

確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定 - 北日本）

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.....	24
2. 確率論的地震動予測地図の評価の説明.....	24
2.1 評価手法.....	24
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.....	24
2.1.2 地震ハザード評価手法の概要.....	25
2.1.3 結果の表現方法.....	27
2.2 試作版対象地域の特性の設定.....	27
2.2.1 地図の仕様.....	27
2.2.2 地震の分類別評価モデル.....	28
(1) 主要98活断層帯の固有地震.....	28
(2) 海溝型地震の評価.....	36
a. 宮城県沖地震および三陸沖南部海溝寄りの地震.....	36
b. 三陸沖から房総沖にかけての地震.....	39
c. 千島海溝沿いの地震.....	45
d. 日本海東縁部の地震（暫定評価）.....	54
(3) 「震源を予め特定しにくい地震等」の評価.....	60
a. 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）.....	60
b. 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）.....	64
c. プレート間及び沈み込むプレート内で発生する 大地震以外の地震（グループ3～4の地震）.....	64
d. 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）.....	80
(4) 「震源を予め特定しにくい地震等」のうち 日本海東縁部で発生する地震.....	90
(5) 「震源を予め特定しにくい地震等」のうち浦河沖で発生する地震.....	98
2.2.3 地震動の評価モデル.....	104
2.2.4 地震動の揺れの指標.....	104
2.3 地震動予測地図の融合.....	109
3. 今後に向けて.....	113

(注)「震源を予め特定しにくい地震等」の定義

- ・グループ1の地震 : 主要98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断層帯に発生する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
- ・日本海東縁部の地震 : 日本海東縁部の領域で発生する地震
- ・浦河沖の地震 : 1982年浦河沖地震の震源域周辺の25~45kmの深さ  
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・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, 2000）<sup>\*1</sup>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、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。

### 2 確率論的地震動予測地図の評価の説明

#### 2.1 評価手法

\*1 関連 HP アドレス, <http://geohazards.cr.usgs.gov/eq/index.html>

## 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（地震調査委員会長期評価部会，2002）。

- 1) 98 の主要な活断層帯に発生する固有地震（以下「主要 98 活断層帯の固有地震」という。）
  - 2) プレートの沈み込みに伴う大地震（以下「海溝型地震」という。ここでは、「日本海東縁部の地震」も広義に海溝型地震として扱う。）
  - 3) 「98 活断層帯及び海溝型地震」以外の地震（以下「震源を予め特定しにくい地震等」という。）
    - 3)-a. 震源を予めある程度特定できる地震
      - グループ 1 主要 98 断層帯以外の活断層に発生する地震
      - グループ 2 主要 98 断層帯に発生する固有地震以外の地震
    - 3)-b. 震源を予め特定しにくい地震（地表に痕跡を残さない地震）
      - グループ 3 プレート間で発生する大地震以外の地震
      - グループ 4 沈み込むプレート内で発生する大地震以外の地震
      - グループ 5 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
- 日本海東縁部の地震 日本海東縁部の領域で発生する地震  
浦河沖の地震 1982 年浦河沖地震震源域周辺で 25～45km の深さで発生する地震

本報告の本文では、これらの地震を、

- ・「震源断層を特定した地震」（1）、2）、3）-a. ）
- ・「震源断層を予め特定しにくい地震」（3）-b. ）

に分類して説明しているが、以下の第 2.2 節の説明では 1)～3) の地震分類別の順にその評価の内容を詳細に説明する。

## 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 12 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。

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（98 断層帯で発生する固有地震、海溝型の大地震、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。

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。

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。

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。

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。



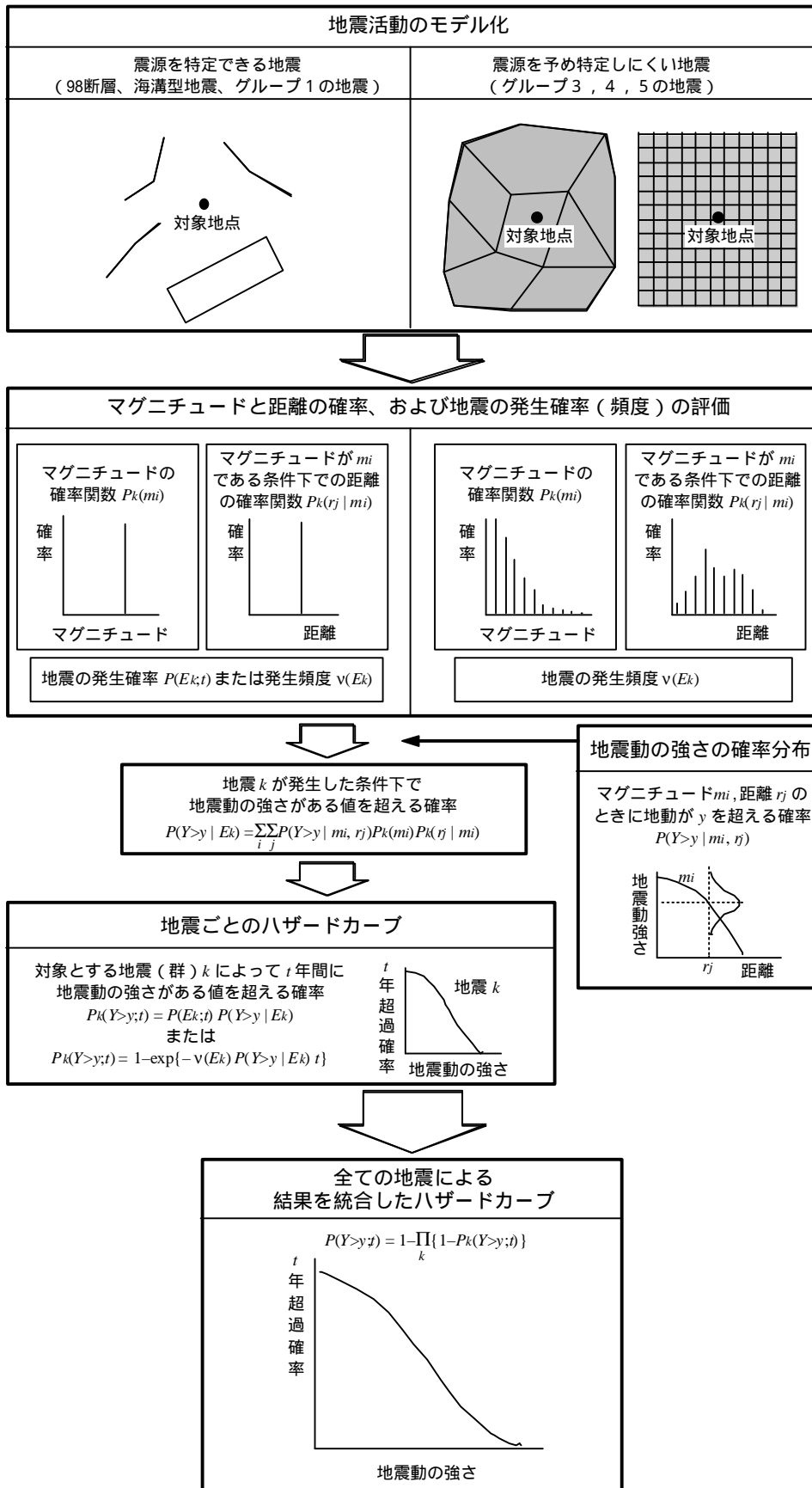


図 12 地震ハザードの評価フロー

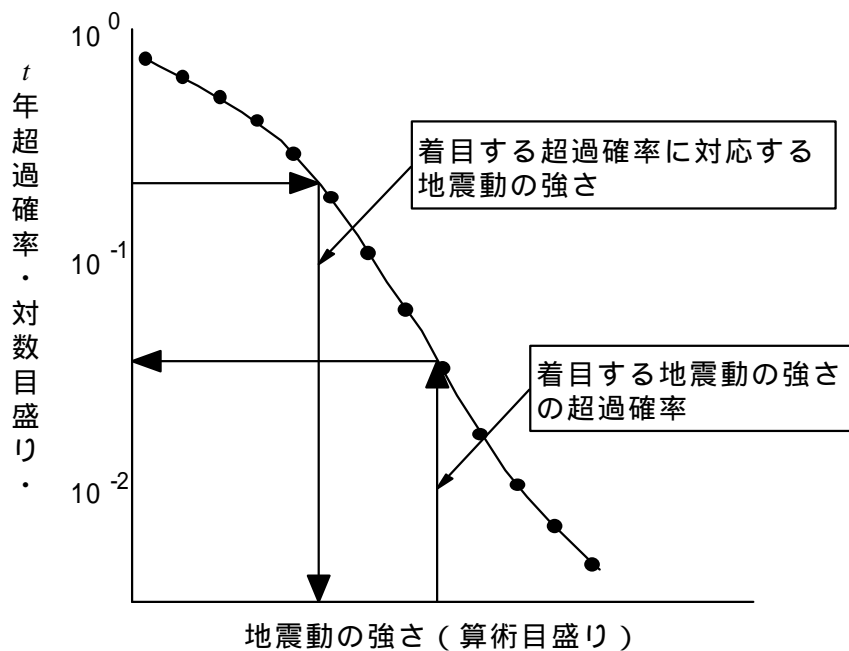


図 13 ハザードカーブの概念図

## 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 13 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 13 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、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と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 13 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。

## 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、東北地方 6 県と北海道地方の範囲である。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。

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 2003 年より 30 年間

に震度 5 弱以上<sup>\*2</sup>、6 弱以上<sup>\*3</sup>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。

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 2003 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) 主要98活断層帯の固有地震

#### a. 評価の基本方針

##### 基本方針

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。

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。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、試作版では暫定評価の活断層が独立に地震を起こすとして確率評価モデルを設定する。

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ので、新しい知見を取り入れていくことを今後検討していく必要がある。

##### 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。試作版（地域限定版）では、活動間隔および最新活動時期それぞれの幅の平均値に基づく地震発生確率を基本として算定した。なお、最新活動時期が片側の幅（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、その区間での中央値を用い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，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、ばらつきは 0.24 を用いて算定する。

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を代用する。

##### 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平均値を用いる。

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。

##### 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形状評価する。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。

長期評価に加えて形状評価が公表されている活断層については、それ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。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、過去に発生した内陸の地震での断層パラメータの

<sup>\*2</sup> 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。

<sup>\*3</sup> 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。

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、渡辺・他（1999，2000）による断層長さと断層幅との平均的な関係に基づき下式で定める。

< 横ずれ断層の場合の幅 >

- ・  $W=15$  (km) (  $L > 30$ km )
- ・  $W=10^{(0.656\log L+0.207)}$  (km) ( 30km  $L > 4$ km )
- ・  $W=L$  (km) ( 4km  $L$  )

< 縦ずれ断層の場合の幅 >

- ・  $W=15/\sin$  (km) (  $L > 15/\sin$  )
- ・  $W=L$  (km) (  $15/\sin L$  )

(注)  $W$  : 断層幅

$L$  : 断層長さ

: 傾斜角

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、一律 3km と設定する。なお、これらのパラメータは将来的に断層の形状評価が行われた時点で更新されることになる。

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。なお、断層の幅は上述の考え方を参考に一律 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。

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。ただし、長期評価結果で地震を起こす断層（起震断層）の組み合わせとして複数示されている場合には、最も起こりそうな活動区間を固有地震とする。

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 活断層帯のうち試作に用いる活断層の抽出範囲は、東経 138 度以東かつ北緯 36 度以北の領域としている。

図 14 に示すように、この範囲に含まれる主要 98 活断層帯は全部で 33 活断層帯である。33 の主要活断層帯のうち、長期評価が公表された活断層は糸魚川-静岡構造線断層帯（北部・中部）、山形盆地断層帯、函館平野西縁断層帯、北上低地西縁断層帯、新庄盆地断層帯、長町-利府線断層帯、櫛形山脈断層帯、月岡断層帯、信濃川断層帯の 9 つである。これらの活断層の諸元は公表された評価をもとに設定する。なお、元荒川断層帯については公表された長期評価で「南部は活断層ではなく、北部は活断層であると評価したが、北部についてはさらに調査研究を行うとともに、関東平野北縁断層帯と一連の活断層帯として評価する必要がある」と評価されるにとどまっていることから、ここでは長期評価が未評価の活断層に含めて取り扱うこととした。

33 活断層帯のうち長期評価が未評価の 24 活断層帯の諸元については、暫定評価の活断層（損害保険料率算定会，2000）の値で代用する。24 の活断層帯に該当する暫定評価の活断層数は 32 となる。

上記で抽出された活断層帯のうち、糸魚川-静岡構造線断層帯（北部・中部）の発生確率と断層面の諸元を表 6、表 7 に示す。これは昨年度の「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）で用いた値と同じである。また、表 8、表 9 には山形盆地断層帯の発生確率と断層面の諸元を示す。

一方、現在までに長期評価が公表された 7 つの活断層帯の地震発生確率を表 10 に、マグニチュードと断層面の諸元を表 11 に示す。

表 8 および表 10 において、確率論的地震動予測地図の作成では「平均ケース」で示した地震発生確率を用いる。ただし、最新活動時期が片側の幅で与えられている山形盆地断層帯（表 8）と函館平野西縁断層帯（表 10）の最新活動時期については最近確実に活動していない時期を考慮して、その区間での中央値を用いて地震発生確率を算定している。また、平均活動間隔が 7500 年以上とされている月岡断層帯では、平均活動間隔を 7500 年として地震の発生確率を算定している。

新庄盆地断層帯に関しては、断層区間が 2 とおりのケース（断層長さが 11km と 23km）が示されており、それに伴ってマグニチュードおよび平均活動間隔が幅をもって示されている。ここでは、断層長さを新庄東山断層相当部まで含めた 23km と想定し、それに基づいてマグニチュードと平均活動間

隔を M7.0 ならびに 4000 年と設定した。表 10 の「平均ケース」欄の地震発生確率は平均活動間隔を 4000 年とした場合の値である。

長町 - 利府線断層帯に関しては、断層区間が 2 とおりのケース（断層長さが 21km と 40km）が示されており、それに伴ってマグニチュードおよび平均活動間隔が幅をもって示されている。ここでは、断層長さを長町 - 利府線の北部と円田断層まで含めた 40km と想定し、それに基づいてマグニチュードと平均活動間隔を M7.5 ならびに 5000 年と設定した。表 10 の「平均ケース」欄の地震発生確率は平均活動間隔を 5000 年とした場合の値である。

櫛形山脈断層帯に関して、マグニチュードは断層長さ 16km に対応する M6.8 とする（表 11）。また、平均活動間隔は、断層長さ 16km に対応する変位量 1.3m と平均変位速度 0.2～0.4 mm/y から求まる活動間隔約 3000～6000 年の平均である 4500 年を用いる（表 10 の「平均ケース」）。

長期評価が未評価の 24 の断層帯については前述のように、32 の暫定評価の活断層（損害保険料率算定会，2000）の諸元を用いる。

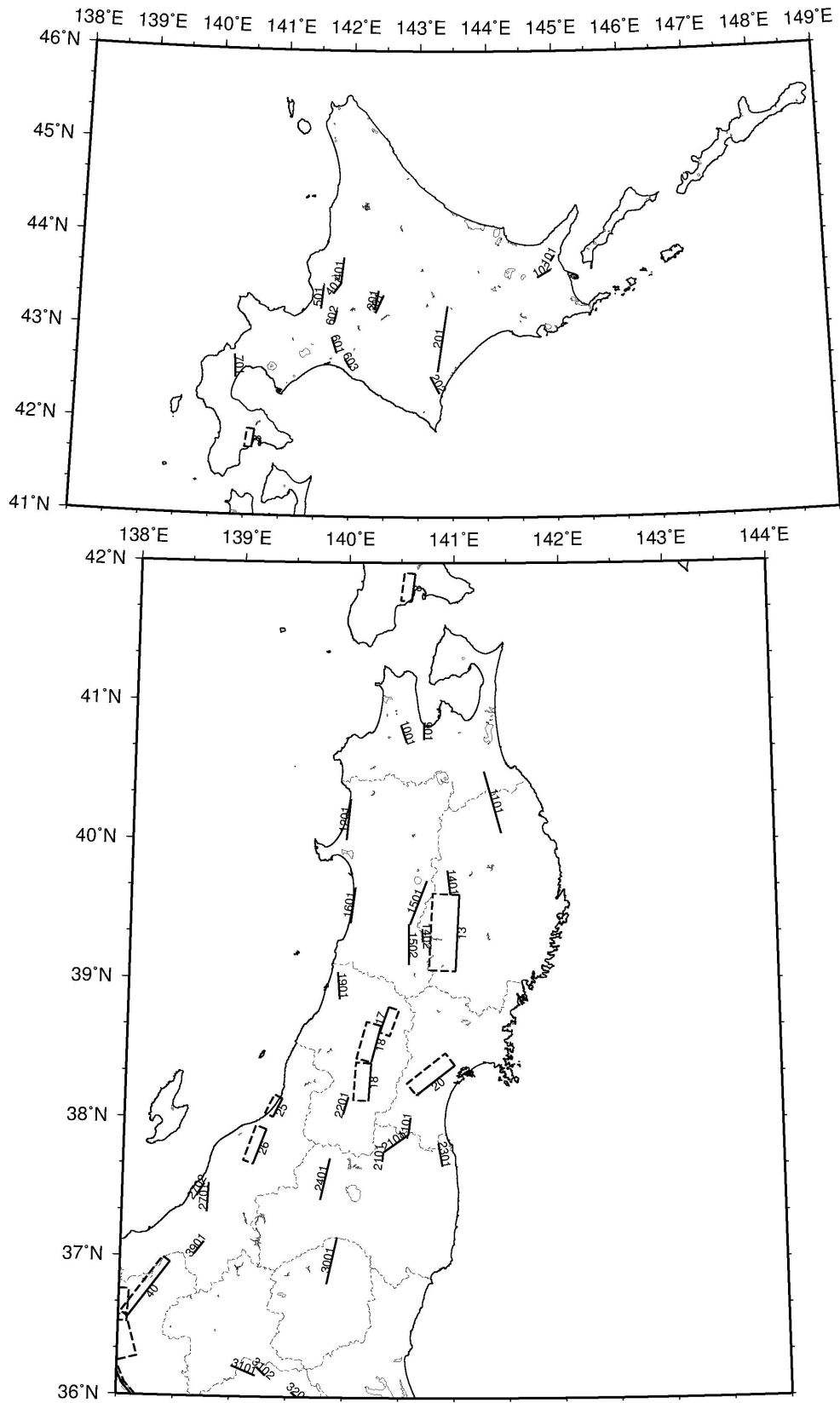


図 14 北日本の確率論的地震動予測地図（試作版）の作成に用いる 98 の主要な活断層帯

表6 糸魚川-静岡構造線断層帯（北部、中部）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	-
		最新活動時期	約1200年前	1200年前	-
		30年発生確率	14%	14%	-
		50年発生確率	23%	23%	-

(注) 地震発生確率は西暦2003年からの値。BPT分布のばらつき $\alpha$ は0.24とした。

表7 糸魚川-静岡構造線断層帯（北部、中部）の断層面の諸元とマグニチュード

断層区分	北部1	北部2	中部1	中部2
原点位置	南端	北端	北端	北端
北緯	36°31' 52"	36°32' 43"	36°13' 09"	36°05' 15"
東経	137°54' 11"	137°54' 04"	137°58' 26"	138°02' 21"
走向	N03E	N16W	N23W	N42W
傾斜角	40°	140°	80°	80°
断層面の長さ	26km	35km	17km	34km
断層面の幅	20.2km	20.2km	13.2km	13.2km
断層面上端深さ	4km	4km	4km	4km
地震モーメント	$1.5 \times 10^{20}$ (N・m)			
$M_w$	7.4			

表8 山形盆地断層帯の地震発生確率

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
18	山形盆地断層帯	平均活動間隔	およそ3000年	3000年	3000年
		最新活動時期	約6000年前以降	2900年前*	6000年前
		30年発生確率	ほぼ0%～7%	3.4%	7.2%
		50年発生確率	ほぼ0%～10%	5.6%	11.7%

(注) 地震発生確率は西暦2003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 $\alpha$ は0.24とした。

山形盆地断層帯の最新活動時期について、長期評価の説明文の中に「最近200年間はこの断層帯は活動していないと考えられる」という記述があるため、「平均ケース」での最新活動時期は6000年前～2000年の中央値=2900年前を用いた。

表9 山形盆地断層帯の断層面の諸元とマグニチュード

断層区分	北部	南部
原点位置	南端	南端
北緯	38°24' 47"	38°08' 02"
東経	140°14' 31"	140°13' 08"
走向	N15E	N04E
傾斜角	45°	45°
断層面の長さ	30km	30km
断層面の幅	17km	17km
断層面上端深さ	4km	4km
地震モーメント	$5.8 \times 10^{19}$ (N・m)	
$M_w$	7.1	



表10 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
8	函館平野 西縁断層帯	平均活動間隔	13000～17000年	15000年	13000年
		最新活動時期	14000年前以降	6805年前*	14000年前
		30年発生確率	ほぼ0%～1%	0.004%	1.0%
		50年発生確率	ほぼ0%～2%	0.006%	1.6%
13	北上低地 西縁断層帯	平均活動間隔	16000～26000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%
17	新庄盆地 断層帯	平均活動間隔	2000～4000年程度	4000年*	2000年
		最新活動時期	特定できない	-	-
		30年発生確率	0.8%～2%	0.75%	1.5%
		50年発生確率	1%～3%	1.2%	2.5%
20	長町 - 利府 線断層帯	平均活動間隔	3000年程度以上	5000年*	3000年
		最新活動時期	十分特定できない	-	-
		30年発生確率	1%以下	0.6%	1.0%
		50年発生確率	2%以下	1.0%	1.7%
25	榊山脈 断層帯	平均活動間隔	3000～18000年	4500年*	3000年
		最新活動時期	約6600～300年前程度	3450年前	6600年前
		30年発生確率	ほぼ0%～7%	1.1%	7.4%
		50年発生確率	ほぼ0%～10%	1.8%	12%
26	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～約900年前	3700年前*	6500年前
		30年発生確率	ほぼ0%～1%	0.02%	1.0%
		50年発生確率	ほぼ0%～2%	0.04%	1.7%
40	信濃川 断層帯 (長野盆地 西縁断層帯)	平均活動間隔	800～2500年	1650年	800年前
		最新活動時期	1847年善光寺地震	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%

- (注)
- ・地震発生確率は西暦2003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 はいずれも0.24とした。
  - ・函館平野断層帯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～390年前の中央値=6805年前を用いた。
  - ・新庄盆地断層帯の平均活動間隔について、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)から平均活動間隔を推定すると、おおよそ4000年となる。「平均ケース」ではこの値を用いて発生確率を計算した。ちなみに、断層長さとして23kmを採用したので、マグニチュードは7.0となる。
  - ・長町 - 利府線断層帯の平均活動間隔について、3000年という値は断層長さを短い方の21kmと想定した場合のものであるが、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)から平均活動間隔を推定すると、おおよそ5000年となる。「平均ケース」ではこの値を用いて発生確率を計算した。ちなみに、断層長さとして40kmを採用したので、マグニチュードは7.5となる。
  - ・榊山脈断層帯について、「平均ケース」では、断層長さを16kmとして、それに対応する変位量1.3mに基づく活動間隔3000年～6000年の平均である4500年を平均活動間隔とした。ちなみに、断層長さとして16kmを採用したので、マグニチュードは6.8となる。
  - ・月岡断層帯の平均活動間隔は7500年を用いた。

表11 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	断層面 の上端 深さ
8	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	0km
			モデル 化	7.25	24km	17km	西傾斜 60度	3km
13	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	0km
			モデル 化	7.8	62km	26km	西傾斜 35度	3km
17	新庄盆地 断層帯	東側隆起の 逆断層	長期 評価	6.5-7.0 程度	11-23km	不明	東傾斜	0km
			モデル 化	7.0	22km	17km	東傾斜 60度	3km
20	長町 - 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	0km
			モデル 化	7.5	39km	16km	西傾斜 40度	3km
25	櫛形山脈 断層帯	西側隆起の 逆断層	長期 評価	6.8-7.5 程度	約16km	不明	十数m以浅 西傾斜 45度程度	0km
			モデル 化	6.8	16km	14km	西傾斜 60度	3km
26	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 25度程度 50-60度	0km
			モデル 化	7.3	30km	15km	西傾斜 55度	3km
40	信濃川 断層帯 (長野盆地 西縁断層帯)	西側隆起の 逆断層	長期 評価	7.5-7.8 程度	約58km	不明	西傾斜	0km
			モデル 化	7.7	58km	17km	西傾斜 60度	3km

- (注) ・函館平野断層帯のマグニチュードは7～7.5の中央値を用いた。傾斜角は不明なため、60度を仮定した。断層の幅 $W$ はこの傾斜角を用いて $W=15/\sin\theta$ で求めた。
- ・北上低地断層帯の傾斜角は地下7～8km以浅の30～40度の中央値を用いた。断層の幅 $W$ はこの傾斜角を用いて $W=15/\sin\theta$ で求めた。
  - ・新庄盆地断層帯は新庄東山断層相当部も含めてモデル化した。したがってマグニチュードは7.0とした。傾斜角は不明なため、60度を仮定した。断層の幅 $W$ はこの傾斜角を用いて $W=15/\sin\theta$ で求めた。
  - ・長町 - 利府線断層帯は長町 - 利府線の北部と円田断層も含めてモデル化した。したがってマグニチュードは7.5とした。傾斜角は35～45度の中央値を用いた。断層の幅 $W$ は、長期評価で示されている地震発生層の下限13kmとこの傾斜角を用いて $W=10/\sin\theta$ で求めた。
  - ・櫛形山脈断層帯のマグニチュードは長さを16kmとして6.8とした。傾斜角は不明として60度を用いた。断層の幅 $W$ は地震発生層の下端15kmとこの傾斜角を用いて $W=12/\sin\theta$ で求めた。
  - ・月岡断層帯の傾斜角は地下数十m～300m程度の50～60度の中央値を用いた。断層の幅 $W$ は地震発生層の下端15kmとこの傾斜角を用いて $W=12/\sin\theta$ で求めた。
  - ・信濃川断層帯は昨年度の試作版(地域限定)のモデルと同じ。

## (2) 海溝型地震の評価

海溝型地震のうち太平洋側の宮城県沖地震、三陸沖から房総沖にかけての地震、千島海溝沿いの地震、日本海東縁部（暫定）のモデル化について述べる。

このうち宮城県沖地震（地震調査委員会，2000）ならびに三陸沖から房総沖にかけての地震（地震調査委員会，2002f）についてはすでに長期評価が公表されている。また、千島海溝沿いの地震の長期評価についても、公表されている（地震調査委員会，2003）。ここではこれらの長期評価の結果を踏襲して地震活動のモデル化を行った。図 15 にこれらの海溝型地震の評価対象領域を示す。また、日本海東縁部の地震については、現在、長期評価作業中につき、暫定モデルを用いる。

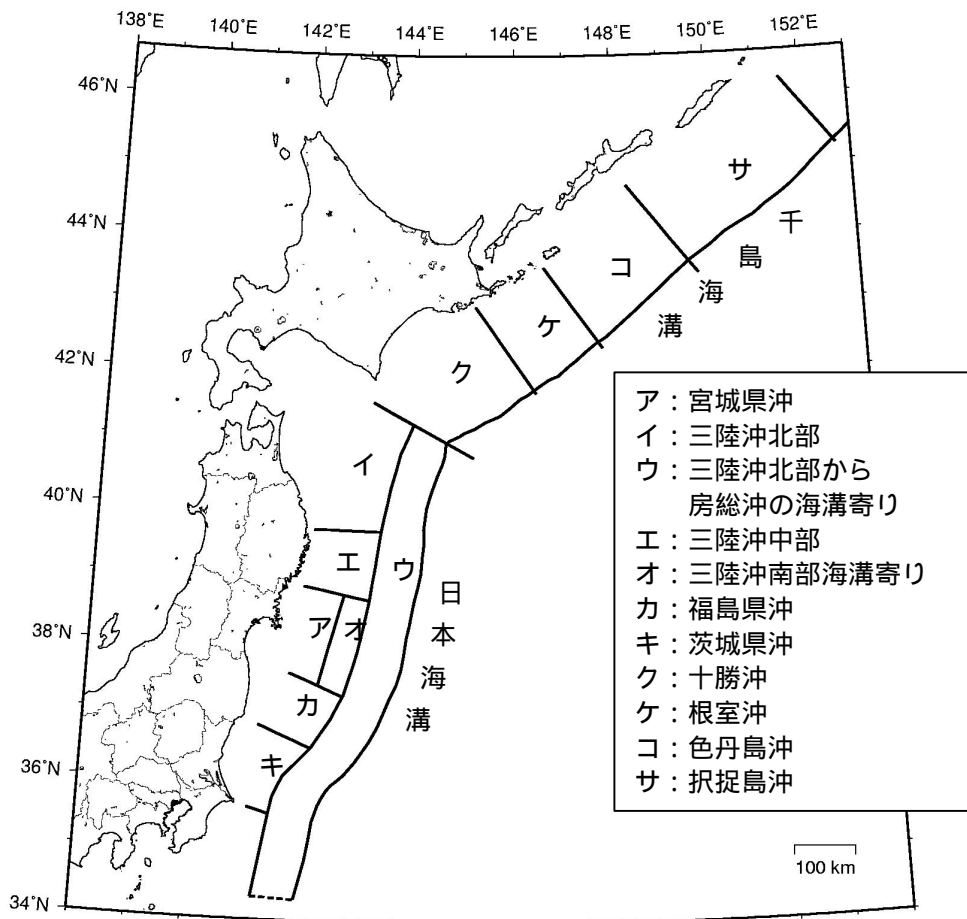


図 15 海溝型地震のうち宮城県沖地震、三陸沖から房総沖にかけての地震、千島海溝沿いの地震の評価対象領域

以下、a.宮城県沖地震とそれとの連動の可能性が指摘されている三陸沖南部海溝寄りの地震のモデル化、b.三陸沖から房総沖にかけての地震のモデル化、c.千島海溝沿いの地震のモデル化、d.日本海東縁部の地震のモデル化の順で各モデルの概要について示す。

### a. 宮城県沖地震および三陸沖南部海溝寄りの地震

「宮城県沖地震の長期評価」（地震調査委員会，2000）ならびに「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について」（地震調査委員会，2002）によれば、宮城県沖地震ならびに三陸沖南部海溝寄りの地震の過去の活動として図 16 のものが示されている。

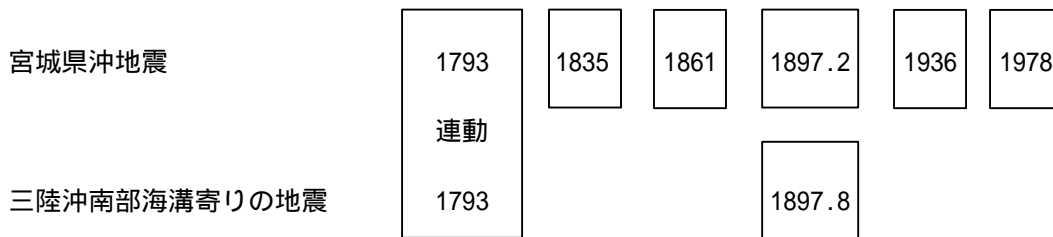


図 16 宮城県沖地震および三陸沖南部海溝寄りの地震の発生履歴

宮城県沖地震に関しては、過去 6 回の活動のうち 1 回三陸沖南部海溝寄りの地震と連動して発生している。また、三陸沖南部海溝寄りの地震に関しては、過去 2 回の活動のうち 1 回が宮城県沖地震と連動して発生している。

このようなデータに基づいて、上記の長期評価の報告書では両地震の活動間隔に関する諸元として表 12 の値が示されている。

表 12 宮城県沖地震および三陸沖南部海溝寄りの地震の活動間隔に関する諸元

	平均活動間隔	最新活動からの経過時間	活動間隔のばらつき
宮城県沖地震	37.1 年	24.6 年	0.177
三陸沖南部海溝寄りの地震	104.5 年	105.4 年	0.19 ~ 0.24

