

4. 確率論的津波ハザードの検討

本章では、確率論的津波ハザード評価の手法として、前章までに得られた最大水位上昇量のデータセットをもとに、特性化波源断層モデルに個別の発生確率を設定し、最大水位上昇量の推定に関わる不確実性を考慮して、評価地点ごとのハザードカーブを作成する方法について検討する。

4.1 地震発生確率モデル設定の基本的考え方

第3章で津波を発生させる地震に対し特性化断層モデル群を設定したが、これらの地震の発生確率モデルとして2種類の設定方法を考える。

1 つ目の地震発生確率モデルは、地震調査研究推進本部地震調査委員会（以下、地震調査委員会と称する）(2011)により繰り返し発生する地震等としてすでに地震発生確率の評価がなされているものについてはその確率をそのまま設定し、地震調査委員会(2011)によって評価されておらず津波ハザード評価のために今回新たに想定した地震については、地震が定常ポアソン過程にしたがって発生すると仮定し発生確率を設定する両者の混合モデル（以下、「BPT モデル」と呼ぶ）である。さらに、BPT モデルについては、2通りの評価基準日について考慮した。ひとつは、2011 年東北地方太平洋沖地震が発生する直前での評価例として基準日を2011 年3月10日とした場合（「3.11 前 BPT モデル」と呼ぶ）、もう1つは基準日を2014 年1月1日とした場合（「3.11 後 BPT モデル」と呼ぶ）である。

2 つ目の地震発生確率モデルは、地震調査委員会(2011)によって評価された地震発生確率の有無にかかわらず、今回取り扱うすべての地震が定常ポアソン過程に従って発生していると仮定した場合のモデル（以下、「ポアソンモデル」と呼ぶ）である。この場合、ある規模の地震は、日本海溝沿いの過去の地震活動データを基にしたマグニチュード－頻度の関係が、b 値が0.9 のグーテンベルグ－リヒター則（以下、G-R 則）に従って発生するものとし、発生頻度から発生確率を設定した。ここで取り上げる地震の分類毎に仮定した地震発生過程モデルを表4.1-1に示す。

なお、各モデルにおいて使用する、地震調査委員会

(2011)によって評価された地震の発生確率等の情報を表4.1-2に示す。

平均発生間隔、BPT 分布のばらつき、地震後経過時間に不確かさが存在し、地震調査委員会(2011)によって評価された地震の発生確率に幅がある場合には、中央値を用いることとした。

以下では、波源モデル群を地震調査委員会(2011)によって発生確率が評価された地震と評価されていない地震に大別し、そこからさらに地震の種類で分類して、ポアソンモデル及び3.11 前 BPT モデル、3.11 後 BPT モデルにおける地震発生確率の設定方法の詳細を説明する。

表 4.1-1 地震の分類毎の確率設定方法

地震の分類名		長期評価の有無	ポアソンモデル	3.11前 BPT モデル	3.11後 BPT モデル
①東北地方太平洋沖型の地震		あり	ポアソン過程	BPT 分布	BPT 分布
②最大クラスの地震		なし	ポアソン過程	ポアソン過程	ポアソン過程
③その他の連動地震	東北地方太平洋沖地震の震源域外の領域を含む地震	なし	ポアソン過程	ポアソン過程	ポアソン過程
	東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる地震	なし	ポアソン過程	ポアソン過程	ポアソン過程
④単独領域の地震	三陸沖北部	あり	ポアソン過程	BPT 分布	BPT 分布
	宮城県沖	あり	ポアソン過程	BPT 分布	ポアソン過程
	三陸沖南部海溝寄り	あり	ポアソン過程	BPT 分布	BPT 分布
⑤津波地震		あり	ポアソン過程	ポアソン過程	ポアソン過程
⑥プレート内地震（正断層型）		あり	ポアソン過程	ポアソン過程	ポアソン過程
⑦震源不特定地震		なし	ポアソン過程	ポアソン過程	ポアソン過程

表 4.1-2 地震調査委員会(2011)によって評価された地震の発生確率等の情報

(1)ポアソンモデル

	発生頻度 λ (1/年)	30 年発生確率 (ポアソン過程)
東北地方太平洋沖型	1/600	4.88%
三陸沖北部	1/97	26.60%
宮城県沖	1/38	54.59%
三陸沖南部海溝寄り	1/109	24.06%
津波地震	1/103	25.27%
プレート内地震 (正断層型)	1/575	5.08%

(2)3.11 前 BPT モデル

(評価基準日 2011 年 3 月 10 日)

	平均 発生 間隔 (年)	ばら つき	最新 活動時期	経過 時間 (年)	30 年 発生確率
東北地方 太平洋沖型	600	0.24	500~600 年前	550.0	14.73%
三陸沖北部	97	0.18	1968 年 5 月 16 日	42.8	6.48%
宮城県沖	38	0.17	1978 年 6 月 12 日	35.6	99.93%
三陸沖南部 海溝寄り	109	0.22	1897 年 8 月 5 日	116.4	78.95%
津波地震	103	ポアソン過程で評価			25.27%
プレート内地震 (正断層型)	575	ポアソン過程で評価			5.08%

(3)3.11 後 BPT モデル

(評価基準日 2014 年 1 月 1 日)

	平均 発生 間隔 (年)	ばら つき	最新 活動時期	経過 時間 (年)	30 年 発生確率
東北地方 太平洋沖型	600	0.24	2011 年 3 月 11 日	2.8	0.00%
三陸沖北部	97	0.18	1968 年 5 月 16 日	45.6	9.64%
宮城県沖	38	ポアソン過程で評価			54.59%
三陸沖南部 海溝寄り	109	0.22	2011 年 3 月 11 日	2.8	0.00%
津波地震	103	ポアソン過程で評価			25.27%
プレート内地震 (正断層型)	575	ポアソン過程で評価			5.08%

4.2 発生確率の設定

4.2.1 長期評価されている地震の発生確率

4.2.1.1 東北地方太平洋沖型の地震

東北地方太平洋沖型の地震は地震調査委員会(2011)において, $M_w8.4 \sim 9.0$ の規模で平均発生間隔が 600 年で繰り返し発生していると評価されている. 地震調査委員会(2011)では, 宮城県沖, 三陸沖南部海溝寄り及び福島県沖の 3 領域を震源とする場合から順次拡大し, 最大で三陸沖中部から茨城県沖にかかる領域を震源域とする場合までを東北地方太平洋型の地震として評価している. 本報告でも, 地震調査委員会(2011)による東北地方太平洋型の地震の定義にしたがい, $M_w8.6 \sim 9.1$ の地震として計 106 個の特性化波源断層モデルを作成している. ここで地震調査委員会(2011)が評価した地震規模とわずかに異なっているのは, 本報告では式(3.4-4)式を用いて断層面積 S から地震モーメント M_0 を求めているからである. 以下, ポアソンモデル, 3.11 前 BPT モデル, 3.11 後 BPT モデルでの地震発生確率の設定について詳しく説明する.

(1) ポアソンモデル

東北地方太平洋沖型の地震の平均発生間隔 600 年から 1 年間あたりの発生回数, すなわち年頻度 λ を求めると,

$$\lambda = 1/600 = 1.67 \times 10^{-3}$$

となる. 東北地方太平洋沖型の地震の全ての波源モデルの年頻度の和が λ となるように, 各波源モデルに重みづけして分配する. 重みの設定方法には様々な考え方があがあるが, 本研究では次の 3 点を重み設定の基本ルールとする.

- 1 つの地震種類の中に様々なマグニチュードの地震が設定されている場合には, b 値 0.9 の G-R 則に従って地震が発生すると仮定して, マグニチュード毎に重みを設定する.
2. 同じ地震種類で, 同一のマグニチュードの中に震源域が異なる地震が複数設定されている場合には, それぞれの震源域で発生する地震の集団に対する重みを均等とする.

3. 1つの震源域の地震の中に様々なすべり不均質パターンが設定されている場合には、それぞれ重みは均等とする。

以上を基本ルールとし、東北地方太平洋沖型の地震について、地震規模毎の重みと年頻度及び、1つ1つの地震毎の年頻度を表 4.2-1 に示す。

表 4.2-1 ポアソンモデルにおける東北地方太平洋沖型の地震の地震規模毎の年頻度および、震源域毎の年頻度

Mw	相対重み W	相対重み (分配後) W'	M毎の年頻度 λ_M	M毎の震源域数 N_M	震源域毎の年頻度 λ_{AREA}
8.6	0.263	0.477	7.95E-04	1	7.95E-04
8.7	0.214	—	—	—	—
8.8	0.174	0.174	2.90E-04	3	9.65E-05
8.9	0.141	0.141	2.35E-04	1	2.35E-04
9.0	0.115	0.115	1.91E-04	2	9.57E-05
9.1	0.093	0.093	1.56E-04	1	1.56E-04
計	1.000	1.000	1.67E-03	8	

まず、M 毎に Mw8.6 から 9.1 までの和が 1 となるように b 値 0.9 により配分した相対重み W を計算する。ここで、東北地方太平洋沖型の地震の場合 Mw8.7 の地震が設定されていないため、Mw8.7 の地震の相対重みは Mw8.6 へと分配することとした。この分配後の相対重み W' の値に東北地方太平洋沖型の地震の年頻度 λ を掛けて、マグニチュード毎の年頻度 λ_M が計算される。この値をマグニチュード毎に設定した地震の震源域数で除して、均等重みで分配することで、震源域毎の年頻度 λ_{AREA} が計算される。

$$\lambda_{AREA} = \lambda_M \times W' / N_M$$

次にすべり不均質パターンについて、均等重みで分配する。震源域毎の年頻度 λ_{AREA} の値を、同じ規模、同じ震源域で異なるすべり分布をもつ特性化波源断層モデルの数 N_{model} (すべり不均質パターンの数) で除して、個別の特性化波源断層モデルの年頻度 λ_{model} を求める。ここから次式を用いて特性化波源断層モデル毎の 30 年発生確率 P_{model} を求める。

$$P_{model} = 1 - e^{-30 \lambda_{model}}$$

上記の手続きを特性化波源断層モデル「JT_M_SS_F_E_TYPE2_30L1_dm12_02」

(震源域が宮城県沖＋三陸沖南部海溝寄り、宮城県沖海溝寄り、福島沖、福島県沖海溝寄りの領域にわたる場合、Mw8.8) を例に取り、ポアソンモデルにおける 30 年発生確率を計算する。

東北地方太平洋沖型の地震の年頻度は $\lambda = 1.67 \times 10^{-3}$ 、Mw8.8 の規模の地震の集団に割り振られた相対重みは $W' = 0.174$ であるから、Mw8.8 の規模の地震の集団に対する年頻度は

$$\lambda_M = (1.67 \times 10^{-3}) \times 0.174 = 2.90 \times 10^{-4}$$

となる。東北地方太平洋沖型の地震で Mw8.8 の地震の震源域は、

(i) 宮城県沖＋三陸沖南部海溝寄り、宮城県沖海溝寄り、福島沖、福島県沖海溝寄りの領域が破壊する場合、

(ii) 福島沖、福島県沖海溝寄り、茨城県沖、茨城県沖海溝寄りの領域が破壊する場合、

(iii) 茨城県沖、茨城県沖海溝寄り、房総沖、房総沖海溝寄りの領域が破壊する場合、

の 3 つ設定されているため、地震の震源域毎の年頻度 λ_{AREA} は

$$\lambda_{AREA} = 2.90 \times 10^{-4} / 3 = 9.65 \times 10^{-5}$$

となる。震源域が、宮城県沖＋三陸沖南部海溝寄り、宮城県沖海溝寄り、福島沖、福島県沖海溝寄りの領域にわたる地震 (Mw8.8) はすべり不均質パターンが 14 パターン設定されているため、特性化波源断層モデル (1 つの地震に対応) 毎の年頻度 λ_{model} は

$$\lambda_{model} = 9.65 \times 10^{-5} / 14 = 6.90 \times 10^{-6}$$

最後に、 λ_{model} から 30 年発生確率を求めると

$$P_{model} = 1 - e^{-30 \times (6.90 \times 10^{-6})} = 2.07 \times 10^{-4}$$

となる。

以上の手順により算出されたポアソンモデルにおける東北地方太平洋沖型の地震の各特性化波源断層モデルの年頻度および 30 年発生確率を表 4.2-2 に示す。

表 4.2-2 ポアソンモデルにおける東北地方太平洋沖型の地震の震源域毎の年頻度、波源断層モデル毎の年頻度および 30 年発生確率

Mw	震源域	波源断層 モデル数 N_{model}	震源域毎 年頻度 λ_{AREA}	波源断層 モデル毎 年頻度 λ_{model}	波源断層 モデル毎 30年確率 P_{model}
8.6	宮城県沖と福島県沖	9	7.95E-04	8.83E-05	2.65E-03
8.8	三陸沖中部から福島県沖	9	9.65E-05	1.07E-05	3.22E-04
8.8	宮城県沖から茨城県沖	9	9.65E-05	1.07E-05	3.22E-04
8.8	宮城県沖と福島県沖	14	9.65E-05	6.90E-06	2.07E-04
8.9	三陸沖中部から茨城県沖	15	2.35E-04	1.57E-05	4.71E-04
9.0	三陸沖中部から福島県沖	14	9.57E-05	6.83E-06	2.05E-04
9.0	宮城県沖から茨城県沖	14	9.57E-05	6.83E-06	2.05E-04
9.1	三陸沖中部から茨城県沖	22	1.56E-04	7.07E-06	2.12E-04

(2) 3.11 前 BPT モデル

地震調査委員会(2011)では、2011 年東北地方太平洋沖地震より以前に東北地方太平洋沖型の地震が発生したのは「15 世紀」と評価されている。本研究では「15 世紀」を現在から約 500～600 年前の 100 年間と考え、地震後経過時間をその中央値の 550 年として BPT 分布に基づく更新過程を仮定し同地震の発生確率を計算する。

BPT モデルにおいて各波源モデルの発生確率を求める手順は、ポアソンモデルの手順と異なっている。ポアソンモデルの場合、各地震種類の発生頻度を重みに応じて各特性化波源断層モデルへと分配した後に、発生確率を計算している。一方、BPT 分布を用いた更新過程では単純に頻度の分配ができないため、先に各地震種類毎の 30 年発生確率を求めて、各波源モデルへと重みに応じて分配する方法を取っている。重みの大きさの考え方はポアソンモデルと同様である。

評価基準日 2011 年 3 月 10 日での東北地方太平洋沖型の地震の BPT モデルによる 30 年発生確率 P は 14.73%である。この値を地震規模毎の相対重みによって各地震規模に分配し、さらに各地震規模毎の地震の震源域数で除することで、震源域毎の 30 年発生確率

が以下の式のように計算される (表 4.2-3)。

$$P_{\text{AREA}} = P \times W' / N_{\text{AREA}}$$

さらに、震源域毎に対応するすべりパターン数で除することで波源断層モデル毎の 30 年発生確率が計算される (表 4.2-4)。

$$P_{\text{model}} = P_{\text{AREA}} / N_{\text{model}}$$

以上の手順により算出された 3.11 前 BPT モデルにおける東北地方太平洋沖型の地震の地震毎の 30 年発生確率を表 4.2-3 に、各波源モデル毎の 30 年発生確率を表 4.2-4 にそれぞれ示す。

(3) 3.11 後 BPT モデル

評価基準日を 2014 年 1 月 1 日とした場合、東北地方太平洋沖型の地震の BPT 分布にしたがう更新過程に基づき評価した 30 年発生確率は表 4.1-2(3)に示すようにほぼ 0%となる。よって、3.11 後 BPT モデルにおいては、東北地方太平洋沖型の地震に分類される全ての波源モデルの発生確率を 0 とする。

表 4.2-3 3.11 前 BPT モデルにおける東北地方太平洋沖型の地震の震源域毎の 30 年発生確率

Mw	相対重み W	相対重み (分配後)	M毎の 30年確率 P_M	M毎の 震源域数 N_{AREA}	震源域 毎 30年確率
8.6	0.263	0.477	7.02E-02	1	7.02E-02
8.7	0.214	-	-	-	-
8.8	0.174	0.174	2.56E-02	3	8.53E-03
8.9	0.141	0.141	2.08E-02	1	2.08E-02
9.0	0.115	0.115	1.69E-02	2	8.45E-03
9.1	0.093	0.093	1.37E-02	1	1.37E-02
計	1.000	1.000	1.47E-01	8	

表 4.2-4 3.11 前 BPT モデルにおける東北地方太平洋沖型の地震の波源断層モデル毎の 30 年発生確率

Mw	震源域	波源断層 モデル数 N_{model}	震源域毎 30年確率 P_{AREA}	波源断層 モデル毎 30年確率 P_{model}
8.6	宮城県沖と福島 県沖	9	7.02E-02	7.80E-03
8.8	三陸沖中部から 福島県沖	9	8.53E-03	9.48E-04
8.8	宮城県沖から 茨城県沖	9	8.53E-03	9.48E-04
8.8	宮城県沖と福島 県沖	14	8.53E-03	6.09E-04
8.9	三陸沖中部から 茨城県沖	15	2.08E-02	1.39E-03
9.0	三陸沖中部から 福島県沖	14	8.45E-03	6.04E-04
9.0	宮城県沖から 茨城県沖	14	8.45E-03	6.04E-04
9.1	三陸沖中部から 茨城県沖	22	1.37E-02	6.25E-04

4.2.1.2 単独領域の地震（三陸沖北部の地震）

三陸沖北部のプレート間地震は地震調査委員会(2011)において、97 年の平均発生間隔で M8.0 前後の規模の地震が繰り返し発生すると評価されている。この領域では、前回 1968 年に十勝沖地震が起きてから既に 45.6 年経過し（2014 年 1 月 1 日現在）、平均発生間隔の約半分の期間が経過しており切迫性が高まっている。ここでは、三陸沖北部のプレート間地震の切迫性が高いことを考慮して、地震調査委員会(2011)が定義した三陸沖北部のプレート間地震に対する波源断層モデルとともに、他の多様な波源断層モデルも設定し、併せて三陸沖北部の地震として定義し評価する。具体的には、不均質すべりパターンとして、

- ・他の地震と同様に、大すべり域が 1 個のパターン及び、
- ・(過去の地震の解析結果を参考にし) 大すべり域が 2 個のパターン

の 2 通りを考え、これに加え、海溝寄りの浅い領域に超大すべり域がある場合と無い場合の不均質すべりを設定することとし、結果として、地震規模が Mw8.4～8.8（三陸沖北部と三陸沖北部海溝寄りの領域が震源域となるような地震を最大とする）であるような波源断層モデルを計 45 個設定した。

なお、地震調査委員会(2011)は次の三陸沖北部のプレート間地震（M8.0 前後）の想定震源域を公表しているが、この想定震源域の面積から式(3.4-4)を用いてモーメントマグニチュードを計算すると Mw8.4 になることに留意されたい。したがって、本報告では、三陸沖北部の地震として、地震調査委員会(2011)で想定した三陸沖北部のプレート間地震の波源断層モデルを設定するとともに、それ以上の規模を持つ多様な波源断層モデルを設定したことになる。

以下では、ポアソンモデル、3.11 前 BPT モデル、3.11 後 BPT モデルでの発生確率の設定について詳しく説明する。

(1) ポアソンモデル

三陸沖北部のプレート間地震の平均発生間隔 97 年（表 4.1-2(2)）から年頻度 λ を求めると、

$$\lambda = 1/97 = 1.03 \times 10^{-2}$$

となる。三陸沖北部の地震として設定した、全ての波源断層モデルの頻度の和が λ となるように、各波源モデルに重みづけして分配する。重みの値は 4.2.1.1 で述べた基本ルールに従うが、上述したように切迫性が高まっている三陸沖北部の地震に関しては以下のとおり特別な取扱いをおこなう。

ここでは、特性化波源断層モデル

「JT_SN_E_TYPE2_30L1_dm12_02」（三陸沖北部および三陸沖北部海溝寄りにわたる領域、Mw8.8）のポアソンモデルにおける 30 年発生確率の計算例について説明する。

まず Mw8.8 の地震規模を持つ地震活動に対して、b 値が 0.9 の G-R 則によって分配される相対重みは $W = 0.127$ なので、地震規模毎の年頻度は

$$\lambda_M = 1.03 \times 10^{-2} \times 0.127 = 1.31 \times 10^{-3}$$

となる。Mw8.8 の地震規模を持つ地震の震源域数は $N_M = 1$ である。したがって、震源域毎の年頻度は

$$\lambda_{\text{AREA}} = \lambda_M / N_M = 1.31 \times 10^{-3} / 1$$

となる。すなわちこのケースの場合、震源域毎の年頻度 λ_{AREA} は地震規模毎の年頻度 λ_M に等しい。

Mw8.8 の規模に相当する震源域の地震として、す

べり不均質パターンを大すべり域が 1 個の場合と 2 個以上の場合の 2 系列設定してあるので、すべり不均質系列数は $N_{ser}=2$ となる。したがって Mw8.8 の規模で、大すべり域が 1 個だけのすべり不均質系列に属する地震が発生する年頻度は

$$\lambda_{ser} = \lambda_{AREA} / N_{ser}$$

$$= 1.31 \times 10^{-3} / 2 = 6.53 \times 10^{-4}$$

となる。

Mw8.8 の規模で、大すべり域が 1 個の系列に対し設定しているすべり不均質パターンの数は $N_{model} = 10$ であるから、波源断層モデル毎の年頻度は

$$\lambda_{model} = \lambda_{ser} / N_{model} = 6.53 \times 10^{-5}.$$

ここから、ポアソン過程による 30 年発生確率の値は

$$P_{model} = 1 - e^{-30 \lambda_{model}} = 1 - e^{-30 \times (6.53 \times 10^{-5})} = 1.93 \times 10^{-3}$$

となる。

以上の手順により算出されたポアソンモデルにおける三陸沖北部の地震の地震規模毎、震源域毎およびすべり不均質系列毎の年頻度を表 4.2-5 に、各波源モデルの年頻度および 30 年発生確率を表 4.2-6 にそれぞれ示す。

(2) 3.11 前 BPT モデル

評価基準日 2011 年 3 月 10 日時点で、三陸沖北部の地震の地震後経過時間は 42.8 年である（最新活動時期は一つ前の十勝沖地震が発生した 1968 年 5 月 16 日）。

表 4.1-2(2)より、平均発生間隔 97 年と BPT 分布のばらつき $\alpha=0.18$ を式(2.1-1)および式(2.1-2)に用いると 30 年発生確率は 6.48%となる。東北地方太平洋沖型の地震についての 30 年発生確率の設定方法と同様に、BPT モデルにおいては b 値 0.9 の G-R 則を仮定してマグニチュード別に重みづけして発生確率を設定する。

特性化波源断層モデル

「JT_SN_E_TYPE2_30L1_dm12_02」

（三陸沖北部および三陸沖北部海溝寄りにわたる領域、Mw8.8）の 3.11 前モデルにおける 30 年発生確率の計算例を以下に示す。

Mw8.8 の地震規模をもつ地震活動に対する相対重

表 4.2-5 ポアソンモデルにおける三陸沖北部の地震の地震規模毎、震源域毎およびすべり不均質系列毎の年頻度

Mw	相対重み W	M毎の年頻度 λ_M	M毎の震源域数 N_M	震源域毎の年頻度 λ_{AREA}	震源域毎のすべり不均質系列数 N_{SER}	すべり不均質系列毎の年頻度 λ_{SER}
8.4	0.290	2.99E-03	1	2.99E-03	2	1.50E-03
8.5	0.236	2.43E-03	1	2.43E-03	1	2.43E-03
8.6	0.192	1.98E-03	1	1.98E-03	1	1.98E-03
8.7	0.156	1.61E-03	1	1.61E-03	2	8.03E-04
8.8	0.127	1.31E-03	1	1.31E-03	2	6.53E-04
計	1.000	1.03E-02	5	1.03E-02		

表 4.2-6 ポアソンモデルにおける三陸沖北部の地震の波源断層モデル毎の年頻度及び 30 年発生確率

Mw	すべり不均質系列の種類 (大すべり域数で分類)	波源断層モデルの数 N_{model}	すべり不均質系列毎の年頻度 λ_{SER}	波源断層モデル毎の年頻度 λ_{model}	波源断層モデル毎の 30 年発生確率 P_{model}
8.4	1個	1	1.50E-03	1.50E-03	4.39E-02
	2個以上	1	1.50E-03	1.50E-03	4.39E-02
8.5	2個以上	6	2.43E-03	2.43E-04	1.21E-02
8.6	2個以上	6	1.98E-03	3.29E-04	9.83E-03
8.7	1個	9	8.03E-04	8.92E-05	2.67E-03
	2個以上	6	8.03E-04	1.34E-04	4.01E-03
8.8	1個	10	6.53E-04	6.53E-05	1.93E-03
	2個以上	6	6.53E-04	1.09E-04	3.26E-03
計		45			

みは $W = 0.127$ 、Mw8.8 の地震規模を有する地震の震源域数は $N_M=1$ 、この震源域には 2 種類のすべり不均質系列を設定している ($N_{ser}=2$) から、Mw8.8 で大すべり域が 1 つのすべり不均質系列の地震活動の 30 年発生確率確率は

$$P_{ser} = 6.48 \times 10^{-2} \times 0.127 / 1/2 = 4.10 \times 10^{-3}$$

となる。Mw8.8 の規模を持ち、大すべり域が 1 つのすべり不均質系列の地震活動に設定しているすべり不均質パターンの数は $N_{model} = 10$ であるから、波源断層モデル毎の 30 年発生確率は

$$P_{model} = 4.10 \times 10^{-3} / 10 = 4.10 \times 10^{-4}$$

となる。

以上の手順により求めた 3.11 前 BPT モデルにおける三陸沖北部の地震の地震規模毎、震源域毎、すべり不均質系列毎の 30 年確率を表 4.2-7 に、波源断層モデル毎の 30 年発生確率を表 4.2-8 にそれぞれ示す。

(3) 3.11 後 BPT モデル

評価基準日 2014 年 1 月 1 日時点で、三陸沖北部の地震の地震後経過時間は 45.6 年である。平均発生間隔 97 年と BPT 分布のばらつき $\alpha=0.18$ を用いると 30 年発生確率は 9.64%となる。

3.11 後 BPT モデルにおける三陸沖北部の地震の地震規模毎、震源域毎、すべり不均質系列毎の 30 年発生確率を表 4.2-9 に、波源断層モデル毎の 30 年発生確率を表 4.2-10 にそれぞれ示す。

4.2.1.3 単独領域の地震（宮城県沖の地震）

2011 年に東北地方太平洋沖地震が発生する 10 年前、地震調査委員会(2001)は、宮城県沖の繰り返し発生する地震について、平均発生間隔 37.1 年、発生間隔のばらつき $\alpha=0.177$ で繰り返し発生しており、次の宮城県沖の地震は、単独で起きた場合の地震規模は 7.5 前後、複数が連動した場合で 8.0 前後、今後 30 年以内（2001 年初頭を評価基準日）の地震発生確率を BPT 分布に基づく更新過程を採用し 98%と評価していた。

しかしながら、2011 年に東北地方太平洋沖地震が発生しその震源域に宮城県沖の繰り返し発生する地震の震源域が含まれるため、現段階では地震調査委員会(2011)は「東北地方太平洋沖地震の余効変動が観測され続けている現段階では今後ともどのように歪みが蓄積し、地震がどのような間隔で発生するか不明である」と言及するに留めている。ただし、次の地震の規模については、同委員会によって「複数のアスペリティが同時にすべて M7.4 前後に、別々にすべて M7.1～7.4 になると推定される」と評価されている。

表 4.2-7 3.11 前 BPT モデルにおける三陸沖北部の地震の地震規模毎、震源域毎、すべり不均質系列毎の 30 年発生確率

Mw	相対重み W	M毎の30年発生確率 P_M	M毎の震源域数 N_M	震源域毎の30年発生確率 P_{AREA}	震源域毎のすべり不均質系列数 N_{SER}	すべり不均質系列毎の30年発生確率 P_{SER}
8.4	0.290	1.88E-02	1	1.88E-02	2	9.40E-03
8.5	0.236	1.53E-02	1	1.53E-02	1	1.53E-02
8.6	0.192	1.24E-02	1	1.24E-02	1	1.24E-02
8.7	0.156	1.01E-02	1	1.01E-02	2	5.05E-03
8.8	0.127	8.20E-03	1	8.20E-03	2	4.10E-03
計	1.000	6.48E-02	5	6.48E-02		

図 4.2-8 3.11 前 BPT モデルにおける三陸沖北部の地震の波源断層モデル毎の 30 年発生確率

Mw	すべり不均質系列の種類 (大すべり域数で分類)	波源断層モデルの数 N_{model}	すべり不均質系列毎の30年発生確率 P_{SER}	波源断層モデル毎の30年発生確率 P_{model}
8.4	1個	1	9.40E-03	9.39E-03
	2個以上	1	9.40E-03	9.39E-03
8.5	2個以上	6	1.53E-02	2.54E-03
8.6	2個以上	6	1.24E-02	2.07E-03
8.7	1個	9	5.05E-03	5.60E-03
	2個以上	6	5.05E-03	8.41E-03
8.8	1個	10	4.10E-03	4.10E-03
	2個以上	6	4.10E-03	6.83E-03
計		45		

表 4.2-9 3.11 後 BPT モデルにおける三陸沖北部地震の地震規模毎、震源域毎、すべり不均質系列毎の 30 年発生確率

Mw	相対重み W	M毎の30年発生確率 P_M	M毎の震源域数 N_M	震源域毎の30年発生確率 P_{AREA}	震源域毎のすべり不均質系列数 N_{SER}	すべり不均質系列毎の30年発生確率 P_{SER}
8.4	0.290	2.80E-02	1	2.80E-02	2	1.40E-02
8.5	0.236	2.27E-02	1	2.27E-02	1	2.27E-02
8.6	0.192	1.85E-02	1	1.85E-02	1	1.85E-02
8.7	0.156	1.50E-02	1	1.50E-02	2	7.50E-03
8.8	0.127	1.22E-02	1	1.22E-02	2	6.10E-03
計	1.000	9.64E-02	5	9.64E-02		

表 4.2-10 3.11 後 BPT モデルにおける三陸沖北部地震の波源断層モデル毎の 30 年発生確率

Mw	すべり不均質系列の種類 (大すべり域数で分類)	波源断層モデルの数 N_{model}	すべり不均質系列毎の30年発生確率 P_{SER}	波源断層モデル毎の30年発生確率 P_{model}
8.4	1個	1	1.40E-02	1.40E-02
	2個以上	1	1.40E-02	1.40E-02
8.5	2個以上	6	2.27E-02	3.79E-03
8.6	2個以上	6	1.85E-02	3.08E-03
8.7	1個	9	7.50E-03	8.34E-04
	2個以上	6	7.50E-03	1.25E-03
8.8	1個	10	6.10E-03	6.10E-04
	2個以上	6	6.10E-03	1.02E-03
計		45		

ここでは、宮城県沖の繰り返し発生する地震として Mw7.4 の波源断層モデルを 1 つ作成し（波源断層モデル：JT_M_TYPE2），この波源断層モデルに対して、地震調査委員会(2001, 2011)の評価情報に基づき、宮城県沖の繰り返し発生する地震の 30 年発生確率をそれぞれ以下のとおり設定する（表 4.2-11）。

(1) ポアソンモデル

上述したように、地震調査委員会(2011)は宮城県沖の繰り返し発生する地震の発生間隔は不明と現段階で評価しているが、仮にこれまで通りの発生間隔で宮城県沖の繰り返し地震が発生すると仮定した場合には参考値として「平均発生間隔が 38.0 年」と述べている。ここでは、宮城県沖の繰り返し発生する地震の平均発生間隔を 38.0 年と仮定し年頻度 λ を求めると、

$$\lambda = 1/38 = 2.63 \times 10^{-2}$$

となる。宮城県沖の繰り返し発生する地震の場合、本研究で設定した波源断層モデルの数が 1 つなので、年頻度の分配は行わない。よって、ポアソン過程による 30 年発生確率の値は

$$P_{\text{model}} = 1 - e^{-30 \times (2.63 \times 10^{-2})} = 5.46 \times 10^{-1}$$

である。

(2) 3.11 前 BPT モデル

評価基準日 2011 年 3 月 10 日時点で、宮城県沖の繰り返し発生する地震の地震後経過時間は 35.6 年である（最新活動時期は 1978 年 6 月 12 日）。また、東北地方太平洋沖地震以前には、地震調査委員会(2001)は宮城県沖の繰り返し発生する地震の平均発生間隔を 37.1 年、ばらつきを $\alpha = 0.177$ と評価していた。ここでは 3.11 前 BPT モデルを考えるうえで、平均発生間隔を 37.1 年、ばらつきを $\alpha = 0.177$ と仮定し（表 4.1-2(2)），30 年発生確率を 99.93% と見積もる。宮城県沖の繰り返し発生する地震の波源断層モデルは 1 つのみであるため、この値がそのままモデルの発生確率となる。

(3) 3.11 後 BPT モデル

上述したように、地震調査委員会(2011)は宮城県沖

の繰り返し発生する地震について、東北地方太平洋沖地震の余効変動が継続中なために今後地震がどのような間隔で発生するか不明と判断している。そのため、藤原・他 (2012)による地震ハザード評価における取扱いと同様に、宮城県沖の地震に対してはポアソンモデルで算出した 30 年発生確率 5.46×10^{-2} を 3.11 後 BPT モデルにも用いることとする。

4.2.1.4 単独領域の地震（三陸沖南部海溝寄りの地震）

三陸沖南部海溝寄りの繰り返し発生する地震について、地震調査委員会(2011)は、平均発生間隔が 109 年で繰り返し発生し、次の地震の規模は M7.9 程度と評価している。ここでは、三陸沖南部海溝寄りの地震として Mw7.9 の波源断層モデルを 1 つ作成しており（JT_SS_TYPE2），これに三陸沖南部海溝寄りの地震の発生確率を設定する（表 4.2-11）。

(1) ポアソンモデル

三陸沖南部海溝寄りの繰り返し発生する地震の平均発生間隔 109 年から年頻度 λ を求めると、

$$\lambda = 1/109 = 9.17 \times 10^{-3}$$

となる。三陸南部海溝寄りの地震の場合、モデルの数が 1 つなので、頻度の分配は行わない。よって、地震がポアソン過程に従って発生すると仮定した場合の 30 年発生確率の値は

$$P_{\text{model}} = 1 - e^{-30 \times (9.17 \times 10^{-3})} = 2.41 \times 10^{-1}$$

となる。

(2) 3.11 前 BPT モデル

評価基準日 2011 年 3 月 10 日時点で、三陸南部海溝寄りの地震の地震後経過時間は 116.4 年である（最新活動時期は 1897 年 8 月 5 日）。地震調査委員会(2011)はこの地震について平均発生間隔を 109 年、そのばらつきを $\alpha = 0.19 \sim 0.24$ と推定している。ここでは、同委員会によって推定された平均発生間隔 109 年とばらつきの値として概ね中央値である 0.22 を仮定すると 30 年発生確率は 78.95% となる。三陸南部海溝寄り地震の波源断層モデルは 1 つのみであるため、この値がその

まま同地震の 30 年発生確率となる。

(3) 3.11 後 BPT モデル

評価基準日 2014 年 1 月 1 日時点で、三陸南部海溝寄りの地震の地震後経過時間は 2.8 年である（最新活動時期は 2011 年 3 月 11 日）。平均発生間隔 109 年と BPT 分布のばらつきとして $\alpha=0.22$ を用いると 30 年発生確率は 5.42×10^{-9} となり、ほぼ 0% である。

表 4.2-11 宮城県沖の地震と三陸沖南部海溝寄りの地震の 30 年発生確率

地震名	30年発生確率		
	ポアソン	3.11前BPT	3.11後BPT
宮城県沖の地震	5.46E-01	9.99E-01	5.46E-01
三陸沖南部海溝寄りの地震	2.41E-01	7.89E-01	5.42E-09

4.2.1.5 津波地震

地震調査委員会(2011)は三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震）について、Mt8.6～9.0 の規模の地震が平均発生間隔 103 年で繰り返し発生すると評価している。本研究では、Mt8.6, 8.8, 9.0 相当の津波地震として、3 つの規模の特性化波源断層モデルを海溝軸と平行方向の南北に位置を変えて 1 つの地震規模で 7 パターンずつ計 21 個設定した。

津波地震は地震調査委員会(2011)において、BPT 分布を用いた発生確率の算定が行われていない。そのため、3.11 前 BPT モデルおよび 3.11 後 BPT モデルのいずれでもポアソン過程を仮定し求めた 30 年発生確率で代用することとする。

津波地震の平均発生間隔 103 年から年頻度 λ を求めると、

$$\lambda = 1/103 = 9.71 \times 10^{-3}$$

となる。

21 個の津波地震の特性化波源断層モデルに対し、年頻度の総和が λ となるように重みづけして分配する。重みの値は上述の基本ルールに則って与える。なお、Mt8.6・8.8・9.0 相当の津波地震は、それぞれ Mw が約 8.4, 8.5, 8.6 に相当するため（3.3.5 節）、b 値 0.9 の G-R モデルを仮定して頻度を分配する。21 個の津波地震の

特性化波源断層モデルはすべり不均質パターンが 1 種類（すべり不均質系列が 1 種類）であるため、震源域毎の年頻度がそのまま波源断層モデル毎の年頻度となる。

したがって、規模 Mw8.6(Mt9.0 相当)の津波地震 1 つがポアソン過程に従って発生すると仮定した場合の 30 年発生確率の値は

$$P_{\text{model}} = 1 - e^{-30 \times (3.70 \times 10^{-4})} = 1.11 \times 10^{-2}$$

となる。表 4.2-12 に津波地震の 30 年発生確率を示す。

表 4.2-12 津波地震の 30 年発生確率

Mt	Mw	相対重み W	M毎の年頻度 λ_M	M毎の震源域数 N_M	震源域毎の年頻度 λ_{AREA}	地震毎の 30年発生確率 P_{model}
8.6	8.4	0.404	3.93E-03	7	5.61E-04	1.67E-02
8.8	8.5	0.329	3.19E-03	7	4.56E-04	1.36E-02
9.0	8.6	0.267	2.59E-03	7	3.70E-04	1.11E-02
計		1.000	9.71E-03	21		

4.2.1.6 プレート内地震（正断層型）

三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震（正断層型）（以下、プレート内地震と呼ぶ）は、地震調査委員会(2011)によって M8.2 前後の地震が、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域内のいずれかの場所で、400～750 年の間隔で発生していると評価されている。本研究では、プレート内地震として設定した Mw8.2 の波源断層モデル 14 個に対して、地震調査委員会(2011)で評価された発生間隔 400 年から 750 年の中央値 575 年を平均発生間隔と考え発生確率を算定した。

プレート内地震は地震調査委員会(2011)において、BPT 分布を用いた発生確率の算定が行われていない。そのため、本研究では、ポアソンモデル、3.11 前 BPT モデル、3.11 後 BPT モデルのいずれでも 30 年発生確率は以下のとおりポアソン分布で評価している。

プレート内地震の平均発生間隔 575 年から年頻度 λ を求めると、

$$\lambda = 1/575 = 1.74 \times 10^{-3}$$

となる。

プレート内地震の特性化波源断層モデル数は 14 個であるから地震毎の発生頻度は

$$\lambda_{Eq} = 1.74 \times 10^{-3} / 14 = 1.24 \times 10^{-4}.$$

ここで、プレート内地震にはすべり不均質パターンを 1 種類（すべり不均質系列が 1 種類）のみ設定しているため、この値がそのままモデル毎の発生頻度となる。よって特性化波源断層モデル毎の 30 年発生確率は

$$P_{\text{model}} = 1 - e^{-30 \times (1.24 \times 10^{-4})} = 3.72 \times 10^{-3}$$

である。

4.2.2 長期評価されていない地震の発生確率

地震調査委員会(2011)によって震源の位置や規模、発生間隔が評価されていない地震として、本研究では次の 3 種類を考えている（3.4 節参照）。

4.2.2.1 最大クラスの地震

東北地方太平洋沖地震の震源域である、三陸沖中部

から茨城県沖の領域を含み、そこからさらに三陸沖北部及び房総沖の領域まで震源域が広がった連動型の地震を本研究で独自に日本海溝沿いで発生する最大クラスの地震として定義している。最大クラスの地震の規模は Mw9.0～9.4 で、モデルの数は 98 個である（表 3.4-2）。

4.2.2.2 その他の連動型地震

本研究では、東北地方太平洋沖型の地震および最大クラスの地震以外の連動型地震として、「その他の連動型地震」を考え、次の 2 種類を設定している。

- 1) 「東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれない領域を含む連動型地震」（以下、その他の連動型地震①）
- 2) 「東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる連動型地震」（以下、その他の連動型地震②）

その他の連動型地震①の規模は Mw8.3～9.2 でモデルの数は 185 個、その他の連動型地震②の規模は Mw8.2～8.9 でモデルの数は 100 個である（表 3.4-2）。

4.2.2.3 震源を特定しにくい地震

背景的な地震活動に含まれる地震であって、発生位置を特定するのが困難な地震を、本報告書では、震源を特定しにくい地震と呼ぶ。このため、3.2 節で設定したような領域区分とは無関係に、太平洋プレート上面に沿ってこれを埋め尽くすように、震源を特定しにくい地震の波源断層モデルを設定している。本研究で設定した震源を特定しにくい地震の規模は Mw7.0～8.3 に亘っており、その特性化波源断層モデルの総数は 1,319 個である（表 3.4-3）。震源を特定しにくい地震では、大すべり域が震源域の中央に存在するすべり不均質パターンを 1 種類（すべり不均質系列が 1 種類）のみ設定している。

4.2.2.4 長期評価されていない地震の発生確率の設定

4.2.2.1～4.2.2.3 で説明した 3 種類の地震に関しては、日本海溝沿いでの過去の地震活動から推定される規模別頻度分布すなわち G-R 則を仮定して、地震発生確率の設定を行う。日本海溝沿いでの過去の地震活動についての検討は地震ハザード評価（防災科学技術研究

所, 2012) で既に行われており, 1885 年以降の日本海溝沿いで発生した地震活動データに基づき, Mw7.6 以上の地震の年頻度は 4.80×10^{-2} とされている. 本研究では, Mw7.6 以上の地震については, この年頻度に基づき $b=0.9$ の G-R 則を仮定して発生頻度を分配する. Mw7.0 ~ 7.5 の地震については, Mw7.6 の地震の頻度を基に, $b=0.9$ の G-R 則を仮定して発生頻度の値を外挿する. これにより三陸沖北部から房総沖の全領域で発生する Mw7.0 以上のすべての地震の年頻度 λ は

$$\lambda = 1.69 \times 10^{-1}$$

となる. 本研究ではこの λ の値を, 地震調査委員会 (2011) で評価されていない地震, すなわち最大クラスの地震, その他の連動型地震, 震源を特定しにくい地震の 3 種類の地震群に割りふる.

以下に発生頻度の分配及びポアソン過程による発生確率算出の詳細を示す.

