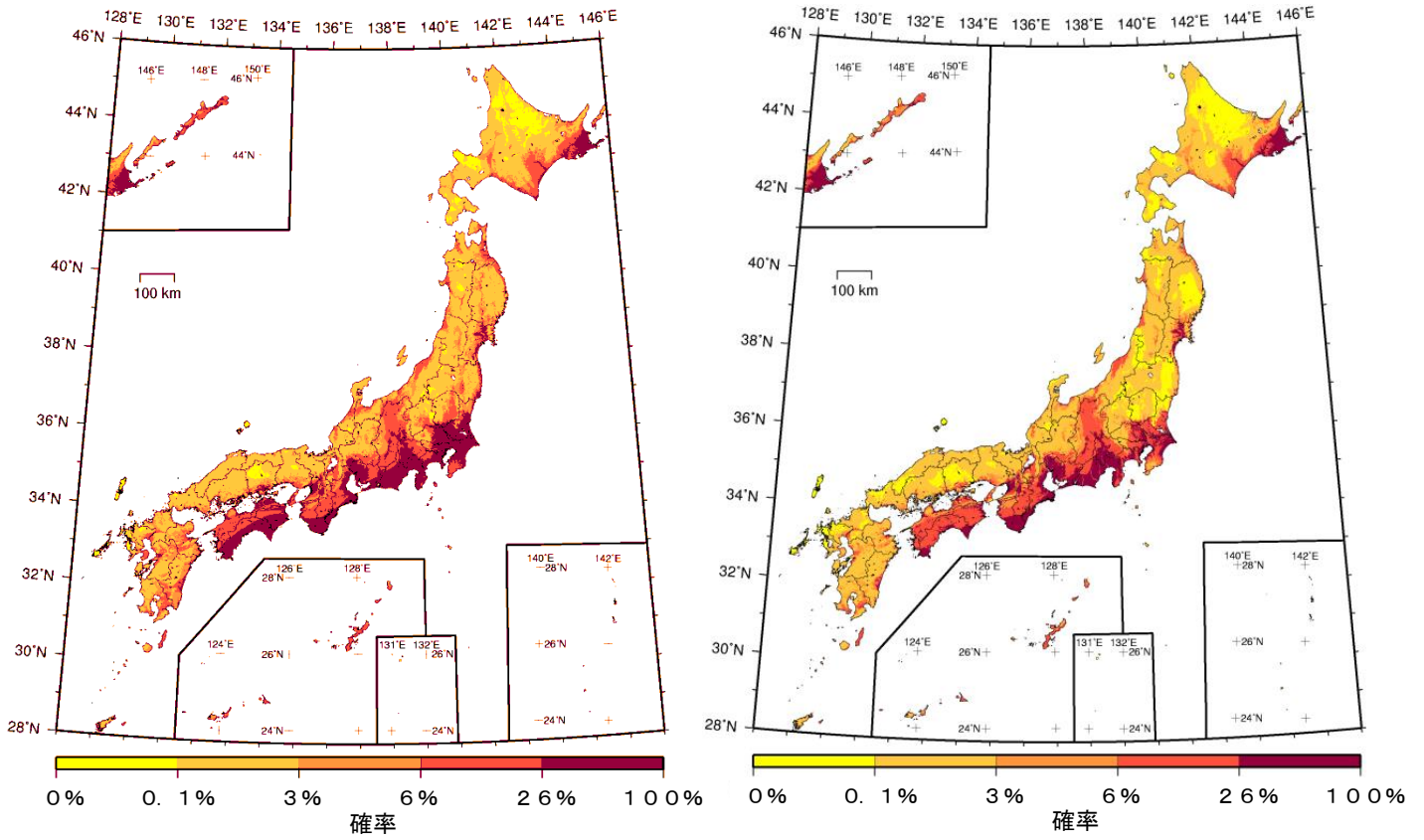


図 8.2.1-1(2) 工学的基盤上の最大速度の比 (2014年版/2010年版; 平均ケース)

(a) 2014年版

(b) 2010年版



(c) 2014年版-2010年版

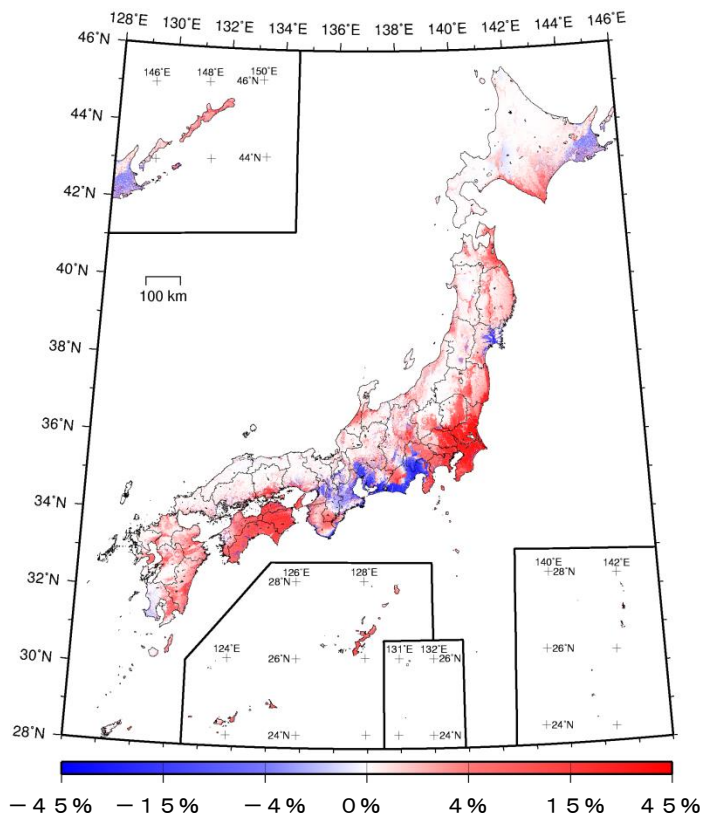
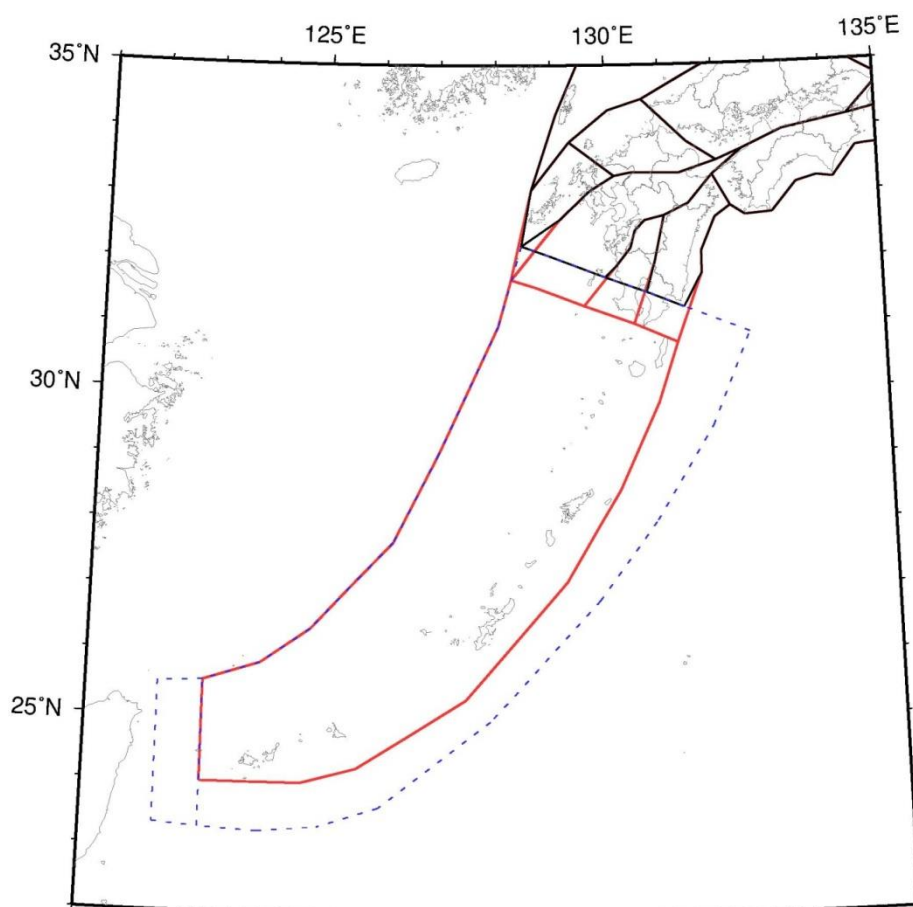


図 8.2.1-1(3) 2014年版と2010年版の超過確率の差(地表)

「今後30年間に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率」(平均ケース・全地震)



破線：2010年版のモデルおよび2013年従来モデル
 赤線：2014年版（2013年検討モデル）

図 8.2.1-2 陸側プレートの浅い地震活動域の修正

8.2.2 2014年版と2013年における検討の評価結果の比較

(1) 2013年の検討における従来モデルの評価結果との比較

ここでは、地震活動モデルが変わったことにより2013年における検討の従来モデルと2014年版とで評価結果がどう変化したかを見るため、工学的基盤上での最大速度および地表での超過確率を比較する。図8.2.2-1(1)～図8.2.2-1(2)に、30年間の超過確率3%の工学的基盤上の最大速度について、2014年版、2013年における検討の従来モデル、および両者の比(2014年版/2013年従来モデル)を示す。また、図8.2.2-1(3)には、地表において今後30年間に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率について、2014年版、2013年における検討の従来モデル、および両者の差(2014年版-2013年従来モデル)を示す。なお、本編では、確率の差が大きな地域のみを取り上げたが、付録-1では各地域における2014年版と2013年従来モデルの確率の差の原因について詳細に述べる。そのため、わずかな確率の差も把握することができるよう、確率の差については本編とは異なる着色の仕方を採用している。図8.2.2-2には、陸側プレートの浅い震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度について、2013年における検討の従来モデルと2014年版との比較を示す。

2014年版と2013年従来モデルの評価結果の主な違いとその要因は以下のとおりである。

1) 全国的なハザードの上昇

確率論的地震動予測地図2010年版との比較と同様、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に関して、不確実性を考慮して従来よりも大きな規模の地震まで考慮したことが影響している。(地震カテゴリーⅡおよびⅢ)

2) 北海道根室地方におけるハザードの低下

地震活動モデルの複数の変更の影響の総和として確率が低下した。2013年における検討の従来モデルでは、十勝沖・根室沖と択捉島沖・色丹島沖の繰り返し以外の地震、千島海溝のプレート内地震(やや浅い地震とやや深い地震)を個別にモデル化していた。これらの地震は2014年版では震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として扱っている。また、陸域の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に「大領域」の区分を導入したことにより根室地方の地震の発生頻度が若干下がった。これらは確率を低下させる要因となっている。一方、海溝型の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードの値は、2013年における検討の従来モデルより大きくなっており、これは確率を上昇させる要因となる。これらの影響の総和として、2014年版においてわずかに確率が下がった。しかしながら、根室地方は元々の確率が高く、2014年版においても依然として高いことに注意する必要がある(地震カテゴリーⅡおよびⅢ)。

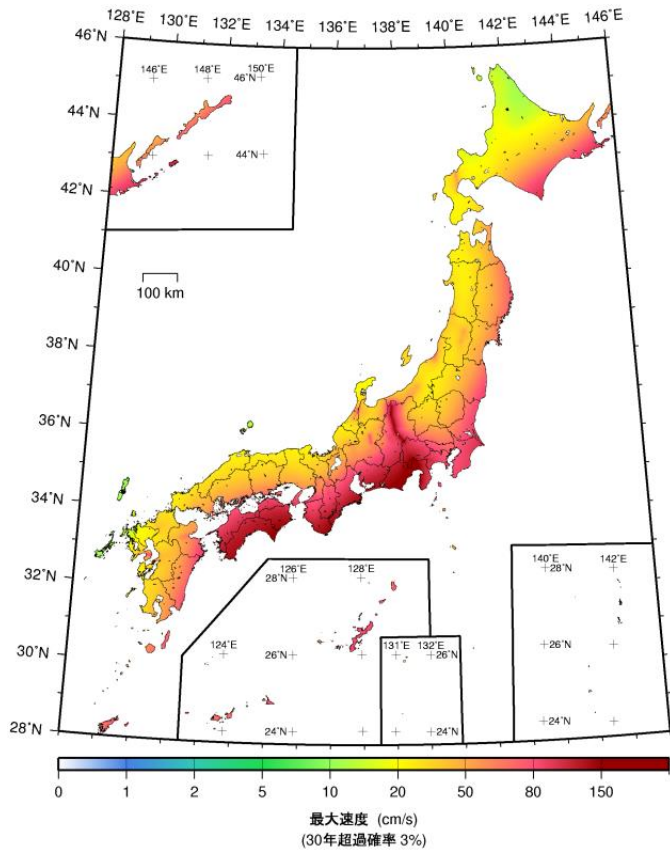
- 3) 群馬県中央部、青森県南部地方の海岸付近、長野県東部の一部における確率の上昇
2014年版で採用した表層地盤による最大速度の増幅率は、これまで用いてきたものと比べ、青森県南部地方の海岸付近、群馬県中央部、長野県東部の一部において大きくなった。これらの地域における確率の上昇には、表層地盤による揺れの増幅率のデータの更新(図 8.2.2-5)が大きく影響している。同様に、全国において見られる非常に局所的な確率の上昇や低下は、表層地盤データの更新が理由である。
- 4) 牡鹿半島(宮城県)付近におけるハザードの低下
2013年における検討の従来モデルでは、宮城県沖地震をカテゴリーⅠの地震として扱い、発生確率はポアソン過程を用いて計算していた(30年発生確率55%)。2014年版では、宮城県沖地震を、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震としてモデル化したことにより、ハザードが低下している(地震カテゴリーⅠおよびⅡ)。
- 5) 関東地方におけるハザードの上昇
「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2014b)の反映により、実質、元禄型関東地震しか考慮していなかった相模トラフ沿いのM8クラスの地震について元禄型関東地震以外の多様な地震を考慮することとしたこと、カテゴリーⅡの地震の最大マグニチュードを大きくしたこと、「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」(文部科学省・東京大学地震研究所, 2012)に基づきフィリピン海プレートのモデル深さを浅くしたことなどによりハザードが上昇している。
- 6) 新潟平野周辺および庄内平野周辺におけるハザードの上昇
2013年における検討の従来モデルでは、日本海東縁部の地震の地震発生確率は、長期評価(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003b)に基づく値(BPT分布により計算)を用いていたが、2014年版では長期評価に基づく値とポアソン過程により計算した値の平均値としたため、上昇した。これに加え、日本海東縁で発生する震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードは、2013年における検討の従来モデルでM7.3であったものを、2014年版ではM7.5と大きくした。これらにより、新潟平野周辺および庄内平野周辺においてハザードが上昇している(地震カテゴリーⅢ)。
- 7) 石川県付近でのハザードの上昇と兵庫県南部でのハザードの低下
「森本・富樫断層帯の長期評価(一部改訂)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013c)において、同断層帯で発生する地震の発生確率が上昇したことにより石川県付近のハザードが上昇した。また、「山崎断層帯の長期評価(一部改訂)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013e)において、同断層帯主部南東部で発生する地震の発生確率が低下した(30年2.3%→0.003%)ことにより兵庫県南部でのハザードが低下した(地

震カテゴリーⅢ)。

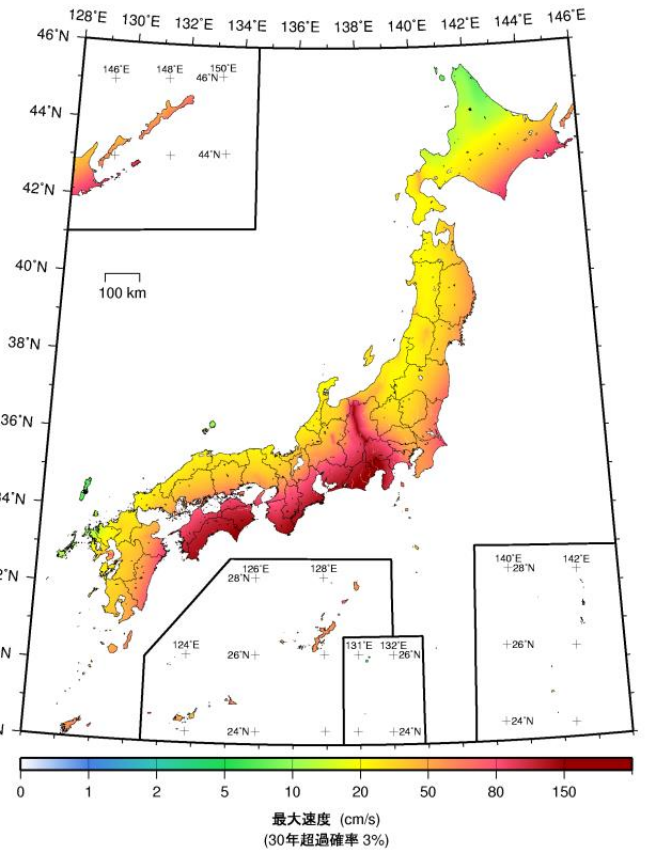
8) 薩摩半島（鹿児島県）でのハザードの低下

2014年版と2010年版との比較と同様、陸域の浅い地震の領域区分の境界を変更したことにより、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度が低下したことが影響している（図 8.2.1-2）（地震カテゴリーⅢ）。また、陸域の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に「大領域」の区分を導入したことにより、熊本県周辺や鹿児島県北西部の発生頻度が変化したこともハザードを低下させる要因となる（図 8.2.2-2）（地震カテゴリーⅢ）。

(a) 2014年版



(b) 2013年従来モデル



(c) 2014年版/2013年従来モデル

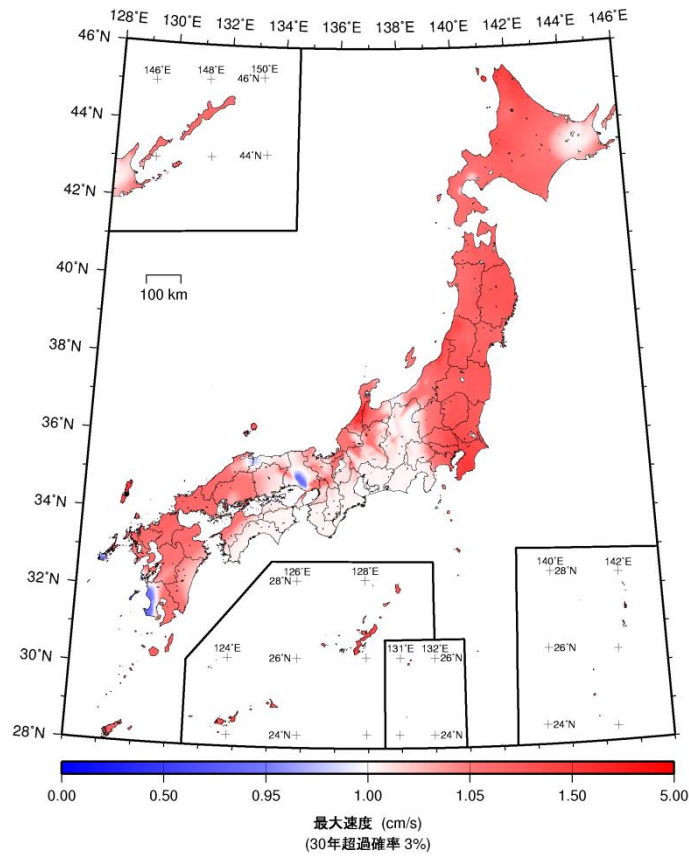
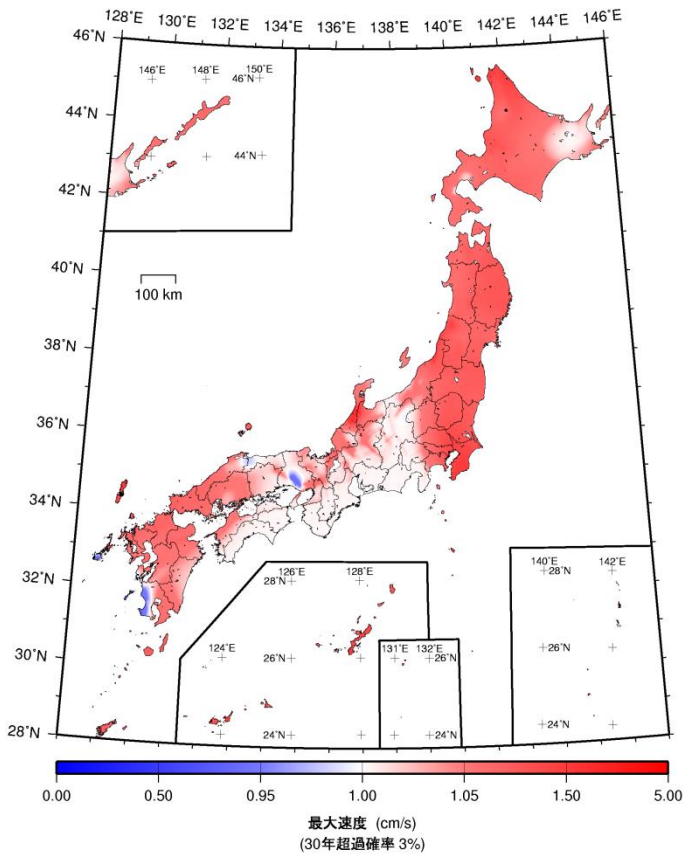
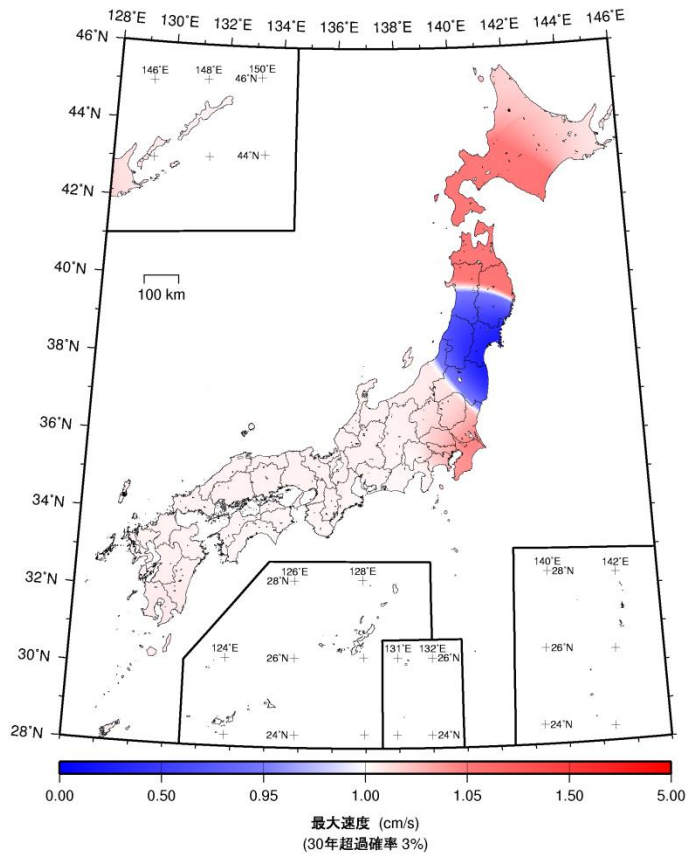


図 8.2.2-1(1) 工学的基盤上の最大速度の比 (2014年版/2013年従来モデル; 平均ケース)

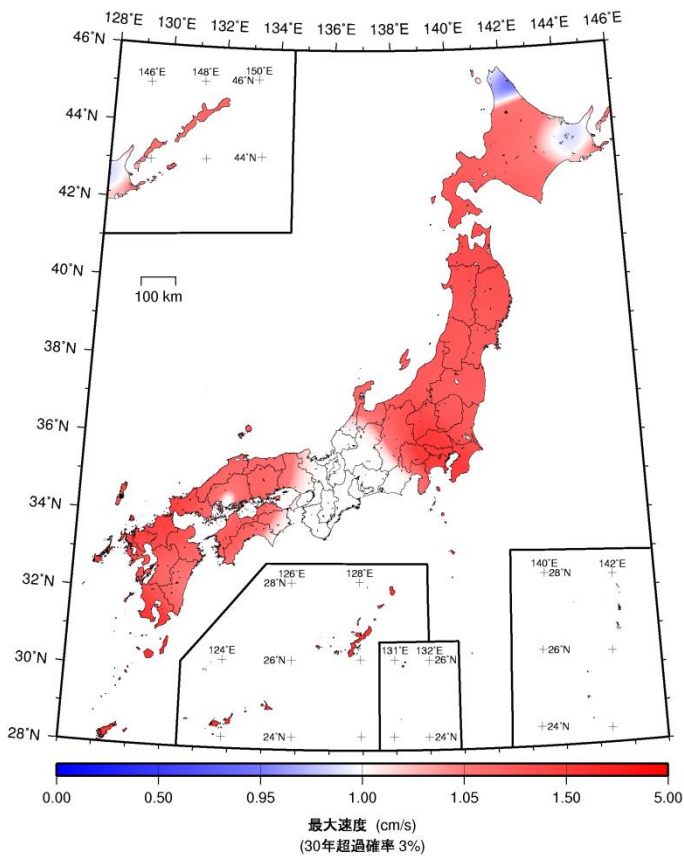
全地震



地震カテゴリー I



地震カテゴリー II



地震カテゴリー III

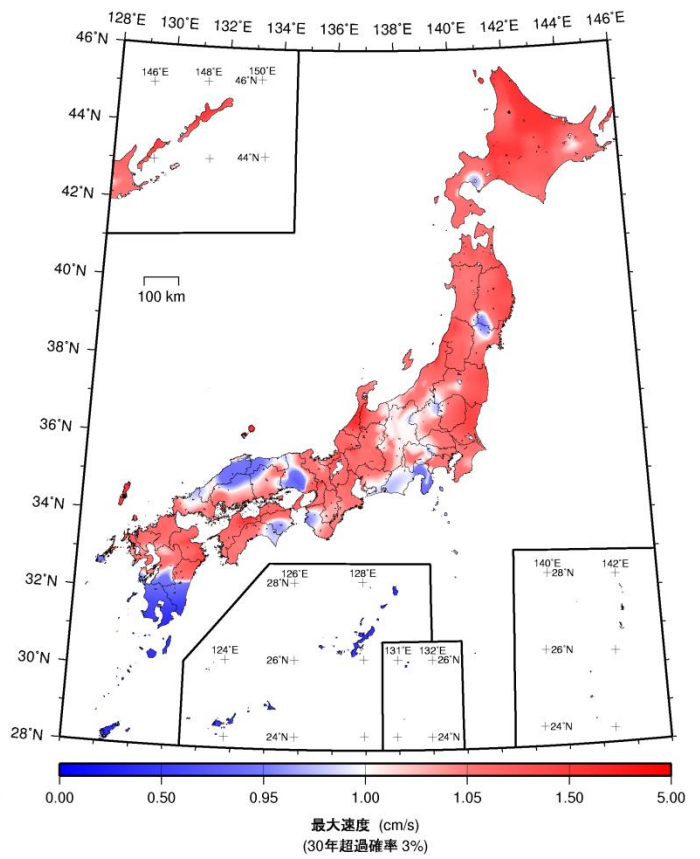
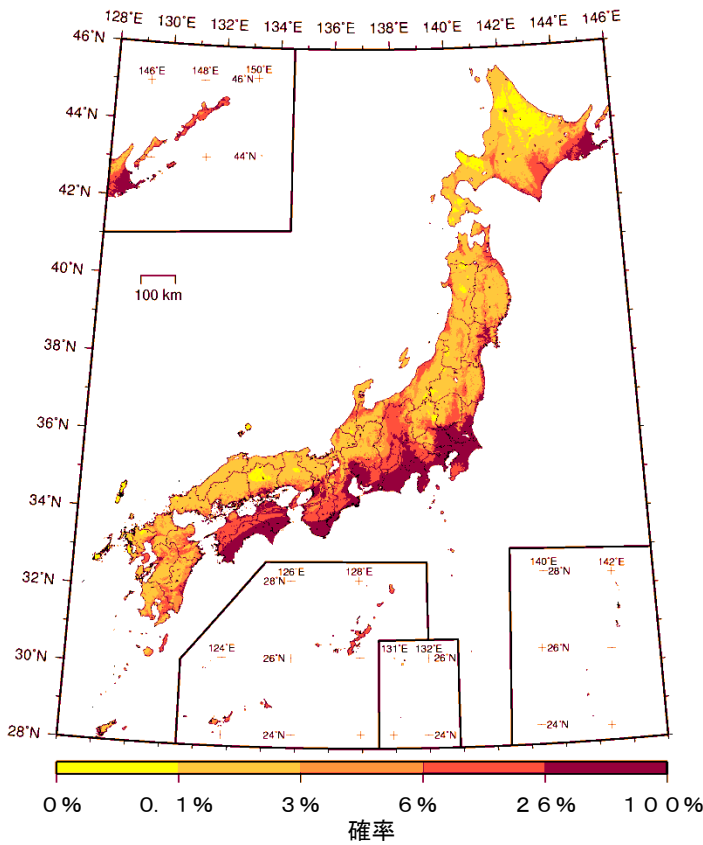
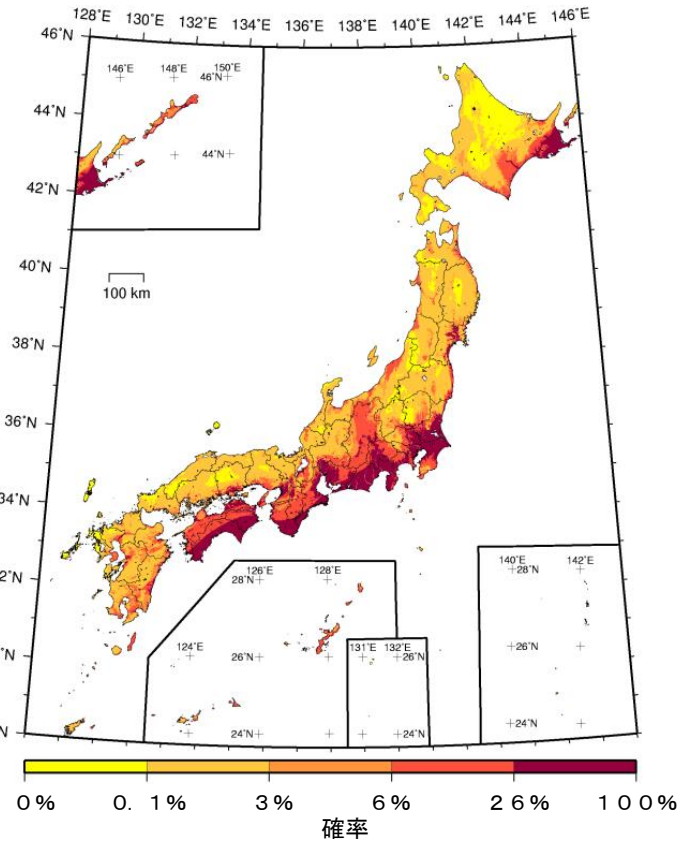


図 8. 2. 2-1(2) 工学的基盤上の最大速度の比 (2014 年版/2013 年従来モデル ; 平均ケース)

(a) 2014年版



(b) 2013年従来モデル



(c) 2014年版-2013年従来モデル

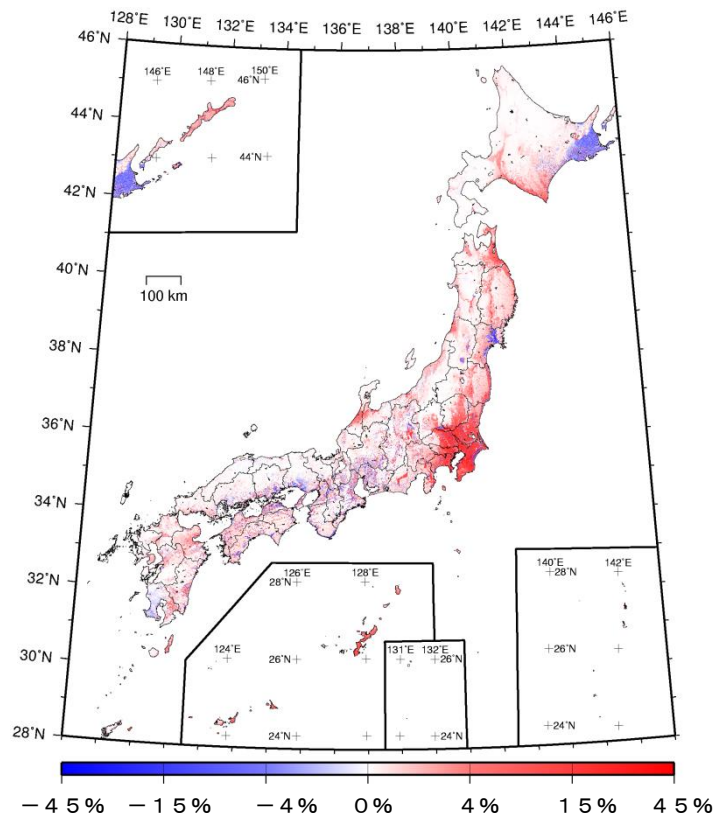
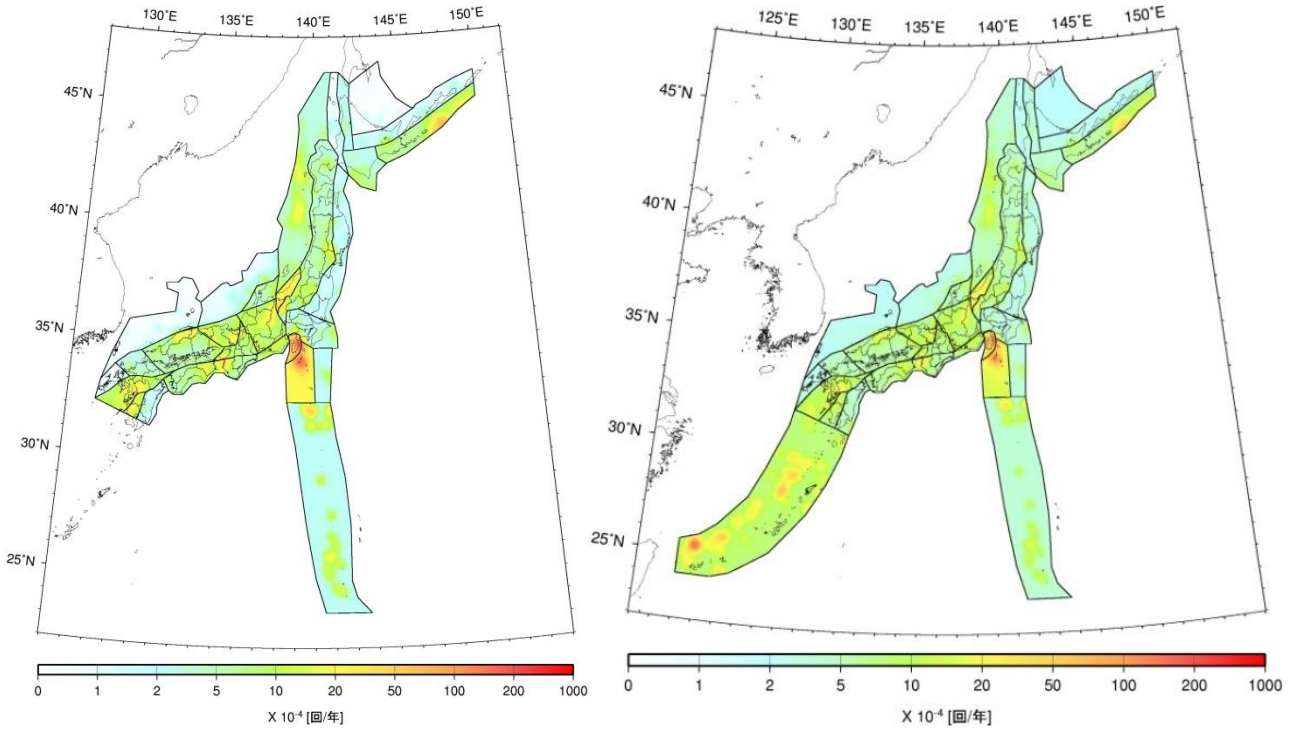


