

3. 日本海溝沿いに発生する地震による確率論的津波ハザード評価の手法に関する検討

3.1 確率論的津波ハザード評価の基本的な考え方

(1) 全体方針

本報では、日本海溝で発生する海溝型地震による津波を対象として不均質すべりの多様性を考慮し、数値計算による沿岸の最大水位上昇量に基づいて、最大津波高さの確率論的な評価を行う。なお評価対象領域は日本海溝沿いの沿岸（北海道～静岡県東部）とする。

① 対象とする津波

三陸沖から房総沖の日本海溝沿いで発生するプレート境界の地震及びプレート内地震（正断層）に伴う津波とする。

② 地震の位置、規模

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）（2011）による日本海溝の地震活動に関する長期評価（以下、長期評価と呼ぶ）を基本に、地震発生領域を単位として発生する地震の震源域を考慮する。

- ・長期評価において発生する位置が特定されている「繰り返し発生する地震」については、評価位置とする。

- ・長期評価において発生する位置が特定されていない「繰り返し発生する地震」及び「繰り返し発生する地震以外の地震」については、地震発生領域内のどこでも起こりうるとする。

- ・長期評価されていない地震については、長期評価されている地震を上回る規模の地震、同程度の地震規模であっても長期評価の無い地震、さらに規模がひと回り小さな背景的地震を想定する。これらの地震については、日本海溝沿いの地震発生領域全域（ただし、背景的地震については海溝寄りの領域以外）を充てんするよう震源域を密に配置する。

地震の規模は、想定する地震の震源域の面積から経験的な関係から地震モーメントが定まるとし、モーメントマグニチュード $M_w 7.0$ 以上の大地震を想定する。最大のモーメントマグニチュード M_w は日本海溝の地震発生領域全域を

震源域とする場合に相当する 9.4 とする。

なお、プレート間地震については沈み込む太平洋プレート上面の深さが 60 km 以浅となる範囲で津波を伴う地震が発生するものとする。

③ 地震の発生確率

津波ハザードの確率論的評価は、長期評価されている地震とされていない地震の双方による津波高さを一括して評価することとする。評価にあたって、2つのケースで考える。

- ・長期評価において更新過程により発生確率が評価されている地震については、その確率を用い、長期評価で更新過程により発生確率が評価されていない地震と長期評価されていないその他の地震については定常ポアソン過程を仮定した確率を用い、複合的に評価を行う場合。

- ・長期評価されている地震については、その平均発生間隔で地震が発生すると考え、かつ長期評価されていない地震は、地震規模に応じた頻度で発生するものとし、ともに定常ポアソン過程によって発生していると仮定し、評価を行う場合。

長期評価されている地震についてすべり不均質性の多様性を考慮する場合には、発生確率は評価されている確率を当該地震について考慮したモデル数で分割する。

定常ポアソン分布を仮定した場合においても、同じ地震規模のモデル群に対しては、地震規模に応じた発生確率をモデル数で分割し、モデルごとに確率を付与する。

④ 断層モデル

将来発生する津波の予測計算のために、津波を発生させる地震の震源域を「特性化波源断層モデル」の考え方でモデル化する。なお、すべての断層モデルにおいては、不均質なすべりが存在するものとし、地震の発生位置や規模に応じて2つの場合に分けて扱うこととする；

- ・複数の発生領域を震源域とする巨大地震および単独の地震発生領域の全域を震源域とする大地震については、すべりの多様性としてすべり不均質の配置を空間的に変えた断層モデルを複数考慮する。

- ・単独の地震発生領域よりも面積の小さい、し

たがって規模の小さい地震については、断層モデルの中心1カ所のみすべり不均質が分布するモデル1例のみとする。

⑤ 津波高さの不確実性

津波高さの予測計算にあたって、計算上不可避免的に含まれる不確実さ全体を、計算上の不確実性として考慮する（不確実性には、特性化波源断層モデルの近似に伴う誤差、地形モデルに含まれる誤差（モデルを作成するもととなったデータのあいまいさや格子化などのモデルを作成する際の処理に伴う誤差）、初期水位の計算方法に含まれる数値的な誤差、予測式の離散化による近似精度などが含まれる）。計算上の不確実性は、2011年東北地方太平洋沖地震津波を対象とした津波痕跡データと観測値に基づくインバージョン解析によって求められた波源モデルを用いた場合の予測計算結果との整合度をもって評価する。

背景的な震源を特定しにくい地震については、最大水位上昇量をすべり不均質の多様性による津波高さの不確実性による一定のバラツキのある確率値として評価することで考慮する。

従って、巨大地震については、計算上の不確実性を考慮することとし、一方、背景的な震源を特定しにくい地震については、計算上の不確実性とすべり不均質の多様性による不確実性の双方を考慮する。

(2) 手順

① 地震の発生可能性の評価

過去に発生した地震の履歴からほぼ同一の震源域で繰り返し発生しているとされている固有地震だけではなく、規模は小さいものの発生頻度が高く震源位置を特定しにくい地震や、2011年東北地方太平洋沖地震のように地震発生領域区分を超えて断層が破壊する巨大地震、地震動は小さいものの甚大な津波被害を及ぼす可能性のある海溝軸付近で発生する地震（以下、津波地震と呼ぶ）なども考慮する。

地震発生確率は長期評価による平均発生間隔やそのバラツキ α の値を用い、地震発生過程として Brownian Passage Time（以下、BPT と呼

ぶ）分布を用いた更新過程と、定常ポアソン過程の2通りを考え、それぞれの確率過程を仮定した場合の評価について検討する。

② 特性化波源断層モデルの設定

地震の震源となる断層面の位置形状、地震規模等の特性化波源断層モデルを設定する。さらに特性化波源断層モデルは、1つの震源域が複数の小断層を要素とする断層群から構成されているものとし、同一震源域の地震であっても各要素断層ごとに異なるすべり量を設定することですべり不均質が表現できるように特性化波源断層モデルを作成する。

③ 海底・陸域地形のモデル化

津波予測計算を数値的に行うために、海底と陸域の地形をメッシュデータとしてモデル化する。メッシュはネスティングの比率を1:3とし、そのサイズは、沖合いから順に1,350 m, 450 m, 150 m, 50 m とする。なお、地形のモデル化にあたっては、中央防災会議(2006)のデータを参照した。

④ 津波規模の評価

津波ハザードを示す量的な指標として、沿岸での最大津波高さを用いる。個別の特性化波源断層モデルごとに津波伝播計算を行う。計算結果は、汀線メッシュ毎の最大水位上昇量として整理する。なお、汀線メッシュとは、陸側から見て最初に負の標高値となるメッシュと定義する。

⑤ ハザードカーブの作成

上記④で求めた個々の特性化波源断層モデルから推定される津波高さは、不確実さ（バラツキ）をもった確率値であると考えられる。津波の高さの超過確率としてのハザードカーブは、着目地点（汀線メッシュ）において想定する全ての地震によって今後 t 年間に少なくとも1回、沿岸での津波高さ H がある値 h を超える確率 $P(H>h;t)$ の分布関数である。 $P(H>h;t)$ は想定するいずれの地震によっても h 以下である確率を1から引くことにより、次式で評価される。

$$P(H > h; t) = 1 - \prod_k \{1 - P_k(H < h; t)\} \tag{3.1-1}$$

ここで、 $P_k(H>h;t)$ は k 番目の地震によって t 年間に少なくとも 1 回沿岸津波高さが h を超える確率である。超過確率曲線（ハザードカーブ）の概念図を図 3.1-1 に示す。

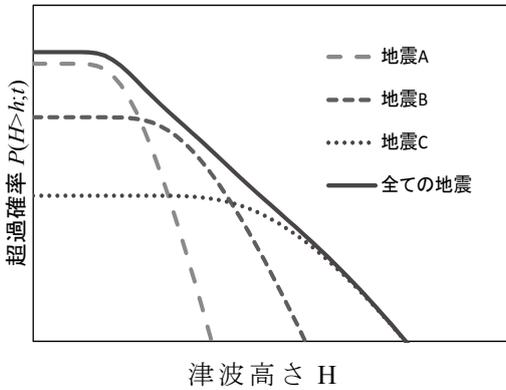


図 3.1-1 ハザードカーブの概念図

3.2 地震の発生可能性のモデル

全国を概観した津波ハザード評価では、日本付近で津波を発生し得る様々な地震について、地震発生タイプ別に細かく分類しモデル化することにより、それぞれの地震の発生位置や規模、震源メカニズム、発生確率を考慮する。

(1) 対象とする地震

日本列島とその周辺では、日本列島がある陸側のプレートと、太平洋プレートおよびフィリピン海プレートが収束帯を形成しており、この地域で発生する地震は、その分布から、「陸域および沿岸域で発生する地震」と「海溝等のプレート境界やその近くで発生する地震」の2つに大きく分けられる（地震調査委員会, 2010；図 3.2-1 参照）。ここでは津波を起こし得る地震を対象にしているため、考慮する地震は海域のものに限定したうえで、「海溝等のプレート境界やその近くで発生する地震」を扱うこととした。陸域および沿岸域で発生する地震の中には、津波を起こし得る「海域活断層」も含まれるが、海域活断層についてはその正確な位置・性状や過去の地震活動が不明のものも多いことから、今後の検討課題とする。

海溝等のプレート境界やその近くで発生す

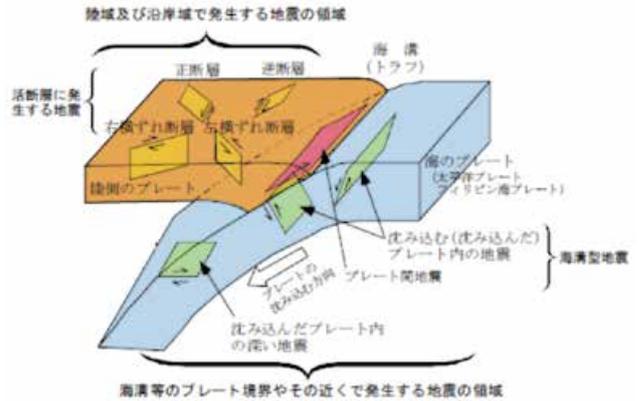


図 3.2-1 日本列島とその周辺で発生する地震のタイプ（地震調査委員会, 2010 より抜粋）

る地震の主なものとしては、東海～東南海～南海地震や 2011 年東北地方太平洋沖地震や 1978 年宮城県沖地震のように、海溝付近で発生する大地震が挙げられる。地震調査委員会では、プレート間および沈み込むプレート内、あるいは沈み込んだプレート内で発生する大地震を「海

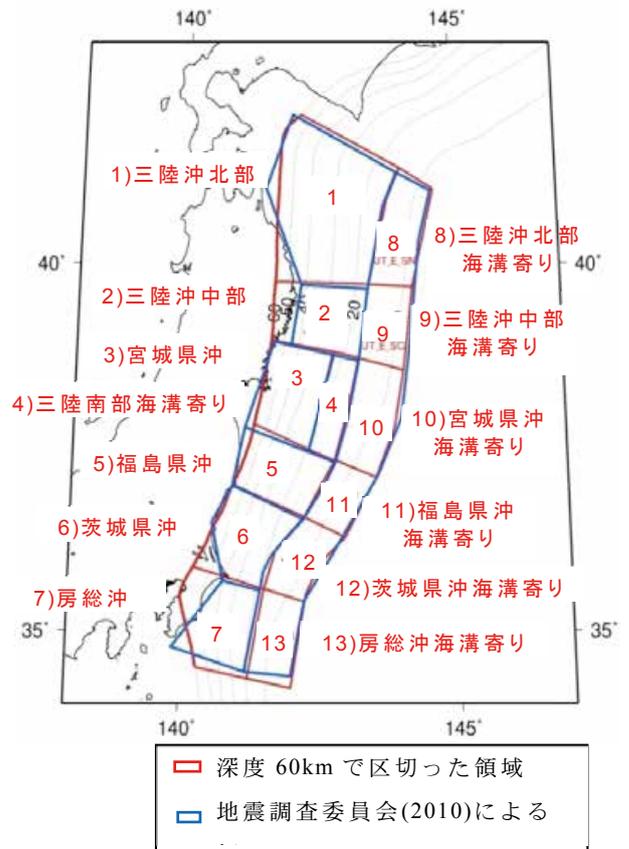


図 3.2-2 地震活動領域図。地震委員会(2011)による日本海溝沿いの地域の地震活動領域と、地震調査委員会(2010)による太平洋プレートの上面深度から、津波を発生させる地震の領域を区分している。

溝型地震」として定義し(図3.2-1参照), それらの地震発生の可能性を長期評価している. 全国を概観した津波ハザード評価では, これらの長期評価の行われた海溝型の大地震に加え, 過去に地震の記録はないもののプレート境界近傍で発生する可能性を否定できない巨大~超巨大な地震や, 活動の時期や震源の特定が困難なマグニチュード7程度のプレート間地震も対象とした. なお, プレート内地震については, 震源の位置・形状だけでなく, 地震の規模と断層面積の関係等についても不明な点が多いため, 本研究では地震発生モデルとしてはごく単純化した場合のみを扱った.

(2) 日本海溝沿いの地域に発生する海溝型地震の分類

地震調査委員会(2011)は, 三陸沖から房総沖の日本海溝沿いの地域に発生する海溝型地震の地震活動を評価するにあたって, 図3.2-2のように領域を区分している. 本研究では, この領域区分を基に地震活動を考えることとする. ただし, 「三陸沖北部~房総沖の海溝寄り」の区域は南北に長大であることから, 津波の高さを

検討するうえで必要に応じて陸側領域を海溝側へ延長させた副領域(図3.2-2に示す領域番号8から13の「海溝寄り」の領域)を設定し, 陸側領域と海溝寄り領域の双方を考慮した地震についても検討できるようにした.

三陸沖から房総沖に想定する地震は, 地震発生タイプ別に次の7つに分類した(図3.2-3参照). なお, 図3.2-3で示されているモーメントマグニチュードMwは, 想定する震源域の面積をもとに, 面積と地震モーメントの経験的關係式から算出したものであり, 地震調査委員会(2011)による地震の規模と必ずしも一致しないことがある. 算出方法等については, 3.3.2節にて後述する.

① 東北地方太平洋沖型の地震

地震調査委員会(2011)において「複数の領域を震源域とした地震」として評価されている「東北地方太平洋沖型の地震」である. 「少なくとも宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りから福島県沖にかけての領域が連動 Mw 8.4 程度, さらに震源域が広がり, 東北地方大洋沖地震と同様に M9.0 前後になる可能性がある」と評価され



図 3.2-3(1) 三陸沖北部から房総沖にかけての日本海溝沿いの地域に発生する地震の分類. 震源域として青で表したものは海溝寄りの領域を含む場合であり, オレンジは海溝寄りの領域を含まない場合.

ている。連動する範囲および、地震の規模に幅があることから、連動する領域の組み合わせを三陸沖中部から茨城県沖の範囲内に、複数設定することが可能である。ここでは、図 3.2-3 に示すように、地震活動領域の組み合わせとして 8 通りの震源域を想定した。

② 最大クラスの地震

東北地方太平洋沖型の地震の領域を含み、さらにその外側の領域までを含んだ震源域を想定した地震である。東北地方太平洋型の地震と同等もしくはそれを上回る規模の地震となることから、「最大クラス」と呼称することとする。地震調査委員会による長期評価がなされていない規模の超巨大地震となる可能性のある地震である。これは津波ハザードを評価するうえ

で独自に設定したものであるが、必ずしも地震学的に「最大」となる地震を意味しているわけではない。想定される Mw は 9.0~9.4 となる (図 3.2-3(1))。

③ その他の地震

上記①②に含まれない複数の領域を震源域とする地震で、次の 2 つに分けて考える。

(3-1) 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源域以外の領域を含む連動地震

2011 年東北地方太平洋沖地震で破壊が及ばなかった領域、いわば割れ残りの領域を含んで発生する地震で、地震調査委員会による長期評価がなされていない地震である。想定される Mw は 8.3~9.2 である (図 3.2-3(2))。

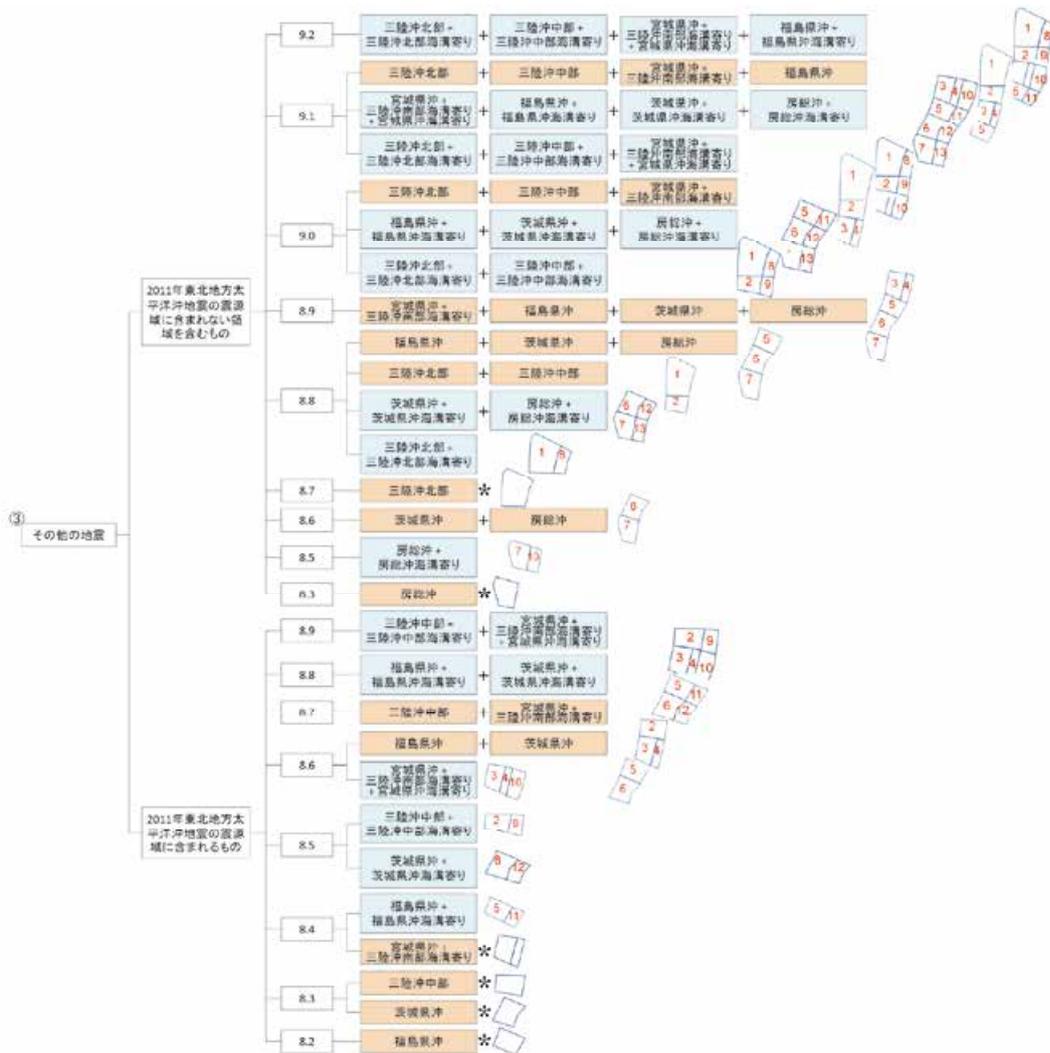


図 3.2-3(2) 三陸沖北部から房総沖にかけての日本海溝沿いの地域に発生する地震の分類。震源域として青で表したものは海溝寄りの領域を含む場合であり、オレンジは海溝寄りの領域を含まない場合。* は震源域が 1 つの地震発生領域全体となる場合。

(3-2) 「東北地方太平洋沖型の地震」の震源域内に含まれる領域間の連動地震

「東北地方太平洋沖型の地震」として評価されている震源域内で、中核となる宮城県沖・三陸沖南部海溝寄り・福島県沖(図3.2-2の領域3, 4, 5)のうちいずれかの領域とその他の領域を震源域とする地震である。地震調査委員会による長期評価はなされていない。想定されるMwは8.2~8.9である(図3.2-3(2))。

④ 単独領域型地震

単独の領域内に震源域を想定する地震であり、3通りの区分をしている。

(4-1) 三陸沖北部から房総沖の陸側の各領域全体の地震

図3.2-2の領域番号1~7について、それぞれの領域全体を震源域とする地震である。これらはいずれも地震調査委員会による長期評価がなされていない地震であり、図3.2-3では、複数の領域を震源域とする地震のうちの特例な場合として示している。地震調査委員会(2011)

では、三陸沖中部の領域ではM7以上の地震が知られていないこと、房総沖の領域では過去の地震によって死者を伴う被害がなかったことを理由として長期評価が見送られているが、津波のハザードを評価するにあたっては、これらの領域を震源域とする地震による津波の発生の可能性を無視できないと判断した。

(4-2) 「繰り返し発生する地震」

地震調査委員会(2011)において「繰り返し発生する地震」として評価されている地震のうち、三陸沖北部、宮城県沖、三陸沖南部海溝寄りの領域の3つの地震を対象とする。ここで、「繰り返し発生する地震」は、福島県沖および茨城県沖でも評価されているが、福島県沖については震源位置が特定されていないこと、茨城県沖については規模が比較的小さいことから、後述の「震源が特定しにくい地震」に含めることとした。

(4-3) 三陸沖北部の領域内の地震

地震調査委員会(2011)による長期評価では、

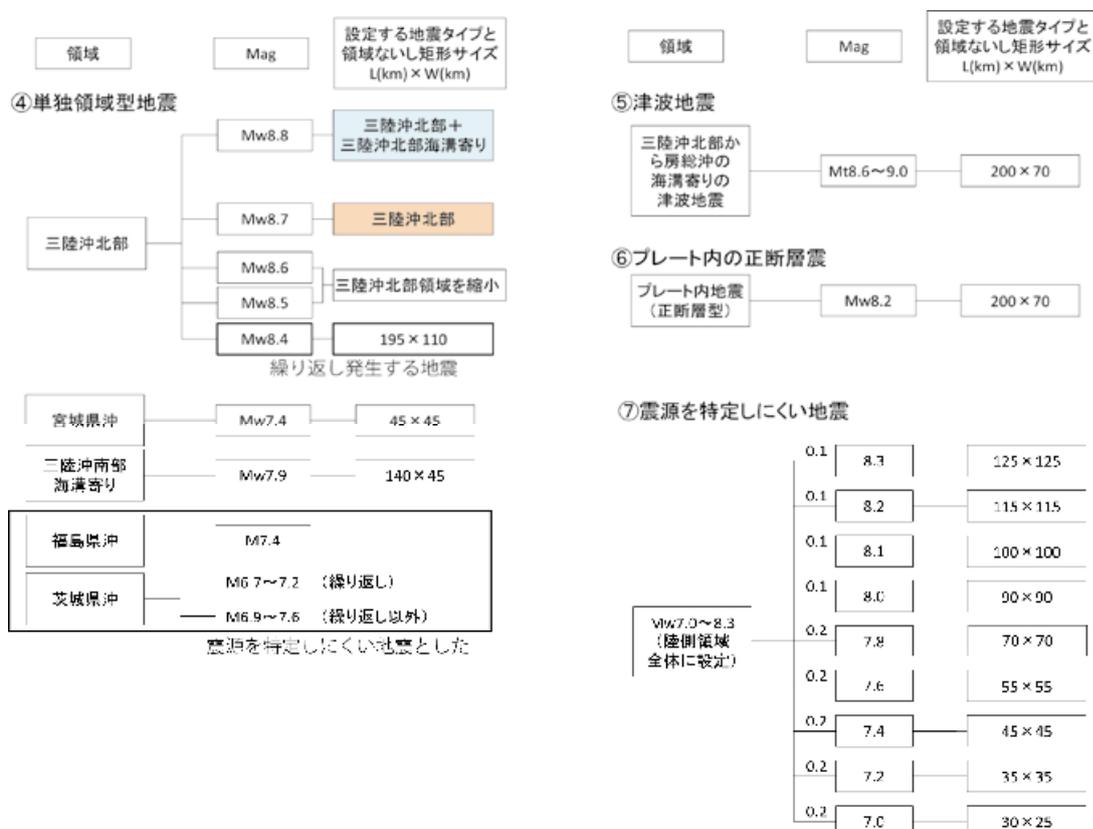


図 3.2-3(3) 三陸沖北部から房総沖にかけての日本海溝沿いの地域に発生する地震の分類(地震発生領域内の地震及び震源が特定しにくい地震)。「三陸沖北部+海溝寄り(Mw8.8)」および「三陸沖北部(Mw8.6)」は、図3.2-3(2)のものと対応している。

三陸沖北部の領域においては「繰り返し発生する地震」の切迫性が高いとされている。ただし、その震源域は三陸沖北部の領域の一部を占めるように想定されているに過ぎない。従って、本領域については、「繰り返し発生する地震」より地震規模が大きく、領域内で発生しうる可能性を否定できない地震を複数想定した。

⑤ 津波地震

地震調査委員会(2011)において「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)」として評価されている地震である。三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域では、地震の規模(揺れの大きさ)からみると異様に大きな津波を発生させる地震が発生する可能性があることが知られており、このような地震を「津波地震」と呼んでいる。津波地震は、地震調査委員会(2011)では三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域のどこかで、海溝軸に沿って断層長さ 200 km 程度の地震として発生すると評価されており、震源位置は特定されていない。この地震の規模としては津波マグニチュード Mt8.6 ~ 9.0 と評価されている。

⑥ プレート内の地震(正断層型)

地震調査委員会(2011)において「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)」として評価されている地震である。日本海溝に沈み込む太平洋プレートの内部に発生する正断層型の地震である。地震調査委員会(2011)では三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域と海溝外縁の領域で発生するとされている。断層長さは 200 km 程度で、規模は M8.2 前後、Mt8.3 前後とされているが、震源位置は特定されていない。

⑦ 震源を特定しにくい地震

上記①から⑥と比較すると相対的に発生頻度が高いものの、発生の位置や時期を特定できないやや小規模の地震を、津波ハザード評価の上では、「震源を特定しにくい地震」として考慮する。想定する地震の規模は、前章の図 2.2-2 ~ 2.2-5 に示したように、過去の津波の事例から被害が発生する可能性の高い津波(津波規模階級 m=1 程度)となることの多いマグニチュード Mw7.0 以上の地震で、かつ、各領域を単位とす

る地震の規模のほぼ下限となる Mw8.3 以下とした。

(3) 日本海溝沿いの地域の地震活動

三陸沖から房総沖の地震活動として、地震の平均発生間隔及び最新発生時期は、表 3.2-1 のように評価されている(地震調査委員会, 2011)。

図 3.2-4 及び図 3.2-5 は、気象庁地震月報(気象庁, 2011)より求めた 1923 年から 2010 年までの期間に、深さ 0 km ~ 60 km で発生した気象庁マグニチュード Mj5 以上の地震の発生位置と規模別の累積地震数である。日本海溝沿いの地域全体で図 3.2-5 にみられるように、傾きを表す b 値は概ね 0.9 程度となっている。この b 値は全国地震動予測地図(地震調査委員会, 2014)において、日本全国における平均的な値として震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の地震活動モデルに対して採用されている。これらを勘案して、津波ハザード評価においても b 値を 0.9 と仮定することとした。

表 3.2-1 平均発生間隔と最新発生時期(地震調査委員会, 2011)

地震	平均発生間隔(年)	最新発生時期	備考
東北地方太平洋型の地震	600	2011/03/11	
三陸沖北部の地震	97	1968/5/16	
三陸沖南部海溝寄りの地震	109	2011/03/11	
宮城県沖の地震	38 (参考値)	2011/03/11	今後の発生間隔は不明
福島県沖の地震*	206	—	M7.4 前後
茨城県沖の地震*	21.9	2011/03/11	M6.7 ~ M7.2
津波地震	103	—	明治三陸沖地震
プレート内の地震(正断層型)	400~750	—	昭和三陸沖地震

*地震の規模が小さく、発生位置が不明確のため、震源が特定しにくい地震として以後取り扱う

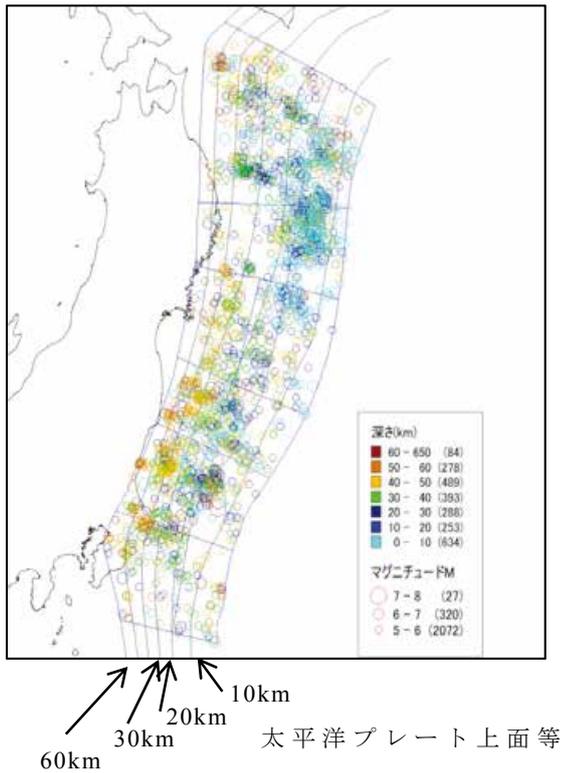


図 3.2-4 日本海溝沿いの地域における 1923 年から 2010 年末までの気象庁マグニチュード Mj5 以上で深さ 60 km 以浅の地震の震央分布図。(データは気象庁(2011)による)

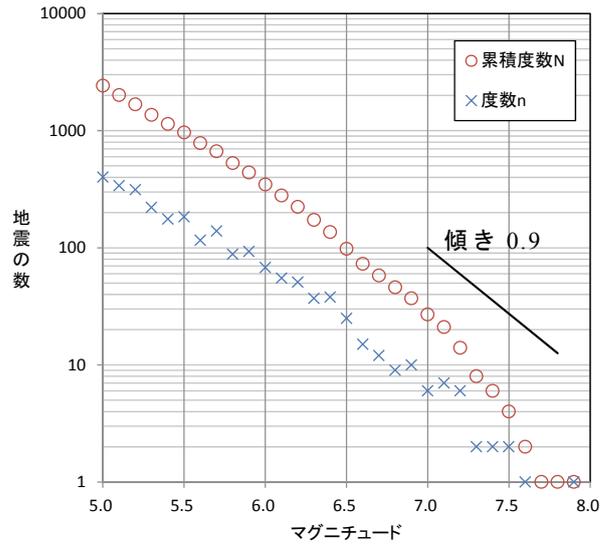


図 3.2-5 日本海溝沿いの地域における 1923 年から 2010 年末までの M5 以上、深さ 60 km 以浅の地震数。(データは気象庁(2011)による)。度数は、各地震規模ごとの地震回数。累積度数は、地震規模の大きい方からの累積回数。累積度数に対し傾き 0.9 の直線(黒線)を参考まで示した。

3.3 特性化波源断層モデルの設定の方法

3.3.1 特性化波源断層モデルによる津波波源設定の基本的な方針

将来起こりうる地震に伴う津波による沿岸津波高さを予測するために、プレート境界上面で発生する地震断層をモデル化する。モデル化にあたっては、津波を起こす地震断層を以下に示す考え方により設定される特性化波源断層モデルにより扱うものとした。

- (a) 地震に伴って発生する津波の特性をすべり分布などの断層パラメータをあらかじめ定められたルールで単純化した波源断層モデルを、特性化波源断層モデルと呼ぶ。
- (b) 特性化波源断層モデルでは、断層の位置・形態・規模等を示す巨視的波源特性および断層面上の不均質性等を示す微視的波源特性を考慮する。

特性化波源断層モデルの設定にあたっては以下を基本とする。

(1) 沈み込む太平洋プレートの上面形状の考慮

日本海溝に沿った海溝型地震に伴う津波を対象にすることから、日本海溝において沈み込む太平洋プレートの上面に断層モデルを配置することから、プレート上面に小さな平面の矩形を多数貼り付け、これらの矩形の集合を考慮することにより震源断層のモデル化においてプレート形状を考慮することとした。特性化波源断層モデルでは、これらの小矩形が小さな断層面であると考え、それらを要素とする断層群として表現する。従って、以下に述べる巨視的断層パラメータについては、一部、要素断層(特定の断層

モデルを構成する小断層を要素断層と呼ぶ)に関する記述と読み替える。要素断層の設定の詳細については、3.3.5節で述べる。

プレート内の地震(正断層型)については、海溝付近の太平洋プレートの内部に、1枚の長大な矩形断層を想定する。

(2) 巨視的断層パラメータ

断層を記述するため、図3.3-1に示す各種のパラメータを設定する。

① 断層の走向(θ)、傾斜(δ)、深さ(d)

断層の走向(θ)及び傾斜(δ)は、設定した断層面の中心位置での沈み込むプレート上面の局所的な形状を考慮するものとする。深さ(d)は、断層中心でのプレート上面の深さである。ただし、断層の上面が海溝軸の極近傍となる場合は、上端深さが0 kmとなるよう調整する。

② 断層の長さ(L)と幅(W)

- ・地震発生領域を震源域とみなしている巨大地震の場合には、震源域が不整形(矩形では定義されない)であるため、震源域全体の長さとして幅を指定しない。

- ・津波地震とプレート内の地震(正断層型)については、地震調査委員会(2011)により断層の長さ(L)が200 kmと示されていることから、それを用いる。断層の幅(W)については、三陸沖から房総沖の海溝寄りの領域の海溝軸直交方向の地図上の長さとはほぼ等しくなるよう設定した。

- ・三陸沖北部の「繰り返し発生する地震」については、既往の地震についての解析事例が示すすべり分布を参考に震源域を設定する。

- ・宮城県沖の「繰り返し発生する地震」、三陸沖南部海溝寄りの「繰り返し発生する地震」については、地震動ハザード評価の検討における設定(藤原ほか, 2012)に準拠する。

- ・その他の地震や震源が特定しにくい地震については、断層の長さ(L)を海溝軸に沿った方向に、幅(W)は海溝軸と直交する方向に計り、概ね正方形($L=W$)となるよう設定する。

③ すべり角(λ)

瀬野(1996)による日本海溝付近における太平洋プレートの大陸側に対する平均的なプレート相対運動方向の見積りを基に地震調査委員

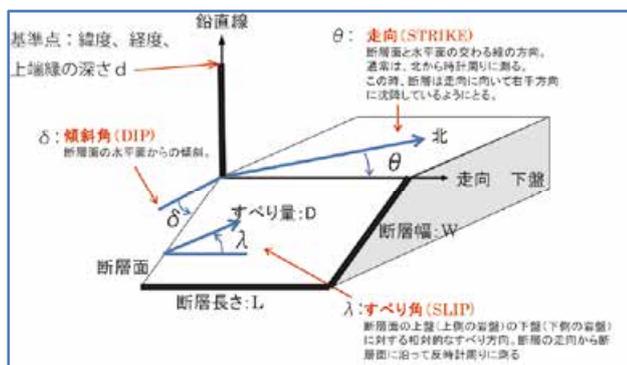


図 3.3-1 断層パラメータ

会(2011)が設定している 295° を採用し、すべり角 λ を設定した図3.3-2).

④ 地震モーメント M_0

地震モーメント M_0 は、断層面積 S から経験的な関係式によって設定する. 経験的な関係式については、3.3.2節で述べる.

⑤ 平均すべり量(D)

平均すべり量 $D(m)$ は、地震モーメント $M_0(Nm)$ から剛性率 $\mu(N/m)$ を仮定し、次式から求める.

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot S \quad (3.3-1)$$

ここで、 S は断層面積(m^2)である.

(3) 微視的断層パラメータ

①すべり不均質の設定

ア) 大すべり域の設定

震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)(地震調査委員会, 2009)では、「アスペリティ」におけるすべり量は基本的に震源断層全体の平均すべり量の2倍に設定される. 津波データの解析から推定されているすべりの大きな領域と地震動データの解析から推定されているすべりの大きな領域(アスペリティ)が必ずしも一致しないという研究もあり、両者が同一のものとはみなせない可能性もあるものの、ここでは、後述のすべり量に関する検討結果とも矛盾しないことを踏まえて、平均すべり量 D の2倍のすべり量を持つ範囲を「大すべり域」と定義することとした.

大すべり域の面積は3.3.4節にて後述する理由から断層面積の30%程度とし、その形状は、概ね断層形状に相似な矩形とする.

すべての特性化波源断層モデルにおいて、少なくとも1カ所以上の大すべり域を設け、背景領域と大すべり域の2段階のすべり量分布として、すべり不均質性をモデル化する. なお、大すべり域を設定する際には、断層全体の地震モーメント M_0 が保存されるよう背景領域のすべり量を調整する.

イ) 超大すべり域の設定

2011年東北地方太平洋沖地震では、海溝軸部



図 3.3-2 日本周辺のプレートの相対運動(瀬野 1996)

の斜面においても大きな地形変動が確認されていること(例えば, Kodaira *et al.*, 2012), 津波のインバージョン解析によっても多くの解析者により海溝軸周辺の極浅部でのすべり量がきわめて大きいという結果が報告されている(例えば, Satake *et al.*, 2013). これらの知見を踏まえ、特性化波源断層モデルの上端が海溝軸に接するように配置する場合にのみ、大すべり域のなかにさらに変位(すべり量)の大きな箇所(以下、「超大すべり域」と呼ぶ)を設け、3段階のすべり分布とするモデルも考慮する. 超大すべり域においては、平均すべり量の4倍のすべり量とし、その面積は断層面積の約10%とする.

②すべり不均質の形状と配置

ア) 基本的な設定

大すべり域は、概ね断層形状に相似な矩形とする. ただし、断層が長大な帯状となるときは、大すべり域の面積を保持したうえで、走向方向と傾斜方向の長さの比が概ね2:1となるよう調整する.

1つの震源域につき大すべり域の多様性を考慮し海溝軸方向および沈み込み方向それぞれに大すべり域の面積の約半分以上重複するよう配置を考慮した複数の波源断層モデルを作成する.

イ) 簡略化した設定

震源が特定しにくい地震および地震の規模

が比較的小さい地震 (Mw8 未満の宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄りの「繰り返し発生する地震」) については、大すべり域は、震源域の中央に 1 カ所配置する。なお、本研究では例外的にプレート内地震 (正断層型) および津波地震についても簡略化した設定とした。

③破壊開始点, 破壊伝播速度, ライズタイム

すべての特性化波源断層モデルにおいて、現時点では、断層運動が瞬時に完了するものと仮定する。すなわち、破壊開始点は設けず、破壊伝播速度は無限大、ライズタイムはゼロとする。

以下、断層面積と地震モーメントの経験式、剛性率の設定、大すべり域 (超大すべり域を含む) の面積比及びすべり量比に関連する事項、津波マグニチュードの取り扱い等についてまとめたうえで、結果として設定したモデル群を示す。

3.3.2 津波を発生する地震のスケーリング則 (地震モーメント M_0 と断層面積 S の経験的な関係)

特性化波源断層モデルの震源域が与えられたとき、そのモデルの示す地震の規模を推定する、あるいは、地震規模を設定した時に該当する震源域の面積を推定する。推定にあたっては、断層面積 S と地震モーメント M_0 についての経験的な関係に基づくこととした。

断層面積 S と地震モーメント M_0 の経験的な関係について多くのスケーリング則が提案されている。そのうち海溝型の地震についての代表的なものとして以下のものがある。

世界各地で発生した大地震を対象とし Kanamori and Anderson (1975) は、次の関係式を提案している；

$$M_0 = 1.2 \times 10^6 \cdot S^{3/2}. \quad (3.3-2)$$

Yamanaka and Shimazaki (1990) は、日本周辺のプレート境界型の地震について佐藤ほか (1989) が整理した断層面積 S と地震モーメント M_0 のデータから

$$M_0 = 2.0 \times 10^6 \cdot S^{3/2} \quad (3.3-3)$$

と求めている。また、Murotani *et al.* (2008) は、日本周辺のプレート境界型の 10 個の大地震についてのインバージョン事例 26 例をもとに、解析上有意なすべり量が求められているセルの合計面積を破壊面積とし、以下の関係式を導いている；

$$M_0 = 5.5 \times 10^5 \cdot S^{3/2}. \quad (3.3-4)$$

ここでは、津波を伴った地震についての面積と地震モーメントの関係を見るために、まず、阿部による津波マグニチュードのカタログ「日本付近に発生した津波の規模 (1498 年-2006 年)」 (<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/tsunamiMt.html>) をもとに 1498 年～2006 年の期間に日本付近で発生した津波を伴った地震のうち、太平洋側で発生した地震 (日本海沿岸で発生した地震、例えば 1983 年日本海中部地震や 1993 年北海道南西沖地震などを除き、千島海溝～日本海溝～南海トラフ～琉球海溝にそって発生した地震) をリストアップした。選択した地震であつてかつ佐藤 (1989) および地震予知総合研究振興会 (2005) に記載されている地震について、対応する地震の地震モーメント M_0 と断層面積 S を整理した。また、佐藤 (1989)、地震予知総合研究振興会 (2005) に記載のない地震については、可能な範囲で個別に文献によつた。整理した地震のリストを表 3.3-1 に、震源の分布を図 3.3-3 に示す。なお、表 3.3-1 において「津波地震」としたものは、付与されている表面波マグニチュード M_s と津波マグニチュード M_t の差が 0.5 以上のものを津波地震とする阿部 (1988) の定義によつたものである。

表 3.3-1 をもとに、断層面積 S と地震モーメント M_0 の関係を図 3.3-4 に示す。地震モーメント M_0 が断層面積 S の $3/2$ 乗に比例すると仮定して、

$$M_0 = 1.77 \times 10^6 \cdot S^{3/2} \quad (3.3-5)$$

が回帰される。

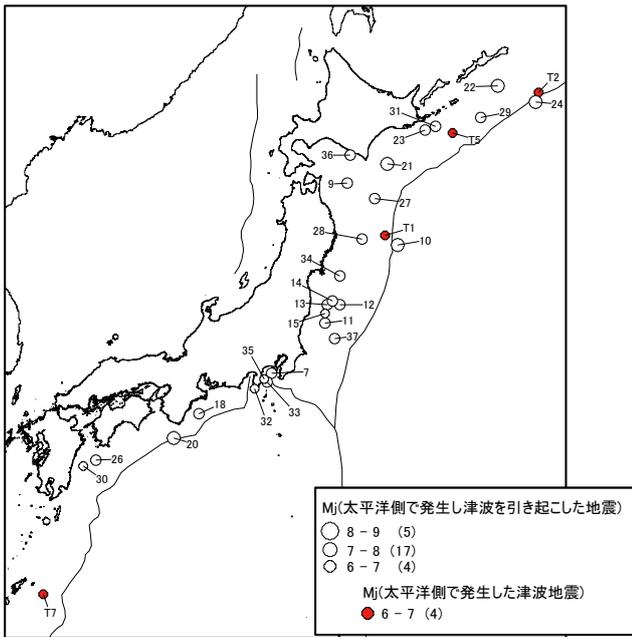


図 3.3-3 地震モーメント M_0 と断層面積 S の関係式導出に使用した太平洋側で発生し津波を引き起こした地震の震央分布 (図中の番号は表 3.3-1 の番号に対応)

ここで求めた 3.3-5 式に対し、世界各地で発生した M_w9 クラスの超巨大地震の場合を含めた関係を示したのが、**図 3.3-5** である。なお、超巨大地震として示した地震のパラメータを**表 3.3-2** に示す。この図によると、地震モーメント M_0 が $1.0 \times 10^{22}(\text{Nm})$ を超える超巨大地震に対しても、概ね直線性が保たれている。また、**図 3.3-6** では、Kanamori and Anderson (1975), Yamanaka and Shimazaki (1990), および Murotani *et al.* (2008) による経験式も併せて示している。今回求めた 3.3-5 式は、データの出典が Yamanaka and Shimazaki (1990) と共通しているものが多いため、回帰式もほぼ同様なものとなっている。しかし、Murotani *et al.* (2008) は、3.3-5 式を含め他の経験的關係とは系統的に同じ面積の断層に対しより小さな地震モーメントを与えている。これは、断層面積の取り方が他の手法と異なり、面積を断層全体の面積ではなく破壊領域の面積としていることが強く影響しているものとみられる。

本報では、将来発生する地震による津波を予測するとの立場から、Murotani *et al.* (2008) の言う有効破壊面積は予め想定しがたいと考え、断層面積と地震モーメントとの経験式である 3.3-

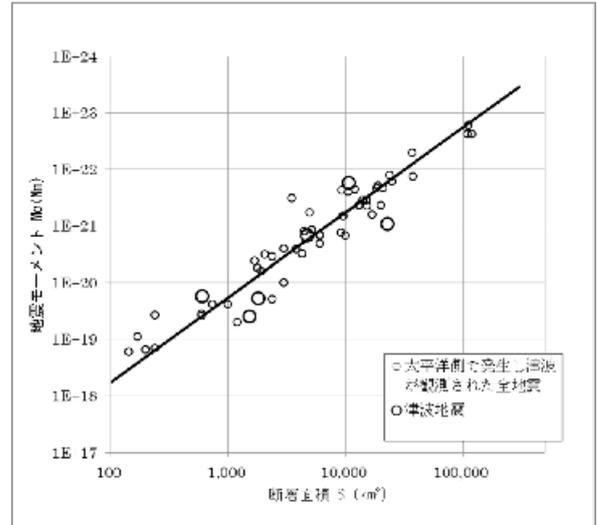


図 3.3-4 太平洋側で発生し、津波が観測された地震の地震モーメント M_0 と断層面積 S の関係。

5 式によって、地震規模を推定することとした。ただし、3.3-5 式であらわされるスケールリング則では、応力降下量が 4.3MPa 程度となり、海溝型の地震としてはやや大きめである。このように平均的な応力降下量がやや高めの設定となっていることに留意し、今後異なる地域を評価の対象とする場合にはあらためて検討を要する。

なお、地震モーメント M_0 からモーメントマグニチュード M_w への換算には、以下の Kanamori (1977) の式によった；

$$\log_{10} M_0 = 1.5 \cdot M_w + 9.1 \quad (3.3-6)$$

表 3.3-1 日本周辺の津波が観測された地震の断層パラメータ

No.	発震年月日	地震名	M	モデル番号	出典	Mt	Ms	d (km)	S (km ²)	Uave (m)	μ (N/m ²)	Mo (Nm)	Δσ (Mpa)
1	1611/12/2	(慶長)三陸地震	8.1		相田(1977)	8.4		1	12250	8.0	7.0E+10	6.9E+21	9.5
2	1707/10/28	(宝永)東海・南海地震	8.4	【モデル2】	相田(1981ab)	8.4		3.4	49550	6.0	5.0E+10	1.5E+22	
3	1793/2/17	(寛政)宮城県沖地震	7.1		相田(1977)	7.6		1	3600	3.9	4.5E+10	6.3E+20	5.0
4	1854/12/23	(安政)東海地震	8.4	【モデル2】	Ishibashi(1981)ほか	8.3		2.5	23050	4.0	5.0E+10	4.6E+21	
5	1854/12/24	(安政)南海地震	8.4	【モデル2】	相田(1981b)	8.3		5.5	28500	5.7	5.0E+10	8.1E+21	
6	1856/8/23	(安政)八戸沖地震	7.8		相田(1977)	7.6		1	8400	8.1	4.5E+10	3.1E+21	4.4
7	1923/9/1	関東地震	7.9	(モデル1)	Kanamori(1971b,1974)	8.0	8.2		9100	2.1	4.0E+10	7.6E+20	1.8
				(モデル6)	石橋(1980)ほか	8.0	8.2	1.5	4975	6.8	5.0E+10	1.7E+21	
				(モデル7)	Matsu'ura et al.(1980)	8.0	8.2	1.9	5130	4.8	3.4E+10	8.4E+20	4.5
				【モデル8】	Matsu'ura et al.(1980)	8.0	8.2	1.5	4455	5.3	3.4E+10	8.0E+20	8.3
8	1927/3/7	丹後地震	7.3	(モデル5)	Kanamori(1973)		7.6	0	455	3.0	3.4E+10	4.6E+19	10.0
				(モデル9)	長谷川(1986)		7.6	0.16	595.02	3.1	3.3E+10	6.0E+19	7.5
9	1931/3/9	八戸沖地震	7.6		相田(1977)	7.2	7.8	50	3000	0.7	4.5E+10	1.0E+20	0.9
10	1933/3/3	三陸地震	8.1	【モデル1】	Kanamori(1971a,1972c)	8.3	8.5	0	18500	3.3	7.0E+10	4.3E+21	3.9
				(モデル3)	Ben-Menahem(1977)	8.3	8.5	0	37000	7.4	7.0E+10	1.9E+22	
				(モデル4)	相田(1977)	8.3	8.5	1	9250	6.6	7.0E+10	4.3E+21	9.0
				(モデル6)	Abe, Ku.(1978)	8.3	8.5	0	18900	3.3	7.0E+10	4.4E+21	
11	1938/5/23	塩屋崎沖地震Ⅰ	7.0		Abe(1977)	7.5	7.6	20	3000	2.7	5.0E+10	4.0E+20	5.7
12	1938/11/5	塩屋崎沖地震Ⅱ	7.5		Abe(1977)	7.6	7.7	20	6000	2.3	5.0E+10	7.0E+20	3.3
13	1938/11/5	塩屋崎沖地震Ⅲ	7.3		Abe(1977)	7.6	7.7	20	6000	1.6	5.0E+10	4.8E+20	2.3
14	1938/11/6	塩屋崎沖地震Ⅳ	7.4		Abe(1977)	7.3	7.6	20	3825	2.0	5.0E+10	3.8E+20	3.8
15	1938/11/7	塩屋崎沖地震Ⅴ	6.9		Abe(1977)	7.4	7.0	20	4275	1.5	5.0E+10	3.2E+20	2.8
16	1939/5/1	男鹿半島	6.8		吉岡(1974)	6.9	7.0	0	192	2.0	4.5E+10	1.7E+19	7.0
17	1940/8/2	積丹半島沖地震	7.5	(モデル1)	Fukao & Furumoto(1975a)	7.7	7.5		8500	1.1	4.5E+10	4.2E+20	1.7
				【モデル2】	Satake(1986)	7.7	7.5		3500	1.5	4.5E+10	2.4E+20	3.3
18	1944/12/7	東南海地震	7.9	(モデル1)	Kanamori(1972a)	8.1	8.0		9600	3.1	3.7E+10	1.5E+21	3.3
				(モデル4)	Ishibashi(1981)	8.1	8.0	11.5	14100	4.0	5.0E+10	2.8E+21	
				(モデル5)	和田(1979)	8.1	8.0		16870	1.9	5.0E+10	1.6E+21	
19	1945/1/13	三河地震	6.8		Ando(1974b)		6.8	0	132	2.3	3.0E+10	8.7E+18	12.7
20	1946/12/21	南海地震	8.0	(モデル1)	Fitch & Scholz(1971)	8.1	8.2	0	23725	10.1	3.2E+10	8.7E+21	
				(モデル2)	Kanamori(1972a)	8.1	8.2		9600	3.1	3.7E+10	1.5E+21	3.3
				(モデル4)	Ando(1982)	8.1	8.2	0	21000	4.5	5.0E+10	4.8E+21	
				(モデル6)	相田(1981b)	8.1	8.2	5.5	24900	4.6	5.0E+10	5.7E+21	
21	1952/3/4	十勝沖地震	8.2	【モデル1】	笠原(1975)	8.2	8.3	0	13000	4.0	5.0E+10	2.6E+21	4.3
				(モデル2)	Aida(1978)	8.2	8.3	1	13000	3.5	5.0E+10	2.3E+21	
22	1958/11/7	エトロフ沖地震	8.1	【モデル1】	Fukao & Furumoto(1979)	8.2	8.1		12000	5.1	7.0E+10	4.4E+21	7.8
				(モデル2)	Schwartz & Ruff(1987)	8.2	8.1		10500			4.0E+21	
23	1961/8/12	釧路沖地震	7.2		宮嶋・阿部(1982)	6.8	7.1	36	1000	1.2	3.5E+10	4.2E+19	2.9
24	1963/10/13	エトロフ沖地震	8.1	【モデル1】	Kanamori(1970)	8.4	8.1	4	37500	3.0	7.0E+10	7.5E+21	2.3
25	1964/6/16	新潟地震	7.5	(モデル1)	Aki(1966ab)	7.9	7.5	0	2000	4.0	3.7E+10	3.0E+20	12.6
				【モデル4】	Abe(1975a)	7.9	7.5	0	2400	3.3	4.0E+10	3.2E+20	7.0
26	1968/4/1	日向灘地震	7.5	(モデル1)	相田(1974)	7.7	7.6	4	1925	1.7	5.0E+10	1.6E+20	
				【モデル2】	Shiono et al.(1980)	7.7	7.6	27	1792	1.6	6.3E+10	1.8E+20	6.0
27	1968/5/16	十勝沖地震	7.9	【モデル1】	Kanamori(1971c)	8.2	8.1		15000	4.1	4.5E+10	2.8E+21	3.2
				(モデル3)	Aida(1978)	8.2	8.1	1	15000	4.0	4.5E+10	2.8E+21	
				(モデル6)	Kikuchi & Fukao(1985,1987)	8.2	8.1	9	20000			2.3E+21	
28	1968/6/12	岩手県沖地震	7.2	【モデル1】	Yoshioka & Abe(1976)	7.4	7.3		2400	0.5	4.5E+10	5.1E+19	1.2
				(モデル2)	Aida(1978)	7.4	7.3	1	3500	1.8		3.1E+21	3.0
29	1969/8/12	北海道東方沖地震	7.8	【モデル1】	Abe(1973)	8.2	7.8	0	15300	2.9	5.0E+10	2.2E+21	2.9
30	1970/7/26	日向灘地震	6.7		Shiono et al.(1980)	7.1	6.8	44	744	1.0	6.3E+10	4.1E+19	5.0
31	1973/6/17	根室半島沖地震	7.4	【モデル1】	Shimazaki(1974)	8.1	7.7	2.3	6000	1.6	7.0E+10	6.7E+20	3.5
				(モデル3)	Aida(1978)	8.1	7.7	1	10000	1.0	7.0E+10	6.7E+20	
32	1974/5/9	伊豆半島沖地震	6.9	(モデル1)	松崎(1975)	6.5	6.3	1	200	1.0	3.3E+10	6.6E+18	5.2
				【モデル4】	Abe(1978)	6.5	6.3	3	144	1.2	3.4E+10	5.9E+18	6.5
33	1978/1/14	伊豆大島近海地震	7.0	【モデル1】	Shimazaki & Somerville(1977)	6.7	6.4	0.3	209	1.7	3.5E+10	1.3E+19	4.1
34	1978/6/12	宮城県沖地震	7.4	(モデル1)	瀬野ほか(1979)	7.4	7.5	25	2400	1.7	7.0E+10	2.9E+20	6.4
				(モデル2)	相田(1978)	7.4	7.5	25	1690	2.0	7.0E+10	2.4E+20	
				【モデル3】	Seno et al.(1980)	7.4	7.5	31	2074	2.1	7.0E+10	3.1E+20	9.5
35	1980/6/29	伊豆半島東方沖地震	6.7	(モデル4)	Takeo(1988)	6.3	6.0	0.5	240	1.1		7.0E+18	
36	1982/3/21	浦河沖地震	7.1	(モデル1)	国土地理院(1982)	7.1	6.7	9	1200	0.6	3.0E+10	2.0E+19	
				(モデル2)	武尾ほか(1983)	7.1	6.7	12	600	0.8	5.0E+10	2.6E+19	4.0
				【モデル4】	末次・中西(1986)	7.1	6.7	13	240	2.1		2.7E+19	
37	1982/7/23	茨城県沖地震	7.0		菊地・須藤(1985)	7.0	6.8	10	600	1.8	3.3E+10	2.8E+19	6.8
38	1983/5/26	日本海中部地震	7.7	(モデル2)	相田(1984)	8.1	7.7	3	3000	4.9	4.0E+10	5.8E+20	
				(モデル3)	石川ほか(1984)	8.1	7.7		3600		3.0E+10	7.5E+20	12.0
				(モデル4)	多田(1984)	8.1	7.7	0	4200	3.5	3.4E+10	5.0E+20	
				(モデル5)	田中ほか(1984), ほか	8.1	7.7	0	3450	4.6	3.0E+10	4.8E+20	
				(モデル6)	Satake(1985)	8.1	7.7		4800	4.5	3.5E+10	7.6E+20	
				(モデル7)	Satake(1985)	8.1	7.7	1	4800	4.5	3.5E+10	7.6E+20	7.4
				(モデル8)	Kanamori & Astiz(1985)	8.1	7.7		6000	2.0	5.0E+10	5.9E+20	
				【モデル9】	Sato(1985)	8.1	7.7	0	3675	6.1	3.7E+10	8.0E+20	18.0
				(モデル10)	小菅ほか(1986)	8.1	7.7		4000	4.6	3.5E+10	6.4E+20	
				(モデル11)	Fukuyama & Inkura(1986)	8.1	7.7		2700			4.5E+20	
39	1983/6/21	日本海中部地震	7.1	【モデル2】	阿部(1987)	7.3	6.9	1	690	0.8	3.5E+10	1.9E+19	
1	1896/6/15	(明治)三陸地震	8.5	【モデル2】	相田(1977)	8.6	7.2	1	10500	12.5	4.5E+10	5.9E+21	9.5
2-1	1963/10/20	ウルフ島沖			伊尾木&谷岡(2010)	7.9	7.2		22500	1.2	4.0E+10	1.1E+21	
2-2	1963/10/20	ウルフ島沖			Mo-Pacheco and Sykes(1992), S: 羽島(1979)	7.9	7.2		4700			7.0E+20	
3	1964/5/7	男鹿半島沖地震	6.9		Fukao & Furumoto(1975a)	7.1	6.6		1000	1.2	3.7E+10	4.3E+19	3.6
4	1971/9/6	サハリン西方沖			Fukao & Furumoto(1975)	7.5	6.9		1750	1.5	3.7E+10	9.5E+19	3.7
5	1974/9/27	根室沖			Mo-Pacheco and Sykes(1992), S: 羽島(1979)	7.0	6.5		1500			2.6E+19	
6-1	1993/7/12	北海道南西沖地震	7.8	(モデル3)	Tanioka et al.(1995)	8.1	7.6		4440		3.5E+10	4.9E+20	
6-2	1993/7/12	北海道南西沖地震			Takahashi et al.(1995)	8.1	7.6	8	3612.5	3.1	3.0E+10	2.9E+20	
7-1	1995/10/18	奄美大島近海地震	6.9	(モデル1)	菊地(1997)	7.6	6.9	22	600	1.5		5.9E+19	10
7-2	1995/10/18	奄美大島近海地震		(モデル2)	佐竹・谷岡(1997)	7.6	6.9		1800	1.0	3.0E+10	5.4E+19	

注：赤字は津波地震を示す。モデルの番号は佐藤(1989)および地震予知総合研究振興会(2005)による。灰色で色付けした地震は太平洋側以外の地域で発生した地震，あるいは阿部のリストにMtおよびMs両方の記載がない地震を示す。

表 3.3-2 Mw9 クラス巨大地震のパラメータ

No	Earthquake	Date	Author	Mt	Mw	Mo(Nm)	L(km)	W(km)	S(km ²)
1-1	東北地方太平洋沖	2011/3/11	Mo:Lay and Kanamori (2011), S: Hirose et al.(2011)	9.1	8.9	2.9E+22	500	200	100,000
1-2	東北地方太平洋沖	2011/3/11	鈴木 et al.(2012)	9.1	9.0	4.4E+22	510	210	107,100
2-1	1960年チリ	1960/5/22	Kanamori & Anderson(1975)	9.4	9.5	2.0E+23			200,000
2-2	1960年チリ	1960/5/22	S. E. Barrientos and S. N. Ward(1990)	9.4	9.2	9.4E+22	850	130	110,500
3	1964年アラスカ	1964/3/28	Kanamori & Anderson(1975)	9.1	9.2	8.2E+22			130,000
4	1965年ラット島	1965/2/4	Kanamori & Anderson(1975)		8.7	1.25E+22			78,000
5-1	2004年スマトラ島沖	2004/12/26	Tanioka et al.(2006)	9.0	9.2	7.2E+22			269,500
5-2	2004年スマトラ島沖	2004/12/26	Lay et al.(2005)	9.0	9.2	8.8E+22			247,250
6	2005年ニアス島沖	2005/3/28	Konca et al.(2007)		8.7	1.24E+22			24,000
7	2010年チリ	2010/2/27	Lay et al.(2010)		8.8	2.0E+22			81,500

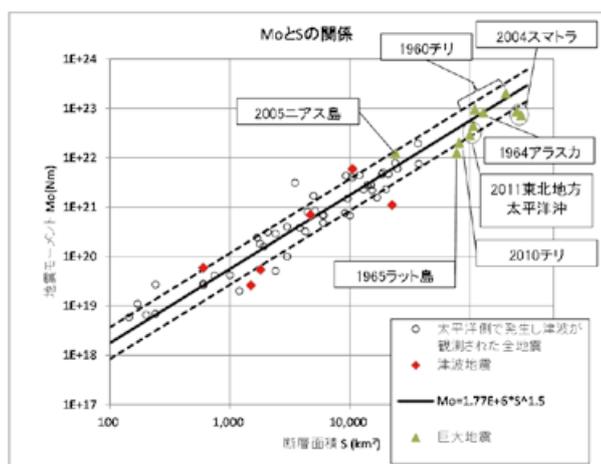


図 3.3-5 今回提案する Mo と S の関係と巨大地震との整合性の確認

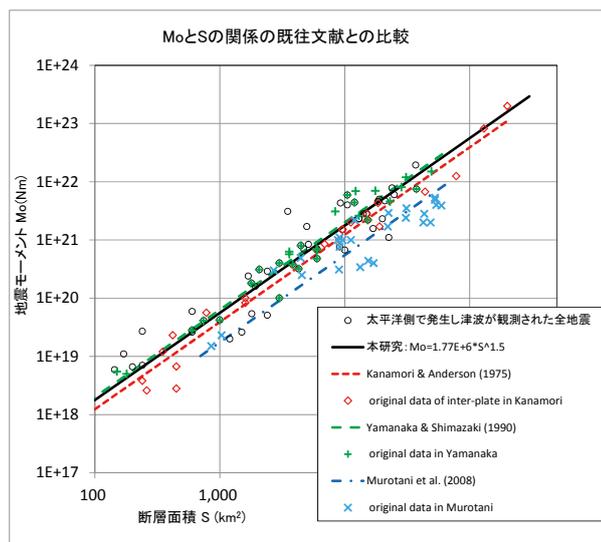


図 3.3-6 今回提案する Mo と S の関係と既往文献との比較 (既往文献で使用された元データも併せて表示している).