最大クラスの地震, その他の連動型地震, 震源を特定しにくい地震の 3 種類の地震群の集合全体に設定した地震規模は Mw7.0~9.4 である. 本研究では, この 3 種類の地震群を 1 つの集合と考え, この集合について $b=0.9$ の G-R モデルを仮定してまず地震規模毎に相対重みを計算する. ここで, Mw8.0 以下の地震は地震規模を 0.2 間隔で設定しているため, 地震が設定されていない地震規模の発生頻度は 1 つ下の地震規模へと分配することとする. こうして得られた分配後の相対重み W' と Mw7.0 以上のすべての地震の年頻度 $\lambda = 1.69 \times 10^{-1}$ より, 地震規模 (M) 毎の年頻度 λ_M が計算される.

$$\lambda_M = W' \times \lambda$$

次に, 複数の震源域が同じ地震規模を有する場合, 地震規模毎の年頻度 λ_M を複数の震源域に等重みで分配する. よって震源域毎の年頻度は

$$\lambda_{AREA} = \lambda_M / N_{AREA}$$

となる (表 4.2-13).

震源を特定しにくい地震は, すべり不均質パターンとして断層中央に大すべり域を一個配置するパターンを 1 種類のみ設定したため, 特性化波源断層モデル

毎の年頻度は震源域毎の年頻度と同じ値となる. よってモデル毎の 30 年発生確率の値は次式によって計算される.

表 4.2-13 地震調査委員会(2011)で評価されていない地震の発生頻度

Mw	相対重み W	相対重み分配後 W'	M毎の年頻度 λ_M	M毎の震源域数 N_M					震源域毎の年頻度 λ_{AREA}
				最大クラスの地震	その他の地震 (1)	その他の地震 (2)	震源を特定しにくい地震	小計	
7.0	0.188	0.341	5.76E-02				500	500	1.05E-04
7.1	0.153	-	-					-	-
7.2	0.124	0.225	3.81E-02				294	294	1.29E-04
7.3	0.101	-	-					-	-
7.4	0.082	0.149	2.51E-02				179	179	1.40E-04
7.5	0.067	-	-					-	-
7.6	0.054	0.098	1.66E-02				125	125	1.33E-04
7.7	0.044	-	-					-	-
7.8	0.036	0.065	1.10E-02				72	72	1.52E-04
7.9	0.029	-	-					-	-
8.0	0.024	0.024	4.00E-03				41	41	9.76E-05
8.1	0.019	0.019	3.25E-03				28	28	1.16E-04
8.2	0.016	0.016	2.64E-03			1	17	18	1.47E-04
8.3	0.013	0.013	2.15E-03		1	2	13	16	1.34E-04
8.4	0.010	0.010	1.75E-03			2		2	8.73E-04
8.5	0.008	0.008	1.42E-03		1	2		3	4.73E-04
8.6	0.007	0.007	1.15E-03		1	2		3	3.85E-04
8.7	0.006	0.006	9.38E-04			1		1	9.38E-04
8.8	0.005	0.005	7.62E-04		3	1		4	1.91E-04
8.9	0.004	0.004	6.19E-04		1	1		2	3.10E-04
9.0	0.003	0.003	5.04E-04	1	3			4	1.26E-04
9.1	0.002	0.002	4.09E-04	1	3			4	1.02E-04
9.2	0.002	0.002	3.33E-04	2	1			3	1.11E-04
9.3	0.002	0.002	2.70E-04	1				1	2.70E-04
9.4	0.001	0.001	2.20E-04	1				1	2.20E-04
計	1.000	1.000	1.69E-01	6	14	12	1269	1301	

$$P_{\text{model}} = 1 - e^{-30 \lambda_{AREA}}$$

震源を特定しにくい地震の波源断層モデル毎の年頻度を, 表 4.2-13 の震源域毎の年頻度の欄に記載した.

最大クラスの地震及びその他の連動型地震は, 1 つの震源域に対して複数のすべり不均質パターンを設定している. ここでは, 震源域毎に設定された年頻度 λ_{AREA} を震源域毎のすべり不均質パターンの数 N_{model} で除することで波源断層モデル毎の発生頻度 λ_{model} とし, この値から波源断層モデル毎の 30 年発生確率を算出する.

$$P_{\text{model}} = 1 - e^{-30 \lambda_{AREA} / N_{\text{model}}}$$

以上の方法により計算した最大クラスの地震, その他の連動型地震の 30 年発生確率の一覧を表 4.2-14 に示す.

表 4.2-14 地震調査委員会(2011)で評価されていない地震の 30 年発生確率

地震の種類	M_w	震源域 (領域番号*)	波源断層モデルの数 N_{model}	震源域毎 年頻度 λ_{AREA}	波源断層 モデル毎 年頻度 λ_{model}	波源断層 モデル毎 30年確率 P_{model}
最大クラス	9.0	三陸沖中部から房総沖(2~7)	11	1.26E-04	1.14E-05	3.43E-04
	9.1	三陸沖北部から茨城県沖(1~6)	11	1.02E-04	9.30E-06	2.79E-04
	9.2	三陸沖北部から房総沖(1~7)	9	1.11E-04	1.23E-05	3.70E-04
	9.2	三陸沖中部から房総沖、並びにそれらの海溝寄り領域(2~7, 9~13)	22	1.11E-04	5.04E-06	1.51E-04
	9.3	三陸沖北部から茨城県沖、並びにそれらの海溝寄り領域(1~6, 8~12)	22	2.70E-04	1.23E-05	3.69E-04
	9.4	三陸沖から房総沖、並びにそれらの海溝寄り領域(1~13)	23	2.20E-04	9.56E-06	2.87E-04
その他の地震①	8.3	房総沖の領域(7)	9	1.34E-04	1.49E-05	4.47E-04
	8.5	房総沖から房総沖海溝寄り(7, 13)	10	4.73E-04	4.73E-05	1.42E-03
	8.6	茨城県沖から房総沖(6, 7)	9	3.85E-04	4.27E-05	1.28E-03
	8.8	福島県沖から房総沖(5~7)	9	1.91E-04	2.12E-05	6.35E-04
	8.8	三陸沖北部から三陸沖中部(1, 2)	9	1.91E-04	2.12E-05	6.35E-04
	8.8	茨城県沖から房総沖、並びにそれらの海溝寄り領域(6, 7, 12, 13)	14	1.91E-04	1.36E-05	4.08E-04
	8.9	宮城県沖から房総沖(3~7)	15	3.10E-04	2.06E-05	6.19E-04
	9.0	三陸沖北部から三陸沖南部海溝寄り(1~4)	9	1.26E-04	1.40E-05	4.20E-04
	9.0	福島県沖から房総沖、並びにそれらの海溝寄り領域(5~7, 11~13)	14	1.26E-04	8.99E-06	2.70E-04
	9.0	三陸沖北部から三陸沖中部、並びにそれらの海溝寄り領域(1, 2, 8, 9)	14	1.26E-04	8.99E-06	2.70E-04
	9.1	三陸沖北部から福島県沖(1~5)	15	1.02E-04	6.82E-06	2.05E-04
	9.1	宮城県沖から房総沖、並びにそれらの海溝寄り領域(3~7, 10~13)	22	1.02E-04	4.65E-06	1.40E-04
	9.1	三陸沖北部から三陸沖南部海溝寄り、並びにそれらの海溝寄り領域(1~4, 6~10)	14	1.02E-04	7.31E-06	2.19E-04
	9.2	三陸沖北部から福島県沖、並びにそれらの海溝寄り領域(1~5, 8~11)	22	1.11E-04	5.04E-06	1.51E-04
	8.2	福島県沖(5)	3	1.47E-04	4.89E-05	1.47E-03
その他の地震②	8.3	三陸沖中部(2)	3	1.34E-04	4.47E-05	1.34E-03
	8.3	茨城県沖(6)	9	1.34E-04	1.49E-05	4.47E-04
	8.4	福島県沖および福島県沖海溝寄り(5, 11)	6	8.73E-04	1.45E-04	4.36E-03
	8.4	宮城県沖および三陸沖南部海溝寄り(3)	9	8.73E-04	9.70E-05	2.91E-03
	8.5	三陸沖中部および三陸沖中部海溝寄り(2, 9)	6	4.73E-04	7.88E-05	2.36E-03
	8.5	茨城県沖および茨城県沖海溝寄り(6, 12)	8	4.73E-04	5.91E-05	1.77E-03
	8.6	福島県沖から茨城県沖(5, 6)	9	3.85E-04	4.27E-05	1.28E-03
	8.6	宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り、宮城県沖海溝寄り(3, 4, 10)	10	3.85E-04	3.85E-05	1.15E-03
	8.7	三陸沖中部、宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り(2, 3, 4)	9	9.38E-04	1.04E-04	3.12E-03
	8.8	福島県沖から茨城県沖、並びにそれらの海溝寄り領域(5, 6, 11, 12)	14	1.91E-04	1.36E-05	4.08E-04
	8.9	三陸沖中部から宮城県沖、並びにそれらの海溝寄り領域(2~4, 9, 10)	14	3.10E-04	2.21E-05	6.64E-04

*1 領域番号は図3.2-2を参照

4.2.3 設定した発生確率の確認

地震調査委員会(2011)で評価された地震及び評価されていない地震のすべての特性化波源断層モデルに、前節で発生確率を設定した。ここでは、設定した発生確率全体を発生頻度分布の形で確認する。図 4.2-1 に、4.2.1 節および 4.2.2 節で設定したすべての特性化波源断層モデルで表現された地震の規模別頻度分布を示す。同図では、ポアソンモデルの発生確率に対応する年頻度を用いて作図している。確率の設定条件として

地震の発生頻度勾配($b=0.9$)を用いていることから、年頻度の勾配は概ね一致している。年頻度の値が地震種類毎に若干上下しているが、これは地震調査委員会(2011)で評価された地震は同委員会 で推定された平均発生間隔をもとに頻度を設定していることによる。

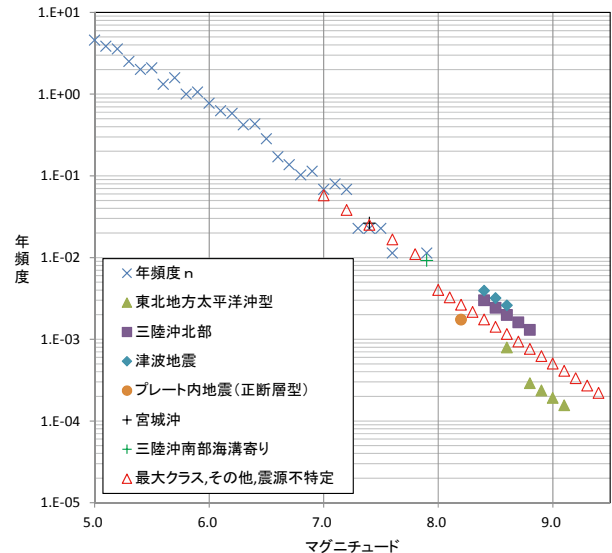


図 4.2-1 日本海溝における 1923 年から 2010 年末までの M5 以上、深さ 60 km 以浅の地震の年頻度(x)と日本海溝で設定した特性化波源断層モデル群の年頻度

4.3 ハザードカーブの作成

4.3.1 計算条件

まず 3 章で設定した各特性化波源断層モデル個々について津波予測計算を実施し、ハザード評価地点である汀線メッシュでの津波の「最大水位上昇量」を求める。ここで、最大水位上昇量は、地震直後の静水面(地震直前に T.P.O m に位置していた静水面が地殻変動によって沈降あるいは隆起した静水面)から測った津波の最大水位と定義する。計算された最大水位上昇量はある確率変数のある実現値であると考え、実際の最大水位上昇量はこの値の回りにばらつくと考え。本研究では、そのばらつきを次の 2 種類のばらつき、すなわち予測計算された最大水位上昇量の再現性に関わるばらつきとすべり不均質に関わるばらつき、として考慮し、ある地点での最大水位上昇量の確率分布を求める。ハザードカーブを計算する。

今後 30 年以内に、 k 番目の特性化波源断層モデルから生じた津波によってある地点の最大水位上昇量 H

がある基準 h を超える確率（30 年超過確率）は次式で求められる。

$$P_k(H \geq h) = P(H \geq h | E_k) P_{30}(E_k)$$

ここで、

$P_k(H \geq h)$: k 番目の特性化波源断層モデルの地震によってある地点の最大水位上昇量 H が基準 h を超える 30 年超過確率、

$P(H \geq h | E_k)$: k 番目の特性化波源断層モデルの地震 E_k が発生したときに、ある地点の最大水位上昇量 H が基準 h を超える確率（条件付超過確率）、

$P_{30}(E_k)$: 今後 30 年以内に k 番目の特性化波源断層モデルの地震 E_k が発生する確率（30 年発生確率）である。

本報告書では、震源を特定しにくい地震、津波地震、プレート内地震（正断層型）から計算される最大水位上昇量については、計算誤差のばらつき $\sigma_{\text{再現誤差}}$ に加え、すべり不均質のばらつき $\sigma_{\text{すべり不均質}}$ も推定値に与える。これらの地震の特性化波源断層モデルは大すべり域を断層中央に 1 つだけ与えているので、断層のすべり不均質によって生じる最大水位上昇量のばらつきを $\sigma_{\text{すべり不均質}}$ を導入することによって表現する必要があるからである。したがって上記 3 種類の地震から計算される最大水位上昇量に与えるばらつき σ は誤差の伝播則を用いて

$$\begin{aligned}\sigma &= (\sigma_{\text{再現誤差}}^2 + \sigma_{\text{すべり不均質}}^2)^{1/2} \\ &= (0.13^2 + 0.09^2)^{1/2} \\ &= 0.1581\end{aligned}$$

となる。

上記 3 種類以外の地震では、断層の不均質すべりを実際に大すべり域を設定することでモデル化して考慮しているため、再現誤差のばらつき $\sigma_{\text{再現誤差}}$ のみを考慮する。よって、上記 3 種類以外の地震から計算される最大水位上昇量のばらつきの値は $\sigma=0.13$ となる。

ばらつきの打ち切り範囲は $\pm 3\sigma$ とし、ハザードカーブはその評価地点での最大水位上昇量が 1m 以上となった特性化波源断層モデルの津波予測計算結果のみを用いて計算した。

ある波源断層モデルの地震からある地点に生じる

最大水位上昇量の確率分布として、最大水位上昇量の値 h_{max} を中央値、上記の不確かさ σ （自然対数標準偏差）をばらつきとする対数正規分布を仮定して、波源断層モデル毎の条件付超過確率を求める。このとき、ハザードカーブの計算に用いる対数正規分布の確率密度関数 $f(h)$ は、

$$g(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma x} e^{-\frac{(\ln x - \mu)^2}{2\sigma^2}}$$

として、

$$f(h) = \begin{cases} \frac{g(h)}{\int_{\mu-3\sigma}^{\mu+3\sigma} g(x) dx} & (\mu-3\sigma \leq \ln h \leq \mu+3\sigma) \\ 0 & (\ln h < \mu-3\sigma \text{ または } \mu+3\sigma < \ln h) \end{cases}$$

ここで、

$$\mu = \ln h_{\text{max}} \quad (h_{\text{max}} \geq 1\text{m})$$

である。

地点ごとに、各波源断層モデルの地震によって生じる津波の 30 年超過確率 $P_k = P_k(H \geq h)$ を求め、波源断層モデルの地震すべてによって生じる津波の 30 年超過

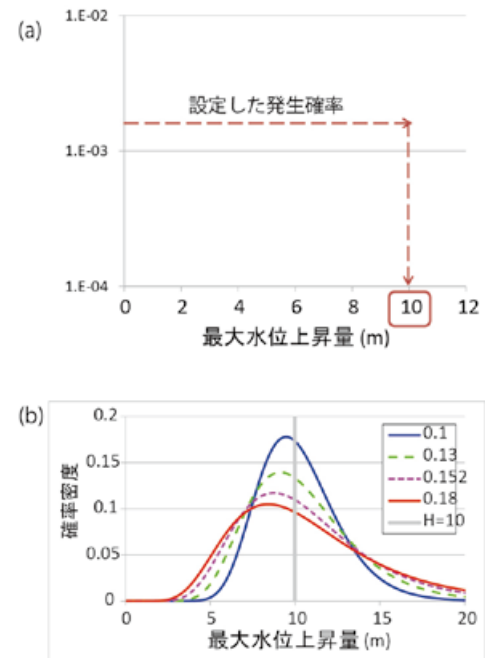


図 4.3-1 計算された最大水位上昇量から、その上昇量が生じる確率分布を求める計算過程の概念図。(a) 最大水位上昇量に不確かさを考慮しない場合（1 つの波源断層モデルからある地点の最大水位上昇量を計算し、それを決定論的に用いる場合）。(b) 不確かさを考慮した場合。ばらつき σ の値が大きくなるほど確率分布の裾が広がる。

確率 $P = P(H \geq h)$ は,

$$P = 1 - \prod (1 - P_k)$$

と表すことができる。本節での説明を補強するために、ハザードカーブを計算する際にばらつきをどのように考慮しているのかについて図 4.3-1 に概念図を示す。

4.3.2 ハザードカーブの作成結果

ハザードを評価した地点を図 4.3-2 に示す。

例として、図 4.3-3 から図 4.3-17 に、図 4.3-2 に示した各ハザード評価地点ごとのハザードカーブを示す。各図とも、1 評価地点につき、ポアソンモデル、3.11 前 BPT モデル、3.11 後 BPT モデルの 3 種類のハザードカーブを示した。さらに地震種類ごとに寄与が把握できるよう、まず地震の種類別にハザードカーブを作成したのち、それらを合成して最終的なハザードカーブを計算している。

ハザードカーブの作成地点と図番号の対応は次の通りである。

- | | |
|--------------|----------|
| 1. 千葉県御宿町 | 図 4.3-3 |
| 2. 千葉県旭市 | 図 4.3-4 |
| 3. 茨城県神栖市 | 図 4.3-5 |
| 4. 茨城県日立市 | 図 4.3-6 |
| 5. 福島県いわき市 | 図 4.3-7 |
| 6. 福島県相馬市 | 図 4.3-8 |
| 7. 宮城県仙台市 | 図 4.3-9 |
| 8. 宮城県石巻市 | 図 4.3-10 |
| 9. 宮城県石巻市雄勝町 | 図 4.3-11 |
| 10. 岩手県陸前高田市 | 図 4.3-12 |
| 11. 岩手県久慈市 | 図 4.3-13 |
| 12. 青森県八戸市 | 図 4.3-14 |
| 13. 青森県六ヶ所村泊 | 図 4.3-15 |
| 14. 北海道苫小牧市 | 図 4.3-16 |
| 15. 北海道釧路市 | 図 4.3-17 |

先述したように、ハザードカーブは、評価地点での最大水位上昇量が 1 m 以上となった特性化波源断層モデルの津波予測計算結果のみを用いて合成されてい

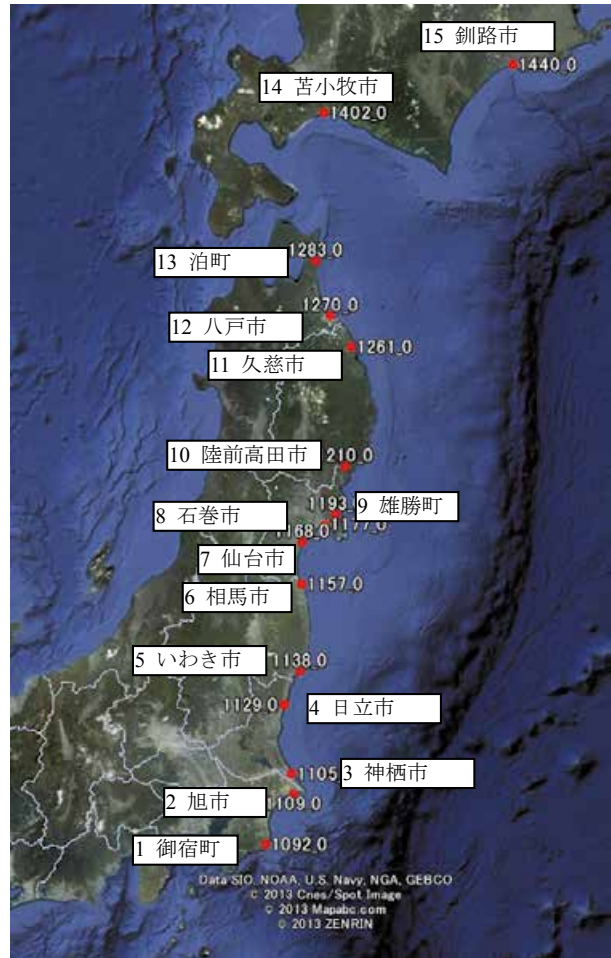


図 4.3-2 ハザード評価を例示した地点の位置

る。言い方を变えると、最大水位上昇量が 1 m 未満となった津波予測計算結果は考慮されていない。したがって、図 4.3-3 から図 4.3-17 で 1 m 未満の区間に表示されているハザードカーブは見かけ上表示されているに過ぎず、この区間の 30 年超過確率は参照することはできない。また、ハザードカーブ合成の際に考慮した計算結果が最大水位上昇量が 1 m 以上のものであること、並びに最大水位上昇量の不確かさ σ の大きさとして 0.13 あるいは 0.16 を採用していることを考慮すると、ハザード情報として使用できるのは最大水位上昇量 3 m 以上の区間であると考えられることに注意されたい。

御宿町(図 4.3-3)においては、最大水位上昇量が 10 m 程度以下の場合には、震源を特定しにくい地震や津波地震による影響が相対的に大きく、最大水位上昇量が 10 m 以上になると、東北地方太平洋沖型の地震の領域以外の領域を含む地震からの寄与が卓越する。10 m 以

上でこの地震からの寄与が高くなるは、直接的には房総沖の領域を含む領域連動型の地震のためである。

いわき市(図 4.3-7)や仙台市(図 4.3-9)では、最大水位上昇量が 10 m を越える津波としては、最大クラスの地震からの寄与が顕著である。しかし、石巻市雄勝町(図 4.3-11)では、最大クラスの地震のみならず、多様な領域連動型の地震からの寄与も無視できない結果となっている。さらに北方の久慈市(図 4.3-13)や八戸市(図 4.3-14)では、最大クラスの地震等による場合よりも三陸沖北部の地震を含む単独領域の地震からの寄与が上回る評価となっている。このように、日本海溝に面する太平洋沿岸の広範囲にわたって、最大クラスの地震群による影響が大きいものの、その一方で評価地点に近い海域で巨大な地震が発生しうることには、その影響も加味されて、さらにハザードとしては大きくなる傾向が見て取れる。

各地点においては、ハザード評価地点でのハザードカーブと近傍の 10 地点(最少計算格子である 50 m メッシュを単位として、当該ハザード評価地点から沿岸に沿って両側 5 地点ずつ計 10 地点)でのハザードカーブとをそれぞれの確率モデル毎に比較した(図 4.3-3 から図 4.3-17 までの各図の (2))。ここに示した 15 例の中では、そのほとんどが近隣の評価地点間でハザードカーブの差は狭い範囲に収まっていることが示されているが、「2 旭市」のみは隣接する地点でかなり評価結果が異なる可能性があることを示している。ハザードカーブが評価地点とこれに隣接する地点で大きく変化している場合には、地形的に最大水位上昇量が大きく変わりうる場所であることを示しているが、旭市の場合、ほとんどが津波が北方より伝播するケースであり、犬吠崎の影響により最大水位上昇が回折波などによってもたらされている可能性がある。このため近接する地点同士にも関わらず最大水位の現れ方が大きく異なっているのかもしれない。このような場所では、さらにきめ細かなハザード評価が必要になってくる可能性がある。このように、空間方向のハザードの変化に着目することも重要なハザードの指標になりうる。

なお、「14 苦小牧」(図 4.3-16) および「15 釧路」

(図 4.3-17)の2地点については、将来的に千島海溝沿いで発生する地震津波に関する評価が行われた場合に、その評価を今回試作した日本海溝沿いに発生する津波からの評価分と適切に合成すべきであるので今回は、あくまでも参考値である。同様に、「1 御宿町」(図 4.3-3)や「2 旭市」(図 4.3-4)なども、相模トラフや伊豆小笠原海溝に発生する地震津波の評価を含めて考慮すべきものであることに留意されたい。

