プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案

杉野英治¹⁾、岩渕洋子²⁾、橋本紀彦³⁾、松末和之⁴⁾、蛭澤勝三⁵⁾、
亀田弘行⁶⁾、今村文彦⁷⁾

- 1) 正会員 原子力安全基盤機構、グループ長、東北大学大学院工学研究科土木工学専攻 工修
e-mail : sugino-hideharu@jnes.go.jp
- 2) 原子力安全基盤機構、主任研究員 工博
e-mail : iwabuchi-yoko@jnes.go.jp
- 3) 伊藤忠テクノソリューションズ 工修
e-mail : norihiko.hashimoto@ctc-g.co.jp
- 4) 応用地質、上級専門職 理博
e-mail : matusue-kazuyuki@oyonet.oyo.co.jp
- 5) 正会員 原子力安全基盤機構、理事 工博
e-mail : ebisawa-katsumi@jnes.go.jp
- 6) 名誉会員 京都大学名誉教授、原子力安全基盤機構、技術顧問 工博
e-mail : kameda2@minuet.plala.or.jp
- 7) 正会員 東北大学災害科学国際研究所、教授 工博
e-mail : imamura@irides.tohoku.ac.jp

要 約

東北地方太平洋沖地震は、日本海溝沿いのプレート境界で発生し、巨大な津波を引き起こした。プレート間地震は、同様な規模や場所ではほぼ一定の時間間隔で繰り返し発生する固有地震の概念で捉えられてきたために、ここ数百年の歴史記録における既往最大の地震規模を上回る東北地方太平洋沖地震の発生を予想することができなかった。すなわち、確率論的津波ハザード評価など津波の将来予測においては、既往最大規模を基本とする従来の津波想定とは異なる概念が必要となる。そのための方法として、プレート間地震による津波の波源域やすべり分布等の設定方法をルール化した特性化波源モデルを提案する。また、特性化波源モデルを用いた津波高のばらつき β の検討を行い、波源特性や遡上特性に係るモデル化精度の向上により、既往の知見よりも β を低減できることを示す。

キーワード： 2011年東北地方太平洋沖地震、津波、原子力発電所、特性化波源モデル、不均一すべり分布

1. はじめに

平成 23 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震による津波（以下、東北地震津波と呼ぶ。）は、福島第一原子力発電所に重大な事故を引き起こした。この事故は、同発電所の設計津波水位が低すぎた

こと、設計津波水位を超える津波の発生に備えていなかったこと、原子力発電所の津波リスクに対する認識の重要性を改めて示す結果となった。この事故を踏まえた政府報告書¹⁾では、設計津波水位を上回る津波に対しても施設が重要な安全機能を維持できるよう対策を講じることや、確率論的リスク評価手法（PRA）を活用したリスク管理を実施することなどが教訓として示された。

東北地震津波は、日本海溝沿いのプレート境界における巨大地震に起因して発生した。同津波発生前の地震学の知見では、プレート境界型の地震は過去に発生した地震記録に基づいて「領域分けを行った個々の領域内で、繰り返し発生する最大規模の地震²⁾」、いわゆる固有地震とみなされてきた。そのため、原子力発電所の設計津波水位を決める津波想定（津波波源の設定）でも既往最大の地震規模が基本とされ（土木学会³⁾）、東北地震津波の発生を予見することはできなかった。

原子力規制委員会及び原子力規制庁は、東北地震津波による福島第一原子力発電所の事故を教訓とし、新たな規制基準及び審査ガイドを作成し、2013年7月に施行した。中でも「基準津波及び耐津波設計方針に係る審査ガイド⁴⁾」では、津波波源の設定に当たっては、国内のみならず世界で起きた大規模な津波事例を踏まえ、津波の発生機構やテクトニクス的背景の類似性を考慮することや、地震や津波の発生域と規模は、過去の事例によるだけではそれをを超えるものが発生する可能性を否定したことにはならないことなどに留意することと記されている。

原子力発電所の設計及びリスク評価は、将来の津波発生予測に係る問題である。東北地震津波を経験した今、ここ数百年程度の限られた歴史記録に基づく科学的知見には限界があることを真摯に受け止め、科学的想像力⁵⁾をもってこの問題に取り組む必要がある。

原子力発電所の津波リスクを評価する手法としては、日本原子力学会の津波 PRA（Probabilistic Risk Assessment）実施基準⁶⁾が挙げられる。津波 PRA では、対象施設に襲来する津波の高さとその超過発生頻度の関係性を評価するための確率論的津波ハザード解析手法⁷⁾が用いられ、ここでも将来予測のための津波想定が必要となる。同手法の津波想定では、専門家アンケートにより既往最大の地震規模に対して一定のマグニチュード範囲を設定し、将来の津波発生に対する不確実さを考慮している。しかし、このマグニチュード範囲は限定的であり、しかもその範囲設定の基本となるのはやはり既往最大の地震規模とされている。

杉野ほか⁸⁾は、今後の原子力発電所の安全性向上に活かすため、福島第一原子力発電所の事故原因の究明の一環として、東北地震津波の発生メカニズムを究明した。その主な成果として、被害を受けた4つの原子力発電所の津波を同時に再現する津波波源とそのすべり分布を推定したこと、各原子力発電所の津波高に大きな影響を及ぼす波源の領域はいずれも波源域全体のうち日本海溝付近の津波地震発生域に集中すること、長周期の観測地震動から推定した震源断層と上記の津波波源とでは大きなすべりが日本海溝付近に集中する点において一致することなどが挙げられる。

一方、Wu et al.⁹⁾は東北地震の短周期の観測地震動から推定した震源断層の強震動生成領域を示しているが、この領域と上記の津波波源のすべりが集中する領域とは明らかに異なる。

強震動予測の分野では、地震調査研究推進本部の強震動レシピ¹⁰⁾が広く利用されている。同レシピでは、強震動の評価手順を標準化するため、地震モーメントと震源断層面積等の経験的關係に基づいて必要な震源特性を主要なパラメータで表した「特性化震源モデル」が用いられる。同モデルの震源特性は、断層全体の形状や規模を表す巨視的震源特性、断層の不均一性を表す微視的震源特性及び、断層の破壊過程を表すその他の震源特性の3つの特性で構成される。中でも、微視的震源特性及び断層破壊過程に係る特性については、上記の東北地震の分析例からも明らかのように、地震動の短周期成分を対象とする特性化震源モデルを地震起因の津波予測にそのままの形で利用することはできない。

本論文では、将来発生する津波は既往最大規模を上回る可能性があることを前提とした津波想定手法を確立するため、まず、東北地震津波をはじめ世界で発生した巨大地震による津波波源の地震規模と波源領域の面積やすべり分布、断層破壊の伝播特性について分析する。次いで、沿岸部での津波評価（遡上高や浸水深の算定）のため、上記分析結果を踏まえて、プレート間地震による津波を対象に波源特性を主要なパラメータで表す「特性化波源モデル」を提案する。そして、東北地震津波に対してこの特性化波源モデルを適用し、同津波の痕跡高に対する計算津波高のばらつきを検討し、津波波源の特性化の影響について検証する。

