

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。

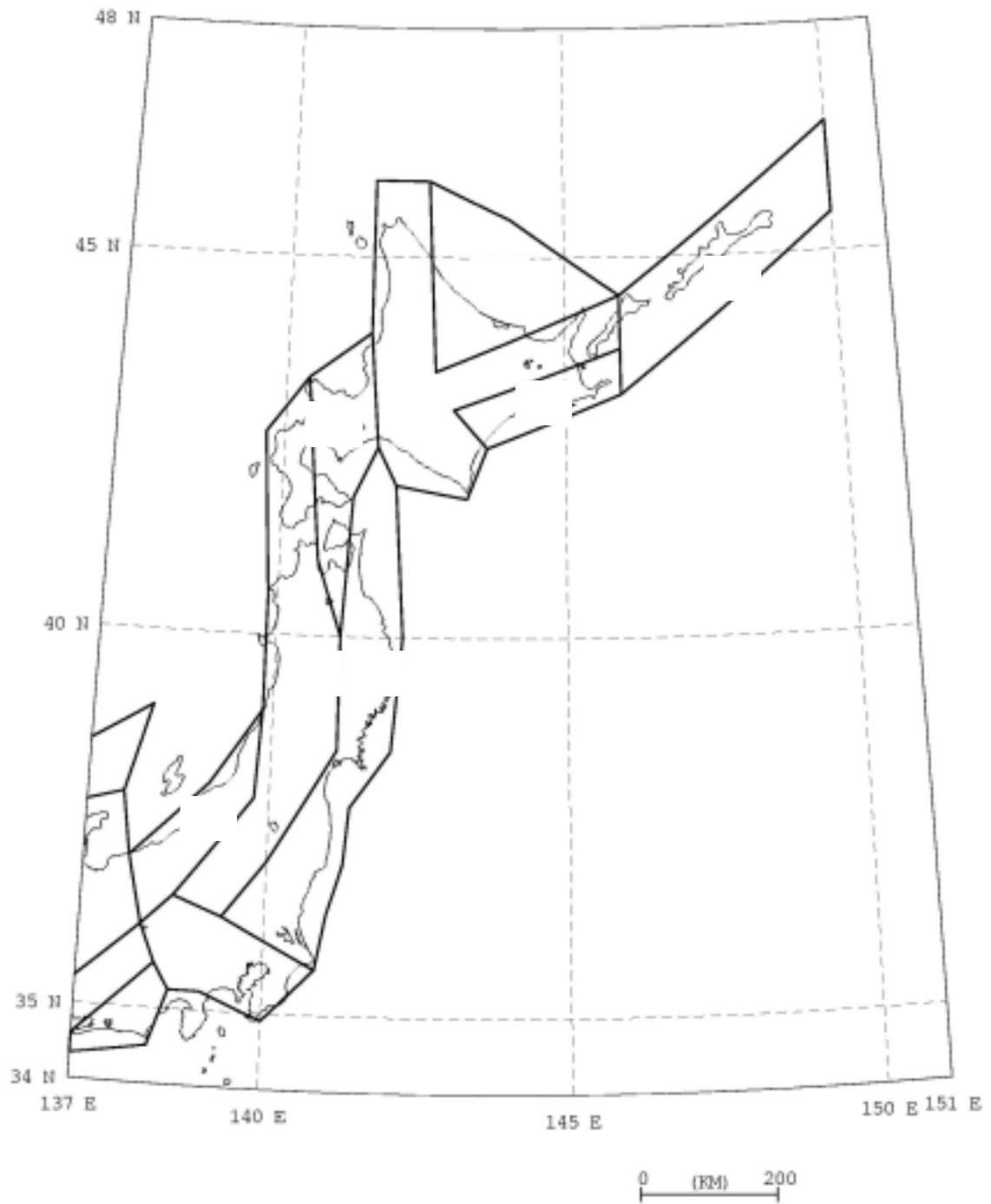


図 48 グループ 5 の地震に対応する地域区分  
 (損害保険料率算定会(2000)に北方領土を含む領域を追加)