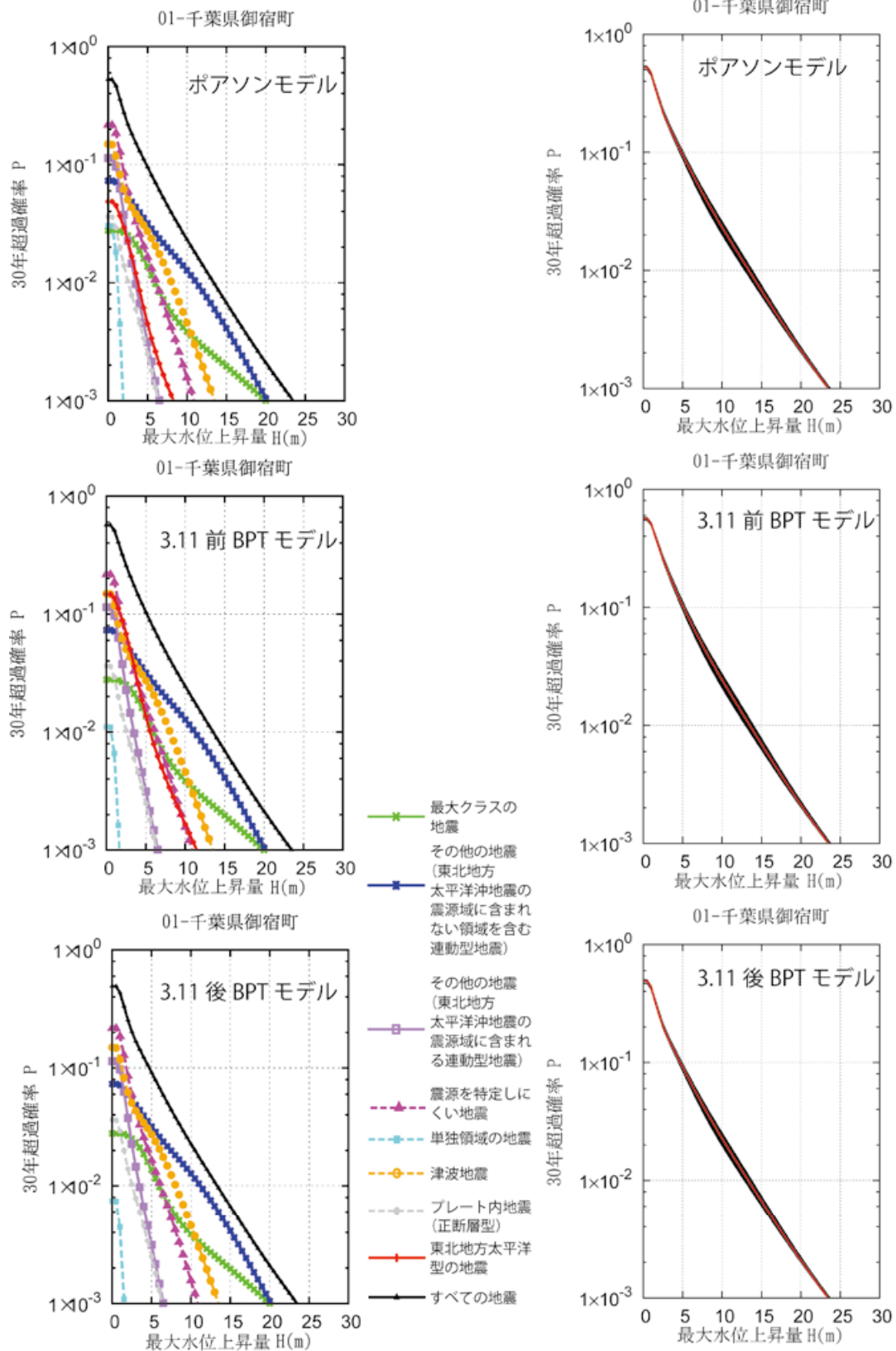


図 4.3-3(1) 千葉県御宿町での地震種類別のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

図 4.3-3(2) 千葉県御宿町での評価点近傍のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

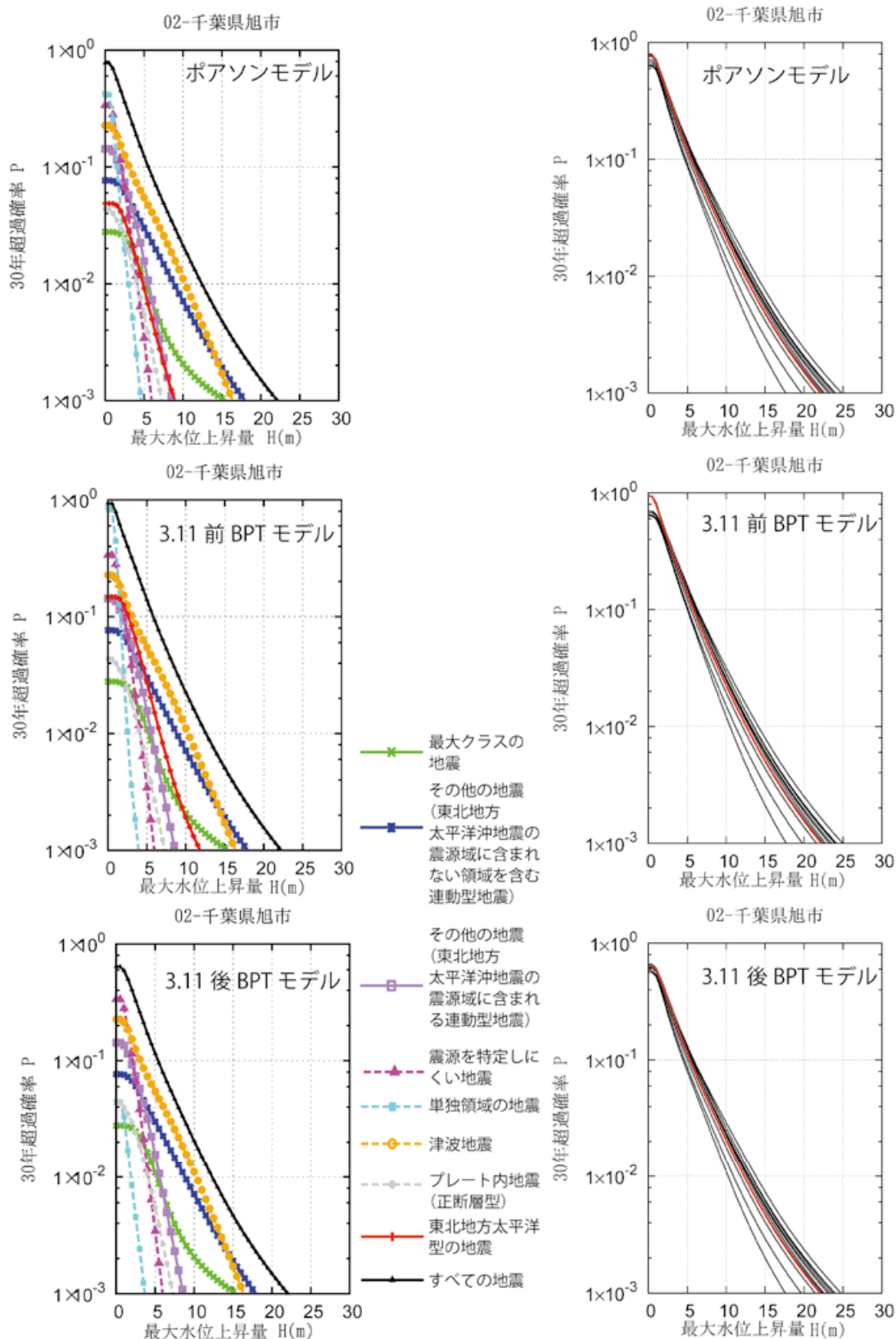


図 4.3-4(1) 千葉県旭市での地震種類別のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

図 4.3-4(2) 千葉県旭市での評価点近傍のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

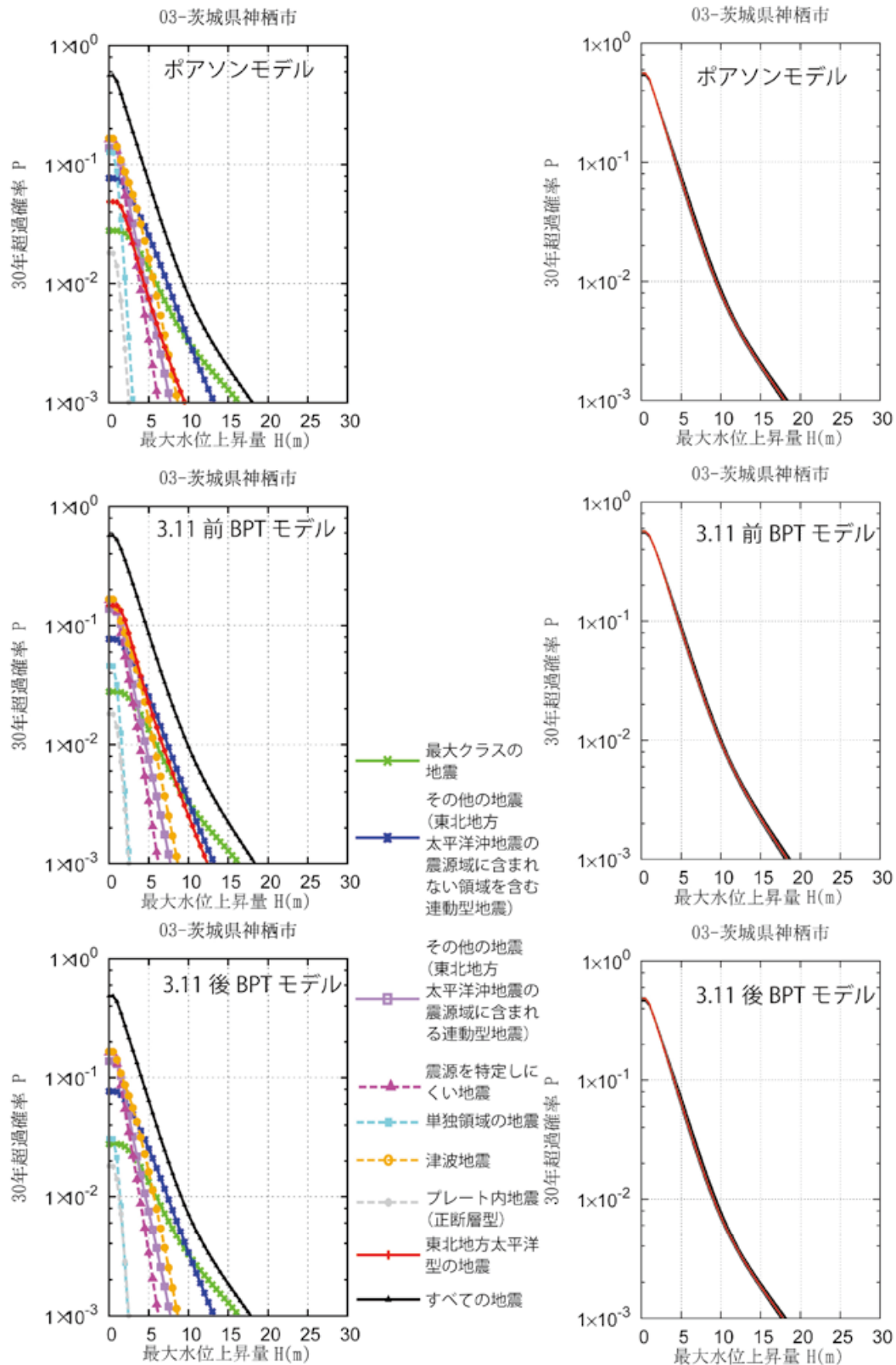


図 4.3-5(1) 茨城県神栖市での地震種類別のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

図 4.3-5(2) 茨城県神栖市での評価点近傍のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

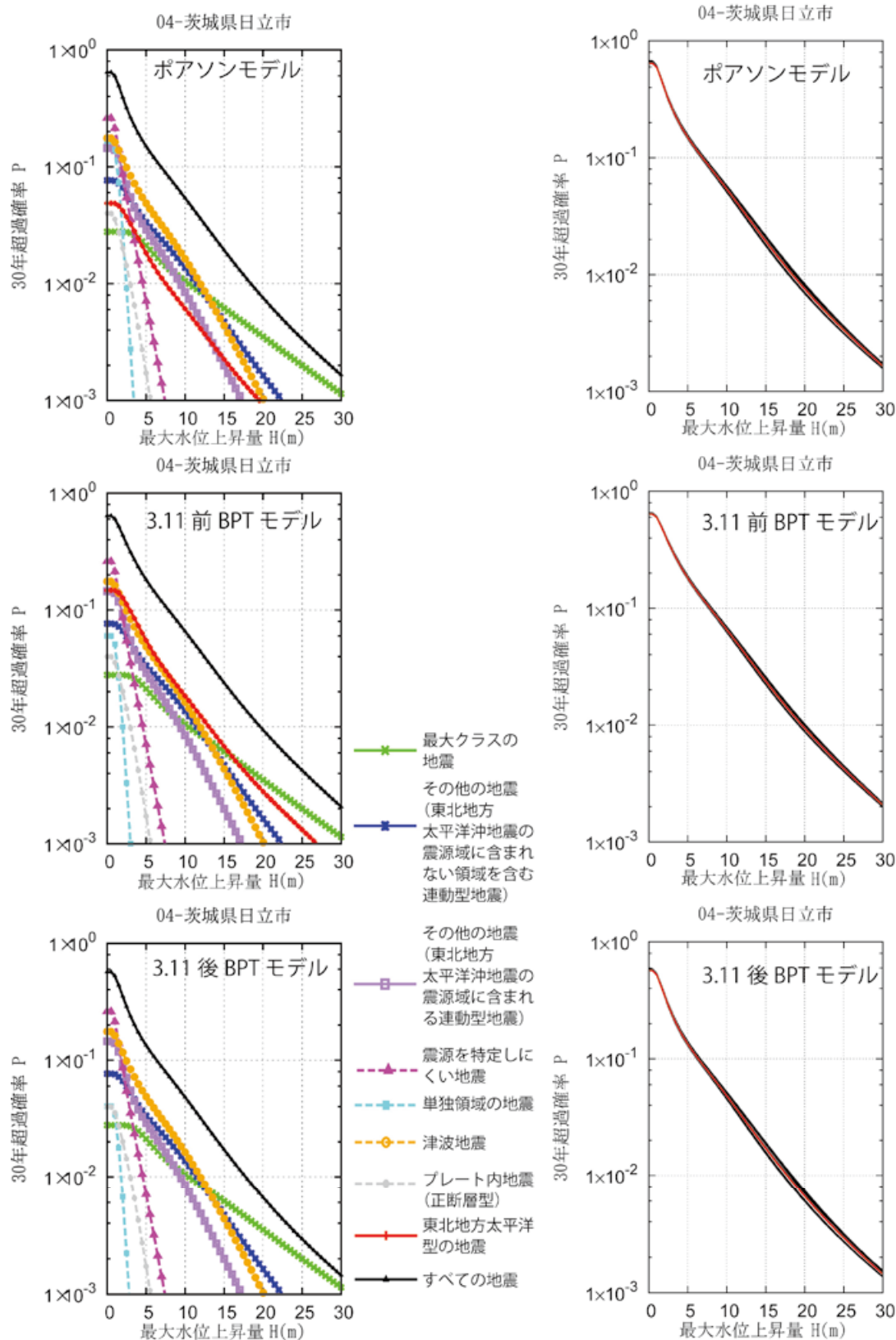


図 4.3-6(1) 茨城県日立市での地震種類別のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

図 4.3-6(2) 茨城県日立市での評価点近傍のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

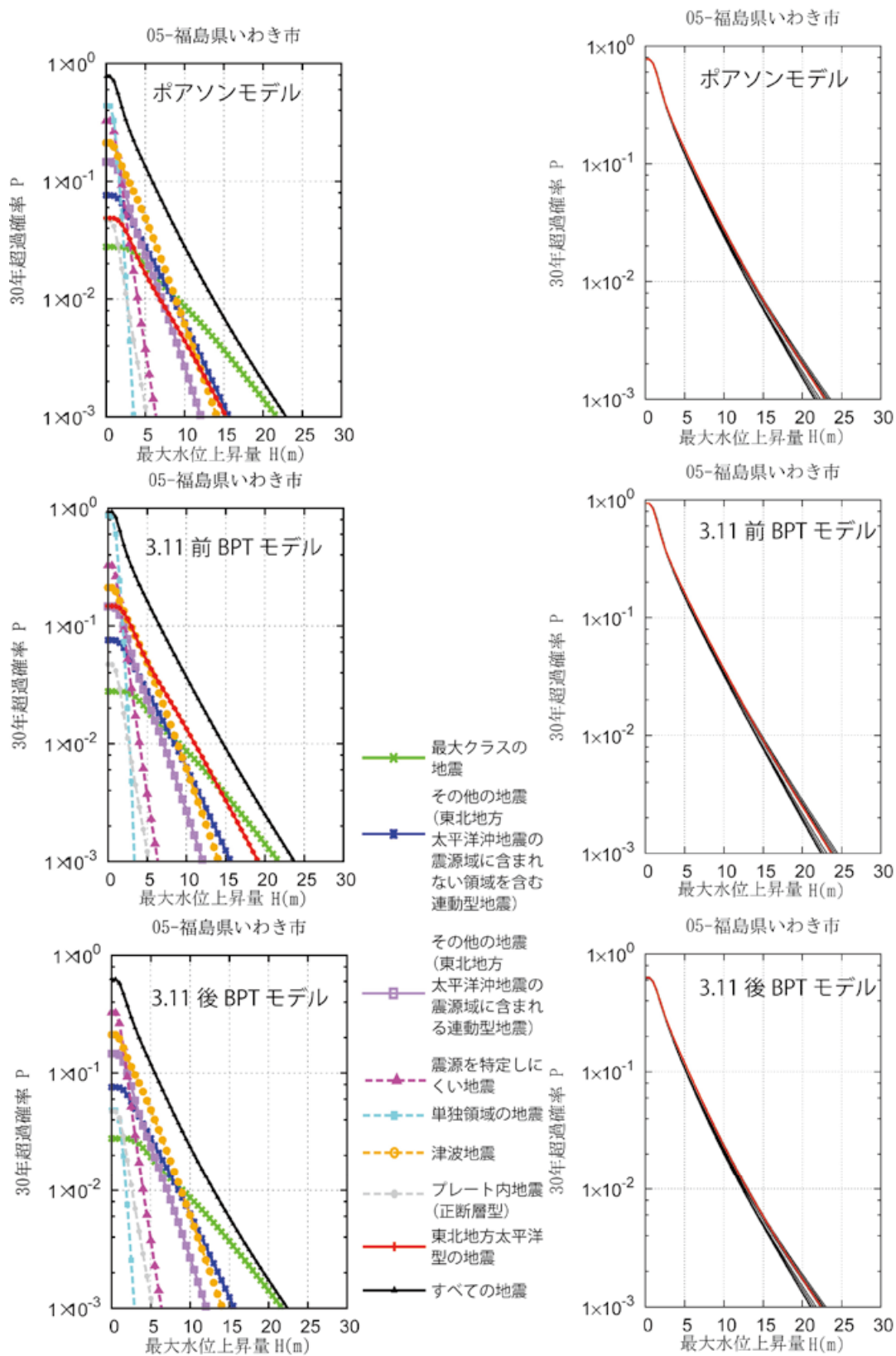


図 4.3-7(1) 福島県いわき市での地震種類別のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

図 4.3-7(2) 福島県いわき市での評価点近傍のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

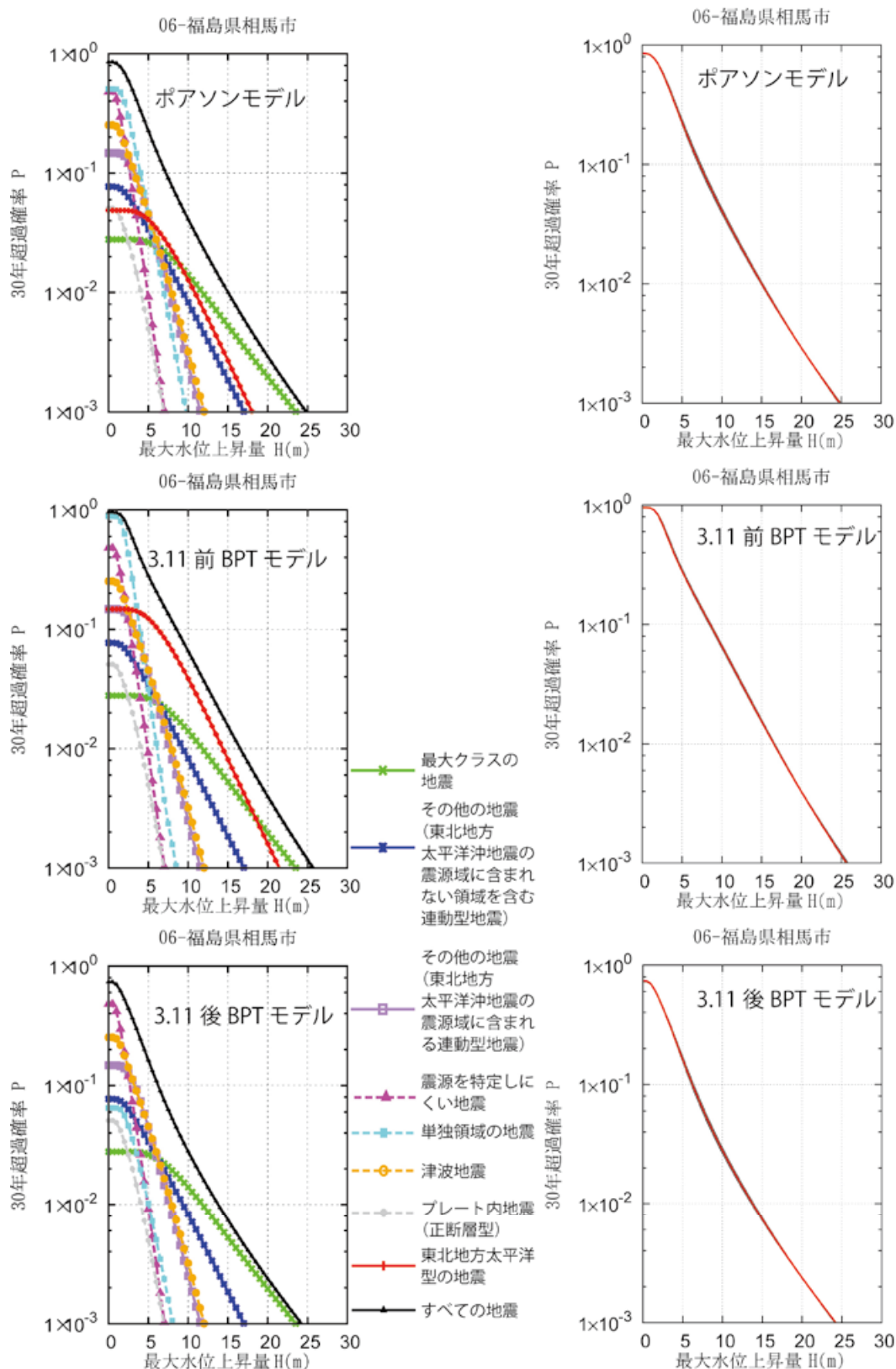
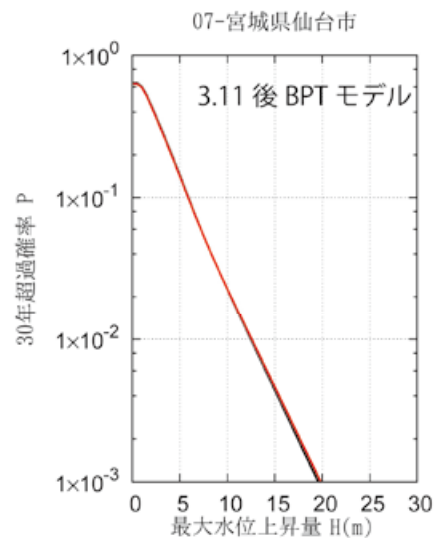
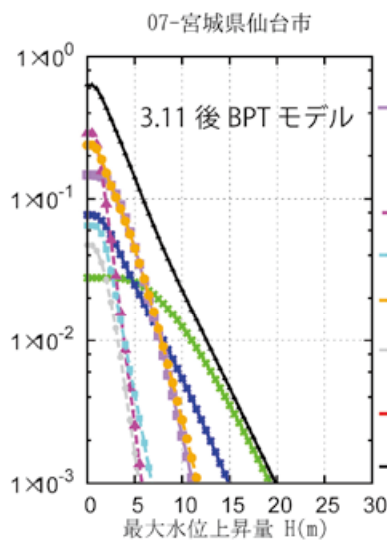
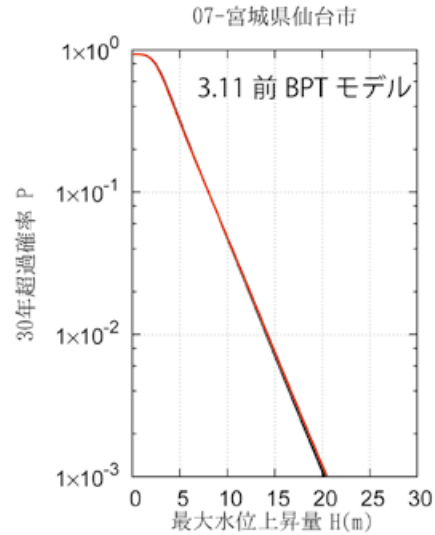
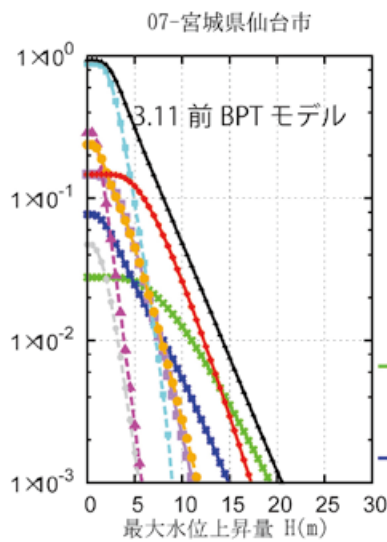
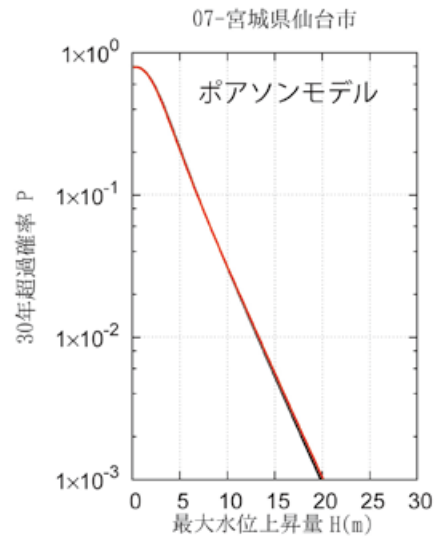
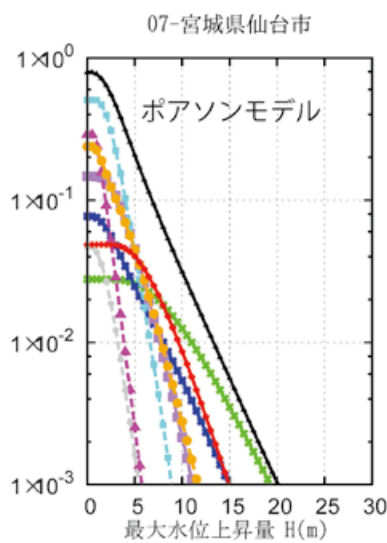


図 4.3-8(1) 福島県相馬市での地震種類別のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

図 4.3-8(2) 福島県相馬市での評価点近傍のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル



- *— 最大クラスの地震
- その他の地震 (東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれない領域を含む連動型地震)
- その他の地震 (東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる連動型地震)
- ▲— 震源を特定しにくい地震
- 単独領域の地震
- ◇— 津波地震
- プレート内地震 (正断層型)
- 東北地方太平洋型の地震
- すべての地震

図 4.3-9(1) 宮城県仙台市での地震種類別のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

図 4.3-9(2) 宮城県仙台市での評価点近傍のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

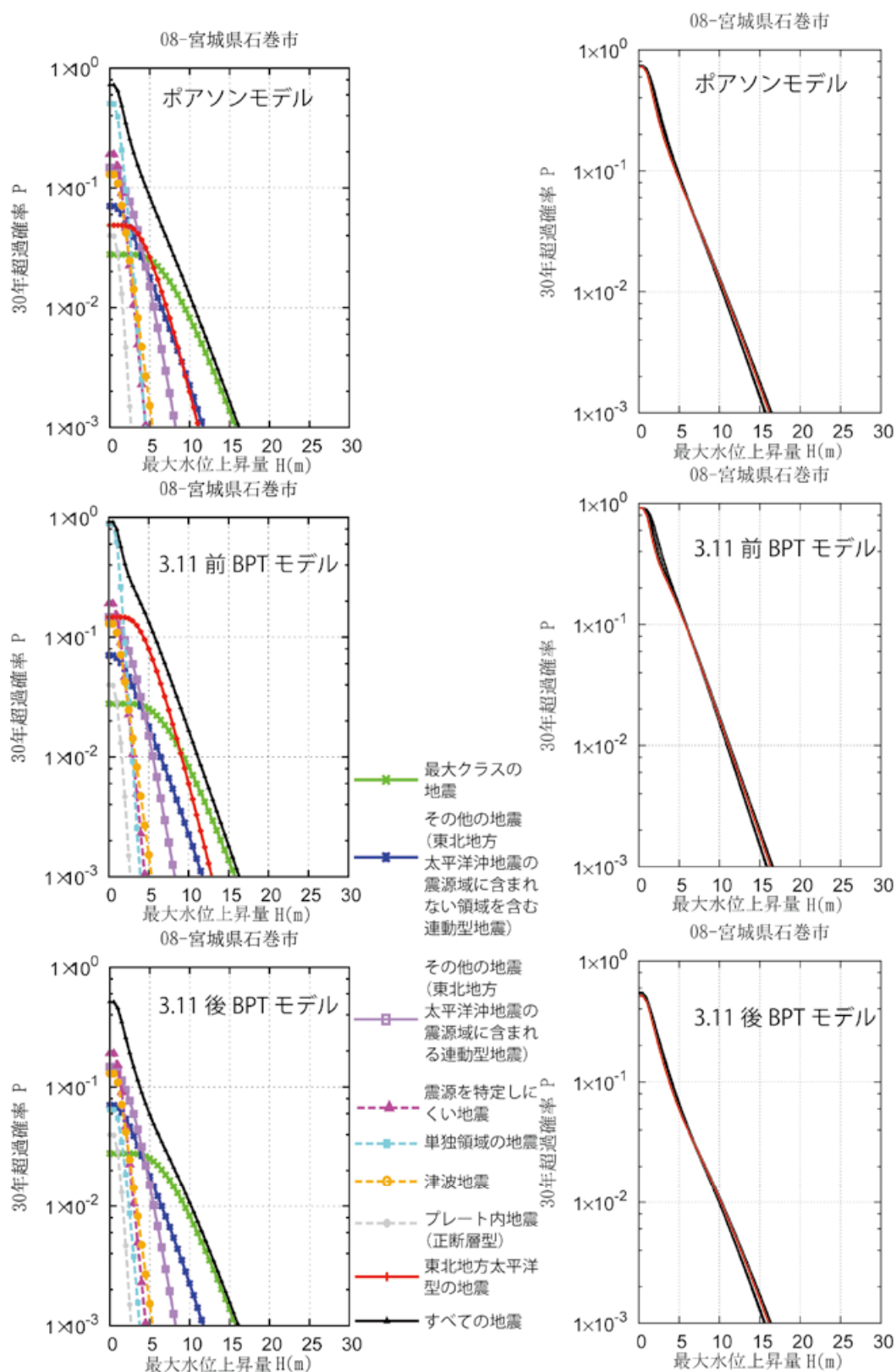


図 4.3-10(1) 宮城県石巻市での地震種類別のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

図 4.3-10(2) 宮城県石巻市での評価点近傍のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

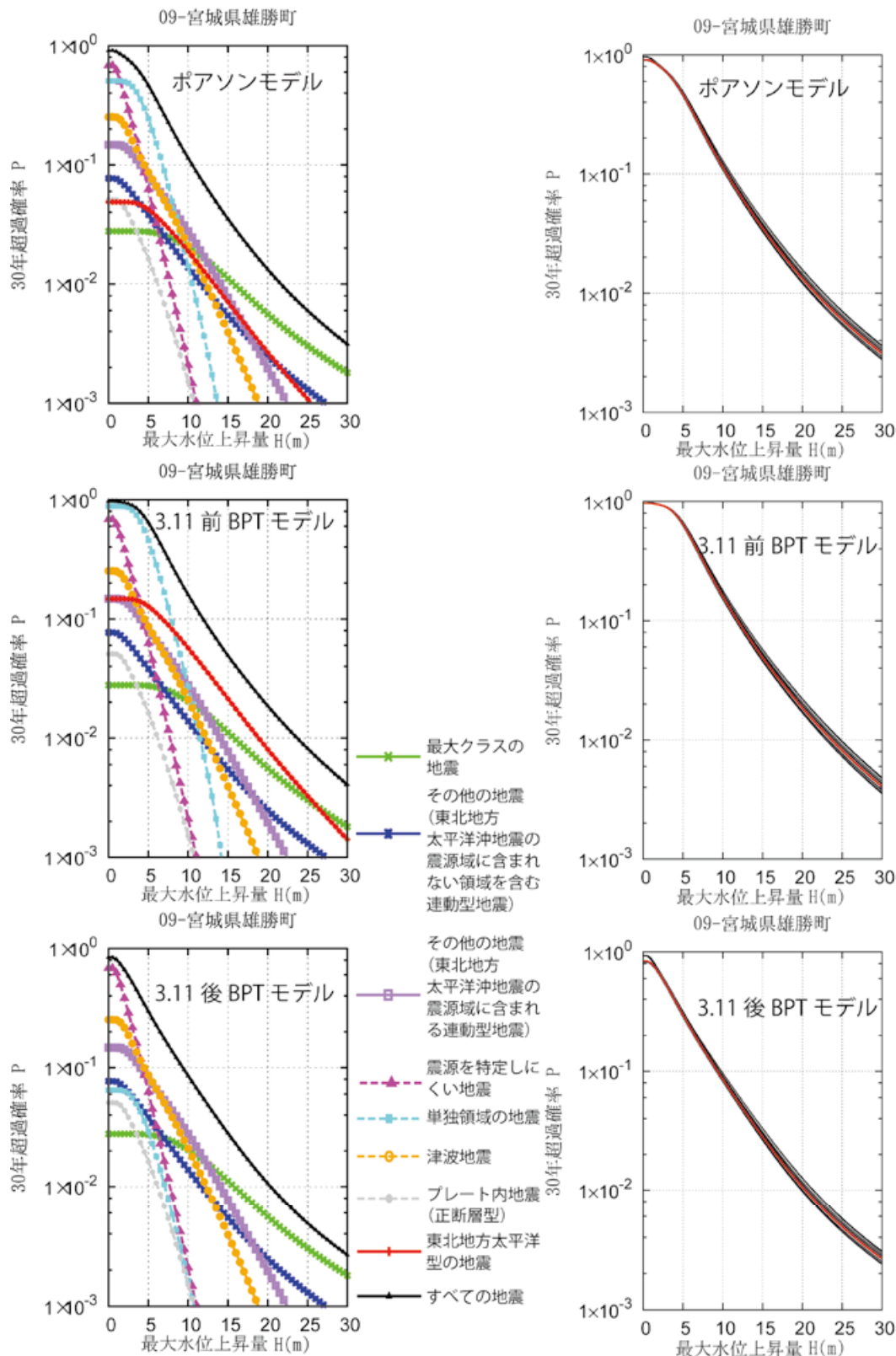


図 4.3-11(1) 宮城県石巻市雄勝町での地震種類別のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

図 4.3-11(2) 宮城県石巻市雄勝町での評価点近傍のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

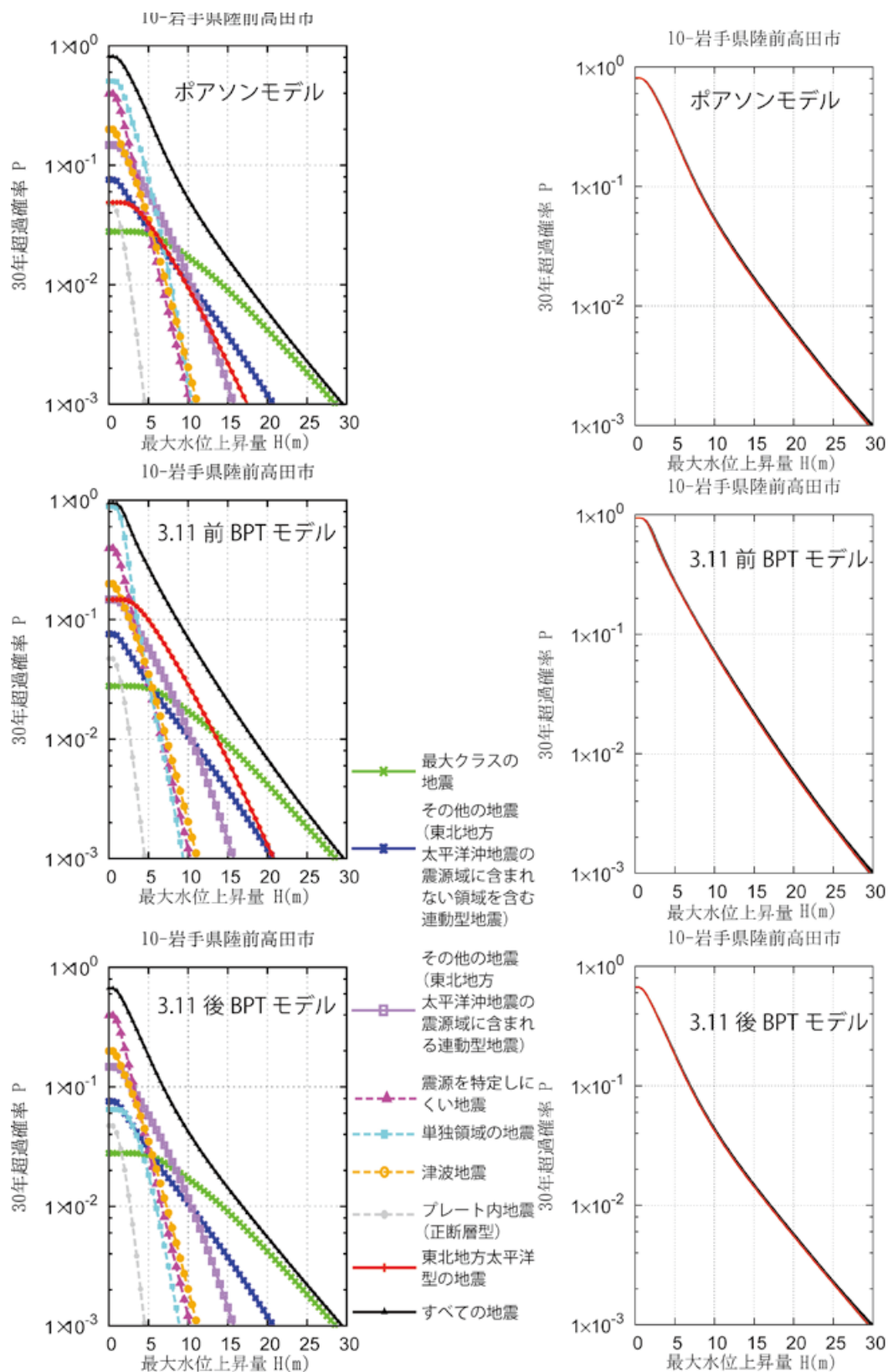


図 4.3-12(1) 岩手県陸前高田市での地震種類別のハザードカーブ. 上段がポアソンモデル, 中段が 3.11 前 BPT モデル, 下段が 3.11 後 BPT モデル

図 4.3-12(2) 岩手県陸前高田市での評価点近傍のハザードカーブ. 上段がポアソンモデル, 中段が 3.11 前 BPT モデル, 下段が 3.11 後 BPT モデル

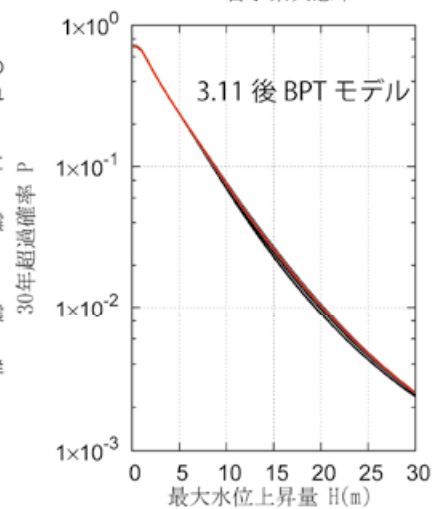
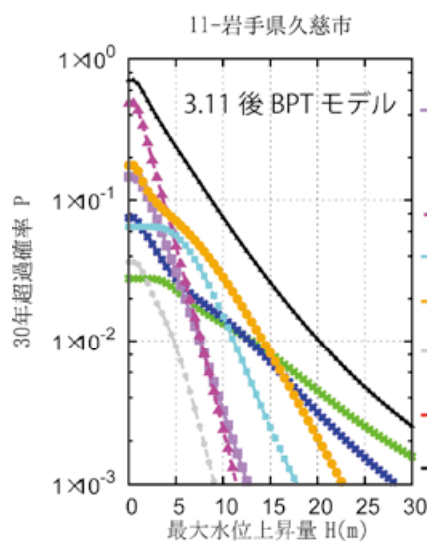
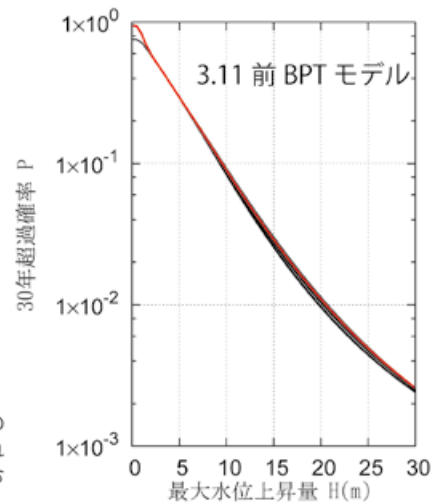
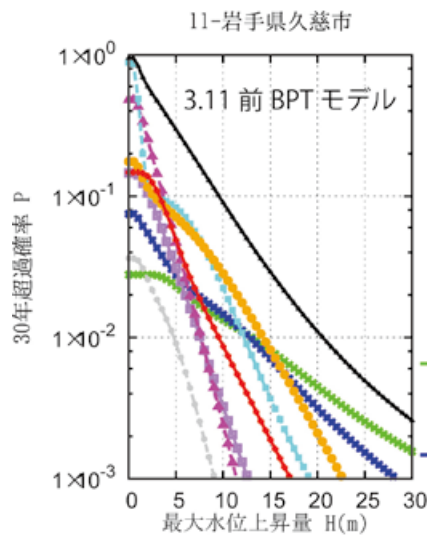
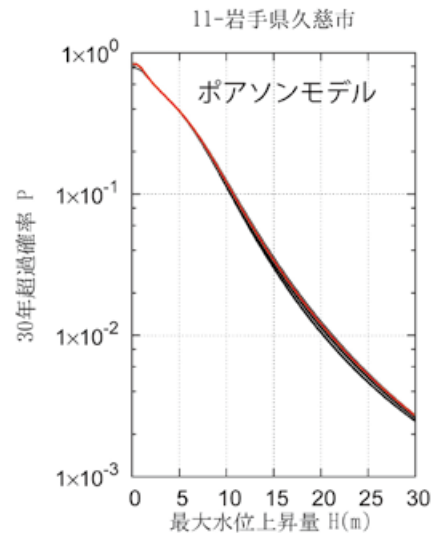
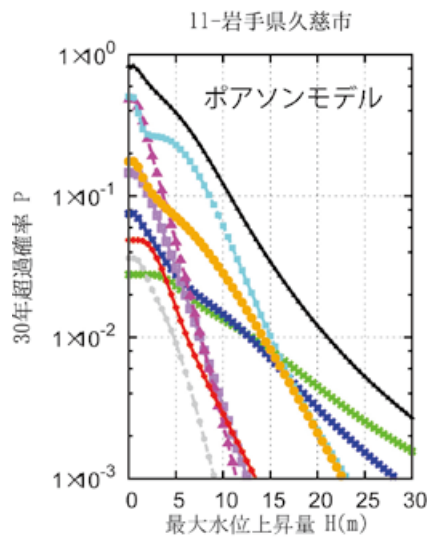


図 4.3-13(1)岩手県久慈市での地震種類別のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が3.11 前 BPT モデル，下段が3.11 後 BPT モデル

図 4.3-13(2) 岩手県久慈市での評価点近傍のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が3.11 前 BPT モデル，下段が3.11 後 BPT モデル

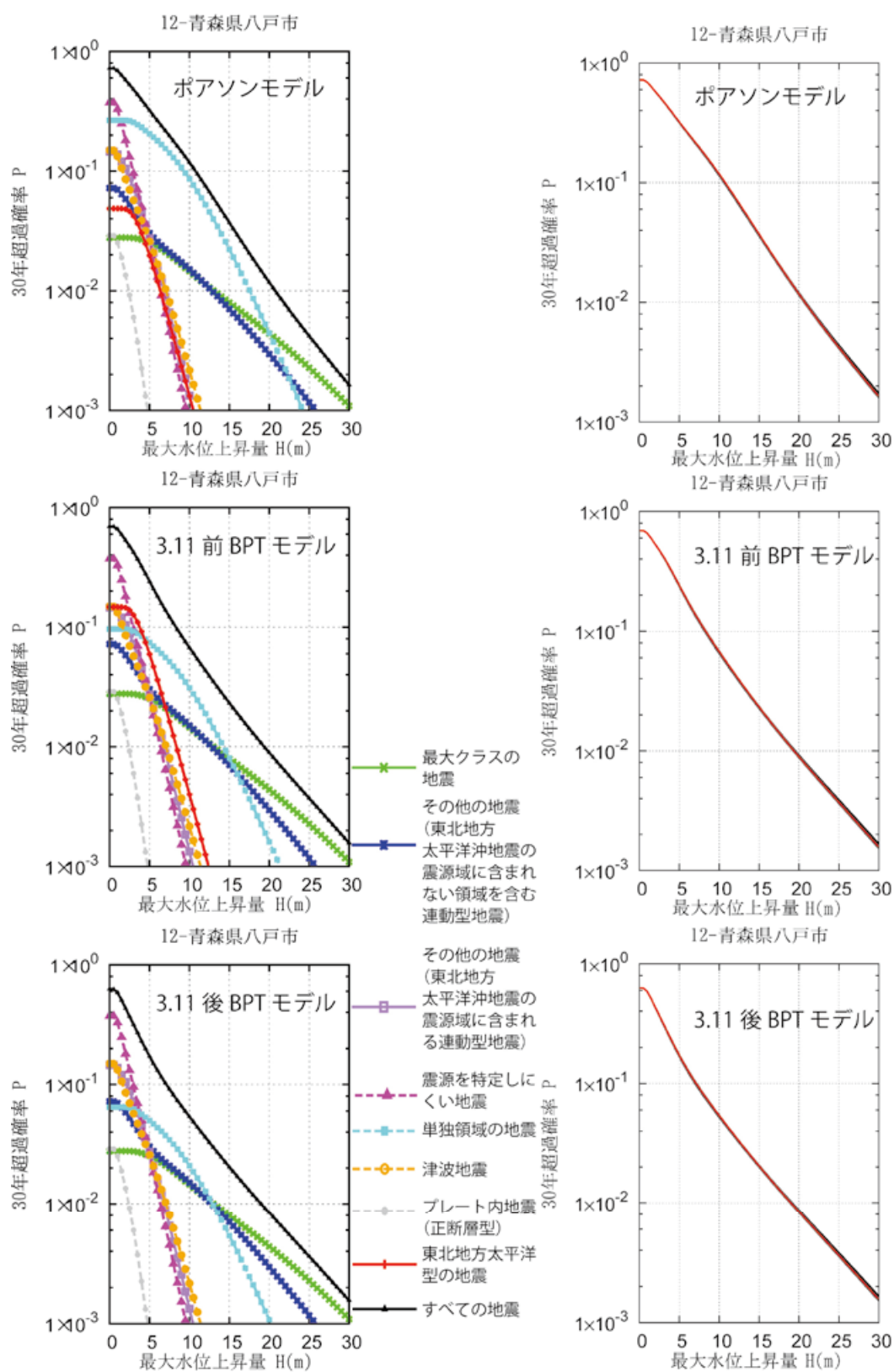


図 4.3-14(1) 青森県八戸市での地震種類別のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

図 4.3-14(2) 青森県八戸市での評価点近傍のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

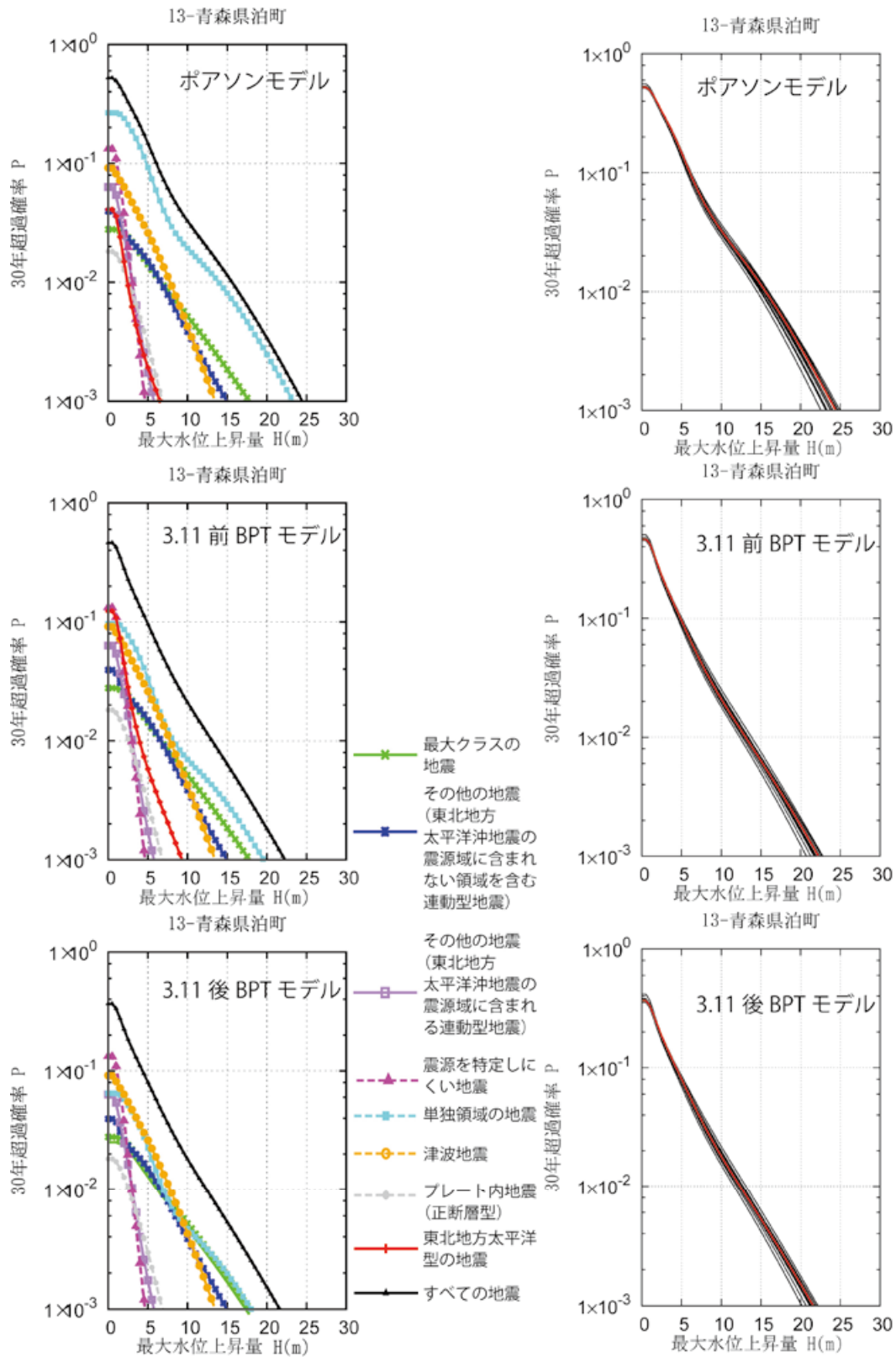


図 4.3-15(1) 青森県六ヶ所村泊での地震種類別のハザードカーブ. 上段がポアソンモデル, 中段が 3.11 前 BPT モデル, 下段が 3.11 後 BPT モデル

図 4.3-15(2) 青森県六ヶ所村泊での評価点近傍のハザードカーブ. 上段がポアソンモデル, 中段が 3.11 前 BPT モデル, 下段が 3.11 後 BPT モデル

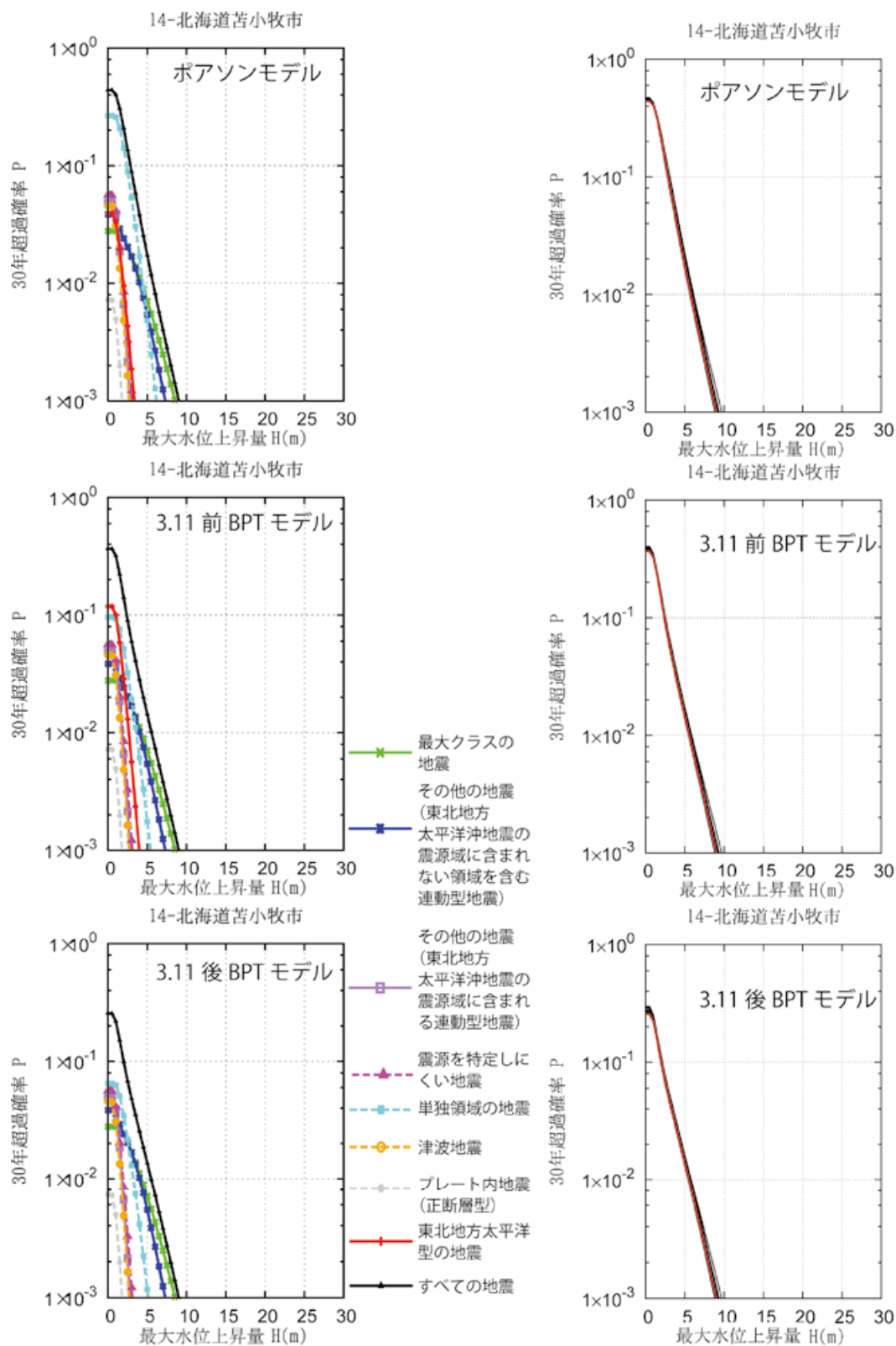
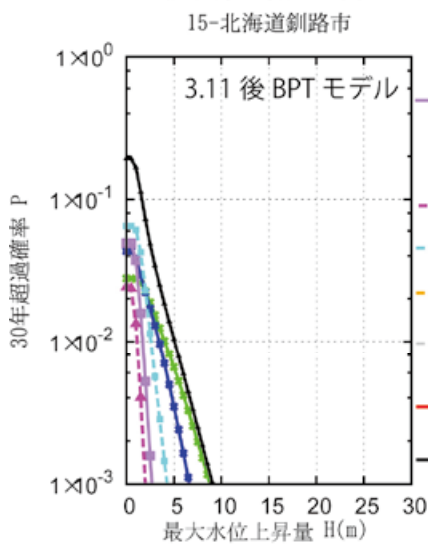
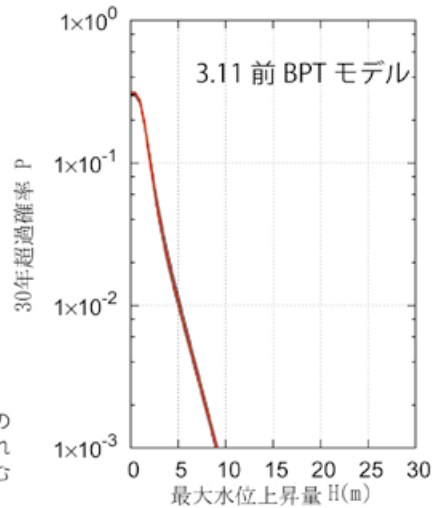
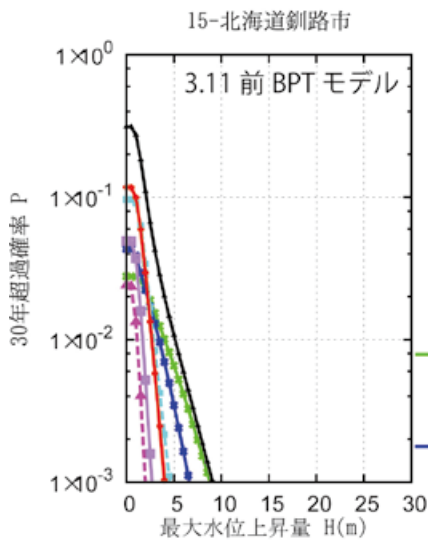
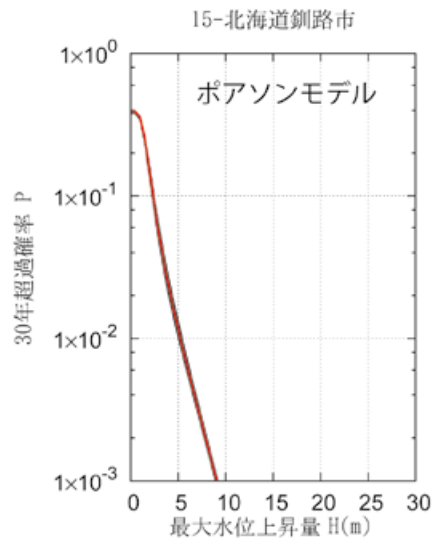
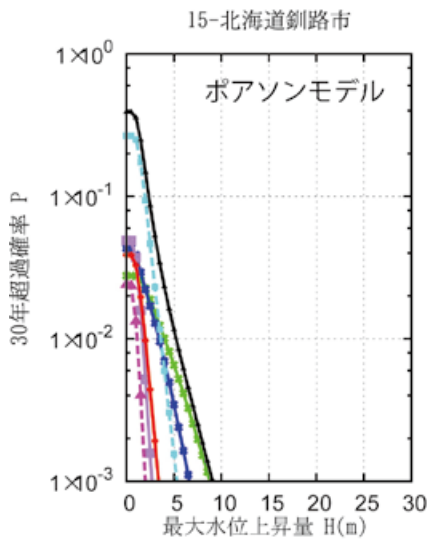


図 4.3-16(1) 北海道苫小牧市での地震種類別のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

図 4.3-16(2) 北海道苫小牧市での評価点近傍のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル



- 最大クラスの地震
- その他の地震
(東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれない領域を含む連動型地震)
- その他の地震
(東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる連動型地震)
- 震源を特定しにくい地震
- 単独領域の地震
- 津波地震
- プレート内地震 (正断層型)
- 東北地方太平洋型の地震
- すべての地震

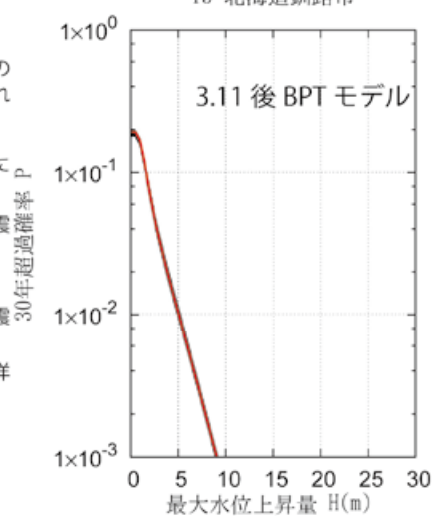


図 4.3-17(1) 北海道釧路市での地震種類別のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

図 4.3-17(2) 北海道釧路市での評価点近傍のハザードカーブ。上段がポアソンモデル，中段が 3.11 前 BPT モデル，下段が 3.11 後 BPT モデル