\* 最新活動からの経過時間は 2003 年 1 月時点での値に統一。宮城県沖地震のは報告書「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, 2001a) に基づく。

この諸元に基づいて、活動間隔が BPT 分布の更新過程を適用して 2003 年 1 月より将来 30 年および 50 年間の地震発生確率を求めると表 13 のようになる(三陸沖南部海溝寄りの地震の活動間隔のばらつきは幅の中央値の 0.215 を用いる)。なお、宮城県沖地震に関しては平均活動間隔が短いため、将来の 30 年および 50 年間を対象とした確率論的地震ハザード評価では地震が 2 回発生する確率も無視できないので、それを考慮した評価(石川他(2002))を行っている。

表 13 宮城県沖地震および三陸沖南部海溝寄りの地震の将来の発生確率

	30 年確率			50 年確率		
	未発生	1 回	2 回	未発生	1 回	2 回
宮城県沖地震	1%	98%	1%	ほぼ 0	46%	54%
三陸沖南部海溝寄りの地震	21%	79%	ほぼ 0	5%	95%	ほぼ 0

\* 三陸沖南部海溝寄りの地震のは 0.215 (幅の中央値) を用いた。0.1%未満の確率は「ほぼ 0」と表示している。発生確率は 2003 年 1 月よりの値。

一方、両地震の長期評価では、次の宮城県沖地震と三陸沖南部海溝寄りの地震が、それぞれ単独で発生するのか、両者が連動して発生するのかについては現状では判断できないとしている。

また、「次の宮城県沖地震の震源断層の形状評価について」(地震調査委員会長期評価部会, 2002a) および「宮城県沖地震を想定した強震動評価手法について(中間報告)」(地震調査委員会強震動評価部会, 2002) では、宮城県沖地震の発生が「単独の場合」の震源域として図 17 に示す領域 A1 と A2 を、「連動した場合」として A1、A2 の領域および B の領域が震源域となるケースを想定している。

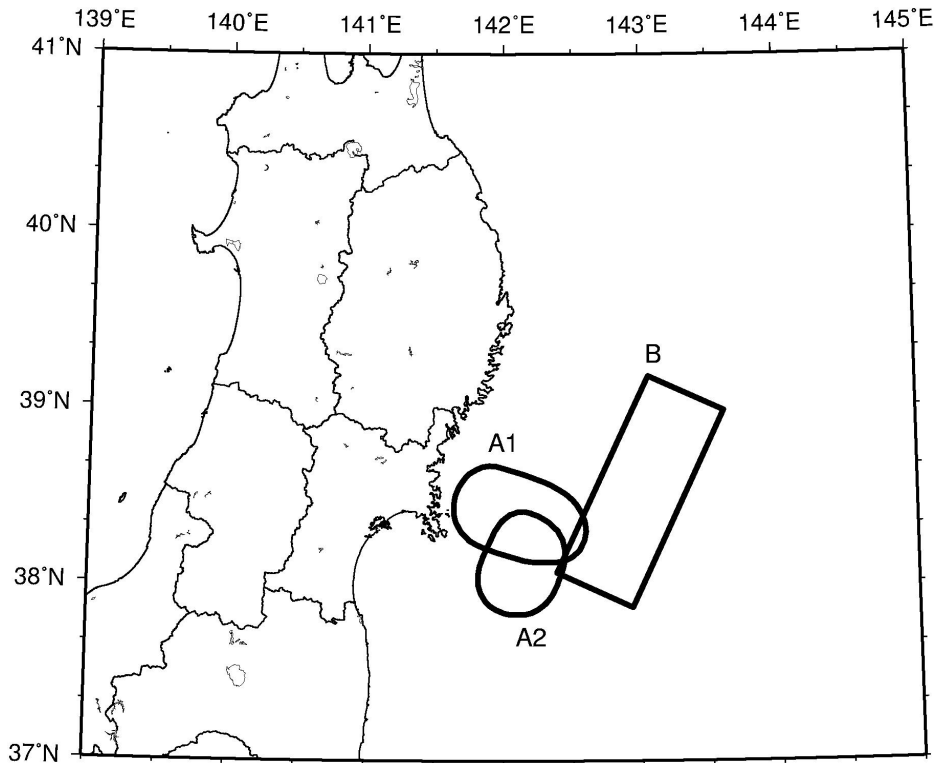


図 17 次の宮城県沖地震の想定震源域

以上のデータを踏まえて、連動を考慮した宮城県沖地震および三陸沖南部海溝寄りの地震のモデル化を行う。

ここでは、三陸沖南部海溝寄りの地震が過去に発生した 2 回のうちの 1 回宮城県沖地震と連動したという事実に基づき、両地震が連動して発生する条件として次の仮定を設けた。

- ・対象とする将来の期間（30 年または 50 年）に宮城県沖地震と三陸沖南部海溝寄りの地震がともに発生する場合に 50%の確率（2 回に 1 回）で両地震が連動する。

各地震の震源域とマグニチュードは、「次の宮城県沖地震の震源断層の形状評価について」（地震調査委員会長期評価部会，2002a）および「宮城県沖地震を想定した強震動評価手法について（中間報告）」（地震調査委員会強震動評価部会，2002）に従い、それぞれ次のようにモデル化する。

宮城県沖地震の発生が「単独の場合」には、図 17 の A1 と A2 のいずれかの震源域で発生するとし、それぞれの震源域で発生する確率は等しい（ともに 50%）と仮定する。マグニチュードは A1 単独の場合には  $M_w=7.5$ 、A2 単独の場合には  $M_w=7.4$  とする。

三陸沖南部海溝寄りの地震が単独で発生する場合には、図 17 の B の震源域で発生すると仮定する。マグニチュードは設定された断層面の面積から、断層面積とマグニチュードの関係式を介して  $M_w=7.8$  とする。

また、宮城県沖地震と三陸沖南部海溝寄りの地震が連動して発生する場合の震源域は、図 17 の A1+B、A2+B、A1+A2+B の 3 つのケースを想定する。これらのケースはそれぞれ等確率（確率 1/3）で生じると仮定する。マグニチュードはそれぞれの断層面積を参考に A1+B の場合は  $M_w=8.0$ 、A2+B の場合は  $M_w=8.0$ 、A1+A2+B の場合は  $M_w=8.1$ 、とする。

以上の条件下で、宮城県沖地震および三陸沖南部海溝寄りの地震の発生パターンは、宮城県沖地震の発生回数、連動の有無、各地震の震源域の違い、を組合せて表 3 に示す 21 ケースとなる。将来 30 年あるいは 50 年間で各ケースの生起確率は、各地震の発生確率（表 13）と上記の仮定に基づく連動確率および震源域の生起確率を用いて、表 14 のようになる。

なお、表 14 のケースはそれぞれ排反かつすべての場合を尽くしているため、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上記全ケースについて積和す

ることにより求められる。

また、地震ハザード評価結果に及ぼす各地震の影響度（貢献度）は両地震を併せた値として示されることになる。

表 14 宮城県沖地震および三陸沖南部海溝寄りの地震の発生確率

	ケース	30年 確率	50年 確率
(1)	「宮城」0回 * 「三陸」0回	0.23%	ほぼ0
(2)	「宮城」0回 * 「三陸」1回単独	0.87%	ほぼ0
(3)	「宮城」1回単独 A1 * 「三陸」0回	10%	1.3%
(4)	「宮城」1回単独 A2 * 「三陸」0回	10%	1.3%
(5)	「宮城」1回単独 A1 * 「三陸」1回単独	19%	11%
(6)	「宮城」1回単独 A2 * 「三陸」1回単独	19%	11%
(7)	「宮城」1回「三陸」1回 連動 A1+B	13%	7.3%
(8)	「宮城」1回「三陸」1回 連動 A2+B	13%	7.3%
(9)	「宮城」1回「三陸」1回 連動 A1+A2+B	13%	7.3%
(10)	「宮城」2回単独 A1 * A1 * 「三陸」0回	ほぼ0	0.74%
(11)	「宮城」2回単独 A1 * A2 * 「三陸」0回	ほぼ0	1.5%
(12)	「宮城」2回単独 A2 * A2 * 「三陸」0回	ほぼ0	0.74%
(13)	「宮城」2回単独 A1 * A1 * 「三陸」1回単独	ほぼ0	6.3%
(14)	「宮城」2回単独 A1 * A2 * 「三陸」1回単独	0.12%	13%
(15)	「宮城」2回単独 A2 * A2 * 「三陸」1回単独	ほぼ0	6.3%
(16)	「宮城」2回 内1回「三陸」連動 A1+B * 1回単独 A1	ほぼ0	4.2%
(17)	「宮城」2回 内1回「三陸」連動 A2+B * 1回単独 A1	ほぼ0	4.2%
(18)	「宮城」2回 内1回「三陸」連動 A1+A2+B * 1回単独 A1	ほぼ0	4.2%
(19)	「宮城」2回 内1回「三陸」連動 A1+B * 1回単独 A2	ほぼ0	4.2%
(20)	「宮城」2回 内1回「三陸」連動 A2+B * 1回単独 A2	ほぼ0	4.2%
(21)	「宮城」2回 内1回「三陸」連動 A1+A2+B * 1回単独 A2	ほぼ0	4.2%
	合計	100%	100%

\* 「宮城」：宮城県沖地震、「三陸」：三陸沖南部海溝寄りの地震。発生確率は2003年1月よりの値。三陸沖南部海溝寄りの地震の発生間隔のばらつきは0.215(幅の中央値)を用いた。0.1%未満の確率は「ほぼ0」と表示している。

例えば、(7)の30年確率は、表13で宮城県沖地震が30年間に1回発生する確率(98%)、三陸沖南部海溝寄りの地震が30年間に1回発生する確率(79%)、両地震が連動する確率(50%)、連動の場合に震源域がA1+Bとなる確率(33%)をすべて掛け合わせるにより、約13%として求められる。

#### b. 三陸沖から房総沖にかけての海溝型地震

三陸沖から房総沖の海溝型地震の地震活動に関しては、「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について」(地震調査委員会, 2002f)において論じられている。そこでは、図15に示すような領域ごとに、過去の地震の概況ならびに次の地震の発生時期および規模について整理がなされている。

このうち、宮城県沖地震（図 15 のア）と三陸沖南部海溝寄りの地震（図 15 のオ）のモデルの概要については前項で記したので、以下ではそれらを除く領域における地震活動のモデル化について述べる。なお、三陸沖中部の地震（図 15 のエ）についてはマグニチュードが 7 クラス以上の地震は想定されていないため、海溝型地震としてはモデル化しない。ただし、震源が予め特定しにくい地震等のうちのグループ 3 または 4 の地震はモデル化する。また、房総半島の沖合いの領域（房総沖）については長期評価が未了であることに加え、今回の北日本の確率論的地震動予測地図（試作版）の対象領域から離れているので、モデル化の対象とはしない。

モデル化に際し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。平均発生間隔が 年 以上とされている場合（福島県沖のプレート間地震が該当：発生間隔 400 年以上）には、 年を用いて地震の発生確率を算定する。なお、福島県沖の地震に関しては、短期間に複数の地震が連続することが想定されているが、地震発生時系列としては平均発生間隔が 400 年のポアソン過程とし、連続の影響は地震動強さの超過確率の評価において、同じ断層面で 3 回地震が発生すると仮定することにより考慮する。
- 2) マグニチュードが幅をもって示されている場合（三陸沖北部の固有地震以外の地震が該当）には、0.1 刻みで  $b=0.9$  の  $b$  値モデルにフィッティングするように発生確率を付与する。なお、マグニチュードが 前後あるいは 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) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震（津波地震）のマグニチュードについては、1896 年の明治三陸地震の宇佐美（1996, 新編日本被害地震総覧）によるマグニチュードを参照して  $M_w6.8$  とする。
- 4) 震源域の場所に関して、三陸沖北部のプレート間大地震については固有の断層面を設定するが、それ以外の地震に関しては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、それぞれが等確率で起こると仮定する。ただし、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震（正断層型）については傾斜角  $45^\circ$ 、上端深さ 0km の正断層としてモデル化する。なお、図 15 の領域イ、カ、キの西端は Umino, et al (1990) に基づいて設定する。

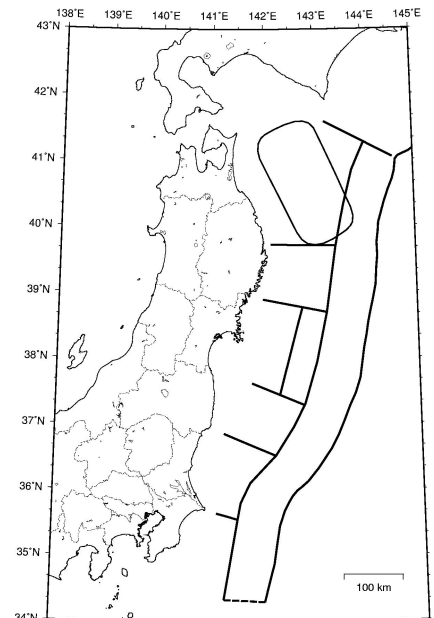


図 18 三陸沖北部のプレート間大地震の断層面

以下、各地震の活動モデルの諸元について示す。

### 三陸沖北部のプレート間大地震

地震活動モデルの諸元を表 15 に示す。また、断層面の位置を図 18 に示す。

表 15 三陸沖北部のプレート間大地震の諸元

	長期評価	設定モデル
30 年発生確率	0.007 ~ 5%	1.2%
50 年発生確率	10 ~ 30%	24%
マグニチュード	$M8.0$ 前後	$M_w8.0$
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) 地震発生確率は長期評価は 2002 年 1 月からの値、設定モデルは 2003 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、最新活動時期=34.6 年前（2003 年 1 月時点）ばらつき  $=0.175$  (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。

三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震（津波地震）  
地震活動モデルの諸元を表 16 に示す。マグニチュードについては、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 Mw6.8 とした。

震源域の位置について、「領域内でも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 19 に示す。

表 16 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震（津波地震）の諸元

	長期評価	設定モデル
30 年発生確率	20%程度	20%
50 年発生確率	30%程度	31%
マグニチュード	M <sub>r</sub> 8.2 前後	M <sub>w</sub> 6.8
震源域	図 15 のウの領域内、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

（注）設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=133.3 年のポアソン過程を仮定した。また Mw=M<sub>j</sub>=6.8 と仮定した。

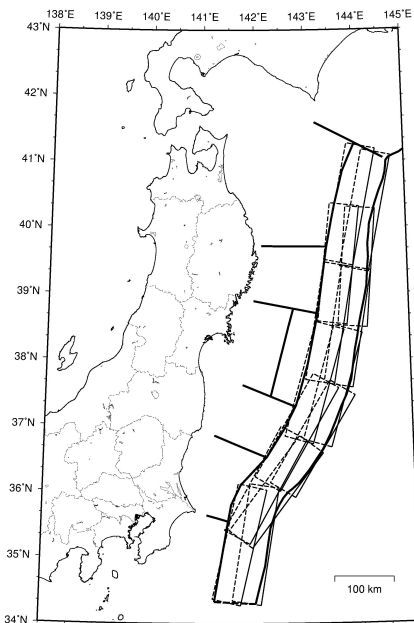


図 19 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震（津波地震）の断層面

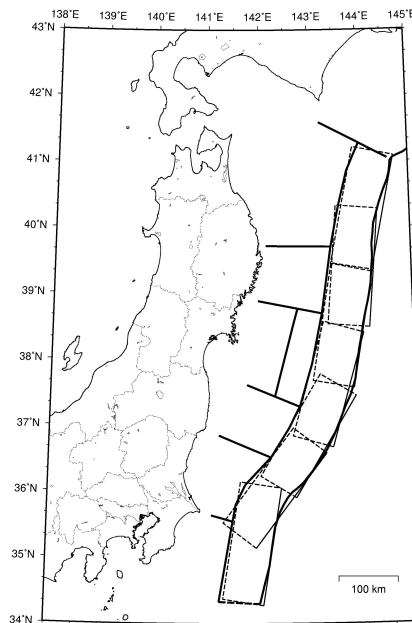


図 20 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震（正断層型）の断層面

三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震（正断層型）

地震活動モデルの諸元を表 17 に示す。震源域の位置について、「領域内でも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 200km、幅 100km、傾斜角 45°、上端深さ 0km の矩形の断層面を南北に 7 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 20 に示す。



表 17 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震（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	Mw8.2
震源域	図 15 のウの領域内、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に 7 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=575 年 (400～750 年の中央値) のポアソン過程を仮定した。また Mw=Mj と仮定した。

### 三陸沖北部の固有地震以外のプレート間地震

地震活動モデルの諸元を表 18 に示す。マグニチュードに関して、M=7.1～7.6 とされているが、ここでは M=7.1～7.6 (0.1 刻み) の地震が b=0.9 の b 値モデルにフィッティングするようにそれぞれ次の割合 (相対確率) で発生すると仮定した。

M=7.1 : 26.3%、M=7.2 : 21.4%、M=7.3 : 17.4%、  
M=7.4 : 14.1%、M=7.5 : 11.5%、M=7.6 : 9.3%

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 Mw が 7.1～7.3 の地震に関しては領域内にプレート境界に沿って長さ 40km、幅 40km の矩形の断層面を南北 9×東西 6 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 21 に示す。また、Mw が 7.4～7.6 の地震に関しては領域内にプレート境界に沿って長さ 60km、幅 60km の矩形の断層面を南北 7×東西 4 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 22 に示す。

表 18 三陸沖北部の固有地震以外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	90%程度	93%
50年発生確率	-	99%
マグニチュード	M7.1～M7.6	Mw7.1～7.6 (一様分布)
震源域	図 15 のイの領域内	Mw が 7.1～7.3 の地震に関しては長さ 40km、幅 40km の矩形の断層面を領域内にプレート境界に沿って 南北 9×東西 6 列、 Mw が 7.4～7.6 の地震に関しては長さ 60km、幅 60km の矩形の断層面を領域内にプレート境界に沿って 南北 7×東西 4 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=11.3 年のポアソン過程を仮定した。なお、長期評価では 50 年発生確率は示されていない。また Mw=Mj と仮定した。

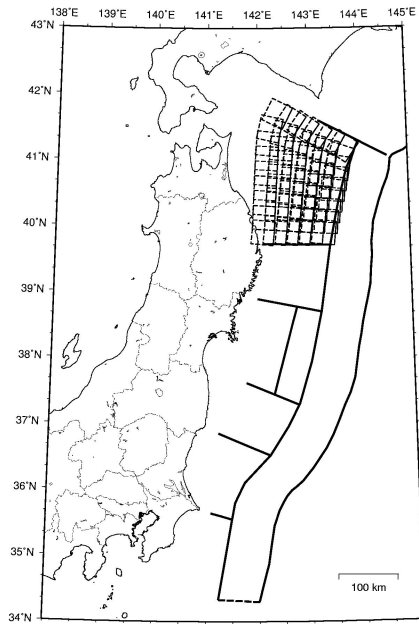


図 21 三陸沖北部の固有地震以外のプレート間地震の断層面 (M=7.1~7.3) 福島県沖のプレート間地震

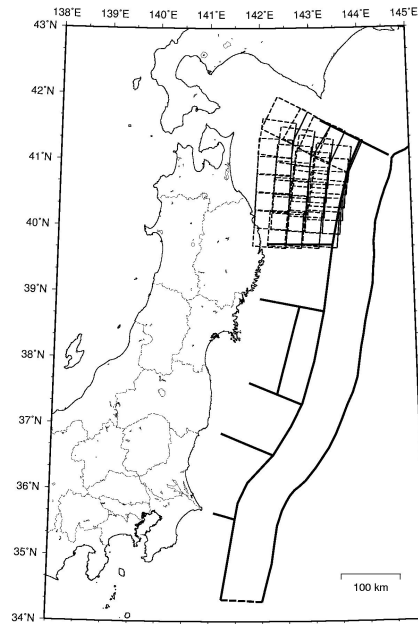


図 22 三陸沖北部の固有地震以外のプレート間地震の断層面 (M=7.4~7.6)

地震活動モデルの諸元を表 19 に示す。長期評価では、平均発生間隔が 400 年以上とされているが、ここでは 400 年と仮定した。また、複数の大地震が 2 日程度の間継続した例があり、次の地震についても短期間に複数の地震が継続することが想定されているが、時系列としては一つのイベントとして扱う。継続の影響は地震動強さの超過確率の評価において、同じ断層面で 3 回地震が発生すると仮定することにより考慮する。

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 50km、幅 50km の矩形の断層面を南北 3×東西 5 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 23 に示す。

表 19 福島県沖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	7%程度以下	7.2%
50 年発生確率	10%程度以下	12%
マグニチュード	M7.4 前後 複数継続	Mw7.4 (継続は地震動評価で考慮)
震源域	図 15 の力の領域内	領域内にプレート境界に沿って長さ 50km、幅 50km の矩形の断層面を南北 3×東西 5 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=400 年のポアソン過程を仮定した。また Mw=Mj と仮定した。

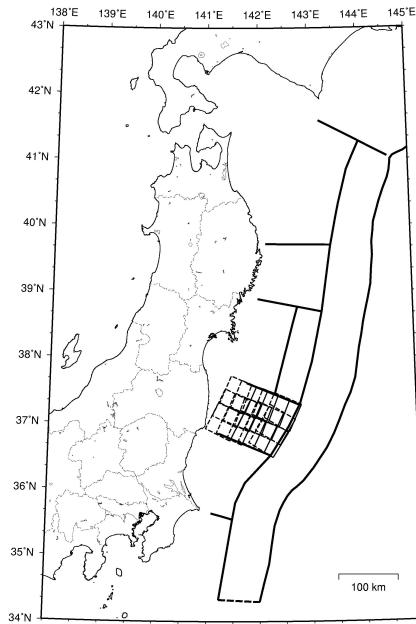


図 23 福島県沖のプレート間地震の断層面

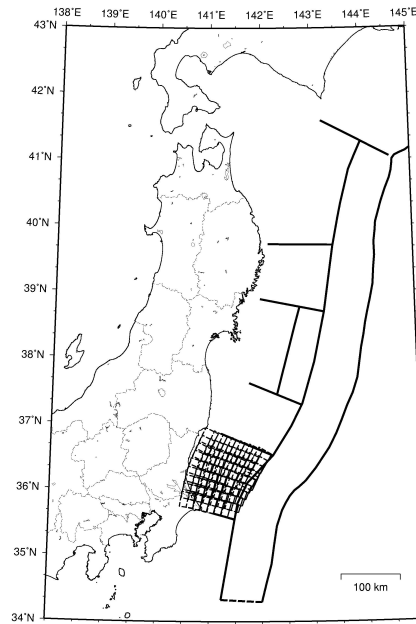


図 24 茨城県沖のプレート間地震の断層面

### 茨城県沖のプレート間地震

地震活動モデルの諸元を表 20 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、ここでは領域内にプレート境界に沿って長さ 25km、幅 25km の矩形の断層面を南北 9×東西 7 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 24 に示す。

表 20 茨城県沖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	90%程度	86%
50 年発生確率	-	96%
マグニチュード	M6.8 程度	Mw6.8
震源域	図 15 のキの領域内	領域内にプレート境界に沿って長さ 25km、幅 25km の矩形の断層面を南北 9×東西 7 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=15.5 年のポアソン過程を仮定した。長期評価では 50 年発生確率は示されていない。また Mw=Mj と仮定した。

### c. 千島海溝沿いの海溝型地震

千島海溝沿いの海溝型地震の地震活動に関しては、「千島海溝沿いの地震活動の長期評価について」(地震調査委員会, 2003)において論じられている。ここでは、1) プレート間地震、2) プレート内地震のそれぞれに対して、複数のタイプに分類した上で、過去の地震の概況ならびに次の地震の発生時期および規模について整理がなされている。評価対象領域を図 15 に示す。

#### 1) プレート間地震 (M8 クラスと M7 クラス)

- ・ M8 クラスのプレート間地震：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 (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)
- ・ ひとまわり小さいプレート間地震：十勝沖・根室沖と色丹島沖・択捉島沖

#### 2) プレート内地震 (M8 クラス)

- ・ 沈みこんだプレート内のやや浅い地震 (深さ 50km 程度)
- ・ 沈みこんだプレート内のやや深い地震 (深さ 100km 程度)

以下では、これらのタイプの地震について、長期評価結果に基づいて設定した地震活動のモデルについて示す。

モデル化に際しては次の方針を設定した。

- 1) 「M8 クラスのプレート間地震」は、図 15 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。連動する確率は「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」と仮定する。なお、この確率 (6 回に 1 回) は、「M8 クラスのプレート間地震」の平均発生間隔 (77.4 年) と両地震が連動する場合のおおよその平均発生間隔 (約 500 年) から定めた。
- 2) 地震発生確率の算定において、発生間隔のばらつきが幅をもって示されている場合には、中央値を用いる。
- 3) マグニチュードが前後あるいは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。地震動強さの評価では、いずれの地震も  $M_w = M_j$  と仮定する。
- 4) 震源域の場所に関して、「M8 クラスのプレート間地震」については固有の断層面を設定するが、「ひとまわり小さいプレート間地震」と「沈みこんだプレート内のやや浅い地震」、「沈みこんだプレート内のやや深い地震」に関しては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。なお、「ひとまわり小さいプレート間地震」が発生する領域はいずれもプレート上面の深さが 20 ~ 60km の範囲とする。また、「沈みこんだプレート内のやや浅い地震」については 1994 年北海道東方沖地震の断層面を、「沈みこんだプレート内のやや深い地震」については 1993 年釧路沖地震の断層面を参考とする。

以下、各地震の活動モデルの諸元について示す。

#### 十勝沖の地震・根室沖の地震 (連動する場合を含む)

M8 クラスのプレート間地震のうち、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「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」と仮定する。ここで、この連動の確率（6 回に 1 回）は、M8 クラスのプレート間地震の平均発生間隔（77.4 年）と両地震が連動する場合のおよその平均発生間隔（約 500 年）から定めた。

表 21 に両地震の発生確率について示す。十勝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 22 に示す 8 ケースとなる。各ケースの生起確率を併せて表 22 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おいて、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、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（M8.3）をそのまま用いる。

これらの地震のマグニチュードを表 23 に、断層面の位置を図 25 および図 26 に示す。

表 21 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	60%程度	58%	ほぼ 0
	50 年発生確率	80%～90%	84%	0.6%
根室沖の地震	30 年発生確率	20%～30%	21%	ほぼ 0
	50 年発生確率	60%程度	59%	ほぼ 0

(注) 地震発生確率は長期評価、設定モデルは 2003 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=77.4 年、最新活動時期=50.8 年前（十勝沖）または 29.5 年前（根室沖）ばらつき =0.28(0.24～0.32 の中央値)の BPT 分布に従うと仮定した。0.1%未満の確率は「ほぼ 0」とした。

表 22 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	33%	6.1%
(2)	「十勝沖」0 回 * 「根室沖」1 回単独	8.7%	8.9%
(3)	「十勝沖」1 回単独 * 「根室沖」0 回	46%	34%
(4)	「十勝沖」1 回単独 * 「根室沖」1 回単独	10%	42%
(5)	「十勝沖」1 回・「根室沖」1 回 連動	2.0%	8.4%
(6)	「十勝沖」2 回単独 * 「根室沖」0 回	ほぼ 0	0.3%
(7)	「十勝沖」2 回単独 * 「根室沖」1 回単独	ほぼ 0	0.3%
(8)	「十勝沖」2 回・「根室沖」1 回 うち 1 回連動	ほぼ 0	ほぼ 0
	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 2003 年 1 月よりの値。0.1%未満の確率は「ほぼ 0」とした。

例えば、(4)の 30 年確率は、表 10 で十勝沖の地震が 30 年間に 1 回発生する確率（58%）、根室沖の地震が 30 年間に 1 回発生する確率（21%）、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により、約 10%として求められる。

表 23 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	M7.7 程度	Mw7.7
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。

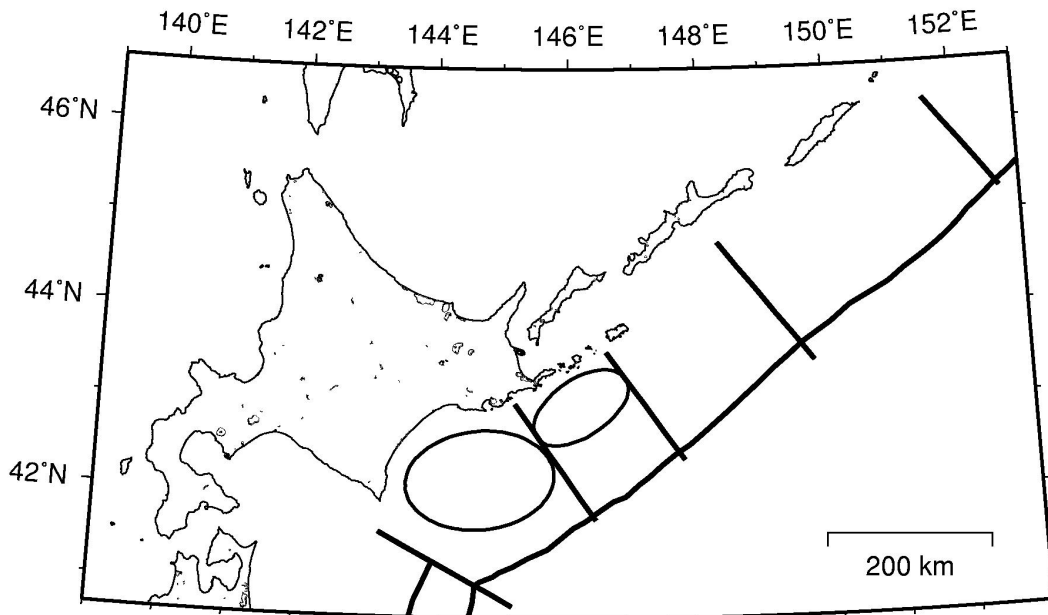


図 25 十勝沖の地震・根室沖の地震（単独で発生する場合）の断層面

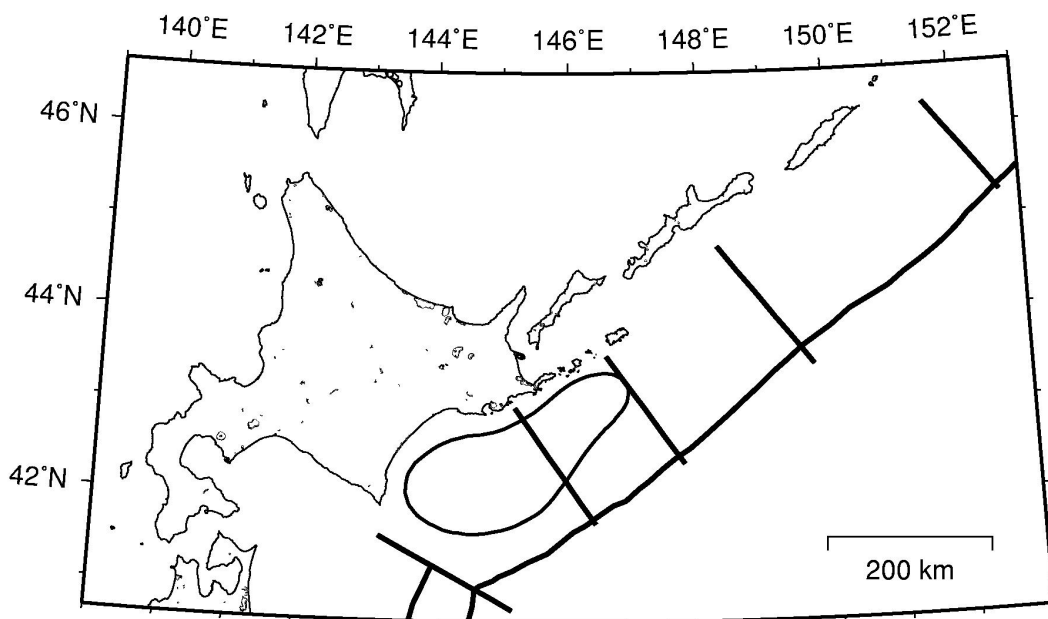


図 26 十勝沖の地震と根室沖の地震が連動して発生する場合の断層面

色丹島沖の地震・択捉島沖の地震

M8クラス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、長期評価の結果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24および表25に示す。また、断層面の位置を図27に示す。

