

原子力発電所の津波評価技術 2016(仮称)

本編ドラフト版

土木学会原子力土木委員会

津波評価小委員会

平成 28 年 月

目次

第1章 まえがき	- 1 -
第2章 津波評価の概要	- 3 -
2.1 東北地方太平洋沖地震の教訓	- 3 -
2.2 本書の背景と目的	- 4 -
2.3 評価対象とする波源	- 5 -
2.4 評価対象とする津波の作用	- 6 -
2.5 本書の構成	- 6 -
2.6 用語の定義	- 8 -
第3章 津波評価に必要な調査	- 10 -
3.1 既往津波に関する調査	- 10 -
3.2 津波の伝播経路に関する調査	- 11 -
3.3 津波波源モデルの設定に関する調査	- 12 -
3.4 津波による土砂移動・堆積に関する調査	- 13 -
3.5 津波漂流物に関する調査	- 14 -
第4章 決定論的津波評価手法	- 15 -
4.1 基本事項	- 15 -
4.2 検討用津波の作成	- 16 -
4.3 想定津波の選定	- 24 -
第5章 確率論的津波評価手法	- 26 -
5.1 確率論的津波ハザード評価の概要	- 26 -
5.2 モデル設定の基本的な考え方	- 29 -
5.3 確率論的ハザード解析の手順	- 53 -
第6章 数値計算手法	- 71 -
6.1 津波の伝播・遡上計算	- 71 -
6.2 海底での地すべり、斜面崩壊、山体崩壊に伴い発生する津波の計算	- 90 -
6.3 取放水設備の水位変動計算	- 93 -
6.4 既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルの策定	- 100 -
6.5 波力評価	- 104 -
6.6 砂移動計算	- 110 -
6.7 漂流物評価	- 114 -

第1章 まえがき

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震は我が国に甚大な人的および経済的被害をもたらした。これらの被害の大部分は、想定を大きく上回った津波によるものであった。沿岸各地を襲った津波は、自治体が公表していた浸水想定区域を超えて広がり、多くの人や住家を飲み込んでいった。想定を超えた外力が被害を著しく拡大することをこの津波災害はまざまざと見せつけた。さらに、福島第一原子力発電所では津波が敷地に侵入し、大事故を引き起こす要因となった。原子力事故の被害は極めて広域かつ長期間に及ぶ。我々はこの重大な事故に対して真摯に向かい合い、事故の発生メカニズムを明らかにし、再発防止に努めねばならない。

この事故にはさまざまな要因が関係しているが、想定を大きく超えた津波が来襲したことが直接的な引き金であったことは間違いない。すなわち想定が過小評価であったことが大きな事故原因であったといえる。そして、それと同等か、もしかするとさらに問題であったのは、想定を超える津波が襲ってきた時、原子力施設がどのような状況に陥るのかを十分に想定しておらず、準備も足りていなかったことであろう。すなわち深層防護の観点不足していたことも被害の拡大を招いたといえる。東北地方太平洋沖地震の教訓を今後の原子力防災に活かすために、我々はこの2点を真摯に受け止めておかねばならない。

津波の想定に関しては、地震調査研究推進本部や中央防災会議、自治体などの公的機関が既に多く実施しており、各原子力発電所ではそれらの津波を評価対象として検討してきた。ただし、東北地方太平洋沖地震以前の想定も多くは既往最大津波の再現が中心であり、不確かさの考慮においてもそれを基準としていた。しかし、我々が持っている歴史津波に関する情報は十分ではなく、我々の知らない最大規模の津波が存在していることを東北地方太平洋沖地震は示した。この事実を謙虚に受け止め、決定論的な方法のみに頼るのではなく、確率論的な方法による津波ハザード評価も今後は重要となる。

津波を評価する方法については、既に多くの資料が作成されてきた。その中でも、1997年3月に海岸関連7省庁（国土庁、農林水産省構造改善局、農林水産省水産庁、運輸省、気象庁、建設省、消防庁）が発行した「地域防災計画における津波対策強化の手引き」は対象津波の調査方法や評価方法がまとめられており、現在の津波被害想定を築いたものといえる。さらに、東北地方太平洋沖地震以降の2012年2月に国土交通省の水管理・国土保全局海岸室と国土技術政策総合研究所河川研究部海岸研究室が発行した「津波浸水想定の設定の手引き」では、自治体が津波被害想定を実施する際に必要となる津波浸水シミュレーションの方法などが具体的にまとめられており、地域防災の実務で活用されている。これらの手引きは一般防災を対象としているが、原子力防災を対象としたものとしては、本書の前著である「原子力発電所の津波評価技術」が2002年2月に土木学会原子力土木委員会津波評価部会（当時）の報告書として発行されている。この報告書では、それまでの地震と津波に関する研究から得られたさまざまな知見を集大成し、原子力発電所にお

いて設計津波を設定するための標準的な方法を取りまとめている。そして、防災実務の現場で活用できるように具体的な解析方法を詳細に説明してあるため、一般防災においても広く活用されてきた。

しかし、前著の発行から10年以上が経ち、地震や津波に関する新たな知見が多く得られている。また推定方法や解析方法もより高度になっており、その対象も広がってきている。津波評価部会は2013年9月に津波評価小委員会と名称を変更しているが、原子力発電所を対象とした津波評価技術を引き続き検討してきた。そこで、前著を全般的に見直し、さらに東北地方太平洋沖地震の教訓を踏まえて、新たに本書を発行することとした。上述の深層防護の観点からの評価や確率論的津波ハザード評価を始めとして、地震以外の津波の発生要因の評価方法、波力や砂移動、漂流物など津波来襲に伴って発生する複雑な現象の解析方法など多数の項目を新たに追加した。本書は、前著と同様に、最新の知見を集大成し、原子力施設における津波評価の標準的な方法を取りまとめたものである。

第2章 津波評価の概要

2.1 東北地方太平洋沖地震の教訓

東北地方太平洋沖地震は少なくとも発生時には日本の長い歴史上で初めて遭遇したと考えられるマグニチュード 9.0 以上の巨大地震であり、それによって発生した津波は巨大かつ広域に被害を及ぼした。この津波は、最大遡上高は約 40m、津波高 5m 以上、沿岸距離は 500km 以上と、巨大かつ広域という点で宝永地震による津波を越える未曾有の規模である。この地震と津波は、太平洋沿岸の原子力発電所に大きな影響を与え、福島第一原子力発電所においては、放射性物質を放出する事故(以下、福島第一事故という)をもたらした。この事故の最大の要因は、津波により敷地内に遡上した海水が原子力建屋に侵入し、全電源喪失や安全系の機能喪失を引き起こしたことが主要因と言われている(日本原子力学会(2014))。

福島第一事故を受けて、土木学会原子力土木委員会では「原子力安全技術特定テーマ委員会」を組織し、議論を重ね、その結果として地震や津波などの自然外部事象に対する原子力安全のあるべき姿について提言した(原子力安全技術特定テーマ委員会(2013))。提言では、まず原子力安全について基本的な考え方である深層防護について国際原子力機関(IAEA)による5層にわたる概念(図 2.1-1)を示した。次に、福島第一事故は設計で基準とするレベルを超える津波により、深層防護の第3層「設計基準内への事故を制御」を破られたためであるとした。さらに、津波の敷地内および建屋への浸水に対して、深層防護の第4層「アクシデントマネジメントと影響の格納」にあたる有効な安全機能が存在しなかったことを指摘した。そこで、基準となる地震動・津波を超える事象の発生可能性を認識し、それに対して深層防護の第4層を有効に機能させるために、新たに「危機耐性」という性能を提案した。「危機耐性」とは基準となる外力を越えた場合においても、緊急手段などにより原子力発電所のシステム全体として危機的な状況に至る可能性を十分に小さくする性能のことである。この「危機耐性」を確保するためには、原子力発電所のシステム全体の理解が必要であり、各システムに関連する各分野の垣根を超えた議論が必要であるとした。

原子力学会の「東京電力福島第一原子力発電所事故に関する調査委員会」(学会事故調)は、福島第一事故とそれに伴う原子力災害の実態を科学的・専門的視点から分析し、その背景と根本原因を明らかにするとともに、原子力安全の確保と継続的な安全性の向上を達成するための方策および基本となる安全の考え方を提言することを目的とした。その最終報告書によると、事故の直接的な要因として、「自然災害への対応不備」、「過酷事故対策への不足」、「緊急時対応の混乱」の3点を指摘した。

以上の東北地方太平洋沖地震の教訓を踏まえると、津波に対する原子力発電所の安全性向上には、深層防護の観点から以下の方針が重要と考えられる。

A) 設計基準を超える津波に対して備えること

B) 設計基準となる津波水位の高さについて不確かさを適切に考慮すること

なお、2013年に改正された原子炉等規制法（原子力規制委員会(2013)）においては、重大事故も考慮した安全規制への転換や最新の知見を既存施設にも反映する規制(バックフィット)への転換が新たに加えられた。この法改正を受けて検討・策定された新規制基準においては、1)設計基準外の事象に対しても重大事故に至らないための対策の強化、また、2)安全機能が一斉に喪失しないように大規模な自然災害に対する対策の強化が謳われている。自然災害には、地震・津波以外に火山・竜巻等も想定の対象となり、津波についても断層運動以外の要因による津波も対象となった。1)と2)は、先に示した方針A)とB)にそれぞれ対応し、少なくとも2段階以上の障壁を考慮する深層防護の考え方と調和的である。

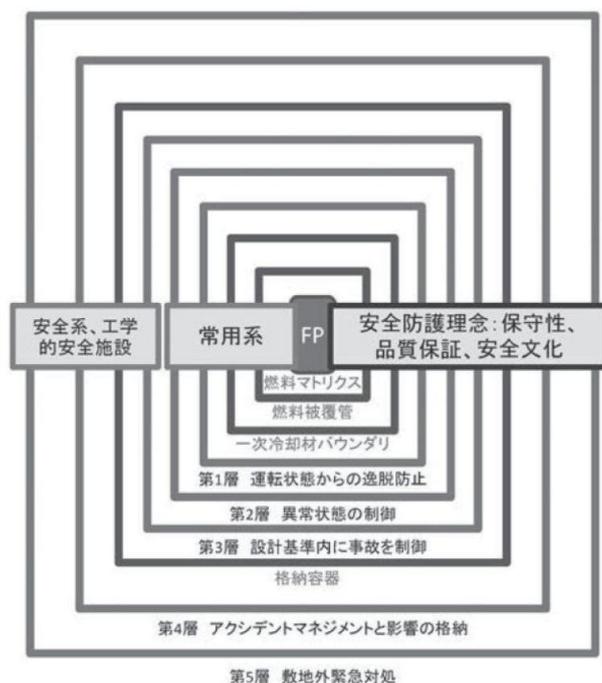


図 2.1-1 IAEA による深層防護（山口(2012)）

2.2 本書の背景と目的

深層防護の観点に基づいて、津波によるリスクの管理・低減に努めていくことが原子力安全を確保する実用的な方法の一つである。図 2.2-1 に深層防護に対する設計基準の位置づけの例を示す。これによると、①設計基準内の事象に対しては当初の設計による防護および制御、さらに②設計基準外の事象に対しては事故の進展防止、③重大事故の影響緩和、の3つが原子力発電所における津波に対する「危機耐性」を維持するために必要である。

上に示した①～③の各段階に対する具体的な対応例としては、①は津波の浸水を軽減する防潮堤等の津波防護施設、②は津波が敷地内に侵入した場合の建屋開口部の水密性の向

上による建屋への浸水防止や電気機器や電源が障害を起こした場合の代替機器による影響緩和、③は住民避難などの原子力防災、これらがそれぞれ考えられる。

先に示した対応例①や②においては、それぞれの設備や機器に対応した、浸水や波力・波圧などの津波の作用とその影響を評価する必要がある。そのためには、作用を評価する土木分野に加えて、影響を評価する原子力、機械、電気等の多分野の専門家の知見が必要である。また、原子力発電所全体の安全性向上の具体的な考え方と詳細な評価の流れは新規規制基準や学協会（日本原子力学会(2014)、亀田(2011)、東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2013)）からも示されているが、それらは議論が継続されており、今後も更新されていく可能性がある。

よって、本書の目的は、最新知見の反映により今後も更新されていく安全性向上の考え方と詳細な評価の流れが構築された時に、必要と考えられる津波の決定論的津波評価、確率論的津波評価、および津波による浸水、波力・波圧などの作用の評価、これらに必要な要素技術を取りまとめることとする。

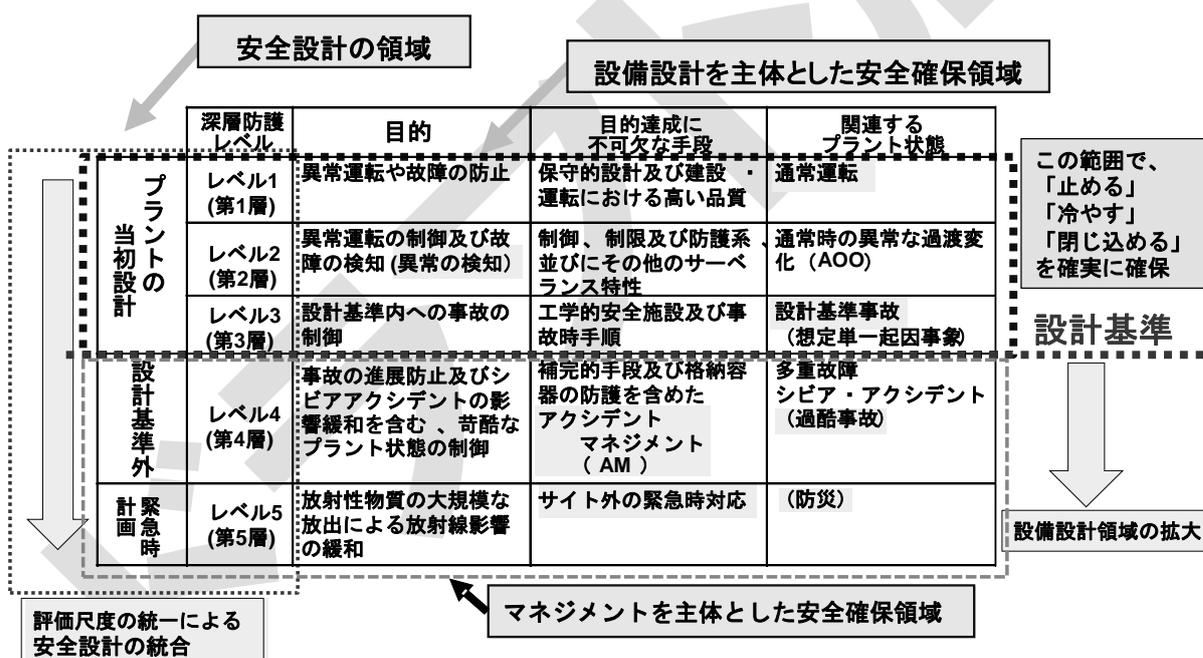


図 2.2-1 IAEA の深層防護の考え方と設計基準の位置づけ（日本原子力学会(2014)）

2.3 評価対象とする波源

2.3.1 津波の発生要因

2.1 に示したように、今後、原子力発電所の安全性を検討するに際しては、多くの自然災害が検討対象となる。津波の発生要因として、断層運動を要因とする津波だけではなく、断層運動以外の要因を含むものも考慮することが必要である。また必要に応じて、敷地に大きな影響を与えると予想される要因を複数選定することも検討すべきである。ここで対

象と考えられる津波の発生要因を下記に示す。

【断層運動】

- ・プレート境界付近で発生する地震
- ・内陸型地殻内地震

【断層運動以外の要因】

- ・海底での地すべり
- ・斜面崩壊
- ・火山現象（山体崩壊，カルデラ陥没等）

2.3.2 発生要因の組み合わせ

津波の発生要因に係る敷地の地学的背景および発生要因間の関連性を踏まえ，因果関係を有するプレート間付近で発生する地震およびその他の地震，又は地震および海底での地すべり若しくは斜面崩壊との組み合わせについて考慮する。火山現象（山体崩壊・カルデラ陥没等）については，地震および海底での地すべり，火山現象に起因しない斜面崩壊とは独立事象として捉え，組み合わせの対象としないことを基本と考える。

2.4 評価対象とする津波の作用

津波による水位変化(上昇および下降)を対象とする。さらに，必要に応じて敷地および敷地周辺における津波による流体力，砂移動，漂流物等の作用を対象とする。

原子力施設への津波の影響という観点において，重要度の高い施設に支障を起こさない設計のためには，水位上昇に伴う敷地への浸水の評価することを目的とした最大水位上昇量と水位下降に伴う取水性低下による重要な安全機能への影響を評価するための最大水位下降量または取水に影響を与える時間の評価が最も重要である。さらに，深層防護の観点から，原子力施設の設計を考える上で，津波による水位変化以外の作用が重要度の高い施設に与える影響を検討する必要がある。代表的な津波による作用を下記に示す。

- ・浸水，被水，没水
- ・取水性低下による重要な安全機能への影響
- ・津波による流体力(圧力，波力，浮力等)
- ・砂移動による地形変化(侵食，堆積，洗掘)
- ・漂流物発生と漂流，その衝突力

2.5 本書の構成

図 2.5-1 に津波の評価に関する概要と本書の各章の流れを示す。まず，必要な調査(第3章)を実施し，その次に具体的な評価を行う。この評価手法は決定論的評価手法と確率論的評価手法の2つに分類することができる。

- (1) 決定論的評価手法(DTHA^{※1})：対象とする原子力発電所(サイト)に対して，必要な不

確定性を考慮して津波波源を設定し、それによって発生した津波によるサイト周辺での作用を数値計算等によって算出する。

※1 DTHA : Deterministic Tsunami Hazard Analysis

(2) 確率論的評価手法 (PTHA^{※2}) : 対象とする原子力発電所(サイト)に対して、一定の影響が考えられる津波の発生要因を複数選出し、必要な不確定性を考慮して津波の作用(主に水位)に関する発生確率を算出する。

※2 PTHA : Probabilistic Tsunami Hazard Analysis

外郭施設の設計および健全性評価に必要な設計津波水位は(1)DTHA を中心に検討することがこれまで一般的である。しかし、(2)PTHA を採用して一定の超過確率(頻度)の水位を設計水位とする考え方も可能である。また、PTHA の手法および結果は、津波による脆弱リティ解析(PTFA^{※3})と事故シーケンス解析と結びつけることにより、炉心損傷頻度等の津波リスクが算出される(津波 PRA : Tsunami Probabilistic Risk Assessment)。炉心損傷頻度は、津波リスクを定量的に低減する対策を検討する上での、原子力発電所の安全性を示す指標の一つである。

※3 PTFA : Probabilistic Tsunami Fragility Analysis

DTHA と津波 PRA を適切に組み合わせて、津波によるリスク、対策によるリスクの変化、これらを評価することにより、より適切な対策案を決定することができると考えられる。本書ではその DTHA と津波 PRA における PTHA について第4章と、第5章にそれぞれ記述する。また、これらの津波のリスクを評価する上で、必要な津波による浸水、波力などの作用の評価については第6章に記述する。

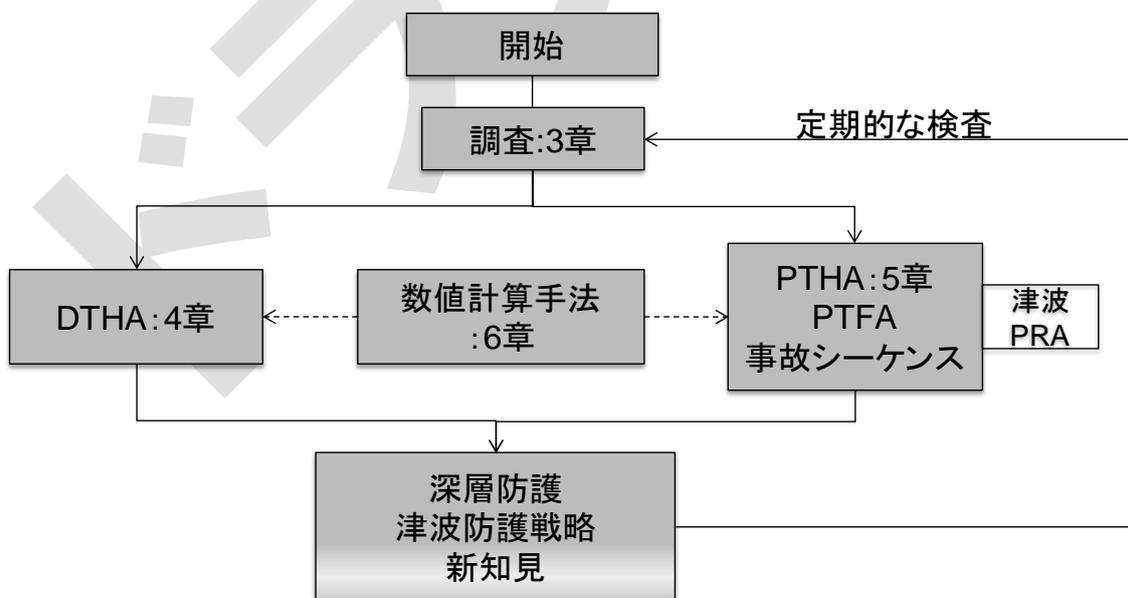


図 2.5-1 津波に対する原子力安全評価の概要と各章の関係

2.6 用語の定義

(1) 深層防護

安全に対する脅威から人を守ることを目的として、ある目標をもったいくつかの障壁（防護レベル）を用意して、あるレベルの防護に失敗したら次のレベルで防護することである。原子力施設の安全性確保の基本的な考え方の一つで、「異常の発生防止」、「異常の拡大および事故への発展の防止」、「周辺環境への放射性物質の異常放出の防止」という三つの観点から、安全対策が多段的に構成されていることをいう。

(2) 危機耐性

設計の基準となる外力を越えた場合においても、緊急手段などにより原子力発電所のシステム全体として危機的な状況に至る可能性を十分に小さくする性能のこと。

(3) 決定論的津波ハザード解析 (DTHA)

沖合、沿岸海域、陸上域における津波の水位、浸水深もしくは津波による流体力、砂移動、漂流物等の現象について、津波の発生から伝播までを特定のシナリオにおいて解析すること。主に沿岸の重要構造物の設計やその健全性の評価に用いられる。

(4) 津波 PRA

原子力発電所等の沿岸の重要施設に影響を及ぼすと考えられる津波を対象に、津波挙動のばらつきや構造物や機器等の応答挙動のばらつき、耐力のばらつき等を考慮に入れて、それらの損傷確率を評価し、事故の発生確率／頻度とその影響の大きさを分析し、重要施設の津波に対する安全性や対策の効果を定量的に評価する。

(5) 確率論的津波ハザード解析 (PTHA)

沖合、沿岸海域、陸上域における津波の水位もしくは浸水深と、ある期間にその大きさを越える津波水位もしくは浸水深等が発生する確率／頻度との関係を算定するための解析手法である。津波 PRA において外力評価を担う。

(6) 確率論的津波フラジリティ解析 (PTFA)

原子力発電所の施設・設備・機器に到達する津波の作用による応答のばらつきおよび施設・設備・機器の耐力のばらつきを考慮し、施設・設備・機器の機能喪失する確率／頻度を解析することもしくはその手法である。津波 PRA においてその作用による影響評価を担う。

【参考文献】

- 日本原子力学会 東京電力福島第一原子力発電所事故に関する調査委員会 (2014) : 福島第一原子力発電所事故その全貌と明日に向けた提言: 学会事故調 最終報告書, p448.
- 原子力安全土木技術特定テーマ委員会 (2013) : 原子力発電所の耐震・耐津波性能のあるべき姿に関する提言 (土木工学からの視点),
<http://committees.jsce.or.jp/2011quake/node/158> (2015年4月参照).
- 原子力規制委員会 (2013) : 実用発電用原子炉および核燃料施設等に係る新規規制基準について, http://www.nsr.go.jp/activity/regulation/tekigousei/shin_kisei_kijyun.html, (2015年4月参照).
- 山口彰 (2012) : 原子炉施設の確率論的リスク評価の動向と今後への期待, 日本原子力学会誌.
- 亀田弘行 (2011) : 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, pp. 97 - 102.
- 東日本大震災合同調査報告書編集委員会 (2013) : 東日本大震災合同調査報告書機械編, 93p.

第3章 津波評価に必要な調査

津波を発生させる要因は、プレート境界付近で発生する地震および海域における内陸型地殻内地震といった、断層運動が直接の原因で生じる津波に加えて、海底での地すべり、斜面崩壊、火山現象（山体崩壊、カルデラ陥没等）といった断層運動以外の要因による津波など多岐に亘る。よって、津波評価にあたっては、評価地点の地理的特性や津波の発生要因の関連性を踏まえ、適切な調査を実施することが必要である。

津波評価に必要な調査として、その目的に応じて、「既往津波に関する調査」、「津波の伝播経路に関する調査」、「津波波源モデルの設定に関する調査」および「津波による土砂移動・堆積に関する調査」、「津波漂流物に関する調査」の5つに大別して詳述する。

3.1 既往津波に関する調査

3.1.1 文献調査

評価地点に大きな影響を及ぼしたと考えられる既往津波を抽出するため、津波痕跡、津波堆積物、伝承を含む歴史記録、地震発生履歴等に関する文献調査を実施する。既往津波に関する調査文献としては、次のようなものがある。

- ・ 渡辺偉夫(1998)：日本被害津波総覧（第2版）、東京大学出版会、238p.
- ・ 国立天文台編：理科年表、丸善.
- ・ 宇佐美龍夫(2013)：日本被害地震総覧 599—2012、東京大学出版会.
- ・ 宇津徳治(1982)：日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の表 1885年～1980年、東京大学地震研究所彙報、Vol. 57, pp. 401—463.
- ・ 宇津徳治編(1987)：地震の辞典、日本の主な地震の表、朝倉書店、pp. 467—552.
- ・ 首藤伸夫他編(2007)：津波の辞典、付表、朝倉書店、pp. 333—341.
- ・ 阿部勝征(1988)：津波マグニチュードによる日本付近の地震津波の定量化、東京大学地震研究所報告、Vol. 63, pp. 289—303.
- ・ 阿部勝征(1999)：遡上高を用いた津波マグニチュードMtの決定、地震第2輯、第52巻、pp. 369—377.
- ・ 津波堆積物データベース：https://gbank.gsj.jp/tsunami_deposit_db/
- ・ 津波痕跡データベース：<http://tsunami-db.irides.tohoku.ac.jp/>
- ・ 大学等の研究機関や気象庁等の官公庁による調査報告
- ・ 研究者による学術文献（羽鳥による一連の歴史津波研究文献等）

また、遠地津波を検討する場合には、主にチリ沖またはカスケード地域のプレート境界付近で想定される地震に伴う津波による影響が考えられるため、これらの波源についても既往津波等の知見を収集する。

津波の痕跡にかかる各種記録のうち、1896年明治三陸地震津波以前の痕跡高については、

古文書等の文献記録や伝承等をもとに研究者が推定したものであるため、必要に応じて痕跡高の信頼性を吟味する。それ以降の比較的新しい痕跡高についても、個々の文献における痕跡高の調査方法とその信頼性を吟味するとともに、信頼性が疑わしい場合は、その出典等に立ち戻り精度の検討を実施し、評価における採用の是非を吟味することが望ましい。なお、既往津波のうち近年発生した津波については、水位波形が観測されている場合があるため、データの収集を行い、観測結果を参照する。また、津波水位評価の際に必要な、各評価点における潮位（朔望平均満・干潮位等）については、気象庁等の潮汐観測データのうち、最寄りの検潮所・験潮所の記録を活用することができる。

3.1.2 津波堆積物調査

既往津波の痕跡高について、古記録等による文献調査以外の情報を得るために、必要に応じて津波堆積物調査を実施する。

津波堆積物調査にあたっては、文献調査および地形調査により敷地に影響を及ぼすと想定される古津波および古地震の記録、津波堆積物が残りやすそうな地形、堆積物の供給源に関する情報並びに古環境の変遷等を調査する。次に、文献調査および地形調査結果を踏まえて、踏査により津波堆積物の残存の可能性、堆積環境場の確認等を行い、現地調査が可能であるかを検討する。

現地調査では、津波堆積物の有無や津波の発生頻度、規模等の情報を得るため、縄文海進以降の堆積物を対象として、掘削調査等により試料採取を行う。掘削調査等で得られたイベント堆積物の試料に対して、調査地点の特性や堆積物の状況に応じて、堆積学的な分析、年代分析、古生物学的分析等を適切に組み合わせて、堆積構造、堆積厚さ、粒度分布、堆積物の標高および平面的な分布、海起源の含有物の有無、堆積環境変化や地殻変動との同時性等の分析・検討を行うとともに、歴史記録との対比、他機関調査結果との対比等を行い、津波堆積物の認定を行う。

津波堆積物調査・評価手法については、「津波堆積物調査・評価に関する手引き」（平成26年1月，（独）原子力安全基盤機構）、「津波堆積物ハンドブック」（平成26年2月，（独）原子力安全基盤機構）が参考となる。

3.2 津波の伝播経路に関する調査

津波評価にかかる、波源から評価点周辺（陸域遡上を考慮する）までの伝播経路および地形的特徴の把握のため、海域および陸域の地形調査を実施する。海域の地形に関する既存の資料としては、日本近海の地形データとして、

- ・（財）日本水路協会：JTOP030
- ・（財）日本水路協会：海底地形デジタルデータ（M7000，M5000 シリーズ）
- ・（財）日本水路協会：沿岸の海の基本図
- ・（財）日本水路協会：大陸棚の海の基本図

- ・ (財) 日本水路協会：海底地形地質調査報告
- ・ 海上保安庁：各種海図
- ・ 海上保安庁：J-EGG500
- ・ 産業技術総合研究所：各種海洋地質図

等を活用することができるほか、評価点周辺においては、

- ・ 海岸管理者：深浅測量データ
- ・ 港湾管理者：港湾平面図
- ・ 漁港管理者：漁港平面図
- ・ 河川管理者：河川縦横断測量成果
- ・ 事業者：深浅測量データ、海上音波探査記録等

等も参考になると考えられる。このほか、解析領域が非常に広域となる場合には、

- ・ National Geophysical Data Center (NGDC)：ETOPO1, ETOPO2 (Global Relief Model)
- ・ International Hydrographic Organization (IHO)・Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO (IOC)：GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans)

などの、地球全体を対象とした地形データを活用することができる。

一方、陸域の地形に関する既存の資料としては、国土地理院の発行する基盤地図情報（数値標高モデル、5m メッシュ、10m メッシュ）のほか、自治体や民間企業の実施した航空レーザー測量による標高データ、自治体による都市計画基図に加え、評価対象となる原子力発電所の竣工図などが活用できる。なお、既往津波の再現計算や津波堆積物調査の評価を行うにあたって、既往津波来襲時に存在しなかった人工改変（構造物等）が最新地形データに反映されている場合や、断層運動の影響等により評価点周辺の地形や標高が大きく変化した可能性がある場合には、必要に応じて古地図等により改変前の過去の地形データを復元して用いることを検討する。

3.3 津波波源モデルの設定に関する調査

3.3.1 文献調査

プレート境界付近で発生する地震に起因する津波波源モデルの設定にあたっては、敷地周辺において過去に発生した地震に関する情報を活用するとともに、国内のみならず世界で発生した大規模な地震の発生機構やテクトニクス的背景との類似性についても、知見を収集する。特に、プレート間地震による津波波源モデルの設定については、東北地方太平洋沖地震を含む世界で発生した巨大地震による津波に関する知見を活用することが重要である。

敷地周辺の海域における内陸型地殻内地震に伴う津波波源モデルの設定にあたっては、活断層の位置、形状、活動性、長さ等に関する既往の文献等の知見を収集するとともに、必要に応じて海上保安庁や国立研究開発法人産業技術総合研究所（以下、「産総研」という）・地質調査総合センター等の海上音波探査記録を入手し、再解析による判読を実施する。

日本において今後の発生が想定される、大規模な断層運動による津波の波源設定に係る基本的な知見として、中央防災会議、内閣府、国土交通省といった政府機関が設置している地震モデル検討会や各種ワーキンググループの報告書を参考にすることができる。

この他、地震調査研究推進本部（以下、地震本部という）の地震・津波に関する評価や、活断層と海溝型地震を対象にした長期評価が参考となるほか、第 5 章で述べる確率論的評価にあたっては、震源を予め特定しにくい地震等に関する評価手法で示されている地震地体構造区分の枠組みなども参考にすることができる。

海底での地すべり、斜面崩壊、火山現象（山体崩壊、カルデラ陥没等）を想定するためには、既存の知見や事業者による調査結果を踏まえ、津波波源モデルを適切に設定することが必要である。これらの断層運動以外を要因とする津波の既往事例については付属編〇.〇.〇に整理する。

海底での地すべり等の分布については、産総研・地質調査総合センターが作成した海底地質図に海底地すべり痕と考えられる地形が示されており、参考にすることができる。陸上の斜面崩壊等の分布に関する既存の知見としては、国立研究開発法人防災科学技術研究所が公開している地すべり地形分布図データベースが活用できる。また、火山現象に関しては、産総研の活火山データベースや、気象庁によって我が国の活火山の分布等の情報が公開されており、参考にすることができる。

なお、津波波源モデルの設定にあたっては、研究者による学術文献で提案されている各種波源モデルのほか、行政機関において評価点またはその周辺の津波が評価されている場合があるため、波源設定の考え方、解析条件等に関する知見を収集し、必要に応じて活用することができる。

3.3.2 海域調査

内陸型地殻内地震に伴う津波の評価にあたり、活断層の位置、形状、活動性、長さ（端部）等を明らかにすることを目的として、必要に応じて敷地周辺海域の海底地形、地質層序、地層分布、地質構造等に関する海域における調査を行う。なお、過去の海底での地すべりの場所や規模、崩壊・堆積範囲の推定にあっても、海域における調査を行うことが有用である場合がある。

3.3.3 その他の知見の収集・分析

その他の知見として、事業者が行う地震観測、地殻変動観測等があることから、これらの調査で収集したデータを活用することもできる。

3.4 津波による土砂移動・堆積に関する調査

津波による土砂移動・堆積に伴う発電所の取水性への影響の評価にあたり、移動床モデルによる砂移動シミュレーションに用いる各種パラメータを得ることを目的として、評価

地点前面海域において、既存文献、現地調査等によって、底質の分布およびその特徴を把握する。

底質が、津波により巻き上げられる可能性のある砂等の堆積物で構成されていると判断された場合には、試料を採取し、粒度分布、比重等のデータを取得する。

底質に関する既存文献には、例えば、底質（表層堆積物）分布図、海の基本図（日本水路協会）および採泥による堆積物の記載データ等がある。また、底質に関する現地調査の手法には、例えば、ボーリング、ドレッジ、グラブ採泥器、柱状試料採取調査およびサイドスキャンソナー等がある。

3.5 津波漂流物に関する調査

津波防護施設等の健全性の評価にあたり、津波漂流物の施設への衝突に伴う影響を評価することを目的に、津波漂流物となりうる物体の想定や、その物理量の推定を行う。津波漂流物となりうる物体としては、評価点付近を航行する漁船等の小型船舶や、付近の津波遡上域にある構造物の一部、各種木材等のほか、敷地内の想定浸水域にある構造物や車両等が考えられる。

これらの中から、発電所施設への衝突による影響が考えられる物体を抽出し、大きさ、重量、比重等、漂流物の衝突による衝撃力の算定に必要な物理量を推定する。

第4章 決定論的津波評価手法

4.1 基本事項

4.1.1 津波の発生要因の選定

将来発生する可能性があるもののうち、敷地への影響が最大となる可能性があると考えることが適切な津波を検討用津波とする。また、検討用津波の集合体を検討用津波群という。

