

## 石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価について

平成 16 年 11 月 29 日  
地震調査研究推進本部  
地震調査委員会

地震調査研究推進本部は、「地震調査研究の推進について―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策―」（平成 11 年 4 月 23 日）において、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を当面推進すべき地震調査研究の主要な課題とし、このため、強震動予測手法の高度化を推進することを項目の一つとして挙げた。

これを受け、地震調査委員会は、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を念頭におきつつ、強震動の評価手法として「詳細法」<sup>1</sup>について検討するとともに、それを用いた強震動の評価を行うこととしている。強震動評価部会はその一環として、活断層で発生する地震に適用する強震動予測手法について検討を進め、その成果は活断層帯の地震を想定した強震動評価<sup>2,3</sup>などとして公表した。今回、この手法を基に石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価を取りまとめたので報告する。

今回行った「詳細法」における工学的基盤までの強震動評価は、現在までに得られている最新の知見を総合し、最適な手法を用いて行ったものである。ただし、浅層地盤の影響評価については利用できる地盤情報データが少なく偏在していることから、地表における強震動評価は簡便な手法を用いた。なお、地震動の計算に用いる地下構造モデルや微視的震源パラメータの精度良い推定には限界があることから、評価結果である地震動の数値は誤差を含んでいる。したがって、個別地域の防災対策の検討を行うにあたっては、この点に留意するとともに、地域の詳細な浅層地盤データに基づいてその影響を別途考慮する必要がある。

---

<sup>1</sup> 断層破壊過程や地下構造の固有の性質を詳細にモデル化し、地震動の時刻歴波形を計算する地震動予測手法（説明文 4.1 参照）。

<sup>2</sup> 地震調査委員会（2002）：糸魚川―静岡構造線断層帯（北部、中部）の地震を想定した強震動評価（平成 14 年 10 月 31 日公表）

<sup>3</sup> 地震調査委員会（2004b）：高山・大原断層帯の地震を想定した強震動評価（平成 16 年 9 月 27 日公表）

## 石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価

地震調査委員会では、石狩低地東縁断層帯について、その位置及び形態、過去と将来の活動等に関する評価結果を「石狩低地東縁断層帯の長期評価について」（地震調査委員会，2003a；以下「長期評価」という）<sup>4</sup>としてまとめ、公表している。今回、この評価を踏まえ、同断層帯の地震を想定した強震動評価を行ったので以下に報告する。

### 1 想定する震源断層

石狩低地東縁断層帯は、北海道美唄（びばい）市から勇払（ゆうふつ）郡早来（はやきた）町に至る石狩低地東縁断層帯主部（以下「断層帯主部」という）と千歳市から苫小牧市に至る石狩低地東縁断層帯南部からなる。強震動評価を行う上での震源断層モデルは「長期評価」で活動性が高いと評価されている「断層帯主部」の範囲とした。

「断層帯主部」の地表トレースは北端部で北北東－南南西方向、南端部で北北西－南南東方向に変化する弧状をなし、「断層帯主部」の両端点の距離は 66km で、断層の東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層である（図 1 参照）。「長期評価」では、「断層帯主部」全体を 1 つの活動区間としており、この断層が活動した場合の地震規模はマグニチュード 7.8 で、地震発生 of 長期確率には幅がある<sup>5</sup>が、その最大値をとると今後 30 年間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中では高い<sup>6</sup>グループに属する。

本報告では「長期評価」に基づき、上記の「断層帯主部」に対応する弧状の地表トレースの中に段丘面の変位から想定される 2 箇所の平均的なずれの速度のピークが認められることから、図 1 に示すように屈曲した震源断層モデルを想定し、大きさの異なる南北 2 つのアスペリティ<sup>7</sup>を想定した。また、震源断層モデルの傾斜角は、微小地震の震源分布から 45 度（東傾斜）に設定した。

破壊開始点は、その位置を特定するだけの情報がないため、北のアスペリティ（第 1 アスペリティ）の北下端に位置するケース 1 と南のアスペリティ（第 2 アスペリティ）の南下端に位置するケース 2 と北のアスペリティ（第 1 アスペリティ）の南下端に位置するケース 3 を設定し、破壊開始点の違いによる予測結果の違いを評価した。

<sup>4</sup> 地震調査委員会(2003a)：石狩低地東縁断層帯の長期評価（平成 15 年 11 月 12 日公表）

<sup>5</sup> 0.05%~6%

<sup>6</sup> 「長期評価」では 3%以上：「高い」、3%~0.1%：「やや高い」と表記している。

<sup>7</sup> 震源断層面の中で特に強い地震波が発生する領域（すべり量や応力降下量が大きい領域）。

以上の震源断層パラメータを表 1 に、各ケースにおける断層の形状、アスペリティ及び破壊開始点の位置を図 2 に示す。また、今回はこの他に試行ケースとして、アスペリティ面積の設定手法の比較検討を行う目的で、これまでの「レシピ」<sup>8</sup>による方法とは別に既往の研究成果等を参考にしてアスペリティ面積を決定したケース 4 を設定した(説明文 2.2 参照)。なお、ケース 4 は試行ケースであるため、最大速度分布を予測するのにとどめ震度の評価は行っていない。

## 2 用いた地下構造モデルと震度予測の方法

一般的に、地震波は、震源断層から上部マントル層を含む地下を伝わり、次第に減衰していく。しかし、地震基盤<sup>9</sup>から上の工学的基盤<sup>10</sup>までの地盤構造(以下「深い地盤構造」という)の影響及び工学的基盤から地表に分布する地盤構造(以下「浅い地盤構造」という)のごく地域的な影響により増幅される。このため、石狩低地東縁断層帯の震源断層を含む強震動評価を行う範囲において地下構造モデルを作成した。

工学的基盤より下の「深い地盤構造」のモデルの作成にあたっては、各種物理探査結果、ボーリング調査及び物理検層の結果、地質資料等の情報の収集・整理を行い、5kmごとの地質断面図から地質構造(地層の三次元分布)モデルの補完修正を行った。これらを基に地質構造と速度層構造の対比を行った上で三次元地下構造モデルを作成した。この結果を見ると、日高山脈から西に向けて地震基盤は深くなるが、南北軸を持つ高まりも見られる(図 3 参照)。地表に「深い地盤構造」(工学的基盤より硬い)に相当する地層が露出している山地丘陵部などについては、地表からの深さに応じた風化による速度層区分を併せて行った。一方、工学的基盤( $V_p=1.8\text{km/s}$ ,  $V_s=480\text{m/s}$ )より上の「浅い地盤構造」のモデルについては、地盤調査データが少ない上に偏在していることから地形分類データに基づいて概略評価している。これにより求めた「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率を図 4 に示した。評価範囲内では、千歳市から滝川市にかけてと札幌市の北部から石狩湾にかけて及び苫小牧市の東部の沿岸域において増幅率が高い傾向が認められる。設定した震源断層モデルと地下構造モデルに基づき、評価範囲について約 $1\text{km}^2$ のメッシュごとに強震動予測を行った。

なお、地表の計測震度は、これまでと同様に経験式による簡便な方法を用いているが、今回試行的に「浅い地盤構造」の計測震度への影響評価を行うため、限定した領域でボーリング調査データから作成した地盤構造モデルを用いて一次元地震応答計算により地表の地震波形から震度を求め、簡便な方法によるものとの比較を行った

<sup>8</sup> 「活断層で発生する地震の強震動評価レシピ」地震調査委員会(2004b)を指す。詳細は本評価の付録参照。

<sup>9</sup> S波速度 $V_s=3\text{km/s}$ 程度の堅固な岩盤。今回の予測範囲では $V_s=3.3\text{km/s}$ 層の上面に相当する。

<sup>10</sup> 建築や土木等の工学分野で、構造物を設計するとき、地震動設定の基礎とする良好な地盤のことで、そのS波速度は、構造物の種類や地盤の状況によって異なるが、多くの場合、 $300\text{m/s}$ ～ $700\text{m/s}$ 程度である。今回の予測範囲では $V_s=480\text{m/s}$ 層の上面に相当する。

(説明文5.4参照)。

### 3 予想される強震動

図5-1～3にそれぞれのケースの震度分布を示す。断層の地表トレースより西側に最大速度の増幅率の高い地域が分布しているため(図4参照)、これに呼応して震度の大きい部分が認められる。北側の第1アスペリティの北下端に破壊開始点が設定されているケース1では、破壊進行方向線上付近に位置する断層地表トレースの南側の苫小牧市付近まで震度6強以上の分布が認められる。これは、ディレクティブティ効果<sup>11</sup>とともに、この地域が厚い堆積層(「深い地盤構造」)の影響によるやや長周期成分の増幅と低地を形成する表層の「浅い地盤構造」における短周期成分の増幅が重なる部分にあたっているためと考えられる(図5-1参照)。南側のアスペリティの南下端に破壊開始点が設定されているケース2では、第1アスペリティの西側を中心に震度6強以上が分布し(図5-2参照)、第1アスペリティの南下端に破壊開始点が設定されているケース3でもケース2とほぼ同様な震度分布を示している(図5-3参照)。いずれのケースでも震源断層から離れている札幌市北東部において震度6強以上と予測されたが、これは、厚い堆積層(「深い地盤構造」)の影響により、やや長周期の地震動が増幅されたものと考えられる。また、ケース2、3ではケース1に比べて北方に震度の大きい地域が認められ、震度6弱が滝川市の北方まで達している。

強震動予測結果の検証として、震源断層からの最短距離と最大速度の予測結果との関係を既存の距離減衰式(司・翠川, 1999)の曲線と比べた(図6参照)。強震動予測値は、全体的に距離減衰式の曲線と概ね良い対応を示している。

なお、計算手法の検証としては、ここで用いた手法と同様の手法により兵庫県南部地震の強震動評価(地震予知総合研究振興会, 1999)<sup>12</sup>及び鳥取県西部地震の強震動評価(地震調査委員会強震動評価部会, 2002)<sup>13</sup>を行っており、それぞれの評価結果で震度分布や観測記録を説明できることが確認されている。

### 4 今後に向けて

本断層帯における強震動評価では、震源断層モデルのうち破壊開始点の位置を特定するだけの情報がなかったため破壊開始点の位置を変えた3つのケースで強震動予測を行い、その違いを検討した。アスペリティと破壊開始点の位置は、地表の地震動

---

<sup>11</sup> 断層破壊がS波の伝播速度に近い速度で伝播することにより、破壊の進行方向では地震波が重なり合い、結果としてその振幅が大きくなる(パルスが鋭くなる)効果。一方、破壊の進行と逆の方向では、地震波は重なり合わず、その振幅は大きくならない。

<sup>12</sup> 地震予知総合研究振興会地震調査研究センター(1999):平成10年度科学技術庁委託「強震動評価手法のレビューと事例的検討」報告書,603～715。

<sup>13</sup> 地震調査委員会強震動評価部会(2002):鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証について(平成15年10月31日公表)

に大きな影響を与えることがこれまでに報告されている（地震調査委員会，2003b<sup>14</sup>，2003c<sup>15</sup>，2004a<sup>16</sup>）。このように、現状において確定的に取り扱えない震源断層パラメータに対しては、震源断層パラメータの違いによる強震動予測結果のばらつきの大きさをケース分けによって把握しておくことが強震動評価・判断を行う上で非常に重要であり、併せて活断層の調査研究により、震源断層パラメータを絞り込む取り組みが重要である。

また、従来の「レシピ」に基づいてアスペリティ面積を決定した場合、今回のように断層面積の大きな震源断層では、断層面積に対するアスペリティ面積の比率がこれまでの研究事例より過大となる傾向があり（説明文 2.2 参照）、予測結果に影響を与える可能性がある。したがって、各パラメータ間の整合性が図られる算出式及び適用限界等「レシピ」の改良に向けた検討が必要である。

一方、強震動予測の精度をさらに高めていくためには、深部構造探査などによる詳細な三次元地下構造モデル（風化等も勘案した「深い地盤構造」及び「浅い地盤構造」のモデル）の設定が必要である。このうち「浅い地盤構造」モデルの計測震度への影響については、今回の検討で、これまでの微地形区分による増幅率を用いて経験式から算出する方法とボーリング調査データに基づいて非線形性を考慮した一次元地震応答計算による方法とで計測震度に明らかな差異が認められる地点もあった。今後「浅い地盤構造」の非線形性の影響についてさらに検討を進めていく必要があるが、この計算が適用できるモデルの構築にはボーリング調査データ等の膨大な量の詳細な地盤構造データが必要であり、検証と併せて予測精度の向上のための課題である。

---

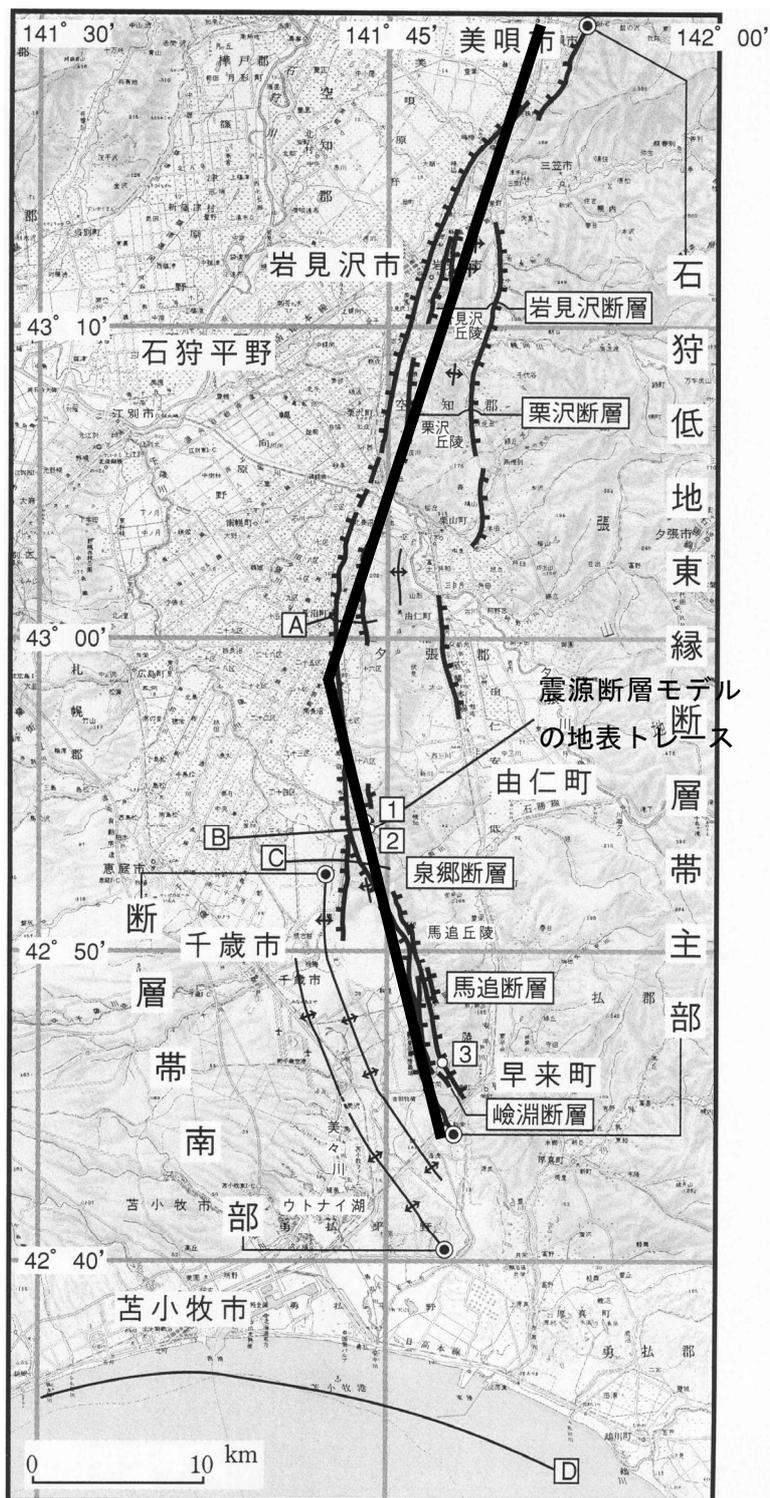
<sup>14</sup> 地震調査委員会（2003b）：森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価（平成 15 年 3 月 12 日公表）

<sup>15</sup> 地震調査委員会（2003c）：布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価（平成 15 年 7 月 31 日公表）

<sup>16</sup> 地震調査委員会（2004a）：琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価（平成 16 年 6 月 21 日公表）

表1 石狩低地東縁断層帯の特性化震源モデルのパラメータ

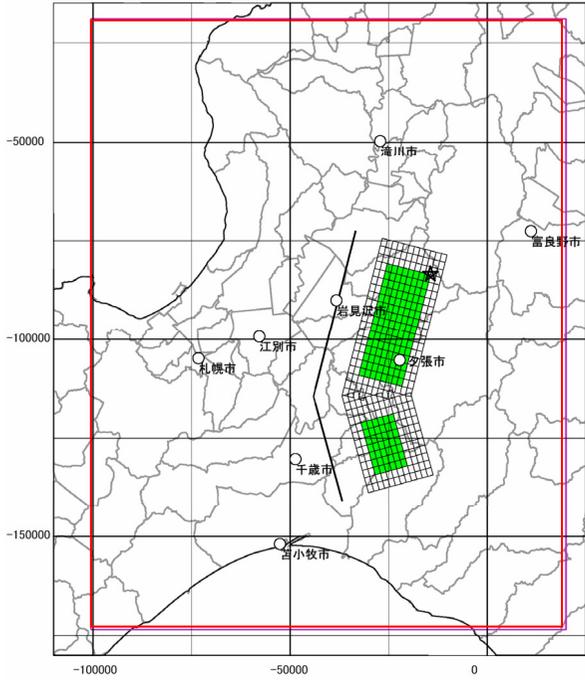
震源特性		パラメータ設定方法	特性化震源モデルのパラメータ	
			北	南
巨視的震源特性	断層位置北端	地震調査委員会 長期評価より	北緯 43° 21′	北緯 42° 58′
			東経141° 50′	東経141° 43′
	断層位置南端		北緯 42° 58′	北緯 42° 44′
			東経141° 43′	東経141° 48′
	走向 $\theta$	図1より	N14° E	N16° W
	傾斜 $\delta$	一般的な逆断層の傾斜角(30~60度)の平均的な値	45°	45°
	すべり角 $\lambda$	地震調査委員会 長期評価より	90°	90°
	断層長さ L	図1より	42km	26km
	断層幅 W	気象庁による微小地震の発生分布より	24km	24km
	断層上端深さ d	気象庁による微小地震の発生分布と深部地盤構造より	7km	
	断層面積 S	レスピ1-1(2) S=LW(重なり部分を除く)	1,487km <sup>2</sup>	
	地震モーメント Mo	レスピ(3)式より導出 S=4.24 × 10 <sup>-11</sup> Mo <sup>1/2</sup>	1.23E+20Nm	
	モーメントマグニチュード Mw	logMo=1.5Mw+16.1(金森)	7.33	
	S波速度 Vs	岩崎(2002)によるVp=5.8~6.0km/sとLudwig et al(1970)より	3.5km/s	
平均密度 $\rho$	Ludwig et al(1970)とVpより(表3)	2.8g/cm <sup>3</sup>		
剛性率 $\mu$	$\mu = \rho Vs^2$	3.4E+10N/m <sup>2</sup>		
平均すべり量 D	レスピ(5)式より導出 Mo= $\mu$ DS	2.41m		
短周期レベル A	レスピ(6)式 A=2.46 × 10 <sup>17</sup> × Mo <sup>1/3</sup>	2.64E+19Nm/s <sup>2</sup>		
微視的震源特性	全アスベリテイの面積 Sa	Sa= $\pi r^2$ レスピ(7)式 r=(7 $\pi$ /4)Mo/A $\cdot$ R $\cdot$ Vs <sup>2</sup>	656km <sup>2</sup>	
	全アスベリテイの平均すべり量 Da	レスピ(10)式 Da=D × 2	4.82m	
	全アスベリテイの地震モーメント Moa	レスピ(5)式より導出 Moa= $\mu$ DaSa	1.08E+20Nm	
	全アスベリテイの実効応力 $\sigma_a$	レスピ(15)式より導出 $\sigma_a=(7/16) \times Mo/(r^2 \times R)$	11.9MPa	
	Fmax	地震調査委員会 強震動評価部会より	6Hz	
	ライズタイム tr	レスピ(21)式 tr= $W/(2 \times Vr)$	4.77s	
	アスベリテイの個数	地震調査委員会 長期評価・強震動評価部会より	1	1
	アスベリテイの面積 Sai	入倉・三宅,2001を参照 Sai:Sa2=16:6	477km <sup>2</sup>	179km <sup>2</sup>
	アスベリテイの平均すべり量 Dai	レスピ(14)式 Dai=( $\gamma_i/\sum \gamma_i^3$ )Da	5.39m	3.30m
	アスベリテイの地震モーメント Moai	Moai= $\mu$ DaiSai	8.82E+19Nm	2.03E+19Nm
	背景領域の地震モーメント Mob	レスピ(12)式より導出 Mob=Mo-Moa	1.45E+19Nm	
	背景領域の面積 Sb	Sb=S-Sa	831km <sup>2</sup>	
	背景領域のすべり量 Db	レスピ(13)式より導出 Mob= $\mu$ DbSb	0.51m	
	背景領域の実効応力 $\sigma_b$	レスピ(17)式 $\sigma_b=(Db/Wb)/(\pi^{1/2}/Da) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$	1.0MPa	
その他の震源特性	破壊開始点	レスピ1-3(2)	アスベリテイ下端部	
	破壊伝播形式	レスピ1-3(3)	同心円状	
	破壊伝播速度 Vr	レスピ(22)式より導出 Vr=0.72Vs	2.5km/s	



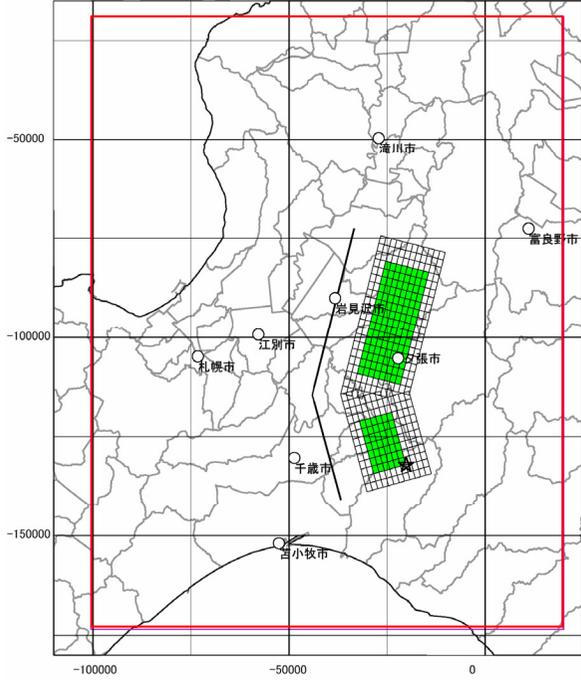
1 : 嶮淵川沿い地点 2 : いずみ学園南東地点 3 : フモンケ川沿い地点  
 A : 文献 1 B : 文献 5 C : 文献 1 D : 文献 6  
 ◎ : 断層帯の北端と南端  
 活断層の位置は文献 2 に基づく 文献番号は長期評価による  
 基図は国土地理院発行数値地図 200000 「札幌「苫小牧」を使用

図 1 石狩低地東縁断層帯の活断層位置図と強震動評価に用いた震源断層モデルの地表トレース (地震調査委員会 (2003a) に加筆)

石狩低地東縁断層帯(ケース1)



石狩低地東縁断層帯(ケース2)



石狩低地東縁断層帯(ケース3)

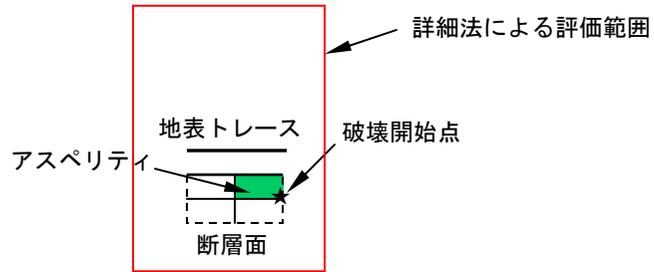
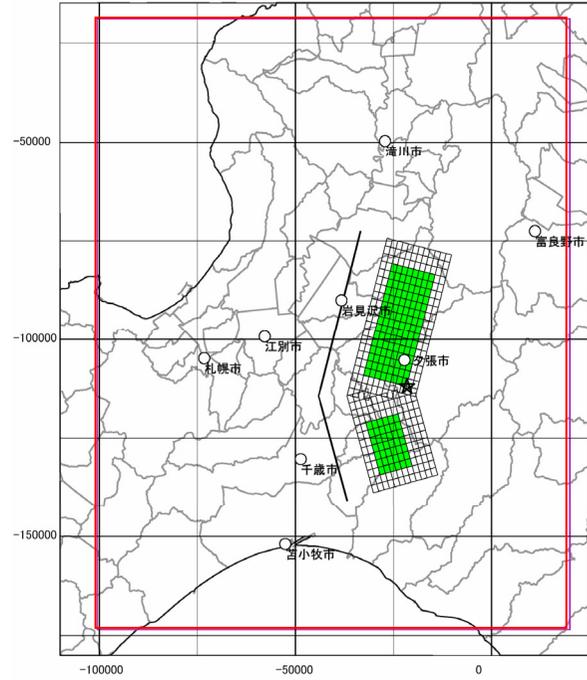


図2 震源断層モデル(ケース1~3)

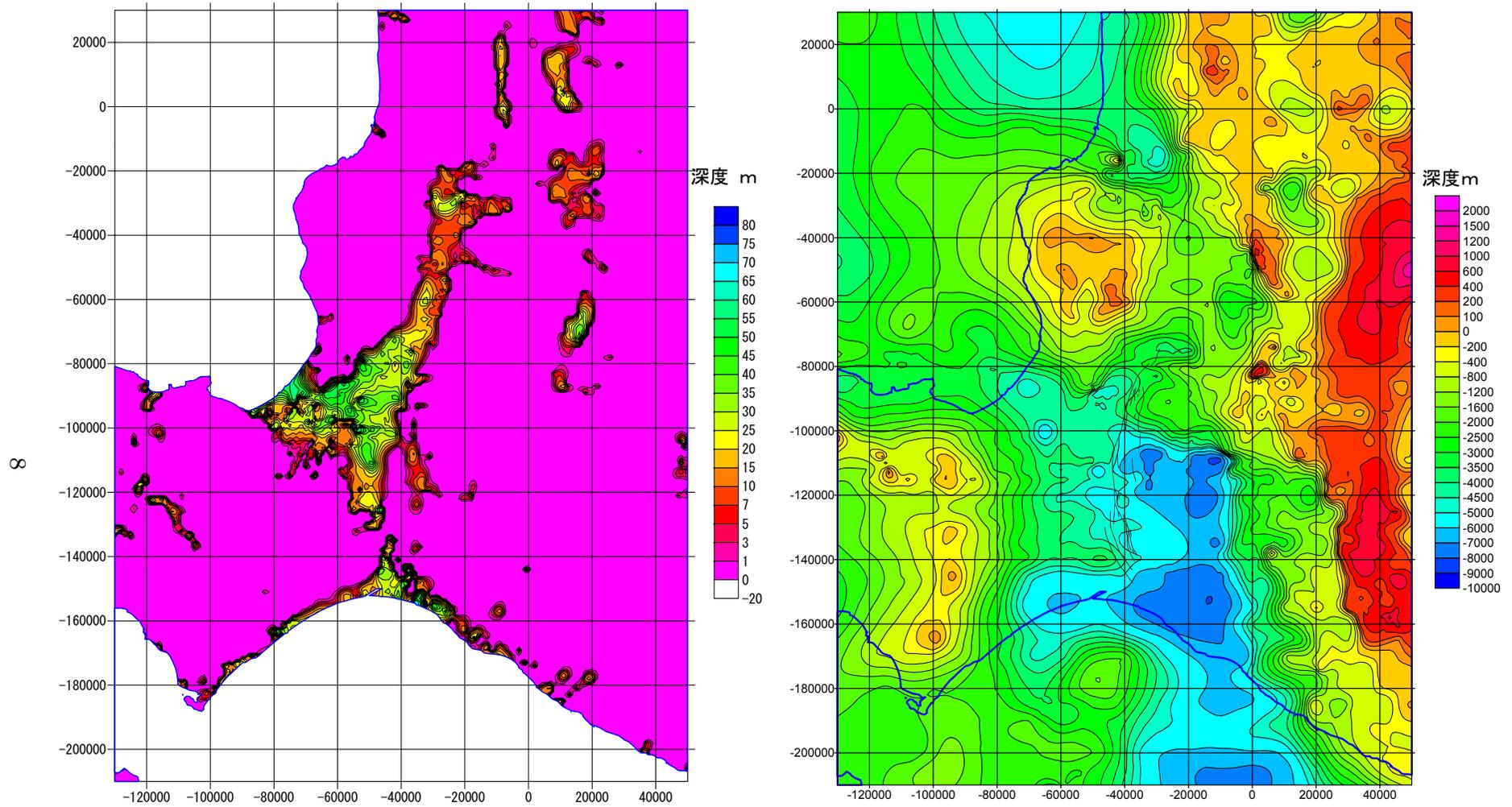


図3 詳細法工学的基盤等深線図（「浅い地盤構造」の基底面モデル： $V_p=1.8\text{km/s}$  上面，左図）と地震基盤等深線図（「深い地盤構造」の基底面モデル： $V_p=5.7\text{km/s}$  上面，右図）