図 8.2.2-1(3) 2014年版と2013年従来モデルの超過確率の差(地表)

「今後30年間に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率」(平均ケース・全地震)

(a) 2013年従来モデル

(b) 2014年版



(c) 頻度の変化 (2013年における検討の従来モデルに対する2014年版の増減の比率) (単位: 個/年)

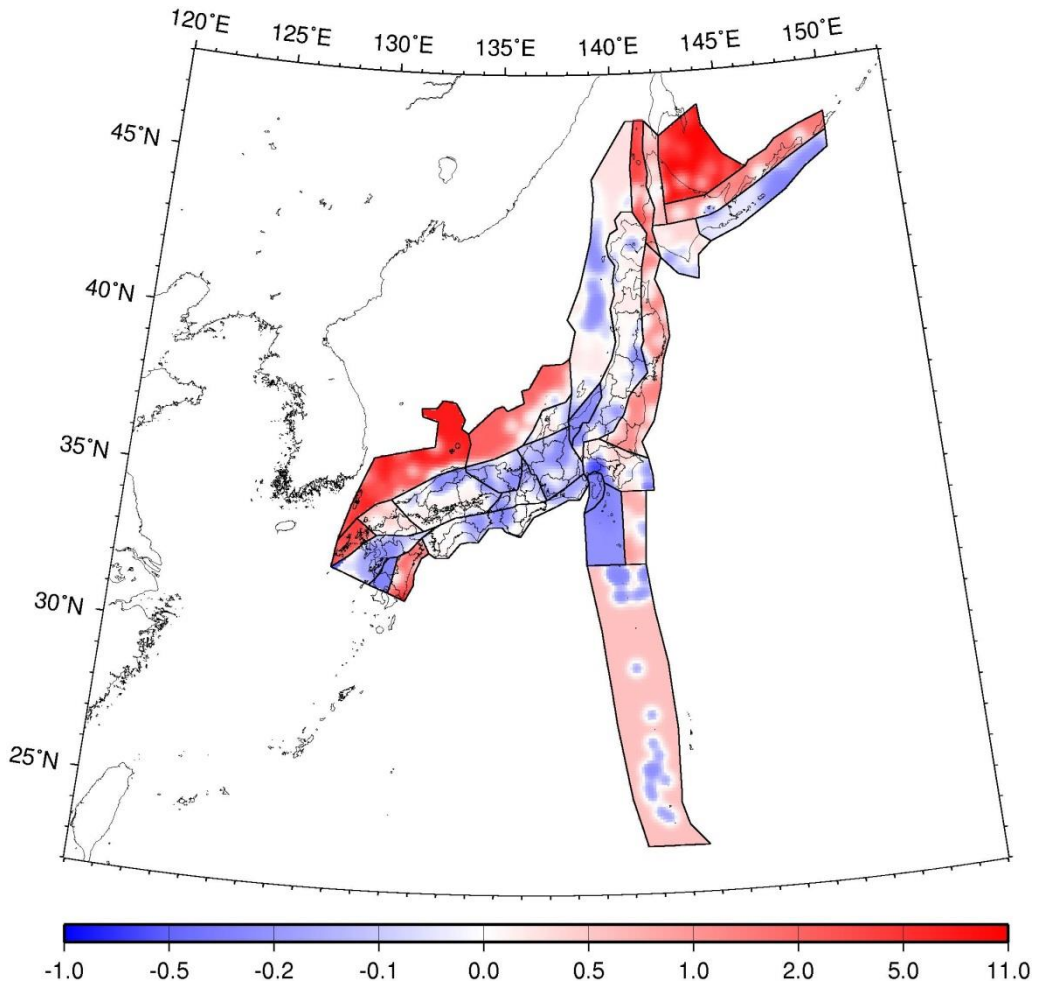


図 8.2.2-2 陸側プレートの浅い震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度の比較

(図 5.3.3.1-10 の再掲)

(2) 2013年の検討における検討モデルの評価結果との比較

ここでは、地震活動モデルが変わったことにより2014年版と2013年における検討の検討モデルとで地震動ハザードがどう変化したかを見るため、工学的基盤上での最大速度および地表での超過確率を比較する。図8.2.2-3(1)～図8.2.2-3(2)に、30年間の超過確率3%の工学的基盤上の最大速度について、2014年版、2013年における検討の検討モデル、および両者の比(2014年版/2013年検討モデル)を示す。また、図8.2.2-3(3)には、地表において今後30年間に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率について、2014年版、2013年における検討の検討モデル、および両者の差(2014年版-2013年検討モデル)を示す。図8.2.2-4には、陸側プレートの浅い震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度について、2013年における検討の検討モデルと2014年版との比較を示す。

2014年版の地震活動モデルは、2013年の検討における検討モデルが基となっていることもあり、2010年版や2013年起点の従来モデルとの確率の差と比べると、ハザードの変化の仕方は小さい。その主な内容と要因は以下のとおりである。

- 1) 北海道、東北、隠岐の島、九州北部での全体的なハザードの上昇と山陰、熊本県付近でのハザードの低下
陸域の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に「大領域」の区分を導入したことにより、当該地震の発生頻度が変化したことが影響している(図8.2.2-4)(地震カテゴリーⅢ)。
- 2) 北海道および静岡県以西の太平洋側でのハザードのわずかな上昇
2013年から1年経過したことにより、BPT分布で評価している海溝型巨大地震の発生確率が上昇した(南海トラフのM8~9クラスの地震:30年67%→68%、根室沖の地震:30年49%→51%など)ことが影響している(地震カテゴリーⅠ)。
- 3) 北海道根室地方におけるハザードのわずかな低下
陸域の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度を算出する際に大領域を用いる方法を導入したことにより、根室地方では地震の発生頻度が下がり(図8.2.2-4)、ハザードが低下した(地震カテゴリーⅢ)。
- 4) 群馬県中央部、青森県南部地方の海岸付近、長野県東部の一部における確率の上昇
2014年版で採用した表層地盤による最大速度の増幅率は、これまで用いてきたものと比べ、青森県南部地方の海岸付近、群馬県中央部、長野県東部の一部において大きくなった。これらの地域における確率の上昇には、表層地盤による揺れの増幅率のデータの更

新(図 8.2.2-5)が大きく影響している。同様に、全国において見られる非常に局所的な確率の上昇や低下は、表層地盤データの更新が理由である。

5) 関東地方でのハザードの低下

相模トラフ沿いの $M8$ クラスの地震の発生確率は、2013 年における検討の検討モデルではポアソン過程を用いて計算した値(30 年約 9%)を用いた。2014 年版では「5.2.1.1 相模トラフ沿いの $M8$ クラスの地震」に示すとおり、地質学的データに基づいて計算された地震発生確率を基に設定した値(30 年約 0.7%)を用いた。これにより、関東地方でハザードが低下している(地震カテゴリーⅠ)。また、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2014b)の「プレートの沈み込みに伴う $M7$ 程度の地震」の評価に基づいて、関東直下のフィリピン海プレート内の震源断層をあらかじめ特定しにくい地震について、その最大マグニチュードを 7.8(相模トラフ沿いの $M8$ クラスの地震として考慮するマグニチュードの最小値未満)から 7.3 に変更したことも影響している(地震カテゴリーⅡ)。

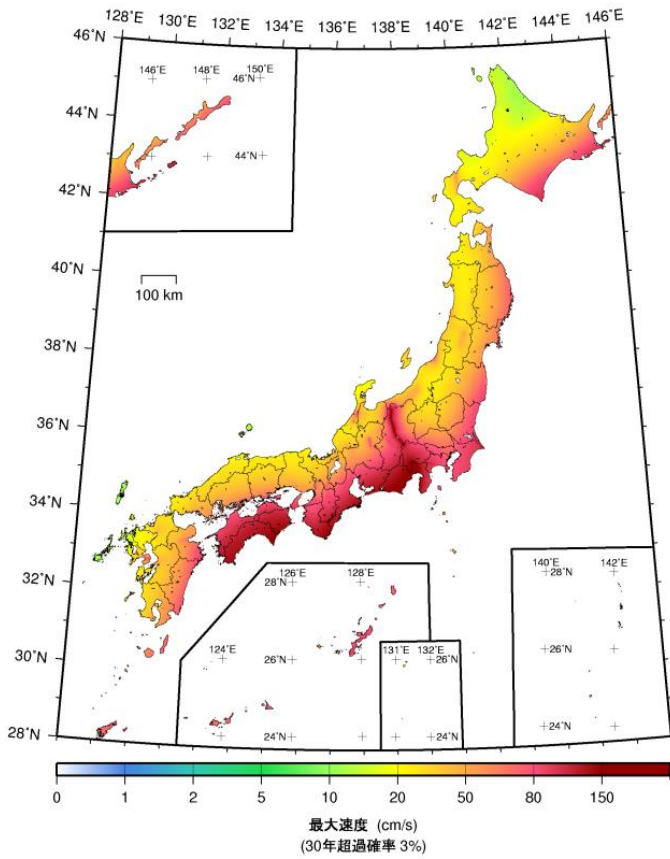
6) 新潟平野周辺および庄内平野周辺におけるハザードの低下

日本海東縁部の地震の発生確率は、2013 年における検討の検討モデルではポアソン過程を用いて計算した値を用いたが、2014 年版ではポアソン過程を用いて計算した値と、BPT 分布を用いて計算した長期評価による値の平均値としたため、新潟県付近でハザードが低下した(地震カテゴリーⅢ)。

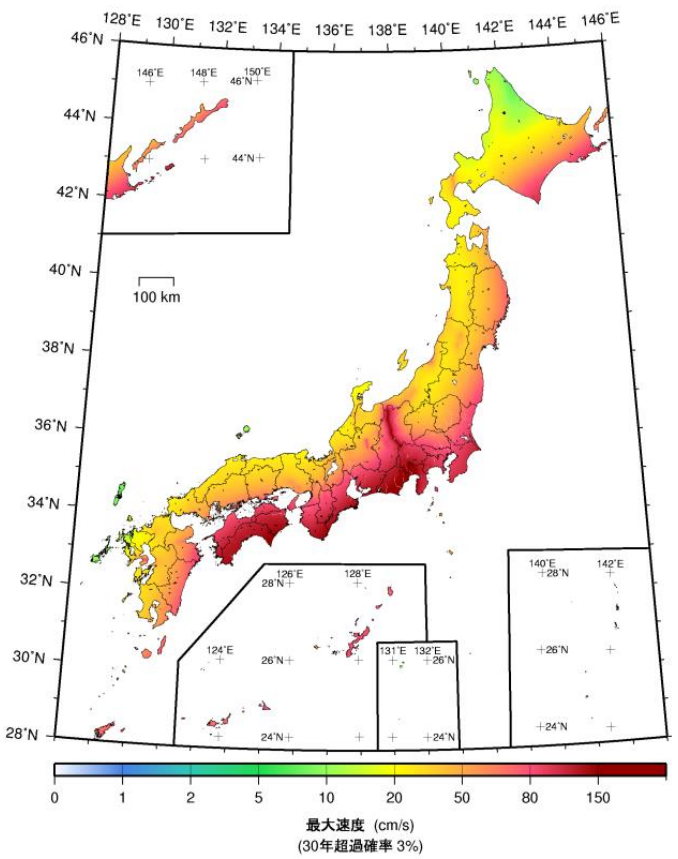
7) 兵庫県南部でのハザードの低下と石川県付近でのハザードの上昇

「山崎断層帯の長期評価(一部改訂)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013e)において、山崎断層帯主部南東部で発生する地震の発生確率が低下した(30 年 2.3%→0.003%) ことにより兵庫県南部でのハザードが低下した。また、「森本・富樫断層帯の長期評価(一部改訂)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013c)において、森本・富樫断層帯で発生する地震の発生確率が上昇したことにより、石川県付近のハザードが上昇した(地震カテゴリーⅢ)。

(a) 2014年版



(b) 2013年検討モデル



(c) 2014年版/2013年検討モデル

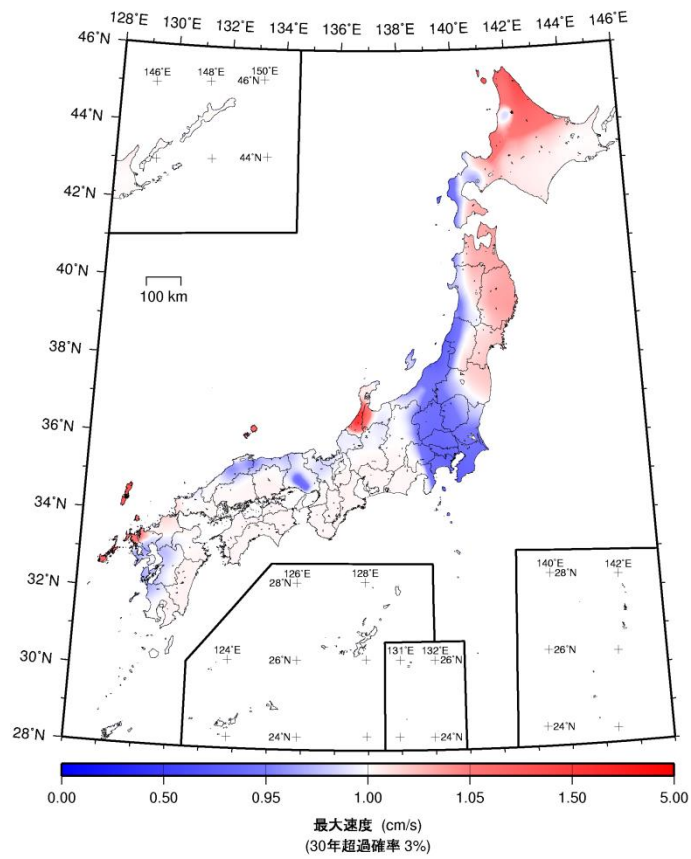
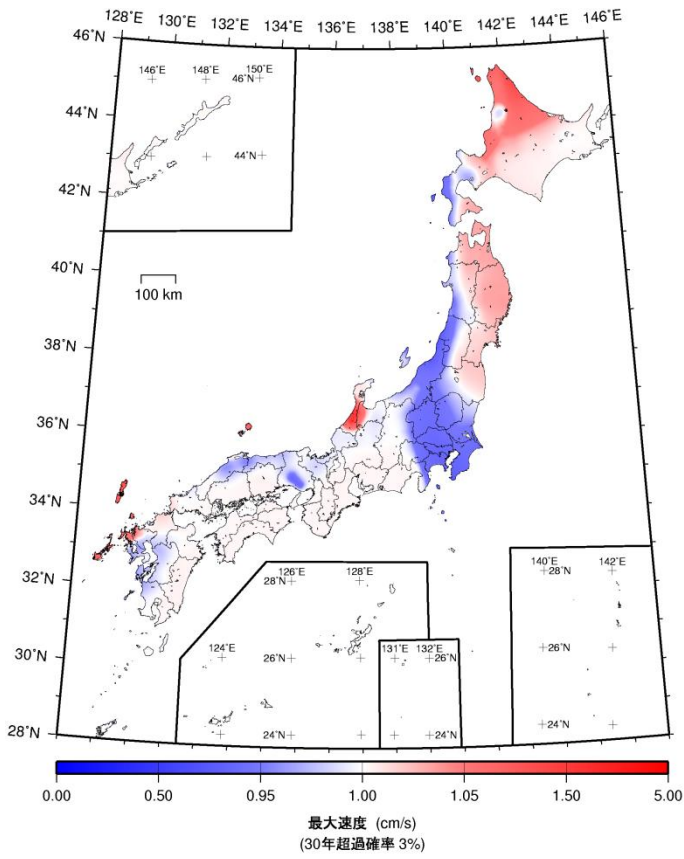
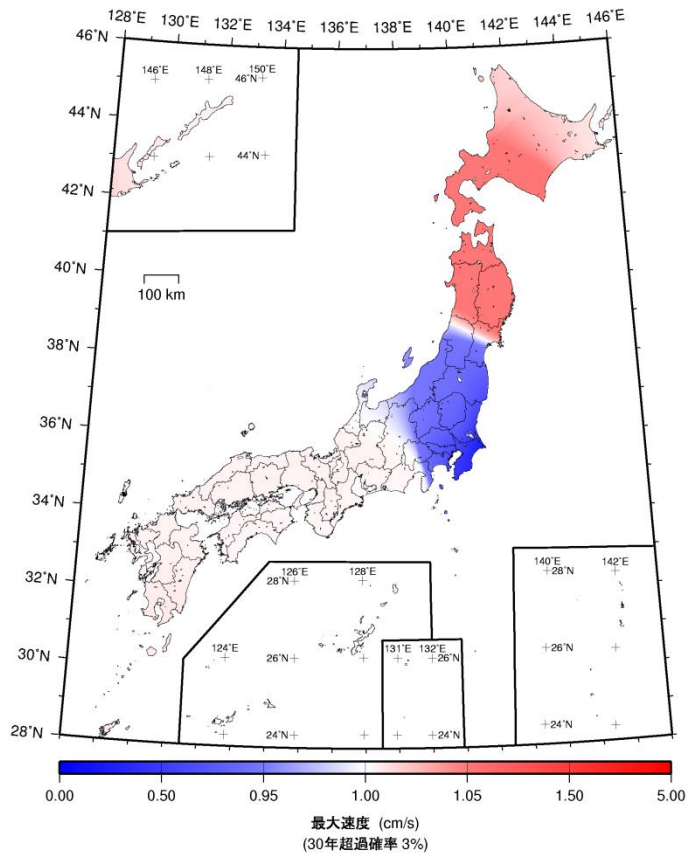


図 8.2.2-3(1) 工学的基盤上の最大速度の比 (2014年版/2013年検討モデル; 平均ケース)

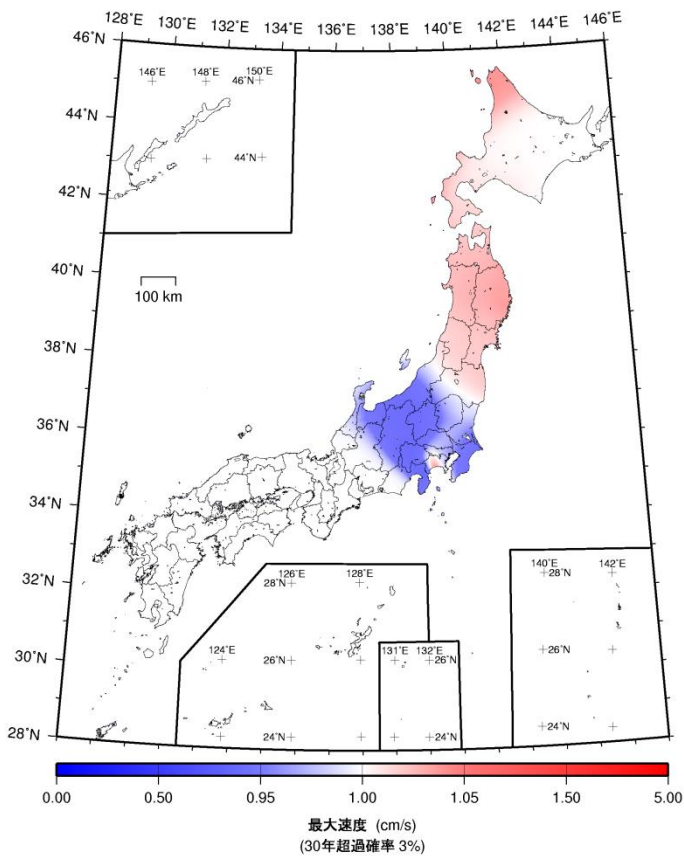
全地震



地震カテゴリー I



地震カテゴリー II



地震カテゴリー III

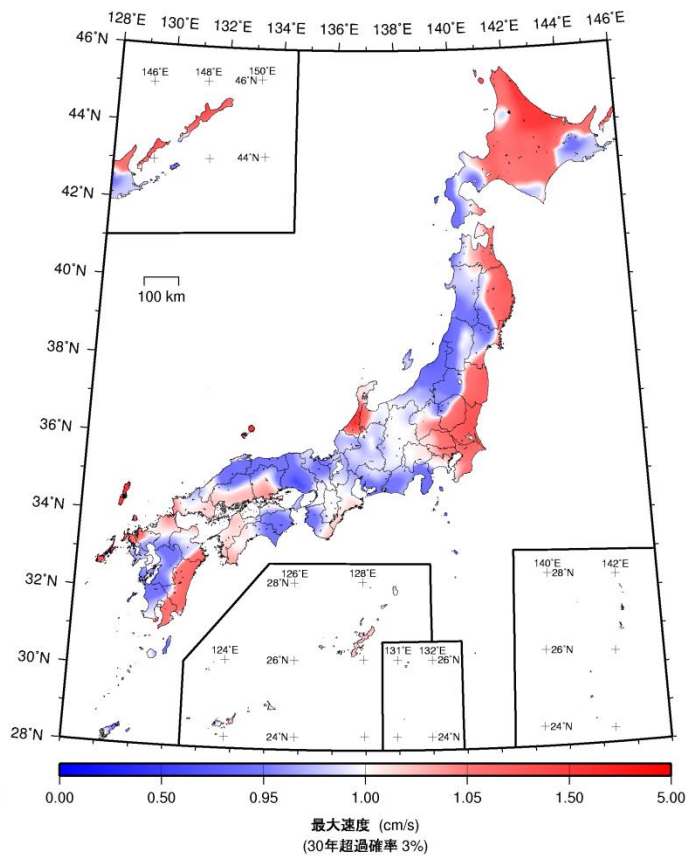
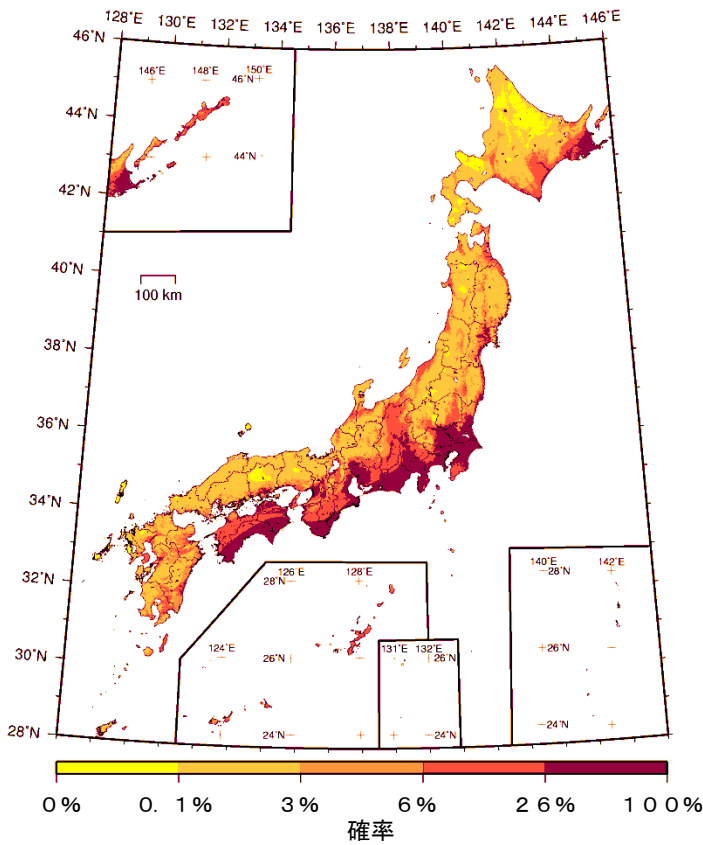
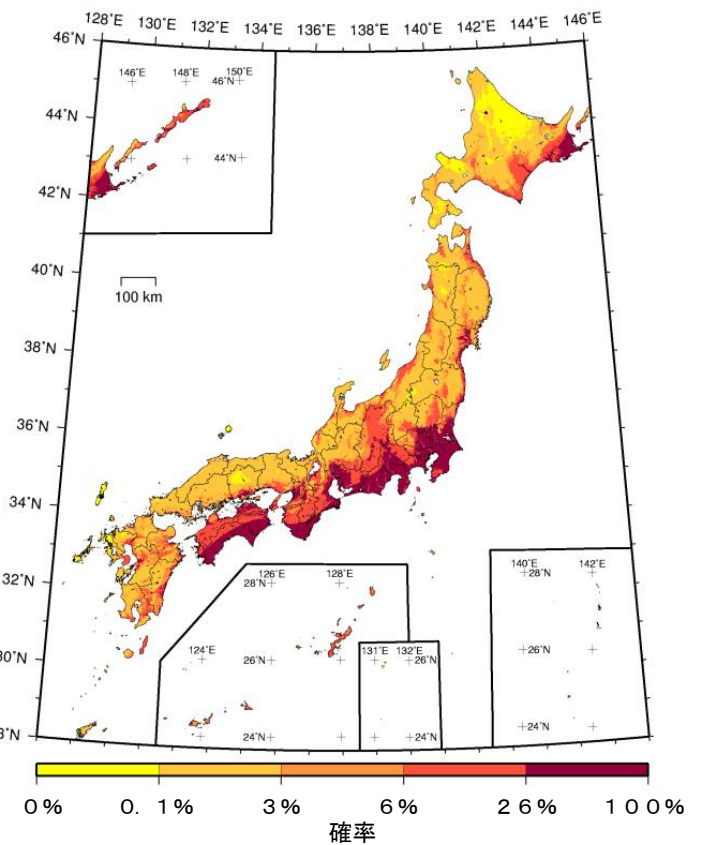


図 8. 2. 2-3(2) 工学的基盤上の最大速度の比 (2014 年版/2013 年検討モデル ; 平均ケース)

(a) 2014年版



(b) 2013年検討モデル



(c) 2014年版-2013年検討モデル

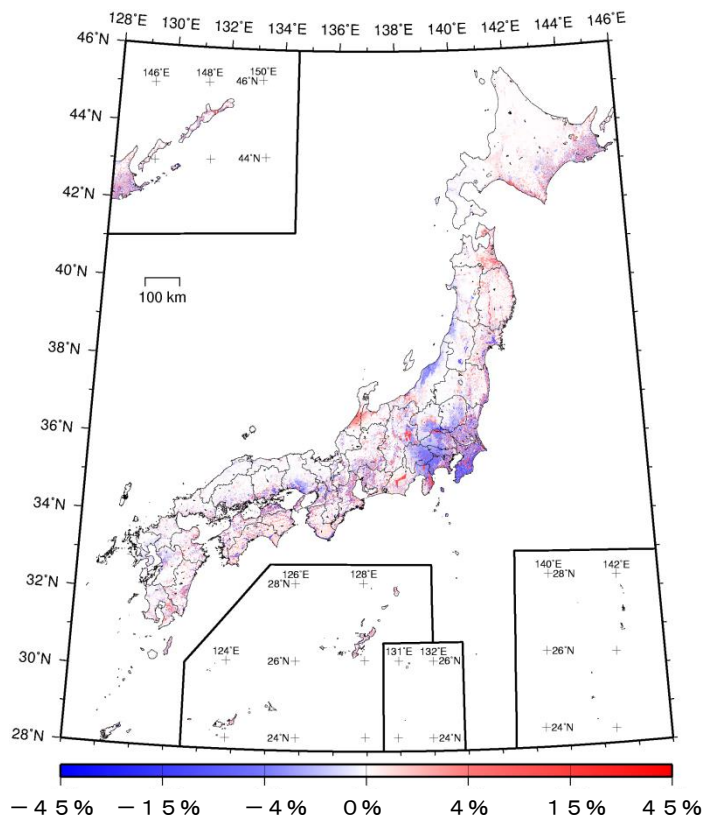
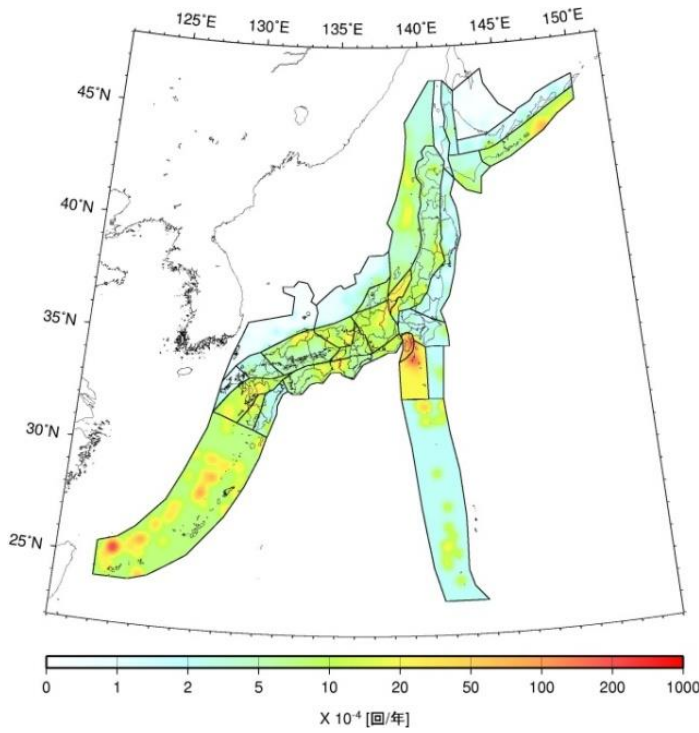
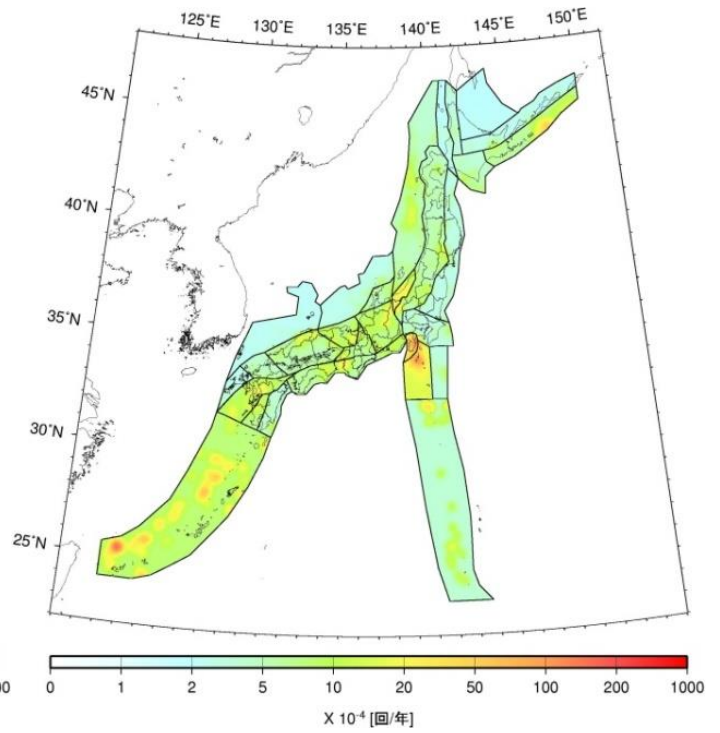


図 8.2.2-3(3) 2014年版と2013年検討モデルの超過確率の差(地表)
「今後30年間に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率」(平均ケース・全地震)

(a) 2013 年検討モデル



(b) 2014 年版



(c) 頻度の変化 (2013 年における検討の検討モデルに対する 2014 年版の増減の比率) (単位: 個/年)