津波の発生要因の選定にあたっては、2.3に挙げた津波の発生要因およびこれらの組合せによるもののうち、調査結果に基づき敷地への影響が大きいと考えられるものを複数選定する。この際、影響が大きいと考えられる発生要因を選定する1つの手法として簡易推定式が存在し、次に示す手法などがある。

- ・断層運動による津波：阿部(1989)等
- ・斜面崩壊：Huber and Hager (1997) (4.2.2参照)

4.1.2 不確定性の考慮

敷地への影響評価にあたっては、津波発生の不確定性を検討する。

東北地方太平洋沖地震では、津波地震と典型的なプレート間逆断層地震が同時に発生したと考えられていることから、複数の地震活動域が同時に活動する可能性についても検討する。

また、1998年パプアニューギニアの地震のように地震と海底地すべりにより津波が増幅した可能性が指摘されている事例があり、このように地震にともなう断層運動と、他の要因による津波がほぼ同時に発生する可能性についても検討を行い、同時発生の可能性がある場合には、これらの重畳についても検討する。重畳の例として以下のケースが考えられる。

- ・複数の地震活動域の同時活動
- ・断層運動による津波と海底での地すべり、断層運動による津波と斜面崩壊による津波の重畳

なお、最大水位上昇量、最大水位下降量（敷地状況によっては取水に影響を与える時間）に着目し、必要に応じて波の周期や海底地形変化等への影響についても検討する。

4.2 検討用津波の作成

4.2.1 断層運動による津波

4.2.1.1 断層運動による検討用津波作成の基本方針

(1) 津波を伴う地震の発生様式

津波をもたらす地震の発生様式を考慮し、断層運動による検討用津波波源の設定について、断層パラメータを設定する。

日本列島周辺で津波の発生要因となりうる地震の発生様式は次のようなものが挙げられる。

- 1) プレート境界付近で発生する地震
 - 1-1) プレートの沈み込みによるプレート間地震
 - 1-1-a) 典型的なプレート間逆断層地震
 - 1-1-b) 津波地震
 - 1-2) 沈み込むプレート内の地震
 - 1-2-a) 正断層地震
 - 1-2-b) 逆断層地震
- 2) 内陸型地殻内地震
 - 2-1) 日本海東縁部で発生する地震
 - 2-2) 海域活断層で発生する地震

およびこれらの組合せ。

検討用津波の波源としては、大部分の沿岸地域では近地津波を対象としているが、場合によっては遠地津波の方が評価地点における影響が大きくなる可能性が考えられるため、必要に応じて、チリ沖およびカスケード地域で発生する津波等の遠地津波による影響も加えて検討用津波を評価する。

(2) 位置と規模

地殻構造、活断層の分布、固着の状況、既往地震の発生状況等を踏まえた現在の応力状態等を考慮した地震の発生領域と規模を適切に設定する。

(3) 断層パラメータの設定

検討用津波の断層パラメータの設定に当たっては、地殻構造、海域の特性、津波をもたらす地震の発生様式等に応じた適切なスケーリング則を適用することができる。

モーメントマグニチュードに関連する断層パラメータのスケーリング則としては、次に示す3つの考え方などがある。

- 1) 断層長さ L 、断層幅 W 、平均すべり量 D のいずれにも限界を設定しない方法
- 2) 断層幅 W のみに限界を設定する方法

3) 平均すべり量 D と断層幅 W に限界を設定する方法

プレート間地震については、マグニチュード9程度までの地震の地震モーメント、断層面積および平均すべり量との関係を与える Murotani et al. (2013) の関係式が 1) の代表的な例である。その他、代表的なスケーリング則を付属編〇. 〇. 〇に示す。

(4) すべり量の不均質性

既往津波の再現計算や、すべり量の分布に関する知見に基づき、断層面上におけるすべり量の不均質性を設定できる場合には、これを考慮することが望ましい。

すべり量の不均質性を考慮する場合には、既往津波のインバージョン計算や、内閣府 (2012)、(独) 原子力安全基盤機構 (2014) 等によるプレート境界付近で発生する地震に関する知見に基づき、大すべり領域のすべり量、面積、位置を設定することができる。

4.2.1.2 プレート境界付近に想定される地震に伴う津波の波源の設定

(1) 評価対象

日本周辺のプレートテクトニクス並びに発生する地震の特性とこれを表現する断層モデルの特徴に関する知見に基づき、日本周辺は、次に示す2種類の海域に区分できると考えられている。

- 1) 太平洋プレートの沈み込みに関連した海域
- 2) フィリピン海プレートの沈み込みに関連した海域

4.2.1.1に示したとおり、必要に応じて、チリ沖およびカスケード地域等で発生する遠地津波についても検討用津波の評価対象とする。

(2) 基本断層モデル

津波をもたらす地震の発生位置や発生様式を踏まえ、想定する津波のモーメントマグニチュード等に応じた断層モデルを基本断層モデルとして設定する。

海域ごとの基本断層モデル設定方法等の事例を付属編〇.〇.〇に示す。また、海域ごとの基本断層モデルの設定根拠等の詳細を付属編〇.〇.〇および〇.〇.〇に示す。

日本海溝沿いおよび千島海溝（南部）沿い海域、南海トラフ沿い海域では、過去に繰り返し津波が発生しており、また、プレート境界形状等に関する知見が比較的豊富であるため、これらの知見も活用し、海域ごとの特徴を反映した基本断層モデルを設定する。モデルはプレート境界の形状や、運動方向に関する情報を考慮して行う。ただし、プレート境界部からの分岐と考えられる太平洋側の海溝部付近の断層は、対象とする断層の活動性や発生する津波への影響等を踏まえ、必要に応じモデル化の対象とする。

上記以外の海域における検討用津波を評価する際には、プレート境界形状やプレート境界付近の地震に伴う津波に関するスケーリング則等の知見に基づき、基本断層モデルを設定する。

(3) 波源位置

基本断層モデルの波源位置は、過去の地震の発生状況などの地震学的知見等を踏まえ、合理的と考えられる位置に津波の発生様式に応じて設定する。また、波源設定のための領域区分については、地殻構造、地震の発生様式等に基づき適正に設定する。ただし、東北地方太平洋沖地震の知見を踏まえ、海溝軸付近と典型的なプレート間地震の領域など、複数の区分が同時に活動する可能性についても検討する。

4.2.1.3 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の波源の設定

(1) 評価対象

日本海東縁部については明確なプレート境界面は形成されていないと考えられているが、北海道西方沖～新潟県西方沖にかけて、地殻変動によるひずみが集中しているとみられる領域（ひずみ集中帯）が存在するとされ、周辺より大規模な地震とこれに伴う津波が空間的にはほぼ連続して発生している。このことを考慮し、海域活断層に想定される地震に伴う津波の評価とは別に検討用津波の評価対象とし、日本海東縁部に想定することが適切な地震に伴う津波を評価対象とする。

(2) 基本断層モデル

津波をもたらす地震の発生位置や発生様式を踏まえ、想定する津波のモーメントマグニチュードや断層長さに応じた断層モデルを基本断層モデルとして設定する。日本海東縁部の基本断層モデル設定方法を付属編〇.〇.〇に示す。また、基本断層モデルの設定根拠等の詳細を付属編〇.〇.〇および〇.〇.〇に示す。

日本海東縁部では、傾斜方向の異なる地震が発生しているなど、明確なプレート境界面が形成されていないと考えられるため、傾斜角等のパラメータの不確定性を反映するとともに地震発生層の厚さの限界を考慮し、付属編〇.〇.〇に示すスケーリング則を適用する。

(3) 波源位置

基本断層モデルの波源位置は、過去の地震の発生状況などの地震学的知見等を踏まえ、合理的と考えられる位置に津波の発生様式に応じて設定する。検討用津波の評価にあたっては、基本断層モデルの波源位置は、過去の地震の発生状況やひずみ集中帯などに関する知見を踏まえ、合理的と考えられるさらに詳細に区分された位置に津波の発生様式に応じて設定できる。

4.2.1.4 海域活断層に想定される地震に伴う津波の波源の設定

(1) 評価対象

海域活断層の活動に伴う津波による大規模な被害事例はこれまで知られていないが、将来における活動の可能性のある海域活断層に想定される地震に伴う津波を評価対象とする。

ここでいう海域活断層に想定される地震に伴う津波とは、付属編〇.〇.〇に示す海域区分とは別に、日本周辺海域全域について考慮するものである。

簡易予測式等を用いて評価地点における津波高の概算値を比較することにより、複数の活断層から詳細評価の対象とする津波を抽出することができる。評価対象津波を抽出するための簡易予測手法としては、阿部(1989)の M_t 式を用いた方法などがある。ただし、簡易予測手法による評価は、地震規模、伝播距離および津波記録の統計的關係に基づく概算値であり、波源位置の水深や海岸地形の影響が直接考慮されないため、簡易予測式による絞り込みの結果、評価地点における影響が大きいと考えられる海域活断層に想定される地震に伴う津波が複数ある場合には、これらについて数値計算による詳細な評価を実施することが望ましい。

(2) 基本断層モデル

個別の海域活断層の性状を踏まえ、これに応じた基本断層モデルを設定する。海域活断層の基本断層モデル設定方法を付属編〇.〇.〇に示す。また、基本断層モデルの設定根拠等の詳細を付属編〇.〇.〇および〇.〇.〇に示す。

海域活断層に想定される地震に伴う津波については、地震発生層の厚さの限界を考慮し、傾斜角等のパラメータの不確定性を反映して日本海東縁部と同様のスケーリング則を適用することにより、基本断層モデルを設定する。

(3) 断層位置等

海域活断層の断層位置、断層長さ L および走向 θ については、評価地点個別の海域活断層調査や文献調査等によって設定する。同様に、傾斜角 δ 等のその他のパラメータについても、評価地点個別の海域活断層調査や文献調査等から明らかな場合には、断層長さ L や走向 θ と同様に確定的に取り扱うことができる。

なお、断層のすべり角に関しては、広域応力場と断層面の角度の関係等から設定することも可能である（付属編〇.〇.〇参照）。

4.2.2 断層運動以外の要因による津波

4.2.2.1 断層運動以外を要因とする検討用津波作成の基本方針

海底での地すべり、斜面崩壊、火山現象（山体崩壊、カルデラ陥没等）が海水を移動させることにより、津波が発生することがある。このような地形や痕跡がみられる場合には、調査により得られた規模や水深の情報に基づき、敷地に影響を及ぼすと考えられるものを評価対象とすることができる。

なお、こうした現象に含まれる過去の事例として、1741年の渡島大島山体崩壊にともなう津波等がある。

4.2.2.2 波源の選定

(1) 検討対象

現象の規模と評価地点の位置関係等や簡易予測式に基づき、複数の評価対象から詳細評価の対象を抽出することができる。例えば、斜面崩壊による津波の初期水位に関する簡易式としては、Huber and Hager (1997)が粒子状突入物を用いた水理実験に基づき導出した次式が挙げられる。

$$\frac{H}{d} = 2 \cdot 0.88 \sin \alpha \cos^2 \left(\frac{2\gamma}{3} \right) M^{1/2} \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} \right)^{1/4} \left(\frac{r}{d} \right)^{-2/3}$$

$$M = V_s / bd^2$$

ここで、

H : 津波全振幅, d : 突入位置の水深, α : すべり面の勾配, γ : 進行角,
 ρ_s : 土塊の密度, ρ_w : 海水の密度, t : 地すべりの厚さ, r : 海中の伝播距離,
 V_s : 土塊の体積, b : 土塊の幅

である。

評価対象の抽出にあたっては、簡易式で必要となる斜面勾配、地すべり規模、水深等の情報を、調査に基づき適切に設定する。

(2) 波源位置等

第3章で述べた調査結果等に基づき位置と規模を設定し、敷地への影響が大きいと考えられる波源を選定する。

一般に、海底での地すべり、斜面崩壊、火山現象（山体崩壊等）に伴う津波は、断層運動に起因する津波に比べ進行方向へのエネルギーの指向性が高いことが知られている。そのため、調査に基づき波源位置等を適切に設定したうえで、評価地点との位置関係を考慮し、敷地への影響が大きいと考えられる波源を選定する。

4.2.3 不確定性の考慮

4.2.3.1 断層運動による津波に関する不確定性

不確定性を考慮する方法として、基本断層モデルに対するパラメータスタディが考えられる。パラメータスタディにおいては、断層モデルの諸条件（位置、長さ、幅、走向、傾斜角、すべり量、すべり角、すべり分布、上端深さ、破壊開始点および破壊伝播速度等）のうち不確定性が存在する主要な因子についてパラメータを変動させて数値計算を実施し、検討用津波群を評価する。検討用津波群の評価にあたっては、パラメータスタディを実施する因子を適切に選定するとともに、その範囲を合理的に定めることが重要である。なお、パラメータスタディは、水位上昇および水位下降の各々について行う。

(1) パラメータスタディの手順

基本断層モデルの諸パラメータのうち、より支配的と考えられる因子に関するパラメータスタディを行った後、その中で評価地点に最も影響を与えた断層モデルを用いて、その他の従属的な因子に関するパラメータスタディを行うことを基本とする。

(2) パラメータスタディの因子

パラメータスタディは、基本断層モデルを用いて、相対的に不確定性が大きいと判断される因子について行うことを原則とする。この際、波源の不確定性がいずれのパラメータにより表現されているかという点に配慮する。付属編〇.〇.〇には代表的な因子を示す。

さらに、波源の拡がりが非常に大きなプレート境界付近で地震等においては、その影響度に応じて動的なパラメータについても考慮する。

(3) パラメータスタディの範囲

パラメータスタディの範囲については、不確定性の程度およびばらつきの程度を考慮して合理的と考えられるパラメータの変動範囲で適切に定める。また、既往地震のデータから統計処理が可能な因子については、その標準偏差程度を範囲の目安とすることができる。

なお、日本海東縁部および海域活断層に想定される地震に伴う津波の波源については、不確定性が比較的大きいと考えられる因子に関し、基本断層モデルにおいてその範囲が示されている（付属編〇.〇.〇参照）。このような場合には、この範囲を目安としてパラメータスタディを実施できる。

4.2.3.2 その他の不確定性

(1) 津波の発生要因の組合せの考慮

因果関係を有する複数の要因による津波がほぼ同時に発生する可能性がある場合には、これらの重畳を考慮する。例えば、地震が断層運動による津波と地すべりによる津波の両方を励起する可能性が認められる場合には、両者が重畳する現象を評価する。この際、想定する津波の発生位置が互いに離れている場合や、規模の小さい津波が含まれる場合には、敷地に有意な影響が及ぶ可能性について検討したうえで、重畳させる津波を選定する。

(2) 時間差の考慮

津波の敷地への影響の観点から、各要因による津波が発生する時間差を考慮する。

なお、地震動により地すべりが誘発される場合等において、地すべりの要因となる地震動が継続する時間を勘案する等、時間差を合理的な範囲で設定できる場合には、その範囲内で時間差を考慮することができる。

4.3 想定津波の選定

(1) 想定津波の選定

検討用津波のうち、評価地点における最大水位上昇量あるいは最大水位下降量（敷地状況によっては取水に影響を与える時間）が最大となる津波を、想定津波として選定する。

(2) 潮位や地盤の鉛直変位の考慮

水位上昇量に対しては朔望平均満潮位、水位下降量に対しては朔望平均干潮位を考慮する。なお、断層運動に伴う敷地の鉛直変位が想定される場合には、敷地高さに対する相対的な水位変動量が最大となる検討用津波を、想定津波として選定する。

(3) 必要条件

想定津波については、少なくとも、「(A)」または「(B-1) および(B-2)の両方」のいずれかを満足することを確認する。ただし、「評価地点付近」は、評価地点に大きな影響を与えたと考えられる既往津波の痕跡高の数と分布状況、評価地点との海岸・海底地形の類似性を検討の上、適切に設定するものとする。

- (A) 評価地点に大きな影響を与えたと考えられる既往津波の痕跡高が存在し、想定津波の計算結果がそれを上回ること
- (B-1) 評価地点において想定津波の計算結果が既往津波の計算結果を上回ること
- (B-2) 評価地点付近において検討用津波群の計算結果の包絡線が既往津波の痕跡高を上回ること

(A) , (B-1) , (B-2)の条件は、いずれも種々の不確定性を見込んだうえで選定される想定津波の水位上昇量が、評価地点において少なくとも既往津波の痕跡高を上回ることを確認することを意図している。したがって、評価地点に大きな影響を与えたと考えられる既往津波の痕跡高が存在する場合は、(A)のみを確認すればよい。評価地点に痕跡記録がない場合には、(B-1) , (B-2)の両方を満足することが望ましいが、既往津波の痕跡高の情報取得に限界がある場合は、(B-1) , (B-2)のいずれかを確認すればよい。この際、評価地点において想定津波を下回ることが明白である規模の小さい既往津波は確認対象から外すことができる。

なお、想定津波が痕跡記録を生じた既往津波と同一の位置や発生様式である必要はないが、「(A)」または「(B-1)および(B-2)の両方」のいずれかを満足することは決定的な想定津波として最低限の必要条件である点に留意する。また、津波堆積物により津波の浸水範囲の情報が得られる場合には、信頼度を吟味したうえで、これらの分布範囲を包含する浸水計算結果を得ることが望ましい。

【参考文献】

- 阿部勝征(1989)：地震と津波のマグニチュードに基づく津波高の予測，地震研究所彙報，
Vol. 64, pp. 51-69.
- (独) 原子力安全基盤機構 (2014)：確率論的手法に基づく基準津波策定手引き，
JNES-RE-Report Series, JNES-RE-2013-2041, 193p.
- Huber, A. and W.H. Hager (1997)：Forecasting impulse waves in reservoirs, in
Dix-neuvieme Congres des Grands Barrages, Florence, Commission Internationale
des Grands Barrages, pp. 993-1005.
- Murotani, S., K. Satake and Y. Fujii (2013)：Scaling relations of seismic moment,
rupture area, average slip, and asperity size for $M \sim 9$ subduction-zone
earthquakes, Geophysical Research Letters, Vol. 40, pp. 1-5.
- 内閣府(2012)：南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次報告）津波断層モデル編
ー 津波断層モデルと津波高・浸水域等についてー

第5章 確率論的津波評価手法

5.1 確率論的津波ハザード評価の概要

5.1.1 確率論的津波ハザード評価の基本的な流れ

確率論的津波ハザード解析は、ある特定期間における津波高さや超過確率の関係を求める手法であり、既存の確率論的地震ハザード解析の方法を参考として提案されている（安中ら(2006), Annaka et al. (2007), Geist and Parsons(2006), Sugino et al. (2008), 土木学会(2011), 原子力安全基盤機構(2014)など）。

確率論的津波ハザード評価も確率論的地震ハザード評価も、地震や津波に関する認識が進展し、その認識を表現するモデルが発展するにつれて変化するものである。また、可能性のあるすべての事象を考慮し、時間（発生頻度）を明確に考慮している点が決定論的な方法との重要な違いである。確率論的ハザード解析は、不確定性の存在を前提としており、推定に関する各種の不確定性を系統的に処理し、工学的判断のための資料を提供するものであり、現時点での意思決定を行うための手段と考えられる。

評価にあたっては、原子力発電所周辺における活断層データおよび過去の地震データなどに基づき、不確定性を考慮したロジックツリーを設定して、将来襲来する可能性のある津波水位の超過確率（発生頻度）を算出する。図5.1.1-1に確率論的津波ハザード評価の基本的な流れを示す。

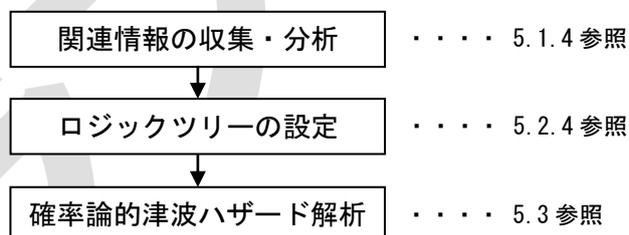


図 5.1.1-1 確率論的津波ハザード評価の基本的な流れ

5.1.2 2種類の不確定性とロジックツリー手法

(1) 2種類の不確定性

確率論的津波ハザード解析は、不確定性の存在を前提としており、その条件下で意思決定を行うための資料を提供するものであり、一般に、不確定性を偶然的な不確定性と認識論的不確定性の2つに分けて考えている。

偶然的な不確定性は、物理現象固有のランダム性に起因する不確定性であり、現状では予測不可能と考えられるもので、確率論的津波ハザード評価においては、1本の津波ハザード曲線の中で考慮する。

認識論的不確定性は、知識や認識不足に起因する不確定性であり、活断層であるかないかという問題や発生するマグニチュード範囲などのように研究が進展すれば確定できるが現状では予測不可能なもので、ロジックツリーの分岐として考慮し、複数の津波ハザード曲線で表現する。

(2) ロジックツリー手法

認識論的不確定性を考慮することは、認識論的不確定性に対応した複数の組み合わせに基づき、重み（確率）を持った津波ハザード曲線群を作成することである。これを系統的に行うための方法としてロジックツリーを用いる方法があり、その結果は主にフラクタル表示される。フラクタルハザード曲線（パーセンタイルハザード曲線）は、ハザード曲線の集合に対して、等非超過確率レベルを示すものである。

ロジックツリーのイメージを図5.1.2-1に示す。

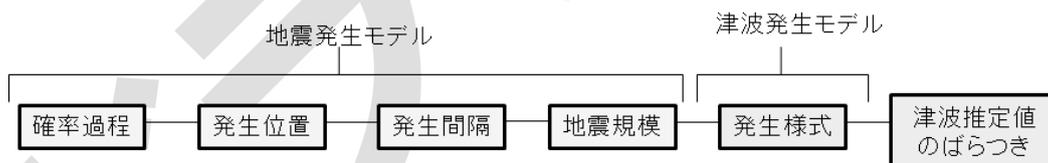


図5.1.2-1 ロジックツリーのイメージ

5.1.3 評価対象

本評価は、断層運動が直接の原因で生じる津波を対象とする。海底での地すべり、斜面崩壊、火山現象（山体崩壊、カルデラ陥没等）のような断層運動以外の原因で生じる津波の確率論的津波ハザード解析への反映方法の詳細は今後の研究課題と考えられるが、発生頻度、規模および発生様式の不確定性の範囲を適切に設定できる対象があれば、これらを評価に反映することが可能となる。

確率論的津波ハザード評価では、長期間の平均的なハザードと、現時点からある特定の期間のハザードを求める手法がある。前者では、長期間の平均的な年超過確率を評価する。後者では、評価対象時点から、ある特定の期間での超過確率を評価する。前者の震源モデルで求めた地震発生確率（頻度）の情報が後者の評価のための基礎となる。前者の評価では、地震発生確率において、平均活動間隔（発生頻度）のデータを用いて、定常過程（例えば、ポアソン過程）によって供用期間の地震発生確率を求める。一方、後者の評価では平均発生間隔に加えて最新発生時期（ラストイベント）のデータを用いて、更新過程（例えば、BPT 分布（Brownian Passage Time 分布））によって、ある特定の期間での超過確率を評価する。

5.1.4 関連情報の収集・分析

発電所に影響を与え得る津波を発生させる地震発生様式（活断層データおよび過去の地震データ等）に関する情報を収集する。津波のモデル化では、専門家の意見の相違をロジックツリーの分岐として表すために、複数の専門家から情報を収集する。

なお、確率論的津波ハザード評価に非常に大きな影響を及ぼす可能性がある最新知見などが公開された場合には、適切に反映する必要がある。

5.2 モデル設定の基本的な考え方

本章では、5.3 で記述する原子力発電所を対象とした確率論的津波ハザード解析に必要である地震のモデル化、津波高さ分布の評価手順、津波評価に関する分岐と重みの設定方法について具体的に示す。

5.2.1 震源を特定できる地震のモデル化

震源を特定できる地震に関してモデル化しなければならない項目は下記の通りである。

- ・地震がどの範囲で発生するのか（発生領域）。
- ・どのような規模の地震がどのような割合で発生するのか（マグニチュード分布）。
- ・どのような頻度で発生するのか（平均発生間隔とばらつき）。

1つの活動域内で1種類の地震が発生する場合は上記の3項目を設定すればよいが、複数のセグメントがあり、ある場合には単独で、ある場合には複数のセグメントが連動して破壊するような場合にはもう少し複雑になり、

- ・各セグメントがどのような頻度で破壊するのか。
- ・同時に破壊するセグメントの組み合わせにはどのようなものがあるのか。
- ・同時に破壊するセグメントの組み合わせはそれぞれどのような頻度で発生するのか。
- ・同時に破壊するセグメントの組み合わせはそれぞれどのような規模の地震をどのような割合で発生するのか。

を設定する必要がある。

(1) 発生領域

発生領域に関しては、過去に地震が発生している場合には、今後発生する地震の発生領域の設定に問題はないが、テクトニクス的に見れば同じような環境にあるものの、地震が発生している領域とそうでない領域がある場合には簡単でない。このような例は、日本海溝沿いの津波地震や正断層地震の場合に見られる。このような問題に対してはロジックツリーで対処するのが有効と考えられる。

日本海溝沿いの津波地震や正断層地震、および日本海東縁部などでは、地震が発生する領域が完全に分割されている（領域をまたいだ断層はない）か、あるいは連続しているかが議論になる。このような問題に対してもロジックツリーで対処するのが有効と考えられる。

なお、海域活断層では、評価地点個別の海域活断層調査や文献調査によって発生領域を設定することができる。

(2) マグニチュード分布

固有地震のマグニチュードについては、現実には1つの値に限定されないと考えられ

ること、また津波への影響が大きいことから、マグニチュードの分布幅を考える。

ほぼ同じ領域が破壊したと考えられる過去の固有地震の規模範囲を表 5.2.1-1 に示す。マグニチュード幅は0.3~0.5程度の範囲に分布していることから、マグニチュードの分布幅として0.3と0.5を設定することができる。

マグニチュードの分布幅を決めるためには、各海域の想定の基本とする M_w (ここでは、「 M_c (中央マグニチュード)」という。)を設定し、 M_c が分布のどこに位置しているかを定める必要がある。この際、 M_c は、各海域の特性 (地殻構造、活断層の分布、固着の状況、既往地震の発生状況等) を踏まえて設定する。分布幅に対して M_c がとりうる可能性を図 5.2.1-1 に示す。全部で8パターンの可能性があるが、確定的に決めるのは困難なため、ロジックツリーで対処するのが有効と考えられる。この際、 M_c が各海域の特性を踏まえて適切に設定されているのであれば、 M_c が分布幅の下限付近となる3パターンを除外し、図 5.2.1-1 に示す5パターンを設定すればよいと考えられる。また、プレート間地震に対しては、応力降下量と活動域面積から地震モーメントを算出することもできる。この場合には、世界のプレート間地震の応力降下量を検討した結果が利用できる。内閣府 (2012) による検討結果では図 5.2.1-2 に示す通り平均値 1.2MPa が得られており、図 5.2.1-3 の Murotani et al. (2013) のスケーリング則によれば平均値 1.6MPa となる。両者でばらつきを考慮した場合には、それぞれ内閣府 (2012) が 2.2MPa、Murotani et al. (2013) が 3.0MPa となる。以上の結果より、ロジックツリーで応力降下量の分岐を考えることもできる。

(3) 平均発生間隔とばらつき

平均発生間隔は長期間平均のハザード評価にも現時点でのハザード評価にも必要であるが、ばらつきは現時点でのハザード評価だけに必要である。

1) 対数正規分布とBPT分布

固有地震の発生間隔のモデル化は対数正規分布やBPT分布により行われる。

BPT分布は、「プレート運動による定常的な応力蓄積過程において、着目する震源域周辺での地震やスローイベントの発生などブラウン運動として表現される応力場の擾乱が加わる中で、応力蓄積が一定値に達し、断層が活動する (地震が発生する)」という物理的過程 (ブラウン緩和振動過程) を踏まえたモデルであり、式で表現すると次のようになる (Ellsworth et al. (1999), Matthews et al. (2002))。

$$Y(t) = \lambda \cdot t + \delta \cdot W(t)$$

ここで、 $Y(t)$ は状態変数、 t は最後に Y_f に達してからの経過時間であり、 $Y(t)$ が Y_f に達すると地震が発生し、 Y_0 という状態に落ちる。 $\lambda \cdot t$ が定常的な応力蓄積による項、 $\delta \cdot W(t)$ が応力場の擾乱による項である。 $W(t)$ は標準的なブラウン運動、 δ は負でない定数であり、 δ^2 は拡散係数と呼ばれる。

最後に Y_f に達してから (地震が発生してから) 次に Y_f に達する (地震が発生する)

までの経過時間 t の分布関数が BPT 分布と呼ばれる。分布の密度関数は次の式で与えられる。

$$f(t; \mu, \alpha) = \left\{ \mu / (2\pi\alpha^2 t^3) \right\}^{1/2} \exp \left\{ -(t - \mu)^2 / (2\mu\alpha^2 t) \right\}$$

この分布の平均は μ 、分散は $(\mu\alpha)^2$ である。また、 λ や δ と次の関係がある。

$$\mu = (Y_f - Y_0) / \lambda$$

$$\alpha = \delta / \{(Y_f - Y_0)\lambda\}^{1/2}$$

$$\text{分散} = (Y_f - Y_0)\delta^2 / \lambda^3$$

なお、BPT 分布は、統計学の分野では、逆ガウス分布やワルド分布とも呼ばれ、株価の変動や製品の寿命などに適用されている。

BPT 分布の概要は以上の通りであるが、実用的には BPT 分布と対数正規分布には大きな違いはない。その例を図 5.2.1-4 に示す。

固有地震の発生間隔のデータが n 個ある場合、対数正規分布の m (中央値) は

$$m = \sum_{i=1}^n \frac{\ln T_i}{n}$$

であり、BPT 分布の μ (平均値) は

$$\mu = \sum_{i=1}^n \frac{T_i}{n}$$

であり、どちらも相加平均により求められる。平均発生間隔のばらつきを表現するのは、対数正規分布では対数標準偏差 σ_{\ln} 、BPT 分布では α であり、対数正規分布の σ_{\ln} は

$$\sigma_{\ln} = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(\ln T_i - m)^2}{n}}$$

BPT 分布の α は

$$\alpha^2 = \mu \sum_{i=1}^n \frac{1/T_i}{n} - 1$$

により求められる。地震本部による推定例を表 5.2.1-2 に示す。 σ_{\ln} の方が少し小さいが値はほとんど同じである。この表からはばらつきの値は 0.2~0.4 程度である。

2) 固有地震の平均発生間隔の誤差

固有地震の平均発生間隔がデータに基づいている場合には誤差に基づき分岐を設定するのが自然である。

分布の平均の真値が x で相加平均が x_0 の場合、 $x_0 - x$ の平均値はゼロ、標準偏差は

$$\frac{\sigma}{\sqrt{n}}$$

となる。 σ は x の標準偏差である。平均発生間隔のデータ数が少ないことから、標準偏差として前述した値を用いれば、データ数に応じた推定値の信頼度（誤差）が評価できる。

3) ポアソンとした場合の誤差

平均発生間隔がポアソンとして与えられる場合もデータ数で決まる標準偏差の評価に基づいて、信頼区間を評価することが可能である。ポアソン変数の分散は発生頻度が大きくなると平均発生頻度に等しくなり、発生頻度 X の信頼区間は

$$X \pm \sqrt{X}$$

で表現される。 X が小さい場合の誤差は Weichert (1980) により与えられている。それを図 5.2.1-5 および表 5.2.1-3 に示す。

(4) 連動に関するモデル

南海トラフ沿いの地震では、地震毎に連動するセグメントの組み合わせが変化している。このような現象は宮城県沖や十勝・根室沖でも見られる。宮城県沖では、陸側の地震と海溝寄りの地震が連動して発生する場合や別々に発生する場合があることが報告されている。また、三陸沖から房総沖にかけての日本海溝については、東北地方太平洋沖地震において、三陸沖南部海溝寄り、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの一部、三陸沖中部、宮城県沖、福島県沖、茨城県沖などが震源域とされており、発生領域については現在研究途上にある（地震調査研究推進本部(2011)）。十勝・根室沖では、400～500 年程度の間隔（6 回に 1 回程度）の割合で、十勝沖と根室沖のセグメントが連動した地震が発生していると推定されている。内陸の活断層についても、濃尾断層帯主部では、過去の活動時期が異なることから根尾谷断層帯、梅原断層帯および三田洞断層帯の 3 つの区間に分かれて活動してきたと推定されるが、より古い活動において断層帯主部全体が 1 つの活動区間として活動した可能性もあるとされる（地震調査研究推進本部(2005)）。

このような現象の模式図を図 5.2.1-6 に示す。こうしたモデルを WGCEP(1995) はカスケードモデル(直列モデル)、小田切・島崎(2000) は連動セグメントモデルと呼んでいる。

比較的長期にわたる地震の履歴が得られる場合、長期的な連動確率は過去の実績（連動率）から推定することが可能と考えられるが、過去に発生が確認されていない、あるいは連動率が明確でないパターンの連動を想定する場合には、以下のような方法が考えられる。①近接する海域あるいは地球科学的に類似した海域において得られた連動率から類推する。②連動地震を独立した固有地震とし、想定すべり量とひずみ蓄積速度（すべり欠損）から再来期間を独立に設定する。③地域で求めた G-R 式（Gutenberg-Richter 式）を用い、セグメントごとの活動頻度から連動地震の頻度を外挿する。このうち③は、地震調査研究推進本部(2014)において地震本部が九州の活断

層に適用した方法である。なお、連動パターンを全てを一意に決定するために十分な情報が得られない場合も多いと考えられる。そのような場合には、複数の組合せをロジックツリーの分岐に反映することが望ましい。

現時点のハザード評価において、組み合わせごとの発生確率をどのように推定するかという方法は今後の研究課題である。各セグメントの破壊確率が、各セグメントの平均破壊間隔とばらつき、最新発生時期から求められるとして、それをセグメントの組み合わせ毎の発生確率に「変換」する方法が必要である。

地震調査研究推進本部(2014)では、十勝沖の地震と根室沖の地震が連動する場合について、

- ① 対象期間に同時に発生する確率を求める。
- ② 求めた確率に過去の実績等に基づく連動率をかける。

という方法を用いている。

WGCEP(1995)では

- ① マルチセグメント地震には過去の発生頻度の半分を与える。
- T 年間に n 回発生していれば $0.5n/T$ を与える。
- ② シングルセグメント地震には発生期待値の半分を与える。
- ③ 残りの部分は地震数が最小になるように、大きな地震を優先して配分するという方法を示している。

安中ら(2001)では、WGCEP(1995)を一部修正する方法として。

- ① マルチセグメント地震には過去の発生頻度の半分を与える。
- T 年間に n 回発生していれば $0.5n/T$ を与える。
- ② シングルセグメントの地震には発生期待値に過去においてシングルで破壊した確率をかけた値を与える。
- ③ 残りの部分は地震数が最小になるように、大きな地震を優先して配分するという方法(修正 WGCEP 法)を示している。安中ら(2001)による房総沖、相模湾内、西相模湾断裂の組み合わせ毎の平均的な発生頻度の評価例を表5.2.1-4に示す。

なお、島崎ら(1998)は拘束条件を与える考え方を示している。上記の方法が各セグメントの破壊確率を満足するように配分を決めるのに対し、島崎ら(1998)のように特定の拘束条件を与えると各セグメントの破壊確率は必ずしも満足されなくなる。