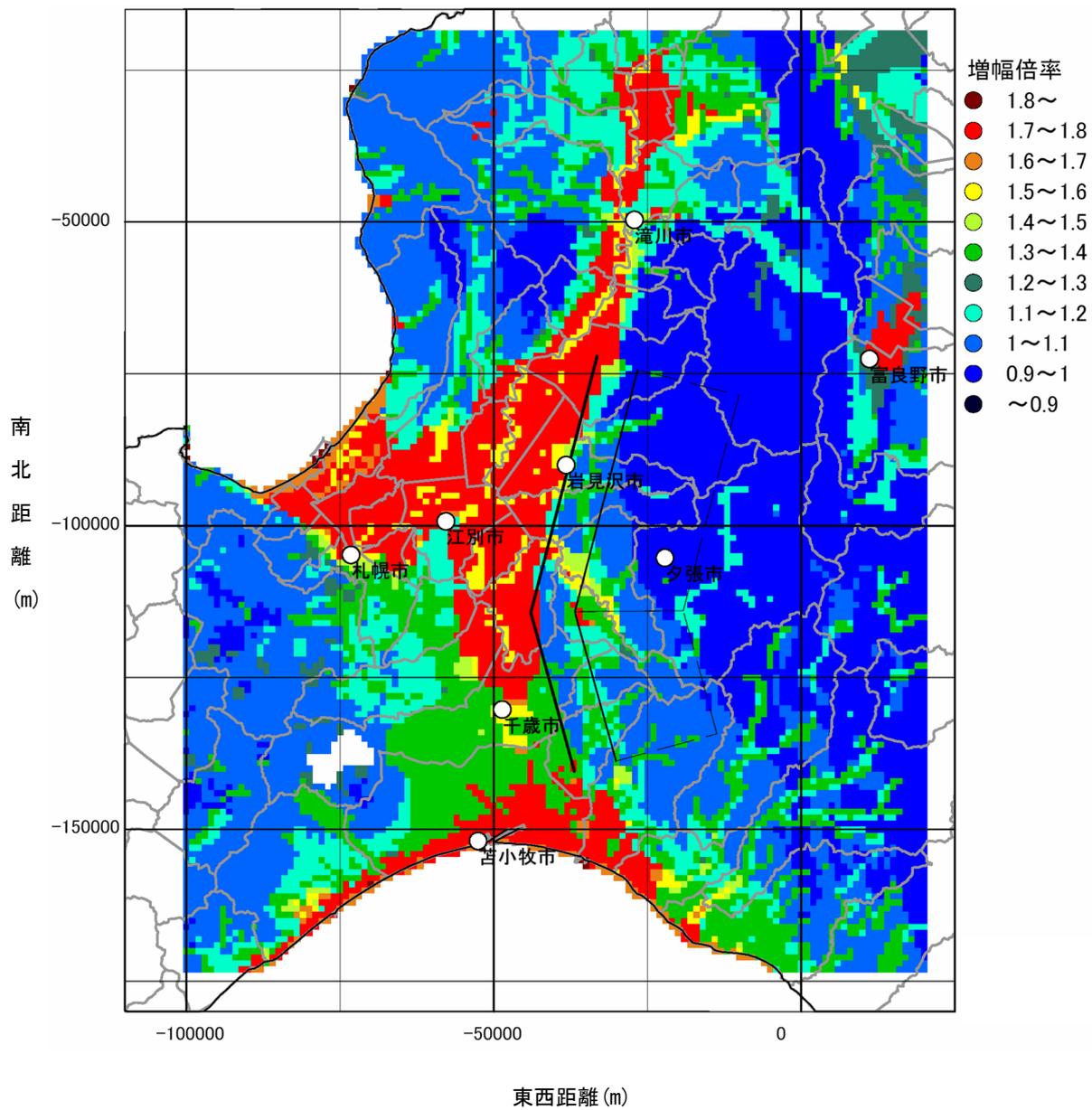
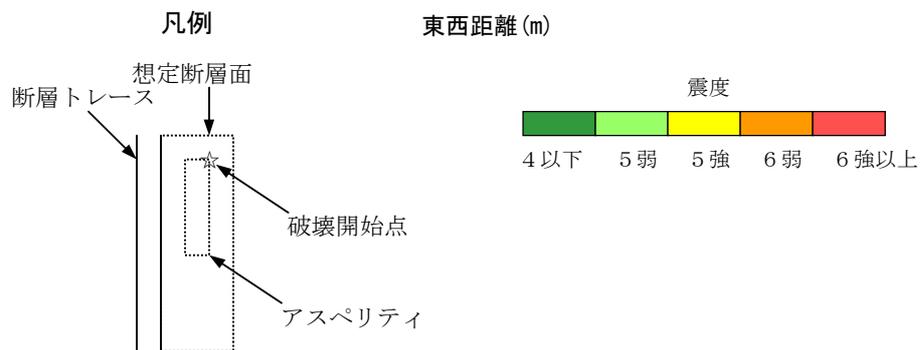
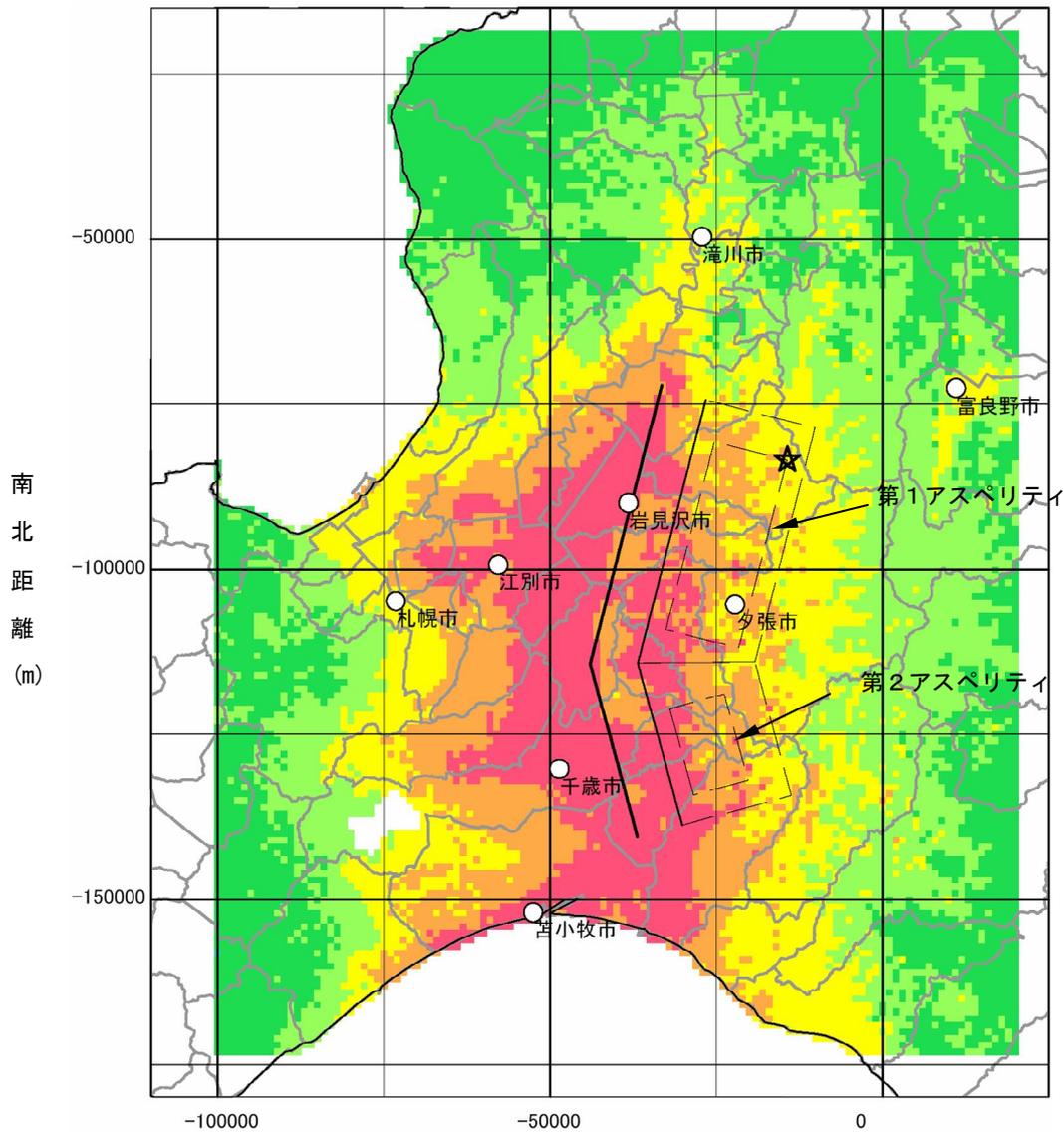
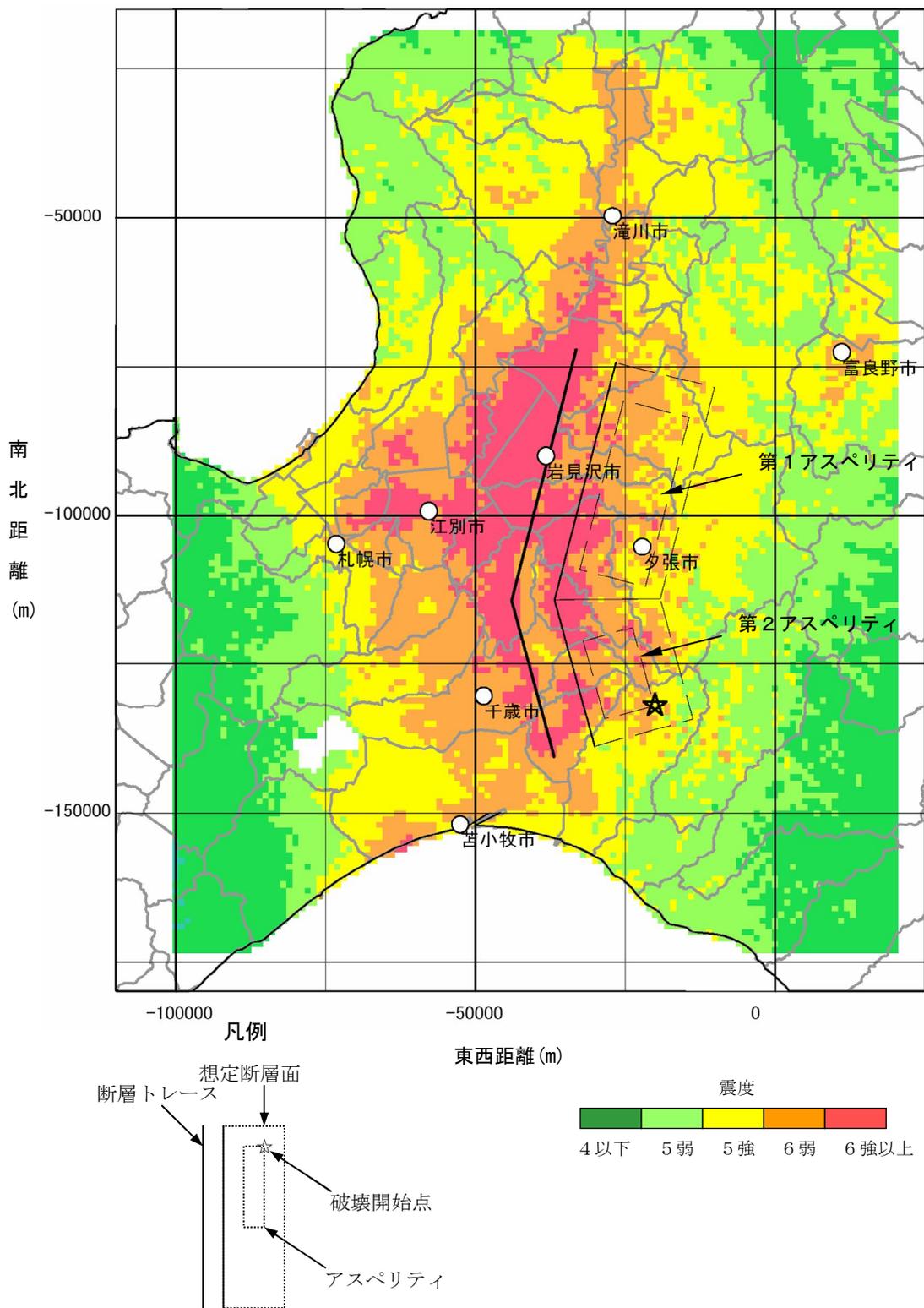


図4 「浅い地盤構造」(詳細法工学的基盤 ( $V_s=480\text{m/s}$  相当) から地表まで)での最大速度の増幅率の分布図



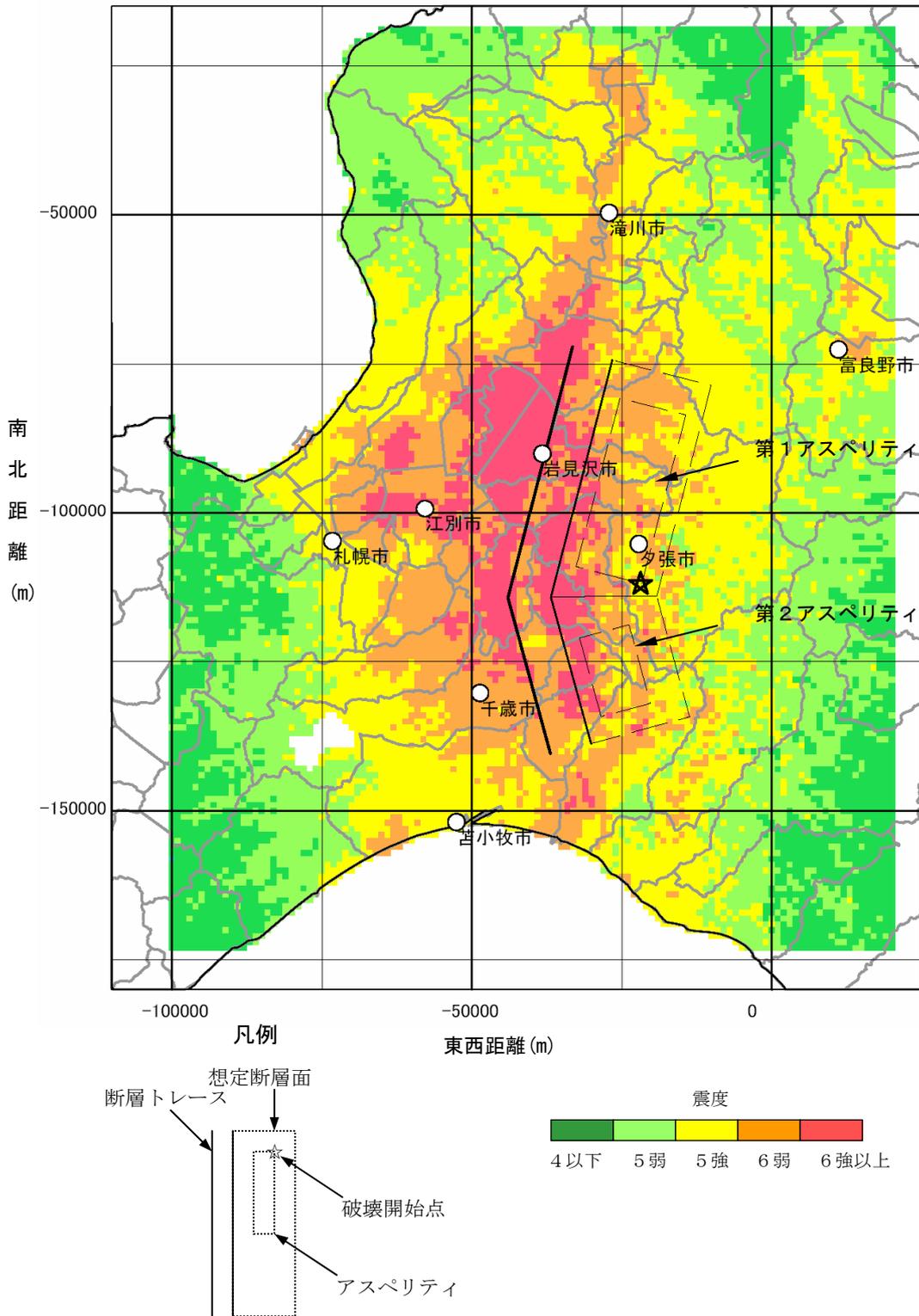
※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。上の図は、震度分布の大きさや形状を概観するためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

図5-1 「詳細法」による強震動評価結果：震度分布図（ケース1）



※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。上の図は、震度分布の大きさや形状を概観するためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

図5-2 「詳細法」による強震動評価結果：震度分布図（ケース2）



※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。上の図は、震度分布の大きさや形状を概観するためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

図5-3 「詳細法」による強震動評価結果：震度分布図（ケース3）

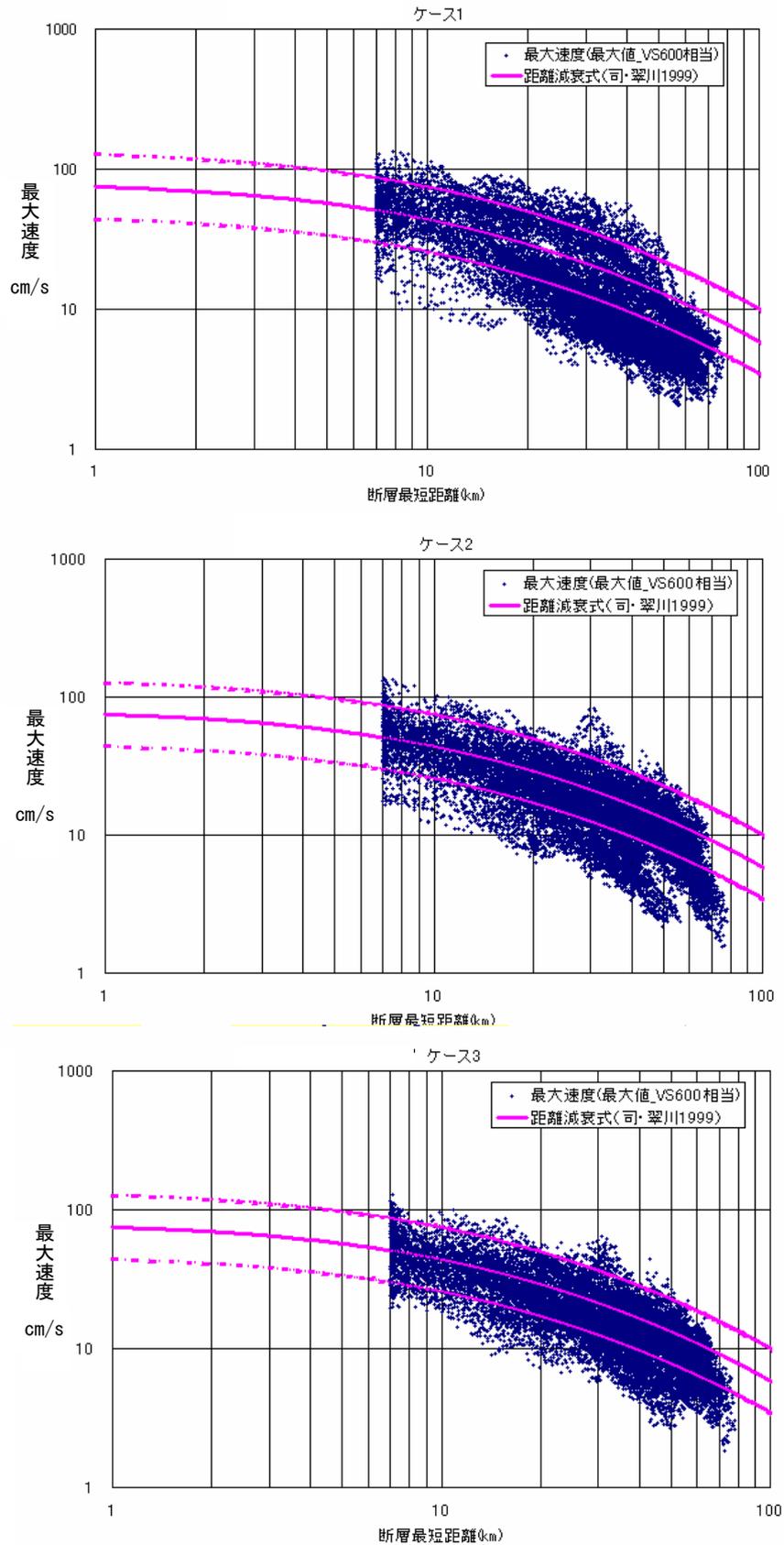


図6 「詳細法工学的基盤」(Vs=480m/s)における最大速度値をVs=600m/s相当に補正した値と司・翠川(1999)の距離減衰式との比較(ケース1~3)

石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価

(説明)

1. 強震動評価の概要 .....	1
1.1 評価全体の流れ .....	1
1.2 評価地点 .....	1
1.3 評価項目 .....	2
2. 震源特性の設定 .....	2
2.1 巨視的震源特性 .....	2
2.2 微視的震源特性 .....	3
2.3 その他の震源特性 .....	4
2.4 詳細な計算に用いる震源モデル .....	5
3. 地下構造モデルの設定 .....	5
3.1 上部マントルから地震基盤までの「大構造」 .....	5
3.2 「深い地盤構造」 .....	6
3.3 「浅い地盤構造」 .....	6
4. 強震動計算方法 .....	7
4.1 「詳細法」 .....	7
4.2 「簡便法」 .....	8
4.3 それぞれの手法の特徴 .....	9
5. 強震動予測結果とその検証 .....	9
5.1 「詳細法」による強震動予測結果 .....	9
5.2 「簡便法」による強震動予測結果 .....	12
5.3 「詳細法」による強震動予測結果と距離減衰式との比較による検証 .....	12
5.4 「浅い地盤構造」を考慮した一次元地震応答計算結果との比較 .....	12
6. 問題点と今後の課題 .....	13
6.1 問題点 .....	13
6.2 今後の課題 .....	13
参考文献（アルファベット順） .....	15

## 1. 強震動評価の概要

### 1.1 評価全体の流れ

石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価全体の流れを以下に示す。図7にはその作業内容をフローチャートにして示した。

- ① 地震調査委員会による「石狩低地東縁断層帯の長期評価について」（地震調査委員会，2003a；以下、「長期評価」という）<sup>1</sup>で示された活断層位置に沿って長沼付近で屈曲した震源断層モデルを想定した。
- ② ①の巨視的震源特性等から微視的震源特性を評価して特性化震源モデル<sup>2</sup>を設定した（図9参照）。断層延長（68km）が地震発生層の厚さ（17km）よりも4倍程度と長く、断層規模が大きいことと過去の断層変位の分布より、大小2つのアスペリティを想定し、破壊開始点を変化させた3通りのケースと試行としてアスペリティの大きさを変えたケースを加えて4つのケースを想定した。
- ③ 石狩低地周辺（北は滝川市、南は苫小牧市に達する範囲）の「深い地盤構造」（3章参照）に対する三次元地下構造モデルを既存の物理探査結果、ボーリング調査結果等より作成した。工学的基盤<sup>3</sup>より上の「浅い地盤構造」（3章参照）のモデルは国土数値情報の地形分類データ（国土地理院，1987）を基に最大速度の増幅率の分布として取り扱った。
- ④ ②で作成された特性化震源モデルと③で作成された三次元地下構造モデルを基に震源断層周辺の領域において、約1kmメッシュ密度で「詳細法」（ハイブリッド合成法：4章参照）を用いて強震動評価を行った。また、ケース2の条件で、試行的にボーリング調査データによる「浅い地盤構造」のモデルを用いて一次元地震応答計算により地表の震度を求めた。
- ⑤ 平均的な地震動分布を評価するため、「簡便法」（4章参照）を用いた強震動評価も行った。

次章以降、上記の評価作業内容について説明するが、強震動評価の構成要素である「特性化震源モデル」、「地下構造モデル」、「強震動計算方法」、「予測結果の検証」の考え方については、付録の「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」（以下、「レシピ」という）に基づいたものであり、その内容と重複する事項についてはここでは簡単に記述した。

### 1.2 評価地点

本評価における評価地点は、次に示す強震動評価範囲の中にある約1km<sup>2</sup>メッシュの中心とした（図8参照）。

「簡便法」による評価範囲

東経 140.7° ～ 142.5°

北緯 42.4° ～ 43.7°

「詳細法」による評価範囲

<sup>1</sup> 地震調査委員会（2003a）：石狩低地東縁断層帯の評価（平成15年11月12日公表）

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

<sup>3</sup> 建築や土木等の工学分野で構造物を設計するとき、地震動設定の基礎とする良好な地盤のことで、そのS波速度は、構造物等の種類や地盤の構造などの状況によって異なるが、多くの場合、300m/s～700m/s程度である。今回の評価範囲ではVs=480m/s層の上面に相当する。

次の4地点を四隅とする矩形範囲

北西端 東経 140.982° , 北緯 43.831°  
南西端 東経 141.011° , 北緯 42.418°  
南東端 東経 142.530° , 北緯 42.424°  
北東端 東経 142.536° , 北緯 43.838°  
東西幅 125km  
南北幅 157km

### 1.3 評価項目

本評価における強震動の評価項目は、「詳細法」、「簡便法」それぞれ以下のとおりである。

「詳細法」

- ・「詳細法工学的基盤」（3章参照）上面の時刻歴波形（計算有効周期範囲：0.1～10秒）（全ケース）
- ・「詳細法工学的基盤」上面の最大速度分布（全ケース）
- ・地表の最大速度分布（全ケース）
- ・震度分布（ケース1～3）

「簡便法」

- ・震度分布

本評価では、「詳細法工学的基盤」上において計算された波形のうち、**図8**にその位置を示す滝川市役所（空知支庁）、富良野市役所（上川支庁）、岩見沢市役所（空知支庁）、江別市役所（石狩支庁）、夕張市役所（空知支庁）、札幌市役所（石狩支庁）、千歳市役所（石狩支庁）、苫小牧市役所（胆振支庁）のそれぞれに最も近い計算メッシュの中心の8評価地点について時刻歴波形および擬似速度応答スペクトルを例として示した。

## 2. 震源特性の設定

石狩低地東縁断層帯は、北海道美唄（びばい）市から勇払（ゆうふつ）郡早来（はやきた）町に至る長さ66kmの石狩低地東縁断層帯主部（以下「断層帯主部」という）と千歳市から苫小牧市に至る長さ23kmの石狩低地東縁断層帯南部（以下「断層帯南部」という）からなる。「長期評価」によれば、「断層帯主部」と「断層帯南部」との関係には言及していないが、「断層帯南部」は2条の活褶曲の西側に沿って存在していることが推定されているが詳細は把握されていないとしている。そこで、震源断層モデルは、過去の断層変位が確認されており、その活動性（今後30年以内の地震発生確率は、0.05%～6%で地震が発生する可能性が我が国の主な活断層の中では高いグループに属する）が高いと評価されている「断層帯主部」の範囲とした。本評価では、「断層帯主部」全体が同時に活動するとし、その破壊開始点の位置やアスペリティ面積を変えた4つのケースの特性化震源モデルを想定した。**表2**に各ケースの震源断層パラメータを示す。また、**図9**に活断層で発生する地震の震源特性設定の流れを示す。

### 2.1 巨視的震源特性

#### (1) 震源断層モデルの位置

震源断層モデルの位置は、「長期評価」による活断層位置図を参照し、活断層分布に沿うように位置（長さとお向）を設定し（**図1**参照）、長沼付近の屈曲点の北側を42km、南側を26kmとした（計算モデルは2kmメッシュで構成されている）。お向は屈曲点の北側でN14° E、南側でN16° Wとした。

#### (2) 地震発生層の深さ

地震発生層の上端、下端の深さを想定するために、気象庁の地震カタログによる微小地震の発生分布を参照して、上端深さは7kmとし、下端深さは24kmとした（図10-1参照）。

### (3) 震源断層モデルの傾斜 $\delta$

「長期評価」では、池田ほか(1996a,b) 池田ほか編(2002)の撓曲変形地形や微小地震の分布(図10-2参照)から東傾斜と考えられ、佃ほか(1993)、栗田・横井(2000)による反射法弾性波探査結果などから、深部においてかなり低角であることが想定されているが、正確な角度は明らかでないとしている。そこで、微小地震の分布から傾斜角を $45^\circ$ （東傾斜）とした。

### (4) 震源断層モデルの面積 $S$

上記の地震発生層の厚さ及び傾斜角から断層の幅を算出し[「レシピ」(1)式参照]、震源断層モデルの面積を算出した。震源断層の幅は24kmとなり、前述の長さに乗じて屈曲により深さ方向で欠損する部分を除いて $1,487\text{km}^2$ となる。

### (5) 地震モーメント $M_0$

内陸地震の断層面積と地震モーメントとの関係に基づいて地震モーメントの値を求めた[「レシピ」(3)式参照]。図11-1に地震モーメントと断層面積の関係について過去の地震の解析結果をまとめたものに、今回の設定値をプロットして示した。

### (6) 震源断層モデルの平均すべり量 $D$

震源断層モデル全体の平均すべり量 $D$ は、想定震源域の平均的な剛性率 $\mu$ 、地震モーメント $M_0$ 及び震源断層モデルの面積 $S$ を用いて約2.4mと算定した[「レシピ」(5)式参照]。

## 2.2 微視的震源特性

### (1) アスペリティの個数

アスペリティの個数は、経験上1回の地震（複数のセグメントを持つものを含む）につき平均2.6個との報告があり、1セグメントにつき1~2個とする[「レシピ」1-2微視的震源特性参照]。本評価では、「長期評価」に基づき、「断層帯主部」に対応する弧状の地表トレースの中に段丘面の変位から想定される2箇所の平均的なずれの速度のピークが認められることから屈曲した震源断層モデルを想定し、それぞれに大きさの異なる南北2つのアスペリティ<sup>4</sup>を想定した（図13参照）。

### (2) アスペリティの総面積 $S_a$

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

- ① 壇ほか(2001)による短周期レベルと地震モーメントとの経験式[「レシピ」(6)式参照]を用いて地震モーメントから「短周期レベル」を算定した（図11-2参照）。
- ② 上記で算定した「短周期レベル」から、便宜的に等価半径 $r$ の円形のアスペリティが1つあるという考え方を基にして、アスペリティの総面積 $S_a$ を求めた[「レシピ」(7)~(9)式参照]。
- ③ 2つのアスペリティの面積比は、入倉・三宅(2001)を参考に16:6とした。

算定した結果、震源断層モデルの断層面積に対するアスペリティの面積の比は約44%となる。なお、これまでの研究成果では、アスペリティの面積が震源断層の面積と比例関係にあることが経験的に知られており、アスペリティの定義が研究ごとに異なるものの、内陸地震によるアスペリティ

<sup>4</sup> 震源断層面の中で特に強い地震波が発生する領域（すべり量や応力降下量が多い領域）。

面積の占める割合は、断層面積の平均22%(Somerville *et al.*,1999)、15%~27%(宮腰ほか, 2001)、平均37% (石井ほか, 2000) といった結果が得られており、これらに比べてアスペリティの面積比が大きい。なお、モーメントマグニチュードが7.6以上の内陸地震に関する情報が少ないことから、断層面積とアスペリティ面積に関するスケーリング則の成立については未解決の問題とされている(入倉ほか2004)。そこで、アスペリティの面積が断層全体の面積に対して21.5%とした場合を試行的にケース4として別途想定した(図13参照)。

### (3) アスペリティの位置

「長期評価」によると石狩低地東縁断層帯の長沼町付近で平均上下変位速度として0.8m/千年が確認されており、その北6~7km付近で1.5m/千年の上下変位速度が確認されている。そこで、2つの断層面のそれぞれ中央付近にアスペリティを想定した。

### (4) アスペリティと背景領域の平均すべり量 $D_a \cdot D_b$

アスペリティ全体の平均すべり量は、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果(Somerville *et al.*, 1999)を基に震源断層全体の平均すべり量の2倍とし、アスペリティのすべり量及び背景領域のすべり量を算定した[「レシピ」(10)~(14)式参照]。

この結果、アスペリティの平均すべり量は3.3~5.4mとなる。なお、「長期評価」によると、その信頼度は低いものの、石狩低地東縁断層帯の1回のずれ量は5m程度と推定されており整合している。

### (5) アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力 $\Delta\sigma_a \cdot \sigma_a \cdot \sigma_b$

アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力は、アスペリティの面積から1つの円形のアスペリティが存在すると見なして算定し、アスペリティ領域で11.9MPa、背景領域で1.0MPaとなる[「レシピ」(15)~(17)式参照]。

一方、断層面積全体に対する面積比を21.5%に抑えてアスペリティを決めたケース4ではアスペリティ領域で24.3MPa、背景領域で4.9MPaとなり[「レシピ」(15)~(17)式参照]、ケース1~3より高くなっている。これは「レシピ」(15)式に示されるように、アスペリティの応力降下量がアスペリティの等価半径 $r$ の二乗に反比例して大きくなるためである。これによって、アスペリティの応力降下量から「レシピ」(9)式を用いて推定させる「短周期レベル」が、壇ほか(2001)による経験式から導かれる値よりも高くなっている(図11-2参照)。

### (6) $f_{max}$ <sup>5</sup>

$f_{max}$ については、これを推定するための情報がないため、地震調査委員会強震動評価部会(2001)の検討より6Hzに設定した[「レシピ」2.1参照]。

### (7) すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いた[「レシピ」(18)~(21)式参照]。

## 2.3 その他の震源特性

### (1) 破壊開始点の位置

破壊開始点については、その位置を特定するだけの情報がないためアスペリティの端点となる3つのケースを想定し、ケース1では北のアスペリティ(第1アスペリティ)の北下端、ケース2では南のアスペリティ(第2アスペリティ)の南下端に、ケース3と4では大きい方のアスペリティである北のアスペリティ(第1アスペリティ)の南下端にそれぞれ設定して、破壊開始点の位置の

<sup>5</sup> 震源スペクトル特性のうち加速度スペクトル振幅レベルが高周波側において急減する周波数。

違いによる影響を評価した。

## (2) 破壊伝播様式

破壊は、経験的に破壊開始点から放射状（概ね同心円状）に進行するものとした。

## (3) 破壊伝播速度 $V_r$

破壊伝播速度は、地震発生層のS波速度との関係式(Geller, 1976)から求め2.5km/sとした[「レシピ」(22)式参照]。

## 2.4 「詳細法」に用いる震源断層モデル

強震動計算に用いる震源断層モデルは、約2km×2kmの要素に断層面を分割した要素断層の集まりとして取り扱った（図13参照）。

## 3. 地下構造モデルの設定

強震動予測のための地下構造モデルは、その対象を地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤までの構造（以下、「大構造」という）、地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤から工学的基盤までの地盤構造（以下、「深い地盤構造」という）、地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造（以下、「浅い地盤構造」という）の三つに分けて設定を行った。なお、本評価において工学的基盤として設定する地盤のS波速度が「簡便法」と「詳細法」で異なっている。「詳細法」では、評価領域の地質構造に応じて作成された三次元地下構造モデルの最上層の地盤を「簡便法」による「工学的基盤」と区別して「詳細法工学的基盤」<sup>6</sup>と呼んでいる。これについては“3.2「深い地盤構造」”において説明する。

### 3.1 上部マントルから地震基盤までの「大構造」

上部地殻の上面の深さ及びP波速度については、札幌市（2002,2003）で地下構造調査が実施されており、地震探査の結果をデータとして取り込み、さらに気象庁地震カタログの微小地震の震源分布等をもとに、深さを12～14km、P波速度を5.7km/sとした。下部地殻の上面（コンラッド面）の深さ及びP波速度については、Zhao *et al.*(1992,1994)による石狩低地東縁断層帯周辺の深さや微小地震の震源分布等を考慮して、深さを14～19km、P波速度を6.4km/sとした。上部マントルの上面（モホ面）も同様に深さを30～36km、P波速度を7.3km/sとした。それぞれのS波速度と密度については、Ludwig *et al.*(1970)によるP波速度とS波速度、密度の関係より設定した。減衰特性（Q値）については、情報がないため、宮城県沖地震を想定した強震動評価<sup>7</sup>と森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価<sup>8</sup>及び砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の強震動評価<sup>9</sup>で設定された値を参考に設定した。

以上のように設定した「大構造」における伝播経路の地下構造モデルをまとめると、表3のようになる。

ただし、半経験的方法[「レシピ」3. 強震動計算方法参照]においては、この地下構造モデルのうち、減衰特性のみ用いた。ここでは、断層周辺の減衰特性の情報がないため、仙台地域の観測記録から推定した佐藤ほか(1994b)による周波数依存のQ値を用い、下式のように設定した。

$$Q=110 \cdot f^{0.69} \quad (f \geq 0.8\text{Hz}) \quad \text{————— (1)}$$

<sup>6</sup> 「詳細法工学的基盤」としては、基本的には「工学的基盤」のS波速度（300m/s～700m/s程度）に対応する地盤を選択しているが、評価地域の地質条件によっては、S波速度が700m/s以上の地盤となる場合もある。

<sup>7</sup> 地震調査委員会（2003b）：宮城県沖地震を想定した強震動評価（平成15年6月18日公表）

<sup>8</sup> 地震調査委員会（2003c）：森本・富樫断層帯を想定した強震動評価（平成15年3月12日公表）

<sup>9</sup> 地震調査委員会（2004a）：砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価（平成16年3月22日公表）

$$Q=110 \quad (f<0.8\text{Hz})$$

ここに  $f$ : 周波数(Hz)

### 3.2 「深い地盤構造」

「深い地盤構造」のモデルについては、「レシピ」の中の「深い地盤構造」のデータがある程度揃っている場合に相当するものとして、その考え方にに基づき、以下の手順でモデルの作成を行った。

- ① 石狩低地東縁断層帯の西側では、花崗岩を新第三系の堆積岩が厚く覆う構造となっており、同断層帯の東側では、古第三系を新第三系の堆積岩が薄く覆う構造となっている。地質資料、深層ボーリング、物理探査結果および検層結果微動アレイ探査結果等の文献の収集・整理を行い（表4参照）、基盤岩上面の等深線図を作成した（図3右図参照）。
- ② 石油公団の基礎物理探査により中部中新統と古第三系の境界を修正し、速度層構造のモデル化を行った。第四系については岡（1986,1994）のデータを用いて富良野～上川盆地のモデル化を行った。
- ③ 基礎試錐における南新川地震観測井のP S検層結果により、石狩低地帯北部の速度構造を推定した。
- ④ 山間部に位置するK-NET及びKiK-netデータからP波速度と深さの関係を求め、これを用いて、山間部の風化帯に相当する各速度の深さを求めた。
- ⑤ 上記のデータをもとに5層から成る速度層構造（ $V_p=1.8\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.1\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.5\text{km/s}$ 層、 $V_p=3.3\text{km/s}$ 層、 $V_p=4.0\text{km/s}$ 層）として、三次元速度層構造モデルを作成した（表5参照）。
- ⑥ K-NET、KiK-net及びP S検層結果から、(2)式、(3)式に示すP波速度とS波速度との関係を求めた。各速度層のS波速度は、P波速度より次式を用いて求めた。
 
$$V_p \text{ 2.0} \sim 5.0\text{km/s} \quad V_s=0.657V_p-0.697 \text{—————(2)}$$

$$V_p \text{ 2.0 km/s未満} \quad V_s=0.194V_p+0.078 \text{—————(3)}$$
- ⑦ 密度は、P波速度よりLudwig *et al.*(1970)の関係をj用いて換算した。

図12には収集した資料の位置図、図3には「深い地盤構造」の上面と基底面に相当する深さのコンター図（「深い地盤構造」モデル）を示す。

評価範囲では、この三次元速度層構造モデルの最上位である $V_p=1.8\text{km/s}$ （ $V_s=480\text{m/s}$ ）層上面を「詳細法工学的基盤」と定義し、 $V_p=5.7\text{km/s}$ （ $V_s=3.3\text{km/s}$ ）の層の上面を地震基盤とした。なお、図3に示したように、下位の層が地表に現われているところがあるため、詳細法工学的基盤上面のせん断波速度は一定でない。

また、地表に直接「深い地盤構造」（詳細法工学的基盤より硬い）に相当する地層が露出する地点については、深さ6mまでは第2速度層、深さ15mまでは第3速度層、深さ64mまでは第4速度層、深さ170mまでは第5速度層をそれぞれ風化帯として設定した（表5参照）。

