

4. 地震動予測

4.1 地震動予測手法の概要

地震動は、深部地盤と浅部地盤に分けて検討した。図 4.1-1 に地震動予測の概念図を示す。

関東平野北西縁断層帯主部や、太田断層、片品川左岸断層による地震については、次のような手法で地表の地震動を予測した。

震源断層から深部地盤の上面である工学的基盤までは、統計的グリーン関数法で発生する地震波を計算した。深部地盤モデルには、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010)の「全国地震動予測地図 2010年版」の強震動計算に用いられている深部地盤モデルを利用した。断層面やその中でも地震動を強く発生する領域(アスペリティ)及び断層の破壊開始点を設定して、工学的基盤における地震波の計算を行った。

また、工学的基盤から地表までの浅部地盤の範囲では、地下を伝わって来た地震波が浅い地盤(表層地盤)で増幅され地表に達する過程を、地盤の非線形性を考慮した等価線形法を用いた応答計算を行うことで計算し、地表の地震波形を求めた。計算には、群馬県のボーリングデータを基に作成した浅部地盤モデルを使用した。

予測した地表面での地震波から、地表震度などを算出した。

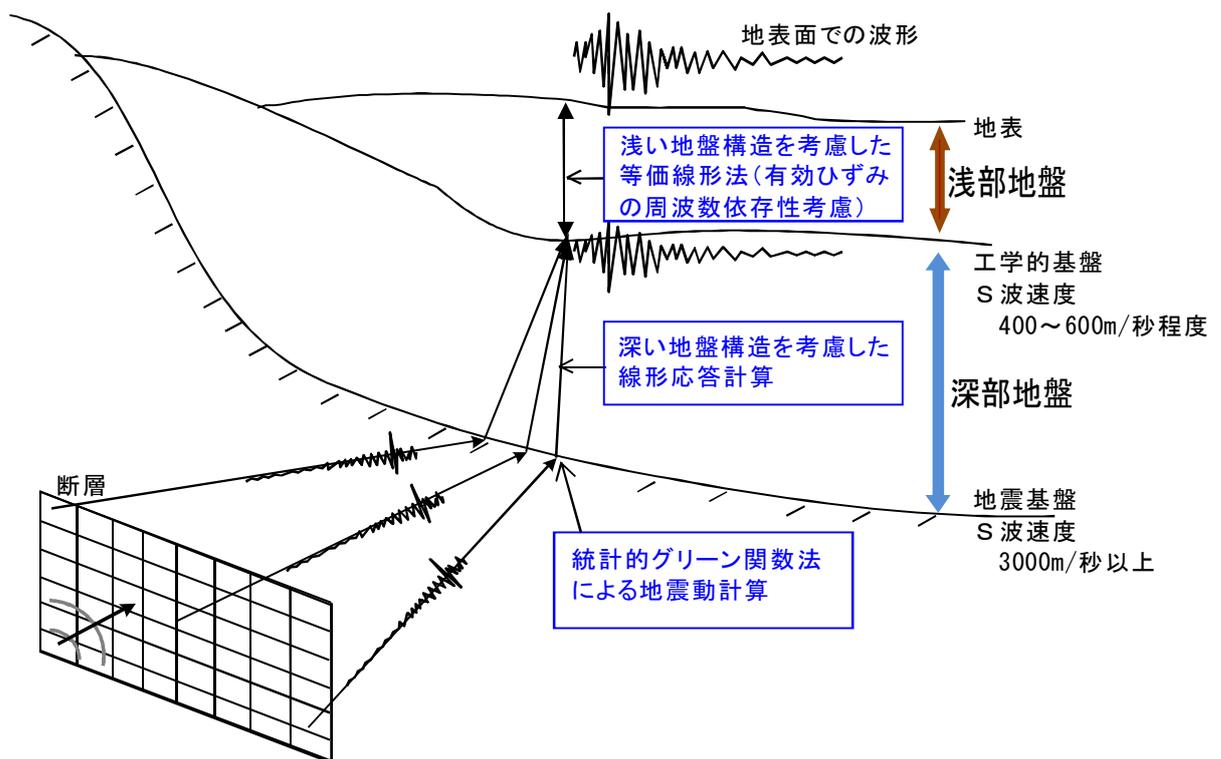


図 4.1-1 地震動予測の概念図

4.2 地震動予測手法

1) 震源～深部地盤の地震動予測

震源から工学的基盤までの地震動予測においては、想定地震ごとに工学的基盤上における3成分（水平2成分および上下成分）の地震動波形を、統計的グリーン関数法を用いて計算した。

統計的グリーン関数法では、Boore(1983)に準拠した地震基盤における要素波をSV波、SH波それぞれについて作成し、入倉ほか(1997)による方法で波形合成を行った。ここで、地震基盤から工学的基盤までの地盤増幅は、SV波、SH波それぞれの斜め入射により評価し、座標回転によりNS成分、EW成分、UD成分の3成分の波形を計算した。なお、理論ラディエーション係数を算出するための射出角および非弾性減衰を算出するための走時については、球殻モデルによる計算値を用いた。以下に要素波の計算条件、波形合成の条件を示す。

a) 要素波の計算条件

Boore (1983) に準拠し、地震基盤における要素波をSV波、SH波それぞれについて作成する。まず、周波数 f に関する加速度振幅スペクトル $A(f)$ を設定する。

$$A(f) = \frac{R_{\theta\phi}(f)}{4\pi\rho\beta^2} \cdot \frac{M_0 \cdot (2\pi f)^2}{1 + (f/f_c)^2} \cdot \frac{1}{[1 + (f/f_{\max})^{2s}]^{1/2}} \cdot \frac{\exp(-\pi f t_t / Q)}{R} \cdot \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_b\beta_b}}$$

----- (式 4.2-1)

ここで、 $R_{\theta\phi}$ はラディエーション係数、 ρ [kg/m³] および β は震源における密度および S 波速度を表す。 M_0 [N·m] は地震モーメント、 f_c [Hz] はコーナー周波数であり、 f_{\max} [Hz] はハイカットフィルターの遮断周波数を表し、係数 s はフィルターの次数を表す。 Q は非弾性減衰定数、 t_t [秒] および R [km] はそれぞれ、震源からサイト直下の地震基盤までの走時および距離を表す。また、 ρ_b, β_b はそれぞれ、地震基盤における密度および S 波速度である。

高周波遮断周波数 f_{\max} は対象の地震タイプごとに設定し、次数 s は 2 を用いた。また、コーナー周波数 f_c は Brune(1970) に基づき、次式で算出した。

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \beta (\Delta\sigma/M_0)^{1/3}$$

本検討では、 $A(f)$ の振幅に一様乱数で位相を与え、Boore (1983) による時刻 t に関する包絡関数 $w(t)$ を考慮し、要素波を作成した。

$$w(t) = at^b e^{-ct} H(t)$$

ただし、

$$\begin{aligned} a &= (e/\epsilon T_w)^b \\ b &= \epsilon \ln \eta / [1 + \epsilon(\ln \epsilon - 1)] \\ c &= b/\epsilon T_w \end{aligned}$$

とする。ここで、 $H(t)$ は単位ステップ関数、 T_w [秒] は継続時間を表す。Boore (1983) に準じ、 T_w は破壊継続時間 $T_d = f_c^{-1}$ [秒] の 2 倍を用いた。また、 $\epsilon = 0.2, \eta = 0.05$ を用いた。

次に、ラディエーション係数 $R_{\theta\phi}(f)$ について、周波数では理論放射係数 $R_{\theta\phi 0}$ 、高周波数では平均化された放射係数 $R_{\theta\phi m}$ となるように、次式の香川(2004) による方法を用いた。

$$R_{\theta\phi} = \frac{(\log(f_2) - \log(f))R_{\theta\phi 0} + (\log(f) - \log(f_1))R_{\theta\phi m}}{\log(f_2) - \log(f_1)}$$

本検討では $f_1 = 0.25\text{Hz}, f_2 = 2\text{Hz}$ とし、高周波数での平均化された $R_{\theta\phi m}$ は、大西・堀家

(2004) により算出した

震源からサイト直下の地震基盤までの走時 t_t および射出角については、笠原(1985)を参考にした球殻モデルにより算出される値を用いた。球殻モデルの S 波構造は、モホ面深さ M を 32[km]、地表からの深さを H [km]として以下のように設定した。

$$V_s = 3.2 \times \left(\frac{R_0 - H}{R_0} \right)^{-60} \quad H < M$$

$$V_s = 4.475 \times \left(\frac{R_0 - H}{R_0 - M} \right)^{-3} \quad H \geq M$$

ここで、球殻モデルの半径 R_0 は 6371[km]とした。

最後に、波形合成に用いる要素波に関する一様乱数列（シード）は、香川(2004)を参考に、変位波形がベル型となるという条件を採用した。

b) 波形合成の条件

SV 波、SH 波それぞれに、サイト直下の地盤構造を用いた斜め入射による地盤増幅係数を乗じ、Radial および Transverse 成分から NS および EW 成分への座標回転を考慮した後、入倉ほか(1997)による補正関数を用いて波形合成を行った。

$$U(f) = \sum_m^{N_L} \sum_n^{N_W} e^{-i2\pi f t_{mn}} \left\{ \left(1 + \frac{1}{n'(1-e^{-1})} \right) \sum_{k=1}^{(N_D-1)n'} e^{-\frac{k-1}{(N_D-1)n'}} e^{-i2\pi f \frac{(k-1)\tau}{(N_D-1)n'}} \right\} u_{mn}(f)$$

ここで、 $U(f)$ は波形合成後のサイトの加速度フーリエスペクトルであり、 $u_{mn}(f)$ は要素断層によるサイトの加速度フーリエスペクトルである。 t_{mn} は破壊開始時刻からサイトに到達するまでの時間であり、球殻モデルによる走時と破壊開始点から要素断層までの破壊伝播時間の和で表される。 N_L, N_W, N_D はそれぞれ長さ方向、幅方向、すべり方向の分割数であり、 τ [秒]はライズタイム、 n' は重ね合わせによる人工的な周期特性を有効周波数より高い周波数側に移動させる再分割数である。

統計的グリーン関数法は遠方近似に基づいているため、震源断層からの距離（震源距離 R ）が大きくなるにつれて地震動が小さくなる幾何学的減衰については式(4.2-1)のように R の逆数 $1/R$ で表現されるが、震源との距離が近い場合は地震波振幅が過大評価される。地震波振幅の幾何学的減衰は、断層に近いところでは、遠方での $1/R$ よりも、 $1/(R+C)$ でよりよい近似となることが解析的に示されている（中央防災会議，2004）。このことは、司・翠川(1999)の経験的な手法（距離減衰式）でも同様の形で表現されている。 C については、司・翠川(1999)では、兵庫県南部地震など震源近傍でデータが得られている複数の地震を用いて、モーメントマグニチュード (M_w) と C の関係を求めているが、一方、中央防災会議(2004)では、司・翠川(1999)の距離減衰式との整合性を確認して、海溝型地震では $C=2.8\text{km}$ 、活断層型地震及び直下の地震では $C=8\text{km}$ を採用している。

2) 浅部地盤の地震動予測計算（地震応答計算）

工学的基盤まで計算された地震動波形を用い、群馬県内のボーリングデータを基に作成した浅部地盤モデルを用いて、地盤の非線形性を考慮した応答計算を行い、地表の地震動波形を予測計算した。また、この地震動波形から、気象庁による定義に従って、地表での計測震度を算出した。予測単位は250mメッシュ単位で行い、予測結果は、最大加速度、計測震度及び最大速度によりメッシュ単位で整理した。図4.2-1に今回の応答計算に用いた等価線形地震応答解析プログラムの概要を示した。また、等価線形地震応答解析については、図4.2-2に示す有効ひずみ周波数依存性を考慮した手法も考慮して計算を行った。

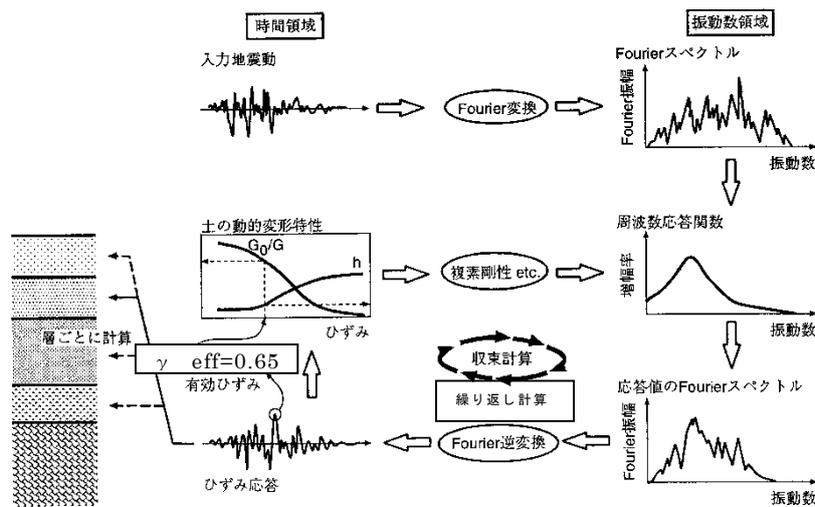


図 4.2-1 等価線形地震応答解析プログラムの概要（盛川，2005）

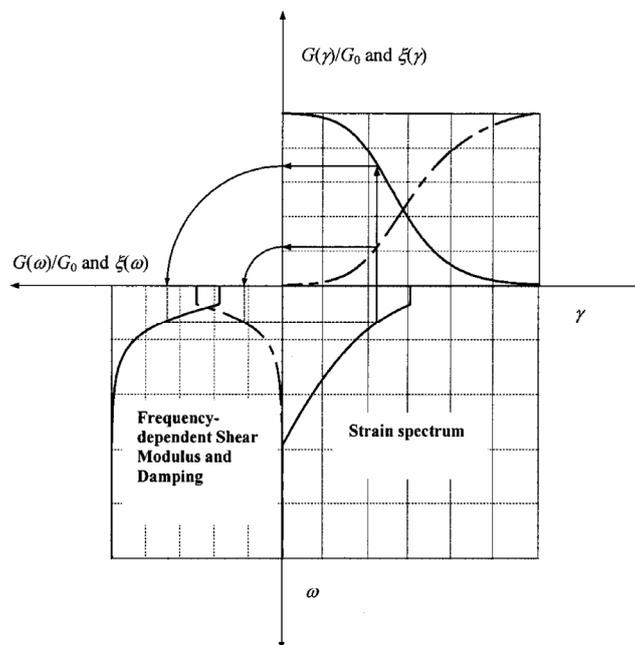


図4.2-2 有効ひずみの周波数依存性を考慮した場合の動的変形特性性曲線の概念図（Kausel & Assimaki, 2002）

地震応答計算に必要な物性値については、中央防災会議(2001)の値を用いた。
表4.2-1及び図4.2-3に、採用した物性値を示した。

表 4.2-1 設定した土質区分と単位体積重量

地質区分	地質名	記号	N値	単位体積重量 (kgf/cm ³)	
第四紀	埋土	B1	0~4	1.6	
		B2	4~10	1.7	
		B3	10~	2.0	
	腐植土	Ap1	0~1	1.2	
		Ap2	1~	1.3	
	粘性土	Ac1	0~2	1.4	
		Ac2	2~4	1.5	
		Ac3	4~8	1.6	
		Ac4	8~15	1.7	
		Ac5	15~30	1.8	
		Ac6	30~	1.8	
	砂質土	As1	0~4	1.7	
		As2	4~10	1.8	
		As3	10~30	1.9	
		As4	30~50	1.9	
		As5	50~	1.9	
	礫質土	Ag1	~20	1.9	
		Ag2	20~30	2.0	
		Ag3	30~50	2.0	
		Ag4	50~	2.0	
	更新世	ローム・凝 灰質粘土	Lm1	0~4	1.4
			Lm2	4~	1.5
		粘性土	Dc1	0~2	1.5
			Dc2	2~4	1.6
			Dc3	4~8	1.7
			Dc4	8~15	1.8
			Dc5	15~30	1.8
			Dc6	30~	1.8
		砂質土	Ds1	0~4	1.8
			Ds2	4~10	1.8
			Ds3	10~30	1.9
			Ds4	30~50	1.9
Ds5			50~	2.0	
礫質土		Dg1	~20	1.9	
		Dg2	20~30	2.0	
		Dg3	30~50	2.0	
	Dg4	50~	2.1		
第三紀		K		2.1	

ON 値と S 波速度の関係

$$V_s = a \cdot N^n \cdot \left\{ \begin{array}{l} alluvium \\ diluvium \\ tertiary \end{array} \right\} \cdot \left\{ \begin{array}{l} clay \\ sand \\ gravel \end{array} \right\} \quad \text{—— (式 4.2-2)}$$

ただし、

- V_s : S 波速度
- a : 定数 (=112.73)
- N : N 値
- alluvium : 沖積層に対する補正係数 (=1.000)
- diluvium : 洪積層に対する補正係数 (=1.223)
- tertiary : 新第三紀層に対する補正係数 (=1.379)
- clay : 粘土層に対する補正係数 (=1.000)
- sand : 砂層に対する補正係数 (=0.885)
- gravel : 礫層に対する補正係数 (=0.900)
- n : 指数項 (=0.256)

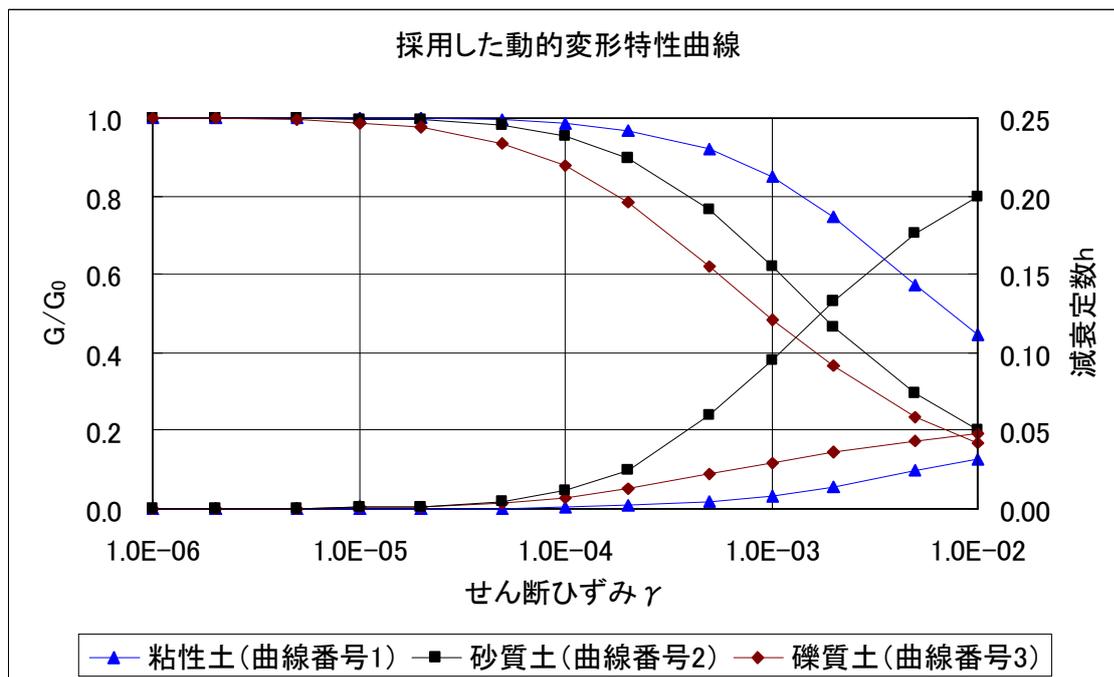


図 4.2-3 採用した動的変形特性曲線

※ 表 4.2-1 における埋土、腐植土、ローム・凝灰質粘土については、図 4.2-3 の曲線番号 1 を用いた。

4.3 地震動予測結果

統計的グリーン関数法による工学的基盤までの地震動計算及び地表までの地震応答計算は、以下の3ケースの地震について実施した。

- 1) 関東平野北西縁断層帯主部
- 2) 太田断層
- 3) 片品川左岸断層

これらの地震について、統計的グリーン関数法における震源断層からの距離 R が大きくなるにつれて地震動が小さくなる幾何学的減衰を示す関数系を $1/(R+C)$ として表したときに、 $C=0$ とする場合と、 $C=8.0\text{km}$ とする場合及び $C=2.8\text{km}$ とする場合の3種類を設定した。

3ケースの地震について、それぞれ3種類の C の値を用いて地震動を予測した。予測結果は、それぞれの想定地震毎に、工学的基盤における最大速度と震度、及び地表震度、地表最大速度、地表最大加速度の分布の順で、図 4.3-2～図 4.3-13 に示した。

< C の値の妥当性についての検討 >

3種類の C の値について、どの値を用いることが妥当かの検討を行った。

式(4.2-1)が遠方近似であることから、 $C=0$ の場合は、断層近傍では明らかに地震動は過大評価になる。一方で、この $C=2.8\text{km}$ 及び 8.0km は、中央防災会議の「東海地震に関する専門調査会」、「東南海、南海地震等に関する専門調査会」、「首都直下地震対策専門調査会」の際に用いられているもので、海溝型の地震に関しては 2.8km を用い、活断層型地震及び直下の地震については 8.0km を用いている（中央防災会議，2004）。この 2.8km と 8.0km は、各地震の地震動を司・翠川(1999)の距離減衰式と比較して整合的な場合の値を求めたものであり、物理的な意味づけがあって海溝型と活断層の地震で異なる C を設定したわけではなかった。他の自治体の地震被害想定を検討の中で、同じ活断層型地震に対して中央防災会議の $C=8\text{ km}$ とは異なる $C=2.8\text{ km}$ を用いる事例があった(例 東京都防災会議(2012)における立川断層帯地震)。

各地震においてそれぞれ3種類の C を用いて実施した今回の統計的グリーン関数法によるシミュレーション結果についても、中央防災会議(2004)と同様に図 4.3-3、図 4.3-7 及び図 4.3-11 において、司・翠川(1999)による距離減衰式と比較した。これらと比較すると、距離減衰式との一致度が最も良いのは $C=8.0\text{ km}$ の場合であった。しかし、今回のシミュレーションのように断層モデルのアスペリティの中央真下に破壊開始点を設定して上方に向けて破壊する様な場合は、断層近傍で距離減衰式を上回ることもあり得て、一概に距離減衰式との一致度だけで C の値を決定できない面もある。

更には、司・翠川(1999)では、兵庫県南部地震など震源近傍でデータが得られている複数の地震を用いて、モーメントマグニチュード (M_w) と C の関係（最大速度の場合）を式(4.3-1)の様にまとめている (R を断層からの最短距離とした場合)。

$$\text{(最大速度の場合): } C = 0.0028 \times 10^{0.50M_w} \quad \text{--- (式 4.3-1)}$$

この場合の M_w には、地震動計算に使用した断層面の最小単位の M_w を用いる。最小単位の面積は $2\text{km} \times 2\text{km} = 4\text{ km}^2$ で、各断層のアスペリティにおけるすべり量の範囲 $1.5 \sim 7.1\text{m}$ を考慮すると、最小単位の断層面の M_w の範囲は $5.4 \sim 6.0$ 程度となり、そのまま式(4.3-1)に適用すると $C=1.5 \sim 3$ 程度となる。この値に近い値が妥当な C の値と考えられる。

一方で、シミュレーション結果で得られた地表震度分布における震度7の範囲について、既往の研究におけるマグニチュードとの関係と比較する。村松(2001)及び翠川・五艘(1997)は、過去の被害地震から気象庁マグニチュード(Mj)と震度7地域の面積(S7)の関係を以下の経験式のように求めている。

$$\log S7(\text{km}^2) = 1.25Mj - 6.88 \pm 0.24 \quad \text{村松(2001)}$$

$$\log S7(\text{km}^2) = 1.44Mj - 8.40 \quad (6.8 \leq Mj \leq 8.0) \quad \text{翠川・五艘(1997)}$$

これらの経験式から今回の3つの想定地震の震度7の面積を求め、統計的グリーン関数法による計算結果と比較すると表4.3-1(1), (2)のようになる。

表 4.3-1(1) 村松(2001)及び翠川・五艘(1997)の式による震度7の推定面積

気象庁マグニチュード Mj	震度7が分布する推定面積(km ²)			
	震度7の面積 (km ²)村松 (2001)の式	村松(2001)の 式-標準偏差 (-σ)	村松(2001)の 式+標準偏差 (+σ)	震度7の面積 (km ²)翠川・五 艘(1997)の式
6.0	4.2	2.4	11.5	1.7
6.1	5.6	3.2	15.3	2.4
6.2	7.4	4.3	20.4	3.4
6.3	9.9	5.7	27.2	4.7
6.4	13.2	7.6	36.3	6.5
6.5	17.6	10.1	48.4	9.1
6.6	23.4	13.5	64.6	12.7
6.7	31.3	18.0	86.1	17.7
6.8	41.7	24.0	114.8	24.7
6.9	55.6	32.0	153.1	34.4
7.0	74.1	42.7	204.2	47.9
7.1	98.9	56.9	272.3	66.7
7.2	131.8	75.9	363.1	92.9
7.3	175.8	101.2	484.2	129.4
7.4	234.4	134.9	645.7	180.3
7.5	312.6	179.9	861.0	251.2
7.6	416.9	239.9	1148.2	349.9
7.7	555.9	319.9	1531.1	487.5
7.8	741.3	426.6	2041.7	679.2
7.9	988.6	568.9	2722.7	946.2
8.0	1318.3	758.6	3630.8	1318.3
8.1	1757.9	1011.6	4841.7	1836.5

表 4.3-1(2) 統計的グリーン関数法から求めた今回の計算結果の震度7の分布面積

想定地震名	気象庁マグニチュード (Mj)	メッシュ数			面積(km ²)		
		C=0	C=2.8	C=8	C=0	C=2.8	C=8
関東平野北西縁断層帯主部	8.1	1,553	296	10	100.8	19.2	0.6
太田断層	7.1	786	123	0	51.0	8.0	0.0
片品川左岸断層	7.0	752	280	53	48.5	18.1	3.4

表4.3-1(1)からは、村松(2001)及び翠川・五艘(1997)という2種類の個別の検討において、震度7の面積が、Mj=7で数十km²、Mj=8で千km²程度となっている。これを今回の計算結果(表4.3-1(2))と比較すると、関東平野北西縁断層帯主部については、震度7の面積は経験式の結果と差がある。その原因は、表4.3-1(2)の面積は群馬県側のみを集計しただけで、埼玉県側に予想される面積を省いた形になっているためと考えられる。一方で太田断層と片品川左岸断層については、震度7の範囲の大部分は群馬県側にあると考えられるが、C=0でも約50km²と経験式の結果とあまり差がない。この中で、C=8.0kmの場合、Mj=7.0~8.1で0~3.4km²と、経験式と比較して極端に小さい値となり、適切とは言えないと考えられる。

以上、多くの観点から検討した結果をまとめると、C=0 では過大評価となるが、C=8.0km では震度7の面積が小さく適切とは言えない。司・翠川(1999)の式(4.3-1)から C=1.5~3 程度に妥当な値が考えられることから、中央防災会議(2004)で用いている C=2.8 km のケースが今回採用すべきものであると考えられる。

<太田断層による地震と片品川左岸断層による地震の比較についての検討>

C=2.8 km を採用した場合、C=0 の場合と異なり、M7.1 の太田断層における地震での震度7の範囲よりも、M7.0 の片品川左岸断層における地震の方が大きくなっている(表4.3-1(2))。

一般的に、工学的基盤上で同じ様な地震動となっている場合は、表層の沖積層が厚い太田断層周辺の方が、山地の片品川左岸断層周辺よりも大きく揺れる結果になると考えられる。

しかし、今回のシミュレーション結果における C=2.8 km の場合では、工学的基盤の段階で片品川左岸断層の方が震度が大きくなっている傾向が見られる(図4.3-6(3)下図と図4.3-10(3)下図)。一方で最大速度の分布については、工学的基盤(図4.3-6(3)上図と図4.3-10(3)上図)及び地表(図4.3-9(3)上図と図4.3-13(3)上図)においても、太田断層の方が大きくなっていることから考えると、震度についても太田断層の方が大きくなると類推され、先に述べた傾向と矛盾する。

この原因について検討するために、太田断層と片品川左岸断層について、周辺の地盤の特性や今回のシミュレーション結果の簡単な比較を表4.3-2に示す。

まず、周辺の地盤の特性について比較すると、地盤の厚さ及び硬さについては、太田断層周辺は厚く軟らかく、片品川断層周辺は薄く硬いという特徴があり、このことから太田断層周辺の地盤の卓越周期は、片品川左岸断層周辺の地盤の卓越周期よりも長いことが想定される。加えて、全国のK-NET地震観測点で観測されたH/Vスペクトルから求めた地盤の卓越周期(図4.3-1(2)(中央防災会議(2008)に加筆))によると、太田断層周辺の卓越周期は1~2秒(周辺は2~10秒)、片品川左岸断層周辺は1秒以下であり(図4.3-1(3))、太田断層周辺は比較的長周期が、片品川左岸断層周辺は比較的短周期が卓越している。

表4.3-2 太田断層周辺と片品川左岸断層周辺における地盤及び計算結果の比較

比較項目		太田断層周辺	片品川左岸断層周辺	備考
地盤の特性	地震基盤の深さ	深い(1~2km)	浅い	図4.2より
	深部地盤の厚さ	厚い(1~2km)	薄い	図4.2より
	浅部地盤の厚さ	厚い	薄い	図4.7より
	浅部地盤の硬さ	軟らかい	硬い	図4.8より
	地盤の卓越周期	1~2秒 (周辺は2~10秒)	1秒以下	図5.3-1(3)(中央防災会議, 2008)より
工学的基盤地震動の特性	最大速度の分布範囲	大	小	図5.3-6(1), 図5.3-10(1), 図5.3-6(3), 図5.3-10(3)より
	震度6強の分布範囲(C=0)	大	小	
	震度6強の分布範囲(C=2.8)	小	大	
地表地震動の特性	最大速度の分布範囲	大	小	図5.3-9(1), 図5.3-13(1), 図5.3-9(3), 図5.3-13(3), 図5.3-8(1), 図5.3-12(1), 図5.3-8(3), 図5.3-12(3)より
	震度7の分布範囲(C=0)	大	小	
	震度7の分布範囲(C=2.8)	小	大	
	加速度の分布範囲(C=2.8)	小	大	

一般的に、地震動の指標の一般的な特性は、「速度」が短周期から長周期の広い周期帯を表現する指標であるのに対し、「震度（計測震度）」は主として0.1～1秒（図4.3-1(1)で1～10Hz）の短周期の地震動を強調して表現するという特徴がある。「加速度」も、主に短周期の地震動を強調して表現する特徴がある。

これらの地盤や地震動指標の特性から、片品川左岸断層周辺の地盤では短周期が卓越しているため、加速度が大きめに出て、震度の高いところが広めに出ているのに対し、太田断層の方は長周期が卓越しているため、工学的基盤でも地表でも、加速度や震度は小さめに出ていると考えられる。最大速度については震度の傾向とは異なり太田断層の方が大きめに出ているが、その理由は、太田断層付近の浅部及び深部地盤が、片品川断層付近の地盤より厚く柔らかなため、地震波の長周期成分が卓越した結果だと考えられる。