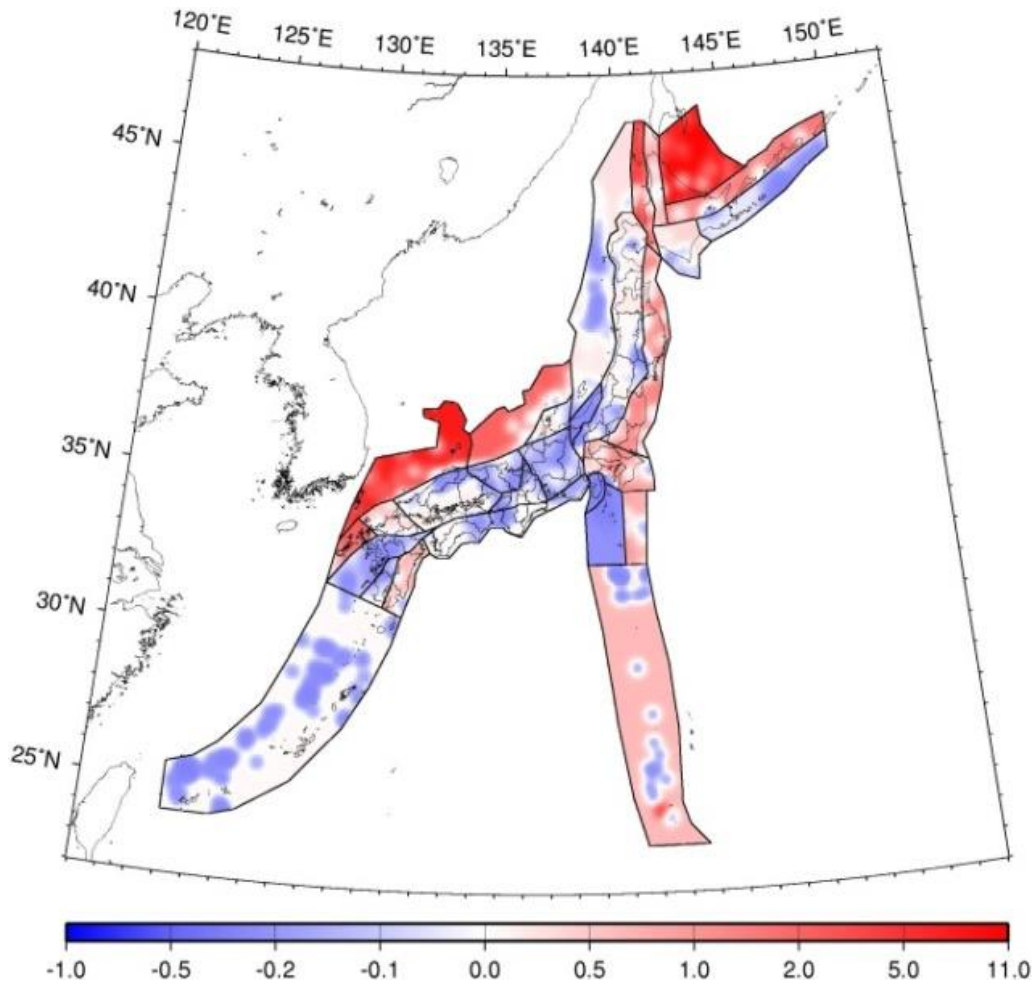


図 8.2.2-4 陸側プレートの浅い震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生頻度の比較

(図 5.3.3.1-11 の再掲)

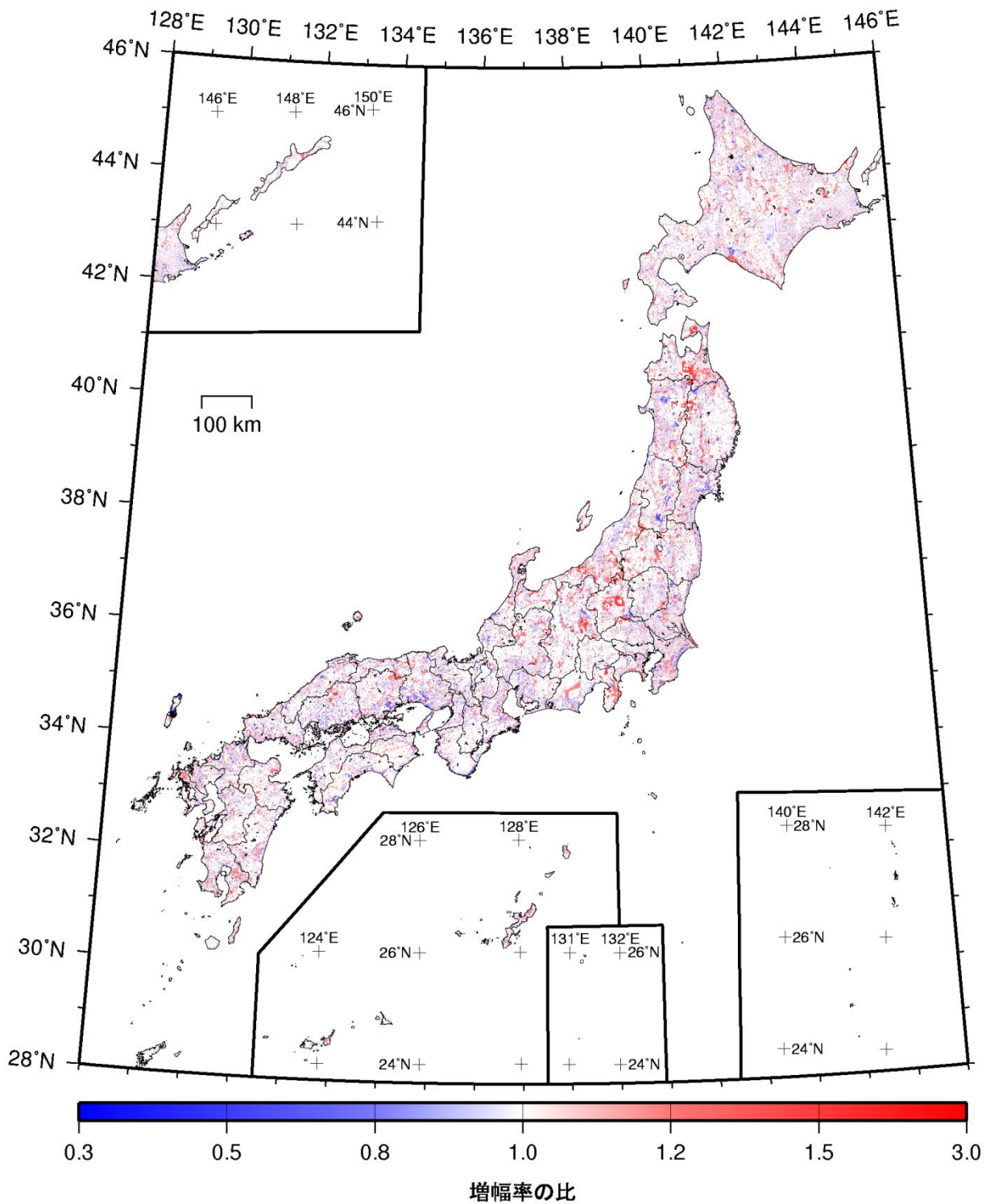


図 8.2.2-5 世界測地系のメッシュ中心位置で比較した 2014 年版と従来版の表層地盤による最大速度の増幅率の比 (2014 年版/従来版) (図 7.1.4 の再掲)

8.2.3 全国主要地点における超過確率とハザードカーブの比較

全国の主要地点を対象に、各モデルに基づいて計算した超過確率とハザードカーブを比較して示す。対象地点は、各都道府県の県庁所在都市の市役所の位置を含むメッシュ、ならびに北海道の各振興局位置を含むメッシュの合計 61 地点である。

61 地点における超過確率（30 年間、震度 6 弱以上、平均ケース）の比較を図 8.2.3-1 に、2010 年版、2013 年従来モデル、2013 年検討モデルの超過確率に対する 2014 年版の超過確率の増分比を図 8.2.3-2 に示した。また、61 地点における表層地盤での震度増分の比較を図 8.2.3-3 に、同地点における地表の計測震度のハザードカーブを図 8.2.3-4 に、工学的基盤面上の計測震度のハザードカーブを図 8.2.3-5 に示した。

これらの図から、全体的な傾向として、2010 年版と 2013 年の従来モデルがほぼ同等のハザードレベルであるのに対して、2013 年の検討モデルはそれよりも大きくなっており、2014 年版はおおむね 2013 年の検討における検討モデルと同等のハザードレベルとなっているところが多い。これは、2013 年の従来モデルが 2010 年版の地震活動モデルを踏襲しているのに対して、2014 年版は、不確実性を考慮した 2013 年の検討モデルに基づいていることによるものである。

ただし、南海トラフの地震の影響が大きい東海～四国にかけての地域では、2013 年の従来モデルであっても 2013 年の検討モデルおよび 2014 年版と同等のハザードレベルとなっている。また、南海トラフの地震の震源域に近い静岡市や名古屋市において、2010 年版のハザードカーブが、高確率では他のハザードカーブと比べて最大速度が大きくなっているが、低確率ではそれが逆転している。これは、「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013d)を反映したことによる。すなわち、これまで南海トラフの地震は、想定東海地震、南海地震、東南海地震のそれぞれについて個別に扱われていたが、改訂により、それらの地震は南海トラフにおける多様な地震発生様式の一部として評価されている。また、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードも、2014 年版では従来よりも大きく設定したことが影響している。

関東地方の各都市、金沢市では 2014 年版のハザードの方が 2013 年の検討モデルよりも大きく、金沢市においても 2014 年版のハザードの方が 2013 年の検討モデルよりも大きくなっている。これらは、「8.2.2 2014 年版と 2013 年における検討の評価結果の比較」で述べたとおり、それぞれ、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2014b)、「森本・富樫断層帯の長期評価(一部改訂)」(2013c)の反映によるものである。兵庫県南部においては、「山崎断層帯の長期評価(一部改訂)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013e)の反映によりハザードが低下しているものの、

神戸市役所が立地するメッシュの微地形区分が見直され地震波の最大速度の増幅率が従来よりも大きくなったため、2014年版のハザードの方が2013年の検討モデルよりも大きくなっている。

図 8.2.3-4 の地表の最大速度のハザードカーブと図 8.2.3-5 の工学的基盤上のハザードカーブとを比較すると、データの全国的な見直しが行われた表層地盤モデルの変更の影響を理解することができる。工学的基盤でのハザードカーブでは、2013年の検討モデルと2014年版でほぼ同等の地点が多いが、地表では大きく異なっている地点も見受けられる（例えば、水戸、津、神戸など）。表層地盤による最大速度の増幅率は、評価対象地点を含むメッシュによる値を用いているが、これらの地点では、地形・地盤分類が見直されたことにより地盤増幅率の評価が変わったことが影響している。このことは、地震動ハザード評価において、地盤情報がきわめて重要であることを表している。

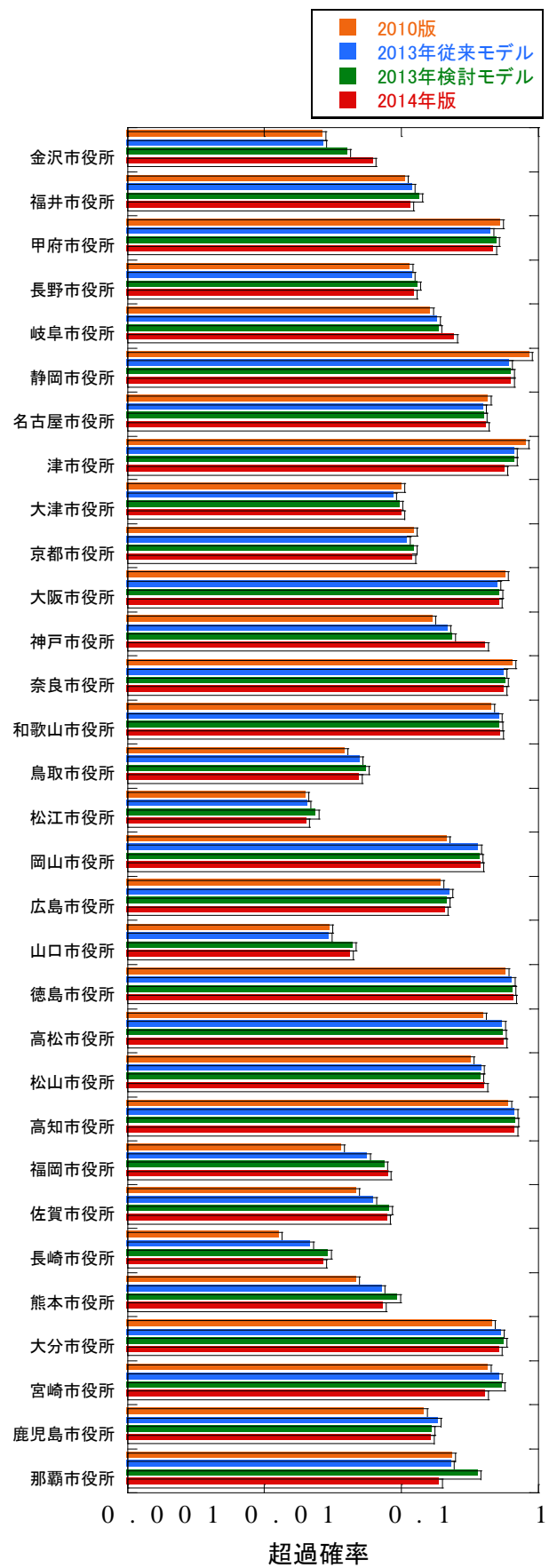
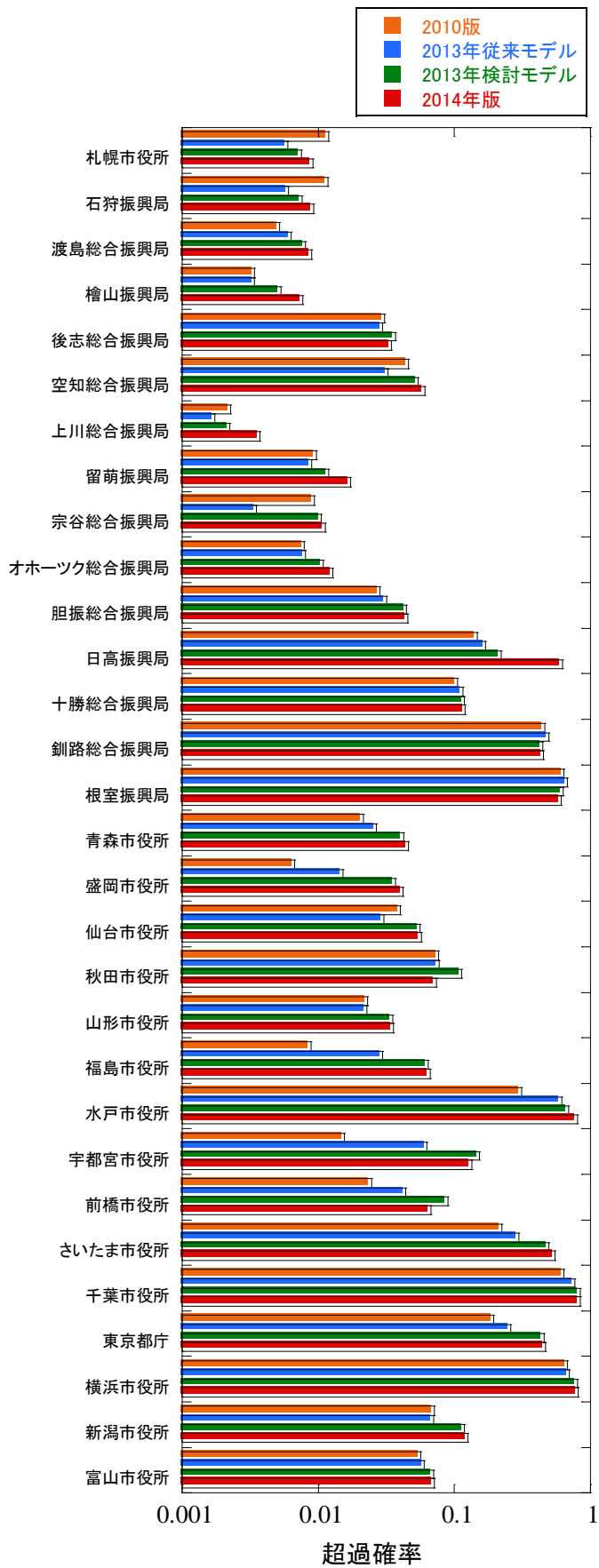


図 8.2.3-1 主要地点における超過確率 (30 年間、震度 6 弱以上)

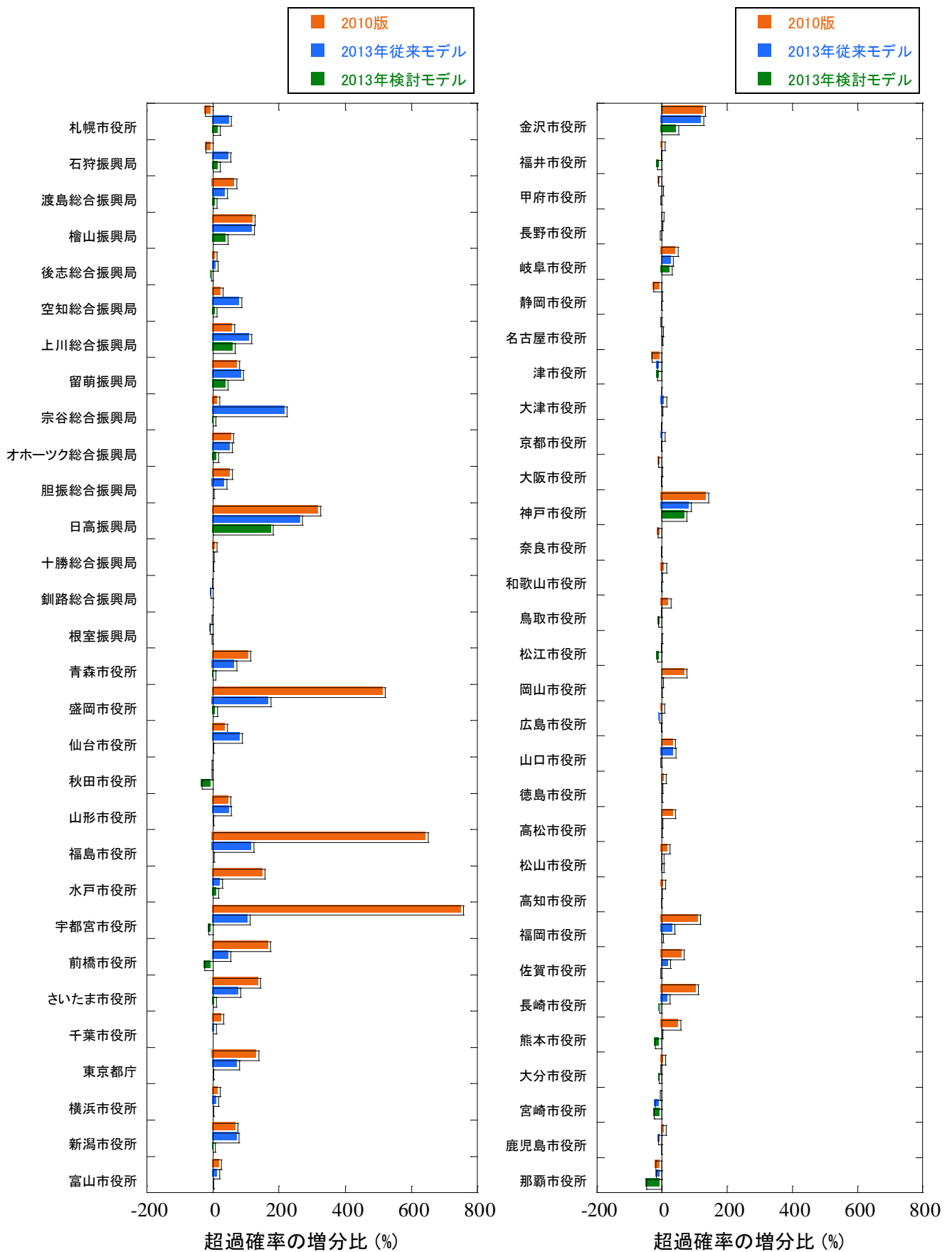


図 8. 2. 3-2 主要地点における超過確率の増分比 (30年間、震度 6 弱以上)

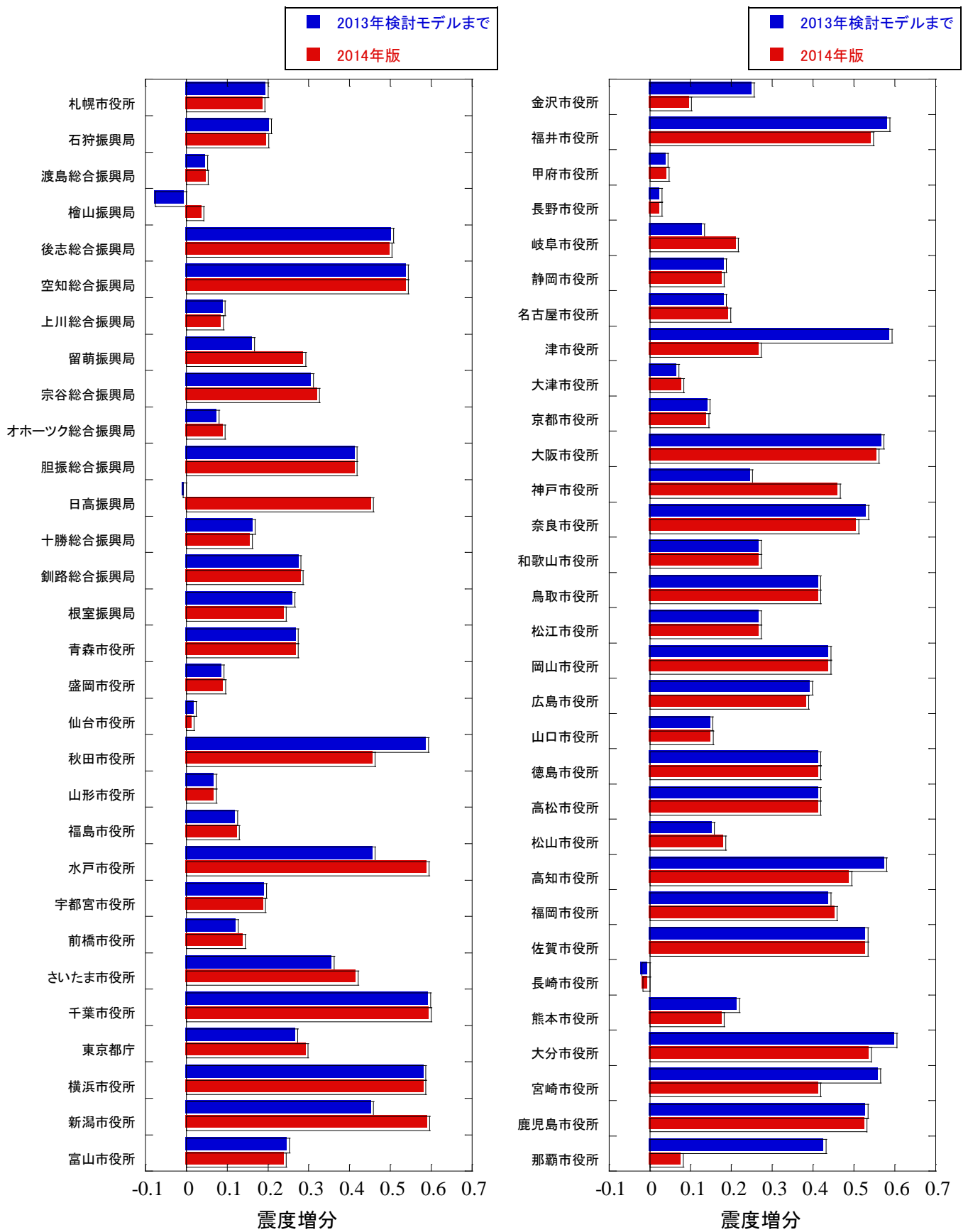


図 8.2.3-3 主要地点における表層地盤での震度増分の比較

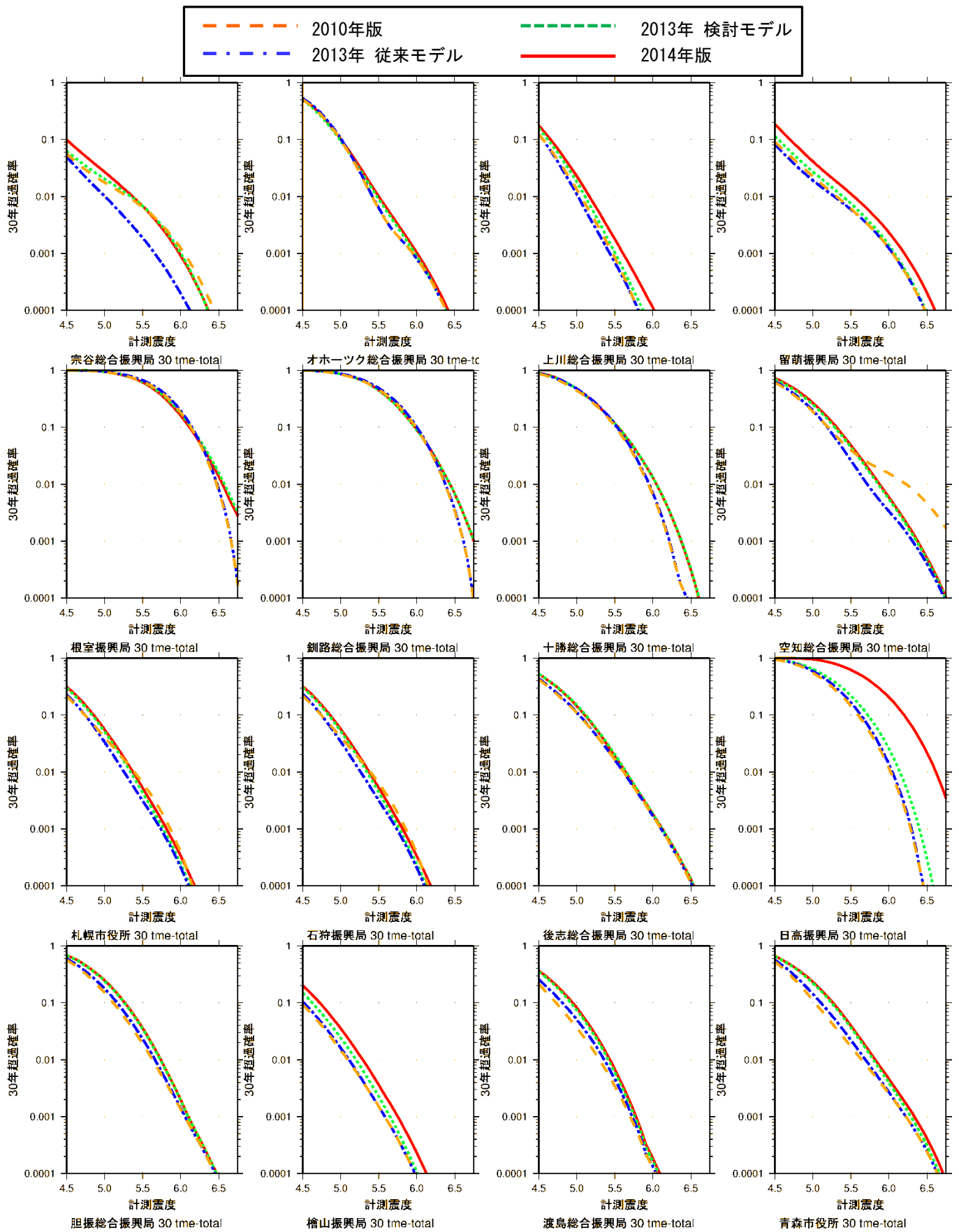


図 8.2.3-4(1) 地表面上の計測震度のハザードカーブ

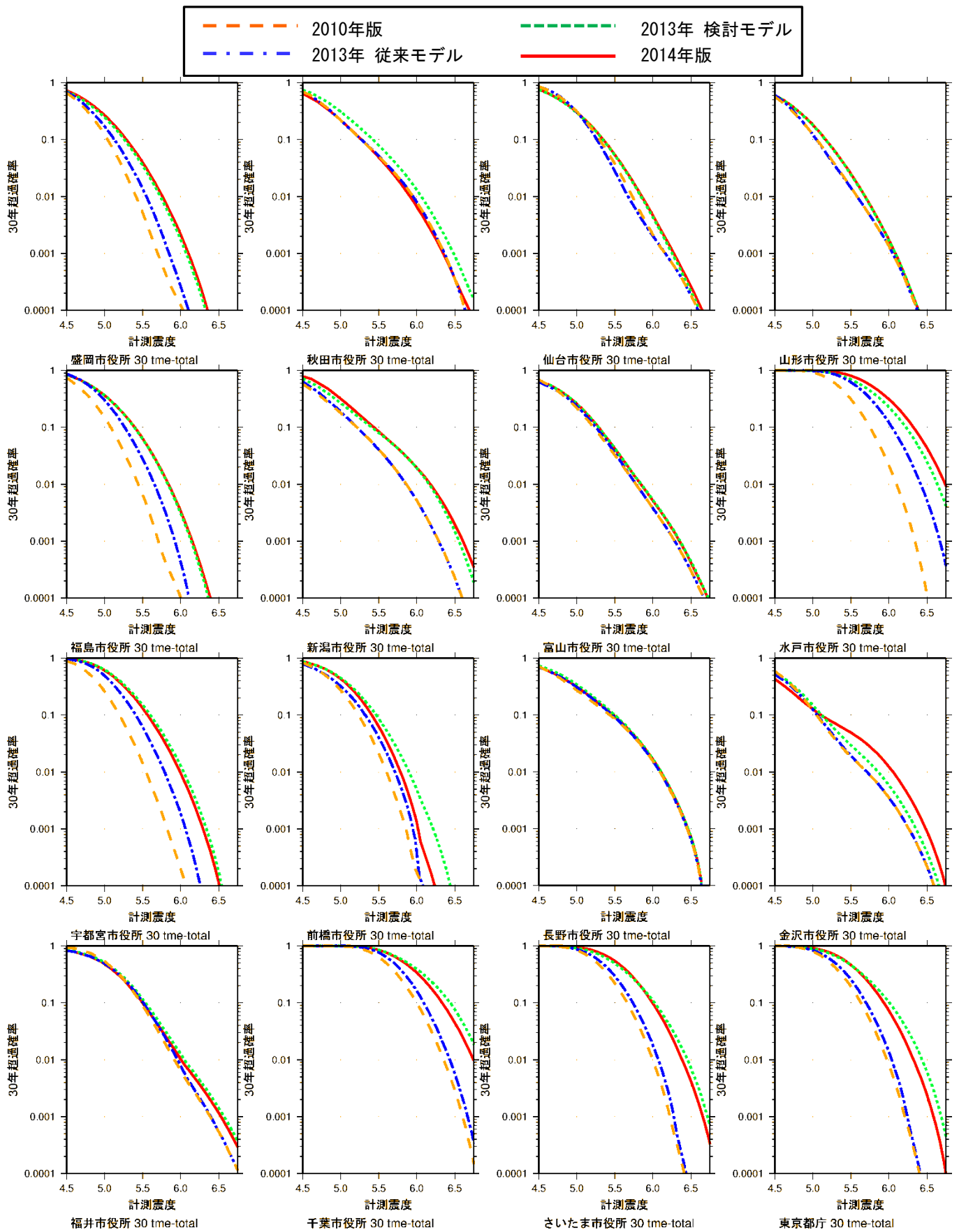


図 8.2.3-4(2) 地表面上の計測震度のハザードカーブ (つづき)

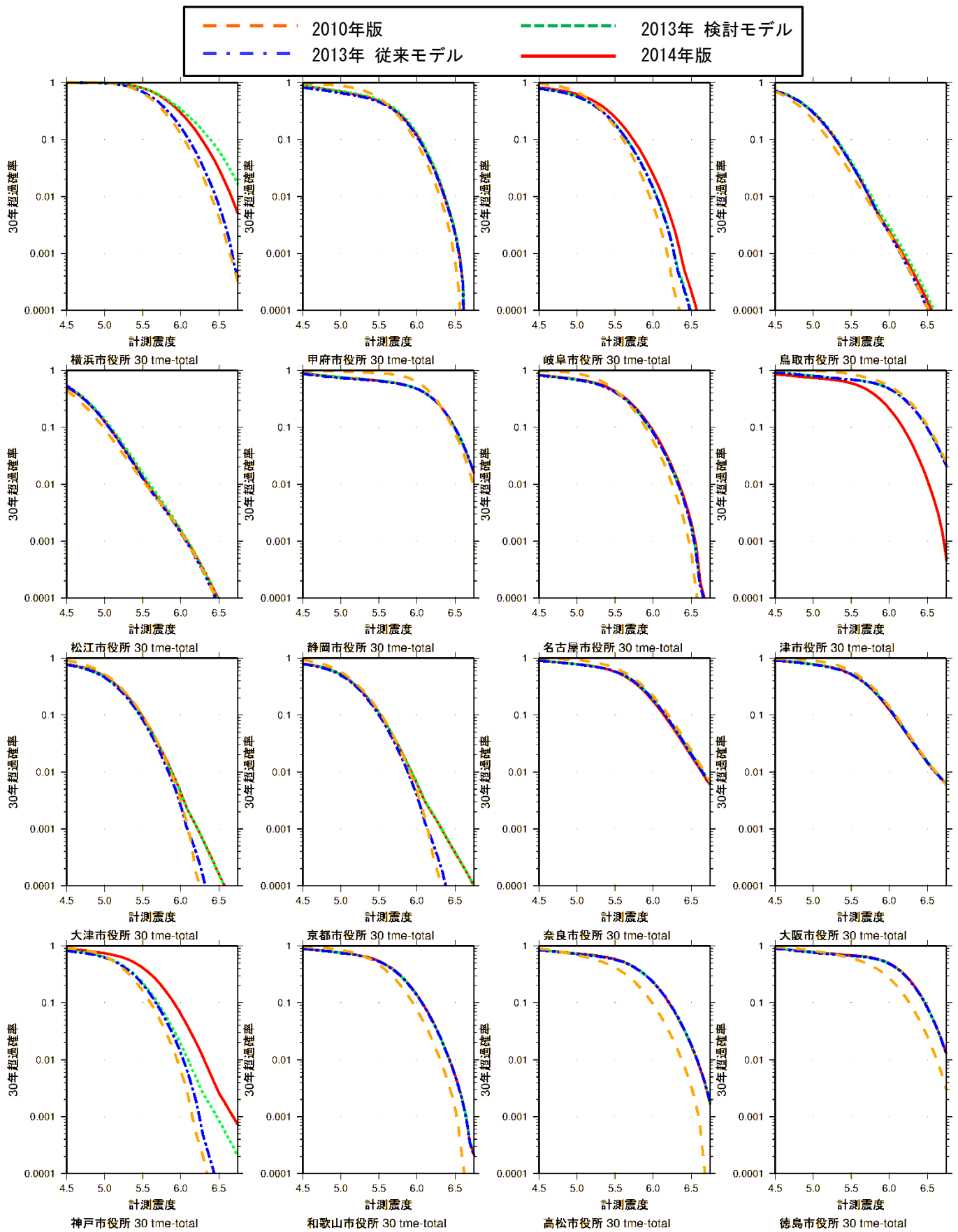


図 8. 2. 3-4(3) 地表面上の計測震度のハザードカーブ (つづき)