一方、「簡便法」においては、上記速度層構造モデルを用いることなく、評価地点下に一律 $V_s=400\text{m/s}$ の層が分布するとみなして、これを工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ ）と定義した。これは、「確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）について」（地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会,2002）の中の工学的基盤の定義と同義である。

### 3.3 「浅い地盤構造」

「浅い地盤構造」は、「詳細法」においては「詳細法工学的基盤（ $V_s=480\text{m/s}$ ）」の上に分布し、「簡便法」においては工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ ）の上に分布するという前提で、「レシピ」の中の「面的な評価のためのモデル化の方法」に基づいてモデル化を行った。即ち、国土数値情報の地形

分類データを利用した手法(藤本・翠川, 2003)を用い、約1km<sup>2</sup>のメッシュごとに「浅い地盤構造」における表層30mの平均S波速度を求めて工学的基盤から地表への最大速度の増幅率を算定した(図4参照) [「レシピ」(23)~(24)式参照]。

また、参考事例として震源断層に近く比較的ボーリング調査データが揃っている岩見沢市付近と江別市付近で一次元地下構造モデル[「レシピ」2.3参照]を約1km<sup>2</sup>メッシュごとに作成してケース2の場合の計測震度を求めた。

## 4. 強震動計算方法

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

### 4.1 「詳細法」

#### (1) 詳細法工学的基盤(三次元地下構造モデルの最上位層上面)における波形計算

3章で述べた上部マントルから地震基盤までの「大構造」及び「深い地盤構造」より、三次元地下構造モデルを再構築した。このモデルを用いて、ハイブリッド合成法により詳細法工学的基盤における時刻歴波形を計算した。ここで用いたハイブリッド合成法では、長周期成分を理論的方法(Pitarka, 1999)による三次元有限差分法、短周期成分を統計的グリーン関数法(壇ほか, 2000)によりそれぞれ計算する。そして、両者の接続周期付近でフィルター処理(マッチングフィルター)を施した上でそれらを合成することによって広帯域地震動を評価する。合成した接続周期は1秒とした。なお、波形は評価範囲(図8参照)の約1km<sup>2</sup>のメッシュそれぞれの中心点で求めた。

統計的グリーン関数法は、次に述べるように、2.4詳細法に用いる震源断層モデルで述べた震源断層モデルの要素断層ごとに地震基盤と詳細法工学的基盤(三次元地下構造モデル上面)における統計的グリーン関数を順次作成して波形合成を行うものである。

##### ① 地震基盤における統計的グリーン関数の作成

仙台地域で観測された主に海溝型地震の記録を用いて佐藤ほか(1994a, 1994b)が推定したパラメータを用いたスペクトルモデルと経時特性モデルを用いて、Boore(1983)と同様の手法により、地震基盤における統計的グリーン関数を作成した。経時特性には、仙台地域の工学的基盤における地震記録から佐藤ほか(1994a)により求められた経験的経時特性モデルを準用した。なお、本評価では $V_p=5.7\text{km/s}$ 層( $V_s=3.3\text{km/s}$ 層)を地震基盤として扱った。

##### ② 詳細法工学的基盤での統計的グリーン関数の作成

各計算ポイント直下の三次元地下構造モデルから、各計算ポイントでの地震基盤よりも上位の「深い地盤構造」の一次元地下構造モデルを作成し、地震基盤における統計的グリーン関数を入射波とし、S波の一次元重複反射理論により三次元地下構造モデル上面での統計的グリーン関数を計算した。

##### ③ 詳細法工学的基盤における統計的グリーン関数を用いた波形合成

三次元地下構造モデル上面における統計的グリーン関数を用いて、壇・佐藤(1998)の断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法により波形合成を行った。

なお、統計的グリーン関数法の計算にあたってはラディエーションパターン係数  $F$  を与える。計算地点と断層面との幾何学的関係及び断層の滑りのタイプを考慮して、Boore and Boatwright

(1984) に示された F の値のうち S 波の全震源球面上の平均値である 0.63 を水平 2 成分の自乗平均と考え、0.63を $\sqrt{2}$ で除した0.445 をFとして採用した。

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

## (2) 地表における最大速度の計算

地表における最大速度は、約1km<sup>2</sup>メッシュごとに「詳細法工学的基盤」上面のS波速度及び3章で述べた地下構造モデルのうち「浅い地盤構造」で求めた平均S波速度から、「レシピ」(24)式を用いて最大速度の増幅率を求め、これを「詳細法工学的基盤」上面における最大速度に乗じて推定した。ただし、「レシピ」(24)式は、基準地盤(平均S波速度がVs=600m/s)に対する増幅率として定義されているため、基準地盤から「詳細法工学的基盤」(Vs=480m/s)までの増幅率(1.041)で「レシピ」(24)式で算出された増幅率を除した値を「詳細法工学的基盤」の最大速度に乗じて求めている。また、参考値としてケース2については、ボーリング調査データを用いて「浅い地盤構造」の一次元地下構造モデルを作成して[「レシピ」2. 3及び図19参照]等価線形解析法(Shnabel et al.,1972)による一次元地震応答計算を行い[「レシピ」3. 2参照]地表における時刻歴波形から最大速度を求めた。

## (3) 地表における計測震度の計算

計算された地表最大速度より、(4)式に示す翠川ほか(1999)による最大速度と計測震度の経験的關係式を用いて計測震度相当値を算定した。

$$I=2.68+1.72 \cdot \log PGV \pm 0.21 \quad (I=4 \sim 7) \quad \text{————— (4)}$$

I: 計測震度 PGV: 地表最大速度(cm/s)

なお、翠川ほか(1999)ではI=0~7の式とI=4~7の二つの式が提示されているが、I=0~7の式は低震度データが強く反映され高震度データがあまり反映されない怖れがある。ここでは、比較的震度の大きな地域での地震動をより精度良く評価することが重要と考え、I=4~7の式を選択した。

なお、一次元地震応答計算で求めた地表の水平 2 成分の波形から気象庁の計測震度の求め方<sup>10)</sup>により計測震度を併せて求めた。ただし、上下動成分は考慮せず0とした。

## 4.2 「簡便法」

### (1) 工学的基盤上における最大速度の計算

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

$$\log PGV = 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 - \log(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X \quad \text{—— (5)}$$

PGV:最大速度(cm/s)

Mw:モーメントマグニチュード

D:震源深さ(km)

X:断層最短距離(km)

さらに、S波速度がVs=400m/sの地盤を工学的基盤とみなし、藤本・翠川(2003)による表層地盤の速度増幅度算定式より求まる係数(1.31)を乗じることにより、工学的基盤(Vs=400m/s)における最大速度を求めた。

### (2) 地表面における最大速度の計算

1km<sup>2</sup>メッシュごとに、3章で述べた地下構造モデルのうち「浅い地盤構造」で求めた平均S波

<sup>10)</sup> 気象庁告示第4号 (平成8年2月15日)

速度から、最大速度増幅率を「レシピ」(24)式より求める。工学的基盤上面の最大速度に増幅率を乗ずることによって、地表における最大速度を求めた。

### (3) 地表における計測震度の計算

地表における計測震度については、4.1「詳細法」での地表における計測震度の求め方と同じ方法を用いた。

## 4.3 それぞれの手法の特徴

以下にそれぞれの特徴をまとめる。

### (1) 「詳細法」の特徴

2章で述べた微視的震源特性、その他の震源特性の影響を評価することができる。すなわち、「長期評価」や「形状評価」及び最新の地震学の知見に基づいて想定された特性化震源モデルに対する地震動を評価することができる。

- ・ 3章で述べた三次元地下構造モデルの影響を評価することができる。
- ・ 時刻歴波形を求めることができる（本評価では「詳細法工学的基盤」での波形）。
- ・ 微視的震源特性を設定するための情報を必要とする。
- ・ 計算負荷が大きく、一度に計算できる範囲は限定され、時間も要する。

### (2) 「簡便法」の特徴

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

## 5. 強震動予測結果とその検証

### 5.1 「詳細法」による強震動予測結果

「詳細法」による強震動予測結果を下記のとおり示す。

「詳細法工学的基盤」での時刻歴波形例と擬似速度応答スペクトル	図 1 4
「詳細法工学的基盤」での最大速度分布	図 1 5
地表の最大速度分布	図 1 6
工学的基盤における速度振幅のスナップショット	図 1 7
「詳細法」による強震動評価結果：震度分布図	図 5

図 1 4 には、滝川市役所（空知支庁）、富良野市役所（上川支庁）、岩見沢市役所（空知支庁）、江別市役所（石狩支庁）、夕張市役所（空知支庁）、札幌市役所（石狩支庁）、千歳市役所（石狩支庁）、苫小牧市役所（胆振支庁）に最も近いメッシュを代表評価地点とし（図 8 にその位置を示す）、それぞれの地点におけるハイブリッド合成法によって計算された「詳細法工学的基盤」での波形及び減衰定数5%擬似速度応答スペクトルをそれぞれ示す。

### (1) 「詳細法工学的基盤」の時刻歴波形予測結果

いずれのケースも札幌市役所では表面波や「深い地盤構造」によりやや長周期の揺れが継続している。

#### ① ケース 1

岩見沢市役所、千歳市役所、苫小牧市役所でディレクティブティ効果<sup>11</sup>により振幅が大きく、

<sup>11</sup> 断層破壊がS波の伝播速度に近い速度で伝播することにより、破壊の進行方向では地震波が重なりの合い、結果としてその振幅が大きくなる（パルスが鋭くなる）。一方、破壊の進行と逆の方向で

破壊進行方向と逆方向に位置する滝川市役所、富良野市役所では振幅が小さく、ケース2と比較すると長周期成分の速度が小さくなっている（図14-1参照）。

#### ② ケース2

ディレクティブティ効果により江別市役所、岩見沢市役所で大きな振幅を示し、富良野市役所、夕張市役所では同程度の振幅が認められるが、他の地点のような長周期の後続波は見られない。

#### ③ ケース3

江別市役所、岩見沢市役所で振幅が他の地点に比べて若干大きい。

#### ④ ケース4

ほぼ同じ破壊開始点の条件となるケース3に比べて全般的に振幅が大きい。

滝川市役所、富良野市役所、岩見沢市役所、夕張市役所ではいずれのケースでも震動の継続時間が短く、江別市役所、札幌市役所、千歳市役所、苫小牧市役所の震動の継続時間は比較的長い。アスペリティに近くディレクティブティ効果の影響の強い千歳市役所、苫小牧市役所は南北成分が卓越し、江別市役所、岩見沢市役所は東西成分が卓越する。断層に近接する夕張市役所、岩見沢市役所では短周期成分が卓越し、統計的グリーン関数法の結果がハイブリッド合成後の波形に強く現れている。ケースの違いによる速度応答スペクトル特性の変化は、滝川市役所、富良野市役所、岩見沢市役所、夕張市役所のケース1で長周期成分がやや小さいことを除けばあまり顕著な変化は認められない。擬似速度応答スペクトルで読み取られる卓越周期は、滝川市役所、富良野市役所、夕張市役所では、やや短周期（2秒以下）であり、江別市役所、千歳市役所、苫小牧市役所では、長周期（10秒以上）である。

なお、統計的グリーン関数法では、P波は考慮されていない。したがって、ハイブリッド合成後の波形のS波到達時間よりも前（P波初動付近）は、有限差分法のみにより計算されているため長周期成分しか有していないことに注意が必要である。

### (2) 「詳細法工学的基盤」上面の最大速度分布予測結果

各ケースの「詳細法工学的基盤」上面での最大速度の分布を比較して図15に示した。地震動の最大速度値は、「詳細法工学的基盤」上面で求められた水平2成分の時刻歴波形のベクトル合成を行い、その最大値を求めた。

#### ① ケース1

破壊開始点から離れた南側の第2アスペリティの付近を中心に、最大速度が相対的に大きくなっており、工学的基盤の地震動は、アスペリティからの距離よりもディレクティブティ効果に強く支配されている。ケース1の破壊は北側の第1アスペリティの北下端（北東隅）から放射状に広がるが、第2アスペリティでの破壊進行方向に位置する地域、すなわち、第2アスペリティの南西側の断層モデル上端の直上の地域で地震動が大きくなる中心が認められ最大で150cm/s以上を示し、苫小牧市の海岸地域でも50cm/s以上を示した。

#### ② ケース2

ケース2の破壊開始点は南側の第2アスペリティの南下端（南東隅）であり、北側の第1アスペリティの南西側の断層モデル上端の直上付近に最大速度が大きくなる中心が認められ最大で150cm/s以上を示す。断層の地表トレース北方の滝川市付近でも50cm/s以上を示す領域が見られる。

#### ③ ケース3

ケース3の破壊開始点は北側の第1アスペリティの南下端（南東隅）であり、第1アスペリティの西側の断層モデル上端の直上付近から断層の地表トレースの間に最大速度の大きくなる部分が認められ最大で100cm/s以上を示す部分があるが、ケース2よりも100cm/s以上の領域は分散

---

は、地震波は重なり合わず、その振幅は大きくならない。

している。

#### ④ ケース 4

ケース 4 の破壊条件はケース 3 とほぼ同じであるが、アスペリティが中央よりに縮小されているので破壊開始点もやや北に寄っている。北側の第 1 アスペリティの西側の断層トレース付近(岩見沢市付近)と断層モデル上端の直上付近(栗山町付近)に最大速度が大きくなる部分が認められ最大で150cm/s以上を示す。ケース 3 よりも50cm/s以上の領域は広がっており100cm/s以上の分布域も分散している。

### (3) 地表の最大速度分布と震度分布予測結果

図 1 5 で示した各ケースの「詳細法工学的基盤」での最大速度値に「浅い地盤構造」による増幅率を掛け合わせて地表における最大速度値を求めた結果を図 1 6 に示した。また、これら最大速度値より経験式で換算して求めた震度の分布を図 5 に示した。

#### ① ケース 1

破壊進行方向に位置する千歳市や千歳市の東方で特にディレクティビティ効果が強く現れ、最大速度で150cm/s以上を示し(図 1 6 - 1 参照)、震度 6 強以上の揺れが予測されている(図 5 - 1 参照)。また、断層の地表トレースの南側の苫小牧市東方の「深い地盤構造」が厚く分布する地域では、やや長周期成分の増幅と「浅い地盤構造」における増幅率の高い地域においても同様に震度 6 強以上の揺れが予測された。一方、破壊が遠ざかる位置にある滝川市では一部で震度 5 強となるが大半が震度 5 弱となる。

なお、断層の地表トレースの西側の「浅い地盤構造」の厚く分布する増幅率の高い石狩低地では広く震度 6 強の分布が認められる。

#### ② ケース 2

岩見沢市と栗山町で最大速度で150cm/s以上を示し(図 1 6 - 2 参照)、震度 6 強以上が予測され、ケース 1 と比較すると震度 6 強の分布域が限定されており、やや北側に偏っている(図 5 - 2 参照)。また、苫小牧市付近の沿岸部で震度 6 弱以下となっている。アスペリティからの距離が近く、「浅い地盤構造」における増幅率の高い地域において震度が大きくなる特徴は共通している。破壊開始点が南側の第 2 アスペリティの南下端に設定されているため、北側の第 1 アスペリティの西側で特に震度が大きく、ところどころで最大速度が150cm/sを示す部分が見られ震度 6 強以上が認められる。ケース 1 で高い震度が分布していた断層トレースの南側(苫小牧市東部)では、ケース 2 では同地域が破壊進行方向とは逆方向に位置することになるため、ほとんどの地域で震度 6 弱以下に留まった。

#### ③ ケース 3

大局的にはケース 2 と同様の分布を示しているが、細かく見ると岩見沢市付近の震度 6 強以上の分布がケース 2 に比べて広く、震度 6 弱の分布はほぼ同等である。

#### ④ ケース 4

50cm/s以上の分布域に着目するとケース 3 に比べて広く、特に苫小牧市付近などで顕著である。

ケース 4 では従来の「レシピ」に比べて「短周期レベル」が大きく評価されているため、ケース 3 よりも最大速度が大きくなっている(図 1 6 - 3, 4, 5 参照)。

なお、4 章で説明したように地表の最大速度から計測震度への換算は経験的な方法((4)式)を用いているが、この式の基となっている統計データ群には計測震度 6.0 を越えるものが少ないため、計測震度 6.0 を越えたものの換算については精度が十分でないと考えられる。また、ひずみレベルが大きい場合について、「浅い地盤構造」の非線形挙動の影響については考慮されていないという問題もある。さらに、強震動予測結果のばらつきの問題なども考慮すると、震度 6 強以上と予測された中には震度 7 となる部分が含まれる可能性もある。

図 1 7 は、理論的手法(有限差分法)により計算された「詳細法工学的基盤」における地震波(速

度振幅)の平面的な伝播の様子を示したものである。ディレクティビティ効果が顕著に現れる破壊進行方向には、初期の段階で強い地震波(大きい速度振幅)が伝播していることが示されている。

## 5.2 「簡便法」による強震動予測結果

「簡便法」による強震動予測結果(震度分布)を図18に示す。「簡便法」による震度分布は比較的滑らかに変化している。「簡便法」では、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率の影響は反映されているが、「詳細法」と異なり、地震基盤から工学的基盤までの「深い地盤構造」による増幅や三次元的な地下構造により生成され伝播する地震波の影響は考慮されていない。また「簡便法」ではアスペリティの影響やディレクティビティ効果が再現されていない。したがって、これらの影響が大きく現れる地域においては「簡便法」の震度が「詳細法」の震度(図5参照)よりも小さい値となっている。

## 5.3 「詳細法」による強震動予測結果と距離減衰式との比較による検証

強震動予測結果の検証として、横軸に断層最短距離をとり、「詳細法工学的基盤」における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算補正した値と司・翠川(1999)の距離減衰式(経験式)とを比較して図6に示す。いずれのケースも大局的には予測結果と距離減衰式による曲線とが良い相関を示している。ただし、ケース2と3で30km付近に減衰式の曲線を上回る部分があり、ディレクティビティ効果と「深い地盤構造」による増幅効果によるものであり、岩見沢市付近に見られる周りに比べて速度値の高い地域に相当するものと見られる。また、50km以上はなれた地点では減衰式の曲線を下回る予測値が得られている。ケース4ではその他のケースに比べてばらつきが小幅に納まっているが、最大速度の下限值が高くなっている。

## 5.4 「浅い地盤構造」を考慮した次元地震応答計算結果との比較

震源断層に近い江別市と岩見沢市の比較的ボーリング調査データが揃っている区域に絞って(図19参照)、「浅い地盤構造」について微地形分類による速度増幅率より算出する場合(以下「微地形分類に基づく方法」という)とボーリング調査データによる速度構造(図20-1, 2参照)に基づいて非線形特性を考慮した次元地震応答計算を行う場合(以下「応答計算に基づく方法」)での地表における地震動(最大速度と震度)の現れ方の比較をケース2の震源断層パラメータで試行的に行った。

### ①地表の最大速度の比較

ハイブリッド合成法で求められた「詳細法工学的基盤」における計算地震波形から「微地形分類に基づく方法」により推定された最大速度(図21-1参照、図6-2と同じもの)と「応答計算に基づく方法」により、地表の地震波形から求めた最大速度(図21-2参照)とを比較すると「応答計算に基づく方法」で求めた最大速度値の方が小さめの値を示している(表6参照)。これは、「応答計算に基づく方法」では、長周期成分があまり増幅されていないことと非線形性を示す地盤挙動の影響等、「浅い地盤構造」の増幅特性を再現した結果と考えられる。

### ②地表の計測震度の比較

図22-1は、「微地形分類に基づく方法」により求めた地表の最大速度(図21-1の分布図で示したもの)から経験式の(4)式で求めた計測震度の分布を示したものであり、図5-2で示した震度分布と同じものである。図22-2は、「応答計算に基づく方法」で地表の地震波形を求めてその最大速度(図21-2の分布図で示したもの)から経験式の(4)式で求めた計測震度の分布を示したものである。経験式による方法では最大速度に比例して一義的に決まるため最大速度分布と同様に「応答計算に基づく方法」の震度の方が小さめになっている。

図22-3は、「応答計算に基づく方法」で求めた地表の地震波形から気象庁の方法で算出した

計測震度の分布図である。これに比べると図 2 2 - 2 で示される経験式による計測震度は大きめの値を示している。今回検討を行った区域では、参照地点の詳細法工学的基盤の計算波形及び擬似速度応答スペクトル（図 2 3 - 1, 2 参照）に示されるように、周期 2 秒以上の長周期成分が卓越している。このような場合には、経験式では計測震度を過大に評価する傾向がある。

## 6. 問題点と今後の課題

### 6.1 問題点

今回の強震動評価では、特性化震源モデルの微視的パラメータのうち、アスペリティ面積の設定に際して、これまでの「レシピ」に基づく「短周期レベル」と地震モーメントとの関係から求める方法（ケース 1～3）の他に断層面積の比率を固定して求める方法（ケース 4）を試み、強震動予測結果の比較を行った。今回のケース 4 では、震源断層モデルの断層面積に対するアスペリティの面積の比率を「レシピ」の算定方法から変更したが、アスペリティの応力降下量が大きくなり、予測結果がケース 1～3 と比べて大きくなった。長大な断層に対する適切な断層パラメータを設定するためには、震源断層の断層面積に対するアスペリティ面積の比率をこれまでの研究事例と整合させると共に、アスペリティの応力降下量の算定方法についても検討する必要がある。

一方、評価範囲の多くの部分では、ボーリング等の調査データが偏在しており、地表における波形を求めるのに必要な一次元地下構造モデルが対象領域を予測メッシュと同等以上の密度で作成できない。したがって、今回公表した震度予測地図は、「詳細法」による時刻歴波形計算は「詳細法工学的基盤」までにとどめて、最大速度は、微地形区分（約 1km 四方毎の情報）を利用した経験的な方法を用いて最大速度の増幅率から求めている。さらに地表の計測震度も経験式を用いて求めている。したがって、「浅い地盤構造」のひずみレベルが大きい場合でも非線形挙動の影響については考慮されていないため、強震動予測結果（地表の最大速度・震度）には、誤差が含まれていることに留意が必要である。実際に「浅い地盤構造」のボーリング調査データに基づいて一次元地震応答計算により、地表における時刻歴波形から最大速度を求めてみると、これまでの微地形分類を用いた経験式による予測値に比べて明らかな差異がみとめられる地点もあった。今後、「浅い地盤構造」の非線形性の影響についてさらに検討が必要である。

### 6.2 今後の課題

今回の強震動評価では、震源断層モデルのうち破壊開始点の位置を特定するだけの情報がないため破壊開始点の位置を変え、破壊の進行方向の異なる 3 つのケースにおける強震動予測計算を行い、ディレクティビティの影響の発現状況を確認した。アスペリティと破壊開始点の位置は、強震動予測結果に大きな影響を与えることがこれまでに報告されているが、今後の活断層ならびに深部構造の調査研究により、震源特性に関する情報が増えれば、想定するケースを絞り込める可能性があり、より信頼性の高い強震動予測が可能となる。

また、従来の「レシピ」に基づいて「短周期レベル」と地震モーメントの関係からアスペリティ面積を決定した場合、今回のように規模の大きな断層では、断層面積に対するアスペリティ面積の割合がこれまでの内陸地震のインバージョンによる研究事例より過大となる傾向がある。今後は、規模の大きい断層を対象としたアスペリティの面積や応力降下量の決定の方法やその適用範囲の設定等について「レシピ」の改良に向けた検討が必要である。

石狩低地東縁断層帯の西側には新第三紀以降の堆積物が厚く分布し、同断層帯の東側の丘陵地帯では、基盤岩類の表層に風化部の残存部と考えられるやや速度の遅い部分が認められるなど、地下構造が複雑である。そこで、三次元地下構造モデルの構築にあたっては物理探査の結果を中心に可能な限りの情報収集を行ったが、情報の不足している地域もあり、モデル化にあたってはいくつかの仮定が必要となった。本地域に限らず今後強震動予測の精度をさらに高めるためには、より詳細な地下構造モデル（風化部を含めた「深い地盤構造」及び「浅い地盤構造」）が必要となる。また、

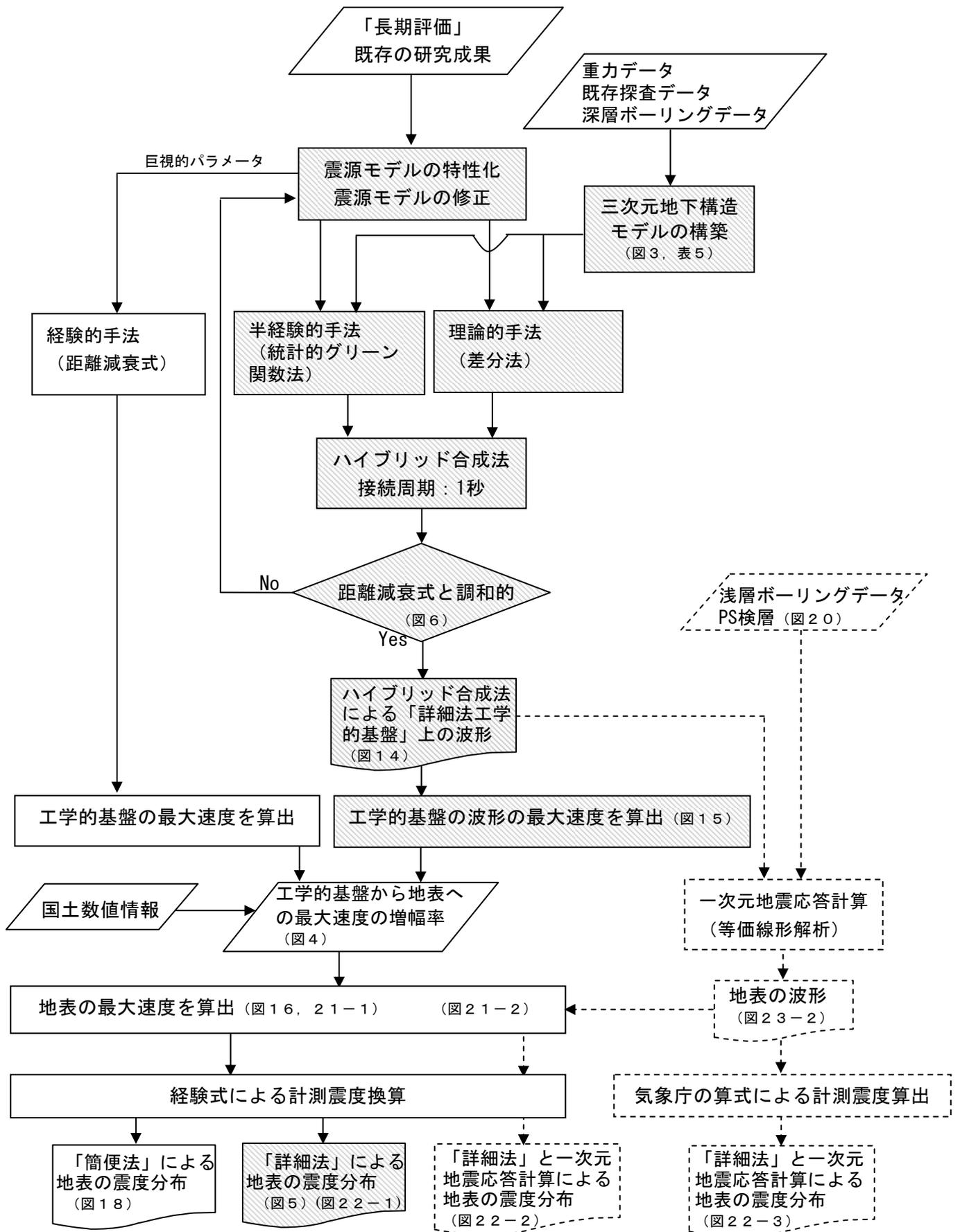
例えば、中小地震観測記録を用いて地下構造モデルの最適化を図る手法などが期待される。

今回、「浅い地盤構造」による非線形挙動の影響を評価するためにボーリング調査データに基づく次元地震応答計算を行ったが、このような解析が適用できるモデルの構築にはボーリングデータ等の膨大な量の詳細な地盤構造データが必要であり、検証と併せて予測精度の向上のための課題である。

## 参考文献（アルファベット順）

- Boore, D. M. (1983) : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1865-1894.
- Boore, D.M. and J. Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1615-1621.
- 在田一則(2002):日高山脈の上昇過程(試論)ーヒマラヤとの比較ー,月刊地球,Vol.24, pp.464-467.
- 壇一男・佐藤俊明(1998):断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測,日本建築学会構造系論文集, 509, 49-60.
- 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透(2001):断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化,日本建築学会構造系論文集, 第545号, P51-62.
- 藤本一雄, 翠川三郎(2003):日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定,日本地震工学会論文集, 第3巻, 第3号, P13-27
- Geller, R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001):シナリオ地震の強震動予測,地学雑誌, 110, 849-875.
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵(2004):地震動予測値図における強震動評価,地震動予測値図ワークショップ予稿集, P29-41.
- 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville(2000):強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出,日本建築学会構造系論文集, 527, 61-70.
- 池田安隆・佐藤比呂志・平川一臣・伏島祐一郎・今泉俊文(1996a):1:25,000都市圏活断層図「江別」.国土地理院技術資料. D. 1-No. 333.
- 池田安隆・佐藤比呂志・平川一臣・伏島祐一郎・今泉俊文(1996b):1:25,000都市圏活断層図「恵庭」.国土地理院技術資料. D. 1-No. 333.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編(2002):第四紀逆断層アトラス,東京大学出版会, P254.
- 地震調査委員会(2002):鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証.
- 地震調査委員会(2003a):石狩低地東縁断層帯の長期評価.
- 地震調査委員会(2003b):森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2003c):布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2003d):宮城県沖地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2004a):琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2004b):高山・大原断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 栗田裕司・横井 悟(2000):中央北海道南部における新生代テクトニクスの変遷と油田構造形成,石油技術協会誌, Vol.65, pp.58-70.
- 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.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake (1970): Seismic Refraction, in the Sea Vol. 4, Part 1, Wile-Interscience, p. 74.
- 翠川三郎, 藤本一雄, 松村郁栄(1999):計測震度と旧気象庁震度及び地震動強さの指標との関係,地域安全学会論文集, Vol.1, P51-56.
- 宮腰 研・関口春子・岩田知孝(2001):すべりの空間的不均質性の抽出,平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 99-109.
- 宮武 隆(2002):震源物理に基づく震源モデルー強震動予測のためにー,月刊地球号外, No.37, pp.42-46.
- 森谷武男(1999):北海道日高山脈南部の3重衝突構造による地震活動,月刊地球号外, No.27, pp.206-210.

- 中村洋光・宮武隆(2000)：断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式，地震第2輯，53，1-9.
- 岡 孝雄(1986)：北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス，地団研専報，No.31，pp.295-320.
- 岡 孝雄(1994)：北海道の平野・盆地の成立過程、227p，北海道大学理学研究科博士論文
- 大澤正博・中西 敏・棚橋 学・小田 浩(2002)：三陸～日高沖前弧堆積盆の地質構造・構造発達史とガス鉱床ポテンシャル，石油技術協会誌，Vol.67，pp.38-51.
- Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68.
- 札幌市(2002)：平成13年度 石狩平野北部地下構造調査業務成果報告書，201p.
- 札幌市(2003)：平成14年度 石狩平野北部地下構造調査業務成果報告書，291p.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994a)：ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性，日本建築学会構造系論文集，461，19-28.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994b)：表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性，仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析，日本建築学会構造系論文集，462，79-89.
- 司宏俊，翠川三郎(1999)：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度，最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，第523号，P63-70.
- Shnabel,P.B.,Lysmer,J. and Seed,H.B. (1972)：SHAKE, A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada(1999):Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- 佃 栄吉・下川浩一・杉山雄一・横倉隆伸・阿蘇弘生(1993)：北海道馬追丘陵下のブラインドスラストの評価．日本地質学会第100年学術大会講演要旨集，505．
- Zhao, D. and A. Hasegawa (1993) P-wave tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath the Japan Islands, *J. Geophys. Res.*, 98, 4333-4353.
- Zhao, D., S. Horiuchi and A. Hasegawa (1992) Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, *Tectonophysics*, 212, 289-301.