連動確率以外に、マルチセグメント地震のマグニチュードをどう決めるかというスケーリング関係に関する問題がある。

各セグメントの破壊の大きさが連動にあまり依存しない場合は、モーメントマグニチュードに関しては地震モーメントの足し合わせが可能なので、各セグメントのモーメントマグニチュードを設定し、それを足しあわせることによりマルチセグメント地震のモーメントマグニチュードを設定することが可能と考えられる。

各セグメントの破壊の大きさが連動により大きく変わる場合には、各セグメントとは

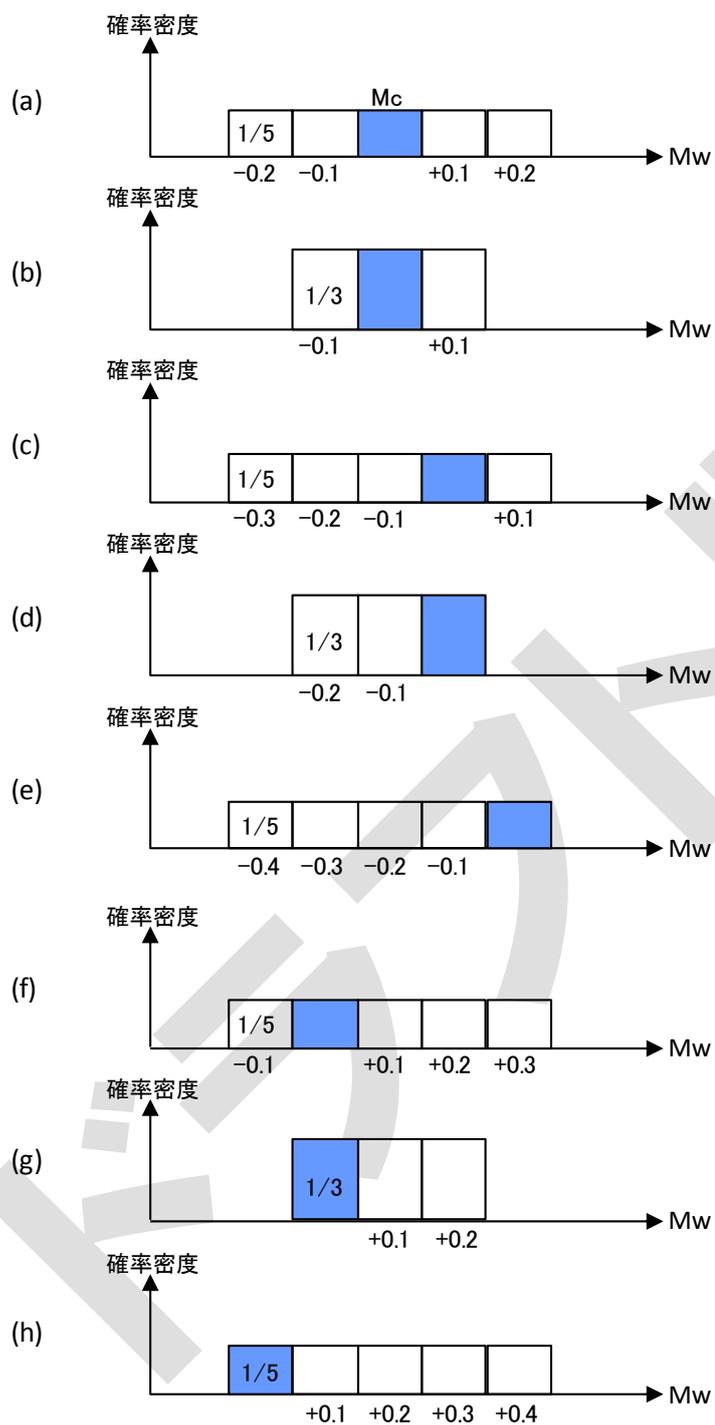
別個にモーメントマグニチュードの範囲を設定する必要がある。

(5) プレート間で発生する巨大地震への G-R モデルの適用

プレート間で発生する巨大地震については、固有地震モデルに基づく方法と G-R モデルに基づく方法があり、認識論的不確定性を踏まえてロジックツリーの分岐とすることができる。両者のイメージを図 5.2.1-7 に示す。G-R モデルを使用する場合には、予めマグニチュードの分布をモデル化しておく必要がある。G-R モデルと固有地震モデルのロジックツリーのイメージを図 5.2.1-8 に示す。

表 5.2.1-1 過去の固有地震の規模範囲

海域	Mj の範囲
宮城県沖：5 地震	7.3～7.5
三陸沖北部：4 地震	7.4～7.9
十勝沖：2003, 1952, 1843	8.0～8.2
南海：1946, 1854	8.0～8.4



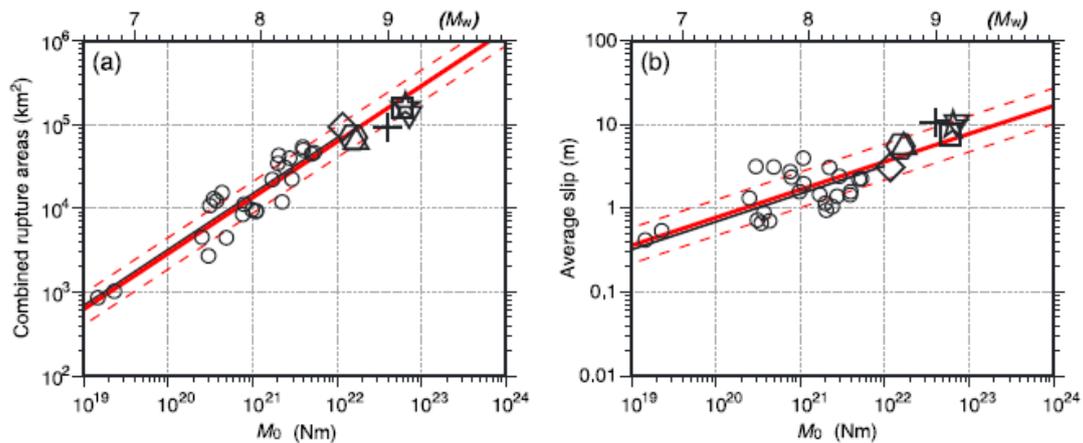
Mc が各海域の特性を適切に考慮して設定されている場合には、除外できると考えられるパターン

図5.2.1-1 マグニチュードの分布幅に対する M_c の位置の可能性

Earthquake	Reference	data	M0 (Nm)	Mw	S (km ²)	σ (MPa)	$\log_{10}(\Delta\sigma)$	地震別中央値	地震別平均MPa	地震毎偏差	地震毎分散	偏差
2003 Tokachi-oki	Tanioka et al. (2004)	Tu	1.00E+21	8	9600	2.8	0.41	0.41	2.80	0.00	0.000	0.108
1946 Nankai	Satake (1993)	Tu, G	3.90E+21	8.3	59400	0.7	-0.15	-0.05	0.89	0.01	0.006	0.018
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	4.00E+21	8.3	54000	0.8	-0.10			0.00		
	Tanioka and Satake (2001a)	Tu	5.30E+21	8.4	52650	1.1	0.04			0.01		
	Baba et al. (2002)	Tu	4.90E+21	8.4	52650	1	0.00			0.00		
1944 Tonankai	Satake (1993)	Tu, G	2.00E+21	8.1	48800	0.5	-0.30	-0.22	0.60	0.01	0.004	0.095
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	2.80E+21	8.2	43200	0.8	-0.10			0.02		
	Tanioka and Satake (2001b)	Tu	2.00E+21	8.1	42525	0.8	-0.22			0.00		
東北地方太平洋沖地震	内閣府	Tsunami+GPS	4.21E+22	9.0	1.20E+05	2.5	0.39	0.39	2.47	0.00	0.000	0.093
2010年子午地震	Lorito et al.(2011)	GPS+Tsunami+InSAR	1.55E+22	8.8	130000	0.8	-0.08	-0.08	0.83	0.00	0.000	0.029
2004年スマトラ地震	Lorito et al.(2010)	GPS+Tsunami+衛星	6.63E+22	9.15	315000	0.9	-0.03	0.07	1.17	0.01	0.008	0.000
	Fuji and Satake	Tsunami+衛星	6.00E+22	9.12	220000	1.5	0.16			0.01		

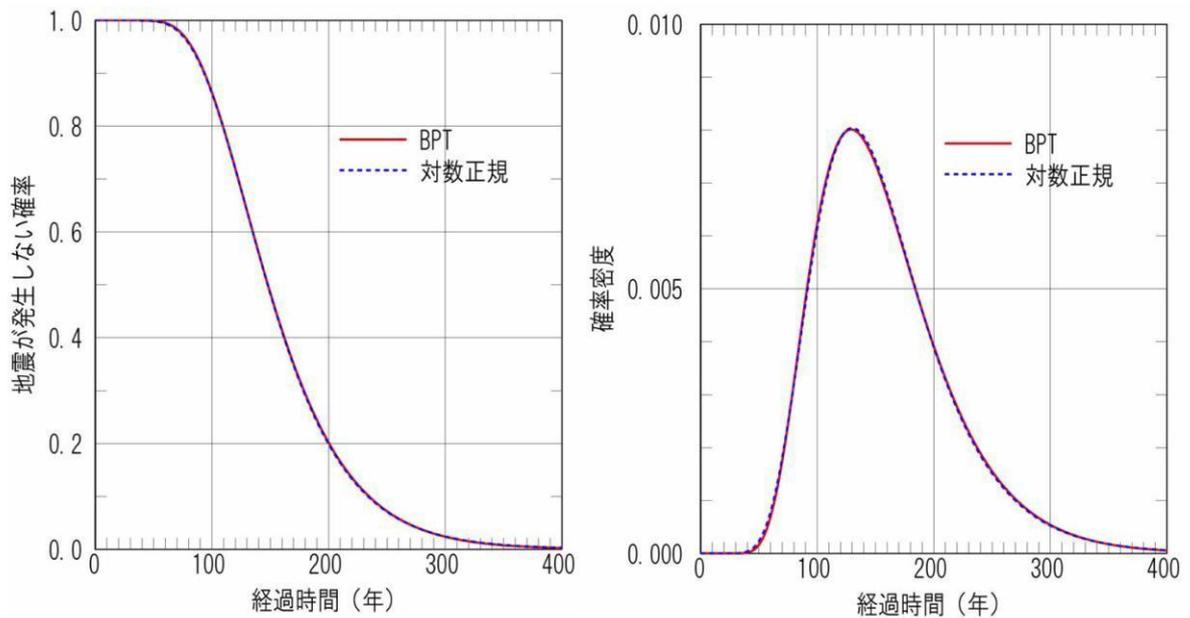
中央値の平均値	0.09	分散	0.089
$\log(\Delta\sigma)$	1.2	標準偏差	0.26
$\Delta\sigma$			
+標準偏差	22		
-標準偏差	07		

図 5.2.1-2 内閣府(2012)による津波観測データを用いた解析による平均応力降下量の整理



(出典 Murotani et al. : Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction-zone earthquakes, Geophysical Research Letters, Vol. 40, pp.5070-5074, 2013)

図 5.2.1-3 Murotani et al. (2013)による沈み込み帯の巨大地震のスケーリング則



(BPT: $\mu = 157.8$ 、 $\alpha = 0.367$ 、対数正規: $m = 4.996$ 、 $\sigma = 0.358$)

図5.2.1-4 BPT 分布と対数正規分布の比較例

表5.2.1-2 地震調査研究推進本部によるばらつきの評価例

対象	$\sigma \ln$	α
南海	0.358	0.367
宮城県沖	0.176	0.177
阿寺	0.287	0.293
丹那	0.211	0.213
跡津川	0.164	0.165
長野盆地西縁	0.247	0.250

地震調査研究推進本部地震調査委員会：長期的な地震発生確率の評価手法について，p22，平成13年6月(2001年)。

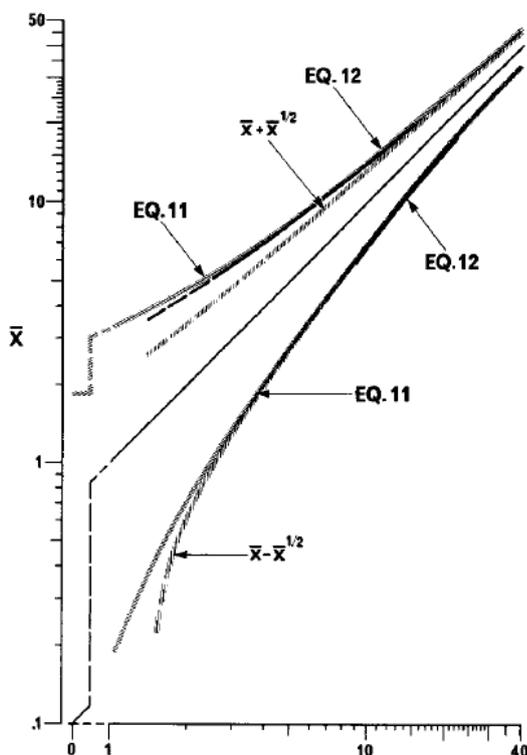


FIG. 1. ± 1 S.D. confidence intervals, 15.9 and 84.1 percentiles, for an estimated average \bar{x} of a Poisson variable, calculated from equations (11) and (12) and from $\bar{x} + \sqrt{x}$.

図5.2.1-5 Weichert(1980)によるポアソン変数の信頼区間

表5.2.1-3 Weichert(1980)によるポアソン変数の信頼区間

CONFIDENCE INTERVALS FOR POISSON MEAN, N^*		
μ_U	N	μ_L
1.84	0	0
3.30	1	0.173
4.64	2	0.708
5.92	3	1.37
7.16	4	2.09
8.38	5	2.84
9.58	6	3.62
10.8	7	4.42
12.0	8	5.23
13.1	9	6.06
14.3	10	6.89

* Lower and upper ± 1 S.D. confidence intervals, i.e., 15.9 and 84.1 percentiles use μ_L and μ_U from equation (11). Above $N = 9$, use Figure 1 or $N - N^{1/2}$ for the lower bound and $N + 3/4 + (N + 1/2)^{1/2}$ from equation (12).

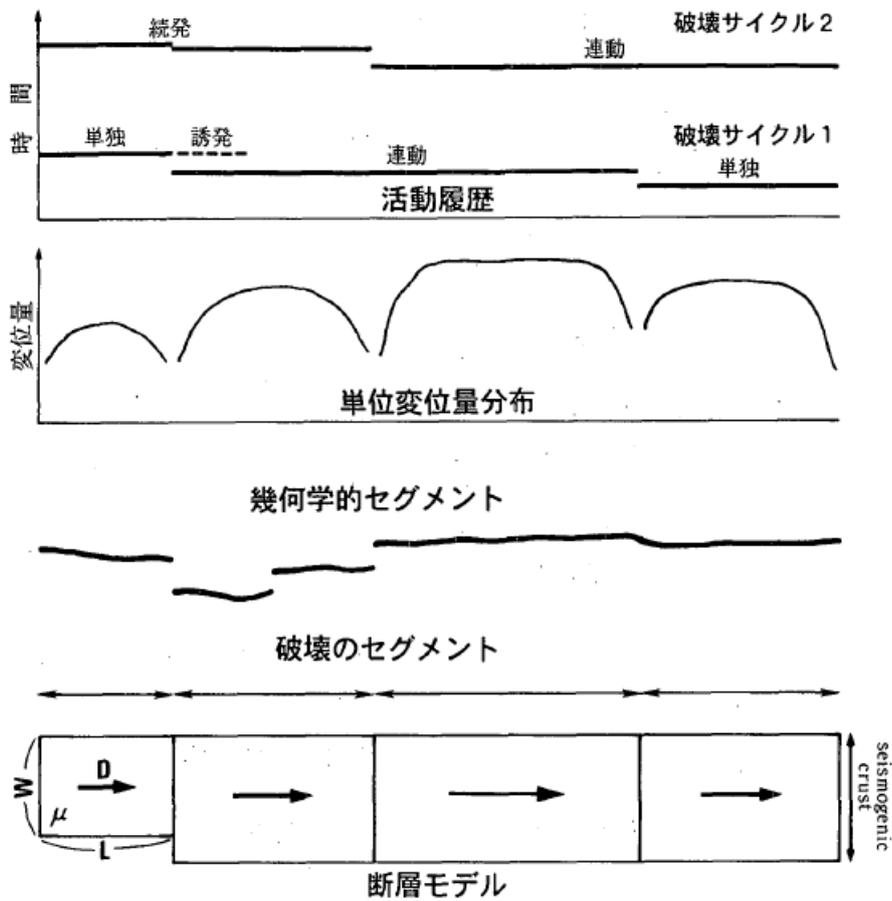


図5.2.1-6 連動セグメントモデル（カスケードモデル）の概念図

表5.2.1-4 連動セグメントモデルにおける発生頻度の設定例（安中ら(2001)）

セグメント	方法1 (WGCEP 法)			方法2 (修正WGCEP 法)		
	A 房総沖	B 相模湾	C 西相模湾断裂	A 房総沖	B 相模湾	C 西相模湾断裂
破壊頻度	0.80	4.54	13.70	0.8	4.54	13.70
単独破壊	0.00	2.27	11.43	0.00	0.00	9.16
A+B	0.00		—	0.00		—
B+C	—	1.47		—	3.74	
A+B+C	0.80			0.80		

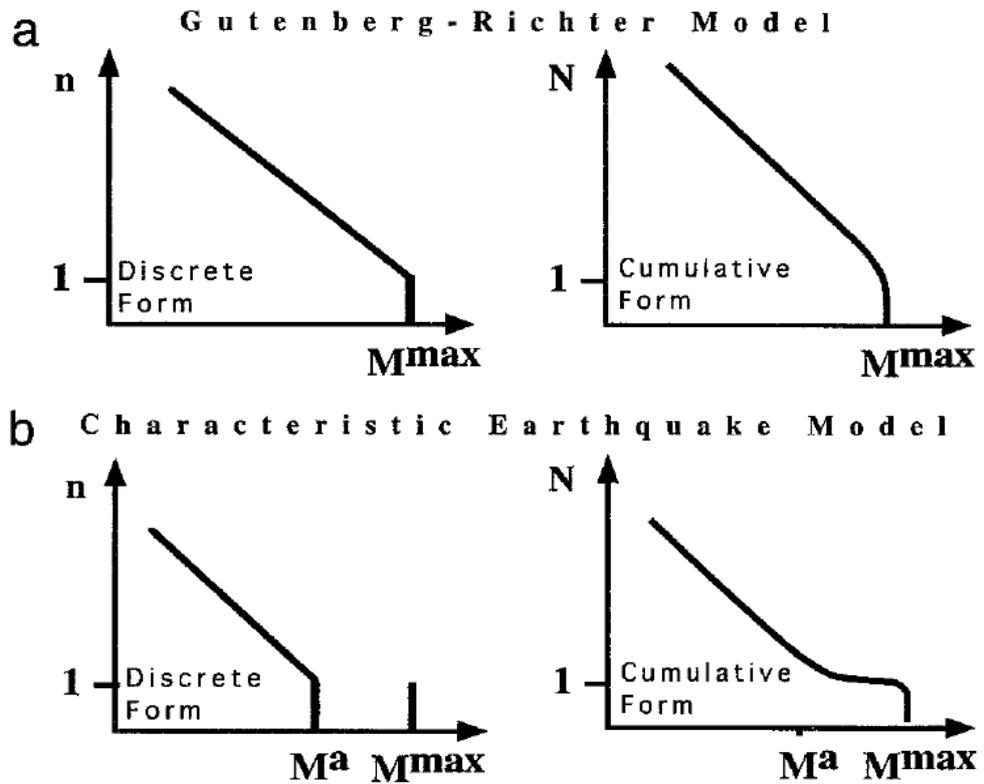


図 5.2.1-7 G-R モデルと固有地震モデル (Wesnousky(1994))

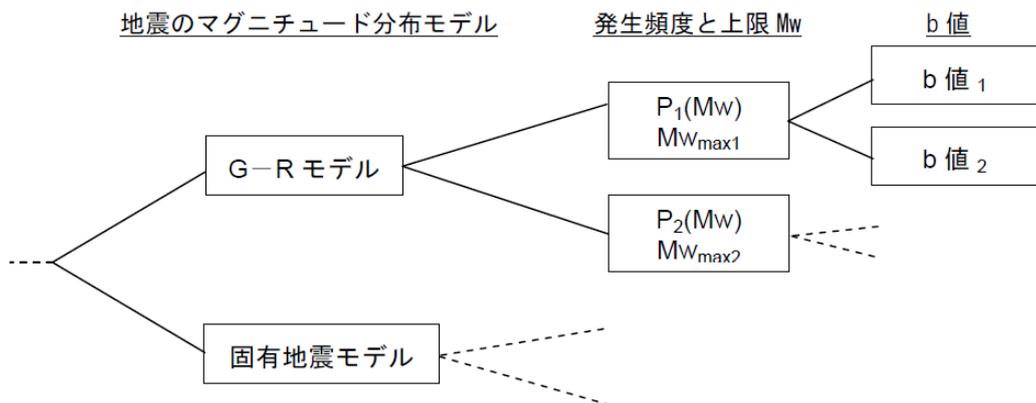


図 5.2.1-8 G-R モデルと固有地震モデルのロジックツリーのイメージ

5.2.2 背景的地震のモデル化

背景的地震（震源を特定できる地震以外の地震）については、プレート境界や海域地殻内などに連続的に分布すると考えられることから、活動域の区分、各活動域のマグニチュード頻度分布の設定が必要である。以下に基本的な流れを示す。

(1) 活動域の区分

活動域の区分は、対象地点ごとに設置する必要があるが、地震本部モデルの区分（例えば地震調査研究推進本部(2014)）における震源断層を予め特定しにくい地震の評価のための区分が基本になると考えられる。

(2) マグニチュード頻度分布のモデル

活動域の区分が設定されると、各活動域に対してマグニチュード頻度分布を設定する必要がある。現時点で用いられている主要な方法は次の2つである。

1つは、切断G-R式（切断Gutenberg-Richter式）であり、通常のG-R式を上限マグニチュード M_{max} で打ち切る。式の形は

$$\log n = a - bM (M \leq M_{max})$$

であり、 n はマグニチュードが M の地震数（密度，区間頻度）である。もう1つは、改良G-R式であり、式の形は

$$\log n = a - bM + \log(M_c - M)$$

であり、 M_c が上限マグニチュードとなる。

(3) マグニチュード頻度分布の評価

マグニチュード頻度分布に適用するモデルが決まれば、残るのはデータに基づきパラメータを決めることと、その誤差を適切に評価することである。

a. 独立でない地震の除去

地震のデータからは、独立でない地震（余震や前震，群発地震の最大規模以外の地震）と地震（固有地震）として別にモデル化する地震を除く必要がある。

データ処理の最初のステップは地震データの中から独立でない地震を取り除く作業である。地震の中には余震や群発地震が含まれている。確率論的津波ハザード解析では、そうした独立でない地震を取り除いて発生頻度を評価する必要があり、独立でない地震は別に扱う必要がある。独立でない地震の除去方法として簡易的な方法（地震本部による方法や安中ら（2002）による方法など）が提案されているが、個々に判断してもよい。

b. マグニチュード頻度分布の評価

期間により完全に記録されている地震のマグニチュード範囲に違いがある。通常、1885年以降はM6.0以上、1923年以降はM5.0以上の地震がほぼもれなく記録されていると考えられている。

切断 G-R 式を用いる場合、地震数（一般に M5.0 以上の年発生頻度） b 値、上限マグニチュードをデータに基づいて設定する必要がある。

マグニチュード頻度分布の誤差を評価する方法は確立していないが、1つの方法が Annaka and Yahiro (2000)により提案されており、M5.0 以上の地震数を正規分布、 b 値を正規分布、上限マグニチュードを一様分布（あるいは重み付分布）とする方法が示されている。モンテカルロ手法を用いる場合には、それらの条件からサンプルを必要なだけ発生させることが可能である。また、離散的な分岐とすることも可能である。

5.2.3 津波高さ分布の評価

津波ハザード曲線の評価においては、特定の位置で特定の規模の地震が発生した場合の津波高さ分布を推定する必要がある。津波高さ分布の推定に関するロジックツリーを図 5.2.3-1 に示す。以下、各分岐項目の背景を示す。

(1) 基本断層モデルの設定

基本断層モデルは、津波をもたらす地震の特性を踏まえて断層運動を適切にモデル化する。文献調査などにに基づき、評価地点に影響を及ぼすと考えられる断層モデルを設定する。公的機関などから提案された断層モデルを参考に設定することも可能である。

なお、歴史地震データ以外に、液状化の痕跡や津波堆積物の検討など地質学的成果にも留意する。

(2) パラメータ変動の考慮の有無

津波高さの推定には「特定の断層モデル」を用いていることから、観測値と計算値のばらつきに対し「断層モデルの変動によるばらつき」を付加するか、あるいは「断層モデルの変動」を別に考慮することが必要になると考えられる。

現実には発生する断層モデルが同じ場所でも変動するのであれば、パラメータ変動による影響は考慮しなければならない項目である。第 4 章における決定論的な評価では「不確定性の考慮」において考慮することとしている。確率論的評価で断層モデルの変動によるばらつきを考慮する必要があるかどうかには議論があり、 κ による計算値のばらつきの考慮に含まれているのではないかという考え方もある。また、実際には変動は小さい可能性がある。現状では、この変動を考慮するか、しないかを分岐として処理するのが有効と考えられる。

なお、断層モデルの変動を考慮したパラメータスタディを実施する場合でも、4.2.3.1 に示した決定論的評価と同様に、相対的に不確定性が大きいと判断される因子について行えばよい。

(3) 誤差の標準偏差と打ち切り範囲

推定値の不確定性は対数正規分布あるいは打ち切りのある対数正規分布で表現しており、パラメータとして対数標準偏差（相田による κ で表現）と打ち切り範囲を設定する必要がある。推定値のばらつきが対数正規分布で近似できることの詳細は、付属編〇.〇.〇に示す。

ばらつきの大きさ（ κ の値）の根拠としたのは、既往津波に対する痕跡高と計算値の比（0/C）のばらつきであり、表 5.2.3-1 に既往の津波に対する検討結果を示す。

相田の κ と津波ハザード解析で使用する対数標準偏差（ β ）との関係は次式の通りである。ここで、 $\ln(\cdot)$ は自然対数を表す。

$$\ln(\kappa) = \beta$$

東北地方太平洋沖地震を踏まえた検討結果として、杉野ら(2014)は特性化波源モデルを用いた場合に、対数標準偏差 $\beta=0.2\sim 0.3$ ($\kappa=1.22\sim 1.35$ に相当) とできるとしている(図 5.2.3-2 参照)。但し、サイト周辺の最小格子サイズを 5.5m とする条件付きである。一方、東北地方太平洋沖地震の各種インバージョンモデルを用いた広域のばらつき評価結果からは、図 5.2.3-3 に示す通り $\kappa=1.3\sim 1.4$ 程度との結果を得ており、何れも既往の検討結果(表 5.2.3-1) よりもばらつきが小さいことを示している。

沿岸部の最小格子サイズを 50m とした本書の検討(図 5.2.3-4)によると全ての点が平均±4 倍の対数標準偏差(β と表示)に収まっている。このうち、平均±3 倍の対数標準偏差を超える結果は少数であり使用した格子サイズでは表現しきれない局所的な地形の影響と考えられる。検討内容の詳細は付属編〇.〇.〇に示す。

現実には 0/C の値が無限に大きくなることは考えられないので、対数正規分布を有限の範囲で打ち切ることができる。

例えば、平均±2.3 β あるいは平均±3 β で打ち切る場合、それぞれ対数正規分布の片側約 1%あるいは約 0.1%は出現しないとみなしていることとなる。 κ 値と組み合わせたときの関係は、次のようになる。 $\kappa=1.25\sim 1.55$ かつ 3 β で打ち切りとしたとき、数値計算結果の $1.25^3=1.95\sim 1.55^3=3.72$ 倍を超える真値は出現しないとみなす。あるいは、 $\kappa=1.25\sim 1.35$ かつ 3 β で打ち切りとしたとき、数値計算結果の $1.25^3=1.95\sim 1.35^3=2.46$ 倍を超える真値は出現しないとみなすことと等価である。

このように、 κ 値(β 値)と対数正規分布の打ち切り範囲の組合せにより、計算結果から推定される真値の範囲が変わるため、評価対象地点周辺の地形の複雑さ、適用する格子間隔、既往津波の再現性等を勘案し、ロジック分岐構造を設定することが望ましい。打ち切り範囲に関する他機関の設定内容の詳細は付属編〇.〇.〇に示す。

(4) エルゴード仮定

既往津波の痕跡高と計算値のばらつきを表す指標 κ は、空間的に広がっている多数の点で実測値が推定値に対してどの程度ばらついているかを示すものである。確率論的津波ハザード解析で用いるばらつきは、同じ波源(特定の場所で特定の規模の地震(津波)が発生した場合)による特定地点の津波高さが時間的に推定値に対してどの程度ばらついているかを表現するものである。

確率論的津波ハザード解析や確率論的地震ハザード解析では、通常、上記の 2 つが等しいと仮定(エルゴード仮定)しているが、仮定の妥当性については議論がある。

南海トラフ沿いの地震は、同じ波源ではないが、波源が重複した地震が複数発生している。複数地震に対する同一地名地点の K の相関を検討することにより、エルゴード仮定の妥当性を検討した。

波源が重複している 2 つの地震に対する同一地名地点の K_i の関係を図 5.2.3-5 に、波

源が重複していない2つの地震に対する同一地名地点の K_i の関係を図 5.2.3-6 に示す。各図には相関係数 (ρ) を示している。ただし、相関係数は各地震の K の平均を1.0として求めた。

2つの図から、波源が重複している2つの地震に対する相関係数の方が、波源が重複していない2つの地震に対する相関係数よりも大きな傾向が見られる。平均をとると、波源が重複している場合の6個の組み合わせが0.58、波源が重複していない場合の4個の組み合わせが0.26である。0.58という数字は、波源が重複している2つの地震の K_i にある程度の相関があることを示していると考えられる。

K_i に相関があるということは、エルゴード仮定が完全には成立していないことを意味すると考えられる。極端なケースとして、もし完全相関であれば、1つの地震に対する K が既知であれば、そこで発生する他の地震の K_j も同じになり、 K_i に関してばらつきがないことになる。

津波 i 、地点 j に対する K_{ij} が、地点に対する平均値とそのまわりのばらつき(正規分布)で表現されるとすると

$$\log(K_{ij}) = K_j + \varepsilon_{ij}$$

となる。そして、 $\log(K_{ij})$ に関するばらつき(標準偏差)を σ 、 K_j に関するばらつきを σ_s 、 ε_{ij} に関するばらつきを σ_o とすると

$$\sigma^2 = \sigma_s^2 + \sigma_o^2$$

となり、2つの地震間の相関係数は

$$\rho = \frac{\sigma_s^2}{\sigma^2}$$

となる。相関係数が0.58として σ_o と σ の関係を求めると

$$\sigma_o^2 = 0.42\sigma^2 = (0.65\sigma)^2$$

となる。このことは、 K_j が既知であれば、その周辺のばらつきは既往津波データから推定した κ よりも小さくなることを示している。

σ が $\kappa=1.45$ に対応していると、エルゴード仮定が成立しないとして上式の σ_o は $\kappa=1.27$ に対応する。

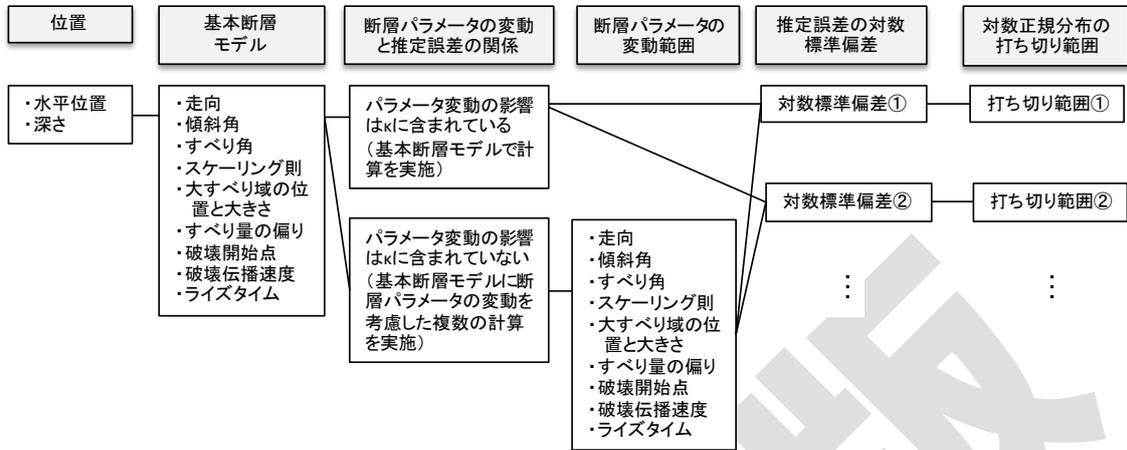


図 5.2.3-1 津波高さ分布の推定に関するロジックツリー

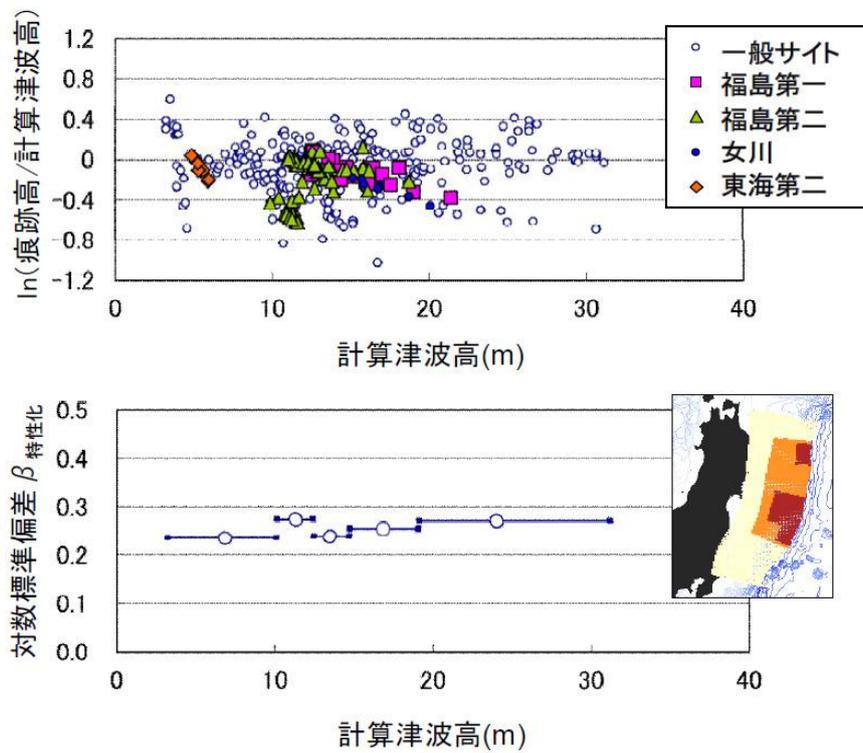
表5.2.3-1(1) 一様すべりモデルの場合の κ

海域	地震津波	κ	比較した痕跡点数
日本海溝沿い	1933 年昭和三陸	1.40	572
	1896 年明治三陸	1.45	257
	1968 年十勝沖	1.41	273
南海トラフ	1946 年南海	1.60	159
	1944 年東南海	1.58	43
	1854 年安政東海	1.47	89
	1854 年安政南海	1.42	60
	1707 年宝永	1.35	61
日本海東縁部	1993 北海道南西沖	1.47	216
	1983 日本海中部	1.48	209
南米沖	1960 チリ	1.37	764