以上より、トータル地震動で見ると太田断層の方が大きめだが、震度という限られた周期帯で見ると、片品川左岸断層の方が震度7の範囲が大きくなる場合もあることが考えられる。

表4.3-2より、 $C=0$ で計算した場合は太田断層の方が震度7の範囲が大きくて、 $C=2.8\text{km}$ や $C=8\text{km}$ とすると、逆になってしまうことから、太田断層周辺と片品川左岸断層周辺で C の効き方に差がある可能性も考えられる。

以上の検討より、図4.3-2～図4.3-13に示した3ケースの地震に関するそれぞれ3種類の C の値を用いた地震動の予測結果については、 $C=2.8\text{km}$ の結果を採用した。

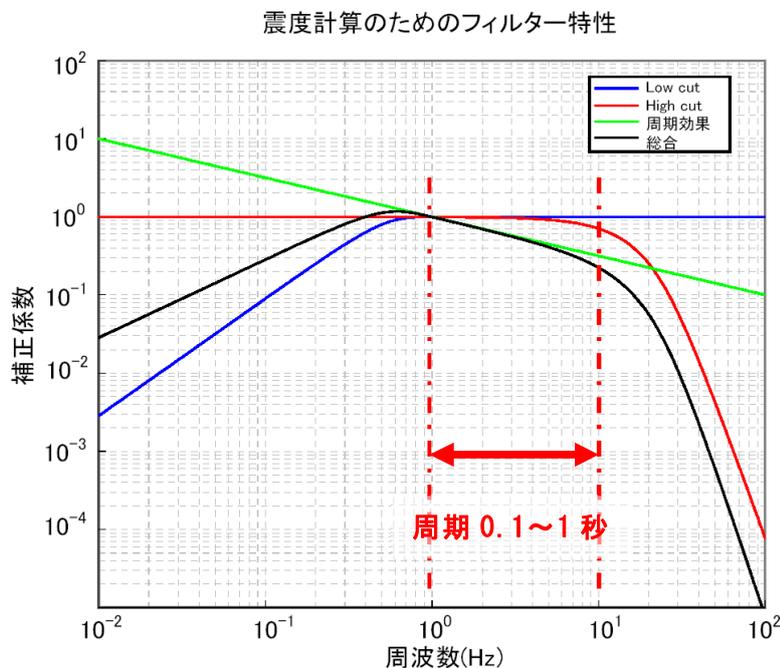


図4.3-1(1) 計測震度の計算に用いるフィルター特性（出典：気象庁HPに加筆）

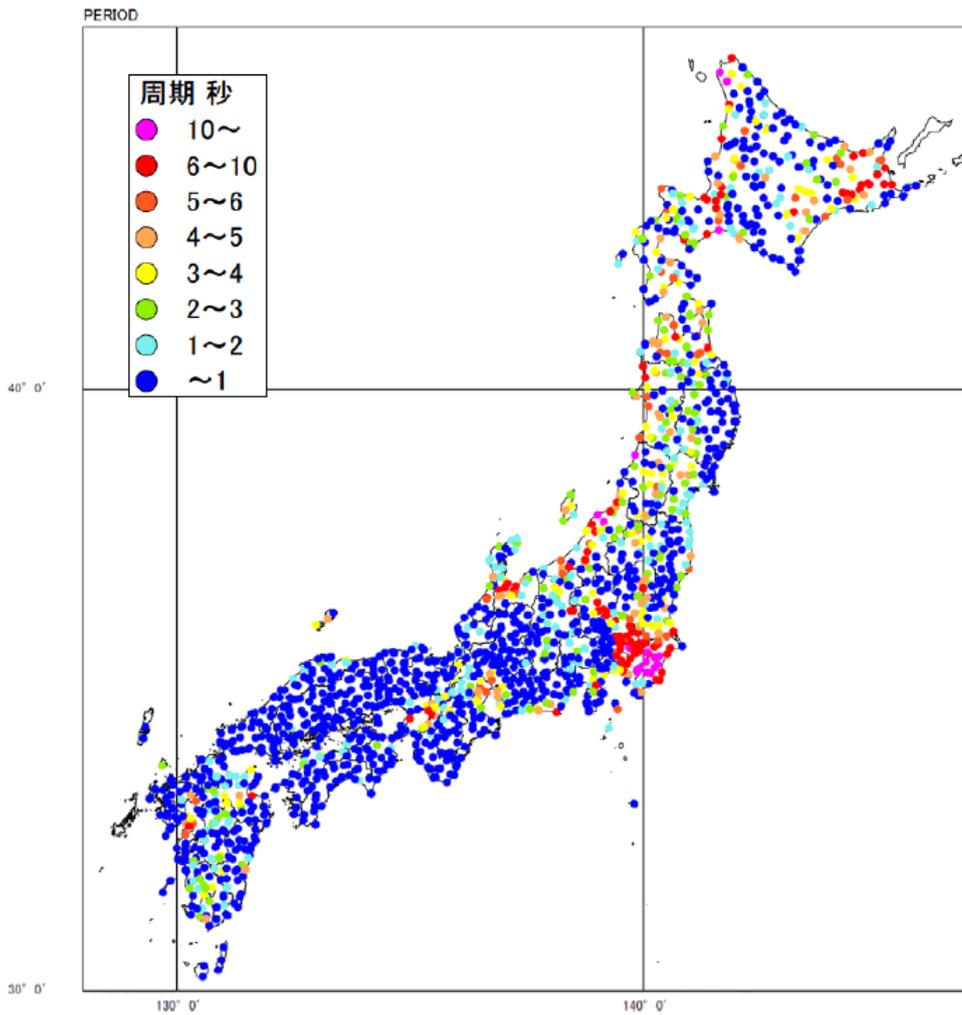


図 4.3-1(2) K-NET による観測 H/V スペクトルの卓越周期 (中央防災会議, 2008)
(出典: 内閣府 HP)

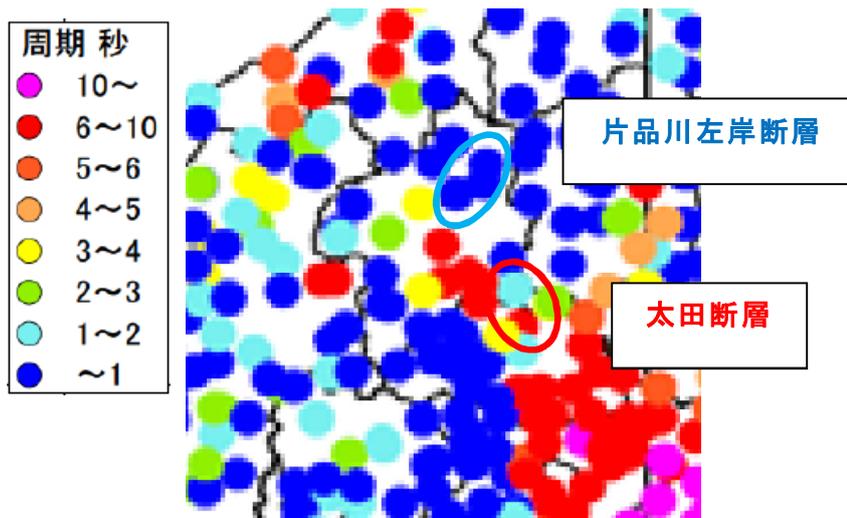
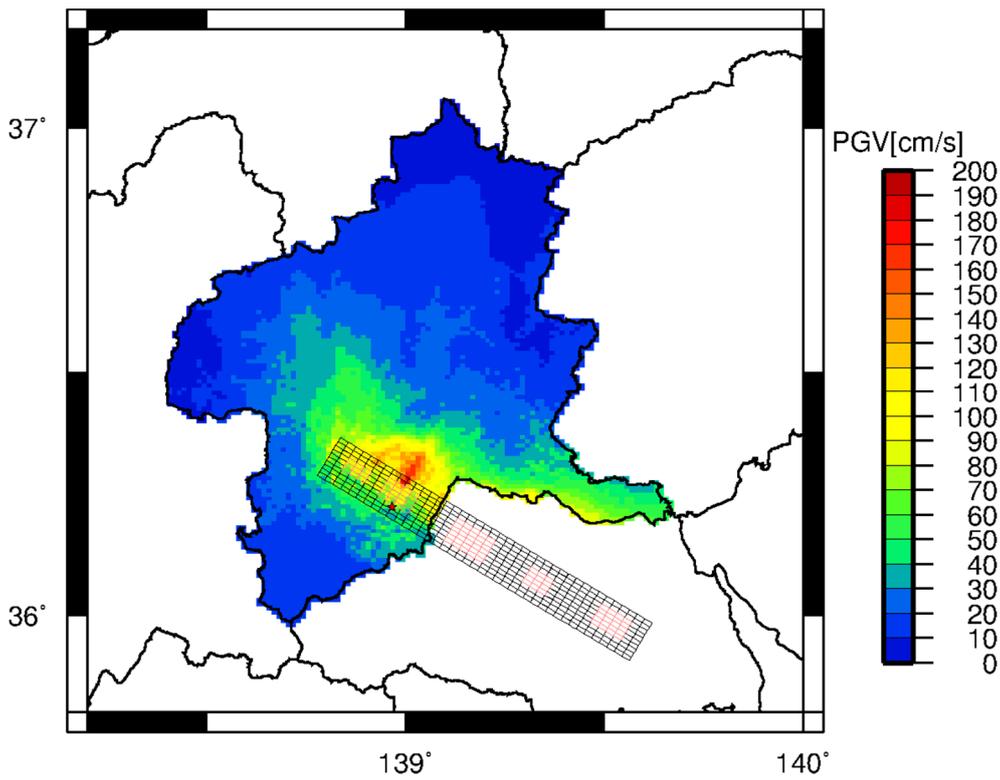
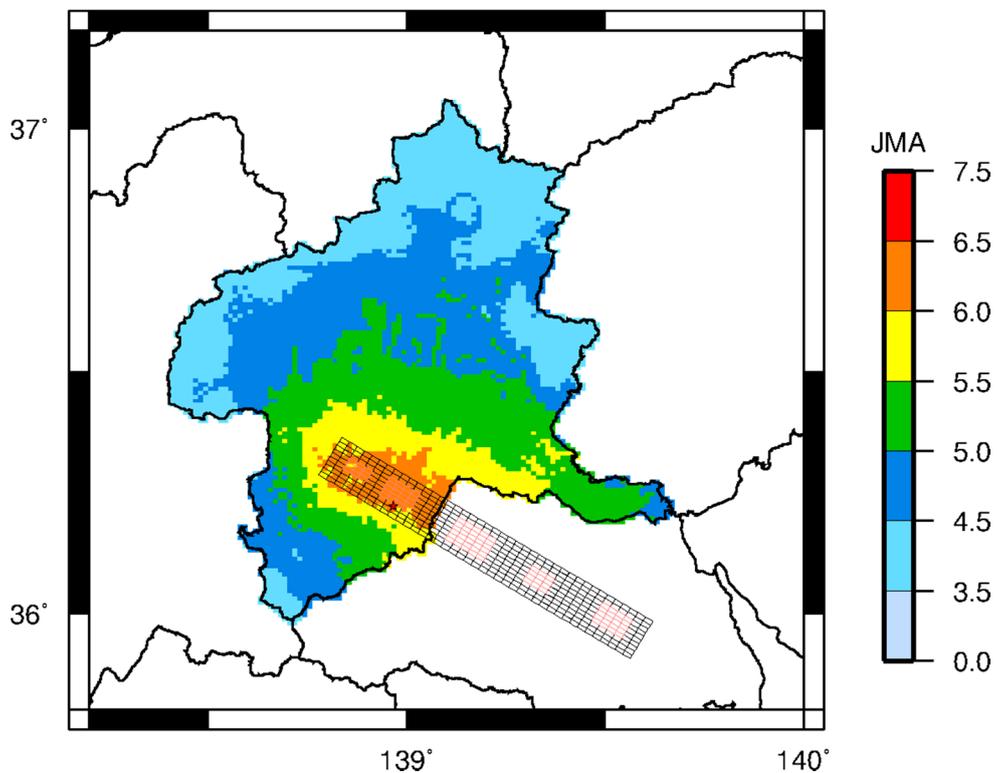


図 4.3-1(3) K-NET による観測 H/V スペクトルの卓越周期 (中央防災会議, 2008)
群馬県付近の拡大図 (出典: 内閣府HP に加筆)

1) 関東平野北西縁断層帯主部による地震動予測

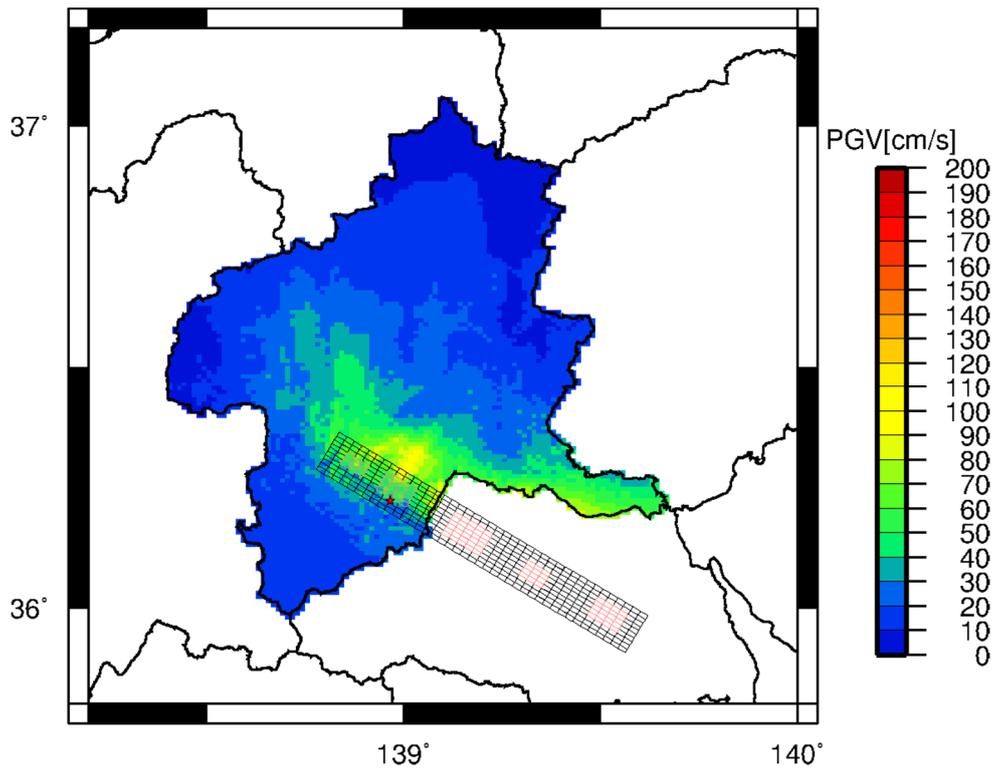


最大速度分布

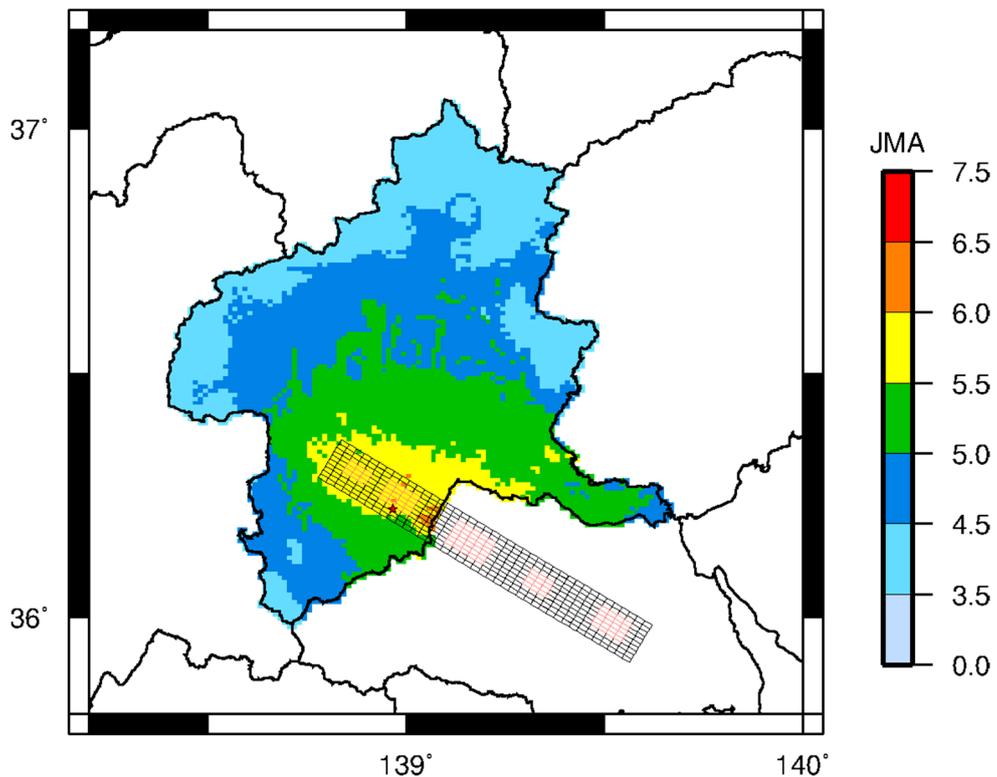


震度分布

図 4.3-2(1) 工学的基盤における最大速度と震度分布
(関東平野北西縁断層帯主部による地震の場合(M8.1)。C=0km)

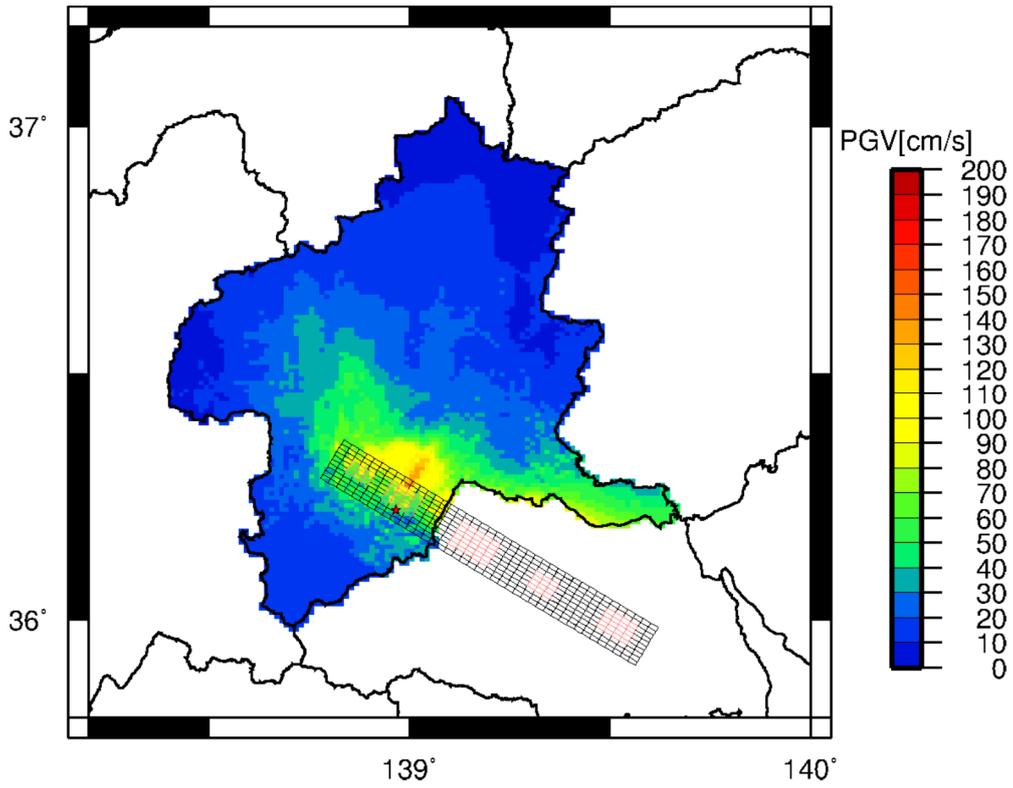


最大速度分布

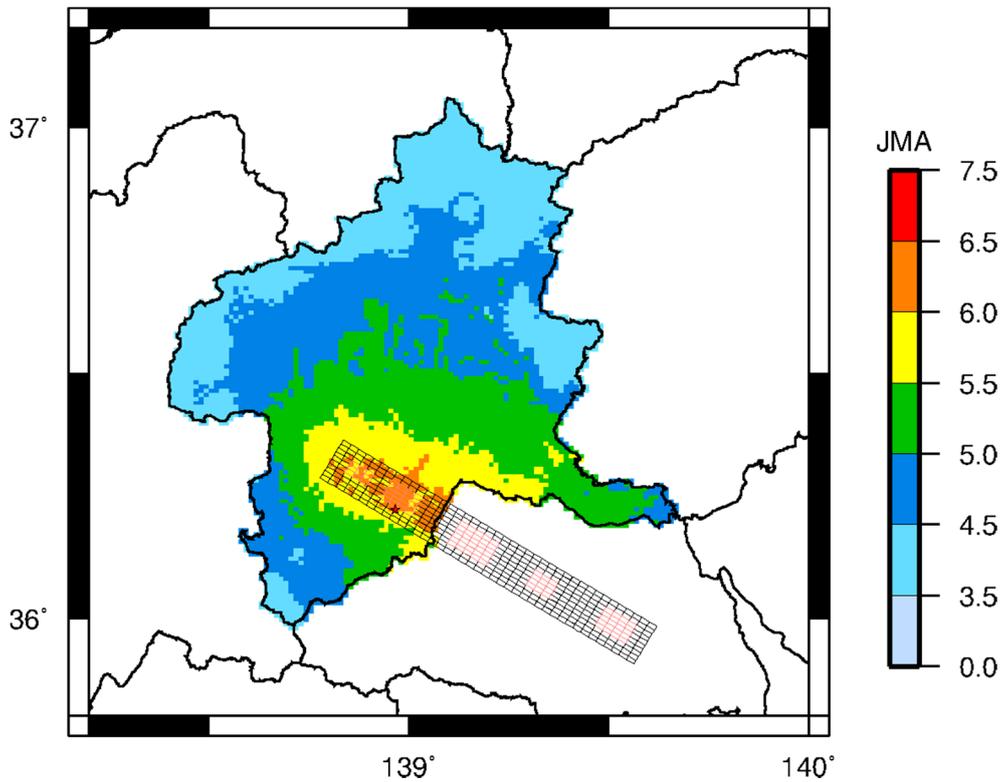


震度分布

図 4.3-2(2) 工学的基盤における最大速度と震度分布
(関東平野北西縁断層帯主部による地震の場合(M8.1)。C=8.0km)

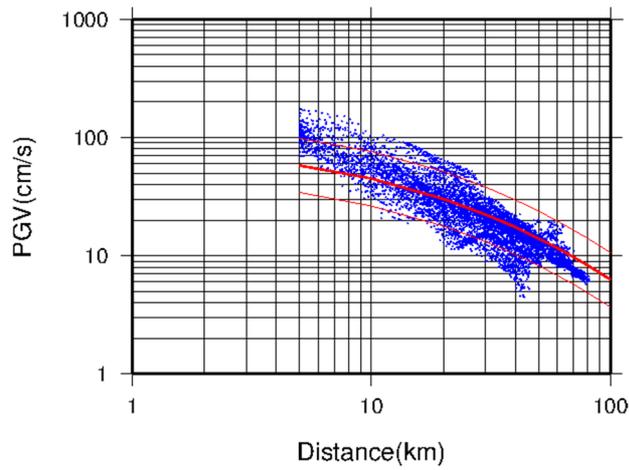


最大速度分布

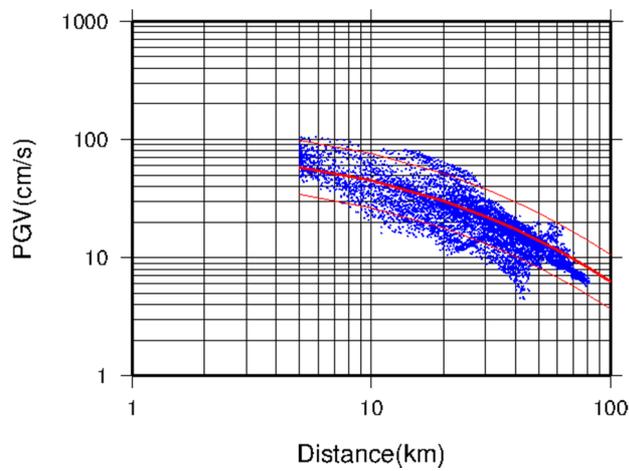


震度分布

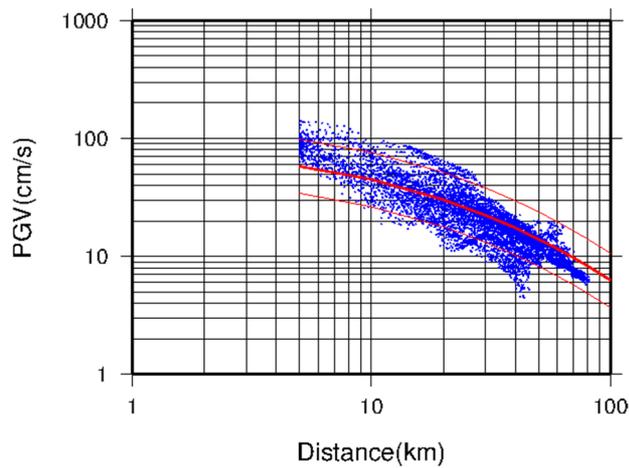
図 4.3-2(3) 工学的基盤における最大速度と震度分布
(関東平野北西縁断層帯主部による地震の場合(M8.1)。C=2.8km)



(a) $C=0$ km



(b) $C=8.0$ km



(c) $C=2.8$ km

図 4.3-3 距離減衰式 (司・翠川, 1999) との比較
 関東平野北西縁断層帯主部による地震の場合 (M8.1)

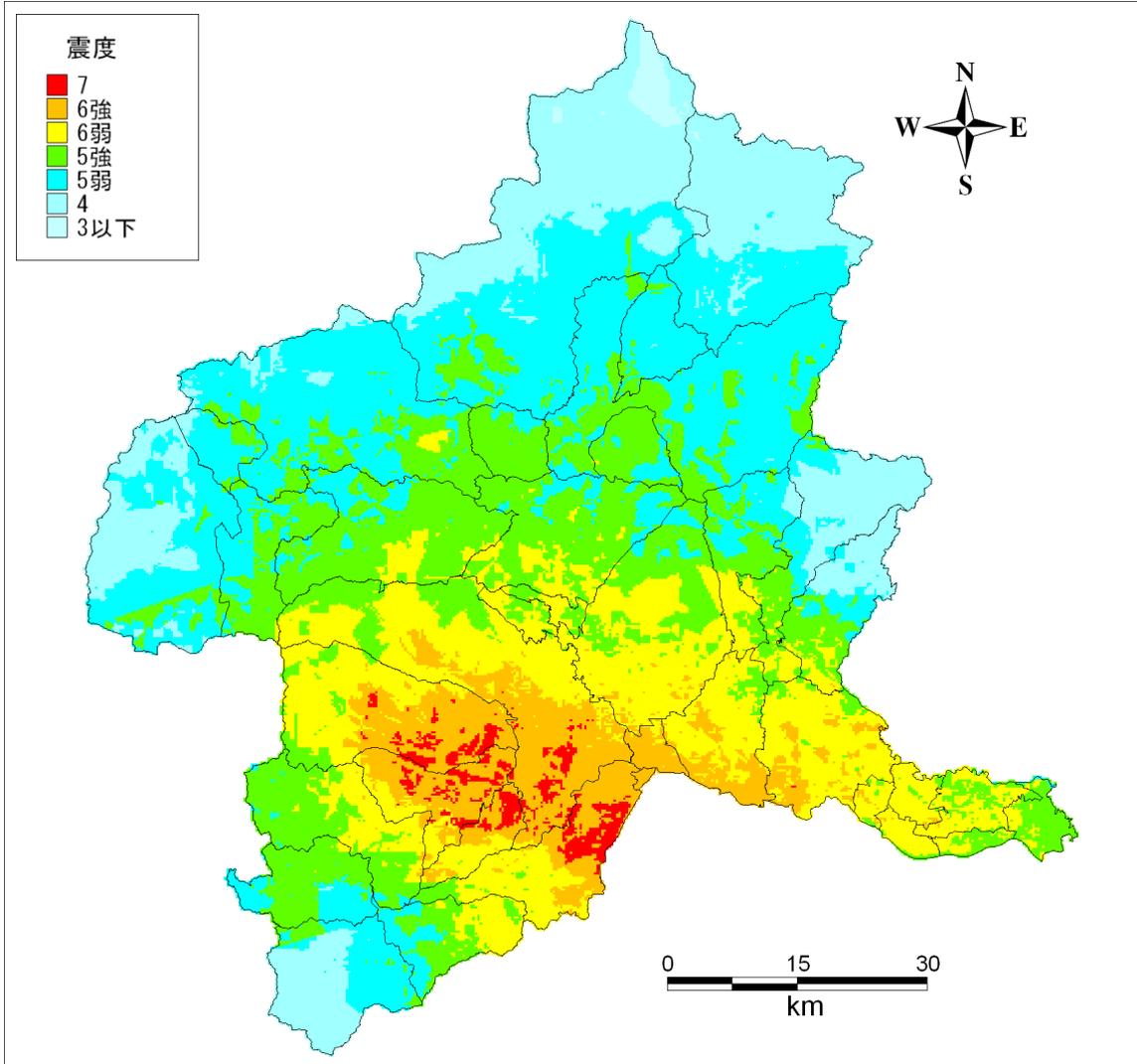


図 4.3-4(1) 地表震度分布
 (関東平野北西縁断層帯主部による地震の場合 (M8.1)。C=0km)