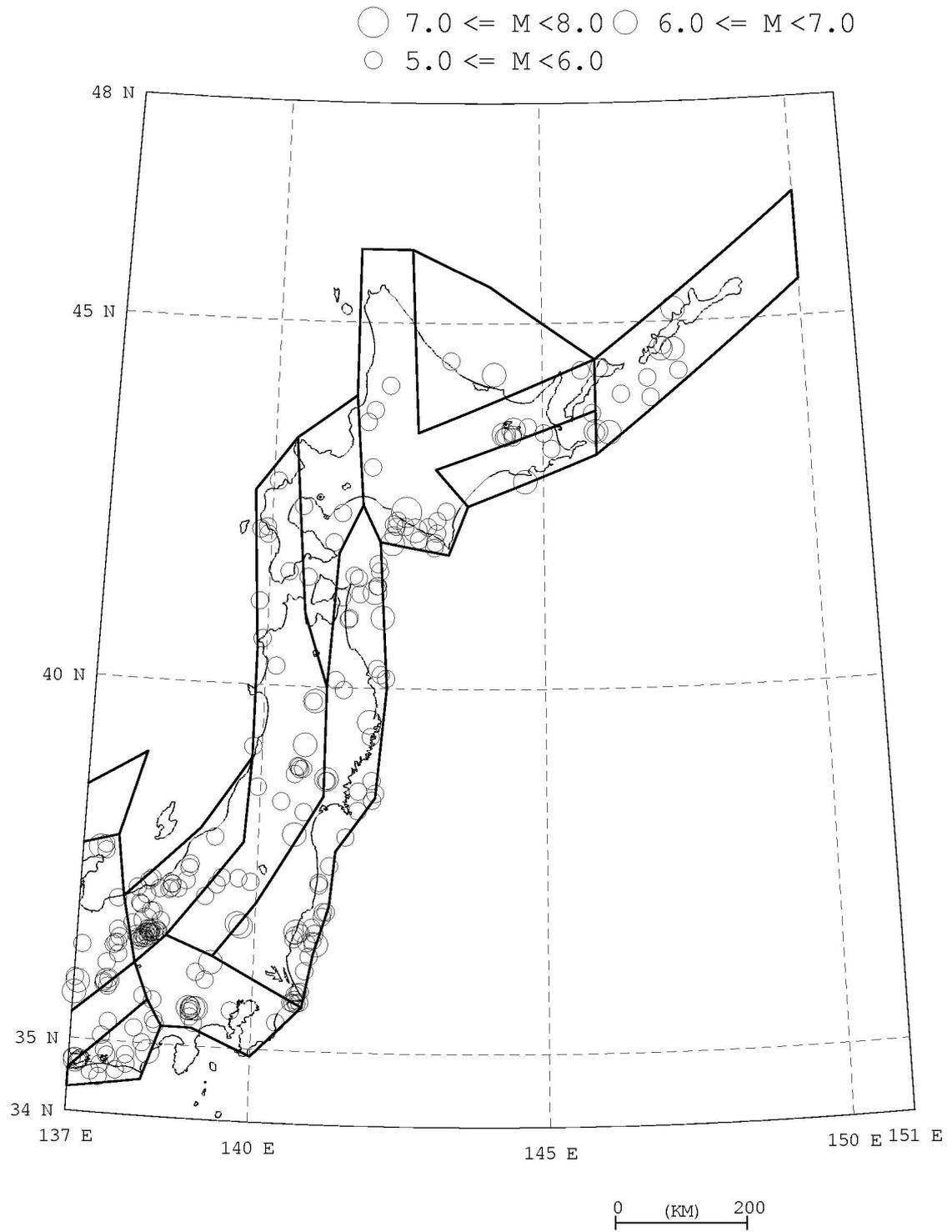


図 49 1885 年から 1925 年の宇津カタログのうち  
 マグニチュード 6.0 以上の地震の震央分布

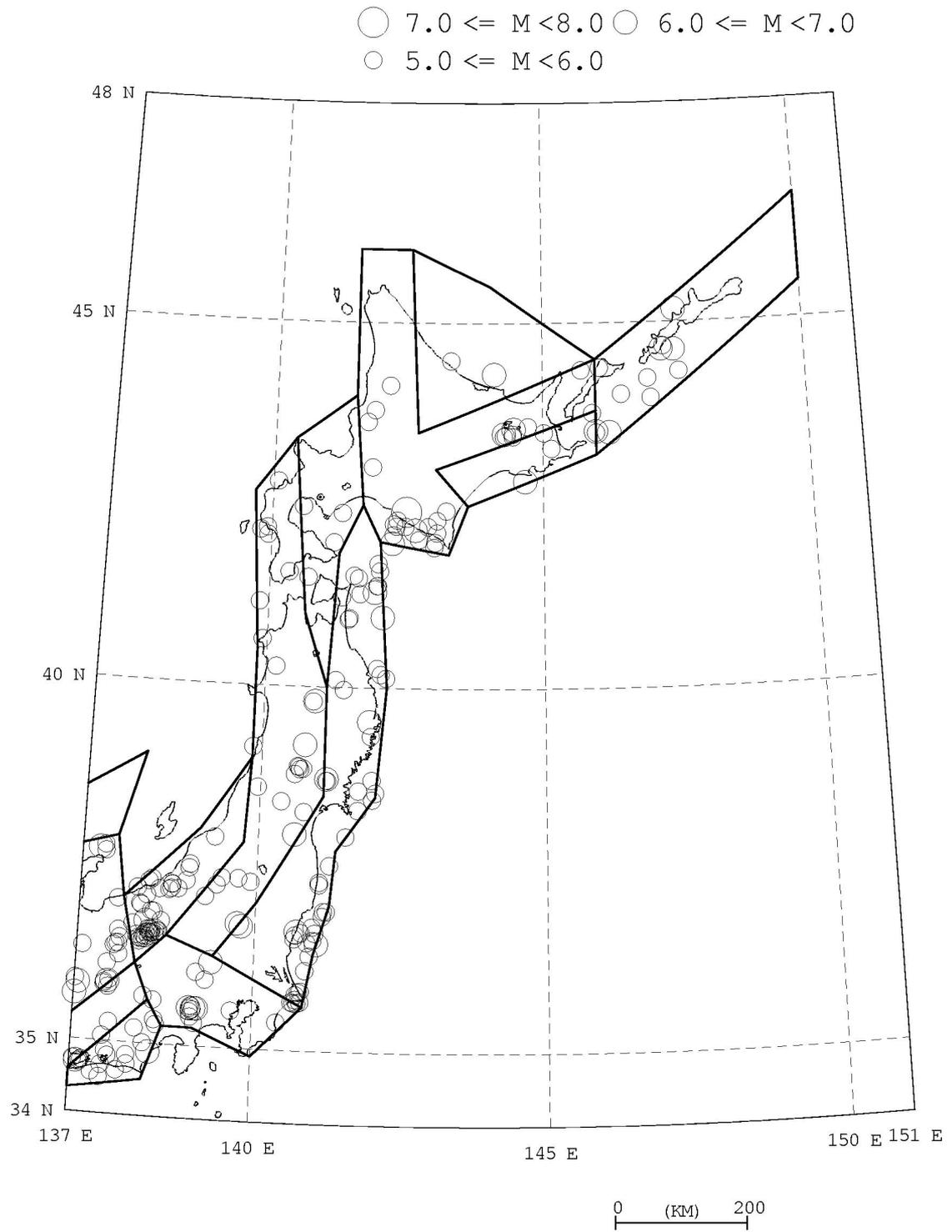


図 50 1926 年から 2000 年の気象庁カタログのうち  
 マグニチュード 5.0 以上の地震の震央分布

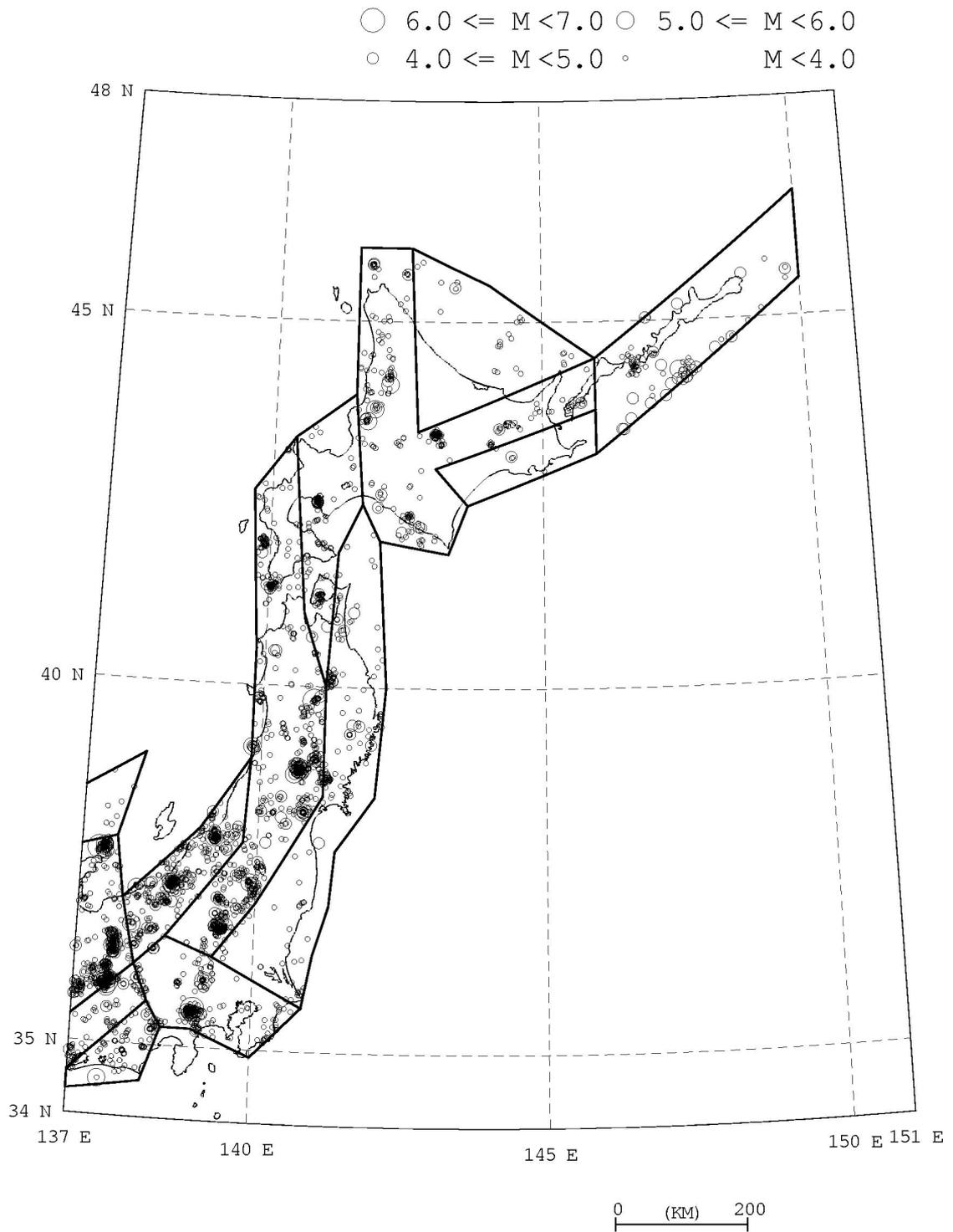


図 51 1983 年から 2000 年の気象庁カタログのうち  
 マグニチュード 3.0 以上の地震の震央分布

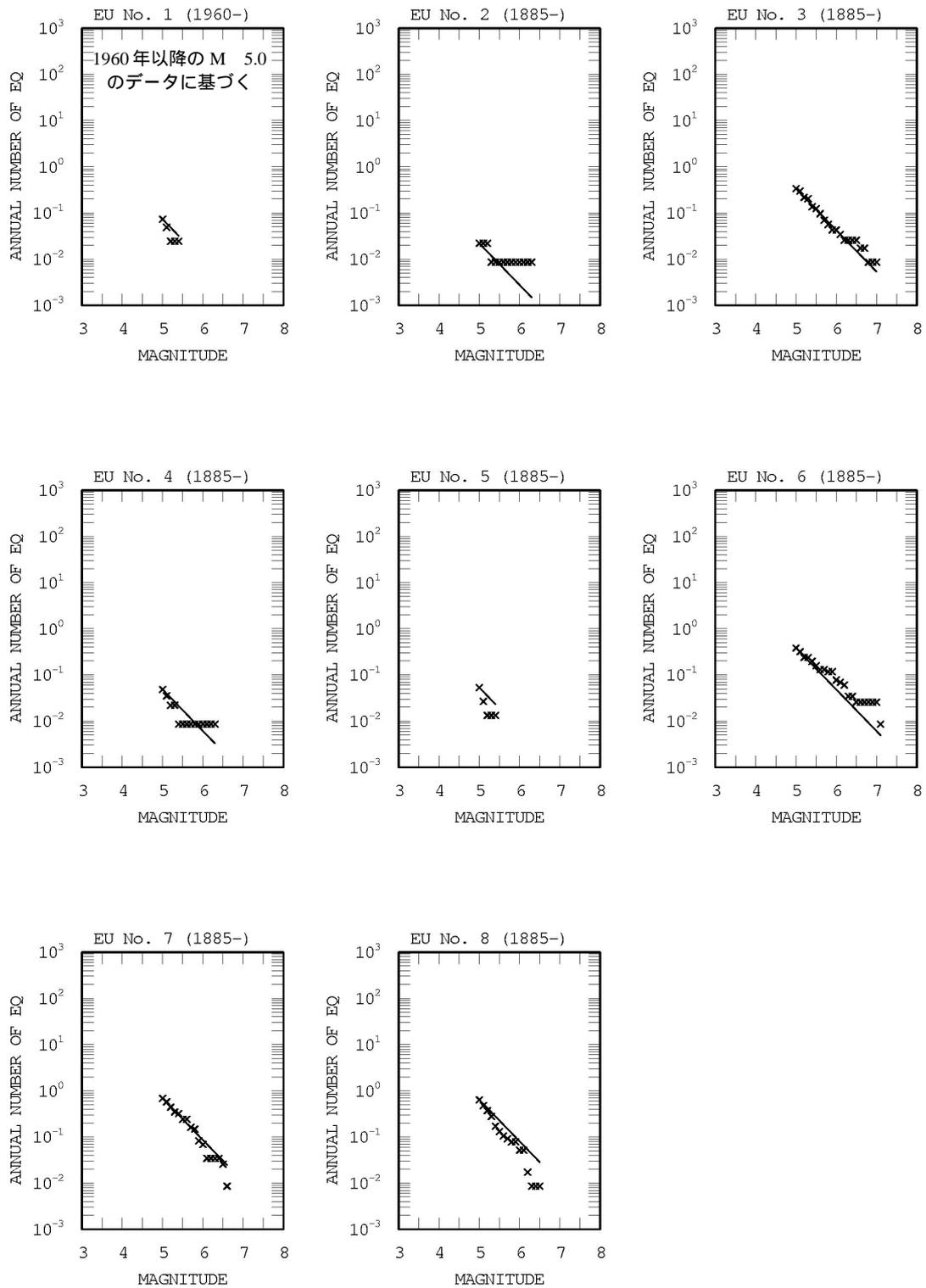


図 52 中地震のデータに基づく地域区分ごとの地震の規模別累積発生頻度 (1/年)  
 図中の実線は、 $b=0.9$ とした場合の Gutenberg-Richter の関係