(11 津波の中央値 : 1.453, 中央値±標準偏差 : 1.380~1.529)

表5.2.3-1(2) 不均質モデルの場合の κ

海域	地震津波	κ	比較した痕跡点数
日本海溝沿い	1896 年明治三陸	1.38	143
	1611 年慶長三陸	1.37	17
	1968 年十勝沖	1.38	264
	1856 年安政三陸	1.45	71
南海トラフ	1946 年南海	1.42	96
	1944 年東南海	1.44	64
	1854 年安政東海	1.48	85
	1854 年安政南海	1.32	42
	1707 年宝永	1.37	49



注) 特性化波源モデル×地形モデルの最小格子サイズ 5.5m

図 5.2.3-2 杉野ら (2014) による特性化波源モデルによるばらつき評価検討結果

津波水位別のO/C幾何標準偏差:κ, 信頼度:A, 距離:500m以内

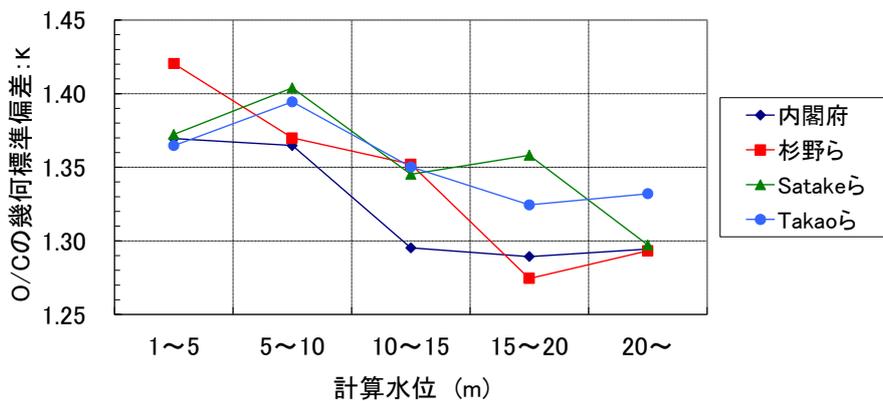


図 5.2.3-3 栗田ら (2013) によるインバージョンモデルによるばらつき評価結果

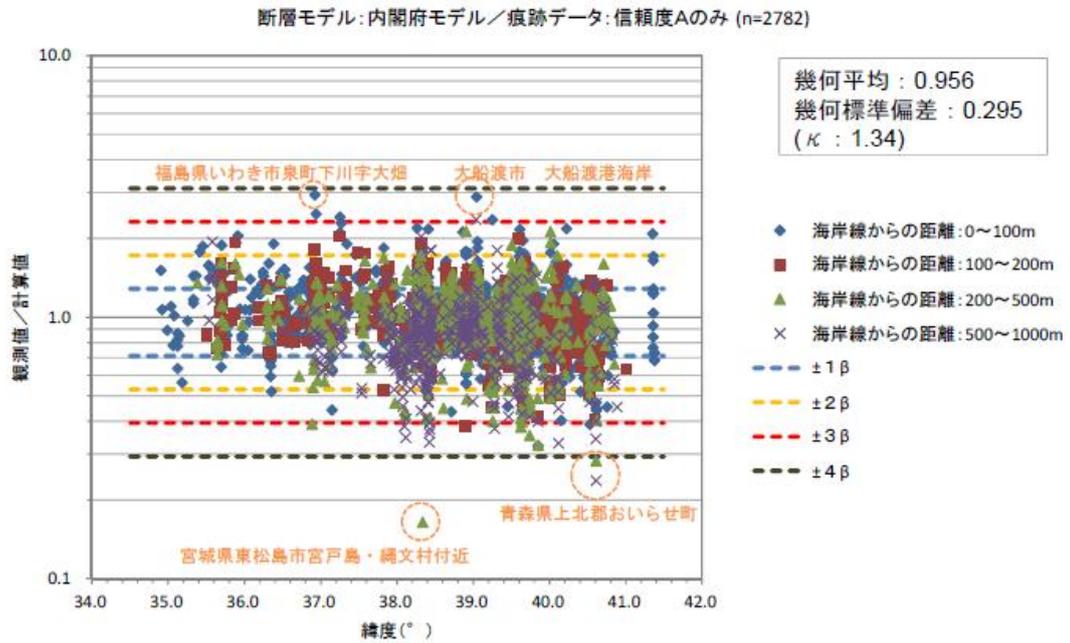


図 5.2.3-4 東北地方太平洋沖地震の再現計算結果の O/C 分布

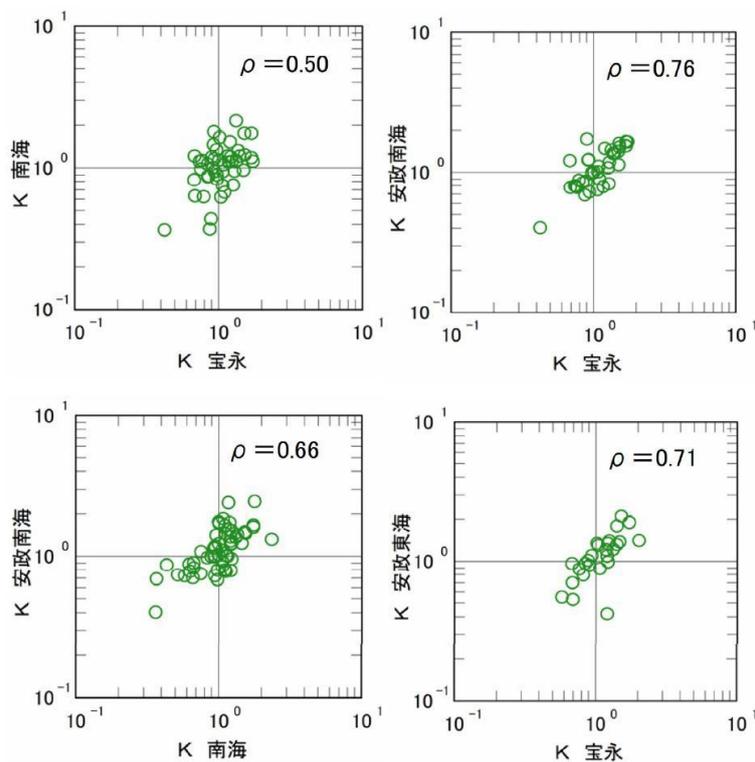


図5.2.3-5 2つの地震に対する同一地名地点の K_i の関係 (波源域が重複する場合)

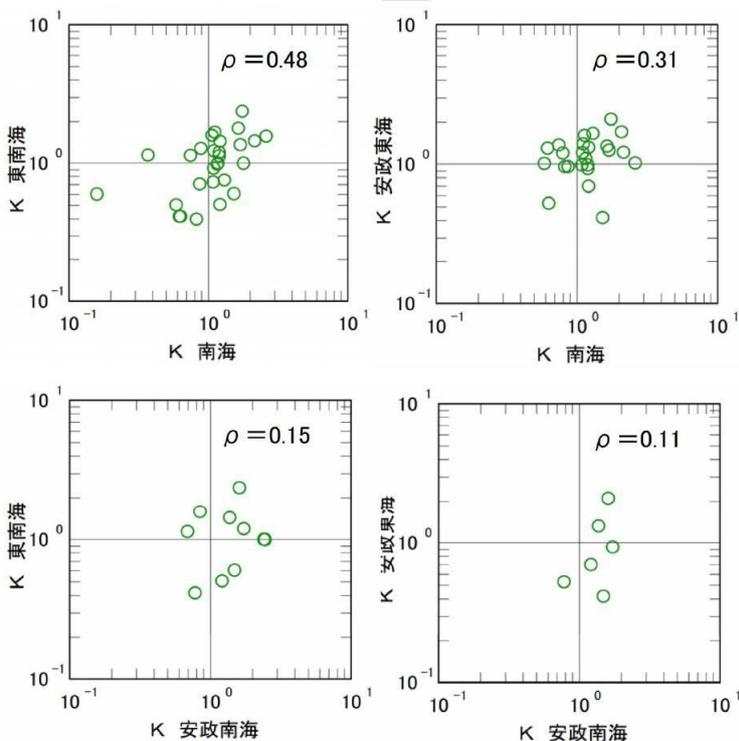


図5.2.3-6 2つの地震に対する同一地名地点の K_i の関係 (波源域が重複しない場合)

5.2.4 ロジックツリーの分岐の分類および重みの設定方法

ロジックツリーを用いて確率論的津波ハザード評価を実施する目的は、ハザード評価に関する現時点での不確定性とその影響を系統的に評価する（パラメータスタディを系統的に行う）ためであり、不確定性が存在する条件下で工学的な意思決定を行うための材料を提供することにある。そのためには、現時点での不確定性を適切に反映した分岐を設定することと、分岐に対して適切な重みを設定することが重要である。ただし、重みは将来の正しさの可能性に対する現時点での判断を示すものであり、自然科学的な意味での正しさとは直接関係しないと考えられる。

ロジックツリーの分岐の項目は、「主に判断の違いに基づく分岐で離散的な分岐とした方がよい項目」と「主にデータによる推定値の誤差に基づく分岐で連続的な分岐とした方がよい項目」の2つに区分できると考えられる。前者は、現状の研究の到達段階では結論が1つに決められない項目であり、日本海溝沿いにおけるM8クラスの津波地震や正断層地震の発生領域をどのように考えるかというような問題が含まれる。後者は、本来はデータに基づき決定可能であるが、現状ではデータの不足等により推定誤差があるという項目であり、固有地震の平均発生間隔などが含まれる。

「主に判断の違いに基づく分岐で離散的な分岐とした方がよい項目」に対して重みを決めるのは「現時点での専門家集団の見解の分布」であり、アンケートなどにより重みを決めることが現実的と考えられる。「専門家」の活用に関しては、日本原子力学会標準(2012)の考え方が参考となる。日本原子力学会標準(2012)の考え方の詳細を付属編〇.〇.〇に示す。また、アンケートに基づかない場合の重み配分の方法としては、表5.2.4-1のように設定することもできる。

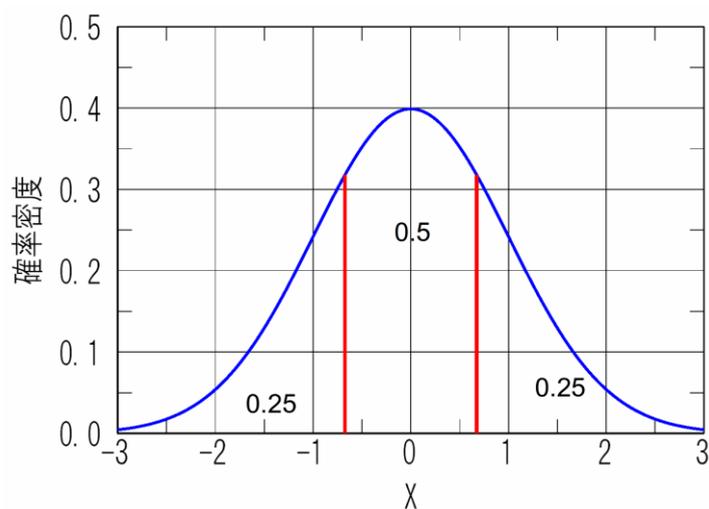
「主にデータによる推定値の誤差に基づく分岐で連続的な分岐とした方がよい項目」については、データに基づき誤差を適切に評価することが重要である。5.2.1に示した固有地震の平均発生間隔に関する誤差評価の方法のように、個々の項目に関して誤差評価の方法を明確にする必要があると考えられる。

連続的な分布をそのまま用いる場合には、分布形に基づき乱数によりサンプルを発生させるモンテカルロ手法を用いる必要があるが、連続的な分布の代わりに離散的な分岐を用いることが可能と考えられる。本書では下記の考え方に基づいて、連続的な分岐（正規分布の場合）を離散的な分岐に置き換えた。

正規分布に対して重みを0.25 : 0.50 : 0.25とする分岐設定の考え方を図5.2.4-1に示す。正規分布を面積が0.25, 0.50, 0.25になるように3分割し、各領域の重みつき平均を求めると -1.27σ , 0.0 , $+1.27\sigma$ になる。これらの数字を直接用いる方法もあるが、 σ がかなり大雑把な推定であること、近似的な扱いであることを考慮すると、1.27のかわりに1.0としてもよいと考えられる。

表 5.2.4-1 アンケートに基づかない場合の重みの配分

重みの配分 (2分岐の場合)	前提条件
0.5 : 0.5	現時点の知見で重み付けを判断するのが困難な場合
0.3 : 0.7	関連情報に基づけば片方の重みが高いと考えられる場合
0.1 : 0.9	関連情報に基づけば分岐を設ける必要が無いと考えられるが、分岐として成立する可能性を考慮する場合



(各領域の重み付き平均は-1.27, 0.0, +1.27である)

図5.2.4-1 正規分布に対する分岐設定方法の説明図

5.3 確率論的ハザード解析の手順

5.3.1 計算手順

確率論的津波ハザード解析における計算の流れは下記の通りである。

①地震の発生確率の計算

地震発生活動域あるいは活断層ごとに、地震の発生確率を計算する。このとき、以下のいずれかの方法がとられる。

- ・長期間平均のハザード評価では年発生頻度を与える。ポアソン過程を仮定すれば、年発生頻度と年超過確率は1対1に対応する。
- ・現時点でのハザード評価では、地震の発生履歴と最新活動時期のデータから更新過程を考慮して、現時点からある特定の期間（例：50年）の発生確率を計算する。

②津波高さ分布の計算

計算設定の異なる全シナリオについて、サイト前面での水位を数値シミュレーションにより計算する。さらに、個々の計算結果に数値解析の誤差を考慮し、水位超過確率分布への変換をおこなう。

③潮位分布の考慮

潮汐を確率過程として考慮に加え、個々のシナリオが起きたときの条件付き水位超過確率分布を作成する。

④津波水位ハザード曲線の作成

③の水位超過確率分布に地震の発生確率を反映し、個々のシナリオに対する水位の年超過確率を表す多数の津波水位ハザード曲線を作成する。

⑤フラクタイルハザード曲線の作成

各地点の津波水位ハザード曲線群に、個々のシナリオに対応するロジック分岐の重みを考慮し、水位に対して与えられる超過確率を超えないとみなす専門家のコンセンサスがどれくらいの割合で得られるかを表すフラクタイルハザード曲線を作成する。

年超過確率からフラクタイル曲線を作成するには、あらゆる断層毎のロジックの組合せを尽くして重みつき平均をとる総あたり法と、ランダムに組合せを発生させて、確率を近似するモンテカルロ法がある。

上述の流れを式で表現すると以下のようなになる。

断層 l 、マグニチュード番号 i 、ロジック分岐 j 、モニタリング地点 k における計算結果（最高水位）を

$$h_{l,i,j,k}^{cal}$$

と書く。

ばらつき κ 、対数平均 h^{cal} で対数正規分布する確率変数 h の確率密度関数を

$$p(h; h^{cal}, \kappa)$$

と書く。

また、潮位 h_0 の確率密度関数を $t(h_0)$ と書くと、潮位を考慮した水位 $h' = h_{cal} + h_0$ の確率密度関数 $p'_{l,i,j,k}(h')$ は、

$$p'_{l,i,j,k}(h') = \int_{h_0=h_0^{\min}}^{h_0^{\max}} p(h' - h_0; h_{l,i,j,k}^{cal}, \kappa) t(h_0) dh_0$$

となる。

そうすると、断層 l 、マグニチュード番号 i 、ロジック分岐 j 、モニタリング地点 k において、潮汐、計算結果のばらつきを考慮したとき、水位 H^{th} を超過する確率 $q_{l,i,j,k}(H^{th})$ は、

$$q_{l,i,j,k}(H^{th}) = \int_{H^{th}}^{\infty} p'_{l,i,j,k}(h') dh'$$

となる。

断層 l 、ロジック分岐 j におけるマグニチュード番号 i の地震発生確率を $w_{l,i,j}$ と書き、ロジック分岐 j における地震発生頻度を o_j と書くと、断層 l 、ロジック分岐 j 、モニタリング地点 k において、水位 H^{th} を超過する頻度 $Q_{l,j,k}(H^{th})$ は、

$$Q_{l,j,k}(H^{th}) = \sum_i w_{l,i,j} q_{l,i,j,k}(H^{th}) o_j$$

となる。

断層 l 、地点 k に関するロジック j のハザード曲線 (=年超過確率) $f_{l,j,k}(H^{th})$ は、

$$f_{l,j,k}(H^{th}) = 1 - e^{-Q_{l,j,k}(H^{th})}$$

となる。

すべて (L 個) の断層に関するロジックの組合せ (j_1, j_2, \dots, j_L) に対する年超過確率 $F_{(j_1, j_2, \dots, j_L), k}(H^{th})$ は、

$$F_{(j_1, j_2, \dots, j_L), k}(H^{th}) = \sum_l f_{l, j_l, k}(H^{th})$$

となる。

5.3.2 地震の発生確率の計算

(1) 固有地震の平均発生間隔の評価方法

1) 平均発生間隔のデータがある場合

固有地震の平均発生間隔がデータに基づいている場合には、誤差に基づき分岐を設定し、対数正規分布とする。分布の平均の真値が x で相加平均が x_0 の場合、 $x_0 - x$ の平均値はゼロ、標準偏差は、 σ/\sqrt{n} となる。 σ は x の標準偏差である。

表 5.3.2-1 ばらつきと推定値の信頼区間の関係

データ個数	信頼区間	σ_{\ln}		
		0.2	0.3	0.4
1	下限	0.819	0.741	0.670
	上限	1.221	1.350	1.492
2	下限	0.868	0.809	0.754
	上限	1.152	1.236	1.327
3	下限	0.891	0.841	0.794
	上限	1.122	1.189	1.260
4	下限	0.905	0.861	0.819
	上限	1.105	1.162	1.221
5	下限	0.914	0.874	0.836
	上限	1.094	1.144	1.196
6	下限	0.922	0.885	0.849
	上限	1.085	1.130	1.177
7	下限	0.927	0.893	0.860
	上限	1.079	1.120	1.163
8	下限	0.932	0.899	0.868
	上限	1.073	1.112	1.152
9	下限	0.936	0.905	0.875
	上限	1.069	1.105	1.143
10	下限	0.939	0.909	0.881
	上限	1.065	1.100	1.135

2) 平均発生間隔のデータがない場合

海域活断層の活動度に関して有力な情報がないときは、1mm/year（活動度A級の下限）～0.1mm/year（活動度C級の上限）の一様分布を基本とする。

平均繰り返し間隔は、マグニチュード分布から得られる1地震あたりのモーメント放出量の期待値を、平均モーメント蓄積速度で割ることにより得られる。

一様分布の場合は単純であるが、G-R型の場合、マグニチュードの上・下限をそれぞれ m_U 、 m_L とすると、 $m_L \leq m \leq m_U$ なるマグニチュード m に対する地震発生頻度の確率密度関数は、

$$f(m) = \frac{\beta \exp\{-\beta(m - m_L)\}}{1 - \exp\{-\beta(m_U - m_L)\}}$$

となる。ただし、 $\beta = b \ln 10$ 、 b は b 値である。 b 値は不明の場合、標準的な値である

0.9 とする。

3) ポアソンとした場合の誤差

地震のサンプル期間（記録の得られる期間）と地震の発生個数に応じ，発生頻度の信頼区間は，表 5.3.2-2 のようになる。これは，Weichert(1980)により与えられている信頼区間の表をもとに作成したもので，サンプル期間を T_s としたとき，信頼区間は

$$T_s/\mu_U \sim T_s/\mu_L$$

で求めている。サンプル数が多いときは，発生頻度 X の信頼区間は $X \pm \sqrt{X}$ となる。

表 5.3.2-2 Weichert(1980)によるポアソン変数の信頼区間

サンプル数 N	μ_L	μ_U	サンプル期間400年		サンプル期間1000年	
			信頼区間下限	信頼区間上限	信頼区間下限	信頼区間上限
0	0	1.84	217.39	∞	543.48	∞
1	0.173	3.3	121.21	2312.14	303.03	5780.35
2	0.708	4.64	86.21	564.97	215.52	1412.43
3	1.37	5.92	67.57	291.97	168.92	729.93
4	2.09	7.16	55.87	191.39	139.66	478.47
5	2.84	8.38	47.73	140.85	119.33	352.11
6	3.62	9.58	41.75	110.50	104.38	276.24
7	4.42	10.8	37.04	90.50	92.59	226.24
8	5.23	12	33.33	76.48	83.33	191.20
9	6.06	13.1	30.53	66.01	76.34	165.02
10	6.89	14.3	27.97	58.06	69.93	145.14

(2) 長期間平均のハザード評価における地震の発生確率（発生頻度）

長期間平均のハザード評価の場合には，地震の発生がポアソン過程に従うものとする。これは，ある地震活動域に着目したとき，地震が時間的にランダムに発生すると仮定するものであり，最新活動時期が不明であったり，地震の発生時系列の性質を判断できない場合には，時間更新の要素を考慮した確率モデルを適用できないため，ポアソン過程をあてはめる。

ポアソン過程にしたがう地震の単位時間あたりの平均発生回数を ν とすると，期間 t 内で地震が k 回以上発生する確率 p_k は，次式のようになる。

$$p_k = \frac{e^{-\nu} (\nu t)^k}{k!}$$

したがって，期間 t 内で地震が 1 回以上発生する確率は，

$$1 - p_0 = 1 - e^{-\nu t}$$

となる。

十勝沖と根室沖，宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りなどのように連動の可能性を考慮している領域では，連動率が用いられる。

十勝沖と根室沖では 17 世紀と 13 世紀に連動した地震が発生したと推定されており，400～500 年程度の間隔で発生すると推定されている。十勝沖と根室沖のそれぞれのセグメントにおける平均発生間隔は 80 年程度であり，連動の割合は 6 回に 1 回程度と考えられる。

宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りでは，三陸沖南部海溝寄りで発生した 2 回の地震（1897 年と 1793 年）の中で 1 回連動しており，連動の割合は 2 回に 1 回程度と考えられる。

(3) 現時点でのハザード評価における地震の発生確率

地震の周期性を考慮した BPT 分布や対数正規分布を用いて今後 t 年間の地震の発生確率を個々に評価した場合には，次のように評価する必要がある。

BPT 分布とは，応力の蓄積過程に不規則性を考慮し，応力の蓄積がある値に達したときに地震が発生するというモデルに対応しており，地震の発生確率は，地震の平均活動間隔 \bar{T} と活動間隔のばらつき α によって求まる。

$$f(t) = \left\{ \bar{T} / (2\pi\alpha^2 t^3) \right\}^{1/2} \exp \left\{ -(t - \bar{T})^2 / (2\bar{T}\alpha^2 t) \right\}, t \geq 0$$

このとき，時刻 T から ΔT 年後までに次の地震が起こる確率は，

$$P(T, \Delta T) = \int_T^{T+\Delta T} f(t) dt / \int_T^{\infty} f(t) dt$$

以下に，BPT 分布を用い，2015 年の年初から 50 年間の地震発生確率を評価した例を示す。関数の計算法は地震調査研究推進本部(2001)に記載されている。

例：平均発生間隔が 75 年で最新活動時期が 2014 年 9 月 26 日のとき

- ・最新活動時期から 2015 年の年初まで 0.2657 年であるので $T=0.2657$ とする。
- ・ $\alpha=0.3$ としたとき， $\Delta T=50$ ， $T=0.2657$ のもとで上述の式を解くと， $P(T, \Delta T)=0.11$ となる。すなわち，2015 年の年初から 50 年間の地震発生確率は 11%と求められる。

各セグメントの破壊確率が BPT 分布を用いて求められ，複数セグメントの連動を考慮する場合，連動の確率は 5.2.1 で述べた方法で求める。以下に例を示す。

例：2つのセグメント (A, B) で今後 30 年間の破壊確率がともに 20%であり，過去 6 回に 1 回の割合で連動している場合

- ・推本試作版手法
 - (i) 対象期間に同時に発生する確率を求める

$$0.2 \times 0.2 = 0.04$$

(ii) 求めた確率に連動率を掛ける

$$0.04 \times 1/6 = 0.007 = 0.7(\%)$$

・修正 WGCEP 手法

(i) 連動地震には過去の平均的な発生確率の半分を与える (=1/12)

$$0.2 \times 1/12$$

(ii) 単独地震には発生確率×単独率 を与える

$$0.2 \times 5/6 = 0.17$$

(iii) 残りの部分は地震数が最小になるように配分

残りの部分で地震数が最小となるようにするためには、全て連動とする。したがって、連動確率は $0.2 \times 1/12 + 0.2 \times 1/12 = 0.033 = 3.3(\%)$ となる

5.3.3 地震発生モデル・津波伝播モデルの設定

(1) 発生領域

評価対象とする津波発生領域および波源は，サイトへの影響を考慮して適切に設定する。津波高さ推定値のばらつきを考慮したとき，着目する水位の超過確率に有意な影響を与える波源を評価対象とすればよいので，着目する水位に応じ，解析に反映する津波群の構成が変化することがあり得る。例えば，活動域で最も津波が大きくなるケース（傾斜角・すべり角）で計算を実施したとき，サイト前面の最大水位上昇（下降）量 H が，

$$|X| > |H| \cdot \kappa^{2.3}$$

となる活動域は，水位の超過確率に地震の発生頻度の -2 オーダー以下の影響しか及ぼさないため，評価対象外とするといった考え方である。ここで， X は評価対象となる水位（敷地高や取水可能レベル）， κ は津波高さに含まれるばらつきである。このような場合，津波高さに含まれるばらつきを評価したとしても，最終的な津波水位超過確率に与える影響は微小であると考えられる。

また，ハザードに対して支配的な大津波の波源が他にあれば，他の発生領域や波源の相対的な重要性が低下することもあり得る。

(2) 地震発生モデル

波源モデル設定の基本的考え方は，第4章に示した決定論的津波評価手法と共通である。ただし，着目する水位の超過確率に支配的なパラメータの不確定性を解析に反映する場合には，影響の軽微な他のパラメータの不確定性は解析に含めなくてよい。

(3) 津波伝播モデル

津波が伝播する現象および陸上に遡上する現象の評価にあたっては，その水理現象を適切に表現できるよう計算精度等を考慮して，基礎方程式と計算スキームを選定し，初期条件と境界条件を設定する。これらに関する基本的考え方は第6章に示した。

なお，確率論的津波評価に基づき防潮壁の高さを設計する目的で評価を実施する等，構造物の設計を目的とする際には，サイト周辺は現在の地形である必要はなく，海岸線の境界条件を無限高さの鉛直壁とする等のモデル化を行うことが可能である。

5.3.4 津波高さ分布の計算

(1) 津波シミュレーションの実施

ロジックツリーの分岐のシナリオ全てに対し、発電所前面における津波の高さの中央値が必要である。中央値は、シナリオに応じた津波の数値シミュレーションにより得られた発電所前面の最大水位上昇（下降）量とする。

(2) ばらつきの考慮

中央値が得られたとき、津波シミュレーションに含まれる各種の誤差を考慮し、真の値（シナリオに沿った地震が発生したとき実際に発電所に襲来する津波の高さ）の確率分布を求める。これには、シナリオに含まれる津波高さのばらつき κ を用いる。この段階で得られる確率分布は、シナリオごとの地震が発生したときの条件つき確率である。

対数正規分布の確率密度関数は、次式で与えられるので、 μ に中央値の対数値を、 σ に κ の対数値を適用すればよい。例えば、「分布の両側1%に入る現象は実際に起こらない」とするロジック分岐を選択しているシナリオでは、分布の両側1%をカットする。

$$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma x} \exp\left\{-\frac{(\log x - \mu)^2}{2\sigma^2}\right\}, & x > 0 \\ 0, & x \leq 0 \end{cases}$$

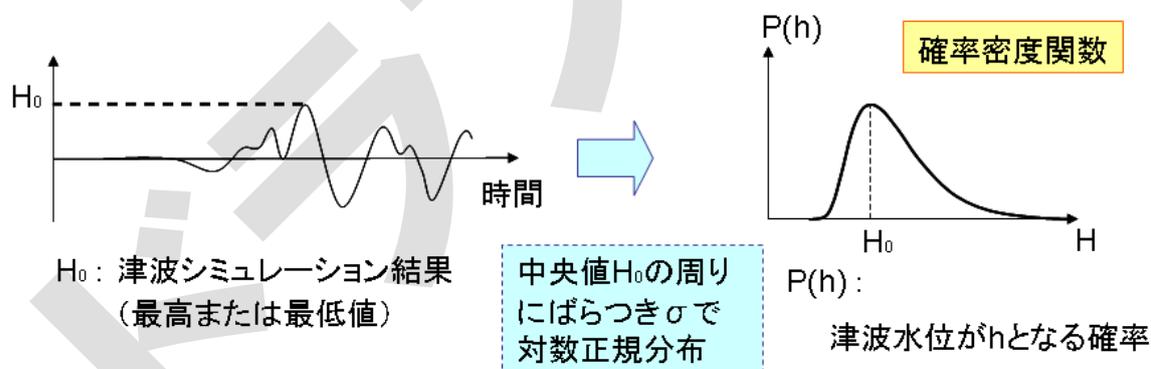


図 5.3.4-1 中央値にばらつきを考慮するイメージ

さらに、確率密度関数から津波高さごとの超過確率を求めることにより (図 5.3.4-2), 超過確率分布を算出できる。

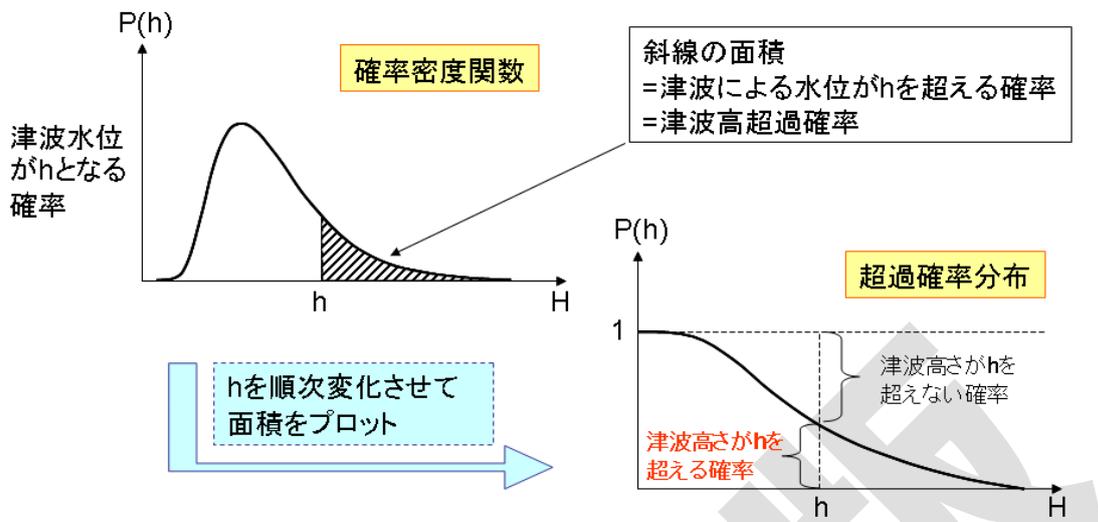


図 5.3.4-2 水位超過確率分布の概念

5.3.5 潮位分布の考慮

(1) 潮汐データの設定

潮位は頻度分布に従う確率変数とみなすことができる。適切に取得された発電所周辺の潮位記録を用いて、以下のような処理を行うことにより、潮位の確率密度関数を求める。

なお、高潮が確率論的津波ハザード解析結果に及ぼす影響に関する詳細は、付属編〇.〇.〇に示す。

①長期間の潮位記録がある場合

発電所周辺において長期間の潮位記録がある場合、潮位を区間に分け、時系列データから区間ごとの潮位出現頻度分布を作成する。出現頻度分布図全体の面積が1となるような比率を掛ければ、潮位の確率密度関数となる。

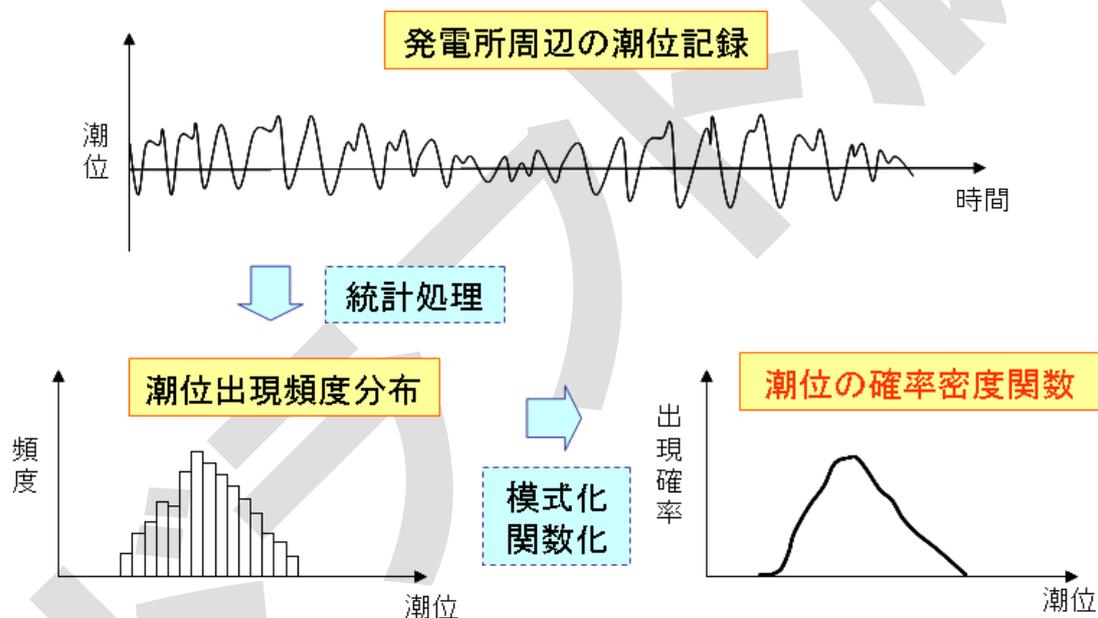


図 5.3.5-1 潮位の時刻歴から確率密度関数に変換する手順

②潮汐調和定数のみが得られる場合

潮位記録は、地球と月および太陽の位置関係によって生起される天文潮と、主に気圧の影響を含む気象潮がともに含まれており、前者には周期性がある。確率論的津波ハザード解析に用いる潮位には、発電所周辺の現実の潮位を表すため、気象潮が含まれていることが望ましい。しかし、適切な長期の潮位記録が入手できない場合には、発電所に近い検潮所に対して求められている潮汐調和定数から、天文潮位の時系列データを復元することが可能である。ただし、この場合には、気象潮が含まれないことに留意する必要がある。

以下に調和分解値からの復元式を示す（海上保安庁(1992)）。

$$\text{潮位 } \eta(t) = \sum_i f_i H_i \cdot \cos([V_i + u_i] - \kappa_i) + Z$$

$$[V_i + u_i] = \{(V_{0i} + u_i) - n \cdot L + \sigma_i \cdot S\} + \sigma_i \cdot t$$