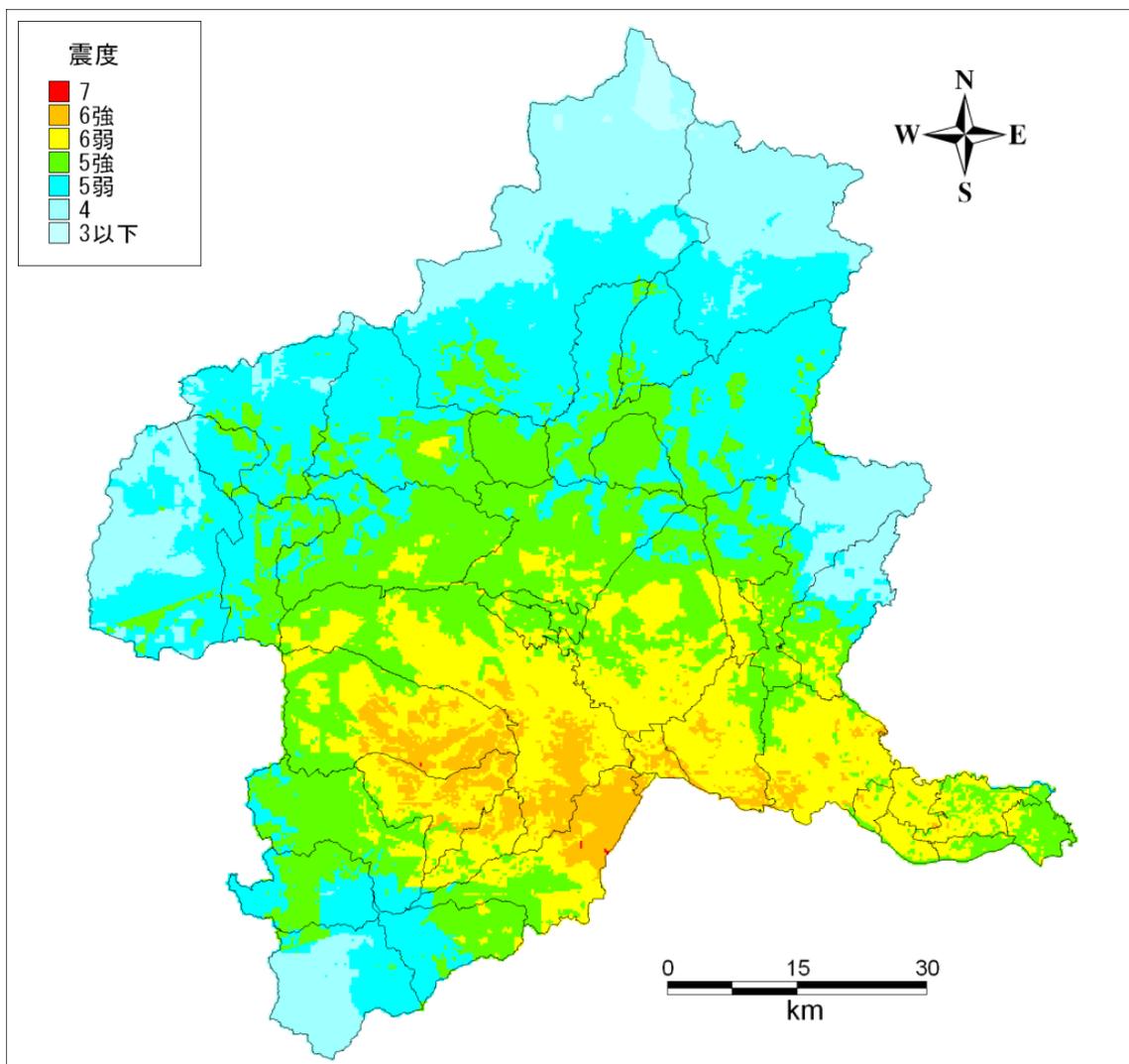


図 4.3-4(2) 地表震度分布
 (関東平野北西縁断層帯主部による地震の場合 (M8.1)。C=8.0km)

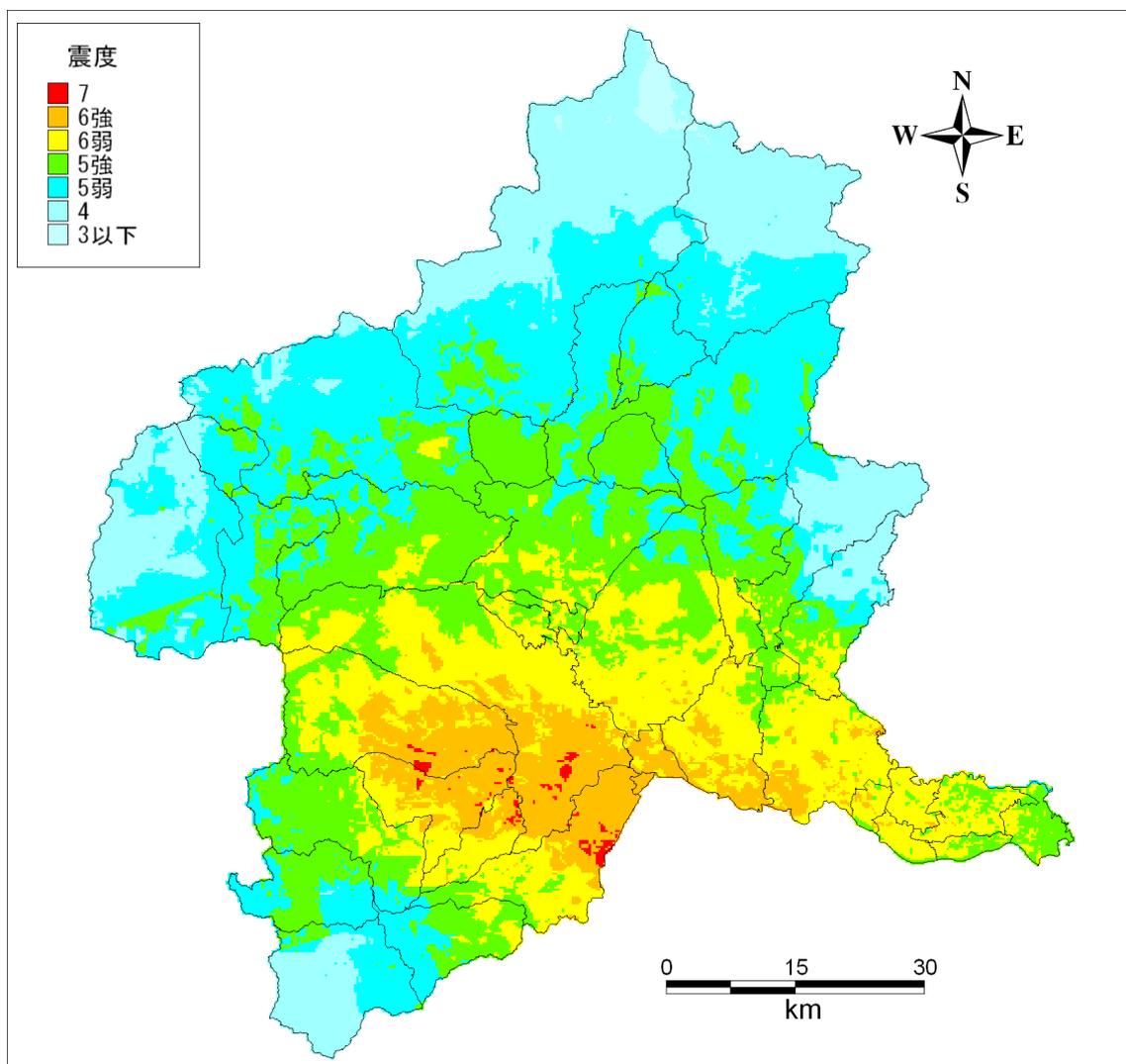
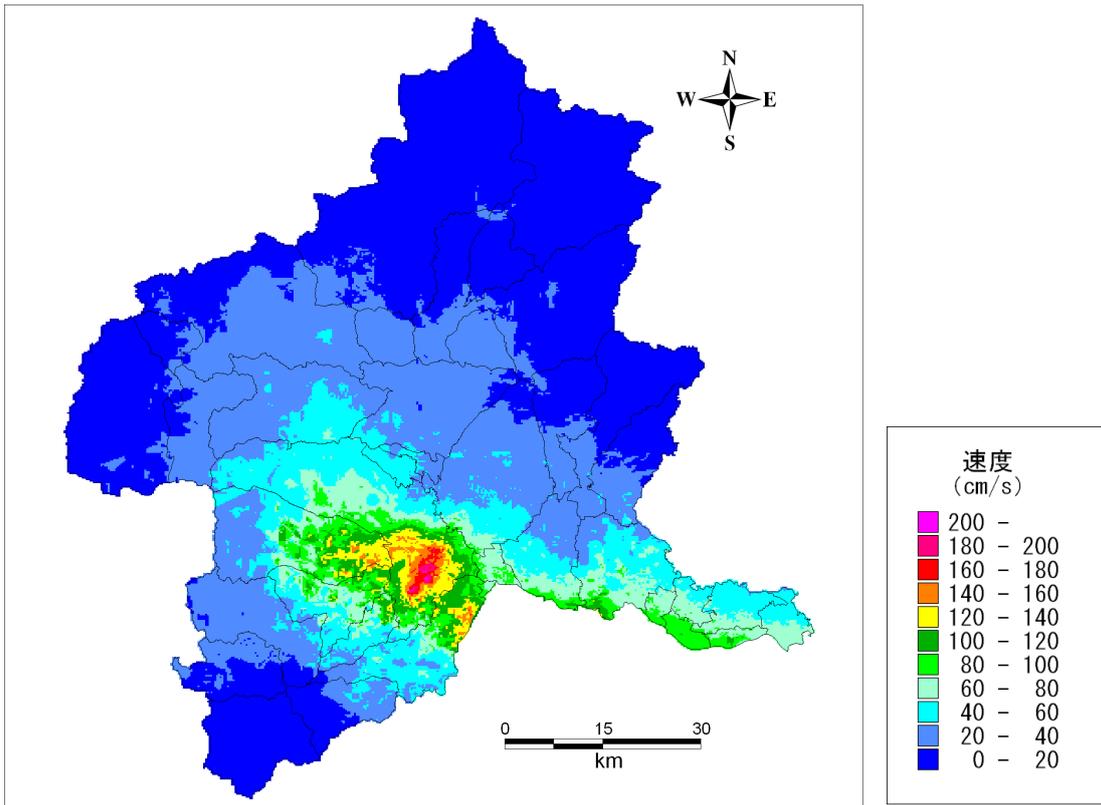
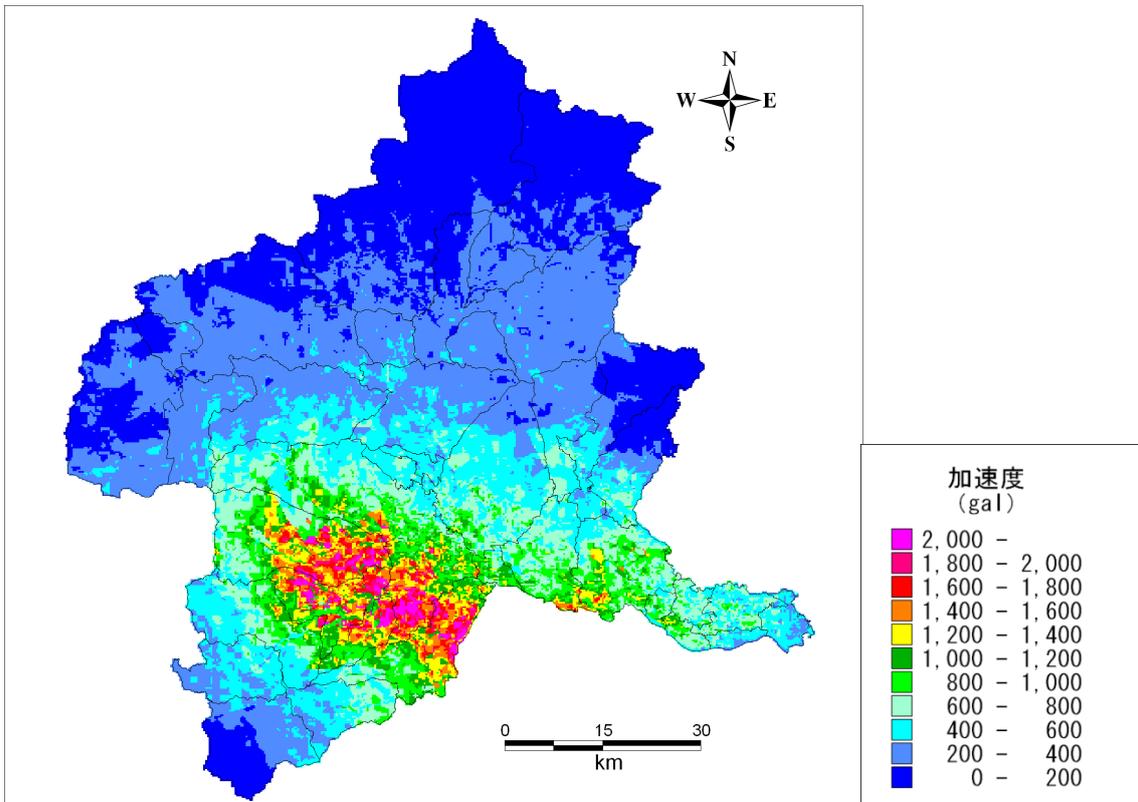


図 4.3-4(3) 地表震度分布
 (関東平野北西縁断層帯主部による地震の場合 (M8.1)。C=2.8km)

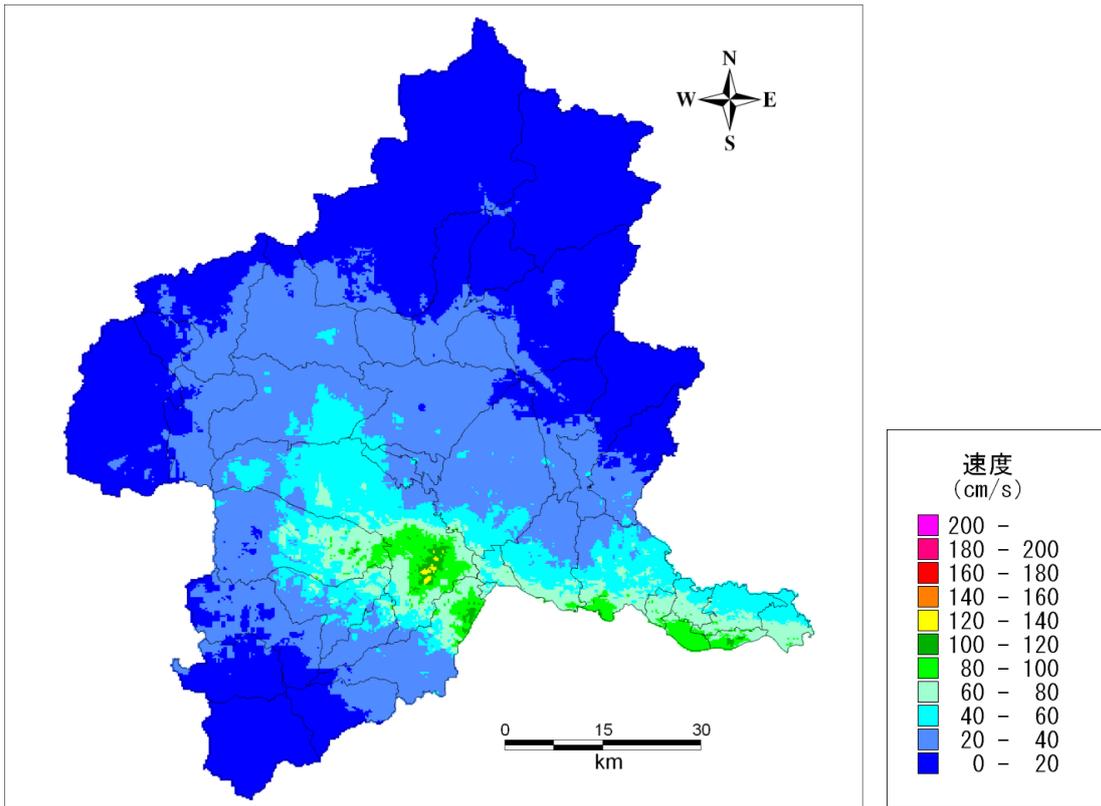


地表最大速度分布

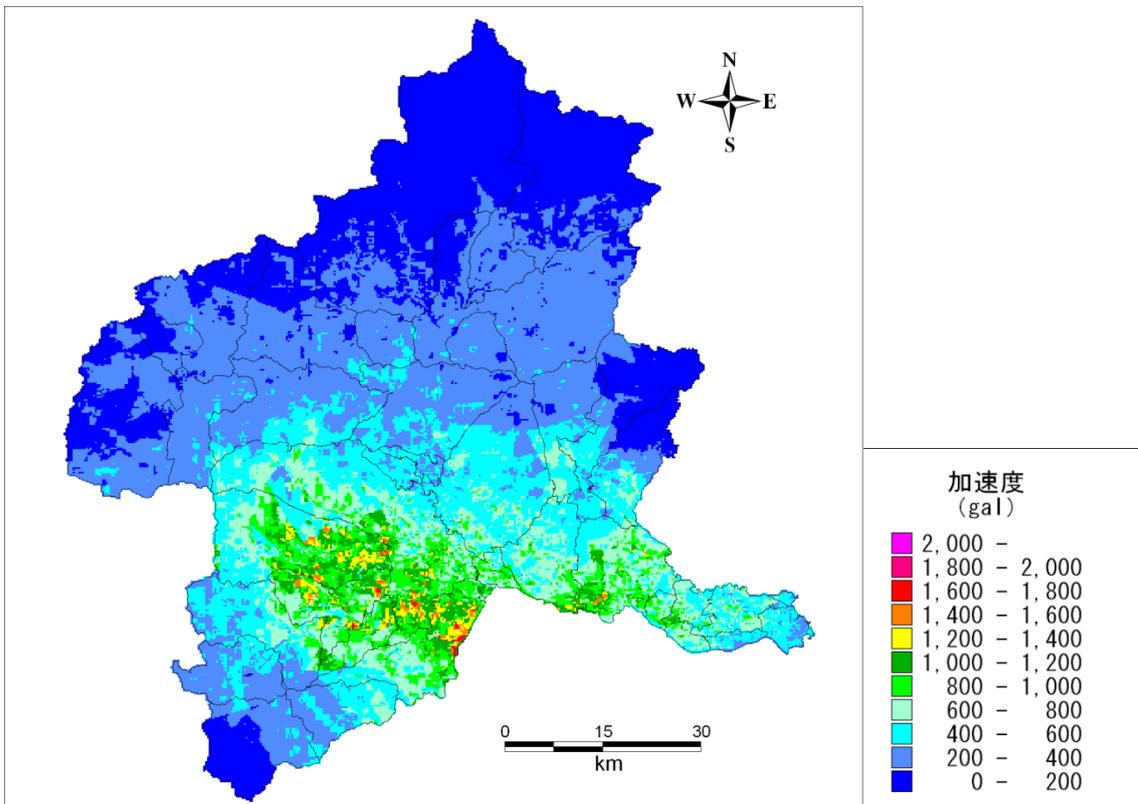


地表最大加速度分布

図 4.3-5(1) 地表最大速度分布及び地表最大加速度分布
(関東平野北西縁断層帯主部による地震の場合(M8.1)。C=0km)

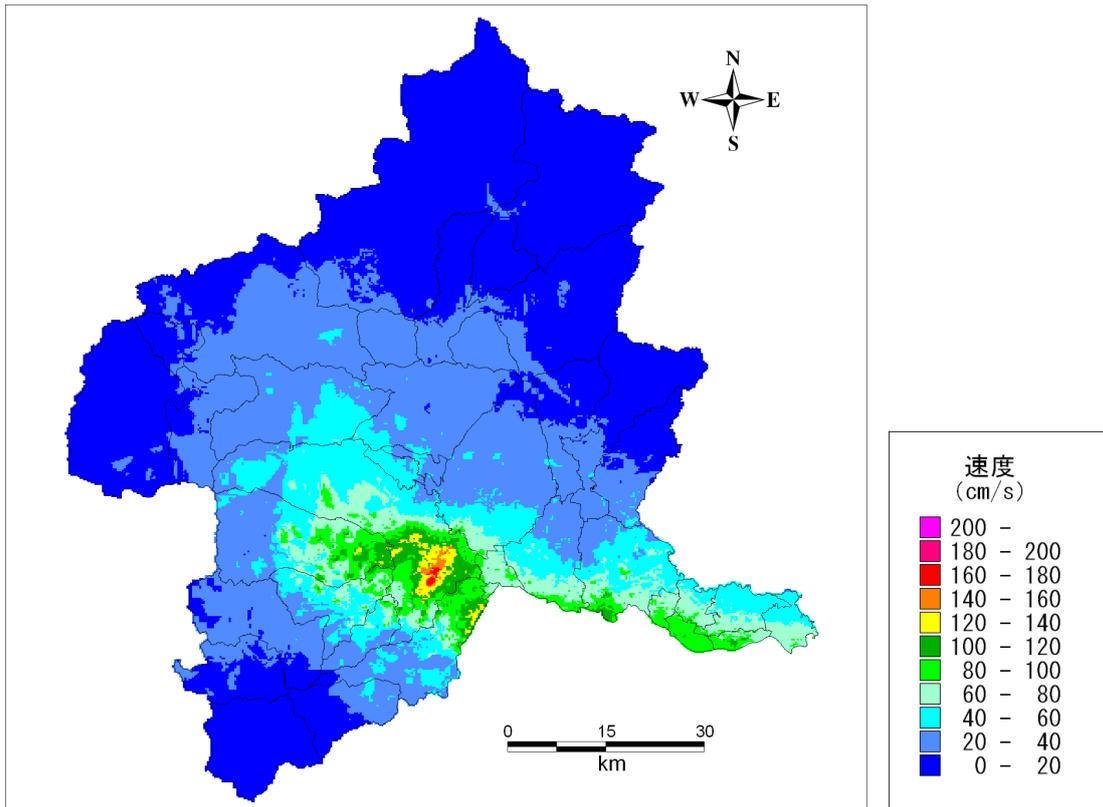


地表最大速度分布

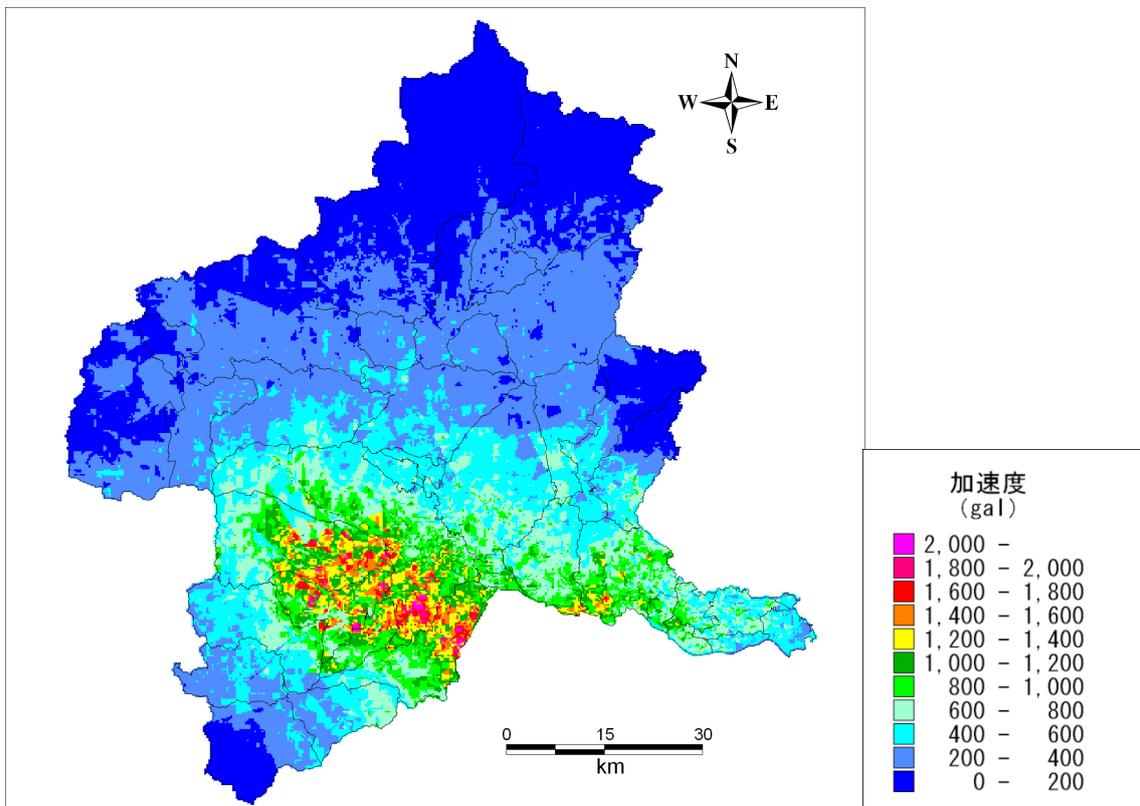


地表最大加速度分布

図 4.3-5(2) 地表最大速度分布及び地表最大加速度分布
(関東平野北西縁断層帯主部による地震の場合(M8.1)。C=8.0km)



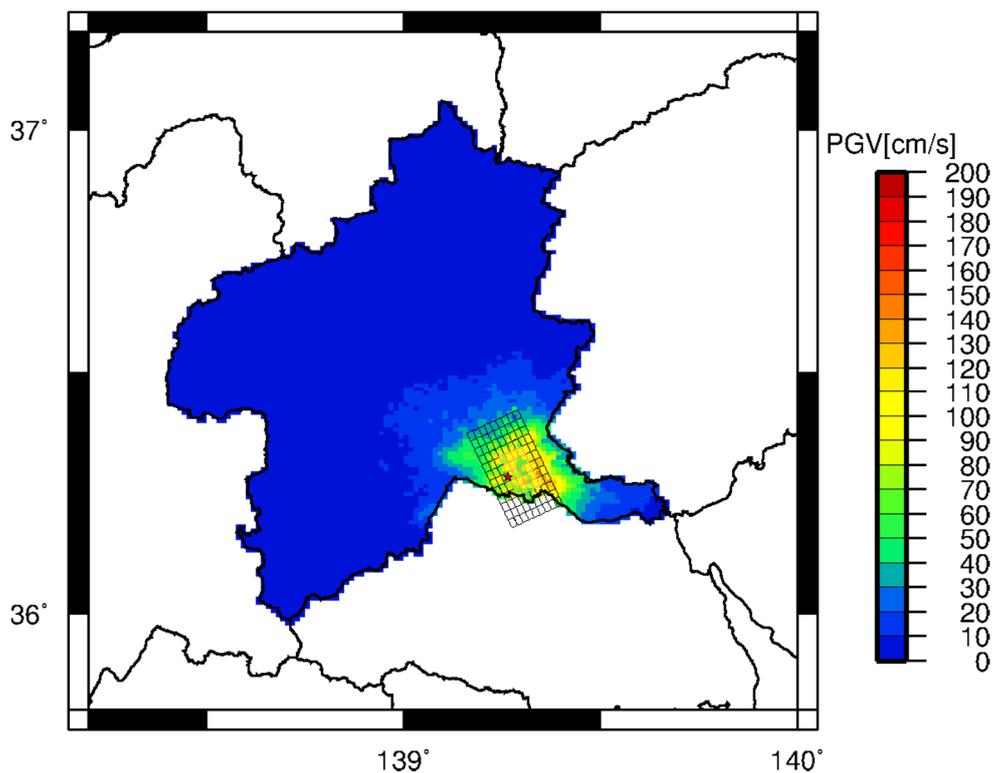
地表最大速度分布



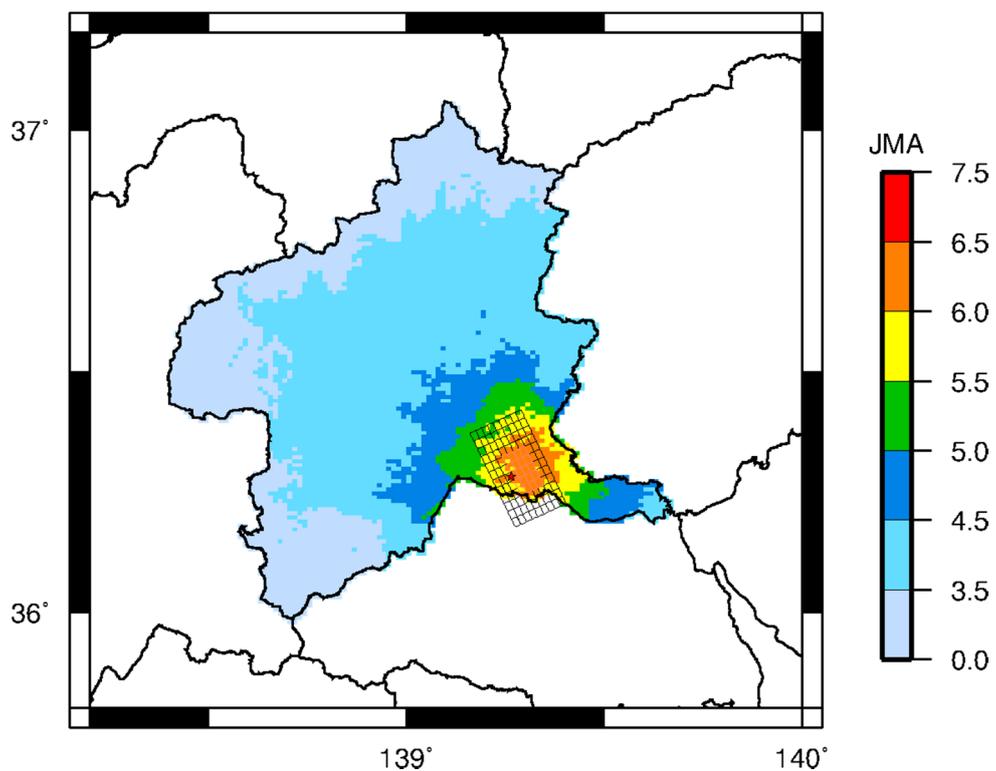
地表最大加速度分布

図 4.3-5(3) 地表最大速度分布及び地表最大加速度分布
(関東平野北西縁断層帯主部による地震の場合(M8.1)。C=2.8km)

2) 太田断層による地震動予測

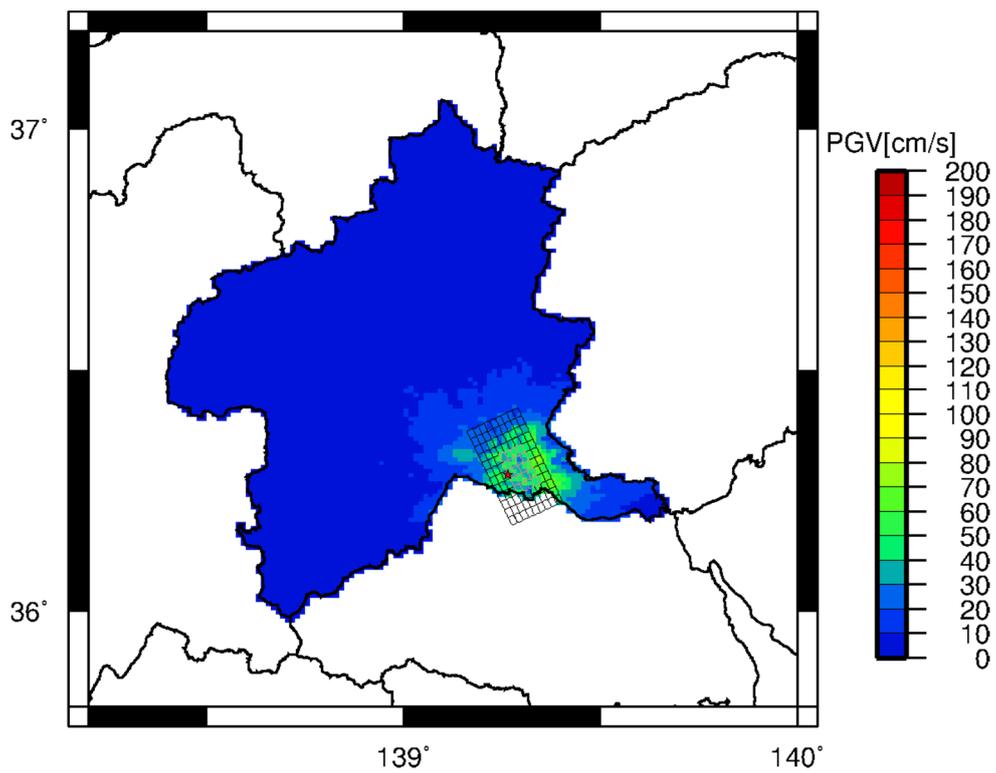


最大速度分布

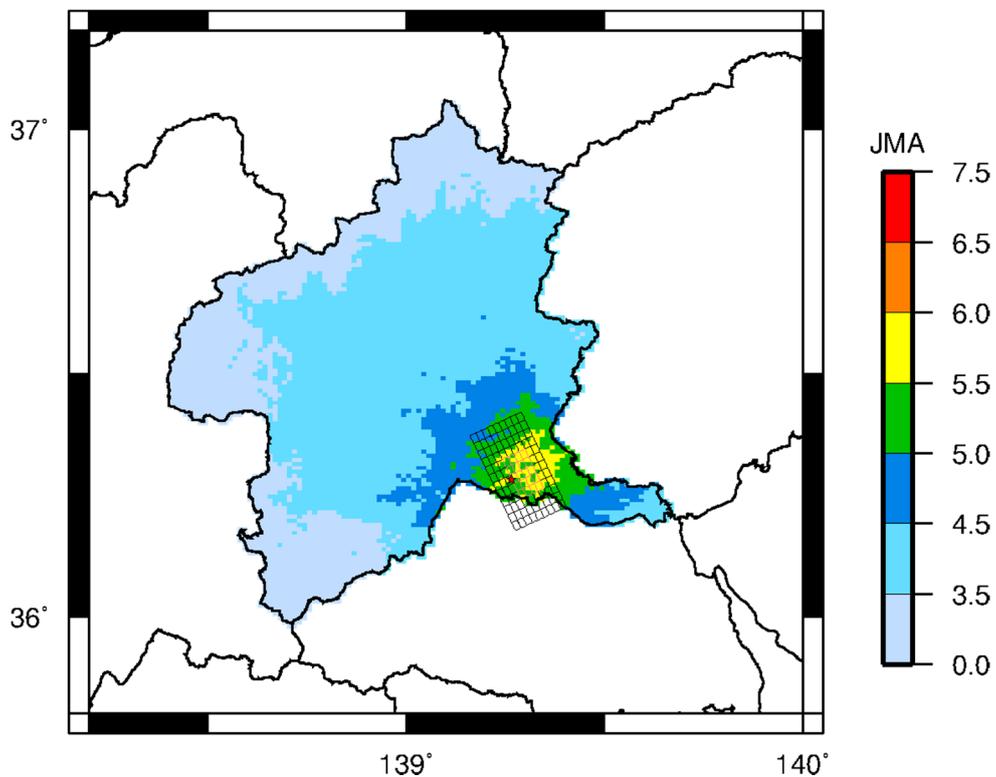


震度分布

図 4.3-6(1) 工学的基盤における最大速度と震度分布
(太田断層による地震の場合(M7.1)。C=0km)