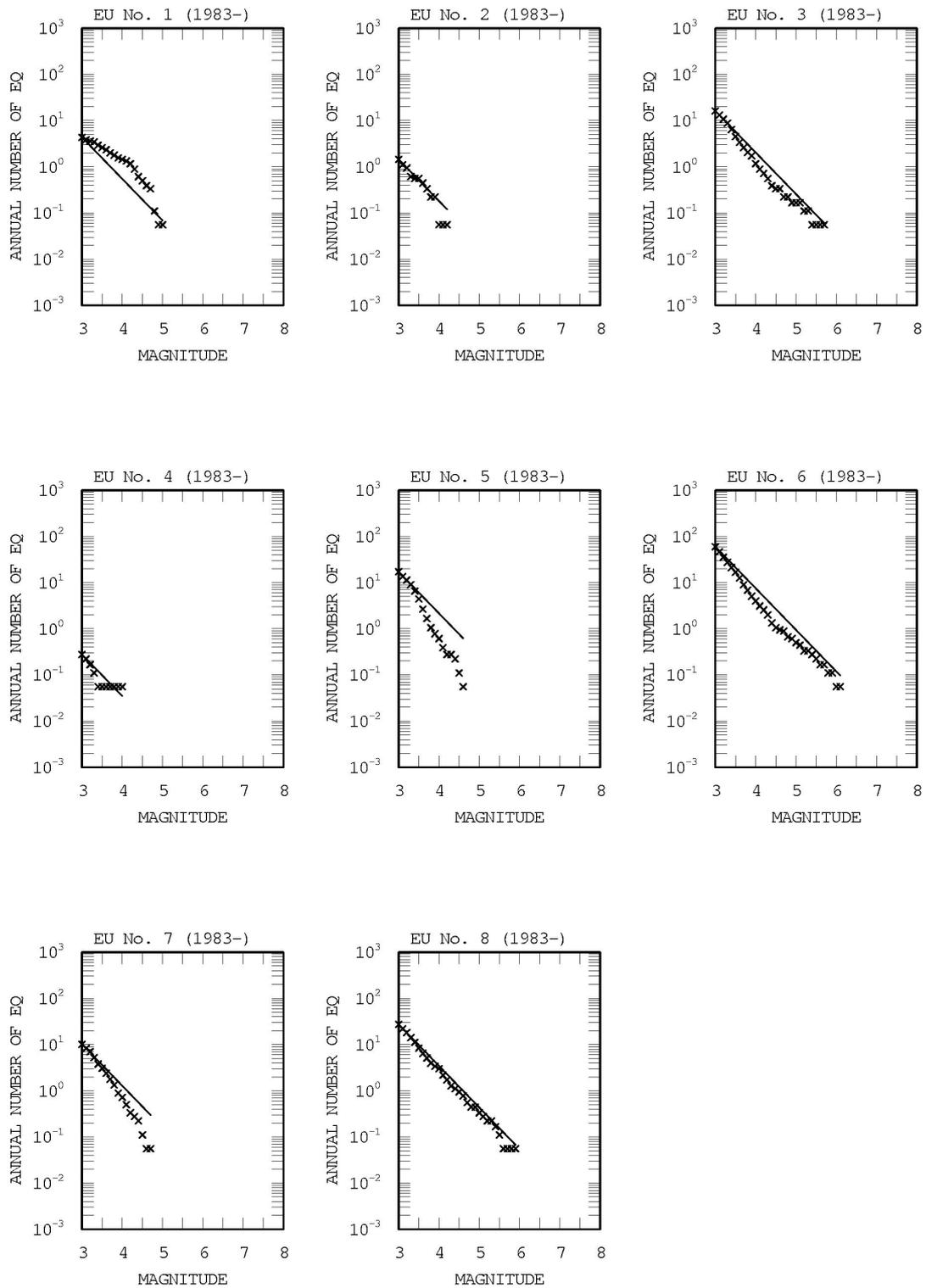


図 53 1983 年以降の気象庁のデータのうち、マグニチュード 3.0 以上の地震に基づく地域区分ごとの地震の規模別累積発生頻度 (1/年)  
 図中の実線は、 $b=0.9$  とした場合の Gutenberg-Richter の関係

