

確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定－西日本）

説明文の目次

	頁
1. 確率論的地震動予測地図に係わるこれまでの主な調査研究	31
2. 確率論的地震動予測地図の評価の説明	32
2. 1 評価手法	32
2. 1. 1 確率論的地震動予測地図作成における地震の定義	32
2. 1. 2 地震ハザード評価手法の概要	32
2. 1. 3 結果の表現方法	34
(1) ハザードカーブ	34
(2) 確率論的地震動予測地図の表示	34
2. 2 試作版対象地域の特性の設定	35
2. 2. 1 地図の仕様	35
2. 2. 2 地震の分類別評価モデル	35
(1) 震源断層を特定した地震	35
1) 主要98活断層帯の固有地震	35
a. 評価の基本方針	35
b. 主要98活断層のうち試作に用いる活断層の諸元	37
c. 布田川・日奈久断層帯（中部・南西部）のモデル化	51
2) 海溝型地震	52
a. 南海～東南海～想定東海地震	52
b. 安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震	56
c. 日向灘のプレート間地震	58
d. 日向灘のひとまわり小さいプレート間地震	59
e. 与那国島周辺の地震	60
3) 主要98活断層帯以外の活断層に発生する地震（グループ1の地震）	61
a. 評価の基本方針	61
b. グループ1の地震に対応する活断層のうち試作に用いる活断層の諸元	61
4) 主要98活断層帯の固有地震以外の地震（グループ2の地震）	65
(2) 震源断層を予め特定しにくい地震	66
1) フィリピン海プレートのプレート間地震（グループ3の地震）およびプレート内地震（グループ4の地震）（九州から南西諸島のやや深発地震を含む）	66
a. 評価の基本方針	66
b. グループ3およびグループ4の地震の地域区分とパラメータ	67

2) 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 (グループ5の地震)	78
a. 評価の基本方針	78
b. グループ5の地震の地域区分とパラメータ	79
3) 南西諸島付近の震源を予め特定しにくい地震	91
a. 評価の基本方針	91
b. 南西諸島付近の地震の地域区分とパラメータ	92
2. 2. 3 地震動の評価モデル	98
(1) 工学的基盤における地震動強さの距離減衰式	98
(2) 地表における最大速度の評価	99
(3) 地表における計測震度の評価	99
(4) 地表における増幅度の評価	99
2. 2. 4 地震動の揺れの指標	102
2. 3 地震動予測地図におけるパラメータの不確定性の影響について	103
2. 3. 1 主要98活断層帯の地震発生確率に幅がある場合の代表値の採り方	103
2. 3. 2 地震動強さの距離減衰式のばらつき	103
(1) 地震発生確率とある期間に対する超過確率の関係から示される地震動レベル	104
(2) 地震動強さのばらつきの大きさが地震動評価に及ぼす影響	104
2. 4 地震動予測地図の融合	111
2. 4. 1 融合の考え方	111
2. 4. 2 融合の方法	112
2. 4. 3 検討例	112
3. 今後に向けて	115

(注) 「グループ1の地震」～「グループ5の地震」の定義

- ・グループ1の地震：主要98活断層帯以外の活断層で発生する地震
- ・グループ2の地震：主要98活断層帯に発生する地震のうち固有地震以外の地震
- ・グループ3の地震：プレート間で発生する地震のうち大地震以外の地震
- ・グループ4の地震：沈み込むプレート内で発生する地震のうち大地震以外の地震
- ・グループ5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

説明

1 確率論的地震動予測地図に係わるこれまでの主な調査研究

確率論的地震ハザードマップのように、ある地点が、将来、どの程度の確率で強い地震動に見舞われるかを調べることは、河角（Kawasumi, 1951）や Cornell（1968）などにより、古くから行なわれている地震ハザード（強い揺れに見舞われる可能性）解析そのものである。

歴史地震資料を用いて日本付近の地震ハザードマップを求めた最初の研究は、河角（Kawasumi, 1951）によるものである。河角は、599年から1949年までの342個の破壊的地震について、その発生年月日、震央位置、マグニチュードのリストを作成した上で、中部日本および西日本に対しては1350年全期間の資料を、東北日本に対しては1120年間の資料を、北海道に対しては160年間の資料を用いて、地震ハザード解析を行い、75年再現期待値、100年再現期待値、および200年再現期待値（厳密に言えば期待値ではなく、それ以上の値が平均して1回発生するような値）の地図を作成している。この地図は、現在では、「河角マップ」と呼ばれている。

河角マップは、1950年に公布された建築基準法の中で規定された地域係数を定めるための基礎資料として用いられた（大崎, 1983）。その後、Kanai and Suzuki（1968）は、最大加速度ではなく、基盤における最大速度を用いて、河角と同様、75年再現期待値、100年再現期待値、および200年再現期待値の地図を作成している。この地図は、現在では「金井マップ」と呼ばれている。

地震発生の確率モデルを用いた地震ハザード評価手法は、米国において最初 Cornell（1968）によって開発された。この手法には断層を想定した震源モデルも含まれていたが、基本的には点震源の考え方に基づくものであった。また、Milne and Davenport（1969）は、歴史地震のカタログから点震源を仮定して最大加速度を推定し、これにポアソン過程を適用してカナダの地震ハザードマップを作成した。Cornell（1968）が示した最大加速度や震度の確率を表す評価手法は、その後、Wesnousky et al.（1984）や亀田・奥村（1985）など多くの研究者により採用されている。そこでは、歴史地震や活断層などに関する地震資料をもとに地震ハザードマップが作成されている。

1995年兵庫県南部地震以降に発表された地震ハザードマップでは、地震活動の領域や地盤増幅を考慮した吉田・今塚（1998）や長橋・柴野（1999）の研究成果や、地震発生の時間依存性を考慮して時間の基点を与えて評価した隈元（1999）、損害保険料率算定会（2000）、Annaka and Yashiro（2000）、宇賀田（2001）等による研究成果が得られ、地震ハザードマップの内容の高度化が図られている。とりわけ損害保険料率算定会（2000）の地震ハザードマップでは、活断層調査結果の当時の最新情報が取り入れられており、また用いられた条件が全て公表されている。

兵庫県南部地震以降に国内で作成された地震ハザードマップは、工学の分野における対象構造物の供用期間である50年間あるいは100年を基本として作成されることが多く、その確率レベルは、低頻度巨大災害の1000年オーダーの再現期間（例えば5%-期間50年では、平均的には1000年に1回地震が発生することに相当）で表示することが重要とされている（石川・他, 1996）。

また、米国では、湾岸地域自治体連合（ABAG）が、米国地質調査所（USGS）の協力を得て1960年代後半からサンフランシスコ湾岸領域において地震危険度評価のための活動を始め、1980年代では確率論的地震動予測地図を作成している（Perkins, 2000）。1990年代には、米国地質調査所（USGS）が全米を対象とした確率論的地震動予測地図（Frankel et al., 1996 ; Frankel, 2000）^{*1}を作成している。この地図においても、50年を基本として確率レベルで2%, 5%, 10%で地震動強度を表示している。その後、地震活動度の評価、距離減衰式の再検討などにより、2002年6月に地図が見直され（Frankel et al., 2002）、広く意見を求めながら地図を更新するとともに、BSSC（Building Seismic Safety Council）、USGS、米国連邦緊急事態管理庁（FEMA）が協力して行なった、耐震設計用マップにおける考慮すべき最大地震動の地図の作成に活用されている（Leyendecker et al., 2000）。

^{*1} 関連 HP アドレス, <http://eqhazmaps.usgs.gov/>

2 確率論的地震動予測地図の評価の説明

2. 1 評価手法

2. 1. 1 確率論的地震動予測地図作成における地震の定義

この地図の作成で取り扱う地震の定義を以下のように分類する。

- 1) 震源断層を特定した地震
 - a. 主要 98 活断層帯の固有地震
 - b. 海溝型地震
 - c. グループ 1 の地震：主要 98 活断層帯以外の活断層に発生する地震
 - d. グループ 2 の地震：主要 98 活断層帯に発生する地震のうち固有地震以外の地震
- 2) 震源断層を予め特定しにくい地震
 - a. グループ 3 の地震：プレート間で発生する地震のうち大地震以外の地震
 - b. グループ 4 の地震：沈み込むプレート内で発生する地震のうち大地震以外の地震
 - c. グループ 5 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
 - d. 南西諸島付近の震源を予め特定しにくい地震

2. 1. 2 地震ハザード評価手法の概要

確率論的地震動予測地図を作成するには、まず、各地震に対して、長期評価（地震が発生する確率、形状評価、地震規模評価）や強震動評価（その地震による特定の地点における揺れの強さ）を実施する。次に、全国を格子状に区切り（約 1km メッシュ）、各格子内の代表点での地震動の強さの確率を評価（地震ハザード評価）すること等により、確率論的地震動予測地図を作成する。

地震ハザード評価とは、ある地点における地震動の強さとそれを特定の期間内に超える確率の関係（ハザードカーブと呼ばれる）を算定するものである。一般的には、図 2.1.2-1 に示すフローにしたがって評価される。大まかな手順は、以下のようになっている。

- ①対象地点周辺の地震活動を確率モデルで評価する。ここでは、震源断層を特定した地震（主要 98 活断層帯の固有地震、海溝型地震、グループ 1 の地震）および震源断層を予め特定しにくい地震（グループ 3 からグループ 5 の 3 種類）に分けてモデルを検討している。
- ②分類したそれぞれの地震について、地震規模の確率、距離の確率、地震の発生確率（あるいは頻度）を評価する。
- ③地震の規模と距離が与えられた場合の地震動強さを推定する確率モデルを設定する。通常は、距離減衰式とそのばらつきによって評価される。
- ④確率モデルを設定された個々の地震について、着目期間内にその地震によって地震動の強さがある値を超える確率を評価する。
- ⑤これを評価した地震数繰り返し、それらの結果を統合することにより、全ての地震を考慮した場合に地震動の強さが着目期間内に少なくとも 1 度、ある値を超える確率を算定する。

確率論的地震動予測地図は、以上の手順によって地点ごとに実施された地震ハザード評価の結果に基づいて、期間、地震動の強さ、確率のうちの 2 つを固定し、残りの一つの地域分布を示したものである。

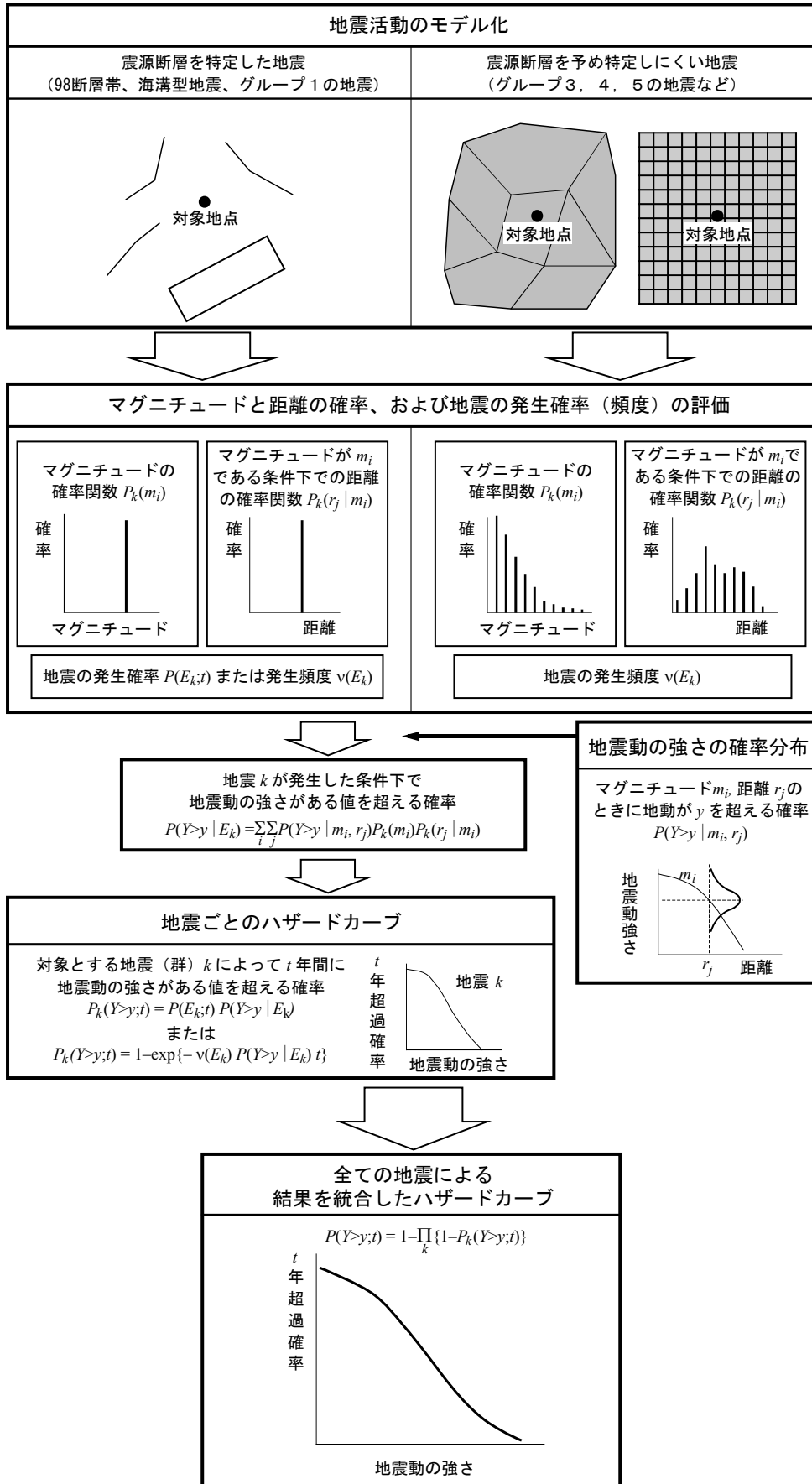


図 2.1.2-1 地震ハザードの評価フロー

2. 1. 3 結果の表現方法

(1) ハザードカーブ

ハザードカーブは、地震動の強さと着目期間内にそれを超える確率（超過確率と呼ぶ）の関係を示したものであり、算定方法は付録で示したとおりである。実際には、離散的に設定した地震動の強さごとに超過確率を算定し、それを図 2. 1. 3-1 に示すような軸上を直線で結んで表示している。

特定の地震動の強さを定めたときにそれを超える確率、あるいは特定の超過確率を与えたときにそれに対応する地震動の強さは、それぞれ図 2. 1. 3-1 の図上において線形補間して算定している。このように、対象とする期間を固定した上で、地震動の強さを与えて確率を算定する、あるいは確率を与えて地震動の強さを算定することは1つのハザードカーブを用いて容易に行うことができる。一方、地震動の強さと確率を固定してそれに該当する期間を算定することは、非定常な地震発生モデルを扱う場合には困難である。ただし、全ての地震の発生が定常ポアソン過程にしたがうとする場合には、算定されたハザードカーブを異なる期間の超過確率に変換することができるため、この関係を用いれば可能である。

(2) 確率論的地震動予測地図の表示

確率論的地震動予測地図は、地点ごとに独立に算定された t 年間のハザードカーブに基づき、

- ①与えられた地震動強さの超過確率を地点ごとに求め、その分布を地図上に表したもの
 - ②与えられた確率に対応する地震動強さを地点ごとに求め、その分布を地図上に表したもの
- の2種類を作成している。図 2. 1. 3-1 に示したように、これらはハザードカーブをどちらから読むかの違いである。

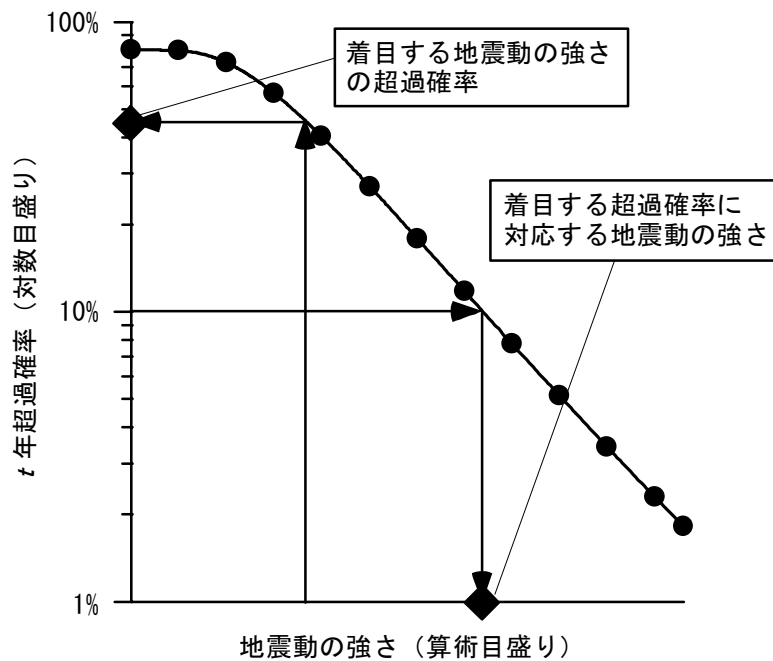


図 2. 1. 3-1 ハザードカーブの概念図

2. 2 試作版対象地域の特性の設定

2. 2. 1 地図の仕様

試作版対象領域は紀伊半島及び近畿地方以西の24府県の範囲である。地図の種類は2種類とし、期間、超過確率、地震動強さをそれぞれ次のように設定した。

①期間と地震動強さを固定した場合の超過確率分布図

対象領域に含まれる各基準地域メッシュ（第3次地域区画）の中心において、西暦2004年より30年間に震度5弱以上*2、6弱以上*3の地震動を受ける確率を計算し、メッシュ単位で色分けして表示する。

②期間と超過確率を固定した場合の地震動強さ分布図

対象領域に含まれる各基準地域メッシュ（第3次地域区画）の中心において、西暦2004年より50年間での超過確率が39%、10%、5%となる地震動強さ、あるいは30年間での超過確率が3%（50年5%に相当する）となる地震動強さを計算し、メッシュ単位で色分けして表示する。表示する地震動強さは、地表の計測震度である。

2. 2. 2 地震の分類別評価モデル

(1) 震源断層を特定した地震

1) 主要98活断層帯の固有地震

a. 評価の基本方針

(a) 基本方針

モデル化の考え方は「確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）について」（地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会, 2002）ならびに「確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定－北日本）」（地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会, 2003）で示された方法を踏襲する。具体的には次のとおりである。

長期評価が公表された活断層については、評価結果に基づいて地震発生確率、マグニチュード、断層面の諸元を定める。特に強震動評価（震源断層を特定した地震動予測地図）が実施されている活断層については、そこで検討された情報も考慮する。

なお、長期評価において複数案が併記されている活断層（具体的には布田川・日奈久断層帯（中部・南西部））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。

長期評価が未評価の活断層については、暫定的に既存調査研究の地震ハザード評価（損害保険料率算定会, 2000）で用いられた活断層の諸元を用いる。主要98活断層帯と既存の地震ハザード評価で用いた活断層（「暫定評価の活断層」とよぶ）との対応については表2.2.2-1に示す。表2.2.2-1において、太字で示したものが現時点までに長期評価が公表された47活断層帯である。それ以外の活断層については暫定評価の活断層を用いる。主要98活断層帯と暫定評価の活断層とで個々の活断層の選び方が異なる場合があるが、ここでは暫定評価の活断層が独立に地震を起こすとして地震活動の確率モデルを設定する。

長期評価が未評価の活断層については、今後の長期評価の公表に伴って順次更新されることになる。

(b) 地震発生確率の設定

活断層における地震発生確率は基本的には長期評価結果に基づくが、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（「平均ケース」と呼ぶ）を基本としてモデル化する。結果の違いを比較するた

*2 ここでは、「震度5弱以上」とは計測震度4.5（震度5弱の下限）より大きいことを表す。

*3 ここでは、「震度6弱以上」とは計測震度5.5（震度6弱の下限）より大きいことを表す。

めに地震発生確率が最大となる場合（「最大ケース」と呼ぶ）についても検討する。なお、最新活動時期が片側の幅（〇〇年以降）で与えられている場合には、最近確実に活動していない時期を考慮して地震発生確率を算定する。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、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設定する。

発生確率の算定は、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」（地震調査委員会，2001c）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。

長期評価において、平均活動間隔あるいは最新活動時期等が不明なため、地震発生確率が明示されていない活断層があるが、その活断層については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。その際、活動度がB級の活断層については平均的な平均変位速度として0.25mm/yを仮定し（奥村・他，1998）、B-C級の活断層については平均的な平均変位速度としてB級とC級の境界値である0.1mm/y（松田，1975）を仮定する。なお、活動度が不明な場合にはB級を仮定する。

暫定評価の活断層（損害保険料率算定会，2000）を用いる場合には、そこで用いられている手法により算定された発生確率で代用する。

(c) 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基本的には長期評価結果に基づくが、マグニチュードに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、断層長さが最も長くなる断層区間をモデル化し、それに整合するようにマグニチュードを設定する。

暫定評価の活断層を用いる場合には、そこで用いられているマグニチュードをそのまま用いる。基本的には断層長さから松田式（松田，1975）でマグニチュードを定めている。

(d) 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。

長期評価に加えて強震動評価（震源断層を特定した地震動予測地図）が行われている活断層については、その断層モデルに基づいて断層面の諸元を定める。

長期評価が公表されている活断層は基本的にそれに基づき断層面の諸元を定めるが、定量化されていないパラメータがある場合には、暫定的に次の方法により諸元を設定する。位置、長さ、走向が不明な場合には長期評価結果で示されている活断層の位置図を参考にして設定する。断層区間が複数提示されているために長さが幅を有する場合には、断層長さが最も長くなる断層区間をモデル化する。傾斜角が不明な場合には横ずれ断層では90度（鉛直面）、縦ずれ断層（正断層と逆断層）では60度と設定する。縦ずれ断層の場合での60度の根拠は豊富ではないが、過去の内陸の地震の断層パラメータの分析（佐藤編，1989）によれば、50～60度程度の傾斜角とされているものが多いことから、ここでは暫定的に60度を仮定した。断層幅が不明な場合には、地震発生層の厚さと傾斜角より幅を定める。ただし、断層幅は断層長さを上回らないものとする。なお、断層上端深さに関しては長期評価では0kmとされている場合が多いが、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。地震発生層の厚さが不明な場合には15km（上端3km、下端18km）と仮定する。

暫定評価の活断層を用いる場合には、そこで用いられている断層面をそのまま用いる。基本的には1枚もしくは複数枚の鉛直の矩形面である。断層の幅は一律15kmとするが、断層長さが15km未満の場合には断層長と等しく設定する。また、断層上端深さに関しても上述と同様に一律3kmと設定する。

(e) 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。

b. 主要 98 活断層帯のうち試作に用いる活断層の諸元

主要 98 活断層帯のうち西日本の確率論的地震動予測地図（試作版）の作成に用いる活断層の抽出範囲は、東経 138 度以西の領域とする。図 2.2.2-1 に対象となる活断層を示す。ここで抽出された活断層は表 2.2.2-1 において○印をつけた活断層に対応している。

図 2.2.2-1 の領域に含まれる主要 98 活断層帯のうち長期評価が公表されている 28 活断層帯（47 断層）の地震発生確率（西暦 2004 年 1 月から）を表 2.2.2-2 に、マグニチュードと断層面の諸元を表 2.2.2-3 に示す。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これらの各表の末尾に示している。糸魚川－静岡構造線断層帯（北部・中部）、森本・富樫断層帯、布田川・日奈久断層帯（中部・南西部）の諸元は強震動評価で用いられた断層面を踏襲している。

長期評価が未評価の活断層（37 断層）については前述のように暫定評価の活断層（損害保険料率算定会，2000）の諸元を用いる。

表 2.2.2-1 主要 98 活断層帯と暫定評価の活断層の対応表

(注) 太字は長期評価が公表された活断層

○は西日本の確率論的地震動予測地図（試作版）の作成に用いる活断層

主要98活断層帯		暫定評価の活断層 (損害保険料率算定会, 2000)		
No.	断層名	No.	算定会 No.	断層名
1	標津断層帯	0101	303	古多糠断層
		0102	419	開陽断層
2	十勝平野断層帯	0201	102	十勝平野東縁断層帯
		0202	103	光地園断層
3	富良野断層帯	0301	104	富良野断層帯
4a	増毛山地東縁断層帯	-	105	増毛山地東縁断層帯
4b	沼田-砂川付近の断層帯			
5	当別断層	-	107	当別断層
6a	石狩低地東縁断層帯主部	-	106	馬追丘陵東縁断層帯
6b	石狩低地東縁断層帯南部	-	308	岩見沢断層帯
7	黒松内低地断層帯	0701	108	黒松内断層帯
8	函館平野西縁断層帯	-	109	函館平野西縁断層帯 (調)
9	青森湾西岸断層帯	0901	111	青森湾西岸断層帯 (調)
10	津軽山地西縁断層帯	1001	110	津軽山地西縁断層帯
11	折爪断層	1101	112	折爪断層
12	能代断層	1201	119	能代断層 (調)
13	北上低地西縁断層帯	-	113	花巻断層帯
		-	114	北上西断層帯
14	雫石盆地西縁- 真昼山地東縁断層帯	1401	115	雫石盆地西縁断層帯
		1402	315	割倉山断層
15	横手盆地東縁断層帯	1501	117	横手盆地東縁断層帯- (北)
		1502	118	横手盆地東縁断層帯- (南)
16	北由利断層	1601	120	北由利断層 (調)
17	新庄盆地断層帯	-	423	新庄西断層群
18	山形盆地断層帯	-	122	山形盆地西縁断層帯
19	庄内平野東縁断層帯	1901	121	庄内平野東縁断層帯
20	長町-利府線断層帯	-	116	長町-利府線断層帯
21	福島盆地西縁断層帯	2101	125	福島盆地西縁断層帯
22	長井盆地西縁断層帯	2201	123	長井盆地西縁断層帯
23	双葉断層	2301	124	双葉断層
24	会津盆地西縁断層帯	2401	126	会津盆地西縁断層帯
25	楡形山脈断層帯	-	319	楡形山脈断層帯
26	月岡断層帯	-	137	月岡断層
27	長岡平野西縁断層帯	2701	138	長岡平野西縁断層帯
		2702	327	常楽寺断層
28	東京湾北縁断層*	-	-	-
29	鴨川低地断層帯	2901	131	鴨川地溝帯北断層
		2902	132	鴨川地溝帯南断層
30	関谷断層	3001	127	関谷断層
31	関東平野北西縁断層帯	3101	128	平井-櫛引断層帯
		3102	330	深谷断層
32	元荒川断層帯**	3201	129	元荒川断層帯
33	荒川断層	3301	130	荒川断層
34	立川断層帯	-	133	立川断層帯
35	伊勢原断層	3501	135	伊勢原断層
36	神縄・国府津-松田断層帯	-	136	神縄-国府津・松田断層帯

(注) *東京湾北縁断層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しない。

**元荒川断層帯は長期評価未了として北部のみを対象として暫定評価の活断層モデルを用いる。

表 2.2.2-1 主要 98 活断層帯と暫定評価の活断層の対応表 (続き)

主要98活断層帯		暫定評価の活断層 (損害保険料率算定会, 2000)		
37a	三浦半島断層群主部 衣笠・北武断層帯	-	134	北武断層群
37b	三浦半島断層群主部 武山断層帯			
37c	三浦半島断層群南部			
38	北伊豆断層帯	3801	170	丹那断層帯
39	十日町断層帯	3901	328	十日町断層群
40	信濃川断層帯 (長野盆地西縁断層帯)	-	145	信濃川断層帯 - (南)
41	糸魚川-静岡構造線断層帯 (中部)	-	146	糸静線中部断層帯 - (北)
	糸魚川-静岡構造線断層帯 (北部)			
42	糸魚川-静岡構造線断層帯 (南部)	4201	147	糸静線中部断層帯 - (南)
43	富士川河口断層帯	-	171	富士川河口断層帯
45	木曾山脈西縁断層帯	4501	149	奈良井断層帯
		4502	154	木曾川断層帯
		4503	155	清内路断層帯
46	境峠・神谷断層帯	4601	150	境峠-神谷断層帯
47	跡津川断層	4701	156	跡津川断層
48a	高山・大原断層帯 国府断層帯	-	161	国府断層帯
48b	高山・大原断層帯 高山断層帯	-	162	高山断層帯
48c	高山・大原断層帯 猪之鼻断層帯	-	163	猪之鼻断層帯
49	牛首断層	4901	139	牛首断層
50	庄川断層帯	5001	164	庄川断層帯
51a	伊那谷断層帯 境界断層	-	151	伊那谷断層帯
51b	伊那谷断層帯 前縁断層	-	348	伊那断層
52	阿寺断層帯	5201	157	阿寺断層帯
		5202	158	佐見断層
		5203	355	久野川断層帯
		5204	356	白川断層
		5205	357	かかりき峠断層
53	屏風山・恵那山断層帯	5301	159	屏風山断層帯
		5302	160	恵那山断層
54	猿投山断層帯	5401	172	猿投山断層帯
55	邑知瀧断層帯	5501	140	邑知瀧断層帯 (調)
56a	砺波平野断層帯西部	-	395	石動断層
		-	398	法林寺断層
56b	砺波平野断層帯東部	-	397	高清水断層
		-	362	城端-上梨断層
56c	呉羽山断層帯			
57	森本・富樫断層帯	-	141	森本・富樫断層帯 (調)
58	福井平野東縁断層帯	5801	142	福井平野東縁断層帯
59	長良川上流断層帯	5901	165	長良川上流断層帯
60	濃尾断層帯	6001	166	根尾谷断層帯
		6002	167	武儀川断層帯
		6003	168	揖斐川断層帯
61a	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部北部	-	169	関ヶ原断層帯
61b	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部中部	-	179	柳ヶ瀬断層帯
61c	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部南部			
61d	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯 浦底-柳ヶ瀬山断層帯			
63	野坂・集福寺断層帯* 野坂断層帯	-	-	-

表 2.2.2-1 主要 98 活断層帯と暫定評価の活断層の対応表 (続き)

主要98活断層帯		暫定評価の活断層 (損害保険料率算定会, 2000)		
64a	湖北山地断層帯 北西部	-	143	敦賀-饗庭野断層群 (一部)
64b	湖北山地断層帯 南東部	-	371	路原断層
65	琵琶湖西岸断層帯	-	143	敦賀-饗庭野断層群 (一部)
		-	181	琵琶湖西岸断層帯
66	岐阜-一宮断層帯*	-	-	-
67	養老-桑名-四日市断層帯	-	174	養老-桑名断層帯
68	鈴鹿東縁断層帯	-	175	鈴鹿東縁断層帯
69	鈴鹿西縁断層帯	(690)	180	鈴鹿西麓断層帯
70	頓宮断層	(700)	178	頓宮断層帯
71	布引山地東縁断層帯	(710)	176	布引山地東縁断層帯
72	木津川断層帯	(720)	177	木津川断層帯
73a	三方・花折断層帯 三方断層帯	-	382	三方断層
73b	三方・花折断層帯 花折断層帯北部	-	182	花折断層帯
73c	三方・花折断層帯 花折断層帯中南部	-	183	宇治断層帯 (一部)
74	山田断層	(740)	184	山田断層
75	京都盆地-奈良盆地断層帯南部 (奈良盆地東縁断層帯)	-	183	宇治断層帯 (一部)
		-	193	奈良盆地東縁断層群
76	有馬-高槻断層帯	-	187	有馬-高槻断層帯
77	生駒断層帯	-	186	生駒断層帯
78	三峠・京都西山断層帯	(780)	185	京都西山断層群
		(7802)	401	三峠断層
		(7803)	432	殿田断層
79	六甲・淡路島断層帯	(790)	189	六甲断層帯
		(7902)	190	淡路島北部断層帯
80	上町断層帯	-	188	上町断層帯 (調)
81	中央構造線断層帯 金剛山地東縁-和泉山脈南縁	-	196	中央構造線和泉金剛断層帯
83	中央構造線断層帯 紀淡海峡-鳴門海峡	-	200	中央構造線淡路島南縁断層帯
85	中央構造線断層帯 讃岐山脈南縁-石鎚山脈北縁東部	-	201	中央構造線四国断層帯 (東)
86	中央構造線断層帯 石鎚山脈北縁 (岡村断層)	-	202	中央構造線四国断層帯 (中) (一部)
89	中央構造線断層帯 石鎚山脈北縁西部-伊予灘	-	202	中央構造線四国断層帯 (中) (一部)
		-	203	中央構造線四国断層帯 (西)
82a	山崎断層帯 那岐山断層帯	-	192	山崎断層帯
82b	山崎断層帯主部北西部	-	440	山崎断層系-e
82c	山崎断層帯主部南東部	-	405	那岐山断層
82d	山崎断層帯 草谷断層	-	-	-
84	長尾断層帯	-	204	長尾断層帯
87a	五日市断層帯 五日市断層	-	197	五日市断層
87b	五日市断層帯 己斐-広島西縁断層帯	-	-	-
88	岩国断層帯	-	198	岩国断層帯
90	菊川断層	-	199	菊川断層
91	西山断層帯	(910)	205	西山断層帯
92	別府-万年山断層帯	(920)	212	別府-万年山断層帯

(注) *岐阜-一宮断層帯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しない。

表 2.2.2-1 主要 98 活断層帯と暫定評価の活断層の対応表（続き）

主要98活断層帯		暫定評価の活断層 (損害保険料率算定会, 2000)		
93a	布田川・日奈久断層帯 北東部	-	209	布田川断層帯
93b	布田川・日奈久断層帯 中部*	-	211	日奈久断層帯
93c	布田川・日奈久断層帯 南西部*	-	445	八代海底断層群
94	水縄断層帯	940	206	水縄断層帯
95	雲仙断層群	950	416	雲仙地溝断層群
96	出水断層帯	960	213	出水断層帯
97a	伊勢湾断層帯 主部北部	-	173	伊勢湾断層 (調)
97b	伊勢湾断層帯 主部南部			
97c	伊勢湾断層帯 白子一野間断層	-	435	白子一野間断層
98	大阪湾断層帯	980	437	大阪湾断層