5. モデル地区を対象とした詳細ハザード評価の方法についての検討

前章までは、沿岸津波高さのハザード評価を対象に検討してきたが、防災に関わる情報提供としては、沿岸津波高さのハザード評価に加えて浸水域や浸水深といった陸域への津波の遡上に関する情報も重要である。陸域での津波遡上を検討するにあたっては、沿岸津波高さのハザード評価と比較して、沿岸部の詳細な地形モデルが必要なことや、人工構造物の津波遡上への影響の考慮、およびその確率論的な取り扱い手法など、より丁寧な検討を追加する必要がある。われわれは岩手県陸前高田市をモデル地区とし、陸域への津波遡上を含めた詳細な津波ハザード評価を行うための手法について予備的な検討を行ってきており、本章では現時点での到達点をまとめる。



図 5.1-1 ニュージーランド・オークランド市の津波避難地図 <http://www.getprepared.org.nz/tsunami-evacuation-zones> および <http://www.getprepared.org.nz/sites/default/files/uploads/wellington-ngauranga.pdf>

5.1 確率論的に浸水の危険度を評価した事例

津波浸水の確率論的な危険度を評価し、ハザードマップなどとして情報を公開している事例は、国内では一部先駆的・研究的な取り組み（例えば、藤間・樋渡、2013）が見られるものの、自治体などから住民等への情報提供事例は皆無である。国外での事例としては、2.1 節で紹介した事例のうち、いくつかの国や地域において見られる。これらの公開事例とマップなどの作成方法は大きく見ると 2 つのパターンが見られる。

1 つ目のパターンは、浸水の危険度を大まかに 2 段階～3 段階程度に区分し、地震の大きさや津波警報のレベルに応じて避難すべき区域を示したものであり、「避難マップ evacuation map」と呼ばれるものである。この場合、浸水の程度は、必ずしも確率論的に評価されている必要はなく、浸水の程度を代表する地震津波シナリオをいくつか用意し、それによって予測される

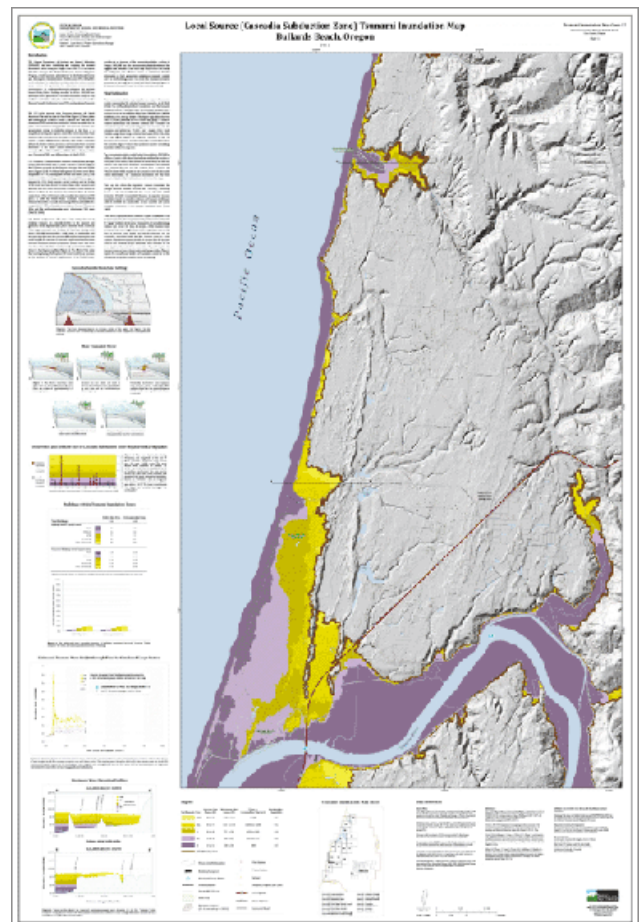


図 5.2-2 アメリカ合衆国オレゴン州が発行している津波浸水予測地図の例 <http://www.oregongeology.org/tsuclearinghouse/>

浸水範囲により領域区分をしている。この場合、シナリオの設定の根拠をそのシナリオ地震が発生する危険度とともに前提条件として情報公開される必要がある。例えば、ニュージーランド・オークランド市の津波避難地図は、3 段階の避難すべきゾーンを表示している(図 5.1-1)。ニュージーランドの全海岸を対象に行われた沿岸での津波高さについての確率論的津波ハザード評価(Berreyman, 2005)をもとに、再来周期 500 年の場合を想定した津波高さ及び再来周期 2500 年の場合の津波高さを参考に、簡易的に浸水範囲を予測し、それぞれ、イエローゾーン、オレンジゾーンとして表現している(Leonard *et al.*, 2008)。

2 つ目のパターンは、多くの地震津波のシナリオを用意し、それぞれのシナリオによる津波遡上浸水計算を行ったうえで、地震発生確率と浸水の頻度をもとに浸水の確率値として浸水危険度を評価し、地図上に表示する方式である。図 5.1-2 は、アメリカ合衆国オレゴン州が発行している浸水予測図である。ここでは、オレゴン州の西方海域(カスケード沈み込み帯)に発生する地震を、発生頻度の異なる 5 通りの地震を想定している(Witter *et al.*, 2011)。5 段階の発生頻度とは、small (SM, 繰り返し間隔 300 年), medium (M, 525 years), large (L, 800 years), extra-large (XL, 1,200 years), Extra-

extra-large (XXL, 1200 years)である。これら 5 通りの頻度に相当する地震として、それぞれ代表的な震源を設定し、予測計算を行い、浸水域を重ねて示している。発生頻度の低い地震ほど大きな津波となり、内陸奥地まで津波が遡上し、広域が浸水することが示されている。

インドネシアでは、浸水の頻度と地震発生確率を組み合わせた、いわば浸水確率の分布図として、浸水の危険度に関する情報を提供している。インドネシアでは、2004 年スマトラ島沖地震津波で甚大な被害を蒙った経験から、その後津波警報システムを構築されたが、その一環として津波ハザードを評価する作業を行っている。図 5.1-3 は、バリ島デンパサール付近のハザードマップである。スンダ海溝沿いに多数のシナリオ地震を想定し、それらによる津波の浸水計算を行ったうえで、地震の発生確率と浸水の程度から、浸水危険度を表示している(Stunz *et al.*, 2011)。図においては、浸水する可能性のある個所を、警戒区域(レッドゾーン)と要警戒箇所(オレンジゾーン)に分けている。警戒区域は、沿岸の津波の高さ 3 m 以下で常に浸水の可能性のある個所を示している。要警戒箇所は、津波の高さ 3 m 以上となる地震について、浸水確率に応じて明暗で色分けしている(オレンジ色が濃いほど、浸水危険度=確率が高い)。

これら 2 つのパターンのいずれにおいても、人工構造物の影響をどのように考慮しているかについては、必ずしも明らかではない。しかしながら、日本においては、沿岸において高度な土地利用がなされていることから、構造物による陸域への遡上伝搬への影響を考慮せざるを得ない。さらに、将来の土地利用や防災対策のためには、堤防の新規築堤や既存堤防のかさ上げなどに対応したリスク軽減効果を検討し、仮想的な条件のもとでの浸水ハザードを考えるなどの利用も視野に入れる必要がある。

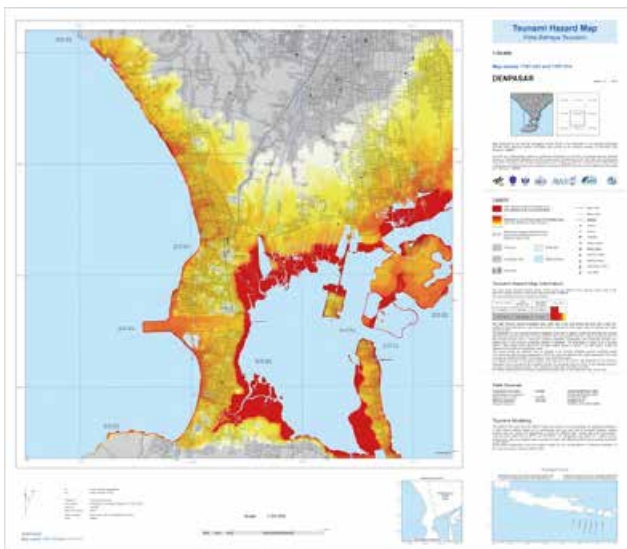


図 5.1-3 インドネシア・デンパサールの津波浸水予測地図

http://www.gitews.org/tsunami-kit/en/id_tsunami_hazard_map_bali.html

以下、確率論的浸水ハザード評価にむけ、ハザード評価手法を開発する際の足掛かりとして検討を試みた事項についてまとめ、今後の課題等をまとめる。

5.2 検討の方法

陸前高田市周辺の地域をモデルとして取り上げ、津波遡上計算を行った。津波遡上計算は、前章まで求めた最大水位上昇量が海岸堤防などの防御施設の高さを超える場合について、再度、最小メッシュサイズを10 m とする地形モデルを再構築したうえで、最大水位上昇量の評価のための津波伝播計算とは別に改めて行っている。以下、検討の方法について、まとめる。

なお、本章の検討は、前章までの津波ハザード評価での特性化波源断層モデルの設定の考え方と方法が異なる、いわばプロトタイプの波源断層モデルによる試算結果を基に行ったものである。以下は、あくまでも浸水ハザードの評価に関わる手法の検討に重点を置いたものであるので、結果として現される数値等は確定的なものではないことに留意されたい。

5.2.1 地形モデルの作成

モデル地区を対象としたハザード評価に用いる詳細地形モデルは、次の(1)～(5)の流れで作成した。

(1) 空間格子間隔

津波の陸上遡上による浸水深を検討をする場合、空間格子間隔を細かくした精緻な地形データを用いる必要があることから、ここでは、国土交通省・国土技術政策総合研究所(2012)などを参考に、陸域および海域の沿岸部について最小計算格子間隔を10 m とする地形モデルを作成することとした。

波源域から沿岸域までを一括して計算するため、外洋部から陸域に近づくほど細かい格子間隔となるよう1:3の割合ネスティングし、外洋部から順に2,430 m, 810 m, 270 m, 90 m, 30 m, 10 m とした(表 5.2-1 及び図 5.2-1)。

(2) 地形データの座標系

岩手県陸前高田市周辺を計算対象とすることから、直交座標系である世界測地系の UTM54 帯を採用した。

(3) データ作成の流れ

岩手県(2012)が作成した地形データを参照し、関連するデータを収集し、収集データを整理・統合・座標

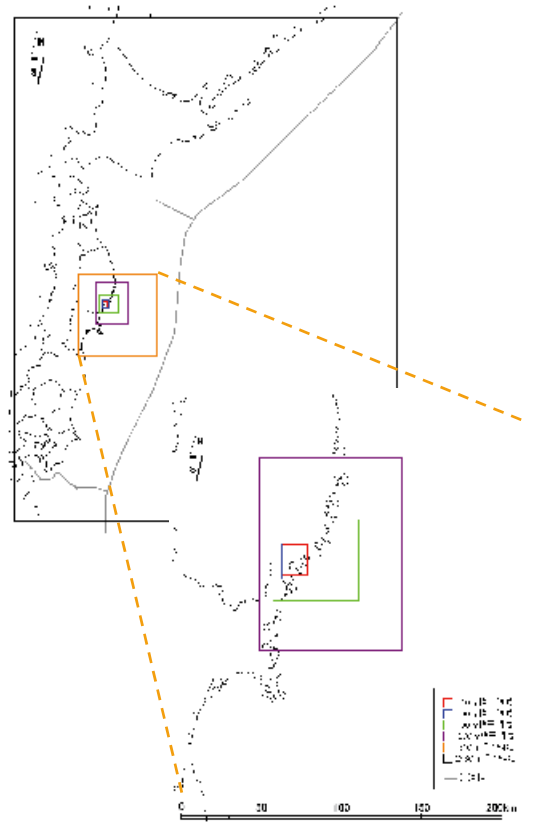


図 5.2-1 陸前高田市周辺を対象とした詳細検討のために設定した計算領域

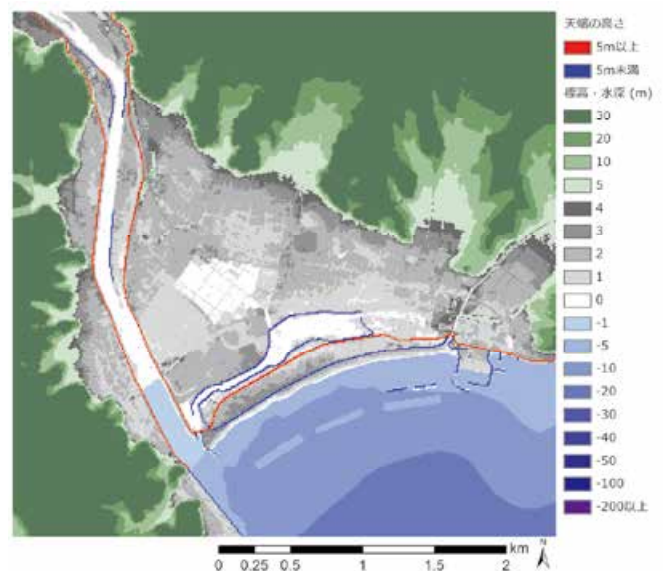


図 5.2-2 陸前高田市周辺を対象とした詳細検討のために作成した地形モデル(最少格子間隔 10m). 赤線は天端高さ 5 m 以上の海岸施設、および青線は 5 m 以下の施設の位置を示す。

表 5.2-1 陸前高田市周辺を対象とした地形モデル諸元

格子間隔 (m)	領域南西端 X座標(m)	領域南西端 Y座標(m)	領域北東端 X座標(m)	領域北東端 Y座標(m)	X方向 格子数	Y方向 格子数	領域最大 水深(m)	安定条件 (s)
2430	303750	3727620	1387530	5098140	446	564	9432	5.65
810	486000	4177170	704700	4400730	270	276	3816	2.96
270	535410	4264650	624510	4379670	330	426	1091	1.85
90	544050	4294350	597510	4342950	594	540	464	0.94
30	549630	4307670	567630	4328550	600	696	125	0.61
10	550200	4309770	565680	4327890	1548	1812	102	0.22

変換して、陸域遡上検討用の地形モデルとした。

(4) データ補間法

津波伝播計算に用いる地形データは二次元正方形格子に値を持っている必要があるため、収集した地形データに対して TIN (Triangulated Irregular Network ; 三角形不規則網) を生成してデータ補間を行った。作成した地形モデルのうち、格子間隔 10 m についての地形を図 5.2-2 に示す。

(5) 施設条件

堤防等の施設データ (構造物データ) は一般に、計算格子間隔より幅が広い場合には地形データとして表現される (図 5.2-3 の①)。しかし、計算格子間隔より幅が狭い堤防などの線状構造物は、それが位置するメッシュ辺上にラインデータとして表現されることがある (図 5.2-3 の②)。本検討では、施設データをラインデータではなく、地形データとして扱うこととし、1 メッシュ幅の地形データとして考慮した (図 5.2-3 の③)。

ただし、空間格子間隔 10 m で表現しきれない細い河川や水路に施設データが設定されている場合は、施設高の地形データへの反映は行わなかった。

施設データとしては、岩手県(2012)を参考に 2011 年東北地方太平洋沖地震津波前の施設高さをを用いた (図 5.2-4)。

(6) 粗度

粗度についても、岩手県(2012)による 2011 年東北地方太平洋沖地震津波前の土地利用に基づく粗度係数を参照し、格子間隔 10 m とした範囲に適用した (図 5.2-5)。格子間隔 30 m 以上となる範囲には、粗度係数として、一律 0.025 とした。

5.2.2 津波予測計算の条件

(1) 地殻変動量・初期水位

海底地盤変動量の計算は、Okada (1992)により海底地盤変動量を計算し、ここではその鉛直成分のみを初期水位とした。

(2) 津波伝播・遡上計算

津波伝播は、海底での摩擦及び移流を考慮した二次元非線形長波理論式を基礎方程式とした差分法により数値的に解析する。空間方向には Staggered 格子を用い、時間方向には Leap-frog スキームを用いた差分法によった。

境界条件としては、海側は完全無反射の透過境界として扱い、陸側では陸域への遡上を考慮した計算を行う。

(3) 計算時間・計算時間間隔

計算対象の波源モデルによる津波は、地震発生から 1 時間以内に対象地域沿岸に到達することが別途確認されているので、計算時間を 3 時間とした。

差分法の計算時間間隔は、計算の安定性を考慮し、CFL 条件を満たすよう設定した。

(4) 潮位条件

潮位条件は T.P.+ 0 m とした。

(5) 施設条件

津波浸水時に破壊しないと仮定した。

(6) 打ち切り水深

陸上遡上計算における打ち切り水深は、 10^{-2} m とした。

表 5.2-2 津波遡上解析の対象となる波源数

波源タイプ	陸上遡上計算を行った 波源断層モデル数/ SMGA ありの場合の波 源断層モデル数
東北地方太平洋沖型の地震 及び最大クラスの地震	140 / 140
その他複数の領域が連動	28 / 30
三陸沖北部	4 / 5
宮城沖	0 / 1
三陸沖南部海溝寄り	1 / 1
津波地震	21 / 21
プレート内地震(正断層)	14 / 14
震源を特定しにくい地震	60 / 1,121
合計	268 / 1,233

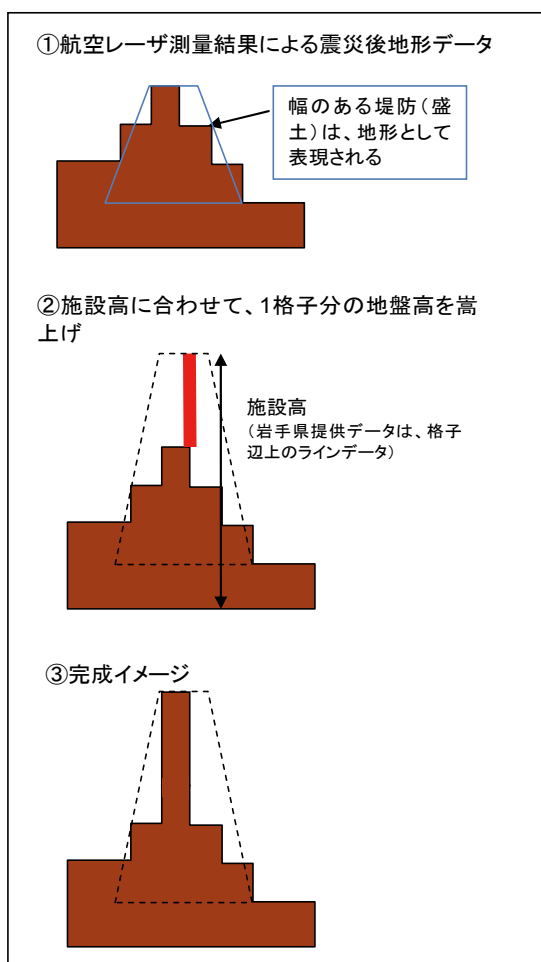


図 5.2-3 施設条件の設定と地形の修正

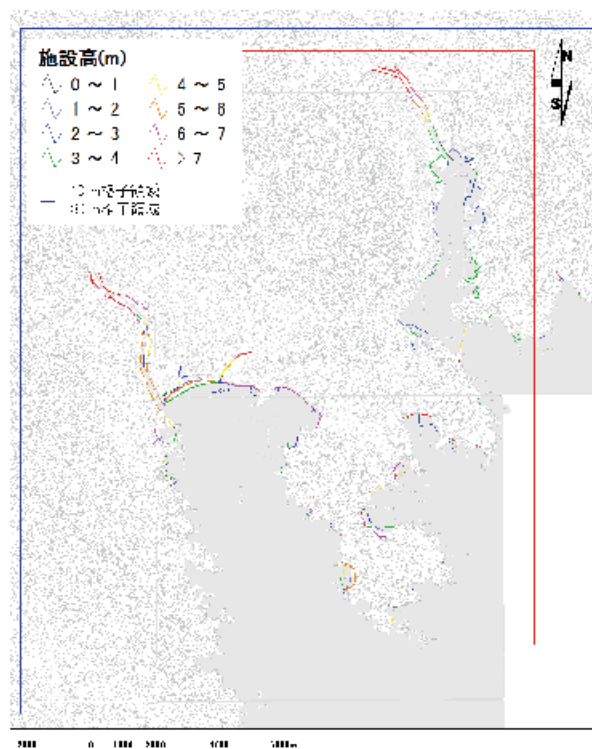


図 5.2-4 陸前高田市周辺の施設データの詳細

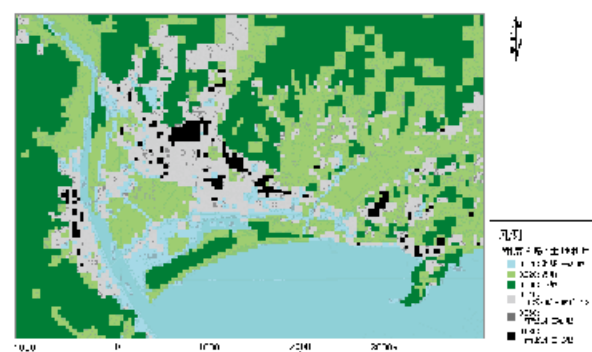


図 5.2-5 粗度データ(陸前高田市街地周辺)

(7) 断層モデル・計算領域 沿岸での最大水位上昇量の予測計算結果(予備的に検討した SMGA ありの場合の 1,233 ケース ; SMGA については、3.3.4(6)参照)から、日本海溝に面した沿岸全域で 2m を超える水位となった 268 個の波源を、遡上計算の対象波源とした。268 個の波源のカテゴリー別の数量は、表 5.2-2 に示すようである。また、震源が特定しにくい地震のうち、計算対象としたのは、「三陸沖中部」が 20 波源、「宮城沖・三陸沖南部海溝寄り」が 30 波源、「福島沖」が 6 波源、「茨城沖」が 4 波源であった。

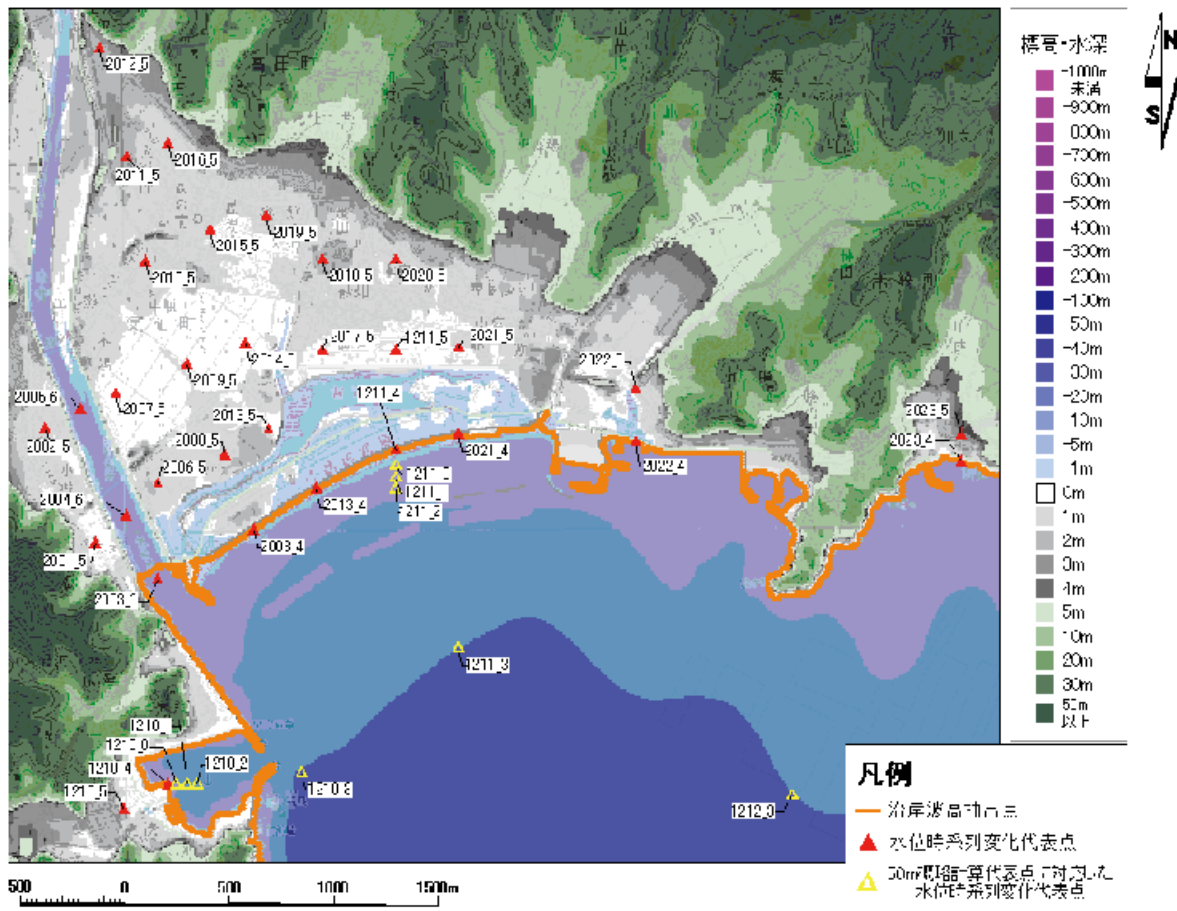


図 5.2-6 水位時系列変化代表点。数字は水位時系列変化代表点の ID である。沖合の 1210_3, 1211_3, 1212_3 の 3 点は水深 10 m の地点である

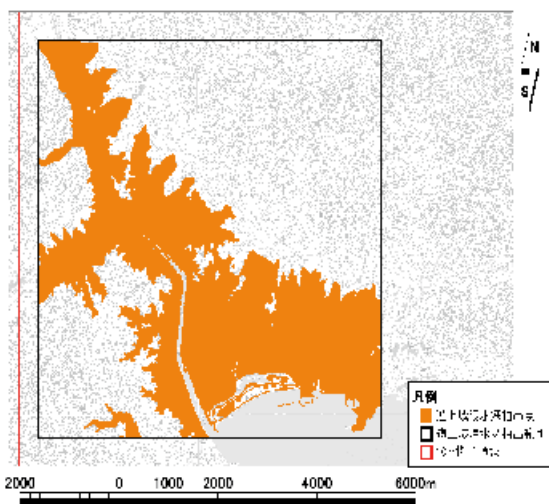


図 5.2-7 浸水深抽出点。オレンジで示した範囲の浸水予測結果について検討した。

5.2.3 沿岸での津波高さ

沿岸の最大水位上昇量と幾何標準偏差の分布を図 5.2-8 に示す。分布図の表示範囲は図 5.2-7 に示した陸

前高田市市街地の拡大図における沿岸の評価点（橙色）であり、横軸の目盛は沿岸の評価点に付した地点番号に対応する。ここで、地点番号の始点は図 5.2-6 に表示されている汀線（橙色）範囲の図枠下端とした。分布図に示されている赤色破線は、水位時系列変化代表点の ID に対応する。

図 5.2-8 上段は、268 個の断層モデルから計算した最大水位上昇量分布を重ねて灰色で表示したものである。なお、この図では地点ごとの平均値を黒色で示し、この平均値より大きな水位となったものを赤領域、小さい範囲を青領域として分けて表示している。また、同図上段右のヒストグラムは、水位ごとの出現モデルの相対頻度を正規化したものである。同図下段は、268 個の断層モデルで計算された地点ごとの最大水位上昇量の幾何標準偏差の分布図である。図 5.2-8 から以下のことが見て取れる；

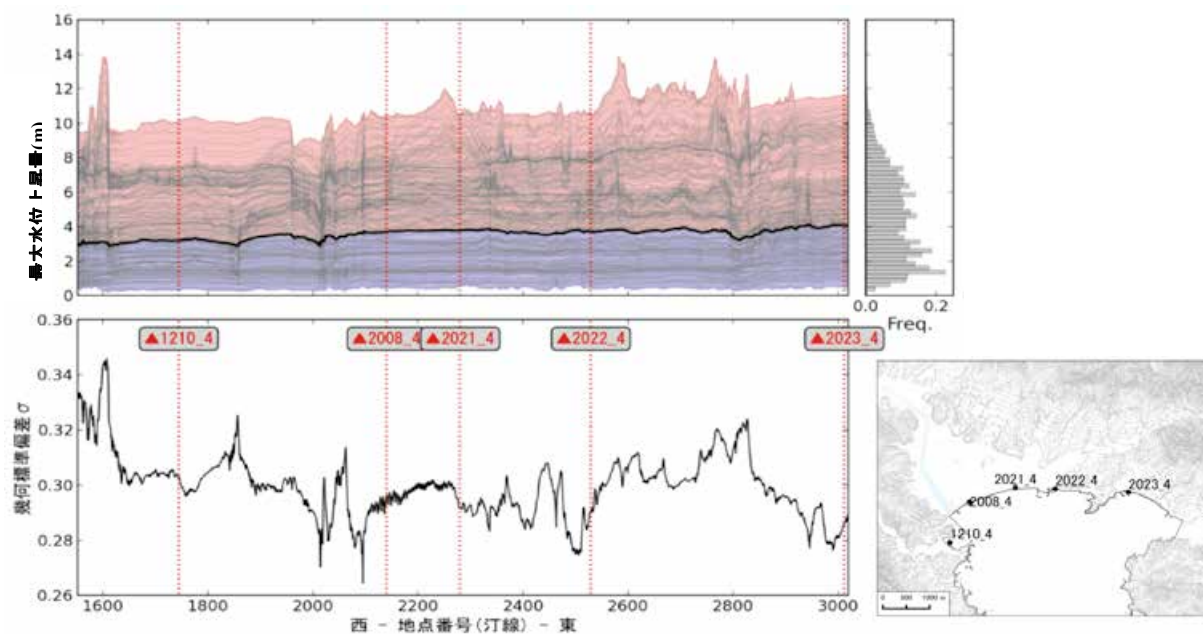


図 5.2-8 沿岸での最大水位上昇量の分布（上段左）とその頻度分布（上段右），及び幾何標準偏差の分布（下段左）。上段右のヒストグラムは，最大水位上昇量の出現頻度。下段右は地点案内図。

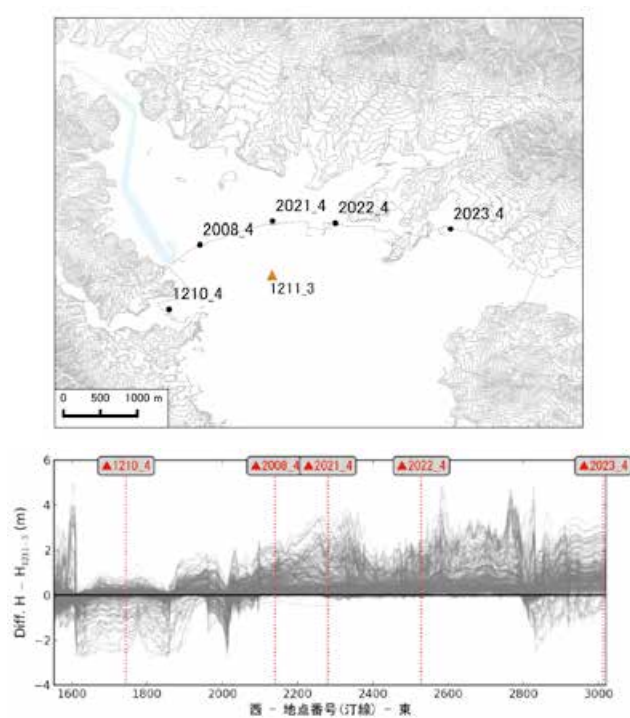


図5.2-9 沿岸と沖合(地点 1211_3)の最大水位上昇量の差分

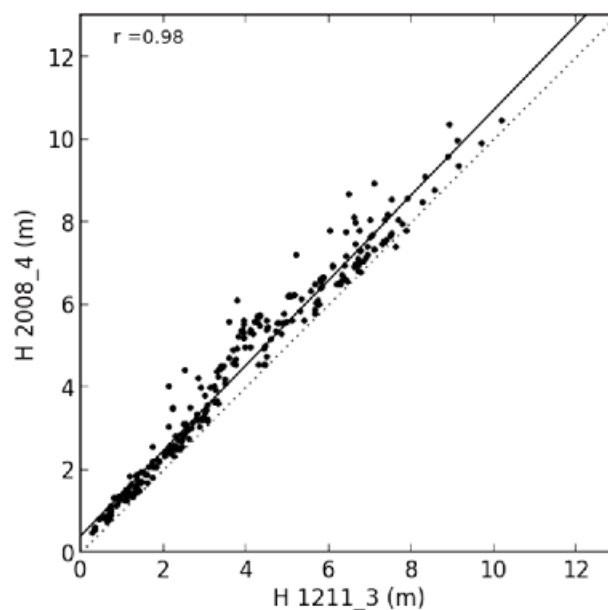


図 5.2-10 水位時系列変化代表点において沖合の地点 1211_3 と沿岸の地点 2008_4 の最大津位上昇量の関係。破線は，1 対 1 の関係を示す。実線は，最小二乗法による回帰直線である。地点の位置は，図 5.2-9 を参照。

- ・陸前高田市市街地沿岸において，最大水位上昇量の平均は 3～4 m でその幾何標準偏差は 0.25～0.35 となった。
- ・最大水位上昇量の最大値は概ね 10-12 m であ

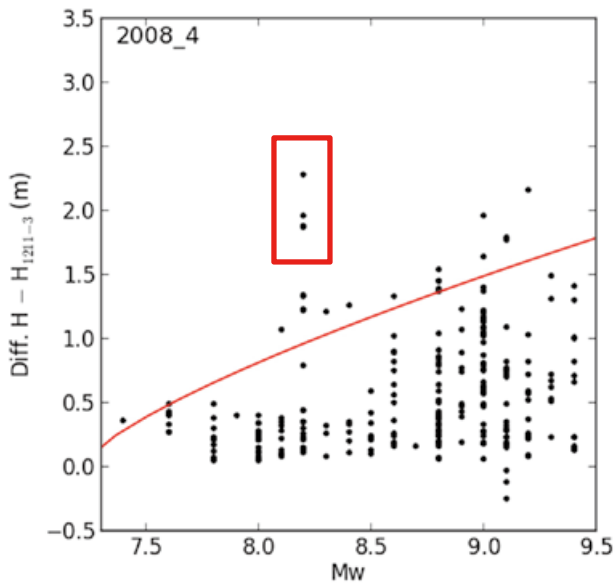


図 5.2-11 水位時系列変化代表点 2008_4 での沿岸と沖合 1211_3 の最大水位上昇量の差分と地震規模 (Mw) の関係。図中の赤線は、各 Mw ごとの最大値のみを最小二乗法で回帰した曲線である。赤枠で囲んだ点は、アウターライズの地震として設定した波源断層モデルによるもの。

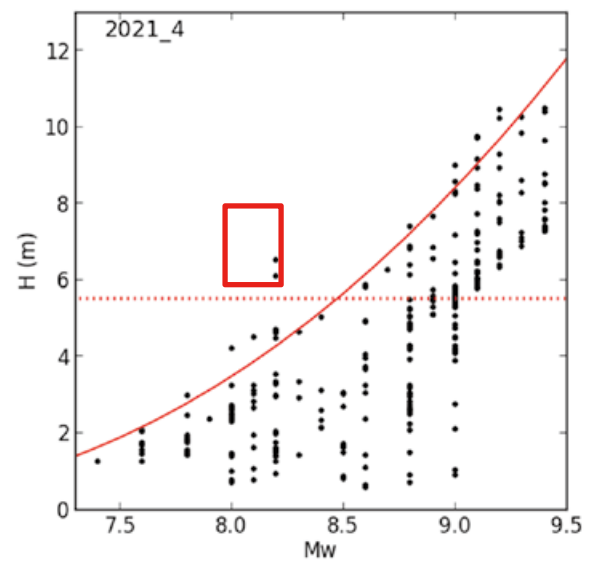


図 5.2-12 水位時系列変化代表点 2012_4 での沿岸の最大水位上昇量と地震規模 (Mw) の関係。図中の赤線は、各 Mw ごとの最大値のみを最小二乗法で回帰した曲線である。赤枠で囲んだ点は、アウターライズの地震として設定した波源断層モデルによるもの。赤破線は、陸前高田市の市街地前面の海岸の海岸堤防の高さに相当する。

る。しかし、波高のピークは海岸線の地形（構造物）の先端（地点番号 1600, 2580, 2780）で生じる傾向にあり最大で 14 m となった。

- ・268 個の波源断層モデルの最大水位上昇量の出現頻度としては、1.5 m 程度の場合が多いものの、約 1 m ～約 8 m の範囲でほぼ同程度の頻度となった。
- ・幾何標準偏差は、海岸線の形状が複雑な河口、漁港、波止場などで大きくなる傾向が見られる。逆に、なだらかな海岸線（水位時系列変化代表点 2008_4 から 2021_4 まで）では、およそ 0.3 でほぼ一定のパラツキとなった。

沿岸と沖合の最大水位上昇量を見るため、波源モデル毎に汀線での最大水位上昇量と沖合での一点(地点 1211_3)での最大水位上昇量の差を調べた(図 5.2-9)。図中に示した複数の最大水位上昇量の分布(灰色線)は 268 個の断層モデルすべての場合を示している。横軸とその表示範囲は図 5.2-8 同様、汀線付近の地点に対応する地点番号である。

図 5.2-9 をみると、地点番号 2100 から 2800 までの区間では、ほとんどすべてのモデルにおいて、沿岸での最大水位上昇量のほうが沖合での最大水位上昇量

より 2～4 m 程度大きな値となっていることがわかる。この区間は陸前高田市の市街地の遡上域の海岸部に相当し、南東方向に開口する広田湾の最奥湾頭部にあたっている。この区間に位置する水位時系列変化代表点 2008_4 と沖合の地点 1211_3 での最大水位上昇量の関係を図 5.2-10 に示す。この地点間での最大水位の相関係数は 0.98 となり、高い相関性を示している。この例では、沖合地点 1211_3 での水位が 2 m 以上となると、汀線の地点 2008_4 での水位が沖合よりやや大きくなる(沿岸で増幅される)傾向がみられる。

沿岸の地点 2008_4 での沖合 2011_3 との差分の地震規模 (Mw) との関係を見たのが、図 5.2-11 である。横軸は、286 個の波源断層モデルの地震規模である。地震規模が大きくなるに従って、沿岸付近での増幅が顕著になる場合が多くなる傾向が見られる。地震規模が大きくなるにつれ最大水位上昇量が高くなり、沿岸付近での津波伝播における非線形性がより強調されている可能性がある。ただし、例外的に Mw8.2 の 3 点（赤枠で囲まれたプロット）はこのような傾向から外れて、沖合での値から期待される沿岸での水位が異常に大きくなっている。これらの地震は、プレート内地

震(正断層型)としてアウターライズの地震を想定した場合であり, SMGA に対応する大すべり域を持たないモデルによるものである。

図 5.2-12 は汀線の地点 2021_4 の最大水位上昇量と地震規模 (Mw) を見たものである。陸前高田市市街地の海岸部の堤防高さ(防護ラインの高さ)である 5.5 m を赤破線で示した。地震規模が大きくなるにつれ, 汀線での水位が大きくなるとともに, バラツキが拡大していることは, 図 5.2-11 と同様であるが, 増幅の傾向はかなり異なっている。その原因は不明だが, 地形や構造物による影響が考えられる。Mw8.6 以上の地震規模で防護ライン 5.5 m を上回る最大水位上昇量が現れている。水位のバラツキは, 例えば波源の位置や超大すべりの有無などによるものとみられる。なお, 回帰曲線から大きく外れた値(赤枠で囲まれたプロット)は Mw8.2 で見られ, これらは図 5.2-11 と同様にアウターライズの地震による予測値である。図 5.2-11 と図 5.2-12 で示した外れ値の数の違いは, 地点(2008_4 と 2012_4) が異なるためであると考えられる。

5.2.4 陸上における最大浸水深

汀線付近の最大水位上昇量が 5.5 m 以上となった場合に, 堤防高さ(防護ラインの高さ) 5.5 m を超え陸域に浸水すると仮定した。

大すべり域と超大すべりの位置が異なる波源断層モデルについて浸水分布の現れ方を比較する。

- ・Mw9.4, 三陸沖～房総沖の全域を震源域とする地震で大すべり域および超大すべり域の位置が異なる場合

- 大すべり域が震源域の北部にある場合

JT_ALL_TYPE2_L1_sn+SL (図 5.2-13a)

- 大すべり域が震源域の中部にある場合

JT_ALL_TYPE2_L1_sm+SL (図 5.2-13b)

- 大すべり域が震源位置の南部にある場合

JT_ALL_TYPE2_L1_ss+SL (図 5.2-13c)

- ・Mw9.0, 東北地方太平洋沖型の地震(三陸沖中部から福島沖までの連動)で大すべり域および超大すべり域の位置が異なる場合

- 大すべり域が震源域の北部にある場合

JT_SC_F3_TYPE2_L1_sn+SL (図 5.2-14a)

- 大すべり域が震源域の中部にある場合

JT_SC_F3_TYPE2_L1_sm+SL (図 5.2-14b)

- 大すべり域が震源域の南部にある場合

JT_SC_F3_TYPE2_L1_ss+SL (図 5.2-14c)

- ・Mw8.8, 東北地方太平洋沖型の地震(宮城県沖と福島沖の連動)で大すべり域および超大すべり域の位置が異なる場合

- 大すべり域が震源域の北部にある場合

JT_M_SS_F_E_TYPE2_L1_sn+SL (図 5.2-15a)

- 大すべり域が震源域の中部にある場合

JT_M_SS_F_E_TYPE2_L1_sm+SL (図 5.2-15b)

- 大すべり域が震源域の南部にある場合

JT_M_SS_F_E_TYPE2_L1_ss+SL (図 5.2-15c)

- ・プレート内の地震(正断層型)については, 震源域の位置を変えた例として, 震源域が海溝の陸側にある場合と沖側にある場合について比較した。

- ・Mw8.2, プレート内地震(正断層型)(200 x 70)

- 震源域が海溝軸の陸側にある場合

JT_NRML_TYPE2_200x70_03_01_L1_mm (図 5.2-16a)

- 震源域が海溝軸の海側にある場合

JT_NRML_TYPE2_200x70_03_02_L1_mm (図 5.2-16b)

浸水範囲は浸水分布図(図 5.2-13 から図 5.2-16)にみられるように, 地震の規模が大きいほど広がる傾向となった。また, 同じ地震規模でも大すべり域の位置によって, 浸水深と浸水範囲が異なることがわかる。例えば, 図 5.2-15a と同図 b, c を比較すると, 大すべり域及び超大すべり域の位置が陸前高田市から遠方に位置する場合(同図 b, c)には, 沿岸での最大水位上昇量が小さくなり, 市街地海岸部に設定した堤防高さ 5.5 m 未満となっている。堤防(防護ライン; 図中黒線)より陸側の市街地では, 同図 a では広範囲の浸水域が現れるのに対し, 同図 b, c では浸水せず, 堤防の海側のみの浸水するにとどまる結果となる。

図 5.2-17 は, 浸水地点の割合を地震規模 (Mw) 毎に示した図である。浸水地点の割合は, 図 5.2-7 にオレンジ色で示した範囲に含まれるメッシュ数に対する浸水したメッシュ数の比率である。比較のため, 面積比を浸水の程度により 3 つのカテゴリーに区分

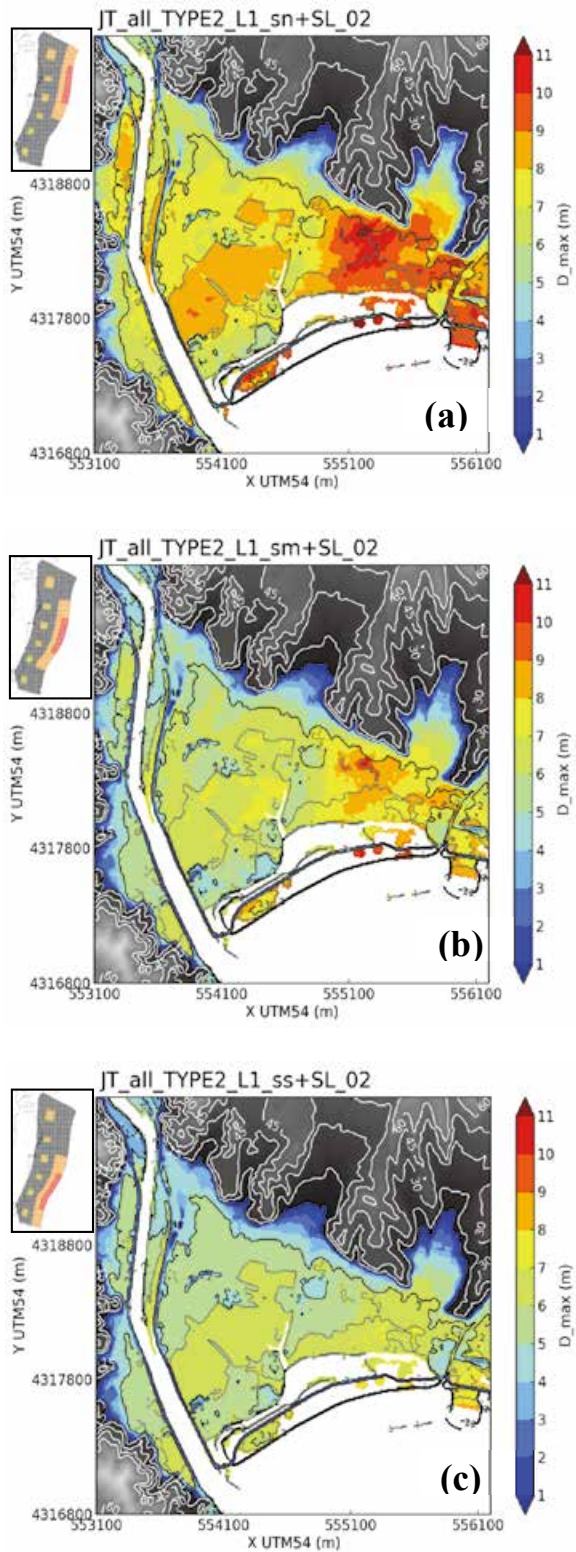


図 5.2-13 浸水深分布図, Mw9.4, 三陸沖～房総沖の全域を震源域とする地震の場合. 図中黒線は, 堤防等の構造物位置.