2. 津波波源モデルの分類と特性化の意義

津波波源モデルは、再現用波源モデルと予測用波源モデルに大別される。

再現用波源モデルでは、実津波の現象をより忠実に再現することが求められ、そのためには、モデル化に必要なパラメータの増加や詳細化が許容される。東北地震津波の再現用波源モデル⁸⁾の例では、波源領域をサブフォルトで細分化し、さらには、すべり分布の時空間的不均一性を考慮できるようサブフォルト毎の破壊開始時間や破壊継続時間などのパラメータを詳細化したことが、沖での観測津波波形等の再現性向上に貢献した。しかし、このようなモデルは、パラメータが複雑であるがゆえに、将来予測の問題への適用にはなじまない。

将来予測の問題に用いる予測用波源モデルでは、実現象の複雑さに対してパラメータの詳細値や時空間分布を確定的に扱うことができず、それに伴ってパラメータを省略（あるいは平均化）するなどの簡略化が必要となる。当然、簡略化の程度によっては不確実さが増大するため、これを定量的に把握する必要がある。

従って、本研究で提案する「特性化波源モデル」とは、沿岸部での津波評価を標準化するために、津波波源としての特性を主要なパラメータで簡略化した予測用波源モデルである。特性化震源モデルと同様に、断層全体の形状や規模を表す巨視的波源特性、断層の不均一性を表す微視的波源特性及び断層の破壊伝播特性の3つの特性で表す。しかし、各特性の設定においては、発生源が同じ地震起因の津波と地震とは、共通にすべき点と、沿岸部での津波水位と短周期地震動（強震動）のように評価すべき現象の違いを踏まえた相違点に配慮する必要がある。

3. M9クラスの巨大津波による津波波源の特性分析

3.1 巨視的波源特性

プレート間地震による津波の巨視的波源特性は、波源の位置や地震規模、平均すべり量の各パラメータで表される。これらのパラメータは、地震起因の津波を対象とすることから強震動レシピと共通にすべきパラメータとして考える。

Murotani et al.¹¹⁾によれば、国内外で発生したM9クラスのプレート間地震による津波波源のインバージョンモデルから地震モーメントや波源の領域面積、平均すべり量などを抽出し、これらの関係を日本付近で発生したM7~8クラスのプレート間地震に対するスケーリング則と比較すると、概ね一致することが示されている。この結果を踏まえれば、M9クラスの津波波源モデルの地震規模や平均すべり量は、強震動レシピ¹⁰⁾と同様のスケーリング則が適用できると考える。詳細は、4.1節に後述する。

3.2 微視的波源特性

微視的波源特性は、平均すべり量よりも大きなすべりを与える領域面積とそのすべり量の各パラメータで表され、すべり分布の不均一さを示す。これらのパラメータは、前述の東北地震の震源/波源の分析事例から明らかのように、強震動レシピとは異なる設定方法が必要と考える。

そこで、これまでに国内外で発生したM9クラスのプレート間地震による津波波源のインバージョンモデルからすべり分布の不均一性に関する分析を行い、上記のパラメータ設定のための知見を整理する。表1に分析対象とする既往津波を示す。

東北地震津波では、国内外の研究機関により津波波形や痕跡高、地殻変動量等の高精度な観測データが得られている。杉野ほか⁸⁾は、これらの観測データを用いたインバージョン解析により、GPS波浪計の観測津波波形や福島第一原子力発電所を含む4つの原子力発電所の痕跡高を再現した、再現用波源モデルを提案している。また、内閣府¹²⁾や今村ほか¹³⁾、Fujii et al.¹⁴⁾、Satake et al.¹⁵⁾でも同津波の再現用波源モデルが提案されている。これらの波源モデルは、いずれもサブフォルトで構成され、サブフォルト毎にすべり量が推定され、波源モデル全体としてのすべり分布が与えられている。

各再現用波源モデルにおいて、すべり量の大きいサブフォルトから順に領域を拡張、その領域内の平均すべり量が全体波源の平均すべり量(D)の4倍(4D)、あるいは3倍(3D)、2倍(2D)となる領域の面積を求め、全体の面積に占める割合(面積比)を算出する。すべり分布の分析結果を表2に示す。

同表から、東北地震津波では、3D となる領域の面積比は 10~20%、2D となる領域では同 37~44%であった。

世界各地で発生した M9 クラスの既往津波の波源モデル^{16)・19)}についても同様の分析を行う。分析結果を表 3 に示す。同表から 3D となる領域の面積比は 8~13%、2D となる領域は同 28~33%であった。ただし、3D のデータは、5 つのモデルの内、2 つのモデルから得られたものであり、他 3 つのモデルからは 3D 以上のデータを得ることができなかった。この結果から言えることは、実際に 3D 以上のすべり量が生じなかったか、あるいは、津波波源を構成するサブフォルトの大きさが 100km 四方と他のモデルに比して大きいため、3D 以上のすべり量を抽出するだけの解像度が十分ではなかったか、どちらとも断言はできない。しかし、以上の分析により得られたすべり分布の不均一さに係るデータは、微視的波源特性のパラメータを設定する上で重要である。

3.3 破壊伝播特性

津波波源の破壊伝播特性は、破壊開始点、破壊伝播速度、破壊伝播形状等の各パラメータで表される。

津波波源にとっての破壊伝播特性は、東北地震津波の発生前までは、沿岸部での津波水位に及ぼす影響が小さいと考えられてきた。しかし、東北地震津波を分析することによって波源域が広大であるがゆえにこれらのパラメータの影響が無視できないことが分かった⁸⁾。表 2 に示した東北地震津波の再現用波源モデルでもその動的破壊効果を取り入れたモデルが幾つか提案されている。これらのモデルについて、破壊開始点と各サブフォルトの中心点との距離を各サブフォルトの最初にすべり始める時間で除した破壊伝播速度から平均破壊伝播速度を算出すると、約 1.5~2.0km/sec 程度の値が得られる。

また、東北地震津波のように過去に地震が発生した複数の震源域に渡って断層破壊が進行する場合もあれば、南海トラフで懸念される複数の震源域が時間差を持って活動する場合が考えられる²⁰⁾。将来の津波発生の予測に係る問題では、このような破壊伝播形状に係る不確実さも考慮する必要がある。

表1 国内外のMw9.0以上の巨大津波一覧

地震津波名	地震規模Mw
1952年カムチャツカ地震津波	9.0
1960年チリ地震津波	9.5
1964年アラスカ地震津波	9.2
2004年スマトラ沖地震津波	9.1
2011年東北地方太平洋沖地震津波	9.0