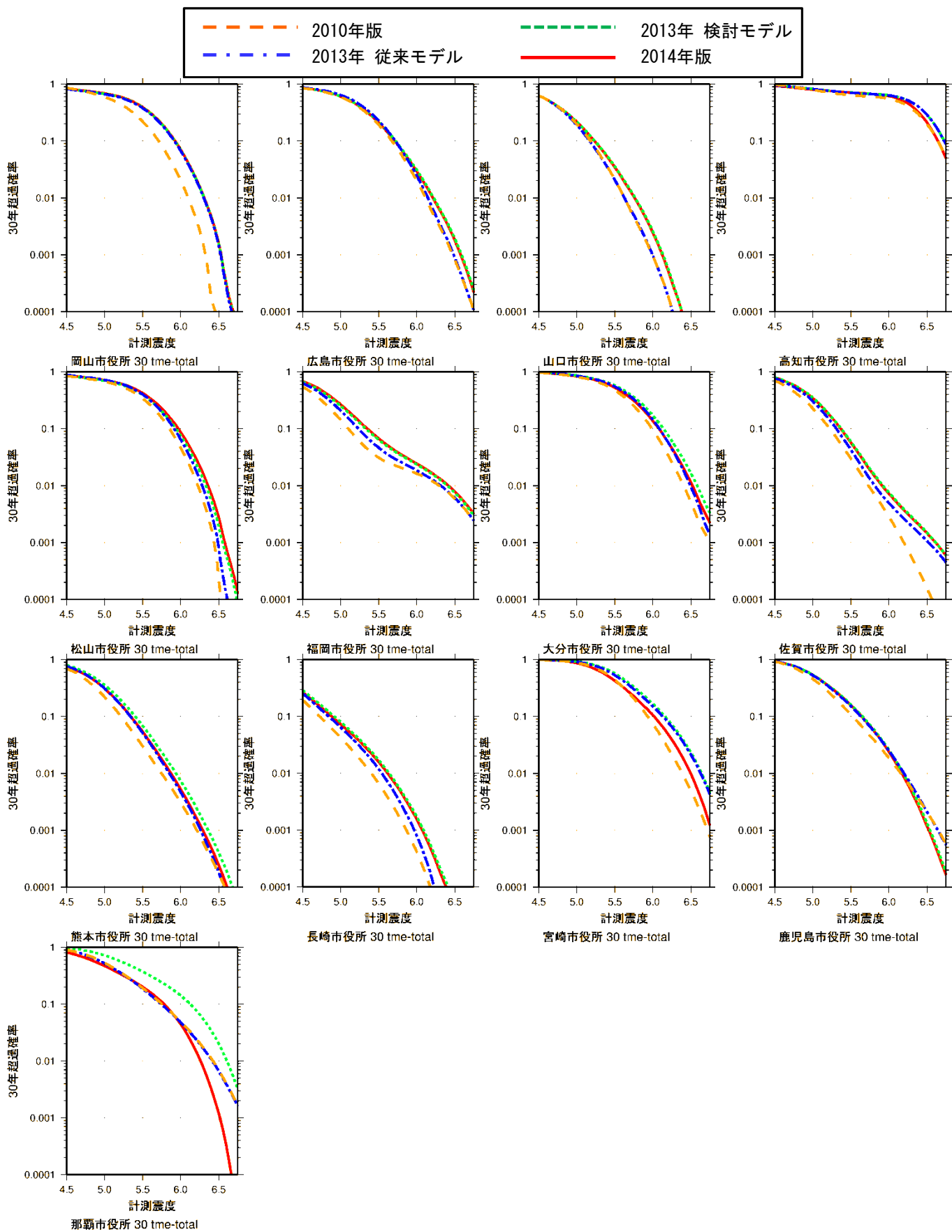


図 8. 2. 3-4(4) 地表面上の計測震度のハザードカーブ (つづき)

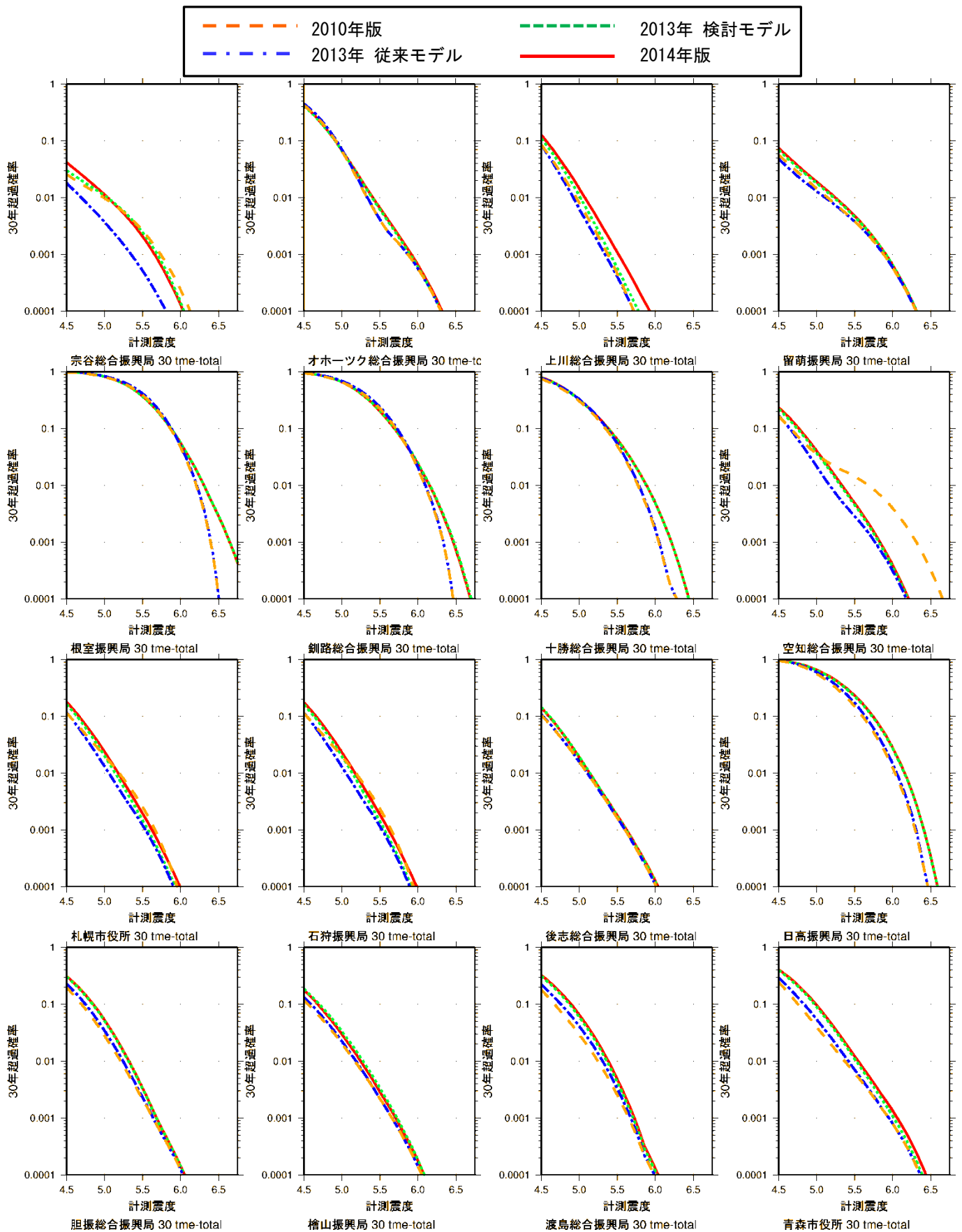


図 8.2.3-5(1) 工学的基盤面上の計測震度のハザードカーブ

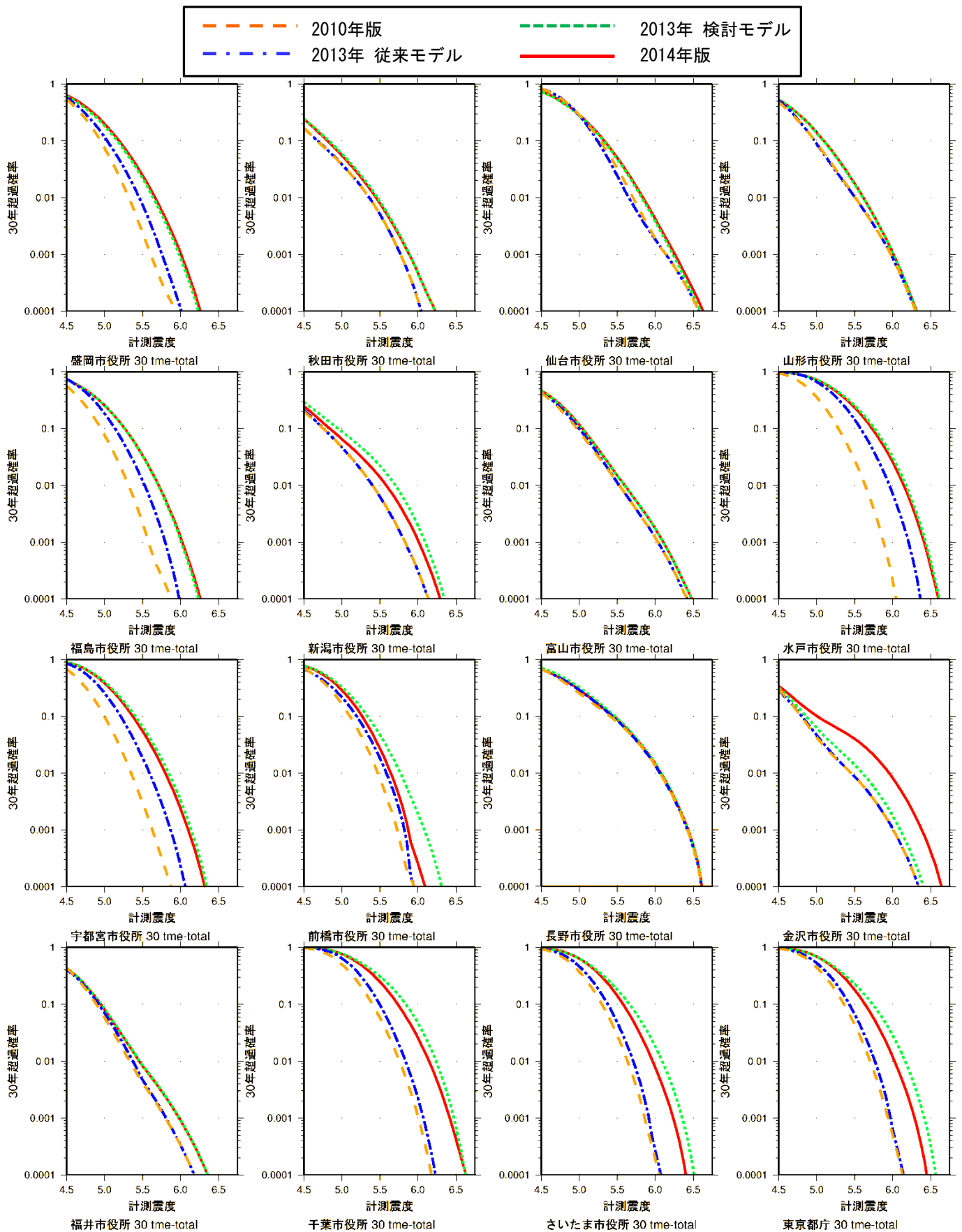


図 8. 2. 3-5(2) 工学的基盤面上の計測震度のハザードカーブ (つづき)

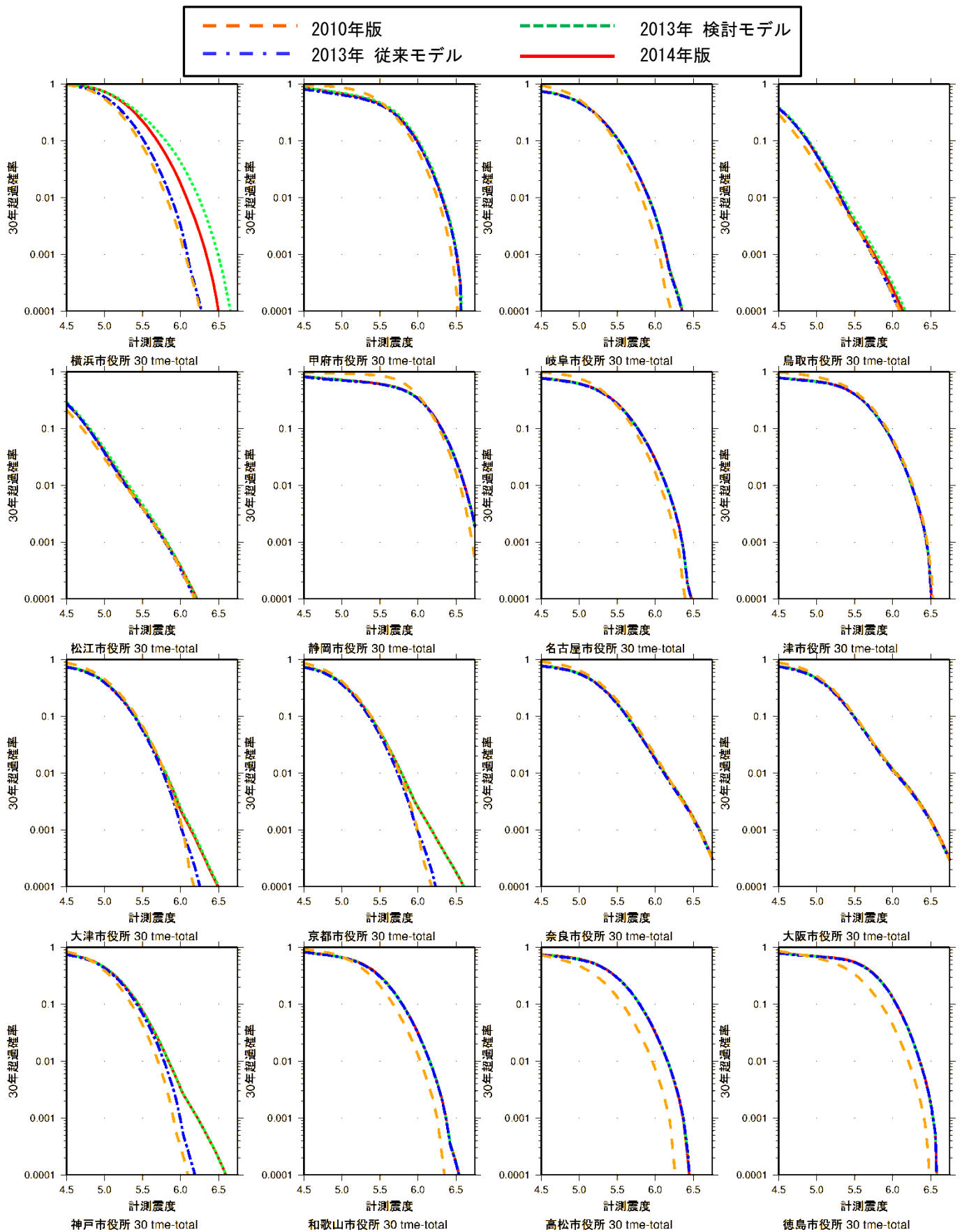


図 8. 2. 3-5(3) 工学的基盤面上の計測震度のハザードカーブ (つづき)

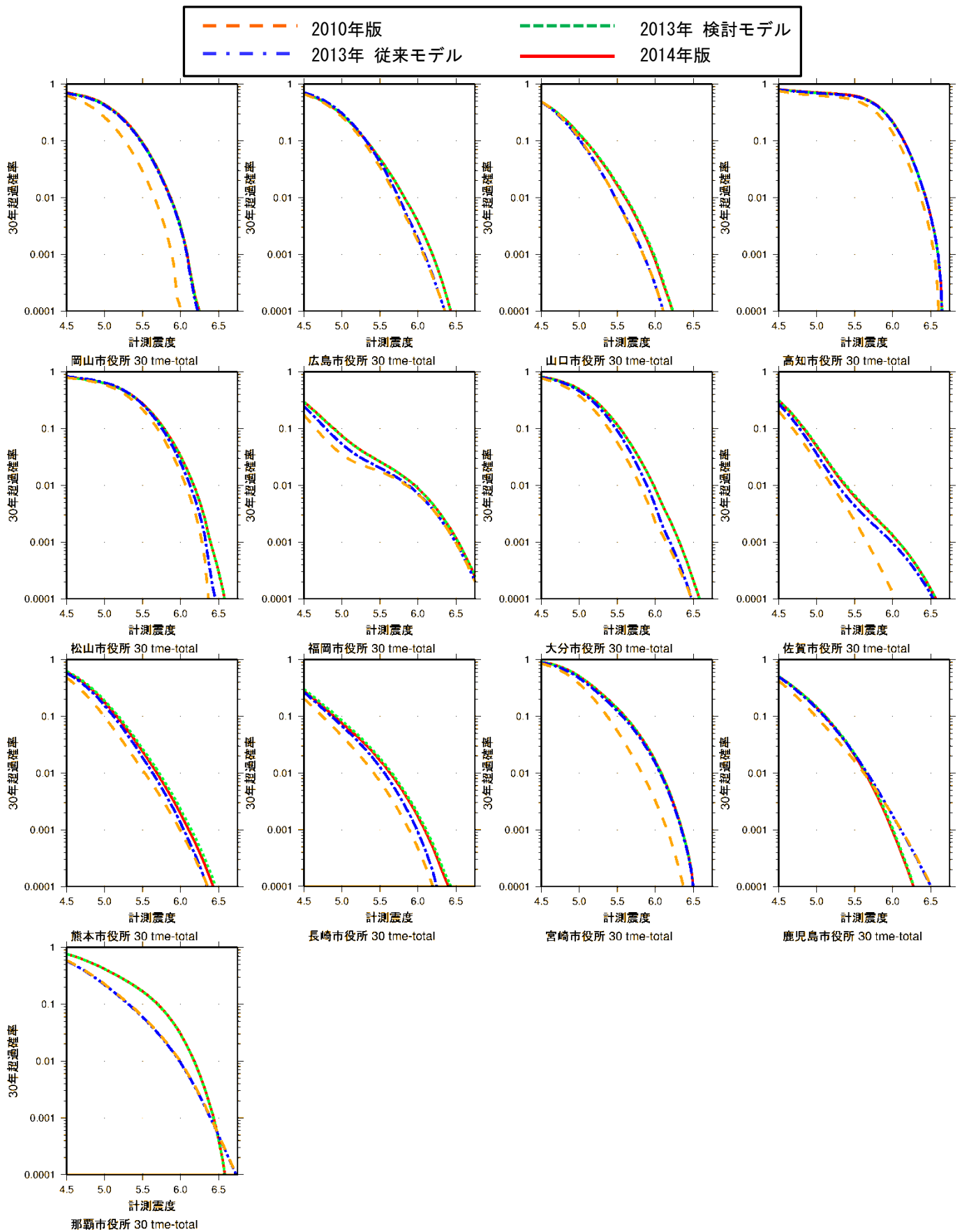


図 8. 2. 3-5(4) 工学的基盤面上の計測震度のハザードカーブ (つづき)

9. 長期間平均のハザードマップ

従来の30年間3%(再現期間^{*} 約1,000年に相当)や30年間6%(再現期間約500年に相当)の地震動予測地図では、陸域の活断層(発生間隔数千年～数万年程度)や、発生間隔が数百年を超えるような低頻度の海溝型地震による地震動ハザードの影響が捉えにくいという問題があった。2011年・2012年における検討では、表現方法に関する検討の一つとして、この問題について検討を行った。

検討の結果、解決策の一つとして、再現期間100,000年などの非常に長期間の確率論的地震動予測地図を作成し、長期間の平均像としての確率論的地震動予測地図を見ることにより、低頻度の地震による地震動ハザードがより捉えられやすくなることを示した。

ここでは、長期間の平均で見た場合に潜在的にどの程度の揺れが起こりうるのかを把握するための表現の一つとして、2014年版の地震活動のモデルに基づいた長期間のハザードマップを作成する。対象とする再現期間は、500年、1000年、5000年、1万年、5万年、10万年とする。

9.1 地震活動の評価モデル

長期間平均のハザードマップを作成する際の地震活動モデルは以下のとおりである。

- すべての地震活動をポアソン過程でモデル化する。具体的には、海溝型地震と主要活断層帯のうち、更新過程(BPT分布)が適用されている地震の時系列モデルをポアソン過程に変更する。
- 平均発生間隔は、すべて「平均ケース」とする。
- 南海トラフの地震に関して、確率論的地震動予測地図2014年版では、「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013d)に基づき「時間予測モデル」となっている。ここでは、平均発生間隔として、歴史地震において、地震の見落としがないと思われる1361年以降に発生した地震(1605年の慶長地震を含む)を用いるケースから求められる116.9年を採用する。
- 相模トラフ沿いのM8クラスの地震の発生確率は、2014年版では、地質学的データに基づくシミュレーションから求められた発生確率から求められており、長期間のハザード評価にそのまま用いることができない。ここでは、歴史地震(3地震)から求められる平均発生間隔である315年を採用する。
- 十勝沖、根室沖の地震については連動を考慮しており、「千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004a)において「発生間隔が400～500年に1回」としていることから、連動地震の頻度は450年に1回、個々の地震の頻度は $1/72.2 - 1/450 = 1/86.0$ (72.2年はM8程度のプレート間地震の平均発生間隔)とす

^{*} 再現期間は「その地点においてある強さを超えるような地震の揺れが、平均して何年に一度起きるか」を示す。

る。

- ・主要活断層帯のうち、津軽山地西縁断層帯北部、同南部、福井平野東縁断層帯西部、花折断層帯北部、警固断層帯北西部と、その他の活断層のうち、石廊崎断層、深溝断層帯、岩坪断層帯（鹿野断層）、能登半島地震断層は、いずれも平均活動間隔が設定されていないため、平均変位速度を仮定し（主要活断層帯は活動度 B 級として 0.25mm/y、その他の活断層は活動度 C 級未満として 0.024mm/y）、平均活動間隔を設定する。
- ・主要断層帯の六日町断層帯北部は、ケース 2 を考慮せず、ケース 1 だけをモデル化する。
- ・その他の震源モデルは確率論的地震動予測地図 2014 年版と同じ。

9.2 評価結果

ここでは、長期間を対象とした確率論的地震動予測地図の評価結果を示し、その特徴を概観するとともに、2014 年版の評価結果との違いについて考察する。

長期間を対象とした確率論的地震動予測地図と、2014 年版の作成条件の違いは、「9.1 地震活動の評価モデル」に整理されているとおりである。

(1) 各再現期間の地表の計測震度の分布図

対象とする再現期間ごとの地表の計測震度の分布図を図 9.2-1 に示す。再現期間は 500 年、1000 年、5000 年、1 万年、5 万年、10 万年であり、対応する 30 年間の超過確率は 6%、3%、0.6%、0.3%、0.06%、0.03%となる。

再現期間 500 年では、十勝沖の地震、根室沖の地震、色丹島沖の地震、択捉島沖の地震（いずれも平均発生間隔約 72 年）、福島県沖地震（同約 206 年）、茨城県沖の地震（同約 22～26 年）、相模トラフ沿いの M8 クラスの地震（同 180～590 年）、南海トラフの地震（同 100 年程度）などの発生間隔の短い海溝型地震の影響が見え、根室地方や仙台平野、福島県の太平洋岸、関東地方などにおいて震度 6 強以上となっている。再現期間 1000 年、5000 年では、海溝型地震の影響だけでなく、主要活断層帯による影響が見え始め、長野県中部地方の糸魚川－静岡構造線断層帯（牛伏寺断層を含む区間）（平均活動間隔約 1000 年）や、能登半島南部の邑知瀧断層帯（同 1200～1900 年程度）や森本・富樫断層帯（同約 1700～2200 年程度）、香川県南部の中央構造線断層帯讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部（同約 1000～1600 年）、愛媛県北部の中央構造線断層帯石鎚山脈北縁（同約 1000～2500 年）などの影響も見えている。再現期間 5000 年では、根室地方、山形平野、越後平野、関東地方、中部地方の糸魚川－静岡構造線断層帯や中央構造線断層帯沿い、濃尾平野、大阪平野などで震度 6 強が明瞭になる。再現期間 1 万年、5 万年では、陸域の活断層による影響がさらに見えやすくなり、兵庫県付近の山崎断層帯（主部/南東部：平均活動間隔 3900 年程度、主部/北西部：平均活動間隔約 1800～2300 年、草谷断層帯：平均活動間隔 6500 年程度）や北海道北西部のサロベツ断層帯（同約 4000～8000 年）、青森湾西岸断層帯（同 3000～6000 年程度）、北

海道の函館平野西縁断層帯（同 1 万 3000～1 万 7000 年）、熊本県の布田川断層帯（布田川区間）（平均活動間隔 8100～2 万 6000 年程度）などによる影響も見える。ほとんどの地域で震度は 6 弱以上となり、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の影響が現れてくる。対象とする再現期間を長くするに従い、地震の平均間隔活動が長い活断層の影響が確認できる。再現期間を 5000 年とすると主要活断層帯の影響が見え始め、糸魚川-静岡構造線断層帯や中央構造線断層帯沿いでは、計測震度 6 強以上が明瞭になる。再現期間を 5 万年とすると、ほとんどの地域で計測震度 6 弱以上となり、陸側プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の影響が現れている。

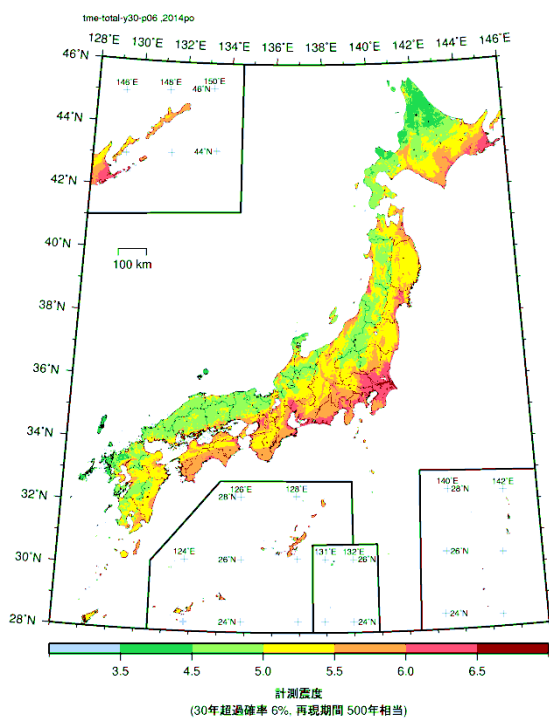
このように、再現期間を長くするに従い、平均活動間隔が長い活断層などの低頻度の地震によるハザードの影響が現れてくる。

（2）評価結果の比較

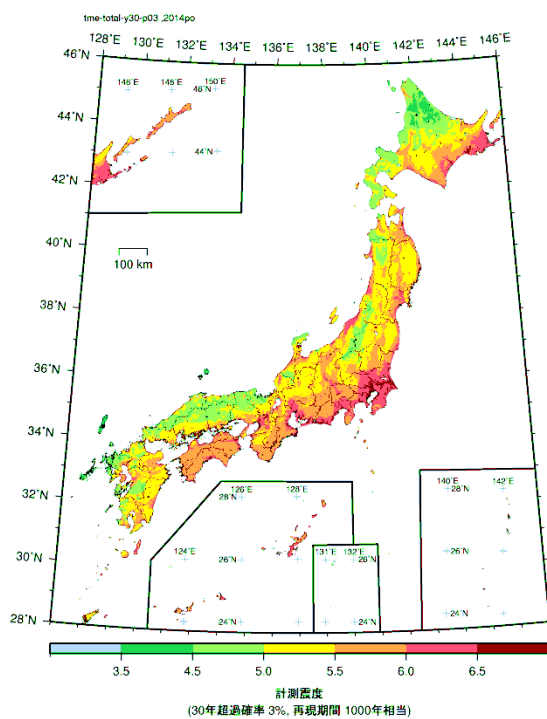
図 9.2-2 に、長期間を対象とした確率論的地震動予測地図と 2014 年版の確率論的地震動予測地図を比較した結果を示す。再現期間は 500 年（超過確率 6%）、1000 年（超過確率 3%）で比較している。

長期間を対象とした確率論的地震動予測地図と、2014 年版を比較すると、日本海沿岸部で計測震度がやや上がるのに対し、糸魚川-静岡構造線断層帯沿いや、静岡県から四国にかけての太平洋沿岸部では、計測震度が低下している。その他の地点については、大きな違いは見られない。日本海沿岸部では、日本海東縁部の大地震についてポアソン過程で計算したことにより地震の発生確率が上昇することや、更新過程（BPT 分布）において地震の発生確率がほぼ 0%と評価されている断層帯の発生確率が上昇したことが影響している。糸魚川-静岡構造線沿いでは、2014 年版と比較して長期間の確率論的地震動予測地図で設定した糸魚川-静岡構造線断層帯の地震発生確率の方が低いことから、長期間の確率論的地震動予測地図の方が、計測震度が低くなっている。同様に、2014 年版と比較して長期間の確率論的地震動予測地図で設定した南海トラフの地震の発生確率の方が低いことから、静岡県から四国にかけての太平洋沿岸部では、長期間の確率論的地震動予測地図の方が、計測震度が低くなっている。

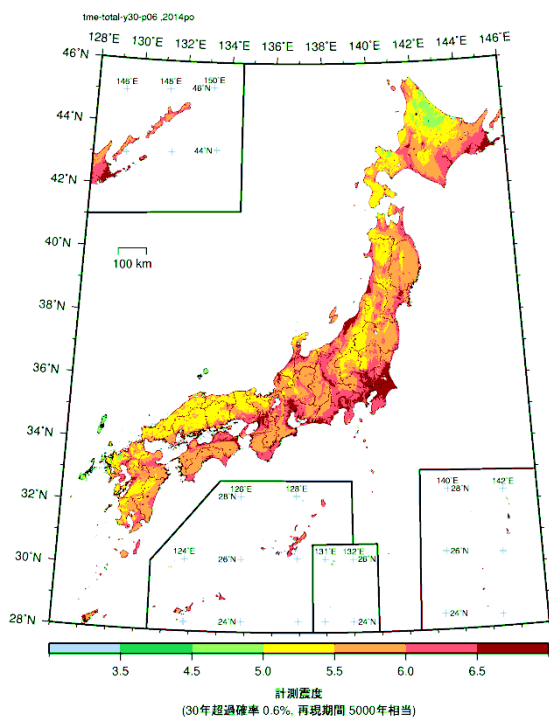
再現期間 500 年相当
(30 年超過確率 6%)



再現期間 1000 年相当
(30 年超過確率 3%)



再現期間 5000 年相当
(30 年超過確率 0.6%)



再現期間 1 万年相当
(30 年超過確率 0.3%)

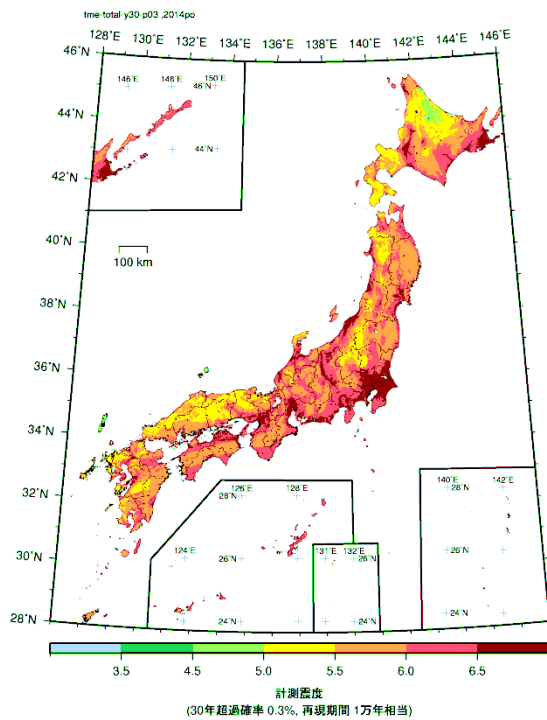


図 9.2-1 長期間平均の地表の震度の分布

再現期間 5 万年相当
(30 年超過確率 0.06%)

再現期間 10 万年相当
(30 年超過確率 0.03%)