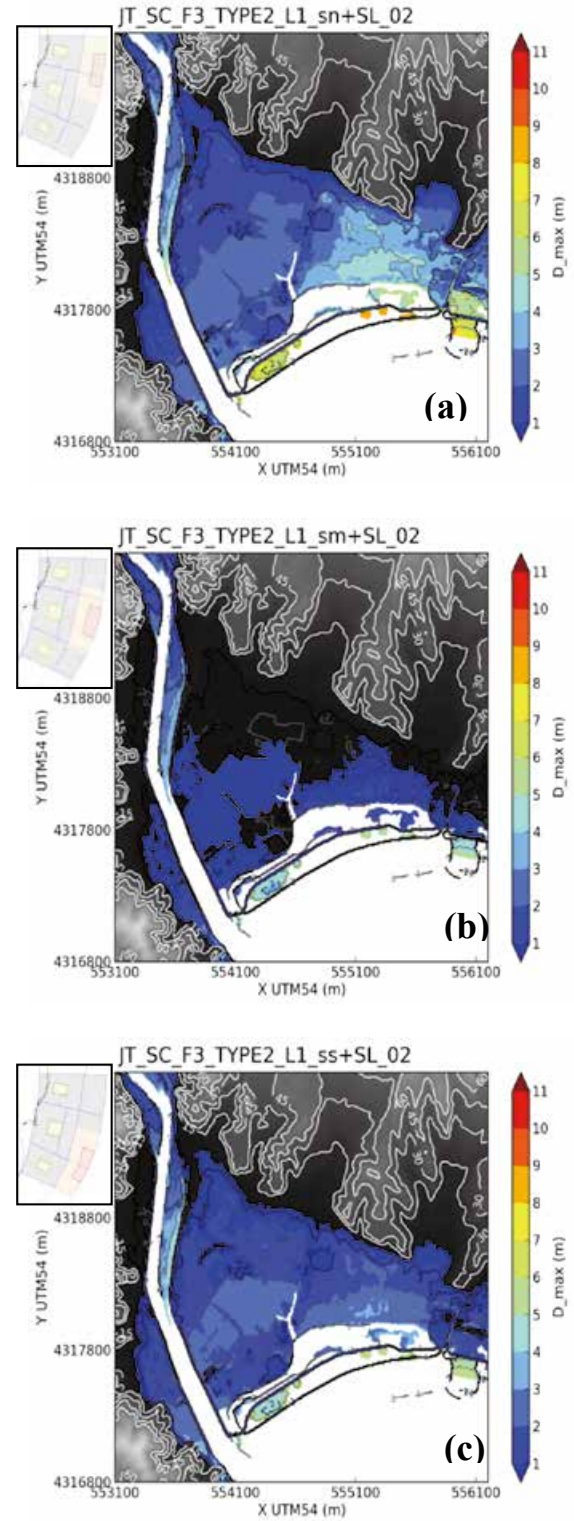


図 5.2-14 浸水深分布図, Mw9.0, 東北地方太平洋沖型の地震（三陸沖中部から福島沖までの連動）の場合. 図中黒線は, 堤防等の構造物位置.

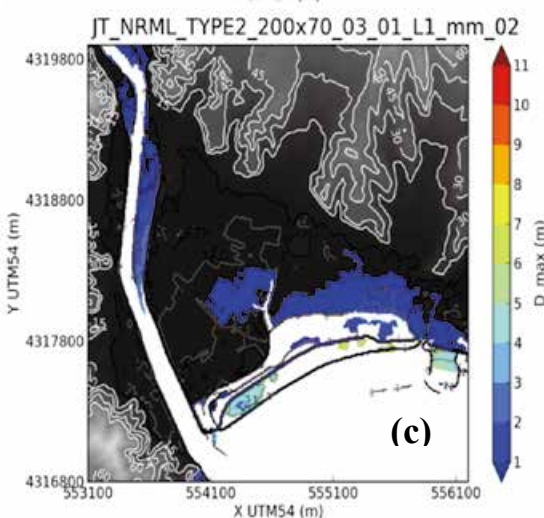
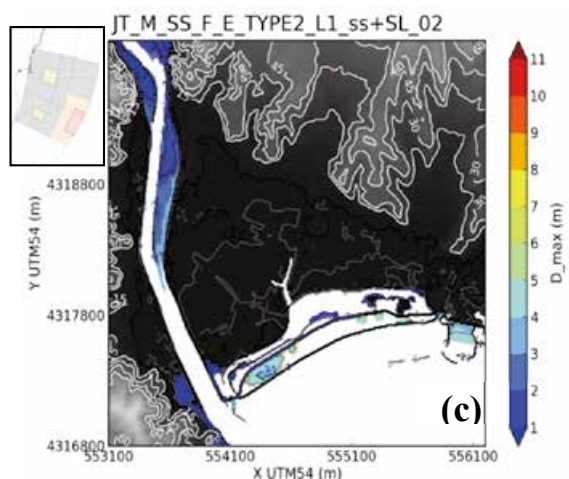
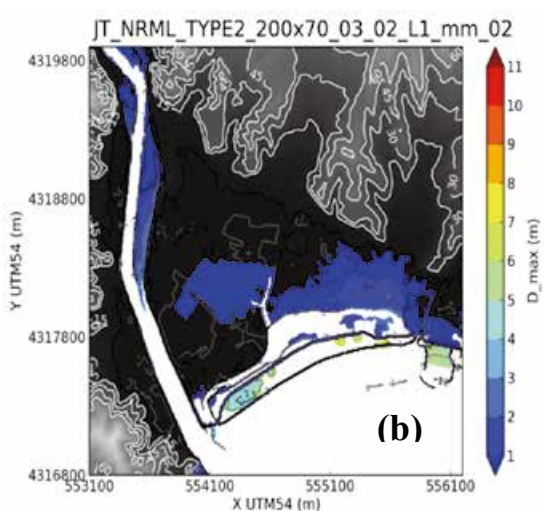
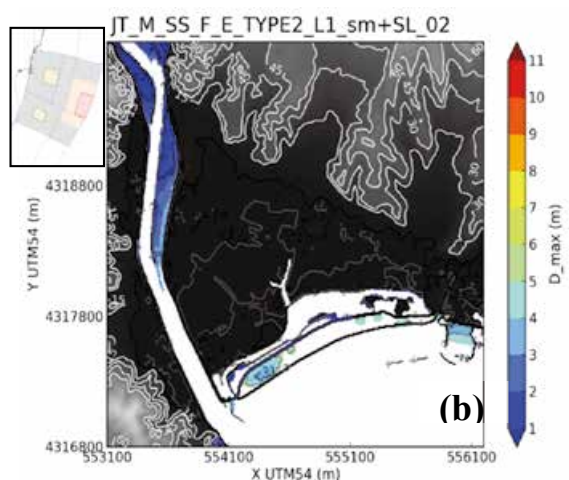
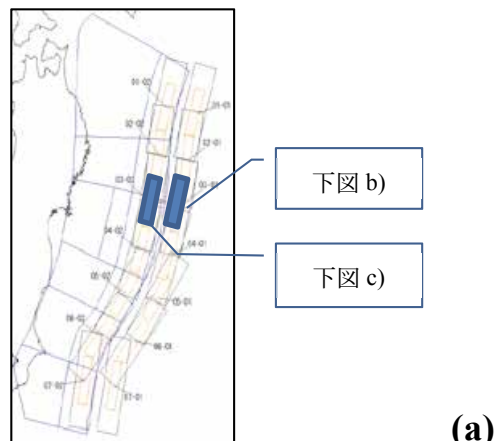
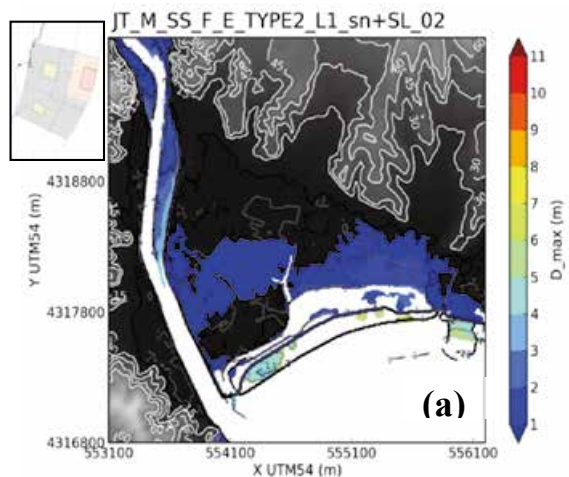


図 5.2-15 浸水深分布図, Mw8.8, 東北地方太平洋沖型の地震(宮城県沖と福島沖の連動)。図中黒線は、堤防等の構造物位置。

図 5.2-16 浸水深分布図, Mw8.2, プレート内地震(正断層)(200 x 70, 03_01)の場合。a)は波源位置, b)は海溝軸の外側に震源域がある場合, c)は震源域が海溝軸の陸側にある場合。

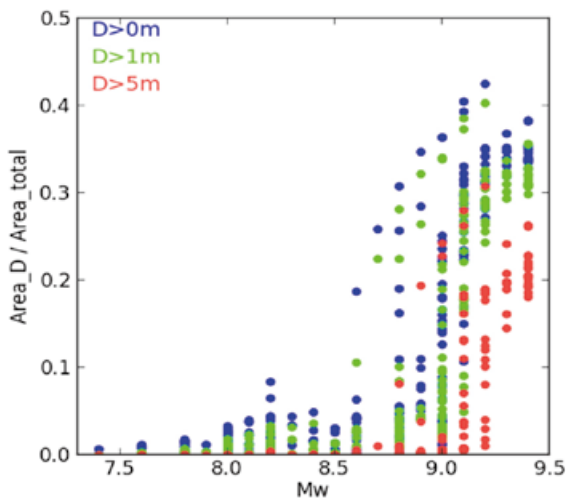


図 5.2-17 地震規模 (Mw) と浸水面積の割合の関係。青点は浸水がありと判断された全地点の面積比，緑点は浸水深が 1m を超える地点の面積比，赤点は浸水深が 5m を超えた地点の面積比を示す。

して，図示している．すなわち，浸水深が 0 m より大きくなった地点の割合を青色，1 m より大きくなった地点の割合を緑色，5 m より大きくなった地点の割合を赤色で示した．図から，地震規模 Mw8.6 を超えると，浸水面積割合が急増え，面積比が 0.1 を超える場合が多くなっていることがわかる．これは，図 5.2-12 で示したように沿岸の最大水位上昇量が 5.5 m を上回る水位の出現傾向とも良く対応している．一方，比較的規模の小さい地震 (Mw7.4 以上 8.5 以下) においては，浸水する面積の割合が 0.1 を下回る頻度となる．これは，図 5.2-15b, c と同様に，堤防 (防護ライン) の海側や堤防の無い河川の上流で浸水するにとどまるためである．

次に，沖合の地点番号 1211_3 での最大水位上昇量と陸上での浸水深の関係を見た (図 5.2-18)．図中で比較した浸水深は地点 2021_4 (標高 -0.8 m，黒色)，1211_5 (標高 0.4 m，緑色)，2018_5 (標高 2.5 m，青色)，2016_5 (標高 1.5 m，赤色) とした．汀線の地点 (2021_4) に対しては，沖合の最大水位上昇量との対応関係を，直線で回帰し，その他の陸上の地点については水位 6 m 付近で浸水深が急増していることからジグモンド曲線を仮定し最小二乗法で回帰した曲線を参考として示した．なお，参考のため沖合の水位上昇

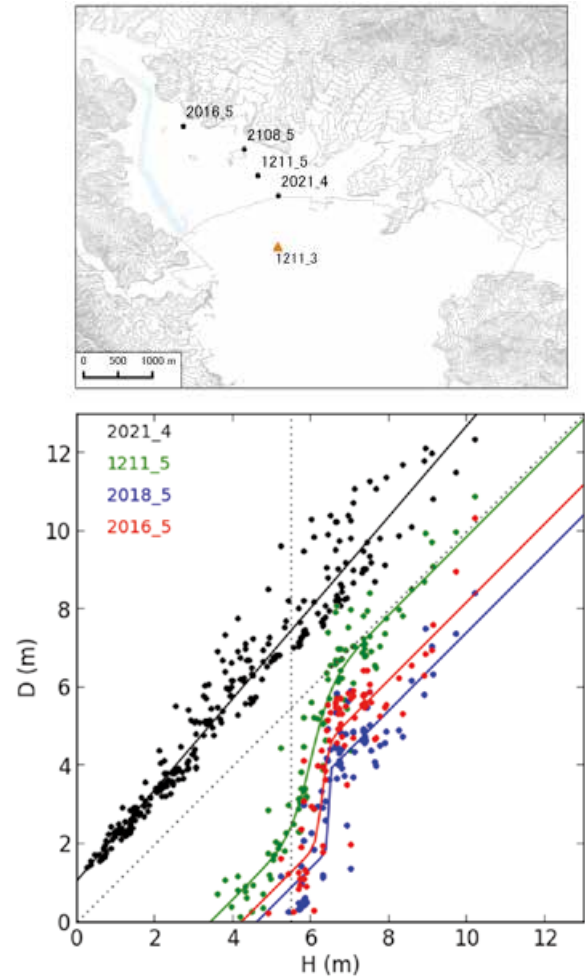


図 5.2-18 沖合地点 1211_3 の最大水位上昇量 (H : 横軸) と汀線 (2021_4) 及び陸域地点 (1211_5, 2018_5, 2016_5) での浸水深 (D) の関係。

量と陸域での浸水深が等しくなる傾き 1 の直線 (黒色の点線) と，沿岸での堤防の高さに相当する水位 5.5 m も示した．地点 2021_4 は堤防 (防護ライン) の海側で汀線付近に位置するため，沖合 1211_3 の最大水位上昇量とほぼ線形の対応を示しており，沖合の最大水位上昇量 (H) に対する浸水深 (D) も高水位ではややばらつきが大きくなるものの，強い線形の相関があることを示している．沖合 1211_3 にて最大水位上昇量が 5.5 m より大きくなると，津波は海岸の堤防を越えて直接内陸への浸水が発生することにより陸域の地点 1211_5, 2018_5, 2016_5 では，浸水深が急激に増加する傾向となった．

図 5.2-19 は図 5.2-18 の縦軸を浸水深 D から水位 H へ変換したものである．内陸の地点間では水位差が少

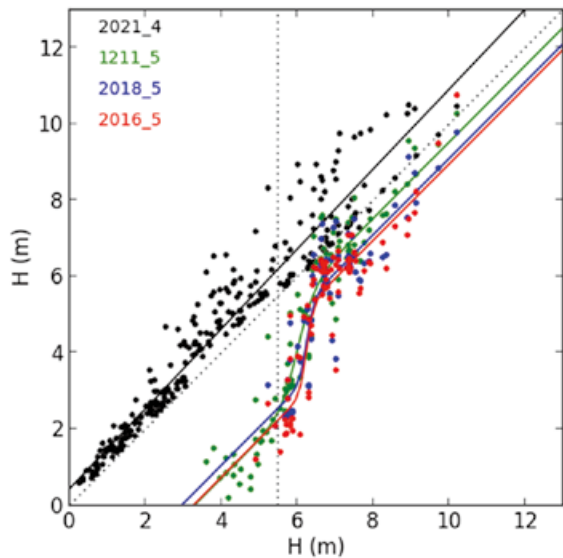


図 5.2-19 沖合地点 1211_3 の最大水位上昇量 (H : 横軸) と汀線(2021_4)及び陸域地点(1211_5, 2018_5, 2016_5)での最大水位上昇量 (H : 縦軸) の関係。

なくなっており、その理由の 1 つとしては、内陸に侵入した津波が停滞している可能性が考えられる。汀線地点 2021_4 での結果は、沖合での最大水位上昇量より汀線付近の最大水位上昇量の方が高くなっており、そのため沖合の最大水位上昇量が 5.5 m より小さいにもかかわらず、汀線付近で最大水位上昇量が大きくなることで防護ライン 5.5 m を超え市街地に浸水する可能性があることを示唆している。

5.2.5 代表点での水位時系列変化

図 5.2-20 は沖合から内陸までの 3 地点、すなわち 1211_3 (沖)、2021_4 (沿岸：標高 -0.8 m)、1211_5 (内陸：標高 0.4 m) において、地震規模の異なる 4 種類の波源断層モデルの場合での水位の時系列を示したものである。

- ・ Mw9.4：三陸沖～房総沖の全域を震源域とする地震で大すべり域が震源域の北部にある場合 (JT_ALL_TYPE2_L1_sn+SL, 浸水分布は図 5.2-13a)
- ・ Mw9.0：東北地方太平洋沖型の地震（三陸沖中部から福島沖までの連動）で大すべり域が震源域の北部にある場合 (JT_SC_F3_TYPE2_L1_sn+SL, 浸水分布は図 5.2-14a)
- ・ Mw8.8，東北地方太平洋沖型の地震（宮城県沖と福

島沖の連動）で大すべり域が震源域の北部にある場合：

JT_M_SS_F_E_TYPE2_L1_sn+SL, 浸水分布は図 5.2-15a)

- ・ Mw8.2, プレート内の地震（正断層）(200 x 70) で震源域が海溝の陸側にある場合 (JT_NRML_TYPE2_200x70_03_01_L1_mm, 浸水分布は図 5.2-16a)

図 5.2-20 において、横軸は地震が発生してから経過時間であり、時刻ゼロの水位と基準水位 (T.P. 0 m) との差は当該地点での地盤変動量を考慮した分だけ異なる。なお、地点 2021_4 と 1211_5 では、引き波 (= 水位低下) の際に一定値以下にならない挙動が見られるが、これは水深がゼロ (海域では露岩) となったことに対応している。地点 1211_5 は標高 0.4 m で堤防 (防護ライン高さ 5.5 m) より陸側に位置している。堤防は破壊されない設定としているため、堤防 (防護ライン) を超えて陸側に侵入した津波は、水位が堤防 (防護ライン) より高い場合は、再び堤防 (防護ライン) を超えて海域に戻るができるが、水位が低い場合は、堤防以外の経路を伝って引いてゆくことから、時間が経過しても水位は低下しにくい。そのため、地点 1211_5 では、堤防 (防護ライン) より陸側に侵入した海水が滞留し、その水位が一定の値を維持する結果となっている。

5.2.6 津波の到達時間

図 5.2-21 は、図に示した陸域の 18 地点での、地震発生から浸水深が 30 cm 以上になるまでの経過時間を示している。ただし、表示した経過時間は、検討した 268 個の波源断層モデルについて求めた経過時間の最小値 (最短時間) を示している。この図から、

- ・ どの地点においても、30 cm 以上の浸水となるのは、地震発生から 30 分から 40 分程度である、
- ・ 海岸から離れるにつれ、浸水時間は遅くなる (最も内陸に位置している地点 2011_5, 2012_5, 2016_5 では、30 cm 以上の津波水位の到達時間は他の地点より遅い)、
- ・ ことなどが言える。

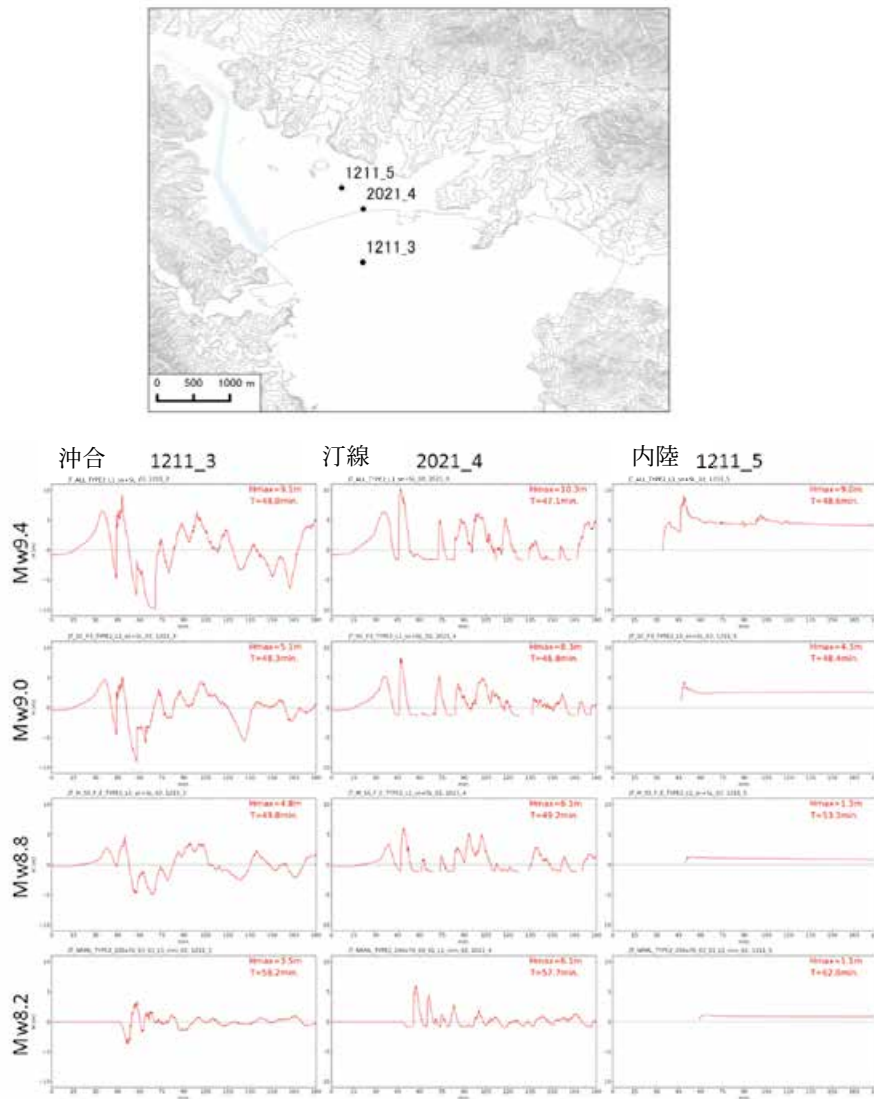


図 5.2-20 代表地点の水位時系列変化

5.3 確率論的津波浸水ハザードマップの検討

津波遡上範囲における確率論的な浸水ハザード情報を面的に表現する手法の検討を行った。

268 個の波源断層モデルによる浸水深をすべてについて、メッシュ毎に浸水深が 0.3 m 以上となるモデル、及び 2.0 m 以上となるモデル出現回数の分布を図 5.3-1 に示した。図のスケールの右側には、浸水面積を示した（例えば 100 回以上の出現回数となった地点の総数に単位面積 1,000 m² を乗じた面積を赤で示した）。河川や海岸部付近では、多くのモデルの場合に浸水することがわかる。

ハザードカーブの作成において、以下の仮定を置いた。地震発生過程としては、定常ポアソン過程に従う

とし、地震発生確率は全ての地震について Gutenberg-Richter 式による発生頻度であるとし、評価期間 30 年の浸水深の超過確率を求めた。なお、浸水深の不確かさは、暫定的に前章と同じく、最大水位上昇量の不確かさと程度であると仮定し、震源を特定しにくい地震では $\sigma_{\text{不均質}} + \sigma_{\text{再現誤差}}$ として 0.1581、震源を特定しにくい地震以外の地震では $\sigma_{\text{再現誤差}}$ 0.13 を採用した。また、ばらつきの打ち切り範囲は $\pm 3\sigma$ とした。

これらの仮定に従って、内陸の 3 地点 1211_5, 2007_5, 2014_5 における浸水深を 30 年超過確率として評価するハザードカーブの試作例を図 5.3-2 に示した。いずれの地点においても、浸水深が 5 m 以上となる浸水は、東北地方太平洋沖型の地震および最大クラ

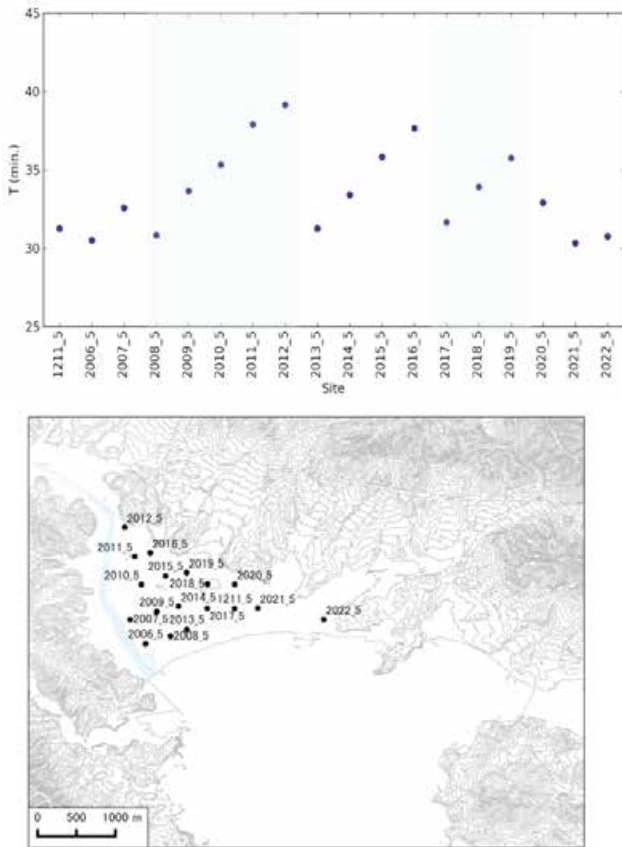


図 5.2-21 陸域の各水位時系列代表地点において、地震発生から浸水深が 30 cm 以上になるまでの時間（上）。下段の図は比較した地点の位置

スの地震（図中の赤線）からの寄与による傾向が顕著である。

このようなハザードカーブをすべての浸水深抽出点（約 17 万地点）で作成し、確率論的浸水深予測地図（図 5.3-3、図 5.3-4）を作成した。図 5.3-3 は 30 年超過確率を 6% および 3% に固定した場合の浸水深分布図、図 5.3-4 は浸水深を固定した場合の超過確率分布図である。図 5.3-3 では沿岸部および河川部において、浸水確率が高い範囲が分布しており、浸水の危険度が高いことが示されている。また、図 5.3-4 から市街地においても 0.3 m 程度の浸水となる確率は長期間では無視しえないという結果が見られる。

5.4 まとめと課題

陸前高田市の市街地及びその周辺をモデル地区として、確率論的津波浸水ハザードマップの試作する手法の検討を行った。

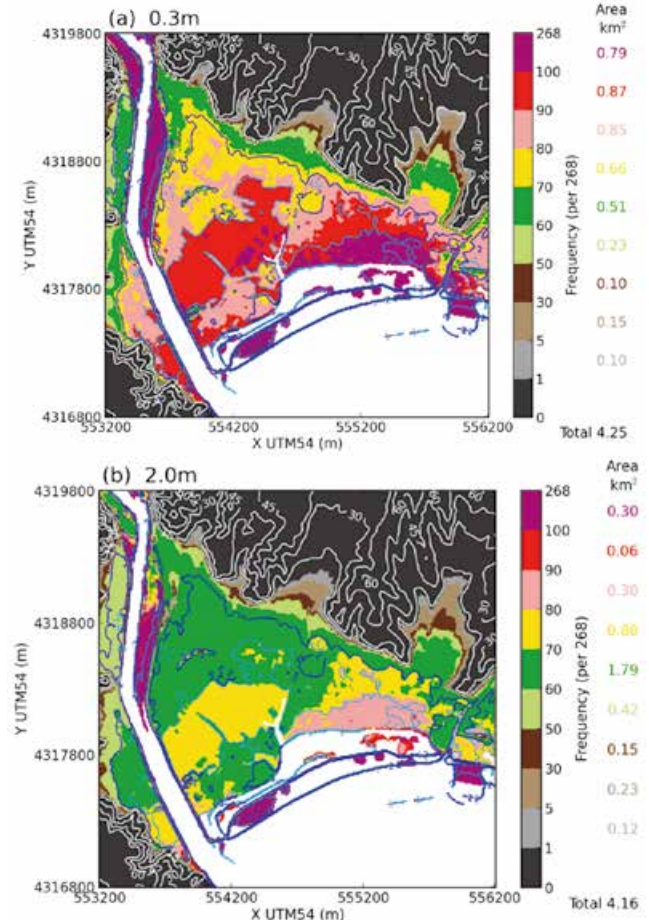


図 5.3-1 浸水深の出現回数と浸水範囲の面積。(a) 浸水深が 30 cm 以上となった波源モデルの個数の分布。浸水範囲の面積 (km²) を凡例区分ごとに示している。(b) 浸水深が 2 m 以上となった波源モデルの個数の分布と浸水範囲の面積 (km²)。

確率論的津波浸水ハザードマップを試作するにあたって、日本海溝沿いに発生する可能性のある地震による津波については、50 m メッシュを最少格子間隔とする計算から最大水位上昇量が海岸堤防等の施設の高さ以上となる可能性のある地震群 286 モデルを絞り込んだ。これらの地震群に対し、最少格子間隔を 10 m とする詳細な地形モデル（海岸施設を浸水により破壊しないとして考慮）による遡上浸水予測計算を改めて行った。予測計算による浸水深を用い、かつ想定した地震モデルごとの定常ポアソン過程を仮定した発生確率から、地点ごとの浸水ハザードに関わる 30 年超過確率ハザードカーブを求めた。この際、予測計算による浸水深のもつ不確実性は、汀線での最大水位上昇量

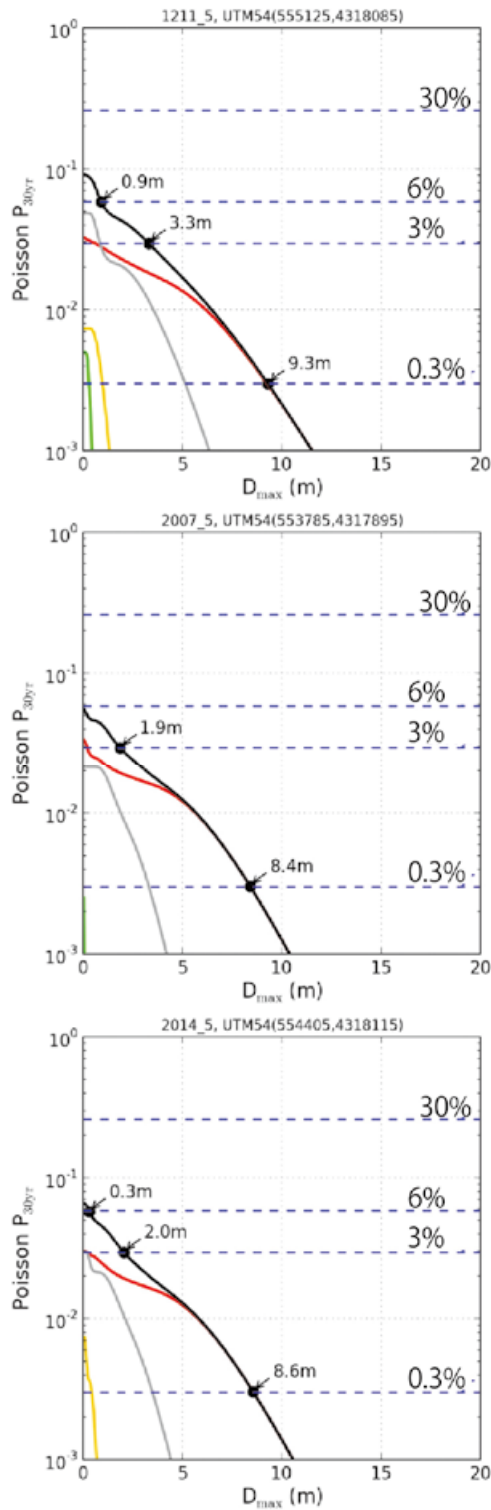


図 5.3-2 地点 1211_5 (a), 2007_5 (b), 2014_5 (c) における最大浸水深 $D_{\max}$ と超過確率（評価期間 30 年） $P_{30\text{yr}}$ のハザードカーブ。全地震を合算したハザード（黒色），津波地震のハザード（灰色）

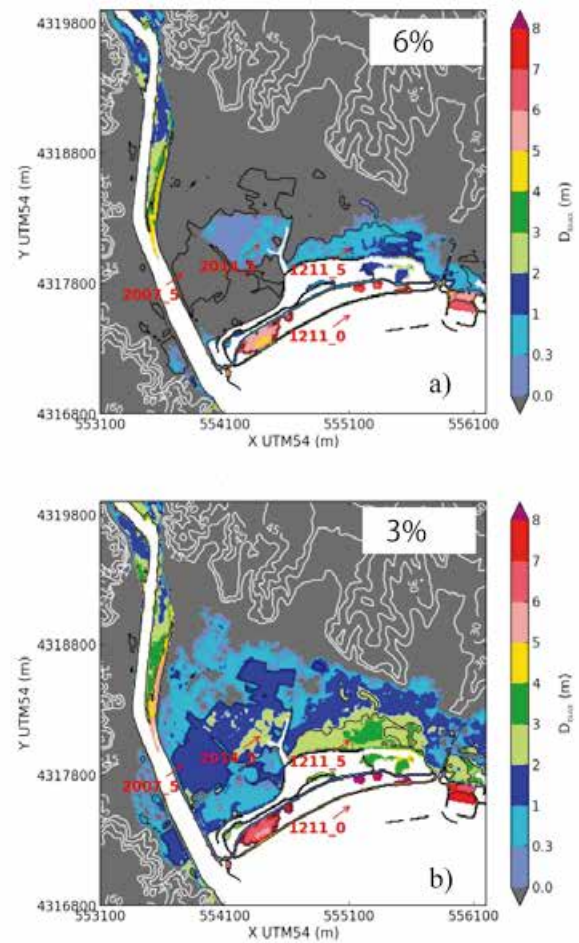


図 5.3-3 超過確率を固定した場合の浸水深分布。a)は 30 年超過確率を 6%とした場合，b)は 3%とした場合。

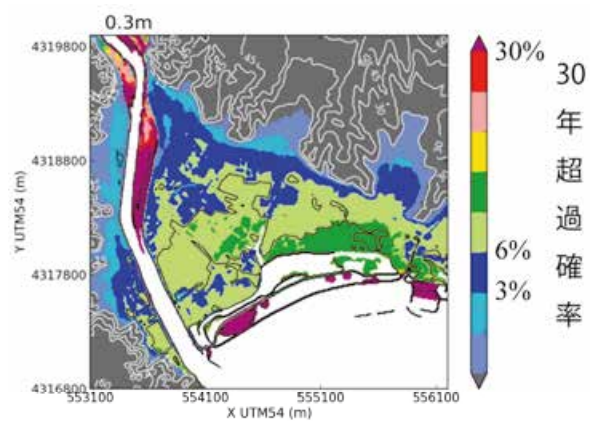


図 5.3-4 浸水深を 0.3 m と固定した場合の 30 年超過確率の分布

が示す不確実性（ σ 再現誤差と σ 不均質）で代用している．地点ごとのハザードカーブから，30 年超過確率を固定した場合の浸水深分布図と，浸水深を 0.3 m とした際の 30 年超過確率分布図を試作した．

ここで検討した手法を，全国の沿岸域に適用する場合には，現実的な課題・制限がある．そのひとつは，遡上を含めた津波予測計算には詳細な地形モデルが必要なことである．それに加えて，海岸堤防等の施設の位置・高さに関わるデータが必要である．詳細な地形モデルを作成する場合の基本情報は，国土地理院が整備し公開している航空機レーザー測量による数値標高モデルデータであるが，これは急速に整備が進んでいるものの，必ずしも現時点では全国の沿岸を網羅しているとは言えない現状にある．そのため，詳細地形データについては，2011 年東北地方太平洋沖地震以後，多くの都道府県等が行っている津波浸水予測図作成関連事業の成果等に依存せざるを得ない状況にある．地方自治体が作成した地形データは，その形式，内容等必ずしも隣接自治体間では同一ではないことや，堤防等沿岸施設が更新されることに関わるデータ修正も視野に入れる必要もあり，データの収集と整備には一定の時間と労力が必要となる．当面は，施設データを含めた詳細な地形モデルが作成できる地域に限定して，確率論的津波浸水ハザードを検討せざるを得ない．

堤防等の海岸施設の取り扱いとして，ここでは便宜的に施設は津波によって「破壊しない」という条件とした．今後，2011 年東北地方太平洋沖地震による災害を踏まえ，各地で施設がさらに整備されるものとみられるが，防災上の観点からは施設が機能しない場合（地震動による海岸施設の崩壊・沈下，または，津波による施設の侵食・流出などによる機能低下・喪失など）の検討も，必要性が高いとみられる．ただし，確率論的浸水予測のためには，ここでの検討事例のように，多くのシナリオについての浸水予測計算が必要であり，現実的には，確率論的津波浸水予測図の利活用面を考慮し，計算条件を限定したハザード評価の取り組みが必要となってくるものと思われる．

陸上への津波遡上が起こりうる津波を，今回の検討

では最少格子間隔 50 m とした汀線での津波高さの予測結果に基づいて，汀線での津波高さがある基準値（海岸堤防の高さなど）を超える 286 個の波源断層モデルに絞り込んでいる．しかしながら，汀線での津波最大水位には，3.8 節で議論したように，数値計算値にも不確実性が伴うと考えられる．たとえば，沿岸の最大水位上昇量には再現誤差やすべり不均質による誤差などの不確実性があり，その不確実さの幅を考慮すると，仮に予測計算値が基準値（例えば堤防の高さ）以下の場合であっても，設定高さを超える津波となる可能性を確率論的には否定できない．したがって，堤防を越えて遡上する津波を絞り込む作業にも確率論的な扱いが必要となってくる．今後の検討課題である．また，不確実さの扱いとしては，浸水深の予測値が持つあいまいさも本来考慮すべきであろう．津波遡上の先端部において浸水するかどうかは浸水深を推定する際の不確実さも評価したうえで確率的に判断されるべきである．この不確実性については現時点では未だわれわれは検討に着手できていない．今後は 2011 年東北地方太平洋沖地震の際の痕跡データなどをもとにして検討を行う必要がある．

6. まとめと今後の課題

全国を概観する確率論的津波ハザード評価として、全国の沿岸での津波高さに関わる評価を行うという目標に対し、その第 1 段階として、日本海溝沿いで発生する地震に伴う津波を対象として津波ハザード評価のための準備作業と手法の検討を行った。具体的には、確率論的津波ハザード評価の基本的な考え方を整理し、地震の発生可能性の評価、震源モデルの設定、海底・陸域地形のモデル化、沿岸での津波高さの予測計算、ハザードカーブの作成等についての検討である。ハザード評価上の重要な要素である不確実さの扱いについては、地震規模のばらつき、震源位置のばらつき、波源モデルのすべり分布のばらつき、計算誤差のばらつきに分類し、すべり不均質及び計算誤差によるばらつきについては定量的検証を行った。

津波波源として現段階では近地地震に限定した検討を行った。検討は、日本海溝沿いで発生しうる大地震を対象にして、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2011)による三陸沖から房総沖の地域での地震活動の長期評価を基として、震源域の位置、地震の規模および、すべり分布の不均質性等の設定など各種パラメータの検討を行った上で、将来津波を発生させる地震を特性化波源断層モデルとしてモデル化した。その結果、震源が特定できる地震として 578 通り、震源が特定できない地震として 1,319 通り、合計で 1,890 通りの特性化波源断層モデルを作成した。

津波予測計算手法の検討においては、まず初期水位分布の計算方法について検討した。初期水位分布は今まで地震時の鉛直方向の海底変位に等しいと仮定されてきたが、本研究で検討した結果、海底変位の鉛直成分のみでなく水平成分による影響も含め、初期水分布を推定することとした。また、断層上端の深さが浅い場合に生じる海底地形変動の数値計算上の特異性を回避するために、新たな計算手法の検討を行った。以上の成果をもちいて、今回の一連の予測計算を実施している。

基本的に、津波高さは汀線メッシュを対象に予測計算することとし、関東地方から北海道地方に至る太平洋沿岸全地点、すなわち、50 m メッシュ計 176,590 地

点での予測値(最大水位上昇量)を得た。特性化波源断層モデル毎の予測結果は、個別に津波高さ分布地図として整理した。ただし、ハザード評価に使用する津波高さの評価位置については、汀線メッシュ、汀線メッシュから 50 m 沖合いおよび 100 m 沖合いのメッシュ、並びに水深 10 m 程度のメッシュでの予測計算結果を比較検討したが、当面は、汀線メッシュでの予測計算結果を津波ハザード評価の基本データとすることとした。