(注) *布田川・日奈久断層帯の中部と南部は2ケースの平均として評価する。

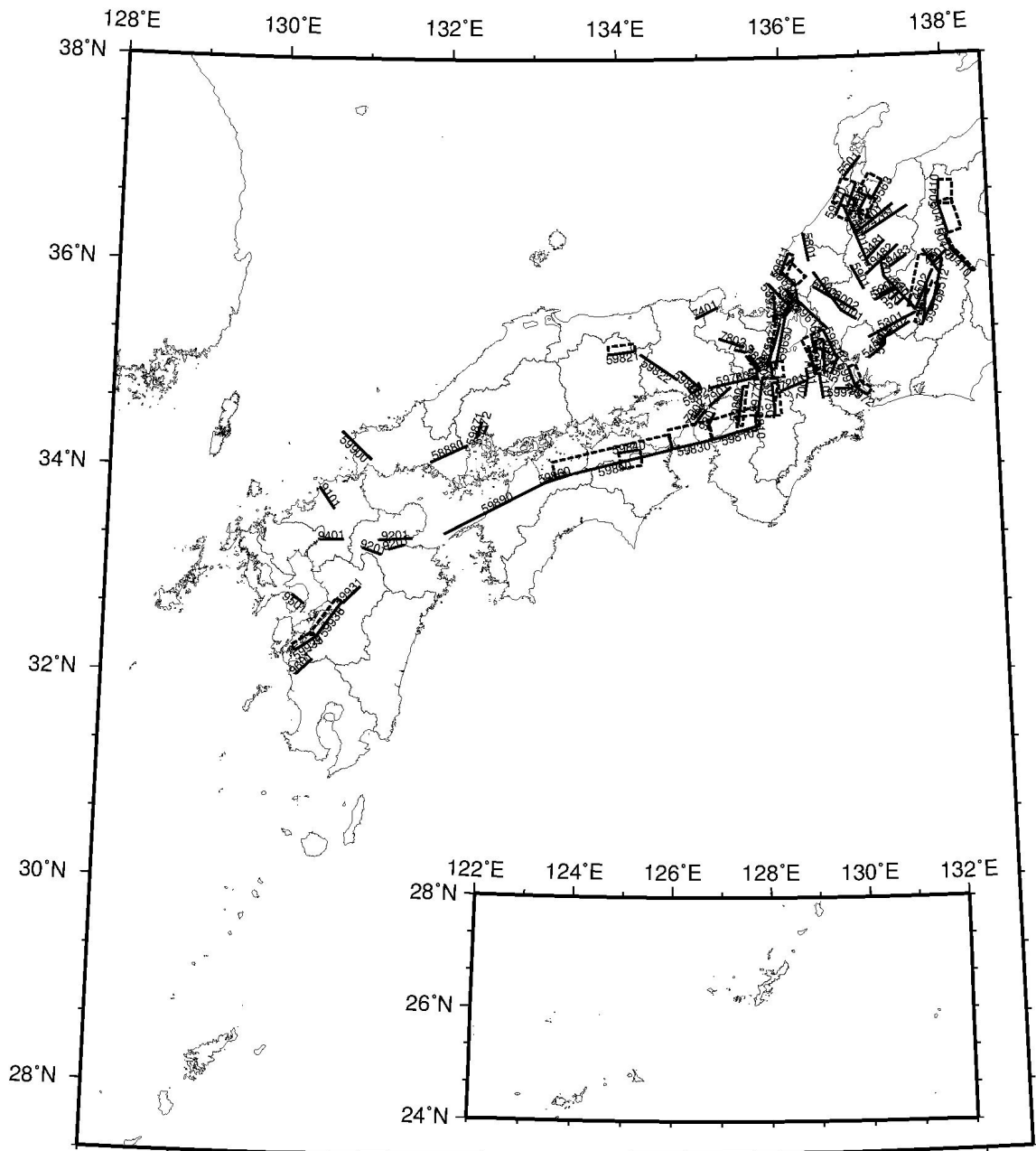


図 2.2.2-1 西日本の確率論的地震動予測地図（試作版）の作成に用いる主要 98 活断層帯

表 2.2.2-2 長期評価が公表された活断層の地震発生確率

No.	断層名称		長期評価結果	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
41	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	1200年前	1200年前
		30年発生確率	14%	14%	14%
		50年発生確率	23%	23%	23%
48a	高山・大原 断層帯 国府断層帯	平均活動間隔	約3600年～約4300年	3950年	3600年
		最新活動時期	約4700年前～約300年前	2500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%	0.73%	7.5%
48b	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)	(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%
48c	高山・大原 断層帯 猪之鼻断層帯*	平均活動間隔	不明	8000年*	8000年*
		最新活動時期	不明	(ポアソン過程)*	(ポアソン過程)*
		30年発生確率	過去の活動が明らかでないため 地震発生確率は不明	0.37%	0.37%
		50年発生確率		0.62%	0.62%
51a	伊那谷断層帯 境界断層	平均活動間隔	3000年～12000年程度	7500年	3000年
		最新活動時期	約6500年前～約300年前	3400年前	6500年前
		30年発生確率	ほぼ0%～7%	0.0076%	7.4%
		50年発生確率	ほぼ0%～10%	0.013%	12%
51b	伊那谷断層帯 前線断層	平均活動間隔	4000年～20000年程度	12000年	4000年
		最新活動時期	約28000年前～約7500年前	17750年前	28000年前
		30年発生確率	ほぼ0%～6%	1.6%	6.3%
		50年発生確率	ほぼ0%～10%	2.6%	10%
56a	砺波平野断層帯 西部*	平均活動間隔	約5000年～約12000年 もしくはこれらよりも短い間隔	8500年	5000年
		最新活動時期	約6900年前～約2700年前	4800年前	6900年前
		30年発生確率	ほぼ0%～3%もしくはそれ以上	0.078%	3.5%
		50年発生確率	ほぼ0%～6%もしくはそれ以上	0.13%	5.8%
56b	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～約3700年前	4000年前	4300年前
		30年発生確率	0.05%～6%	1.2%	5.9%
		50年発生確率	0.09%～10%	1.9%	9.7%
56c	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	特定できない	(ポアソン過程)	(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%
57	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	2000年前～200年前	1100年前	2000年前
		30年発生確率	ほぼ0%～5%	0.29%	5.4%
		50年発生確率	ほぼ0%～9%	0.52%	9.0%
61a	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	350年前	400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%
61b	柳ヶ瀬・関ヶ原 断層帯 主部中部*	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)*	(ポアソン過程)*
		30年発生確率	平均活動間隔が不明なため 確率は求めることができない	0.79%	0.79%
		50年発生確率		1.3%	1.3%
61c	柳ヶ瀬・関ヶ原 断層帯 主部南部*	平均活動間隔	不明	14000年*	14000年*
		最新活動時期	約4900年前以後、15世紀以前	(ポアソン過程)*	(ポアソン過程)*
		30年発生確率	平均活動間隔が不明なため 確率は求めることができない	0.21%	0.21%
		50年発生確率		0.36%	0.36%
61d	柳ヶ瀬・関ヶ原 断層帯 浦底-柳ヶ瀬山 断層帯*	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)	(ポアソン過程)
		30年発生確率	過去の活動が明らかでないため 確率は求めることができない	0.15%	0.15%
		50年発生確率		0.25%	0.25%

表 2.2-2-2 長期評価が公表された活断層の地震発生確率（続き）

No.	断層名称		長期評価結果	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
63	野坂・集福寺 断層帯 野坂断層帯	平均活動間隔	約5600年～7600年	6600年	5600年
		最新活動時期	15～17世紀	450年前	600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%
64a	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	800年前	1000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%
64b	湖北山地断層帯 南東部	平均活動間隔	約7000年	7000年	7000年
		最新活動時期	15～17世紀	450年前	600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%
65	琵琶湖西岸 断層帯	平均活動間隔	1900年～4500年	3200年	1900年
		最新活動時期	2800年前～2400年前	2600年前	2800年前
		30年発生確率	0.09%～9%	1.9%	9.4%
		50年発生確率	0.2%～20%	3.2%	15%
67	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	西暦13世紀以降16世紀以前	611年前*	803年前*
		30年発生確率	ほぼ0%～5%	0.0020%	0.62%
		50年発生確率	ほぼ0%～9%	0.0046%	1.2%
68	鈴鹿東縁断層帯	平均活動間隔	6000年以上	6000年	6000年
		最新活動時期	十分特定できない	(ボアソン過程)	(ボアソン過程)
		30年発生確率	0.5%以下	0.50%	0.50%
		50年発生確率	0.8%以下	0.83%	0.83%
73a	三方・花折 断層帯 三方断層帯	平均活動間隔	3800年～6300年	5050年	3800年
		最新活動時期	1662年の地震	342年前	342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%
73b	三方・花折 断層帯 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%*	ほぼ0%*
		50年発生確率	ほぼ0%*	ほぼ0%*	ほぼ0%*
73c	三方・花折 断層帯 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	2100年前	2800年前
		30年発生確率	ほぼ0%～0.6%	0.0012%	0.56%
		50年発生確率	ほぼ0%～1%	0.0022%	0.95%
75	京都盆地一 奈良盆地 断層帯南部 (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	11000年前～1200年前	6100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%
76	有馬一高槻 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	408年前	408年前
		30年発生確率	ほぼ0%～0.02%	ほぼ0%	0.020%
		50年発生確率	ほぼ0%～0.04%	ほぼ0%	0.051%
77	生駒断層帯	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	1300年前	1600年前
		30年発生確率	ほぼ0%～0.1%	ほぼ0%	0.14%
		50年発生確率	ほぼ0%～0.2%	ほぼ0%	0.24%
80	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～約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%
81	中央構造線 断層帯 金剛山地東縁 一和泉山脈南縁	平均活動間隔	約2000年～12000年	7000年	2000年
		最新活動時期	1世紀以後、4世紀以前	1800年前	2000年前
		30年発生確率	ほぼ0%～5%	ほぼ0%	5.4%
		50年発生確率	ほぼ0%～9%	ほぼ0%	9.0%
83	中央構造線 断層帯 紀淡海峡 一鳴門海峡	平均活動間隔	約4000年～6000年	5000年	4000年
		最新活動時期	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%

表 2.2-2-2 長期評価が公表された活断層の地震発生確率（続き）

No.	断層名称		長期評価結果	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
85	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	450年前	500年前
		30年発生確率	ほぼ0%～0.3%	ほぼ0%	0.26%
		50年発生確率	ほぼ0%～0.5%	0.0023%	0.54%
86	中央構造線 断層帯 石鎚山脈北縁 (岡村断層)	平均活動間隔	約1000年～2500年	1750年	1000年
		最新活動時期	16世紀	450年前	500年前
		30年発生確率	ほぼ0%～0.3%	ほぼ0%	0.26%
		50年発生確率	ほぼ0%～0.5%	ほぼ0%	0.54%
89	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	450年前	500年前
		30年発生確率	ほぼ0%～0.3%	ほぼ0%	0.26%
		50年発生確率	ほぼ0%～0.5%	ほぼ0%	0.54%
82a	山崎断層帯 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	不明	(ポアソン過程)	(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%
82b	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	1100年前	1100年前
		30年発生確率	0.06%～0.8%	0.22%	0.77%
		50年発生確率	0.1%～1%	0.40%	1.4%
82c	山崎断層帯 主部南東部	平均活動間隔	3000年程度	3000年	3000年
		最新活動時期	約3600年前以後、6世紀以前	2500年前	3600年前
		30年発生確率	0.03%～5%	2.2%	4.9%
		50年発生確率	0.06%～8%	3.7%	8.1%
82d	山崎断層帯 草谷断層	平均活動間隔	5000年程度	5000年	5000年
		最新活動時期	5世紀以後、12世紀以前	1200年前	1600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%
84	長尾断層帯	平均活動間隔	約30000年程度	30000年	30000年
		最新活動時期	9世紀以後、16世紀以前	800年前	1200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%
87a	五日市断層帯 五日市断層*	平均活動間隔	不明	6400年*	6400年*
		最新活動時期	7世紀以後、12世紀以前	(ポアソン過程)*	(ポアソン過程)*
		30年発生確率	長期確率は不明	0.47%	0.47%
		50年発生確率		0.78%	0.78%
87b	五日市断層帯 己斐－広島西縁 断層帯*	平均活動間隔	不明	7900年*	7900年*
		最新活動時期	約23000年前以前	(ポアソン過程)*	(ポアソン過程)*
		30年発生確率	長期確率は不明	0.38%	0.38%
		50年発生確率		0.63%	0.63%
88	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%
90	菊川断層*	平均活動間隔	不明	14000年*	14000年*
		最新活動時期	約8500年前～約2100年前	(ポアソン過程)*	(ポアソン過程)*
		30年発生確率	長期確率は不明	0.21%	0.21%
		50年発生確率		0.36%	0.36%
93a	布田川・日奈久 断層帯 北東部	平均活動間隔	約11000年～約27000年	19000年	11000年
		最新活動時期	約1500年前～1200年前	1350年前	1500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%
93b	布田川・日奈久 断層帯 中部* (ケース1)	平均活動間隔	約3500年～約11000年	7250年	3500年前
		最新活動時期	約7500年前～2200年前	4850年前	7500年前
		30年発生確率	ほぼ0%～6%	0.33%	6.4%
		50年発生確率	ほぼ0%～10%	0.55%	10%
93b	布田川・日奈久 断層帯 中部* (ケース2)	平均活動間隔	約7000年～約14000年	10500年	7000年
		最新活動時期	約8000年前～7500年前	7750年前	8000年前
		30年発生確率	0.03%～2%	0.38%	2.0%
		50年発生確率	0.05%～3%	0.64%	3.3%

表 2.2.2-2 長期評価が公表された活断層の地震発生確率（続き）

No.	断層名称		長期評価結果	発生確率 平均ケース	発生確率 最大ケース
93c	布田川・日奈久 断層帯 南西部* (ケース1：中部 と同時活動)	平均活動間隔	不明		
		最新活動時期	約7500年前～2200年前	(中部の発生確率が用いられる)	
		30年発生確率	長期確率は不明	0.33%*	6.4%*
		50年発生確率		0.55%*	10%*
93c	布田川・日奈久 断層帯 南西部* (ケース1：中部 と別に活動)	平均活動間隔	不明	8600年*	8600年*
		最新活動時期	約7500年前～2200年前	(ポアソン過程)* (ポアソン過程)*	
		30年発生確率	長期確率は不明	0.35%	0.35%
		50年発生確率		0.58%	0.58%
93c	布田川・日奈久 断層帯 南西部* (ケース2)	平均活動間隔	不明	8600年*	8600年*
		最新活動時期	約7500年前～1300年前	(ポアソン過程)* (ポアソン過程)*	
		30年発生確率	長期確率は不明	0.35%	0.35%
		50年発生確率		0.58%	0.58%
97a	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	1000年前～500年前	750年前	1000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%
97b	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	2000年前～1500年前	1750年前	2000年前
		30年発生確率	ほぼ0%～0.002%	ほぼ0%	0.0018%
		50年発生確率	ほぼ0%～0.003%	ほぼ0%	0.0033%
97c	伊勢湾断層帯 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	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%

- 注) ・地震発生確率は、長期評価の確率は公表時点により西暦2001年、2002年、2003年のいずれかからの値。モデルの確率は西暦2004年からの値。確率が10-3%以下となる場合は「ほぼ0%」と表示した。
- ・BPT分布のばらつき α はいずれも0.24とした。
 - ・高山・大原断層帯 猪之鼻断層帯は、長期評価では「過去の活動履歴が明らかでないため、長期確率を求めることはできない」とされている。ここでは活動度がB級の活断層の平均的な平均変位速度を0.25m/千年と仮定し、それと長期評価で推定されている1回の活動の変位量の2mから、平均活動間隔を8000年と設定した上でポアソンモデルにより地震発生確率を付与した。
 - ・砺波平野断層帯(西部)の平均活動間隔は、長期評価では「約5000年～約12000年もしくはこれらより短い間隔」とされている。
 - ・柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部中部ならびに主部南部は、長期評価では「平均活動間隔が不明なため、将来の地震発生確率を求めることはできない。」とされている。ここでは、活動度をB級と仮定し、長さ(12km、45km)とB級活断層の平均的な平均変位速度(0.25m/千年と仮定)から、松田式に基づき、平均活動間隔をそれぞれ3800年、14000年と仮定した。また、長期評価で最新活動時期が得られているが、ここではポアソン過程に基づいて地震発生確率を求めた。
 - ・柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯浦底-柳ヶ瀬断層帯は、長期評価では「過去の活動が明らかでないため、将来の地震発生確率を求めることはできない。」とされている。ここでは、活動度をB-C級と仮定し、長さ(25km)とB-C級活断層の平均的な平均変位速度(0.1m/千年と仮定)から、松田式に基づき、平均活動間隔をそれぞれ20000年と仮定した。
 - ・養老-桑名-四日市断層帯の最新活動時期の下限は1586年(天正地震)とした。
 - ・三方・花折断層帯 花折断層帯北部は、長期評価では「平均活動間隔が明らかでないため、地震発生確率は不明であるが、経過時間が300年余りで通常の活断層の平均活動間隔と比べると短いと考えられるので、近い将来の地震発生の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。
 - ・五日市断層帯五日市断層は、長期評価では「平均活動間隔が得られていないため、将来このような地震が発生する長期確率を求めることはできない。」とされている。ここでは、長さを20kmとB級活断層の平均的な平均変位速度(0.25m/千年と仮定)から、松田式に基づき、平均活動間隔を6400年と仮定した。また、長期評価で最新活動時期が得られているが、ここではポアソン過程に基づいて地震発生確率を求めた。
 - ・五日市断層帯己斐-広島西縁断層帯は、長期評価では「平均活動間隔が得られていないため、将来このような地震が発生する長期確率を求めることはできない。」とされている。ここでは、長さ(10km)とB-C級活断層の平均的な平均変位速度(0.1m/千年と仮定)から、松田式に基づき、平均活動間隔を7900年と仮定した。また、長期評価で最新活動時期が得られているが、ここではポアソン過程に基づいて地震発生確率を求めた。
 - ・菊川断層は、長期評価では「平均活動間隔が得られていないため、将来における地震発生の可能性は不明である。」とされている。ここでは、長さを44km(長期評価では44km以上)、活動度をB級と仮定し、長さ(10km)とB級活断層の平均的な平均変位速度(0.25m/千年と仮定)から、松田式に基づき、平均活動間隔を14000年と仮定した。また、長期評価で最新活動時期が得られているが、ここではポアソン過程に基づいて地震発生確率を求めた。
 - ・布田川・日奈久断層帯 中部と南西部はケース1と2の平均として評価する。なお、長期評価では、南西部については平均活動間隔が不明とされている。南西部が中部と同時に活動する場合には、中部の地震発生確率が用いられる。一方、南西部と中部が別々に活動する場合には、南西部の長さ(27km)とB級活断層の平均的な平均変位速度(0.25m/千年)に基づいて平均活動間隔を8600年と仮定し、ポアソン過程より将来の地震発生確率を付与した。

表 2.2-2-3 長期評価が公表された活断層のマグニチュードと断層面の諸元

No.	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
41	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	8程度	(形状評価に基づいてモデル化)			
			モデル化	M_w 7.4	26, 35, 17, 34km	20.2, 20.2, 13.2, 13.2km	東傾斜40, 40, 80, 80度	4-17km
48a	高山・大原断層帯 国府断層帯	右横ずれ断層 南東側相対的隆起あり	長期評価	7.2程度	約27km	概ね10km程度	地表近傍ではほぼ垂直	下限約10km程度
			モデル化	7.2	31km	7km	90度	3-10km
48b	高山・大原断層帯 高山断層帯	右横ずれ断層 上下成分伴うところあり	長期評価	7.7程度	約48km	概ね15km程度	地表近傍ではほぼ垂直	下限約15km程度
			モデル化	7.7	48km	12km	90度	3-15km
48c	高山・大原断層帯 猪之鼻断層帯	右横ずれ断層 北西側相対的隆起あり	長期評価	7.2程度	約24km	概ね15km程度	地表近傍ではほぼ垂直	下限約15km程度
			モデル化	7.2	23km	12km	90度	3-15km
51a	伊那谷断層帯 境界断層	西側隆起の逆断層	長期評価	7.7程度	約49km	(記載なし)	(記載なし)	下限約15-20km
			モデル化	7.7	48km	17km	西傾斜60度	3-18km
51b	伊那谷断層帯 前縁断層	西側隆起の逆断層	長期評価	7.8程度	約57km	25-60km程度	西傾斜20-40度	下限約15-20km
			モデル化	7.8	57km	30km	西傾斜30度	3-18km
56a	砺波平野断層帯 西部	西側隆起の逆断層	長期評価	7.2程度	約26km	25-30km程度	西傾斜45-50度	下限20km程度
			モデル化	7.2	28km	24km	西傾斜45度	3-20km
56b	砺波平野断層帯 東部	東側隆起の逆断層	長期評価	7.3程度	約30km	不明	南東傾斜	下限20km程度
			モデル化	7.3	21, 9km	20, 20km	南東傾斜60, 60度	3-20km
56c	呉羽山断層帯	西側隆起の逆断層	長期評価	7.2程度	約22km以上	30km程度	西傾斜約45度	下限20km程度
			モデル化	7.2	24km	24km	西傾斜45度	3-20km
57	森本・富樫断層帯	東側隆起の逆断層	長期評価	7.2程度	(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 6.6	25km	20km	東傾斜45度	4-18km
61a	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	7.7程度	約48km	約25km	東傾斜北東傾斜40度	下限15km程度
			モデル化	7.7	24, 24km	14, 19km	60, 40度	3-15km
61b	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯 主部中部	左横ずれ断層	長期評価	6.7程度	約12km	約15km	ほぼ垂直	下限15km程度
			モデル化	6.7	13km	12km	90度	3-15km
61c	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	7.5程度	約45km	約15km	ほぼ垂直	下限15km程度
			モデル化	7.5	45km	12km	90度	3-15km
61d	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯 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	7.2	24km	12km	90度	3-15km

表 2.2.2-3 長期評価が公表された活断層のマグニチュードと断層面の諸元 (続き)

No.	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
63	野坂・集福寺断層帯 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	7.3	31km	12km	90度	3-15km
64a	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	7.2	24km	12km	90度	3-15km
64b	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	6.8	17km	12km	90度	3-15km
65	琵琶湖西岸断層帯	西側隆起の逆断層	長期評価	7.8程度	約59km	不明	西傾斜	下限北15km南15-20km
			モデル化	7.8	59km	17km	西傾斜60度	3-18km
67	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	8.0	37, 20km	30, 30km	西傾斜30, 30度	3-18km
68	鈴鹿東縁断層帯	西側隆起の逆断層	長期評価	最大7.5程度	34-47km	20km	境界：高角前縁30-60度	下限17km付近
			モデル化	7.5	37km	16km	西傾斜60度	3-17km
73a	三方・花折断層帯三方断層帯	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	7.2	26km	12km	90度	3-15km
73b	三方・花折断層帯花折断層帯北部	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	7.2	27km	15km	90度	3-18km
73c	三方・花折断層帯花折断層帯中南部	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	7.3	20, 17km	15, 20km	90, 東傾斜50度	3-18km
75	京都盆地-奈良盆地断層帯南部(奈良盆地東縁断層帯)	東側隆起の逆断層	長期評価	7.5程度	約35km	不明	東傾斜50-60度	下限15km程度
			モデル化	7.5	35km	14km	東傾斜60度	3-15km
76	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±0.5	約55km	不明	北傾斜高角	(記載なし)
			モデル化	7.5	56km	15km	90度	3-18km
77	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	7.25	41km	21km	東傾斜35度	3-15km
80	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	7.5	43km	13km	東傾斜70度	3-15km

表 2.2.2-3 長期評価が公表された活断層のマグニチュードと断層面の諸元 (続き)

No.	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
81	中央構造線断層帯 金剛山地東縁 一和泉山脈南縁	右横ずれ断層 上下方向のずれを伴う 金剛東縁：西側隆起逆断層	長期評価	8.0程度	約66-74km	20-60km	西傾斜 15-45度	下限 15km程度
			モデル化	8.0	金剛：16km 和泉：54km	24km 24km	西傾斜30度 北傾斜30度	3-15km
83	中央構造線断層帯 紀淡海峡一鳴門海峡	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	7.7	46km	24km	北傾斜 30度	3-15km
85	中央構造線断層帯 讃岐山脈南縁一石鎚山脈北縁東部	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	20-60km	北傾斜 30-40度	下限 15km程度
			モデル化	8.0	131km	21km	北傾斜 35度	3-15km
86	中央構造線断層帯 石鎚山脈北縁(岡村断層)	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	7.65	31km	12km	90度	3-15km
89	中央構造線断層帯 石鎚山脈北縁西部一伊予灘	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	8.0	134km	12km	90度	3-15km
82a	山崎断層帯 那岐山断層帯	北側隆起の断層 (右横ずれ成分を伴う)	長期評価	7.3程度	約32km	不明	不明	下限 15-20km程度
			モデル化	7.3	29km	17km	北傾斜 60度	3-18km
82b	山崎断層帯 主部北西部	左横ずれ断層 (北東側隆起の上下成分を伴う)	長期評価	7.7程度	約51km	不明	ほぼ垂直	下限 20km程度
			モデル化	7.7	50km	17km	90度	3-20km
82c	山崎断層帯 主部南東部	左横ずれ断層 (北東側隆起の上下成分を伴う)	長期評価	7.3程度	約30km	不明	ほぼ垂直	下限 20km程度
			モデル化	7.3	31km	17km	90度	3-20km
82d	山崎断層帯 草谷断層	右横ずれ断層 (北西側隆起の上下成分を伴う)	長期評価	6.7程度	約13km	不明	ほぼ垂直	下限 20km程度
			モデル化	6.7	12km	12km	90度	3-20km
84	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	7.2程度	約24km	25-30km	南傾斜 30-40度	下限 15km程度
			モデル化	7.2	23km	21km	南傾斜 35度	3-15km
87a	五日市断層帯 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	高角 西傾斜	下限 25km程度
			モデル化	7.0	20km	20km	90度	3-25km
87b	五日市断層帯 己斐一広島西縁断層帯	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	3-25km
88	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	7.5程度	約44km	約20km	高角 北西傾斜	下限 20km程度
			モデル化	7.5	44km	17km	90度	3-20km
90	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	7.5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	7.5	44km	12km	90度	3-15km

表 2.2.2-3 長期評価が公表された活断層のマグニチュードと断層面の諸元 (続き)

No.	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
93a	布田川・日奈久断層帯北東部	南東側隆起の上下成分を伴う右横ずれ断層	長期評価	7.2程度	約27km	不明	地表近傍では高角	下限 15km程度
			モデル化	7.2	26km	12km	90度	3-15km
93b	布田川・日奈久断層帯中部	南東側隆起の上下成分を伴う右横ずれ断層	長期評価	7.5程度	(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 6.9	48km	14km	西傾斜 60度	3-15km
93c	布田川・日奈久断層帯南西部	南東側隆起の上下成分を伴う右横ずれ断層	長期評価	7.2程度	(強震動評価の断層モデルに基づいてモデル化)			
			モデル化	7.2	26km	14km	西傾斜 60度	3-15km
93bc	布田川・日奈久断層帯中部と南西部同時活動	南東側隆起の上下成分を伴う右横ずれ断層	長期評価	8.0程度	(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 7.1	48km 26km	14km 14km	西傾斜60度 西傾斜60度	3-15km
97a	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	7.2	24km	17km	東傾斜 60度	3-18km
97b	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	6.8程度	約17km	不明	不明	下限 15-20km程度
			モデル化	6.8	17km	17km	北傾斜 60度	3-18km
97c	伊勢湾断層帯白子-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	7.0	20km	15km	90度	3-18km

- (注) ・断層長さは両端の座標より算定した値を示している。断層の幅は地震発生層の深さと傾斜角より設定した。なお幅は長さを上回らないものとした。傾斜角が高角とされているものは90度、不明の場合は60度とした。
- ・森本・富樫断層帯の断層諸元は強震動評価で用いられたケース1とした。
 - ・菊川断層帯の西端は、確認されている範囲とした。
 - ・伊勢湾断層帯主部南部(北側隆起で正逆不明)は北部との整合から逆断層と仮定した。

c. 布田川・日奈久断層帯（中部・南西部）のモデル化

布田川・日奈久断層帯（中部・南西部）の長期評価では、活動履歴の解釈から、平均活動間隔ならびに最新活動時期に関して二つのケースが併記されている。そこで、西日本の確率論的地震動予測地図の作成においては、両ケースを考慮した表 2.2.2-4 の3つのケースの重み付き平均として布田川・日奈久断層帯（中部・南西部）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 2.2.2-5 に示す。なお、布田川・日奈久断層帯（中部・南西部）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 2.2.2-4 布田川・日奈久断層帯（中部・南西部）のケース分け

ケース	発生確率の設定根拠	中部と南西部の活動	M_J	重み
ケース 1-1	長期評価のケース 1	同時に活動	M_w 7.1	0.25
ケース 1-2	長期評価のケース 1	別個に活動	M_w 6.9 M_J 7.2	0.25
ケース 2	長期評価のケース 2	別個に活動	M_w 6.9 M_J 7.2	0.5

表 2.2.2-5 布田川・日奈久断層帯（中部・南西部）の各ケースの地震発生確率とマグニチュード

ケース	区間	30年発生確率		50年発生確率		M
		平均	最大	平均	最大	
ケース 1-1	中南部	0.33%	6.4%	0.55%	最大 10%	M_w 7.1
ケース 1-2	中部	0.33%	6.4%	0.55%	最大 10%	M_w 6.9
	南部	0.35%	0.35%	0.58%	最大 0.58%	M_J 7.2
ケース 2	中部	0.38%	2.0%	0.64%	最大 3.3%	M_w 6.9
	南部	0.35%	0.35%	0.58%	最大 0.58%	M_J 7.2

(注)「平均」は平均ケース、「最大」は最大ケースの確率。断層面の諸元は表 2.2.2-3 を参照のこと。

南海～東南海～想定東海地震の地震活動のモデル化に際しては、表 2.2.2-6 に示した過去の地震活動ならびに想定東海地震が安政東海地震の震源域の割れ残りと考えられていることを踏まえて、次の仮定をおく。

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する。ただし、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、予め定められた確率でそれらの地震が連動（同時発生）する。

各地震の発生確率を算定するためのパラメータは長期評価に基づき表 2.2.2-7 のように設定する。なお、想定東海地震は地震調査委員会による長期評価は行われていないため、次のように仮定した。発生間隔は明応～慶長（106.4 年）、慶長～宝永（102.7 年）、宝永～安政（147.2 年）の平均値、BPT 分布のばらつき α は東南海地震と同じ値とした。また、前回の活動は 1854 年安政東海地震とした。

表 2.2.2-7 各地震の活動間隔に関する諸元

	次の地震までの間隔	前回活動時期	ばらつき α
南海地震 ^{注1}	90.1 年	1946 年 12 月	0.22
東南海地震 ^{注1}	86.4 年	1944 年 12 月	0.21
想定東海地震 ^{注2}	118.8 年	1854 年 12 月	0.21

注 1：南海地震と東南海地震のパラメータは長期評価に基づく。なお、ばらつき α は幅の中央値とした。

注 2：想定東海地震については地震調査委員会による長期評価が行われていないため、発生間隔は明応～慶長（106.4 年）、慶長～宝永（102.7 年）、宝永～安政（147.2 年）の平均値、ばらつき α は東南海地震と同じ値とした。

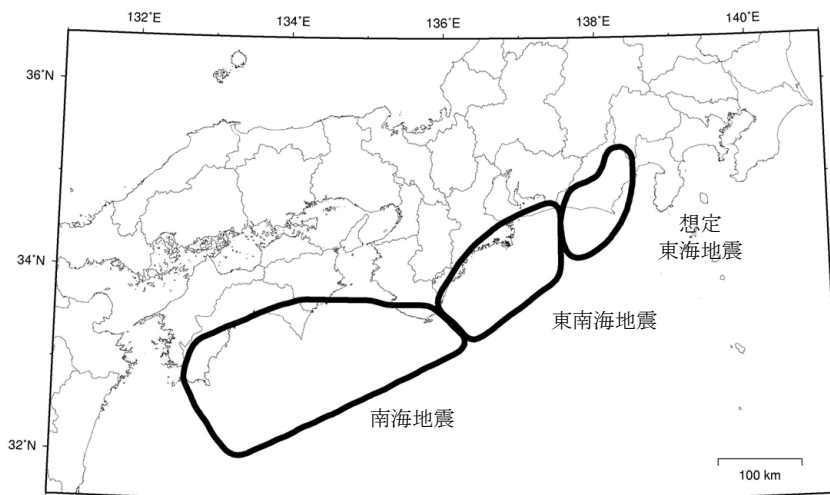


図 2.2.2-3 モデル化された各地震の震源域

一方、震源域については各地震が単独に発生するか、あるいは複数の地震が連動して発生すると仮定する。各地震の震源域はそれぞれの領域内で予め設定されたモデルとし、モデルの一部が震源域となる場合は想定しない。

図 2.2.2-3 にモデル化された各地震の震源域を示す。南海地震と東南海地震の震源域は長期評価、また想定東海地震の震源域は中央防災会議の東海地震に関する専門調査会の報告に基づいている。

複数の地震が連動して発生する確率は、可能性がある事象がすべて等確率で発生するという前提条件の下に定める。具体的には次のようになる。

- ・南海地震と東南海地震がともに発生し、想定東海地震が発生しない場合
 - 南海、東南海がそれぞれ単独で発生する確率 : 1/2 (50%)
 - 南海～東南海の連動の確率 : 1/2 (50%)
- ・東南海地震と想定東海地震がともに発生し、南海地震が発生しない場合
 - 東南海、想定東海がそれぞれ単独で発生する確率 : 1/2 (50%)
 - 東南海～想定東海の連動の確率 : 1/2 (50%)
- ・3つの地震がすべて発生する場合
 - 各地震がそれぞれ単独で発生する確率 : 1/4 (25%)
 - 南海～東南海の連動の確率 : 1/4 (25%)
 - 東南海～想定東海の連動の確率 : 1/4 (25%)
 - 南海～東南海～想定東海の連動の確率 : 1/4 (25%)

また、各地震および複数の地震が連動した場合のマグニチュードは表 2.2.2-8 のように仮定する。

表 2.2.2-8 各地震のマグニチュード

地震	M_w
南海地震	8.4
東南海地震	8.1
想定東海地震	8.0
南海地震と東南海地震の連動	8.5
東南海地震と想定東海地震の連動	8.4
3地震の連動	8.5

(注) 司・翠川(1999)による距離減衰式の適用にあたっては、 M_p 8.3 以上の規模の地震では最大速度は M_p に依存して大きくならない(頭打ち)と仮定して、 M_p の上限を 8.3 として地震動評価を行う。

以上の条件の下で、南海～東南海～想定東海地震の発生パターンは表 2.2.2-9 に示す 13 ケースとなる。また、2004 年より 30 年あるいは 50 年間に各ケースが生起する確率も同表のようになる。

表 2.2.2-9 の各ケースは排反かつすべての場合を尽くしているので、地震ハザードの計算は各ケースの生起確率と当該ケースに対する地震動強さの超過確率を次の 13 ケースについて積和することにより求められる。

表 2.2.2-9 南海～東南海～想定東海地震の発生パターンと生起確率

No.	南海地震	東南海地震	想定東海地震	30年確率	50年確率
(1)	×	×	×	3.6%	0.091%
(2)	←→	×	×	3.2%	0.39%
(3)	×	←→	×	4.9%	0.67%
(4)	×	×	←→	19%	2.2%
(5)	←→	←→	×	2.2%	1.4%
(6)	←→	←→	×	2.2%	1.4%
(7)	←→	×	←→	17%	9.3%
(8)	×	←→	←→	13%	8.0%
(9)	×	←→	←→	13%	8.0%
(10)	←→	←→	←→	5.7%	17%
(11)	←→	←→	←→	5.7%	17%
(12)	←→	←→	←→	5.7%	17%
(13)	←→	←→	←→	5.7%	17%
	合計			100%	100%

(注1) 確率の値は有効数字2桁で表示しているため、記載の数値の合計は100.0%にはならない。

(注2) 例えば、(9)の30年確率は次のように求められる。表2.2.2-7より各地震が独立に発生する確率は、南海地震、東南海地震については長期評価に基づきそれぞれ0.47、0.58、想定東海地震については仮定に基づき0.84となる。したがって、南海地震が発生しない確率 $=1-0.47=0.53$ 、東南海地震の発生確率 $=0.58$ 、想定東海地震の発生確率 $=0.84$ より、南海地震が発生せずに東南海地震と想定東海地震が発生する確率は、 $=0.53 \times 0.58 \times 0.84 = 0.26$ となる。この地震発生条件下で東南海地震と想定東海地震が連動する確率は0.5より、(9)が30年間に生起する確率は $0.26 \times 0.5 = 0.13$ (13%)となる。

駿河トラフから南海トラフに沿った海域では、1944年東南海地震、1946年南海地震で破壊されずに残った領域として、想定東海地震がいつ起きてもおかしくないと言われている。この海域では過去100～150年間隔で繰り返し大地震が発生しているが、想定東海地震の領域が単独で破壊したケースは今回のモデル化で考慮した歴史地震の発生パターンには見られない。その意味では過去の事例に基づいて長期的な地震発生の確率評価を行うことに困難があることは否めない。

本来、将来発生する地震に関して、近接した領域との相互作用等も考慮した上で、発生事象の時系列をモデル化して発生確率を評価するのが望ましい。しかしながら、地震発生領域間の連動や発生時系列等のメカニズムは未解明な部分が多く、これらの物理を考慮して地震発生確率を定量的に評価することは、現状では困難である。

現在、想定東海地震に関しては、昭和53年(1978年)に施行された「大規模地震対策特別措置法」に基づいて長期にわたって観測研究が続けられている。また、東南海・南海地震についても、「東南海・南海地震を対象とした調査観測の強化に関する計画(第一次報告)」(地震調査研究推進本部政策委員会調査観測計画部会, 2003)に基づいて、長期的な地震発生時期や連動のメカニズム等に関する調査観測が計画されている。これらの調査・観測研究の成果および割れ残りや連動あるいは時間差発生に関する理論の発展によって、より適切な地震活動のモデル化が可能になれば、それに基づいて当該領域の地震発生確率を再検討する必要がある。

また、仮に想定東海地震が発生せずに推移した場合には、当該地震の領域は次の東南海地震発生の際に同時に破壊する可能性も出てくるが、この点については、適当な時期(10年程度後)に地震発生確率や発生パターン等を再検討する必要がある。

b. 安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震

安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震のモデル化に際しては、「日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価」（地震調査委員会，2004d）を踏襲した。