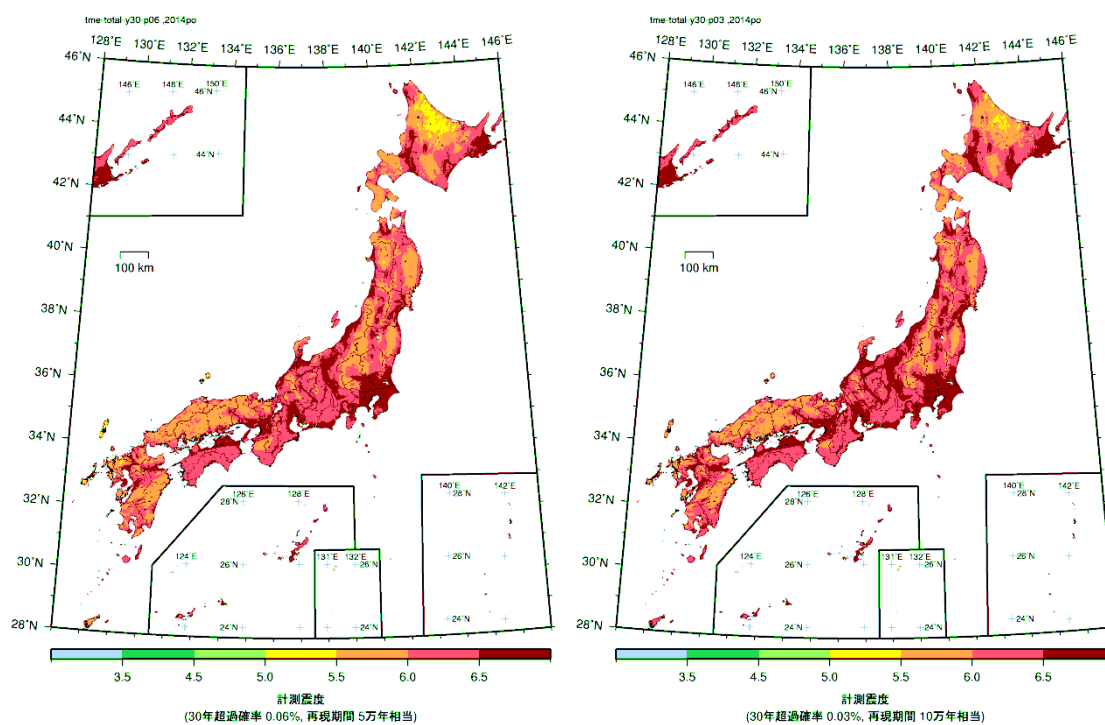
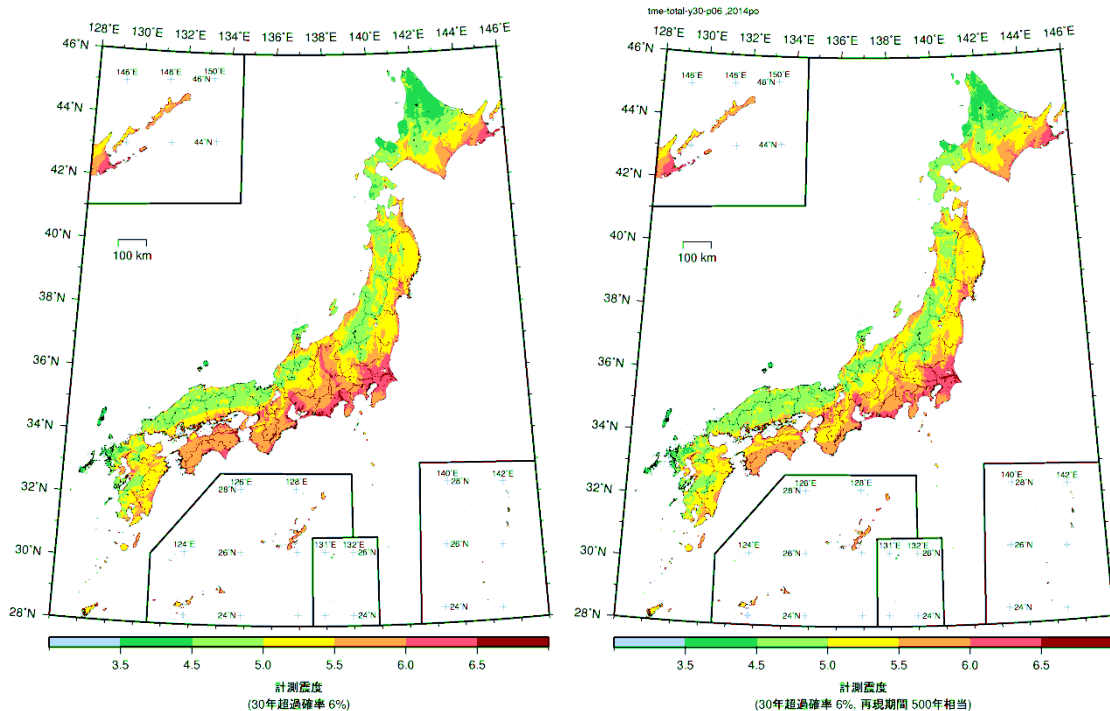


図 9.2-1 長期間平均の地表の震度の分布 (つづき)

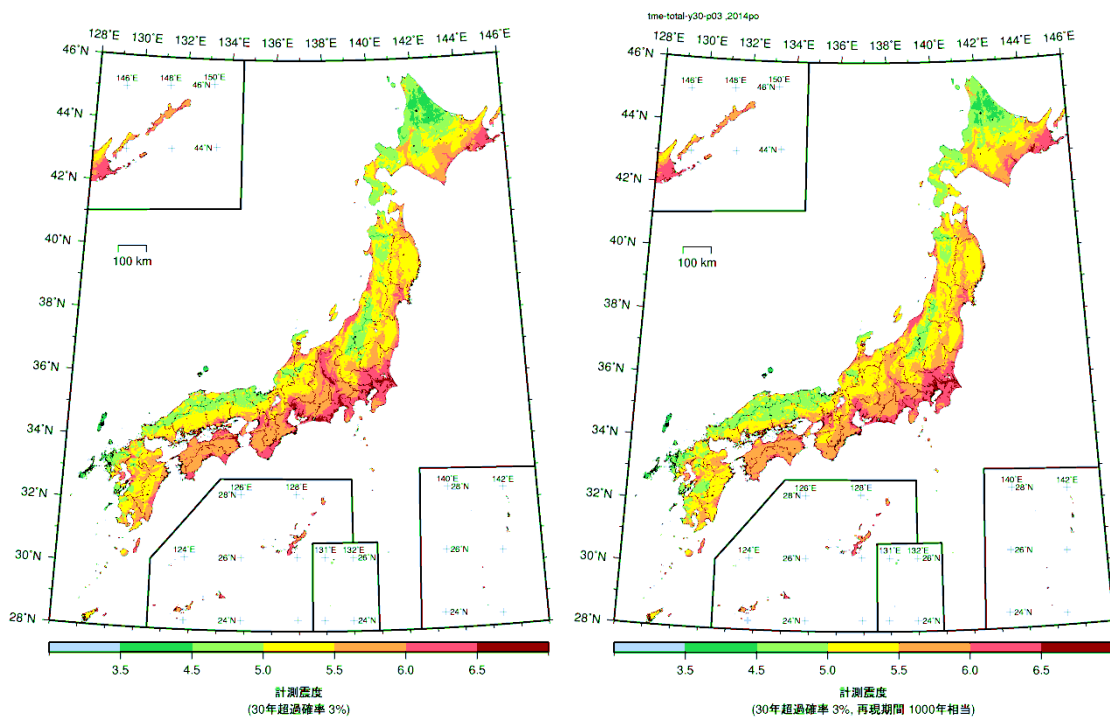
再現期間 500 年相当 (30 年超過確率 6%)



確率論的地震動予測地図 2014 年版

長期間平均の地図

再現期間 1000 年相当 (30 年超過確率 3%)



確率論的地震動予測地図 2014 年版

長期間平均の地図

図 9.2-2 長期間平均の地図と確率論的地震動予測地図 2014 年版との比較

10. 今後の課題と展望

現時点においても、全国地震動予測地図は発展途上であり、解決すべきさまざまな課題がある。地震動予測地図はこれまでと同様、今後も地震の調査研究により得られた新たな知見を反映しつつ、継続的に改良していくべきものである。ここでは、今後の地震動ハザード評価の改良に向けて取り組むべき課題について述べる。主な技術的課題については、すでに「地震動予測地図技術報告書」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2009h）にまとめられているとおりであるが、ここでは、これに追加すべきものを中心にまとめた。

10.1 地震活動のモデル化

10.1.1 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震のモデル化

これまで全国の活断層調査が行われ、全国の110の主要活断層帯について長期評価が行われてきたが、全国には、約2000の活断層が存在するとされており、全国にはまだ見つかっていない断層が数多くあると考えられる。今後も活断層調査を精力的に進めることが重要であるが、これにも限界はあり、現実的には全ての断層を完全に把握することは困難である。また、2011年3月時点での東北地方太平洋沖地震のように、まだ長期評価において考慮されていない海溝型地震が存在する可能性も否定できない。地震動ハザード評価においては、これらのまだ見つかっていない活断層による地震や海溝型地震、発生頻度が低く長期評価から漏れてしまった地震など、直接的にモデル化できない地震を、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震としてモデル化している。

2011年・2012年における検討、2013年における検討では、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震のモデル化についても検討を行い、発生当時の東北地方太平洋沖地震のような地震をいかに考慮するかについての議論を行った。2014年のモデルでは、データ不足などに起因する地震活動モデルの不確実性を考慮し、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として考慮する地震の最大規模を、従来考慮してきたよりも大きなものとした。

震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模の設定は、地震動ハザード評価の結果に大きな影響を及ぼすものである。しかしながら、東北地方太平洋沖地震後の長期評価の改訂がまだ行われていない海溝型地震の発生領域においては、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模は、領域区分ごとに領域の面積に比例した値を設定するにとどまっており、現時点ではあくまで暫定値が設定されている状況である。この点に関しては、日本海東縁部の地震および沈み込むプレート内の地震の最大規模についても同様である。今後、地下構造（プレート構造）に関する知見をはじめとした、最新の科学的知見を踏まえた長期評価を踏まえて、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模の設定を行うことが必要である。

10.1.2 活断層で発生する地震のモデル化

「活断層の長期評価手法（暫定版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会，2010）では、複数の断層が連動する場合の様々な連動パターン（シナリオ）や、シナリオごとの地震規模および発生確率の評価手法を示している。今後全国で行われる活断層の地域評価の第一弾として公表された「九州地域の活断層の長期評価（第一版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013b）では、複数の断層が連動する様々なシナリオのうち、地震規模が最大となる連動シナリオ

について評価がなされ、その地震規模と発生確率が評価され、警固断層帯以外は、複数の断層が連動して起こる地震の発生確率は不明と評価されている(地震規模が最大となる連動シナリオ以外についての地震規模や発生確率は評価されていない)。2014年版の確率論的地震動予測地図では、これらの連動シナリオが評価された九州地域の活断層について、連動を考慮した。その際の地震の規模は評価によって示された、連動により生じうる最大の地震規模とし、発生確率は、評価対象地域におけるG-R式を用いて算出した。九州以外の地域の活断層の連動についても、今後公表される長期評価の結果を反映していく必要がある。

この他、活断層で発生する地震をモデル化する際に考慮する必要があるものとして、地震の規模に関する不確実性がある。地震活動モデルを作成する際に設定する地震の規模には、「10.2.2 地震の規模に関する認識論的な不確実性の考慮」に示すとおり、不確実性が伴う。

特に、活断層で発生する地震に特有な問題として、将来発生する地震の規模(マグニチュード)が、松田(1975)による断層の長さとの経験式(松田式)を用いて決められることが挙げられる。このとき、地表に見えている断層の長さは、複数回の地震による痕跡がつながってきたものである可能性もあれば、地中の震源断層の一部が現れている可能性もあり、断層の長さから求められる地震の規模の推定値には大きな不確実性が含まれると考えられる。このため、松田式を用いて地震規模を設定する際には、少なくとも松田式を導出する際に用いられたデータに含まれるばらつき程度の不確実性が予想される。東北地方太平洋沖地震後の長期評価では、海溝型地震の規模に関しては、不確実性を考慮しており、将来的には活断層で発生する地震の規模に関しても、不確実性を考慮することが望ましいと考えられる。

さらに、長大断層(おおむね長さが80kmを超える断層)の震源のモデル化に関する検討も必要である。長大断層については、一般的なパラメータ設定法を用いると背景領域のすべり量が負になってしまうため、強震動予測レシピ(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2008c)では暫定的に平均応力降下量とアスペリティ面積比を固定している。中央構造線や糸魚川-静岡構造線といった長大断層で発生する地震の強震動予測を行うためには、長大断層に対しても背景領域のすべり量が負とならないことも含め、震源モデル作成のための枠組みが必要であり、そのような枠組みを作るための検討が必要である。近年の観測データの蓄積により、長さの短い断層から長大断層に至るまでの断層面積と地震モーメントの関係が報告されており(例えば、Murotani *et al.*, 2010)、これによれば、断層面積と地震モーメントの関係式は、地震の規模に従って3段階で変化する。また、観測データから得られる、震源モデル作成に必要な物理量の間関係式として、短周期レベル(加速度震源スペクトルの短周期側におけるスペクトルの振幅)と地震モーメントの関係式(例えば、壇・他, 2001)がある。長大断層の震源モデル作成については、このような観測データから得られた知見に基づき、応力降下量の適切な設定方法も含めた、新たな枠組みを示す必要がある。また、アスペリティの個数や大きさ、断層面上の分布等は、強震動に大きな影響を与える重要な要素であり、長周期帯域だけでなく広帯域にわたって強震動を予測可能な震源モデル設定の枠組みが求められる。

10.1.3 海溝型地震のモデル化

東北地方太平洋沖地震は、日本における観測史上最大の地震であり、甚大な被害をもたらしたが、当時は長期評価されていなかった。東北地方太平洋沖地震の他にも、このような海溝型超巨大地震が発生する可能性は否定できない。今後、過去に発生した海溝型超巨大地震についての調査研究を進めるとともに、過去に発生した地震のみにとらわれることなく、今後発生する可能性があると考えられる海溝型超巨大地震について考慮し、地震動ハザード評価を行う必要がある。

地震調査委員会では東北地方太平洋沖地震の教訓を踏まえ、海溝型超巨大地震の発生を考慮した長期評価の改訂が行われている。海溝型地震の長期評価の改訂は確率論的地震動ハザード評価の結果に大きな影響があり、2011年・2012年における検討、2013年における検討では、南海トラフの地震活動の長期評価、相模トラフ沿いの地震活動の長期評価の改訂により、評価結果に大きな変化が見られた。評価の高度化のためには、最新の知見に基づいた長期評価の反映を随時行っていく必要がある。また、2013年における検討で示されたとおり、確率論的地震動ハザード評価においては、考慮する地震の最大規模が評価の結果に大きく影響する。現在、地震調査委員会では、海溝型超巨大地震の評価のための議論を、長期評価部会、海溝型分科会（第二期）を中心に行っている。今後は、これを踏まえた長期評価を確率論的地震動ハザード評価に反映していくことが必要である。

確率論的地震動予測地図では、海溝型地震をプレート間地震とプレート内地震に分けて考慮しているが、両者の発生個数の比率のデータが評価に用いられている。現在用いている両者の発生個数の比率のデータは、過去に発生した地震について、その震源位置をプレートの上面深さ分布等と照らし合わせるによりプレート間地震とプレート内地震とを分離し、それらの個数を数えて得られたものである。しかしながら、プレート間地震とプレート内地震との分離精度を向上させるためには、震源位置のデータだけでなく、震源メカニズム解も用いる必要がある。今後は、震源位置のデータだけでなく、震源メカニズム解のデータも用いてプレート間地震とプレート内地震を分離し、より高い精度で求められたプレート間地震とプレート内地震の比率を用いて地震動ハザード評価を行うことが有効である。

この他、日本海東縁部の地震に関しては、現在長期評価されている地震のほとんどは、近年発生したことにより発生確率がほぼ0%になっているが、当該領域においては、海底活断層の考慮が十分でない可能性もある。2014年版ではこれらの状況を考慮し、2013年における検討の結果も踏まえ、日本海東縁部の地震の発生確率を、BPT分布を仮定して算出した長期評価による確率と、ポアソン過程を仮定して算出した確率との平均値とした。しかし、この地震発生確率も、不確実性がある。現在、当該領域においては、文部科学省により日本海地震・津波調査プロジェクトが行われ、海底活断層の調査が行われている。将来は、この調査結果およびそれを踏まえた長期評価を反映する必要がある。

アウターライズの地震については、2013年の検討においては、日本海溝沿いの領域しか考慮されていなかった。2014年版では、千島海溝沿いでM7クラスのアウターライズ地震が発生していることなどを踏まえ、日本海溝沿いに加え千島海溝沿いおよび小笠原諸島沿いの領域においても考慮した。今後の地震動ハザード評価にあたっては、その他の海溝沿いの領域についてもアウターライズ地震の考慮が必要か否かを、議論する必要がある。なお、本報告を含め、地震動ハザード評価のための地震活動モデルは、地震動のハザード評価という観点で作成したものであり、津波等の地震動以外の事象を対象としたものではないことに注意が必要である。

スラブ内地震については、周期特性がプレート境界地震と異なり短周期成分が多いこと、応力

降下量が高いことなどが知られ、プレート境界地震とは別に扱う必要があると考えられる。しかしながら、プレート境界地震に比べると観測事例が少なく、これまでに得られたデータや知見が限られており、その発生様式も十分には明らかにされていない。このため、従来の海溝型地震の強震動予測手法は主にプレート境界地震を対象としたものとなっている。地震動ハザード評価の高度化のためには、スラブ内地震の調査・研究を推進し、その強震動予測手法を高度化することが必要である。

これらに加え、現時点では、「十勝沖と根室沖」、「宮城県沖と三陸沖南部海溝寄り」を除いて領域間が連動する地震は、東北地方太平洋沖型の地震以外は長期評価されておらず、複数の領域が連動する地震が考慮されていない。今後、長期評価において複数領域の連動が評価されていないものについて、どのように地震動ハザード評価において取り扱うか、議論する必要がある。

また、複数領域が連動するような海溝型超巨大地震の強震動予測を行うための震源モデル作成の枠組みをつくることも必要である。東北地方太平洋沖地震では、注目する周期によって地震動を強く放射する領域が異なっていたことが分かっている。東北地方太平洋沖地震のような海溝型超巨大地震に対して、広い周期帯域で強震動予測が可能な震源モデルを構築するためには、これらの領域を統合的に評価する必要がある。各帯域の地震動を強く放射する領域の面積や断層全体の面積に占める割合、それらの領域の断層面上での配置、応力降下量、破壊開始点の設定のための枠組みを検討する必要がある。この際には、震源インバージョン（観測により得られた地震波形から断層でのすべりの時空間分布を逆算すること）の結果や、短周期レベルと地震モーメントの関係（「10.1.2 活断層で発生する地震のモデル化」を参照）など、これまでに発生した海溝型超巨大地震の観測データに基づいた検討が必要である。

10.1.4 地震のカテゴリライズの仕方

2011年・2012年における検討、2013年における検討では、複数の地震活動モデルを作成し、それぞれに基づいた地震動ハザード評価の結果を比較した。これにより、それぞれの地震をどのカテゴリの地震としてモデル化するかによっても、地震動ハザード評価の結果が大きく異なることが分かった。

地震動ハザード評価の結果を理解し活用する上でも、地震カテゴリーを導入することが有効である。石川・他（2008）による現状の地震カテゴリーでの分類では、地震カテゴリーⅠとⅡはともに海溝型地震であるが、個々の地震がどちらの地震カテゴリーに分類されるかについては、従来の長期評価に基づいて設定されていた。しかしながら、2014年のモデルでは、長期評価の改訂に伴い、従来とは異なる分類となった地震（宮城県沖、三陸沖南部海溝寄りの繰り返し発生する地震）もあり、今後地震カテゴリーの再編を検討する必要がある。また、長期評価においてある程度発生位置が絞られている地震でも、その地震が発生する領域のG-R関係と調和的であり、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震として評価した方が合理的と考えられるものもある。2013年における検討では、地震のカテゴリライズの仕方を検討し、長期評価されている地震のうち、その地域のG-R関係と矛盾しない地震について「あらかじめ震源断層を特定しにくい地震」としてモデル化した場合の地震動ハザード評価の計算を行い、従来のカテゴリー化に基づいて計算した結果との比較を行った。このような地震について、どのカテゴリの地震として扱うことが妥当か、今後も検討を行っていく必要がある。

なお、個別の地震をどのカテゴリーとして扱うかによって当然、カテゴリー別地震動予測地図は変化するが、現時点ではカテゴリーⅠ、カテゴリーⅡの地震の分離が明確でない。このため、2014年版では、これまでのカテゴリー別の地震動予測地図に加え、カテゴリーⅠの地震+カテゴリーⅡの地震の地震動予測地図を作成し、カテゴリーⅠとⅡの分離の仕方に影響されない形で海溝型地震による地震動ハザードを把握することができるようにした(「8. 評価結果」を参照)。

10.1.5 地震活動モデルの領域分け

地震動ハザード評価においては、日本列島およびその周辺海域を領域分けし、その領域区分に従って震源断層をあらかじめ特定しにくい地震をモデル化している。すなわち、各領域において

- ・最大規模を設定
- ・G-R 関係に基づき地震発生確率を計算

を行っている。領域区分の仕方は、陸域と海域とで異なっている。

海域における領域区分は、千島海溝沿い、三陸沖から房総沖にかけての海域、南海トラフでは、基本的にそれぞれの領域で発生する海溝型地震の長期評価に基づいて行われており、各領域で発生する震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模は、各領域の面積に比例するように設定されている。これ以外の、長期評価によって領域区分がなされていない南西諸島や伊豆・小笠原諸島などにおける海溝型地震の発生領域については、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模を領域面積から設定することができず、地震動ハザードを評価するための領域区分が暫定的に設定されている。震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模は、地震動ハザード評価の結果に大きな影響を及ぼすため、長期評価がなされるまでの暫定的な領域区分について、適切な設定を検討していく必要がある。

陸域における領域区分は、基本的に垣見・他(2003)による地震地体構造区分に基づいて行われている。ここで、地震地体構造区分とは、主に各地域で過去に発生した地震の起こり方(地震の発生位置、発生メカニズム)と地質構造に基づいて日本列島およびその周辺域の領域区分を行ったものである。震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模は、伊豆諸島以南を除いては、一律に $M7.3$ を仮定している。

陸域の領域区分は、海域と比べてかなり細かくなっている。2013年の検討では、従来の領域区分を用いた地震動予測地図では、北海道北部や栃木県の一部などにおいて相対的に地震動ハザードが低くなっていることを指摘し、「実際に地震動ハザードが低い可能性がある一方で、実際には存在する活断層がまだ見つかっていない、あるいは、それらの地域においてたまたま最近の地震活動が低く、それが地震動ハザード評価の結果に影響しているという可能性もある。」とした。このような不確実性に配慮するため、2014年版では、従来の評価では期間の短い地震データと細かい領域区分が用いられていることを考慮し、従来用いてきたよりも大きな領域区分で作成した地震活動データも用いることによって、地震動ハザード評価の結果が空間的に局所的な地震活動の影響だけでなく、より広い領域の平均的な地震活動も考慮したものとなるようにした。具体的には、大領域を導入して震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の発生確率を求め、従来の領域区分による地震発生確率と重み付きの平均化処理を行い、地震発生確率を求めた。領域区分および、重み付きの平均化処理を行う際の重みの適切な設定については、今後も地震活動に関するデータを含む、種々の地球物理学的データ、地質データの蓄積に基づく最新の知見を踏まえつつ、検討していくことが望ましいと考えられる。

10.2 地震動ハザード評価における不確実性の考慮

10.2.1 地震の発生確率に関する認識論的な不確実性の考慮

地震活動モデルには、様々な不確実性が含まれる。不確実性は、現象そのものが本質的に有する不確実性（ここでは、偶然的な不確実性と呼ぶ）と、人間のその現象に関する情報不足・知識不足に起因する不確実性（ここでは、認識論的な不確実性と呼ぶ）の2つに大別される。

これまでの確率論的地震動ハザード評価では、地震の発生確率に関する認識論的な不確実性は、活断層に関して地震の発生確率が最大となる「最大ケース」の評価を行った以外は考慮されていなかった。一方で、「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013d）および「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014b）では、複数の（あるいは幅のある）平均発生間隔が示されるなど、不確実性に配慮した大きなばらつきを有した評価となっている。これは、東北地方太平洋沖地震の教訓を踏まえ、長期評価の評価方針が変わり、評価に用いられる情報等の不確実性を考慮することとしたためである。今後も、南海トラフや相模トラフと同様に、不確実性を考慮した地震発生確率が公表される予定である。海溝型地震の発生確率の不確実性は、確率論的地震動ハザード評価の結果に大きく影響するため、地震の発生確率に関する認識論的な不確実性を今後どのように考慮していくか検討する必要がある。2014年版では、これまで活断層の地震に対してのみ考慮されてきた「平均ケース」・「最大ケース」の考え方を、相模トラフ沿いの地震活動の長期評価で評価された地震発生確率についても適用した。今後も、海溝型地震の長期評価の際に考慮した不確実性やばらつきなどを、確率論的地震動ハザード評価に反映するための工夫が必要である。

10.2.2 地震の規模に関する認識論的な不確実性の考慮

長期評価で規模が示されている地震以外の地震、すなわち、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模は、地震動ハザード評価の結果に大きく影響する。しかしながら、長期評価がまだ行われていない海溝型地震の領域に関しては、2014年版では、暫定的に領域区分された各領域の面積に比例する規模を、その領域で発生する震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模と設定している。この状況は、日本海東縁部の地震および沈み込むプレート内の地震の最大規模についても同様である。今後も、地震活動や地下構造（プレート構造）等の科学的知見に基づいた、各領域において考慮すべき最大の地震規模も含めた長期評価の進展と、その地震動ハザード評価への迅速な反映が必要である。このとき、評価に必要なデータ等が十分でないことに起因する不確実性、すなわち認識論的な不確実性を考慮する必要がある。また、活断層で発生する地震に関しても、特に海域に延長する可能性が評価されている断層について、地震規模の不確実性を考慮する必要がある。ただし、現時点でその手法は確立されておらず、手法が確立されるまでは、その都度、不確実性をどの程度配慮するか慎重に検討する必要がある。

10.2.3 認識論的な不確実性を考慮するための「重み」の付け方

認識論的な不確実性を考慮する方法としてロジックツリーを用いることが挙げられる。ロジックツリーは、経営学、工学等幅広く使われており、工学では特にリスク評価や信頼性評価において不確実性を定量的に考慮するために用いられている。海外においては、各種のハザード評価において認識論的な不確実性を考慮するためのロジックツリーの使用法についての研究が行われており、実際に地震動ハザードの評価にロジックツリーが導入されている（例えば、アメリカ地質調査所による地震動ハザードマップなど）。また、国内においては、隈元・他（2007）が糸魚川―静岡構造線断層帯における地震動ハザード評価において、地震規模に関する認識論的不確実性を考慮するためのロジックツリーを用いた検討を行った例がある。

東北地方太平洋沖以降、地震調査委員会では、地震動ハザード評価において種々の不確実性を考慮するための検討を行ってきた。今後の地震動ハザード評価において不確実性を考慮するための方法の一つとして、例えば、ロジックツリーを用いることも考えられる。ただし、ロジックツリーを用いた不確実性の考慮については、現時点ではツリーの分岐に対する「重み」の配分方法が定まっていない。ロジックツリーを用いて不確実性を考慮する場合には、先行研究等も踏まえながら、専門家の意見を幅広く適切に収集・集約してロジックツリーを形成することができるような基準や枠組み作りについて検討を行うことが必要である。

10.3 強震動予測手法の高度化の検討

10.3.1 距離減衰式の改良

地震動ハザード評価では、地震が発生した際にどこがどれくらい揺れるかは、注目する地点と震源断層との間の距離やマグニチュードなどの情報から、距離減衰式を用いて計算している。このため、地震動ハザード評価の高精度化のためには、距離減衰式の改良も大切である。例えば、平成16年（2004年）新潟県中越地震でも指摘されたように、逆断層の上盤効果を考慮出来るように震源近傍での距離減衰式を補正することや、断層破壊の伝播方向において地震動が大きくなるディレクティビティ効果の考慮、断層面の大きな超巨大地震による地震動評価を行う際の、断層面から地震動の評価地点までの距離の計算の仕方の改良などが考えられる。また、現在は全国一律に同じ距離減衰式を基本として伝播経路特性を扱っているが、一層きめ細かい地震動評価のためには、地域性を考慮した距離減衰式の構築も考えられる。現在、地震調査委員会では、距離減衰式の改良に向けた検討を行っているところである。また、距離減衰式で考慮する地震動の大きさのばらつきの上限值は、特に低頻度の大きな揺れを考える際に大きな影響を与えるため、今後も観測データを収集しつつ、適切な上限値について検討を行っていく必要がある。

10.3.2 応答スペクトルの予測地図の検討

これまで地震調査委員会では、地震動ハザードを震度、確率、期間という3つの量に基づいて評価し、たとえば「今後30年間に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率」や、「今後30年間に3%の超過確率で見舞われる震度」といった形で公表してきた。しかしながら、地震動ハザード評価の結果を構造物の耐震設計に用いる際には、震度よりも周期ごとの構造物の応答（応答スペクトル

ル)の形で示した方が使いやすい。

「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―(新総合基本施策)」(地震調査研究推進本部, 2012)では、「地震調査研究の成果が国民や地方公共団体の防災・減災対策に十分に利活用されるよう、これまで以上に防災的視点に重点を置いて、地震調査研究を推進するとともに、その成果を公表・普及していくことが重要である。また、地震調査研究が着実に防災・減災対策に利活用されるよう、工学・社会科学研究等との連携強化を行っていくことも重要である。」としとおり、今後の地震調査研究の基本目標として、工学領域との連携や、工学・社会科学研究のニーズを踏まえた地震調査研究の推進及び成果情報の整理・提供が掲げられている。これを受け、地震調査委員会では、より工学領域において利用しやすく地震防災に活かしやすい形で地震動ハザード評価の結果を公表するための取り組みの一つとして、応答スペクトルの予測地図の作成のための検討を行っている。

応答スペクトルの予測地図を作成するためには応答スペクトルの地震動の距離減衰式が必要であり、地震調査委員会において検討を行っている。応答スペクトルの距離減衰式については、地震調査委員会において現在検討中のものも含め、国内外において精力的な研究がなされている。その一部について挙げると、例えば国内では、片岡・他(2006)、Kanno *et al.* (2006)、内山・翠川(2006)、Zhao *et al.* (2006)、佐藤(2008, 2010)、Morikawa and Fujiwara (2013)、額・他(2014)、海外においては、McVerry *et al.* (2006)、Lin and Lee (2008)や、アメリカのNGA (Next Generation Attenuation)プロジェクト(例えば、Power *et al.*, 2008、Bozorgnia *et al.*, 2014)等がある。

10.4 表現方法の問題

10.4.1 専門家以外にも理解される分かりやすい解説

2005年3月23日に公表された「地震調査研究推進本部政策委員会成果を社会に生かす部会報告―地震動予測地図を防災対策等に活用していくために―(以降、成果を社会に生かす部会報告)では、地震動予測地図の活用方法として、地域住民等の地震防災意識啓発のための基礎資料とすること、国や地方公共団体等の地震防災対策検討のための基礎資料とすることなどが挙げられている。しかし、専門家はともかく一般の利用者に対しては、確率論に基づく地震動予測地図を解説なしに理解することは難しいと考えられる。公表にあたっては、誤解なく適切に理解され防災行動につなげられるよう、丁寧で分かりやすい説明・解説を加える必要がある。

特に、確率論的地震動予測地図で確率が低くなっているにもかかわらず、それがその地域が安全であるということを示すものではないことを、国民にしっかりと説明する必要がある(成果を社会に生かす部会報告)。今後も、確率論的地震動予測地図の公表にあたっては、確率が低いことが、「強い揺れに見舞われない」ことを意味しないということ、国民にしっかりと分かりやすく伝える努力が必要である。

10.4.2 低頻度の地震による地震動ハザードの表現方法

確率論的地震動予測地図では、考慮する地震の一つ一つについて、発生確率を計算する。現在の手法では、平均発生間隔の長い低頻度の地震、特に活断層で発生する地震の発生確率は低くな

り、活断層で発生する地震などの平均発生間隔が長い地震では、発生直前においてさえも低い(兵庫県南部地震の発生直前における地震発生確率は、0.02-8%であった)。このため、確率論的地震動予測地図ではこれらの地震によるハザードは小さくなり、結果として平均発生間隔が短く頻度の高い、発生確率が大きな海溝型地震による影響に埋もれ、見にくくなってしまいう問題がある。しかしながら、低頻度の地震とはいえ、兵庫県南部地震や新潟県中越地震等、ひとたび発生すれば震源域周辺は局所的に大きな揺れに見舞われ、大きな被害が生じる可能性があるため、低頻度の地震によるハザードについても適切に表示する必要がある。このため、地震調査委員会では、確率論的地震動予測地図として、「すべての地震」を考慮した地図、「カテゴリーⅠの地震」だけを考慮した地図、「カテゴリーⅡの地震」だけを考慮した地図、「カテゴリーⅢの地震」だけを考慮した地図、「カテゴリーⅠとⅡの地震」だけを考慮した地図を示している。今後も、低頻度の地震による影響を、分かり易く適切に表現できるような手法について検討していく必要がある。

2011年・2012年における検討、2013年における検討においては、低頻度の地震による地震動ハザードの表現方法の一つとして、長期間の確率論的地震動予測地図を作成し、数十年を対象とした地震動予測地図では高頻度の海溝型地震によるハザードに埋もれて見えにくくなっていた低頻度の海溝型地震や主要な活断層の地震による地震動ハザードを表現することができることを示した。この検討結果を踏まえ、2014年版の付録には長期間の確率論的地震動予測地図を収録した。しかし、2011年・2012年における検討、2013年における検討でも述べたとおり、発生確率の低い低頻度の地震について考察する際には、地震活動モデルの誤差や、地震動強さのばらつきなどによる影響も無視できなくなる点に注意が必要である。また、現状ではマグニチュード8クラス以上の地震や低頻度の発生確率の低い地震についての不確実性の評価が不十分である。今後も最新の知見を踏まえつつ、不確実性を適切に考慮して地震動ハザード評価を行っていくことが必要である。

低頻度の地震による地震動ハザードの表現として、長期間の確率論的地震動予測地図以外に、震源断層を特定した地震動予測地図がある。ただし、震源断層を特定した地震動予測地図も、計算時の仮定と異なる条件で地震が発生した場合、予測は実際の地震動と異なることになる。我が国においては、現在、確率論的地震動予測地図と震源断層を特定した地震動予測地図とを公表しているが、これら2つの予測地図の性質をよく理解し、それぞれの短所をそれぞれの長所で補うことにより、適切に地震動ハザードを把握することが大切である。

