付 属 編

「付属編・レビュー編の掲載にあたって」

○付属編では，本編を補足するものとして，前著の付属編でも記述されていた津波伝播計算に関する内容に加え，津波波力，海底地形変化や漂流物衝突力などの津波による作用に関する評価手法についても取りまとめた。さらに，基本断層モデル設定に活用可能な地震学的・地球物理学的知見について海域ごとに取りまとめた。また，本編で示した津波評価の枠組みやこれらの知見の適用事例を示していることから必要に応じて参考とされたい。

○レビュー編では，現時点では広く実務に用いられているものではないが，研究の進展を注視し，今後必要に応じて体系化を行う必要があると認識される項目について取りまとめた。

	内　容
第 1 章	○学協会等から提案されている原子力発電所の津波に対する安全性確保の考え方を紹介
第 2 章	○基本断層モデル設定に資する地震学的知見，地球物理学的知見等を海域ごとに整理
第 3 章	○断層運動の時間変化を表す動的なパラメータ（破壊伝播速度等）も対象に含む，津波波源に関する不確定性の考慮に関する計算事例
第 4 章	○津波水位の数値計算手法に関する知見 ○取放水設備内水位の計算手法や計算事例 ○断層運動以外を要因とする津波の評価に関する知見
第 5 章	○確率論的津波評価を行う際に参考となる津波水位のばらつきや専門家活用の考え方等の関連知見
第 6 章	○本編および付属編で示した津波評価の考え方や知見の適用事例
第 7 章	
第 8 章	○津波による作用のうち，津波波力，海底地形変化，漂流物衝突力の評価に関する知見
レビュー編	○三次元モデル，津波伝播と漂流物との固液連成解析など，現段階では研究途上にあると認識される評価手法

目　次

第 1 章　津波に対する安全性確保の考え方の現状

1.1　津波評価に関する経緯と東北地方太平洋沖地震後の津波に対する安全性確保の考え方 ..... 付属編 1 - 1

1.2　今後の方向性と本書の役割 ..... 付属編 1 - 6

第 2 章　津波波源設定に関する検討

2.1　津波波源設定に関する基本事項 ..... 付属編 2 - 1

2.2　プレート境界付近に想定される地震 ..... 付属編 2 - 17

2.3　日本海東縁部に想定される地震 ..... 付属編 2 - 69

2.4　海域の活断層に想定される地震 ..... 付属編 2 - 105

第 3 章　津波波源の不確定性が津波水位に及ぼす影響の検討

3.1　断層運動による津波に関する不確定性パラメータスタディにおける代表的な因子 ..... 付属編 3 - 1

3.2　パラメータスタディにおける不確定性が比較的大きい因子の範囲 ..... 付属編 3 - 3

3.3　津波波源の不確定性が津波水位に及ぼす影響の検討例 ..... 付属編 3 - 4

第 4 章　津波伝播計算に関する検討

4.1　基礎方程式と計算スキーム ..... 付属編 4 - 1

4.2　海底面の鉛直変位分布の計算方法 ..... 付属編 4 - 39

4.3　陸上遡上境界条件 ..... 付属編 4 - 44

4.4　空間格子間隔の設定 ..... 付属編 4 - 45

4.5　摩擦係数と渦動粘性係数が計算水位に与える影響 ..... 付属編 4 - 65

4.6　海底地すべり，斜面崩壊，山体崩壊に伴い発生する津波の計算 ..... 付属編 4 - 74

4.7　取放水設備の水位変動計算の基礎方程式および例示計算 ..... 付属編 4 - 104

4.8　津波の痕跡高と検潮儀記録 ..... 付属編 4 - 108

第 5 章　確率論的評価手法に関する知見

5.1　誤差の標準偏差と打ち切り範囲 ..... 付属編 5 - 1

5.2　専門家の活用 ..... 付属編 5 - 11

5.3　G-R 式の b 値に関する既往知見 ..... 付属編 5 - 13

5.4　確率論的津波ハザード解析結果に高潮が及ぼす影響 ..... 付属編 5 - 14

第 6 章　決定論的評価手法の適用事例

6.1　千島海溝から日本海溝沿いの海域..... 付属編 6 - 2
6.2　南海トラフ沿い海域.....付属編 6 - 17
6.3　日本海東縁部海域.....付属編 6 - 28
6.4　日本海溝沿いの海溝軸付近に想定する津波 .....付属編 6 - 44
6.5　海域活断層 .....付属編 6 - 61

第 7 章　確率論的評価手法の適用事例

7.1　千島海溝から日本海溝沿いの海域..... 付属編 7 - 2
7.2　南海トラフ沿い海域.....付属編 7 - 20
7.3　日本海東縁部海域.....付属編 7 - 33
7.4　海域活断層 .....付属編 7 - 45
7.5　大地震以外の地震（背景的地震）に関する標準的モデル.....付属編 7 - 50
7.6　遠地津波.....付属編 7 - 53

第 8 章　波力評価，砂移動計算，漂流物衝突力に関する検討

8.1　波力評価式の詳細..... 付属編 8 - 1
8.2　砂移動計算 .....付属編 8 - 31
8.3　漂流物評価 .....付属編 8 - 76

第１章　津波に対する安全性確保の考え方の現状

本章では，原子力発電所の津波に対する安全性確保について，これまでの経緯と考え方について整理する。

1.1　津波評価に関する経緯と東北地方太平洋沖地震後の津波に対する安全性確保の考え方

1.1.1　土木学会における津波に関する研究活動

土木学会は公益増進の中心的存在として，長期にわたる社会基盤・システムの必要性を洞察し，それに柔軟に対応できる社会基盤・システムのあり方や提供の仕組みに関する調査研究と学術・技術の交流・評価を行うところである。また，太平洋沿岸，日本海東縁部沿岸といった津波常襲地帯を抱える日本の土木学会は，津波研究と技術開発を担ってきた学会の一つである。

海岸工学は，海岸およびその水域における自然現象，構造物，保全・整備計画等について研究する土木工学である。土木学会海岸工学委員会では海岸工学に関わる論文集を毎年出版し，それに合わせた講演会を開催している。1954 年に第 1 回が開催され，2015 年度で 62 回を数えた。その講演会の第 6 回（1959 年）において，「三陸沿岸の津波対策について」（佐々木，1959）と題する論文が津波に関する初期のものの一つである。この論文では岩手県土木部に所属される方が三陸沿岸の既往津波等を基に海岸構造物の設計手法を述べている。その結語においては，津波現象の不明解性に言及し，海岸堤防背後に空地を残すべきであること，構造物で防ぎきれない場合の避難態勢の必要性について触れており，現在の津波対策の考え方と同等であったことがわかる。その後も継続的に津波に関する論文は発表され続け，現在では 1,000 編近い。1990 年代から増加し，特に 2000 年以降は活発に研究がなされてきた。

これは，国が 2003 年以降に南海トラフで発生する津波対策を推進したこと（中央防災会議，2003）（**図 1.1.1−1**）による関連研究の増加，2004 年スマトラ地震津波，2011 年東北地方太平洋沖地震津波の災害による津波研究の活発化が大きく影響している。また，土木学会地震工学委員会による地震工学研究発表会においても，津波の研究成果が活発に発表されている。

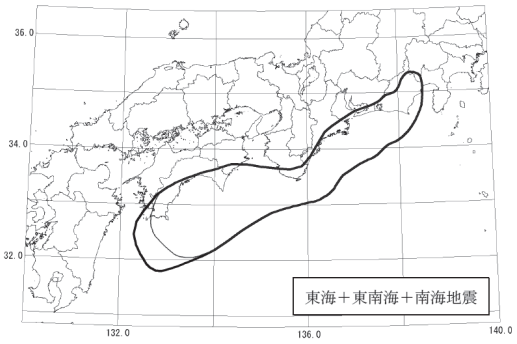


図 1.1.1−1　中央防災会議(2003)による南海トラフの震源域および波源域図の例

1.1.2　原子力土木委員会と津波評価小委員会

(1) 東北地方太平洋沖地震以前

原子力土木委員会は，原子力利用についての土木技術に関する問題の調査研究を行い，学術，技術の進展に寄与することを目的として設立された。津波については，1999年に津波評価部会（現津波評価小委員会）が発足した。

これは1993年北海道南西沖地震津波をきっかけとして関係7省庁の防災行政で津波対策の手引き（国土庁ほか，1998）がまとめられ，既往最大の津波のみならず“想定しうる最大規模の地震津波”を考慮に入れる必要が指摘されたこと，また，原子力発電所の津波の評価方法に関して標準的な手法がまとめられていなかったこと，の2点が契機である。約2年間の議論を経て，津波の波源や数値計算に関して培ってきた知見や技術進歩の成果を集大成して，原子力施設の設計津波の設定方法を取りまとめた。そして，この成果を「原子力発電所の津波評価技術」(土木学会，2002）として刊行した。

この成果は，(社）日本電気協会の原子力発電所耐震設計指針（日本電気協会，2008）に記載された「第4章 津波水位評価」の基盤となった。また，英語版も作成して公開している（JSCE,2006)。IAEA（国際原子力機関）や米国のNRC（原子力規制委員会）のレポートにも参照・引用されており（IAEA,2011；NRC,2009)，国際的にも一定の評価が認められたものである（**図1.1.2−1**)。

その後も，津波水位の確率論的評価（土木学会，2011a）や津波による海底地形変化（藤井ほか，2009；池野ほか，2009；藤田ほか，2010）等に関する検討を進めた。

(2) 東北地方太平洋沖地震以後

土木学会では東日本大震災を受けて，常設の委員会に加えて，10の特定テーマ委員会等の期間限定の委員会を設置し，専門家の知見を結集して多くの提言を取りまとめて発表した。例えば，津波推計・減災検討委員会において，東日本大震災の巨大津波被害の教訓を踏まえて，巨大津波災害に対する短期・長期的な取り組み方法について提言した（土木学会，2012)。

原子力土木委員会では，2011年11月2日に東日本大震災の原子力発電所の津波被害を受けて「津波研究成果報告会」を開催し，津波水位の設定方法や東日本大震災を踏まえた津波設定の方向性について報告した（土木学会，2011b)。

原子力土木委員会が中心となった原子力安全技術特定テーマ委員会では，新たな耐震・耐津波設計およびリスク管理の枠組みを提案した（土木学会，2013)。具体的には「地震，津波に対する性能として従来の「安全性」に加え，新たに「危機耐性」を提案した。基準地震動・津波を超えた事象等に対処するためには「危機耐性」(anti-catastrophe)の確保が重要である。」と述べられている。この考え方は，原子力安全の確保のための基本的な考え方である深層防護の考え方に照らし，さらに広く一

般的に理解しやすく配慮した提言である。本書は，この枠組みに資することも視野に，関連する津波評価技術をまとめたものである。

津波評価部会は，東北地方太平洋沖地震を受けて，この津波災害の情報収集と分析を行った。例えば，この津波において，調査で得られた津波の痕跡高と，提案された複数の波源モデルを基にした津波の計算結果，この2つを比較した（栗田ほか，2013)。痕跡高に対する計算結果のばらつきが，痕跡高の海岸線からの距離に応じて大きくなる等，確率論的津波ハザード解析における不確かさの設定方法に有用な成果を得た。これらの2011年東北地方太平洋沖地震に関する検討で得られた成果を踏まえたうえで，2002年以降に蓄積された研究成果を加えて，本書を取りまとめた。

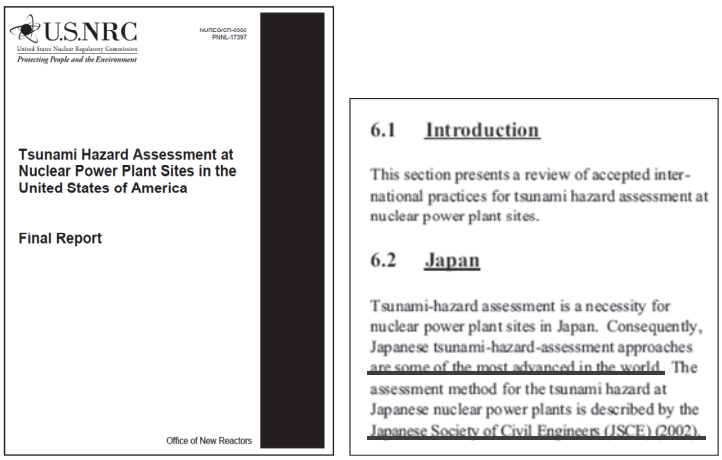

U.S.NRC
United States Nuclear Regulatory Commission
Protecting People and the Environment
NUREG/CR-6966
PNNL-17397
Tsunami Hazard Assessment at Nuclear Power Plant Sites in the United States of America
Final Report
Office of New Reactors
6.1 Introduction
This section presents a review of accepted international practices for tsunami hazard assessment at nuclear power plant sites.
6.2 Japan
Tsunami-hazard assessment is a necessity for nuclear power plant sites in Japan. Consequently, Japanese tsunami-hazard-assessment approaches are some of the most advanced in the world. The assessment method for the tsunami hazard at Japanese nuclear power plants is described by the Japanese Society of Civil Engineers (JSCE) (2002).

図 1.1.2－1　U.S.NRC のレポートと日本の津波評価技術の引用部分

1.1.3　日本原子力学会

日本原子力学会（以下，「原子力学会」という。）は，福島第一原子力発電所の事故（以下，「福島第一事故」という。）を受けて，原子力専門分野の専門家の集団として事故の収束等に積極的に関与し，その責務を果たすべく活動を継続している。その中で，学会として事故調査委員会を立ち上げ，その成果が最終報告書（原子力学会，2014，以下，「原子力学会報告書」という。）として出版された。原子力学会報告書では，福島第一事故の分析，他の原子力発電所の被災状況が整理されている。さらに，原子力学会内外を含めて議論を重ね，事故の根本原因と提言が取りまとめられている。

本報告書では根本原因として直接要因と背後要因に分類され，直接要因として，まず津波が設計基準を超えた場合の直接的な津波影響に対する対策，その結果として発生した過酷事故に対する対策，さらなる緊急時における緩和・回復策，これらの 3 つの対応策が十分でなかったことが指摘されている。また，背後要因として，原子力の安全性確保に関わるステークホルダーの意識や姿勢に関する問題が指摘されている。

根本原因を受けた提言は，5 つに分類された 50 もの項目から構成されている（**図 1.1.3－1**)。ここでは提言ⅠとⅡにおいて津波対策に関連する内容に着目して，概要を述べる。

提言Ⅰ「原子力安全の基本的な事項」においては，まず，原子力安全の目標の明確化と体系化の必要性に触れ，それを実現するための考え方として，従来から提唱されている深層防護の理解の深化と適用の強化が必要であるとされている。

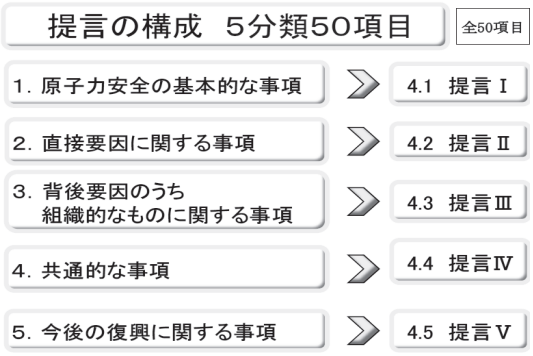


図 1.1.3−1　原子力学会の事故調査委員会の提言構成（田中，2014）

提言Ⅱ「直接要因に関する事項」(**図 1.1.3−2**)においては，「(1)外的事象への対策の強化」において地震をはじめとする多くの外的事象の包絡的な評価の必要性を述べている。具体的には，まず想定すべき外的事象として，地震，津波のみならず，火災等も含めた包絡的な評価により原子力発電所の脆弱性を把握し対応を定めること，外的事象に対して安全機能の広範な喪失が同時に生じて，致命的な状態になるような脆弱性に対して対処すること(クリフエッジ対策)，が提言されている。「(4)原子力安全評価技術の高度化」において，自然現象等の解析には最先端の計算機性能を活用した数値計算技法を活用し，その予測の質を高めるために種々の不確かさを考慮できる確率論的リスク評価技術の活用に取り組むべきとしている。

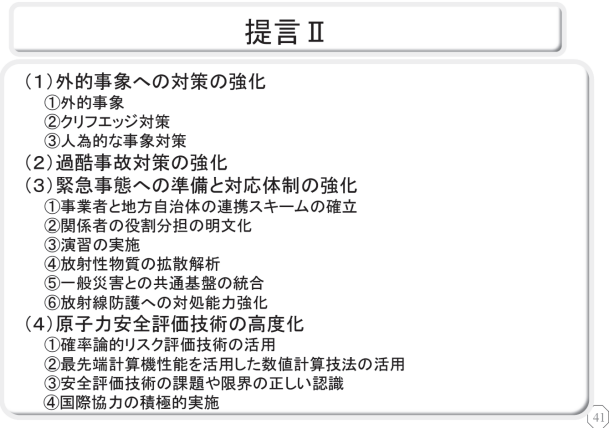


図 1.1.3−2　原子力学会の事故調査委員会の提言Ⅱの構成（田中，2014）

1.1.4　日本機械学会

日本機械学会（以下,「機械学会」という。）は，東日本大震災直後に 2 つのタスクフォースを立ち上げ，機械工学の観点から被害状況の調査を行い，その結果を取りまとめている。さらに,機械学会からの大局的見地から提言を取りまとめている（日本機械学会, 2013)。ここでは津波に関連する内容に着目して，概要を述べる。

提言は,「Ⅰ 大規模システムのシステム・インテグレーション」,「Ⅱ デザインベースの考え方,“Beyond”への対応」,「Ⅲ リスクコミュニケーションの課題」,「Ⅳ 継続的調査と規格・基準への展開」の 4 つの課題で構成されている。

Ⅰにおいては，原子力発電所等の大規模設備における，専門知の隙間に弱点が存在することを指摘し，その対策としてシステム・インテグレーションの方法論の確立が「設計の科学」の体系化として提言されている。

Ⅱにおいては，人工物の計画・設計における「想定値」を設定した場合に，それを超えるリスクについて，予め社会にしっかり説明して,「受け入れ可能なリスク」として社会の受容を得ることが，教訓であると指摘し,「想定値」の策定にあたってはこのような手続きを踏むことが提言されている。

Ⅲにおいては，ものづくりの計画段階においてその便益と内在するリスクを正しく予測して，社会に発信し，予め社会の了解を得る必要があり，Ⅱの設計より前段階でのリスクコミュニケーションが必要であると提言されている。そのために，技術者が PRA 標準などのリスクマネジメントの方法論について必須の知識として学ぶことが提言されている。

Ⅳにおいては，継続的な調査とその調査・研究の成果を規格・基準やマニュアルなどに集大成する活動への取り組み，さらに研究者・技術者の育成・教育訓練について提言されている。

1.1.5　国土交通省

国土交通省は「津波浸水想定の設定の手引き」（国土交通省，2012),「防波堤の耐津波設計ガイドライン」（国土交通省，2013a)，と「港湾における防潮壁（胸壁）の耐津波設計ガイドライン」（国土交通省，2013b）を東日本大震災後にそれぞれ取りまとめている。これは，東北地方太平洋沖地震による津波で大きな被害を受けた沿岸の津波浸水想定の考え方や手法とその活用，また，港湾施設の防波堤と防潮壁を対象とした耐津波設計の基本的な考え方をそれぞれ示したものであると考えられる。

最初の手引きでは，最大クラスの津波を想定し，ハード，ソフトの複数の対策からなる「多重防御」による「減災」により「なんとしても人命を守る」という考え方を提言し，その手法が記載されている。その後の 2 つのガイドラインでは，津波の人命・財産などの社会的な影響を考慮したうえで，津波の規模や発生頻度に応じて，港湾施設や防潮壁については背後の港湾の安全目標を適切に設定することを謳っている。両者の設計においては,「港湾の施設の技術上の基準・同解説」（日本港湾協会，2009）に記載されたレベル 2 地震

動などの変動作用を考慮したうえで設計津波に対応して設計を行い，さらに設計津波を超える規模の津波に対しても，可能な限り倒壊しにくい「粘り強い構造」を目指し，構造物の減災効果を高めることが提言されている。このように，複数の対策からなる多重防護による減災を目指すこと，その対策の一つであるハード対策施設については地震動の影響を考慮した上で設計津波を超える規模の津波に対する設計が必要であることが提言されている。

1.2　今後の方向性と本書の役割

ここでは，日本における津波対策の研究の流れを踏まえて，原子力発電所の津波対策に関する 20 年近い年月を振り返るとともに，今後の原子力発電所の安全性向上に対する本書の役割について述べる。

戦後の津波対策の研究は，昭和 30 年代から確認され，当初から構造物によるハード対策と避難等によるソフト対策について言及されてきた。その後，日本海溝や南海トラフを波源とする巨大津波によって被災した地域を対象に，防潮壁等のハード対策が行われるようになった。これらの対策を実施する際に想定された津波水位は，主に歴史津波による津波水位が参照された。1990 年代後半には，津波対策において設定すべき津波水位について，歴史津波から想定津波への転換が提言された。これを受けて 2002 年「原子力発電所の津波評価技術」は策定され，地震学等の知見や既往の歴史津波のデータを基にした想定津波による水位の設定方法が取りまとめられた。この手法は日本の原子力発電所における津波水位の設定方法の進化に貢献してきた。東北地方太平洋沖地震による巨大津波は，この手法を用いて当時のデータに基づき設定された津波水位を大きく超えるものであり，女川，福島第一，福島第二，東海の 4 箇所の原子力発電所において，敷地や建屋内に津波の影響によって海水の侵入が生じた。そのうち 3 箇所の原子力発電所は安全停止に成功したが，福島第一原子力発電所において放射性物質の大量放出という事態を引き起こした。

この事態を受けて，土木学会をはじめとして各学協会からそれぞれの立場で提言が発表されている。**付属編 1.1.2～1.1.4** で述べたとおり，土木学会・機械学会・原子力学会の提言で共通していることは，設計規模を超える津波に関する対策が重要であるという点である。土木学会では，それを「危機耐性」という性能で，機会学会では「“Beyond”への対応」として，それぞれ提言している。原子力学会では従来から提唱されてきた「深層防護」の理解の深化と適用を強化すべきと述べている。また，国土交通省が港湾の海岸構造物において，設計津波を適切に設定するとともに，設計津波を超える津波に対しても減災効果を高めるために，「粘り強い構造」を目指すことが提言されている。

以上を踏まえると，原子力発電所においては，津波のような自然外力に対して，「深層防護」の概念を念頭に，安全目標を適切に設定した上で，自然外力について設計規模とそれを超える規模を複数設定し，それぞれの規模に応じた対策を構築することが重要であると考えられる。これにより，設計規模の外力に対する安全性に加えて「”Beyond”への対応」

が可能な「危機耐性」という性能を維持することが可能となる。ここに記した内容は未だ概念的なものであることから，原子力発電所の特性を考慮した具体的な体系化が近い将来に行われる必要があるが，そのためには各分野の協働作業が必須である。

なお，津波に関するこのような協働作業の一つとして，日本地震工学会でとりまとめられた「原子力安全のための耐津波工学」があげられる。同書は，地震工学，原子力工学，土木工学等の専門家の知見を結集して，原子力発電所の津波に対する安全確保のための総合技術を体系化したものであり，今後の活用・発展が期待される。

本書で取りまとめた津波評価に関する各要素技術は，原子力発電所の安全審査等において活用されることに加えて，今後体系化される安全性評価の枠組みにおいて必要となる津波の影響を定量的に評価するうえで重要な役割を果たすものである。また，安全評価の枠組みと本書の要素技術については，最新の研究成果等を基に，継続的に調査・研究を重ねて絶え間なく更新し，安全性の向上に努めることが重要であることは言うまでもない。

【付属編　第１章　参考文献】

中央防災会議「東南海，南海地震等に関する専門調査会」(2003)：東南海，南海地震に関する報告,p50,http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/9/(2016 年 4 月参照).

土木学会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 (2016 年 4 月参照).

土木学会原子力土木委員会(2002)：原子力発電所の津波評価技術.

土木学会原子力土木委員会(2011a)：確率論的津波ハザード解析の方法,
http://committees.jsce.or.jp/ceofnp/node/39 (2016 年 4 月参照).

土木学会原子力土木委員会(2011b)：津波研究成果報告会，2011,
http://committees.jsce.or.jp/ceofnp/node/40 (2016 年 4 月参照).

土木学会津波推計・減災検討委員会(2012)：津波推計・減災検討委員会 報告書,
http://committees.jsce.or.jp/2011quake/node/134 (2016 年 4 月参照).

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 (海岸工学)，第 65 巻，pp.291-295.

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.

IAEA(2011)：Meteorological and Hydrological Hazards in Site Evaluation for Nuclear Installations, Draft Safety Guide, DS417, 2011,
http://www-pub.iaea.org/MTCD/publications/PDF/Pub1506_web.pdf (2016 年 4 月参照）.

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 (海岸工学)，第 65 巻，pp.506-510.

JSCE, The Tsunami Evaluation Subcommittee (2006)：Tsunami Assessment Method for Nuclear Power Plants in Japan, 2006,
http://committees.jsce.or.jp/ceofnp/system/files/JSCE_Tsunami_060519.pdf (2016 年 4 月参照）.

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(1998)：地域防災計画における津波対策強化の手引き，1998，99p,
http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chousakai/tohokukyokun/5/pdf/sub3.pdf (2016 年 4 月参照).

国土交通省(2011)：津波防災地域づくりの推進に関する基本的な指針,
http://www.mlit.go.jp/common/000188287.pdf (平成 28 年 8 月参照).

国土交通省港湾局(2013a)：防波堤の耐津波設計ガイドライン，35p，
http://www.mlit.go.jp/common/001012142.pdf（平成 28 年 8 月参照）.
国土交通省港湾局(2013b)：港湾における防潮壁(胸壁)の耐津波設計ガイドライン，18p，
http://www.mlit.go.jp/common/001020131.pdf（平成 28 年 8 月参照）.
国土交通省水管理・国土保全局海岸室・国土技術政策総合研究所河川研究部海岸研究室(2012)：津波浸水想定の設定の手引き，
http://www.mlit.go.jp/river/shishin_guideline/bousai/saigai/tsunami/shinsui_settei.pdf（平成 28 年 8 月参照）.
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），第 69 巻，pp.216-220.
日本電気協会(2008)：原子力発電所耐震設計技術指針，JEAG4601-2008，222p.
日本原子力学会(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―，448p.
日本機械学会 東日本大震災調査・提言分科会(2013)：東日本大震災合同調査報告（機械編），434p.
日本港湾協会(2009)：港湾の施設の技術上の基準・同解説，pp.37-38.
佐々木忍(1959)：三陸沿岸の津波対策について，第 6 回海岸工学講演会講演集，pp.18-28.
田中知(2014)：最終報告書の概要および提言，日本原子力学会事故調査報告会資料，
http://www.aesj.or.jp/jikocho/jikochohokoku20140308.pdf（2016 年 4 月参照）.
U.S. Nuclear Regulatory Commission (2009)：Tsunami Hazard Assessment at Nuclear Power Plant Sites in the United States of America - Final Report (NUREG/CR-6966), 84p, http://www.nrc.gov/reading-rm/doc-collections/nuregs/contract/cr6966/（2016 年 4 月参照）.

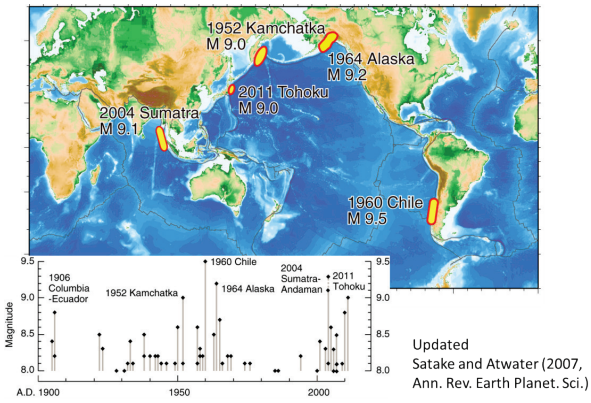
第 2 章　津波波源設定に関する検討

2.1　津波波源設定に関する基本事項

2.1.1　地震の発生領域と地盤物性

(1) 既往地震の発生位置

日本周辺で発生した大規模な既往津波は，プレート境界付近および日本海東縁部に集中しており，西南日本の日本海側および九州の東シナ海側では極めて乏しい。20 世紀以降に世界で発生したマグニチュード（以下，「M」という。）9 以上の地震の分布をみると**図 2.1.1−1** のようであり，いずれも一方のプレートがもう一方のプレートの下へと沈み込むプレート境界（沈み込み帯）で発生している。Rajendran(2013)によれば，1906 年から 2012 年に発生した M8.5 以上のプレート間地震の震源域は**図 2.1.1−2** のようである。震源域は互いに重複していないことがわかる。



発生年	位置	M
1952	カムチャッカ	9.0
1960	チリ	9.5
1964	アラスカ	9.2
2004	スマトラ	9.1
2011	東北	9.0

図 2.1.1−1　20 世紀以降の M9 以上の地震（Satake, 2011）

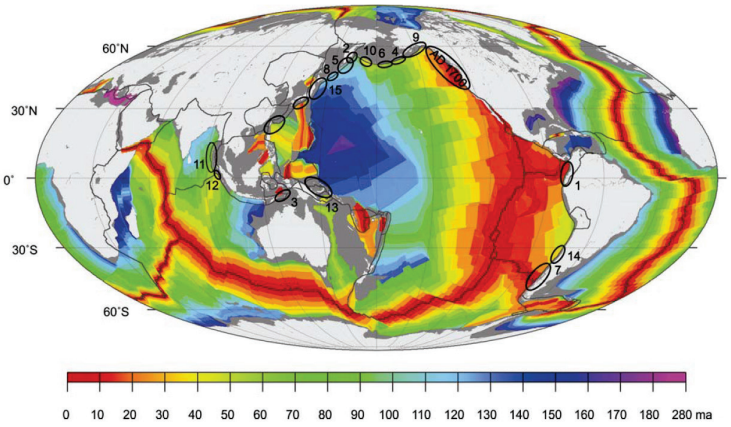


Figure 1. World map centred along the 180th meridian, marking the ruptures of interplate earthquakes ($M \geq 8.5$) from 1906 to 2012, numbered chronologically and listed in Table 1 (data source for earthquake ruptures: NEIC, IRIS; ocean floor age data modified from Muller *et al.*[65]).

図 2.1.1−2　1906 年以降に発生した M8.5 以上の地震の震源域（Rajendran, 2013）

(2) 地震発生層

日本列島周辺では，様々な発生様式の地震が発生しているが，プレート境界地震および地殻内地震のいずれについても，地震の発生する場所が限定されることがわかってきている。プレート境界でプレート間地震が発生する領域は地震発生域（seismogenic zone）と呼ばれており，Pacheco et al.(1993)はその範囲を**図 2.1.1−3** のように定義している。**図 2.1.1−3** の深さ d_s から d_d までの範囲が地震発生域であり，この範囲でプレート境界においてスラスト型（低角逆断層型）の地震が発生すると考えられてきた。ただし，海溝軸付近および深部の遷移領域においてもある程度の固着があることがわかってきており，津波の波源モデルにこれらが含まれる可能性を考慮することもある。

Lay et al.(2012)は，大地震と中規模地震における地震波放射特性の違いを説明するため，巨大地震を発生させるプレート境界の深さ方向の挙動の違いを分析した。傾斜方向を**図 2.1.1−4** に示す 4 つの領域に分類したうえで，津波および地震波の分析から，近年の大地震の破壊領域を図中の表のように推定した。津波地震領域 A は単独で活動する場合も，より深部とともに活動する場合もあるとしている。遷移領域 D は，非地震性のすべりが支配的であり，存在しないプレート境界もあるとしているが，長周期地震動の発生が報告されている。大地震時に領域 D が果たす役割については，今後の検証を要すとしている。

内陸型地殻内地震についてみても，**図 2.1.1−5** に示すように，特定の深さ以上に破壊が進行しない「地震発生層」（seismogenic layer）が存在することが指摘されている。地震発生層の下限が存在する原因は，岩石の破壊様式が温度と圧力，すなわち深さによって変化するためであると考えられる（伊藤，2008）。したがって，地震規模が一定以上に大きくなると断層の幅は頭打ちになる。

なお，この地震発生層の厚さは，場所により変化する。

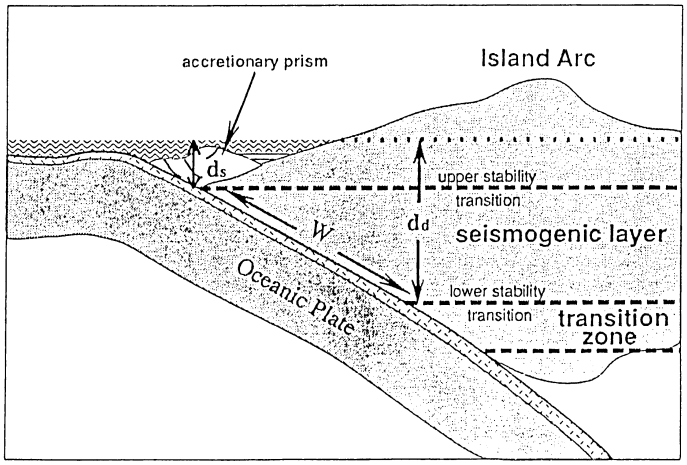
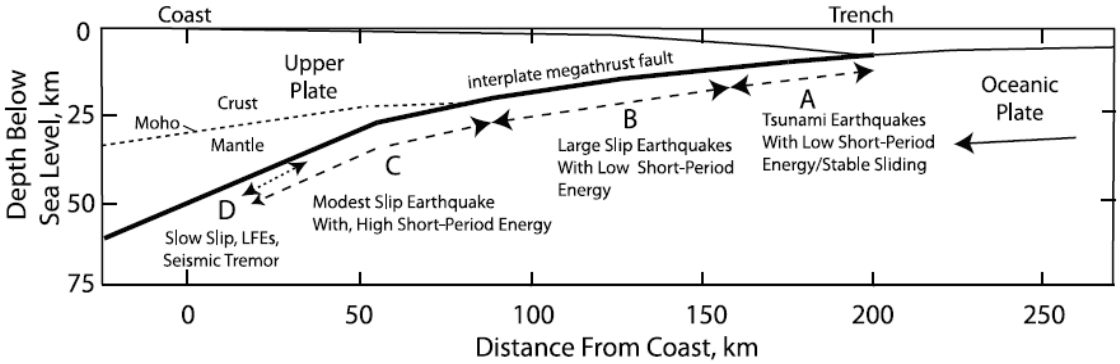
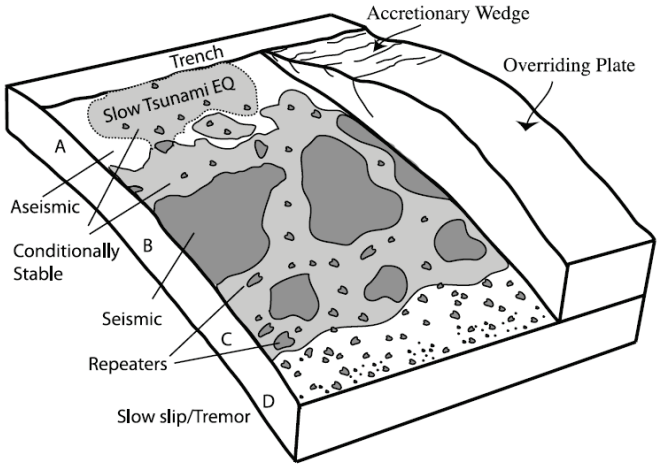


図 2.1.1−3 プレート境界地震の発生領域と津波地震の発生領域（Pacheco et al.，1993）





領域	特徴
A – near trench domain	・海溝から海面下約15kmまで ・非地震性すべりと津波地震時の大きなすべり ・長いライズタイムと小さな破壊伝播速度
B – central megathrust domain	・海面下15-30km ・大きなすべりと中規模の短周期エネルギー放出
C – downdip domain	・海面下35-55km ・中程度のすべりと大規模な短周期エネルギー放出
D – transition domain	・(海洋プレートが若く、傾斜が緩い場合)海面下30-45km ・スロースリップ，低周波地震(LFE)等が発生

図 2.1.1－4　プレート境界の深さ方向の領域分け（Lay et al.，2012）

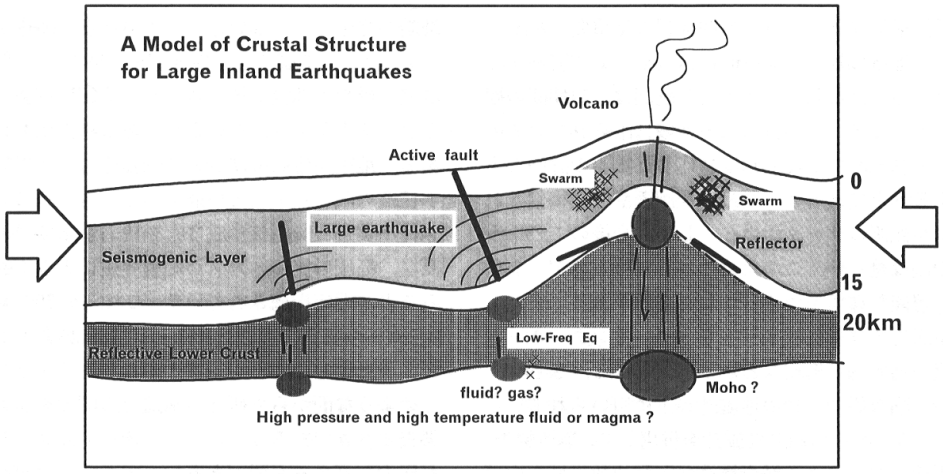


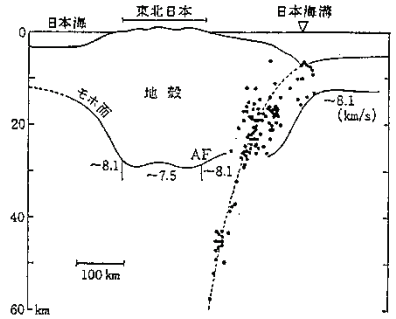
図 2.1.1－5　地殻構造と内陸大地震発生の模式図（伊藤，1998）

(3) 震源付近の媒質の剛性率

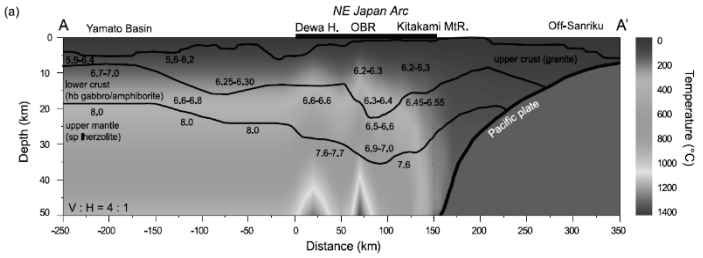
図 2.1.1－6 に P 波速度構造の検討例，**表 2.1.1－1** に P 波と S 波の速度比の既往研究例を示す。こうしたデータを用いて，位置や深さに対応する剛性率を見積もると，**表 2.1.1－2** に示す結果が得られる。

このうち，「断層面が深さ 20km 以浅と以深にまたがって存在する」場合において，すべり量の不均質性を考慮した断層モデルを用いる際には，地震モーメントの分布を考慮して剛性率を算出することも可能である。

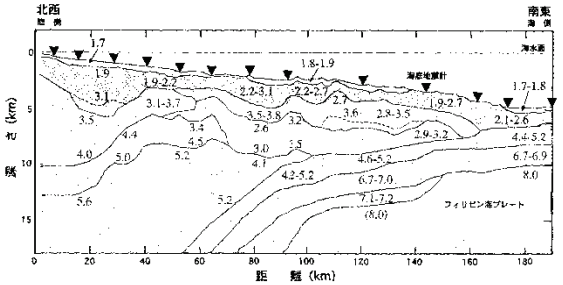
全球の地殻構造に関するデータセットとしては，Crust1.0（Laske et al.，2013）がある。Crust1.0 は地殻のタイプや年齢に基づき，水域～堆積層～下部地殻までの 8 層の Vp，Vs，密度を 1 度格子で与えている。



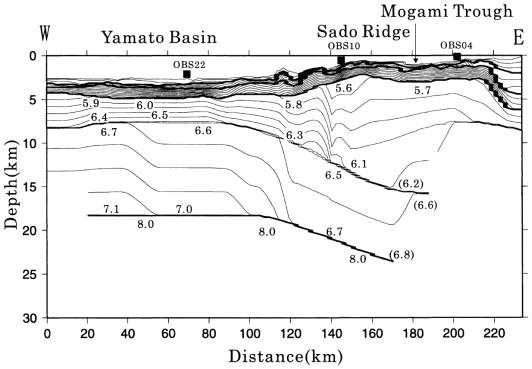
(a)東北日本周辺（吉井，1977）



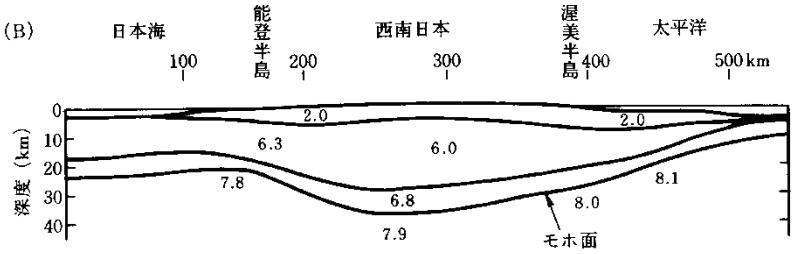
(b)東北日本周辺（武藤・大園，2012　©日本地質学会）



(c)日向灘沖（宮町・後藤，1999）



(d)秋田沖日本海東縁部（西坂ほか，2001）



(e)西南日本周辺（周藤・牛来，1997）

図 2.1.1−6　P 波速度構造に関する既往研究例

表 2.1.1−1　*Vp/Vs* 比に関する既往研究例（伊藤・大東，1996）

地域	上部地殻	下部地殻	上部マントル	文献・備考
近畿	1.67		1.78	Yoshiyama(1957)
西南日本	1.68		1.75～1.79	角田(1968)
紀伊半島	1.716±0.021			渡辺・黒磯(1967)
東北			1.77	宇津(1969)
中国	1.70～1.71	1.73		Hashizume(1970)
東北	1.66	1.75	1.70～1.75 1.75～1.80	堀内ほか(1977) マントルの値は火山フロントの東西
近畿北部	1.70			黒磯・渡辺(1977)
函館群発	(1.66)			高波ほか(1980) 表層の値
中部東海	1.68±0.02	1.75～1.81	1.77	Ukawa and Fukao(1981) 真の V_p, V_s から求めた値
四国	(1.58～1.65) 1.731	1.75	1.73	岡野・木村(1983) ( )内は表層の値
飛騨周辺 長野県 北関東 甲府周辺 富士箱根 甲府周辺	1.67±0.01 1.69±0.01 1.71±0.01 1.69±0.01 1.69～1.78 1.66～1.71			橋田・鵜川(1995)
日航付近 長野県西部 兵庫県南部	1.682±0.016 1.700±0.053 1.680±0.023	1.686※ 1.686※ 1.76※	1.90 1.76※	大東・伊藤(1995) ※は真の V_p, V_s から求めた値

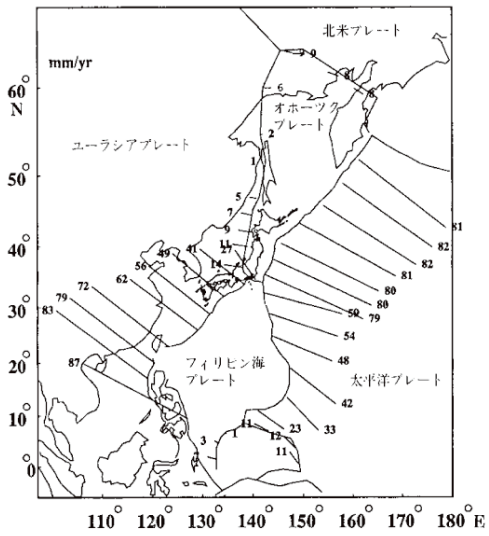
表 2.1.1−2　震源付近の媒質の剛性率

海　域	根　拠	剛性率
・西南日本陸側プレート内 ・日本海東縁部 ・プレート境界浅部（断層面全体が深さ 20km 以浅に存在する場合）	*Vp*=6.0km/s *Vp/Vs*=1.6～1.7 ρ =2.7～2.8g/cm^3 とすれば， μ =3.36×10^{10}～3.94×10^{10} N/m^2 となる。この中間的値とする。	3.5×10^{10} N/m^2 (3.5×10^{11} dyne/cm^2)
・海洋プレート内 ・プレート境界深部（断層面全体が深さ 20km 以深に存在する場合）	*Vp*=8.0～8.1km/s *Vp/Vs*=1.75～1.80 ρ =3.2～3.5g/cm^3 とすれば， μ =6.31×10^{10}～7.50×10^{10} N/m^2 となる。この中間的値とする。	7.0×10^{10} N/m^2 (7.0×10^{11} dyne/cm^2)
・プレート境界中央部（断層面が深さ 20km 以浅と以深にまたがって存在する場合）	浅部と深部の中間的値とする。	5.0×10^{10} N/m^2 (5.0×10^{11} dyne/cm^2)

(4) プレート相対運動および境界形状

図 2.1.1－7 に瀬野(2005)による日本列島周辺のプレート相対運動速度の概略値を示す。このほかにも Loveless and Meade(2010)では日本列島周辺を細分化したブロックの相対運動が算定されており，両者は概ね調和的である。

Bird(2003)は，世界のプレート相対運動モデル（PB2002）を提案し，プレート境界をタイプ分けしている。千島海溝～日本海溝，南海トラフ～琉球海溝，伊豆・小笠原海溝は沈み込み帯である Subduction Zone（SUB）に区分されている。日本海東縁部は Oceanic Convergent Boundary（OCB）とされ，収束境界ではあるが，沈み込み帯とは区別されている。これら 2 タイプの定義を**表 2.1.1－3** に示す。



（単位：mm/年）

図 2.1.1－7　日本列島周辺のプレート相対運動速度の概略値
（瀬野，2005　©東京地学協会）

表 2.1.1－3　プレート境界タイプ SUB および OCB の分類条件（Bird，2003）

分類	分類条件	備考
SUB	・収束速度をもつプレート境界である ・ベニオフ帯（深発地震面）または並行する第四紀火山帯を伴う	
OCB	・180Maより新しいことが知られている海底または水深2000m以上の海底に全体が収まっている ・プレート間相対運動速度の向きが境界に対して20°以上で、収束速度をもつ	

プレート間地震による津波波源をモデル化するためには，プレート境界の深さ分布のデータが必要である。プレート境界形状に関する各種文献のほか，利用可能なデータとして以下が挙げられる。

・防災科学技術研究所：地震ハザードステーション（J-SHIS）
http://www.j-shis.bosai.go.jp/

・米国地質調査所（USGS）：Slab Models for Subduction Zones
http://earthquake.usgs.gov/data/slab/
・地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)：日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価
・文部科学省研究開発局・独立行政法人海洋研究開発機構(2013)：東海・東南海・南海地震の連動性評価研究プロジェクト　東海・東南海・南海地震の連動性評価のための調査観測・研究（平成 20～24 年度）成果報告書
・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）

(5) プレート間の固着と地震規模

近年，機械記録や古文書により情報が得られている期間より長周期で発生する「スーパーサイクル」の地震（Sieh et al., 2008）が提案されてきている。

西村(2012a)は，**図 2.1.1－8** のように，測地観測から推定されたカップリングの強いプレート境界と 20 世紀以降の巨大地震の発生域は整合するとしている。そのうえで，測地学的なプレート間カップリング研究の進展を踏まえた知見の現状を，以下のようにとりまとめている。

・沈み込み帯ごとの平均的な固着度（カップリング）
  ➢強い：カスケード，チリ，スマトラ，南海トラフ
  ➢中程度：カムチャッカ，アリューシャン，アラスカ，メキシコ，中米，コロンビア，ペルー，日本海溝
  ➢弱い：西太平洋の沈み込み帯（ニュージーランド，トンガ，伊豆・小笠原・マリアナなど）
・過去の超巨大地震（モーメントマグニチュード（以下，「M_w」という。）～9）の震源域では，中程度～強い固着が推定されているが，一様に固着が強いという訳ではない。固着が弱いと推定されている沈み込み帯では，超巨大地震は知られていない。
・固着域の幅（部分固着を含む）は，最大で 300km 程度。最大級の幅をもつチリ，アラスカ，日本海溝では全て超巨大地震の発生が知られている。
・アリューシャンなどのように，沈み込み帯の走向方向に固着度が大きく変化する沈み込み帯も多い。
・プレート間カップリングをプレート相対速度，沈み込むプレートの年代のようなパラメータ単一で説明することは難しいが，複数の要素（例えば Scholz and Campos, 1995）を組み合わせて固着度の有無を説明する試みは有効である。

この中で触れられている Scholz and Campos(1995)は，Scholz and Campos(2012)により更新されている。Scholz and Campos(2012)は，地震の履歴から地震学的な，GPS

データから測地学的なプレート間カップリングを推定し，両者は少数の例外を除き，10%以内の差で整合するとしている。**表 2.1.1−4** によれば，本州（日本海溝沿い）のカップリング係数は 0.54～0.65，南海トラフでは 1.0，琉球海溝では 0 であり，カップリング係数とプレート間に作用する法線方向の力には関係があるとしている。

Wang and Bilek(2014)は，プレート境界面形状と地震規模の関係を**図 2.1.1−9** のように整理し，以下の見解を示している。

- 観測された全ての巨大地震は，滑らかな地形が沈み込む海域で発生している。起伏の激しい地形を伴うプレート境界はクリープしており，超巨大地震を発生させない。
- 沈み込む海山は，起伏の激しい地形の典型例である。海山が沈み込む領域では中小規模の地震を伴うが，大地震を発生する証拠は得られていない。2011 年東北地方太平洋沖地震の破壊の南側での停止は，フィリピン海プレートが下盤となる位置ではなく，海山が沈み込む領域で生じた。

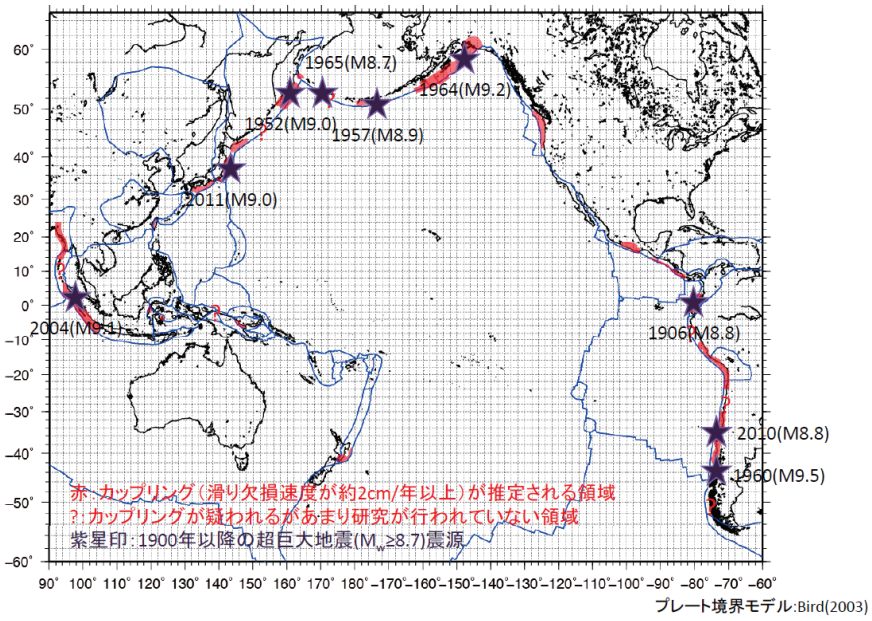


図 2.1.1−8　測地観測から推定されたカップリング領域（西村，2012a）

表 2.1.1−4　プレート間カップリングの推定（Scholz and Campos, 2012）

Table 1. Subduction Zone Coupling Parameters

Subduction Zone	ΔF_n (N-m^1 × 10^{12})	$\dot{P}_s$ (10^9m^3/yr)	$\dot{P}_g$ (10^9m^3/yr)	$\frac{\dot{P}_S-\dot{P}_G}{\dot{P}_G}$	χ_s	χ_g	W_c (km)	L_c (km)	v_p (mm/yr)
Honshu	1.5	3.0–3.3	3.1–3.7	0.06	0.59	0.54-.65	110	625[a]	83
Hikurangi	4.1	0	0	0	0	0	–	–[b]	
Kamchatka	1.79	6.75	6.4–8.9[c]	−0.11	0.51	0.48-.67	160	1000	83
Kuriles	2.52	5.3			0.59		180	1350	83
Nankai/Tokai	0.17			0	1.0	1.0			55
Cascadia	0.04	2.7[d]	2.6	0.04	1.0	1.0	60	1100	40
Ryukyus	n.a.		0	0	0.0	0.0			
Hokkaido	2.52	3.1[e]	2.9	0.07	0.66	0.62	115	500	83
Central Chile	0.44	2.9	4.1	−0.29	0.70	1.0	130	450	68
South Chile	0.10	6.2–9.3	7.3	0.06	0.82–1.0	0.96	130	850	69
North Chile	−0.47	3.4	3.6	−0.02	0.94	1.0	102	450	79
Sumatra	0.63	5.4–9.0	10.8	−0.33	0.5–0.83	1.0	150	1600	45
N. Tonga	1.26	2.1		n.a.	0.65		68	550	80
Central Aleutians	0.42	1.4	1.64	−0.15	0.82	0.96	80	350	61
Alaska	0.35	3.5–5.0	4.3	−0.01	0.5–0.72	0.62	160	500	55
E.Aleutians, Samedi Is.	0.4	1.1–2.5	1.9	−0.05	0.55–0.8	0.80	180	400	59
E. Aleutians Shumagin Is.	0.4	n.r.	0.2			0.30	84	125	63
Central Peru	−1.29	3.2	2.9	−0.07	0.80	0.75	130	500	61
South Peru	−1.29	2.9			0.75		107	500	62
Colombia-Ecuador	0.12		1.3			0.50	90	500	58
Central America	0.26	0.74	1.7	−0.61	0.10	0.20	106	850	85
Mexico	0.15	1.5	1.4	−0.07	1.0	0.9	50	550	57

[a]South end decoupled.
[b]South end coupled.
[c]Coupling decreases to north.
[d]M_w9.1 T = 520.
[e]M_w8.8 T = 400.

χ_s：地震学的に求めたカップリング率

χ_g：測地学的に求めたカップリング率

v_p　：プレート運動速度

ΔF_n:プレート境界面に法線方向に作用する力

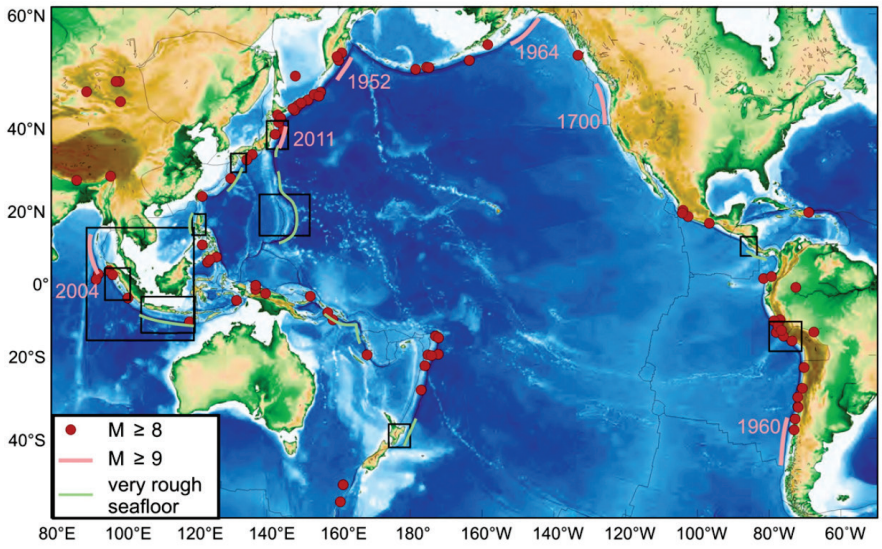


Fig. 1. World map showing general lack of correlation between rugged subducting seafloor and great megathrust earthquakes and showing locations of map areas of Fig. 2 through 10 and 14. Rupture extents of giant ($M_w \geq 9$) events are indicated with pink lines. Epicentre locations of other great ($M_w \geq 8$) events are from the USGS/NOAA catalogue for the time period of 1903–2012.

図 2.1.1−9　起伏の激しい海底と巨大地震の発生位置の分布（Wang and Bilek, 2014）

2.1.2 スケーリング則および応力降下量

(1) 地震規模に関するスケーリング則

本編 4.2.1.1 に示したとおり，M_w 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，すべり量 D のいずれにも限界を設定しない方法

$$\log M_0(N\cdot m) = 1.5M_w + 9.1, \quad M_0 = \mu LDW$$

M_0 ： 地震モーメント， μ：震源周辺媒質の剛性率，

L ： 断層長さ，W ： 断層幅，D ： すべり量

であるため，M_w が 0.1 増加すると M_0 は $10^{0.15}$ 倍となる。L, W, D のいずれにも限界を設定しない場合，M_w が 0.1 増加すると L, W, D がいずれも $10^{0.05}$=1.12 倍となる。

② 断層幅 W のみに限界を設定する方法（L モデル）

W が上限に達しているとき，M_w が 0.1 増加すると L，D がいずれも $10^{0.075}$=1.19 倍となる。

③ 平均すべり量 D と断層幅 W に限界を設定する方法（W モデル）

D，W が上限に達しているとき，M_w が 0.1 増加すると L が $10^{0.15}$=1.41 倍となる。

これら 3 つの関係は，後述する Irikura and Miyake(2011)および Murotani et al.(2015)の 3 ステージのスケーリング則に対応している。3 ステージのスケーリング則では，断層長さが増大するにつれ①→②→③の関係にシフトする。③は断層長さに対し，すべり量が飽和している状態であり，近年，各種データにより裏付けられてきている。

(2) 静的応力降下量

断層の破壊前後における応力の解放量を応力降下量という。断層運動の開始前と完了後のせん断応力の差分を特に静的応力降下量という。静的応力降下量は，着目する代表長さあたりのすべり量に相当するため，これが大きければ，断層長さや断層面積あたりのすべり量が大きくなる。

前提条件に応じ，静的応力降下量の表現は以下のように様々な方法でなされる。津波の断層パラメータの設定においては，断層幅に対し長さが特に長大でなければ，このうち Eshelby(1957)による円形断層の式が用いられることが多い。

$$\Delta\sigma = (7/16)\, M_0/(S/\pi)^{1.5}$$

ただし，$\Delta\sigma$：応力降下量，M_0：地震モーメント，S：断層面積

これは，平均すべり量 D が $S^{0.5}$ に比例する関係に帰着し，**本編 4.2.1.1** に述べた関係のうち「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」に対応している。そのほか，静的応力降下量の式には以下のようなものがある（佐藤編，1989）。

(A) $\Delta\sigma = 16/3\pi \cdot \mu U/W$ （無限長の潜在縦ずれ断層：Starr，1928）

(B) $\Delta\sigma = 8/3\pi \cdot \mu U/W$ （無限長の地表垂直縦ずれ断層）

(C) $\Delta\sigma = 4/\pi \cdot \mu U/W$ （無限長の潜在横ずれ断層：Knopoff，1958）

(D) $\Delta\sigma = 2/\pi \cdot \mu U/W$ （無限長の地表垂直横ずれ断層）

(E) $\Delta\sigma = 1.48 \cdot \mu U/W$ （無限長の潜在断層，上記 A と C の平均）

(F) $\Delta\sigma = 0.74 \cdot \mu U/W$ （無限長の地表垂直断層，上記 B と D の平均）

(G) $\Delta\sigma = \dfrac{7\pi}{16} \cdot \dfrac{\mu U}{r} = \dfrac{7M_0}{16r^3}, \cdot r^2 = LW$ （円形断層：Eshelby,1957）

(H) $\Delta\sigma = \dfrac{2}{3\pi} \cdot \dfrac{\mu U}{W} \cdot \dfrac{(2+4\xi^2)}{\sqrt{1+\xi^2}} = 2M_0/3\pi \cdot \left(\dfrac{4}{L^2} + \dfrac{3}{W^2}\right) \Big/ \sqrt{L^2+W^2}, \quad \xi = \dfrac{W}{L}$

（有限長の潜在横ずれ断層の中央における値：Chinnery，1969）

(I) $\Delta\sigma = \dfrac{\mu U}{2\pi} \cdot \left[\dfrac{3}{l} + \dfrac{2l}{aW} - \dfrac{l(3a+4W)}{a(a+W)^2}\right], \quad a = \sqrt{l^2+W^2}, \qquad l = L/2$

（有限長の地表垂直横ずれ断層の地表中点における値：Chinnery，1964）

(3) プレート間地震のスケーリング則と応力降下量に関する知見

Murotani et al.(2013)は，世界のプレート間地震の断層モデルを分析し，M_w=6.7～9.2 の地震に対し以下のスケーリング則を提案している（**図 2.1.2－1**）。

$$S = 1.34\times10^{-10} M_0^{2/3}$$

$$D = 1.66\times10^{-7} M_0^{1/3}$$

$$S_a = 2.81\times10^{-11} M_0^{2/3} = 0.2S$$

ただし，S は断層面積(km^2)，M_0 は地震モーメント(N・m)，D は平均すべり量(m)，S_a はアスペリティ面積である。上式に対し剛性率を計算すると μ=4.5×10^{10}(N/m^2)，円形破壊面の式により応力降下量は $\Delta\sigma$=1.57(MPa)となる。**図 2.1.2－1** に与えられた標準偏差を考慮したとき，応力降下量は 1.57/1.91=0.82～1.57×1.91=3.00(MPa)の範囲となり，これは M_w±0.2 の範囲にほぼ相当する。更に，Murotani et al.(2013)による応力降下量の 0.5×標準偏差の範囲は，1.57/1.91$^{0.5}$=1.14～1.57×1.91$^{0.5}$=2.17(MPa)となり，M_w±0.1 の範囲にほぼ相当する。

内閣府(2012)は，世界の海溝型巨大地震 6 例の断層モデルを分析し，**表 2.1.2－1** の

とおり平均応力降下量の平均値を 1.2MPa，平均値に標準偏差を加えた値は 2.2MPa，平均値から標準偏差を引いた値は 0.7MPa であるとしている。そのうえで，M_w8 よりも小さな地震も含めると，海溝型地震の平均応力降下量の平均値が 3.0MPa であることと，中央防災会議で海溝型地震の津波の検討において平均応力降下量は 3.0MPa を用いてきたことを踏まえ，南海トラフの巨大地震の主部断層（プレート境界面の深さ 10km より深い領域）にこれを適用している。

この応力降下量 3.0MPa は，保守的にみたプレート間地震の応力降下量として近年用いられることが多いが，Murotani et al.(2013)の関係からみてもパラメータの標準偏差の範囲で上限的な応力降下量である。

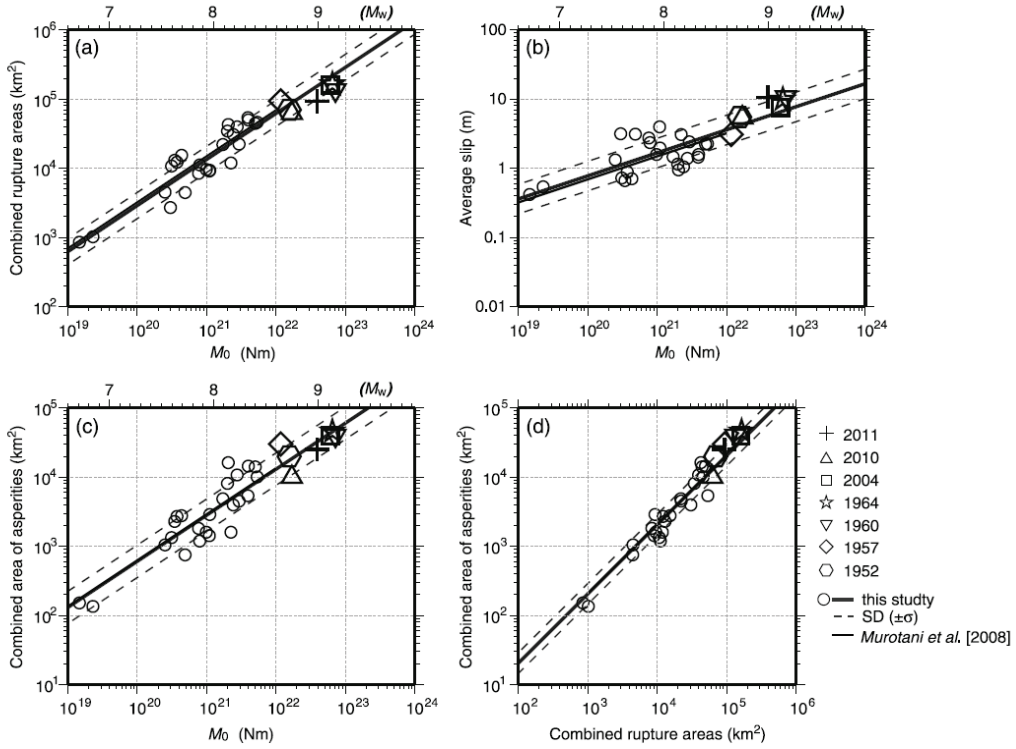


図 2.1.2−1　プレート間地震のパラメータ間の関係（Murotani et al., 2013）

表 2.1.2－1　世界のプレート間大地震の応力降下量（内閣府，2012）

Earthquake	Reference	data	M0 (N m)	Mw	S (km2)	σ (MPa)	log10(⊿σ)	地震別中央値	地震別平均値MPa	地震毎残差	地震毎分散	残差
2003 Tokachi-oki	Tanioka et al.(2004)	Tu	1.00E+21	8	9600	2.6	0.41	0.41	2.60	0.00	0.000	0.108
1946 Nankai	Satake (1993)	Tu, G	3.90E+21	8.3	59400	0.7	-0.15			0.01		
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	4.00E+21	8.3	54000	0.8	-0.10	-0.05	0.89	0.00	0.006	0.018
	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	48600	0.5	-0.30			0.01		
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	2.80E+21	8.2	43200	0.8	-0.10	-0.22	0.60	0.02	0.004	0.095
	Tanioka and Satake (2001b)	Tu	2.00E+21	8.1	42525	0.6	-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年チリ地震	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	0.009	0.000
	Fujii and Satake	Tsunami+衛星	6.00E+22	9.12	220000	1.5	0.16			0.01		

	中央値の平均値	分散
log(⊿σ)	0.09	0.069
⊿σ	1.2	標準偏差
		0.26
+標準偏差	2.2	
-標準偏差	0.7	

(4) 断層面上のすべり量分布の不均質性

地震時の断層運動は一様ではなく，断層面上にはすべり量が局所的に大きな部分が存在することが知られている。Somerville et al.(1999)は，1971 年～1995 年に発生した 15 の地殻内地震の震源パラメータを統計解析し，**表 2.1.2－2** に示すスケーリング則を得ている。この関係は，強震動予測の分野において，不均質モデルの標準的関係として用いられている。この断層運動の不均質性は津波にも影響する。津波波形のインバージョンにより断層運動の不均質性を求める研究が Satake(1989)以来行われている。インバージョン法の概略を**図 2.1.2－2** に示す。この方法では，断層面をいくつかの小断層に細分化し，それぞれについて単位すべり量を与えたときの，観測点での計算津波波形をグリーン関数とする。各グリーン関数に重みをつけた重ね合わせが観測波形に適合するよう，重み（各小断層のすべり量）を最小自乗法により決定する。安中ほか(1999)は，評価関数に津波痕跡高を導入するとともに，浅海域での非線形性を反映する方法を提案している。対象とする断層の規模が大きい場合，小断層ごとの変位の時間変化をインバージョン対象に含める方法も用いられてきている（例えば，Satake et al., 2013)。

すべり量分布の不均質性を反映した想定津波の波源モデルには，**付属編 2.2** および**付属編 2.3** に示す特性化モデルが用いられることが多いが，よりランダムなすべり量の分布を表現する手法も提案されている。これらは Mai and Beroza(2002)によるランダム震源モデルの作成方法に準拠しており，断層面上のすべり量分布等を波数領域に展開し，相関距離を設定することにより，大規模な地震では大きなすべり量のパッチをもつ複雑な波源モデルが作成される。Goda et al.(2014)（**図 2.1.2－3**)および Fukutani et al.(2015)は日本海溝沿い，安田ほか(2015)は南海トラフの津波に適用し，

すべり量分布の不確かさが津波水位に与える影響を評価している。

表 2.1.2－2　不均質断層モデルのスケーリング則（Somerville et al., 1999）

Rupture Area vs. Seismic Moment	$A(km^2) = 2.23\times10^{-15}\times M_0^{2/3}(dyne\cdot cm)$
Average Slip vs. Seismic Moment	$D(cm) = 1.56\times10^{-7}\times M_0^{1/3}(dyne\cdot cm)$
Combined Area of Asperities vs. Seismic Moment	$A_a(km^2) = 5.00\times10^{-16}\times M_0^{2/3}(dyne\cdot cm)$
Area of Largest Asperity vs. Seismic Moment	$A_l(km^2) = 3.64\times10^{-16}\times M_0^{2/3}(dyne\cdot cm)$
Radius of Largest Asperity vs. Seismic Moment	$r_l(km) = 1.08\times10^{-8}\times M_0^{1/3}(dyne\cdot cm)$
Average Number of Asperities	2.6
Area of Fault Covered by Asperities	0.22
Average Asperity Slip Contrast	2.01
Hypocentral Distance to Center of Closest Asperity vs. Moment	$R_A(km) = 1.35\times10^{-8}\times M_0^{1/3}(dyne\cdot cm)$
Slip Duration vs. Seismic Moment	$T_R(sec) = 2.03\times10^{-9}\times M_0^{1/3}(dyne\cdot cm)$
Corner Spatial Wavenumber Along Strike	$\log KC_x(km^{-1}) = 1.72 - 0.5M_w$
Corner Spatial Wavenumber Down Dip	$\log KC_y(km^{-1}) = 1.93 - 0.5M_w$

※ Somerville et al.(1999)に単位を加筆した。

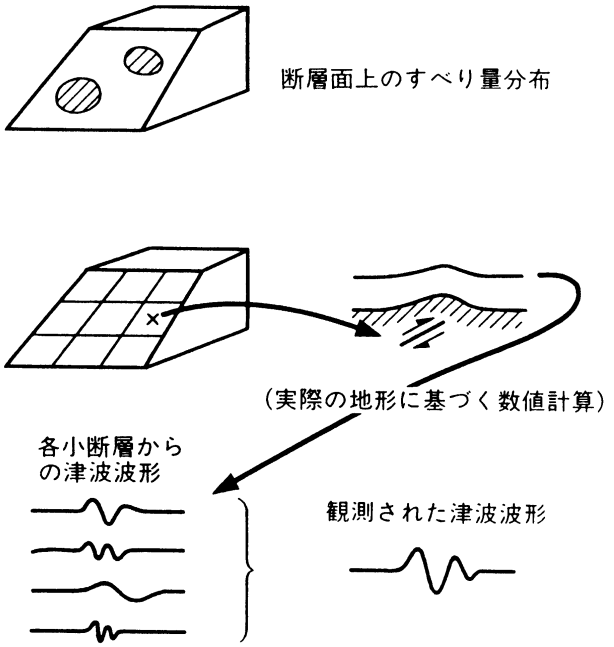


図 2.1.2−2　津波波形のインバージョンの模式図（佐竹，1991）

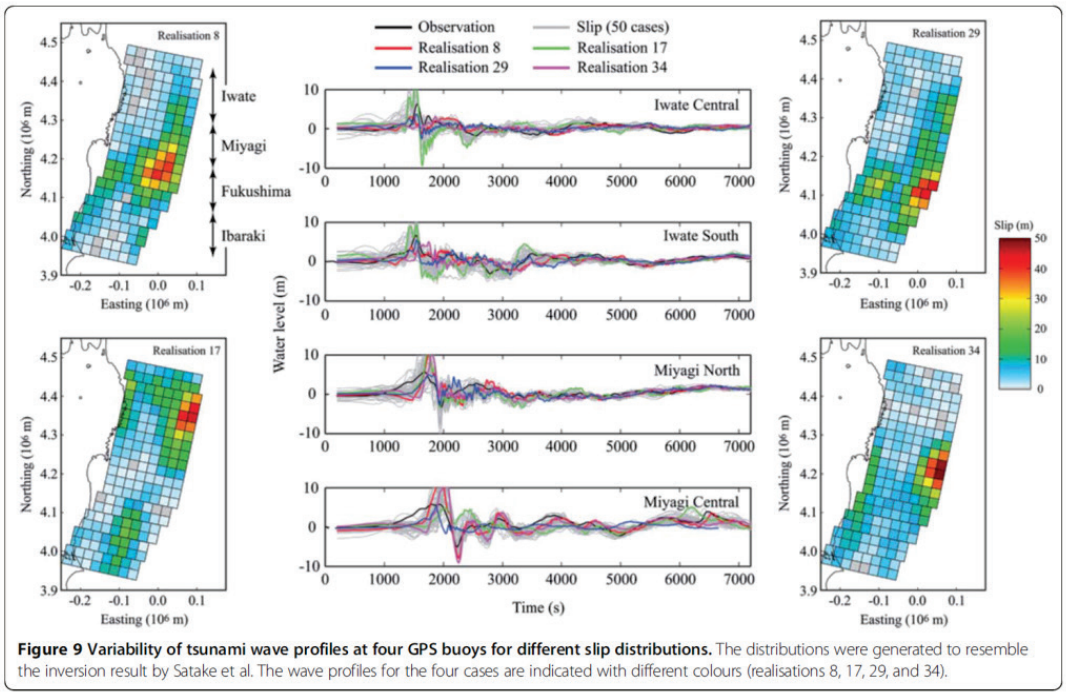


Figure 9 Variability of tsunami wave profiles at four GPS buoys for different slip distributions. The distributions were generated to resemble the inversion result by Satake et al. The wave profiles for the four cases are indicated with different colours (realisations 8, 17, 29, and 34).

図 2.1.2−3　ランダム波源モデル作成例（Goda et al., 2014）

2.2　プレート境界付近に想定される地震

2.2.1　2011 年東北地方太平洋沖地震より得られた知見

ここでは，2011 年東北地方太平洋沖地震に関する知見から，想定津波の設定方法の参考となり得る点を抽出，整理する。

(1) 地震規模と破壊領域のひろがり

2011 年東北地方太平洋沖地震では**図 2.2.1－1** に示す領域区分のうち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で大きなすべり量が観測され，三陸沖中部，宮城県沖，福島県沖，茨城県沖の領域も震源域とされた。M_w9.0 という地震規模，破壊領域の広さ（長さ約 450km，幅約 200km）は，従来の想定を大きく上回るものであった。この地震に関し，以下の点が特徴として挙げられる。

- 海溝軸付近の津波地震領域と典型的なプレート間地震領域にまたがる破壊が生じた。
- 海溝軸付近で過去に津波地震の発生が知られていなかった領域に破壊が及んだ。
- 走向方向，傾斜方向ともにすべり量の大きな偏差がみられる。

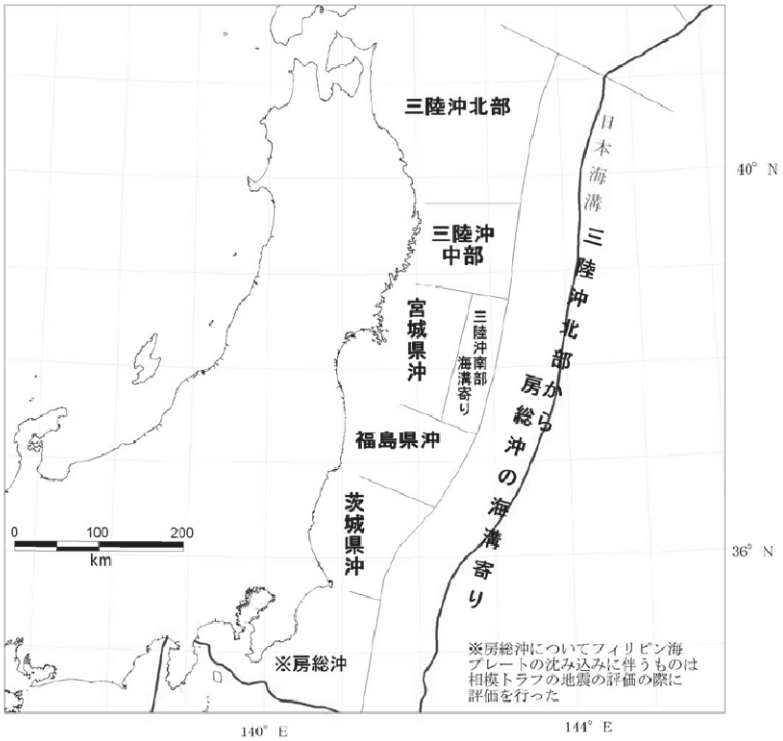


図 2.2.1－1　三陸から房総沖の領域区分（地震本部，2011）

(2) 海溝軸付近の大きなすべり

海溝軸付近で 50m 前後のすべりが生じたことが，複数の方法により共通して推定されている。**図 2.2.1－2** に示した国土地理院・海上保安庁(2011)による地殻変動再現モデルでは，最大約 56m のすべり量となっている。

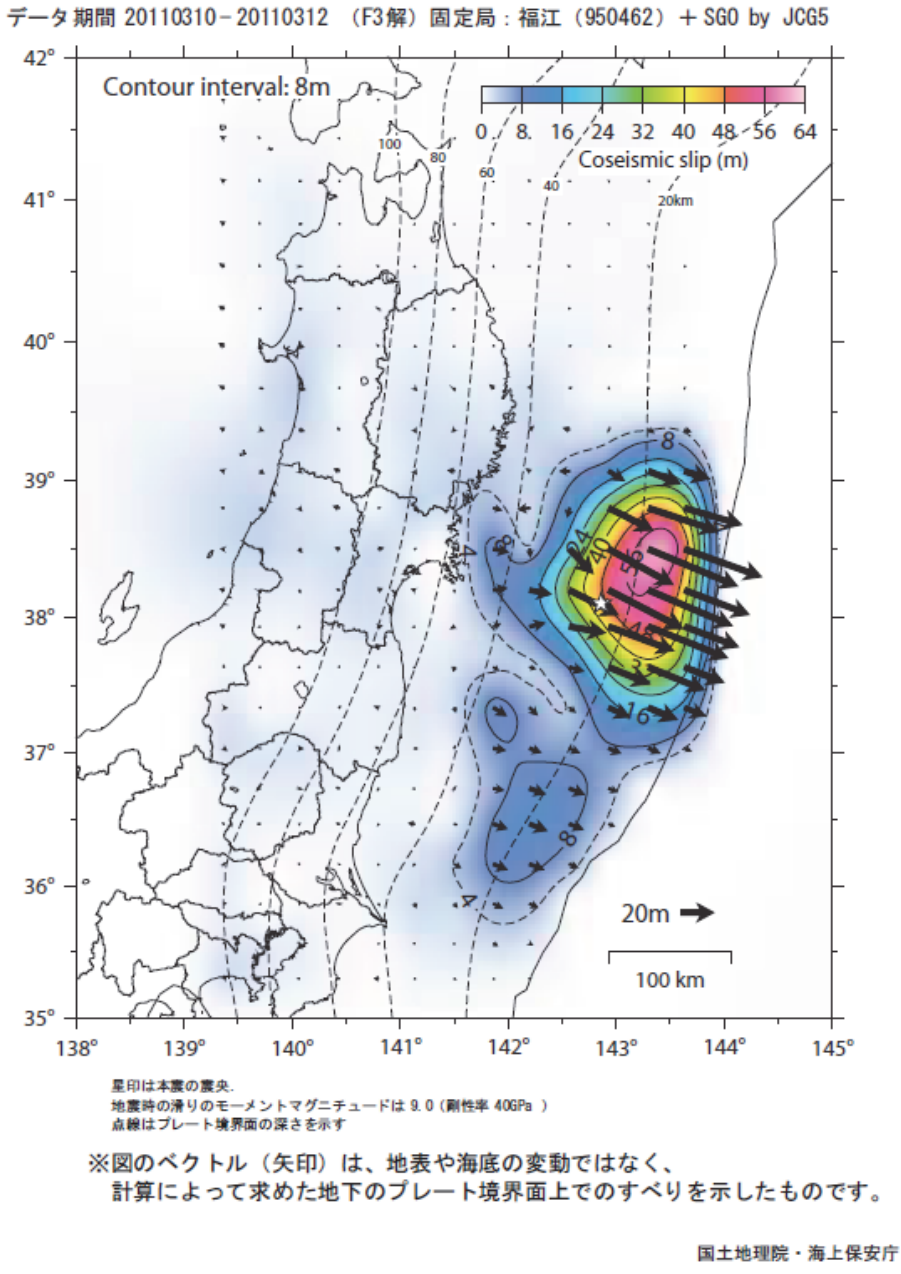


図 2.2.1－2 陸上および海底の地殻変動を説明するための 2011 年東北地方太平洋沖地震のすべり量分布（国土地理院・海上保安庁，2011）

(3) 蓄積応力の解放

東北地方太平洋沖地震の発生領域の広い範囲にわたり，蓄積されたひずみが解放されたとの指摘がある。また，従来は固着が非常に弱いとされてきた海溝軸付近においても，ある程度の固着と応力蓄積があった可能性も指摘されている。

Hasegawa et al.(2012)は，2011 年東北地方太平洋沖地震の発生前後で，応力状態が変化していることにより，三陸沖中部～福島沖に蓄積されていたひずみはほぼ完全に解消されたとしている。海洋研究開発機構(2013)は，地球深部探査船「ちきゅう」の掘削調査に基づき，東北地方太平洋沖地震震源域の応力状態が圧縮から伸張に変化したとしている。

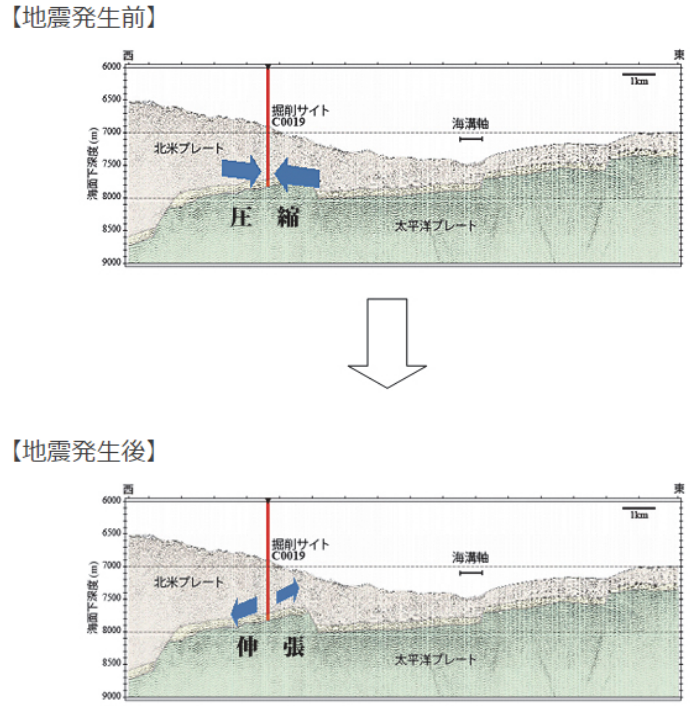


図5　地震前後の応力状態変化の模式図

図 2.2.1－3　応力解放に関する知見（海洋研究開発機構，2013）

(4) 地震前に得られる情報と地震時の現象の対応

Zhao et al.(2011)によれば，プレート境界の高速度域と，東北地方太平洋沖地震の大すべり領域は対応している。また，高速度域は海山等の沈み込みに対応してプレート間が強く固着するアスペリティを形成しており，この領域では長期間の応力が蓄積することにより，巨大地震の核を形成するとしている。

西村(2012b)によれば，地震前に GPS データより推定されるすべり欠損が大きかった場所と，地震時の大きなすべり領域は概ね対応している。ただし，すべり欠損の分布

は，地震の余効変動等の影響を受け，時期により変化する。纐纈ほか(2012)は，バックスリップの大きな領域は超巨大地震のサイクルに関係しているとしている。

このような知見に基づき，地震時に大きな応力を解放する領域を，地震間に得られる情報と関係づけられる可能性がある。

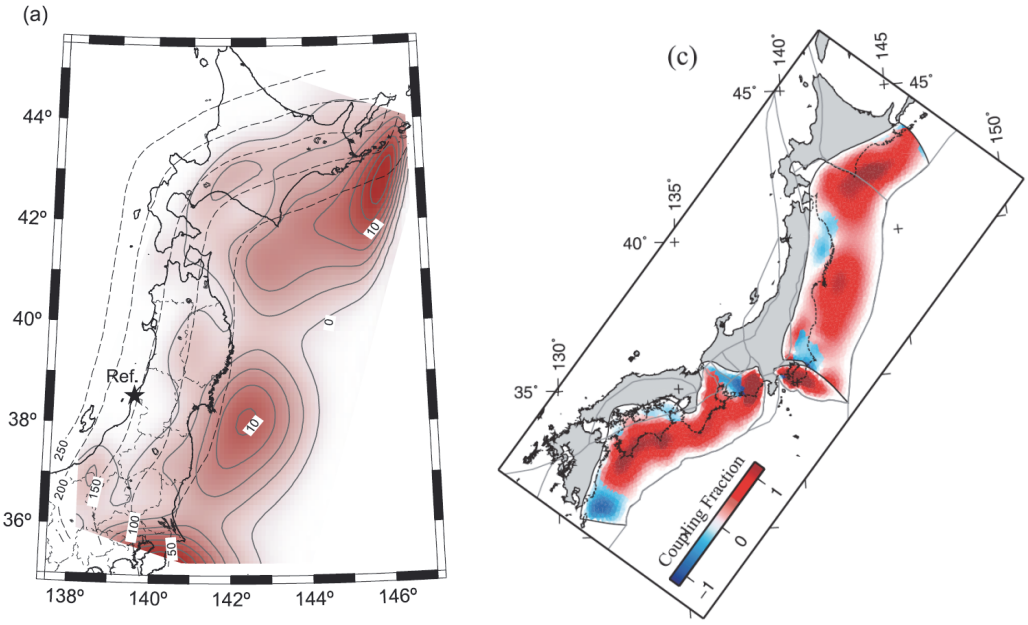


図 2.2.1−4　1997～2001 年の GPS データに基づくすべり欠損速度（Suwa et al.，2006；左）および 1997～2000 年の GPS データに基づくプレート間カップリング率（Loveless and Meade，2010；右）

(5) 破壊の時間変化

津波波形インバージョンによれば，貞観地震モデルのようなプレート間地震（M_w8.8）が 1896 年のような津波地震をトリガーしたとされる（佐竹ほか，2012）。Satake et al.(2013)によれば，宮城沖のプレート境界深部では，破壊開始から 2.5 分以内に最大 25m のすべりが発生した。また，海溝軸付近では，破壊開始から 3～4 分かかって最大 69m のすべりが生じた。更に，三陸沖の海溝軸付近では，破壊開始から 4 分程度たってから 10m 程度のすべりが生じた。こうした時間遅れの考慮の有無により，津波の波形に違いが生じる。このような巨大地震では，破壊領域が広いため，現象の再現のためには，破壊の時間発展を考慮することが必要である。

すべり量の大きい東北地方太平洋沖地震では，ライズタイムについて，津波のインバージョンによって数分の解が得られている。

なお，地震動データからは 30 秒前後であったと推定され，通常の M7 クラスの地震（数秒程度）より長い。津波および地震のインバージョンにより推定されているライ

ズタイムは以下のようである。

・津波（個別小断層に対する解）

➢Satake et al.(2013) ： 30～150 秒

※ Time window を 30sec×5 としたインバージョンによる。

➢原子力安全基盤機構(2011)： 60～300 秒

・地震動

➢高頻度 GPS データのインバージョン：40～60m のすべり量をもつ領域のライズタイムは 30～40 秒程度で,破壊伝播速度とはあまり関係ない(Yue and Lay, 2011)。

➢長周期地震動の再現：ライズタイムは 20～30 秒（川辺・釜江, 2012）

なお，強震動評価においては，ライズタイム≒断層幅／（破壊伝播速度×2）と仮定することが多い（例えば，地震本部，2009)。この仮定に基づけば，

破壊伝播速度 2.8km/s，断層幅 50km ならライズタイムは 8.9 秒

破壊伝播速度 2.8km/s，断層幅 100km ならライズタイムは 17.9 秒

となる。このことから，破壊伝播速度と断層幅の単純な関係から求められるライズタイムと，実際のライズタイムは，ずれる場合があることがわかる。

(6) 水平地殻変動の津波生成に対する寄与

Satake et al.(2013)は，海溝軸付近では海底勾配が急であるため，水平地殻変動による造波効果が津波振幅に影響するとし，水平地殻変動による造波効果により，津波の最大振幅が 30～60%増加し，最大振幅のうち約 20～40%分が水平地殻変動による寄与であったとしている。したがって，断層の傾斜角が小さく海底勾配が大きい海溝付近では，水平地殻変動による造波効果が無視できない。水平地殻変動による造波効果は Tanioka and Satake(1996)の方法（**本編 6.1.2.2** 参照）により考慮できる。

2.2.2　津波波源の地域別特徴（太平洋プレートの沈み込みに関係した海域）

(1) 千島海溝沿い海域

中央防災会議(2006)による千島海溝沿い～日本海溝沿い北部海域の津波発生領域を**図 2.2.2－1** に示す。千島海溝沿い海域では，**図 2.2.2－2** に示すように連続的で一様に地震が海溝沿いに発生しており，セグメント区分が比較的明瞭で，比較的短い間隔で地震が発生している。津波インバージョンから，1918 年中千島地震は，2006 年の 1 つ前の地震に相当することがわかってきた（文部科学省研究開発局・北海道大学大学院理学研究院，2012)。

既往大地震のほとんどがプレート間地震であるが，1994 年北海道東方沖地震のようなプレート内逆断層地震も発生している（**図 2.2.2－3**)。

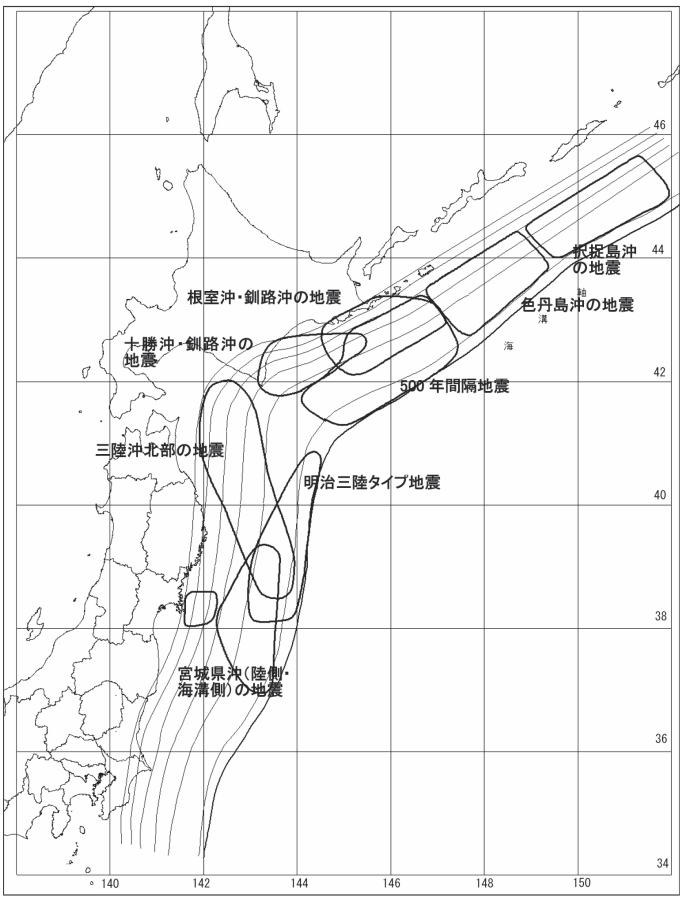


図 2.2.2－1　千島海溝沿い～日本海溝沿い北部海域における津波を発生させる断層領域（津波の断層域）の模式図（中央防災会議，2006）

このほか，中央防災会議(2006)は，北海道の根室地域から十勝地域にかけての津波堆積物調査の結果，この地域で過去約 6,500 年の間に 10 数回の巨大津波が発生したことが確認されているとしている。この約 500 年間隔の津波堆積物に対応する地震を「500

年間隔地震」と呼び，根室沖～十勝沖の領域にまたがり繰り返し発生したプレート間地震と考えられるとし，直近のものは，17 世紀初頭の発生であるとしている。浸水域を再現するための津波の波源モデルについて，中央防災会議(2006)は M_w8.6 とし，Ioki and Tanioka(2016)は追加したデータを用いて M_w8.8 と評価した（**図 2.2.2－4**）。国土地理院(2012)が GNSS データを用いて推定した千島海溝沿い（南部）海域のプレート間のすべり欠損分布は，**図 2.2.2－5** のとおりである。釧路沖および根室沖に比較的強い固着がみられる。

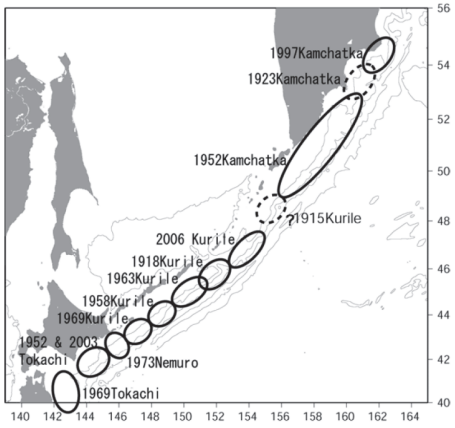
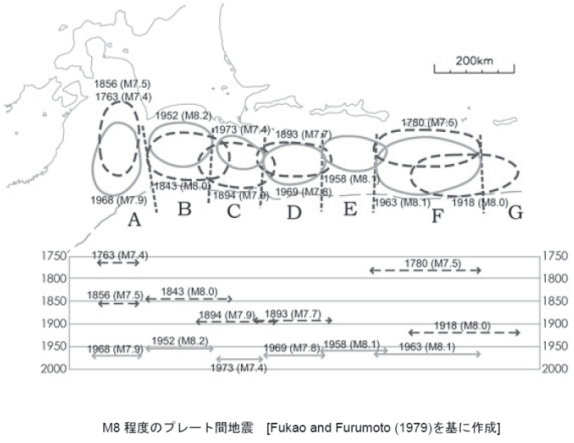


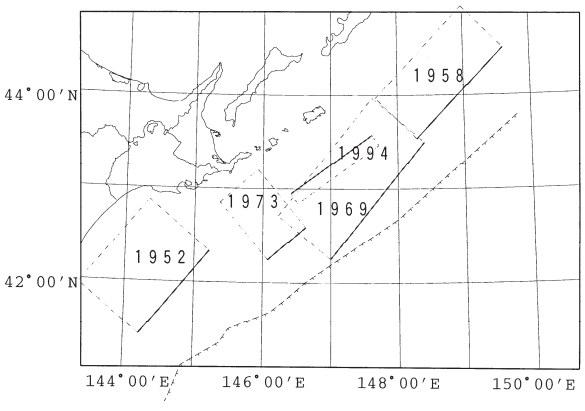
図１千島海溝沿いの巨大地震の震源域



M8 程度のプレート間地震　[Fukao and Furumoto (1979)を基に作成]

図５　十勝沖・根室沖・色丹島沖・択捉島沖の地震の系列の同定に関する文献での評価結果等

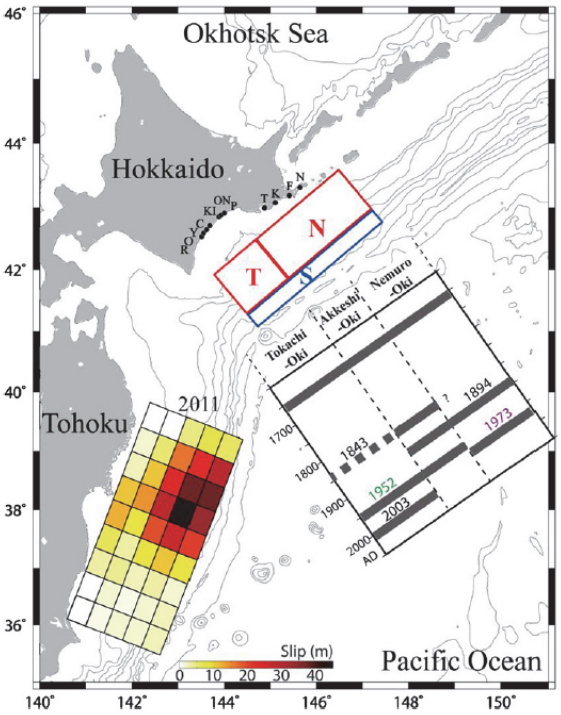
図 2.2.2－2　千島海溝沿い海域の巨大地震の震源域と地震の発生状況（地震本部，2004）



		越村ほか(1996) DCRC-6e		菊地・金森(1995)
項目	単位	主断層	副断層	
長さ	km	160	20	120
幅	km	80	15	60
上端深さ	km	15	5	20
すべり量	m	4.5	8.5	5.6
走向	度	52	52	49
傾斜角	度	77	60	75
すべり角	度	128	90	125

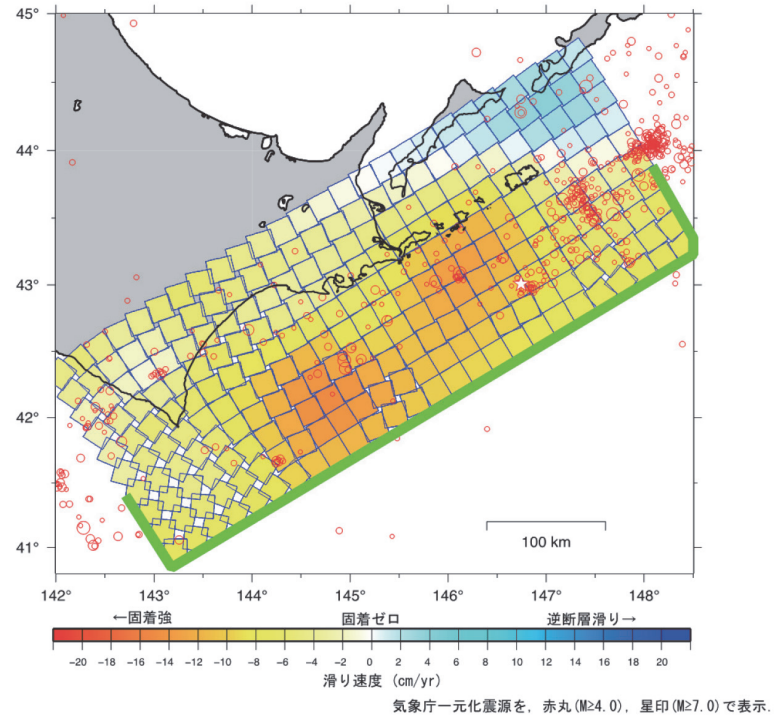
図 2.2.2－3　千島海溝沿い（南部）海域の既往地震の断層位置と
1994 年北海道東方沖地震の断層パラメータ

※ 左図には菊地・金森(1995)をプロットしている。



Fault Model	Length (km)	Width (km)	Depth (km)	Strike (deg.)	Dip (deg.)	Rake (deg.)	Slip (m)
T	100	100	14	228	15	90	10
N	200	100	14	228	15	90	5
S	300	30	6.7	228	15	90	25

図 2.2.2－4　17 世紀初頭の津波（500 年間隔地震）の断層モデル（Ioki and Tanioka, 2016）



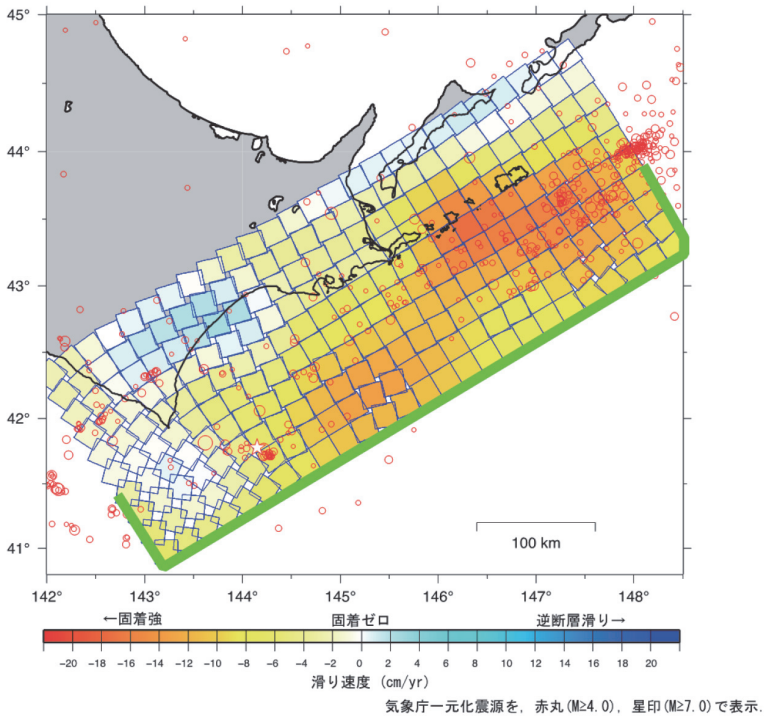
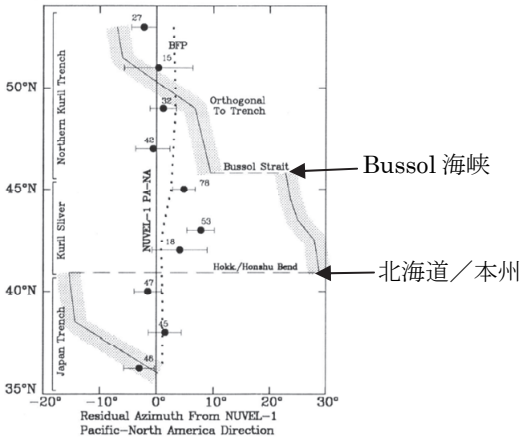


図 2.2.2−5　1999 年 9 月から 2003 年 8 月まで（上）および 2007 年 3 月から 2011 年 2 月まで（下）の平均的な滑り欠損速度分布（国土地理院, 2012）

DeMets(1992)によれば，Bussol 海峡～北海道南東部は前弧スリバを形成しており，周囲に対して回転運動をしていると考えられる（**図 2.2.2－6**）。Liu et al.(2013)，文部科学省(2008)は，地震波トモグラフィによる日本海溝と千島海溝の島弧会合部付近の三次元地殻不均質構造と既往地震発生領域の関係から，日高衝突帯における下部地殻の剥落に相当する低速度領域が，破壊のバリアになる可能性を示唆している。Kasahara et al.(1997)は，南千島沖の領域では，納沙布断裂帯（Nosappu FZ）および択捉断裂帯（Iturup FZ)と呼ばれる構造線が存在し，これらを境界として，地磁気線状配列や正断層系が異なる特徴が確認されるとしている。また，納沙布断裂帯では，その両側で堆積厚さが異なるとともに，地下構造の不連続性が見られることから，この古い海洋プレートの構造が現在の地震活動ブロック構造（Barrier）を支配する要因の１つと考えられるとしている（**図 2.2.2－7**)。



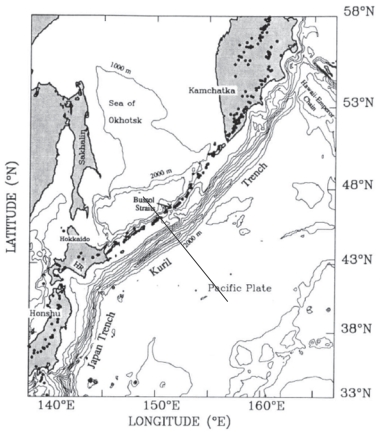


Fig. 1. Location map for features discussed in text. Bathymetry and all volcanoes with reported Quaternary activity (solid circles) are also shown (courtesy of Smithsonian Institution, Global Volcanism Program). HR is Hidaka Range. Bathymetric contour interval is 1000 m.