安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震のモデル化においては次の方針を設定した。

- 1) 地震発生確率の算定において、平均発生間隔あるいは発生間隔のばらつき α 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値を用いる。
- 2) マグニチュードが幅をもって示されている場合（安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震が該当）には、0.1 刻みで $b=0.9$ のグーテンベルグ・リヒターの式にフィッティングするように相対的な発生確率を付与する。なお、マグニチュードが〇〇前後あるいは〇〇程度と記されている場合には、すべてそのマグニチュードの地震であると仮定する。
- 3) 震源域の場所はいずれの地震に関しても提案されている領域内に複数の断層面を置き、それぞれが等確率で起こると仮定する。断層の大きさが明示されていない場合にはマグニチュード M に応じた断層面積 S ($\log S = M - 4$) を目安に一辺の長さを定めた正方形の断層を仮定する。

安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震のモデルの諸元を表 2.2.2-10 に示す。また、設定した断層面の位置を図 2.2.2-4 に示す。

各地震のマグニチュードは $b=0.9$ のグーテンベルグ・リヒターの式でモデル化することを前提として、それぞれ次の相対確率（割合）で発生すると仮定する。

M_f 6.7 : 23.1%	M_f 6.8 : 18.8%	M_f 6.9 : 15.3%	M_f 7.0 : 12.4%
M_f 7.1 : 10.1%	M_f 7.2 : 8.2%	M_f 7.3 : 6.7%	M_f 7.4 : 5.4%

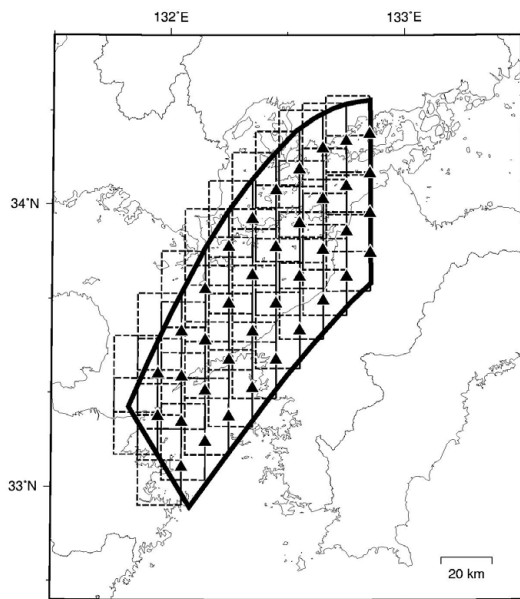
表 2.2.2-10 安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震の諸元

	長期評価	設定モデル
30 年発生確率	40%程度	36%
50 年発生確率	50%程度	53%
マグニチュード	M 6.7～7.4	M_f 6.7～7.4
震源域	想定震源域の位置を図示	2001 年芸予地震を参考に南北走向で西下がり 55 度の傾斜角を有する矩形の断層面を、領域内に上端の中心がプレート上面の深さと一致するように並べて、そのいずれかで等確率で地震が発生すると仮定した。なお、長さとは幅は M_f が 6.7～7.0 の地震に関しては長さ 30km×幅 30km（38 断層）、 M_f が 7.1～7.4 の地震に関しては長さ 40km×幅 40km（22 断層）と仮定した。

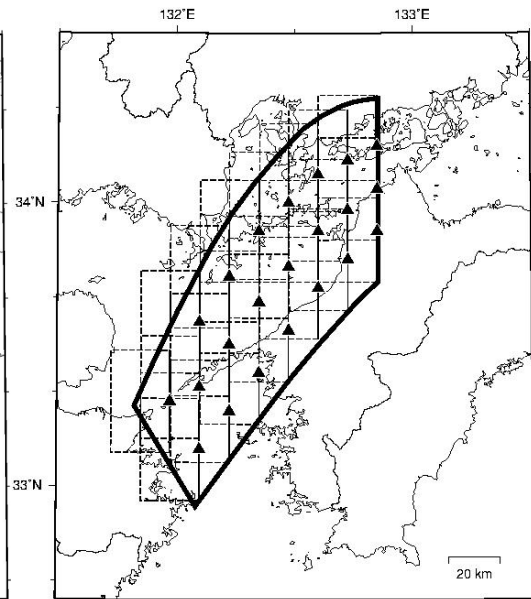
（注）設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=67 年（400 年間に 6 回）のポアソン過程を仮定した。

また $M_f = M_j$ と仮定した。

(a) $M6.7\sim7.0$ の地震



(b) $M7.1\sim7.4$ の地震



(注) ▲は断層面上端の中心位置を示す

図 2.2.2-4 安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震の断層面

c. 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化に際しては、「日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価」（地震調査委員会，2004d）を踏襲し、安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震のモデル化と同様に次の方針を設定した。

- 1) 地震発生確率の算定において、平均発生間隔あるいは発生間隔のばらつき α 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値を用いる。
- 2) マグニチュードが幅をもって示されている場合（安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震が該当）には、0.1 刻みで $b=0.9$ のグーテンベルグ・リヒターの式にフィッティングするように相対的な発生確率を付与する。なお、マグニチュードが〇〇前後あるいは〇〇程度と記されている場合には、すべてそのマグニチュードの地震であると仮定する。
- 3) 震源域の場所はいずれの地震に関しても提案されている領域内に複数の断層面を置き、それぞれが等確率で起こると仮定する。断層の大きさが明示されていない場合にはマグニチュード M に応じた断層面積 S ($\log S = M - 4$) を目安に一辺の長さを定めた正方形の断層を仮定する。

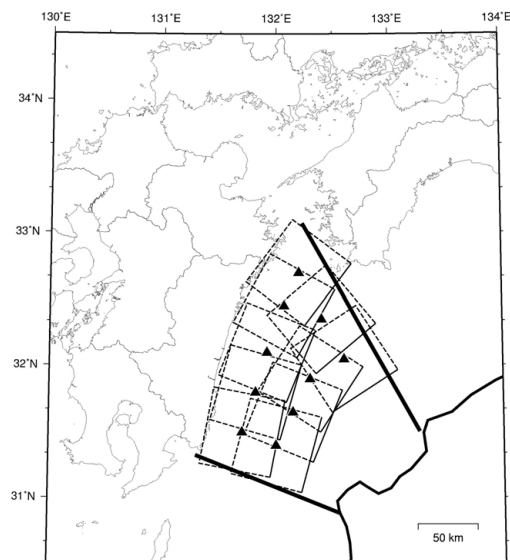
日向灘のプレート間地震のモデルの諸元を表 2.2.2-11 に示す。また、設定した断層面の位置を図 2.2.2-5 に示す。

表 2.2.2-11 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	M 7.6 前後	M_f 7.6
震源域	想定震源域の位置を図示	領域内に長さ 65km×幅 65km (M 7.6 相当) の矩形の断層面 (10 断層) 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 $M_f = M_r$ と仮定した。



(注) ▲は断層面の中心位置を示す

図 2.2.2-5 日向灘のプレート間地震の断層面

d. 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化に際しては、「日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価」（地震調査委員会，2004d）を踏襲し、安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震等のモデル化と同様に次の方針を設定した。

- 1) 地震発生確率の算定において、平均発生間隔あるいは発生間隔のばらつき α 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値を用いる。
- 2) マグニチュードが幅をもって示されている場合（安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震が該当）には、0.1 刻みで $b=0.9$ のグーテンベルグ・リヒターの式にフィッティングするように相対的な発生確率を付与する。なお、マグニチュードが〇〇前後あるいは〇〇程度と記されている場合には、すべてそのマグニチュードの地震であると仮定する。
- 3) 震源域の場所はいずれの地震に関しても提案されている領域内に複数の断層面を置き、それぞれが等確率で起こると仮定する。断層の大きさが明示されていない場合にはマグニチュード M に応じた断層面積 S ($\log S = M - 4$) を目安に一辺の長さを定めた正方形の断層を仮定する。

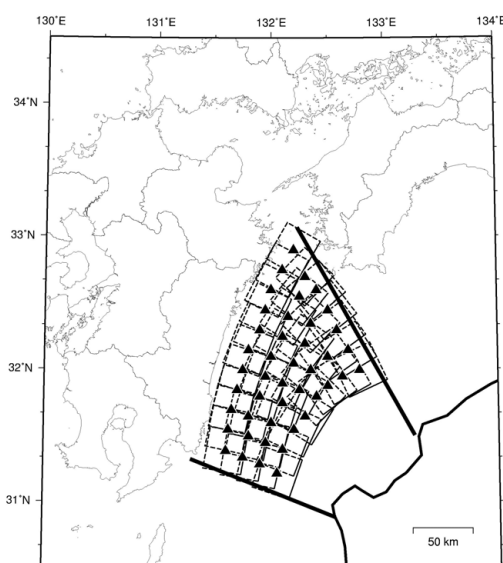
日向灘のひとまわり小さいプレート間地震のモデルの諸元を表 2.2.2-12 に示す。また、設定した断層面の位置を図 2.2.2-6 に示す。

表 2.2.2-12 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	M 7.1 前後	M_f 7.1
震源域	想定震源域の位置を図示	領域内に長さ 35km×幅 35km (M 7.1 相当) の矩形の断層面 (44 断層) 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 $M_f = M_f$ と仮定した。



(注) ▲は断層面の中心位置を示す

図 2.2.2-6 日向灘のひとまわり小さいプレート間地震の断層面

e. 与那国島周辺の地震

与那国島周辺の地震のモデル化に際しては、「日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価」(地震調査委員会, 2004d)を踏襲し、安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震等のモデル化と同様に次の方針を設定した。

- 1) 地震発生確率の算定において、平均発生間隔あるいは発生間隔のばらつき α 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値を用いる。
- 2) マグニチュードが幅をもって示されている場合(安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震が該当)には、0.1刻みで $b=0.9$ のグーテンベルグ・リヒターの式にフィッティングするように相対的な発生確率を付与する。なお、マグニチュードが〇〇前後あるいは〇〇程度と記されている場合には、すべてそのマグニチュードの地震であると仮定する。
- 3) 震源域の場所はいずれの地震に関しても提案されている領域内に複数の断層面を置き、それぞれが等確率で起こると仮定する。断層の大きさが明示されていない場合にはマグニチュード M に応じた断層面積 S ($\log S = M - 4$) を目安に一辺の長さを定めた正方形の断層を仮定する。

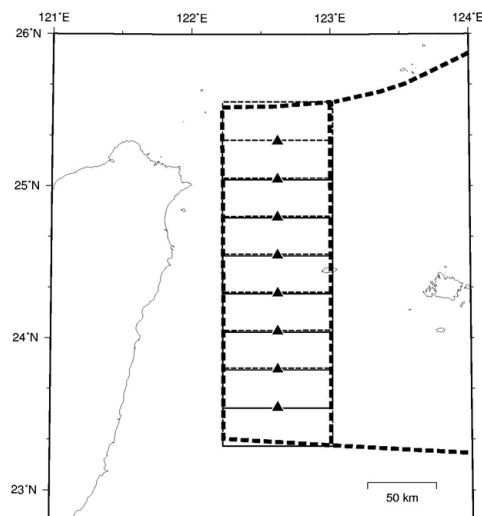
与那国島周辺の地震のモデルの諸元を表 2.2.2-13 に示す。また、設定した断層面の位置を図 2.2.2-7 に示す。

表 2.2.2-13 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	M 7.8 程度	M_f 7.8
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 (M 7.8 相当) の矩形の断層面 (8 断層) 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 $M_f = M_j$ と仮定した。



(注) ▲は断層面の中心位置を示す

図 2.2.2-7 与那国島周辺の地震の断層面

3) 主要 98 活断層帯以外の活断層に発生する地震（グループ 1 の地震）

主要 98 活断層帯以外の活断層に発生する地震（グループ 1 の地震）のモデル化について示す。

a. 評価の基本方針

(a) 基本方針

モデル化の考え方は「確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）について」（地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会，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）」（地震調査委員会長期評価部会，2002）、ならびに「確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定－北日本）」（地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会，2003）で示された方法を踏襲する。具体的には次のとおりである。

損害保険料率算定会（2000）の地震危険度評価で用いられた 113 の主要活断層のうち主要 98 活断層帯に対応しない 11 断層と、その他の 145 の活断層のうち主要 98 活断層帯に含まれる 27 断層を除いた 118 断層を合わせた 129 断層をモデル化対象とする（注：長期評価結果の公表に伴い断層数が昨年と若干変わっている）。表 2.2.2-14 にその一覧を示す。

損害保険料率算定会（2000）の地震危険度評価では松田（1995）の主要起震断層を中心に整理した主要な活断層（113 断層）に加えて、「（新編）日本の活断層」（活断層研究会，1991）に松田（1990）の起震断層の基準を適用して単独の長さが 10km 以上となる 145 断層をモデル化しており、各断層の諸元が一覧表で示されている。

なお、震源を予め特定しにくい地震等のうちグループ 1 の地震に関しては、次年度にはより新しい情報（松田・他，2000 など）に基づくデータの更新が予定されている。

(b) 地震発生確率の設定

活断層における地震発生確率は損害保険料率算定会（2000）の地震危険度評価で用いられている手法により算定された発生確率をそのまま用いる。その基本的な考え方は、活動履歴が明らかな場合は活動間隔が対数正規分布に従う更新過程でモデル化し、活動履歴が不明な場合にはポアソン過程でモデル化している。

(c) 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基本的には料率算定会の地震危険度評価で用いられているマグニチュードをそのまま用いる。基本的には断層長さから松田式（松田（1975））でマグニチュードを定めている。

(d) 断層面の設定

料率算定会の地震危険度評価で用いられている断層面をそのまま用いる。基本的には 1 枚もしくは複数枚の鉛直の矩形面である。なお、主要 98 活断層帯のモデル化方針を踏襲して、断層の幅は一律 15km とするが断層長さが 15km 未満の場合には断層長と等しく設定する。また、断層上端深さに関しては一律 3km と設定する。

(e) 活動区間

基本的には個々の活断層モデルの全区間が同時に活動すると考える。

b. グループ 1 の地震に対応する活断層のうち試作に用いる活断層の諸元

西日本の確率論的地震動予測地図（試作版）の作成に用いる活断層の抽出範囲は、東経 138 度以西の領域とする。図 2.2.2-8 に対応する活断層を示す。この領域に含まれる活断層は全部で 88 断層である。これらの活断層の諸元については損害保険料率算定会（2000）の値を暫定値として用いる。

なお、集福寺断層の諸元については損害保険料率算定会（2000）ではなく、野坂・集福寺断層の長期評価（地震調査委員会，2003h）で示されている値を踏襲している。

表 2.2.2-14 主要 98 活断層帯以外の活断層に発生する地震
(グループ 1 の地震) に対応する活断層

(注)・対象は損害保険料率算定会(2000) (以下、算定会) の「主要活断層」のうち主要 98 活断層帯に該当しない 11 断層と、算定会の「その他の活断層」のうち主要 98 活断層帯に含まれるものを除いた 118 断層の合計 129 断層

- は西日本の確率論的地震動予測地図試作版の作成に用いる活断層 (88 断層)
- ・No. は主要 98 活断層帯の番号との混同を避けるため 10001 よりの昇順で付した

No.	算定会 No.	断層名
10001	101	羅臼岳断層帯
10002	144	信濃川断層帯一(北)
10003	148	霧ヶ峰断層帯
○10004	152	中央構造線赤石西断層帯
○10005	153	平岡断層
○10006	191	養父断層帯
○10007	194	奈良盆地西断層群
○10008	195	大和川断層帯
○10009	207	警固断層(日)
○10010	208	小倉東断層(日)
○10011	210	緑川断層帯
10012	301	常呂川東岸断層
10013	302	峰浜断層群
10014	304	濤沸湖一丸万川断層
10015	305	網走湖東方断層群
10016	306	問寒別東方断層
10017	307	幌延断層
10018	310	三郡森付近
10019	311	大阪一足沢断層
10020	312	井戸沢断層
10021	313	花輪東断層帯
10022	314	鳥田目断層
10023	421	中帳断層
10024	316	極楽寺一七曲峠断層
10025	317	東鳥海山断層
10026	318	虚空蔵山東方断層
10027	320	川桁山断層
10028	321	江花一虫笠断層帯
10029	322	那須湯本北断層
10030	324	桧枝岐西断層

No.	算定会 No.	断層名
10031	325	浅間西断層群
10032	326	悠久山断層
10033	329	戸隠山断層
10034	331	越生断層
10035	332	鶴川断層
10036	333	扇山断層
10037	334	長者舎断層
10038	335	道志川断層
10039	336	大菩薩嶺西側断層
10040	337	曾根丘陵断層帯
10041	338	達磨山断層群
○10042	339	徳島平野南縁断層帯
○10043	340	鮎喰川断層
○10044	341	綱付森断層
10045	342	畑薙山断層
○10046	343	常念岳断層
○10047	344	早乙女岳断層
○10048	351	下伊那竜東断層
○10049	352	神坂神社断層
○10050	353	若栃断層
○10051	354	白巢峠断層
○10052	358	赤河断層
○10053	359	華立断層
○10054	360	新野断層
○10055	361	鈴ヶ沢断層
(欠番)	362	(城端一上梨断層)
○10057	363	鳩ヶ湯断層
○10058	364	更毛断層
○10059	365	宝泉寺断層群
○10060	366	谷汲断層

*信濃川断層帯一(北)は青倉断層、宮野原断層、平滝断層、伏野峠断層についてモデル化した(長さ16km)。

表 2.2.2-14 主要 98 活断層帯以外の活断層に発生する地震
(グループ1の地震)に対応する活断層(続き)

No.	算定会 No.	断層名
10061	367	宝慶寺断層
10062	368	池田山断層
10063	369	金草岳断層群
10064	370	奥川並断層
10065	373	養老西縁断層帯
10066	374	今須断層
10067	375	鈴鹿坂下断層
10068	376	大鳥居断層
10069	377	信楽断層帯
10070	378	名張断層帯
10071	379	家城断層
10072	380	多気断層
10073	381	耳川断層帯
10074	383	和束谷断層
10075	384	五月山断層
10076	385	十万辻断層
10077	386	高塚山断層
10078	387	羽曳野断層帯
10079	388	神於山一内畑断層帯
10080	389	千股断層
10081	390	先山断層
10082	391	江畑断層帯
10083	392	黒菱山断層帯
10084	393	猫又山断層
10085	394	能登海岸断層群
10086	396	高松断層帯
10087	399	上林川断層
10088	400	下野条一宮断層
10089	402	雨滝一釜戸断層
10090	403	岩坪断層
10091	404	引原断層
10092	406	宍道断層帯
10093	407	庄原断層
10094	408	福山断層
10095	409	鞆断層
10096	410	三次断層帯
10097	411	船木断層

No.	算定会 No.	断層名
10098	412	上根断層
10099	413	洪水断層
10100	414	福智山断層
10101	415	佐賀関断層
10102	417	長島西断層
10103	418	鹿児島湾東縁断層帯
10104	420	吉住付近
10105	422	釜ヶ台断層ほか
10106	425	小田断層ほか
10107	426	大内一倉村断層
10108	427	高倉一赤沢ほか
10109	428	加木屋断層
10110	429	平井撓曲ほか
10111	430	島戸断層ほか
10112	431	経ヶ峯南
10113	433	埴生断層ほか
10114	434	鈴鹿沖断層
(欠番)	435	(白子一野間断層)
10116	436	南岸湖底断層
10117	438	明延北方
10118	439	福田新田一作畑
10119	441	安田断層
10120	442	行当岬断層
10121	443	安芸灘断層群
10122	444	波野断層ほか
10123	349	風越山断層
10124	350	下伊那竜西断層帯
10125	435	鮭川断層ほか
10126	323	沼越峠断層
10127	345	古川断層帯
10128	346	無数河断層帯
10129	347	口有道断層帯
10130	372	集福寺断層
10131	309	軽舞断層

*城端一上梨断層、白子一野間断層は主要98活断層帯に含めた。
風越山断層、下伊那竜西断層帯、鮭川断層ほか、沼越峠断層、古川断層帯、無数河断層帯、口有道断層帯、集福寺断層、軽舞断層は長期評価を基にグループ1地震の対象とした。

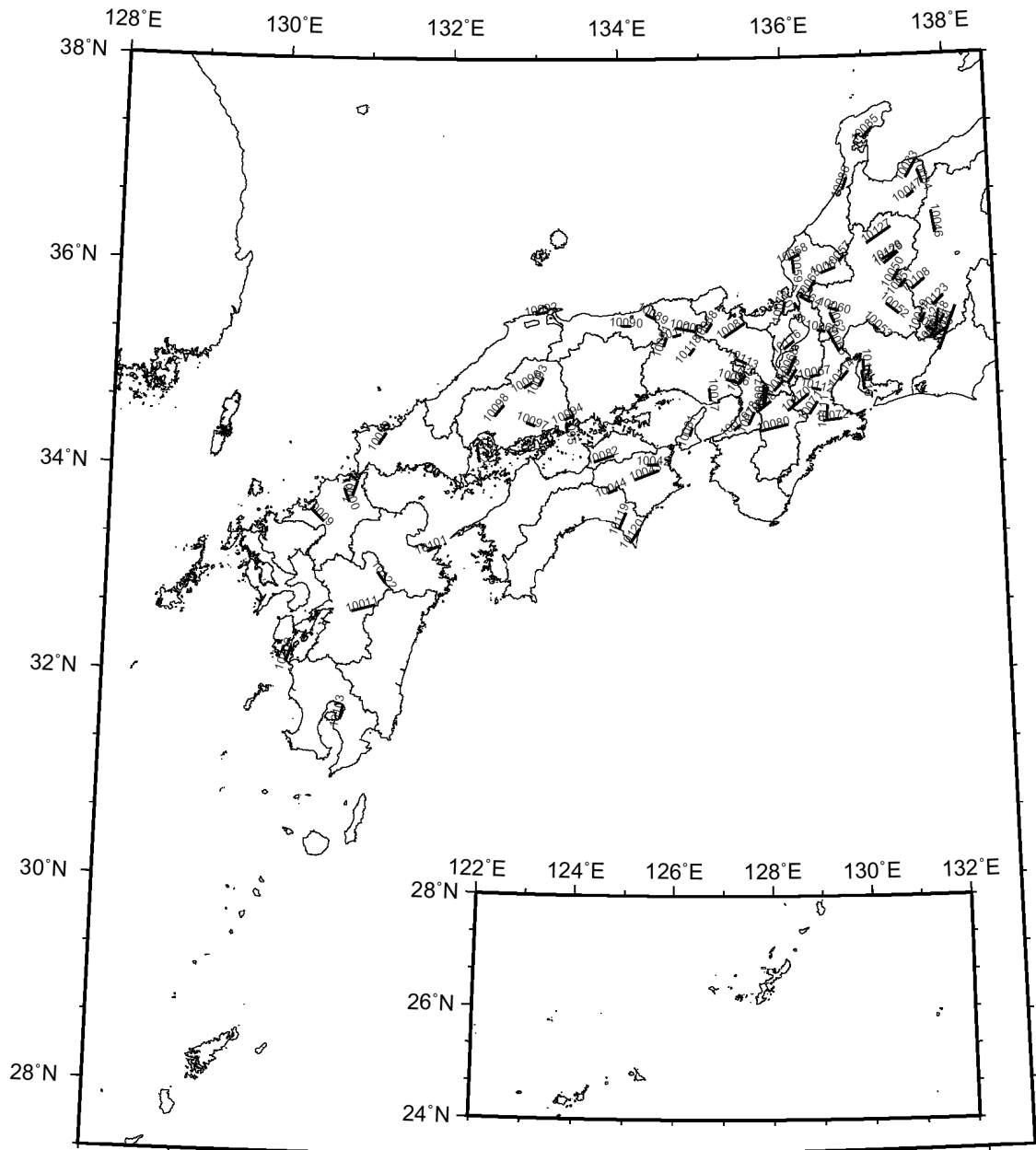


図 2.2.2-8 西日本の確率論的地震動予測地図（試作版）の作成に用いるグループ1の地震に対応する活断層

4) 主要 98 活断層帯に発生する地震のうち固有地震以外の地震（グループ 2 の地震）

「震源を予め特定しにくい地震等の評価手法（中間報告）」（地震調査委員会長期評価部会, 2002）にもとづいて評価する。現時点では、特定の評価方法がないため、グループ 5 の地震の中に含めて想定する。

(2) 震源断層を予め特定しにくい地震

1) フィリピン海プレートのプレート間地震（グループ3の地震）およびプレート内地震（グループ4の地震）（九州から南西諸島のやや深発地震を含む）

a. 評価の基本方針

(a) 地域区分の有無

地域区分する方法と地域区分しない方法の2種類を併用する。

(b) 地震の発生場所

地域区分する方法を用いる場合には、区分された地域内で一様ランダムとする。地域区分しない方法では、smoothed seismicity の考え方にに基づき、微小な領域ごとの地震発生頻度を評価する。

(c) 地域区分

海溝型地震の長期評価で領域が設定されている場所についてはそれに整合するように地域区分する。それ以外の領域については、過去に発生した地震の震央分布等を参考に領域を設定する。なお、日向灘よりも南の深さ 60km より浅い地震は、南西諸島周辺の浅発地震として別途モデル化する。

(d) 地震カタログ

宇津カタログ(宇津, 1982)のうち 1885 年から 1925 年のマグニチュード 6.0 以上の地震と気象庁カタログのうち 1926 年以降のマグニチュード 5.0 以上の地震のデータを組み合わせたもの(中地震)と気象庁カタログのうち 1983 年以降のマグニチュード 4.0 以上の地震のデータ(小地震)とを併用することを基本とする。ただし、九州から南西諸島周辺のやや深発地震は、観測網の制約を勘案し、1983 年以降のマグニチュード 5.0 以上の地震のみを用いる。余震は昨年度と同じ方法で除去する。

対象とする地震は、震源深さが 200km 以浅のもので、グループ 5 の地震として考慮するもの、および南西諸島周辺の浅発地震を除いたものとする。

(e) 地震規模の確率分布

グーテンベルグ・リヒターの式にフィットするようにモデル化する。b 値は 0.9 に固定する。

(f) 深さ

フィリピン海プレートの上面の深さを、対象地域の長期評価ならびに既往の研究成果に基づき設定した上で、グループ 3 の地震(プレート間地震)はプレート上面の深さに、グループ 4 の地震(プレート内の地震)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。

(g) 断層面

グループ 3、グループ 4 とともに、地震規模に応じた面積を有する円形の断層面を考慮する。グループ 3 の地震はプレート上面に沿うように、また、グループ 4 の地震はプレート内に水平の断層面を設定する。

(h) グループ 3 とグループ 4 の分離

日向灘では、植平・他(2001)を参考に、グループ 3 とグループ 4 の比率を 7:3 に設定する。それ以外の領域については、全てグループ 4 の地震とする。

(i) 最大マグニチュード

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うち、海溝型地震として別途評価されている地震以外の地震の最大規模を採用する。なお、地図作成において対象とずる地震はマグニチュード 5.0 以上とする。

(j) 地震の発生時系列
ポアソン過程とする。

(k) モーメントマグニチュード M_H への変換
モーメントマグニチュード M_H は、 M_J と同じとする。

b. グループ 3 およびグループ 4 の地震の地域区分とパラメータ

(a) 地域区分

図 2.2.2-9 に示す区分とする。

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やや深発地震に対応する領域は、いずれも長期評価で設定された領域に整合する。南海トラフの領域の南側は海溝軸を参考に、北側は震央分布の北限を参考にそれぞれ設定している。

(b) 領域内に含まれる地震のデータ

区分した領域に含まれる地震のうち、1885 年から 1925 年の宇津カタログ（マグニチュード 6.0 以上）、1926 年から 2002 年の気象庁カタログ（マグニチュード 5.0 以上）、および 1983 年以降の気象庁カタログ（マグニチュード 4.0 以上）の震央分布を、それぞれ図 2.2.2-10、図 2.2.2-11、図 2.2.2-12 に示す。

また、中地震カタログ（図 2.2.2-10 と図 2.2.2-11）および小地震カタログ（図 2.2.2-12）に基づく地震の規模別累積発生頻度を、図 2.2.2-13 および図 2.2.2-14 に示す。

(c) 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、1600 年以降に発生した地震のうち、海溝型地震として別途考慮される地震に該当するものを除いた地震の最大規模を採用する。領域ごとの最大マグニチュードを表 2.2.2-15 に示す。

(d) 発生頻度の分布

図 2.2.2-15、図 2.2.2-16 および図 2.2.2-17 に、グループ 3 およびグループ 4 の地震の発生頻度（0.1 度×0.1 度の領域で 1 年間にマグニチュード 5.0 以上の地震が発生する頻度）の分布を示す。これは、九州から南西諸島周辺のやや深発地震の領域では 1983 年以降のマグニチュード 5.0 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、その他の領域では、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。

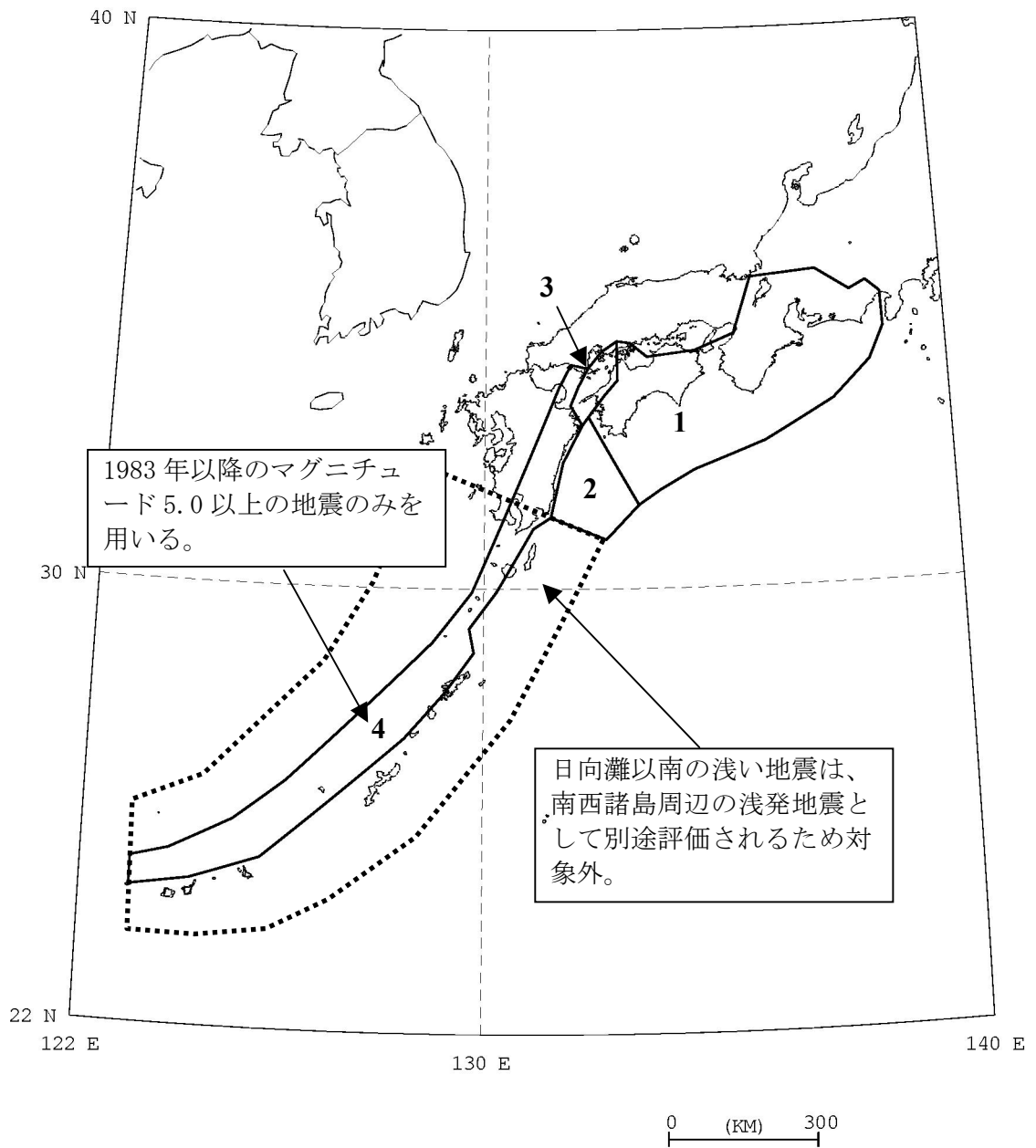


図 2.2.2-9 グループ3 およびグループ4の地震の地域区分

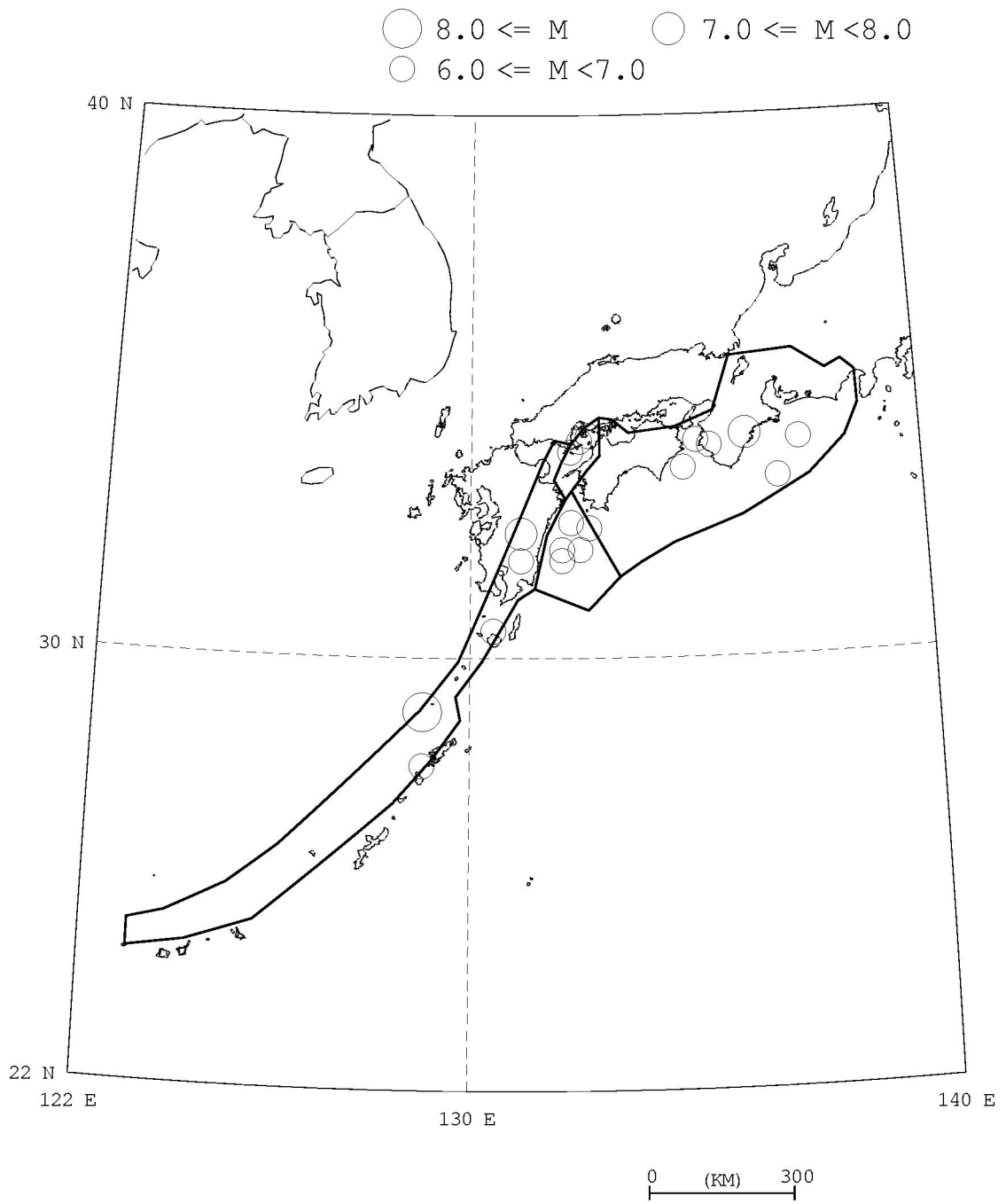


図 2. 2. 2-10 グループ 3 および 4 の地震に該当する地震の震央分布
(1885 年から 1925 年の宇津カタログ、マグニチュード 6.0 以上)