これらの表現方法に加え、低頻度の地震による地震動ハザードの新たな表現方法について、今後も検討していく必要がある。

10.4.3 地震動ハザード評価の不確実性の説明

新総合基本施策では、「国民や地方公共団体の適切な地震防災・減災対策に貢献することができるよう、地震調査研究の結果や長期評価等を発表する際には、科学的限界があることやこれに伴う誤差、ばらつき等も含めて、情報の受け手側に応じて丁寧の説明をしていくことが重要である。」としており、地震動予測地図の持つ不確実性も説明していく必要がある。

確率論的地震動予測地図で確率が低くなっている場合、実際に強い揺れに見舞われる可能性が低い場合もあれば、実際には存在している活断層が、たまたま見つかっていないという可能性もある。他にも、近代的な地震観測データが得られるようになったのは明治以降であり、地震の発生間隔と比較して非常に短い期間のデータしか得られていない。震源断層をあらかじめ特定しに

くい地震の発生頻度は、このような短い期間の地震観測データに基づいて算出されるため、算出された頻度や、それを用いたハザード評価の結果には不確実性が含まれることになる。また、震源断層を特定した地震動予測地図についても、断層の位置や形状、地震の規模などの設定には不確実性があり、設定された条件と異なる条件で地震が発生した場合、観測される震度の分布は、震源断層を特定した地震動予測地図により予測された震度とは異なることになる。地震動予測地図にはこのような不確実な部分があることについても、国民にしっかりと伝えていくことが重要である。

2013年における検討では、一般国民向けの地震動ハザード情報の示し方についても検討し、地震動予測地図を専門家以外の国民にも分かりやすいように説明した「地震動予測地図を見よう」を作成した（2014年版の付録-2）。今後も、一般国民の防災行動につながるような有効な示し方について、継続的に検討を行っていく必要がある。

参考文献

- Abe, K. (1975) : Re-examination of the fault model for the Niigata earthquake of 1964, *Journal of Physics of the Earth*, 23, 349-366.
- 阿部邦昭 (1987) : 小地震の波源モデルと津波の性質—日本海中部地震の最大余震(1983年6月21日)に伴う津波, *地震第2輯*, 40, 349-363.
- 相田勇 (1989) : 天保四年の庄内沖地震による津波に関する数値実験, 『続古地震—実像と虚像』(荻原尊禮編著), 東京大学出版会, 204-214.
- Borzorgnia Y., Norman A. Abrahamson, Linda Al Atik, Timothy D. Ancheta, Gail M. Atkinson, Jack W. Baker, Annemarie Baltay, David M. Boore, Kenneth W. Campbell, Brian S.-J. Chiou, Robert Darragh, Steve Day, Jennifer Donahue, Robert W. Graves, Nick Gregor, Thomas Hanks, I. M. Idriss, Ronnie Kamai, Tadahiro Kishida, Albert Kottke, Stephen A. Mahin, Sanaz Rezaeian, Badie Rowshandel, Emel Seyhan, Shrey Shahi, Tom Shantz, Walter Silva, Paul Spudich, Jonathan P. Stewart, Jennie Watson-Lamprey, Kathryn Wooddell, and Robert Youngs (2014): NGA-West2 Research Project, *Earthquake Spectra*, Vol. 30, No. 3, pp. 973-987.
- 中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」(2001) : 中央防災会議東海地震に関する専門調査会報告.
- 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.
- Frankel, A. (1995) : Mapping Seismic Hazard in the Central and Eastern United States, *Seismological Research Letters*, Vol. 66, No. 4, pp. 8-21.
- 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*, 7, 1-6.
- 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*, 6(1), 11-22.
- 藤原広行・河合伸一・青井真・石井透・早川讓・奥村俊彦・功刀卓・神野達夫・森川信之・小林京子・大井昌弘・原温子・奥村直子 (2003) : 北日本地域を対象とした確率論的地震動予測地図作成手法の検討と試作例, *防災科学技術研究所研究資料*, 第 246 号.
- 藤原広行・河合伸一・青井真・森川信之・先名重樹・工藤暢章・大井昌弘・はお憲生・若松加寿江・石川裕・奥村俊彦・石井透・松島信一・早川讓・遠山信彦・成田章 (2009) : 「全国地震動予測地図」作成手法の検討, *防災科学技術研究所研究資料*, 336.
- Fujiwara, H., N. Morikawa, Y. Ishikawa, T. Okumura, J. Miyakoshi, N. Nojima and Y. Fukushima (2009) : Statistical comparison of national probabilistic seismic hazard maps and frequency of recorded JMA seismic intensities from the K-NET strong-motion observation network in Japan during 1997-2006, *Seismological Research Letters*, 80, 458-464.
- 藤原広行・河合伸一・青井真・森川信之・先名重樹・東宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前

- 田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元正二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田章(2012):東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, 防災科学技術研究所研究資料, 379.
- 福島県(1999):「平成10年度地震関係基礎調査交付金 双葉断層に関する調査成果報告書」.
- 岐阜県(2001):「平成12年度地震関係基礎調査交付金 屏風山・恵那山断層帯に関する調査報告書」.
- 行政管理庁(1973):「統計に用いる標準地域メッシュ・コード」(昭和48年7月12日行政管理庁告示第143号)
- Ishida, M.(1992), Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, J. Geophys. Res., 97, 489-513.
- 石川裕・藤原広行・能島暢呂・奥村俊彦・宮腰淳一(2008):地震カテゴリー別の確率論的地震動予測地図, 日本地震工学会・大会-2008 梗概集, pp.220-221.
- 石川裕・奥村俊彦・藤川智・宮腰淳一・藤原広行・森川信之・能島暢呂(2011):確率論的地震動予測地図の検証, 日本地震工学会論文集, 第11巻第4号, 68-87.
- 伊藤潔(1997):地殻内地震の深さの上限, 日本地震学会1997年度秋季大会講演予稿集, p69.
- 泉紀明・西澤あずさ・堀内大嗣・木戸ゆかり・中田 高・後藤秀昭・渡辺満久・鈴木康弘(2014):3秒グリッド DEM から作成した日本海東縁部の3D海底地形, 海洋情報部研究報告 第51号, 127-143.
- 地震調査研究推進本部(1999):「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-」.
- 地震調査研究推進本部(2009):「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-」.
- 地震調査研究推進本部(2012):「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-」.
- 地震調査研究推進本部事務局(2014):相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(第二版)概要資料.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2000):宮城県沖地震の長期評価.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001a):長期的な地震発生確率の評価手法について.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001b):南海トラフの地震の長期評価.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003a):千島海溝沿いの地震活動の長期評価.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003b):日本海東縁部の地震活動の長期評価.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004a):千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004b):日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004c):相模トラフ沿いの地震活動の長期評価.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004d):三陸沖北部の地震を想定した強震動評価.
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005a):長期評価における確率値の更新と活断層の地震規模の表記について.
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005b):「全国を概観した地震動予測地図」報告書.
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006a):富良野断層帯の長期評価(一部改訂).
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006b):人吉盆地南縁断層の長期評価.
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006c):北由利断層の長期評価(一部改訂).
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006d):楡形山脈断層帯の長期評価(一部改訂).
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006e):境峠・神谷断層帯の長期評価(一部改訂).
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006f):曾根丘陵断層帯の長期評価.
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006g):雲仙断層群の長期評価(一部改訂).
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006h):「全国を概観した地震動予測地図」報告書.
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2007a):伊那谷断層帯の長期評価(一部改訂).
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2007b):警固断層帯の長期評価.
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2007c):サロベツ断層帯の長期評価.
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2007d):魚津断層帯の長期評価.
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2007e):山形盆地断層帯の長期評価(一部改訂).
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2007f):「全国を概観した地震動予測地図」2007年版.
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2008a):会津盆地西縁・東縁断層帯の長期評価(一部改訂)].
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2008b):花輪東断層帯の長期評価].
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2008c):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)(平成20年4月11日改訂).
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2008d):砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の長期評価(一部改訂)].
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2008e):宇部沖断層群(周防灘断層群)の長期評価].
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2008f):「全国を概観した地震動予測地図」2008年版.
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009a):安芸灘断層帯の長期評価.
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009b):琵琶湖西岸断層帯の長期評価(一部改訂).
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009c):神縄・国府津一松田断層帯の長期評価(一部改訂).
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009d):六日町断層帯の長期評価.
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009e):庄内平野東縁断層帯の長期評価(一部改訂).
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009f):高田平野断層帯の長期評価.
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009g):「全国地震動予測地図」.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009h):「全国地震動予測地区技術報告書」.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010a):富士川河口断層帯の長期評価(一部改訂).

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010b):幌延断層帯の評価.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010c):石狩低地東縁断層帯の長期評価(一部改訂).

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010d):宮古島断層帯の長期評価.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010e):十日町断層帯の長期評価(一部改訂).

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010f):「全国地震動予測地区」2010年版.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2011a):中央構造線断層帯(金剛山地東縁-伊予灘)の長期評価(一部改訂).

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2011b)神縄・国府津-松田断層帯の長期評価(一部改訂).

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2011c):三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版).

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2011d):新庄盆地断層帯の長期評価(一部改訂).

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012):今後の地震動ハザード評価に関する検討～2011年・2012年における検討結果～.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013a):今後の地震動ハザード評価に関する検討～2013年における検討結果～.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013b):九州地域の活断層の長期評価(第一版).

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013c):森本・富樫断層帯の長期評価(一部改訂).

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013d):南海トラフの地震活動の長期評価(第二版).

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013e):山崎断層帯の長期評価(一部改訂).

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2014a):長期評価による地震発生確率値の更新について.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2014b):相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(第二版).

地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2002):震源を予め特定しにくい地震等の評価手法について(中間報告).

地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2010):「活断層の長期評価手法(暫定版)」.

地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会(2002):確率論的地震動予測地区の試作版(地域限定).

地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会(2003):確率論的地震動予測地区の試作版(地域限定-北日本).

地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会(2004):確率論的地震

- 動予測地図の試作版(地域限定ー西日本).
- 地震調査研究推進本部政策委員会成果を社会に活かす部会(2005):「地震調査研究推進本部政策委員会成果を社会に活かす部会報告ー地震動予測地図を防災対策等に活用していくためにー」. 垣見俊弘・松田時彦・相田勇・衣笠善博(2003): 日本列島と周辺海域の地震地体構造区分, 地震第2輯, Vol.55, pp.389-406.
- 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.
- Kanno, T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara and Y. Fukushima (2006): A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recorded data, Bulletin of the Seismological Society of America, 96, 879-897.
- 片岡正次郎・佐藤智美・松本俊輔・日下部毅明(2006): 短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集 A, 62, 740-757.
- 活断層研究会編(1991): [新編] 日本の活断層ー分布図と資料, 東京大学出版会.
- 勝俣啓・笠原稔・和田直人(2002): 稠密地震観測網によって見えてきた太平洋プレート内十勝沖断裂帯, 月刊地球, Vol. 24, No. 7, pp. 499-503.
- 川端渉・笹谷努・高井伸雄・前田宜浩(2010): 2007 年千島列島中部巨大アウターライズ地震の震源特性, 第13回日本地震工学シンポジウム論文集, 275-280.
- 気象庁(2011): 平成23年5月 地震・火山月報(カタログ編).
- 気象庁(2012): 平成24年12月 地震・火山月報(防災編).
- 建設省土木研究所地震防災部振動研究室(1983): 前・余震の頻度および規模に関する調査, 土研資料 No.1995.
- Koketsu, K., H. Miyake, H. Fujiwara, and T. Hashimoto(2008): Progress towards a Japan 2007 integrated velocity structure model and long-period ground motion hazard map, Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No.S10-038.
- 瀨瀬一起・司宏俊・三宅弘恵(2014): 中線距離を用いた地震動予測式による距離減衰特性の検討 その1: 加速度応答スペクトルへの拡張, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 285-286.
- Kosuga, M., T. Sato, A. Hasegawa, T. Matsuzawa, S. Suzuki, and Y. Motoya(1996): Spatial Distribution of Intermediate-depth Earthquakes with Horizontal or Vertical Nodal Planes beneath Northeastern Japan, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 93, pp. 63-89.
- 隈元崇・藤田雅俊・下橋優・栗山雅之(2007): 長大活断層帯から発生する地震の規模予測の不確定性に対するロジックツリー評価手法の応用事例 糸魚川ー静岡構造線活断層系を対象として-, 活断層研究, 27号, 95-111.
- Lin, P. S. and C. T. Lee (2008): Ground-motion attenuation relationships for subduction zone earthquake in northeastern Taiwan, Bulletin of the Seismological Society of America, 98, 220-240.
- 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, 地震第2輯, 第28巻, pp.269-283.

- 松田時彦・塚崎朋美・萩谷まり(2000):日本陸域の主な起震断層と地震の表一断層と地震の地方別分布関係一, 活断層研究, Vol.19, pp.33-54.
- Matsuoka, M., K. Wakamatsu, K. Fujimoto and S. Midorikawa (2006): Average shear-wave velocity mapping using Japan Engineering Geomorphologic Classification Map, Journal of Structural Engineering and Earthquake Engineering, 23, 57s-68s.
- McVerry, G. H., J. X. Zhao, N. A Abrahamson and P. G. Somerville (2006): New Zealand acceleration response spectrum attenuation relations for crustal and subduction zone earthquakes, Bulletin of the New Zealand Society of Earthquake Engineering, 39, 1-58.
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄(1999):計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, 1, 51-56.
- 翠川三郎・大竹雄(2002):震源深さによる距離減衰特性の違いを考慮した地震動最大加速度・最大速度の距離減衰式, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集, 609-614.
- 文部科学省・東京大学地震研究所(2012):首都直下地震防災・減災特別プロジェクト①首都圏でのプレート構造調査, 震源モデル等の構築等 平成23年度成果報告書.
- 文部科学省・東京大学地震研究所(2014):日本海地震・津波調査プロジェクト 平成25年度成果報告書.
- 森川信之・藤原広行(2009):地動の最大速度と計測震度の関係についての一考察, 日本地球惑星科学連合2009年大会予稿集, S152-P024.
- Morikawa, N. and H. Fujiwara (2013):A new ground motion prediction equation for Japan applicable up to M9 mega-earthquake, Journal of Disaster Research, 8, 878-888.
- 森川信行・神野達夫・成田章・藤原広行・福島美光(2003):東北日本の異常震域に対応するための距離減衰式の補正係数, 日本地震工学会論文集, 第3巻, 第4号, pp.13-26.
- 森川信之・神野達夫・成田章・藤原広行・福島美光(2006):東北日本の異常震域に対応するための最大振幅および応答スペクトルの新たな距離減衰式補正係数, 日本地震工学会論文集, 6(1), 23-41.
- 村井芳夫・秋山諭・勝俣啓・高波鉄夫・山品匡史・渡辺智毅・長郁夫・田中昌之・桑野亜佐子・和田直人・島村英紀・古屋逸夫・趙大鵬・三田亮平(2002):海底および陸上稠密地震観測から明らかになった日高衝突帯の地下構造, 月刊地球, Vol. 24, No. 7, pp. 495-498.
- Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura and S. Kitagawa (2010):Scaling relations of earthquakes on inland active mega-fault systems, Abstract S51A-1911, 2010 Fall Meeting, AGU.
- 名古屋市(1999):「平成10年度地震関係基礎調査交付金 天白河口断層に関する調査」.
- 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.
- 南海トラフの巨大地震モデル検討会(2011):南海トラフの巨大地震モデル検討会中間とりまとめ.
- 西村利光・堀家正則(2004):強震ネットワーク(K-NET)データから推定した水平動と上下動の最大速度距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 575, 73-79.

- 奥村俊彦・石川裕(1998):活断層の活動度から推定される平均変位速度に関する検討, 土木学会第 53 回年次学術講演会講演概要集, 第 I 部(B), pp.554-555.
- Power, M., B. Chiou, N. Abrahamson, Y. Bozorgnia, T. Shantz and C. Roblee (2008): An overview of the NGA project, *Earthquake Spectra*, 24, 3-21.
- Satake, K. (1986): Re-examination of the 1940 Shakotan-oki earthquake and the fault parameters of the earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 43, 137-147.
- 佐藤良輔編著(1989):『日本の地震断層パラメーター・ハンドブック』, 鹿島出版会, 390pp.
- Sato, T. (1985): Rupture characteristics of the 1983 Nihonkai-Chubu (Japan Sea) earthquake as inferred from strong motion accelerograms, *Journal of Physics of the Earth*, 33, 525-557.
- 佐藤智美(2008): 地殻内地震に対する P 波部・S 波部・全継続時間の水平・上下動の距離減衰式, *日本建築学会構造系論文集*, 632, 1745-1754.
- 佐藤智美(2010): 日本のスラブ内地震とプレート境界地震の水平・上下動の距離減衰式, *日本建築学会構造系論文集*, 647, 67-76.
- 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.
- 司宏俊・額瀨一起・三宅弘恵・翠川三郎(2011): 超巨大地震への地震動最大値距離減衰式の適用について—2011 年東北地震と海外の超巨大地震の観測データに基づく検討—, *日本地震学会講演予稿集*, 2011 年秋季大会, B22-08.
- 損害保険料率算定会(2000): 活断層と歴史地震とを考慮した地震危険度評価の研究～地震ハザードマップの提案～, *地震保険調査研究* 47.
- 首都直下地震モデル検討会(2013): 首都直下の M7 クラスの地震及び相模トラフ沿いの M8 クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書.
- 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*, 第 2 輯, 第 43 巻, pp. 257-265.
- Tanioka, Y., K. Satake and L. Ruff(1995): Total analysis of the 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake using seismic wave, tsunami, and geodetic data, *Geophysical Research Letters*, 22,1, 9-12.
- 内山泰生・翠川三郎(2006): 震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式, *日本建築学会構造系論文集*, 606, 81-88.
- 植平賢司・清水 洋・松尾紉道・後藤和彦(2001): 四国・中国西端から九州にかけての深発地震面の形状と発震機構, *月刊地球*, Vol.23, No.10, pp.669-673.
- Umino, N., A. Hasegawa, and A. Takagi (1990): The Relationship between Seismicity Patterns and Fracture Zones beneath Northeastern Japan, *Tohoku Geophys. Journ.*, Vol. 33, No. 2, pp. 149-162.
- 宇佐美龍夫(1996): 新編日本被害地震総覧(増補改訂版), 東京大学出版会, 493pp.

- 宇津徳治(1982): 日本付近の M6.0 以上の地震及び被害地震の表:1885 年~1980 年, 地震研究所彙報, Vol. 57, pp. 401-463.
- 宇津徳治(1985): 日本付近の M6.0 以上の地震及び被害地震の表:1885 年~1980 年(訂正と追加), 地震研究所彙報, Vol. 60, pp. 639-642.
- 宇津徳治(2001): 「地震学第 3 版」, 共立出版.
- 宇津徳治・関彰(1955): 余震区域の面積と本震のエネルギーとの関係, 地震 2, 7, 233-240.
- 横田崇・稲垣賢亮・増田徹(2005): 数値実験による地盤特性と増幅率の関係, 日本地震学会講演予稿集 2005 年度秋季大会, 86, B064.
- 若松加寿江・松岡昌志(2008): 地形・地盤分類 250m メッシュマップ全国版の構築, 日本地震工学会大会-2008 梗概集, pp.222-223.
- Wakamatsu, K. and M. Matsuoka (2013): Nationwide 7.5-Arc-Second Japan Engineering Geomorphologic Classification Map and Vs30 Zoning, Journal of Disaster Research, 8, 904-911.
- Zhao, J. X., J. Zhang, A. Asano, Y. Ohno, T. Oouchi, T. Takahashi, H. Ogawa, K. Irikura, H. K. Thio, P. G. Somerville, Y. Fukushima and Y. Fukushima (2006): Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period, Bulletin of the Seismological Society of America, 96, 898-913.

参考資料

A-1 相模トラフ沿いの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震のプレート間地震とプレート内地震の数の比率について

地震動ハザード評価では、同じ規模であってもプレート間地震とプレート内地震で異なる強さの地震動となる地震動予測式を用いているため、震源断層をあらかじめ特定しにくい海溝型地震については、対象領域内におけるプレート間地震とプレート内地震の数の比率を設定する必要がある。

相模トラフ沿いの領域(図 A1-1 の 6、7)に関して、新モデルでは 2007 年から 2011 年にかけて文部科学省の研究委託事業として行われた「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」(文部科学省・東京大学地震研究所, 2012)で得られた新たな知見を踏まえて、

プレート間:プレート内=1:4

とした場合(表 A1-1)と、従来のモデルで用いていた

プレート間:プレート内=1:1

とした場合とで地震動ハザード評価の結果がどのように異なるかを比較した。

プレート内地震の比率を大きくすると、地震動ハザードに対しては

- ①同規模のプレート間地震より地震動が大きいプレート内地震が増えることによりハザードが大きくなる。
- ②プレート間地震の方が最大マグニチュードが大きい(表 A1-1)ため、大規模な地震が減ることによりハザードが小さくなる。

という両方の影響がある。

そこで、上記二通りの比率において、地震動ハザードにどの程度違いが生じるかについて調べた。図 A1-2 に対象領域に近い 3 つの代表地点における、フィリピン海プレートで発生する地震についてのハザードカーブを比較した結果を示す。プレート間地震では「1:1」の場合にハザードが大きく(図 A1-2 中列)、プレート内地震では「1:4」の場合にハザードが大きくなっているが(図 A1-2 右列)、両者を合成したものはほぼ同程度となっている(図 A1-2 左列)。

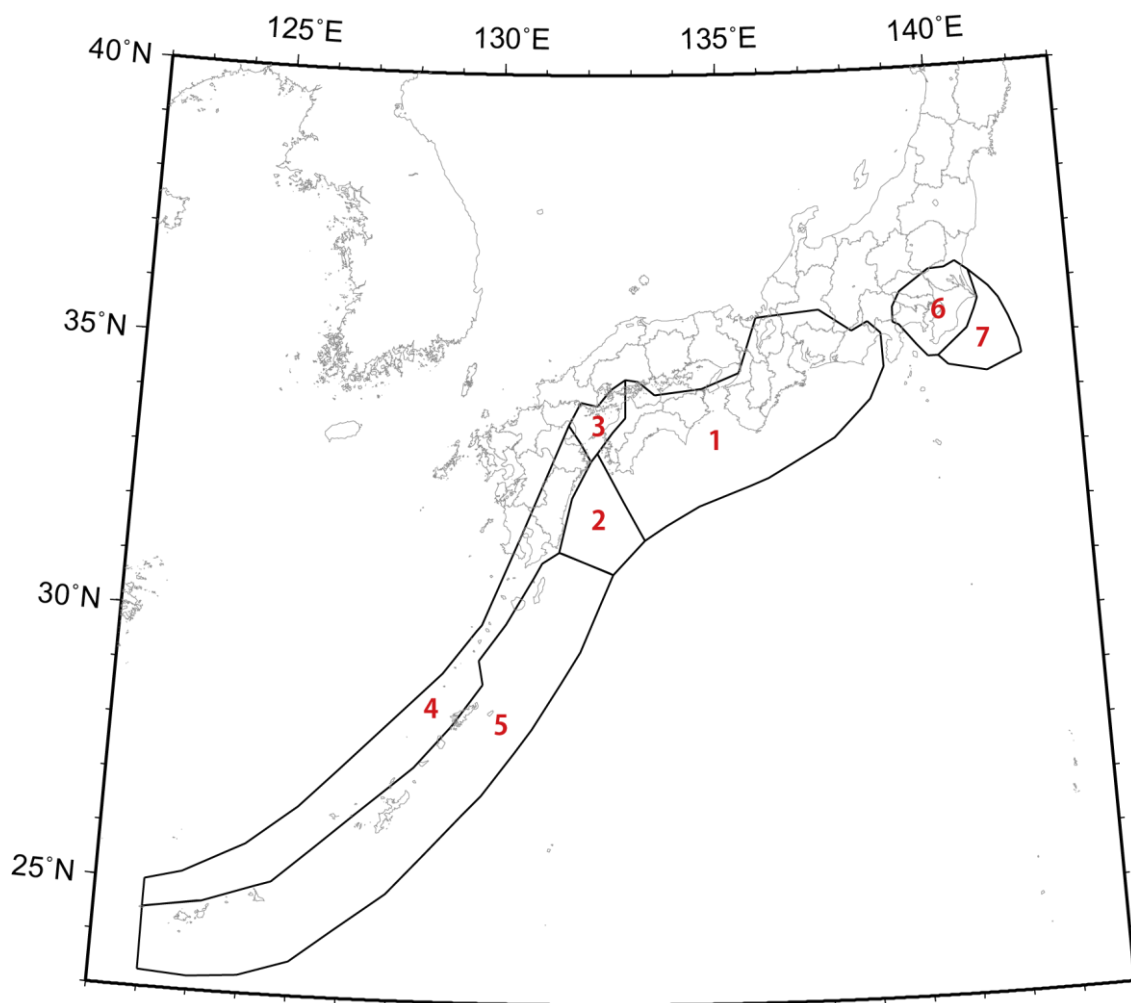


図 A1-1 フィリピン海プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の領域区分。

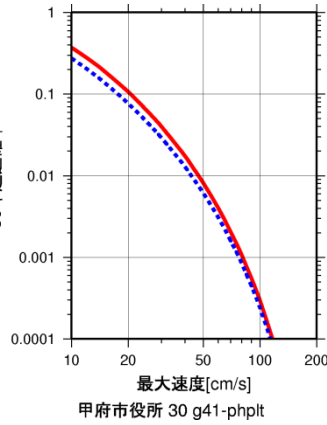
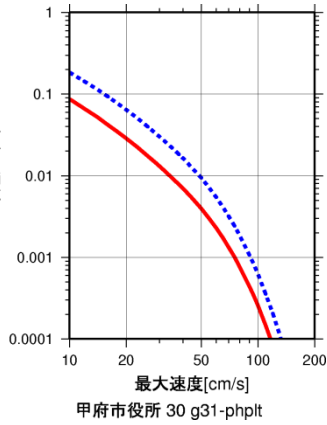
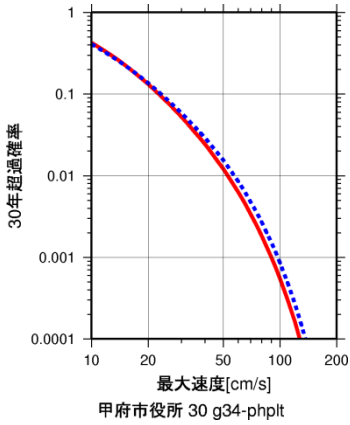
表 A1-1 相模トラフ沿いの領域における震源断層をあらかじめ特定しにくい地震に関するパラメータの設定値。

領域	地震のタイプ	最大 M	最大 M 設定根拠	地震数比率
図 A1-1 の 6, 7	プレート間	7.8	$M8$ クラス未満	間:内=1:4
	プレート内	7.3	長期評価より	

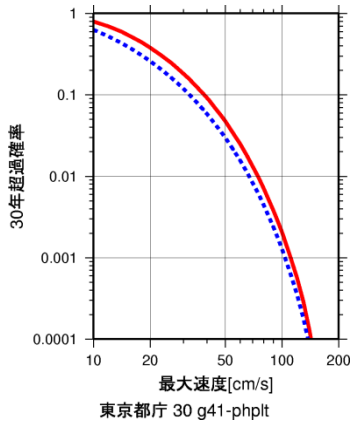
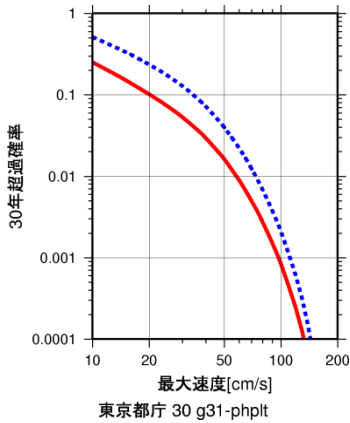
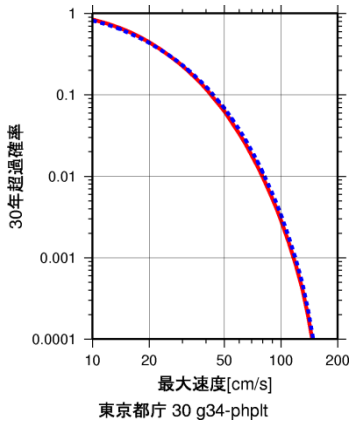
- - - P間 : P内=1:1 ・ 工学的基盤 — P間 : P内=1:4 ・ 工学的基盤

(P内:プレート内地震、P間:プレート間地震)

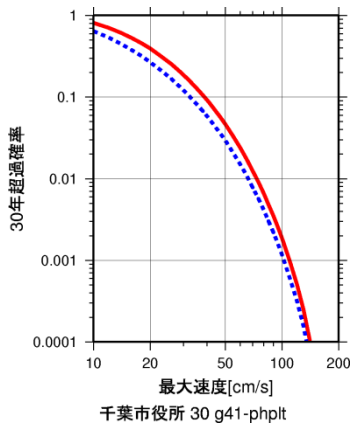
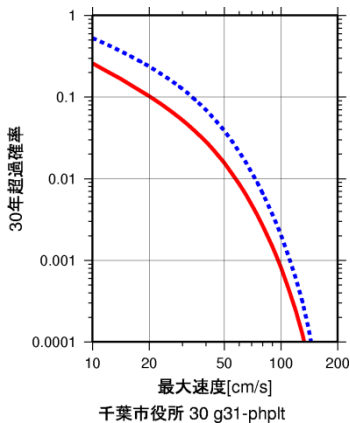
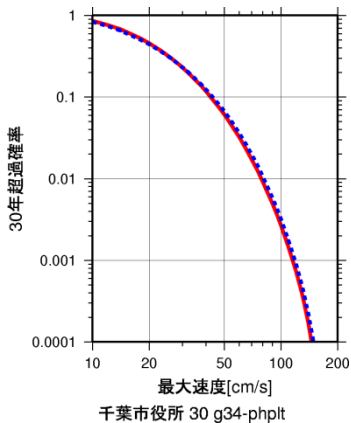
甲府市役所



東京都庁



千葉市役所



(a) プレート間+プレート内 (b) プレート間 (c) プレート

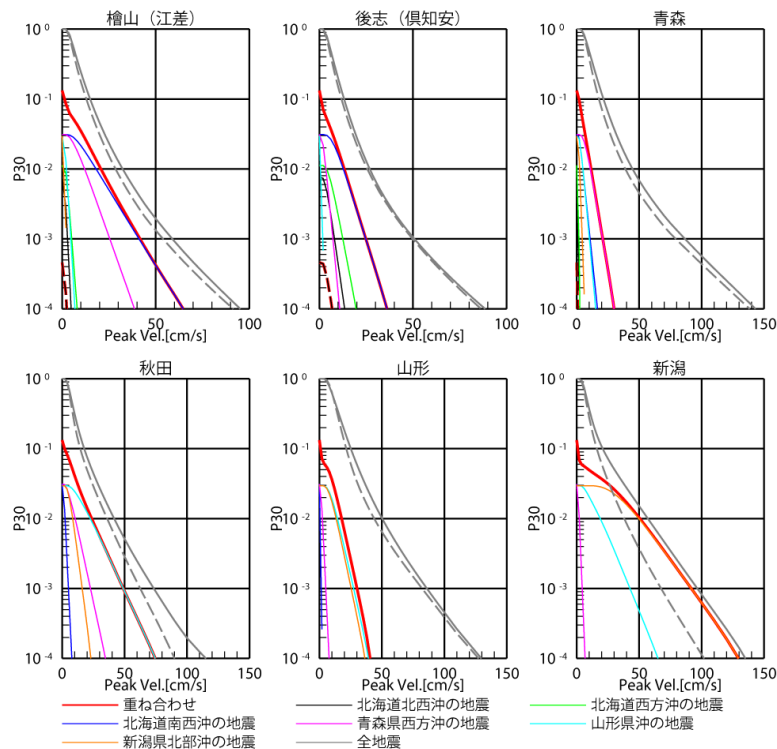
図 A1-2 プレート間地震:プレート内地震比率を変えたフィリピン海プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震によるハザードカーブ(工学的基盤上の最大速度)。

A-2 日本海東縁の地震の発生確率について

日本海東縁の地震に関しては、調査が十分でないため、現時点において調査から漏れている地震によるハザードを考慮するため、地震発生確率の計算方法が地震動ハザード評価の結果に与える影響について調べた。具体的には、長期評価による BPT 分布を仮定して求めた地震発生確率を用いた場合と、ポアソン過程を仮定して求めた地震発生確率を用いた場合とのそれぞれについてハザードカーブを計算し、比較した。

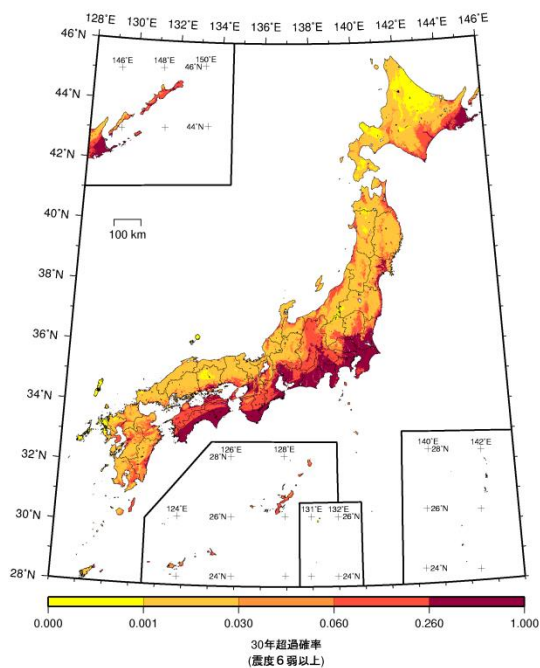
長期評価されている日本海東縁部の地震について、全てポアソン過程により地震発生確率を求めた場合(新モデル、2013 年検討モデル)と BPT 分布の適用により地震発生確率を求めた場合(分岐モデル、2013 年従来モデル)の工学的基盤上の最大速度のハザードカーブを図 A2-1 に、今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率の分布(全ての地震を考慮)を図 A2-2 に示す。なお、ここでの比較は、2013 年従来モデル(図中破線)と 2013 年検討モデル(図中実線)である。