これらの予測結果に、今回暫定的に設定した特性化波源断層モデル(地震)毎の発生確率を組合せ、今後出現するであろう最大水位上昇量の超過確率曲線であるハザードカーブを試作した。その際、地震調査委員会(2011)によって最新の活動時期や平均発生間隔などが評価されている地震群については BPT (Brownian Passage Time) 確率分布を用いた更新過程を、その他の地震については Poisson 過程によるものとみなしたモデル(本報告書では BPT モデルと呼称)と、すべての地震が Poisson 過程に従って発生していると仮定したポアソンモデルの 2 通りの地震発生確率モデルを考え、それぞれのモデルについてハザードカーブを試作した。また、BPT モデルの場合に、2011 年東北地方太平洋沖地震の発生前時点と発生後時点での評価を試みた。

津波の陸域への遡上・浸水については、テストケースとして岩手県陸前高田市周辺を対象に、最小 10 m メッシュの詳細地形モデルを作成してケーススタディを実施した。このケーススタディでは、津波予測計算結果に大きな影響を与える海岸構造物などの施設については 1 メッシュ幅の地形データとして考慮し、浸水計算を 286 通り行い、浸水範囲、深さについての確率論的なハザード評価を試みた。

今回の検討結果は、広域な範囲に到達する津波を一度に概観する確率論的な津波ハザード評価として初めて試作版としてまとめた段階であり、その中にはいわゆる工学的判断に基づき暫定的に採用した項目・条件が多数ある。今後さらに改良すべき点や、対象地域が変わることにより考慮すべき項目、さらには将来的に成果を利活用する視点から準備しておくべき事項

など、多様で多種の検討課題が残されている。今後の解決すべき課題のうち主要なものを以下に述べる。

A. 確率論的津波ハザード評価の枠組みに関する課題

A-1 不確実性の評価

土木学会原子力土木委員会津波評価部会（2009）や原子力安全基盤機構（2012, 2014）は、原子力施設などの特定重要構造物のリスク評価のための確率論的津波ハザード評価において、2.1節でみたように、偶然的不確実性に加えて地震断層を記述するパラメータや発生頻度などについて認識論的不確実性を考慮している。本報告書では、現段階では地震発生の確率モデルとして BPT モデルとポアソンモデルの 2 通りをいわずに認識論的不確実性として扱い、計算誤差に関わる不確実性と不均質すべりに関する不確実性の 2 つを定義し、これらを偶然的不確実性として扱った。本報告書で試案として構築した確率論的なハザード評価の枠組みに従いつつそれ以外の認識論的不確実性を設定することも可能であるが、まずは認識論的不確実性としては最低限必要と考えられる 2 種類の地震発生確率モデルを設定するだけに留め、広域な範囲に到達する津波を一度に概観する確率論的な津波ハザード評価の枠組みを構築することを優先させた。今後、津波ハザード評価手法を高度化するにあたり、どのような項目に認識論的不確実性を設定し、評価するかに関して検討していく必要がある。

A-2 地震活動の評価

・地震活動モデル

例えば藤原ほか（2012）は、2011 年東北地方太平洋沖地震を踏まえて地震動予測地図を改良するうえで、三陸沖から房総沖の日本海溝沿いの長期評価（地震調査委員会、2011）の改訂に基づき、地震調査委員会（2011）による長期評価改訂版を基本とした「モデル 1」、それに加えて三陸沖から房総沖の日本海溝沿いで発生する海溝型地震のうち震源を特定しにくい地震の最大規模を拡大した「モデル 2」（したがってモデル 2 では、モデル 1 の陸域の地震および日本海溝域以外の海域で発生する地震のモデルは変更していない）。さらに三陸沖から房総沖の日本海溝沿いの地震活動

領域の考え方（地震調査委員会、2011）から離れて、日本海溝沿いに発生しうる最大規模の地震活動までをグーテンベルク-リヒターの式による発生頻度によって表現する「モデル 3」、の 3 通りモデルを提唱している。地震調査委員会（2014）は、長期間平均の全国地震動予測地図として、すべての検討対象とした地震の地震活動モデルをポアソン過程と考えた評価も加えている。本報告書で取り上げている BPT モデルは上記の「モデル 2」に、ポアソンモデルは「モデル 3」に近い。今後、評価対象領域を日本海溝沿い以外の海域に広げてゆく際に、必ずしも地震活動が詳しく明らかになっていない海域を対象とすることがありうる。津波ハザードとして全国の沿岸を一律に評価する場合、例えば長期間平均の予測として地震活動モデルを地域を問わずポアソンモデルとした評価とするか、もしくは地域ごとに更新過程によるものとポアソン過程による評価を複合させた場合を接合して地震活動をモデル化するかなどについては、地震動予測地図と同様に、さらなる検討が必要になってくるものとみられる。

・地震活動の地域性

本報告書では、地震調査委員会（2011）の考えに従い三陸沖から房総沖の日本海溝沿いの地震発生領域を 8 つの地震発生領域に分割し、分割された地震発生領域を基本に特性化波源断層モデル群の配置を考えた。一方、地震調査委員会（2013）による南海トラフ沿いの地震の長期評価でも地震発生領域の区分はあるが、それぞれの領域内で発生する地震の評価はなく、それらの領域区分を単位として、複数の領域が将来の大地震で同時に活動する場合を複数種類想定している。そのため、南海トラフで発生する地震による津波のハザード評価では、南海トラフという地域での地震活動の特徴を踏まえ、震源域の配置方法を日本海溝沿いを対象とした場合の考え方とは異なった考え方に立たざるを得ない。また、琉球海溝沿いや伊豆マリアナ海溝沿いの海溝型地震、さらには日本海で発生する地震を対象にした場合にも、それぞれの地域での地震活動の特徴を考慮した特性化波源断層モデルの設定・配置方法を考える必要がある。

・最大クラスの地震

本報告書では、日本海溝沿いで発生する最大クラスの地震として同地震活動領域全域を震源域とする場合までを想定した。2011 年東北地方太平洋沖地震の発生以降、日本周辺で発生しうる最大の地震の規模をどの程度と見積もるかについては、現在も研究者間で多様な議論が継続している。また、最大クラスの地震を考える上で、日本海溝と千島海溝、日本海溝と伊豆マリアナ海溝など隣接する沈み込み帯にまで震源域が拡大する可能性についても議論があるところである。今後の議論の推移に留意しつつ、必要が認められる場合には、最大クラスの地震の規模や位置について再検討する必要がある。

B. 特性化波源断層モデルの高度化に関する課題

特性化波源断層モデルを作成するにあたって、各種の断層パラメータを設定している。例えばすべり角や剛性率などのように、いくつかの断層パラメータについては先見的に一定の値を付与した。また物理的には本来あり得ないが、津波の位相速度は断層の破壊伝播速度に比べてかなり遅いので、津波予測計算の分野では従来から用いられてきている仮定、すなわち断層面全域で同時に破壊することを前提とし津波初期水面を計算した。さらに、特性化波源断層モデルを設定するうえでもっとも基本的な関係式である、地震モーメントと断層面積に関するスケーリング則などについても、静的応力降下量との関係を踏まえ、さらなる検討が必要と思われる。今回の検討では、確率論的な津波ハザード評価の全体像を把握することを優先させたため、多くのパラメータについては工学的判断によって第一近似的な値を与えた。今後、特性化波源断層モデルの高度化や精緻化を図る場合には、その時点での最新の知見を踏まえた検討を行う必要がある。

C. ハザード評価に関わる課題

C-1 確率の配分（重みの設定）

今回の検討では、地震調査委員会による地震の長期評価によって地震の発生確率が与えられている場合（例えば東北地方太平洋沖型の地震など）、あるいはさらに大きな規模の最大クラスの地震等の場合に、すべり不均質分布の多様性を考慮し、多数の特性化波源断層モデルを設定した。そして同じ地震規模、同じ震

源域をもつ地震については、複数の異なる不均質すべり分布を持つ特性化波源断層モデルは等しい確率で発生すると考えた。将来的に地震学的知見が蓄積され、異なる不均質すべり分布をもつ波源断層モデル毎に異なる重みで発生確率を分配することが可能になるかもしれない。あるいは専門家集団の判断によって異なる不均質すべり分布毎に異なる重みを付与することも検討すべきかもしれない。特性化波源断層モデルすなわち地震毎にどのように発生確率の重みを課すべきか、今後の検討課題である。

C-2 海溝型地震以外の津波発生源についての考慮

今回の検討では、いわゆる遠地津波とよばれる遠隔地の巨大地震による津波ハザード評価への寄与は考慮されていない。遠地津波による津波を含めた評価は今後検討されるべきである。

確率論的な津波ハザード評価をおこなう場合、地震による津波に加え、その他の原因によって発生する津波によるハザードも併せて評価に含めるべきであるとの議論がある。海溝型地震よりも一桁以上頻度が小さい事象に由来する津波として、海底活断層の活動による地震、地すべり（海底での急速な土砂移動や陸上から海域への急速な土砂移動）、火山活動（海水の吹き上げ、クレータの生成にともなう地形変動）、隕石の落下などが考えうる。このような、その他の原因による津波については、それらの現象が発生する可能性のある場所や範囲の特定、現象の発生頻度の考え方の整理、現象の記述の方法の検討など、必ずしも津波研究者のなかでも統一的理解に達していない側面もある。また、これらの現象によって生じる津波は、その影響範囲が局所的で広範囲には及ばない傾向もある。これらの現象から生じる津波を評価に取り込んでゆくための基礎的な資料を収集し、そのような現象から生じる津波の評価手法について検討を積み重ねてゆく必要がある。

C-3 高頻度小規模津波および低頻度大規模津波

現在の検討では、特性化波源断層モデル群から予測される沿岸での最大水位上昇量の 30 年超過確率を推定しているが、この手順において 4-3 節に示したように、ハザード評価地点で最大水位上昇量が 1 m 以上と

なった場合のみ用いてハザードカーブを合成している。すなわち、図 4.3-3 から図 4.3-17 までに示したハザードカーブにおいては、少なくとも最大水位上昇量 0 m から 1 m の区間については、最大水位上昇量の大きい方からの確率密度関数の積分値として表現されているものの本来的には該当する津波が考慮されていない。そのため、この区間の 30 年超過確率および対応する最大水位上昇量は参照することができない。またハザードカーブ合成の際に考慮した予測計算結果が最大水位上昇量が 1 m 以上のものであること、並びに最大水位上昇量の不確かさ σ の大きさとして 0.13 あるいは 0.16 を採用していることを考慮すると、最大水位上昇量が 1 m から 3 m の区間の 30 年超過確率は過小評価になっている。したがって本報告書で評価したハザード情報として使用できるのは最大水位上昇量 3 m 以上の区間であると考えられる。このハザードカーブ区間の、低い最大水位上昇量となる津波は比較的高い頻度で出現するものの、特性化波源断層モデル群を用いた数値計算手法によって小規模津波のハザードの全体像を得ることは、労力・コスト面から見ても、また妥当性の検証においても、大いに問題があるといわざるを得ない。高頻度小規模津波のハザード評価は今後そのような津波の評価に効果的・効率的な手法の検討を要する課題である。

大規模な津波を発生させる日本海溝沿いの海溝型地震として、本報告書では東北地方太平洋沖型の地震のような繰り返し発生する地震を上回る規模の地震群（最大で Mw9.4）を想定してハザード評価を行った。この規模の地震が日本周辺の海域で発生した経験はないものの、今回の検討では発生の頻度を G-R 式に基づいて外挿して設定している。さらに、Mw9.4 を超える規模の地震の発生の可能性についても先述したように現時点で議論されていることもあり、これらの巨大な地震の発生確率の考え方と、巨大地震による大規模な津波を含めた津波ハザードを評価する手法については今後さらに検討を要する。また、海溝型地震以外の津波発生原因を考える場合には、ところによっては非常に低頻度でかつ大規模な津波を想定することとなる場合も考えられ、各種の原因による津波を含め

た統合的な津波ハザードを評価する際には、低頻度大規模事象に対する発生確率についての考え方や、低頻度大規模事象の取扱い理論を取り入れるなどの検討が必要となる。

D. 浸水ハザード評価に関わる課題

本報告書において、まだ基礎研究的な要素をたぶんに含んではいるが、確率論的な津波浸水ハザード評価についても序論的な検討を加えた。この方面の検討については、第 5 章で技術的な課題を整理している。特に、津波の遡上・浸水を扱う場合の、浸水高さや浸水域の不確かさの見積もりなどは、この種の手法を検討する上で、できるだけ早期に目安となる考え方を整理する必要がある。ただし、このような津波の浸水ハザード評価に必要な不可欠な、沿岸での微細な地形のモデル化や構造物のモデル化などにおいて、全国を均一な精度で取り扱うにあたっては現状では作業的・経費的に非常な困難を伴う作業が付随することから、当面对象地域を限定し、自治体やその他ライフラインなどの関係機関と共同して、目的を限定した研究的アプローチができる道筋を開拓することが重要であると考えられる。

E. 普及・活用に関わる課題

今回の試作で設定した特性化波源断層モデル群は、確率論的津波ハザードを評価するために用意したものである。今後、南海トラフ沿い、伊豆・小笠原海溝沿い、千島海溝沿いなど日本周辺の海域並びに遠隔地で発生する地震による津波に対しても、特性化波源断層モデル群が設定されれば、多様な津波ハザード評価用モデルのデータベースとなりうる。このようなデータベースは、個々の特性化波源断層モデルそのものを 1 個のシナリオモデルとする津波の決定論的な検討にも利用できる可能性を有している。確率論的な津波ハザード評価の結果のみならず、特性化波源断層モデル群およびそれらの予測計算結果を広く利活用するためのデータ公開にむけたデータ形式の標準化など、公開方法に関する検討を、識者の意見なども参考にしつつ並行して進める必要がある。

引用文献

- 1) 相田勇 (1977) : 陸上に溢れる津波の数値実験—高知県須崎および宇佐の場合. 東京大学地震研究所彙報, **52**, 441-460.
- 2) 阿部勝征 (1988) : 津波マグニチュードによる日本付近の地震津波の定量化. 東京大学地震研究所彙報, **63**, 289-303.
- 3) 阿部勝征 (1999) : 遡上高を用いた津波 マグニチュード M_t の決定. 地震第2輯, **52**, 369-377.
- 4) 阿部勝征 (2003) : 津波地震とは何か—総論—. 月刊地球, **25**, 337-342.
- 5) 油屋貴子・今村文彦 (2002) : 合成等価粗度モデルを用いた津波氾濫シミュレーションの提案. 海岸工学論文集, 第49巻, pp. 276-280.
- 6) 秋山伸一・藤原広行・橋本紀彦 (2014) : 境界積分を用いた断層運動による海底地盤変位の計算法. 日本地球惑星科学連合同学会.
- 7) 赤穂良輔・伊井仁志・肖鋒 (2008) : 三角形非構造格子における CIP/Multi-Moment 有限体積法による浅水波方程式の数値モデル. 日本計算工学会論文集, No.20080013.
- 8) Asano, K. and T. Iwata (2012): Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake. *Earth Planets Space*, **64**, 1111-1123.
- 9) Baba, T., H. Matsumoto, K. Kashiwase, T. Hyakudome, Y. Kaneda, and M. Sano (2012): Micro-bathymetric evidence for the effect of submarine mass movement on tsunami generation during the 2009 Suruga Bay earthquake, Japan. in Yamada *et al.* (ed), *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research, Volume 31*, pp 485-495, Springer
- 10) Barrientos, S. E. and S. N. Ward (1990): The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophys. J. Int.*, **103**, 589-598.
- 11) Berryman K. (compiler; 2005): Review of Tsunami Hazard and Risk in New Zealand. Inst. Geol. Nuclear Sci. client report, 2005/104.
[http://www.civildefence.govt.nz/memwebsite.nsf/Files/Tsunami_Hazard_report/\\$file/Final_Hazard_and_Risk_Report_part_1.pdf](http://www.civildefence.govt.nz/memwebsite.nsf/Files/Tsunami_Hazard_report/$file/Final_Hazard_and_Risk_Report_part_1.pdf)
- 12) Bilek, S.L. and T. Lay (1999) : Rigidity variations with depth along interplate megathrust faults in subduction zones. *Nature*, **400**, 433.
- 13) 防災科学技術研究所 (2004) : 地震動予測地図の工学利用—地震ハザードの共通情報基盤を目指して—. 防災科学技術研究所研究資料, 第258号, pp.1-314.
- 14) Burbidge, D., P.R. Cummins, R. Mleczko, and H.H. Thio (2008): A Probabilistic Tsunami Hazard Assessment for Western Australia. *Pure Appl. Geophys.*, **165**, 2059-2088.
doi: 10.1007/s00024-008-0421-x
- 15) 中央防災会議 (2006) : 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会 報告.
http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/nihonkaiko_chisimajishin/pdf/houkokusiryoku2.pdf
- 16) 中央防災会議 (2012a) : 「南海トラフの巨大地震による深度分布・津波高について(第1次報告)」.
<http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/index.html>
- 17) 中央防災会議 (2012b) : 南海トラフモデル検討会二次報告 津波断層モデル編(別添資料)—地形メッシュデータの作成方法について—
http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/20120829_2nd_report03.pdf
- 18) 中央防災会議 (2014a) : 南海トラフ地震防災対策推進基本計画. http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/pdf/nankaitrough_keikaku.pdf
- 19) 中央防災会議 (2014b) : 首都直下地震緊急対策推進基本計画. http://www.bousai.go.jp/jishin/syuto/pdf/syuto_keikaku.pdf
- 20) Cornell, C. A. (1968): Engineering seismic risk analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1583-1606.
- 21) 土木学会原子力土木委員会津波評価部会 (2002). 「原子力発電所の津波評価技術」
<http://committees.jsce.or.jp/ceofnp/node/5>
- 22) 土木学会原子力土木委員会津波評価部会 (2009) : 「確率論的津波ハザード解析の方法」
- 23) Fujii, Y. and K. Satake (2007): Tsunami Source of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**, 1A, S192-S207.
doi: 10.1785/0120050613

- 24) Fujii, Y. and K. Satake (2012): Slip distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data. *Pure Appl. Geophys.*, **170**, 1493-1509, doi:10.1007/s00024-012-0524-2.
- 25) 藤井雄士郎・佐竹健治 (2011): 2011年3月11日東北地方太平洋沖地震の津波波源.
http://iisee.kenken.go.jp/staff/fujii/OffTohokuPacific2011/tsunami_ja_ver4.2and4.6.html
- 26) 藤井雄士郎・佐竹健治 (2013): 2011年3月11日東北地方太平洋沖地震の津波波源
http://iisee.kenken.go.jp/staff/fujii/OffTohokuPacific2011/tsunami_ja.html
- 27) 藤間功司・樋渡康子 (2013): 津波防災施設の最適規模と残余リスクを明示する手法の提案. 土木学会論文集 A1(構造・地震工学), **69**, P.I-345-P.I-357.
- 28) 藤原広行・河合伸一・青井真・森川信之・先名重樹・東宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田章 (2012): 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討. 防災科学技術研究所研究資料, 第379号.
- 29) Frumura T. and T. Saito (2009): Three-dimensional simulation of tsunami generation and propagation: Application to intraplate events. *Journal of Geophysical Research*, **114**, B02307.
- 30) Geist, E. L. (2002): Complex earthquake rupture and local tsunamis. *J. Geophys. Res.*, **107**, B000139.
- 31) Geist, E. L. (2005): Local tsunami hazards in the Pacific Northwest from Cascadia subduction zone earthquakes. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1661-B.
- 32) Geist, E. L. and Parsons, T. (2006): Probabilistic analysis of tsunami hazards. *Natural Hazards*, **37**, 277-314.
- 33) 原子力安全基盤機構 (2011): 原子力事業者が実施した平成23年東北地方太平洋沖地震により発生した津波の再現計算結果等に係るクロスチェック解析. 原子力・安全保安院 地震・津波に関する意見聴取会 第3回配布資料.
<http://www.nsr.go.jp/archive/nisa/shingikai/800/26/003/3-4.pdf>
- 34) 原子力安全基盤機構 (2012): 確率論的津波評価に基づく設計基準津波の作成に関する JNES モデル. 原子力安全・保安院 地震・津波に関する意見聴取会 津波関係第1回配布資料.
- 35) 原子力安全基盤機構 (2014): 「確率論的手法に基づく基準津波策定手引き」
<http://www.nsr.go.jp/archive/jnes/content/000127184.pdf>
- 36) Geoscience Australia (2012): Offshore Tsunami Hazard for Australia. <http://www.ga.gov.au/hazards/tsunami/offshore-tsunami-hazard-for-australia.html>
- 37) 後藤和久・西村裕一・菅原大助・藤野滋弘 (2012): 日本の津波堆積物研究. *地質学雑誌*, **118**, 431-436 : doi:10.5575/geosoc.2012.0042.
- 38) 後藤智明 (1984): アーセル数が大きい場合の非線形分散波の方程式. 土木学会論文集, 351, 193-201.
- 39) 後藤智明・佐藤一央 (1993): 三陸沿岸を対象とした津波数値計算システム開発. 港湾技術研究所報告, 第32巻, 第2号 (vol. 32, No2), 1993. 6, H14. 2, pp. 18.
- 40) Goto, C and N. Shuto (1983): Numerical simulation of Tsunami propagations and run-up. in *Tsunamis: Their Science and Engineering*, edited by K. Iida and T. Iwasaki, 439-451, Terra Science Pub., Tokyo.
- 41) Gusman, A. R., Y. Tanioka, S. Sakai and H. Tsushima (2012): Source model of the great 2011 Tohoku earthquake estimated from tsunami waveforms and crustal deformation data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **341-344**, 234-242.
doi:10.1016/j.epsl.2012.06.006
- 42) 長谷川賢一・鈴木孝夫・稲垣和男・首藤伸夫 (1987): 津波の数値実験における格子間隔と時間積分間隔に関する研究. 土木学会論文集第381号 / II -7, pp. 111-120.
- 43) Herrero, A. and P. Bernard (1994): A kinematic self-similar rupture process for earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1216-1228.
- 44) Hirose, F., K. Miyaoka, N. Hayashimoto, T. Yamazaki and M. Nakamura (2011): Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0) -Seismicity: foreshocks, mainshock,

- aftershocks, and induced activity-. *Earth Planets Space*, **63**, 513-518.
doi:10.5047/eps.2011.05.019.
- 45) 福岡捷二・川島幹雄・松永宜夫・前内永敏(1994): 密集市街地の氾濫流に関する研究. 土木学会論文集, No. 491/II-27, pp. 51-60
- 46) 茨城県(2012): 津波浸水想定について. <http://www.pref.ibaraki.jp/bukyoku/doboku/01class/class06/kaigan/tsunamisinnisui/12shinsui.html>
- 47) 今村文彦(1989): 数値計算による津波予警報の可能性に関する研究. 東北大学博士学位論文.
- 48) 今村文彦・後藤智明・首藤伸夫(1986): 津波数値予報の可能性に関する研究 - 津波数値シミュレーションの精度 -. 東北大学工学部津波防災実験所研究報告, **3**, 23-88.
- 49) Intergovernmental Oceanographic Commission. Revised Edition 2013. *Tsunami Glossary*, 2013. Paris, UNESCO. IOC Technical Series, 85. (IOC/2008/TS/85rev)
- 50) 伊尾木圭衣・谷岡勇市郎(2010): 津波波形から推定した1963年千島沖巨大地震(本震・最大余震)のすべり量分布. 日本地球惑星科学連合2010年大会予稿集, SSS027-P09.
- 51) 岩手県(2012): 平成23年度岩手県津波災害復旧方針検討業務委託 報告書.
- 52) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001): 長期的な地震発生確率の評価手法について. http://www.jishin.go.jp/main/p_hokokukaigi01B.htm
- 53) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004): 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版)について. http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_kaiko.htm
- 54) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009): 全国地震動予測地図. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/index.htm
- 55) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010): 全国地震動予測地図 2010年版. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10_yosokuchizu/index.htm
- 56) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2011): 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11nov_sanriku/index.htm
- 57) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012): 長周期地震動予測地図 2012年試作版. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12_choshuki/index.htm
- 58) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013): 南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)について. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/13may_nankai/index.htm
- 59) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2014a): 全国地震動予測地図 2014年版 ～全国の地震動ハザードを概観して～. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/14_yosokuchizu/index.htm
- 60) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2014b): 長期評価による地震発生確率値の更新について. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/14jan_kakuritsu/index.htm.
- 61) (財)地震予知総合研究振興会サイスマテクトニクス研究会(2005): 「日本の付近質断層パラメータ・カタログ(第2期)(1944-2003)」.
- 62) Johnson, J. M., K. Satake, S. R. Holdahl and J. Sauber (1996): The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data. *J. Geophys. Res.*, **101**, B1, 523-532.
- 63) Johnson, J. M. and K. Satake (1999): Asperity Distribution of the 1952 Great Kamchatka Earthquake and its Relation to Future Earthquake Potential in Kamchatka. *Pure Appl. Geophys.*, **154**, 541-553.
- 64) Kajiura K. (1963): The Leading Waves of aTsunami. *Bull Earth. Res. Inst.*, **41**, 535-571.
- 65) Kanamori, H. (1977): The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.
- 66) Kanamori H. and D. L. Anderson (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073-1095.
- 67) 川原睦人・竹内則雄・首藤伸夫(1976): 2段階ラックス・ウエンドロフ有限要素法による汐流解析. 土木学会海岸工学講演会論文集, **23**, 498-501.

- 68) 気象庁 (2011): 「地震・火山月報(カタログ編) 2011 年 5 月」, (財)気象業務支援センター, 東京.
- 69) Kodaira S., T. No, Y. Nakamura, T. Fujiwara, Y. Kaiho, S. Miura, N. Takahasi, Y. Kaneda and A. Taira (2012): Coseismic fault rupture at the trench axis during the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Nature Geoscience*, **5**, 646-650. doi:10.1038/NNGEO1547.
- 70) 国土地理院 (2012): 高精度な数値標高データの公開について.
<http://fgd.gsi.go.jp/download/120328.pdf>
- 71) 国土交通省 (2005): 浸水想定区域図作成マニュアル.
- 72) 国土交通省・国土技術政策総合研究所 (2012): 「津波浸水想定の設定の手引き」. http://www.mlit.go.jp/river/shishin_guideline/bousai/saigai/tsunami/shinsui_settei.pdf
- 73) 国土技術研究センター (2007): 「津波の河川遡上解析の手引き (案)」
- 74) Konca, A. O., V. Hjorleifsdottir, T. R. A. Song, J. P. Avouac, D. V. Helmberger, C. Ji, K. Sieh, R. Briggs and A. Meltzner (2007): Rupture Kinematics of the 2005 Mw 8.6 Nias-Simeulue Earthquake from the Joint Inversion of Seismic and Geodetic Data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**, 1A, S307-S322, doi: 10.1785/0120050632.
- 75) 是永真理子・阿部雄太・橋本紀彦・秋山伸一・藤原広行 (2013): 確率論的津波ハザード評価における不確かさの取り扱いについて. 日本地球惑星科学連合同学会, SSS35-P06.
- 76) 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫 (1998): GIS を利用した津波遡上計算と被害想定手法. 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp. 356-360.
- 77) 日下部毅明・渋谷研一・片岡正次郎 (2006): 津波による道路施設の被災度と経済的損失の評価手法に関する現況等の調査と基礎的検討. 国総研資料, 第 316 号, H18. 3, pp. 114-15.
- 78) Lay, T., H. Kanamori, C. J. Ammon, M. Nettles, S. N. Ward, R. C. Aster, S. L. Beck, S. L. Bilek, M. R. Brudzinski, R. Butler, H. R. DeShon, G. Ekström, K. Satake and S. Sipkin (2005): The Great Sumatra-Andaman Earthquake of 26 December 2004. *Science*, **308**, 1127-1133, doi:10.1126/science.1112250.
- 79) Lay, T. and H. Kanamori (2011): Insights from the great 2011 Japan earthquake. *Phys. Today*, **64**, 12. doi:10.1063/PT.3.1361.
- 80) Lay, T., C. J. Ammon, H. Kanamori, K. D. Koper, O. Sufri and A. R. Hutko (2010): Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L13301. doi:10.1029/2010GL043379.
- 81) Leonard, G.S., W. Power, B. Lukovic, W. Smith, D. Johnston, G. Downes (2008): Tsunami evacuation zones for Wellington and Horizons regions defined by a GIS-calculated attenuation rule. *GNS Science Report 2008/30*. 22p.
- 82) Leonard, L.J., G. C. Rogers, and S. Mazzotti (2014): Tsunami hazard assessment of Canada. *Nat. Hazards*, **70**, 237-274. doi: 10.1007/s11069-013-0809-5.
- 83) Lorito, S., F. Romano, S. Atzori, X. Tong, A. Avallone, J. McCloskey, M. Cocco, E. Boschi and A. Piatanesi (2011): Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake. *Nature Geoscience*, **4**, 173-177. doi:10.1038/ngeo1073.
- 84) Maeno, F. and F. Imamura (2007): Numerical investigation of tsunamis generated by pyroclastic flows from the Kikai caldera, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L23303. doi:10.1029/2007GL031222.
- 85) 正村憲史・藤間功司・後藤智明・重村利幸 (2000): 底面境界層の構造を考慮した長波理論解と海底摩擦による波高減衰に関する考察. 土木学会論文集, No663/ II -53, 69-78.
- 86) Mason, D.G., C.B. Harbitz, R.B. Wynn, G. Pedersen, and F. Lovholt (2006): Submarine landslides: processes, triggers, and hazard prediction. *Phil. Trans. R. Soc. A*, **364**, 2009-2039. doi:10.1098/rsta.2006.1810.
- 87) Matsui, T., F. Imamura, E. Tajika, Y. Nakano, and Y. Fujisawa (2002): Generation and propagation of a tsunami from the Cretaceous-Tertiary impact event. in Koeberl, C., and MacLeod, K.G., eds. "Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond". Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am. Special Paper 356, p. 69-77.

- 88) Mendoza, C. and S. Hartzell(1999): Fault-slip distribution of the 1995 Colima-Jalisco, Mexico, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 1338-1344.
- 89) 村嶋陽一・今村文彦・竹内仁・鈴木崇之・山崎正幸・松田健也 (2006) : 津波浸水予測における航空機搭載型レーザーデータの適応性. 海岸工学論文集, 第53巻, pp1336-1340.
- 90) 村嶋陽一・今村文彦・越村俊一・中村茂・北沢良之・並川和敬 (2007) : 津波防災施設計画への高精度地形モデルの利用と必要精度. 海岸工学論文集, 第54巻, pp. 1371-1375.
- 91) Murotani, S., H. Miyake and K. Koketsu (2008): Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes. *Earth Planets Space*, **60**, 987-991.
- 92) 内閣府・農林水産省・水産庁・国土交通省(2004) : 「津波・高潮ハザードマップマニュアル」. ISBN 4-900302-62-7.
- 93) 内閣府 (2012) : 南海トラフの巨大地震モデル検討会第12回会合参考資料. http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/12/pdf/sub_1.pdf
- 94) Nomanbhoy, N. and K. Satake (1995): Generation mechanism of tsunamis from the 1883 Krakatsu eruption. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 509-512.
- 95) Okada, Y. (1992): Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040.
- 96) 岡田正実・谷岡勇市郎 (1998) : 地震の規模・深さと津波の発生率. 月刊海洋, 号外 No.15, 18-22.
- 97) 沖縄県 (2013) : 「津波被害想定調査」報告書.
- 98) Peregrin, D.H. (1967): Long waves on a beach. *J. Fluid Mech.*, **27**, part4, 815-827.
- 99) Power, W. (2013): Review of Tsunami Hazard and Risk in New Zealand (2013 Update). GNS Science Consultancy Report 2013/131. http://www.civildefence.govt.nz/memwebsite.nsf/wpg_URL/For-the-CDEM-Sector-Publications-Review-of-Tsunami-Hazard-in-New-Zealand
- 100) Romano, F., A. Piatanesi, S. Lorito, N. D'Agostino, K. Hirata, S. Atzori, Y. Yamazaki and M. Cocco (2012): Clues from joint inversion of tsunami and geodetic data of the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Scientific reports*, **2**, 385. doi:10.1038/srep00385
- 101) 劉曉東・堺茂樹・小原忠和・三上勉・岩間俊二・今村文彦・首藤伸夫 (2001) : 市街地への津波遡上・氾濫に関する数値解析. 海岸工学論文集, 第48巻, pp. 341-345.
- 102) Satake, K., K. Hirata, S. Yamaki and Y. Tanioka (2006): Re-estimation of tsunami source of the 1952 Tokachi-oki earthquake. *Earth Planets Space*, **58**, 535-542
- 103) Satake K., Y. Fujii, T. Harada and Y. Namegaya (2013): Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **103**, 2B, 1473-1492. doi:10.1785/0120120122.
- 104) 佐藤良輔 (1989): (編)「日本の地震断層パラメータ・ハンドブック」. 鹿島出版会, 東京.
- 105) 佐山順二・後藤智明・首藤伸夫 (1986) : 屈折に関する津波数値計算の誤差. 海岸工学論文集, 第33巻, pp. 204-208.
- 106) 瀬野徹三 (1996) : 公開講義(1) プレートテクトニクスと日本列島付近の地震. 東京大学地震研究所. <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/KOHO/KOHO/backnumber/14/14-1.html>
- 107) Sørensen, M. B., M. Spada, A. Babeyko, S. Wiemer, and G. Grünthal (2012): Probabilistic tsunami hazard in the Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.*, **117**, B01305. doi: 10.1029/2010JB008169
- 108) 首藤伸夫・今村文彦・越村俊一・佐竹健治・松富英夫 (2007) : (編)「津波の事典」. 朝倉書店, 東京. ISBN 978-4254160505.
- 109) 杉野英治・呉 長江・是永真理子・根本 信・岩渕洋子・蛭沢勝三 (2011) : 原子力サイトにおける2011東北地震津波の検証. 日本地震学会論文集 **13**(2), 2_2-2_21.
- 110) 杉野隆三郎, 登坂宣好 (1999) : 境界要素法による非線形水波の数値シミュレーション. 応用力学論文集, Vol.2, 141-151.
- 111) 鈴木 亘・青井真・関口春子・功刀 卓 (2012) : 2011年東北地方太平洋沖地震の震源破壊過程. 防災科学技術研究所主要災害調査, **48**, 53-62.

- 112) Strunz, G., J. Post, K. Zosseder, S. Wegscheider, M. Muck, T. Riedlinger, H. Mehl, S. Dech, J. Birkmann, N. Gebert, H. Harjono, H. Z. Anwar, Sumaryono, R. M. Khomarudin, and A. Muhari (2011): Tsunami risk assessment in Indonesia. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **11**, 67–82 : doi:10.5194/nhess-11-67-2011
- 113) 高橋智幸 (2002) : 津波の解析技術ー南海地震津波を例としてー. 土木学会海岸工学委員会・水理委員会, 水工学シリーズ 02-B-5.
- 114) 高橋智幸 (2004) : 津波防災における数値計算の利用. 日本流体力学会数値流体力学部門 Web 会誌, 第 12 巻第 2 号.
- 115) 田中仁・アーマドサナ・川村育男 (1998) : 波動境界層の準定常性に関する理論および実験. 土木学会論文集. 593/11-43, 155–164.
- 116) 谷岡勇市郎・平田賢治・日野亮太・金沢敏彦 (2004) : 津波波形から推定した詳細な 2003 年十勝沖地震のすべり量分布. *地震*, **57**, 75-81.
- 117) Tanioka, Y. and K. Satake (1996): Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 861-864.
- 118) Tanioka, Y. and K. Satake (2001a): Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake. *Earth Planets Space*, **53**, 235–241.
- 119) Tanioka, Y. and K. Satake (2001b): Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai Earthquake estimated from tsunami waveforms. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1075-1078.
- 120) Tanioka, Y., K. Hirata, R. Hino and T. Kanazawa (2004): Slip distribution of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated from tsunami waveform inversion. *Earth Planets Space*, **56**, 373–376.
- 121) Tanioka, Y., Yudhicara, T. Kusumose, S. Kathioli, Y. Nishimura, S. Iwasaki and K. Satake (2006): Rupture process of the 2004 great Sumatra-Andaman earthquake estimated from tsunami waveforms. *Earth Planets Space*, **58**, 203-209.
- 122) 館畑秀衡 (1998) : 津波数値計算技術の津波予報への応用. 月刊海洋, 号外, **15**, 23-30.
- 123) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ (2012) : 痕跡調査結果.
<http://www.coastal.jp/tjt/>
- 124) 東京都 (2013) : 「南海トラフ巨大地震等による東京の被害想定」報告書.
- 125) 都司嘉宣・日野貴之 (1993) : 寛政四年 (1792) 島原半島眉山の崩壊に伴う有明海津波の熊本県側における被害および沿岸遡上高. 東京大学地震研究所彙報, **68**, 91-176.
- 126) Tsunami Pilot Study Working Group (2006) : Seaside, Oregon Tsunami Pilot Study – Modernization of FEMA Flood Hazard Maps. USGS Open-File Report 2006-1234.
- 127) 宇佐美龍夫 (1996) : 「新編日本被害地震総覧 (増補改訂版)」. 東京大学出版会, 493pp.
- 128) 宇津徳治 (1982) : 日本付近の M6.0 以上の地震及び被害地震の表 : 1885 年～ 1980 年. 地震研究所彙報, **57**, 401-463.
- 129) Yamanaka, Y. and K. Shimazaki (1990): Scaling Relationship between the Number of Aftershocks and the Size of the Main Shock. *J. Phys. Earth*, **38**, 305-324.
- 130) Ward, S.N. and E. Asphaug (2002): Impact tsunami-Eltanin. *Deep Sea Res. II* **49**, 1073-1079.
- 131) 渡辺偉夫 (1998): 「日本被害津波総覧 (第 2 版)」. 東京大学出版会, 248pp.
- 132) Witter, R. C., Y. Zhang, K. Wang, G. R. Priest, C. Goldfinger, L. L. Stimpert, J. T. English, and P. A. Ferro (2011): SIMULATING TSUNAMI INUNDATION AT BANDON, COOS COUNTY, OREGON, USING HYPOTHETICAL CASCADIA AND ALASKA EARTHQUAKE SCENARIOS. Oregon Department of Geology and Mineral Industries, Special Paper 43.

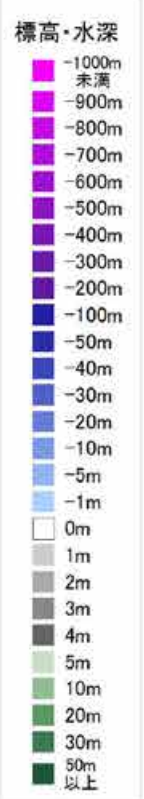
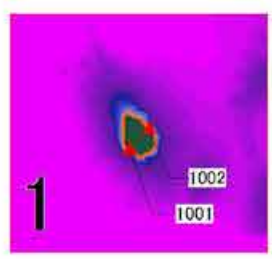
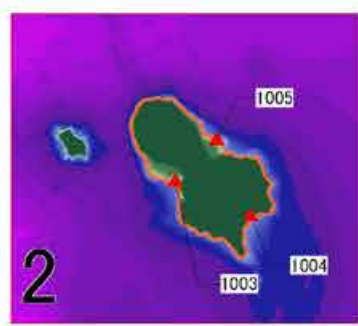
謝辞

本検討にあたって、一部の内容については地震調査研究推進本部地震調査委員会津波評価部会の指導を受けて実施したものです。防災科学技術研究所が設置している「津波ハザード情報の利活用に関する委員会」(座長：佐竹健治東大教授)からも、貴重なご意見をいただきました。検討に用いたデータのうち地形データおよび粗度データは、中央防災会議および岩手県よりご提供いただいたデータをもとに作成したものです。ここに記して感謝いたします。

巻末資料 津波解析結果抽出地点図集

今回の日本海溝で発生しうる地震による
津波の評価を行うために設定した

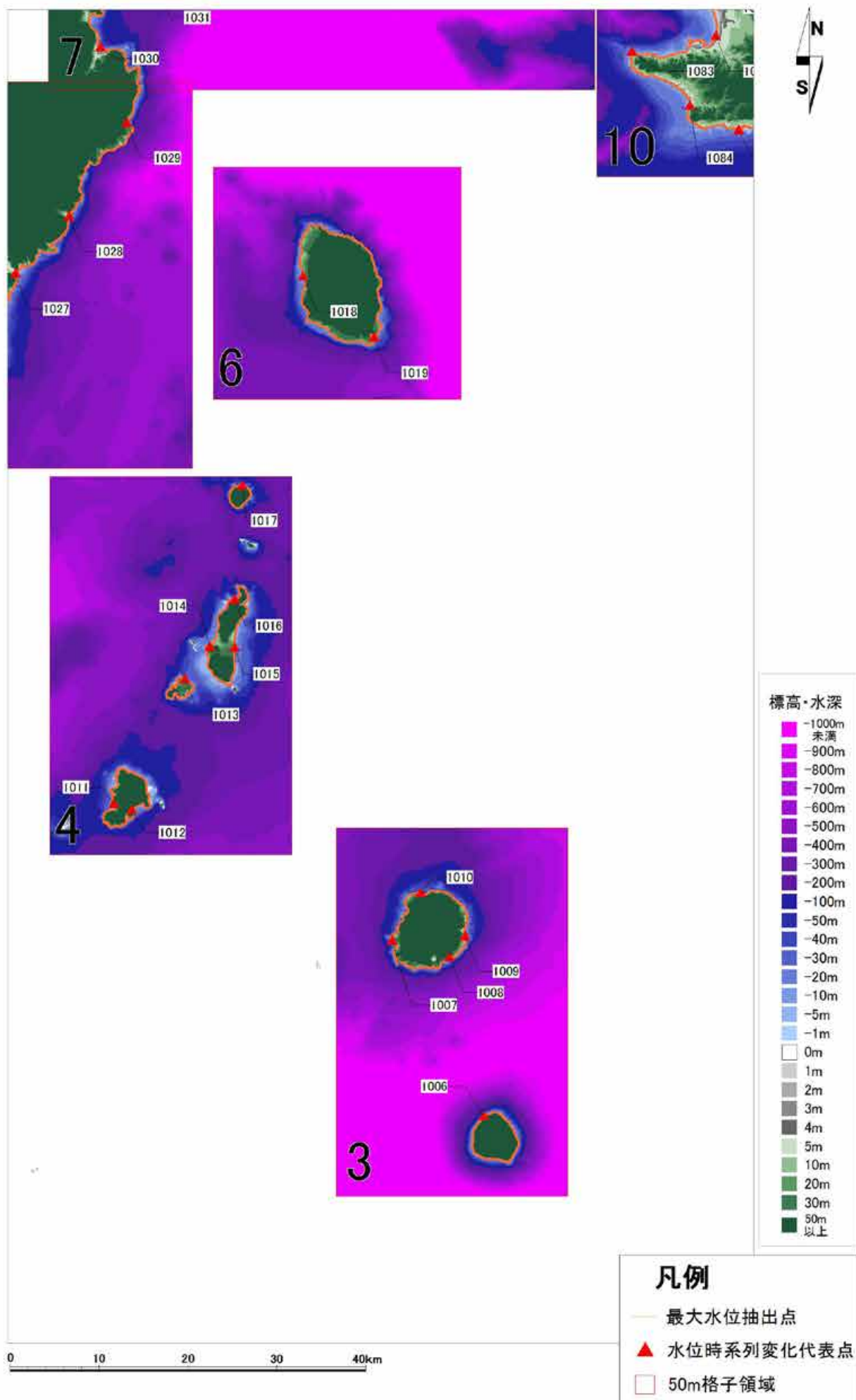
- ・ 最大水位抽出点位置,
 - ・ 水位時系列代表点の位置,
- を 50 m メッシュを設定した区域を単位に,
地形モデルとともに図示した.