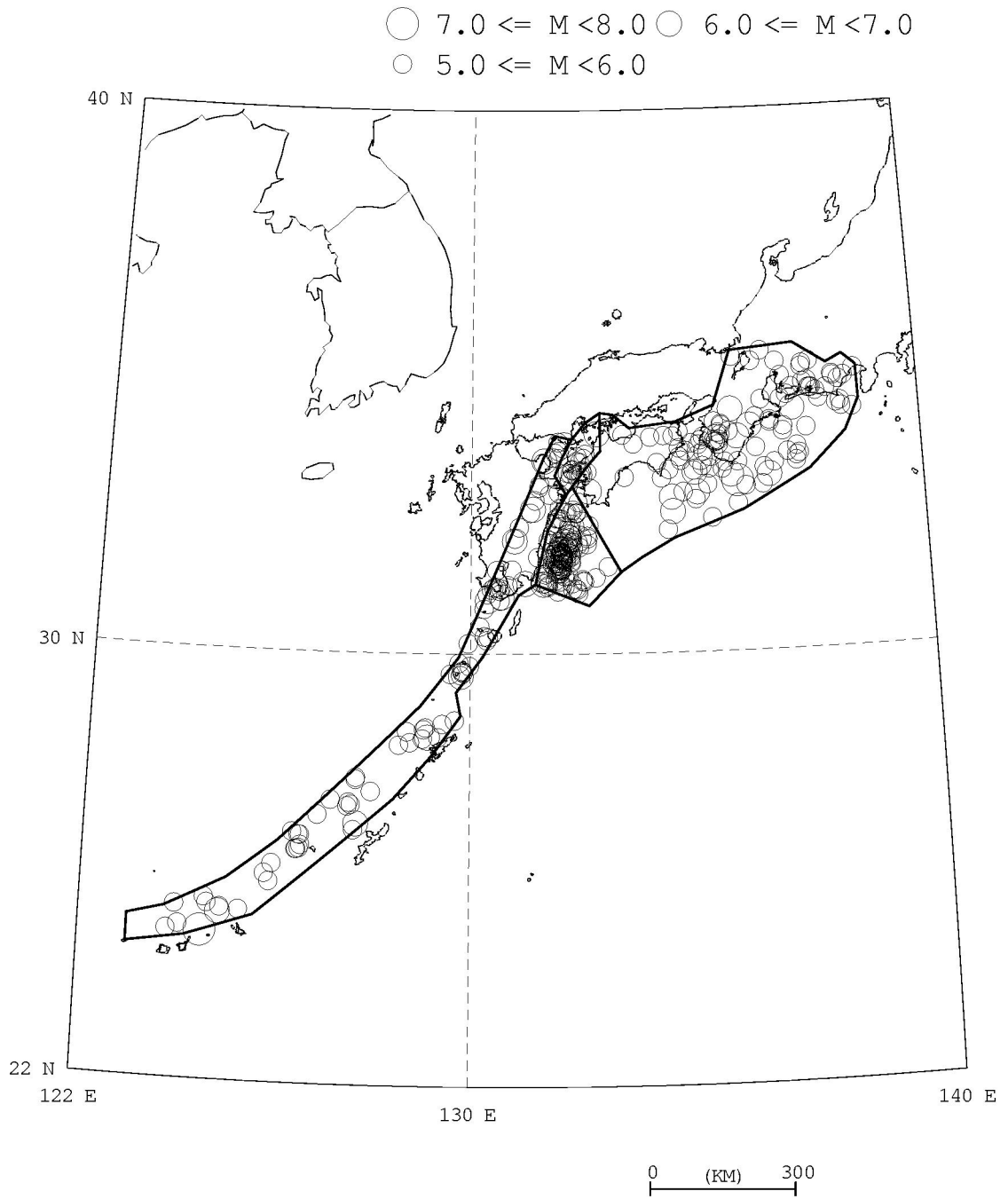


図 2.2.2-11 グループ 3 および 4 の地震に該当する地震の震央分布
 (1926 年から 2002 年の気象庁カタログ、マグニチュード 5.0 以上)

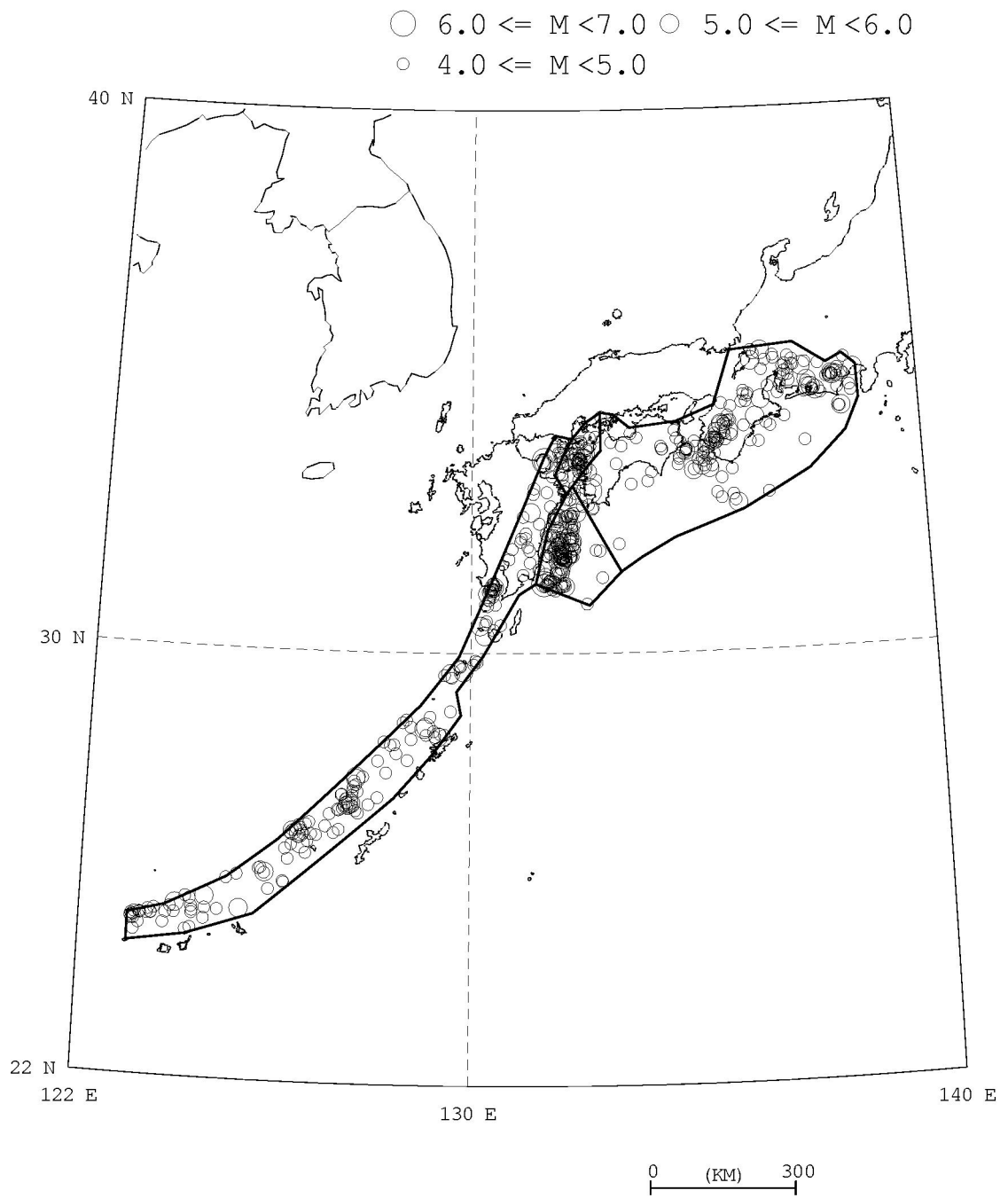


図 2.2.2-12 グループ 3 および 4 の地震に該当する地震の震央分布
 (1983 年から 2002 年の気象庁カタログ、マグニチュード 4.0 以上)

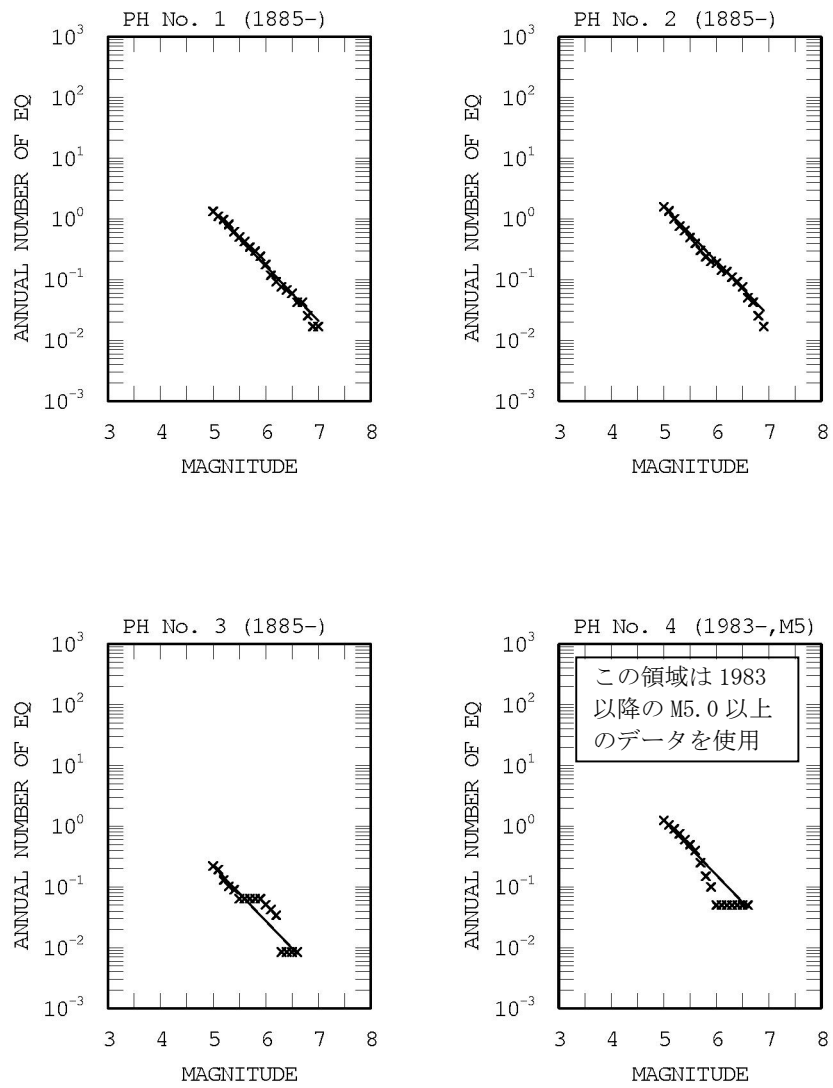


図 2.2.2-13 中地震カタログに基づく領域ごとの規模別累積発生頻度

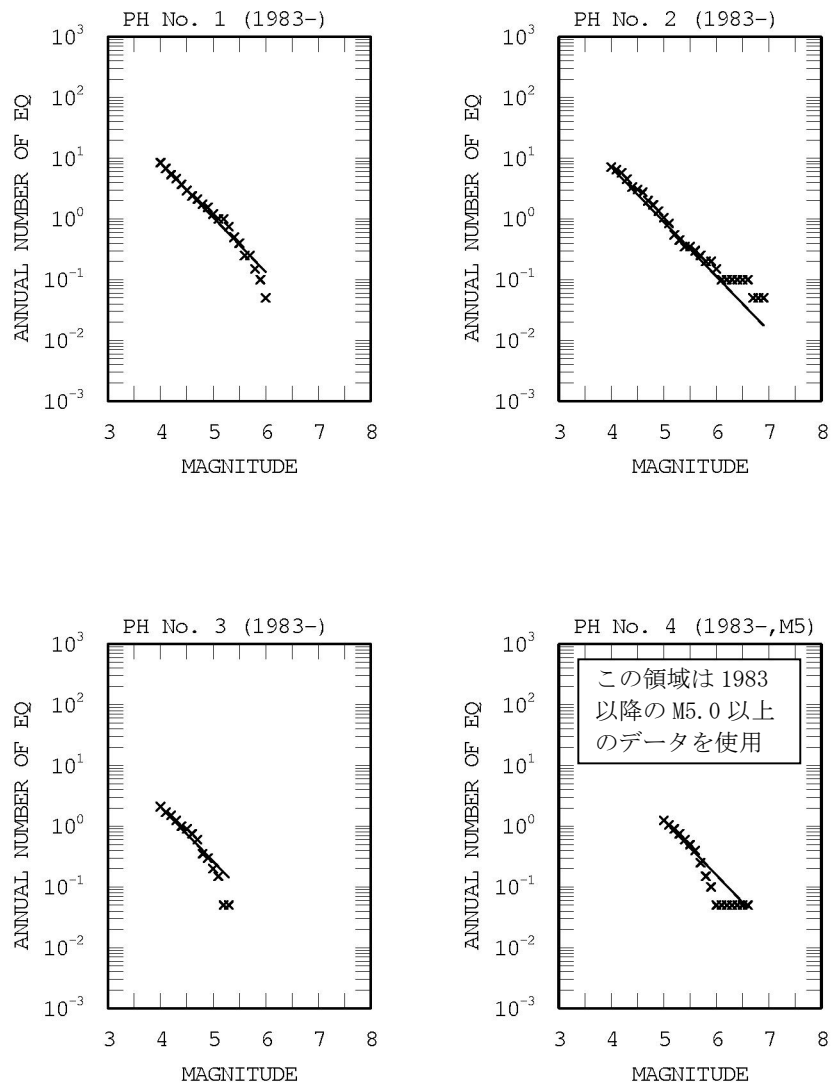


図 2.2.2-14 小地震カタログに基づく領域ごとの規模別累積発生頻度

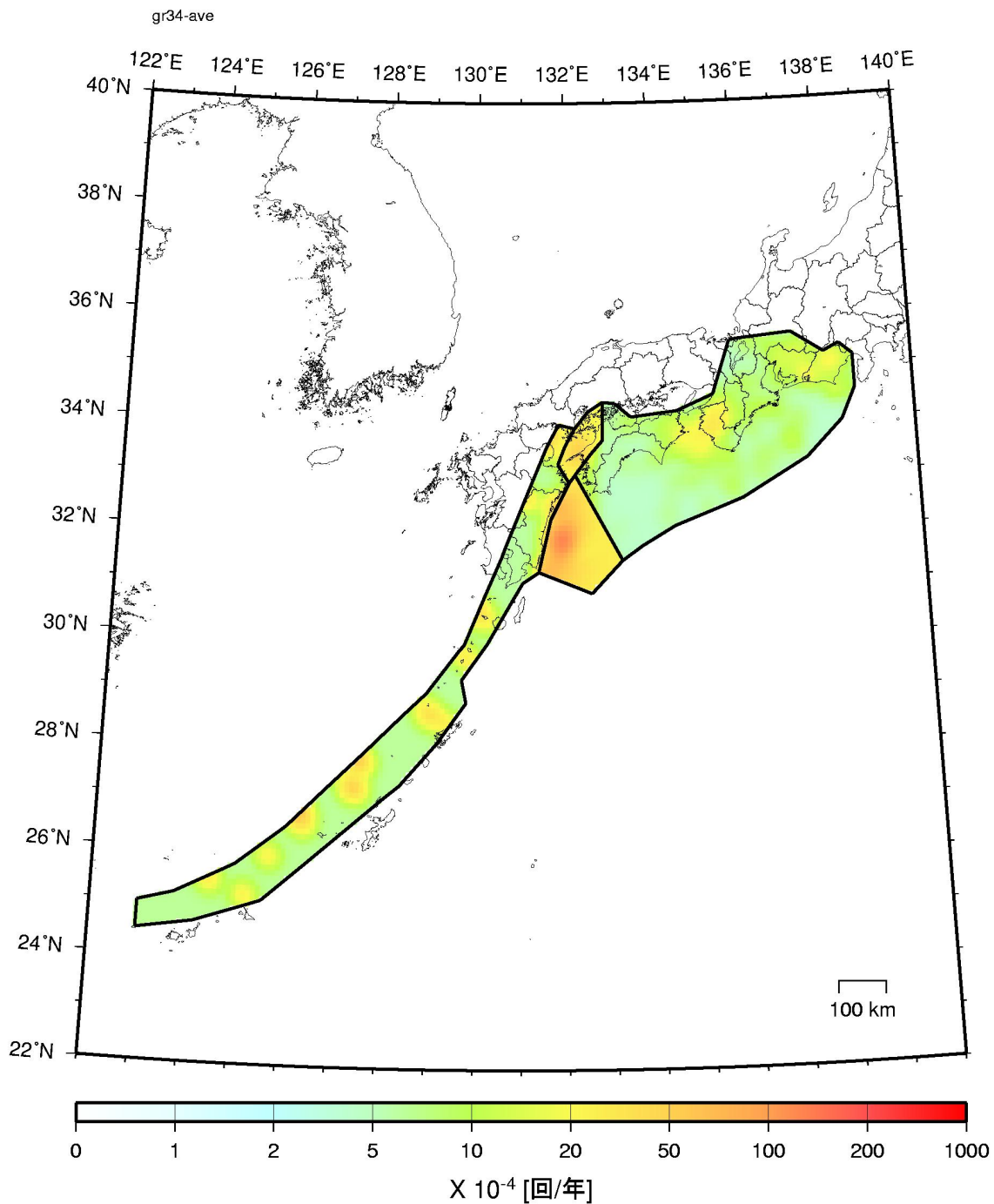


図 2. 2. 2-15 グループ 3 とグループ 4 の地震の合計の発生頻度
(M5.0 以上、0.1 度メッシュあたり)

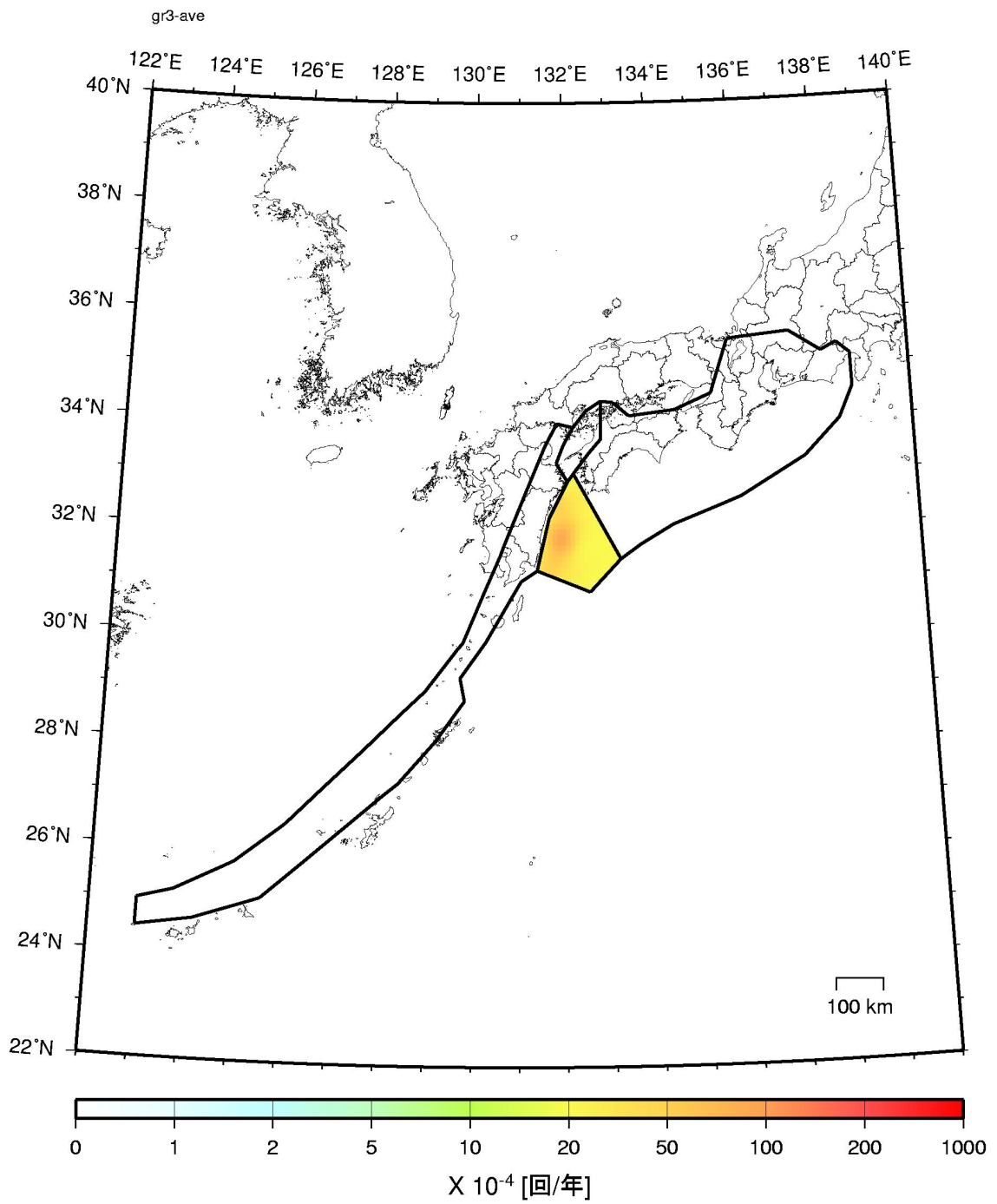


図 2.2.2-16 グループ 3 の地震の発生頻度
(M5.0 以上、0.1 度メッシュあたり)

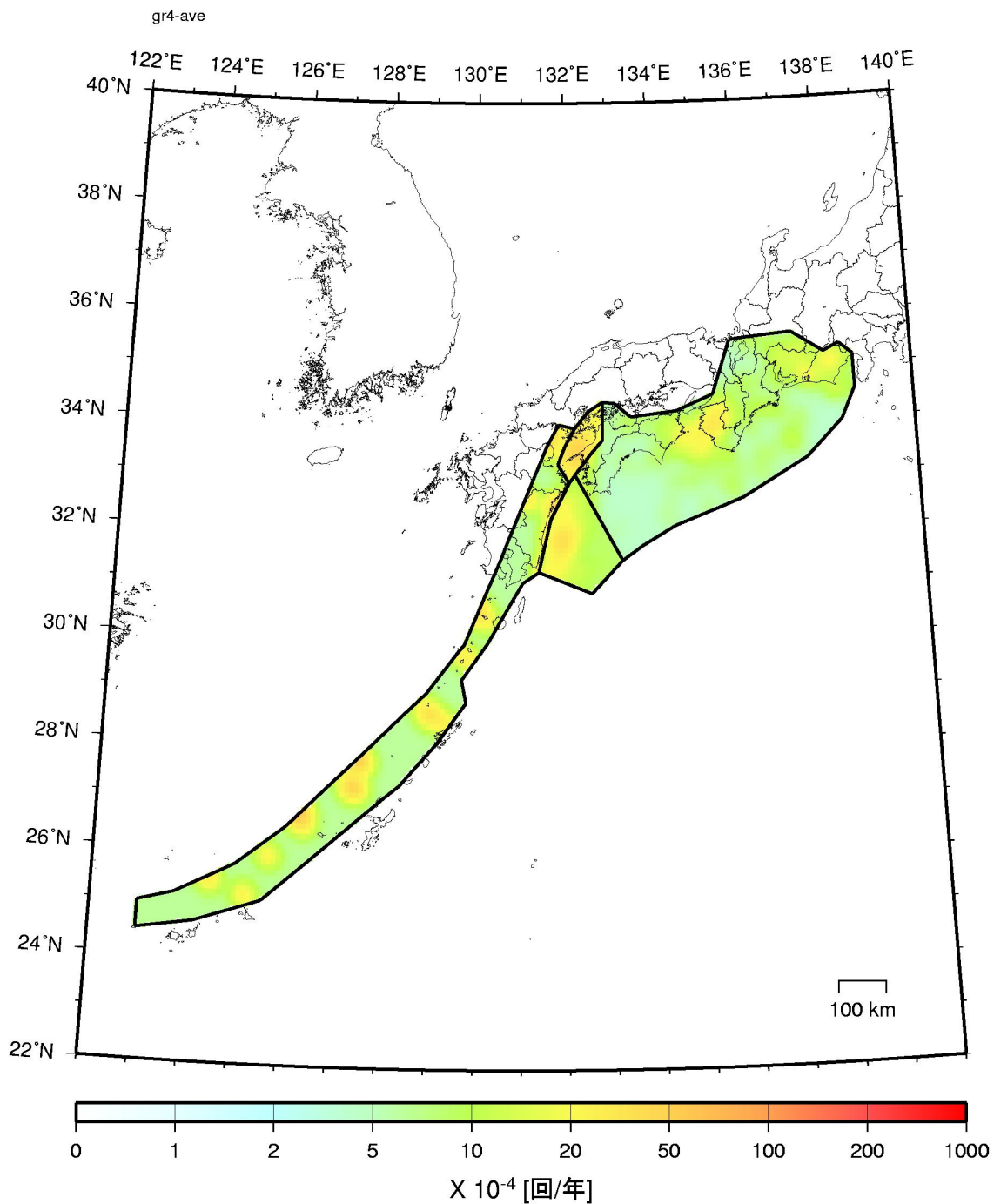


図 2.2.2-17 グループ 4 の地震の発生頻度
(M5.0 以上、0.1 度メッシュあたり)

表 2.2.2-15 領域ごとに設定した最大マグニチュード Mu

番号	Mu	根拠	備考
1 プレート内	7.3	1819.08.02 伊勢・美濃・近江	1855.11.07にも遠州灘でM7.3の地震が発生しているが、これは安政東海地震の余震と考えられる。
2	プレート間	1929.05.22 日向灘 1996.10.19	長期評価ではM7.0以上の地震が別途評価されている。
	プレート内	1769.08.29	長期評価の記載に基づき設定。
3 プレート内	6.6	1968.08.06 愛媛県西方沖	長期評価ではM6.7以上の地震が別途評価されている。
4 プレート内	8.0	1911.06.15 奄美大島近海	震央位置は、Gutenberg-Richter のカタログの位置を採用。

2) 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 (グループ5の地震)

a. 評価の基本方針

(a) 地域区分の有無

地域区分する方法と地域区分しない方法の2種類を併用する。

(b) 地震の発生場所

地域区分する方法を用いる場合には、区分された地域内で一様ランダムとする。地域区分しない方法では、smoothed seismicity の考え方に基づき、微小な領域ごとの地震発生頻度を評価する。

(c) 地域区分

垣見・他(2003)による地震地体構造区分図(以下、新垣見マップ)に基づき、地域区分を設定する。南西諸島については、長期評価で検討されている南西諸島周辺の浅発地震の対象領域と整合するような区分を設定する。

(d) 地震カタログ

宇津カタログのうち1885年から1925年のマグニチュード6.0以上の地震と気象庁カタログのうち1926年以降のマグニチュード5.0以上の地震のデータを組み合わせたもの(中地震)と気象庁カタログのうち1983年以降のマグニチュード3.0以上の地震のデータ(小地震)とを併用する。余震は、昨年度と同じ方法で除去する。震源深さは25km未満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。(図2.2.2-18参照)

(e) 地震規模の確率分布

ゲーテンベルグ・リヒターの式にフィットするようにモデル化する。b値は0.9に固定する。

(f) 深さ

震源断層は、地震発生層(深さ3kmから17kmと想定)の中で一様に分布すると仮定する。

(g) 断層面

グループ5の地震は、鉛直な断層面を想定し、その長さはマグニチュードに応じて松田式で評価する。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。断層面は、深さ3kmから17kmの地震発生層内で一様に分布するものとする。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3kmの点震源とする。

(h) 最大マグニチュード

地域区分された領域それぞれについて、1600年以降に発生した地震のうち主要98活断層帯あるいはグループ1の活断層との対応が明確でない地震の最大規模を採用する。ただし、 M_f 6.5を下限值とする。なお、地図作成において対象とする地震はマグニチュード5.0以上とする。

(i) 地震の発生時系列

ポアソン過程とする。

(j) モーメントマグニチュード M_w への変換

グループ5の地震のモーメントマグニチュード M_w は、武村(1990)に基づき、 M_f から次式で変換する。

$$M_w = 0.78 M_f + 1.08$$

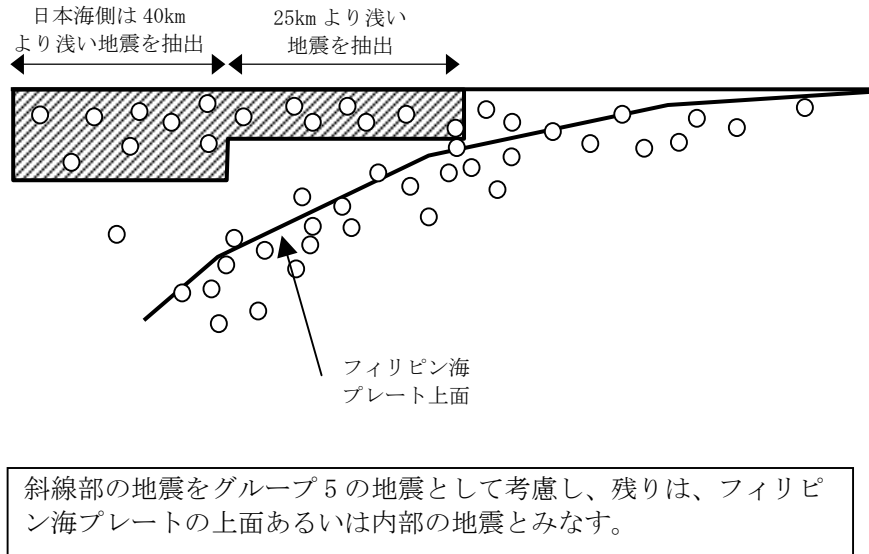


図 2.2.2-18 グループ5の地震（上部地殻内の地震）とフィリピン海プレートのグループ3,4の地震との分離のイメージ図

b. グループ5の地震の地域区分とパラメータ

(a) 地域区分

新垣見マップ（図 2.2.2-19）に基づき区分する。

ただし、房総半島から四国にかけての太平洋岸で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。さらに、九州南部から南西諸島については、南西諸島周辺の浅発地震を対象とした長期評価の方針に整合するような区分とし、グループ5の地震とは切り離す。

設定した区分を図 2.2.2-20 に示す。

(b) 領域内に含まれる地震のデータ

区分した領域に含まれる地震のうち、1885年から1925年の宇津カタログ（マグニチュード 6.0 以上）、1926年から2002年の気象庁カタログ（マグニチュード 5.0 以上）、および1983年以降の気象庁カタログ（マグニチュード 3.0 以上）の震央分布を、それぞれ図 2.2.2-21、図 2.2.2-22、図 2.2.2-23 に示す。

また、中地震カタログ（図 2.2.2-21 と図 2.2.2-22）および小地震カタログ（図 2.2.2-23）に基づく地震の規模別累積発生頻度を、図 2.2.2-24 および図 2.2.2-25 に示す。

(c) 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、1600年以降に発生した地震のうち主要98活断層帯あるいはグループ1の活断層との対応が明確でない地震の最大規模を採用する。領域ごとの最大マグニチュードを表 2.2.2-16 に示す。

(d) 発生頻度の分布

図 2.2.2-26 に、グループ5の地震の発生頻度（0.1度×0.1度の領域で1年間にマグニチュード 5.0 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。

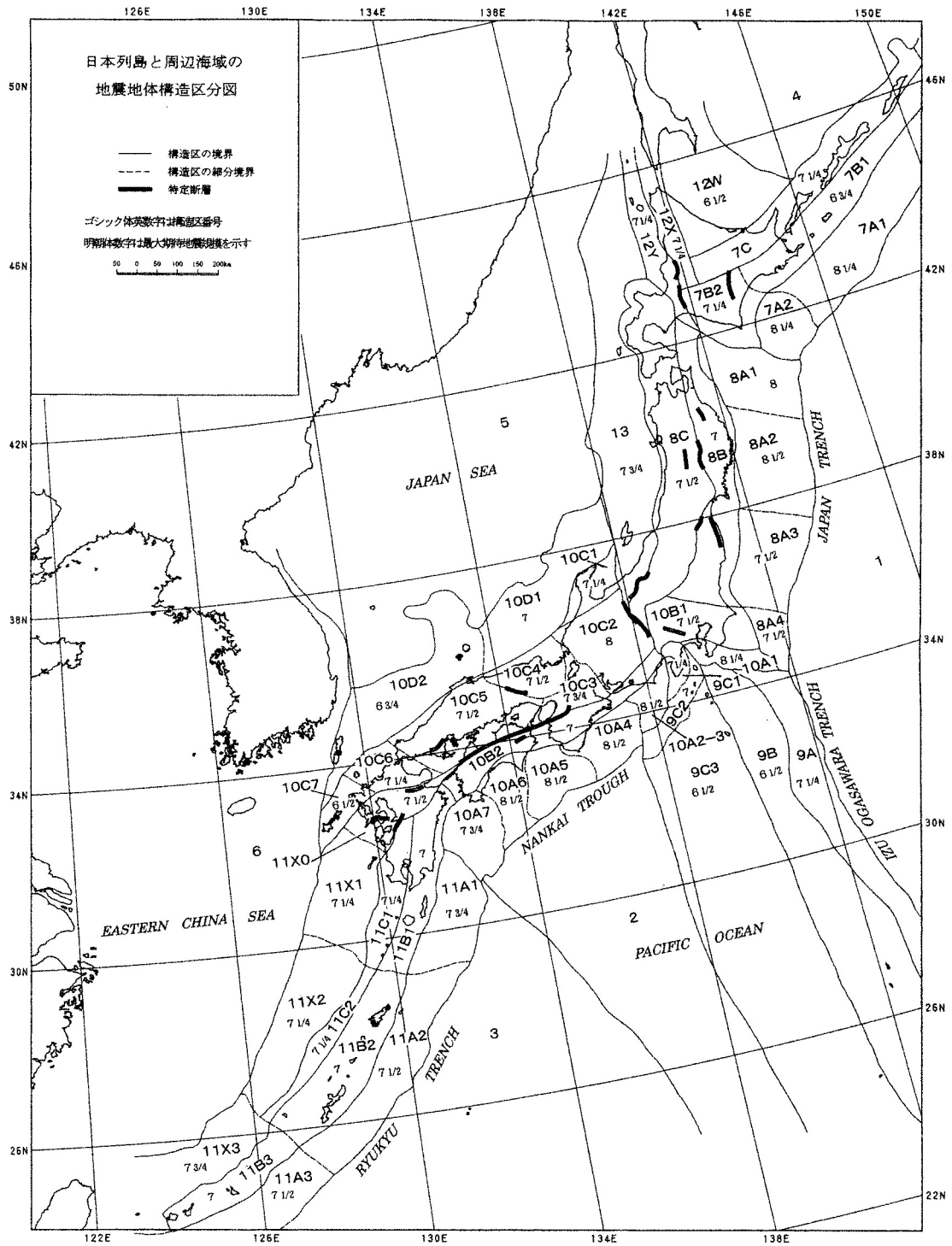


Fig. 1. Seismotectonic province map in and around the Japanese islands. Boldfaced sign is the symbol of province. Roman-type numeral represents the expected maximum earthquake magnitude (M_{max}) assigned to each province. Solid line: boundary between provinces. Broken line: boundary between subprovinces.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

図 2.2.2-19 新垣見マップ (垣見・他, 2003)