表2 東北地震津波のすべり分布及び断層破壊様式の分析結果

波源モデル	杉野ほか ⁸⁾	内閣府 ¹²⁾	今村ほか ¹³⁾ Ver1.2	Fujii et al. ¹⁴⁾ Ver4.2	Satake et al. ¹⁵⁾ Ver8.0
<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="border: 1px solid blue; width: 10px; height: 10px; margin-bottom: 5px;"></div> 領域内平均すべり 2×D </div> <div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="border: 1px solid green; width: 10px; height: 10px; margin-bottom: 5px;"></div> 同3×D </div> <div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="border: 1px solid pink; width: 10px; height: 10px; margin-bottom: 5px;"></div> 同4×D </div>					
平均すべり量(D)	14.6 m	11.7m	9.5m	14.5m	10.8m
2×Dの面積比	37%	40%	40%	38%	44%
3×Dの面積比	18%	15%	20%	10%	16%
4×Dの面積比	11%	2%	—	—	6%
平均破壊伝播速度	1.52 km/sec	2.04 km/sec	∞	∞	1.47 km/sec

表3 世界のMw9.0クラス巨大津波のすべり分布及び断層破壊様式の分析結果

波源モデル	1952カムチャツカ地震津波 ¹⁶⁾	1960チリ地震津波 ¹⁷⁾	1964アラスカ地震津波 ¹⁸⁾	2004スマトラ沖津波 ¹⁹⁾	2010チリ地震津波 ¹⁷⁾
<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="border: 2px solid blue; width: 20px; height: 10px; margin-bottom: 5px;"></div> 領域内平均すべり 2×D </div> <div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="border: 2px solid green; width: 20px; height: 10px; margin-bottom: 5px;"></div> 同3×D </div> <div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="border: 2px solid magenta; width: 20px; height: 10px; margin-bottom: 5px;"></div> 同4×D </div>					
平均すべり量(D)	5.5m	10.6m	9.9m	7.5 m	5.4m
2×Dの面積比	29%	33%	28%	31%	28%
3×Dの面積比	—	—	—	13%	8%
4×Dの面積比	—	—	—	—	4%
平均破壊伝播速度	∞	∞	∞	∞	∞

4. 特性化波源モデルの設定方法

3 章の分析結果を踏まえて、プレート間地震による津波の特性化波源モデルの設定方法を提案する。これは主として将来予測に係る確率論的津波ハザード解析手法における活用を念頭に置いている。図 1 に、特性化波源モデルの巨視的波源特性、微視的波源特性、破壊伝播特性に関する各パラメータの設定手順を示す。特に、東北地震津波の経験から、将来発生する津波の規模は既往最大を上回る可能性が否定できないことを考慮し、既往最大の地震規模を基本とする考え方からの脱却を重要な枠組みとして位置付けている。すなわち、既往最大の地震規模を起点にパラメータを決定するのではなく、不確実さを踏まえた波源領域の面積から地震規模を決定する方法を採る。以下に、各パラメータの設定手順を記す。

4.1 巨視的波源特性の設定手順

- 津波を伴う地震の発生可能性を考慮してプレート境界面上に波源領域を設定する。その際、対象海域での既往最大規模に捉われない領域を設定する。この波源領域はプレート境界面の等深線データを基に地震発生域の深さの下限から海溝軸までを対象とし、3次元プレート境界モデルとして作成する。この波源領域の設定範囲としては、原子力規制委員会の審査ガイド⁴⁾が参考となる。(図 1 の手順①)
- 既往地震の発生位置や規模を参考に、上記の波源領域を区分する。区分された領域をセグメントと呼ぶ。この領域区分としては、地震調査研究推進本部の海溝型地震の長期評価²¹⁾が参考となる。(図 1 の手順②)
- 上記セグメントのうち隣り合うもの同士を組合せて、津波波源の位置や波源領域に関する不確実さを考慮する。(図 1 の手順③)
- 上記セグメントを組合せた領域内に複数のサブフォルト(約 5km 四方)を配置し、これらの集合体として全体の波源モデルとする。(図 1 の手順④～⑤)
- 上記セグメントを組合せた津波波源全体の面積 S に対し、スケーリング則²²⁾を適用し、以下の式よりモーメントマグニチュード Mw 及び平均すべり量 $D(m)$ を算定する。(図 1 の手順⑥～⑨)

$$Mw = (\log M_o - 9.1)/1.5 \quad (1)$$

$$D = M_o/(\mu \cdot S) \quad (2)$$

$$M_o = 16/(7\pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2} \quad (3)$$

ここで、 M_0 : 地震モーメント(Nm)
 μ : 剛性率(N/m²)
 S : 波源全体の面積(m²)
 $\Delta\sigma$: 波源全体の平均応力降下量(N/m²)

をそれぞれ表す。

4.2 微視的波源特性の設定手順

- f) M_w の大きさに応じてすべり分布の不均一さを設定する。図 2 に示すように、 $M_w 8.2$ 以下の中小規模の場合には均一すべり分布を、 $M_w 8.3 \sim 8.8$ の大規模の場合には大すべり域と背景領域の 2 段階不均一すべり分布を、 $M_w 8.9$ 以上の超大規模の場合にはさらに超大すべり域を加えた 3 段階不均一すべり分布をそれぞれ設定する。これらの設定は、すべり分布の不均一さが沿岸部の津波高に及ぼす影響を考慮するためのものである。 $M_w 8.2$ 以下については既往津波の波源モデルが矩形の均一な平均すべり量で表されてきたこと、 $M_w 8.9$ 以上については 3.2 節の分析結果をそれぞれ参考としている。また、 $M_w 8.3 \sim 8.8$ については上記の 3 つのクラスの間位置することから、すべり分布の設定方法の連続性を考慮している。各領域の個数については、大すべり域は 1 箇所、超大すべり域は 1 または 2 箇所以上とする。これは、3.2 節のすべり分布の分析結果より、2D、3D の領域が 1, 2 箇所

図1 プレート間地震による津波の特性化波源モデルの設定手順

図2 微視的波源特性に係る波源領域内の空間的すべり分布の設定方法

所に集中することを踏まえたものである。特に、Mw8.9以上では東北地震津波の波源域よりも広大になる場合も扱うため、超大すべり域の箇所数に対しては不確実さを大きく取る必要がある。

- g) 各領域のすべり量と面積については、3.2節の分析結果を踏まえて次の通りとする。2段階不均一すべり分布の場合、大すべり域のすべり量は平均すべり量の2倍とし、その面積比は全体の40%とする（図1の手順⑩～⑪）。3段階不均一すべり分布の場合、超大すべり域のすべり量は平均すべり量の3倍とし、その面積比は全体の15%とする。大すべり域については、超大すべり域の背景領域ととらえ、大すべり域と超大すべり域を合わせた合計領域の平均すべり量が波源全体の平均すべり量の2倍、その合計領域の面積比は40%とする。それゆえ、3段階不均一すべり分布の場合の大すべり域のすべり量及び面積比は、次式よりそれぞれ平均すべり量の1.4倍、その面積比は全体の25%と算定される（図1の手順⑫～⑭、図2）。