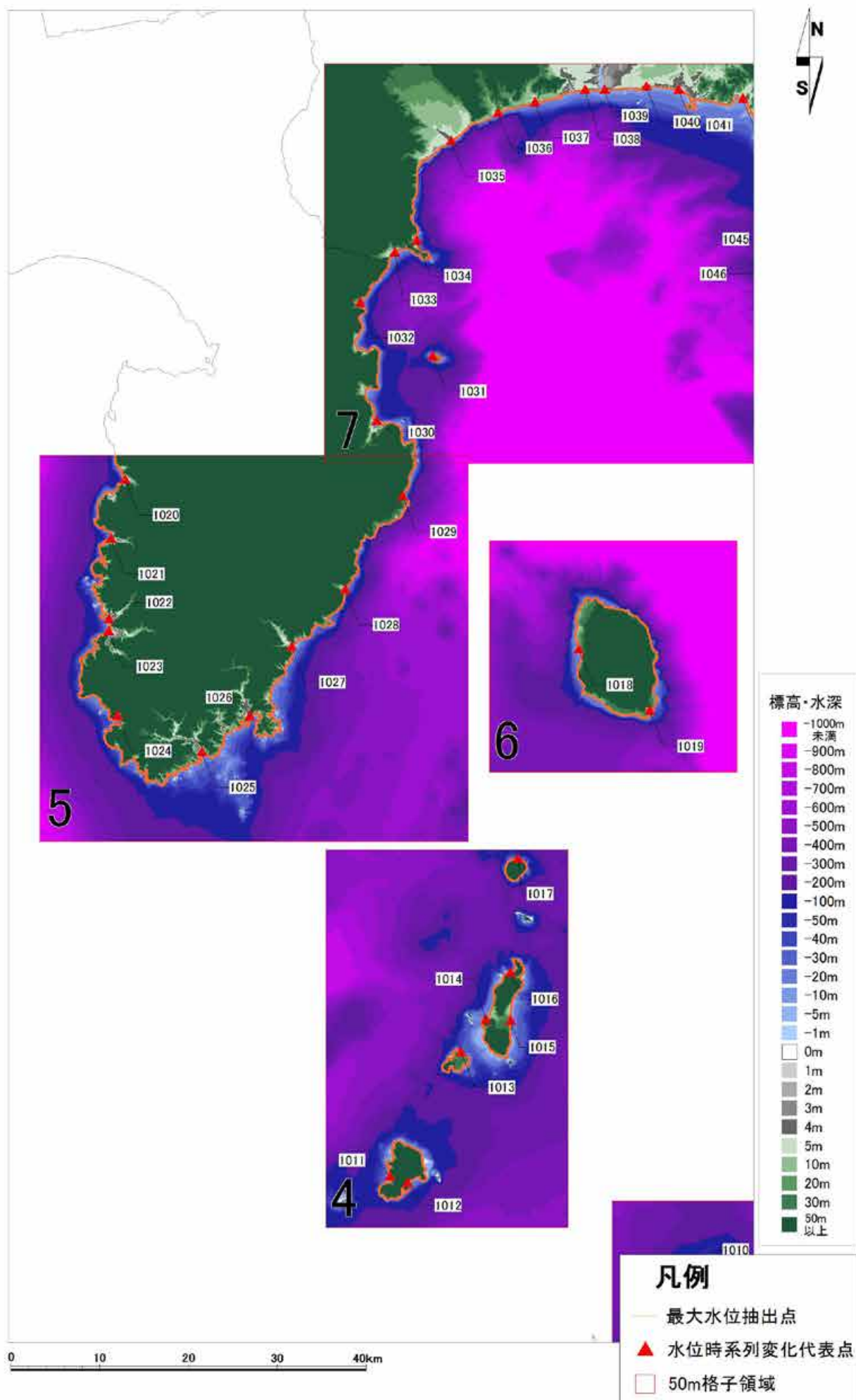


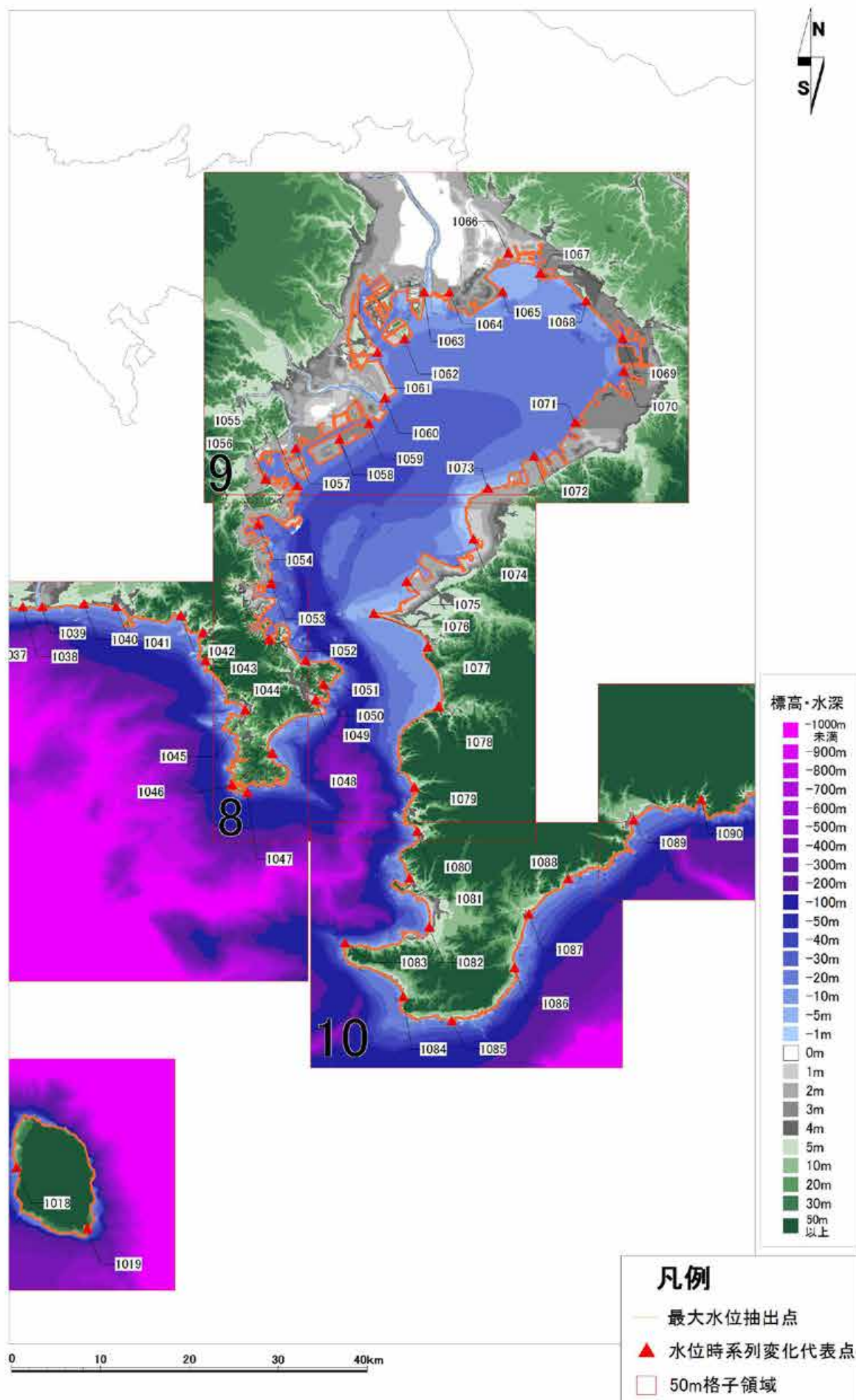
凡例

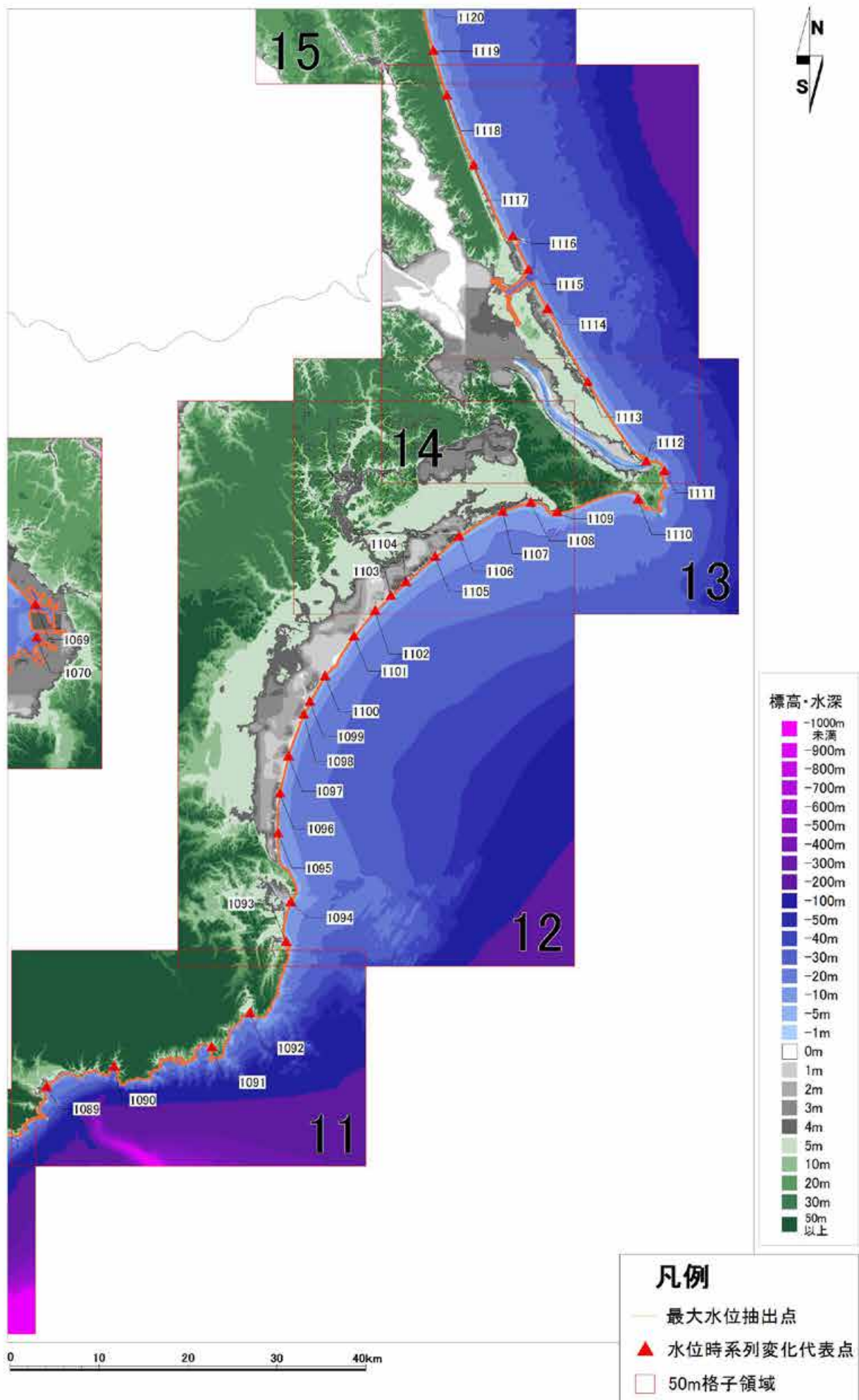
- 最大水位抽出点
- ▲ 水位時系列变化代表点
- 50m格子領域

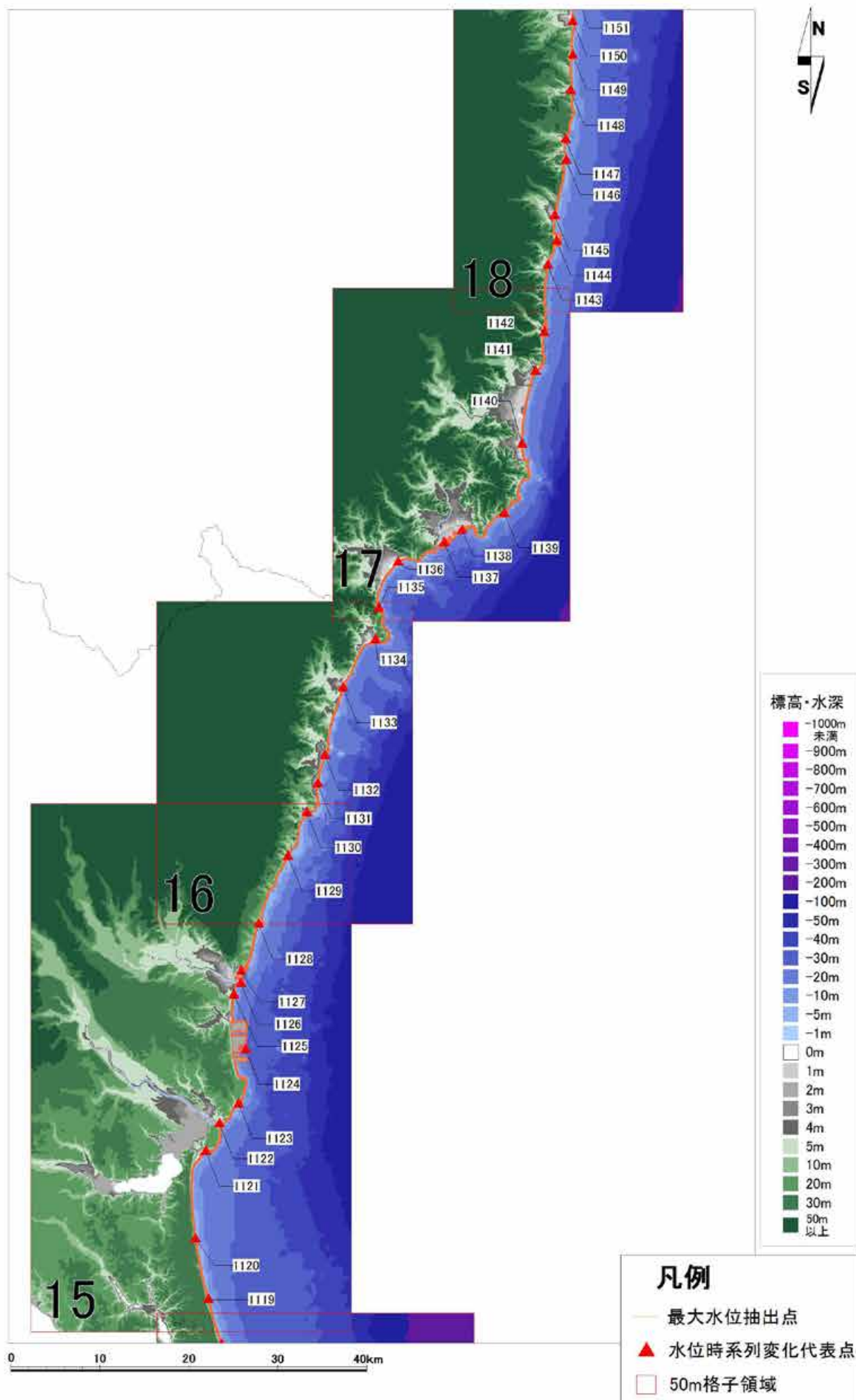


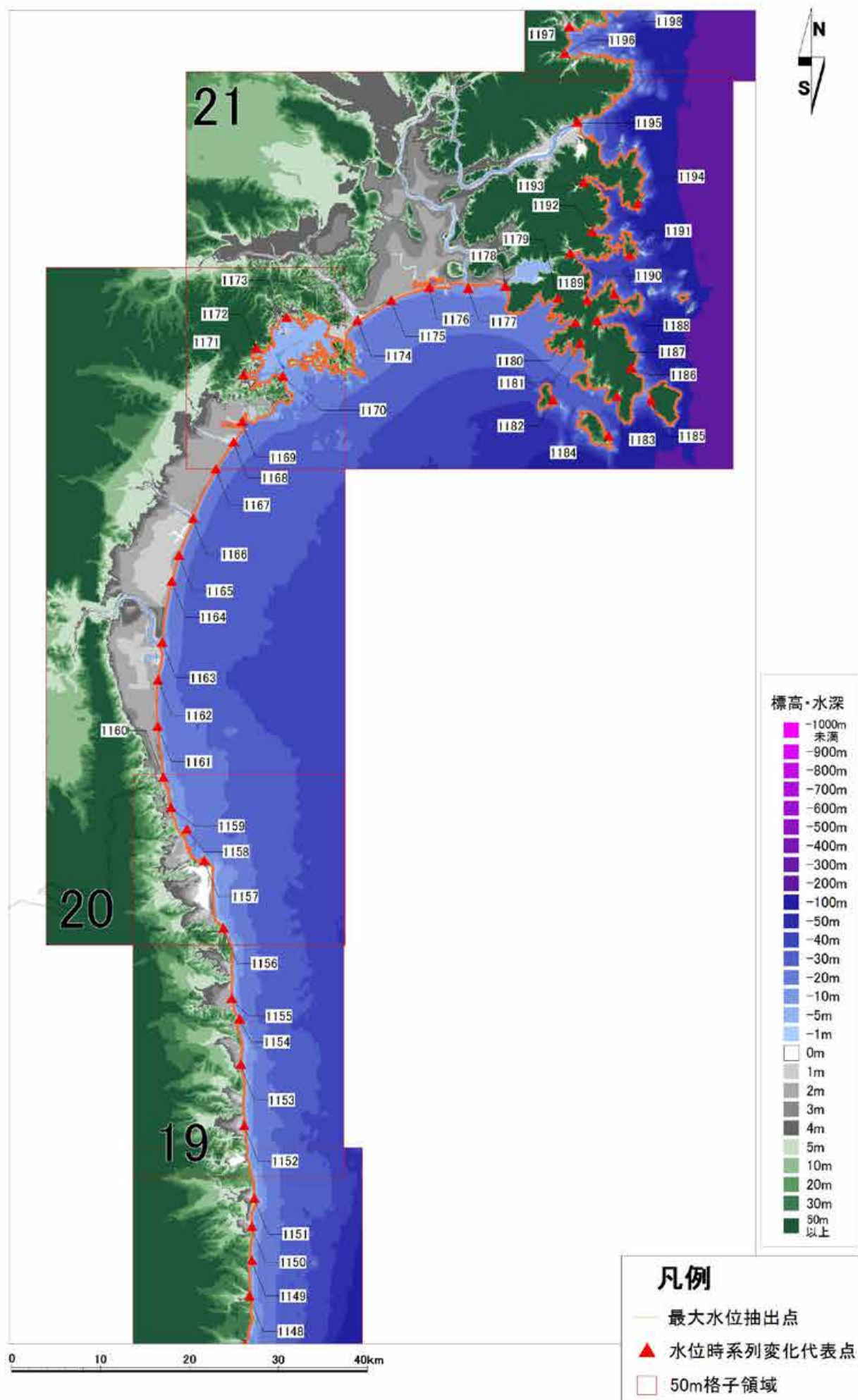


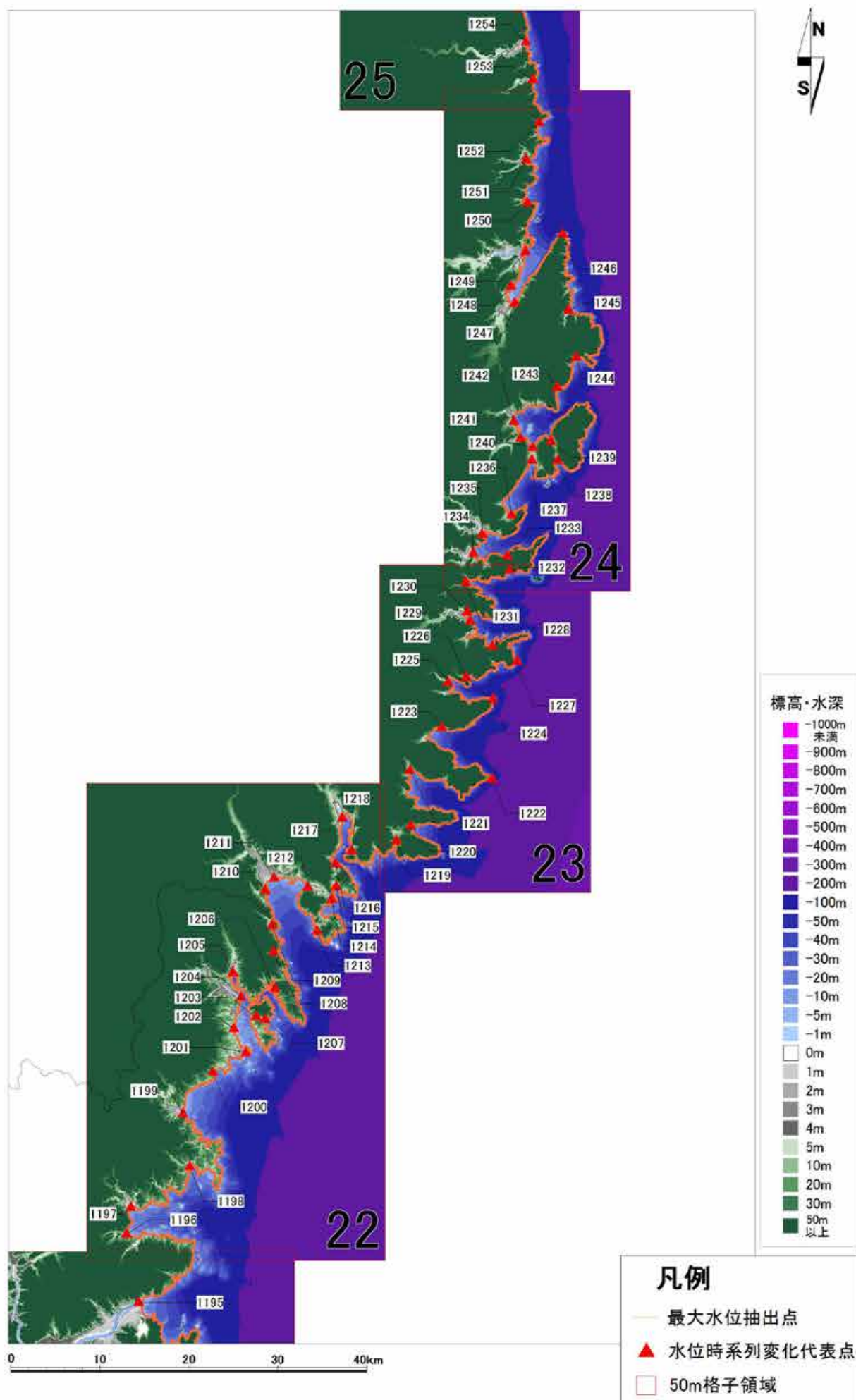


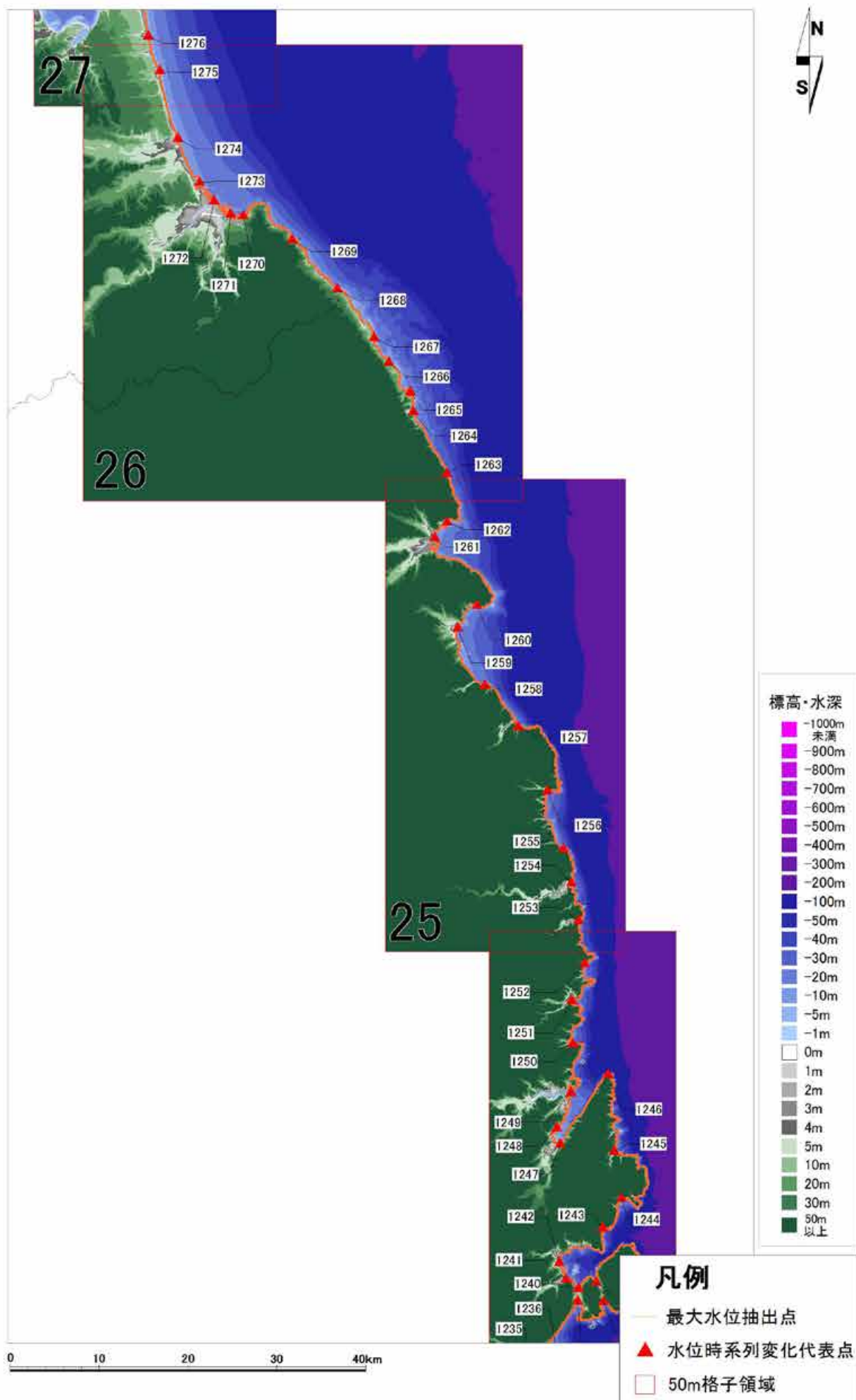


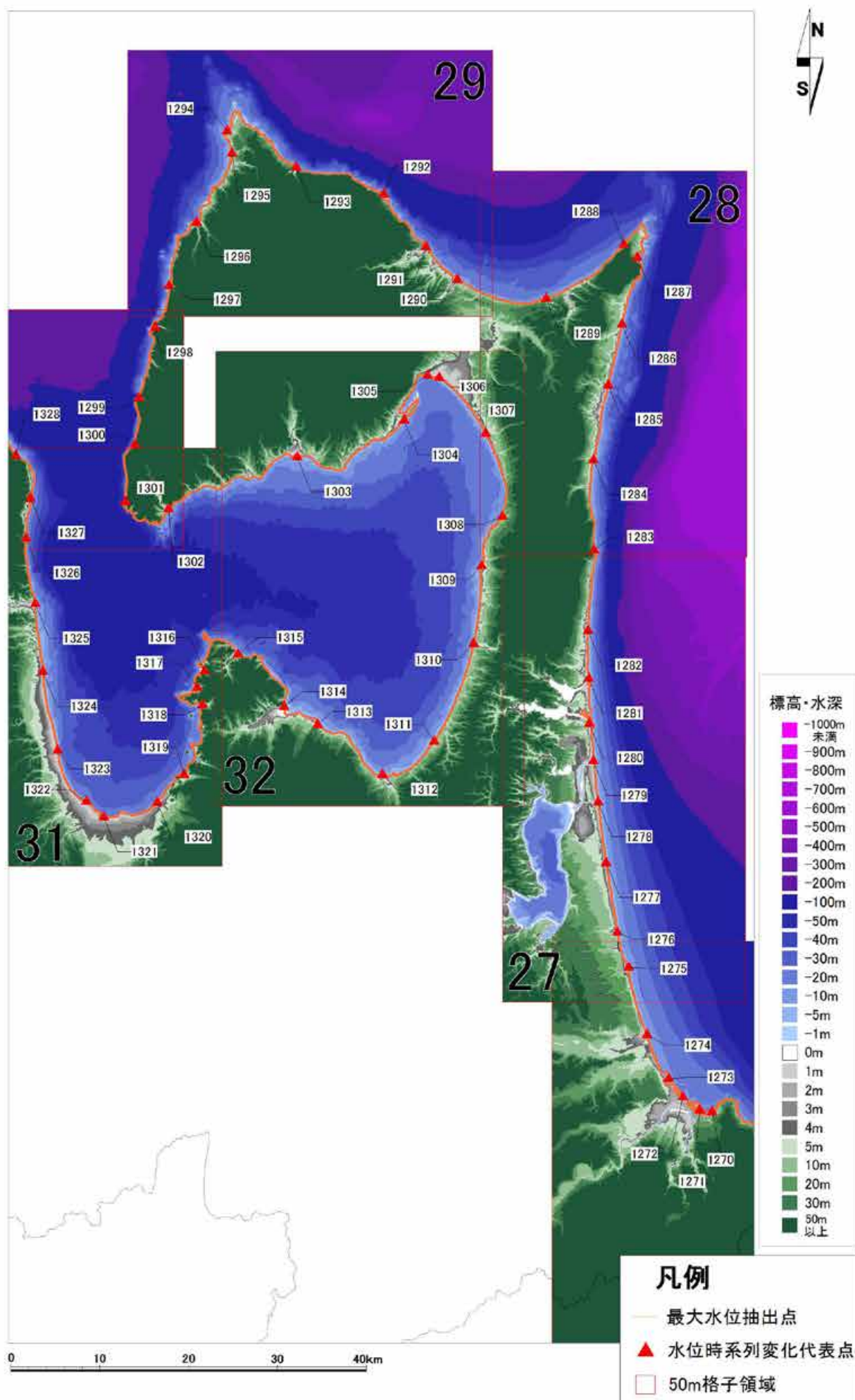


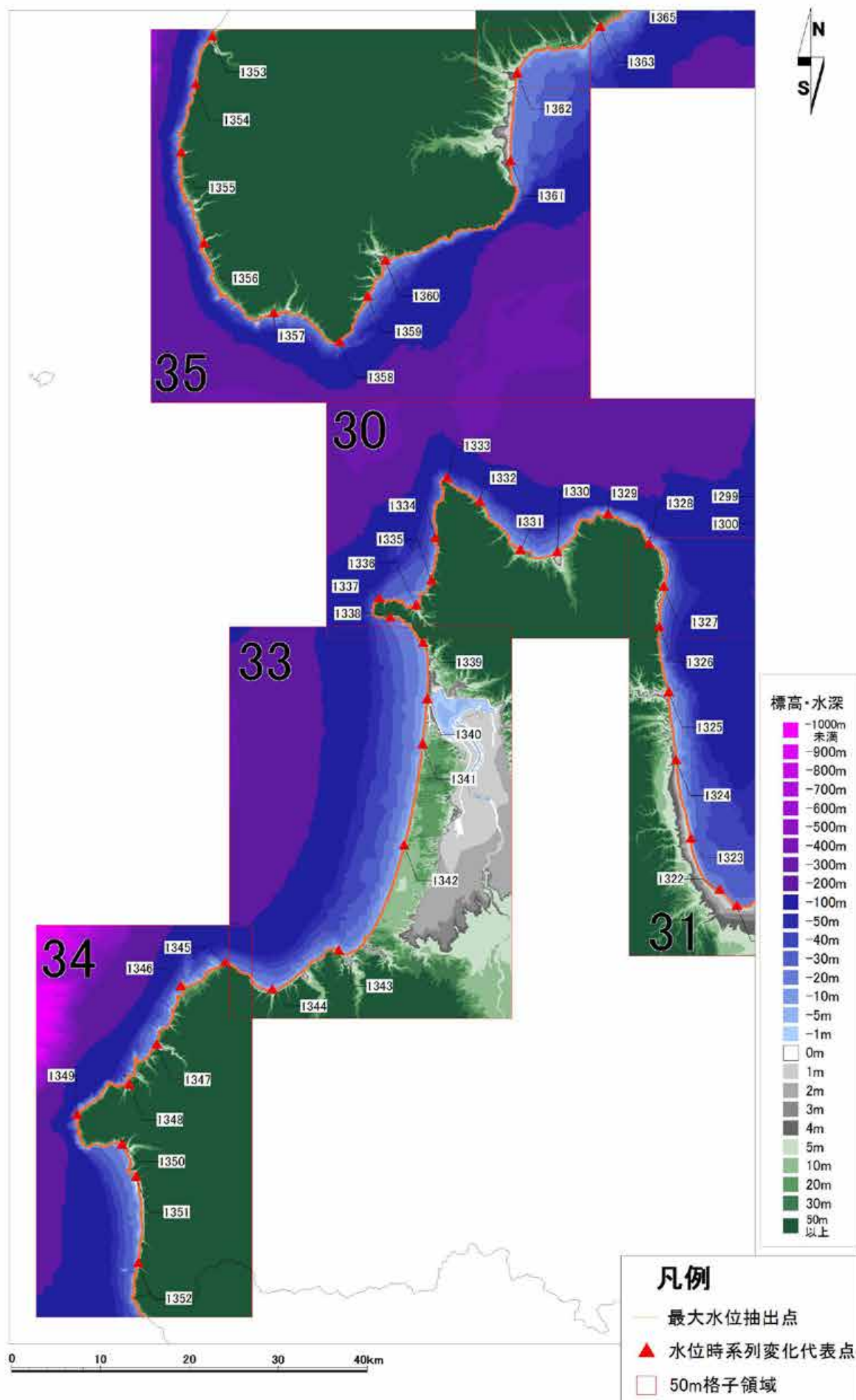


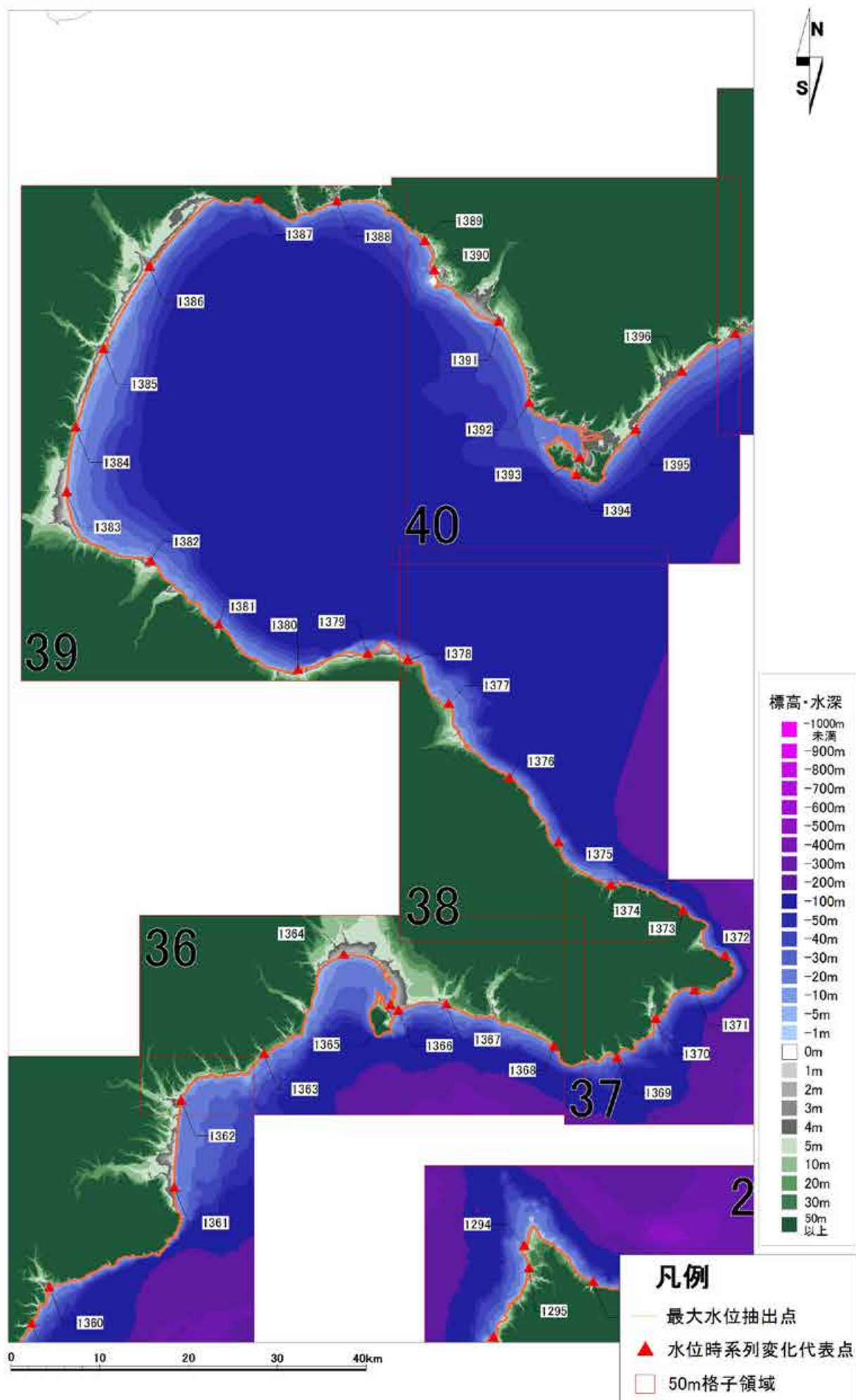


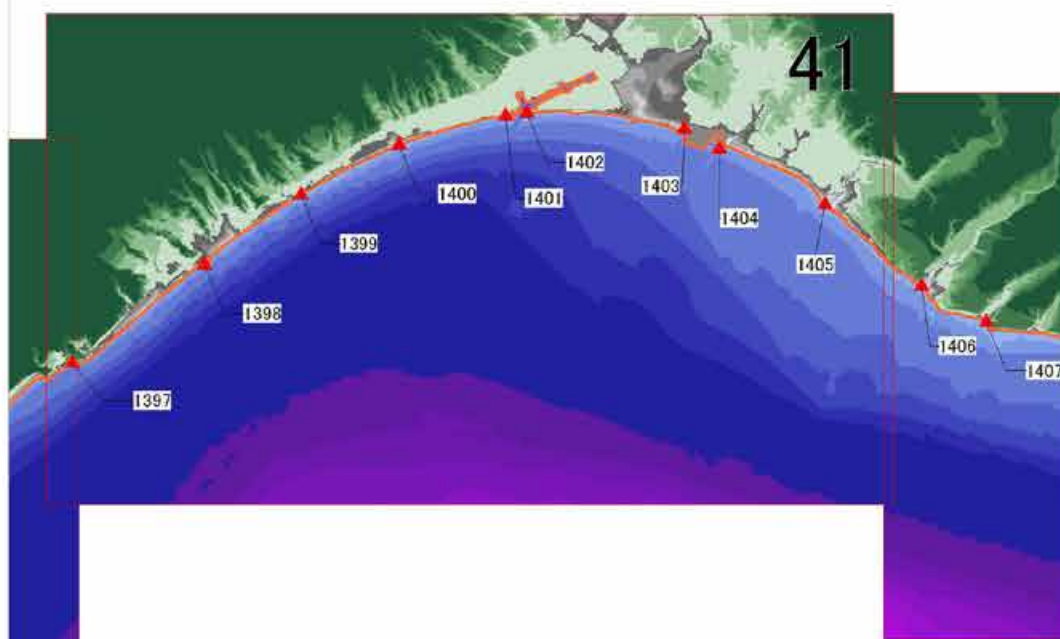




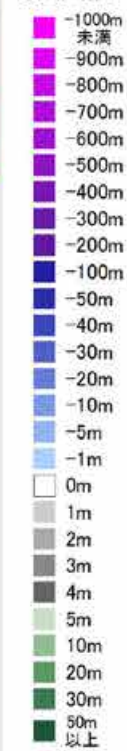








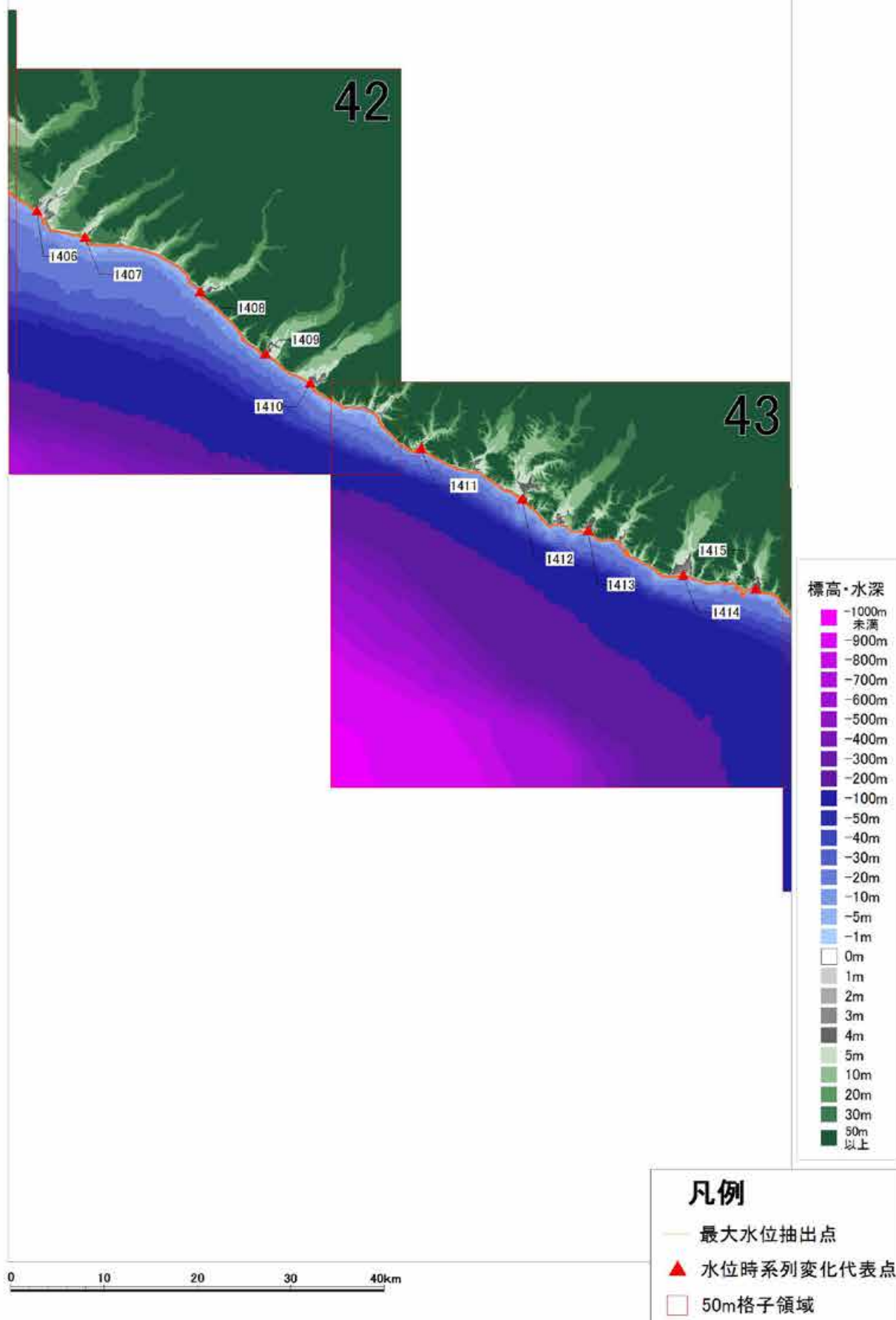
標高・水深