表24 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	20%～30%	28%
50年発生確率	70%程度	66%
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) 地震発生確率は長期評価、設定モデルともに2003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=77.4年、最新活動時期=33.4年前(2003年1月時点)ばらつき=0.28(0.24～0.32の中央値)のBPT分布に従うと仮定した。また Mw=Mj と仮定した。

表25 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	40%程度	39%
50年発生確率	70%～80%	74%(1回:74%、2回:0.2%)
マグニチュード	M8.1前後	Mw8.1
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) 地震発生確率は長期評価、設定モデルともに2003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=77.4年、最新活動時期=39.2年前(2003年1月時点)ばらつき=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回発生する場合も示した。また Mw=Mj と仮定した。

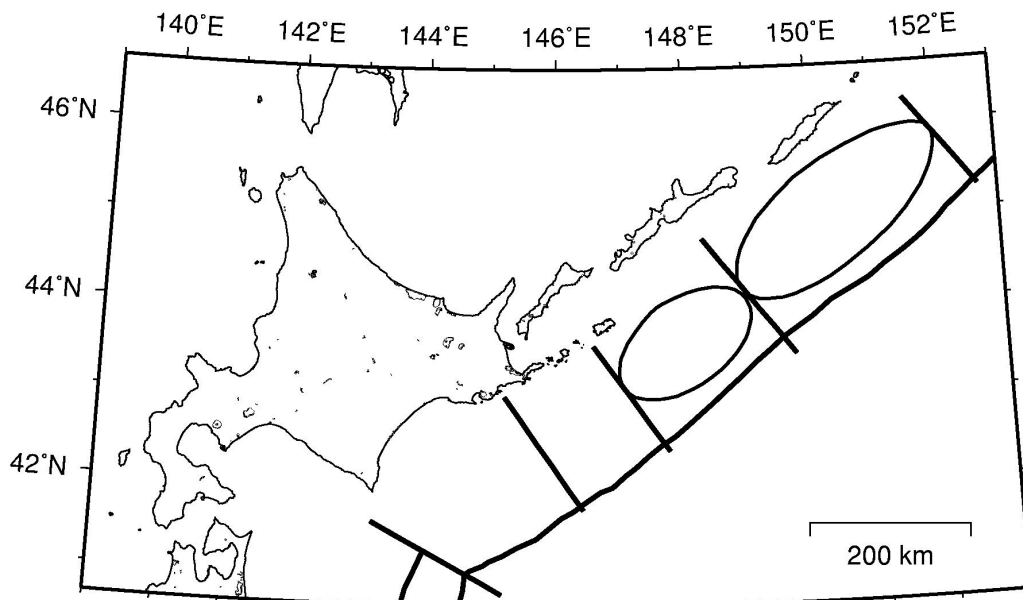


図27 色丹島沖の地震・択捉島沖の地震の断層面

## ひとまわり小さいプレート間地震

ひとまわり小さいプレート間地震に関しては、長期評価の結果に従い、十勝沖・根室沖と色丹島沖・択捉島沖に分けてモデル化する。十勝沖・根室沖のひとまわり小さいプレート間地震の活動モデルの諸元を表 26 に、色丹島沖・択捉島沖のひとまわり小さいプレート間地震の活動モデルの諸元を表 27 に示す。

震源域の位置について、長期評価では各領域の「どこかで発生する」とされているが、ここではそれぞれの領域内でプレート上面の深さが 20～60km の範囲にプレート境界に沿って長さ 35km、幅 35km の矩形の断層面 ( $M7.1$  相当) を十勝沖・根室沖については 149 (17～22×7～9 列)、色丹島沖・択捉島沖については 203 (29×7 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。それぞれの地震の断層面の位置を図 28 および図 29 に示す。

表 26 十勝沖・根室沖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	80%程度	78%
50 年発生確率	90%程度	92%
マグニチュード	$M7.1$ 前後	$Mw7.1$
震源域	図 15 のクとケの領域内のどこかで発生する	長さ 35km、幅 35km の矩形の断層面を領域内にプレート境界に沿って、海溝軸方向に 17～22 列、海溝軸直交方向に 7～9 列 (計 149) 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=20 年 (約 100 年間に 5 回) のポアソン過程を仮定した。また  $Mw=Mj$  と仮定した。

表 27 色丹島沖・択捉島沖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	90%程度以上	95%
50 年発生確率	90%程度以上	99%
マグニチュード	$M7.1$ 程度	$Mw7.1$
震源域	図 15 のコとサの領域内のどこかで発生する	長さ 35km、幅 35km の矩形の断層面を領域内にプレート境界に沿って海溝軸方向に 29 列、海溝軸直交方向に 7 列 (計 203) 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=10 年 (約 40 年間に 4 回) のポアソン過程を仮定した。また  $Mw=Mj$  と仮定した。



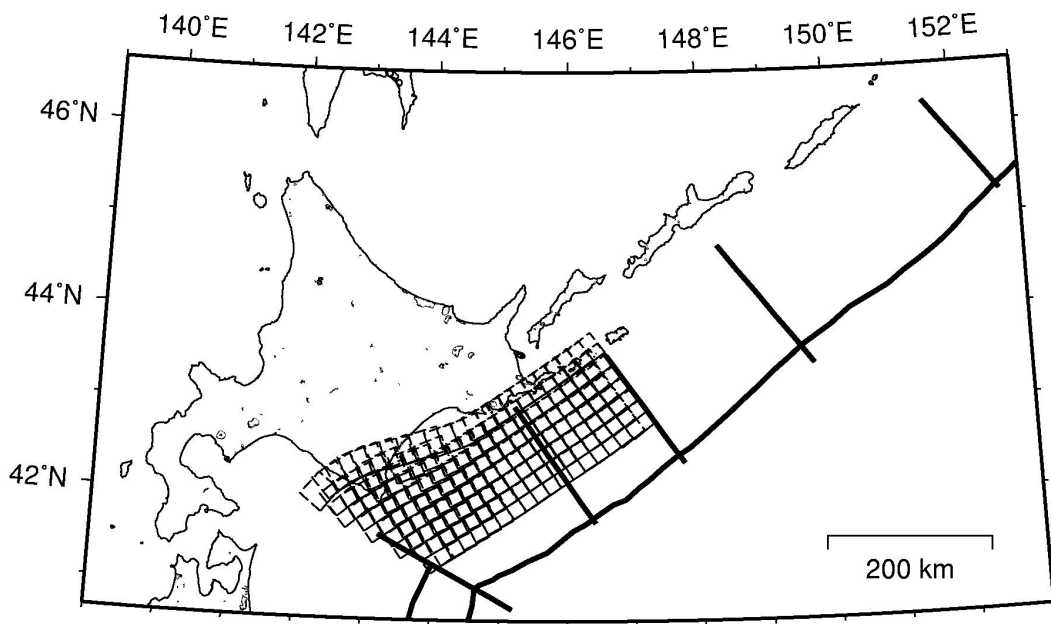


図 28 十勝沖・根室沖のひとまわり小さいプレート間地震の断層面  
 注) 根室沖の断層面は、プレート等深線(暫定値)の深さ 20~60km に位置する。

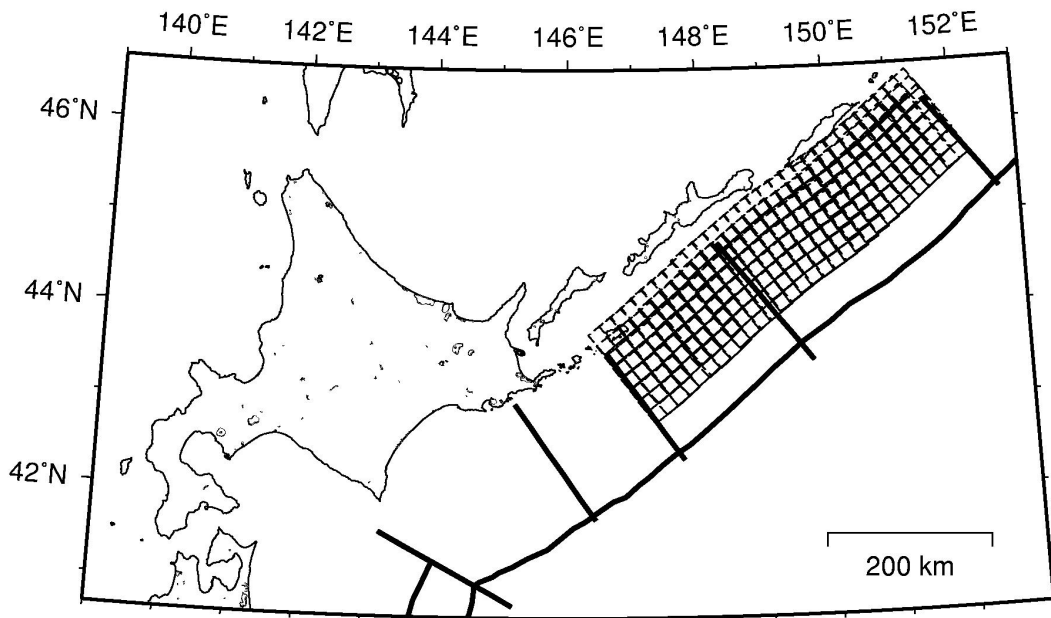


図 29 色丹島沖・択捉島沖のひとまわり小さいプレート間地震の断層面  
 注) 択捉島沖・択捉島沖の断層面は、プレート等深線(暫定値)の深さ 20~60km に位置する。

## プレート内地震

プレート内地震 ( $M8$  クラス) に関しては、長期評価の結果に従い、沈みこんだプレート内のやや浅い地震 (深さ 50km 程度) と沈みこんだプレート内のやや深い地震 (深さ 100km 程度) に分類してモデル化する。それぞれの地震の活動モデルの諸元を表 28 および表 29 に示す。

断層面の設定に関して、やや浅い地震については、1994 年北海道東方沖地震の菊池・金森 (1995) のモデルを参照し、長さ 120km、幅 60km、傾斜角  $75^\circ$  の断層面をその上端がプレート境界の深さが 20km の等深線に一致するように置き、それを十勝沖から択捉島沖までの 4 領域内で等深線に沿ってランダム (半ずらし) に配置する。一方、やや深い地震については、1993 年釧路沖地震の Ide&Takeo (1996) のモデルを参照し、長さ 60km、幅 40km で水平の断層面をプレート上面の深さが 60km の等深線の直下 100km のラインが断層面の中央となるように置き、それを十勝沖から択捉島沖までの 4 領域内で等深線に沿ってランダム (半ずらし) に配置する。断層面の配置の模式図を図 30 に示す。また、このようにして設定した断層面のモデルを図 31 および図 32 に示す。

表 28 沈みこんだプレート内のやや浅い地震の諸元

	長期評価	設定モデル
30 年発生確率	30%程度	31%
50 年発生確率	50%程度	46%
マグニチュード	$M8.2$ 前後	$Mw8.2$
震源域	震源域の深さは概ね 50km 程度 具体的な地域は特定できない	長さ 120km、幅 60km、傾斜角 $75^\circ$ の断層面をその上端がプレート境界の深さが 20km の等深線に一致するように置き、それを十勝沖から択捉島沖までの 4 領域内で等深線に沿ってランダムに配置する (13)

(注) 設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=82 年 (164 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。

表 29 沈みこんだプレート内のやや深い地震の諸元

	長期評価	設定モデル
30 年発生確率	30%程度	31%
50 年発生確率	50%程度	46%
マグニチュード	$M7.8$ 前後	$Mw7.8$
震源域	震源域の深さは概ね 100km 程度 具体的な地域は特定できない	長さ 60km、幅 40km で水平の断層面をプレート上面の深さが 60km の等深線の直下 100km のラインが断層面の中央となるように置き、それを十勝沖から択捉島沖までの 4 領域内で等深線に沿ってランダムに配置する (29)

(注) 設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=82 年 (164 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。

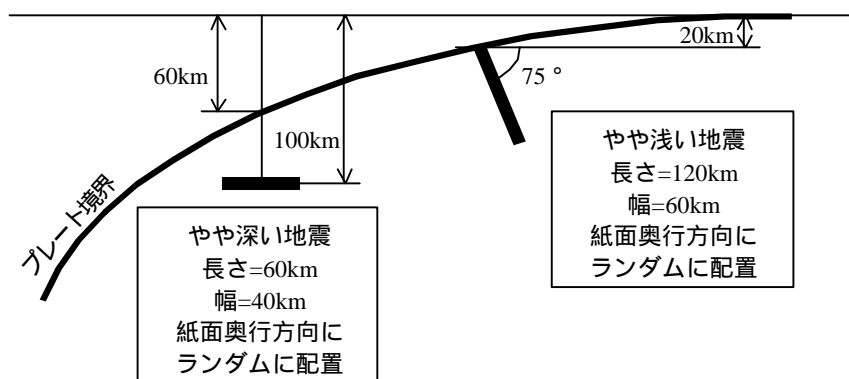


図 30 プレート内地震 (M8 クラス) の断層面の配置の模式図

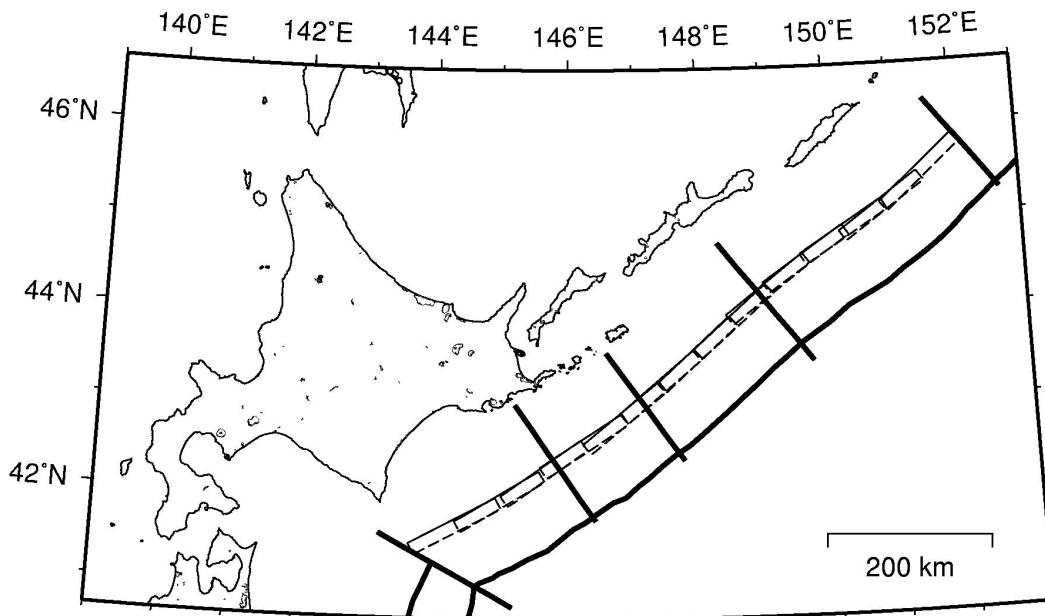


図 31 沈みこんだプレート内のやや浅い地震の断層面

注) 根室沖・択捉島沖・択捉島沖の断層面は、プレート等深線 (暫定値) の深さ 20km に位置する。

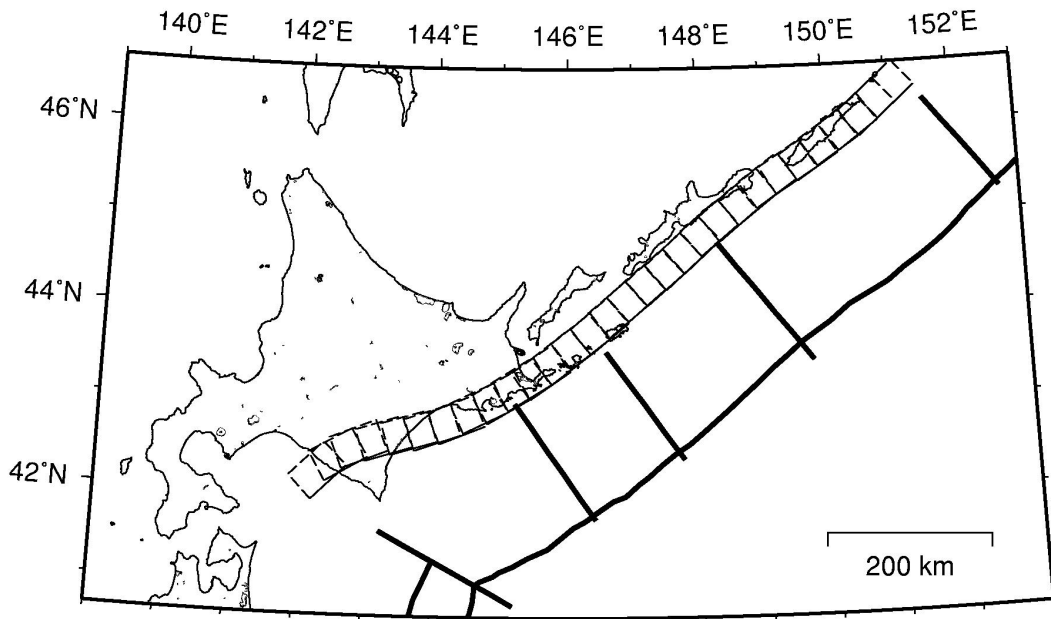


図 32 沈みこんだプレート内のやや深い地震の断層面

注) 根室沖・択捉島沖・択捉島沖の断層面は、プレート等深線(暫定値)の深さ 60km に位置する。

d. 日本海東縁部の地震（暫定評価）

日本海東縁部で発生する地震の長期評価については現在進行中であるが、ここでは平成15年1月時の検討結果に基づいて暫定的に地震活動のモデル化を行った。図33に日本海東縁部で発生する海溝型地震の評価対象領域を過去の地震の断層面とともに示す。

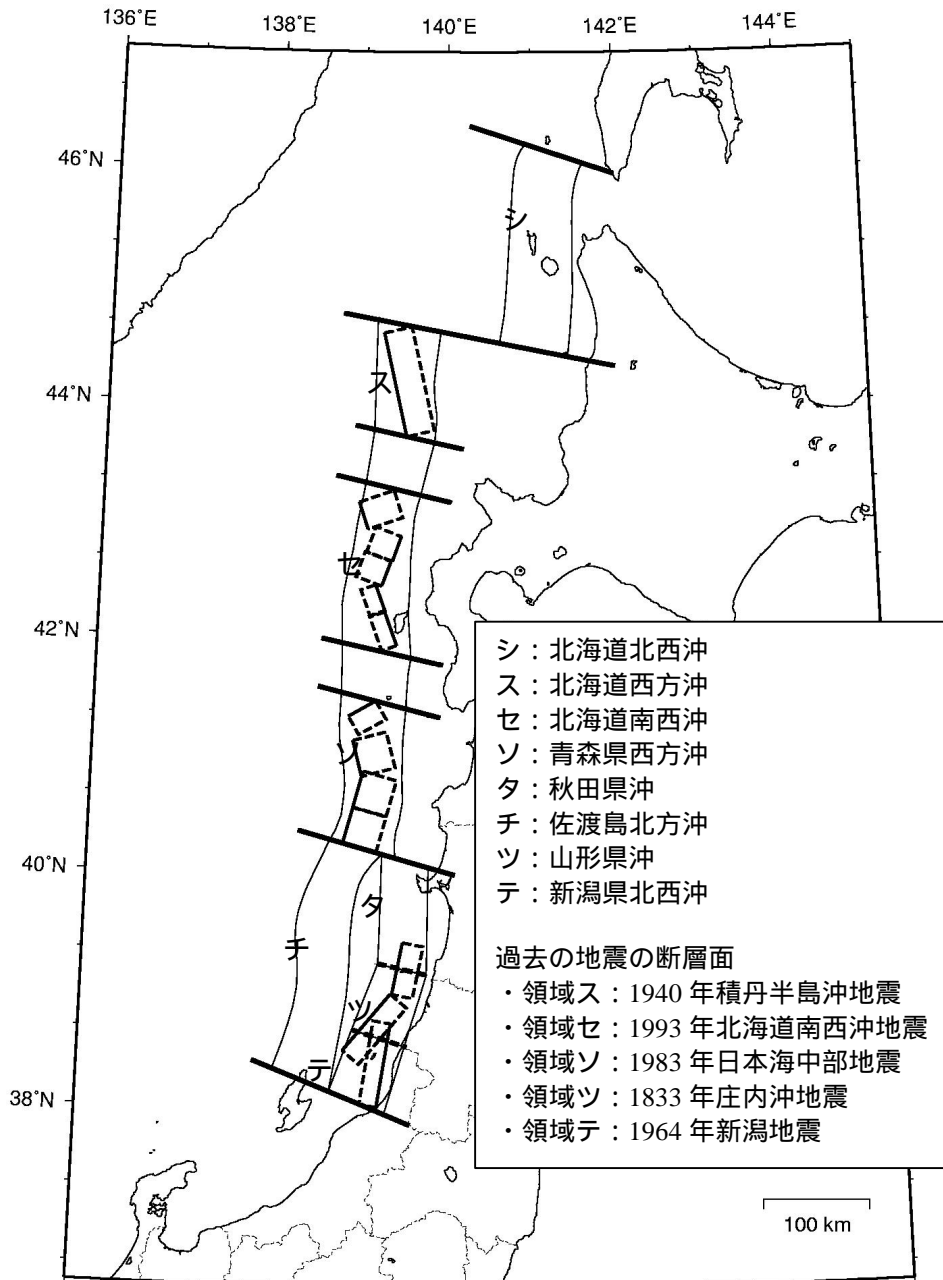


図33 海溝型地震のうち日本海東縁部で発生する地震の評価対象領域と過去に発生した地震の断層面

モデル化に際しては次の方針を設定した。

- 1) 評価対象領域は、北から北海道北西沖（図 33 のシ）、北海道西方沖（図 33 のス：1940 年積丹半島沖地震）、北海道南西沖（図 33 のセ：1993 年北海道南西沖地震）、青森県西方沖（図 33 のソ：1983 年日本海中部地震）、秋田県沖（図 33 のタ）、佐渡島北方沖（図 33 のチ）、山形県沖（図 33 のツ：1833 年庄内沖の地震）、新潟県北西沖（図 33 のテ：1964 年新潟地震）である。このうち、領域スセソツテでは上述のように過去に M7.5 以上の地震が発生したことが知られているが、領域シ、タ、チでは過去に M7.5 以上の地震は知られていない。
- 2) 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。平均発生間隔が 500 年以上とされている領域タ、チ、ツ、テについては、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。
- 3) マグニチュードが前後あるいは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。
- 4) 震源域の場所に関して、過去の地震が知られている領域（スセソツテ）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、領域シは長さ 140km、幅 24km、傾斜角 45°、領域タは長さ 90km、幅 24km、傾斜角 45°、領域チは長さ 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、領域タ、チ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。

#### 北海道北西沖の地震（領域シ）

地震活動モデルの諸元を表 30 に、断層面の位置を図 34 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 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 30 北海道北西沖の地震の諸元

	長期評価（暫定）	設定モデル
30 年発生確率	1%	0.9%
50 年発生確率	1～2%	1.5%
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	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）地震発生確率は長期評価、設定モデルともに 2003 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=3200 年、最新活動時期=2300 年前、ばらつき =0.205（0.17～0.24 の中央値）とし、発生間隔が BPT 分布に従うと仮定した。また Mw=Mj と仮定した。

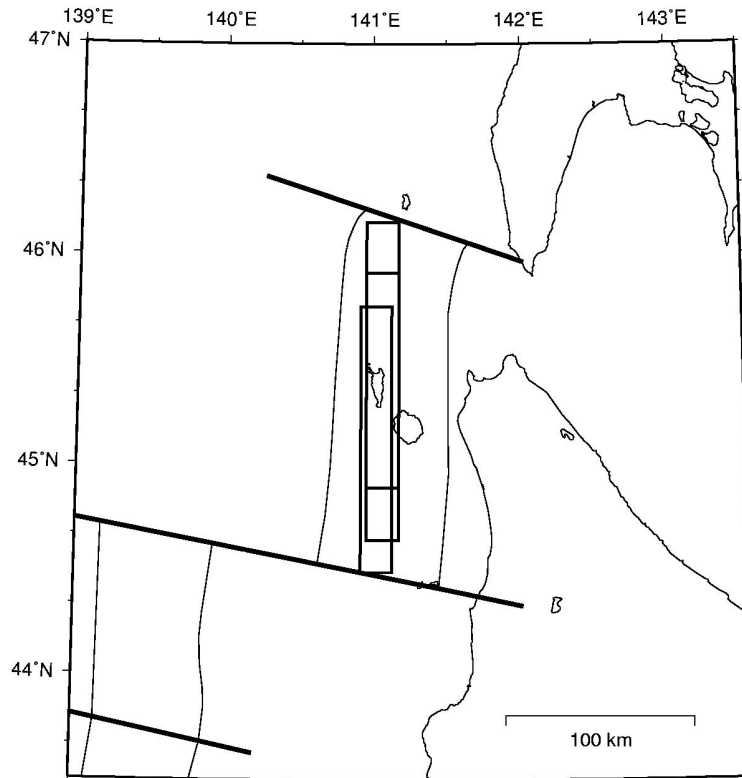


図 34 北海道北西沖の地震の断層面

北海道西方沖の地震（領域ス）

地震活動モデルの諸元を表 31 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 33）。

表 31 北海道西方沖の地震の諸元

	長期評価（暫定）	設定モデル
30 年発生確率	ほぼ 0	ほぼ 0
50 年発生確率	ほぼ 0	ほぼ 0
マグニチュード	$M7.5$ 前後	$Mw7.5$
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）地震発生確率は長期評価、設定モデルともに 2003 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）、最新活動時期=62.4 年前（2003 年 1 月時点）、ばらつき =0.205（0.17～0.24 の中央値）とし、発生間隔が BPT 分布に従うと仮定した。0.1%未満の確率は「ほぼ 0」とした。Mw=Mj と仮定した。

北海道南西沖の地震（領域セ）

地震活動モデルの諸元を表 32 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 33）。

表 32 北海道南西沖の地震の諸元

	長期評価（暫定）	設定モデル
30年発生確率	ほぼ0	ほぼ0
50年発生確率	ほぼ0	ほぼ0
マグニチュード	M7.8 前後	Mw7.8
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)地震発生確率は長期評価、設定モデルともに2003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)、最新活動時期=9.5年前(2003年1月時点)、ばらつき =0.205(0.17~0.24の中央値)とし、発生間隔がBPT分布に従うと仮定した。0.1%未満の確率は「ほぼ0」とした。Mw=Mjと仮定した。

青森県西方沖の地震（領域ソ）

地震活動モデルの諸元を表33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=Sato(1985)、余震=阿部(1987)）を踏襲した（図33）。

表 33 青森県西方沖の地震の諸元

	長期評価（暫定）	設定モデル
30年発生確率	ほぼ0	ほぼ0
50年発生確率	ほぼ0	ほぼ0
マグニチュード	M7.7 前後	Mw7.7
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)地震発生確率は長期評価、設定モデルともに2003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)、最新活動時期=19.6年前(2003年1月時点)、ばらつき =0.205(0.17~0.24の中央値)とし、発生間隔がBPT分布に従うと仮定した。0.1%未満の確率は「ほぼ0」とした。Mw=Mjと仮定した。

秋田県沖の地震（領域タ）

地震活動モデルの諸元を表34に、断層面の位置を図35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 34 秋田県沖の地震の諸元

	長期評価（暫定）	設定モデル
30年発生確率	6%以下	3%
50年発生確率	10%以下	5%
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500年以上)のポアソン過程を仮定した。またMw=Mjと仮定した。



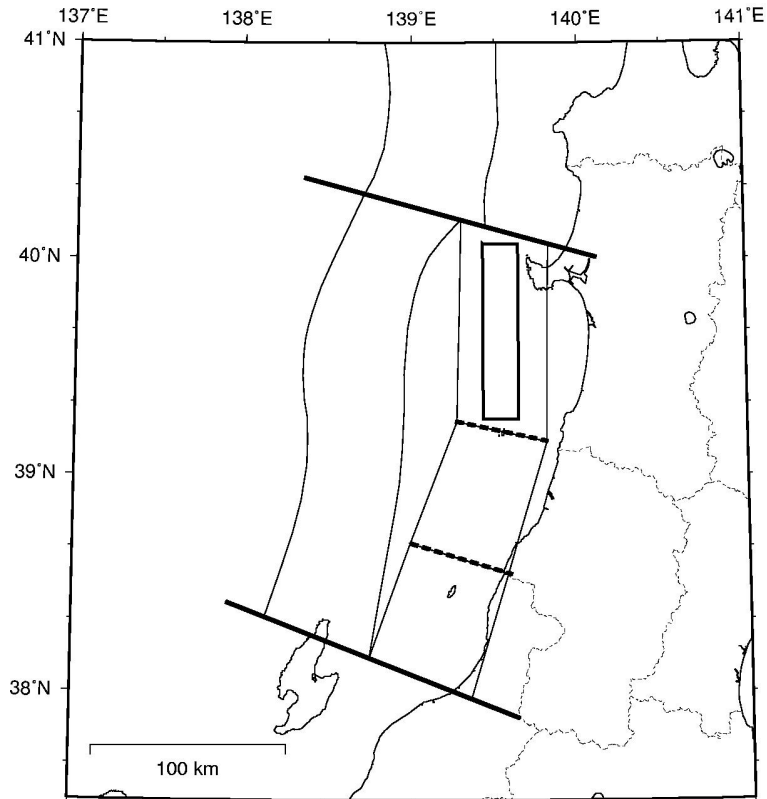


図 35 秋田県沖の地震の断層面

佐渡島北方沖の地震（領域チ）

地震活動モデルの諸元を表 35 に、断層面の位置を図 36 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 35 佐渡島北方沖の地震の諸元

	長期評価（暫定）	設定モデル
30 年発生確率	6%以下	3%
50 年発生確率	10%以下	5%
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	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 1000 年（長期評価では 500 年以上）のポアソン過程を仮定した。また Mw=Mj と仮定した。

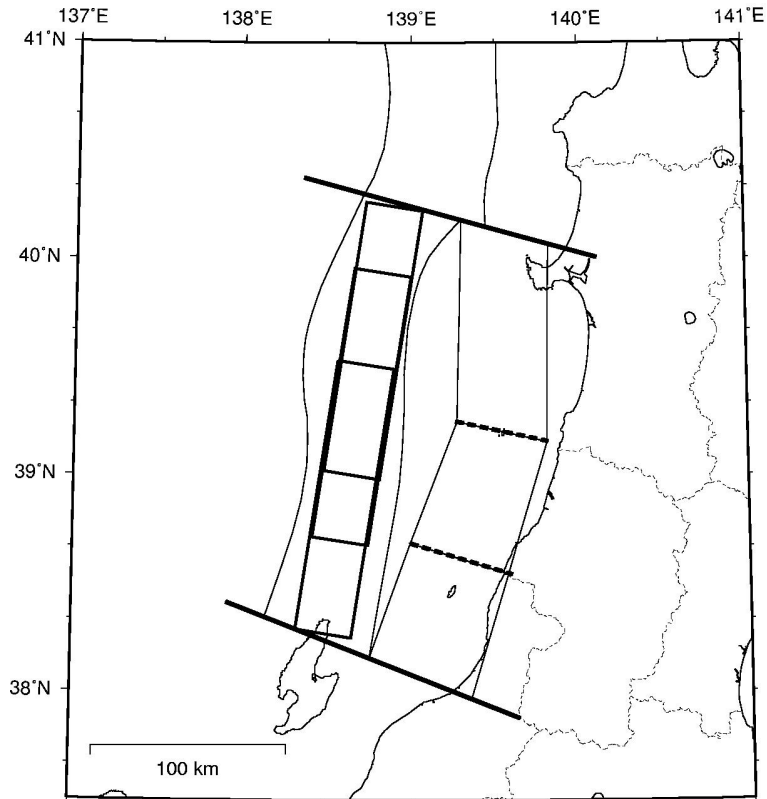


図 36 佐渡島北方沖の地震の断層面

山形県沖の地震（領域ツ）

地震活動モデルの諸元を表 36 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 33）。

表 36 山形県沖の地震の諸元

	長期評価（暫定）	設定モデル
30 年発生確率	0.005%以下	ほぼ 0
50 年発生確率	0.03%以下	ほぼ 0
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）地震発生確率は長期評価、設定モデルともに 2003 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 500 年以上）最新活動時期=169.1 年前（2003 年 1 月時点）ばらつき =0.205（0.17～0.24 の中央値）とし、発生間隔が BPT 分布に従うと仮定した。0.1%未満の確率は「ほぼ 0」とした。Mw=Mj と仮定した。