3.3.3 波源域の剛性率 μ について

プレート境界型の地震として、プレート境界のごく浅いところで発生する地震については、太平洋プレート上部に固結度の低い岩石が分布しているために、剛性率が深部と比較すると小さな値となる傾向があることが知られている (例えば, Bilek and Lay, 1999). また、津波ハザード評価として海溝軸近傍の海底面下ほぼ 0 km 付近で発生する地震から、津波を伴う地震が発生する可能性のあるものとして深さ 60 km での地震までを対象とすることから、全体の平均的な剛性率を設定するとの考え方もありうる。沈み込み帯での実測に基づいたデータ・資料に乏しい現在の段階として、ここでは土木学会原子力土木委員会 (以下、土木学会と称

海域	根拠	剛性率
<ul style="list-style-type: none"> 西南日本陸側プレート内 日本海東縁部 プレート境界浅部 (断層面全体が深さ 20km 以浅に存在する場合)	$V_p=6.0\text{km/sec}$ $V_p/V_s=1.6\sim 1.7$ $\rho = 2.7\sim 2.8\text{g/cm}^3$ とすれば、 $\mu = 3.36 \times 10^{10} \sim 3.94 \times 10^{10}\text{N/m}^2$ となる。この中間値とする。	$3.5 \times 10^{10}\text{N/m}^2$ ($3.5 \times 10^{11}\text{dyne/cm}$)
<ul style="list-style-type: none"> 海洋プレート内 プレート境界深部 (断層面全体が深さ 20km 以深に存在する場合)	$V_p=8.0\sim 8.1\text{km/sec}$ $V_p/V_s=1.75\sim 1.80$ $\rho = 3.2\sim 3.5\text{g/cm}^3$ とすれば、 $\mu = 6.31 \times 10^{10} \sim 7.50 \times 10^{10}\text{N/m}^2$ となる。この中間値とする。	$7.0 \times 10^{10}\text{N/m}^2$ ($7.0 \times 10^{11}\text{dyne/cm}$)
・プレート境界中央部 (断層面が深さ 20km 以浅と以深にまたがって存在する場合)	浅部と深部の中間の値とする	$5.0 \times 10^{10}\text{N/m}^2$ ($5.0 \times 10^{11}\text{dyne/cm}$)

図 3.3-7 剛性率設定の事例. 土木学会 (2002)

す)(2002)が、断層面が深さ 20 km 以浅と以深にまたがる場合の剛性率 μ として示している $5.0 \times 10^{10}(\text{N/m}^2)$ を、プレート境界では概ね平均的なものであると解釈し、暫定的に採用することとする (図 3.3-7)。

3.3.4 すべり不均質の設定

ここでは、以下の項目について検討する；

- (1) すべり不均質のモデル
- (2) 大すべり域・超大すべり域の断層全体に占める面積割合について
- (3) 超大すべり域のすべり量の検討
- (4) 大すべり域の形状について
- (5) 大すべり域の個数と配置
- (6) 大すべり域の設定の考え方についての補足検討

(1) すべり不均質のモデル

ここで設定する特性化波源断層モデルでは、上述のように断層面上のすべり量が不均質に分布するすべり不均質を仮定する。過去に発生した地震についての地震波、津波、地殻変動などの観測データから解析されているすべり量分布の特徴を、単純化して大すべり域としてモデル化する。

震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)(地震調査委員会, 2009)では、「アスペリティ」と呼ぶ平均すべり量よりも大きなすべり量が分布する区域とそれ以外の背景領

域よりなる「特性化震源モデル」が用いられている。津波ハザード評価においても、このような考え方に習い、設定する特性化波源断層モデルでは震源域を背景領域と「大すべり域」に分けて考えることとする。さらに、2011年東北地方太平洋沖地震では海溝軸近傍の震源域では数十 m に及ぶ大きなすべりを示したと考えられていることから、特性化断層モデルにおいても、断層上端部が海溝軸付近に位置するモデルを作成する場合に限り、大すべり域のなかにさらに大きなすべりとなる不均質性を考慮することとした(「超大すべり域」)。したがって、特性化波源断層モデルにおいては、震源域を「背景領域」と「大すべり域」の2段階のすべり量分布によりすべり不均質を表現し、海溝軸近傍に想定するモデルについてのみ「超大すべり域」を追加した3段階で不均質性を表現することとする。

なお、津波データの解析から推定される「大すべり域」が、地震動データの解析から推定される「アスペリティ」と一致するかどうかは現時点では明らかでない。そのため、ここでは、「大すべり域」という別の名称を用いるが、地震調査委員会(2009)の震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)におけるアスペリティのすべり量の設定に準拠し、大すべり域では平均すべり量の2倍のすべり量となるよう設定する。なお、このことは、次に述べるすべり量分布に関する分析結果とも矛盾しない。

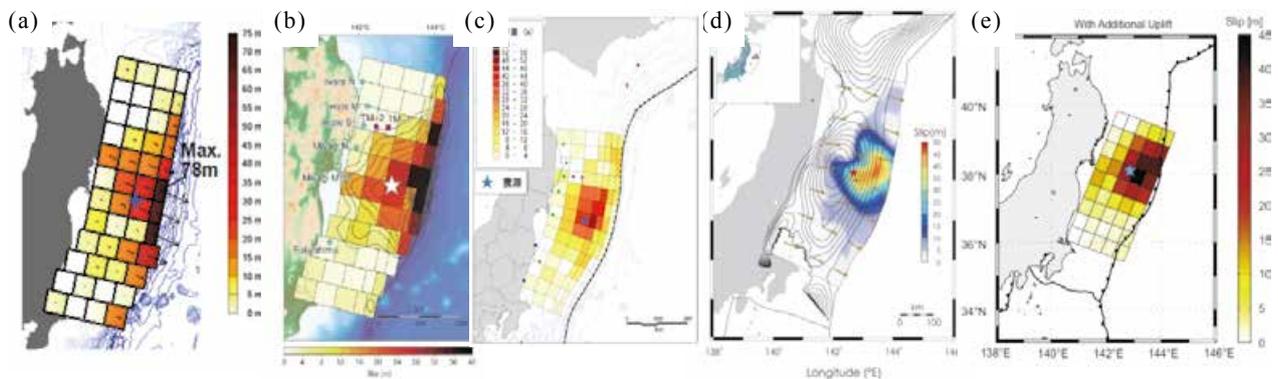


図 3.3-8 インバージョン断層モデルの例

(a) 杉野ら(2013), (b) Satake et al.(2013), (c) 内閣府(2012), (d) Romano et al.(2012), (e) Gusmann et al.(2012)

(2) 大すべり域・超大すべり域の断層全体に占める面積割合について

大すべり域が断層全体に占める割合について、中央防災会議(2012)では、南海トラフの巨大地震の震源モデルを考える際に、過去に発生した地震についての解析事例を分析し、「超大すべり域を含む大すべり域の面積は、大すべり域の箇所数によらず断層全体の20%程度」としている。ここでは、改めて、顕著な津波を伴ったMw8以上の巨大地震についてのインバージョン解析事例を収集し、地震モーメントの解放面積という観点から面積割合を再度検討した。

検討に用いた既往地震津波のインバージョン断層モデルの一覧を表 3.3-3 に示す。また、インバージョンモデルの例を図 3.3-8 に示す。

【検討の方法】

インバージョンモデル毎に解析されているサブフォルトの位置、大きさ、個数などの諸要素が異なること、或いは同じモデル内でも図 3.3-8 に示す JNES モデル(杉野ら, 2013)や Fujii-SatakeV8.0 (Satake *et al.*, 2013) のようにサブフォルトの大きさが変化する場合もあり、単純な平均すべりで比較はできない。そこで、断層面全体の平均地震モーメントに対する各要素の単位面積あたりの地震モーメントの比(以後、規格化したすべり量比率)を比較する。以下では、剛性率が一様であると仮定した。

規格化するうえで定義した各パラメータを以下に示す。

- ① 要素断層 i の地震モーメント

$$M_{o_i} = \mu D_i S_i$$

- ② 総地震モーメント

$$M_o = \mu \Sigma D_i S_i$$

- ③ 単位面積当たりの平均地震モーメント

$$\tilde{M}_o = \frac{M_o}{\Sigma S_i} = \frac{\mu \Sigma D_i S_i}{\Sigma S_i}$$

- ④ 規格化したすべり量比率[①/③]

$$R_i = \frac{M_{o_i}}{\tilde{M}_o \times S_i} = \frac{D_i \Sigma S_i}{\Sigma D_i S_i}$$

上記の方法で規格化することの目的は、各モデルの特徴を同じ尺度でグラフ化し、すべり量比率の特徴を数値化して取り出すことであり、特

性化波源断層モデルにおける大すべり域、超大すべり域の面積比を設定することである。

【検討結果】

検討結果を同尺度で比較するために、横軸に各要素の累積面積比率を取り、縦軸には規格化されたすべり量比率をプロットしたものが図 3.3-9 である。図 3.3-9 においては、すべり量がゼロに設定されている要素断層を含んだ全体面積に対する比を取っている。すべり量ゼロの要素断層はモーメントに寄与しないので含めないとする考え方もあるが、本検討では、津波ハザード評価のための特性化波源断層モデルとして必要な特徴を捉えることであるので、えてインバージョンを実施した解析者が設定した(すべり量ゼロを含めた)領域全域に対する面積比と、すべり量比率をプロットしている。

この図から、2 倍のすべり量比率の占める面積はどの波源モデルも多少のばらつきはあるものの、20%程度であることがいえる。しかし、特性化波源断層モデルにおいて大すべり域と背景領域の 2 段階不均質すべりを考える場合、すべり量比が 2 倍で面積累積比率 20%として階段関数を考えた場合、図 3.3-10 に示すようにインバージョンモデルのすべり量比曲線の下側に接することとなり、断層全体のすべり量を過小評価することになってしまう。

次にすべり量比 2 倍でかつ面積累積比率を 30%とすると(図 3.3-11 参照)、インバージョンモデルの規格化すべり量曲線の中心を通り、バランスよく設定することが可能である。図 3.3-11 では、同時に超大すべり域と定義される 4 倍すべり量に対応する面積比を 10%として、インバージョンモデルの規格化したすべり量比率曲線に重ね合わせている。ここで、背景領域のすべり量比率は、超大すべり域の地震モーメントを差し引いた地震モーメントに一致するようにした。

結果としては、大すべり域の断層全体に占める面積の比率は 30%、超大すべり域の比率は 10%程度として、すべり不均質をモデル化するのが妥当であることを示している。

【面積比率設定の妥当性】

表 3.3-3 既往地震津波のインバージョン断層モデルの出典一覧

	表記	Mw	著者	発表年	出典論文のタイトル
2011年 東北地方太平洋沖地震津波	JNES	9.1	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
	内閣府	9.1	内閣府	2011	南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告) 巻末資料
	Satake&Fujii	9.1	Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, and Yuichi Namegaya	2013	Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data
	Gusmann_et al mmc2	9.1	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
	Gusmann_et al mmc3	9.1	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
Romano et al	9.1	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	
M9 クラス	Johnson&Satake 1952	9	Johnson,J.M. and K.Satake	1999	Asperity Distribution of the 1952 Great Kamchatka Earthquake and its Relation to Future Earthquake Potential in Kamchatka
	Fujii&Satake 1960	9.5	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
	Johnson&Satake 1964	9.2	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
	Fujii&Satake 2004	9.2	Fujii,Y. and K.Satake	2007	Tsunami Source of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data
M8 クラス	Lorito et al. 2010	8.8	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
	Fujii&Satake 2010	8.8	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
	Tanioka et al. 2003	8.0	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
	Tanioka&Satake 1946	8.2	Tanioka,Y. and K.Satake	2001	Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake
	Tanioka&Satake 1944	8.2	Tanioka,Y. and K.Satake	2001	Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms

大すべり域の面積比設定の妥当性を確認する。上述の方法にて求めた特性化波源断層モデルの面積比率（大すべり域 30%，超大すべり域 10%）を用いて設定した場合に計算される沿岸波高と，再現インバージョンモデルによる沿岸波高を比較する。インバージョンモデルによる結果をハザードモデルの結果が挟み込むことが可能であれば，再現性については一定の信頼度を持つことが確認できる。

例題として 2011 年東北地方太平洋沖地震に対するインバージョンモデル（図 3.3-12）と，ほぼ位置的にも規模的にも相当する特性化波源断層モデル群（図 3.3-13）による沿岸での津波高さを比較する。図 3.3-13 において赤色で塗られている大すべり域のすべり量は 23 m，一番右側の列でこげ茶で示されている超大すべり域のすべり量は 46 m である。

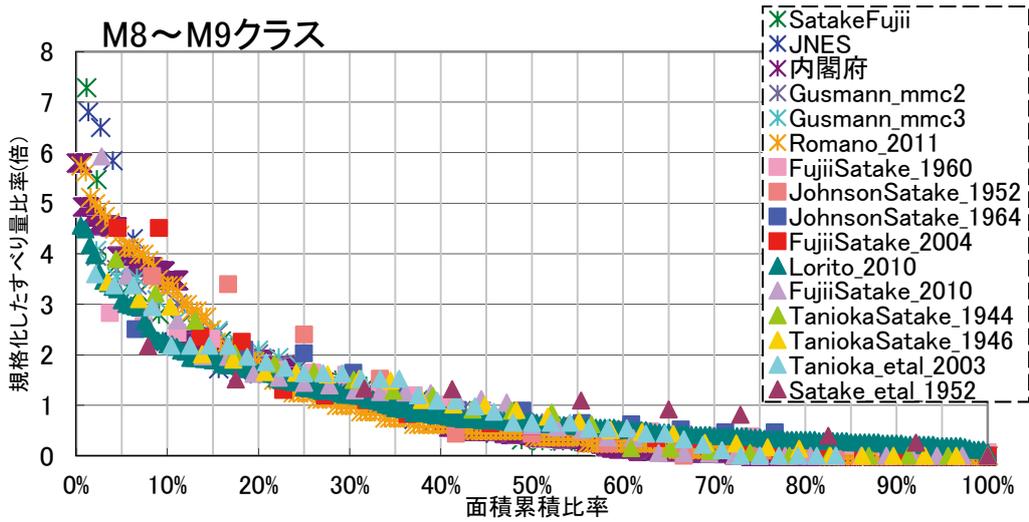


図 3.3-9 規格化したすべり量比率(すべり量 0 の要素を含む)と面積累積比率の関係

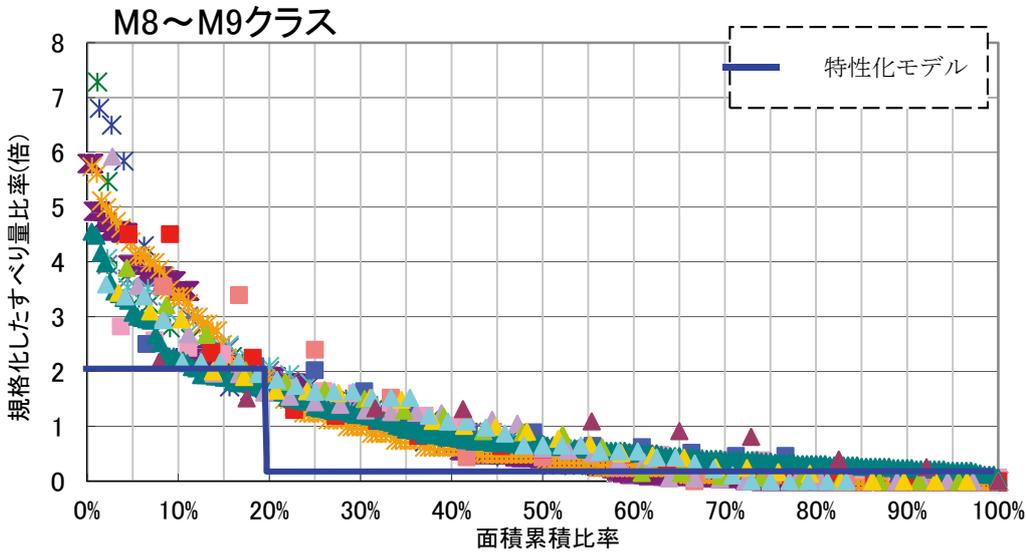


図 3.3-10 規格化したすべり量比率(大すべり域の面積比を 20%としてモデル化する場合を青線で示した)

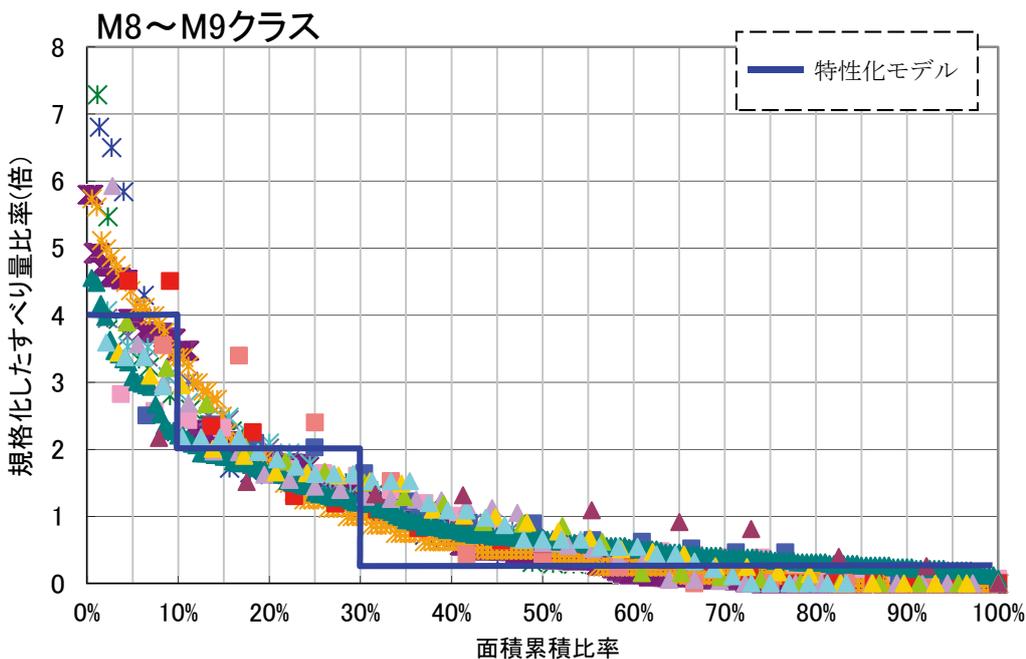


図 3.3-11 規格化したすべり量比率(大すべり域の面積比を 30%としてモデル化する場合を青線で示した)

図 3.3-12 及び図 3.3-13 の断層すべり量から Okada(1992)により計算される海底地盤変動量を初期条件とし、表 3.3-4 に示す解析条件にて津波伝播計算を実施した。

図 3.3-14～図 3.3-16 に特性化波源断層モデル群とインバージョン波源による沿岸最大水位上昇量の比較を示す。特性化断層モデル群の中では、大すべり域が海溝沿い浅部にあり、超大すべりを伴う場合（赤線）がより大きな最大水位上昇量を示す傾向がある。また、ほぼ全ての沿岸において、特性化波源断層モデル群の最大水位上昇量がインバージョンモデルの最大水位上昇量の上下を挟む形で概ね包絡している様子がわかる。なお、一部地域では、この包絡関係が成り立たない場合もあるが、その理由としては比較した特性化波源断層モデルの震源領域がインバージョンによる波源領域と重ならないことが挙げられる。

特性化波源断層モデル群では、急激な地形変化が最大津波高さに大きく影響する三陸沿岸部（計算領域 21～24）や、遠浅地形により長周期成分が津波高さの増幅に大きく寄与する福島県～仙台湾沿岸（計算領域 19～21）において、インバージョンモデルとは異なる最大水位上昇量分布となる特性化波源断層モデルもあり

うることが示されており(図 3.3-14 参照), 2011 年東北地方太平洋沖地震津波とは異なるすべり分布で東北地方太平洋沖型の地震が発生した場合についても一定程度考慮されていることに留意したい。

以上により、過去の地震津波についてのインバージョンモデルのすべり量の分布から特性化した大すべり域、超大すべり域の面積比設定は、津波ハザードの波源モデルとして妥当であるといえる。

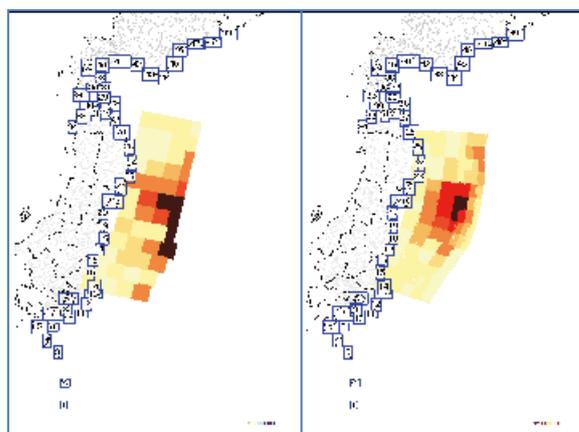


図 3.3-12 インバージョン再現モデル
(左 JNES モデル 右：内閣府モデル)

表 3.3-4 解析条件

項目	内容
基礎式と解法	波源～沿岸の伝播計算，陸上遡上後の氾濫計算非線形長波方程式を基礎式とし，Leap-Frog 差分法により計算（但し，1350mと450mの格子エリアは線形長波方程式を基礎式とする）
計算格子間隔	1350m, 450m, 150m, 50m
大格子と小格子の接続方法	波源から各痕跡地点を含む沿岸での計算領域を 1 : 3 接続
計算時間	4～7 時間
計算時間間隔	C.F.L 条件を満たすように設定
地盤変位量	Okada (1992) により算出
初期条件	初期水位変動量＝海底地盤変位量の鉛直成分
潮位条件	T.P. 0 m
陸上遡上（氾濫）計算における波先端条件	水域側水位と陸域側地盤高の差（実水深）が 10^2 m を超える場合に遡上(小谷ほか(1998))
粗度係数	一定値を採用 水域・陸域:0.025
対象地形	東日本大震災震災前の地形（地盤変動量は見込む）
施設条件	施設については考慮しない

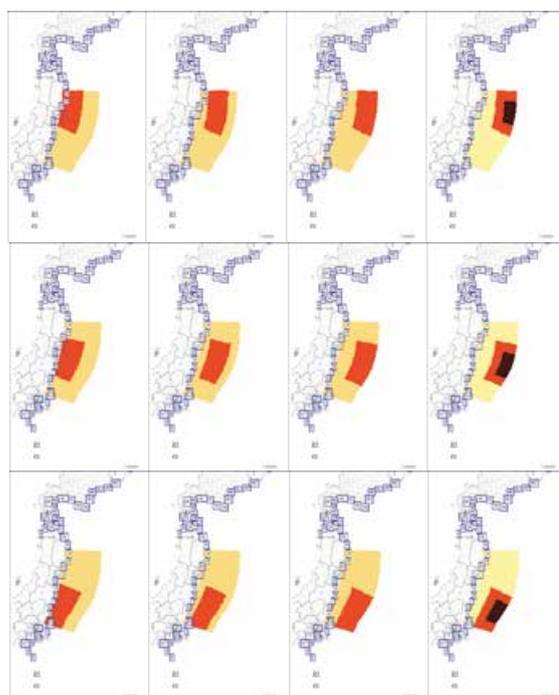


図 3.3-13 検討対象とした特性化波源断層モデル（Mw9.1 とした場合の 12 例）

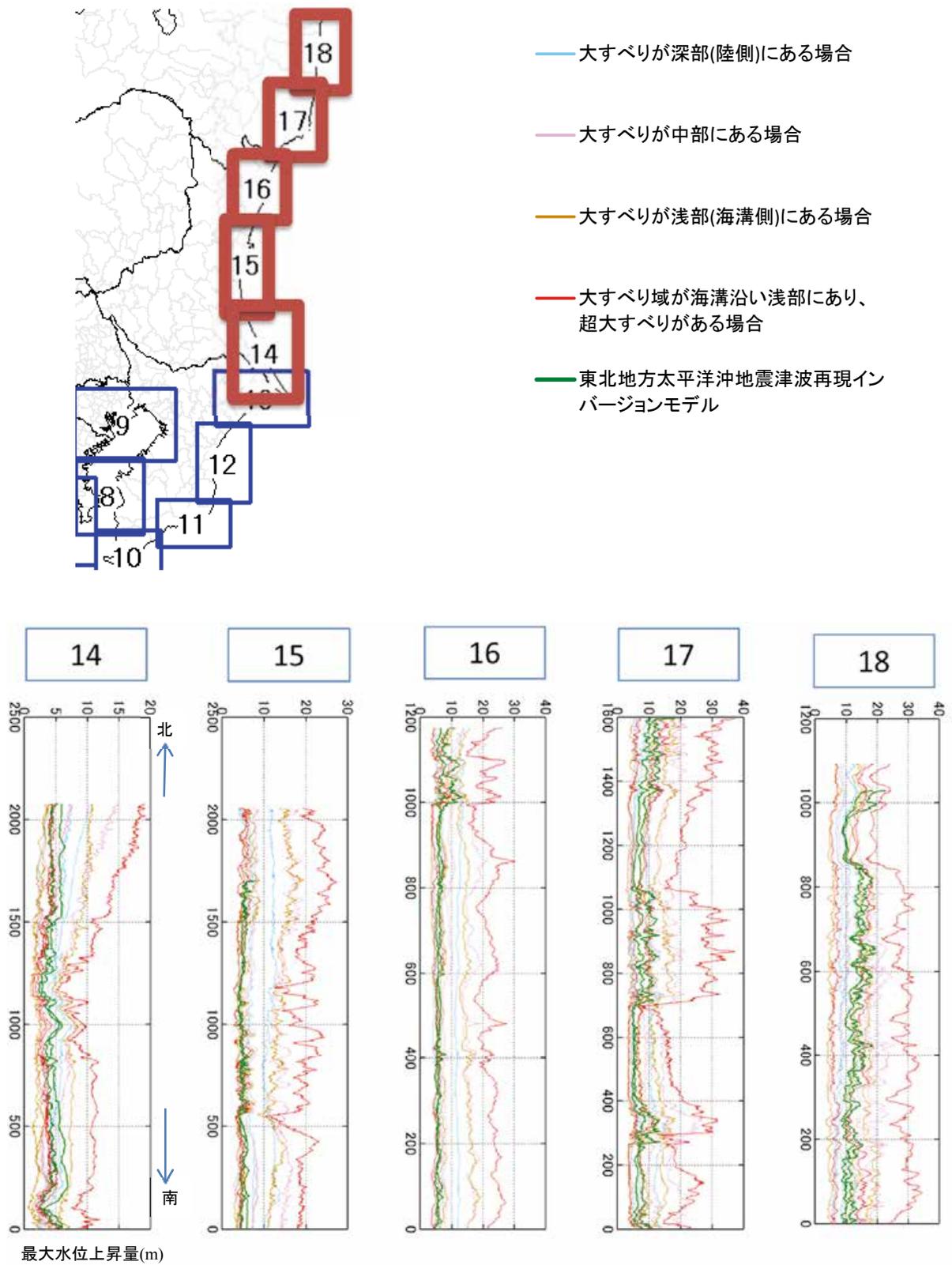


図 3.3-14 沿岸の最大水位上昇量分布 (領域 14~18)

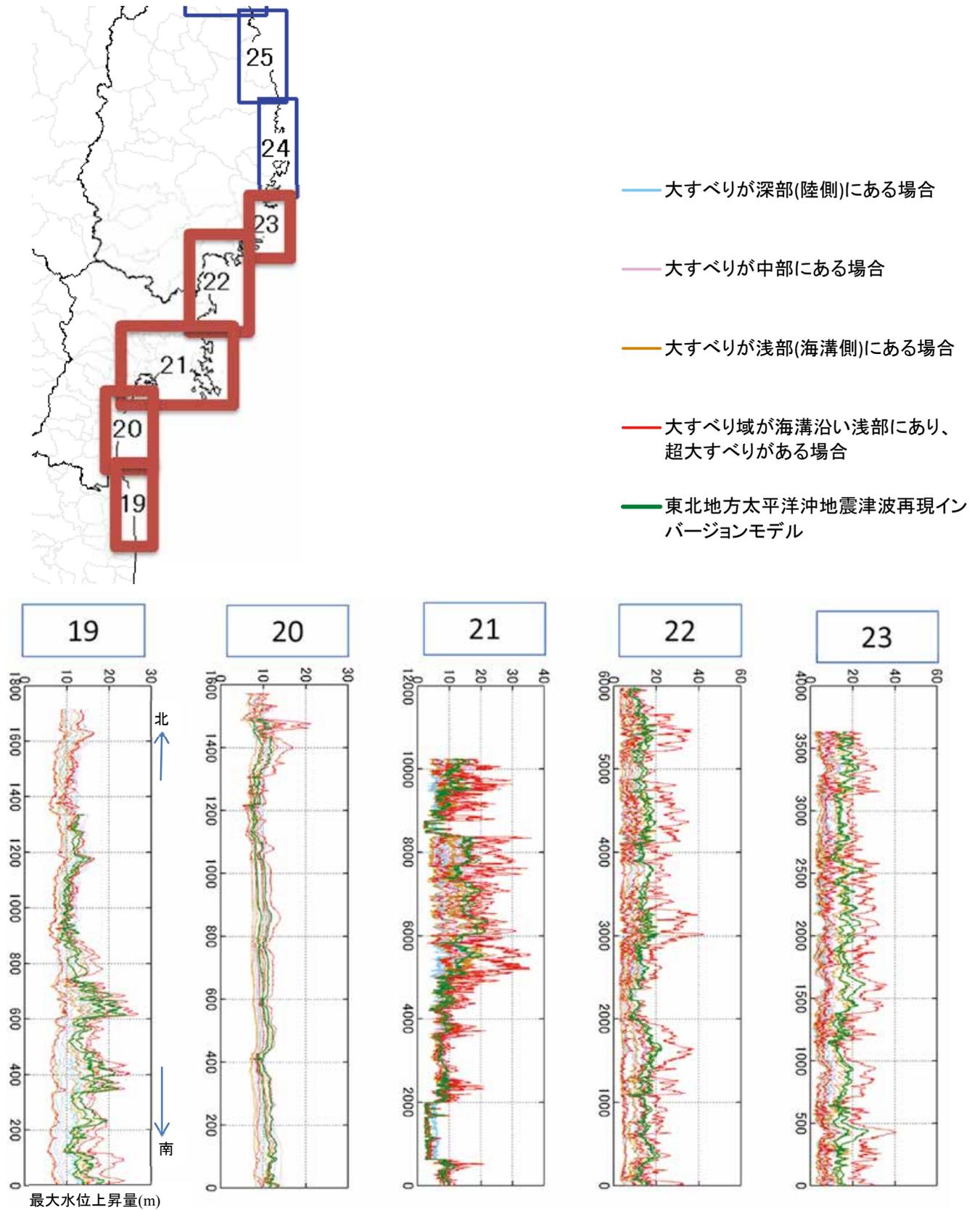


図 3.3-15 沿岸の最大水位上昇量分布 (領域 19~23)

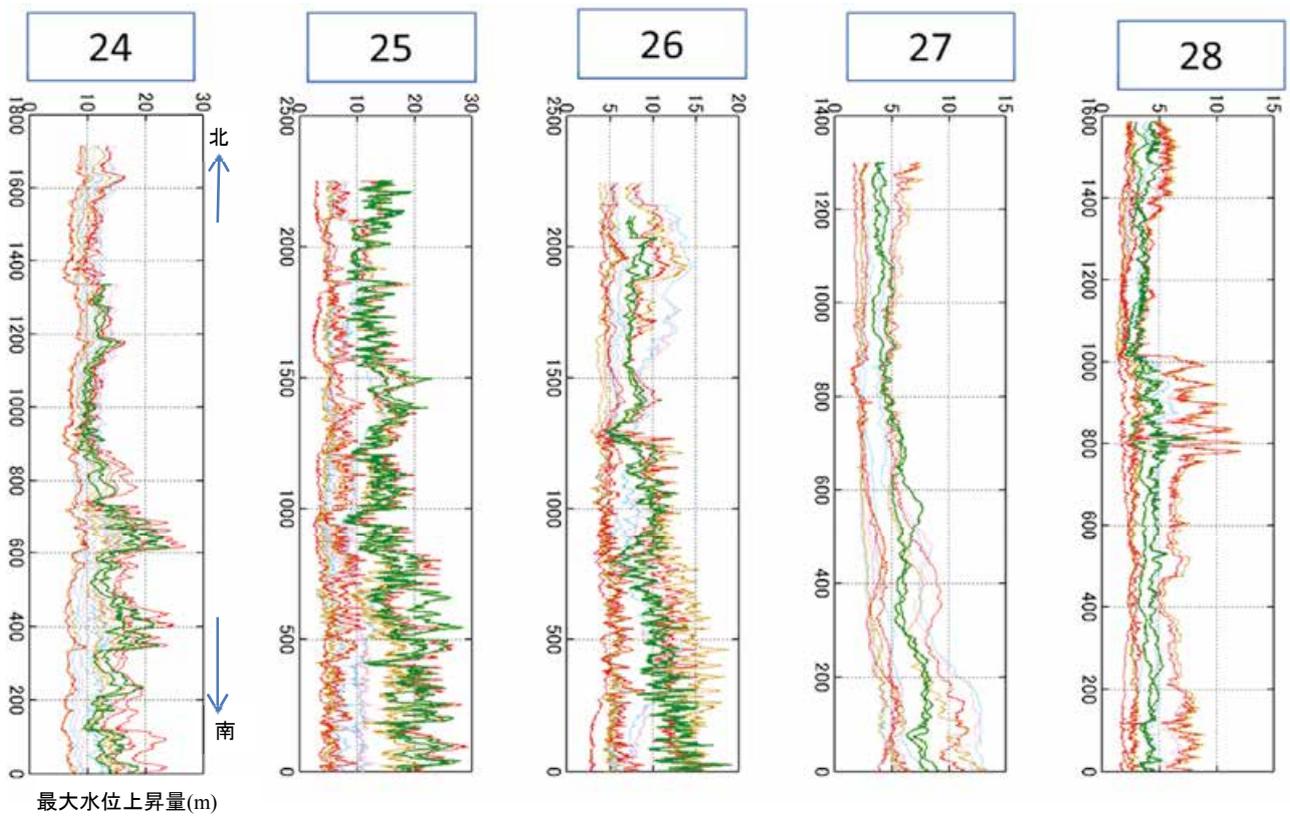
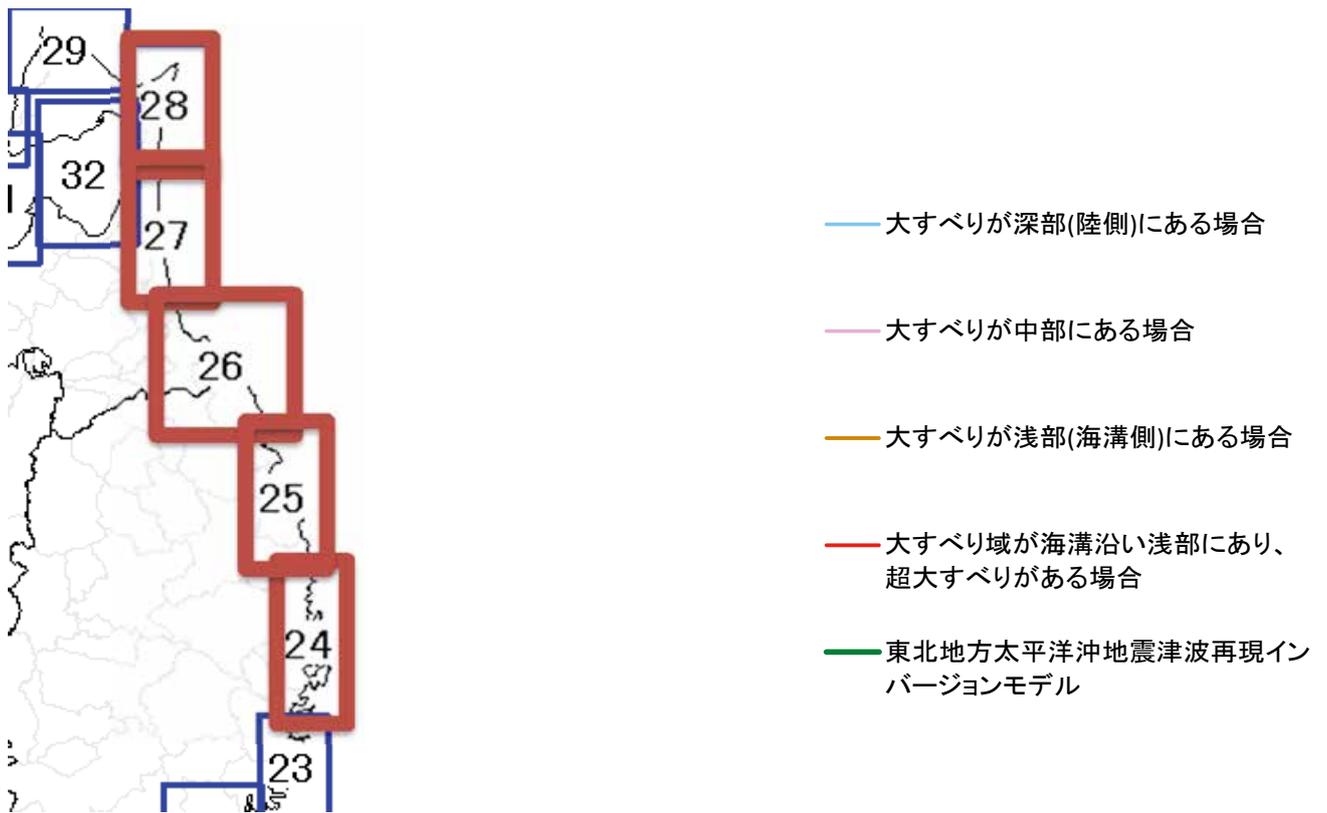


図 3.3-16 沿岸の最大水位上昇量分布 (領域 24~28)

(3) 超大すべり域のすべり量の検討

前節の検討では超大すべり域のすべり量をすべり量比率と面積累積比率の関係からみて平均すべり量の4倍とするのが妥当であるとの結果を得た。ここでは、超大すべり域のすべり量の倍率を変化させたときの最大水位上昇量への影響を検討した。

日本海溝の北部、中部、南部の3カ所において全体の地震モーメントを固定したうえで超大すべり域のすべり量を3倍、4倍、6倍、8倍と変化させて（面積は総モーメント量が一定となるよう調整）、沿岸の津波高さを比較した。以下に代表例として日本海溝の北部領域における波源モデル、初期水位分布、最大水位分布を示す。

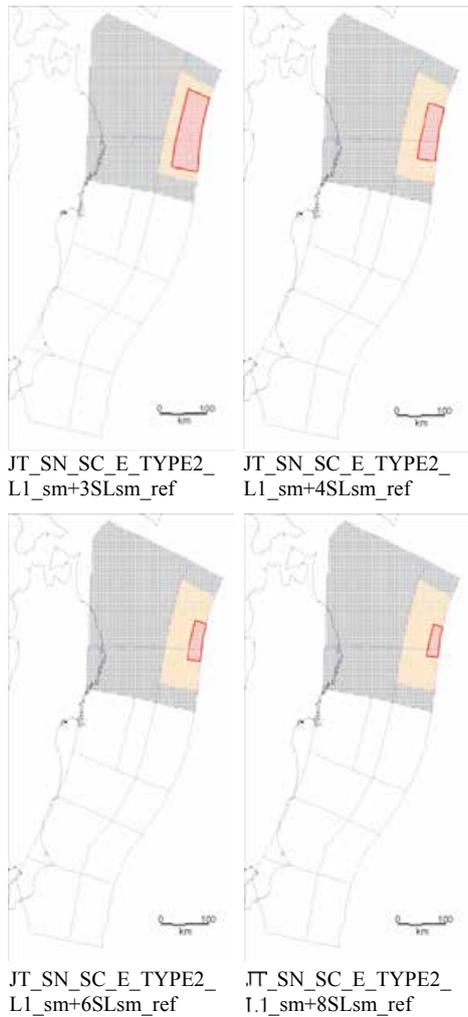


図 3.3-18 検討に使用した波源モデル。 超大すべり域のすべり量を平均すべり量のそれぞれ3倍とした場合(左上), 4倍(右上), 6倍(左下), 8倍(右下)。赤色は超大すべり域, 橙色は大すべり域, 灰色は背景領域を示す。

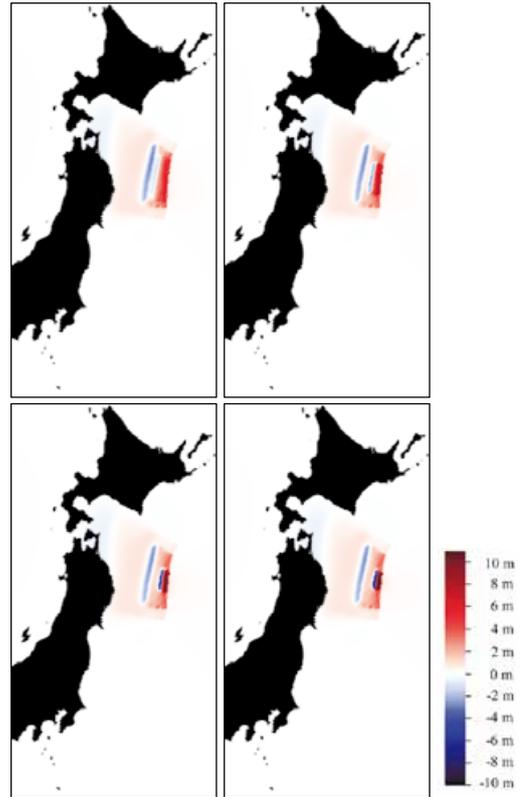


図 3.3-19 初期水位分布図。
3倍(左上), 4倍(右上), 6倍(左下), 8倍(右下)

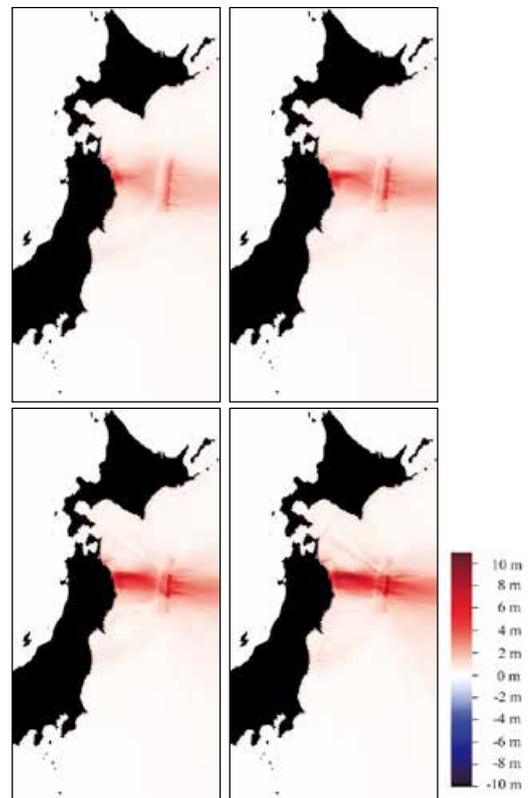


図 3.3-20 最大水位分布図。
3倍(左上), 4倍(右上), 6倍(左下), 8倍(右下)

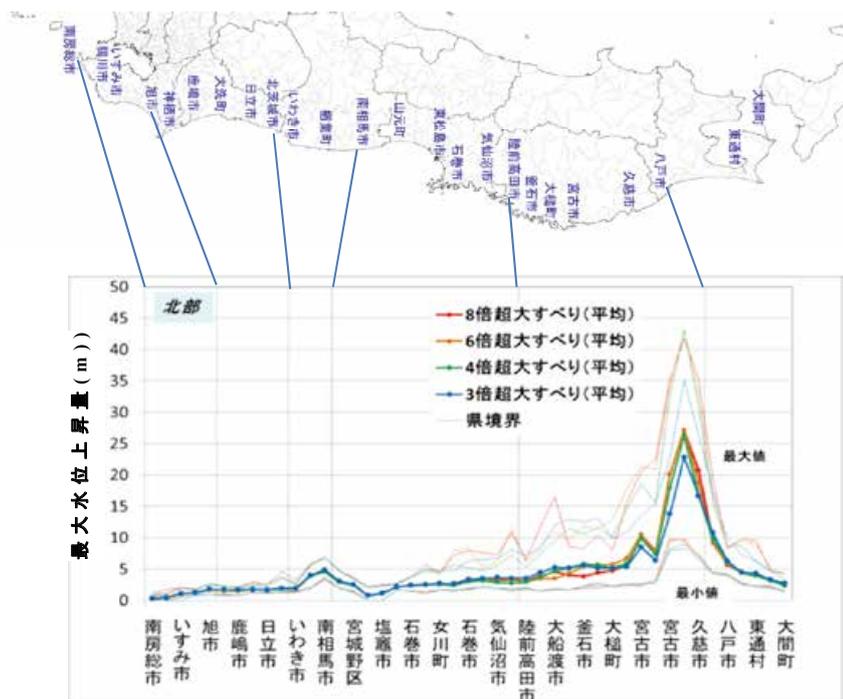


図 3.3-21 超大すべり域のすべり分布の違いによる波源による沿岸の最大水位上昇量分布。隣接する 1,000 メッシュの平均値をマーカー付太線で示し、太線より上側の細線は、隣接 1,000 メッシュでの最大値、下側の細線は最小値を示す。

表 3.3-4 断層形状およびすべり不均質分布の形状

出典	2011年東北地方太平洋沖地震													1952年カムチャッカ	1960年チリ	1964年アラスカ	2004年スマトラ沖	2010年チリ		1944年東南海	1946年南海	2003年十勝沖	1952年十勝沖	1963年ウルップ島沖
	Fujii Satake (2011) Ver.4.6	Satake et al. (2012) Ver.8	JNES (2011)	内閣府 (2012)	Gusman et al. (2012) model mmc2	Gusman et al. (2012) model mmc3	Romano et al. (2012)	Johnson and Satake (1999)	Fujii and Satake (2012)	Johnson and Satake (1996)	Fujii and Satake (2007)	Lorito et al. (2011)	Fujii and Satake (2012)	Tanioka and Satake (2001b)	Tanioka and Satake (2001a)	Tanioka et al. (2004)	Satake et al. (2006)	伊尾木・谷岡 (2010)						
1) 要素断層サイズ	50x50	50x50*	50x50*	40x20*	50x40	50x40	25x25	100x100	100x50	100x100	100x100	25x25	50x50	45x45	45x45	20x20	51.4x52*	50x50						
2) 断層の長さ (L)	500	550	600	560	450	450	525	600	900	700	1400	625	600	315	360	160	210	350						
3) 断層の幅 (W)	200	200	200	215	200	200	225	200	150	300	200	200	150	180	180	120	155	100	2.9					
4) 断層の縦横比 (L/W)	2.5	2.8	3.0	2.6	2.3	2.3	2.3	3.0	6.0	2.3	7.0	3.1	4.0	1.8	2.0	1.3	1.4	3.5						
5) 大すべり域 (L)	150	250	300	280	200	200	200	500	700	200	300	225	200	135	270	100	47	100						
6) 大すべり域 (W)	200	150	130	150	160	160	225	100	50	200	200	125	100	90	45	60	45	50						
7) 同縦横比 (L/W)	0.8	1.7	2.3	1.9	1.3	1.3	0.9	5.0	14.0	1.0	1.5	1.8	2.0	1.5	6.0	1.7	1.0	2.6						
8) 超大すべり域 (L)	100	200	100	120	50	50	125				200	100	100					50						
9) 超大すべり域 (W)	100	25	80	85	40	40	100				100	50	50					50						
10) 同縦横比 (L/W)	1.0	8.0	1.3	1.4	1.3	1.3	1.3				2.0	2.0	2.0					2.0						

検討結果から超大すべり域のすべり量の倍率が高くなると沖合での水位は高くなるものの、沿岸での最大水位上昇量では倍率による変化は少ないことが示された (図 3.3-21 参照)。

(4) 大すべり域の形状について

既往の津波を伴った大地震のインバージョン解析から不均質部 (大すべり域・超大すべり域) の形状について、特に縦横比について傾向を分析した。

対象としたインバージョン解析結果 (表 3.3-4) について、大すべり域を「平均すべり量の 2 倍以上となるセル (解析単位となる要素) を含む矩形」を設定した。また、超大すべり域についても同様に「平均すべり量の 4 倍となるすべり量が解析されているセルを概ね含む矩形」とした。ただし、幾つかの解析では平均すべり量の 4 倍となるセルが求められていない場合には、超大すべり域なしとした。

断層面全体の長さと同幅、抽出した大すべり域、超大

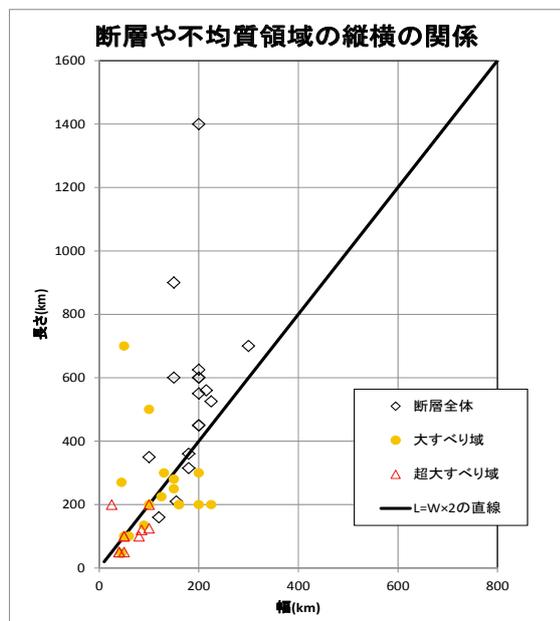
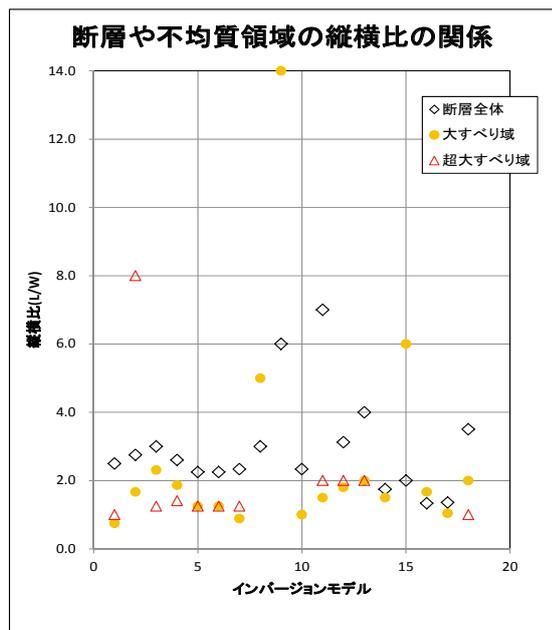