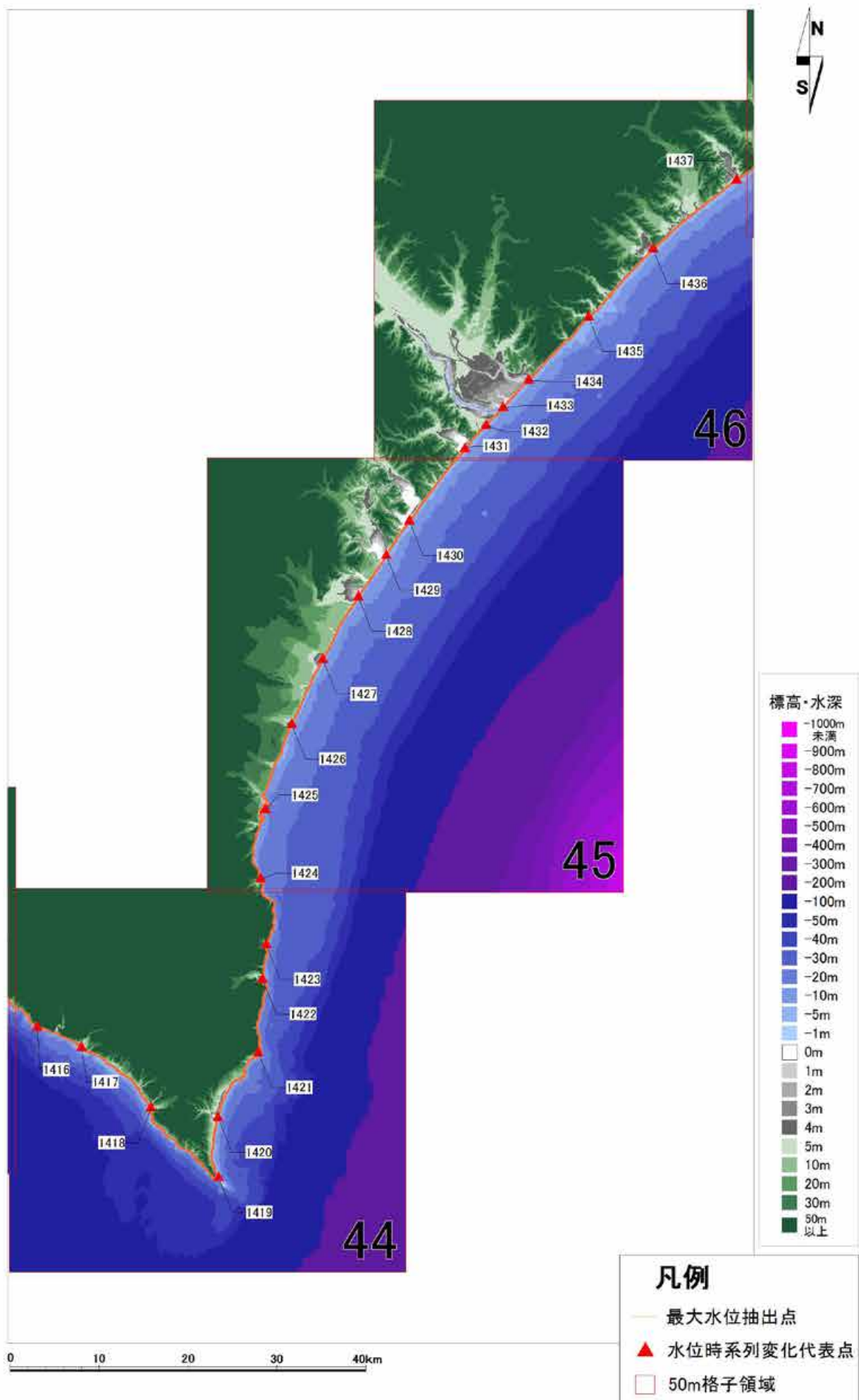


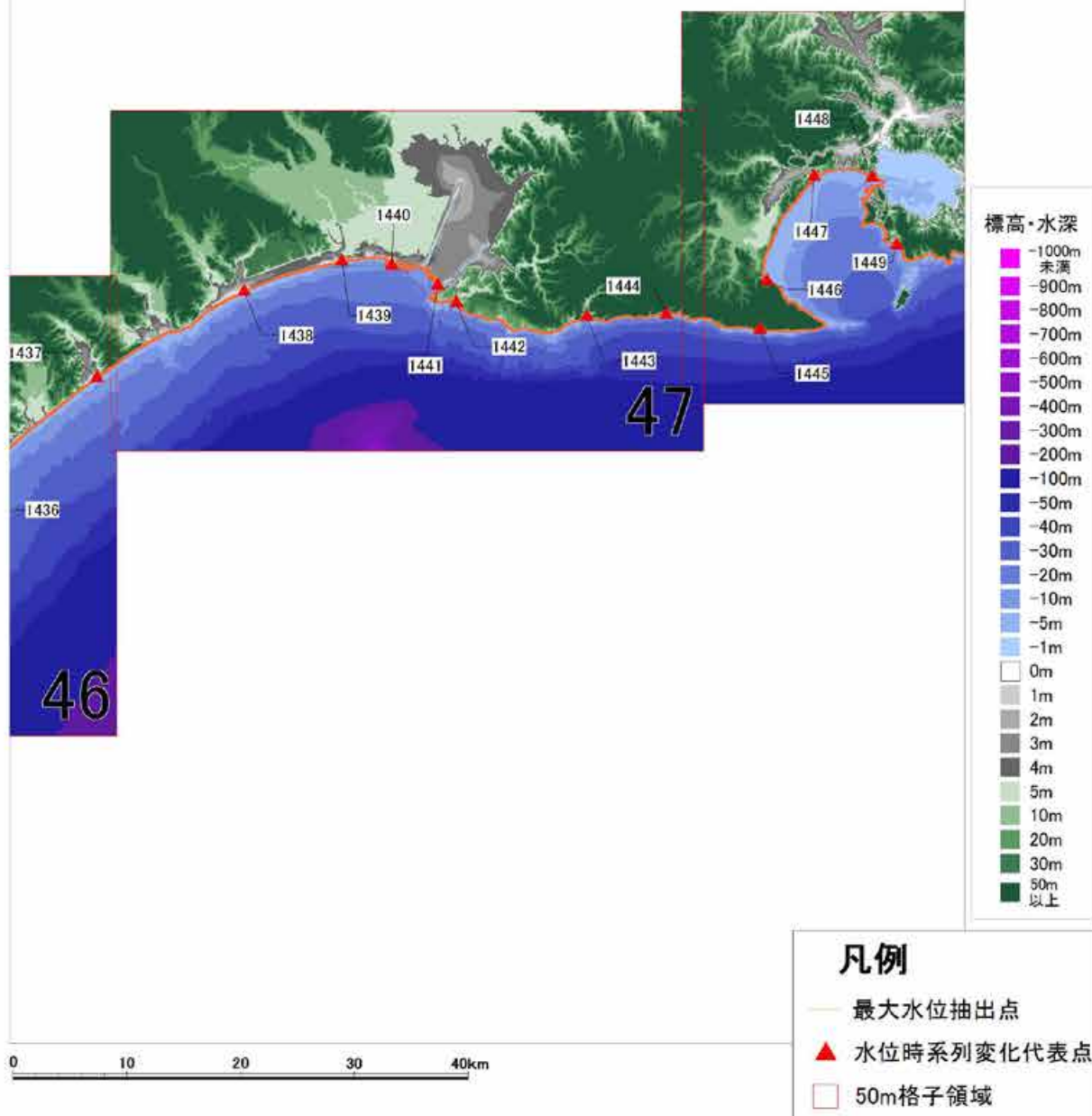
0 10 20 30 40km

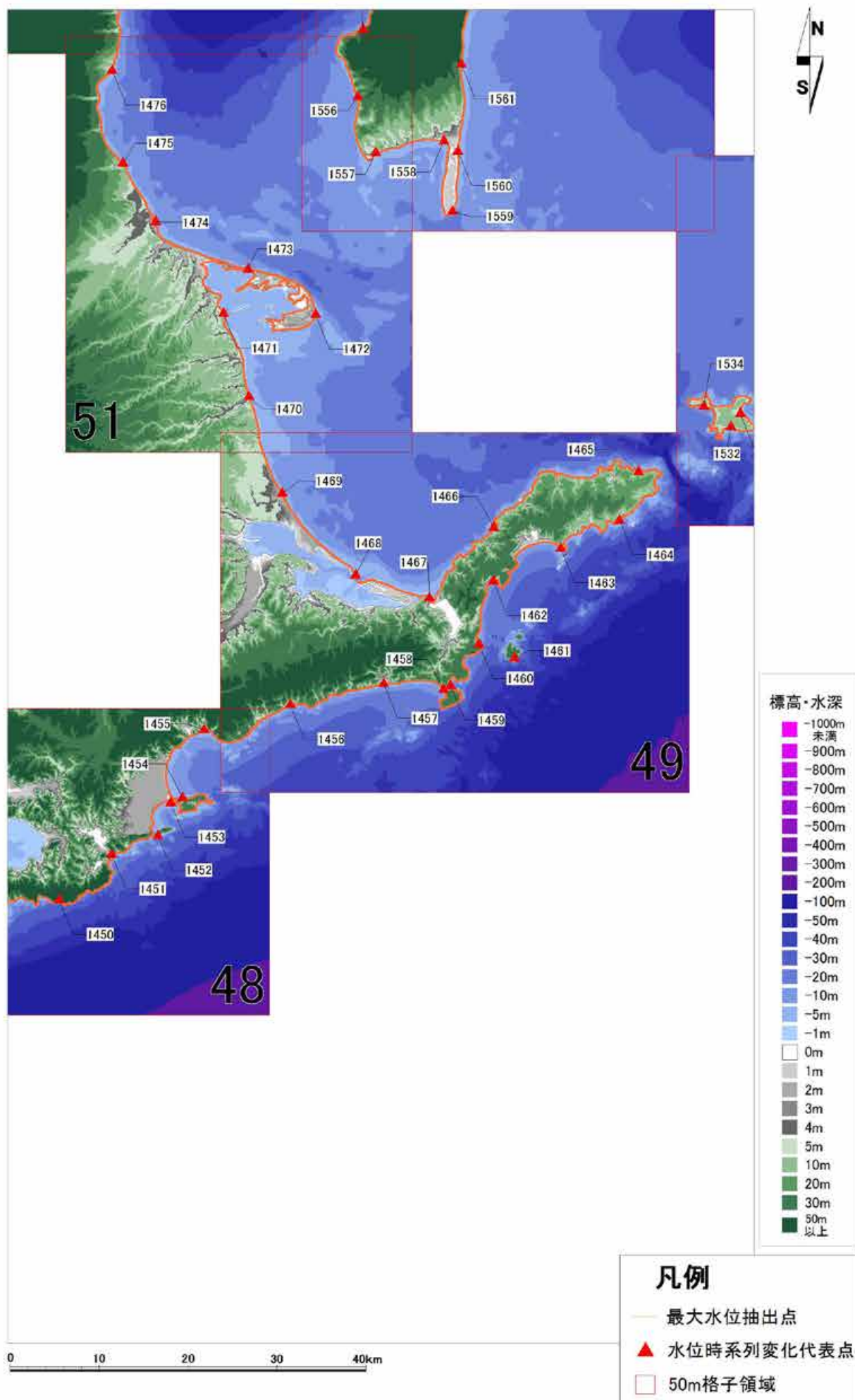
凡例

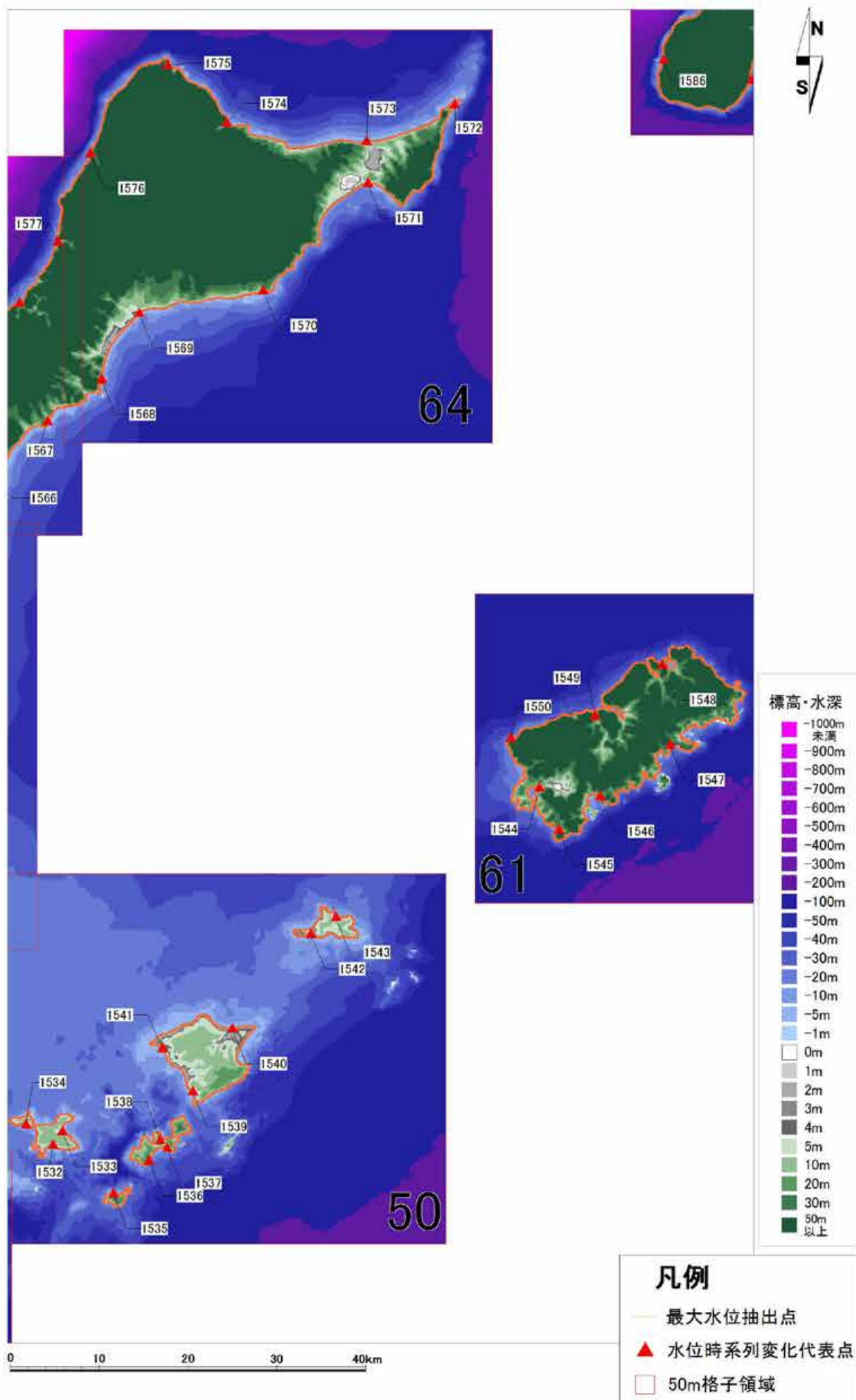
- 最大水位抽出点
- 水位時系列変化代表点
- 50m格子領域

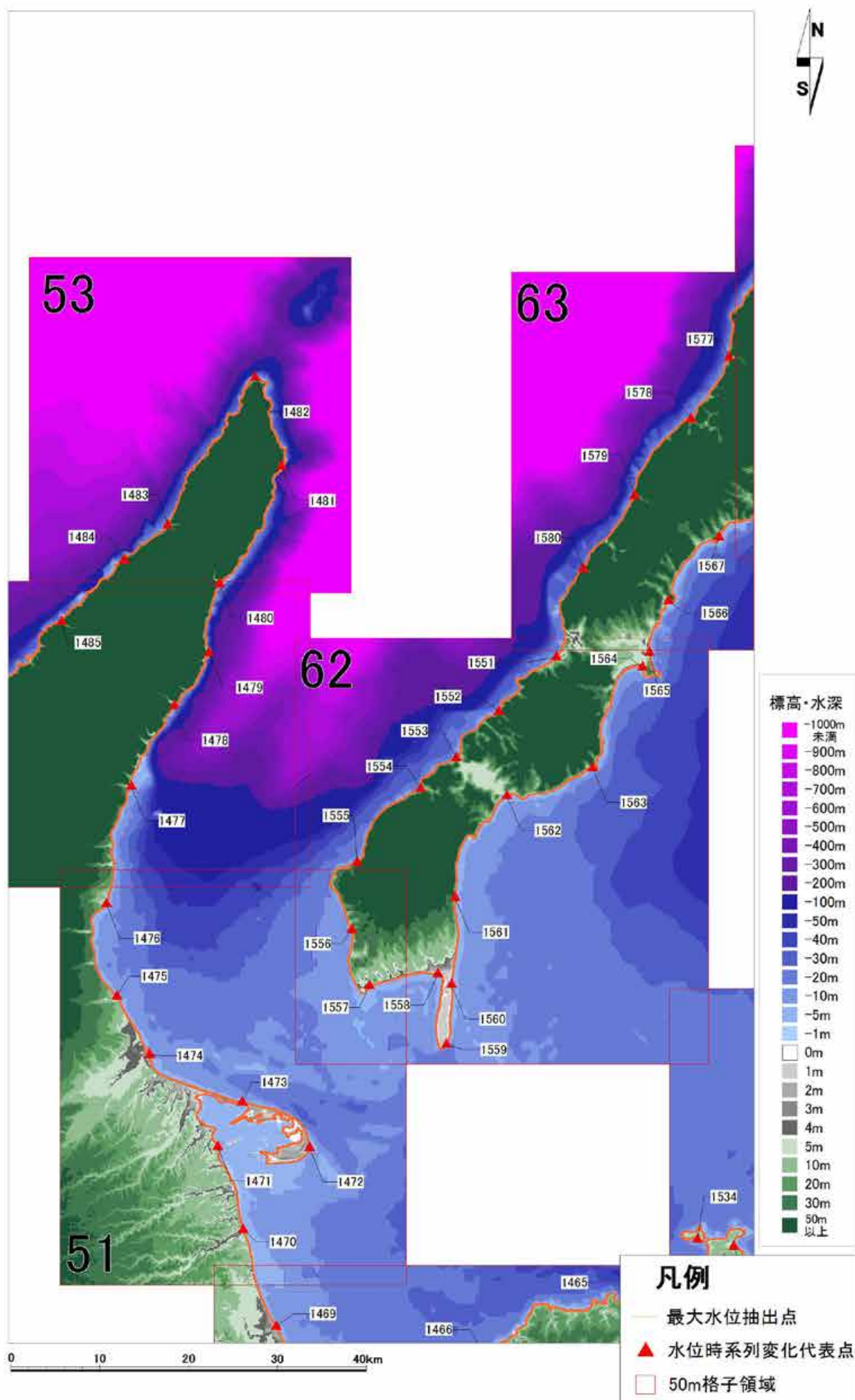


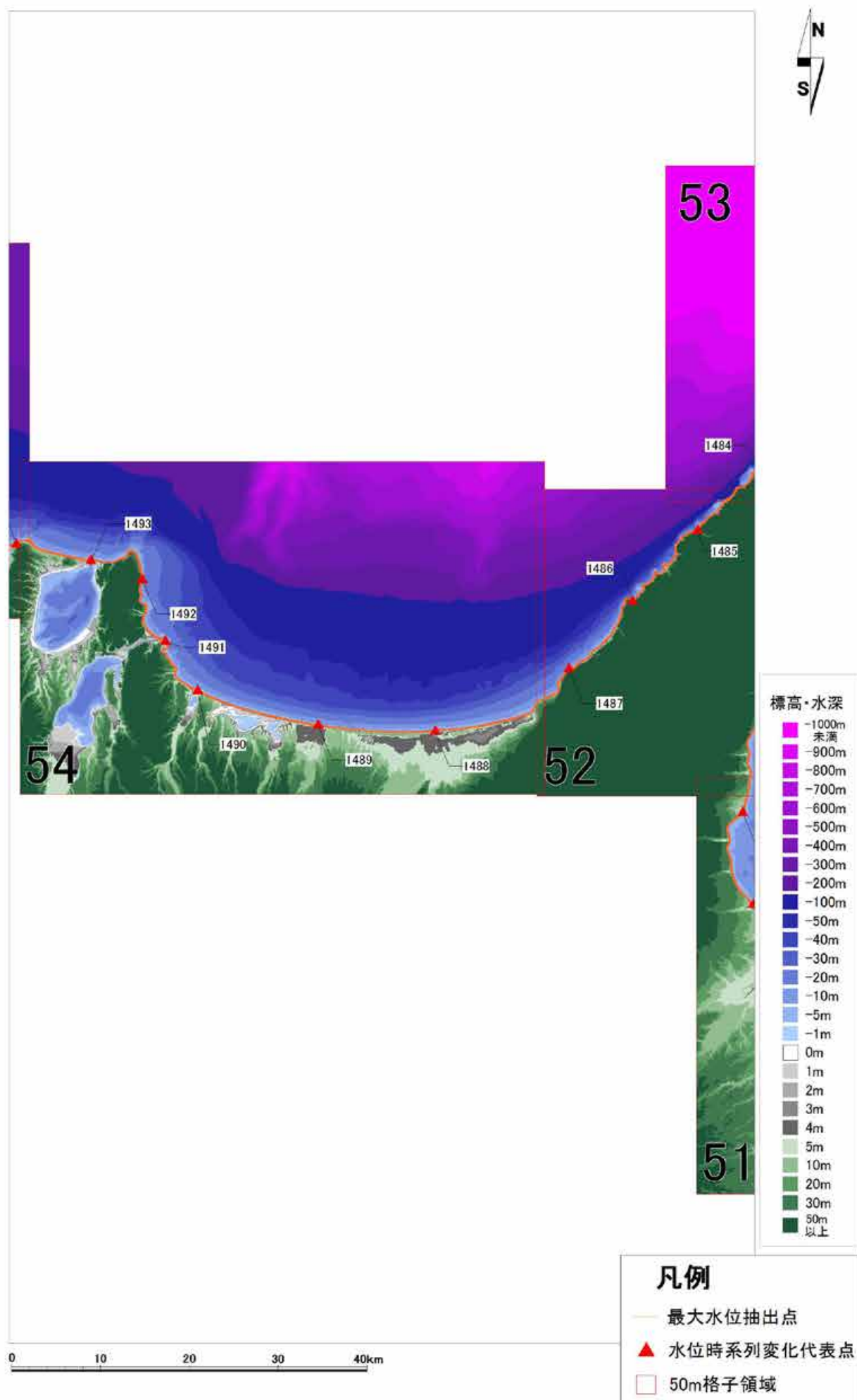


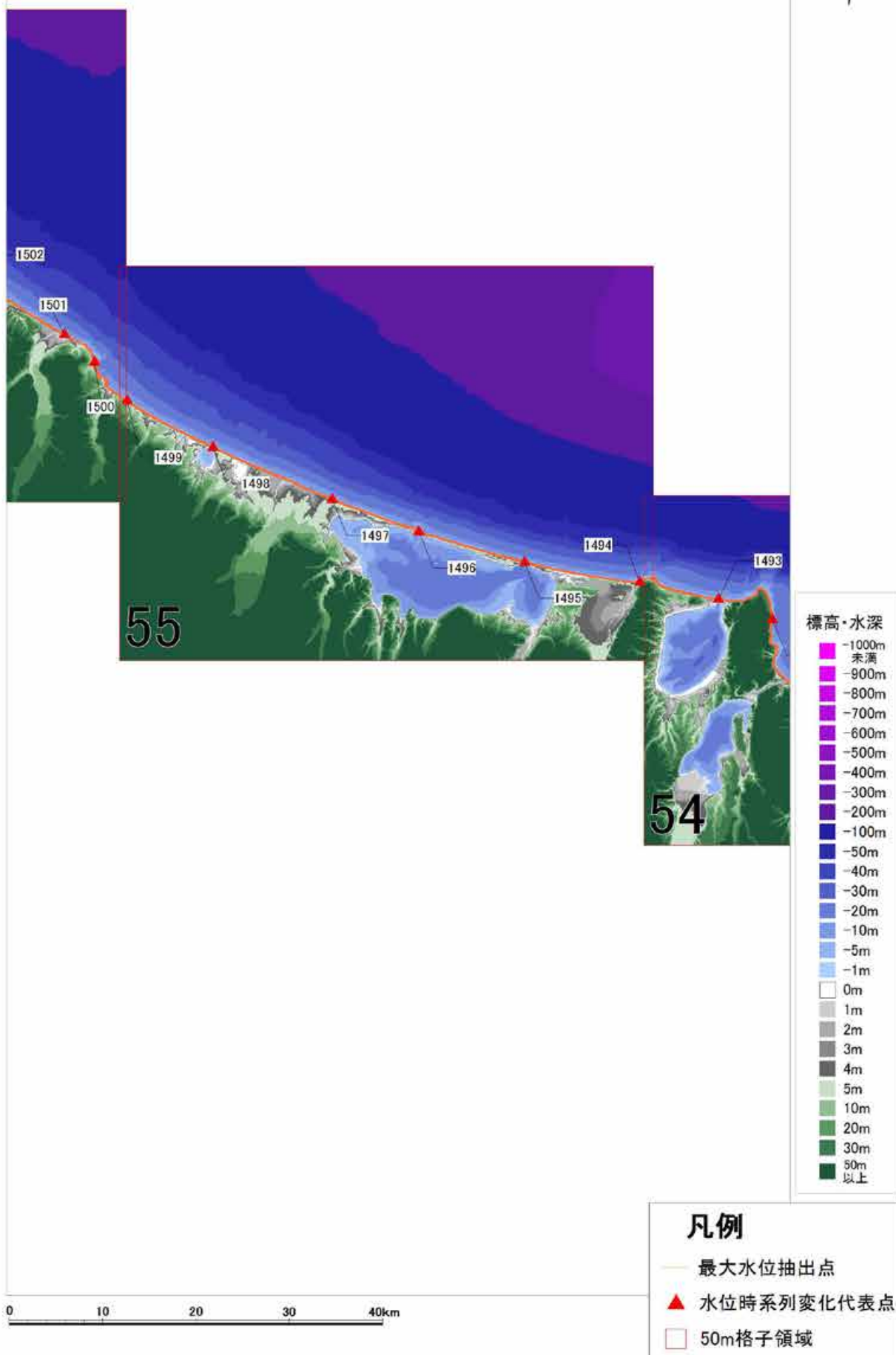


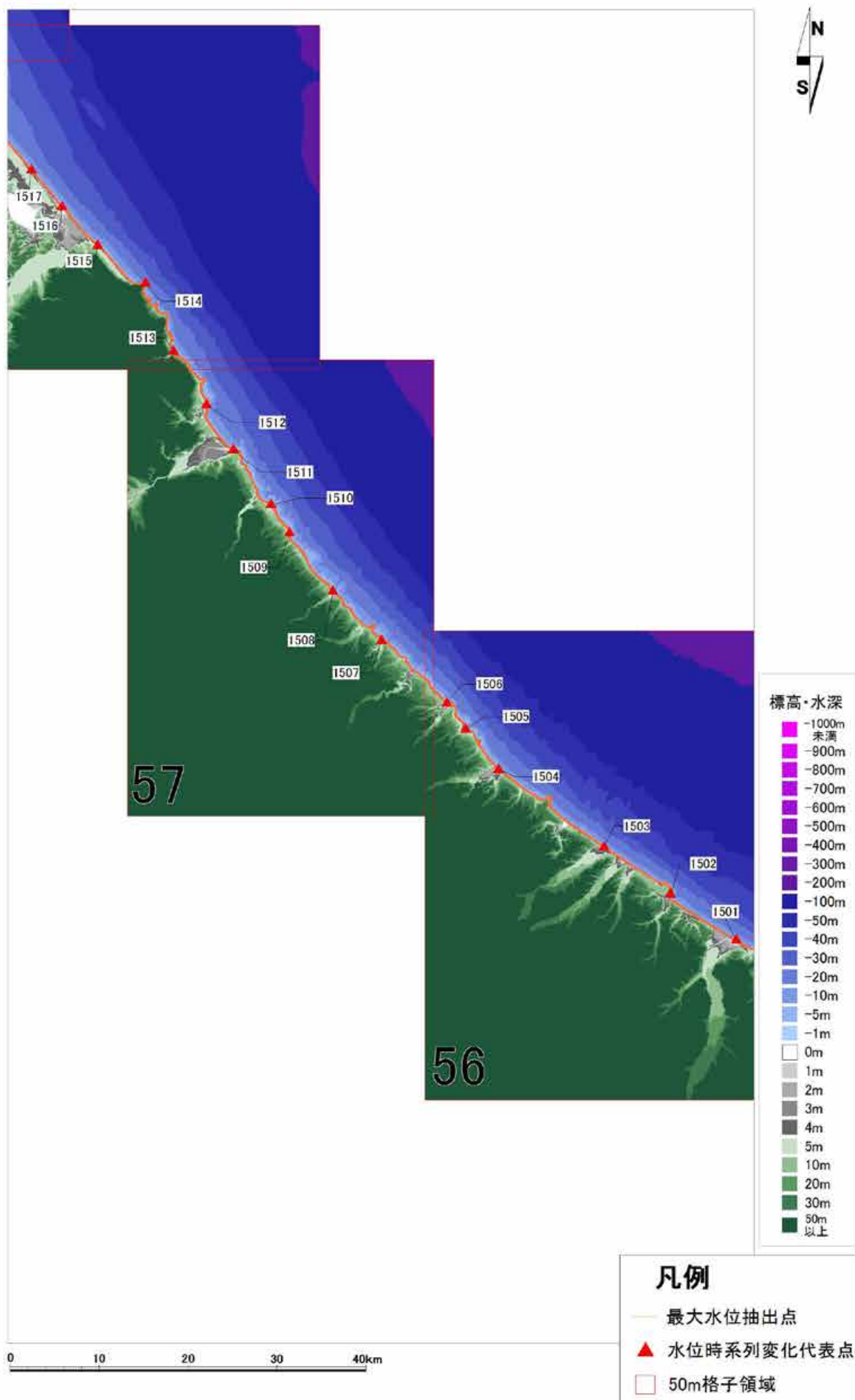


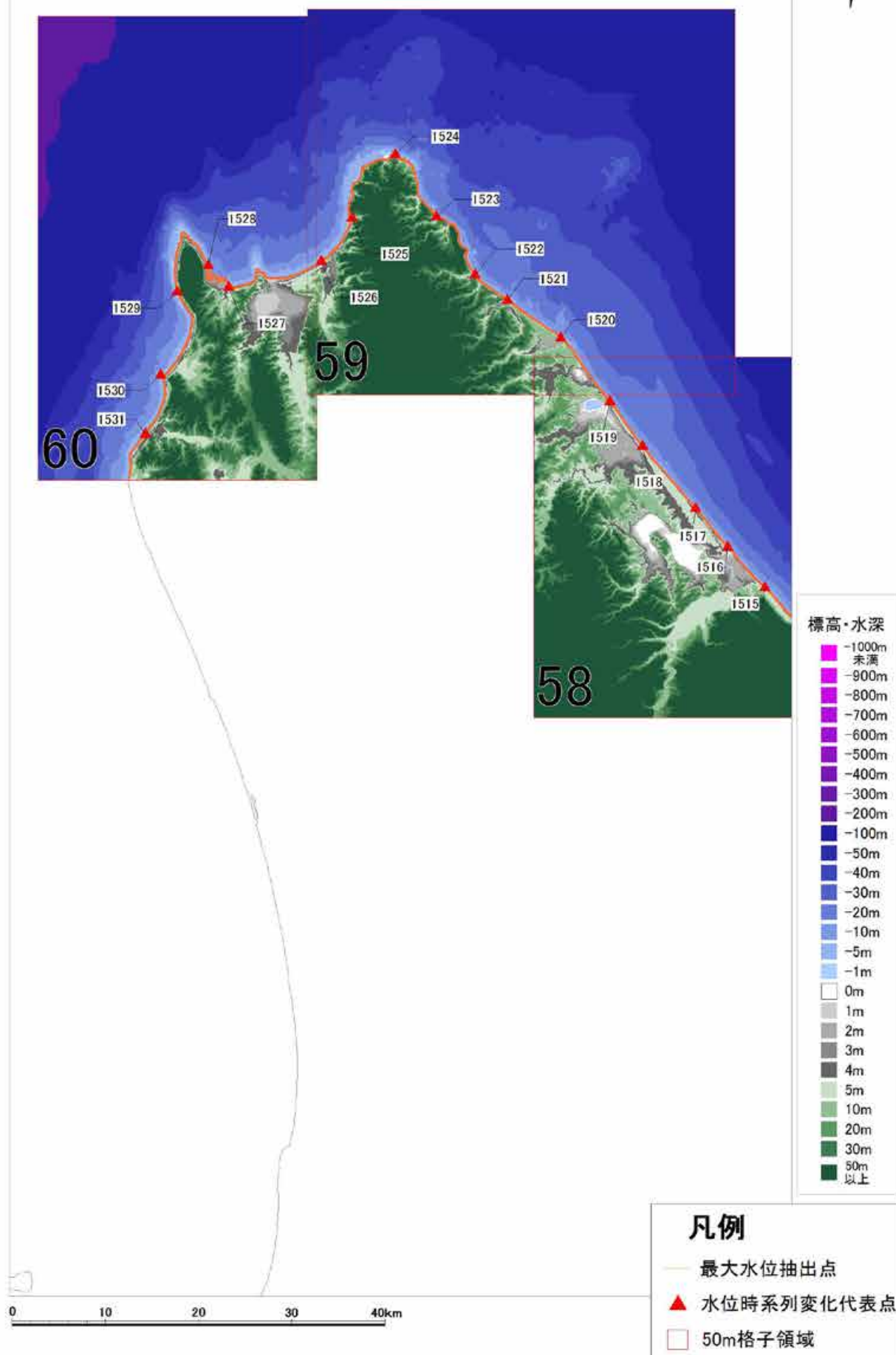


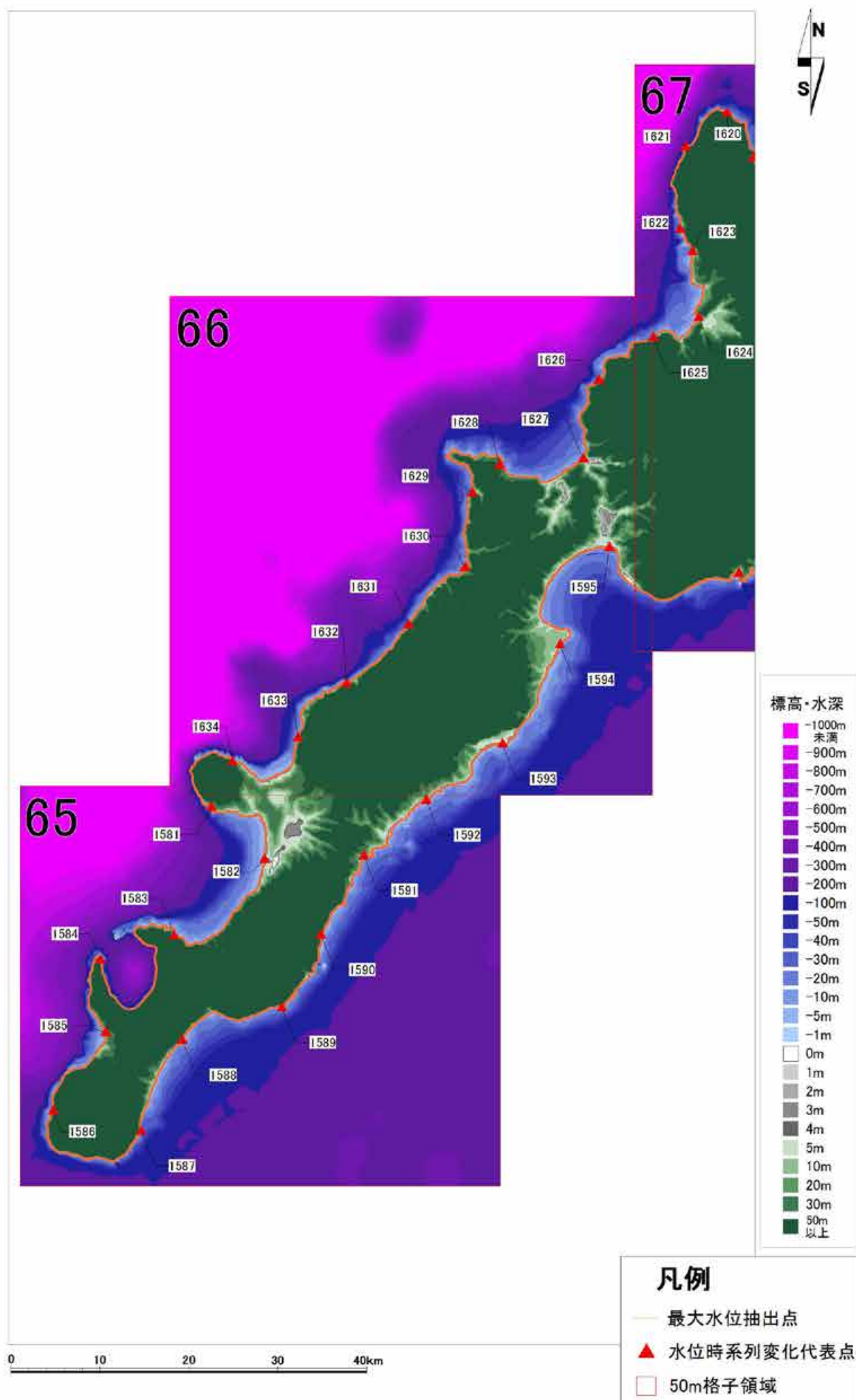


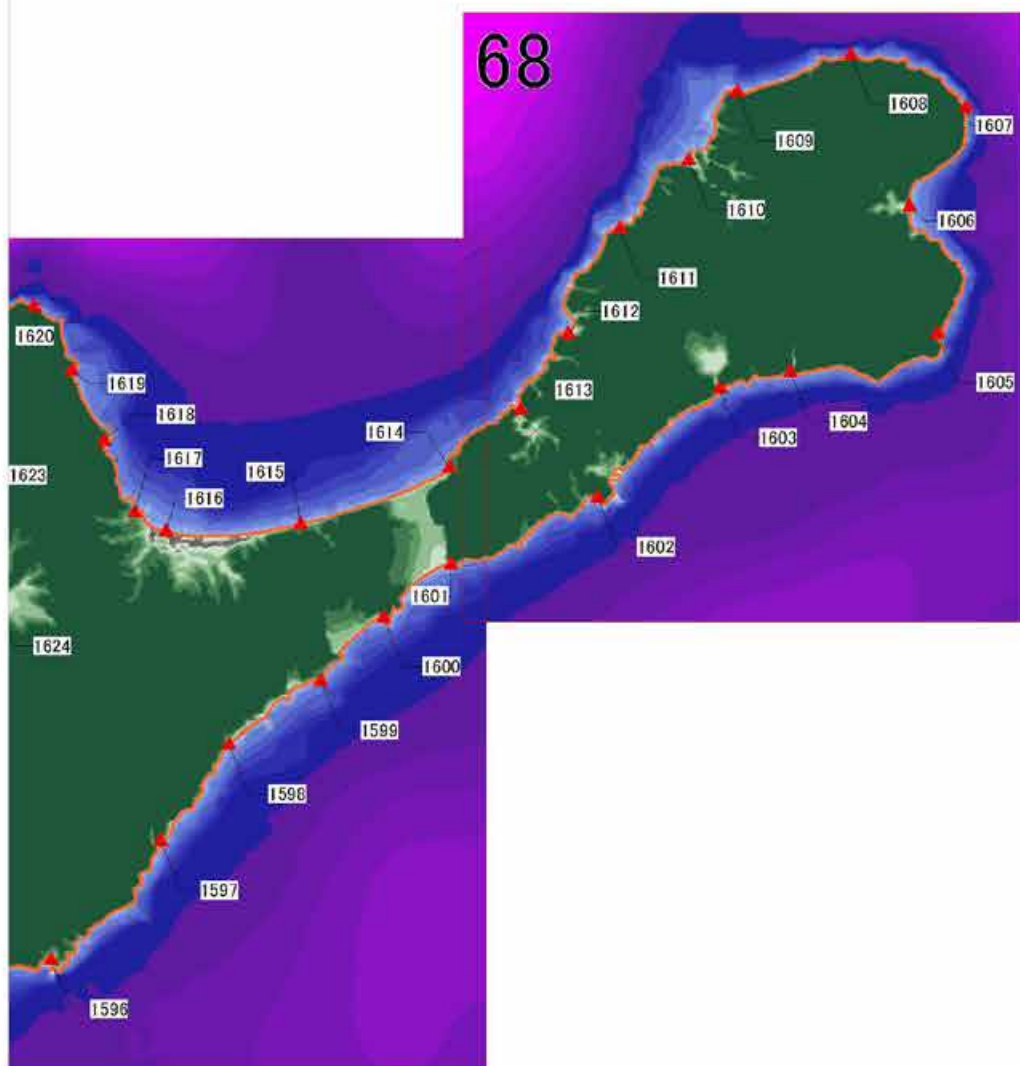




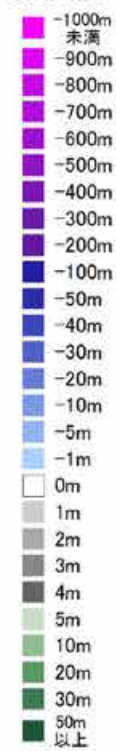








標高・水深



凡例

- 最大水位抽出点
- 水位時系列変化代表点
- 50m格子領域

0 10 20 30 40km