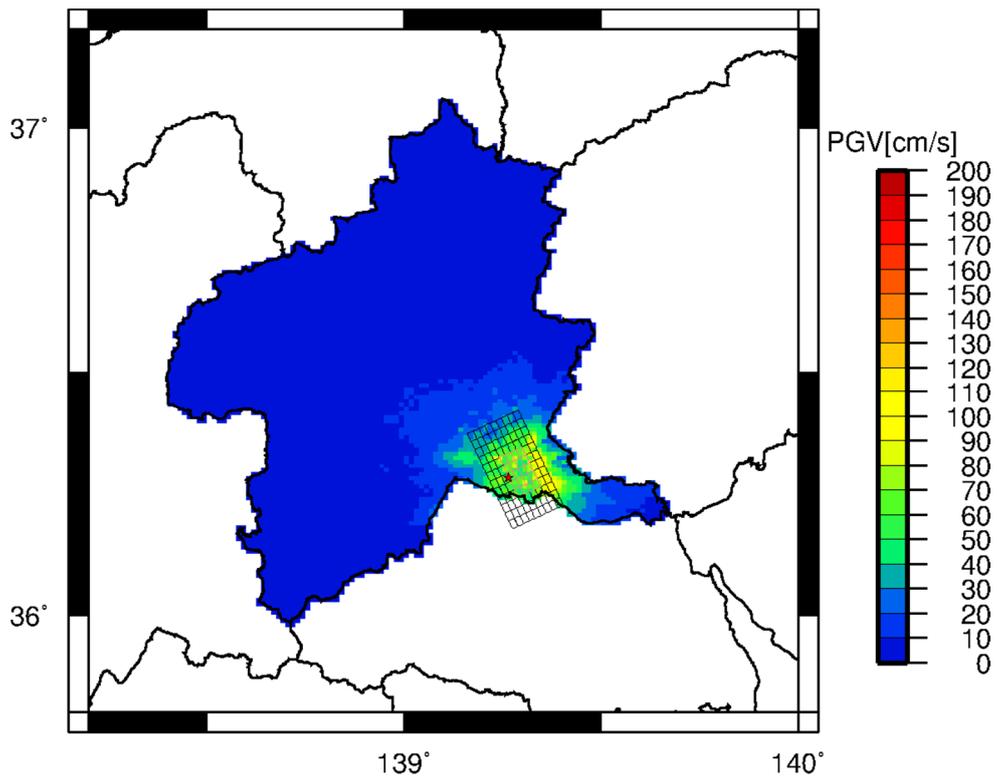


最大速度分布

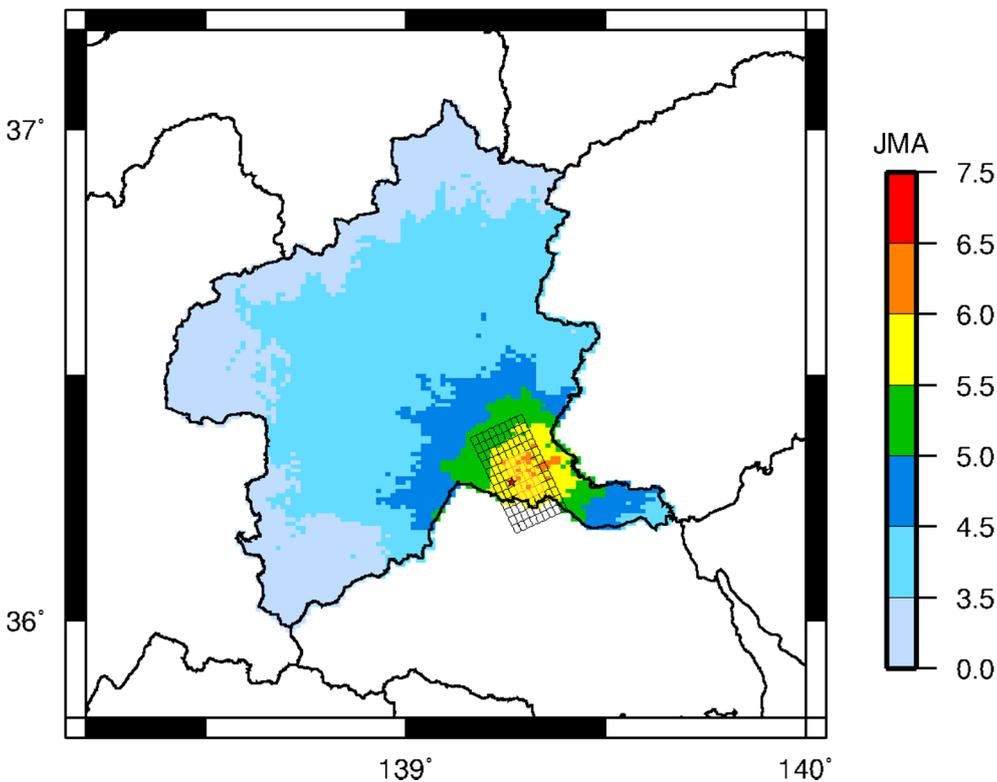


震度分布

図 4.3-6(2) 工学的基盤における最大速度と震度分布
(太田断層による地震の場合(M7.1)。C=8.0km)

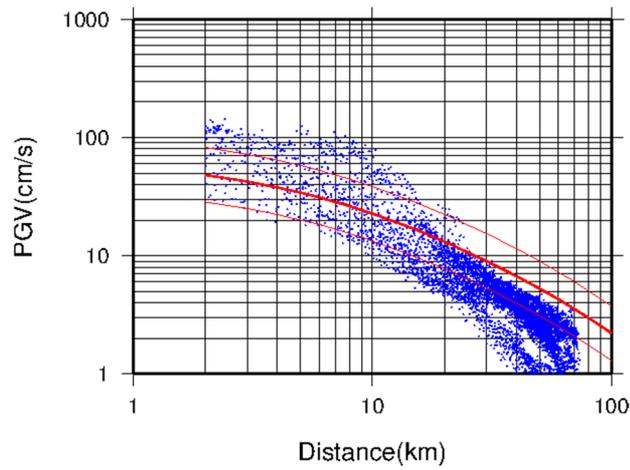


最大速度分布

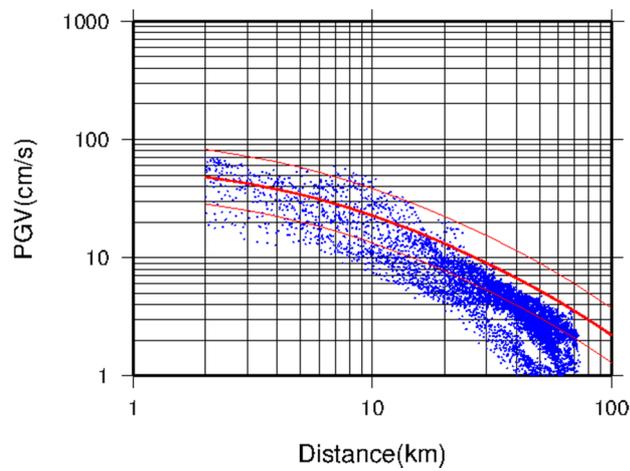


震度分布

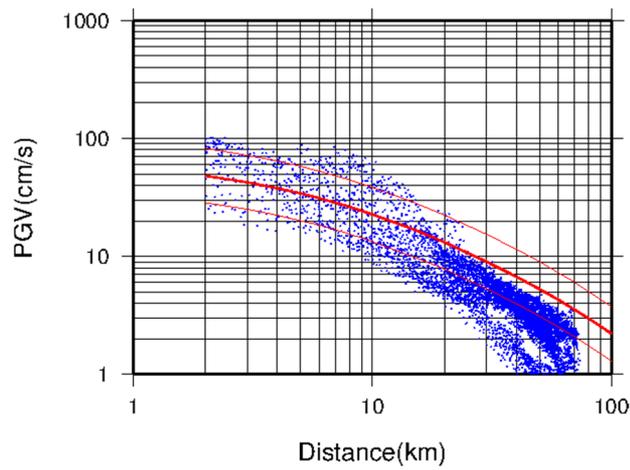
図 4.3-6(3) 工学的基盤における最大速度と震度分布
(太田断層による地震の場合(M7.1)。C=2.8km)



(a) $C=0$ km



(b) $C=8.0$ km



(c) $C=2.8$ km

図 4.3-7 距離減衰式（司・翠川，1999）との比較
太田断層による地震の場合 (M7.1)

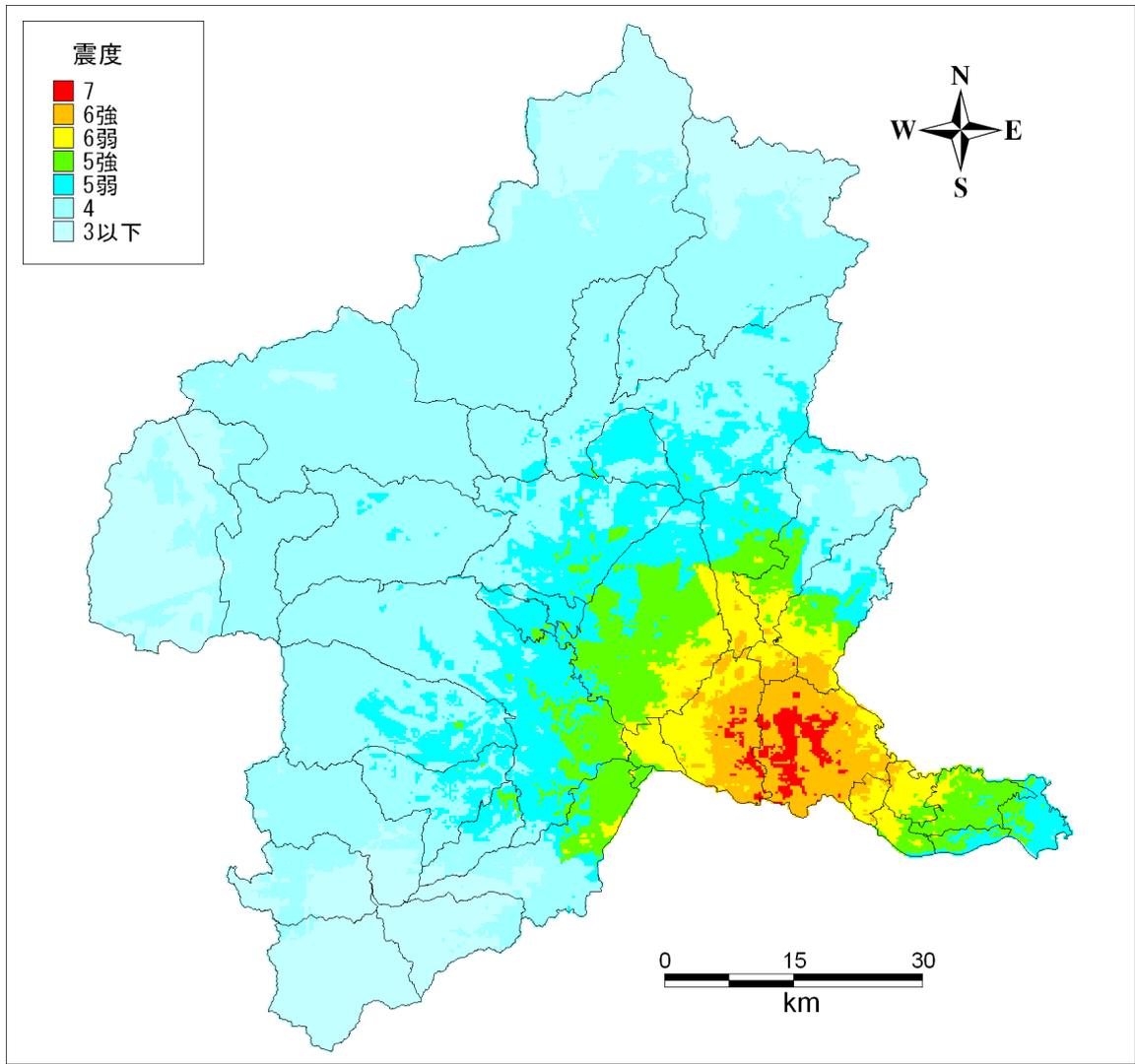


図 4.3-8(1) 地表震度分布
 (太田断層による地震の場合 (M7.1)。C=0km)

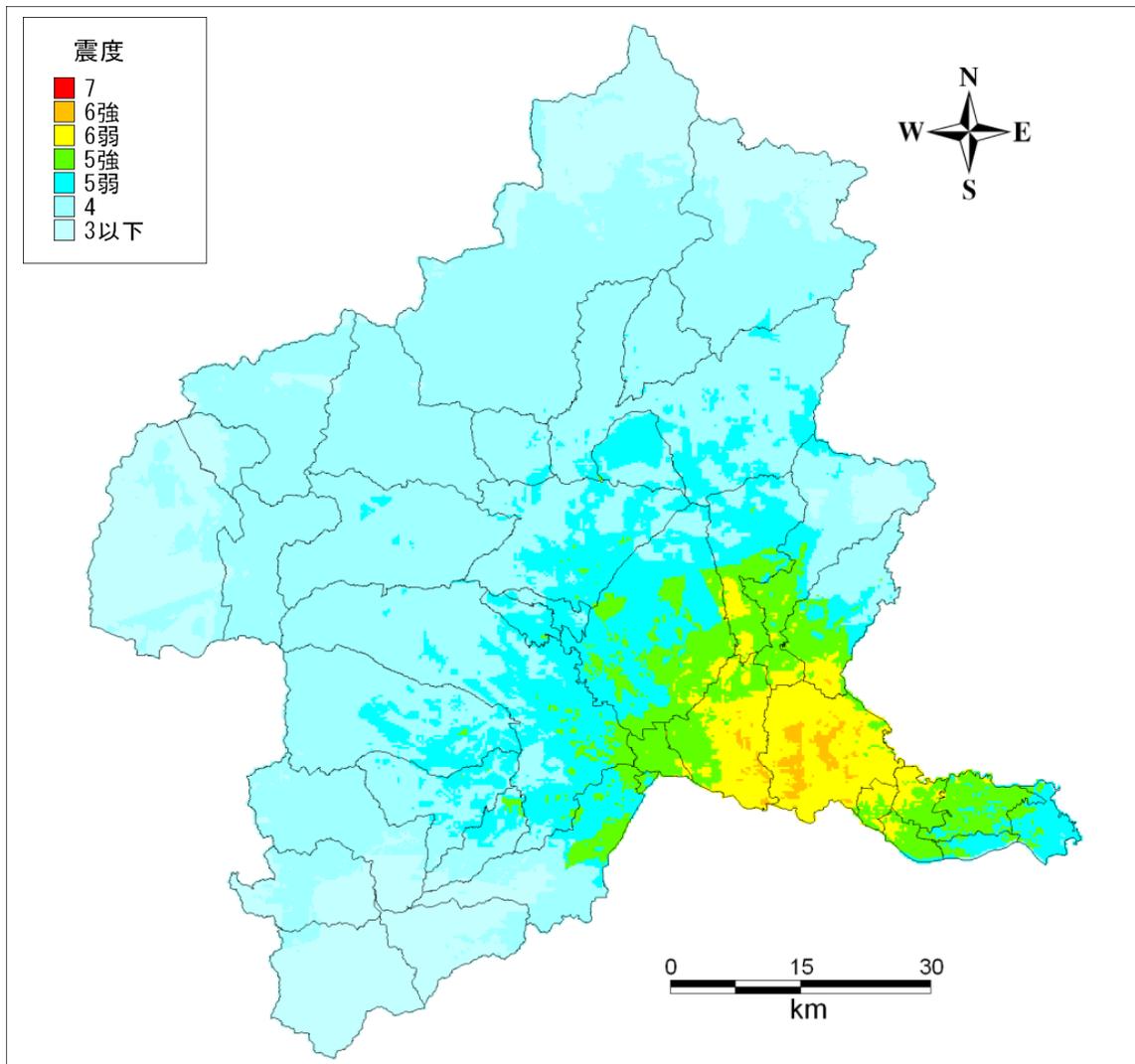


図 4.3-8(2) 地表震度分布
 (太田断層による地震の場合 (M7.1)。C=8.0km)

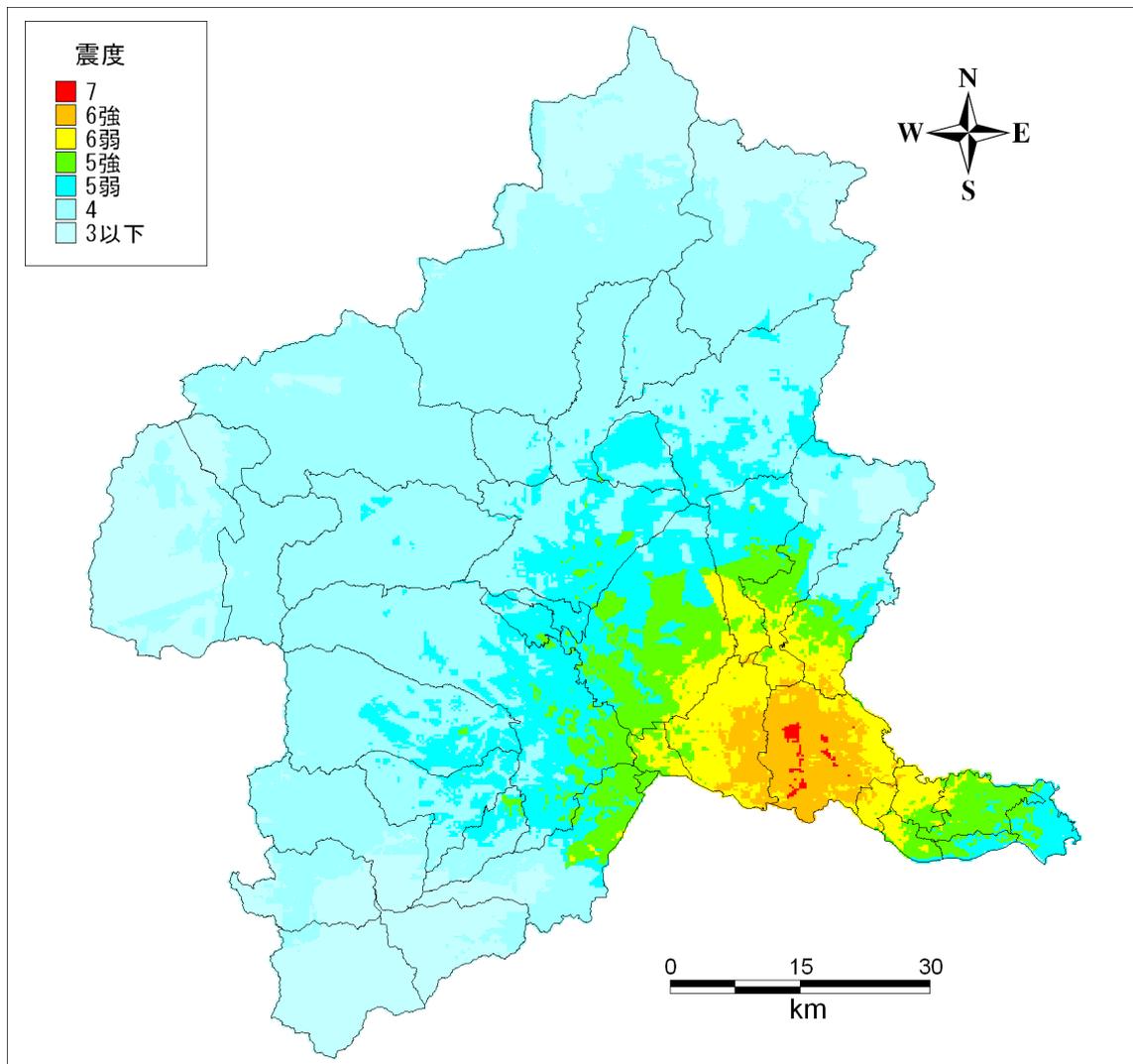
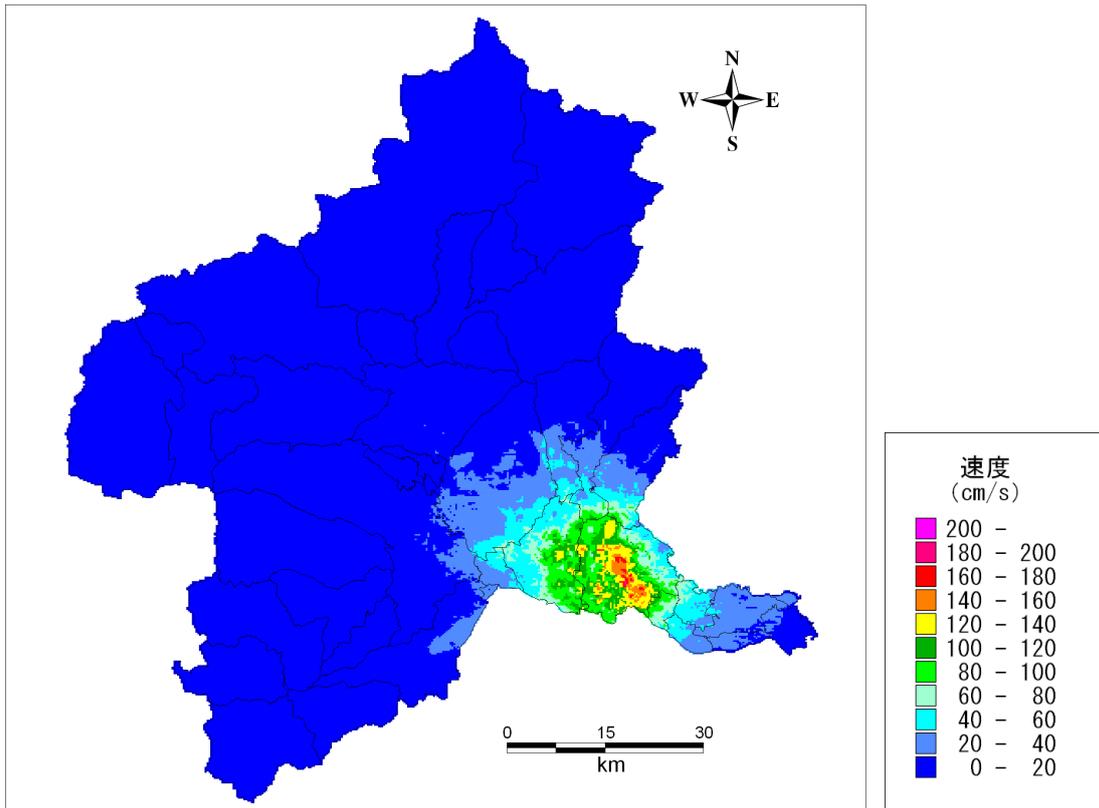
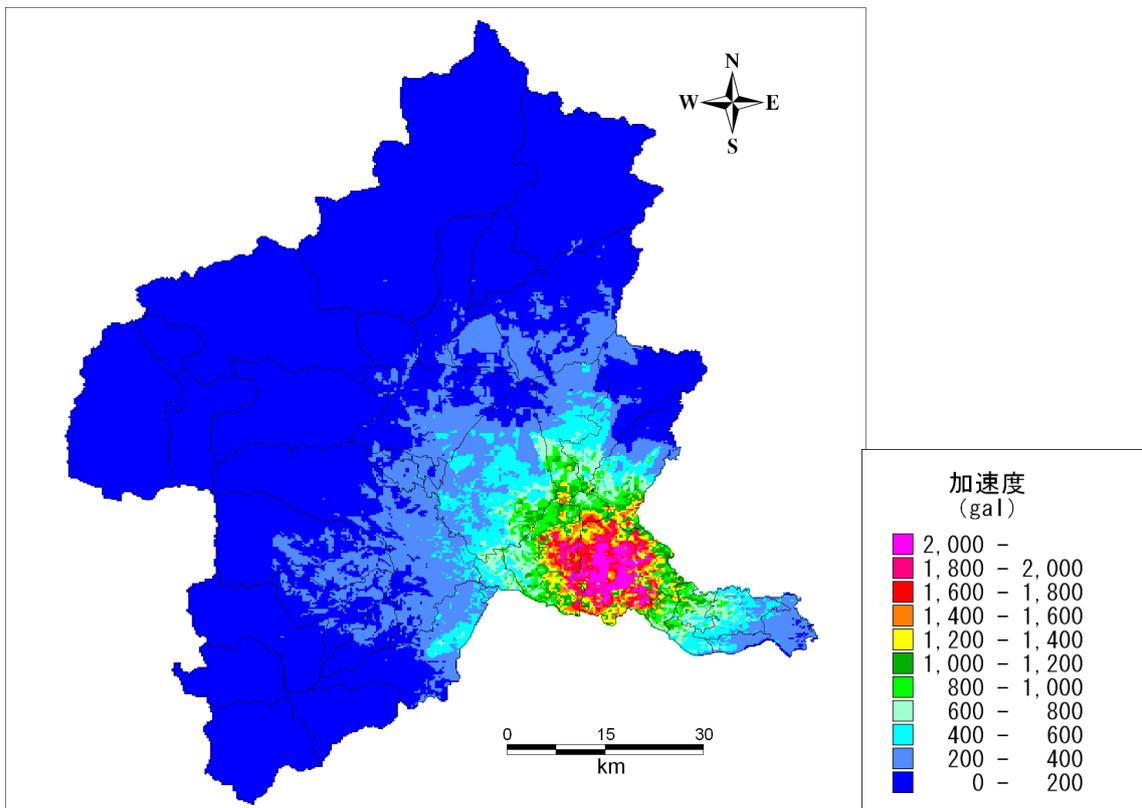


図 4.3-8(3) 地表震度分布
 (太田断層による地震の場合 (M7.1)。C=2.8km)

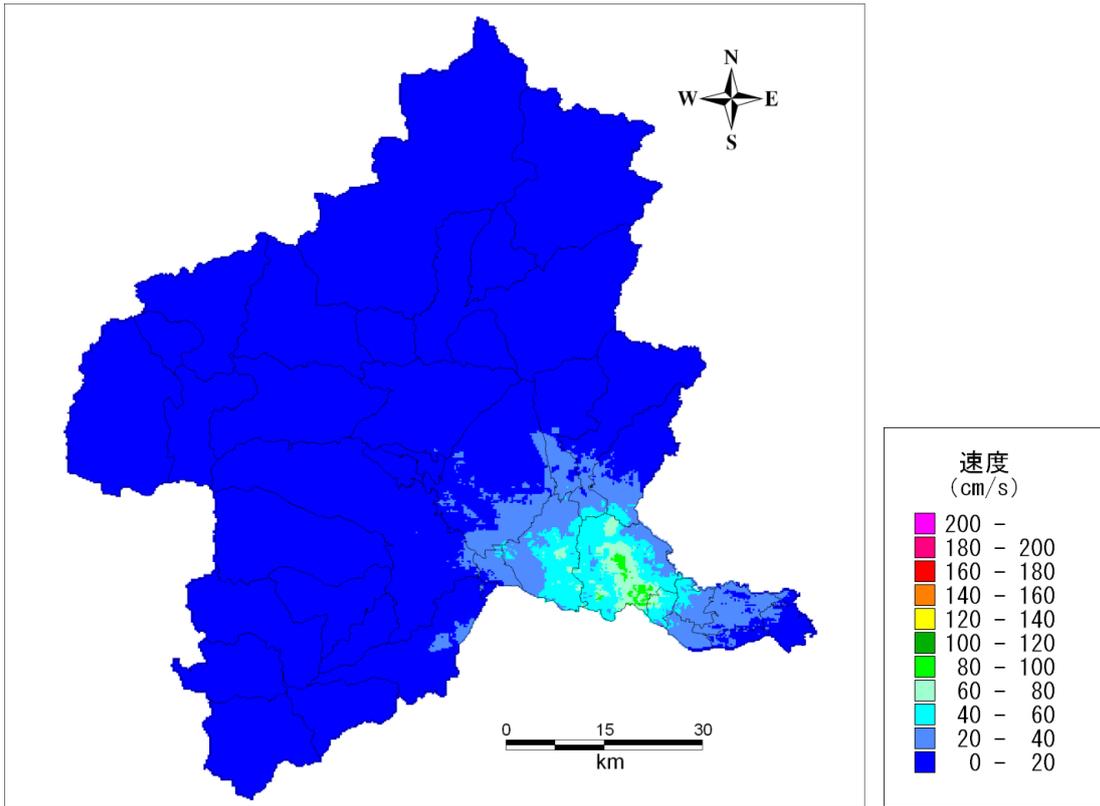


地表最大速度分布

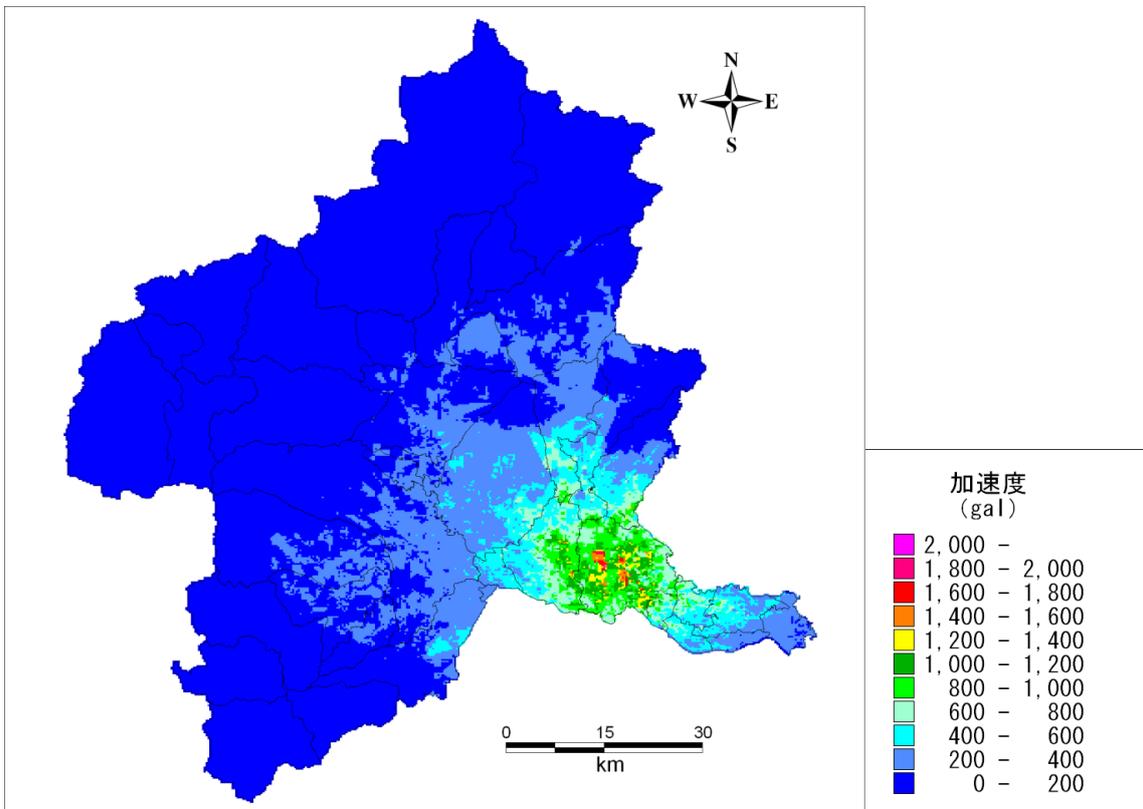


地表最大加速度分布

図 4.3-9(1) 地表最大速度分布及び地表最大加速度分布
(太田断層による地震の場合(M7.1)。C=0km)

