② 工学的基盤面における地震動波形の算出

工学的基盤面における地震動予測手法 EMPR[4]を用いて、工学的基盤面における地震動波形を算出する。EMPR とは、既往の観測記録に基づきスペクトル強度や波形の時間特性の回帰モデルを作成し、想定断層の３次元的広がりや断層破壊方向と着目点との関係などを考慮して波形を算定する方法であり、断層の広がりやアスペリティ分布、断層の破壊開始点を考慮できる手法である。

十勝、釧路、根室の対象地域を 500ｍメッシュに区画し、工学的基盤面（Vs600m/s）における地震動の計算を行う。本報告では、概算計算[1]において計算された工学的基盤面の地震動を利用する。

③ 地盤の増幅度 ARV の算定

内閣府の地震防災マップ作成技術資料[5]における地盤の増幅率の算出方法を参考に、地形・地盤分類、ボーリングデータから深度 30m までの表層地盤の平均Ｓ波速度 AVS30 を計算する。AVS30 と表層地盤の速度増幅度の関係から、増幅度 ARV を算定する。

工学的基盤（S 波速度 600m/s 相当層）から地表面までの最大速度の増幅率は、藤本・翠川（2006）[6]による表層地盤の速度増幅度の関係式(2-1-1)により計算される。

$$\text{Log ARV} = 2.367 - 0.852 \log \text{AVS}(30) \quad (100 < \text{AVS} < 1500) \quad \text{——————(2-1-1)}$$

ARV　：基準地盤(S 波速度 600m/s)に対する地表の速度増幅度
AVS30：地表から地下 30m までの推定平均 S 波速度(m/s)

ここでは、地表から地下 30m までの推定平均 S 波速度の計算は、以下の手順で行う。

① 地形・地盤分類に基づいた AVS30
② ボーリングデータを用いて AVS30 を計算
③ ①、②の結果をもとに空間的な平滑化処理を行い、250m メッシュ区画毎の増幅度を計算

A. 地形・地盤分類と AVS30

地表から地下 30m までの推定平均 S 波速度：AVS30 として、松岡・若松(2008)[7]により、地形・地盤分類に基づいた 250ｍメッシュ区画の AVS30 が構築されている。

松岡・若松(2008)による地形・地盤分類の釧路市の例を図 2-1-2 に、AVS30 の釧路市の例を図 2-1-3 に示す。

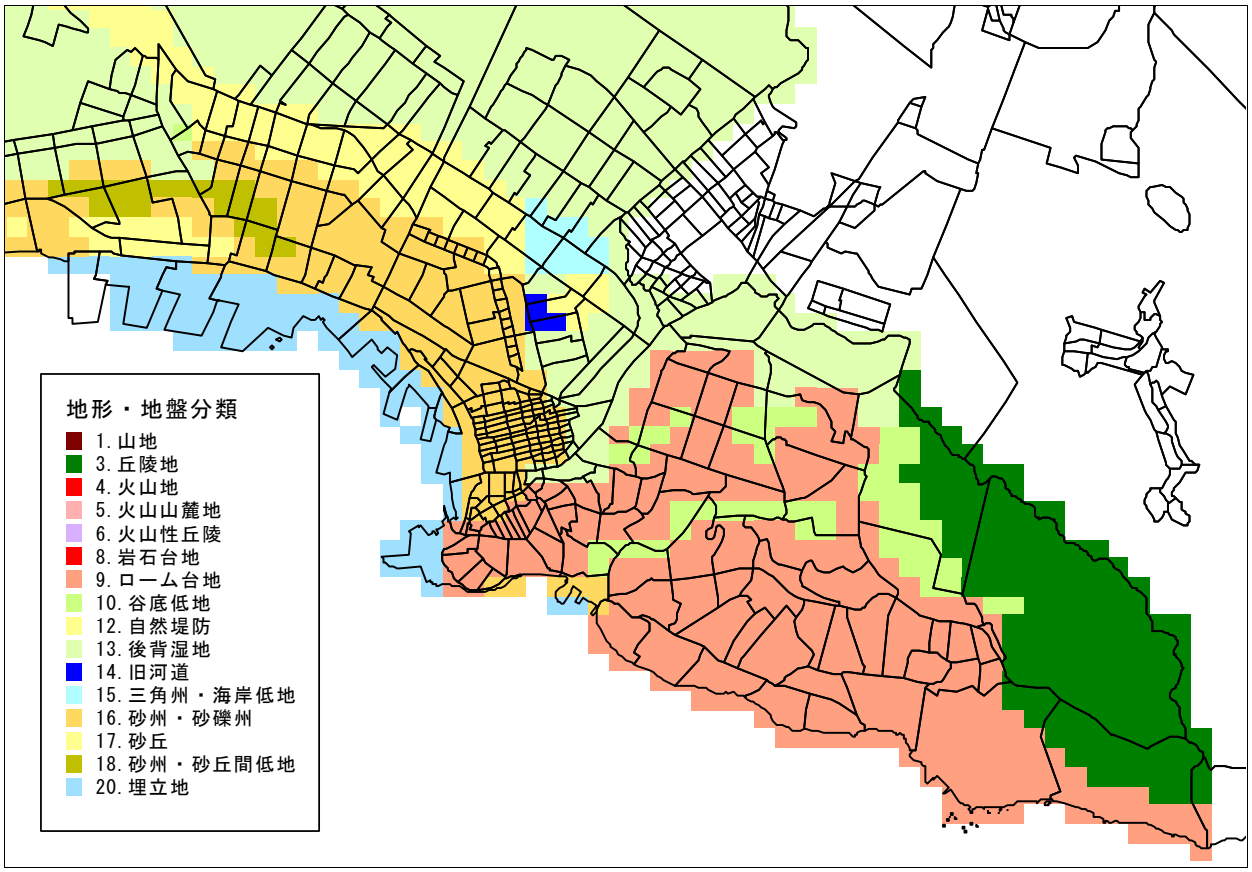

図 2-1-2　250m メッシュ地形・地盤分類の例

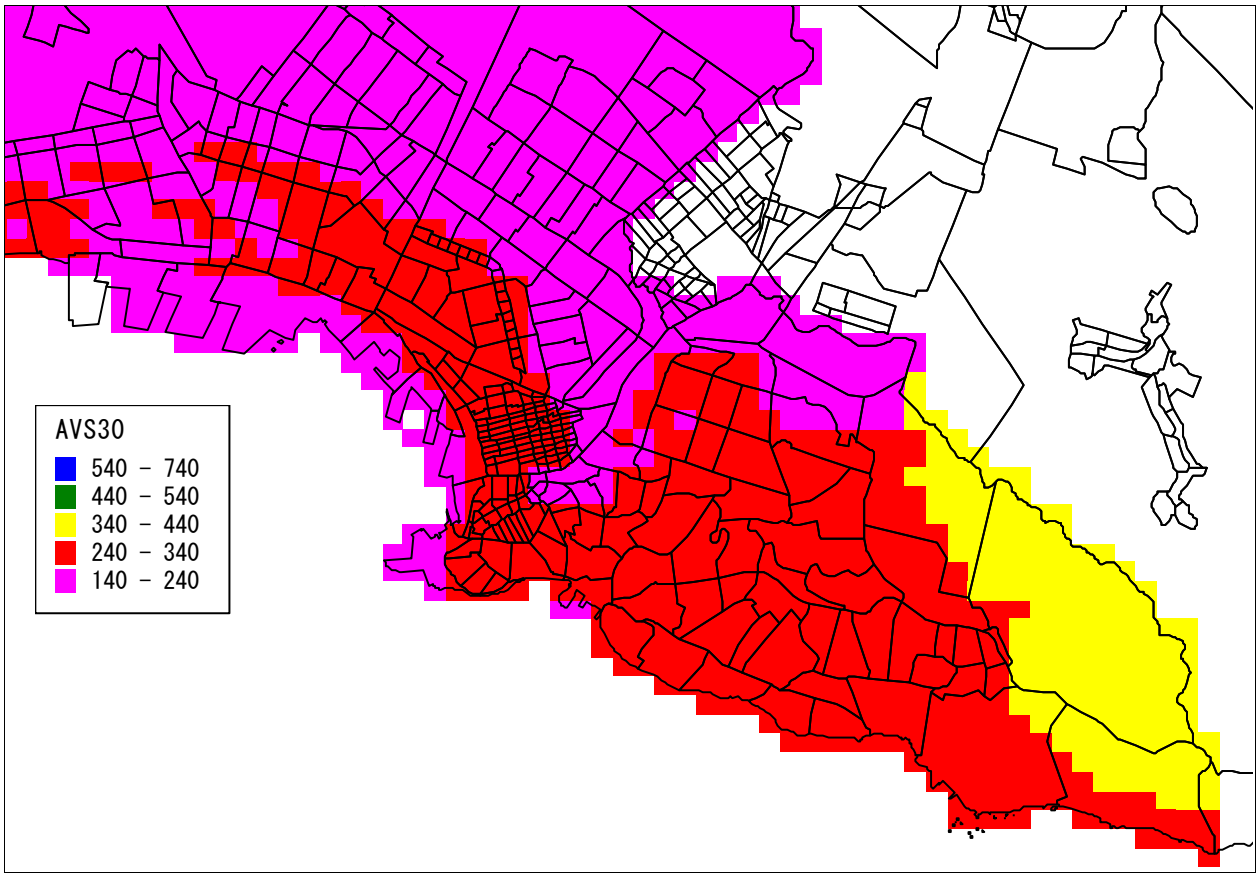

図 2-1-3　250m メッシュ地形・地盤分類による AVS30 の例

B. ボーリングデータを用いた AVS30 の計算

今回収集したボーリングデータを用いて、内閣府による地震防災マップ作成技術資料 [5]の方法により AVS30 を計算する。

各層のＳ波速度の推定には、内閣府による式（2-1-2）を用いる。

$$Vs = a \cdot N^{b} \quad \text{——————(2-1-2)}$$

Vs：Ｓ波速度(m/s)　Ｎ：Ｎ値（層ごとの平均Ｎ値：50 以上は 50 とする）

a：土質係数１（粘土：111.30，砂：94.38，礫：123.05）

b：土質係数２（粘土：0.3144，砂：0.3020，礫：0.2443）

a. 収集したボーリングデータの概要

ボーリングデータとして、各自治体から収集したボーリング調査資料を用いた。掘削深度、Ｎ値、地質区分などのデータが整理されている。

収集したボーリング資料のうち、掘削長が 10m 以下のもの、あるいは 10m 以上であっても標準貫入試験が実施されていないものは AVS30 を算出することができない。これらを除いて計算に使用したボーリングデータの本数を表 2-1-2 に、位置を図 2-1-4 に示す。