図 3.3-22 既往研究による解析結果での断層面全体の長さ、幅、認定した大すべり域、超大すべり域の矩形の縦横の長さの関係。

すべり域の矩形の縦横の長さは、表 3.3-4 のようにまとめられる。図 3.3-22 には、断層および大すべり域の長さ、幅の関係を示した。大すべり域・超大すべり域の形状は、長さ（走向方向）を海溝軸方向の長さ、幅（傾斜方向）を海溝軸と直交する方向の長さとする、一般に海溝軸に平行な断層走向方向が傾斜方向よりも長い場合が多い。図に見られるように解析事例の中には、長さが幅の 6~8 倍に及ぶ事例もあるが、平均的にみて概ね 2:1 程度であるといえよう。これにより、

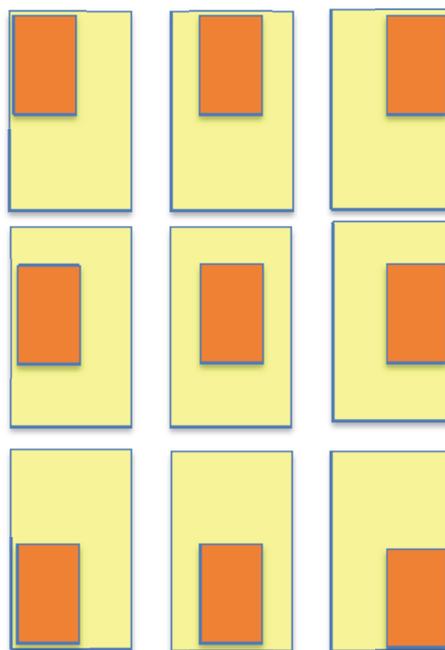


図 3.3-23 大すべり域の配置概念図。

1つの震源域に複数の大すべり域配置を考慮して地震の発生の多様性を考慮する場合、大すべり域を、海溝軸に沿った方向および、沈み込み方向にそれぞれ 3 通り、計 9 通りの配置とすることで表現した例。

特性化断層モデルでは、大すべり域および超大すべり域の区域を設定する場合、その幾何的形狀として、2:1 の縦横比を念頭に置くこととした。ただし、地震発生領域の形状などによりこのような形状とすることが困難な場合は、長さ（走向方向）>幅（傾斜方向）となるようにした。

(5) 大すべり域の個数と配置

津波ハザードを評価するための特性化波源断層モデルにおいては、大すべり域は 1 個設定することを基本とした。

超大すべり域は、前述の通り、大すべり域の中に設定することとしている。超大すべり域も、同様の理由から大すべり域の区域の中の 1 カ所に集中させて、設定することを基本とした。

将来に発生する地震に伴う津波を予測するとき、繰り返し発生すること想定される地震でも必ずしも同じ大すべり域となるとは限らない。繰り返し発生することが知られていない地震（特に津波ハザード評価のために考慮する規模の大きな地震）では、大すべり域

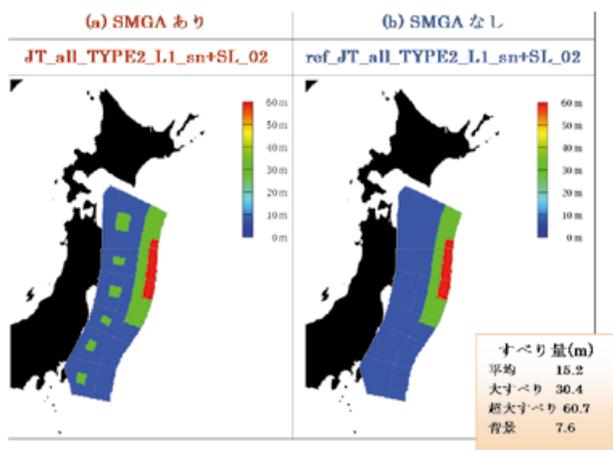


図 3.3-24 SMGA 検討に使用する波源モデル

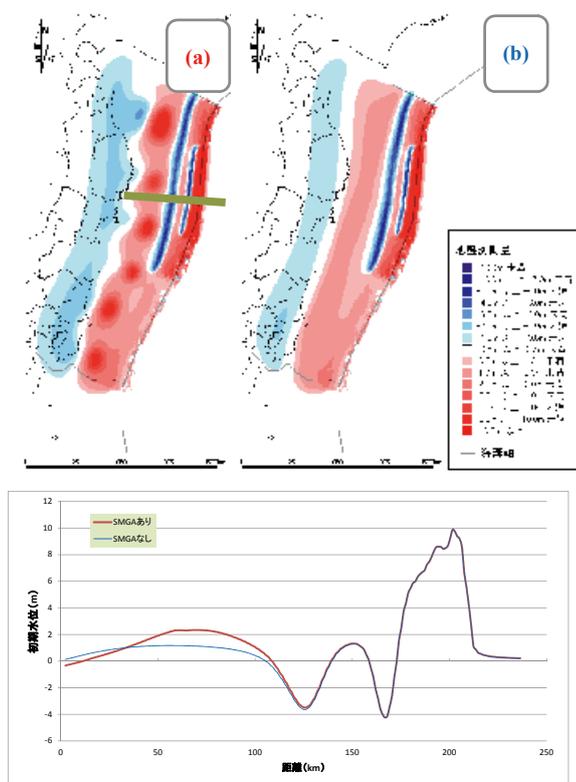


図 3.3-25 地盤変動量分布図と初期水位断面図

をひとつに定めることはできない。そのため、将来発生する地震は、様々なすべり分布をもって発生すると想定せざるを得ない。従って、津波ハザード評価では、1つの震源域について大すべり域の位置を変えて複数通り考えうるものとした。ただし、多様性は原理的に無限個の場合があるが、実務上の制約から、多様性を反映した一定数のモデル群とし、予測される津波高さを概ね網羅できると考えられる程度の数量にとどめ、たとえば、図 3.3-23 に示すように3通り×3通りの計9個の特性化断層モデルを仮定することで、不

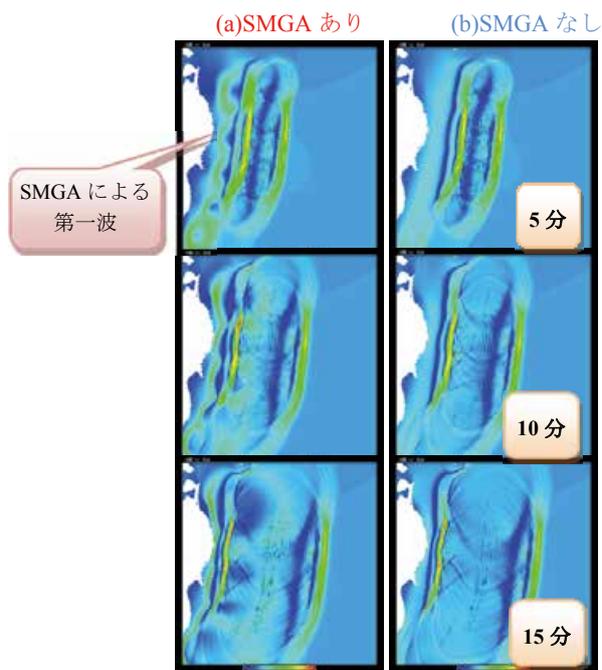


図 3.3-26 スナップショット（沖合伝播過程）

均質すべりの多様性を表現することとした。

(6) 大すべり域の設定の考え方についての補足検討

2011年東北地方太平洋沖地震では、大きな津波を発生させたすべり不均質部は海溝近くの浅部に集中していると考えられている。また、強い揺れの発生源となった「強震動生成域」と呼ばれる不均質部が震源域のやや深部の複数の箇所分布していることが示された(例えば, Asano and Iwata, 2012)。津波ハザードを評価するうえで前述のように将来起こる地震の特性化波源断層モデルとしては、原則1つの大すべり域を考慮することとしているが、強震動生成域のようなすべり不均質が津波発生に与える影響を確認するための検討を補足的に行った。

【検討の方法】

強震動生成域(Strong Motion Generation Area; 以下, SMGA と呼ぶ)と仮定した大すべり域を、日本海溝沿いの領域区分での各陸側領域の中央に置いたモデルと、SMGAを設定しない参照波源モデルを作成した(図 3.3-24)。SMGAは大すべり域として扱い、海溝沿いの大すべり域と同じく平均すべり量の2倍のすべり量となるようにした。また、図に示すように例として取り上げたモデルは、日本海溝沿いの地域に設定され

ている領域のすべてを震源域とする場合であり、地震モーメントは同じとなるように調整した。ただし、大すべり域の面積は断層面積全体の 20%、超大すべり域は断層全体の面積の 5%、SMGA の面積は陸側の地震発生領域の 10%とした場合で検討している。検討項目は、地盤変動量分布、津波伝播スナップショット、水位時系列変化、沿岸での最大水位上昇量分布と遡上域での最大浸水深分布である。

また、付加的に、遡上した場合の挙動についても岩手県陸前高田市周辺を対象として最小計算格子を 10 m とする津波伝播計算によって、比較検討を行った。

【検討結果】

想定した特性化波源断層モデルによる地盤変動量分布を図 3.3-25 に示す。

陸前高田市街地周辺において、SMGA がある場合は地盤変動量（沈降量）が-80 cm 程度、SMGA がない場合は地盤変動量が-40 cm 程度であることが確認された。SMGA がある場合に変動量の絶対値が大きくなるのは、沿岸から近い位置に大きなすべりが現れるためである。

図 3.3-26 には沖合の、図 3.3-27 には沿岸の津波伝播スナップショットを示す。SMGA ありのモデルでは SMGA による第一波によって 35 分程度経過後に海岸堤防（T.P.5.5 m）の越流ならびに市街地への浸水が見られる。対して SMGA なしのモデルでは、45 分程度経過後に海溝軸側寄りに設定された超大すべり域・大すべり域に起因する津波が到達するまで、津波の遡上は見られない。

堤防前面と遡上域における水位時系列変化グラフを図 3.3-28 に示す。背景領域のすべりないし背景領域と SMGA によるすべりによって生成される津波の第一波は SMGA ありの方が高いが、海溝軸寄りに設定されたすべり不均質領域のすべりによって生じる第二波は SMGA なしの方が高くなっている。これは、すべり不均質の置き方による津波の位相の重ね合わせ等が影響していると考えられる。

SMGA がない場合でも、図 3.3-28 の水色線の場合、

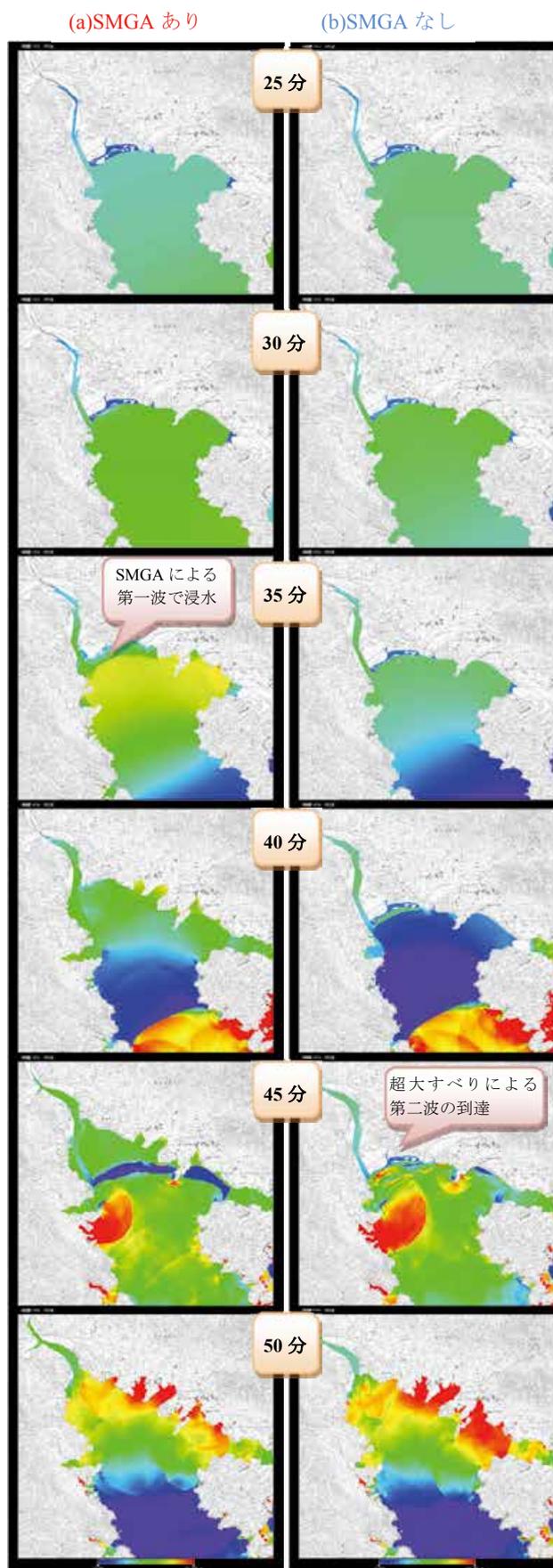


図 3.3-27 スナップショット（沿岸伝播過程）

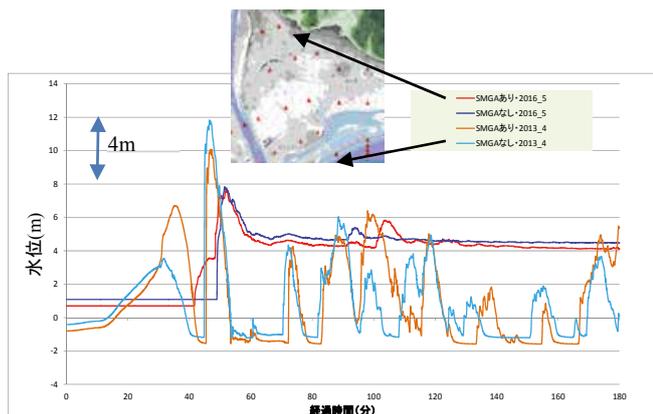


図 3.3-28 水位時系列変化グラフ。(陸上の 2016_5 については、浸水するまでは地盤高を表示)

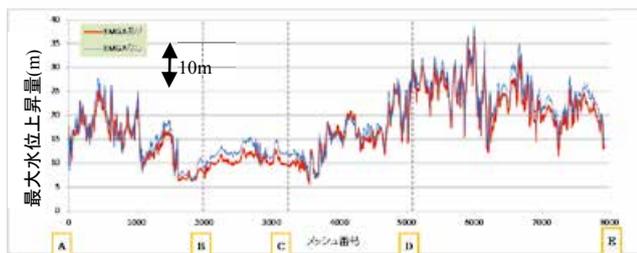
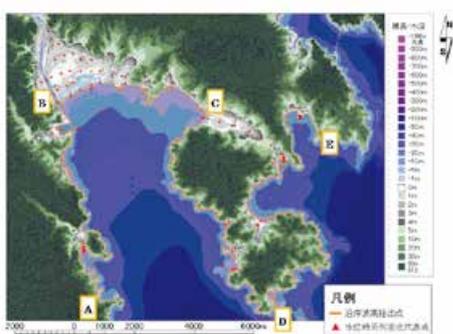


図 3.3-29 最大水位上昇量分布図(堤防前面)。下図の赤線は SMGA ありの場合、青線は SMGA 無しの場合

第一波は 3 m 程度の津波水位となっている。モーメントマグニチュードの大きな連動地震モデルについては、1 m 程度の水位上昇量となる到達時間が背景領域によって決定されている可能性がある。

・沿岸での最大水位上昇量分布と遡上域での最大浸水深分布

まず最小格子間隔を 10 m とする詳細な津波予測解析において、堤防前面での最大水位上昇量分布と遡上域の最大浸水深について、陸側領域における SMGA の有無がどのような影響を与えるかを確認した。

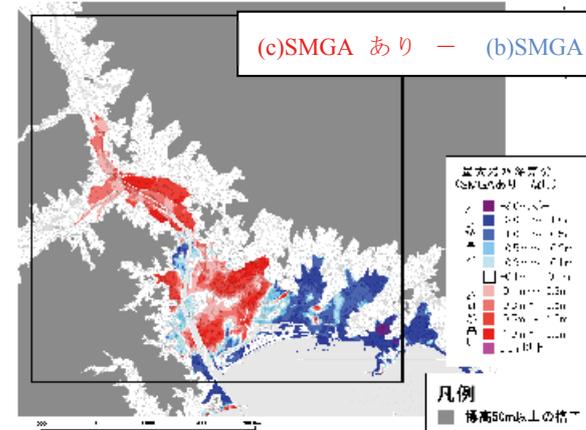
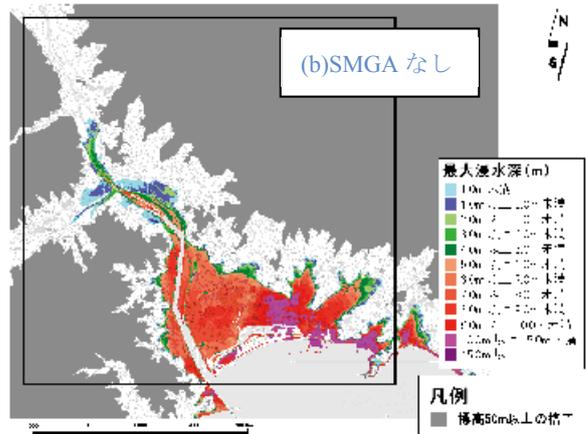
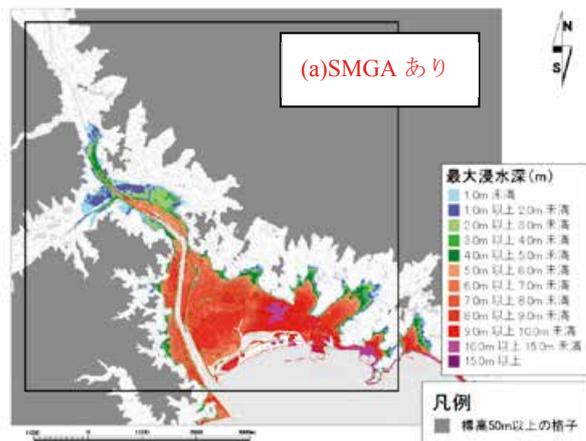


図 3.3-30 最大浸水深分布図(遡上域)。a 図は SMGA がある場合、b 図は SMGA がない場合、c 図は SMGA がある場合とない場合の浸水深の差分

陸前高田市周辺の沿岸での最大水位上昇量分布(堤防前面)は図 3.3-29 のようになる。沿岸の最大水位上昇量は、特に広田湾の湾奥において、SMGA なしの場合に大きくなった。

SMGA がある場合とない場合での遡上域の最大浸水深分布は図 3.3-30 のようになった。遡上域の最大浸水深は市街地の東西でパターンが異なる。SMGA の有無によって津波の位相の重ね合わせ等が変化するだ

けでなく、河川などの局所的な地形要因が影響するためであると考えられる。

なお、図 3.3-31 には、日本海溝に面する広域の沿岸での最大水位上昇量の分布を SMGA ありの場合と、SMGA なしの場合の双方を示した。福島県から千葉県にかかる沿岸では、SMGA ありの場合（図中、赤線）のほうが SMGA なしの場合よりも、概ね大きな水位となっている。しかも SMGA を配置した箇所に近接

する沿岸（例えば茨城県中部）では、SMGA ありの場合の水位が有意に上昇している。三陸沿岸では全般に大きな水位が表れている。ただし、例えば宮古から久慈にいたる三陸海岸北部の沿岸では SMGA なしの場合であっても、SMGA ありの場合より大きな水位となっている。これは、この領域が三陸沖北部の地震発生領域に配置した SMGA と三陸沖中部の地震発生領域に配置した SMGA 双方の中間的な位置に相当してい

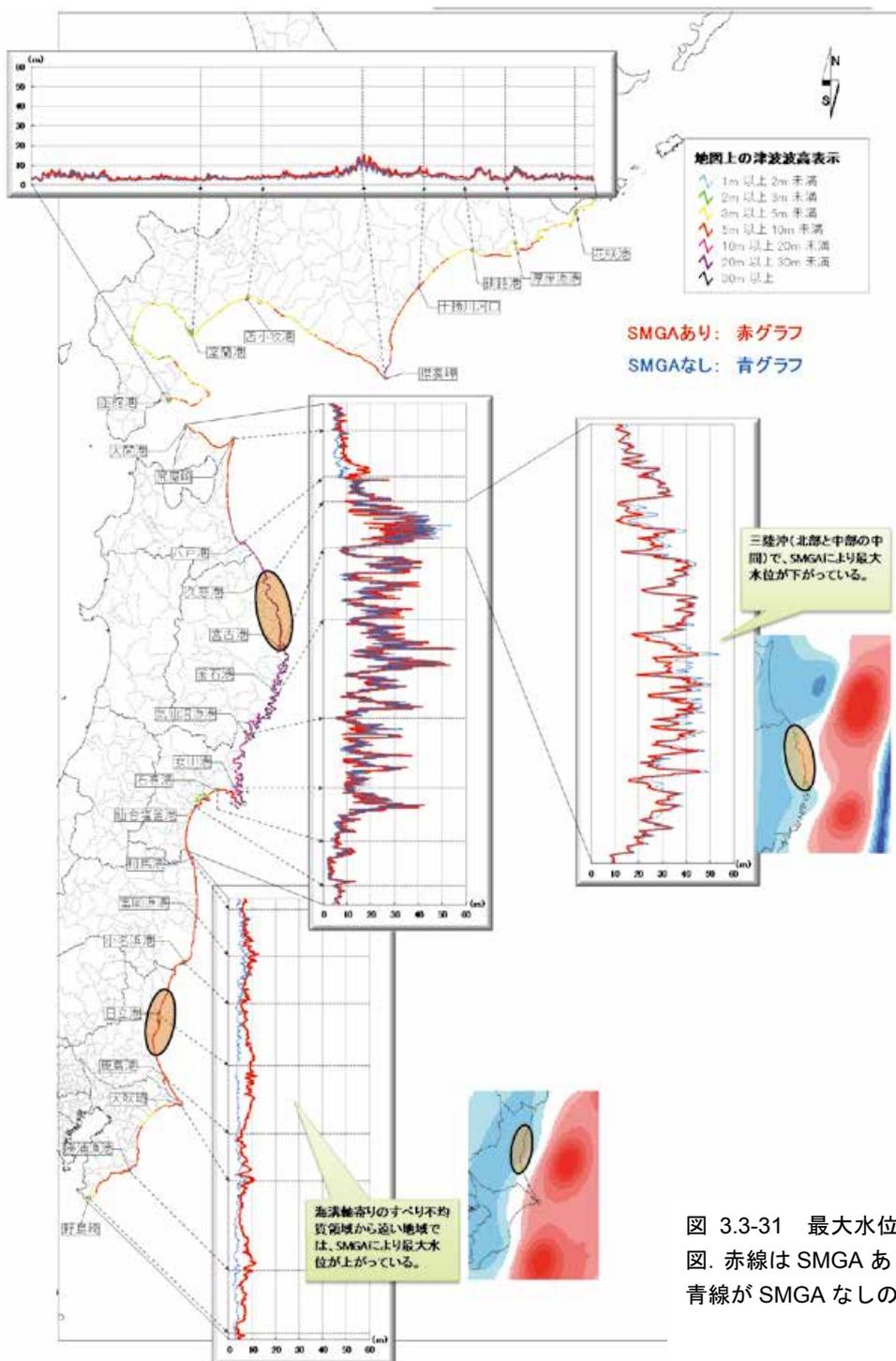


図 3.3-31 最大水位上昇量分布図。赤線は SMGA ありの場合で、青線が SMGA なしの場合。

ることが影響した可能性が考えられる。

3.3.5 津波地震の M_t の設定

地震調査委員会(2011)では三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域での長期評価のなかで、津波地震については、次の地震の規模を津波マグニチュード M_t 8.6~9.0 と評価している。津波マグニチュード M_t は驗潮記録もしくは遡上高さの実測データから求められるものであるため、津波マグニチュードに相当する津波高さとなる特性化波源断層モデルを考慮する必要がある。本検討では、3.3.2 節に示した地震モーメント M_0 と断層面積 S の経験式に基づいて、モーメントマグニチュード M_w や、剛性率 μ を仮定した平均すべり量 D を設定しているが、津波地震については津波マグニチュードによってその規模を評価されていることから、例外的にその規模の設定を取り扱う必要がある。ここでは、断層面積 S を固定し、所定の津波マグニチュード M_t となるように平均すべり量 D を調整することとし、その設定は以下の手順で行った。

- ① 初期モデルとして海溝沿いの領域に設定した7つの震源域から明治三陸地震の震源域に相当するb領域(図3.3-32参照)について、 M_t を M_w と読み替えて平均すべり量を設定し予測計算を行う。



図 3.3-32 M_t を算出した津波地震の波源位置

- ②津波高として沿岸の最大水位上昇量を用い、これを阿部(1999)の式に適用して M_t を算出する。阿部(1999)では、津波高を最大遡上高で定義しているが、簡単のため最大遡上高の代わりに沿岸最大水位上昇量を用いて M_t の算出を行うこととした。算出した M_t と与えたすべり量の関係から最小二乗法を用いて外挿し、ターゲットとする M_t (8.6~9.0) に対応するすべり量を算出して修正モデルを作成する。
- ③作成したモデルを一次修正モデルとし、これを用いて改めて沿岸の最大水位上昇量を計算し、再度阿部(1999)の式を適用して M_t を算出する。ターゲットとする M_t (8.6~9.0) に対応するすべり量を最小二乗法によって算出し、二次修正モデルを作成する。二次修正モデルで最大水位上昇量を再計算し、 M_t を算出する。一次修正モデルで得られた M_t に比較して二次修正モデルの結果ではターゲットとする M_t により近い M_t が得られることが確認でき、二次修正モデルを津波地震の最終モデルとして使用することとした。
- ④このようにb領域(図3.3-32赤枠)で二次修正したすべり量を津波地震として設定する7つの地震すべてに適用した。

以下に津波地震の M_t の設定について詳細を示す。

(1) 一次修正モデル

初期モデルを用いて計算した沿岸の最大水位上昇量を3.3-7式(阿部1999)に代入して M_t を求めると、表3.3-5のようになる。算出した M_t のすべり量の関係から、最小二乗法を用いて、ターゲットとする M_t (8.6~9.0) に対応するすべり量を算出すると、表3.3-6及び図3.3-33のようになる。このすべり量を与えた波源を一次修正モデルとする。

$$M_t = 2 \cdot \log H_{max} + 6.0 \quad (3.3-7)$$

M_t : 津波マグニチュード
 H_{max} : 沿岸の最大水位上昇量 (m)

表 3.3-5 初期モデルから計算した沿岸の最大水位上昇量と Mt.

目的とする Mt	設定した Mw	設定した平均すべり量	最大水位上昇量(0)	(0)から推定される Mt
9.0	9.0	56.87	117.2	10.14
8.8	8.8	28.50	69.0	9.68
8.6	8.6	14.29	42.4	9.25

表 3.3-6 一次修正モデルの平均すべり量

Mt	平均すべり量(m)
9.0	9.68
8.8	7.08
8.6	5.18

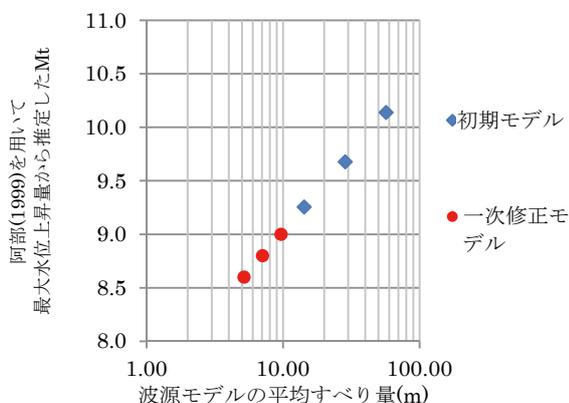


図 3.3-33 初期モデル(青)と一次修正モデル(赤)の平均すべり量

(2) 一次修正モデルの計算結果

一次修正モデルを用いた最大水位上昇量から阿部(1999)の式を用いて Mt を算出する(表 3.3-7). この Mt とターゲットとした一次修正モデルの Mt を比較すると図 3.3-34 及び表 3.3-7 のようになり, その差は 0.1 以下となっている.

表 3.3-7 一次修正モデルの計算結果から算出した Mt

目的とする Mt	一次修正モデルによる最大水位上昇量(1)	(1)から推定される Mt
9.0	30.7	8.97
8.8	24.5	8.78
8.6	18.8	8.55

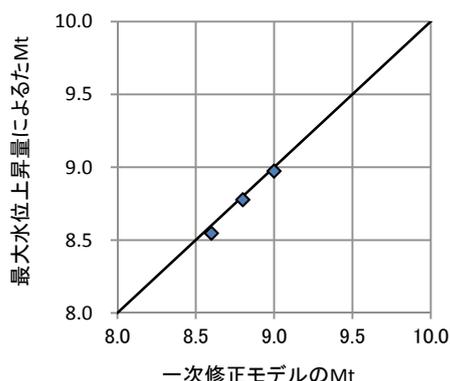


図 3.3-34 一次修正モデルの結果から算出した Mt とターゲットとした Mt (8.6~9.0) の関係.

(3) 二次修正モデル

一次修正モデルと同様の手続きで二次修正モデルを作成する. 一次修正モデルを用いて計算した沿岸最大水位上昇量から求められている Mt (表 3.3-7) を基に, 最小二乗法を用いて, ターゲットとする Mt (8.6~9.0) に対応するすべり量を算出する(表 3.3-8 及び図 3.3-35). このすべり量を与えた波源を二次修正モデルとする.

表 3.3-8 二次修正モデルの平均すべり量

Mt	平均すべり量(m)
9.0	10.02
8.8	7.44
8.6	5.52

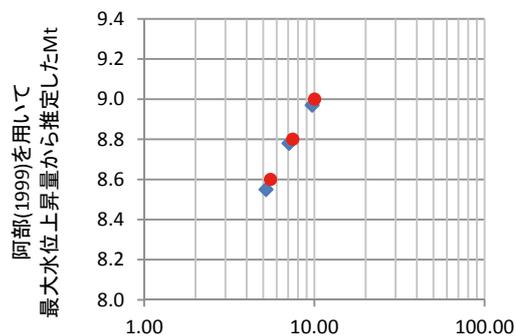


図 3.3-35 一次修正モデル(青)と二次修正モデル(赤)の平均すべり量

(4) 二次修正モデルの計算結果

二次修正モデルを用いて津波伝播計算をして得られた沿岸の最大水位上昇量から Mt を算出する(表 3.3-9)。この Mt とターゲットとした一次修正モデルの Mt を比較すると図 3.3-36 及び表 3.3-10 のようになり、その差は最大でも 0.01 となり、一次修正モデルで得られた Mt に比較してターゲットとする Mt より近い Mt が得られている(図 3.3-34 及び図 3.3-36 参照)。このように、初期モデルから二次修正モデルにかけて Mt がターゲットとした値に収束することが表 3.3-10 から確認できる。

以上の検討から、それぞれの津波マグニチュード Mt に対するすべり量が表 3.3-10 のように求められたが、Mt とこれらのすべり量から 3.3-4 式および 3.3-5 式により推定されるモーメントマグニチュード Mw は、表 3.3-11 に示す対応となる。

表 3.3-9 二次修正モデルの計算結果から算出した Mt

目的とする Mt	二次修正モデルによる最大水位上昇量(2)	(2)から推定される Mt
9.0	31.5	9.00
8.8	25.3	8.81
8.6	19.9	8.60

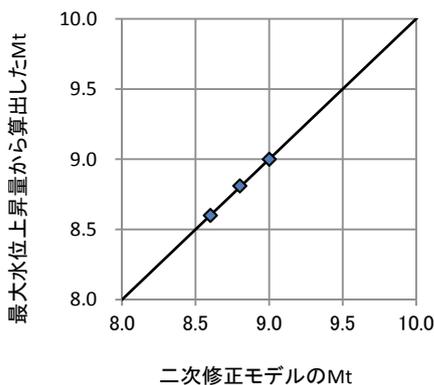


図 3.3-36 二次修正モデルの結果から算出した Mt とターゲットとした Mt (8.6~9.0) の関係

表 3.3-10 ターゲット Mt と各モデルの計算結果から算出した Mt

ターゲット Mt	8.6	8.8	9.0
初期モデル Mt	9.25	9.68	10.14
一次修正モデル Mt	8.55	8.78	8.97
二次修正モデル Mt	8.60	8.81	9.00

表 3.3-11 津波マグニチュード Mt と対応するモーメントマグニチュード Mw の関係

津波マグニチュード Mt	モーメントマグニチュード Mw
9.0	8.6
8.8	8.5
8.6	8.4

3.3.6 要素断層の設定と断層パラメータ

本報において特性化断層モデルを設定する地震は、沈み込むプレートの上面で発生するプレート間の地震と、沈み込むプレート内の地震の 2 通りである。このうち、プレート間の地震については、想定する震源域直下の沈み込むプレートの上面に断層を設定する。プレート上面には、その 3 次元的形状を考慮するため、一辺約 5 km 四方の小区域(平面)を日本海溝のプレート上面を一様に覆うように予め割り振る。想定する特性化断層モデルにおいては、震源域に含まれる小区域を断層の要素とし、要素断層の集合で震源域を表現している。

(1) 日本海溝に沈み込むプレートの上面の形状

日本海溝に沈み込む太平洋プレートの上面形状は、地震調査委員会(2012)による「全国 1 次地下構造モデル(暫定版)」によった。

「全国 1 次地下構造モデル(暫定版)」では、図 3.3-37 に示す範囲の速度構造モデルが提案されている。東日本では東経 134.1125~147 度で 1/80 度間隔、北緯 34~47 度で 1/120 度間隔、西日本では東経 129~141.1 度で 1/80 度間隔、北緯 30~37.9 度で 1/120 度間隔で、各格子点上で深さ方向に速度値の分布が与えられてい

る。このデータから太平洋プレート上面の形状として、小区域を設定する 5 km 間隔の格子点ごとに上面までの深さを計算した。その結果を深さ 60 km までの等深線として現したのが図 3.3-38 である（コンター間隔は 10 km である）。等深線と地震調査委員会（2011）が長期評価のために設定している領域の位置関係（図 3.3-39）をみると、概ね評価領域の西端はプレート上面深度 60 km に該当している。また三陸沖から房総沖の海溝寄りの領域とは、三陸沖では海溝軸から深さ 15 km 程度までの領域、房総沖では深さ 20 km までの範囲に相当している。

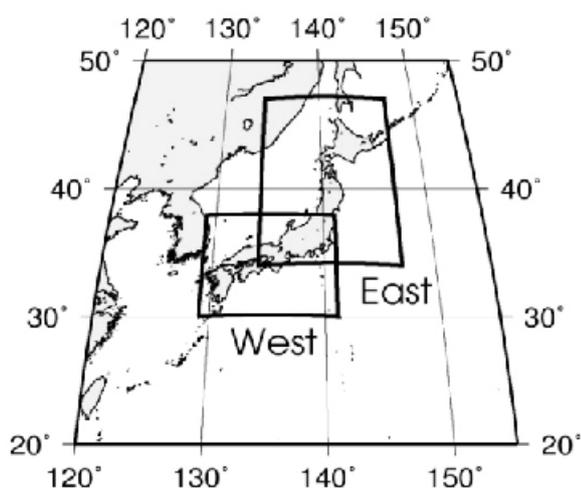


図 3.3-37 全国 1 次地下構造モデル（暫定版）の範囲（地震調査委員会，2012）

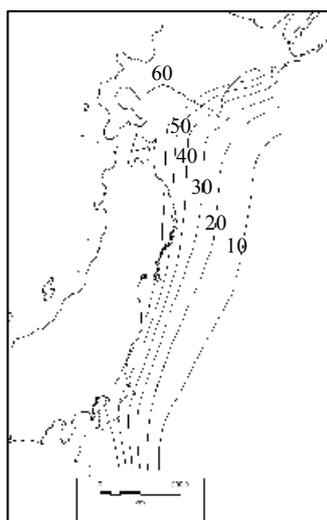


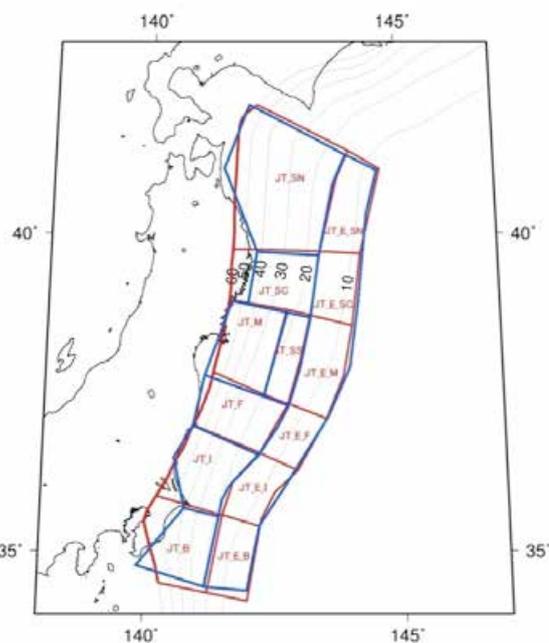
図 3.3-38 全国 1 次地下構造モデル（暫定版）から作成した日本海溝沿いの地域における太平洋プレート上面等深線分布図（数字の単位は km）

なお、海溝軸は、以下に述べる津波ハザード評価のために作成した地形モデルを用い、日本海溝に沿った海底地形の最深点を連ねた線としている。

(2) 要素断層の設定

プレート上面の小区域は、図 3.3-40 示すように平面図上で南北方向 5 km × 東西方向 5 km の 2 次元格子点を取り、各格子点を各小区域の中心点とみなす。対象とする格子点とその周囲の格子点、あわせて 9 点を用い、各点のプレート上面深度から最小二乗法によりフィットする平面を作り、小区域を代表させる。

なお、平面の傾斜角と走向は、中心点でのプレート上面の最大傾斜角と走向（等深線の接線方向）とし、すべり角は、すべて同一とした。図 3.3-41 に、要素群の一部を拡大して示す。



赤：深度 60km で区切った領域
青：地震発生領域

図 3.3-39 日本海溝に沈み込むプレートの上面深度と、地震調査研究推進本部（2011）による地震発生領域の位置（上面深度の等深線間隔は 10 m）

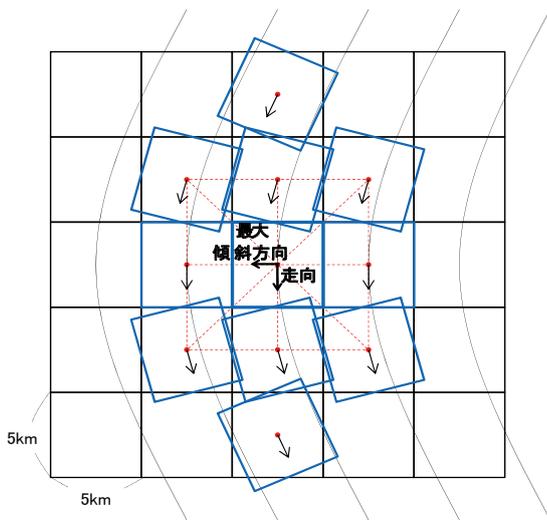


図 3.3-40 小区画設定の模式図

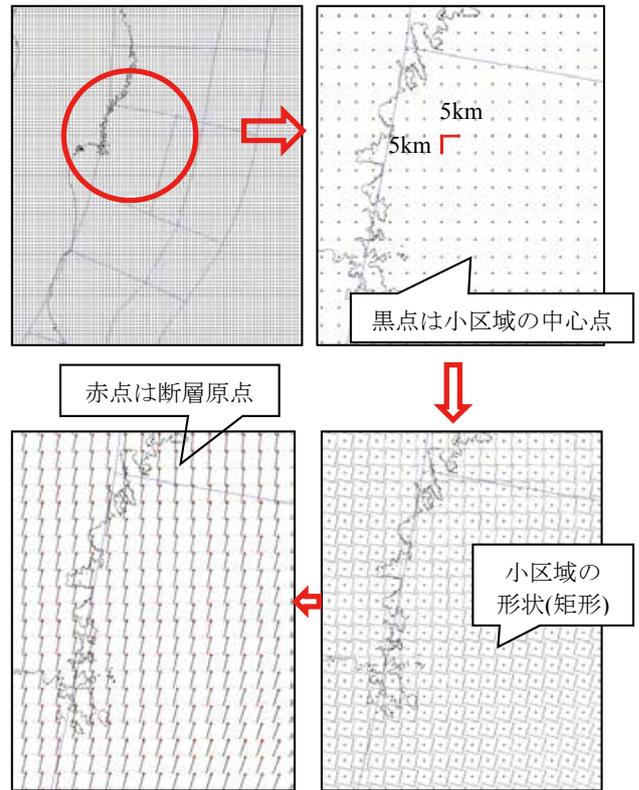


図 3.3-41 日本海溝沿いの地域における約 5 km 四方の小区画の設定.

3.4 特性化波源断層モデル群

3.2 節で分類した地震について、3.3 節の特性化波源断層モデル設定の方法に基づいて、日本海溝沿いの地域に発生するプレート境界型の地震の特性化波源断層モデル群を作成した。

対象とする地震の分類を以下に再掲する：

- ① 東北地方太平洋沖型の地震
- ② 最大クラスの地震
- ③ その他の地震（複数の領域が連動するが、①②に含まれないもの）
- ④ 単独領域型地震
- ⑤ 津波地震
- ⑥ プレート内の地震（正断層型）
- ⑦ 震源を特定しにくい地震

このうち、①～④までは、地震の発生する場所や規模が予め限定しうるという意味で「震源が特定できる地震」である。⑦については、日本海溝沿いのプレート境界で発生する地震ではあるものの、発生する場所や規模が予め限定しにくく、プレート上面のどこでも発生しうる地震である。なお、⑤と⑥は地震の規模は予め限定しうるものの、三陸沖から房総沖の海溝寄りの領域のどこかで発生するという点で場所が完全には限定されていないことから、「震源がある程度特定できる地震」と言える。

特性化波源断層モデルのうち、すべり不均質を設定する際の基本ルールは、以下の通りである：

- ① すべり不均質を設定する
大すべり域を平均すべり量の2倍、波源全体の面積の30%とする
- ② 地震の多様性の考慮
大すべり域は、設定する震源域内に複数考える（例えば、海溝沿い方向3通りと沈み込む方向3通りの計9通り配置を基本とするなど）
- ② 大すべり域が海溝軸沿いに配置される場合は、大すべり域の海溝寄りに超大すべり域（平均すべり量の4倍；面積は全断層面積の10%）を設定
- ③ 大すべり域の多様性を考慮する際の面積重複率（互いに重なる面積比率）は、およそ1/2～3/4となるように設定する
- ④ 超大すべり域の多様性を考慮する際には、超大すべり域の面積重複率が約半分となるよう

に設定する。

本節で示す特性化波源断層モデルは、以上の基本ルールに従って震源域を設定する場所とすべり不均質を表す大すべり域（および海溝軸に沿った位置に設定する場合は超大すべり域も含む）の配置の組み合わせである。これらのモデルにつき実際に数値計算を行う場合には、各モデルの震源域に中心位置が含まれる小区域を要素とする断層（以下、要素断層と呼ぶ）にすべり量を付与した複数の要素断層の集合として1つの特性化波源断層モデルを扱うことになる。詳細は、予測計算の項で述べる。

作成した特性化波源断層モデルの総数は1,890個である（表3.4-1、図3.4-1）。また、震源を特定できる地震として設定したものの内訳は表3.4-2に示す通り参考モデルを含めて571個である。特性化波源断層モデルの一覧図を付属資料1として付す。

以下、地震分類に沿ってそれぞれ設定したモデル群の概要を示す。

① 東北地方太平洋型の地震

東北地方太平洋型の地震は、6つの領域（宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り、福島県沖、三陸沖中部、茨城県沖、およびそれぞれの領域の海溝寄り）が連動するが、この場合の領域の連動の組み合わせから、表3.4-2および図3.4-2に示すように8通りの震源域が想定される。それぞれの震源域で次の地震の多様性を考慮すると、すべり不均質の配置として、表3.4-1に示すように106通りの場合が考えられる。たとえば、Mw9.1については、図3.4-3に示す22通りのシナリオを想定した。

② 最大クラスの地震

東北地方太平洋型の地震で震源域となる領域を含み、それ以外の領域も含む場合については、図3.4-4に例示するように、日本海溝沿いの地震発生領域全域を震源域とする場合（Mw9.4）や、東北地方太平洋型の地震の領域に三陸沖北部（あるいは房総沖）が加わった範囲が震源域となる場合（Mw9.3）などが含まれる。このような場合として98通りのシナリオを想定した。

③ その他の地震（複数の領域が連動するが、①②に含まれないもの）

表 3.4-1 特性化波源断層モデルの設定数量

Category Mw	①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	小計
	東北地方太平洋沖型の地震	最大クラスの地震	その他の地震	単独領域型地震	津波地震	プレート内地震(正断層型)	震源が特定しにくい地震	
9.4		23						23
9.3		22						22
9.2		31	22					53
9.1	22	11	51					84
9.0	28	11	37		7			83
8.9	15		29					44
8.8	32		46	16	7			101
8.7			9	15				24
8.6	9		28	6	7			50
8.5			24	6				30
8.4			15	2				17
8.3			21				13	34
8.2			3			14	17	34
8.1							28	28
8.0							41	41
7.9				1				1
7.8							72	72
7.6							125	125
7.4				1			179	180
7.2							294	294
7.0							550	550
小計	106	98	285	47	21	14	1319	1890

上記①および②に含まれない複数の領域を震源域とする地震であり、285通りのシナリオを想定した。このうち、東北地方太平洋型の地震の震源域の一部と東北地方太平洋型の地震の震源域に含まれない領域が連動する場合として185通り、東北地方太平洋型の地震の震源域の中ではあるが、核となる福島県沖+宮城県沖+三陸沖南部海溝寄りの領域の一部を含んだ領域間の連動として100通り、それぞれシナリオを想定した。図3.4-5にそ

の一例を示す。

④ 単独領域型地震

「繰り返し発生する地震」として地震調査委員会(2011)において長期評価されている宮城県沖の地震、三陸沖南部海溝寄りの地震、および三陸沖北部の地震については、地震調査委員会(2010)を参考に、図3.4-6に示すように設定した。

表 3.4-2 震源を特定した地震の震源域と設定モデル数

	Mw	基本ファイル名	領域の組合せ	モデル数
東北太平洋沖型	9.1	JT_SC I4 TYPE2	三陸沖中部から茨城県沖まで4連動	22
	9.0	JT_SC F3 TYPE2	三陸沖中部から福島県沖まで3連動	14
	9.0	JT_M I3 TYPE2	宮城県沖から茨城県沖まで3連動	14
	8.9	JT_SC I4 c TYPE2	三陸沖中部から茨城県沖まで4連動	15
	8.8	JT_SC F3 c TYPE2	三陸沖中部から福島県沖まで3連動	9
	8.8	JT_M I3 c TYPE2	宮城県沖から茨城県沖まで3連動	9
	8.8	JT_M SS F E TYPE2	宮城県沖と福島県沖の2連動	14
	8.6	JT_M SS F c TYPE2	宮城県沖と福島県沖の2連動	9
最大クラス	9.4	JT_ALL TYPE2	13領域全部	23
	9.3	JT_SN I5 TYPE2	三陸沖北部から茨城県沖まで5連動	22
	9.2	JT_ALL c TYPE2	7領域全部	9
	9.2	JT_SC B5 TYPE2	三陸沖中部から房総沖まで5連動	22
	9.1	JT_SN I5 c TYPE2	三陸沖北部から茨城県沖まで5連動	11
	9.0	JT_SC B5 c TYPE2	三陸沖中部から房総沖まで5連動	11
東北太平洋沖地震の震源域外	9.2	JT_SN F4 TYPE2	三陸沖北部から福島県沖まで4連動	22
	9.1	JT_SN F4 c TYPE2	三陸沖北部から福島県沖まで4連動	15
	9.1	JT_M B4 TYPE2	宮城県沖から房総沖まで4連動	22
	9.1	JT_SN SS3 TYPE2	三陸沖北部から宮城県沖まで3連動	14
	9.0	JT_SN SS3 c TYPE2	三陸沖北部から宮城県沖まで3連動	9
	9.0	JT_F B3 TYPE2	福島県沖から房総沖まで3連動	14
	9.0	JT_SN SC E TYPE2	三陸沖北部と三陸沖中部の2連動	14
	8.9	JT_M B4 c TYPE2	宮城県沖から房総沖まで4連動	15
	8.8	JT_F B3 c TYPE2	福島県沖から房総沖まで3連動	9
	8.8	JT_SN SC c TYPE2	三陸沖北部と三陸沖中部の2連動	9
	8.8	JT_I B E TYPE2	茨城県沖と房総沖の2連動	14
	8.6	JT_I B c TYPE2	茨城県沖と房総沖の2連動	9
	8.5	JT_B E TYPE2	房総沖の海溝軸までの領域	10
	8.3	JT_B c TYPE2	房総沖の陸側領域	9
東北太平洋沖地震の震源に含まれる地震	8.9	JT_SC M SS E TYPE2	三陸沖中部と宮城県沖の2連動	14
	8.8	JT_F I E TYPE2	福島県沖と茨城県沖の2連動	14
	8.7	JT_SC M SS c TYPE2	三陸沖中部と宮城県沖の2連動	9
	8.6	JT_F I c TYPE2	福島県沖と茨城県沖の2連動	9
	8.6	JT_M SS E TYPE2	宮城県沖の海溝軸までの領域	10
	8.5	JT_SC E TYPE2	三陸沖中部の海溝軸までの領域	6
	8.5	JT_I E TYPE2	茨城県沖の海溝軸までの領域	8
	8.4	JT_F E TYPE2	福島県沖の海溝軸までの領域	6
	8.4	JT_M SS c TYPE2	宮城県沖の陸側領域	9
	8.3	JT_SC c TYPE2	三陸沖中部の陸側領域	3
	8.3	JT_I c TYPE2	茨城県沖の陸側領域	9
	8.2	JT_F c TYPE2	福島県沖の陸側領域	3
	8.8	JT_SN E TYPE2_30L1	三陸沖北部の海溝軸までの領域	10
	8.8	JT_SN E TYPE2_30L3	三陸沖北部の海溝軸までの領域	6
単独領域の地震	8.7	JT_SN c TYPE2_30L1	三陸沖北部の陸側領域	9
	8.7	JT_SN c TYPE2_30L2	三陸沖北部の陸側領域	6
	8.6	JT_SN M86 TYPE2	陸側領域を縮小	6
	8.5	JT_SN M85 TYPE2	同上	6
	8.4	JT_SN TYPE2	195x110	2
	7.4	JT_M TYPE2	45x45	1
	7.9	JT_SS TYPE2	140x45	1
	Mt9.0	JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mt86	200x70	7
	Mt8.8	JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mt88	200x70	7
	Mt8.6	JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mt90	200x70	7
8.2	JT_NRML	200x70	14	
		小計	571	

津波地震
プレート内地震

三陸沖北部の「繰り返し発生する地震」については、地震調査委員会(2011)が既往の大地震のすべり分布の解析事例を整理している。今回は、それを参考に図 3.4-7(1)に示すように、1968 年十勝沖地震と 1994 年三陸はるか沖地震の震源を含み、三陸沖北部の領域内で大すべり域を形成している

範囲(図中の黒枠で囲んだ範囲)を震源域とした。また、既往の地震では同図に A, B, C と示されているように顕著なすべり域が複数存在することが知られていることから、大すべり域はオレンジ枠で囲んだ 2カ所に設定し、図 3.4-6 (三陸沖北部の地震(1)) のように配置した。また、これらの 2カ

所の大すべり域が連続して1カ所となる場合として、**図 3.4-6** (三陸沖北部の地震(2)) となるようケースについても検討している。

さらに、三陸沖北部の地震については、「繰り返し発生する地震」の震源域は、三陸沖北部の領域の一部にとどまっていることから、繰り返し発生する地震より大きな規模となる地震についても考慮した。「繰り返し発生する地震」を上回る地震としては領域の全体を震源域とする場合を基本とし、さらに海溝寄りの領域を含んで超大すべり域を伴

う場合と「繰り返し発生する地震」よりも規模は大きくなるが領域内部に震源域がとどまる場合も追加して想定した。この追加想定に際し大すべり域は、「繰り返し発生する地震」の場合と同様に大すべり域は2カ所に位置するものとした。大すべり域となりうる可能性のある位置としては、**図 3.4-7(2)**に示すように、「繰り返し発生する地震」にみられた大すべり域2カ所以外に、これまで領域内では大すべりがあったと考えられていない箇所でも将来の可能性を否定できないと考え2カ所

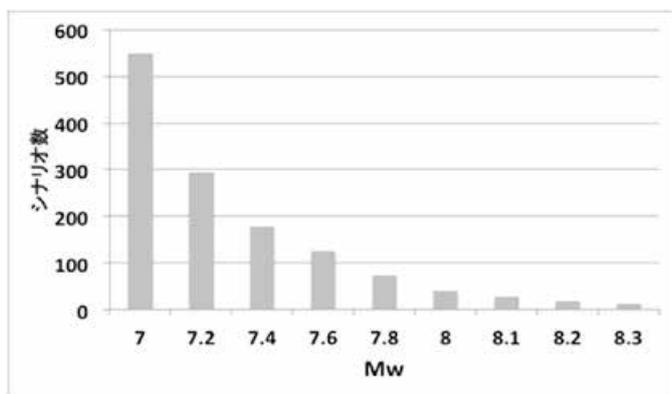


図 3.4-1(1) 震源を特定しにくい地震の特性化波源断層モデルの規模

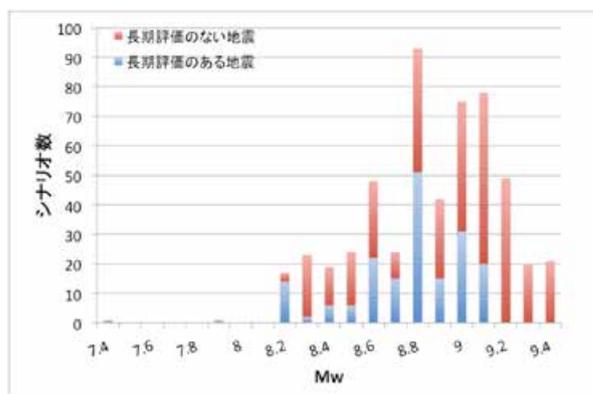


図 3.4-1(2) 複数の領域を震源域とする特性化波源断層モデルの規模別設定数

表 3.4-3 震源を特定しにくい地震の設定パラメーター一覧

Mw	抽出する矩形断層モデルサイズ	大すべり域の要素数(縦)	大すべり域の要素数(横)	大すべり域の要素総数	大すべり域面積(km ²)	面積比	断層長 L(km)	断層幅 W(km)	断層面積 S(km ²)	全Mo(Nm)	Mw	平均すべり量 Dav(m)	大すべり域すべり量 D _{LSA} (m)	大すべり域の Mo(Nm)	背景の Mo(Nm)	背景の面積(km ²)	背景すべり量 D _{back} (m)
7.0	① 30 km × 25 km	4	2	8	200	26.7%	30	25	750	3.6E+19	7.0	1.0	1.9	1.9E+19	1.7E+19	550	0.6
7.2	② 35 km × 35 km	5	3	15	375	30.6%	35	35	1,225	7.6E+19	7.2	1.2	2.5	4.7E+19	2.9E+19	850	0.7
7.4	③ 45 km × 45 km	5	5	25	625	30.9%	45	45	2,025	1.6E+20	7.4	1.6	3.2	1.0E+20	6.2E+19	1,400	0.9
7.6	④ 55 km × 55 km	7	5	35	875	28.9%	55	55	3,025	3.0E+20	7.6	2.0	3.9	1.7E+20	1.2E+20	2,150	1.2
7.8	⑤ 70 km × 70 km	8	8	64	1,600	32.7%	70	70	4,900	6.1E+20	7.8	2.5	5.0	4.0E+20	2.1E+20	3,300	1.3
8.0	⑥ 90 km × 90 km	10	10	100	2,500	30.9%	90	90	8,100	1.3E+21	8.0	3.2	6.4	8.0E+20	4.9E+20	5,600	1.8
8.1	⑦ 100 km × 100 km	12	10	120	3,000	30.0%	100	100	10,000	1.8E+21	8.1	3.5	7.1	1.1E+21	7.1E+20	7,000	2.0
8.2	⑧ 115 km × 115 km	13	13	169	4,225	31.9%	115	115	13,225	2.7E+21	8.2	4.1	8.2	1.7E+21	9.7E+20	9,000	2.2
8.3	⑨ 125 km × 125 km	15	13	195	4,875	31.2%	125	125	15,625	3.5E+21	8.3	4.4	8.9	2.2E+21	1.3E+21	10,750	2.4