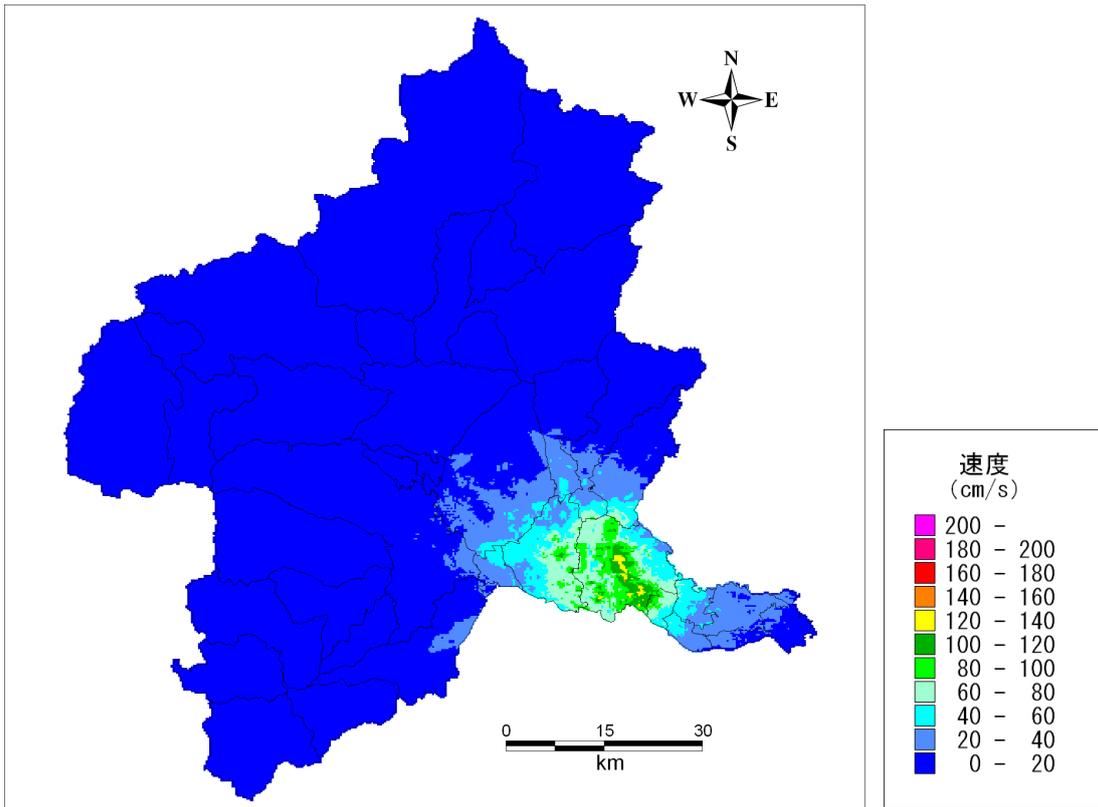


地表最大速度分布

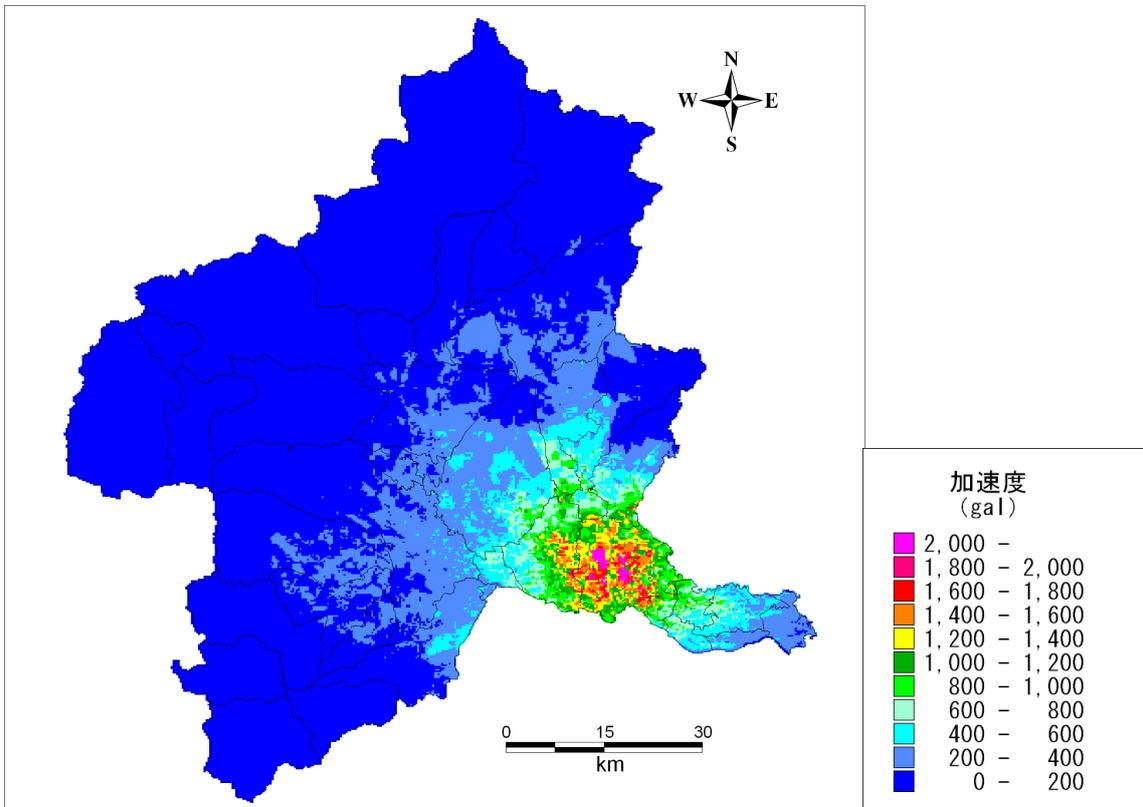


地表最大加速度分布

図 4.3-9(2) 地表最大速度分布及び地表最大加速度分布
(太田断層による地震の場合(M7.1)。C=8.0km)



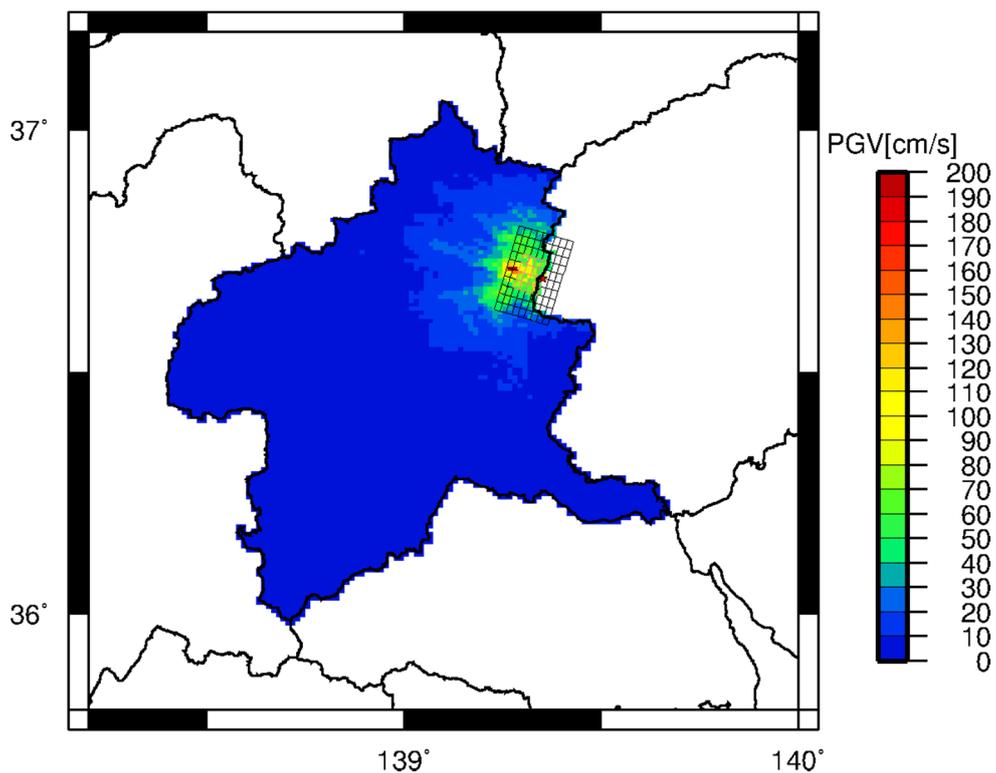
地表最大速度分布



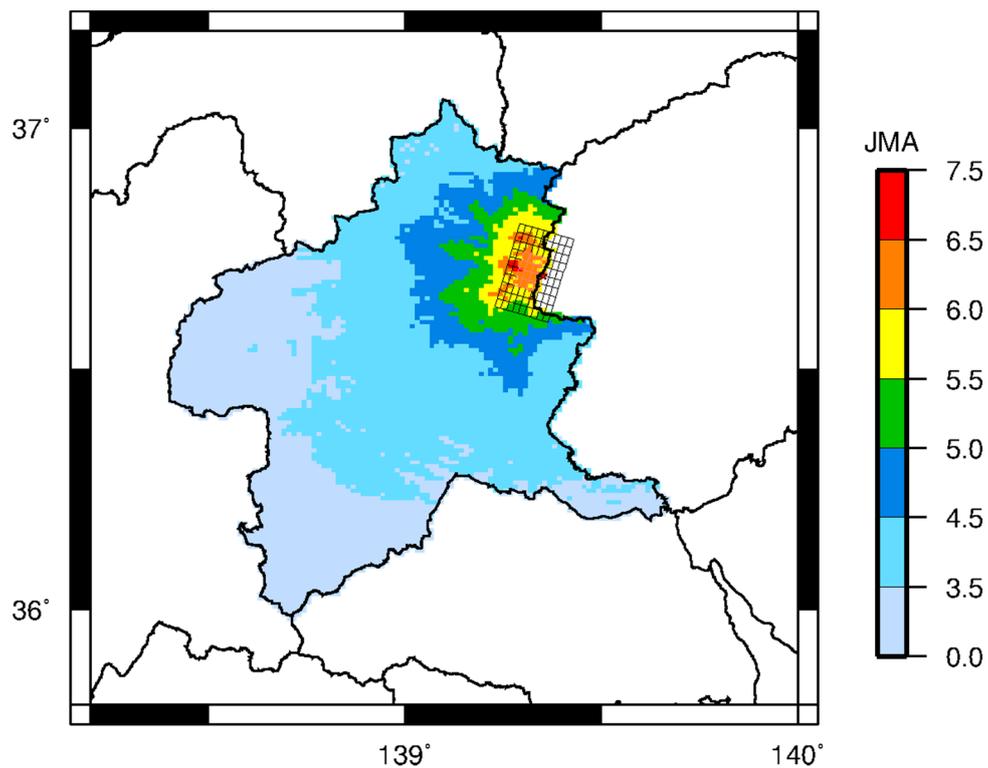
地表最大加速度分布

図 4.3-9(3) 地表最大速度分布及び地表最大加速度分布
(太田断層による地震の場合(M7.1)。C2.8km)

3) 片品川左岸断層による地震動予測

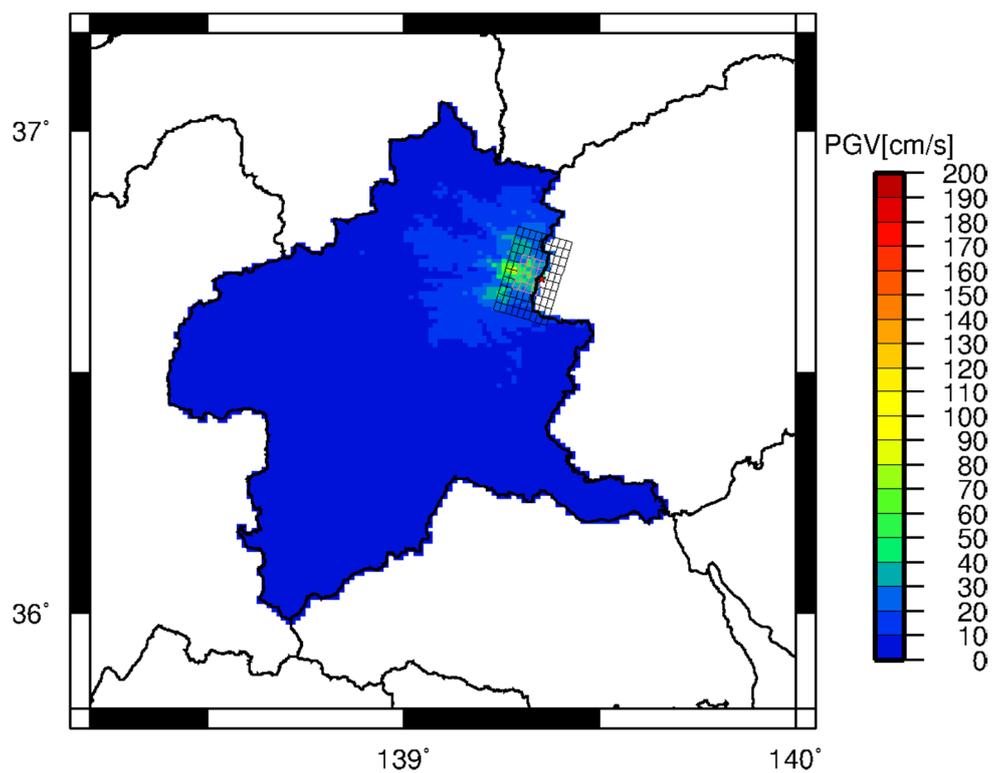


最大速度分布

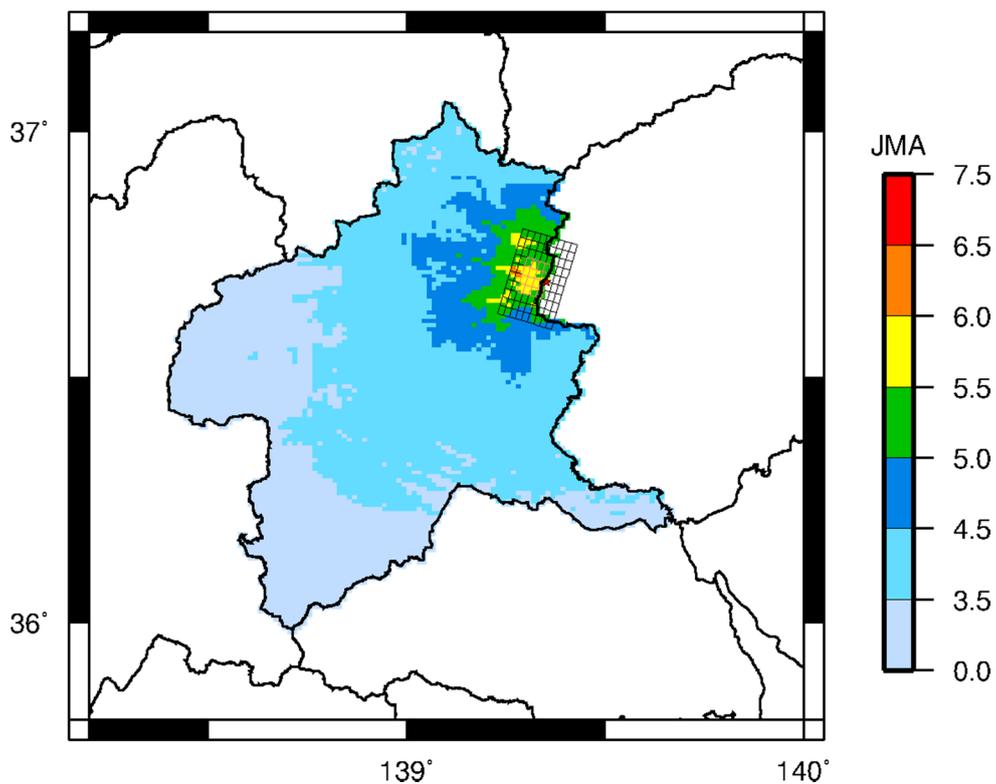


震度分布

図 4.3-10(1) 工学的基盤における最大速度と震度分布
(片品川左岸断層による地震の場合(M7.0)。C=0km)

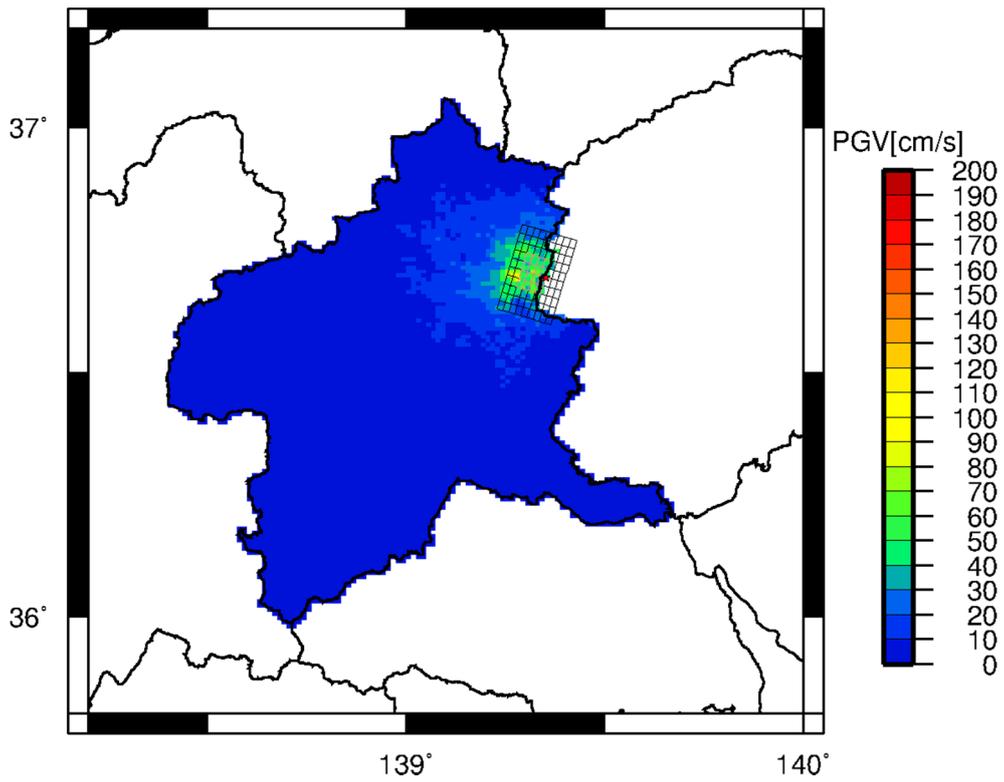


最大速度分布

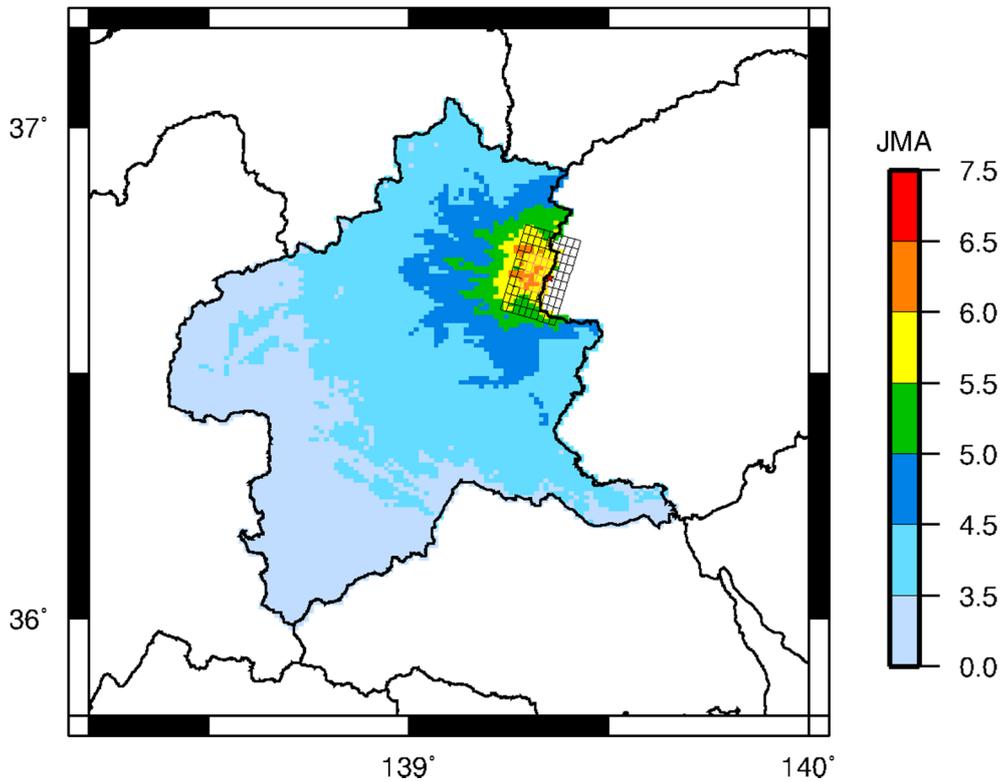


震度分布

図 4.3-10(2) 工学的基盤における最大速度と震度分布
(片品川左岸断層による地震の場合(M7.0)。C=8.0km)

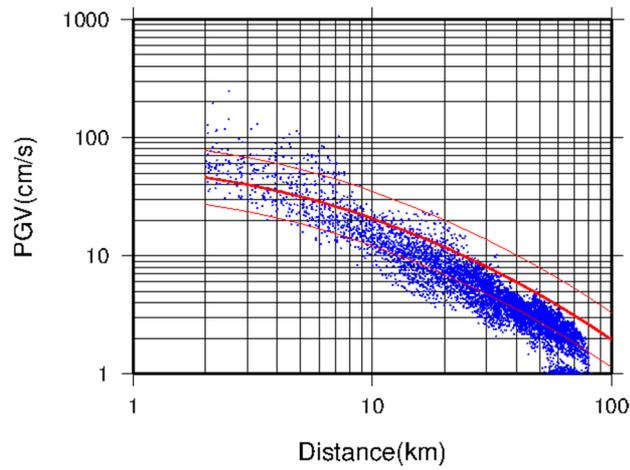


最大速度分布

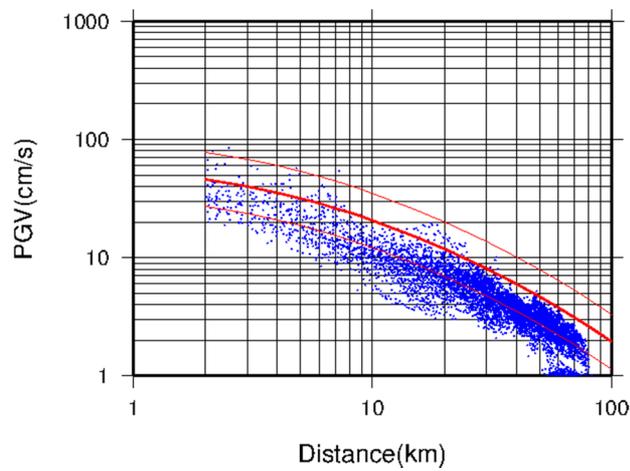


震度分布

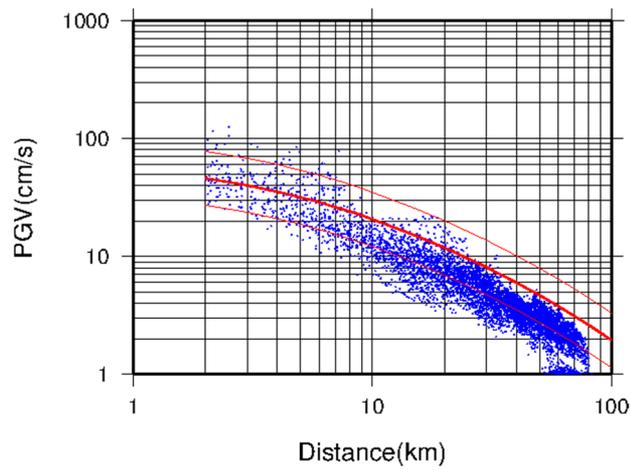
図 4.3-10(3) 工学的基盤における最大速度と震度分布
(片品川左岸断層による地震の場合(M7.0)。C=2.8km)



(a) $C=0$ km



(b) $C=8.0$ km



(c) $C=2.8$ km

図 4.3-11 距離減衰式（司・翠川，1999）との比較
片品川左岸断層による地震の場合 (M7.0)

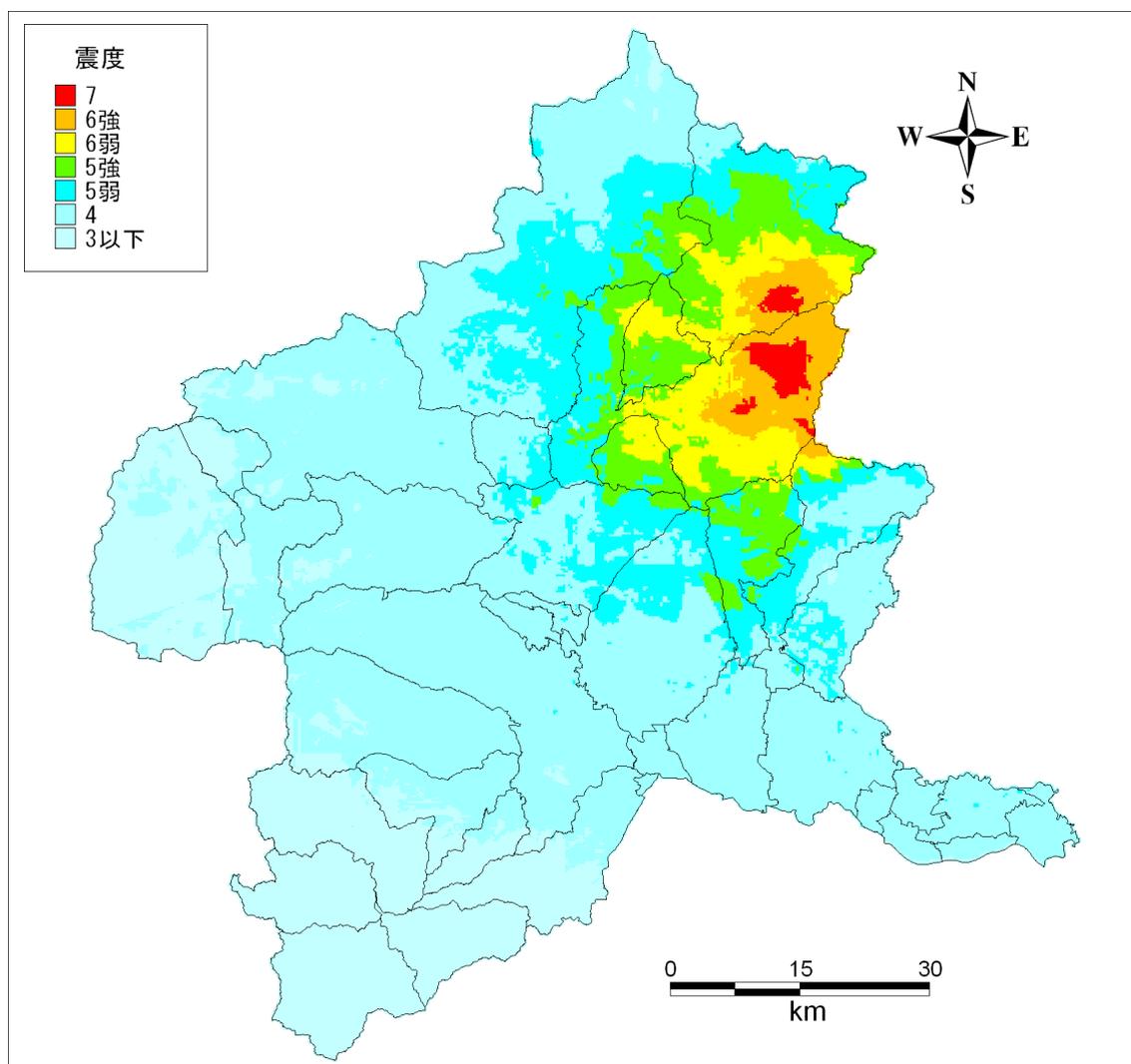


図 4.3-12(1) 地表震度分布
 (片品川左岸断層による地震の場合(M7.0)。C=0km)