表 2-1-2　計算に使用したボーリング数

	ボーリングデータ数
十　勝	1,199
釧　路	910
根　室	806

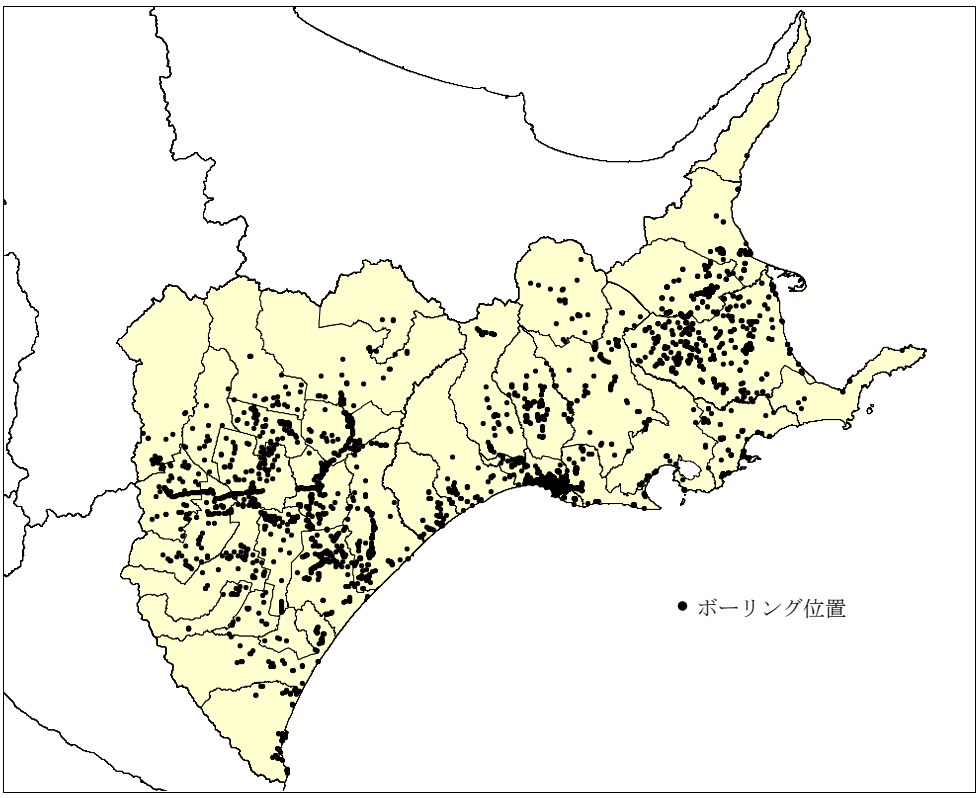

図 2-1-4　収集したボーリングデータ地点

b. AVS30 の計算

ボーリングデータごとの AVS30 の推定は掘進深度 30m 以上、掘進深度 30m 未満での場合の２ケースに分けて実施した。

ⅰ）掘進深度 30m 以上のボーリング

ボーリングデータの層区分より、上から粘性土層(c)、礫質土層(g)、砂質土層(s)の３つの層で区分し、式(2-1-2)により各層ごとのＳ波速度を計算する。次に各層の層厚とＳ波速度から地表から深度 30m までのＳ波速度の到達時間を式(2-1-3)により算定し、その値から式(2-1-4)よりボーリング地点の AVS30 を設定した。

$$T_{30}=\sum_{i=1}^{n}\frac{H_i}{Vs_i} \quad \text{——————(2-1-3)}$$

T_{30}: 地表から深度 30m までのＳ波速度の到達時間(sec)

Hi：i 層の層厚（m）

Vsi：i 層のＳ波速度(m/s)

$$AVS30=\frac{30}{T_{30}} \quad \text{——————(2-1-4)}$$

AVS30：地表から深度 30m までの平均Ｓ波速度(m/s)

ⅱ）掘進深度 30m 未満のボーリング

まず、掘進深度 30m 未満のボーリングデータについて、Ｎ値≧50 基盤が存在するかどうか確認する。Ｎ値≧50 基盤の判定は、以下の基準で行っている。

○ ボーリング孔底付近でＮ値 50 以上を連続３回以上確認してボーリングを止めている。

○ ボーリング孔底付近でＮ値 50 以上の岩盤部を確認してボーリングを止めている。

AVS30 がＮ値≧50 基盤深度 10m 未満のボーリング、加えて掘進深度 10m 未満のボーリングについては、AVS30 の推定の対象から外すこととする。

AVS30 の推定は、Ｎ値≧50 基盤が確認できるケースと確認できないケースの２つに分けて設定を行う。

○Ｎ値≧50 基盤が確認できるケース

Ｎ値≧50 基盤深度より浅く、10m、15m、20m、25m のうちで最もＮ値≧50 基盤深度に近い値を設定し、その深度までの平均Ｓ波速度 AVS n(n=10,15,20,25)を計算する。その値より、AVSn-AVS30 の経験式である、式(2-1-5)により AVS30 を推定する。

$$AVS30=a_n\times AVS_n+b_n \quad \text{——————(2-1-5)}$$

n：10,15,20,25

AVS10：a10=1.441,b10=58.726

AVS15：a15=1.144,b15=43.528

AVS20：a20=1.083,b20=29.658

AVS25：a25=1.034,b25= 7.937

○Ｎ値≧50 基盤が確認できないケース

掘進深度より浅く、10m、15m、20m、25m のうちで最も掘進深度に近い値を設定し、その深度までの平均Ｓ波速度 AVS n(n=10,15,20,25)を計算する。その値より、AVSn-AVS30 の経験式である、

式(2-1-6)により AVS30 を推定する。

$$AVS30 = a_n \times AVS_n + b_n \quad \text{——————(2-1-6)}$$

n：10,15,20,25
AVS10：a10=0.832,b10=59.881
AVS15：a15=0.909,b15=37.213
AVS20：a20=0.946,b20=23.318
AVS25：a25=0.983,b25= 9.113

ただし、N値≧50 基盤が確認できるケースで、周辺の地質から基盤が 30m より深いことが確実な場合には、基盤が 30m まで続いていると仮定して AVS30 を推定した。

図 2-1-5 に推定した AVS30 の例を示す。

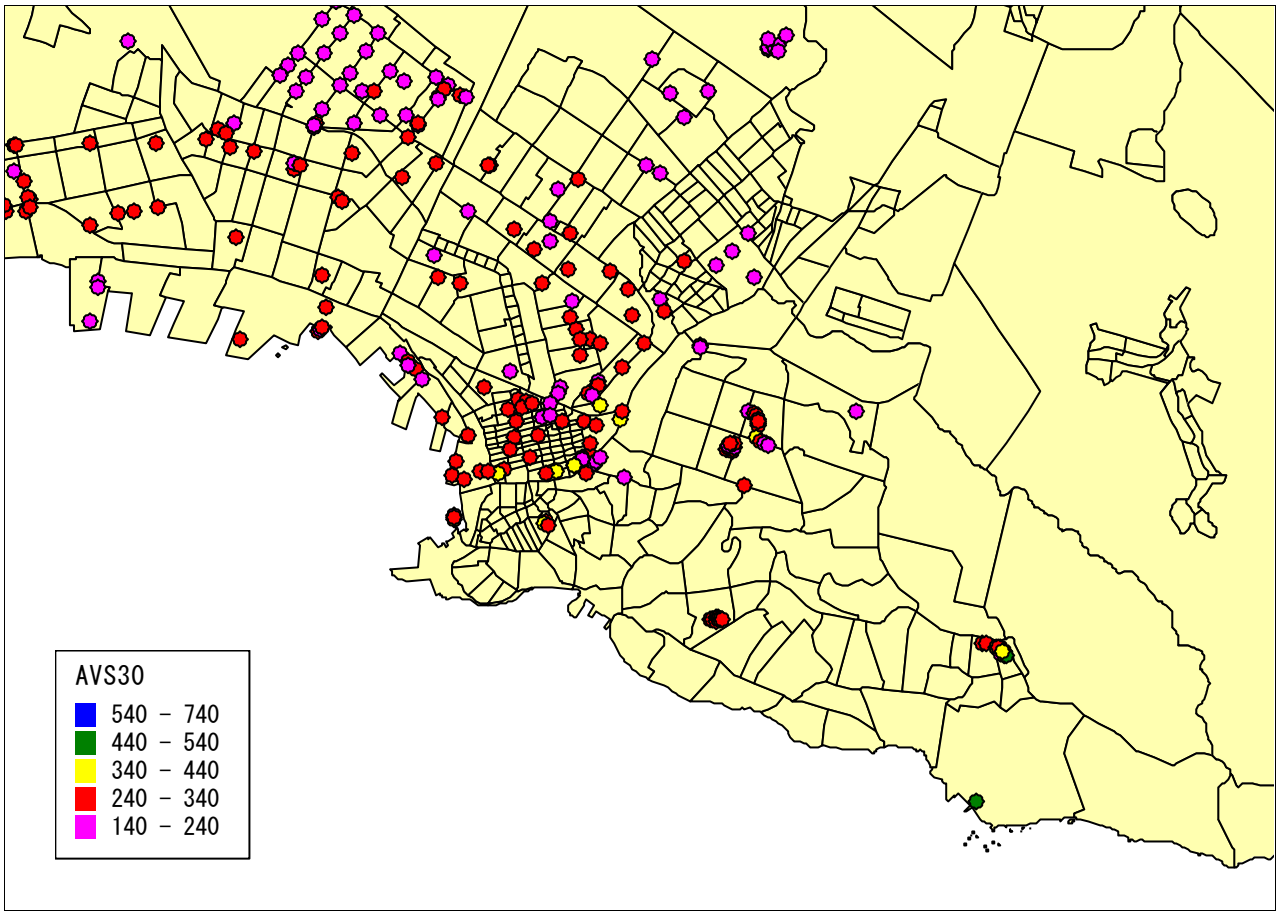

図 2-1-5　ボーリングの位置と AVS30 計算結果の例

C. 平滑化処理による 250m メッシュ区画における増幅度の計算

A の地形・地盤分類による AVS30 と B のボーリングデータによる AVS30 の値を空間的に平滑化処理し、250mメッシュ区画における AVS30 を計算する。

平滑化の方法は IDW（重みつき逆距離補完法）を用いる。平滑化を行う半径は、隣接するメッシュへの影響を考慮するため 500m とする。AVS30 は同一地盤・地形分類ごとに平滑化する。