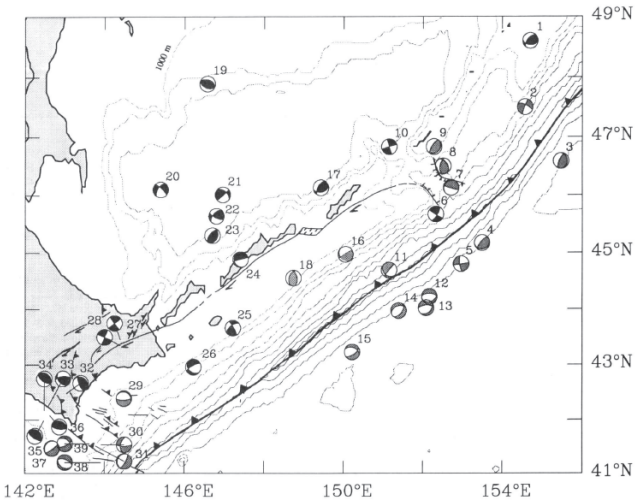
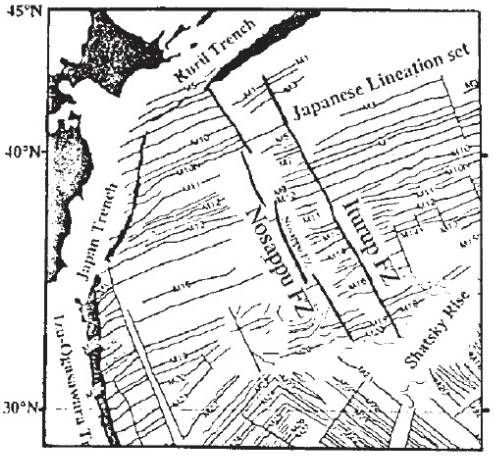
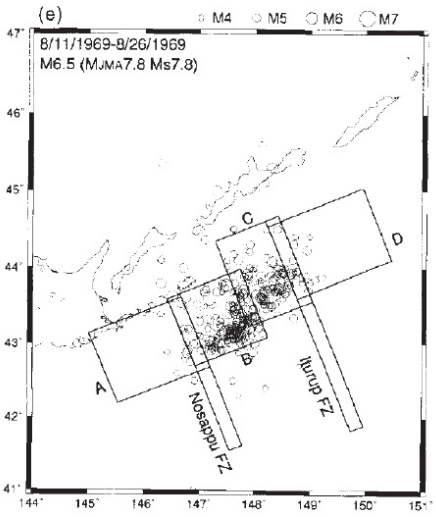


Fig. 6. Bathymetry and nonsubduction earthquakes in the vicinity of the southern Kuril forearc sliver. Epicentral parameters are given in Table 2. All published focal mechanisms for shallow nonthrust earthquakes are shown. Focal mechanisms with solid quadrants are believed to have occurred within the upper plate. Focal mechanisms with graytone quadrants record deformation with a less certain origin. Bathymetric contour intervals are 1000 m. All fault locations are taken from *Le Pichon et al.* [1984] and *Konura* [1986].

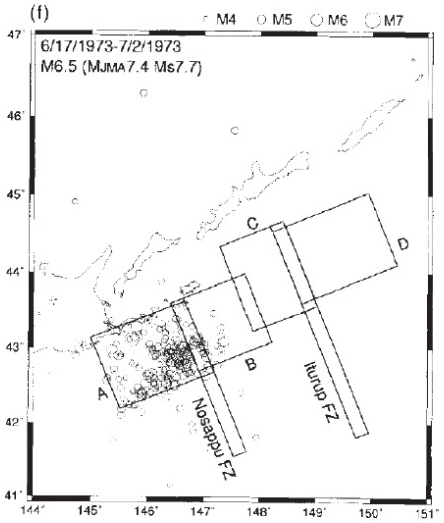
図 2.2.2－6　千島海溝沿いの前弧スリバ（DeMets，1992）



地磁気異常マップ
(Kasahara et al.(1997))



1969年色丹島沖地震の余震分布
(Kasahara et al.(1997))



1973年色丹島沖地震の余震分布
(Kasahara et al.(1997))

図 2.2.2−7　千島海溝沿いの断裂帯の位置と過去の地震の余震分布
(Kasahara et al., 1997)

(2) 日本海溝沿い海域

日本海溝付近では，前述した 2011 年東北地方太平洋沖地震以外に，1896 年明治三陸津波のような津波地震や 1933 年昭和三陸津波のようなプレート内正断層地震が発生している（**図 2.2.2−8**）。1611 年慶長三陸津波は，相田(1977)により正断層地震のモデルが提案されているが，都司(1994)，渡辺(1998)，地震本部(2011)は津波地震の可能性を指摘している。

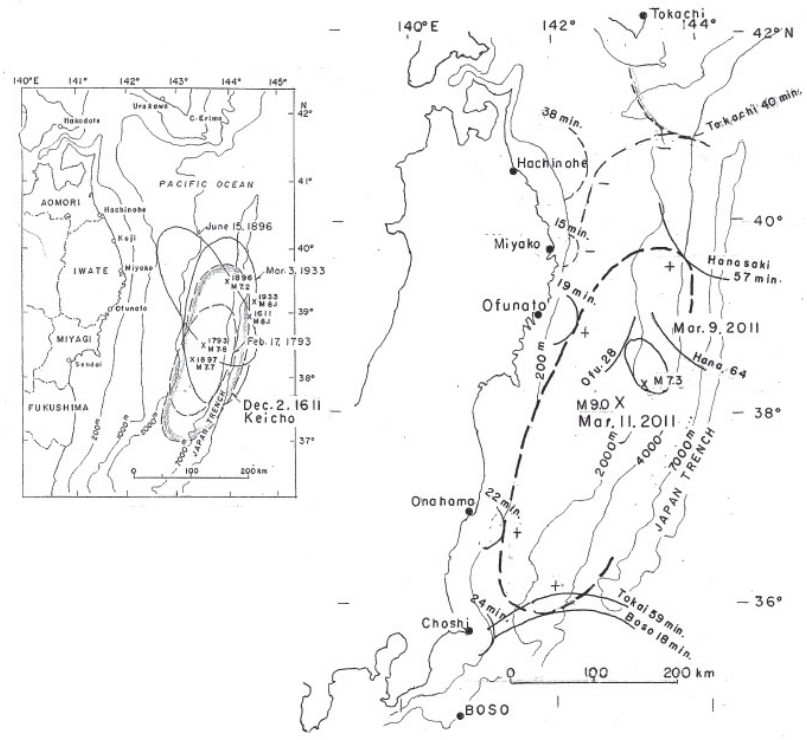
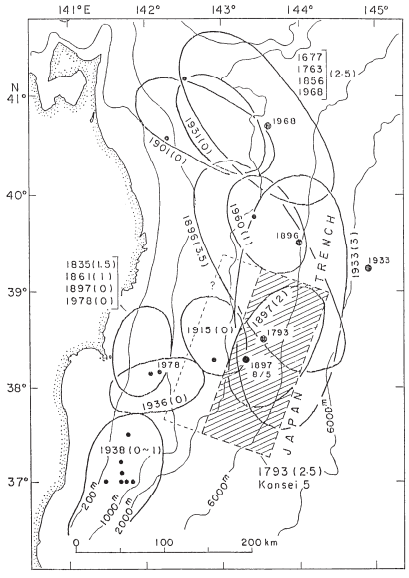


図 2.2.2－8　日本海溝周辺海域における既往津波の波源域分布（羽鳥，2012a）

日本海溝沿いの南部海域に着目すると，**図 2.2.2－9** に示すとおり，宮城県沖では陸域に非常に近い領域で発生する地震（例えば，1978 年宮城県沖地震）と，その沖側で発生する地震（例えば，1897 年宮城県沖地震）がある。



(a) data set I

1616年	9月	9日	29.7479年
1646年	6月	9日	32.3151年
1678年	10月	2日	57.5753年
1736年	4月	30日	34.0740年
1770年	5月	27日	22.7288年
1793年	2月	17日	42.4192年
1835年	7月	20日	26.1726年
1861年	10月	21日	35.4164年
1897年	2月	20日	39.7014年
1936年	11月	3日	41.6055年
1978年	6月	12日	

（地震本部，1998）

図 2.2.2－9　宮城県沖の既往地震（羽鳥，1988）

福島県沖で記録されている大地震は 1938 年福島県東方沖（塩屋沖）群発地震のみである。**図 2.2.2−10** に示すように，この地震群には，逆断層地震とともに正断層地震も存在する。

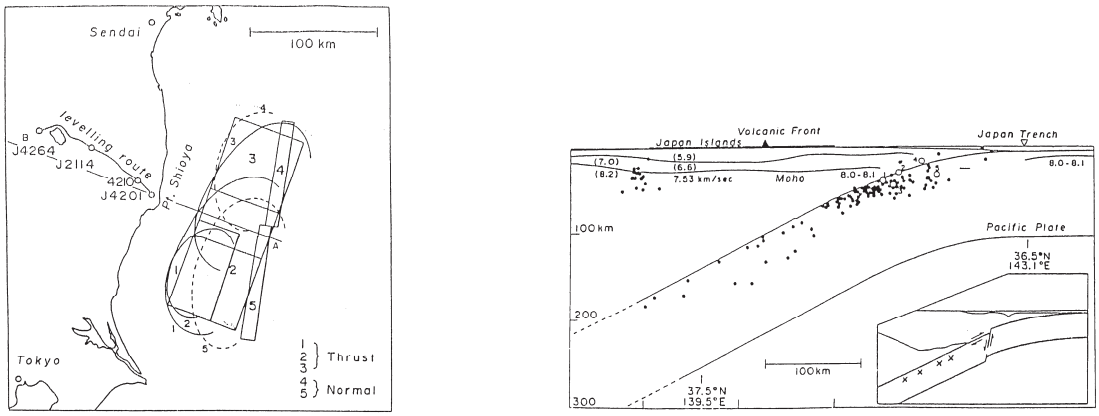


図 2.2.2−10　1938 年福島県東方沖（塩屋沖）群発地震の断層面と解釈（Abe，1977）

房総半島沖では，**図 2.2.2−11** に示すように，海溝付近で津波地震と考えられる 1677 年地震津波が発生している。この地震は発生位置が明確でなく，相模トラフ沿いで発生した可能性も指摘されている（Moore et al.，2015）。

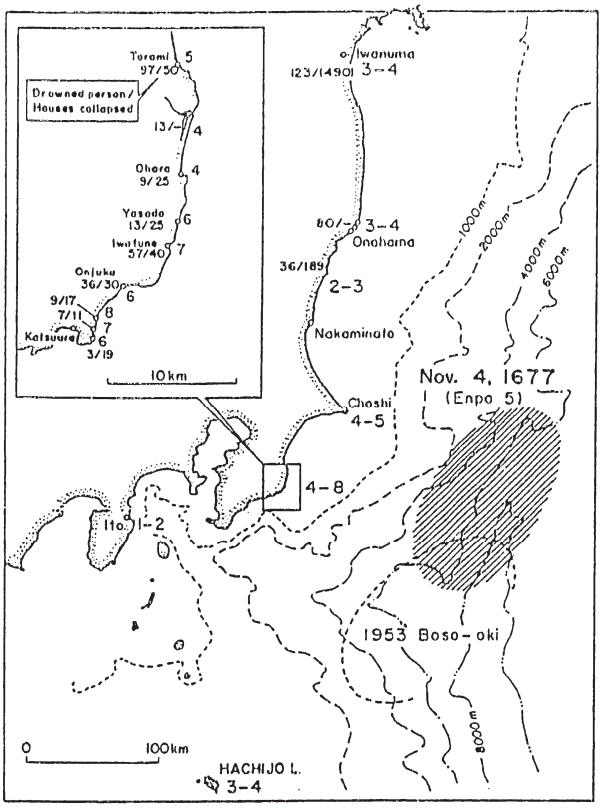


図 2.2.2−11　房総沖で発生した既往津波（羽鳥，1975）

Ye et al.(2012)は，三陸沖中部のプレート境界深部には非地震性のすべりによりひずみが解放される低地震活動領域（SLSR ； Sanriku-Oki lowseismicity region）が存在し，2011 年東北地方太平洋沖地震の大きなすべりの北限と SLSR が対応するとしている（**図 2.2.2－12**）。また，Uchida and Matsuzawa(2011)によれば，小繰り返し地震データ等を用いた 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源域におけるカップリング率に関する分析から，三陸沖中部のプレート境界深部のカップリングは弱いことを示している。

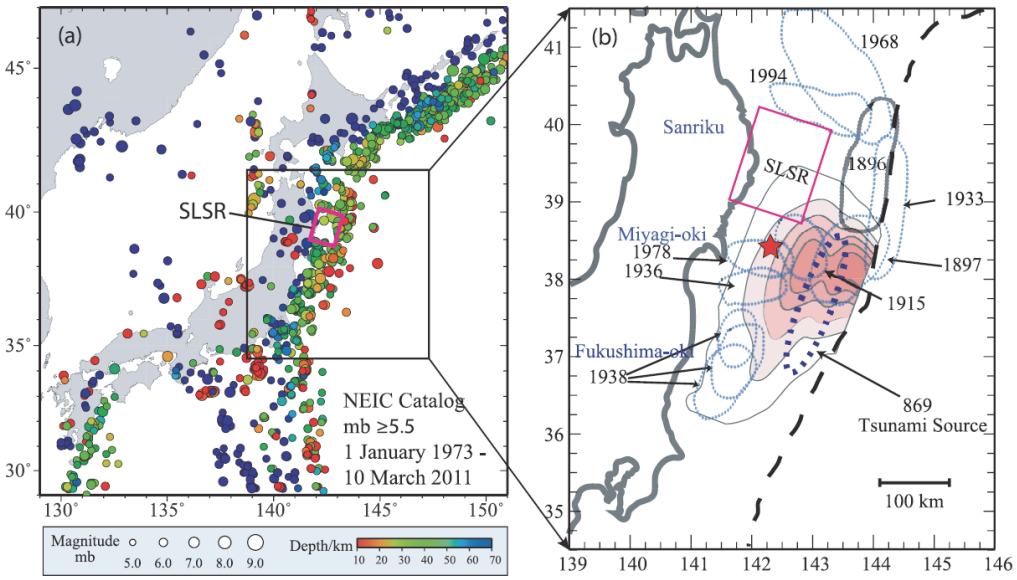


図 2.2.2－12　三陸沖中部における低地震活動領域（SLSR）と地震の分布の関係
(Ye et al.(2012)に加筆)

左：米国立地震情報センター（NEIC）による 1973 年から 2011 年東北地方太平洋沖地震以前の M5.5 以上の地震の震源分布

右：SLSR の位置（赤線），主な既往地震の震源域（水色線），1896 年明治三陸沖地震の波源域（灰色線），および東北地方太平洋沖地震のすべり量分布のコンター

房総沖では，水戸付近から南東方向に向かって，フィリピン海プレート北東端が太平洋プレートと接している（**図 2.2.2－13**）。海洋研究開発機構(2011)によれば，沈み込む太平洋プレートの上にのるプレートが，北米プレートからフィリピン海プレートに変わる領域において，破壊の南への伝播が止められたとされ，フィリピン海プレート北東端より南では，2011 年東北地方太平洋沖地震の破壊はないか，わずかである。

Shinohara et al.(2011)は，2011 年東北地方太平洋沖地震の余震分布とプレートの配置関係について調査し，沈み込む太平洋プレートの上にのるプレートが北米プレートからフィリピン海プレートに変わる領域において，破壊の南への伝播が止められたとしている（**図 2.2.2－14**）。

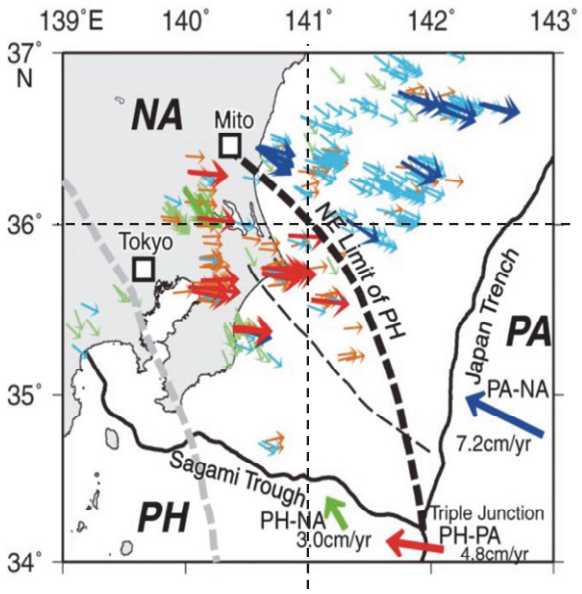


図 2.2.2−13　プレート境界地震のすべりベクトル（矢印）とフィリピン海プレートの北東限（破線）（Uchida et al., 2009）

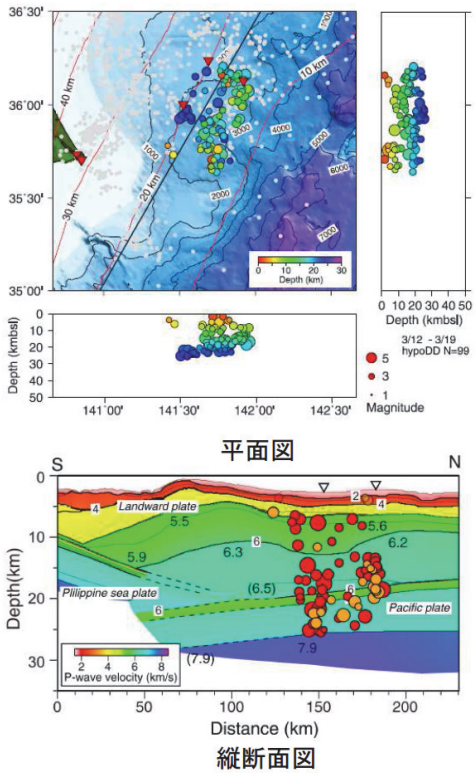


図 2.2.2−14　2011 年東北地方太平洋沖地震の余震分布（3 月 12 日-19 日）とプレート境界面の位置関係（Shinohara et al., 2011）

Satake et al.(2013)は，数値シミュレーションによる仙台平野および石巻平野への浸水範囲と，津波堆積物調査から推定される浸水範囲との関係から，869 年貞観地震が津波地震単独でなかった可能性が高いとしている。（プレート境界浅部）＋（プレート境界深部）と（プレート境界深部のみ）の浸水域はほぼ重なっており，貞観津波の堆積物が確認された範囲を包絡する。一方，（プレート境界浅部のみ）の浸水範囲は格段に小さい。そのため，869 年貞観地震が津波地震単独でなかった可能性が高いことは指摘できるが，東北地方太平洋沖型とプレート間単独地震では，浸水範囲に差がないため，津波堆積物からタイプごとの再来周期を区別することは困難である。

なお，地震本部(2011)では，貞観地震を「東北地方太平洋沖型の地震」に含め，発生間隔は約 600 年間隔としている。

行谷・佐竹(2012)は，東北地方太平洋沖地震で得られた津波堆積物分布と津波浸水距離の比を加味して，貞観地震時の浸水範囲が津波堆積物の分布範囲より広かったものとすれば，貞観地震の M_w は 8.7 程度と推定されるとしている。菅原ほか(2013)は 869 年の津波と 2011 年東北地方太平洋沖地震の仙台平野における浸水域の比較を行い，両者がほとんど重なることを示している（**図 2.2.2－15**）。

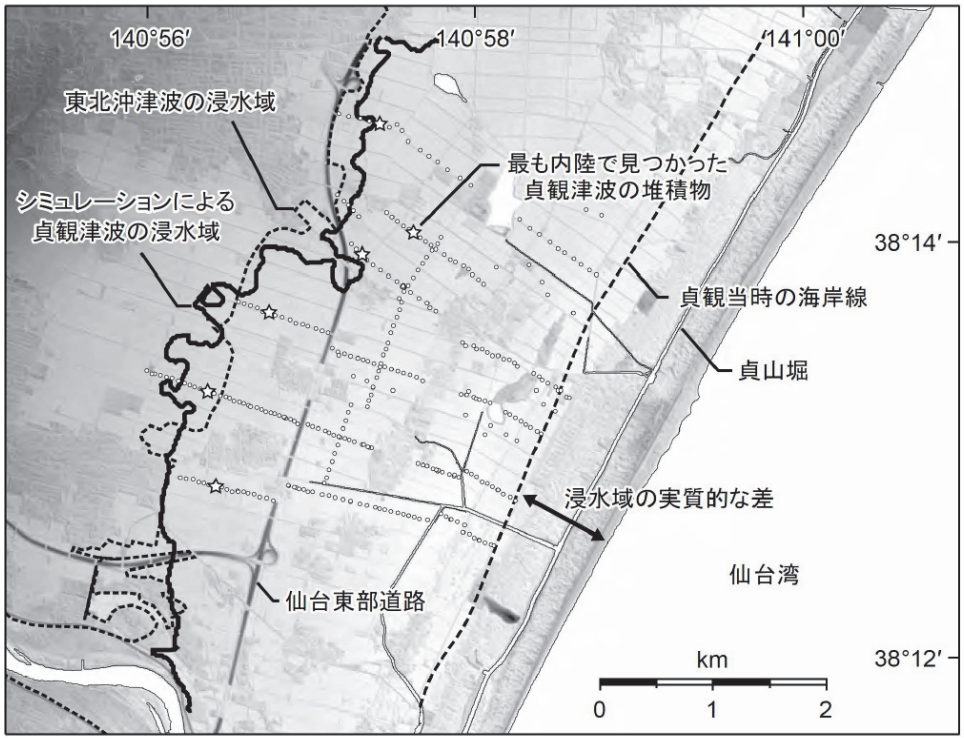


図 2.2.2－15　仙台平野における 869 年の津波と 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の浸水域の比較（菅原ほか，2013）

(3) 伊豆・小笠原海溝沿い海域

伊豆・小笠原海溝周辺の既往地震分布を**図 2.2.2−16**～**図 2.2.2−17** に示す。マリアナ海溝を含めても，顕著な津波を伴う地震は発生していない。プレートの三重会合点付近で 1953 年房総沖地震が，その南で 1972 年八丈島近海地震が発生している。1990 年サイパン沖（M_w7.4）および 2010 年父島近海（M_w7.4；**図 2.2.2−17**, **図 2.2.2−18**）はプレート内正断層地震である。阿部(1978)によるプレート間相互作用の分類によれば，伊豆からマリアナ海溝にかけての海域は地震を起こしにくい安定なタイプに属する。

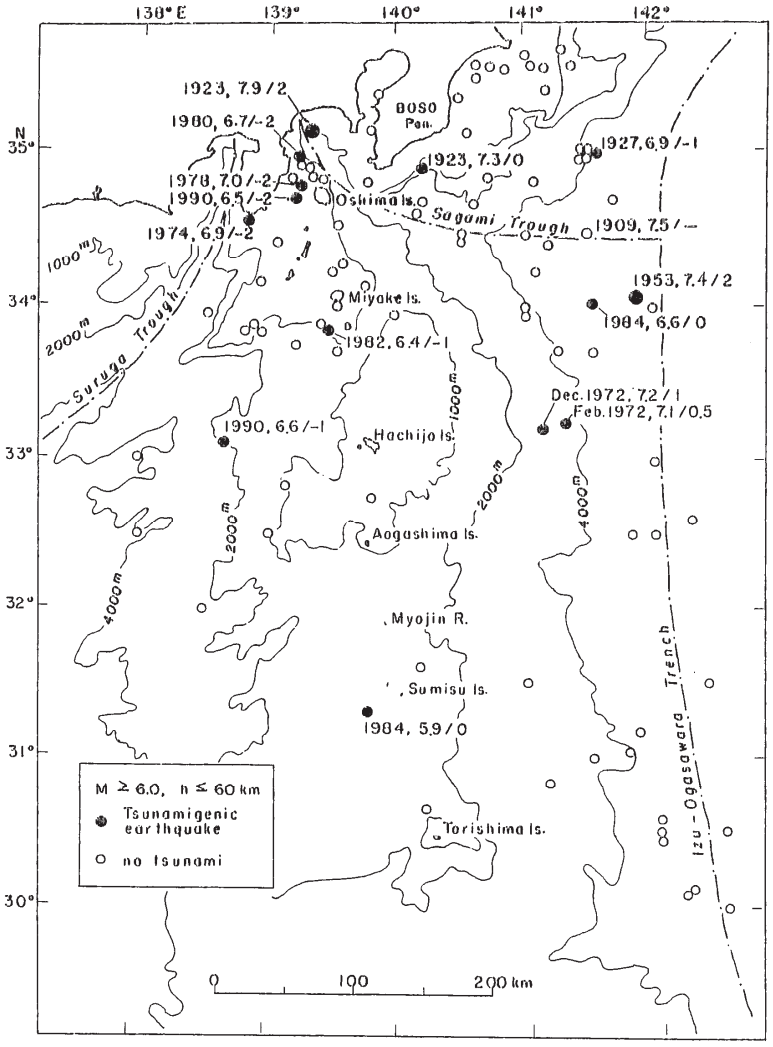


図 2.2.2−16　伊豆・小笠原海溝周辺の既往地震の震央分布（羽鳥，1991）

※ 1900～1990 年に発生した M5.9 以上，震源深さ 60km 以下の地震の震央分布である。
●は津波を伴った地震，○は津波を伴わない地震。数字は発生年，地震のマグニチュード，津波の規模階級の順である。

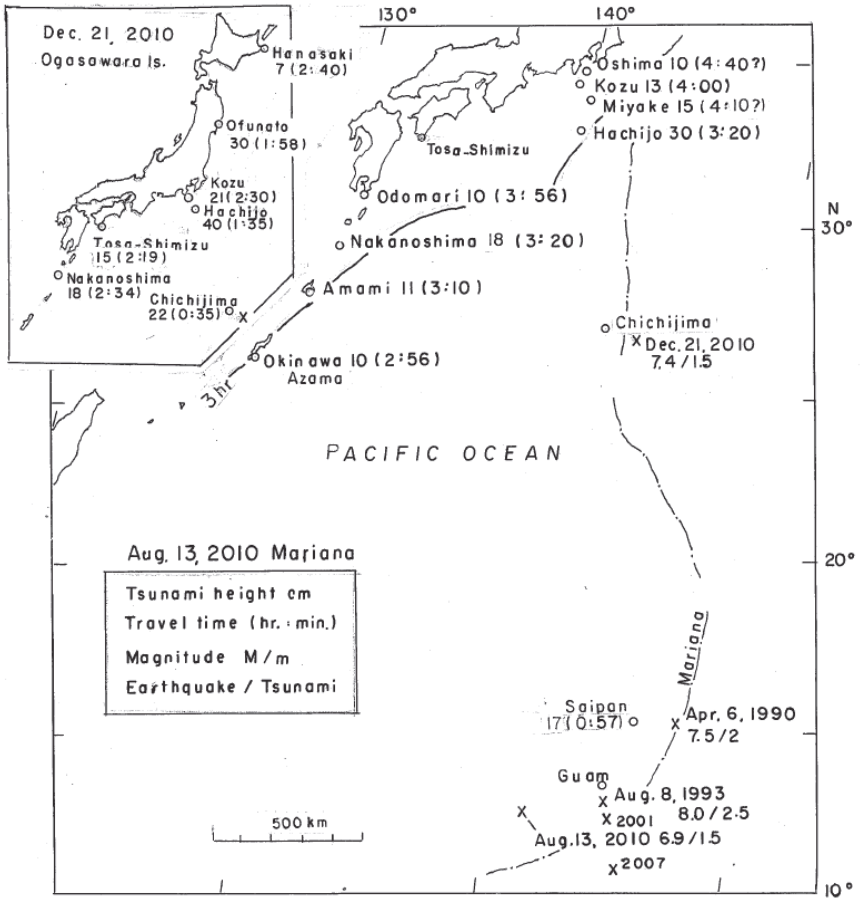


図 2.2.2－17　1968～2010 年に発生した伊豆・小笠原～マリアナ海溝周辺の既往地震の震央分布（羽鳥，2012b）

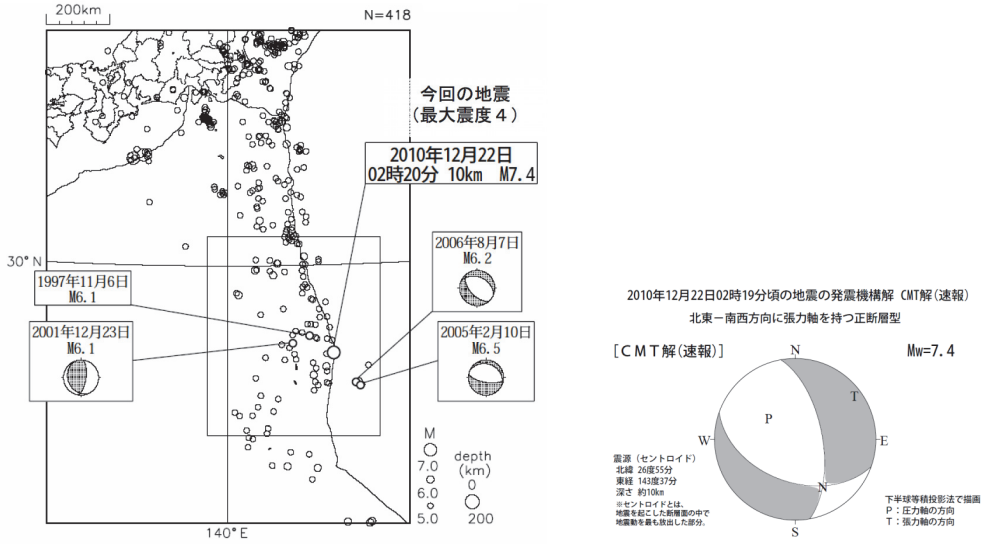


図 2.2.2－18　2010 年父島近海（M_w7.4）の位置とメカニズム解（気象庁，2010）

Okal et al.(2013)はISCの地震波形データおよびWWSSNのデータを用いて，CMTカタログ（1976年以降）が存在しない時代の震源およびメカニズムの決定を行った（**図2.2.2−19**）。低角逆断層地震では，1940年の地震がM_w7.7とされた。CMTカタログのM-Nダイヤグラムを適切に外挿すれば，本検討で推定した地震規模と発生頻度に概ね整合する。このことから，この海域では320年に1回の頻度でM8のプレート間逆断層地震が発生していることが推定されるとしている。

Fujioka et al.(2002)は，テクトニックラインで区切られる伊豆・小笠原海溝の地質学的領域区分を**図2.2.2−20**のように示している。

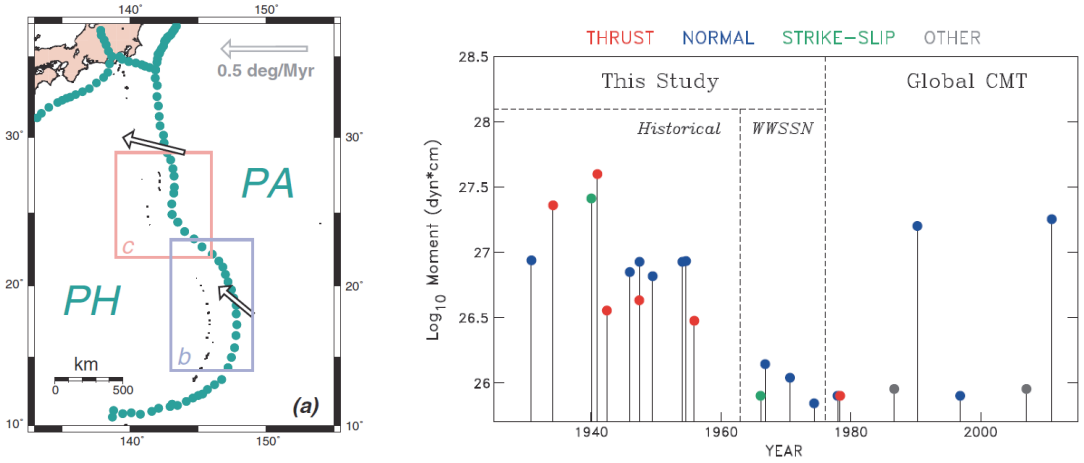


図2.2.2−19　再解析範囲と推定された地震モーメント（Okal et al., 2013）

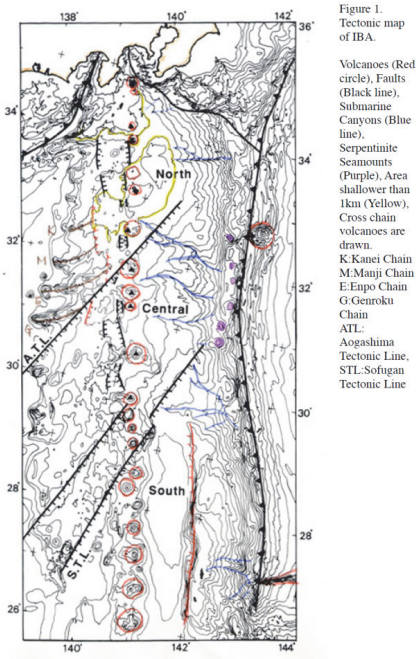


Figure 1. Tectonic map of IBA.

Volcanoes (Red circle), Faults (Black line), Submarine Canyons (Blue line), Serpentinite Seamounts (Purple), Area shallower than 1km (Yellow), Cross chain volcanoes are drawn. K:Kanei Chain M:Manji Chain E:Enpo Chain G:Genroku Chain ATL: Aogashima Tectonic Line, STL:Sofugan Tectonic Line

IZU-BONIN ARC

	NORTH	CENTRAL	SOUTH
WaterDepth	Shallow	Middle	Deep
Crustal Thickness	Thick (30-40km)	Middle (22km)	Thin (16km?)
Volcanic Rocks	Th & Ca	Th	Th & HMA
Peak of Volcanism	<3Ma	<6Ma	Eo-Oligocene
Topographic Characteristics	En echelon	Trough	None
Outer Arc	Banks	None	Islands
Arc-Trench Gap	210km	190km	235km
Moho	7.7km/s	7.8km/s	8.1km/s

図2.2.2−20　伊豆・小笠原海溝の地質学的領域区分（Fujioka et al., 2002）

2.2.3　津波波源の地域別特徴（フィリピン海プレートの沈み込みに関係した海域）

(1) 相模トラフ沿い海域

表 2.2.3−1 に，相模湾北西部に起こった津波の高さを示す。地震のマグニチュードに対して，比較的大規模な津波が発生している。相田(1993)によると，1853 年嘉永小田原地震による津波は津波による海面低下と河川への流入があったとされている。また，中央防災会議(2013)は相模トラフ沿いのフィリピン海プレート上面で発生する M8 クラスの地震は 200 年から 400 年間隔で発生すると考えられ，そのうち房総半島の先端を大きく隆起させるような 1703 年元禄地震と同等以上の地震は 2,000 年～3,000 年間隔で発生しているとしている。

表 2.2.3−1　相模湾北西部に起こった津波の高さ（相田(1993)にマグニチュードを加筆）

地名	1633 寛永 M7.0±1/4	1703 元禄 M7.9～8.2	1853 嘉永 M6.7±0.1	1923 関東 M7.9	
一宮		5～6			
浜勝浦		7.4			1.2
館山		5.6			1.8D
台場		2.		芝浦	0.74U
鎌倉		8.			5.4D
逗子					5～6D
真鶴			-(3～4)		8.6～9.2D
福浦					5.6D
熱海病院					1.5
旧市街	4～5	7.			7.5U?
港					7.0
多賀		6.		上多賀	4.8～6.4
				下多賀	5.4
網代	3～4				3.5U
宇佐美	4D	7～8U		留田	6.4
				初津	3.9～5.7
伊東		5～7		松原	6.0
				大川河口	3.7～4.7U
				港	6.3
川奈		8.		港	5.3
				集落	5.0
初島北岸					1.8
初島西岸					3.0
下田		3～4		柿崎	4.6
				下田	2.1
内浦		＜1			
清水三保		1.5			
舞阪		3.			
尾鷲		2.			

U:初めの波が上げ潮、D:初めの波が引き潮、-( ):津波の最低水位
地震のマグニチュードは宇佐美(1996)による。

(©東京地学協会)

石橋(1994)は，相模トラフ沿い海域を，相模湾内のセグメント，房総沖のセグメント，西相模湾断裂の 3 つの領域に区分している。1923 年関東地震は，相模湾内のセグメントの活動あるいは相模湾内のセグメントおよび西相模湾断裂の活動と考えられている。**図 2.2.3−1** に相田・中島(1990)による 1923 年関東地震の断層モデルを示す。また，1703 年元禄地震は，1923 年関東地震の活動セグメントに加え房総沖のセグメントの活動と考えられている。**図 2.2.3−2** に相田(1993)による 1703 年元禄地震の断層モデルを示す。1633 年小田原地震は，西相模湾断裂の活動と考えられている。**図 2.2.3−3** に相田(1993)による 1633 年小田原地震の断層モデルを示す。

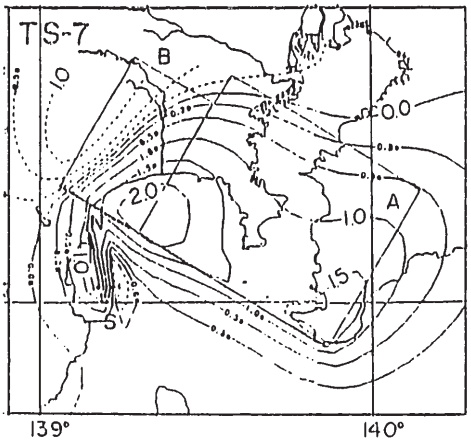


図 2.2.3－1　1923 年関東地震の断層モデル（相田・中島，1990）

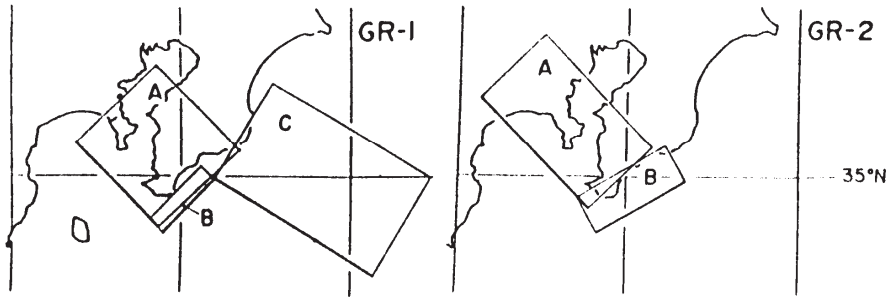


図 2.2.3－2　1703 年元禄地震の断層モデル（相田，1993　©東京地学協会）

※ GR-1 は Matsuda et al.(1978)，GR-2 は笠原ほか(1973)によるモデル。津波の再現性から，相田は GR-2 を最適モデルとしている。

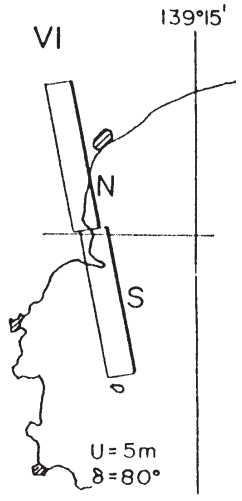


図 2.2.3－3　1633 年寛永小田原地震の断層モデル（相田，1993　©東京地学協会）

なお，中央防災会議(2013)は 1703 年元禄地震および 1923 年関東地震を対象に，地殻変動および津波高を用いたインバージョン解析を行い，すべり量の不均質性を考慮した津波の断層モデルを作成している。規模は，1703 年元禄地震が Mw8.5，1923 年関東地震が Mw8.2 である。

(2) 南海トラフ沿い海域

南海トラフ沿い海域では，繰り返し大規模な地震が発生しており（**図 2.2.3−4**），その平均発生間隔は 120～160 年である。地震の繰り返し発生のモデルは，地震前後の応力状態に対応して**図 2.2.3−5** のように大別されるが，そのうち(b)は地震発生時予測可能型モデル（time-predictable model）と呼ばれる。南海トラフ沿いの地震発生履歴は，**図 2.2.3−6** に示すように，地震発生時予測可能型モデルで説明できる。

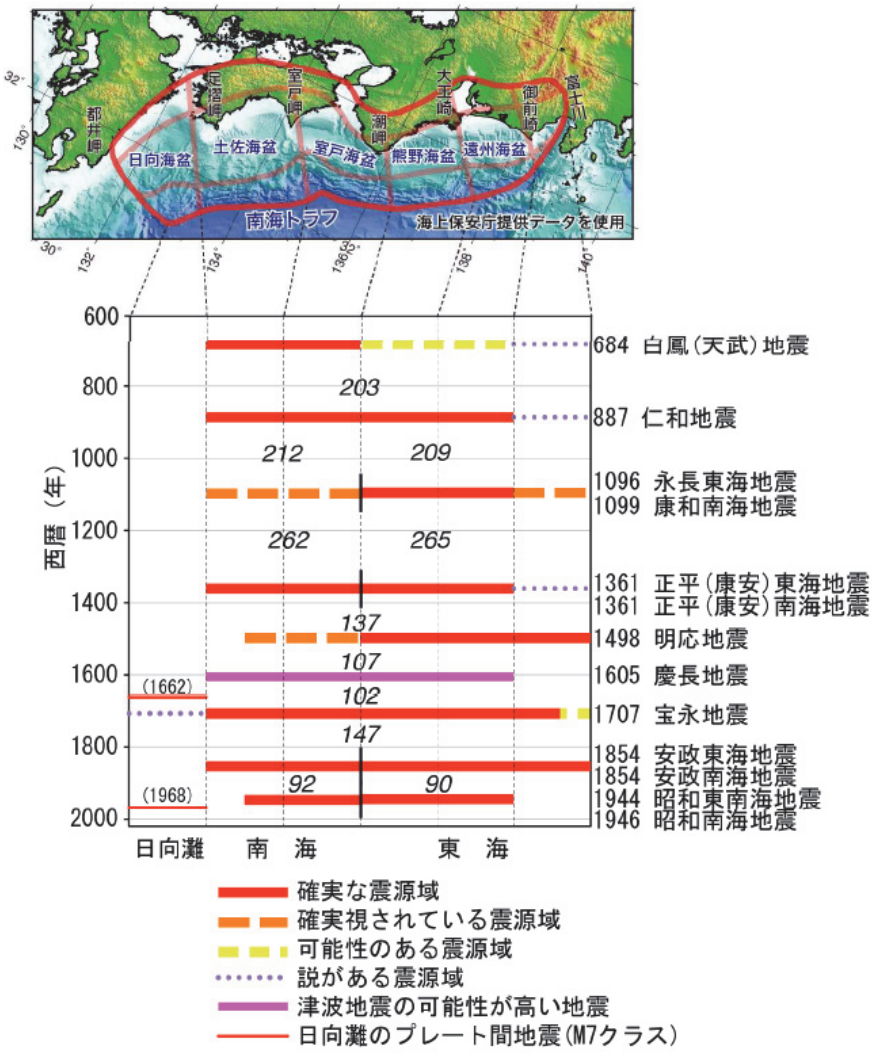


図 2.2.3−4 南海トラフ沿い海域における既往地震の時空分布（地震本部，2013）

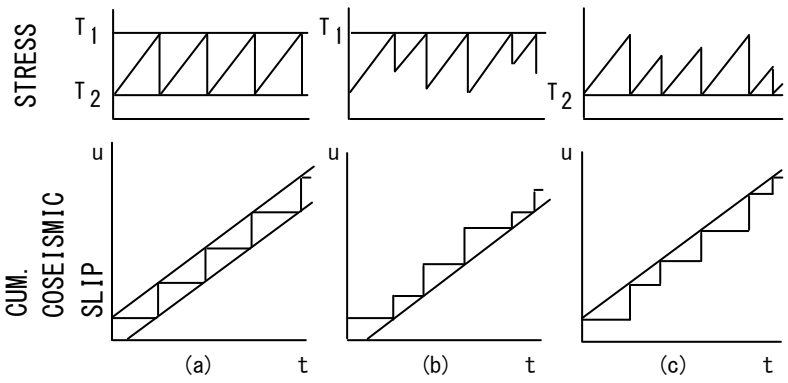


図 2.2.3−5　地震の繰り返し発生のモデル（Shimazaki and Nakata, 1980）

※ 上段は応力の時間変化，下段は地震時のすべり量の累積を示す。応力は一定の割合で蓄積すると仮定されている。地震発生前後の応力レベルが一定の場合が(a)，地震発生前の応力レベルのみが一定の場合が(b)，地震発生後の応力レベルのみが一定の場合が(c)でそれぞれ示されている。(b)の下段の折れ線グラフを地震発生時予測可能型（タイムプレディクタブル）の繰り返し発生と呼ぶ。（島崎・松田編，1994）

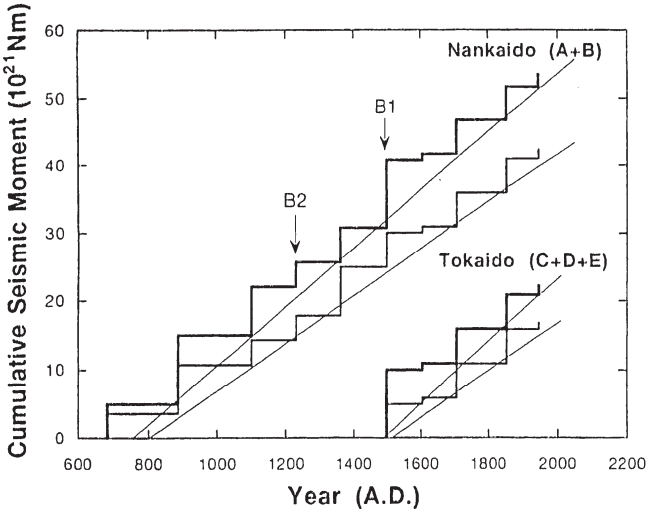


図 2.2.3−6　南海トラフ沿い海域の既往地震と地震発生時予測可能型モデルの整合性
（藤井・平原，1998）

※ 南海道・東海道の巨大地震の階段ダイヤグラム。Kumagai(1996)によるダイヤグラムに東海道の地震を加筆してある。南海道が**図 2.2.3−6** の A～B に，東海道が C～E に対応する。太い折れ線は Kawasumi(1951)および東京天文台編(1987)によるマグニチュードに基づく。細い折れ線は宇佐美(1987)によるマグニチュード範囲の最大値に基づく。ただし，B1 イベントは 1498 年明応地震，B2 イベントは 1230 年に推定される地震で，Kumagai(1996)による推定マグニチュードに基づく。

図 2.2.3−4 および**図 2.2.3−7** からわかるとおり，南海トラフ沿い海域は，断層セグメントの区分が明確である。セグメントの組み合わせは地震により変化するが，ほぼ同時期に東南海と南海道で発生する。東南海が先で南海道が後というパターンである。

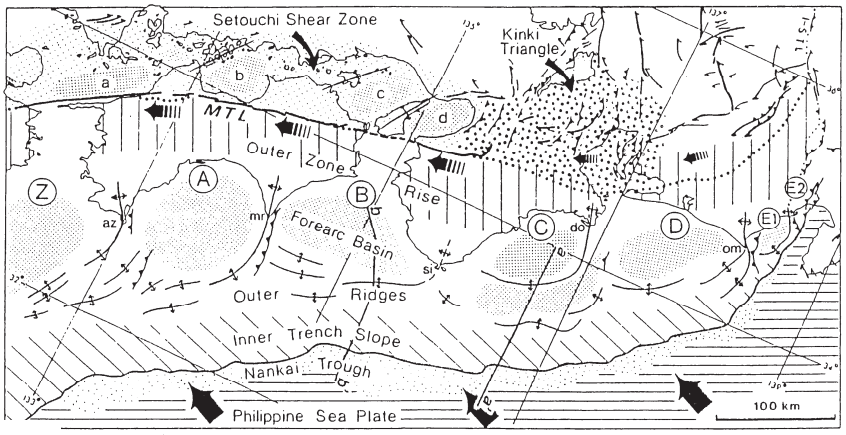


Fig. 1. Active tectonic map of southwest Japan. After SUGIYAMA (1992). "az", "mr", "si", "do" and "om" show the capes of Ashizuri, Muroto, Shio, Daio and Omae, respectively. "a" shows Iyo-nada, "b" Hiuchi-nada, "c" Harima-nada and "d" Osaka Bay. MTL shows the Median Tectonic Line. Ⓩ shows Hyuga Basin, Ⓐ Tosa Basin, Ⓑ Kii Straight, Ⓒ Kumano Basin and Ⓓ Enshu Basin.

図 2.2.3−7　南海トラフ沖の地質構造単元（杉山，1992　©日本地質学会）

地震本部(2013)では，想定地震の発生パターンを**図 2.2.3−8** のように示している。内閣府(2012)では，南海トラフの巨大地震モデルに，破壊伝播速度 2.5 ㎞/s とライズタイム 60 秒を適用している。

水色または青色で塗られる一連の範囲は、地震を同時に発生させると想定される範囲

	深さ	推定破壊域 Z	A	B	C	D	E	スケーリング則から推定されるMw
東海・南海地域が連動するパターン	浅部							8.8
	中部	■	■	■	■	■	■	
	深部							
	浅部							9.0*1
	中部	■	■	■	■	■	■	
	深部	■	■	■	■	■	■	
	浅部	■	■	■	■	■	■	9.0
	中部	■	■	■	■	■	■	
	深部							
	浅部	■	■	■	■	■	■	9.1*2
	中部	■	■	■	■	■	■	
	深部	■	■	■	■	■	■	
	浅部							8.7
	中部		■	■	■	■	■	
	深部							
	浅部		■	■	■	■	■	8.9
	中部		■	■	■	■	■	
	深部							
	浅部							8.8
	中部	■	■	■	■	■		
	深部							
	浅部	■	■	■	■	■		9.0
	中部	■	■	■	■	■		
	深部							
	浅部							8.7
	中部		■	■	■	■		
	深部							
	浅部		■	■	■	■		8.9
	中部		■	■	■	■		
	深部							
	浅部		■	■	■	■		8.4
	中部							
	深部							
東海・南海地域の2地震が時間差をおいて発生するパターン	浅部							8.7, 8.3
	中部	■	■	■	■	■	■	
	深部							
	浅部							8.5, 8.3
	中部		■	■	■	■	■	
	深部							
	浅部							8.7, 8.2
	中部	■	■	■	■	■		
	深部							
	浅部							8.5, 8.2
	中部		■	■	■	■		
	深部							

*1：内閣府（2011） 強震動計算モデル
*2：内閣府（2011） 津波計算モデル

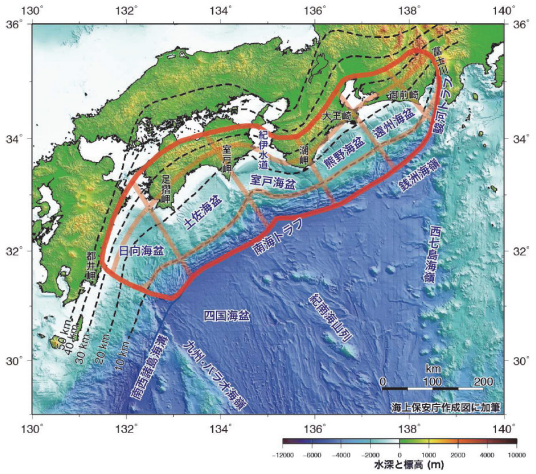


図 2.2.3−8　想定地震のパターン（地震本部，2013）

(3) 琉球海溝沿い海域

図 2.2.3－9 に示すとおり，日向灘では繰り返し大地震が発生している。更に南方の南西諸島周辺における既往津波の波源分布を**図 2.2.3－10** に示す。加藤(1987)によれば,1771 年八重山津波では石垣島で 25m 余という大きな遡上高を生じたとされている。その原因として，松本・木村(1993)は精密地形調査および音波探査調査から大規模陥没地形の存在を指摘し，地震による海底地すべり発生の可能性を指摘している。Nakamura(2009)は，断層幅 50km 未満の逆断層地震で説明できるとし，M_w8.0 の津波地震であったとしている。

琉球海溝沿い海域は南北で地震および津波の発生状況が異なっている。Goto et al.(2010)，後藤・島袋(2012)によれば，南部：先島諸島（宮古列島・八重山列島）には，津波に関する古文書記録，津波石が存在する。

- 1771 年明和大津波（古文書・津波石）
- 1625 年石垣島（古文書）
- 約 2,000 年前（津波石）

一方，北部～中部：沖縄諸島～奄美諸島には現時点では記録が発見されていない。

- 大津波を記録した古文書が発見されていない。
- 各島で 5,000 個以上の岩塊を調べた結果，津波石と特定できる岩塊は先島諸島にしか存在しない。

これらを踏まえ，両地域には顕著な地域差があるとしている。

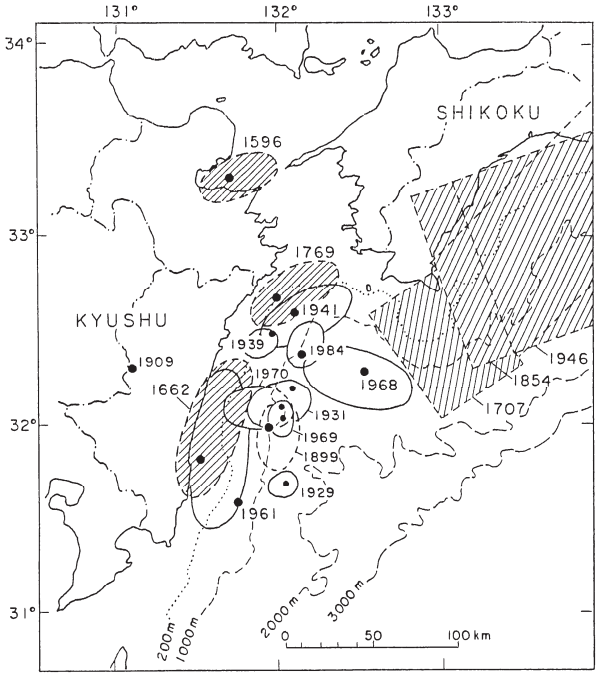


図 2.2.3－9 日向灘の波源分布と津波高さ（羽鳥，1986）

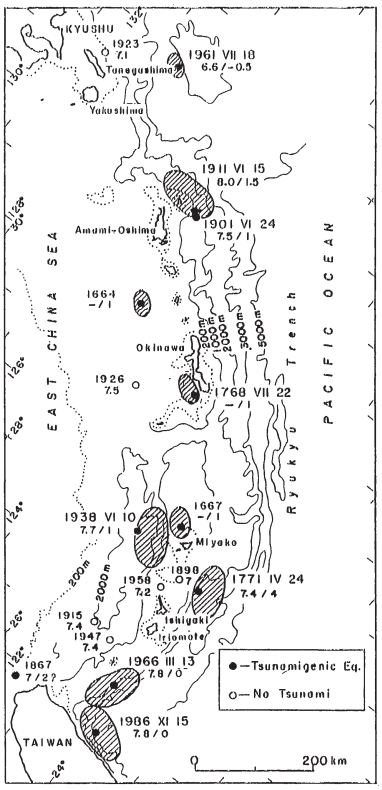


図 2.2.3－10　1664 年以降に発生した南西諸島周辺の既往津波の波源分布（羽鳥，1988）

※ 波源域横の数値は，発生日，気象庁マグニチュード，今村・飯田スケールの m である。

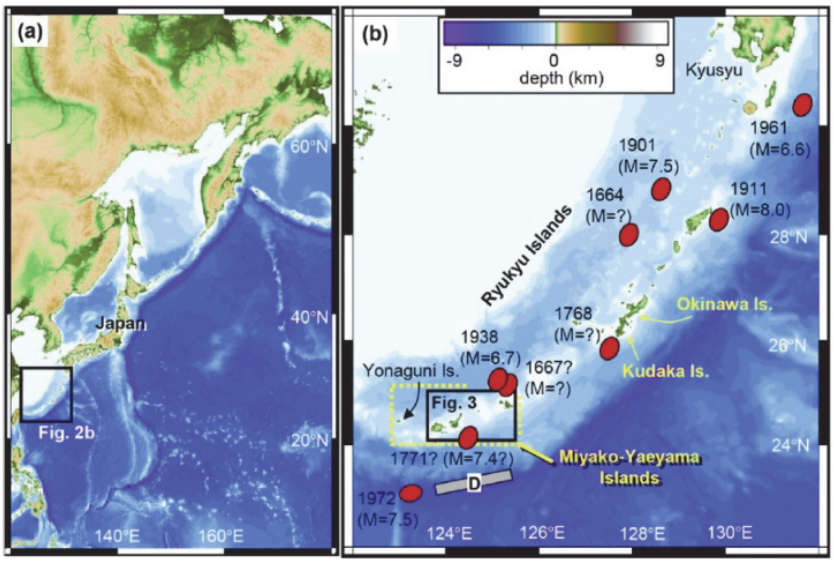


Fig. 2. (a) Map showing the location of Japan and the Ryukyu Islands. (b) Map showing the location of Miyako–Yaeyama Islands. Locations, ages, and magnitudes of historical earthquakes are shown (as red ovals) based on Nakata and Kawana (1995). D = fault rupture area for tsunami source model proposed by Nakamura (2009).

図 2.2.3－11　琉球海溝周辺の震源域分布（Goto et al., 2010）

琉球海溝北部では上盤側が海域に向かう相対変位となっており（**図 2.2.3－12**），南海トラフ沿い海域に比較して固着の程度が低いことが示唆される。Yamamoto et al.(2013)による地震波速度構造のイメージングに基づけば，九州・パラオ海嶺（KPR）はフィリピン海プレート深部の明瞭な低速度域に対応する（**図 2.2.3－13**）。1968 年日向灘地震と 1707 年宝永地震は，KPR に及んでいないことから，KPR は地震時の破壊伝播のバリアとなっている可能性がある。この解釈として，Wallace et al.(2012)は，巨大地震を発生させるためには，滑らかで弱い境界面が広い範囲で必要だが，海山のような起伏の大きい地形はその形成を妨げるとしている（**図 2.2.3－14**）。

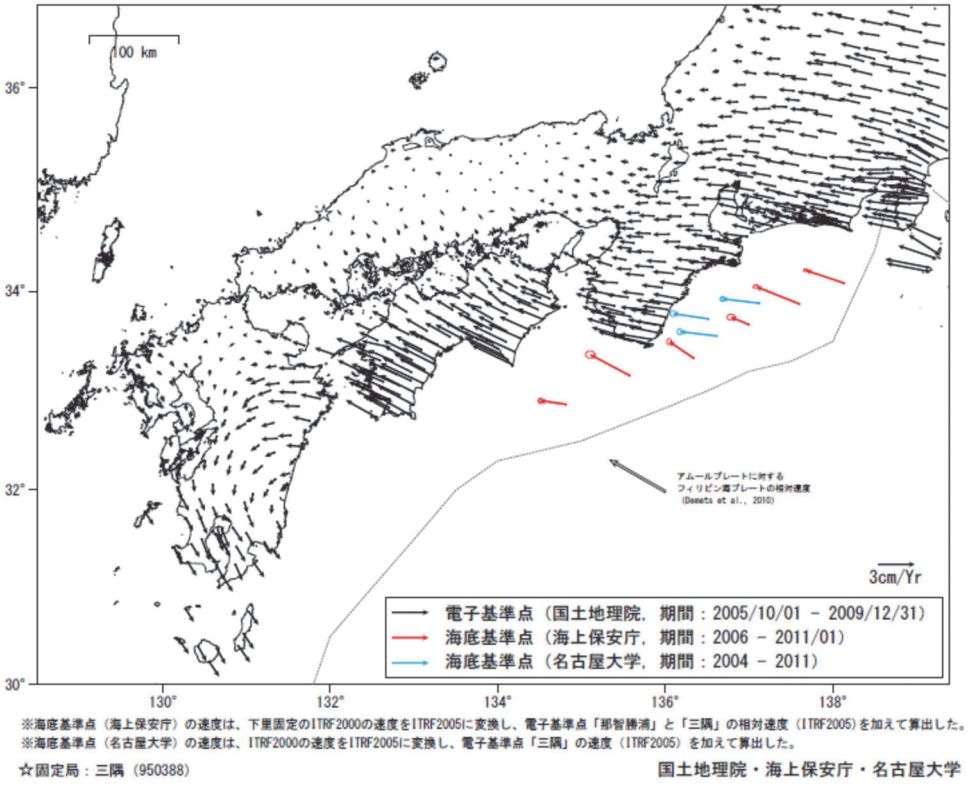
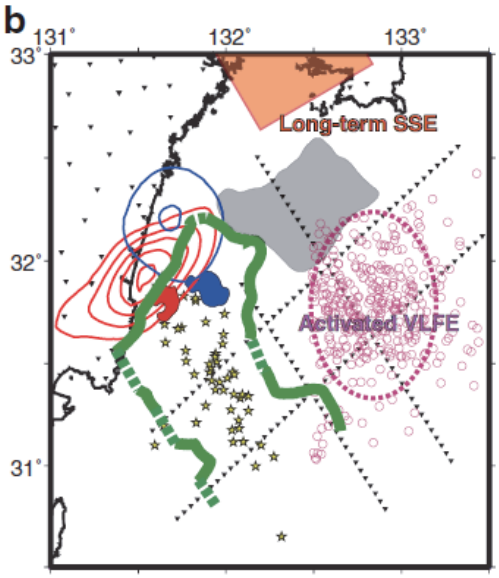


図 2.2.3－12　西南日本の平均変位速度ベクトル（地震本部，2013）



灰色：1968 年日向灘地震の震源域
緑：KPR の外縁
青と赤：1996 年の 2 つの地震の震源域（塗りつぶし）
　と余効すべりの範囲（コンター）
星：2008.11～2009.4 に観測された VLFE※
オレンジ：長期間のスロースリップイベントの範囲
紫：2010 年に活発化した浅い VLFE※
※VLFE：Very Low-Frequency Earthquake

図 2.2.3－13　九州－パラオ海嶺周辺における地震の分布
(Yamamoto et al., 2013)

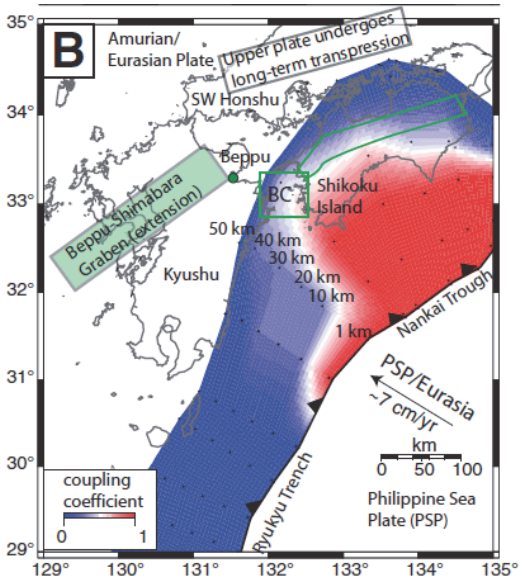


図 2.2.3－14　GPS データに基づき求めたプレート間カップリング率
(Wallace et al., 2012)

琉球海溝周辺のテクトニックマップを**図 2.2.3－15** に示す。横瀬ほか(2010)等によれば，琉球海溝はトカラ海峡と宮古凹地を境に北部・中部・南部に区分される。琉球弧を分断するこのような左横ずれ断層は，上記 2 か所のほかにも数多く提案されている。

なお，海図におけるトカラ海峡は，屋久島南方の海域を指すが構造区分としてのトカラ海峡は小宝島と悪石島間を指す。

Wu et al.(2010)は，応力インバージョンにより琉球海溝周辺の地殻応力分布を求めた。その結果，トカラ海峡を境に応力状態が明瞭に変化しているとし，この理由として，奄美海台（plateau）の厚い地殻の沈み込みが考えられるとしている。

GPS データの解析に基づけば，トカラギャップ（トカラ海峡）とケラマギャップ（宮古凹地）を境に，**図 2.2.3－16** のように北部・中部・南部に分割され，互いに横ずれの運動をしている。

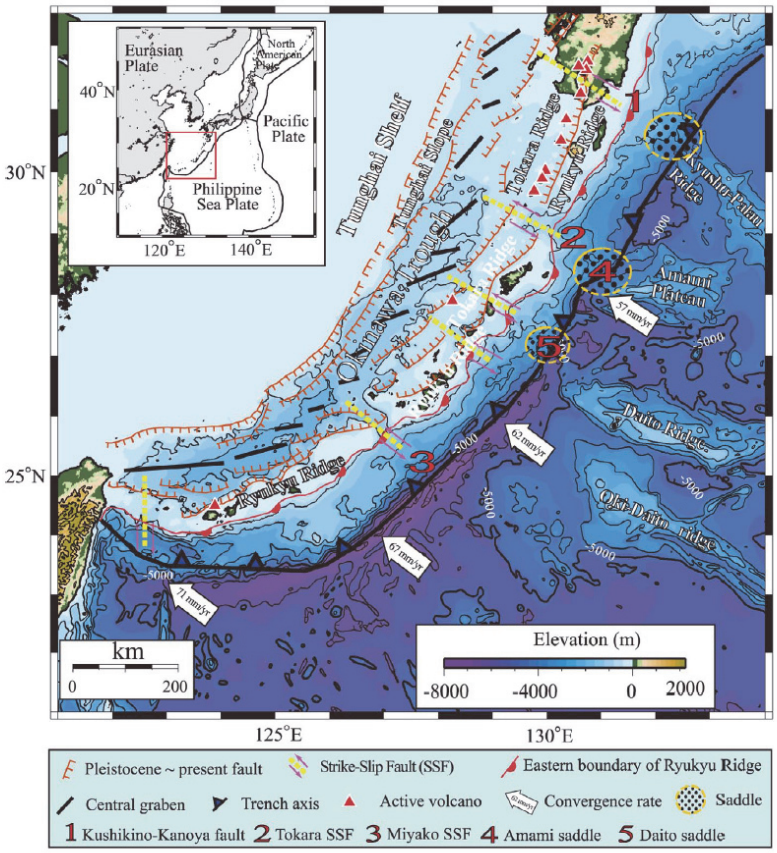


図 2　琉球弧のテクトニックマップ．地質構造マップ：海底地形（木村ほか, 1983; Kimura, 1985），横ずれ断層（小西, 1965; 木崎, 1979, 1985; Kizaki, 1986），活火山（気象庁, 2003），フィリピン海プレートの相対速度（Seno *et al.*, 1993）．等深線間隔：1,000 m.

図 2.2.3－15　琉球弧のテクトニックマップ（横瀬ほか，2010　©東京地学協会）

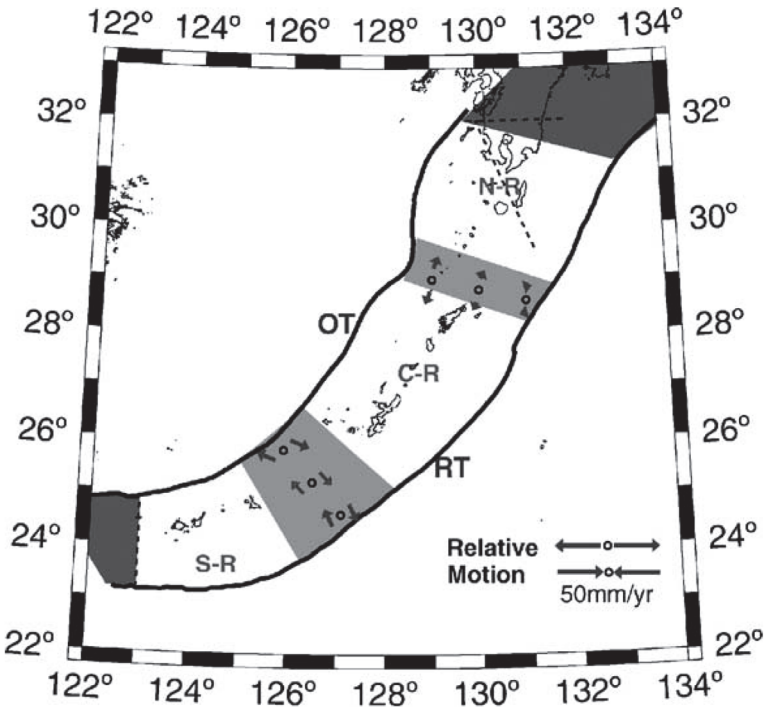


図 2.2.3－16　琉球海溝の領域区分（Nishimura et al., 2004）

2.2.4　津波波源の地域別特徴（遠地津波）

(1) チリ～ペルー沖

チリ～ペルー沖の大地震は，**図 2.2.4－1** に示すとおり，区分された領域ごとに数十年以上の間隔で発生している。そのほか，2014 年 4 月の地震（M_w8.2）が，イキケギャップと呼ばれる空白域を埋める位置で発生した。2015 年 9 月 17 日 7 時 54 分頃（日本時間）には，チリ中部沖を震源とする地震（Illapel（イヤペル）地震；M_w8.3）が発生し，日本沿岸にも津波が到達した。気象庁(2015)によれば，最大は久慈港で 0.8m の津波が記録された。

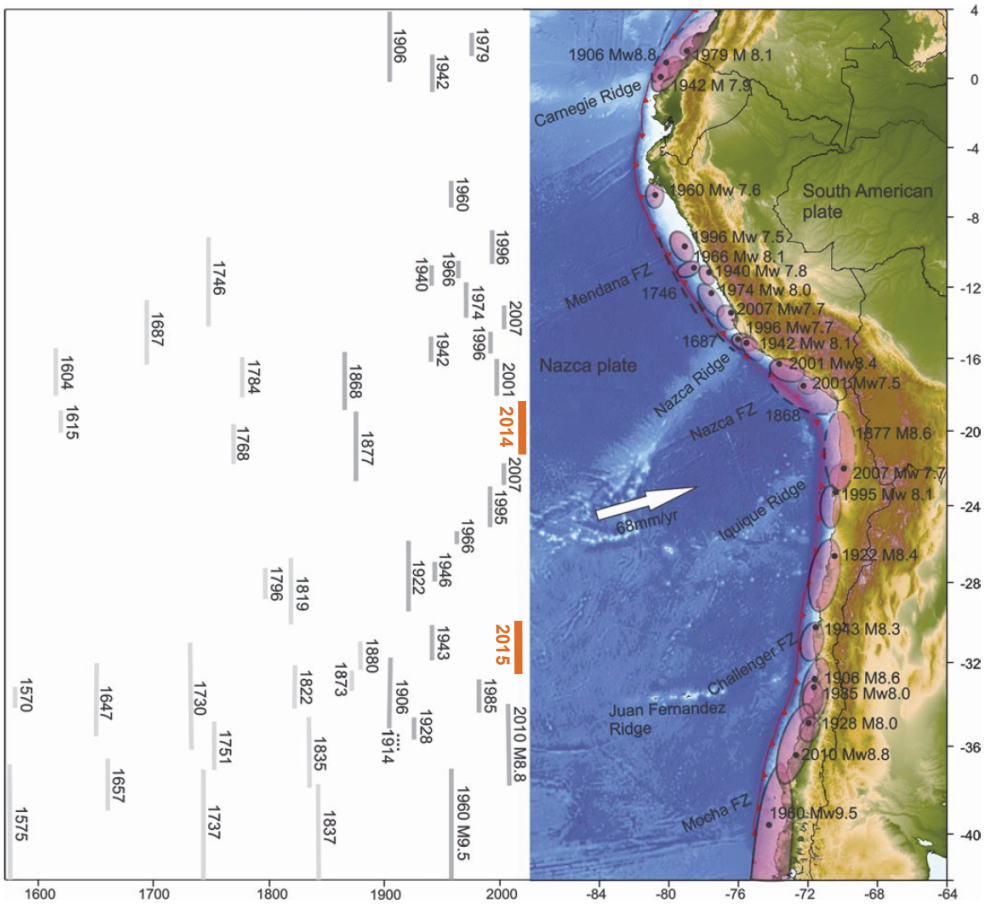
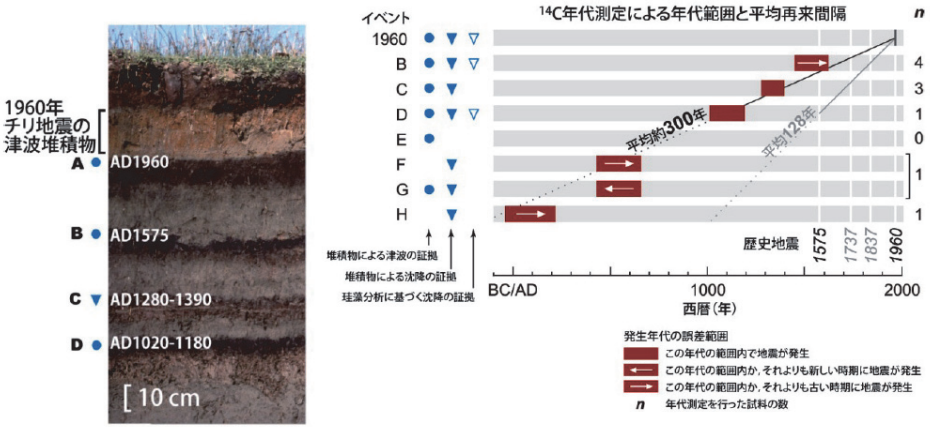


Figure 8. (Right) Seismotectonic setting of the South American subduction zone showing locations (filled black circles) and rupture areas (ellipses) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates (modified after refs 17 and 52).

図 2.2.4－1　チリ～ペルー沖の地震の履歴（Rajendran(2013)に加筆）

チリ南部では約 130 年間隔で地震を発生している。このうち 1960 年チリ地震津波は記録上既往最大の地震である（M_w=9.5）。Cisternas ほか(2006)によれば湿地での掘削調査では，同じ震源域で発生した 1737 年と 1837 年の地震の痕跡は確認されなかった。

したがって，これら 2 つの地震は 1960 年チリ地震よりも規模が小さかったものと考えられる。これを踏まえ，宍倉(2013)は 1960 年の 1 回前のイベントは 1575 年の地震に対比されるとし，過去 2,000 年間に平均 300 年間隔で，1960 年と同程度の地震が発生したとしている（**図 2.2.4－2**）。



第 2 図　Maullin において観察される津波堆積物とその履歴．Cisternas et al. (2005)[3]に基づく．

図 2.2.4－2　1960 年の破壊領域の地震の履歴（宍倉，2013）

Melnick et al.(2009)は，**図 2.2.4－3** に示すとおり，過去の地震の震源域が岬の位置で系統的に分割されているとしている。1960 年の震源域の北端付近にはアラウコ半島があり，これより南の陸側プレートで形成された前弧スリバが北進し，アラウコで部分的に沈み込んでいる。Melnick et al.(2009)は，こうした岩石学的な不連続が破壊のバリアとして作用する可能性があるとしている。

1960 年の震源域の南端である南緯 46 度 30 分 付近には海嶺-海溝-海溝（RTT）型の「チリ沖三重会合点」（CTJ）が存在し，海洋プレート生成域であるチリ海嶺（中央海嶺）中軸谷が南米大陸プレート下に沈み込んでいる。松本ほか(2010)は，南緯 46 度 以北では Active Transform 断層や海溝に沿って地震が多発しているが，南緯 46 度 30 分付近では地震の発生が極めて少なく，地震が起こっていないことと海嶺が沈み込もうとしているチリ沖三重会合点の関連性を示唆しているとしている。また，陸上ではチリ沖三重会合点の南緯 46 度 30 分付近を境に火山帯のギャップが存在するとしている。

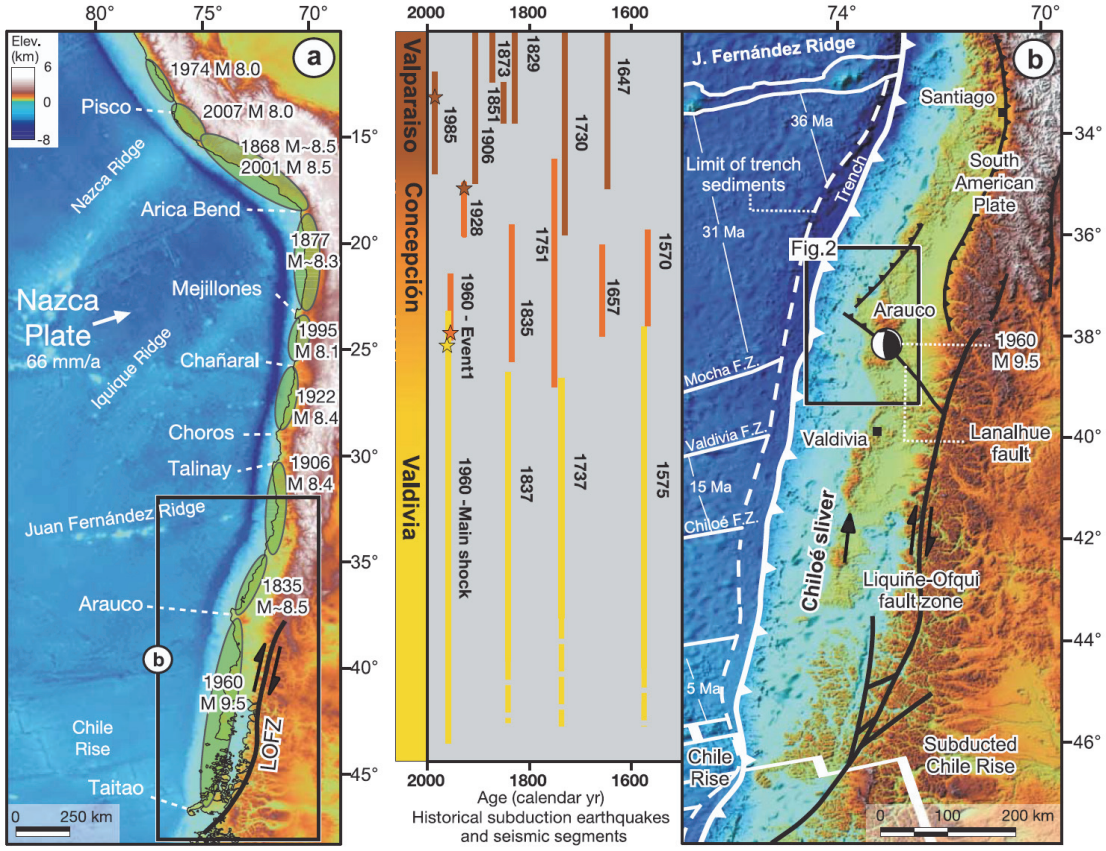


図 2.2.4－3　南米チリ沖のテクトニクスと過去の地震の対応関係（Melnick et al., 2009）

チリ南部沖の津波の痕跡高を説明できる断層モデルを**表 2.2.4－1** に示す。そのほか，1960 年の不均質すべりモデルとして Fujii and Satake(2013)による**図 2.2.4－4** のモデルがある。

表 2.2.4－1　チリ南部沖の津波の痕跡高を説明できる断層モデル

対象地震とモデル	長さ L (km)	幅 W (km)	すべり量 D (m)	上縁深さ D (km)	走向 θ (度)	傾斜角 δ (度)	すべり角 λ (度)	剛性率 $\times 10^{10}$ (N/m^2)	M_0 $\times 10^{20}$ (N・m)	M_w
1960 年 K＆C モデル	800	200	24	1	10	10	90	5.0	1,920	9.46
1960 年 B＆W モデル	850	180	14.6	1	7	20	105	5.0	1,117	9.30
1837 年	479	101	8.22	1	7	20	105	5.0	200	8.80

※ K＆C モデルは，Kanamori and Cipar(1974)，B＆W モデルは，Barrientos and Ward(1990)のモデルをそれぞれ表す。B＆W モデルの方が，傾斜が高角ですべり量が小さめのモデルとなっている。

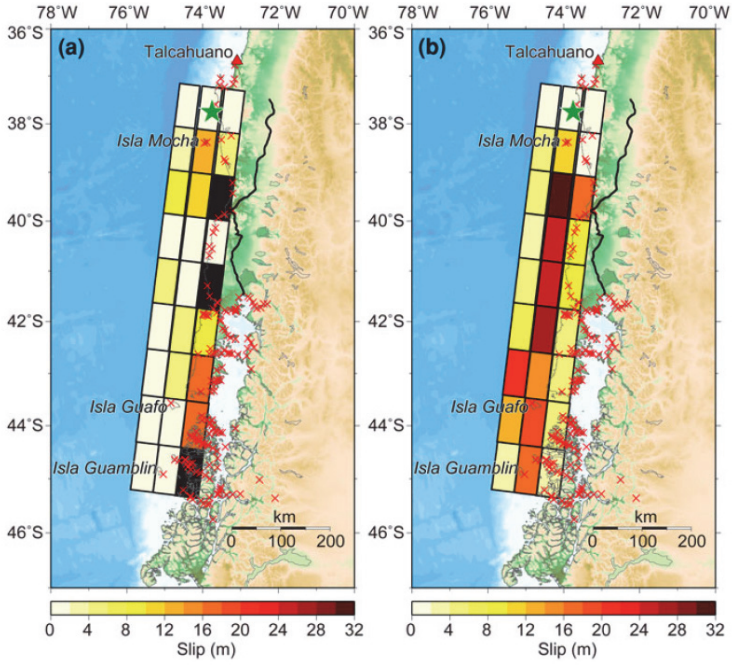


Figure 10
Slip distributions estimated by inversions using **a** tsunami data only and **b** joint data set including geodetic data. *Green star* shows the 1960 epicenter. Data points of geodetic data are also shown by *crosses*. *Solid line* in *black* shows the track of leveling data along the highway

図 2.2.4－4　1960 年チリ地震津波の波源モデル（Fujii and Satake, 2013）

※ a は津波インバージョンに基づくモデル，b は津波および地殻変動のインバージョンに基づくモデルである。

(2) 北米カスケード沈み込み帯

1700 年北米カスケード沈み込み帯の地震について，佐竹・王(1998)は，津波高の再現性から,地震時のすべり量は約 7m と推定している(**図 2.2.4−5**)。Satake et al.(1996)によれば,1700 年の地震時には**図 2.2.4−6** に示す約 900km の全セグメントが破壊した。羽鳥(1998)は現在の空白域を**図 2.2.4−7** に示す範囲としており，これは 1700 年の破壊領域より小さい。

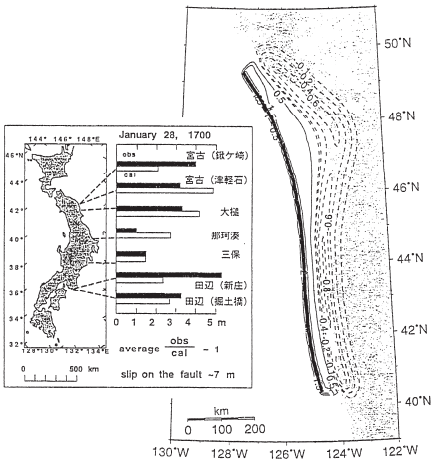


図 2.2.4−5 断層モデルによる 1700 年津波のシミュレーション例（佐竹・王，1998）

※ 棒グラフの黒棒は痕跡高，白棒は計算値である。平均すべり量を約 7m としている。

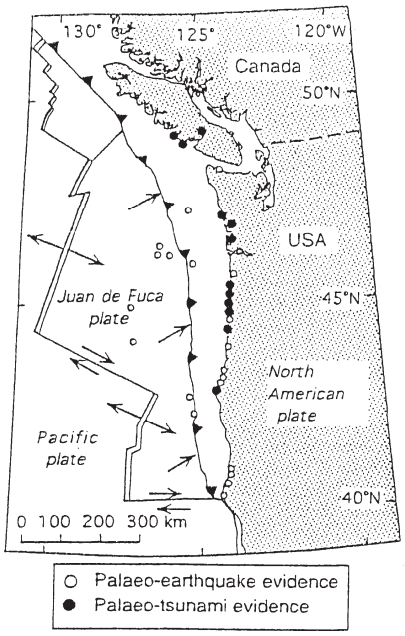


図 2.2.4−6 北米カスケード沈み込み帯付近の構造（Satake et al.，1996）

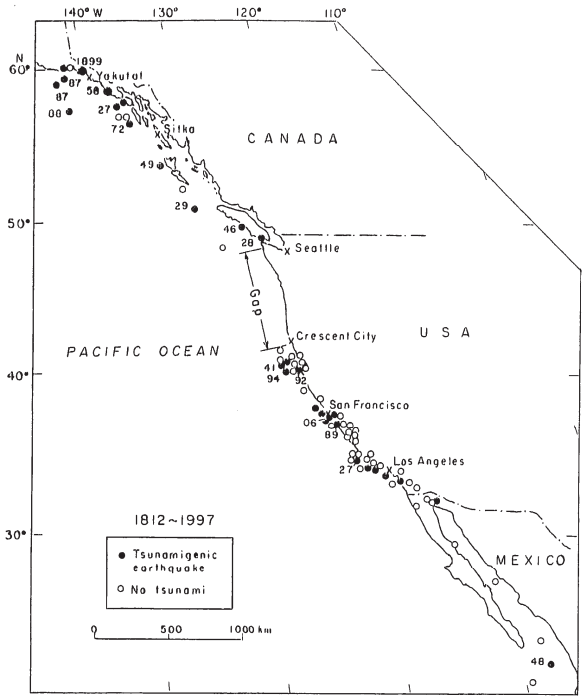


図 2.2.4−7　カスケード沈み込み帯における現在の空白域（羽鳥，1998）

Scholz(2014)は，Goldfinger et al.(2012)による完新世を通じたカスケード沈み込み帯の地震活動の研究に基づき，破壊パターンごとの断層モデルを提案している。まず，Goldfinger et al.(2012)に基づき，破壊のパターンを**図 2.2.4−8** の 4 パターンに分類した。同図の（ ）内の値は，完新世に記録された発生数である。更に，これらを構成する 4 つのセグメントの形状を，地殻の温度を考慮して**図 2.2.4−9** のように設定した。更に，プレート相対運動と整合的なすべり量を設定するため，破壊パターンごとに**表 2.2.4−2** のすべり量を与えた。同表に示すとおり，これらのすべり量を完新世にわたり累積するとプレート相対運動の累積と調和的な解放量となっていることがわかる。

表 2.2.4−2　カスケード沈み込み帯における 4 セグメントの断層パラメータおよび累積変位量とプレート収束量の比較（Scholz，2014）

Segment	Length (km)	Width (km)	Event A slip (m), N = 19	Event B slip (m), N = 4	Event C slip (m), N = 10	Event D slip (m), N = 10+	Holocene Slip (m)	Plate Tectonics
1	450	100	20				380	380
2	150	70	14	13.6			320	310
3	150	50	10	9.7	9.6		315	320
4	350	40	8	7.8	7.7	6.8	320	330
Moment (10×10^{20} N·m)			490	130	72	38		
Magnitude			9	8.7	8.5	8.3		

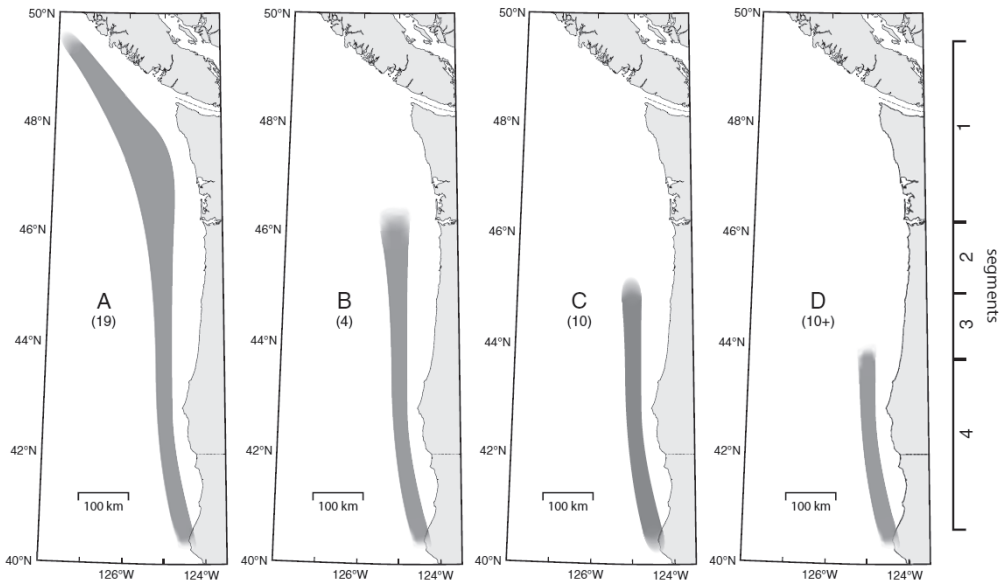


Figure 2. The four rupture classes of Cascadia earthquakes, after Goldfinger *et al.* (2012). Numbers in parentheses indicate the number of each type in the Holocene record.