超大すべり域とその背景領域である大すべり域及びこれらの合計領域の地震モーメントをそれぞれ M_{o3} , M_{o3b} , M_{o2} とすると、これらは次の関係式が成り立つ。

$$M_{o2} = M_{o3} + M_{o3b} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} D_{3b} &= (D_2 S_2 - D_3 S_3) / S_{3b} \\ &= (2D \times 0.4S - 3D \times 0.15S) / (0.4S - 0.15S) \\ &= 1.4D \end{aligned} \quad (5)$$

ここに、
 D_{3b} : 大すべり域（超大すべり域の背景領域）のすべり量(m)
 S_{3b} : 大すべり域（超大すべり域の背景領域）の面積(m²)
 D_3 : 超大すべり域のすべり量 (=3D) (m)
 S_3 : 超大すべり域の面積 (=0.15S) (m²)
 D_2 : 大すべり域と大すべり域の合計領域の平均すべり量 (=2D) (m)
 S_2 : 大すべり域と大すべり域の合計領域の面積 (=0.4S) (m²)

- h) すべり分布の配置パターンは、将来予測の問題において確定的に扱うことができないため、波源領域の中で、超大すべり域及び大すべり域の配置を変化させた複数パターンのすべり分布を設定する。その場合でも、海溝軸までを波源領域とする場合には、東北地震の知見を踏まえて、海溝軸沿いに超大すべり域あるいは大すべり域を配置することが合理的である。図3にすべり分布の配置の複数パターンの例を示す。

図3 空間的すべり分布の配置の複数パターンの例 (Mw8.9以上)

4.3 破壊伝播特性の設定手順

- i) $M_w8.9$ 以上の超大規模クラスの津波波源では、波源領域が広大であるがゆえに2種類の破壊様式を考慮する。1つは、図4(a)に示すように、複数セグメントにまたがる場合でも1回の地震活動を想定する場合である。この場合は、破壊開始点及び平均破壊伝播速度をパラメータとする同心円状の破壊伝播を仮定する（図1の手順⑮～⑰）。もう1つは、図4(b)に示すように、複数セグメントの時間差発生を考慮した地震活動を想定する場合である。この場合には、各セグメントの破壊の順序や相互の時間差がパラメータとなる。具体的な設定方法としては、杉野ほか²⁰⁾の方法が参考となる（図1の手順⑱）。

$M_w8.3\sim8.8$ の大規模クラスの津波波源でも基本的に上記と同様に設定する。ただし、単一セグメントで表される場合には、上記のうち図4(a)の場合のみが対象となる。

$M_w8.2$ 以下の小中規模クラスの津波波源では、既往津波の波源モデルが静的破壊伝播でモデル化され、十分な再現性を有していたことを参考とした。

$M_w8.2$ 以下の静的破壊を除いて、破壊開始点及び平均破壊伝播速度、複数セグメント間の破壊順序や相互の時間差は、将来予測の問題において確定的に扱うことができないため、複数のパターンを設定する。

図4 破壊伝播特性に係るパラメータ設定方法

5. 東北地震津波による特性化波源モデルの検証

4章では、プレート間地震に起因する津波を対象に地震規模を3つのクラスに分割し、それぞれの波源特性のパラメータ設定手順を示した。ここでは、 $M_w9.0$ の東北地震津波を対象に超大規模クラスに分類される特性化波源モデルについて検証する。

5.1 検証方法

津波伝播モデルによる津波高のばらつき (β) は、既往津波を対象とした複数地点の痕跡高と計算津波高の比 K_i のばらつきをもって評価される。 β は、既往津波を対象とした津波伝播モデルによる再現性を判断するための指標として用いられる、相田²³⁾ の幾何標準偏差 κ の自然対数とし、次の式で定義される。

$$\beta = \ln(\kappa) = \left[\frac{1}{n} \{ \sum_{i=1}^n (\ln K_i)^2 - n(\ln K)^2 \} \right]^{1/2} \quad (6)$$

$$\ln K = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln K_i \quad (7)$$

$$K_i = \text{痕跡高} R_i / \text{計算津波高} H_i \quad (8)$$

ここで言う津波伝播モデルは、図5に示すように、津波波源及び、海底地形を含めた海上伝播、陸上地形を含めた陸上遡上の3つの特性のモデル化の総称である。それゆえ、津波伝播モデルによる津波高のばらつき β には、これら3特性のモデル化上のばらつきが混在する。さらには、痕跡情報である津波高さや位置情報の不確かさも含まれることになる。本章で検証しようとする特性化波源モデルは、これらのばらつき要因の1つであるが、個々の特性の β に分離して定量評価することは困難である。そこで、本検証では、これらのばらつき要因を1つにまとめて総合的に検証する。

杉野ほか⁸⁾は、前述の通り、東北地震津波を再現するために再現用波源モデルを提案した。再現用波源モデルと予測用波源モデルは本質的に異なるものであるが、既往津波を対象とした再現性の確認によってその良し悪しが判断されるのは、両者とも共通である。そこで、東北地震津波の再現解析に用いた津波伝播モデルによる β と比較検討することにより、津波波源の特性化の影響を検証する。

検証方法の枠組みを図6に示す。検証は2段階で行う。まず初めに、再現用波源モデルは原子力4サイト（福島第一、福島第二、女川、東海第二）での再現を目的としたものであることから、再現の対象を複数の一般サイトに広げ、より一般性、説明性を高めた上で、再現用波源モデルによる津波高のばら

図5 津波伝播モデルの構成と津波高のばらつき要因

図6 津波伝播モデルのばらつきの検討枠組み

つき $\beta_{\text{再現}}$ を評価する。次に、再現用波源モデルの波源位置やすべり分布の不均一さを参考に、図 1 の手順に従い特性化波源モデルを作成する。そして、 $\beta_{\text{再現}}$ の評価時と同じ海上伝播モデル及び陸上遡上モデルを用いて、特性化波源モデルによる津波高のばらつき $\beta_{\text{特性化}}$ を評価する。

以上の手順を踏むことにより、 $\beta_{\text{特性化}}$ が $\beta_{\text{再現}}$ よりも大きな値になることが予想できる。つまり、ばらつき要因のうち唯一異なる波源モデルを再現用波源モデルから特性化波源モデルにすることは、再現用波源モデルが有するパラメータの詳細さよりも、簡略化することによる工学的可能性を得ることに重点が置かれ、その結果として β が大きくなる。しかも、波源モデル以外は全て同じ条件であるために、 $\beta_{\text{再現}}$ から $\beta_{\text{特性化}}$ への増加分は津波波源を特性化したことによる影響と考えられる。