新潟県北西沖の地震（領域テ）

地震活動モデルの諸元を表 37 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 33）。

表 37 新潟県北西沖の地震の諸元

	長期評価（暫定）	設定モデル
30 年発生確率	ほぼ 0	ほぼ 0
50 年発生確率	ほぼ 0	ほぼ 0
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）地震発生確率は長期評価、設定モデルともに 2003 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 500 年以上）最新活動時期=38.5 年前（2003 年 1 月時点）ばらつき =0.205（0.17～0.24 の中央値）とし、発生間隔が BPT 分布に従うと仮定した。0.1%未満の確率は「ほぼ 0」とした。Mw=Mj と仮定した。

### (3) 「震源を予め特定しにくい地震等」の評価(グループ1～5の地震)

#### a. 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)

「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)を基本とする。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。

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 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 98 活断層帯に含まれる 31 断層を除いた 114 断層を合わせた 125 断層をモデル化対象とする。表 38 に北日本地域に関連するところの一覧を示す。

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 125 活断層の中で試作地域周辺の活断層を図 37 に示す。活断層の抽出範囲は、東経 138 度以東かつ北緯 36 度以北の領域としている。この範囲に含まれる活断層は全部で 31 である。31 活断層の地震発生確率とマグニチュードを暫定評価の活断層(損害保険料率算定会, 2000)の値で代用する。

地震発生確率は、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。地震のマグニチュードは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。基本的には 1 断層面もしくは複数の鉛直の矩形面である。なお、98 の主要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。

なお、信濃川断層帯(北)については、重力性の正断層の部分を除いた青倉断層、宮野原断層、平滝断層、伏野峠断層について長さ 16km でモデル化した。

また、これらの活断層は最近公表された活断層のカタログとして、松田・他(2000)による起震断層のカタログがあるため、今後、新しい知見を取り入れていくことを検討していく必要がある。

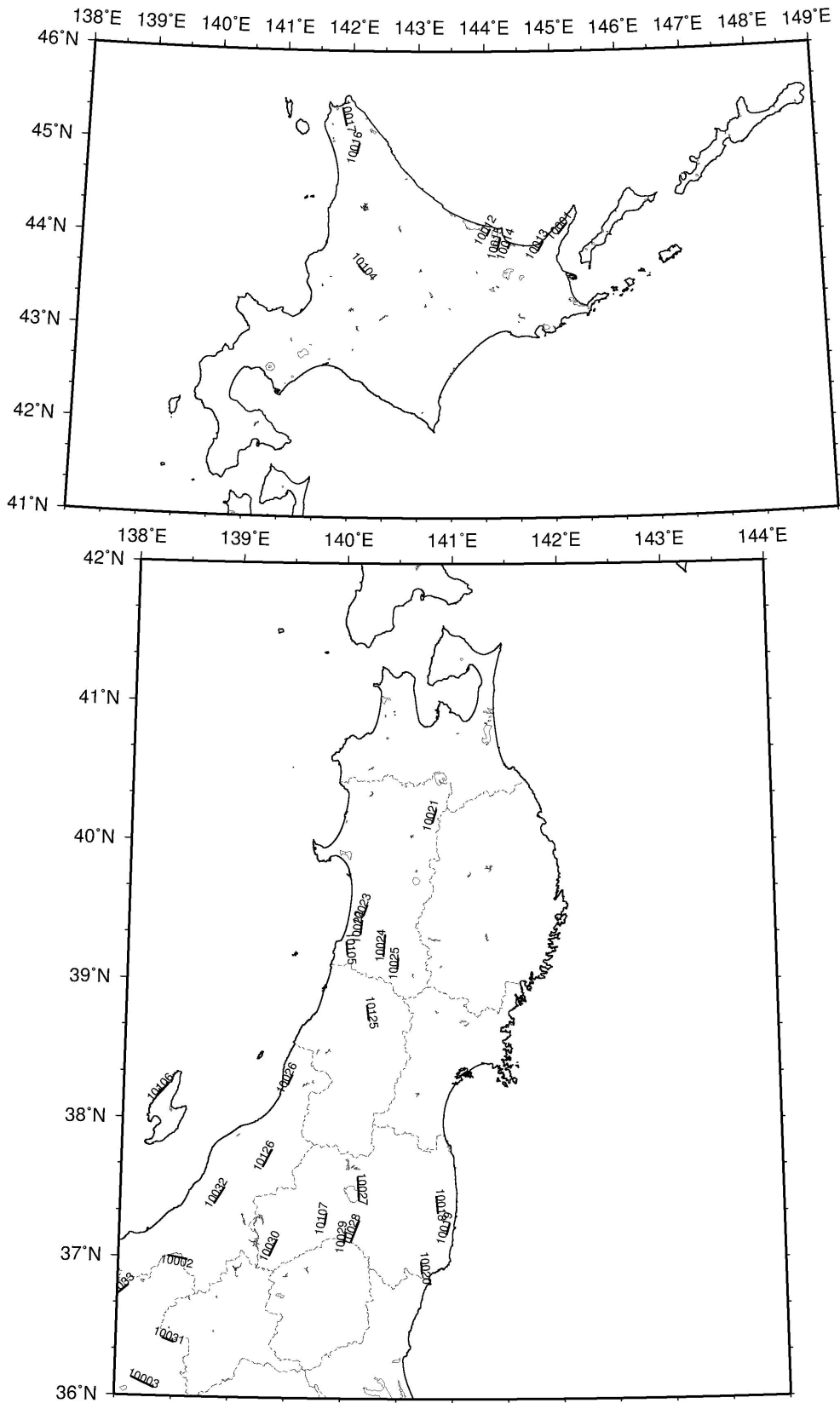


図 37 北日本の確率論的地震動予測地図（試作版）の作成に用いるグループ1の地震に対応する活断層

表38 震源を予め特定しにくい地震等のうち  
グループ1の地震に対応する活断層

- (注)・対象は料率算定会の主要活断層のうち98主要活断層帯に該当しない11断層と、料率算定会の  
その他の活断層のうち98主要活断層帯に含まれるものを除いた114断層の合計125断層
- ・ は北日本の確率論的地震動予測地図の作成に用いる活断層(31断層)
  - ・ No.は98の主要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 - (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 - 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 - 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 - 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 - 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	徳島平原南縁断層帯
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	白巣峠断層
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
10056	362	城端 - 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 - (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)。

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 - 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 - 釜戸断層
10090	403	岩坪断層
10091	404	引原断層
10092	406	穴道断層帯
10093	407	庄原断層

No.	算定会 No.	断層名
10094	408	福山断層
10095	409	鞆断層
10096	410	三次断層帯
10097	411	船木断層
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 - 倉村断層
10108	427	高倉 - 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)		(白子 - 野間断層)
10116	436	南岸湖底断層
10117	438	明延北方
10118	439	福田新田 - 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

\* 白子 - 野間断層は98の主要活断層帯に含めた。  
風越山断層、下伊那竜西断層帯、鮭川断層ほか、  
沼越峠断層、は昨年98主要活断層帯に含めて  
いたが、長期評価の結果、グループ1地震の  
対象とした。

b. 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）

「震源を予め特定しにくい地震等の評価手法（中間報告）」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。

c. プレート間及び沈み込むプレート内で発生する大地震以外の地震（グループ 3～4 の地震）

評価の基本方針

北日本の確率論的地震動予測地図を作成する際に考慮する太平洋プレートのグループ 3 の地震（プレート間で発生する大地震以外の地震）およびグループ 4 の地震（沈み込むプレート内で発生する大地震以外の地震）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）、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，2002b）に基づくことを基本とし、以下のようにモデル化する。

評価手法と条件

1) 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。

2) 地震の発生頻度

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な頻度とする。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。

3) 地域区分

長期評価が公表された海溝型地震の地域区分と整合するように設定する。

4) 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 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、一部の領域については、時代ごとの地震の検知能力を勘案して、用いるデータの期間や規模を再設定する。余震は、暫定的に昨年度と同じ方法で除去する。

海溝型地震として別途評価されている地震に該当するものはカタログから除去する。また、グループ 5 の地震（該当する地域区分に入る深さ 25km 未満の地震）、別途評価する浦河沖の地震、およびフィリピン海プレートの地震（損害保険料率算定会（2000）においてフィリピン海プレートの地震とされているもので、関東平野付近では深さが 25km～60km のもの）も除去する。

5) 地震規模の確率分布

b 値モデルでモデル化する。b 値は全ての領域で 0.9 とする。

6) グループ 3 とグループ 4 の地震の発生頻度の設定

太平洋プレートの沈み込み帯で発生する地震については、近年の地震のデータに基づいてグループ 3 とグループ 4 の地震数の比率を評価し、分離しないカタログに基づき評価された地震発生頻度にこの比率を乗じることにより、両グループの地震の発生頻度を設定する。

7) 深さ

太平洋プレートのグループ 3 の地震は、断層面の中心がプレート上面深度と一致するように、またグループ 4 の地震は、断層面の中心がプレート上面より 30km 深いものとして、それぞれ深さを設定する。

8) 断層面

太平洋プレートのグループ 3 の地震は、プレート上面に沿うように傾斜を定めた円形断層で表現する。グループ 4 の地震は、中心がプレート上面より 30km 深いところに位置する水平の円形断層で表現する。いずれの場合も、円形断層の面積  $S(\text{km}^2)$  は宇津の式

$$\log S = M - 4.0$$

を満足するようにマグニチュードに応じて設定する。

断層面の平面的な位置は、地域区分された領域内でどこでも発生するものとする。

9) 最大マグニチュード

別途モデル化している海溝型地震と重複する領域については、海溝型地震で考慮されている地震規模を考慮して、地域区分ごとに最大マグニチュードを設定する。それ以外の領域では、過去に発生した地震の最大規模等を勘案して地域区分ごとに設定する。

#### 10) 地震の発生時系列

ポアソン過程とする。

#### 太平洋プレートで発生するグループ3と4の地震のモデル化

「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2002f)と「千島海溝沿いの地震活動の長期評価について」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003)で示された領域区分、Kosuga, et al.(1996)と勝俣・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、グループ3およびグループ4の地震の地域区分を、図38のように設定する。

図39～図41には、1885年～1925年の宇津カタログ(M 6.0)、1926年～2000年の気象庁カタログ(M 5.0)、および1983年～2000年の気象庁カタログ(M 4.0)の震央分布を地域区分と重ねて示す。

##### 1) 区分の根拠

択捉島沖から十勝沖の4つの領域(図38の～)は、長期評価の領域を参考に設定する。北側の境界線は、勝俣・他(2002)によるプレート上面深度が60kmとなる等深線に基づいている。ただし、東経145度付近より北東側の等深線は、海溝軸に平行になるように外挿して引かれたものである。また、三陸沖から房総沖の領域(図38の～)は、長期評価の領域を参考に設定する。西側の境界線は、Umino, et al.(1990)およびプレート上面深度が60kmとなる等深線を参考に境界線を設定する。

プレート上面深度が60kmより深い領域(図38のと)は、細かい領域の区分をせず、北海道と東北でそれぞれ一つずつの領域とし、北西側の境界は勝俣・他(2002)およびKosuga, et al.(1996)を参考にプレート上面深度が150km程度となるように設定する。

##### 2) グループ3とグループ4の分離の基本的な考え方

グループ3とグループ4の地震の分離は、以下のように行う(図42参照)。

プレート上面深度が60km以浅の領域(～)については、ごく最近の地震の震源とプレート上面深度の位置関係からグループ3と4の地震の比率を概算し、その比率を発生頻度に乗ずることにより区分する。分離のための基準面は、プレート上面よりも20km下とし、その上下の地震数の比率に基づきグループ3とグループ4の地震の比率を設定する。各領域に対して適用する比率は、表39の最右列に示したとおりである。なお、三陸沖から房総沖の海溝寄りの帯状の領域( )については、全てグループ3の地震と仮定する。また、深さ60km程度以深の領域(と)については、全てグループ4の地震と仮定する。

##### 3) 断層面の拡がりの表現方法

グループ3の地震は、震源を中心とするプレート上面に沿う円形断層面を想定する。

グループ4の地震は、震源を中心とする水平な円形断層面を想定し、震源の深さはプレート上面の下30kmと仮定する。

断層面の大きさは、グループ3、グループ4ともに、宇津の式( $\log S = M - 4.0$ )を満足するように設定する。

##### 4) 区分された各地域内の地震の規模別発生頻度

図38に示した13の領域について、中地震カタログと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、それぞれ図43と図44に示す。図示した地震のデータからは、長期評価の対象となっている地震は除去されている。ここで、中地震カタログとは、1885年から1925年の宇津カタログのうちマグニチュード6.0以上の地震(図39に示されたもの)と、1926年から2000年の気象庁カタログのうちマグニチュード5.0以上の地震(図40に示されたもの)を組み合わせたものである。ただし、図38の、の領域については、1960年以前の地震数が少ないことが指摘されている(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003)ことから、1960年以降のマグニチュード5.0以上の地震のみに基づいている。また、の領域については、1940年以降の地震にもとづいて長期評価されているため、1940年以降のマグニチュード5.0以上の地震のみに基づいている。一方、小地震カタログは、1983年以降の気象庁カタログのうち



マグニチュード 4.0 以上の地震（図 41 に示されたもの）である。なお、小地震のカタログの最小マグニチュードは、震源が 60km より深い地震ではそれより浅よりも震源決定される地震数が少ないことを考慮して、全領域に対して 4.0 とする。

#### 5) 地域区分された各領域の最大マグニチュード

グループ 3 およびグループ 4 の地震の最大マグニチュードは、地域区分された領域ごとに、長期評価で考慮された海溝型地震以外の主な地震を抽出し、それに基づき設定する。この際、択捉島沖から十勝沖にかけてのひとまわり小さいプレート間地震の長期評価では、十勝沖・根室沖の領域については 1900 年以降のデータに基づいているものの、色丹島沖・択捉島沖は 1950 年以降のデータに基づいていることから、～ と の 5 つの領域におけるグループ 3、4 の地震の最大マグニチュードの設定には、基本的には 1950 年以降の地震を参照する。ただし、ひとまわり小さい地震が含まれているプレート間地震の最大マグニチュードの設定には、1950 年以前の地震も含めて参照する。三陸沖北部（ ）については、固有地震以外の地震が 1923 年以降の地震に基づき評価されていることから、それ以前に発生した地震は参照しないこととし、海溝型地震の規模（M7.1～7.6）を下回る 7.0 を最大マグニチュードとする。同様に、茨城県沖（ ）の海溝型地震は関東地震の影響が少ない 1940 年以降の地震に基づき長期評価されているため、最大マグニチュードの設定にはそれ以前に発生した地震は参照しないこととし、海溝型地震の規模（M6.7～7.0）を下回る 6.6 とする。東北地方のプレート上面震度が 60km 程度以深の領域（ ）は、震源深さの数値が示されている 1926 年以降のデータに基づき、その最大値である 6.9 を採用する。

#### 6) グループ 3 およびグループ 4 の地震の発生頻度の地域分布

図 45 に、グループ 3 と 4 を足し合わせた地震の発生頻度（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。図 46 および図 47 には、図 45 の頻度に、グループ 3 とグループ 4 の地震の発生比率を適用して得られたグループ 3 と 4 の地震の頻度を示す。

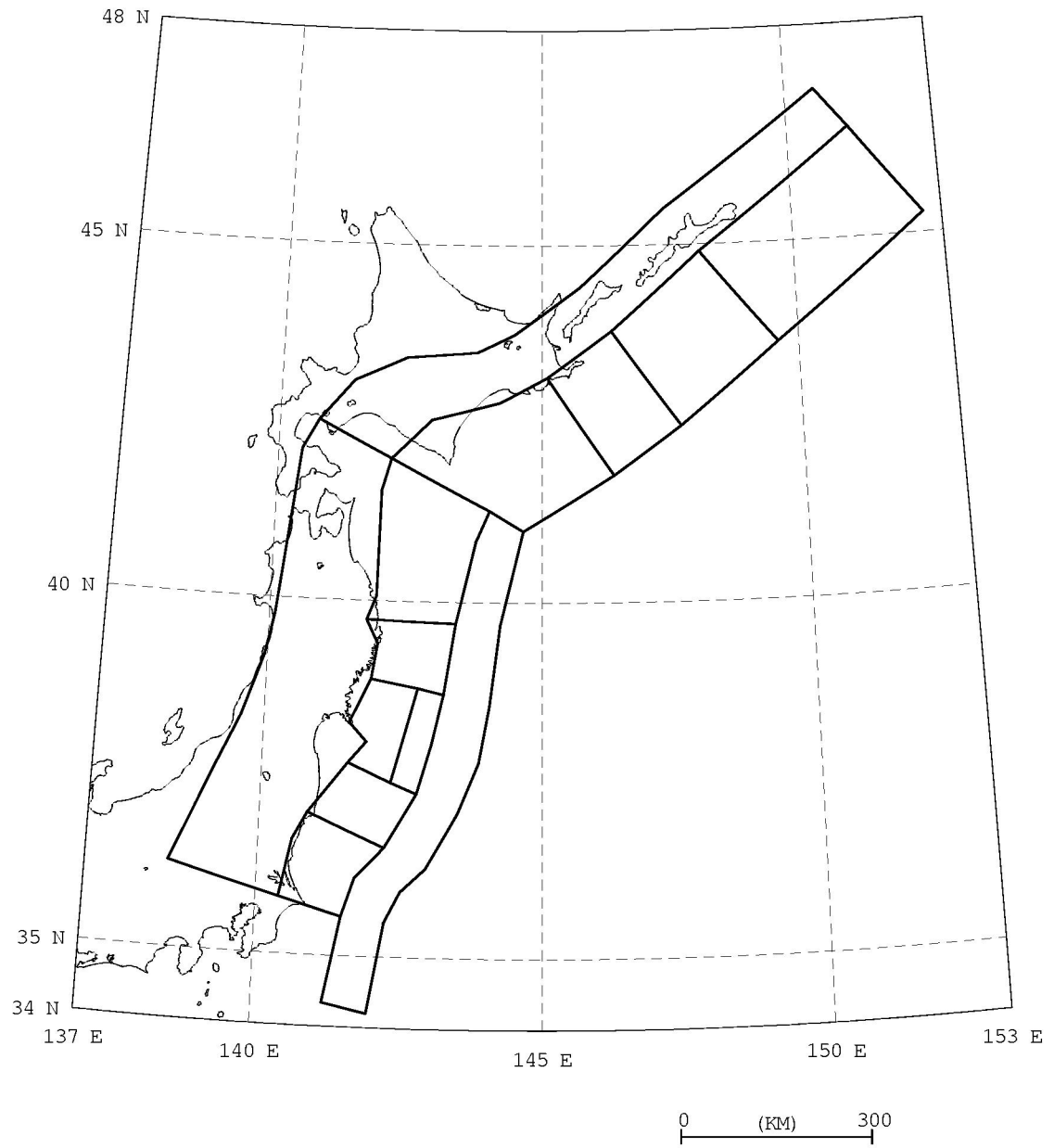


図 38 太平洋プレートのグループ 3 とグループ 4 の地震の地域区分

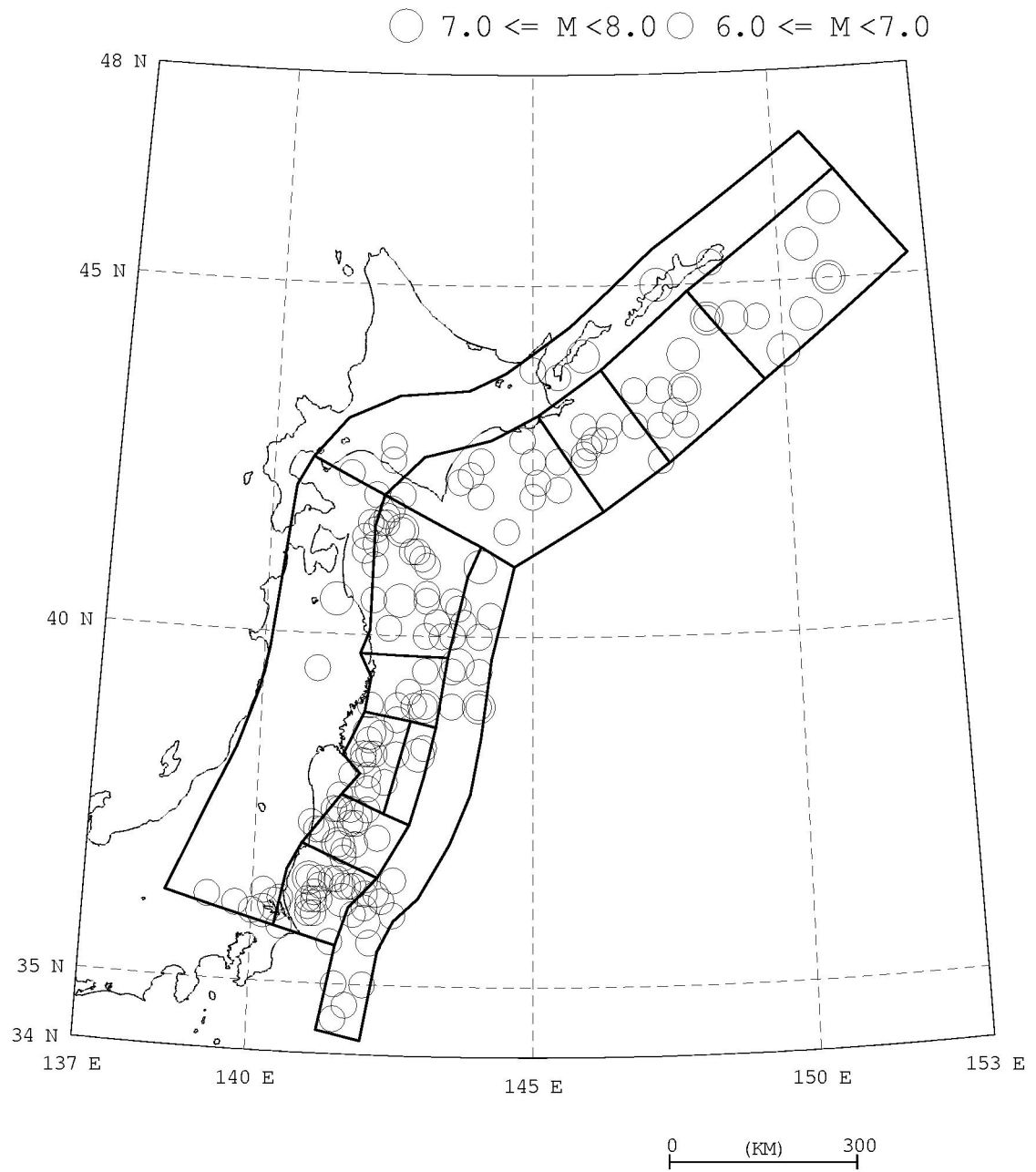


図 39 1885 年から 1925 年の宇津カタログのうち  
マグニチュード 6.0 以上の地震の震央分布

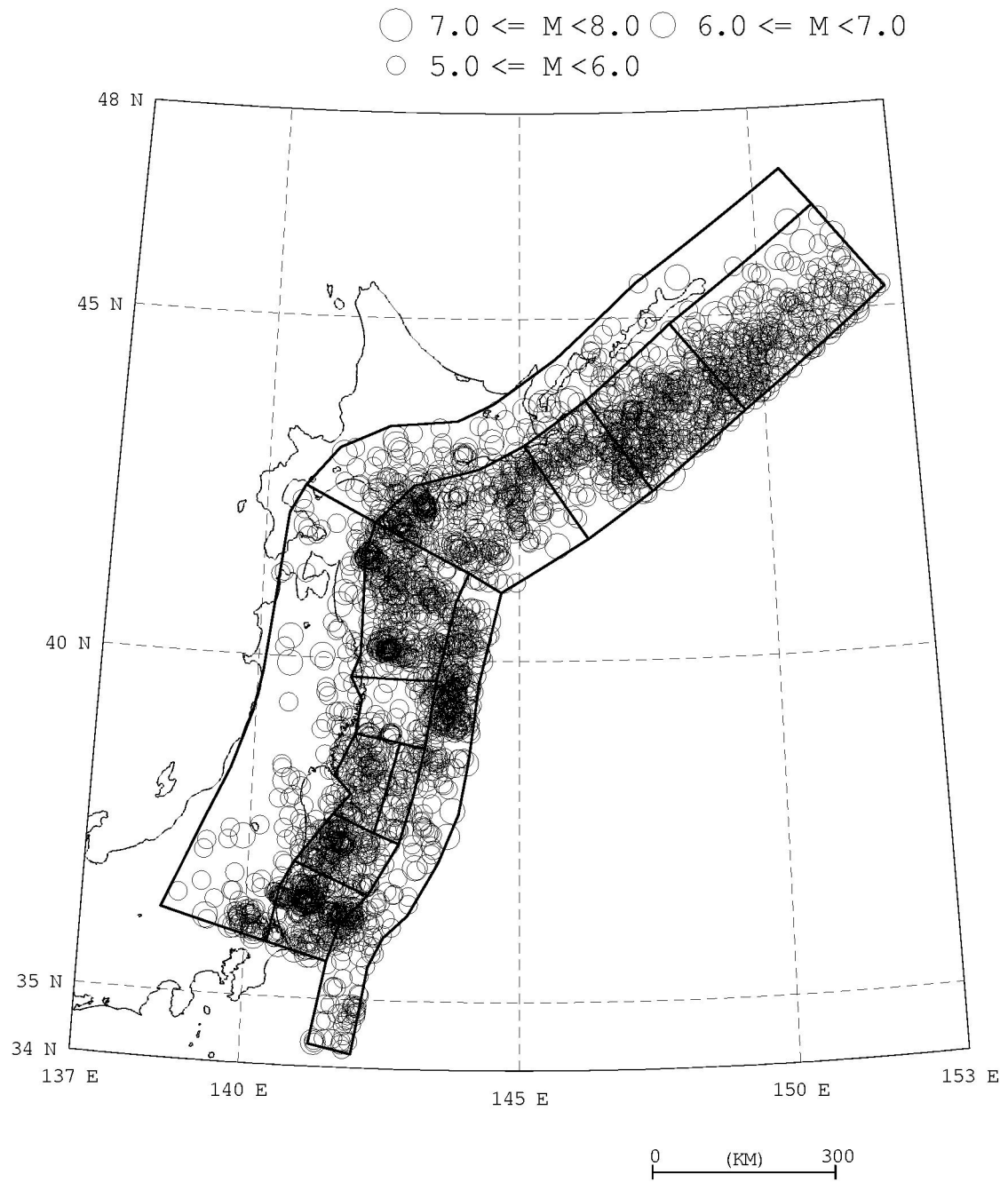


図 40 1926 年から 2000 年の気象庁カタログのうち  
 マグニチュード 5.0 以上の地震の震央分布

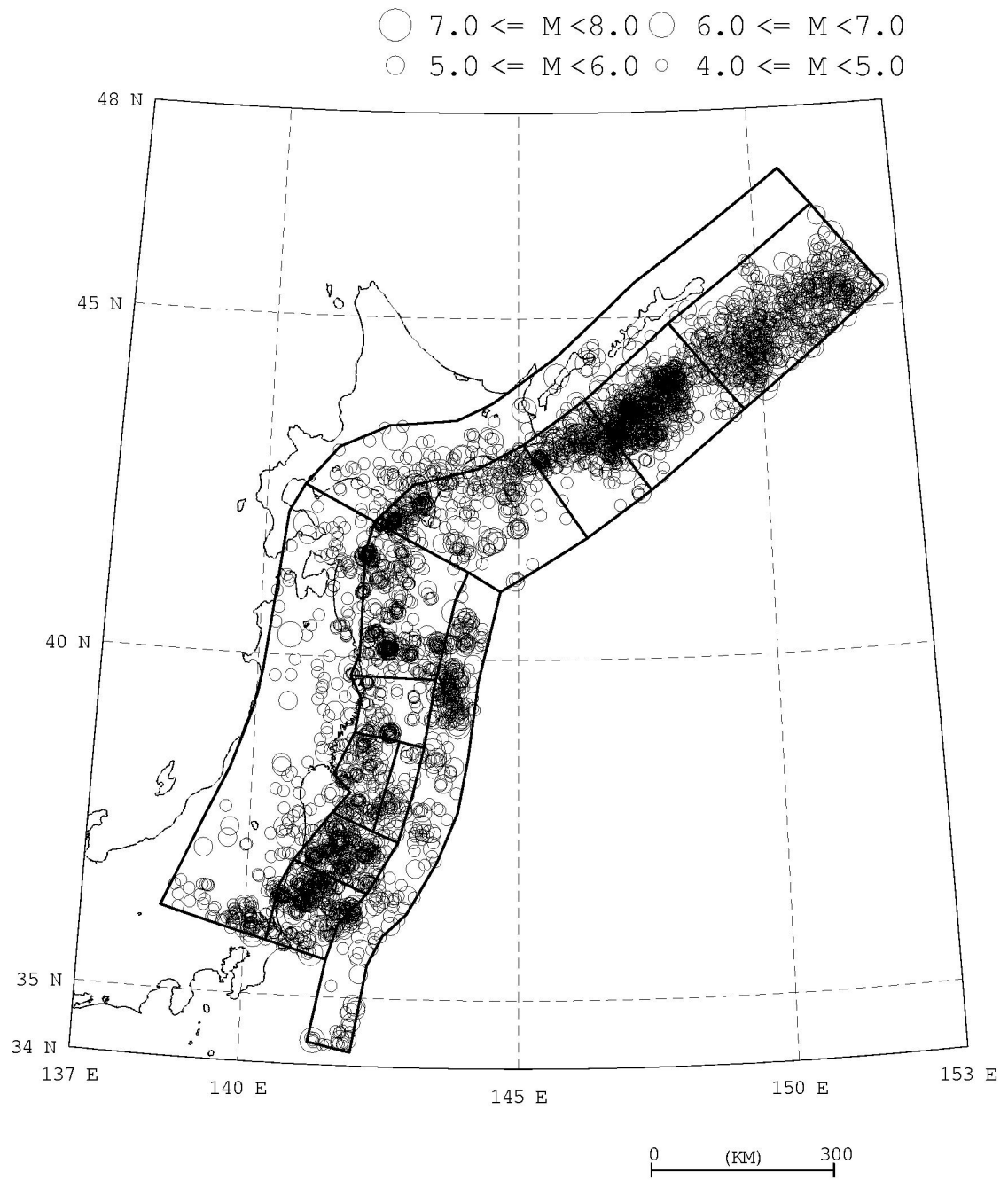


図 41 1983 年から 2000 年の気象庁カタログのうち  
 マグニチュード 4.0 以上の地震の震央分布

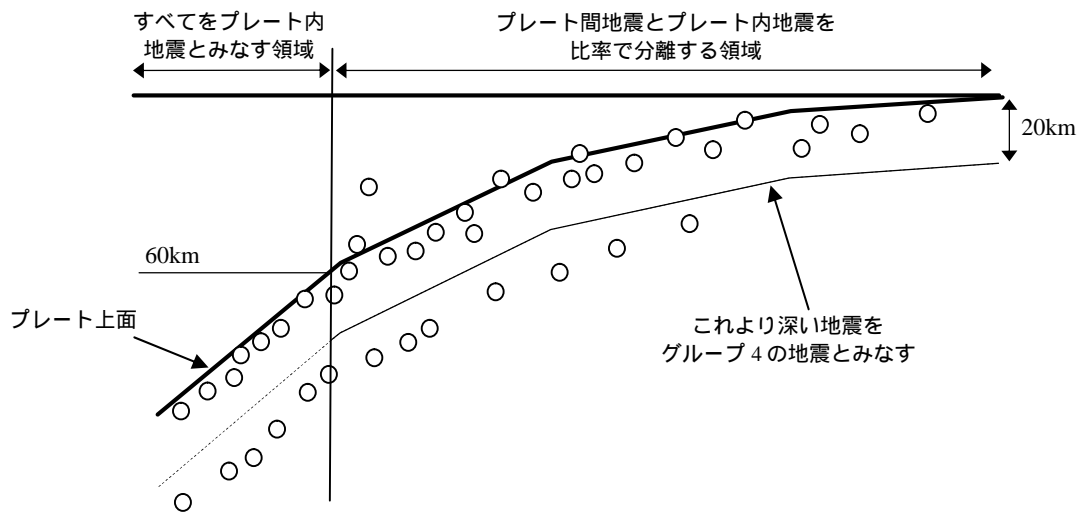


図 42 グループ 3 とグループ 4 の地震の分離の考え方

表 39 グループ 3 と 4 の地震数と比率

領域名	規模の制約無し		M 3.0		M 4.0		採用する 比の値 Gr3 : Gr4
	地震数 上/下	比率	地震数 上/下	比率	地震数 上/下	比率	
択捉島沖	267/257	1.04	250/65	3.85	54/22	2.45	3 : 1 (3017:1037)
色丹島沖	3330/1473	2.26	1732/384	4.51	159/47	3.38	
根室沖	2914/2050	1.42	525/493	1.06	53/44	1.20	
十勝沖	4729/812	5.82	519/95	5.46	84/14	6.00	
三陸沖北部	6325/215	29.4	881/34	25.9	96/4	24.00	20 : 1 (1929:98)
三陸沖中部	4568/198	23.1	358/25	14.3	31/4	7.75	
宮城県沖	5300/328	16.2	543/39	13.9	54/5	10.8	
三陸沖南部 海溝寄り	814/34	23.9	147/0		11/0		
福島県沖	6177/820	7.53	780/102	7.65	68/16	4.25	8 : 1 (1666:204)
茨城県沖	12586/1252	10.1	886/102	8.69	98/11	8.91	