日本海東縁部の地震の震源域に近い日本海側の地域は、もともとハザードが高くないこともあり、ポアソン過程を適用した場合には全体のハザードも若干大きくなっている(図 A2-1、A2-2)。



※破線は 2013 年従来モデル、実線は 2013 年検討モデル、P30 は 30 年超過確率
 図 A2-1 日本海東縁部の地震に関する工学的基盤上のハザードカーブの比較
 (2013 年の検討より)

2013 年従来モデル(BPT 分布で評価)



2013 年検討モデル(ポアソン過程で評価)

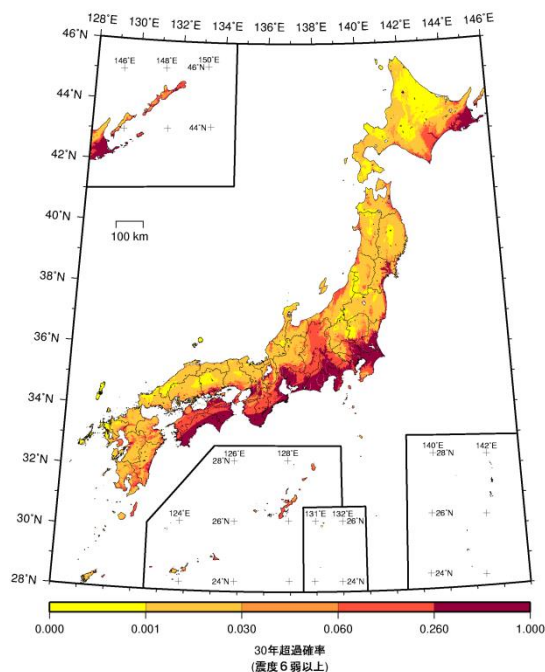


図 A2-2 30 年震度 6 弱以上の超過確率の分布(2013 年の検討より)

A-3 従来のモデルに基づく震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模

今回の新モデルでは、東北地方太平洋沖地震の発生を受けて、従来のモデルでは十分に考慮されていなかった不確実性を考慮した。その結果、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模について、

- 海溝型プレート間地震は、長期評価における領域区分の面積から推定される最大規模
- 海溝型プレート内地震は、当該プレートで過去に発生した最大規模
- 陸域の浅い地震は、活断層が特定されていない過去の地震の最大規模 ($M7.3$)
- 陸側プレートの浅い海域・沿岸海域の地震は、活断層がモデル化されていないことを考慮して陸域よりも大きく設定 ($M7.5$)

という基本方針をとったが、従来のモデル化における「既往最大」の考え方は、現時点においても完全に否定されたわけではない。ここでは参考資料として、従来のモデルに基づく震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模の設定値を表 A3-1～A3-3 に示す。

表 A3-1 従来のモデル化における太平洋プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードとその設定根拠(領域番号は図 5.1.3.1-2 を参照)

No.		従来のモデル化※		2014 年版
		最大 M	設定根拠	最大 M
1	プレート間	7.1	長期評価(ひとまわり小さい地震)	8.0
	プレート内	8.2	長期評価(1994 年北海道東方沖地震)	
2	プレート間	7.1	長期評価(ひとまわり小さい地震)	8.0
	プレート内	8.2	長期評価(1994 年北海道東方沖地震))	
3	プレート間	7.6	長期評価(繰返し以外の地震)	7.9
	プレート内	7.5	2011.3.11 の余震・誘発地震を包含する規模	
4	プレート間	8.0	2011.3.11 の余震・誘発地震を包含する規模	8.0
	プレート内	7.5	2011.3.11 の余震・誘発地震を包含する規模	
5	プレート間	8.0	2011.3.11 の余震・誘発地震を包含する規模	8.2
	プレート内	7.5	2011.3.11 の余震・誘発地震を包含する規模	
6	プレート間	8.0	2011.3.11 の余震・誘発地震を包含する規模	8.4
	プレート内	7.5	2011.3.11 の余震・誘発地震を包含する規模	
7	プレート間	8.0	2011.3.11 の余震・誘発地震を包含する規模	8.2
	プレート内	7.5	2011.3.11 の余震・誘発地震を包含する規模	
8	プレート間	8.0	2011.3.11 の余震・誘発地震を包含する規模	8.3
	プレート内	7.5	2011.3.11 の余震・誘発地震を包含する規模	
9	プレート間	8.0	2011.3.11 の余震・誘発地震を包含する規模	8.3
	プレート内	7.5	2011.3.11 の余震・誘発地震を包含する規模	
10	プレート内	7.5	長期評価(1993 年釧路沖地震)	8.2
11	プレート内	7.5	2011.3.11 の余震・誘発地震を包含する規模	8.2
12	プレート間	7.4	1953.11.26	8.5
	プレート内	7.4	同上	
13	プレート内	7.0	(下限値として適用してきた値を採用)	8.2
14	プレート内	8.2	(新規設定のため新モデルと同じとした)	8.2
15	プレート内	8.2		8.2
16	プレート内	8.2		8.2
—	浦河沖	7.1	1982.3.21 浦河沖	7.5

※「従来のモデル化」は、従来の方法に基づいて設定した場合の 2014 年版の最大マグニチュードを示す。このため、2013 年における検討の従来モデルの最大マグニチュードとは一部異なる。

表 A3-2 従来のモデル化におけるフィリピン海プレートの震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードとその設定根拠(領域番号は図 5.2.3-1 を参照)

No.		従来のモデル化※		2014 年版
		最大 M	設定根拠	最大 M
1	プレート間	8.0	(新規設定のため新モデルと同じとした)	8.0
	プレート内	7.4	2004.09.05 紀伊半島沖	8.0
2	プレート間	6.9		6.9
	プレート内	7.2		7.2
3	プレート内	7.4	長期評価(安芸灘～伊予灘～豊後水道)	8.0
4	プレート内	8.0	長期評価(1911 年奄美大島近海)	8.0
5	プレート間	7.7	1938.6.10 宮古島北北西沖	8.5
	プレート内	—		8.0
6	プレート間	7.3	長期評価(プレートの沈み込みに伴う $M7$ 程度の地震の既往最大)	7.8
	プレート内	7.3	同上	7.3
7	プレート間	7.3	長期評価(プレートの沈み込みに伴う $M7$ 程度の地震の既往最大)	7.8
	プレート内	7.3		7.3
—	与那国島 周辺	7.3	2001.12.18 石垣島付近	7.4

※「従来のモデル化」は、従来の方法に基づいて設定した場合の 2014 年版の最大マグニチュードを示す。このため、2013 年における検討の従来モデルの最大マグニチュードとは一部異なる。

表 A3-3 従来のモデル化における陸側プレートの浅い震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大マグニチュードとその設定根拠(領域番号は図 5.3.3.1-2 を参照)

No.	従来のモデル化*		2014 年版
	最大 M	設定根拠	最大 M
1	6.8	6.8 以上なし(下限値として設定)	6.8
2	6.8	6.8 以上なし(下限値として設定)	6.8
3	6.8	6.8 以上なし(下限値として設定)	6.8
4	6.8	6.8 以上なし(下限値として設定)	6.8
5	6.8	6.8 以上なし(下限値として設定)	6.8
6	6.8	6.8 以上なし(下限値として設定)	6.8
7	6.8	6.8 以上なし(下限値として設定)	6.8
8	7.2	2008.6.14 岩手・宮城内陸	7.2
9	7.0	1649.7.30 川越、1782.8.23 小田原	7.0
10	6.9	1828.12.18 越後	6.9
11	6.8	1729.8.9 能登・佐渡	6.8
12	7.0	1961.8.19 北美濃	7.0
13	6.8	1909.8.14 姉川	6.8
14	6.9	1963.3.27 越前岬沖	6.9
15	7.3	2000.10.6 鳥取県西部	7.3
16	7.0	1700.4.15 壱岐・対馬	7.0
17	6.8	6.8 以上なし(下限値として設定)	6.8
18	7.0	1789.5.11 阿波	7.0
19	6.8	6.8 以上なし(下限値として設定)	6.8
20	7.1	1914.1.12 桜島	7.1
21	6.9	1922.12.8 千々石湾	6.9
22	7.0	7.0 以上なし(下限値として設定)	7.0
23	7.1	1872.03.14 浜田	7.1
24	7.2	1633.3.1 小田原	7.2
25	7.2	1923.4.23 東シナ海、1938.6.10 宮古島	7.2
26	7.0	1978.1.14 伊豆大島近海	7.0
27	7.0	7.0 以上なし(下限値として設定)	7.0
28	7.0	7.0 以上なし(下限値として設定)	7.0
29	7.3	$M7.5$ 以上が長期評価されていることを考慮	7.3

※「従来のモデル化」は、従来の方法に基づいて設定した場合の 2014 年版の最大マグニチュードを示す。このため、2013 年における検討の従来モデルの最大マグニチュードとは一部異なる。

A-4 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)

平成21年12月21日改訂

「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る。こ

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。

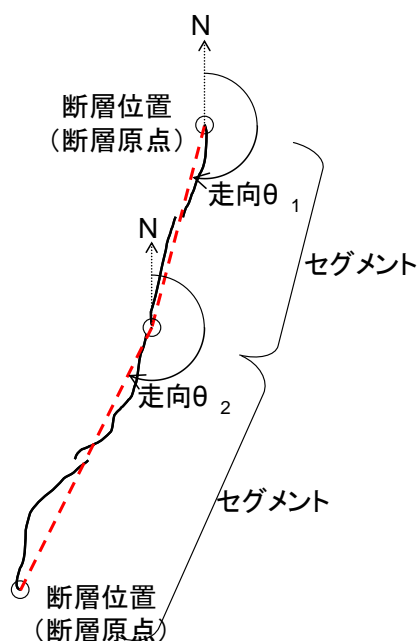
のため、そうした不確定性を考慮して、複数の特性化震源モデルを想定することが望ましい。

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。

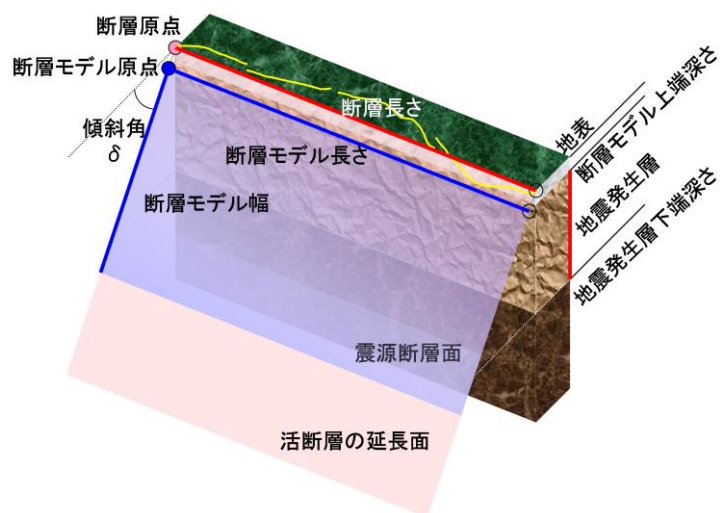
1.1.1 巨視的震源特性

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



位置、走向、セグメント



断層モデル長さ、幅、深さ、傾斜角

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させること（地

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。

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、

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

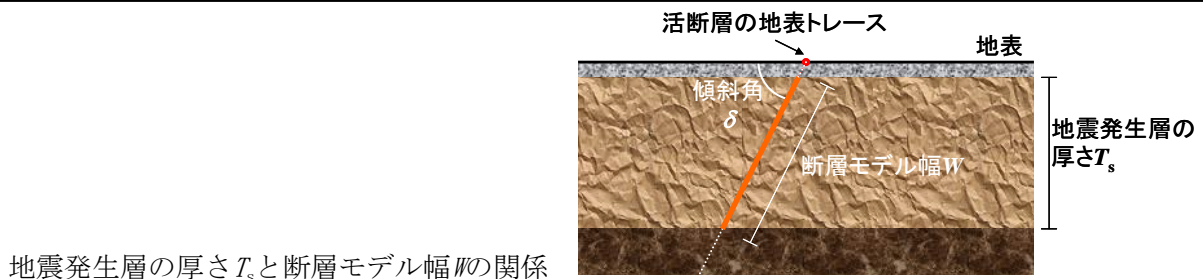
$$T_s = H_d - H_s$$

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 T_s 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 W 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大きい領域)。

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さについては、微小地震発生層の上面の深さ（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、Dalguer *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リング則が変わるため、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。また、活断層長さが概ね80kmを超える場合も、適宜適切な方法によりモデル化をすることが望ましい。

(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) が回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 $V_s = 3.0$ km/s 程度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)

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。

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

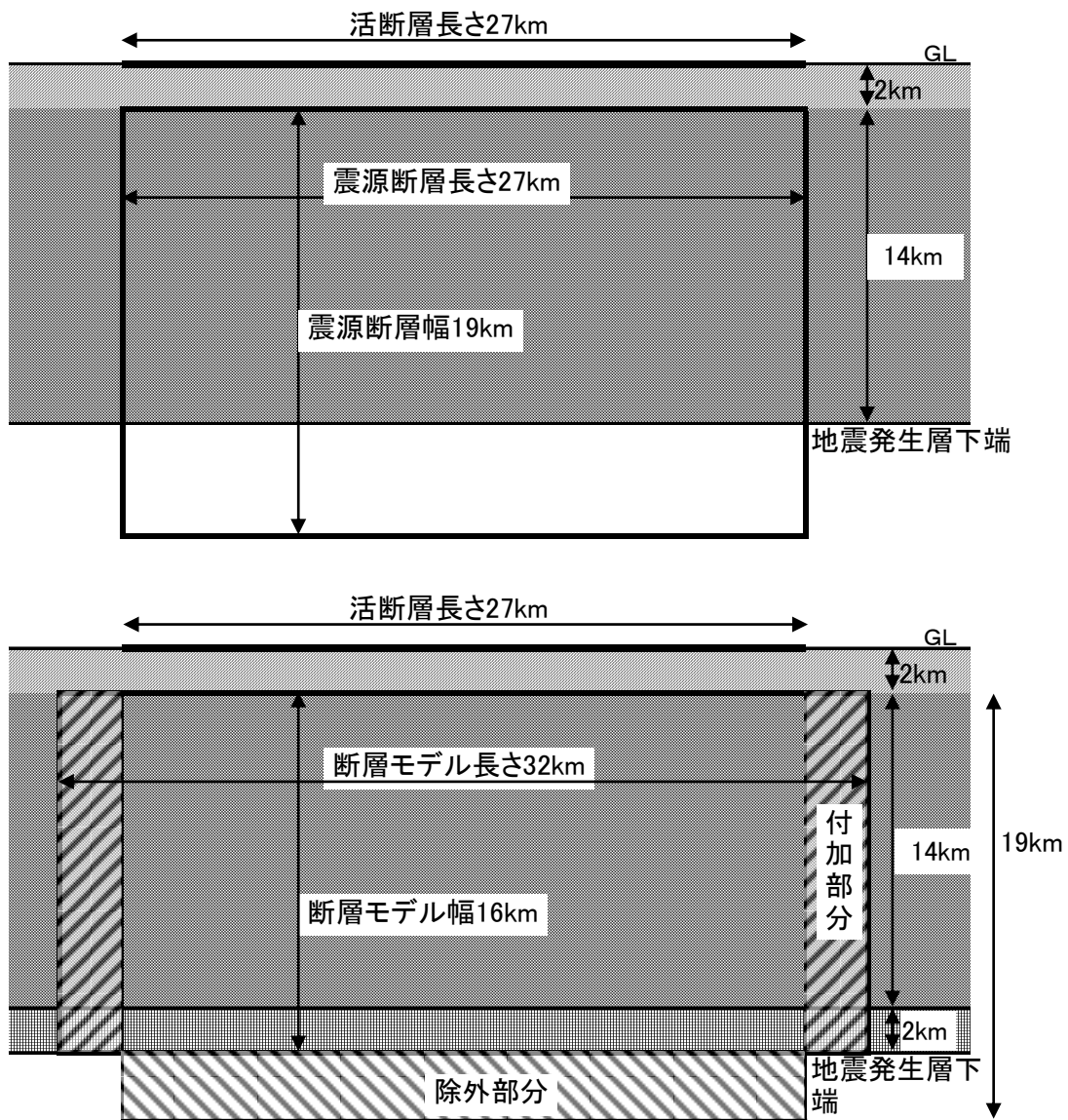
ただし、 L より大きい断層モデルメッシュサイズの倍数とする。

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_{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を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

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。

- ・ 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

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多くなる傾向にある。例えば、鳥取県西部地震 ($M_w=6.8$) が2個、兵庫県南部地震 ($M_w=6.9$) が3個であるのに対し、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 S_a (km^2) 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ため、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 (km²) は $S_a = \pi r^2$ より求められる。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 (N・m/s²) 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 (km²) 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) となるとの見方も参照する。

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 (N・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にあるため、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) 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 (N・m) からアスペリテ

の地震モーメント M_{0a} (N・m) を除いた背景領域の地震モーメント M_{0b} (N・m) と、背景領域の面積 S_b (km²) 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) 短周期レベルと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、Fuji 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、

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

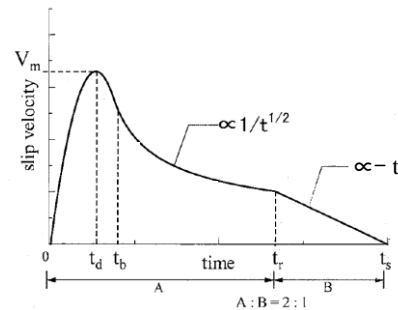
$$\varepsilon = (5t_b - 6t_d) / \{4(1 - t_d/t_b)\}$$

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

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めに予測される傾向がある。

(h) すべり角 λ

すべり角 λ (°) 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 (°) 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 (°) 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

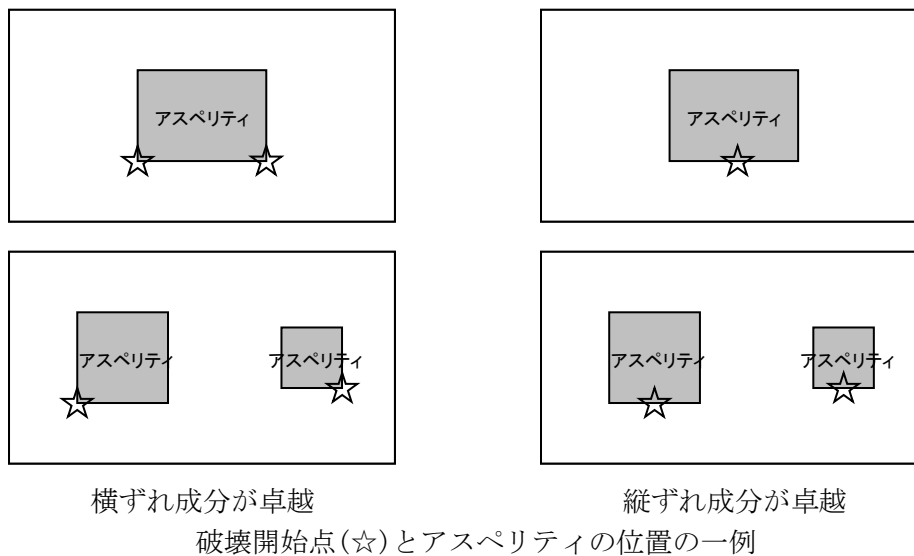
を設定する。

(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。



(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) 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 S_a (km^2) 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 A ($\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$) 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 A ($\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$) 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 A ($\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$) と地震モーメント M_0 ($\text{N}\cdot\text{m}$) 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 A ($\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$) 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 ($\text{N}\cdot\text{m}$) と短周期レベル A ($\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$) の経験的關係により設定する（(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 A ($\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$) 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 M_0 ($\text{N}\cdot\text{m}$) 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 ($\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$) 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に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バックスリップの大きい領域に応じて設定するのが望ましい。そのような分解能がない場合には、最近の研究成果からアスペリティが2つの場合は2:1、アスペリティが3つの場合は2:1:0.5となる(石井・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

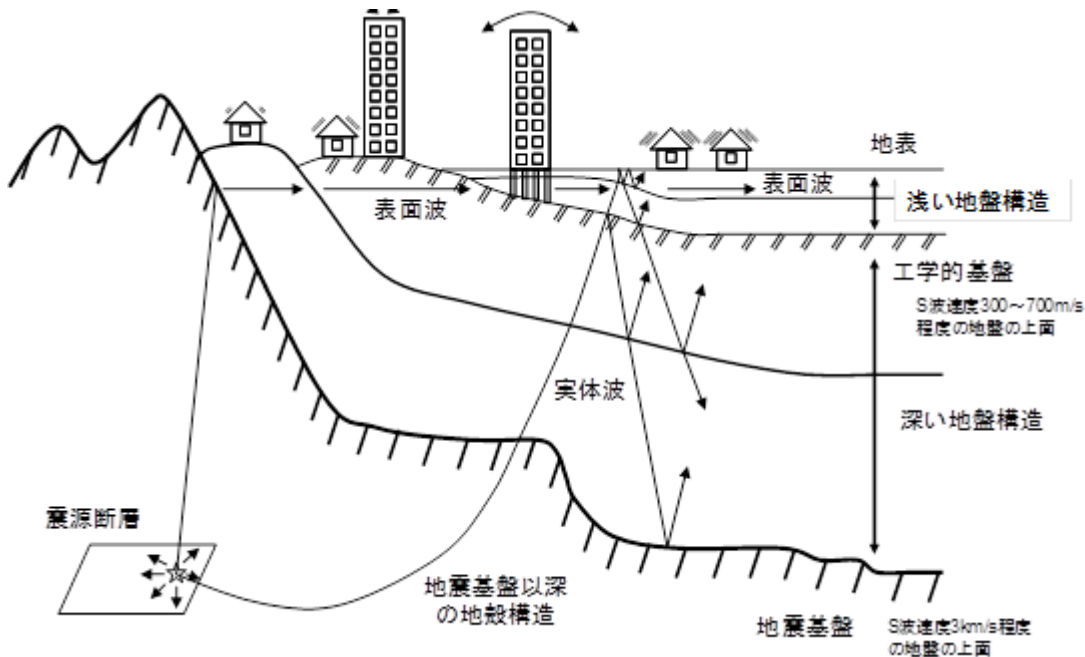
1. 1. 3(b) 参照。

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む、地震基盤⁸までの地殻構造（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、

2.1 「地震基盤以深の地殻構造」

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

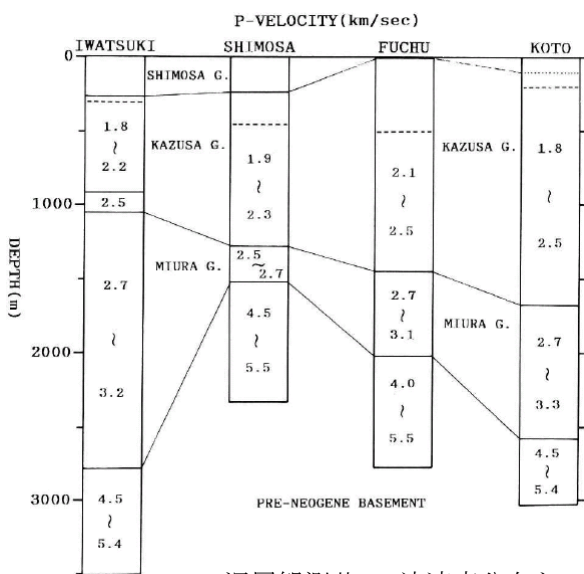
2.2 「深い地盤構造」

2.2.1 通常の場合

「深い地盤構造」のモデル化においては、まず地質情報や各種構造探査のデータを用いて、下記の標準的なモデル化手法（瀧瀬, 2006; Koketsu *et al.*, 2009）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）。



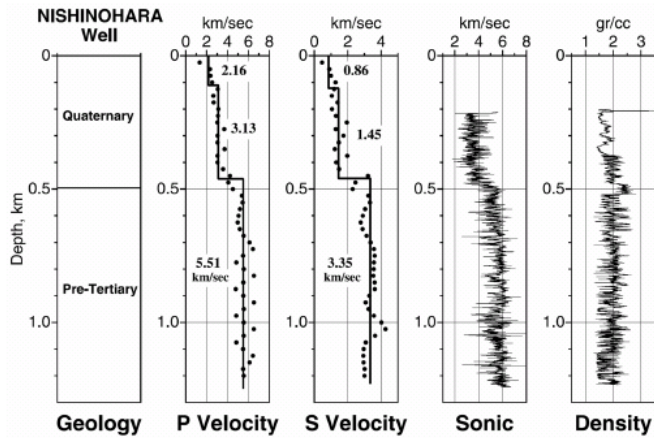
深層観測井のP波速度分布と地層の対比 鈴木 (1996)

	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
藤原・他 (2006)

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。

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



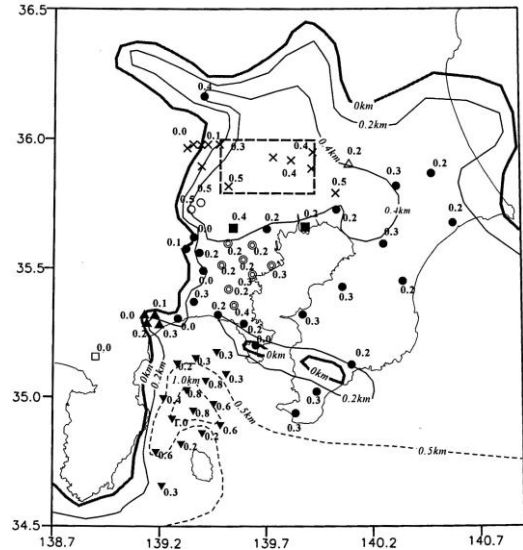
中深層地殻活動観測井を利用した
検層結果 山水 (2004)

手順(2)

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

手順(3)

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。

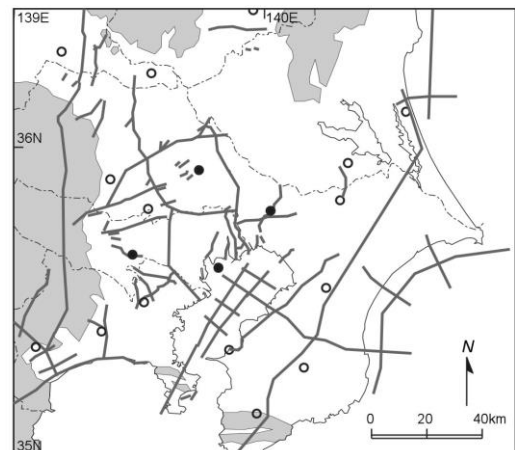


工学的基盤上面深度分布
山中・山田 (2002)

手順(4)

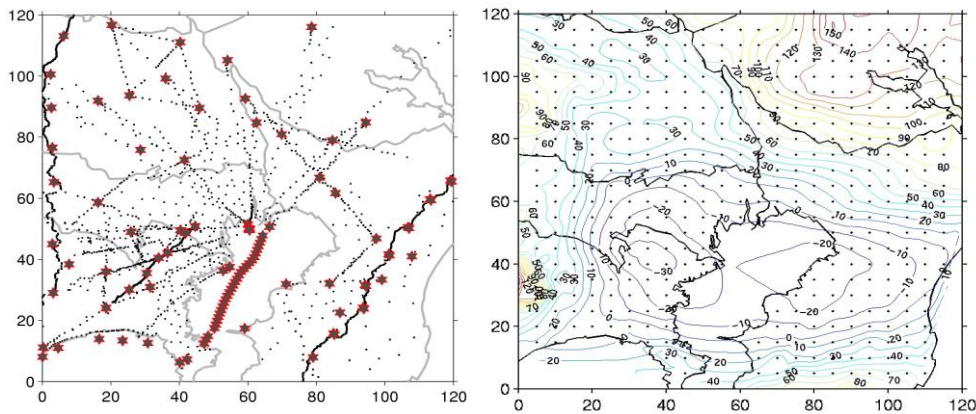
断層や褶曲の形状など、不連続な構造に関する情報を収集する。反射法やボーリング検層のデータは、用いる速度構造が手順(2)の速度と矛盾しないように注意して深度へ変換する。

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)

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。

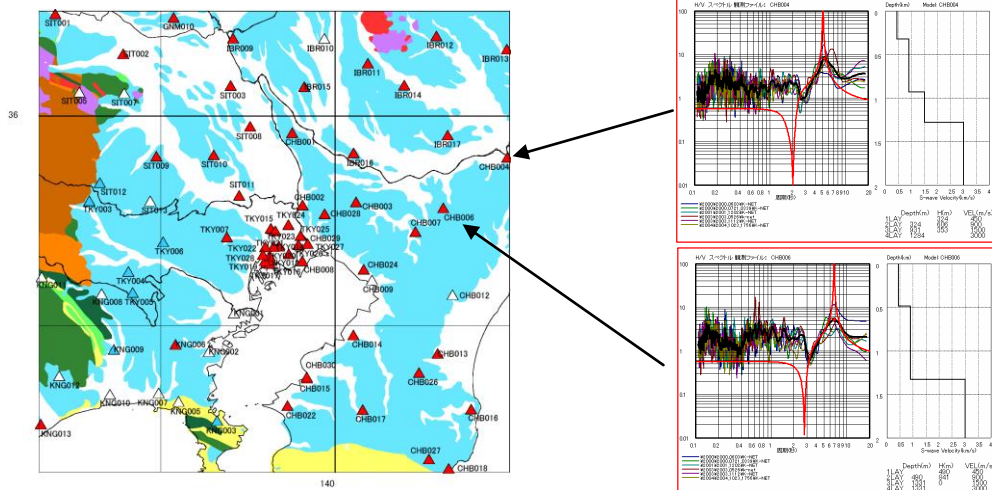


左図：
首都圏の構造探査測線
Afnimar *et al.* (2002)

右図：
フリーエア異常図
Afnimar *et al.* (2003)

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。

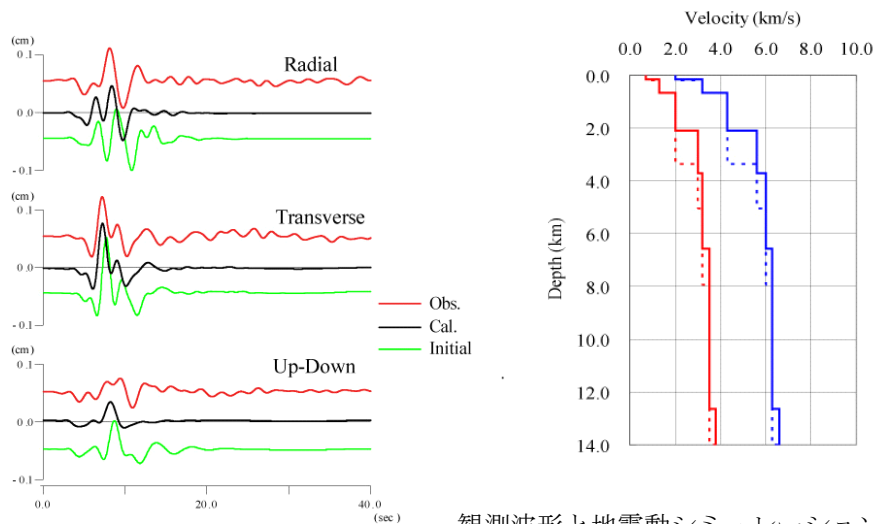


地震観測記録と
計算波形のH/Vス
ペクトル比

田中・他 (2005)

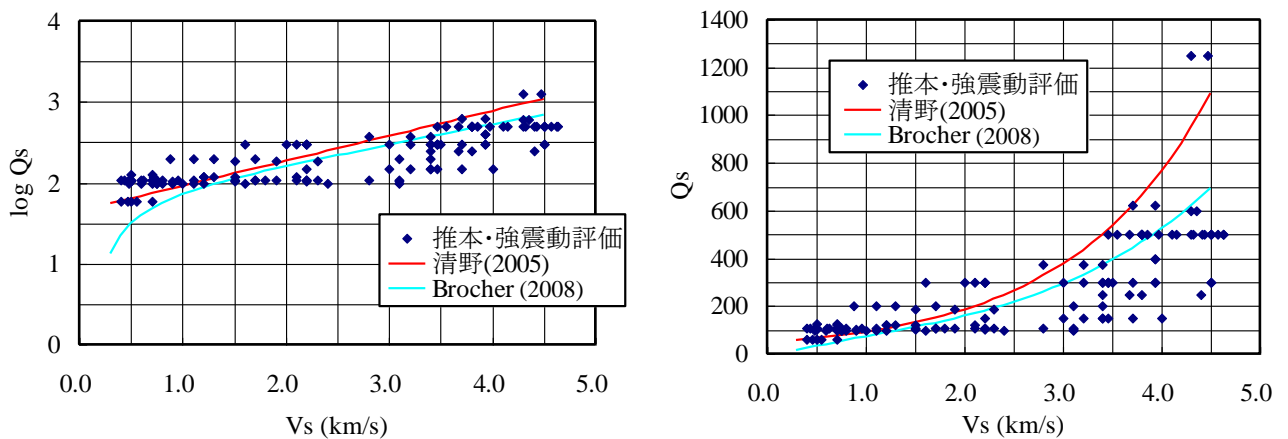
手順(7)

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 (2004)

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次元的に不均質なモデルをあえて作することは適切でない。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の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成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。この方法は水平成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成層構造モデルが妥当であれば、実体波や表面波をよく再現できることが多くの事例から確かめられている。ハイブリッド合成法等については、例えば、「森本・富樫断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討」（先名・他, 2004）等を参考にされたい。

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

3.2 地表面までの計算方法

地表面までの計算方法は、「浅い地盤構造」の地下構造モデルがボーリングデータによってモデル化された場合と面的な評価によってモデル化された場合とで異なるため、それぞれのケースについて説明する。