図 2.2.4−8 カスケード沈み込み帯における 4 つの破壊パターン（Scholz，2014）

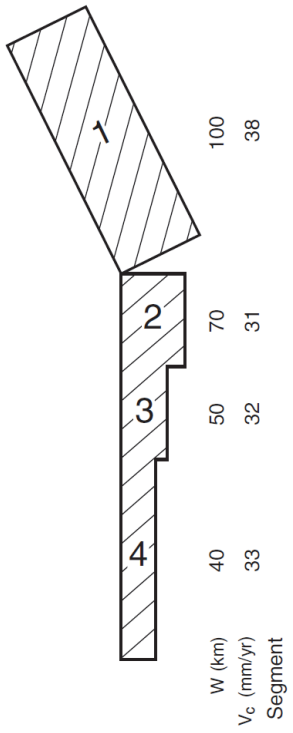


Figure 3. Simple geometric model of the locked areas of the Cascadia subduction zone. Width scale is 2× for clarity.

図 2.2.4−9 カスケード沈み込み帯における 4 セグメントの形状（Scholz，2014）

(3) アラスカ～アリューシャン～カムチャッカ

アラスカ～アリューシャン～カムチャッカで発生した主な津波を**表 2.2.4－3** に示す。

表 2.2.4－3 発生海域別主な津波の規模（M_w8.5 以上）と日本における最大津波高

発生海域	発生年	規模	日本における最大津波高
アラスカ	1964	M_w9.2 , M_t9.1	0.75m：岩手県大船渡
アリューシャン	1957	M_w8.6 , M_t9.0	0.48m：和歌山県串本
	1965	M_w8.7 , M_t8.6	0.55m：和歌山県串本 1.06m（全振幅）：北海道広尾
カムチャッカ	1923（2 月）	M_w8.6 , M_t8.8	0.5m：和歌山県串本
	1952	M_w9.0 , M_t9.0	3.0m：岩手県宮古市，釜石市等

※ M_w ：Abe(1989)，MacInnes et al.(2010)，谷岡(2013)による。

M_t ：Abe(1989)による。津波高：Hatori(1965)，渡辺(1998)，都司ほか(1998)による。

最近のアラスカ～アリューシャンにおける巨大地震の震源域は**図 2.2.4－10** のとおりである。1946 年アリューシャン地震（M_S7.4，M_w8.2）は典型的な津波地震であったとされる。また，この津波では地震により海底地すべりが発生し，地すべり発生域近傍の沿岸に局所的に大きな津波を発生させたとされる。谷岡(2013)は，地すべりによる津波は波長が短いため局所的で遠地には影響を及ぼさず，遠地で記録された大きな津波は地震の断層運動による海底地殻変動が原因であり，その断層運動がゆっくりでかつ海溝軸近傍であったため，津波地震となったと解釈している。

Shennan et al.(2007)は，陸上で採取した泥炭とシルトの組（peat-silt couplets）による地震時の沈降の推定に基づき，1964 年を除けば，過去 3,800 年間では約 600 年間隔（推定誤差を考慮すると最小で 180 年の間隔）で巨大地震が発生しているとしている。また，最大は 1964 年とその前の間隔で，約 1,000 年であるとしている。

カムチャッカ沖における最近の巨大地震の震源域を**図 2.2.4－11** に示す。このうち最大規模は 1952 年の地震であり，Johnson and Satake(1999)は津波インバージョンに基づく波源モデルを**図 2.2.4－12** のように提案している。

谷岡(2013)は，津波堆積物に関する調査結果等を総合し，100 年から 400 年に 1 回は沿岸で 5m を超える津波が発生しているとしている。

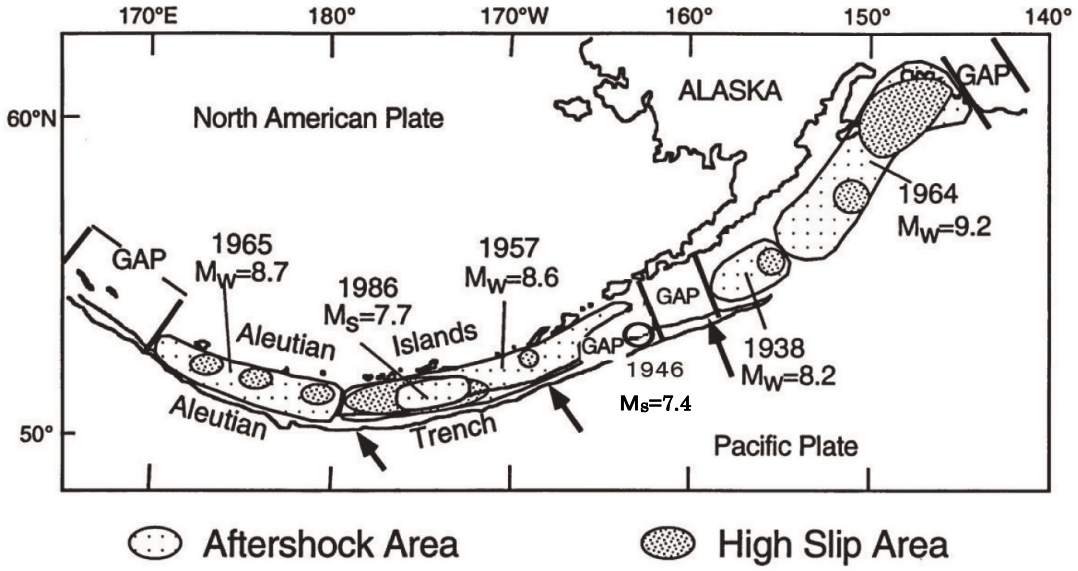


図 1　アラスカ・アリューシャン沈み込み帯で発生した最近の巨大地震の余震域と大きくすべったプレート境界の分布．Johnson and Satake (1997)の図に追記した．

Fig.1.　Aftershock areas and high slip areas of recent great earthquakes occurred along the Alaska-Aleutian subduction zone. Add after Johnson and Satake(1997)

図 2.2.4－10　アラスカ・アリューシャン沈み込み帯で発生した最近の巨大地震の余震域および大きく滑った領域（谷岡(2013)を一部修正）

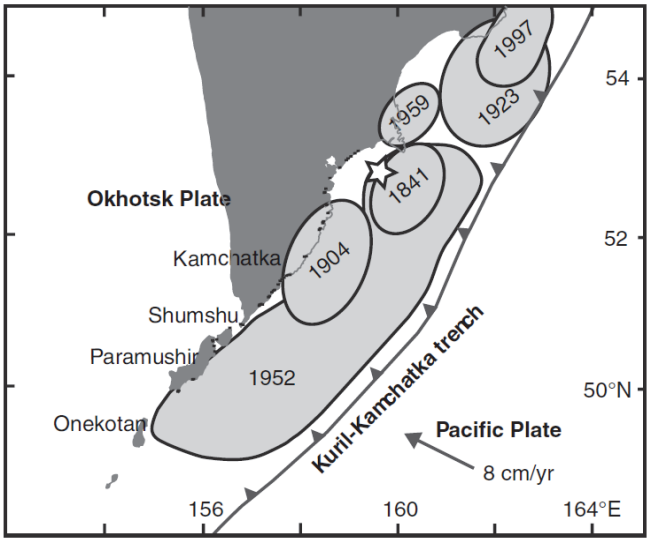
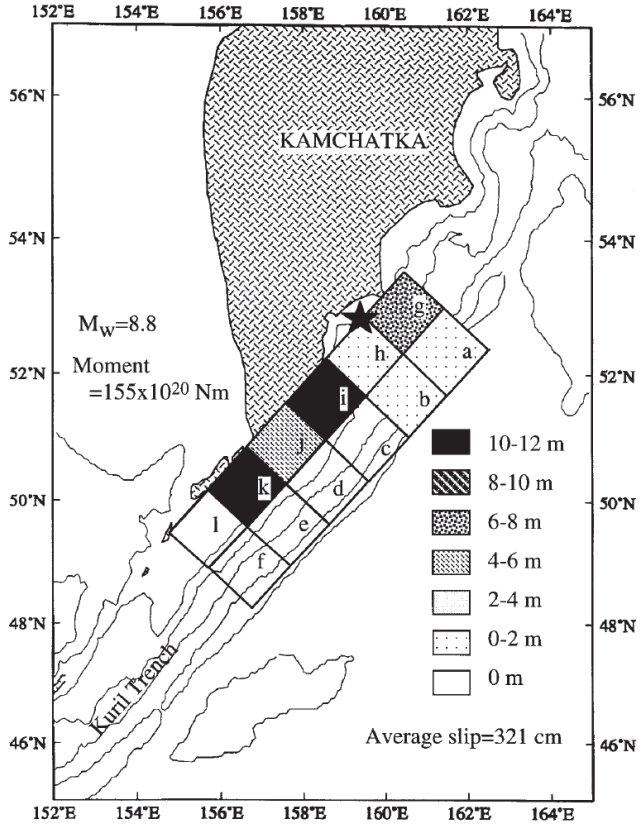


図 2.2.4－11　カムチャッカ沖で発生した最近の巨大地震の震源域(MacInnes et al., 2010)

※ 星印は 1952 年の震央位置を表す。



Subfault #	Slip (in meters)	Uncertainty (in meters)
a	1.4	1.8
b	1.4	1.1
c	0.0	1.4
d	0.0	1.1
e	0.0	1.6
f	0.0	1.8
g	7.7	3.0
h	0.8	2.9
i	11.4	3.6
j	4.9	4.4
k	10.9	3.4
l	0.0	2.7

図 2.2.4－12　津波インバージョンに基づく 1952 年カムチャッカ地震津波の波源モデル
(Johnson and Satake, 1999)

(4) スマトラ沖～アンダマン海

Rajendran(2013)は，津波堆積物調査等に基づき，スマトラーアンダマン沈み込み帯では約 500 年間隔で巨大地震が繰り返し発生しているとしている（**図 2.2.4－13**）。このうち最大規模の 2004 年スマトラ島沖地震について，Tanioka et al.(2006)は**図 2.2.4－14** のような波源モデル（M_w9.2）を示した。平均破壊伝播速度は 1.7km/s としている。

Tang et al.(2013)は，P 波速度構造による分析から，2004 年と 2005 年の地震の発生領域の境界部には厚い海洋性地殻が存在し，これが破壊伝播のバリアとして作用する可能性があるとしている。

小山ほか(2012)によれば，インド・オーストラリアプレートは斜めにビルママイクロプレートに衝突し，ビルママイクロプレートはその東に位置するスンダマイクロプレートに対して約 37mm/yr で北北東に衝突している。アンダマン海嶺が北北西に拡大し，ビルマニコバール海溝とアンダマン海嶺，その延長と考えられるスマトラ大断層とサガイン断層の 2 つのトランスフォーム断層に挟まれた地域が，ビルママイクロプレートとして北上することになる。Curray(2005)は，アンダマン海は，新生代に開き始め，始新世に形成されたスリバ（ビルマプレート）の横ずれにより，海溝と垂直な向きの拡大が進行したことによる伸張性背弧海盆であるとしている。

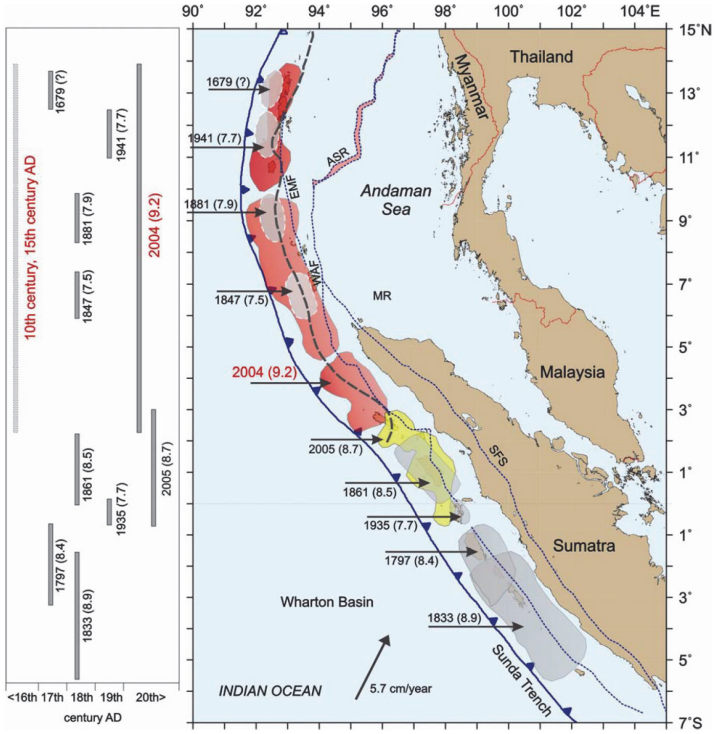
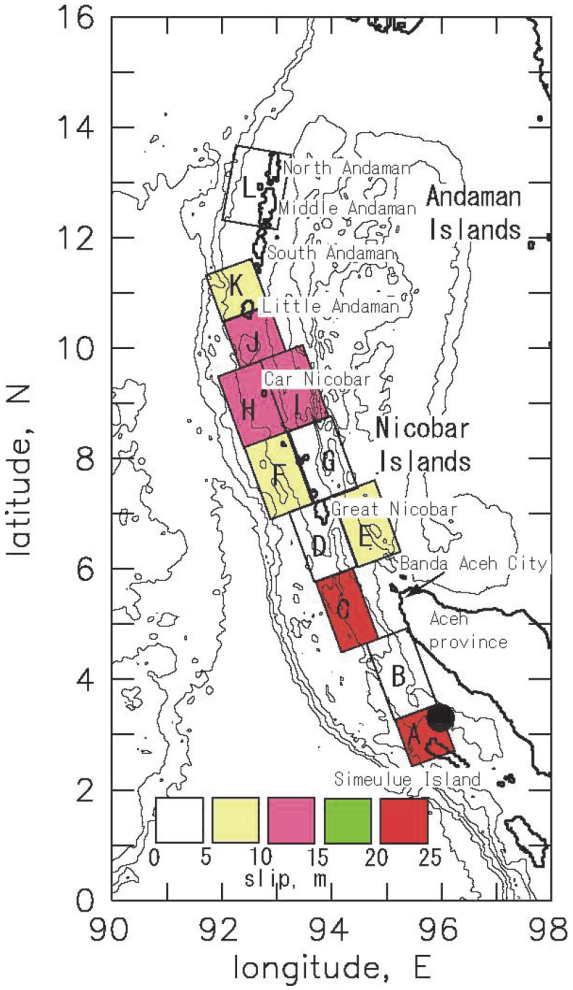


図 2.2.4－13　スマトラーアンダマン沈み込み帯における過去の地震の震源域
（Rajendran，2013）



小断層	長さ (km)	幅 (km)	上縁深さ (km)	走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり量 (m)
A	100	100	10	340	10	21.1 ± 5.0
B	160	100	10	340	10	0.0 ± 0.0
C	150	90	10	340	10	22.9 ± 6.7
D	150	100	10	340	10	4.2 ± 3.1
E	150	100	27	340	10	9.6 ± 1.3
F	150	100	5	340	10	5.1 ± 2.7
G	150	100	22	340	10	0.0 ± 0.0
H	150	100	5	340	10	11.2 ± 0.9
I	150	100	22	340	10	13.9 ± 2.6
J	100	110	10	340	10	14.5 ± 2.1
K	150	110	10	340	3	7.3 ± 0.4
L	100	112.5	5	10	17	1.1 ± 0.3

破壊伝播速度 = 1.7km/s

図 2.2.4－14　津波インバージョンに基づく 2004 年スマトラ－アンダマン地震津波の波源モデル（Tanioka et al., 2006）

(5) 東南アジア～オセアニア

東南アジア～オセアニア海域において過去に発生した津波の日本沿岸での水位は，**表 2.2.4－4** に示すとおり，いずれも小規模である。また，**表 2.2.4－5** に示すように，同地域における最近 100 年間の最大地震マグニチュードは，1938 年インドネシアのバンダ海で発生した M_w 8.5（M_s 8.2）あるいは 1924 年にフィリピンのミンダナオ島南東沖で発生した M_s 8.3 である。

表 2.2.4－4 東南アジアに発生し日本に影響のあった過去の津波

番号	発生日	発生位置	マグニチュード	日本における津波高さ（検潮儀記録最大全振幅，cm）
1	1883.8.27	インドネシア クラカトア火山		相模湾，四国，九州南部で潮の異常
2	1918.9.7	フィリピン セレベス海	M_S8.0	細島 13,串本 40
3	1968.8.1	フィリピン ルソン島東岸	7.3	名瀬 12，土佐清水 16，室戸 27，紀伊白浜 6，南伊豆 18，小名浜 13 等
4	1968.8.10	インドネシア モルッカ海峡	7.6	油津 6，蒲江 15，土佐清水 18，室戸 16，串本 20，浦神 40，尾鷲 22，長島 16
5	1972.12.2	フィリピン ミンダナオ島南東沖	7.8	石垣島 14，油津 24，蒲江 26，土佐清水 44，室戸 33，串本 46，浦神 34，鳥羽 7，南伊豆 26，八丈島 30，小名浜 22 等
6	1975.10.31	フィリピン サマール島北東沖	7.6	花咲 18，釧路 10，宮城県江ノ島 9 ,小名浜 27，銚子 56，三宅島 44，八丈島 58，南伊豆 24，尾鷲 46，串本 48，室戸 12，土佐清水 32，油津 26 等
7	1976.8.16	フィリピン ミンダナオ島モロ湾	7.9	父島 18，串本 24，土佐清水 19，布良 14，室戸 5
8	1996. 2. 17	インドネシア イリアンジャヤ沖	M_w8.2 M_S8.1	花咲 40，釧路 20，銚子 40，布良 130 超，横須賀 22，八丈島 110，内浦 88，清水港 30，御前崎 99，四日市 14，尾鷲 132，浦神 122，串本 170，和歌山 20，土佐清水 164，延岡 68，石垣島 25，父島 195 等
9	1998.7.17	パプアニューギニア 本島アイタペ沖	M_w7.1 M_S7.0	館山 10，伊豆大島 15，三宅島 20,父島 8，室戸 13，土佐清水 15，名瀬 12 等
10	2002.9.8	パプアニューギニア 本島ウェワク沖	M_w7.6	室戸岬 15（上昇量），名瀬市小湊 20（上昇量）等
11	2009.1.3	インドネシア	M_w7.4	父島 72，熊野 63，串本 73，阿波由岐 60，枕崎 64 等
12	2012.8.31	フィリピン諸島	M_w7.6	八丈島八重根 90，室戸岬 35，那覇 30 等

※ 渡辺(1998)に 1998 年以降の津波を加筆した。1998 年以降のマグニチュードは USGS，津波高さは気象庁による。

表 2.2.4−5　東南アジアに発生した M 8.0 以上の大地震（1900 年以降）

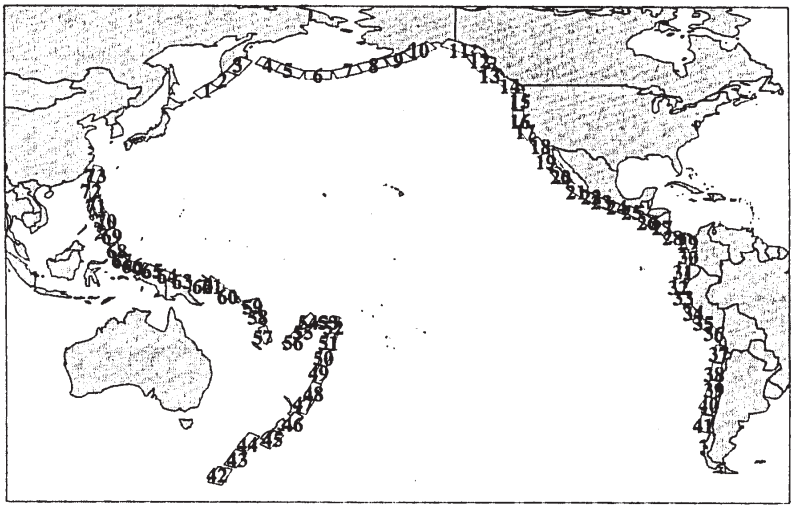
番号	発生日	発生地	震源 (° N)	震源 (° E)	マグニチュード
1	1914.5.26	インドネシア ニューギニア島北西岸	−2	137	M_S8.0
2	1918.8.15	フィリピン ミンダナオ島	5.5	123	M_S8.0
3	1924.4.14	フィリピン ミンダナオ島南東沖	6.5	126.5	M_S8.3
4	1932.5.14	インドネシア マラッカ海峡	0.5	126	M_S8.0
5	1938.2.2	インドネシア バンダ海	−5.25	130.5	M_S8.2 M_W8.5
6	1948.1.25	フィリピン パナイ島沖	10.5	122	M_S8.2
7	1976.8.17	インドネシア ミンダナオ島南方沖	6.22	124.11	M_W8.1 M_S7.8
8	1977.8.19	インドネシア スンバワ島沖	−11.16	118.41	M_W8.3 M_S8.1
9	1996.2.17	インドネシア イリアンジャヤ	−0.94	136.95	M_W8.2 M_S8.1
10	2000.11.16	パプアニューギニア ニューブリテン島	−3.98	152.16	M_W8.0

※ 宇津ほか編(2001)「外国の主な地震の表」に 1996 年の地震の M_S および 2000 年の地震を加筆した。2000 年の地震の情報は USGS による。

Bautista and Oike(2000)は，フィリピンの教会に残された地震記録をもとに，1608 年～1895 年の 485 個の地震について震央･M_S 分布を推定している。このうち最大規模は M_S8.0 である。したがって，フィリピン周辺では過去約 400 年間の地震規模は，高々 M_W 8.5（M_S8.3）程度である。つまり，日本周辺に関し信頼性の高い史料が得られる期間とほぼ同等の期間に対し，フィリピン周辺の既往最大マグニチュードは M_W8.5 である。

図 2.2.4−15 に示すのは，河田ほか(1998)による環太平洋の想定津波計算結果である。東南アジア海域で M_W9.0 の地震を想定した場合でも，日本沿岸での水位はチリ沖に想定したチリ津波による水位を上回らない。

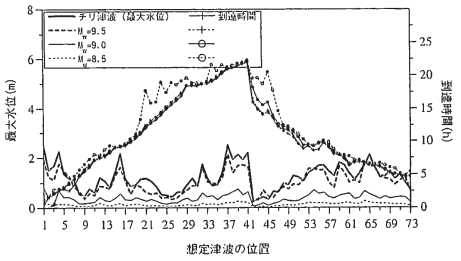
Okal(1999)によるニューギニア海溝の地震活動に関する知見によれば，134.75° E～139.75° E の約 550km の区間では連続的に地震が発生している。ここでは，1996 年イリアンジャヤ（Biak）地震で約 300km のセグメントが破壊されている。



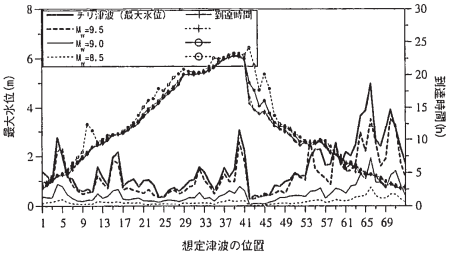
チリ津波（最大水位）　到達時間
M_w = 9.5　到達時間
M_w = 9.0　到達時間
M_w = 8.5　到達時間

想定津波モデルの断層の大きさ

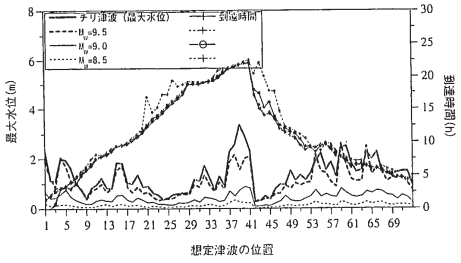
	長さ(km)	幅(km)	変位(m)
チリ津波	800	200	24.0
M_w=9.5	655	328	20.7
M_w=9.0	369	184	11.7
M_w=8.5	207	104	6.6



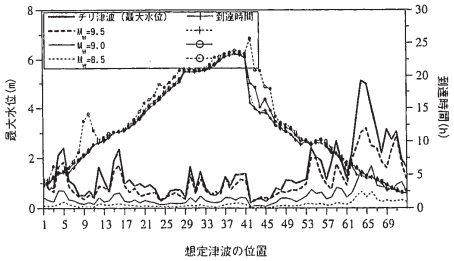
（a） 釧路



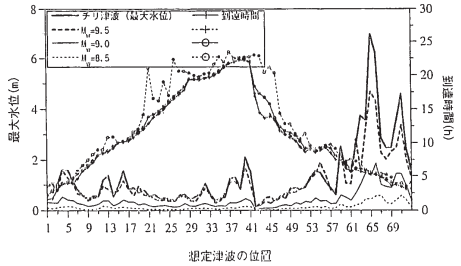
（d） 尾鷲



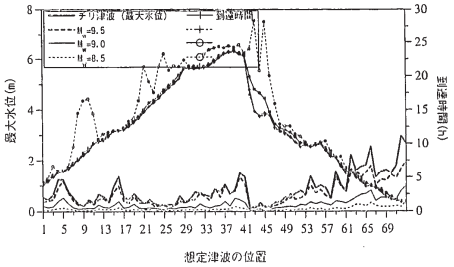
（b） 宮古



（e） 土佐清水



（c） 伊東



（f） 那覇

図 2.2.4－15　環太平洋の想定津波計算（河田ほか，1998）

2.2.5　基本断層モデル設定方法等の事例

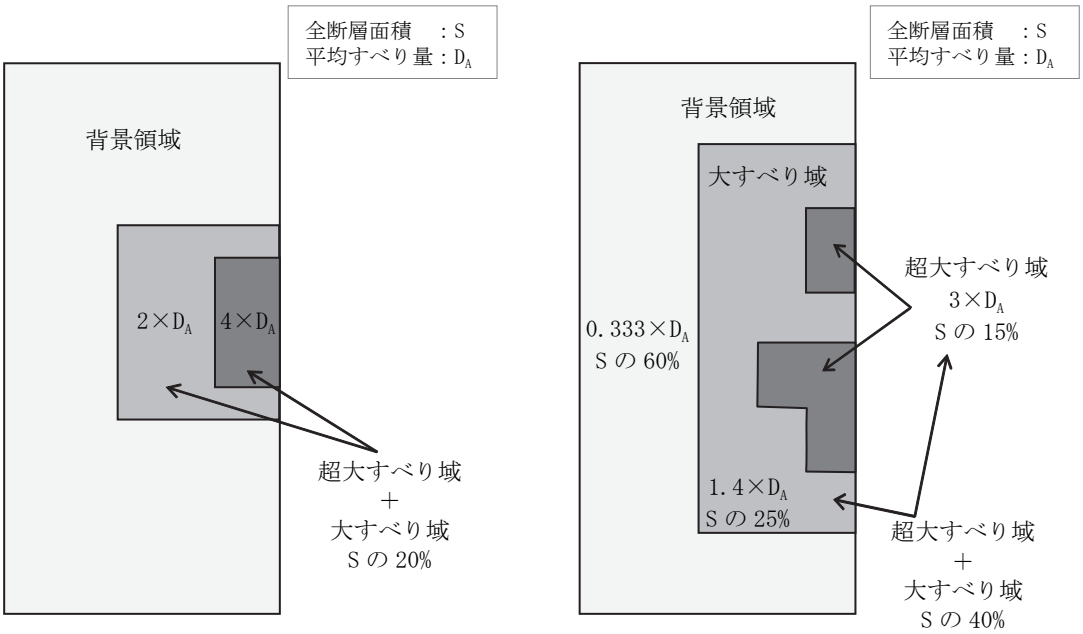
(1) プレート間巨大地震を想定する場合

千島海溝～日本海溝および南海トラフ沿いの海域で，M_w9 クラスのプレート間地震を想定した場合の基本断層モデル設定事例を示す。

プレート境界における巨大地震の特性化断層モデルの作成法としては，代表的なものとして内閣府(2012)の方法および杉野ほか(2014)の方法がある。両手法の概要は**図 2.2.5－1** のとおりである。

内閣府(2012)による南海トラフ巨大地震の断層モデルの設定例を**図 2.2.5－2** に示す。断層面積は約 140,000km^2，平均すべり量は約 10m，大すべり域のすべり量は約 20m，超大すべり域のすべり量は約 40m である。ただし，スケーリング則は主部断層部のみに適用されており，各小断層のすべり量はプレートの沈み込み速度に比例させている。地震の規模は，主部断層のみで $M_w9.0$，海溝軸付近の津波地震断層を含むと $M_w9.1$ となる。

杉野ほか(2014)による日本海溝巨大地震の断層モデルの設定例を**図 2.2.5－3** に示す。断層面積は約 134,000km^2，平均すべり量は 10.4m，大すべり域のすべり量 14.6m，超大すべり域のすべり量 31.2m である。地震の規模は $M_w9.1$ となる。



(1) 内閣府(2012)の方法　　(2) 杉野ほか(2014)の方法（$M_w8.9$ 以上）

図 2.2.5－1　内閣府(2012)および杉野ほか(2014)のモデル化の方法

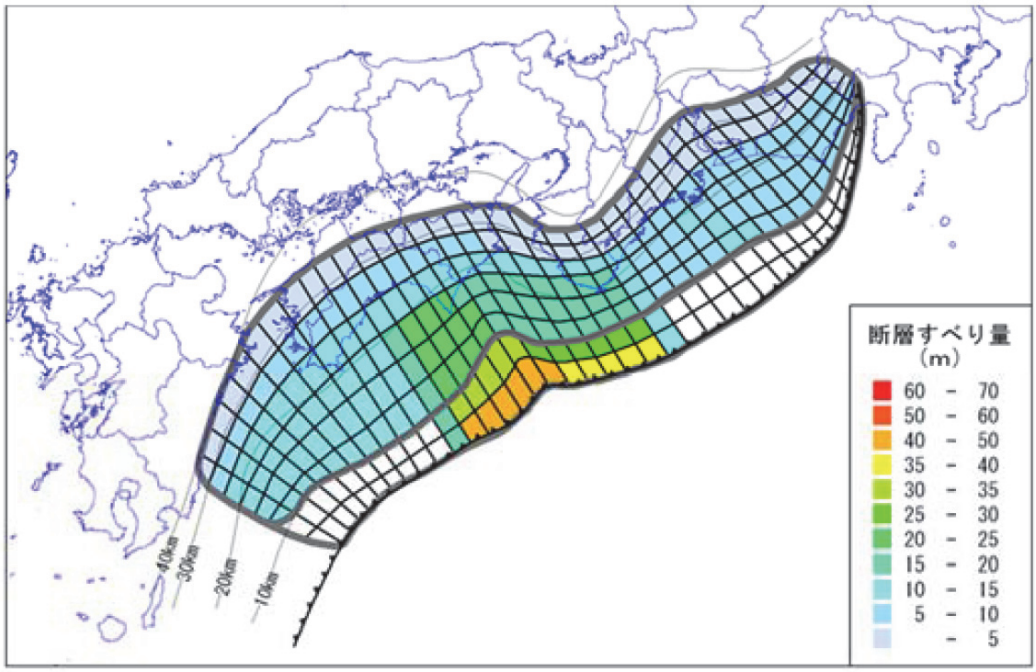


図 2.2.5－2　南海トラフ巨大地震の断層モデルの設定例（内閣府，2012）

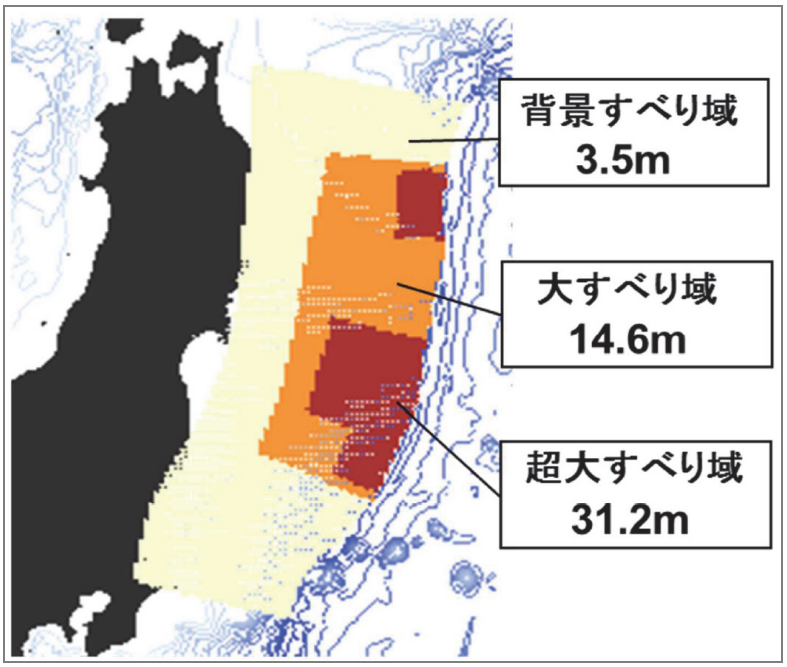


図 2.2.5－3　日本海溝巨大地震の断層モデルの設定例（杉野ほか，2014）

以上の事例におけるパラメータ設定の考え方をフロー図にまとめると**図 2.2.5−4** のようになる。

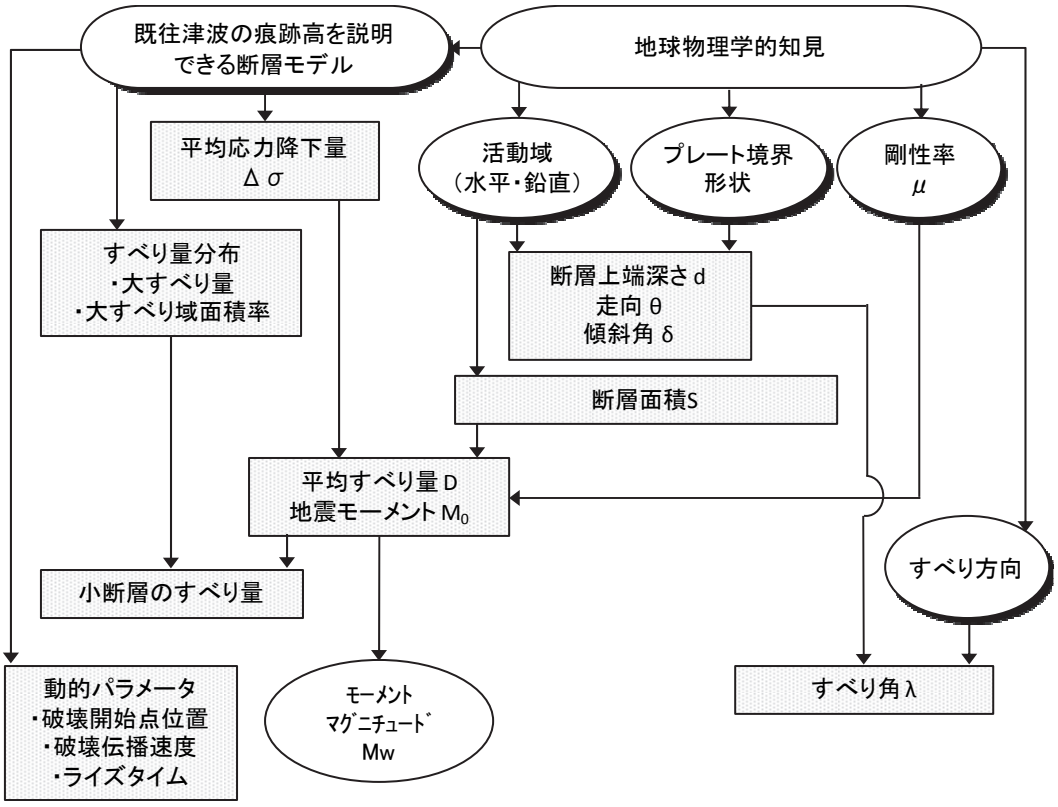


図 2.2.5−4　プレート間巨大地震を想定する場合のパラメータ設定フロー

※ 上記フローのうち，長方形は津波計算に必要な断層パラメータを，影付きの項目はパラメータ設定に先立って必要な項目を表す。

(2) 既往津波の断層モデルに基づき海域ごとに設定する場合

土木学会(2002)では，既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルに基づき基本断層モデルを設定する方法を提示している。日本海溝沿いおよび千島海溝（南部）沿い海域の例を以下に示す。

断層パラメータ設定のフローを**図 2.2.5−5** に示す。**図 2.2.5−6**，**表 2.2.5−1** に示した既往津波の痕跡高を最もよく説明する断層モデルをもとに，**図 2.2.5−7** に示した既往最大 M_w を考慮し，地震の発生様式を反映した適切なスケーリング則を適用する。

なお，**図 2.2.5−7** の海域区分のうち，3 と 8 が津波地震，4 がプレート内正断層地震を想定する海域であり，他は典型的なプレート間地震に対応している。また，海域区分 7 の M_w は,検潮記録との比較を実施している 1938 年塩屋沖地震 II のすべり量 1.6m を K =0.84 倍し，更に検潮儀記録と痕跡高の関係を考慮して地震モーメントを 2 倍し

た値である。

図 2.2.5－5 に示したフローに従い，**表 2.2.5－2** に示す方法で各断層パラメータを決定すれば，位置と M_w に応じた基準断層モデルを設定することができる。

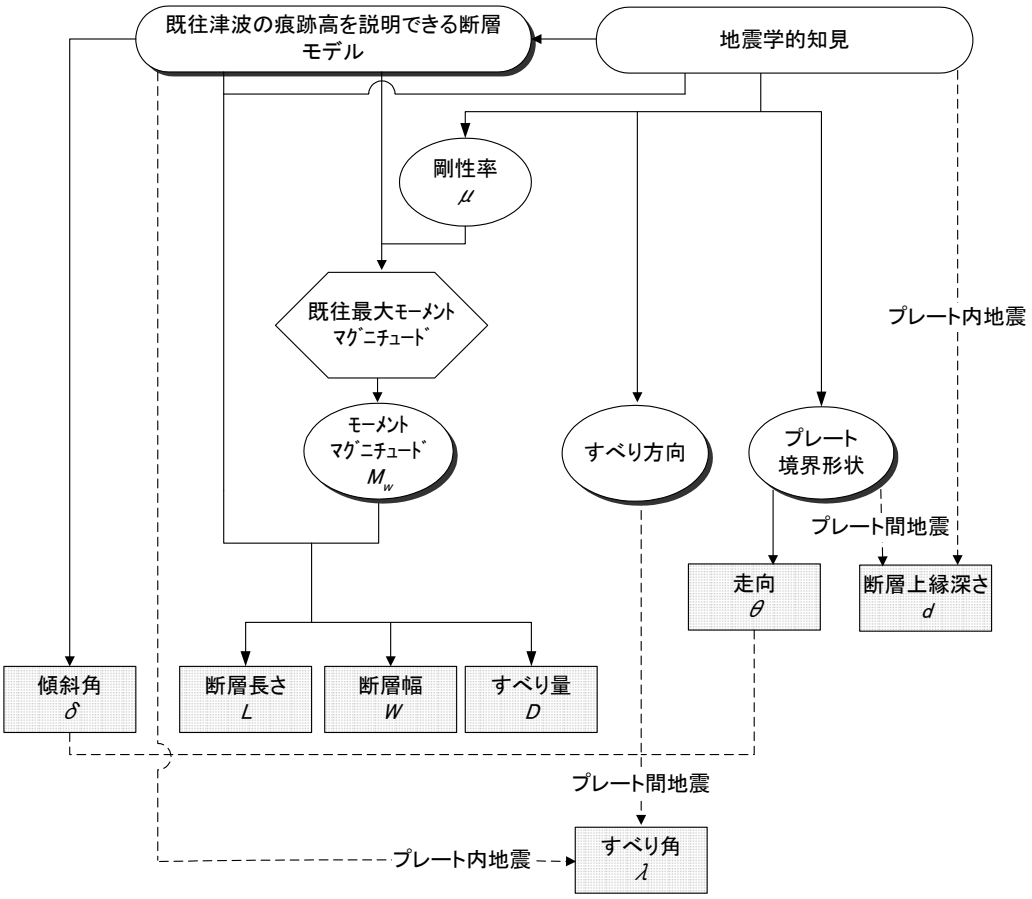


図 2.2.5－5　日本海溝沿いおよび千島海溝（南部）沿い海域の基準断層モデル設定フロー

※ プレート間地震とプレート内地震で異なる流れは破線で示してある。長方形は津波計算に必要な断層パラメータを，影付きの項目はパラメータ設定に先立って必要な項目を表す。

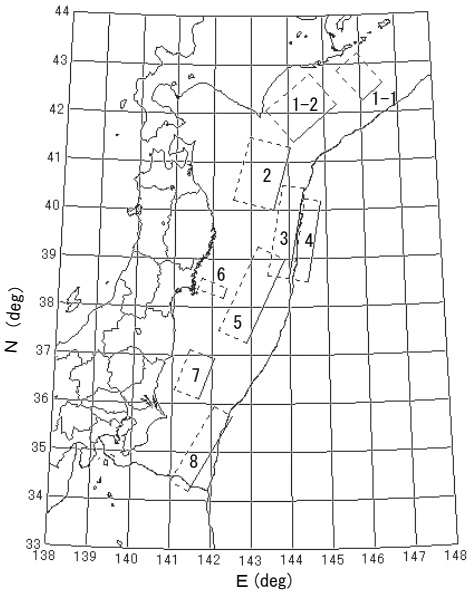


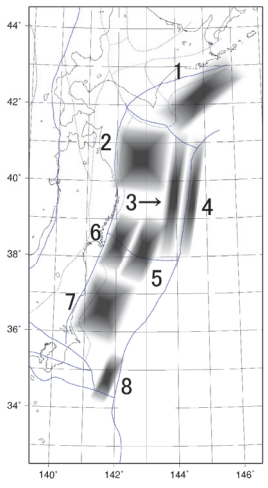
図 2.2.5－6　既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルの位置

※ 作図には石川・中村(1997) による”SEIS-PC for Windows95”を用いた。

表 2.2.5－1　既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルの断層パラメータ

番号	断層長 L (km)	断層幅 W (km)	すべり量 D (m)	傾斜角 δ (度)	すべり角 λ (度)	剛性率 μ $\times 10^{10}$	M_0 $\times 10^{20}$	Mw	対応する 既往津波
1-1	60	100	2.2	27	115	5.0	6.6	7.81	1973 年
1-2	130	100	3.5	20	115	5.0	22.8	8.17	1952 年
2	150	100	6.0	20	80	5.0	45.0	8.37	1968 年
3	210	50	9.7	20	75	3.5	35.6	8.30	1896 年
4	185	50	6.6	45	270	7.0	42.7	8.354	1933 年
5	210	70	4.0	15	85	5.0	29.4	8.246	1793 年
6	26	65	2.0	20	85	7.0	2.4	7.52	1978 年
7	100	60	2.3	10	85	5.0	6.9	7.83	1938 年
8	200	50	6.5	20	95	3.5	22.8	8.17	1677 年

剛性率の単位は N/m^2，地震モーメント M_0 の単位は N・m である。



領　域	既往最大M_w	対応する既往津波
1	8.2	1952年
2	8.4	1968年
3	8.3	1896年
4	8.6	1611年
5	8.2	1793年
6	7.7	1978年
7	7.9	1938年
8	8.2	1677年

図 2.2.5－7　海域の領域区分と既往最大 M_w

表 2.2.5−2　日本海溝沿いおよび千島海溝（南部）沿い海域の基準断層モデルのパラメータ設定方法の例

<table>
<tr><th></th><th>典型的なプレート間
逆断層地震</th><th>津波地震</th><th>プレート内正断層地震</th></tr>
<tr><td>スケーリング則</td><td colspan="3">幅に上限あり</td></tr>
<tr><td>断層長さ</td><td colspan="3">想定位置近傍に設定された，既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルにスケーリング則を適用する。</td></tr>
<tr><td rowspan="2">幅</td><td colspan="3">想定位置近傍に設定された，既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルにスケーリング則を適用する。</td></tr>
<tr><td>深さ 50km に達する場合，幅に制限を設ける。</td><td colspan="2">幅 50km を上限とする。</td></tr>
<tr><td>すべり量</td><td colspan="3">想定位置近傍に設定された，既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルにスケーリング則を適用する。</td></tr>
<tr><td>上縁深さ</td><td colspan="2">太平洋プレート上面の深さに基づき，水深を考慮して設定する。</td><td>ゼロとする。</td></tr>
<tr><td>走向</td><td colspan="3">太平洋プレート上面（海溝）の等深線の走向に基づき設定する。</td></tr>
<tr><td>傾斜角</td><td colspan="3">想定位置近傍に設定された，既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルと同じとする。</td></tr>
<tr><td>すべり角</td><td colspan="2">走向とすべり方向に基づき設定する</td><td>想定位置近傍に設定された，既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルと同じとする</td></tr>
<tr><td>剛性率</td><td colspan="3">深さ 20km 以浅では 3.5×10^{10} N/m^2 とする
深さ 20km 以深では 7.0×10^{10} N/m^2 とする
上記 2 領域にまたがる場合，5.0×10^{10} N/m^2 とする</td></tr>
</table>

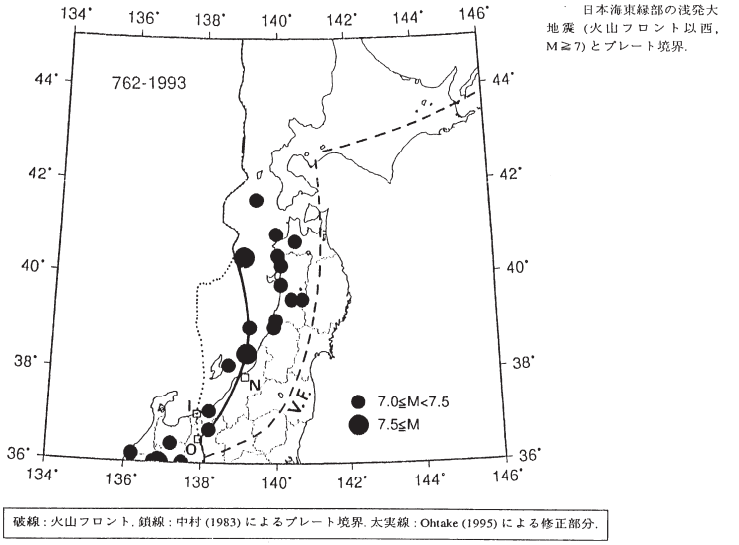
2.3　日本海東縁部に想定される地震

2.3.1　基本断層モデル設定根拠等の詳細

(1) 日本海東縁部の既往津波等に関する知見

日本海東縁部では，明確なプレート境界は形成されていないが，**図 2.3.1－1** に示すように，M7.5 クラスの地震は日本海東縁のある狭い幅の領域で発生している。その周辺部で発生している地震の規模は M7.2 程度までである。更に，複数の文献が秋田沖に大地震の空白域を指摘している（**図 2.3.1－2**）。

岡村(1998)は活断層の走向と特徴に基づき，日本海東縁部を，北東部（積丹半島より北側の水深 2,000m 以浅），中部（津軽半島西方から積丹半島北西方までの日本海盆東縁），南部（佐渡島周辺から男鹿半島北西方までの大和海盆東縁）に大別している。



			マグニチュード	
番号	年	地域/地震名	境界軸	周縁部
1	830	出羽		7.0–7.5
2	850	出羽		7.0
3	1694	能代地方		7.0
4	1704	羽後・津軽		7.0
5	1741	渡島大島	–	
6	1751	越後・越中		7.0–7.4
7	1762	佐渡		7.0
8	1766	津軽		7.3
9	1792	後志沖		7.1
10	1793	鰺ヶ沢地震		6.9–7.1
11	1804	象潟地震		7.0
12	1833	庄内沖	7 1/2	
13	1847	善光寺地震	7.4	
14	1894	庄内地震		7.0
15	1896	陸羽地震		7.2
16	1914	秋田仙北地震		7.1
17	1940	積丹半島沖地震	7.5	
18	1964	新潟地震	7.5	
19	1983	日本海中部地震	7.7	
20	1993	北海道南西沖地震	7.8	

日本海東縁部に発生した浅発大地震（M≧7）。糸魚川−静岡線以東で火山フロントより日本海側の地震を表示。
（注）震源要素は、原則として宇佐美(1996)による。ただし、No.2の地震は萩原(1989)に従って酒田衝上断層付近とした。No.5は地震ではなく火山噴火の可能性もある（津波マグニチュード3）。

図 2.3.1－1　日本海東縁部の既往地震の位置と規模（大竹，1998）

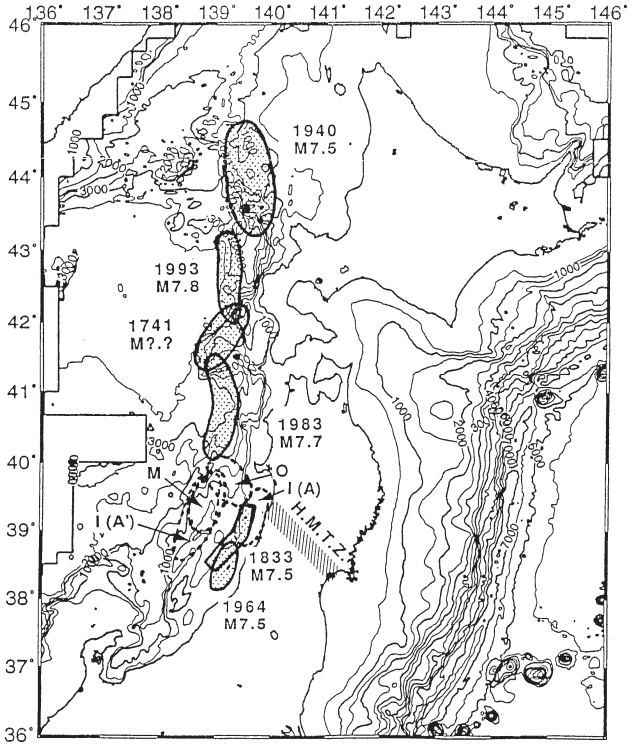
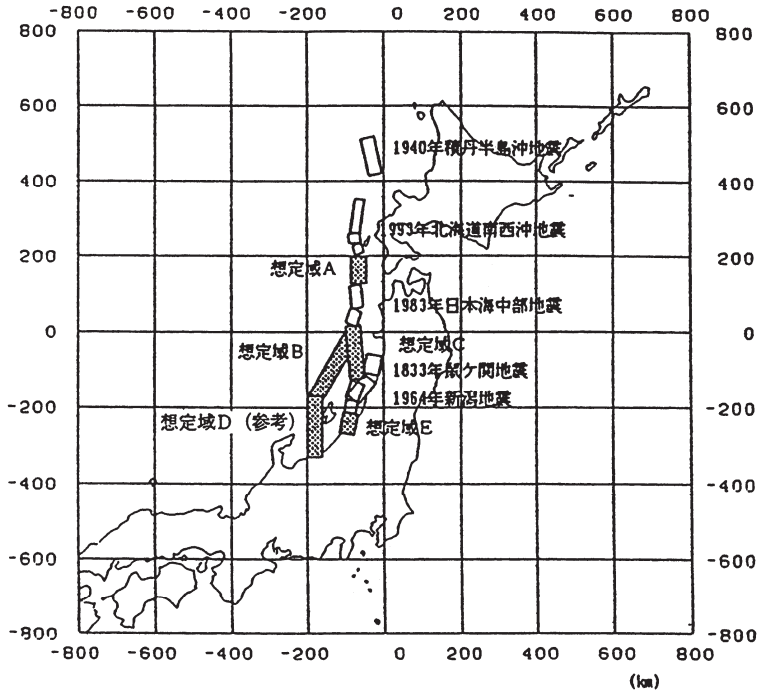


図 2.3.1－2　秋田沖空白域に関する見解（松澤，1998）

※ 過去に発生した大地震の震源域（影部）と空白域（破線）の位置。
O: Ohtake,M:松澤，I(A)･I(A')：石川による空白域。
斜線部(H.M.T.Z.)は，本荘－松島構造帯のおおよその位置を表す。

1741 年渡島大島津波の成因に関しては山体崩壊が有力視されている。佐竹・加藤(2000)および佐竹(2000)は，海底地形と陸上の数値標高データを用いて，渡島大島北方の崩壊地形から元の山体を復元すると，崩壊体積は 3km^3 程度，下部の崩壊堆積物の総体積は 4～5km^3 であることを明らかにし，これをもとに津波の数値シミュレーションを実施したところ渡島半島の痕跡高が説明できたとしている。

図 2.3.1－3 に示した 4 省庁による検討（農林水産省構造改善局ほか，1996）では，富山県北方沖（想定域 D）について，「大規模な地震津波の発生の可能性および地震津波の規模等について有識者間でも議論がある」ことから参考扱いとしている。この海域周辺の発震機構の分布は**図 2.3.1－4** のようであり，新潟県と能登との間で発震機構は連続していることがわかる。



想定域A	：	青森県西方沖	70 km 程度
想定域B	：	山形県西方沖	210 km 程度
想定域C	：	山形県西方沿岸	140 km 程度
想定域D	：	富山県北方沖	140 km 程度
想定域E	：	新潟県沿岸	55 km 程度

図 2.3.1－3　4 省庁による想定空白域（農林水産省構造改善局ほか，1996）

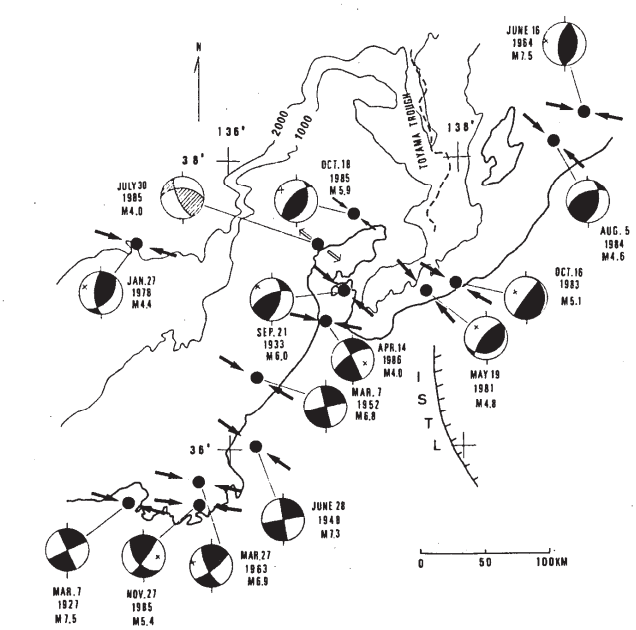


図 2.3.1－4　能登半島周辺の発震機構分布（三雲・石川，1987）

図 2.3.1－5 に示すのは，1993 年北海道南西沖地震後に実施された活断層探査結果と余震分布の比較である。このように，活断層分布と余震分布（ほぼ波源域に相当）とは一致していないとし，活断層分布によらず津波を想定する考え方がある。一方，**付属編 2.3.2** に示す国土交通省ほか(2014)は活断層分布に基づいて想定津波を設定している。

海上保安庁水路部(2001)は，1940 年積丹沖地震と 1993 年北海道南西沖地震の間のギャップには，後志海山などの海底火山体が複数分布しており，1993 年北海道南西沖地震と 1983 年日本海中部地震震源域の間には，渡島大島や渡島小島などの火山体および日本海拡大時に形成されたホルストである松前海台が存在し，両方の震源域を分けているとしている。また，1983 年日本海中部地震震源域の南縁には久六島が位置するとし，1940 年積丹沖地震から 1983 年日本海中部地震に至る海域では，震源域は火山体やホルストなど周辺とは地殻構造が異なると予測される海底で区分されているとしている。

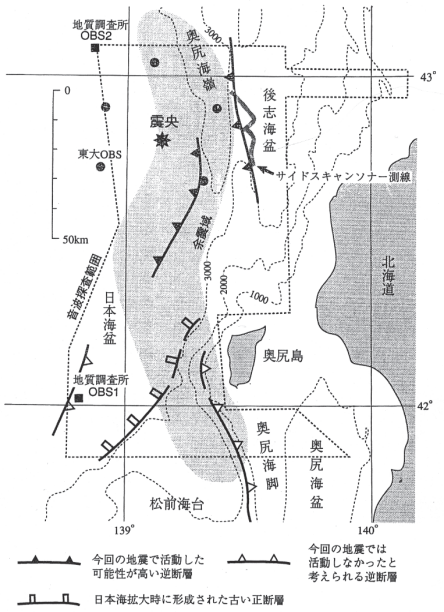


図 2.3.1−5　活断層分布と大地震の破壊領域の対応（1993 年北海道南西沖地震の例）
（岡村，1993）

(2) 地殻構造からみた日本海東縁部の地震規模

1) 使用したデータ

ここでは，地殻内で発生する内陸タイプの地震について，地殻構造と地震規模の関係を明らかにするため，世界の内陸地震のモデルを収集，分析した。

収集したデータは，以下のとおりである。特に，規模の大きい内陸地震に関し，統一的な観点でモデル収集を行っている文献よりデータを抽出した。

・地震規模および断層モデル：

・Murotani et al.(2015)が内陸の長大断層に関するスケーリング則の検討に用いた断層諸元

・Stirling et al.(2002)によるスケーリング則の分析対象から橋本(2007)が抽出した信頼度の高いデータのうち，地下断層長のデータを含むもの（Murotani et al.(2015)でも採用されている）

・土木学会(2002)で採用した日本海東縁部の既往津波の痕跡高を再現できる断層モデル（1900 年以降）（**図 2.3.1－6**）

・上述のモデルに本検討で追加したデータ：

Hanks and Bakun(2002)が内陸地震のスケーリング則の検討の際に追加した大規模地震の諸元（**図 2.3.1－7**)。ただし，地震規模の推定に際し幅を仮定しているものがあるため，必要に応じ各種文献に基づきパラメータを修正した。

・近年発生した代表的な大規模内陸地震

2001 年中国 Kunlun（Kokoxili）地震

2001 年インド Bhuj（Gujarat）地震

・断層変位量の参考として粟田(1999)を必要に応じ参照

・地殻厚さのデータ

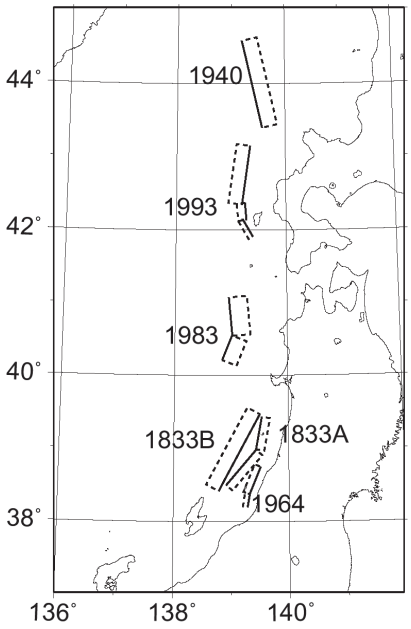
・Laske et al.(2013)による全球 1 度格子地殻構造モデル Crust1.0 を用いた。Crust1.0 による 1964 年新潟地震および 1983 年日本海中部地震の震央位置における地殻厚さは，それぞれ約 28km および約 26km であり，**図 2.3.1－8**，**図 2.3.1－9** に示す探査結果（野・小平，2013）と整合する。

・震央位置

・主に USGS Earthquake Search による。USGS に情報がないものは文献の記載値を用いた。

以上の文献等に基づき整理したデータを**表 2.3.1－1** および**表 2.3.1－2** に示す。

対象津波	M_w	S (km^2)	L (km)	W (km)	D (m)	d (km)	θ (度)	δ (度)	λ (度)	μ ($\times 10^{10}$ N/m^2)	M_0 ($\times 10^{20}$ N・m^2)	出　所
1940 年 積丹沖	7.70	4050	135	30	3.2	0	347	40	90	3.5	4.54	土木学会(2002)
1964 年 新潟	6.93	900	45	20	3.3	1	202	60	90	3.5	1.04	Noguera and Ku. Abe(1992)
		300	20	15	3.0	1	189	60	90	3.5	0.32	
同上	7.51	813	32.5	25	5.3	0	200	60	52	3.5	1.51	加藤・安藤(1995)
		813	32.5	25	2.9	0	200	60	90	3.5	0.82	
1983 年 日本海中部	7.74	1200	40	30	7.6	0	22	40	90	3.5	3.19	相田(1984) Model-10
		1800	60	30	3.05	0	355	25	80	3.5	1.92	
1993 年 北海道南西沖	7.84	2250	90	25	5.71	10	188	35	80	3.5	4.50	高橋ほか(1995) DCRC26 モデル
		650	26	25	4.00	5	175	60	105	3.5	0.91	
		458	30.5	15	12	5	150	60	105	3.5	1.92	



1枚断層モデルに換算：
・長さ，面積，地震モーメントは個別セグメントの合計
・平均すべり量Daveは地震モーメントの合計を合計面積と剛性率で割ったもの
・最大すべり量Dmaxは全セグメント中で最大のすべり量

図 2.3.1－6　日本海東縁部の津波の痕跡高を説明できる断層モデル（土木学会，2002）

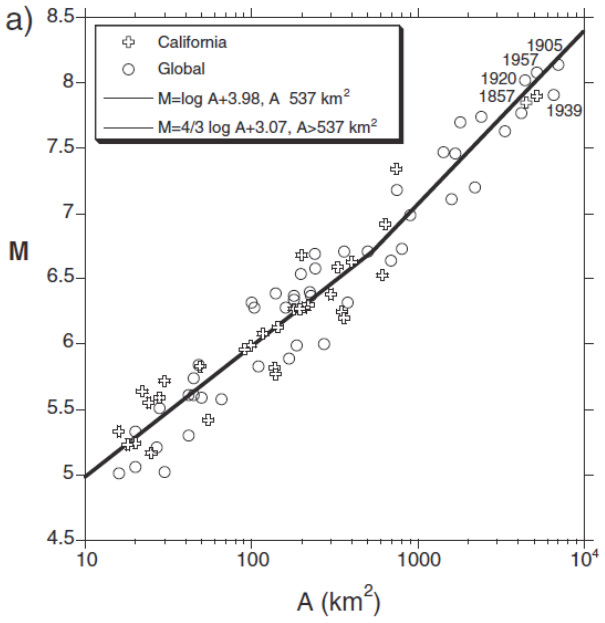
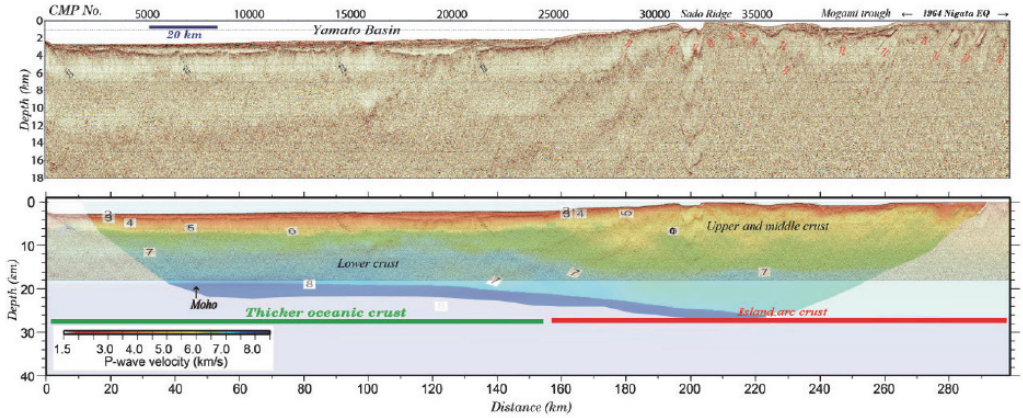


Table 1
Supplemental **M** ≥7.5 Earthquakes

Date	Name	Length L (km)	Width W (km)*	Area A (km^2)	u (m)	μ (10^{11} dyne/cm^2)	M_0 (10^{28} dyne-cm)	M	Sources
1857	Fort Tejon, California	300	15	4500	5	3.00	0.68†	7.85	Sieh (1978); Stein and Hanks (1998)
1905	Bulnay, Mongolia	350	20	7000	8	3.30	1.85†	8.14	D.P. Schwartz (personal commun., 2001)
1920	Haiyuan, China	220	20	4400	8.3	3.30	1.2‡	8.02	Chen and Molnar (1977); Zhang *et al.* (1987)
1939	Erzincan, Turkey	327	20	6540	4	3.15	0.82†	7.91	Stein *et al.* (1997)
1957	Gobi-Altay, Mongolia	260	20	5200	4	3.30	1.5‡	8.08	Okal (1976); Chen and Molnar (1977); Kurushin *et al.* (1997); D. P. Schwartz (personal commun., 2001)

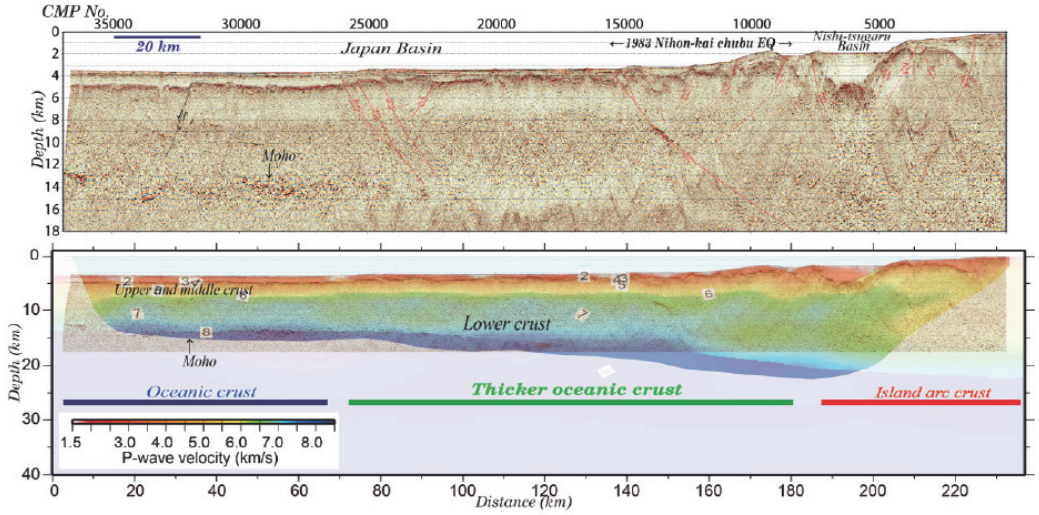
*Assumed values.
†Derived from $M_0 = \mu u A$, where $A = LW$.
‡Derived from seismic data.

図 2.3.1－7　大陸型地震のスケーリング則と
M7.5 以上の地震のパラメータ（Hanks and Bakun, 2002）



第 2 図　1964 年新潟地震震源域～大和海盆における MCS 探査イメージングと OBS による地震波速度構造の結果.

図 2.3.1－8　1964 年新潟地震震源域周辺の地震波速度構造（野・小平，2013）



第 3 図　西津軽沖～1983 年日本海中部地震震源域～日本海盆における MCS 探査イメージングと OBS による地震波速度構造の結果.

図 2.3.1－9　1983 年日本海中部地震震源域周辺の地震波速度構造（野・小平，2013）

表 2.3.1−1　整理した地殻内地震のデータ（1/2）

年	地震名	地域	Type	北緯（度）	東経（度）	震央位置出所	L (km)	W (km)	D_{ave} (m)	S (km^2)	Mo (N・m)	Mw	上部地殻厚さ (km) Crust1.0 (本検討で追加)	上部＋中部地殻厚さ (km) Crust1.0 (本検討で追加)	地殻厚さ (km) Crust1.0 (本検討で追加)	出典	備考
2008	Wenchuan	中国	R	31.002	103.322	USGS	281.0	40.8	3.4	11,460	1.10E+21	7.96	20.96	39.53	47.63	Murotani et al.(2015)	−
2005	Kashmir	パキスタン	R	34.460	73.580	USGS	120.0	36.0	2.7	4,320	2.60E+20	7.54	26.11	38.63	52.21	Murotani et al.(2015)	
2002	Denali	アラスカ	S	63.540	−147.730	USGS	320.0	24.5	3.4	7,827	7.70E+20	7.86	13.29	26.18	39.07	Murotani et al.(2015)	
1999	Chi-Chi	台湾	R	23.789	120.954	USGS	89.0	38.6	3.5	3,435	3.50E+20	7.63	14.23	27.07	39.91	Murotani et al.(2015)	
1999	Izmit	トルコ	S	40.747	29.938	USGS	126.0	19.8	2.4	2,499	2.10E+20	7.48	11.18	22.17	33.5	Murotani et al.(2015)	
1999	Duzce	トルコ	S	40.782	31.213	USGS	31.0	37.4	1.0	1,158	4.00E+19	7.00	18.7	27.53	37.1	Murotani et al.(2015)	
1995	Hyogo-ken Nanbu	日本	S	34.578	135.015	USGS	57.0	18.0	0.8	1,027	2.70E+19	6.89	11.69	22.95	34.2	Murotani et al.(2015)	
1992	Landers	カリフォルニア	S	34.650	−116.650	USGS	74.0	14.7	2.3	1,090	7.70E+19	7.19	10.42	20.73	31.36	Murotani et al.(2015)	
1978	Tabas	イラン	R	33.238	57.382	USGS	95.0	45.0	0.5	4,275	5.80E+19	7.11	22.13	31.31	41.26	Murotani et al.(2015)	
1906	San_Francisco	サンフランシスコ	S	37.75	−122.55	USGS	460	12.0	4.4	5,520	8.20E+20	7.88	7.27	14.24	20.83	Murotani et al.(2015)	
1891	Nobi	濃尾	S	35.600	136.600	佐藤編(1989)	122.0	14.7	3.3	1,795	1.80E+20	7.44	12.09	23.73	35.37	Murotani et al.(2015)	
1957	Gobi-Altay	モンゴル	SR	45.182	99.219	USGS	270.0	50.0	3.2	13,500	1.30E+21	8.01	22.11	41.54	50	Chen and Molnar (1977)	本検討で追加
1957	Gobi-Altay	モンゴル	SR	45.182	99.219	USGS	270.0	25.0	6.4	6,750	1.30E+21	8.01	22.11	41.54	50	Chen and Molnar (1977)	
1939	Erzincan	トルコ	R	39.770	39.533	USGS	327.0	20.0	4	6,540	8.24E+20	7.88	21.89	32.35	43.69	Hanks and Bakun(2002)	
1920	Haiyan	中国	S	36.601	105.317	USGS	220.0	20.0	8.3	4,400	1.20E+21	7.99	23.74	43.81	52.55	Hanks and Bakun(2002)	
1905	Bulnay	モンゴル	S	49.300	94.900	USGS	350.0	20.0	8	7,000	3.97E+21	8.34	20.79	39.04	47	Hanks and Bakun(2002),Schlupp and Cisternas (2007)	
1905	Bulnay	モンゴル	S	49.300	94.900	USGS	350.0	20.0	8	7,000	4.20E+21	8.35	20.79	39.04	47	Hanks and Bakun(2002),Schlupp and Cisternas (2007)	
1905	Bulnay	モンゴル	S	49.300	94.900	USGS	350.0	20.0	8	7,000	7.27E+21	8.51	20.79	39.04	47	Hanks and Bakun(2002),Schlupp and Cisternas (2007)	
2001	Kunlun(Kokoxili)	中国	S	35.880	90.580	USGS	420.0	15.0	2.4	6,300	4.55E+20	7.71	33.62	49.64	67	Ozacar and Beck (2004)	
2001	Bhuj (Gujarat)	インド	R	23.400	70.280	USGS	65.0	40.0	3.5	2,808	3.40E+20	7.62	13.25	25.34	37.43	Copley et al.(2011)	
1940	積丹沖	日本海東縁部	R	44.508	139.829	USGS	135.0	30.0	3.2	4,050	4.54E+20	7.70	4.25	9.72	18.83	土木学会(2002)	土木学会(2002)
1964	新潟	日本海東縁部	R	38.438	139.225	USGS	65.0	20.0	3.3	1,200	1.50E+20	7.38	8.89	17.03	25.18	Noguera and Ku.Abe(1992)	
1964	同上	日本海東縁部	R	40.473	139.092	USGS	65.0	25.0	5.3	1,625	2.33E+20	7.51	8.89	17.03	25.18	加藤・安藤(1995)	
1983	日本海中部	日本海東縁部	R	40.473	139.092	USGS	100.0	30.0	7.6	3,000	5.11E+20	7.74	5.72	13.26	25.81	相田(1984)Model-10	
1993	北海道南西沖	日本海東縁部	R	42.899	139.245	USGS	146.5	25.0	5.71	3,358	6.72E+20	7.82	4.92	10.94	20.97	高橋・他(1995)DCRC26モデル	
1940	積丹沖	日本海東縁部（新）	R	44.508	139.829	USGS	135.0	30.0	2.05	4,050	2.91E+20	7.58	4.25	9.72	18.83	本検討（インバージョンモデル）	本検討で追加したインバージョンモデル
1964	新潟	日本海東縁部（新）	R	38.438	139.225	USGS	65.0	25.0	2.4	1,625	1.37E+20	7.36	8.89	17.03	25.18	本検討（インバージョンモデル）	
1964	日本海中部	日本海東縁部（新）	R	40.473	139.092	USGS	140.0	40.0	3.513	5,600	6.88E+20	7.83	8.89	17.03	25.18	本検討（インバージョンモデル）	
1983	北海道南西沖	日本海東縁部（新）	R	40.473	139.092	USGS	150.0	25.0	3.06	3,750	4.02E+20	7.67	5.72	13.26	25.81	本検討（インバージョンモデル）	

表 2.3.1−2　整理した地殻内地震のデータ（2/2, Stirling et al.(2002)から抜粋したデータ）

No.	Ser.	Loc.	Event	Year	Type	Lat.(deg.)	Lon.(deg.)	震央位置出所	Mw	LGTH (km)	Lsub (km)	Wmin (km)	Wmax (km)	Dmax (m)	Dav (m)	Mo (N･m)	S(km^2)=Lsub*(Wmax+Wmin)/2	上部地殻厚さ (km) Crust1.0 (本検討で追加)	上部＋中部地殻厚さ (km) Crust1.0 (本検討で追加)	地殻厚さ (km) Crust1.0 (本検討で追加)
95	1	Italy	Avazzano	1915	N	42.000	13.500	USGS	6.62	20	24	15	15	2	1	1.072E+19	360	11.00	21.81	32.94
108	2	Japan	North-Izu	1930	SR	34.977	139.103	USGS	6.89	35	22	11	15	3.8	2.95	2.723E+19	286	4.79	10.96	21.25
128	3	SA CA	Imperial-Valley	1940	SR	33.222	−115.697	USGS	6.92	60	45	8	11	5	1.83	3.020E+19	428	8.41	16.32	24.48
158	4	Nevada	Rainbow-Mountain	1954	N	39.500	−118.500	USGS	6.22	18	11	14	14	0.9	0.28	2.692E+18	154	11.25	21.50	32.05
159	5	Nevada	Stillwater	1954	N	39.500	−118.300	USGS	6.55	34	26	14	14	0.81	0.61	8.414E+18	364	11.25	21.50	32.05
160	6	Nevada	Fairview-Peak	1954	SN	39.200	−118.000	USGS	7.17	57	50	6	16	2.45	5.5	7.161E+19	550	10.86	21.42	32.30
161	7	Nevada	Dixie Valley	1954	SN	39.209	−118.173	USGS	6.94	45	42	14	14	3.8	1.8	3.236E+19	588	11.25	21.50	32.05
166	8	Mongolia	Gob-Altai	1957	S	45.182	99.219	USGS	8.14	236	300	20	35	9.5	6.07	2.042E+21	8,250	22.11	41.54	50.00
167	9	Alaska	Litsuya-Bay	1958	S	58.475	−136.283	USGS	7.77	200	350	12	16	6.6	3.68	5.689E+20	4,900	9.33	21.54	33.09
183	10	SA CA	Parkfield	1966	S	35.875	−120.487	USGS	6.25	28.5	35	7	13	0.2	0.38	2.985E+18	350	8.81	17.15	25.04
190	11	Mongolia	Mogod	1967	S	48.201	102.921	USGS	7.03	40	40	15	20	3.5	1.9	4.416E+19	700	20.79	39.04	47.00
191	12	Turkey	Mudurna-Valley	1967	S	40.629	30.740	USGS	7.34	80	70	15	20	2.6	1.35	1.288E+20	1,225	17.67	26.06	35.14
196	13	Iran	Dashi-e-Bayaz	1968	S	34.037	58.962	USGS	7.23	80	110	20	20	5.2	2.2	8.810E+19	2,200	22.15	32.40	43.50
199	14	Australia	Meckering	1968	RS	−31.522	116.978	USGS	6.61	36	20	10	10	3.6	0.9	1.035E+19	200	12.62	25.23	38.23
201	15	Turkey	Alashehir-Valley	1969	N	38.537	28.466	USGS	6.71	30	32	11	11	0.82	0.54	1.462E+19	352	18.04	26.46	35.58
209	16	Turkey	Gediz	1970	N	39.174	29.545	USGS	7.18	41	63	17	17	2.8	0.88	7.413E+19	1,071	19.05	28.05	37.80
211	17	SA CA	San-Fernando	1971	RS	34.400	−118.391	USGS	6.64	16	17	14	20	2.5	1.48	1.148E+19	289	13.81	24.21	30.11
222	18	China	Luhuo	1973	S	31.361	100.503	USGS	7.47	89	110	13	15	3.65	1.3	2.018E+20	1,540	31.61	46.79	63.22
239	19	Guatemala	Motagua	1976	S	15.298	−89.145	USGS	7.63	235	257	13	15	3.4	2.05	3.508E+20	3,598	10.64	24.70	38.00
248	20	Turkey	Caldiran	1976	S	39.083	44.030	USGS	7.23	55	90	18	18	3.7	2.25	8.810E+19	1,620	25.57	37.84	51.14
262	21	Iran	Tabas-e-Golshan	1978	R	33.238	57.382	USGS	7.39	85	74	27	27	3	1.8	1.531E+20	1,998	22.13	31.31	41.26
265	22	USA	Homestead-Valley	1979	S	34.317	−116.450	USGS	5.55	3.9	6	4	4	0.1	0.05	2.661E+17	24	10.42	20.73	31.36
267	23	Australia	Cadoux	1979	R	−30.818	117.105	USGS	6.12	15	16	6	6	1.5	0.5	1.905E+18	96	11.76	23.52	35.63
271	24	SA CA	El-Centro	1979	S	32.815	−115.639	USGS	6.53	30.5	51	8	12	0.35	0.8	7.852E+18	510	9.46	17.42	25.62
273	25	Iran	Koli	1979	SR	34.058	59.758	USGS	7.17	65	75	22	22	4.1	1.2	7.161E+19	1,650	22.45	32.84	44.10
283	26	Algeria	El-Asnam	1980	R	36.141	1.401	USGS	7.1	31.2	55	15	15	6.6	1.54	5.623E+19	825	9.64	17.28	25.15
284	27	Italy	South-Apennines	1980	N	40.790	15.313	USGS	6.91	38	60	15	15	1.15	1	2.917E+19	900	10.40	20.61	31.12
287	28	Greece	Corinth	1981	N	38.162	22.975	USGS	6.63	15	30	16	16	1.5	1.5	1.109E+19	480	12.08	22.16	32.54
289	29	Greece	Corinth	1981	N	38.199	23.298	USGS	6.25	13	26	18	18	1.1	0.6	2.985E+18	468	10.87	19.75	28.89
303	30	Idaho	Borah-Peak	1983	NS	44.077	−113.802	USGS	6.93	34	33	18	20	2.7	1.15	3.126E+19	627	15.61	29.36	35.35
327	31	Australia	Marryal-Creak	1986	RS	−26.310	132.741	USGS	5.79	13	13	3	3	1.3	0.5	6.095E+17	39	13.97	27.53	41.09
334	32	Greece	Kalamata	1986	N	37.064	22.182	USGS	5.93	15	15	14	14	0.16	0.15	9.886E+17	210	13.92	23.84	34.07
339	33	NZ	Edgecumbe	1987	N	−38.051	176.873	USGS	6.5	14	32	14	14	2.9	1.7	7.079E+18	448	13.42	24.56	35.00
345	34	SA CA	Elmore Ranch	1987	S	33.215	−115.793	USGS	6.2	10	30	12	12	0.28	0.23	2.512E+18	360	8.41	16.32	24.48
346	35	SA CA	Superstition-Hills	1987	S	33.071	−115.953	USGS	6.61	27	30	11	11	0.92	0.54	1.035E+19	330	8.41	16.32	24.48
347	36	Australia	Tennant-Creek	1988	R	−19.865	133.798	USGS	6.26	10.2	13	9	9	1.3	0.63	3.090E+18	117	14.05	29.52	43.27
348	37	Australia	Tennant-Creek	1988	RS	−19.873	133.845	USGS	6.38	6.7	13	9	9	1.1	0.6	4.677E+18	117	14.05	29.52	43.27
349	38	Australia	Tennant-Creek	1988	R	−19.896	133.856	USGS	6.58	16	19	12	12	1.9	0.93	9.333E+18	228	14.05	29.52	43.27
359	39	Canada	Ungava	1989	R	60.045	−73.538	USGS	5.98	10	10	5	5	2	0.8	1.175E+18	50	11.52	24.48	36.00
388	40	California	Hector-Mines	1999	S	34.515	−116.435	USGS	7.1	41	41	10	15	5.2	2.5	5.623E+19	513	10.42	20.73	31.36

2) 地殻厚さと Mw および断層長さの関係

整理した世界の地殻内地震について,地殻厚さと Mw および断層長さの関係をプロットすると，**図 2.3.1－10** および**図 2.3.1－11** のようになる。

これらのグラフから，以下のことが読み取れる。

・地殻厚さが約 40km 未満の領域では，Mw8 を超える地震は発生していない。

・断層長さの上限は，地殻厚さにより規定されるように見える。概ね地殻厚さの 7.5 倍が上限となっている。

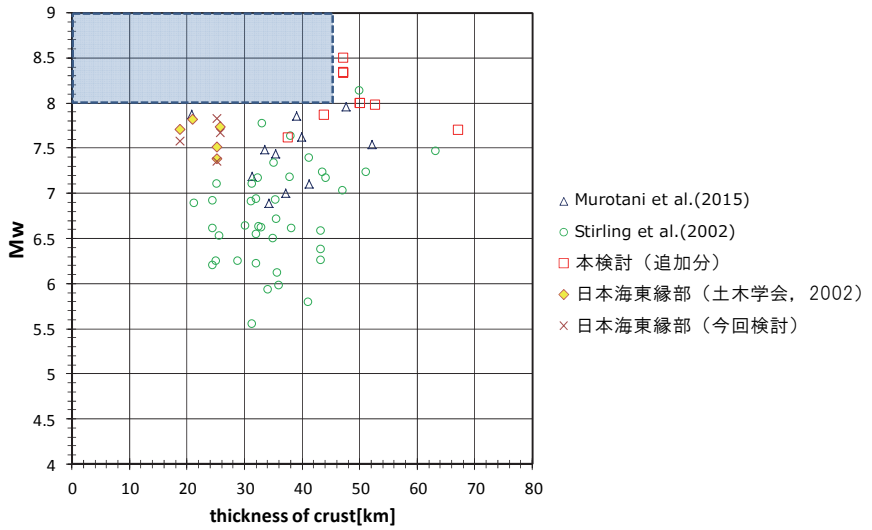


図 2.3.1－10　世界の地殻内地震の震央位置における地殻厚さと Mw の関係

※ 地殻厚さは上部・中部・下部の合計

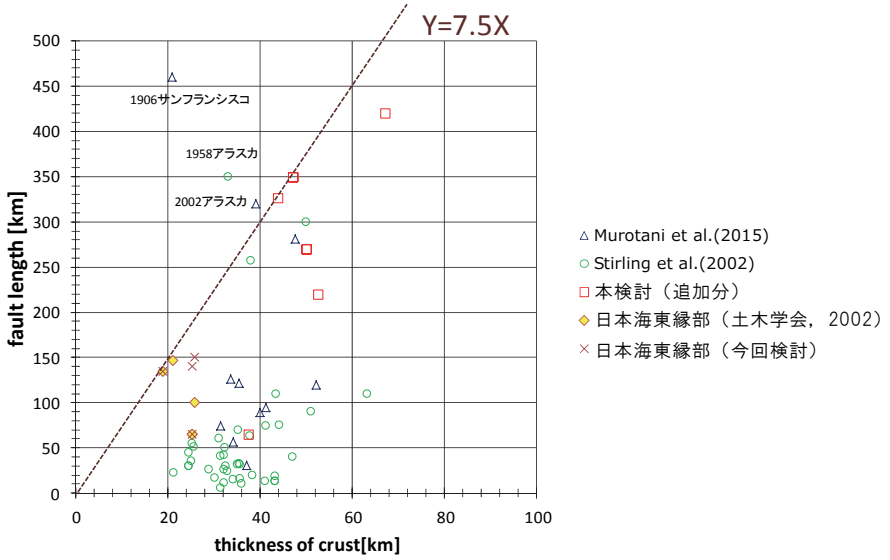


図 2.3.1－11　世界の地殻内地震の震央位置における地殻厚さと断層長さの関係

※ 地殻厚さは上部・中部・下部の合計

3) 日本海東縁部の地殻構造

小平(2013)による 1983 年日本海中部地震震源域付近の地殻構造区分を**図 2.3.1－12** に示す。同図では，厚さと地震波速度に基づき地殻構造を以下のように分類している。

赤太線：島弧地殻

緑太線：遷移地殻

青太線：海洋地殻

小平(2013)は，日本海東縁部の地殻構造について，以下のように述べている。

・北部（秋田沖～西津軽沖）では，南部と比べて島弧地殻が狭くなり，島弧地域だけでなく，地殻構造の境界付近でもひずみ集中帯が分布する。

・1983 年日本海中部地震は，島弧地殻と遷移地殻の境界で生じた。震源域の西端に東傾斜の逆断層を伴う非対称な背斜が認められるこの断層はモホ面付近まで達している。

・南部（能登半島沖～山形沖）では島弧地殻と遷移地殻が，北部（秋田沖～西津軽沖）では 3 タイプの地殻が分布する。

・南部のひずみ集中帯や被害地震はすべて島弧地殻が形成されている領域に分布している。

島弧地殻と遷移地殻の境界で生じた 1983 年日本海中部地震の断層が下部地殻を断ち切りモホ面まで達していることは，同じ調査に基づく No et al.(2014)の余震分布からも読み取ることができ，震源断層は深さ 20km まで達している。No et al.(2014)では，断層が下部地殻にモホ面まで達するすべりを生じており，島弧地殻と遷移地殻の境界でこれが生じたことは**図 2.3.1－13** に示す模式図で説明されている。これは通常の内陸活断層による上部地殻内断層とは異なる事象であり，日本海東縁部のプレート衝突領域としての特徴が現れていると考えられる。

1983 年日本海中部地震以外の日本海東縁部の既往大地震および空白域における地震発生深さの分布に関する知見を以下に示す。

◆1940 年積丹半島沖地震

一條ほか(2010)が，2008 年 4 月から 6 月の 50 日間に，1940 年積丹半島沖地震の震源域周辺で実施した海底地震観測の震源分布を**図 2.3.1－14** に示す。信頼度の高いデータに基づけば，震源深さは約 20km に達している。

◆1993 年北海道南西沖地震

図 2.3.1－15 に示すのは，北海道大学による OBS（海底地震計）観測結果に基づく 1993 年北海道南西沖地震の余震分布である。震源深さは 20km 程度まで達している。

長谷川(2002)は，同地震の震源付近の地殻構造について，以下のように説明しており（**図 2.3.1－16**），この地震においても，異なる構造の地殻の境界付近で生じたことが推定される。

・測線 B の西端の日本海盆下では，典型的な海洋地殻の性質を示し，厚さも 8km 程度と薄い。測線の東端付近に近づくと，厚さも 20km 程度と厚くなる。
・地殻が急激に厚くなる地点では，水深も急激に浅くなる。
・1993 年北海道南西沖地震は地殻の厚さが急変する場所を破壊するように発生した。

◆1964 年新潟地震

Shiba and Uetake(2011)は 2004～2007 年に発生した気象庁一元化震源の分析（**図 2.3.1－17**）に基づき，1964 年新潟地震の震源周辺の D_{10}, D_{90} の深さをそれぞれ 6.9km，21.4km としている。

◆秋田沖の大地震空白域

秋田沖には大地震の空白域が存在しているが，ひずみ集中帯の一部をなしており，大地震を想定する領域となっている。Sato et al.(1999)は海底地震計による秋田沖大地震空白域周辺の震源分布（1996 年 10 月～12 月）を分析し，**図 2.3.1－18** のように示している。震源深さは約 20km に達している。

Nakahigashi et al.(2012)および Nakahigashi et al.(2013)による日本海の地震波速度構造分布を**図 2.3.1－19** に示す。このうち，日本海東縁部の大地震領域を含む測線は，両図の(a)測線である。地殻厚さが急変する位置では下部地殻下端深さは 20km 程度となっており，異なる性質をもつ地殻の境界部にあたり，過去の大地震の震源域となっているとみられる。

中越沖に位置する左図の測線(d)では上部地殻は 10km 強，下部地殻は 20km 強まで達している。この付近で発生した 2007 年中越沖地震の余震をみると**図 2.3.1－20** のとおりであり，余震は概ね上部地殻に収まっている。すなわち，この地震は日本海東縁部の大地震と異なり，上部地殻内で生じる通常の活断層地震として取り扱って良いと考えられる。

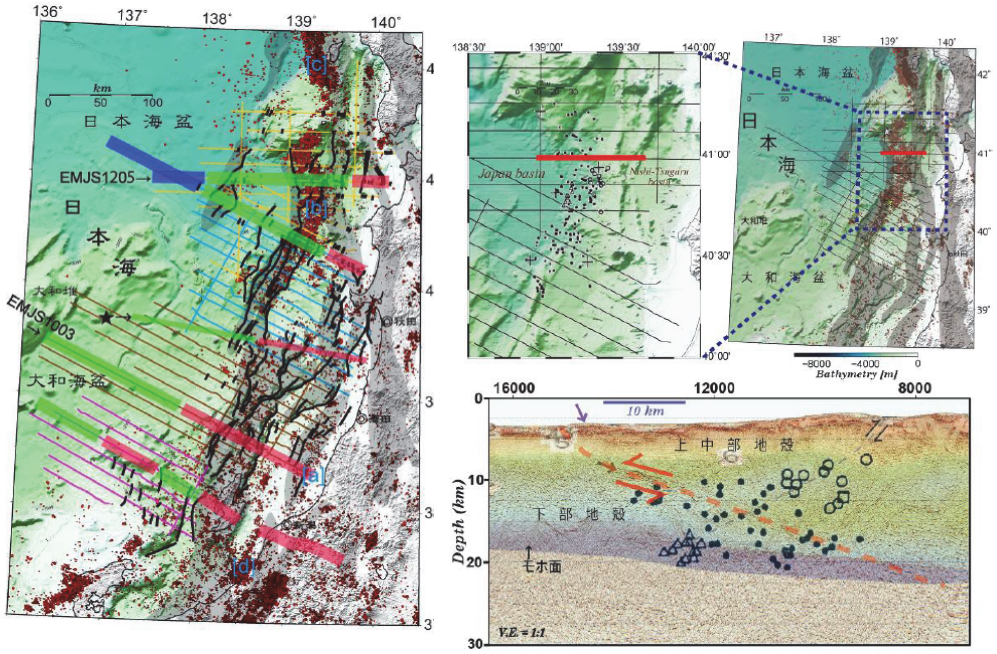


図 5 （上）測線図。赤線の範囲を下図に表示しました。右上図の震源分布は気象庁一元化震源と地震年報 [23]による震源（深さ:0～50 km、期間:2000～2011 年、マグニチュード:M_J＞1）。左上図の震源分布は海底地震観測と陸上観測網の統合処理で得られた余震分布 [21]。（下）マルチチャンネル反射法地震探査によって得られた深度断面と海底地震計による地震波速度構造と海陸統合処理によって得られた余震分布 [21]の結果との比較。

図 2.3.1－12　日本海東縁部の地殻分類と 1983 年日本海中部地震の震源域周辺の地殻構造（小平，2013）

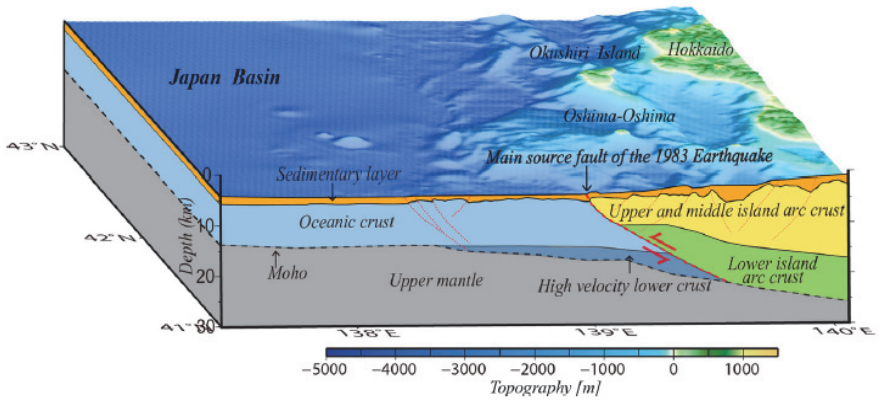


Fig. 10. Perspective image of the relationship between the source faults, crustal structure, and topography within the study area.