求めた AVS30 と式(2-1-1)から増幅度 ARV を計算する。250mメッシュ区画における増幅度 ARV の結果の例を図 2-1-6 に示す。

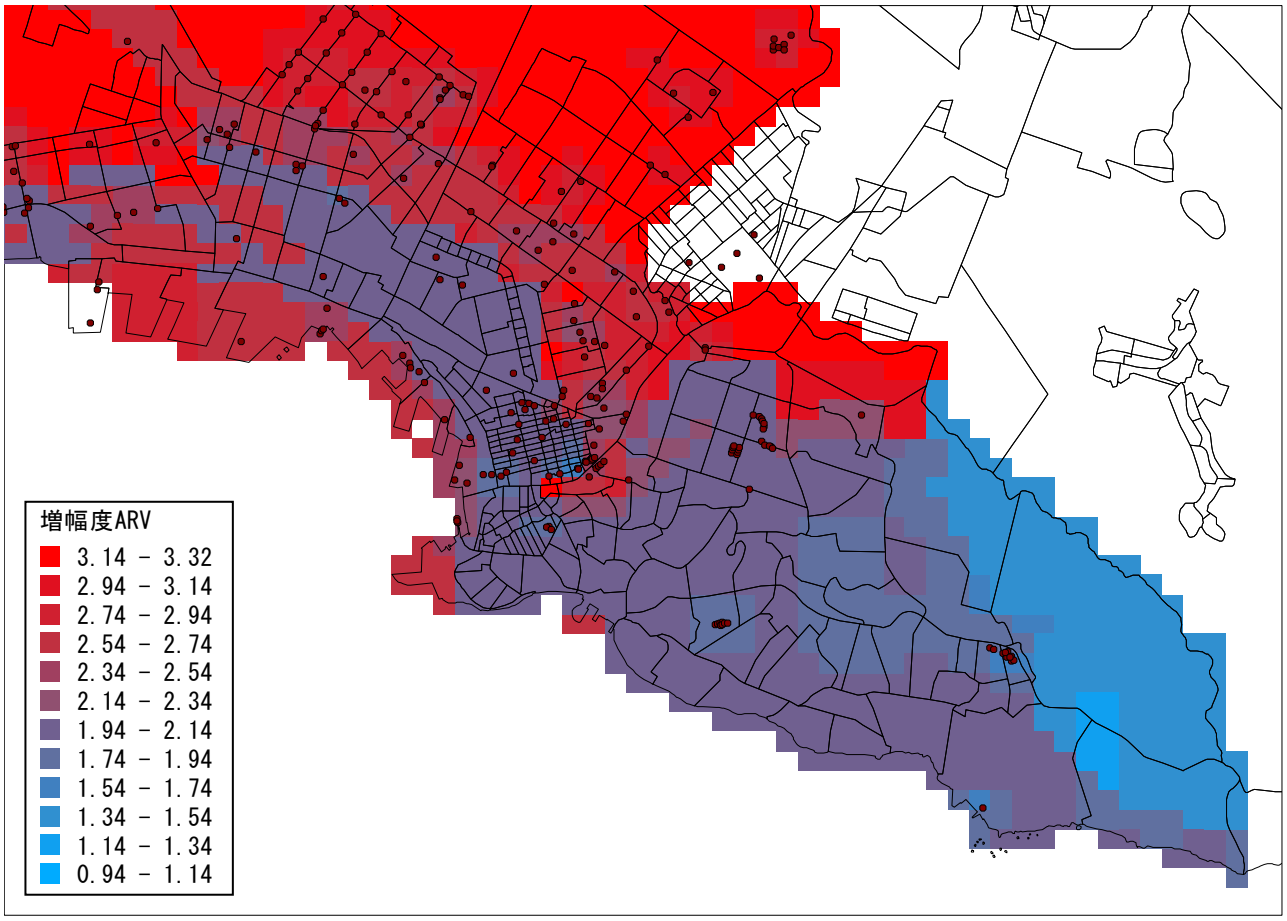

図 2-1-6　地盤増幅度の例

④ 震度・最大速度を算出

工学的基盤面速度に増幅度 ARV を乗じて地表面最大速度 PGV(m/sec)を計算する。次に地表面最大速度 PGV(m/sec)から藤本・翠川(2005)[8]による計測震度と表面における最大速度の関係式である式(2-1-7)により震度を計算する。

$$\left.\begin{array}{ll} I = 2.165 + 2.262 \cdot \log_{10}(PGV) & (I < 4) \\ I = 2.002 + 2.603 \cdot \log_{10}(PGV) - 0.213 \log_{10}(PGV)^2 & (I \geqq 4) \end{array}\right\} \quad (2\text{-}1\text{-}7)$$

I　：計測震度

PGV：地表面における最大速度 (cm/sec)

3) 評価結果

全ての想定地震の最大震度を表 2-1-3 に、震度分布を図 2-1-7～15 に示す。

なお、概算計算では距離減衰式で推定した震度５弱以上が予測される振興局を被害想定の対象地域としている。本報告においても同様の地域を被害想定の対象地域とする。

石狩低地東縁断層帯主部（北）では十勝を対象に、三陸沖北部の地震では十勝・釧路を対象に、それ以外の想定地震は十勝・釧路・根室を被害想定の対象地域とする。

内陸活断層をみると、標津断層帯による地震では、根室北部で震度６強が想定された。標津断層帯 30_1 は断層直上で震度７が算出されている。十勝平野断層帯主部による地震では、断層周辺で震度６強、直上で震度７が想定された。断層モデルにより大きく揺れる地域が異なり、十勝平野断層帯主部 45_5 では断層北部(十勝北部)で、45_2・30_3 では断層南部(十勝南部)で大きく揺れる。石狩低地東縁断層帯主部（北）による地震（30_1）ではほとんどが震度４以下となっている。

海溝型地震をみると、十勝沖の地震では３管内に渡って震度６強が発生するなど広域に大きな揺れが予測される。根室沖・釧路沖の地震では根室南部と釧路東部で震度６強の揺れが想定される。三陸沖北部の地震では十勝管内で５弱～５強の揺れが想定される。

表 2-1-3　想定地震の最大震度

地震名	断層モデル	十勝総合振興局	釧路総合振興局	根室振興局	最大
標津断層帯	45_5	5.3	6.2	6.4	6.4
	30_1	5.1	5.9	6.8	6.8
十勝平野断層帯主部	45_2	7.0	5.8	4.8	7.0
	45_5	7.0	5.8	5.1	7.0
	30_3	7.0	6.2	5.1	7.0
石狩低地東縁断層帯主部（北）	30_1	5.5	－	－	5.5
根室沖・釧路沖の地震	－	5.5	6.1	6.3	6.3
十勝沖の地震	－	6.4	6.4	5.9	6.4
三陸沖北部の地震	－	5.6	5.4	－	5.6

表 2-1-4　気象庁震度階級表

震度階級	計測震度	震度階級	計測震度
0	0.5 未満	５弱	4.5　以上　5.0 未満
1	0.5　以上　1.5 未満	５強	5.0　以上　5.5 未満
2	1.5　以上　2.5 未満	６弱	5.5　以上　6.0 未満
3	2.5　以上　3.5 未満	６強	6.0　以上　6.5 未満
4	3.5　以上　4.5 未満	7	6.5　以上