表 3.4-4 震源を特定しにくい地震の領域別断層モデル数

Mw	抽出する矩形断層モデルサイズ(km)	三陸沖北部	三陸沖中部	宮城沖+三陸沖南部海溝寄り	福島沖	茨城沖	房総沖	小計
7.0	30 × 25	144	78	110	72	73	73	550
7.2	35 × 35	80	43	63	37	36	35	294
7.4	45 × 45	48	21	35	25	25	25	179
7.6	55 × 55	30	20	30	17	13	15	125
7.8	70 × 70	20	10	15	9	9	9	72
8.0	90 × 90	12	6	9	8	3	3	41
8.1	100 × 100	9	5	6	3	3	2	28
8.2	115 × 115	6	3	2	2	2	2	17
8.3	125 × 125	3	1	3	2	2	2	13
	小計	352	187	273	175	166	166	1319

注) 矩形断層モデルの中心が属する領域で数量をカウントした。

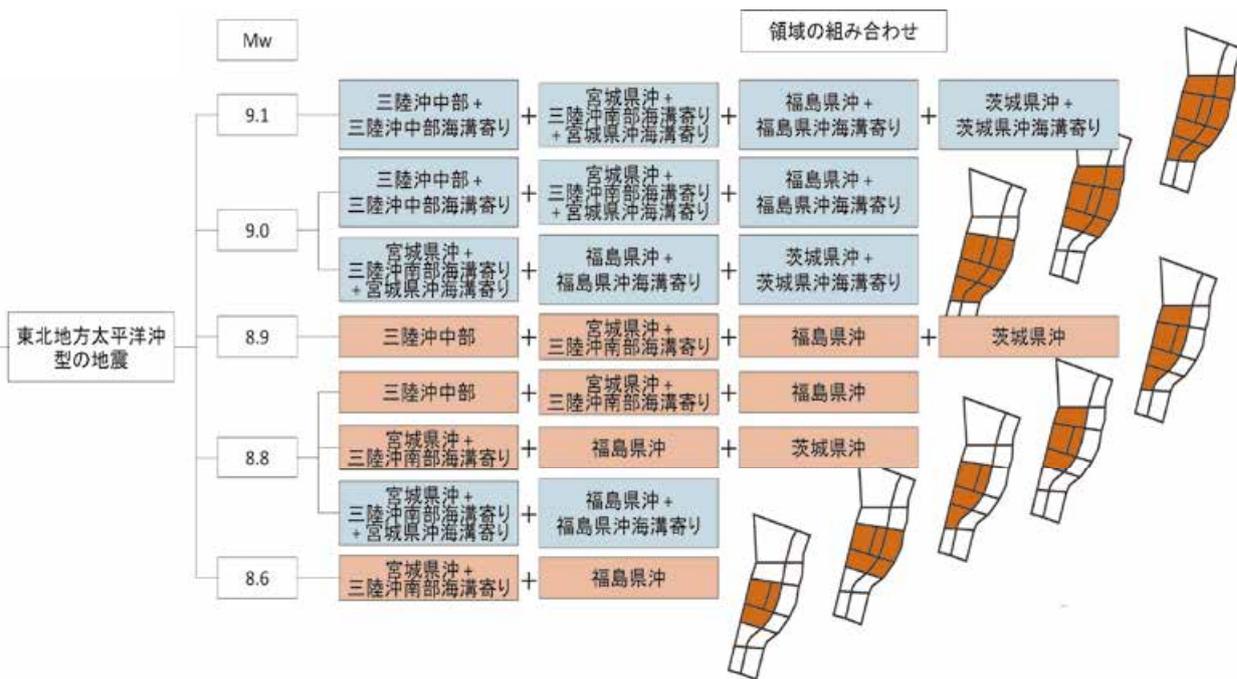


図 3.4-2 分類① 東北地方太平洋型の地震の領域の組み合わせ

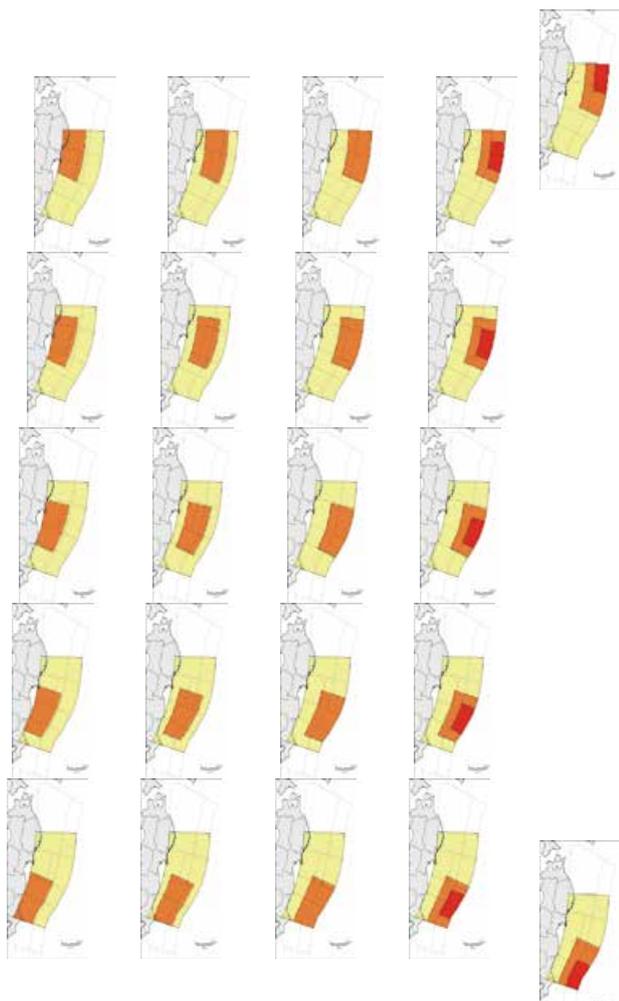


図 3.4-3 分類① 東北地方太平洋型の地震のうち Mw9.1 となる場合の大すべり域の配置例

追加し、合計 4 カ所を考えた。モデル化にあたっては、この 4 カ所のうちの 2 カ所を大すべり域とするケースを取り上げている。いずれも、大すべり域の合計面積は震源域の 30%とした。設定したシナリオは、図 3.4-8 に示す例を含め 45 通りを追加して検討している。

⑤ 津波地震

津波地震については、断層の長さ 200km 程度と形状評価されているものの特に繰り返し発生する領域は三陸沖から房総沖の海溝寄りの領域内とのみ評価されていることから、図 3.4-9 に示すように三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域全域を覆うように 7 通りの位置に震源域を想定した。7 通りのシナリオはそれぞれ海溝軸方向に約 1/2 重複するように配置している。なお、津波地震の規模については津波マグニチュード M_t が 8.6~9.0 程度と評価されていることから、3.2.4 節にて検討した結果に基づいてすべり量を調整した。

⑥ プレート内の地震（正断層型）

プレート内の地震（正断層型）は、Mw8.2 前後で長さ 200 km 程度と評価されている。三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域全体で 400 年から 750 年間隔で発生しているものと評価されていることから、図 3.4-10 に示すように領域全体に 7 通りの場合を想定した。7 通りのシナリオはそれぞれ

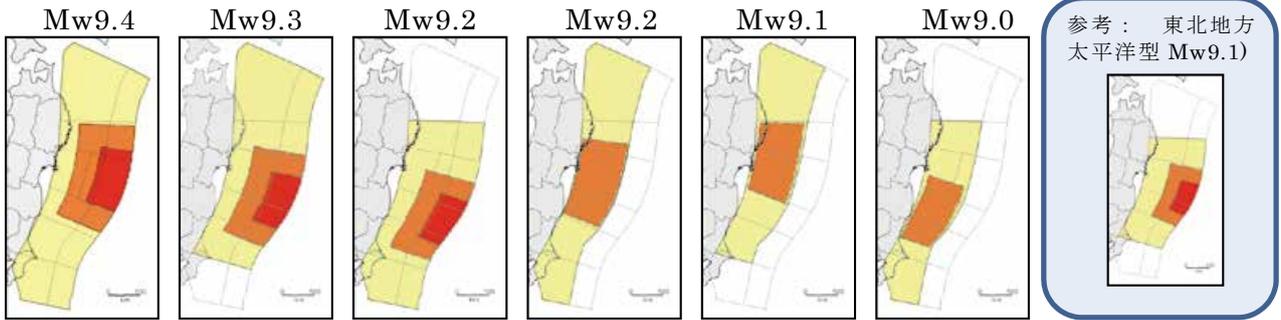


図 3.4-4 分類② 最大クラスの特性化波源断層モデルの例(東北地方太平洋型の地震の領域とそれ以外の領域を含む地震)

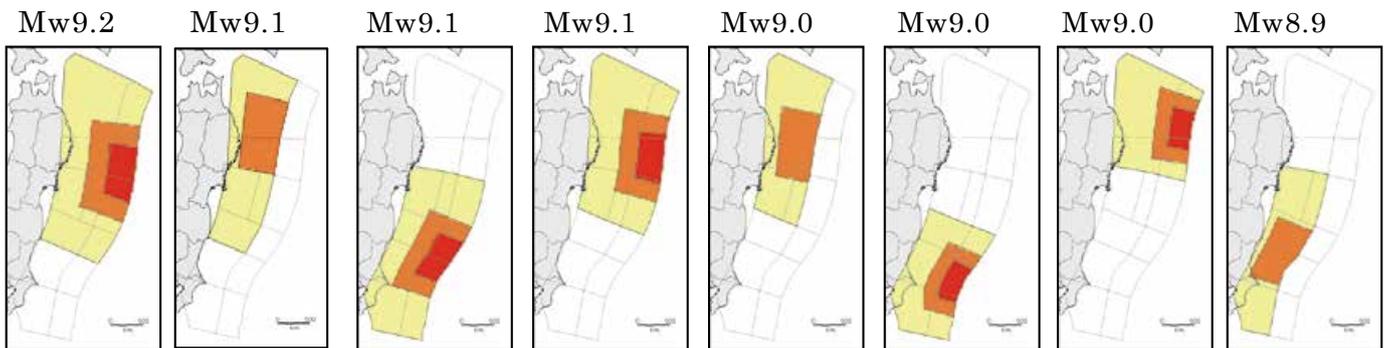


図 3.4-5 分類③ その他の地震（複数の領域が連動するが、①②に含まれないもの）の例

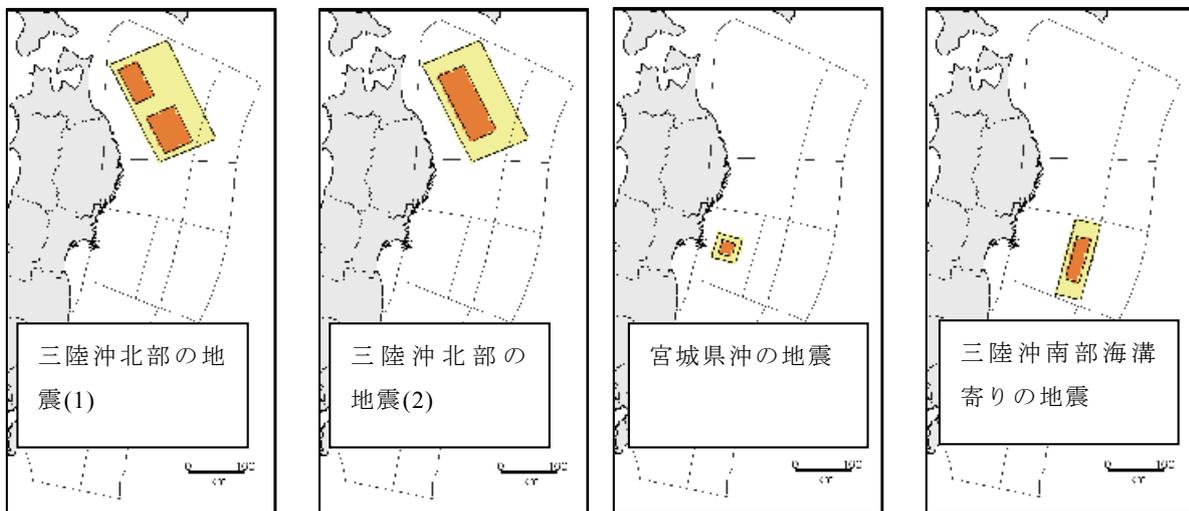


図 3.4-6 分類④ 単独領域の地震（繰り返し発生する地震）

れ海溝軸方向に約 1/2 ずつ重複するように配置している。また、これと平行し海溝外縁部にも同様の規模の地震を 7 通り設定した。

⑦ 震源を特定しにくい地震

震源を特定しにくい地震は、上記①～⑥の地震よりもやや小規模の地震も含むモーメントマグニチュード Mw7.0～8.3 の規模の大地震を対象とした。震源を特定しにくい地震は、地震発生領域に

とられず、「三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域」を除く全域に様に分布するように配置した。このとき、地震の規模を定めるとその震源域の面積と地震モーメントは一定値に定まり、平均すべり量も定まる（表 3.4-3）。図 3.4-11 は福島県沖の領域に関わる Mw7.4 の場合の震源を特定しにくい地震のみを取り出した配置例である。震源域とした矩形の断層面が面積比にして約 1/2 程度重複

するように配置している。図 3.4-12 に日本海溝沿いの全域への配置の例を示した。表 3.4-4 は、震源域とした矩形の中心位置が属する領域ごとに分類した数量を示したものである。領域の面積が大きいほど多くの地震を設定している。

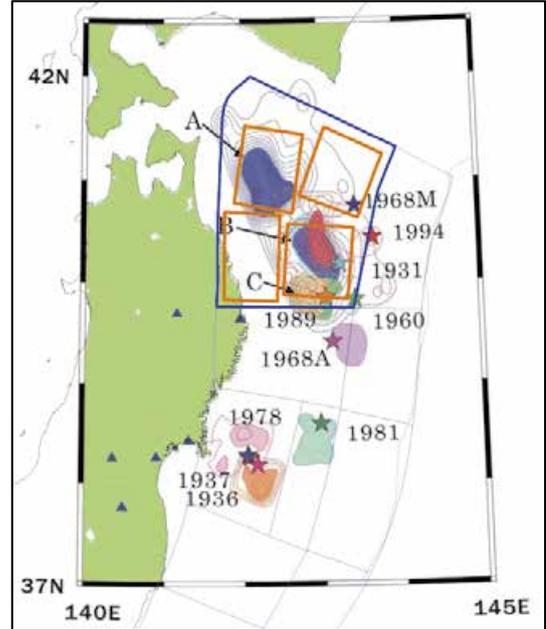
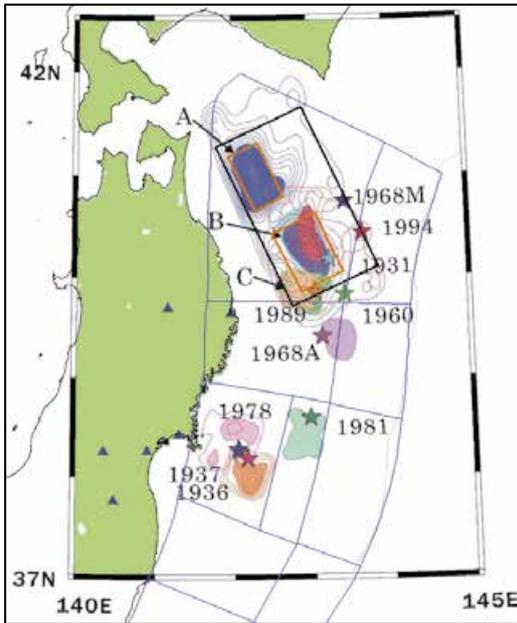


図 3.4-7(1) 繰り返し発生する三陸沖北部の地震として設定した震源域(黒枠)。オレンジで示した範囲は、繰り返し発生する地震について大すべり域とした範囲。背景は、地震調査委員会(2011)によるすべり量分布のまとめによる。

図 3.4-7(2) 繰り返し発生する三陸沖北部の地震よりも大きな地震となる震源域を想定した場合に設定した大すべり域の位置(4カ所のオレンジ枠)。背景は、地震調査委員会(2011)によるすべり量分布のまとめによる。



図 3.4-8 分類④ 単独領域の地震として三陸沖北部の領域に想定した特性化波源断層モデルの例

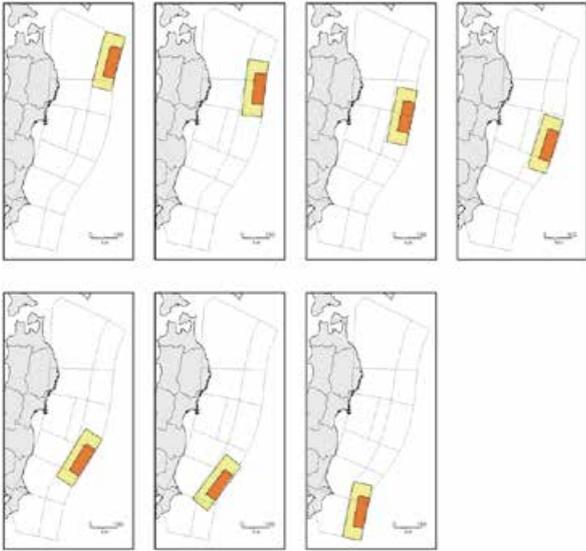


図 3.4-9 津波地震の特性化波源断層モデル

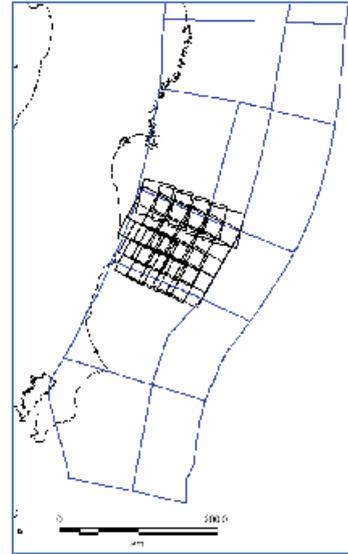


図 3.4-11 震源を特定しにくい地震の特性化波源断層モデル配置例（福島県沖の領域に Mw7.4 の地震を敷き詰めた場合）

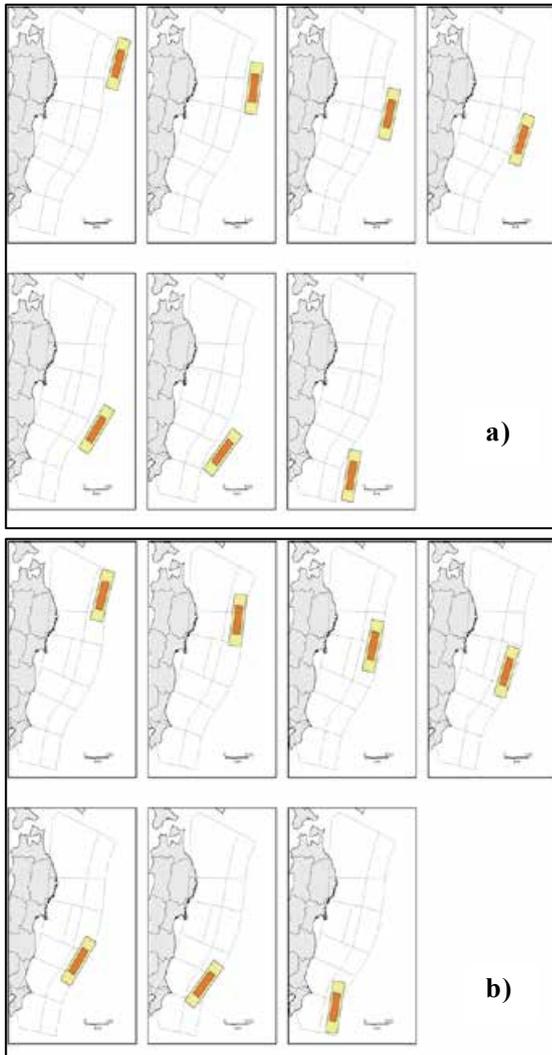


図 3.4-10 プレート内の地震（正断層型）の特性化波源断層モデル(a:海溝外縁部の地震, b:海溝陸側の地震)

Mw8.3 : n=13 Mw8.2 : n=17 Mw8.1 : n=28
 L125km×W125km L115km×W115km L100km×W100km

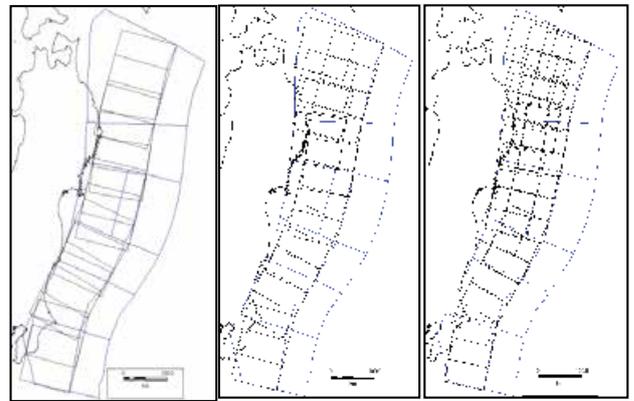


図 3.4-12 震源を特定しにくい地震の配置例

3.5 地形モデルの作成

本研究において津波の生成・伝播の予測のために用いる地形モデルを、以下のように作成した。

3.5.1 地形モデルの作成

(1) 空間格子間隔

波源域から沿岸域までを一括して計算するため、水深の深い外洋部では粗い空間格子間隔とし、陸域に近づくほど細かい格子間隔での計算となるように、1:3の割合でネスティングし地形モデルを構成した。本研究では、沿岸での津波高さの評価を目的としていることから、最小空間格子間隔を50mとし、外洋部から順に格子サイズが1,350m, 450m, 150m, 50mなるグリッドモデルを作成した。

(2) 座標系

一般に、津波の数値解析における座標系の選択は、近地津波の場合には直交座標系を、解析範囲の広がる遠地津波の場合には地球座標系を選択することが多い。ここでは日本海溝沿いに発生する地震にともなう津波を対象とし、北海道から関東地方までの太平洋沿岸での津波高さについてハザード評価することから、世界測地系 UTM54 帯を用いた(図 3.5-1 参照)。なお、データ取扱いの便宜上、擬東経+500,000mを与えた。

(3) データ作成の流れ

データ作成の全体的な流れを、図 3.5-2 に示す。

収集したデータを整理・統合・座標変換し、本検討に用いる地形データとしてまとめた。

(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格子上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データ補間を行った。データ補完法としては、2.3.1 節に記したように、収集データから TIN (Triangulated Irregular Network ; 三角形不規則網) を作成し、線形補間により各計算格子に対して格子中心での標高を与える方法等を用いた。

3.5.2 日本海溝周辺を対象とした概略地形モデル

基礎データとしては、中央防災会議(2006)が整備・公表しているデータを活用した。

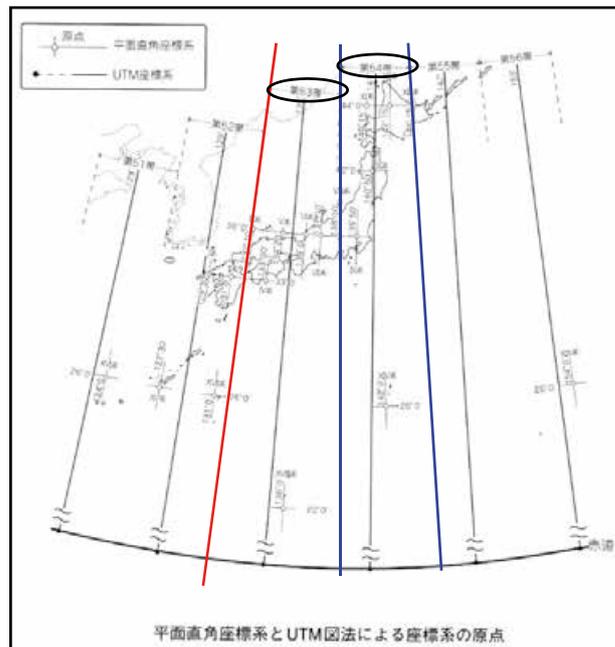


図 3.5-1 座標系の設定

作成した格子間隔毎の領域数は、以下の通りである。

1,350 m 格子領域	: 4 領域
450 m 格子領域	: 8 領域
150 m 格子領域	: 28 領域
50 m 格子領域	: 68 領域

各計算領域の UTM54 帯における位置、および格子数を表 3.5-1(1)~表 3.5-1(5)に示す。表において、各領域の位置は、領域の南西端の位置を示している。また、表 3.5-1(1)~表 3.5-1(5)には各領域の最大水深および計算格子間隔に対する計算の CFL 条件を満たす計算時間間隔 Δt も参考値として示した。この値より小さな計

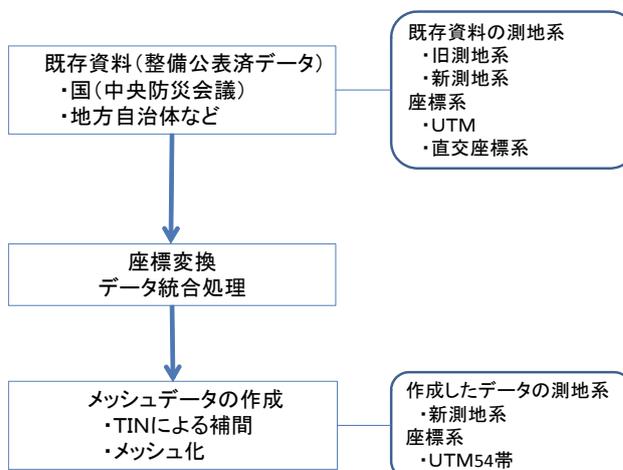


図 3.5-2 地形データ作成の流れ

算時間間隔を用いることは、差分スキームの安定条件となる。しかし、実際の計算では、数値誤差や現象の非線形性が介在するため、計算時間間隔は余裕をもって小さく設定する必要がある。図 3.5-3(1)～図 3.5-3(8)に各領域の位置図を示す。

表 3.5-1(1) 1,350 m 格子領域の地形データ諸元

エリアNO	メッシュサイズ(m)	領域南西端x座標(m)	領域南西端y座標(m)	メッシュ数(x)	メッシュ数(y)	領域最大水深(m)	安定条件 Δt (s)
1350-0	1350	190350	2489400	1582	2774	9774	3.08
1350-1	1350	279450	4382100	1318	1320	9521	3.13
1350-2	1350	190350	3496500	974	1370	9521	3.13
1350-3	1350	190350	2585250	1384	1362	9774	3.08

表 3.5-1(2) 450 m 格子領域の地形データ諸元

エリアNO	メッシュサイズ(m)	領域南西端x座標(m)	領域南西端y座標(m)	メッシュ数(x)	メッシュ数(y)	領域最大水深(m)	安定条件 Δt (s)
450-1	450	310500	3553200	318	408	2491	2.04
450-2	450	226800	3730050	702	582	7332	1.19
450-3	450	426600	3852900	456	978	8585	1.10
450-4	450	473850	4136400	396	846	2148	2.19
450-5	450	360450	4461750	606	612	3370	1.75
450-6	450	596700	4591350	828	606	7352	1.19
450-7	450	781650	4731750	798	786	8956	1.07
450-8	450	486000	4854600	840	498	3233	1.79

表 3.5-1(3) 150 m 格子領域の地形データ諸元

エリアNO	メッシュサイズ(m)	領域南西端x座標(m)	領域南西端y座標(m)	メッシュ数(x)	メッシュ数(y)	領域最大水深(m)	安定条件 Δt (s)
150-1	150	359100	3578850	372	708	1510	0.87
150-2	150	315900	3735450	462	618	1846	0.79
150-3	150	233100	3815550	708	642	2771	0.64
150-4	150	318600	3825900	612	612	2721	0.65
150-5	150	367200	3853350	402	708	2603	0.66
150-6	150	403200	3868650	702	672	2628	0.66
150-7	150	441900	3935700	462	1062	718	1.26
150-8	150	462150	4057650	486	696	577	1.41
150-9	150	478350	4143600	576	954	342	1.83
150-10	150	529650	4271850	516	906	651	1.33
150-11	150	526950	4401450	516	732	834	1.17
150-12	150	507150	4481550	426	798	967	1.09
150-13	150	473850	4571100	516	270	658	1.32
150-14	150	406800	4547700	642	582	1434	0.89
150-15	150	456750	4512150	468	408	190	2.46
150-16	150	390150	4470300	432	582	1913	0.77
150-17	150	431550	4608000	672	750	435	1.62
150-18	150	512100	4658850	762	486	933	1.11
150-19	150	610200	4629600	858	816	1036	1.05
150-20	150	690750	4711950	738	462	1938	0.77
150-21	150	789300	4742100	852	576	2806	0.64
150-22	150	819450	4797000	840	726	2133	0.73
150-23	150	739800	4857750	804	546	2201	0.72
150-24	150	614700	4877550	954	726	498	1.52
150-25	150	532350	4968000	780	678	676	1.30
150-26	150	841050	4824900	966	840	2618	0.66
150-27	150	954900	4917150	594	834	2829	0.64
150-28	150	1012950	4986450	792	636	3220	0.60

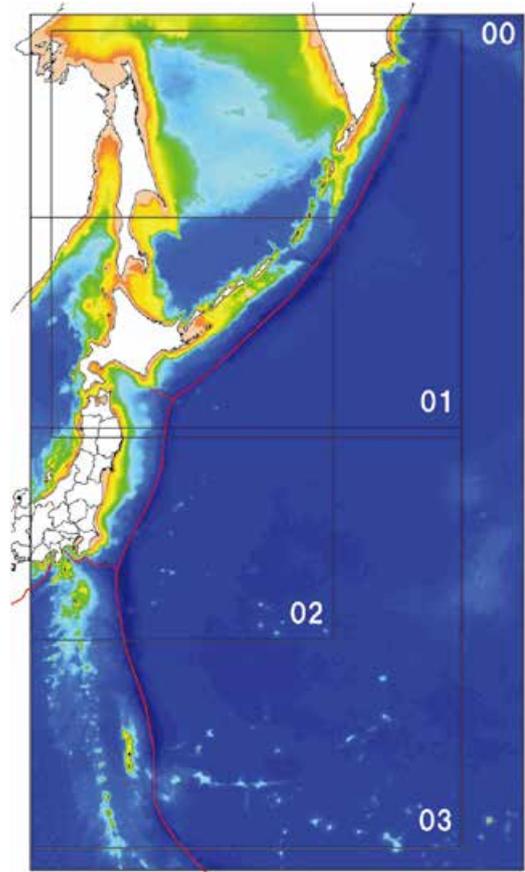


図 3.5-3(1) 1,350 m 格子領域位置図

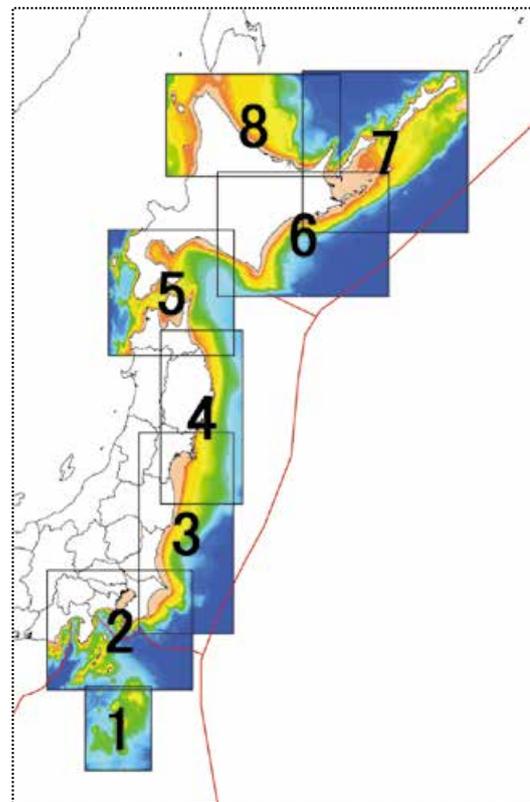


図 3.5-3(2) 450 m 格子領域位置図

表 3.5-1(4) 50 m 格子領域の地形データ諸元 (1)

エリアNO	メッシュサイズ(m)	領域南西端 x座標(m)	領域南西端 y座標(m)	メッシュ数 (x)	メッシュ数 (y)	領域最大 水深(m)	安定条件 Δt(s)
50-1	50	373950	3582600	408	378	1460	0.30
50-2	50	372750	3651750	552	492	850	0.39
50-3	50	352950	3742650	522	828	1678	0.28
50-4	50	320700	3781050	546	852	784	0.40
50-5	50	288450	3824550	966	870	1089	0.34
50-6	50	339150	3832350	558	522	1793	0.27
50-7	50	320550	3867150	1230	900	1592	0.28
50-8	50	371400	3882900	726	780	672	0.44
50-9	50	370350	3921000	1092	744	36	1.88
50-10	50	382350	3857400	702	552	2265	0.24
50-11	50	414750	3876300	798	486	1102	0.34
50-12	50	433500	3898800	894	1272	153	0.91
50-13	50	446550	3938400	1002	576	95	1.16
50-14	50	456450	3953100	714	942	209	0.78
50-15	50	442350	3998100	720	1188	64	1.41
50-16	50	456450	4044000	576	726	90	1.19
50-17	50	476250	4078050	534	750	111	1.07
50-18	50	489900	4112850	516	834	108	1.09
50-19	50	489900	4151250	474	906	41	1.76
50-20	50	480150	4177350	672	1524	41	1.76
50-21	50	495900	4230900	1230	894	140	0.95
50-22	50	534000	4274550	672	1074	170	0.87
50-23	50	567000	4315950	474	738	259	0.70
50-24	50	574200	4349850	420	1128	195	0.81
50-25	50	562500	4404000	540	1062	122	1.02
50-26	50	528450	4454700	990	1026	150	0.92
50-27	50	522900	4499100	546	1008	526	0.49
50-28	50	520350	4549200	600	870	654	0.44
50-29	50	480600	4576350	822	600	447	0.53
50-30	50	431700	4550100	1104	540	320	0.63
50-31	50	465750	4514400	510	942	83	1.24
50-32	50	490500	4521150	696	1026	52	1.57
50-33	50	420750	4507350	636	882	279	0.68
50-34	50	399000	4473750	486	882	1220	0.32

表 3.5-1(5) 50 m 格子領域の地形データ諸元 (2)

エリアNO	メッシュサイズ(m)	領域南西端 x座標(m)	領域南西端 y座標(m)	メッシュ数 (x)	メッシュ数 (y)	領域最大 水深(m)	安定条件 Δt(s)
50-35	50	411900	4576650	990	840	664	0.44
50-36	50	448500	4612050	1002	450	227	0.75
50-37	50	496350	4611000	522	552	259	0.70
50-38	50	477750	4631550	606	888	126	1.01
50-39	50	435150	4660950	870	1116	96	1.15
50-40	50	476850	4674150	786	870	128	1.00
50-41	50	513600	4688700	1344	780	427	0.55
50-42	50	580050	4677900	840	870	651	0.44
50-43	50	614550	4644300	984	870	979	0.36
50-44	50	663000	4633200	894	864	141	0.95
50-45	50	685350	4675950	936	978	763	0.41
50-46	50	704100	4724550	852	810	170	0.87
50-47	50	746100	4749600	1044	600	444	0.54
50-48	50	796350	4753800	996	690	129	0.99
50-49	50	840600	4778850	1056	810	197	0.80
50-50	50	891900	4808850	1008	834	170	0.87
50-51	50	823200	4817100	780	936	59	1.47
50-52	50	805200	4861950	924	690	1084	0.34
50-53	50	819750	4895100	726	756	1855	0.26
50-54	50	747000	4862100	1182	750	896	0.38
50-55	50	690750	4881900	1146	846	269	0.69
50-56	50	649800	4898850	834	1056	117	1.04
50-57	50	616350	4930800	690	1026	115	1.05
50-58	50	588150	4981050	996	774	110	1.08
50-59	50	563850	5015700	918	828	83	1.24
50-60	50	534900	5006550	600	996	113	1.06
50-61	50	945600	4847250	696	696	167	0.87
50-62	50	849750	4842000	930	960	1068	0.35
50-63	50	874050	4888650	546	852	2506	0.23
50-64	50	899250	4899000	966	930	1424	0.30
50-65	50	963150	4933650	1080	900	1522	0.29
50-66	50	979950	4977600	1086	1122	2357	0.23
50-67	50	1032300	4993800	924	1320	1962	0.25
50-68	50	1076700	5029350	894	966	1123	0.34

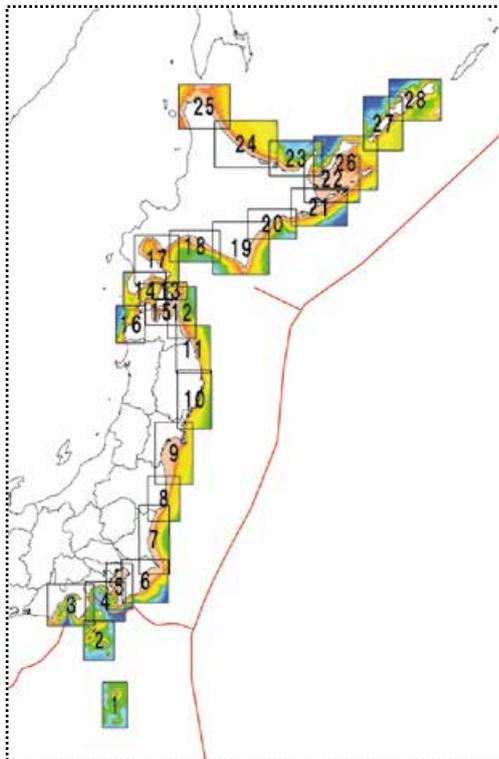


図 3.5-3(3) 150 m 格子領域位置図

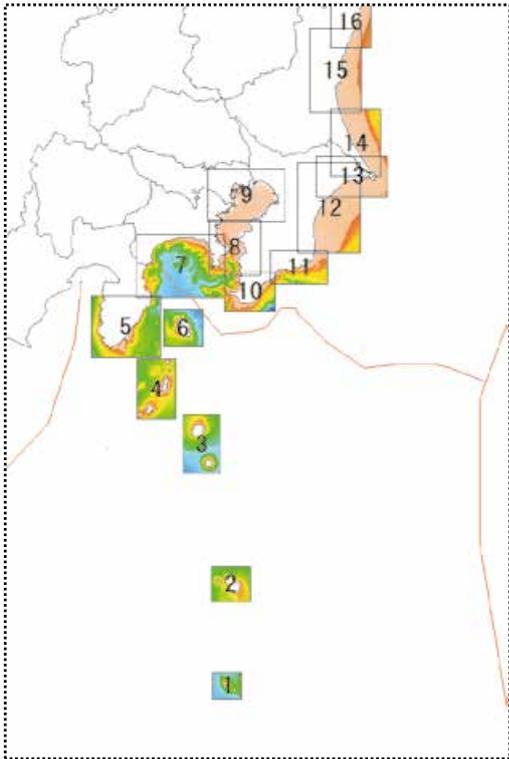


图 3.5-3(4) 50 m 格子領域位置图 (1)

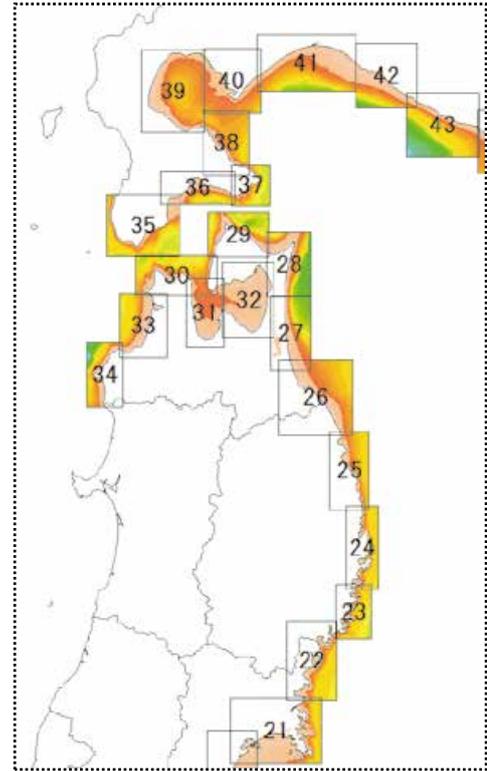


图 3.5-3(6) 50 m 格子領域位置图 (3)

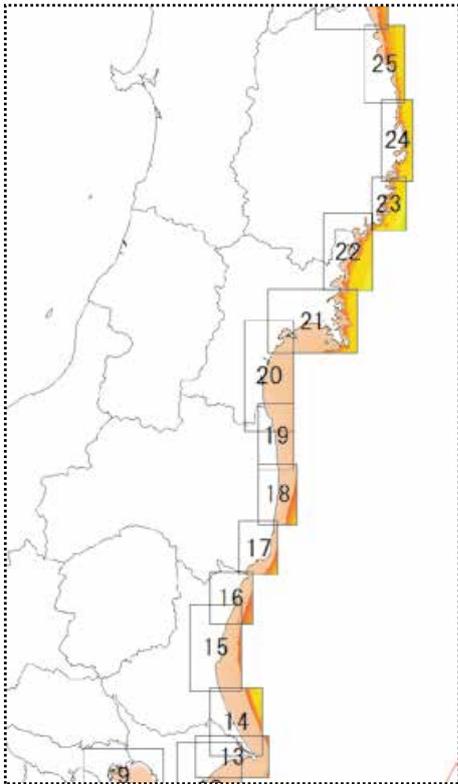


图 3.5-3(5) 50 m 格子領域位置图 (2)

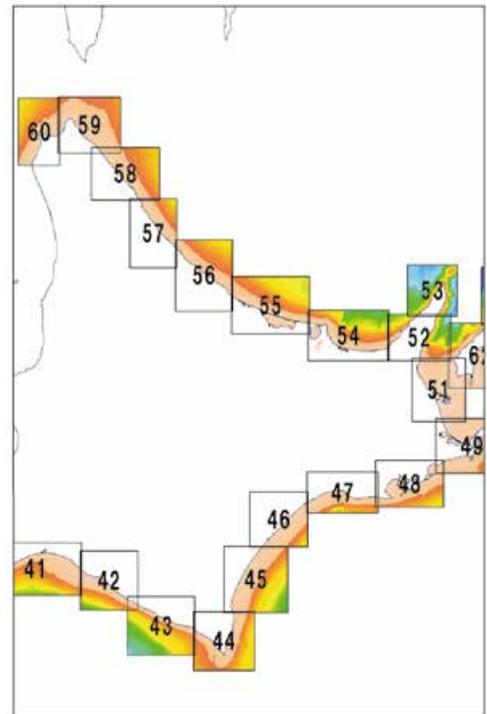


图 3.5-3(7) 50 m 格子領域位置图 (4)

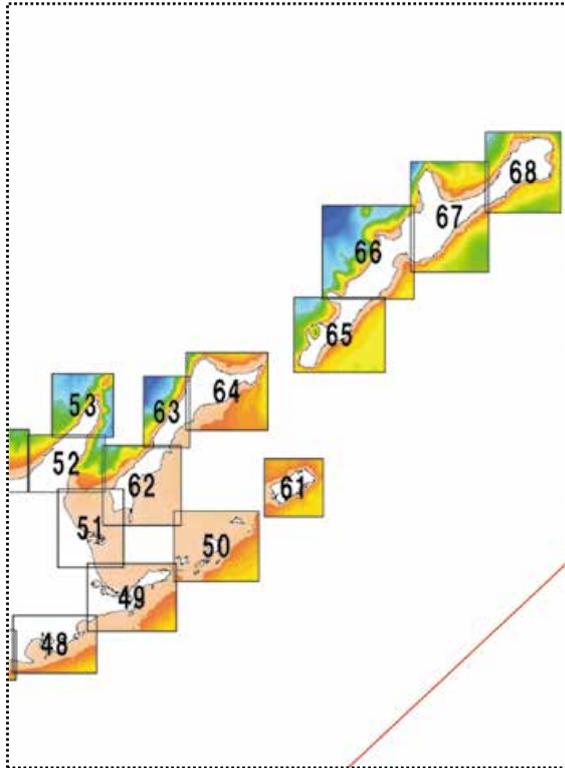


図 3.5-3(8) 50 m 格子領域位置図 (5)

3.6 初期水位分布計算の方法

津波の予測計算にあたって、特性化波源断層モデルから計算される海底地盤変動量を津波の初期水位とした。特性化波源断層モデルに対する海底地盤変動量は、Okada (1992)の方法により、半無限弾性体中の有限な矩形の断層による地表面での変位を求めた。ここでは、鉛直方向の地盤変動量が正の場合を隆起、負の場合を沈降とした。

特性化波源断層モデルを構成する要素断層群に対し、それぞれの要素断層に対し地殻変動量を計算し、それらを合算して当該特性化波源断層モデルの初期水位とした。この地殻変動量を計算するにあたって、以下の事項を検討した。

3.6.1 浅い断層に対する地盤変動量解析手法

要素断層の上端の深さがゼロとなる場合、または非常にゼロに近い場合、Okada (1992)の方法により数値的に計算するとき、次の2つの問題が生じることがある。

- ・浅い断層による地盤変動量は断層の上端直上において上昇側ではパルス状の波長が短い変動となることがある。このとき計算する格子間隔が地殻変動の波長より長い場合、空間的なエリアジングが発生し、短い地盤変動をサンプリングできないことがある。
- ・要素断層は、その中心付近の局所的なプレート上面形状からその走向と傾斜が与えられることから、隣り合う要素断層同士が平面的に見て重なる場合や、要素断層間に隙間が生じることもある。このことによって、要素

断層毎に計算される地盤変動量を合算して震源域全体の地盤変動量を求めた場合、変動量に見かけ上短波長の変動が生じることがある。

この2点の問題に対し、数値計算上の安定性を考慮し、暫定的に、全ての要素断層に対して断層上端深さを設定より3 km 深いものとして計算を行うこととした(図 3.6-6)。

以下に、この暫定的取扱いに関し、断層が浅いときの解析解の検討、1つの要素断層の場合、複数の要素断層の場合についてそれぞれ変動量の特徴を確認したうえで、最後に断層上端深さを深くすることによる汀線付近の最大水位上昇量への影響を確認する。

なお、Okada (1992)による解析解を数値的に解く場合、断層直上で距離 0 km の場合や断層上端の深さが 0 km の場合に計算不能となることなどを数値的に回避する必要があるが、その計算手法については、別途基礎的な検討を行っており(秋山ほか, 2014)、これについては、改めて別稿で報告する予定である。

(1)解析解の検討

Okada (1992)では、断層上端の深さが浅くなるにつれて、地表面の地盤変動量の分布形状が上昇側においてパルス状を呈する。断層上端深さが 0 km の場合、断層上端直上では理論上、無限大(+∞)となる。このため、断層が浅くなるにつれて地盤変動の波長が短くなり、これが計算格子間隔を下回るほど細かな波長となるとエリアジングが発生し、地盤変動量のピークを

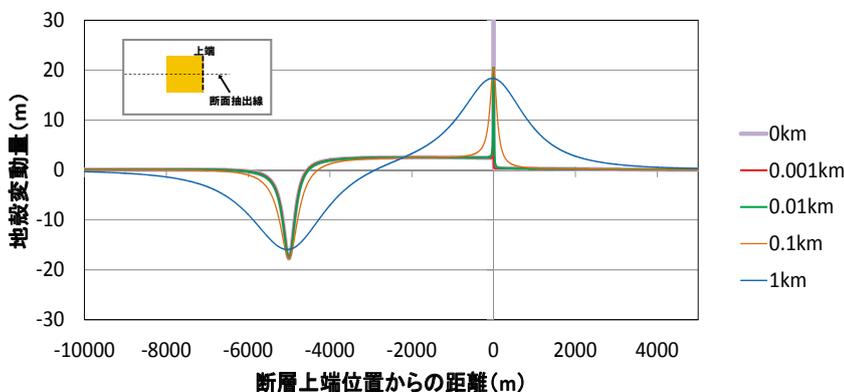


図 3.6-1 Okada 式の解析解。距離ゼロが、断層上端位置。断層上端深さがゼロに近づくほど、断層上端直上部に鋭くパルス状の変位が現れる。

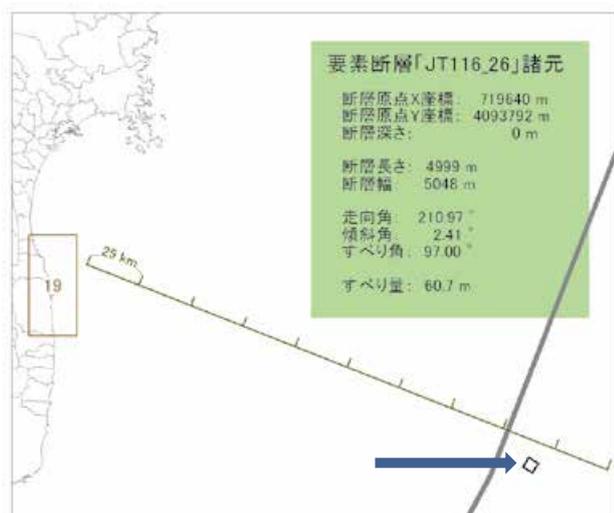


図 3.6-2 検討対象とした要素断層（矢印先端の黒四角）

正しくサンプリングできなくなることが考えられる。

図 3.6-1 では、単純な場合の例として断層の傾斜角 2 度、すべり角 90 度、長さ 5 km、幅 5 km、すべり量 60 m の断層を考え、断層上端深さを 0, 0.001, 0.01, 0.1, 1 km と変化させた場合の、断層走向と直交する方向での鉛直成分の地表面変位量を示している。この図では、断層上端深さが 1 km より浅くなったとき、距離 0 m 付近での変位量は鋭いパルス状を呈している。このピークの形状自体が解析的には計算が不安定化していることを示しており、かつ、パルス状の変位を離散化した地形モデルでは初期水位として表現できないほど鋭くなってゆく可能性がある。

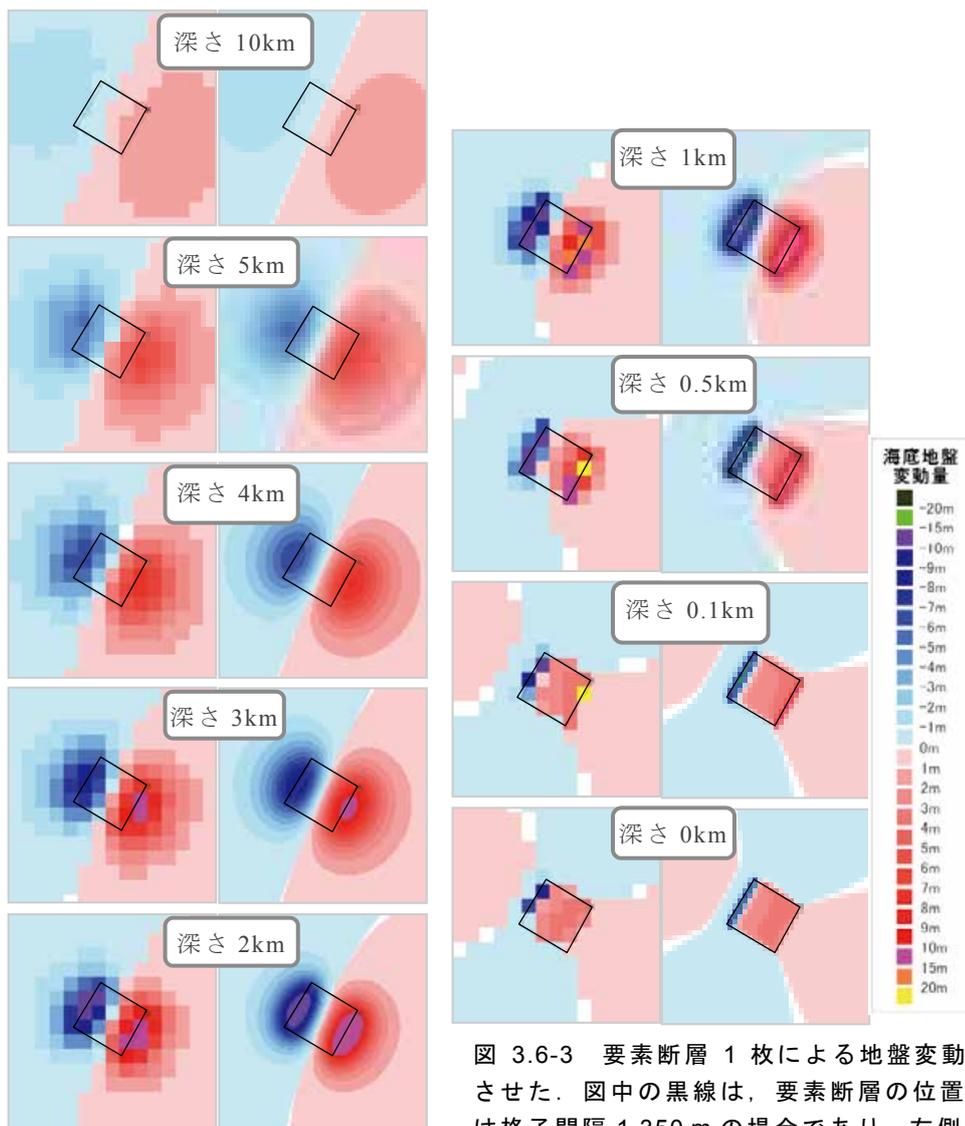


図 3.6-3 要素断層 1 枚による地盤変動量分布。上端深度を変化させた。図中の黒線は、要素断層の位置を示す。各パネルの左側は格子間隔 1,350 m の場合であり、右側は格子間隔 150 m の場合

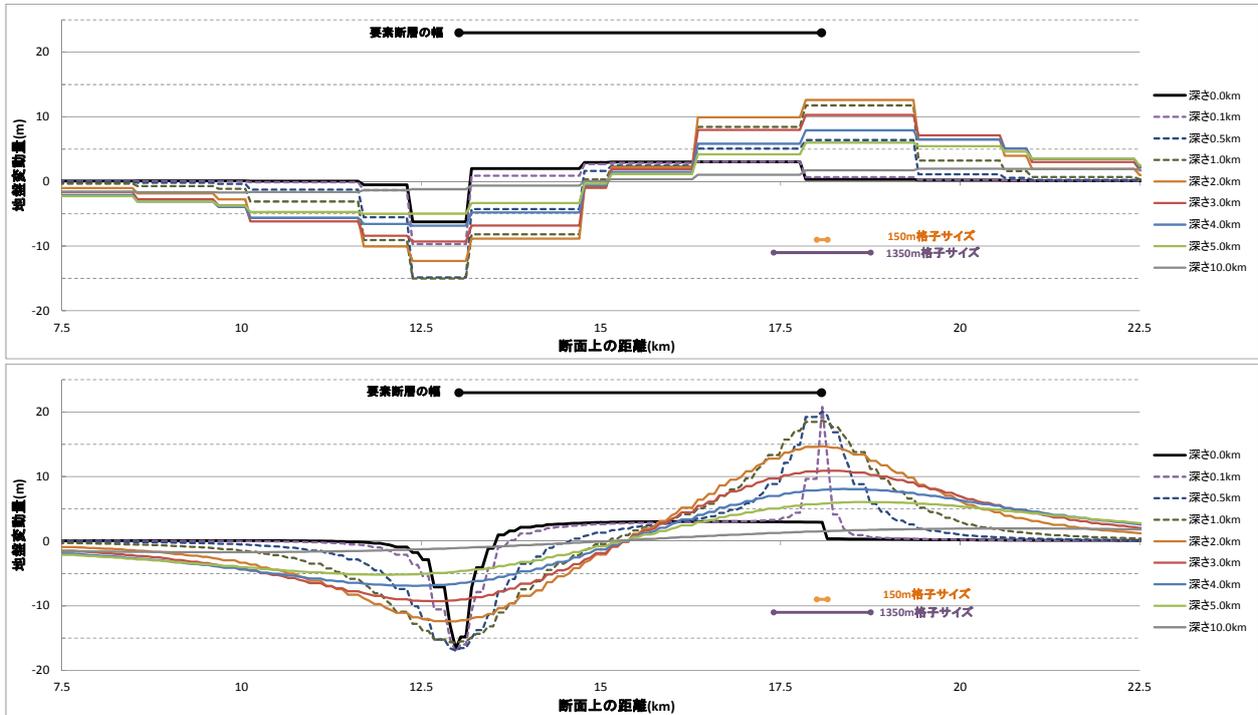
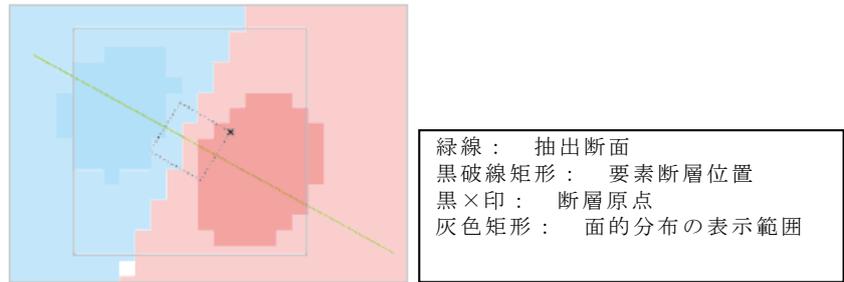


図 3.6-4 要素断層 1 枚による地盤変動量断面分布（上：1,350m 格子間隔，下：150m 格子間隔）

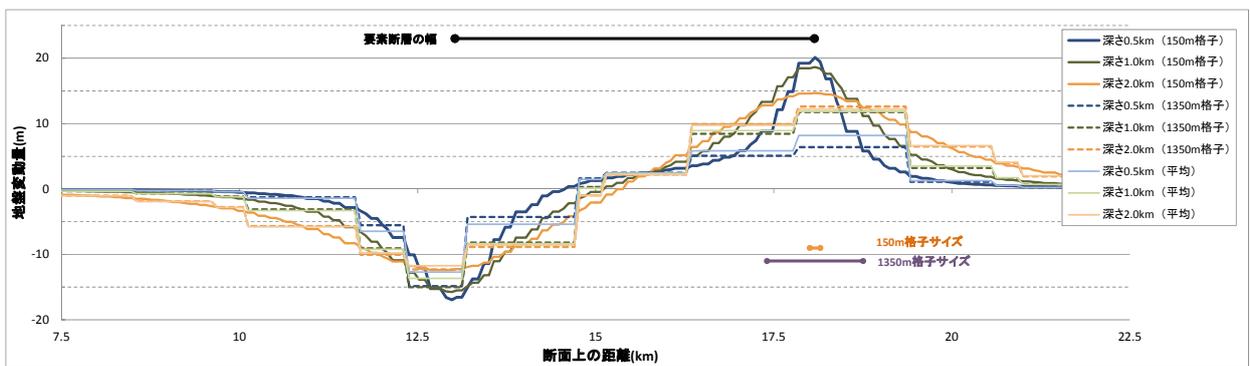


図 3.6-5 格子間隔による短波長変動成分の変化. 太実線が格子間隔 150 m の場合，破線が 1,350 m の場合. 細実線は，両者の平均

(2) 1つの要素断層についての検討

計算格子間隔がパルス状変動量のサンプリングに与える影響について検討するため，3.3.6 節で設定した要素断層から任意に 1つの要素断層「JT116_26」（図 3.6-2）を選び，それについて Okada (1992)による地盤変動量の鉛直成分を

計算した. 計算格子間隔は，1,350 m とした場合と，9 倍細かくした 150 m とした場合について比較した. ここで，この要素断層のすべり量は設定された波源モデルの中で最大となる 60.7 m とした.