※ 網掛けした処理は、「詳細法」の処理  
 ※ 破線は今回試行した手法を示す

図7 強震動評価の流れ

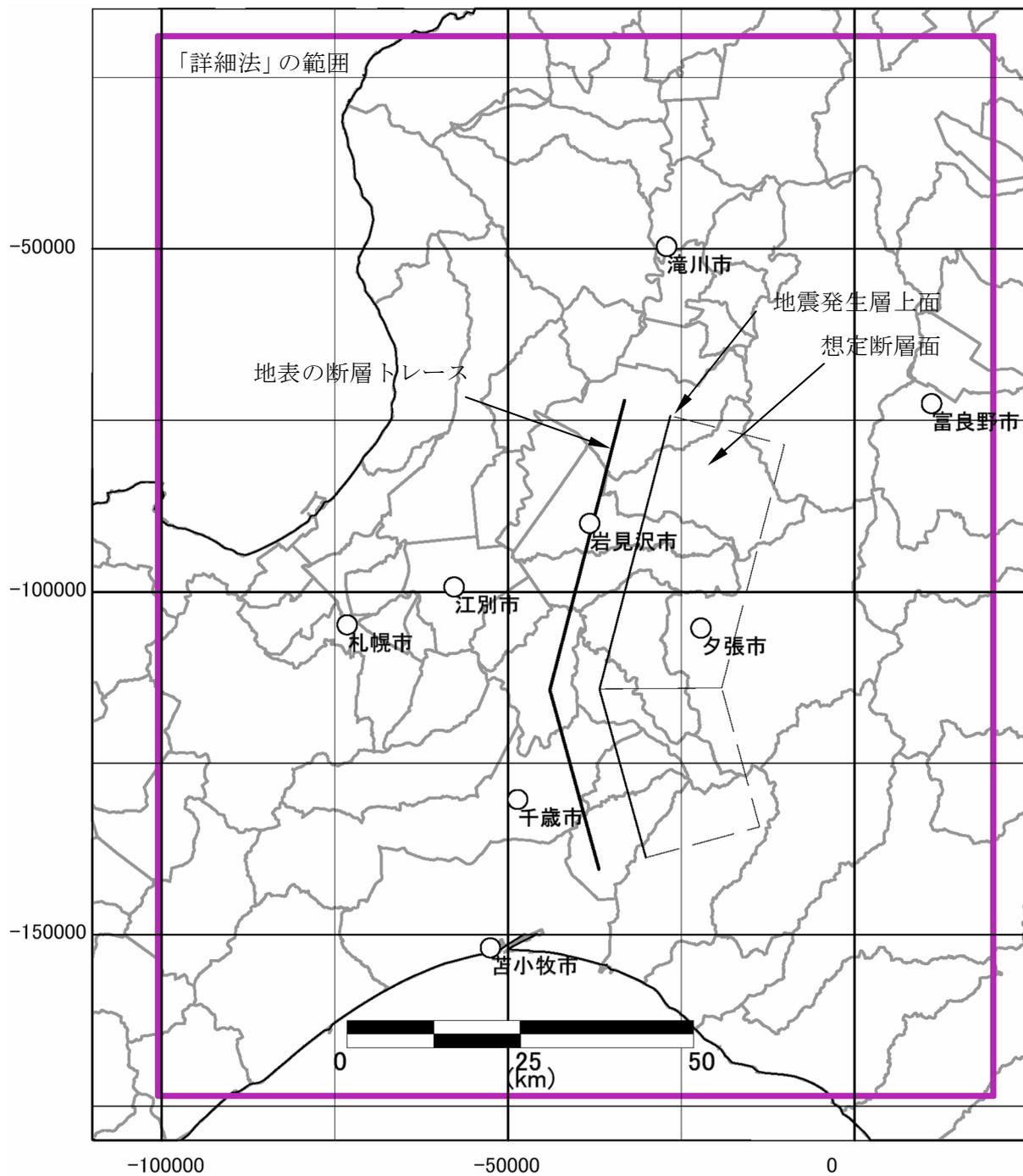


図8 強震動評価範囲と波形例を示す評価地点位置図

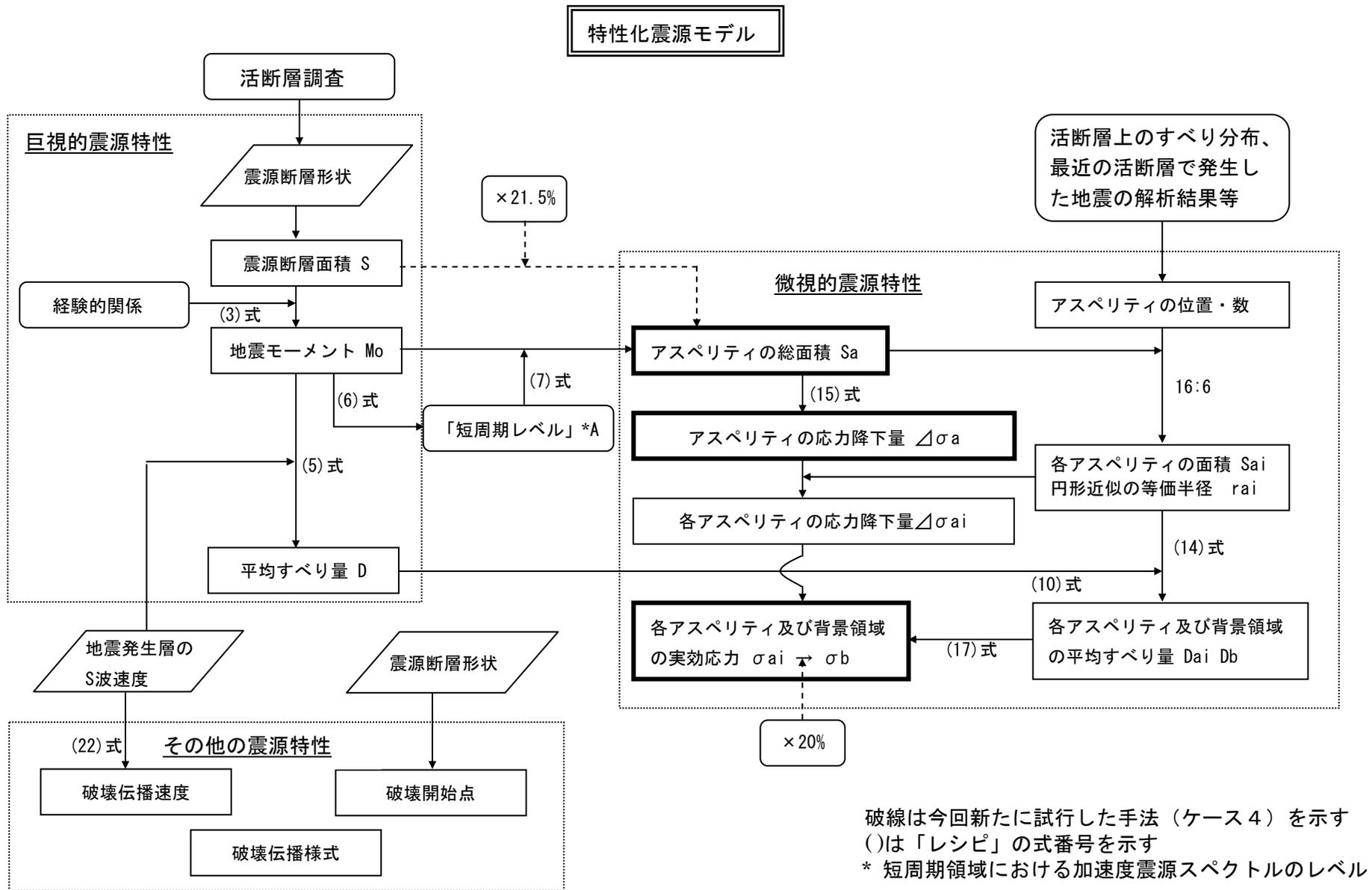


図9 活断層で発生する地震の震源特性の設定の流れ（本評価の場合）

表2 石狩低地断層帯の特性化震モデルのパラメータ

震源特性	パラメータ設定方法	特性化震源モデルのパラメータ						
		ケース1～3		ケース4 (アスベリティ面積比率を21.5%に固定した場合)				
		北	南	北	南			
巨視的震源特性	断層位置北端	地震調査委員会 長期評価より		北緯 43° 21′	北緯 42° 58′	ケース1～3と同じ	ケース1～3と同じ	
	断層位置南端			東経141° 50′	東経141° 43′	ケース1～3と同じ	ケース1～3と同じ	
	走向 $\theta$	図1より		北緯 42° 58′	北緯 42° 44′	ケース1～3と同じ	ケース1～3と同じ	
	傾斜 $\delta$	一般的な逆断層の傾斜角(30～60度)の平均的な値		東経141° 43′	東経141° 48′	ケース1～3と同じ	ケース1～3と同じ	
	すべり角 $\lambda$	地震調査委員会 長期評価より		42km	26km	ケース1～3と同じ	ケース1～3と同じ	
	断層長さ L	図1より		24km	24km	ケース1～3と同じ	ケース1～3と同じ	
	断層幅 W	気象庁による微小地震の発生分布より				ケース1～3と同じ	ケース1～3と同じ	
	断層上端深さ d	気象庁による微小地震の発生分布と深部地盤構造より		7km		ケース1～3と同じ		
	断層面積 S	レスビ1-1(2) S=LW(重なり部分を除く)		1,487km <sup>2</sup>		ケース1～3と同じ		
	実効応力 $\sigma$	レスビ(3)式より導出 $M_0=16/7\pi^{3/2} \times \sigma \times S^{3/2}$		5.2		ケース1～3と同じ		
	地震モーメント $M_0$	レスビ(3)式より導出 $S=4.24 \times 10^{-11} M_0^{1/2}$		1.23E+20Nm		ケース1～3と同じ		
	モーメントマグニチュード $M_w$	$\log M_0=1.5M_w+16.1$ (金森)		7.33		ケース1～3と同じ		
	S波速度 $V_s$	岩崎(2002)による $V_p=5.8\sim 6.0$ km/sとLudwig et al(1970)より		3.5km/s		ケース1～3と同じ		
	平均密度 $\rho$	Ludwig et al(1970)と $V_p$ より(表3)		2.8g/cm <sup>3</sup>		ケース1～3と同じ		
剛性率 $\mu$	$\mu=\rho V_s^2$		3.4E+10N/m <sup>2</sup>		ケース1～3と同じ			
平均すべり量 D	レスビ(5)式より導出 $M_0=\mu DS$		2.41m		ケース1～3と同じ			
短周期レベル A	レスビ(6)式 $A=2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3}$		2.64E+19Nm/s <sup>2</sup>		-			
微視的震源特性	全アスベリティ	全アスベリティの面積 $S_a$	ケース1～3: $S_a=\pi r^2$ レスビ(7)式 $r=(7\pi/4)M_0/A \cdot R \cdot V_s^2$ ケース4: $S_a=0.215 \times S$		656km <sup>2</sup>		320km <sup>2</sup>	
	全アスベリティ	全アスベリティの平均すべり量 $D_a$	レスビ(10)式 $D_a=D \times 2$		4.82m		ケース1～3と同じ	
	全アスベリティ	全アスベリティの地震モーメント $M_{0a}$	レスビ(5)式より導出 $M_{0a}=\mu D_a S_a$		1.08E+20Nm		5.29E+19Nm	
	全アスベリティ	全アスベリティの実効応力 $\sigma_a$	レスビ(15)式より導出 $\sigma_a=(7/16) \times M_0/(r^2 \times R)$		11.9MPa		24.3MPa	
	全アスベリティ	$F_{max}$	地震調査委員会 強震動評価部会より		6Hz		ケース1～3と同じ	
	全アスベリティ	ライズタイム $t_r$	レスビ(21)式 $t_r=W/(2 \times V_r)$		4.77s		ケース1～3と同じ	
	アスベリティ	アスベリティの個数	地震調査委員会 長期評価・強震動評価部会より		1		1	
	アスベリティ	アスベリティの面積 $S_{ai}$	入倉・三宅2001を参照 $S_{a1} S_{a2}=16.6$		477km <sup>2</sup>		179km <sup>2</sup>	
	アスベリティ	アスベリティの平均すべり量 $D_{ai}$	レスビ(14)式 $D_{ai}=(\gamma/\Sigma \gamma^2) D_a$		5.39m		3.3m	
	アスベリティ	アスベリティの地震モーメント $M_{0ai}$	$M_{0ai}=\mu D_{ai} S_{ai}$		8.82E+19Nm		2.03E+19Nm	
背景領域	背景領域	背景領域の地震モーメント $M_{0b}$	レスビ(12)式より導出 $M_{0b}=M_0-M_{0a}$		1.45E+19Nm		7.01E+19 Nm	
	背景領域	背景領域の面積 $S_b$	$S_b=S-S_a$		831 km <sup>2</sup>		1,167km <sup>2</sup>	
	背景領域	背景領域のすべり量 $D_b$	レスビ(13)式より導出 $M_{0b}=\mu D_b S_b$		0.51m		1.75m	
	背景領域	背景領域の実効応力 $\sigma_b$	ケース1～3: レスビ(17)式 $\sigma_b=(D_b/W_b)/(\pi^{1/2}/D_a) \cdot r \cdot \Sigma \gamma^2 \cdot \sigma_a$ ケース4: $\sigma_b=0.2 \times \sigma_a$		1.0MPa		4.9MPa	
その他の震源特性	破壊開始点	レスビ1-3(2)		アスベリティ下端部		ケース1～3と同じ		
	破壊伝播形式	レスビ1-3(3)		同心円状		ケース1～3と同じ		
	破壊伝播速度 $V_r$	レスビ(22)式より導出 $V_r=0.72V_s$		2.5km/s		ケース1～3と同じ		

表3 「大構造」の伝播経路の地下構造モデル

名称	上面深さ (km)	層厚 (km)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Q値
(地震基盤下) 上部地殻	1~8	10~18	5.7~6.4	3.3~3.5	2.8	150
(コンラッド面下) 下部地殻	13~19	12~18	6.4~6.9	3.6~3.8	3.0	150
(モホ面下) 上部マントル	30~36	—	7.3~8.0	4.2~4.5	3.4	600

表4-1 地下構造モデルに関する文献（石油開発公団 基礎試錐 図12-2参照）

図面対照 番号	著者	文献名	年度	出典	ページ
1	石油開発公団	平成12年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「チ カップ」調査報告書	2002	左同	55p
2	石油開発公団	昭和46年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「稚内」調査報告	1972	左同	37p
3	石油開発公団	昭和47年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「浜勇知」調査報	1973	左同	36p
4	石油開発公団	平成5年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「天 北」調査報告書	1995	左同	121p
5	石油開発公団	昭和48年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「遠別」調査報告	1974	左同	34p
6	石油開発公団	昭和60年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「留 萌」調査報告書	1986	左同	86p
7	石油開発公団	昭和61年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「北見 大和堆」調査報告書	1987	左同	31p
8	石油開発公団	昭和45年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「空知」調査報告	1971	左同	39p
9	石油開発公団	平成6年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「石狩 湾」調査報告書	1995	左同	121p
10	石油開発公団	昭和48年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「南幌」調査報告	1973	左同	35p
11	石油開発公団	平成9年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「夕 張」調査報告書	1999	左同	p91
12	石油開発公団	平成8年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「馬 追」調査報告書	1998	左同	91p
14	石油開発公団	昭和57年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「豊 頃」調査報告書	1983	左同	54p
15	石油開発公団	昭和57年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「十勝 油」調査報告書	1983	左同	31p
16	石油開発公団	昭和50年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「新冠」調査報告	1976	左同	19p
17	石油開発公団	昭和56年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「黒松 内」調査報告書	1982	左同	31p

表4-2 地下構造モデルに関する文献（反射法探査 図12-3参照）

図面対照 番号	著者	文献名	年度	出典	ページ
1	石油開発公団	昭和63年度 国内石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「北海道西部～北東部海域」調	1989	左同	47p
2	石油開発公団	昭和45年度 大陸棚石油・天然ガス資源基礎調査 基礎物理探査「石狩～礼文島」調査報告書	1970	左同	24p
3	石油開発公団	平成12年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「チカップ」調査報告書	2002	左同	55p
4	石油開発公団	平成8年度 国内石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「天北浅海域」調査報告書	1996	左同	36p
5	石油開発公団	平成5年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「天北」調査報告書	1995	左同	121p
6	石油開発公団	平成8年度 国内石油・天然ガス基礎調査 「オホーツク」調査報告書	1998	左同	32p
7	石油開発公団	昭和57年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「後志沖」「十勝～釧路海域」「オ	1982	左同	57p
8	石油開発公団	昭和60年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「留萌」調査報告書	1986	左同	86p
9	石油開発公団	平成8年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「雨竜」調査報告書	1998	左同	30p
10	石油開発公団	昭和58年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「網走地域」調査報告書	1983	左同	15p
11	石油開発公団	昭和59年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「網走地域」調査報告書	1984	左同	26p
12	石油開発公団	平成3年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「網走地域」調査報告書	1992	左同	31p
13	石油開発公団	平成6年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「石狩湾」調査報告書	1995	左同	121p
14	石油開発公団	平成3年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「日高地域」調査報告書	1993	左同	25p
15	石油開発公団	平成6年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「石狩湾」調査報告書	1995	左同	81p
16	石油開発公団	平成14年度石狩平野地下構造調査業務成果報告書	2003	左同	291p
17	石油開発公団	平成13年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「石狩平野北部」調査報告書	2003	左同	53p
18	石油開発公団	昭和45年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「空知」調査報告書	1971	左同	39p
19	石油開発公団	平成9年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「夕張」調査報告書	1999	左同	p91
20	石油開発公団	平成8年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「馬追」調査報告書	1998	左同	91p
21	石油開発公団	平成元年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「根釧地域」調査報告書	1990	左同	22p
22	石油開発公団	平成12年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「別海」調査報告書	2002	左同	45p
23	石油開発公団	昭和56年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「十勝地域」調査報告書	1982	左同	19p
24	石油開発公団	昭和57年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「十勝地域」調査報告書	1982	左同	15p
25	石油開発公団	平成3年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「日高地域」調査報告書	1993	左同	25p
26	石油開発公団	昭和49年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「軽舞」調査報告書	1975	左同	26p
27	石油開発公団	平成7年度 国内石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「胆振沖浅海域」調査報告書	1996	左同	35p
28	石油開発公団	昭和55年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「渡島半島地域」調査報告書	1981	左同	10p
29	石油開発公団	昭和61年度 国内石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「道南～下北沖」調査報告書	1987	左同	36p
30	石油開発公団	昭和57年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「十勝沖」調査報告書	1983	左同	31p
31	石油開発公団	昭和47年度 大陸棚石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「十勝～釧路」調査報告書	1973	左同	18p

表 4-3 地下構造モデルに関する文献（地殻構造探査 図 1 2-4 参照）

図面対照 番号	著者	文献名	年度	出典	ページ
1	浅野周三	地震動予測精密化のための地下深部構造の研究	1989	文部省科学研究費 自然災害特別研究 研究成果、自然災 害科学総合研究班	No.A-63-3
2	Iwasaki T., Hajime Shiobara, Azusa Nisizawa, Toshihiko Kanazawa, Kiyoshi Suyehiro, Naoshi Hirata, Taku Urabe, Hideki Shimamura	A detail subduction structure in the Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies.	1989	Tectonophysics, 165	315-336
3	岩崎貴哉・酒井慎一・飯高隆・オウズオゼル・森谷武男・青木元・鈴木貞臣	人工地震探査による北海道地域の地殻構造 その3（津別―門別測線）	1994	地震学会講演予稿集	P12
4	岩崎貴哉・酒井慎一・前田卓哉・飯高隆・オウズオゼル・森谷武男・青木元	人工地震探査による北海道地域の地殻構造、その4	1995	地震学会講演予稿集	B4
5	岩崎貴哉・森谷武男	制御震源探査から見た北海道の地殻構造	2002	北海道大学地球物理学研究報告、No.65	pp.291-302
6	横倉隆伸・宮崎光旗・渡辺寧・浦辺徹郎	深部地殻構造に向けた反射法地震探査実験概報―GSI90-1日高測線―	1992	地震第2輯, 第45巻	145-156
7	森谷武男	北海道日高山脈南部の3重衝突構造による地震活動	1999	月刊地球号外、No.27	pp.206-210
8	早川正亮・笠原順三・佐藤利典・日野亮太・篠原雅尚・西野実・上村彩・佐藤壮・伊藤亜紀・石川端人・藤江剛・金沢敏彦	海底地震観測から分かった1968年十勝沖、1994年三陸はるか沖地震域の南西端に存在する地殻の不連続構造	2000	日本地震学会講演予稿集	A46

表 4-4 地下構造モデルに関する文献（微動アレイ探査 図 1 2-5 参照）

図面対照 番号	著者	文献名	年度	出典	ページ
1	松島健・大島弘光	長周期微動を用いた地下構造の推定―黒松内低地帯における探査例―	1989	物理探査, 第42巻, 第2号	P97-105
2	Matsushima Takeshi, Hiroshi Okada	Determination of deep geological Structures under Urban Areas Using Long-Period Microtremors	1990	BUTSURI-TANSA, Vol.43, No.1	P21-33
3	宮腰研・松島健・森谷武男・笹谷努・平田賢治・渡辺儀輝・岡田広・大島弘光・秋田藤夫	長周期微動を用いた地下構造の推定（4）―小樽市における探査例―	1989	物理探査学会第80回学術講演会論文集	P118-120
4	岡田広・松島健・森谷武男・笹谷努	広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法	1990	物理探査, 第43巻, 第6号	P402-417
5	松島健	長周期微動に基づく地下構造推定法の研究	1990	北海道大学理学部博士論文	
6	小柳敏郎・松島健・岡田広・森谷武男・笹谷努・坂尻直巳・佐々木嘉三・宮腰研	微動探査法（4）―長周期微動を用いた十勝平野の深層地盤構造の推定―	1990	物理探査学会第83回学術講演会論文集	P172-176
7	宮腰研・岡田広・笹谷努・森谷武男・凌甦群・斎藤誠治・石川颯・坂尻直巳・小柳敏郎	微動観測による釧路市の地下構造推定と地盤振動特性の予測	1994	物理探査学会第90回学術講演会論文集	P230-234
8	札幌市	平成14年度地震調査関係基礎調査交付金 石狩平野北部地下構造調査成果報告書	2003		

表4-5 地下構造モデルに関するその他の文献

図面対照番号	著者	文献名	年度	出典	ページ
—	石油開発公団	昭和46年度 天然ガス基礎調査 基礎物理探査「サロバツ原野」調査報告書	1971	左同	22p
—	石油開発公団	昭和46年度 大陸棚石油・天然ガス資源基礎調査 基礎物理探査「宗谷一網走」調査報告書	1972	左同	25p
—	石油開発公団	昭和47年度 天然ガス基礎調査 基礎物理探査「天塩平野」調査報告書	1973	左同	22p
—	石油開発公団	昭和47年度 大陸棚石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「日高一渡島」調査報告書	1973	左同	18p
—	石油開発公団	昭和48年度 石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「石狩平野」調査報告書	1973	左同	12p
—	石油開発公団	昭和49年度 石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「日高南部」調査報告書	1975	左同	19p
—	石油開発公団	昭和49年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「羽幌～留萌」調査報告書	1975	左同	14p
—	石油開発公団	昭和59年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「根釧地域」調査報告書	1984	左同	39p
—	石油開発公団	平成2年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「天北地域」調査報告書	1991	左同	39p

表5 深い地盤構造の三次元地下構造モデルの構成

速度層区分	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Q値	各速度層に相当する風化深度 <sup>12</sup>	対応する主な地質
第1速度層	1.8	0.48	1.9	110	0m	鮮新統
第2速度層	2.1	0.7	2.0	110	6m	上部中新統
第3速度層	2.5	1.1	2.2	110	15m	中部中新統
第4速度層	3.3	1.7	2.3	110	64m	下部中新統～上部白亜系
第5速度層	4.0	2.2	2.45	110	170m	先白亜系

表6 参照点の一次元地震応答解析と経験式による方法での比較

参照点	詳細法による工学的基盤の最大速度 (cm/s) (図23-1)		一次元地震応答解析による地表の最大速度 (cm/s) (図23-2)		波形から求めた最大速度増幅率 (地表/工学的基盤)		地形分類データによる最大速度増幅率 (図4)	地形分類データによる最大速度増幅率と経験式から求めた地表の計測震度 (図5-2) (図22-1)	応答解析による地表の地震波形から気象庁の方法で求めた地表の計測震度 (図22-3)
	NS成分	EW成分	NS成分	EW成分	NS成分	EW成分			
江別市	45.7	65.0	56.0	71.4	1.23	1.10	1.74	震度6強(6.2)	震度5強(5.4)
岩見沢市	79.9	83.3	86.6	93.9	1.08	1.13	1.59	震度6強以上(6.5)	震度6弱(5.9)

<sup>12</sup> 山地や丘陵で表層から工学的基盤相当層が存在する場合の風化の度合いによる速度層構造を考慮した場合の深度。

## 付録：活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ

これは、活断層で発生する地震の強震動評価のレシピとして、これまでの地震調査委員会強震動評価部会および強震動予測手法検討分科会における検討結果から、強震動評価手法の構成要素となる震源特性、地下構造モデル、強震動計算方法、予測結果の検証の手法や設定にあたっての現状における考え方について取りまとめたものである。

なお、今後の強震動評価部会および強震動予測手法検討分科会の強震動評価作業における検討により、レシピには修正が加えられ、「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」は改訂される。

### 1. 震源特性

活断層で発生する地震の震源特性の設定においては、評価対象を断層全体の形状や規模を示す巨視的震源特性、主として震源断層の不均質性を示す微視的震源特性、破壊開始点や破壊過程を示すその他の震源特性の3つの震源特性を考慮して特性化震源モデル<sup>1</sup>を作成する。以下に説明する震源特性パラメータ設定方法は、想定する地震（シナリオ地震）に対して特性化震源モデルを構築する際に用いるものであり、強震動評価における震源特性パラメータの設定が、再現性をもってなされることを目指したものである。

活断層で発生する地震は、海溝型地震と比較して、地震の活動間隔が長いために、最新活動の地震観測記録が得られていることは稀である。したがって、活断層では変動地形調査や地表トレンチ調査による過去の活動の痕跡のみから特性化震源モデルを設定しなければならないため、海溝型地震と比較して、そのモデルの不確実性が大きくなる傾向にある。そのため、そうした不確実性を考慮して、複数のモデルを想定することが望ましい。

以下では、それぞれの震源特性ごとに説明する。

#### 1-1 巨視的震源特性

震源断層モデルの巨視的震源特性のパラメータとして、

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

を設定する。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。ただし、地震調査委員会長期評価部会の評価結果（以下「長期評価」という）があれば、基本的にそれを用いる。

##### （1）震源断層モデルの位置と構造（位置と走向、およびセグメント）

震源断層モデルの位置の設定にあたっては、基本的に、地震調査委員会長期評価部会の評価結果（以下、「長期評価」と呼ぶ）で示された活断層位置図を参照する。ただし、長期評価で示される断層帯の両端の点は、直接的な資料で活断層（帯）の分布が確認されたその両端を示しているので、震源断層モデルの位置や走向を設定する際には、必ずしもその活断層（帯）の両端の点やそれらを結んだ直線の走向に合わせる必要はない。長期評価における記述を参照し、両端の点より震源断層モデルを延長させることや、両端の点を結んだ直線より震源断層モデルを平行移動させることを検討する場合もある。また、活断層（帯）が屈曲しており、上記の両端の点を結んだ線から活断層（帯）の一部が5km以上離れている場合には、震源断層モデルを活断層（帯）に沿って複数の直線でモデル化することも想定する。

セグメントについては、長期評価で活動区間が分けられているものについては、それを強震動評価におけるセグメントに置き換えることを基本とするが、後述するアスペリティ<sup>2</sup>の数、位置との関係も考慮して設定する。

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

<sup>2</sup> 震源断層の中で特に強い地震波を生成する領域（すべり量や応力降下量が大きい領域）。

なお、長期評価がなされていない活断層（帯）については、変動地形調査や既存のデータを取りまとめた「新編日本の活断層」、「都市圏活断層図」、「活断層詳細デジタルマップ」などを基に設定する。

## (2) 震源断層モデルの大きさ（長さ、幅）、深さ、傾斜 $L \cdot W \cdot D \cdot \theta$

震源断層モデルの長さ  $L(\text{km})$  については「(1) 震源断層モデルの位置と構造」で想定した震源断層モデルの形状を基に設定する。幅  $W(\text{km})$  については、入倉・三宅(2001)による下記に示した幅  $W$  と長さ  $L$  の経験的關係、

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

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

を用いる。ここで、 $W_{\max} = W_s / \sin \theta$

$W_s$ : 地震発生層の厚さ ( $W_s \leq 20\text{km}$ )  $W_s = H_d - H_s$

$\theta$ : 断層の傾斜角

$H_d, H_s$ : それぞれ地震発生層の下限、上限の深さ（微小地震の深さ分布から決めることができる (Ito, 1999)）。

この(1-a)式は、内陸の震源断層の幅  $W$  は、ある規模以上の地震に対して飽和して一定値となることを示している。

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

逆断層： $45^\circ$

横ずれ断層： $90^\circ$

正断層： $45^\circ$

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

震源断層モデルの上端の深さ  $D_s(\text{km})$  については、微小地震発生層の上限の深さ  $H_s(\text{km})$ （微小地震の浅さ限界）と一致させるものとする。これは、地表に断層変位が確認されていても、震源の動力学的モデルの研究から地表付近の数  $k\text{m}$  に及ぶ堆積岩層で応力降下がほとんど発生しない場合がある、この場合でもその下の基盤岩部分の地震エネルギーを放出させる破壊が堆積岩層に伝わり破壊が地表に達することがわかってきたためである（例えば、Dalguer *et al.*, 2001）。

## (3) 地震規模（地震モーメント） $M_o$

地震モーメント  $M_o(\text{dyn} \cdot \text{cm}^3)$  は震源断層の面積  $S(\text{km}^2)$  との経験的關係より算定する。Somerville *et al.*(1999)によると地震モーメントと震源断層の面積の關係は、

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times M_o^{2/3} \quad \text{-----} \quad (2)$$

となる。ただし、(2)式は、過去の大地震の強震記録を用いた震源インバージョン結果をもとにしていて、この中にはM8クラスの巨大地震は含まれていない。一方、Wells and Coppersmith (1994)では余震・地殻変動データを基に解析されたM8クラスの巨大地震のデータを含んでおり、これらによる地震モーメントに対する震源断層の面積は、地震規模が大きくなると(2)式に比べて系統的に小さくなっている。したがって、震源断層の面積が大きい地震については、入倉・三宅 (2001) の提案によるWells and Coppersmith(1994)をコンパイルした次式を用いる。

$$S = 4.24 \times 10^{-11} \times M_o^{1/2} \quad \text{-----} \quad (3)$$

なお、(3)式を適用するのは、両式で表される曲線の交点となる震源断層の面積が  $291\text{km}^2$  以上（地震モーメントが  $4.7 \times 10^{25}[\text{dyn} \cdot \text{cm}]$ 、 $M_w 6.4$  相当以上）の地震とし、(3)式を基としたデータの分布より地震モーメントは  $1.0 \times 10^{28}[\text{dyn} \cdot \text{cm}]$  を上限とする必要がある。

複数のセグメントが同時に動く場合は、セグメントの面積の総和を震源断層の面積とし、上式を

<sup>3</sup> 本文ではモーメントの単位に  $\text{N} \cdot \text{m}$  を用いる。

$\text{dyn} \cdot \text{cm} = 10^{-7} \text{N} \cdot \text{m}$

用いて全体の総地震モーメント  $M_o$  を算定する。個々のセグメントへの地震モーメントの配分は、すべてのセグメントで平均応力降下量が一定となるよう、次式に示すようにセグメントの面積の 1.5 乗の重みで配分する。

$$M_{oi} = M_o \cdot S_i^{1.5} / \sum S_i^{1.5} \quad (4)$$

$M_{oi}$  : i 番目のセグメントの地震モーメント

$S_i$  : i 番目のセグメントの面積

#### (4) 震源断層モデルの平均すべり量 $D$

震源断層モデル全体の平均すべり量  $D$ (cm)と総地震モーメント  $M_o$ (dyn・cm)の関係は、震源断層の面積  $S$ (cm<sup>2</sup>)と剛性率  $\mu$ (dyn/cm<sup>2</sup>)を用いて、

$$M_o = \mu \cdot D \cdot S \quad (5)$$

で表される。剛性率については、地震発生層の密度、S波速度から算定する。

### 1-2 微視的震源特性

震源断層モデルの微視的震源特性のパラメータとして、

- ・ アスペリティの位置・個数
- ・ アスペリティの面積
- ・ アスペリティ、背景領域の平均すべり量
- ・ アスペリティ、背景領域の応力降下量
- ・  $f_{max}$ <sup>4</sup>
- ・ すべり速度時間関数

を設定する必要がある。それぞれのパラメータの設定方法について以下に説明する。

#### (1) アスペリティの位置・個数

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

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

等の方法によりアスペリティの位置を設定する。

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

アスペリティの個数は、過去の内陸地震の強震動インバージョン結果を整理した *Somerville et al.*(1999)によると、1地震当たり平均 2.6 個、想定する地震規模が大きくなるにつれて、一般的に同時に動くセグメントが多くなり、アスペリティの数も多くなる傾向にある。例えば、鳥取県西部地震( $M_w=6.8$ )が 2 個、兵庫県南部地震( $M_w=6.9$ )が 3 個に対し、トルコ・コジャエリ地震( $M_w=7.4$ )が 5 個、台湾・集集地震( $M_w=7.6$ )が 6 個(*Iwata et al.*, 2001、宮腰ほか, 2001)といった研究成果がある。アスペリティの個数は、これらの研究成果を参照し、状況に応じて 1 セグメントあたり 1 個か 2 個設定する。

#### (2) アスペリティの総面積 $S_a$

アスペリティの総面積は、強震動予測に直接影響を与える短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル(以下、「短周期レベル」という)と密接な関係がある。したがって、「短周期レベル」の値を推定してアスペリティの総面積を求めることとする。「短周期レベル」は、表層地盤の影響が

<sup>4</sup> 震源スペクトル特性のうち加速度スペクトル振幅レベルが高周波側において急減し始める周波数。

少ない固い地盤の観測点の地震波形もしくは表層地盤の影響が定量的に把握できている観測点での地震波形を基に推定することができるが、活断層で発生する地震においては、発生間隔が非常に長い場合、最新活動の地震による「短周期レベル」の想定は、現時点では不可能である。その一方で、震源域を限定しなければ、最近の地震の解析結果より「短周期レベル」と地震モーメントとの経験的關係が求められている。そこで、「短周期レベル」の算定に当たっては、次式に示す壇ほか(2001)による地震モーメント  $M_0$  と「短周期レベル」  $A(\text{dyn} \cdot \text{cm}/\text{s}^2=10^{-7}\text{N} \cdot \text{m}/\text{s}^2)$  の経験的關係を用いる(入倉ほか,2002)。

$$A=2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3} \quad \text{—————(6)}$$

アスペリティの総面積  $S_a$  は、上記によって推定された「短周期レベル」  $A$  と(7)式で示される等価半径  $r (= \sqrt{(S_a/\pi)})$  から算出される。ここでは、便宜的に震源断層の形状は円形であると仮定する。アスペリティの総面積の等価半径  $r$  は(6)式によって推定された短周期レベル  $A$  を用いて、(7)式により算出される。

$$r=(7\pi/4) \cdot (M_0/(A \cdot R)) \cdot \beta^2 \quad \text{—————(7)}$$

なお、(7)式は、シングル・アスペリティモデルにおける  $M_0$  と  $A$  の理論的關係より導出され(8)式(Boatwright,1988)及び(9)式(壇ほか,2001)から導出する。

$$M_0=(16/7) \times r^2 \cdot R \cdot \Delta\sigma_a \quad \text{—————(8)}$$

$$A=4\pi \cdot r \cdot \Delta\sigma_a \cdot \beta^2 \quad \text{—————(9)}$$

ここで、 $R$  は断層面積  $S$  に対する等価半径、 $\Delta\sigma_a$  はアスペリティの応力降下量、 $\beta$  は震源域の  $S$  波速度である。(8)式と(9)式は、マルチ・アスペリティモデルにも拡張可能であり、両式の値はアスペリティの分割数に依らないことが入倉ほか (2002)によって示されている。アスペリティが複数存在する場合、等価半径  $r$  は  $\sqrt{\sum_{i=1}^N r_i^2}$  (半径  $r_i$  の  $N$  個のアスペリティ) で与えられる。

一方、最近の研究成果から、内陸地震によるアスペリティの総面積の占める割合は震源断層の総面積の平均 22%(Somerville *et al.*, 1999)、15%~27%(宮腰ほか,2001)であり、拘束条件にはならないがこうした値も参照しておく必要がある。アスペリティがセグメントに 2 個ある場合の各アスペリティへの面積の割り振りは、最近の研究成果から 16:6 (入倉・三宅,2001)、2:1 (石井ほか,2000) となるとの見方も参照して設定する。

注：地震規模と震源断層の面積、さらに「短周期レベル」が与えられると、上の関係式からアスペリティの総面積と実効応力が一義的に与えられる。それらのパラメータを用いて計算された地震波形や震度分布が検証用の過去の地震データと一致しないときは、第一義的に推定される地震規模と「短周期レベル」を優先してパラメータを設定する。過去の地震波形データがある場合にアスペリティの面積は波形のパルス幅などから推定が可能である。