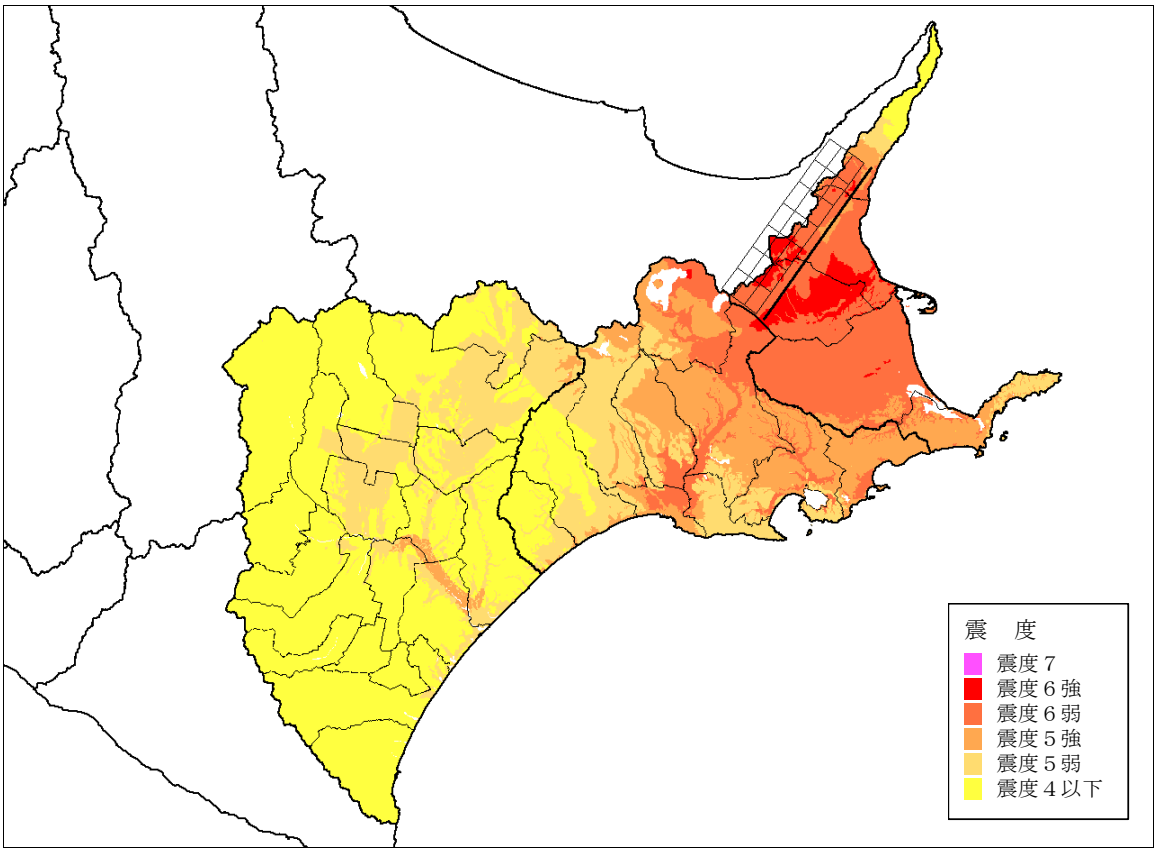

図 2-1-7　想定震度分布（標津断層帯 45_5）

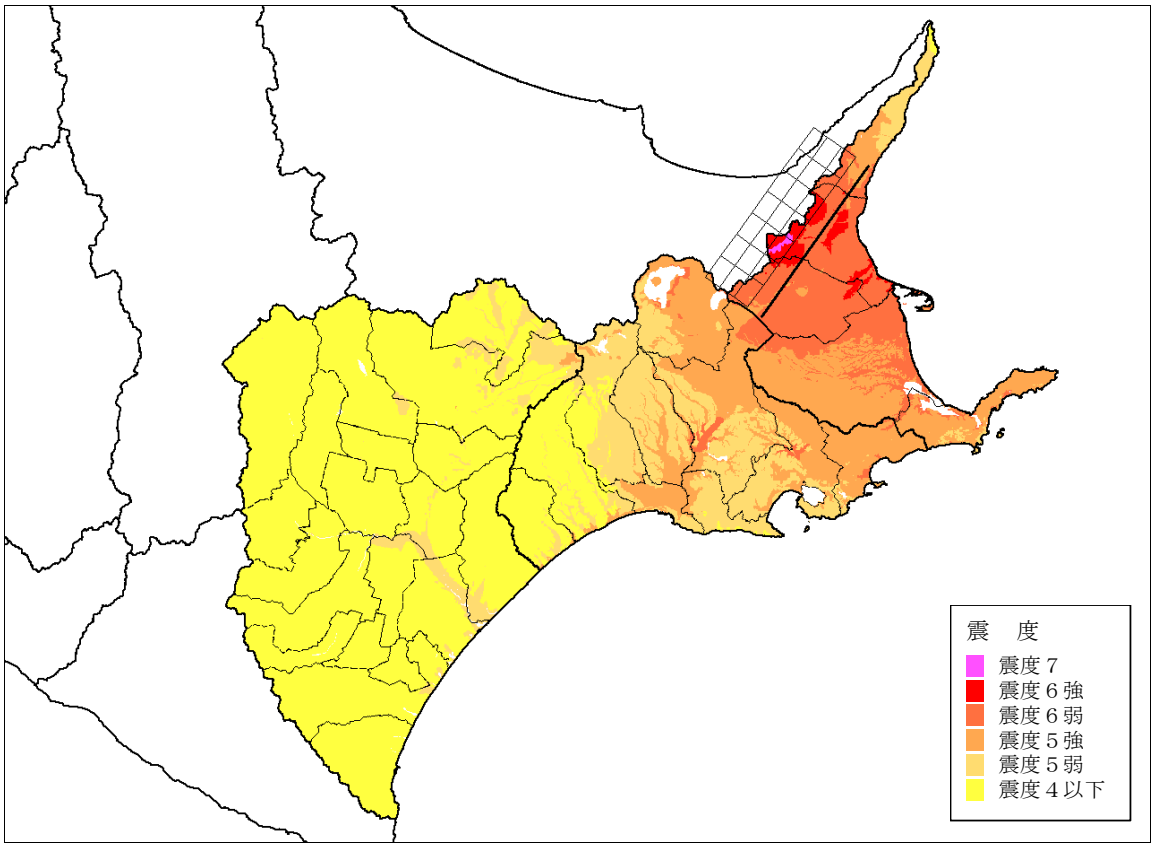

図 2-1-8　想定震度分布（標津断層帯 30_1）

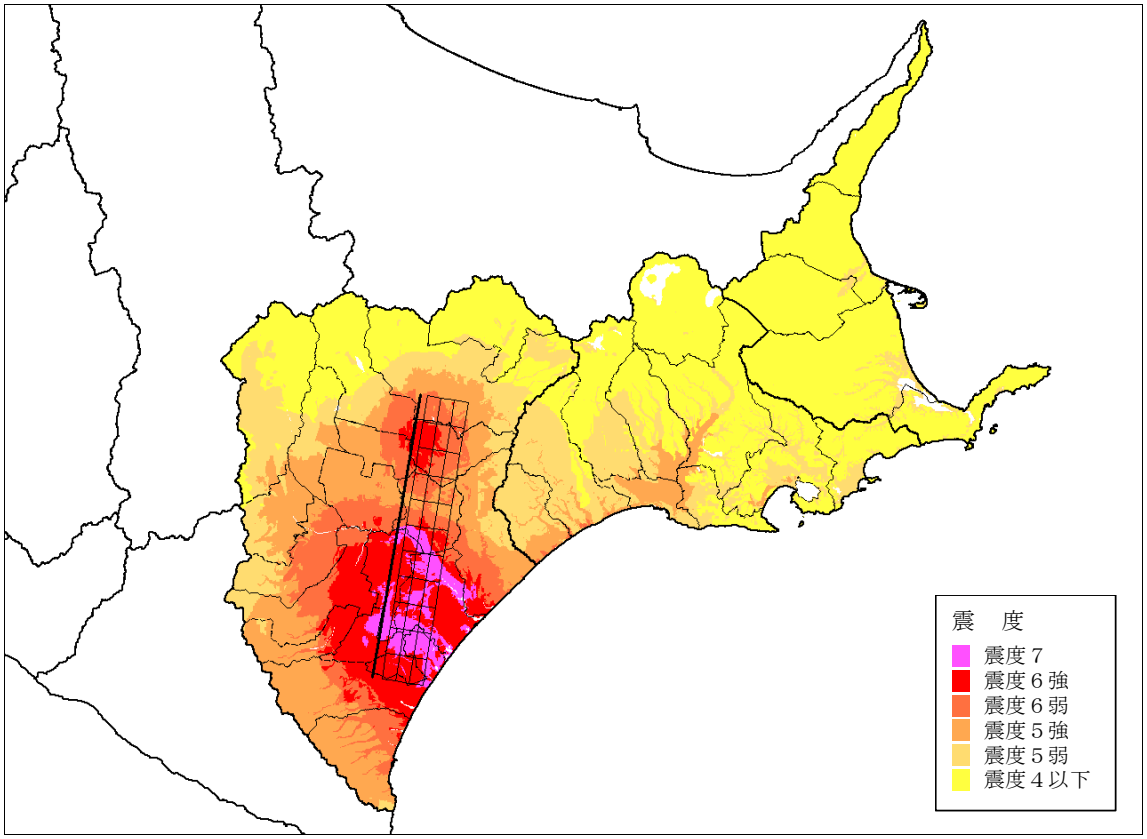

図 2-1-9　想定震度分布（十勝平野断層帯主部 45_2）

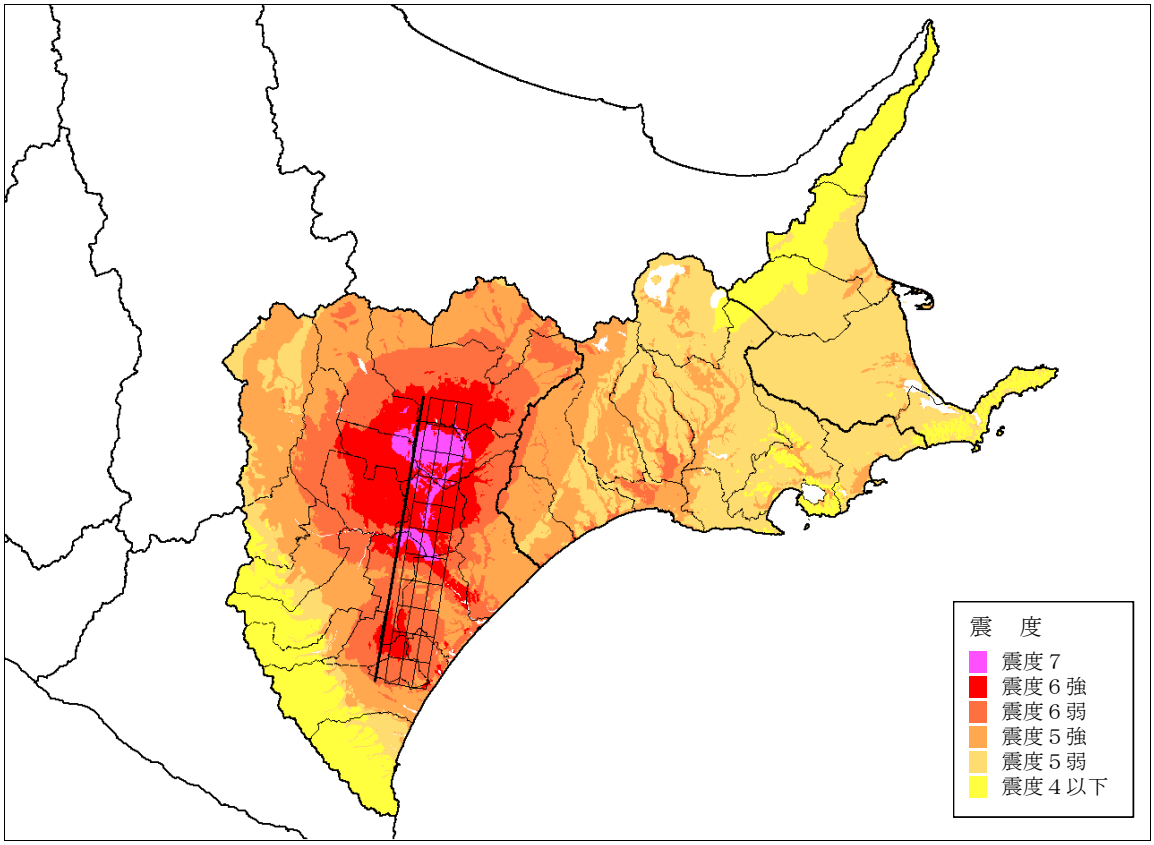

図 2-1-10　想定震度分布（十勝平野断層帯主部 45_5）

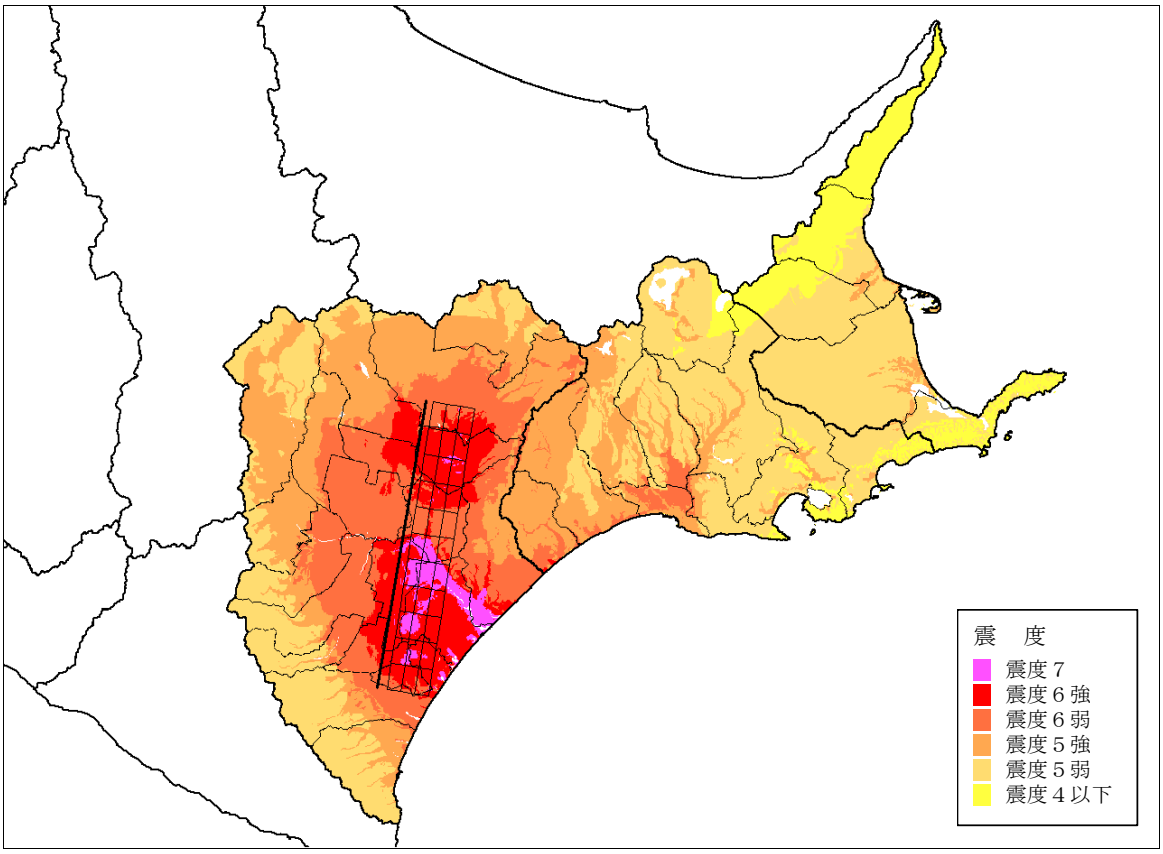

図 2-1-11　想定震度分布（十勝平野断層帯主部 30_3）

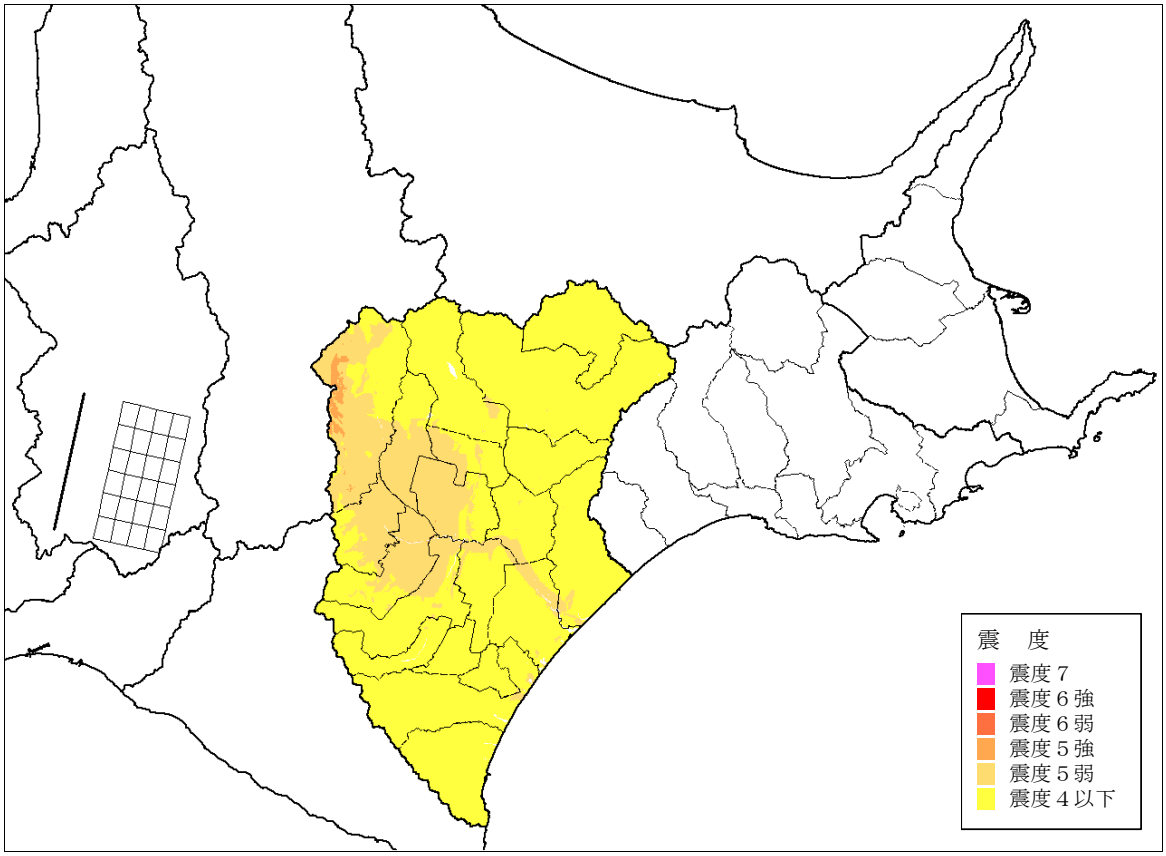

図 2-1-12　想定震度分布（石狩低地東縁断層帯主部（北）30_1）　※釧路・根室を除く