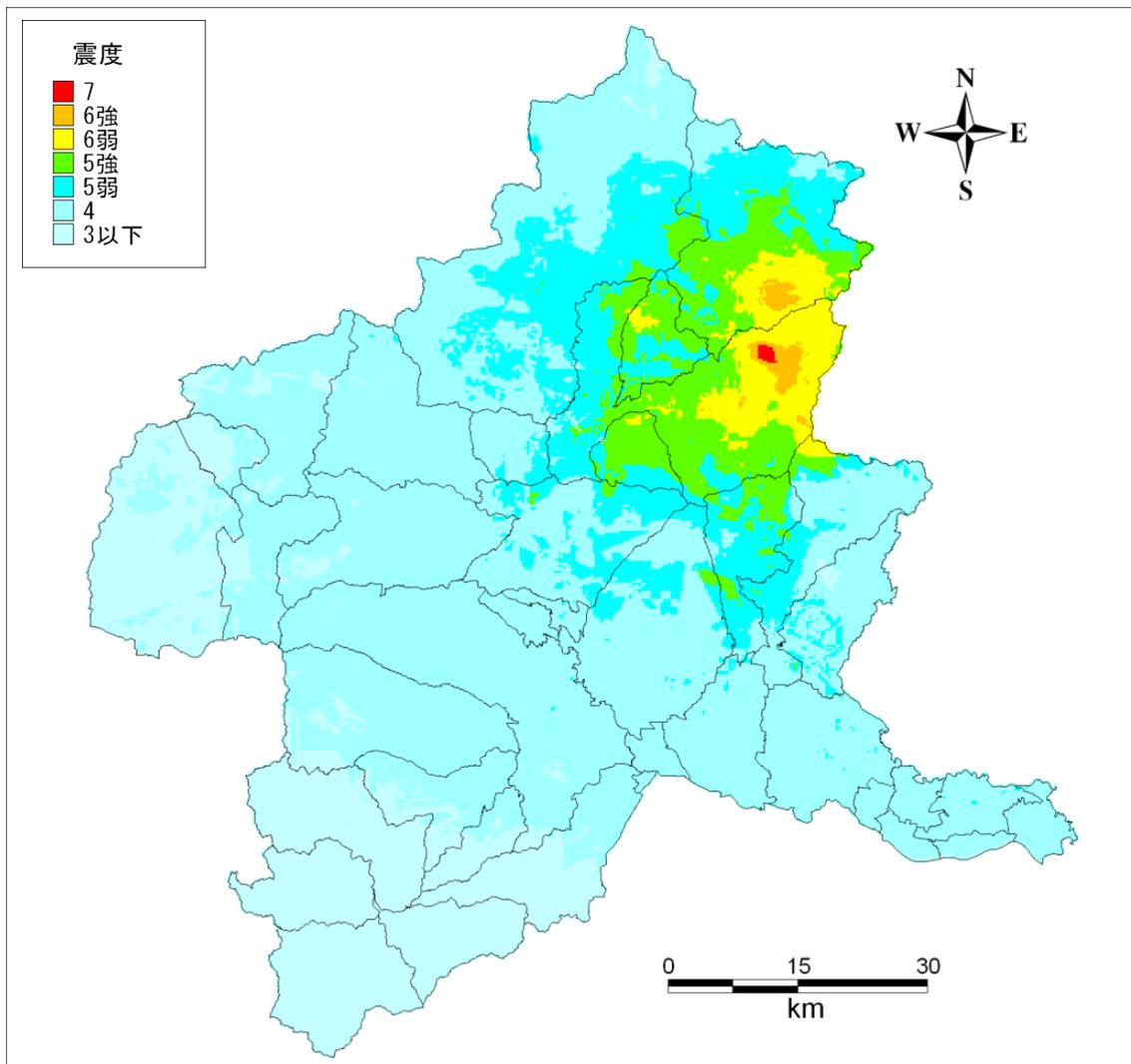


図 4.3-12(2) 地表震度分布
 (片品川左岸断層による地震の場合(M7.0)。C=8.0km)

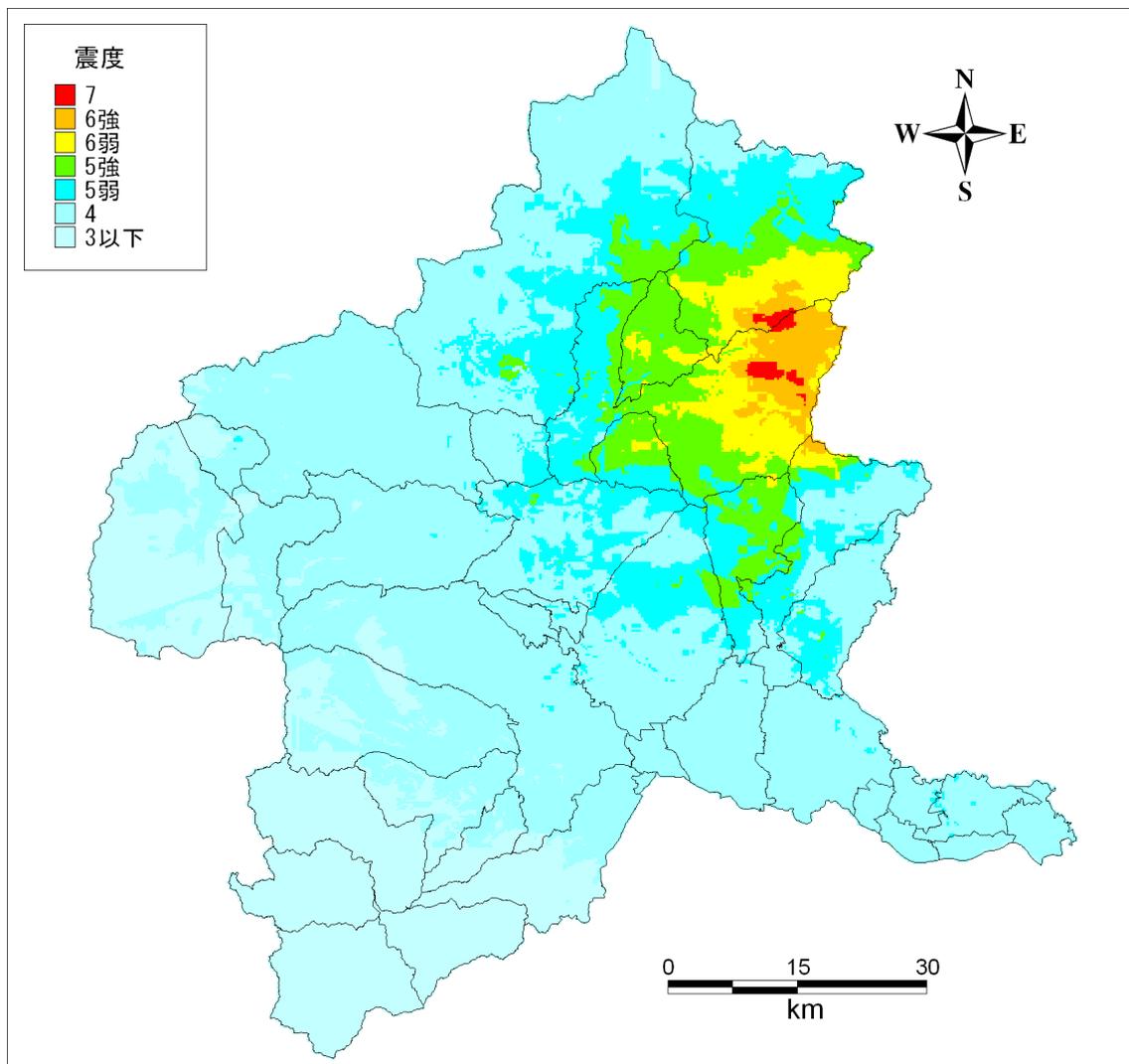
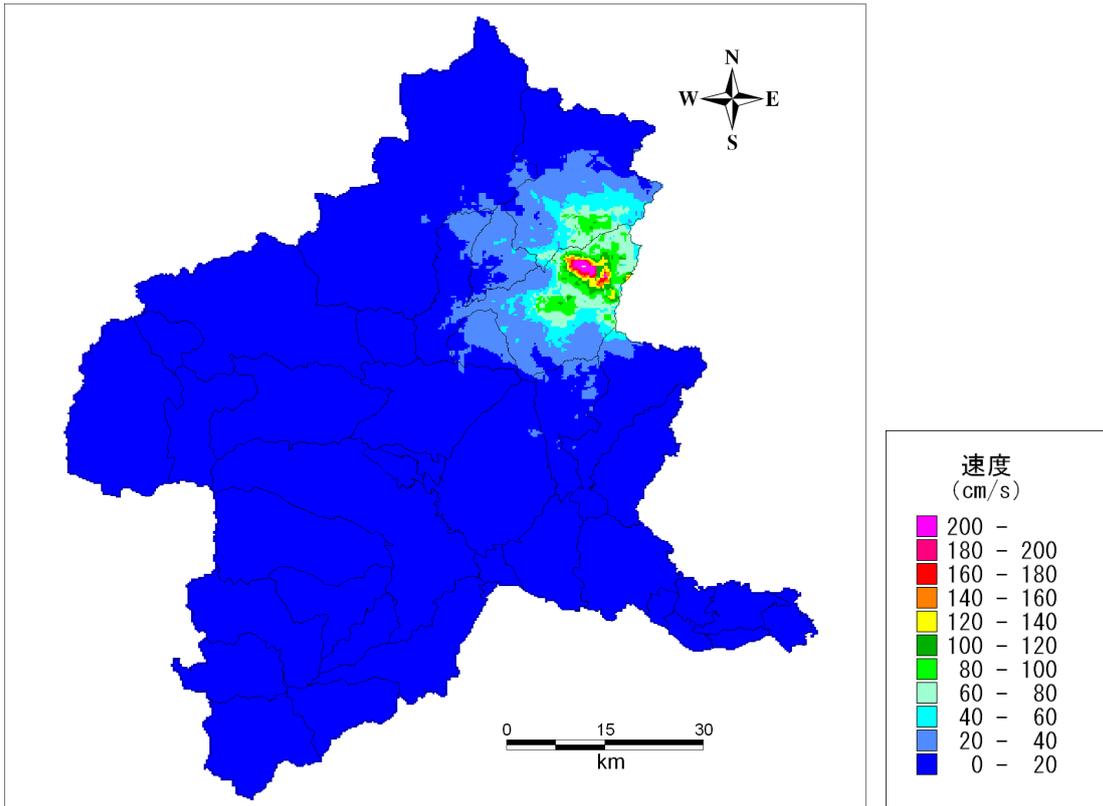
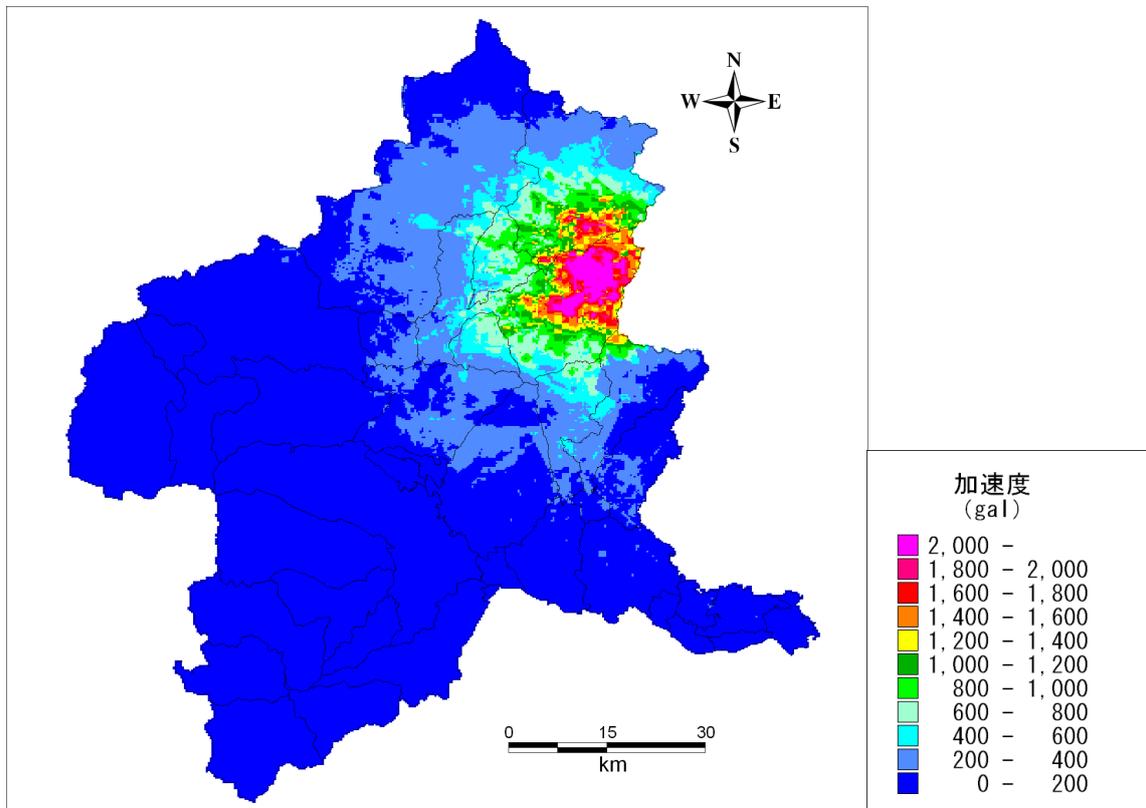


図 4.3-12(3) 地表震度分布
 (片品川左岸断層による地震の場合(M7.0)。C=2.8km)

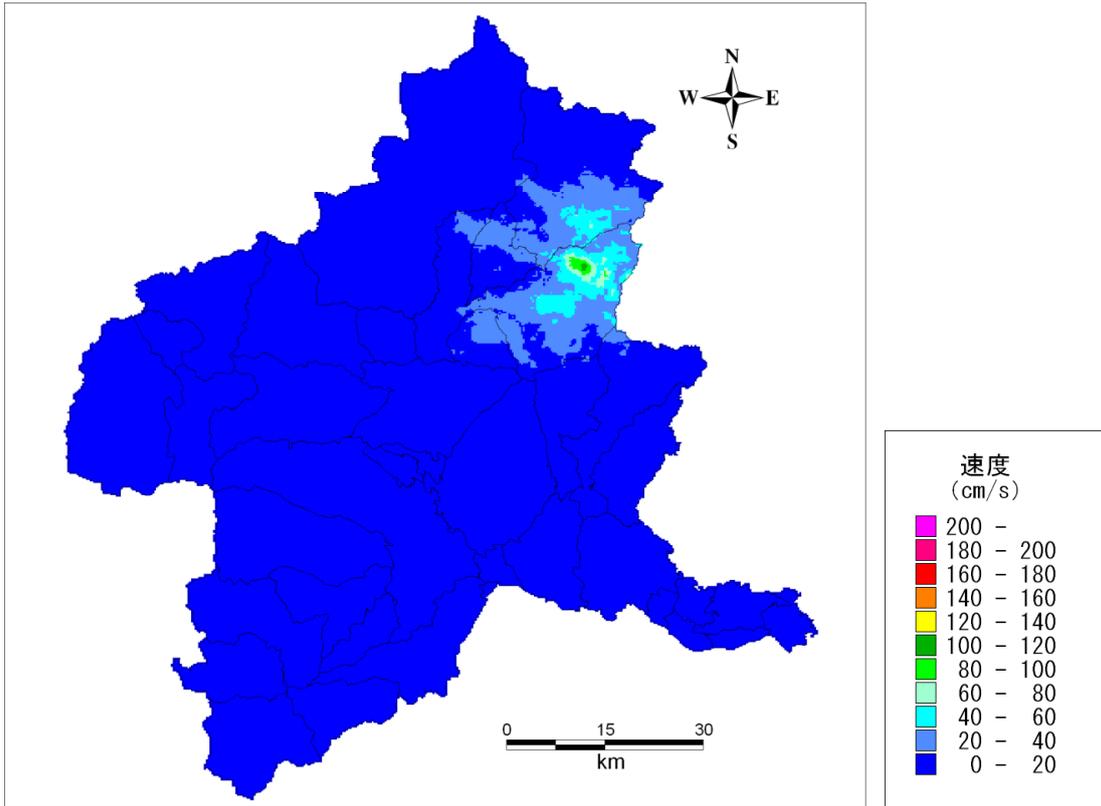


地表最大速度分布

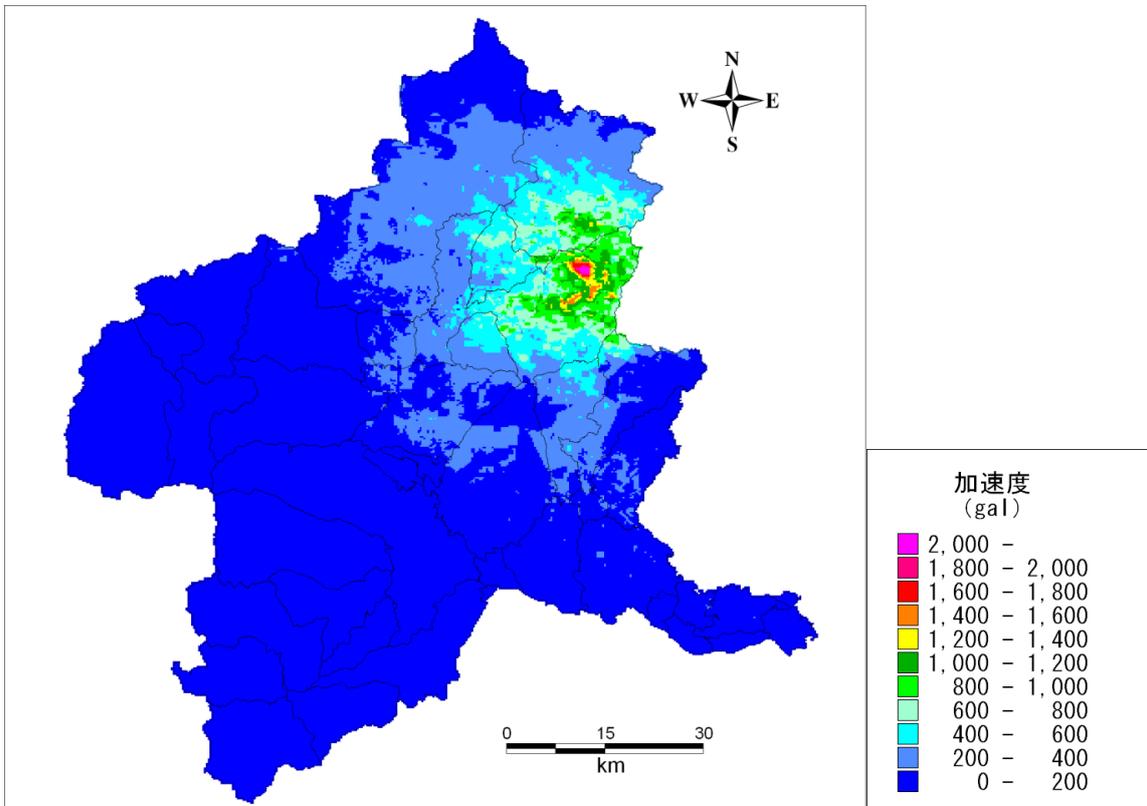


地表最大加速度分布

図 4.3-13(1) 地表最大速度分布及び地表最大加速度分布
(片品川左岸断層による地震の場合(M7.0)。C=0km)

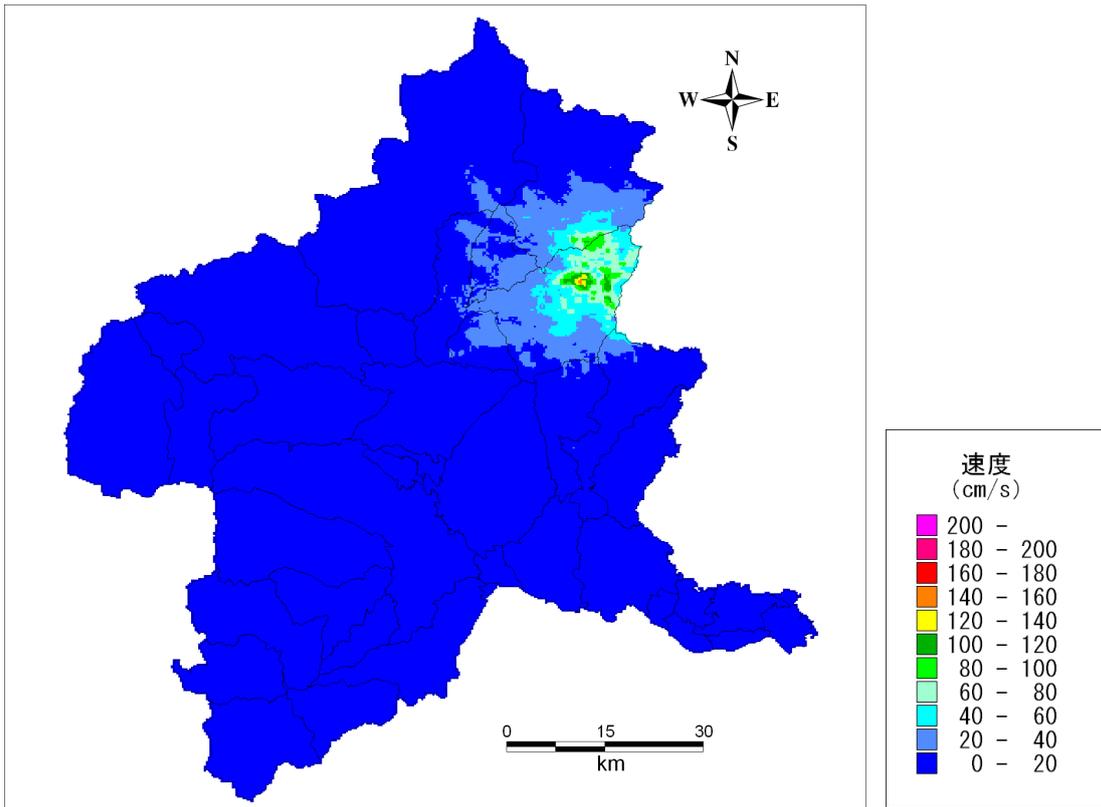


地表最大速度分布

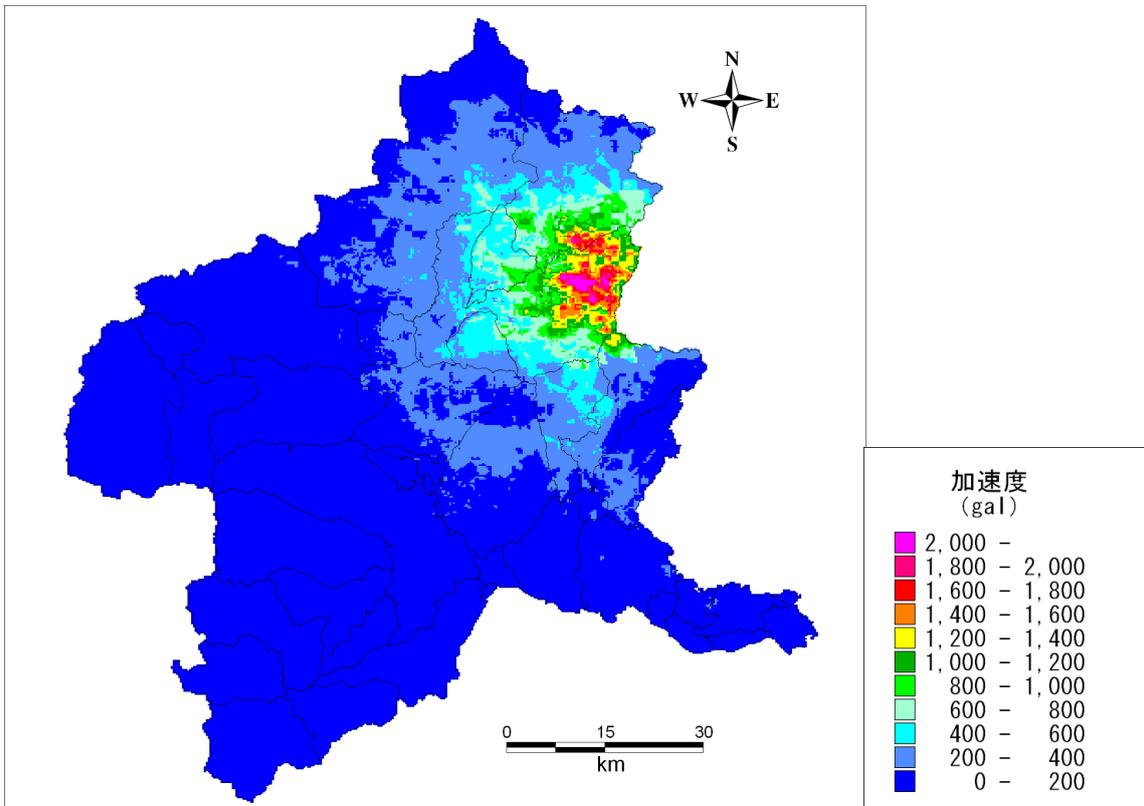


地表最大加速度分布

図 4.3-13(2) 地表最大速度分布及び地表最大加速度分布
(片品川左岸断層による地震の場合(M7.0)。C=8.0km)



地表最大速度分布



地表最大加速度分布

図 4.3-13(3) 地表最大速度分布及び地表最大加速度分布
(片品川左岸断層による地震の場合(M7.0)。C=2.8km)

4.4 その他の想定地震による地震動予測

県外の断層帯で、活動した場合に本県に影響を及ぼす可能性がある、次の2つの断層帯を震源とする地震については、群馬県内において想定される震度を算出した(図4.4-1~2)。

- 1) 六日町断層帯(全体) -新潟県
- 2) 長野盆地西縁断層帯 -長野県

震源から工学的基盤までは距離減衰式を用いて地震動を予測し、工学的基盤から地表の地震動については、「3.地盤モデルの作成」において県内のボーリングデータと微地形区分を用いて作成した浅部地盤モデルの地盤増幅率や震度増分を用いて算出した。

工学的基盤上の最大速度(PGV_b[cm/秒])は、司・翠川(1999)による距離減衰式(式4.4-1)により算出した。

$$\log PGV_b = 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 - \log(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X + d \quad \text{--- (式4.4-1)}$$

ここで、

PGV_b : S波速度 600m/秒基盤上の最大速度

M_w : モーメントマグニチュード

D : 震源の深さ(km)

X : 断層最短距離(km)

d : 地震タイプ別の係数(地殻内 0.00, プレート間 0.02, プレート内 0.12)

また、工学的基盤上の地震動から、地表の地震動を予測するために用いる地盤増幅率の評価手法については、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009)による強震動予測の「レシピ」に基本的に従った。採用した手法を、以下に示す。

- a) 250mメッシュの速度構造モデルより、以下の式を用いてAVS30を求める。

$$AVS30 = \frac{30}{\sum(h/V_s)} \quad \text{--- (式4.4-2)}$$

ここで、

AVS30 : 表層30mの平均S波速度(m/秒)

h : 各層の層厚(m)

V_s : 各層のS波速度(m/秒)

- b) 工学的基盤から地表への最大速度の増幅率 *amp* については、表層30mの平均S波速度AVS30との相関性が認められる。そこで次式を用いて、AVS30から最大速度の増幅率 *amp* を算出する(藤本・翠川, 2006)。

$$\log(amp) = 2.367 - 0.852 \cdot \log AVS30 \pm 0.166 \quad (100 < AVS30 < 1500) \quad \text{--- (式4.4-3)}$$