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

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

$$D_a=\alpha \cdot D \quad \text{—————(10)}$$

これにより、背景領域の平均すべり量  $D_b$  は全体の地震モーメント  $M_0$  からアスペリティの地震モーメント  $M_{0a}$  を除いた背景領域の地震モーメント  $M_{0b}$  を算定することにより、背景領域の面積  $S_b$  から算出される。

$$M_{0a}=\mu \cdot D_a \cdot S_a \quad \text{————— (11)}$$

$$M_{0b}=M_0-M_{0a} \quad \text{————— (12)}$$

$$D_b=M_{0b}/(\mu \cdot S_b) \quad \text{————— (13)}$$

ここで、 $\mu$  は剛性率。

個々のアスペリティの平均すべり量  $D_{ai}$  は、個々のアスペリティを便宜的に円形破壊面と仮定した場合に、個々のアスペリティの面積  $S_{ai}$  ( $i$  番目のアスペリティの面積) から算定される半径  $r_i$  ( $i$  番目のアスペリティの半径) との比を全てのアスペリティで等しい ( $D_{ai}/r_i=一定$ ) と経験的に仮定し、次式により算定する。

$$D_{ai}=(\gamma_i/\sum \gamma_i^3) \cdot D_a \quad \text{————— (14)}$$

ここで、 $\gamma_i$  は  $r_i/r$  であり、 $D_{ai}$  は  $i$  番目のアスペリティの平均すべり量である。また、 $r$  は上の「(2) アスペリティの総面積」で述べたアスペリティ全体の等価半径である。

ただし、こうして求めた最大アスペリティの平均すべり量と、トレンチ調査で推定されるすべり量が著しく異なる場合には必要に応じて、(10)式の $\alpha$ の値を調整する。

#### (4) アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力 $\Delta\sigma_a \cdot \sigma_a \cdot \sigma_b$

アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は、(8)式を変形して求めた(15)式から算定されることになる。

$$\Delta\sigma_a = (7/16) \times Mo / (r^2 \cdot R) \quad (15)$$

このため、震源断層全体の地震モーメントが一定の条件の下でも、アスペリティの総面積あるいは震源断層モデルの面積が変化すると応力降下量が変化することになる。また、アスペリティが複数ある場合には、特にその震源域の詳しい情報がない限り、各アスペリティの応力降下量はアスペリティ全体の応力降下量に一致し、すべて等しいと仮定する。さらに、アスペリティの実効応力 $\sigma_a$ は、経験的にその応力降下量 $\Delta\sigma_a$ とほぼ等しいと仮定する。

背景領域の実効応力 $\sigma_b$ は、壇ほか(2002)に基づき、

実効応力 $\propto$ すべり速度 $\propto$  (すべり量/立ち上がり時間)

立ち上がり時間=震源断層(矩形の場合)の幅/(破壊伝播速度 $\times 2$ )

の比例関係・近似関係により、アスペリティの個数がセグメントに1つの場合、アスペリティ領域の幅 $W_a$ を用いて、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) / (D_a/W_a) \cdot \sigma_a \quad (16)$$

より算定し、アスペリティの個数が複数の場合、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (\pi^{1/2}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a \quad (17)$$

ここで $W_b$ は背景領域が矩形とした場合の幅であるが、震源断層が不整形の場合には、便宜的に震源断層モデルの面積 $S$ から、断層のおおよそのアスペクト比( $L/W$ )を考慮して、断層幅を求める(例えばアスペクト比が2の場合は $W=(S/2)^{1/2}$ )。

#### (5) $f_{max}$

地震調査委員会強震動評価部会(2001)では、2000年鳥取県西部地震のデータより $f_{max}$ について、 $f_{max}=6\text{Hz}$ (鶴来ほか,1997)および $f_{max}=13.5\text{Hz}$ (佐藤ほか,1994)の2つのケースを想定し、比較した。その結果、 $f_{max}=6\text{Hz}$ のケースの方が、既存の距離減衰式の対応が良いことが分かったため、 $f_{max}=6\text{Hz}$ を用いることとする。

#### (6) すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いる。中村・宮武(2000)の近似式は、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} 2V_m/t_d \cdot t(1-t/2t_d) & 0 < t < t_b \\ b/(t \cdot \varepsilon)^{1/2} & t_b < t < t_r \\ c \cdot ar(t-t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \quad (18)$$

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

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

$c, ar$ : 係数、 $t_r \cdot (t_s - t_r) = 2:1$

$V_r$ : 破壊伝播速度

で表され、この近似式で計算するためには、

- ・ 最大すべり速度振幅  $V_m$
- ・ 最大すべり速度到達時間  $t_d$
- ・ すべり速度振幅が  $1/t^{1/2}$  に比例する Kostrov 型関数に移行する時間  $t_b$
- ・ ライズタイム  $t_r$

の4つのパラメータを与える必要がある。それぞれのパラメータの設定方法は以下の通りである。

- ・ 最大すべり速度振幅  $V_m$

$$V_m = \Delta\sigma \cdot (2 \cdot fc \cdot W \cdot V_r)^{1/2} / \mu \quad (19)$$

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

$W$ :  $W=W_a$  アスペリティの幅

## W=Wb 背景領域の幅

※ (5) で  $f_{max}$  を想定していない場合には、便宜的に  $f_{max}=10\text{Hz}$  と仮定して設定する。

- ・ 最大すべり速度到達時間  $t_d$   
$$f_{max} \doteq 1/(\pi \cdot t_d) \quad \text{-----} \quad (20)$$

- ・ すべり速度振幅が  $1/t^{1/2}$  に比例する Kostrov 型関数に移行する時間  $t_b$   
(18)式で最終すべり量を与えることにより自動的に与えることができる。

- ・ ライズタイム  $t_r$   
$$t_r \doteq W/(2 \cdot V_r) \quad \text{-----} \quad (21)$$

### 1-3 その他の震源特性

その他の震源特性のパラメータとして、

- ・ 平均破壊伝播速度
- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

を設定する必要がある。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。

#### (1) 平均破壊伝播速度 $V_r$

平均破壊伝播速度  $V_r(\text{km/s})$  は、特にその震源域の詳しい情報がない限り、Geller(1976)による地震発生層の S 波速度  $V_s(\text{km/s})$  との経験式

$$V_r = 0.72 \cdot V_s \quad \text{-----} \quad (22)$$

により推定する。

#### (2) 破壊開始点

中田ほか(1998)による活断層の分岐形態と破壊開始点および破壊進行方向との関係についてのモデル化に基づき、破壊開始点の位置を推定する。破壊開始点の位置は強震動評価結果に大きく影響を与えるため、分布形態がはっきりしない場合には、必要に応じて複数のケースを設定するのが望ましい。アスペリティの位置との関係については、Somerville *et al.*(1999)、菊地・山中(2001)によると破壊開始点はアスペリティの外部に存在する傾向にあるため、アスペリティの内部には設定しないようにする。深さについては、菊地・山中(2001)によると内陸の横ずれ断層は深い方から浅い方へ破壊が進む傾向にあるため、断層の下部に設定する。

#### (3) 破壊形態

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

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

## 2. 地下構造モデル

詳細な強震動評価における地下構造モデルの主なパラメータとしては、密度、P・S波速度、層厚(形状)、減衰特性があり、対象を地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤<sup>5</sup>までの「大構造」、地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤から工学的基盤<sup>6</sup>までの地盤構造(以下、「深い地盤構造」という)、地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造(以下、「浅い地盤構造」という)の3つに分けて設定を行う。以下では、それぞれの設定手法について、基本的な考え方を説明する。

### 2-1 上部マントルから地震基盤までの「大構造」

<sup>5</sup> S波速度 3km/s 程度の堅硬な岩盤。

<sup>6</sup> 建築や土木等の工学分野で構造物を設計するとき、地震動設定の基礎とする良好な地盤のことで、そのS波速度は、構造物の種類や地盤の状況によって異なるが、多くの場合、300~700m/s 程度である。

上部マントルから地震基盤までの「大構造」は、強震動インバージョンで用いた構造や大規模屈折法弾性波探査の結果あるいは震源決定に使われている構造モデルを参照して設定する。

## 2-2 「深い地盤構造」

「深い地盤構造」のデータとしては、深層ボーリング、屈折法・反射法弾性波探査、微動探査、重力探査などのデータがあり、これらのデータに基づき、地域の「深い地盤構造」の三次元地下構造モデルを作成する必要がある。しかしながら、これらのデータは地域によってデータの多寡があり、その状況に応じて設定する方法は異なってくる。そこで、以下ではデータ量に応じたケースごとに設定方法の考え方について説明する。

### (1) 「深い地盤構造」のデータがある程度揃っている場合

一般的には、複数本の深部ボーリングで速度構造を正確に把握し、二次元的な形状のうち広域的な形状は屈折法地震探査、山地境界部等の詳細な形状は反射法地震探査で複数の断面を推定する。さらに微動アレー探査や重力探査で補足・補正を行うことによって、全体の三次元地下構造モデルを作成する。また、地下構造モデルの検証のため、中小地震の震源断層モデルを用いて強震動予測を行い、観測記録と比較し、違いが顕著であれば、観測記録を説明できるように地下構造モデルを修正することにより精度の高い三次元地下構造モデルを作成することができる。

### (2) 「深い地盤構造」のデータが一部揃っている場合

重力探査のデータは全国的に面的なデータが揃っているため、このデータを基に他の探査データを利用して三次元地下構造モデルを作成する。作成にあたっては、対象とする地域において過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース、過去の堆積環境が区域によってかなり変化していると想定されるケースに場合分けを行い、それぞれ以下に示す手順で設定を行う。

#### ○過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース

- ① 重力探査データより地震基盤以浅の地盤構造に起因する残差重力分布を抽出する。
- ② 他の探査データを参照して、想定する地域の地震基盤以浅の主要な地層の構成を設定する。
- ③ 「堆積環境が概ね一様に連続した堆積平野（または堆積盆地）においては、残差重力値と②で設定した各地層の層厚とが概ね比例配分の関係にある」と仮定し、その地域のいくつかの深層ボーリングデータや微動探査のデータを基に各地層の深度と残差重力値との相関関係を導く。
- ④ ③の相関関係を基に①で推定されている残差重力分布から各地層の深度を推定し、三次元地下構造モデルを作成する。

#### ○過去の堆積環境が区域によってかなり変化していると想定されるケース

- ① 重力探査データより地震基盤以浅の地盤構造に起因する残差重力分布を抽出する。
- ② 既存の地質断面図や屈折法・反射法の探査データを参照して、想定する地域を平行に横断する複数の地質断面を想定する。
- ③ ②の地質断面から二次元密度構造モデルを作成し、残差重力値の計算を行う。
- ④ ③の残差重力値と重力探査から得られている残差重力値とを比較し、二次元密度構造モデルの修正を繰り返しながら、最終的に重力探査から得られている残差重力値をできるだけ再現する密度構造モデルを作成する。
- ⑤ ④で作成された複数の二次元密度構造モデルの断面を用い、各断面間の密度層境界面の幾何学的対応関係（連続性、生成消滅関係）に基づき各断面間を補間することによって、その地域の三次元地下構造モデルを作成する。

### (3) 「深い地盤構造」のデータが重力探査データ以外ほとんど揃っていない場合

この場合については、有用な三次元地下構造モデルの作成が困難なことより、詳細な強震動評価を行うことは難しい。したがって、強震動計算方法としては、後述する経験的方法や半経験的方法を用いることになる。その場合、可能であれば周辺の観測データを基に減衰特性（Q値構造）を評価して、地域的な減衰特性の影響を式に反映させるようにするのが望ましい。

## 2-3 「浅い地盤構造」

「浅い地盤構造」の地下構造モデルは、表層地質データや地盤調査に利用されているボーリングデータを収集して一次元地下構造モデルを作成するのが基本である。しかしながら、「浅い地盤構造」は水平方向に局所的に大きく変化することが稀ではなく、面的に精度よく詳細なモデルを作成するためには膨大なデータの収集が必要となり多くの労力を要する。そのため、面的に「浅い地盤構造」を評価するにあたっては、国土数値情報などを基に経験的な方法を用いた近似的なモデル化も考案されている。以下に「浅い地盤構造」の面的な評価によるモデル化の方法とボーリングデータによるモデル化の考え方について説明する。

### (1) 面的な評価によるモデル化の方法

面的な評価によるモデル化の方法としては、藤本・翠川(2003)による国土数値情報を利用した方法が代表的である。この方法は、以下の手順で「浅い地盤構造」の増幅特性を評価する。

- ① 全国を網羅した約 1km<sup>2</sup> のメッシュごとの国土数値情報のうち、地形区分データや標高データ等を利用して、新たに微地形区分データを作成する。
- ② その区分に次式に示す標高と表層 30m の平均 S 波速度との経験的関係をあてはめる。

$$\log AVS = a + b \cdot \log H + c \cdot \log Dist \pm \sigma \quad \text{————— (23)}$$

AVS : 表層 30m の平均 S 波速度(m/s)

H : 標高(m)      Dist : 主要河川からの距離(km)

$\sigma$  : 標準偏差      a,b,c : 微地形区分ごとに与えられる回帰係数

- ③ 表層 30m の平均 S 波速度は工学的基盤から地表への地震波形の最大速度の増幅率と良い相関があり、次式に示す関係式より最大速度の増幅率を算定する。

$$\log R = 1.83 - 0.66 \cdot \log AVS \pm 0.16 \quad (100 < AVS < 1500) \quad \text{————— (24)}$$

R : 平均 S 波速度 600m/s の基盤を基準とした増幅率

この方法を用いれば、比較的簡便に全国を約 1km<sup>2</sup> のメッシュごとで「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率を直接モデル化することができる。

### (2) ボーリングデータによるモデル化の方法

ボーリングデータによるモデル化の方法は、密度、P・S波速度、層厚、減衰特性の一次元地盤構造モデルの設定を行う。さらに、「浅い地盤構造」は大地震により大きなひずみを受けると非線形挙動を示すことから、非線形特性を表すパラメータの設定を行う必要がある。このパラメータについては、土質試験を行って設定するのが望ましいが、これが得られない場合には既往の土質試験結果を用いて設定する。

この方法は、一般的にボーリングの存在する地点でのみ評価可能となるが、面的に評価するにあたっては、多数のボーリングデータや地形・地質データを収集し、地形・地質から区分できる地域ごとに代表となるボーリング柱状図を抽出し、これをメッシュごとに当てはめる方法がある。

## 3. 強震動計算方法

強震動計算方法は、地盤のモデル化や入力条件の違いから工学的基盤上面までの計算方法と工学的基盤上面～地表の計算方法では異なるため、それぞれについて説明する。

### 3-1 工学的基盤上面までの計算方法

工学的基盤上面までの強震動計算手法は、経験的方法、半経験的手法、理論的手法、ハイブリッド合成法の 4 つに大きく分類され、データの多寡・目的に応じて手法が選択される(例えば、香川ほか、(1998))。それぞれの手法の特徴を述べると、以下のようにまとめられる。

#### (1) 経験的方法

過去のデータを基に、最大加速度、最大速度、加速度応答スペクトル等の値をマグニチュードと距離の関数で算定する最も簡便な方法である。平均的な値で評価するため、破壊過程の影響やアスペリティの影響は考慮できない。

## (2) 半経験的な方法

既存の小地震の波形から大地震の波形を合成する方法で経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法がある。

経験的グリーン関数法は、想定する断層の震源域で発生した中小地震の波形を要素波（グリーン関数）として、想定する断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法である。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。ただし、予め評価地点で適当な観測波形が入手されている必要がある。時刻歴波形はこの方法で計算される。

これに対して統計的グリーン関数法は、多数の観測記録の平均的特性をもつ波形を要素波とするものである。したがって、評価地点で適当な観測波形を入手する必要はない。しかし、評価地点固有の特性に応じた震動特性が反映されにくい。

## (3) 理論的手法

数値理論計算により地震波形を計算する方法。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。この手法では震源断層の不均質特性の影響を受けにくい長周期領域については評価できるが、破壊のランダム現象が卓越する短周期領域についての評価は、現時点では困難である。

## (4) ハイブリッド合成法

震源断層における現象のうち長周期領域を理論的手法、破壊のランダム現象が卓越する短周期領域を半経験的手法でそれぞれ計算し、両者を合成する方法である。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。広帯域の評価が可能である。

このうち、特性化震源モデルおよび詳細な地下構造モデルが利用可能な地域では、面的に強震動計算を行う方法として、半経験的方法である統計的グリーン関数法（例えば、壇・佐藤,1998 釜江ほか,1991）と理論的方法である有限差分法（例えば、Aoi and Fujiwara,1999 ; Graves,1996 ; Pitarka,1999）を合わせたハイブリッド合成法（例えば、入倉・釜江,1999）がよく用いられる。

この理由としては、

- ・特性化震源モデルと三次元地下構造モデルの影響を直接、地震波形に反映可能
- ・面的な予測が可能
- ・強震動評価の対象となる周期帯(0.1 秒～10 秒)に対応可能

といった点であり、半経験的方法で統計的グリーン関数法を用いるのは面的な予測が容易であること（経験的グリーン関数法は基本的に波形が観測された地点でしか適用できないため）、理論的方法で有限差分法を用いるのは、他の不整形な地盤構造のための計算方法（例えば、有限要素法、境界要素法等）と比較して、大規模な地盤構造を取り扱う上で、大規模な数値演算を容易に行え、かつ計算時間も早いという利点があるからである。ただし、水平多層構造で想定可能な地域があれば、理論的方法においては水平多層構造のみ適用可能な波数積分法（例えば、Hisada,1995）を用いることができる。この方法は水平多層構造のグリーン関数の計算に最もよく用いられている方法であり、モデル化や計算が比較的簡単で、震源モデルおよび水平多層構造モデルが妥当であれば、実体波や表面波をよく再現できることが多くの事例から確かめられている。ハイブリッド合成法等については、例えば、「森本・富樫断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討」（防災科学技術研究所研究資料 第 225 号,2004）等を参考にされたい。

なお、ハイブリッド合成法では、理論的手法の精度の限界および半経験的手法の有効性を考慮して接続周期を決めることが望ましい。

一方、特性化震源モデルや詳細な地盤構造モデルが得られない地域では、経験的方法（例えば、司・翠川,1999）や統計的グリーン関数法を用いる。評価に用いる各パラメータについては、地域性を取り入れたものが望ましいが、十分なデータがなければ既存の式やパラメータをそのまま利用する。

## 3-2 地表面までの計算方法

地表面までの計算方法は、「浅い地盤構造」の地下構造モデルが面的な評価によってモデル化された場合とボーリングデータによってモデル化された場合とで異なるため、それぞれのケースについて説明する。

### (1) 面的な評価によってモデル化された「浅い地盤構造」の場合

工学的基盤における最大速度の値に微地形区分から想定される増幅率を掛け合わせることで地表

の最大速度を算定する。

## (2) ボーリングデータによってモデル化された「浅い地盤構造」の場合

ボーリングデータによる詳細なモデルに基づいて、工学的基盤における時刻歴波形を入力として一次元地震応答計算を行い、地表の時刻歴波形を計算する。一次元地震応答計算の方法としては、主として、線形解析法(例えば、Haskell,1960)、等価線形解析法(例えば、Shnabel *et al.*, 1972)、逐次非線形解析法(例えば、吉田・東畑,1991)があり、それぞれに以下の特徴を持つ。

### ①線形解析法

重複反射理論により計算を行うものである。土の非線形特性を考慮していないため、大地震により非線形挙動が生じる場合には正しい結果が得られない。

### ②等価線形解析法

重複反射理論を基に土の非線形特性を等価な線形の関係に置き換え、解析の間一定の材料特性を用いる方法である。ひずみレベルが大きくなると精度は低下する。どの程度のひずみレベルまで適用できるかは、必要とする精度や地盤条件にもよるが、一般的には 0.1~1%までとされている。また、強い揺れにより液状化等が生じる可能性がある地盤への適用は難しい。

### ③逐次非線形解析法

材料の非線形特性を数学モデルや力学モデルで表現し、材料特性の変化を逐次計算しながら挙動を求めようとする方法である。したがって、1%を超える大きなひずみレベルでも適用範囲となる。その一方で、設定すべきパラメータが多く、専門的な知識を持って解析にあたることが重要である。

広域の地震動分布の算出には、今までは等価線形法が多く用いられてきた。この理由は、等価線形法がパラメータも少なく利用しやすいこと、求められた地震動分布(震度、加速度)が既往の被害地震の地震動分布を大局的に説明できたことなどが考えられる。逐次非線形解析は、今までは観測波形の検証や液状化した地盤の過剰間隙水圧の上昇やひずみの増大などの検討を目的として、検討対象地点ごとに利用されてきたことが多く、広域の地震動評価に使われた例は極めて少ない。また、採用する応力-ひずみ関係式やそれに用いるパラメータの設定など専門的な判断をもって個々の解析を行うことが必要であるなど、逐次非線形解析による広域地震動算出への課題は多い。すなわち、逐次非線形解析の広域地震動評価への適用は、まだ緒についたばかりで、今後検討の必要があると考えられる。

以上のことから、ここではボーリングデータによる地表の地震動評価における計算方法としては、等価線形法を中心に検討することとした。

## 4. 予測結果の検証

活断層で発生する地震は活動間隔が長いため、最新活動の地震の震度情報や観測情報は得られていない。したがって、活断層で発生する地震の強震動予測結果の検証は経験的方法による距離減衰式との比較を行うことが唯一の検証方法となる。

具体的には、地域性を考慮した距離減衰式が作成されている場合には、その距離減衰式のばらつきの範囲に強震動の予測結果が概ね収まることが望ましい。地域性を考慮した距離減衰式が作成されていない場合には、既存の距離減衰式との比較を行う。この場合は、設定した震源特性や地下構造モデルの特性が平均的な特性とどの程度違うかによって、予測結果のばらつきの傾向も異なってくることから、その点にも十分に留意した上で比較・検証を行うことが重要である。

このような検証の結果、距離減衰式のばらつきの傾向と強震動評価結果の傾向にかなり差があり、予測結果の妥当性に問題があるのであれば、設定した特性化震源モデルや地下構造モデルを修正する必要がある。

以上

## 参考文献（アルファベット順）

- Aoi, S. and H. Fujiwara (1999): 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 918-930.
- Boatwright, J. (1988): The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 489-508.
- 壇一男・佐藤俊明(1998): 断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 509, 49-60.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, 51-62.
- Dalguer L.A, K. Irikura, J. Riera, and H. C. Chiu (2001): Fault Dynamic Rupture Simulation of the Hypocenter area of the Thrust Fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, *Geophysical Research Letters*, April 1, vol. 28, no. 7, 1327-1330.
- Das, S. and B. V. Kostrov(1986):Fracture of a single asperity on a finite fault, *Earthquake Source Mechanics*, Maurice Ewing Volume 6, American Geophysical Union, 91-96.
- 藤本一雄・翠川三郎(2003): 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定, 日本地震工学会論文集, 第3巻, 第3号, 1-15.
- Geller, R.J.(1976):Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- Graves, W. Robert (1996):Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 86, 1091-1106.
- Haskell, N. A.(1960) : Crustal reflection of plane SH waves, *J. Geophys. Res.*, 65, 4147-4150.
- Hisada, Y. (1995):An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2),*Bull. Seis. Soc. Am.*, 85, 1080-1093.
- 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville(2000) : 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, 日本建築学会構造系論文集, 527, 61-70.
- Ito, K.(1999): Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, *Tectonophysics*, 306, 423-433.
- 入倉孝次郎・釜江克宏(1999) : 1994年福井地震の強震動, *地震2*, 52, 129-150.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001) : シナリオ地震の強震動予測, *地学雑誌*, 110, 849-875.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲(2002) : 強震動予測のための修正レシピとその検証, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集, 567-572.
- Iwata, T., H. Sekiguchi, and K. Miyakoshi (2001), Characterization of source processes of recent destructive earthquake inverted from strong motion records in the dense network, *Proceedings of US-Japan Joint Workshop and third grantees meeting for US-Japan Cooperative Research on Urban Earthquake Disaster Mitigation*, Aug. 2001, 53-59.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001) : 糸魚川-静岡構造線断層帯（北部、中部）を起震断層と想定した強震動評価手法（中間報告）。
- 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之(1998) : 強震動予測の現状と将来の展望, *地震2*, 51, 339-354.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長 (1991) : 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測 : 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文集, 430, 1-9.
- 菊地正幸・山中佳子(2001) : 『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』, *サイスマ*, 5(7), 6-7.
- 松田時彦 (1990) : 最大地震規模による日本列島の地震分帯図, *東京大学地震研究所彙報*, 65, 1, 289-319.
- 松岡昌志・翠川三郎(1994) : 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング ; 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34.
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝 (2001) : すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 99-109.
- 中田高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉(1998) : 活断層はどこから割れ始めるのか?-活断層の分岐形態と破壊伝播方向-, *地学雑誌*, 107, 512-528.
- 中村洋光・宮武隆(2000) : 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震2*, 53, 1-9.

- Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994)：表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性，仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析，*日本建築学会構造系論文集*，462，79-89.
- 司宏俊・翠川三郎(1999)：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，*日本建築学会構造系論文集*，第523号，pp.63-70.
- Shnabel, P.B., J. Lysmer, and H. B. Seed (1972): SHAKE, A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- 杉山雄一・関口春子・栗田泰夫・伏島祐一郎・下川浩一(2002)：活断層情報と不均質震源特性との関係，平成13年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書，119-129.
- 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明(1997)：近畿地方で発生する地震の $f_{max}$ に関する基礎的検討，*地球惑星科学関連学会合同大会予稿集*，103.
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.
- 吉田望・東畑郁生(1991)：YUSAYUSA-2 理論と使用方法.

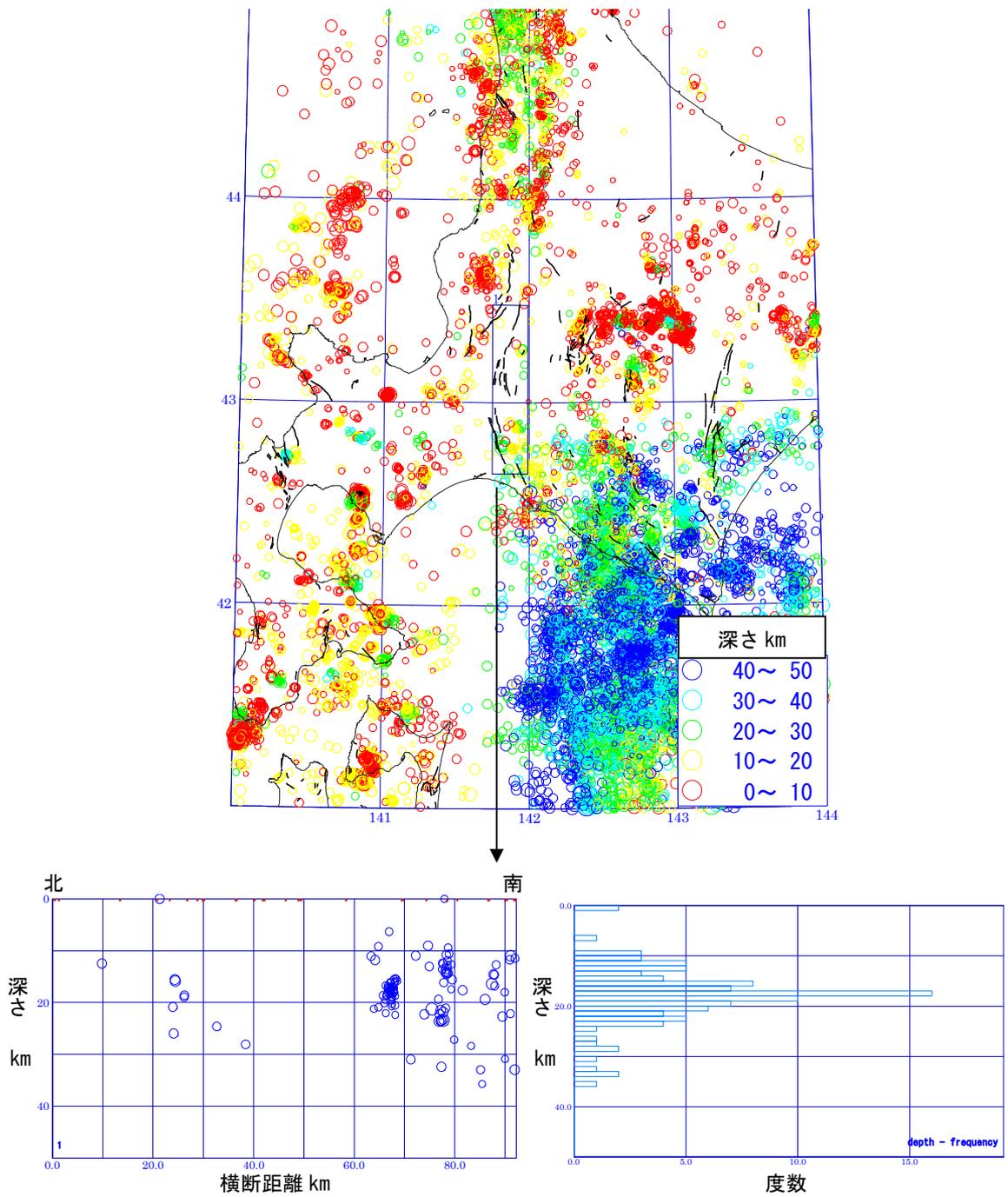
石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価

## 図のもくじ

(図10～23)

図10-1	石狩低地東縁断層帯周辺の震央分布(上図)および 震源分布の断面図(下図左)震源分布頻度図(下図右)	1
図10-2	石狩低地東縁断層帯周辺の震央分布(左図)および 震源分布の断面図(右図)	2
図11-1	地震モーメント $M_0$ と断層面積 $S$ との経験的關係	3
図11-2	地震モーメント $M_0$ と短周期レベル $A$ の關係	3
図12-1	収集資料位置図(ボーリング地点)	4
図12-2	収集資料位置図(石油開発公団・基礎試錐地点 表4-1参照)	4
図12-3	収集資料位置図(反射法地震探査測線 表4-2参照)	5
図12-4	収集資料位置図(屈折法探査測線 表4-3参照)	5
図12-5	収集資料位置図(微動アレイ探査地点 表4-4参照)	6
図13	震源断層モデル(ケース1～4)	7
図14-1	「詳細法工学的基盤」における計算波形と減衰5% 擬似速度応答スペクトル(滝川市役所・富良野市役所・岩見沢市役所)	8
図14-2	「詳細法工学的基盤」における計算波形と減衰5% 擬似速度応答スペクトル(江別市役所・夕張市役所・札幌市役所)	9
図14-3	「詳細法工学的基盤」における計算波形と減衰5% 擬似速度応答スペクトル(千歳市役所・苫小牧市役所)	10
図15-1	「詳細法」による強震動予測結果: 「詳細法工学的基盤」上面における最大速度分布図(ケース1)	11
図15-2	「詳細法」による強震動予測結果: 「詳細法工学的基盤」上面における最大速度分布図(ケース2)	11
図15-3	「詳細法」による強震動予測結果: 「詳細法工学的基盤」上面における最大速度分布図(ケース3)	12
図15-4	「詳細法」による強震動予測結果: 「詳細法工学的基盤」上面における最大速度分布図(ケース4)	12

図 1 6 - 1 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布図 (ケース 1)	13
図 1 6 - 2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布図 (ケース 2)	13
図 1 6 - 3 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布図 (ケース 3)	14
図 1 6 - 4 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布図 (ケース 4)	14
図 1 6 - 5 「詳細法工学的基盤」( $V_s=480\text{m/s}$ )における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に補正した値と司・翠川 (1999) の距離減衰式 との比較 (ケース 1 ~ 4)	15
図 1 7 - 1 破壊開始 10 秒後から 1 分後までの工学的基盤面における 速度振幅のスナップショット (ケース 2, NS 成分)	16
図 1 7 - 2 破壊開始 1 分 10 秒後から 2 分後までの工学的基盤面における 速度振幅のスナップショット (ケース 2, NS 成分)	17
図 1 7 - 3 破壊開始 2 分 10 秒後から 3 分後までの工学的基盤面における 速度振幅のスナップショット (ケース 2, NS 成分)	18
図 1 8 「簡便法」による強震動予測結果：震度分布図	19
図 1 9 一次元地震応答計算を実施した範囲	20
図 2 0 - 1 「浅い地盤構造」のモデルと一次元地震応答計算による 最大加速度・最大せん断応力・最大せん断ひずみ分布 (江別市内)	21
図 2 0 - 2 「浅い地盤構造」のモデルと一次元地震応答計算による 最大加速度・最大せん断応力・最大せん断ひずみ分布 (岩見沢市内)	22
図 2 1 - 1 微地形分類による増幅率により求めた地表の最大速度分布	23
図 2 1 - 2 一次元地震応答計算による地表の最大速度分布	23
図 2 2 - 1 工学的基盤の最大速度に微地形分類による増幅率を乗じて 経験式で求めた計測震度分布	24
図 2 2 - 2 一次元地震応答計算による地表の最大速度から 経験式で求めた計測震度分布	24
図 2 2 - 3 一次元地震応答計算による地表の地震波形から 気象庁の方法で求めた計測震度分布	25
図 2 3 - 1 工学的基盤の速度波形と擬似速度応答スペクトル	26
図 2 3 - 2 一次元地震応答計算による地表の速度波形と 擬似速度応答スペクトル	26



(気象庁の地震カタログによる)

図 10-1 石狩低地東縁断層帯周辺の震央分布 (上図) および  
震源分布の断面図 (下図左) 震源頻度分布図 (下図右)