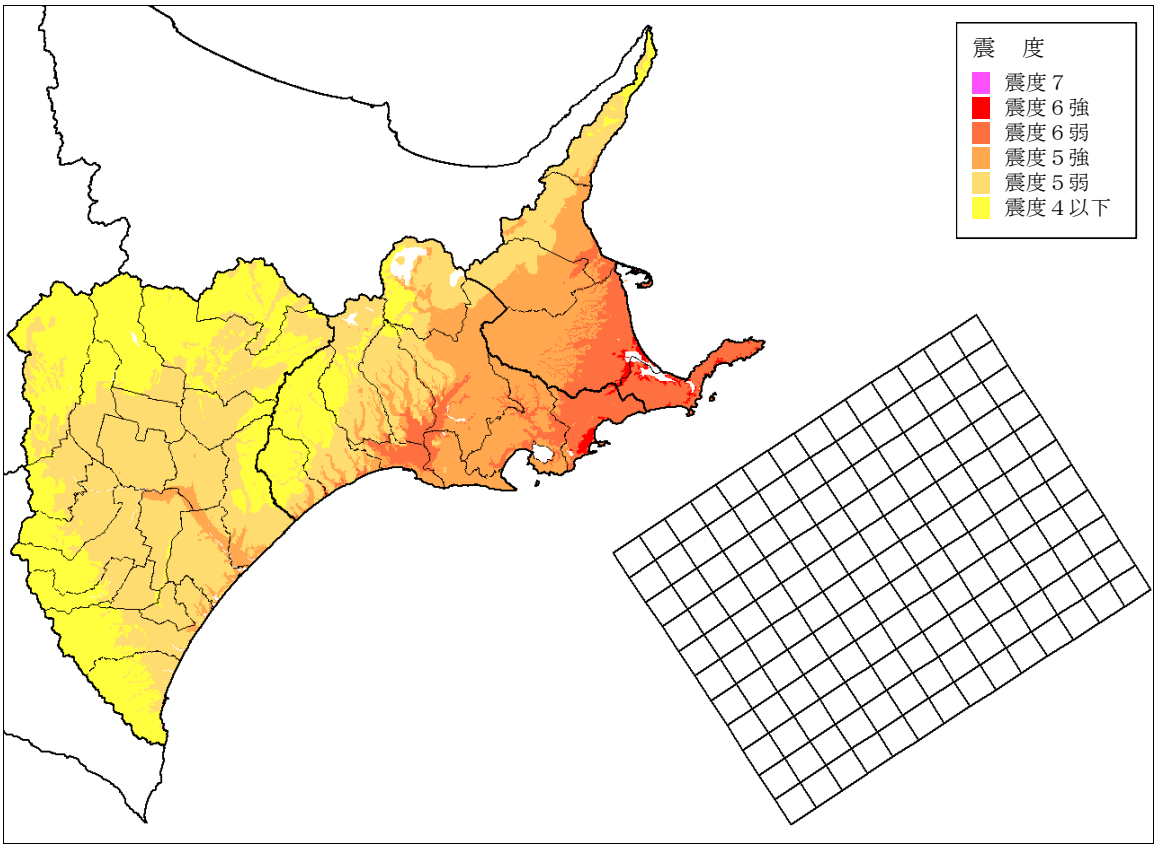

図 2-1-13　想定震度分布（根室沖・釧路沖の地震）

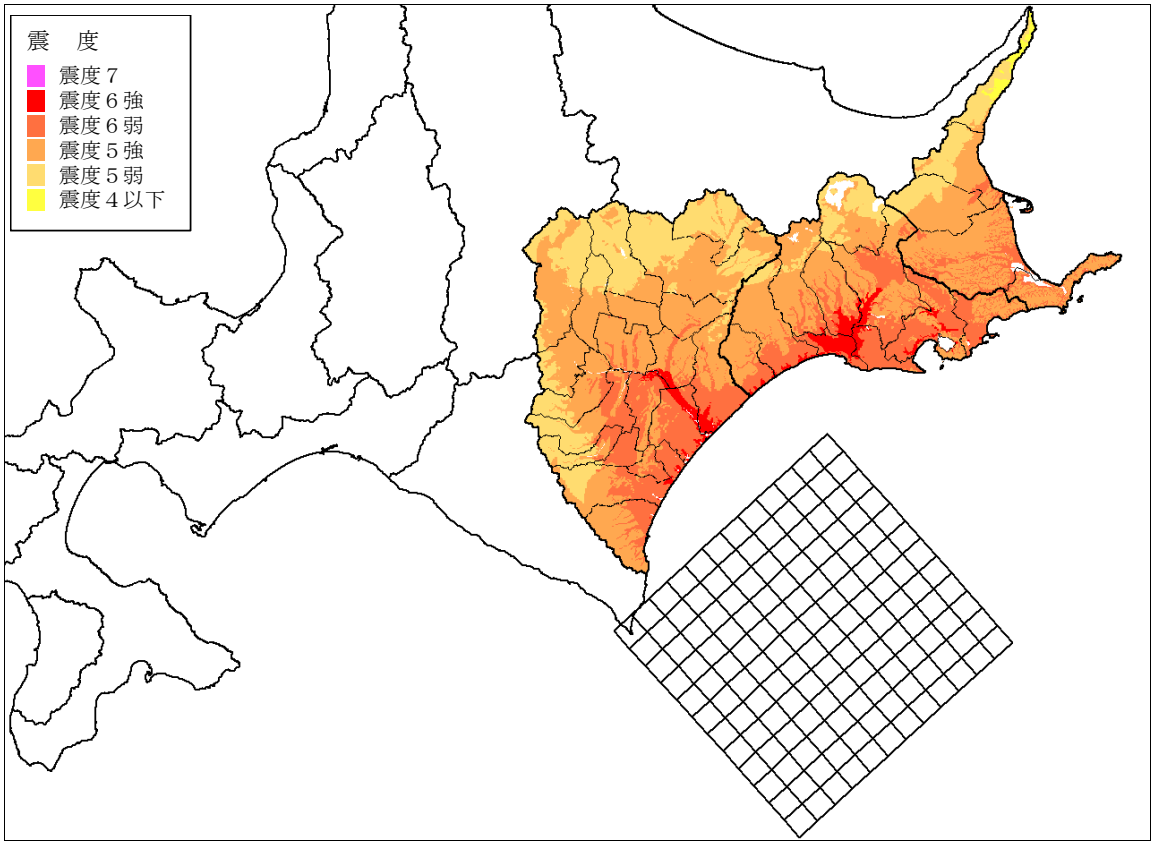

図 2-1-14　想定震度分布（十勝沖の地震）

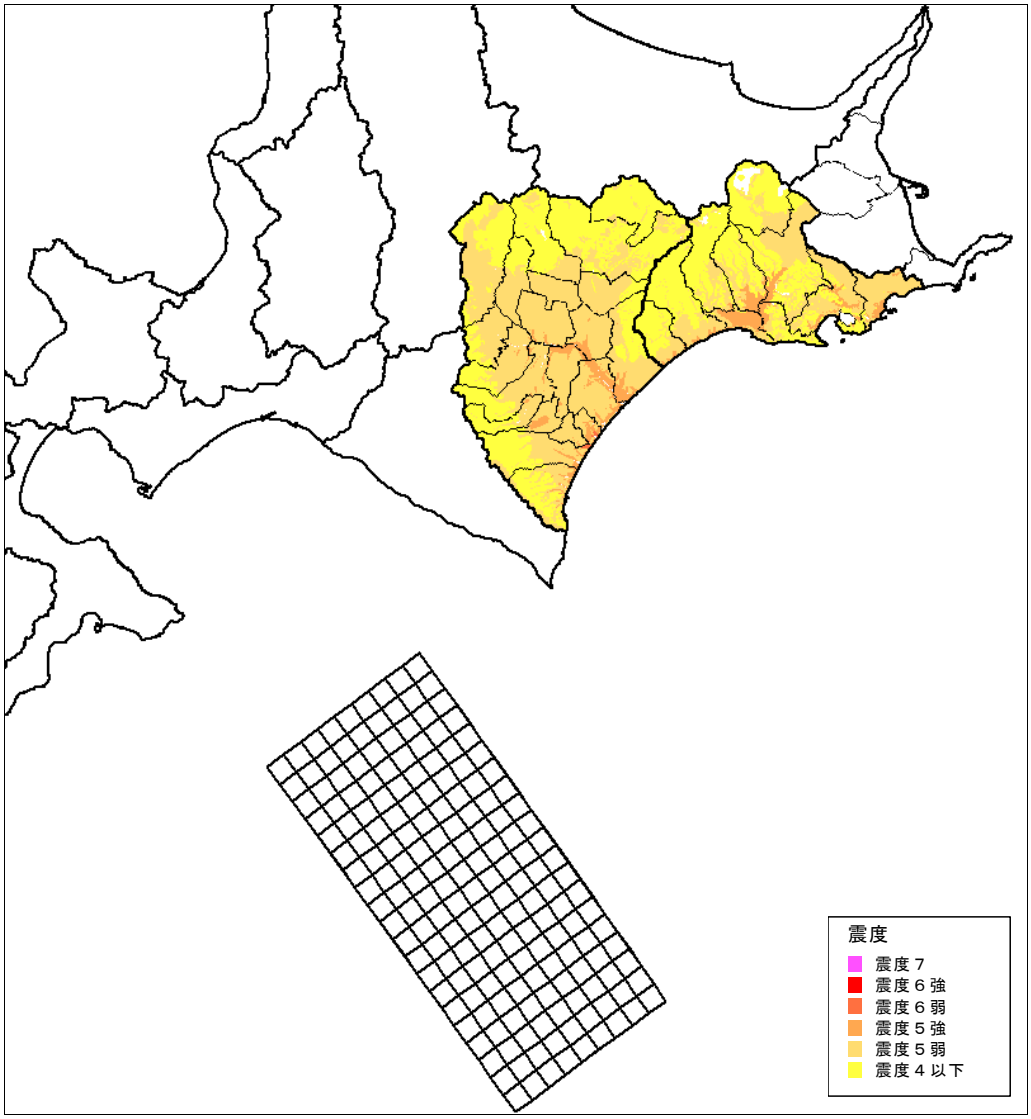

図 2-1-15　想定震度分布（三陸沖北部の地震）※根室をのぞく

【2-2(1) 地震動の想定の参考文献】

1) 北海道防災会議・地震火山対策部会地震対策専門委員会・想定地震見直しに係るワーキンググループ：検討報告書、2011.3.

2) 独立行政法人 防災科学技術研究所 地震ハザードステーション(J-SHIS)ホームページ、http://www.j-shis.bosai.go.jp/

3) 北海道：「石狩低地東縁断層帯　活断層図とその解説」. 北海道活断層図 No.3、2001.