ここで、*amp* : 平均S波速度600m/秒の工学的基盤を基準とした最大速度増幅率

- c) 工学的基盤上の最大速度 PGV_b (cm/秒) に前述の最大速度の増幅率 amp を乗じ、地表の最大速度 PGV (cm/秒) を算出する。

$$PGV = amp \cdot PGV_b \quad \text{----- (式 4.4-4)}$$

- d) 地表の最大速度 PGV から最大速度と計測震度の関係式 (藤本・翠川, 2005) を用いて、地表の震度 I を求める。

$$I = 2.002 + 2.603 \cdot \log(PGV) - 0.213 \cdot \{\log(PGV)\}^2 \quad (4 \leq I) \quad \text{----- (式 4.4-5)}$$

$$I = 2.165 + 2.262 \cdot \log(PGV) \quad (I < 4) \quad \text{----- (式 4.4-6)}$$

- e) 地表の震度 I から、震度と速度の関係式 (童・山崎, 1996) を用いて、地表の加速度 PGA を求める。

$$PGA = 10^{-0.23+0.51 \cdot I} \quad \text{----- (式 4.4-7)}$$

以上により求められた地表震度、速度及び加速度の値を、六日町断層帯の地震については図 4.4-1 に、長野盆地西縁断層帯については図 4.4-2 に示した。

1) 六日町断層帯（全体）による地震動予測

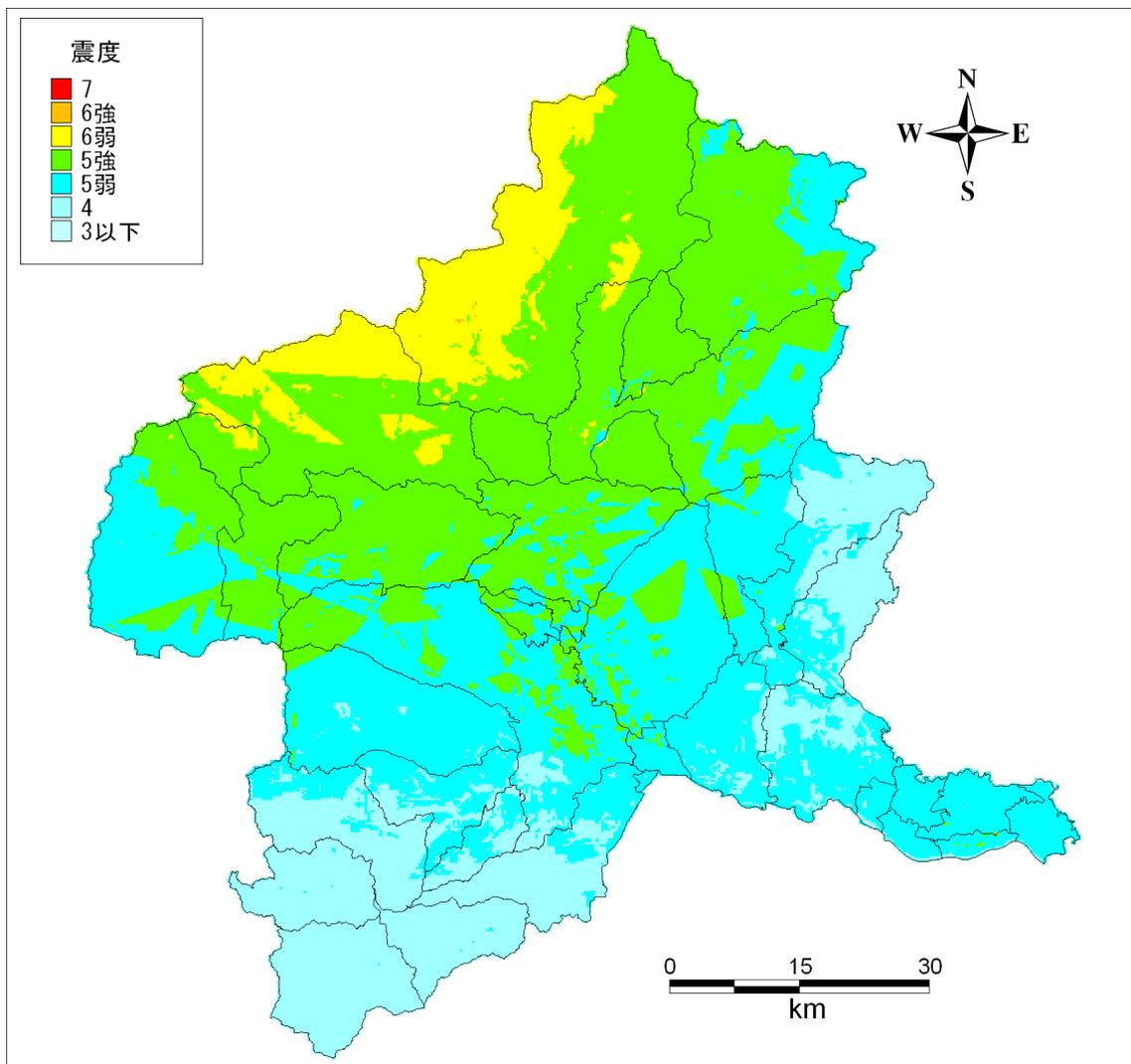
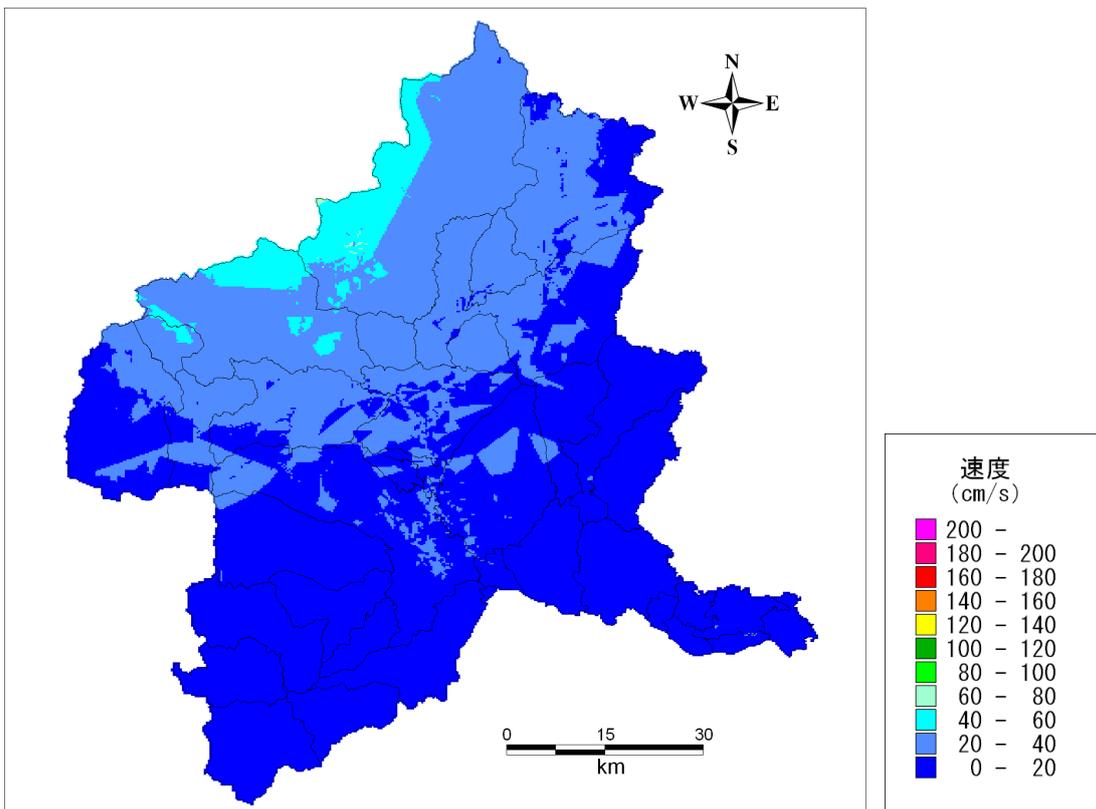
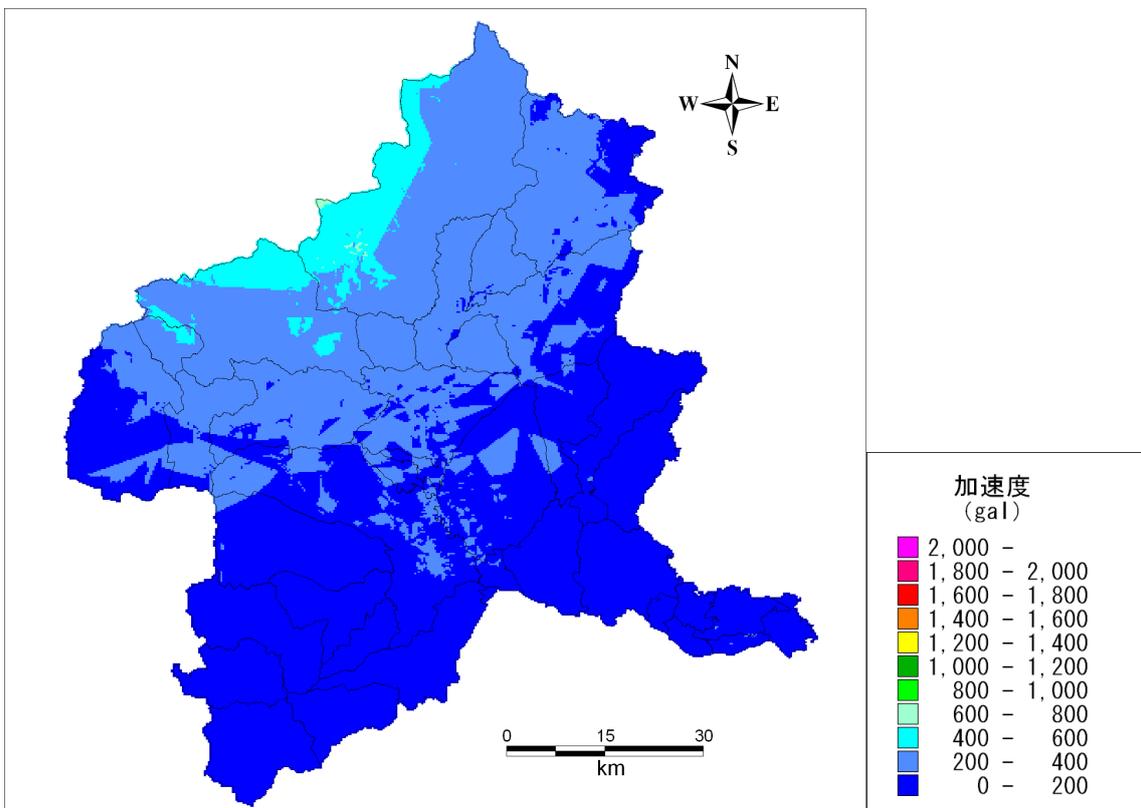


図 4. 4-1(1) 地表震度分布
(六日町断層帯（全体）による地震の場合(M7.7))



地表最大速度分布



地表最大加速度分布

図 4.4-1(2) 地表最大速度分布及び地表最大加速度分布
(六日町断層帯(全体)による地震の場合(M7.7))

2) 長野盆地西縁断層帯による地震動予測

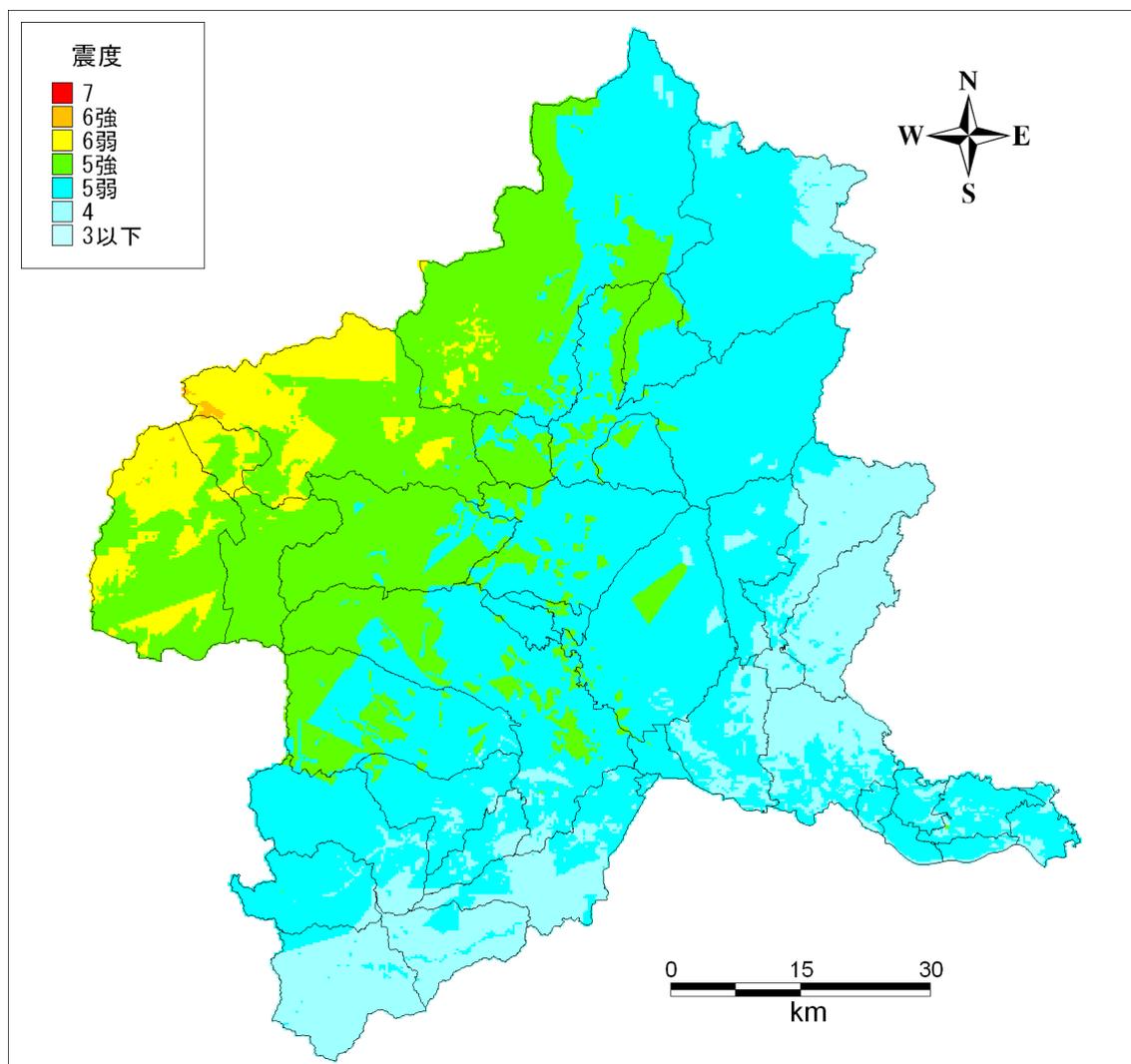
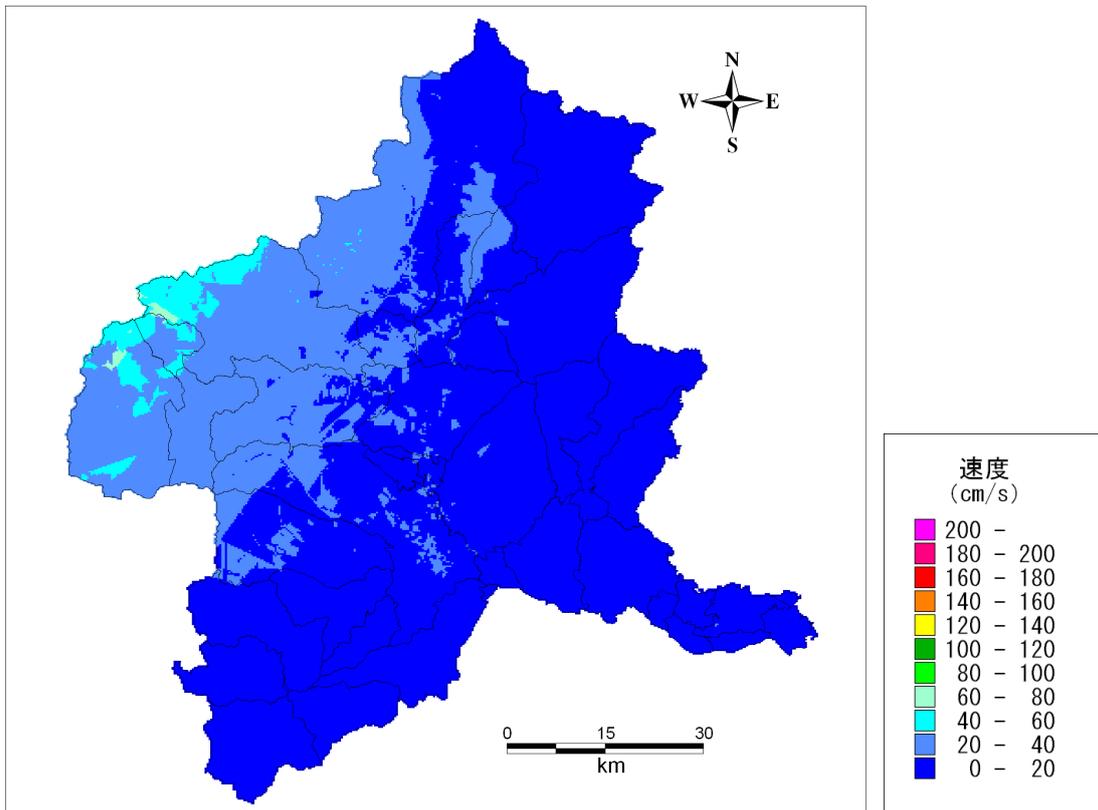
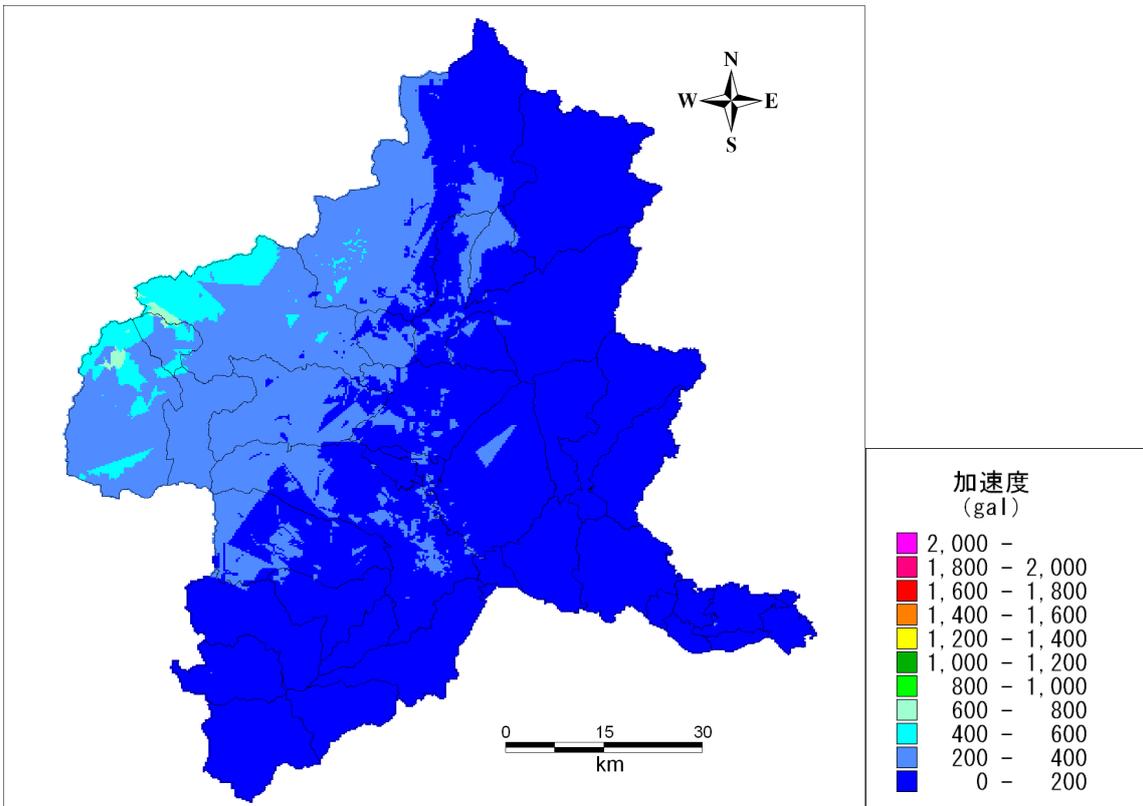


図 4.4-2(1) 地表震度分布
(長野盆地西縁断層帯による地震の場合 (M7.8))



地表最大速度分布



地表最大加速度分布

図 4.4-2(2) 地表最大速度分布及び地表最大加速度分布
(長野盆地西縁断層帯による地震の場合(M7.8))

4.5 予防対策用地震による地震動予測

全国どこでも発生しうる、地殻内の浅い場所で発生する地震として、県内各市町村の直下に設定した「予防対策用地震」については、震源から工学的基盤までは距離減衰式を用い、工学的基盤から地表までは、県内のボーリングデータと微地形区分を用いて作成した浅部地盤モデルの地盤増幅率や震度増分を用いて、地表のゆれやすさを算出した。震源を設定していることから、想定した地震に対しての絶対的なゆれやすさを示している。

予防対策用地震の震源としては、県内各市町村の役所・役場の直下に、M6.9の地震を生じる震源断層を仮定した（表4.5-1）。震源断層の上端深さは、地震基盤の深さを参考とする（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009）が、山間部では地震基盤が地表付近まで浅くなっていることから、一律に各市町村における地震基盤の深さ+2kmの深さを上端と設定した。震源断層の走向・傾斜は、群馬県では柏崎-銚子線を境に南西と北東で活断層の分布傾向に違いが見られることから、南西側は関東平野北西縁断層帯主部の走向・傾斜（長期評価の50~70°の内、浅い傾斜を採用）に、北東側（片品村、川場村のみ）は片品川左岸断層の走向・傾斜に準拠するとした。

表 4.5-1 予防対策用に市町村直下に設定した断層

市町村名	地震規模 (M)	断層長さ (km)	震源断層の走向	震源断層の傾斜(度)・向き	断層の種類	断層上端深度 (km)	地震基盤上面深度 (km)
前橋市	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	7.5	5.5
高崎市	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	7	5
桐生市	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	3	1
伊勢崎市	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	8	6
太田市	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	3.5	1.5
沼田市	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	3	1
館林市	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	4	2
渋川市	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	4	2
藤岡市	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	5	3
富岡市	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	3	1
安中市	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	4	2
みどり市	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	4	2
榛東村	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	5	3
吉岡町	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	6.5	4.5
上野村	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	2	0
神流町	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	2	0
下仁田町	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	2	0
南牧村	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	2	0
甘楽町	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	3	1
中之条町	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	4	2
東吾妻町	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	4	2
長野原町	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	3.5	1.5
嬭恋村	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	3.5	1.5
草津町	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	3	1
高山村	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	3.5	1.5
片品村	6.9	17.4	16.8	45・東傾斜	東側隆起の逆断層	2	0
川場村	6.9	17.4	16.8	45・東傾斜	東側隆起の逆断層	2.5	0.5
昭和村	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	3	1
みなかみ町	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	3	1
玉村町	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	7.5	5.5
板倉町	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	5	3
明和町	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	5	3
千代田町	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	6.5	4.5
大泉町	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	6	4
邑楽町	6.9	17.4	120.0	50・南西傾斜	南西側隆起の逆断層	5	3

図 4.5-1 では、各市町村におけるゆれやすさが最大となるケースを示す。これは、属する市町村における予防対策用地震よりも、隣接する市町村の地震の方が大きい場合は、大きい方を採用したケースを意味する。図 4.5-2(1)～(7)では、各市町村でそれぞれ設定した 1 つの震源断層からの地震動を市町村ごとに計算した結果を個別に示す。

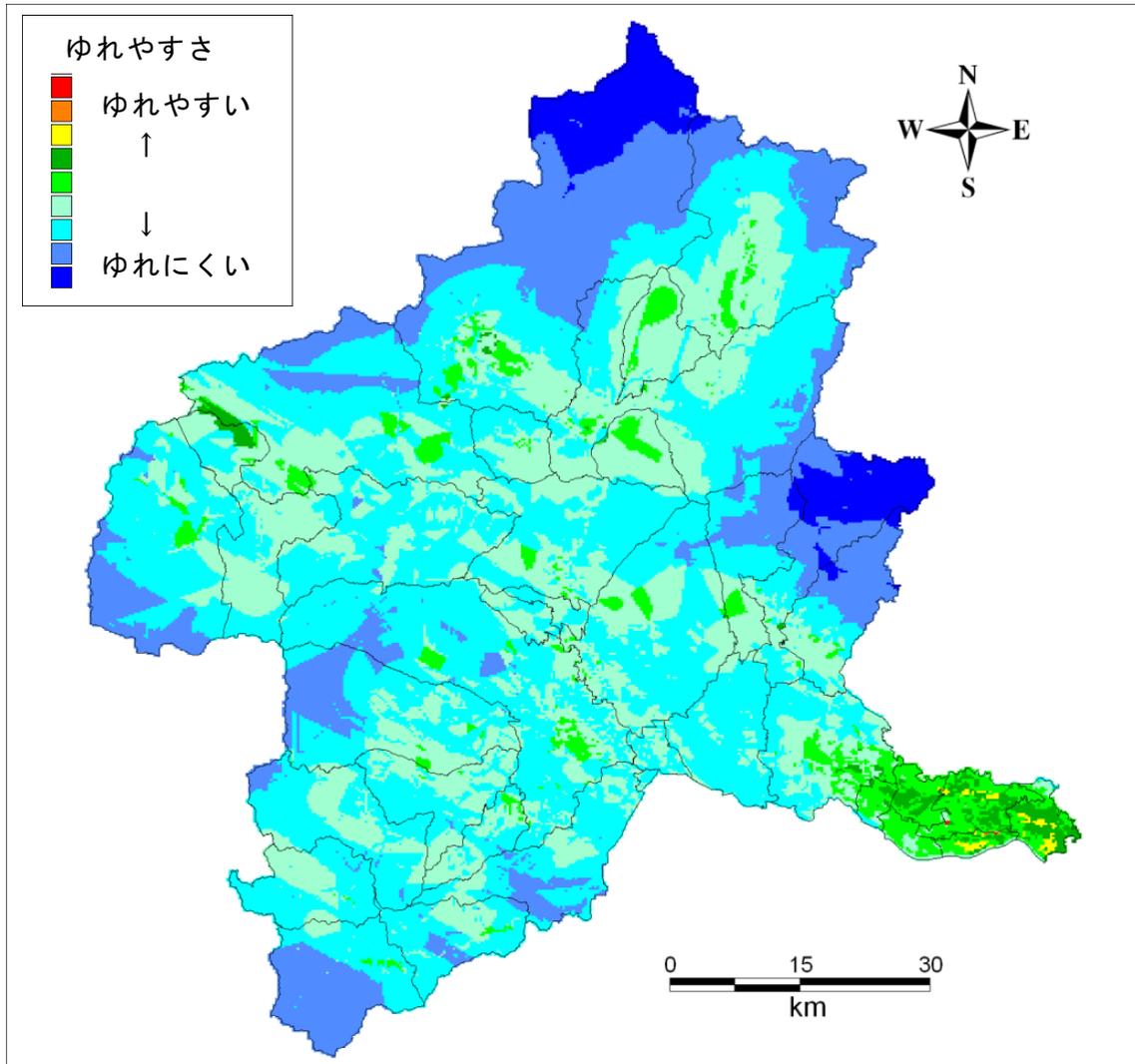
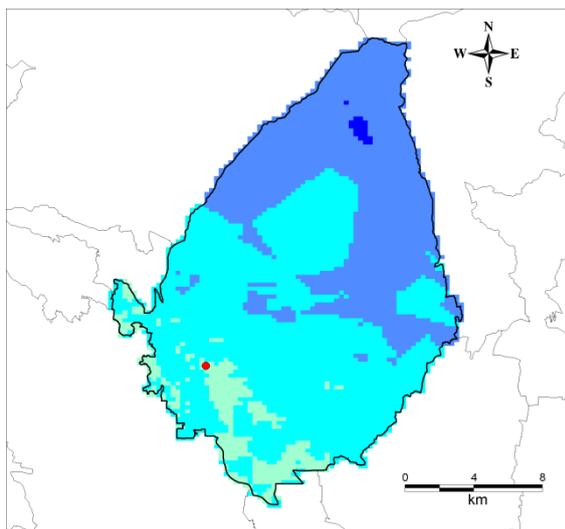
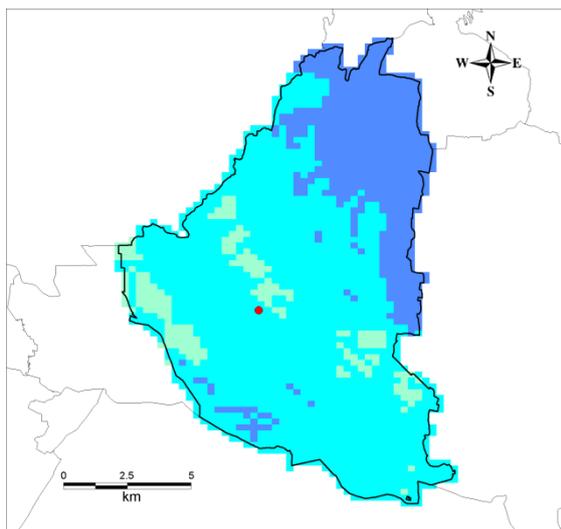


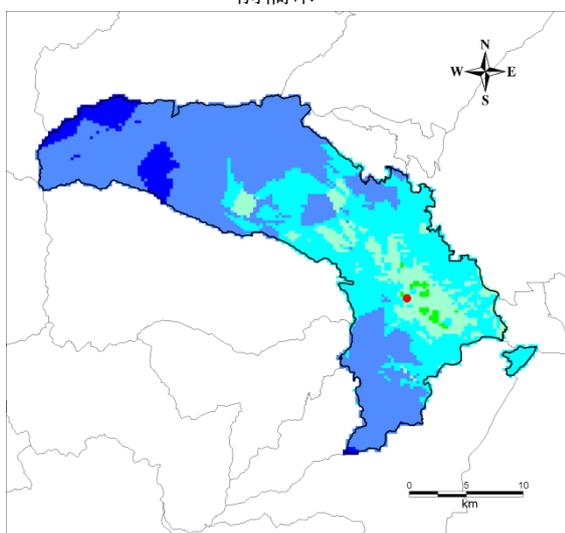
図 4.5-1 予防対策用に設定した各市町村直下の地震（それぞれ M6.9）によるゆれやすさの分布



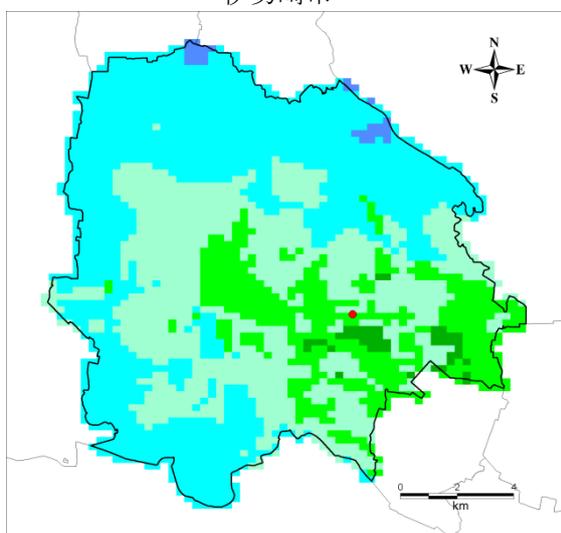
前橋市



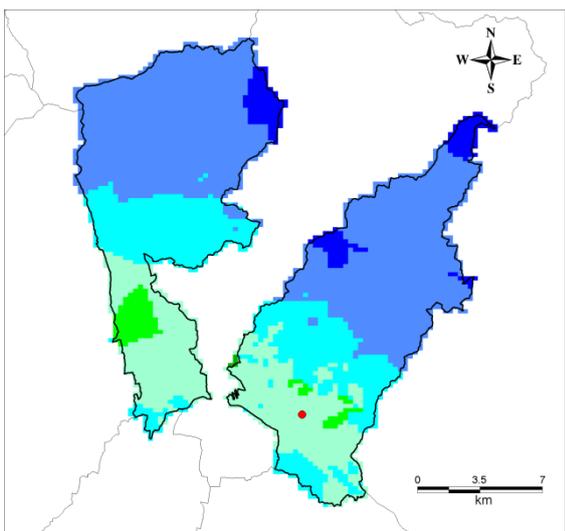
伊勢崎市



高崎市



太田市



桐生市

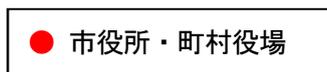
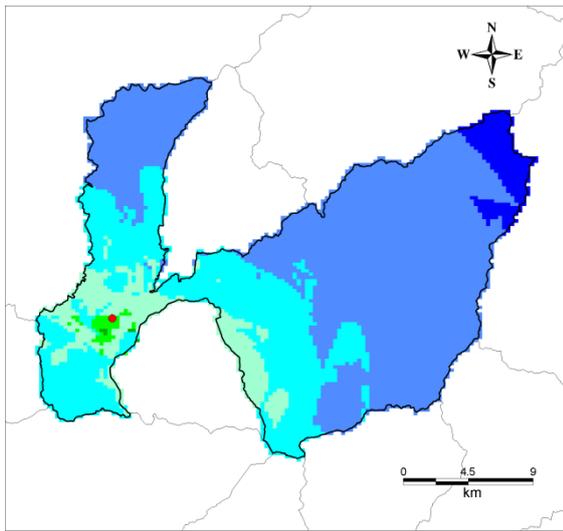
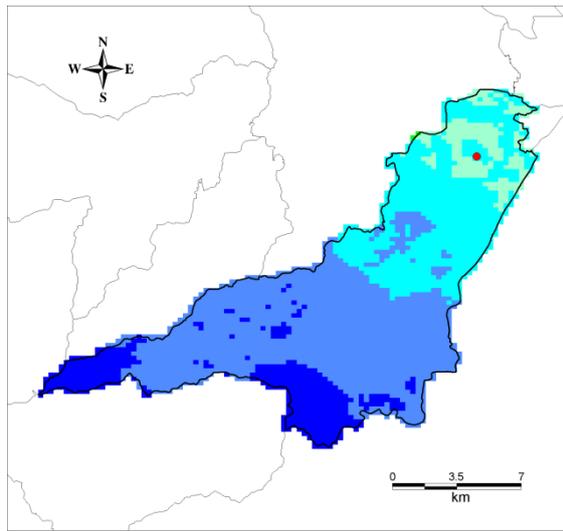


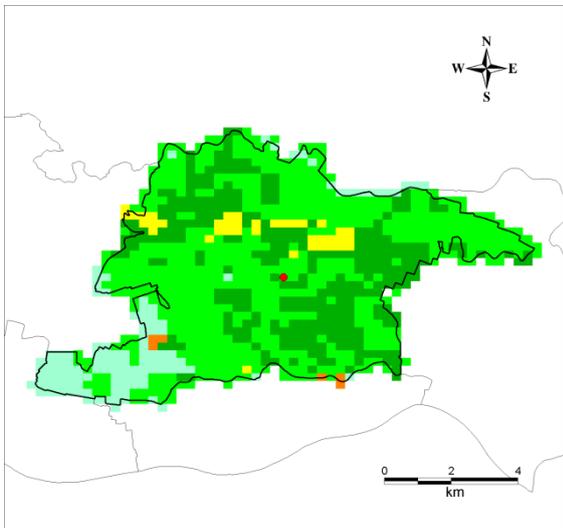
図 4.5-2(1) ゆれやすさの分布図（予防対策用の市町村直下の地震・市町村別）