一般サイトの選定条件を以下に記す。条件 1 として、原子力サイトの津波評価では空間格子サイズが 5m 程度の地形モデルが推奨⁴⁾されており、これと同程度の解析精度を確保するために必要な高精細な標高データが東北地震津波の発生前に整備され、かつ入手可能な地域であること、条件 2 として、原子力サイトの立地は山地を背にした崖地形が多いためこれに類似した地形を有する地域であること、条件 3 として、特定の地域や特定の痕跡高に偏らないこと、が挙げられる。

条件 1 では、国土地理院が東北地震津波の発生前に整備していた航空レーザー測量による「海岸における 3D 電子地図」²⁴⁾ が有用であり、この整備範囲から 50 サイト以上の候補地が選定される。さらに条件 2 によれば、候補地は 18 サイトに絞られる。そして、条件 3 では、東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループの痕跡データ²⁵⁾を基に、0m～40m までを 10m 刻みの 4 つのカテゴリーに分類し、各カテゴリーに少なくとも 1 つ以上の地域が含まれるように、かつ、空間的に分散されるよう 11 箇所を選定した。

表 4 に上記の候補地 18 サイトと選定された 11 箇所及び原子力サイト 4 箇所を示す。また、図 7 に一般サイトの選定条件とした、国土地理院の高精度標高データの整備範囲及び東北地震津波の痕跡データ、そして選定された一般サイトを示す。解析結果の津波高と比較される痕跡高は、上記 11 箇所に含まれるデータの中からできるだけ自然地形で崖とみなせる地点のデータを選定する。特に、女川町では市街地の建物に刻まれた痕跡データが多く含まれるが、本検討で作成した地形モデルには建物までモデル化していないため、このようなデータは除外する。

表4 一般サイトの候補地と選定結果

痕跡高	0～10 m	10～20 m	20～30 m	30～40 m
青森県	野牛			
	鮫町			
岩手県	種市			
		田野畑		
		田老		
		山田湾		
	陸中山田			
		両石		
	金石			
		吉浜		
		越喜来湾		
		綾里		
		陸前高田広田崎		
		大理石海岸		
宮城県	南三陸-歌津			
		南三陸-津川		
		女川町		
		女川NPP		
	塩釜			
福島県		福島第一NPP		
		福島第二NPP		
茨城県	東海第二NPP			

：選定サイトを示す。

図7 一般サイトの選定条件及び選定結果

5.2 東北地震津波の特性化波源モデルの作成

4章の設定手順 a)~i)に従い、東北地震津波を対象とする特性化波源モデルを作成する。ただし、特性化波源モデルは、予測用波源モデルであることから波源領域（面積）や波源位置は基本的に不確実さを有するパラメータである。しかし、今回は東北地震津波による検証が目的であることから、前提条件として、特性化波源モデルの領域面積及び波源位置は、杉野ほか⁸⁾の東北地震津波の再現用波源モデルを参考に既知情報として扱う。

(1)巨視的波源特性の設定

手順 a)に従い、日本海溝沿いの複雑な3次元構造のプレート境界面について、中央防災会議の推定等深線図²⁶⁾を基にしてプレート境界モデルを作成する。プレート境界モデルの作成範囲は、東北地震津波の再現用波源モデルとほぼ同等の波源領域とする。また、手順 b)のセグメントの設定及び手順 c)のセグメントの組合せについては、上記の前提条件からこれを省略する。次いで、手順 d)に従い、上記プレート境界モデル上に約5km四方のサブフォルトを配置する。そして、手順 e)に従い、式(1)~(3)により M_w 及び平均すべり量 D を算定する。これらの算定には、平均応力降下量 $\Delta\sigma=3.1\text{Mpa}^{10)}$ とし、また、東北地震津波の波源領域がプレート境界の海溝沿いの浅部から深さ60km程度の深部まで広がることから浅部と深部の境界深さを約18kmとし、それぞれの領域の剛性率³⁾を浅部で $3.5\times 10^{10}\text{N/m}^2$ 、深部で $5.0\times 10^{10}\text{N/m}^2$ とする。この場合の平均すべり量 D は、次式より10.4mと算定される。

$$D = M_o / (\mu_{\text{shallow}} \times S_{\text{shallow}} + \mu_{\text{deep}} \times S_{\text{deep}}) \quad (9)$$

ここに、 μ_{shallow} 、 μ_{deep} はそれぞれ浅部及び深部の剛性率、 S_{shallow} 、 S_{deep} はそれぞれ浅部及び深部の波源領域の面積を表す。設定した波源領域の面積や断層の数、平均すべり量等を表5に示す。

(2)微視的波源特性の設定

手順 f), g)に従い、波源領域内の不均一性を考慮したすべり分布を設定する。先の巨視的波源特性に係る設定により、 M_w が9.1であることから、ここでは3段階の不均一すべり分布を設定し、式(4)~(5)より超大すべり域のすべり量 $D_3 (=3D)$ は31.2m、大すべり域のすべり量 D_{3b} は14.6m、背景領域のすべり量 D_{2b} は3.5mと算定される。また、各領域の面積を表5に示す。超大すべり域の個数は2個とする。これ

は、杉野ほか⁸⁾の波源推定結果により、断層の破壊過程における前半から中盤にかけての破壊開始点付近及び海溝軸沿い付近に集中するすべりと、終盤にかけてのやや北方の海溝軸沿いに集中するすべりが見られたことが根拠となる。手順 h)のすべり分布の配置パターンの変化については、上記の前提条件からこれを省略する。

(3)破壊伝播特性の設定

東北地震津波では、複数のセグメントに渡り数分程度の比較的短時間のうちに断層破壊が進行したと推定される。そこで手順 i)のうち、平均破壊伝播速度及び破壊開始点をパラメータとする同心円状の破壊伝播様式を設定する。平均破壊伝播速度は $1.5\text{km/s}^{8)}$ とし、破壊開始点は観測された震源位置とする。

以上の手順によって作成された東北地震津波の特性化波源モデルを図 8 に示す。

表5 東北地震津波の特性化波源モデルの各諸元

領域	小断層の数	面積(km ²)	すべり量(m)	モーメントマグニチュードMw
波源全体	5147	134593	10.4(平均)	9.1
内訳	超大すべり域	792	31.2	—
	大すべり域	1312	14.6	—
	背景すべり域	3043	3.5	—