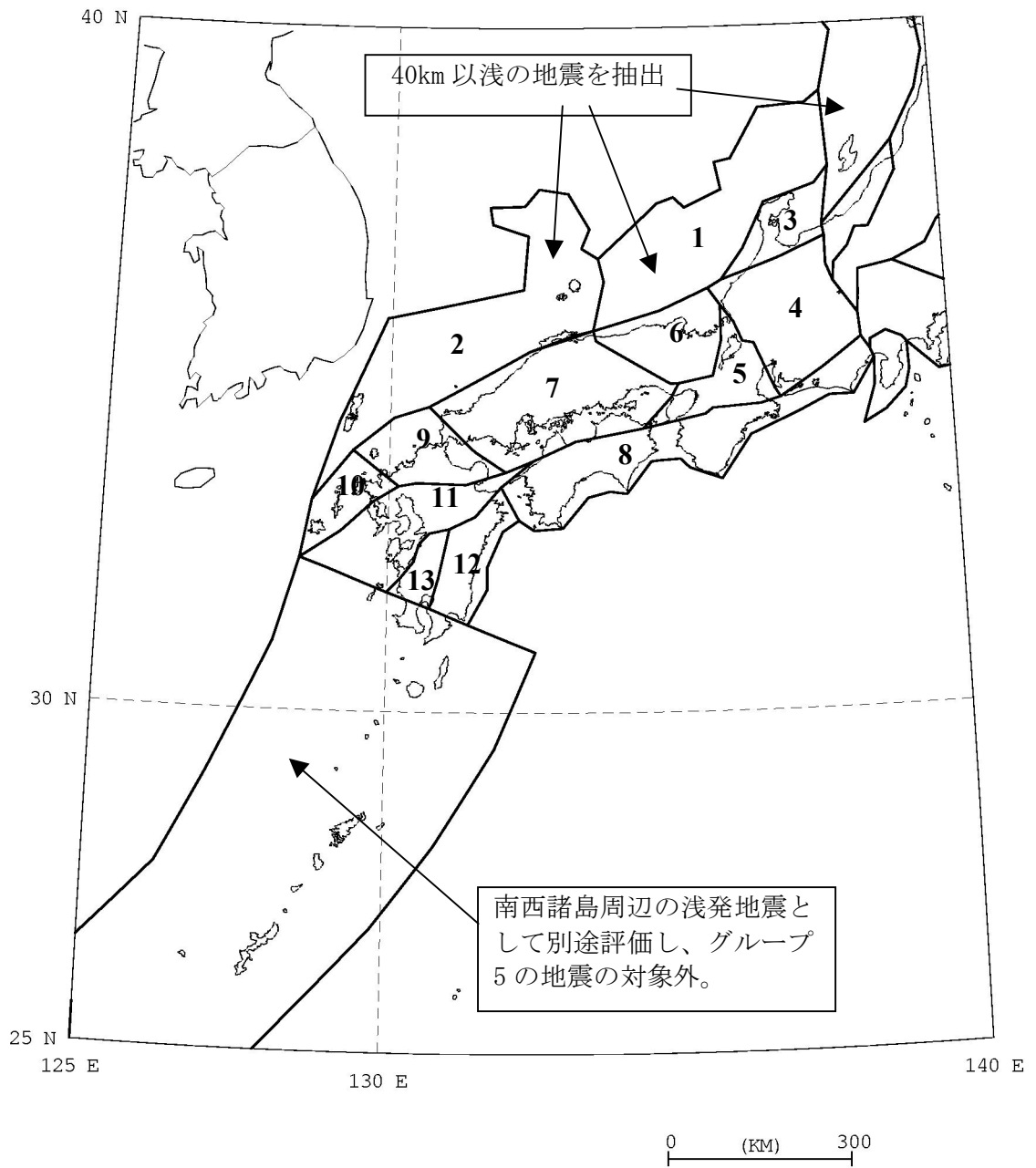


図 2. 2. 2-20 グループ5の地震の地域区分

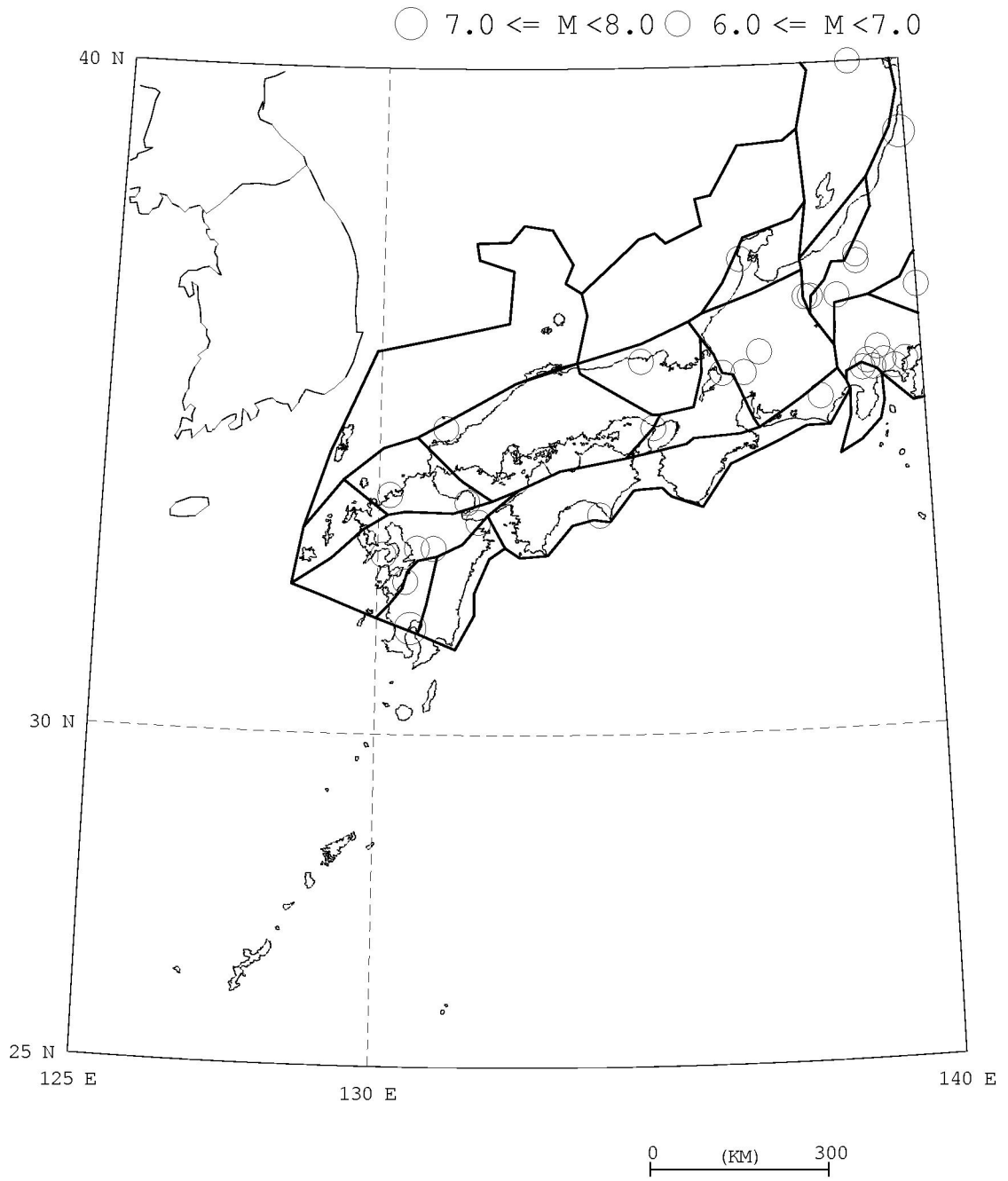


図 2.2.2-21 グループ5の地震に該当する地震の震央分布
(1885年から1925年の宇津カタログ、マグニチュード6.0以上)

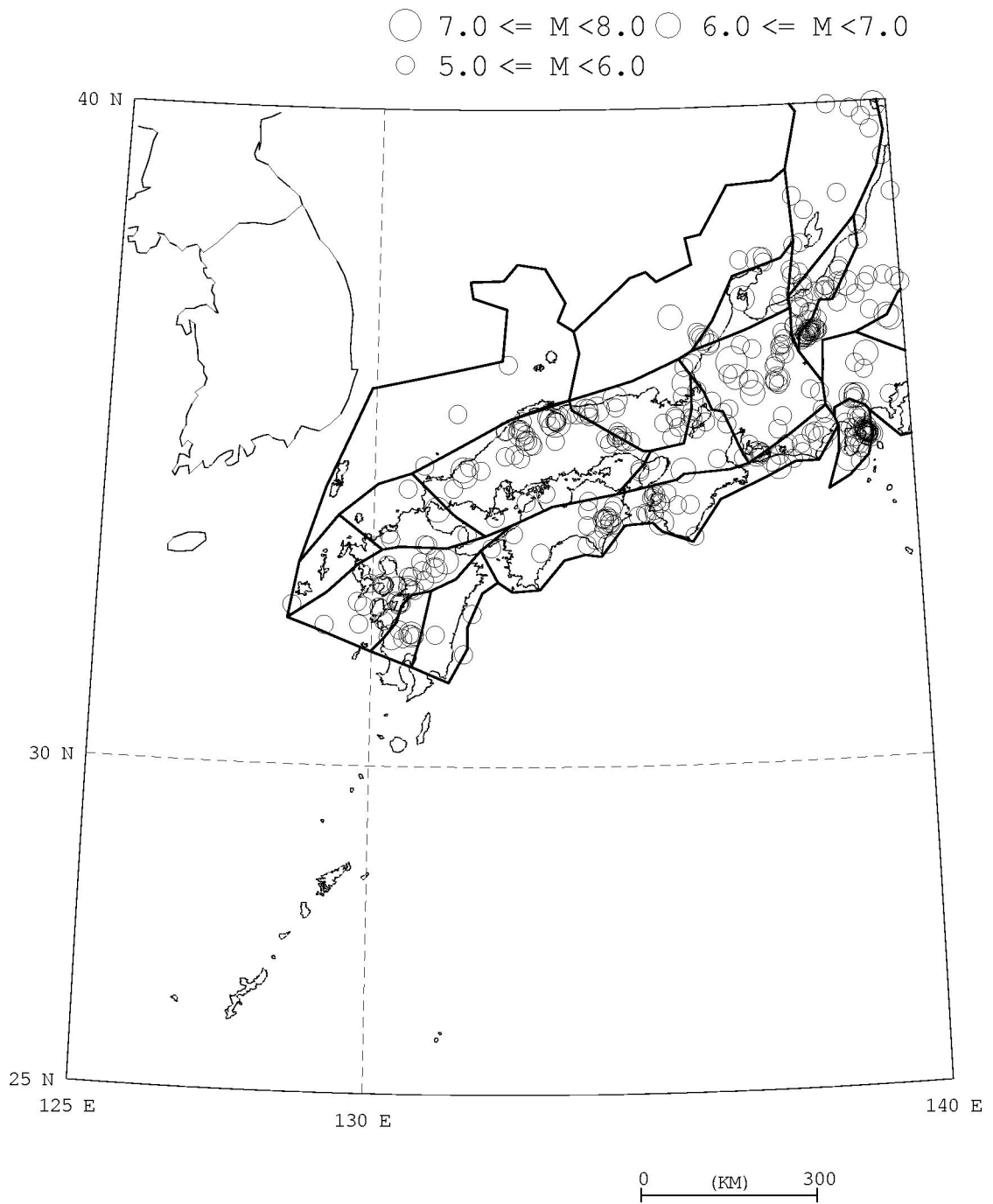


図 2. 2. 2-22 グループ 5 の地震に該当する地震の震央分布
 (1926 年から 2002 年の気象庁カタログ、マグニチュード 5.0 以上)

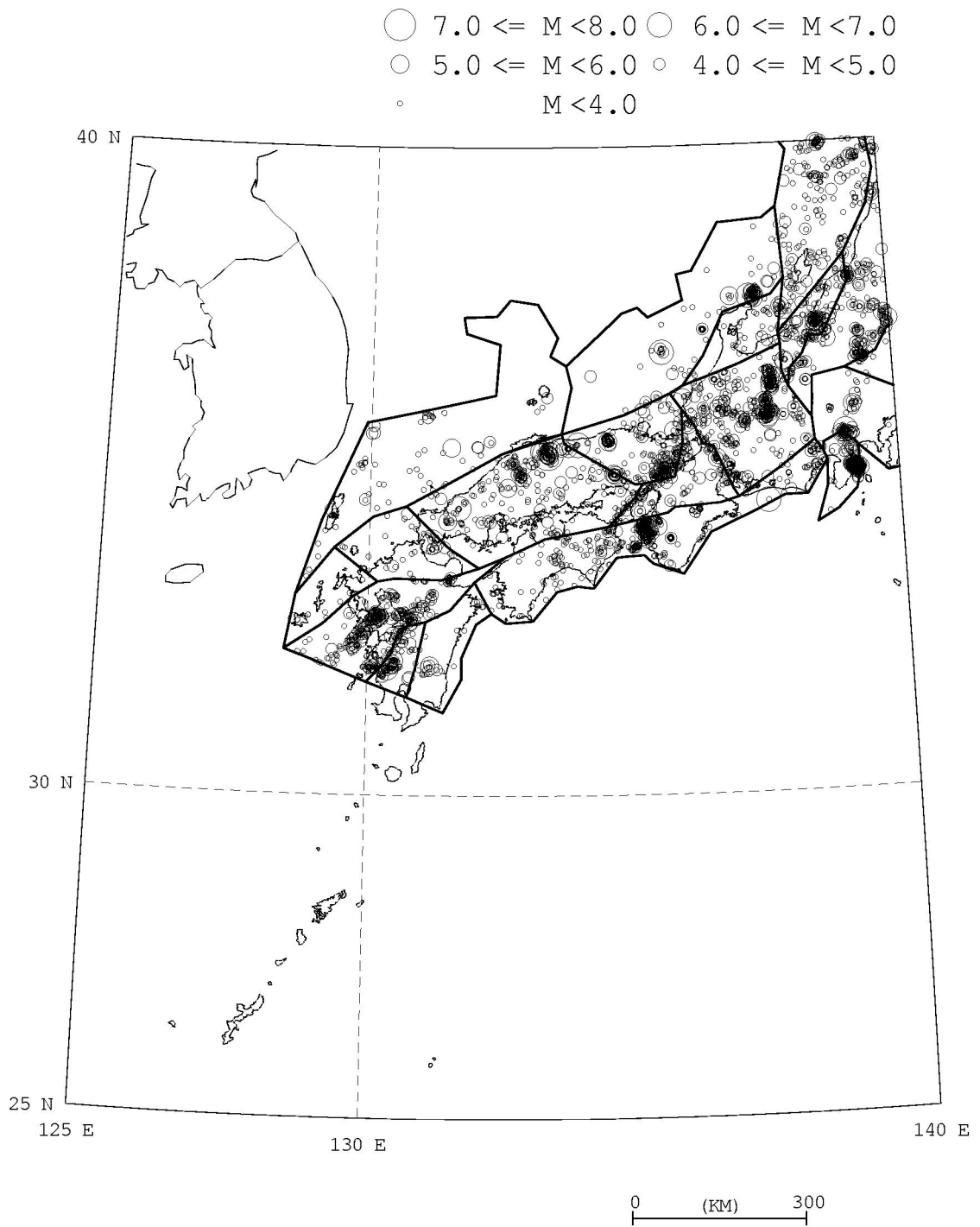


図 2. 2. 2-23 グループ5の地震に該当する地震の震央分布
 (1983年から2002年の気象庁カタログ、マグニチュード3.0以上)

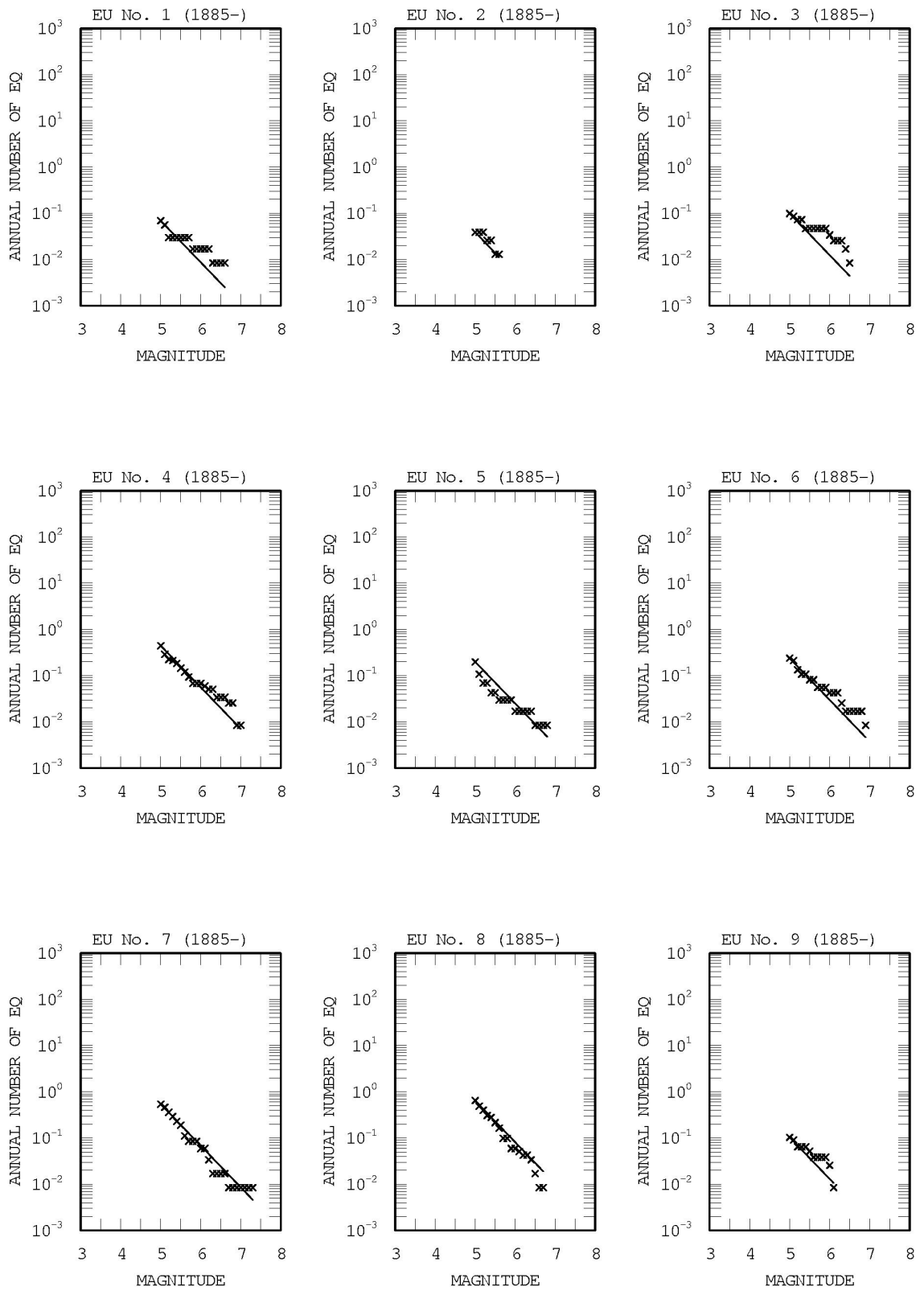


図 2.2.2-24 中地震カタログに基づく領域ごとの規模別累積発生頻度

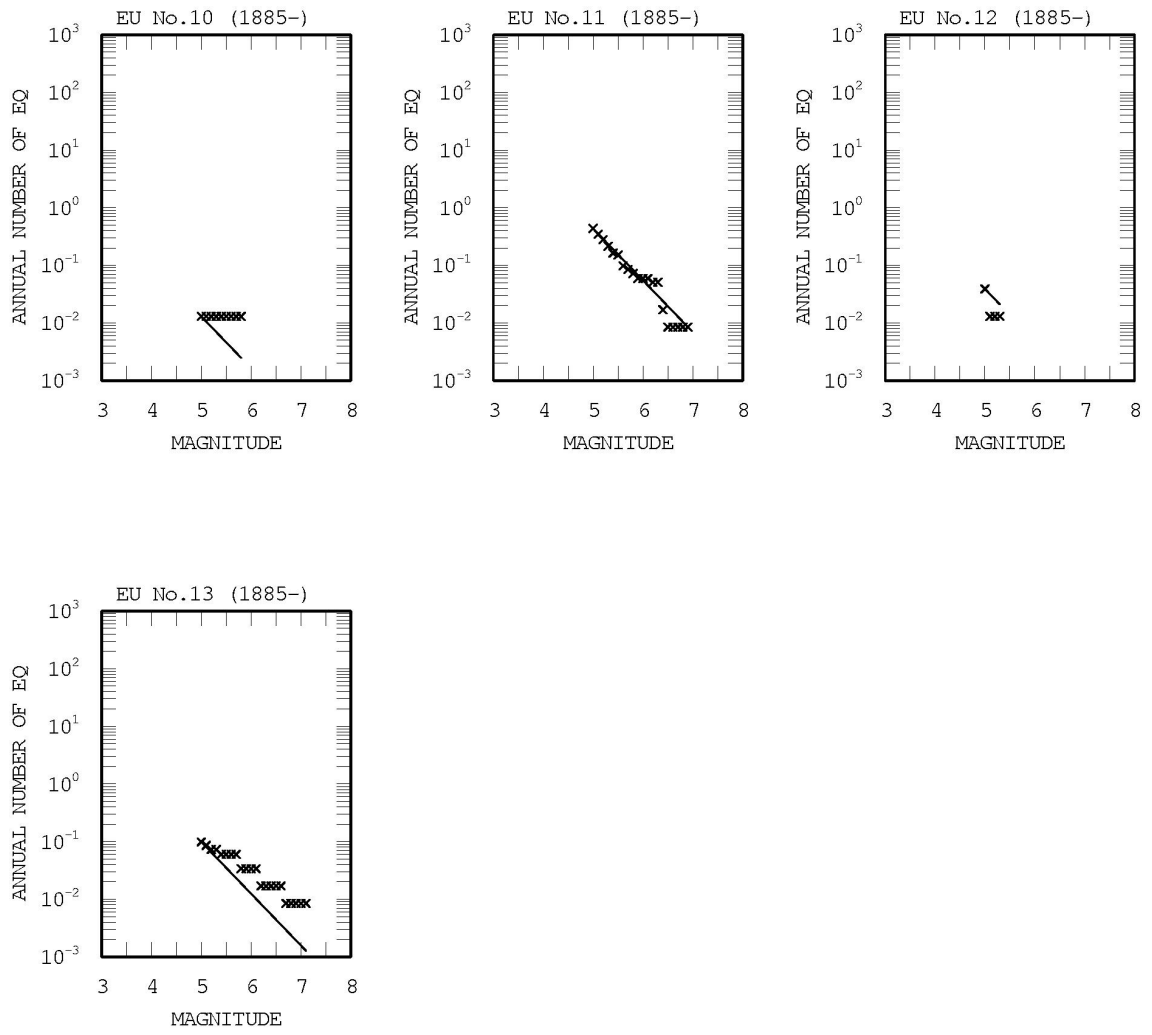


図 2.2.2-24 中地震カタログに基づく領域ごとの規模別累積発生頻度（続き）

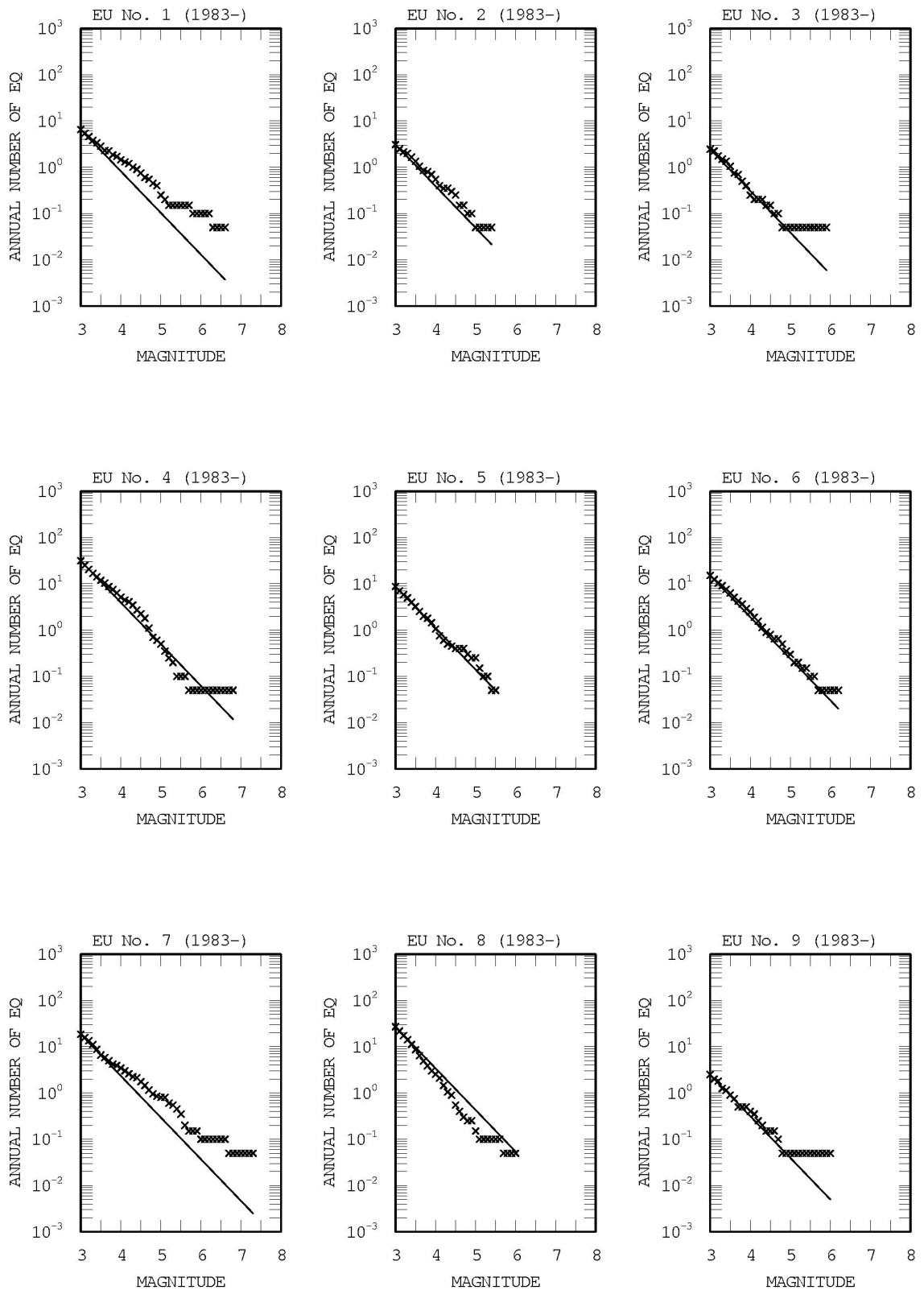


図 2.2.2-25 小地震カタログに基づく領域ごとの規模別累積発生頻度

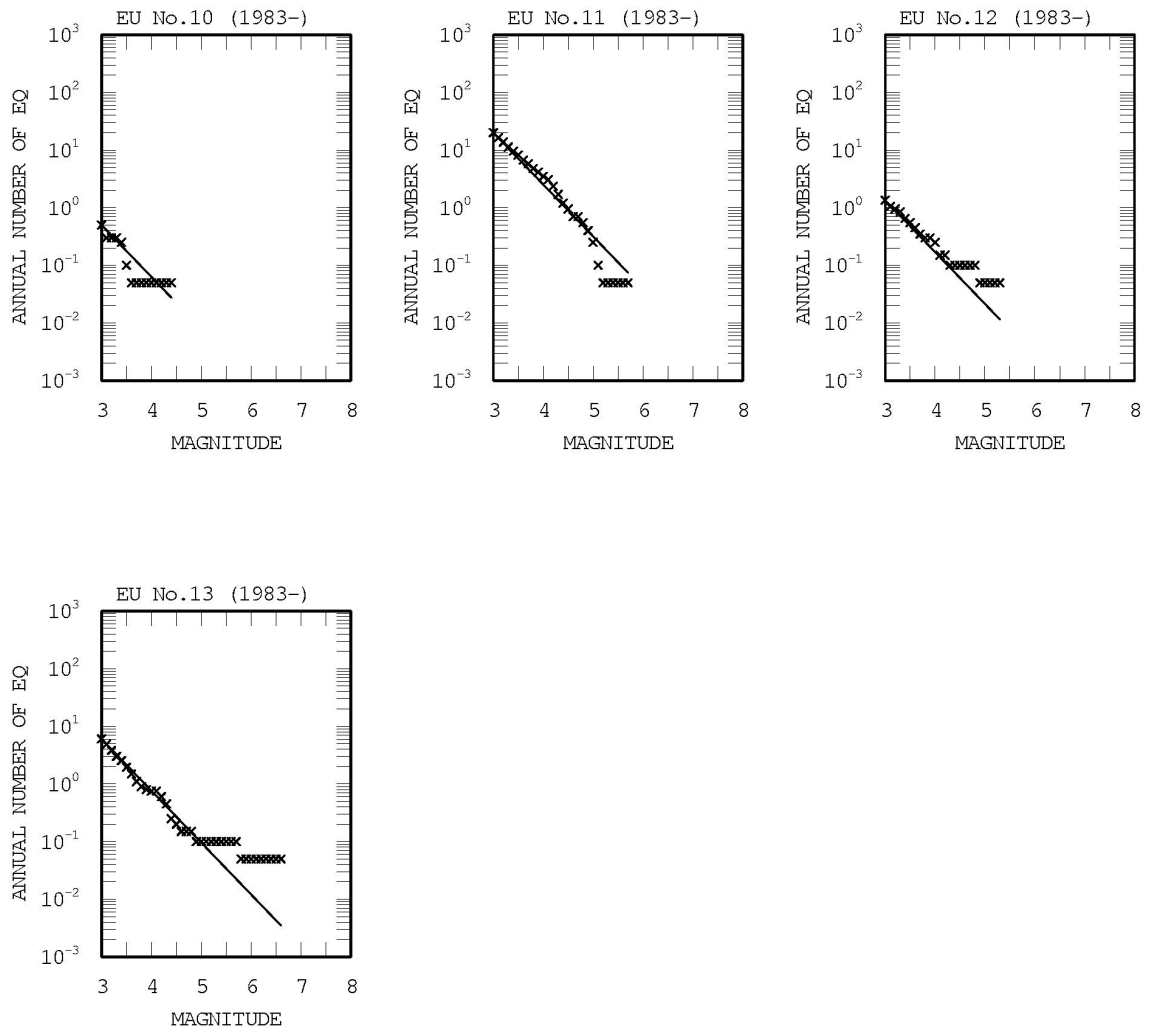


図 2.2.2-25 小地震カタログに基づく領域ごとの規模別累積発生頻度 (続き)

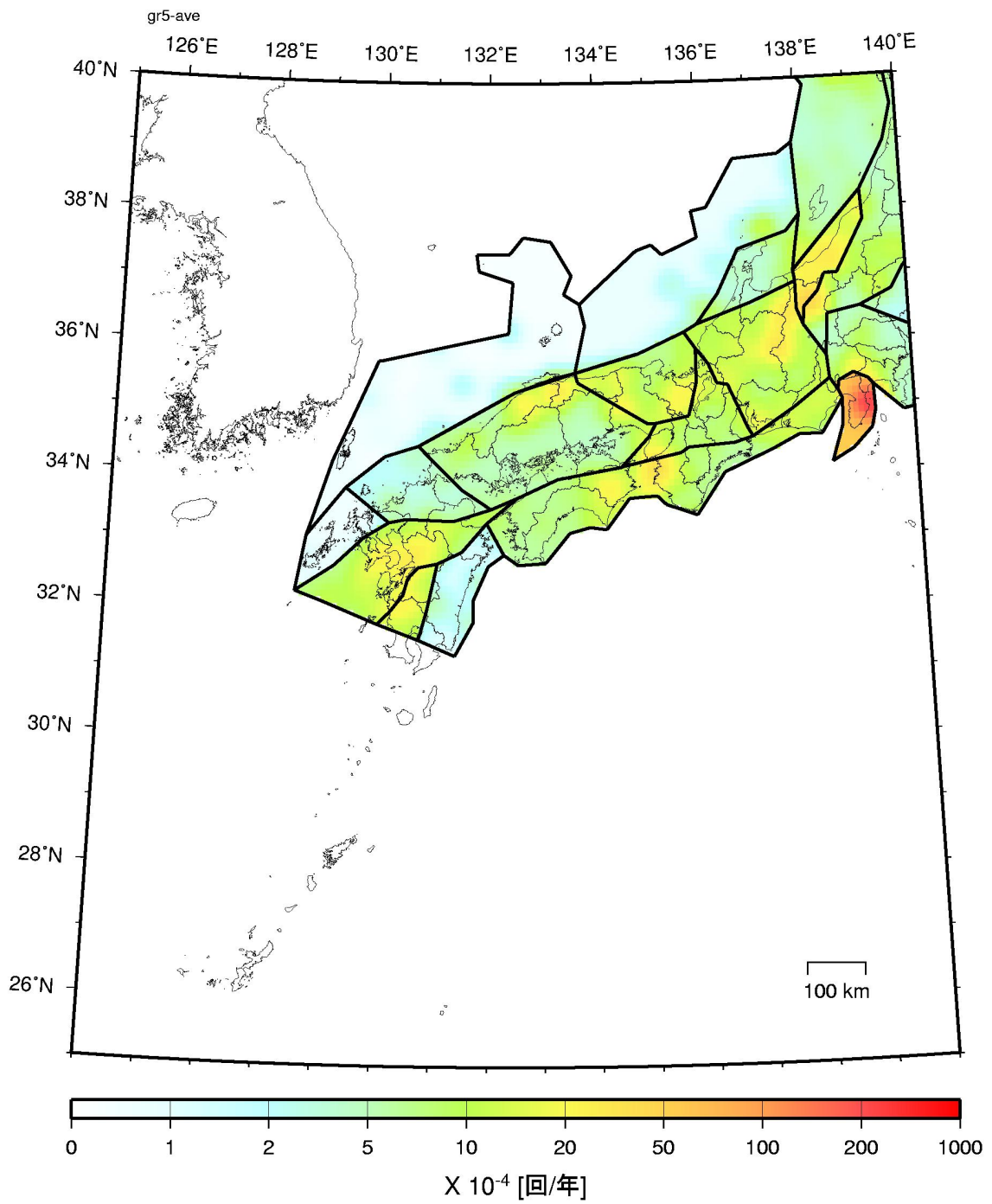


図 2. 2. 2-26 グループ 5 の地震の発生頻度
(M5.0 以上、0.1 度メッシュあたり)

表 2.2.2-16 領域ごとに設定した最大マグニチュード Mu

番号	Mu	根拠	備考
1	6.6	1993.02.07 能登半島沖	
2	7.1	1872.03.14 浜田地震	
3	6.8	1729.08.09 能登・佐渡	
4	7.0	1961.08.19 北美濃地震	1891 濃尾地震 (M8.0)、1858 飛越地震 (M7.1)、1948 福井地震 (M7.1) はいずれも活断層と対応。
5	6.8	1909.08.14 姉川地震	1596 慶長地震 (M7.5)、1662 寛文地震 (M7.5)、1854 伊賀上野地震 (M7.3)、1995 兵庫県南部地震 (M7.3) はいずれも活断層と対応。 1819 年の近江八幡付近の地震 (M7.3) はやや深い地震の可能性が指摘されているため対象外とした。
6	6.9	1963.03.27 越前岬沖	1927 北丹後地震 (M7.3)、1943 鳥取地震 (M7.2) はいずれも活断層と対応。
7	7.3	2000.10.06 鳥取県西部地震	
8	7.0	1789.05.11 阿波	1854 伊予西部 (M7.4) はフィリピン海プレートの地震と考えられるため対象外とした。
9	7.0	1700.04.15 壱岐・対馬	
10	6.5	(Mu の下限値)	
11	6.9	1922.12.08 千々石湾	
12	6.5	(Mu の下限値)	
13	7.1	1914.01.12 桜島	火山性地震の可能性も指摘されているが Mu 設定に考慮。

3) 南西諸島付近の震源を予め特定しにくい地震

a. 評価の基本方針

南西諸島付近の地震については、観測網の制約から震源の精度が必ずしも十分ではなく、過去に発生した地震をタイプ別に分類することが困難なため、「日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価」（地震調査委員会，2004d）においては、「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）」に分けて評価している。震源断層を予め特定しにくい地震についても、上記に整合するようにモデル化する。ただし、やや深発地震については、プレートの内部で発生する地震と考えられるためにグループ 4 の地震として扱っており、ここでは、南西諸島周辺の浅発地震と与那国島周辺の地震のモデル化の基本方針を以下に示す。

(a) 地域区分

地域区分する方法と地域区分しない方法の 2 種類を併用する。

(b) 地震の発生場所

地域区分する方法を用いる場合には、区分された地域内で一様ランダムとする。地域区分しない方法では、smoothed seismicity の考え方にに基づき、微小な領域ごとの地震発生頻度を評価する。

(c) 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」（地震調査委員会，2004d）で設定されている領域に基づいて、地域区分する。

(d) 地震カタログ

対象領域における観測網の制約を勘案し、気象庁カタログのうち 1983 年以降のマグニチュード 5.0 以上の地震のみを用いることとし、他の領域のように中地震と小地震のカタログの併用は行わない。余震は昨年度と同じ方法で除去する。

なお、南西諸島周辺の浅発地震と、九州から南西諸島周辺のやや深発地震の領域は、地表投影面では重複するが、深さ方向の両者の位置関係は図 2.2.2-27 に示すとおりである。この際、やや深発地震の領域の東側（図 2.2.2-27 では右側）では、震源が深く決定される傾向があるため、地震カタログで深さ 60km 以深とされる地震についても、震央位置の情報を優先し、深さ 60km 以浅の地震とみなすこととする。