図 3.6-3 には、断層上端深さを 10 km から 0 km まで変化させた場合の地盤変動量（鉛直成分）の平面分布を示す。断層上端深度が浅くなるにつれ、格子間隔 1,350 m での変動量は、格子間隔 150 m と比較して、空間的にエリアジングを起こしているため、不自然な分布となっている。図 3.6-4 は、走向に直交する方向の断面での変動量を、計算格子間隔 1,350 m、計算格子間隔 150 m の場合について示したものである。図 3.6-5 は、変動量の計算を 150 m 格子で行ったうえで、その計算結果と、9*9 格子ごとに区分けして平均し、1,350 m 格子での変動量に相当するものとした地盤変動量とを比べたものである。

断層上端深さを限りなく 0 km とした場合(図 3.6-4 の黒線)、断層上端付近の変動量が正しく計算されていないことがわかる。一方 150 m 格子間隔の計算結果では、断層上端深さを 0.5 km 以上深くすることで地盤変動量の上昇側ピークが表現されるようになる(図 3.6-4)。このように、ある程度、断層深さを深く設定することにより断層運動による地盤変動量をよく表現できるようになるが、その一方で変動量の絶対値としてはやや小さな見積となること、かつ変動の波長が長くなり影響範囲が広がることが示されている。

図 3.6-5 は、変動量の計算を 150 m 格子で行ったうえで、その計算結果と、9*9 格子ごとに区分けして平均し、1,350 m 格子での変動量に相当するものとした地盤変動量とを比べたものである。図 3.6-5 では、深さ 1 km と 2 km における 1,350 m 格子計算結果が 150 m 計算結果の平均値とよく一致しているのに対して、深さ 0.5 km においては、平均値の方が変動量がより大きくなっている。従って、JT116_26 に対して 1,350 m 格子間隔によって地盤変動量のピークを表現するためには、断層上端深さを 1 km 程度以上とすべきであると考えられる。

(3) 複数の要素断層についての検討

本来三次元的な形状を示すプレート上面でのすべり分布を表現するため、小さな平面を要素断層としてプレート上面にタイル状に敷

き詰めている。このことにより、平面的に見た場合、要素断層には要素断層間の重なりや隙間が存在する場合がある。このような配置となっている要素断層群について Okada の式により算出される震源域全体の変動量には、要素断層の配置による局所的な変動が生じることがある。この局所的な変動は、浅い断層において特に顕著となるので、浅い断層に

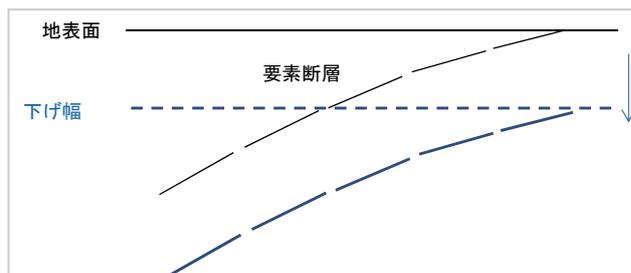


図 3.6-6 断層面引き下げのイメージ

(1,350 m 格子間隔) (150 m 格子間隔)

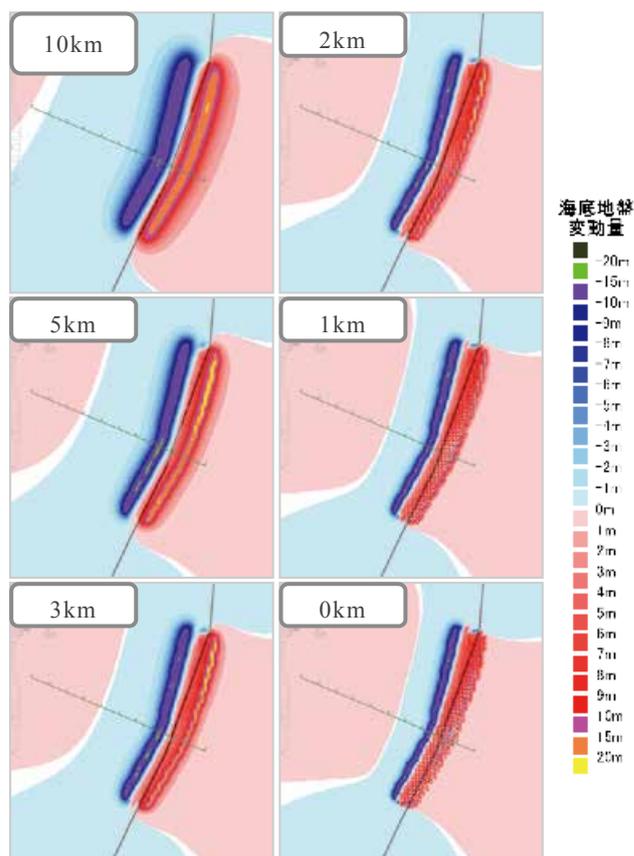


図 3.6-7 複数の要素断層による地盤変動量分布。図中の数字は断層上端深度を一律に深くした場合の深度増分

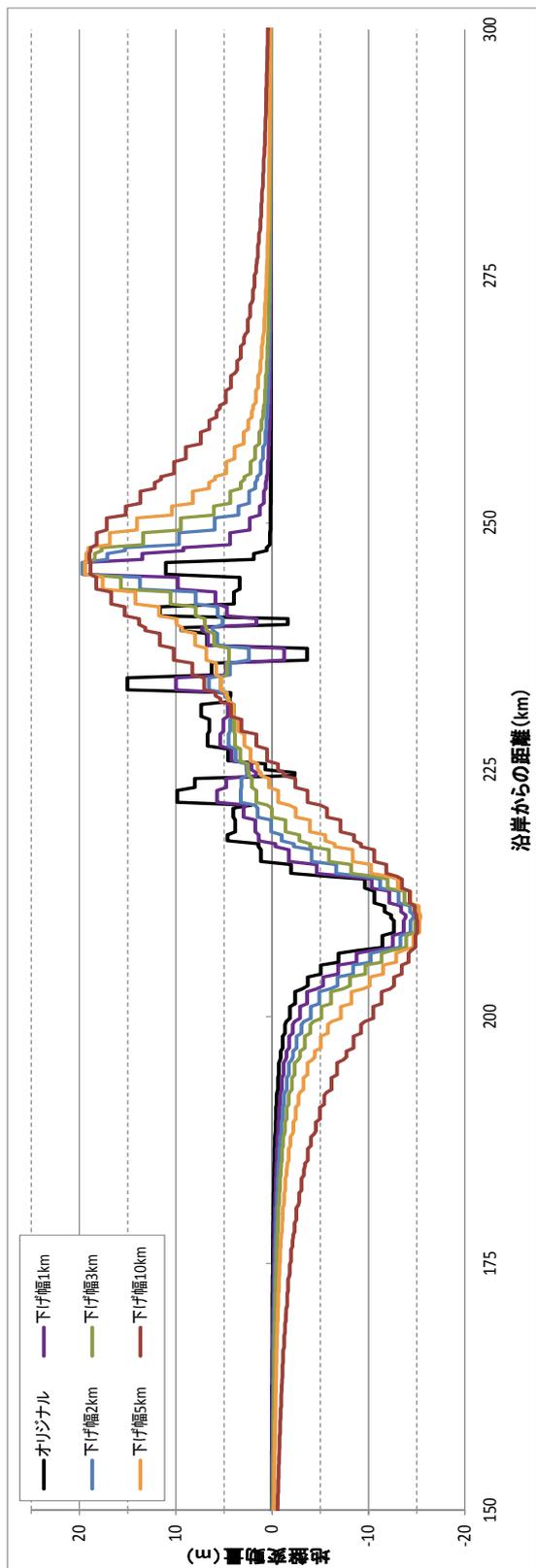


図 3.6-8 複数の断層による地盤変動断層上端深度を一律に増加させた場合の変動量分布。断面位置は、図 3.6-7 に示した。

よるピークを再現するための手法と同様に、暫定的に断層上端深さを引き下げて地盤変動量を計算することとした。

要素断層の集合により生成される地盤変動量へ断層深さを引き下げたことの効果を確認するため、波源モデルから海溝軸寄りの浅い領域に設定されたすべり量 60.7 m の超大すべり域のみを抽出し、要素断層の深さを図 3.6-6 のように一律に引き下げた場合の変動量を平面分布 (図 3.6-7) 及び断面分布 (図 3.6-8) として示した。

断層モデルの特性等によって値が異なる可能性はあるが、地盤変動量の局所的な変動を解消するためには、設定深さから断層面を一律に 3km 程度以上引き下げた場合、理論的に期待される滑らかな地殻変動分布とほぼ同様の変動が得られるものとみなせる。

(4) 汀線付近の最大水位への影響確認

断層面の深度を一律に 3 km 引き下げて地盤変動量を計算することにより、地盤変動量のピークがある程度滑らかに表現されると同時に

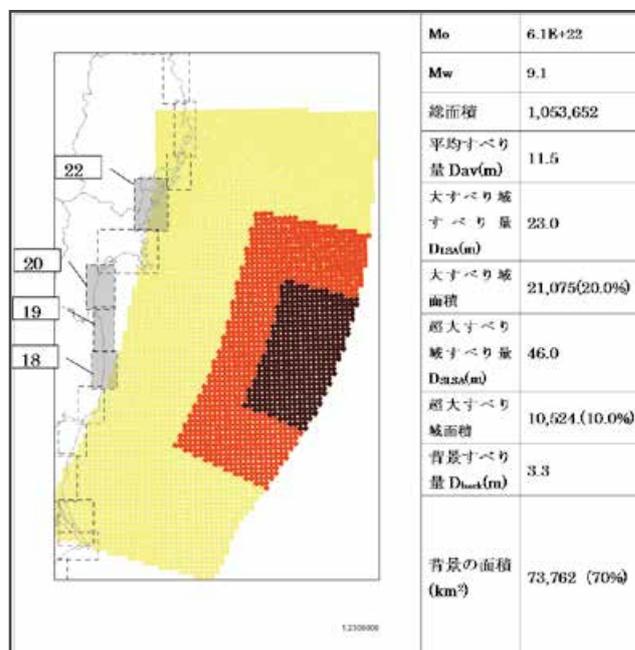


図 3.6-9 断層上端深度増分効果を沿岸最大水位上昇量へ与える影響を確認するために用いた波源モデル。図中の灰色で示した番号付き矩形は、最大水位上昇量を比較検討した箇所を示す。

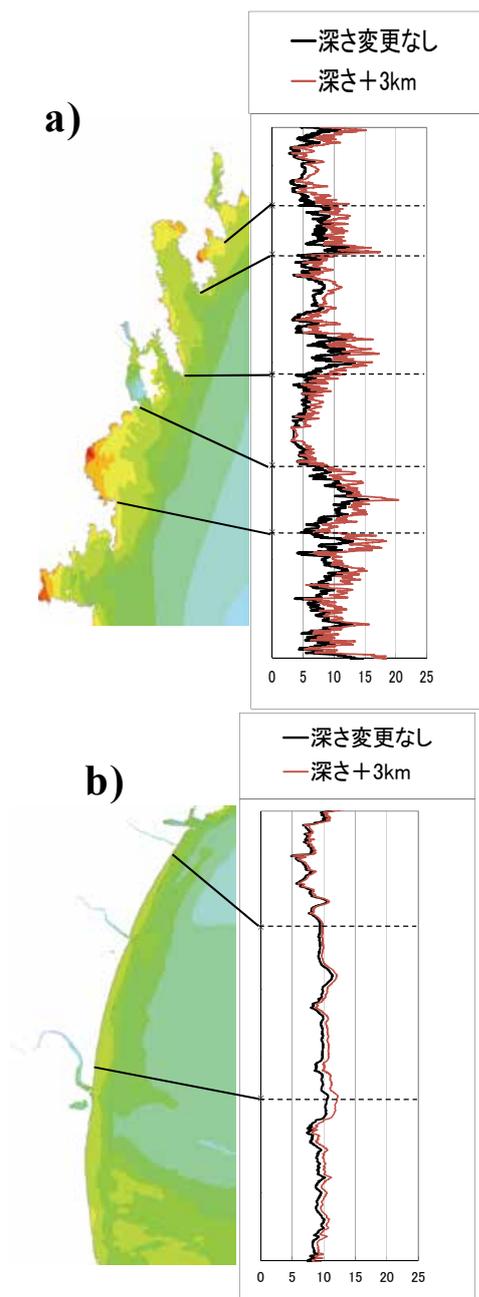


図 3.6-10 汀線付近の最大水位上昇量分布図。
a): 領域 22 (三陸海岸南部)。b) 領域 20 (仙台湾南部)。黒線は断層面の深さを調整しなかった場合であり、赤線は深さを一律に 3 km だけ増やした場合。

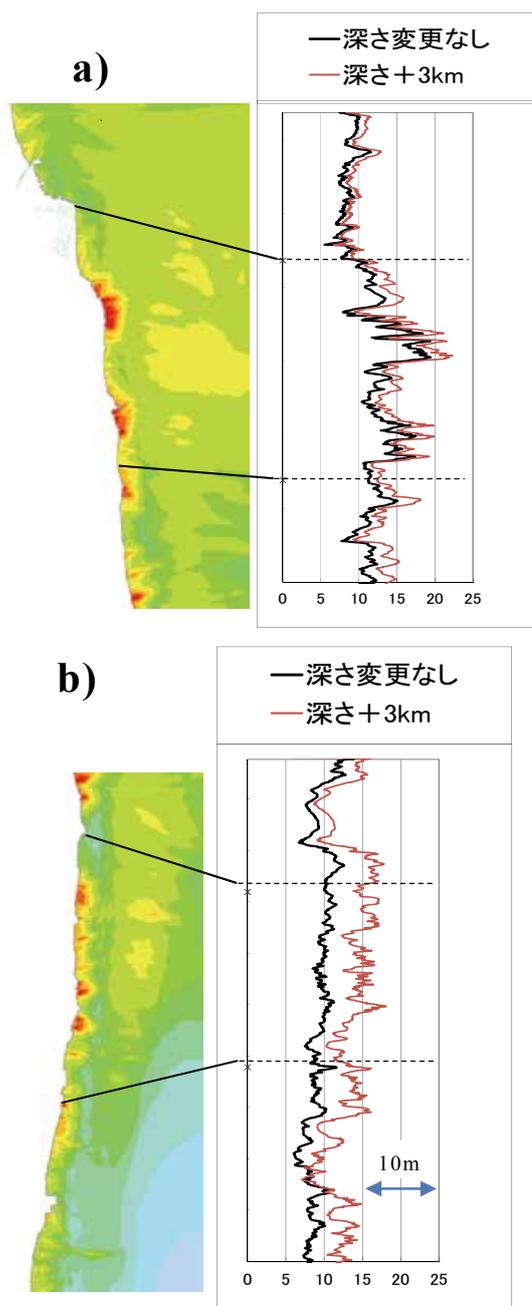


図 3.6-11 汀線付近の最大水位上昇量分布図。a): 領域 19 (福島県北部海岸：相馬～南相馬)。b) 領域 18 (福島県南部海岸：浪江～広野)。黒線は断層面の深さを調整しなかった場合であり、赤線は深さを一律に 3 km だけ増やした場合。

津波が長波長化することが示された(例えば、図 3.6-4)。津波発生域で波長が長くなることは、場合によっては伝播する津波の水量が増加することになる可能性がある。ここでは、この可能性について、汀線付近の最大水位上昇量への影響として確認する。ここでは図 3.6-9 に示す福島県沖の海溝寄りに設定した波源モデルを例にとり、断層上端深さを 3 km 深くした場合と、

当初の設定どおり浅部に固定した場合の汀線の最大水位上昇量がどの程度変化するかを調べた。比較した箇所は、大すべり域に面する海岸で、図 3.6-9 に示す 50 m 格子領域 18, 19, 20, 22 とした地域である。計算した結果の汀線付近の最大水位上昇量分布を図 3.6-10 及び図 3.6-11 に示す。図 3.6-10 及び図 3.6-11 にみられるように、全体的な傾向としては、断層上面深

さを一律に設定する深さより深くした場合には、設定深さを変更しなかった場合よりもやや大きい最大水位上昇量が得られる傾向にある。また、福島県南部の海岸(領域18, 図3.6-11b)では、他の地域よりも断層上端深度を深くしたことにより最大水位上昇量が增大している。三陸海岸南部(図3.6-10a)でも、同様に比率的には大きくなっている。ここで確認した場合についていえば、断層上端深度を3 km 深くすることにより、設定深度(上端深度0 km)とした場合よりも、概ね10~40%程度大きな最大水位上昇量を示している。ただし、断層モデルにおいて超大すべり域の中心部に面している領域よりもむしろ端部に面している領域のほうが、影響の程度は増幅される傾向にあるかもしれない。

以上のように、数値計算上の安定性を図るため断層の深さを設定値より一定値(3 km)深くすることにより、汀線付近の最大水位上昇量がやや高めの数値となる傾向にあることに以後留意したい。

3.6.2 水平変動を考慮した地盤変動量解析手法

地震による水平方向の地盤変動が生じると、傾斜のある海底面では標高が変化し、その変化に相当する地盤変動量分だけ海水面が変動する(図3.6-12)。Tanioka and Satake (1996)は、水平方向の地盤変動による初期水位分布への寄与が無視しえないことを示した。本報でも、水

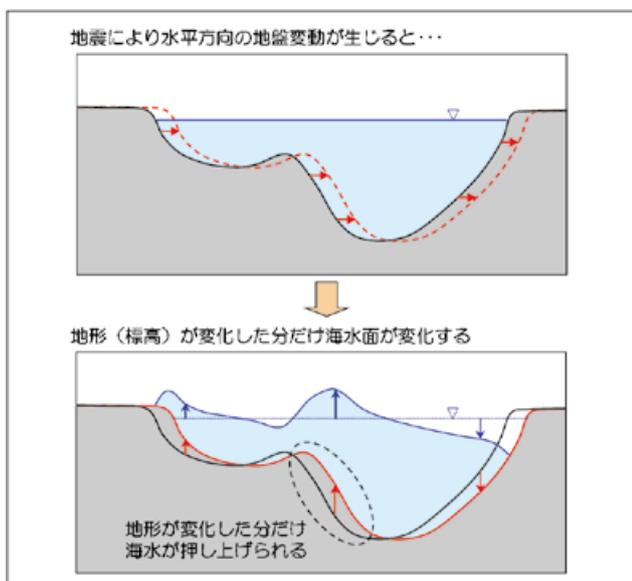


図 3.6-12 水平方向地盤変動による海水面の変化

平方方向の地盤変動による影響を考慮した場合の初期水位を検討した。

(1) 地盤変動量と初期水位

図3.6-13に本検討のために使用した波源モデルのすべり量分布と水平変動も考慮して計算された初期水位分布を示す。水平方向の地盤変動量も上下方向の変動量計算と同様に Okada (1992)により算出しており、この際に前節で議論したように断層面の深度を一律に3 km 深く設定している。

海底地形と地盤変動量の東西断面をとった

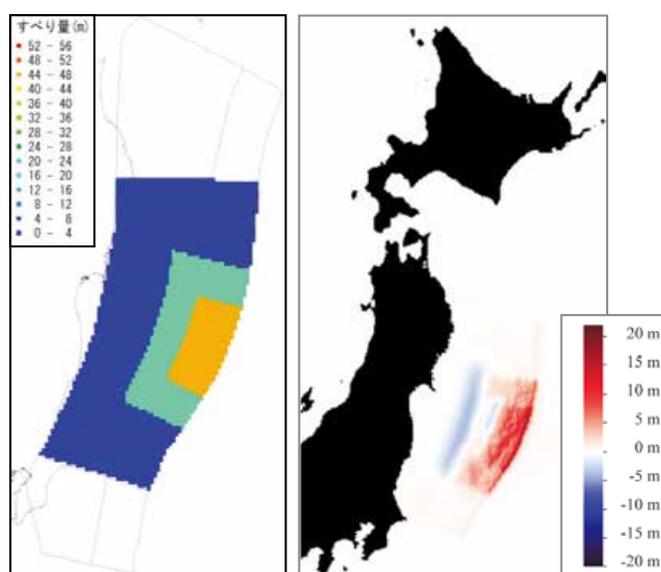


図 3.6-13 水平変位による寄与を検討するための波源モデル. 左) すべり量分布, 右) 初期水位分布図

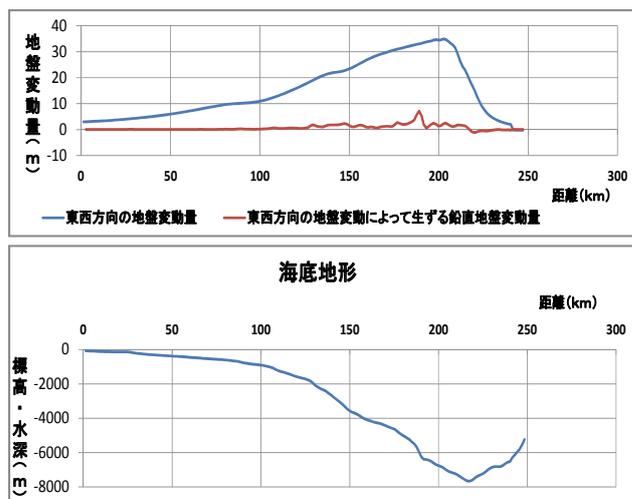


図 3.6-14 断層中央部を東西に横断する断面での海底地形(下)と地盤変動量(上). 横軸は沿岸からの距離(km)



図 3.6-15 初期水位断面分布の比較. 赤：鉛直変動に水平変動成分からの寄与を考慮した場合，青：鉛直成分のみを考慮した場合

ものが図 3.6-14 である。海底勾配が急な場所において水平変動による地盤変動量の変化量が大きくなっている。

図 3.6-15 は鉛直方向のみを考慮した場合の初期水位と水平変動も考慮した場合の初期水位を比較したものである。海底勾配が急峻であり、なおかつ海溝軸に近い距離 200 km 付近では断層の直上部に相当するため、水平変動による寄

与を考慮した場合の初期水位が明瞭に増大している。

(2) 沿岸での最大水位上昇量

水平方向の地盤変動量を考慮した初期水位による沿岸での最大水位上昇量への影響を確認した。

図 3.6-16 は、汀線での最大水位上昇量を 1,000 抽出点ごとに平均して作成した最大水位上昇量の分布を示した。本検討に用いた波源モデルによる結果は、図に示した全区間において、おおむね 1 割～2 割程度最大水位上昇量が増大している。この増大量は、波源の位置や波源域の海底地形勾配によって異なると考えられるが、水平方向の変動に伴う初期水位の増加は最大水位上昇量を増大させる傾向にあるといえる。

このことから、以後の津波予測計算においては、断層運動に伴う水平方向の変動による鉛直成分を、上下方向の地殻変動成分に加えて考慮することとした。

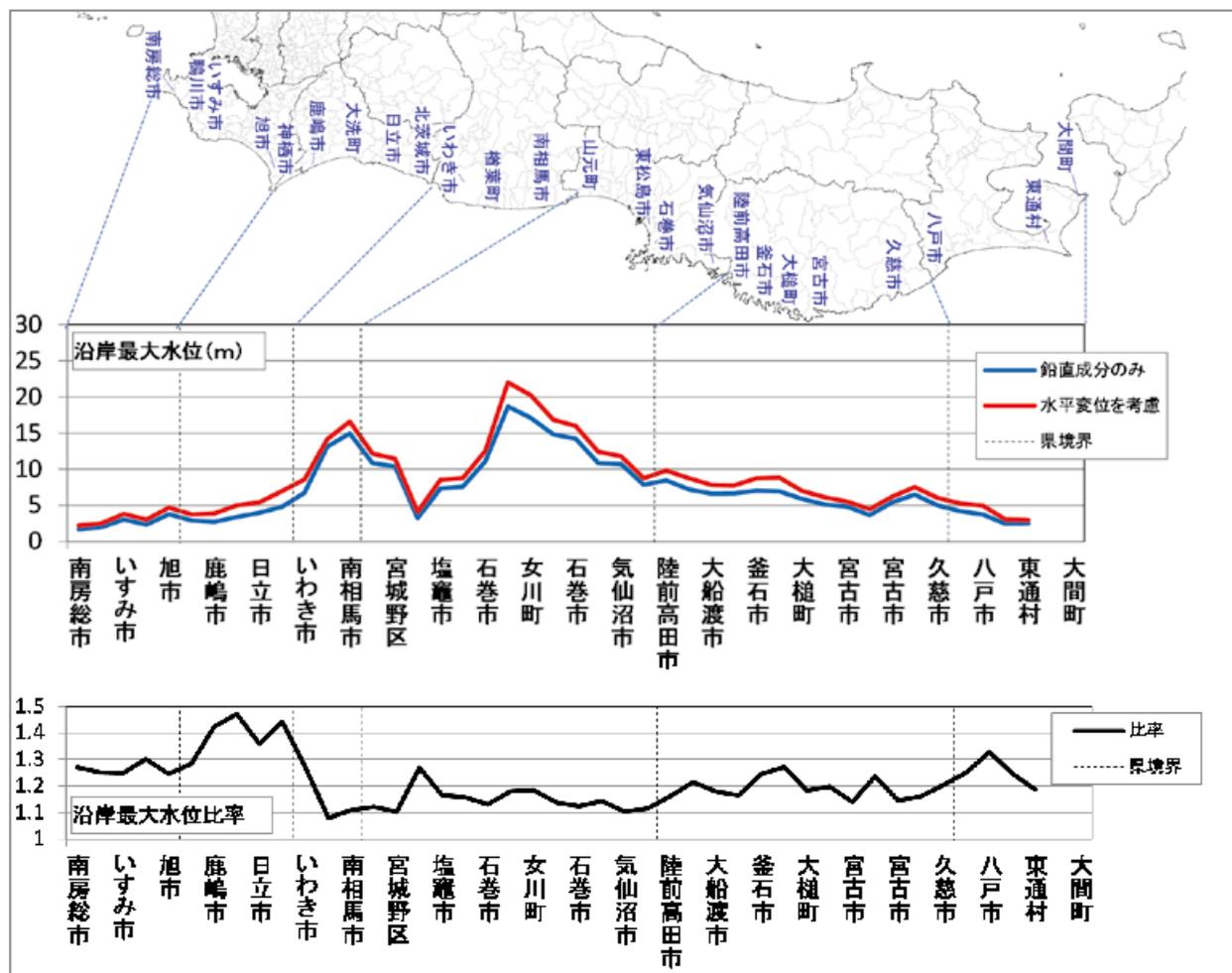


図 3.6-16 最大水位上昇量分布の比較図

3.6.3 梶浦フィルターの検討

多くの津波予測計算事例では、海底地盤の上下変動量が海面の上下変動量と等しいものと仮定し、これを初期水位としている。一方で、Kajiura (1963)は海底・海面における変位に対する津波波形の定式化を行い、津波の波長が水深に比べて小さい場合には、短波長成分が減衰することを示した。以下、この効果を梶浦フィルターと呼ぶ。本節では、津波計算に梶浦フィルターを適用した場合と適用しない場合(すなわち海底地盤変動量を初期水位とした場合)の計算結果を比較し、その効果を調べる。結論としては、ここで取り扱う範囲においては、梶浦フィルターを適用することにより全般に沿岸での最大水位上昇量が低下する傾向にあることから適用しないこととする。

Kajiura (1963)によれば、海底の変位 h と海面の変位 H には次の関係が成り立つ。

$$H = h / \cosh(2\pi d/\lambda)$$

ここで、 λ は津波波形の波長、 d は水深である。これはつまり、水深に対して津波の波長が十分に長い場合には、上式の分母が1に漸近し海面の変位量は海底の変位量に置き換えることができる。一方、水深に対して波長が短い場合には、海底での変位 h は $1/\cosh(2\pi d/\lambda)$ だけ減少する一種のフィルター効果がかかっていることを意味する。

津波計算において梶浦フィルターを適用している例としては、Tanioka and Seno (2001)による1896年明治三陸地震についての研究や、Gusman *et al.* (2012)による2011年東北地方太平洋沖地震のインバージョン研究などがある。これらの研究では、断層破壊が深さ約1 kmの浅部にまで達する断層モデルを計算している。浅部の断層が破壊することで海底変動には高振幅で短周期な変動成分が生じるが、梶浦フィルターを適用することで海面変動量の短周期成分を減衰させ、これを初期水位として伝播計算を行っている。例えばGusman *et al.* (2012)では、2011年東北地方太平洋沖地震の再現モデルとして海溝軸付近の要素断層に40 m以上のすべ

り量を与えているが、梶浦フィルターの効果により初期水位分布には10 m以上の水位は現れていない。

そこで浅部に超大すべり域のある特性化波源断層モデルを対象に、モデルを超大すべり域を含む浅部と、超大すべり域を含まない深部の2つに分けてそれぞれ地盤変動量を計算し、梶浦フィルターの効果を調べた。図3.6-17に計算に用いた特性化波源断層モデル、図3.6-18にはモデルの浅部・深部・浅部+深部のそれぞれの場合の海底地盤変動量を示す。

次に、この海底地盤変動量にKajiura (1963)による定義式を漸近展開した次のフィルターを適用する。

$$R = \frac{1}{\pi} \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n (2n+1) \left\{ (2n+1)^2 + (x_0-x)^2 + (y_0-y)^2 \right\}^{-3/2}$$

$$H(x,y) = \int h(x_0,y_0) R dx_0 dy_0$$

ここで、 x,y は海面の座標、 x_0,y_0 は海底の座標、 H は海面の変位量、 h は海底の変位量であり、それぞれ水深によって規格化されている。

図3.6-18の地盤変動量に梶浦フィルターを適用した結果を図3.6-19、図3.6-20に示す。フィルター適用前には、海溝軸付近に10 m以上の変動量が帯状に分布していたが、梶浦フィルターを適用することで短周期成分が減衰し10 m以上の変動量がなくなっていることが分かる。

次に、図3.6-21に示す測線(18, 19, 20, 22として示した)上で梶浦フィルターの適用前と適用後の初期水位分布の断面形状を調べた。梶浦フィルターを適用する前の変動量(図3.6-22の赤線)には、断層直上部付近にパルス状に波長の短い大きな変位が表れているが、フィルターを適用することにより図3.6-22の緑線で示すように、パルス状の変動は高さを減じるとともに、波長が長くなっている(例えば、測線22の150-250kmの範囲など)。

初期水位分布に梶浦フィルターを適用することによる沿岸での最大水位上昇量へ与える影響を調べた。図3.6-21に示すように検討モデ

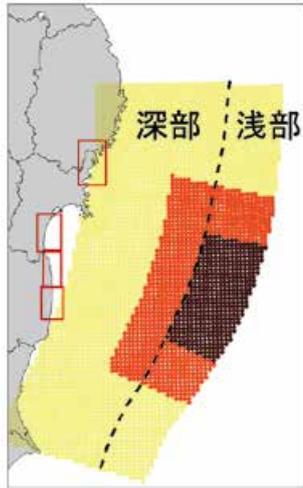


図 3.6-17 梶浦フィルターの検討に用いた特性化波源断層モデル

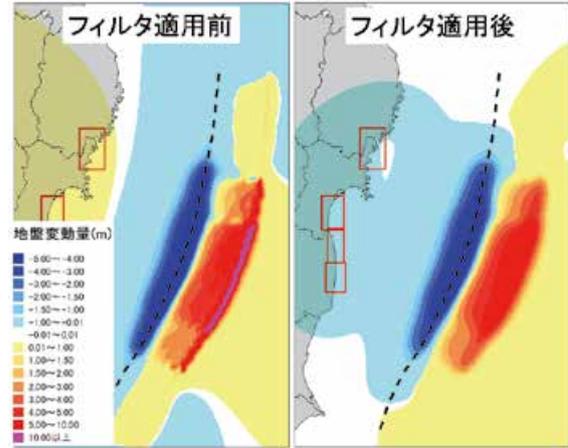


図 3.6-19 浅部地盤変動による初期水位分布.

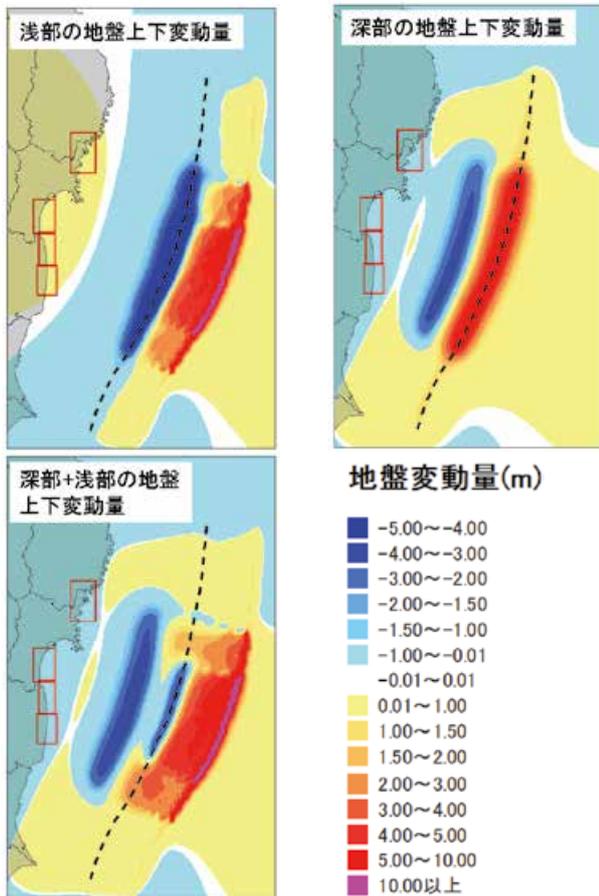


図 3.6-18 断層モデルの浅部・深部・浅部+深部のそれぞれの海底地盤変動量

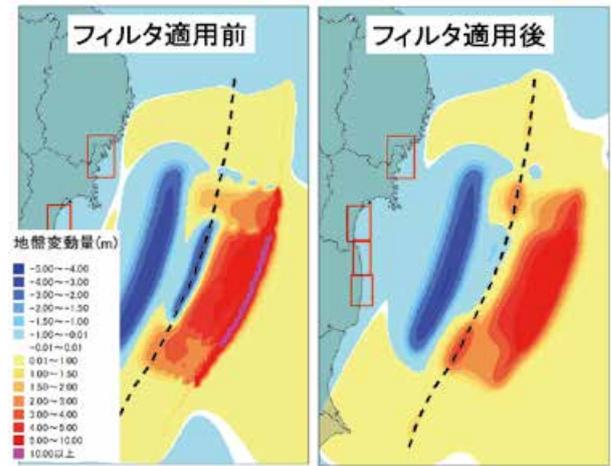


図 3.6-20 浅部+深部地盤変動による初期水位分布.

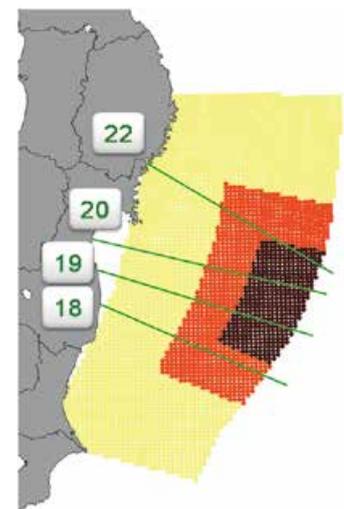


図 3.6-21 初期水位分布断面測線の位置

ルにおいて大すべり域に対面する海岸である50 mメッシュ領域18, 29, 20, 22において、梶浦フィルターを適用しない場合と適用した場合について沿岸での最大水位上昇量の比較を行った。図3.6-23～図3.6-26に、各領域での最大水位上昇量分布を示した。図には合わせて2011年東北地方太平洋沖地震の痕跡値を参考として示す。南部仙台湾(領域20, 図3.6-24)や福島県相馬地方(領域19, 図3.6-23)では、梶浦フィルターの適用のあるなしに関わらずほぼ同様の最大水位上昇量となっている。一方、南三陸海岸で海岸線の複雑な形状となっている領域22(図3.6-23)では、大局的な最大水位上昇量の分布傾向はフィルター適用のありなしに関わらず同様の変動を示しているが、地点毎には数mの差(フィルターを適用した場合の最大水位上昇量が、フィルターなしの時より低下)が表れているところも多く認められる。差異が大きくなっている地点は、半島の先端部などである。福島県南部海岸(領域18, 図3.6-26)でも、梶浦フィルターの適用によりやや最大水位上昇量が低下する傾向が認められる。

以上の検討により、ハザード評価では、梶浦フィルター影響は小さいものであるとみなし、概ね安全側の評価をすとの立場に立って、梶浦フィルターを考慮しない初期水位分布に基づいて、以後の計算を行うこととする。

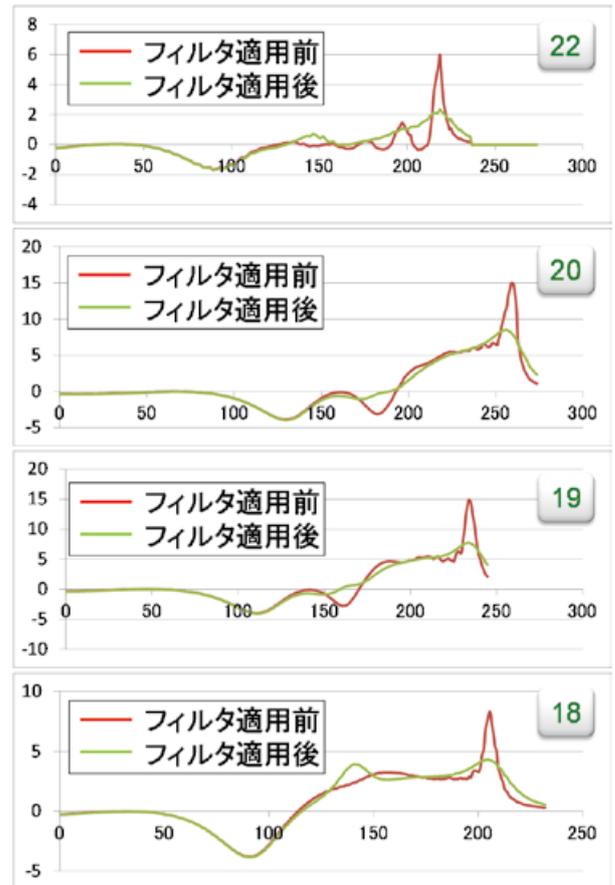


図 3.6-22 各測線上の初期水位分布. 断面位置は図 3.6-21 参照. 横軸は距離(km)であり, 断面線の西端をゼロとし, 東向きに正としている.

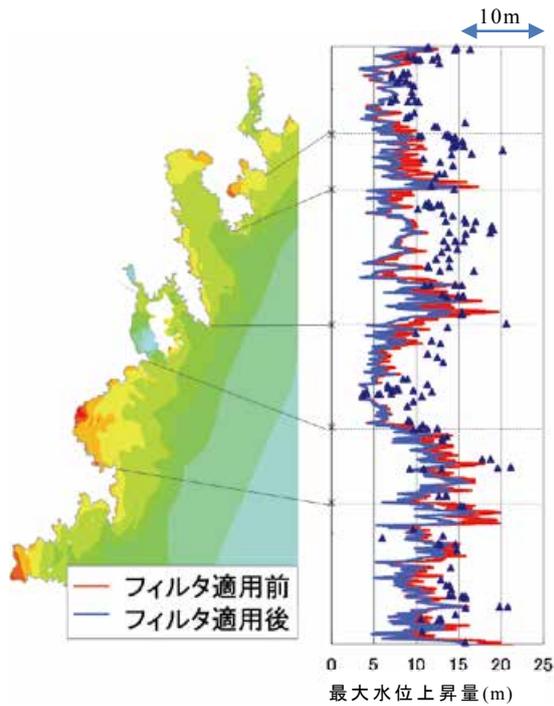


図 3.6-23 領域 22 (陸前高田) の沿岸最大水位上昇量分布(m). 図中、赤線がフィルターを適用しない場合、青線が適用ありの場合. ▲は、2011年東北地方太平洋沖地震の際の痕跡高さ.

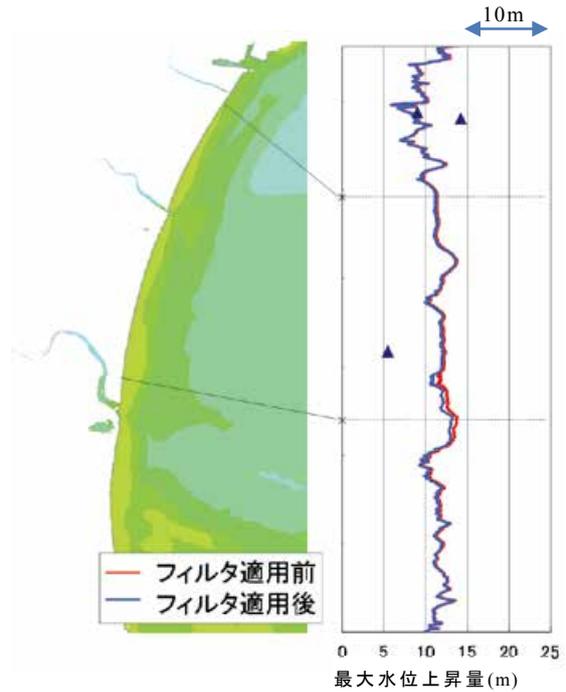


図 3.6-24 領域 20 (亶理~仙台) の沿岸最大水位上昇量分布(m). 図中、赤線がフィルターを適用しない場合、青線が適用ありの場合. ▲は、2011年東北地方太平洋沖地震の際の痕跡高さ.

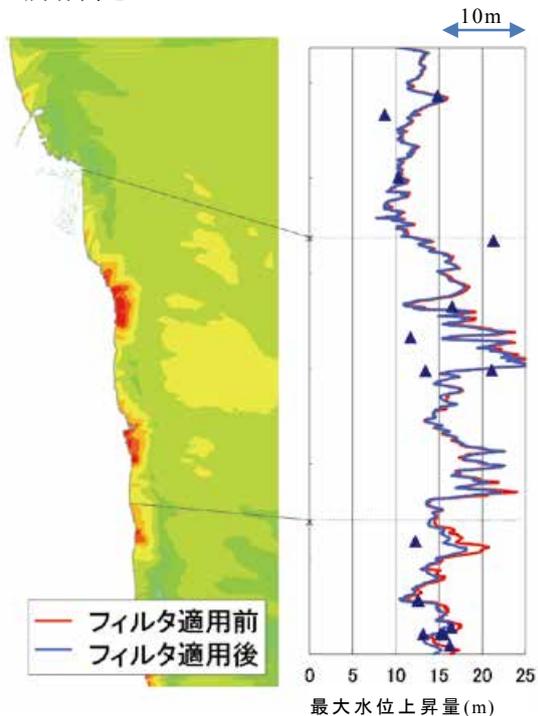


図 3.6-25 領域 19 (相馬~南相馬) の沿岸最大水位上昇量分布(m). 図中、赤線がフィルターを適用しない場合、青線が適用ありの場合. ▲は、2011年東北地方太平洋沖地震の際の痕跡高さ.

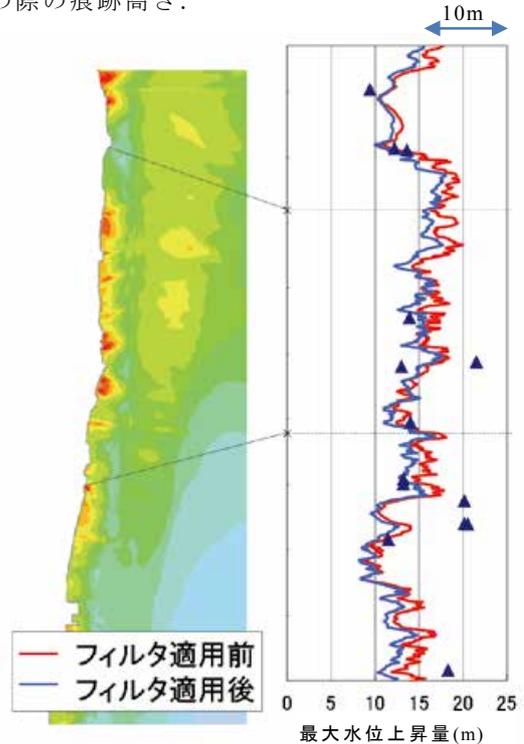


図 3.6-26 領域 18 (浪江~広野) の沿岸最大水位上昇量分布(m). 図中、赤線がフィルターを適用しない場合、青線が適用ありの場合. ▲は、2011年東北地方太平洋沖地震の際の痕跡高さ.

3.7 津波予測計算の結果

全国を概観した津波ハザード評価のために行った津波予測計算の結果として出力の対象としたものは、以下の項目である。

- (1) 最大水位上昇量
- (2) 所定の水位の発現時間
- (3) 代表地点での水位変化時系列

このうち、(1)最大水位上昇量を確率論的ハザード評価の入力とする。(2)及び(3)は、今後の検討のための補足的な出力である。

さらに、上記に加え津波高さの評価位置についての予備的な検討を行っているので、それについても述べる。

3.7.1 津波高さ予測計算の条件

全国を概観する津波ハザード評価のために行った津波予測計算の条件を改めて整理すると以下のようになる。

(1) 地殻変動量・初期水位

断層運動に伴う地殻変動を津波伝播計算の初期水位とした。地殻変動の計算は Okada (1992) によった。なお、このうち鉛直成分と水平成分に伴って生じる鉛直方向の地形変動の双方を考慮した、(3.6.2 節参照)。

初期水位の計算にあたっては、特性化波源断層モデルとして設定した区域に含まれる要素断層について、地殻変動量を計算した(断層パラメータ等の設定は 3.3 節を参照)。計算は地形モデル 1,350 m 格子の格子点ごとに行っている。特性化波源断層モデルを構成する要素断層すべてについての地殻変動量を合算して、特性化波源断層モデルによる地殻変動量とみなし、以下の計算を行なう。

(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った。

津波伝播計算においては、現象の空間的なスケールが広いことを考慮し、空間方向の格子間隔を沖合から 1:3 の割合で細かくしながら接続することで一括して解析を行った。計算格子間隔 1,350 m, 450 m, 150 m, 50 m 格子の 4 領域を接続する。差分法では、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。境界条件に関して、計算格子の最外殻の海側境界は完全無反射の透過境界として扱い、陸側境界では陸域への遡上を考慮した計算とした。

(3) 計算時間長・計算時間間隔

シミュレートする計算時間長は津波が沿岸に到達してから 2 時間以上の計算時間長となるようにした。

差分法の計算時間間隔は、計算の安定性を考慮し、CFL¹条件を満たすよう設定した。

(4) 潮位条件

潮位条件は T.P.+0m とした。これは、本津波予測解析の目的が、広域にわたる津波ハザード評価のために、沿岸での最大水位上昇量を解析することにあるためである。

(5) 施設条件

堤防や水門等の各種の海岸施設は考慮しない。これは、最小 50 m の格子間隔としたことから、施設の位置、高さなどを適切に地形モデルに組み込むことが困難であることと、施設条件が重要な役割を果たす遡上津波の振る舞いではなく、沿岸での水位が解析対象となるためである。

(6) 粗度係数

マニングの粗度係数は、海域・陸域共に 0.025 の一定値とした。

¹ CFL 条件 Courant-Friedrichs-Lewy Condition. 時間刻み Δt と空間格子間隔 Δx に対して計算が数値的に安定となる条件。 $\Delta t \leq \Delta x / \sqrt{2gh_{max}}$. ここで g は重力加速度、 h_{max} は最大水深。

(7) 打ち切り水深

陸上部の計算における計算打ち切り水深は、1 cm (10^{-2} m)とした。

(8) 計算領域

汀線での最大水位上昇量が、1 m を超える水位となる可能性のある 50 m メッシュ区域を計算対象とする。計算対象区域は設定する特性化波源断層モデルごとに異なるが、予備的な計算により設定した。

(9) 津波高さの評価位置

最大水位上昇量を「汀線」において定義する。「汀線」とは、**図 3.7-1** に示すように、50 m 格子間隔のメッシュにおいて、陸域側から追跡して最初に水面下（メッシュの標高が T.P. 0 m 以下）となるメッシュを意味する。**図 3.7-1** に示すように、実際の地形の複雑度や、格子基準線（今回の場合は南北方向と東西方向）が地形となす角度によって、格子基準線方向に必ずしも連続な 1 価の関数ではない場合がある（例えば、**図** の例では、東西方向に複数のメッシュが汀線メッシュとして定義される）。

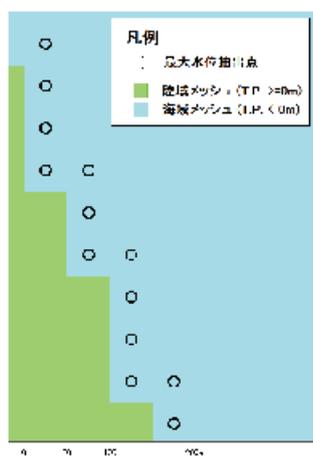


図 3.7-1 沿岸の最大水位上昇量の評価位置

3.7.2 最大水位上昇量

個別の特性化波源断層モデル (1,890 通り) について、モデルごとに、最大水位抽出点（汀線メッシュ）での最大水位上昇量（計算した津波時系列のうち、標高の高い側、すなわち計算値の正の値での最大値）の分布図を作成した。今回の試算で設定した特性化波源断層モデルのうち

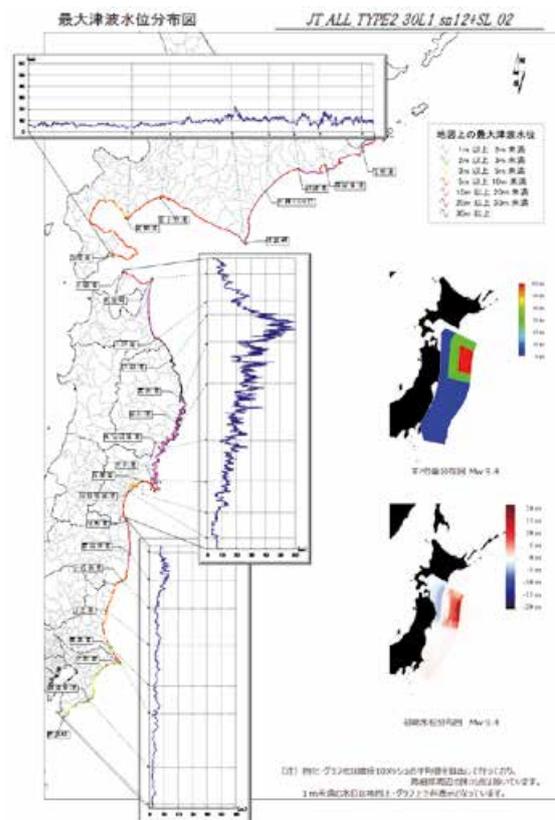


図 3.7-2 最大水位上昇量分布図の例 (JT_ALL_TYPE2_30L1_sn12+SL_02)

- で最大の規模 (Mw9.4) となる、日本海溝の地震発生領域の全域を震源域とした場合のうち「JT_ALL_TYPE2_30L1_sn12+SL_02」を対象とした、最大水位上昇量分布図の例を、**図 3.7-2** に示す。**図 3.7-2** には、最大水位上昇量分布図に加え、すべり量分布図ならびに初期水位分布図を示した。このような分布図を、作成するにあたっては下記の基準に沿った；
- ① 初期水位からの水位変動量の最大値（すなわち最大水位上昇量）を考慮した。
 - ② 島嶼部周辺の抽出点は除外し、房総半島から青森県の太平洋側沿岸、ならびに北海道南部の太平洋側沿岸を図化対象とした。
 - ③ 表示においては空間的に連続する 10 メッシュを取り、それらのメッシュにおける最大水位上昇量を平均して代表値とした。
 - ④ 図化する際に考慮する最大水位上昇量の最小値は 1 m とした。
 - ⑤ 最大水位分布グラフ上の値が空間的にどのあたりに位置するかを把握しやすいように、漁港や岬などに対応する位置を分布図と地

図の双方に示した。

- ⑥ 最大水位上昇量のスケールは、日本海溝周辺の沿岸全域に対する予測計算結果に応じて 60 m, 30 m, 10 m の 3 種類とした。

最大水位上昇量に関する計算結果の概要を、以下の項目についてまとめる。

- (1) 最大水位上昇量の概略分布
- (2) 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）(2011)に基づくモデルと特性化波源断層モデル群による最大水位上昇量の比較
- (3) 東北地方太平洋沖型の地震による最大水位上昇量
- (4) その他地震調査委員会(2011)によって地震の発生確率が評価されている地震による津波
- (5) 東北地方太平洋型の地震より一回り大きな地震による津波
- (6) 震源を特定しにくい地震による津波
- (7) 地域に着目した最大水位上昇量の現れ方の特徴 - 陸前高田市沿岸での例 -
- (8) 2011年東北地方太平洋沖地震の津波痕跡と特性化波源断層モデル群による最大水位上昇量との関係

(1) 最大水位上昇量の概略分布

津波予測計算結果を概観するために、50 m メッシュ区域ごとに、その区域内での最大水位上昇量の最大値の分布を確かめた。図 3.7-3 は、縦軸方向に特性化波源断層モデル、横軸方向に 50 m メッシュの識別番号を概ね南から北へ順に並べ、メッシュ区域内で最大となる最大水位上昇量を示したものである。例えば図 3.7-3(a) は、東北地方太平洋沖型の地震として最大の規模 Mw9.1 となる場合で、同じ震源域であってもすべり不均質の配置によって最大水位上昇量が大きく変化することを示している。