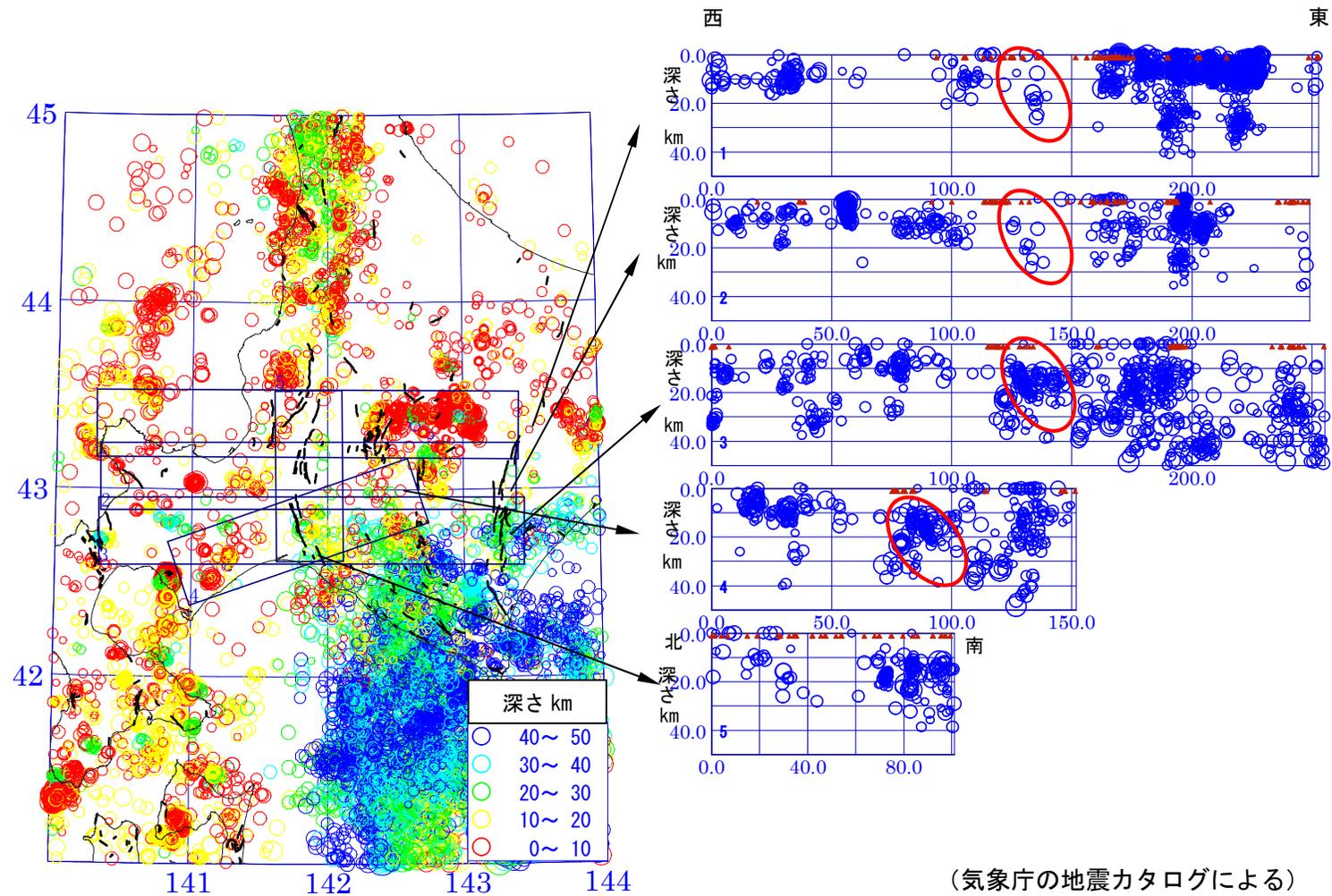


図 10-2 石狩低地東縁断層帯周辺の震央分布 (左図) 及び震源分布の断面図 (右図)

○ Wells & Coppersmith(1994) □ Abe(1990) 壇ほか (2001) に加筆

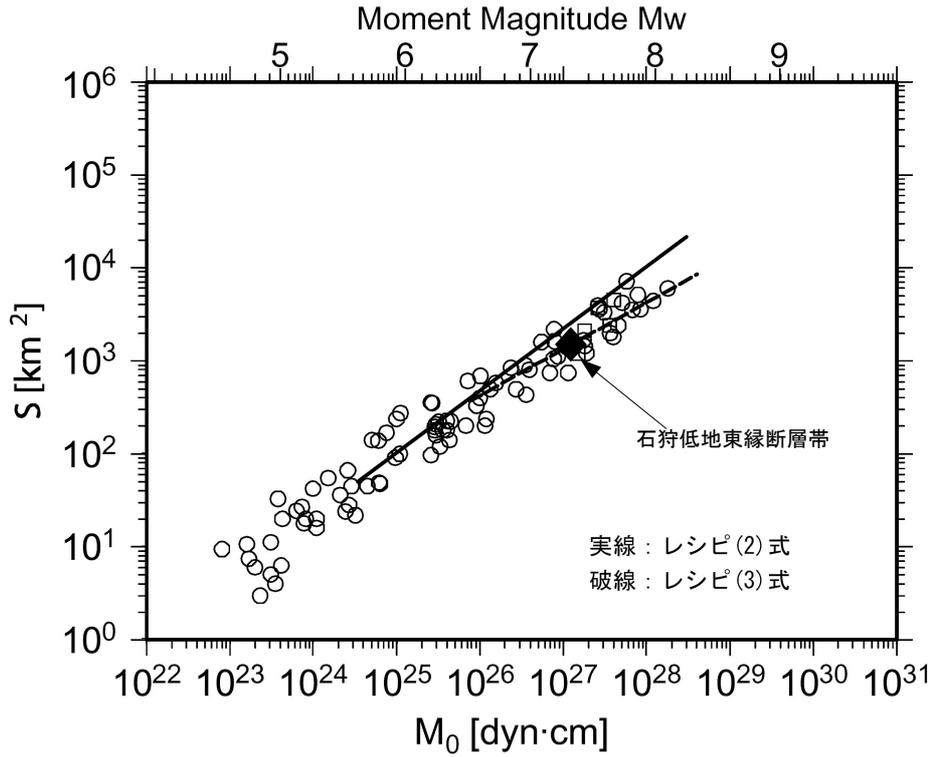


図 1 1 - 1 地震モーメント  $M_0$  と断層面積  $S$  との関係図

壇・他(2001)に加筆

○ Dan et al.(Inland) ☆ Papageorgiou(1988) □ Kamae(1997) ▽ Kamae(1990)  
● Dan et al.(Sea) ■ Kamae(1996) ◇ Irikura(1999) △ Kato-1(1998)

壇ほか (2001) に加筆

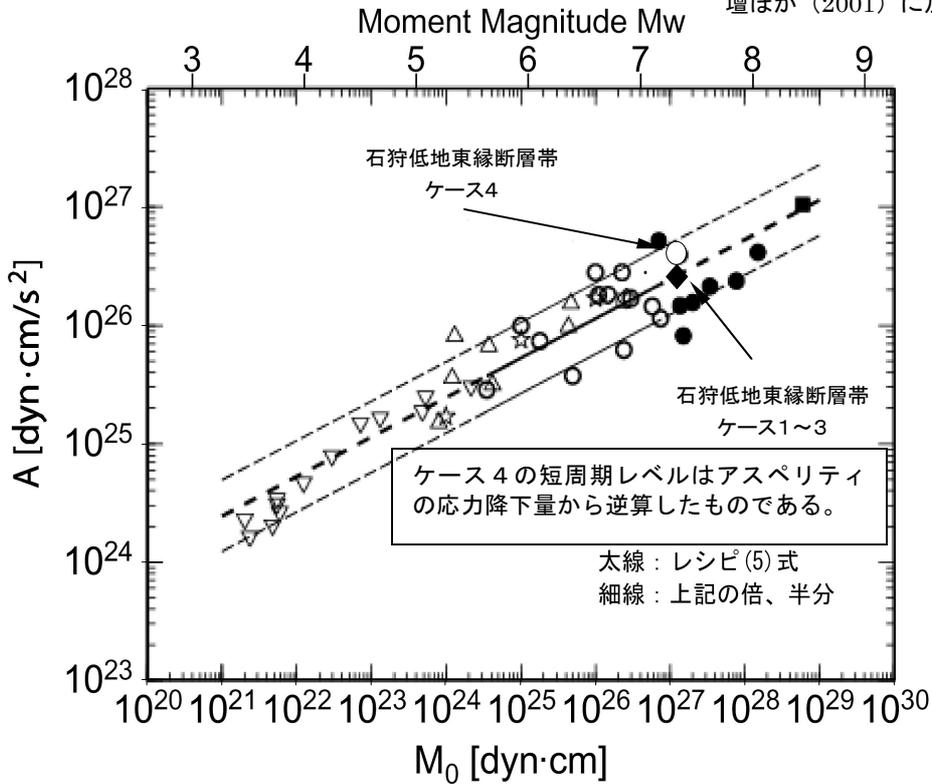


図 1 1 - 2 地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  の関係図

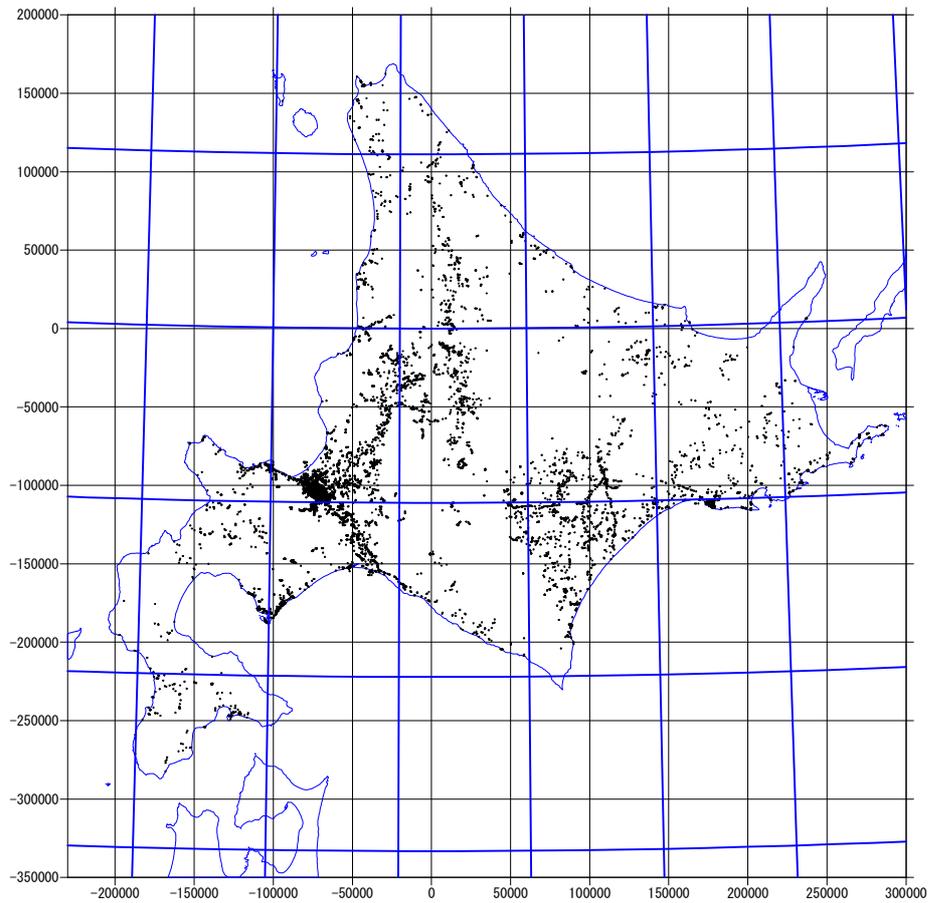


図 1 2 - 1 収集資料位置図 (ボーリング地点)

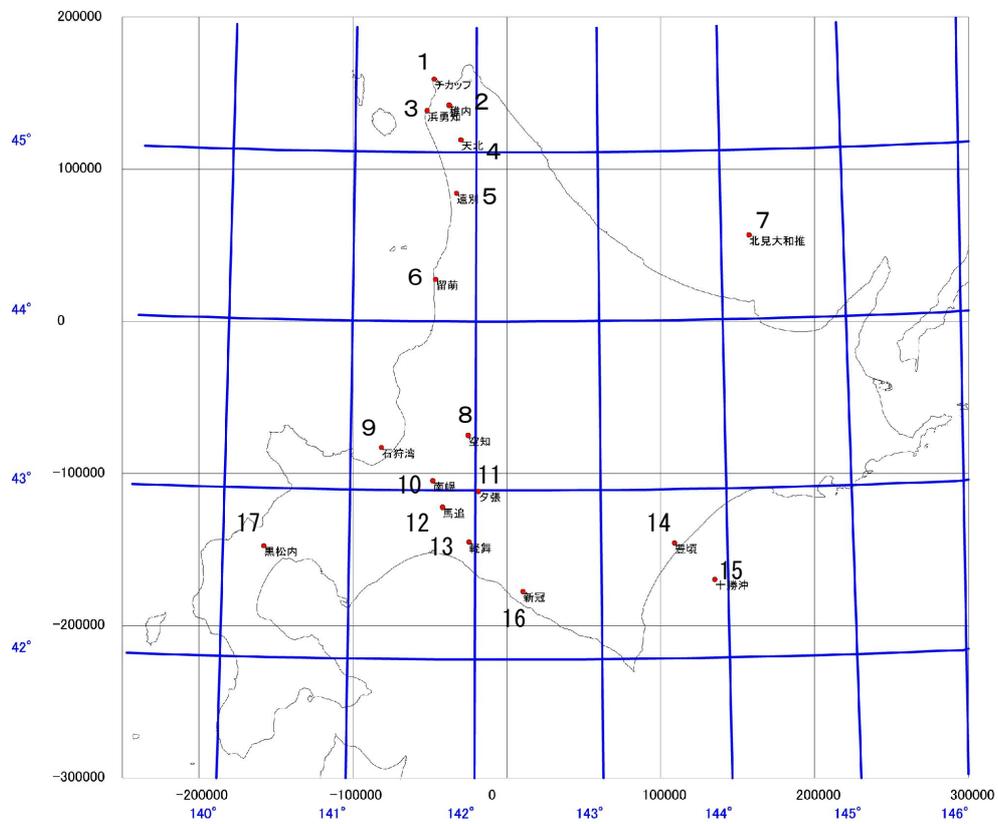


図 1 2 - 2 収集資料位置図 (石油開発公団・基礎試錐地点 表 4 - 1 参照)

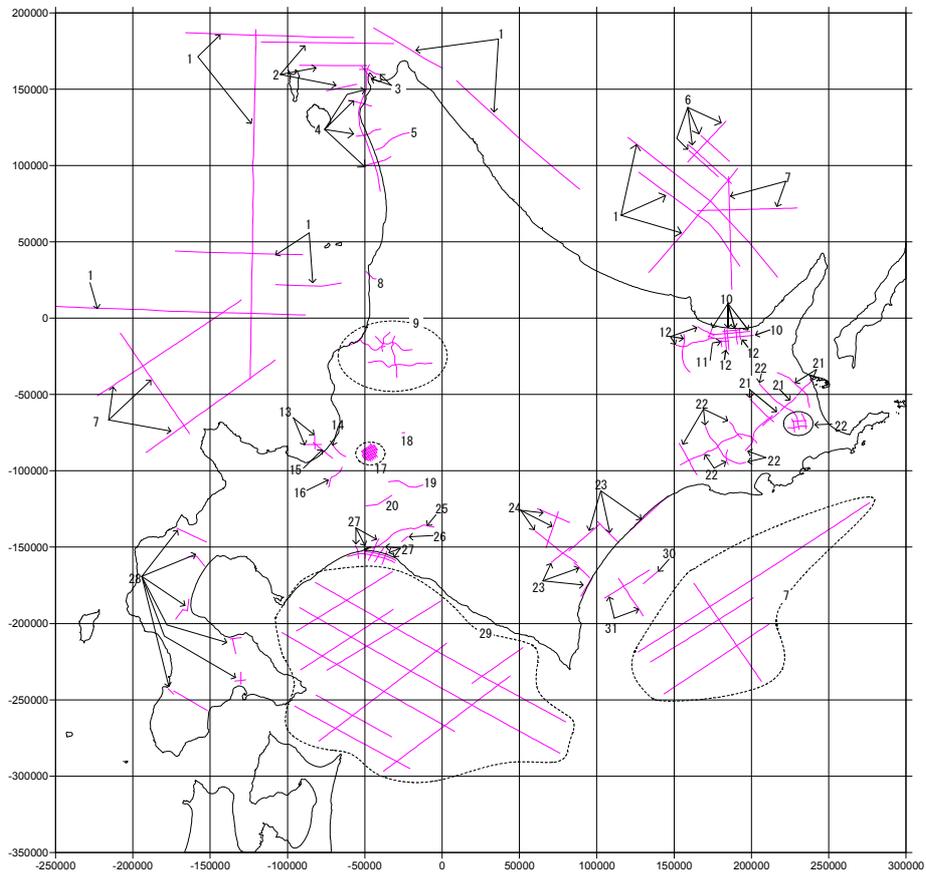


圖 12-3 收集資料位置圖 (反射法地震探查測線 表 4-2 參照)

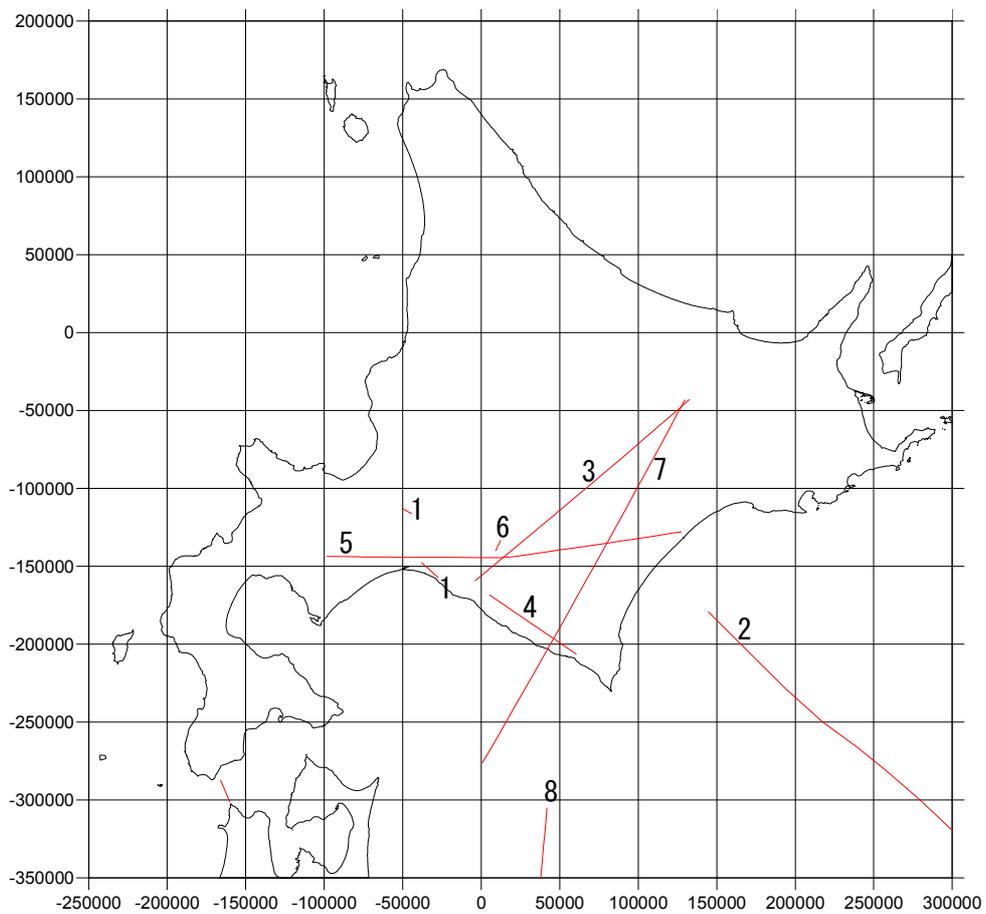


圖 12-4 收集資料位置圖 (地殼構造屈折法探查測線 表 4-3 參照)

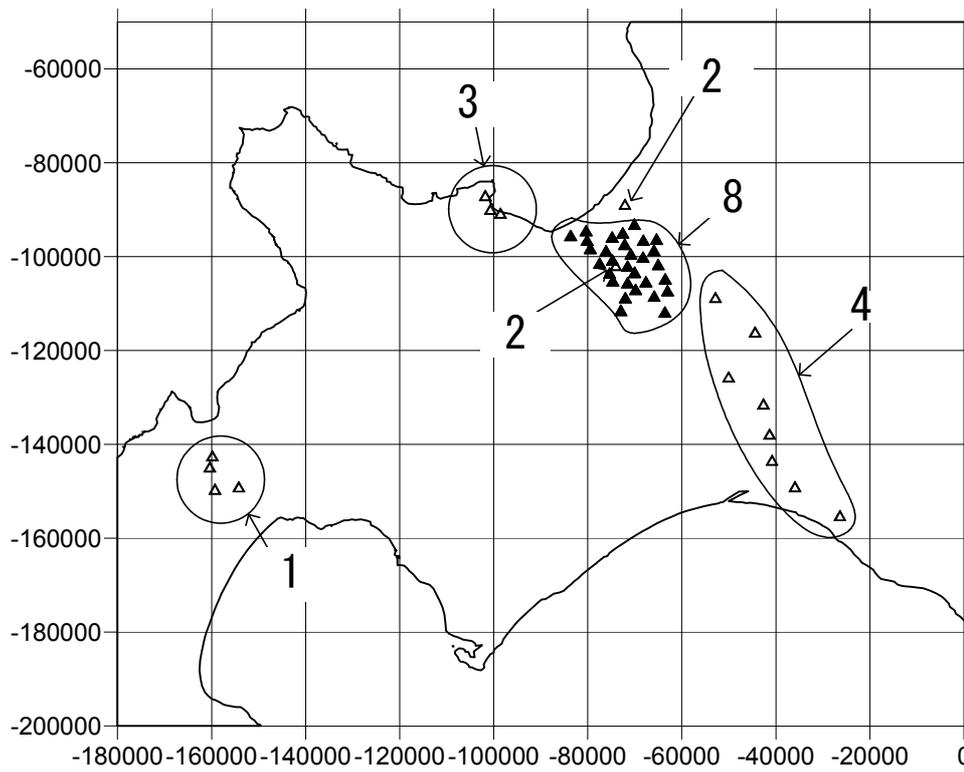


図 1 2 - 5 収集資料位置図（微動アレイ探査地点 表 4 - 4 参照）

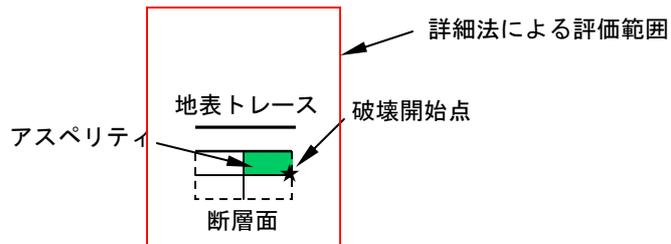
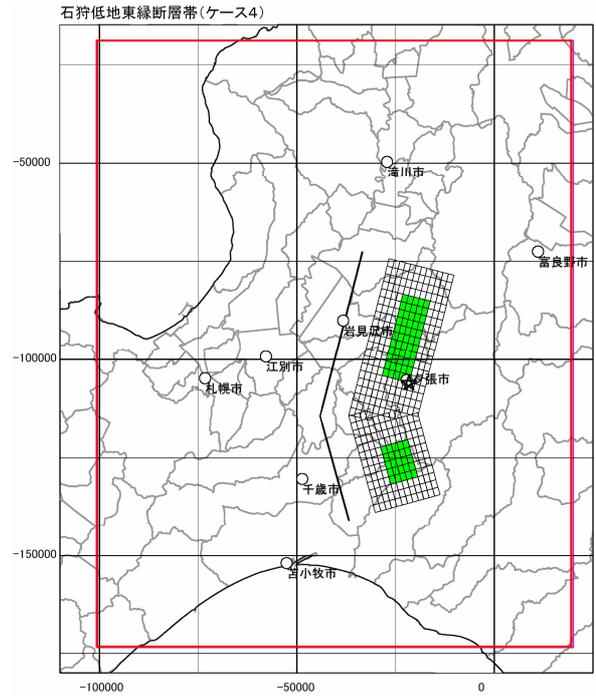
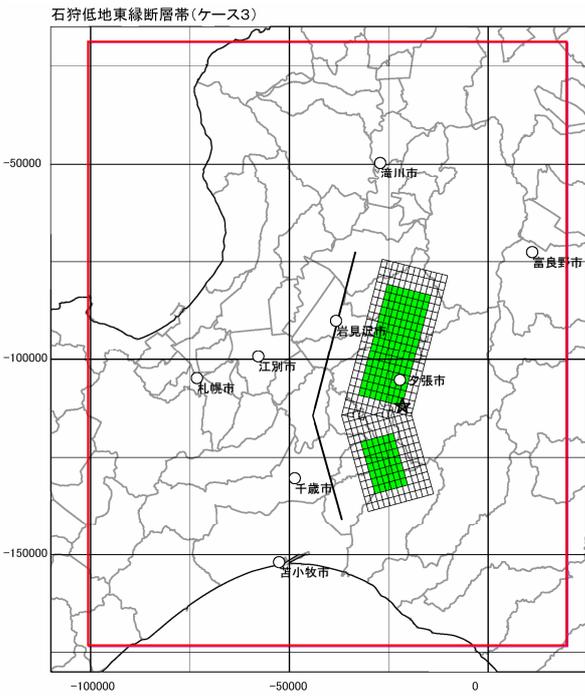
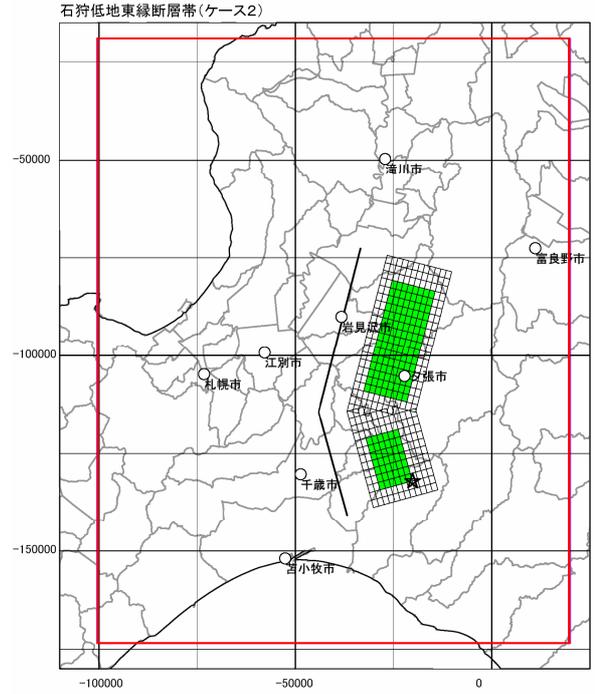
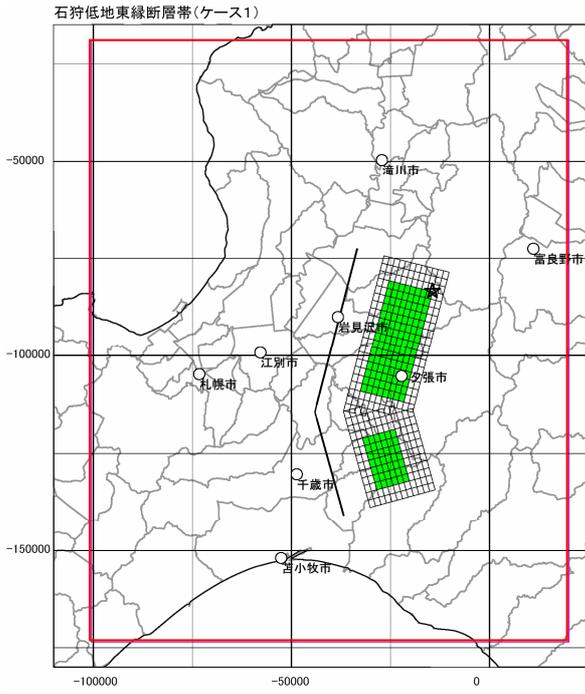


図13 震源断層モデル(ケース1~4)

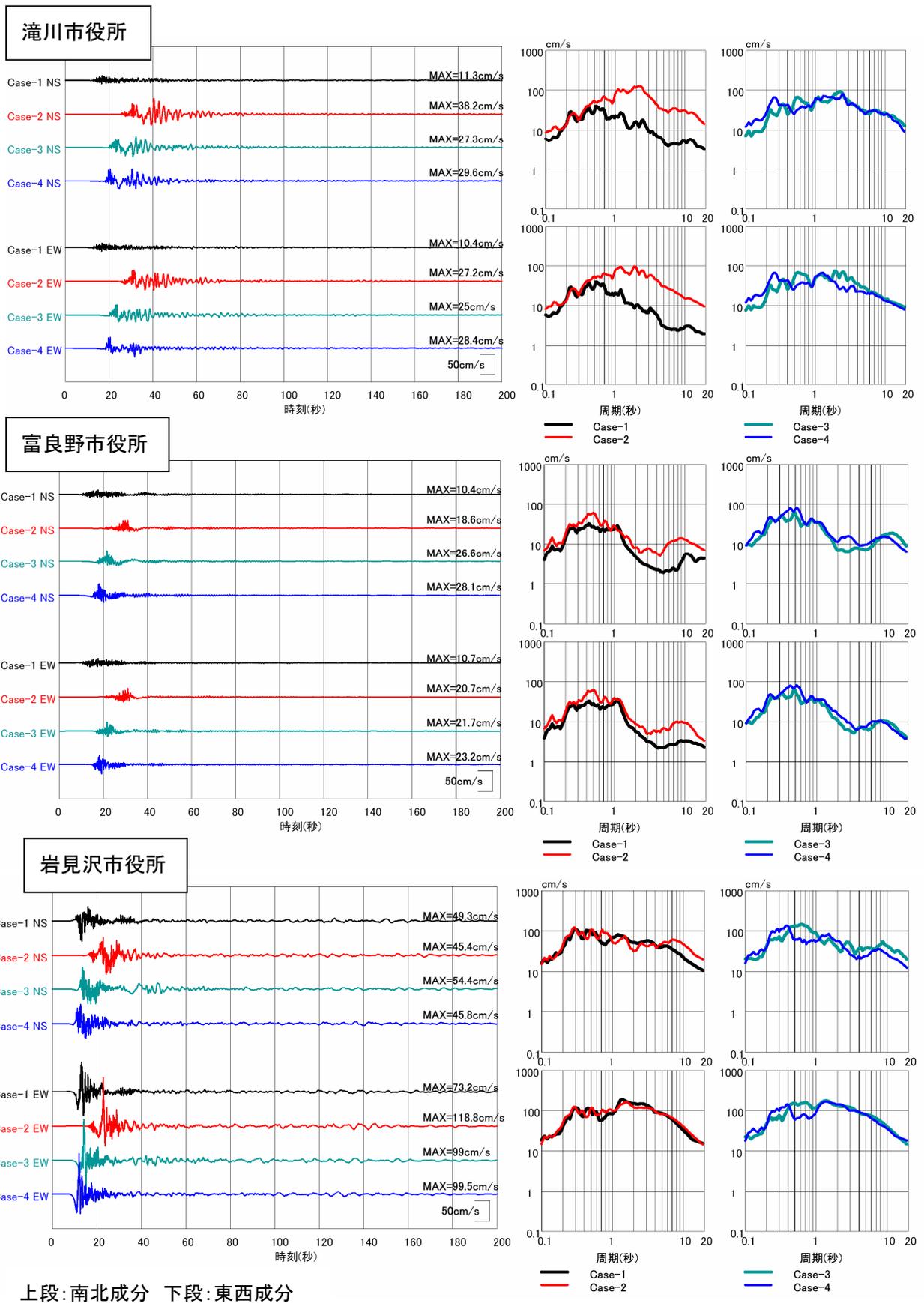


図 1 4 - 1 「詳細法工学的基盤」における計算波形と減衰 5% 擬似速度応答スペクトル (滝川市役所・富良野市役所・岩見沢市役所)

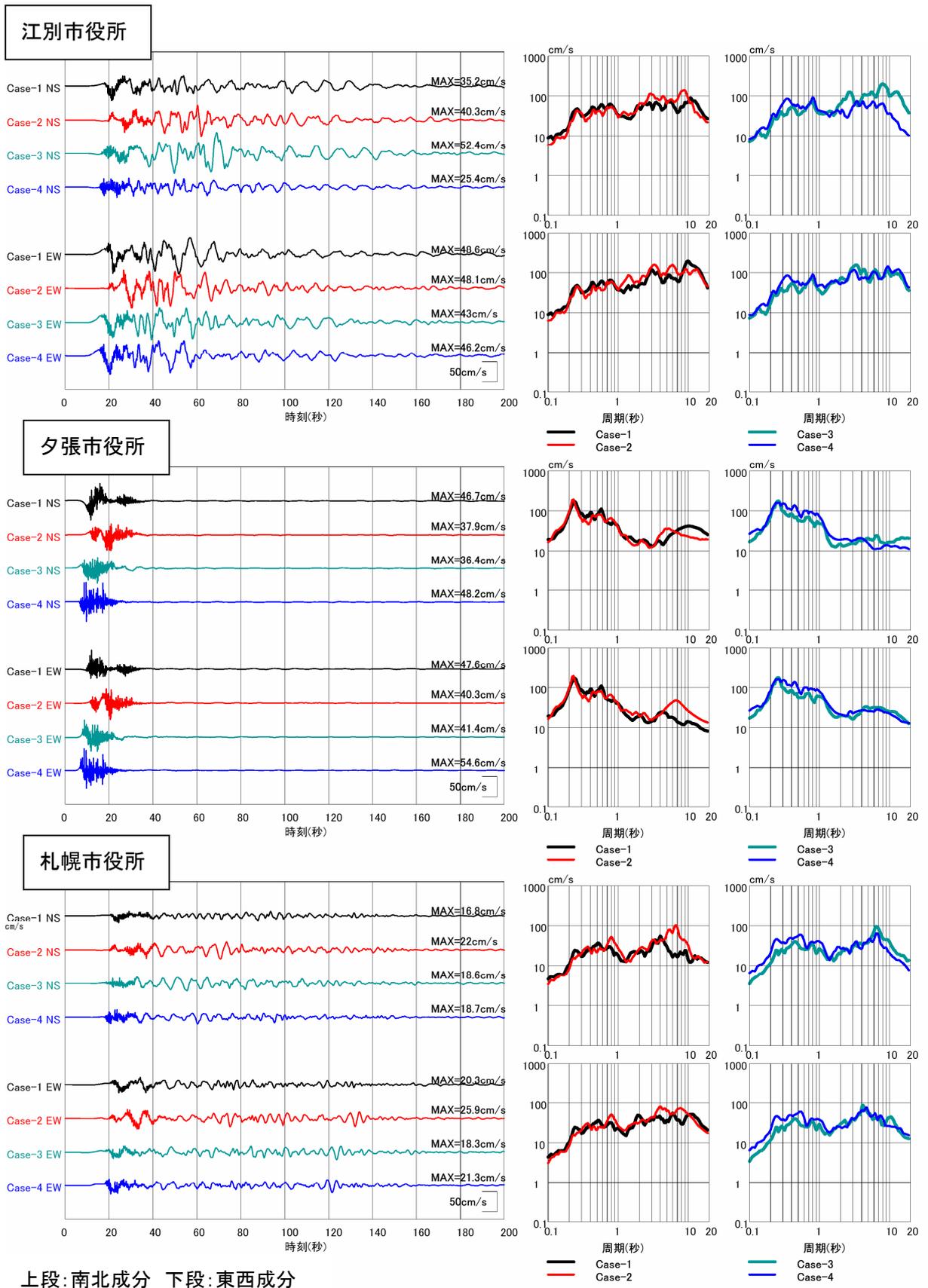
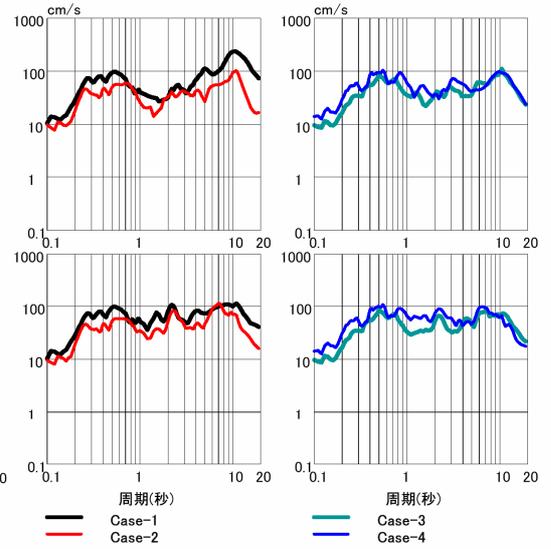
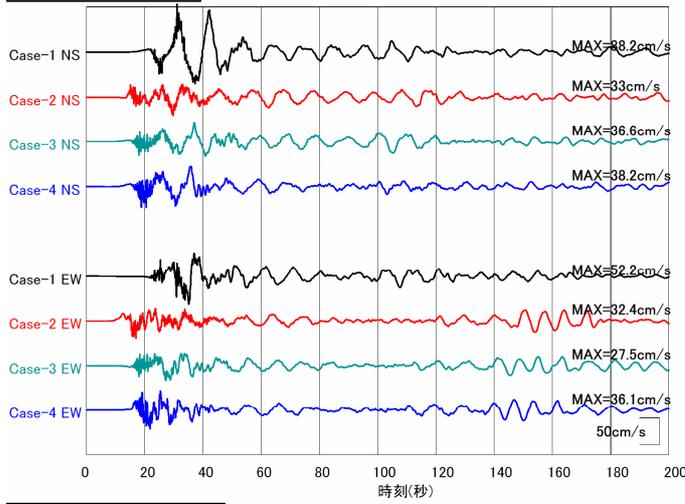
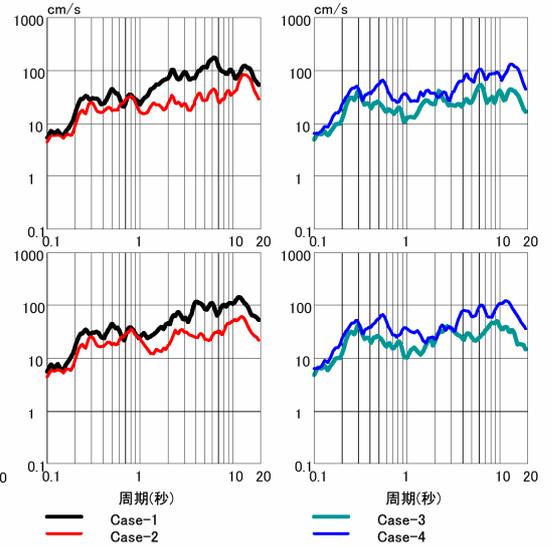
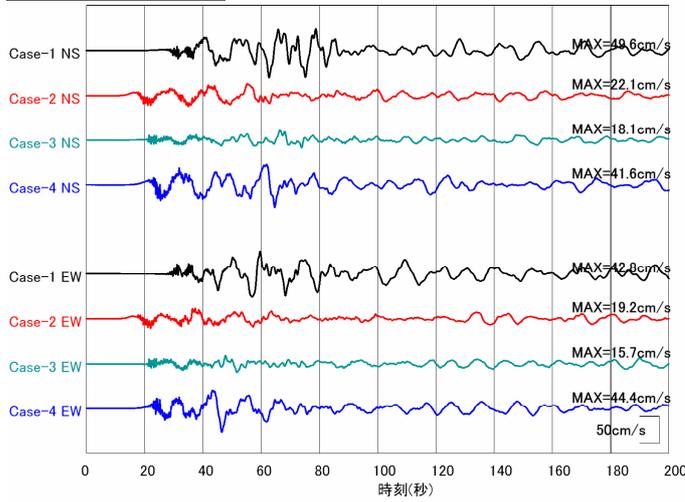