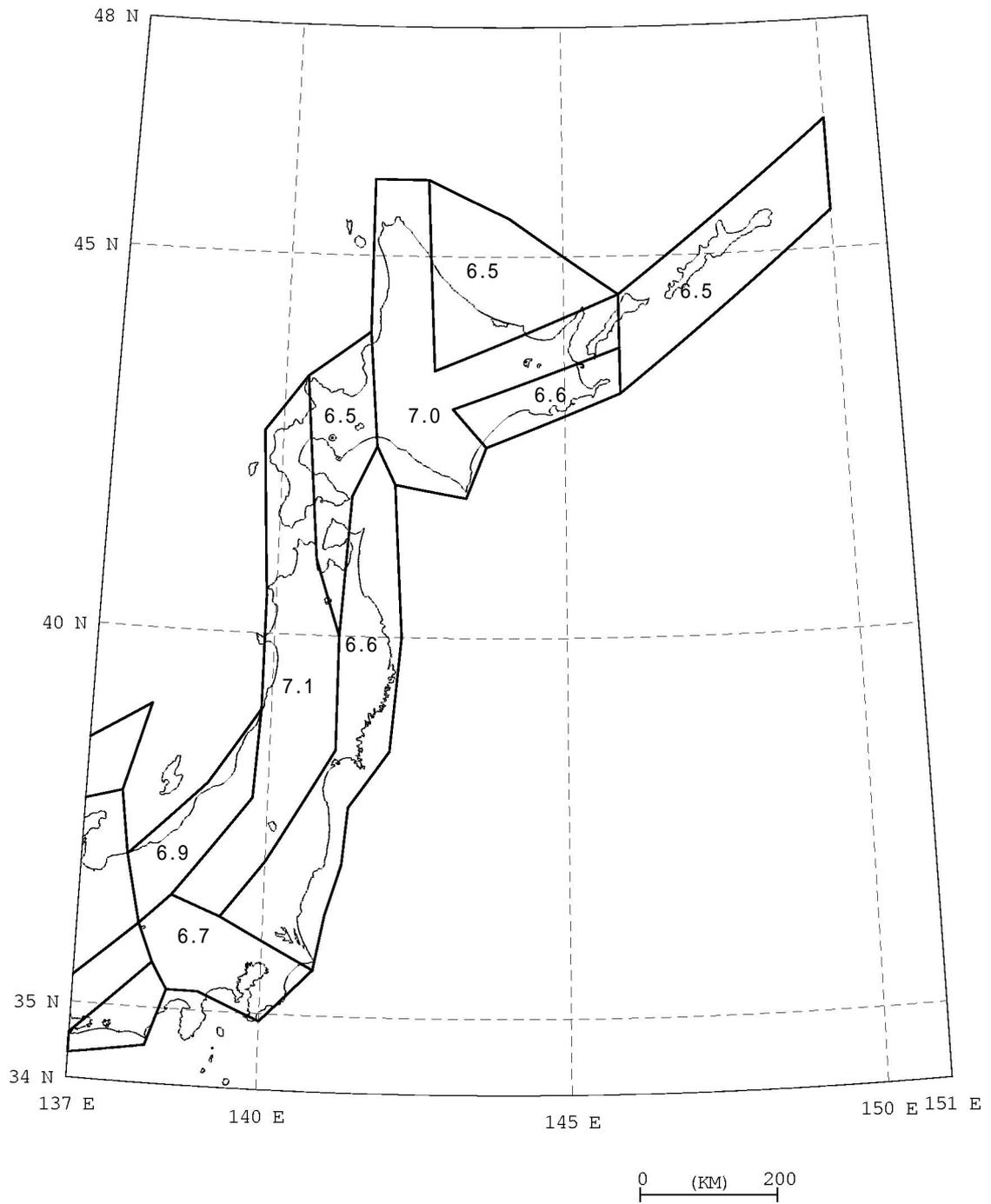


図 54 地域区分ごとの最大マグニチュード

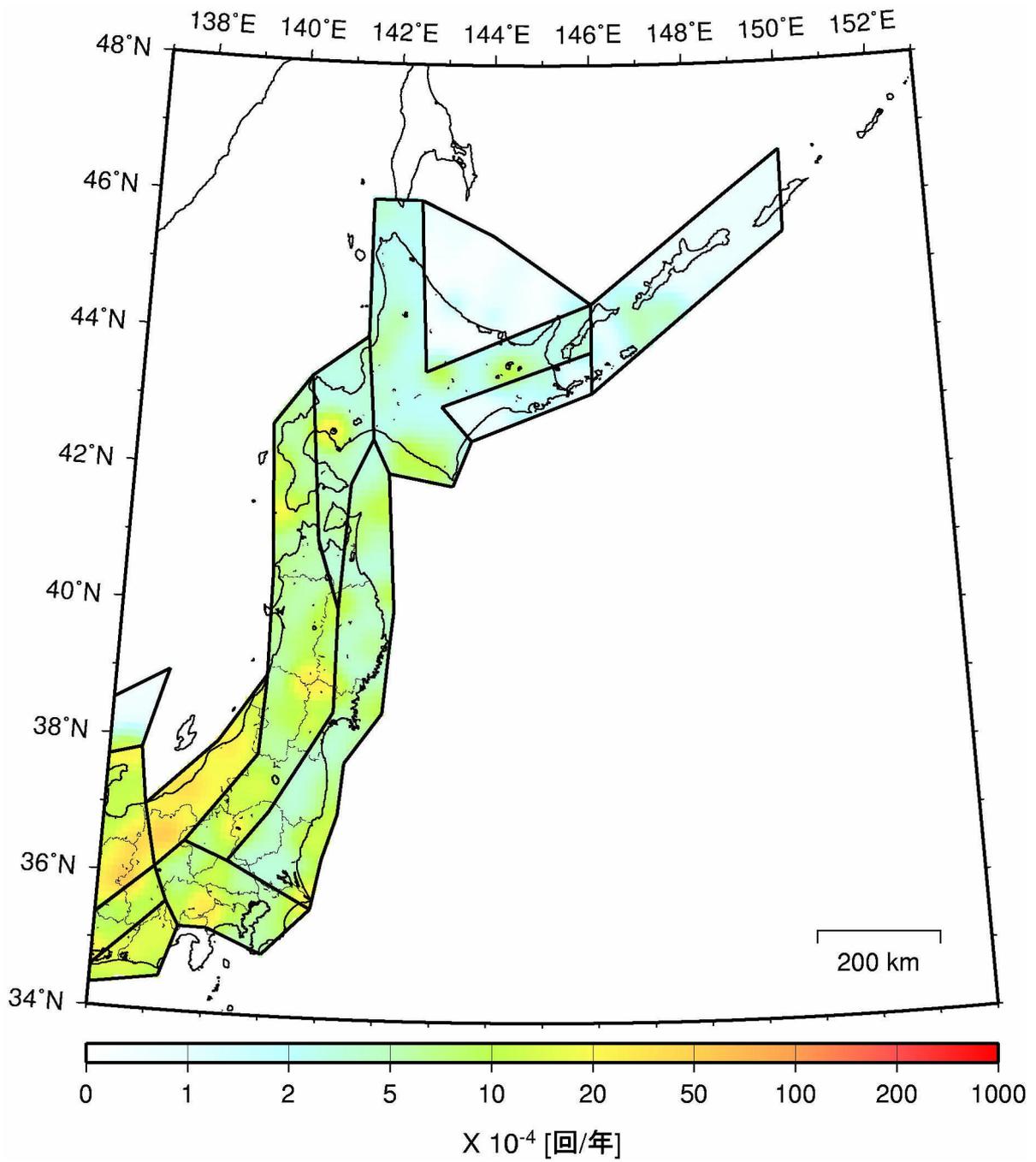


図 55 グループ 5 の地震の発生頻度(M5.0 以上、0.1 度メッシュあたり)