図 2.3.1－13　No et al.(2014)による 1983 年日本海中部地震の震源断層の模式図

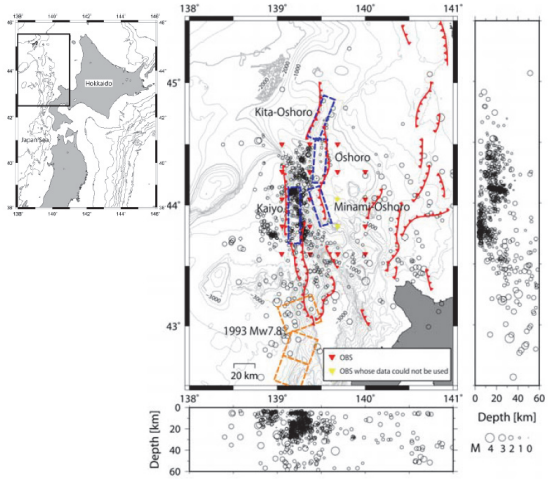


Fig.1 Hypocenters distribution determined from OBS observation. Inverted triangles indicate OBS stations. Blue dashed rectangles indicate the fault model of 1940 Shakotan-Hanto-oki earthquake estimated from tsunami data (Okamura *et al.*, 2005). Orange dashed rectangles indicate the fault model of 1993 Hokkaido-Nansei-oki earthquake estimated from tsunami data (Tanioka *et al.*, 1995, GRL **22**). Red lines indicate active faults (Tokuyama *et al.*, 2001, Journal of The Japan Society for Marine Surveys and Technology **13**).

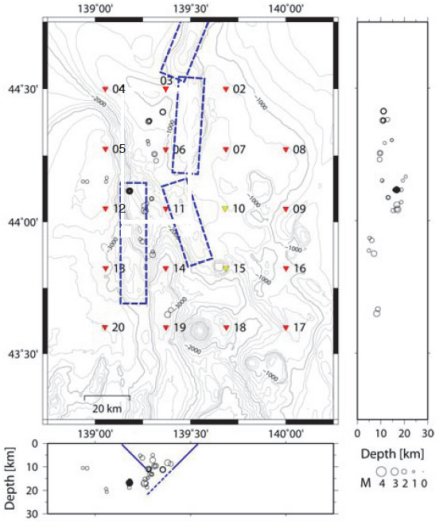


Fig.2 Distribution of hypocenters after relocation using hypoDD method. Blue dashed rectangles indicate the source area of 1940 Shakotan-Hanto-oki earthquake (Okamura *et al.*, 2005). In the vertical cross section, blue lines show the fault planes of Kaiyo and Oshoro segments and blue dashed line indicates the deeper extension of the fault plane of Oshoro segment.

2008 年 4 月から 6 月の 50 日間 ， 右は信頼度の高いデータのみ

図 2.3.1－14　1940 年積丹半島沖地震の震源域周辺で実施した海底地震観測の震源分布（一條ほか，2010）

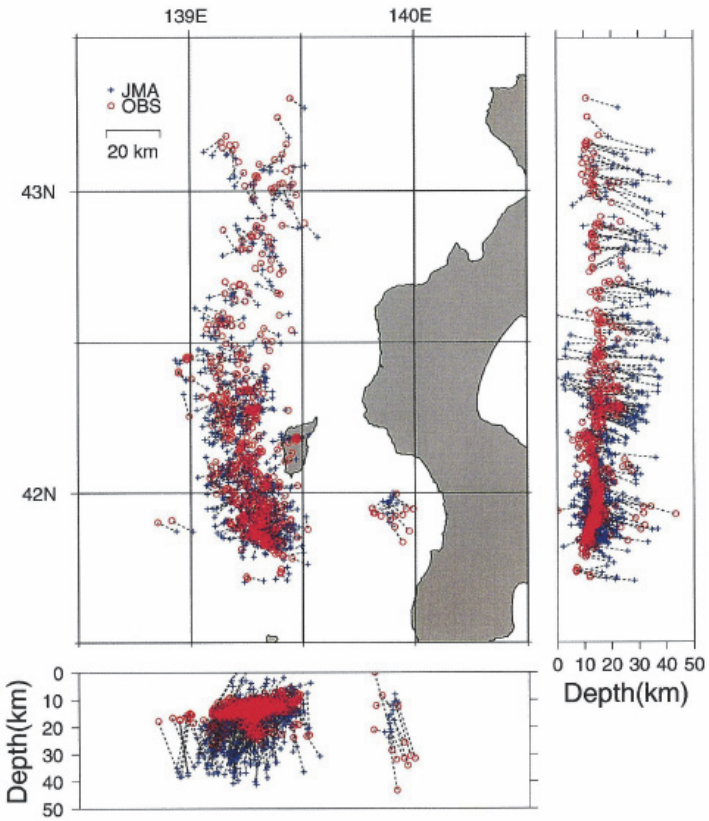


図4　気象庁による震源（十）と海底地震観測による震源（○；日野ほか、1994）の対比
（観測期間：1993/7/21～8/16）同一地震についての両者の対応を点線で示す。

図 2.3.1－15　北海道大学の海底地震観測データに基づく 1993 年北海道南西沖地震の余震分布（青柳ほか，2000）

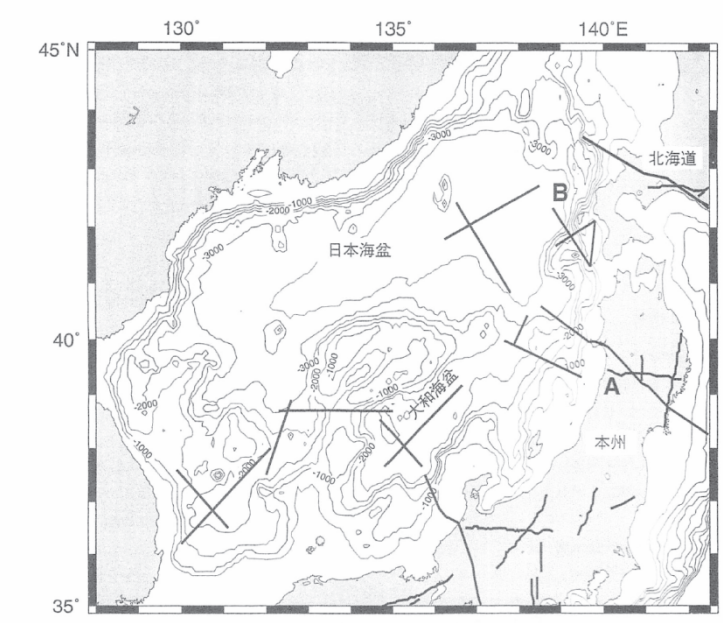


図 3.1　これまでに実施された地殻構造探査の測線位置
水深を 500 m ごとのコンターで示す（Nishizawa and Asada, 1999 に加筆．陸上の探査測線は吉井，1994 による）．

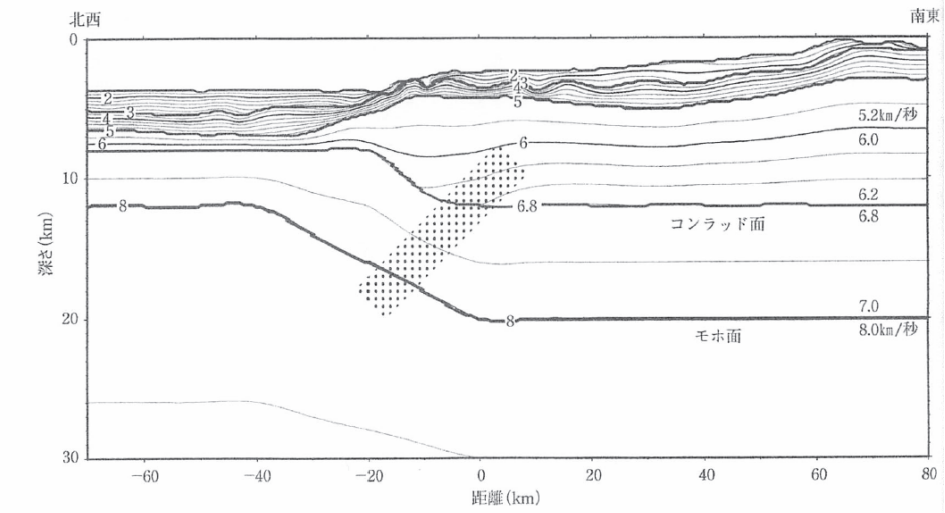


図 3.3　日本海盆から沿岸付近に至る測線（図 3.1 の B）に沿った地殻構造（臼野ほか，1995）
P 波速度を 0.1 km/秒ごとのコンターで示す．ハッチは 1993 年北海道南西沖地震（*M* 7.8）の断層面．

図 2.3.1－16　地殻構造探査の測線位置と測線 B に沿った P 波速度構造と 1993 年北海道南西沖地震の断層面（長谷川，2002）

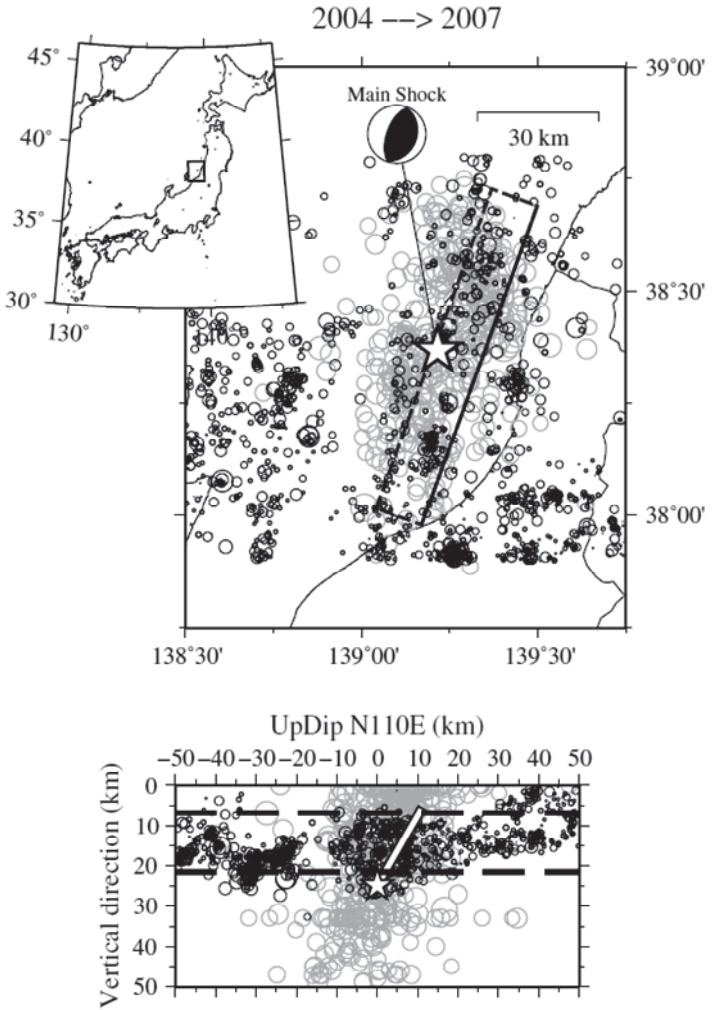


Figure 1. Map showing location of the hypocenters of the 1964 Niigata earthquake and its aftershocks occurring in June 1964, with the recent seismicity from 2004 to 2007. The bottom part is a cross section along the direction normal to the mainshock fault strike assumed in this study. Gray circles are the hypocenters of the aftershocks for the 1964 Niigata earthquake, and open circles with solid lines show recent earthquakes. All the hypocenter locations are based on the JMA unified catalog, which includes the data for the 1964 Niigata earthquake sequence reinvestigated by Kusano and Hamada (1991). Horizontal thick dashed lines on the cross section indicate the tenth and ninetieth percentiles of the cumulative frequency curve of depth for recent earthquakes. The fault plane model for the mainshock is also displayed. The focal depth of the mainshock is shifted from 34.1 km (Kusano and Hamada, 1991) to 24.8 km upon considering the recent high-resolution seismicity.

図 2.3.1－17　1964 年新潟地震の震源周辺における気象庁一元化震源の分布（2004～2007 年）（Shiba and Uetake, 2011）

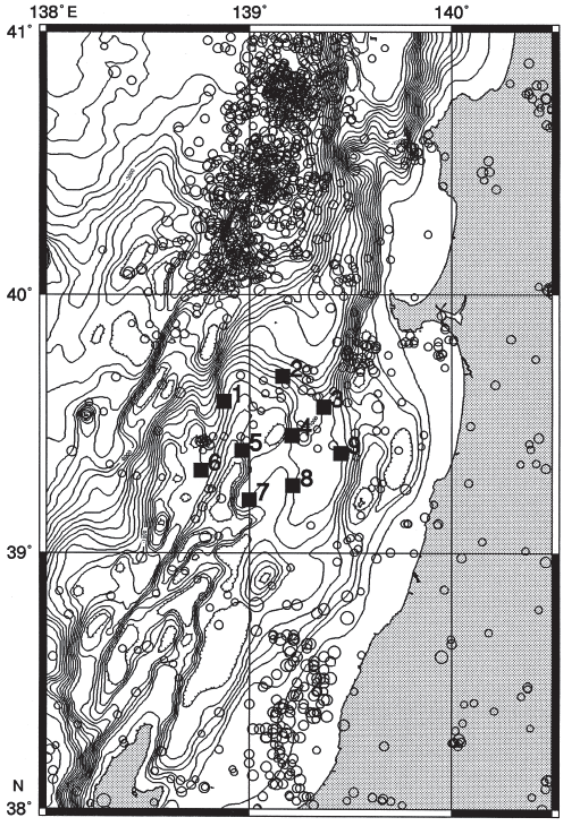


Fig. 2. Locations of ocean bottom seismometers and epicentral distribution of earthquakes greater than $M = 3$. Data from Japan Meteorological Agency during 1960–1995. Squares with numbers indicate the OBSs. Contour interval is 100 m.

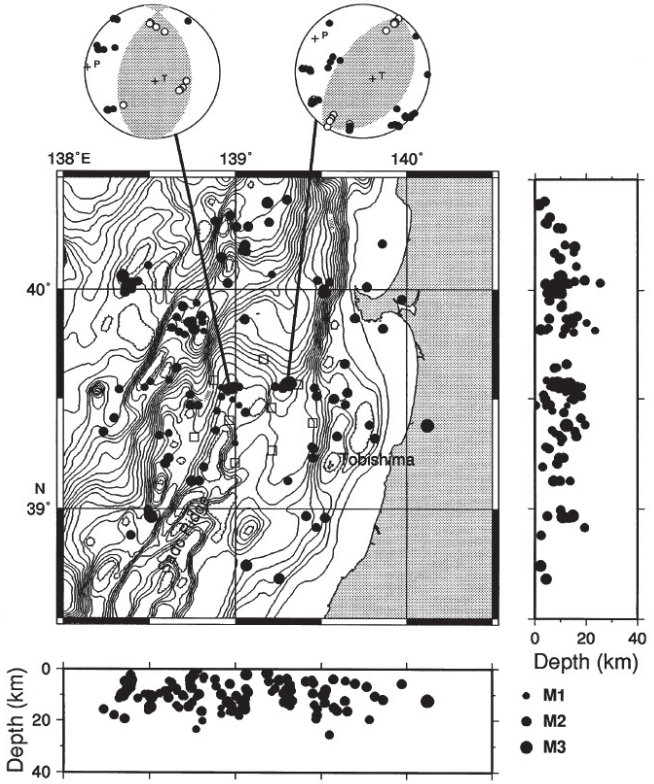


Fig. 5. Hypocentre distribution of earthquakes and composite focal mechanism solutions. The one-standard-error of the hypocentre parameters is less than 5 km. The radius of each circle is taken to be proportional to the earthquake magnitude. The squares indicate the OBSs. Contour interval is 100 m. The focal mechanism solutions are projected on the lower hemisphere. Circles indicate compressions, and dots indicate dilatations.

図 2.3.1－18　海底地震計による秋田沖大地震空白域周辺の震源分布（1996 年 10 月～12 月）（Sato et al., 1999）

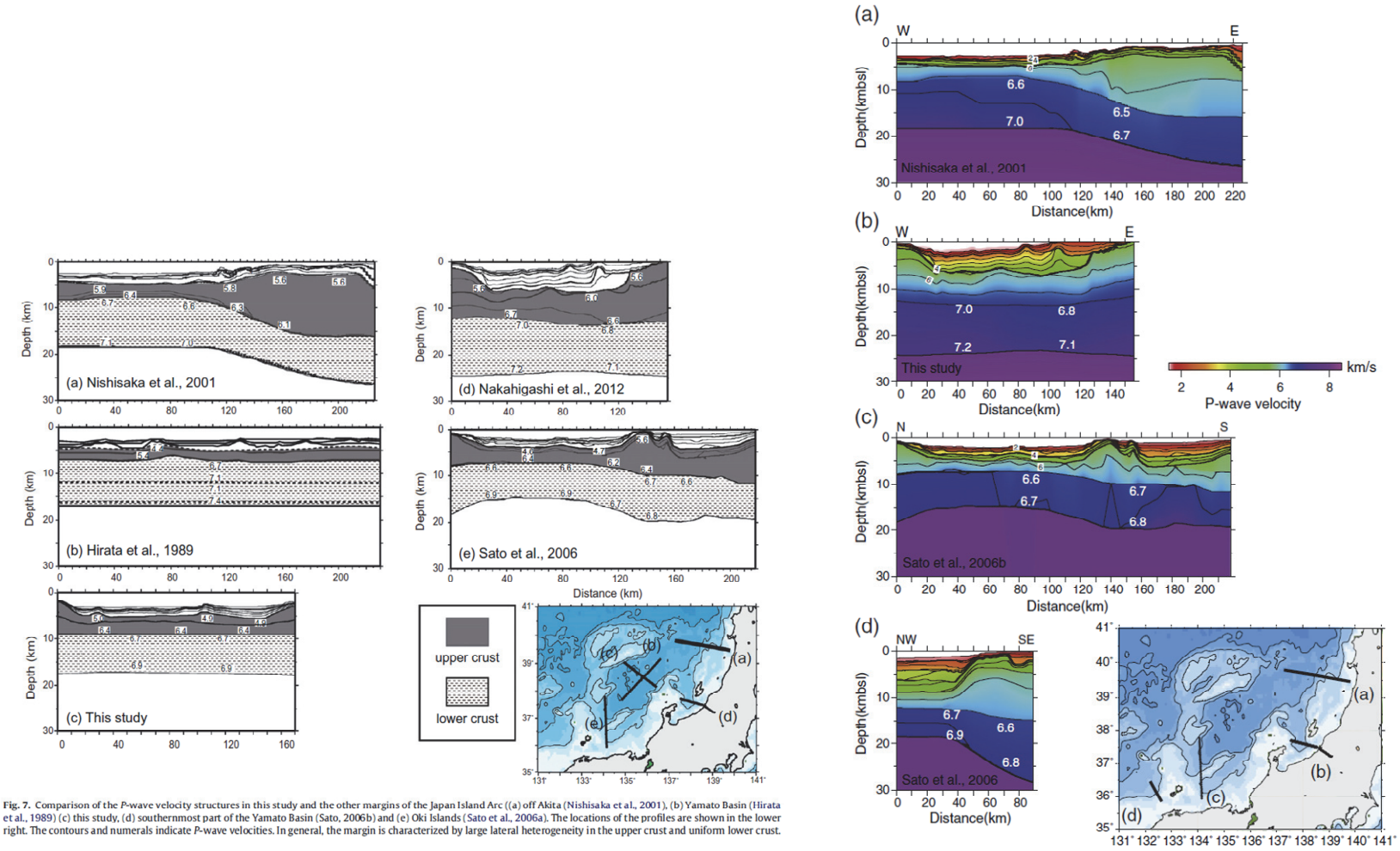


Fig. 7. Comparison of the *P*-wave velocity structures in this study and the other margins of the Japan Island Arc ((a) off Akita (Nishisaka et al., 2001), (b) Yamato Basin (Hirata et al., 1989) (c) this study, (d) southernmost part of the Yamato Basin (Sato, 2006b) and (e) Oki Islands (Sato et al., 2006a). The locations of the profiles are shown in the lower right. The contours and numerals indicate *P*-wave velocities. In general, the margin is characterized by large lateral heterogeneity in the upper crust and uniform lower crust.

Nakahigashi et al.(2013)

Nakahigashi et al.(2012)

図 2.3.1－19　Nakahigashi et al.(2012,2013)による日本海の地震波速度構造分布

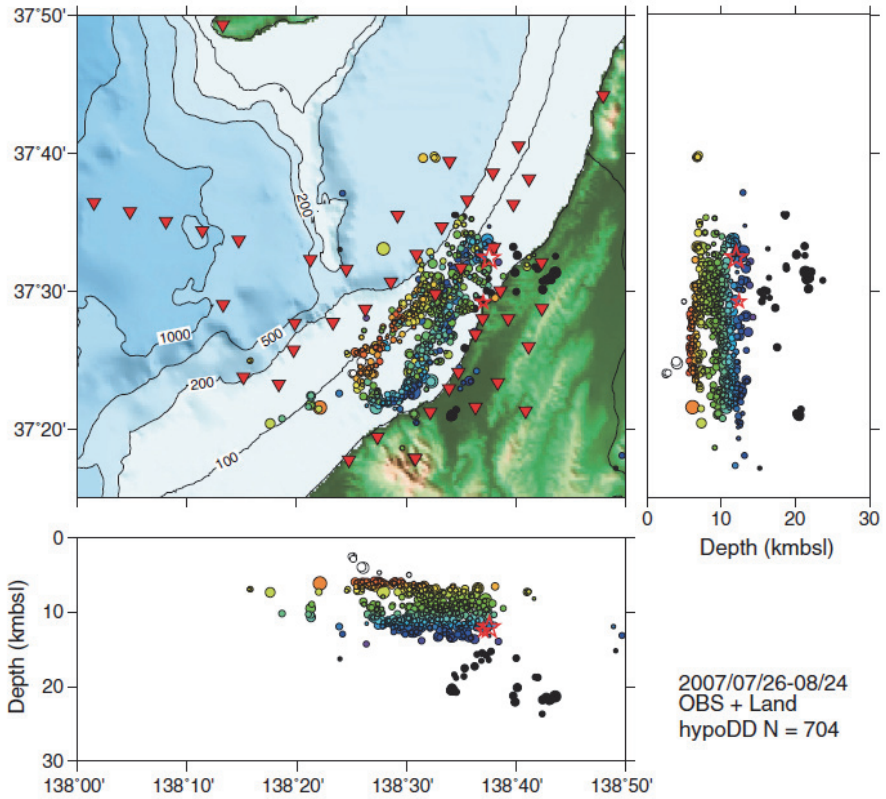


Fig. 10. Final hypocenter distribution by using the double-difference method with bathymetry. The period of the analysis lasted from July 26 to August 24, 2007. The red inverted triangles indicate the positions of the pop-up-type OBSs and the land seismic station used for the location. The filled circles represent hypocenters. The depths of events are color-coded. The diameters of the circles are proportional to the magnitudes. Large and small stars indicate the re-located positions of the mainshock and the largest aftershock, respectively. Contours indicate water depths of 100, 200, 500 and 1000 m. In the vertical section, the aftershocks are concentrated at depths of 6–15 km. The aftershocks with depths greater than 15 km are distributed in the southeast of the source region.

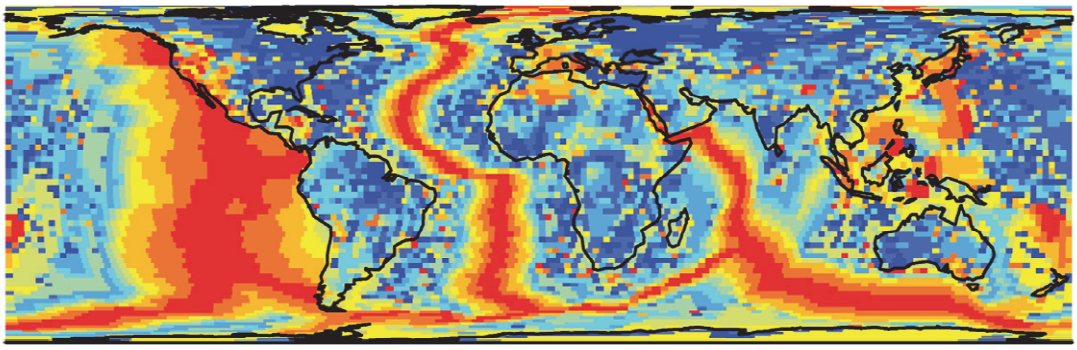
図 2.3.1－20　2007 年中越沖地震の余震分布（Nakahigashi et al., 2012）

4) 地殻厚さを規定する要因

伊藤(2008)は，地震発生層の下限の物理的意味を以下のように説明している。

- 地震発生層の下限が存在する原因は，岩石の破壊様式が温度と圧力，すなわち深さによって変化するためであると考えられる。高温になるにしたがって，岩石の変形破壊様式または断層のすべり様式が変化する。
- 地震の下限は固着すべりと安定すべりの境界となっている。したがって，火山付近での下限は浅い。
- 上部地殻と下部地殻がそれぞれ脆性破壊および延性変形をするというモデルが成り立つ。両者で断層の摩擦構成則が異なっている。
- 定常的な熱流量のモデルを用いて温度を見積ると地震の下限は 200-400℃になる。
- 下限の解釈は今のところ確定したわけではないし，変化する温度の推定範囲も誤差が大きい。
- 実際には上部地殻にも安定すべりをする領域はあるし，下部地殻でも応力集中はあるはずで,更に物質の相違,ガスや流体の存在なども考慮したモデルが必要になる。
- 下限の温度についても，パラメータの誤差が多く，深いところの資料がとれないこともあり，温度の見積もりに誤差が大きい。
- いずれにせよ，キュリー点深度分布と下限の対応もよく，下限の深さには温度の効果が大きいことは確かであるので，更に調査が必要だが，あまり進んでいない。

それを踏まえ Davies(2013)による地殻熱流量の分布をみると，**図 2.3.1－21** のようになっている。日本海は熱流量が大きく，M8 クラスの内陸地震を発生しているモンゴルや中国は概ね熱流量が小さい。このことから，日本海東縁部の地殻厚さが大陸よりかなり薄くなっており,下部地殻を含めても 20km 程度となっていることは地殻の熱流量の観点から説明がつくといえる。



※ 地殻熱流量の観測値，若い海底地殻の年齢と熱流量の関係，および地形と熱流量に基づき統合的に作成した地殻熱流量分布

図 2.3.1－21　世界の地殻熱流量分布（Davies, 2013）

5) 地殻の厚さと地震規模の関係に関するまとめ

ここまで，世界の内陸地震の規模と地殻厚さの関係について既往知見およびデータに基づき分析を行った。その結果，以下のことが明らかとなった。

・地殻の厚さと地震規模

➢世界で発生した内陸地震の分析によれば，地震の規模と地殻の厚さには関係があるとみられる。その結果，地殻の厚さと断層長さ（震源断層長）の比率にも一定の上限があると考えられる。

➢M_w8 以上の地震は，上部地殻と中部地殻の合計厚さが約 40km 以上となる場所でのみ発生している。

・断層の下端深さ

➢内陸型地殻内地震は上部地殻内で生じるとされるが，日本海東縁部では 1983 年日本海中部地震の破壊が下部地殻に達していたとみられる。日本海東縁部（少なくとも日本海盆周辺）では，陸の地殻と海洋地殻の境界で発生する大地震の破壊は下部地殻に及ぶことがある。

➢したがって，海域活断層（上部地殻内地震）とは取扱いを区別する必要がある。

・下部地殻を含む場合，断層の下端深さは 20km 程度となる。過去に発生した日本海東縁部の大地震の余震域は，概ね 20km 程度の深さに及んでおり，これと整合的である。大陸に比べると地殻は薄くなっており，この構造は地殻熱流量が大きいことで説明できる。

2.3.2 基本断層モデル設定方法等の事例

日本海東縁部の津波評価における，基本断層モデルの設定事例を示す。

(1) 断層長さと M_w の関係に基づく設定事例

土木学会(2002)では，既往最大クラスの地震規模 M_w7.85 を想定し，基本断層モデルを作成している。地震は領域のどこでも発生すると考え，領域内複数個所に連続的に基本断層モデルを配置する。地震発生層の厚さは 15km とし，傾斜角は 30～60 度である。すべり量は武村(1998)の L-M_0 関係のスケーリング則に基づいて設定している。走向については，海底地形の走向に基づき，E1 領域では 3 度または 183 度，E2，E3 領域では 20 度または 200 度としている（**図 2.3.2－9**)。断層の傾斜方向は，西傾斜，東傾斜の両方を考えている。すべり角は，ハーバード CMT 解等に基づいて，90 度と設定している。以下にその設定根拠を示す。

日本海東縁部に発生した既往津波の断層モデルを**表 2.3.2－1** に示す。これらは主に痕跡高を説明することを重視し，必要に応じて既往断層モデルを修正している。表中，モデル M_w は剛性率を 3.5×10^{10} N/m^2 として断層パラメータより算出した M_w である。K および κ は相田による津波痕跡高と計算値の空間的な適合度を表す指標であり，いずれも本検討で実施した津波計算結果である。

なお，1833 年天保山形沖地震は，津波の再現性からは位置を特定できないため，2 モデルを併記した。各モデルの位置を**図 2.3.2－1** に示す。

表 2.3.2－1　日本海東縁部の既往津波の痕跡高を説明できる断層モデル（土木学会，2002）

対象津波	モデル M_w	面積 (km^2)	L (km)	W (km)	D (m)	d (km)	θ (度)	δ (度)	λ (度)	データ数	K	κ	備 考
1833年天保山形沖(A)	7.82	1250	50	25	6.4	0	10	60	90	27	1.04	1.42	土木学会(2002) (相田(1989)を修正;陸岸近く)
		1750	70	25	6.4	0	40	60	120				
1833年天保山形沖(B)	7.76	3960	132	30	4.0	0	208	45	90	27	1.17	1.28	土木学会(2002)(沖合)
1940年積丹沖	7.70	4050	135	30	3.2	0	347	40	90	20	1.02	1.42	土木学会(2002) (Satake(1986)を修正)
1964年新潟	7.35	900	45	20	3.3	1	202	60	90	検潮	－	－	Noguera and Ku.Abe(1992)
		300	20	15	3.0	1	189	60	90				
同上	7.51	813	32.5	25	5.3	0	200	60	52	検潮	－	－	加藤･安藤(1995)
		813	32.5	25	2.9	0	200	60	90				
1983年日本海中部	7.74	1200	40	30	7.6	2	22	40	90	218	1.12	1.46	相田(1984) Model-10
		1800	60	30	3.05	3	355	25	80				
1993年北海道南西沖	7.84	2250	90	25	5.71	10	188	35	80	249	0.96	1.51	高橋武之ら(1995) DCRC-26モデル
		650	26	25	4.00	5	175	60	105				
		458	30.5	15	12	5	150	60	105				

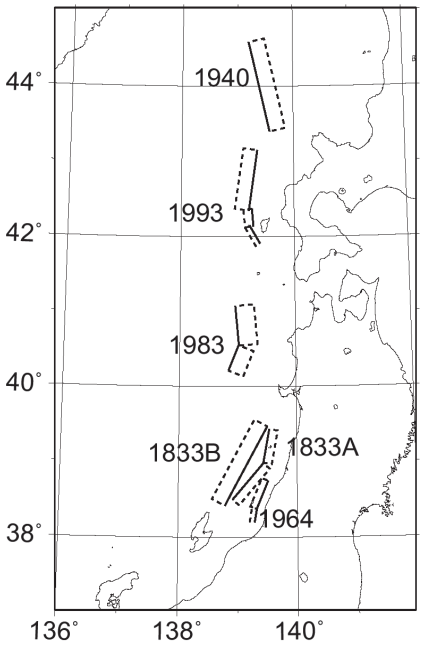


図 2.3.2−1　日本海東縁部の既往断層モデル位置

ハーバードCMT解より，1976年1月～2000年1月に発生したM_w 5.0以上，深さ60km以下の地震を抽出し，深さをプロットすると**図 2.3.2−2**のようになる。これらは概ね15～20kmの浅い位置に集中しており，地震発生層厚さに上限があるとみられる。また，**表 2.3.2−1**に示したように，断層幅が30km以下のモデルで既往津波を説明できることから，地震発生層厚さは15～20km程度と考えられる。

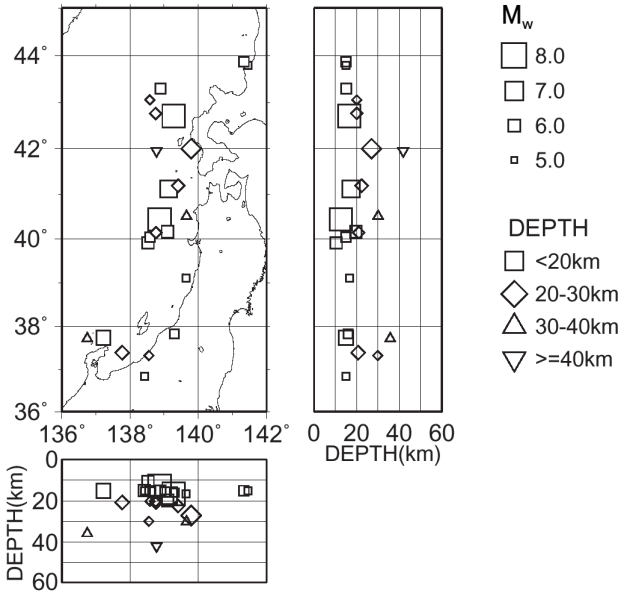


図 2.3.2−2　ハーバード CMT 解の深さ分布

表2.3.2－1の各モデルを，長さ合計・面積・Mwが一定となるよう1枚断層に換算した。更に，新潟地震については2モデルの平均をとった。このときM_wと断層長さの関係は**図2.3.2－3**のようになることから，内陸地震に関する武村(1998)の関係

$$\log L(km) = 0.75M_w - 3.77$$

を日本海東縁部に適用できる。

なお，武村(1998)は，1885～1995年に日本内陸で発生したM_w4～8の内陸型地殻内地震の断層モデルを分析し，上式を導いている。

表2.3.2－1に示したように，既往津波の断層モデルの傾斜角は概ね30～60度の範囲で，痕跡高を説明することができる。日本海東縁部では，既往地震の断層傾斜方向が一定でなく，西傾斜・東傾斜の双方が発生している。

図2.3.2－4は，前述のハーバードCMT解より得た走向をプロットしたものである。ここで，「地形の走向」とは，活断層の走向を併せて考慮した等水深線の向きの近似的値であり，発震機構解はこれを中心に分布している。また，既往津波の断層モデルのすべり角はいずれも90度に近く，**図2.3.2－5**に示した発震機構解のすべり角データもこれを裏付けている。

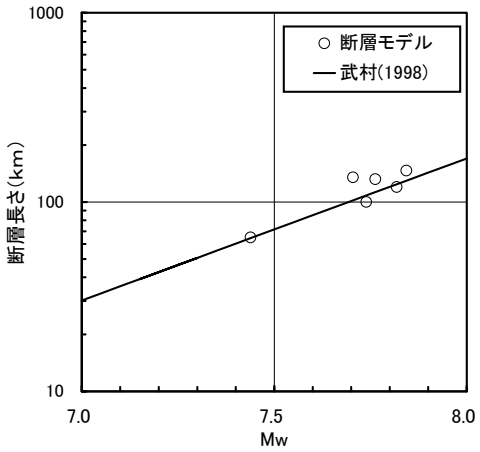


図 2.3.2－3　日本海東縁部における既往津波の断層モデルの M_w と断層長さの関係

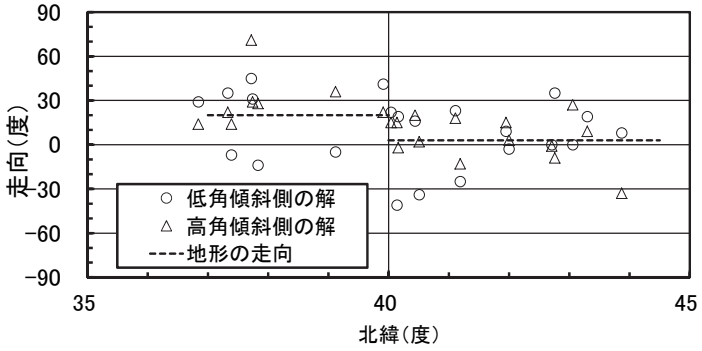


図 2.3.2－4　日本海東縁部の地震に対するハーバード CMT 解による断層走向と地形の走向

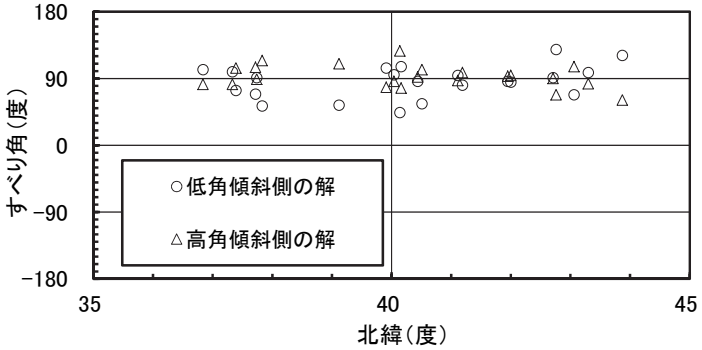


図 2.3.2－5　ハーバード CMT 解による日本海東縁部の断層のすべり角

日本海東縁部では， Mw7.5 クラス以上の地震は，南北に連なる狭い幅の領域で発生している。そこで，**図 2.3.2－6** に黒く示した大地震の活動域（既往津波の波源および空白域に対応する）に想定する津波の断層パラメータ設定方法を提示する。

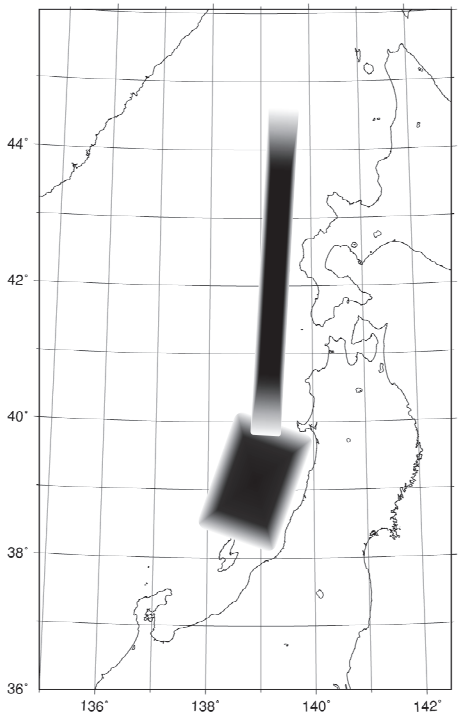


図 2.3.2－6　津波を想定する日本海東縁部における大地震の活動域

日本海東縁部では，地震発生層の厚さが限られていると考えられることから，地震発生層の厚さを考慮し，武村(1998)に基づく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。更に，不確定性の大きいパラメータは，合理的と考えられる変動範囲を設定することとする。日本海東縁部の想定津波に関する基本断層パラメータ設定の流れ（木場ほか(2001)を改変）を**図 2.3.2－7** に示す。

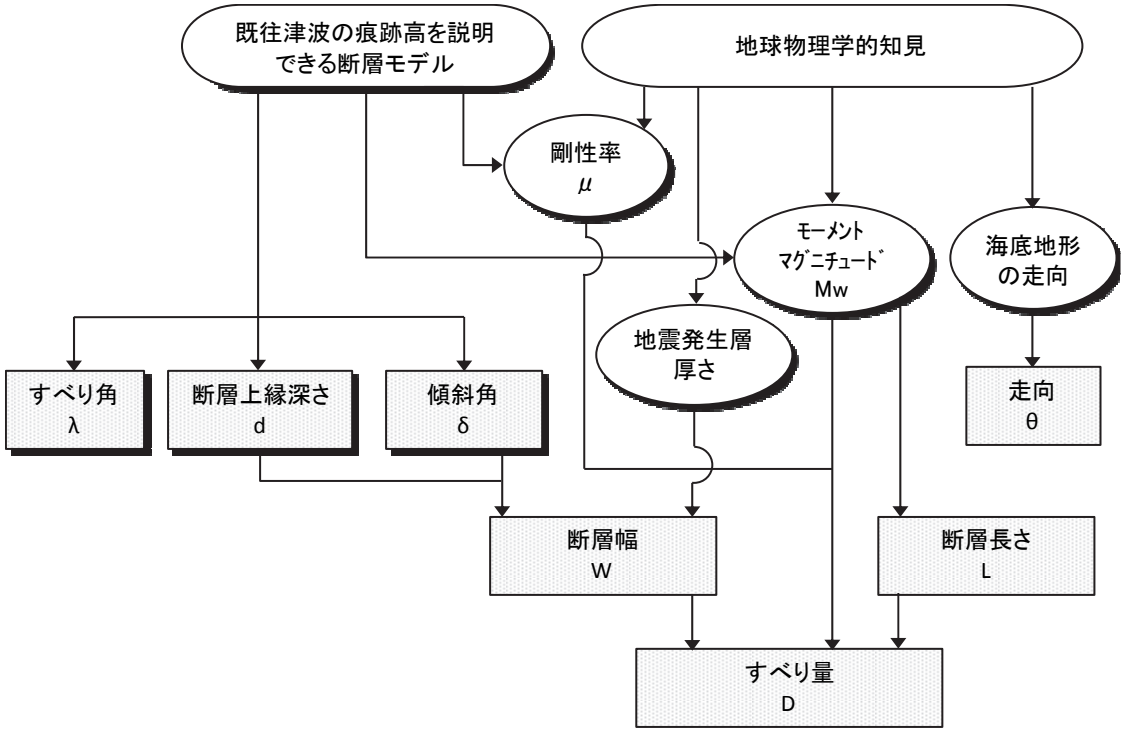


図 2.3.2－7　日本海東縁部の基準断層モデル設定フロー
（断層長さと M_w の関係に基づく場合）

※ 長方形は津波計算に必要な断層パラメータを，影付きの項目はパラメータ設定に先立って必要な情報を表す。

明確なプレート境界面が形成されていないことに起因する，位置，傾斜方向，傾斜角の不確定性を反映する方法としては，**図 2.3.2－8** のように鉛直面内の断層位置を複数想定する方法が考えられる。傾斜方向，傾斜角は東西方向の位置に連動する。

表 2.3.2−2　日本海東縁部の基本断層パラメータ設定方法（土木学会，2002）

項目	内容
断層長さ	スケーリング則に基づき，M_wから求める。
幅	地震発生層の厚さ(15km)を考慮し傾斜角に応じて決める。
すべり量	$\log M_0(N\cdot m)=1.5M_w+9.1,\ D=M_0/\mu LW$　により算出する。
上縁深さ	0km とする。
走向	海底地形の走向に基づき設定する。
傾斜角	30～60 度とする。西傾斜と東傾斜の双方を考慮する。
すべり角	90 度とする。
剛性率	3.5×10^{10} N/m^2 とする。
スケーリング則	幅（地震発生層厚さ）に上限あり。 スケーリングの変曲点を境に，M_wが大きいとき武村(1998)の関係 $\log L(km)=0.75M_w-3.77,$ $L\propto D, W=const.$ が，M_w が小さいとき $W=\frac{2}{3}L, L\propto W\propto D$ の関係が成り立ち，両者が連続的に接続するものとする。

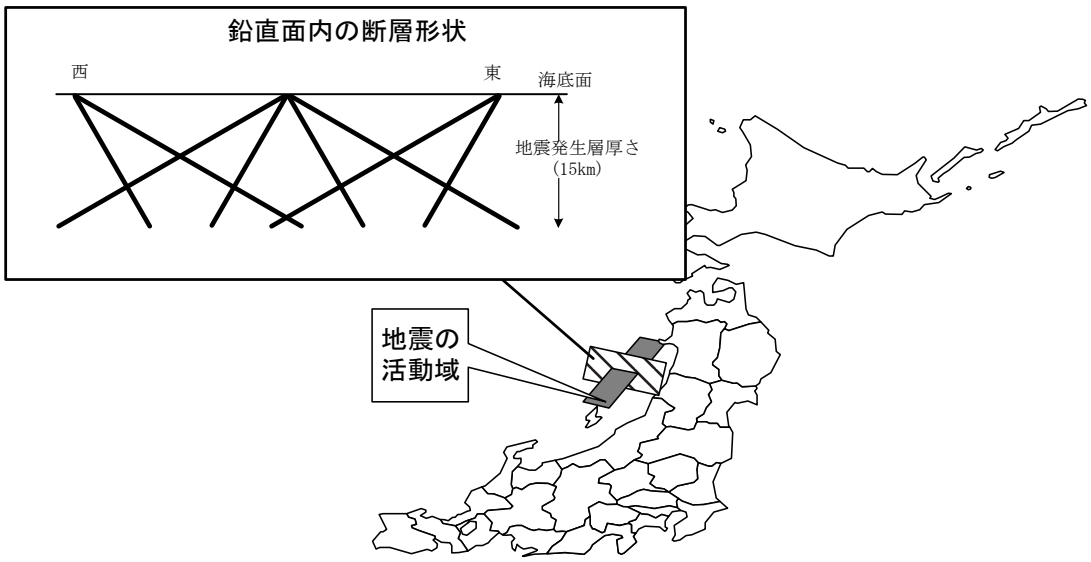


図 2.3.2−8　鉛直面内における位置と傾斜方向・傾斜角の関係

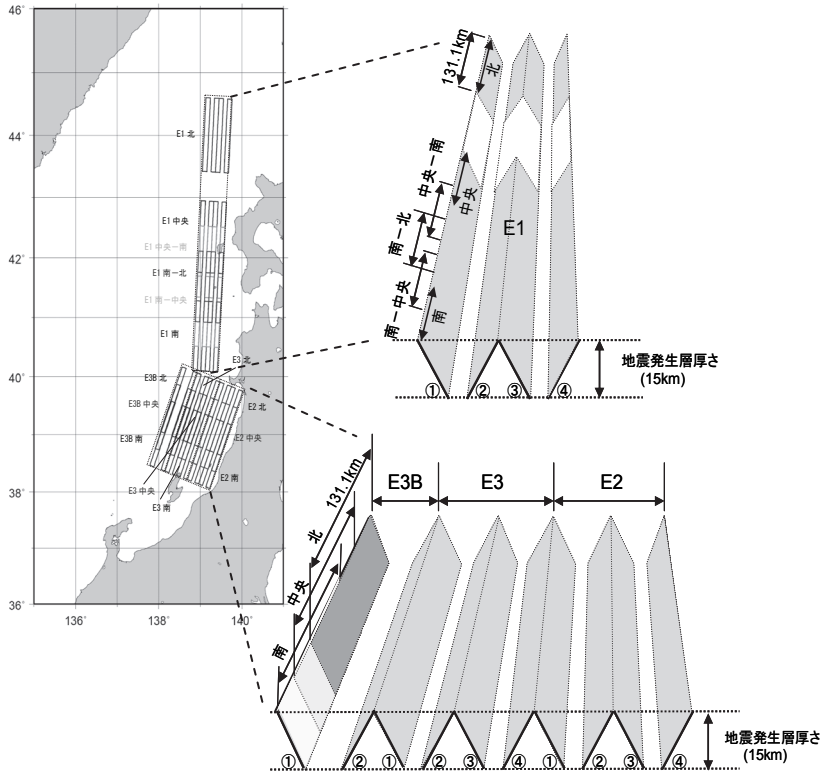


図 2.3.2－9　日本海東縁部の断層モデルの設定例（土木学会，2002）

(2) 断層面積と M_w の関係に基づく設定事例

国土交通省ほか(2014)では，海底断層のトレースに基づき，断層面を矩形断層により近似している（**図 2.3.2－10**)。断層線の分布が直線状でない場合には，複数の線分に分割して表現している。スケーリング則は入倉・三宅(2001)等をベースに設定した平均的なモデルである μ 式と，すべり量のばらつきを考慮した σ 式の 2 つの式を用いており，大すべり域を設定する不均質モデルとして基本断層モデルを作成している（**図 2.3.2－11**)。断層幅は，断層上端と下端の深さから傾斜角を考慮して算出し，断層長さは断層海底面トレースの長さとしている。断層上端の深さは，各断層の海底面トレースの平均水深＋1km とし，断層下端の深さは，地質構造区分に応じて 15～25km としている。断層海底面トレースの向きを走向とし，傾斜角は 30～90 度，すべり角は各断層位置における圧縮応力軸を断層面に投影した角度としている。

図 2.3.2－7 に示した断層長さと M_w の関係に基づく断層パラメータ設定法のフローを，断層面積と M_w の関係に基づくよう変更した場合，**図 2.3.2－12** のようになる。このフローでは，(1)と同様に，M_w は海域における活断層長さに準拠せず，M_w を先に与える手順としている。詳細な手順は，**付属編第 6 章**を参照されたい。

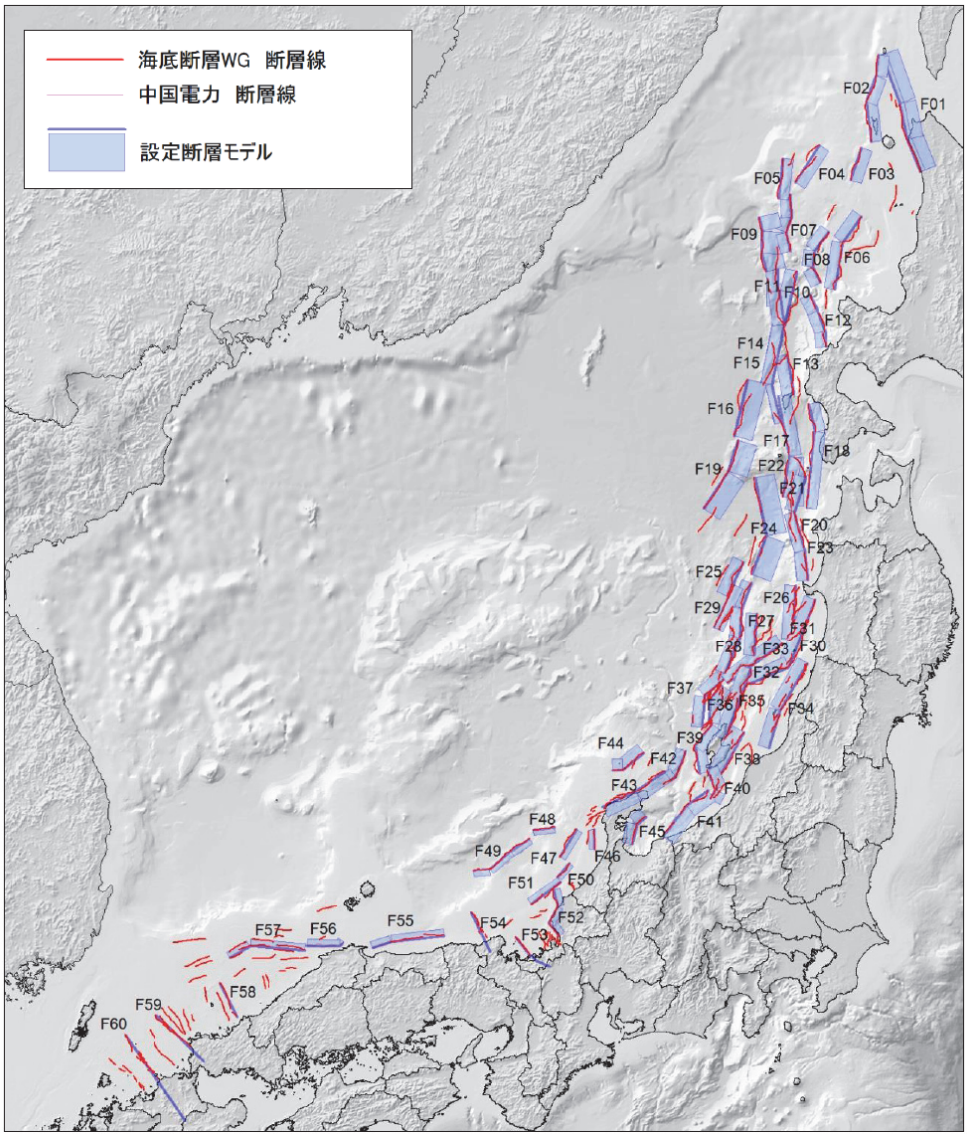


図１　津波断層モデル位置図

図 2.3.2－10　日本海東縁部の断層位置図（国土交通省ほか，2014）

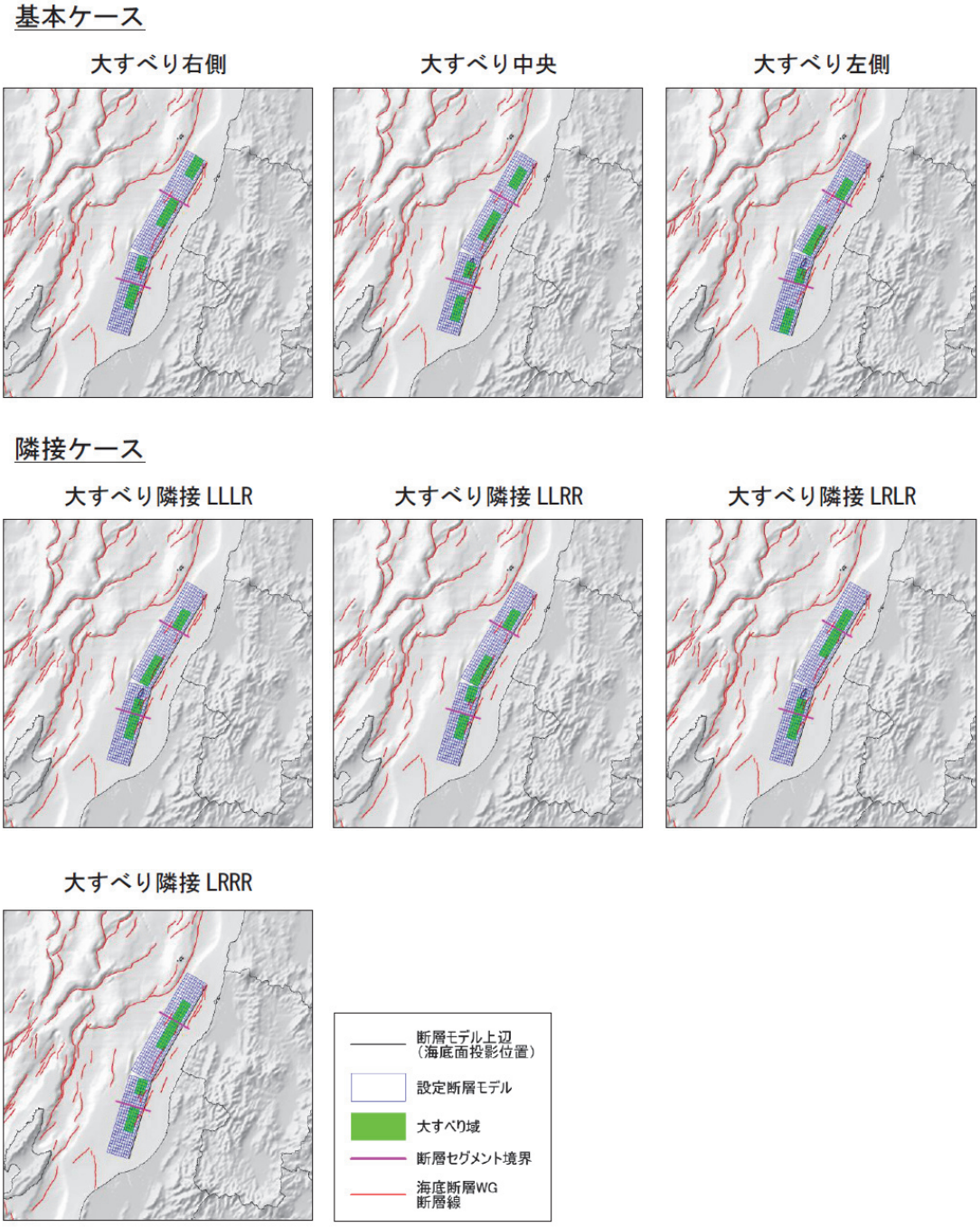


図 2.3.2−11　日本海東縁部の断層モデルの設定例（国土交通省ほか，2014）

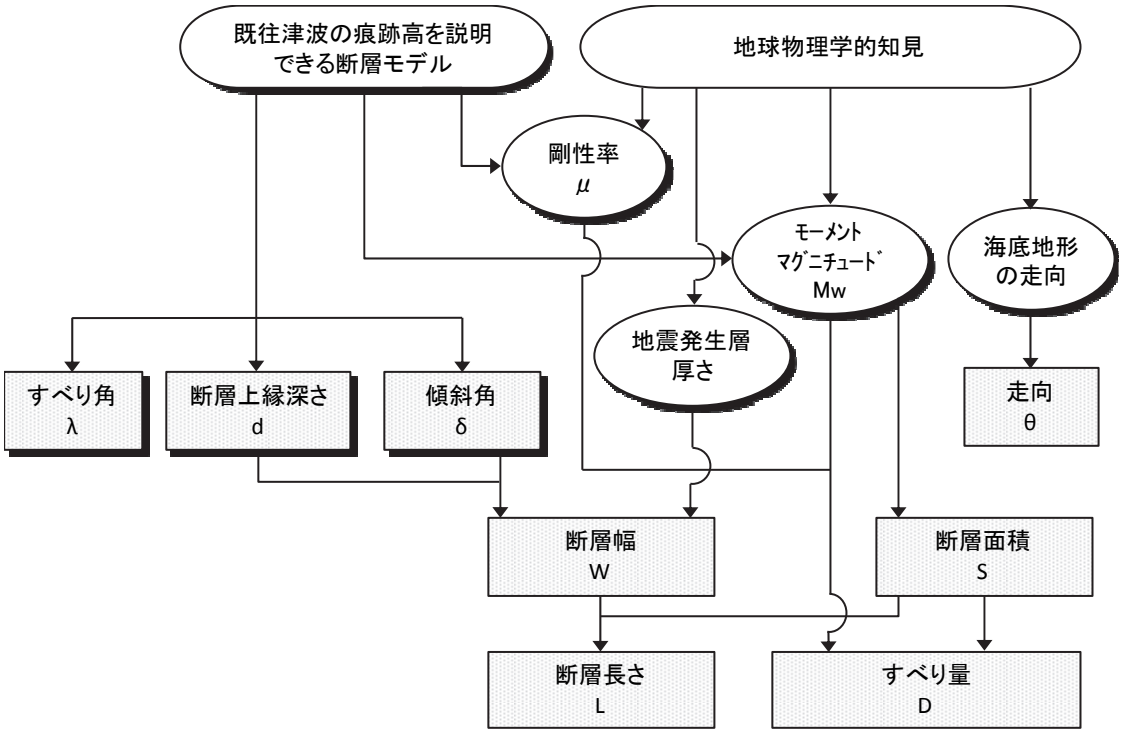


図 2.3.2－12 日本海東縁部の基準断層モデル設定フロー
（断層面積と M_w の関係に基づく場合）

※ 長方形は津波計算に必要な断層パラメータを，影付きの項目はパラメータ設定に先立って必要な情報を表す。
なお，すべり量の不均質性および動的断層パラメータに関連する事項は割愛した。

2.4　海域の活断層に想定される地震

2.4.1　基本断層モデル設定根拠等の詳細

(1) 西南日本周辺海域の既往津波等に関する知見

図 2.4.1−1 に 1498～1993 年に日本近海で発生した津波の波源域分布を示しているが，西南日本周辺では，1792 年眉山崩壊による津波，1596 年別府湾の津波の 2 つを除くと大きな津波は生じていない。このうち 1596 年別府湾の津波について，阿部(1999)は，地震の規模に比べ津波の規模が異常に大きいが津波の原因を特定できない，としている。

日本海側では，海岸線に近いところで発生する M7 クラスの地震により，小規模の津波が生じる場合がある。

1026（万寿 3）年には，現在の島根県益田市沖で巨大な地震津波が発生し沿岸に被害をもたらしたとの言い伝えがある。益田川沿いの発掘調査により，約 1,000 年前の炭素同位体年代を示す特異な砂層が検出され津波堆積物であるとの見解が示されたが，当時の主要な歴史記録に津波の記述はない（箕浦ほか，1993)。今後，津波の有無，あるいは津波が生じていたとすればその成因や水位分布等についての情報の蓄積が進むことにより，この津波が基本断層モデル設定のための検討材料のひとつとなる可能性がある。

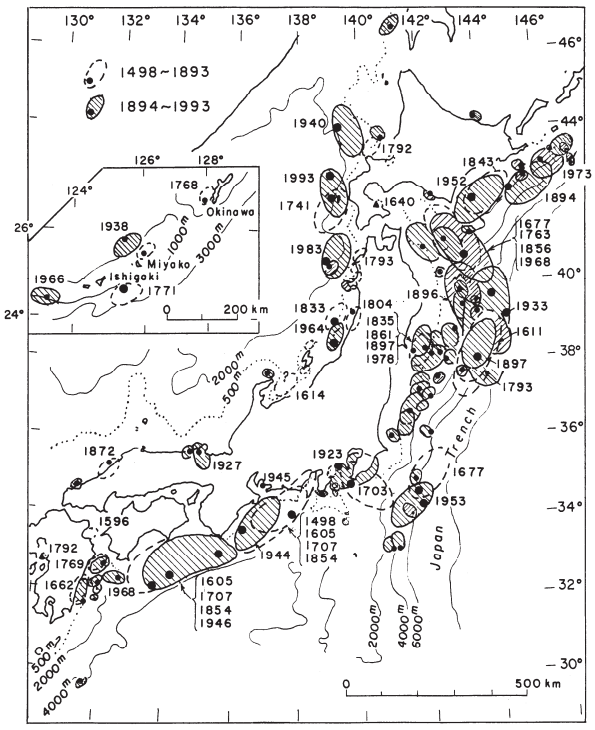


図 2.4.1−1　1498～1993 年に日本近海で発生した津波の波源域分布（羽鳥，1994）

(2) 長大断層に対するスケーリング則

土木学会(2002)で海域活断層や日本海東縁部に適用するスケーリング則の根拠とした武村(1998)が準拠している内陸型地殻内地震のデータのうち，最大の断層長さは1891年濃尾地震の85kmであり，それ以上の断層長さは外挿領域となっている。ここでは，近年の長大断層に対するスケーリング則に関する検討事例を列挙する。

1) Murotani et al.(2015)

・準拠データ

- 世界の内陸で発生した断層長さ80kmを超えるような長大断層での地震や近年発生した中規模地震に対し，地震波形を用いて解析が行われ，かつ地表地震断層の調査が行われている11地震を対象とした。複数の解析結果がある場合は平均とした。
- 更に，橋本(2007)によりStirling et al.(2002)のデータベースから選ばれた信頼性のあるデータのうち，地中の断層長が得られている40地震を加えた。

・得られた成果

- 震源断層長さと地表断層長さはほぼ1:1である。
- 地表で観測された最大変位量（Dsurf）は震源断層での平均すべり量の概ね2～3倍となる。
- Dsurfと震源断層での最大すべり量はほぼ1:1の比例関係となる。
- Dsurfは震源断層長さがほぼ100kmで10mに飽和する。幅W=18kmを与えると，$S=1.0\times10^{17}M_0$となり，ここですべり量が飽和するスケーリング関係を提案している（**図2.4.1－2**）。

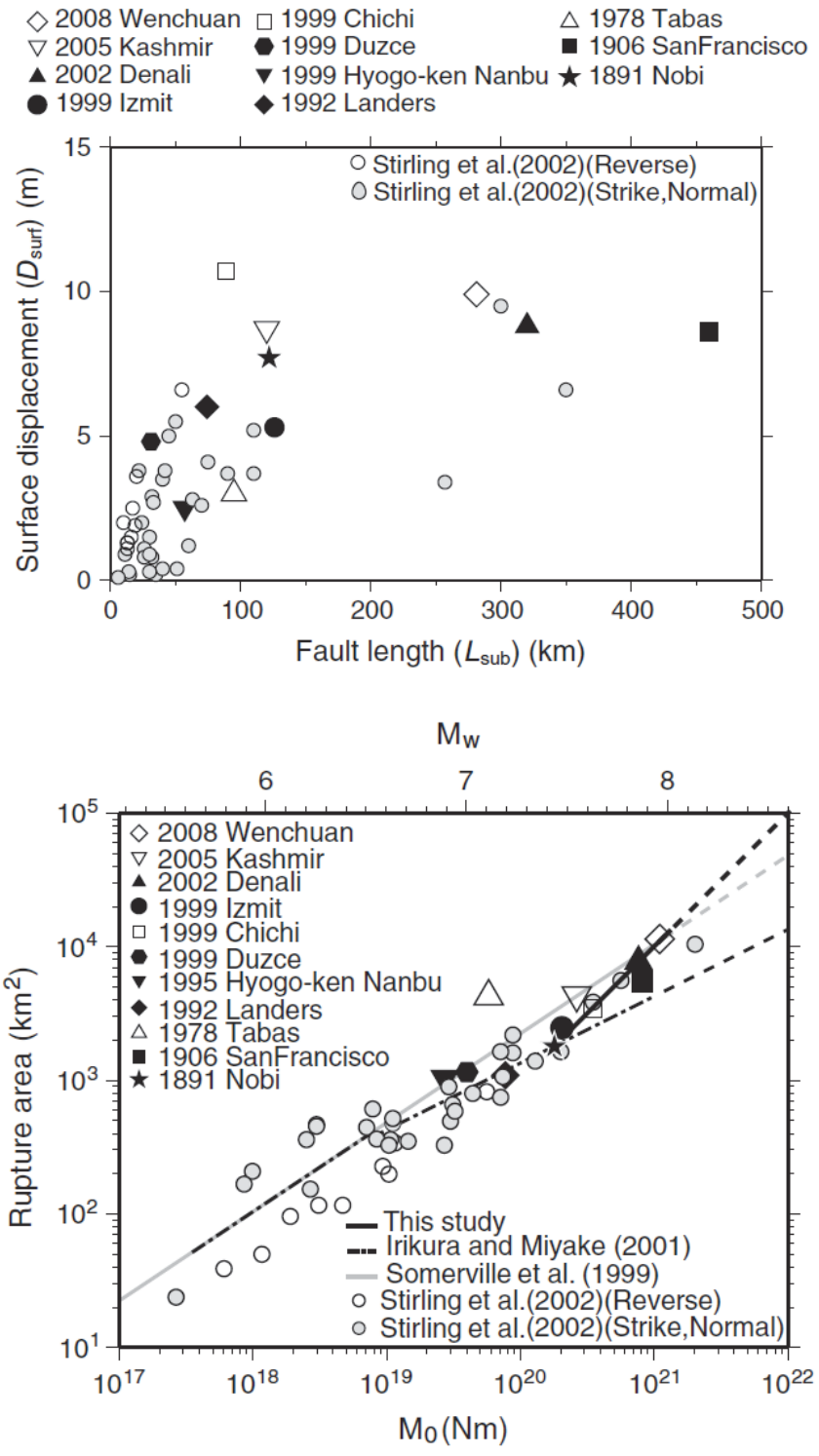


図 2.4.1－2　内陸地震のスケーリング関係（Murotani et al., 2015）

2) Shaw and Scholz(2001)

世界のプレート内およびプレート間地震のパラメータを分析し，L/W 比が 10 倍を超えるとすべり量が頭打ちするとしている（**図 2.4.1－3**）。ただし，W は 15km に固定しており，地震発生層厚さに対応する。そのうえで，以下の関係式を導出している。

$$D = \alpha \cdot (L/2) \qquad (L \leqq 2W)$$
$$D = \alpha \cdot \left(1/\left[1/L + 1/2W\right]\right) \qquad (L > 2W)$$

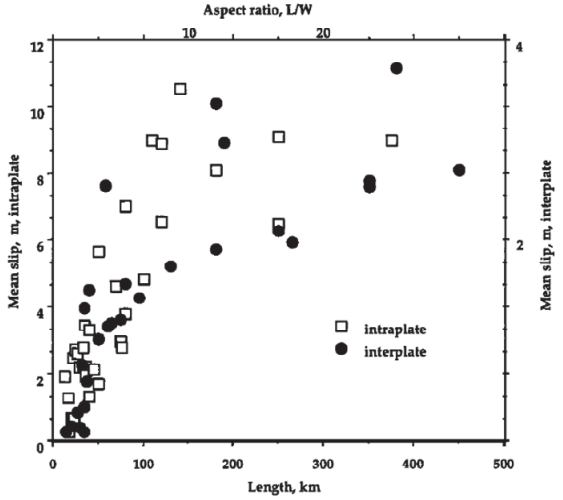


Figure 1. Compilation of mean slip *vs* length for large crustal earthquakes (modified after [*Scholz*, 1994b]). The aspect ratio is based on an assumed value of $W = 15$ *km*.

図 2.4.1－3　断層長さと平均すべり量の関係（Shaw and Scholz，2001）

3) Manighetti et al.(2007)

Manighetti et al.(2007)は，複数セグメントで発生する地震に対するすべり量のスケーリング則を提案した。

・データセット

- アジア，トルコ，米国西部，日本で発生した M6 以上の内陸地震およびプレート境界地震
- メカニズムは多様（横ずれ・逆断層・正断層）
- 断層幅 40km 以下，平均で 18km

・前提

- スケーリングは L-model より W-model にしたがう。
- 世界の大地震では D_{max}=2×D_{mean} の関係がある。

ただし，D_{max}：最大すべり量，D_{mean}：平均すべり量

・Shaw and Scholz(2001)の関係を応用し，これに対する適合度にしたがって

データを分類する。

$D_{mean} = \alpha \cdot (L/2)$ $(L \leqq 2W)$

$D_{mean} = \alpha \cdot (1/[1/L + 1/2W])$ $(L > 2W)$

ただし，W は地震発生層厚さ

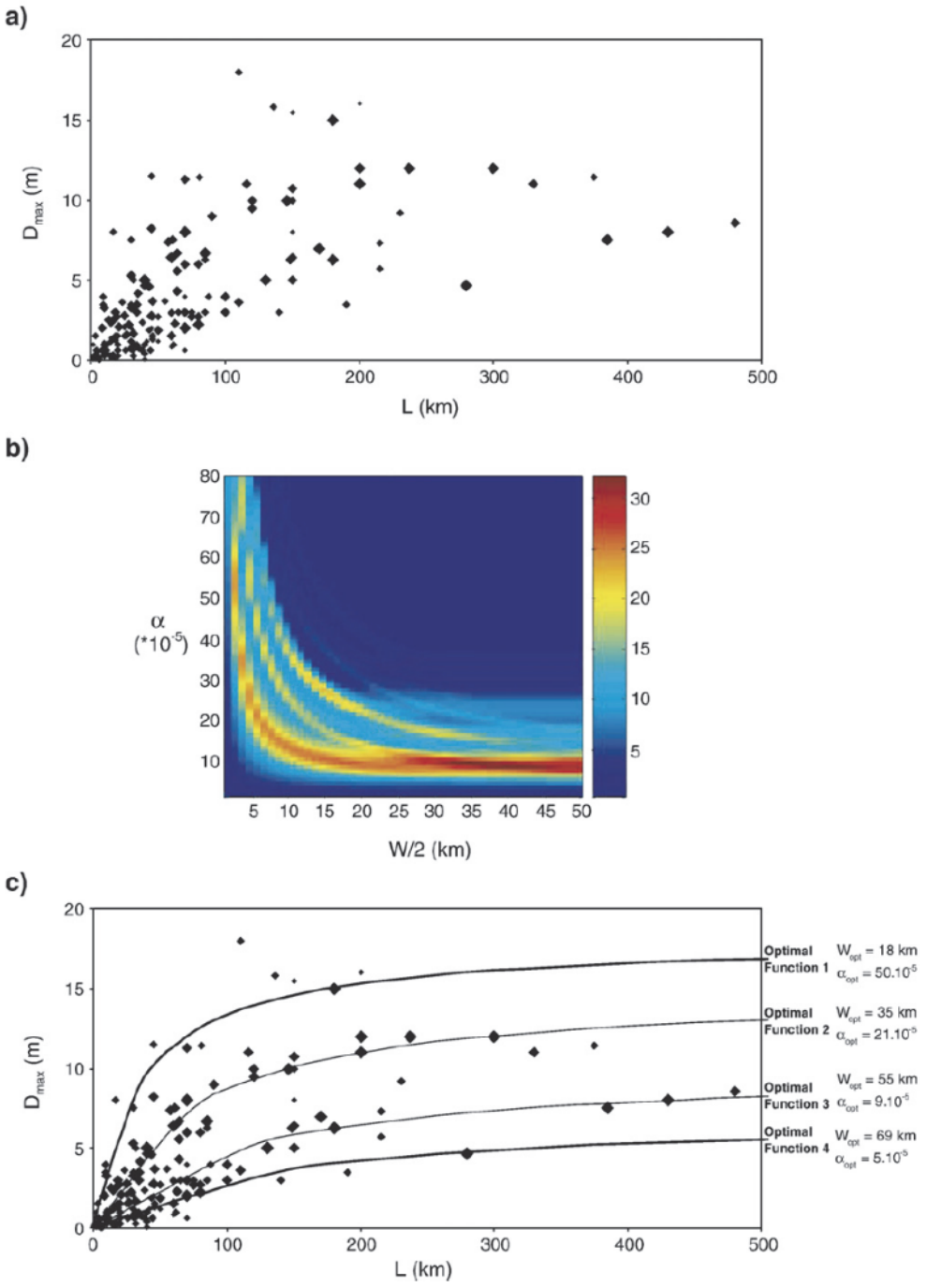
・関数の違いは破壊するセグメント数の違いを表し，α は応力降下量に対応するとしている。

$\Delta\sigma = n \cdot \mu \cdot (\alpha/2)$であるので，

n=1 のとき，$\Delta\sigma \fallingdotseq 9$(MPa)

n=4 のとき，$\Delta\sigma \fallingdotseq 3.5$(MPa)となる。(ただし，剛性率 $\mu = 3 \times 10^{10}$ N/m^2)

Shaw and Scholz(2001)の関係への適合度の観点から，データセットは 3～4 の回帰に分類されるとしている（**図 2.4.1－4**)。図中の Function の添え字は連動するセグメント数に対応するとしており，セグメント数が少ないほど，すべり量は全長に対して早く飽和し，セグメント数が多いほど，飽和すべり量は小さい。すべり量が飽和するセグメント長を 18km の倍数としたとき，連動セグメント数とすべり量の関係は**図 2.4.1－5** のようになる。セグメントの連動数は，セグメント間のバリアの強度に依存し，この強度は断層の成熟度により変化するとしている。



(a)L-D_{max} 関係のプロット

(b)Shaw and Scholz(2001)の関係への適合度指標，3～4 の最適領域に分かれる。

(c)適合度の高い（最適な）［α, W］の組み合わせに対する Shaw and Scholz(2001)の関係

図 2.4.1－4　L-W 関係の導出過程（Manighetti et al., 2007）

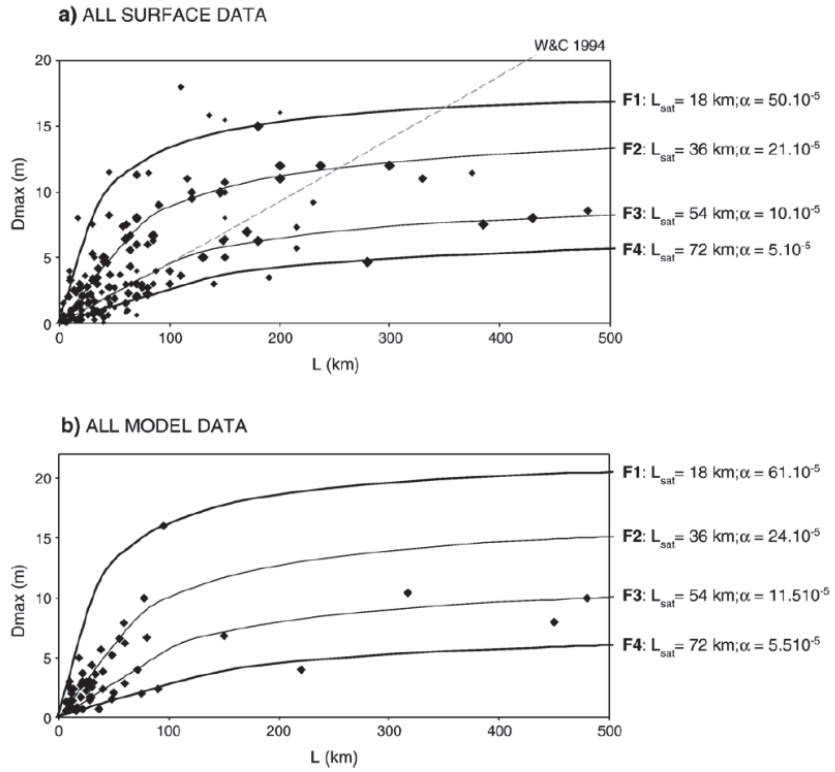


図 2.4.1－5　地表断層長またはモデル断層長と最大すべり量の関係
(Manighetti et al., 2007)

4) 地震本部「活断層の長期評価手法」における長大断層の取り扱い

「活断層の長期評価手法」(地震本部, 2010) では, Manighetti et al.(2007)の研究を踏まえ,「長さが 100km を超えるような長大な活断層については, 活動時のずれの量が飽和する可能性が指摘されているため (中略), 長さが断層面の幅の 4 倍に満たない場合には松田(1975)の L-M 式に基づき地震規模を想定し, それを超える場合には長さが 4 倍を超えないように区分した区間が連動するモデルを設定した。」としている。つまり, 長さが断層面の幅の 4 倍を超える場合には, いくつかに区分した区間ごとにスケーリング関係を適用したモデルを直列に並べたモデルとしている。

2.4.2　基本断層モデル設定方法等の事例

国土交通省ほか(2014)では, 日本海東縁部以外の海域の活断層についてもモデル化を行っている。日本海全域で 60 個 (日本海東縁部の海域の活断層を含む) の断層について, モデルの設定を行っている (詳細は**付属編 2.3.2** 参照)。

2.4.3　想定津波の波源設定方法

(1) 基本的考え方

1) 検討方針

海域の活断層の位置・走向・長さの情報が得られている場合について，津波の数値シミュレーションに必要な静的断層パラメータを推定する方法を検討する。

沿岸から遠く離れた海洋地殻は比較的安定で，過去にほとんど大地震を発生していない。一方，比較的沿岸に近い海域では，過去に大地震を含む地震活動が報告されており，今後も活動する可能性がある。本検討では，沿岸に影響を与える津波の発生原因として，比較的沿岸に近い海域の活断層に発生する上部地殻内地震を対象とする。近海の海底では，地殻構造が陸域と似た構造を持ち，震源分布や応力場も陸域と連続していると考えられるため，内陸型地殻内地震に関する知見やデータを活用することにより，想定津波の波源モデルを設定できるものと考える。

2) 内陸型地殻内地震の発生様式

地震の規模とともに断層面の幅は増大するが，場所により一定の幅で頭打ちとなることが指摘されている。浅い地震の破壊領域は「地震発生層 (seismogenic layer)」に限定され，断層幅の頭打ち前後で断層パラメータのスケーリング則が変化する。

1つの矩形断層の破壊が地震発生層厚さH_eの全層にわたっているとき，断層幅Wは傾斜角δに応じた値をとり，次式で表すことができる。

$$W = \frac{H_e}{\sin\delta} \quad \cdots\cdots (2.4.3.1)$$

図2.4.3－1に示すように，伊藤ほか(1995)による震源深さ分布の分析による近畿地方北部海域における地震発生層厚さは16km前後である。また，福岡管区気象台(1998)に示された震源分布図（**図2.4.3－2**）によれば，中国・四国・九州地方の地殻内地震の震源は最大15～20kmまでの深さに集中している。したがって，内陸型地殻内地震の深さ上限は15～20km程度であると考えられる。

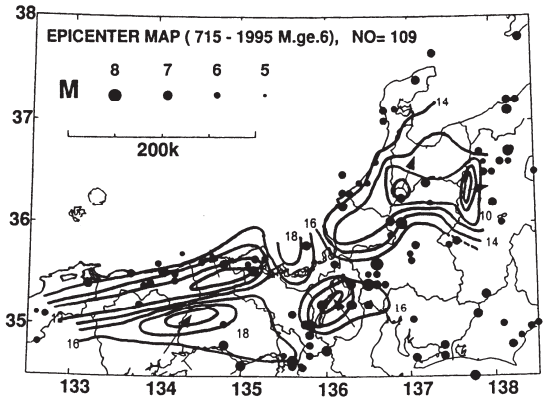


図 2.4.3−1　近畿地方北部における地震発生層厚さのコンター（伊藤ほか，1995）

※ 京大観測網による 1976～1991 年に発生した地震の深さ分布から推定した地震発生層厚さのコンター（単位 km）である。

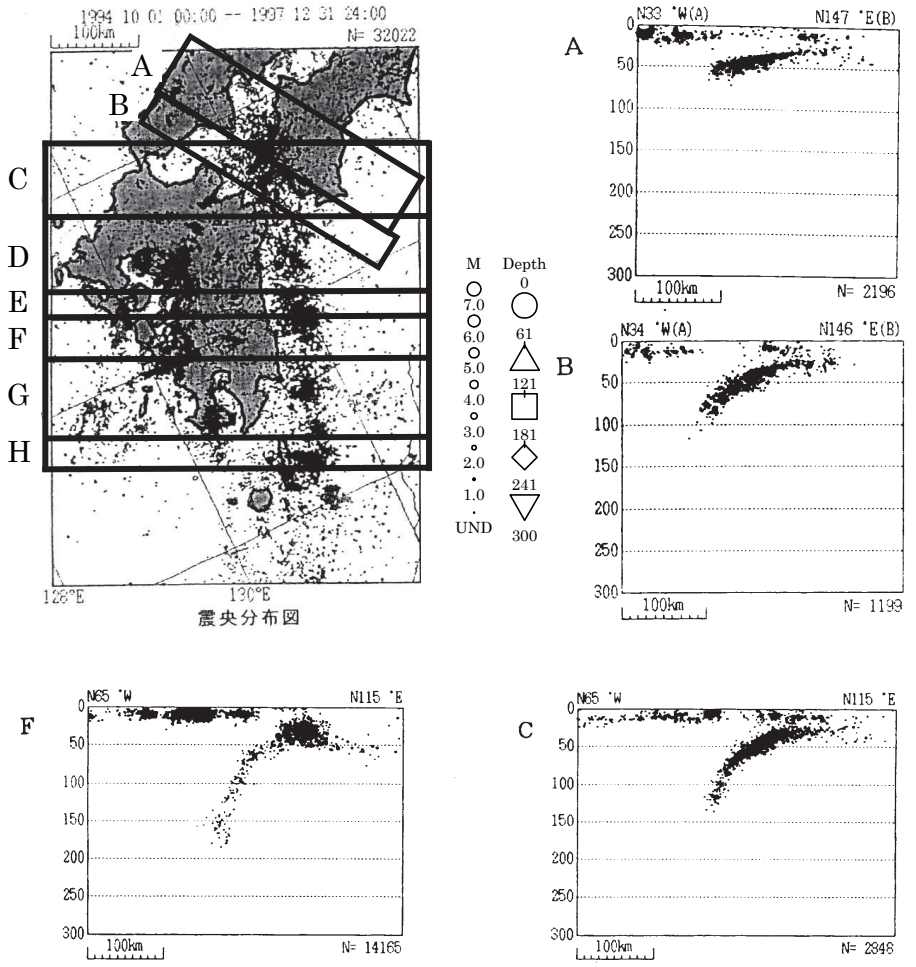


図 2.4.3−2　九州・四国地方周辺における地震の深さ分布（福岡管区気象台，1998）

※ 1994.10.1～1997.12.31 に観測された全ての地震の深さ分布

気象庁地震月報に記載された発震機構解を用い，内陸型地殻内地震の傾斜角について検討した。1973年～1998年8月に近畿から九州の西南日本内陸部で発生した気象庁マグニチュード5.0以上，震源深さ20km以下の地震34例（解析時点で気象庁データが未整備であった1995年11月～1997年9月を除く）を抽出した。余震分布や震央付近の活断層の走向に基づき，2つの節面をもつダブルカップル解から，31例の破壊面を特定した。傾斜角の頻度分布は**図2.4.3－3**のようであり，概ね高角（45～90度）で発生している。

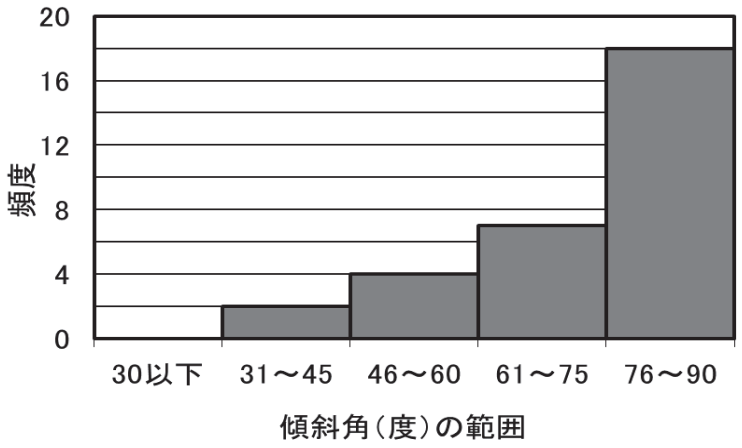
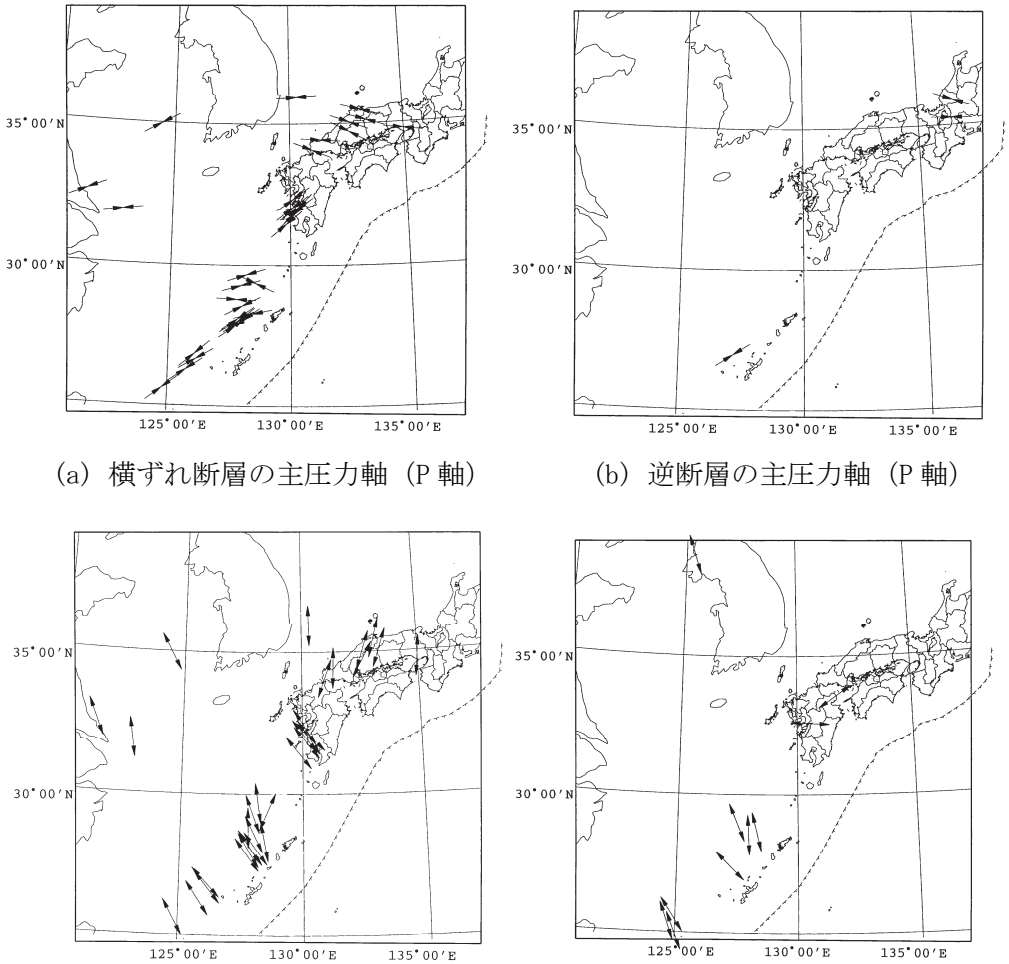


図 2.4.3－3　西南日本に発生した浅い内陸型地殻内地震の傾斜角の頻度分布

グローバル CMT による発震機構解（1976 年 1 月～2000 年 1 月，M_w 5.0 以上,深さ 50km 以下）より得られた主応力軸の分布を**図 2.4.3－4** に示す。P 軸および T 軸の向きは地域ごとに揃っていること，それは地震のタイプによらないことがわかる。すなわち，M_w5.0 以上の地震については，断層運動が広域的な応力場に非常によく対応していると言える。