添え字*i*は分潮の種類を表し、 Σ は各分潮の和を示す。

ここで、

f_i, u_i 振幅と位相に対する補正

H_i, κ_i 潮汐の観測値から計算された振幅と遅角（調和分解値）

V_i 天文引数（添え字 0 は、0:00UT（世界時）を表す）

n 各分潮記号の添え字（例：M₂分潮のとき、 $n = 2$ ）

L 経度（西経+，東経-）

σ_i 各分潮の角速度

S 時差（日本標準時 $S = -9$ ）

Z 平均水面の高さ（基本水準面からの高さ）

(2) 潮汐と計算結果の合成

通常、津波ハザード曲線の評価では、最終的に津波ハザード曲線が得られた後で潮位分布を考慮することが可能である。津波ハザード曲線の評価における潮位分布の考慮方法を図 5.3.5-2 に示す。潮位分布が(a)，潮位分布を考慮しない場合の津波ハザード曲線が(b)，それぞれを区間の頻度に変換したのが(c)と(d)である。(c)と(d)の分布を足し合わせる（畳み込みを行う）ことにより(e)が得られ、それを累積の形にすると(f)になる。

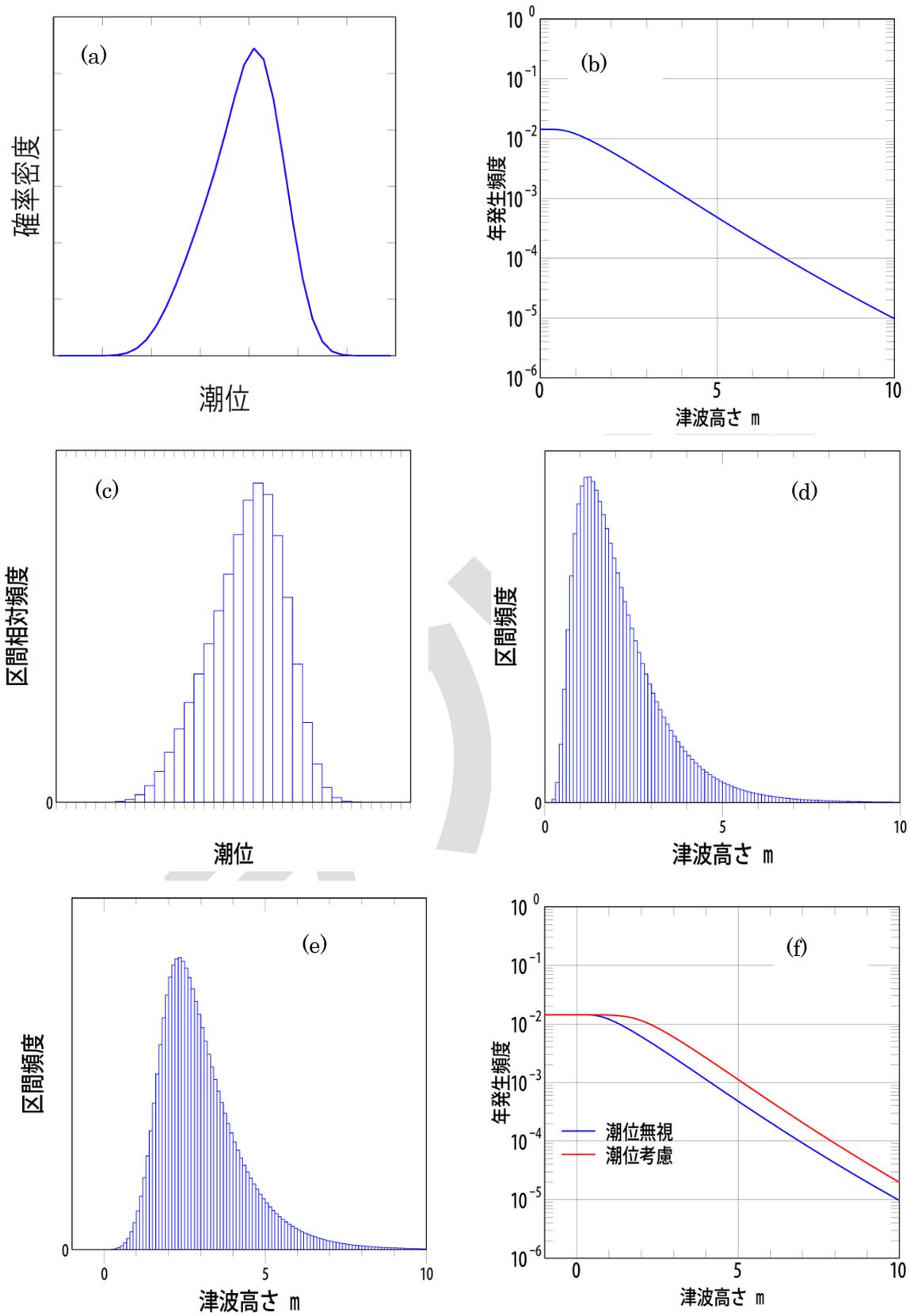


図 5.3.5-2 津波ハザード曲線の評価における潮位分布の考慮方法

5.3.6 フラクタイル曲線の作成

確率論的津波ハザード解析において最終的に求めるものは、各地点においてある津波高さに達する頻度がどれくらいであるか（年超過確率）であり、これを超えないとみなす専門家のコンセンサスがどれくらいの割合で得られるかをパラメータとして整理する。（例えば、8割の人がこれより小さいと認めるような年超過確率を示した曲線を80%フラクタイルとよぶ。）

すなわち、フラクタイル曲線の横軸は津波高さ（最大波高または最小波高）、縦軸はその津波高さを越える年超過確率（1/年）であり、この曲線がコンセンサスの割合（%）をパラメータとして複数描かれることになる。

なお、各シナリオの重みつき平均を行うことにより、超過確率の算術平均の曲線を描くことも可能である。算術平均の場合、重みが非常に小さくても極端に大きな超過確率を生じるシナリオがある場合、そのシナリオが超過確率を大きく引き上げる場合がある。しかし、結果を直感的に理解しやすいことや、適切なコンセンサスの割合をどうするかという問題が避けられるという利点もあるため、確率論的津波ハザード評価に際しては、フラクタイル曲線と算術平均の両方を計算することがある。

ハザード曲線群からフラクタイル曲線を作成する概念は図5.3.6-1のとおりであるが、実際には以下の手順で実施することができる。

- ・ 着目する津波高さごとに、年超過確率の曲線（ハザード曲線）群を値の大きい順にならべかえる。
- ・ 大きいほうから数えて、N%のところにあるハザード曲線の超過確率をN%フラクタイルとする。

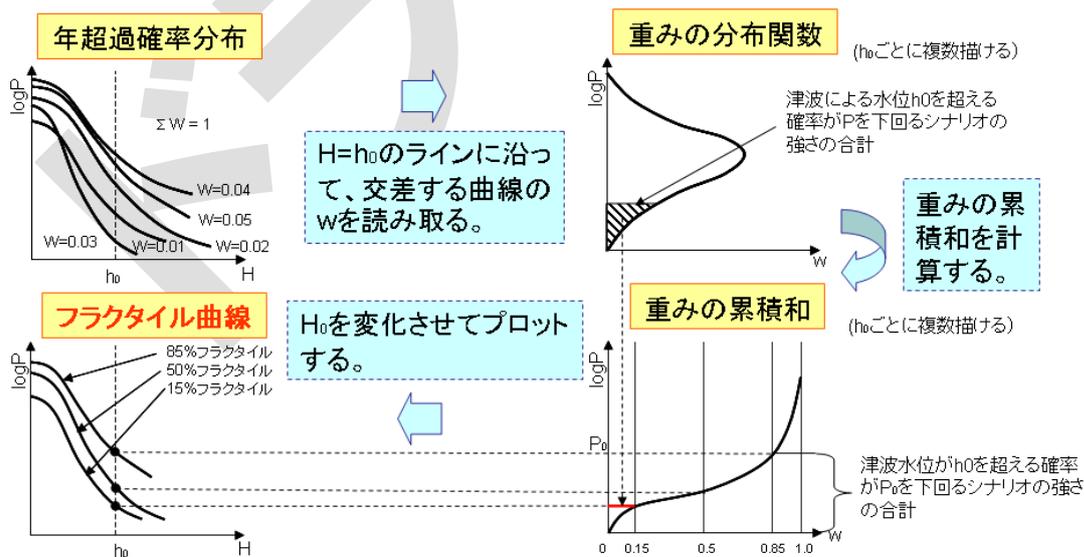


図 5.3.6-1 ハザード曲線群からフラクタイル曲線の作成方法

以下に、フラクタイル曲線の算定アルゴリズムの詳細を示すととともに、無作為にロジックを発生させる2手法（総当たり法，モンテカルロ法）についても示す。

(1) 総あたり法

$F_{(j_1, j_2, \dots, j_L), k}(H^{th})$ を値の小さい順に並べ替えたものを $F'_{j', k}(H^{th})$ と書き，ロジック分

岐組合せ j' の重みを $v'_{j'} = \prod_l v_l, j'_l$ と書く。

$$\sum_{j'=1}^{J-1} v'_{j'} < V \leq \sum_{j'=1}^J v'_{j'}$$

を満たすように J をとる（図 5.3.6-2 参照）。

すると， $V \times 100\%$ フラクタイル曲線 $G_k(H^{th})$ は，

$$G_k(H^{th}) = F'_{j', k}(H^{th})$$

で求められる。

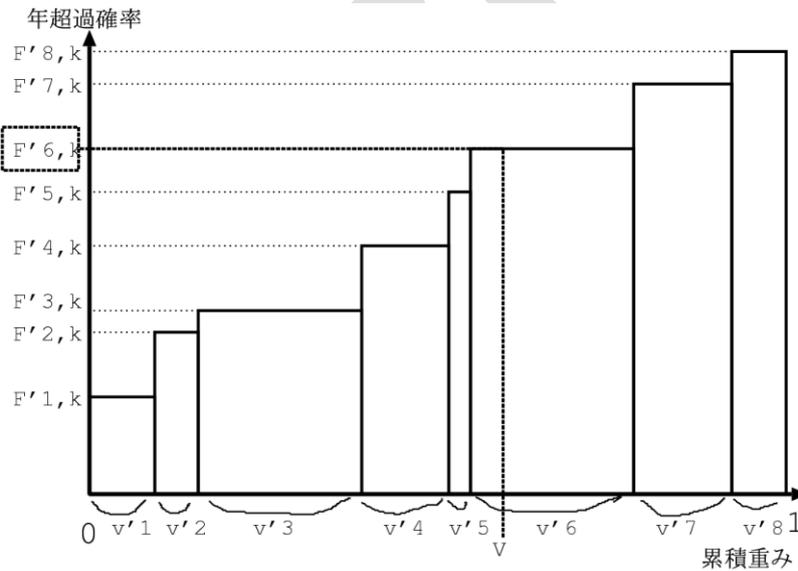


図 5.3.6-2 年超過確率からフラクタイルへ

(2) モンテカルロ法

各断層 l に対して，一様乱数を発生して確率 v_{l,j_l} でロジック j_l が生じるようにする。

($\sum_{l=1}^{j-1} v_{l,j_l} \leq \text{一様乱数} < \sum_{l=1}^j v_{l,j_l}$ ならば，ロジック j を採用)

これを，すべての断層に関して繰り返して，

$$F_{(j_1, j_2, \dots, j_L), k}(H^{th}) = \sum_l f_{l, j_l, k}(H^{th})$$

を算定する。

この操作を何度も行えば、段々 $F_{(j_1, j_2, \dots, j_L), k}(H^{th})$ の値が揃ってくる。もともと、発生させた (j_1, j_2, \dots, j_L) の組合せは、重みを考慮したものなので、できた $F_{(j_1, j_2, \dots, j_L), k}(H^{th})$ は均等な重みを持っているとしてよい (図 5.3.6-4 参照)。だから、例えば $F_{(j_1, j_2, \dots, j_L), k}(H^{th})$ がモンテカルロで 100 個求まっていたら、多い方から数えて 20 番目のところにある値が 80% フラクタイルの値になる。

ただ、100% フラクタイルの場合は、すべての断層の最悪の場合を決定論的に選択していく。

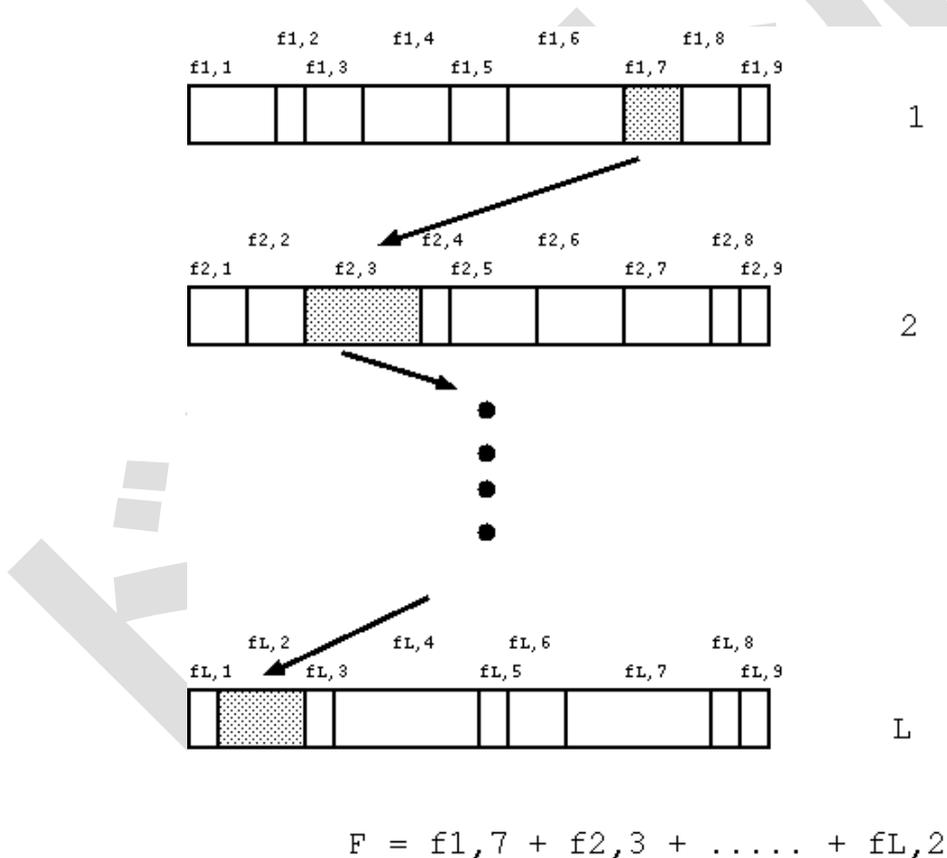


図 5.3.6-3 モンテカルロ法

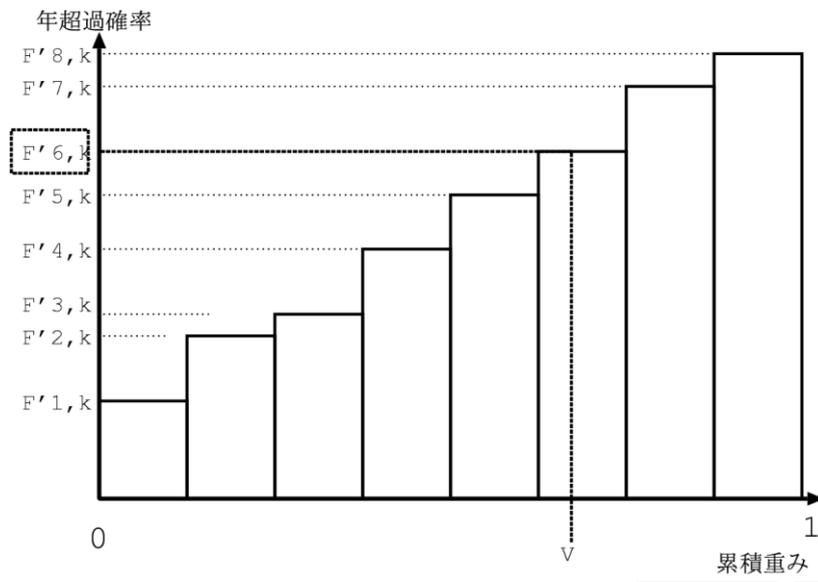


図 5.3.6-4 年超過確率からフラクタイルへ

【参考文献】

- 安中正・佐竹健治・榊山勉・柳沢賢・首藤伸夫 (2006) : 確率論的津波ハザード解析の方法, 第12回日本地震工学シンポジウム論文集, No.0013, 158-161.
- Annaka T., K.Satake, T. Sakakiyama, K. Yanagisawa, and N. Shuto (2007): Logic-tree Approach for Probabilistic Tsunami Hazard Analysis and its Applications to the Japanese Coasts, *Pure and Applied Geophysics*, 164, 577-592.
- Geist, E. and T. Parsons (2006): Probabilistic Analysis of Tsunami Hazards, *Natural Hazards*, 37. 277-314.
- Sugino, H., Y. Iwabuchi, M. Nishio, H. Tsutsumi, M. Sakagami and K. Ebisawa (2008) : Development of probabilistic methodology for evaluating tsunami risk on nuclear power plants, The 14th World Conference on Earthquake Engineering, October 12-17, 145 2008, Beijing, China.
- 社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価部会 (2011) : 確率論的津波ハザード解析の方法
- 独立行政法人原子力安全基盤機構 (2014) : 確率論的手法に基づく基準津波策定手引き
- Murotani, S., K. Satake and Y. Fujii (2013) : Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction zone earthquakes, *Geophysical Research Letters*, Vol. 40, pp. 5070-5074
- 内閣府 (2012) : 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (第二次報告) 津波断層モデル編 - 津波断層モデルと津波高・浸水域等について -
- Ellsworth, W. L., Matthews, M. V., Nadeau, R. M., Nishenko, S. P., Reasenberg, P. A., and Simpson, R. W. (1999) : A Physically-based Earthquake Recurrence Model for Estimation of Long-term Earthquake Probabilities, (Workshop on EARTHQUAKE RECURRENCE: STATE OF THE ART AND DIRECTIONS FOR THE FUTURE, Istituto Nazionale de Geofisica, Rome, Italy, 22-25).
- Matthews, M. V., Ellsworth, W. L. and Reasenberg, P. A. (2002), : A Brownian model for recurrent earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 2233-2250.
- Weichert, D. H. (1980) : Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 4, 1337-1346.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2011) : 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価 (第二版) について (平成23年11月25日、平成24年2月9日変更).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) : 濃尾断層帯の長期評価について (平成17年1月12日).
- WGCEP (1995) : Seismic hazards in southern California: probable earthquakes, 1994 to 2024, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 379-439.

- 小田切聡子・島崎邦彦 (2000) : 活断層で起きた歴史地震の大きさ, 地震第 2 輯, 53, 45-56.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2014) : 全国地震動予測地図 2014 年版～全国の地震動ハザードを概観して～ (平成 26 年 12 月 19 日).
- 安中正・嶋田昌義・弘重智彦 (2001) : モンテカルロ手法に基づく地震ハザード曲線の評価方法, 土木学会第 56 回年次学術講演会, I.
- 島崎邦彦・河瀬和重・青木元 (1998) : 長大活断層系における活動区間設定の一モデル, 日本地震学会講演予稿集, 1998 年度秋季大会, C52
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001) : 長期的な地震発生確率の評価手法について (平成 13 年 6 月 8 日).
- Wesnousky (1994) : The Gutenberg-Richter or Characteristic Earthquake Distribution, Which Is It ?, BSSA, Vol. 84, No. 6, p. 1941.
- 安中正・末広俊夫・弘重智彦 (2002) : モンテカルロ手法に基づく地震ハザードの不確定性評価方法, 第 11 回日本地震工学シンポジウム講演論文集 (CD-ROM), No. 15, 73-78.
- Annaka, T. and H. Yashiro (2000), "Uncertainties in a probabilistic model for seismic hazard analysis in Japan", Risk Analysis II, WITPRESS, Boston, 369-378.
- 杉野英治・岩渕洋子・橋本紀彦・松末和之・蛭澤勝三・亀田弘行・今村文彦 (2014) : プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案, 日本地震工学会論文集, 第 14 巻, 第 5 号.
- 栗田哲史・松山昌史・内野大介 (2013) : 東北地方太平洋沖地震津波の痕跡値を用いた津波解析のばらつき評価, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 69, No. 2, pp. I_216-I_220.
- 日本原子力学会 (2012) : 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
- 海上保安庁 (1992) : 日本沿岸潮汐調和定数表

第6章 数値計算手法

6.1 津波の伝播・遡上計算

6.1.1 基本的考え方

(1) 数値計算モデルの選定

津波が伝播する現象および陸上に遡上する現象の評価にあたっては、その水理現象を適切に表現できるよう計算精度等を考慮して、基礎方程式と計算スキームを選定すること、初期条件と境界条件を設定することが重要である。

なお、数値計算モデルの選定については6.1.2で詳しく述べる。

(2) 数値計算の実施

津波の空間波形と波源から対象地点にかけての地形特性等に応じて、数値計算領域および計算格子間隔、地形・構造物データ、基礎方程式中の諸係数、計算時間および計算時間間隔を適切に設定し数値計算を行う。

なお、数値計算の実施方法については6.1.3および6.1.4で詳しく述べる。

6.1.2 数値計算モデルの選定

6.1.2.1 基礎方程式と計算スキーム

(1) 津波伝播計算に適用される基礎方程式

津波は、水深に比べて波長が長いことから、長波として記述される。長波の理論は三次元の基礎方程式を鉛直方向に積分して導かれた平面二次元場の基礎方程式であり、主に以下の3つの理論がある。数値計算の際は、再現すべき現象に関する計算精度と計算に要する時間等を考慮して、適切に使い分ける必要がある。

また、長波理論を用いれば、深海域を含む一定の水深以上の海域において津波伝播現象は高精度に再現され、沿岸域での津波高や津波挙動に対してもその再現性は十分に実用的である。よって、6.1では長波理論に基づいた平面二次元場を基礎方程式とする数値計算モデル(平面二次元モデル)による津波計算手法について記載する。

なお、近年、流体解析技術の発達に伴い、三次元の基礎方程式を直接計算する三次元流体解析モデル(三次元モデル)を適用することも可能になりつつある。今後の計算機のさらなる発達により、将来的には三次元モデルが実用的になる可能性があることから、三次元モデルについても6.1.4にて概括する。

①線形長波理論

波高と水深の比が非線形性を無視できる程度に小さい場合に適用する。運動方程式は非定常項と圧力項(静水圧分布)からなる。海底摩擦が無視できない場合は摩擦項を考慮する。

②非線形長波理論(浅水理論)

波高と水深の比が小さくない(非線形性が無視できない)場合に適用する。運動方程式は非定常項、圧力項(静水圧分布)および移流項からなり、浅海域における波の前傾化が考慮できる。通常、海底摩擦も無視できないため、摩擦項も同時に考慮する。また、水平渦動粘性項を導入することもある。

③分散波理論

伝播に伴い津波波形の曲率が大きくなり水粒子の鉛直方向加速度が無視できず、波の分散性が現れる場合に適用する。①に分散項を加えたものを線形分散波理論、②に分散項を加えたものを非線形分散波理論といい、遠地津波の外洋伝播計算には主に線形分散波理論が適用されているが、分散性の影響が小さい場合は線形理論を適用することができる(柳澤ら(2012))。

津波が水深の浅い海域を伝播するのに伴い、波形や水深等の条件によっては、波の峰が前傾化する非線形効果と周期の短い波が波本体から後方に取り残される分散効果の相乗効果により、津波本体が周期の短い複数の波に分裂し波高が増幅する現象が生じることがある。これをソリトン分裂という。近地津波については、ソリトン分裂波を伴う津波が発生しても遡上時には碎波減衰が生じ得る。また、仮に過去に分裂しない津波に比べて高い痕跡高を残していたとしても、その痕跡

高を説明する断層モデルの設定で採用した基礎方程式と同じ方程式で再現計算する限りにおいては、分裂に伴う水位上昇は断層モデルのすべり量を大きめに設定することにより考慮されている。したがって、少なくとも水位を論じる上では、ソリトン分裂波を再現する分散波理論を導入しなくとも評価可能である。分散項は津波の前傾化を抑制する等の効果を有するため、ソリトン分裂波発生領域に限ることなく深海域より一貫して分散波理論を用いた方が、分裂開始位置をはじめ海岸部での水位変化を精度よく評価できるとする考えもあり（岩瀬ら(1998), 原ら(1998)), 砕波減衰項等を組み込み、現地計算へ適用することにより実用性について確認した例もある（原子力土木委員会津波評価部会(2007)）。なお、深海域における分散効果の影響を考慮する判断基準としては岩瀬ら(2002)の波数分散効果指標があり、付属編〇.〇.〇に詳細な検討例を示す。

(2) 近海伝播を対象とした基礎方程式と計算スキーム

1) 非線形長波理論

近海伝播を対象とする場合、水深 200m 以浅の海域を目安（首藤(1986)）に非線形長波理論を適用した基礎方程式を選定する。計算スキームとしては、差分化の際の計算誤差を評価する方法がほぼ確立していることから、平面二次元のスタッガード格子を用いた陽的差分法が採用されることが一般的である。

実務では、後藤・小川(1982)の方法（以下、「後藤の方法」という。）と田中(1985)の方法（以下、「田中の方法」という。）のいずれかを適用することが多い（付属編〇.〇.〇および〇.〇.〇参照）。両者とも浅水理論であることに変わりはないが、表 6.1.2-1 に示すような若干の差異がある。

しかしながら、海底勾配が 1/100 以下かつ周期が 5 分以下のような特殊な条件を除けば、両者にほとんど差がないことが確認できている（付属編〇.〇.〇参照）ことから、実用上はいずれの方法を用いても問題はない。

なお、有限要素法等を適用する場合は、予め計算誤差を適切に評価し、上記の方法と同等以上の計算精度を有することを確認する必要がある。

2) 非線形分散波理論

沖合に設置する防波堤などソリトン分裂による波力の増大の影響を受ける場合の構造物の設計においては、分散波理論式を用いてこの影響を考慮する。なお、防波堤の耐津波設計ガイドライン（国土交通省, 2013）では、「これを考慮する条件は、おおむね入射津波高さが水深の 30%以上（数値計算等による津波高さが水深の 60%以上）で、かつ海底勾配が 1/100 以下程度の遠浅である場合と考える」とされている。

表 6.1.2-1 後藤の方法と田中の方法の比較

		後藤の方法	田中の方法
基礎 方程式	移流項	保存型を採用	非保存型を採用
	摩擦項	マンニングの粗度係数を適用	一般的な摩擦係数を適用
	水平渦動粘性項	導入する場合もある	導入している
計算 スキーム	変数配置	スタaggerドシステム	同左
	連続式および運動方程式の圧力項の差分	リープフロッグ法 (空間、時間とも中央差分のため打ち切り誤差は2次の精度)	同左
	移流項の差分	一次の風上差分法 (前進又は後退差分のため打ち切り誤差は1次の精度)	ラックスヴェンドロフ法 (打ち切り誤差は2次の精度)
	摩擦項の差分	陰的に近似	陽的に近似(時間前進差分)
	水平渦動粘性項の差分	—	陽的に近似(時間前進差分)

(3) 遠方海域からの伝播を対象とした基礎方程式と計算スキーム

遠方海域から伝播する遠地津波に対しては、波高が水深に比べて小さいため線形理論が適用できる。ただし、初期波形が様々な周期成分を含んでいる場合、水深の深いところでは周波数毎に波速が少しずつ異なるため、長時間伝播すると次第に短周期成分ほど遅れが生じてくることから、この効果の影響に応じて分散項を含む運動方程式の適用が必要となる場合がある。さらに、遠地津波に対しては運動方程式中にコリオリ力を考慮する必要があることに加え、地球が球形である効果を見逃すことができないため球座標系を採用する必要がある(付属編〇.〇.〇参照)。計算スキームとしては、スタaggerド格子で、かつ連続の式には陽的差分法、運動方程式には陰的差分法が採用されることが多い(付属編〇.〇.〇参照)。

6.1.2.2 初期条件

(1) 海底面の鉛直変位分布

数値計算の初期条件設定に必要となる海底面の鉛直変位分布については、地震発生地盤が等方で均質な弾性体であるとの仮定のもとで地震断層運動に伴う変位分布を計算する Mansinha and Smylie(1971)の方法（付属編〇.〇.〇参照）が一般的に採用されている。このことから、近地津波および遠地津波とも、この方法により鉛直変位分布の計算を行うことが多い。また、この他の方法として、岡田の方法（Okada(1985)）も適用することができる。

なお、上記方法は地盤構造を均質地盤として扱うため、三次元地下構造が津波に与える影響について検討する場合は、三次元不均質構造を考慮できる海底地殻変動解析による方法（付属編〇.〇.〇）が適用できる（土屋ら(2013)）。

(2) 変位の継続時間

津波を発生させる場合の断層の破壊時間は数 10～120 秒程度とされるが、この程度の海底変位継続時間では瞬時に海底が変化した場合と比べて津波計算結果はほとんど差がないとされている（Aida(1969), 岩崎ら(1974)）。したがって、現実的な変位継続時間を考慮しても、変位が瞬時に生じると仮定してもいずれでも良い。なお、瞬時に海底変位が生じるとして計算した場合には海面に短周期振動が現れることがあるが、時間をかけて海底変位を与えたときにこの振動が生じないのであれば、津波本体とは関係がないので無視して良い。また、東北地方太平洋沖地震やスマトラ沖地震等のように大規模で複数の断層が連動して津波を発生させる場合の断層の破壊時間は数 100 秒以上に達するため、例えば内閣府(2012)では、不均質な波源モデルに対して、破壊開始点から断層の破壊が伝わる速度（破壊伝播速度）および海底変位の継続時間（ライズタイム）の双方が考慮されている。

(3) 初期条件の設定

津波計算の初期水位条件については、(1) で述べた海底面の鉛直変位分布をその直上の海面に与えることが一般的である。海底地盤変動の時間変化を（基礎方程式中等において）考慮する場合には、静水面を初期水位条件とする。また、海溝付近の断層の傾斜角はかなり小さいため、鉛直変位に比べ水平変位が大きくなる。そのため、海底斜面の水平変位による津波が無視できなくなる。Tanioka and Satake (1996)では、初期水位を求める際に、海底斜面の水平変位による水位への影響を考慮している。

なお、上記いずれの場合も、津波による初期流速はゼロと設定する。

6.1.2.3 境界条件の設定

(1) 沖側境界条件

計算領域は有限の範囲を選択せざるを得ないため、人為的に沖側・側方に開境界を設け、津波が境界のない場合と同じ挙動を示すよう適切な条件を与える必要がある。なお、沖側境界条件としては、側方境界を含めて沖側境界と称する。

1) 計算領域内から領域外へ向かう波が存在する場合の境界条件

解析領域内に波源域が存在する場合の境界条件として、特性曲線法をもとに誘導される自由透過の条件（後藤・小川(1982)）を与えることができる。また、適切なパラメータを設定することによって吸収境界条件（例えば、Cerjan et al. (1985)）等を適用することもできる。

その他の自由透過の条件としては、境界に仮想的な完全反射の壁面を設定し、そこで発生する重複波の半分が透過波成分と等しいという原理を利用（日野ら(1988)）して、与えることができる。このとき、壁面の位置を工夫して設置すると高い精度の結果が得られる（今村(2001)）。

なお、特性曲線法と仮想的完全反射条件については、領域外から計算領域内へ向かう波が共存する場合にも適用できる。ただし、後者については、沖合境界に対する入射角が直角に近い条件で適用可能である。

2) 近海での沖側境界から波を入射する方法

遠地津波の計算にあたって、外国沿岸に設定した波源モデルから得られた初期条件のもと、球座標系で定式化された線形理論あるいは線形分散波理論に基づき日本沿岸における津波波形を計算した場合は、その波形の入射波成分を沿岸計算用の計算格子（近地津波と同様の格子）の沖側境界に与えることができる。また、検潮記録から逆算した時系列波形を上記同様に沖側境界に与える方法もある。

なお、この方法は、別途計算された沖合で設定した想定津波の水位時系列波形を沖側境界から入射する場合にも適用できる。

(2) 陸側境界条件

海域と陸域の境界条件については、次に示す各条件を参照して適切に設定する。

1) 完全反射条件

陸上部への遡上を考慮しない場合は、汀線を鉛直無限壁と考えて汀線に直角な方向の線流量をゼロとする。つまり、完全反射の条件を採用する。ただし、この条件を用いる場合は、汀線に隣接する海側格子の海底が引き波の際に露出しないように十分な水深が存在する必要がある。この水深が小さい場合は、引き波時に海底面の露出を考慮し、次の押し波時に次項で述べる陸上遡上境界条件を用いることができる。

2) 陸上遡上境界条件

陸上斜面への遡上を考慮する場合や浅い海域の引き波の際等は、津波先端部での地形を計算格子間隔幅の階段状に近似し、計算過程で時刻ステップ毎に階段上に水があるか否かを判別する。小谷ら(1998)は岩崎・真野(1979)を改良した方法を提案しており、実務で広く用いられている(付属編〇.〇.〇参照)。この方法の要点は次のとおりである。

- ・津波の先端は、水位と格子境界(4辺)での最大静水深の和が正の格子とゼロまたは負の格子の境界にある。
- ・流量を計算するための全水深は、先端部での水位と水のない格子中点の地盤高の差とする。その差が負の場合には流量をゼロとする(遡上しない)。
- ・移流項の計算の際に全水深がゼロまたはある下限値より小さくなった場合には、その全水深を分母として持つ項のみを省略し、移流項の計算を行う。

(3) 越流境界条件

防波堤、海岸堤防・護岸等の構造物を越流する際の境界条件については、次に示す各条件を参照して適切に設定する。

1) 防波堤等を格子の地盤高で表現する場合

防波堤等を格子地盤高で表現できる場合には、防波堤等を越流する際の境界条件として、前項で述べた陸上遡上境界条件を適用することができる。

2) 防波堤等を格子間の境界で表現する場合

①本間公式(本間(1940))

計算領域内に防波堤・防潮堤が存在し、水位がその天端高を越えた場合、天端高を基準とした堤前後の水深を h_1 、 h_2 ($h_1 > h_2$) とすると、越流状態に応じて堤単位

長さ当たり越流量 q を以下のように求めることができる (岩崎ら(1981), 後藤・小川(1982))。

(完全および不完全越流)

$$q = \mu h_1 \sqrt{2gh_1} \quad h_2 \leq \frac{2}{3} h_1$$

(潜り越流)

$$q = \mu' h_2 \sqrt{2g(h_1 - h_2)} \quad h_2 > \frac{2}{3} h_1$$

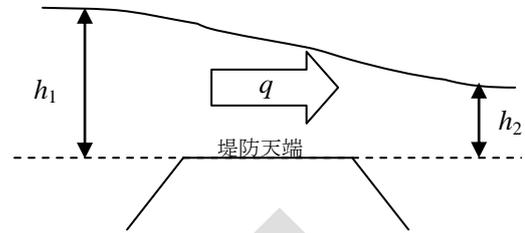


図 6.1.2-1 本間公式の説明図

ここに, $\mu = 0.35$, $\mu' = 2.6\mu$, 重力加速度 g

なお, 越流しない防波堤・防潮堤では, それを鉛直無限壁とする完全反射条件を与え, 堤に直角方向の線流量をゼロとする。

②相田公式 (相田(1977))