(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。

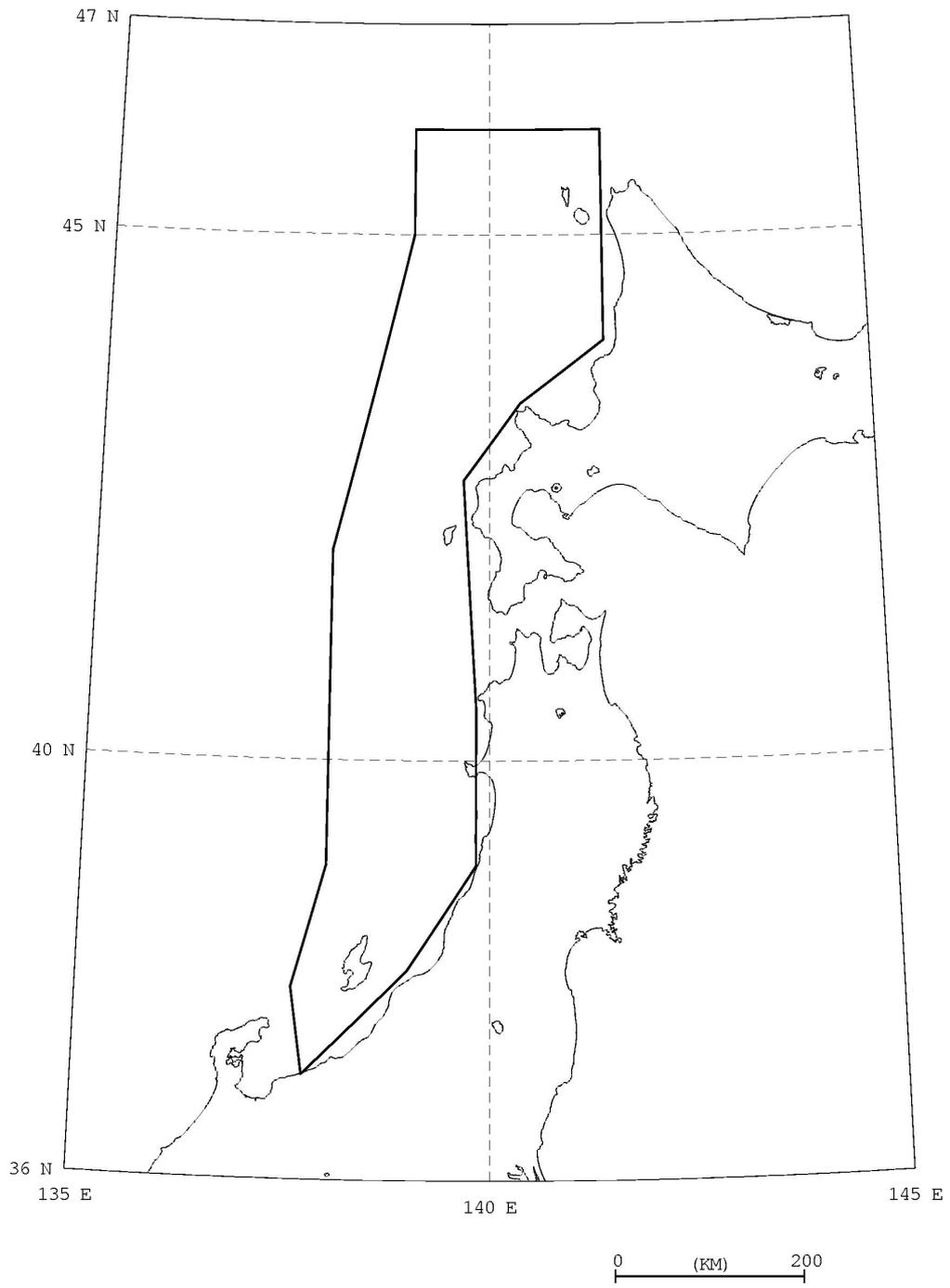


図 56 日本海東縁部の地震の地域区分

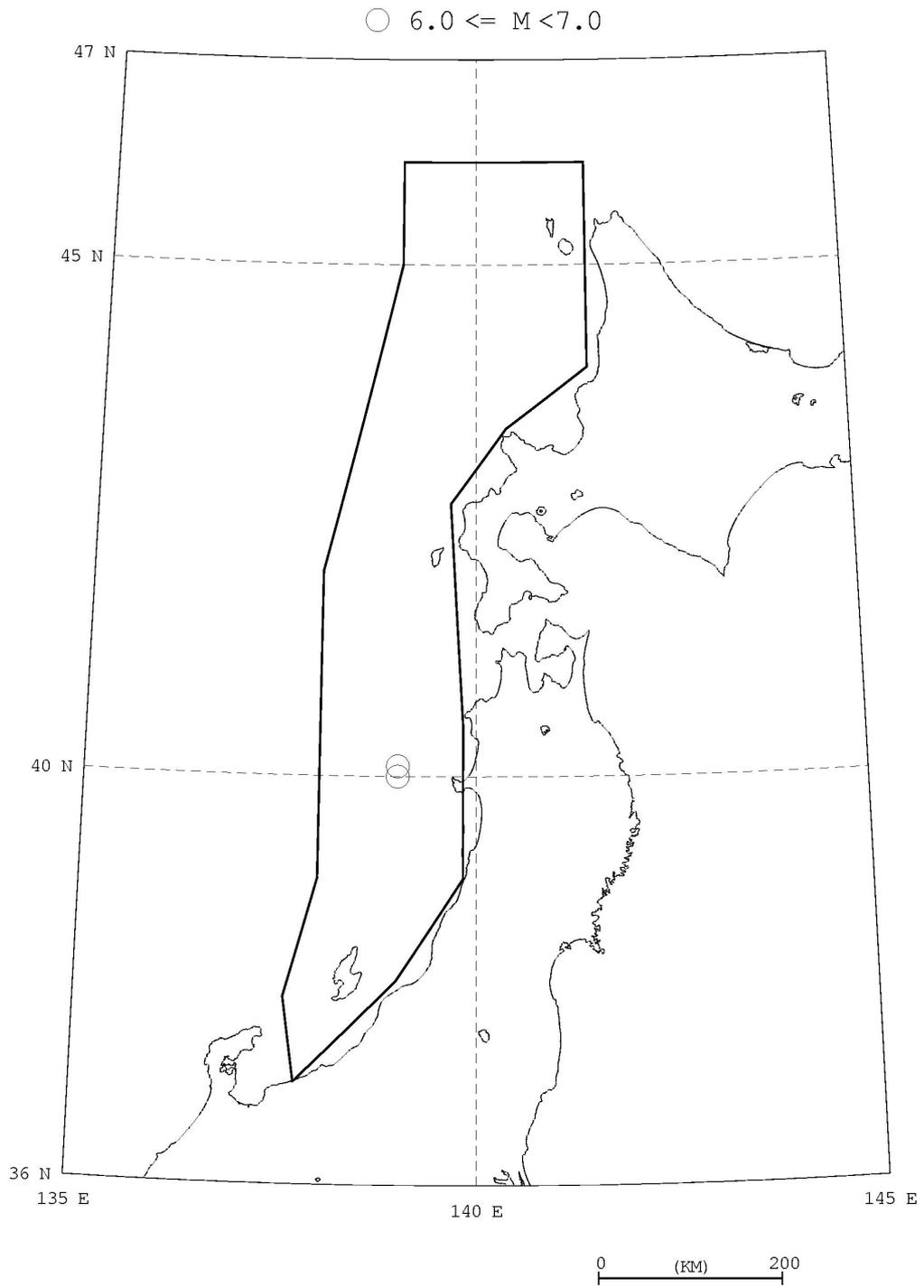


図 57 1885 年から 1925 年の宇津カタログのうち  
マグニチュード 6.0 以上の地震の震央分布

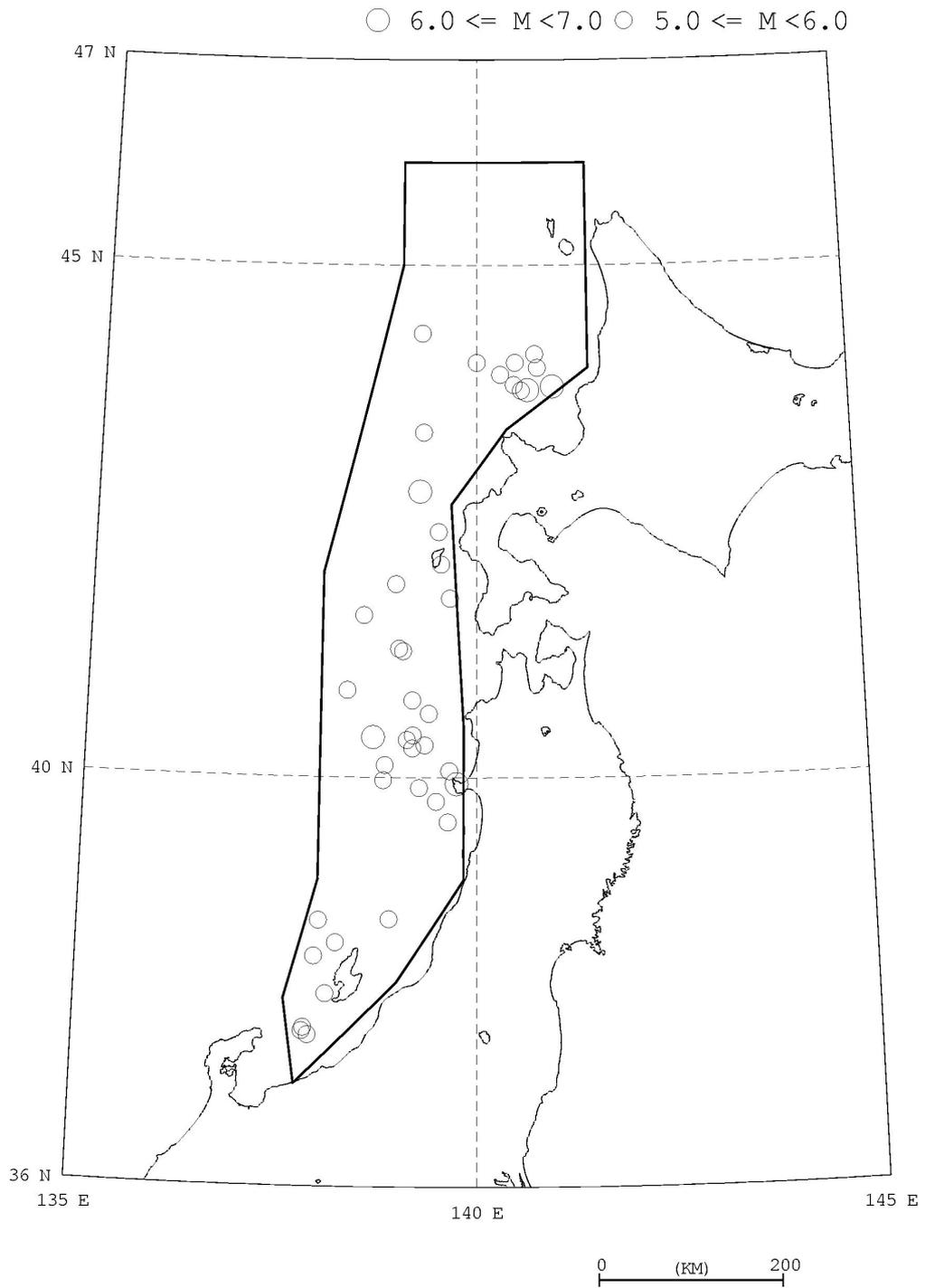


図 58 1926 年から 2000 年の気象庁カタログのうち  
マグニチュード 5.0 以上の地震の震央分布

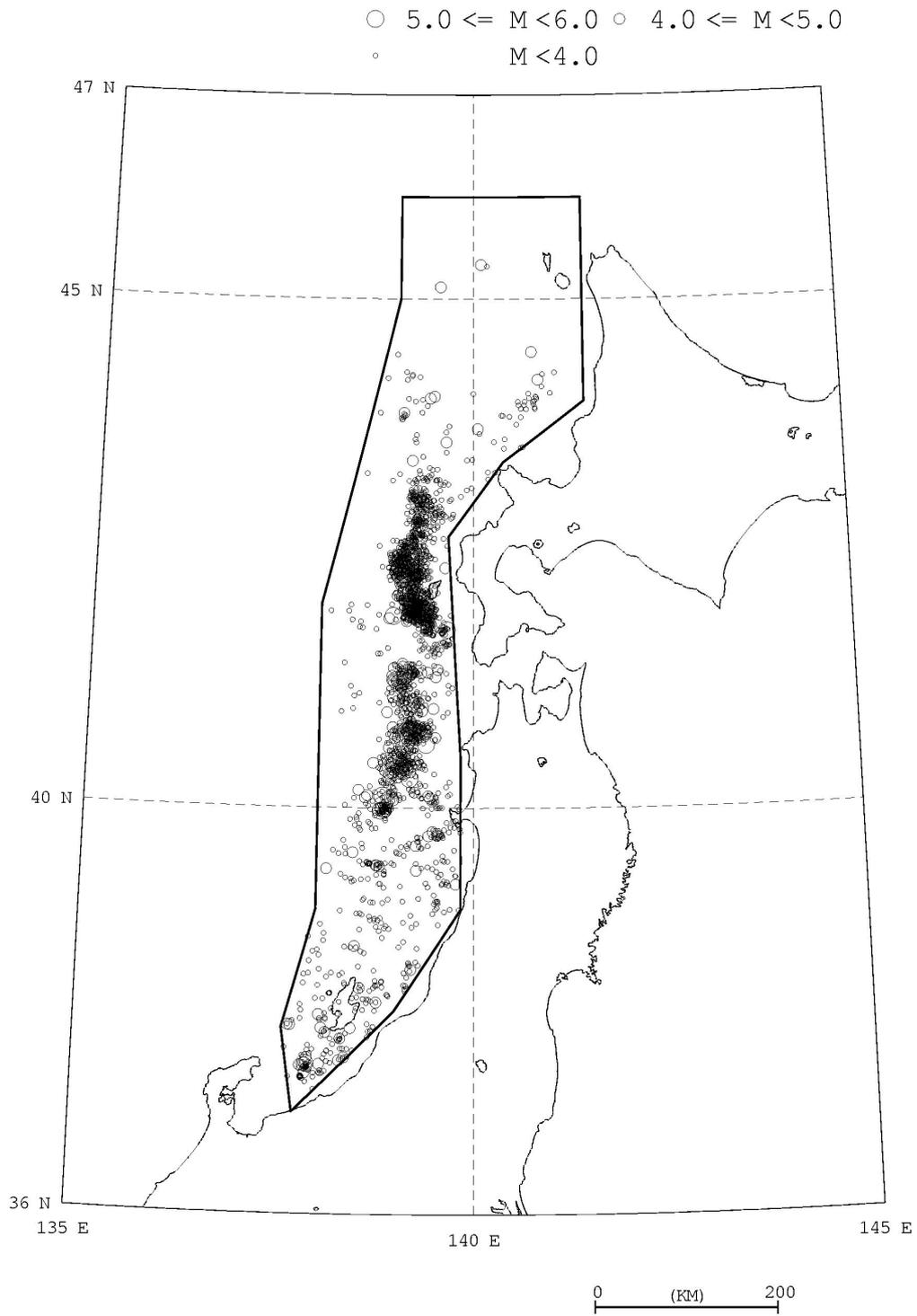