(a) 横ずれ断層の主圧力軸（P 軸）　(b) 逆断層の主圧力軸（P 軸）

(c) 横ずれ断層の主張力軸（T 軸）　(d) 正断層の主張力軸（T 軸）

図 2.4.3－4　浅い地震の発震機構解より得られた主応力軸分布

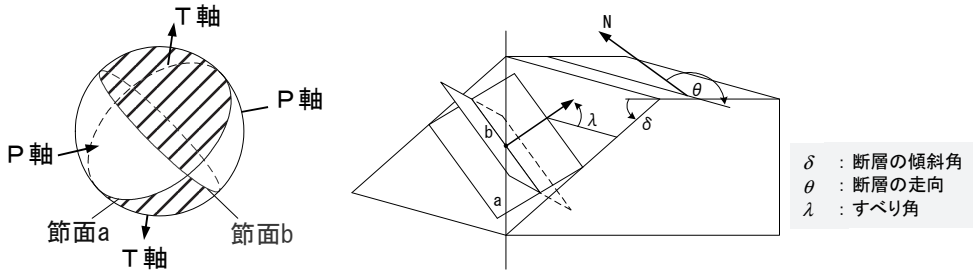
(2) 広域応力場と断層面角度の関係に基づくすべり角の設定方法

断層の傾斜角等は，調査に基づき設定することができる。不明である場合には，各種知見より，以下が目安となると考えられる。

・断層上縁深さ　0～5km
・傾斜角　45～90 度（西南日本），30～60 度（中越地方）
・すべり角　広域応力場と傾斜角から求まる範囲

このうち，広域応力場と傾斜角から求まる範囲は，以下の原理に基づき設定できる。

「すべり角は，発震機構の原理に基づき，活断層周辺の応力場と走向・傾斜角から幾何学的に推定できる．主圧力軸（P軸）と主張力軸（T軸）は2枚の節面から45°の傾きをもち，スリップベクトルは補助面（実際の断層面でない節面）の法線の方向に一致する．」（土木学会(2002)）



発震機構と断層モデルの関係の模式図（土木学会，2002）

図 2.4.3－5　発震機構と断層モデルの関係の模式図

P 軸の向きは，西南日本で 90～120 度，中越地方で 110～140 度程度（いずれも北から時計まわり）の範囲に収まっていると考えられる。

P 軸の方位角に関する記述であるが，P 軸の伏角（傾斜角）についても傾向がみられる。各機関のメカニズム解に基づき，西南日本で発生した深さ 30km 以下，M5.0 以下の地震を分析すると**図 2.4.3－6** のようになる。P・T 軸の伏角は，32 度以内に収まっており，水平に近い主軸をもつことがわかる。

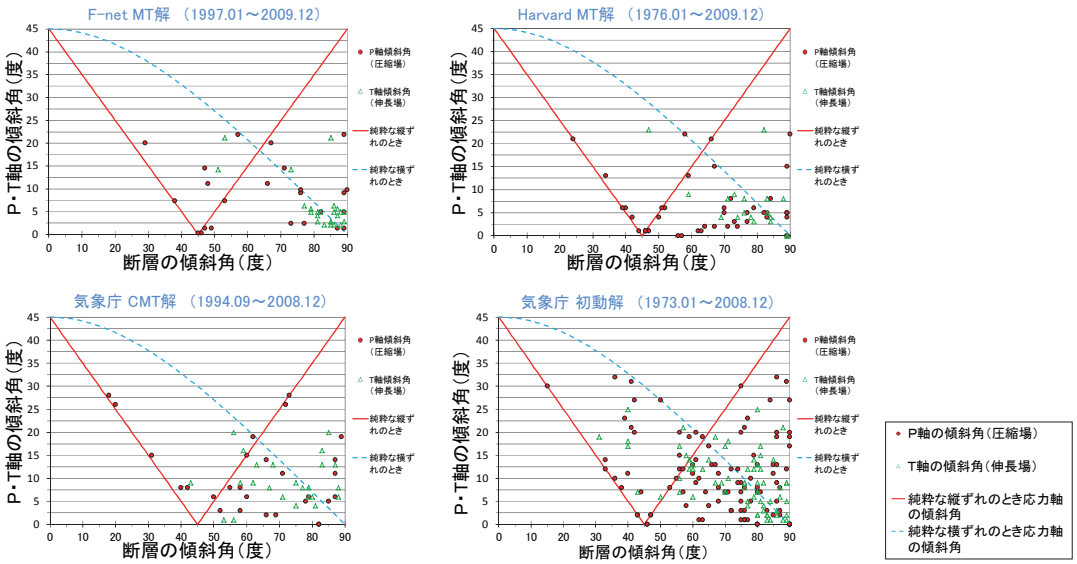


図 2.4.3－6　西南日本で発生した上部地殻内地震の主圧力軸および主張力軸の傾向

(3) 想定津波の基本断層パラメータ設定方法

1) 断層長さとモーメントマグニチュードの関係に基づく手順

海域活断層に想定する津波の断層パラメータ設定法（木場ほか，2001）のフローを**図2.4.3－7**に示す。

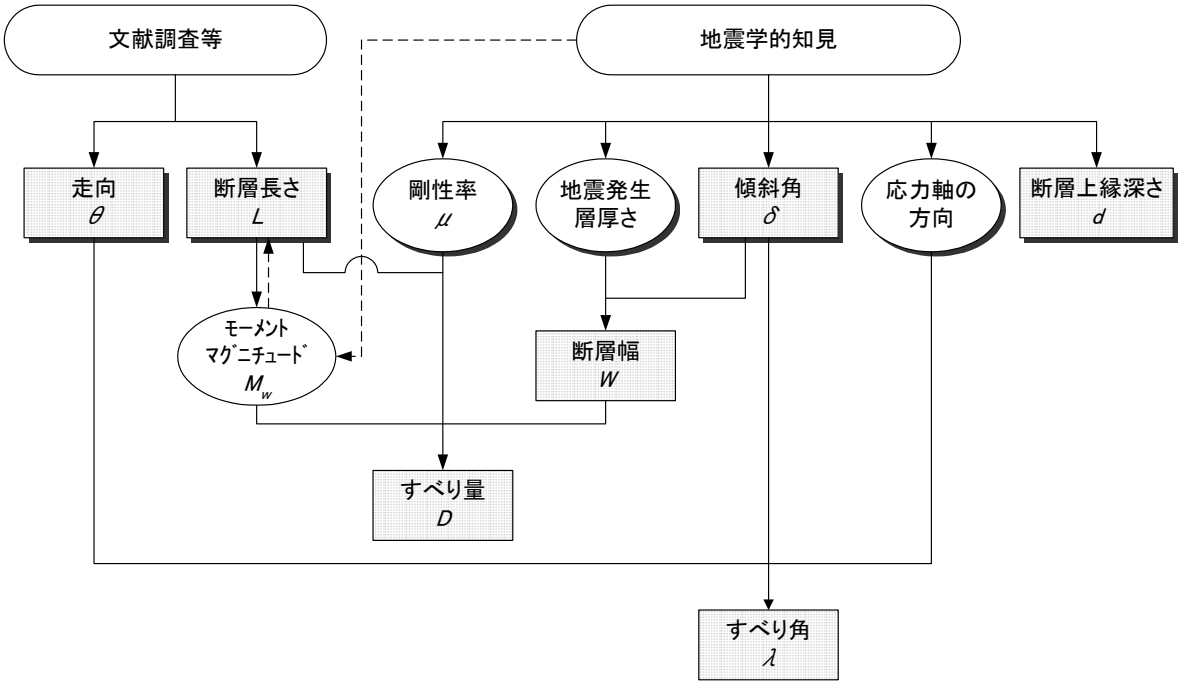


図 2.4.3－7　海域活断層に想定する津波の基本断層モデル設定フロー

※ 長方形は津波計算に必要な断層パラメータを，影付きの項目はパラメータ設定に先立って必要な情報を表す。モーメントマグニチュードを断層長さより先に設定する場合は，破線で示した流れにより，モーメントマグニチュードから断層長さを算出する。

傾斜角等のパラメータについても，活断層調査等から明らかな場合は，確定的に取り扱うことができる。

各パラメータの設定方法を**表 2.4.3－1** にとりまとめている。浅い地震を想定して断層上縁深さは 0km としている。また，地震発生層厚さは，前述した 15～20km の範囲のうち，すべり量が大きくなる 15km に限定している。

すべり角は，発震機構の原理に基づき，活断層周辺の応力場と走向・傾斜角から幾何学的に推定できる。概念図を**図 2.4.3－8** に示す。主圧力軸（P 軸）と主張力軸（T 軸）は 2 枚の節面 a,b から 45 度の傾きをもち，スリップベクトルは補助面（実際の断層面でない節面 b）の法線の方向に一致する。既往地震の発震度機構解の分析や，日本各地の広域応力場を示した既往研究例（例えば塚原，1999）を参考に応力

軸の向きを推定することができる。

スケーリング則については，日本海東縁部と同様に，武村(1998)による式のうち断層長さと地震規模の関係を表す以下の関係式を適用する。

i）断層幅が上限に達しているとき

$$\log L(km) = 0.75M_w - 3.77, L \propto D, W = const. \quad \cdots\cdots\cdots\cdots (2.4.3.2)$$

ii）断層幅が上限に達していないとき

$$W = \frac{2}{3}L, L \propto W \propto D \quad \cdots\cdots\cdots\cdots (2.4.3.3)$$

ここにL は断層長さ，D はすべり量である。また，M_w はモーメントマグニチュードで，以下の関係により断層パラメータと結びつけられる。

$$\log M_0(N \cdot m) = 1.5M_w + 9.1 \quad \cdots\cdots\cdots\cdots (2.4.3.4)$$

$$D = \frac{M_0}{\mu LW} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots (2.4.3.5)$$

ここに，μは剛性率である。

断層長さと地震発生層厚さが与えられた場合，

・断層幅が上限に達しているとき：式(2.4.3.1)，(2.4.3.2)，(2.4.3.4)，(2.4.3.5)

・上限以下のとき：式(2.4.3.3)，(2.4.3.4)，(2.4.3.5)

を適用し，両領域の関係が連続的に繋がるとすれば，断層幅およびすべり量が算定できる。

表 2.4.3−1　海域活断層に想定する津波の基本断層パラメータ設定方法
（断層長さとモーメントマグニチュードの関係に基づく手順）

項目	内容
断層長さ	基本的には活断層文献調査を行う。 M_wから長さを決定する際には，スケーリング則にしたがう。
幅	地震発生層の厚さを考慮し傾斜角に応じて決める。地震発生層厚さは 15km。
すべり量	$\log M_0(N\cdot m)=1.5Mw+9.1,\ D=M_0/\mu LW$ により算出する。
上縁深さ	0km とする。
走向	活断層調査結果にしたがう。
傾斜角	発震機構解の分析等により設定する。45～90 度とする。
すべり角	断層面の走向・傾斜角と主応力軸方向範囲に基づき設定する。
剛性率	3.5×10^{10} N/m^2 とする。
スケーリング則	幅（地震発生層厚さ）に上限あり。 スケーリングの変曲点を境に，M_wが大きいとき武村(1998)の関係 $\log L(km)=0.75M_w-3.77,\qquad L\propto D, W=const.$ が，M_wが小さいとき $W=\frac{2}{3}L, L\propto W\propto D$ の関係が成り立ち，両者が連続的に接続するものとする。

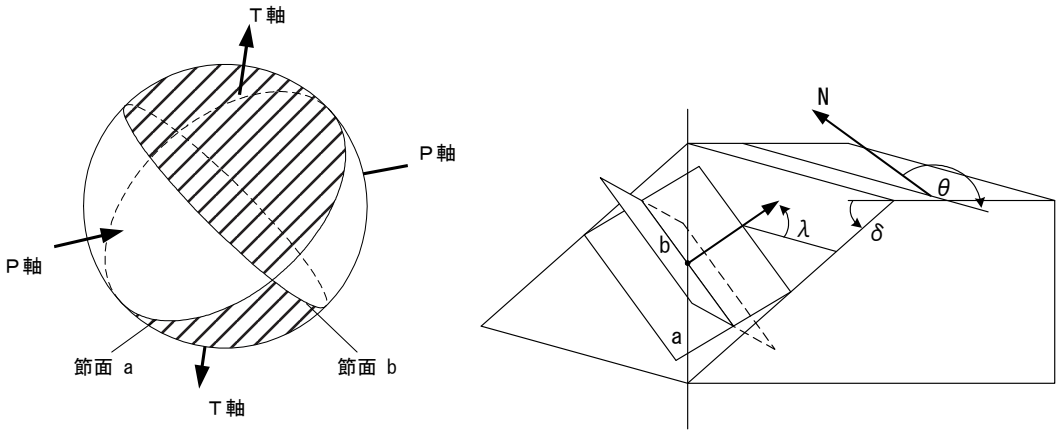


図 2.4.3−8　応力軸と断層運動の関係の概念図（佐藤編(1989)をもとに作成）

2）断層面積とモーメントマグニチュードの関係に基づく手順

断層面積とモーメントマグニチュードの関係に基づく評価手順は，すべり量の不均質性を想定した断層モデルに適用する。詳細は**付属編第 6 章**に示す適用事例を参照されたい。

断層長さとモーメントマグニチュードの関係に基づく手順との相違点は以下の点である。

まず，断層長さと地震発生層厚さが与えられた場合，断層幅が上限に達しているとき式(2.4.3.1)を，上限以下のとき式(2.4.3.3)を適用し，断層面積Sを算出する。

$$S = L \cdot W$$

次に，以下のスケーリング則を用い，断層面積 S から M_0 を算出する。

$$M_0 = (S / 2.23\times10^9)^{3/2} \times10^{-7} \qquad (M_w < 6.5)$$

$$M_0 = (S / 4.24\times10^5)^2 \times10^{-7} \qquad (6.5 \le M_w < 7.7)$$

（入倉・三宅, 2001）

$$M_0 = 1.575\times\mathrm{S}\times10^{11} \qquad (7.7 \le M_w)$$

（国土交通省ほか(2014)に基づき作成）

断層面積と M_w の関係に基づく断層パラメータ設定法のフローを**図 2.4.3－9** に示す。

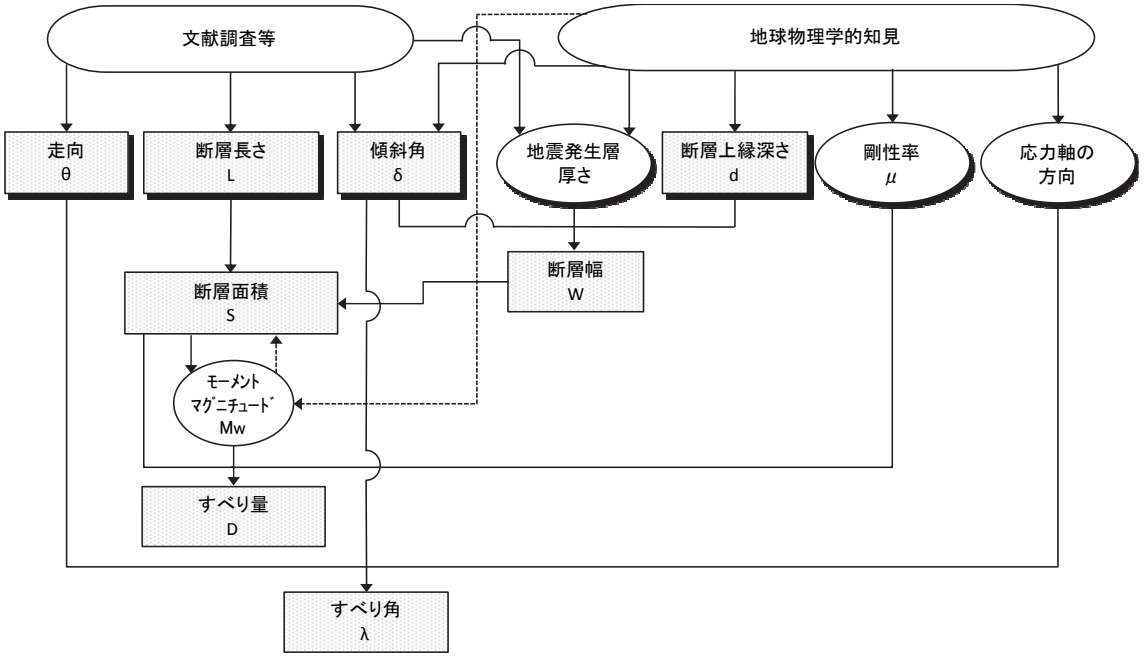


図 2.4.3－9　海域活断層に想定する津波の基準断層モデル設定フロー
（断層面積と M_w の関係に基づく場合）

※ 長方形は津波計算に必要な断層パラメータを，影付きの項目はパラメータ設定に先立って必要な情報を表す。M_w を断層長さより先に設定する場合は，破線で示した流れにより，M_w から断層長さを算出する。傾斜角等のパラメータについても，活断層調査等から明らかな場合は，確定的に取り扱うことができる。

なお，すべり量の不均質性および動的断層パラメータに関連する事項は割愛した。

【付属編　第２章　参考文献】

Abe, Ka.(1977)：Tectonic implications of the large Shioya-oki earthquakes of 1938, Tectonophysics, Vol.41, pp.269-289.

Abe, Ka.(1989)：Quantification of tsunamigenic earthquakes by the Mt scale, Tectonophysics. Vol.166, pp.27-34.

阿部勝征(1978)：第３章近代的地震学,(金森博雄編),岩波講座地球科学８　地震の物理，岩波書店，pp.89-167.

阿部勝征(1999)：遡上高を用いた津波マグニチュード M_t の決定，地震第 2 輯，第 52 巻，pp.369-377.

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.

相田勇(1984)：1983 年日本海中部地震津波の波源数値モデル，東京大学地震研究所彙報，Vol.59，pp.93-104.

相田勇(1989)：天保四年の庄内沖地震による津波に関する数値実験，続古地震，東京大学出版会，pp.204-214.

相田勇(1993)：相模湾北西部に起こった歴史津波とその波源数値モデル，地学雑誌，Vol.102，No.4，pp.427-436.

相田勇・中島徹(1990)：1923 年関東地震津波の波源モデル，地震学会講演予稿集，No.1，6p.

安中正・太田孝平・茂木寛之・吉田郁政・高尾誠・曽良岡宏(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.

青柳恭平・阿部信太郎・田中寛好・井上大榮(2000)：詳細な海底地殻変動解析による津波波源域評価手法の提案（その 2）　－1993 年北海道南西沖地震震源域の海底地殻変動－,電力中央研究所報告，U99077.

粟田泰夫(1999)：日本の地震断層におけるセグメント構造とカスケード地震モデル（試案），平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書,地質調査所速報，No. EQ/99/3, pp.275-284.

Baba, T., Y. Tanioka, P.R. Cummins and K. Uhira(2002)：The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.132, pp.59-73.

Barrientos, S.E. and S.N. Ward(1990)：The 1960 Chile Earthquake, inversion for slip distribution from surface deformation, Geophysical Journal International, Vol.103, pp.589-598.

Bautista, M.L.P. and K. Oike(2000)：Estimation of the magnitudes and epicenters of Philippine historical earthquakes, Tectonophysics, Vol.317, pp.137-169.

Bird, P.(2003)：An updated digital model of plate boundaries, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, Vol.4, 1027.

Chen, W.P. and P. Molnar (1977)：Seismic moments of major earthquakes and average rate of slip in central Asia, Journal of Geophysical Research, Vol.82, pp.2954-2969.

Chinnery, M.A.(1964)：The strength of the earth's crust under horizontal shear stress, Journal of Geophysical Research, Vol.69, pp.2085-2089.

Chinnery, M.A.(1969)：Theoretical fault models, in K. Kasahara and A.E. Stevens, Editors, A symposium on process in the focal region: Ottawa, Ontario, Canada, Dominion Observatory Publications, Vol.37, pp.211-223.

中央防災会議　日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会(2006)：日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会報告.

中央防災会議　首都直下地震モデル検討会(2013)：首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書.

Cisternas, M., B.F. Atwater, F. Torrejon, Y. Sawai, G. Machuca, M. Lagos, A. Eipert, C. Youlton, I. Salgado, T. Kamataki, M. Shishikura, C.P. Rajendran, J.K. Malik, Y. Rizal and M. Husni(2005)：Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake, Nature, Vol.437, pp.404-407.

Cisternas, M.・B. Atwater・鎌滝孝信・澤井祐樹・宍倉正展(2006)：1960 年チリ地震震源域でくり返し生じた過去の巨大地震, 歴史地震, 第21号, pp.87-91.

Copley, A., J.-P. Avouac, J. Hollingsworth and S. Leprince1(2011)：The 2001 Mw 7.6 Bhuj earthquake, low fault friction, and the crustal support of plate driving forces in India, Journal of Geophysical Research Solid Earth, Vol.116, B08405.

Curray, J.R.(2005)：Tectonics and history of the Andaman Sea region, Journal of Asian Earth Sciences, Vol.25, pp.187-232.

Davies, J.H.(2013)：Global map of solid Earth surface heat flow, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, Vol.14, pp.4608-4622.

DeMets, C.(1992)：Oblique convergence and deformation along the Kuril and Japan trenches, Journal of Geophysical Research, Vol.97, pp.17615-17625.

土木学会原子力土木委員会(2002)：原子力発電所の津波評価技術.

Eshelby, J.D.(1957)：The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems, Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences, Vol.241, pp.376-396.

藤井直之・平原和朗(1998)：地殻変動総合観測線によるプレート間カップリングの変動の解明, 月刊地球, 号外, No.20, pp.66-70.

Fujii, Y. and K. Satake(2007)：Tsunami Source of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.97, No.1A, pp.S192-S207.

Fujii, Y., and K. Satake(2013)：Slip distribution and seismic moment of the 2010 and 1960 Chilean earthquakes inferred from tsunami waveforms and coastal geodetic data, Pure and Applied Geophysics, Vol.170, pp.1493-1509.

Fujioka, K., M. Kido and M. Yuasa(2002)：Tectonic framework of Izu-Bonin Arc, NSF-IFREE MARGINS Subduction Factory Workshop, Hawaii.

福岡管区気象台(1998)：九州・山口県の地震・津波，福岡管区気象台要報，第53号，435p.

Fukutani, Y., A. Suppasri, and F. Imamura(2015)：Stochastic analysis and uncertainty assessment of tsunami wave height using a random source parameter model that targets a Tohoku-type earthquake fault, Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, Vol.29, pp.1763-1779.

原子力安全基盤機構耐震安全部(2011)：原子力事業者が実施した平成23年東北地方太平洋沖地震により発生した津波の再現計算結果等に係るクロスチェック解析,地震・津波3－4,地震・津波に関する意見聴取会（第3回），
http://dl.ndl.go.jp/view/download/digidepo_6011652_po_3-4.pdf?contentNo=8&alternativeNo=（平成28年8月参照）

Goda, K., P.M. Mai, T. Yasuda and N. Mori(2014)：Sensitivity of tsunami wave profiles and inundation simulations to earthquake slip and fault geometry for the 2011 Tohoku earthquake, Earth, Planets and Space, Vol.66, 105.

Goldfinger, C., C.H. Nelson, A.E. Morey, J.E. Johnson, J.R. Patton, E. Karabanov, J. Gutiererez-Pastor, A.T. Eriksson, E. Gracia, G. Dunhill, R.J. Enkin, A. Dallimore and T. Vallier(2012) : Turbidite event history- Methods and implications for Holocene paleoseismicity of the Cascadia Subduction Zone, U.S. Geological Survey Professional Paper 1661-F, 170p.

Goto, K., T. Kawana and F. Imamura(2010)：Historical and geological evidence of boulders deposited by tsunamis, southern. Ryukyu Island, Japan. Earth-Science Reviews, Vol.102, pp.77-99.

後藤和久・島袋綾野(2012)：学際的研究が解き明かす1771年明和大地震,科学,Vol.82, No.2, pp.208-214.

萩原尊禮編著(1989)：続古地震－実像と虚像－，鹿島出版会，434p.

Hanks, T.C. and W.H. Bakun(2002) : A bilinear source-scaling model for M-logA observations of continental earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.92, No.5, pp.1841-1846.

長谷川昭(2002)：第 3 章　東北日本の地殻構造と地震活動，日本海東縁の活断層と地震テクトニクス，東京大学出版会，pp.27-43.

Hasegawa,A., K. Yoshida, Y. Asano, T. Okada, T. Iinuma and Y. Ito(2012)：Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake, Earth and Planetary Science Letters, Vol.355-356, pp.231-243.

橋田幸浩・鵜川元雄(1995)：本州中部の上部地殻内 Vp/Vs 比の地域性，地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，172p.

橋本徹夫(2007)：地表地震断層長とモーメントマグニチュード，日本地球惑星科学連合大会予稿集，S145-013.

Hashizume, M.(1970)：Investigation of microearthquakes―On the nature of the crust―, Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Vol.20, Part2, No.172, pp.53-64.

Hatori, T.(1965)：On the Alaska tsunami of March 29, 1964, as observed along the coast of Japan, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol.43, pp.399-408.

羽鳥徳太郎(1975)：房総沖における津波の波源－延宝(1677)・元禄(1703)・1953 年房総沖津波の規模と波源域の推定－，東京大学地震研究所彙報，Vol.50，pp.83-91.

羽鳥徳太郎(1986)：九州東部沿岸における歴史津波の現地調査－1662 年寛文・1769 年明和日向灘および 1707 年宝永・1854 年安政南海道津波－，東京大学地震研究所彙報，Vol.60，pp.439-459.

羽鳥徳太郎(1988)：寛政５年(1793 年)宮城沖地震における震度・津波分布，東京大学地震研究所彙報，Vol.62，pp.297-309.

羽鳥徳太郎(1988)：琉球列島における津波の規模と波源域，地震第 2 輯，第 41 巻，pp.541-547.

羽鳥徳太郎(1991):伊豆諸島周辺における津波の規模　1990 年 2 月 20 日大島近海津波･1990 年 9 月 24 日東海道はるか沖津波，地震第 2 輯，第 44 巻，pp.297-303.

羽鳥徳太郎(1994)：歴史津波－危険度の地域性，地震工学振興会ニュース，No.135，pp.5-9.

羽鳥徳太郎(1998)：アラスカ南東部～北米西岸における津波の規模スケール，地震第 2 輯，第 51 巻，pp.203-210.

羽鳥徳太郎 (2012a)：2011 年東北地方太平洋沖地震津波の規模，津波工学研究報告，29 号，pp.1-6.

羽鳥徳太郎(2012b)：2010 年 8 月マリアナ諸島南方，2010 年 12 月小笠原諸島津波地震の規模，津波工学研究報告，29 号，pp.55-58.

日野亮太・金沢敏彦・末広潔・佐藤利典・島村英紀(1994)：海底地震計群列による 1993 年北海道南西沖地震の余震分布，月刊海洋特集号「北海道南西沖地震と津波」，pp.35-42.

日野亮太・塩原肇・小平秀一・金沢敏彦・望月将志・舟阪淳一・伊藤忍・島村英紀(1995)：1993 年北海道南西沖地震震源域のエアガン―海底地震計による地殻構造探査，地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，640p.

Hirata, N., H.Tokuyama and T.W. Chung (1989)：An anomalously thick layering of the crust of the Yamato Basin, southeastern Sea of Japan: the final stage of back-arc spreading, Tectonophysics, Vol.165, pp.303-314.

堀内茂木・佐藤俊也・堀修一郎・山本明・河野俊夫・橋本恵一・村上栄寿 (1977) ： 東北地方の Vp/Vs について(I),(II)，地震学会春季大会講演予稿集，pp.8-9.

一條和宏・村井芳夫・高波鐵夫・三浦 亮・町田裕弥・西村裕一・中村有吾(2010)：海底地震観測によって得られた 1940 年積丹半島沖地震震源域付近における地震活動,東京大学地震研究所研究集会リソスフェアの短波長不均質性のイメージングとモニタリングに関する研究の高度化 -地震発生帯の構造の時空間変化の解明に向けて-.

Ioki, K. and Y. Tanioka(2016)：Re-estimated fault model of the 17th century great earthquake off Hokkaido using tsunami deposit data, Earth and Planetary Science Letters, Vol.433, pp.133-138.

入倉孝次郎・三宅弘恵(2001)：シナリオ地震の強震動予測，地学雑誌，Vol.110，No.6，pp.849-875.

Irikura, K. and H. Miyake (2011)：Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios, Pure and Applied Geophysics, Vol.168, pp.85-104.

石橋克彦(1994)：大地動乱の時代－地震学者は警告する－，岩波書店，234p.

石川有三(1994)：残された空白域，月刊海洋，号外 7，pp.102-107.

石川有三・中村浩二(1997)：SEIS-PC for Windows95，地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，78p.

伊藤潔・梅田康宏・大見士朗・大東明子・松村一男(1995)：地震発生層の厚さ変化と 1995 年兵庫県南部地震，日本地震学会講演予稿集，No.2，40p.

伊藤潔・大東明子(1996)：地殻および上部マントルにおける Vp/Vs 比,日本地震学会講演予稿集，No.2，86p.

伊藤潔(1998)：合同地震観測と内陸地震発生過程の解明，日本地震学会ニュースレター，第 10 巻，第 2 号，pp.17-21.

伊藤潔(2008)：近畿地方の地震発生層と活断層および地下構造，日本応用地質学会関西支部平成 20 年度総会および研究発表会特別講演.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)：千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第二版）について，http://jishin.go.jp/main/chousa/04dec_chishima2/index.htm（平成28年8月参照）.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009)：震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」），http://jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_furoku3.pdf（平成28年8月参照）.

地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2010)：「活断層の長期評価手法」 報告書(暫定版)，http://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/katsu_hyokashuho/honpen.pdf（平成28年8月参照）.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2011)：三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価（第二版）について，http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11nov_sanriku/（平成28年8月参照）.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013)：南海トラフの地震活動の長期評価（第二版），http://jishin.go.jp/main/chousa/13may_nankai/index.htm(平成28年8月参照).

Johnson, J.M. and K. Satake(1997) : Asperity distribution of Alaskan-Aleutian earthquakes: Implications for seismic and tsunami hazards, Perspectives on Tsunami Hazard Reduction: Observations, Theory and Planning, Vol.9 of the series Advances in Natural and Technological Hazards Research, pp.67-81.

Johnson, J.M. and K. Satake(1999) : Asperity distribution of the 1952 great Kamchatka earthquake and its relation to future earthquake potential in Kamchatka, Pure and Applied Geophysics, Vol.154, pp.541-553.

海上保安庁水路部(2001)： 日本海東縁部の海底地形と活構造，地震予知連絡会会報，第66巻，pp.100-104.

海洋研究開発機構(2011)：東北地方太平洋沖地震，震源域南限の地下構造，JAMSTECホームページ， http://www.jamstec.go.jp/donet/j/topics/201103tohoku_2/index.html（平成28年8月参照）.

海洋研究開発機構(2013)：地球深部探査船「ちきゅう」の掘削調査により明らかにされた東北地方太平洋沖地震震源域の応力状態変化，プレスリリース，http://www.jamstec.go.jp/j/about/press_release/20130208/（平成28年8月参照）.

角田寿喜(1968)：日本西南部におけるみかけポアソン比について，鹿児島大学理学部紀要，No.1，pp.79-88.

Kanamori, H. and J.J. Cipar(1974) : Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.9, pp.128-136.

笠原慶一・山田重平・安藤雅孝(1973)：9.南関東の地殻変動－展望と作業仮説－，関東大地震50周年論文集，pp.103-116.

Kasahara, J., T. Sato, K. Mochizuki and K. Kobayashi(1997)：Paleotectonic structures and their influence on recent seismo-tectonics in the south Kuril subduction zone, The Island Arc, Vol.6, pp.267-280.

加藤哲朗・安藤雅孝(1995)：1964 年新潟地震の断層モデルの再考，日本地震学会講演予稿集，72p.

Kato, T. and M. Ando(1997)：Source mechanisms of the 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes: Spatial heterogeneity of rise times, Geophysical Research Letters, Vol.24, pp.2055-2058.

加藤祐三(1987)：八重山地震津波(1771)の遡上高，地震第2輯，Vol.40, No.3, pp.377-381.

川辺秀憲・釜江克宏(2012)：2011 年東北地方太平洋沖地震の特性化震源モデルの構築，日本地震学会講演予稿集，2012 年度秋季大会，62p.

河田恵昭・小池信昭・嘉戸重仁・井上雅夫(1998)：我が国沿岸部における遠地津波の伝播特性について，海岸工学論文集，第45巻，pp.336-340.

Kawasumi, H.(1951)：Measure of earthquake danger and expectancy of maximum intensity throughout Japan as inferred from the seismic activity in historical times, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol.29, pp.469-482.

菊池正幸・金森博雄(1995)：広帯域地震記録による1994年北海道東方沖地震の震源メカニズム，月刊地球，Vol.17，No.5，pp.322-328.

木村政昭・古川雅英・北沢久和(1983)：フィリピン海の西北縁−琉球海溝−，海洋科学，Vol.15，pp.453-458.

Kimura, M.(1985)：Back-arc rifting in the Okinawa Trough, Marine and Petroleum Geology, Vol.2, pp.222-240.

気象庁(2003)：火山噴火予知連絡会による活火山の選定および火山活動度による分類（ランク分け）について，報道発表資料，
http://www.jma.go.jp/jma/press/0301/21a/yochiren.pdf（平成28年8月参照）.

気象庁(2010)：平成22年12月22日02時20分頃の父島近海の地震について，報道発表資料，http://www.jma.go.jp/jma/press/1012/22a/kaisetsu201012220400.pdf（平成28年8月参照).

気象庁(2015)：平成27年9月17日07時54分頃にチリ中部沖で発生した地震について（第7報)，報道発表資料，
http://www.jma.go.jp/jma/press/1509/18i/kaisetsu201509181700.pdf（平成28年8月参照).

木崎甲子郎(1979)：九州西縁構造帯とその意義，地球科学，Vol.33，pp.144-151.
木崎甲子郎編著(1985)：琉球弧の地質史，沖縄タイムス社，278p.
Kizaki, K.(1986)：Geology and tectonics of the Ryukyu Islands, Tectonophysics, Vol.125, pp.193-207.
Knopoff, L.(1958)：Energy release in earthquakes, Geophysical Journal International, Vol.1, pp.44-52.
木場正信・安中正・稲垣和男・田中寛好・曽良岡宏(2001)：海域活断層に想定される津波の波源モデル設定法，海岸工学論文集，第48巻，pp.326-330.
小平秀一(2013)：2-2 マルチチャネル等による海域地殻構造調査，ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 統括成果報告書，独立行政法人防災科学技術研究所.
国土交通省・内閣府・文部科学省日本海における大規模地震に関する調査検討会(2014)：日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書.
国土地理院(2012)：千島海溝沿いの滑り欠損速度分布について，地震予知連絡会会報，88巻，pp.463-468.
国土地理院・海上保安庁(2011)：平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震 陸域GPS観測と海底地殻変動観測の両結果に基づくプレート境界面上の地震時の滑り分布モデル，http://www.gsi.go.jp/common/000060854.pdf（平成28年8月参照).
小西健二(1965)：琉球列島（南西諸島）の構造区分，地質学雑誌，Vol.71，pp.437-457.
越村俊一・今村文彦・首藤伸夫・高橋智幸(1996)：1994 年北海道東方沖地震津波の数値解析，東北地域災害科学研究，Vol.32，pp.145-155.
纐纈一起・横田裕輔・加藤尚之・加藤照之(2012)：地震スーパーサイクル末期のバックスリップの移動と弱まり，日本地震学会講演予稿集，2012年度秋季大会，29p.
小山順二・都筑基博・蓬田清(2012)：斜め衝突帯の巨大地震（1）相模トラフ，北海道大学地球物理学研究報告，No.75，pp.161-174.
Kumagai, H.(1996)：Time sequence and the recurrence models for large earthquakes along the Nankai trough revisited, Geophysical Research Letters, Vol.23, No.10, pp.1139-1142.
黒磯章夫・渡辺晃(1977)：阿武山地震観測所の微小地震テレメータシステムについて，地震第2輯，第30巻，pp.91-106.
Kurushin, R.A., A. Bayasgalan, M. Olziybat, B. Enhtuvshin, P. Molnar, Ch. Bayarsayhan, K.W. Hudnut and J. Lin(1997)：The surface rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake, Geological Society of America Special Papers, Vol.320, 144p.
草野富二雄・浜田信生(1991)：1964 年新潟地震の余震分布再調査結果について，地震第 2 輯，第44巻，pp.305-313.

Laske, G., G. Masters., Z. Ma and M. Pasyanos(2013)：Update on CRUST1.0 - A 1-degree global model of earth's crust, Geophysical Research Abstracts, Vol.15, EGU2013-2658.

Lay, T., H. Kanamori, C.J. Ammon, K.D. Koper, A.R. Hutko, L. Ye, H. Yue, and T.M. Rushing(2012)：Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, Journal of Geophysical Research, Vol.117, B04311.

Liu, X., D. Zhao and S. Li(2013)：Seismic heterogeneity and anisotropy of the southern Kuril arc: insight into megathrust earthquakes, Geophysical Journal International, Vol.194, pp.1069-1090.

Lorito, S., A. Piatanesi, V. Cannelli, F. Romano and D. Melini(2010)：Kinematics and source zone properties of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake and tsunami: Nonlinear joint inversion of tide gauge, satellite altimetry, and GPS data, Journal of Geophysical Research, Vol.115, B02304.

Lorito, S., F. Romano1, S. Atzori, X. Tong, A. Avallone1, J. McCloskey, M. Cocco1, E. Boschi1 and A. Piatanesi(2011)：Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake, Nature Geoscience, Vol.4, pp.173-178.

Loveless, J.P. and B.J. Meade(2010)：Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan, Journal of Geophysical Research, Vol.115, B02410.

MacInnes, B.T., R. Weiss, J. Bourgeois and T.K. Pinegina(2010)：Slip distribution of the 1952 Kamchatka great earthquake based on near-field tsunami deposits and historical records, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.100, issue4, pp.1695-1709.

Mai, P.M., and G.C. Beroza(2002)：A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip, Journal of Geophysical Research, Vol.107, pp.ESE10-1－ESE10-21.

Manighetti, I., M. Campillo, S. Bouley and F. Cotton(2007)：Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity, Earth and Planetary Science Letters, Vol. 253, Issues3-4, pp.429-438.

松田時彦(1975)：活断層から発生する地震の規模と周期について，地震第２輯，第28巻，pp.269-283.

Matsuda, T., Y. Ota, M. Ando and N. Yonekura(1978)：Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto District, Japan, as deduced from coastal terrace data, Geological Society of America Bulletin, Vol.89, pp.1610-1618.

松本剛・木村政昭(1993)：1771 年八重山地震津波発生域における精密地形調査と津波発生のメカニズムに関する一考察，地震第 2 輯，第 45 巻，pp.417-426.

松本剛，土井明日加，喜瀬慎一郎，阿部なつ江(2010)：海洋地球物理観測データに基づくチリ三重点のテクトニクス，第 30 回極域地学シンポジウム「極域から探る固体地球ダイナミクス」.

松澤暢(1996)：最近の秋田・山形県沖の地震活動について，東北地域災害科学研究，第 32 巻，pp.293-302.

松澤暢(1998)：日本海東縁に発生する地震の特徴と発生域，月刊地球，Vol.20，No.8，pp.483-489.

Melnick, D., B. Bookhagen, M.R. Strecker and H.P. Echtler(2009)：Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile, Journal of Geophysical Research, Vol.114, B01407.

三雲健・石川有三(1987)：日本海沿岸の地震と広域テクトニクス及び長期的地震予知，地震予知研究シンポジウム，pp.259-264.

箕浦幸治・中田高・松井孝典(1993)：万寿津波の痕跡，日本地質学会学術大会講演要旨，Vol.100，684p.

宮町宏樹・後藤和彦(1999)：島弧としての九州の構造探査，月刊地球，号外，No.27，pp.222-226.

文部科学省(2008)：プレート境界及びその周辺域の 3 次元地殻不均質構造の推定，東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究平成 20 年度成果報告書，pp.52-88.

文部科学省研究開発局・北海道大学大学院理学研究院(2012)：根室沖等の地震に関する調査研究（平成 23 年度）成果報告書.

Moore, J.C., T.A. Plank, F.M. Chester, P.J. Polissar and H.M. Savage(2015)：Sediment provenance and controls on slip propagation: Lessons learned from the 2011 Tohoku and other great earthquakes of the subducting northwest Pacific plate, Geosphere, Vol.11, pp.533-541.

Murotani, S., H. Miyake, and K. Koketsu(2008)：Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, Earth, Planets and Space, Vol.60, pp.987-991.

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.

Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura and S. Kitagawa(2015)：Scaling Relations of Source Parameters of Earthquakes Occurring on Inland Crustal Mega-Fault Systems, Pure and Applied Geophysics, Vol. 172, pp.1371-1381.

武藤潤・大園真子(2012)：東日本太平洋沖地震後の余効変動解析へ向けた東北日本弧レオロジー断面，地質学雑誌，Vol.118，No.5，pp.323-333.

内閣府南海トラフの巨大地震モデル検討会(2012)：南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次報告），
http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/20120829_2nd_report01.pdf
（平成28年8月参照）.

Nakahigashi, K.,M. Shinohara, E. Kurashimo, T. Yamada, A. Kato, T. Takanami, K. Uehira, Y. Ito, T. Iidaka, T. Igarashi, H. Sato, R. Hino, K. Obana, Y. Kaneda, N. Hirata, T. Iwasaki and T. Kanazawa(2012)：Seismic structure of the source region of the 2007 Chuetsu-oki earthquake revealed by offshore-onshore seismic survey: Asperity zone of intraplate earthquake delimited by crustal inhomogeneity, Tectonophysics, Vol.562-563, pp.34-47.

Nakahigashi,K., M. Shinohara, T. Yamada, K. Uehira, K. Mochizuki and T. Kanazawa (2013)：Seismic structure of the extended continental crust in the Yamato Basin, Japan Sea, from ocean bottom seismometer survey, Journal of Asian Earth Sciences, Vol.67-68, pp.199-206.

中村一明(1983)：日本海東縁新生海溝の可能性，地震研究所彙報，第58巻，pp.711-722.

Nakamura, M.(2009)：Fault model of the 1771 Yaeyama earthquake along the Ryukyu trench estimated from the devastating tsunami, Geophysical Research Letters, Vol.36, L19307.

行谷佑一・佐竹健治(2012)：津波堆積物の分布と計算浸水域から検討した貞観地震のマグニチュードの再評価，日本地震学会講演予稿集，2012年度秋季大会，32p.

西村卓也(2012a)：第197回地震予知連絡会（2012年11月21日）資料.

西村卓也(2012b)：測地観測データに基づく東北日本の最近120年間の地殻変動，地質学雑誌，第118巻，第5号，pp.278-293.

Nishimura, S., M. Hashimoto and M. Ando(2004)：A rigid block rotation model for the GPS derived velocity field along the Ryukyu arc, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.142, pp.185-203.

Nishizawa, A. and A. Asada(1999)：Deep crustal structure off Akita,eastern margin of the Japan Sea, deduced from ocean bottom seismographic measurements, Tectonophysics, Vol.306, pp.199-216.

西坂弘正・篠原雅尚・佐藤利典・日野亮太・望月公廣・笠原順三(2001)：海底地震計と制御震源を用いた北部大和海盆，秋田沖日本海東縁部海陸境界域の地震波速度構造，地震第2輯，第54巻，pp.365-379.

野徹雄・小平秀一(2013)：日本海東縁地震発生帯と地下構造の関係，地震予知連絡会会報，90巻，pp.522-524.

No,T., T. Sato, S. Kodaira, T. Ishiyama, H.Sato, N. Takahashi, Y. Kaneda(2014) : The source fault of the 1983 Nihonkai-Chubu earthquake revealed by seismic imaging, Earth and Planetary Science Letters, Vol.400, pp.14-25.

Noguera, E.・阿部邦昭(1992) : Numerical experiment of the 1964 Niigata earthquake tsunami on a fine grid space, 地震学会講演予稿集, No.1, p.81.

農林水産省構造改善局・農林水産省水産庁・運輸省港湾局・建設省河川局(1996) : 日本海東縁部地震津波防災施設整備計画調査　調査結果の概要, 50p.

Ohtake, M.(1995) : A seismic gap in the eastern margin of the Sea of Japan as inferred from the time - space distribution of past seismicity, Island Arc, Vol.4, Issue 3, pp.156-165.

Okal, E.A.(1976) : A surface-wave investigation of the rupture mechanism of the Gobi-Altai (December 4, 1957) earthquake, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.12, pp.319-328.

Okal, E.A.(1999) : Historical seismicity and seismotectonic context of the great 1979 Yapen and 1996 Biak, Irian Jaya Earthquakes, Pure and Applied Geophysics, Vol.154, No.3/4, pp.633-675.

Okal, E.A., D. Reymond and S. Hongsresawat(2013) : Large, pre-digital earthquakes of the Bonin-Mariana subduction zone, 1930-1974 , Tectonophysics, Vol.586, pp.1-14.

岡村行信(1993) : 白嶺丸による北海道南西沖地震震源域の海底地質調査, 地質ニュース, 471 号, pp.13-18.

岡村行信(1998) : 日本海東縁海域の逆断層と地殻短縮量推定の試み, 月刊地球, Vol.20, No.8, pp.460-465.

Okamura, Y., K. Satake, K. Ikehara, A. Takeuchi and K. Arai(2005) : Paleoseismology of deep-sea faults based on marine surveys of northern Okushiri ridge in the Japan Sea, Journal of Geophysical Research, Vol.110, B09105.

岡野健之助・木村昌三(1983) : 四国地方における Vp/Vs と地震活動の関連, 地震第 2 輯, 第 36 巻, pp.431-437.

大東明子・伊東潔(1995) : 日光付近における Vp/Vs, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 283p.

大竹政和(1998) : 日本海東縁部の地震発生ポテンシャル, 月刊地球, Vol.20, No.8, pp.449-453.

Ozacar, A.A. and S.L. Beck (2004) : The 2002 Denali fault and 2001 Kunlun fault earthquakes: complex rupture processes of two large strikeslip events, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.94, pp.S278-S292.

Pacheco, J.F., L.R. Sykes and C.H. Scholz(1993)：Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type, Journal of Geophysical Research, Vol.98, No.B8, pp.14133-14159.

Rajendran, K.(2013)：On the recurrence of Great subduction zone earthquakes, Current Science, Vol.104, No.7, pp.880-892.

Satake, K.(1986)：Re-examination of the 1940 Shakotan-oki earthquake and the fault parameters of the earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.53, pp.137-147.

Satake, K.(1989)：Inversion of tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large submarine earthquakes: The 1968 Tokachi-oki and 1983 Japan Sea earthquakes, Journal of Geophysical Research, Vol.94, No.B5, pp.5627-5636.

佐竹健治(1991)：津波と震源過程，科学，Vol.61，No.9，pp.576-583.

Satake, K.(1993)：Depth distribution of coseismic slip along the Nankai Trough, Japan, from joint inversion of geodetic and tsunami data, Journal of Geophysical Research, Vol.98, pp.4553-4565.

Satake, K., K. Shimazaki, Y. Tsuji and K. Ueda(1996)：Time and size of a giant earthquake in Cascadia inferred from Japanese tsunami records of January 1700, Nature, Vol.379, pp.246-249.

佐竹健治・王克林(1998)：1700 年北米カスケディア巨大地震の断層面上のすべり量とサイスミック・カップリング，日本地震学会講演予稿集，No.2，54p.

佐竹健治(2000)：津波・深海調査から海底下の断層運動をしらべる，月刊地球，号外，No.31，pp.99-109.

佐竹健治・加藤幸弘(2000)：1741 年渡島大島山体崩壊の体積と寛保津波の発生原因，地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，Vb-020.

Satake, K.(2011)：The Great Off Tohoku Earthquake of 11 March 2011, IUGG Union Symposium, U02.

佐竹健治・藤井雄士郎・原田智也・行谷佑一(2012)：津波波形からみた 2011 年東北地方太平洋沖地震のすべりの時空間特性－貞観型プレート間地震が津波地震を励起した可能性－，日本地震学会講演予稿集，2012 年度秋季大会，32p.

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.

佐藤良輔編著(1989)：日本の地震断層パラメター・ハンドブック，鹿島出版社，390p.

Sato, T., G. Fujie, S. Koresawa, J. Kasahara and K.Tanaka(1999) : Seismic observations at a seismic gap in the eastern margin of the Japan Sea using ocean bottom seismometers, Tectonophysics, Vol.302, pp.1-7.

Sato, T., T. Sato, M. Shinohara, R. Hino, M. Nishino and T. Kanazawa (2006a) : P-wave velocity structure of the margin of the southeastern Tsushima Basin in the Japan Sea using ocean bottom seismometers and airguns, Tectonophysics, Vol.412, pp.159-171.

Sato, T., N.Takahashi, S. Miura, G. Fujie, D.-H. Kang, S. Kodaira and Y. Kaneda (2006b) : Last stage of the Japan Sea back-arc opening deduced from the seismic velocity structure using wide-angle data, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, Vol.7, Q06004.

Schlupp, A. and A. Cisternas(2007) : Source history of the 1905 great Mongolian earthquakes (Tsetserleg, Bolnay), Geophysical Journal International, Vol.169, pp.1115-1131.

Scholz, C.H.(1994) : Reply to comments on 'A reappraisal of large earth-quake scaling', Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.84, No.5, pp.1677-1678.

Scholz, C. H. and J. Campos(1995) : On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones, Journal of Geophysical Research, Vol.100, No.B11, pp.22103-22115.

Scholz, C.H. and J. Campos(2012) : The seismic coupling of subduction zones revisited, Journal of Geophysical Research, Vol.117, B05310.

Scholz, C.H.(2014) : Holocene Earthquake History of Cascadia: A Quantitative Test, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.104, No.4, pp.2120-2124.

Seno, T., S. Stein and A.E. Gripp(1993) : A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, Journal of Geophysical Research, Vol.98, pp.17941-17948.

瀬野徹三(2005) : 世界のプレート運動, 地学雑誌, Vol.114, No.3, pp.350-366.

Shaw, B.E. and C.H. Scholz(2001) : Slip-length scaling in large earthquakes: Observations and theory and implications for earthquake physics, Geophysical Research Letters, Vol.28, pp.2995-2998.

Shennan, I., A. Long and N. Barlow(2007) : Recurrent Holocene paleoseismicity and associated land/sea-level changes in south central Alaska, USGS Earthquake Hazards Program Final Report, 06HQGR0033.

Shiba, Y. and T. Uetake(2011)：Rupture Process of the 1964 MJMA 7.5 Niigata Earthquake Estimated from Regional Strong-Motion Records, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.101, No.4, pp.1871-1884.

Shimazaki, K. and T. Nakata(1980)：Time-predictable recurrence model for large earthquakes, Geophysical Research Letters, Vol.7, No.4, pp.279-282.

島崎邦彦・松田時彦編(1994)：地震と断層, 東京大学出版会, 239p.

Shinohara, M., T. Yamada, K. Nakahigashi, S. Sakai, K. Mochizuki, K.,Uehira, Y. Ito, R. Azuma, Y. Kaiho, T. No, H. Shiobara, R. Hino, Y., Murai, H. Yakiwara, T. Sato, Y. Machida, T. Shinbo, T. Isse, H. Miyamachi,, K. Obana, N. Takahashi, S. Kodaira, Y. Kaneda, K. Hirata, S., Yoshikawa, K. Obara, T. Iwasaki, and N. Hirata(2011)：Aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by using ocean bottom seismometer network, Earth, Planets and Space, Vol.63, pp.835-840.

宍倉正展(2013)：1960 年チリ地震 (Mw 9.5) の履歴と余効変動,地震予知連絡会会報, 89巻, pp.417-420.

Sieh, K.E.(1978)：Slip along the San Andreas fault associated with the great 1857 earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.68, pp.1421-1448.

Sieh, K., D.H. Natawidjaja, A.J. Meltzner, C.-C. Shen, H. Cheng, K.-S. Li, B.W. Suwargadi, J. Galetzka, B. Philibosian and R.L. Edwards(2008)：Earthquake supercycles inferred from sea-level changes recorded in the corals of west Sumatra, Science, Vol.322, pp.1674-1678.

Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada(1999)：Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, Vol.70, No.1, pp.59-80.

Starr, A.T.(1928)：Slip in a crystal and rupture in a solid due to shear, Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society, Vol.24, pp.489-500.

Stein, R.S., A.A. Barka and J.H. Dieterich(1997)：Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, Geophysical Journal International, Vol.128, pp.594-604.

Stein, R.S. and T.C. Hanks(1998)：M≧6 earthquakes in southern California during the twentieth century: no evidence for a seismicity or moment deficit, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.88, pp.635-652.

Stirling, M. W., D. Rhoades and K. Berryman(2002)：Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.92, pp.812-830.

周藤賢治・牛来正夫(1997)：地殻・マントル構成物質，共立出版株式会社，330p.

菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治(2013)：貞観津波と東日本大震災の津波，東日本大震災を分析する 2　震災と人間・まち・記録，明石書店，pp.179-188.

杉野英治・岩渕洋子・橋本紀彦・松末和之・蛯澤勝三・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，pp.1-18.

杉山雄一(1992)：西南日本前弧域および瀬戸内区のネオテクトニクス，地質学論集，第 40 号，pp.219-233.

Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato and K. Tachibana(2006)：Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field, Journal of Geophysical Research, Vol.111, B04402.

高橋武之・高橋智幸・首藤伸夫(1995)：津波数値計算による北海道南西沖地震の検討，地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，370p.

高波鉄夫・島村英紀・本谷義信(1980)：1978 年函館群発地震初期の地震観測，地震第 2 輯，第 33 巻，pp.269-287.

武村雅之(1998)：日本列島における地殻内地震のスケーリング則―地震断層の影響および地震被害との関連―，地震第 2 輯，第 51 巻，pp.211-228.

Tang,G., P.J. Barton, L.C. McNeill, T.J. Henstock, F. Tilmann, S.M. Dean, M.D. Jusuf, Y.S. Djajadihardja, H. Permana, F. Klingelhoefer and H. Kopp(2013)：3-D active source tomography around Simeulue Island offshore Sumatra: Thick crustal zone responsible for earthquake segment boundary, Geophysical Research Letters, Vol.40, pp.48-53.

Tanioka, Y., K. Satake and L. Ruff(1995)：Total analysis of the 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake using seismic wave, tsunami, and geodetic data, Geophysical research letters, Vol.22, pp.9-12.

Tanioka, Y. and K. Satake(1996)：Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, Geophysical Research Letters, Vol.23, No.13, pp.1549-1552.

Tanioka, Y. and K. Satake(2001a)：Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake, Earth, Planets and Space, Vol.53, pp.235-241.

Tanioka, Y., and K. Satake(2001b)：Detailed coseimic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms, Geophysical Research Letters, Vol.28, pp.1075-1078.

Tanioka, Y., K. Hirata, R. Hino and T. Kanazawa (2004)：Slip distribution of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated from tsunami waveform inversion, Earth, Planets and Space, Vol.56, pp.373-376.

Tanioka, Y., Yudhicara, T. Kususose, S. Kathiroli, Y. Nishimura, S. Iwasaki and K. Satake(2006)：Rupture process of the 2004 great Sumatra-Andaman earthquake estimated from tsunami waveforms, Earth, Planets and Space, Vol.58, pp.203-209.

谷岡勇市郎(2013)：アラスカ・アリューシャン・カムチャッカ沈む込み帯の巨大地震について，地震予知連絡会会報，第89巻，pp.425-428.

徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦 寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐垣・日野亮太・野原壮・阿部寛信・坂井眞一・向山建二郎(2001)：日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史，海洋調査技術，Vol.13，No.1，pp.1_27-1_53.

東京天文台編(1987)：理科年表　第61冊（昭和63年），丸善，1011p.

都司嘉宣(1994)：歴史上に発生した津波地震，月刊地球，Vol.16，No.2，pp.73-85.

都司嘉宣・上田一枝・佐竹健治(1998)：日本で記録された1700年1月（元禄12年12月）北米巨大地震による津波，地震第2輯，第51巻，pp.1-17.

塚原弘昭(1999)：日本列島の現在の地殻応力場，月刊地球，Vol.21，No.10，pp.660-666.

Uchida, N., J. Nakajima, A. Hasegawa and T. Matsuzawa(2009)：What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone, Earth and Planetary Science Letters, Vol.283, pp.111-121.

Uchida, N. and T. Matsuzawa(2011)：Coupling coefficient, hierarchical structure, and earthquake cycle for the source area of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake inferred from small repeating earthquake data, Earth, Planets and Space, Vol.63, pp.675-679.

Ukawa, M. and Y. Fukao(1981)：Poisson's ratio of the upper mantle and lower crust and the sub-Moho mantle beneath central Honshu, Japan, Tectonophysics, Vol.77, pp.233-256.

宇佐美龍夫(1987)：新編日本被害地震総覧，東京大学出版会，435p.

宇佐美龍夫(1996)：新編日本被害地震総覧［増補改訂版］，東京大学出版会，493p.

宇津徳治(1969)：西日本の異常震域，北海道大学地球物理学研究報告，第21号，pp.45-52.

宇津徳治・嶋悦三・吉井敏尅・山科健一郎編(2001)：地震の事典[第2版]，朝倉書店，657p.

Wallace, L.M., Å. Fagereng and S. Ellis(2012)：Upper plate tectonic stress state may influence interseismic coupling on subduction megathrusts, Geology, Vol.40, pp.895-898.

Wang, K. and S.L. Bilek(2014)：Invited review paper：Fault creep caused by subduction of rough seafloor relief, Tectonophysics, Vol.610, pp.1-24.

渡辺晃・黒磯章夫(1967)： 紀伊半島西部の局地地震の二，三の性質について，地震第2輯，第20巻，pp.180-191.

渡辺偉夫(1998)：日本被害津波総覧［第2版］，東京大学出版会，238p.

Wu, W-N., H. Kao, S-K. Hsu, C-L. Lo and H-W. Chen(2010)：Spatial variation of the crustal stress field along the Ryukyu-Taiwan-Luzon convergent boundary, Journal of Geophysical Research, Vol.115, B11401.

Yamamoto, Y. , K. Obana, T. Takahashi, A. Nakanishi, S. Kodaira and Y. Kaneda(2013)：Imaging of the subducted Kyushu-Palau Ridge in the Hyuga-nada region, western Nankai Trough subduction zone, Tectonophysics, Vol.589, pp.90-102.

安田誠宏・丸山拓真・K. Goda・森信人・間瀬肇(2015)：確率津波モデルを用いた南海トラフ巨大地震津波の不確実性評価，土木学会論文集 B2（海岸工学)，Vol.71，No.2，pp.I_295-I_300.

Ye, L., T. Lay and H. Kanamori(2012)：The Sanriku-Oki low-seismicity region on the northern margin of the great 2011 Tohoku-Oki earthquake rupture, Journal of Geophysical Research, Vol.117, B02305.

横瀬久芳・佐藤創・藤本悠太・M. Hannah・T. Mirabueno・小林哲夫・秋元和實・吉村浩・森井康宏・山脇信博・石井輝秋・本座栄一(2010)：トカラ列島における中期更新世の酸性海底火山活動，地学雑誌，Vol.119，pp.46-68.

吉井敏剋(1978)：東北日本の地殻・マントル構造，科学，Vol.47，pp.170-176.

吉井敏尅(1994)：人工地震による日本列島の地殻構造，地震第2輯，第46巻，pp.479-491.

Yoshiyama, R.(1957)：The ratio of the velocity of P and S waves, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol.35, pp.627-640.

Yue, H. and T. Lay(2011)：Inversion of high-rate (1sps) GPS data for rupture process of the 11 March 2011 Tohoku earthquake(M_w9.1), Geophysical Research Letters, Vol.38, L00G09.

Zhang, W., D. Jiao, P. Zhang, P. Molnar, B. C. Burchfiel, Q. Deng, Y. Wang and F. Song(1987)：Displacement along the Haiyuan fault associated with the great 1920 Haiyuan, China, earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.77, pp.117-131.

Zhao, D., Z. Huang, N. Umino, A. Hasegawa and H. Kanamori(2011) : Structural heterogeneity in the megathrust zone and mechanism of the 2011 Tohoku-oki earthquake (M_w9.0), Geophysical Research Letters, Vol.38, L17308.

第 3 章　津波波源の不確定性が津波水位に及ぼす影響の検討

3.1　断層運動による津波に関する不確定性パラメータスタディにおける代表的な因子

パラメータスタディは，基本断層モデルを用いて，**表 3.1−1** に示す因子（○印）について行うことを原則とするが，不確定性が小さいと判断される因子は除くことができる。

なお，**表 3.1−1** では限られた海域についての考え方を示しているが，他海域の想定津波を評価する際には，同様の検討方法に基づき，パラメータスタディを実施する因子を選定することができる。

表 3.1−1　パラメータスタディの因子（○：パラメータスタディを原則実施する因子）

	静的パラメータ							動的パラメータ		
海域または地震のタイプ	位置	大すべり領域位置	走向	傾斜角	傾斜方向	すべり角	上縁深さ	破壊開始点	破壊伝播速度	ライズタイム
プレート間逆断層地震と津波地震の連動 プレート間逆断層地震 （不均質モデルの場合）	○※1	○	−	−	−	○※2	−	○	○	○
プレート間逆断層地震 （均質モデルの場合）	○※1	−	○	○	−	○※2	○	−	−	−
日本海溝沿い （プレート内正断層）	○	−	○	○	−	− （270 度固定）	○	−	−	−
日本海溝沿い（津波地震） （均質モデルの場合）	○	−	○	○	−	○※2	○	−	−	−
日本海東縁部 （地殻内地震）	○	○	○	○	○※4	− （90 度固定）	○	−	−	−
海域活断層 （上部地殻内地震）	−	○※5	−	○※5	○※6	○※3	○	−	−	−

※1 基本断層モデルを地震活動域全体に設定する場合を除く

※2 すべり方向のばらつきを考慮して走向に連動

※3 応力場のばらつきを考慮して傾斜角に連動

※4 西傾斜，東傾斜

※5 調査により明確な場合は固定

※6 不明な断層は両方向

3.2　パラメータスタディにおける不確定性が比較的大きい因子の範囲

日本海東縁部では基本断層モデルにおいて傾斜角 30～60 度，海域活断層で不明な場合，傾斜角 45～90 度（西南日本），30～60 度（中越地方）程度と考えられる。広域応力場における P 軸（主圧力軸）の向きは，西南日本で 90～120 度，中越地方で 110～140 度程度（いずれも北から時計まわり）の範囲に収まっていると考えられる。これらを適用する場合，基本断層モデルにおいて幅をもったパラメータを与えることとなる。

3.3　津波波源の不確定性が津波水位に及ぼす影響の検討例

ここでは，津波波源モデルの断層パラメータの不確定性が沿岸の水位に及ぼす影響を，津波の数値シミュレーションにより評価する。走向，傾斜角等の静的パラメータについて検討したのち，破壊開始点等の断層の動的破壊の不確定性に係るパラメータによる影響の検討を，南海トラフおよび日本海東縁部を対象に実施した。

3.3.1　モーメントマグニチュードの影響

津波水位の大きさが主に断層面上のすべり量の大きさに支配されることから，モーメントマグニチュード（M_W）の影響は適用するスケーリング則により変化する。3 つのスケーリング則に対する M_W とすべり量 D の関係は次のとおりである。

① 断層面に限界を設定しない場合：$\log D \propto 0.5\ M_W$

② 断層面の幅のみに限界を設定する場合：$\log D \propto 0.75\ M_W$

③ 断層面の長さと幅に限界を設定する場合：$\log D \propto 1.5\ M_W$

この関係を用いると，M_W が 0.1 増加した場合，すべり量は①で 1.12 倍，②で 1.19 倍，③で 1.41 倍となる。

実際に数値計算を実施した例を**図 3.3.1−1**～**図 3.3.1−3** に示す。各図にすべり量の増加から期待される倍率（傾き）の線を示している。図から明らかなように，数値計算による水位の増加率はすべり量の増加率にほぼ対応している。

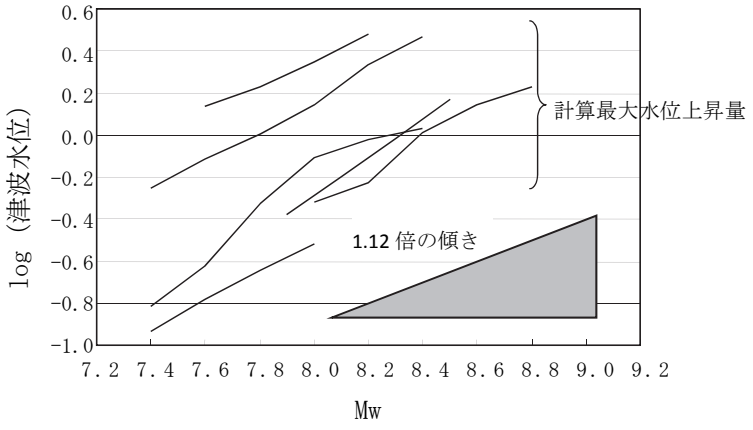


図 3.3.1−1　限界を設定しない場合の M_w が津波水位に及ぼす影響の検討例
（日本海溝沿い海域）

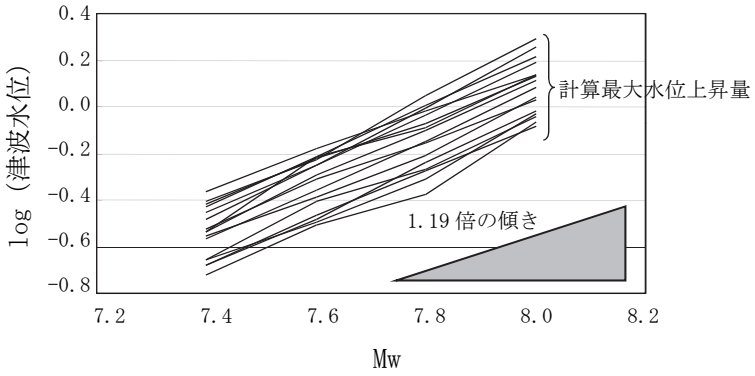


図 3.3.1−2　幅の限界を設定する場合の M_w が津波水位に及ぼす影響の検討例
（西南日本周辺海域）

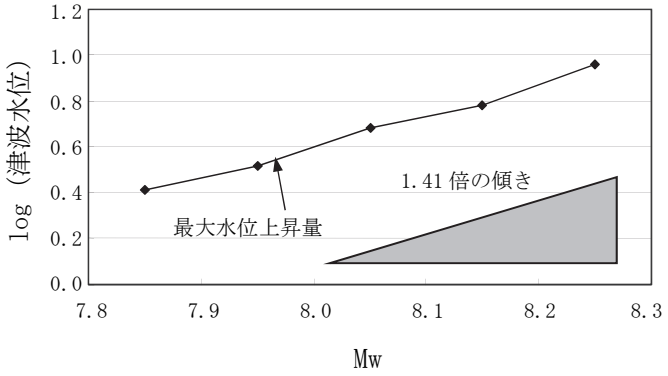


図 3.3.1−3　長さと幅の限界を設定する場合の M_w が津波水位に及ぼす影響の検討例
（南海トラフ海域）

3.3.2　波源の平面位置の影響

(1) 日本海溝沿い海域の例

図 3.3.2－1 に検討した波源の平面位置と沿岸での最大水位上昇量の分布を示す。横軸は全ケースでの最大値で正規化し，相対比とした。断層モデルは，M_W=7.6，断層長さ L=77km，断層幅 W=46.3km，すべり量 D=1.81m は同じとし，傾斜角 10 度のプレート境界面に沿うように沖合方向に 3 ケース（断層深さ 3 ケース：断層上縁深さ d=15km，27km，39km），南北 3 ケースの計 3×3 ケースを設定した。傾斜角 δ=10 度，すべり角 λ=85 度は共通とした。

汀線沿いの格子間隔は 320m を基本としている。ただし，▲で 160m，★で 80m と局部的にやや詳細な格子を用いている。沿岸での最大水位上昇量の分布には，波源が着目点の正面に位置するほど最大水位上昇量が大きくなる傾向があることや波源が沖合の水深が大きい海域に位置するほど，最大水位上昇量が大きくなる傾向があることなどの特徴が見られる。

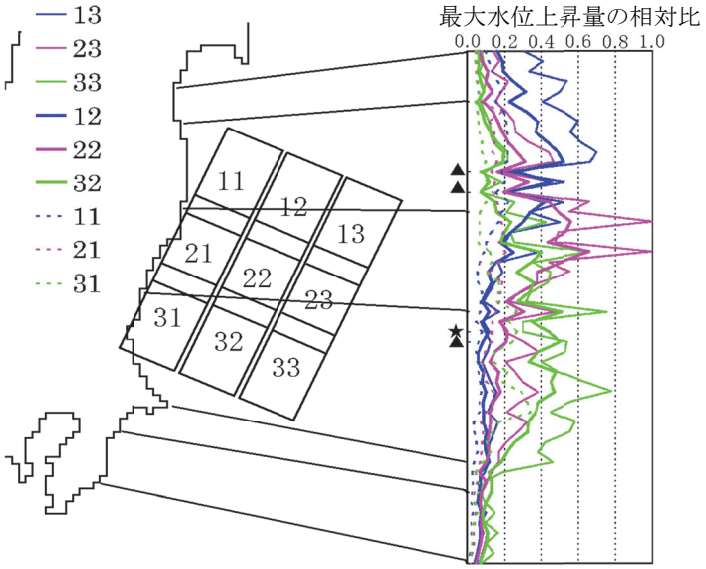


図 3.3.2－1　日本海溝沿い海域における津波波源位置が沿岸の最大水位上昇量分布に与える影響

(2) 日本海東縁部海域の例

図 3.3.2－2 に検討した波源の平面位置と沿岸での最大水位上昇量の相対比の分布を示す。断層モデルは，M_W=7.8，L=120km，W=17.3km，すべり量 D=8.66m，西傾斜で δ=60 度，λ=90 度は共通とし，位置のみを変えた 5 ケースを設定した。

汀線沿いの格子間隔は基本的には 800m とし，大和堆や隠岐諸島等が津波伝播特性に

及ぼす影響を考慮して部分的に 400m 格子を用いている。沿岸での最大水位上昇量の分布には，波源が着目点の正面に位置するほど最大水位上昇量が大きくなる傾向があることや，着目点が波源から遠い場合は波源の位置よりも伝播経路の影響が大きいことなどの特徴が見られる。

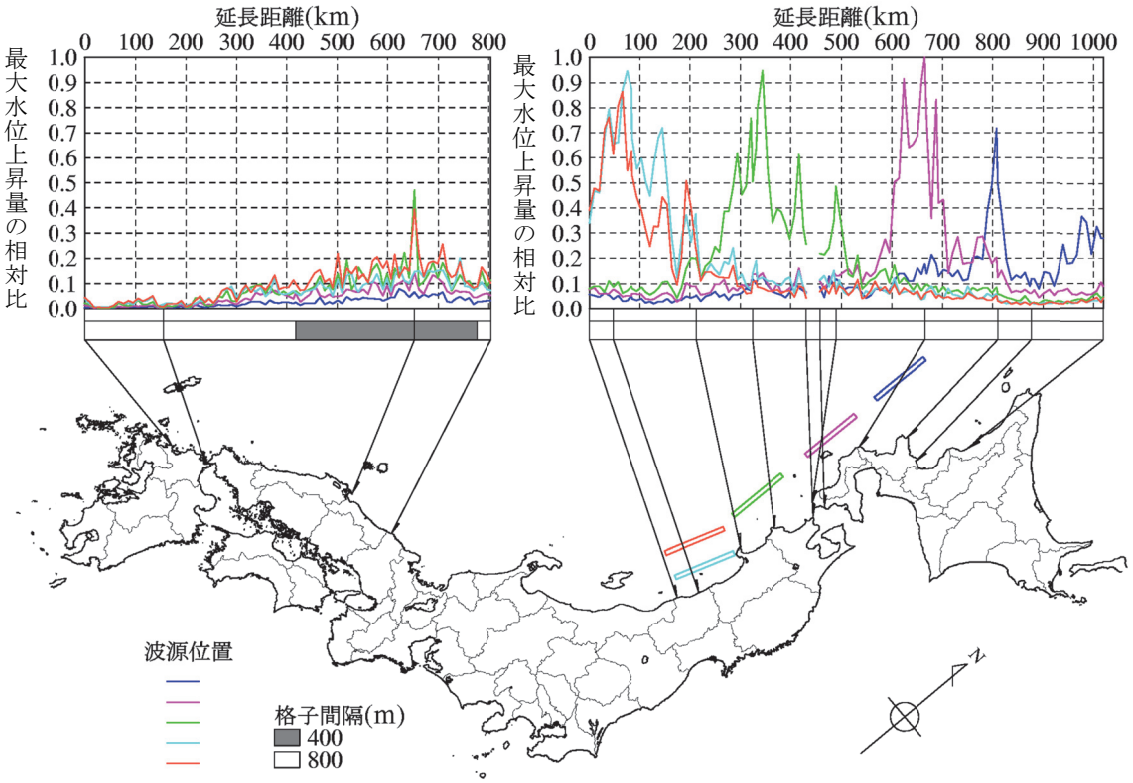


図 3.3.2－2　日本海東縁部における津波波源位置が沿岸の最大水位上昇量分布に与える影響

3.3.3　断層上縁深さの影響

その他の条件は変えずに，断層上縁深さだけを変化させた場合の検討例を**図 3.3.3－1**（日本海東縁部海域の地震）と**図 3.3.3－2**（日本海溝沿い海域の地震）に示す。

図 3.3.3－1 の日本海東縁部の地震に関する検討では，断層モデルは，M_W=7.8，L=120km，W=17.3km，すべり量 D=8.66m，λ=90 度，平面位置を共通とし，傾斜方向と傾斜角を変えた 4 ケースを設定した。図の縦軸は全ケースの最大値に対する比であり，断層上縁深さが最大水位上昇量に与える影響は着目地点によって変化し，一定の傾向は見いだせない。

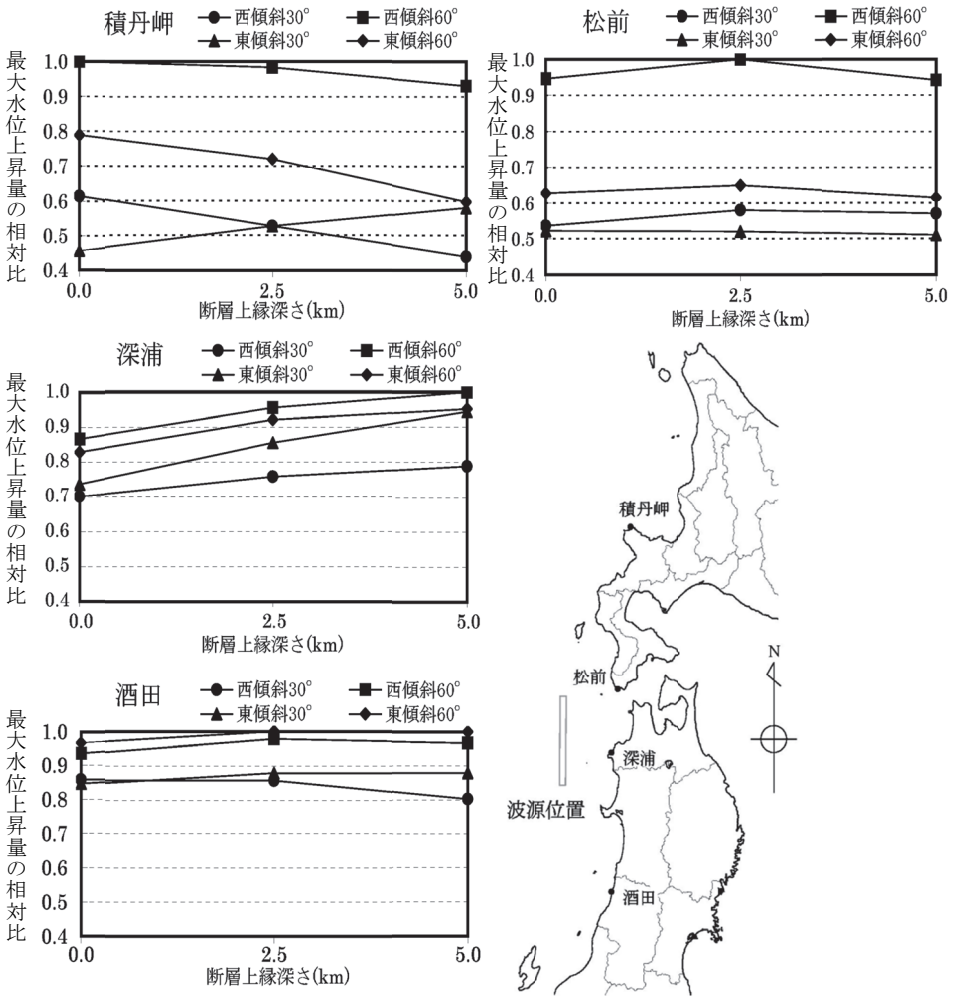


図 3.3.3－1　日本海東縁部海域における断層上縁深さが最大水位上昇量に与える影響の検討例

図 3.3.3－2 の日本海溝沿い海域の地震に関する検討では，断層①（正断層地震）と断層②（津波地震）を考慮した。正断層地震の断層モデルは，M_W=8.5，L=219km，W=59.2km，すべり量 D=7.81m，δ=45 度，λ=270 度，平面位置を共通とし，津波地震の断層モデルでは，M_W=8.2，L=200km，W=50.0km，すべり量 D=7.18m，δ=20 度，λ=95 度，平面位置を共通とした。断層上縁深さの影響は単純でなく，深くなるほど最大水位上昇量が大きくなる傾向の地点および逆の地点がともに存在する。

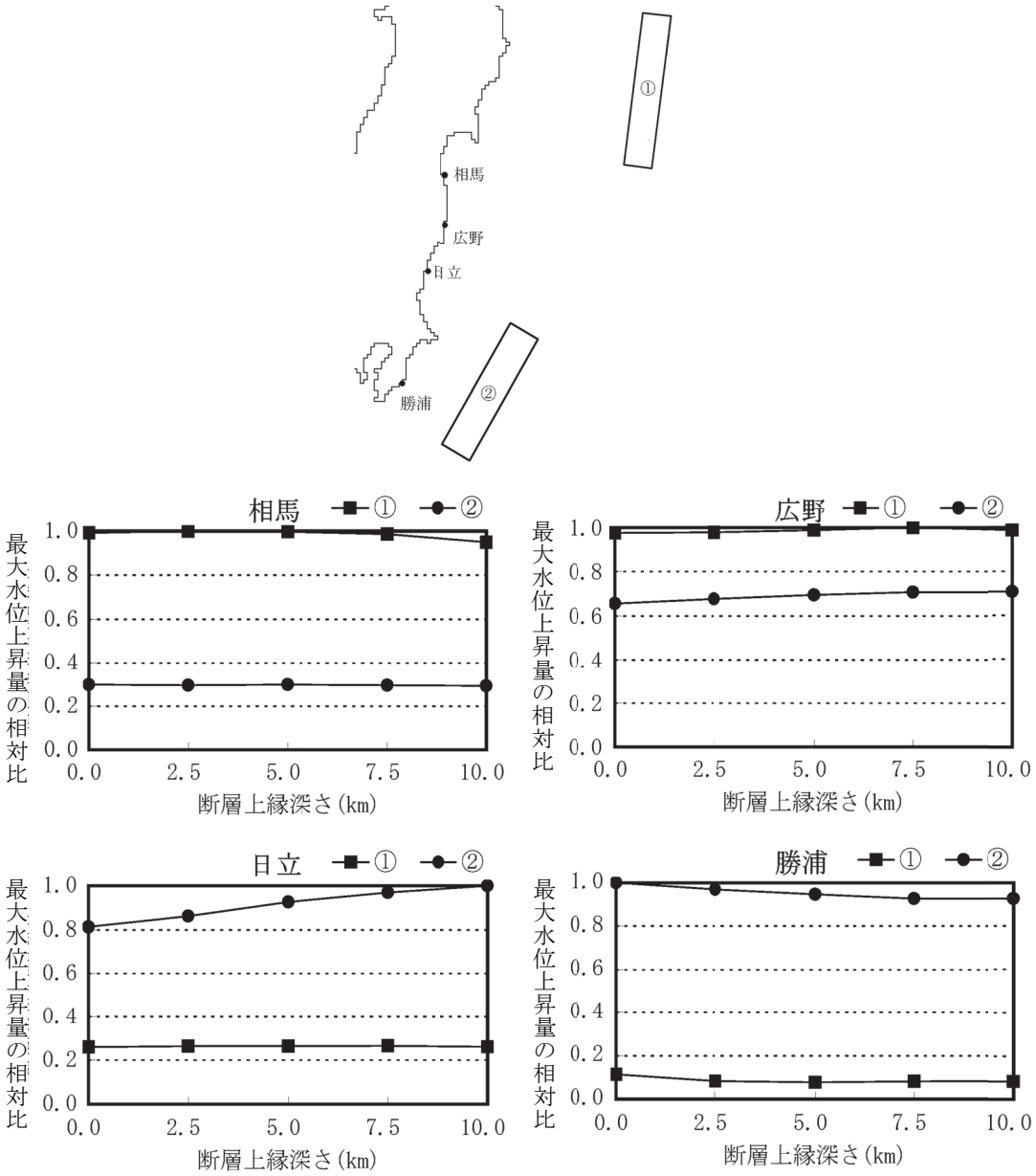


図 3.3.3－2　日本海溝沿い海域における断層上縁深さが最大水位上昇量に与える影響の検討例

3.3.4　走向の影響

その他の条件は変えずに，走向だけを変化させた場合の検討例を**図 3.3.4－1**（日本海東縁部海域の地震）と**図 3.3.4－2**（日本海溝沿い海域の地震）に示す。

図 3.3.4－1 には，検討した波源の平面位置と沿岸での最大水位上昇量の分布，地点毎の走向の影響が示されている。

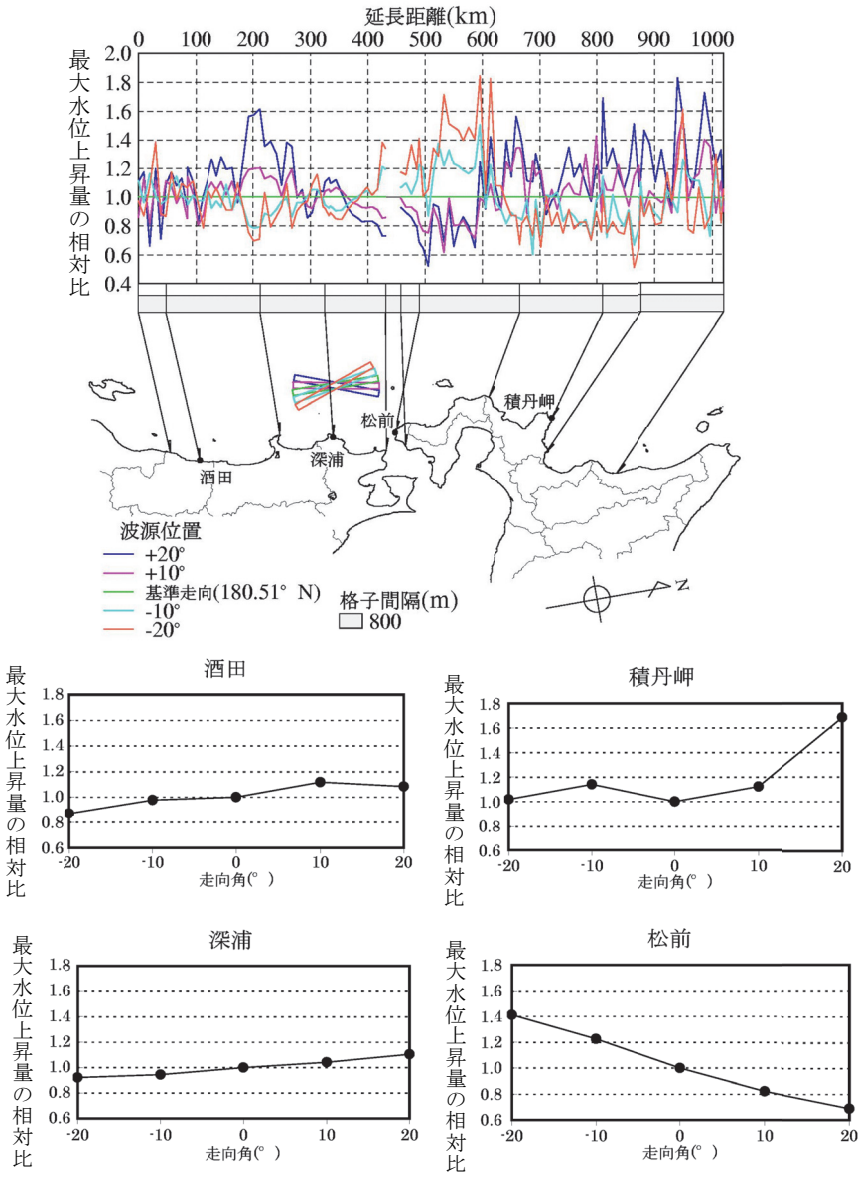


図 3.3.4－1　日本海東縁部海域における断層の走向が最大水位上昇量に及ぼす影響の検討例

断層モデルは，M_W=7.8，L=120km，W=17.3km，すべり量 D=8.66m，西傾斜で δ=60 度，λ=90 度，d=1km を同じとし，走向を変化させた 5 ケースを設定した。走向の変化により，基準走向の 0.6～1.8 倍程度変化している地点も見られる。また，着目地点に対して断層が正対する走向で最大水位上昇量が大きくなる傾向がある。

図 3.3.4－2 には，検討した波源の平面位置と沿岸での最大水位上昇量の分布，地点毎の走向の影響が示されている。断層モデル(海溝沿いの津波地震)は，M_W=8.2，L=200km，W=50.0km，D=7.18m，δ=20 度，λ=95 度，d=1km を同じとし，走向を変化させた 5 ケースを設定した。走向の変化により，基準走向の 0.6～1.5 倍程度変化している地点も見られる。また，**図 3.3.4－1** と同様に，着目地点に対して断層が正対する走向で最大水位上昇量が大きくなる傾向がある。

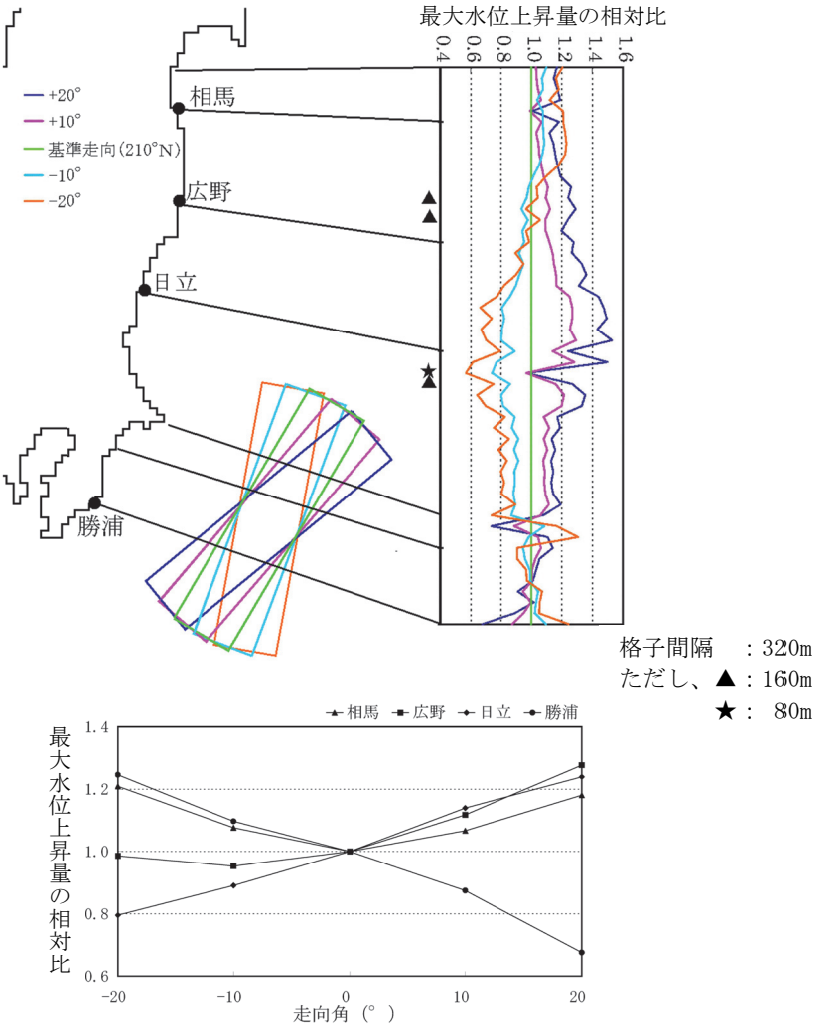


図 3.3.4－2　日本海溝沿い海域における断層の走向が沿岸の最高水位分布に及ぼす影響

3.3.5　傾斜方向および傾斜角の影響

(1) 傾斜方向および傾斜角の影響

図 3.3.5－1 に日本海東縁部における 5 つの波源を対象とした断層傾斜方向の影響の検討例を示す。傾斜方向以外のパラメータは同一なモデルで，西傾斜／東傾斜として最大水位上昇量の比を算出し，その発生確率分布を着目点位置（積丹岬，松前，深浦，酒田）ごとに示している。断層モデルは，M_W を 7.4～7.8，地震発生層厚さを 15km と 20km，δ を 30 度と 60 度，λ=90 度，d=0km の条件を組み合わせて設定した。断層が西傾斜の場合と東傾斜の場合との最大水位上昇量の相対比較における傾向は着目地点によって異なるが，基本的にはいずれの地点でも最大水位上昇量の比は 1.0 を中心に分布しており，極端に大きな差異は認められない。

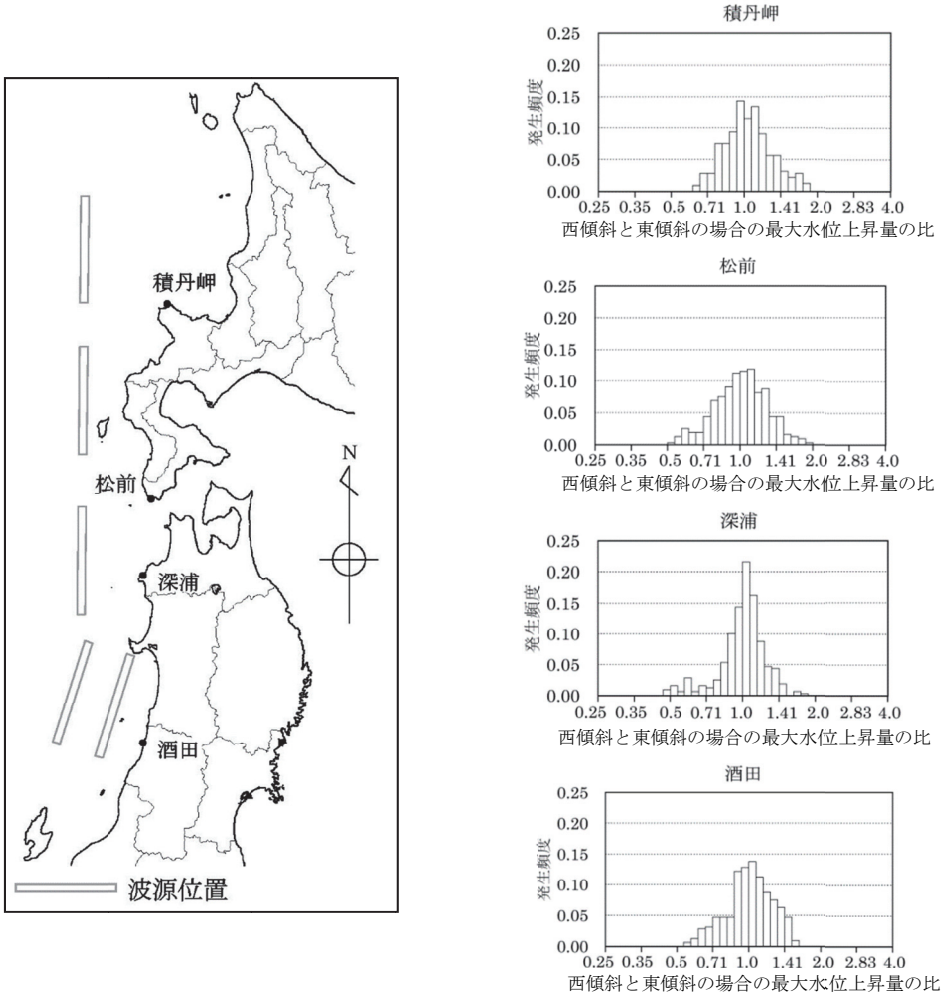


図 3.3.5－1　日本海東縁部海域の断層の傾斜方向が最大水位上昇量に及ぼす影響の検討例

(2) 断層の傾斜角の影響

図 3.3.5－2 に，日本海溝沿いの 2 つの波源を対象とした傾斜角の影響の検討例を示す。断層①の断層モデルは，M_W=7.6，L=77km，W=46.3km，D=1.78m，λ=85 度，d=27km，平面位置を共通とし，断層②(津波地震)の断層モデルでは，M_W=8.2，L=200km，W=50.0km，すべり量 D=7.18m，λ=95 度，d=1km，平面位置を共通とした。勝浦のように，着目位置によって傾斜角の影響が最大水位上昇量に大きくあらわれる場合とほとんど影響しない場合がある。また，同一の着目地点でも，波源位置によって傾斜角の影響の強弱があったり，変化の傾向が逆になったりする場合がある。