4) Sugito,M., Furumoto,Y., and Sugiyama,T., Strong Motion Prediction on Rock Surface by Superposed Evolutionary Spectra, 12th World Conference on Earthquake Engineering, CD-ROM, Auckland, New Zealand, January 2000.

5) 内閣府(防災担当):地震防災マップ作成技術資料、2005.3.

6) 藤本一雄・翠川三郎: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、2006.

7) 若松加寿江・松岡昌志：地形・地盤分類 250m メッシュマップ全国版の構築、日本地震工学会大会－2008 梗概集、 pp.222-223、2008.11.

8) 藤本一雄, 翠川三郎：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, Vol.7, P241-246,2005.11.

(2) 液状化危険度の想定

①検討の流れ

液状化発生の予測には、地盤の硬さを示す指標であるＮ値や土質情報を用いたＦ$_L$法・Ｐ$_L$法などが利用されている。しかし、これらの方法は詳細な地盤調査データが必要となるため、広域な評価単位を対象とした液状化予測には必ずしも適しているといえない。

松岡・若松・橋本(2011)[1)]は 250ｍメッシュの地形・地盤分類から液状化危険度を推定する手法を提案している。これは最近の９地震（2003 年十勝沖地震を含む、2000 年鳥取県中部地震から 2008 年岩手宮城内陸地震までの９地震）液状化の発生状況から、微地形区分ごとに震度と液状化発生確率との関係を推定したものである。

ここでは、地震動と同じ 250ｍメッシュの地形・地盤分類データを活用でき、北海道の過去の液状化発生状況（2003 年十勝沖地震）を含んで推計されている、松岡・若松・橋本(2011）による手法を用いて、250ｍメッシュ単位の液状化危険度（液状化発生確率）を計算することとする。

図 3-2-1 に液状化危険度の算定の流れを示す。

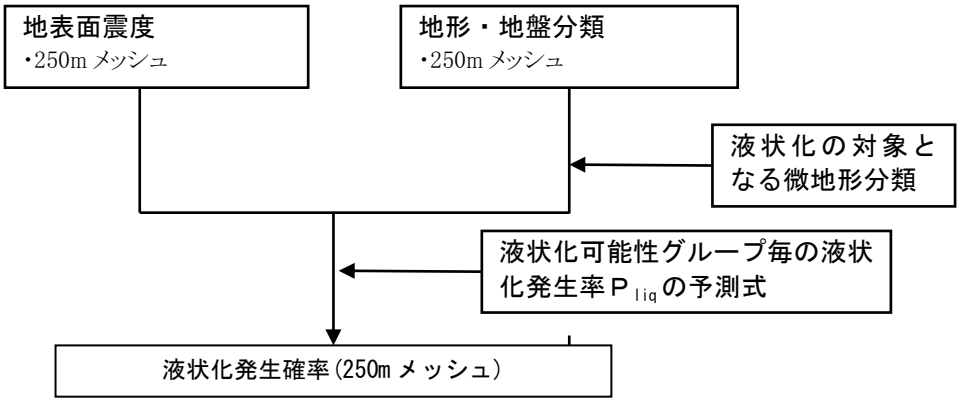

図 2-2-1　液状化危険度の算定の流れ

②評価手法

ⅰ）液状化の対象となる地形・地盤分類

対象となる地形・地盤分類と松岡・若松・橋本(2011)によるグループ分類を表 2-2-1 に示す。液状化発生確率の判定対象とする地形・地盤分類は、液状化発生確率の非常に低い山地・台地（山地、山麓地、丘陵、火山地、火山山麓地、火山性丘陵、岩石台地、ローム台地など group5）を除いた 250m メッシュ(group1～4)を対象とする。

表 2-2-1　グループと地形・地盤分類

グループ	微地形分類					
group1	NTL 自然堤防	LSD 砂丘末端緩斜面	LDB 砂丘間低地	ARC 旧河道	REC 干拓地	FLL 埋立地
group2	ALF 扇状地（>=1/100）	AFS 扇状地（<1/100）	BAR 砂州・砂礫州			
group3	BKM 後背湿地	DEL 三角州・海岸低地	DUN 砂丘			
group4	VBP 谷底低地（>=1/100）	VPS 谷底低地（<1/100）	GVT 砂礫質台地			
group5	上記以外					

ⅱ）液状化可能性グループ毎の液状化発生確率の予測

液状化可能性グループ毎の液状化発生率 P_{liq} の予測式を式(2-2-1)に示す。

$$P_{liq}(I) = \Phi\left[(I-u)/\sigma\right] \qquad (2\text{-}2\text{-}1)$$

表 2-2-2　液状化発生確率の予測式のパラメータ

グループ	平均値 μ	標準偏差 σ
group1	6.96	0.761
group2	7.16	0.773
group3	7.906	0.933
group4	7.231	0.628

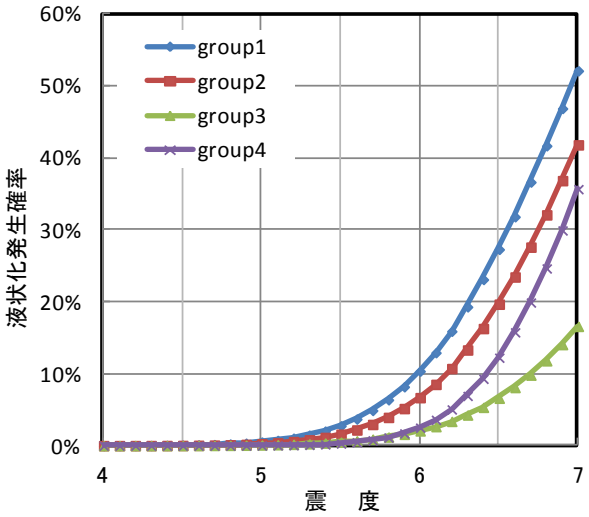

図 2-2-2　震度と液状化発生確率との関係

③結果

全ての想定地震の液状化発生確率の計算結果を図 2-2-3～11 を示す。

内陸活断層である標津断層帯による地震や十勝平野断層帯主部による地震では、断層を含むそれぞれの管内で液状化発生確率 10%以上の比較的高いところが多い。海溝型の地震である十勝沖の地震は３管内に渡り広域に液状化発生確率が高く、根室沖・釧路沖の地震は釧路・根室管内に渡り液状化発生確率が高い。石狩低地東縁断層帯主部（北）30_1 は、発生確率は 0.1%未満の低いところが多い。