- 注 1 : 採用する比の値は、グループ化した領域全体における基準面の上下の M 3.0 の地震数の比率を丸めたもの。
- 注 2 : 三陸沖から房総沖の海溝寄りの帯状の領域（上表には記載していない）は、全てグループ 3 の地震とする。
- 注 3 : プレート上面の深さが概ね 60km より深い領域（上表には記載していない）は、全てグループ 4 の地震とする。

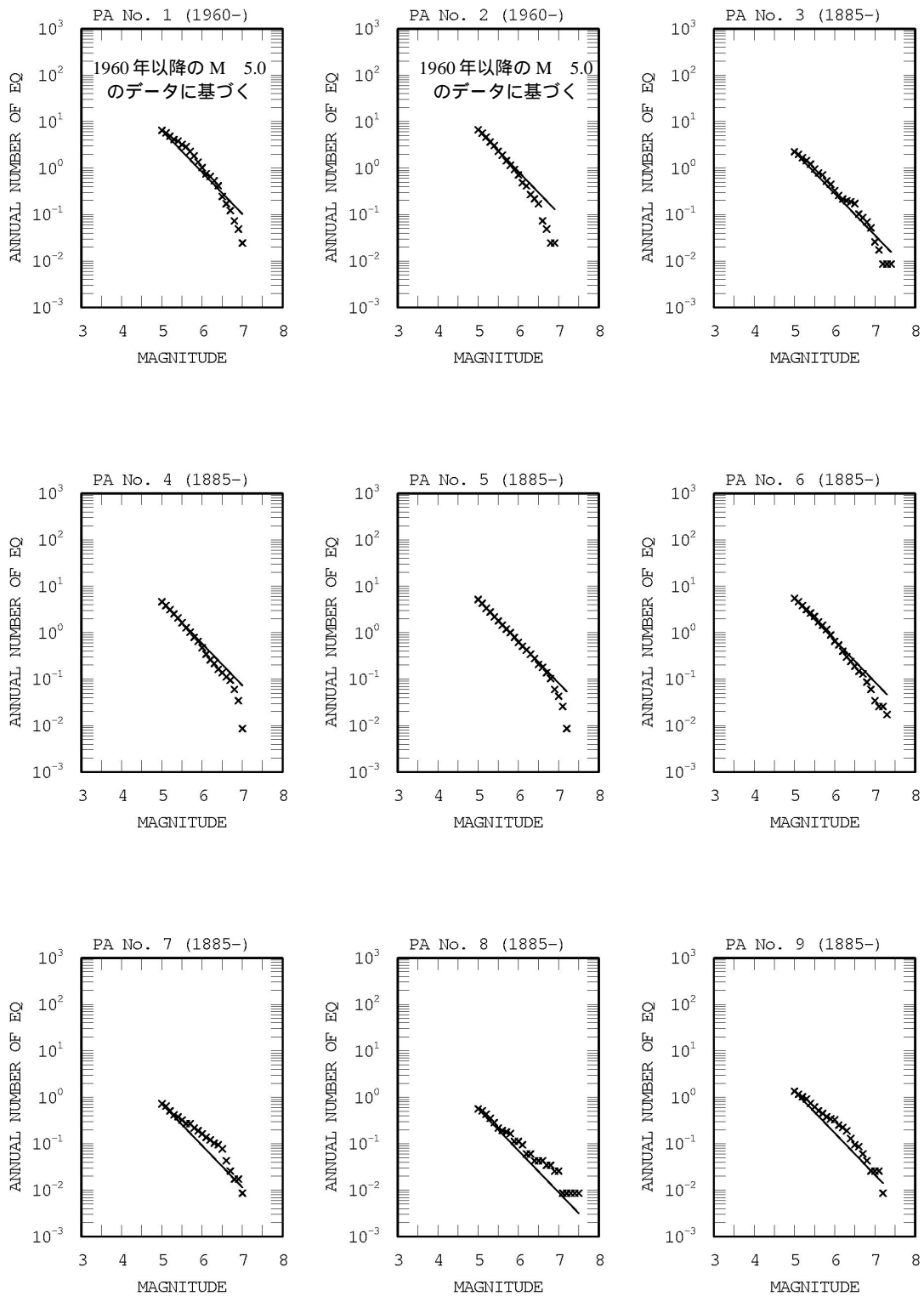


図 43(1) 中地震のデータに基づく地域区分ごとの地震の規模別累積発生頻度 (1/年)  
 図中の実線は、 $b=0.9$ とした場合の Gutenberg-Richter の関係  
 No.1 と No.2 については地震の検知能力を考慮して 1960 年以降のデータのみ使用



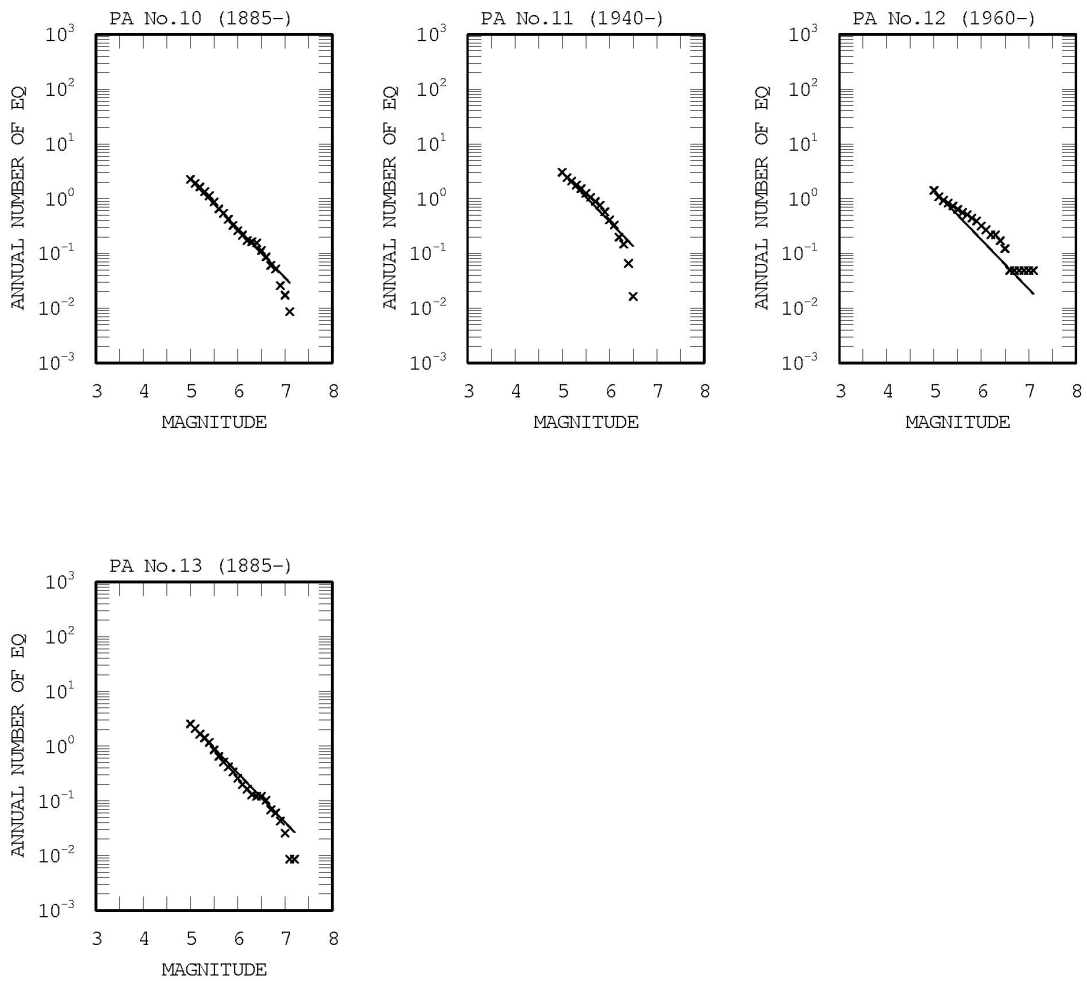


図 43(2) 中地震のデータに基づく地域区分ごとの地震の規模別累積発生頻度 (1/年)  
 図中の実線は、 $b=0.9$  とした場合の Gutenberg-Richter の関係  
 No.10(11 の誤り)については長期評価での扱いと整合させるために 1940 年以降のデータのみ使用  
 No.12 については地震の検知能力を考慮して 1960 年以降のデータのみ使用

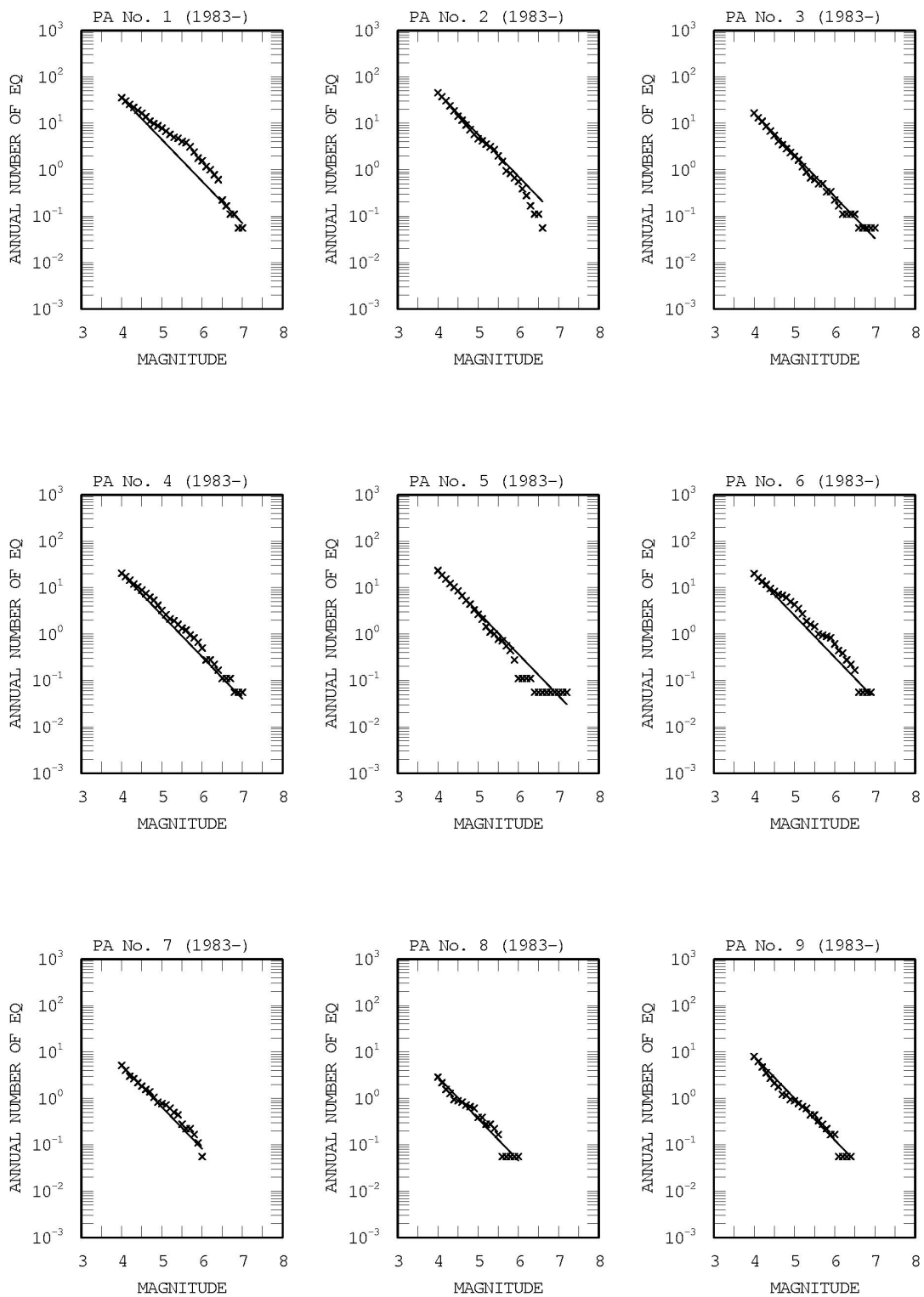


図 44(1) 1983 年以降の気象庁のデータのうち、マグニチュード 4.0 以上の地震に  
 基づく地域区分ごとの地震の規模別累積発生頻度 (1/年)  
 図中の実線は、 $b=0.9$  とした場合の Gutenberg-Richter の関係

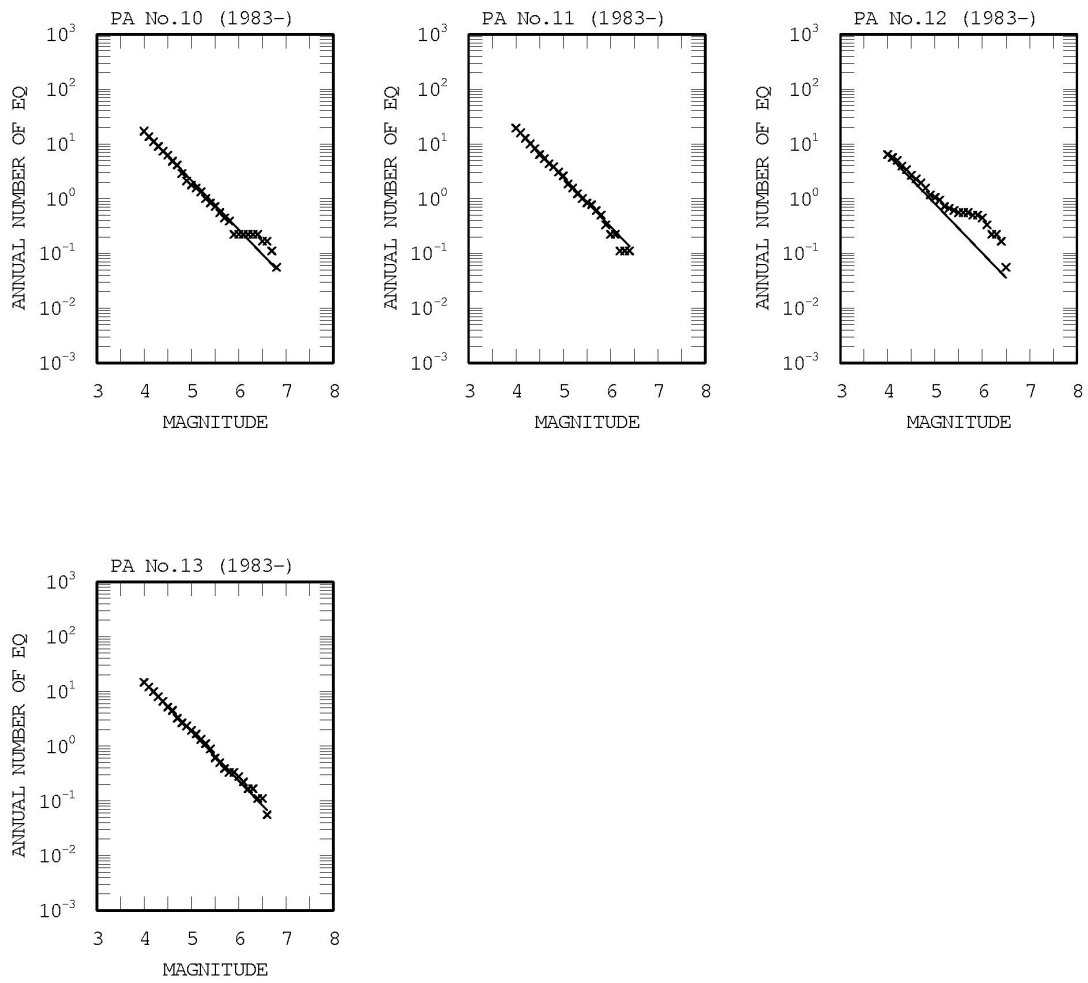


図 44(2) 1983 年以降の気象庁のデータのうち、マグニチュード 4.0 以上の地震に基づく地域区分ごとの地震の規模別累積発生頻度 (1/年)  
 図中の実線は、 $b=0.9$  とした場合の Gutenberg-Richter の関係

表 40 各領域の最大マグニチュードとその設定根拠  
(その1:北海道地方)

No.	名称	長期評価された海溝型地震の規模	左記以外の主な地震	グループ 3, 4 の最大 M
	択捉島沖	M8 クラス： M8.0～8.1 (M8.1 前後) ひとまわり小さい地震 ( 共 通)： M6.8～7.3 (M7.1 程度) やや浅いプレート内 ( ~ 共通)： M8.1～8.2 (M8.2 前後) やや深いプレート内 ( ~ と の境界付近)： M7.7～7.8 (M7.8 前後)	( 1950 年以降のもの ) 1956/10/11 M7.0 h=60 1959/10/27 M7.2 h=140 1982/06/30 M6.9 h=50 1994/10/16 M7.0 h=144  ( 1950 年以前の最大 ) 1937/2/21 M7.6 h=90	<グループ 3> 6.9 1982 年の M  <グループ 4> 7.6 1937 年の M ( 領域 にも適用 )
	色丹島沖	M8 クラス： M7.7～7.8 (M7.8 前後) ひとまわり小さい地震 ( 共通)： M6.8～7.3 (M7.1 程度) やや浅いプレート内 ( ~ 共通)： M8.1～8.2 (M8.2 前後) やや深いプレート内 ( ~ と の境界付近)： M7.7～7.8 (M7.8 前後)	( 1950 年以降のもの ) 1968/01/29 M6.9 h=30	<グループ 3> 6.9 1968 年の M  <グループ 4> 7.6 ( 5 つの領域で 共通 )
	根室沖	M8 クラス： M7.4～7.9 (M7.7 程度) ひとまわり小さい地震 ( 共通)： M7.0～7.2 (M7.1 前後) やや浅いプレート内 ( ~ 共通)： M8.1～8.2 (M8.2 前後) やや深いプレート内 ( ~ と の境界付近)： M7.7～7.8 (M7.8 前後)	( 1950 年以降のもの ) 1964/06/23 M7.1 h=62 2000/01/28 M7.0 h=59	<グループ 3> 6.9 長期評価の M 未 満  <グループ 4> 7.6 ( 5 つの領域で 共通 )
	十勝沖	M8 クラス： M8.0～8.2 (M8.1 前後) ひとまわり小さい地震 ( 共通)： M7.0～7.2 (M7.1 前後) やや浅いプレート内 ( ~ 共通)： M8.1～8.2 (M8.2 前後) やや深いプレート内 ( ~ と の境界付近)： M7.7～7.8 (M7.8 前後)	( 1950 年以降のもの ) 1961/11/15 M6.9 h=37 1968/09/21 M6.9 h=80 1987/01/14 M7.0 h=119	<グループ 3> 6.9 1961 年の M  <グループ 4> 7.6 ( 5 つの領域で 共通 )
	プレート 上面の深 さが概ね 60km 以深 で発生す る地震	やや深いプレート内 ( ~ と の境界付近)： M7.7～7.8 (M7.8 前後)	( 1950 年以降のもの ) 1965/10/26 M7.1 h=160 1981/01/23 M7.1 h=130	<グループ 4> 7.6 ( 5 つの領域で 共通 )

注 1 : 色丹島沖から択捉島沖のひとまわり小さいプレート間地震の長期評価が 1950 年以降のデータに基づいているため、ここでは全領域ともに 1950 年以降のデータを参照しているが、最大マグニチュードの設定は、これ以前も参照した。

注 2 : グループ 4 の地震の最大マグニチュードは、択捉島沖の 7.6 を 5 つの領域に共通して適用する。

表 41 各領域の最大マグニチュードとその設定根拠  
(その2: 東北地方)

No.	名称	長期評価された海溝型地震の規模	左記以外の主な地震(特記以外は1885年以降)	グループ3, 4の最大M
	三陸沖北部	固有地震: M7.4~7.9(M8前後) 固有地震以外: M7.1~7.6(M7.1~7.6)	<1923年以降> 1928/05/27 M7.0 1971/08/02 M7.0	7.0 長期評価のMの範囲未満(1928年と1971年の地震のM)
	三陸沖北部から房総沖の海溝寄り	津波地震: Mt8.0~8.4(Mt8.2前後) プレート内: M8.1(M8.2前後)	1897/08/16 M7.2 1902/05/02 M7.0 1917/07/29 M7.3 1923/06/02 M7.3	7.3 1917年のM
	三陸沖中部	(M7クラス以上の被害地震は知られていない)	1901/06/15 M7.0	7.0 1901年のM
	三陸沖南部海溝寄り	M7.7, M8.2 (M7.7前後、連動の場合M8.0前後)	1915/11/01 M7.5	7.5 1915年のM
	宮城県沖	M7.3程度~M7.5、M8.2程度 (M7.5前後、連動の場合M8.0前後)	1898/04/23 M7.2 1933/06/19 M7.1 1937/07/27 M7.1	7.2 1898年のM
	福島県沖	M7.3~M7.5(M7.4前後)	1891/07/21 M7.0 1905/07/07 M7.1	7.1 1905年のM
	茨城県沖	M6.7~M7.0(M6.8程度)	<1940年以降> 1941/11/16 M6.5	6.6 長期評価のMの範囲未満
	(東北から関東北部の太平洋プレートの概ね60km以深の地震)	(長期評価の対象外)	<1926年以降> 1944/08/18 M6.6 1960/10/09 M6.9 1987/01/09 M6.6	6.9 1960年のM

注1: 三陸沖北部( )は、固有地震以外の地震の長期評価が1923年以降の地震に基づいているため、それ以前の地震は最大マグニチュードの設定には考慮せず、長期評価された地震のマグニチュード未満の最大値(7.0)とした。

注2: 茨城県沖( )は、長期評価が1940年以降の地震に基づいているため、それ以前の地震は最大マグニチュードの設定には考慮せず、長期評価された地震のマグニチュード未満の最大値(6.6)とした。

注3: の領域では、震源深さが数値で示されている1926年以降の地震のみを対象として最大マグニチュードを設定した。

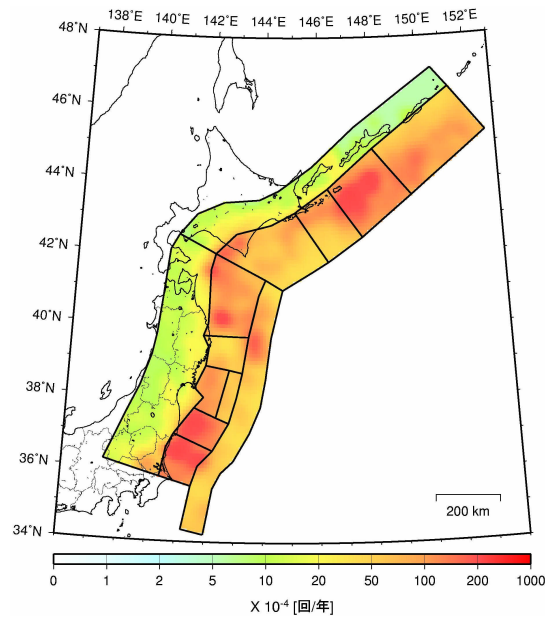


図 45 グループ 3 とグループ 4 の地震の合計の発生頻度(M5.0 以上、0.1 度メッシュあたり)

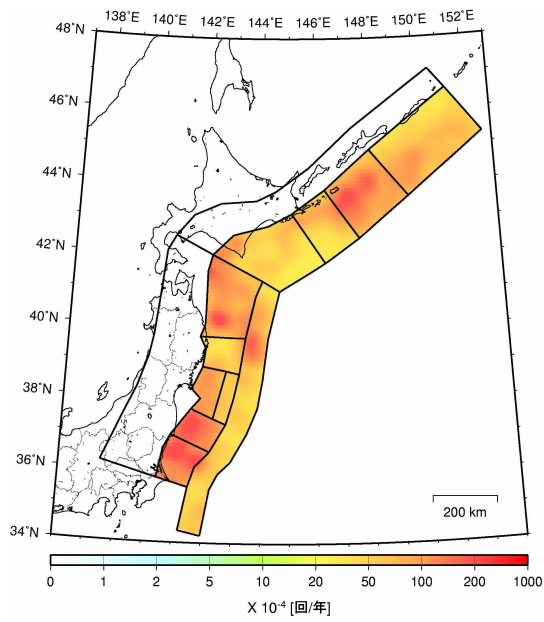


図 46 グループ 3 の地震の発生頻度 (M5.0 以上、0.1 度メッシュあたり)

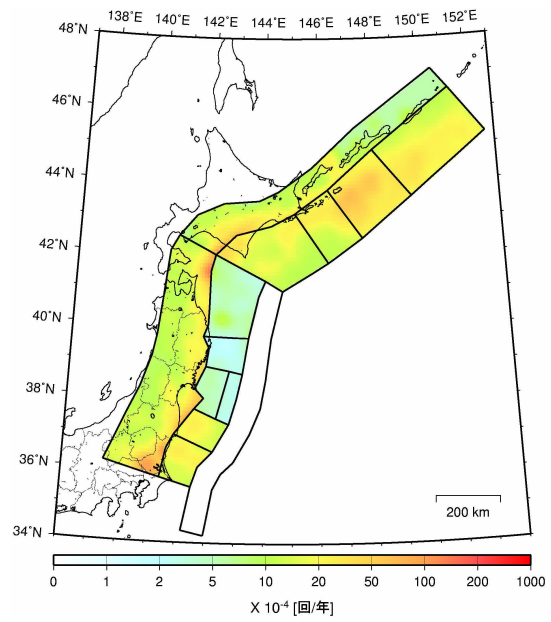


図 47 グループ 4 の地震の発生頻度 (M5.0 以上、0.1 度メッシュあたり)

d. 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）

評価の基本方針

北日本の確率論的地震動予測地図を作成する際に考慮するグループ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）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）、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，2002b）に基づくことを基本とし、以下のようにモデル化する。

評価手法と条件

1) 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。

2) 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。

3) 地域区分

損害保険料率算定会（2000）の区分を用いる。ただし、北方四島を含むように拡張する。

4) 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）とを併用することを基本とする。ただし、一部の領域については、時代ごとの地震の検知能力を勘案して、用いるデータの期間や規模を再設定する。余震は、暫定的に昨年度と同じ方法で除去する。

グループ5の地震は、上記カタログのうち25km以浅の地震を用いる。

5) 地震規模の確率分布

b値モデルでモデル化する。b値は0.9に固定する。

6) 深さ

震源深さが3kmの点震源とする。これは、地震規模に応じて大きさが変化する鉛直な断層面が地震発生層（深さ3kmから17kmと想定）の中で一様に分布するとした場合とほぼ等価な地震ハザードを与える条件となっている。

7) 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、ほぼ等価な結果を与える深さ3kmの点震源とする。

8) 最大マグニチュード

損害保険料率算定会（2000）で用いられている値を参考に設定する。

9) 地震の発生時系列

ポアソン過程とする。

10) 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、 $M_j$  から次式で変換する。

$$M_w = 0.78 M_j + 1.08$$

グループ5の地震の地震活動モデル

1) 地域区分と過去に発生した地震の震央分布

図48に、グループ5に該当する地域区分（地震活動域）を示す。これは、損害保険料率算定会（2000）による地域区分に、北方四島を含む領域を追加したものである。北方四島を含む領域は、と の領域を海溝軸に平行に延長したもので、複数の領域には区分しない。これより北側でも浅い地震は発生しているが、その数が非常に少ないために対象とはしていない。

図 49 には 1885 年から 1925 年の宇津カタログのうちマグニチュード 6.0 以上の地震の震央分布を、図 50 には 1926 年から 2000 年の気象庁カタログのうちマグニチュード 5.0 以上の地震の震央分布を、図 51 には 1983 年から 2000 年の気象庁カタログのうちマグニチュード 3.0 以上の地震の震央分布を、それぞれ地域区分と重ねて示す。震源深さは、25km 以浅のもののみ（宇津カタログでは深さが vs と表記されているもののみ）を対象としている。

#### 2) 区分された各地域内の地震の規模別発生頻度

図 48 に示した各領域について、中地震カタログと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、それぞれ図 52 と図 53 に示す。ここで、中地震カタログとは、1885 年から 1925 年の宇津カタログのうちマグニチュード 6.0 以上の地震（図 49 に示されたもの）と、1926 年から 2000 年の気象庁カタログのうちマグニチュード 5.0 以上の地震（図 50 に示されたもの）を組み合わせたものであるが、図 48 の領域については、1960 年以降のマグニチュード 5.0 以上の地震のみに基づいている。一方、小地震カタログは、1983 年以降の気象庁カタログのうちマグニチュード 3.0 以上の地震（図 51 に示されたもの）である。

#### 3) 区分された各領域での最大マグニチュード

図 54 は、領域ごとの最大マグニチュードを示したものであり、北方四島以外は損害保険料率算定会（2000）の設定値が示されている。損害保険料率算定会では、グループ 5 に該当する領域については、過去に発生した地震のうち活断層との対応が明らかでない地震のマグニチュードの最大値が用いられている。ただし、モデル化されていない短い活断層の多寡に応じて、6.7 あるいは 6.5 の下限値が設定されている。今回追加した北方領土を含む領域についても同様のルールに基づいて設定するが、6.5 以上の地震がないために、最大マグニチュードは 6.5 としている。