図 59 1983 年から 2000 年の気象庁カタログのうち  
 マグニチュード 3.0 以上の地震の震央分布

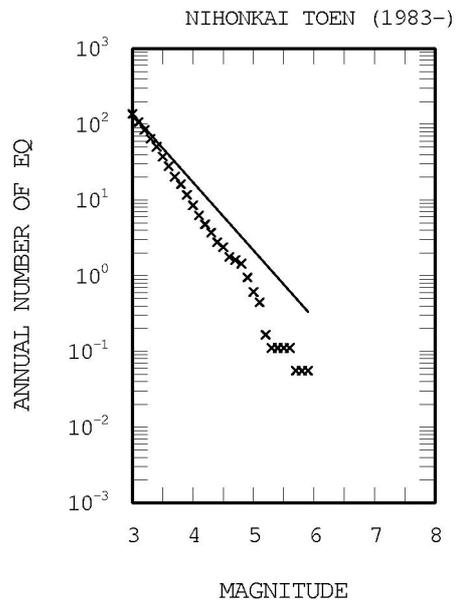
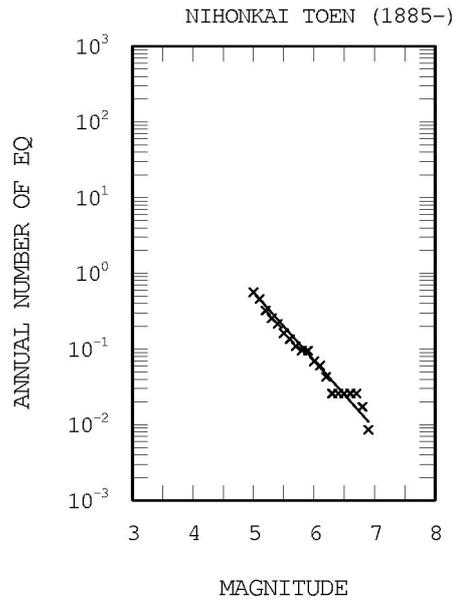


図 60 中地震カタログ(上段)および小地震カタログ(下段)に基づく  
日本海東縁部の地震の規模別累積発生頻度 (1/年)  
図中の実線は、 $b=0.9$  とした場合の Gutenberg-Richter の関係

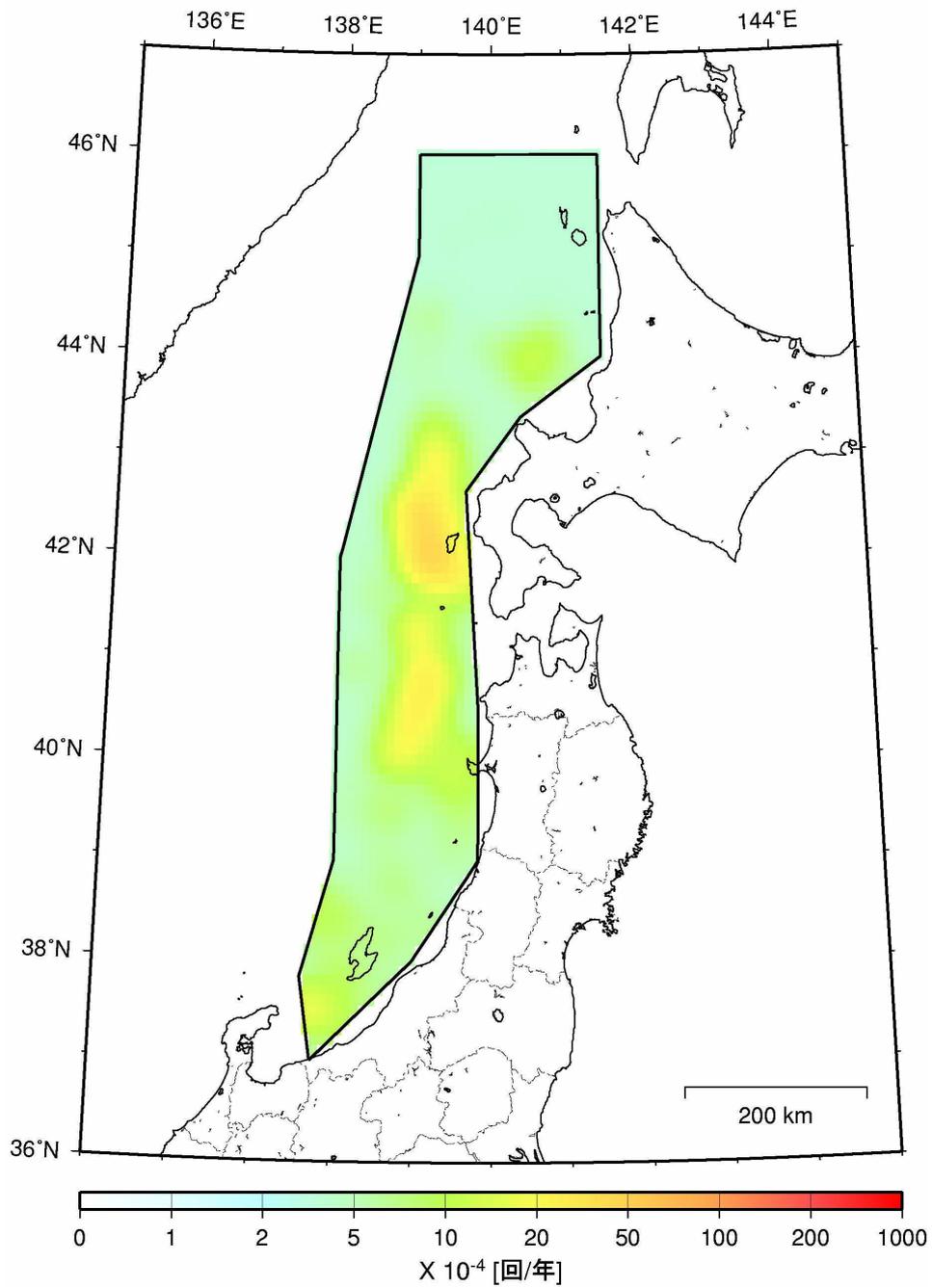


図 61 日本海東縁部の地震の発生頻度(M5.0以上、0.1度メッシュあたり)  
 地域区分の有無と地震カタログの組み合わせによる  
 合計4ケースの結果を平均したもの