図 1 4 - 2 「詳細法工学的基盤」における計算波形と減衰 5% 擬似速度応答スペクトル (江別市役所・夕張市役所・札幌市役所)

千歳市役所



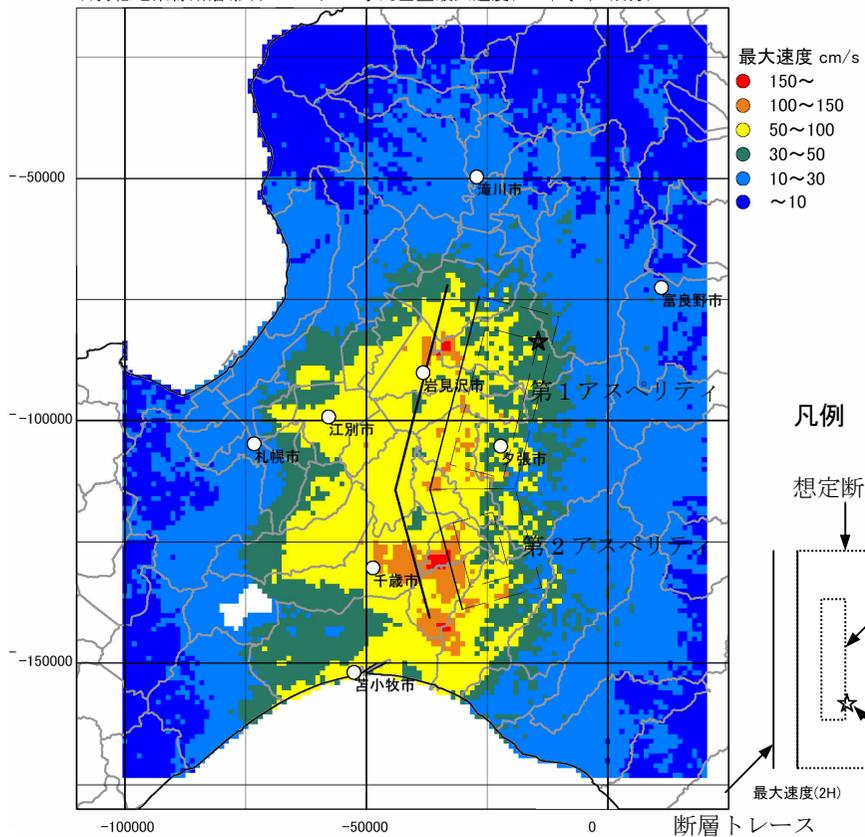
苫小牧市役所



上段:南北成分 下段:東西成分

図 1 4 - 3 「詳細法工学的基盤」における計算波形と減衰 5 % 擬似速度応答スペクトル (千歳市役所・苫小牧市役所)

石狩低地東縁断層帯(ケース1) 工学的基盤最大速度(HYB, 水平2成分)



石狩低地東縁断層帯(ケース2) 工学的基盤最大速度(HYB, 水平2成分)

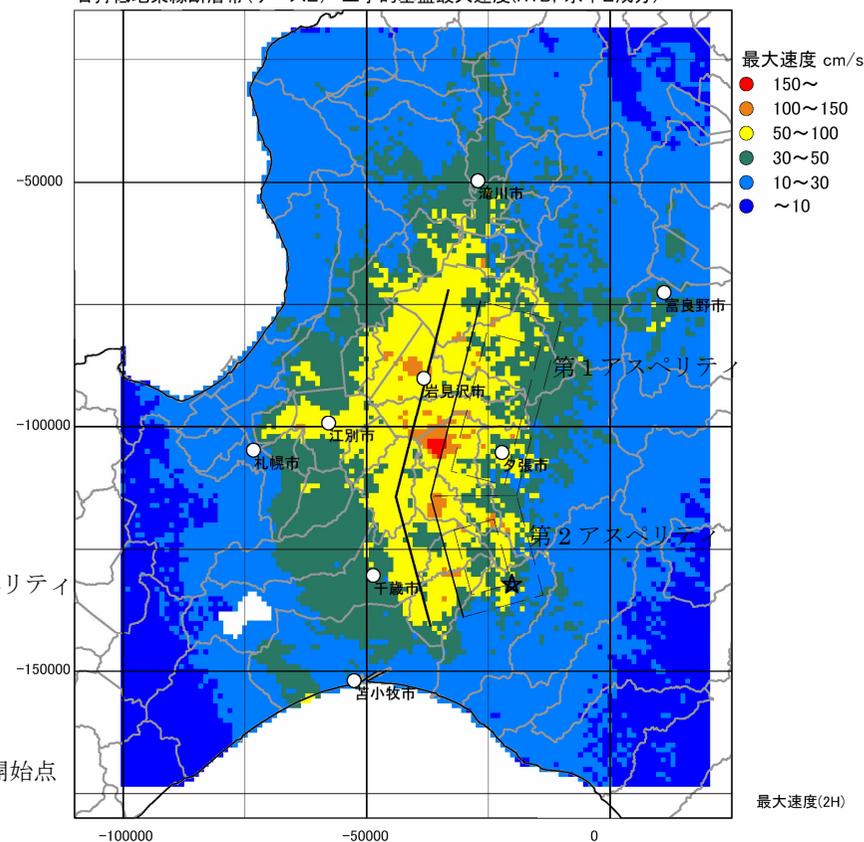


図15-1 「詳細法」による強震動予測結果：  
「詳細法工学的基盤」上面における最大速度分布図(ケース1)

図15-2 「詳細法」による強震動予測結果：  
「詳細法工学的基盤」上面における最大速度分布図(ケース2)

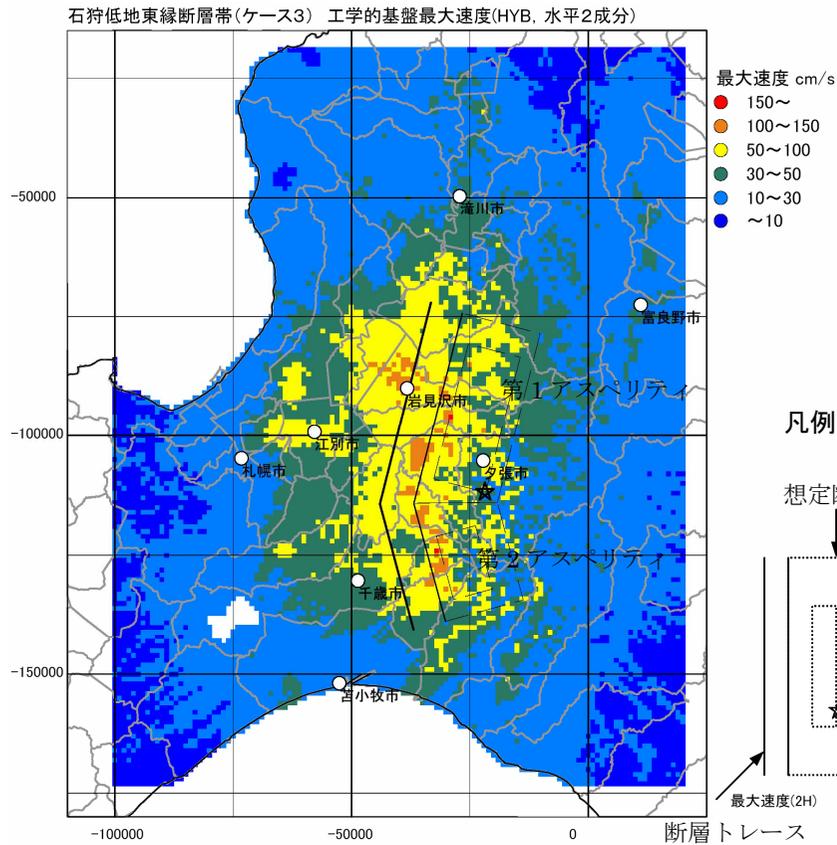


図15-3 「詳細法」による強震動予測結果：  
「詳細法工学的基盤」上面における最大速度分布図(ケース3)

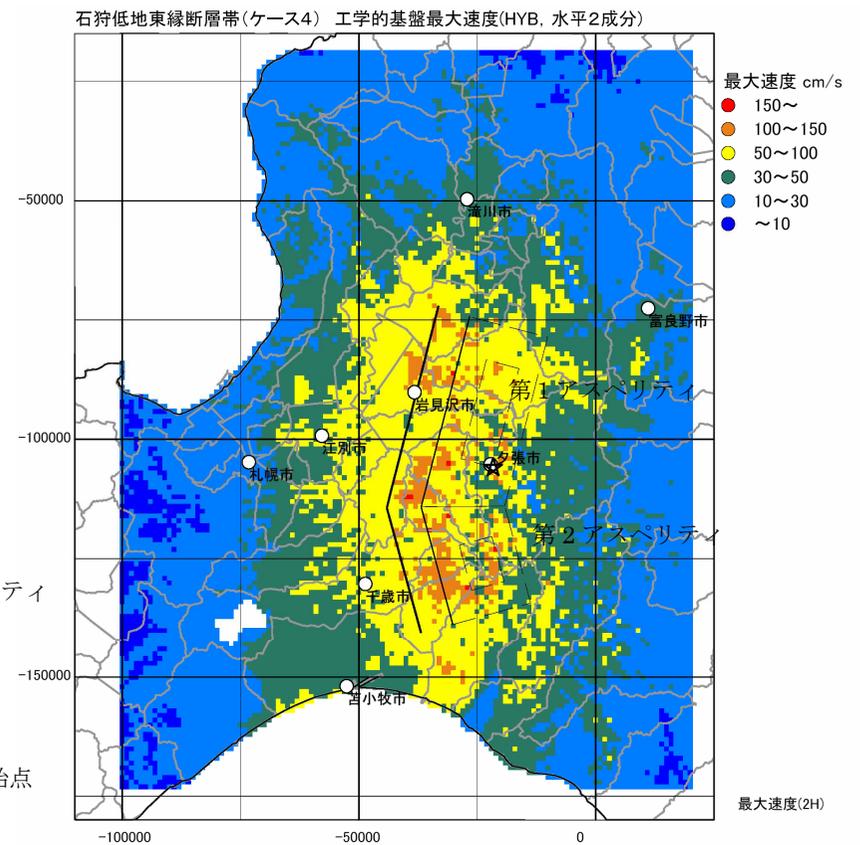
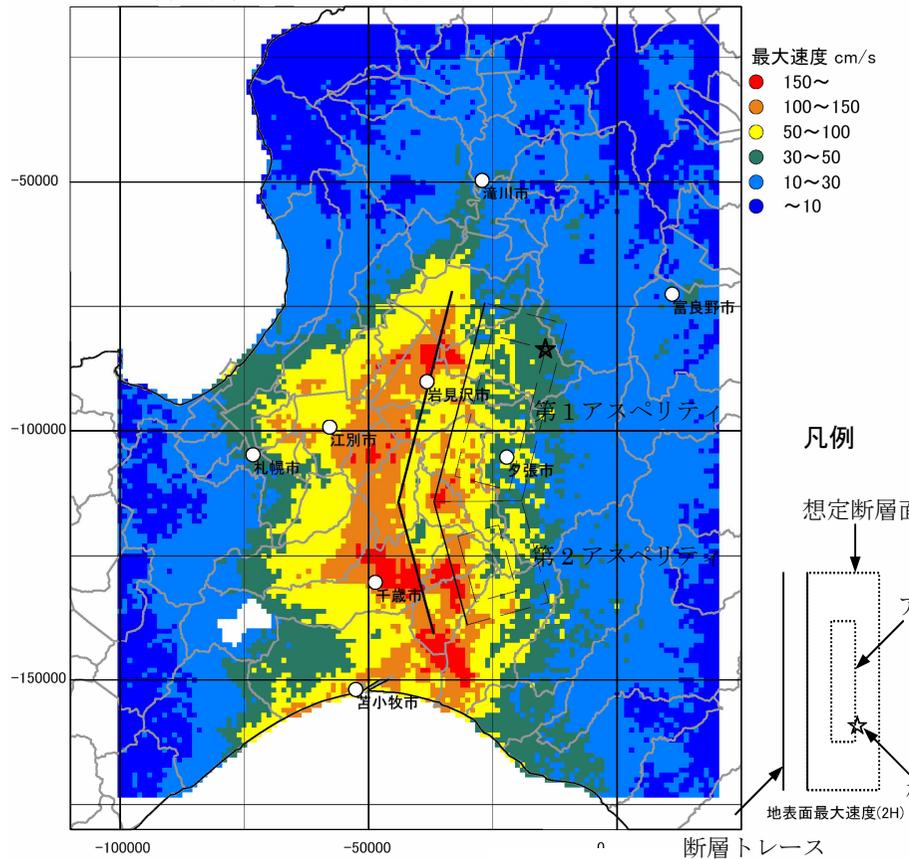


図15-4 「詳細法」による強震動予測結果：  
「詳細法工学的基盤」上面における最大速度分布図(ケース4)

石狩低地東縁断層帯(ケース1) 地表面最大速度(HYB, 水平2成分)



石狩低地東縁断層帯(ケース2) 地表面最大速度(HYB, 水平2成分)

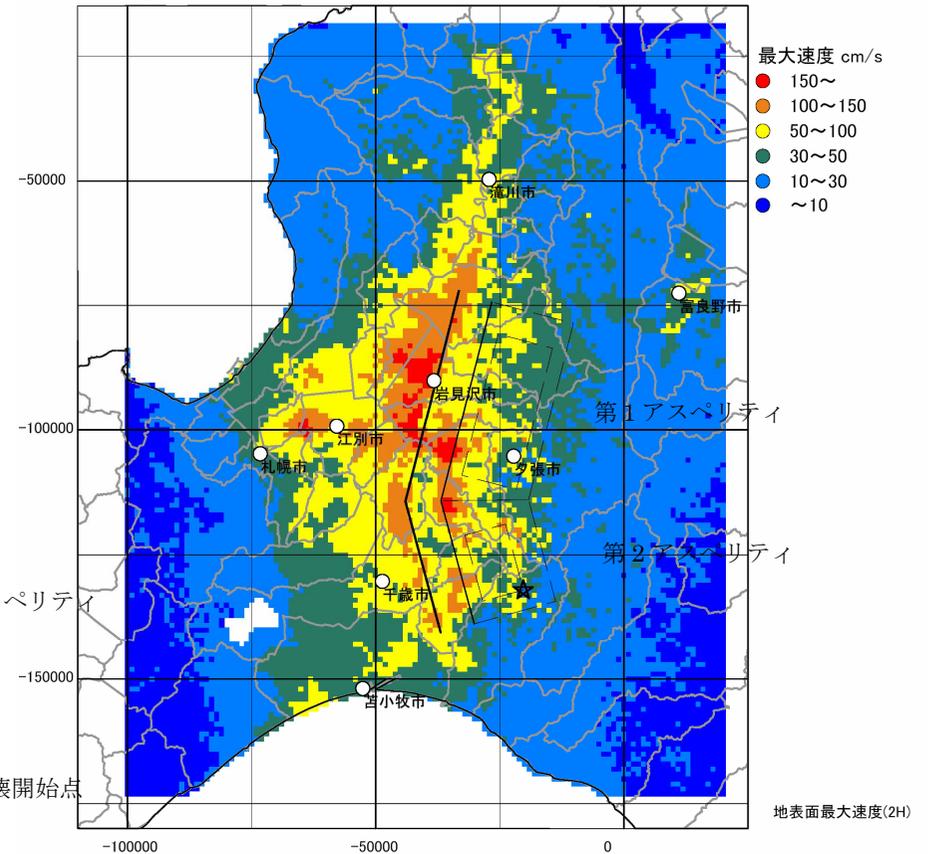


図16-1 「詳細法」による強震動予測結果：  
地表の最大速度分布図(ケース1)

図16-2 「詳細法」による強震動予測結果：  
地表の最大速度分布図(ケース2)

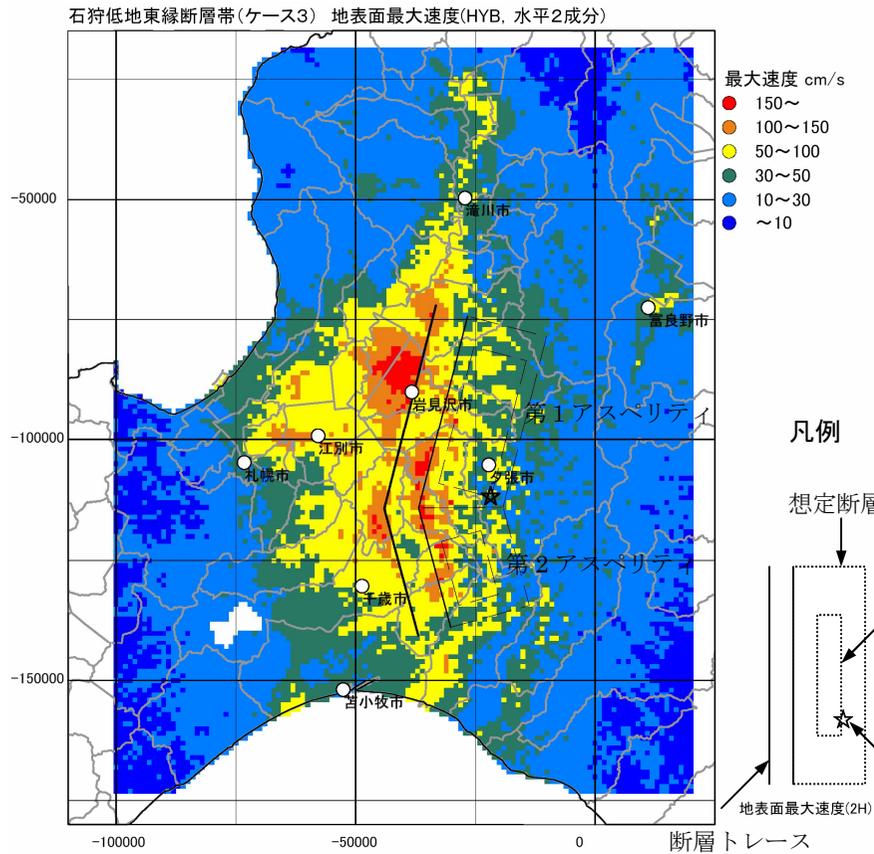


図 16-3 「詳細法」による強震動予測結果：  
地表の最大速度分布図（ケース3）

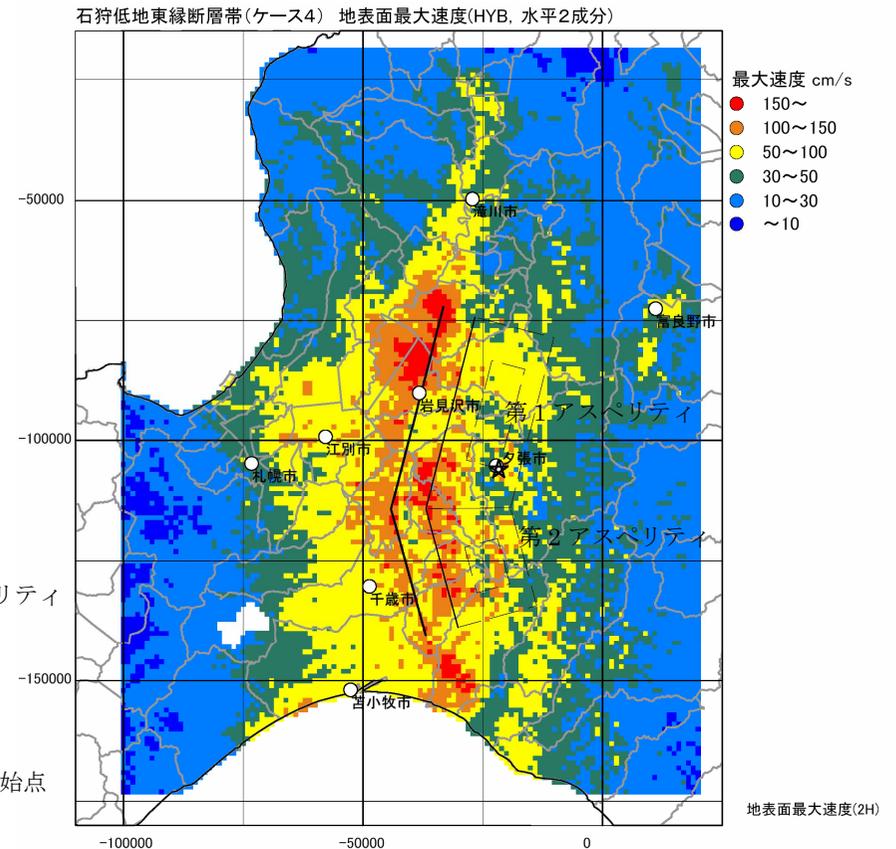


図 16-4 「詳細法」による強震動予測結果：  
地表の最大速度分布図（ケース4）

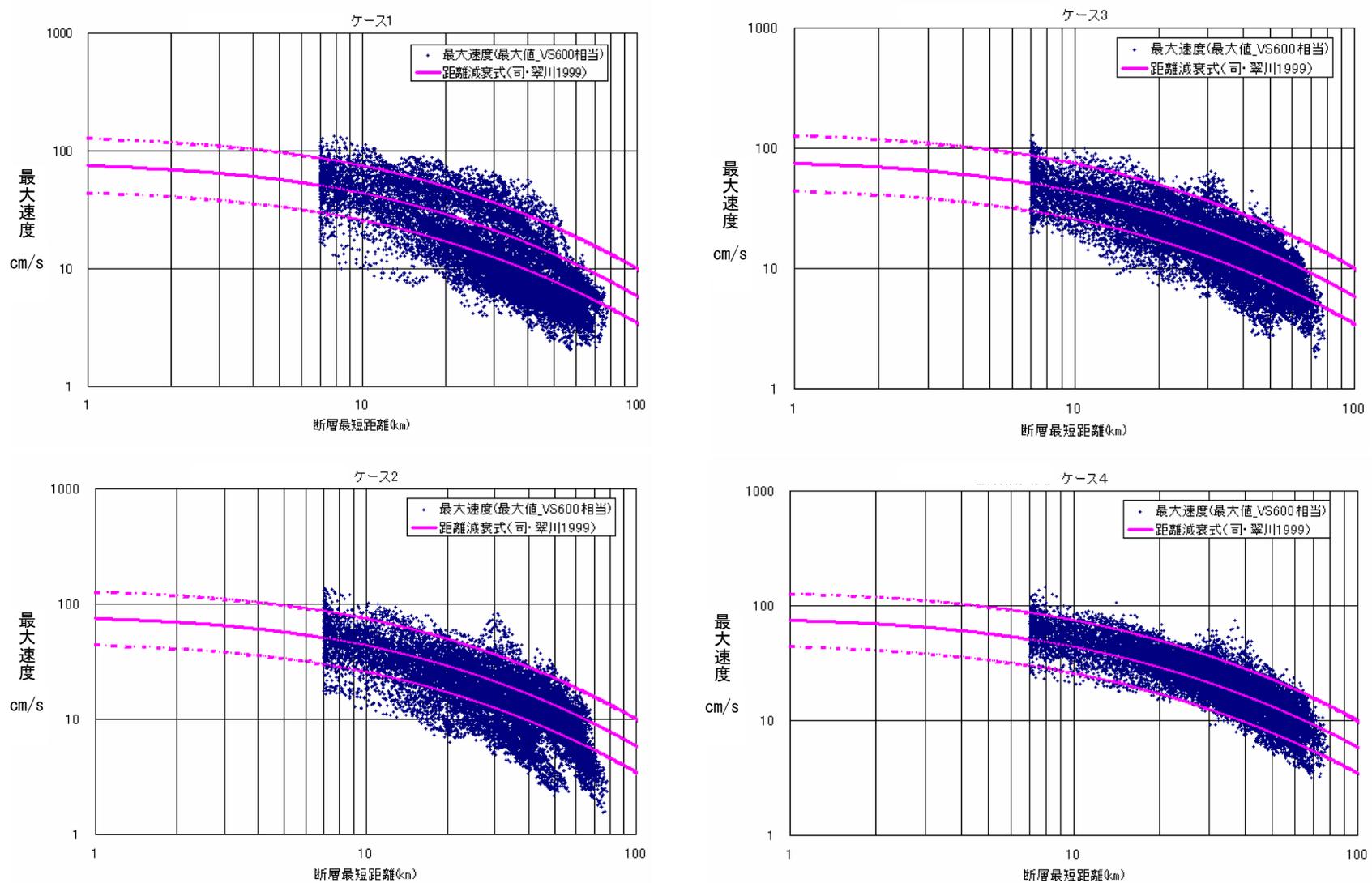


図16-5 「詳細法工学的基盤」( $V_s=480\text{m/s}$ )における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に補正した値と司・翠川(1999)の距離減衰式との比較(ケース1~4)

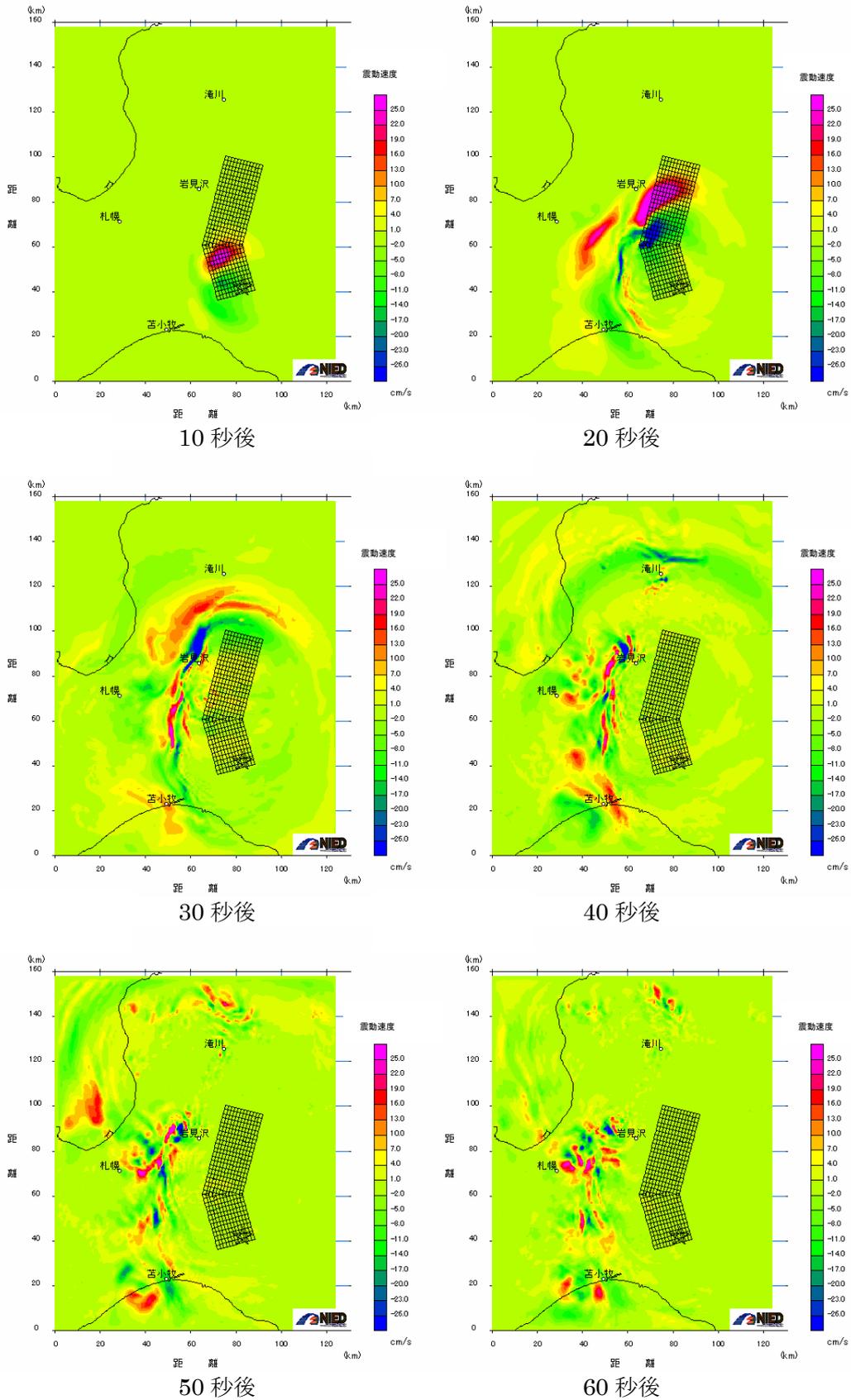


図 17-1 破壊開始10秒後から1分後までの工学的基盤面における速度振幅のスナップショット（ケース2, NS成分）

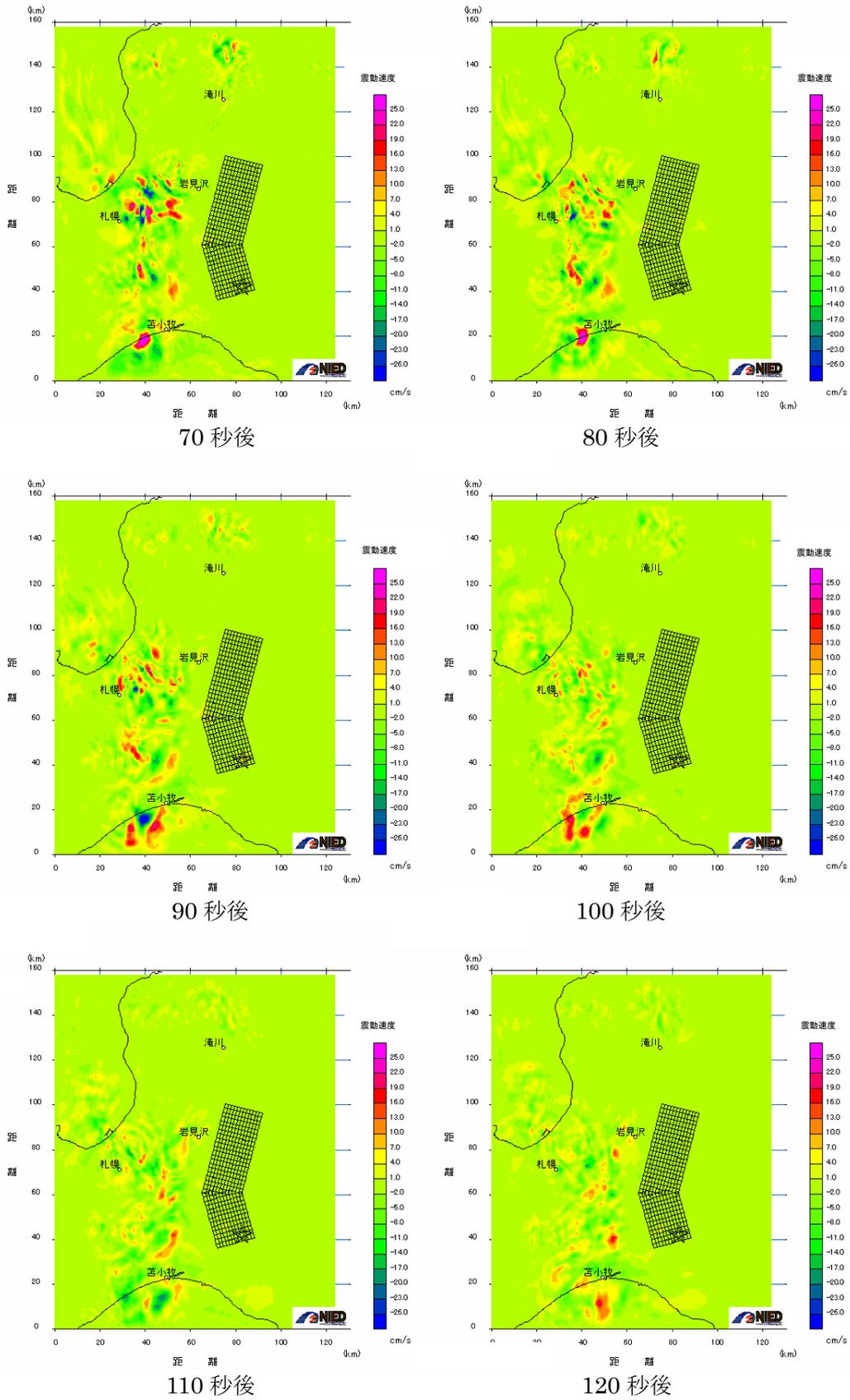


図 17-2 破壊開始1分10秒後から2分後までの工学的基盤面における速度振幅のスナップショット（ケース2, NS成分）

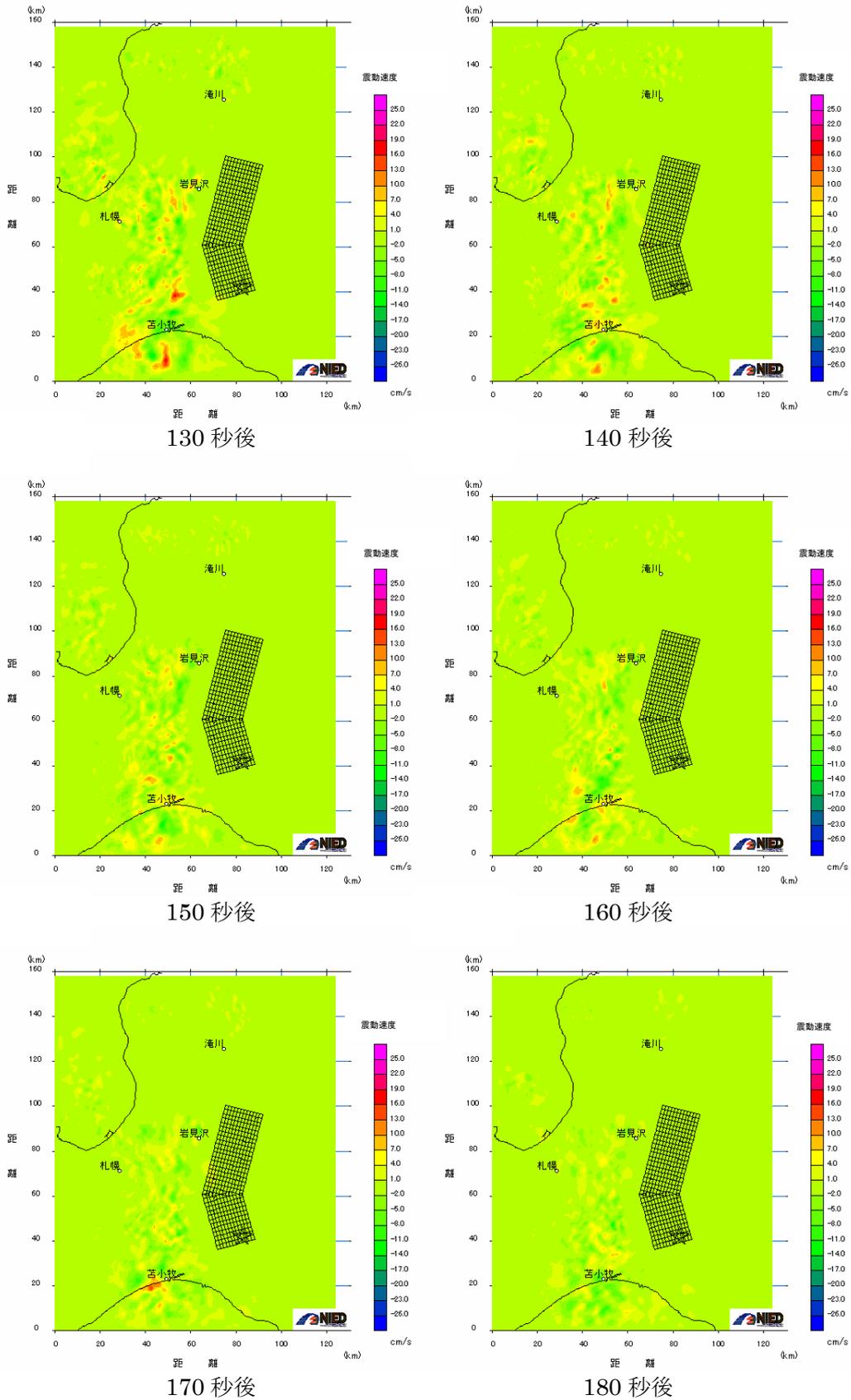


図 1 7 - 3 破壊開始 2 分 10 秒後から 3 分後までの工学的基盤面における速度振幅のスナップショット (ケース 2, NS 成分)