#### 4) グループ 5 の地震の発生頻度の地域分布

図 55 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。



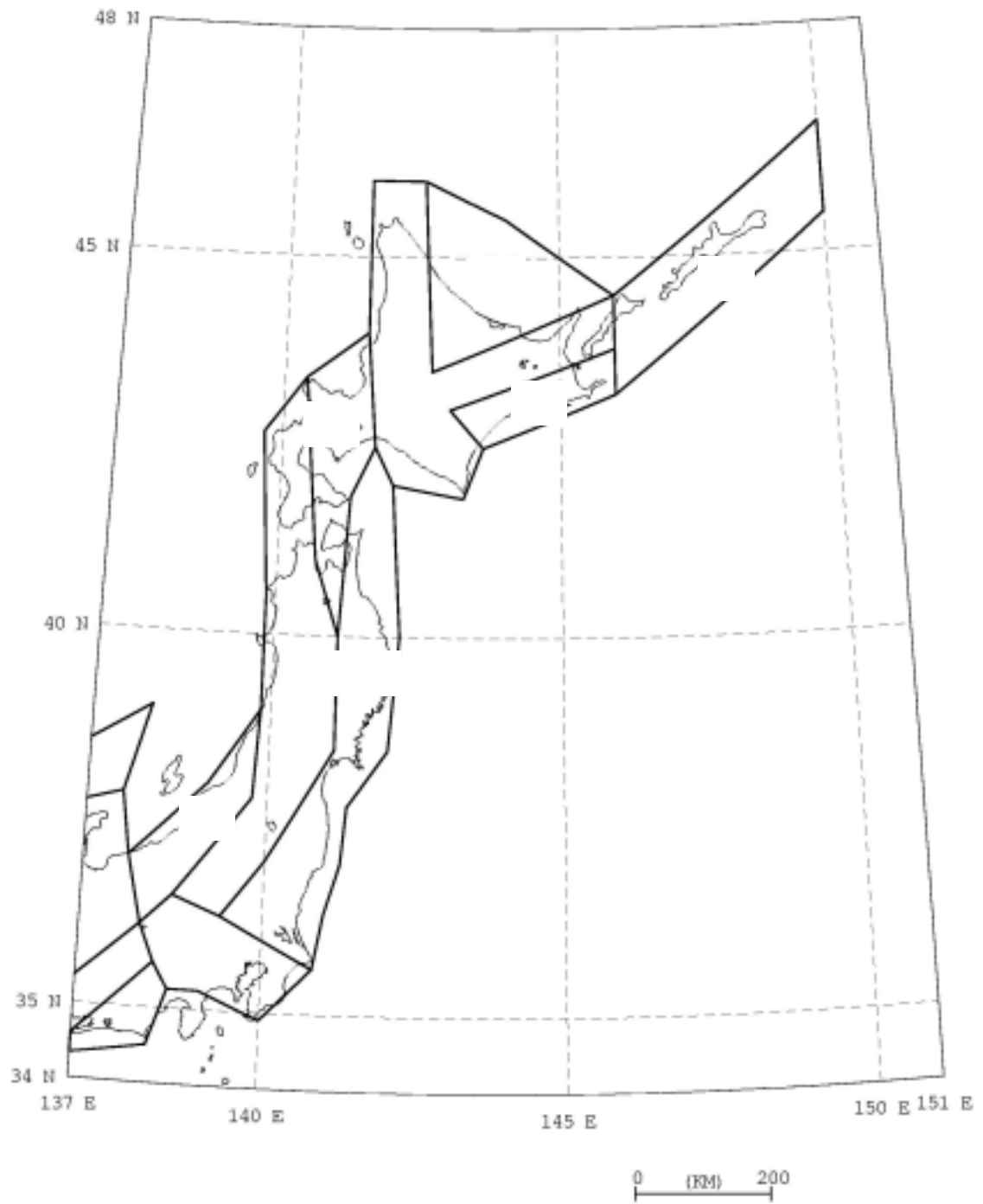


図 48 グループ 5 の地震に対応する地域区分  
 (損害保険料率算定会(2000)に北方領土を含む領域を追加)

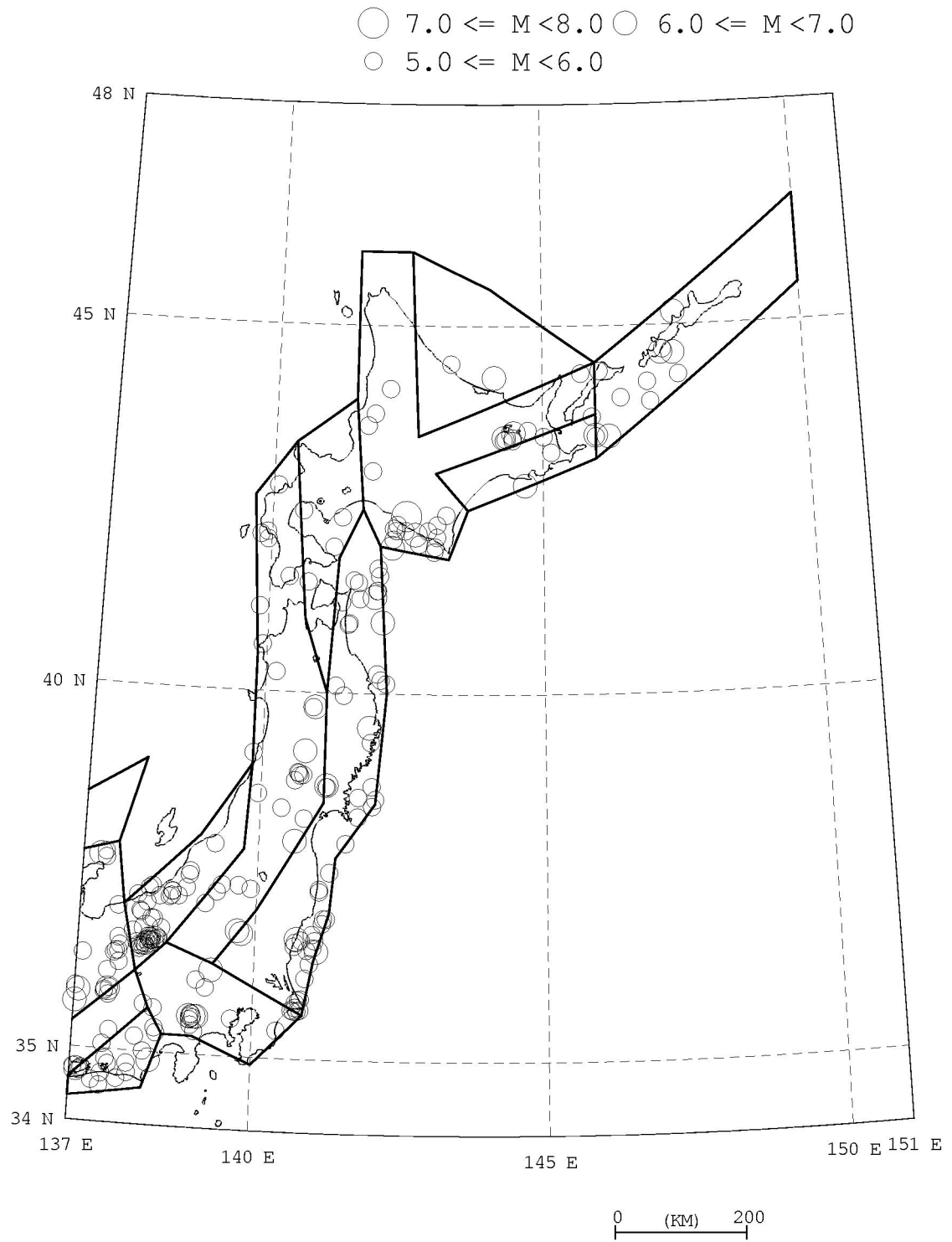


図 49 1885 年から 1925 年の宇津カタログのうち  
 マグニチュード 6.0 以上の地震の震央分布

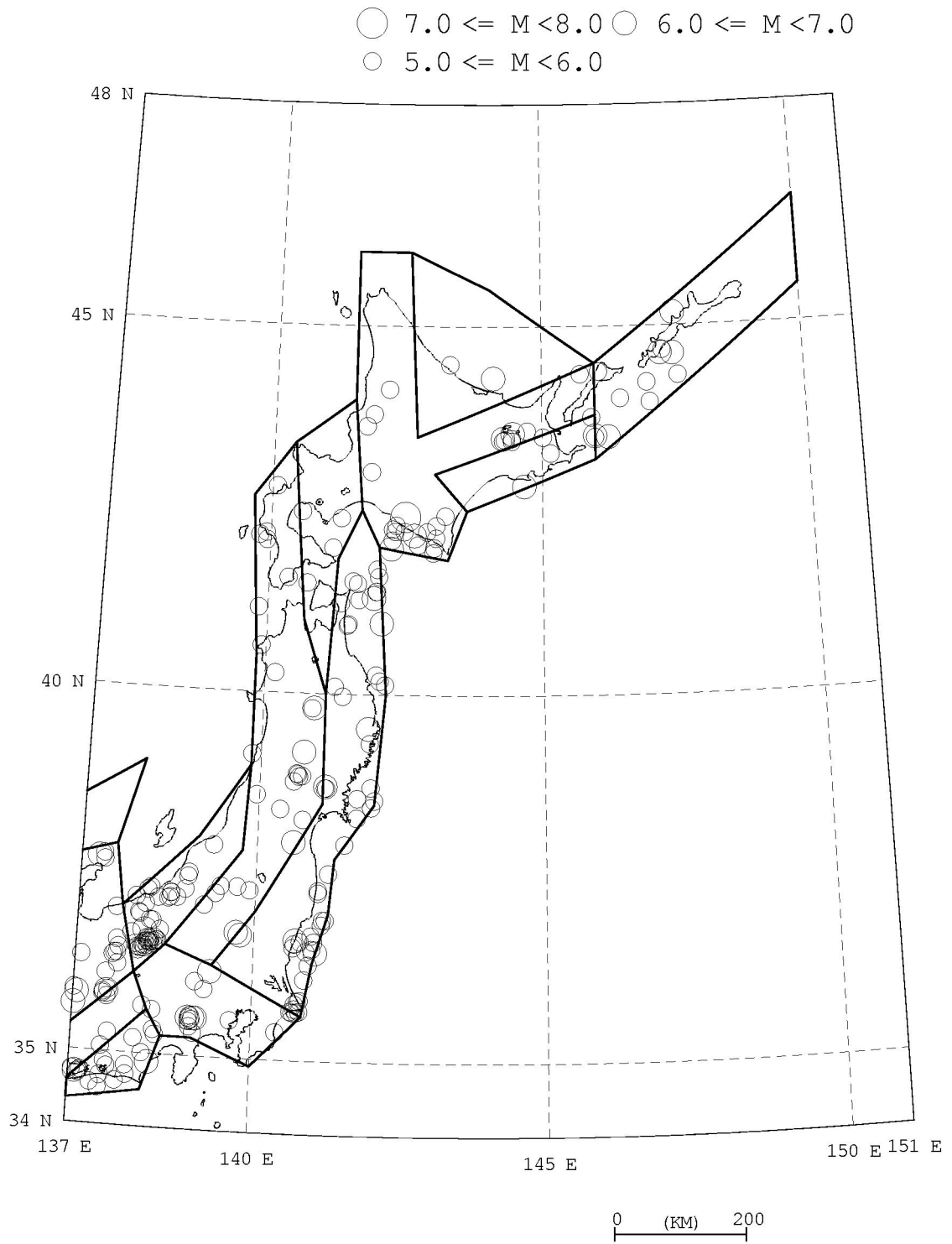


図 50 1926 年から 2000 年の気象庁カタログのうち  
 マグニチュード 5.0 以上の地震の震央分布

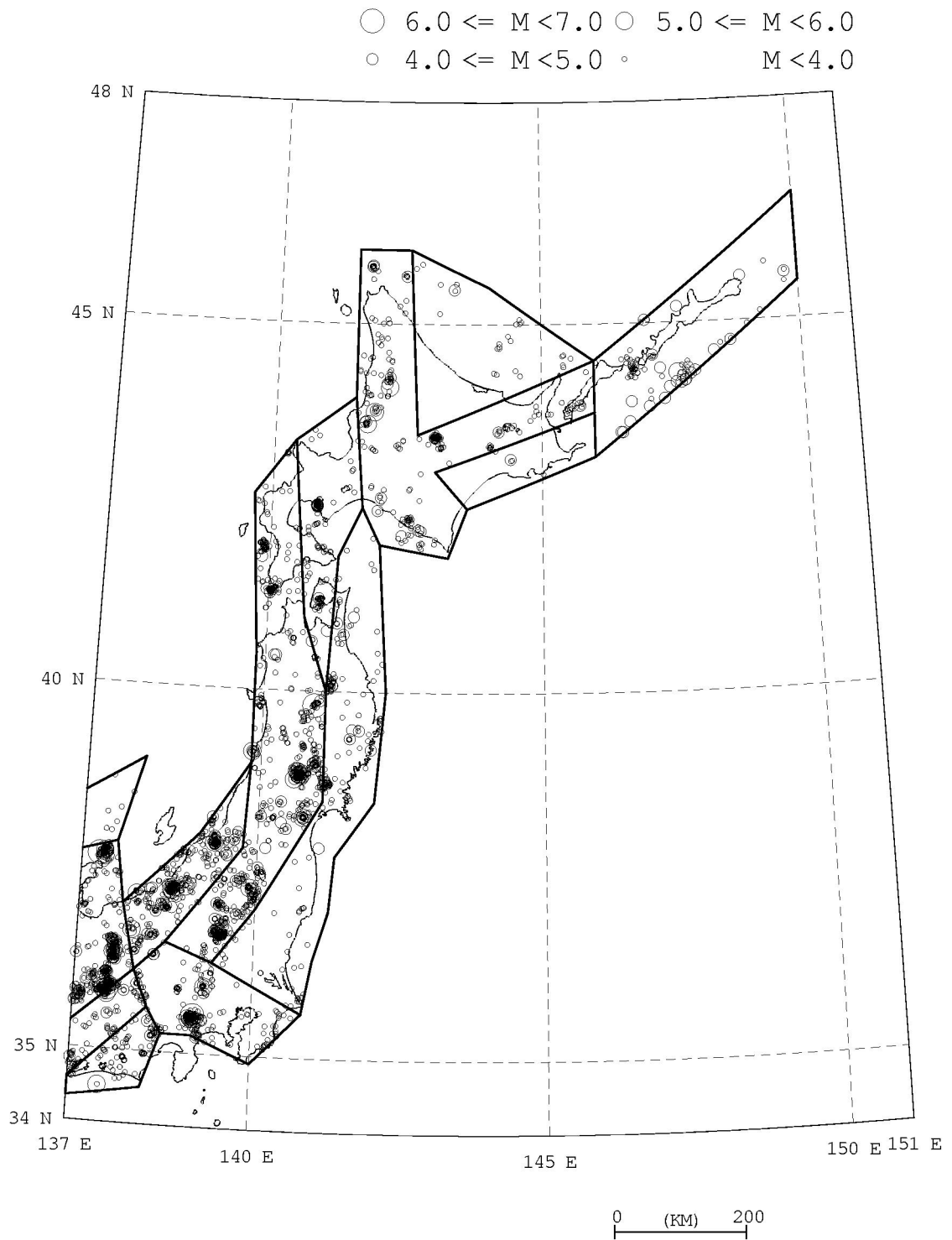


図 51 1983 年から 2000 年の気象庁カタログのうち  
 マグニチュード 3.0 以上の地震の震央分布

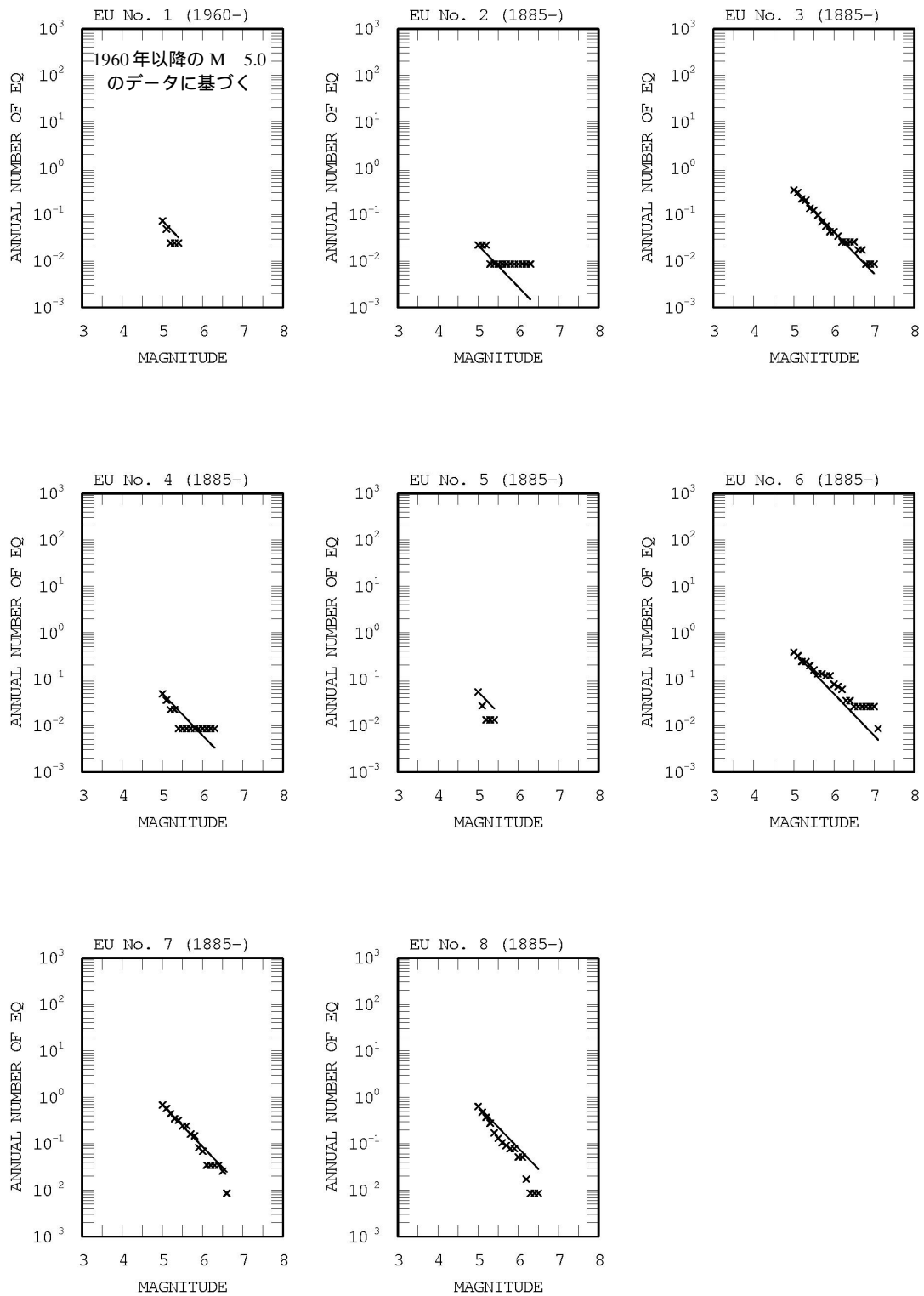


図 52 中地震のデータに基づく地域区分ごとの地震の規模別累積発生頻度 (1/年)  
 図中の実線は、 $b=0.9$ とした場合の Gutenberg-Richter の関係

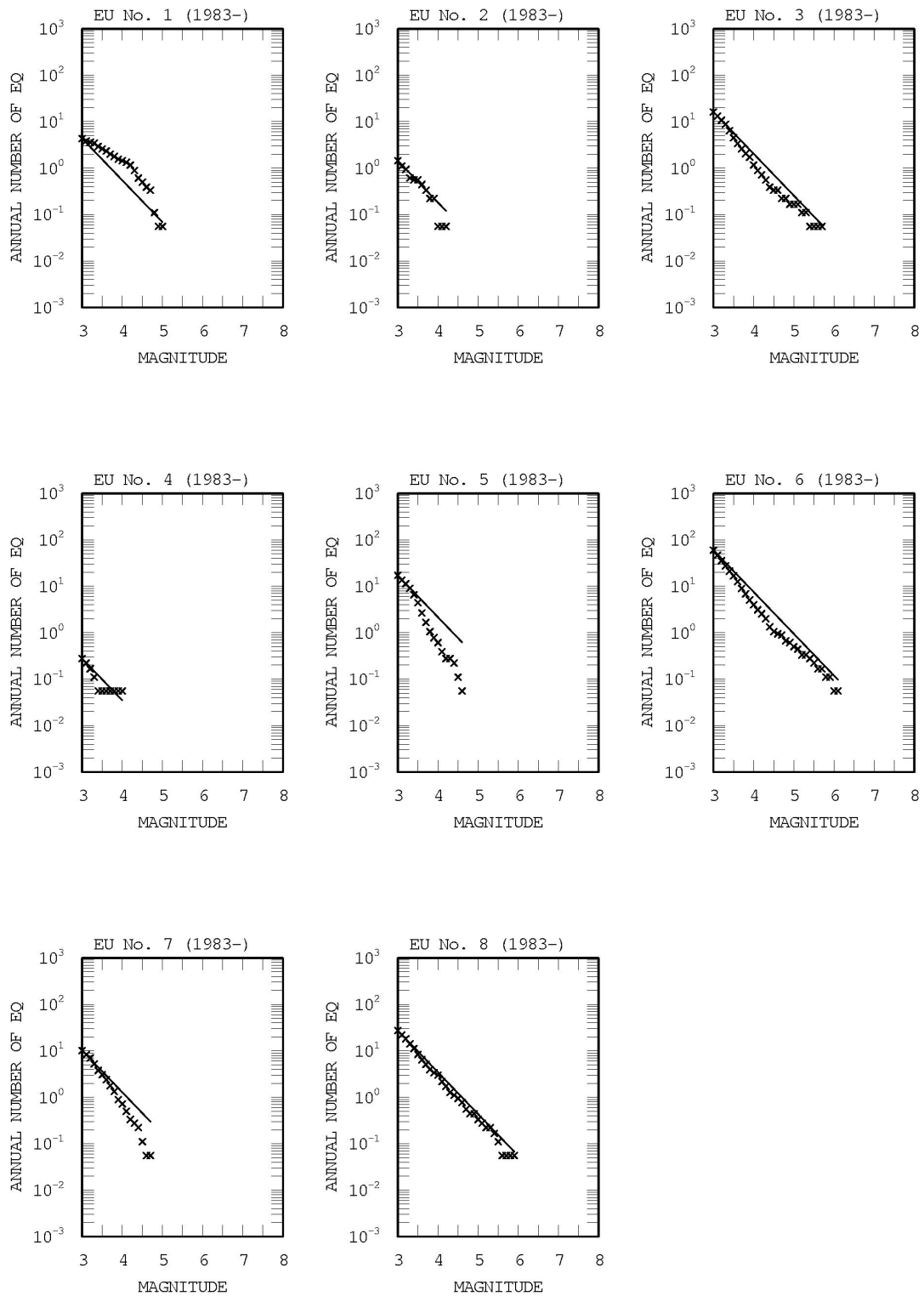


図 53 1983 年以降の気象庁のデータのうち、マグニチュード 3.0 以上の地震に基づく地域区分ごとの地震の規模別累積発生頻度 (1/年)  
 図中の実線は、 $b=0.9$  とした場合の Gutenberg-Richter の関係

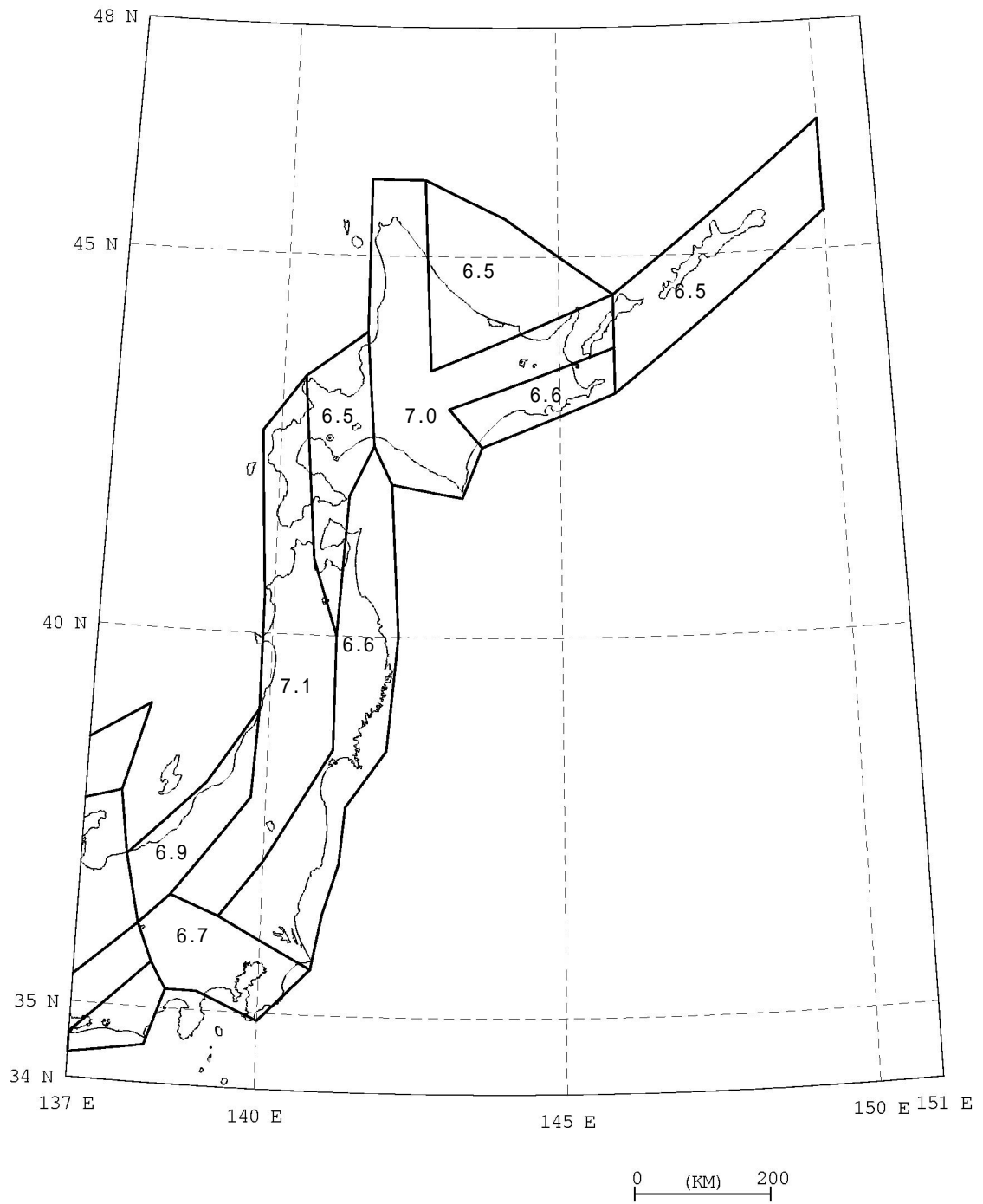


図 54 地域区分ごとの最大マグニチュード

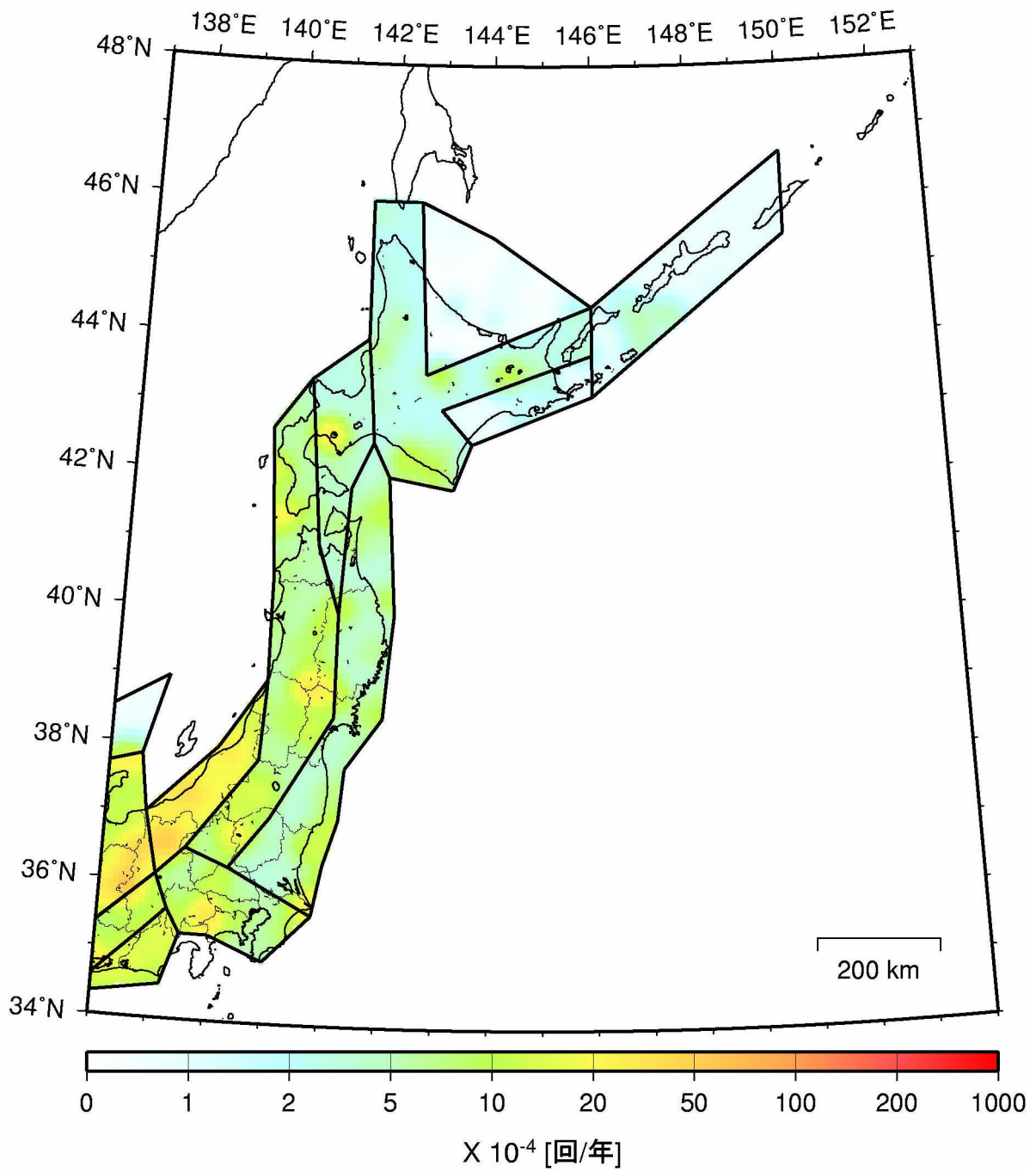


図 55 グループ 5 の地震の発生頻度(M5.0 以上、0.1 度メッシュあたり)



(4) 「震源を予め特定しにくい地震等」のうち日本海東縁部で発生する地震  
モデル化の基本方針

「震源を予め特定しにくい地震等」のうち日本海東縁部で発生する地震は、同領域において別途評価されるマグニチュード7.5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り、「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)、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)に基づくことを基本として、以下のようにモデル化する。

評価手法と条件

1) 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。

2) 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。

3) 地域区分

損害保険料率算定会(2000)の区分のうち、日本海東縁部に該当する区分を用いる。

4) 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。日本海東縁部では、震源深さが25kmから40km程度とされる地震もカタログに多く含まれることから、上記カタログに記載の地震のうち震源深さが40km以浅のものを用いる。なお、海溝型地震として別途評価されている地震に該当する地震はカタログから除去する。また、余震は、暫定的に昨年度と同じ方法で除去する。

5) 地震規模の確率分布

b値モデルでモデル化する。b値は0.9に固定する。

6) 深さ

「震源を予め特定しにくい地震等」のうち陸域の地殻内で発生する地震(グループ5の地震)の場合と同様に、震源深さが3kmの点震源とする。これは、地震規模に応じて大きさが変化する鉛直な断層面が地震発生層の中で一様に分布するとした場合とほぼ等価な地震ハザードを与える条件となっている。