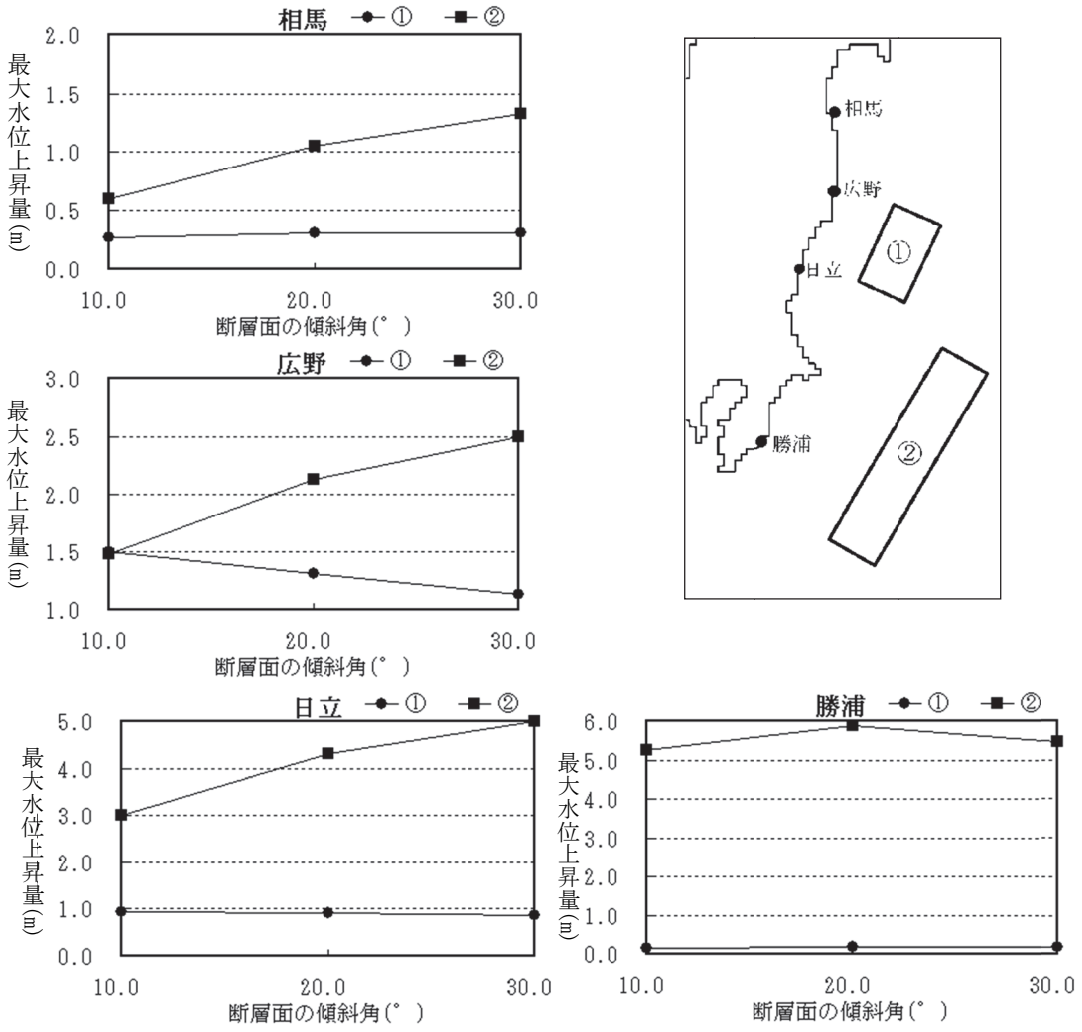


図 3.3.5－2　日本海溝沿い海域における断層の傾斜角が最大水位上昇量に及ぼす影響の検討例

3.3.6　すべり角の影響

日本海東縁部の波源を対象としたすべり角の影響の検討例を**図 3.3.6－1** に，西南日本の活断層を波源とした場合の検討例を**図 3.3.6－2** に示す。

図 3.3.6－1 には，検討した波源の平面位置と着目点の関係，地点ごとのすべり角の影響が示されている。断層モデルは，M_W=7.8，L=120km，W=17.3km，すべり量 D=8.66m，西傾斜で δ=60 度度，d=0km を同じとし，すべり角を変化させた 5 ケースを設定した。すべり角が 90 度の時に最大水位上昇量が最も大きくなる地点が 4 ケースと最も多い。

図 3.3.6－2 には，同様に，検討した波源の平面位置と着目点の関係，地点ごとのすべり角の影響が示されている。断層モデルは，L=50km，W=15km，すべり量 D=4.16m，δ=90 度，d=0km を同じとし，すべり角を広域応力場から推定されている 105 度と 180 度の範囲で変化させた 6 ケースを設定した。いずれの地点でもすべり角が縦ずれに最も近い 105 度の時に最大水位上昇量は最も大きくなっている。

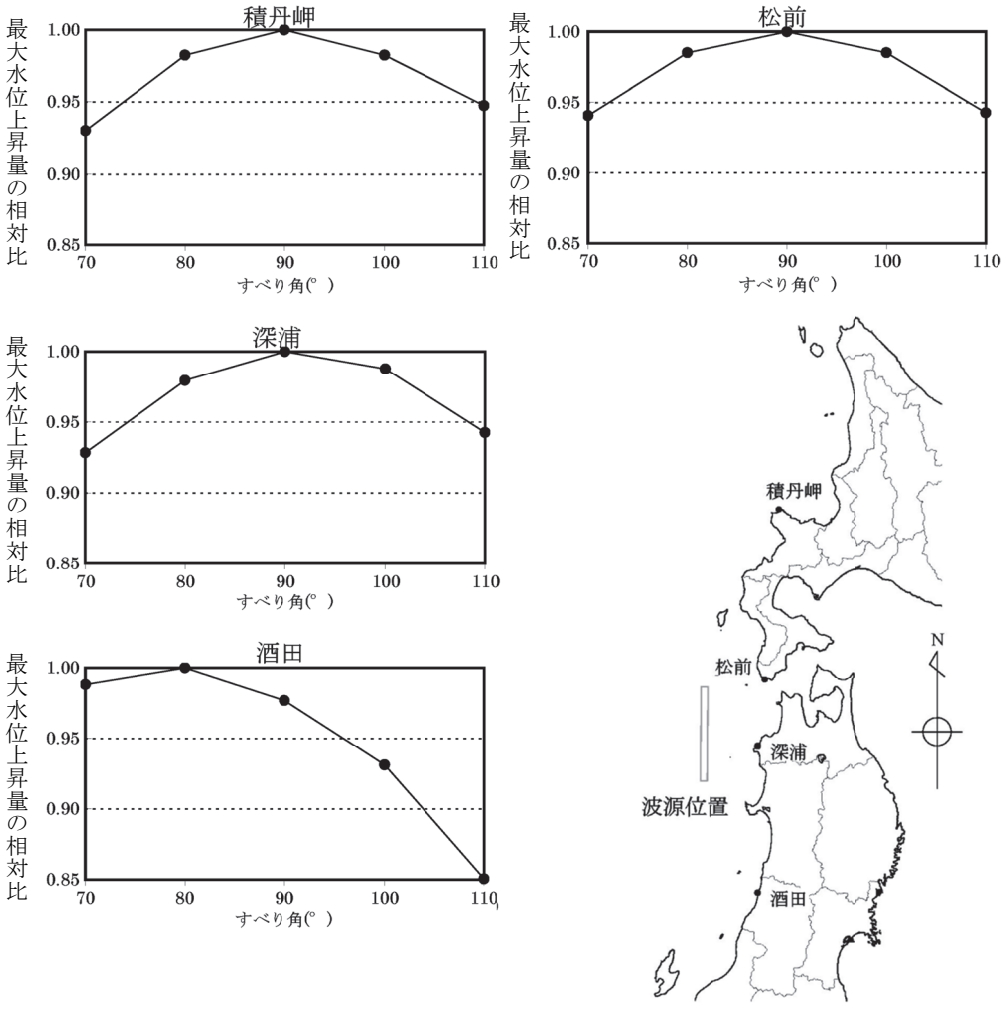


図 3.3.6－1　日本海東縁部海域におけるすべり角が最大水位上昇量に及ぼす影響の検討例

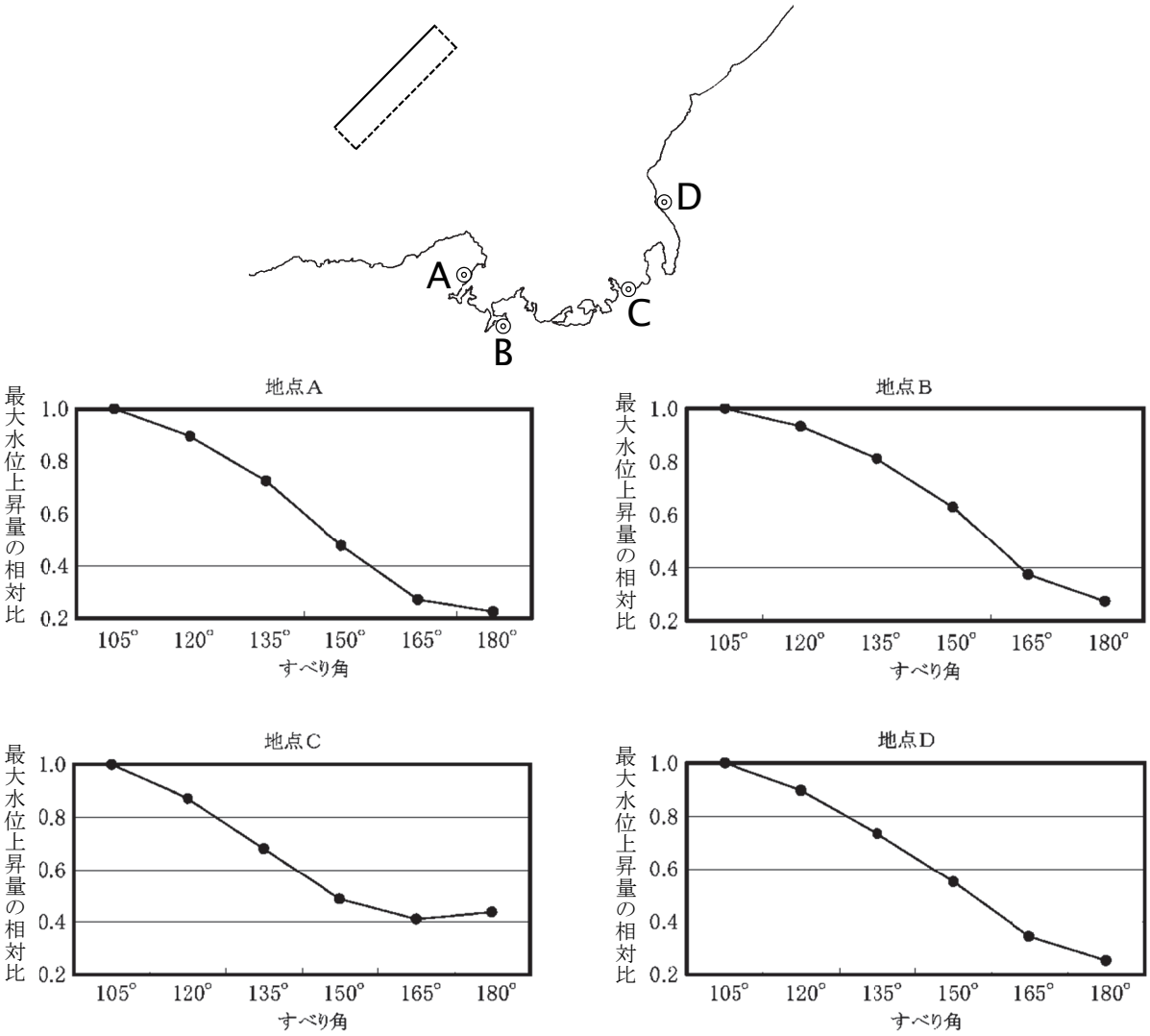


図 3.3.6－2　西南日本の活断層を波源とした場合のすべり角が最大水位上昇量に及ぼす影響の検討例

3.3.7　地震発生層の厚さの影響

日本海東縁部の地震活動域および西南日本の活断層を波源とする場合，地震発生層の厚さは 15～20km と想定される。地震モーメント（モーメントマグニチュード）を同じとすると，すべり量の変化は，断層面の幅の変化に反比例して，15km/20km＝1.33 倍程度となる。西南日本の活断層を波源とした場合の計算例を**図 3.3.7－1** に示す。

図 3.3.7－1 の検討の断層モデルは，M_w を 7.1～7.5，δ を 45 度，67.5 度，90 度，λ を 105～180 度（AF1）と 110～180 度（AF2），d=0km の条件を組み合わせて設定した。地震発生層の厚さを 15km とした場合の最大水位上昇量が 20km の場合に比べて 1～1.3 倍程度になる傾向が顕著である。

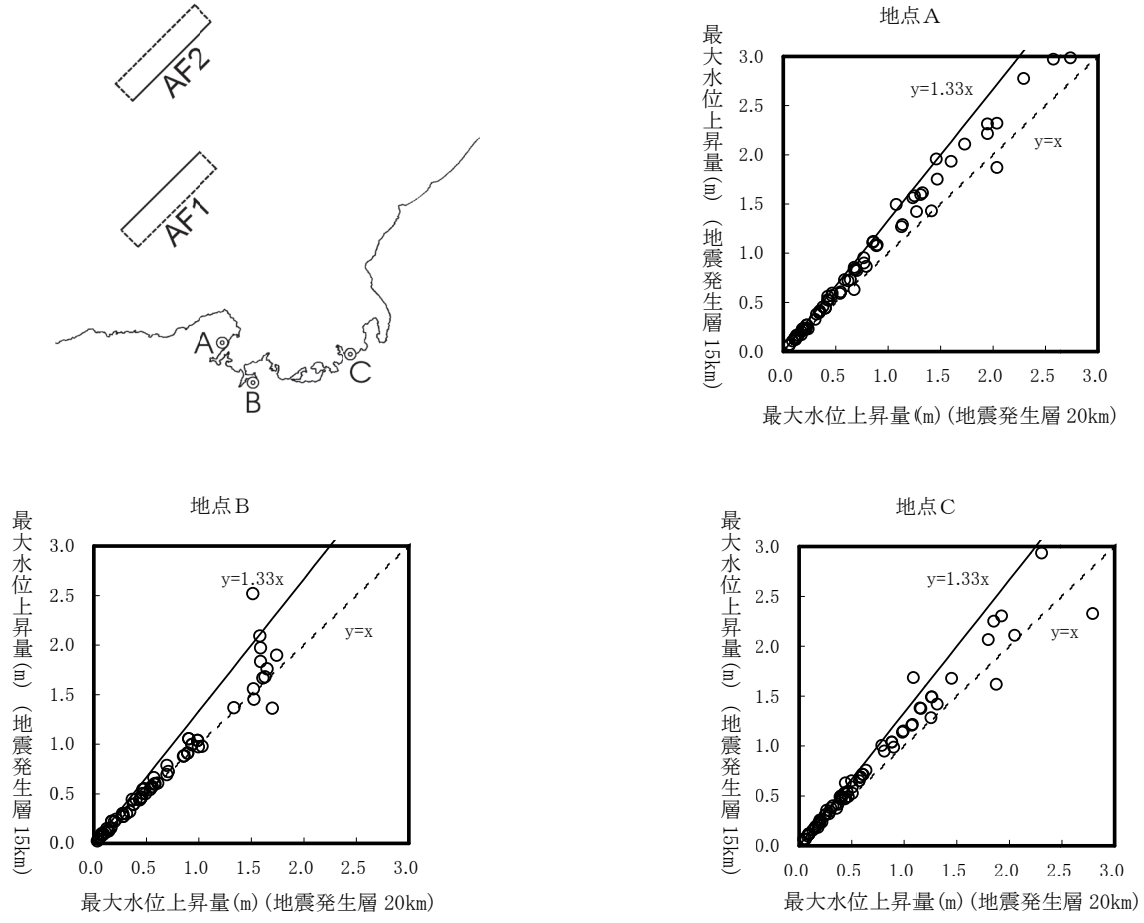


図 3.3.7－1　西南日本の活断層を波源とした場合の地震発生層の厚さが最大水位上昇量に及ぼす影響の検討例

3.3.8　複数のセグメントの組み合わせの影響

南海トラフは複数のセグメントにより構成されている。セグメント区分と想定される組み合わせ（N1 単独，N2 単独，N1+N2，N3+N4，N2+N3+N4，N1+N2+N3+N4）による沿岸着目地点の最大水位上昇量の変化を**図 3.3.8－1** に示す。複数のセグメントを考慮した場合，各セグメントから襲来する津波は地点によって波形も重なり合うタイミングも異なる。そのため，地震のエネルギーと沿岸での最大水位上昇量に明確な相関関係は求めにくく，セグメント区分や着目地点によって個別の関係となる。

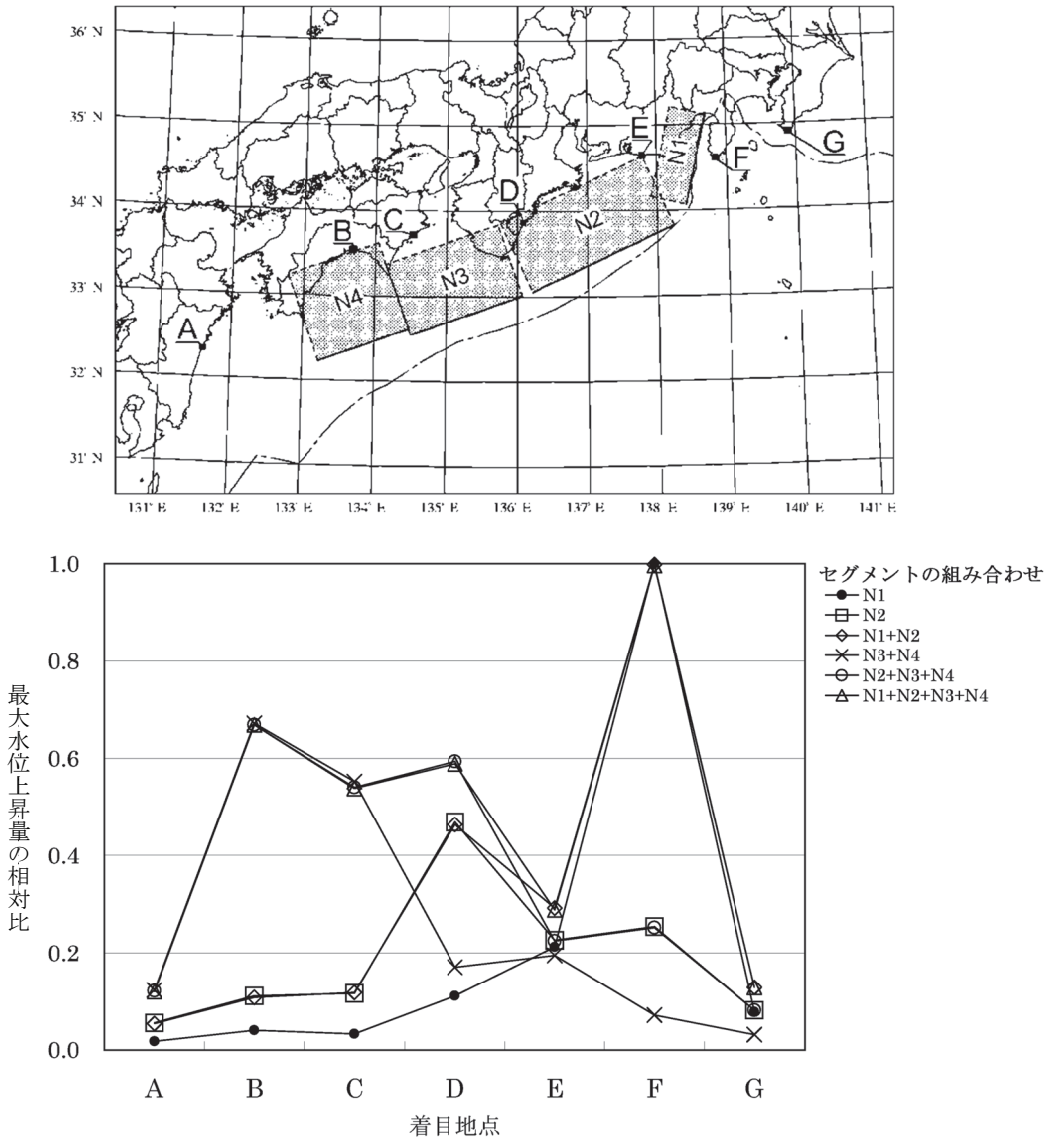


図 3.3.8－1　南海トラフ沿いのセグメントの組み合わせが最大水位上昇量に及ぼす影響の検討例

3.3.9　断層面の形状および応力降下量の影響

日本海溝沿いで，断層幅と断層長さの比を 0.3～0.7 と変化させて，断層面形状の影響を検討した例を**図 3.3.9－1** に示す。断層モデルは，M_W=8.1，D=3.15m，δ=10 度，d=15km，λ=85 度を同じとし，幅と長さの比を変化させた 5 ケースを設定した。着目地点によって最大水位上昇量の変化傾向が異なるのは，波源との相対的な位置関係に伴う伝播特性や基本周期の変化に伴う応答特性の変化等によるものと思われる。

日本海東縁部の波源について，地震モーメントを一定とし，断層長さの変化に応じてすべり量を変化させ，静的応力降下量の影響を検討した例を**図 3.3.9－2** に示す。断層モデルは M_W=7.8，W=17.3km，西傾斜で δ=60 度，d=0km，λ=90 度を同じとし，断層長さを基準モデル（L=120km）の 0.8 倍，1.0 倍，1.25 倍とした 3 ケースを設定した。すべり角が 90 度の時に最大水位上昇量が最も大きくなる地点が多い。また，応力降下量の増加に伴い最大水位上昇量が大きくなる傾向を示す場合が多い。

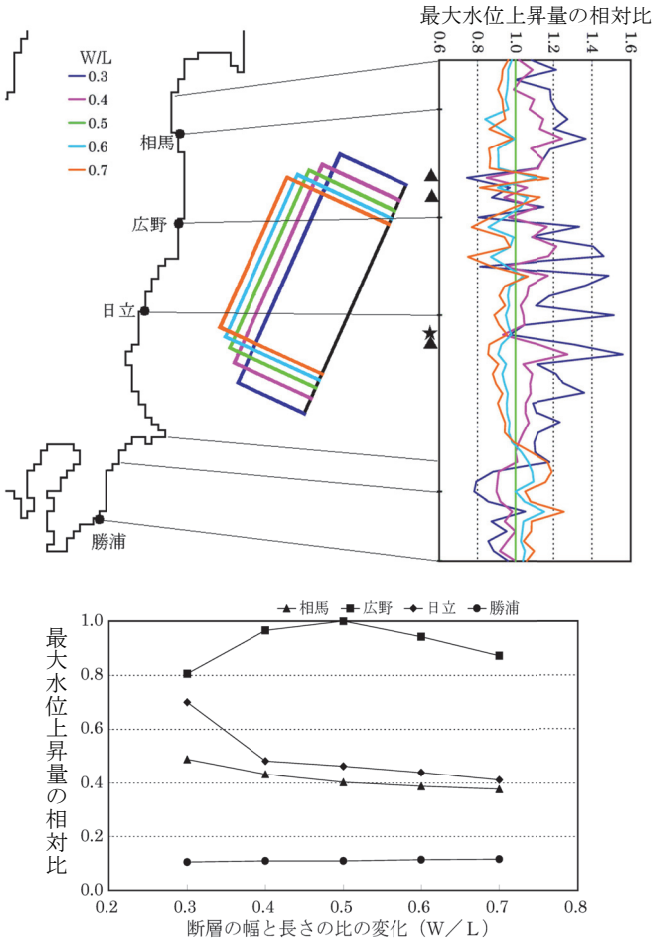


図 3.3.9－1　日本海溝沿い海域における断層面形状が最大水位上昇量に及ぼす影響の検討例

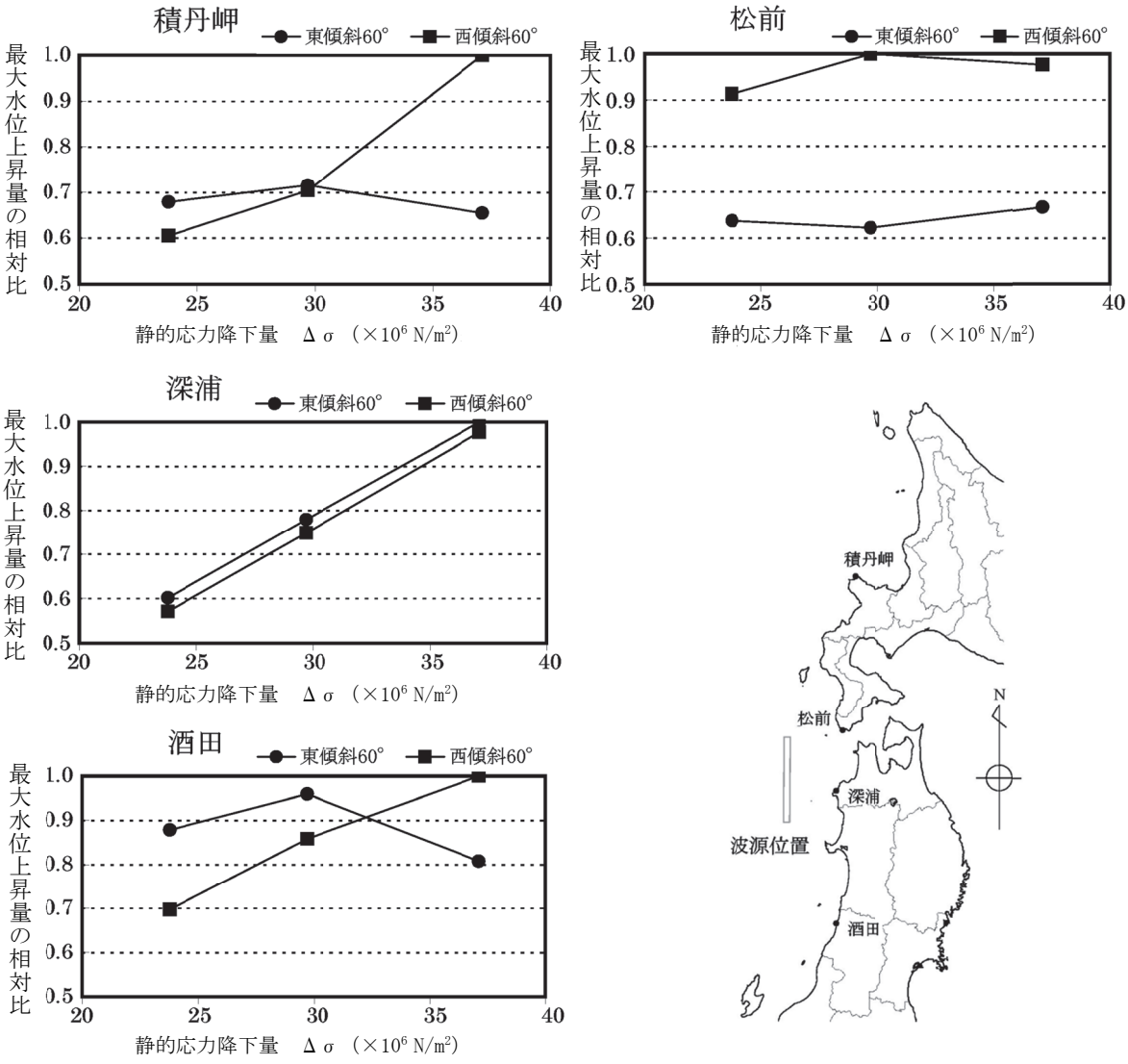
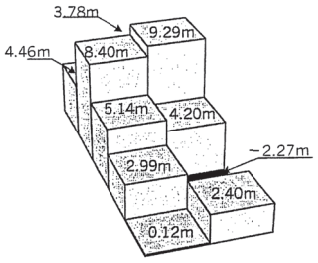


図 3.3.9−2　日本海東縁部海域における応力降下量が最大水位上昇量に及ぼす影響の検討例

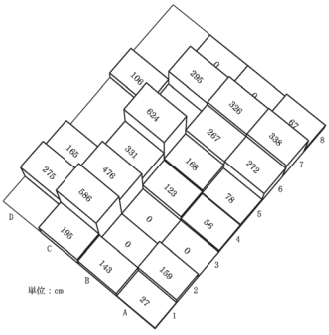
3.3.10　断層面のすべり量の不均質性の影響

すべり量の不均質分布が推定されている地震（1968 年十勝沖地震，1946 年南海地震，1983 年日本海中部地震）を対象として，すべり量分布の行と列を一つずつ移動させることで複数のすべり量分布パターンを設定した数値計算を行うことにより，均質モデルに対する不均質モデルの最大水位上昇量比の空間分布から，両者間の平均倍率とばらつきの範囲を評価した。また，不均質モデル（アスペリティの面積およびすべり量等）を Somerville et al.(1999)が示した関係を用いて設定し，アスペリティの位置を移動することにより複数のすべり量分布パターンを設定した場合についても同様の検討を行った。

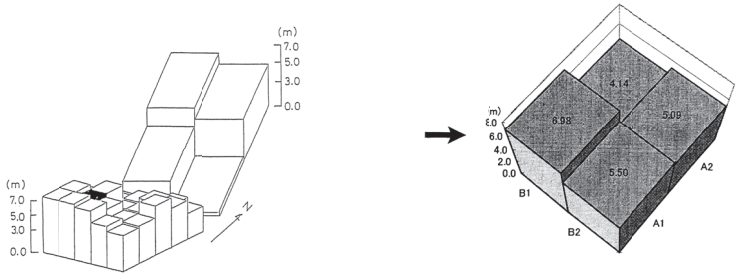
推定されている既往の不均質モデルを**図 3.3.10－1** に，Somerville et al.(1999)に基づき設定した断層モデルの諸元を**表 3.3.10－1** に，アスペリティの配置方法を**図 3.3.10－2** に示す。**表 3.3.10－1** では，アスペリティの数を 2 個，アスペリティの形状を正方形と仮定して，Somerville et al.(1999)により諸量を設定している。**図 3.3.10－2** では，断層を 2×3 の小ブロックに分割し，任意のブロックの中央に最大アスペリティを配置し，残りの 5 ブロックのうち，任意のブロック中央に残余のアスペリティを配置する方法を用いた。結果的に 6×5＝30 通りの断層モデルが想定される。



1968 年十勝沖地震
（安中ほか，1999）



1946 年南海地震
（谷岡・佐竹(1999)より作成）



1983 年日本海中部地震
(Fukuyama and Irikura, 1986)簡単のため南側断層を平滑化

図 3.3.10－1　推定されている既往の不均質モデルに基づくすべり量分布の基本モデル

表 3.3.10－1　Somerville et al.(1990)に基づき設定した不均質断層モデルの諸元

項目＼地震	1968 年 十勝沖地震	1983 年 日本海中部地震	1946 年 南海地震
基本断層モデル	Aida(1978)	Satake(1985)	谷岡･佐竹(1999)
断層モデルの面積(km^2)	15,000	4,800	48,600
地震モーメント(N・m)	1.74×10^{21}	3.16×10^{20}	1.02×10^{22}
平均すべり量(cm)	405	229	729
アスペリティの全面積(km^2)	3,363	1,076	10,915
最大アスペリティの面積(km^2)	2,448	784	7,946
アスペリティのすべり量(cm)	813	460	1,465

地震モーメント　：面積 A を既知として、
$A=1.04\times10^{-10}\times M_0^{2/3}$ より算出
平均すべり量　：$D=3.36\times10^{-5}\times M_0^{1/3}$
アスペリティの全面積　：$Aa=2.32\times10^{-11}\times M_0^{2/3}$ (A の 22%)
最大アスペリティの面積　：$A1=1.69\times10^{-11}\times M_0^{2/3}$
アスペリティのすべり量　：$Da=D\times2.01$

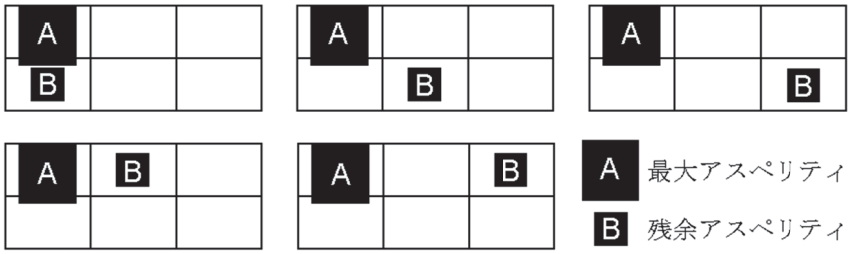


図 3.3.10－2　アスペリティの配置方法

均質モデルに対する不均質モデルの平均倍率とばらつきの評価結果を**表 3.3.10－2** に示す。幾何平均と対数標準偏差の定義は下記のとおりである。

幾何平均：$\log K=\dfrac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\log K_i$

幾何標準偏差：$\log\zeta=\log\varsigma=\left[\dfrac{1}{N-1}\left\{\sum_{i=1}^{N}(\log K_i)^2-(\log K)^2\right\}\right]^{\frac{1}{2}}$

ただし，$K_i=\dfrac{\text{地点 } i \text{ の不均質モデルによる計算結果}}{\text{地点}i\text{の均質モデル(平均モデル)による計算結果}}$

評価は個々の不均質モデルごとに行っており，表には全ケースの範囲と幾何平均，中央値，84%非超過値が示されている。比較地点は各地震で痕跡高が記録されている地点とした。

なお，断層面積と地震モーメントが等しければ，表のように均質モデルは不均質モデルより平均的に小さな水位を与えるため，同程度の水位を得るためには，すべり量を補正（増加）させる必要がある。

表 3.3.10－2　均質モデルに対する不均質モデルの平均倍率とばらつき

1968 年十勝沖地震津波

		Somerville et al.のモデル	安中モデル
計算ケース数		30	10
比較地点数		273	273
幾何平均 K	範囲	1.280～1.597	1.060～1.358
	幾何平均	1.446	1.268
	中央値（50%累加）	1.466	1.325
	84%累加	1.566	1.348
幾何標準偏差 ζ	範囲	1.191～1.385	1.221～1.355
	幾何平均	1.289	1.267
	中央値（50%累加）	1.279	1.251
	84%累加	1.340	1.310

1946 年南海地震津波

		Somerville et al.のモデル	谷岡・佐竹モデル
計算ケース数		30	24
比較地点数		149	149
幾何平均 K	範囲	1.100～1.542	1.589～2.510
	幾何平均	1.330	1.987
	中央値（50%累加）	1.351	2.023
	84%累加	1.445	2.303
幾何標準偏差 ζ	範囲	1.267～1.453	1.338～1.670
	幾何平均	1.364	1.542
	中央値（50%累加）	1.376	1.570
	84%累加	1.409	1.591

1983 年日本海中部地震津波

		Somerville et al.のモデル	Fukuyama and Irikura モデル
計算ケース数		30	16
比較地点数		320	320
幾何平均 K	範囲	1.053～1.310	0.998～1.162
	幾何平均	1.173	1.095
	中央値（50%累加）	1.168	1.099
	84%累加	1.239	1.151
幾何標準偏差 ζ	範囲	1.186～1.379	1.130～1.240
	幾何平均	1.271	1.175
	中央値（50%累加）	1.266	1.169
	84%累加	1.347	1.223

3.3.11　遠地津波（チリ津波）の波源位置・走向の影響

チリ津波を例として，遠地津波の波源の不確定性によるばらつきを感度解析的に評価した。**図 3.3.11－1** に波源モデル位置図と初期変位分布図を示す。1960 年チリ津波の波源断層モデル①の位置をプレート境界およびセグメント境界を考慮して，北方向に 200，400，600km ずらした波源を設定した。また，走向についても±10 度とした波源を設定した。断層パラメータは Kanamori and Cipar(1974)によるが，断層上縁深さ d は 1km とした。

津波高さの沿岸分布の比較を**図 3.3.11－2** に，痕跡高との比較結果を**表 3.3.11－1** に示す。痕跡高に対する再現性として，ばらつき κ の値はいずれの波源でもそれほど変わらない。また，波源断層モデル①に対するパラメータスタディの感度は表に示すとおりである。

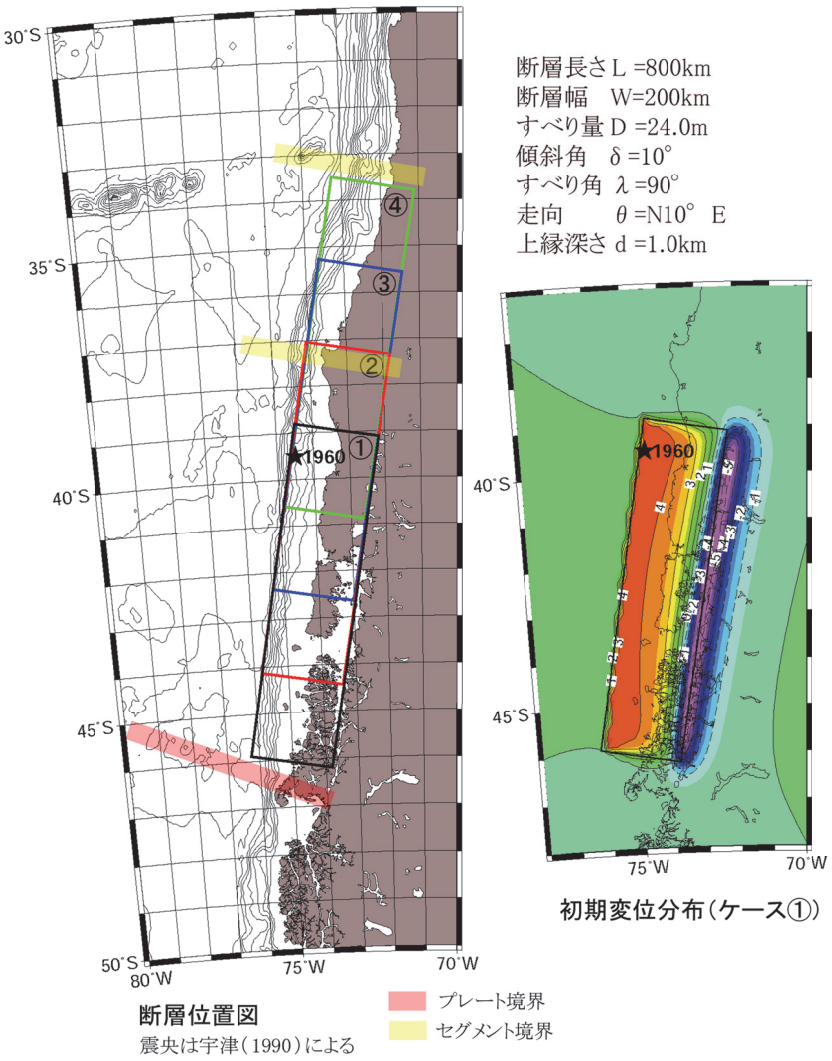


図 3.3.11－1　チリ津波の波源モデル位置と初期変位分布
(チリ津波合同調査班(1961)に追記)

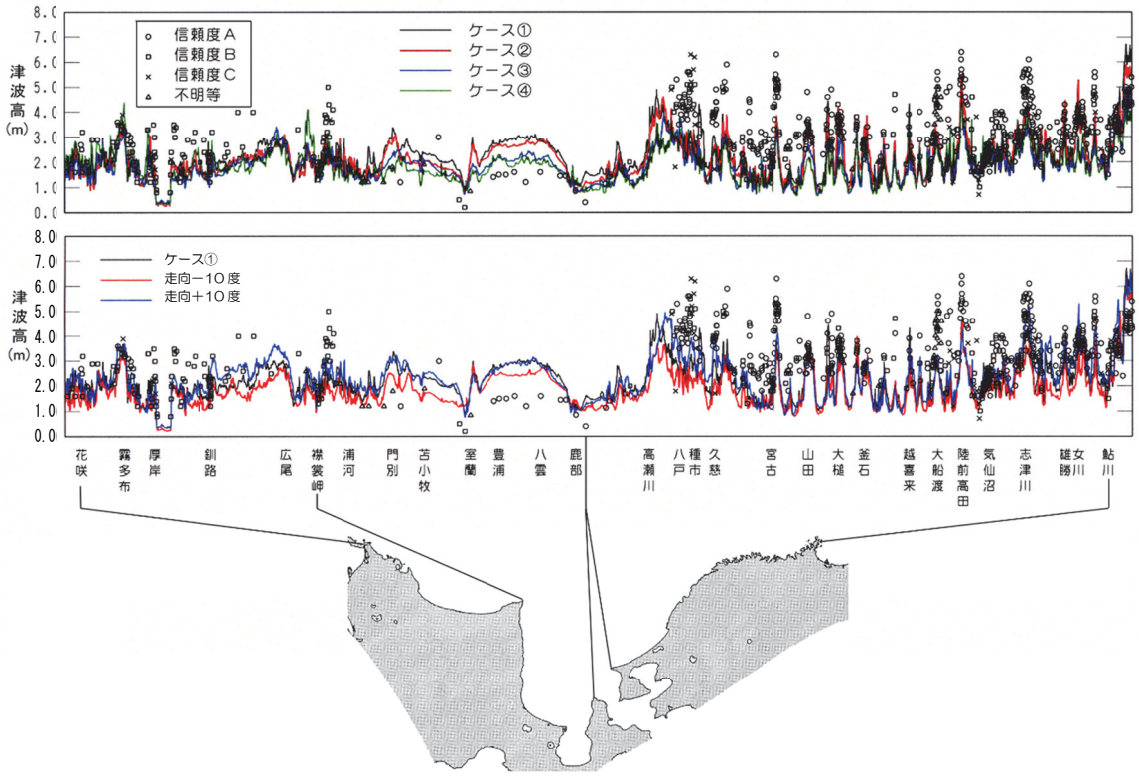


図 3.3.11−2　想定チリ津波による津波高さの沿岸分布の比較
（チリ津波合同調査班(1961)に追記）

表 3.3.11−1　幾何平均（K）および幾何標準偏差（κ）による比較結果

比較方法		ケース①	ケース② 200 km北	ケース③ 400 km北	ケース④ 600 km北	走向 −10 度	走向 +10 度
痕跡高／計算値	K	1.19	1.15	1.32	1.29	1.34	1.10
	κ	1.43	1.41	1.39	1.42	1.43	1.41
計算値／ケース①	K	−	1.03	0.90	0.92	0.89	1.08
	ζ	−	1.18	1.20	1.28	1.15	1.18
	K×ζ	−	1.21	1.08	1.17	1.02	1.28

○比較値点数
n＝ 586

○比較に用いた
計算格子間隔は
278m 及び 93m

○K　：幾何平均
κ　：相田(1977)の
幾何標準偏差
ζ　：幾何標準偏差

3.3.12　動的パラメータが津波水位に及ぼす影響の検討

3.3.12.1　南海トラフ沿い海域

南海トラフ沿い海域を対象に，破壊開始点，破壊伝播速度，ライズタイムが津波水位に与える影響について検討した。

(1) 検討条件

1)基本モデルの設定

内閣府(2012)の平均すべり量モデル（**図 3.3.12－1**）および土木学会(2011)の 1707 年宝永地震津波再現モデル（**図 3.3.12－2**，以下，「土木学会(2011)アスペリティモデル」という。）を用いた。

なお，アスペリティの有無による影響を確認するために，土木学会(2011)アスペリティモデルと同じ波源領域に対して，モーメントマグニチュードが等しくなるよう平均すべり量（4.1m）を与えたモデル（以下，「土木学会(2011)平均すべり量モデル」という。）についても津波計算を実施した。

2) 破壊開始点

過去の地震の震源，中央防災会議(2003)，内閣府(2012)を参考に**図 3.3.12－3** における赤丸の 17 点とした。

3) 破壊伝播速度

中央防災会議(2003)，内閣府(2012)を参考に 1.0km/s，2.0km/s，2.5km/s，3.0km/s とした。

4) ライズタイム

内閣府(2012)を参考に 30 秒，1 分，3 分，5 分とした。

なお，本検討では破壊伝播は考慮しない。

5) 計算格子モデルと主な計算条件

計算格子モデルは最小格子間隔を 50m とし，陸岸条件は 50m 格子領域では遡上計算を実施，また，関東から九州までの太平洋沿岸域を 4 領域に分割し，評価対象の沿岸域を 50m 格子で網羅し，評価対象領域の結果を抽出することとした。本検討における計算格子モデルを**図 3.3.12－4** に示す。本検討の主な計算条件を**表 3.3.12－1** に示す。

6）着目地点

着目地点は 50m 格子内に含まれる潮位観測所のある地点計 40 点を対象とする。

7）計算ケース

本検討における計算ケース一覧を**表 3.3.12－2** に示す。

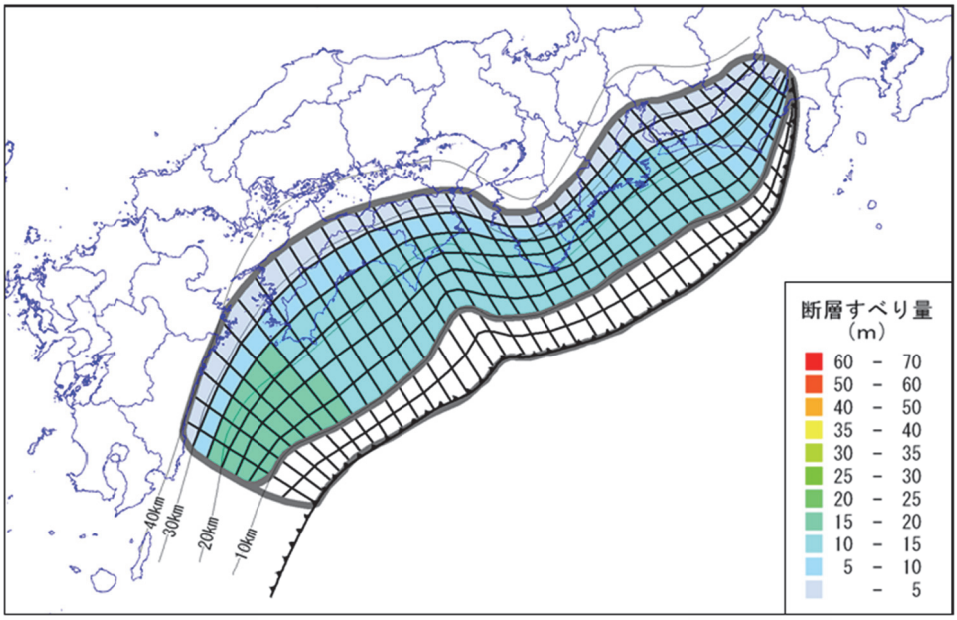


図4.17.1　津波断層モデル
【平均すべりモデル（大すべり域を設定しない）】

図 3.3.12－1　内閣府(2012)の平均すべりモデルのすべり量分布

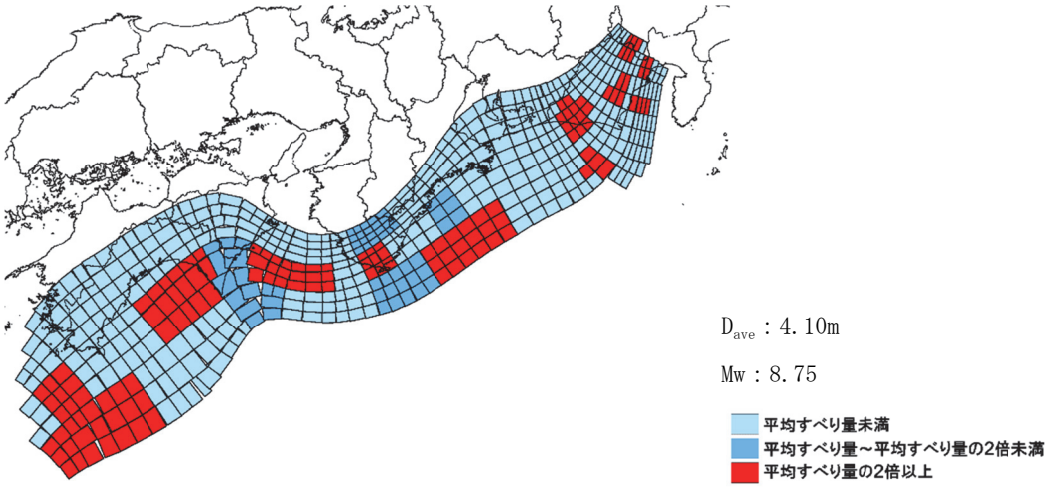
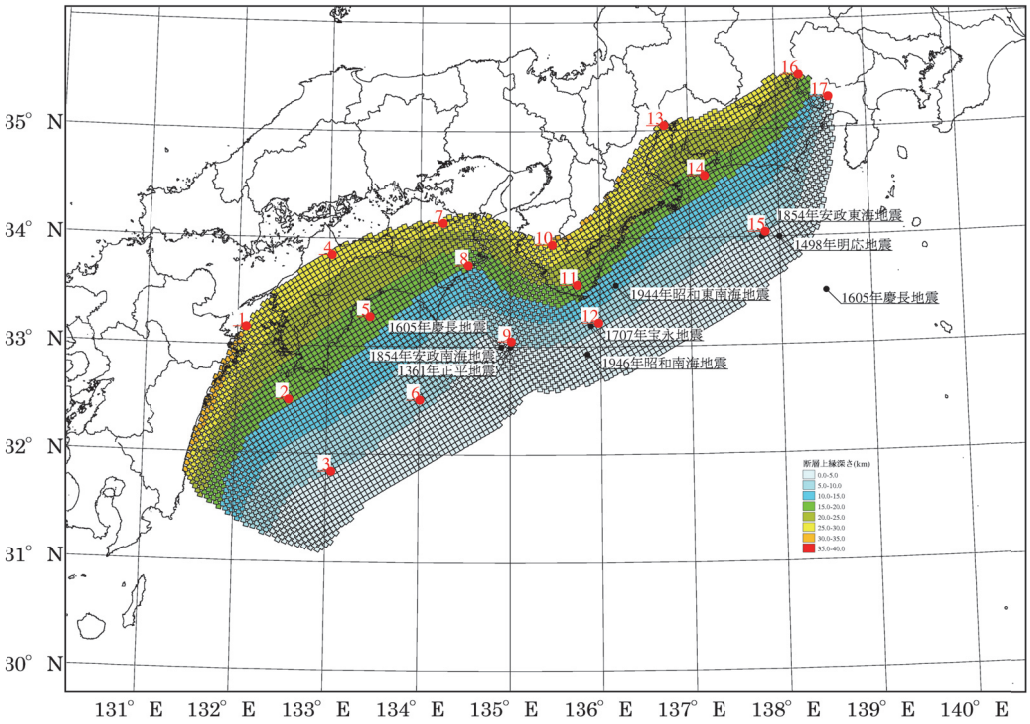
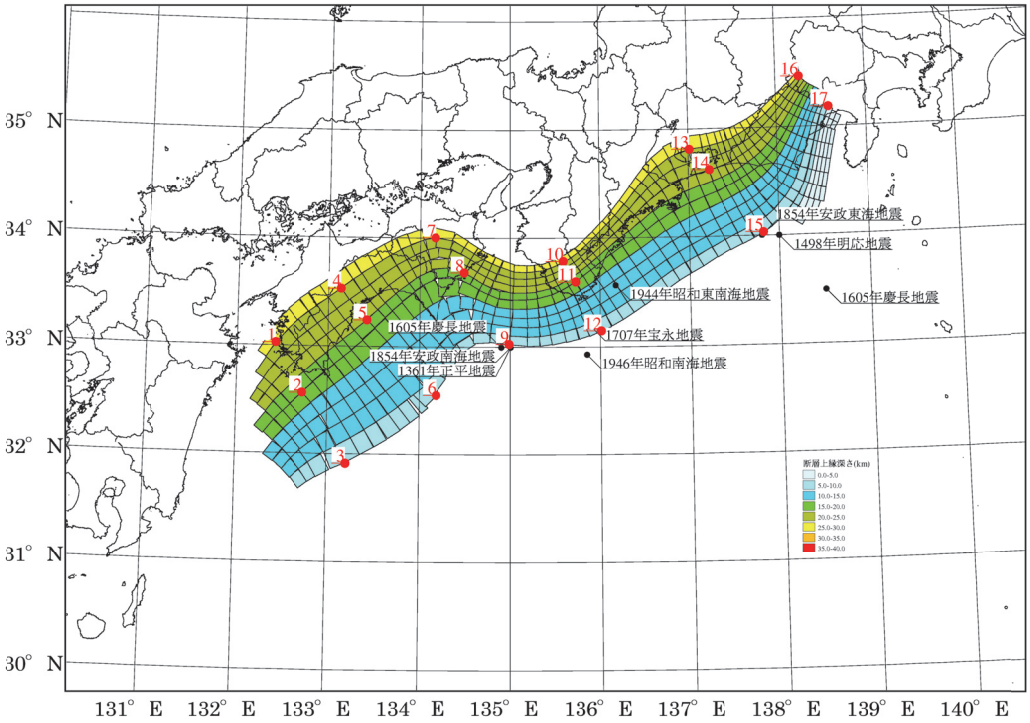


図 3.3.12－2　土木学会(2011)アスペリティモデルのすべり量分布

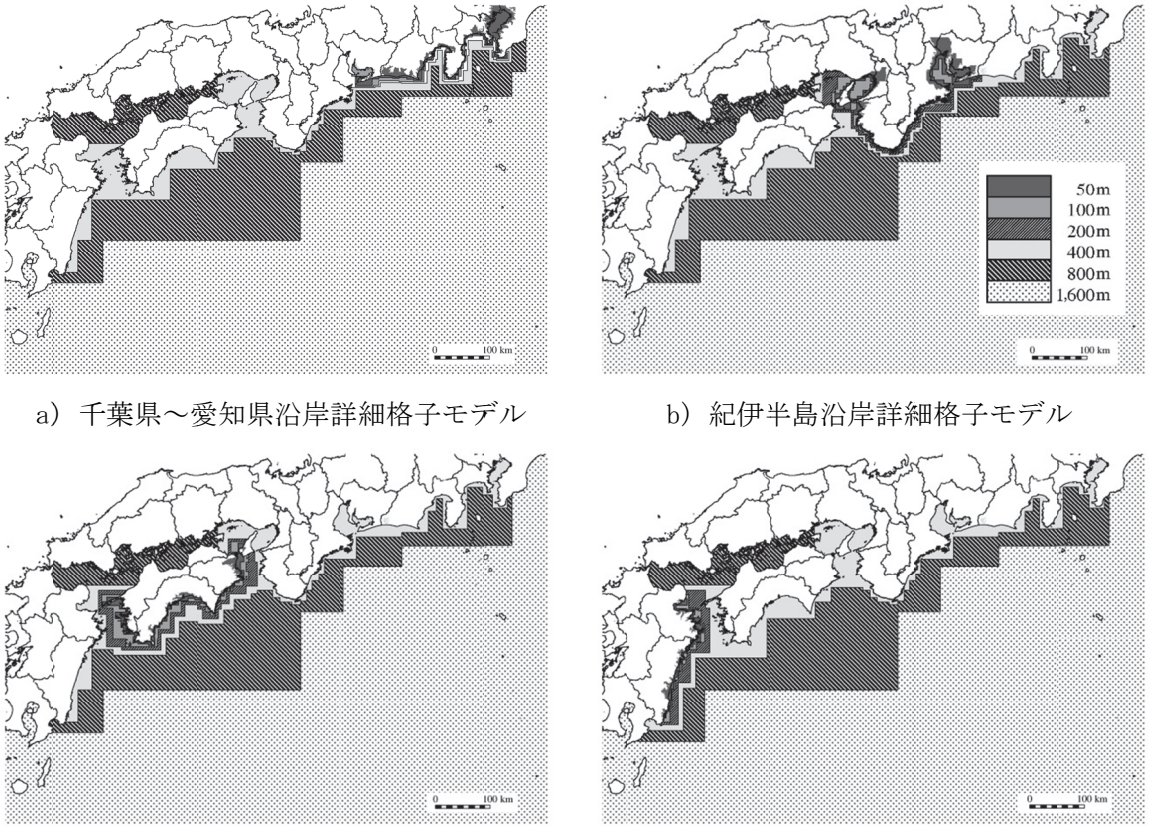


＜内閣府(2012) の平均すべり量モデル＞



＜土木学会(2011)アスペリティモデル＞

図 3.3.12−3　過去の地震の震源と破壊開始点（図中黒点の過去の地震の震源は日本被害地震総覧の緯度・経度をプロット，図中赤丸が破壊開始点）



a) 千葉県～愛知県沿岸詳細格子モデル　　b) 紀伊半島沿岸詳細格子モデル

c) 四国沿岸詳細格子モデル　　d) 九州沿岸詳細格子モデル

図 3.3.12－4　本検討における計算格子モデル

表 3.3.12－1　主な計算条件

項目	内　容
解析領域	千葉県～九州沿岸
計算格子サイズ	沖合 1,600m→800m→400m→200m→100m→沿岸域 50m
基礎方程式	非線形長波理論
海底の初期変位量	Mansinha and Smylie(1971)の方法（海底水平変位による造波を考慮）
境界条件	沖側：吸収境界(Cerjan et al.,1985) 陸側：遡上を考慮（小谷ほか(1998)による移動境界）
越流条件	使用せず（防波堤等の水際構造物無しの条件）
水平渦動粘性係数	考慮せず
摩擦係数	マニングの粗度係数　海域：0.03 $m^{-1/3}$・s ，遡上域：0.03 $m^{-1/3}$・s
潮位条件	T.P.±0.0m
計算時間間隔	0.5 秒
再現時間	地震発生後 6 時間

表 3.3.12－2 計算ケース一覧

検討項目	破壊 開始点	破壊伝播速度	ライズ タイム	波源モデル
破壊開始点	1～17 17 点	2.5km/s	0 秒	内閣府(2012)と 土木学会(2011)
破壊伝播速度	10～12 3 点	1.0，2.0，2.5， 3.0km/s	0 秒	内閣府(2012)と 土木学会(2011)
ライズタイム （破壊伝播なし）	－	∞	30 秒， 1，3，5 分	内閣府(2012)と 土木学会(2011)

※ 上表の土木学会(2011)はアスペリティモデルと平均すべり量モデルの 2 モデルを表す。

(2) 検討結果

1) 瞬時破壊の計算結果

各波源モデルによる瞬時破壊（破壊伝播速度∞，ライズタイム 0 秒）の計算結果のうち，評価地点 40 地点における最大水位上昇量を**図 3.3.12－5** に示す。この水位を基本として以降の結果整理，分析を行う。

2) 破壊開始点の影響

評価地点 40 地点における最大水位上昇量を**図 3.3.12－6**～**図 3.3.12－8** に示す。計算結果について要約すると以下のとおりである。

・ほとんどの地点で最大水位のばらつきが小さいが，岬や半島などに位置する地点では一部最大水位のばらつきが大きい地点がある。最大水位のばらつきの大きさは瞬時破壊（破壊伝播速度∞，ライズタイム 0 秒）に比べて最大で約±1m である。

・破壊開始点がトラフ軸沿いの浅い位置（破壊開始点 3,6,9,12,15,17）の 6 ケースに着目しても，ほとんどの地点で最大水位のばらつきが小さいが，一部の地点では瞬時破壊（破壊伝播速度∞，ライズタイム 0 秒）に比べて最大で約±1m での最大水位のばらつきがある（**図 3.3.12－7**）。

・破壊開始点が紀伊半島周辺（破壊開始点 10,11,12）の 3 ケースに着目すると，破壊開始点の深さの違いによる影響が小さいことを確認することができる（**図 3.3.12－8**）。

・土木学会(2011)アスペリティモデルで最大水位のばらつきがある地点について，土木学会(2011)平均すべり量モデルでは最大水位のばらつきが小さくなっていることから，アスペリティが存在することによって，土木学会(2011)アスペリティモデルの結果に最大水位のばらつきが生じていると考えられる。

3）破壊伝播速度の影響

評価地点 40 地点における最大水位上昇量を**図 3.3.12－9～図 3.3.12－11** に示す。計算結果について要約すると以下のとおりである。

・ほとんどの地点で最大水位のばらつきが小さいが，岬や半島などに位置する地点では一部最大水位のばらつきが大きい地点がある。最大水位のばらつきの大きさは瞬時破壊（破壊伝播速度∞，ライズタイム 0 秒）に比べて最大で約±1m である。

・破壊伝播速度が 2.0km/s～3.0km/s では類似した傾向を示し，1.0km/s になると 2.0km/s～3.0km/s に対して最大水位が高くなる地点，低くなる地点がある。

・波源モデルによっても水位が高くなる地点，低くなる地点，変わらない地点がある。

・土木学会(2011)アスペリティモデルで最大水位のばらつきがある地点について，土木学会(2011)平均すべり量モデルでは最大水位のばらつきが小さくなっていることから，アスペリティが存在することによって，土木学会(2011)アスペリティモデルの結果に最大水位のばらつきが生じていると考えられる。

4）ライズタイム

評価地点 40 地点における最大水位上昇量を**図 3.3.12－12** に示す。計算結果について要約すると以下のとおりである。

・**図 3.3.12－12** より，ライズタイム 60 秒まではほとんどの着目地点で瞬時破壊（破壊伝播速度∞，ライズタイム 0 秒）と同程度の最大水位でありほとんど影響がなく，ライズタイムが 3 分，5 分と長くなるについて最大水位は低くなることが確認できる。

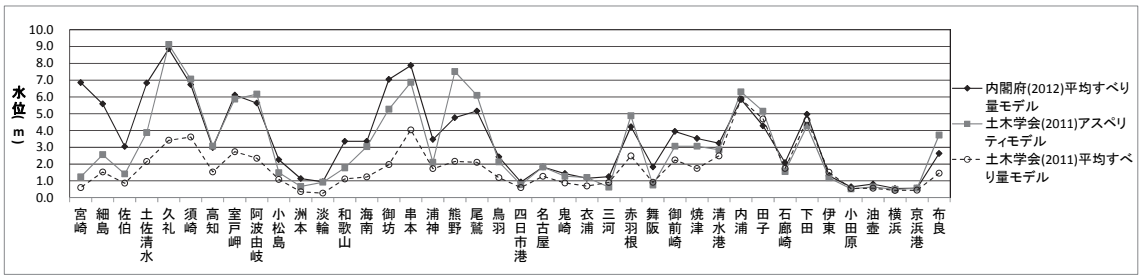
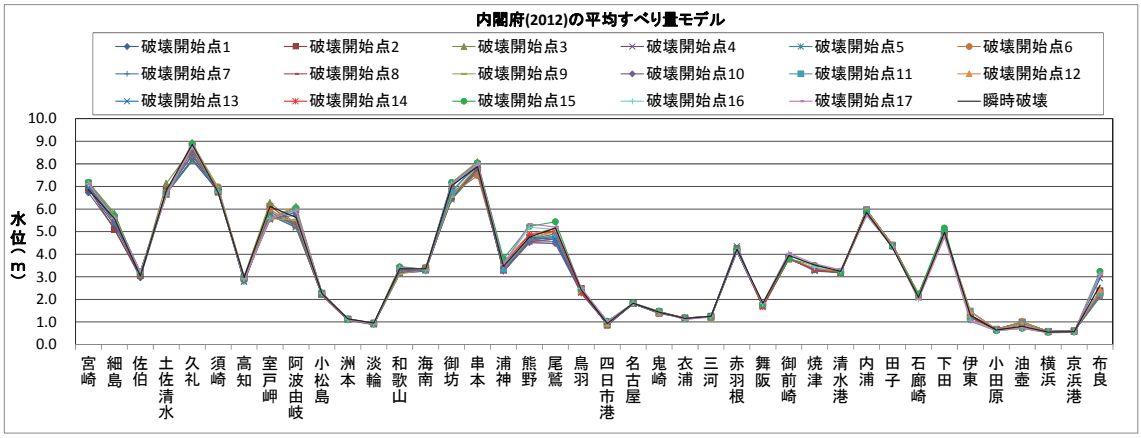
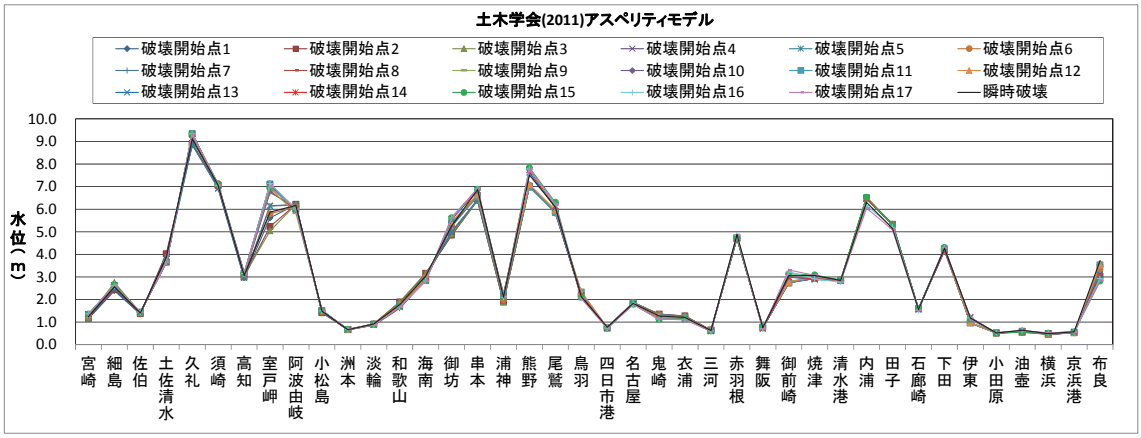


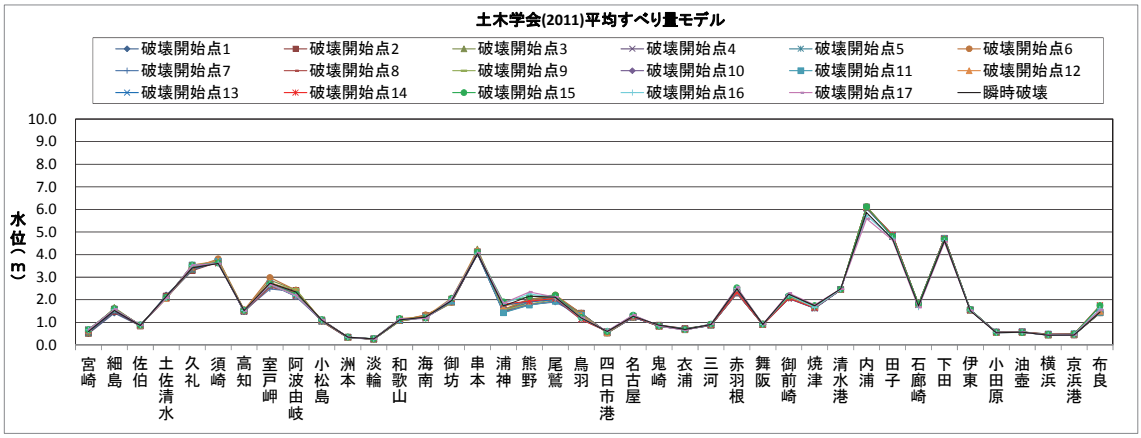
図 3.3.12－5　瞬時破壊（破壊伝播速度∞，ライズタイム 0 秒）の計算結果による着目地点における最大水位上昇量



(a) 内閣府(2012)の平均すべり量モデル



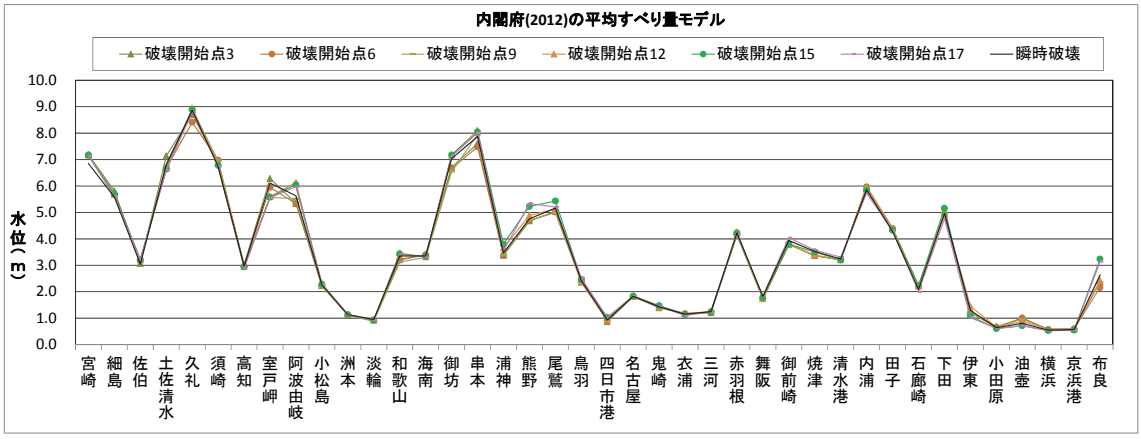
(b) 土木学会(2011)アスペリティモデル



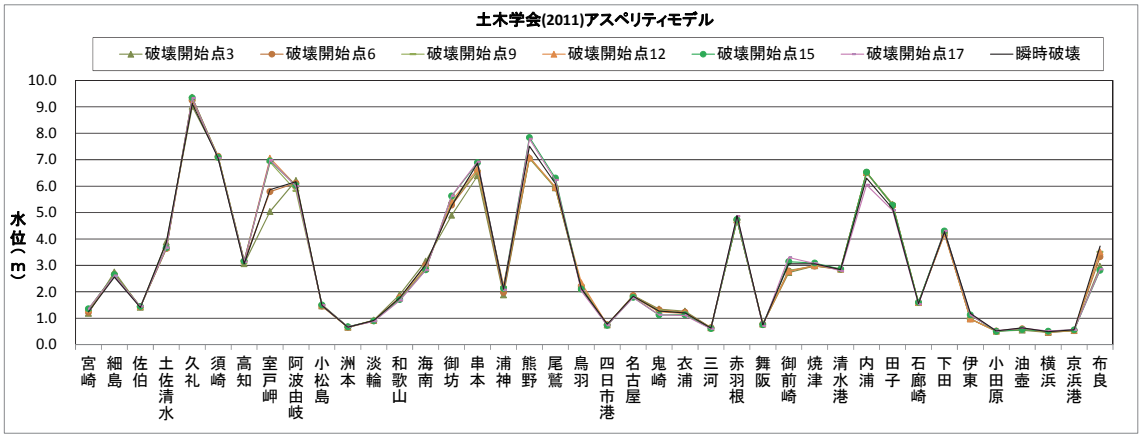
(c) 土木学会(2011)平均すべり量モデル

※瞬時破壊は，破壊伝播速度∞，ライズタイム 0 秒の条件である。以降，全て同様。

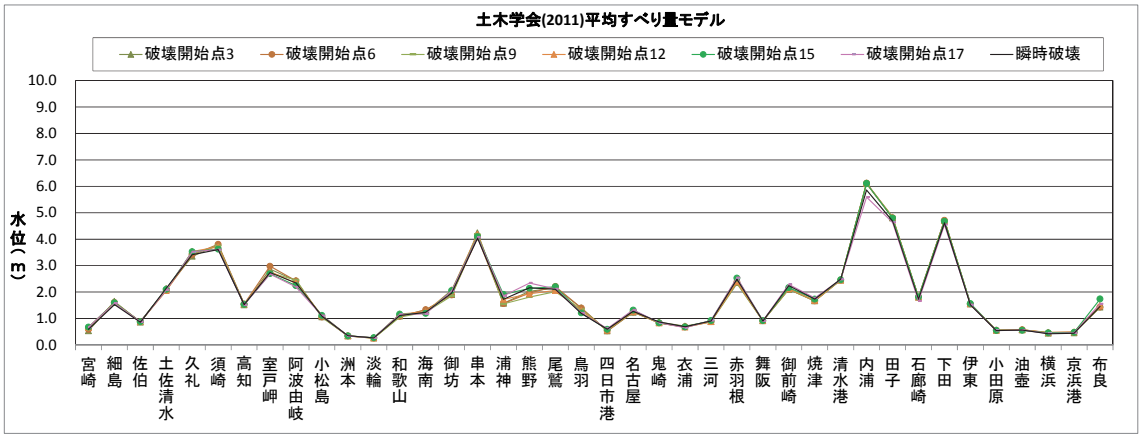
図 3.3.12－6　着目地点における最大水位上昇量（破壊開始点の影響）



(a) 内閣府(2012)の平均すべり量モデル

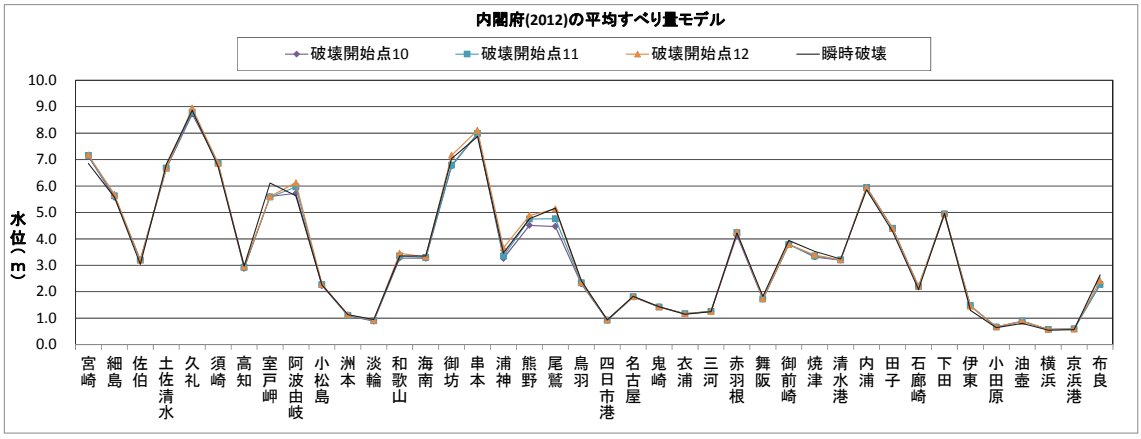


(b) 土木学会(2011)アスペリティモデル

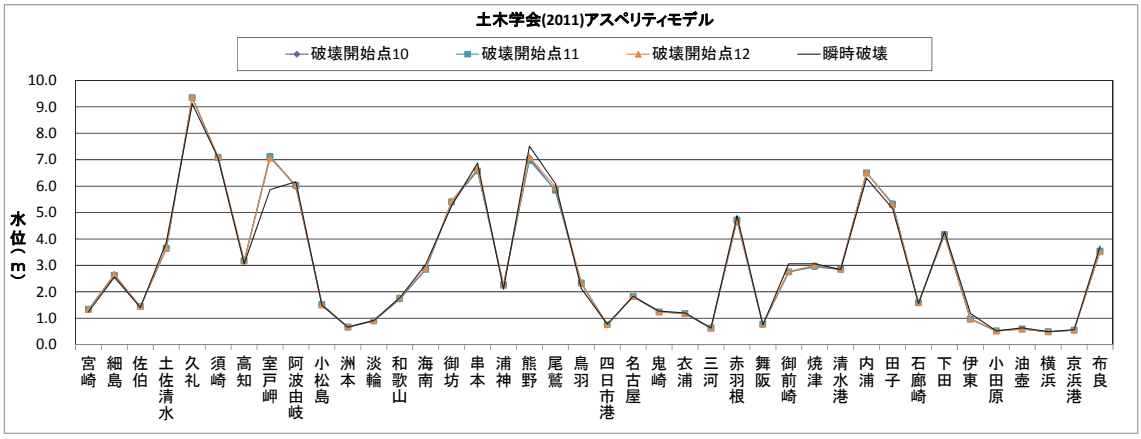


(c) 土木学会(2011)平均すべり量モデル

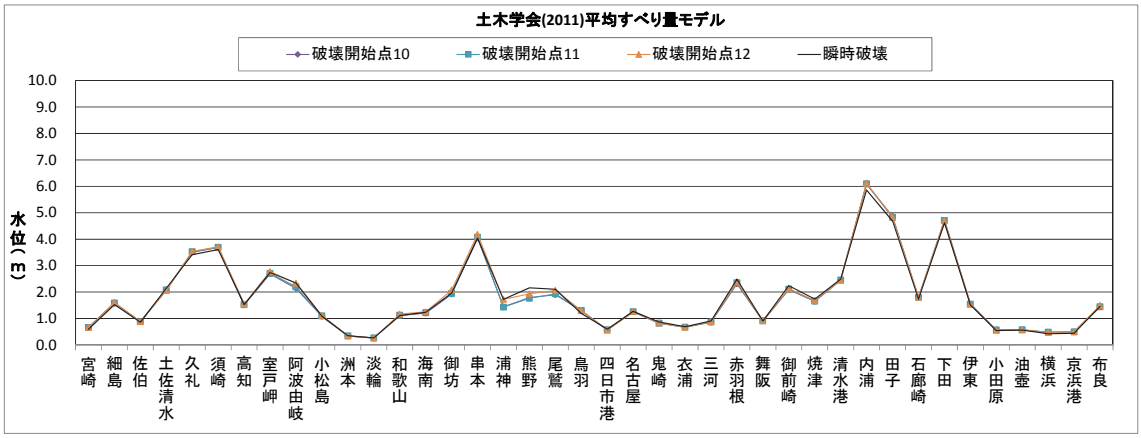
図 3.3.12－7　着目地点における最大水位上昇量（破壊開始点の影響）
（破壊開始点がトラフ軸沿いの浅い位置の 6 ケースでプロット）
（破壊開始点 3, 6, 9, 12, 15, 17）



(a) 内閣府(2012)の平均すべり量モデル



(b) 土木学会(2011)アスペリティモデル

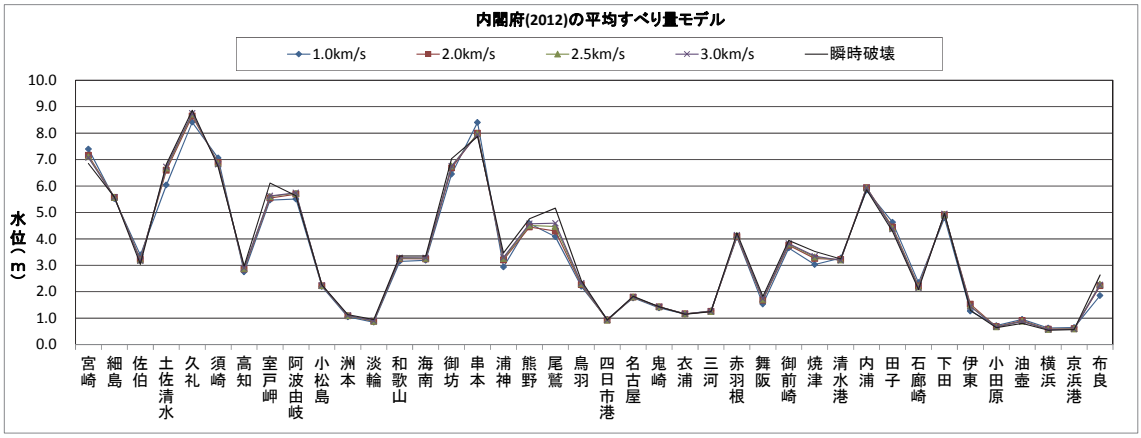


(c) 土木学会(2011)平均すべり量モデル

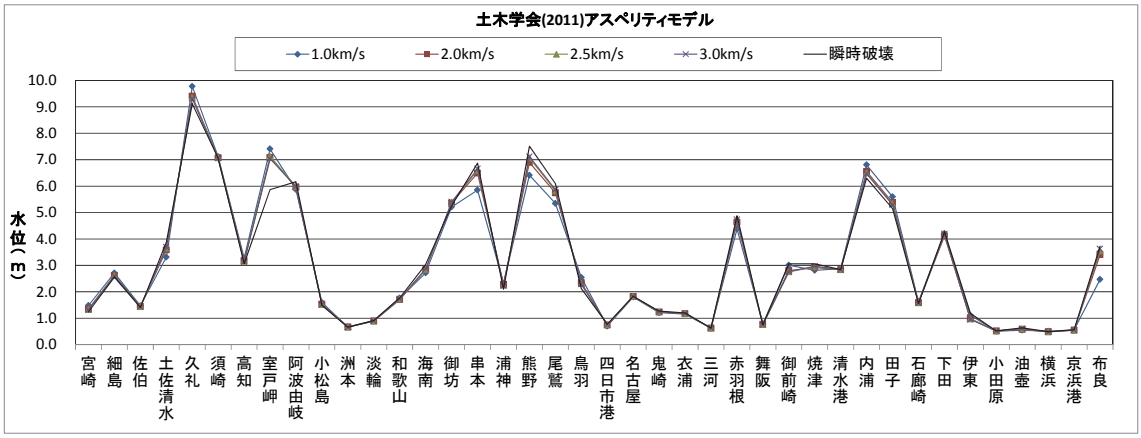
図 3.3.12−8　着目地点における最大水位上昇量

(破壊開始点の影響，破壊開始点が紀伊半島周辺の 3 ケースでプロット)

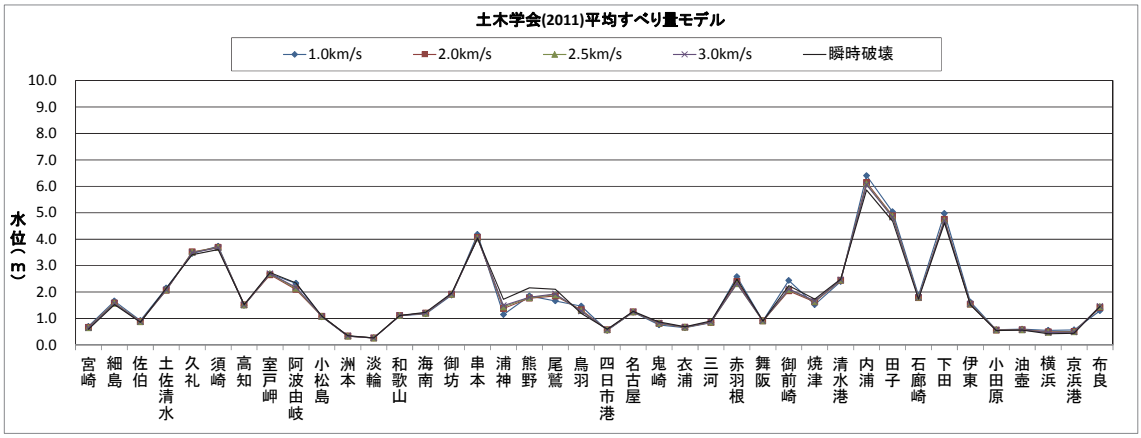
(破壊開始点 10, 11, 12)



(a) 内閣府(2012)の平均すべり量モデル

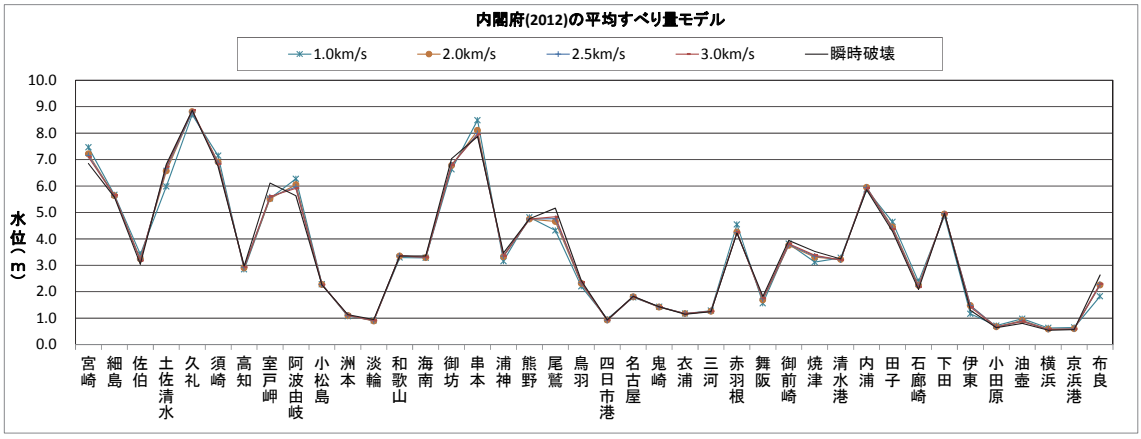


(b) 土木学会(2011)アスペリティモデル

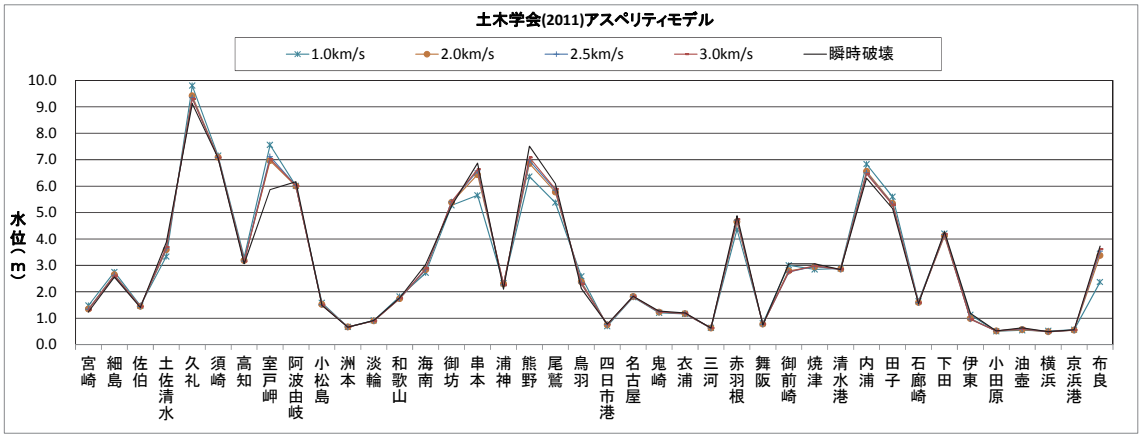


(c) 土木学会(2011)平均すべり量モデル

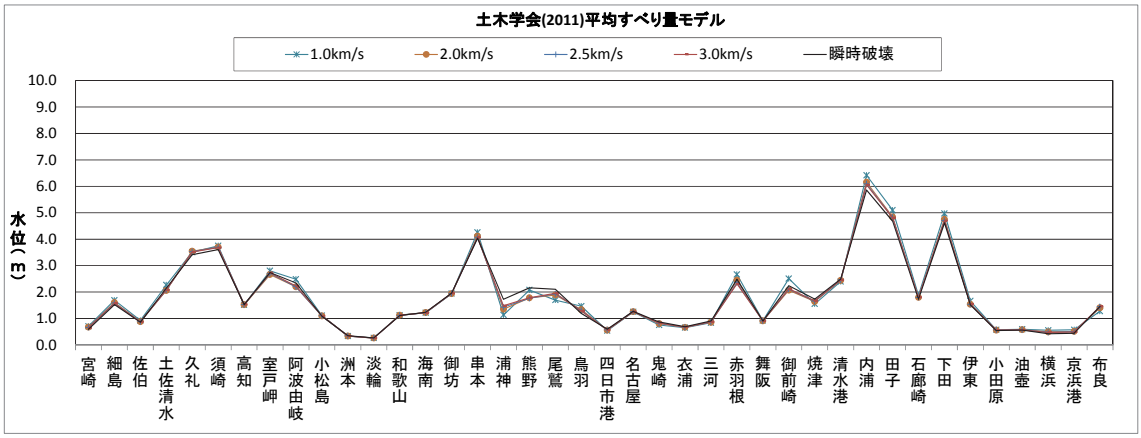
図 3.3.12−9　着目地点における最大水位上昇量
(破壊伝播速度の影響，破壊開始点 10)



(a) 内閣府(2012)の平均すべり量モデル



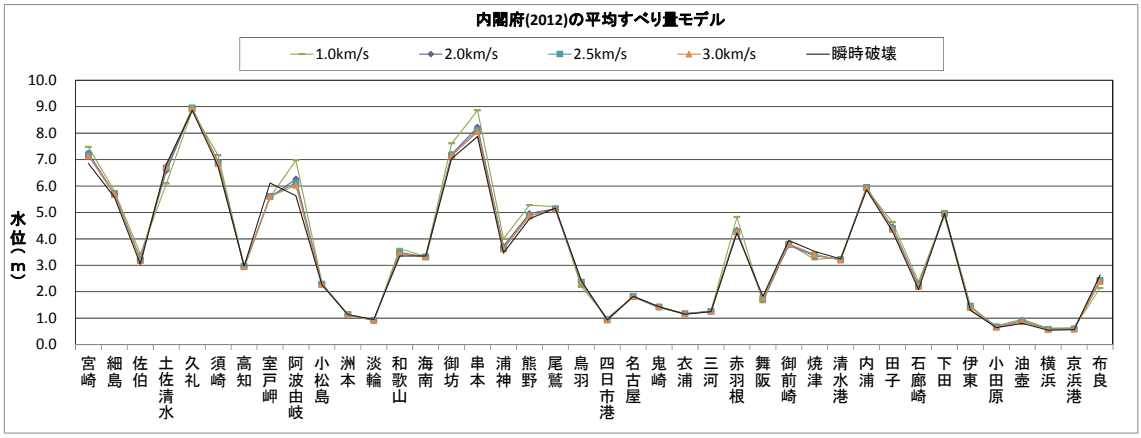
(b) 土木学会(2011)アスペリティモデル



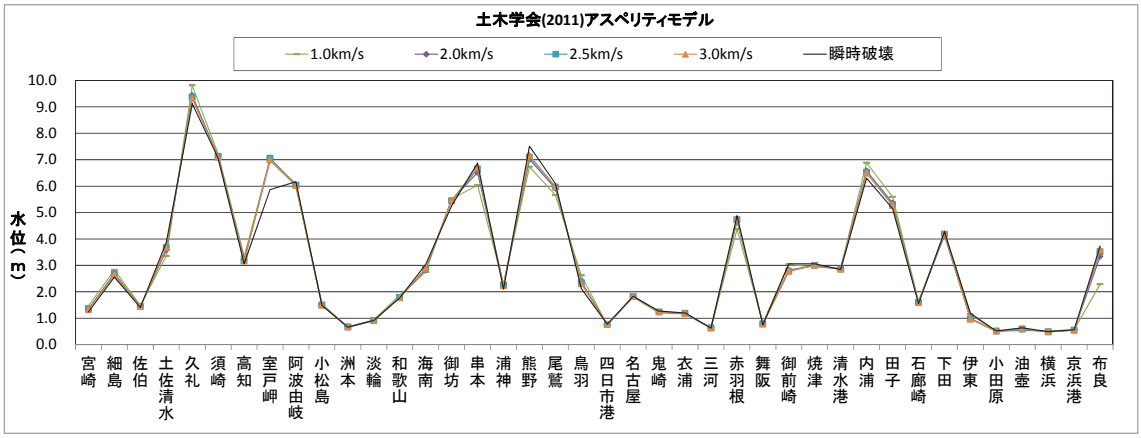
(c) 土木学会(2011)平均すべり量モデル

図 3.3.12－10　着目地点における最大水位上昇量

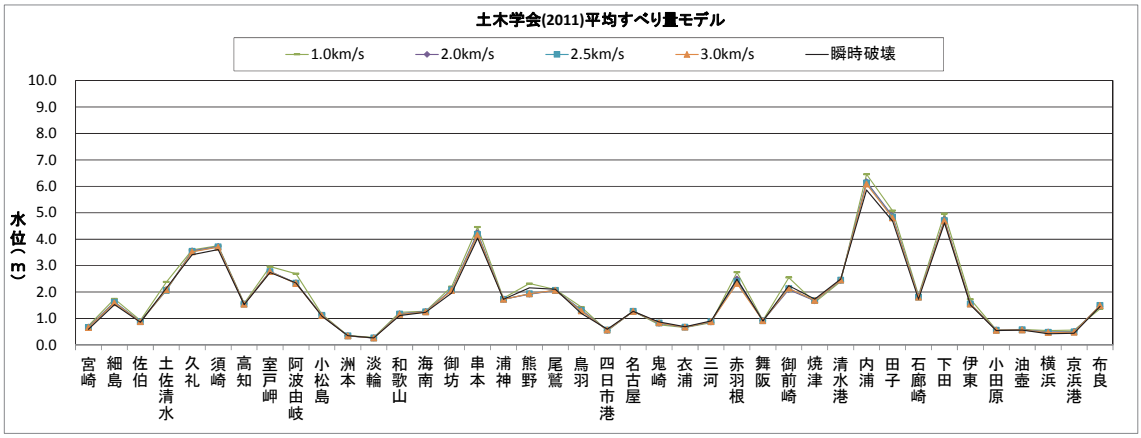
(破壊伝播速度の影響，破壊開始点 11)