汀線に護岸が存在する場合には, 潜堤の場合のように流量係数 C_1 を用い, 護岸内側への堤単位長さ当たり越流量 q を以下のように求めることができる。

$$q = C_1 H_1 \sqrt{g\Delta H}$$

ここに, H_1 : 護岸上面からの水位

ΔH : 不連続箇所での水位差

$C_1 = 0.6$

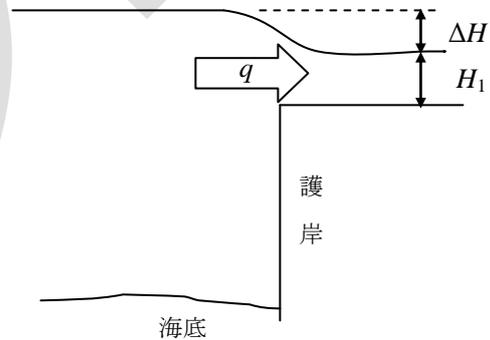


図 6.1.2-2 相田公式の説明図

6.1.3 数値計算の実施

6.1.3.1 数値計算領域の設定

津波の数値計算における計算領域は、波源域の大きさ、津波の空間波形、海底・海岸地形の特徴、構造物等を考慮し、屈折、反射、回折、セイシュ、遡上等の津波の挙動を精度よく計算できるよう適切に設定することが重要である。

6.1.3.2 計算格子間隔の設定

津波の数値計算においては、津波の空間波形および地形の状況に応じて異なる計算格子間隔の領域を接続して同時に計算する方法が用いられる。すなわち、海域では津波空間波形の1波長は数10 km～数100 km のオーダーであるが、沿岸部で水深が小さくなるにつれて波長が短くなるため、これに合わせて順次細かいものを用いる必要がある。また、海岸付近については、地形が入り組んでいる場合が多いため、津波の空間波形に加えて、対象とする海岸の特徴的な地形または人工構造物のスケールに応じて計算格子間隔を適切に設定する必要がある。

計算格子間隔の設定および接続にあたっては以下の点に留意する必要がある。

(1) 計算格子間隔

各部分領域において精度良い計算結果が得られるよう以下のように計算格子間隔を設定する。ただし、以下に示すのは、最も一般的なスタaggerド格子・リーブフロッグ差分法を基本とした数値計算モデルを適用した場合の目安値であり、有限要素法等の他の数値計算モデルを適用する場合の要素寸法や計算格子間隔については、それらと計算誤差の関係を十分検討してから適切な値を設定する必要がある。

1) 波源域

波源域においては、波源域の大きさおよび津波の空間波形に着目して計算格子間隔を設定する。

津波の空間波形に基づき計算格子間隔を設定する際の目安として、長谷川ら(1987)が提案した方法、すなわち、津波空間波形の1波長の1/20以下を計算格子間隔として設定する方法がある。

2) 伝播過程における海域

伝播過程における海域においては、津波の空間波形に加え、海底地形の影響で生じる屈折現象に着目して計算格子間隔を設定する。

海底地形が単純である場合には、計算格子間隔を設定する際の目安は1)と同じであるが、屈折現象の影響が大きいと判断される領域については、津波の空間波形の1波長の1/100以下の計算格子間隔が必要となる場合もある(付属編〇.〇.〇参照)。

3) 評価地点周辺の海域

評価地点周辺の海域においては、津波の空間波形、海底勾配、海底・海岸地形、防波堤等の構造物の規模・形状等に着目して計算格子間隔を設定する。

海岸地形が複雑ではなく、構造物の影響がほとんどない条件下において、水深 50m 以浅から汀線までについて計算格子間隔を 100m 程度から 10m 程度まで徐々に小さくすることを目安とする。

港湾等が存在する場合については、その港口部付近では港口幅の 1/5 程度以下の計算格子間隔を用いれば港内水位を精度良く計算できることがわかっている（付属編〇.〇.〇参照）。また、評価地点付近がV字状の湾になっている場合については、湾内平均波長 L_v と湾奥行き l の比 L_v/l に応じて計算格子間隔を設定する必要がある。この場合、 $L_v/l < 6$ では湾奥部で津波あるいは誘発されたセイシュの 1 波長の 1/100 以下の計算格子間隔が必要となる場合もある（付属編〇.〇.〇参照）。

4) 陸域

地形が複雑でない条件下における陸域においては、斜面勾配 α 、周期 T 、重力加速度 g を用いた次式によって、計算格子間隔 (Δx) を設定してもよい（付属編〇.〇.〇参照）。

$$\frac{\Delta x}{\alpha g T^2} \leq 7 \times 10^{-4} \quad (\text{マニングの粗度係数 } n=0.03\text{m}^{-1/3}\text{s の場合})$$

$$\frac{\Delta x}{\alpha g T^2} \leq 4 \times 10^{-4} \quad (\text{摩擦項を考慮しない場合, Goto and Shuto (1983)})$$

(2) 計算格子間隔の異なる部分領域の接続

津波の数値計算においては、津波の空間波形および地形の状況に応じて、異なる計算格子間隔の領域を接続して同時に計算する方法(ネスティング)が用いられることが多い。このような接続計算では、小領域で発生した短波長成分の一部が大領域に伝播せず再反射してしまう影響を軽減するため、成分格子間隔を 1/3 あるいは 1/2 等の割合で小さくしていくことが多い。

なお、各計算領域を接続する際に、側方接続境界が陸岸と鋭角で交わる場合は、陸岸からの反射波がすぐ側方境界に達し、地形が粗いまま得られた外側の格子領域での計算結果との差が大きく不安定となる場合もある。

6.1.3.3 地形データの作成

(1) 水深データ

近年の広範囲を対象とする音響測深技術の発達や衛星通信による位置測定技術により、水深分布の測定技術は飛躍的に向上している。そのため、津波の数値計算においては、精度向上の観点から、用いる水深データは、最新の測定結果をもとに作成することが望ましい。

海底地形データとしては、3.2で示した海底地形デジタルデータ等が活用できる。また、深淺測量等の個別の測量データについてもその精度を確認のうえ用いることができる。

(2) 陸域地形データ

陸域地形データも最新の地形図等をもとに作成することが望ましく、陸域地形データとしては、3.2で示した資料を活用することができる。また、個別の測量データについてもその精度を確認のうえ用いることができる。

(3) 過去の地形データ

既往津波来襲時に存在しなかった人工改変（構造物設置、埋立等）が最新地形データに反映されている場合には、評価地点での津波水位を痕跡高と比較する際、並びに既往津波水位の再現計算の際、改変部分のみ改変前の地形が記載されている3.2で示した古地図等の地形データを用いることが望ましい。

6.1.3.4 構造物データの作成

(1) 建物などの構造物および線的構造物

津波の伝播過程や遡上過程にあつて、建物などの構造物や海岸堤防および防波堤等の線的構造物は、津波の挙動に影響を与えることがある。特に線的構造物は、津波の流れを遮り、方向を変えるなど、比較的影響が大きいため注意する必要がある。線的構造物としては、①海岸堤防、盛土等、②防潮堤、防波堤等、③河川堤防等、がある。

津波計算においては、構造物の大きさに応じて以下のように取り扱う場合が多い。

1) 地形データとして取り扱う場合

海岸堤防および防波堤等の線的構造物について、その大きさに応じ、計算格子間隔より幅が広い線的構造物は、その高さを各計算格子に与えて地形データとして取り扱う。

2) 越流条件として取り扱う場合

計算格子間隔より幅が狭い線的構造物は、計算格子間に壁があるもの（格子境界）として整理し、その高さを越流条件で考慮する。

3) 地形データと越流条件を組み合わせる取り扱う場合

計算格子間隔より幅が広い防波堤等の構造物上にパラペット等の幅が狭い構造物が設置されている場合は、1)の地形データと2)の越流条件を組み合わせる取り扱うこともある。

4) 構造物がないものとして取り扱う場合

消波ブロックを積み上げた透過性の離岸堤等については、構造物がないものとして取り扱う場合が多い。

(2) 耐震性・耐津波性の考慮

津波は多くの場合、地震後に襲来することから、構造物の耐震性によりその状況を考慮することが必要な場合がある。また、盛土構造物等では津波が越流した場合に洗掘が想定されることもあるため、構造物の耐津波性について、程度に応じてその状況を考慮し、津波の数値計算に反映する場合もある。

(3) ゲートやカーテンウォール等の水中部に開口がある構造物

ゲートやカーテンウォール等の水中部に開口がある構造物がある場合には、必要に応じて開口部を通過する流量を適切に算定できる手法を用いてモデル化を行う。この通過流量を算定する手法としては、以下に示す土木研究所(1996)の算定式がある。な

お、津波がゲートやカーテンウォールの天端を越える場合には、6.1.2.3(3)で示した本間公式から求まる越流量をこの開口部通過流量に加算する。

表 6.1.3-1 水中部に開口がある構造物の通過流量の算定式(土木研究所(1996))

水位の関係		計算式	流量係数C
①	$h_1 < \frac{3}{2}H$ $h_2 < H$	自由流出： $Q = CBh_2\sqrt{2g(h_1 - h_2)}$ ただし、 $\frac{h_1}{h_2} \geq \frac{3}{2}$ の場合は $h_2 = \frac{2}{3}h_1$ とする	0.79
②	$h_1 \geq \frac{3}{2}H$	中間流出： $Q = CBH\sqrt{2gh_1}$	0.51
③	$h_2 \geq H$	潜り流出： $Q = CBH\sqrt{2g(h_1 - h_2)}$	0.75

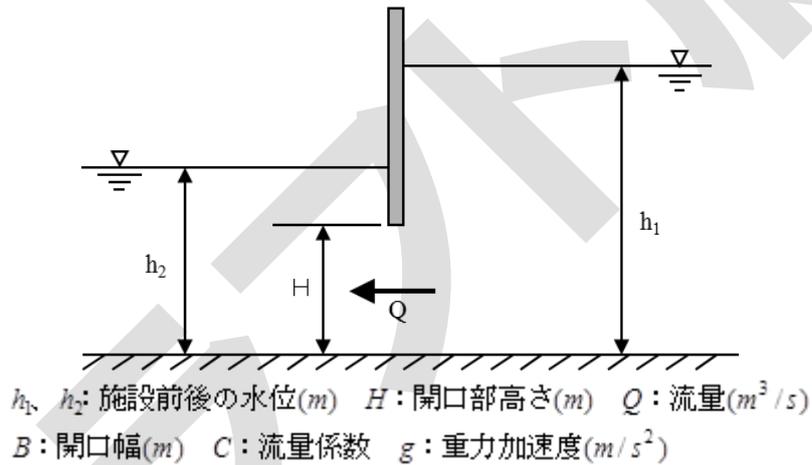


図 6.1.3-1 土木研究所(1996)の算定式の説明図

6.1.3.5 諸係数等の設定

(1) 摩擦項に関する係数

摩擦項に与える係数は表 6.1.3-2 に示す文献等を参照して設定することができる。

表 6.1.3-2 摩擦項に与える係数

係数の名称	文献で示されている値	原子力発電所の設計津波 水位評価でよく用いられる値
マンニングの粗度係数 n ($m^{-1/3}s$)	岩崎・真野(1979)：海域 0.03 後藤・佐藤(1993)：海域 0.025 小谷ら(1998)：遡上域(次の通り) 高密度居住区 0.08 中密度居住区 0.06 低密度居住区 0.04 森林域 0.03 田畑域 0.02	海域 0.025, 0.03 遡上域 0.025, 0.03 評価地点周辺の遡上域：地形状況 に合わせて設定
摩擦係数 k_b	田中(1985)：深海域 0.0026 浅海域 0.005~0.01 遡上域 0.01~0.5	深海域(15m以深目安) 0.0026 浅海域(15m以浅目安) 0.00637 遡上域 0.01

ただし、摩擦係数を水深によって変化させる場合、不連続に変化させるとその場所で流速場の計算結果が不自然な状況になることもあるため、滑らかに変化するよう設定するのが望ましい。

(2) 水平渦動粘性係数

渦動粘性係数が $10m^2/s(10^5cm^2/s)$ 以下であれば、ゼロの場合に比べて水位低下率が 5% 程度以下である(付属編 0.0.0 参照)ので、水位変化を評価対象とする場合には、最大値として $10m^2/s(10^5cm^2/s)$ を目安とすることができる。なお、田中の方法では、渦動粘性係数としては経験的に $10m^2/s(10^5cm^2/s)$ が採用されている。

(3) 津波先端に関する水深

理論上は、津波先端部の水深がゼロとなったときに新たにそこが露出域となるが、実際には、数値計算誤差に起因した微小水深により意味のない計算を継続することもある。また、遡上した津波の先端部は水深がごく小さいため、摩擦項および移流項の分母が小さくなり、数値計算が発散しやすくなる。

そこで、①先端の水深をゼロとみなして計算を実行しないように「打ち切り水深」を設定する方法、さらに、②摩擦項および移流項に代入する水深をある水深より小さくならないように「仮想水深」を設定する方法が用いられる。今津ら(1996)は打ち切

り水深および仮想水深に関する研究を行っており，設定にあたって参考とすることができる。

論文出版

6.1.3.6 計算時間および計算時間間隔の設定

(1) 計算時間

津波は第一波が最大とは限らず、津波の初期水位や評価地点周辺の地形条件等によって、最大の発生時刻は変わってくる。例えば、湾内固有振動が励起される場合や、対岸からの第一波の反射波と後続の津波が重なり合うような場合には、数波目以降に最大を生じることもあり、これらを捉えることのできる十分な計算時間を設定することが重要である。

(2) 計算時間間隔の設定

6.1.3.2 で述べた考え方に従って適切に設定された計算格子間隔に対して、計算の安定性等を考慮して次に示す CFL (Courant-Friedrichs-Lewy) 条件 (波動数値計算における一般的な安定条件であり、以下には平面二次元数値計算の場合の条件を示す) を満たすように計算時間間隔を設定する。

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{\sqrt{2gh_{\max}}}$$

ここに、 Δx : 計算格子間隔

Δt : 計算時間間隔

h_{\max} : 最大水深

g : 重力加速度

通常、複数の大きさの格子を接続して計算時間間隔一定で一度に数値計算を行うことから、まず Δx が同じである領域ごとに CFL 条件を満たすように Δt を求め、最終的には最小の Δt 以下を計算時間間隔として採用することになる。

ただし、実際に計算を行う場合は、数値誤差や現象の非線形性が介在するため、 Δt は $\Delta x / \sqrt{2gh_{\max}}$ に比べて余裕をもって小さく設定する必要がある。特に、浸水深が小さくなる沿岸域等で高速流が現れる場合の計算を行う際には、津波伝播速度 $\sqrt{gh_{\max}}$ よりも流速値の方が大きくなり計算の発散につながることもある。

6.1.4 三次元モデル

6.1.4.1 基本的考え方

三次元モデルは、構造物周辺などの津波の三次元的な流況を再現する場合や、波力をより精密に評価する場合の有用な手段として用いることができる。ただし、津波の発生、海洋伝播、陸上遡上の3つの過程をすべて三次元モデルで実施することは、計算負荷が多大であり、現状、実用に向けた開発途上にある。そのため、計算領域の限定、現象の再現時間の適切な設定、平面二次元モデルとの適切な連結（初期条件、境界条件に平面二次元解析の結果を与える）等の工夫が必要となる。

6.1.4.2 三次元モデルの既往研究事例

三次元モデルの適用にあたっては、水面を持った三次元的な流体挙動および波力評価について検証された解析コードを使用することが望ましい。既往研究事例として、代表的な三次元モデルの概要および検証事例を、表 6.1.4-1 に示す。

6.1.4.3 数値計算の実施

通常、三次元モデルの水平方向の計算格子間隔は、平面二次元モデルよりも細かくする必要がある（例えば構造物間の格子数は10～20格子程度に分割）。また、鉛直方向の計算格子間隔が荒いと水理量の計算精度が低下する場合がある。しかしながら、三次元モデルの格子分割に関する明確な指標はないため、予備計算等によって水理実験結果や実証済みの解析結果と比較して適切な計算精度が得られることを確認することが望ましい。

なお、三次元モデルの妥当性確認については、付属編〇.〇.〇に示す水理模型実験を対象とした解析事例を参考とすることができる。

表 6.1.4-1 (1) 代表的な三次元モデルの既往研究事例

解析コード名 (出典)	モデル概要	検証事例
CADMAS-SURF/3D (沿岸技術研究 センター (2010))	<ul style="list-style-type: none"> ・三次元非圧縮性粘性流体を対象とした連続式および Navier-Stokes 方程式をポーラスモデルに基づき拡張したものを基礎方程式とした非静水圧三次元モデル ・時間方向の離散化は Euler 法, 運動方程式と連続式の連成は SMAC 法, 自由表面解析モデルに VOF 法を使用 ・陸上遡上した津波の挙動, 波圧の計算のほか, 気体・地盤・固体との連成も可能 	<p>流体挙動および波圧について, 遡上津波に関する模型実験結果との比較から妥当性を検証(有川ら(2005))</p>
OpenFOAM (OpenFORM Foundation)	<ul style="list-style-type: none"> ・水と空気の不混和流体の非圧縮性の二相流を対象とした解析コード(interFoam ソルバ) ・非圧縮性流体の連続式および Navier-Stokes 方程式を基礎方程式として, 有限体積法によって離散化し, PISO 法を用いて流速と圧力を計算 ・気液界面の追跡には VOF 法を使用 ・遡上津波等の沿岸の津波挙動が計算可能 	<p>水柱崩壊問題、遡上津波水理実験の再現計算に OpenFOAM を適用し, 流体挙動や波圧の実験結果と比較検証(ファムら(2012), 川崎ら(2013))</p>
高潮津波シミュ レータ (STOC) (富田・柿沼 (2005), 高橋・ 富田(2013))	<ul style="list-style-type: none"> ・三次元非静水圧流動モデル STOC-IC に準三次元静水圧多層レベルモデル STOC-ML を必要に応じて接続できるハイブリッドモデル ・遠地津波および近地津波の伝播・遡上, ソリトン分裂, 構造物との干渉, 津波漂流物の解析が可能 <p><u>STOC-IC</u></p> <ul style="list-style-type: none"> ・ポーラスモデルを適用した連続式と Reynolds 方程式を基礎方程式として, staggerd メッシュで空間を離散化し leapfrog 法により時間発展させた非静水圧三次元モデル ・砕波モデルに時間発展型 Bore モデルを準用 <p><u>STOC-ML</u></p> <ul style="list-style-type: none"> ・計算領域を鉛直方向に多層に分割し, 各層で静水圧を仮定した準三次元モデルで単層での計算も可能 ・圧力を解かない, 砕波を考慮しないこと以外は STOC-IC と同じ 	<p>斜面上の津波に関する模型実験, 長方形堰の越流実験, 津波防波堤に関する模型実験, 実地形による模型実験との比較から, モデルの妥当性及精度を検証(富田・柿沼(2005), 富田・本多(2008), 高橋・富田(2013))</p>
DOLPHIN-3D (川崎・袴田 (2007))	<ul style="list-style-type: none"> ・不等間隔格子, 複数剛体の運動解析手法, dynamic 二変数混合モデル DTM を導入した CIP 法と拡張 SMAC 法に基づく三次元固気液多層乱流数値モデル ・基礎方程式は圧縮性粘性流体に対する質量保存式, 運動方程式, 圧力方程式, 異相間の割合を示す密度関数の移流方程式, バロトロピー流体に対する状態方程式で構成 ・遡上津波等の挙動, 構造物と津波の相互干渉, 漂流物の動的挙動を計算可能 	<p>流体挙動および波圧について, 水柱崩壊に伴う段波と矩形剛体の衝突・漂流に関する模型実験結果と比較検証(川崎ら(2006), 川崎・袴田(2007))</p>
津波複合災害予 測モデル (米山・永島 (2009))	<ul style="list-style-type: none"> ・非圧縮流体を対象として, 水面挙動の予測に VOF 法, 境界形状の取扱いに FAVOR 法を用いた非静水圧 3 次元モデル ・基礎方程式は連続方程式, Reynolds 方程式, 流体体積の移流方程式, 乱流評価式で構成され, これらを直交座標系上で離散化して SIMPLE 法に基づいて解析 ・流体運動のほか, 船舶運動, 係留索張力の計算が可能 	<p>模型実験結果との比較から, 遡上津波の挙動や漂流物挙動の妥当性を検証(米山ら(2008), 米山・永島(2009))</p>

表 6.1.4-1 (2) 代表的な三次元モデルの既往研究事例

解析コード名 (出典)	モデル概要	検証事例
C-HYDRO3D (木原・松山 (2009)), 木原 ら (2013), Kihara et al. (2012))	<ul style="list-style-type: none"> ・地形準拠座標系に基づく局所的な連続式, 路床から水面まで鉛直積分した連続式, 静水圧近似を用いた水平方向の運動方程式を基礎方程式とし, 静水圧近似を仮定した三次元数値モデル ・乱流モデルには, 鉛直方向に Mellor・Yamada level12 モデル, 水平方向に Smagorinsky モデルを採用 ・基礎方程式の離散化に有限差分法, 変数の配置に staggerd 配置, 時間発展に半陰解法である FSC 法を使用 ・津波波源域から沿岸に至る津波伝播, 越流・遡上流れの計算のほか, 津波による地形変化, 漂流物の運動の計算も可能 	<ul style="list-style-type: none"> ・模型実験および, 2004 年スマトラ沖地震津波によるスリランカの港湾周辺を対象に, 津波挙動, 地形変化の再現性を検証 ・移動床開水路実験との比較により, 浮遊砂濃度の鉛直分布を検証 (木原・松山(2009), Kihara et. al(2012))

6.2 海底での地すべり，斜面崩壊，山体崩壊に伴い発生する津波の計算

6.2.1 基本的考え方

海底での地すべり，斜面崩壊，火山活動に起因する山体崩壊（以降，「地すべり等」という。）に伴い発生する津波の計算にあたっては，6.1 に記載した津波の伝播・遡上計算に関する要件を踏まえた上で，津波の発生過程のモデル化や津波の発生領域における条件の設定に特に留意する必要がある。

6.2.2 数値計算モデルの選定

地すべり等に伴い発生する津波については各種計算手法が提案されているものの，断層運動に伴い発生する津波と比べて適用事例が少ない。そのため，手法の選定にあたっては，各手法が想定する現象と適用範囲に注意する必要がある。

計算手法が有する不確かさを考慮するための方法として，想定する現象に対して複数の手法を選定して適用することが考えられる。複数の計算結果を相互に比較するなどして手法の選定や設定の妥当性を確認する必要がある。

地すべり等に伴う津波の数値計算手法として表 6.2.2-1 に示すものが知られている（各手法の解説については付属編〇.〇.〇を参照）。

6.2.3 数値計算の実施

6.2.3.1 数値計算領域および計算格子間隔の設定

断層運動に伴い発生する津波と同様に，津波の空間波形と波源から評価地点にかけての地形特性等に応じて，数値計算領域および計算格子間隔を適切に設定し，数値計算を行う。地すべり等の発生を想定する波源域では，崩壊域・堆積域の大きさや発生する津波の波長を考慮して，選定した数値計算モデルに応じた適切な計算格子間隔を設定する必要がある。

例えば地すべり土塊の分布形状や運動を入力する Kinematic Landslide モデルや，地すべり土塊の初期の分布形状を入力しその後の分布と運動を計算する二層流モデルのように，地すべり土塊の分布形状や運動を入力しない計算モデルを使用する場合には，津波を発生させる地すべり土塊の移動領域（＝波源域）を包含するように計算領域を設定した上で，地すべり土塊の分布形状や運動を表現するのに適切な計算格子間隔を設定する必要がある。

波源域の適切な計算格子間隔に関する参考情報を付属編〇.〇.〇に示す。

6.2.3.2 計算時間間隔の設定

計算時間間隔を設定するにあたっては，津波伝播計算一般に求められる CFL 条件を満足することに加え，選択した津波発生過程の数値計算モデルに応じた条件を満足する必要がある。ただし，計算時間間隔に関する条件が明らかな手法は限られていること，数値誤差や非線形性等が介在することから，実際の計算において計算時間間隔が適切に設定されて

いるかどうかは，計算結果の妥当性や収束を確認することで判断する必要がある。

6.2.3.3 地すべり地形条件

地すべり等に伴い発生する津波の数値計算の入力条件として崩壊土砂量や崩壊前後の地形，すべり面の地形といった地すべりに係る地形条件が必要になる場合がある。過去に発生した地すべり等について，その発生域近傍の地形情報から発生前の地形を復元した事例として平石ら(2001) (海底地すべり)，Satake and Kato (2001) (山体崩壊) が挙げられる。斜面崩壊の崩壊面を作成する方法には高速道路調査会(1985)がある。また，地すべり地形条件を設定する際に参考になる資料については3.3.1に整理する。

6.2.3.4 諸係数等

諸係数等については，選択する計算手法と評価対象とする現象の特性に応じて適切に設定する必要がある。付属編〇.〇.〇に既往検討における諸係数の設定値を示す。また，幾つかの計算手法について計算条件と計算津波水位との関係を調査した結果を付属編〇.〇.〇に示す。

既往検討では計算手法の諸係数を既往津波の再現水位と痕跡高との比較により試行錯誤的に決めているものが多い。想定津波に適用する諸係数の設定にあたっては，既往検討で再現性が確認されている設定値を参考にしつつ，想定する事象の特性を加味して考慮する値の幅を検討する必要がある。地すべり後の地形や地すべり運動に係る諸係数（地すべり移動速度等）を設定するにあたっては，地すべり運動を解析するために使われるモデル（LSFLOW, TITAN2D, FLOW3D等）による解析の結果を参考にすることも有効である。

表 6.2.2-1 地すべり等に伴い発生する津波の数値計算モデル

モデル名称	概要	入力条件	適用例
流量モデル	崩土の海中への流入を海岸線における海水流量として与える方法	崩土体積, 崩土が流入する海岸線の位置・幅, 流入の継続時間等	1792年島原眉山崩壊(相田, 1975), 1640年駒ヶ岳崩壊(西村・清水, 1993)
円弧すべり法	円弧すべり法により抽出される不安定斜面の地すべり前後の地形を与え, 海面水位に反映する方法	地すべり断面地形, 地すべり量倍率, 地すべり時間等	1771年明和八重山(平石他, 2001)
Kinematic Landslideモデル	地すべり前後の地形, 地すべりの移動速度, 地すべりの継続時間から海底地形変化を求め, 海面変動として時系列的に与える方法	地すべり前後の地形, 地すべりの移動速度, 地すべりの継続時間等	1741年渡島大島山体崩壊(佐竹・加藤, 2002, Satake, 2007), オアフ島沖海底地すべり(Satake and Kato, 2001)
地すべり運動解析モデル	地すべり運動を解析モデル(例えばLSFLOW, TITAN2D, FLOW3D)で解くことにより得られる崩土の層厚変化を海面変動として時系列的に与える方法	初期の崩土分布, 地すべり運動解析に必要な諸係数(すべり面の摩擦角, 崩土の密度・粘性係数等)等	1792年島原眉山崩壊(笹原, 2004)
二層流モデル	土砂を下層, 海水を上層とする上下二層の浅水方程式を層間の相互作用を考慮して解く方法	初期の土砂層厚分布, 土砂の密度, 層間相互作用に関する諸係数(界面抵抗力の係数等)等	1998年パプアニューギニア海底地すべり(橋, 2000), 1741年渡島大島山体崩壊(Kawamata, 2005)等
Watts et al.(2005)の初期水位推定式	海底での地すべりを対象として波源域での津波の最大振幅・波長を与える予測式と津波水位の平面2次元分布を与える式を組み合わせることで初期の水位分布を推定する方法	地すべり地形の特性値(長さ, 厚さ, 幅等), 波源域の特性値(水深, 斜面勾配等)等	1994年Skagway, 1998年パプアニューギニア, 1999年Izmit等の海底での地すべり(Watts, 2005)(ただし, 既往津波との比較による検証が実施されているのは最大振幅の予測式のみ)
個別要素法	固相を個別要素法で扱い, 流体抗力を相互作用として流体相(粒子法)とカップリングする二相流モデルを用いる方法	固相粒子の物性値(粒子径, 抗力係数, 粒子流動層の空隙率), 流体の物性値(密度, 粘性係数)	水槽実験の再現(後藤他, 2011)

6.3 取放水設備の水位変動計算

6.3.1 基本的な考え方

(1) 計算の目的

津波が原子力発電所へ到達した際に想定されるリスクのうち、取放水設備に関連したリスクとして、取放水設備内の水位上昇による設備上部からの溢水や、ポンプモーター部への浸水、取水槽の水位低下によるポンプ取水不能等が挙げられる（図 6.3.1-1 参照）。これらのリスクへの影響を検討するためには、設備内の水位変動の程度を把握する必要があるが、取放水口に到達する津波波形に対象設備の固有周期と同程度の成分が含まれていると、設備内の水位変動が増幅される場合がある。したがって、津波が取放水設備へ影響を及ぼすと考えられる場合には、取放水設備内の水位変動計算を実施し、設備内の水位の挙動を把握する必要がある。なお、取放水口位置での津波振幅が小さい、対象とする津波の卓越周期と各取放水設備の固有周期が大きく異なる等、評価地点への津波による影響が無いことが明らかな場合には、該当する取放水設備の水位変動計算を省略することができる。

(2) 数値計算手法の選定

津波による取水設備（取水口～取水路～取水槽）および放水設備（放水槽～放水路～放水口）の水位変動の計算方法は、取水口または放水口での計算津波波形を水位境界条件として行うのが一般的である。取水路および放水路内の流れは、水路に沿った一次元流れとして取り扱うことができ、開水路流れのみの場合と、管路流れ（自由水面を持たない満管状態の流れ）のみの場合、更には両者が共存する場合にも、これらを精度よく計算できる適切な基礎方程式および計算手法を適用する。

(3) 取放水設備のモデル化と数値計算の実施

取放水設備の水位変動計算の実施に当たっては、外力である津波の固有周期とこれら設備系の水理応答特性（固有周期）が重なることにより、取水槽・放水槽の水位変動が増幅される場合があることから、取放水設備を精度よくモデル化することが重要である。

取放水設備のモデル化に当たっては、設備の構造図面等に基づき水路の流路長・流水断面積、水槽形状等を設定するとともに、水路の摩擦損失や形状損失（屈折・曲がり等）、設備内構造物（スクリーン、越流堰等）を適切に設定する必要がある。なお、設備点検状況を踏まえ、貝等の海生生物の壁面への付着状況についても、適切に反映することが望ましい。また、取放水量や潮位条件、地震による地殻変動も水理応答特性等に影響を及ぼす可能性があるため、必要に応じ計算条件として含める必要がある。

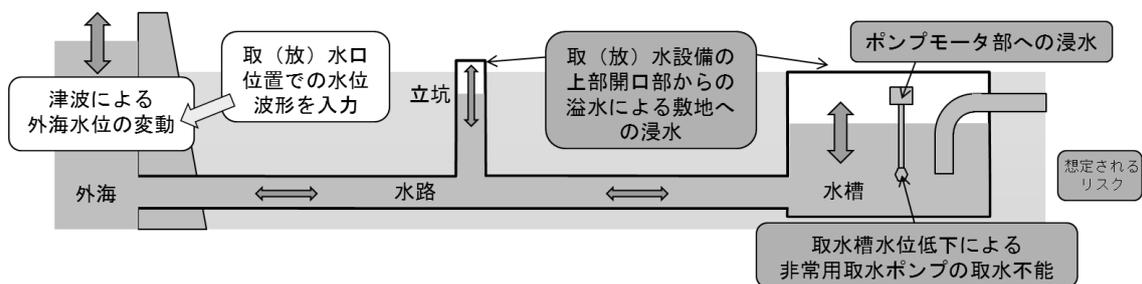


図 6.3.1-1 取放水設備に関連したリスクと水位変動計算の概要

6.3.2 数値計算手法の選定

6.3.2.1 水路部分の計算手法

水路部分の流れは、水路構造や津波襲来時の水位変動に応じて、(a)全区間が常時管路流れ（満管状態の流れ）の場合、(b)全区間が常時開水路流れの場合、さらには(c)開水路流れの区間と管路流れの区間（満管状態の区間）が共存する場合に分類され、それぞれの流れ場に適用可能な計算手法を選定する必要がある。

(1) 全区間が常時管路流れの場合

水路部分が全区間常時管路流れ（満管状態の流れ）の場合は、水路内に自由水面が生じないため、取水口（もしくは放水口）水位と取水槽（もしくは放水槽）水位を境界条件として、管路流れの一次元不定流の式を用いて水路区間の流量計算を行うことができる。取水槽（もしくは放水槽）の水位は、前ステップの水路区間の計算流量を用いて逐次計算されることとなる（後述の(2)を参照）。

(2) 全区間が常時開水路流れの場合

全区間が常時開水路流れの場合、以下の二つの計算手法のいずれかを用いることが多い。

- ① 河川の洪水解析等で用いられる開水路の一次元不定流の式を適用した手法
- ② 水路を平面二次元格子でモデル化し、非線形長波理論等を適用した手法

(3) 開水路流れの区間と管路流れの区間が共存する場合

水路内に開水路流れの区間と管路流れの区間（満管状態の区間）が共存する場合、以下の二つの計算手法のいずれかを用いることが多い。

① スロットモデルによる計算手法

スロットモデル（たとえば大谷ら, 1998）は、**図 6.3.2-1** に示すように、管の上部に仮想スロットを設定することにより、管路区間も開水路流れとして取り扱うことができる。したがって、開水路区間と管路区間を区別する必要がなくなり、全区間で開水路の一次元不定流の式を適用する手法である。スロット幅は、満管断面積と圧力波の波速(100m/s 程度)によって設定される。

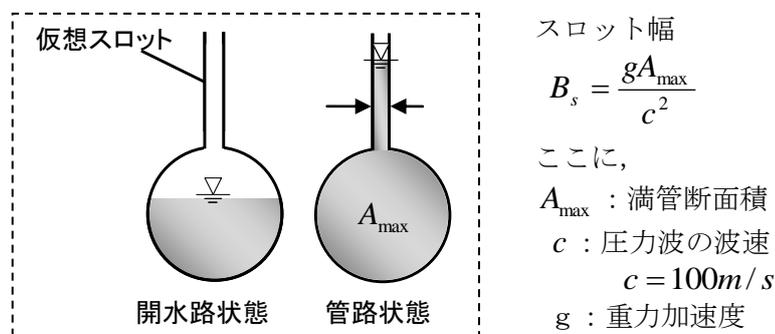


図 6.3.2-1 スロットモデルの概要

② 開水路区間と管路区間を分離する計算手法

図 6.3.2-2 に示すように、微小区間に分割した水路の各部分が、開水路状態か管路状態かを逐次判定し、管路区間はその上下流端の開水路区間の水位（自由水面の水位）を境界条件として、管路区間の流量計算を行う（管路区間では圧力波の波速を無限大と仮定し、管路区間内の断面流量は同じとする）。開水路区間は、スロットモデルと同様に開水路の一次元不定流の式を適用する。

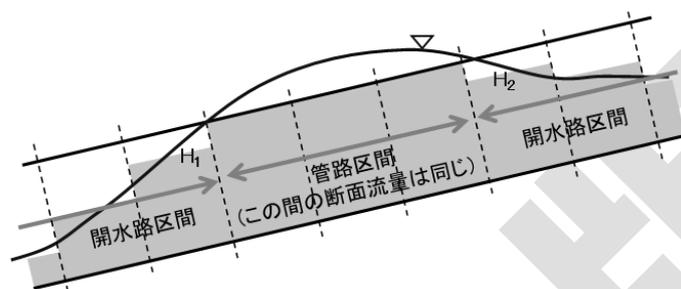


図 6.3.2-2 開水路区間と管路区間を分離する計算手法の概要

6.3.2.2 取放水槽や立坑部分の計算手法

取放水槽や立坑（以後、これらの施設を総じて「水槽」という。）は、以下に示す計算手法のうち、モデル化する水槽の形状や計算条件に応じて適切な手法を選択する必要がある。いずれの手法も、水槽に接続する水路の流量を境界条件として、水槽内部の水位や流速、上部からの溢水量等を算定することとなる。ただし、水槽内部の算定水位は次ステップの水路部分の流量の算定に使用されるため、いずれの手法も水路部分との連成問題として取り扱う必要がある。