7) 断層面

「震源を予め特定しにくい地震等」のうちグループ5の地震の場合と同様に、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、地震発生層内(深さ3kmから17kmと想定)で一様に分布するものとする。ただし、数値計算の際には、ほぼ等価な結果を与える深さ3kmの点震源とする。

8) 最大マグニチュード

日本海東縁部で発生する地震のうち、マグニチュード7.5以上の地震については別途海溝型地震として長期評価の対象となっていることから、「震源が予め特定しにくい地震」の最大マグニチュードは、それを下回る7.3とする。

9) 地震の発生時系列

ポアソン過程とする。

10) モーメントマグニチュード  $M_w$  への変換

$M_w = M_j$  とする。

日本海東縁部で発生する地震の地震活動モデル

1) 地域区分と過去に発生した地震の震央分布

図 56 に、「震源が予め特定しにくい地震等」のうち日本海東縁部で発生する地震の評価に用いる地域区分（地震活動域）を示す。これは、損害保険料率算定会（2000）による地域区分のうち、日本海東縁部に該当する区分を用いたものである。

図 57 には 1885 年から 1925 年の宇津カタログのうちマグニチュード 6.0 以上の地震の震央分布を、図 58 には 1926 年から 2000 年の気象庁カタログのうちマグニチュード 5.0 以上の地震の震央分布を、図 59 には 1983 年から 2000 年の気象庁カタログのうちマグニチュード 3.0 以上の地震の震央分布を、それぞれ地域区分と重ねて示す。震源深さは 40km 以浅のもののみ（宇津カタログでは深さが vs と表記されているもののみ）を対象としている。

## 2) 地震の規模別発生頻度

図 56 に示した領域について、中地震カタログと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 60 に示す。ここで、中地震カタログとは、1885 年から 1925 年の宇津カタログのうちマグニチュード 6.0 以上の地震（図 57 に示されたもの）と、1926 年から 2000 年の気象庁カタログのうちマグニチュード 5.0 以上の地震（図 58 に示されたもの）を組み合わせたものである。一方、小地震カタログは、1983 年以降の気象庁カタログのうちマグニチュード 3.0 以上の地震（図 59 に示されたもの）である。

## 3) 「震源が予め特定しにくい地震等」のうち日本海東縁部の地震の発生頻度の分布

図 61 に、日本海東縁部の地震の発生頻度（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。

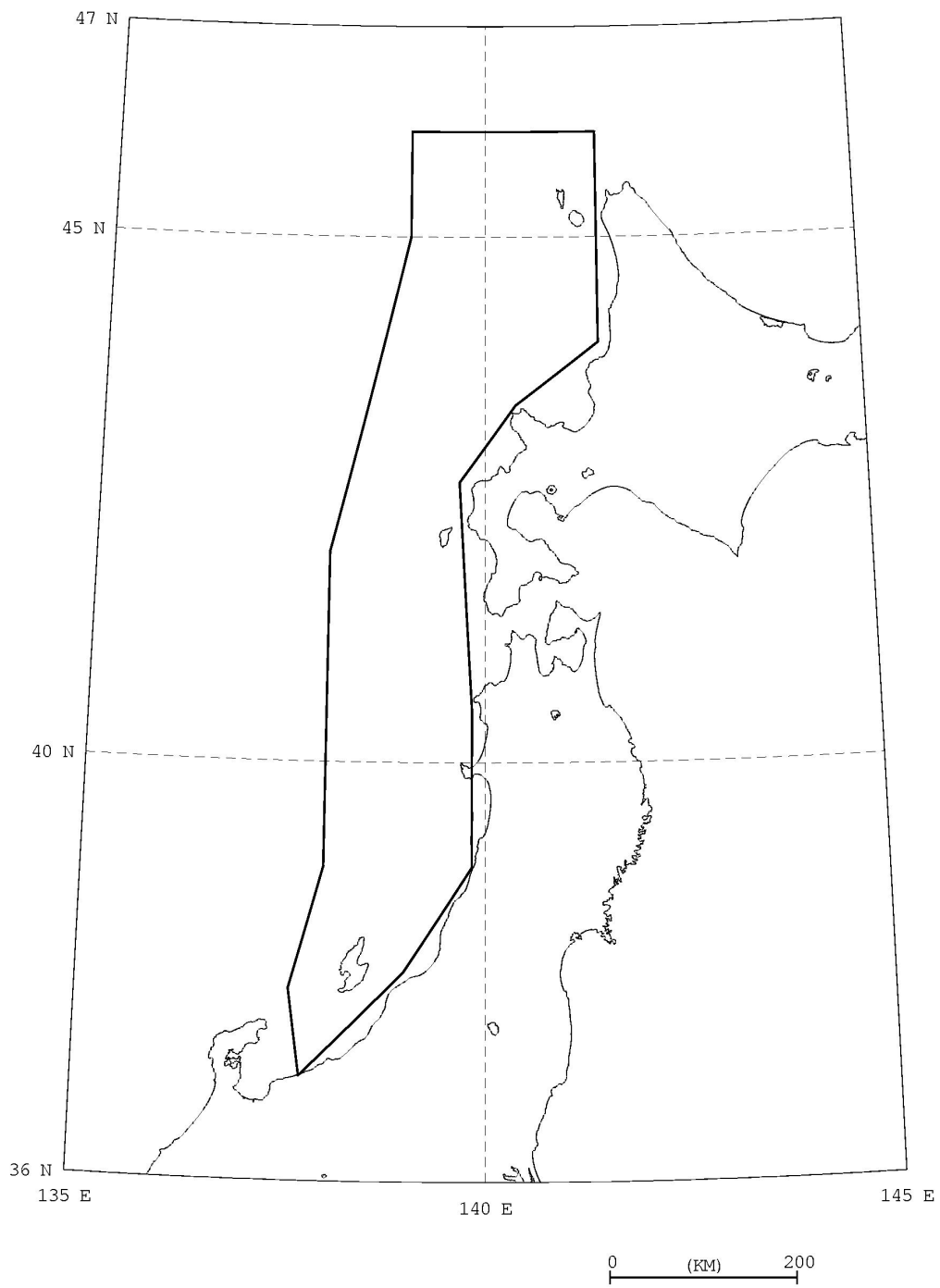


図 56 日本海東縁部の地震の地域区分

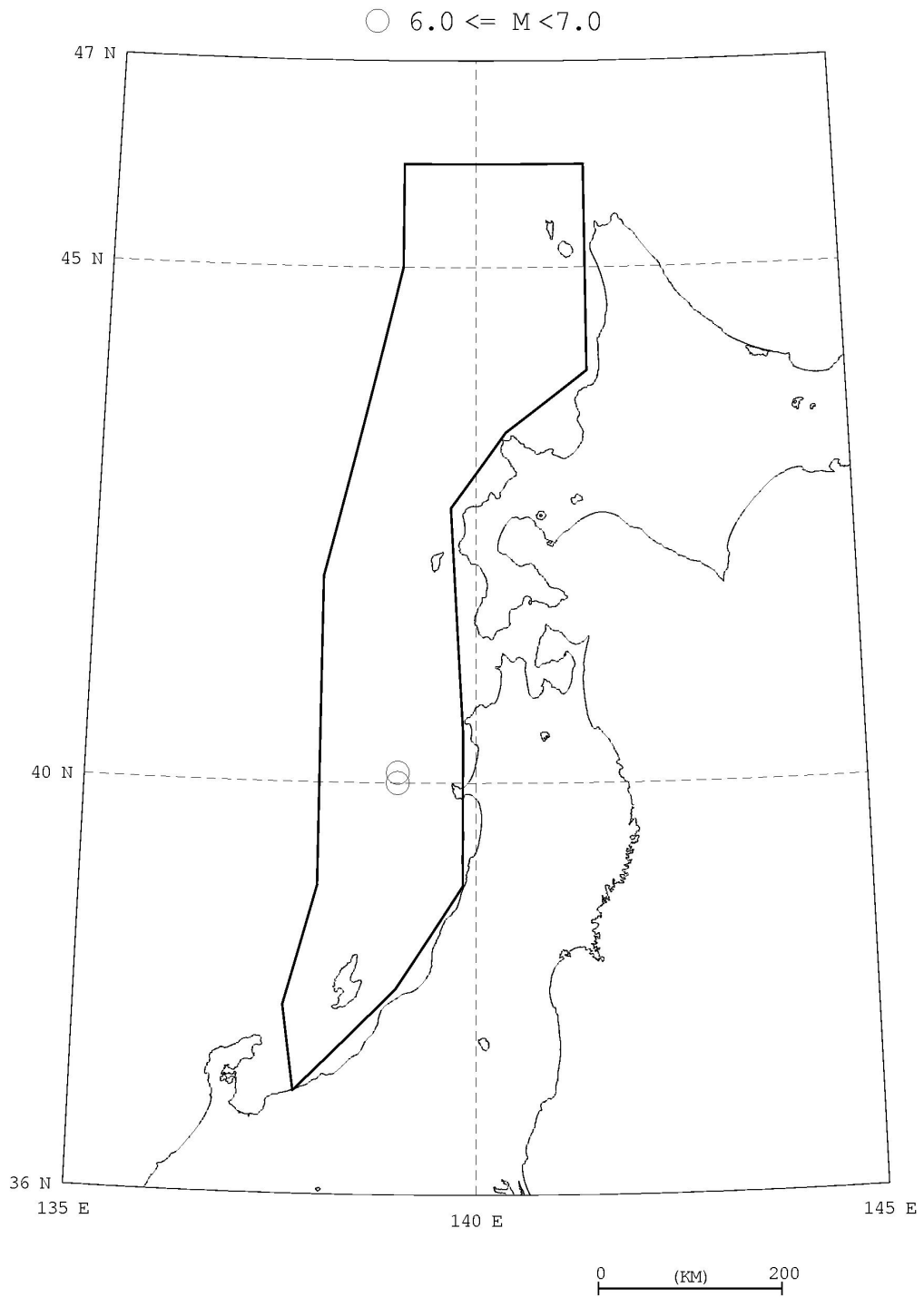


図 57 1885 年から 1925 年の宇津カタログのうち  
マグニチュード 6.0 以上の地震の震央分布

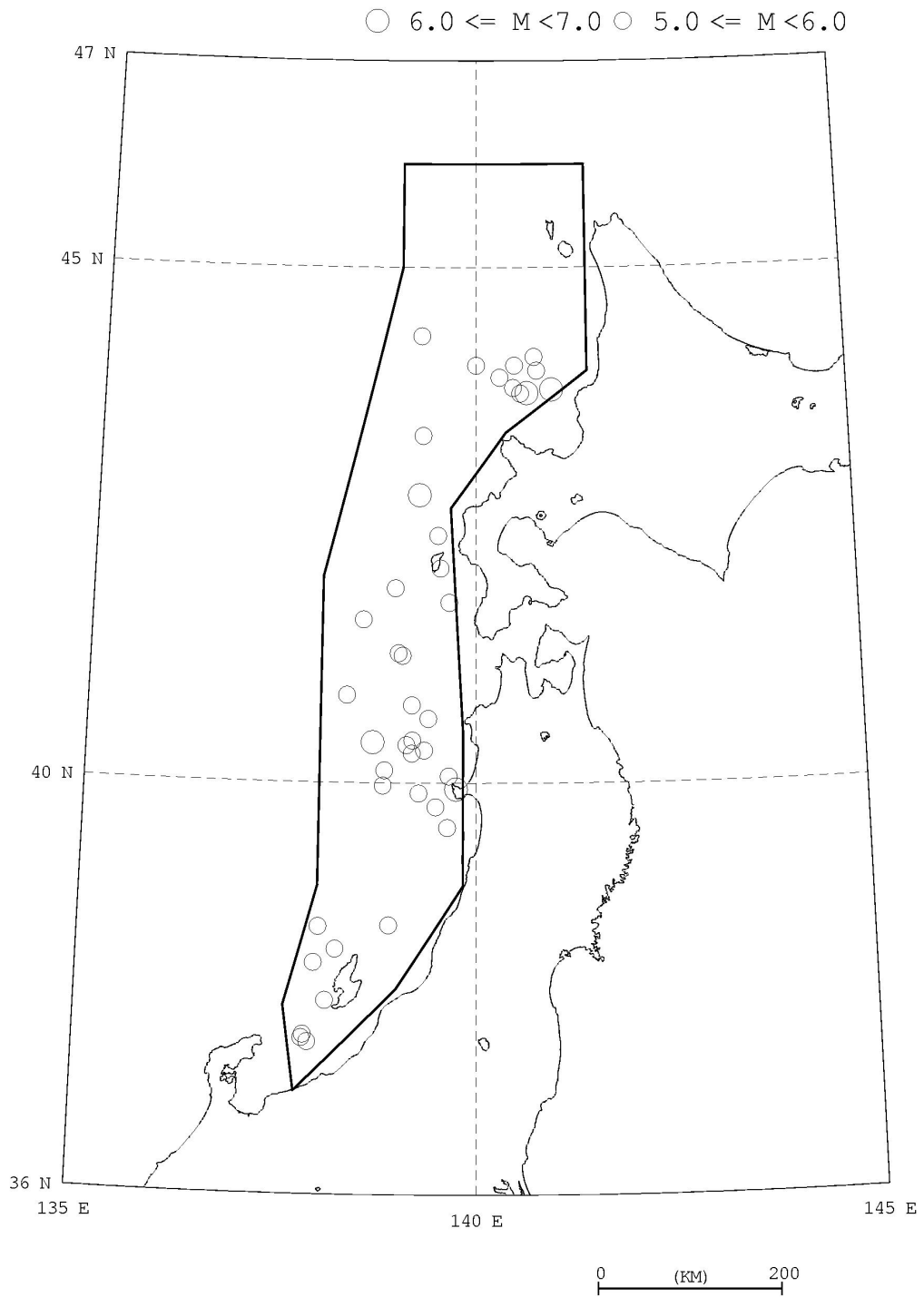


図 58 1926 年から 2000 年の気象庁カタログのうち  
マグニチュード 5.0 以上の地震の震央分布

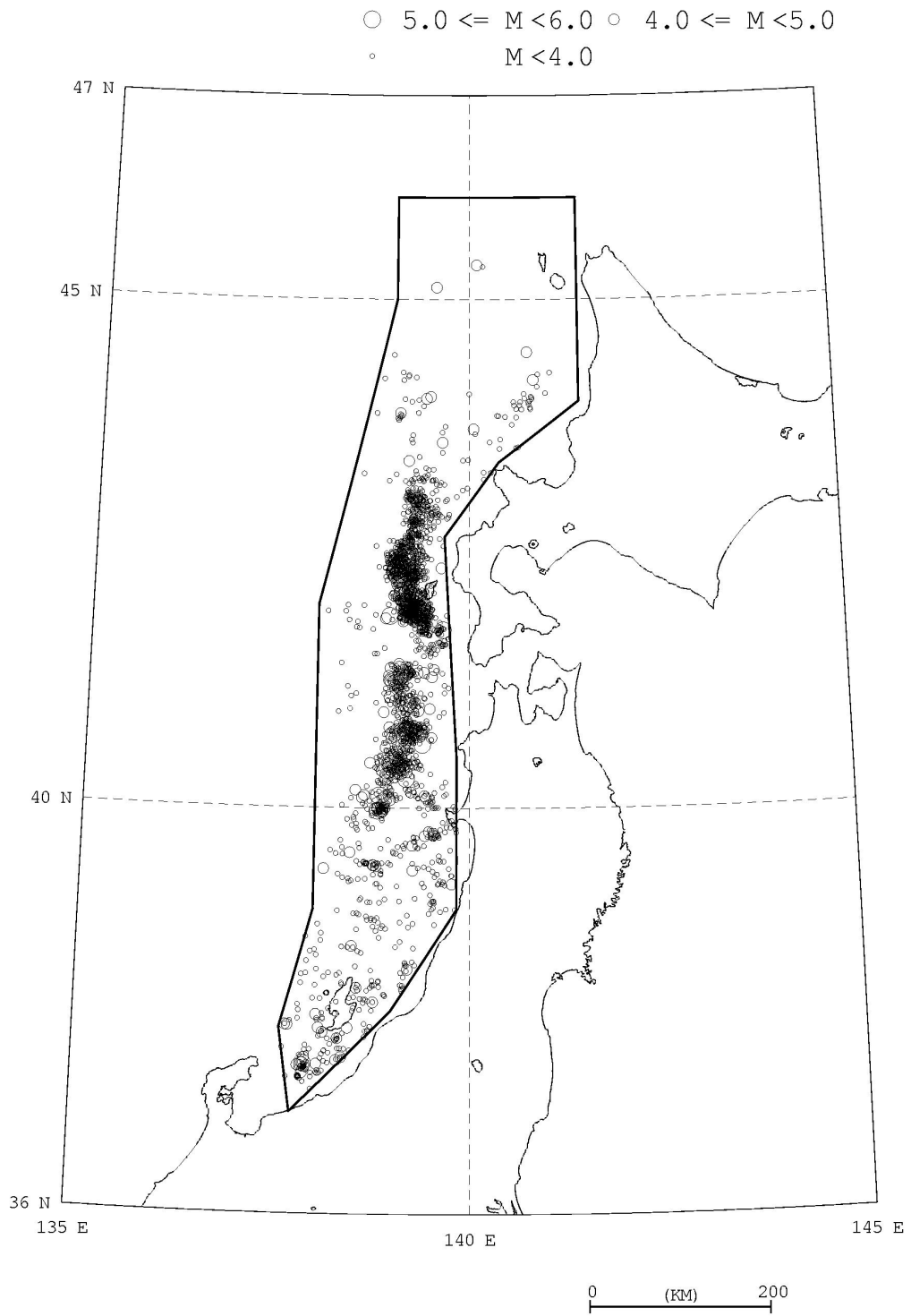


図 59 1983 年から 2000 年の気象庁カタログのうち  
 マグニチュード 3.0 以上の地震の震央分布

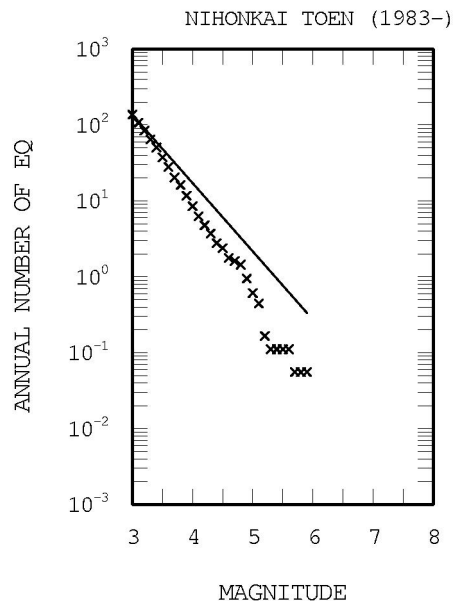
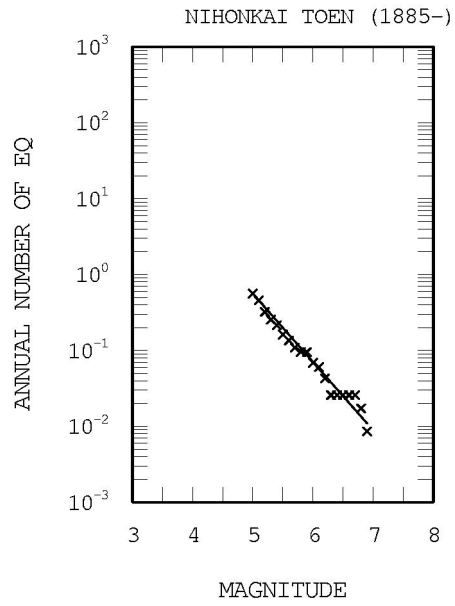


図 60 中地震カタログ(上段)および小地震カタログ(下段)に基づく  
日本海東縁部の地震の規模別累積発生頻度 (1/年)  
図中の実線は、 $b=0.9$  とした場合の Gutenberg-Richter の関係

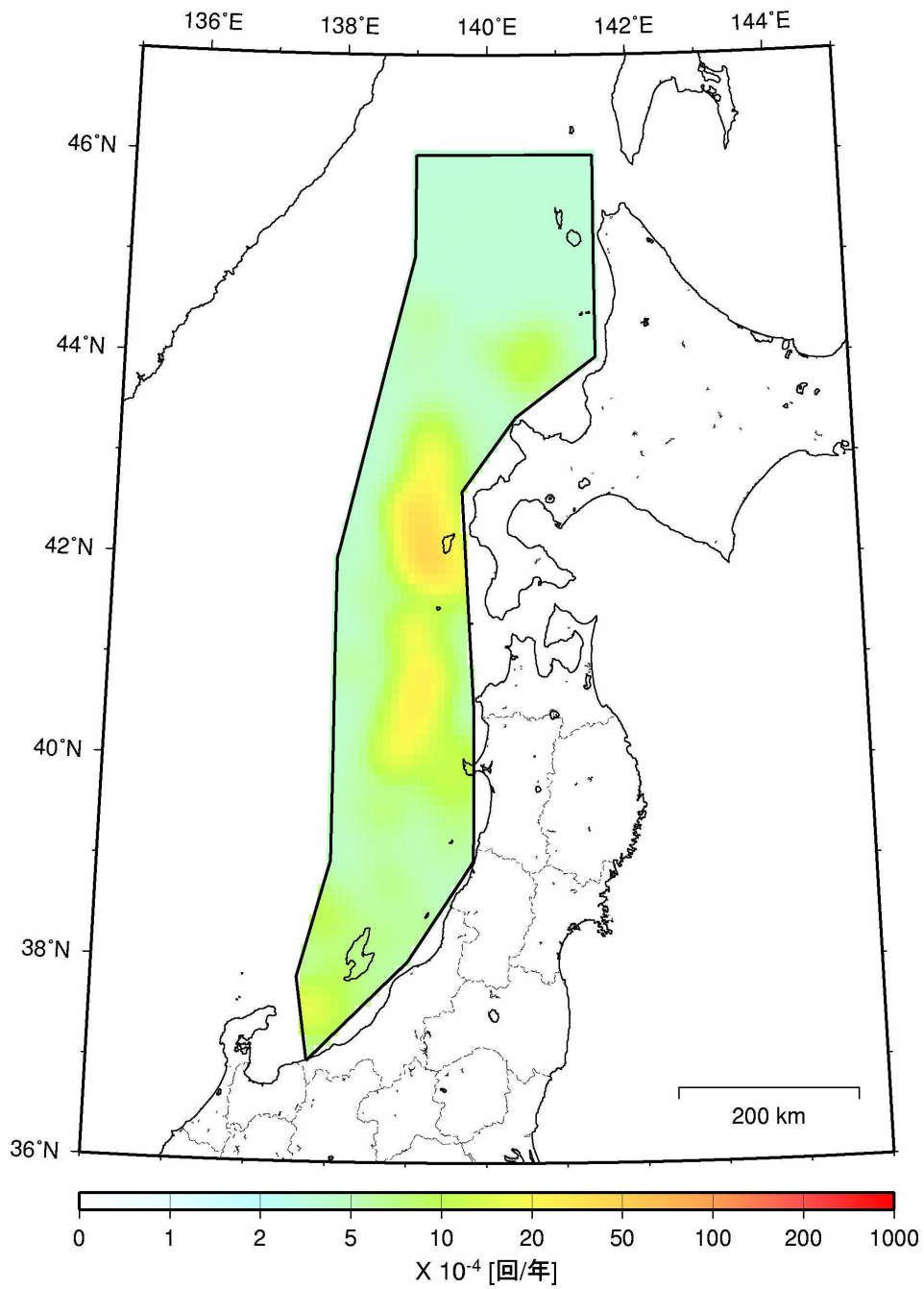


図 61 日本海東縁部の地震の発生頻度(M5.0以上、0.1度メッシュあたり)  
 地域区分の有無と地震カタログの組み合わせによる  
 合計4ケースの結果を平均したもの



(5) 「震源を予め特定しにくい地震等」のうち浦河沖で発生する地震

a. 評価の基本方針

1982年浦河沖地震(M7.1、h=40km)の周辺では、中規模の地震が多く発生している。震源深さは、太平洋プレートの上面より浅いが、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・ほか, 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、グループ5の地震(陸のプレート内で発生する地震のうち震源が予め特定しにくい地震)とは別に、独立して発生する地震としてモデル化する。

モデル化にあたっては、震源が予め特定しにくい地震と同様の方法によることとし、その方針は、「確率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)、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)に基づくことを基本とする。

b. 評価手法と条件

1) 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。

2) 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。

3) 地域区分

過去に発生した地震の震源分布を参考に、深さが概ね25kmから45kmの地震が発生する領域として地域区分を設定する。

4) 地震カタログ

中地震のカタログと小地震のカタログとを併用する。ただし、この領域は、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、1925年以前の宇津カタログでは地震を分離抽出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年以降のマグニチュード5.0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年以降のマグニチュード3.0以上の地震のデータとする。余震は、暫定的に昨年度と同じ方法で除去する。

5) 地震規模の確率分布

b値モデルでモデル化する。b値は0.9に固定する。

6) 深さ

領域の中間程度の深さとして、断層の中心を深さ35kmに固定する。

7) 断層面

日本の地震断層パラメータ・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~N60W、傾斜角は30°~60°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、その中心を上述のとおり35kmに固定する。断層の面積は、規模に応じて宇津の式を満足するように定める。断層面の平面的な場所は、地域区分した領域内でどこでも発生するものとする。

8) 最大マグニチュード

1982年浦河沖地震のM7.1を最大とする。

9) 地震の発生時系列

ポアソン過程とする。

10) モーメントマグニチュード $M_w$ への変換

$M_w = M_J$ とする。

c. 浦河沖で発生する地震の地震活動モデル

1) 地域区分と過去に発生した地震の震央分布

図 62 に、浦河沖の地震としてモデル化する地域区分（地震活動域）を、図 63 にはその概念図を示す。地域区分は、1982 年浦河沖地震と 1927 年から 1931 年に発生した M6 クラスの 3 地震を含み、かつ南東側の境界はプレート上面深度がほぼ 45km 程度となるように設定している。この地域区分は、平面的にはグループ 5 の地震（陸域の地殻内で発生する震源を予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用いる地震は、図 63 に示すように、震源深さが 25km 以深で 45km より浅いものとする。

図 64 には 1926 年から 2000 年の気象庁カタログのうちマグニチュード 5.0 以上の地震の震央分布を、図 65 には 1983 年から 2000 年の気象庁カタログのうちマグニチュード 3.0 以上の地震の震央分布を示す。

2) 区分された各地域内の地震の規模別発生頻度

図 62 に示した各領域について、中地震カタログ（図 64）に基づいて算定された地震の規模別累積発生頻度と小地震カタログ（図 65）に基づいて算定された地震の規模別累積発生頻度を図 66 に示す。

3) 最大マグニチュード

1982 年浦河沖地震のマグニチュード（M7.1）を最大マグニチュードとする。

4) 浦河沖の地震の発生頻度の分布

図 67 に、浦河沖の地震の発生頻度（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。

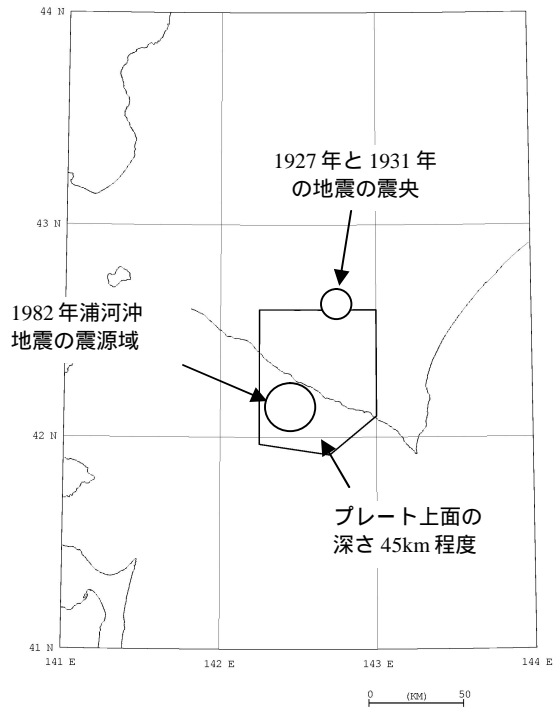


図 62 浦河沖の地震の地域区分

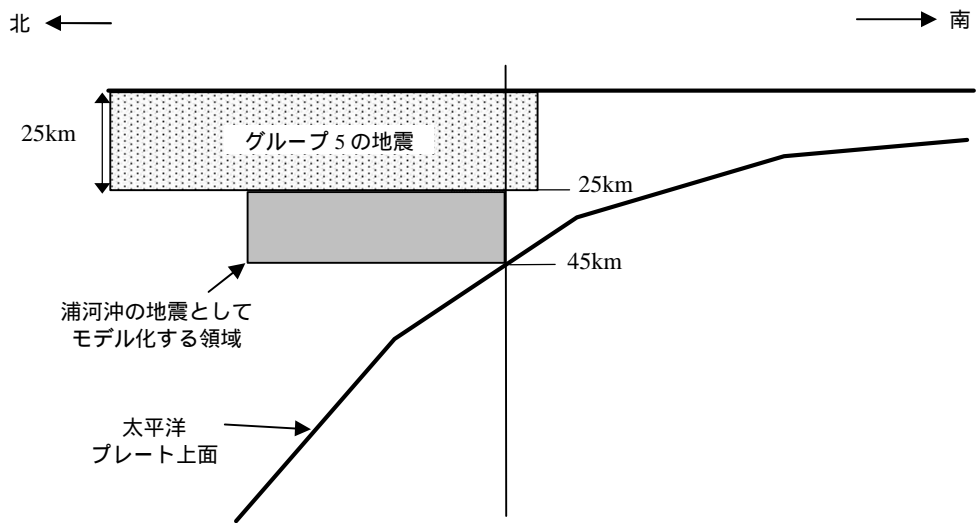


図 63 浦河沖の地震としてモデル化する領域の概念図

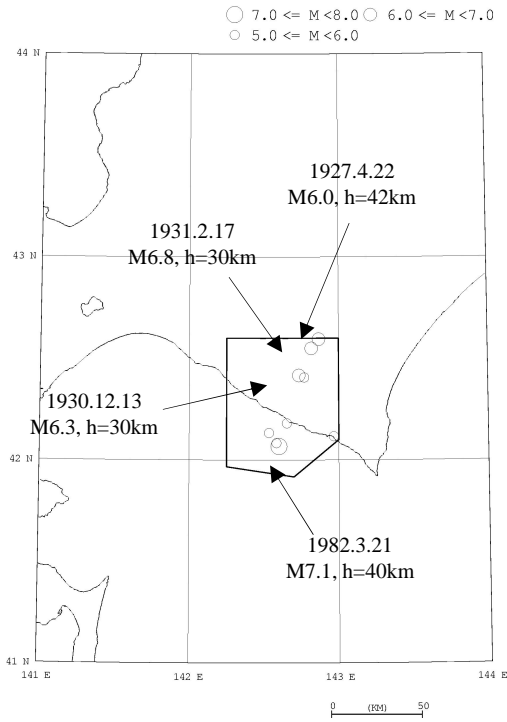


図 64 区分された領域内に入る地震の震央分布  
(1926 年以降の気象庁カタログのうちマグニチュード 5.0 以上)

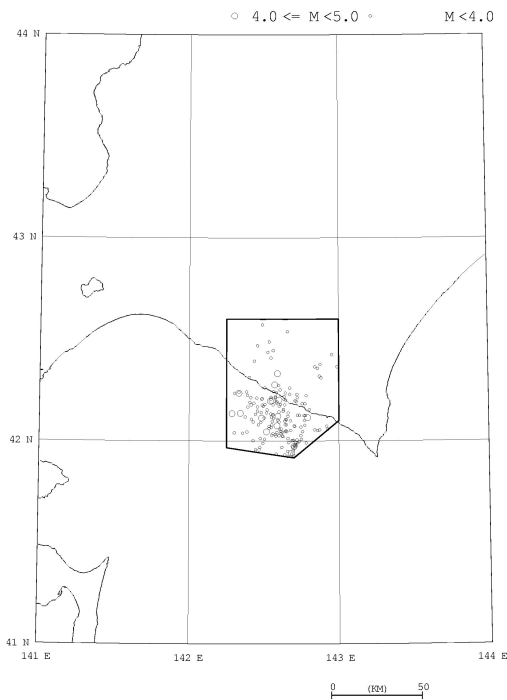


図 65 区分された領域内に入る地震の震央分布  
(1983 年以降の気象庁カタログのうちマグニチュード 3.0 以上)