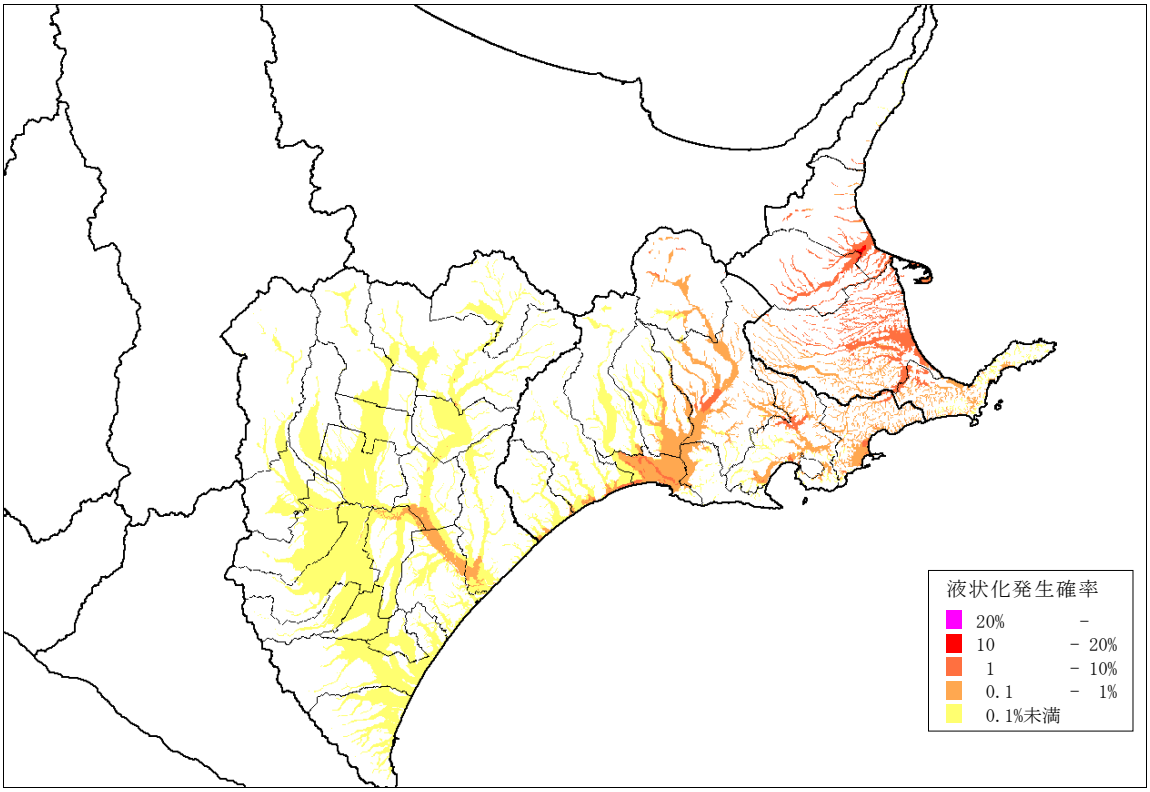

図 2-2-3　液状化発生確率（標津断層帯 45_5）

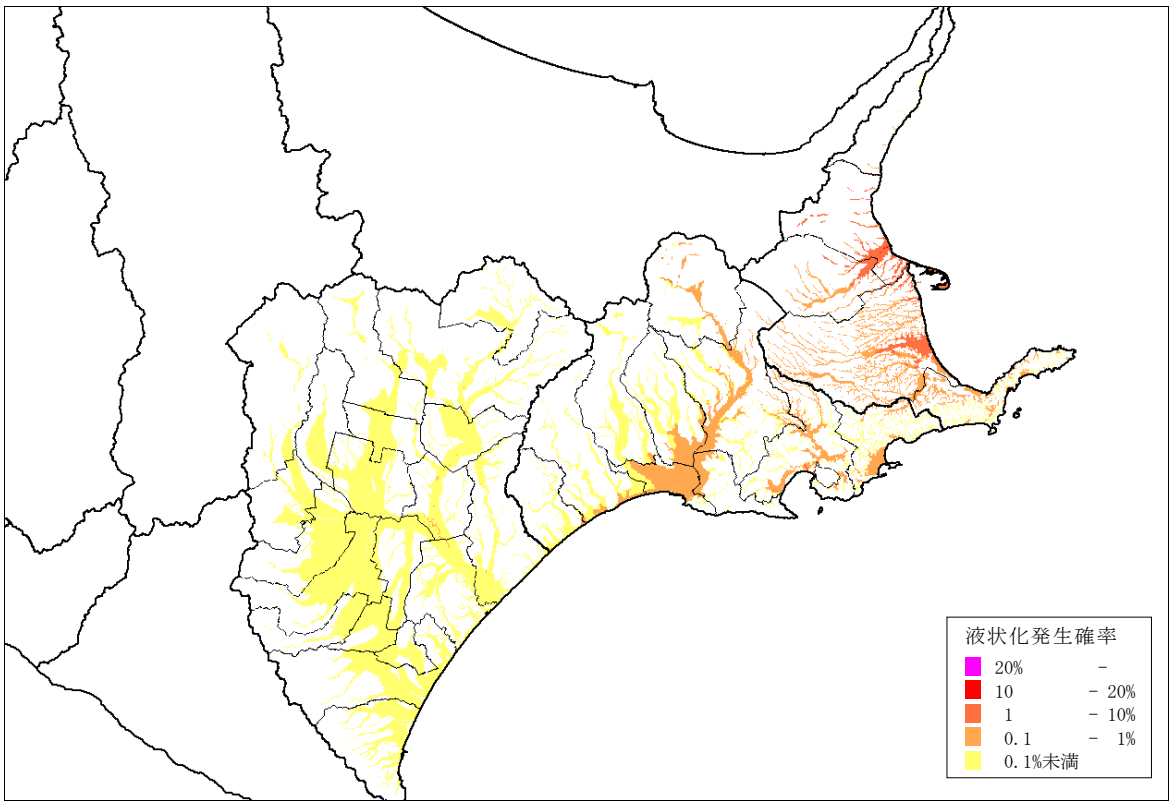

図 2-2-4　液状化発生確率（標津断層帯 30_1）

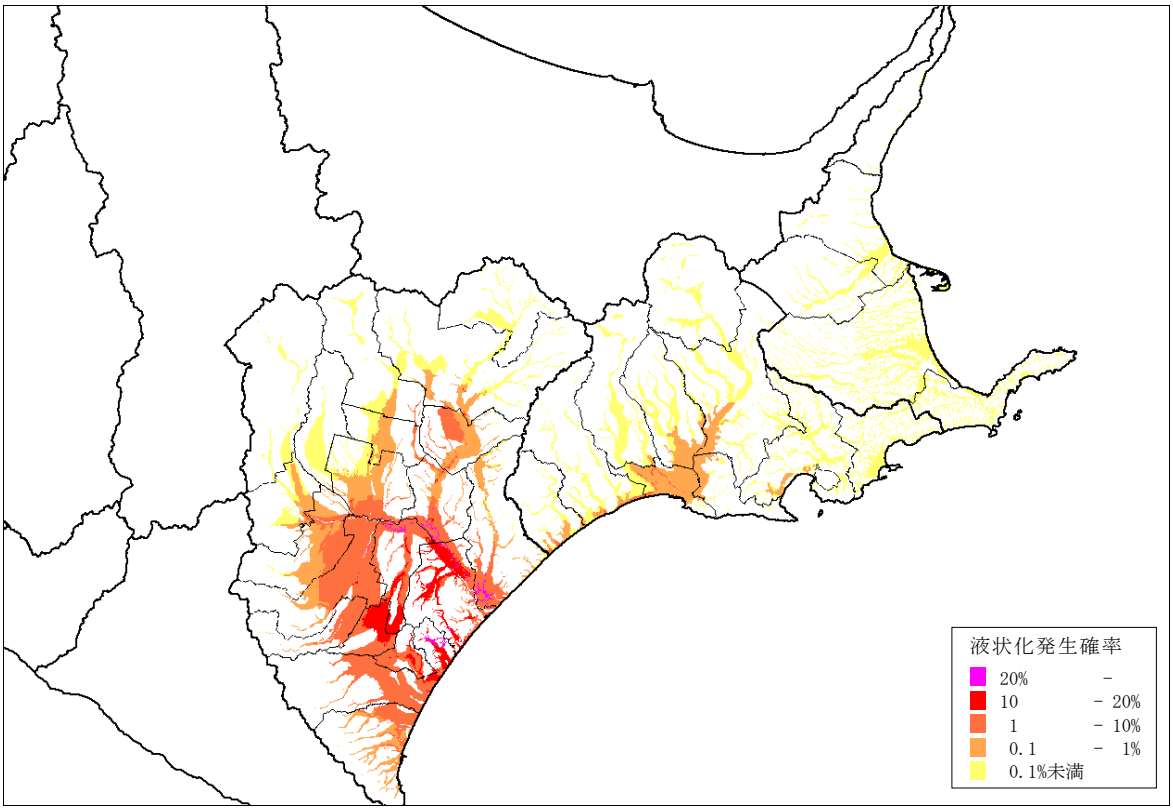

図 2-2-5　液状化発生確率（十勝平野断層帯主部 45_2）

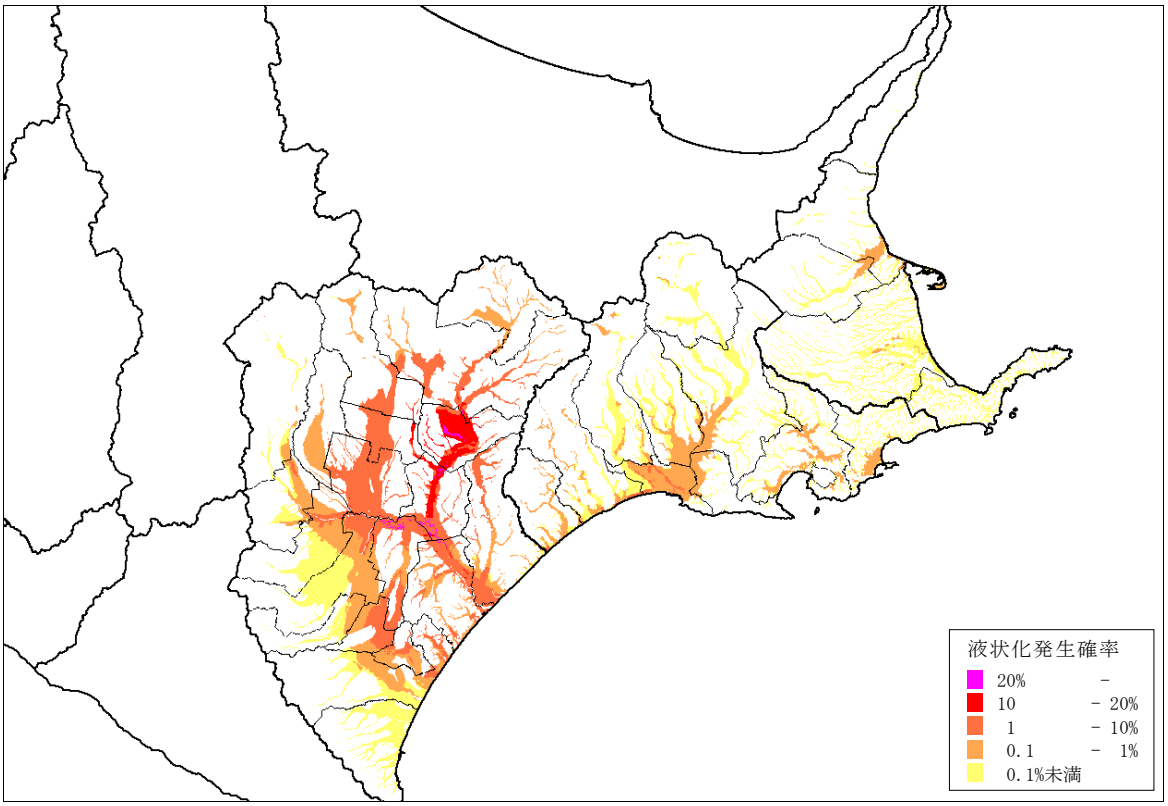

図 2-2-6　液状化発生確率（十勝平野断層帯主部 45_5）

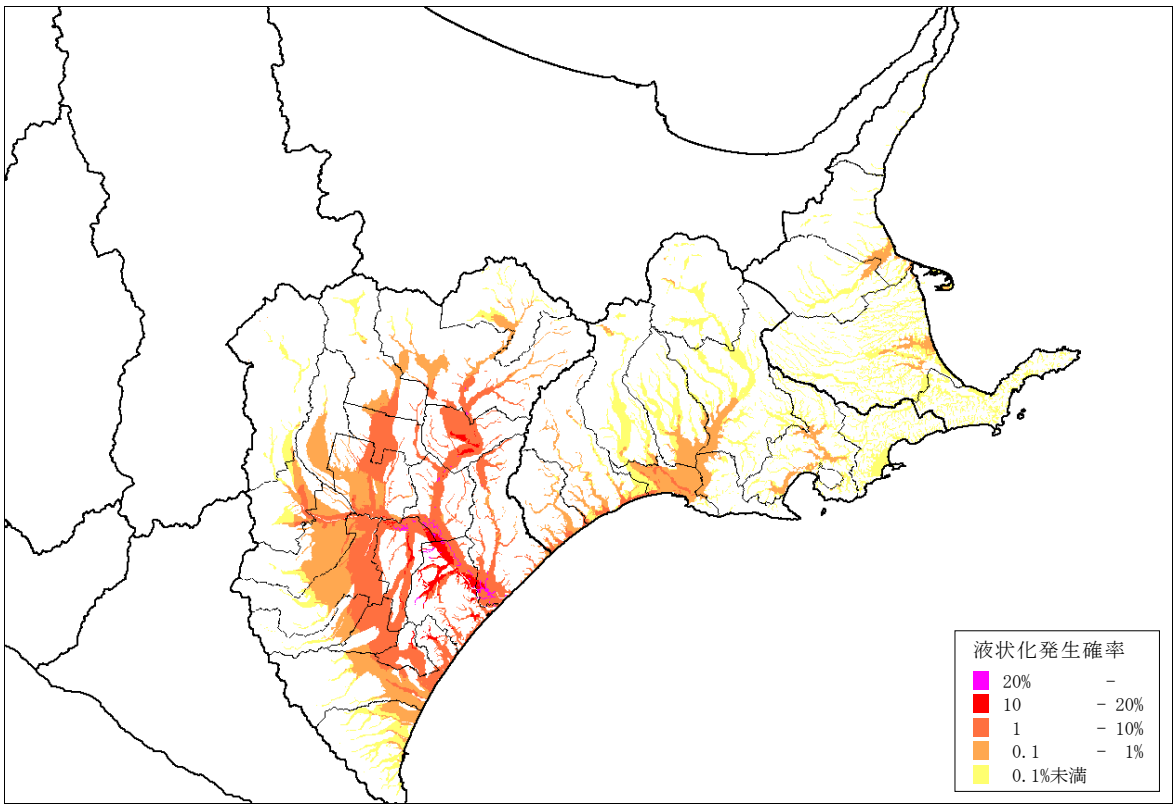

図 2-2-7　液状化発生確率（十勝平野断層帯主部 30_3）