図8 東北地震津波の再現用波源モデル（左）と特性化波源モデル（右）

表6 特性化波源モデルの検証のための津波伝播・遡上解析の計算条件

項目	設定値							
各領域の 解析条件			A領域	B領域	C領域	D領域	E領域	F領域
	空間格子間隔(m)		1350	450	150	50	17	5.6
	時間格子間隔(s)		2.43	0.81	0.27	0.09	0.03	0.01
	基礎方程式		非線形長波式					
	地形モデル		海域のみ			海域および陸上		
	境界条件	陸側	完全反射			小谷ら(1998) ²⁷⁾ の遡上境界		
		沖側	自由透過	外側の大格子領域と、水位・流量を接続				
初期条件	Mansinha and Smylie (1971) ²⁸⁾ の方法を用いて設定。							
海底摩擦係数	Manningの粗度係数 $n=0.025\text{m}^{-1/3}\text{s}$ （後藤・佐藤(1993) ²⁹⁾ 、土木学会(2002) ³⁾ ）							
水平渦動粘性係数	考慮しない							
現象再現時間	地震発生後6時間

図9 津波数値解析の計算領域

特性化波源モデルの検証のために実施した、東北地震津波を対象とする津波数値解析の主な計算条件を表6に示す。津波数値解析には、非線形長波理論を用い、運動方程式には、移流項、海底摩擦項を考慮し、後者にはマンニングの粗度係数0.025を用いた。数値計算には、差分法を用い、海域及び陸域の地形モデルはA領域からF領域まで6つの領域で構成され、空間格子間隔が外洋のA領域・1350mから陸域のF領域・5.6mまで1/3ずつ徐々に小さくして接続計算を行う。これらの計算領域を図9に示す。境界条件は、沖側では自由透過、陸側ではA領域からC領域までを完全反射、D領域からF領域までを小谷ほか²⁷⁾の遡上境界とする。

5.3 検証結果

4つの原子力サイト及び11箇所の一般サイトにおける痕跡高と計算津波高を比較した結果を図10に示す。同図中には、現地調査による痕跡高（遡上高及び浸水高）を青印、数値解析による計算津波高のうち再現用波源モデルによるものを緑印、特性化波源モデルによるものを赤印で示し、それぞれ実線で結んだ。再現用波源モデルの場合の再現性の程度は、相田²³⁾の指標を用いて表すと $K=1.01$ 、 $\kappa=1.24$ ($\beta_{\text{再現}}=0.22$)、 $n=339$ 点となった。これらの値は、良好な再現の目安 [$0.95 < K < 1.05$ 、 $\kappa < 1.45$]³⁾ を十分に満足している。一方、特性化波源モデルの場合には、 $K=0.91$ 、 $\kappa=1.30$ ($\beta_{\text{特性化}}=0.26$)、 $n=337$ 点となり、 K の値が上記の目安をわずかに下回るものの概ね再現できた。また、 $\beta_{\text{特性化}}$ は $\beta_{\text{再現}}$ よりも大きな値となり、予想通りの結果となった。その差は0.04程度となった。

図10 東北地震津波の痕跡高と計算津波高の比較

これらの結果は、対象とした全ての痕跡高に対する平均的な傾向を示すものであり、津波高との関係を詳細に知ることはできない。そこで、 $\beta_{\text{再現}}$ 及び $\beta_{\text{特性化}}$ に着目し、計算津波高との関係を再整理する。その結果をそれぞれ図 11 及び図 12 に示す。両図中の上段には痕跡高と計算津波高との比をプロットした分布図を、また下段にはこれらの分布から算定される β の値を、いずれも計算津波高を横軸として示す。ただし、下段の図では、横軸の計算津波高を 5 つの区間に分割し、区間毎に β を算定した。その際、区間毎の標本数がほぼ同じになるよう区間幅を設定する。そこで、図中にはそれぞれの区間幅を実線の長さで示し、各区間における計算津波高の平均値と β の値を丸印で示した。図 11 より $\beta_{\text{再現}}$ は 0.16~0.22、図 12 より $\beta_{\text{特性化}}$ は 0.24~0.27 となり、いずれも計算津波高によらずほぼ一定となった。

ところで、津波伝播モデルによる計算津波高の値は、解析に用いる地形モデルの空間格子間隔に大きく依存する。当然、これに伴いばらつき β の値も変化することが容易に想像できる。そこで、 β と空間格子間隔の関係を把握するために、空間格子間隔を変化させた比較解析を行い、図 11 及び図 12 と同様の整理を行う。

比較解析に用いる波源モデルは、これまでと同様、再現用波源モデルと特性化波源モデルとする。また、先の検討では一般サイトの 11 箇所及び原子力サイトの 4 箇所の空間的分布が離散的であることが否

図 11 $\beta_{\text{再現}}$ と計算津波高の関係

図 12 $\beta_{\text{特性化}}$ と計算津波高の関係

図 13 $\beta_{\text{再現}}$ と計算津波高の関係に及ぼす空間格子間隔の影響

図 14 $\beta_{\text{特性化}}$ と計算津波高の関係に及ぼす空間格子間隔の影響

めないことから、これを補強する意味でも、本検討では北海道から茨城県にかけての広範囲の痕跡高を対象とする。最小の空間格子間隔を 50m として計算津波高を算定する。これらの結果を図 13 及び図 14 に示す。両図中には、比較のため図 11 及び図 12 に示した空間格子間隔 5.6m の場合の $\beta_{\text{再現}}$ 及び $\beta_{\text{特性化}}$ を重ねて示した。図 13 より $\beta_{\text{再現}}$ は 0.23～0.39、図 14 より $\beta_{\text{特性化}}$ は 0.28～0.45 となり、いずれも計算津波高が高くなるにつれて小さくなる傾向（右肩下がり）を示し、空間格子間隔 5.6m の場合とは異なる結果となった。つまり、計算津波高が低いほど空間格子間隔の影響が大きい。 $\beta_{\text{再現}}$ と $\beta_{\text{特性化}}$ の差は約 0.05 であり、この値は空間格子間隔 5.6m の場合と同程度の結果となった。

5.4 検証結果を踏まえた考察

5.3 節に示した通り、特性化波源モデルを用いた津波高のばらつき $\beta_{\text{特性化}}$ が定量的に得られたことから、既往の知見と比較して考察する。

津波伝播モデルによる津波高のばらつきに関する既往知見は、土木学会⁷⁾にまとめられている。この情報を基に、同ばらつきの要因である、波源特性、伝播特性、遡上特性、痕跡情報の 4 つの観点から本論文の検証結果と比較する。比較結果を表 7 に示す。

同表から、既往知見の β はおよそ 0.28～0.47 であるのに対し、本論文のばらつき $\beta_{\text{特性化}}$ は 0.24～0.27 であり、大きく低減していることが分かる。これは種々の要因が重なった結果であり、波源特性において特性化波源モデルとして不均一なすべり分布を取り入れたことや、遡上特性では航空レーザー測量による標高データに基づいて陸上地形モデルの空間格子間隔を詳細化したこと、痕跡情報では既往知見の痕跡情報が歴史記録に基づいているのに対し、本論文で対象とした東北地震津波の痕跡情報は GPS 測量に基づいた詳細な位置情報を有していることが要因と考える。つまり、これらの各種モデル化や痕跡情報の精度向上が、ばらつき β の低減に寄与したと考える。