3.2.1 ボーリングデータによってモデル化された「浅い地盤構造」の場合

ボーリングデータによる詳細なモデルに基づいて、工学的基盤における時刻歴波形を入力として一次元地震応答計算を行い、地表の時刻歴波形を計算する。一次元地震応答計算の方法としては、主として、線形解析法（例えば、Haskell, 1960）、等価線形解析法（例えば、Schnabel *et al.*, 1972）、逐次非線形解析法（例えば、吉田・東畑, 1991）があり、それぞれに以下の特徴を持つ。

線形解析法

重複反射理論により計算を行うものである。土の非線形特性を考慮していないため、大地震により非線形性が生じる場合には正しい結果が得られない。

等価線形解析法

重複反射理論を基に土の非線形特性を等価な線形の関係に置き換え、解析の間、一定の材料特性を用いる方法である。ひずみレベルが大きくなると精度は低下する。どの程度のひずみレベルまで適用できるかは、必要とする精度や地盤条件にもよるが、一般的には0.1～1%までである。また、強い揺れにより液状化等が生じた場合には、正しい結果は得られない。

逐次非線形解析法

材料の非線形特性を数学モデルや力学モデルで表現し、材料特性の変化を逐次計算しながら挙動を求めようとする方法である。したがって、1%を超える大きなひずみレベルでも適用可能となる。その一方で、設定すべきパラメータが多く、専門的な知識を持って解析にあたることが重要である。

広域の地震動分布の算出には、今までは等価線形解析法が多く用いられてきた。この理由は、等価線形解析法がパラメータも少なく利用しやすいこと、求められた地震動分布（震度、加速度）が既往の被害地震の地震動分布を大局的に説明できたことなどが挙げられる。逐次非線形解析法は、今まで

は観測波形の検証や液状化した地盤の過剰間隙水圧の上昇やひずみの増大などをみるために、検討対象地点ごとに利用されてきたことが多く、広域の地震動評価に使われた例はまだ多くはない。また、採用する応力-ひずみ関係式やそれに用いるパラメータの設定など専門的な判断をもって個々の解析を行うことが必要であるなど、逐次非線形解析法による広域地震動算出への課題は多い。このようなことから、逐次非線形解析法を広域の地震動評価に用いることは始まったばかりで、まだ検討の必要があると考えられる。

3.2.2 面的な評価によってモデル化された「浅い地盤構造」の場合

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

微地形区分から想定される増幅率 amp は以下の手順で評価する。

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

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

$AVS30$: 表層30mの平均S波速度 (m/s)
 E_v : 標高 (m)
 S_p : 傾斜*1000 (傾斜は正弦)
 D_m : 先第三系・第三系の山地・丘陵からの距離 (km)
 σ : 標準偏差
 a, b, c, d : 微地形区分ごとに与えられる回帰係数

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

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

amp : 平均S波速度600m/sの工学的基盤を基準とした最大速度増幅率

次に、地表の震度 I を求める。その方法は、工学的基盤上の地震動として、距離減衰式等の経験式によりその最大値が求められている場合と、ハイブリッド合成法等によりその時刻歴波形が求められている場合とで異なる。それぞれ以下に示す手順により、地表の震度 I を評価する。

- i) 距離減衰式等の経験式により工学的基盤上の最大速度が求められている場合

工学的基盤上の最大速度 PGV_0 (cm/s) に前述の最大速度の増幅率 amp を乗じ、地表の最大速度 PGV (cm/s) を算出する。

$$PGV = amp \cdot PGV_0 \dots\dots\dots (33)$$

地表の最大速度 PGV を「最大速度と計測震度の関係式」（例えば、藤本・翠川，2005）に

代入し、地表の震度 I を求める。

$$I = 2.002 + 2.603 \cdot \log(PGV) - 0.213 \cdot \{\log(PGV)\}^2 \quad (4 \leq I) \dots\dots\dots (34)$$
$$I = 2.165 + 2.262 \cdot \log(PGV) \quad (I < 4)$$

ii) ハイブリッド合成法等により工学的基盤上の時刻歴波形が求められている場合

まず、工学的基盤から地表への震度増分 ΔI を評価する。地表震度を I 、地表の最大速度を PGV (cm/s)、工学的基盤上の最大速度を PGV_b (cm/s)、最大速度の増幅率を amp とすると、最大速度と計測震度との関係式 (藤本・翠川, 2005) を工学的基盤上の震度 I_b に適用させた (35) 式

$$I_b = 2.002 + 2.603 \cdot \log(PGV_b) - 0.213 \cdot \{\log(PGV_b)\}^2 \quad (4 \leq I) \dots\dots\dots (35)$$

および前述の $PGV = amp \cdot PGV_b$ の関係から、震度増分 ΔI は、

$$\Delta I = I - I_b = 2.603 \cdot \log(amp) - 0.213 \cdot \{\log(amp)\}^2 - 0.426 \cdot \log(PGV_b) \cdot \log(amp) \dots\dots\dots (36)$$

と表される。

従って、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「工学的基盤上計測震度 I_b 」を算出すると、地表の震度は、

$$I = I_b + \Delta I \dots\dots\dots (37)$$

と求められる。

- * 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)。
- * 「工学的基盤上震度」を求める (35) 式は、震度4以上に対応する式である。地震調査研究推進本部による「震源断層を特定した地震動予測地図」では、震度5弱以上の地点に主眼を置いていることもあり、震度3以下に関しても便宜上 (35) 式によって計算を行っている (例えば、地震調査委員会, 2008)
- * (34) 式は主に近年発生した内陸の地震から推定された式であり、長周期成分が卓越するような海溝型地震に使用すると、最大速度が大きめとなる傾向がある。例えば、翠川・他 (1999) の式を使うなど (森川・藤原, 2009)、別途検討が必要と考えられる。

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

4.1.1 距離減衰式を用いた推定値との比較

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

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

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

4.1.2 震度分布との比較

震度分布は、面的に強震動予測結果を検証するにあたって、現在、最もよく使われる指標である。震度分布としては、明治中期以降の観測情報はそのまま利用することができる。また、江戸時代以降に発生した地震については被害情報が比較的整っていることより、それら被害情報から震度分布が推定されている。震度分布による検証は、震源特性パラメータを設定する比較的早い段階で経験的方法や半経験的方法を用いて行う。

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

4.1.3 観測波形記録との比較

1997年以降のK-NETおよびKiK-net観測網の充実により、強震動予測結果の時刻歴波形と観測記録を比較し、検証することが可能となった。観測記録との比較において、計算波形をどの程度まであわせることができるかという点については、観測波形の質、震源や観測点の地盤状況などの情報の多寡によりケースごとに異なる。現状では条件が整えば、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、一方地下構造モデルの検証にも強震記録が不可欠であるため、K-NETおよびKiK-net観測網や気象庁および自治体震度計観測網のさらなる充実が望まれる。

4.2 海溝型地震の強震動予測結果に対する検証

海溝型地震は活断層で発生する地震と比較して発生間隔が短いために、最新活動における地震の被害情報や観測情報が残されている場合が多い。したがって、その情報と過去の地震を想定した強震動予測結果を比較することで、強震動予測結果の検証および震源特性などの見直しが可能となる。検証の項目としては、震度分布、観測波形記録、距離減衰式を用いた推定値との比較が挙げられる。

4.2.1 震度分布との比較

4.1.2 参照。

4.2.2 観測波形記録との比較

1960年代以降からデジタル強震記録が得られはじめているため、1968年十勝沖地震以降の海溝型地震を想定する場合には、強震動予測結果の時刻歴波形と観測記録を比較し、検証することが可能である。また、1997年以降はK-NETおよびKiK-net観測網の充実により、より多くの観測記録が得られるようになった。観測記録との比較において、計算波形をどの程度まであわせることができるかという点については、観測波形の質、震源や地盤状況などの情報の多寡によりケースごとに異なる。現状では条件を整えば、位相までを精度良く合わせることは可能であるが、面的な予測ということを考え合わせると時刻歴波形の最大値、継続時間、周期特性やスペクトル特性がある程度説明できることをもって検証と位置付ける。

* 計算結果を観測波形に合わせるためには、微視的震源特性や地下構造モデルについて検討し直すことが必要となる。微視的震源特性の把握には震源近傍強震記録が必要であり、地下構造モデルの検証にも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、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)

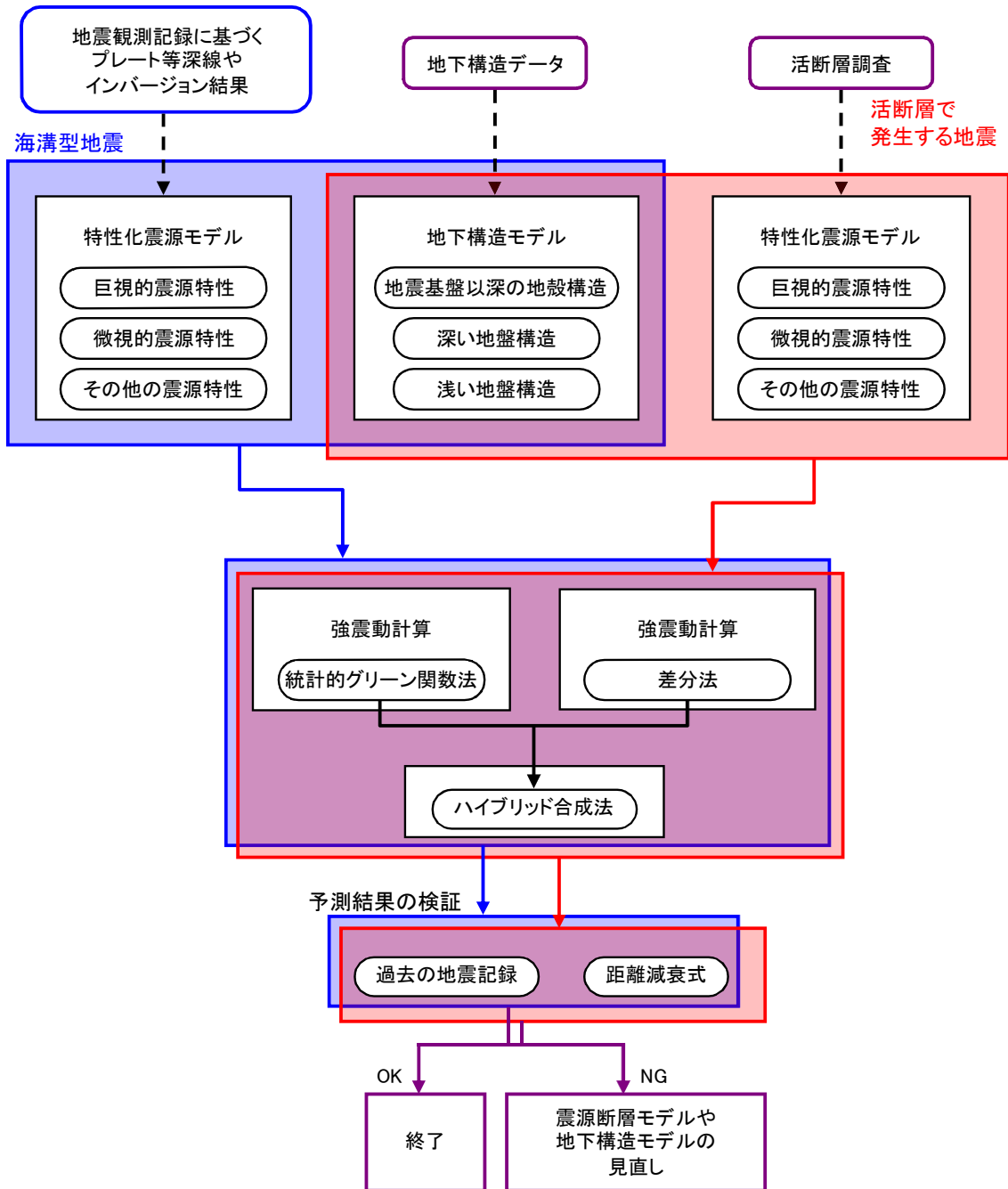
- Afnimar, K. Koketsu, and M. Komazawa (2003) : 3-D structure of the Kanto basin, Japan from joint inversion of refraction and gravity data, Proceedings of 2003 IUGG Meeting, Abstract SS04/07A/A03-002.
- Afnimar, K. Koketsu, and K. Nakagawa (2002) : Joint inversion of refraction and gravity data for 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 謙 (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 (2004) : 3-D Velocity Structure Modeling and Source Process Inversion: The 2003 Miyagi-ken Hokubu, Japan, Earthquake Sequence, *EOS Trans. AGU*, 85(47), Fall Meet. Suppl., Abstract S54A-06.
- Hisada, Y. (1995) : An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2), *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85, 1080-1093.
- 池田隆明・釜江克宏・三輪 滋・入倉孝次郎 (2002) : 経験的グリーン関数法を用いた2000年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, *日本建築学会構造系論文*, 561, 37-45.
- 入倉孝次郎・釜江克宏 (1999) : 1948年福井地震の強震動, *地震*2, 52, 129-150.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001) : シナリオ地震の強震動予測, *地学雑誌*, 110, 849-875.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲 (2002) : 強震動予測のための修正レシピとその検証, *第11回日本地震工学シンポジウム論文集*, 567-572.
- 入倉孝次郎 (2004) : 強震動予測レシピー大地震による強震動の予測手法ー, *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) .

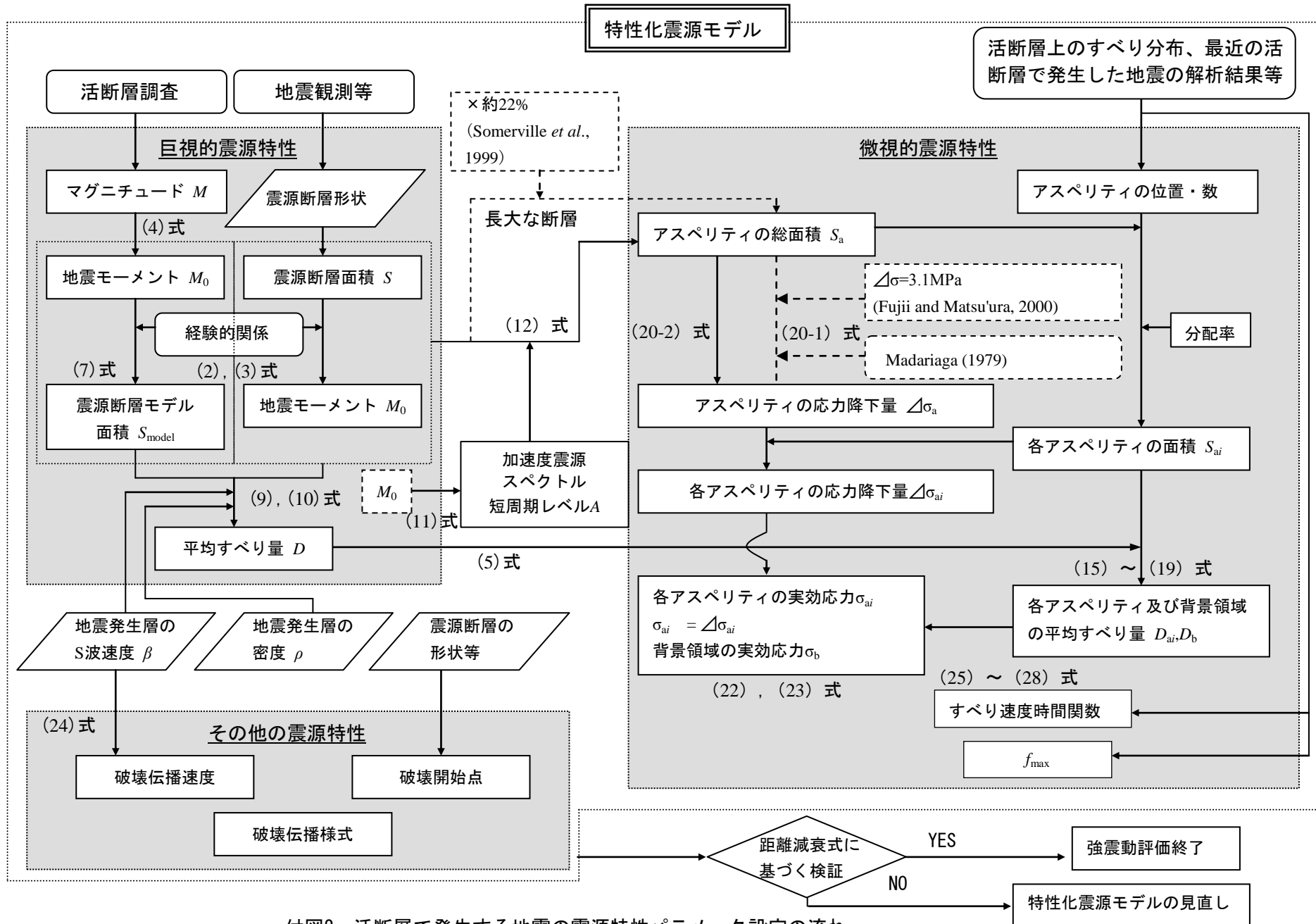
- 地震調査委員会 (2005) : 山崎断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成17年1月31日公表) .
- 地震調査委員会 (2008) : 警固断層帯 (南東部) の地震を想定した強震動評価 (平成20年4月11日公表) .
- 地震調査委員会強震動評価部会 (2001) : 糸魚川-静岡構造線断層帯 (北部, 中部) を起震断層と想定した強震動評価手法 (中間報告) (平成13年5月25日公表) .
- 地震調査委員会強震動評価部会 (2002) : 鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証 (平成14年10月31日公表) .
- 地震調査委員会強震動評価部会 (2004) : 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.
- 瀬戸一 (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., H. Miyake, Afnimar, and Y. Tanaka (2009). A proposal for a standard procedure of modeling 3-D velocity structures and its application to the Tokyo metropolitan area, Japan, *Tectonophysics*, 472, 290-300.
- 瀬戸一・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マ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.
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄 (1999) : 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, *地域安全学会論文集*, 1, 51-56.
- 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.
- 森川信之・藤原広行 (2009) : 地動の最大速度と計測震度の関係についての一考察, *日本地球惑星科学連合2009年大会予稿集*, S152-P024.
- 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.

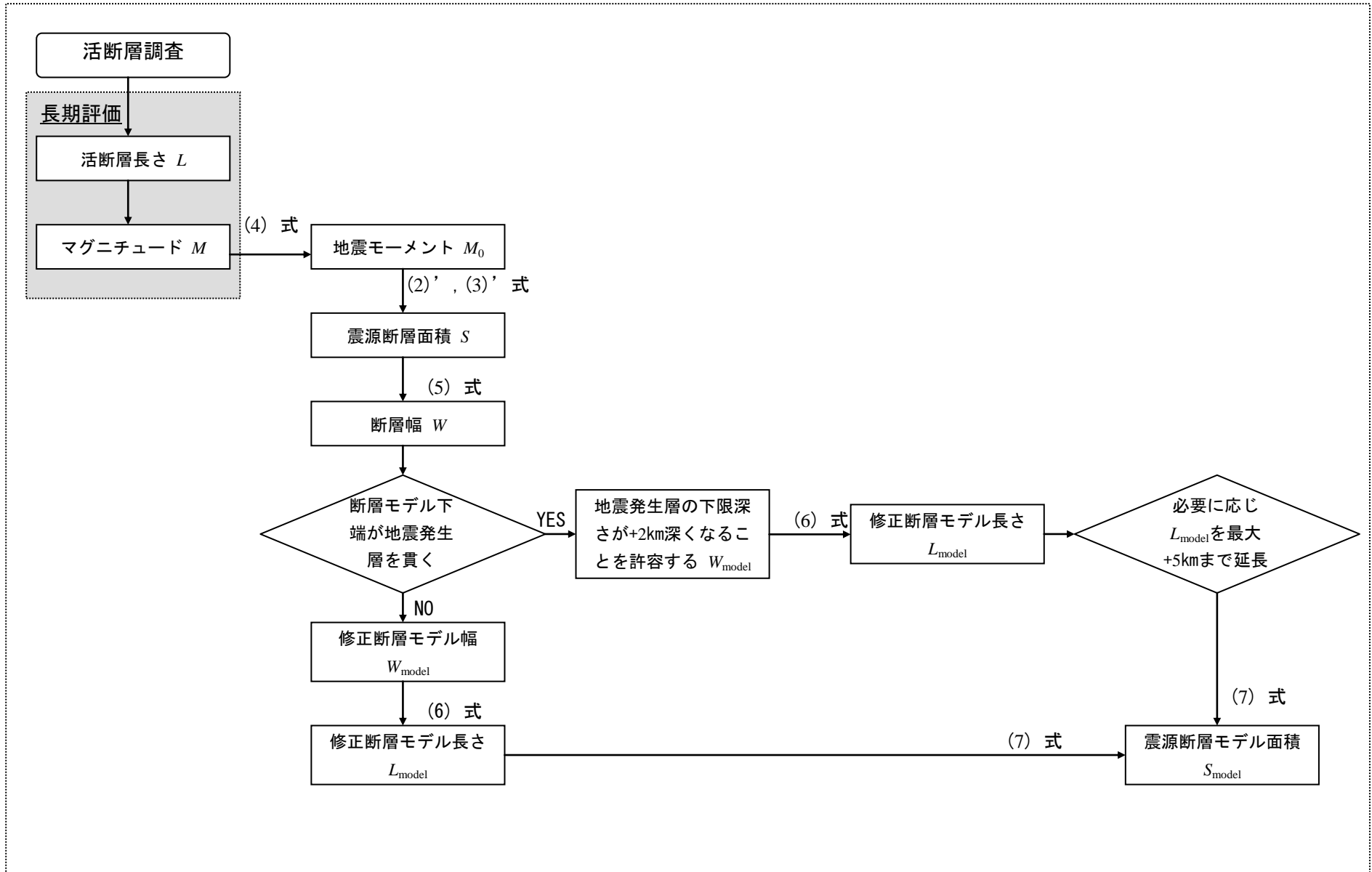
- 高橋広人・福和伸夫 (2006) : 地震動予測のための表層地盤のモデル化手法の提案と検証, 日本建築学会構造系論文集, 599, 51-59.
- 田中康久・瀨瀬一起・三宅弘恵・古村孝志・佐藤比呂志・平田直・鈴木晴彦・増田徹 (2005) : 首都圏下の速度構造の大大特コミュニティモデル(1) : 屈折法・重力・自然地震データによる第一次モデル, 地球惑星科学関連学会2005年合同大会, S079-P010.
- 田中康久・三宅弘恵・瀨瀬一起・古村孝志・早川俊彦・馬場俊孝・鈴木晴彦・増田徹 (2006) : 首都圏下の速度構造の大大特統合モデル(2) : 海溝型地震のためのモデル拡張とチューニング, 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.



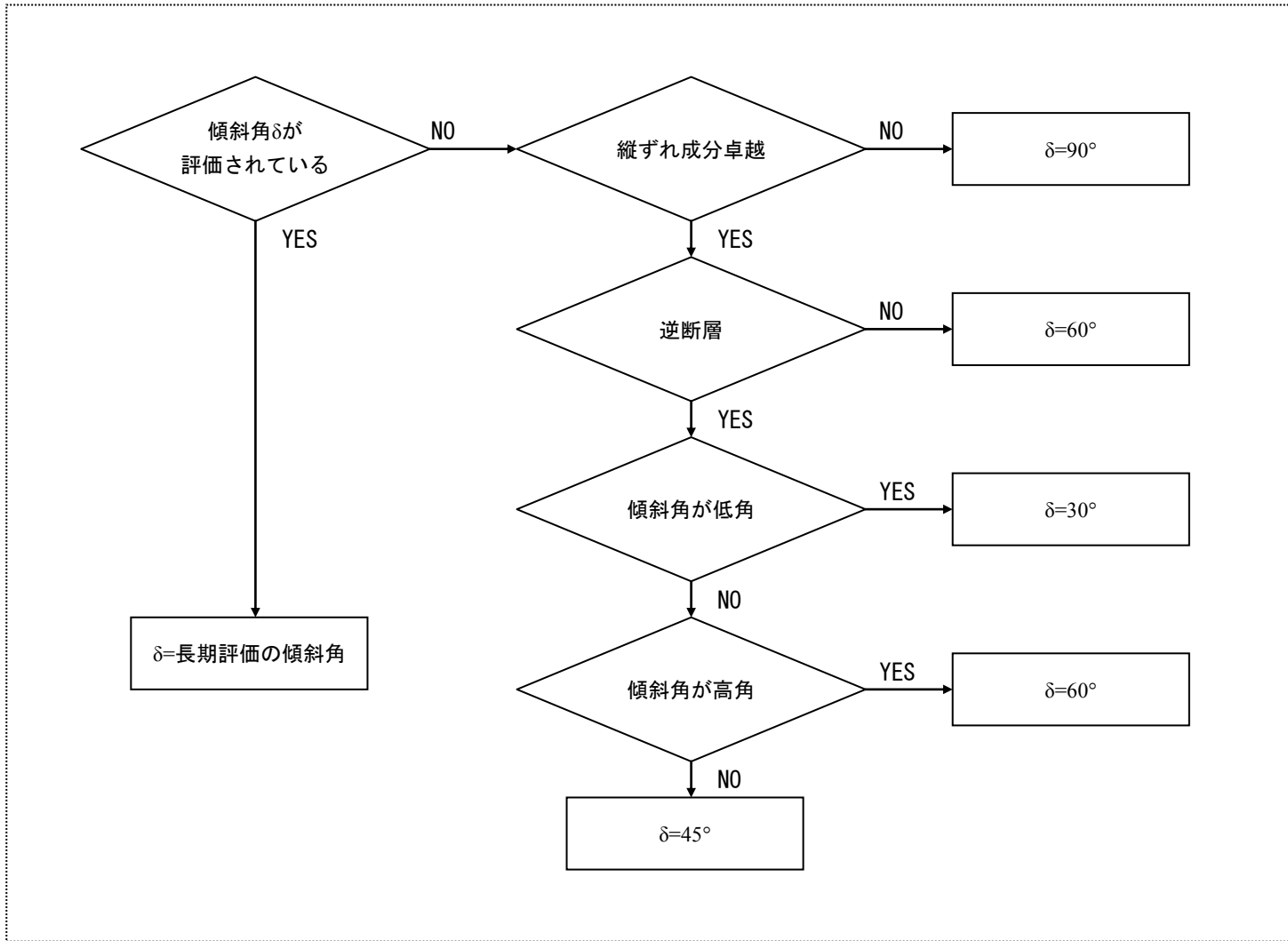
付図1 震源断層を特定した地震の強震動予測手法（ハイブリッド合成法）の流れ



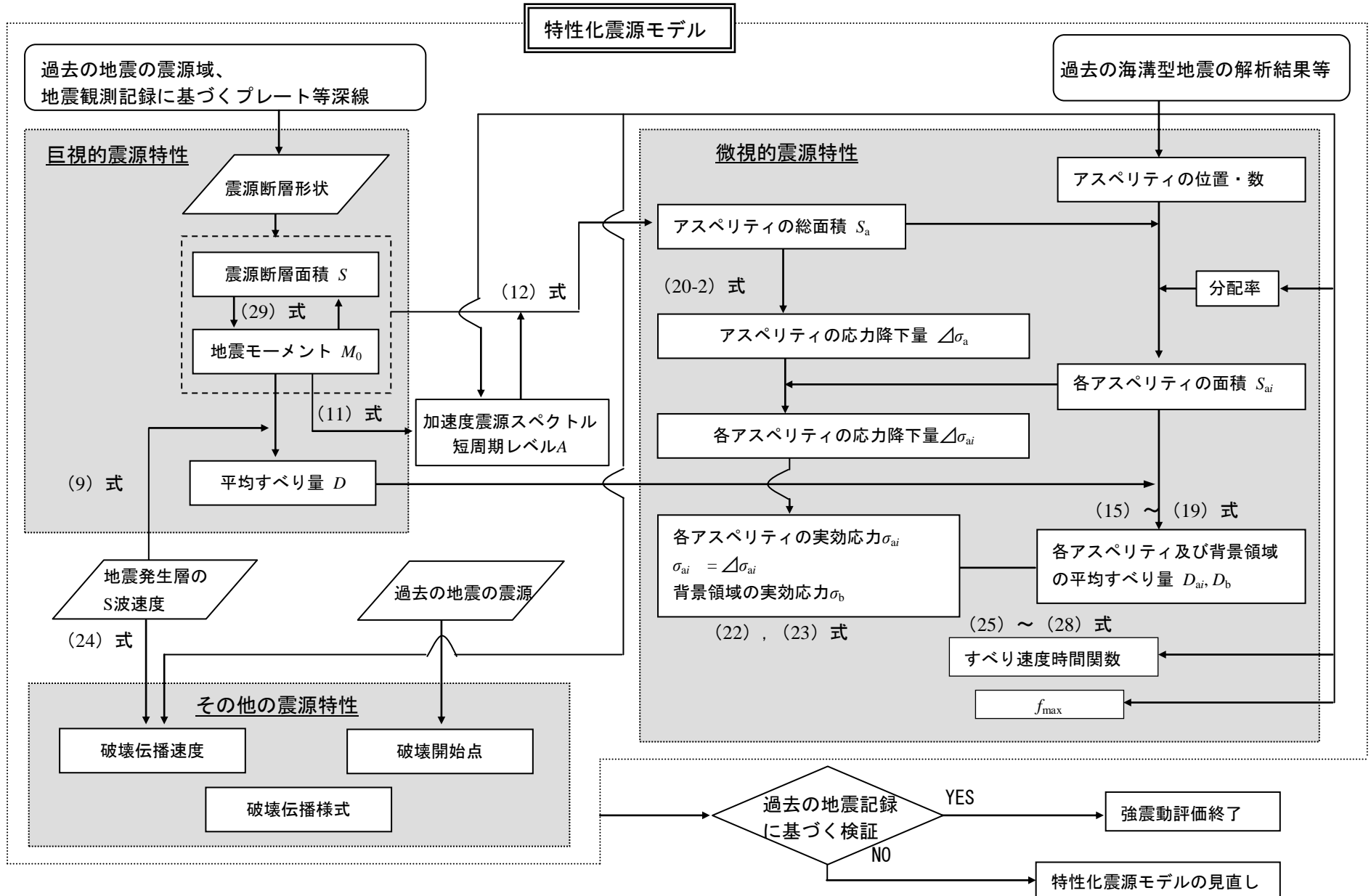
付図2 活断層で発生する地震の震源特性パラメータ設定の流れ
 (過去の地震記録や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合)



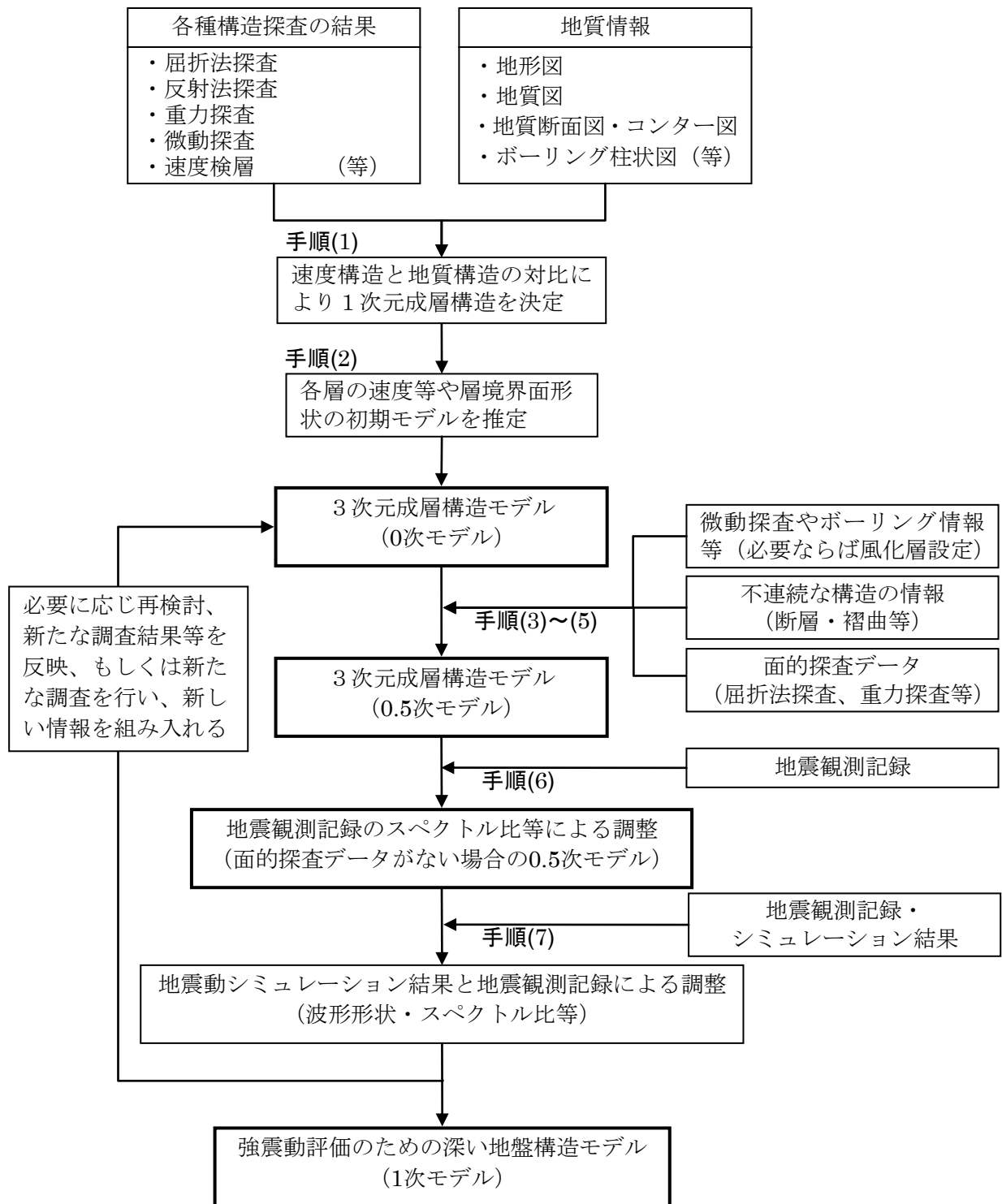
付図3 活断層で発生する地震の震源特性パラメータ設定の流れ
 (地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で震源断層を推定する場合)



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