図 3.7-3(a)では、設定した大すべり域が北部にある場合には、領域番号 20~24 付近に大きな水位が表れている。大すべり域をやや深いところに配置した場合（図中の「中部大すべり」や「深部大すべり」の欄に対応）には、最大水位上昇量が全般に低下する傾向などが見て取れる。図 3.7-3(b)は津波地震の場合である。震源域が海溝寄りの領域の北部から南部へと移動するに従い（例えば図中 Mt9.0 の欄の上位から

下位にかけて）、大きな最大水位上昇量が出現する領域が南下している。また、津波地震の規模が小さくなるにつれ、最大水位上昇量が低下する傾向にある。同様の傾向は地震発生領域全域を震源域とする場合（図 3.7-3(c)に示す Mw=9.4 の場合）にも言える。ただし、50 m メッシュ領域番号 18~20（福島県中部沿岸から仙台湾）では、その北側および南側の領域と比較して、最大水位上昇量の変化が小さい傾向にある。

(2) 地震調査委員会(2011)に基づくモデルと特性化波源断層モデル群による最大水位上昇量の比較

図 3.7-4 は、日本海溝に面する沿岸の 5 地点（青森県八戸市、岩手県陸前高田市、宮城県仙台市、福島県いわき市、茨城県神栖市）での最大水位上昇量の出現回数を表したものである。図中で、各地点の最大水位が 1 m に満たない場合は、集計から除外している。図中の赤で示した出現回数は、地震調査委員会(2011)により地震の発生確率が評価されている地震でありかつ震源を特定して設定した地震のみに対応している。地震調査委員会(2011)によって地震の発生確率が評価されている地震をみると、例えば八戸では最大でも最大水位上昇量は 10 m 未満となるが、特性化波源断層モデル群を考慮することにより 30 m 程度の最大水位上昇量までの水位がほぼ連続的に出現している。その他の地点でもほぼ同様の傾向が認められる。

(3) 東北地方太平洋沖型の地震による最大水位上昇量

東北地方太平洋沖型の地震に対し、長期評価に沿って特性化波源断層モデル群においては、Mw8.6 から Mw9.1 までの地震規模について多数のモデルを設定した(表 3.4-2)。これらの特性化波源断層モデル群による最大水位上昇量の分布を図 3.7-5 に示す。図では、モデル群による最大水位上昇量を灰色で示し、すべてのモデルを重ねて表示している。図中の赤で示した水位分布は、該当する地震規模によるものである。最大水位上昇量は、いずれの地点でも 2~3 m 程度の水位から、ところによっては 40 m を超える水位まで非常に幅の広い分布となっている。

a)

東北地方太平洋沖型の地震 (Mw=9.1)			一陸総半島南端部																	下北半島北端部		
波源名 \ 領域番号	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_s012+SL_02	2.6	4.3	7.5	7.5	6.3	5.9	9.2	8.4	8.4	10.2	15.4	35.9	42.6	40.9	33.7	28.1	17.1	11.7	11.9			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_s0212+SL_02	3.0	5.2	7.2	8.8	8.1	6.8	8.2	10.3	11.7	18.0	20.8	48.1	37.0	29.2	21.8	18.2	11.8	9.5	6.2			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_s0312+SL_02	3.5	6.3	7.7	8.5	8.4	7.1	10.4	16.8	19.3	26.8	21.2	35.2	19.8	17.0	18.3	11.7	9.0	6.4	4.9			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_s0412+SL_02	5.3	6.6	7.6	8.5	10.5	17.6	17.3	26.9	32.2	29.7	17.8	24.3	14.5	12.3	13.3	9.2	6.2	5.7	3.1			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_s0512+SL_02	8.0	10.7	10.1	11.4	18.8	26.9	30.0	36.8	34.2	23.7	18.2	25.3	11.2	14.1	11.8	9.4	6.8	5.8	3.1			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_s0212_02	8.0	10.8	10.5	7.6	10.5	18.0	18.7	20.2	22.0	15.2	10.5	14.5	11.0	13.8	11.2	6.9	6.8	6.2	4.4			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_s012_02	2.7	4.1	5.2	7.5	6.0	5.8	6.8	10.3	11.7	15.4	14.9	24.0	18.1	18.9	15.1	12.8	11.3	8.9	5.2			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_s012_02	3.5	6.6	5.8	6.0	4.4	8.9	11.9	13.5	18.4	17.3	13.4	20.8	12.4	14.7	10.0	10.4	8.7	6.8	4.3			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_s0412_02	4.1	6.6	6.3	5.4	8.1	13.8	13.8	18.0	18.4	18.8	12.9	18.4	10.2	12.5	12.1	8.2	7.1	6.3	4.4			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_s012_02	2.6	3.5	6.0	6.4	5.2	6.3	8.4	6.8	8.4	9.6	10.2	23.3	20.1	20.9	22.3	21.4	18.8	13.2	12.3			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_m012_02	2.6	3.5	5.7	7.2	5.3	7.0	7.3	7.8	11.2	11.0	13.7	23.7	18.5	19.5	12.3	14.0	13.0	12.7	8.8			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_m0212_02	2.7	4.4	5.9	8.1	6.7	8.0	9.2	11.2	12.4	14.1	18.2	28.5	19.9	20.2	12.4	15.6	12.0	10.4	4.7			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_m012_02	3.2	5.8	6.0	7.0	7.8	8.8	14.0	16.7	20.9	16.4	15.8	21.1	15.9	13.8	12.7	9.8	8.0	6.4	4.3			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_m0412_02	4.5	7.1	6.8	7.0	8.7	14.3	20.1	23.0	27.5	19.4	15.2	16.5	13.3	10.3	9.2	8.2	7.0	5.9	4.4			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_m012_02	5.7	8.1	10.5	9.6	13.8	17.9	23.3	25.8	24.3	16.4	11.8	12.7	12.7	13.0	11.0	8.1	6.9	5.7	4.4			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_d012_02	2.6	3.5	4.6	5.4	5.5	6.0	6.7	10.1	9.9	9.3	9.9	18.3	17.0	15.5	14.1	13.9	14.2	12.8	6.8			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_d0212_02	2.8	4.0	5.2	6.1	6.4	6.4	6.8	10.5	8.8	13.5	13.8	17.7	15.5	12.4	11.8	11.5	11.7	11.2	4.8			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_d012_02	3.2	4.8	5.7	5.8	7.6	7.7	7.3	7.7	12.5	15.1	13.7	11.0	10.6	8.7	11.0	9.2	7.1	7.3	4.4			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_d0412_02	4.4	5.7	6.1	6.4	8.9	10.8	10.9	12.5	18.4	18.1	14.0	12.8	9.0	12.2	8.5	7.2	7.2	5.9	4.5			
JT_SO_M_TYPE2_30L1_d012_02	3.8	5.9	6.3	6.4	10.8	13.8	13.7	15.9	15.8	13.4	11.3	17.3	8.8	10.2	8.8	6.8	6.9	5.7	4.4			

津波地震

b)

波源名 \ 領域番号	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw90_01-01_3	0.5	0.9	1.3	1.2	1.2	1.4	2.3	2.0	3.6	3.7	2.7	4.2	3.8	6.8	12.3	28.4	26.2	11.1	8.5
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw90_02-01_3	0.7	1.2	2.0	1.9	1.4	1.8	3.3	3.7	3.9	4.4	4.8	10.2	14.4	22.2	31.4	31.5	16.2	5.4	5.9
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw90_03-01_3	1.0	2.0	3.0	2.8	2.1	3.4	4.2	6.2	4.5	5.3	8.0	28.1	28.0	32.8	15.8	10.5	5.5	4.1	2.8
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw90_04-01_3	1.1	2.0	2.9	3.3	2.4	3.6	4.3	4.2	6.4	11.1	10.1	28.7	13.5	9.1	6.9	4.4	3.0	2.6	4.1
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw90_05-01_3	1.5	2.3	4.3	4.8	3.7	5.0	7.0	15.1	15.8	11.8	7.1	10.1	5.6	4.1	4.2	2.6	2.2	2.0	1.8
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw90_06-01_3	2.8	4.9	11.1	15.2	12.9	18.2	18.9	19.0	13.8	7.8	4.1	6.7	3.6	3.5	3.8	1.8	1.4	1.4	0.9
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw90_07-01_3	6.8	14.7	14.8	20.0	15.2	8.8	6.8	9.1	4.7	3.8	2.3	5.5	2.6	2.4	2.3	1.2	1.0	1.2	0.8
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw88_01-01_3	0.7	1.2	1.0	1.0	1.3	1.9	1.7	3.3	2.9	2.3	3.3	2.9	5.2	9.5	22.3	21.1	9.0	7.4	
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw88_02-01_3	0.6	1.0	1.5	1.5	1.2	1.5	3.0	3.3	3.7	3.5	3.8	7.8	10.9	17.8	24.9	25.3	12.9	4.1	4.5
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw88_03-01_3	0.9	1.6	2.6	2.4	1.7	3.0	3.2	4.3	3.9	4.1	7.1	21.2	22.9	25.4	12.8	7.7	4.3	3.4	2.4
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw88_04-01_3	0.9	1.7	2.7	2.6	1.8	3.2	3.1	3.4	5.1	9.7	9.2	21.7	10.4	7.0	5.4	3.3	2.3	2.2	3.4
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw88_05-01_3	1.2	1.8	3.7	4.2	3.1	4.4	6.0	10.9	14.1	10.3	6.4	7.7	4.2	3.3	3.5	2.1	1.7	1.3	1.3
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw88_06-01_3	2.1	3.7	8.4	11.8	10.1	16.3	16.5	16.1	11.8	6.6	3.3	5.5	2.9	2.6	3.1	1.5	1.2	1.2	0.7
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw88_07-01_3	5.3	11.7	13.2	15.4	11.7	6.8	5.5	7.4	3.9	3.1	1.8	4.7	2.1	1.8	1.9	1.0	0.8	1.0	0.7
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw86_01-01_3	0.6	1.0	0.9	0.8	1.1	1.5	1.4	2.9	2.4	1.8	2.7	2.2	4.0	7.0	17.9	18.6	7.7	5.9	
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw86_02-01_3	0.9	1.2	1.2	0.9	1.4	2.6	3.0	3.2	2.8	3.1	5.8	8.8	14.1	19.8	19.9	9.7	3.3	3.5	
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw86_03-01_3	0.7	1.3	2.4	1.8	1.6	2.4	2.3	3.6	3.2	3.5	5.8	18.9	17.4	20.4	10.0	6.0	3.4	2.7	1.7
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw86_04-01_3	0.8	1.3	2.4	2.0	1.5	2.6	2.7	2.7	4.1	7.7	8.4	17.1	9.4	5.3	4.2	2.5	1.8	1.7	1.7
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw86_05-01_3	0.9	1.4	3.1	3.7	2.3	3.5	4.9	8.9	11.1	9.3	6.1	6.0	3.4	2.9	3.0	1.9	1.5	1.5	1.0
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw86_06-01_3	1.8	3.0	5.4	9.4	7.9	13.0	13.3	13.3	9.5	5.7	2.7	4.4	2.4	2.1	2.7	1.3	1.0	1.0	0.6
JT_TNMI_TYPE2_200x70_Mw86_07-01_3	4.2	8.2	11.8	12.7	9.0	5.5	4.2	5.9	3.1	2.5	1.7	3.9	1.8	1.4	1.4	0.9	0.7	0.8	0.5

c)

波源名 \ 領域番号	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
JT_ALL_TYPE2_30L1_s012+SL_02	3.9	3.5	6.5	7.9	7.9	7.7	7.8	10.3	14.7	14.6	8.8	19.2	31.3	39.9	52.8	67.5	37.4	28.9	17.5
JT_ALL_TYPE2_30L1_s0212+SL_02	3.8	5.7	8.0	11.9	7.4	9.3	13.3	13.6	12.0	12.9	18.1	37.9	43.8	50.3	53.3	51.7	26.6	21.2	19.5
JT_ALL_TYPE2_30L1_s0312+SL_02	6.2	8.1	7.7	10.2	10.4	10.7	11.4	12.5	20.9	25.3	24.1	52.7	40.5	46.4	35.5	28.8	15.6	14.8	12.8
JT_ALL_TYPE2_30L1_s0412+SL_02	8.2	9.8	9.5	9.0	13.5	22.3	29.9	32.9	40.7	37.0	28.4	39.7	29.8	28.8	20.5	15.3	14.5	9.3	6.3
JT_ALL_TYPE2_30L1_s0512+SL_02	8.0	14.0	7.3	19.2	31.8	38.4	44.0	47.7	47.0	30.3	21.8	24.0	19.2	17.8	18.1	15.6	9.6	8.4	4.5
JT_ALL_TYPE2_30L1_s012_02	16.7	22.3	24.7	42.7	34.0	37.4	34.1	34.7	28.5	21.8	12.5	15.9	14.3	14.2	10.4	11.8	8.2	8.8	3.8
JT_ALL_TYPE2_30L1_s012_02	5.6	6.5	6.6	8.5	8.4	8.4	8.2	8.1	11.7	11.0	8.1	15.7	22.1	28.8	28.8	38.3	24.0	20.7	11.8
JT_ALL_TYPE2_30L1_s0212_02	6.4	5.8	5.4	10.3	5.8	8.9	11.2	11.2	12.7	13.5	12.8	24.8	30.7	35.4	28.8	35.2	19.8	20.4	10.4
JT_ALL_TYPE2_30L1_s012_02	6.9	8.1	6.9	8.5	10.7	13.6	16.1	17.4	19.9	17.2	15.4	25.0	25.4	27.7	19.9	19.8	13.6	10.1	8.2
JT_ALL_TYPE2_30L1_s0412_02	7.8	8.9	8.8	7.7	19.6	24.7	24.7	25.4	25.9	20.2	15.0	22.7	14.8	16.5	12.9	18.5	11.8	7.4	4.9
JT_ALL_TYPE2_30L1_s012_02	16.4	21.1	16.3	22.1	18.0	21.9	21.0	21.2	17.8	13.4	12.1	15.1	11.9	12.0	8.8	11.6	9.0	6.4	3.8
JT_ALL_TYPE2_30L1_m012_02	5.9	6.5	5.9	8.0	7.7	8.4	8.2	8.1	13.3	12.9	9.2	18.7	25.4	26.8	21.9	30.0	24.0	18.9	10.8
JT_ALL_TYPE2_30L1_m0212_02	6.5	5.9	5.4	9.9	7.1	9.1	11.3	10.9	13.7	16.4	18.9	38.5	38.9	32.2	22.5	29.3	22.7	20.1	9.8
JT_ALL_TYPE2_30L1_m012_02	6.6	8.3	7.2	9.1	12.4	14.5	16.6	17.6	18.8	15.9	17.7	35.2	33.1	27.9	14.5	20.3	13.3	10.8	8.5
JT_ALL_TYPE2_30L1_m0412_02	7.9	6.8	6.2	7.3	17.8	24.6	23.7	25.1	24.3	17.3	16.8	19.7	17.1	14.0	11.5	18.2	11.3	6.8	4.8
JT_ALL_TYPE2_30L1_m012_02	15.4	19.4	14.5	20.8	18.3	23.0	20.7	20.2	17.9	12.1	12.7	15.2	10.9	11.7	9.1	11.6	9.2	6.8	3.8
JT_ALL_TYPE2_30L1_d012_02	5.6	6.5	5.2	8.1	8.1	8.4	8.2	8.1	11.9	12.2	9.1	18.0	13.7	21.9	20.8	28.9	25.9	19.4	9.1
JT_ALL_TYPE2_30L1_d0212_02	6.5	5.9	5.5	10.4	7.8	9.2	9.2	10.9	15.0	13.2	18.7	28.4	23.8	19.5	19.3	20.5	20.5	20.2	7.9
JT_ALL_TYPE2_30L1_d012_02	6.3	7.7	7.4	10.5	12.4	12.7	14.3	16.2	17.5	18.1	17.8	24.1	19.3	16.6	12.8	20.8	14.1	12.1	7.9
JT_ALL_TYPE2_30L1_d0412_02	7.7	6.4	5.6	7.1	17.0														

地震規模が大きくなるほど、最大水位上昇量が大きくなっていることが明瞭である。さらに同じ地震規模であっても、地震規模が大きい場合ほど、超大すべり域を含む大すべり域の配置の影響が強くなり、最大水位上昇量にもモデルによって大きな差が表れている。ただし、仙台湾中部で常に最大水位上昇量が数 m 以下となっている区間がある。これは、多数の島が集中している松島湾の地形的な影響により最大水位上昇量が低減しているためと考えられる。

(4) その他の地震調査委員会(2011)によって地震の発生確率が評価されている地震による津波

・繰り返し発生するプレート間地震： 東北地方太平洋型の地震のほかに、地震調査委員会(2011)によって地震の発生確率が評価されているプレート間地震である、三陸沖北部の繰り返し起きる地震、宮城県沖の繰り返し起きる地震、三陸沖南部海溝寄りの繰り返し起きる地震の特性化波源断層モデルによる津波について、**図 3.7-6** および **図 3.7-7** に最大水位上昇量の分布を示す。ただし、図において、最大水位が 1 m 未満の場合には表示していない。これらの地震については、地震調査委員会(2011)において想定されている震源域、あるいは地震調査委員会(2011)に基づいた地震動予測地図において特定して取り扱っている震源域などに基づき、特性化波源断層モデルを設定している。三陸沖北部の地震 (**図 3.7-6**) では、想定する震源域に近い青森県～岩手県北部にかけ最大水位上昇量が数 m の津波となることが予測される。三陸沖南部海溝寄りの地震 (**図 3.7-7** の左図) では、三陸沿岸南部において数 m となっている。宮城県沖の地震 (**図 3.7-7** の右図) では、ほとんどの地域において 1 m 以下の津波高さである。これは、宮城県沖の地震が単独で発生した場合であり、その地震規模が $M_w7.4$ と小さくなっていることによるものであり、例えば中央防災会議(2006)が宮城県沖と三陸沖南部の双方の地震の連動を考慮した評価をしているのとは異なることに注意が必要である。

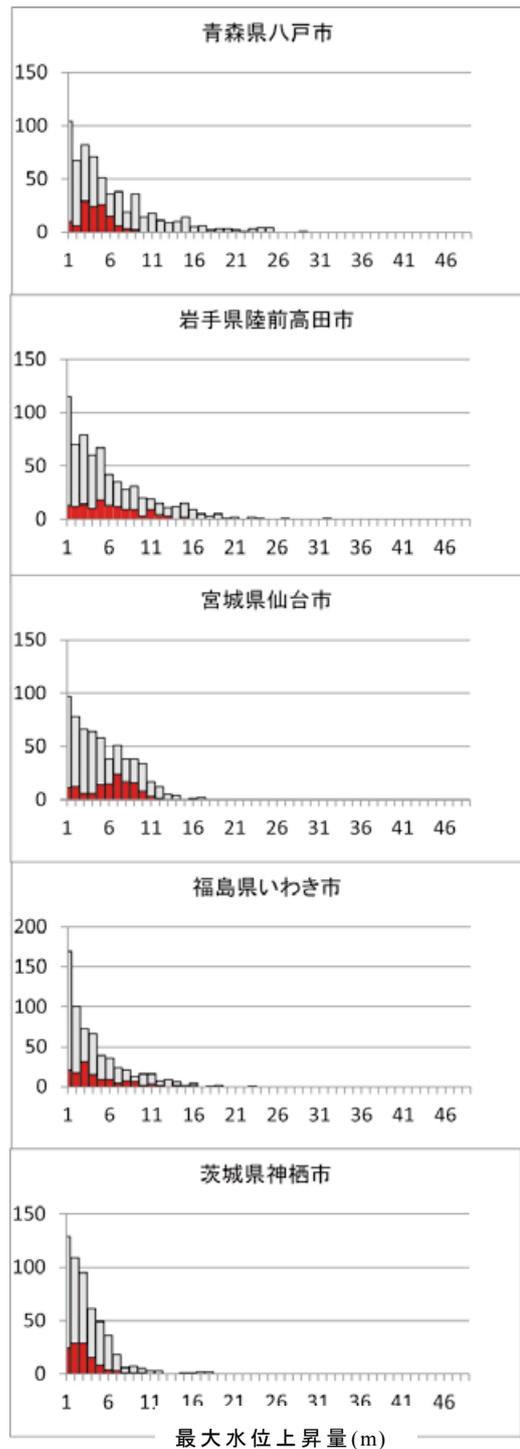


図 3.7-4 評価地点毎の最大水位上昇量の出現回数。赤で示した部分は、地震調査研究推進本部(2011)による長期評価のある地震について作成した特性化波源断層モデル群の出現回数

・津波地震： 三陸沖から房総沖の海溝寄りの領域で発生する津波地震については、図 3.7-8 に示すような最大水位上昇量の分布となっている。図では、津波地震として設定した7つの特性化波源断層モデルによる計算結果を重ねて示している。津波マグニチュード M_t が大きくなるほど最大水位上昇量が大きくなるととも

に、高い水位が分布する範囲が広がっている。図中の黒線は、1896年明治三陸地震にほぼ相当する位置に設定した特性化波源断層モデルによる計算例を示している。三陸北部沿岸に非常に大きな最大水位上昇量が分布する。また、図中の赤線は計算した7つのモデルのうち、各地点で最大となる高さを連ねた、いわば包絡線で

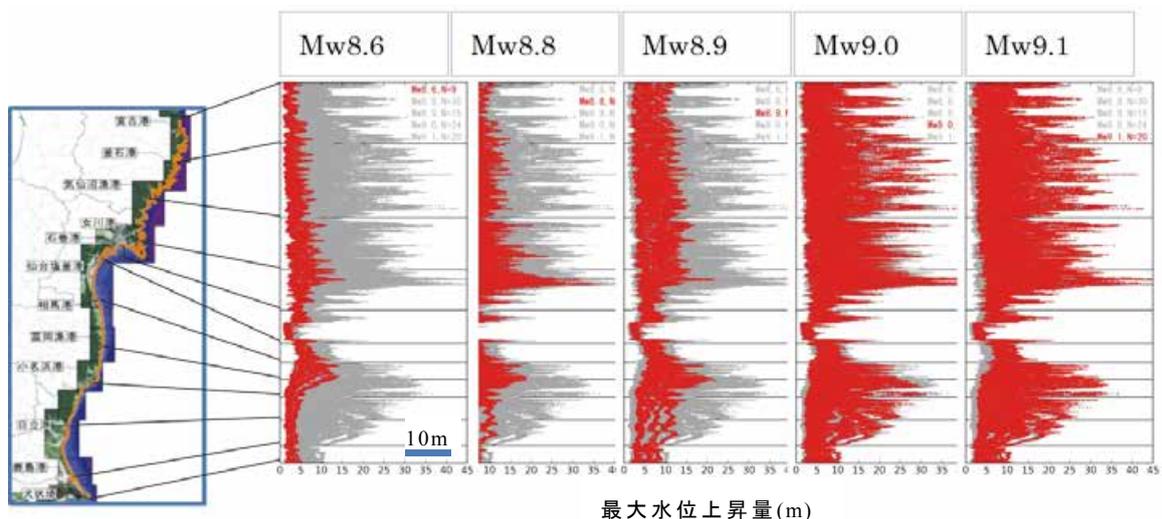


図 3.7-5 東北地方太平洋型の地震とした特性化波源断層モデル群による最大水位上昇量の分布（灰色線）と地震規模ごとの津波高さ分布（赤線：複数のモデルがある）

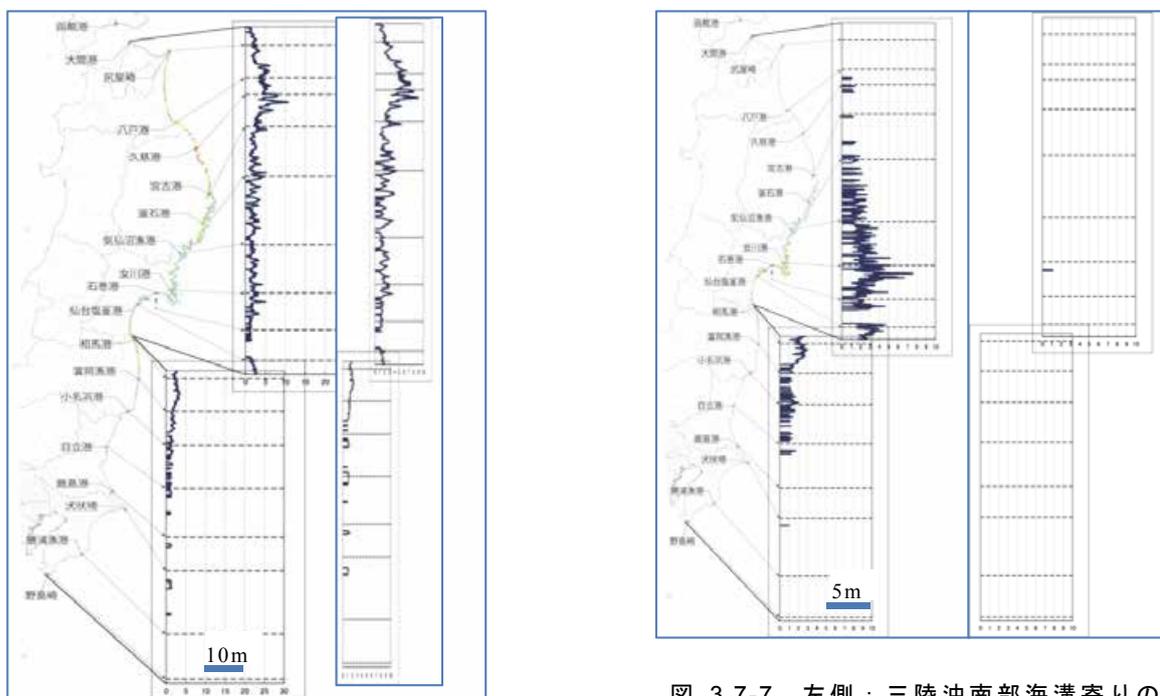


図 3.7-6 三陸沖北部の繰り返し起こる地震 (Mw8.4)による津波。左側：大すべり域が2つの場合。右側：大すべり域を1つとした場合。

図 3.7-7 左側：三陸沖南部海溝寄りの繰り返し起こる地震 (Mw7.9) の場合。右側：宮城県沖の繰り返し起こる地震 (Mw7.4) の場合。

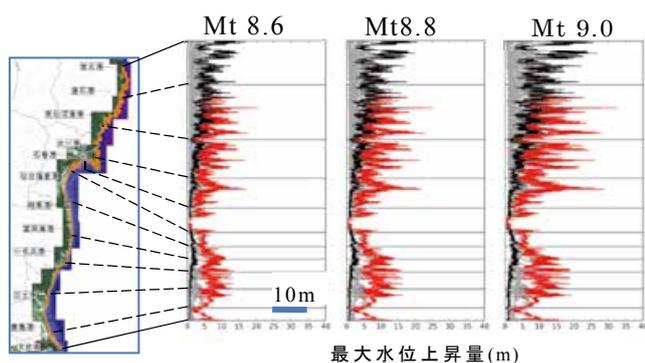


図 3.7-8 津波地震の場合の最大水位上昇量。灰色：7通りの特性化断層モデルによる計算結果。黒：1896年明治三陸地震相当の位置の特性化断層モデルによる場合。赤：すべての特性化断層モデルによる計算結果の包絡値。

ある。津波地震の発生場所によっては、三陸海岸南部や福島県～茨城県沿岸においても顕著な津波となることを示している。

・プレート内の地震（正断層）：日本海溝の陸側及び沖合側の領域にそれぞれ7通りずつ、計14通りに設定した特性化波源断層モデルによる最大水位上昇量の分布を図3.7-9に示す。図の表示方法は、津波地震の場合(図3.7-8)と同様であるが、この場合、図中の黒線は、1933年昭和三陸地震に相当する位置に設定した特性化波源断層モデルによるものである。

プレート内の地震(正断層)の場合には、震源域の位置による最大水位上昇量の変化は、津波地震などと比較すると、顕著ではなく、1933年昭和三陸地震に相当する位置の特性化波源断層モデルでおおよその分布傾向が説明されている。

(5) 東北地方太平洋型の地震より一回り大きな地震による津波

東北地方太平洋沖型の地震は、三陸沖中部から茨城県沖までを震源域として想定しているが、ここでは、それ以外の領域を含んだ震源域の場合についても考慮している。その例を図3.7-10に示す。図では、東北地方太平洋沖型の地震の震源域に三陸沖北部が加わって Mw9.3 となった場合、東北地方太平洋沖型の地震の震源域に房総沖が加わって Mw9.2 となった場合、および日本海溝の地震発生領域のすべてを震源域とする Mw9.4 の場合の3通りについての

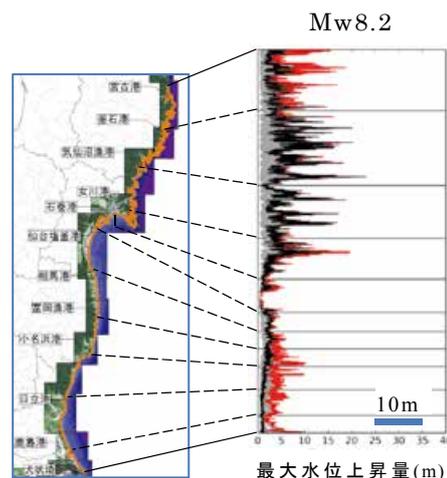


図 3.7-9 プレート内の地震(正断層)の場合の最大水位上昇量。灰色線：14通りの特性化断層モデルによる計算結果。黒線：1933年昭和三陸地震相当の位置の特性化断層モデルによる場合。赤線：すべての特性化断層モデルによる計算結果の包絡値。

最大水位上昇量の分布を比較している。対比のため、東北地方太平洋沖型の地震として評価されているもののうち最大の震源域となる場合の例も併せて示している。

図3.7-10では、大すべり域及び超大すべり域が仙台湾の沖合に設定していることから、いずれの計算例においても、三陸海岸全域でほぼ10m以上の津波となっており、さらに北部から南部に向かって最大水位上昇量が増大する傾向を示している。また、当然ながら、地震規模が大きくなるにつれ、最大水位上昇量の最大値は増加している。

図3.7-11は、日本海溝の地震発生域の全域を震源域とした場合で、大すべり域の位置を変えた場合の最大水位上昇量の分布を示したものである。計算結果では、震源域北部に大すべり域がある場合(同図b)には、青森県沿岸南部から岩手県北部できわめて大きな津波となっており、大すべり域の位置が南方向へ移動するにつれ、最大水位上昇量のピークも同様に南下する。ただし、同図d)にみられるように最南部に大すべり域を配置した場合、犬吠埼付近で特異なピークが出現することがある。遠浅の海岸につきだした地形でありかつ、利根川の河口部など地形的特徴によって強く影響された結果であると考えられる。

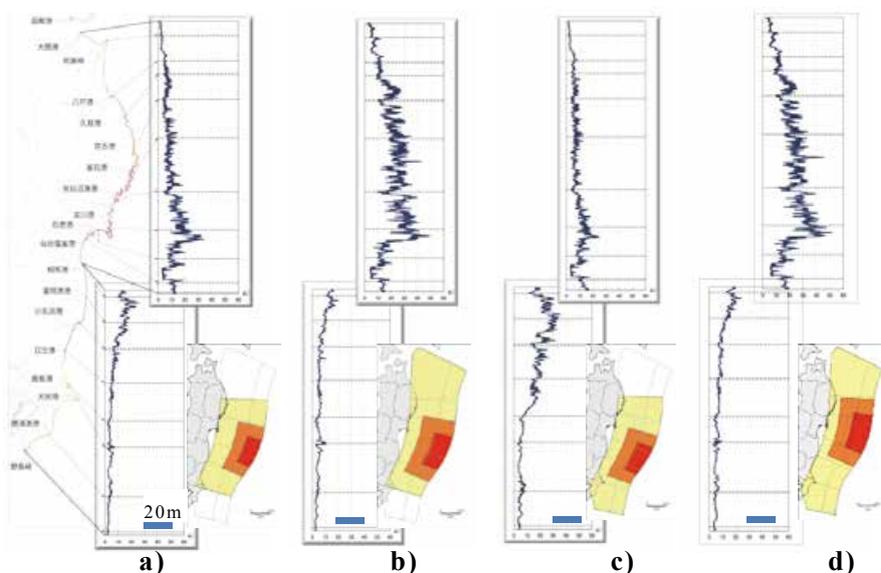


図 3.7-10 東北地方太平洋沖型の地震よりも一回り大きな地震による最大水位上昇量の計算例。
 a)参考事例：東北地方太平洋沖型の地震(Mw9.1)
 b) 東北地方太平洋沖型の地震の震源域を北側に伸長した場合 (Mw9.3)
 c) 東北地方太平洋沖型の地震の震源域を南側に伸長した場合 (Mw9.2)
 d) 東北地方太平洋沖型の地震の震源域を南北両側に伸長し、日本海溝全域とした場合 (Mw9.4) .
 それぞれ、特性化断層モデルの概念図を挿入している。

(6) 震源を特定しにくい地震による津波

図 3.7-12 は、福島県沖の領域に設定した震源が特定しにくい地震による津波高さ分布を示す。なお、震源を特定しにくい地震の設定にあたっては、地震発生領域境界を考慮していないが、図 3.7-12 では、特性化波源断層モデルの中心が福島県沖の領域に収まるものを例として示している。この例では、震源域に近い福島県沿岸を中心として最大水位上昇量は 1~2 m 程度となっている。地震規模が大きくなるにつれ、1 m を超える津波となる範囲が拡大する傾向が認められる。しかし、福島県から離れるにつれ、最大水位上昇量が急激に低下しているのが特徴である。

(7) 地域に着目した最大水位の現れ方の特徴 - 陸前高田市沿岸での例 -

前項までは、日本海溝に面した本州東岸の広域にわたる最大水位上昇量の出現例を見たが、ここで、1 つの地方自治体程度のスケールに拡大した場合にみられる最大水位上昇量の出現傾向を確認する。複雑な地形を呈し、同一の自治体の中でも津波高さの変化が大きいと予想される岩手県陸前高田市を例に、東北地方太平洋沖型の地震の場合について述べる。

まず、特性化波源断層モデルにおいて、とくに大すべり域の位置を変えたモデルによる最大水位上昇量の変化を図 3.7-13 に示す。図は、東北地方太平洋沖型の地震のうち、最も広い震

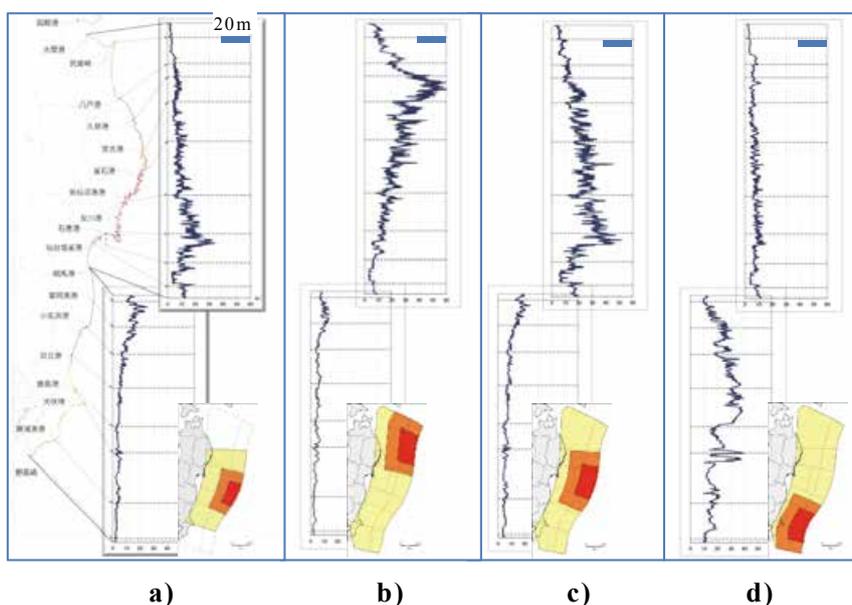


図 3.7-11 東北地方太平洋沖型の地震よりも一回り大きな地震(Mw9.4)において、大すべり域の位置による最大水位上昇量の変化。
 a)参考事例：東北地方太平洋沖型の地震(Mw9.1).
 b)大すべり域を震源域の北部に置いた場合。
 c)大すべり域を震源域の中央部に置いた場合。
 d) 大すべり域を震源域の南部に置いた場合。

それぞれ、特性化断層モデルの概念図を挿入している。

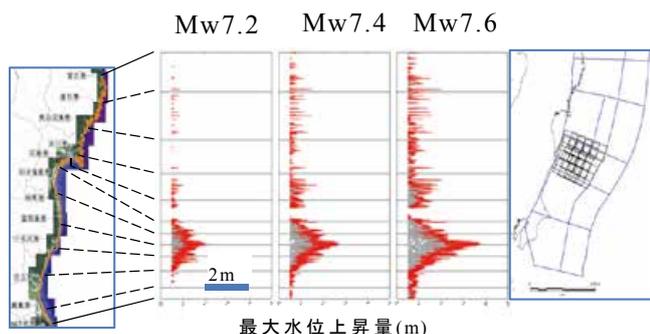


図 3.7-12 震源を特定しにくい地震の計算例。福島県沖の領域を例に Mw7.2, 7.4, 7.6 の場合を示した。赤線は、最大水位上昇量を包絡したもの。この図では、最大水位が 0.5m に満たな場合については除外している。

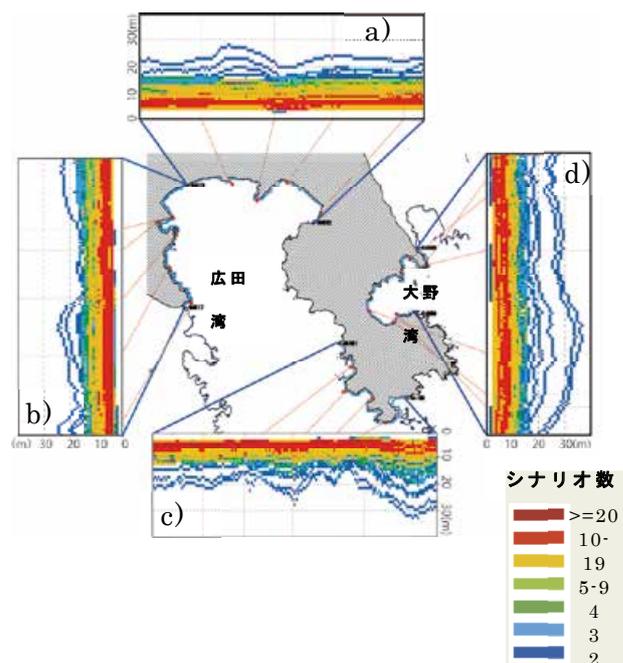


図 3.7-14 沿岸の 50m メッシュ毎に、東北地方太平洋型の地震によって予測される最大水位上昇量について、地点毎にみた水位毎の出現度数分布

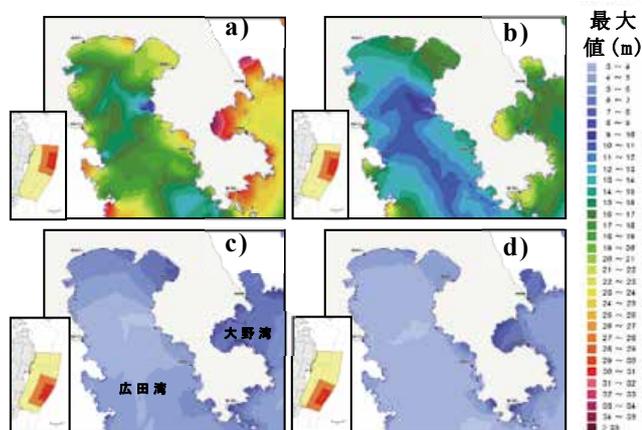


図 3.7-13 陸前高田市付近の海域での最大水位上昇量の分布。東北地方太平洋型の地震の場合で、大すべり域(超大すべり域あり)の位置を変えた場合の例。大すべり域が震源域の北部にある場合 a)から順次南側へ移動させて、南部にある場合 d)までの 4 例を示した。

源域となる Mw9.1 で、大すべり域(超大すべり域ありの場合)の位置を変えた場合の、陸前高田市前面の海域での最大水位の分布を示している。大すべり域が陸前高田市の前面に位置する場合(図 3.7-13a)), 震源域に直接面している大野湾では、湾内全域で最大水位上昇量が高いのに対し、広田湾内では相対的に水位が低い。大野湾においても湾内の小湾の最奥部や、半島部の入り江などで最大水位上昇量が増大する可能性がある。

一方、図 3.7-13b), c), d)と大すべり域が陸前高田市より南方に離れるにつれ、広田湾、大野湾ともに水位が低下し、湾内での最大水位上昇

量は数 m 程度で、変化の程度が小さい。

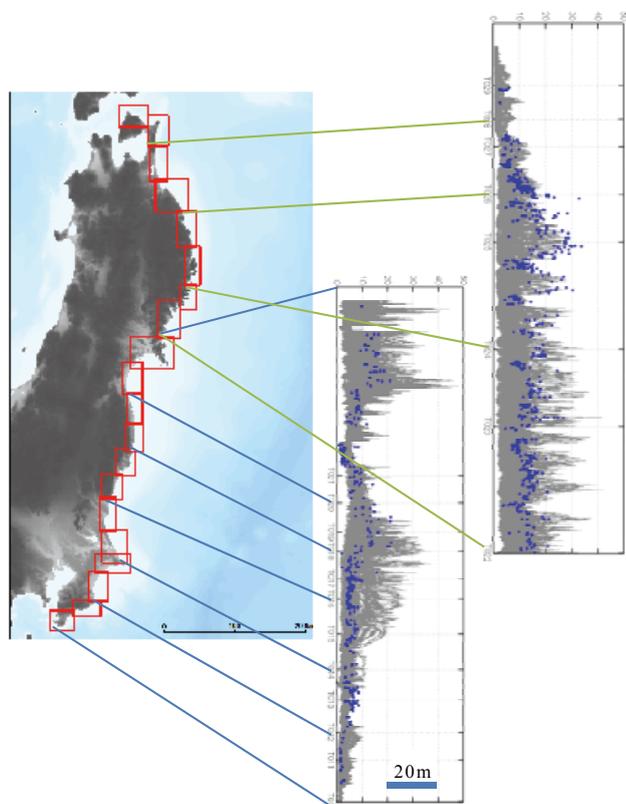
陸前高田市の沿岸(汀線)での最大水位上昇量の出現傾向を、津波高さの出現回数の変化として現したものが、図 3.7-14 である。暖色系の色で表現した水位ほど出現回数が多いことを示している。図 3.7-14 によると、ほとんどの汀線では、最大水位上昇量が数 m となる特性化波源断層モデルが最も多く、場所による変化は比較的小さい。最大水位上昇量が高くなるにつれ、出現回数は減少している。ただし、図 3.7-14c) に示す区間では、半島先端部にある入り江では、他の地区とは異なり全般にやや最大水位上昇量が高い。広田湾、大野湾ともに東北地方太平洋型の地震であったとしても、最大水位上昇量は大きく異なる可能性があることが示されている。

(8) 2011 年東北地方太平洋沖地震の津波痕跡と特性化波源断層モデル群との関係

東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012)による 2011 年東北地方太平洋沖地震の津波痕跡を、東北地方太平洋沖型の特性化波源断層モデルによる最大水位上昇量を比較する。

図 3.7-15 は、東北地方太平洋沖型の地震についての特性化波源断層モデルによる最大水位上昇量の分布(灰色線群)と、痕跡データを比較したものである。痕跡データは、東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012)によるデータについて、是永・他(2013)の方法に準じ、汀線から例えば 100 m 以内で確認された痕跡高さ等、一定の基準で選択したものである(3.8.2 参照)。

図 3.7-15 によると、特性化波源断層モデル群による最大水位上昇量は、青森県から千葉県にかかる太平洋沿岸での痕跡高さを概ね包含しており、高い痕跡値が求められている地域ではやはり高い最大水位上昇量となっている傾向

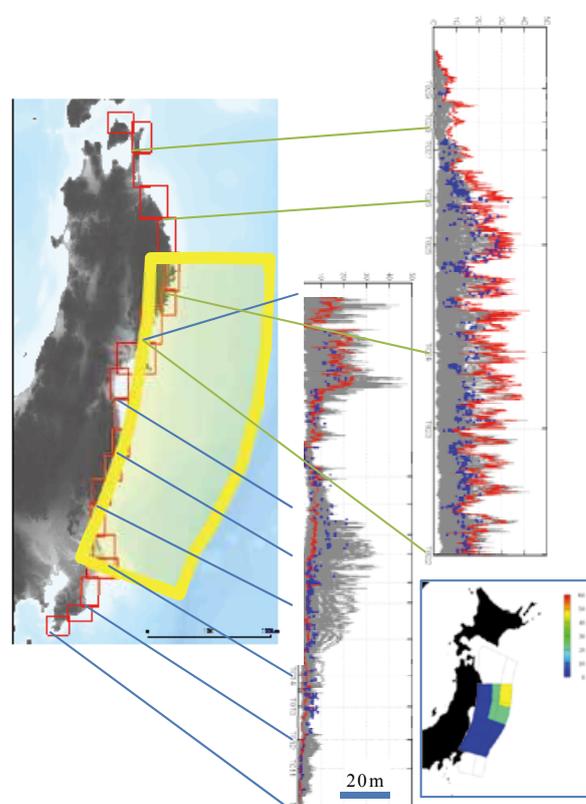


- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2011)による痕跡高をもとに、是永・他(2013)が一定のルールに基づいてスクリーニングしたもの
- 最大水位上昇量(m)

図 3.7-15 2011 年東北地方太平洋沖地震津波による津波痕跡と東北地方太平洋沖型の地震として作成した特性化波源断層モデル群による最大水位上昇量の比較。図中の赤枠は、50m メッシュ領域を示す。

がある。このことから、東北地方太平洋沖型の地震として多様なすべり分布を考慮して設定した特性化波源断層モデル群は、2011 年東北地方太平洋沖地震津波を 1 つのバリエーションとして含む適切なモデル群となっているといえよう。

ただし、岩手県北部の宮古市から久慈市にかかる海岸では非常に高い津波痕跡値が多数観測されている。この現象を特性化波源断層モデル群によって説明する際には、2 通りのアプローチが考えられる。1 つは、特性化波源断層モデルは、地震発生領域「三陸沖中部～茨城県沖」に限って設定しているが、三陸沖北部を震源域に含めて考慮した場合や、あるいは発生領域境



- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2011)による痕跡高をもとに、是永・他(2013)が一定のルールに基づいてスクリーニングしたもの
- 最大水位上昇量(m)
- 震源域の北端に「超大すべり域」を配置した場合の最大水位上昇量

図 3.7-16 2011 年東北地方太平洋沖地震津波による津波痕跡と東北地方太平洋沖型の地震として作成した特性化波源断層モデル群に、震源域北端に「超大すべり域」を配置したモデルを加えた場合の比較。

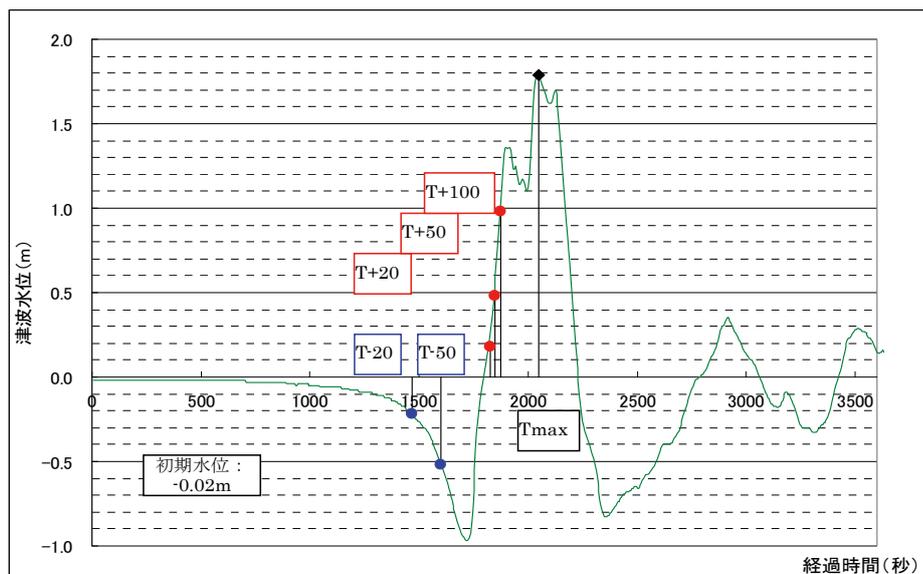


図 3.7-17 津波の到達時間についての模式図

界に制限されない震源域を許した．新たなモデル群による最大水位上昇量によって観測された津波痕跡値を説明できる可能性がある．2011年東北地方太平洋沖地震津波の解析事例 (Fujii and Satake, 2012 など) では、必ずしも震源域の北限は三陸沖中部の北側境界とはなっておらず、三陸沖北部領域内に位置している．別のアプローチは、長期評価に基づく震源域の設定は現行のままとしつつ、超大すべり域が震源域の北端までであるとした特殊な特性化波源断層モデルを追加することにより、痕跡値を説明する最大水位上昇量が求められる可能性である．この可能性について検討した結果を図 3.7-16 の赤線で示す．図 3.7-16 では、図 3.7-15 において説明ができなかった三陸沿岸北部での痕跡値を、領域北端の海溝沿いに超大すべり域を配置するモデルによる最大水位上昇量の分布によって、ほぼ包含することが確かめられた．

3.7.3 津波到達時間

全国を概観したハザード評価におけるハザードカーブの算出には直接使用しないが、津波が沿岸に到達するまでの時間についても参考データとして算出している．沿岸の津波到達時間に関する抽出地点は、前節と同じ最大水位上昇量抽出点である．

ここで津波到達時間は、所定の水位の発現時間を用いて以下のように定義した(図 3.7-17 参照)．

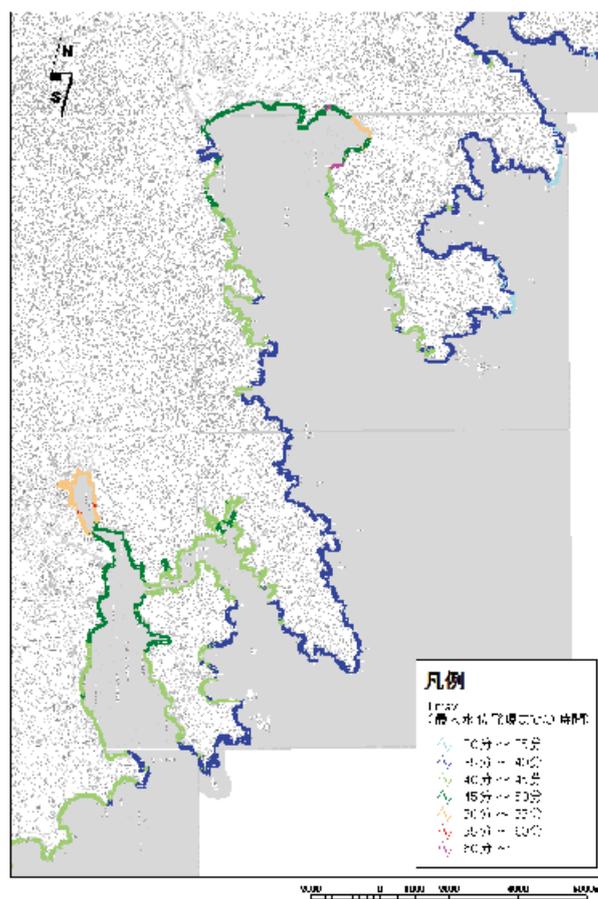


図 3.7-18 津波到達時間(最大水位上昇量となったときの発震時からの経過時間)の分布例

- ・ 最大水位上昇量（津波水位の初期水位からの水位変動量が最大）までの経過時間（Tmax）
- ・ 水位変動量が±1 m, ±50 cm, ±20 cmに達するまでの時間（それぞれ T±100, T±50, T±20 と呼ぶ.）

図 3.7-17 に発現時間の定義を示すが、水位低下については注意が必要である。この図においては、T-100 は水位変動量が-1 m に達することがなかったため、欠測となっている。地震発生からの水位変動量が最大となるまでの時間 Tmax を、岩手県陸前高田市周辺について表示した例を図 3.7-18 に示す。

3.7.4 代表点での水位時系列変化

津波到達時間とともに、いくつかの代表点については、水位変化の時系列を算出している。代表点の抽出にあたっては、次の考え方によった；

- ・ 沖合の代表地点： 津波観測のための海底水圧計もしくは海面高度計などの観測点（現在運用中のものと近い将来に設置が予定されているものの双方を含む）。
- ・ 沿岸の代表地点： 沿岸での最大津波水位抽出点のうち、人口が集中している沿岸の市街地や港湾等の重要施設前面に位置している抽出点を基本とし、さらにこれらの抽出点間を約 10 km 程度間隔で補完する地点。

沖合の代表点は図 3.7-19～22 に示すように、国土交通省等が設置している GPS 波浪計，海底水圧計，DART 観測点，ならびに防災科学技術研究所（NIED）が設置を予定している海底水圧計観測点（計画地点）を採用した。沖合の代表点数は、計 173 点である。

沿岸の代表点としては、まず市街地や港湾等の重要施設前面にある最大水位抽出点上に設定し、それらの間の海岸線沿いに 10 km 程度に一箇所の代表点が置かれるように、同じく最大水位抽出点上に水位時系列変化代表点を補完した。これを、仙台平野周辺を例として図 3.7-23 に示す。代表点の設定箇所は計 634 カ所である。

また、沿岸の水位時系列変化代表点に関しては、図 3.7-24 に示すように、上述の方法で設定した代表点（最大水位抽出点）に加え、代表点の沖合側に 1 メッシュ（50 m 程度）沖合の地点，2 メッシュ沖合（100 m 程度）沖合の地点，および代表点から沖合側を見て水深 10 m に達する地点，計 4 地点での水位時系列を一組として算出している。水位時系列変化代表点としての計算地点数は、計 2,536 点である。岩手県陸前高田市周辺（図 3.7-25）を例として、図 3.7-26 に水位時系列変化を示す。

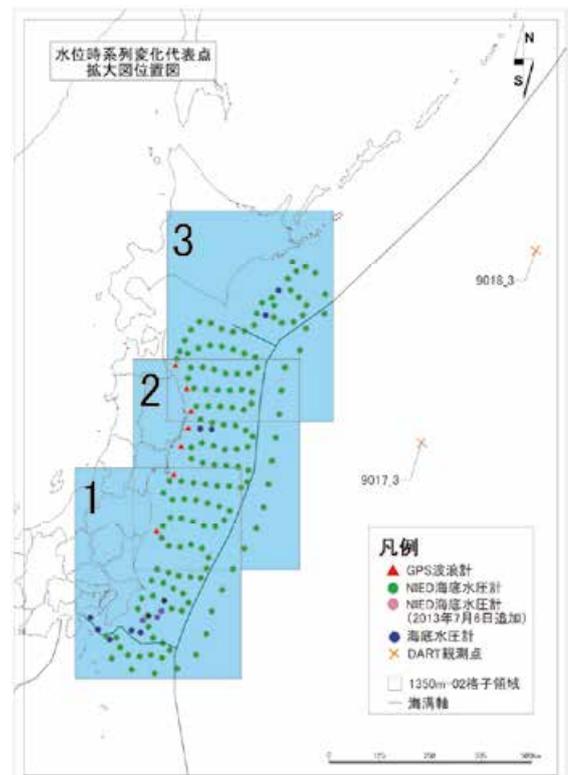


図 3.7-19 沖合水位時系列変化代表点（全体）



図 3.7-20 沖合水位時系列变化代表点 (北海道～三陸沖)

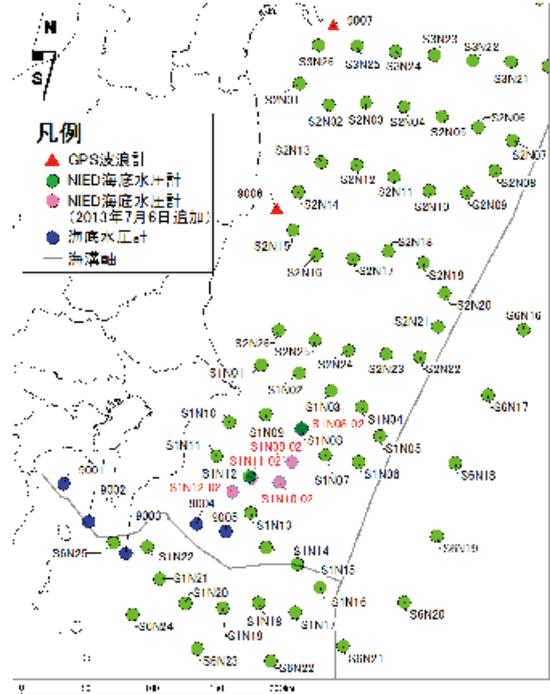


図 3.7-22 沖合水位時系列变化代表点 (福島県沖～房総沖)

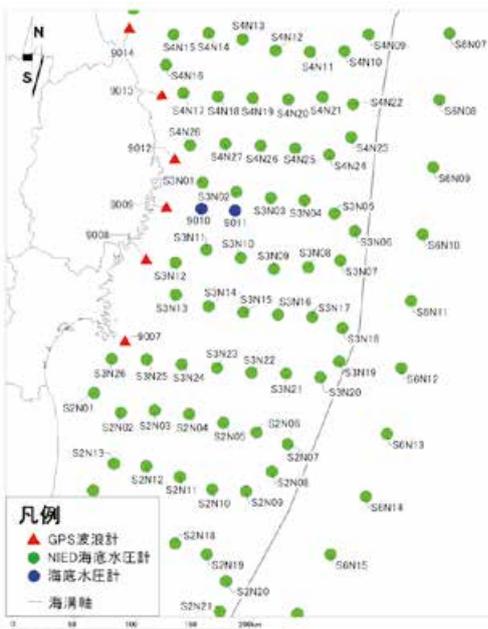


図 3.7-21 沖合水位時系列变化代表点 (三陸沖)

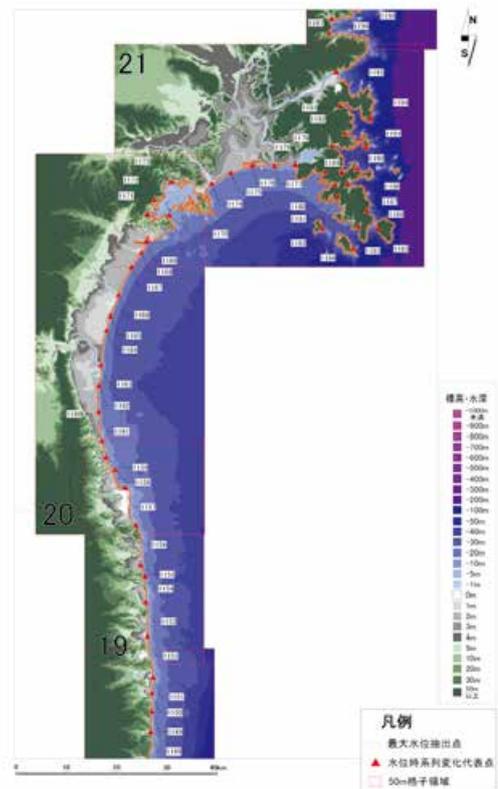


図 3.7-23 沿岸水位時系列变化代表点 設定位置例

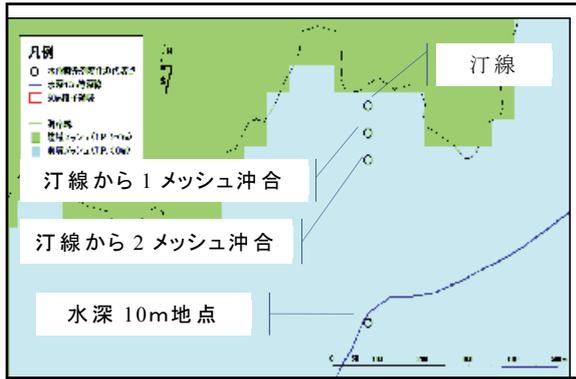


図 3.7-24 沿岸水位時系列変化代表点の取り方. 代表点の識別のために, 代表点番号に 0 から 4 までの添え字をつけて表現している. 例えば, 代表点 1211 の場合には, 汀線メッシュについて 1211_0, 汀線から 1メッシュ沖合については 1211_1, 汀線から 2メッシュ沖合には 1211_2, 水深 10m については 1211_4 などとしている.