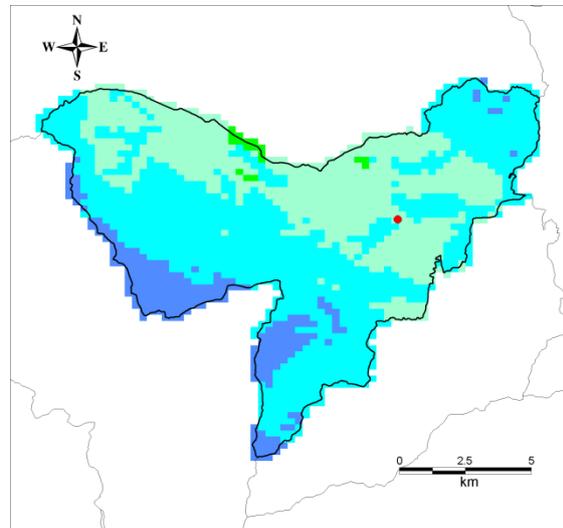
沼田市



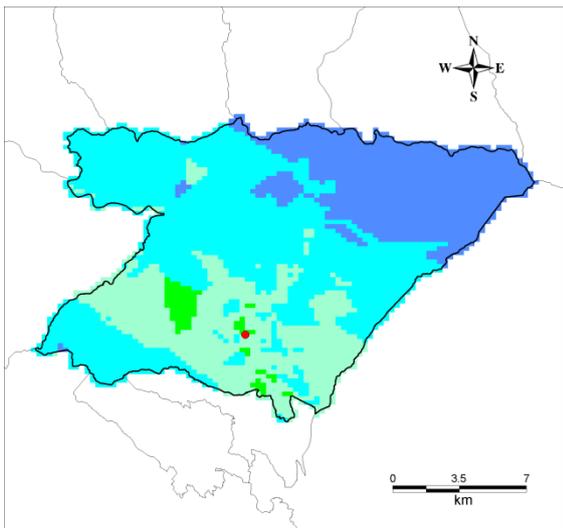
藤岡市



館林市



富岡市



渋川市

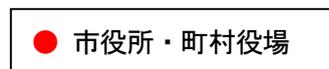
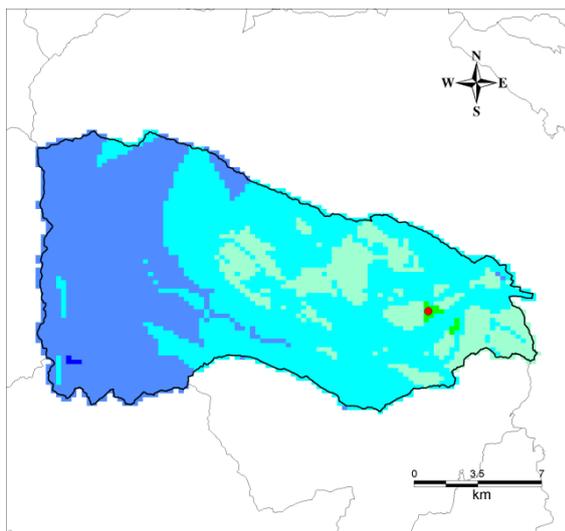
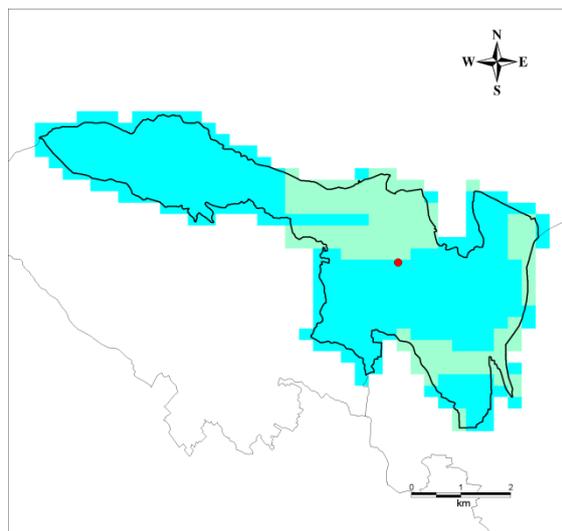


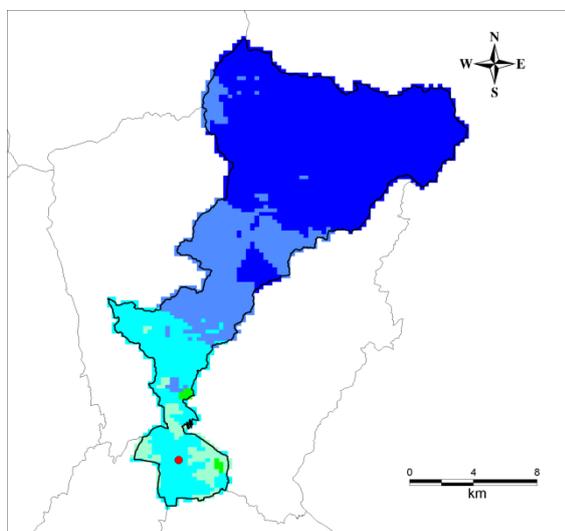
図 4.5-2(2) ゆれやすさの分布図（予防対策用の市町村直下の地震・市町村別）



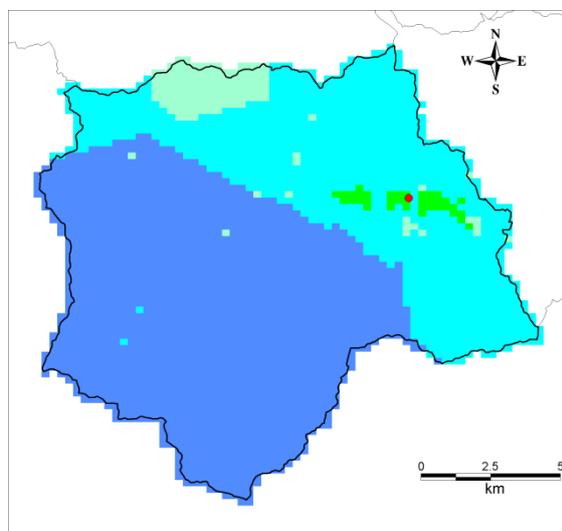
安中市



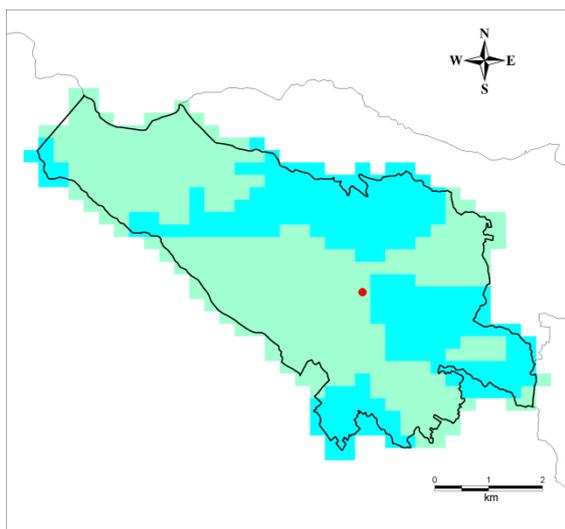
北群馬郡吉岡町



みどり市



多野郡上野村



北群馬郡榛東村

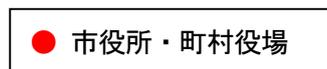
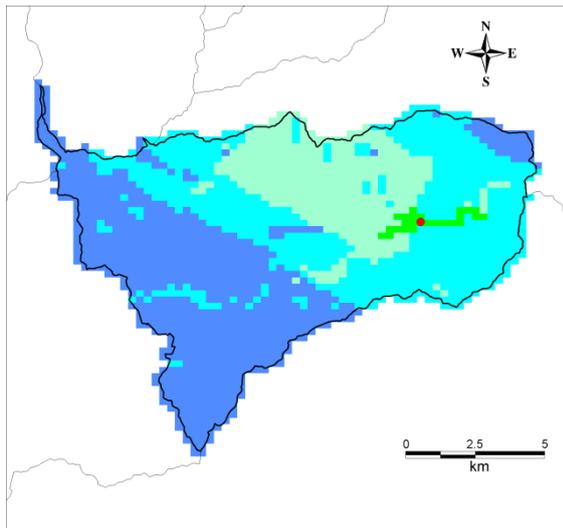
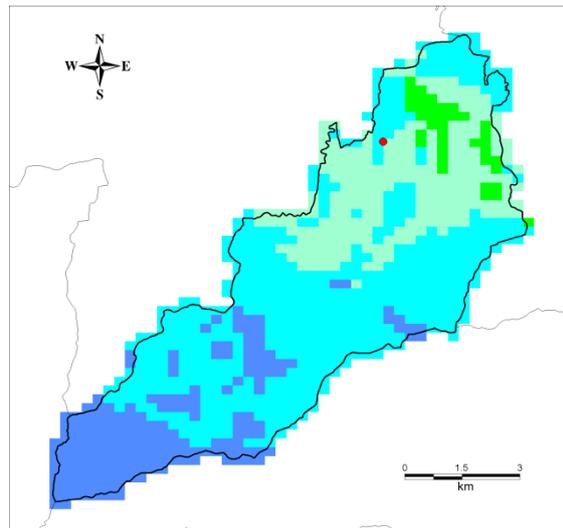


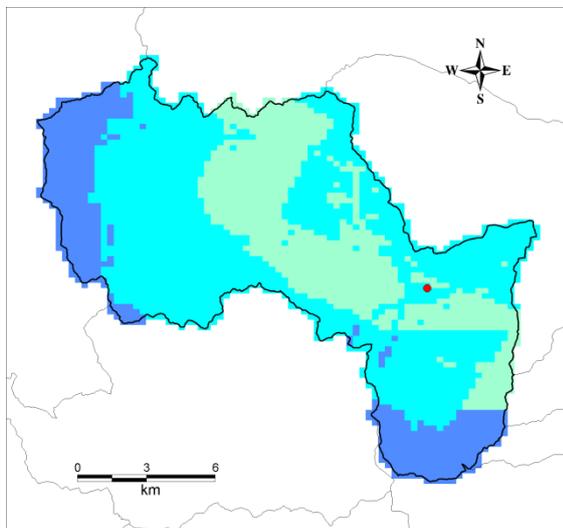
図 4.5-2(3) ゆれやすさの分布図 (予防対策用の市町村直下の地震・市町村別)



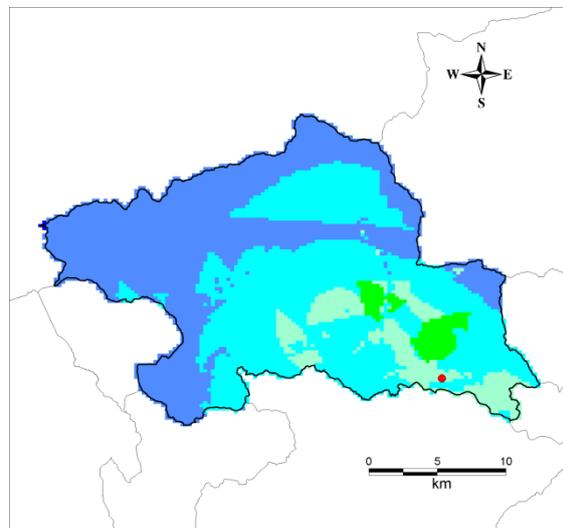
多野郡神流町



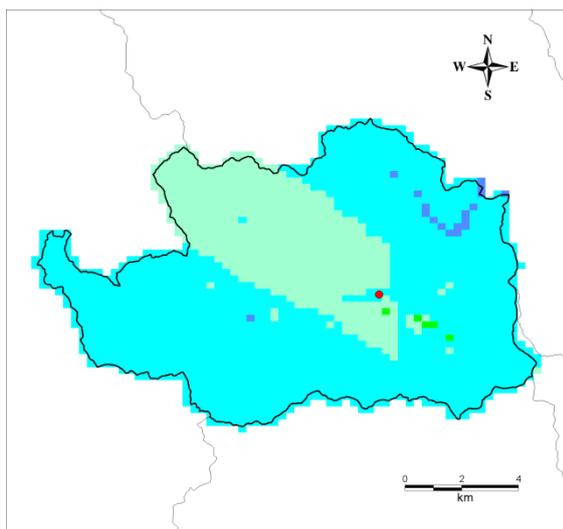
甘楽郡甘楽町



甘楽郡下仁田町



吾妻郡中之条町



甘楽郡南牧村

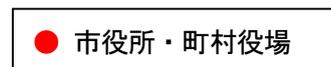
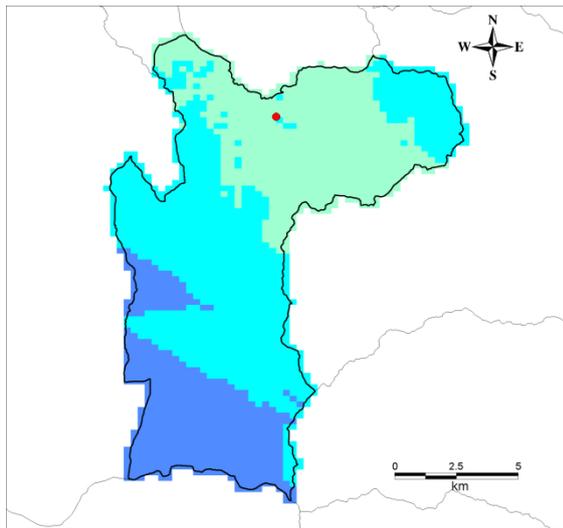
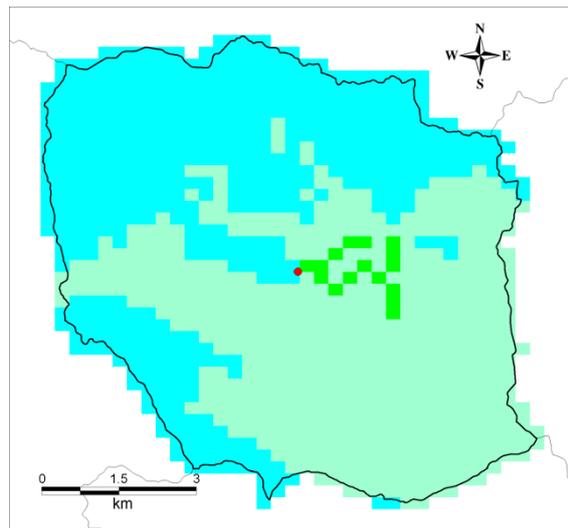


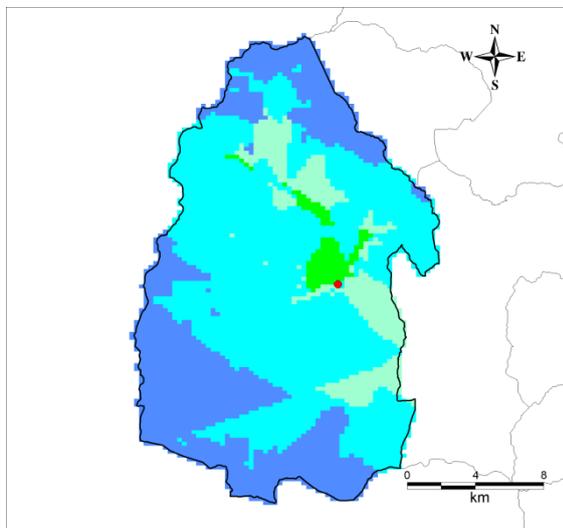
図 4.5-2(4) ゆれやすさの分布図 (予防対策用の市町村直下の地震・市町村別)



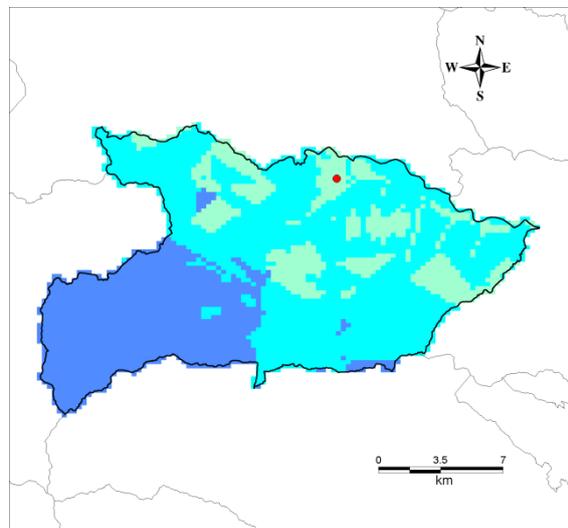
吾妻郡長野原町



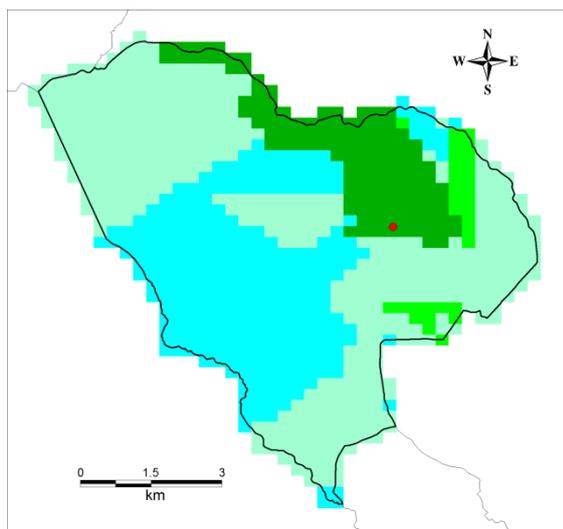
吾妻郡高山村



吾妻郡嬭恋村



吾妻郡東吾妻町



吾妻郡草津町

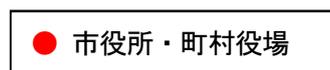
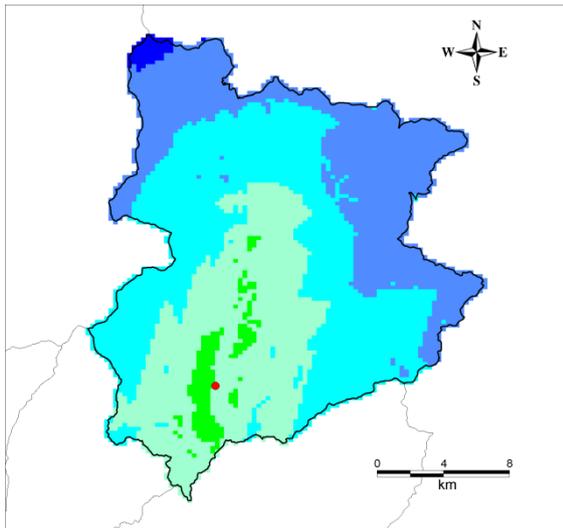
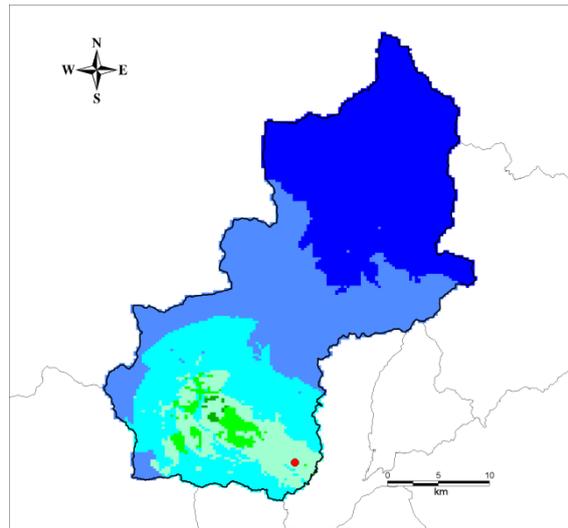


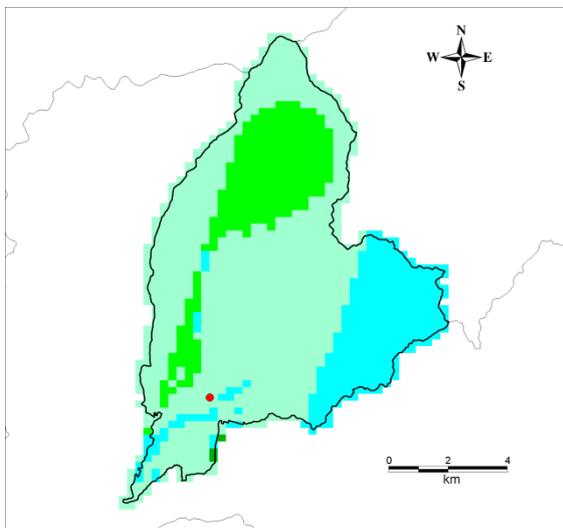
図 4.5-2(5) ゆれやすさの分布図 (予防対策用の市町村直下の地震・市町村別)



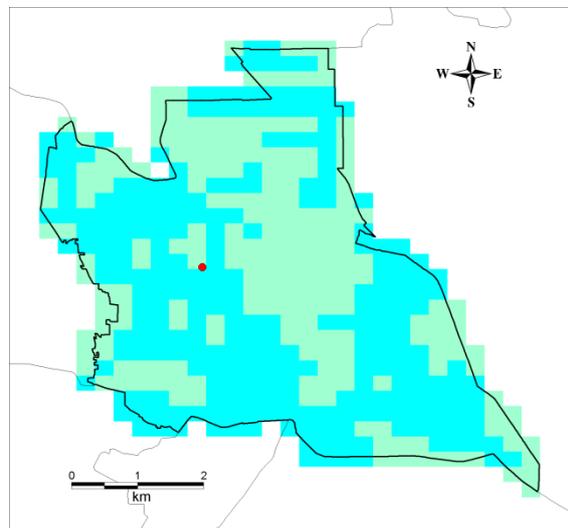
利根郡片品村



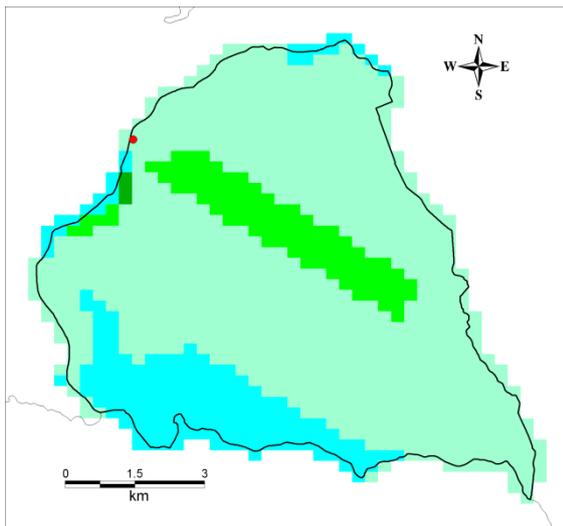
利根郡みなかみ町



利根郡川場村



佐波郡玉村町



利根郡昭和村

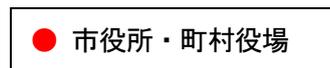
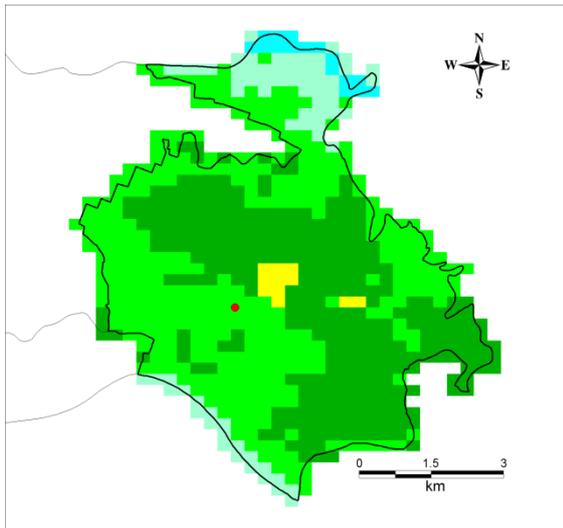
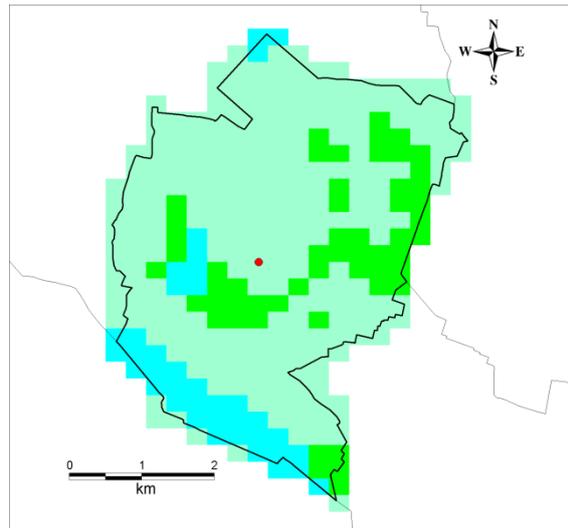


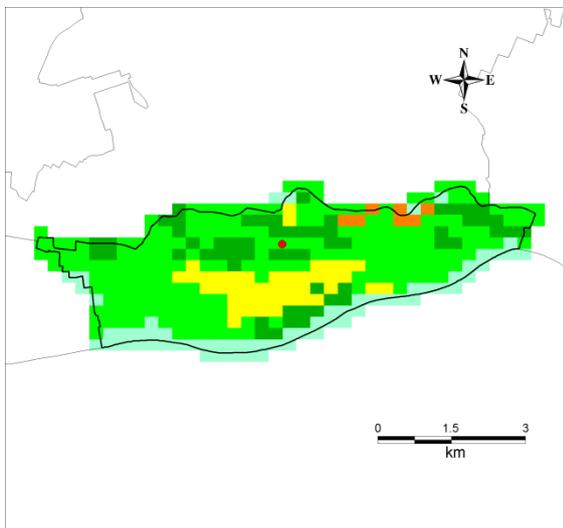
図 4.5-2(6) ゆれやすさの分布図 (予防対策用の市町村直下の地震・市町村別)



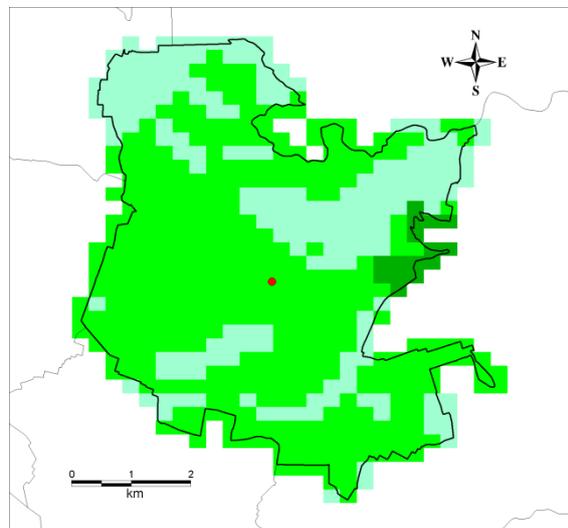
邑楽郡板倉町



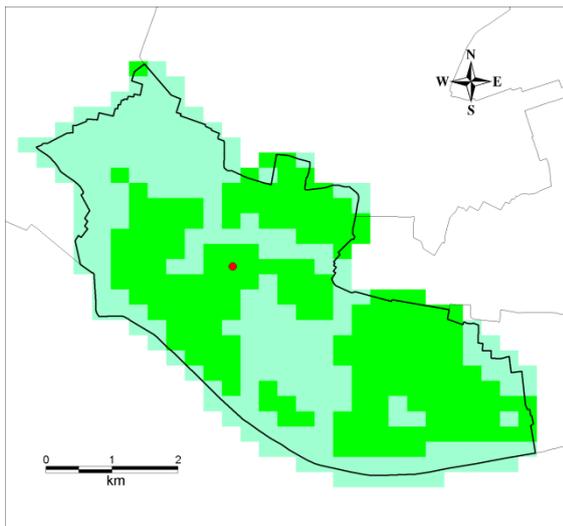
邑楽郡大泉町



邑楽郡明和町



邑楽郡邑楽町



邑楽郡千代田町

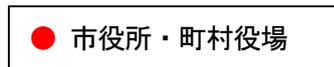


図 4.5-2(7) ゆれやすさの分布図 (予防対策用の市町村直下の地震・市町村別)

4. における参考文献

- 1) Boore, D.M. (1983) : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Amer., 73, 1865-1894.
- 2) 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子(1997) : 経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演 予稿集, No.2, B25.
- 3) Brune, J. N.(1970) : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., 75, 26, 4997-5009.
- 4) 香川敬生(2004) : ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期領域への拡張, 日本地震工学会論文集, 4, 2, 21-32.
- 5) 笠原敬司(1985) : プレートが三重会合する関東・東海地方の地殻活動様式, 国立防災科学技術センター研究報告, 35, 33-137.
- 6) 大西良広・堀家正則(2004) : 震源近傍での地震動予測のための拡張統計的グリーン関数法とそのハイブリッド法への適用に関するコメント, 日本建築学会構造系論文集, NO.586, 37-44.
- 7) 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, 63-70.
- 8) 中央防災会議(2004) : 「首都直下地震対策専門調査会」(第 12 回) 地震ワーキンググループ報告書, 平成 16 年 11 月 17 日, <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/shutochokka/12/shiryo2-1.pdf>.
- 9) 盛川 仁 (2005) : 非線形地震応答解析と SHAKE の使い方, 強震動予測—その基礎と応用, 日本地震学会強震動委員会.
- 10) Kausel, E. and Assimaki, D. (2002) : Seismic simulation of inelastic soils via frequency-dependent moduli and damping, J. Eng. Mechanics, vol. 128, January, 34-47.
- 11) 中央防災会議(2001) : 東海地震に関する専門調査会 (第 11 回) .
- 12) 中央防災会議(2008) : 「東南海、南海地震等に関する専門調査会」参考資料 長周期地震動の卓越周期と深部地盤の固有周期, 平成 20 年 12 月, <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai/36/shiryoushiryou4.pdf>.
- 13) 東京都防災会議(2012) : 首都直下地震等による東京の被害想定 手法解説書.
- 14) 村松郁栄(2001) : 震度分布と震源との関係, 地震 2 輯, 第 53 巻, 第 3 号, 269-272.
- 15) 翠川三郎・五艘隆志(1997) : 過去の事例に基づく激震動の発赤頻度に関する基礎的考察, 日本建築学会構造系論文集, 第 502 号, 55-60.
- 16) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009) : 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」) (平成 21 年 12 月 21 日改訂).
- 17) 気象庁ホームページ : 計測震度の算出方法, http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/kyoshin/kaisetsu/calc_sindo.htm.
- 18) 藤本一雄・翠川三郎(2006) : 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S 波速度の関係, 日本地震工学会論文集, 第 6 巻, 第 1 号, 11-22.
- 19) 藤本一雄・翠川三郎(2005) : 近年の強震記録に基づく地震動強さ指標による計測震度 推定法, 地域安全学会論文集, No.7, 241-246.
- 20) 童 華南・山崎文雄(1996) : 地震動強さ指標と新しい気象庁震度との対応関係, 生産研究, vol. 48-11, 31-34.