① 水槽内の水容積変化のみを考慮したモデルによる計算手法

水槽内部の水面面積を鉛直方向に積算した水位－容積関係を用いて、水槽に接続する水路の流量合計値から水槽内の水容積および水位を算定する手法である。

② 一次元水路モデルによる計算手法

水槽内を開水路でモデル化し、一次元不定流の連続式および運動方程式を用いて、水槽内の流下方向の水位と流量を算定する手法である。

③ 平面二次元モデルによる計算手法

平面二次元の津波計算で使用する計算手法と同様の手法である。水槽内を平面二次元格子でモデル化し、非線形長波理論等で水槽内の水位、流速分布を算定する手法である。

④ 三次元モデルによる計算手法

水槽内を三次元格子（構造格子もしくは非構造格子）でモデル化し、水槽内の水位・圧力・流速を三次元的に算定する手法である。

6.3.3 取放水設備のモデル化と数値計算の実施

(1) 取放水設備のモデル化

取放水設備のモデル化では、設備の構造図面等から以下のような諸元を抽出する必要がある。

- ・水路部：水路底高，水路勾配，水路長，水路断面形状（高さ，幅等）
- ・水槽部：湛水エリアの断面形状（高さ，幅等），高さ別の水面面積または水容積，水槽上部からの溢水高さ

取放水設備の水位変動計算では，上記の諸元にしたがってモデル化した水路部や水槽部を接続して，通常は系全体を一括で計算を行う。

取放水設備の水位変動計算で評価対象となる事象は，取水ポンプ設置位置での水位低下と水槽上部からの溢水等である。ともに，評価地点での水位変動を算定する必要があり，この水位変動の大小に密接に関わってくるものが取放水設備の水理応答特性（固有周期）である。単一水路と取水槽の単純な構造で損失を無視した場合，管路流れ（全区間満管状態）での設備の固有周期は以下で表される（たとえば椿(1974)）。

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{AL}{ga}}$$

ここに，

T ：固有周期(sec)， A ：取水槽平面積(m²)， a ：満管断面積(m²)

L ：満管区間の水路長(m)， g ：重力加速度(m/s²)， π ：円周率

である。

取水口や放水口で入力される津波の卓越周期と設備の固有周期が同程度の場合には，設備内の水位変動が増幅されることがある。また，水槽内にポンプ軸受用スラブ等が設置してある等，取水槽の水面面積が急変するような構造では，設備の固有周期も水位によって変化するため，水位変動が増幅される要因ともなり得る。したがって，設備の構造図面等に基づき，適切にモデル化を行うことは非常に重要である。

(2) 水路の摩擦損失および形状損失の考慮

取水路および放水路の摩擦損失は，通常マニング則で適用される。マニング則による摩擦損失水頭は次式で示される（電力土木技術協会編，1995）。

$$h_f = n^2 \cdot V^2 \frac{L}{R^{4/3}}$$

ここに，

h_f ：摩擦損失水頭(m)， n ：マニングの粗度係数(m^{-1/3}s) ， V ：断面流速(m/s)

L ：水路長(m)， R ：径深(m)

である。

表 6.3.3-1, 表 6.3.3-2 および表 6.3.3-3 に, 電力土木技術協会編(1995) に示される取放水路の貝の付着代とマンシングの粗度係数の設定例を示す (図 6.3.3-1 は表 6.3.3-1 および表 6.3.3-2 の取放水路形式の参考資料として示す)。これらについては, 評価対象に応じて, 適切に設定する必要がある。

曲がりや屈折等の形状損失は, 電力土木技術協会編(1995) や土木学会編(1999)等に示される公式を適用し, 数値計算においてもこうした形状損失を適切にモデル化した計算が必要となる。

表 6.3.3-1 取水路の貝等の付着代と粗度係数 (電力土木技術協会編, 1995 より)

取水路の形式	断面流速	貝等の付着代	粗度係数
暗 渠	0.8~2.2m/s	0~20cm (0, 5, 10cmが多い)	0.014~0.027 (0.015, 0.020が多い)
管 路	2.0~3.6m/s	0~10cm	0.015~0.018

表 6.3.3-2 放水路の貝等の付着代と粗度係数 (電力土木技術協会編, 1995 より)

取水路の形式	断面流速	貝等の付着代	粗度係数
暗 渠	1.6~3.6m/s	0~20cm (0cmが多い)	0.014~0.027
ト ン ネ ル	1.8~3.0m/s	0~20cm (0cmが多い)	0.014~0.027

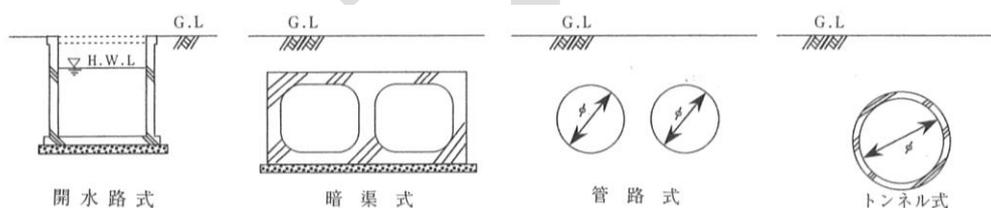


図 6.3.3-1 取放水路の構造形式例 (電力土木技術協会編, 1995 より)

表 6.3.3-3 マンシングの粗度係数 n (電力土木技術協会編, 1995 より)

材 料	n の範囲
鋼製型枠を使用して施工した良好なコンクリート巻立水路	0.011~0.014
普通のコンクリート巻立水路	0.012~0.016
敷だけコンクリートを打った無巻トンネル	0.020~0.030
全断面無巻トンネル	0.030~0.040
溶接鋼管	0.010~0.014
リベット接合鋼管	0.013~0.017
普通コンクリート貝類付着水路	0.017~0.020

(3) 越流堰等の水理構造物の取り扱い

越流堰やゲート等の水理構造物を有する場合には、これらの水理特性をモデル化に含めた数値計算が必要となる。越流公式や流量係数等は、土木学会編(1999)等を参考に設定することを基本とするが、水理模型実験等で実測値が得られているような場合には、これらの結果に基づいて設定を行うことが望ましい。

(4) 取放水流量、潮位条件等を考慮した水位変動計算の実施

取放水量は、津波来襲前の初期水位や水理応答特性に影響を及ぼすため、境界条件として設定して、影響を把握する必要がある。

潮位による水槽内の水位変化は、水理応答特性に影響を及ぼす可能性があることから、取放水設備内の初期水位や取放水口の津波波形に潮位条件を考慮した計算が必要である。

さらに、地震によって取放水設備一帯で生じる地殻変動量が無視できない場合には、地殻変動による対象設備高さの変化を考慮した水位変動解析が必要となる。地殻変動の考慮に当たっては、対象設備に対して安全側の評価となるようにする等、評価方法に応じて適切な方法を選択する必要がある。

(5) 取放水設備からの溢水を考慮した敷地への浸水解析

取放水設備の水位変動計算において、水槽上部の開口部高さよりも水槽水位が上昇する場合には、水槽からの溢水量を算定するとともに、必要に応じて発電所敷地内への浸水解析を実施する。敷地への浸水解析を実施する場合には、敷地内を平面二次元モデル等でモデル化し、取放水設備からの溢水箇所の該当格子に、算定した溢水量を流量境界条件として与える手法が一般的である。ただし、浸水後の敷地からの排水状況を検討する場合には、敷地内から取放水設備への排水量が取放水設備内の水位によって変動するため、敷地内の計算と取放水設備の水位変動計算を同時に行う連成計算として実施する必要がある。

6.4 既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルの策定

6.4.1 計算モデルの適合度の評価

計算モデルの適合度は、適切な地形条件と波源モデルを用いて津波の解析を実施し、精度の高い痕跡高データを用いて、相田（1977）による幾何平均 K および幾何標準偏差 κ に基づき評価する。

(1) 評価基準

津波痕跡高と計算値の空間的な適合度を表す指標として、従来相田(1977)による幾何平均 K および幾何標準偏差 κ が適用されてきた。 K および κ の定義式は次のとおりである。

$$\log K = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log K_i$$

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

n : 地点数

$$K_i = R_i / H_i$$

R_i : i 番目の地点での痕跡高

H_i : i 番目の地点での計算値

なお、 κ の推定誤差は標本の数に依存するため、 K 、 κ の算出にあたっては、参考として標本の数を明記するべきである。

(2) 地形再現の必要性

再現性の確認に用いる津波痕跡地点周辺の地形は、可能な限り津波発生時の実地形を反映した格子モデルとすべきである。海岸付近の地形の変貌や、港湾・漁港の整備状況等を調査し、津波発生時の地形条件の設定を行うのが望ましい。

(3) 痕跡地点と対比する計算遡上高の選択方法

津波痕跡高と陸上に遡上した計算遡上高とを対比する場合、計算遡上高は痕跡地点の含まれる格子付近の値を用いることが原則である。ただし、計算における津波遡上範囲が痕跡地点にまで及ばなかった場合や格子モデルによる地形表現上の制約がある場合、痕跡地点に近い計算遡上高で代用させてもよい。

遡上計算を実施していない場合においては、想定される痕跡地点への進入経路となる海岸線の格子周辺の値を用いる。また、痕跡高のデータ分布数に地域的な偏りがあり総合的な再現性が得られないと考えられる場合、これらの影響を排除する工夫を施すことが望ましい。

(4) 留意事項

再現性の確認に際しては、3.1で示した既往津波に関する調査で得られた痕跡高を用いることができる。ただし、痕跡高の信頼性が疑わしいものについては、出典等に立ち戻り痕跡高記録の精度の再検討を実施し、信頼度が低い場合には適合度の評価において除外することができる（信頼度の分類については、付属編〇.〇.〇を参照）。

なお、津波の周期と検潮儀の応答特性等によっては、検潮記録は痕跡高よりも小さくなることがあるため（付属編〇.〇.〇を参照）、痕跡高のかわりに検潮記録の最大値に対して断層モデルの適合度を評価する場合には、検潮記録と痕跡高の系統的な違いについて十分留意する必要がある。

津波堆積物調査結果に対する再現の場合、相田（1977）による幾何平均 K および幾何標準偏差 κ を利用する必要は無い。ただし、津波堆積物調査結果は対象津波の最低限の高さもしくは遡上範囲の拡がりであるため、計算結果はこれを上回る結果となっている必要がある。

6.4.2 既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルの策定

既往津波波源モデルについては、沿岸における津波の痕跡高をよく説明できるように波源のパラメータを設定する。

一般に、地震に起因する津波の場合、地震動を説明できる断層モデルと、津波の痕跡高を説明できる断層モデルは必ずしも整合しない。本技術資料では津波の評価に主眼を置いているので、既往津波の波源モデルを設定するにあたっては、沿岸における津波の痕跡高をよく説明できるように波源のパラメータを設定することが第一に重要である。

(1) 一般

既往津波の断層モデルを設定する際には、沿岸における津波の痕跡高をよく説明できるように、すなわち、相田（1977）による幾何平均 K がほぼ1となるように、かつ、相田（1977）による幾何標準偏差 κ が可能な限り小さくなるように断層パラメータを設定する。

広域の K , κ については、次の条件を目安とする。

$$0.95 < K < 1.05$$

$$\kappa < 1.45$$

広域にわたる痕跡高分布の全体的傾向を説明できるようにすることが重要であるとともに、評価地点周辺で良好な再現性を持つようにも留意すべきである。

評価地点周辺に着目して再現性を評価するための痕跡高を選定する場合には、評価地点からの距離が近いことに加えて、評価地点周辺の海岸・海底地形が類似していること、また、 K , κ を算出するに必要な痕跡の数を確保できること等を考慮する。また、検潮記録を参考にできる場合には、津波の波長や位相等を表現できるように断

層パラメータを設定する。

なお、地震による津波の記録に加えて当該地震の諸特性（余震分布、発震機構解、地震前後の地殻変動量等）が把握できている場合には、それらを参考にすることができる。

一方、痕跡高記録の信頼性の低い歴史津波を対象とする場合、最近の津波と同等な再現性を期待することはできない。

(2) 文献で提案されている断層モデル

主要な既往津波については、文献で津波の現象を再現できる断層モデルが提案されていることが多い。既往津波を評価するにあたっては、これらのモデルを参考にすることができる。このような断層モデルをとりまとめたものとして、佐藤編(1989)がある。

これらのモデルのうち特に出典が古いものは、プレート境界面の深さとの整合性等、近年の地震学的知見に照らしてモデルの設定が不適切な場合や、津波の解析格子が粗く精度の低い津波解析となっている場合もあるので、必要に応じて断層モデルのパラメータを修正することができる。

なお、文献で提案されている断層モデルの中には、痕跡高ではなく、検潮記録を再現できるように設定されたものがある。津波の周期と検潮儀の応答特性等によっては、検潮記録は痕跡高よりも小さくなることがあるため、検潮記録を用いて設定された断層モデルを使用する場合には、検潮記録と痕跡高の系統的な違いについて十分留意する必要がある。

(3) 津波インバージョン解析による断層モデルの策定

既往津波に対する適切な断層モデルが提案されていない場合、津波インバージョン解析によって断層モデルを策定する方法が有効である。代表的な手法として、以下の手法がある。

① 非線形インバージョン手法

Gauss-Newton 法による非線形モデルの線形近似反復解法（たとえば中川・小柳(1991)）であり、津波モデルとして非線形の浅海長波方程式を用いることができるが、計算時間が膨大となる。中央防災会議(2003)はこの手法を応用（粗メッシュと詳細メッシュとの水位比率を換算係数として用いる）して使用している。

② 線形インバージョン解析

津波モデルを線形長波とした線形インバージョン解析は、計算が高速であり容易に計算できるが、非線形性を考慮できない。Satake(1987)の手法に対し、谷岡・馬場(2004)では推定パラメータの平滑化や拘束条件を与えた手法も提案されている。

③ 浅水変形効果を考慮した線形インバージョン解析

安中ら(1999)による津波インバージョン手法である。浅水変形効果を除去した観測値を目標値として、グリーン関数を用いたインバージョン解析の繰り返しの、浅海長波方程式による順解析を組み合わせて非線形効果を考慮した断層モデルとして収束させていく手法である。

津波インバージョン解析で推定するパラメータは、断層すべり量とするのが一般的である。走向、傾斜角、すべり角はあらかじめ地震学的見地より設定しておき、想定される波源域を包絡する領域を複数の小断層に分割し、個々の小断層のすべり量分布をインバージョン解析によって求める。小断層の数が多い場合は、すべり量を同じと仮定するグループ毎に分割する等により、未知数(推定すべり量)の軽減を図ってもよい。

津波インバージョンの再現対象には、津波検潮記録や津波痕跡高、地殻変動記録等が用いられ、これらの観測値と計算値との残差二乗和が最小となるような断層すべり量を最適解として求める。ただし、検潮記録などの観測記録が十分得られない歴史津波等では、推定すべり量の数を多くすると解が不安定となるため、推定すべり量数の制限や、谷岡・馬場(2004)による平滑化や拘束条件を与える等の措置が必要となる。

東北地方太平洋沖地震の津波波源のインバージョン解析では、十分な観測記録が得られていることもあり、断層面上の破壊伝播やタイムラグを考慮したインバージョン解析を行った事例として、Satake et al. (2013)、杉野ら(2013)、Takao et al. (2012)等が報告されている。

6.5 波力評価

6.5.1 基本的考え方

防潮堤，防波堤，建屋，水密扉などに津波が到達する場合、その施設の機能が確保できることを確認するために、津波波力を適切に算定することが必要となる。

津波波力（波圧を含む）については、評価対象とする構造物の設置位置（海中，陸上）を踏まえた上で、津波水位，浸水深，流速の時間変動等の情報に基づき，適切な評価式を用いて算定する。なお，構造物近傍の地盤に作用する洗掘等の波力については，十分な知見が得られていないものの，研究事例を付属編〇.〇.〇に示す。また，既往の評価式の適用が困難と考えられる場合などには，水理模型実験や三次元数値解析を行うことがある。

6.5.2 波力の算定

構造物に作用する津波波力は，津波伝播・遡上計算から得られる水理量（津波水位，浸水深，流速）を用いて，津波の作用条件（分裂の有無等）に応じて，適切な評価式により算定する。なお，構造物に作用する津波波力は，①海中構造物に作用する津波波力と②陸上構造物に作用する津波波力とに大別できるので，設置位置に応じた適切な評価式に基づいて津波波力を算定する。

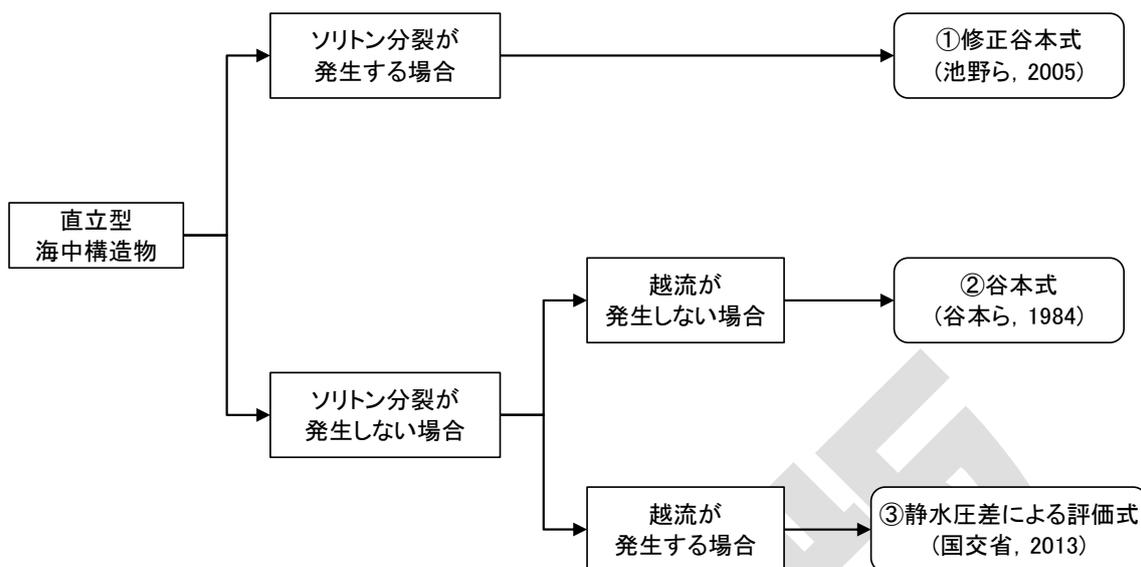
以下に，海中構造物に作用する津波波力と陸上構造物に作用する津波波力に分けて，既往の評価式とその特徴を示す。それぞれの評価式の詳細については，付属編〇.〇.〇および付属編〇.〇.〇に示す。また，波力評価式の検証事例を，付属編〇.〇.〇に示す。

6.5.2.1 海中構造物に作用する津波波力

海中構造物に作用する津波波力については，津波伝播計算から得られる水位等の計算結果を用いて，ソリトン分裂の有無，越流発生の有無に応じて，適切な評価式を用いて算定する。なお，ここで対象とする海中構造物は二次元構造物である。

(1) 直立型の海中構造物に作用する津波波力評価式

「防波堤の耐津波設計ガイドライン」（国土交通省（2013））では，東日本大震災の経験も踏まえて，混成堤の直立部の安定性照査に用いる津波力を図 6.5.2-1 のように分類して，それぞれについての評価式が提案されている。



①修正谷本式：ソリトン分裂が発生する場合

波長の長い津波先端部が短周期の複数の波に分裂（ソリトン分裂）しながら段波形状になった波状段波が発生する場合は、衝撃段波波力が大きくなるため、これに対応した修正谷本式（池野ら（2005））を用いる。国土交通省（2013）では、ソリトン分裂を考慮する条件は、入射津波高さが水深の30%以上で、かつ海底勾配が1/100以下程度の遠浅である場合とされている。また、安田ら（2006）は、ソリトン分裂が発達するためには十分な伝播距離が必要であるとしている。これらの知見のほか、ソリトン分裂を計算できる解析モデル（一次元解析等）を用いて発生の有無を確認する方法もある。

②谷本式：ソリトン分裂が発生しない場合で、かつ越流が発生しない場合

水位変動が緩やかであれば静水圧近似が可能であると考えられる。ただし、ソリトン分裂が発生しない場合でも、浅水変形により発達した波が作用する場合や分裂波が砕波した後に作用する場合には、波力を考慮する。この際、越流が発生しない条件に対しては、「港湾の施設の技術上の基準・同解説」（（社）日本港湾協会（2007））に示されている谷本式（1984）を適用する。

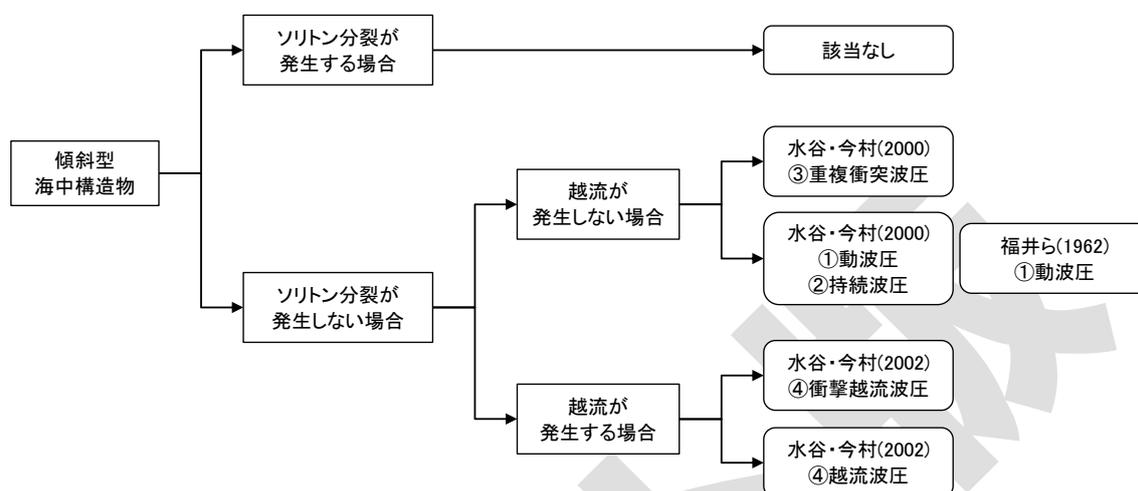
③静水圧差による評価式：ソリトン分裂が発生しない場合で、かつ越流発生の場合

ソリトン分裂が発生しない場合で、かつ越流が発生する場合には、対象構造物の前面と背面に作用する静水圧差を補正した評価式を適用する。なお、若干越流している状態に静水圧差による評価式を適用する場合には、それより水位の低い越流直前の状態に谷本式を適用した方が大きな波力となる可能性があるため、両者を比較して大きい値を採用する。

図 6.5.2-1 直立型の海中構造物に作用する津波波力の評価式の分類

(2) 傾斜型の海中構造物に作用する津波波力評価式

傾斜型の海中構造物に作用する津波波力の評価式について、これまで提案されている評価式を分類したものを図 6.5.2-2 に示す。



- ①動波圧：入射津波が構造物に衝突する瞬間に発生する。
②持続波圧：入射津波の衝突後、連続的な到達に伴い、著しい水位上昇が生じる際に発生する。
③重複衝突波圧：反射津波と入射津波の衝突により瞬間的に発生する。上記①、②より大きくなることもある。
④越流波圧・衝撃越流波圧：傾斜型構造物を越流した津波によって発生する。天端流速や裏面勾配角度が大きい場合には、越流波圧が増加し衝撃性が大きくなる。

図 6.5.2-2 傾斜型の海中構造物に作用する津波波力評価式の分類

6.5.2.2 陸上構造物に作用する津波波力

陸上構造物に作用する津波波力については、津波遡上計算から得られる水理量（浸水深、流速）、ソリトン分裂の有無、対象構造物の形状（二次元構造物、三次元構造物）に応じて、適切な評価式を用いて算定する。ただし、陸上構造物に作用する津波波力については、十分に解明されていない点が多く、今後実施される調査研究や技術開発の成果を反映することが重要であると考えられる。

(1) 陸上構造物に作用する津波波力評価式の分類

これまで提案されている陸上構造物に作用する津波波力評価式を分類したものを表 6.5.2-1 に示す。津波波力の評価式は、津波遡上計算における対象構造物の考慮の有

無，波力算定に用いる水理量，対象とする波圧の種類，ソリトン分裂の有無，対象構造物の形状によって分類される。

表 6.5.2-1 陸上構造物に作用する津波波力評価式の分類

津波波力評価式	遡上計算における対象構造物の有無	波力算定に用いる水理量	対象とする波圧	ソリトン分裂の有無	対象構造物の形状
朝倉ら(2000)	構造物なし	最大浸水深 (進行波)	衝撃津波波圧 最大重複波圧	分裂・非分裂	二次元構造物
内閣府(2005)		最大浸水深	衝撃津波波圧 最大重複波圧	非分裂	三次元構造物
国交省(2012)		最大浸水深	衝撃津波波圧 最大重複波圧	非分裂	三次元構造物
消防庁(2009)		最大浸水深 (進行波)	衝撃津波波圧 最大重複波圧	非分裂	二次元構造物 (防油堤)
		最大浸水深・ 流速(進行波)	衝撃津波波圧 最大重複波圧	非分裂	三次元構造物 (屋外タンク)
Asakura et al. (2002)		最大浸水深・ 流速(進行波)	衝撃津波波圧 最大重複波圧	非分裂	二次元構造物・ 三次元構造物
榊山(2012)		最大浸水深・ 流速(進行波)	衝撃津波波圧 最大重複波圧	非分裂	二次元構造物
大森ら(2000)		最大浸水深・ 流速(進行波)	衝撃津波波圧 最大重複波圧	非分裂	三次元構造物
飯塚・松富 (2000)	構造物あり	浸水深	最大重複波圧	非分裂	三次元構造物
		浸水深・流速	最大重複波圧	非分裂	三次元構造物
有光ら(2012)		浸水深・流速	衝撃津波波圧 最大重複波圧	非分裂	二次元構造物・ 三次元構造物
木原ら(2012)		浸水深・流速	最大重複波圧	非分裂	三次元構造物
高島ら(2013)		浸水深・流速	最大重複波圧	非分裂	二次元構造物

(2) 遡上計算における対象構造物の有無

津波遡上計算において敷地内の主要な構造物は地形データとして考慮されるため，構造物なしの遡上計算結果を用いて津波波力を算定する場合は，対象構造物またはすべての構造物を取り除いた条件で再度計算を行う。構造物ありの遡上計算結果を用いる評価式は，構造物の影響を受けた水理量を用いて津波波力を算定するため，構造物を考慮した津波遡上計算結果を用いることができる。

(3) 波力算定に用いる水理量

津波波力の算定には，津波遡上計算によって得られる浸水深または浸水深と流速の両方が用いられる。

内閣府(2005)および国交省(2012)で用いられる最大浸水深は，ハザードマップに記載されている浸水深であり，朝倉ら(2000)で用いられる進行波最大浸水深は，陸側からの反射の影響を含まない進行波のみの浸水深の最大値である。

Asakura et al. (2002) および 榊山 (2012) は、進行波の最大浸水深に加えて、最大浸水深とその発生時刻の流速から求められるフルード数を用いている。消防庁 (2009) も最大浸水深とフルード数を用いるが、フルード数の計算には発生時刻が異なる最大浸水深と最大流速が用いられている。

大森ら (2000)、有光ら (2012)、木原ら (2012) および 高畠ら (2013) は、浸水深と流速の時系列を用いている。飯塚・松富 (2000) には、構造物前面浸水深のみ用いる式と、前面浸水深と流速を用いる式が示されているが、後方で用いる流速は構造物が無い状態のものである。

(4) 対象とする波圧

有川ら (2006) は、遡上津波による波圧を **図 6.5.2-3** のように定義している。大森ら (2000) および 有光ら (2012) は衝撃津波波圧を陽に考慮した式を提案しており、津波先端部作用時の衝撃津波波圧と、津波の平均的な高さに対応する重複波圧の両方を算定することが可能である。一方で、飯塚・松富 (2000)、木原ら (2012)、高畠ら (2013) は、重複波圧のみを対象としている。朝倉ら (2000)、Asakura et al. (2002)、榊山 (2012) は、発生要因にかかわらず最大波力および波圧を整理しており、提案式は衝撃津波波圧および最大重複波圧の両方を包含している。津波波力の評価にあたっては、遡上計算の条件や波力算定に用いる水理量に加えて、各式の導出過程および評価すべき波圧の種類も考慮したうえで、適切な評価式を選択する。

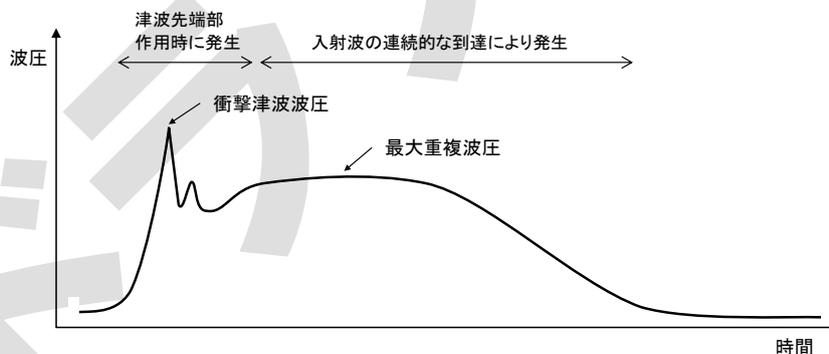


図 6.5.2-3 津波波圧の分類

(5) ソリトン分裂の有無

朝倉ら (2000) は、非分裂波とソリトン分裂波の 2 種類に分けて最大波圧分布を示している。他の評価式は、ソリトン分裂波を対象とした検討を行っていない。

(6) 対象構造物の形状

構造物の形状は、建屋のように構造物の側方を通して背後へ津波が流入する三次元構造物と、防潮壁のように幅方向に一様で、越流を除いて背後への津波の流入がない

二次元構造物に分類できる。朝倉ら(2000)、榊山(2012)、高島ら(2013)は、側方からの津波の回り込みが生じない二次元構造物を対象としている。消防庁(2009)の防油堤への作用波力評価式についても鉛直二次元計算により検討がなされている。内閣府(2005)、国交省(2012)の対象は三次元構造物である。大森ら(2000)および飯塚・松富(2000)は三次元構造物を対象としており、消防庁(2009)の屋外貯蔵タンクへの作用波力評価式も三次元構造物であるタンクが対象である。木原ら(2012)は、流入水深の0.5~5倍に相当する幅を有する三次元構造物を対象としている。Asakura et al. (2002)および有光ら(2012)は、二次元構造物と三次元構造物の両方を対象としている。

(7) 構造物が無い状態の遡上計算結果を用いる場合の評価式と構造物を考慮した遡上計算結果を用いる場合の評価式の適用方法について

前述したとおり、これまで提案されている津波波力の評価式は、構造物の影響が無い条件での入射津波の諸元から津波波力を算定する式と、構造物の影響が考慮された条件での津波の諸元から津波波力を算定する式とに区別される。

前者の評価式を適用した場合の問題が生じる事例について考える。水路中の構造物を対象とした場合、水路幅に比して構造物の幅が大きくなるにつれて水路の閉塞率が高くなり、構造物前面での水深が高くなる。その結果、流入津波・通過津波の諸元は一定であったとしても、構造物前面に作用する波圧は大きくなる。すなわち、波圧は流入津波・通過津波の諸元のみならず、前者の適用が容易ではない。

次に、後者の評価式を適用した場合の問題が生じる事例について考える。対象構造物のサイズに比べて、数値解析の格子サイズが大きければ、構造物が流れに与える影響を数値計算で適切に表現することができない。したがって、この場合、後者の評価式への入力情報の精度が低くなり、結果的に、推定される波圧の精度が低下する。

このため後者の評価式は、津波流れへ影響を与えるグリッドスケールの構造物に作用する津波波力の算定に適している。例えば、数mの格子解像度で発電所敷地内の津波流れを解く数値計算において、グリッドフェイスにおいて考慮される防潮堤や幅が数十mの重要建屋等の津波波力の算定に適している。

6.6 砂移動計算

6.6.1 基本的考え方

津波による砂の移動が原子力施設に与える影響として、取水口前面への砂の堆積による取水機能の低下や、防波堤等構造物周りの砂の洗掘による構造物の倒壊・流失などが挙げられる。このような現象の影響を評価する場合には、適切な海底地形変化予測モデルを用いて砂移動計算を実施し、取水口前面での砂の堆積、構造物周りでの洗掘を評価することが必要となる。

津波発生時の海底土砂移動による侵食・堆積・洗掘は、護岸等の港湾・海岸施設の安全性に影響を与えるため、再現性の高い海底地形変化予測モデルが必要とされており、予測モデルの開発やモデルの妥当性検証に関する研究が行われてきた。

津波による海底地形変化予測に関しては、高橋ら(1992)、高橋ら(1999)および藤井ら(1998)により研究が行われ、予測モデルが開発された。

近年の研究例として、池野ら(2009)、高橋ら(2011)および森下ら(2014)が挙げられる。池野ら(2009)では、砂移動実験から得られる流速と浮遊砂濃度のデータに基づき、粒径依存の効果を考慮した新しい浮遊砂巻上量式を提案した。高橋ら(2011)では、掃流砂量および巻上砂量の粒径依存性に関する水理実験を行い、粒径依存性を考慮した掃流砂量式および巻上砂量式を求めた。森下ら(2014)は、土砂変動に支配的な影響を及ぼす因子に着目しモデルの改良を行った。

モデルの検証という観点からは、藤井ら(1998)や、高橋ら(1999)が、1960年チリ地震津波来襲時の気仙沼湾における海底地形変化再現計算を実施し、現地適用性の評価を行っている。また、藤井ら(2009)は、池野ら(2009)の実験から得られた海底地形変化の再現計算による検証を実施している。

6.6.2 数値解析モデルの選定

砂移動計算における数値解析モデルの選定にあたっては、津波による砂の侵食・堆積・洗掘をより精度良く計算できる適切な数値解析モデルを選定する。

砂移動計算は、流体層と砂層に分けて行う。各時間ステップで、流体層は底面せん断力を、砂層は海底変動を受け渡している。

砂移動計算方法のフローを図 6.6.2-1 に示す。初めに流体層である津波の伝播計算を行い、次に

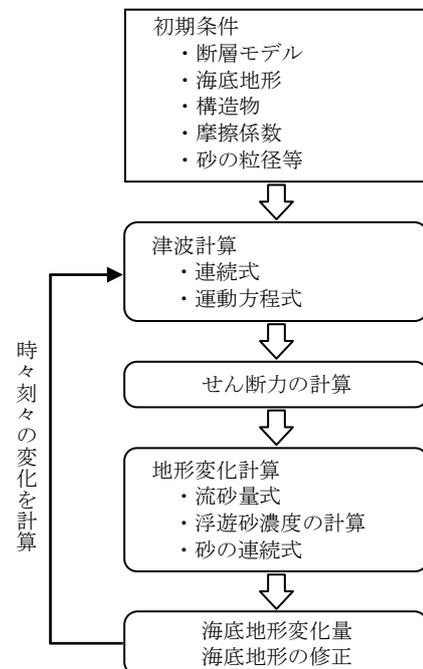


図 6.6.2-1 津波による砂移動計算の流れ

地形変化計算を行う。砂層の地形変化計算では、流砂量式と砂の連続式を解き、流砂量式では流体層から受け渡されたせん断力を用いて、流砂量を見積っている。砂の連続式では、見積もられた流砂量から海底地形変化を求め、海底地形を更新する。