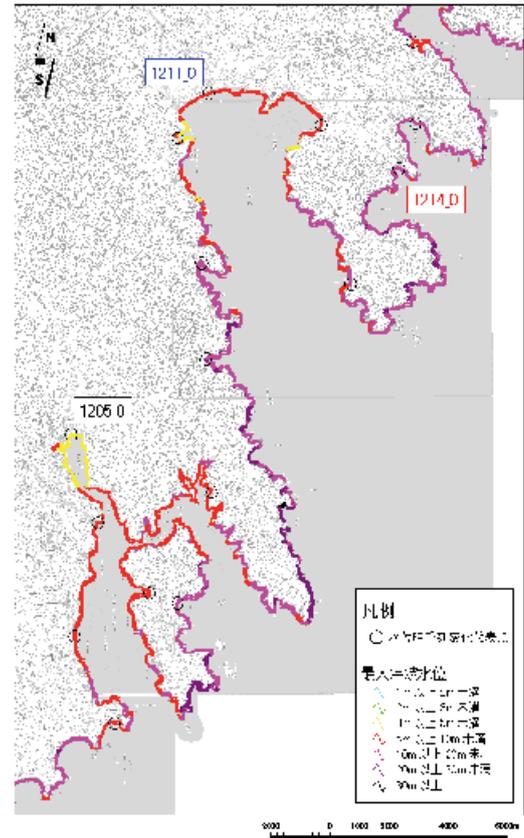


図 3.7-25 沿岸水位時系列変化代表点の例 (1205_0, 1211_0 など, 宮城県気仙沼市から岩手県大船渡市周辺)

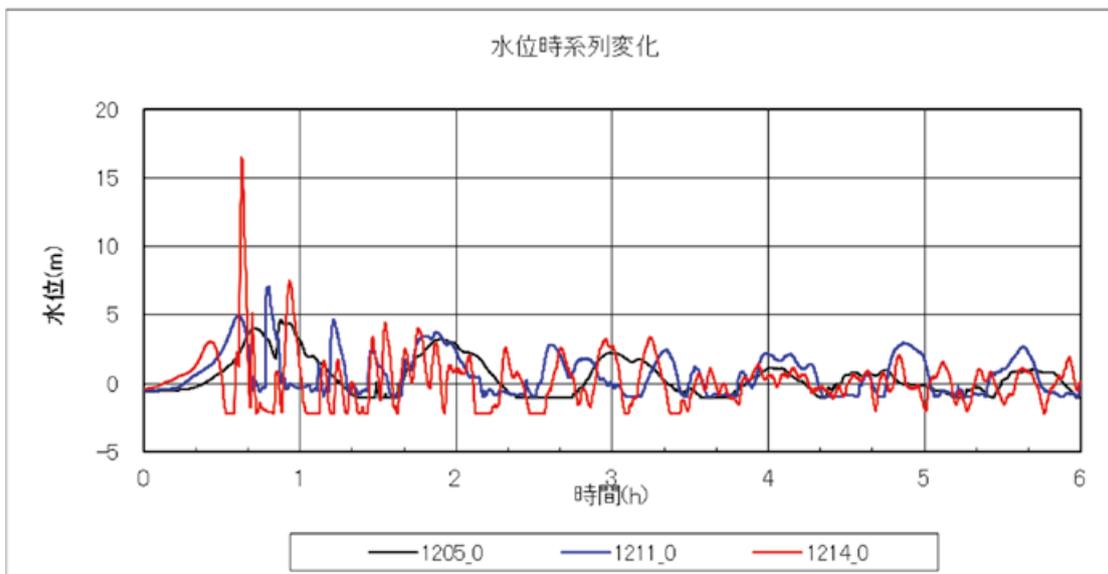


図 3.7-26 代表点(汀線)での水位時系列変化の例. 图中的番号は図 3.7-25 に示した 3 地点であり, 1205 は宮城県気仙沼市気仙沼湾, 1211 は岩手県陸前高田市広田湾, 1214 は岩手県大船渡市大野湾を示す.

3.7.5 津波高さの評価地点の検討

ここまで、津波高さの評価地点として汀線メッシュ（陸域から海域に向けて進んで行った時に標高が最初に T.P. 0 m 未満となる海域メッシュ）を採用した。この評価地点における最大水位上昇量を沿岸での津波高さとするにあたっては、**図 3.7-24** に示すように、微地形による影響と海岸施設による影響という 2 つの課題がある。

1 つ目の課題は、海岸付近の微地形によって汀線メッシュ付近の最大水位上昇量が異なる可能性についてである。本項で、評価点位置の違いによって最大水位上昇量がどの程度異なるかについて検討した。その際には津波の規模による最大水位上昇量の分布の違い、海岸の形状や海底地形による最大水位上昇量分布への影響を含めて検討した。結論としては、津波ハザードを評価するうえで、このような検討から評価地点を特定の地点に限定する一般的で合理的な理由を見出すことはできなかった。そのため当面汀線メッシュでの最大水位上昇量をもってハザード評価のための津波高さを代表する値とした。汀線メッシュ以外のメッシュでの最大水位上昇量については、津波ハザード評価結果や個別のシナリオによる予測計算結果を利活用する立場から適宜その目的に応じて参照されることを前提にしたい。

2 点目の施設・構造物による影響については、今後の検討課題とする。これは、最少格子間隔を 50 m 格子とした地形モデルにおいては海岸

構造物が表現されておらず、海岸構造物があることにより津波がせり上がるなどによる汀線での最大水位上昇量に及ぼす影響について詳細な議論できないためである。どこまでせり上がるか、あるいは越流するかは構造物の諸元と波源の位置や不均質すべり分布などの性質によりその程度は異なること、構造物の諸元は地域によって大きく異なっていること、などの多様な条件により、最大水位上昇量への影響の程度を空間的に一律に決定することは容易ではないことに留意する必要がある。

以下、津波ハザードを評価する地点の選び方について検討した結果を示す。

3.7.5.1 既存の検討事例による最大水位上昇量の評価位置

まず各資料・文献で津波高さの評価地点をどのように扱っているか、について概観する。

- ・土木学会原子力土木委員会（以下、土木学会と称す）(2002)では、「原子力発電所の津波評価技術」のなかで、「汀線（陸に隣接する点）」としている。
- ・土木学会 (2009)では、「確率論的津内ハザード解析の方法」において、「汀線（陸に隣接する点）」としている。
- ・原子力安全基盤機構(2014)では、沖合の水深 150 m 地点、水深 100 m 地点、水深 50 m 地点、水深 25 m 地点、及び参考地点として汀線の複数の地点とし、評価域ごとの特徴に応じて定めるとしている。沖合の地点を

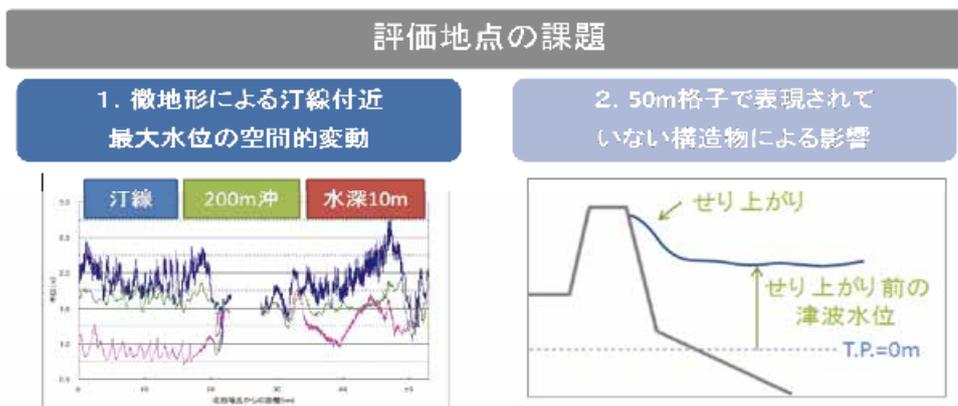


図 3.7-24 評価地点の課題整理

採用している理由は、沿岸構造物の形状等に左右されることがないように、評価地点は沿岸での反射波の影響が小さい沖合で定義するためとしている。

- ・ 気象庁は量的津波予報において、津波高さの評価位置を予報位置とし、沿岸の水深 1 m 地点としている（舘畑，1998）。ただし、予報のために予め実施している予測計算（シミュレーション）では、沖合いで評価し、沿岸での高さは沖合での高さからグリーンの式によって推定するものとしている。
- ・ 中央防災会議(2006)では、日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する報告に伴って公開しているデータ解説によれば、津波高さは、汀線（「陸側メッシュ」に最隣接している海側 50 m メッシュ）としている。
- ・ 東京都(2013)では、「南海トラフ巨大地震等による東京の被害想定」において、津波高さの評価位置を汀線としている。
- ・ 沖縄県(2013)は、「津波被害想定調査」において、津波高さを「沿岸最大津波水位」とし、「沿岸から 50 m 程度までの最大の津波高さ」としている。ただし、最小メッシュサイズは 10 m としているので、汀線に沿って沖合 5 メッシュ程度の最大水位上昇量のうちの最大を用いている。

以上、すべての事例ではないが、多くの場合、「汀線」を評価地点としている事例が多いといえる。

3.7.5.2 代表的な地域での最大水位上昇量の挙動

評価地点について以下に示すように、沿岸の地形特性の異なる地域を 4 カ所選定し、最大水位上昇量の評価位置による違いを検討した。

- ・ 茨城県神栖市：直線的な沿岸形状で、なだらかな海底勾配を示す海岸
- ・ 宮城県石巻市雄勝地区：入り組んだ地形を示す三陸沿岸の入り江の湾奥であり、狭く屈曲した沿岸形状

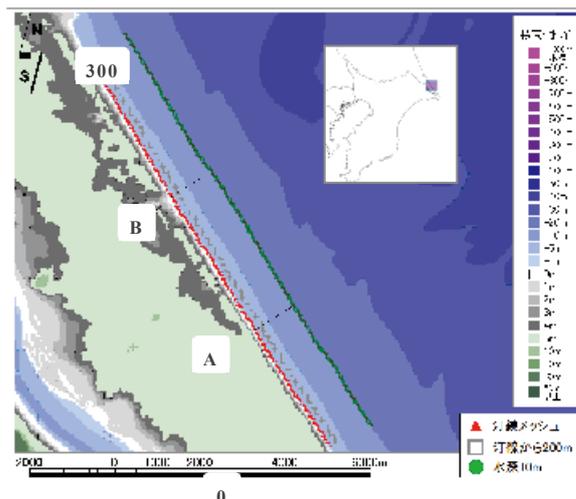


図 3.7-25 評価地点位置図（茨城県神栖周辺）。赤：汀線メッシュ，灰：汀線から 200 m 沖合いメッシュ，緑：水深 10 m メッシュ

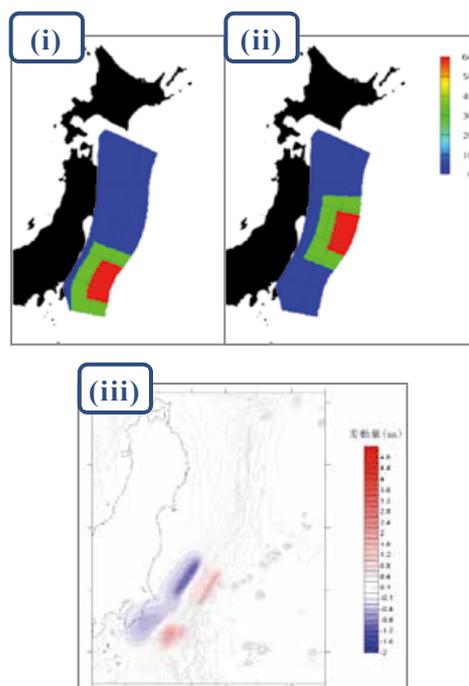


図 3.7-26 波源断層モデルすべり量分布図（神栖周辺）赤：超大すべり域，緑：大すべり域，青：背景領域。

- (i) JT_ALL_TYPE2_30L1_ss12+SL_02 (Mw9.4)
- (ii) JT_ALL_TYPE2_30L1_sm12+SL_02 (Mw9.4)
- (iii) 想定延宝房総沖 (平成 19 年茨城県モデル, 初期水位)

- ・岩手県陸前高田市：入り組んだ地形を示す三陸沿岸の入り江の湾奥だが，比較的の外海に開けた沿岸形状
- ・青森県下北半島：直線的な沿岸形状で，海底勾配がやや急な海岸

(1) 茨城県神栖市を対象とした検討

最大水位上昇量の評価地点に関する検討に使用した評価点位置は，以下の通りである．

- ・汀線メッシュ
- ・汀線から 200 m 程度沖側
- ・水深 10 m メッシュ (沿岸から見て初めて水深が 10 m を超えるメッシュ)

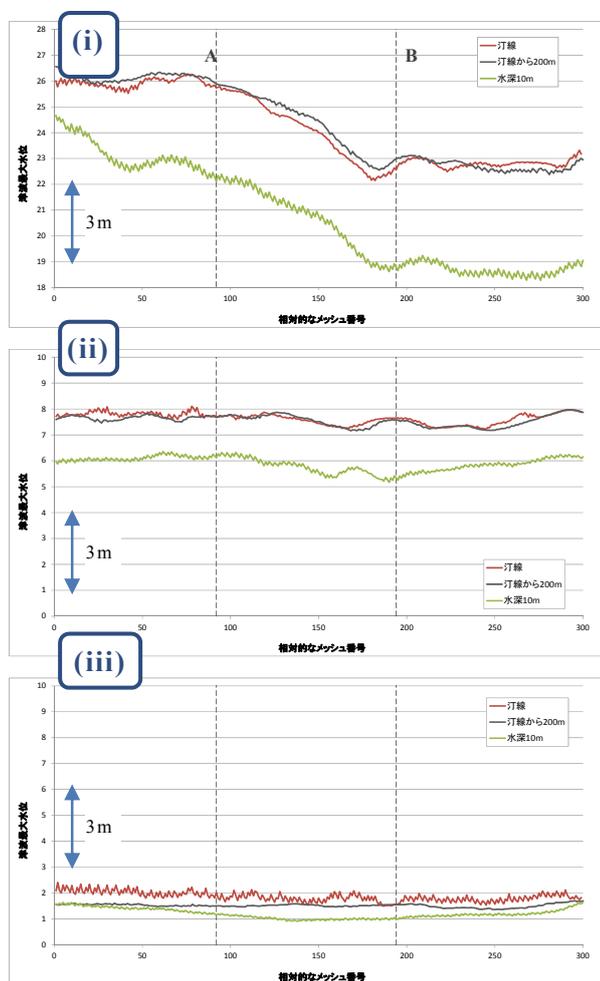


図 3.7-27 最大水位上昇量の空間分布 (神栖周辺)。(i)，(ii)，(iii)は図 3.7-26 に示す波源断層モデルに対応。A，B は沖合方向への断面位置。赤線は，汀線メッシュ，青線は汀線から 200 m 程度沖合メッシュ，緑線は水深 10 m メッシュ

汀線メッシュを沿岸方向に 300 点 (15 km 程度の延長で図 3.7-25 の A 点から B 点までの範囲)を設定し，その範囲と対応する 200 m 沖測点と水深 10 m 点を汀線メッシュの沖側にとった。

これらの地点で比較する津波として，津波規模の異なる 3 種の予測計算結果を用いた (図 3.7-26)：

- 最大規模の津波水位となると考えられるもの
- 中規模の津波水位となると考えられるもの
- 小規模の津波水位となると考えられるもの

なお，神栖市周辺においては(iii)の波源モデルとして，延宝房総沖津波波源 (平成 19 年茨城県モデル)を採用した。それぞれの波源モデル

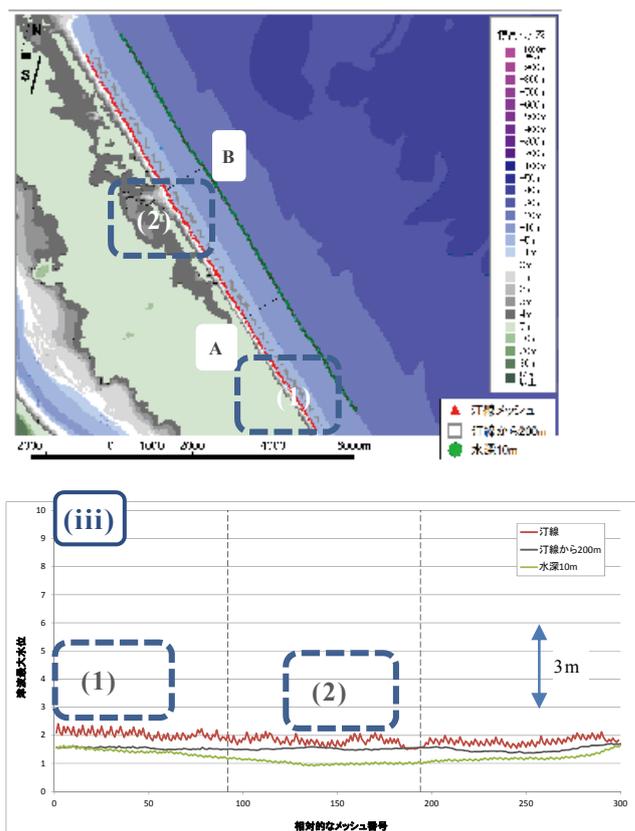


図 3.7-28 波源断層モデル(iii)の場合の汀線方向の最大水位上昇量の分布。赤線は，汀線メッシュ，青線は汀線から 200 m 程度沖合メッシュ，緑線は水深 10 m メッシュ

ルにおける津波水位の分布は図 3.7-27 に示した。汀線メッシュ以外の汀線から 200 m 沖合い地点および水深 10 m メッシュでは、比較の対象とするメッシュ数は 300 点ではなくなるので、図 3.7-25 にアルファベット「A」および「B」と示した区間を線形に補間することで最大水位上昇量の空間分布を表現した。すなわち、最大水位上昇量の分布グラフの横軸方向は場所・抽出点ごとに伸縮されている。また、図 3.7-27 では、最大水位上昇量の表示範囲の幅を 10 m に固定した。波源(i)においては最小値が 0 ではないことに留意されたい。なお、補助線の間隔は(i)から(iii)まで 1 m である。

図 3.7-27 において、最大水位上昇量が「のこぎり歯」状に短波長で振動している様子が見られる。この短波長の振動の最大水位上昇量に対する変動割合を考えると、最大水位上昇量の空

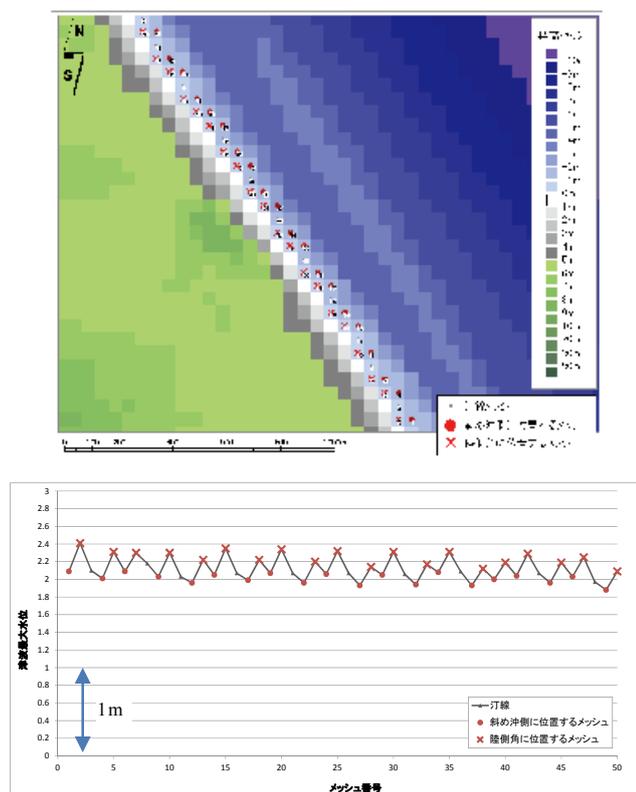


図 3.7-29(1) 汀線メッシュでの最大水位上昇量の分布 (図 3.7-28 に示す領域 1 に対応する範囲を拡大)。黒丸は汀線メッシュ、赤丸は汀線メッシュのうち斜め沖側に位置するメッシュ、赤×は汀線メッシュのうち陸側の角に位置するメッシュ

間変動は、(iii)の小規模波源に対する汀線メッシュにおいて特に割合が大きい。この空間的な変動に関する様相を詳しくみるため、図 3.7-28 に示す (1) の区域と (2) の区域での最大水位上昇量を、図 3.7-29 に拡大して示した。図 3.7-29 (1) および同図(2) に示されているように、この汀線メッシュでの最大水位上昇量の空間的な変動は、陸側角に位置するメッシュ (図中で「X」) では、常に斜め沖側に位置するメッシュ (「●」) での値よりも大きめの値となっている。

このような振動現象は、神栖市周辺では汀線際の背後地形が少し高くなっていることが原因であると考えられる。小規模な津波に対しては背後の微高地で反射した波が重なることにより、最大水位上昇量が汀線に沿った方向に変動が大きくなると考えられる。対して中規模以上の津波では、この背後の微高地も乗り越えて津波が遡上していくので、小規模な津波程には最大水位上昇量に変化が出ないものと考えら

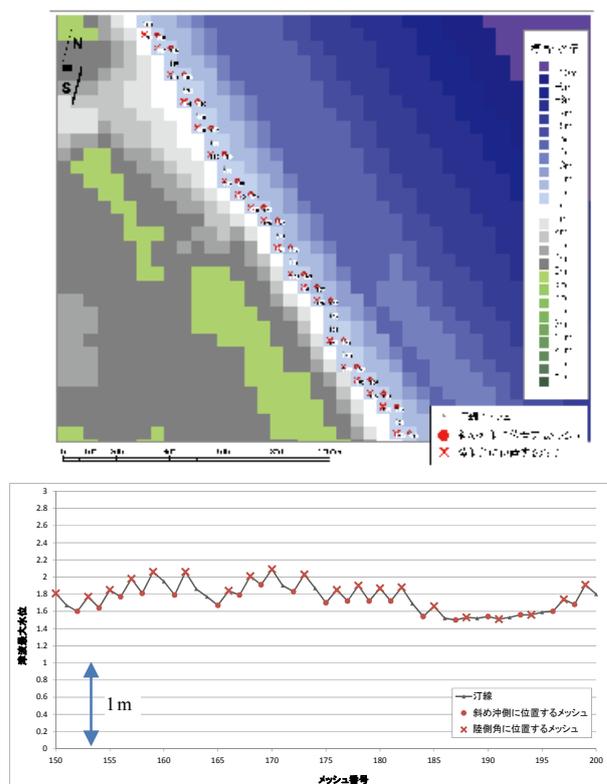


図 3.7-29(2) 汀線メッシュでの最大水位上昇量の分布 (図 3.7-28 に示す領域 2 に対応する範囲を拡大)

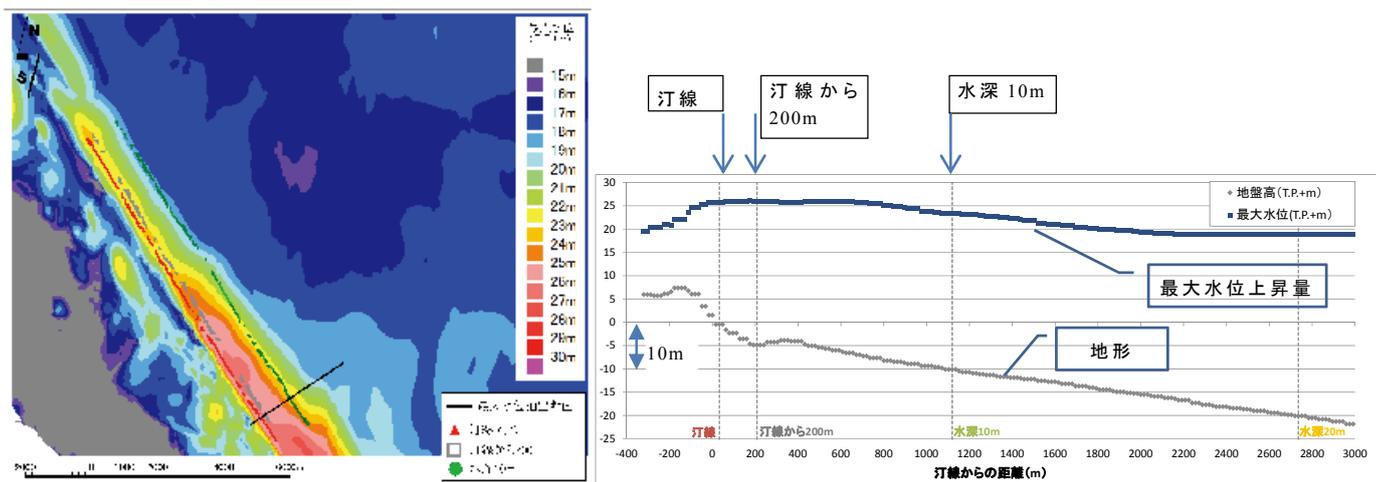


図 3.7-30 最大規模波源(i)についての最大水位上昇量の平面分布(左図)とその断面分布(右図)

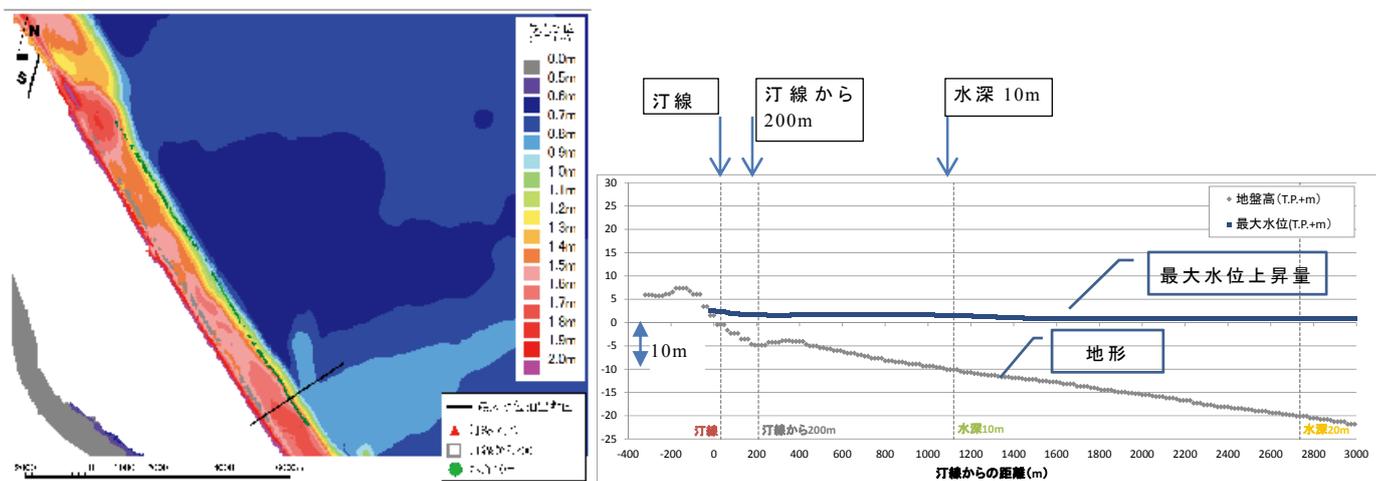


図 3.7-31 小規模波源(iii)についての最大水位上昇量の平面分布(左図)と断面分布(右図)

れる．このように，空間分布の変動は，汀線付近の微地形ならびに到達する津波の規模・方向等によって影響を受けた可能性が高いものと考えられる．

図 3.7-27 において，最大規模の津波となる場合 (i) の最大水位上昇量分布に着目すると，汀線から 200 m での最大水位上昇量の変動に対して，より沖側に位置する水深 10 m での変動の方が大きいことが分かる．すなわち，汀線から沖側となるほど最大水位上昇量の空間分布が滑らかになるとは限らない．この原因を調べるため，最大規模の波源(i)及び小規模の波源(iii)に対して，最大水位上昇量の面的分布と断面分布を作成した(図 3.7-30, 図 3.7-31)．面的分布のカラーセットは，最大水位上昇量分布のパターンが分かりやすいように異なったものとし

ている．これらの図から，水深 10 m 付近で空間的変動が相対的に大きくなる理由は，海底勾配の変化によって水深 10 m 付近において最大水位上昇量も波源により大きく変化しており，沿岸での増幅度が異なるためと考えられる．海底勾配による津波の増幅の程度は，津波の波長に依存するため，その程度や振る舞いは波源によっても異なるものと考えられる．

(2) 宮城県石巻市雄勝地区を対象とした検討

神栖市周辺と同様に，評価地点位置図，波源モデルすべり量分布図，津波水位の空間分布図を示す(図 3.7-32～図 3.7-34)．

雄勝地区周辺では，神栖市周辺で見られたような最大水位上昇量の小刻みな空間的変動は見られない．

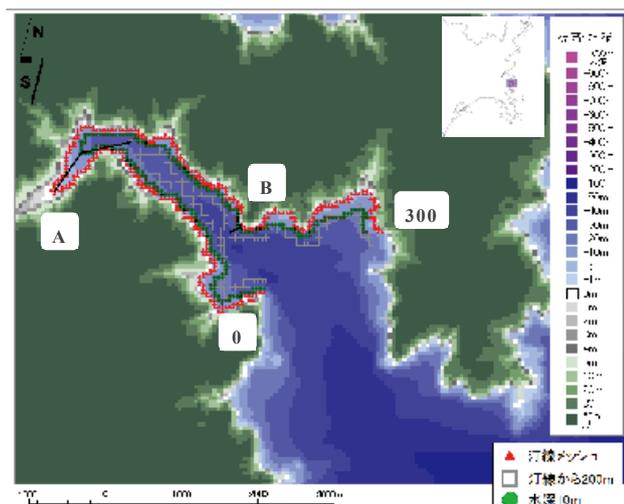


図 3.7-32 評価地点位置図（宮城県石巻市雄勝地区周辺）赤：汀線メッシュ，灰：汀線から 200m 沖合いメッシュ，緑：水深 10m メッシュ。

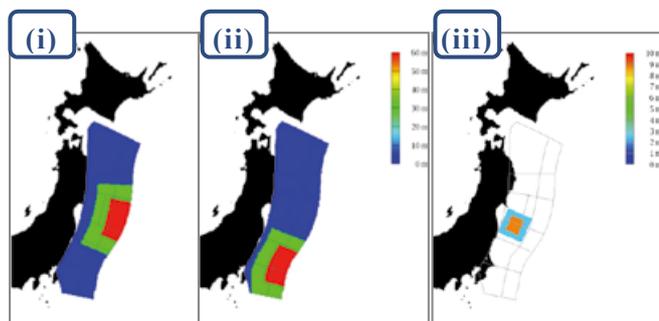


図 3.7-33 波源断層モデルすべり量分布図（雄勝周辺）。赤：超大すべり域，緑：大すべり域，青：背景領域。
 (i) JT_ALL_TYPE2_30L1_sm12+SL_02
 (ii) JT_ALL_TYPE2_30L1_ss12+SL_02
 (iii) JT_c_TYPE3_125x125_08_01_L1_mm_02

狭い湾奥のため、汀線から 200 m の抽出点位置は汀線メッシュ位置と大きく異なり、水深 10 m 点より沖側に位置する。また、汀線メッシュで既に水深 10 m を超える水深となる点も存在する。

(3) 岩手県陸前高田市周辺を対象とした検討

評価地点位置図，波源モデルすべり量分布図，最大水位上昇量の空間分布図を示す（図 3.7-35～図 3.7-37）。

陸前高田市周辺では、市街地前面などの直線的な場所において、神栖市周辺で見られたような最大水位上昇量分布の空間的変動がある程

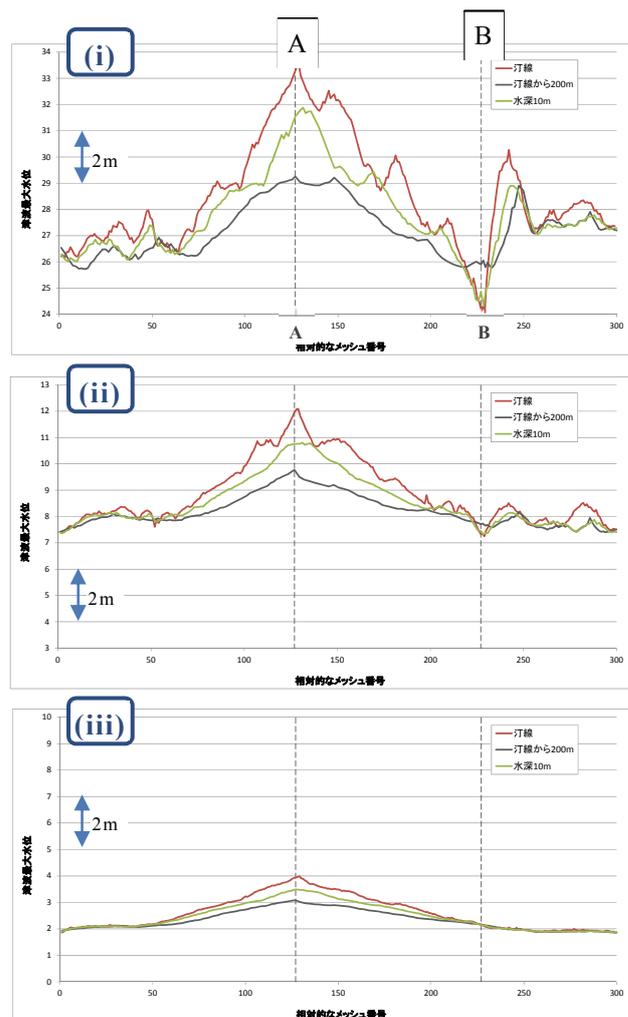


図 3.7-34 最大水位上昇量の空間分布（雄勝周辺）。(i)，(ii)，(iii)は図 3.7-33 に示す波源断層モデルに対応。A、B は沖合方向への断面位置。赤線は、汀線メッシュ，青線は汀線から 200m 程度沖合メッシュ，緑線は水深 10m メッシュ

度見られた。

なお、A 点より少し北側の漁港のような微地形(図 3.7-35)の場合、図 3.7-37 に見られるように、必ずしも汀線メッシュがその沖合のメッシュより最大水位上昇量が大きいとは限らない。そのため、この地点付近では、汀線，汀線+200 m，水深 10 m いずれの地点でも津波高さを評価することは可能である。

(4) 下北半島周辺を対象とした検討

評価地点位置図，波源モデルすべり量分布図，最大水位上昇量の空間分布図を示す（図 3.7-38

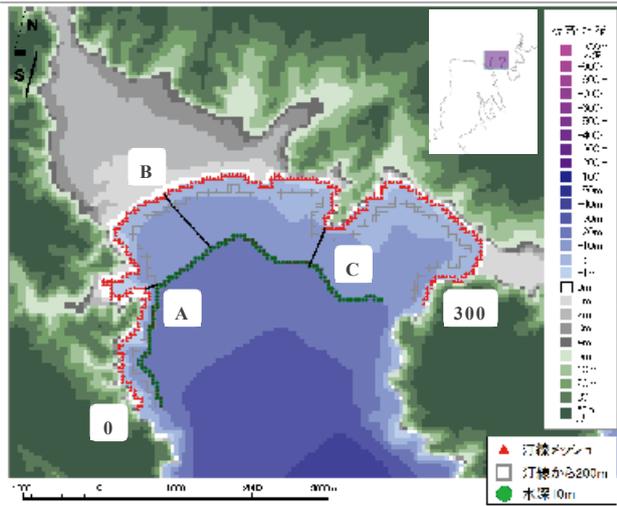


図 3.7-35 評価地点位置図（陸前高田周辺）。赤：汀線メッシュ，灰：汀線から200m沖合いメッシュ，緑：水深10mメッシュ

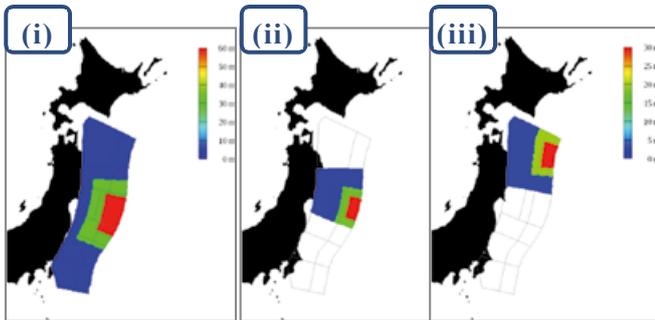


図 3.7-36 波源断層モデルすべり量分布図（陸前高田周辺）。赤：超大すべり域，緑：大すべり域，青：背景領域
 (i) JT_ALL_TYPE2_30L1_sm12+SL_02
 (ii) JT_SC_M_SS_E_TYPE2_30L1_ss12+SL_02
 (iii) JT_SN_SC_E_TYPE2_30L1_sn12+SL_02

～図 3.7-40). 下北半島周辺の最大水位上昇量の空間的な変動は、神栖市周辺で見られたものよりも周期が長い。下北半島周辺の海岸線はほぼ南北方向に延びており、神栖市周辺と比べると陸側角に位置するメッシュの数が少ないことが要因として考えられる。これは、津波予測計算において用いた地形モデルが北を上向きとした正方格子で実施されていることとも関連していると考えられる。

(5) 検討結果のまとめと課題

既存の検討事例による津波の評価地点の多

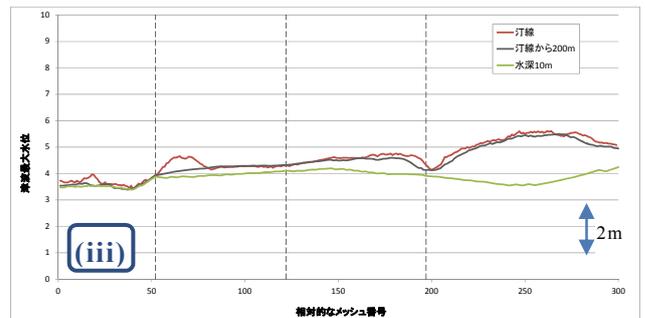
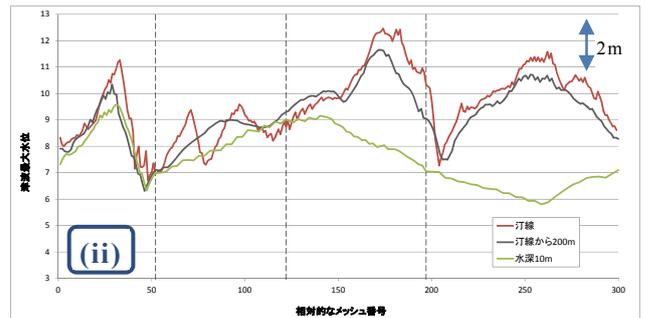
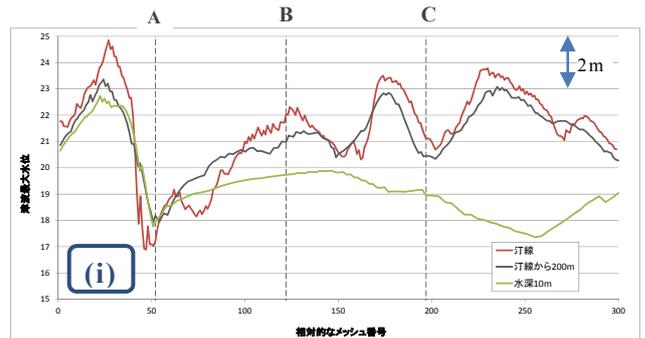


図 3.7-37 最大水位上昇量の空間分布（陸前高田周辺）(i), (ii), (iii)は図 3.7-36 に示す波源断層モデルに対応。A, B, C は沖合方向への断面位置。赤線は、汀線メッシュ，青線は汀線から200m程度沖合メッシュ，緑線は水深10mメッシュ。

くは汀線であった。また、特性化波源断層モデルに基づいた最大水位上昇量は震源域と評価地点との地理的關係や、評価地点付近の地形などにより、変化することが分かった。さらに、ハザード評価における津波高さの評価地点として、汀線メッシュに加え、沖側のメッシュも採用する場合、さらに以下のように少なくとも三つのさらなる課題が生じる可能性がある。

- ・最大水位上昇量を推定する際に不可避免的に伴う不確実性の評価（3.8節参照）。

確率論的津波ハザード評価においては最大水位上昇量を推定する際の不確実性を偶然的

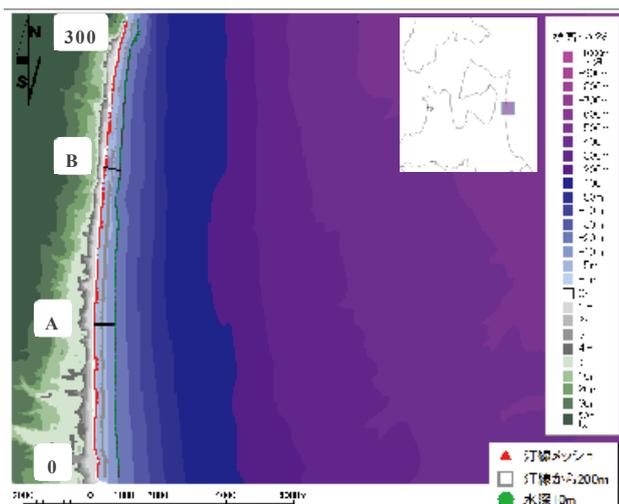


図 3.7-38 評価地点位置図（下北半島周辺）。
赤：汀線メッシュ，灰：汀線から 200m 沖合いメッシュ，緑：水深 10m メッシュ

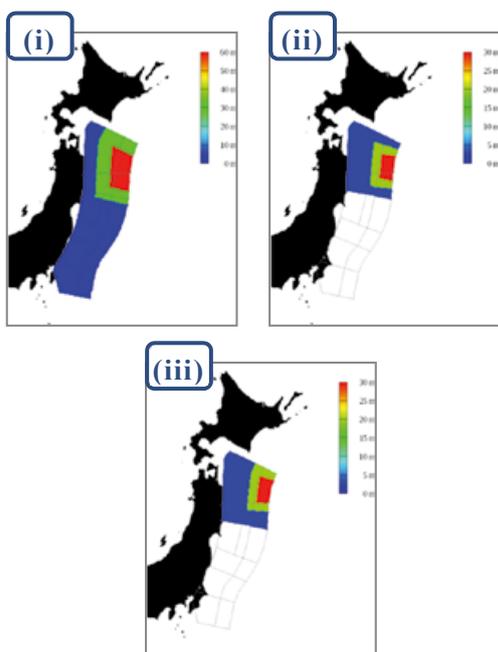


図 3.7-39 波源断層モデルすべり量分布図（下北半島周辺）。赤：超大すべり域，緑：大すべり域，青：背景領域。

- (i) JT_ALL_TYPE2_30L1_sn12+SL_02
- (ii) JT_SN_SC_E_TYPE2_30L1_sm12+SL_02
- (iii) JT_SN_SS3_c_TYPE2_30L1_sm12_02

バラツキの 1 つ (σ 再現誤差) として評価することになる。この再現誤差は、既往の地震について解析された波源の不均質すべり分布モデルによる汀線での最大水位上昇量と、その地震

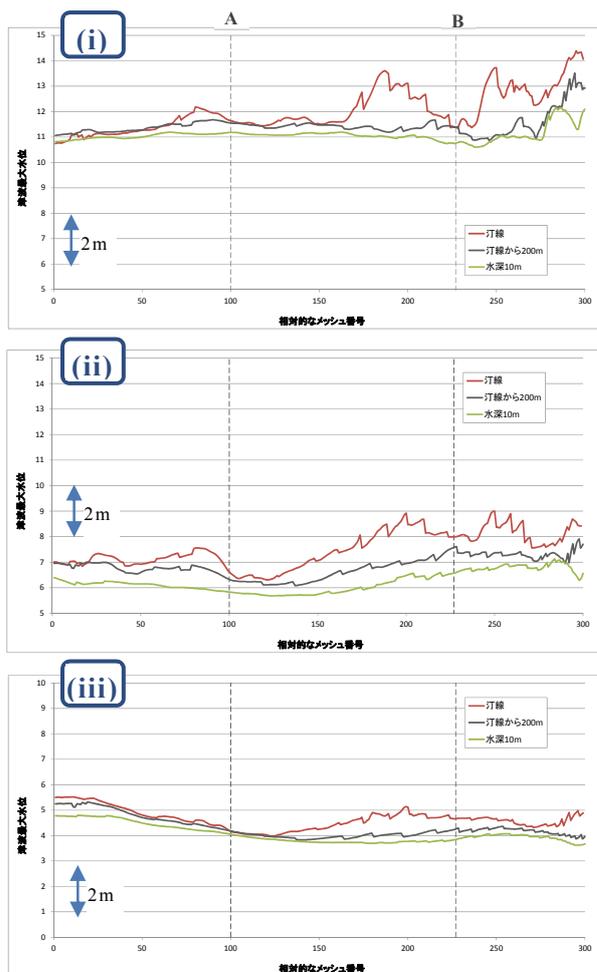


図 3.7-40 最大水位上昇量の空間分布（下北半島周辺）。(i), (ii), (iii)は図 3.7-39 に示す波源断層モデルに対応。A, B は沖合方向への断面位置。赤線は、汀線メッシュ，青線は汀線から 200m 程度沖合メッシュ，緑線は水深 10m メッシュ

津波による津波痕跡値とを比較し、その差のバラツキをもって評価することができる。ところが、沖側のメッシュを採用した場合に、沖側のメッシュ付近での痕跡値がない（わからない）ため、沖側メッシュでの最大水位上昇量の推定する際の不確実性を汀線での場合と同様に求めることができない。沖側評価点での不確実性の定義とその算出方法自体が課題となる。

- ・沖側メッシュでの最大水位上昇量の予測値を、汀線付近の津波高さとしてハザード評価する場合、沖合の評価地点での最大水位上昇量を汀線付近の水位として用いることができる根拠が必要となる。例えば沖合の水位から汀線

の水位への変換する場合、沖合の水位に対し増幅係数をかける等を考慮することとなり、このような操作は新たな不確実性を考慮することにつながる。

- ・ 沖合の最大水位上昇量をもって津波ハザードを評価した場合、その利活用にあたって利用者にとって「沖合」がどこで、「沖合の水位」が何を意味するのかが示されなければならない。さらに、どの評価位置が適切なものかは利用目的も含めて議論する必要がある、技術的な観点のみから結論を導くことは困難である。

以上の検討からは、汀線メッシュに加えて評価に加えるべき沖合のメッシュを選定する根拠を示すことが困難であった。しかも上述の課題が残る。よって、当面、汀線メッシュを津波高さの評価位置として暫定的に採用することとする。

(1)～(4)の検討において、数値計算の結果求められる最大水位上昇量が海岸線方向に沿ってその値が細かな波長で変動することがあり、特に神栖市の沿岸ではその変動量が大きくなること示された。その原因は、地形モデルを作成する際の離散化、入射する津波の波長などが重畳している可能性が示された。細かな振動現

象は、いわば地形をメッシュ化した地形モデルで表現することの限界を意味している。

このような影響を受けた最大水位上昇量の分布を空間的に見る場合、移動平均（スムージング）などにより平滑化を施すことによって、上記の要因による細かな変動を軽減することも一例として考えることができる。神栖市周辺での小規模な津波の場合の結果ついて、幅5メッシュ(250 m程度)、9メッシュ(500 m程度)、19メッシュ(1 km程度)の各最大水位上昇量から、汀線方向に移動平均(スムージング)をとった平滑化した最大水位上昇量の例を図3.7-41に示した。ここでの最大水位上昇量の空間的変動は陸側角メッシュと斜め沖側メッシュの間の局所的な変動であるので、5メッシュ幅のスムージングで空間的変動は大きく低減されている。利活用する上で必要となる解像度によっては、汀線メッシュごとの評価ではなく、平滑化した値を提供することも考えられる。

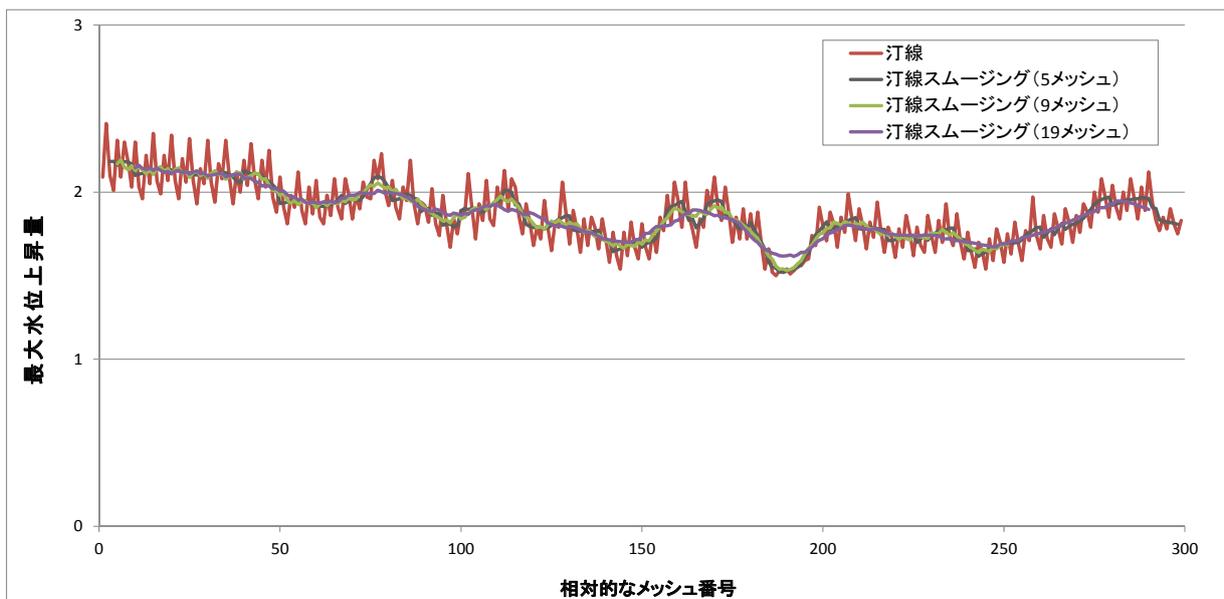


図 3.7-41 汀線での最大水位上昇量に空間的に平滑化を施した場合の効果の例。平滑化する移動平均幅を5メッシュ、9メッシュ、及び19メッシュと3通りに変化した場合を比較。神栖市での計算例をもとにしている。

3.8 津波高さに関わる不確実性

決定論的な津波評価においては、数値計算の結果の津波高さ（最大水位上昇量）をそのまま推定値としている。しかしその推定値には；

- (a) 津波伝播現象をある支配方程式で表現する場合の近似の程度、
- (b) 数値計算を行うために支配方程式を離散化した場合の誤差、
- (c) 複雑な断層運動を簡素化した断層モデルで表現する場合の誤差、
- (d) 実際の地球を半無限弾性体に置き換えた地殻変動計算に含まれる誤差、
- (e) 数値計算するうえで境界条件を離散化して取り入れた場合の精度、
- (f) 水深・標高データそのものの精度、
- (g) 水深・標高データを離散化する場合の離散化誤差、
- (h) それ以外の誤差

という要因によって生じる不確実さが含まれている。

従って全国を概観した津波ハザード評価においては、数値計算によって求められる津波の最大の高さ（最大水位上昇量であり、ある特性化波源断層モデルを仮定し、採用した津波発生・伝播モデルに従って数値的に求められた、ある地点での最大の海面の高さ）は、多種多様な不確実さによって構築されたサンプル母集団の中の1つの要素に過ぎず、津波ハザード評価では最大水位上昇量はバラツキを持った確率変数であるとして扱われることになる。

最大水位上昇量の不確実さを産み出すひとつひとつの個別の要因を調べあげ、それぞれがどの程度全体の不確実さに影響を与えているかを推定することは実際には困難である。例えば(c)「複雑な断層運動を簡素化した断層モデルで表現する場合の誤差」が最大水位上昇量に与える影響のみを検討しようとしても、その検討のために津波予測計算を用いる必要があり、津波予測計算そのものが多種類の不確実な要因を基礎としている以上、他の要因の影響を排除することは不可能であるからである。

このため全国を概観した津波ハザード評価においては個別の要因毎に不確実性を評価することはせず、

最大水位上昇量の推定に関わる不確実性は以下のような2種類の不確実性によって表わされると考える。

- ・再現性の不確実性（以下、「 $\sigma_{\text{再現誤差}}$ 」と呼ぶ）：
 現実が発生した津波について、その津波をもたらした地震の精緻な断層モデルが知られていてこれを近似的に真の断層モデルと考えて差し支えない場合、かつ現地調査などから得られた信頼できる津波痕跡値が多数ある場合、その精緻断層モデルから予測される最大水位上昇量と痕跡データとのずれは、断層モデルすなわち初期水位分布を除く、数値計算スキームに含まれるすべての不確実性が合成された結果であると考え、それを津波の再現計算における不確実さとして利用する。
- ・すべりの不均質分布が多様であることによる不確実さ（以下、「 $\sigma_{\text{不均質}}$ 」と呼ぶ）：