(e) 地震規模の確率分布

グーテンベルグ・リヒターの式にフィットするようにモデル化する。b 値は 0.9 に固定する。

(f) 深さ

当該地域の長期評価では、南西諸島周辺の浅発地震は深さ 60km 以浅の地震が、また与那国島周辺の地震は深さ 100km 以浅の地震が、それぞれ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、これらの頻度の割合を分離することは困難である。そこで、南西諸島周辺の浅発地震については断層面の中心の深さを 30km、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 にそれぞれ固定する。

(g) 断層面

南西諸島周辺の浅発地震の断層面は、深さ 30km 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 N45E、傾斜角は北西傾斜 45 度とする（最大マグニチュード 7.7 でも地表には突き抜け条件となっている）。

与那国島周辺の地震の断層面は、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。

(h) 最大マグニチュード

地域区分された領域それぞれについて、長期評価での記載に基づき設定する。なお、地図作成において対象とする地震はマグニチュード 5.0 以上とする。

(j) 地震の発生時系列

ポアソン過程とする。

(j) 想定する地震のタイプ

異なるタイプの地震が混在するが、地震動の評価にあたっては、プレート間地震を想定する。

(k) モーメントマグニチュード M_H への変換

モーメントマグニチュード M_H は、 M_J と同じとする。

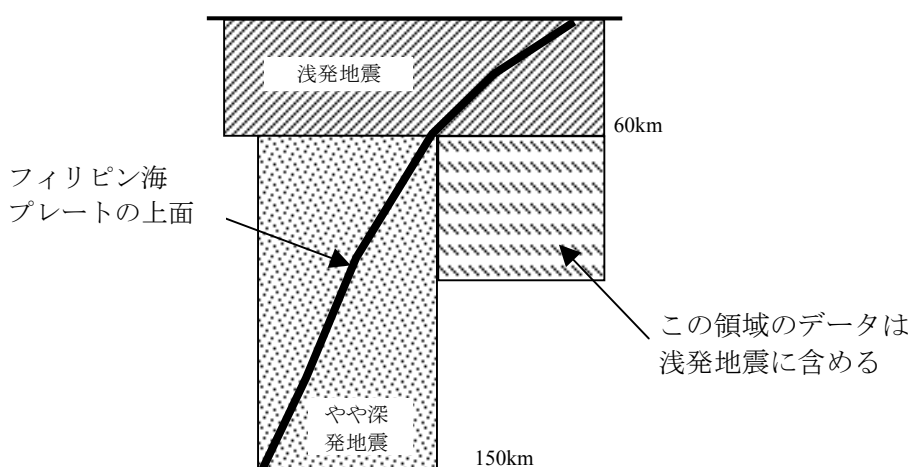


図 2. 2. 2-27 南西諸島付近の浅発地震とやや深発地震の位置関係と、地震の分離のイメージ図

b. 南西諸島付近の地震の地域区分とパラメータ

(a) 地域区分

図 2. 2. 2-28 に示す区分とする。いずれも長期評価で設定された領域に基づき設定する。

(b) 領域内に含まれる地震のデータ

区分した領域に含まれる地震のうち、1983 年以降の気象庁カタログ（マグニチュード 5.0 以上）の震央分布を図 2. 2. 2-29 に示す。

また、このデータに基づく地震の規模別累積発生頻度を図 2. 2. 2-30 に示す。

(c) 最大マグニチュード

南西諸島周辺の浅発地震の領域は、長期評価で過去の地震に関する記述はあるものの、確率の評価がされていないことから、最大級の地震までを震源を予め特定しにくい地震として取り扱うこととし、最大マグニチュードを 7.7 とする。

与那国島周辺の地震のうち、マグニチュード 7.5 以上のものは別途長期評価がされていることから、過去に発生したマグニチュード 7.4 以下の地震の最大マグニチュードとして、7.3 に設定する。領域ごとの最大マグニチュードとその根拠を表 2. 2. 2-17 に示す。

(d) 発生頻度の分布

図 2.2.2-31 に、南西諸島付近の地震の発生頻度（0.1 度×0.1 度の領域で 1 年間にマグニチュード 5.0 以上の地震が発生する頻度）の分布を示す。これは、1983 年以降のマグニチュード 5.0 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。

表 2.2.2-17 領域ごとに設定した最大マグニチュード M_u

番号	M_u	根拠	備考
1	7.7	1938.06.10 宮古島北北西沖	長期評価の記載に基づく。M は宇津による。
2	7.3	2001.12.18 石垣島付近	長期評価では M7.5 以上の地震が評価されている。

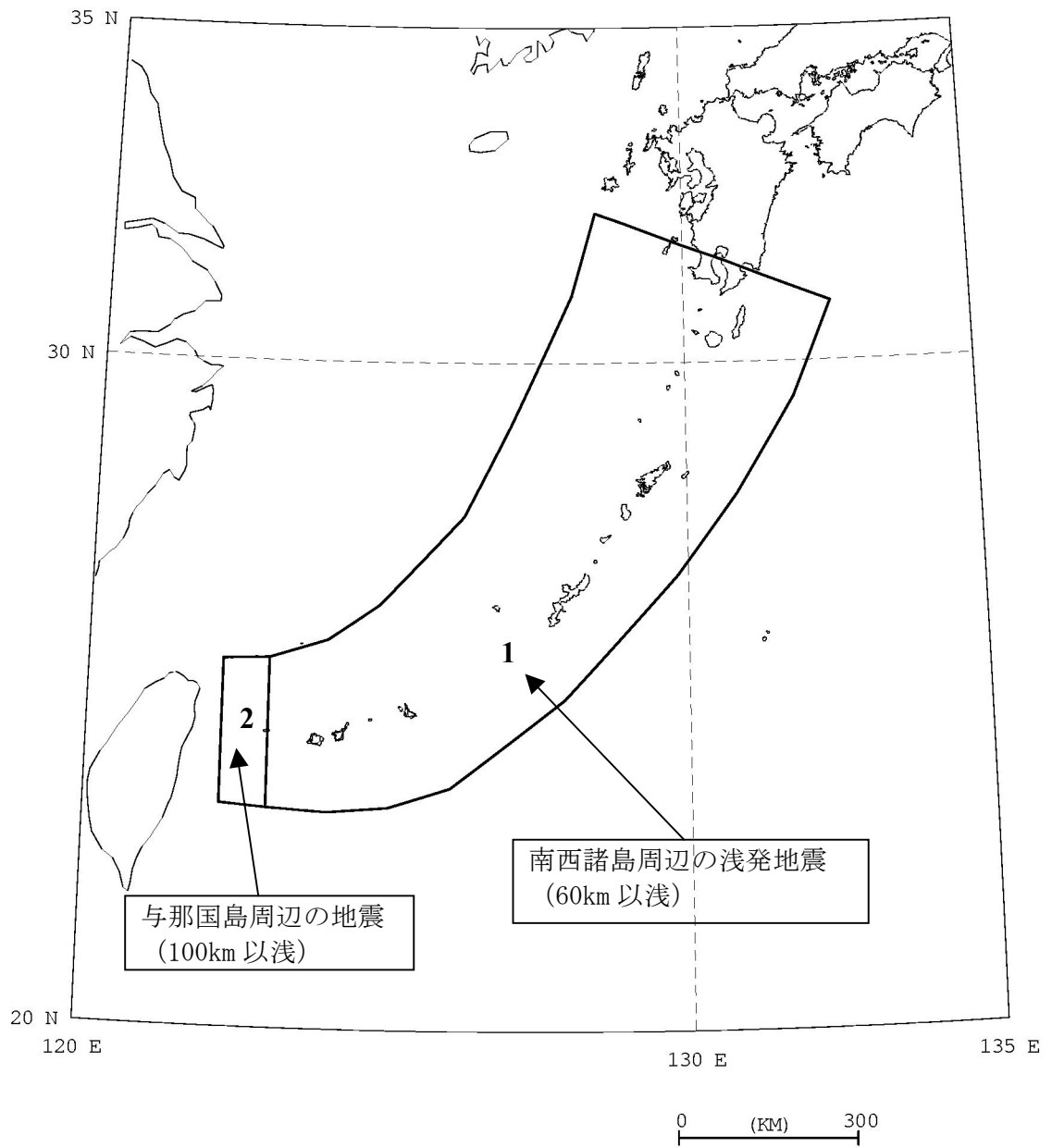


図 2. 2. 2-28 南西諸島付近の地震の地域区分

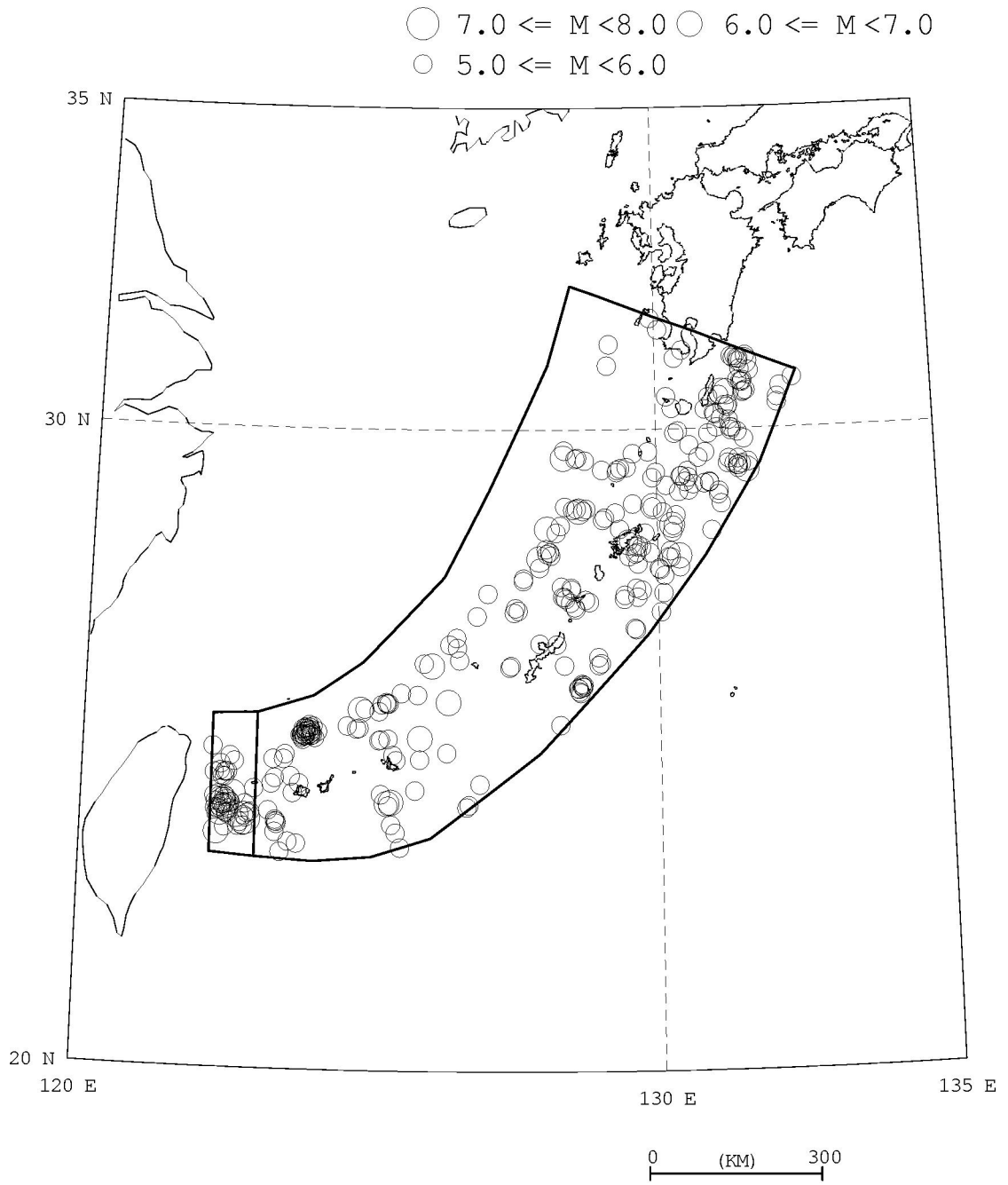


図 2. 2. 2-29 南西諸島付近の地震に該当する地震の震央分布
 (1983 年から 2002 年の気象庁カタログ、マグニチュード 5.0 以上)

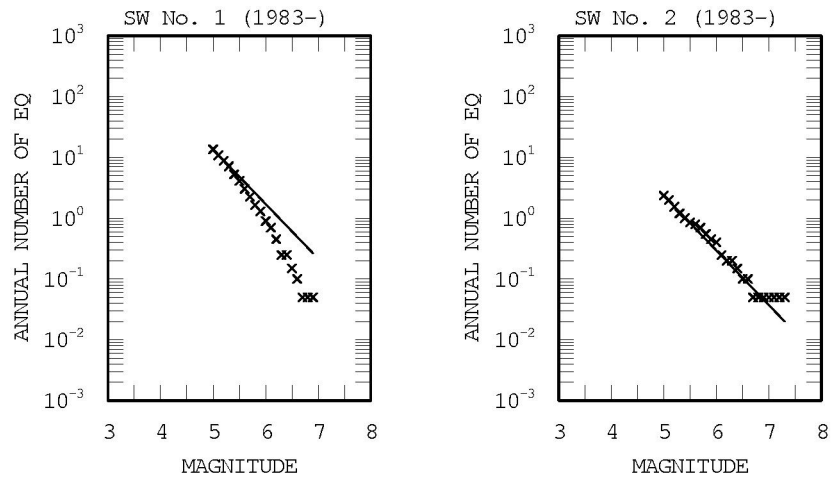


図 2.2.2-30 南西諸島付近の地震の領域ごとの規模別累積発生頻度

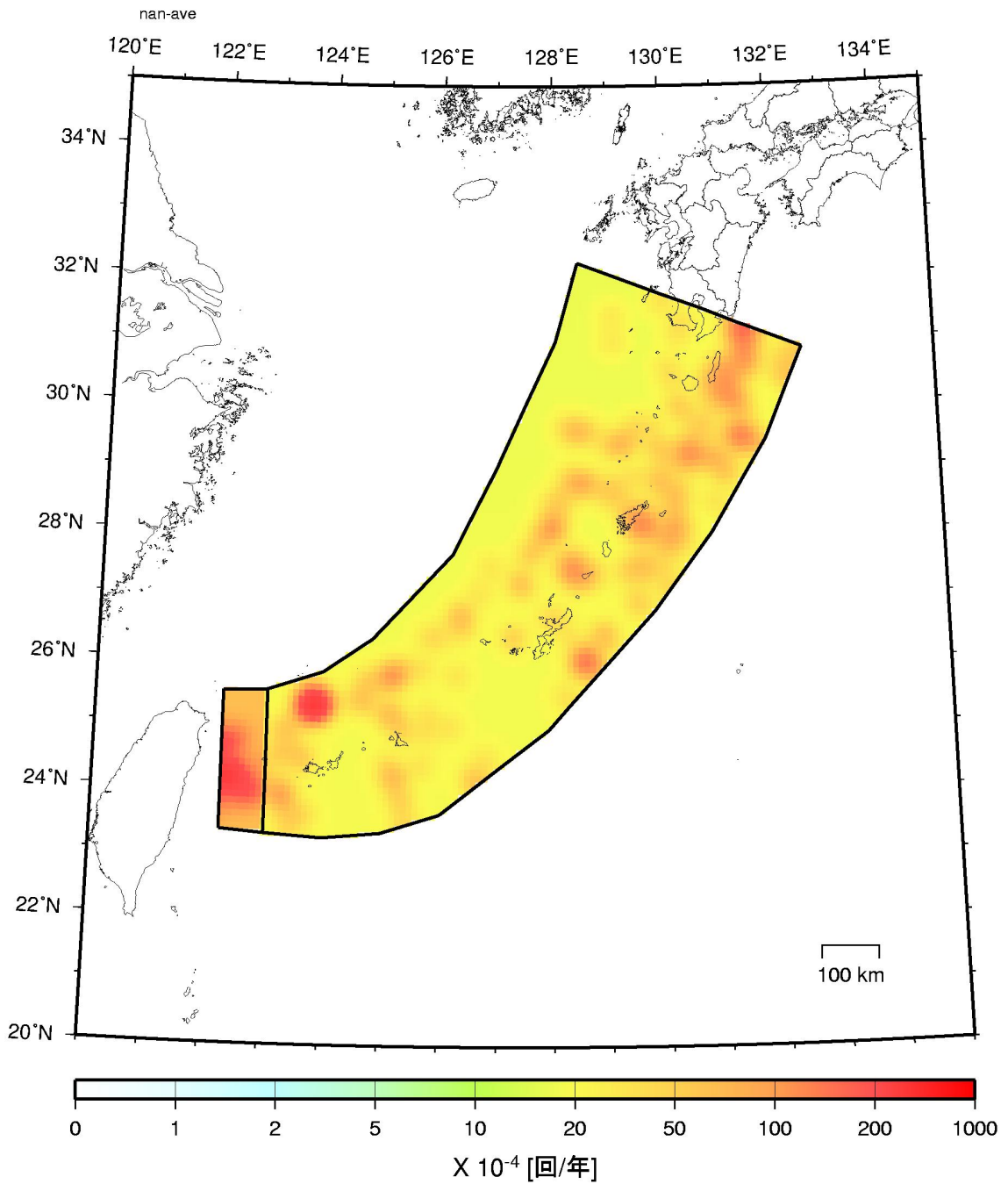


図 2. 2. 2-31 南西諸島付近の地震の発生頻度
(M5.0 以上、0.1 度メッシュあたり)

2. 2. 3 地震動の評価モデル

(1) 工学的基盤における地震動強さの距離減衰式

工学的基盤（S波速度 400m/s 相当層）での最大速度の推定には司・翠川(1999)による距離減衰式を用いる。司・翠川(1999)の式(2.2.3-1)はS波速度 600m/s 層の硬質地盤に対するものであるため、まず(2.2.3-1)式でS波速度 600m/s 層上面での最大速度振幅を求めた後、(2.2.3-2)式によってS波速度 400m/s 相当層での最大速度振幅を算出することとする。

司・翠川(1999)は断層面からの距離の取り方として、断層最短距離と等価震源距離を用いた2つの式を求めているが、ここでは断層最短距離を用いた式を採用する。

$$\log PGV_{b600} = 0.58 M_W + 0.0038 D + d - 1.29 - \log (X + 0.0028 10^{0.50 M_W}) - 0.002 X \quad (2.2.3-1)$$

PGV_{b600} : S波速度 600m/s 相当の硬質地盤上における最大速度 (cm/s)

M_W : モーメントマグニチュード

D : 震源深さ (km)

d : 地震のタイプ別係数

地殻内地震 $d = 0$

プレート間地震 $d = -0.02$

プレート内地震 $d = 0.12$

X : 断層最短距離 (km)

距離減衰式のばらつきは対数標準偏差 0.53（常用対数の標準偏差 0.23）の対数正規分布でモデル化し、分布の裾の打ち切りは行わない。

北日本では太平洋プレートの沈み込みに伴う異常震域を表現するために補正項を導入したが、西日本地域では補正項の導入は行わないこととした。西日本地域でもフィリピン海プレートの沈み込みに伴う異常震域に関する報告はあるものの、定量的な補正を行うに足るだけのデータセットが不足していることによる。

また、(2.2.3-1)式の基準地盤はS波速度 600m/s 相当の硬質地盤なので、基準地盤（S波速度 600m/s 相当層）から工学的基盤（S波速度 400m/s 相当層）上面までの最大速度の増幅率は、松岡・翠川(1994)による表層地盤の速度増幅度算定式

$$\log ARV = 1.83 - 0.66 \log AVS \quad (2.2.3-2)$$

(100 < AVS < 1500)

ARV : 基準地盤上面に対する地表の速度増幅度

AVS : 地表から地下 30m までの推定平均 S 波速度 (m/s)

において、地表から地下 30m までの平均 S 波速度の代わりに $AVS = 400\text{m/s}$ として算定される速度増幅度の比として評価する。その値は 1.31 となるので、(2.2.3-1)式から求められる最大速度 PGV_{b600} に 1.31 を乗じたものを工学的基盤上の最大速度 PGV_{b400} とする。

気象庁マグニチュード M_J からモーメントマグニチュード M_W への変換は、陸域の浅い地震とそれ以外の地震とに分けて行う。陸域の浅い地震は武村(1990)による地震モーメント M_0 と気象庁マグニチュード M_J の関係式 ((2.2.3-3)式) と、地震モーメント M_0 とモーメントマグニチュード M_W の関係式 ((2.2.3-4)式) から導かれた(2.2.3-5)式により変換する。それ以外の地震は、気象庁マグニチュード M_J とモーメントマグニチュード M_W は等しい ($M_W = M_J$) とする。ただし、震源断層を特定した地震動予測地図の作成対象となっているものについては、そこで設定されているモーメントマグニチュード M_W の値を優先して用いることとする。

$$\log M_0 = 1.17 M_J + 10.72 \quad (2.2.3-3)$$

$$\log M_0 = 1.5 M_W + 9.1 \quad (2.2.3-4)$$

$$M_W = 0.78 M_J + 1.08 \quad (2.2.3-5)$$

M_0	:	地震モーメント(N・m)
M_J	:	気象庁マグニチュード
M_W	:	モーメントマグニチュード

(2) 地表における最大速度の評価

地表面における最大速度 PGV_S は、工学的基盤での最大速度 PGV_{b400} に対して(2.2.3-2)式で別途算定される工学的基盤から地表までの増幅率を乗じることにより得られる。西日本地域における工学的基盤に対する地表の増幅率の分布は主文図 2 に示したとおりである。増幅率の評価法方法については(4)で後述する。

(3) 地表における計測震度の評価

地表面における計測震度は、翠川・他(1999)が示している最大速度と計測震度との関係式

$$I_{INSTR} = 2.68 + 1.72 \log PGV_S \quad (4 \leq I \leq 7) \quad (2.2.3-6)$$

I_{INSTR}	:	計測震度
PGV_S	:	地表面における最大速度(cm/s)

を用いて計算する。上記の最大速度と計算震度との関係式における最大速度は水平動 2 成分を合成した最大速度である。一方、司・翠川(1999)の距離減衰式から求められる最大速度は水平動 2 成分のうち大きい方の値である。

(4) 工学的基盤に対する地表の増幅率の評価

1) 基本的な考え方

地震動評価における表層地盤の増幅率評価については、簡易的に地盤の増幅率を全国同水準に求めることを前提に考える。松岡・翠川(1994)は、地盤情報を含むデータが日本全国 1km メッシュでデータベース化されている国土数値情報を用いる方法を提案した。国土数値情報に含まれる地形学的情報にもとづき地表から地下 30m までの深さの平均 S 波速度を推定し、それと最大速度の増幅率との関係から、地盤増幅率の推定を行うものである。松岡・翠川(1994)は関東地方のデータに基づいて推定を行ったが、その後、藤本・翠川(2003)は地形分類を見直し、全国のデータに基づいて東北日本・中央日本・西南日本に分類して地域性を考慮した地盤の平均 S 波速度推定法を提案した。ここでは藤本・翠川(2003)の方法に基づいて表層地盤の増幅率を評価することとする。なお、ここでは表層地盤の非線形応答については考慮しておらず、増幅率は線形を仮定している。

2) 増幅率評価に用いる国土数値情報及び地質図

地盤を一律に細かく評価した資料として、国土数値情報(国土交通省国土地理院)や 100 万分の 1 地質図(独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター)などがある。前者については微地形分類、海岸線、主要河川、標高のデータ、後者については表層地質分布から地質年代のデータを使用する事ができる。このうち、地形分類のデータは、全国を約 1km のメッシュに分けて、メッシュごとに評価されている。しかし、これは県を単位とした分析であり、県によって評価の精度が違ったり、表現が異なったりしており、全国的には統一的でない部分もある。また、これらのデータは主に昭和 40 年代に作成されたためにその後に埋め立てられたり、造成されたりした地域のデータは含まれていない。

表 2.2.3-1 に、国土数値情報による地形分類及び表層地質分類と藤本・翠川(2003)による微地形区分との関係を示す。ここでは、この対応関係にもとづいて微地形分類を行うこととした。国土数値情報のメッシュにおける地形・地質、昭和 40 年代以降の土地改変については可能な限りチェックを行ってデータセットを作成した。

表 2.2.3-1 国土数値情報による地形分類及び表層地質分類と
藤本・翠川(2003)による微地形区分との関係

国土数値情報による地形分類および表層地質分類

地盤の増幅度の計算に用いる微地形区分
藤本・翠川(2003)

コード ¹⁾	地形分類	微地形区分
副6	埋立地	埋立地
副7	干拓地	人工改変地
副5	人工改変地	デルタ・後背湿地 $D \leq 0.5\text{km}$ ²⁾
主21	三角州性低地	デルタ・後背湿地 $D > 0.5\text{km}$ ²⁾
主22	砂州・自然堤防	自然堤防
主23	被覆砂丘	谷底平野
区12、主16 (砂丘砂の)砂礫台地		砂州・砂丘
主19	扇状地性低地	扇状地
主14	ローム台地	ローム台地
主16 (砂丘砂以外の)砂礫台地		砂礫台地
主9~11	丘陵地	丘陵地
時代5,6	沖積・洪積	第四紀火山
時代4	新第三紀	新第三紀
時代3	古第三紀	古第三紀以前 ※新たに追加された区分
時代2	中生代	
時代1	古生代	

1) 主および副は、国土数値情報の地形分類における主分類および副分類。区および時代は、国土数値情報の表層地質分類における岩石区分および時代区分

2) Dは主要河川からの距離(km)

3) 表層地盤の増幅率評価

表層地盤の増幅率の前項で示した地震動評価のための微地形区分ごとに平均 S 波速度を設定し、その平均 S 波速度から増幅度を算定する方式を採用する。そこでまず、藤本・翠川(2003)によって示された(2.2.3-7)式の関係を用いて、東北日本、中央日本、西南日本それぞれの地域における微地形区分ごとの平均 S 波速度を算定する。表 2.2.3-2 に地形分類毎の平均 S 波速度の関係を示す。

$$\log AVS = a + b \log H + c \log D \pm \sigma \quad (2.2.3-8)$$

- AVS : 地表から地下 30m までの推定平均 S 波速度 (m/s)
 a, b, c : 係数 (表 2.2.3-2)
 σ : 標準偏差 (表 2.2.3-2)
 H : 標高 (m)
 D : 主要河川からの距離 (km)

表 2.2.3-2 式 2.2.3-7 における微地形区分毎の係数

地形分類	地域	回帰係数			データ数	σ
		a	b	c		
山地 (古第三紀以前)	E	2.74	0	0	33	0.18
	C				17	
	W				131	
山地 (新第三紀)	E	2.66	0	0	53	0.15
	C				20	
	W				39	
第四紀火山	E	2.36	0.11	0	27	0.16
	C				30	
	W				47	
丘陵地	E	2.60	0	0	22	0.19
	C	2.48	0	0	36	0.12
	W	2.60	0	0	11	0.21
砂礫台地	E	2.57	0	0	55	0.14
	C	2.32	0.12	0	49	0.13
	W				53	
W	53					
ローム台地	E	2.47	0	0	34	0.12
	C	2.10	0.21	0	129	0.13
	W	(2.10)	(0.21)	(0)	1	-
扇状地	E	2.18	0.17	0	58	0.15
	C	2.04	0.23	0	40	0.12
	W	2.31	0.14	0	69	0.11
砂州・砂丘	E	2.34	0	0	6	0.15
	C				16	
	W				(2.34)	
谷底平野	E	2.50	0	0	20	0.13
	C	2.06	0.22	0	71	0.13
	W	2.25	0.18	0	23	0.12
自然堤防	E	2.37	0	0	10	0.14
	C	2.13	0.17	0	42	0.16
	W	2.29	0.13	0	24	0.07
デルタ・ 後背湿地	E	2.31	0	0	24	0.18
	W	2.35	0	0	67	0.13
	(D > 0.5km)	C	2.28	0	0.30	103
(D ≤ 0.5km)	C	2.19	0	0	73	0.15
人工改変地	E	(2.10)	(0.20)	(0)	4	-
	C	2.10	0.20	0	43	0.11
	W	2.50	0	0	14	0.23
埋立地・干拓地	E	(2.21)	(0.08)	(0)	0	-
	C	2.21	0.08	0	207	0.14
	W	2.31	0.08	0	81	0.14

表中の地域はE：東北日本、C：中央日本、W：西南日本、a, b, cは(2)式の回帰係数、 σ は標準偏差。・・・藤本・翠川(2003)による

また、それぞれの微地形区分における標高のデータに係わる係数 b と主要河川までの最短距離に係わる係数 c は、実測値データを元に決定した関数によるものであることから、表 2.2.3-3 及び表 2.2.3-4 に示す有効な範囲を設定した。

表 2.2.3-3 係数 b の標高の範囲

微地形区分	標高 (m)	
	下限	上限
埋立地・干拓	0.1	100
人工改変地	10.0	200
自然堤防	1.0	200
谷底平野	3.0	800
扇状地	2.0	700
ローム台地	7.0	500
砂礫台地	2.0	1000
第四紀火山	4.0	1000

表 2.2.3-4 係数 c の主要河川からの最短距離の範囲

微地形区分	主要河川からの距離 (km)	
	下限	上限
デルタ・後背湿地 ($D > 0.5$)	0.5	10.0

表層地盤の速度増幅度は、前述の (2.2.3-2) 式を用いて算定する。表 2.2.3-2 の係数は S 波速度 600m/s の硬質地盤を基準としているため、ここで基準とする S 波速度 400m/s の工学的基盤に対する増幅率に換算するために、上記係数で求めた速度増幅度を 2.2.3(1) 節で述べた S 波速度 600m/s 層に対する 400m/s 層の増幅率 1.31 で割った値を用いる。なお、ここでは表層地盤の増幅は線形として評価しており、強震動時における表層地盤の非線形性は考慮していない。

2. 2. 4 地震動の揺れの指標

確率論的地震動予測地図の試作版では計測震度から算定した震度階を地図上に示したが、2.2.3(1) 節に説明したように、この計測震度は最大速度の距離減衰式から変換された値であり、地図上に示す指標として最大速度をそのまま用いることができる。この指標は、主に地震学・地震工学の分野で地震動の揺れを計測し、計算する場合に用いられる。今後、地図を公開する場合において表示を検討すべき指標の1つである。

その他の指標としては最大加速度や応答スペクトルがある。最大加速度は、耐震設計で地震荷重を与える場合や、設計用入力地震動の最大振幅を与える場合等に用いるための指標となる。ただし、強震動時には表層地盤の非線形応答により地表面の最大加速度は振幅レベルが大きく変化する。そこで、そのような非線形性の影響が小さい工学的基盤における最大加速度を指標とすることが考えられる。また、工学的基盤上の応答スペクトルは、地震動の揺れの周期特性を表し、耐震設計の地震荷重として直接的に利用されることが想定されることから、重要な指標の 1 つである。これらの指標についても今後表示を検討する必要がある。

2. 3 確率論的地震動予測地図におけるパラメータの不確定性の影響について

確率論的地震動予測地図の作成に用いている種々のパラメータは、専門家の審議を経て、現時点の知見に照らして最もあり得ると考えられるものを採用している。しかしながら、現実には、知識やデータの不足から、パラメータに大きな幅が存在するものも含まれており、それらが予測地図の作成結果に及ぼす影響について検討することは重要である。本節では、その代表的なものとして、活断層の地震発生確率と距離減衰式のばらつきを取り上げ、パラメータの不確定性の影響を検討する。

2. 3. 1 主要 98 活断層帯の地震発生確率に幅がある場合の代表値の採り方

主要 98 活断層帯の長期評価において、平均活動間隔と最新活動時期の評価に幅があつて地震の発生確率に幅があるとき、ここで作成する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幅の代表値として、それぞれ中央値をとって発生確率を算定している（平均ケース）。この代表値を選ぶにあたっては、過去 200 年間の主要 98 活断層に発生したと考えられる地震の発生数との整合性も考慮している。一方、強震動評価では、主要 98 活断層帯のうち発生確率が高いものについて詳細な強震動評価を行っているが、発生確率に幅がある場合にはその最大値によって強震動評価の対象とするかどうかの判断をしている。例えば布田川・日奈久断層帯（中部、ケース 1）は平均活動間隔が約 3500 年～約 11000 年、最新活動時期が約 7500 年前～2200 年前で 30 年発生確率はほぼ 0%～6%と評価されている。これにもとづき地震調査委員会(2003j)はこの断層帯に発生する地震を想定した強震動評価を実施した。確率論的地震動予測地図においては平均活動間隔の中央値 7250 年、最新活動時期の中央値 3500 年前として 30 年発生確率を 0.33%と評価し、これにもとづいて地震ハザードカーブを算出している（表 2.2.2-2 参照）。

本節では、平均ケースと、確率の幅のうち最大値をとった場合（最大ケース）との比較を行う。参考として、主文図 6 の主要 98 活断層帯の固有地震に対する確率論的地震動予測地図について、最大ケースの確率論的地震動予測地図を示し、平均ケースと最大ケースの地図の比較をする。

図 2.3.1-1 と図 2.3.1-2 はそれぞれ今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率、今後 30 年以内に 3%の確率で一定の震度以上になる領域の図である。図の平均ケースは主文図 6 の再掲である。図 2.3.1-1 では、平均ケースに比べて最大ケースでは震度 6 弱以上になる確率が近畿地方で高くなっているほか、熊本県西部の布田川・日奈久断層帯でも 3%以上の高い領域が見える。また、四国北部では中央構造線断層帯の影響も見られる。同様に、図 2.3.1-2 では、最大ケースにおいて近畿、中国、四国、九州のほぼ全域でやや高い震度となっており、特に近畿地方では震度 6 弱以上の領域が広がっており震度 6 強以上の地域も見られるほか、熊本県西部の布田川・日奈久断層帯でも同様に震度 6 弱以上及び震度 6 強以上の地域が見られる。このような違いは、発生確率が高いと評価された活断層のうち最大ケースと平均ケースとで発生確率に差が大きなものによってもたらされている。

上記のように、地震発生確率に大きな幅がある場合、地震動予測の評価結果に幅が生じることになる。しかしながら、確率の幅が大きい活断層についての有用な知見が将来得られることによって活動間隔や最新活動時期の幅を狭めることができれば、ここでとり上げた不確定性は小さくなり、地震動予測地図の精度が向上する。したがって、特に確率の幅が大きい活断層については、さらに詳細な調査を行ってその幅を狭める努力を続けることが重要である。

2. 3. 2 地震動強さの距離減衰式のばらつき

確率論的な地震ハザードの解析において、超過確率の小さな地震動の強さは、解析に用いる距離減衰式のばらつきの大きさに支配される。距離減衰式のばらつきは対数正規分布で評価されており、超過確率が小さい場合にはその分布の裾で地震動強さが評価されるため、ばらつきの大きさは地震動の予測結果に大きく影響する。特に、海溝型地震のように発生確率が高くマグニチュードが大きい地震では強い地震動が予測されることから、ばらつきに関する検討は重要である。本節では、ま

ず、確率論的地震動予測地図における地震発生確率と地震動強さの関係について解説する。その上で、次に、地震動強さのばらつきの大きさが地震動評価に及ぼす影響について述べる。その中で距離減衰式のばらつきに関する研究の現状を紹介し、参考として、振幅レベルが高い南海～東南海～想定東海地震に対して、ばらつきの大きさが地震動評価にどのような影響を及ぼすかについて検討する。

(1) 地震発生確率とある期間に対する超過確率の関係から示される地震動レベル

ある期間 (t 年間) に対して示された確率論的地震動予測地図は、全地震のハザードカーブを統合したものとなっているが、個々の地震についてみたときに、図 2.1.2-1 で示されている「地震 k に対して t 年間に地震動強さがある値 y を超える確率 $P_k (Y>y; t)$ 」は、地震 k が t 年間に高々一回しか発生しない場合には「今後 t 年以内に地震 k が発生する確率 $P (E_k; t)$ 」と「地震 k が発生したときに地震動強さがある値 y を超える確率 $P (Y>y|E_k)$ 」の掛け算

$$P_k (Y>y; t) = P (E_k; t) \times P (Y>y|E_k) \quad (2.3.2-1)$$

で求められる。ここで地震動強さの確率分布は、距離減衰式のばらつき (対数正規分布) によって与えられる。地震 k に対する地震動強さの t 年超過確率 $P_k (Y>y; t)$ がその地震の発生確率の半分するとき、(2.3.2-1) 式の関係から $P (Y>y|E_k)=0.5$ となる。これは地震 k が発生したときの地震動強さが距離減衰式の中央値 (平均的な地震動レベル) 以上になる確率である。