(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。

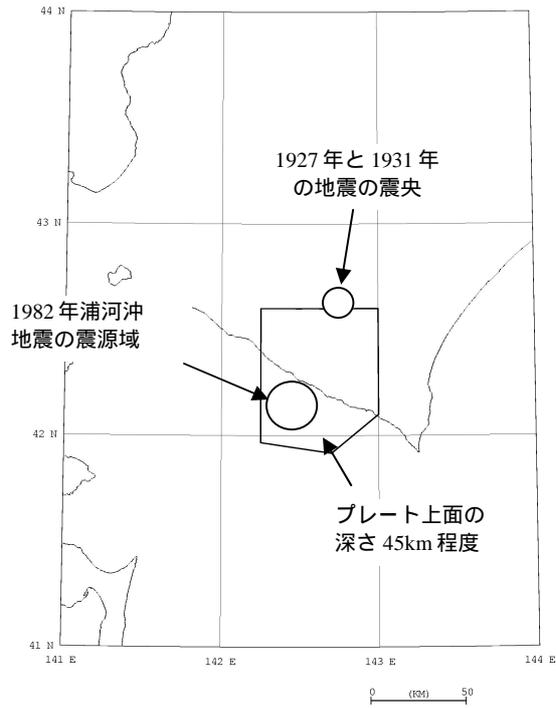


図 62 浦河沖の地震の地域区分

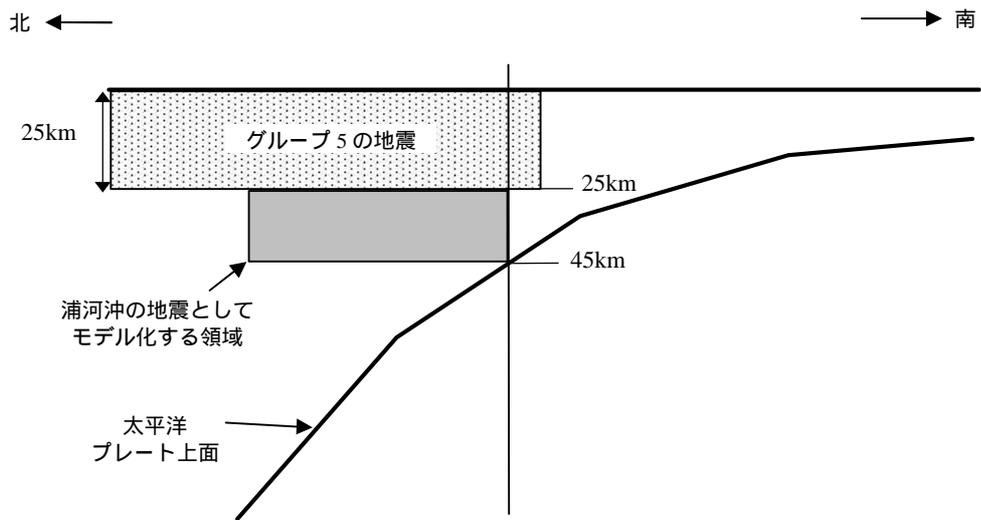


図 63 浦河沖の地震としてモデル化する領域の概念図

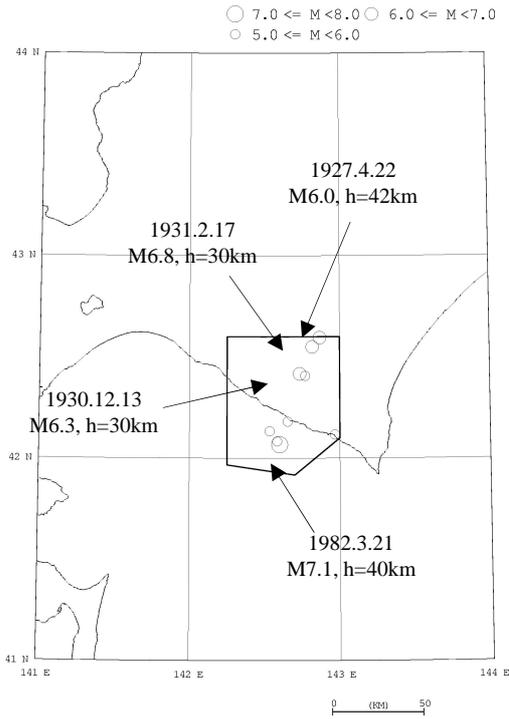


図 64 区分された領域内に入る地震の震央分布  
(1926 年以降の気象庁カタログのうちマグニチュード 5.0 以上)

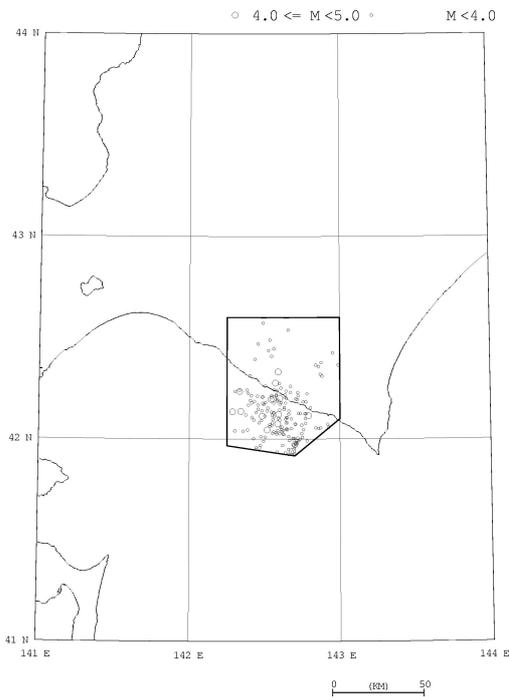


図 65 区分された領域内に入る地震の震央分布  
(1983 年以降の気象庁カタログのうちマグニチュード 3.0 以上)

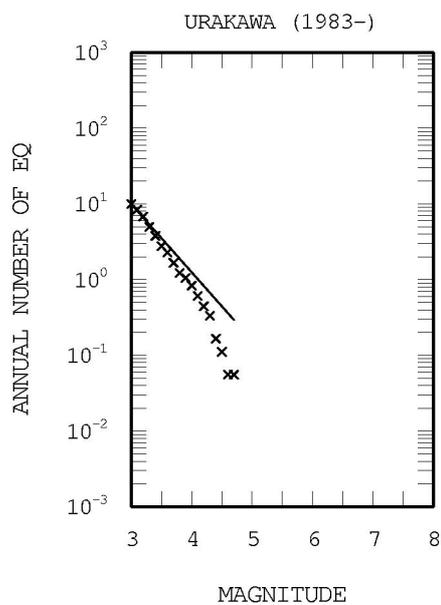
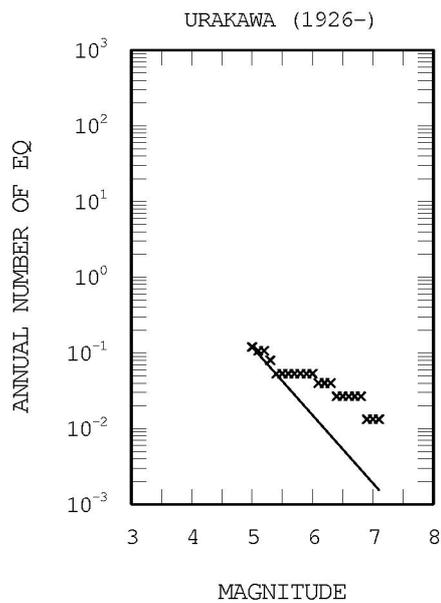


図 66 中地震カタログ (上段) および小地震カタログ (下段) に基づく  
 浦河沖の地震の規模別累積発生頻度 (1/年)  
 図中の実線は、 $b=0.9$  とした場合の Gutenberg-Richter の関係

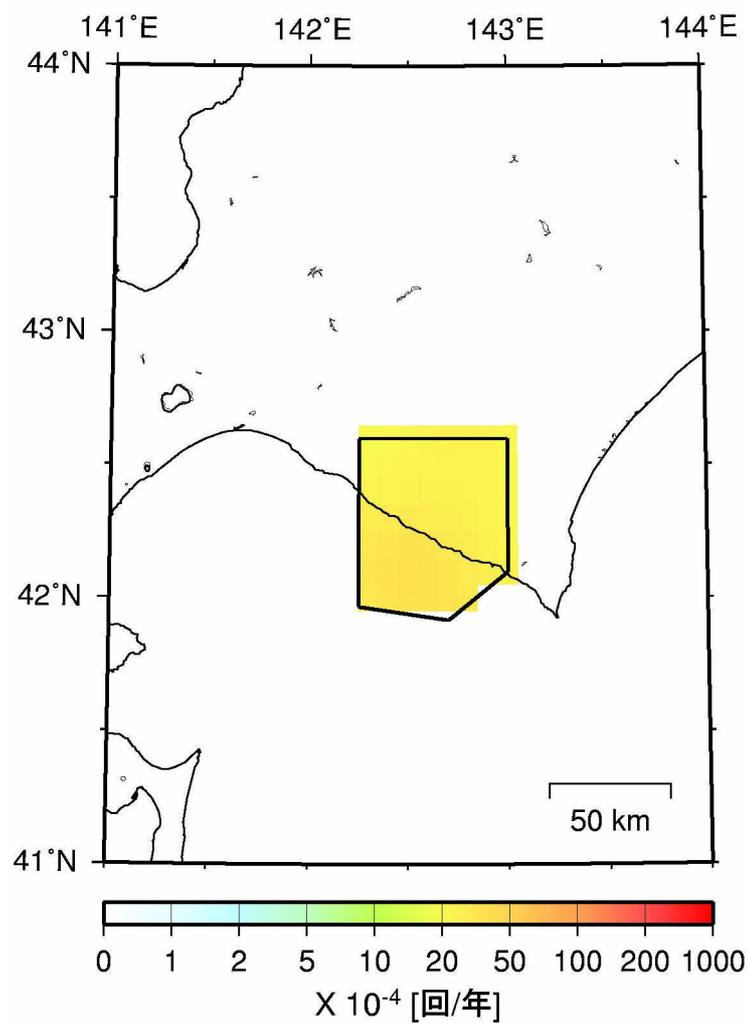


図 67 浦河沖の地震の発生頻度(M5.0以上、0.1度メッシュあたり)

## 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。

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

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

$M_w$  : 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 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  $PGV_{b600}$  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、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  $M_w$  を基本的には用いることとする。

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

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

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

$M_0$  : 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) 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  $V_1$  と  $V_2$  を導入する。補正項  $V_1$  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  $V_2$  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