ほぼ同様とみなしうる場所で繰り返し地震が発生することを想定したとき、毎回の地震ですべり量分布が必ずしも同一とはならない可能性（すべりの多様性）を考慮した場合に、すべり不均質性による最大水位上昇量に変化する程度を、すべり不均質の不確実性によるバラツキとして利用する。

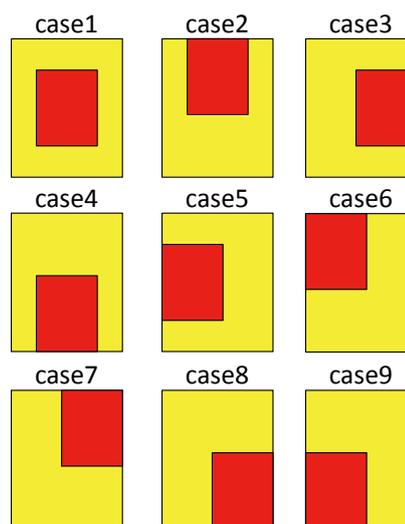


図 3.8-1 すべり不均質による最大水位上昇量のバラツキを検討するために用意したパターン（赤：平均すべり量の2倍のすべり量となる領域，黄：背景領域）

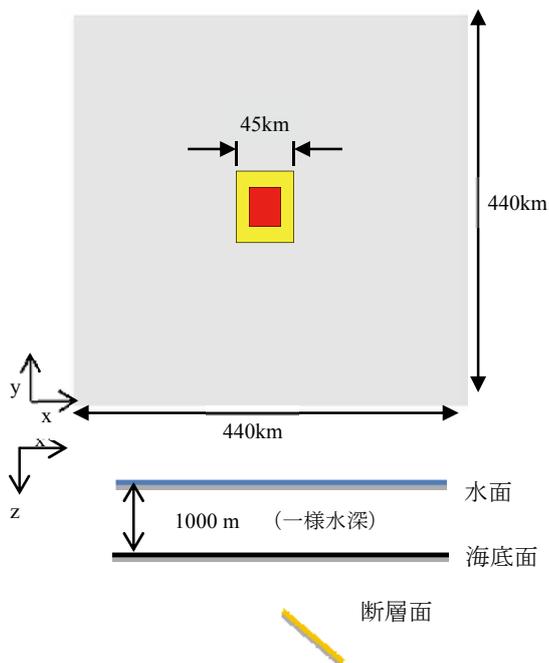


図 3.8-2 理想空間での解析モデル（上：平面図，下：鉛直断面）

なお、以下に示す通り、 $\sigma_{再現誤差}$ はすべての特性化波源断層モデルによる津波予測計算結果に対し適用するが、 $\sigma_{不均質}$ は震源を特定しにくい地震についてのみ適用することとする。震源を特定しにくい地震以外の地震については、異なるすべり不均質分布を持つ特性化波源断層モデルを実際に複数考え、それによってすべりの不均質性を考慮するためである。

3.8.1 すべり不均質によるバラツキ($\sigma_{不均質}$)の定量的検討

(1) 理想空間での検討

震源を特定しにくい地震として扱うマグニチュードの小さい背景的地震群（概ね M8 程度以下の地震）にも多様なすべり不均質性が存在している。したがって震源を特定しにくい地震によって生じたある地点の最大水位上昇量は単一の値を取るのではなく、断層モデルのすべり不均質が不確実であるため変数として表される。今ここで、多様なすべり不均質を持つ断層モデル群の中に、複数地点で平均的な最大水位上昇量をもたらすような代表的なすべり不均質分布断層モデルが存在すると仮定する。そのような場合、その

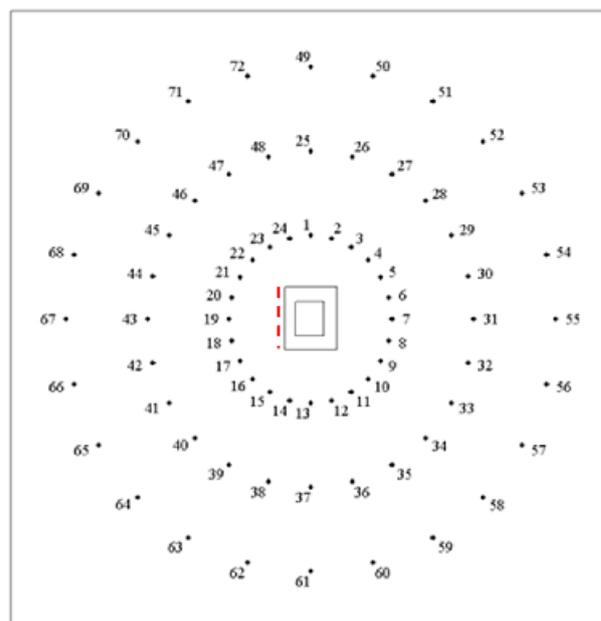


図 3.8-3 理想空間での仮想観測点の配置。赤破線は断層上端位置を示す。仮想観測点は、断層中心からそれぞれ半径 60 km, 120 km, 180 km の円周上に配置した。

代表的すべり不均質モデルから計算される平均的な最大水位上昇量の値と、他のすべり不均質モデルによる最大水位上昇量が平均値の回りにどのくらいばらついているかを求めておくことで、すべり不均質断層モデル全体によって計算される最大水位上昇量の集団を表現できると考える。理想的な仮想空間でこの考え方によるバラツキの程度を確かめたうえで、実地形モデル空間でのバラツキと比較を行なう。

まず、初めに半無限弾性媒体を考え、それが一様水深の海水でおおわれているとする(図 3.8-2)。この弾性体の内部に 9 通りのすべり不均質パターンをもつ 9 つの特性化波源断層モデルを考え(図 3.8-1)、津波計算を行う。最大水位上昇量は図 3.8-3 に示す仮想観測点で評価する。仮想観測点は、断層に対する方位や距離の影響を考慮して、断層中心から 60 km, 120 km, 180 km の半径の同心円状にそれぞれ 24 点ずつ、計 72 点を設置した。

表 3.8-1 に断層パラメータ (図 3.8-2 にその概念図) を示す。なお津波計算では、Okada (1992) により求められる地盤変動の鉛直成分を初期水位とし、非線形長波理論を差分法で解いて津波の計算をおこなった。

表 3.8-1 理想空間での検討のための断層パラメータ

項目	値
長さ L (km)	45.0
幅 W (km)	45.0
上端深さ H (km)	10.0
走向角 θ (degree)	0.0
傾斜角 δ (degree)	30.0
すべり角 λ (degree)	90.0
応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	4.3
モーメントマグニチュード Mw	7.4
剛性率 μ (N/m ²)	5.0×10^{10}
平均すべり量 D(m)	1.59

計算結果を図 3.8-4 にまとめる。図では各観測点での 9 パターンの最大水位上昇量の幾何平均値と中央に大すべりのある case1 の結果を比較している。また各観測点の幾何標準偏差を求めて、幾何平均値 $\pm 1\sigma$ の値をエラーバーとして表示している。これらの結果では、いずれの距離においても、またいずれの方位にある観測点においても、中央に大すべりのあるケースの最大水位上昇量は 9 つ全ケースの最大水位上昇量の幾何平均値と幾何標準偏差の範囲に収まっている。したがって中央に大すべりのあるケース case1 (赤点) は幾何平均値(緑点)を近似できていると言える。全観測点の結果から、幾何平均値と中央に大すべりのあるケースの誤差は約 3%、幾何標準偏差 σ 、すなわちバラツキは平均が 0.07、最大で 0.09 であった。

(2) 実地形での検討

次に、津波ハザード評価で実際に用いた地形モデルを使い、断層のすべり不均質による最大水位上昇量のバラツキの大きさを調べた。実地形での検討のイメージ図を図 3.8-5 に示す。断層モデルを、三陸北部、三陸南部、福島沖の 3 カ所の海域に設置した。各断層モデルの断層パラメータを表 3.8-2 に示す。ここで各断層モデルの走向をプレート境界面に沿うよう設定しており、それ以外のパラメータは理想空間での検討と同じ値とした。すべり分布パターンは理想空間での検討(図 3.8-1)と同様に 9 パターンとした。仮想観測点

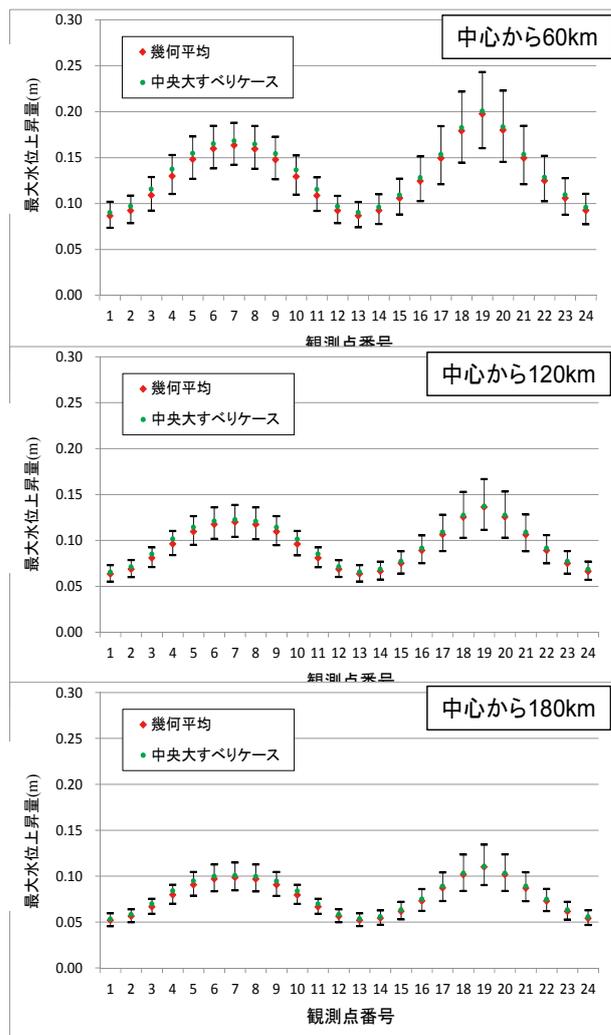


図 3.8-4 理想空間でのケース毎の最大水位の平均値とバラツキ。赤丸が 9 つのモデルによる最大水位上昇量の幾何平均であり、その分散を誤差棒で示している。緑は、中央 1 カ所に大すべり域がある場合(case1)の最大水位上昇量を示す。

の位置は断層モデルの中心から距離 60 km の円周上に計 16 点設定した。さらに、地形モデルに合わせて水深 100 m、200 m、500 m、1,000 m の等水深線上にも仮想の観測点を設定した。なお半径 60 km の円周に配置した仮想観測点は 1,350 m メッシュの領域に含まれ、水深 200 m、500 m、1,000 m の観測点は 450 m メッシュ、水深 100 m の観測点は 150 m メッシュの領域でそれぞれ含まれており、それぞれのメッシュ領域の中の対応する格子点での値を出力している。

表 3.8-2 実地形での検討の断層パラメータ

項目	値
長さ L(km)	45.0
幅 W(km)	45.0
上端深さ H(km)	10.0
走向角 θ (degree)	187.8 (三陸北部)
	196.9 (三陸南部)
	209.9 (福島沖)
傾斜角 δ (degree)	30.0
すべり角 λ (degree)	90.0
平均すべり量 D(m)	1.59

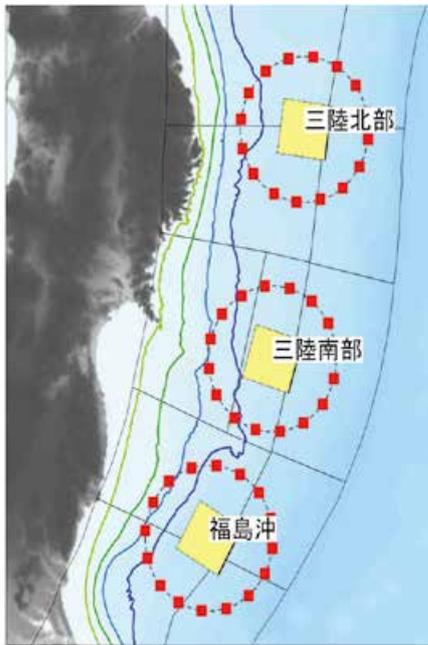


図 3.8-5 実地形での検討のイメージ図

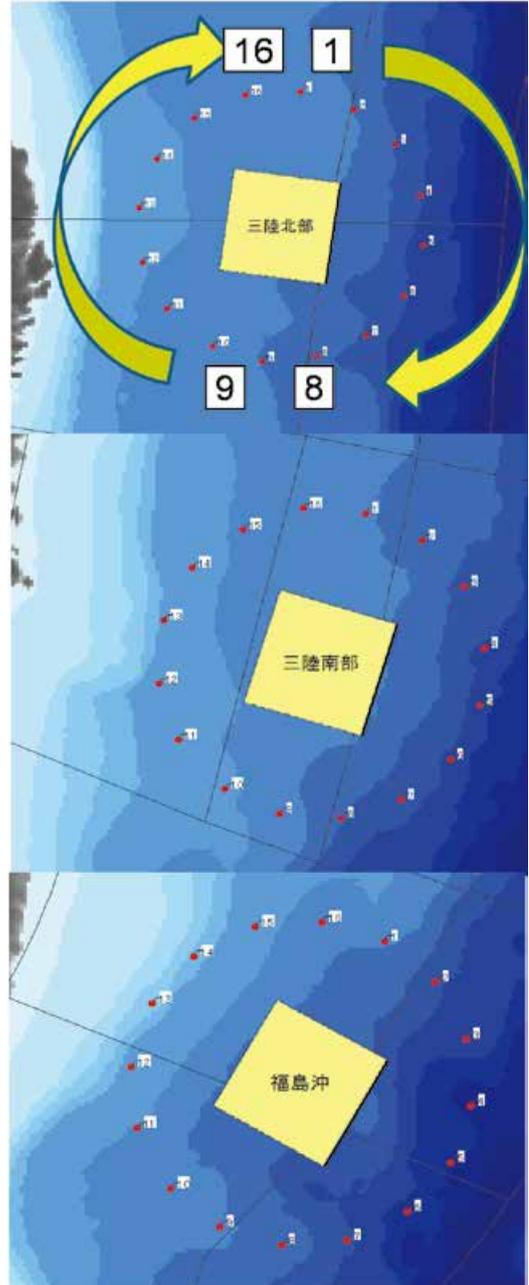


図 3.8-6 実地形での検討・半径 60km の観測点の位置

表 3.8-3 理想空間での検討と実地形での検討から求めたバラツキの比較. 平均値は図 3.8-1 に示す 9 つの不均質すべりの配置パターンそれぞれから計算される最大水位上昇量の幾何平均値と中央 1 カ所のモデル (case1) による最大水位上昇量の差を仮想観測点に互って平均したもの. 最大値は差の最大値であり, 標準偏差は, 差の標準偏差を示す.

	理想空間			実地形 (60km)		
	60km	120km	180km	三陸北部	三陸南部	福島沖
平均値	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08
最大値	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10
標準偏差	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

表 3.8-4 実地形・等水深線上でのバラツキの比較

	三陸北部 等水深点			
	1000m	500m	200m	100m
平均値	0.06	0.06	0.06	0.05
最大値	0.09	0.09	0.09	0.09
標準偏差	0.02	0.02	0.02	0.02

	三陸南部 等水深点			
	1000m	500m	200m	100m
平均値	0.07	0.06	0.06	0.06
最大値	0.09	0.08	0.09	0.08
標準偏差	0.02	0.02	0.02	0.02

	福島沖 等水深点			
	1000m	500m	200m	100m
平均値	0.06	0.06	0.06	0.05
最大値	0.09	0.09	0.09	0.09
標準偏差	0.02	0.02	0.02	0.02

a) 半径 60 km の等距離地点でのバラツキ

半径 60 km の観測点の位置を図 3.8-6 に示す。観測点番号が 1～8 が沖合側で、9～16 が沿岸側となるように、時計回りで番号順に設定している。最大水位上昇量の分布を図 3.8-7 に示す。理想空間での検討結果と同じ傾向を示しており、どの観測点においても中央に大すべり域のある case1 の最大水位上昇量が 9 つすべての断層モデルの最大水位上昇量の幾何平均値に近い値となっている。σ_{不均質}の値を理想空間での検討結果と比べると(表 3.8-3)、実地形で検討したバラツキのほうが平均や最大値で若干大きくなっているものの、ほぼ理想空間のそれらの値とほぼ同じである。なお、バラツキの値は沖合側で大きくなっているが、最大水位上昇量は、バラツキの小さい沿岸側で行うため、平均値は実際のバラツキよりも過大となっていることに留意されたい。

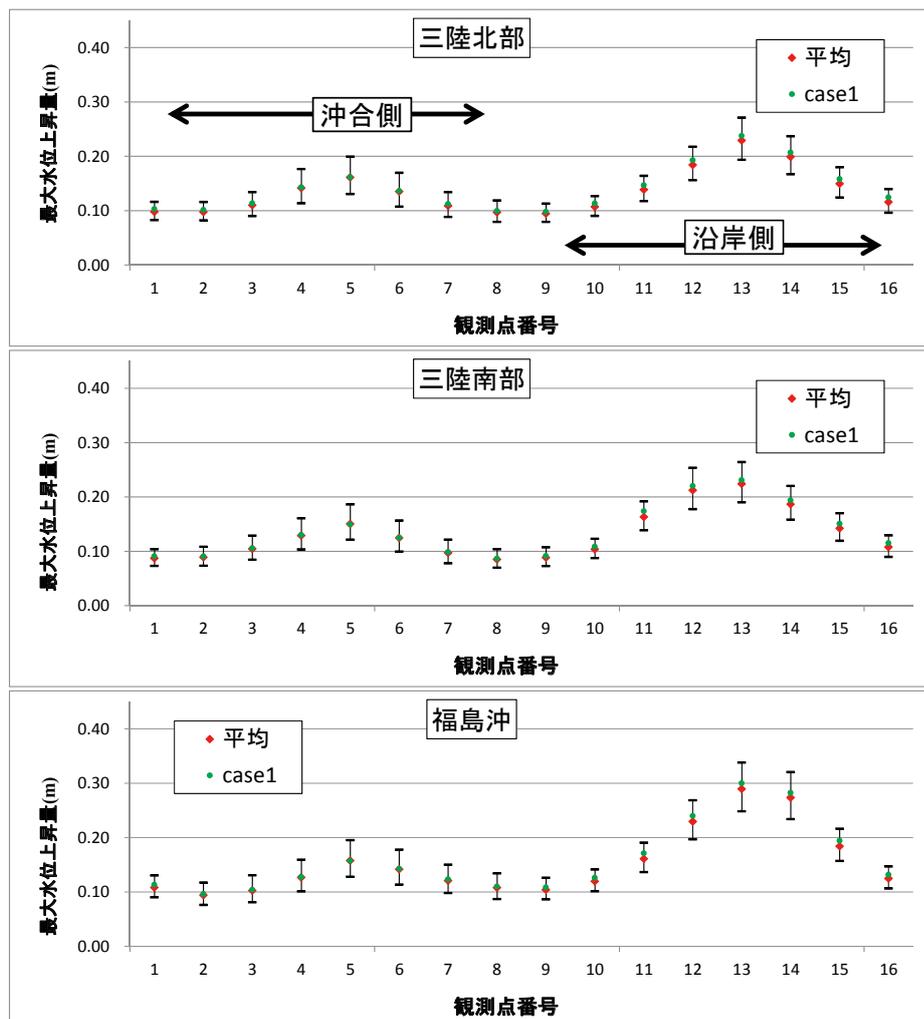


図 3.8-7 実地形での検討・60km の最大水位上昇量の分布。凡例は図 3.8-4 と同じ。

b) 等水深線上の観測点でみたバラツキ

水深 100 m, 200 m, 500 m, 1,000 m の等水深線上の仮想観測点の位置を図 3.8-8 に、各等水深線上の最大水位上昇量の分布を図 3.8-9~3.8-12 に示す。水深が浅くなるほど、地形がより複雑に変化している影響を受けて、最大水位上昇量の分布や仮想観測点ごとのバラツキの分布は複雑になっている。断層モデルの位置毎にバラツキの値を比較すると(表 3.8-4)、断層モデルの位置が違っていてもバラツキの平均値、最大値、標準偏差はほとんど変わりなく、全体の平均値は 0.06、最大で 0.09 となった。

c) 検討の結論

以上の検討から、M7 クラスの地震(特性化波源断層モデルで震源を特定しにくい地震として考慮している Mw7.0 から 8.3 までの地震)に対し、津波ハザード評価で用いる $\sigma_{\text{不均質}}$ の値としては、理想空間での中央に大すべり域を配置したモデル(case1)の平均値に対するバラツキからやや大きめではあるが、0.09 とする。ただし、今後はどの程度の規模の地震まで、 $\sigma_{\text{不均質}}$ による近似が可能かを検討する必要がある。

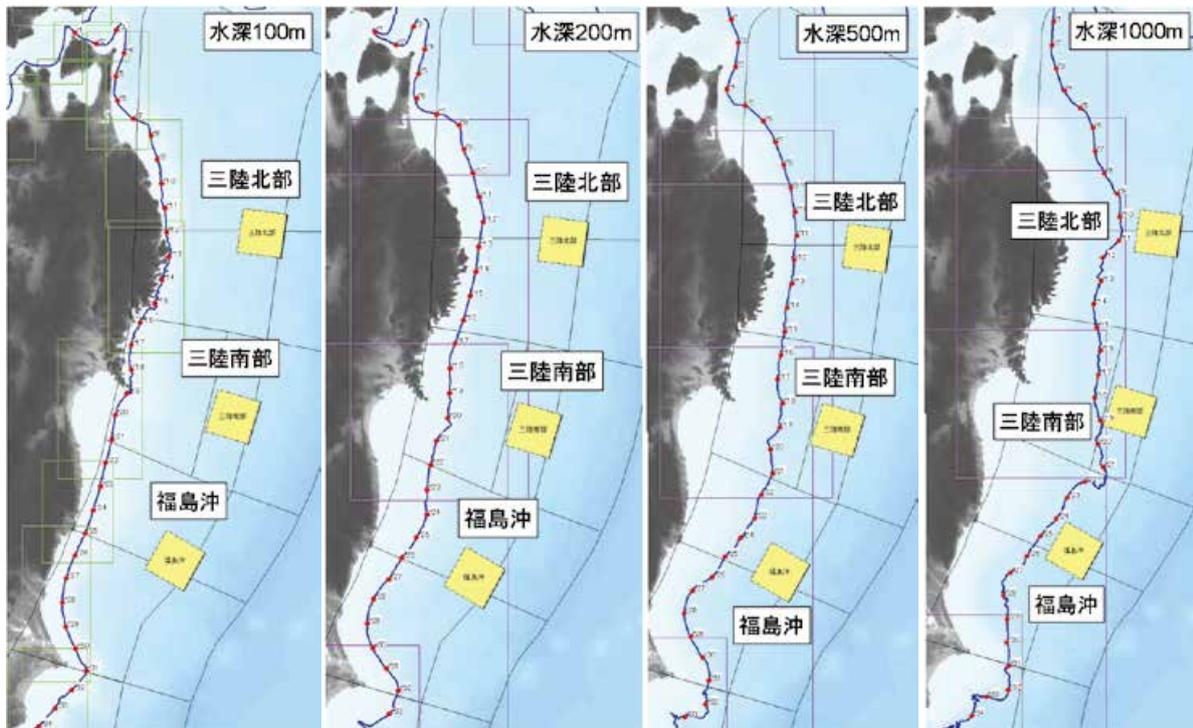


図 3.8-8 実地形での検討に用いた等水深線上の仮想観測点の配置

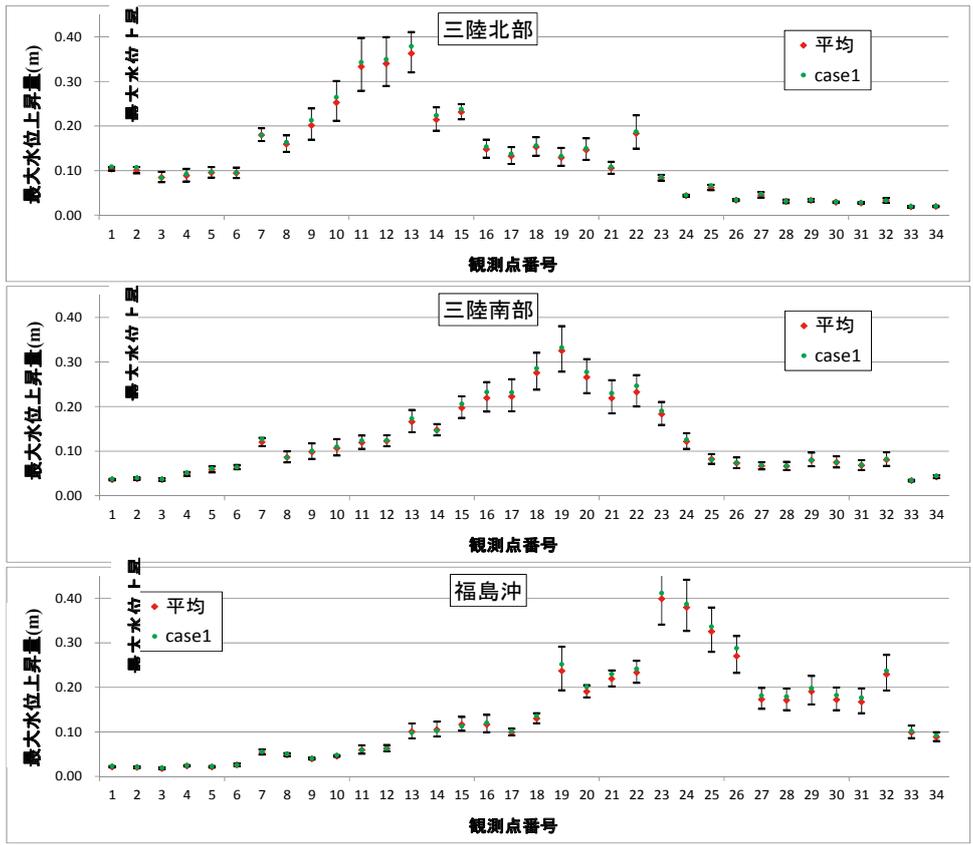


図 3.8-9 実地形水深 100m の等水深線状の仮想観測点での最大水位上昇量の分布

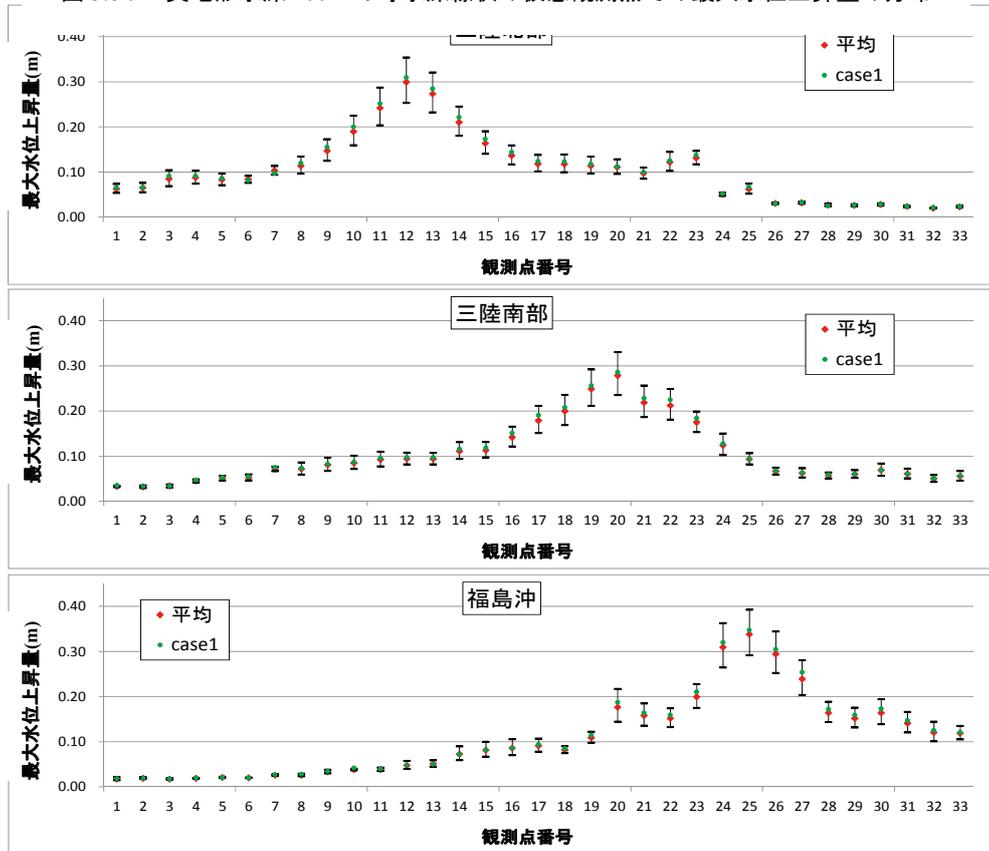


図 3.8-10 実地形での検討・水深 200m の最大水位上昇量の分布

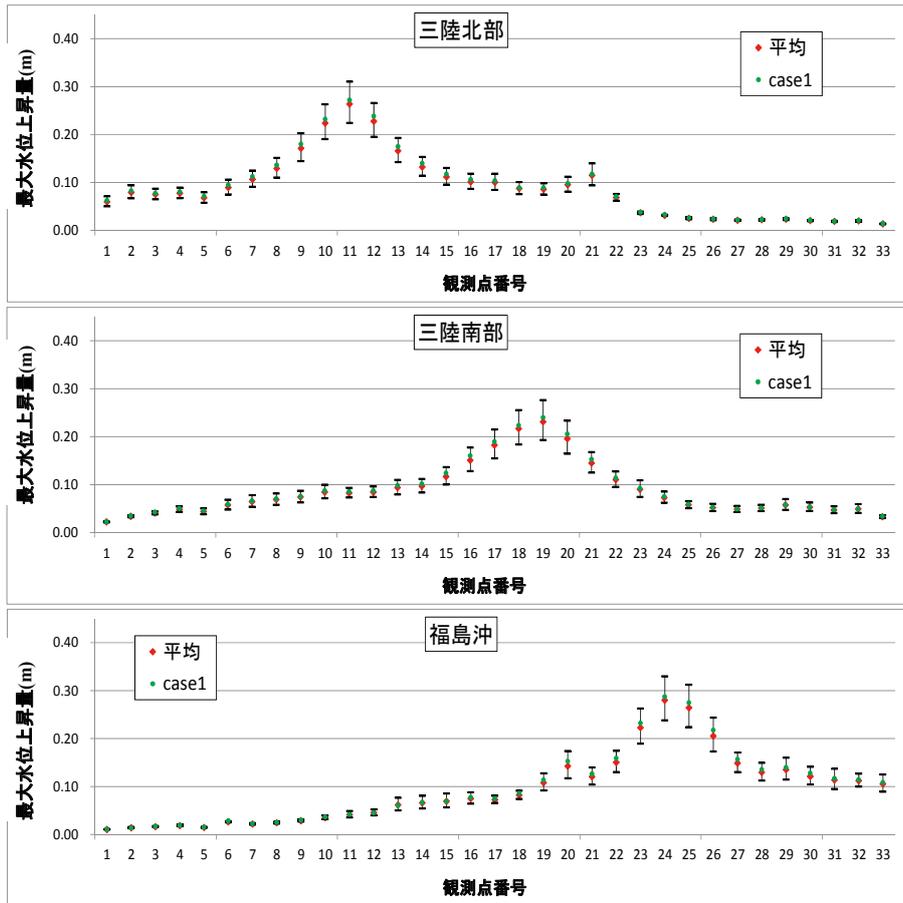


図 3.8-11 実地形での検討・水深 500m の最大水位上昇量の分布。

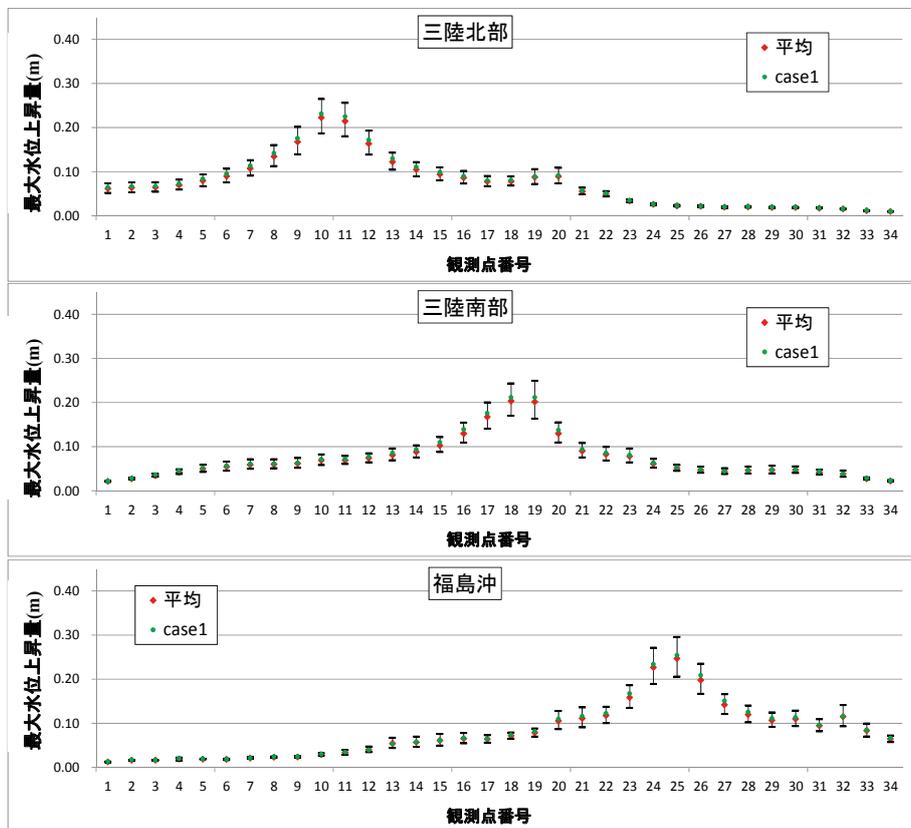


図 3.8-12 実地形での検討・水深 1000m の最大水位上昇量の分布

3.8.2 再現性のバラツキ(σ 再現誤差)の検討

津波の数値計算により得られた沿岸の最大水位上昇量には、3.8 で先述したように、支配方程式そのものの現実の津波伝播現象に対する説明能力の程度（実際の現象との乖離の度合い）、支配方程式を差分化した場合の誤差、複雑な断層運動を簡素化した断層モデルで表現する場合の誤差、水深・標高からなる地形データに含まれる誤差、などによって生じる推定誤差が含まれている。ここでは、最大水位上昇量を計算するシステムに依存して上記のような要因に基づく固有の不確かさを持った確率変数と考えることとし、その最大水位上昇量の推定に関わるバラツキを、再現誤差 (σ 再現誤差)として代用する(後述の4.3章を参照)。

津波ハザード評価のために、同じような複数の津波イベント（特定の場所で特定の規模である特定のすべり分布の地震が複数回発生した場合）によるある特定地点の最大水位上昇量のバラツキを見積もる際に、ここではエルゴード性が成立していると仮定し、ある既往津波の時に空間的に広がる多数地点で実測された痕跡高と予測計算に基づく津波高さの差のバラツキを表す指標 κ が、ある特定地点の最大水位上昇量の津波イベント毎のバラツキに等しいと仮定する。

以下、2011年東北地方太平洋沖地震津波の際に得られた多数の地点における良質の津波痕跡高に基づき、最大水位上昇量のバラツキを求める方法について検討する。

(1) 方法

以下の手順により、計算による最大水位上昇量と津波痕跡高の差の対数標準偏差を求める。

- ① 津波痕跡計測地点と最短距離に位置する沿岸メッシュ点の関連づけ。

津波計算では、沿岸（海岸線に隣接する海メッシュ）または、沿岸より1ないし2メッシュ海側の最大水位上昇量を求めている。一方、痕跡高の殆どは海域には存在しない。このため陸上で計測した痕跡高をどの沿岸メッシュ点で計算された最大水位上昇量と比較するのか決めなくてはならない。ここでは単純に痕跡高が測定された地点に最も近い沿岸メッシュ点に関連

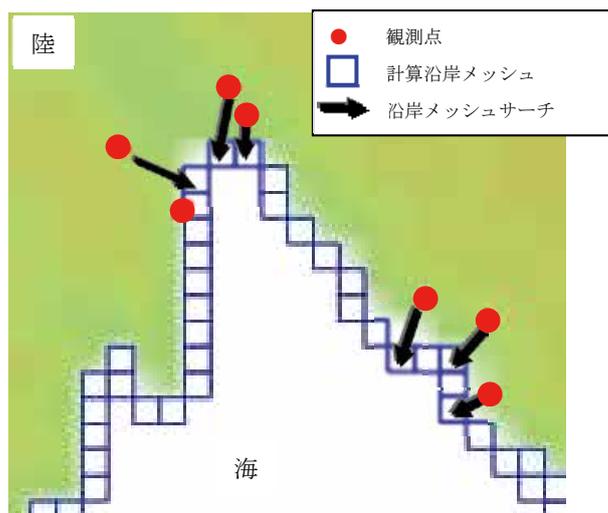


図 3.8-13 観測点から最近隣沿岸メッシュサーチの概念図

付ける(図3.8-13)。

- ② 痕跡高と最大水位上昇量の比から、(3.8-1)式に基づき残差の対数標準偏差を求める。

$$K_i = (\text{地点}_i \text{の痕跡高}) / (\text{地点}_i \text{の計算値})$$

$$\log K = \frac{1}{n} \sum \log K_i$$

$$\log \kappa = \left[\frac{1}{n} \sum (\log K_i - \log K)^2 \right]^{1/2} \quad (3.8-1)$$

K : 幾何平均値
 κ : 幾何標準偏差

(2) 津波痕跡データ

2011年東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループにより統一された基準に基づく痕跡記録データが整備されている(<http://www.coastal.jp/ttjt/> ここでは、2012年10月3日に公開された資料を基としている)。痕跡高としては合同調査グループによって津波到達時の潮位が補正されたものを利用する。痕跡高データは、図3.8-14に示すように、主として東北地方を中心に北海道から千葉県まで、図示されていないが遠くは鹿児島県まで合計5327地点ある。この中から、本検討の目的に合った観測データを以下の基準に基づき抽出する(是永ほか, 2013)。

- ・ 痕跡信頼度 A (2011年東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループが定めた信頼度の判断基準に基づく。)

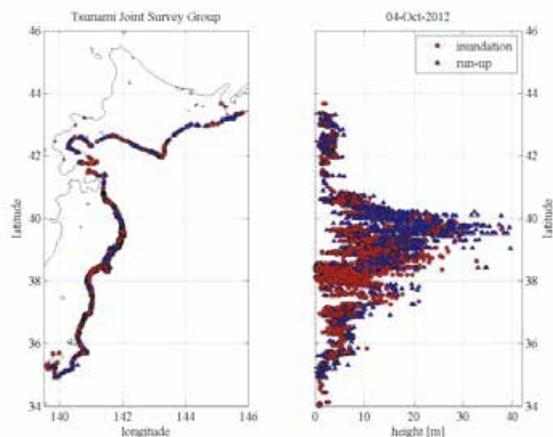


図 3.8-14 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループによる調査結果 (<http://www.coastal.jp/ttjt/>より抜粋)

- ・ 痕跡高 50 cm 以上
- ・ 沿岸遡上距離 100 m 以内
- ・ 50 m 計算格子で表現不可能な構造物が近傍にある場合、沿岸メッシュと痕跡点が 50 m 以内
- ・ 北海道～静岡県(一部)の太平洋沿岸

上記方針に基づき痕跡高データを抽出した結果、北海道～静岡県までで抽出データは計 1,106 点であった。各地区の痕跡点数を表 3.8-5 に、データの分布を図 3.8-15(1)～(7)に示す

(3) 計算方法

津波予測計算の条件は表 3.8-6 のように設定した。また計算には、中央防災会議(2012)および原子力基盤整備機構 (JNES) (2011)による 2011 年東北地方太平洋沖地震の高精度波源断層モデルを用いた (図 3.8-16)。その他の計算条件は、前節までに用いたものと同様である。

(4) 計算結果

①JNES モデル

JNES モデルによる計算結果は、図 3.8-17 上段に示すとおり、痕跡データの傾向に一致する最大水位上昇量の分布となっている。この結果から、幾何平均 $K=0.97$, $\kappa=1.36$, 常用対数標準偏差 $\sigma(=\log_{10} \kappa)=0.13$ と算出された。遡上高(遡上先端の標高値)と浸水高(遡上途中の水面の標高値)の分布から、地形による効果が大きく、粗いメッシュでは表現しにくい遡上高データのほうが観測値と計算結果間により乖離が大きい結果となった。

表 3.8-5 痕跡点数(地区別)

地区	信頼度 A データ	選別後データ
北海道	228	79
青森県	186	59
岩手県	1218	577
宮城県	1404	213
福島県	318	60
茨城県	166	83
千葉県～静岡県	106	35
合計	3626	1106

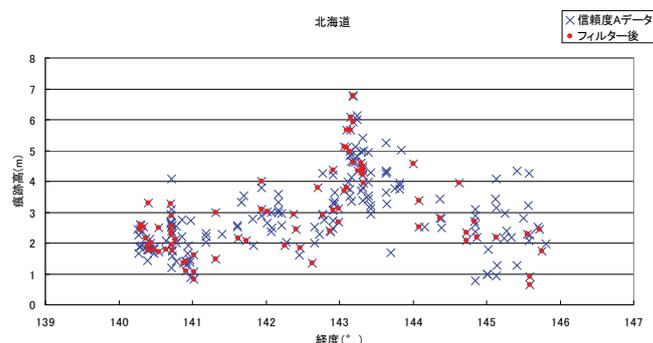


図 3.8-15 (1) 信頼度 A の痕跡高と抽出後の痕跡高の分布 (北海道)。× : 信頼度 A の痕跡値, ● : 抽出した痕跡値。横軸は、緯度 (°)

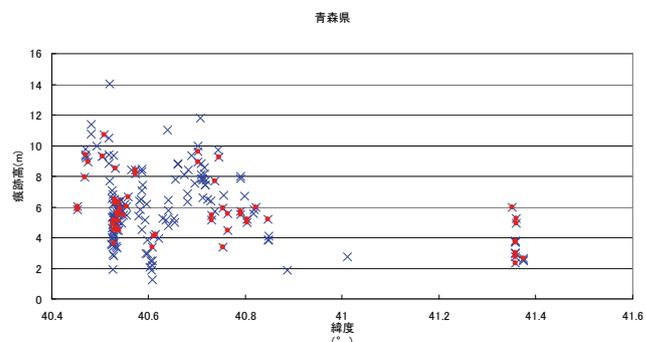


図 3.8-15 (2) 信頼度 A の痕跡高と抽出後の痕跡高の分布 (青森県)

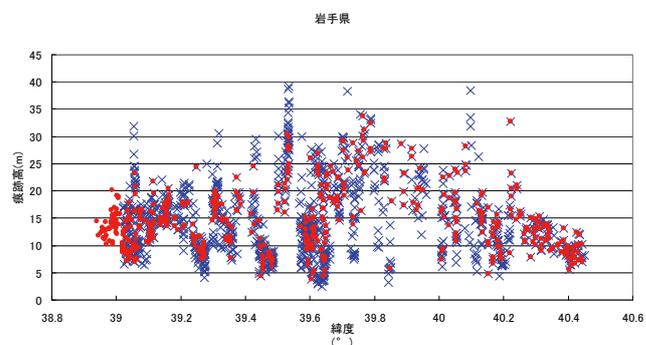


図 3.8-15 (3) 信頼度 A の痕跡高と抽出後の痕跡高の分布 (岩手県)

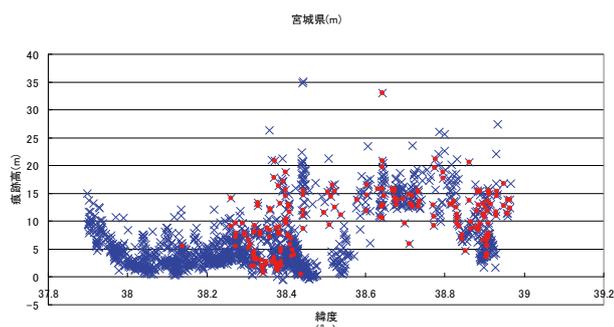


図 3.8-15 (4) 信頼度 A の痕跡高と抽出後の痕跡高の分布 (宮城県).

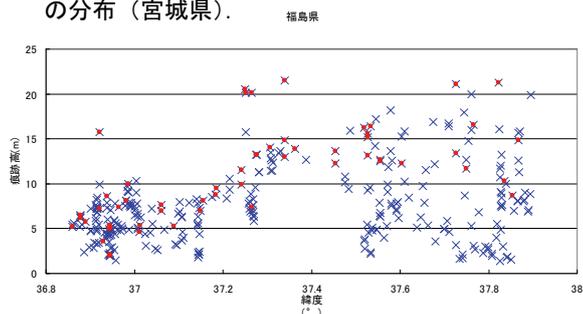


図 3.8-15 (5) 信頼度 A の痕跡高と抽出後の痕跡高の分布 (福島県).

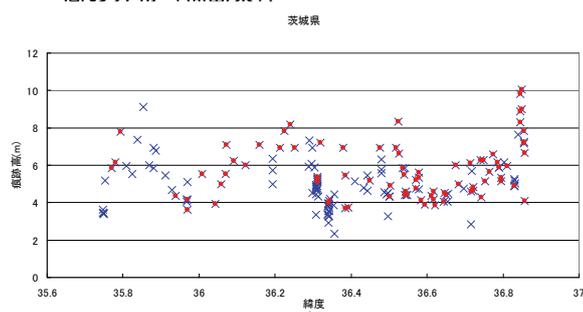


図 3.8-15 (6) 信頼度 A の痕跡高と抽出後の痕跡高の分布 (茨城県).

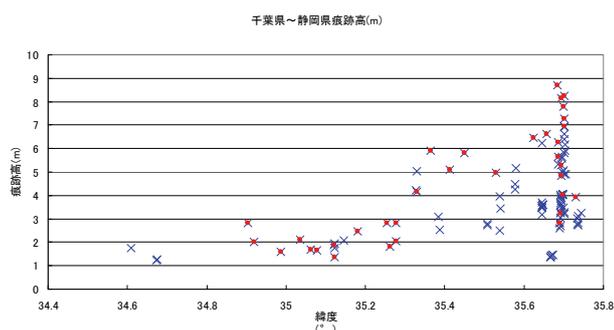


図 3.8-15 (7) 信頼度 A の痕跡高と抽出後の痕跡高の分布 (千葉県—静岡県).

表 3.8-6 再現誤差検討のための予測計算に関わる条件

項目	内容
基礎式と解法	波源～沿岸の伝播計算, 陸上遡上後の氾濫計算非線形長波方程式を基礎式とし, Leap-Frog 差分法により計算 (但し, 1350mと450mの格子エリアは線形長波方程式を基礎式とする)
計算格子間隔	1350m, 450m, 150m, 50m

大格子と小格子の接続方法	波源から各痕跡地点を含む沿岸での計算領域を1:3接続
計算時間	4~7時間
計算時間間隔	C.F.L. 条件を満たすように設定
地盤変位量	Okada (1992) により算出
初期条件	初期水位変動量=海底地盤変位量の鉛直成分
潮位条件	T.P. 0 m
陸上遡上 (氾濫) 計算における波先端条件	水域側水位と陸域側地盤高の差 (実水深) が 10^2m を超える場合に遡上 (小谷ほか(1998))
計算に用いる波源モデル	2011年東北地方太平洋沖地震津波の波源モデル ①JNESモデル ②内閣府モデル
粗度係数	一定値を採用 水域・陸域:0.025
対象地形	東日本大震災震災前の地形 (地盤変動量は見込む)
施設条件	施設については考慮しない

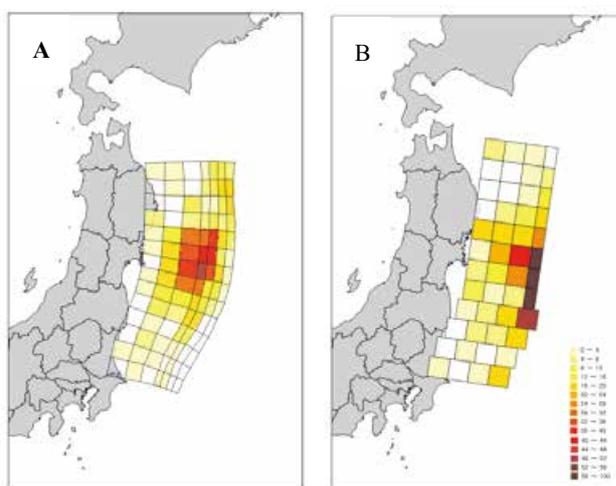


図 3.8-16 再現誤差検討に用いた 2011 年東北地方太平洋沖地震の波源モデル
A: 内閣府モデル(中央防災会議, 2012) B: JNES モデル(原子力安全基盤機構, 2011). とともに 60 秒毎のすべり量を全期間 300 秒間合計して表示.

②内閣府モデル

内閣府モデルによる最大水位上昇量は, 図 3.8-18 上段に示すとおり, 痕跡データの傾向に一致する結果となっている. この結果から, 幾何平均 $K=0.98$, $\kappa=1.34$, 常用対数標準偏差 $\sigma (= \log_{10} \kappa)$ が 0.13 と算出された.

(5) σ 再現誤差のまとめ

全国を概観するハザード評価に用いる最大水位上昇量の推定誤差の検討を行った. 2011 年の東北地方太平洋沖地震津波の際の痕跡高さとこれを再現する高精度の波源断層モデルを用いた津波予測計算結果を比較すると, 計算結果と痕跡高さの比のバラツキは常用対数標準偏差 $\sigma (= \log_{10} \kappa)$ の値で 0.13 程度であった.

現時点の科学的知見に基づいて, 実際に発生した巨大地震津波を再現したいわば最良の波源断層モデルをもってしても, 痕跡値との間には一定の差がある.

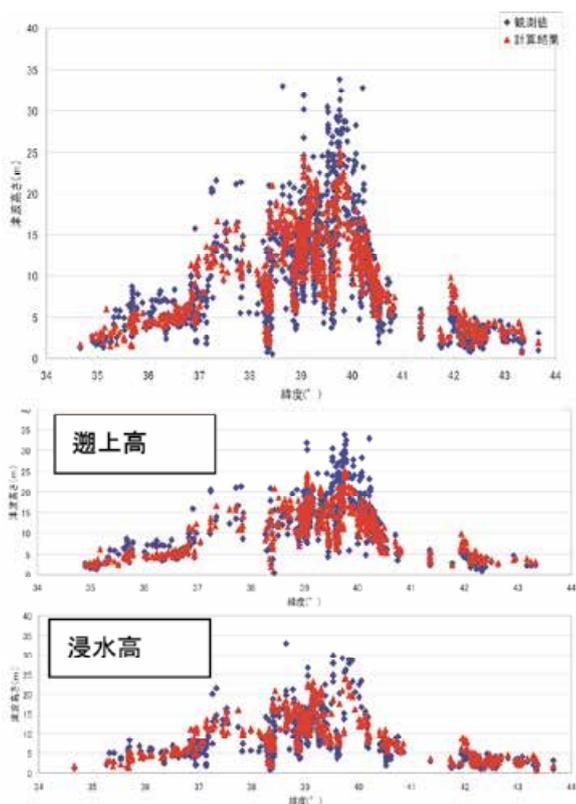


図3.8-17 JNESモデルによる最大水位上昇量と観測値の比較. 上段: 全データ, 中段: 遡上高, 下段: 浸水高

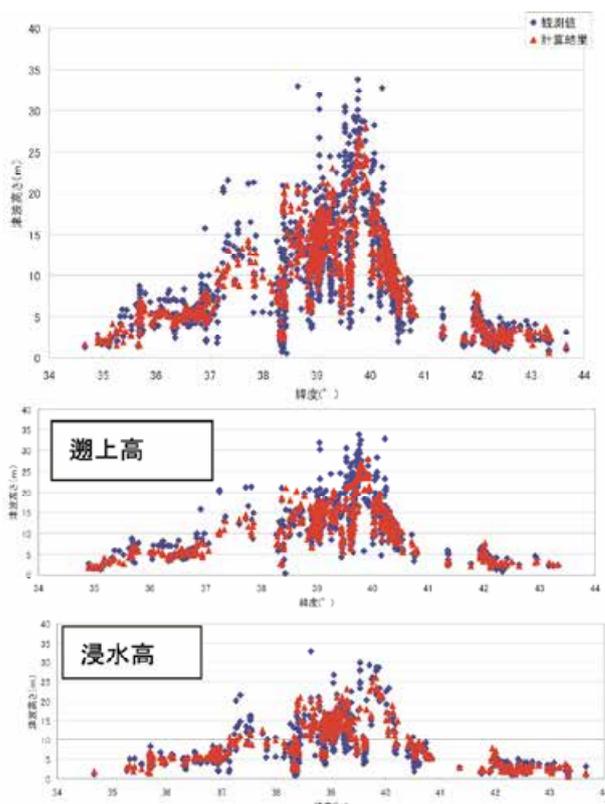


図 3.8-18 内閣府モデルによる最大水位上昇量と観測値の比較. 上段: 全データ, 中段: 遡上高, 下段: 浸水高

この差を現象を再現する際の誤差ととらえ, ここで求められた常用対数標準偏差 σ ($=\log_{10} \kappa$) 0.13 を, 数値計算に不可避免的に含まれるバラツキの指標 $\sigma_{\text{再現誤差}}$ として以後の検討で用いることとする.

3.8.3 バラツキの打ち切り範囲の検討

津波予測計算による推定値を確率変数とし, 津波高さにバラツキを与える際には, 確率密度関数の種類, 対数標準偏差, 確率密度関数の積分区間に相当する打ち切り範囲を設定する必要がある. ここでは, 前節で検討した 2011 年の東北地方太平洋沖地震津波の痕跡高さとしてこれを再現する波源モデルを用いた津波予測計算結果との比較の結果からバラツキの範囲を調べ, 打ち切り範囲の検討を行う. JNES モデルおよび内閣府モデルから求めた最大水位上昇量を用いて, 観測値(遡上高と浸水高) / 計算値の比を求め, 最大水位上昇量別にプロットした(図 3.8-19 および図 3.8-20). 図中の緑色, 水色, 青色の線は, それぞれ $\pm 1\sigma$, $\pm 2\sigma$, $\pm 3\sigma$ の範囲を示す. これらの分布図から, 概ねの $\pm 3\sigma$ 範囲の中に納まっていることが分かる. これにより, バラツキの打ち切り範囲を $\pm 3\sigma$ とする.

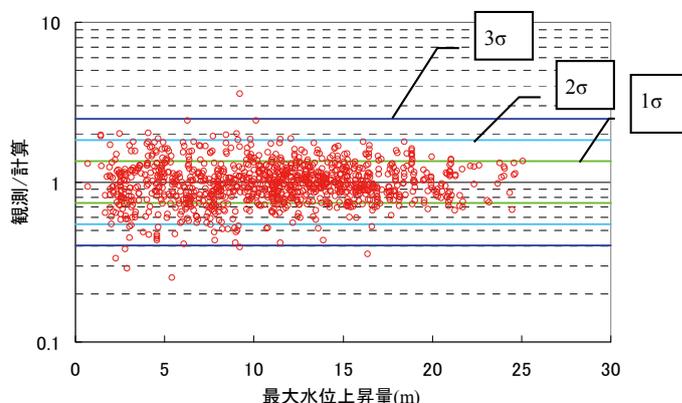


図 3.8-19 観測値/最大水位上昇量 (JNES モデル) の高さ別の分布

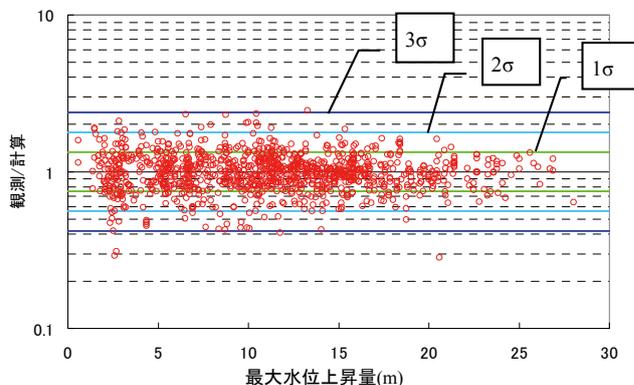


図 3.8-20 観測値/最大水位上昇量 (内閣府モデル) の高さ別の分布