いま、 $P_k (Y>y; t)$ がその地震 k の発生確率の半分よりも非常に低い場合、つまり低い超過確率での地震動予測地図を考える。このとき、(2.3.2-1) 式から $P (Y>y|E_k)$ は 0.5 よりもずっと低い値となる。すなわち、地震動強さの確率分布の裾で評価されるような強い地震動レベルとなる。逆に、地震 k の発生確率の半分よりも大きな超過確率での地震動予測地図を考える場合には、 $P (Y>y|E_k)$ は 0.5 よりも高い値となる。すなわち、地震動強さは距離減衰式の中央値で求められる平均的な地震動レベルよりも小さいものとなる。

発生確率が高い海溝型地震に対して、確率論的地震動予測地図において表示する t 年超過確率はその発生確率よりもかなり低いときには、地震動レベルは平均値よりも大きく評価されることになる。一方、発生確率が低い活断層に発生する地震に対しては、地震動レベルは平均値よりも小さく評価される場合があるということに注意が必要である。

(2) 地震動強さのばらつきの大きさが地震動評価に及ぼす影響

距離減衰式はさまざまな地震と観測点を組み合わせたデータセットを用いて回帰されているため、そのばらつきには震源特性、震源から各観測点までの伝播経路特性、そして各観測点のサイト特性の影響が含まれている。これらの要因は、本質的なばらつきが支配的なものと、情報不足によって値を一意に決められないことによるばらつきが支配的なものとに分けることができると考えられる。例えば、サイト特性には地盤情報等の不足に起因するばらつきが多く含まれているが、そのようなばらつきは今後の知見の蓄積に伴って小さくできると期待される。確率論的地震動予測地図の試作版では、最大速度の距離減衰式のばらつきは司・翠川(1999)にしたがって対数正規分布を仮定し、その対数標準偏差として 0.53 (常用対数で 0.23) を用いている。この式の回帰にあたっては、2.2.3(1) 節で示したように地震のタイプ別に分類していることや、地表面の記録をボーリングデータから得られた表層 30m の S 波速度に基づく増幅率を考慮して工学的基盤に戻していることから、従来よりもばらつきは減少していると考えられる。

確率論的な地震ハザードの解析では、対象地点において震源断層が特定された 1 つの地震に対するハザード評価をする場合、震源と対象地点が固定されることから、本来ならば本質的なばらつきとしては、震源特性によるばらつきが支配的であり、震源から対象地点までの伝播経路特性と対象地点のサイト特性によるばらつきは小さいと考えられる。しかしながら、現在用いている距離減衰式は様々な場所で発生した地震と多くの観測点の組み合わせにもとづいているため、そのばらつきには震源特性以外の要因も多く含まれており、大き目のばらつきを用いて地震動強さを評価している可能性がある。

距離減衰式のばらつきに関して、最近の研究としては、翠川・大竹(2003)はマグニチュード、震源距離、振幅レベルとの関係を整理した結果、マグニチュードが大きくなるほど、距離が小さくなるほど、また振幅が大きくなるほどばらつきが小さくなる傾向があることを指摘した。さらにこれらのうちで振幅レベルとの相関が最も強いことを示した。ばらつきの距離依存性については伝播経路での地震波の散乱や減衰の影響で説明が可能であり、振幅依存性については距離依存性とマグニチュード依存性などの相乗効果の結果で説明が可能であるとしている。また、各地震毎に回帰した距離減衰式について、地震毎の式とデータの差(地震内ばらつき)と、全データを用いた平均的な式と各地震で得られた式の差(地震間ばらつき)とを比較したときに、地震間よりも地震内のばらつきが大きいことを示した。ばらつきの大きさが振幅レベルに依存し、大振幅ではばらつきが小さくなるという研究には Donovan and Bornstein(1978)や Campbell and Bozorgnia(1994)がある。前者はその理由として地盤の非線形応答によって加速度の増幅が抑えられることを挙げている。また、ばらつきのマグニチュード依存性については Campbell and Bozorgnia(1994)、Idriss(1985)、Youngs et al. (1995)、Douglas and Smit(2001)が指摘している。

ばらつきの大きさが地震動強さの評価に及ぼす影響について、図 2.3.2-1 に、対数標準偏差 0.53 で作成した今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率と、翠川・大竹(2003)で示された振幅レベルとばらつきの関係(同論文 p. 63 の図 7) から読み取った、ばらつきの小さくなる大振幅での値(対数標準偏差 0.35、常用対数で 0.15)を振幅レベルによらず一律に適用して作成した確率の地図を参考として示す。出現確率 26%以上の領域はあまり変わらないが、震源域からやや離れた領域での出現確率が大きく変わっていることがわかる。図 2.3.2-2 には今後 30 年以内に 3%の確率で一定の震度以上になる領域を示す。対数標準偏差 0.53 の場合には震度 6 強以上の領域が四国及び紀伊半島の南半分に広がっているのに比べ、対数標準偏差 0.35 の場合にはその領域が四国及び紀伊半島の南 1/4 程度の広がり減少している。それより低い震度についても同様に震源からの広がりが狭まっていることがわかる。

図 2.3.2-3 に大阪地点と広島地点における南海～東南海～想定東海地震に対するハザードカーブを示す。30 年超過確率が低いところでは、対数標準偏差 0.35 のハザードカーブは対数標準偏差 0.53 のそれに比較して、計測震度が小さくなっていることがわかる。これは、ばらつきが小さい場合には地震動レベルの確率分布は中央値付近に集中し、同じ超過確率ではばらつきが大きい場合よりも中央値よりの値となるためである。

以上のように、距離減衰式のばらつきの大きさ、とりわけ発生確率の高い海溝型の大地震による地震動評価におけるばらつきの大きさが評価結果に及ぼす影響が大きいことがわかる。現状での距離減衰式のばらつきは前述のように大き目の値になっていると考えられ、低確率の地図では地震動レベルが過大評価になっている可能性がある。

今後、観測記録の充実とその解析や理論的な検討などによって距離減衰式のばらつきに関する調査研究が進展し、ばらつきの要因のうち確定的に扱える部分に関する知見が増せば、それを取り込むことによりばらつきを小さくすることができると考えられる。したがって、距離減衰式のばらつきは今後の重要な検討課題と言える。また、強い地震動レベルの頭打ち(ばらつきの打ち切り)についても検討をすることが重要である。

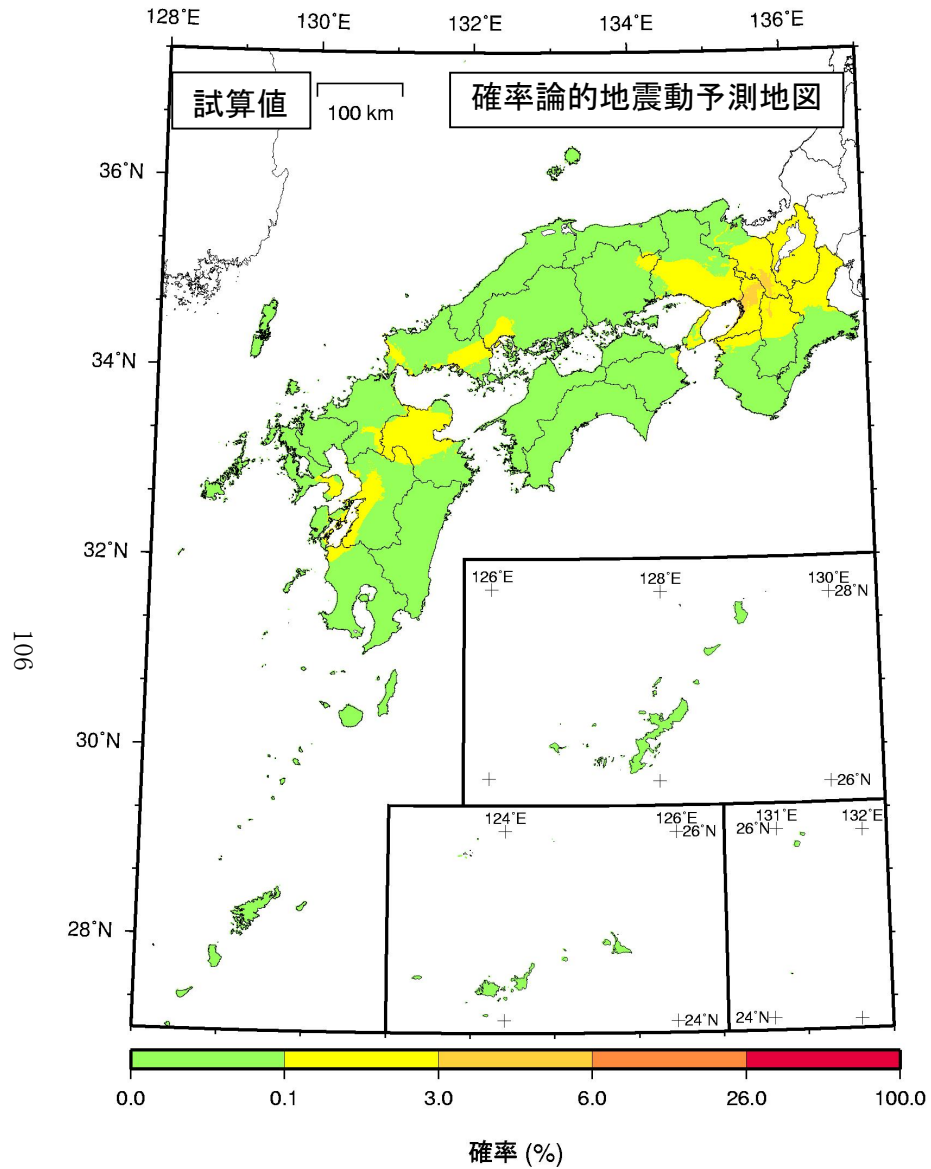


図 2.3.1-1a 今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率
(主要 98 活断層帯の固有地震のみ、平均ケース)

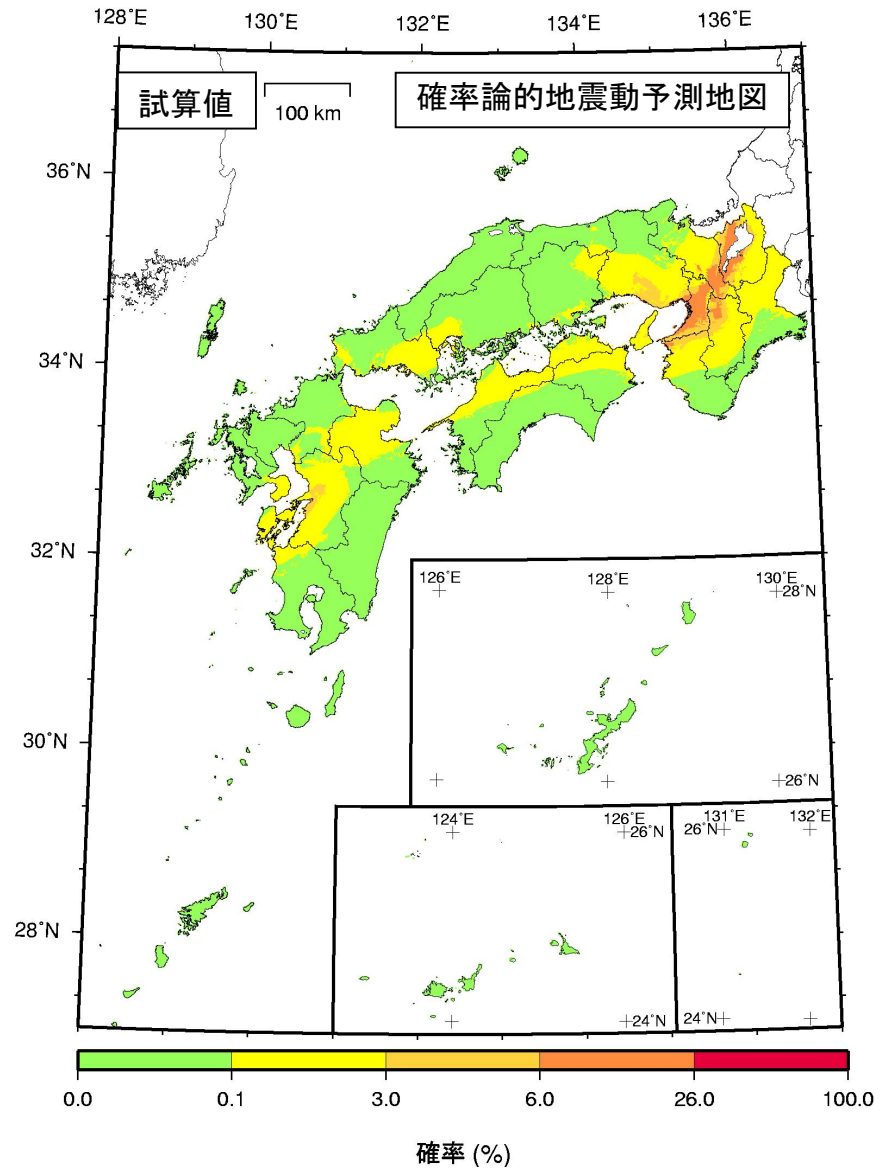


図 2.3.1-1b 今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率
(主要 98 活断層帯の固有地震のみ、最大ケース)

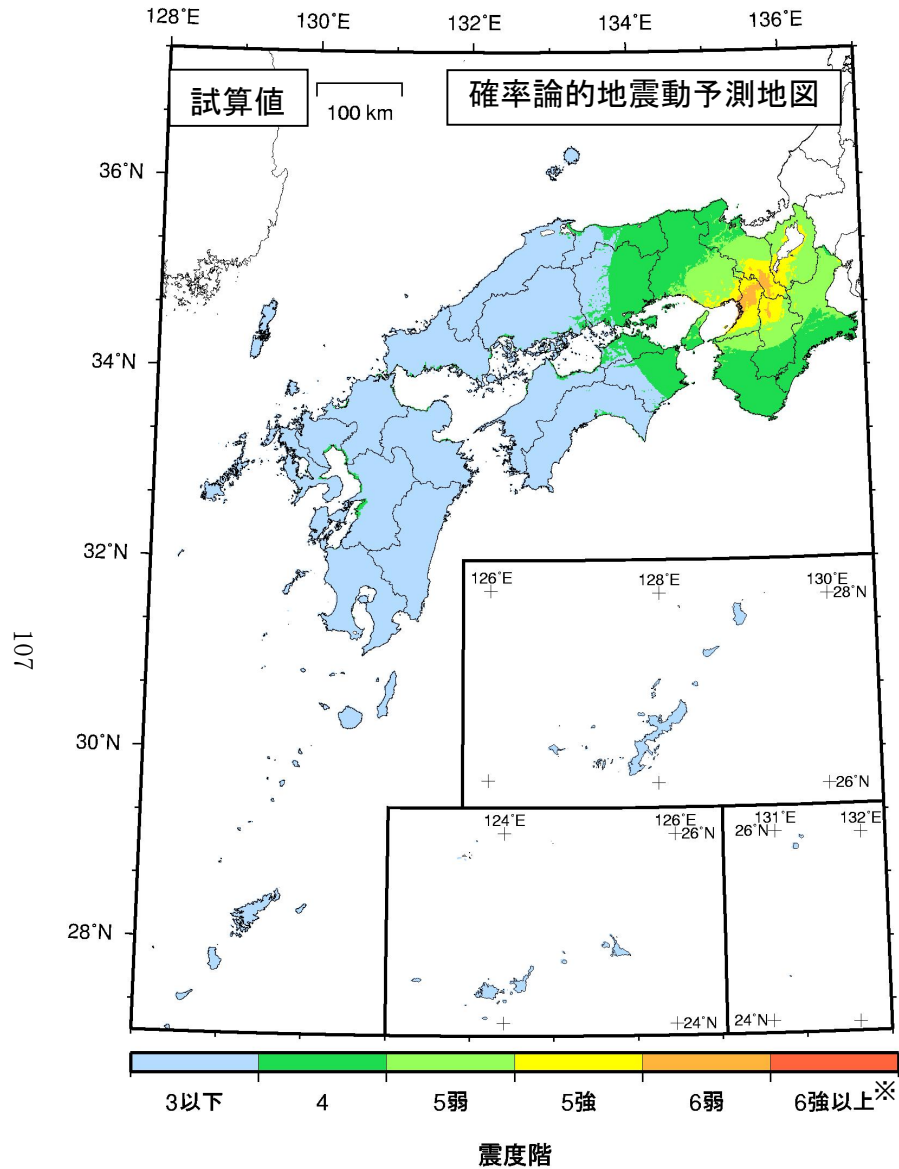


図 2.3.1-2a 今後 30 年以内に 3%の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域：再現期間 1000 年に相当
(主要 98 活断層帯の固有地震のみ、平均ケース)

注 1 (※)：震度 6 強以上には震度 7 の可能性が含まれている。

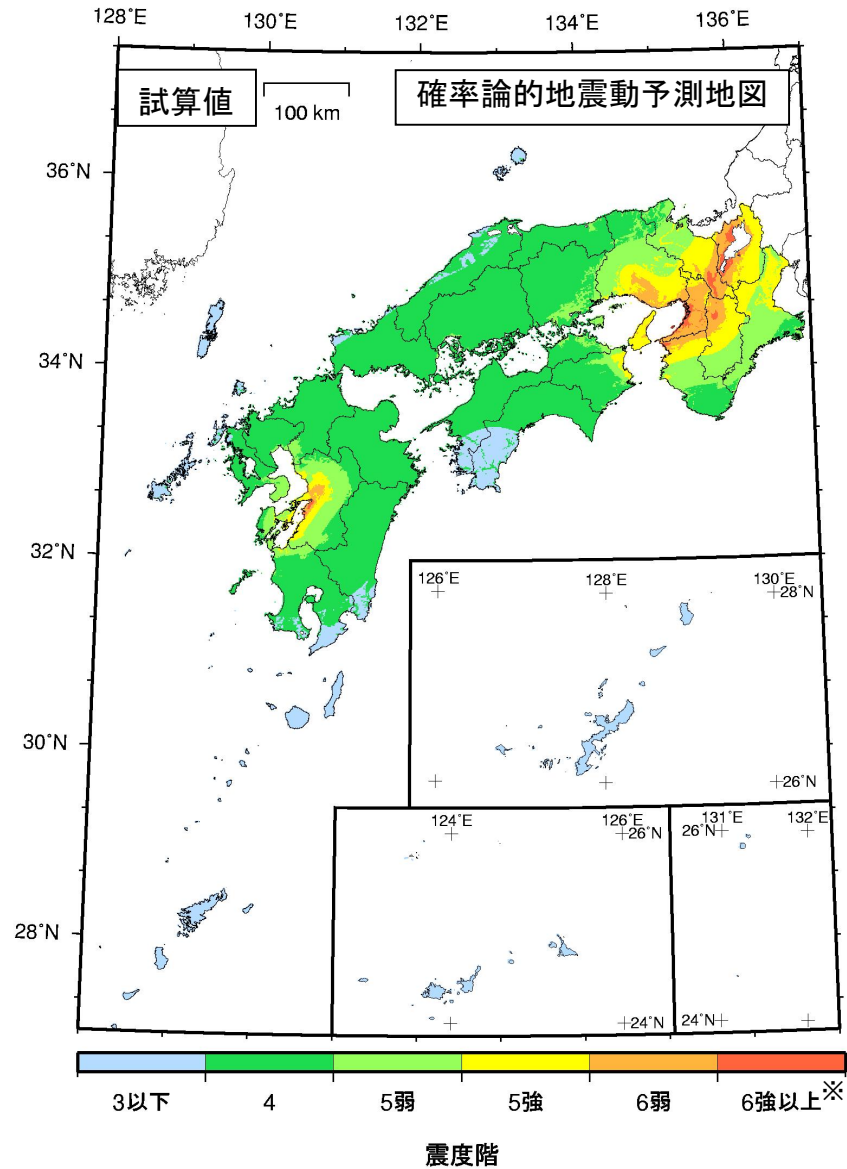


図 2.3.1-2b 今後 30 年以内に 3%の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域：再現期間 1000 年に相当
(主要 98 活断層帯の固有地震のみ、最大ケース)

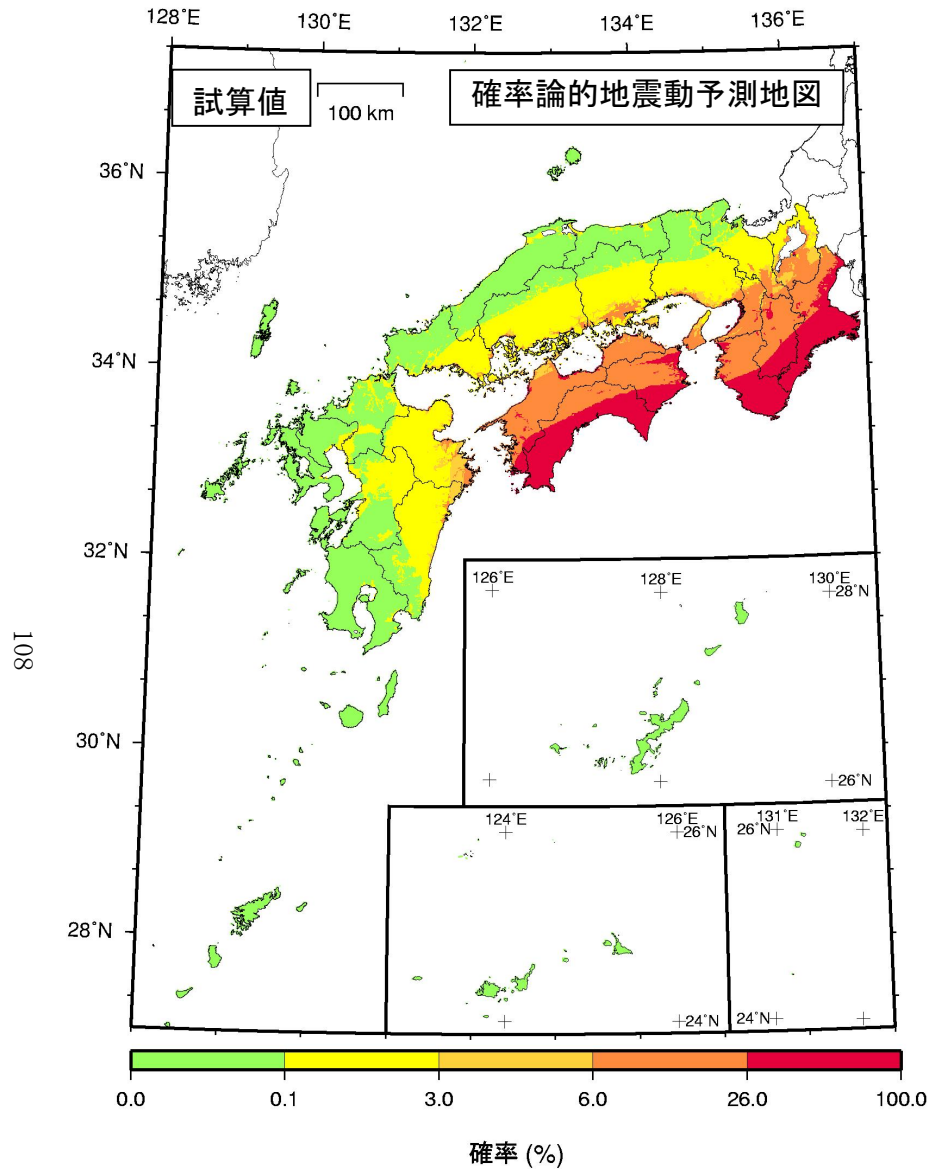


図 2.3.2-1a 今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率
(南海～東南海～想定東海地震；対数標準偏差 0.53)

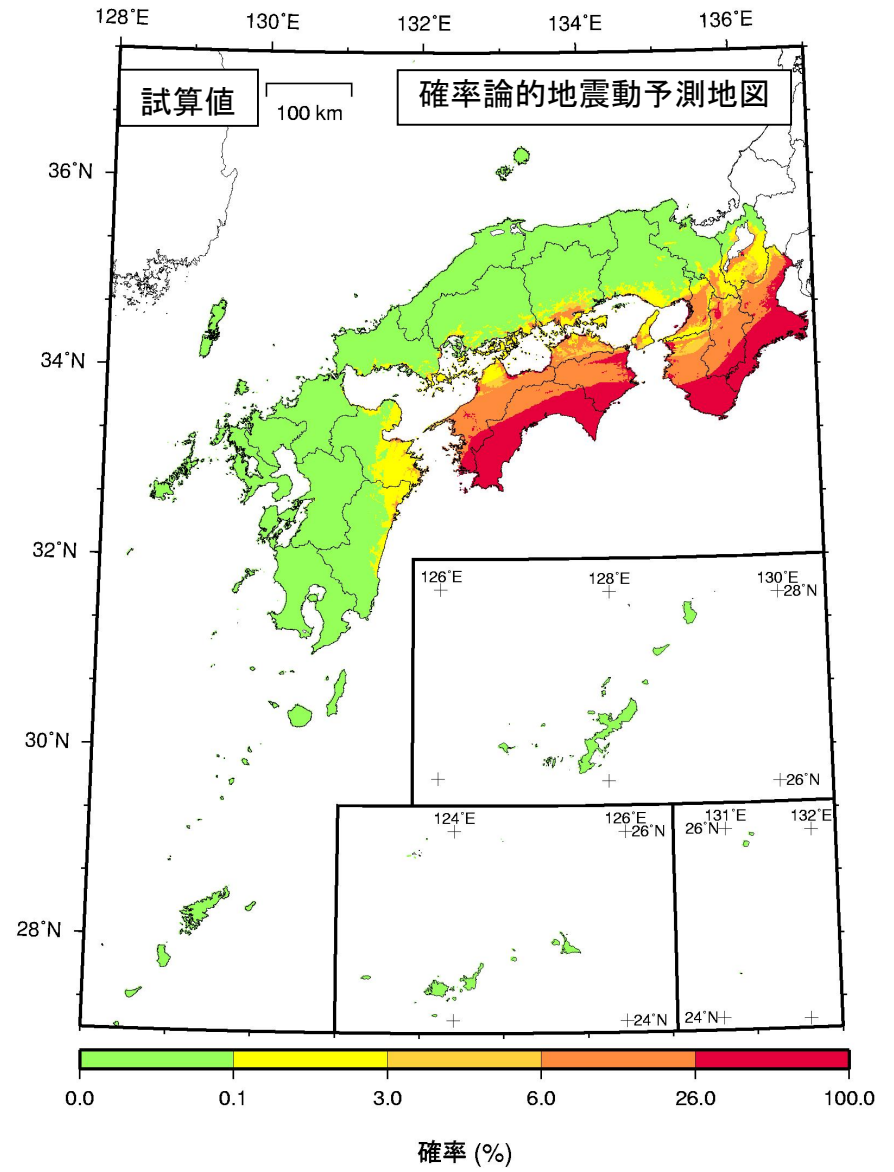


図 2.3.2-1b 今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率
(南海～東南海～想定東海地震；対数標準偏差 0.35)

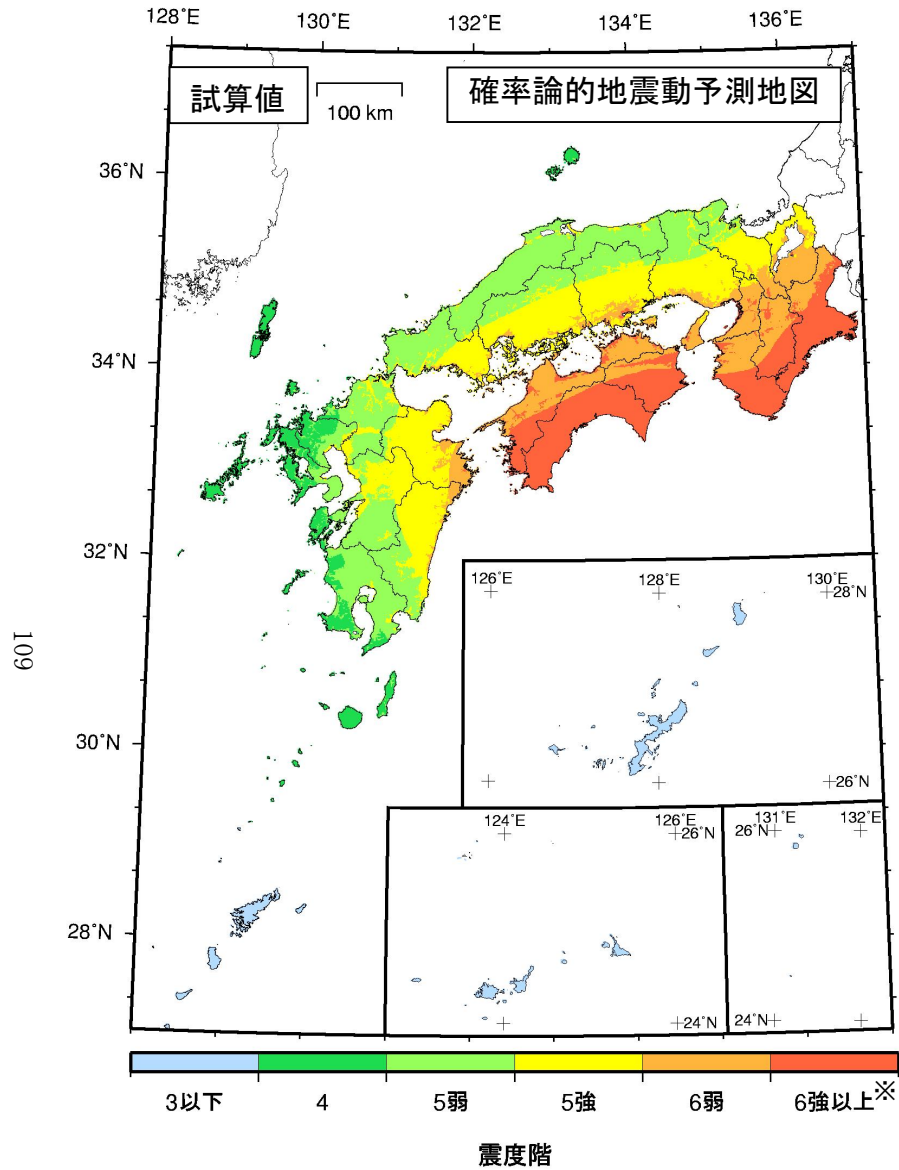


図 2.3.2-2a 今後 30 年以内に 3% の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域：再現期間 1000 年に相当
(南海～東南海～想定東海地震；対数標準偏差 0.53)

注 1 (※)：震度 6 強以上には震度 7 の可能性が含まれている。

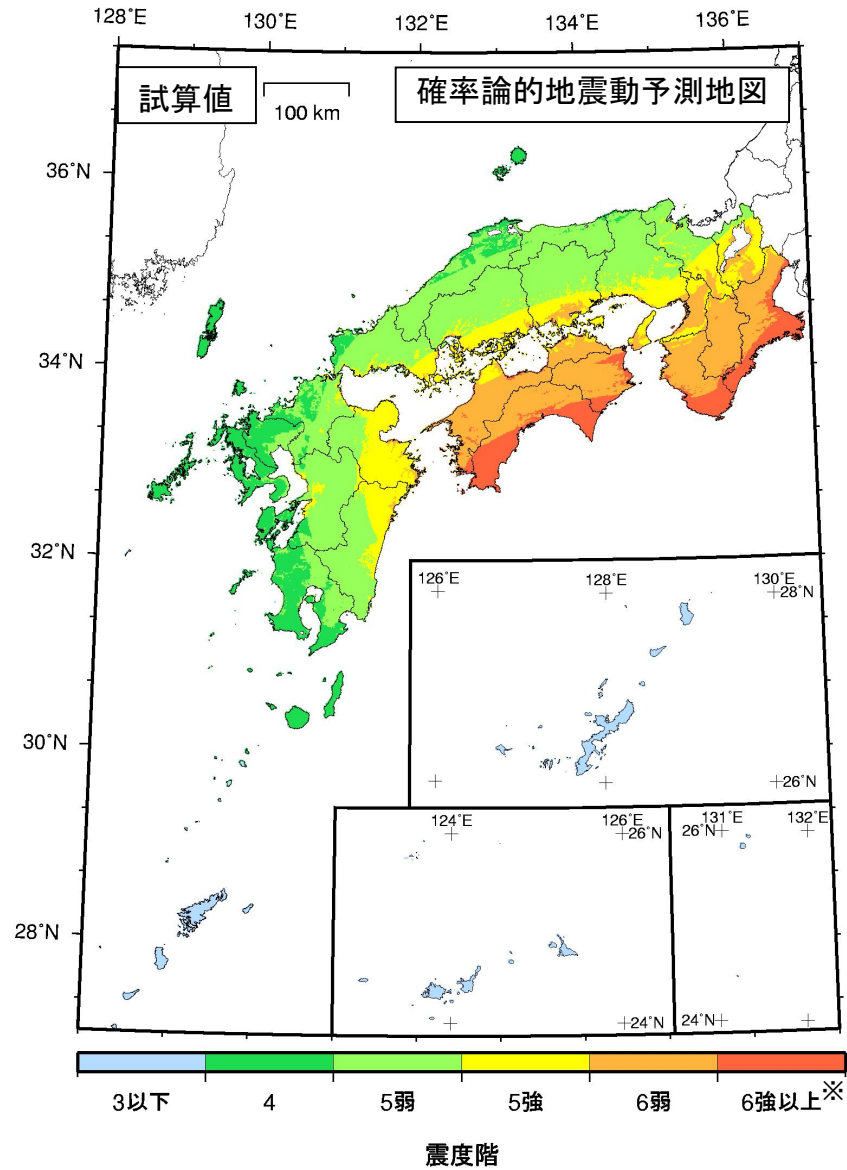


図 2.3.2-2b 今後 30 年以内に 3% の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域：再現期間 1000 年に相当
(南海～東南海～想定東海地震；対数標準偏差 0.35)

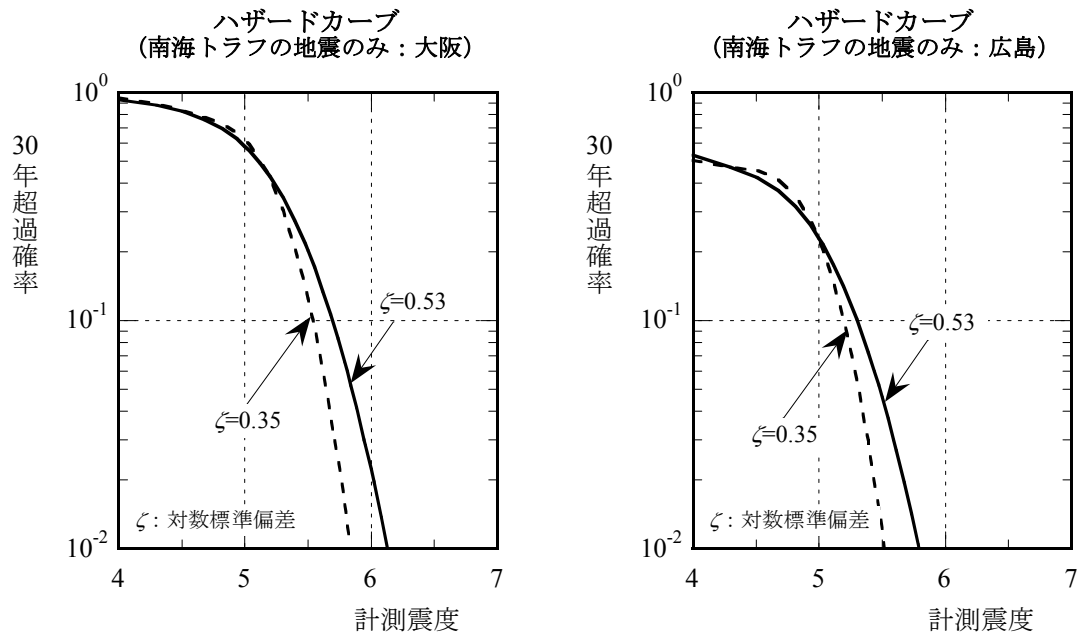


図 2.3.2-3 距離減衰式のばらつきの違いによるハザードカーブの比較

2. 4 地震動予測地図の融合

確率論的地震動予測地図では、「震源断層を特定した地震」についてその長期的な発生確率と地震動レベルを合わせて評価するとともに、「震源断層を予め特定しにくい地震」を統計的に評価し、その上でこれら全てを「統合」することで作成することとしている。