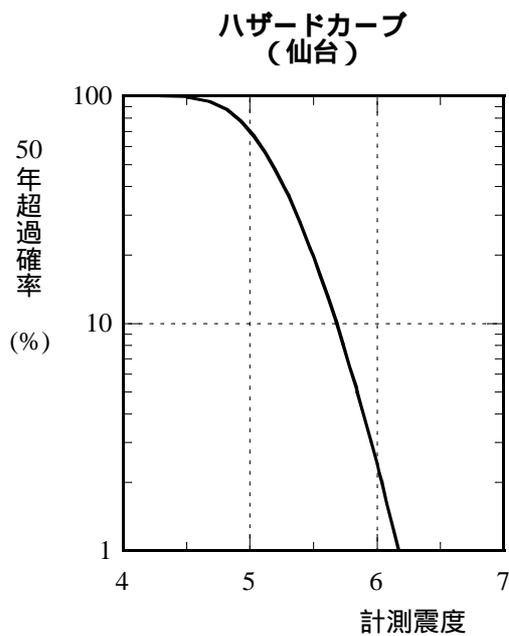


図 68a 仙台地点におけるハザードカーブ

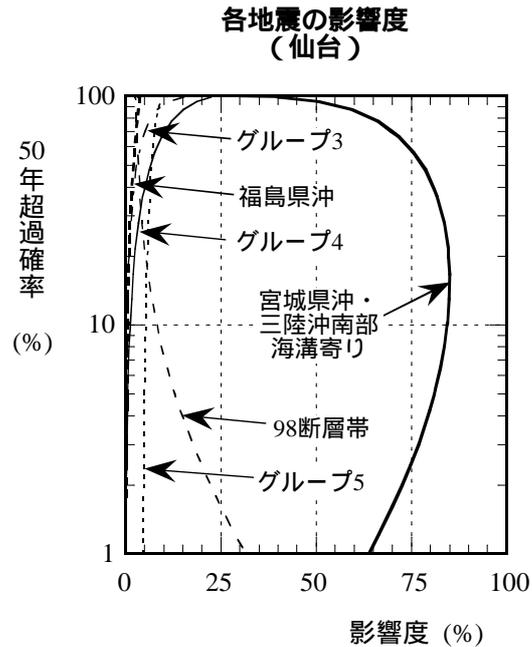


図 68b 主な地震の影響度

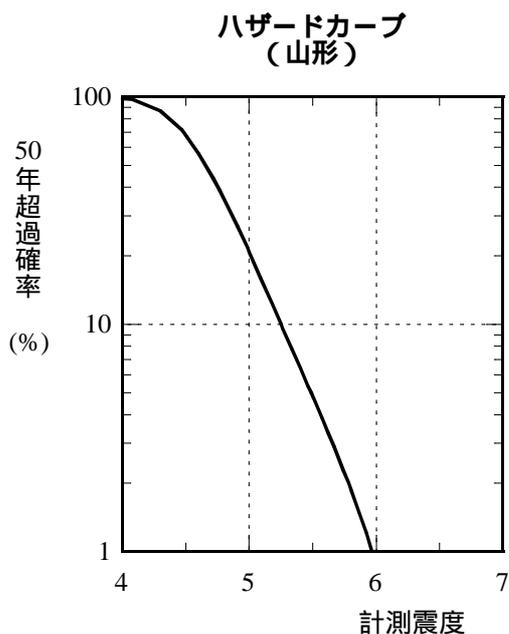


図 69a 山形地点におけるハザードカーブ

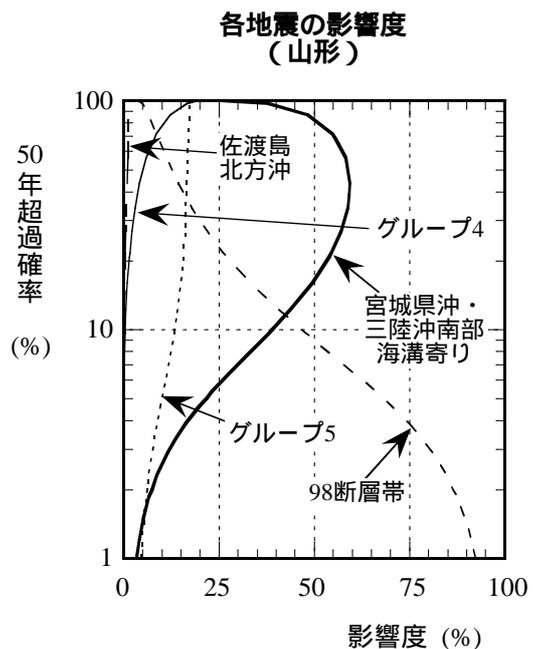


図 69b 主な地震の影響度

- ・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

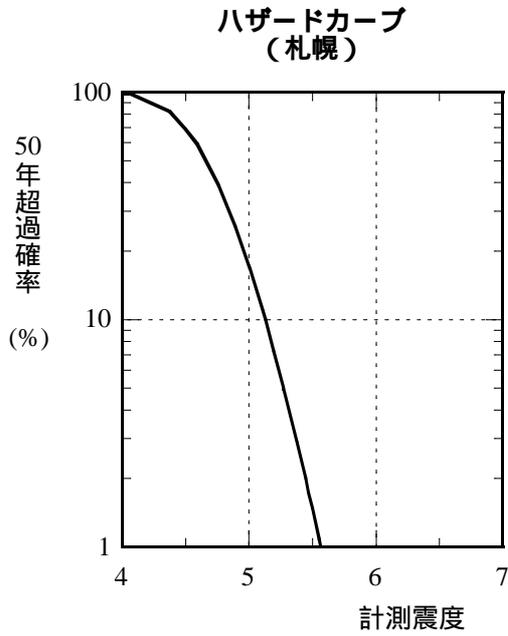


図 70a 札幌におけるハザードカーブ

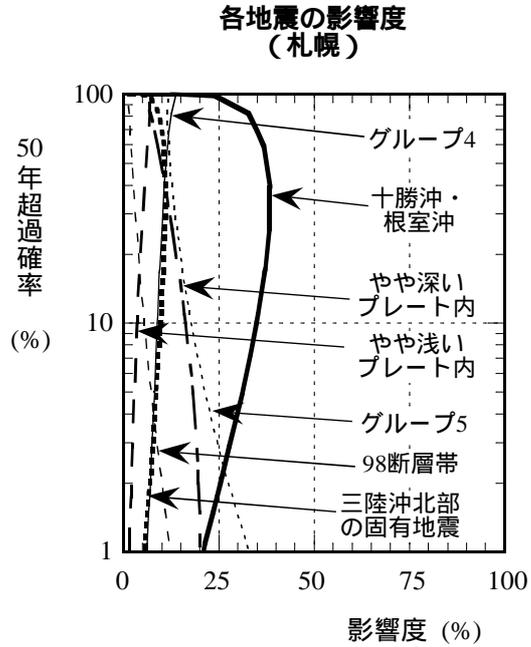


図 70b 主な地震の影響度

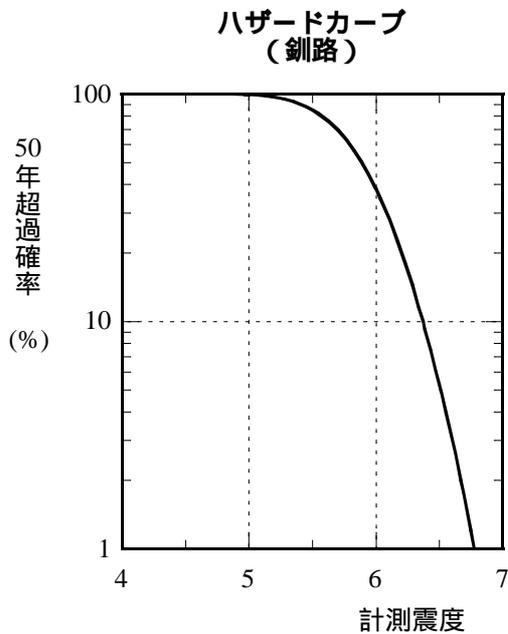


図 71a 釧路におけるハザードカーブ

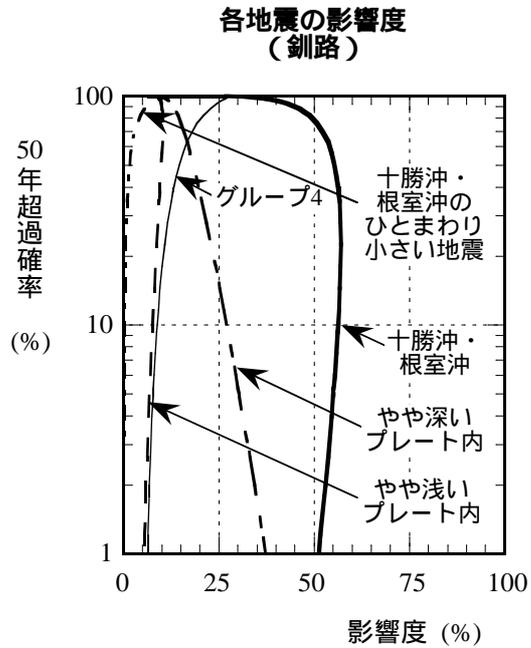


図 71b 主な地震の影響度

### 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。