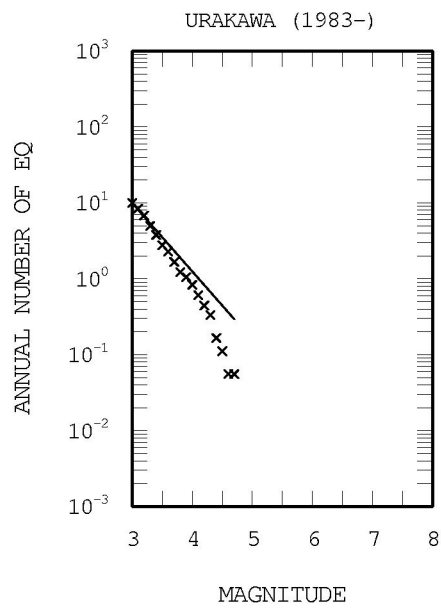
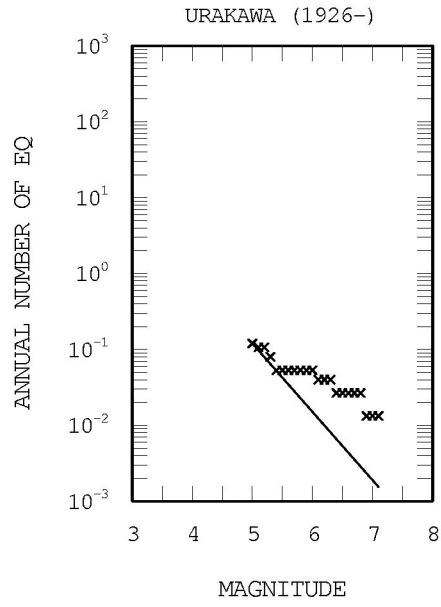


図 66 中地震カタログ（上段）および小地震カタログ（下段）に基づく  
 浦河沖の地震の規模別累積発生頻度（1/年）  
 図中の実線は、 $b=0.9$ とした場合の Gutenberg-Richter の関係

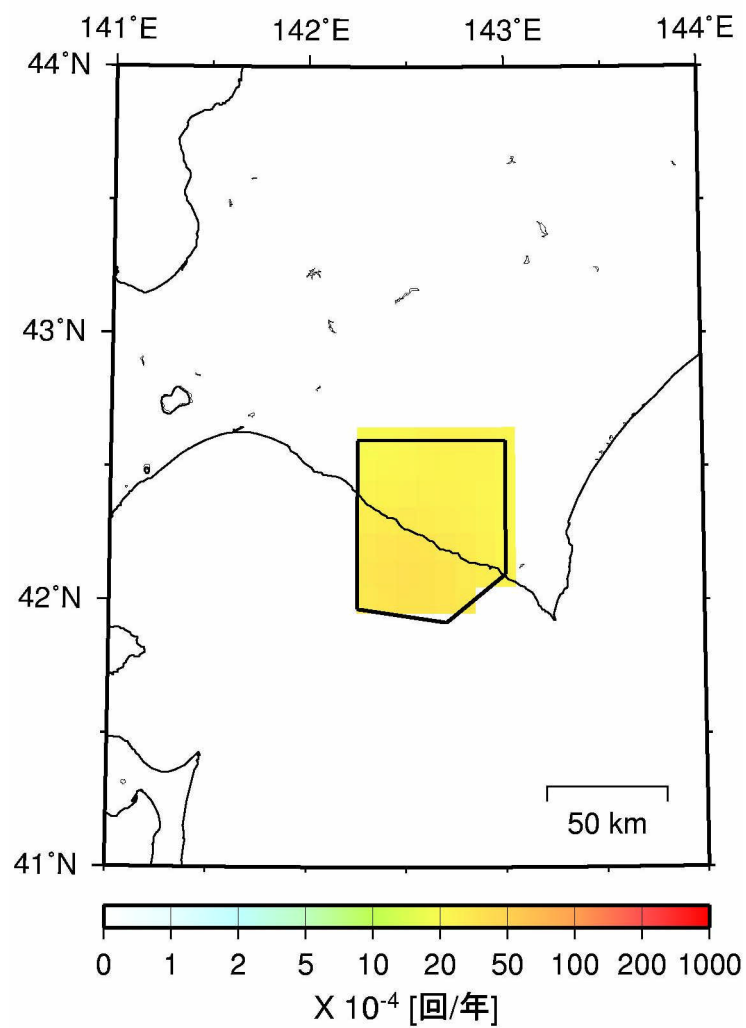


図 67 浦河沖の地震の発生頻度(M5.0以上、0.1度メッシュあたり)

## 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）での最大速度の距離減衰式は司・翠川(1999)による式を用いる。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。

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

PGV<sub>b600</sub> : 最大速度(cm/s) : S波速度 600m/s 相当の硬質地盤上

M<sub>w</sub> : 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 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。

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）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 : 基準地盤に対する地表の速度増幅度

AVS : 地下 30m から地表までの平均 S 波速度(m/s)

を用いて算定される速度増幅度の比として評価する。具体的にはその比が 1.31 となるので(2.2.3-1)式から求められた最大速度 PGV<sub>b600</sub> に 1.31 を乗じたものを工学的基盤上の最大速度 PGV<sub>b400</sub> とする。

気象庁マグニチュード M<sub>J</sub> からモーメントマグニチュード M<sub>w</sub> 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<sub>0</sub> と気象庁マグニチュード M<sub>J</sub> の関係式((2.2.3-3)式)と、地震モーメント M<sub>0</sub> とモーメントマグニチュード M<sub>w</sub> 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<sub>J</sub> とモーメントマグニチュード M<sub>w</sub> は等しい(M<sub>w</sub> = M<sub>J</sub>)とする。ただし、強震動評価部会で設定されたモーメントマグニチュード M<sub>w</sub> を基本的には用いることとする。

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

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

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

M<sub>0</sub> : 地震モーメント(N・m)

M<sub>J</sub> : 気象庁マグニチュード

M<sub>w</sub> : モーメントマグニチュード

### (2) 北日本の太平洋プレートの地震に対する補正

北日本に固有の距離減衰特性を反映させるために、森川・ほか(2002)の方法に準じた距離減衰式の補正項 V<sub>1</sub> と V<sub>2</sub> を導入する。補正項 V<sub>1</sub> は、やや深発地震などで観測される異常震域を表現するためのもの、補正項 V<sub>2</sub> は、司・翠川の式を 300km 以遠まで拡張して適用するためのものであり、それぞれ次式で表される。

$$\log V_1 = (-4.021 \times 10^{-5} \times R_{tr} + 9.905 \times 10^{-3}) \times (H-30) \quad (2.2.3-6)$$

$$V_2 = \max\{ 1.0, (R/300)^{2.064} \times 10^{-0.012} \} \quad (2.2.3-7)$$

ただし、 $R_r$  は海溝軸から観測点までの距離(km)、 $R$  は震源距離(km)、 $H$  は震源深さ(km)である。また、補正項  $V_1$  は、震源深さ  $H$  が 30km より深い地震に対してのみ適用される。補正は、司・翠川の式で推定される最大速度の値に、 $V_1$  と  $V_2$  を乗じて行う。

なお、これらの補正を適用する地震は、太平洋プレートの海溝型地震と震源を予め特定しにくい地震等のうちグループ 3 の地震、グループ 4 の地震、および浦河沖の地震である。

### (3) 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値  $PGV_{b400}$  に対して別途算定される工学的基盤から地表までの増幅度を乗じることにより得られる。地盤増幅率の評価方法については別資料に記載されている。

### (4) 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((3-6)式)を用いて計算する。

$$I_{INSTR} = 2.68 + 1.72 \log PGV_s \quad (4 \quad | \quad 7) \quad (2.2.3-8)$$

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

上記の最大速度と計測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 2 成分のうちの大きい方の値である。

### (5) 地表における増幅率の評価

#### a. 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度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ており、ここではこの方法を用いることとする。国土数値情報に含まれる地形学的情報に基づき地表から 30m までの深さの平均 S 波速度(以後 AVS30 と呼ぶ)を推定し、AVS30 と最大速度の地盤増幅率の関係から地盤の増幅率の推定を行うものである。

なお、北方四島においては、国土数値情報が作成されていないため、既存の地質および地形図をもとに、微地形分類および標高等のデータの作成を行った。

#### b. 増幅率評価に用いる国土数値情報および地質図

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。以上の点を踏まえ、対象地域の地形分類データについて統一的に見直す作業を行った。

表 42 に、国土数値情報による地形分類および表層地質分類と松岡・翠川(1994)による微地形区分との関係を示す。ここでは、表 25 の対応関係を基本として、松岡・翠川(1994)の微地形分類を行うこととした。

なお、以下の 3 点について新たに考慮することとした。



#### 微地形区分の「他の地形（沖積・洪積）」の見直し

国土数値情報を用いた微地形区分の中にある「他の地形（沖積・洪積）」という分類は、その大半が第四紀に噴火した火山の地形であるが、同地域の地質図と比較すると第三紀以前の岩盤が露出している地域が混在している箇所が多く見られた。そこで、「他の地形（沖積・洪積）」に分類される地域の地質図と照らし合わせて、再分類を行った。

#### 微地形区分がなされていないメッシュの再評価

国土数値情報では、湖や海沿いにおいて 1km メッシュの大半が水面部である場合は対象から除外している。このため、メッシュ内に陸がわずかに存在する場合でも、微地形区分が抜けている場合がある。そこで、データが抜けている湖および海沿いのメッシュに対して微地形ないしは地質を追加する作業を行った。

#### 北方四島の微地形区分および標高データ等の作成

北方四島では、国土数値情報のデータが作成されていない。そこで、松岡・翠川(1994)の表層地盤の増幅の評価に必要な、微地形区分、標高、主要河川からの距離について既存資料をもとに新たに作成することにした。

##### a) 微地形区分

主に以下の資料をもとに、松岡・翠川(1994)による微地形区分を行った。

- ・北海道立地下資源調査所(1957, 1958, 1980)：20万分の1および60万分の1北海道地質図
- ・地質調査所(1992, 1995)：1:1,000,000 日本地質図
- ・国土地理院(1992, 2001)：5万分の1地形図（北方四島）

##### b) 標高

アメリカの地質調査所のホームページで公開されている 'GTOP030' を用いた。'GTOP030' は、水平方向 30 秒（約 1km）間隔のグリッドでモデル化されたデータである。

##### c) 主要河川からの距離

主要河川からの距離を用いる微地形は、「三角州・後背湿地」である。国土地理院(2001)の数値地図 50000 にある河川から「三角州・後背湿地」と判定されたメッシュの中心点からの距離をとった。

表 42 国土数値情報による地形分類および表層地質分類と  
松岡・翠川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  
松岡・翠川(1994)

コード <sup>1)</sup>	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 ≤ 0.5 <sup>2)</sup>
主21	三角州性低地	デルタ・後背湿地 D > 0.5 <sup>2)</sup>
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	他の地形(火山など)
時代4	新第三紀	先第三紀
時代3	古第三紀	
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)

### c. 表層地盤の増幅の評価

表層地盤の増幅の評価については、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、松岡・翠川(1995)によって示された式(3-9)の關係を用いて微地形区分ごとの平均S波速度を算定する。

$$\text{LogAVS} = a + b \cdot \text{LogH} + c \cdot \text{LogD} \pm s \quad \dots (3-9)$$

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43)  
; 標準偏差(表43)

H ; 標高(m)

D ; 主要河川からの距離(km)

表 43 式 2.2.3-9 における微地形区分ごとの係数

No	微地形区分	a	b	c	
1	埋立地	2.23	0	0	0.14
2	人工改変地	2.26	0	0	0.09
3	三角州 後背湿地(D 0.5)	2.19	0	0	0.12
4	三角州 後背湿地(D > 0.5)	2.26	0	0.25	0.13
5	自然堤防	1.94	0.32	0	0.13
6	谷底平野	2.07	0.15	0	0.12
7	砂州 砂丘	2.29	0	0	0.13
8	扇状地	1.83	0.36	0	0.15
9	ローム台地	2	0.28	0	0.11
10	砂礫台地 (段丘)	1.76	0.36	0	0.12
11	丘陵	2.64	0	0	0.17
12	その他 (火山など)	2.25	0.13	0	0.16
13	先第三紀	2.87	0	0	0.23

松岡・翠川(1994)による

ところで、Matsuoka and Midorikawa(1994)によると、それぞれの微地形区分における標高のデータに係る係数“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り、対応する標高には有効な範囲が存在する。そこで、Matsuoka and Midorikawa(1994)で示されているグラフから微地形区分ごとに標高の範囲と主要河川までの最短距離の範囲を決定し、範囲から外れる標高値については、標高が範囲を下回る場合は下限を、範囲を上回る場合は上限の値を用いることとした。表 44 および表 45 に設定した係数“b”の標高の範囲と係数“c”の主要河川からの最短距離の範囲を示す。

表 44 係数“b”の標高の範囲

微地形区分	標高 (m)	
	下限	上限
自然堤防	1.5	80
谷底平野	0.7	200
扇状地	4.0	150
ローム台地	7.0	180
砂礫台地	20.0	150
その他	2.0	1000

表 45 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	4.5

## 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るため、地図上に示す指標としては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、公開する場合においては表示する必要のある指標である。

その他に、地震工学・耐震工学の分野で耐震設計における地震荷重を与える場合に、最大加速度を算定する距離減衰式は多数あることや、強震動では工学的基盤から表層地盤での非線形の影響を強く受け、そのことによって地表の最大加速度は地点毎の変動が大きくなるため、比較の変動が少なく、構造物の設計の入力地震動を示す工学的基盤での最大加速度を指標とすることを想定して来年度以降に検討することとする。また、地震動の揺れの周期特性をあらわし、耐震設計の地震荷重に直接的に利用されることが想定される、工学的基盤上の応答スペクトルについても重要な指標として、今後検討してゆく予定である。

## 2.3 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とは、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)。

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し、ここではその結果を確率論的地震動予測地図に取り込むことを前述の「統合」と区別し、ここでは「融合」と呼び、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。

### 2.3.1 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が、本年度はこのうち「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)<sup>\*4</sup>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こ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

<sup>\*4</sup> 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りスクレ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。

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。

### 2.3.2 融合の方法

融合の考え方1の手順は次のとおりである。

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

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、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、は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。

### 2.3.3 検討例

ここでは、前節の 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仙台地点、山形地点、札幌地点、釧路地点を検討対象とする。

本文図68~71に示されている仙台地点における影響度(貢献度)および山形地点における影響度(貢献度)のそれぞれの地震分類ごとに示す。各地震の分類ごとに示された値が、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。

図68aより明らかなように、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10%以上であり、この原因となっている主な地震とその重み(影響度)を評価した結果を示した。図68bによると、今後50年以内に震度6弱以上をもたらす可能性がもっとも高い地震の一つは、宮城県沖地震・三陸沖南部海溝寄りのプレート間地震である。

山形地点では、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、図69aでわかるように5%程度であり、この原因となっている主な地震とその重み(影響度)を評価した結果を示した。図69bによると、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の一つは、山形盆地断層帯の地震であることがわかる。

札幌市を含む領域においても、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、図70aでわかるように5%以下であり、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70b示した。これによると、今後50年以内に震度6弱以上の揺れをもたらす可能性が高い地震としては、陸域の活断層が特定されていない場所で発生する地震があり、次に十勝沖と根室沖の地震がある。それ以外としては、海溝型地震のうちやや深いプレート内地震があり、さらに98活断層帯の地震(暫定評価)がある。

釧路市を含む領域においては、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、図71aでわ

かるように50%をはるかに上回り、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71bに示した。これによると、今後50年以内に震度6弱以上の揺れをもたらす可能性が高い地震としては、十勝沖と根室沖の地震の影響が大きい。それ以外としては、沈み込むプレート内の大地震以外の地震、やや深いプレート内地震とやや浅いプレート内地震がある。

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）。

- ・グループ3：プレート間で発生する大地震以外の地震
- ・グループ4：プレート内で発生する大地震以外の地震
- ・グループ5：陸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

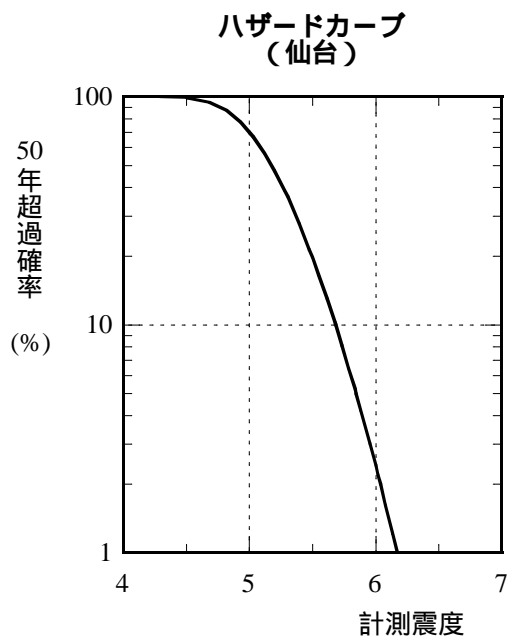


図 68a 仙台地点におけるハザードカーブ

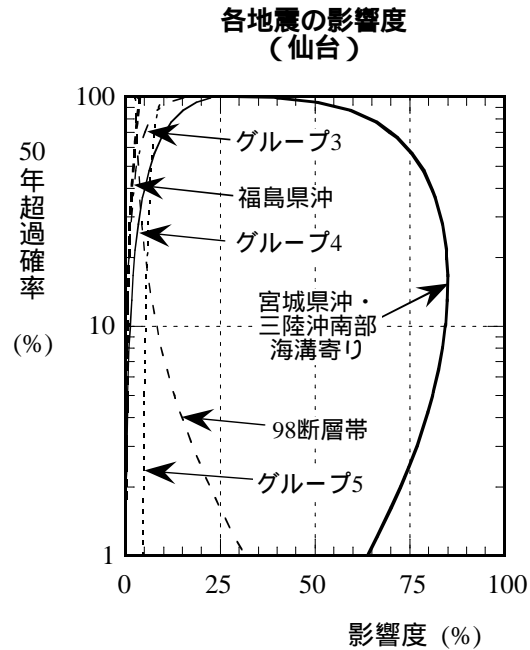


図 68b 主な地震の影響度

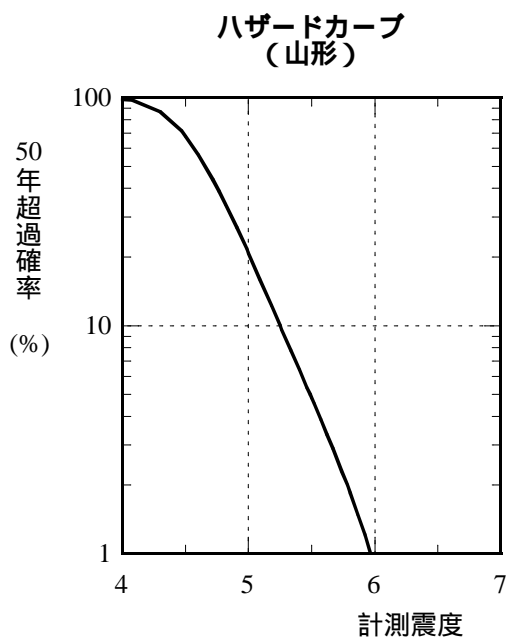


図 69a 山形地点におけるハザードカーブ

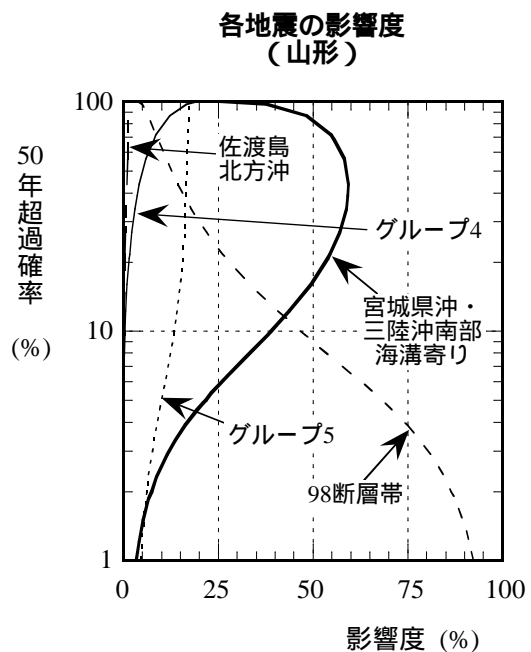


図 69b 主な地震の影響度

- ・グループ4：沈み込むプレート内で発生する大地震以外の地震
- ・グループ5：陸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

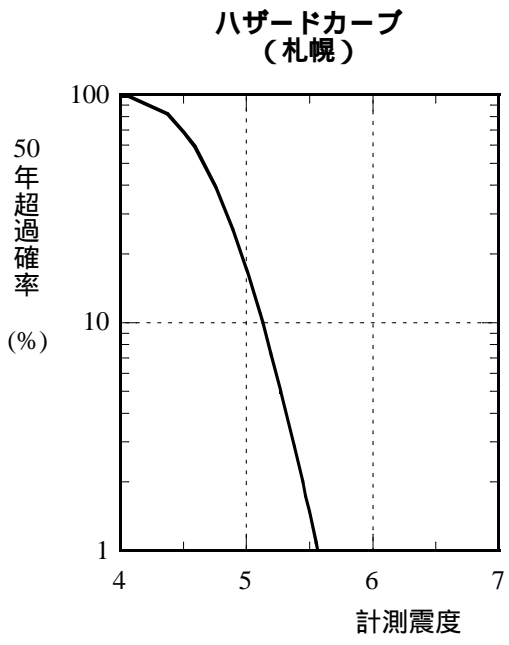


図 70a 札幌におけるハザードカーブ

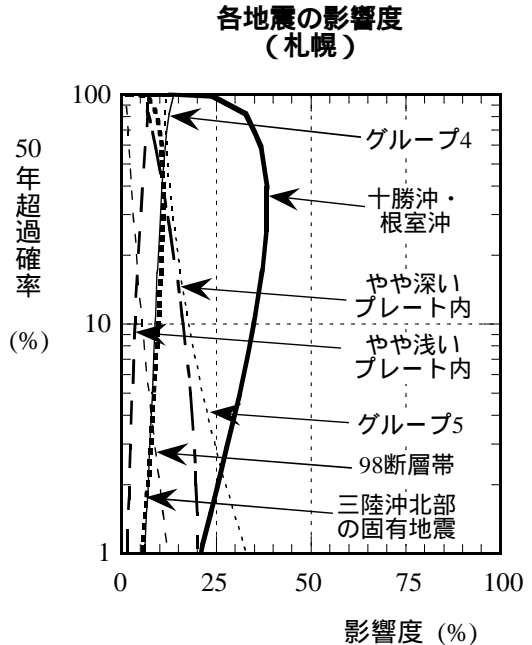


図 70b 主な地震の影響度

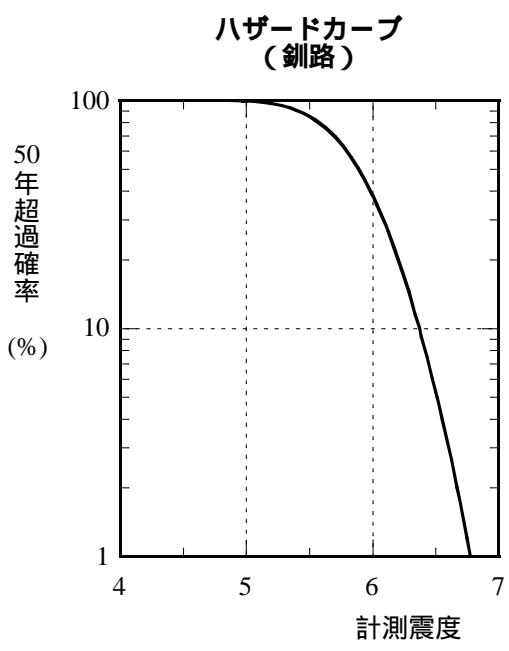


図 71a 釧路におけるハザードカーブ

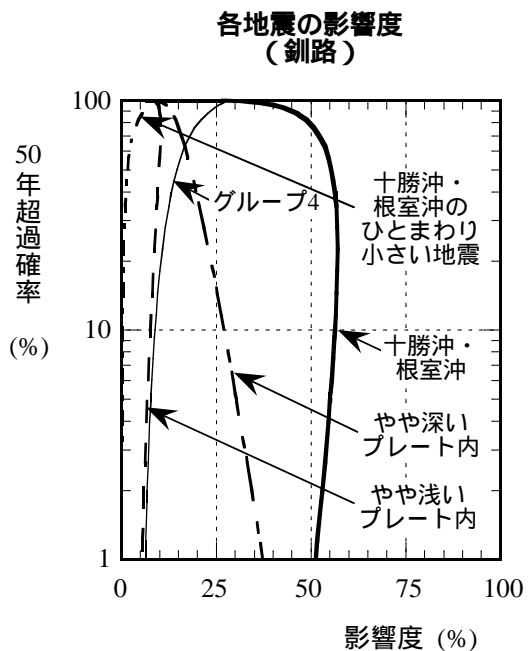


図 71b 主な地震の影響度

### 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, 2001a)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。
- 「距離減衰式」におけるばらつきの取扱い手法（打ち切りの設定等）の検討。  
「距離減衰式」のばらつきを示す分布や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となる。
- 「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)

- Abe, Ka. (1975): Re-examination of the Fault Model for the Niigata Earthquake of 1964, *Journal of Physics of the Earth*, Vol.23, pp.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, 第40巻 pp.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*(萩原尊禮編著), pp.204-213.
- 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.
- Cornell, C. Allin (1968): Engineering seismic risk analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.58, No.5, pp.1583-1606.
- Frankel, A. (1995): Mapping Seismic Hazard in the Central and Eastern United States, *Seismological Research Letters*, Vol. 66, No. 4, pp. 8-21.
- Frankel, A. (2000): USGS National Seismic Hazard Maps, *Earthquake Spectra*, Vol. 16, No. 1, pp. 1-19.
- 萩原尊禮編(1991): 日本列島の地震 - 地震工学と地震地体構造 -, 鹿島出版会.
- 北海道立地下資源調査所(1957): 20万分の1北海道地質図(5)
- 北海道立地下資源調査所(1958): 20万分の1北海道地質図(6)
- 北海道立地下資源調査所(1980): 60万分の1北海道地質図
- Ide & Takeo (1996): The Dynamic Rupture Process of the 1993 Kushiro-oki Earthquake, *Journal of Geophysical Research*, Vol.101, No.B3, pp.5661-5675.
- 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* 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.
- 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, *地震調査委員会報告集 - 1995年7月~1996年12月 -*, pp501-510
- 地震調査委員会(1999): 日本の地震活動, 395pp.
- 地震調査委員会(2000): 宮城県沖地震の長期評価, .
- 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, 46pp.
- 地震調査委員会(2001b): 南海トラフの地震の長期評価について, 52pp.
- 地震調査委員会(2001c): 函館平野西縁断層帯の評価, 平成13年6月13日.
- 地震調査委員会(2001d): 北上低地西縁断層帯の評価, 平成13年6月13日.
- 地震調査委員会(2001e): 信濃川断層帯(長野盆地西縁断層帯)の評価, 平成13年11月14日.
- 地震調査委員会(2002a): 長町-利府線断層帯の評価, 平成14年2月13日.
- 地震調査委員会(2002b): 山形盆地断層帯の評価, 平成14年5月8日.
- 地震調査委員会(2002c): 新庄盆地断層帯の評価, 平成14年7月10日.
- 地震調査委員会(2002d): 櫛形山脈断層帯の評価, 平成14年9月11日.
- 地震調査委員会(2002e): 月岡断層帯の評価, 平成14年9月11日.
- 地震調査委員会(2002f): 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について, 平成14年7月31日.

- 地震調査委員会(2003):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.
- 地震調査委員会長期評価部会(2002a):次の宮城県沖地震の震源断層の形状評価について,平成14年3月19日.
- 地震調査委員会長期評価部会(2002b):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.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001b):南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について(中間報告),平成13年12月7日.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2002):宮城県沖地震を想定した強震動評価手法について(中間報告),平成14年10月15日.
- 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,20pp.
- 地震調査研究推進本部政策委員会調査観測計画部会(1997):地震に関する基盤的調査観測計画,38pp.
- 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 - .
- 地震予知総合研究振興会(1999):平成10年度科学技術庁委託 強震動評価手法のレビューと事例的検討報告書,平成11年3月.
- 垣見俊弘・ほか(1994):日本列島の地震地体構造区分と最大地震規模,地球惑星科学関連学会1994年合同大会予稿集,p.132.
- 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/ -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 and Suzuki (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.
- 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.
- Kawasumi (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.
- 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.
- 菊地正幸・金森博雄(1995)「広帯域地震記録による1994年北海道東方沖地震の震源メカニズム」,月刊地球,Vol.17, No.5, pp.322-328.
- 気象庁(1996):『震度を知る-基礎知識とその活用』,ぎょうせい,238pp.
- 国土地理院(1992):5万分の1地形図(北方四島地域図葉)、大正11年測量、平成4年修正
- 国土地理院(2001):数値地図50000(地図画像)No.30北方四島
- 国土庁計画調整局・国土地理院(1987):「国土数値情報」、国土情報シリーズ2、大蔵省印刷局
- 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(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・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(1993) : 「国土数値情報を利用した地盤の平均S波速度の推定」、日本建築学会構造系論文報告集、第443号、pp.65-71
- 松岡昌志・翠川三郎(1993) : 国土数値情報を利用した広域震度分布予測、日本建築学会構造系論文報告集、第447号、pp.51-56
- 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
- Masashi Matsuoka and Saburoh Midorikawa(1994) : GIS-BASED SEISMIC HAZARD MAPPING USING THE DIGITAL LAND INFORMATION、第9回日本地震工学シンポジウム、1994
- 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.
- 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.
- 森川信行・神野達夫・成田章・藤原広行・福島美光(2002) : 東北日本の以上震域に対応した距離減衰式の補正項, 日本地震学会講演予稿集, 2002年度秋季大会, B84.
- 村井芳夫・ほか(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.
- 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 (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).
- 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, Vol.43, pp.137-147.
- 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, Vol.33, pp.525-557.
- 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巻, pp. 257-265.

- Tanioka, Y., Satake, K. and Ruff, L.(1995) : Total Analysis of the 1993 Hokkaido Nansei-oki Earthquake Using Seismic Wave, Tsunami, and Geodetic Data, Geophysical Research Letters, Vol.22, No.1, pp.9-12.
- 地質調査所(編)(1995) : 100 万分の 1 日本地質図 第 3 版 CD-ROM 版 . 数値地質図 G-1
- 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 ) .
- Wald, D.J. and P.G. Somerville (1995): Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 85, pp. 159-177.
- 渡辺基史・佐藤俊明・壇 一男 ( 1999 ) : 内陸地震の断層長さ と幅に関する考察 , 日本地震学会 1999 年度秋季大会講演予稿集 , A09.
- 渡辺基史・佐藤俊明・壇 一男 ( 2000 ) : 内陸地震の断層パラメータの相似則 ( その 2 ) , 日本地震学会 2000 年度秋季大会講演予稿集 , B06.
- 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.
- 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.
- USGS(1996) : GTOP030、<http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>

## (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) 震源を予め特定できる地震（98 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と確率関数、 $P_k(r_j | m_i)$  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（地震調査研究推進本部地震調査委員会，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) 震源を予め特定しにくい地震 (グループ 3, 4, 5 の地震)

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様としている。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。