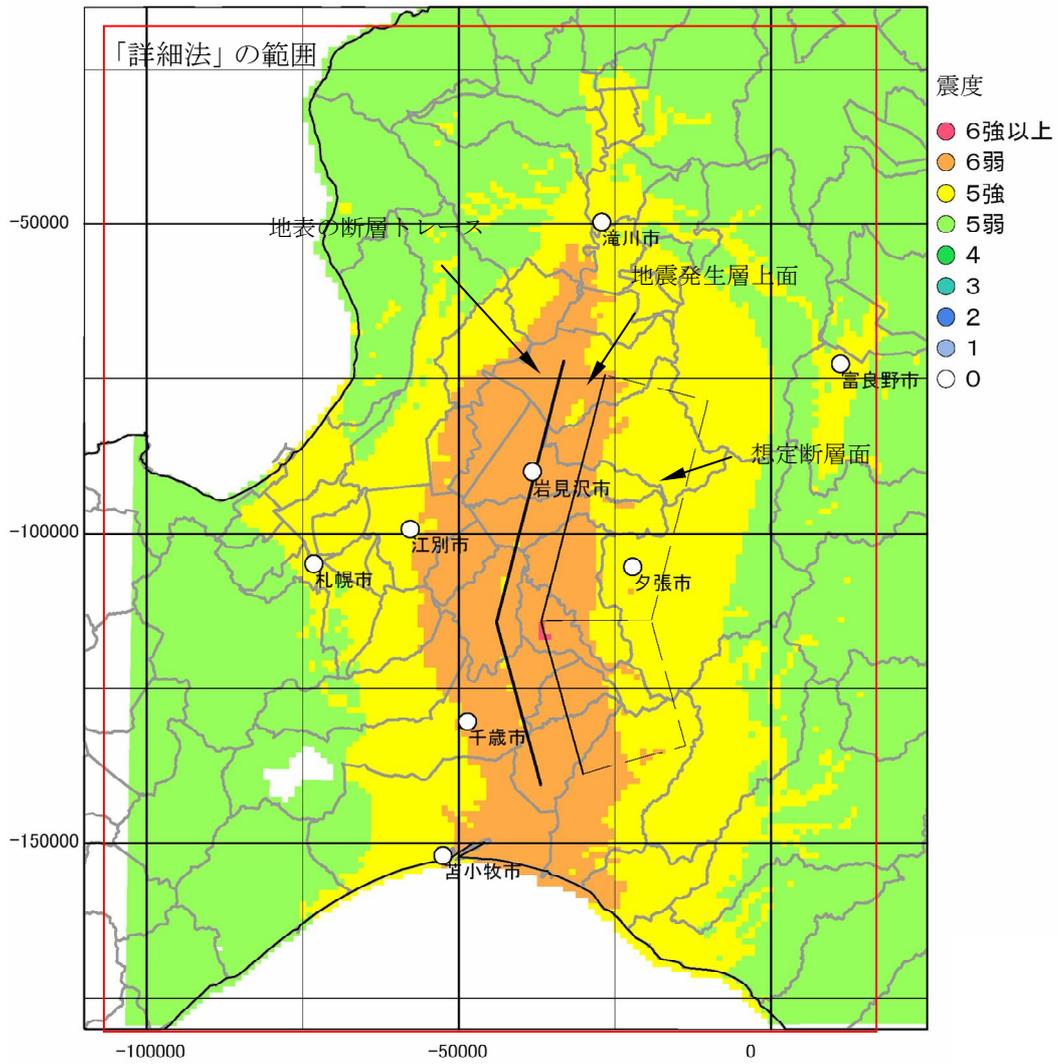
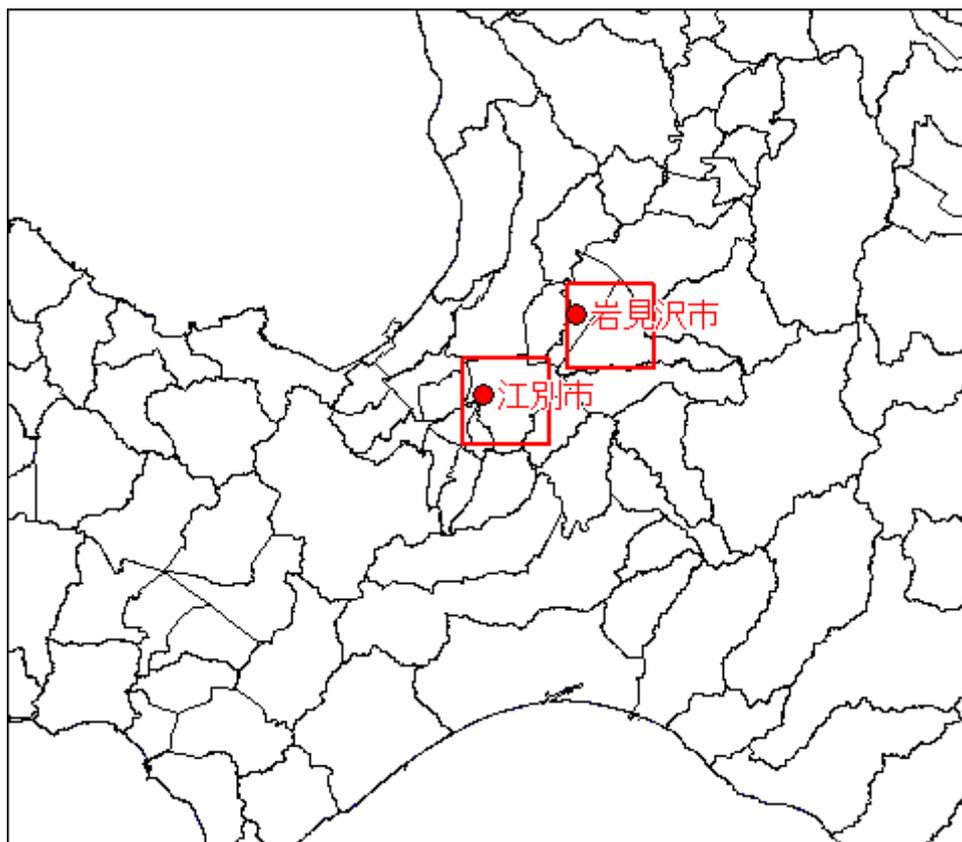


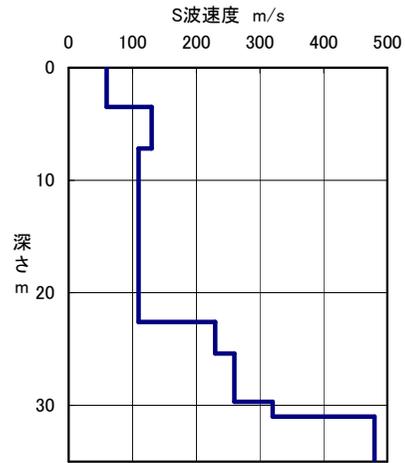
図 18 「簡便法」による強震動予測結果：震度分布



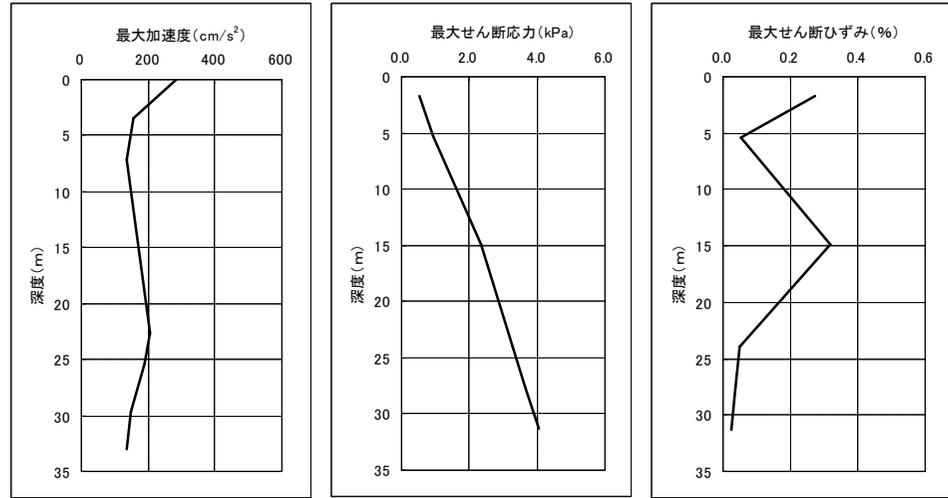
●は波形表示箇所

図19 一次元地震応答計算を実施した範囲

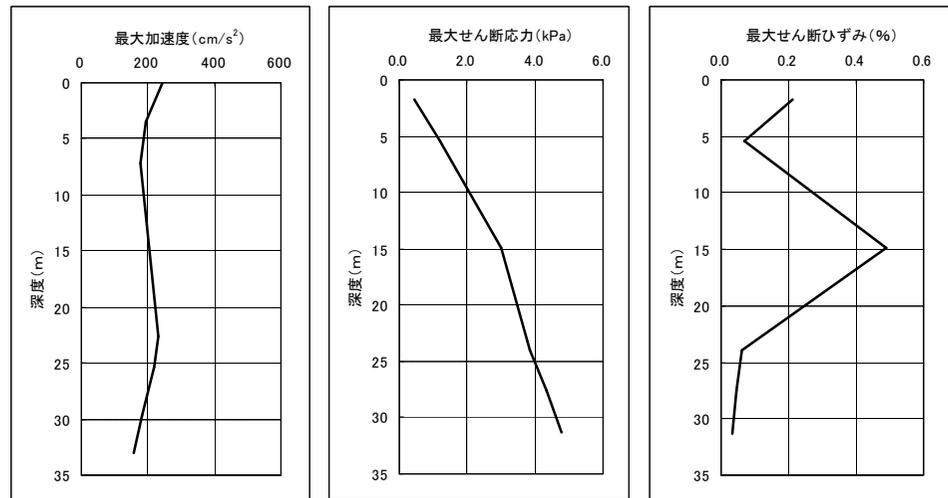
江別市内の参照点の速度構造



南北成分



東西成分

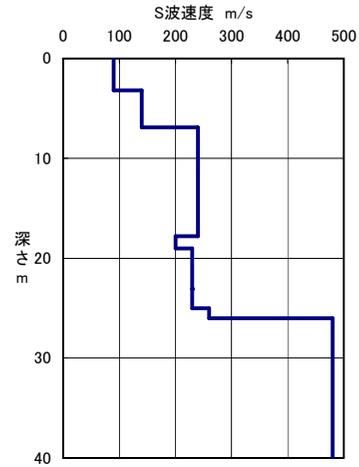


ボーリングデータ

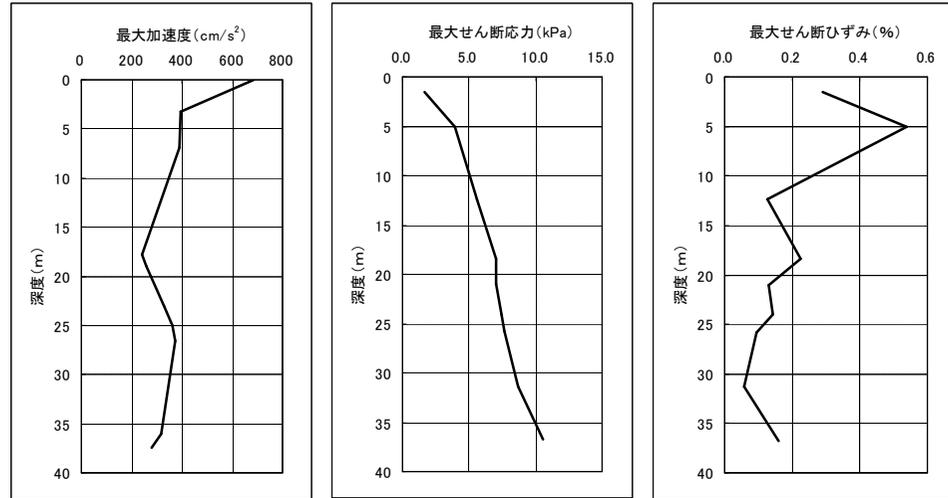
層厚 (m)	S波速度 (m/s)	密度 (tf/m <sup>3</sup> )	G/Go, h- $\gamma$ 曲線
3.5	60	1.2	粘土
3.7	130	1.8	砂
15.4	110	1.4	粘土
2.8	230	1.6	粘土
4.3	260	1.8	粘土
1.3	320	1.8	粘土
—	480	1.9	—

図20-1 「浅い地盤構造」のモデルと一次元地震応答計算による最大加速度・最大せん断応力・最大せん断ひずみ分布 (江別市内)

岩見沢市内の参照点の速度構造



南北成分



ボーリングデータ

石狩平野 (岩見沢市:415454)

層厚 (m)	S波速度 (m/s)	密度 (tf/m <sup>3</sup> )	G/Go, h- $\gamma$ 曲線
3.2	90	1.6	粘土
3.7	140	1.8	砂
10.9	240	1.9	砂
1.2	200	1.7	粘土
4.1	230	1.8	粘土
1.9	230	1.7	粘土
1.6	260	1.8	粘土
9.5	390	2.1	砂礫
1.4	260	1.8	粘土
—	480	1.9	—

東西成分

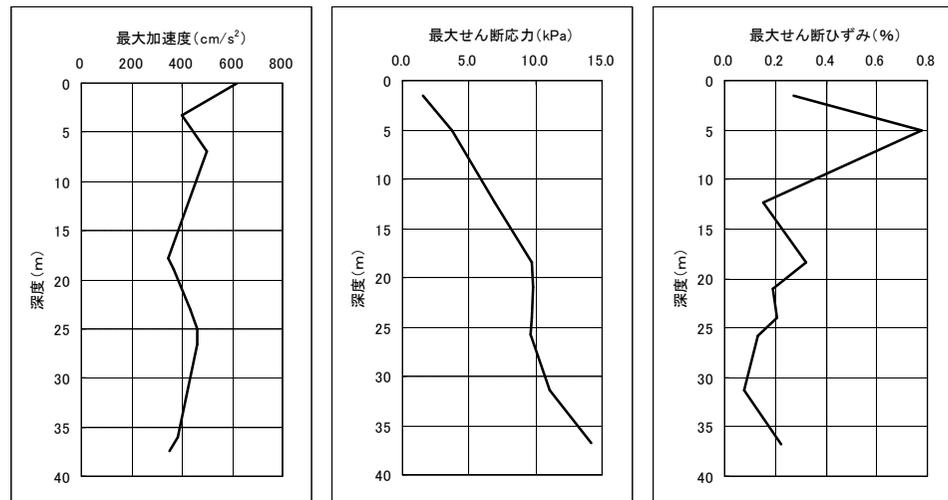


図 20-2 「浅い地盤構造」のモデルと一次元地震応答計算による最大加速度・最大せん断応力・最大せん断ひずみ分布 (岩見沢市内)

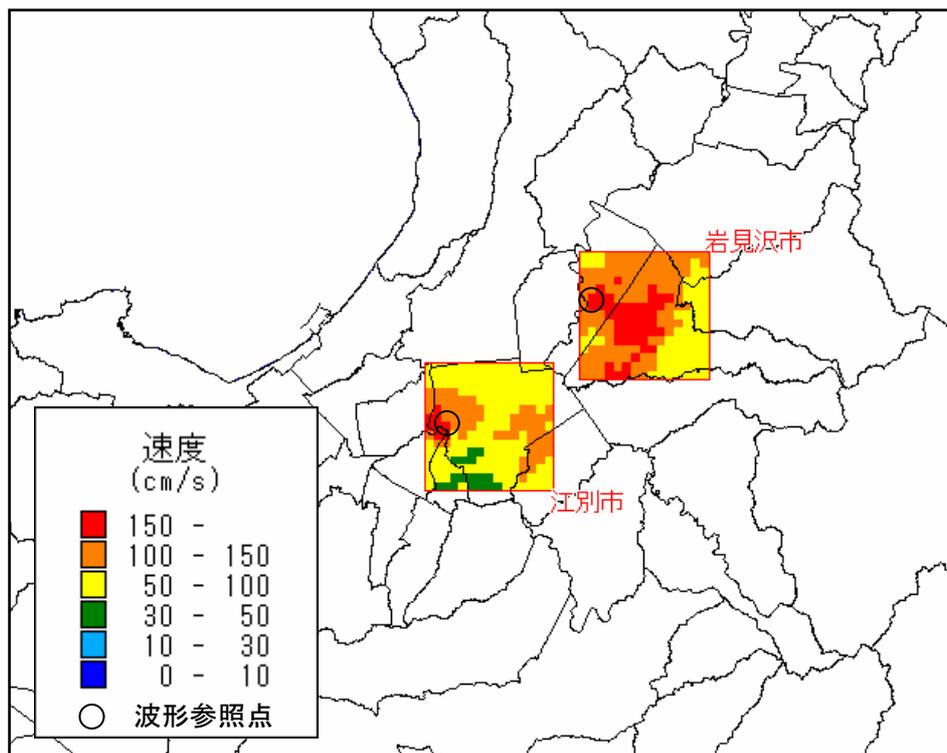


図 2 1 - 1 微地形分類による増幅率により求めた地表の最大速度分布

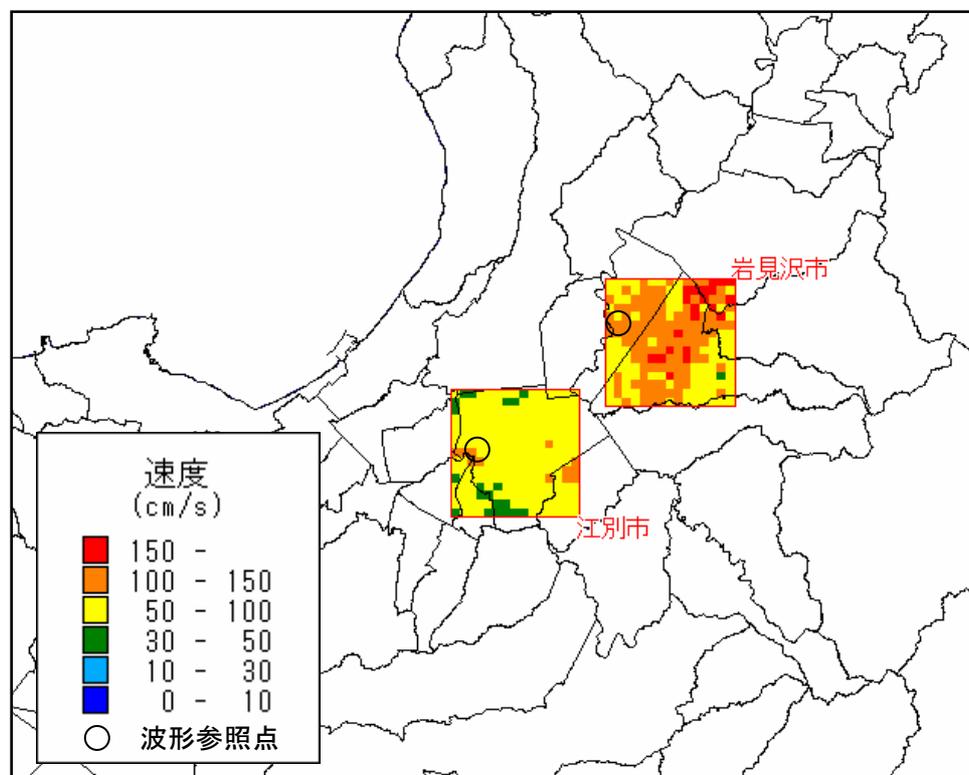


図 2 1 - 2 一次元地震応答計算による地表の最大速度分布

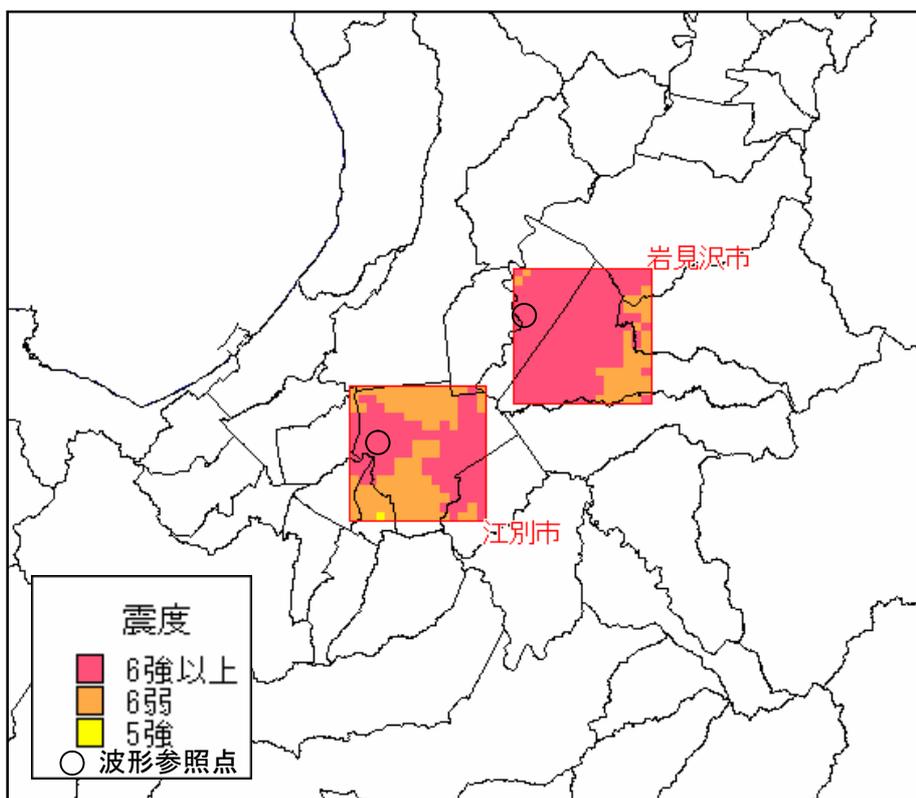


図 2 2 - 1 工学的基盤の最大速度に微地形分類による増幅率を乗じて  
経験式で求めた計測震度分布

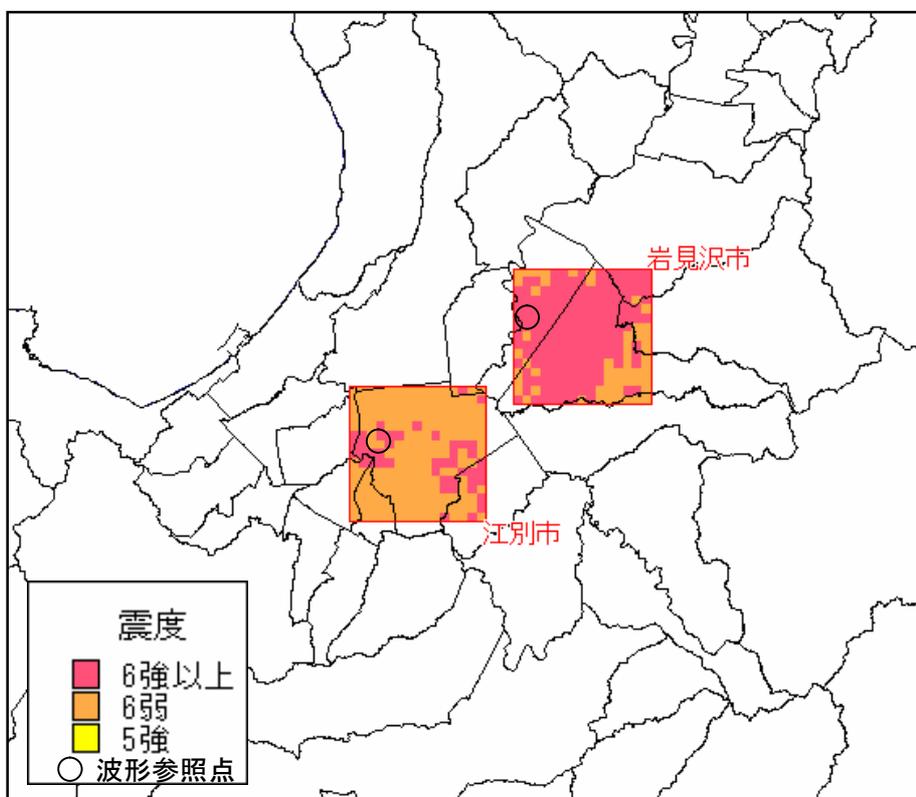


図 2 2 - 2 一次元地震応答計算による地表の最大速度から  
経験式で求めた計測震度分布

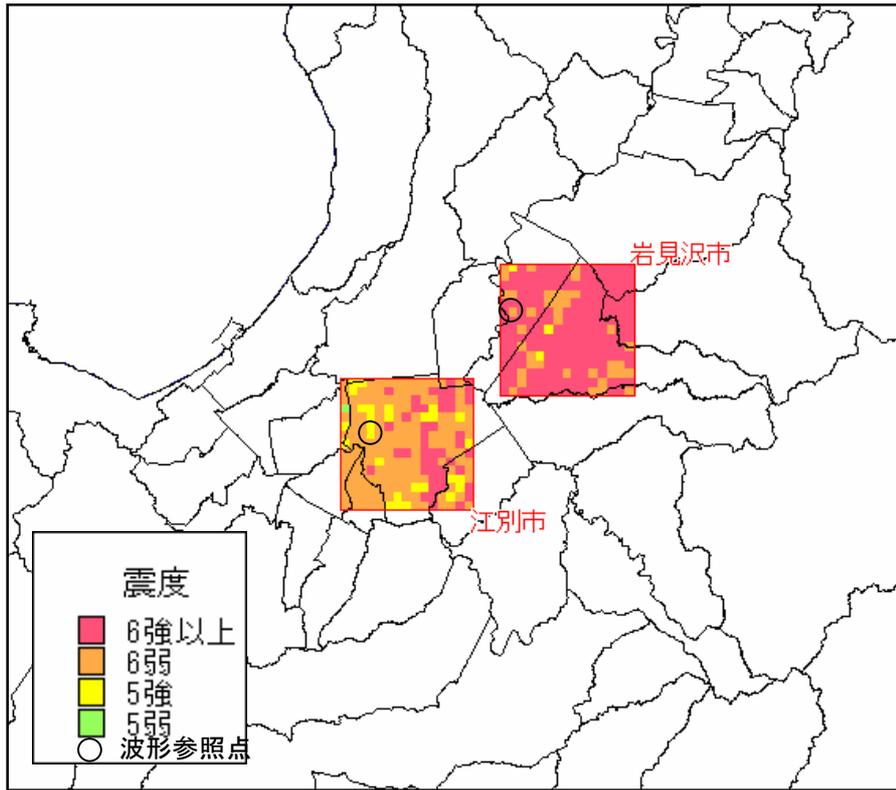


図 2 2 - 3 一次元地震応答計算による地表の地震波形で  
気象庁の方法で求めた計測震度分布

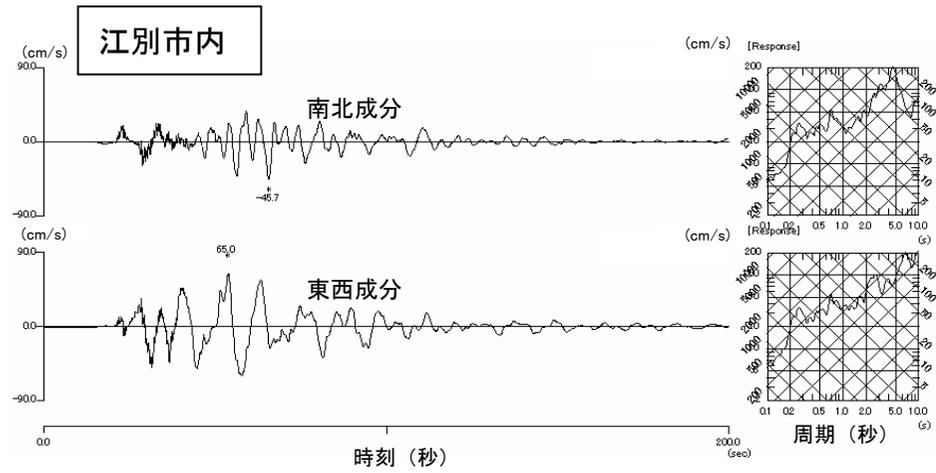


図 2 3 - 1 工学的基盤の速度波形と擬似速度応答スペクトル

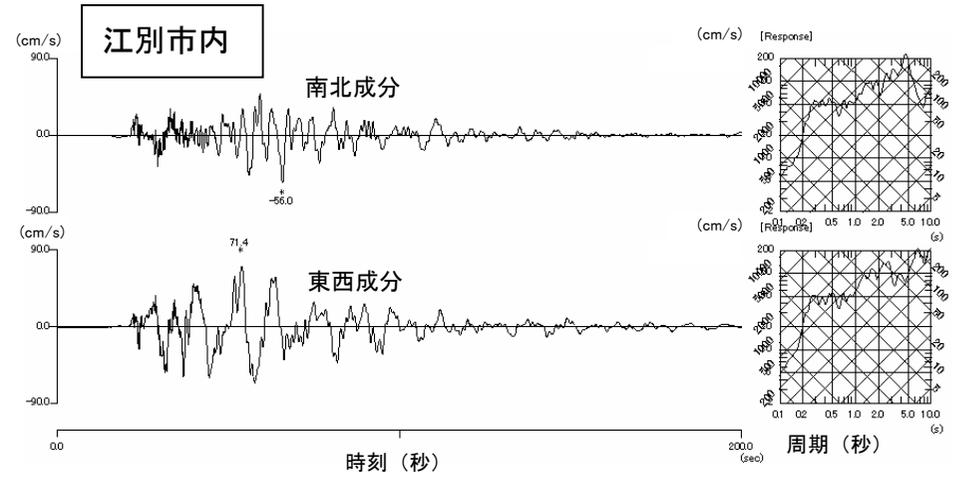


図 2 3 - 2 一次元地震応答計算による地表の速度波形と擬似速度応答スペクトル