以上が砂移動計算方法の概要であり、砂移動計算モデルは、以下の3点についてどのような考え方、方法を用いているかが手法によって大きく異なるとともに、砂移動を評価する上で重要な要素である。

- ①せん断力の評価
- ②流砂量式
- ③浮遊砂の考慮

侵食・洗掘傾向を表現するため、掃流砂と浮遊砂を考慮した主なモデルとして、藤井ら(1998)、高橋ら(1999)、池野ら(2009)および高橋ら(2011)の手法がある。これらの手法について、流砂量連続式、浮遊砂濃度連続式、流砂量式、巻上量算定式、沈降量算定式および摩擦速度算定式を表 6.6.2-1 に示す(詳細な解説については付属編〇.〇.〇参照)。砂移動計算の計算事例を付属編〇.〇.〇および付属編〇.〇.〇に示す。

表 6.6.2-1 各砂移動計算手法

	藤井ら (1998) の手法	高橋ら (1999) (2011) の手法	池野ら (2009) の手法
流砂量連続式	$\frac{\partial Z}{\partial t} + \alpha \left(\frac{\partial Q}{\partial x} \right) + \frac{E-S}{\sigma(1-\lambda)} = 0$	$\frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{E-S}{\sigma} \right) = 0$	$\frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial Q}{\partial x} + E-S \right) = 0$
浮遊砂濃度 連続式	$\frac{\partial C}{\partial t} + \alpha \left(\frac{\partial UC}{\partial x} \right) - \frac{E-S}{D} = 0$	$\frac{\partial(C_s D)}{\partial t} + \frac{\partial(MC_s)}{\partial x} - \frac{E-S}{\sigma} = 0$	$\frac{\partial \bar{C} D}{\partial t} + \frac{\partial \bar{C} M}{\partial x} - E + S = 0$
流砂量式	小林ら (1996) の実験式 $Q = 80\tau^{1.5} \sqrt{sgd^3}$	高橋ら (1999) の実験式 $Q = 21\tau^{1.5} \sqrt{sgd^3}$ 高橋ら (2011) の実験式 $Q = 5.6\tau^{1.5} \sqrt{sgd^3} (d = 0.166mm)$ $Q = 4.0\tau^{1.5} \sqrt{sgd^3} (d = 0.267mm)$ $Q = 2.6\tau^{1.5} \sqrt{sgd^3} (d = 0.394mm)$	芦田ら (1972) の実験式 $\frac{Q}{\sqrt{sgd^3}} = 17\tau^{3/2} (1-\tau_c/\tau) \{1-(\tau_c/\tau)^{1/2}\}$
巻上量算定式	$E = \frac{(1-\alpha)Qw^2\sigma(1-\lambda)}{Uk_z \left[1 - \exp\left(-\frac{wD}{k_z}\right) \right]}$	高橋ら (1999) の実験式 $E = 0.012\tau^2 \sqrt{sgd} \cdot \sigma$ 高橋ら (2011) の実験式 $E = 7.0 \times 10^{-5} \tau^2 \sqrt{sgd} \cdot \sigma (d = 0.166mm)$ $E = 4.4 \times 10^{-5} \tau^2 \sqrt{sgd} \cdot \sigma (d = 0.267mm)$ $E = 1.6 \times 10^{-5} \tau^2 \sqrt{sgd} \cdot \sigma (d = 0.394mm)$	$\frac{E}{\sqrt{sgd}} = a(v^2/sgd^3)^{0.2} (w/\sqrt{sgd})^{0.8} (\tau-\tau_c)^2$ ※係数aは既往の実験結果より0.1~0.2の範囲
沈降量算定式	$S = wC_b$	$S = wC_s \cdot \sigma$	$S = wC_b$
摩擦速度 算定式	log-wake 則を鉛直方向に 積分した式より算出	マニング則より算出 $u_* = \sqrt{gn^2 U^2 / D^{1/3}}$	log-wake 則を鉛直方向に 積分した式より算出

記号等の説明

Z : 水深変化量 [m]

Q : 単位幅, 単位時間あたりの掃流砂量 [m³/s/m]

τ : シールズ数

τ_c : 限界シールズ数

s : 土砂の水中比重 ($\sigma / \rho - 1$)

g : 重力加速度 [m/s²]

U : 流速 [m/s]

M : 線流量 U×D [m²/s]

n : マニングの粗度係数

α : 局所的な外力のみに移動を支配される成分が全流砂量に占める比率 (=0.1, 藤井 1998) より)

w : 土砂粒子の沈降速度 (Rubey 式より算出) [m/s]

Z₀ : 粗度高さ (=k_s/30) [m]

k_z : 鉛直拡散係数 (=0.2 $\kappa u_* h$, 藤井 1998) より) [m²/s]

k_s : 相当粗度 [m]

κ : カルマン定数 (=0.4, 藤井 1998) より)

h : 水深 [m]

C, C_b : 浮遊砂濃度, 底面浮遊砂濃度 [kg/m³]

C_s : 浮遊砂体積濃度

log-wake 則 : 対数則 $u_* / U = \kappa / [\ln(h/Z_0) - 1]$ に wake 関数 (藤井 1998) を付加した式

t : 時間 [s]

x : 平面座標

σ : 砂の密度 [g/cm³]

d : 砂の粒径 [mm]

ρ : 海水の密度 [g/cm³]

D : 全水深 [m]

λ : 空隙率

ν : 動粘性係数

6.6.3 計算条件および諸係数

砂移動計算に際して、3.4で示した評価地点周辺の地質分布図やボーリング調査結果等の情報を収集・分析することにより、計算条件等の設定を行う。

(1) 初期砂層分布・堆積厚さ

周辺海域の底質調査結果等から、平面的な分布を確認する。堆積厚さの情報が得られる場合には、洗掘限界厚さを設定する。

(2) 粒径・密度

周辺海域の底質調査結果等から、砂の中央粒径と密度を設定する。

(3) 浮遊砂上限濃度

浮遊砂上限濃度については、手法の特性を考慮し、既往研究の結果に基づいて、適切に設定する。浮遊砂上限濃度に関する既往研究事例を附属編〇.〇.〇に示す。

浮遊砂上限濃度の設定については、実海域における検証が行われており、これらの研究結果を参考とすることができる。藤田ら(2010)では、高橋ら(1999)と池野ら(2009)の手法を用いて1960年チリ津波による八戸港内の地形変化量を対象として検証を行い、浮遊砂上限濃度1~2%の場合に再現性が良好となる結果を得ている。森下ら(2014)は、飽和浮遊砂濃度が水の乱れに追従して変化することを考慮するため、飽和浮遊砂濃度を流速の関数として定式化している。

(4) 空隙率

土砂の空隙率は一般的な値から設定する。

なお、高橋ら(1992)では0.4を用いている。

(5) 沈降速度

土砂粒子の沈降速度は、Rubey(1933)等から算定する。

(6) 空間格子間隔

砂移動計算にとって重要な津波流速の再現が可能となるよう、適切な格子分割を設定する。

6.7 漂流物評価

6.7.1 漂流物挙動

6.7.1.1 基本的考え方

津波により発生する漂流物に関して、構造物・機器等への衝突や緊急時に取水経路等を閉塞する可能性が考えられる場合には、津波時の漂流物挙動について把握することが必要となる。

津波時の漂流物挙動については、非線形長波理論に基づいた平面二次元モデルから求まる浸水深、流速、流向等の時間変動の情報に基づき、適切に設定することを基本とする。近年、津波の挙動と漂流物の挙動（浮遊、衝突、水没等）を同時に解析する手法の研究が進められており、これらの解析手法の適用性を確認したうえで用いることがある。

6.7.1.2 漂流物解析手法に関する既往研究事例

漂流物解析手法に関する主な既往研究事例を、表 6.7.1-1 に示す。

木材については、後藤ら（1983）によって、木材の水平方向の運動を慣性、水流の圧力勾配、付加質量、流木抵抗、拡散により記述された移動シミュレーションが提案されている。

船舶については、藤井ら（2005）によって、個別要素法（DEM）により船舶の漂流挙動を計算し、実験結果との比較が行われている。また、この手法は、船舶だけでなく他の漂流物にも適用可能としている。そのほか、小林ら（2005）、本多ら（2009）および橋本ら（2010）は、船舶の前後動・左右動・重心軸回りの回転運動を考慮した運動方程式により、船舶の挙動を計算する方法を提案している。また、近年では、固気液多相モデルを用いて固相も含めた流動解析を行う方法（川崎ら（2007））、並進 3 自由度および回転 3 自由度を考慮した運動方程式を解く方法（米山ら（2009））、粒子法を応用して津波漂流物の挙動を評価する方法（後藤ら（2009））、気液二相モデルに個別要素法（DEM）を連成させて漂流挙動を計算する方法（池田ら（2014））などが提案されている。

漂流物解析手法に関する既往解析事例を付属編〇.〇.〇に示す。

表 6.7.1-1 既往の漂流物移動シミュレーションモデル

手法	概要	解析範囲	対象物	出典
拡散を考慮した運動方程式	漂流物の運動を慣性, 水流の圧力勾配, 付加質量, 流水抵抗, 拡散により記述し, 漂流物の拡散は, 確率論的に扱い漂流物の位置を計算する。	広域	木材	後藤ら (1993)
個別要素法 (DEM)	漂流物は複数の球体から構成されるものとしてモデル化。各要素について, 並進および回転に関する運動方程式を解くことにより漂流計算を行う。	広域	船舶 コンテナ 木材	藤井ら (2005)
船舶の漂流に関する運動方程式	船舶の前後動・左右動・重心軸回りの回転運動を考慮した運動方程式により, 船舶の挙動を計算する。	広域	船舶	小林ら (2005) 本多ら (2009) 橋本ら (2010)
固気液多相モデル	物体を含む自由水面流れを固気液多相場として捉え, 全相に対して流動解析を行う。	狭域	津波漂流物	川崎ら (2007)
複雑な移動・回転を考慮した運動方程式	漂流物の並進 3 自由度, 回転 3 自由度を考慮した運動方程式を解く。	狭域	木材	米山ら (2009)
粒子法	水や漂流物を複数の要素 (粒子) として表現し, 要素間の接触作用を考慮して個々の要素の運動方程式を解く。	狭域	船舶 コンテナ 木材	後藤ら (2009)
固気液三相モデル	気液二相モデル (非圧縮性の気液二相流体に対応可能となるよう CADMAS-SURF/3D に改良を加えたもの) に個別要素法 (DEM) を連成させ, 漂流挙動を計算する。	狭域	コンテナ	池田ら (2014)

6.7.2 漂流物による衝突力の算定

6.7.2.1 漂流物・被衝突物の選定

漂流物による衝突力を算定するにあたり, 3.5 で示した津波漂流物に関する調査の結果および津波水位, 流速等の水理量に基づき漂流物化する物体を選定する。漂流物化する物体の選定については, 池野ら (2013) の評価方法が参考となる。また, 衝突力の算定に被衝突物の諸元が必要となる場合は, 評価対象とする被衝突物の選定も併せて行う。

6.7.2.2 衝突力の算定方法

漂流物の衝突力の評価にあたっては, 漂流物諸元および漂流速度から適切な衝突力算定

式を用いて算定する。漂流速度については、非線形長波理論に基づく平面二次元モデルを用いた数値解析結果から得られる水理量（津波水位、浸水深、流速、押し波、引き波の流向等）を基に適切に設定する。

これまで提案されている主な漂流物の衝突力算定式を分類したものを表 6.7.2-1 に示す。また、既往の算定式の詳細を、付属編〇.〇.〇に示す。漂流物の衝突については、「力」により評価する算定式と「エネルギー」により評価する算定式があるが、ここでは漂流物の衝突を「力」により評価する算定式を記載している。

6.7.2.3 衝突力算定式の選定

漂流物の衝突力については、流木やコンテナを対象とした各種算定式が提案されているものの、現状では十分に解明されていない点が多く、実績・検証・実用例が限定的であり、定量的評価手法が確立されていない。したがって、漂流物による衝突力の算定にあたっては、漂流物の種類や漂流・衝突の状態などの各算定式の前提条件を吟味した上で用いることが望ましい。衝突力算定式の検証事例を付属編〇.〇.〇に示す。

表 6.7.2-1 主な漂流物の衝突力算定式の整理

	漂流物の種類	算定式
松富ら (1999)	木材 (円柱)	$F_m / (\gamma D^2 L) = 1.6 C_{MA} \left\{ v_{A0} / (gD)^{0.5} \right\}^{1.2} (\sigma_f / \gamma L)^{0.4}$ <p> F_m : 衝突力, γ : 流木の単位体積重量, D : 木材の直径, L : 木材の長さ, g : 重力加速度, C_{MA} : 見かけの質量係数(水の緩衝機能も加味), v_{A0} : 衝突速度, σ_f : 木材の降伏応力 </p>
池野ら (2003)	木材 (円柱, 角柱, 球状体)	$F_H / (gM) = S \cdot C_{MA} \cdot \left\{ V_H / (g^{0.5} D^{0.25} L^{0.25}) \right\}^{2.5}$ <p> F_H : 衝突力, g : 重力加速度, M : 漂流物の重量, S : 係数(=5.0), C_{MA} : 付加質量係数, V_H : 漂流物移動速度, D : 漂流物の直径(角柱の場合は正方形断面辺長), L : 漂流物の長さ </p>
道路橋 示方書	流木等	$P = 0.1Wv$ <p> P : 衝突力, W : 流送物の重量, v : 表面流速 </p>
FEMA (2012)	木材 コンテナ	$F_i = 1.3u_{\max} \sqrt{\hat{k}m_d(1+c)}$ <p> F_i : 衝突力, c : 付加質量係数, u_{\max} : 漂流物を運ぶ流体の最大流速, m_d : 漂流物の質量, \hat{k} : 有効軸剛性 </p>
水谷ら (2005)	コンテナ	$F_m = 2\rho_w \eta_m B_c V_x^2 + \left(\frac{WV_x}{gdt} \right) \quad V_x \doteq C_x = 2\sqrt{g\eta_m}$ <p> F_m : 衝突力, g : 重力加速度, W : コンテナの重量, B_c : コンテナ幅, η_m : 遡上波の最大水位, dt : 衝突時間, ρ_w : 水の密度, V_x : コンテナの漂流速度, C_x : 津波の遡上流速 </p>
有川ら (2010)	コンテナ 流木	$F = \gamma_p \chi^{\frac{2}{5}} \left(\frac{5}{4} \tilde{m} \right)^{\frac{3}{5}} v^{\frac{6}{5}}, \quad \chi = \frac{4\sqrt{a}}{3\pi} \frac{1}{k_1 + k_2}, \quad k = \frac{(1-\nu^2)}{\pi E},$ $\tilde{m} = \frac{m_1 m_2}{m_1 + m_2}$ <p> a : 衝突面半径の 1/2(ここではコンテナ衝突面の縦横長さの平均 の 1/4), E : コンクリートのヤング率, ν : ポアソン比, m : 質量, v : 衝突速度, γ_p : 塑性によるエネルギー減衰効果, 添字 1,2 は衝突体と被衝突体を表す. </p>
本州四国 連絡橋 技術関係 基準集	船舶	$F = \frac{WV^2}{4gD}$ <p> F : 衝突力, W : 衝突船舶の重量, V : 衝突速度, D : 衝突船舶の停止距離 </p>

【参考文献】

- 柳澤英明・藤井直樹・金戸俊道(2012) : 我が国における遠地津波の襲来特性に関する検討
—1700年カスケード地震津波を対象として—, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 69,
No. 2, pp. I_441-I_445.
- 岩瀬浩之・見上敏文・後藤智明(1998) : 非線形分散波理論を用いた実用的な津波計算モデル,
土木学会論文集, No. 600/II-44, pp. 119-124.
- 原信彦・岩瀬浩之・後藤智明(1998) : 非線形分散波理論式に関する多段階混合差分スキームの提案,
海岸工学論文集, 第45巻(1), pp. 26-30.
- 原子力土木委員会津波評価部会(2007) : 津波評価手法の高精度化研究, 土木学会論文集 B,
Vol. 63, No. 2, pp. 168-177.
- 岩瀬浩之・後藤智明・藤間功司・飯田邦彦(2002) : 深海域における波数分散効果が近地津波の伝播に及ぼす影響に関する考察, 土木学会論文集, No. 705/II-59, pp. 101-114.
- 首藤伸夫(1986) : 津波と防災, 土木学会論文集, No. 369/II-5, pp. 1-11.
- 後藤智明・小川由信(1982) : Leap-frog法を用いた津波の数値計算法, 東北大学工学部土木工学科資料, 52p.
- 田中寛好(1985) : 沿岸部における津波予測モデルの開発, 電力中央研究所報告, U385017, 46p.
- 国土交通省(2013) : 防波堤の耐津波設計ガイドライン, 35p.
- Mansinha, L. and D. E. Smylie(1971) : The displacement field of inclined faults, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 61, No. 5, pp. 1433-1440.
- Okada, Y. (1985) : Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 75, No. 4, pp. 1135-1154.
- 土屋悟・佐藤嘉則・松山昌史・田中良仁(2013) : 海底変位の計算方法が津波評価に与える影響～3次元海底地殻変動解析～, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 69, No. 2, pp. I_441-I_445.
- Aida(1969) : Numerical Experiments for the Tsunami Propagation - the 1964 Niigata Tsunami and the 1968 Tokachi-oki Tsunami, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol. 47, pp. 673-700.
- 岩崎敏夫・楊沢民(1974) : 三陸大津波の数値実験, 第21回海岸工学講演会論文集, pp. 83-89.
- 内閣府(2012) : 南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)津波断層モデル編 —津波断層モデルと津波高・浸水域等について—.
- Tanioka, Y. and K. Satake (1996) : Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, Geophysical Research Letters, Vol. 23, No. 8, pp. 861-864.
- Cerjan et al. (1985) : A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations, Geophysics, Vol. 50, No. 4 pp. 705-708.

- 日野幹雄・仲座栄三(1988)：数値波動解析における新しい無反射境界スキームの平面2次元問題への適用，第35回海岸工学講演会論文集，pp. 262-266.
- 今村文彦(2001)：石垣島における1771年明和津波と津波石移動の数値解析，津波工学研究報告，第18号，pp. 61-72.
- 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫(1998)：GISを利用した津波遡上計算と被害推定法，第45回海岸工学講演会論文集，pp. 356-360.
- 岩崎敏夫・真野明(1979)：オイラー座標による二次元津波遡上の数値計算，第26回海岸工学講演会論文集，pp. 70-74.
- 本間仁(1940)：低溢流堰堤の流量係数，土木学会誌，第26巻，第6号，pp. 635-645.，第9号，pp. 849-862.
- 岩崎敏夫・真野明・荒井唯(1981)：綾里湊における津波の数値計算，第28回海岸工学講演会論文集，pp. 79-83.
- 相田勇(1977)：陸上に溢れる津波の数値実験－高知県須崎および宇佐の場合－，東京大学地震研究所彙報，Vol. 52，pp. 441-460.
- 長谷川賢一・鈴木孝夫・稲垣和男・首藤伸夫(1987)：津波の数値実験における格子間隔と時間積分間隔に関する研究，土木学会論文集，No. 381/II-7，pp. 111-120.
- Goto, C. and N. Shuto(1983)：Numerical simulation of tsunami propagation and run-up, Tsunamis, -Their Science and Engineering, pp. 439-451.
- 土木研究所(1996)：氾濫シミュレーション・マニュアル(案)，土木研究所資料第3400号，137p.
- 後藤智明・佐藤一央(1993)：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，pp. 3-44.
- 今津雄吾・今村文彦・首藤伸夫(1996)：氾濫計算を安定に行うための先端条件の検討，土木学会第51回年次学術講演会講演概要集 第2部，pp. 242-243.
- 沿岸技術研究センター(2010)：数値波動水槽の研究・開発：CADMAS-SURF/3D：数値波動水槽の耐波設計への適用に関する研究会報告書，沿岸技術ライブラリー，No. 39.
- 有川太郎・山田文則・秋山実(2005)：3次元数値波動水槽における津波波力に関する適用性の検討，海岸工学論文集，第52巻，pp. 46-50.
- OpenFORM Foundation：OpenFOAM User Guide，<http://www.openform.org/docs/>，参照2015-05-18.
- ファムバンフック・長谷部雅伸・高橋郁夫(2012)：VOF法を用いた3次元津波解析に関する研究，土木学会論文集B2(海岸工学)，Vol. 68，No. 2，pp. I_071-I_75.
- 川崎浩司・松浦翔・坂谷太基(2013)：3次元数値流体力学ツールOpenFOAMにおける自由表面解析手法の妥当性に関する検討，土木学会論文集B3(海洋開発)，Vol. 69，No. 2，pp. I_748-I_753.
- 富田孝史・柿沼太郎(2005)：海水流動の3次元性を考慮した高潮・津波数値シミュレータ

- STOCの開発と津波解析への適用, 港湾空港技術研究所報告, 第44巻, 第2号, pp. 83-98.
- 富田孝史・本多和彦(2008): 臨海部における津波解析への3次元非静水圧流動モデルの適用, 海岸工学論文集, 第55巻, pp. 231-235.
- 高橋研也・富田孝史(2013): 3次元非静水圧流動モデルを用いた久慈湾における東北地方太平洋沖地震津波の再現計算, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 69, No. 2, pp. I_166- I_170.
- 川崎浩司・山口聡・袴田充哉・水谷法美・宮島正悟(2006): 段波と矩形物体の衝突・漂流過程における作用波圧特性, 海岸工学論文集, 第53巻, pp. 786-790.
- 川崎浩司・袴田充哉(2007): 3次元固気液多相乱流数値モデル DOLPHIN-3D の開発と波作用下での漂流物の動的解析, 海岸工学論文集, 第54巻, pp. 31-35.
- 米山望・永島弘士・戸田圭一(2008): FAVOR法を用いた陸上遡上津波に伴う漂流物挙動の数値解析, 水工学論文集, 第52巻, pp.1399-1404.
- 米山望・永島弘士(2009): 複雑な移動・回転を考慮した津波漂流物の三次元数値解析手法の開発, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. B2-65, No. 1, pp. 266-270.
- 木原直人・松山昌史(2009): 津波による土砂移動問題に対する静水圧3次元津波解析システム C-HYDR03D Tsunami の適用性の検討—インド洋大津波による Kirinda 港周辺における土砂移動解析—, 電力中央研究所報告, N09004.
- 木原直人・松山昌史・藤井直樹(2013): 漂流物挙動解析による津波漂流物衝突に関する確率論的評価手法, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 69, No. 2, pp. I_341- I_345.
- Kihara, N., N. Fujii and M. Matsuyama (2012): Three-dimensional sediment transport processes on tsunami-induced topography changes in a harbor, Earth Planets Space, Vol. 64, pp. 787-797.
- 相田勇(1975): 1792年島原眉山崩壊に伴った津波の数値実験, 地震第2輯, 第28巻, pp. 449-460.
- 西村裕一・清水洋(1993): 火山性津波の災害予測—1640年北海道駒ヶ岳噴火と津波—, 北海道地区自然災害科学資料センター報告, Vol. 8, pp. 17-28.
- 橋和正・今村文彦(2000): 複合型津波発生メカニズムの解明—1998年パプアニューギニア津波を例として—, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 346-350.
- 平石哲也・柴木秀之・原信彦(2001): 円弧滑り法を利用した地滑り津波波源による明和八重山地震津波の再現, 海岸工学論文集, 第48巻, pp. 351-355.
- Satake, K. and Kato, Y. (2001): The 1741 Oshima-Oshima Eruption: Extent and Volume of Submarine Debris Avalanche, Geophysical Research Letters, Vol. 28, No. 3, pp. 427-340.
- 佐竹健治, 加藤幸弘(2002): 1741年寛保津波は渡島大島の山体崩壊により生じた, 月刊海洋号外, No. 28, pp. 150-160.
- 笹原昇(2004): 山体崩壊による津波シミュレーション—1792年眉山—, 海洋情報部報告,

- Vol. 40, pp. 63-72.
- Kawamata, K., Takaoka, K., Ban, K., Imamura, F., Yamaki, S. and Kobayashi, E. (2005) : Model of tsunami generation by collapse of volcanic eruption: The 1741 Oshima-Oshima tsunami, *Tsunamis: Case Studies and Recent Developments*, pp. 79-96, L. Satake (ed.), Springer.
- Watts, P., Grilli, S. T., Tappin, D. R. and Fryer, G. J. (2005): *Tsunami Generation by Submarine Mass Failure II: Predictive Equations and Case Studies*, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 131:6(298), pp. 298-310.
- Satake, K. (2007): Volcanic origin of the 1741 Oshima-Oshima tsunami in the Japan Sea, *Earth Planets Space*, 59, pp. 381-390.
- 後藤仁志・五十里洋行・松原隆之・伊藤孝(2011) : 高精度粒子法に基づく固液二相流モデルによる山体崩壊津波の発生過程解析, *土木学会論文集 B2 (海岸工学)*, Vol. 67, No. 2, pp. I_196-I_200.
- 大谷英夫, 酒井雅史, 石野和男, 荒川茂樹, 水向直人(1998) : 放水路内の段波による立坑の水位変動現象と段波の抑止方法, *水工学論文集*, 第42 巻, pp. 667-672.
- 電力土木技術協会編(1995) : 「火力・原子力発電所土木構造物の設計—補強改訂版—」, 1102p.
- 土木学会編(1999) : 「水理公式集 [平成 11 年版]」, 713p.
- 椿東一郎(1974) : 「基礎土木工学全書 7 水理学Ⅱ」, 272p.
- 相田勇(1977) : 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, pp. 71-101.
- 安中・太田・茂木・吉田・高尾・曾良岡(1999) : 浅水変形効果を考慮した津波インバージョン手法に関する研究, *海岸工学論文集*第 46 巻, pp. 341-345.
- 中央防災会議(2003) : 東南海・南海地震等に関する専門調査会 (第 16 回) 参考資料 2-7 インバージョンによる津波波源域の計算手法.
- 中川徹・小柳義夫(1991) : 最小二乗法による実験データ解析, *東京大学出版会*, 206p.
- Satake(1987) : Inversion of Tsunami WaveForms for the Estimation of a Fault Heterogeneity: Method and Numerical Experiments, *J. Phys. Earth*, 35, 241-254.
- Satake K., Y. Fujii, T. Harada and Y. Namegaya(2013) : Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 103, No. 2B, pp. 1473-1492.
- 佐藤良輔編(1989) : 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版社, 390p.
- 杉野英治・呉長江・是永真理子・根本信・岩淵洋子・蛭沢勝三(2013) : 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, pp. 2-21.
- Takao M., T. Tani, T. Kaneto, K. Yanagisawa and T. Annaka(2012) : Tsunami Inversion

- Analysys of the Great East Jast Japan Earthquake, Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake.
- 谷岡勇市郎・馬場俊孝(2004)：津波波形インバージョンによる1944年東南海地震のすべり量分布再解析, 月刊地球, Vol.26, No. 11, pp. 755-758.
- 国土交通省 港湾局(2013)：防波堤の耐津波設計ガイドライン
- 池野正明・松山昌史・榊山勉・柳沢賢(2005)：ソリトン分裂と砕波を伴う津波の防波堤に作用する波力評価に関する実験的研究, 海岸工学論文集, 第52巻, pp. 751-755.
- 安田誠宏・高山知司・山本博紀(2006)：ソリトン分裂津波の変形と波力特性に関する実験的研究, 海岸工学論文集, 第53巻, pp. 256-260.
- 日本港湾協会(2007)：港湾の施設の技術上の基準・同解説
- 谷本勝利・鶴谷広一・中野晋(1984)：1983年日本海中部地震津波における津波力と埋立護岸の被災原因の検討, 第31回海岸工学講演会論文集, pp. 257-261.
- 福井芳朗・白石英彦・中村充・佐々木泰雄(1962)：津波の研究 (II) 段波津波の堤防におよぼす影響, 第9回海岸工学講演会講演集, pp. 50-54.
- 水谷将・今村文彦(2000)：構造物に作用する段波波力の実験, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 946-950.
- 水谷将・今村文彦(2002)：津波段波の衝撃性および越流を考慮した設計外力算定フローの提案, 海岸工学論文集, 第49巻, pp. 731-735.
- 朝倉良介・岩瀬浩二・池谷毅・高尾誠・金戸俊道・藤井直樹・大森政則(2000)：護岸を越流した津波による波力に関する実験的研究, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 911-915.
- 内閣府(2005)：津波避難ビル等に係るガイドライン.
- 国土交通省・国土技術政策総合研究所(2012)：津波避難ビル等の構造上の要件の解説.
- 消防庁(2009)：危険物施設の津波・浸水対策に関する調査検討報告書.
- Asakura, R. et al. (2002)：The Tsunami Wave Force Acting on Land Structures, Proc. of Int. Coastal Engineering Conf., vol. 28, pp. 1191-1202.
- 榊山勉(2012)：陸上遡上津波の伝播と構造物に作用する津波波圧に関する研究, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. I_771-I_775.
- 大森政則・藤井直樹・京谷修・高尾誠・金戸俊道・池谷毅(2000)：直立護岸を越流した津波の水位・流速および波力の数値計算, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 376-380.
- 飯塚秀則・松富英夫(2000)：津波氾濫流の被害想定, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 381-385.
- 有光剛・大江一也・川崎浩司(2012)：平面2次元津波遡上計算結果を用いた津波波圧算定方法の提案, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. I_781-I_785.
- 木原直人・高島大輔・吉井匠・池野正明・太田一行・田中伸和(2012)：陸上構造物に対する津波流体力評価 (その1) —有限幅構造物に対する非越流条件での数値的検討—, 電力中央研究所報告, N12010.

- 高島大輔・木原直人・田中伸和(2013)：陸上構造物前面に作用する津波波圧に関する数値実験，土木学会論文集 B2(海岸工学)，Vol. 69, No. 2, pp. I_851-I_855.
- 有川太郎・大坪大輔・中野史丈・下迫健一郎・高橋重雄・今村文彦・松富英夫(2006)：遡上津波力に関する大規模実験，海岸工学論文集，第 53 巻，pp. 796-800.
- 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔(1999)：掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発，海岸工学論文集，第 46 巻，pp. 606-610.
- 池野正明・吉井匠・松山昌史・藤井直樹(2009)：津波実験に基づく浮遊砂巻上量の算定と巻上量式の提案，土木学会論文集 B2，第 65 巻，pp. 506-510.
- 藤井直樹，池野正明，榊山勉，松山昌史，高尾誠，向原健(2009)：津波による港湾内の流況と地形変化に関する実験およびその数値計算，土木学会論文集 B2，第 56 巻，pp. 291-295.
- 藤井直樹・大森政則・高尾 誠・金山 進・大谷英夫(1998)：津波による海底地形変化に関する研究，海岸工学論文集，第 45 巻，pp. 376-380.
- 小林昭男・織田幸伸・東江隆夫・高尾 誠・藤井直樹(1996)：津波による砂移動に関する研究，海岸工学論文集，第 43 巻，pp. 691-695.
- 大谷英夫・高尾誠・藤井直樹(1999)：狭窄部を通過する津波の流速分布と底面せん断応力特性，水工学論文集第 43 巻，pp. 419-424.
- 禰津家久・門田章宏・戸田孝史・中川博次(1995)：加速流および減速流の解析手法とその乱流特性，土木学会論文集，II-30, pp. 89-97.
- 芦田和夫・道上正規(1972)：移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究，土木学会論文報告集，第 206 号，pp. 59-69.
- 高橋智幸・黒川貴博・藤田将孝・島田広昭(2011)：津波による土砂移動の粒径依存性に関する水理実験，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，第 67 巻，pp. 231-235.
- 森下祐・高橋智幸(2014)：2011 年東北地方太平洋沖地震津波来襲時の気仙沼湾を対象とした津波移動床モデルの再現性向上，土木学会論文集 B2(海岸工学)，第 70 巻，pp. 491-495.
- 藤田尚毅・稲垣和男・藤井直樹・高尾誠・金戸俊道(2010)：津波による海底地形変化評価モデルの現地適用性に関する研究，海洋開発論文集，第 26 巻，pp. 213-218.
- Rubey, W. W. (1933)：Settling velocities of gravels, sand and particles, American J. of Science, Vol. 25, pp. 325~338.
- 後藤智明(1983)：津波による木材の流出に関する計算，第 30 回海岸工学講演会論文集，pp. 594-597.
- 藤井直樹・大森政則・池谷毅・朝倉良介・武田智吉・柳沢賢(2005)：港湾における津波漂流物の数値解析，海岸工学論文集，第 52 巻，pp. 296-300.
- 小林英一・越村俊一・久保雅義(2005)：津波による船舶の漂流に関する基礎的研究，関西造船協会論文集，第 243 号，pp. 49-56.
- 本多和彦・富田孝史・西村大司・坂口章(2009)：多数の津波漂流物を解析する数値モデル

- の開発, 海洋開発論文集, 第 25 卷. pp. 39-44.
- 橋本貴之・越村俊一・小林英一・藤井直樹・高尾誠 (2010) : 津波来襲時における船舶漂流・座礁モデルを用いた臨海都市域危険度マップの開発, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 66, No. 1, pp. 236-240.
- 川崎浩司・袴田充哉 (2007) : 3 次元気液多相乱流数値モデル DOLPHIN-3D の開発と波作用下での漂流物の動的解析, 海岸工学論文集, 第 54 卷, pp. 31-35.
- 後藤仁志・五十里洋行・殿最浩司・柴田卓詞・原田知弥・溝江敦基 (2009) : 粒子法によるエプロン上のコンテナ漂流挙動追跡のシミュレーション, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. B2-65, No. 1, pp. 261-265.
- 池田剛・有川太郎 (2014) : 数値波動水槽と DEM の連成モデルを用いたコンテナ漂流挙動に関する検討, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 70, No. 2, pp. I_331-I_335.
- 池野正明・木原直人・高島大輔 (2013) : 津波漂流物の簡易移動判定と実用的な衝突力推定法, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 69, No. 2, pp. I_861-I_865.
- 松富英夫 (1999) : 流木衝突力の実用的な評価式と変化特性, 土木学会論文集, No. 621/II-47, pp. 111-127.
- 池野正明・田中寛好 (2003) : 陸上遡上津波と漂流物の衝突力に関する実験的研究, 海岸工学論文集, 第 50 卷, pp. 721-725.
- 社団法人日本道路協会 (2012) : 道路橋示方書・同解説, I 共通編・II 鋼橋編, p. 71.
- FEMA (2012) : Guidelines for Design of Structures for Vertical Evacuation from Tsunamis Second Edition, FEMA P-646.
- 水谷法美・高木祐介・白石和睦・宮島正悟・富田孝史 (2005) : エプロン上のコンテナに作用する津波力と漂流衝突力に関する研究, 海岸工学論文集, 第 52 卷, pp. 741-745.
- 有川太郎・鷺崎誠 (2010) : 津波による漂流木のコンクリート壁面破壊に関する大規模実験, 海岸工学論文集 B2 (海岸工学), Vol. 66, No. 1, pp. 781-785.
- 財団法人海洋架橋調査会 (1978) : 本州四国連絡橋技術関係基準集, 下巻, 下部構造設計基準・同解説, pp9-19 - 9-20.