(a) 内閣府(2012)の平均すべり量モデル

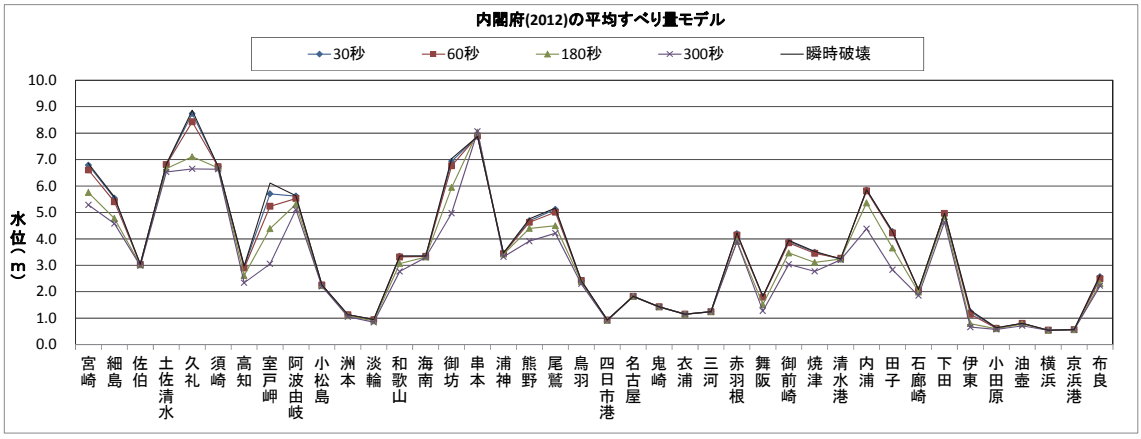


(b) 土木学会(2011)アスペリティモデル

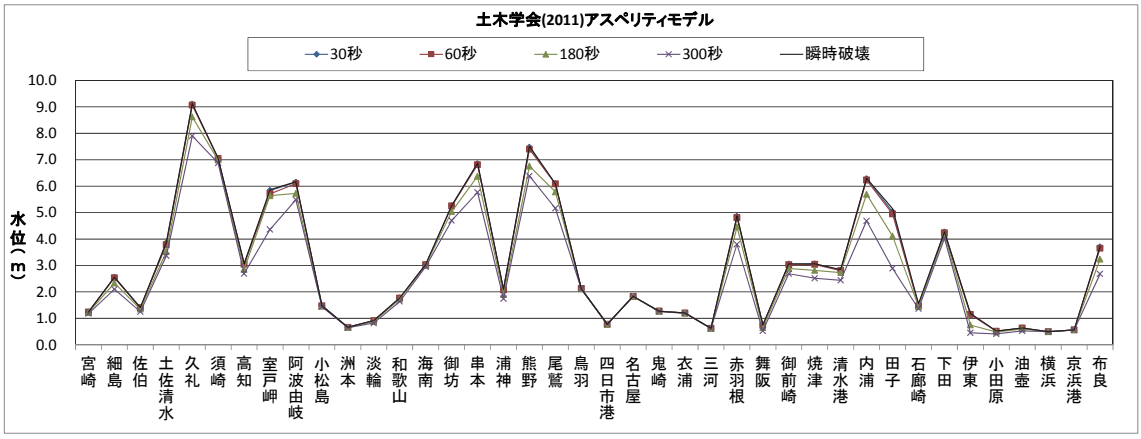


(c) 土木学会(2011)平均すべり量モデル

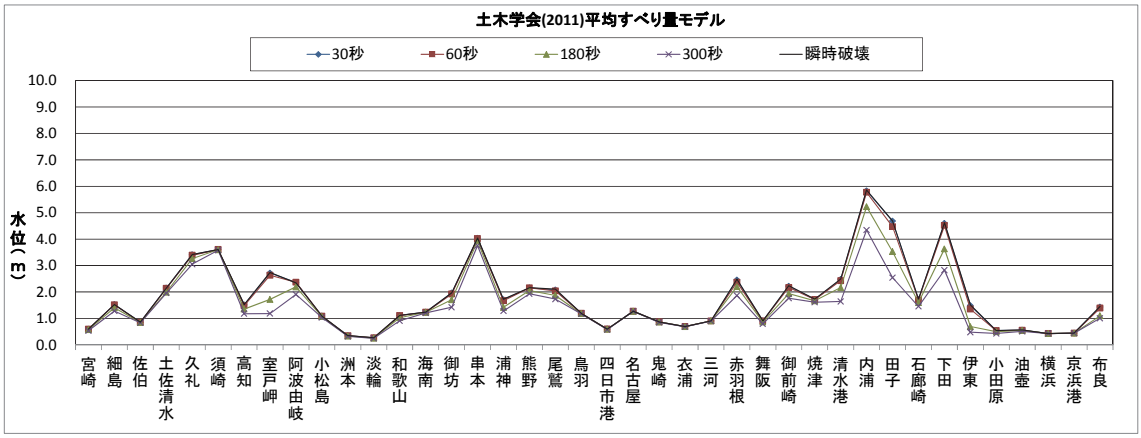
図 3.3.12－11　着目地点における最大水位上昇量
(破壊伝播速度の影響，破壊開始点 12)



(a) 内閣府(2012)の平均すべり量モデル



(b) 土木学会(2011)アスペリティモデル



(c) 土木学会(2011)平均すべり量モデル

図 3.3.12－12　着目地点における最大水位上昇量（ライズタイムの影響）

(3) まとめ

南海トラフ沿い海域を対象に，破壊開始点，破壊伝播速度，ライズタイムの影響について検討した。検討結果を以下にまとめる。

・破壊開始点については，ほとんどの着目地点で影響は見られないが，岬や半島などに位置する地点の一部の着目地点では影響が見られ，最大水位に 1m 程度相違が見られる地点もあった。

・破壊伝播速度の違いについて，岬や半島などに位置する地点の一部の着目地点では最大水位に 1m 程度相違が見られるものの，ほとんどの着目地点では影響が見られない。これは破壊伝播速度が波速より十分速いことが要因であると考えられる。ただし，着目地点によっては破壊伝播そのものを考慮することで影響が見られる地点もあった。破壊開始点および破壊伝播速度については，波源モデル・着目地点に対して，どのような傾向を持つか分析する必要があると考えられる。

・ライズタイムについては，ほとんどの着目地点で 60 秒までは影響は小さい。ライズタイムが更に大きくなると水位が低くなる傾向にある。

3.3.12.2　日本海東縁部

日本海東縁部を対象に，破壊開始点，破壊伝播速度，ライズタイムが津波水位に与える影響について検討した。

(1) 検討条件

本検討における主な計算条件を**表 3.3.12－3** に,解析領域図を**図 3.3.12－13** に示す。

1) 破壊開始点

・断層モデル：長さ 10km・幅 5km 程度の小断層の集合としてモデル化した。
・断層面積 S と地震モーメント M_0 の関係を適用した。ただし，すべり量の不均質性は考慮しないこととした。
・破壊開始点は，南端，中央，北端について，それぞれ断層上端側，下端側の 2 箇所，合計 6 箇所設定した。

2) 破壊伝播速度

破壊伝播速度 3.0km/s を基本とし，パラメータスタディとして 2.5km/s と 3.5km/s のケースを実施した。

3) ライズタイム

ライズタイム 0 秒を基本とし，パラメータスタディとして 10 秒，30 秒，60 秒のケースを実施した。

4) 検討ケース

検討ケース一覧を**表 3.3.12－4** に示す。

5) 検討波源

北海道南西沖地震付近および日本海中部地震付近

表 3.3.12－3　主な計算条件

項目	内　容
解析領域	日本海全域
計算格子サイズ	沖合 1,600m→800m→400m→200m
基礎方程式	非線形長波理論
海底の初期変位量	Mansinha and Smylie(1971)の方法
境界条件	沖側：自由透過（津軽海峡，対馬海峡，宗谷海峡） 陸側：完全反射（引き波時は小谷ほか(1998)による移動境界）
越流条件	使用せず
水平渦動粘性係数	$10m^2/s$
摩擦係数	マニングの粗度係数　全域：$0.03m^{-1/3}\cdot s$
潮位条件	T.P.±0.0m
計算時間間隔	0.5 秒
計算時間	地震発生後 6 時間

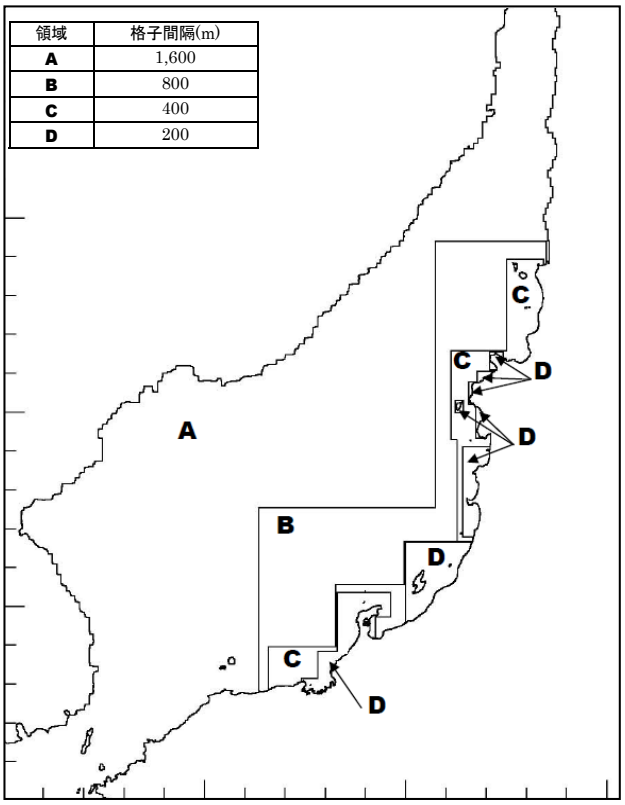


図 3.3.12－13　解析領域

表 3.3.12－4　検討ケース一覧

検討項目	破壊開始点	破壊伝播速度	ライズタイム
破壊開始点	1～6　6 地点	3.0km/s	0 秒
破壊伝播速度	1	2.5，3.0，3.5km/s	0 秒
破壊伝播速度＋ライズタイム	1	3.0km/s	0，10，30，60 秒
ライズタイム	－	∞	0，10，30，60 秒

(2) 北海道南西沖地震付近（波源名：E1C2）の検討

北海道南西沖地震付近（E1C2）に長さ 167.1km，断層幅 28.28km の矩形断層を配置した検討を実施した。**図 3.3.12－14** に示すように，長さ方向に 16 等分，幅方向に 5 等分した小断層を配置した。本検討では大すべり域を考慮せず，一様すべり（すべり量 4.53m）の設定で検討を行った。

地盤変動終了時の水位空間波形比較図を**図 3.3.12－15** に，85 秒後，5 分後，10 分後の図を**図 3.3.12－16**～**図 3.3.12－18** に示す。地盤変動終了時，85 秒後の波形には違いが見られるが，5 分後，10 分後の空間波形については有意な差異は見られなかった。

1）破壊開始点の検討

破壊開始点を①～⑥の 6 箇所に設定して（**図 3.3.12－14**），津波解析を実施し沿岸での水位を比較した。北海道～京都沿岸の水位比較図を**図 3.3.12－19**～**図 3.3.12－22** に，奥尻島の水位比較図を**図 3.3.12－23** に示す。

・全体的には瞬時破壊より水位が小さくなる傾向があった。
・波源付近において瞬時破壊との水位の差が大きい地点があった。
・波源の中央位置（破壊開始点②，⑤）から破壊するケースでは，波源北側での水位が瞬時破壊より大きくなる地点があった。
・稲穂周辺（奥尻島北端部周辺）（**図 3.3.12－33**）において，瞬時破壊より水位が優位に大きい（破壊開始点①，③，④，⑥）。

2）ライズタイムの検討

ライズタイムを 10 秒，30 秒，60 秒と設定した検討を実施した。この検討では破壊開始点は設定せず，同時破壊とした。北海道～京都沿岸の水位比較を行った結果を**図 3.3.12－24** に，奥尻島での水位比較を行った結果を**図 3.3.12－25** に示す。

・全体的には瞬時破壊より小さくなる傾向となった。
・波源付近の地点で，ライズタイム 60 秒の時の水位低下が大きい。
・ライズタイム 60 秒の時の水位低下が大きいが，波源から見て奥尻島の裏側では影響が小さい（例えば仏沢地点）。

3）破壊伝播速度の検討

破壊伝播速度を 2.5km/s，3.0km/s，3.5km/s と設定した検討を実施した。このとき，破壊開始点は①に固定して検討を実施した。北海道～京都沿岸の水位比較を行った結果を**図 3.3.12－26** に，奥尻島での水位比較を行った結果を**図 3.3.12－27** に示す。

・波源付近で破壊開始点から遠い地点での水位低下が見られた。
・全体的には瞬時破壊より水位が小さくなる傾向であった。
・破壊伝播を考慮すると瞬時破壊と比較して奥尻島北端での水位が大きくなるが，破壊伝播速度の違いによる差異は小さい。
・本検討の計算ケースのうち，破壊伝播速度 2.5km/s のとき稲穂地点の水位が最大となった（T.P.+11.3m）。

4）重畳検討

破壊伝播速度を 3.0km/s，破壊開始点を①に固定してライズタイムを 0 秒，10 秒，30 秒，60 秒と変化させた検討を実施した。北海道～京都沿岸の水位比較を行った結果を**図 3.3.12－28** に，奥尻島での水位比較を行った結果を**図 3.3.12－29** に示す。

・波源付近でライズタイム 10 秒のときに水位が若干大きくなった。
・全体的には瞬時破壊より小さくなる傾向であった。
・稲穂周辺（島北端部周辺）において，瞬時破壊より水位が優位に大きい結果となった（破壊開始点①，③，④，⑥）。
・破壊伝播速度のみ考慮したケースより水位が若干低下した。

5）差異が大きくなった原因の分析

破壊開始点の影響検討において，北海道沿岸の栄磯地点周辺（**図 3.3.12－32**），奥尻島の稲穂地点周辺（**図 3.3.12－33**）において最大水位の差異が大きくなる結果となった（**図 3.3.12－30～図 3.3.12－31**）。

それぞれの地点において，水位時間波形を比較した図を**図 3.3.12－34** に示す。稲穂地点の 15 分後付近のピークは，奥尻島沿岸を北回りに伝播する波と南回りで伝播する波との重畳の様相が異なることが要因で生じる差異であると考えられる（**図 3.3.12－35**）。

稲穂地点における水位の差が，奥尻島沿岸を伝播する波の重畳が原因であることを確認するため，波源の一部分のみを破壊した場合の検討を実施した。稲穂地点での水位時間波形と水位のスナップショットを示す（**図 3.3.12－36** および**図 3.3.12－37**）。波源の中央部付近（破壊開始点②）から島の北西部に到達した波が，北向きに伝播し，波源南部付近（破壊開始点③）から島の南から東沿岸を伝播する波との重畳によって，稲穂地点において水位の増幅が生じたことが確認された（**図 3.3.12**

－38)。

以上から，波源付近に島や岬などの地形が存在する場合には，破壊開始点および破壊伝播速度の影響によって水位が 2～3 割程度増幅する可能性があることがわかった。

(3) 日本海中部地震付近（波源名：E1S1）の検討

1) 破壊開始点の検討

破壊開始点を①～⑥の 6 箇所に設定し(**図 3.3.12－39**),沿岸での水位を比較した。水位出力地点図を**図 3.3.12－40** に，北海道～京都沿岸の水位比較図を**図 3.3.12－41** に示す。

・全体的には瞬時破壊より水位が小さくなる傾向であった。

・波源付近において瞬時破壊との水位の差が大きい地点があった。

2) ライズタイムの検討

ライズタイムを 10 秒，30 秒，60 秒と設定した検討を実施した。この検討では破壊開始点は設定せず，同時破壊とした。北海道～京都沿岸の水位比較図を**図 3.3.12－42** に示す。

・全体的には瞬時破壊より小さくなる傾向であった。

・波源付近において，ライズタイム 60 秒の時に水位低下が大きくなる地点があった。

3) 破壊伝播速度の検討

破壊伝播速度を 2.5km/s，3.0km/s，3.5km/s と設定した検討を実施した。このとき，破壊開始点は①に固定して検討を実施した。北海道～京都沿岸の水位比較図を**図 3.3.12－43** に示す。

・全体的には瞬時破壊より小さくなる傾向であった。

・波源付近で瞬時破壊と比較して水位が若干低下するが，その他の地点ではほとんど変化しなかった。

4) 重畳検討

破壊伝播速度を 3.0km/s，破壊開始点を①に固定してライズタイムを 0 秒，10 秒，30 秒，60 秒と変化させた検討を実施した。北海道～京都沿岸の水位比較図を**図 3.3.12－44** に示す。

・全体的には瞬時破壊より小さくなる傾向であった。

・波源付近で瞬時破壊と比較して水位が若干低下するが，その他の地点ではほとんど変化しなかった。

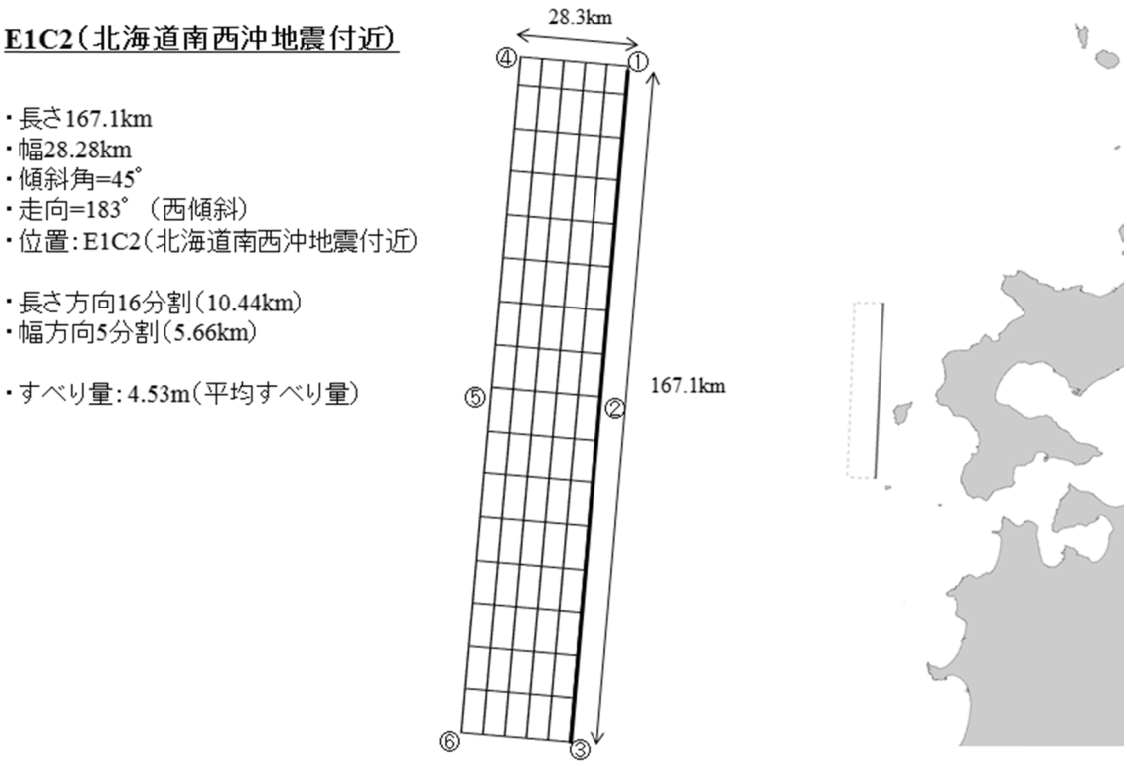


図 3.3.12－14　断層モデル破壊開始点（北海道南西沖地震付近）

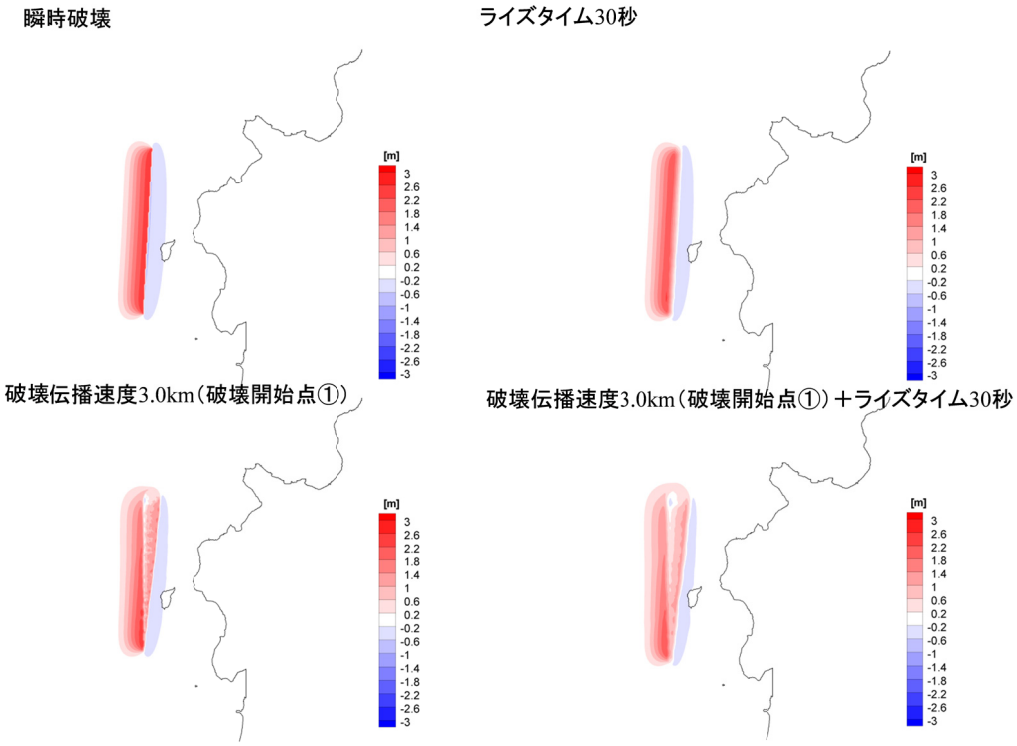


図 3.3.12－15　水位空間分布の比較（地盤変動終了時）

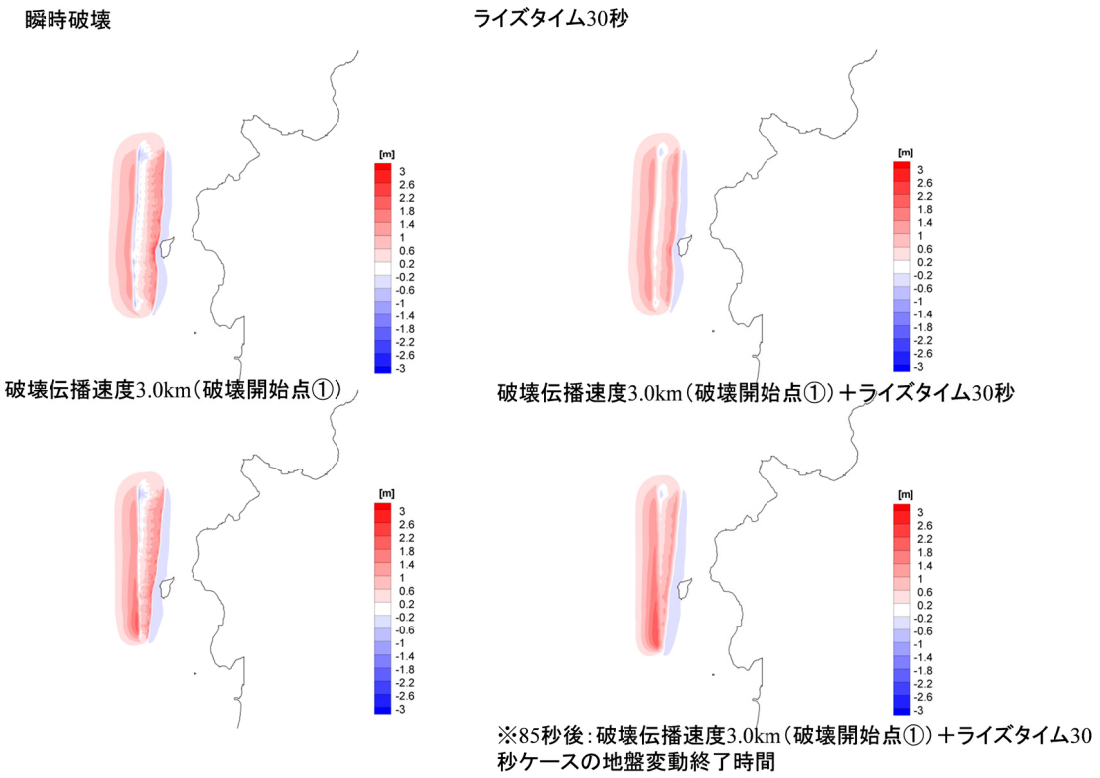


図 3.3.12－16　水位空間分布の比較（85 秒後）

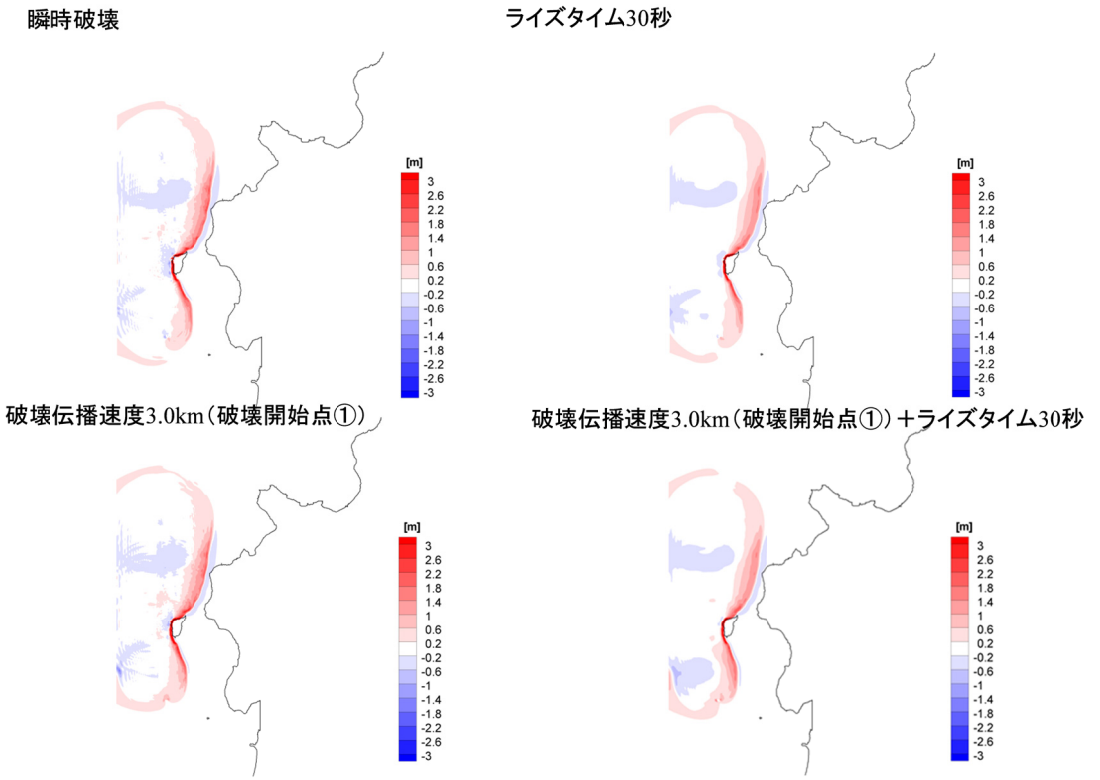


図 3.3.12－17　水位空間分布の比較（5 分後）

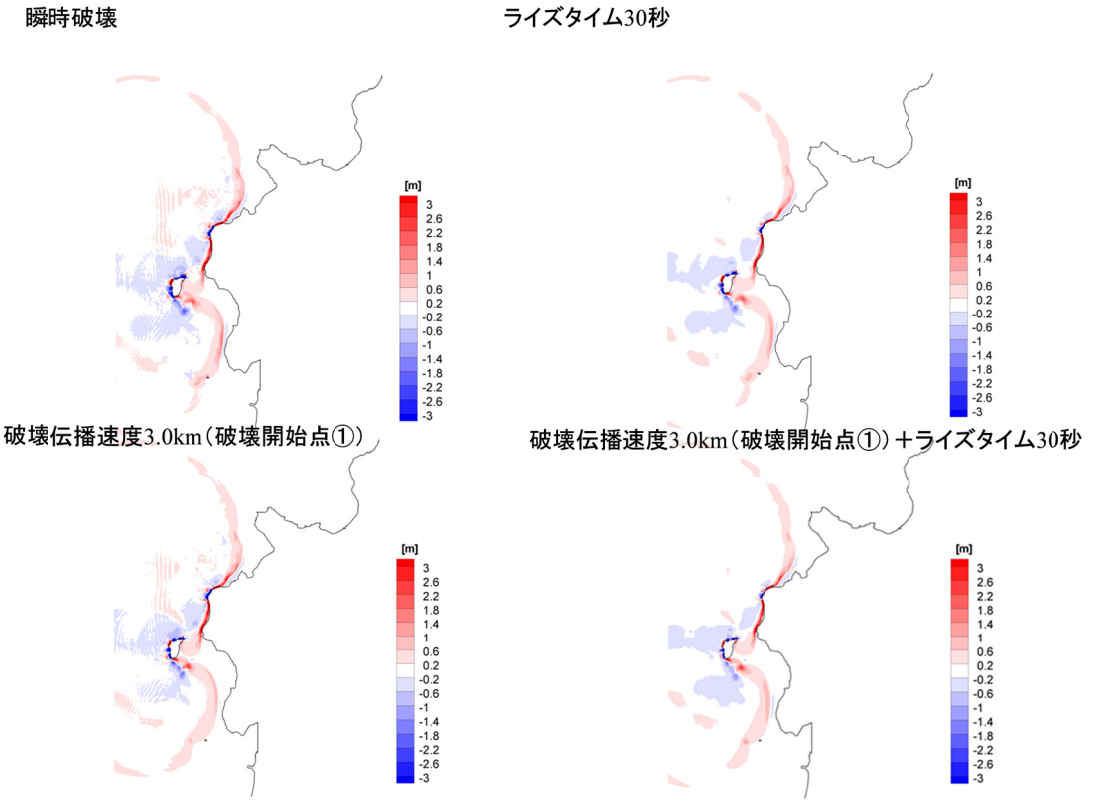


図 3.3.12－18　水位空間分布の比較（10 分後）

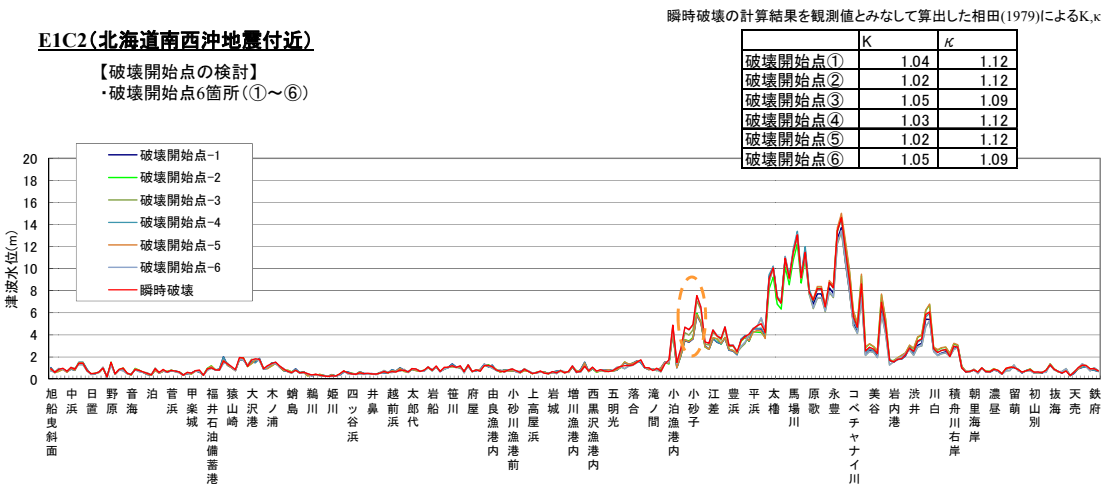


図 3.3.12－19　沿岸水位の比較（北海道～京都）：破壊開始点検討（全ケース）

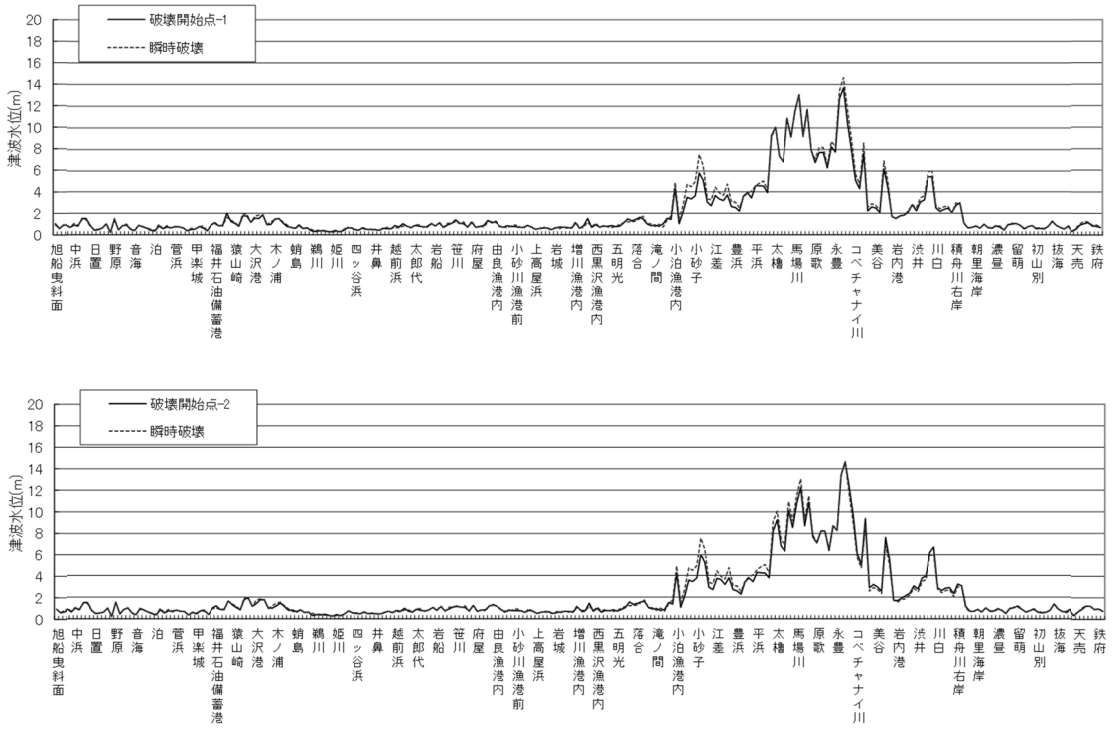


図 3.3.12－20　沿岸水位の比較（北海道～京都）：破壊開始点①，②

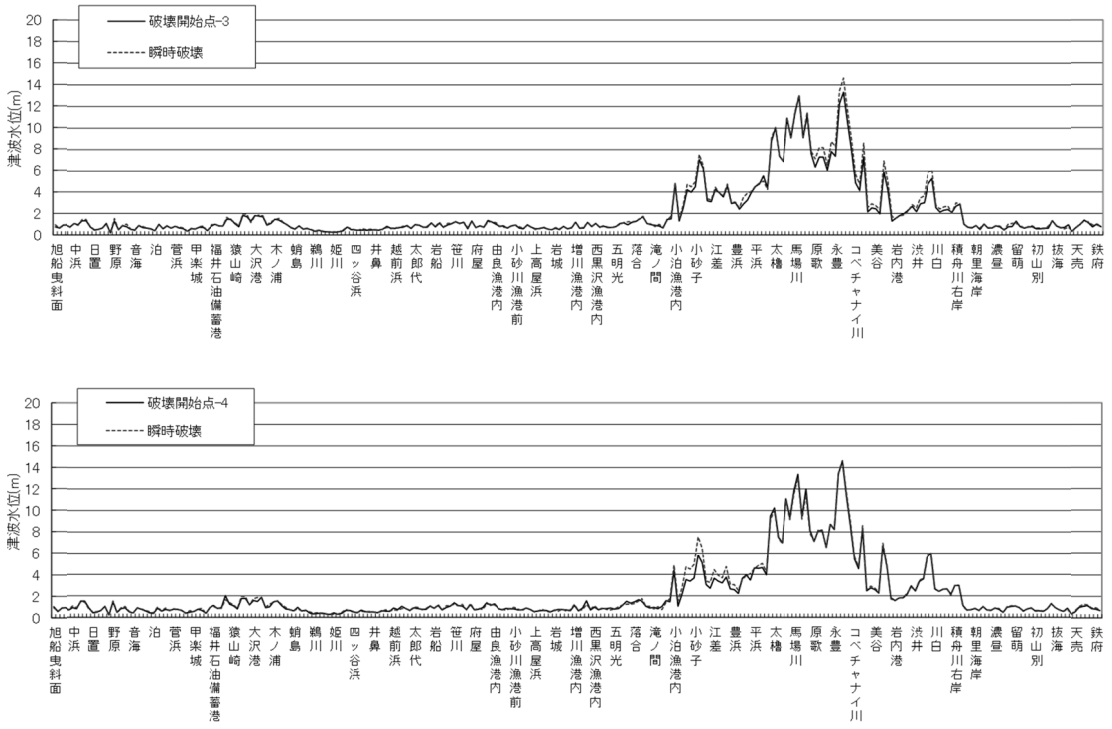


図 3.3.12－21　沿岸水位の比較（北海道～京都）：破壊開始点③，④

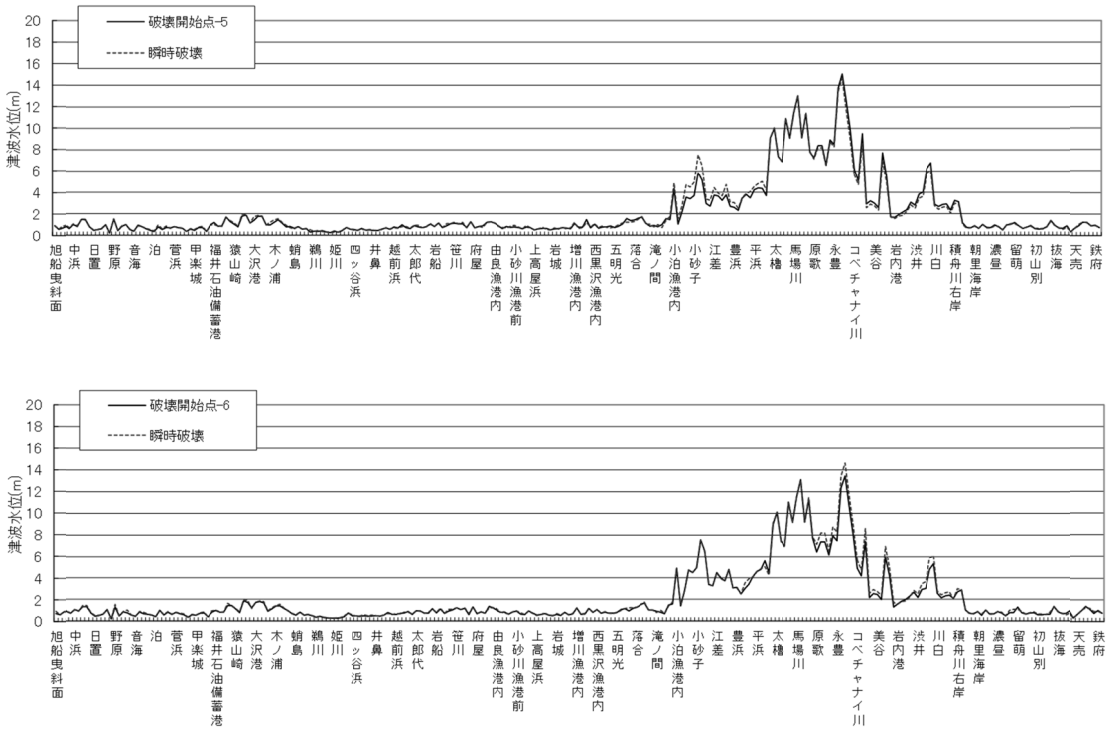


図 3.3.12－22　沿岸水位の比較（北海道～京都）：破壊開始点⑤，⑥

E1C2(北海道南西沖地震付近)～奥尻島

【破壊開始点の検討】

・破壊開始点6箇所(①～⑥)

瞬時破壊の計算結果を観測値とみなして算出した相田(1979)によるK,κ

	K	κ
破壊開始点①	0.99	1.06
破壊開始点②	1.03	1.06
破壊開始点③	0.99	1.07
破壊開始点④	0.98	1.07
破壊開始点⑤	0.99	1.06
破壊開始点⑥	0.97	1.07

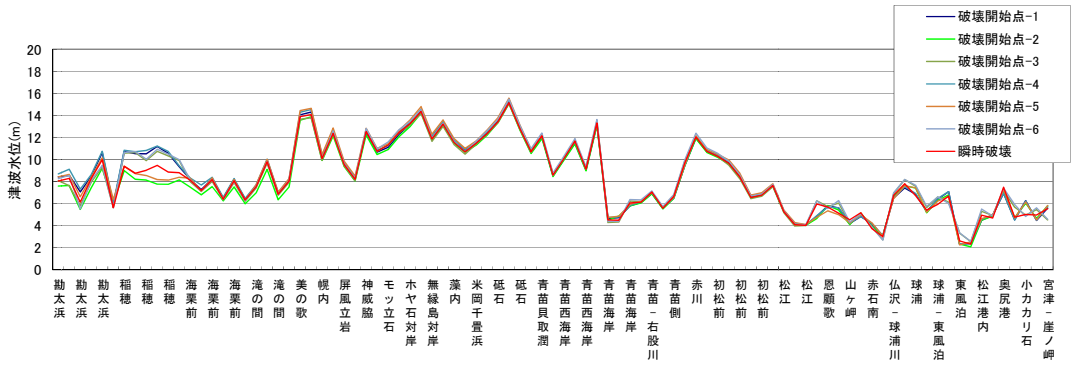


図 3.3.12－23　沿岸水位の比較（奥尻島）：破壊開始点検討（全ケース）

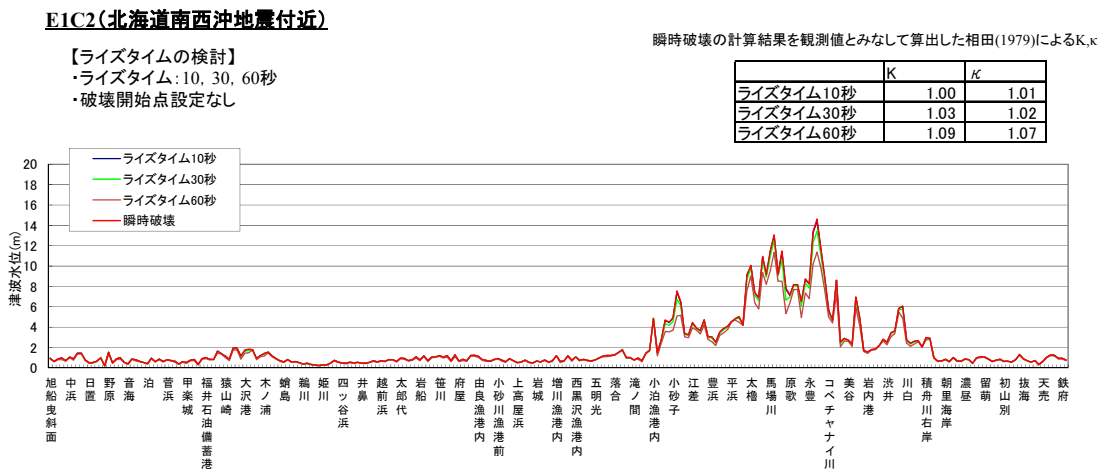


図 3.3.12－24　沿岸水位の比較（北海道～京都）：ライズタイム

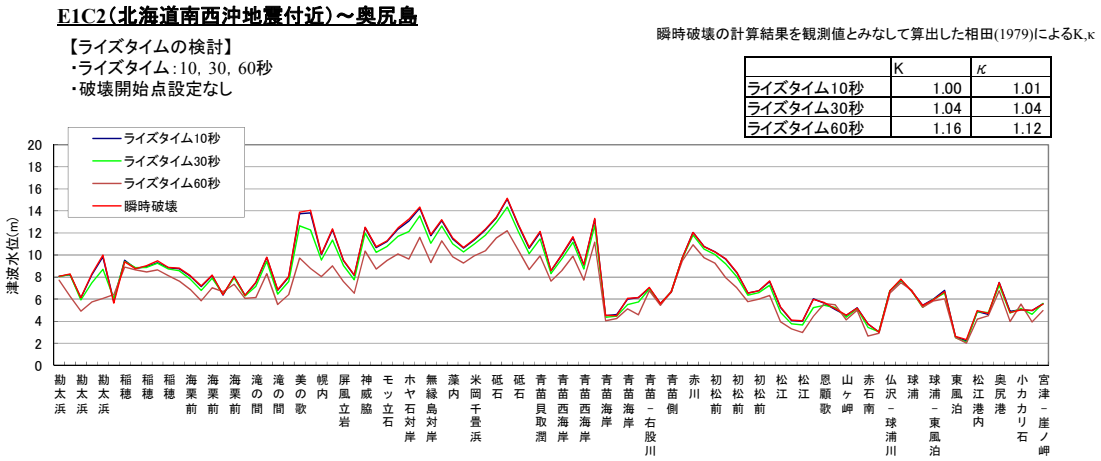


図 3.3.12－25　沿岸水位の比較（奥尻島）：ライズタイム

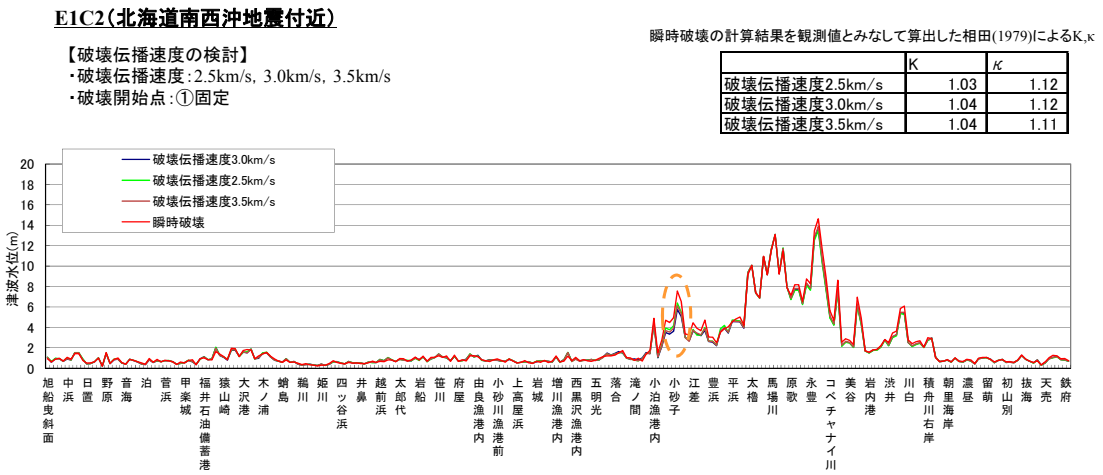


図 3.3.12－26　沿岸水位の比較（北海道～京都）：破壊伝播速度

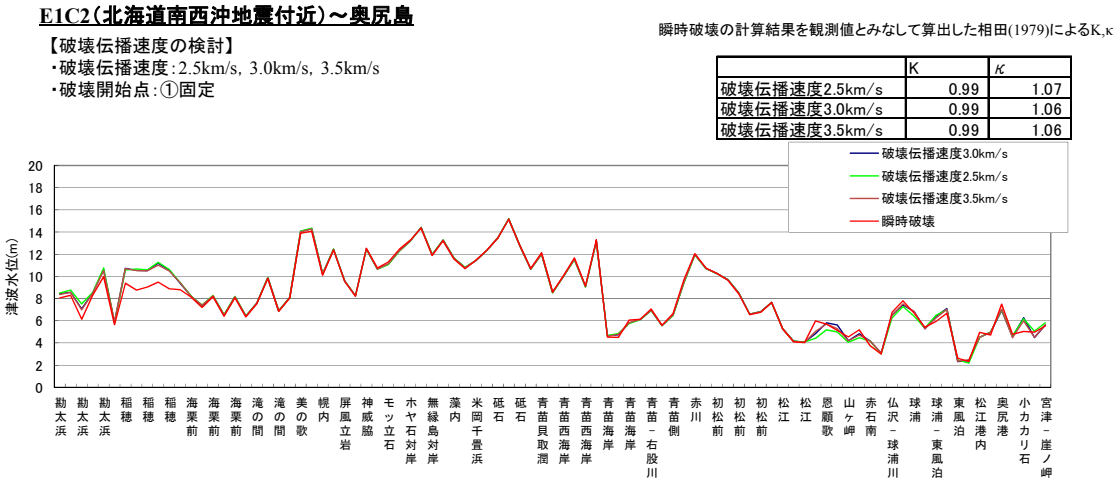


図 3.3.12－27　沿岸水位の比較（奥尻島）：破壊伝播速度

E1C2(北海道南西沖地震付近)

【破壊伝播速度＋ライズタイムの検討】
・破壊伝播速度:3.0km/s
・ライズタイム:0, 10, 30, 60秒
・破壊開始点:①固定

瞬時破壊の計算結果を観測値とみなして算出した相田(1979)によるK,κ

	K	κ
破壊伝播速度3.0km/s＋ライズタイム0秒	1.04	1.12
破壊伝播速度3.0km/s＋ライズタイム10秒	1.00	1.09
破壊伝播速度3.0km/s＋ライズタイム30秒	1.02	1.09
破壊伝播速度3.0km/s＋ライズタイム60秒	1.09	1.11

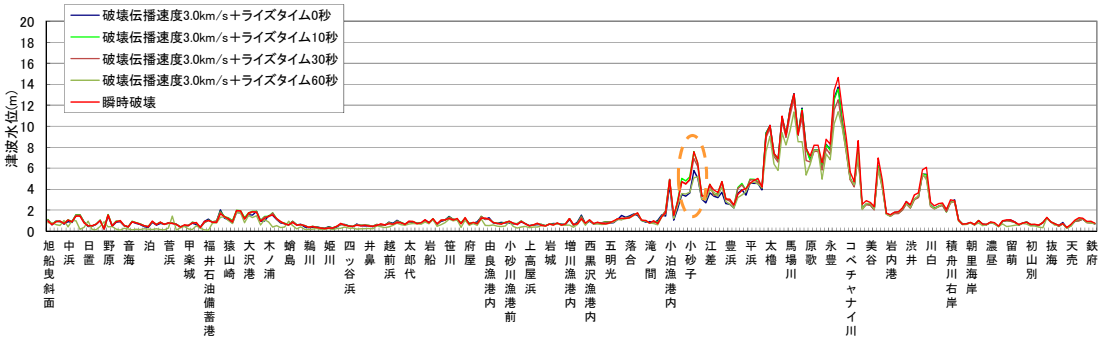


図 3.3.12－28　沿岸水位の比較（北海道～京都）：破壊伝播速度＋ライズタイム

E1C2(北海道南西沖地震付近)～奥尻島

【破壊伝播速度＋ライズタイムの検討】
・破壊伝播速度:3.0km/s
・ライズタイム:0, 10, 30, 60秒
・破壊開始点:①固定

瞬時破壊の計算結果を観測値とみなして算出した相田(1979)によるK,κ

	K	κ
破壊伝播速度3.0km/s＋ライズタイム0秒	0.99	1.06
破壊伝播速度3.0km/s＋ライズタイム10秒	0.99	1.06
破壊伝播速度3.0km/s＋ライズタイム30秒	1.03	1.06
破壊伝播速度3.0km/s＋ライズタイム60秒	1.15	1.12

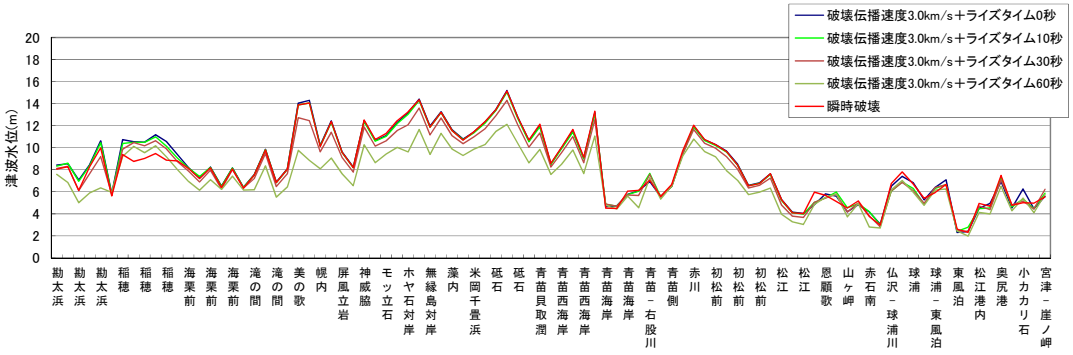
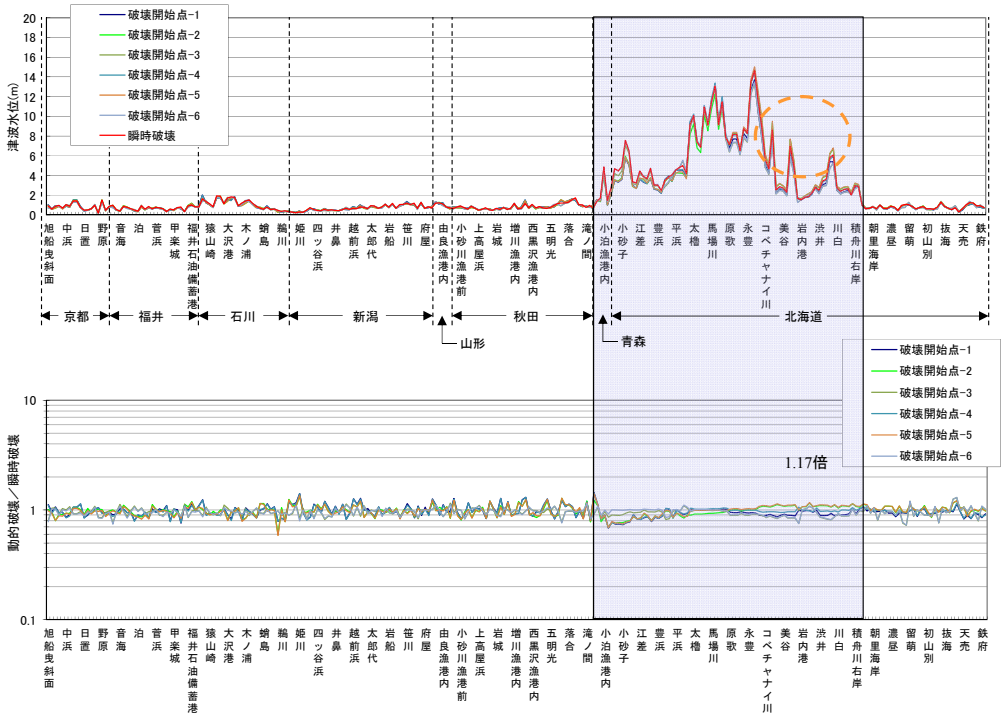
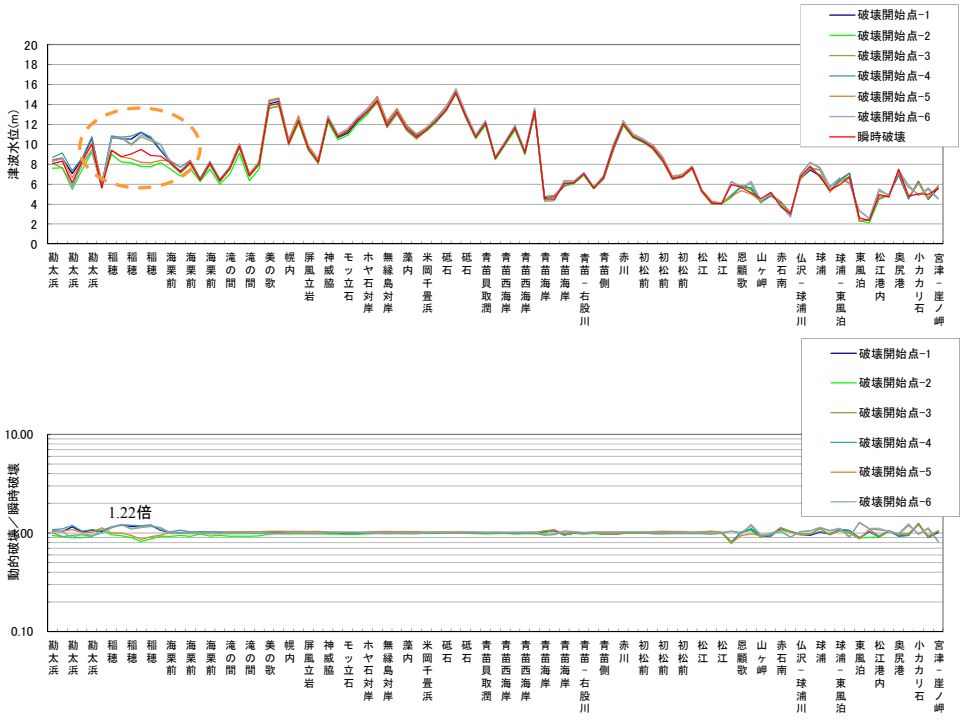


図 3.3.12－29　沿岸水位の比較（奥尻島）：破壊伝播速度＋ライズタイム



※「動的破壊」は破壊開始点および破壊伝播速度の考慮を指す。

図 3.3.12－30　瞬時破壊との差異が大きい地点（北海道沿岸）



※「動的破壊」は破壊開始点および破壊伝播速度の考慮を指す。

図 3.3.12－31　瞬時破壊との差異が大きい地点（奥尻島沿岸）

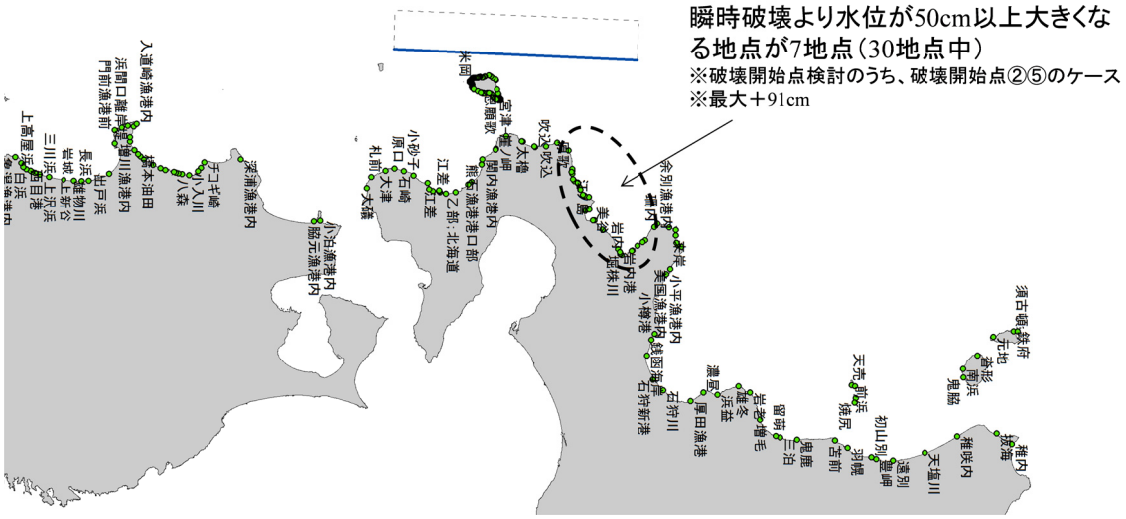


図 3.3.12－32　瞬時破壊との差異が大きい地点（北海道沿岸）

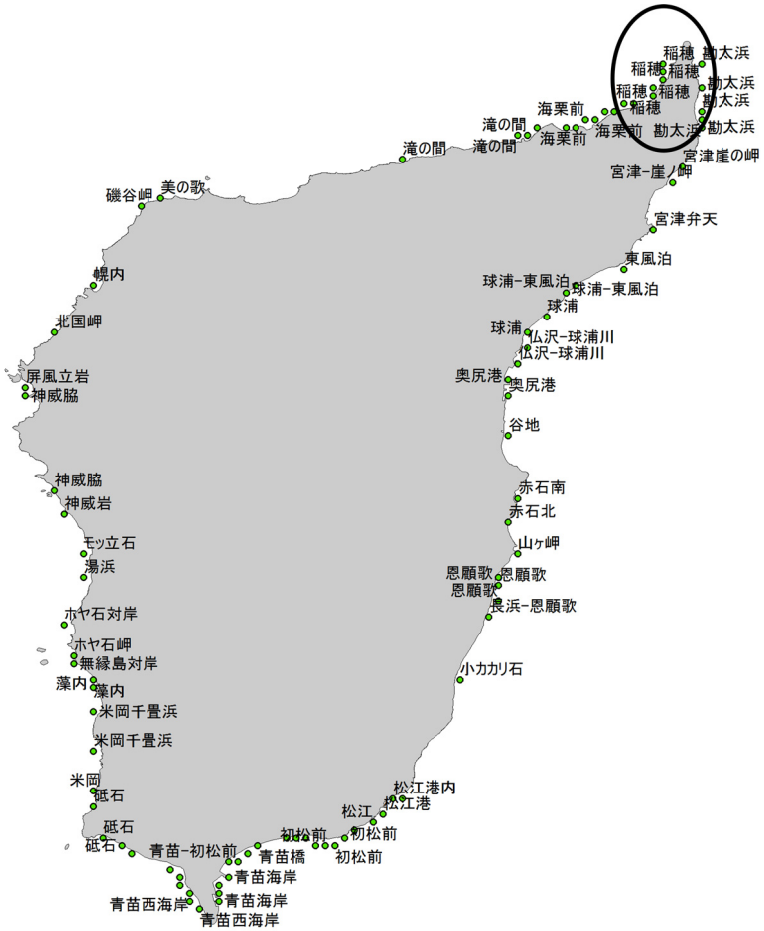


図 3.3.12－33　瞬時破壊との差異が大きい地点（奥尻島沿岸）

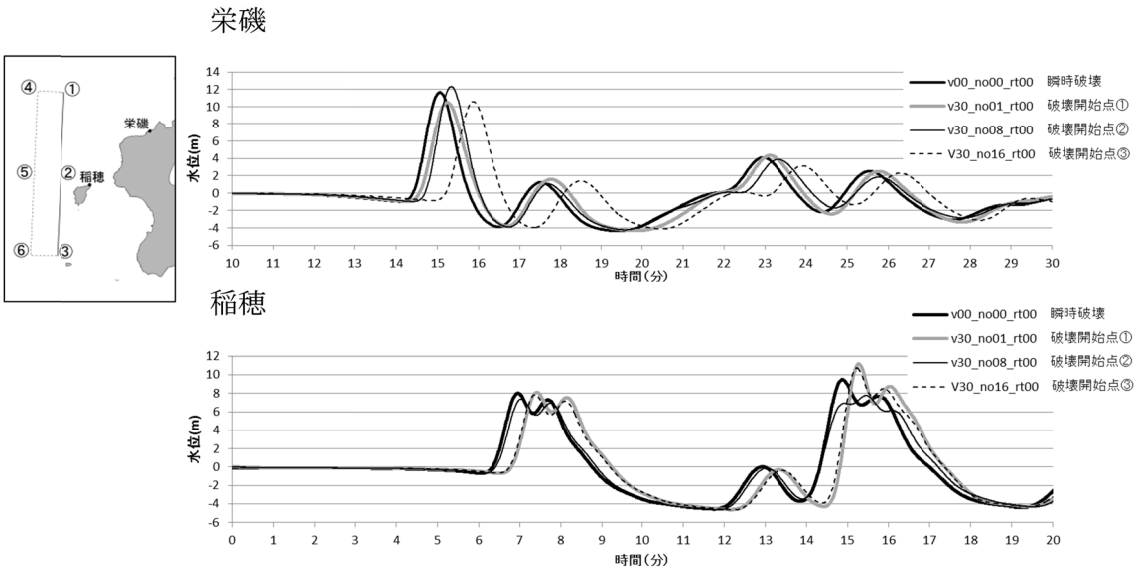


図 3.3.12－34　栄磯，稲穂地点における水位時間波形の比較

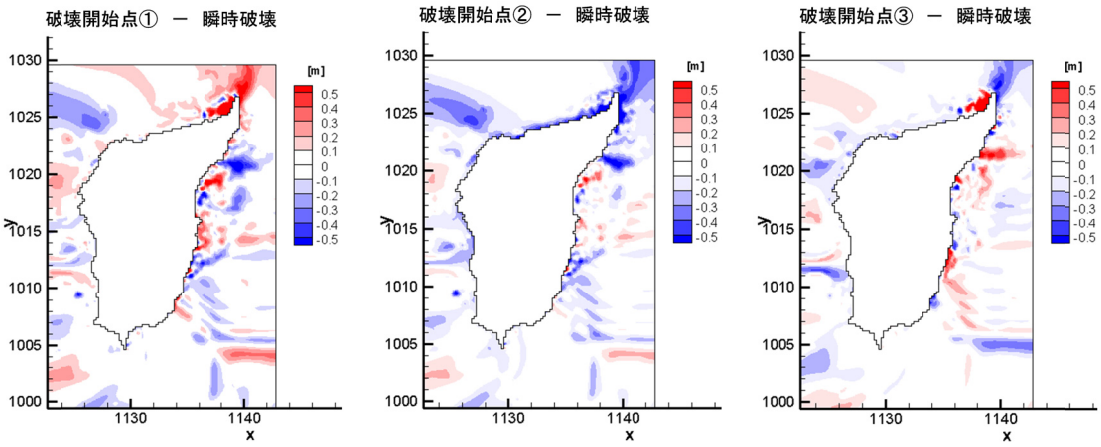


図 3.3.12－35　奥尻島周辺における最大水位の差分（破壊開始点検討－瞬時破壊）

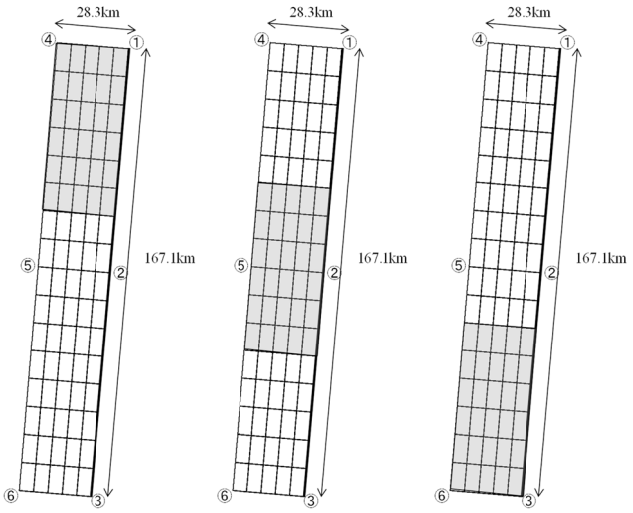


図 3.3.12－36　部分破壊による水位時間波形確認（網掛のセグメントのみ破壊）

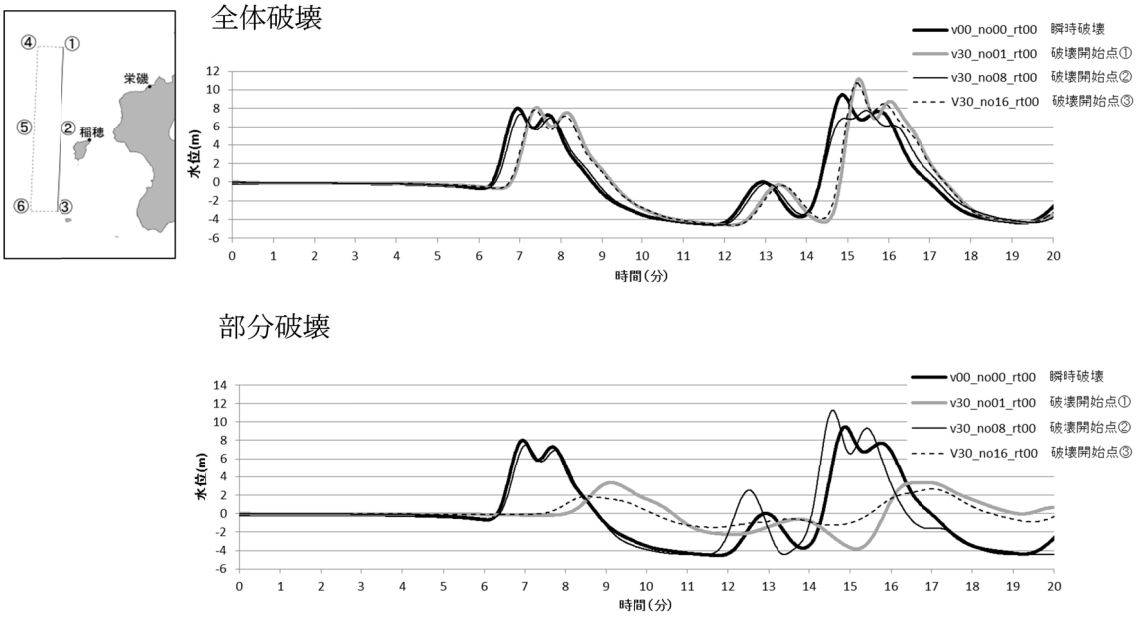


図 3.3.12－37　稲穂地点における水位時間波形比較（上図：全体破壊，下図：部分破壊）

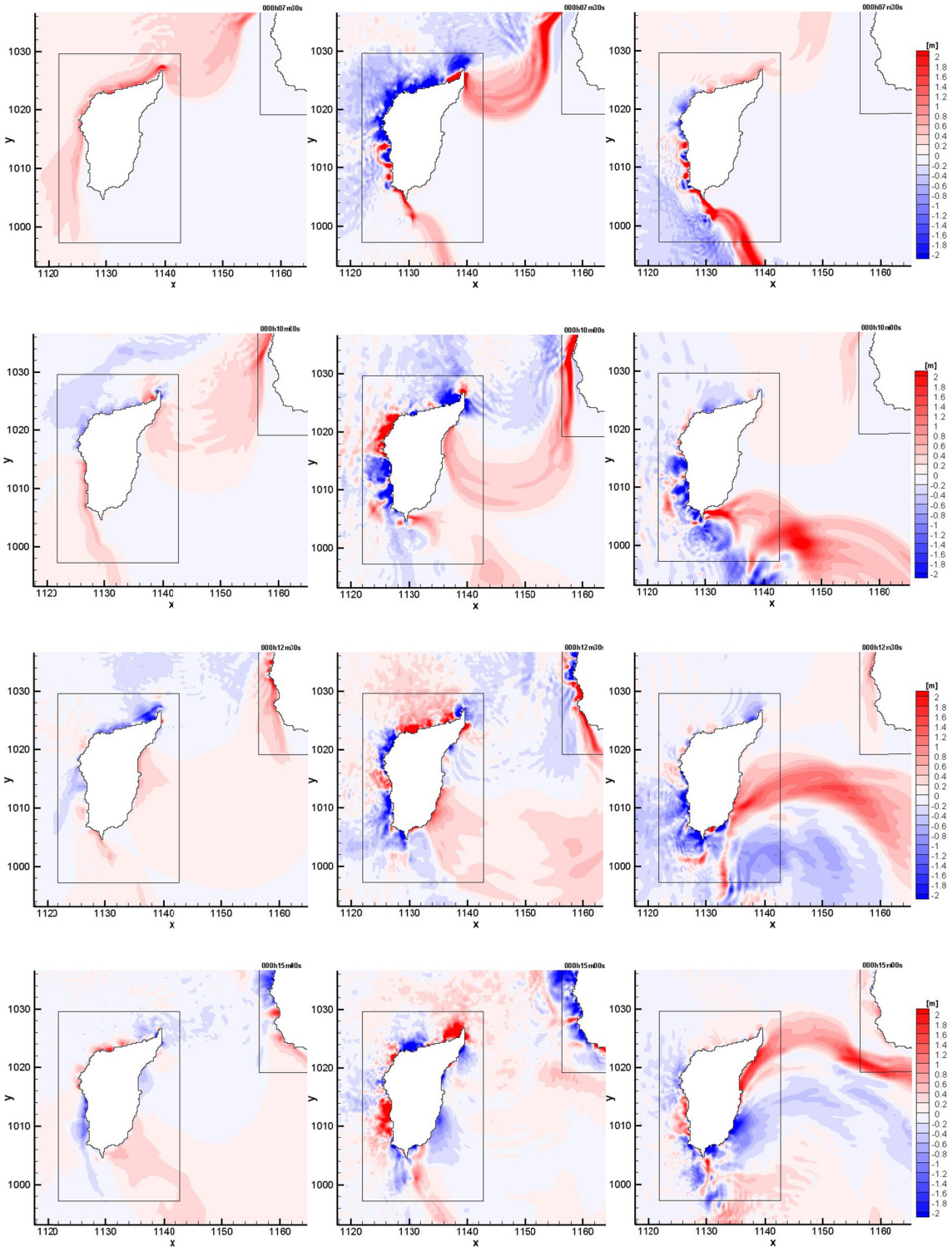


図 3.3.12−38　水位時間変化（上から 7.5 分後，10 分後，12.5 分後，15 分後）

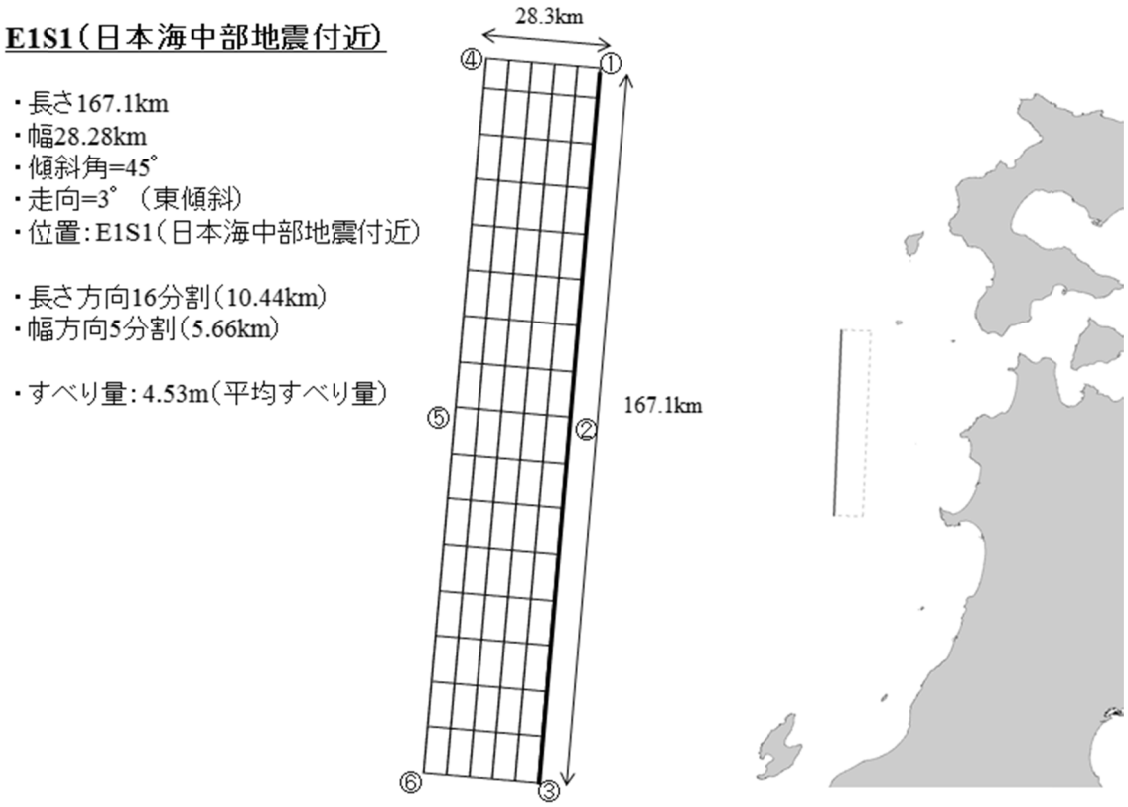


図 3.3.12－39　断層モデル（日本海中部地震付近）破壊開始点）

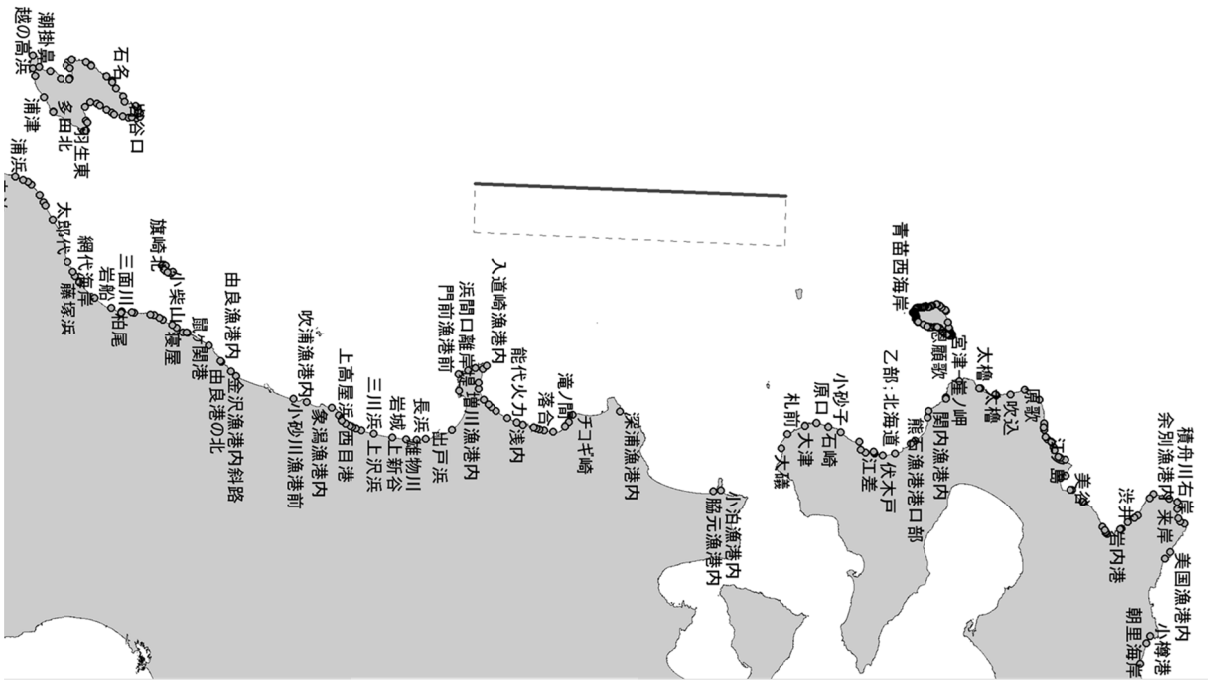


図 3.3.12－40　水位出力地点（日本海中部地震付近）

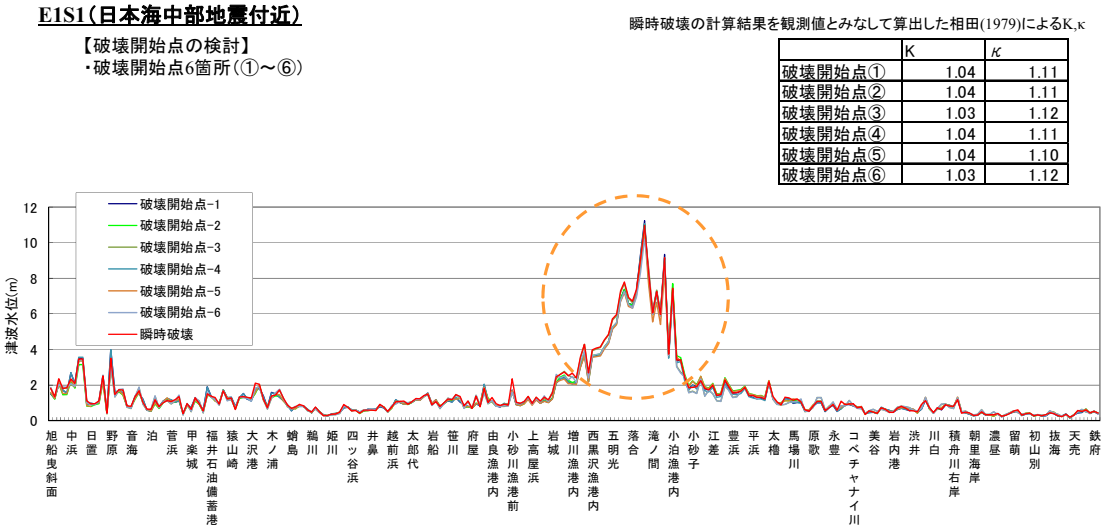


図 3.3.12－41　沿岸水位の比較（北海道～京都）：破壊開始点（全ケース）

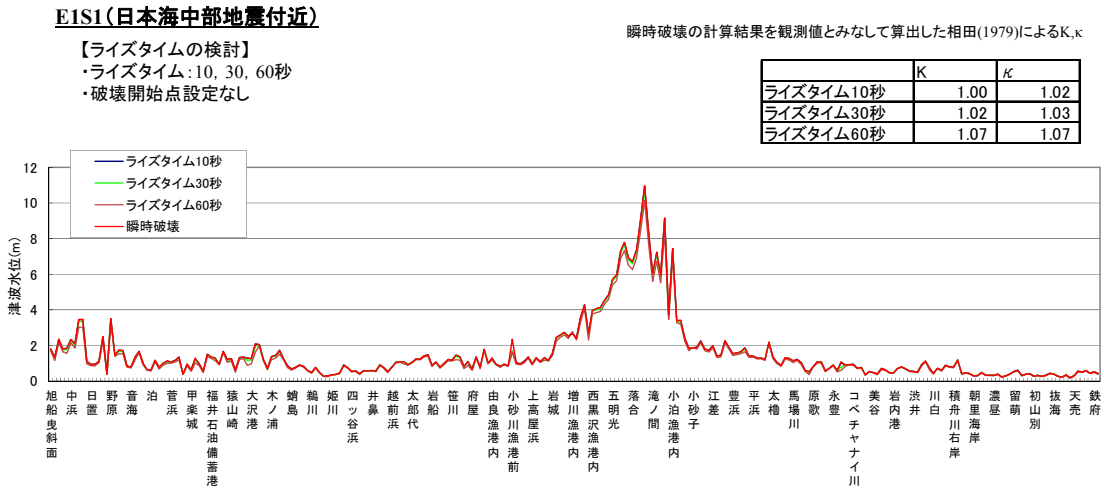


図 3.3.12－42　沿岸水位の比較（北海道～京都）：ライズタイム

E1S1(日本海中部地震付近)

【破壊伝播速度の検討】
・破壊伝播速度:2.5km/s, 3.0km/s, 3.5km/s
・破壊開始点:①固定

瞬時破壊の計算結果を観測値とみなして算出した相田(1979)によるK,κ

	K	κ
破壊伝播速度2.5km/s	1.04	1.11
破壊伝播速度3.0km/s	1.04	1.11
破壊伝播速度3.5km/s	1.04	1.10

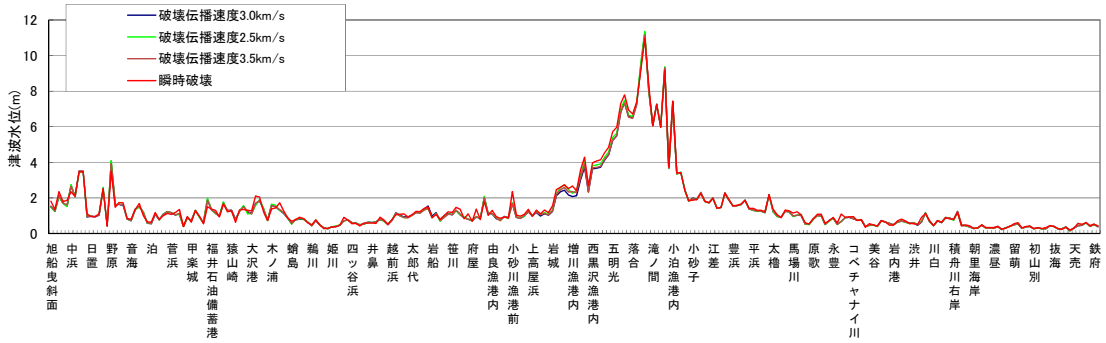


図 3.3.12－43　沿岸水位の比較（北海道～京都）：破壊伝播速度

E1S1(日本海中部地震付近)

【破壊伝播速度＋ライズタイムの検討】
・破壊伝播速度:3.0km/s
・ライズタイム:0, 10, 30, 60秒
・破壊開始点:①固定

瞬時破壊の計算結果を観測値とみなして算出した相田(1979)によるK,κ

	K	κ
破壊伝播速度3.0km/s＋ライズタイム0秒	1.04	1.11
破壊伝播速度3.0km/s＋ライズタイム10秒	1.00	1.09
破壊伝播速度3.0km/s＋ライズタイム30秒	1.02	1.09
破壊伝播速度3.0km/s＋ライズタイム60秒	1.07	1.10

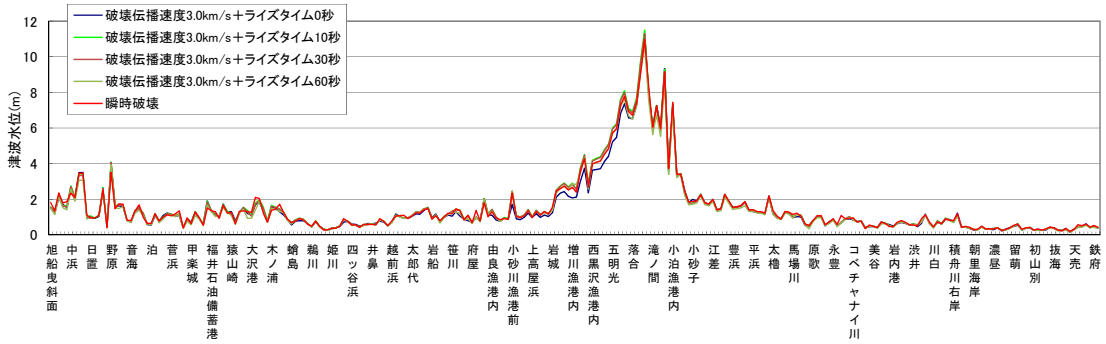


図 3.3.12－44　沿岸水位の比較（北海道～京都）：破壊伝播速度＋ライズタイム

(4) まとめ

日本海東縁部を対象に，破壊開始点，破壊伝播速度，ライズタイムが津波水位に与える影響について検討した。検討結果から，破壊開始点等を考慮すると全体的に水位が小さくなる傾向であったが，局所的に 2〜3 割程度水位が高くなる地点があったことから，以下のような特徴を有する地点では特に注意する必要がある。

・島の影響を大きく受ける地点

・岬，半島の影響を大きく受ける地点

・湾内にあり，反射波の影響を大きく受ける地点

また，瞬時破壊ケースでの水位が比較的大きい場合は，確認のため，破壊伝播速度・ライズタイムを考慮した計算を実施することが望ましい。

【付属編　第3章　参考文献】

相田勇(1977)：三陸沖の古い津波のシミュレーション，地震研究所彙報，Vol.52，pp.71-101.

安中正・太田孝平・茂木寛之・吉田郁政・高尾誠・曽良岡宏(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，Vol.46，pp.341-345.

Cerjan, C., D. Kosllof, R. Kosllof and M. Reshef(1985)：A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic boundary condition, Geophysics, 50, pp.171-176.

チリ津波合同調査班(1961)：1960 年5月24日チリ地震津波に関する論文及び報告，丸善.

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），
http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/tounankai_nankaijishin/16/index.html（平成28年8月参照).

土木学会原子力土木委員会(2011)：確率論的津波ハザード解析の方法，
http://committees.jsce.or.jp/ceofnp/node/39（平成28年8月参照).

E. Fukuyama and K. Irikura(1986)：Rupture process of the 1983 Japan See(Akita-Oki) earthquake using a waveform inversion method, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol76:6, pp.1623-1640.

Kanamori, H. and J. J. Cipar(1974)：Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960, Phys. Earth Planet. Interiors, Vol.9, pp.128-136.

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，海岸工学論文集，第45巻(1)，pp.356-360.

Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971)：The displacement fields of inclined faults, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.61, No.5, pp.1433-1440.

内閣府南海トラフの巨大地震モデル検討会(2012)：南海トラフの巨大地震モデルによる震度分布・津波高について（第一次報告），
http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/kanmatsu_shiryou.pdf（平成28年8月参照).

Satake K.(1989)：Inversion of tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large submarine earthquakes, Journal of Geophysical Research, Vol.94, pp.5627-5636.

Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith and A. Kawada(1999)：Characterizing Crustal Earthquakes Slip Models for the Prediction of Strong Ground Motion, Seismological Research Letters, Vol.70, No.1, pp.59-80.

谷岡勇市郎・佐竹健治(1999)：津波記録からみた 1946 年南海地震のすべり量分布，月刊地球，号外　No.24，海洋出版株式会社.