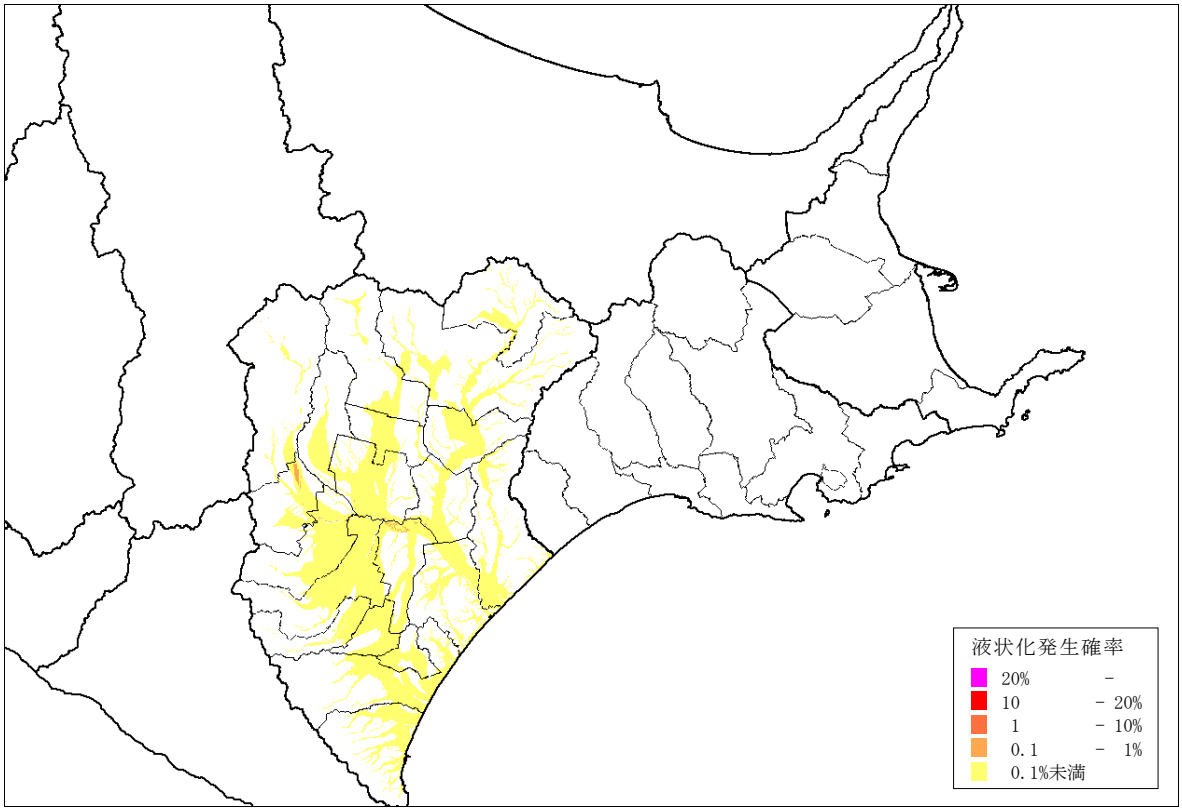

図 2-2-8　液状化発生確率（石狩低地東縁断層帯主部（北）30_1）※釧路・根室を除く

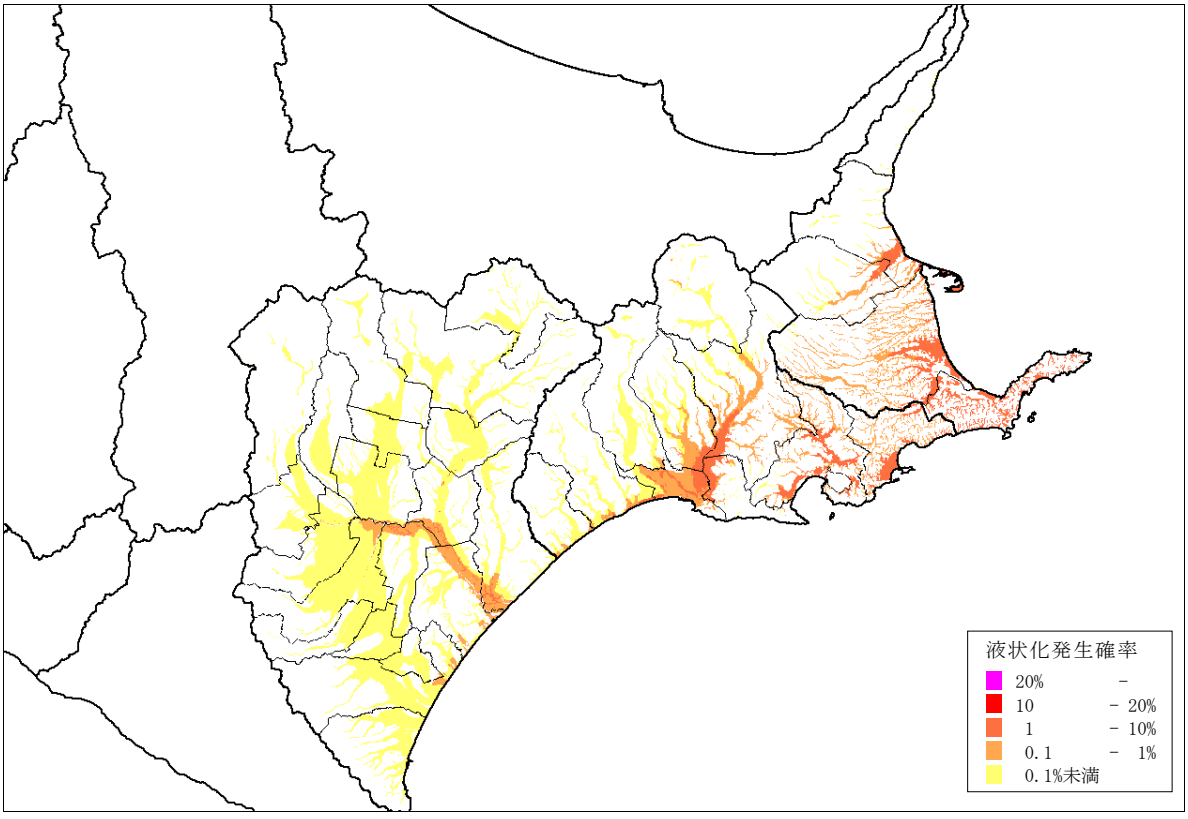

図 2-2-9　液状化発生確率（根室沖・釧路沖の地震）

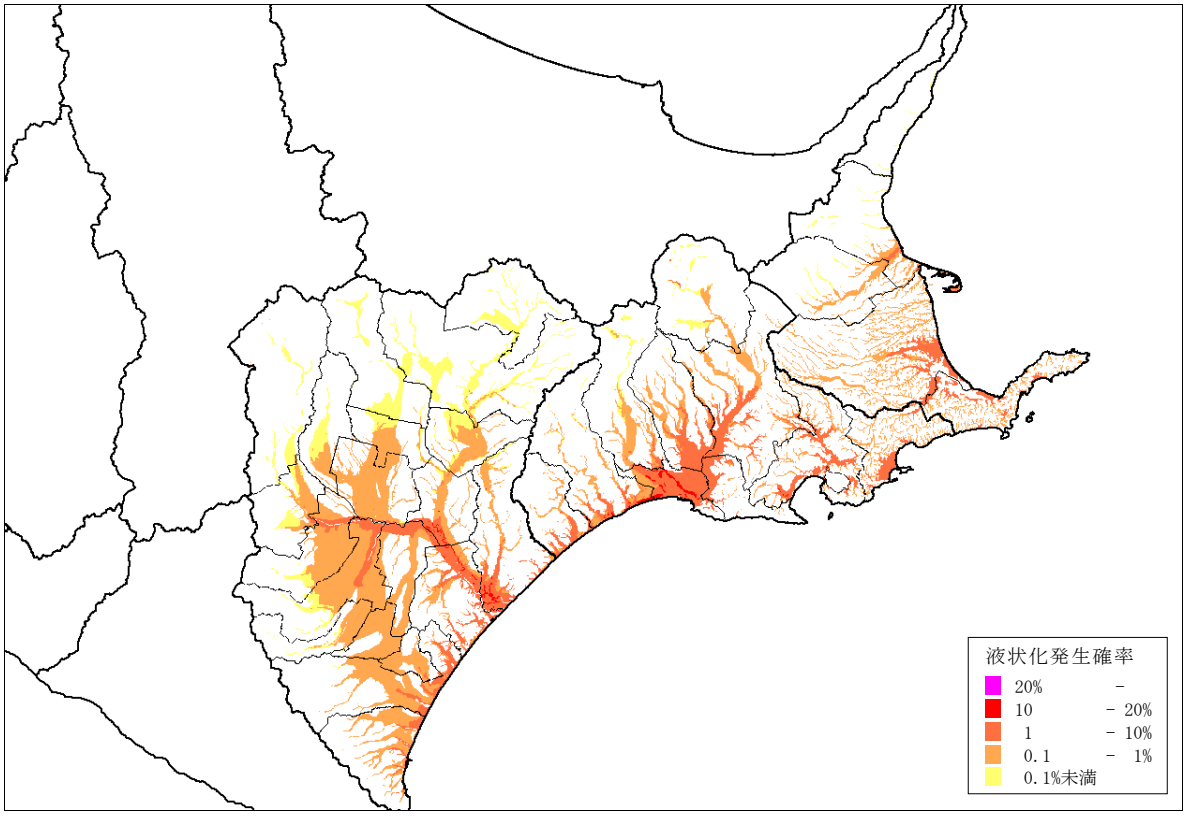

図 2-2-10　液状化発生確率（十勝沖の地震）

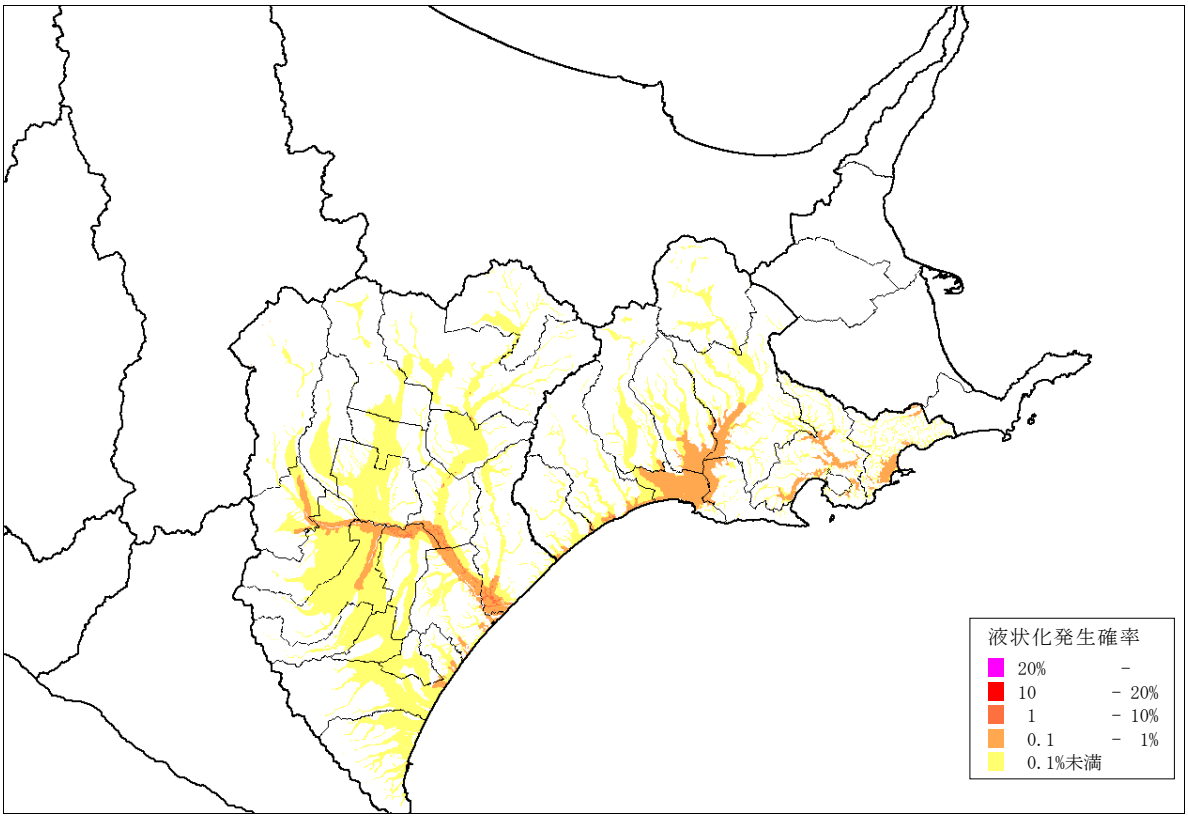

図 2-2-11　液状化発生確率（三陸沖北部の地震）※根室を除く

【2-2(2)液状化危険度の想定の参考文献】

1) 松岡昌志、若松加寿江、橋本光史：地形・地盤分類 250ｍメッシュマップに基づく液状化危険度の推定手法、日本地震工学会論文集、第１１巻、第２号、2011.