また、本論文の検証結果より、ばらつき β と計算津波高との関係において地形モデルの空間格子間隔が影響すること、さらに、その影響は計算津波高が低いほど大きいことが分かった。つまり、再現対象とする痕跡高が低いほど、地形モデルに求められるモデル化精度はより詳細でなければならないことを意味する。これは、陸上遡上域では、波の高い津波は地形の起伏に関係なく覆い尽くしてしまうのに対し、低い津波は地形の起伏の影響を受けやすくなるためであると考えられる。また、そもそもばらつき β の算定方法では、痕跡高と計算津波高の比が用いられ、例えば、痕跡高 2m に対する計算津波高 4m の場合と、同 20m に対する同 40m の場合が同じ標本値として扱われることも 1 つの要因であると考えられる。ただし、今回検証の対象としたのは $M_w8.9$ 以上の超大規模クラスに分類される $M_w9.0$ の東北地震津波の 1 ケースにすぎない。これ以外の地震規模についても同様の検証が必要であり、今後の課題と考える。

表 7 津波伝播モデルによるばらつき β に関する既往知見との比較

	1) 波源特性	2) 伝播特性	3) 遡上特性	4) 痕跡情報	津波高のばらつき $\beta(\kappa)$
土木学会 2011.9	・一様すべりモデル	・海底地形	・地形格子 100～200m ・遡上なしの全反射	・痕跡点の位置情報 の精度:小	日本海溝: 0.34～0.37 (1.40～1.45) 南海トラフ: 0.30～0.47 (1.35～1.60)
	・不均一モデル	・海底地形	・地形格子 50m ・遡上なしの全反射	・痕跡点の位置情報 の精度:小	日本海溝: 0.31～0.37 (1.37～1.45) 南海トラフ: 0.28～0.39 (1.32～1.48)
東北地震 津波	・特性化波源モデル (不均一モデル)	・海底地形	・地形格子 5.6m ・遡上あり ・建屋あり	・痕跡点の位置情報 の精度:高	日本海溝: 0.24～0.27 (1.27～1.31)

各種モデル化精度の向上

6. まとめ

原子力発電所の確率論的津波ハザード解析手法の高度化に資するよう、将来予測のための津波想定のため、東北地震津波を含む国内外の M9 クラス地震の津波波源に関する知見・教訓を整理し、その結果を踏まえてプレート間地震に起因する津波の特性化波源モデルの設定方法を提案した。また、東北地震津波を対象に、特性化波源モデルを用いた津波伝播モデルによる津波高のばらつき β の検討を行い、同波源モデルの有用性を検証した。以下に、特性化波源モデルの特徴及び検証結果をまとめる。

- 1) 国内外の M9 クラス地震による既往津波の再現用波源モデルのすべり分布を分析した結果、全体平均すべり量の 3 倍となる領域の面積比は 3 つの津波事例から 8~20%、同様に 2 倍となる領域の面積比は 6 つの津波事例から 28~40%であり、すべり分布の不均一性に関する知見が得られた。
- 2) 将来発生する津波の規模は既往最大を上回る可能性を否定できないことを踏まえ、既往最大規模を基本とする従来の津波想定とは異なる概念を用いた、プレート間地震による津波の波源域やすべり分布等の設定方法をルール化した「特性化波源モデル」を提案した。
- 3) 特性化波源モデルの設定方法では、津波波源の特性表示を 3 段階とし、巨視的波減特性、微視的波源特性、破壊伝播特性で表す。巨視的波源特性では、既往最大の地震規模に縛られることなく可能性を十分に考慮した波源領域を対象とし、その領域を区分したセグメントの組合せによって地震規模が設定される。微視的波源特性では、 M_w に応じて 3 つのクラスを設け、 $M_w 8.2$ 以下の中小規模の波源では均一なすべり分布、 $M_w 8.3 \sim 8.8$ の大規模な波源では大すべり域と背景領域の 2 段階不均一すべり分布、 $M_w 8.9$ 以上の超大規模な波源ではさらに超大すべり域を加えた 3 段階不均一すべり分布がそれぞれ設定される。これらの領域のすべり量と面積については、上記 1) を踏まえて、超大すべり域は平均すべり量の 3 倍のすべり量を全体面積の 15%の面積とし、超大すべり域と大すべり域を合わせた領域は同 2 倍のすべり量を同 40%の面積とする。破壊伝播特性では、 $M_w 8.3$ 以上の津波波源を対象に、波源領域が広大になるため、同心円状の破壊伝播を仮定する場合と複数セグメントの時間差発生を仮定する場合の 2 種類の破壊伝播様式を考慮して設定する。
- 4) 特性化波源モデルを東北地震津波に適用した結果、東北地震津波の痕跡高を概ね再現でき、同設定方法が有用であることを確認した。また、特性化波源モデルを用いた津波伝播モデルによる津波高のばらつき $\beta_{\text{特性化}}$ は、津波数値解析に用いる地形モデルの空間格子間隔に依存することが示された。従って、確率論的津波ハザード解析において特性化波源モデルを用いる際は、5m 程度の空間格子間隔を条件に、 $\beta_{\text{特性化}}$ の値を 0.20~0.30 程度まで、既往知見よりも低減できることを示した。ただし、 $M_w 8.9$ 以上のクラスの検証のみであり、他のクラスの検証が今後の課題である。

謝 辞

本論文の実施に当たっては、世界の巨大津波のすべり分布について、東京大学地震研究所佐竹健治教授より貴重な助言を賜った。ここに記して感謝の意を表する。

参考文献

- 1) 原子力災害対策本部：原子力安全に関するIAEA閣僚会議に対する日本国政府の報告書—東京電力福島原子力発電所の事故について—、2011年6月。
<http://www.kantei.go.jp/jp/topics/2011/iaea_houkokusho.html, 平成26年6月22日閲覧>
- 2) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について、平成14年7月31日。<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02jul_sanriku/tenpu.pdf, 平成26年6月22日閲覧>
- 3) 土木学会原子力土木委員会津波評価部会：原子力発電所の津波評価技術、2002年2月。
- 4) 原子力規制委員会：基準津波及び耐津波設計方針に係る審査ガイド、2013年6月。
- 5) 亀田弘行：原子力発電所の安全に関する地震工学的課題、日本地震工学会誌、第15号、東日本大震災特集号、2011年10月、pp.97-102。
- 6) 日本原子力学会：原子力発電所に対する津波を起因とした確率論的リスク評価に関する実施基準：2011、2012年2月。