震源断層を特定した地震動予測地図は、特定の震源断層を想定し、それが動いた場合の破壊過程を設定して、震源断層周辺の地震動を計算したものである。これにも、いくつかの震源破壊過程が想定され、それぞれについての発生確率という考え方を取り込まれることも想定される。また、震源断層を想定した地震動予測地図を参照することで、地震動の大きさだけでなく地震波形を利用することが可能となる。

現時点では、震源断層を特定した地震動予測地図と確率論的地震動予測地図は、相互に補う関係を持っており、それぞれの特長に応じて使い分けることが考えられる(奥村・石川, 2000)。

平成16年度に作成する「全国を概観した地震動予測地図」は両地図を一組としたものとしている。ここではその組み合わせを「融合」を呼び、さらに両地図の関連を明確にすることも含めて総称して呼ぶこととする。

2. 4. 1 融合の考え方

地震動予測地図の融合については現時点で次の2つの考え方が提示されている。ここでは「融合の考え方1」として、確率論的地震動予測地図における「震源断層を特定した地震」を想定した地震動予測の位置づけについて検討する。

- 融合の考え方1：2種類の地図は独立に作成されるが、それぞれの位置づけを解説し、相互に関連づける。2種類の地図を関連づけるために、確率論的想定地震の概念を用いるという考え方。この考え方で、各震源断層を特定した地震を確率論的地震動予測地図の中で位置づける。
- 融合の考え方2：震源断層を特定した地震に対する詳細法による強震動予測の結果を用いて、確率論的地震動予測地図に取込むという考え方。

考え方1において確率論的地震動予測地図における震源断層を特定した地震の位置づけとは、対象地点におけるハザードに影響が大きい地震は何か、および震源断層を特定した地震による地震動評価がその地点の地震ハザードにおいてどのような位置付けにあるか、という点を明確にすることにある。

また、確率論的想定地震(亀田・他, 1997; 石川・奥村, 2001)^{*4}とは、対象とする確率レベルに対応するような強さの地震動を起し得る可能性が高い地震を「震源断層を特定した地震」(想定地震)として選定するための方法論であり、その際、そのような地震動をもたらし得るような地震の相対的な出現可能性を表わす指標として各地震の「貢献度(影響度)」を定義している。貢献度(影響度)は対象とするハザードレベルや周期帯域に応じて変化する指標であり、貢献度(影響度)が大きい地震ほど震源断層を特定した地震を選定するにあたって重要視すべきと評価される。なお、米国でも類似の考え方として、ハザードレベルごとに支配的な地震のマグニチュードと距離を分解して評価する「deaggregation」の概念が提唱されているが(McGuire, 1995; Boissonnade et. al., 1995; Bazzurro and Cornell, 1999)、確率論的想定地震の概念では個々の地震ごとの貢献度(報告書ではこれを「個々の地震毎の影響度」と呼ぶ)を定量化して示すことに特徴がある。

^{*4} 石川・奥村(2001)は確率論的想定地震の概念を従来のハザードレベルを規範とする「ハザード適合想定地震」と構造物の被害や損失までを含めたリスクレベルを規範とする「リスク適合想定地震」とに分けて再定義しているが、ここではハザード適合想定地震の概念を確率論的想定地震と称する。

2. 4. 2 融合の方法

融合の考え方1の手順は次のとおりである。

- ①注目地点における確率論的想定地震の影響度（貢献度）による重要な「震源断層を特定した地震」の選定
- ②①で選定された震源断層を特定した地震による地震動強さとハザードカーブの関係の明確化

このうち、①は注目地点において確率論的想定地震の貢献度を評価することにより、対象とする確率レベルのハザードに強く影響を及ぼす地震を選定するものである。確率論的想定地震の影響度（貢献度）とは、注目地点において対象とする確率レベルに対応する地震動強さ以上の揺れを受けた場合に、その地震動をもたらした地震がどの地震である可能性が高いかを相対確率(%)で表わした指標であり、確率レベルごとに全地震の影響度（貢献度）の総和は100%となる。同じ地震の影響度（貢献度）であっても確率レベルによって値は変化することになる。なお影響度（貢献度）の定式化については文献（亀田・他，1997；石川・奥村，2001）を参照されたい。

一方、②は①で選ばれた震源断層を特定した地震による地震動が当該地点のハザードとどういう関係にあるかを明確にするもので、融合の考え方2の理解の助けとなるものである。具体的には、震源断層を特定した地震が発生したと想定した場合の「別途評価された地震動強さ（震源断層を特定した地震地図）」が当該地点におけるハザードレベルといかなる関係にあるか、について考察することができる。

2. 4. 3 検討例

ここでは、前節の①で示す影響度（貢献度）の検討例を示す。確率論的地震動予測地図試作版において評価した大阪地点、鳥取地点、広島地点、宮崎地点を検討対象とする。

図2.4.3-1～図2.4.3-4に各地点における地震分類毎の影響度（貢献度）を示す。各地震の分類毎に示された値が、当該地点に震度6弱以上をもたらす相対的な可能性を示した影響度（貢献度）である。

大阪地点では、図2.4.3-1(左)より今後50年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率は30%を上回り、この原因となっている主な地震とその重み（影響度）を評価した結果を図2.4.3-1(右)に示す。今後50年以内に震度6弱以上をもたらす可能性が最も高い地震は、南海～東南海～想定東海地震である。次いで上町断層をはじめとする主要98活断層帯の地震である。

鳥取地点では、図2.4.3-2(左)より今後50年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率は3%未満である。この原因となっている主な地震とその重み（影響度）を評価した結果を図2.4.3-2(右)に示す。今後50年以内に震度6弱以上をもたらす可能性が高い地震は、震源が予め特定しにくい地震で、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及び震源が遠いものの南海～東南海～想定東海地震となっている。

広島地点では、図2.4.3-3(左)より今後50年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率は約20%であり、この原因となっている主な地震とその重み（影響度）を評価した結果を図2.4.3-3(右)に示した。今後50年以内に震度6弱以上をもたらす可能性が最も高い地震は、安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震と南海～東南海～想定東海地震である。

宮崎地点では、図2.4.3-4(左)より今後50年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率は20%を上回る。この原因となっている主な地震とその重み（影響度）を評価した結果を図2.4.3-4(右)に示した。今後50年以内に震度6弱以上をもたらす可能性が高い地震は、日向灘のプレート間地震及びひとまわり小さいプレート間地震をはじめ、南海～東南海～想定東海地震、さらに震源が予め特定しにくい、沈み込むプレート内で発生する地震のうち大地震以外の地震である。

なお、確率論的想定地震の影響度（貢献度）を地図の形で表現する方法についても提唱されている（中島・他，2001；石川・他，2003）。

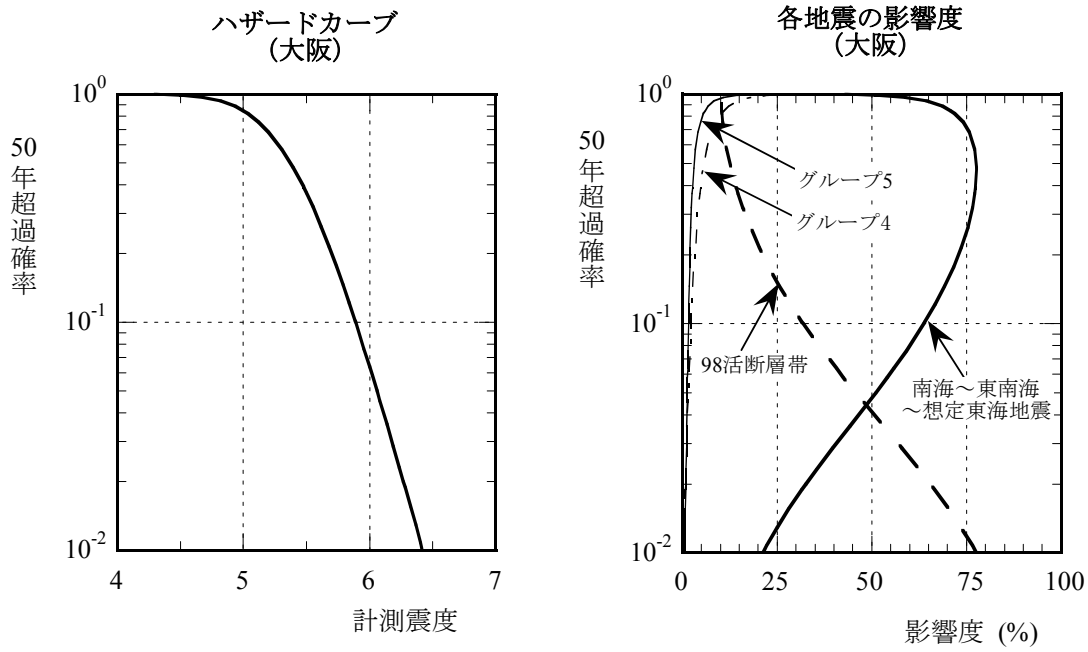


図 2.4.3-1 大阪地点におけるハザードカーブと主な地震の影響度

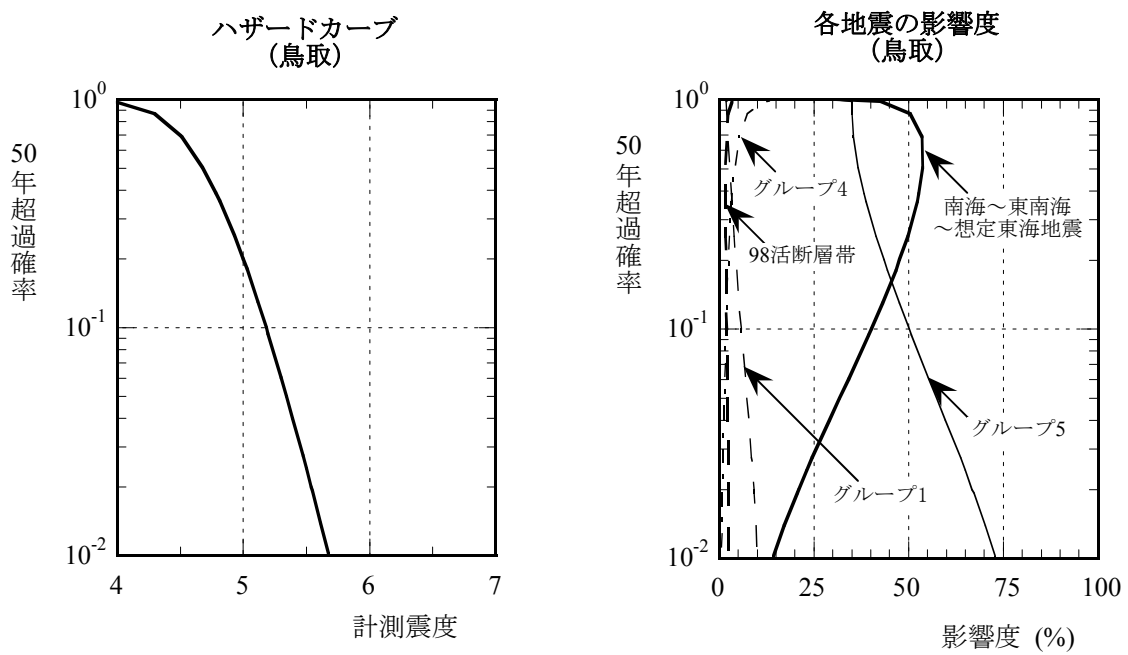


図 2.4.3-2 鳥取地点におけるハザードカーブと主な地震の影響度

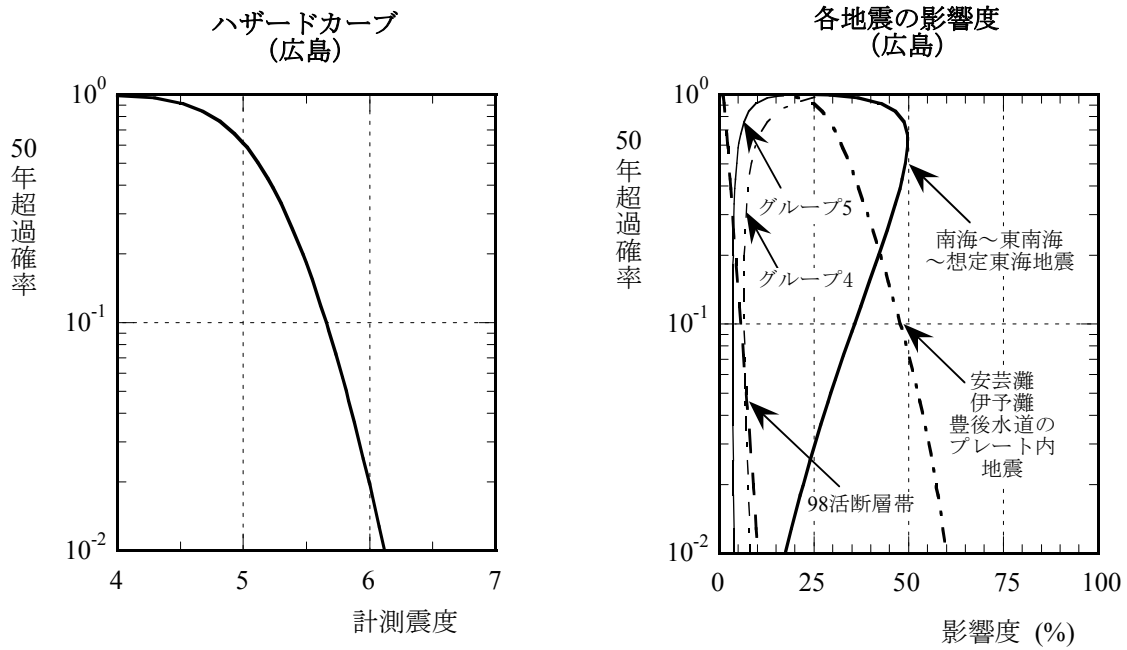


図 2.4.3-3 広島地点におけるハザードカーブと主な地震の影響度

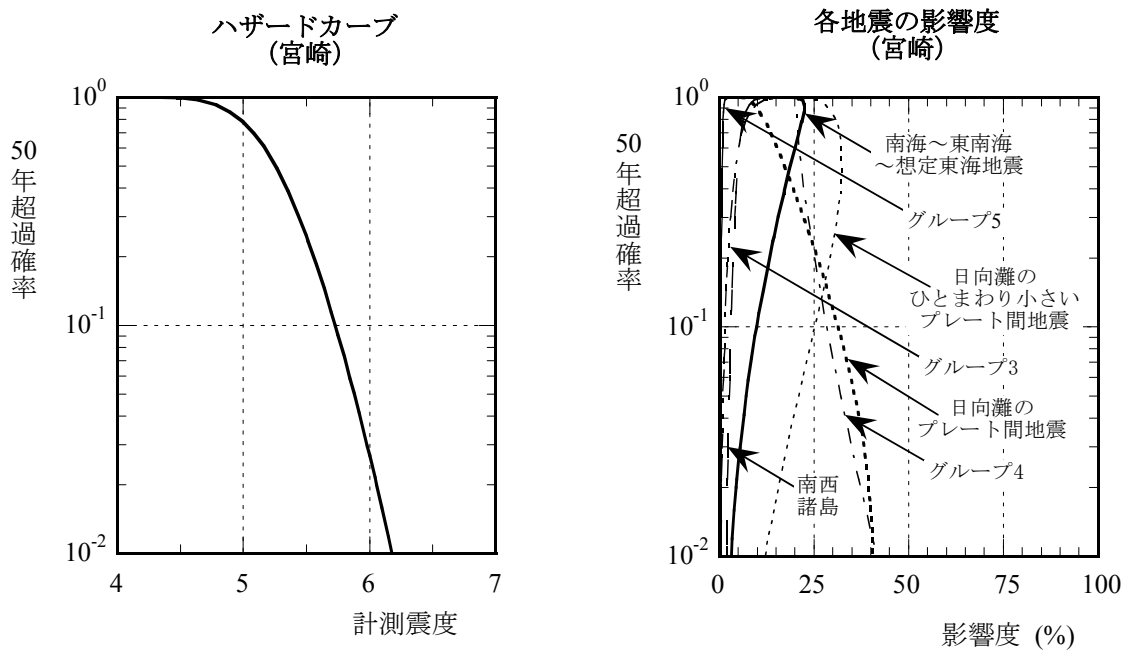


図 2.4.3-4 宮崎地点におけるハザードカーブと主な地震の影響度

3. 今後に向けて

- － 「震源断層を予め特定しにくい地震」のモデル化手法の検討（余震の除去を含む）。
気象庁の地震カタログから大地震後の余震を除去するために建設省土木研究所(1983)の方法を用いているが、これ以外の手法や前震、余震、群発地震などの除去をこれまでの研究成果にもとづいて検討する必要がある。
- － 「震源断層を特定した地震」の確率論的地震動予測地図への取込み手法の検討。
「震源断層を特定した地震」による地震動予測地図の取込む融合の考え方2のことを示すが、今後どのような手法が望ましいか十分に検討する必要がある。
- － 想定震源域の範囲について様々考えられる場合の論理ツリー(地震調査委員会, 2002d)構築における重み付けの方法の検討。
「震源断層を特定した地震」の複数のシナリオを想定した場合、論理ツリーの構築が重要となり、今後の課題である。
- － 地震動のばらつきの評価手法の検討。
現在、地震動のばらつきについては、距離減衰式とそのばらつきという簡便法によって評価しているが、「距離減衰式」のばらつきの大きさや分布の裾の打ち切りについては、確率論的地震動予測地図を作成する上で重要な検討項目である。また、上記の第2項とも関連するが、「強震動評価」に用いている詳細法による地震動のばらつき評価についても今後の課題である。
- － 「主要 98 活断層帯の固有地震以外の地震」の取扱い手法の検討。
- － 「地図の公開方法」に関する検討。

「震源を予め特定しにくい地震等」のうちグループ2の地震の取扱いは、主要 98 活断層帯の固有地震の評価とあわせて、今後の研究成果にもとづいて手法を開発する必要がある。

引用文献（アルファベット順）

- Annaka, T. and Yashiro, H. (2000): Temporal dependence of seismic hazard in Japan, Proceedings of the 12th World Conference of Earthquake Engineering, Paper No. 0316.
- Bazzurro, P. and Cornell, C.A. (1999): Deaggregation of seismic hazard, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 89, No. 2, pp. 501-520.
- Boissonnade, A., Chokshi, N., Bernreuter, D. and Murphy, A. (1995): Determination of controlling earthquakes from probabilistic seismic hazard analysis for nuclear reactor sites, Transactions of the 13th International Conference on Structural Mechanics in Reactor Technology, Vol. 4, pp. 1771-776.
- Campbell, K.W. and Bozorgnia, Y. (1994): Near-source attenuation of peak horizontal acceleration from worldwide accelerograms recorded from 1957 to 1993, Proc. Fifth U.S. National Conf. on Earthquake Engineering, Vol. 3, pp. 283-292.
- 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，平成13年12月11日。
- Cornell, C. Allin (1968): Engineering seismic risk analysis, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 58, No. 5, pp. 1583-1606.
- Donovan, N.C. and Bornstein, A.E. (1978): Uncertainties in seismic risk procedures, Journal of the Geotechnical Engineering Division, American Society of Civil Engineers, 104, pp. 869-887.
- Douglas, J. and Smit, P.M. (2001): How accurate can strong ground motion attenuation relations be?, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 91, pp. 1917-1923.
- Frankel, A. (2000): USGS national seismic hazard maps, Earthquake Spectra, Vol. 16, No. 1, pp. 1-19.
- Frankel, A., Mueller, C., Barnhard, T., Perkins, D., Leyendecker, E., Dickman, N., Hanson, S., and Hopper, M. (1996): National seismic-hazard maps: documentation June 1996, U.S. Geological Survey Open-File Report 96-532.
- Frankel, A., Petersen, M., Mueller, C., Haller, K., Wheeler, R., Leyendecker, E., Wesson, R., Harmsen, S., Cramer, C., Perkins, D., and Rukstales, K. (2002): Documentation for the 2002 update of the national seismic hazard maps, U.S. Geological Survey Open-File Report 02-420.
- 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, No. 3, pp. 13-27.
- 学校施設の耐震化推進に関する調査研究協力者会議(2003)：学校施設の耐震化推進に関する調査研究報告書，平成15年4月15日，pp. 38.
- Idress, I.M. (1985): Evaluating seismic risk in engineering practice, Proceedings of the Eleventh International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Francisco, pp. 255-320.
- 石川裕・奥村俊彦(2001)：地域の集積リスクを考慮した想定地震の選定方法，地域安全学会論文集，No. 3, pp. 199-206.
- 石川裕・奥村俊彦・亀田弘行(1996)：活断層を考慮した神戸における地震危険度評価，土木学会「阪神・淡路大震災に関する学術講演会論文集，pp. 61-68.
- 石川裕・奥村俊彦・斎藤知生(2002)：複数回の地震発生を考慮した地震ハザード評価，土木学会第57回年次学術講演会，I-737, pp. 1473-1474.
- 石川裕・奥村俊彦・宮腰淳一・能島暢呂・杉戸真太・久世益充(2003)：地震動予測マップの活用—その1：ハザード情報の利用—，土木学会地震工学論文集 CD-ROM, No. 36.
- 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.
- 地震調査委員会(1996)：糸魚川—静岡構造線活断層系の調査結果と評価について，平成8年9月11日。
- 地震調査委員会(2000)：鈴鹿東縁断層帯の評価，平成12年8月9日。
- 地震調査委員会(2001a)：岐阜—宮断層帯の評価，平成13年1月10日。
- 地震調査委員会(2001b)：生駒断層帯の評価，平成13年5月15日。

地震調査委員会(2001c)：長期的な地震発生確率の評価手法について，平成13年6月8日，45pp.
地震調査委員会(2001d)：有馬－高槻断層帯の評価，平成13年6月13日.
地震調査委員会(2001e)：京都盆地－奈良盆地断層帯南部（奈良盆地東縁断層帯）の評価，平成13年7月11日.
地震調査委員会(2001f)：南海トラフの地震の長期評価について，平成13年9月27日，52pp.
地震調査委員会(2001g)：養老－桑名－四日市断層帯の評価，平成13年11月14日.
地震調査委員会(2001h)：森本・富樫断層帯の評価，平成13年12月12日.
地震調査委員会(2002a)：布田川・日奈久断層帯の評価，平成14年5月8日.
地震調査委員会(2002b)：伊勢湾断層帯の評価，平成14年5月8日.
地震調査委員会(2002c)：伊那谷断層帯の評価，平成14年7月10日.
地震調査委員会(2002d)：糸魚川－静岡構造線断層帯(北部、中部)の地震を想定した強震動評価について，平成14年10月31日.
地震調査委員会(2002e)：砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の長期評価について，平成14年12月11日.
地震調査委員会(2003a)：中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）の長期評価について，平成15年2月12日.
地震調査委員会(2003b)：三方・花折断層帯の長期評価について，平成15年3月12日.
地震調査委員会(2003c)：森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価について，平成15年3月12日.
地震調査委員会(2003d)：千島海溝沿いの地震活動の長期評価について，平成15年3月24日.
地震調査委員会(2003e)：高山・大原断層帯の長期評価について，平成15年4月9日.
地震調査委員会(2003f)：琵琶湖西岸断層帯の長期評価について，平成15年6月11日.
地震調査委員会(2003g)：湖北山地断層帯の長期評価について，平成15年6月11日.
地震調査委員会(2003h)：野坂・集福寺断層帯の長期評価について，平成15年6月11日.
地震調査委員会(2003i)：宮城県沖地震を想定した強震動評価について，平成15年6月18日.
地震調査委員会(2003j)：布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価について，平成15年7月31日.
地震調査委員会(2003k)：菊川断層帯の長期評価について，平成15年9月10日.
地震調査委員会(2003l)：長尾断層帯の長期評価について，平成15年9月10日.
地震調査委員会(2003m)：三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価について，平成15年10月28日.
地震調査委員会(2003n)：山形盆地断層帯の地震を想定した強震動評価について，平成15年11月25日.
地震調査委員会(2003o)：山崎断層帯の長期評価について，平成15年12月10日.
地震調査委員会(2004a)：柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯の長期評価について，平成16年1月14日.
地震調査委員会(2004b)：岩国断層帯の長期評価について，平成16年2月12日.
地震調査委員会(2004c)：五日市断層帯の長期評価について，平成16年2月12日.
地震調査委員会(2004d)：日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価について，平成16年2月27日.
地震調査委員会(2004e)：上町断層帯の長期評価について，平成16年3月10日.
地震調査委員会(2004f)：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について，平成16年3月22日.
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)，平成14年5月29日.
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)について，平成14年5月29日，49pp.
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－北日本)，平成15年3月25日，119pp.
地震調査委員会事務局(2001)：長期的な地震発生確率についての解説、『長期的な地震発生確率の評価手法について』付録、平成13年6月8日，12pp.
地震調査委員会強震動評価部会(2001a)：糸魚川－静岡構造線断層帯(北部、中部)を起震断層と想定

- した強震動評価手法について(中間報告), 43pp.
- 地震調査研究推進本部(1997):地震に関する基盤的調査観測計画, 平成9年8月29日, 38pp.
- 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—, 平成11年4月23日, 20pp.
- 地震調査研究推進本部(2001):地震に関する基盤的調査観測計画の見直しと重点的な調査観測体制の整備について, 平成13年8月28日.
- 地震調査研究推進本部政策委員会調査観測計画部会(2003):東南海・南海地震を対象とした調査観測の強化に関する計画(第一次報告), 平成15年6月26日.
- 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(2001):政策委員会成果を社会に活かす部会報告—地震調査研究における長期評価を社会に活かしていくために—, 平成13年8月22日, 47pp.
- 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(2003):「社会に活かす部会報告」の検討状況報告—地震動予測地図を社会に活かしていくために—, 平成15年8月26日, 7pp.
- 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.
- 亀田弘行・奥村俊彦(1985):活断層データと歴史地震データを組み合わせた地震危険度解析, 土木学会論文集, 第362号/I-4, pp. 407-415.
- 亀田弘行・石川裕・奥村俊彦・中島正人(1997):確率論的想定地震の概念と応用, 土木学会論文集, 第577号/I-41, pp. 75-87.
- Kanai, K. and Suzuki, T. (1968): Expectancy of the maximum velocity amplitude of earthquake motions at bedrock, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 46, pp. 663-666.
- 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.
- Kawasumi, H. (1951): Measures of earthquake danger and expectancy of maximum intensity throughout Japan as inferred from the seismic activity in historical times, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 29, pp. 469-482.
- Leyendecker, E., Hunt, R., Frankel, A., Rukstales, K. (2000): Development of maximum considered earthquake ground motion maps, Earthquake Spectra, Vol. 16, pp. 21-39.
- 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.
- 気象庁(1996):『震度を知る—基礎知識とその活用』, ぎょうせい, 238pp.
- 隈元崇(1999):内陸地震の危険度を探る—活断層トレンチ調査の成果—, 地震ジャーナル, 第28号, pp. 13-26.
- 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(1990):最大地震規模による日本列島の地震分帯図, 地震研究所彙報, Vol. 65, pp. 289-319.
- 松田時彦(1995):陸上活断層の最新活動期の表, 活断層研究, Vol. 13, pp. 1-13.
- 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—断層と地震の地方別分布関係—, 活断層研究, Vol. 19, pp. 33-54.
- 松岡昌志・翠川三郎(1994):国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング、第22回地盤震動シンポジウム、日本建築学会.
- McGuire, R. K. (1995): Probabilistic Seismic Hazard Analysis and Design Earthquakes: Closing the Loop, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 85, No. 5, pp. 1275-1284.
- 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, Vol. 1, pp. 51-56.
- 翠川三郎・大竹雄(2003):地震動強さの距離減衰式に見られるバラツキに関する基礎的分析, 日本地震工学会論文集, Vol. 3, No. 1, pp. 59-70.
- Milne, W. G. and A. G. Davenport (1969): Distribution of earthquake risk in Canada, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 59, No. 2, pp. 729-754.
- 長橋純男・柴野謙太郎(1999):歴史地震データ・活断層データ及び国土数値情報による地盤条件を考慮した日本列島の地震危険度マップ、日本建築学会構造系論文集、第516号、pp113-120.
- 中島正人・石川裕・奥村俊彦(2001):確率論的想定地震の貢献度を用いたハザードマップ、土木学

- 会第 26 回地震工学研究発表会講演論文集, pp. 121-124.
- 大崎順彦(1983) : 地震と建築, 岩波新書.
- 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.
- 奥村俊彦・石川裕 (2000) : 地域地震防災のための地震動予測地図の考え方, 第 4 回構造物の安全性・信頼性に関する国内シンポジウム (JCOSSAR2000), 37-B, pp. 225-228.
- Perkins, J.B. (2000) : San Francisco Bay Area hazard mapping-ABAG' s history, failure, successes, and future goals, Proceedings of the Sixth International Conference on Seismic Zonation (CD-ROM).
- 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.
- 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報告集, 第 523 号, pp. 63-70.
- 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.
- 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 卷, pp. 257-265.
- 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, 669-673.
- 宇賀田健(2001) : シナリオ地震による日本全国の地震危険度, 日本建築学会構造系論文集, 第 541 号, pp. 95-104.
- 宇津徳治(1982) : 日本付近の M6. 0 以上の地震および被害地震の表 (1885 年～1980 年) .
- Wesnousky, S. G., C. H. Scholz, K. Shimazaki, and T. Matsuda (1984) : Integration of geological and seismological data for the analysis of seismic hazard: A case study of Japan, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 74, No. 2, pp. 687-708.
- 吉田伸一・今塚善勝(1998) : ブロック構造に基づく震源領域モデルを用いた地震ハザード評価, 第 10 回日本地震工学シンポジウム論文集, pp. 438-488.
- Youngs R.R., Abrahamson, N., Mkdisi, F.I., and Sadigh, K. (1995) : Magnitude dependence variance of peak ground acceleration, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 85, pp. 1161-1176.

(付録)

ハザードカーブの算定方法

着目地点において、その周辺で発生する地震（あるいは地震群）によって t 年間に少なくとも 1 回地震動の強さが y を超える確率 $P(Y > y; t)$ を、一般にハザードカーブと呼ぶ。ハザードカーブは、地点の周辺で発生するいずれの地震（群）によっても y 以下である確率を 1 から引くことにより、次式で評価される。

$$P(Y > y; t) = 1 - \prod_k \{1 - P_k(Y > y; t)\} \quad (1)$$

ここに、 $P_k(Y > y; t)$ は k 番目の地震（群）によって t 年間に少なくとも 1 回地震動の強さが y を超える確率であり、以下の 1) および 2) のように算定される。なお、以下の記述では、地震の規模と距離に関して離散的な表現としている。

1) 震源断層を予め特定できる地震（主要 98 活断層帯、海溝型地震、グループ 1 の地震）

これらの地震の発生確率は、一部のものについては更新過程あるいは時間予測モデルといった非定常な地震活動を表すモデルに基づき算定され、残りのものについては定常ポアソン過程を仮定して評価される。この場合、 k 番目の地震によって、地震動の強さが t 年間に少なくとも 1 回 y を超える確率 $P_k(Y > y; t)$ は、以下のようにして算定することができる。

a) 非定常な地震活動モデルに基づき地震発生確率が算定される場合

期間 t の間に複数回の地震発生を考慮する場合、それぞれの地震時の地震動の強さが互いに独立であると仮定すると、地震動の強さが t 年間に少なくとも 1 回 y を超える確率 $P_k(Y > y; t)$ は、

$$P_k(Y > y; t) = 1 - \sum_{l=0}^{\infty} \{P(E_k^{[l]}; t) [1 - P(Y > y | E_k)]^l\} \quad (2)$$

で表される。ただし、 $P(E_k^{[l]}; t)$ は期間 t の間に l 回地震が発生する確率、 $P(Y > y | E_k)$ は地震 k が 1 度発生した条件下で地震動の強さが y を超える条件付確率であり、

$$P(Y > y | E_k) = \sum_i \sum_j P(Y > y | m_i, r_j) P_k(m_i) P_k(r_j | m_i) \quad (3)$$

となる。ここに、 $P_k(m_i)$ は k 番目の地震における規模の確率関数、 $P_k(r_j | m_i)$ は規模が m_i の条件下での距離の確率関数、 $P(Y > y | m_i, r_j)$ は地震の規模が m_i 、距離が r_j の時に地震動の強さが y を超える条件付確率である。距離減衰式を用いて地震動の強さを評価する場合には、 $P(Y > y | m_i, r_j)$ は距離減衰式の中央値 $\bar{Y}(m_i, r_j)$ とそのばらつき（中央値を 1 とする対数正規変量 U で表されることが多い）を用いて、

$$P(Y > y | m_i, r_j) = 1 - F_U \left(\frac{y}{\bar{Y}(m_i, r_j)} \right) \quad (4)$$

となる。ただし、 $F_U(u)$ は U の累積分布関数である。

なお、期間 t に複数回の地震が発生する確率が無視できる場合には、式 (2) は簡略化されて次式で表される。

$$\begin{aligned} P_k(Y > y; t) &= P(E_k; t) P(Y > y | E_k) \\ &= P(E_k; t) \sum_i \sum_j P(Y > y | m_i, r_j) P_k(m_i) P_k(r_j | m_i) \end{aligned} \quad (5)$$

ただし、 $P(E_k; t)$ は k 番目の地震が t 年間に発生する確率であり、更新過程あるいは時間予測モデルに基づき、BPT 分布を用いて評価される（地震調査委員会、2001）。

b) 地震の発生が定常ポアソン過程でモデル化される場合

地震の発生を定常ポアソン過程とした場合には、地震動の強さが t 年間に y を超える確率 $P_k(Y > y; t)$ は、

$$P_k(Y > y; t) = 1 - \sum_{l=0}^{\infty} \{P(E_k^{[l]}; t) [1 - P(Y > y | E_k)]^l\} \quad (\text{再掲}) \quad (2)$$

$$P_k(Y > y; t) = 1 - \exp\{-\nu_k(Y > y) \cdot t\} \quad (6)$$

となる。ただし、 $\nu_k(Y > y)$ は k 番目の地震によって地震動の強さが y を超える年あたりの頻度であり、

$$\begin{aligned} \nu_k(Y > y) &= \nu(E_k) P(Y > y | E_k) \\ &= \nu(E_k) \sum_i \sum_j P(Y > y | m_i, r_j) P_k(m_i) P_k(r_j | m_i) \end{aligned} \quad (7)$$

となる。ここに、 $\nu(E_k)$ は k 番目の地震の年あたりの発生頻度、他は a) と同様である。

2) 震源断層を予め特定しにくい地震 (グループ 3, 4, 5 の地震等)

上記 1) と異なり、対象とする地震を複数の規模と距離の組み合わせから成る群として取り扱う必要がある。グループ 3, 4, 5 の地震等は、地域区分する方法の場合には地震活動域ごと、地域区分しない方法ではメッシュごとに、それぞれ地震活動が一樣としている。これにより、各地震活動域あるいはメッシュを対象としている範囲において、地震の規模と発生場所は互いに独立となる。地震の規模の確率分布は Gutenberg-Richter の関係式から、また、距離の確率分布は地点と地震活動域あるいはメッシュとの幾何学的な位置関係からそれぞれ算定することができる。地震の発生時系列は、定常ポアソン過程でモデル化している。

以上から、グループ n の地震によって、地震動の強さが t 年間に y を超える確率 $P_n(Y > y; t)$ は、次式によって算定することができる。

$$P_n(Y > y; t) = 1 - \exp\{-\nu_n(Y > y) \cdot t\} \quad (8)$$

ただし、 $\nu_n(Y > y)$ はグループ n の地震によって地震動の強さが y を超える年あたりの頻度であり、

$$\begin{aligned} \nu_n(Y > y) &= \sum_k \nu(E_k) P(Y > y | E_k) \\ &= \sum_k \nu(E_k) \sum_i \sum_j P(Y > y | m_i, r_j) P_k(m_i) P_k(r_j | m_i) \end{aligned} \quad (9)$$

となる。ここに、 $\nu(E_k)$ はグループ n の地震を構成する k 番目の地震活動域またはメッシュにおける最小マグニチュード以上の地震の年あたりの発生頻度、 $P(Y > y | E_k)$ はグループ n の地震を構成する k 番目の地震活動域またはメッシュで地震が 1 つ発生した場合に地点での地震動の強さが y を超える条件付確率、 $P_k(m_i)$ は k 番目の地震活動域またはメッシュにおける規模の確率関数、 $P_k(r_j | m_i)$ は規模が m_i の条件下での距離の確率関数、 $P(Y > y | m_i, r_j)$ は地震の規模が m_i 、距離が r_j の時に地震動の強さが y を超える条件付確率である。