- 7) 土木学会原子力土木委員会:確率論的津波ハザード解析の方法、2011.
<<http://committees.jsce.or.jp/ceofnp/node/39> , 平成26年6月22日閲覧>
- 8) 杉野英治、呉長江、是永眞理子、根本信、岩渕洋子、蛭沢勝三: 原子力サイトにおける2011東北地震津波の検証、日本地震工学会論文集、第13巻、第2号(特集号)、2013、pp.2-21.
- 9) Wu, C., H. Tsutsumi, H. Si, Y. Saijo : Rupture process of the 2011 Mw9.0 Tohoku Earthquake and strong motion simulation from the viewpoint of NPP seismic design, 15th World Conference of Earthquake Engineering, Lisbon, Portugal, 2012.
- 10) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)、2009.
- 11) Murotani, S., K. Satake and Y. Fujii : Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction-zone earthquakes, Geophysical Research Letters, Vol. 40, 2013, pp.5070-5074.
- 12) 内閣府: 南海トラフの巨大地震モデル検討会(第12回) 参考資料1「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の津波断層モデルについて」、2012.
<<http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/12/index.html>, 平成26年6月22日閲覧>
- 13) 今村文彦、越村俊一、馬淵幸雄、大家隆行、岡田清宏: 東北地方太平洋沖地震を対象とした津波シミュレーションの実施 ver1.2、2012年4月25日.
<http://www.tsunami.civil.tohoku.ac.jp/hokusai3/J/events/tohoku_2011/model/dcrc_ver1.2.pdf , 平成26年6月22日閲覧>
- 14) Fujii, Y., K. Satake, S. Sakai, M. Shinohara and T. Kanazawa : Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, Vol. 63, No. 7, 2011, pp.815-820.
- 15) Satake, K., Y. Fujii, T. Harada and Y. Namegaya : Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku Earthquake as inferred from tsunami waveform data, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.103, No. 2B, 2013, pp. 1473-1492.
- 16) Johnson, J.M. and K. Satake : Asperity distribution of the 1952 great Kamchatka earthquake and its relation to future earthquake potential in Kamchatka, Pure and Applied Geophys. 154, 1999, pp.541-553.
- 17) Fujii, Y. and K. Satake : Slip distribution and seismic moment of the 2010 and 1960 Chilean earthquakes inferred from tsunami waveforms and coastal geodetic data, Pure and Applied Geophysics, Vol.170, Issue 9-10, 2012, pp.1493-1509.
- 18) Johnson, J.M., K. Satake, S. R. Holdahl, J. Sauber : The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data, J. Geophys. Res., 101, 1996, pp.523-532.
- 19) Fujii, Y. and K. Satake : Tsunami source of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake inferred from tide gauge and satellite data, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.97, Issue 1A, 2007, pp.S192-S207.
- 20) 杉野英治、是永眞理子、坂上正治、蛭沢勝三: 南海トラフの地震発生の連動性を考慮した確率論的津波ハザード評価、土木学会論文集B2(海岸工学)、Vol.67、No.2、2011、I_306-I_310.
- 21) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 海溝型地震の長期評価
<http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_kaiko.htm , 平成26年6月22日閲覧>
- 22) Eshelby, J. D. : The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proc. R. Soc. London, Series A 241, 1957, pp.376-396.
- 23) 相田勇: 三陸沖の古い津波のシミュレーション、東京大学地震研究所彙報, Vol.52, 1977, pp.71-101.
- 24) 門脇利広: 精密3D電子基盤情報の整備と活用、第36回国土地理院技術研究発表会、2007.
<<http://www.gsi.go.jp/common/000006864.pdf>, 平成26年6月22日閲覧>
- 25) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ: 現地調査結果(2012年3月1日更新版)、2012.
- 26) 中央防災会議日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会: 強震動及び津波高さの推計について(図表集)、第10回(平成17年6月22日)、資料2、2005.
<http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/nihonkaiko_chisimajishin/10/index.html, 平成26年6月22日閲覧>
- 27) 小谷美佐、今村文彦、首藤伸夫: GISを利用した津波遡上計算と被害推定法、土木学会、海岸工学

- 論文集、第45巻、1998、pp.356-360.
- 28) Mansinha, L. and Smylie, D. E. : The displacement field of inclined faults, Bull. Seism. Soc. Am., 61, 1971, pp.1433-1440.
- 29) 後藤智明・佐藤一央：三陸海岸を対象とした津波計算システムの開発，港湾技術研究所報告，第32巻、第2号、1993、pp.3-44.

(受理：2014年2月27日)

(掲載決定：2014年7月18日)

The Characterizing Model for Tsunami Source regarding the Inter-plate Earthquake Tsunami

SUGINO Hideharu ¹⁾, IWABUCHI Yoko ²⁾, HASHIMOTO Norihiko ³⁾,
MATSUSUE Kazuyuki ⁴⁾, EBISAWA Katsumi ⁵⁾, KAMEDA Hiroyuki ⁶⁾
and IMAMURA Fumihiko ⁷⁾

1) Member, Director, Japan Nuclear Energy Safety Organization, Tohoku Univ. Civil Eng., M. Eng.

2) Chief Researcher, Japan Nuclear Energy Safety Organization, Dr. Eng.

3) Itochu Techno-Solutions Corporation, M. Eng.

4) General Manager (Special Assignment), OYO Corporation, Dr. Sc.

5) Member, Vice president, Japan Nuclear Energy Safety Organization, Dr. Eng.

6) Honorary member, Emeritus Professor, Kyoto Univ., Technical Advisor,
Japan Nuclear Energy Safety Organization, Dr. Eng.

7) Member, Professor, Tohoku Univ. IRIDeS., Dr. Eng.

ABSTRACT

Tohoku Earthquake on March 11, 2011 occurred at the plate boundary between the Pacific and North America plates along the Japan Trench, generating the destructive tsunami. Because it has been thought that these inter plate earthquakes happen repeatedly at similar magnitude and location in an almost fixed time interval, the occurrence of Tohoku Earthquake Tsunami which exceeds the maximum magnitude of historical earthquake tsunami records for the past hundreds of years could not be predicted. Which means that, in the probabilistic tsunami hazard assessment for the future prediction, it is necessary to apply a different concept from existing scenario tsunami assessment based on the maximum magnitude of historical earthquake tsunami. As a new modeling method for scenario tsunami, we propose a characterized tsunami source model which indicates setting method of tsunami source area and slip distribution by inter plate earthquake. Moreover, uncertainty (β) of tsunami simulation using the characterized model is analyzed, and improvement of the accuracy for modeling concerning the characteristic on tsunami source or the run-up characteristic shows that β can be reduced rather than past knowledge.

Keywords: The 2011 Tohoku Earthquake, Tsunami, Nuclear Power Plant, Characterizing model for tsunami source, Heterogeneous slip distribution