第 4 章　津波伝播計算に関する検討

4.1　基礎方程式と計算スキーム

4.1.1　近地津波伝播を対象とした基礎方程式と計算スキーム

4.1.1.1　後藤の方法（後藤・小川，1982）

(1) 基礎方程式

①連続式

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}+\frac{\partial N}{\partial y}=0$$

②運動方程式

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M^2}{D}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{MN}{D}\right)+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}-K_h\left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 M}{\partial y^2}\right)+{\gamma_b}^2\frac{M\sqrt{M^2+N^2}}{D^2}=0$$

$$\frac{\partial N}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{MN}{D}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{N^2}{D}\right)+gD\frac{\partial \eta}{\partial y}-K_h\left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 N}{\partial y^2}\right)+{\gamma_b}^2\frac{N\sqrt{M^2+N^2}}{D^2}=0$$

ここに，t：時間，x，y：平面座標，η：静水面から鉛直上方にとった水位変動量，M：x 方向の線流量，N：y 方向の線流量，h：静水深，D：全水深（$D=h+\eta$），g：重力加速度，K_h：水平渦動粘性係数，${\gamma_b}^2$：摩擦係数（$=gn^2/D^{1/3}$，n：マニングの粗度係数）である。

(2) 計算スキーム

計算スキームの概要を以下に示す。

・時間積分スキームは主にリープフロッグ法による。

・変数の配置はスタッガード・メッシュによる（**図 4.1.1−1**，**図 4.1.1−2**）。

・保存型移流項に一次風上差分法を用いる。

・摩擦項は不安定にならないように陰的に近似する。

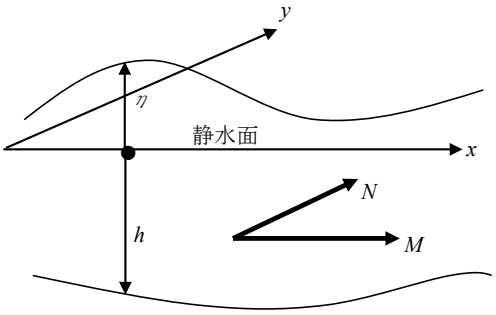


図 4.1.1−1　変数の配置

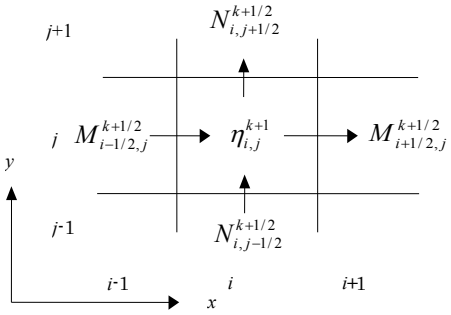


図 4.1.1−2　スタッガード・メッシュの変数配置

(3) 打ち切り誤差

簡単のため支配方程式を

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}=0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M^2}{D}\right)+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}=0$$

とすると，打ち切り誤差は次式で示される。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}+\underbrace{\frac{1}{24}\left\{(\Delta t)^2\frac{\partial^3 \eta}{\partial t^3}+(\Delta x)^2\frac{\partial^3 M}{\partial x^3}\right\}}_{\mathrm{A}}=0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M^2}{D}\right)+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}+\underbrace{\frac{1}{24}\left\{(\Delta t)^2\frac{\partial^3 M}{\partial t^3}+gD(\Delta x)^2\frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3}\right\}}_{\mathrm{B}}-\underbrace{\Delta x\left|\frac{M}{D}\right|\frac{\partial^2 M}{\partial x^2}}_{\mathrm{C}}=0$$

上式中に下線で示した A,B は数値分散項，C は数値粘性項である。数値粘性項 C は，移流項から生じ，波高を減衰させるように作用するもので，Δx が大きいほどその影響も大きくなる。数値分散項は波の前傾化が大きい時に影響が大きくなる。

4.1.1.2 田中の方法（田中，1985）

(1) 基礎方程式

①連続式

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}+\frac{\partial N}{\partial y}=0$$

②運動方程式

$$\frac{\partial M}{\partial t}+U\frac{\partial M}{\partial x}+V\frac{\partial M}{\partial y}+g(h+\eta)\frac{\partial \eta}{\partial x}-K_h\left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 M}{\partial y^2}\right)+k_b U\sqrt{U^2+V^2}=0$$

$$\frac{\partial N}{\partial t}+U\frac{\partial N}{\partial x}+V\frac{\partial N}{\partial y}+g(h+\eta)\frac{\partial \eta}{\partial y}-K_h\left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 N}{\partial y^2}\right)+k_b V\sqrt{U^2+V^2}=0$$

ここに，U : x 方向の平均流速，V : y 方向の平均流速，k_b : 海底摩擦係数であり，その他の変数は後藤の方法と同様である。

(2) 計算スキーム

計算スキームの概要を以下に示す。

・線形項の時間積分スキームはリープフロッグ法とし，非保存型移流項のスキー

ムにラックスヴェンドロフ法を用いる。

・変数の配置はスタッガード・メッシュによる。

・摩擦項および渦動粘性項は時間方向に前進差分を用いる。

(3) 打ち切り誤差

簡単のため支配方程式を

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}=0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t}+U\frac{\partial M}{\partial x}+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}=0,\qquad U=\frac{M}{D}$$

とすると，打ち切り誤差は次式で示される。ここでは，圧力項と移流項に関する時間積分法の違いを無視して，時間方向は中央差分に統一して以下に示す擬似微分方程式第一近似を求めた。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}+\underbrace{\frac{1}{24}\left\{(\Delta t)^2\frac{\partial^3 \eta}{\partial t^3}+(\Delta x)^2\frac{\partial^3 M}{\partial x^3}\right\}}_{\mathrm{A}}=0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t}+U\frac{\partial M}{\partial x}+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}+\underbrace{\frac{1}{24}\left\{(\Delta t)^2\frac{\partial^3 M}{\partial t^3}+gD(\Delta x)^2\frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3}\right\}}_{\mathrm{B}}+\underbrace{\frac{(\Delta x)^2}{6}U\frac{\partial^3 M}{\partial x^3}}_{\mathrm{C}}-\underbrace{\frac{\Delta t}{2}U^2\frac{\partial^2 M}{\partial x^2}}_{\mathrm{C'}}=0$$

なお，移流方程式

$$\frac{\partial M}{\partial t}+U\frac{\partial M}{\partial x}=0,\qquad U=\frac{M}{D}$$

を対象にラックスヴェンドロフ法を用いた場合，第一微分方程式近似は

$$\frac{\partial M}{\partial t}+U\frac{\partial M}{\partial x}+\frac{U}{6}\left((\Delta x)^2-(\Delta t)^2U^2\right)\frac{\partial^3 M}{\partial x^3}=0$$

となり，一次の打ち切り誤差（数値粘性項C’）は生じない。

4.1.1.3 後藤の方法と田中の方法の比較

後藤の方法と田中の方法の相違を，一次元モデルを用いて比較し以下に示す。

(1) 基礎方程式

移流項の表現および数値計算スキームの相違を検討するために，以下の基礎方程式を用いる。

①連続式

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}=0$$

②運動方程式

【後藤の方法】

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left\{\frac{M^2}{D}\right\}+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}=0$$

【田中の方法】

$$\frac{\partial M}{\partial t}+U\frac{\partial M}{\partial x}+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}-K_h\left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2}\right)=0$$

ここに，x：静水面にとった空間座標，t：時間座標，M：x 方向の線流量，η：静水面からの水位変動，h：静水深，D：$D=h+\eta$ で表される全水深，g：重力加速度，U：断面平均流速（M/D），K_h：水平渦動粘性係数である。

なお，数値計算スキームは先述のとおりである。

(2) 検討条件

図 4.1.1－3 に示す一次元水路を用いて検討する。

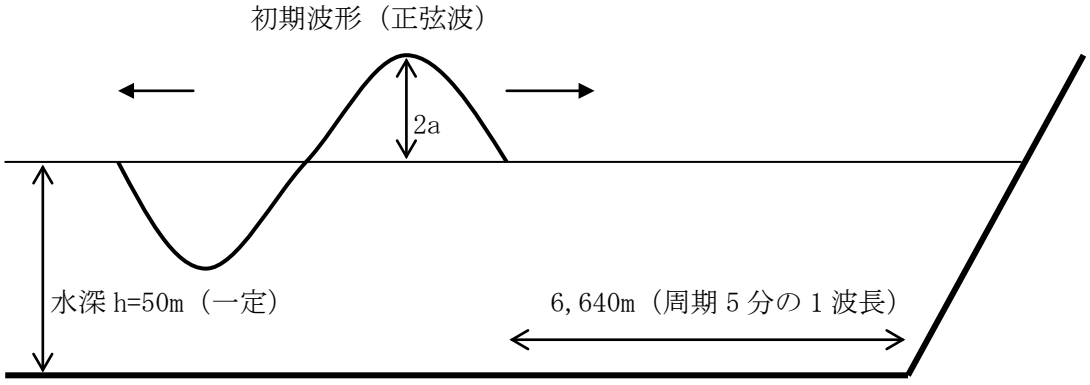


図 4.1.1－3　初期波形と対象地形

主な検討条件を以下に示す。

・初期波形の片振幅 2a：2m（伝播する入射波の片振幅は 1m）

・海底勾配：1/10，1/50，1/100

・入射波周期Ｔ（分）：5,10,20,30

・格子間隔 Δx：22.1359m（周期 5 分の入力波の波長の 1/300）

・計算時間間隔 Δt：後藤の方法：0.5 秒，田中の方法：0.025 秒

沖合に片振幅 2a の正弦波を初期波形として与え，この初期波形が岸・沖方向にそれ

ぞれ片振幅 a の正弦波として伝播し入射する。

なお，沖側には十分な伝播距離を設定し計算にノイズが入らないように配慮した。

(3) 比較計算結果

後藤の方法と田中の方法で計算結果を比較してその特徴を以下に示す。

・後藤の方法と田中の方法との相違が最大水位上昇・下降量に与える影響は，水深 10m 以深ではほとんど生じない（**図 4.1.1－4**）。

・海底勾配が小さく入射波の周期が短い場合は水深 10m 未満の浅海域で両者に僅かではあるが相違が生じる（**図 4.1.1－4**，**図 4.1.1－6**）。

・田中の方法では用いた数値計算スキームの性質から，水平渦動粘性項を考慮しているが，これを 1m²/s，10m²/s と変化させても，最大水位上昇量にはほとんど相違が見られない（**図 4.1.1－5**，**図 4.1.1－6**）（**表 4.1.1－1** は 10m²/s の場合を記載した）。

表 4.1.1－1　計算方法の相違による最大水位上昇・下降量の比較

（田中の方法の場合：K_h：10m²/s）

海底勾配	計算方法	周期 T と最大水位上昇・下降量(m)							
		T=5 分		T=10 分		T=20 分		T=30 分	
		上昇	下降	上昇	下降	上昇	下降	上昇	下降
1/10	後藤の方法	2.45	-2.23	2.01	-2.09	2.01	-2.01	2.01	-2.01
	田中の方法	2.44	-2.19	2.06	-2.05	2.02	-2.01	2.02	-2.00
1/50	後藤の方法	4.77	-4.71	3.65	-3.40	2.53	-2.41	2.42	-2.09
	田中の方法	4.68	-4.17	3.79	-3.41	2.59	-2.31	2.22	-2.14
1/100	後藤の方法	5.27	-4.39	4.88	-4.83	3.56	-3.50	2.92	-2.55
	田中の方法	4.79	-2.44	5.02	-4.27	3.75	-3.47	3.02	-2.57

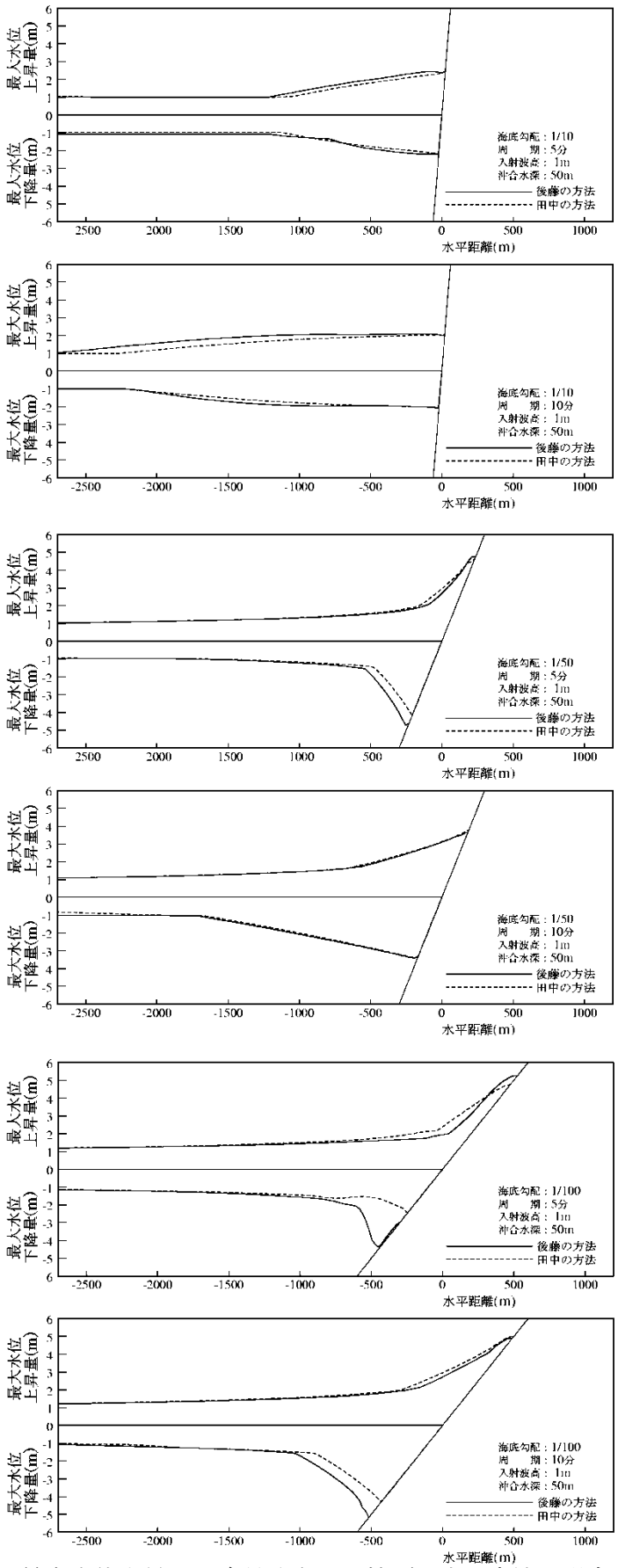
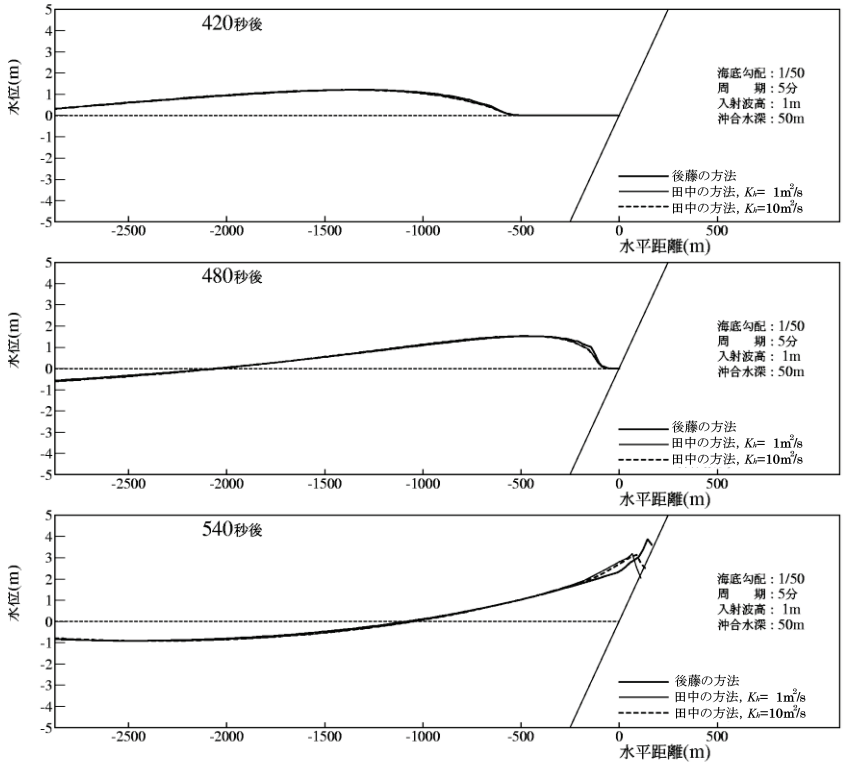


図 4.1.1−4　最大水位上昇・下降量分布の比較（田中の方法の場合：K_h：10m^2/s）

【海底勾配：1/50，周期：5 分】



【海底勾配：1/50，周期：10 分】

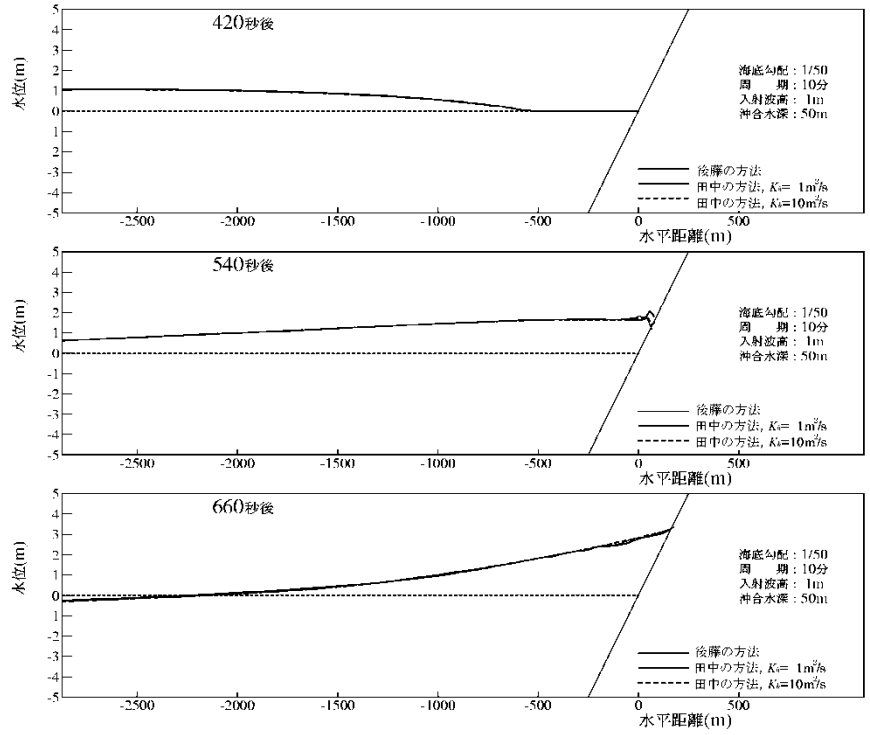
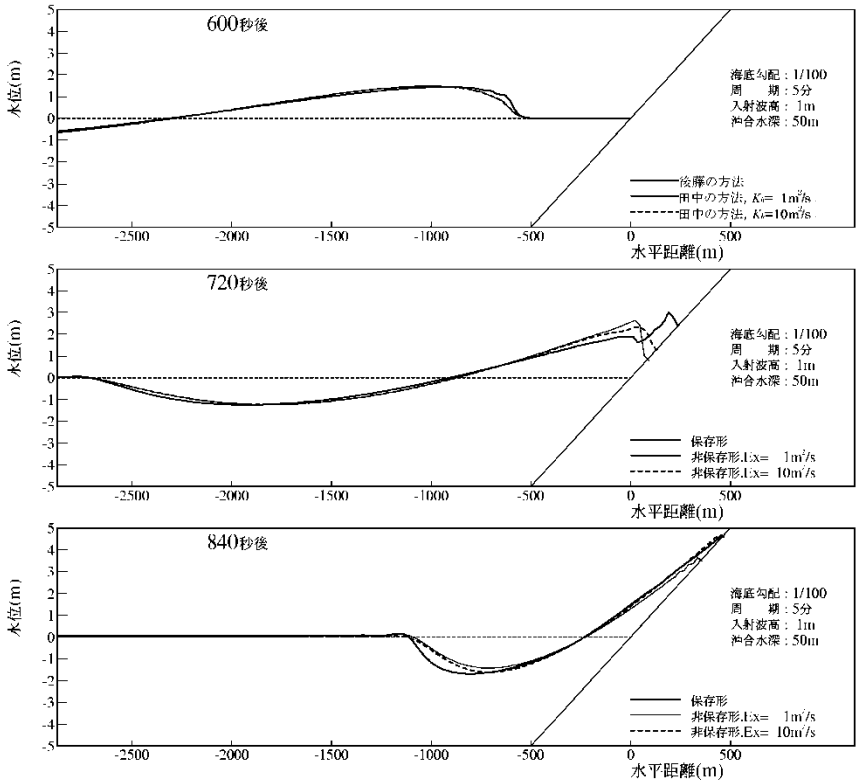


図 4.1.1−5　空間波形の比較　その 1

【海底勾配：1/100，周期：5 分】



【海底勾配：1/100，周期：10 分】

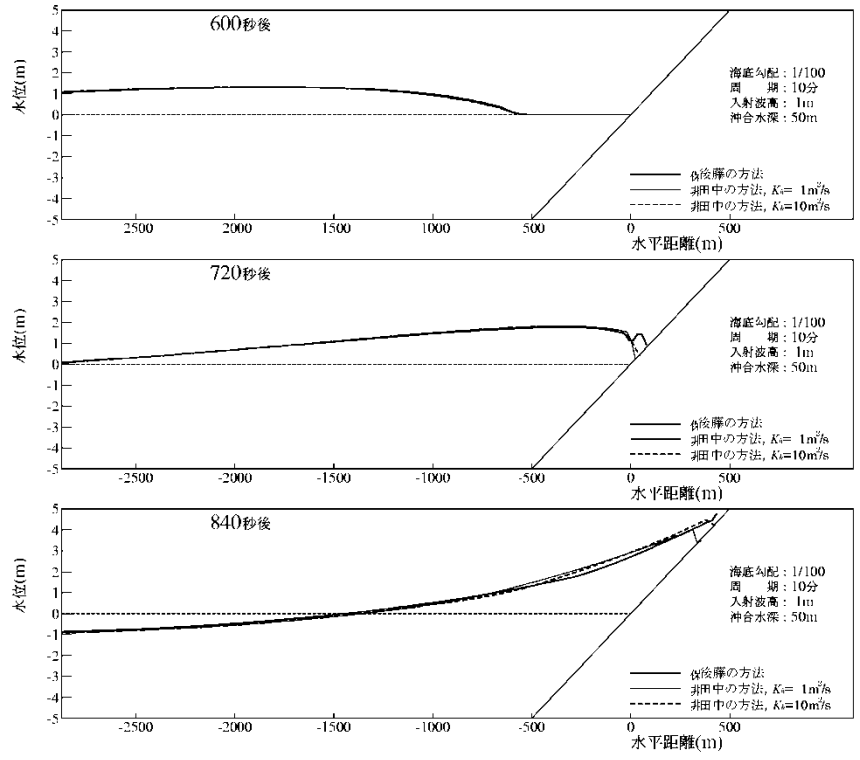


図 4.1.1−6　空間波形の比較 その 2

4.1.2　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

4.1.2.1　基礎方程式

コリオリ力を考慮した線形 Boussinesq 理論を用いる。

①連続式

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{1}{R\cos\lambda}\left[\frac{\partial(M\cos\lambda)}{\partial\lambda}+\frac{\partial N}{\partial\phi}\right]=0$$

②運動方程式

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{gh}{R}\frac{\partial \eta}{\partial\lambda}=-fN+\frac{1}{R}\frac{\partial}{\partial\lambda}\left[\frac{h^3}{3}F\right]$$

$$\frac{\partial N}{\partial t}+\frac{gh}{R\cos\lambda}\frac{\partial \eta}{\partial\phi}=fM+\frac{1}{R\cos\lambda}\frac{\partial}{\partial\phi}\left[\frac{h^3}{3}F\right]$$

ただし,

$$F=\frac{1}{R\cos\lambda}\left[\frac{\partial^2}{\partial t\partial\lambda}(u\cos\lambda)+\frac{\partial^2 v}{\partial t\partial\phi}\right]$$

$$u=M/\ (\eta+h), v=N/\ (\eta+h)$$

ここに，λ, ϕ：緯度，経度，η：静水面から鉛直上方にとった水位変動，M, N：λ, ϕ 方向の線流量，h：静水深，g：重力加速度，f：コリオリ係数，R：地球の半径である。

4.1.2.2　計算スキーム

後藤・佐藤(1993)および後藤ほか(1988)によれば,

・計算点の配置　　：スタッガード・メッシュ

・時間積分スキーム：陰解法

である。

4.1.2.3　外洋伝播の計算例（高岡ほか，2001）

(1) 対象津波と波源モデル

・対象津波　：1960 年チリ津波

・波源モデル：Kanamori and Cipar(1974)

(2) 計算領域・痕跡記録

・海底地形：NOAA/NGDC(1994)による 5 分メッシュデータ（日本近海は最新の海図

による）

・計算領域：太平洋全域および北海道・東北の日本近海（**図 4.1.2−1** 参照）

・格子間隔：太平洋では Δx=10 分（緯度，経度とも），日本沿岸では Δx=5km～93m

・痕跡記録：チリ津波合同調査班(1961)による

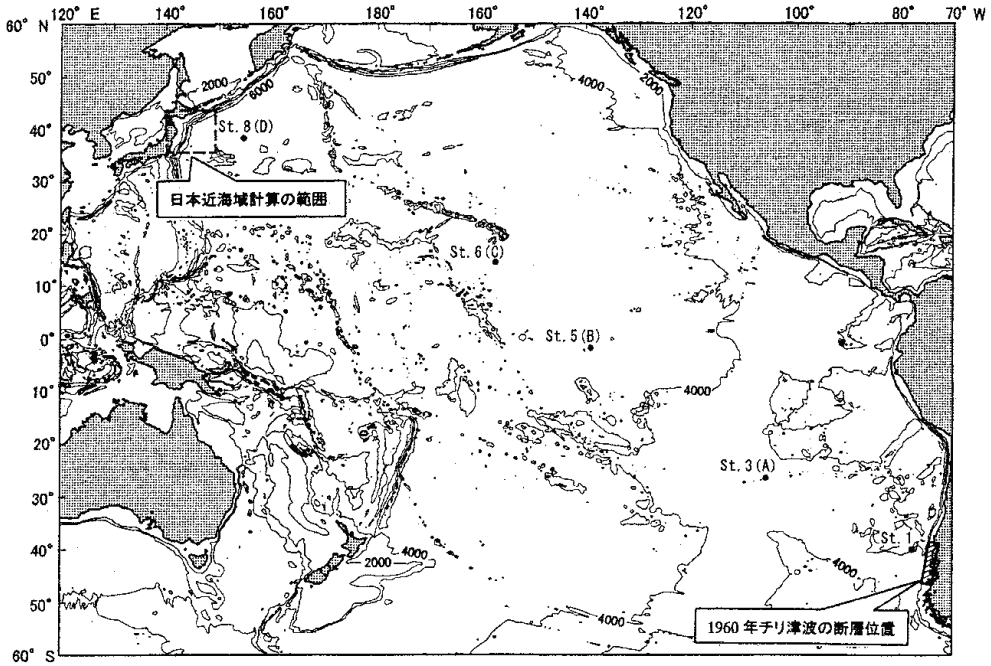


図 4.1.2−1　太平洋伝播計算の計算領域（高岡ほか，2001）

(3) 計算結果の再現性

・北海道浦河町から岩手県釜石までの広範囲に渡って痕跡高と計算値を 93m メッシュで比較した場合は K＝1.06，κ ＝1.40（データ数 117 個）であり，全体として計算値がやや小さいがばらつきは小さく良好な再現性が得られている。

・最大水位上昇量と痕跡高の対比は**表 4.1.2−1** に示すとおりである。

・主な検潮所における観測波形と計算波形を**図 4.1.2−2** に示す。両者を比較すると，各地点とも長時間にわたって良好に一致している。

表 4.1.2−1　痕跡高と最大水位上昇量との比較（高岡ほか，2001）

領域	地点または地域名	K値	κ値	データ数
93m格子	浦河	1.09	—	1
	函館	0.63	1.34	8
	大畑	0.63	—	1
	大間	0.81	—	1
	青森	0.71	1.05	2
	大湊	0.61	1.32	4
	八戸	1.36	1.39	10
	野田	1.28	1.30	11
	宮古	1.32	1.21	43
	大槌	0.92	1.12	23
	釜石	0.86	1.14	13
93m格子の領域全体（浦河～釜石）		1.06	1.40	117

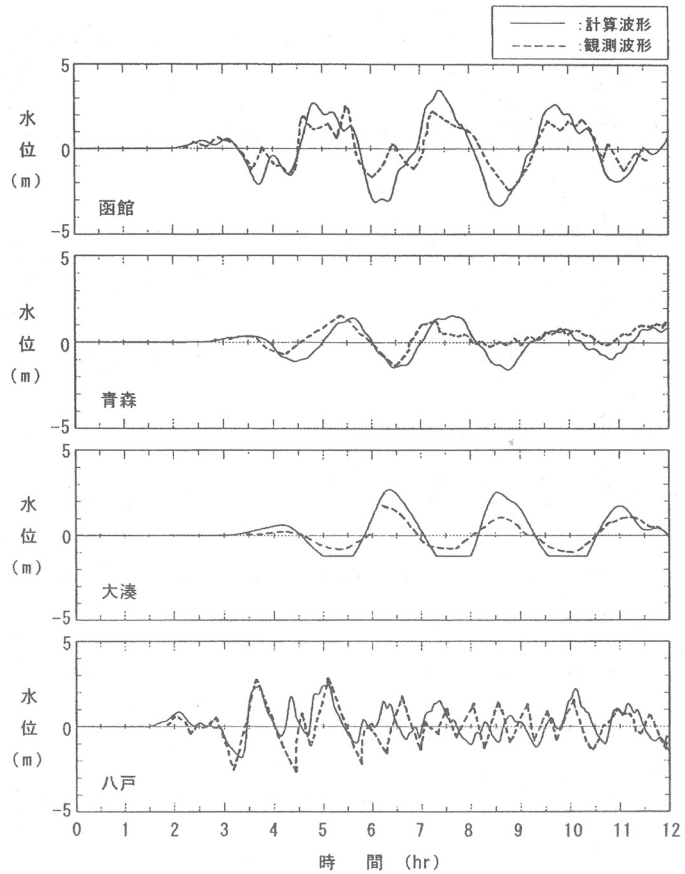


図 4.1.2−2　日本沿岸各地での観測波形と計算波形（高岡ほか，2001）

4.1.3　分散波理論とその適用条件

4.1.3.1　分散波理論

(1) 線形分散波理論

各水理量が,

・波高水深比 $\varepsilon = \eta / h \ll 1$

・相対水深　$\sigma = h / L \ll 1$

・アーセル数 $U_r = \varepsilon / \sigma^2 \ll 1$

となる条件の場合は，以下に示す線形 Boussinesq(1872)の式が用いられる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gh\frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{h^3}{3}Q_1\right) - \frac{\partial h}{\partial x}\left(\frac{h^2}{2}Q_1\right)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + gh\frac{\partial \eta}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{h^3}{3}Q_1\right) - \frac{\partial h}{\partial y}\left(\frac{h^2}{2}Q_1\right)$$

ここに，$Q_1 = \frac{\partial^2 \overline{u}}{\partial t \partial x} + \frac{\partial^2 \overline{v}}{\partial t \partial y}$ である。

(2) 非線形分散波理論

各水理量が,

・波高水深比 $\varepsilon = \eta / h \ll 1$

・相対水深　$\sigma = h / L \ll 1$

・アーセル数 $U_r = \varepsilon / \sigma^2 \sim 1$

となる条件の場合は，以下に示す Peregrine(1967)の式が用いられる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M^2}{D}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{MN}{D}\right) + g(h+\eta)\frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{h^3}{3}Q_1 + \frac{h^2}{2}Q_2\right) - \frac{\partial h}{\partial x}\left(\frac{h^2}{2}Q_1 + hQ_2\right)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{MN}{D}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{N^2}{D}\right) + g(h+\eta)\frac{\partial \eta}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{h^3}{3}Q_1 + \frac{h^2}{2}Q_2\right) - \frac{\partial h}{\partial y}\left(\frac{h^2}{2}Q_1 + hQ_2\right)$$

ここに,

$$Q_1 = \frac{\partial^2 \overline{u}}{\partial t \partial x} + \frac{\partial^2 \overline{v}}{\partial t \partial y}$$

$$Q_2 = \frac{\partial}{\partial t}\left(\overline{u}\frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial t}\left(\overline{v}\frac{\partial h}{\partial y}\right)$$

である。

更に，

・波高水深比 $\varepsilon = \eta / h \sim 1$

・相対水深　$\sigma = h / L \ll 1$

・アーセル数 $U_r = \varepsilon / \sigma^2 \gg 1$

となる場合は，以下に示す後藤(1984)の式が提案されている。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}+\frac{\partial N}{\partial y}=0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M^2}{D}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{MN}{D}\right)+g(h+\eta)\frac{\partial \eta}{\partial x}$$

$$=\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{(h+\eta)^3}{3}H_1+\frac{(h+\eta)^2}{2}H_2\right)-\frac{\partial h}{\partial x}\left(\frac{(h+\eta)^2}{2}H_1+(h+\eta)H_2\right)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{MN}{D}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{N^2}{D}\right)+g(h+\eta)\frac{\partial \eta}{\partial y}$$

$$=\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{(h+\eta)^3}{3}H_1+\frac{(h+\eta)^2}{2}H_2\right)-\frac{\partial h}{\partial y}\left(\frac{(h+\eta)^2}{2}H_1+(h+\eta)H_2\right)$$

ここに，

$$H_1=\left(\frac{\partial}{\partial t}+\bar{u}\frac{\partial}{\partial x}+\bar{v}\frac{\partial}{\partial y}\right)\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x}+\frac{\partial \bar{v}}{\partial y}\right)-\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x}+\frac{\partial \bar{v}}{\partial y}\right)^2$$

$$H_2=\left(\frac{\partial}{\partial t}+\bar{u}\frac{\partial}{\partial x}+\bar{v}\frac{\partial}{\partial y}\right)\left(\bar{u}\frac{\partial h}{\partial x}+\bar{v}\frac{\partial h}{\partial y}\right)$$

である。

4.1.3.2　各理論の比較（土木学会，1994）

(1) 深海域の伝播

今村ほか(1986)によれば，アラスカ津波の波形を水平床上（h=4,000m）で伝播させて比較し，以下に示す知見を得ている（**図 4.1.3−1**）。

・線形分散波理論と非線形分散波理論の計算結果にほとんど差はなく，深海域では非線形項は無視できる。

・伝播距離が長い場合には，線形長波理論と線形分散波理論の計算結果は大きく異なる。長距離を伝播するときは分散効果が無視できないためであり，長距離伝播に関しては線形分散波理論を用いる必要がある。

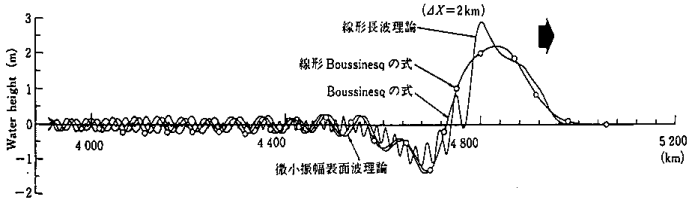


図 4.1.3−1　深海域の伝播における各理論における比較（今村ほか，1986）

(2) 一様勾配斜面における変形

①波高水深比が小さい場合

波高水深比が小さければ，浅海域においても線形・非線形長波および非線形分散波理論長波による差はほとんどなく，線形理論により長波の挙動をかなり再現できる（**図 4.1.3－2a**）。

②波高水深比が更に大きい場合（**図 4.1.3－2b**）

・線形理論では長波の変形を再現できなくなる。

・浅水理論では波速が速く，前傾化の著しい波形が計算される。

・非線形分散波理論を用いれば，ほぼ実験と一致する。

・入射波の波高水深比がさらに大きくなる場合は，U_r～1 の場合の式では波高増幅が過大評価されることから，$U_r \gg 1$ の式を用いることもある。

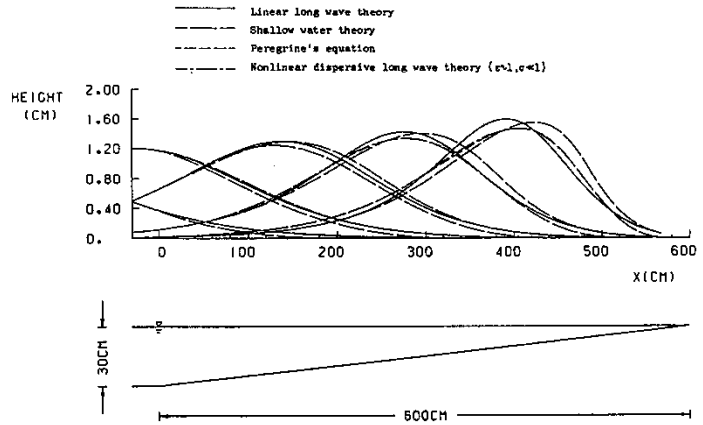


図 4.1.3－2a　波高水深比 0.04 の場合（土木学会，1994）

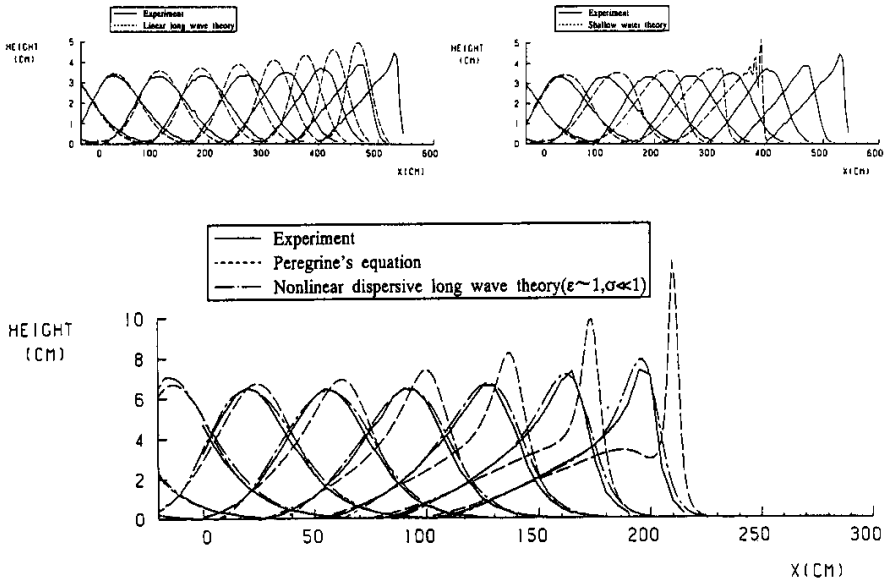


図 4.1.3－2b　波高水深比 0.11 の場合（長尾ほか，1985）

4.1.3.3　分散波理論の適用条件

(1) 非線形項と分散項の比較（首藤，1976）

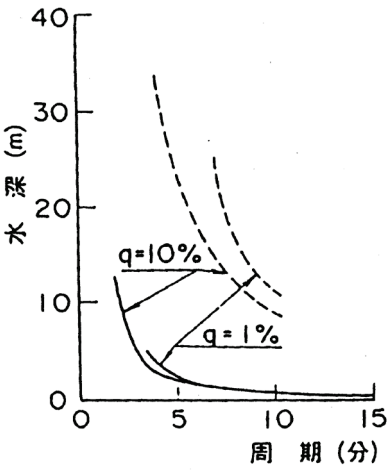
首藤(1976)は，Kakutani(1971)から分散項が非線形項の q %になる水深の条件として次式を与えた。

$$H^2-\left[\frac{\sqrt{gh_0}mT}{2\pi A}+1\right]H+\frac{\sqrt{gh_0}mT}{2\pi A}\left[\frac{16\pi^2}{9}\frac{{h_0}^2}{gAT^2}\frac{100}{q}\right]^{1/3}=0$$

ここに，$H=(h_0/h)^{3/4}$，h_0：境界条件を与える地点の静水深，A：水深 h_0 での津波の波高（入射正弦波の振幅の 2 倍），T：周期，m：海底勾配である。更に，分散項の効果の大きくなる水深の条件は，波形勾配，海底勾配，およびアーセル数の 3 つのパラメータで表現できるとして上式を変形し次式を示した。

$$H^2-\left(\frac{m}{\pi\alpha}+1\right)H+\left(\frac{m}{\pi\alpha}\right)\left[\left(\frac{4\pi}{3}\right)^2\frac{1}{U_r}\frac{100}{q}\right]^{1/3}=0$$

ここに，α：前面波形勾配（$=2A/L$），U_r：アーセル数（$=gAT^2/h_0^2$）である。後藤・佐藤(1993)はこの式を具体的な海岸に適用し，**図 4.1.3−3** のような関係を示した。



実線：海底勾配を m=1/50，水深 h_0=500m の津波波高を A=1m とした結果。平均的な三陸海岸を想定したものであり，周期 15 分に対して分散項が非線形項の 10%となるのが水深 0.5m と相当浅くなってからである。

点線：海底勾配を m=1/200，水深 h_0=80m 地点の津波波高を A=3m とした結果。北秋田海岸の日本海中部地震津波を想定したもの。津波の周期が 5 分程度のものであるから，水深 23m 付近すなわち汀線から 5,000m程度の地点から分散項が非線形項の 10%を越える大きさになることが分かる。

図 4.1.3−3　分散項の重要性（後藤・佐藤，1993）

(2) ソリトン分裂の限界指標（池野ほか，1998）

池野ほか(1998)は，長さ 205m の大型造波水路による「無ひずみ模型」を用いた実験（1/100～1/200）により，以下に示すソリトン分裂の限界指標を求めた（**図 4.1.3−4～図 4.1.3−6**）。

$$\frac{a_H}{h}=\alpha\left[-0.65+0.55\left\{\frac{1}{2}\ell og_{10}\left(\frac{h^*}{h_0}\right)+\ell og_{10}\left(\frac{L^*}{h^*}\right)\right\}\right] \quad \cdots\cdots\cdots\cdots \text{判別式(1)}$$

$$\frac{a_H}{h}=\alpha\left[0.01+0.20\left\{\frac{9}{4}\ell og_{10}\left(\frac{h^*}{h_0}\right)+\ell og_{10}U_r^*\right\}\right] \quad \cdots\cdots\cdots\cdots \text{判別式(2)}$$

$$\alpha=1.7-3.8\times10^2\tan\beta+4.8\times10^4\tan^2\beta \quad , \quad \left[1/200\le\tan\beta\le1/100\right]$$

a_H ： ソリトン分裂が生じる段波振幅
h ： ソリトン分裂が生じる水深
h^* ： 沖合の水深
h_0 ： 実験造波水深換算値（常に 800m）
L^* ： 沖合の波長
U_r^* ： 沖合でのアーセル数であり $U_r^*=a^*(L^*)^2/(h^*)^3$ で定義される
a^* ： 沖合での段波振幅
α ： 海底勾配により定まる係数
β ： 海底斜面勾配

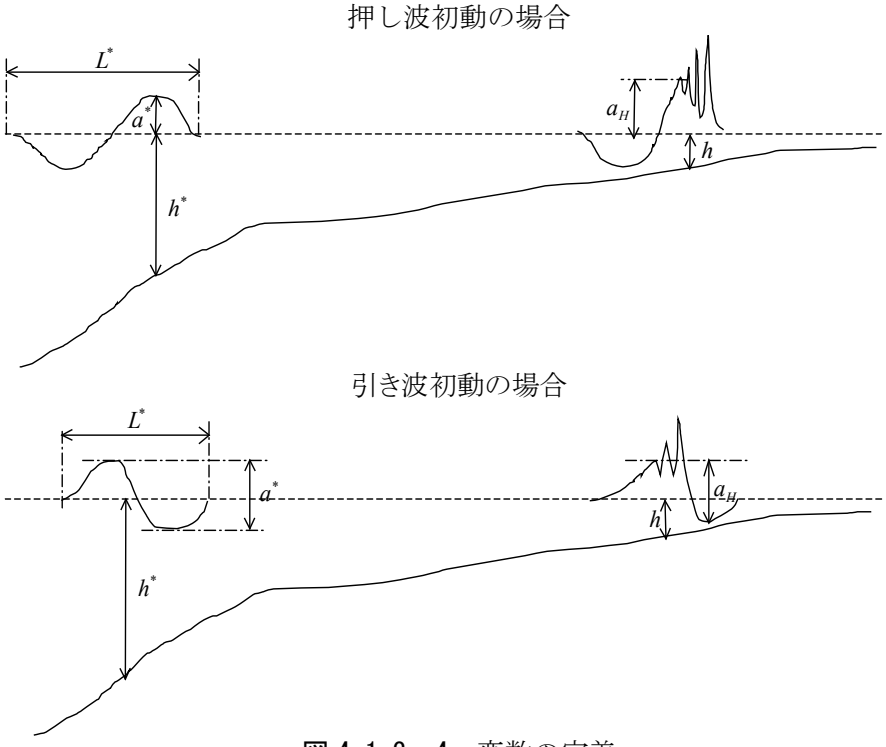


図 4.1.3−4 変数の定義

なお，この指標の適用にあたって，著者らは対象地点で想定した津波が両指標のうちどちらか一方でソリトン分裂が発生し得ると判定される場合は，その津波がソリトン分裂する可能性があると判断すべきであるとしている。

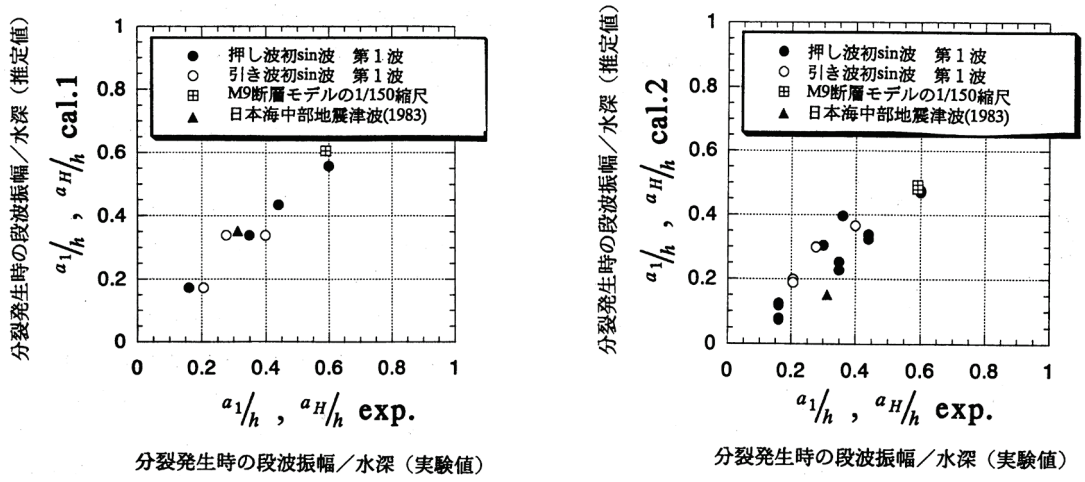


図 4.1.3−5　分裂発生時の段波振幅水深比の実験結果の再現性（池野ほか，1998）

（左：L^*/h^* を用いた場合，右：U_r^* を用いた場合）

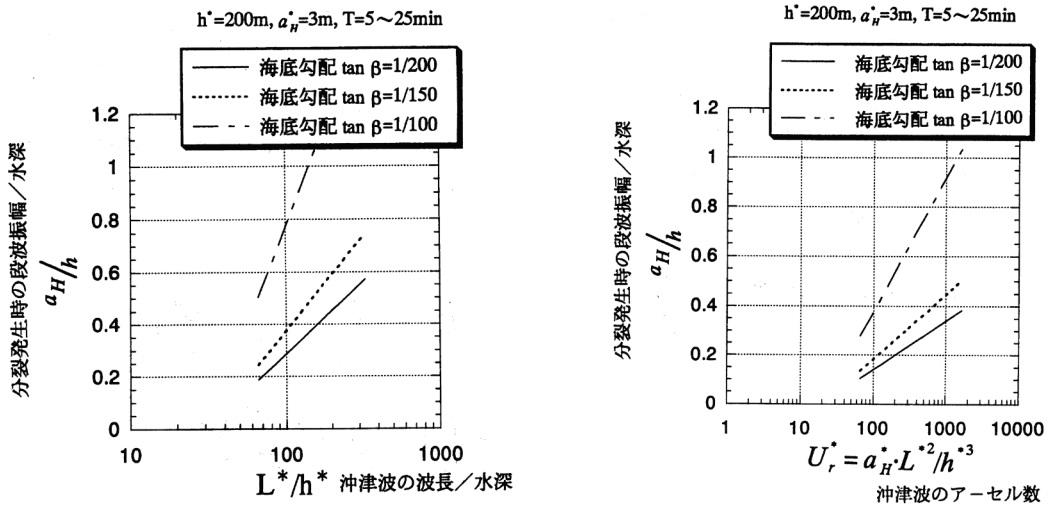


図 4.1.3−6　段波振幅水深比と海底斜面勾配との関係（池野ほか，1998）

（左：L^*/h^* を用いた場合，右：U_r^* を用いた場合）

4.1.4　分散性に関する検討

4.1.4.1　分散性と砕波を考慮した津波数値モデルの検討

津波が遠浅の海岸を伝播すると，その波峰が分裂することがある。これはソリトン分裂と呼ばれ，波の非線形性と分散性の効果によるものであり，ソリトン分裂が発生すると，津波の波高が更に増幅し，その後に砕波する。松山ほか(2005)は遠浅海岸における津波の浅水変形水理実験を行い，ソリトン分裂現象とその砕波の特性を把握した。その結果を基に，松山ほか(2006)では分散項の適用性の検討，および砕波モデルの改良を行っている。

(1) ソリトン分裂と砕波に関する実験（松山ほか，2005）

松山ほか(2005)は大陸棚を模擬した無ひずみ実験で津波のソリトン分裂を再現し，砕波近傍の現象を把握するとともに，砕波条件について検討し，実験結果の水位時系列データから，砕波限界の指標として水面勾配や下記に示す水表面流速波速比を算定する方法を提案している。

$$\frac{u_S}{c}=\frac{\eta}{D}-\frac{h}{3Dc^2}\left\{D\frac{\partial^2\eta}{\partial t^2}-2\left(\frac{\partial\eta}{\partial t}\right)^2\right\}$$

ここに，t：時間，η：静水面からの鉛直方向の水位変動，u_s：水表面水平流速，h：静水深，D（$=h+\eta$）：全水深，c：波速である。

実験データを適用した結果，砕波限界の最大水面勾配は20～50度，水表面流速波速比は**図4.1.4−1**に示すように概ね0.5～1.2と，従来用いられていた砕波限界値より大きいことを明らかにしている。

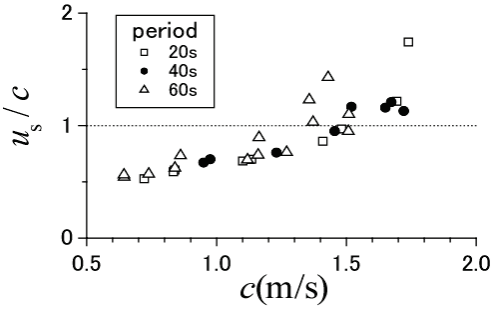


図 4.1.4−1　砕波前後の水表面流速波速比(土木学会，2007)

(2) 基礎方程式

断面一次元の非線形分散波の連続式と運動方程式は，それぞれ以下の式で表される。

連続式：

$$\frac{\partial\eta}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}=0$$

運動方程式：

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M^2}{D}\right)+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}+\frac{gn^2}{D^{7/3}}M|M|-B(x)=DT$$

ここに，x：座標，M：線流量，g：重力加速度，n：マニングの粗度係数である。

上記運動方程式の左辺第5項$B(x)$は砕波減衰項を，右辺 DTは分散項を示す。

分散項は，以下の3種類のモデルについて検討した。

Peregrine(1967)　　：$DT=\frac{1}{3}h^2\frac{\partial^3 M}{\partial t\partial x^2}$

Madsen and Sørensen(1992)　　：$DT=\frac{2}{5}h^2\frac{\partial^3 M}{\partial t\partial x^2}+\frac{1}{15}gh^3\left(\frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3}\right)$

後藤(1984)　　：$DT=\frac{\partial}{\partial x}\left[\frac{D^3}{3}\frac{\partial^2 u}{\partial t\partial x}\right]$

これら3種類の分散項を用いて数値計算を実施し，空間波形の誤差や砕波直前の波形を比較したところ，Peregrine(1967)およびMadsen-Sørensen(1992)の分散項を用いることにより，実験に近い結果が得られることを明らかにしている。

(3) 砕波モデル（松山ほか，2006）

岩瀬ほか(2001)および佐藤(1995)は，ソリトン分裂波の砕波減衰を表現するために，拡散型の砕波減衰項を運動方程式に取り入れた。岩瀬ほか(2001)は，弱非線形の非線形分散波モデルが最大水位水深比0.6を超える非線形性の高い波の増幅が再現できないことを指摘した。そこで，岩瀬ほか(2001)は砕波直前に負の拡散係数を与えることにより，砕波直前での波高増幅を再現した。このモデルでは，砕波直前の波高増幅領域と砕波直後の減衰領域を規定している。しかし，人為増幅項を与える領域を検知する指標として最大水位水深比を用いているため，引き波が先行する押し波については，計算においてその検知が遅れ，砕波も遅れるという問題がある。そこで松山ほか(2006)は，その検知指標と拡散係数を改良している。その概要を**図4.1.4－2**に示す。改良点は以下のとおりである。

人為増幅項開始のパラメータとして，下記のパラメータを用いる。また，砕波時の拡散係数中の代表長さにはこれまで水位の代わりに分裂波の波高 Hを用いる。

$$\omega=-\frac{D}{3}\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2}$$

$$\nu_\beta=\mu\sqrt{gD}\,H$$

ここに，ν_β：拡散係数，μ：係数であり，実験データを基に値を決定する。ωは水面の曲率を全水深で無次元化したものであり，ソリトン分裂による短周期波の発達にしたがって大きくなる。波高Hは分裂波の谷から谷を切り出した時に，波峰から各谷までの

高さの中で，大きい値を採用する。これらの改良により，引波後の押波の先端におけるソリトン分裂現象の再現性が高くなった。

人為増幅項開始時のω_s，人為増幅項の係数μ，砕波限界のγ（$=u_s/c$），この3つのパラメータについて，実験データを基に，砕波の場所と砕波波高（水位）についてパラメータスタディを実施した結果，以下の値を用いて計算した場合，最も再現性が良好であった。

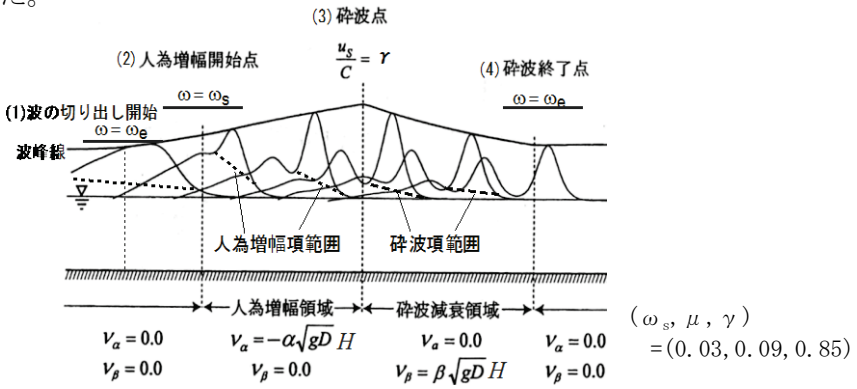


図 4.1.4−2　改良した砕波モデルの概要(土木学会，2007)

図 4.1.4−3 に，Peregrine(1967)の分散項を用いた数値計算と実験結果の水位に関する時系列変化の比較例を示す。離散化は岩瀬ほか(2001)の方法にならい，領域接続計算が可能な 2 段階混合差分法を用いた。

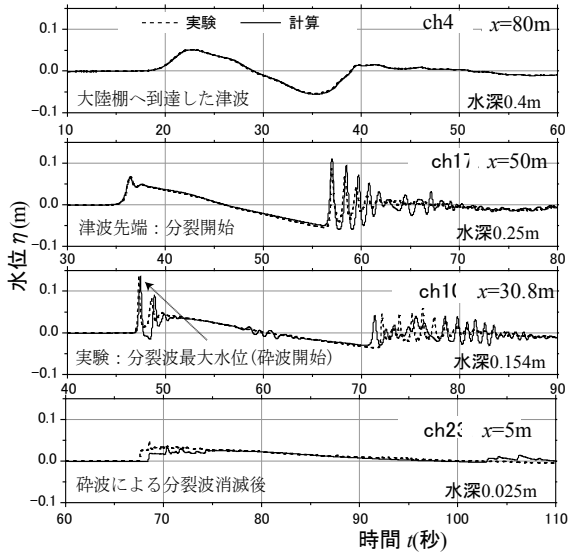


図 4.1.4−3　実験と数値計算の比較例(土木学会，2007)

4.1.4.2　分散波の発生に関する検討

(1) 深海域における分散性の検討

岩瀬ほか(2002)によると，津波の初期波源に高周波数成分が含まれる場合，海岸より 100km 程度の近地で発生した津波においても，波数分散性が無視できない場合がある。深海域における波数分散性の効果は，津波第一波の水位減衰と，波長の伸張および分散波列の生成として現れる。岩瀬ほか(2002)は，この波数分散効果の影響を定量的に表す指標値を提案した。

$$I_D = \alpha\left(\bar{h}/W\right)^{\beta} \qquad (\alpha = 10^{1.76+0.001\delta},\ \beta = 1.28 - 0.005\delta)$$

ここに，$\bar{h}$ は津波波源の平均水深，W は断層幅，δは断層傾斜角である。岩瀬ほか(2002)は第1波の波長の伸長率に着目し，指標値が1より小さい場合には，深海領域の波数分散性は無視することができるとした。

ここでは水位に着目し，非線形分散波モデルと非線形長波モデルを用いた一次元伝播計算のパラメータスタディを実施し，指標値に関して，断層上縁深さ，海底地形勾配，すべり量，走向の関係を調べ，指標値の適用可能性を検討した。

1) 変動を考慮したパラメータ

変動を考慮したパラメータは以下のとおりである。●印が岩瀬ほか(2002)の I_D 指標値算定式に含まれない項目である。

- ■ 波源位置水深　：　1,000m，2,000m
- ■ 断層幅　：　15km，50km，100km
- ■ 傾斜角　：　90 度，60 度，30 度，15 度
- ● 海底地形勾配　：　1／100，1／200
- ● 走向　：　0 度（陸側上盤），180 度（陸側下盤）
- ● 上縁深さ　：　1.0km，2.5km，4.0km
- ● すべり量　：　4.0m，7.0m

2) 計算領域

計算領域は海底地形勾配 1/100 と 1/200 の 2 パターンとし，陸側は水深 150m の位置までを解析領域とした（**図 4.1.4－4**）。

3) 初期水位

Mansinha and Smylie(1971)の方法から求めた地盤変動量分布の中央断面の水位を初期水位とする。

4）計算結果

非線形分散波モデルと非線形長波モデルを用いた計算を実施し，水深 200m 地点の時間波形の比較により，最高水位の比（非線形長波／非線形分散波）と I_D 指標値との相関を調べた。

まず，I_D 指標値に含まれないパラメータが，水深 200m 地点の水位に与える影響を確認した。断層傾斜方向については，陸側が上盤になる場合，全てのケースで非線形長波モデルの結果が，非線形分散波モデルの結果を上回る（**図 4.1.4−5 a**）。すべり量については，水位の比の分布は 4m の場合と 7m の場合でほぼ同じ分布を示した（**図 4.1.4−5 b**）。海底地形勾配の違いからは，I_D 指標値との相関は確認できなかった（**図 4.1.4−5 c**）。上縁深さについては，深くなるにつれて，比が 1 に近づく傾向が見られたが，I_D 指標値との相関は見られなかった（**図 4.1.4−5 d**）。

図 4.1.4−6 には I_D 指標値 1，水位の比の誤差 10%に対する大小で 4 パターンに分けて示した。ここで問題となるのは I_D 指標値 1 以下，水位の比の誤差 10%以上のケースであるが，ほとんどのケースにおいて非線形長波モデルによる計算水位が大きくなっている。数ケース，非線形長波モデルを用いた場合の水位が低くなる場合が見られる。これらのケースは断層幅 100km で傾斜角 60 度であり（**表 4.1.4−1**），現実的でない設定である。一方，I_D 指標値が 1 より大きく，誤差 10%以上で水位の比が 1.0 以下となるケースには現実的に起こり得る波源設定のケースが含まれるが，陸側が上盤の場合には全てのケースで比が 1.0 以上となった。

このことから，I_D 指標値は沖合の水位という観点からは，深海域の波数分散効果を考慮するかどうかの判断指標として用いて問題ないものと考えられる。

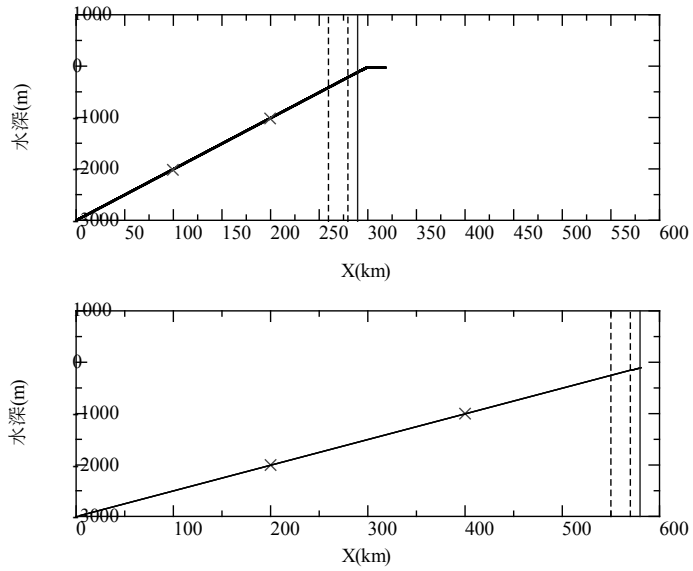
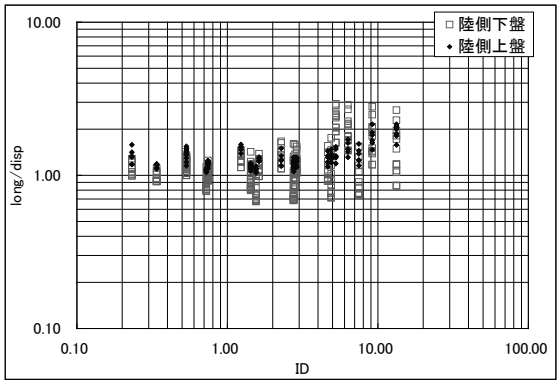
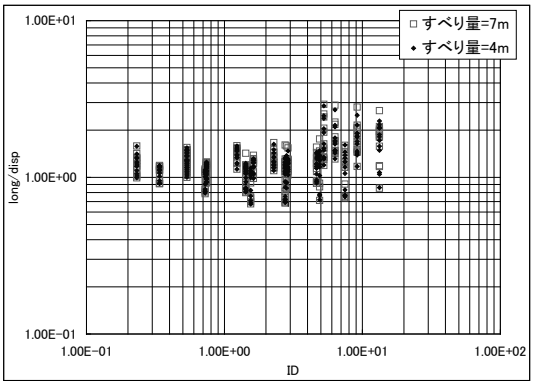


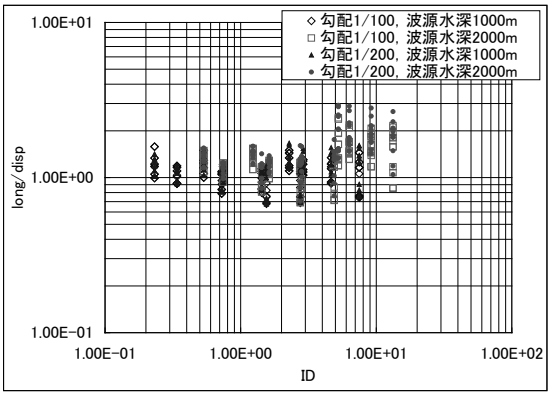
図 4.1.4−4　計算領域



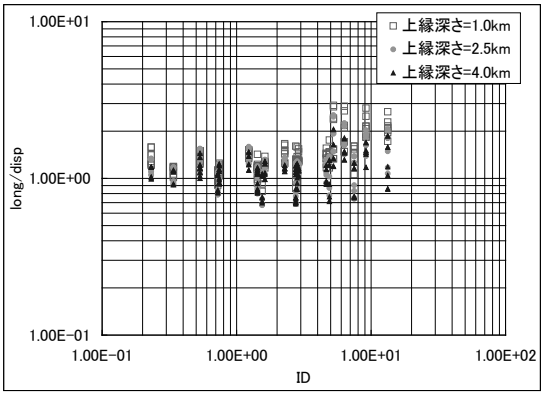
a 断層傾斜方向の影響



b すべり量の影響



c 海底地形勾配の影響



d 断層上縁深さの影響

※long/disp（非線形長波／非線形分散波）

図 4.1.4－5　200m 水深位置における最高水位の比
（非線形長波／非線形分散波）と I_D 指標値の関係(1)

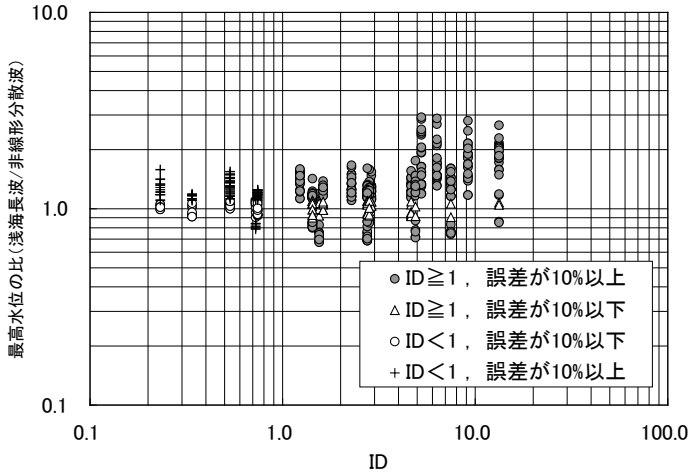


図4.1.4－6　200m水深位置における最高水位の比
（非線形長波／非線形分散波）とI_D指標値の関係(2)

表 4.1.4−1　I_Dが 1 より小さく，比（非線形長波／非線形分散波）が 0.9 以下のケース

※long/disp（非線形長波／非線形分散波）

波源位置水深(m)	海底地形勾配	幅(km)	すべり量(m)	傾斜角(度)	断層傾斜方向	上縁深さ(km)	ID	long/disp
1,000	1/100	100	4	60	陸側下盤	2.5	0.72	0.79
						4		0.84
			7			2.5		0.79
						4		0.84
	1/200		4			2.5		0.81
						4		0.82
			7			2.5		0.84
						4		0.81

(2) 深海域における格子分割に関する検討

沖合で分散波が生じた場合について，格子間隔を変えた断面一次元の非線形分散波モデルの計算を実施し,空間波形および 400m 水深地点における時間波形の比較を行い，深海領域における格子分割に関する検討を行った。

1) 計算領域

深海域における格子間隔に関する検討の計算領域を**図 4.1.4−7** に示す。

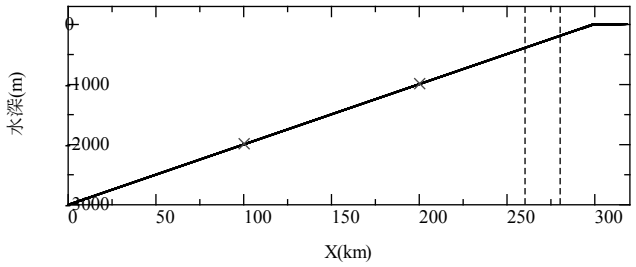


図 4.1.4−7　深海域における格子間隔に関する検討の計算領域

2) 波源諸元等

・幅 15km，傾斜角 90 度，すべり角 90 度，すべり量 7m，上縁深さ 2.5km，押し波初動
・海底地形勾配 1／100
・波源位置水深 1,000m，2,000m

3) 初期水位

Mansinha and Smylie(1971)の方法から求めた地盤変動量分布の中央断面の水位を初期水位とする。

4) 計算ケース（格子間隔）

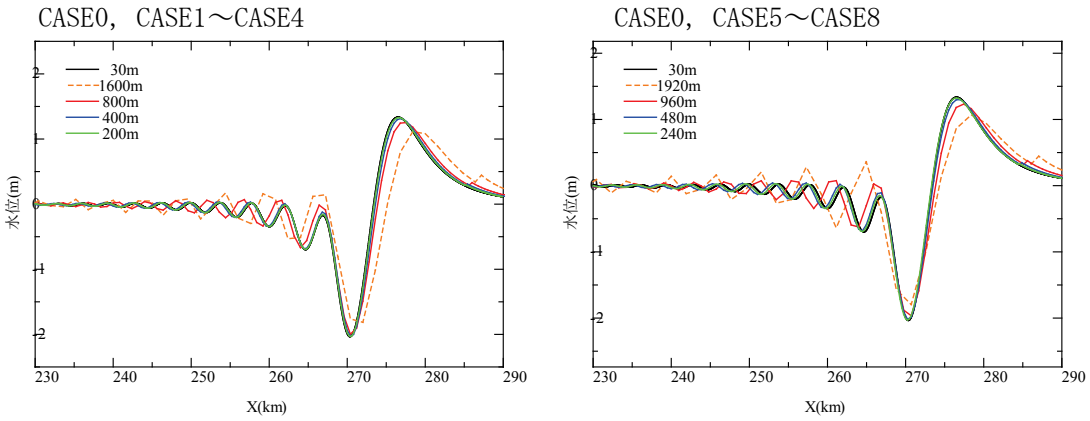
CASE0 以外はいずれも全領域格子間隔一定で 150m 水深まで計算し，岸側境界は透過の条件とした。CASE0 は沿岸まで計算した。

CASE0：水深 80m 以深を 30m，水深 80m 以浅を 10m 格子
CASE1：1,600m 格子
CASE2：800m 格子
CASE3：400m 格子
CASE4：200m 格子
CASE5：1,920m 格子
CASE6：960m 格子
CASE7：480m 格子
CASE8：240m 格子

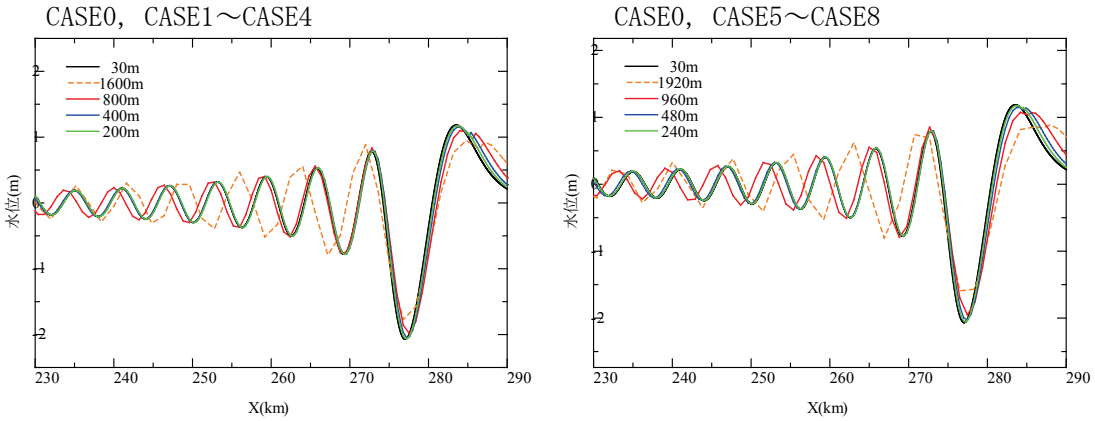
5）計算結果

津波本体第 1 波に着目し，空間波形，時間波形について 30m 格子を基本ケースとして比較を行った（**図 4.1.4－8**，**図 4.1.4－9**）。800m 格子による波形は 30m 格子と差異が小さいことがわかる。

次に，津波本体の波高・周期および分散波の波高・周期を**図 4.1.4－10** のように定義して，第 1 波から 5 波目までの水位と周期（peak to peak）を求め（**表 4.1.4－2**），CASE0 との比を**表 4.1.4－3** に整理した。その結果，800m 格子（CASE2）では，波源位置水深 1,000m のケースで 0.96，波源位置水深 2,000m のケースで 0.97 といずれも 5%以内に収まる。深海領域における格子分割としては，1,600m 格子では粗すぎるが，800m 格子程度と設定すれば精度を確保できることがわかった。

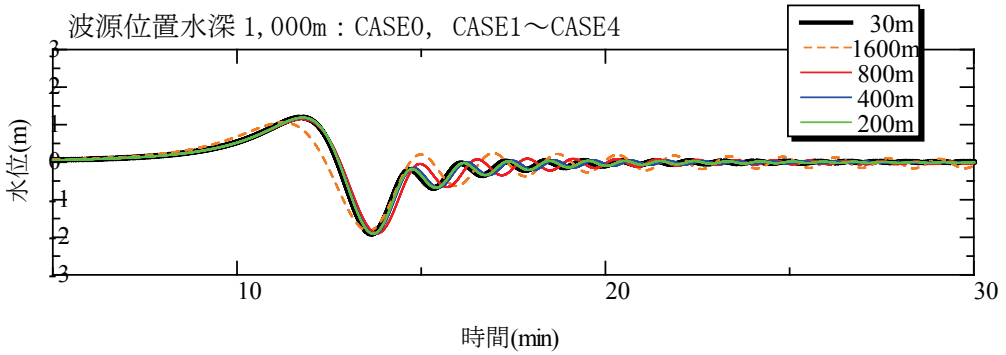


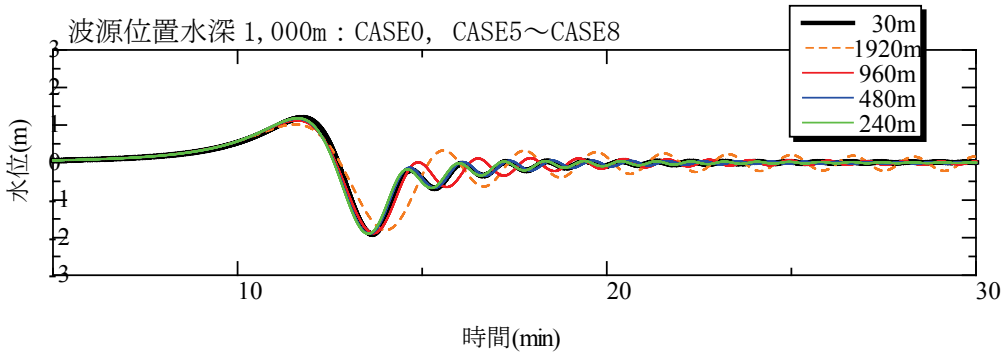
a)　1,000 秒後の水位空間波形（波源位置水深 1,000m）

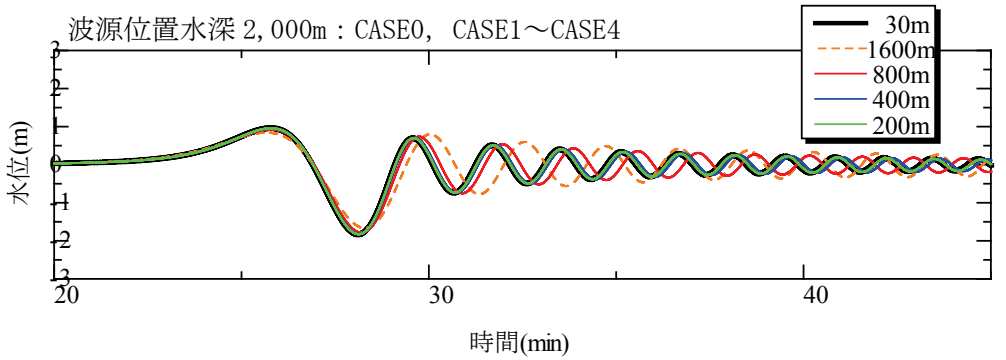


b)　2,000 秒後の水位空間波形（波源位置水深 2,000m）

図 4.1.4－8　水位空間波形の比較







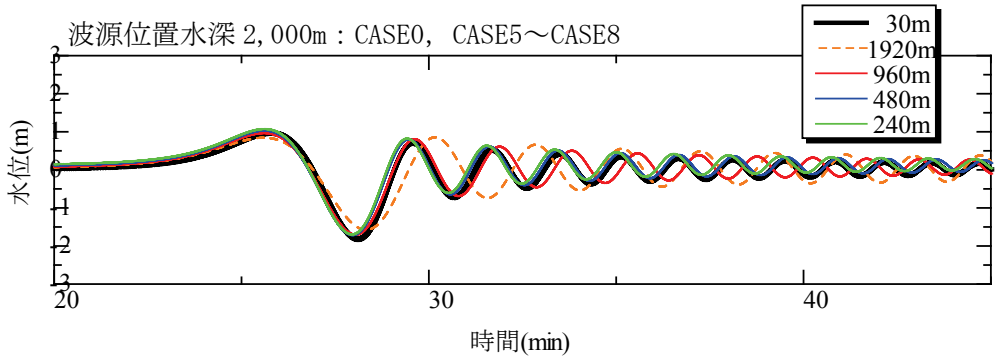
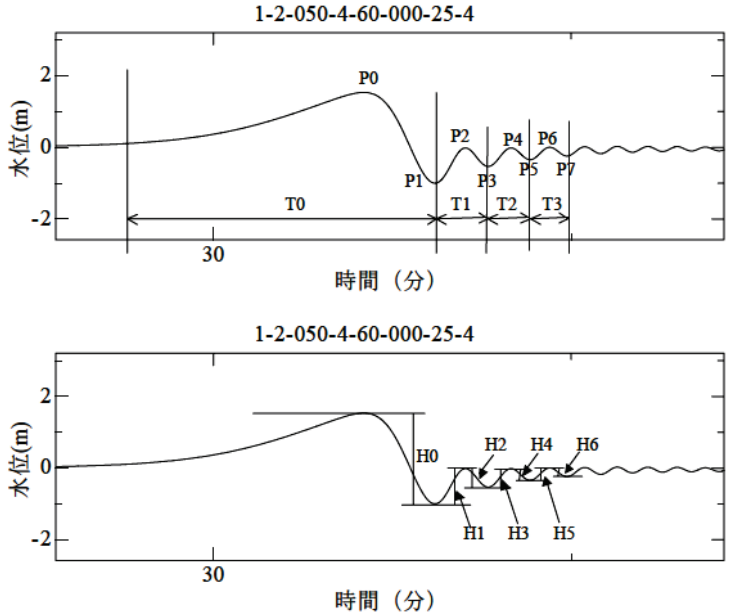


図 4.1.4－9　400m 水深位置における水位時間波形



P0：本体の上昇側ピーク
P1：P0 から下降し始めてゼロを下回った時点から最初の変曲点
P2～P7：P1 以降分散波のピーク

T0：本体の周期 初期から 10cm 変位してから P1 までの時間
T1：P1 から P3 の時間
T2：P3 から P5 の時間
T3：P5 から P7 の時間
T=(T1+T2+T3)/3・・・分散波 3 波分の平均周期

H0：本体の波高（P0－P1）
H1～H6：分散波の波高（｜P(n+1)－P(n)｜）
H=(H1+H2+H3+H4+H5+H6)/6・・・分散波 3 波分の平均波高

図 4.1.4－10　津波本体の波高・周期および分散波の波高・周期の定義

表 4.1.4−2　第 1 波から 5 波目までの水位と周期（peak to peak）の比較

※単位：水位(m)，周期(分)

【波源位置水深：1000m】

	P1	P2	P3	P4	P5	T1	T2	T3	T4
CASE0	1.19	−0.20	−0.03	0.02	0.03	2.96	1.39	1.20	1.10
CASE1	1.06	0.20	0.24	0.22	0.20	3.76	1.97	1.74	1.62
CASE2	1.15	−0.04	0.08	0.09	0.09	3.21	1.56	1.36	1.25
CASE3	1.18	−0.15	0.00	0.04	0.05	3.03	1.43	1.24	1.14
CASE4	1.19	−0.19	−0.02	0.02	0.04	2.98	1.40	1.21	1.12
CASE5	1.02	0.32	0.32	0.28	0.25	4.03	2.19	1.95	1.83
CASE6	1.13	0.01	0.11	0.12	0.11	3.30	1.62	1.42	1.31
CASE7	1.17	−0.14	0.01	0.05	0.05	3.05	1.45	1.26	1.16
CASE8	1.18	−0.18	−0.02	0.03	0.04	2.97	1.40	1.22	1.12

【波源位置水深：2000m】

	P1	P2	P3	P4	P5	T1	T2	T3	T4
CASE0	0.96	0.69	0.51	0.40	0.33	3.80	2.12	1.80	1.64
CASE1	0.84	0.80	0.60	0.49	0.42	4.37	2.52	2.16	1.96
CASE2	0.93	0.74	0.54	0.43	0.36	3.96	2.22	1.89	1.72
CASE3	0.95	0.71	0.52	0.41	0.34	3.84	2.14	1.83	1.66
CASE4	0.96	0.70	0.51	0.40	0.33	3.81	2.12	1.81	1.64
CASE5	0.81	0.82	0.62	0.51	0.45	4.58	2.68	2.30	2.10
CASE6	0.91	0.74	0.55	0.44	0.37	4.02	2.27	1.93	1.75
CASE7	0.94	0.71	0.52	0.41	0.34	3.85	2.15	1.84	1.67
CASE8	0.95	0.70	0.51	0.40	0.33	3.81	2.12	1.81	1.64

表 4.1.4−3　第 1 波から 5 波目までの水位と周期（peak to peak）の CASE0 に対する比率

【波源位置水深：1000m】

	P1	P2	P3	P4	P5	T1	T2	T3	T4
CASE0	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
CASE1	0.89	−1.02	−7.89	11.93	6.04	1.27	1.42	1.45	1.47
CASE2	0.96	0.22	−2.46	5.06	2.76	1.08	1.12	1.13	1.13
CASE3	0.99	0.77	−0.01	2.17	1.49	1.02	1.03	1.03	1.03
CASE4	1.00	0.93	0.69	1.35	1.14	1.01	1.01	1.01	1.01
CASE5	0.86	−1.61	−10.29	15.05	7.60	1.36	1.58	1.62	1.66
CASE6	0.95	−0.03	−3.58	6.43	3.38	1.11	1.17	1.18	1.18
CASE7	0.98	0.68	−0.40	2.61	1.68	1.03	1.04	1.05	1.05
CASE8	0.99	0.90	0.57	1.48	1.20	1.00	1.01	1.01	1.01

【波源位置水深：2000m】

	P1	P2	P3	P4	P5	T1	T2	T3	T4
CASE0	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
CASE1	0.88	1.15	1.18	1.22	1.26	1.15	1.19	1.20	1.20
CASE2	0.97	1.06	1.06	1.07	1.08	1.04	1.05	1.05	1.05
CASE3	0.99	1.02	1.02	1.02	1.02	1.01	1.01	1.01	1.01
CASE4	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
CASE5	0.84	1.18	1.22	1.28	1.34	1.21	1.27	1.28	1.28
CASE6	0.95	1.07	1.07	1.09	1.10	1.06	1.07	1.07	1.07
CASE7	0.98	1.02	1.02	1.02	1.02	1.01	1.02	1.02	1.02
CASE8	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

(3) 浅海域における格子分割に関する検討

浅い領域（水深 50～400m）を対象に，非線形分散波モデルによる計算を実施する際に必要な格子分割に関する検討を行った。検討は深海域における検討同様，一次元津波伝播計算による数値実験を行った。周期 180 秒の津波に対し，区間代表水深毎に波長の 1/20 以下となる格子間隔を設定し，これを非線形長波基準（波長の 1/20）ケースとし（長波基準），格子間隔を半分としたケース（長波基準／2）との比較を行った。

計算の初期水位は Mansinha and Smylie(1971)の方法から求めた地盤変動量分布の中央断面の水位とした。海底地形は深海域の検討で用いたものと同様であり，波源設定位置は 1,000m とした。また，沖側，陸側ともに透過の条件とした。

断層パラメータは**表 4.1.4－4** に示す 5 波源を対象とし，50m 水深位置における水位時間波形および，最大水位上昇量・下降量を比較した。また，水深 80m 以深の領域を格子間隔 30m，水深 80m 以浅の領域を 10m としたケースを基本ケースとし，基本ケースとの水位の比を調べた（**表 4.1.4－5～表 4.1.4－7**）。

最大水位上昇量・下降量の比は長波基準ケース，長波基準／2 ケースともに基本ケースとの比は 5%以内に収まった。**図 4.1.4－11** の水位時間波形の確認からも，第 1 波の水位変動に着目した場合，沖合（400m 以深）の格子サイズを 800m と設定し，水深 50～400m の領域は長波基準と設定しても水位に大きな差異は認められないことが確認できた。

なお，到達時間の遅れが見られるが，これは沖合の格子間隔を 800m と設定したためであり，400m 以浅の格子間隔の設定による影響ではない。

表 4.1.4−4　浅海域における格子間隔検討の断層パラメータ

波源	幅 (km)	傾斜角（度）	上縁深さ (km)	すべり量 (m)	すべり角 (度)	断層 傾斜方向
F1	100	15	2.5	7	90	陸側下盤
F2	17.3	60	2.5	9.44	90	陸側上盤
F3	50	20	2.5	9.7	90	陸側下盤
F4	15	90	2.5	4.16	90	陸側上盤
F5	50	45	0	5	270	陸側上盤

表 4.1.4−5　周期 180 秒の津波に対する格子間隔

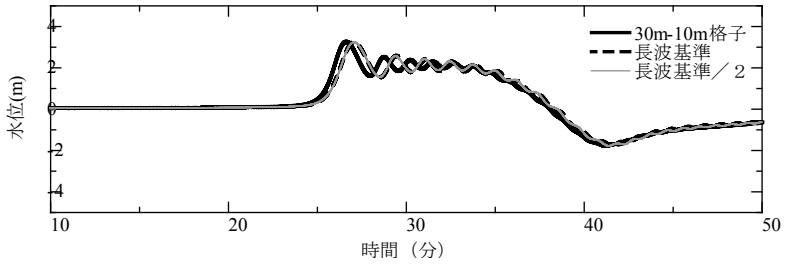
水深 (m)	波長 (m)	波長／20 (m)	長波基準 格子サイズ (m)	長波基準／2 格子サイズ (m)
20	2,520	126	100	50
30	3,086	154	100	50
40	3,564	178	100	50
50	3,984	199	200	100
60	4,365	218	200	100
70	4,714	236	200	100
80	5,040	252	200	100
90	5,346	267	200	100
100	5,635	282	200	100
150	6,901	345	200	100
200	7,969	398	400	200
250	8,910	445	400	200
300	9,760	488	400	200
350	10,542	527	400	400
400	11,270	563	400	400

表 4.1.4−6　水深 50m 位置における最大水位上昇量

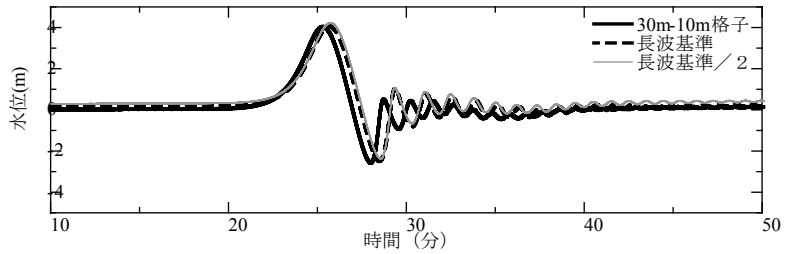
	30m−10m (A)	長波基準 (B)	長波基準／2 (C)	(B) ／ (A)	(C) ／ (A)
F1	3.26	3.23	3.24	0.99	0.99
F2	3.96	3.84	3.86	0.97	0.98
F3	4.88	4.87	4.86	1.00	1.00
F4	1.16	1.10	1.12	0.95	0.96
F5	1.28	1.34	1.30	1.05	1.02

表 4.1.4−7　水深 50m 位置における最大水位下降量

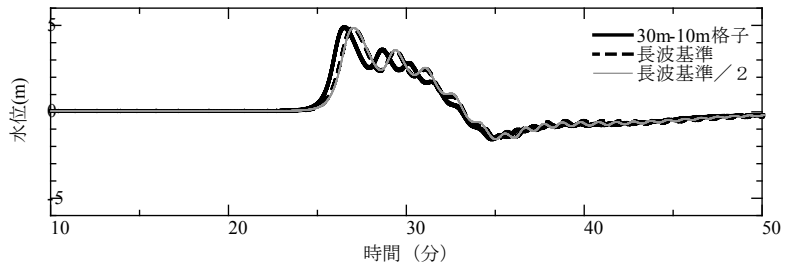
	30m−10m (A)	長波基準 (B)	長波基準／2 (C)	(B) ／ (A)	(C) ／ (A)
F1	-1.77	-1.77	-1.78	1.00	1.01
F2	-2.64	-2.71	-2.74	1.02	1.04
F3	-1.58	-1.62	-1.59	1.03	1.01
F4	-1.87	-1.85	-1.87	0.99	1.00
F5	-2.99	-2.94	-2.96	0.98	0.99



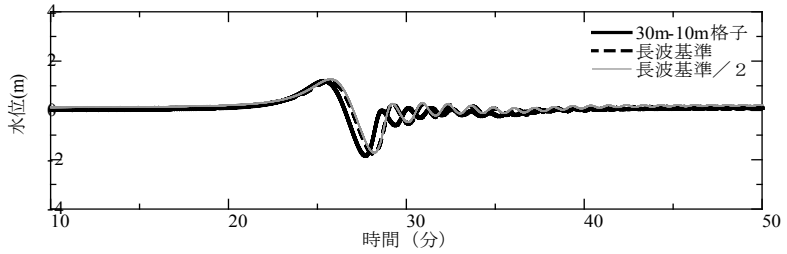
波源 F1



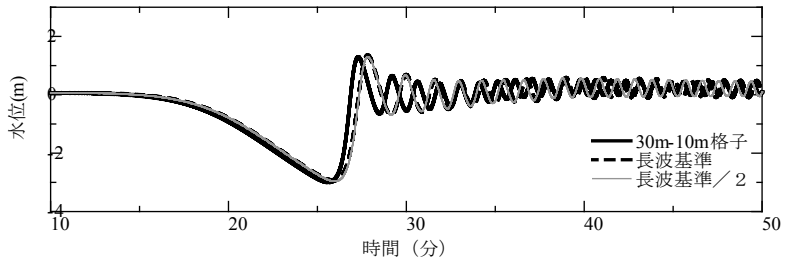
波源 F2



波源 F3



波源 F4



波源 F5

図 4.1.4－11　水深 50m 位置における水位時間波形

4.1.5　非線形分散波モデルの現地適用性の検討

(1) 計算条件

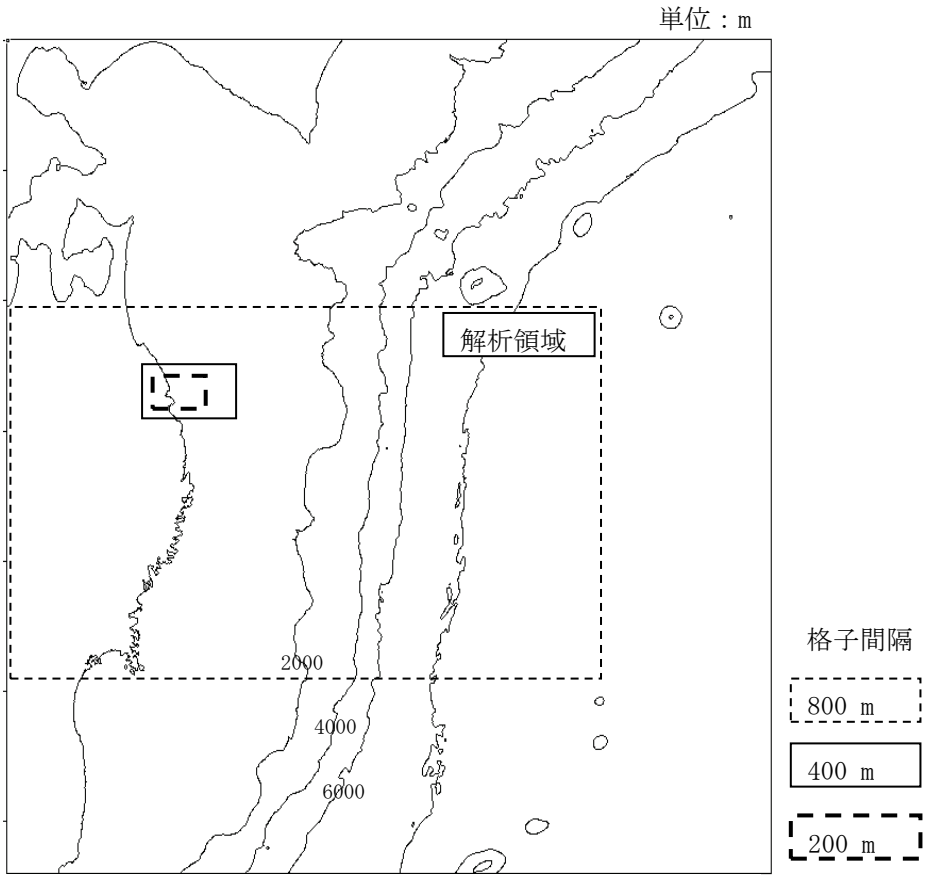
平面二次元の非線形分散波モデルを津波解析に用いて，現地への適用性について検討する。検討対象とした津波は 1933 年昭和三陸津波であり，断層モデルを**表 4.1.5－1** に示す。主な計算条件に関しては，**表 4.1.5－2** に整理した。また，本検討ではケーススタディーのサイトとして,久慈湾を対象とした。三陸沿岸の格子分割を**図 4.1.5－1**, **図 4.1.5－2** に示す。

表 4.1.5－1　1933 年昭和三陸地震津波の断層パラメータ（土木学会，2002）

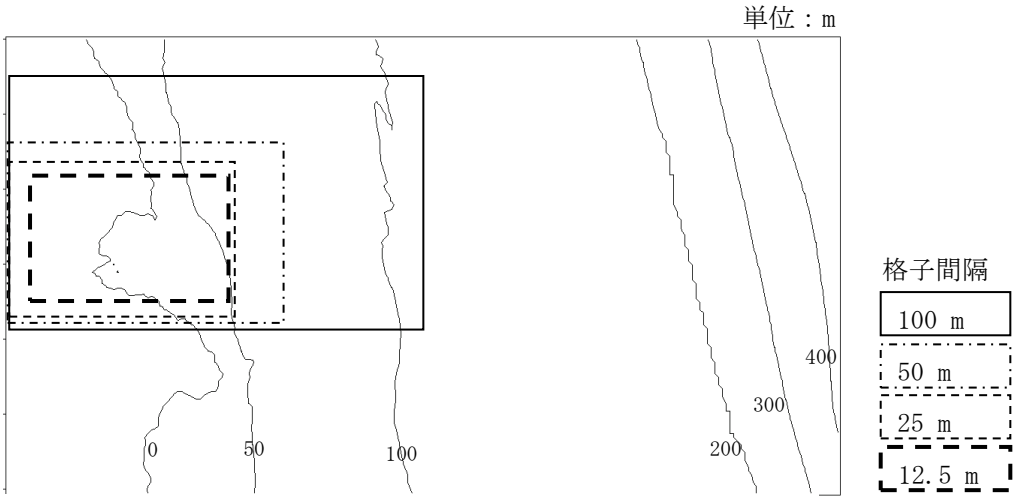
基準点 位置	Mw	断層長さ L(km)	幅 W(km)	上縁深さ d(km)	走向 θ(度)	傾斜角 δ(度)	すべり角 λ(度)	すべり量 D(m)
40.16° N 144.5° E	8.4	185	50	1	180	45	270	6.6

表 4.1.5－2　主な計算条件

	非線形分散波モデル	非線形長波モデル	備考
対象地震	昭和三陸津波	昭和三陸津波	
計算格子間隔	800～12.5m	800～12.5m	1/2 接続
計算時間間隔	0.1 s	0.1 s	
計算対象時間	2 時間	2 時間	
マニングの粗度係数	0.03	0.03	
移流項	中央差分	風上差分	
人為増幅項	松山ほか(2006)	なし	ω_E =0.01, α =0.09
砕波減衰項	松山ほか(2006)	なし	ω_s =0.03, β =0.23, γ =0.85
分散項	Peregrine(1967)	なし	



a） 解析領域全体



b） 対象地点周辺拡大

図 4.1.5−1　格子分割と水深

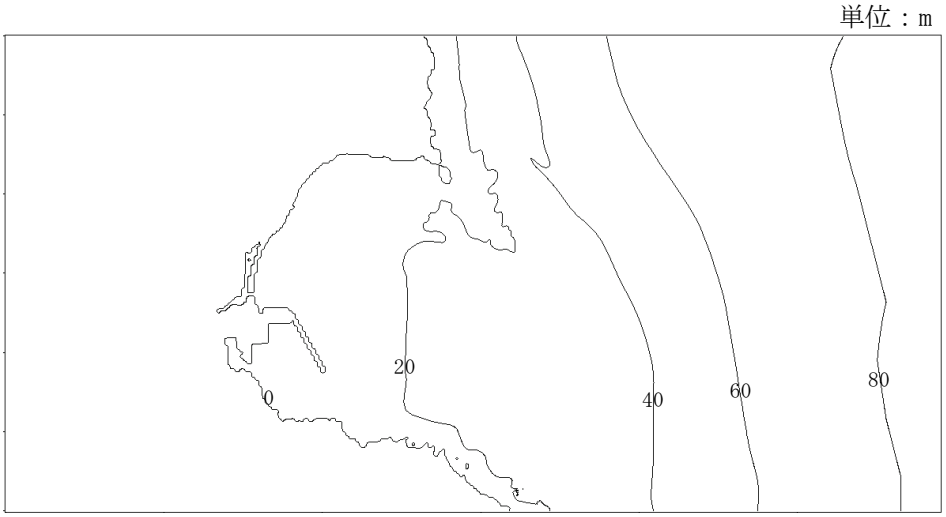


図 4.1.5－2　12.5m 格子エリアの水深

(2) 計算結果

図 4.1.5－3 に波源から海岸線に至る津波の伝播状況を水位の空間分布で表し，非線形分散波モデルと非線形長波モデルを比較して示した。これらの図によれば，非線形分散波モデルでは波源域において繰り返し短周期波が発生し，沿岸域に次々と来襲している。これより，波源において発生する津波波形の精度が問題となる場合には，非線形分散波モデルを用いることが望ましいといえる。

図 4.1.5－4 の久慈湾の着目断面における水位分布の断面図を**図 4.1.5－5** に示す。非線形分散波モデルでは，湾の入口から中心部付近（水深 20m 以浅）に津波が到達するとソリトン分裂が生じ始め，海岸線に近づくにつれ顕著となり，結果として，汀線近くでは分裂波によって水位が高くなっている。また防波堤前面などでもソリトン分裂が顕著に生じており，分裂波が卓越するような地域ではソリトン分裂を考慮した検討が必要である。**図 4.1.5－6** と**図 4.1.5－7** に非線形分散波モデルと非線形長波モデルで解析した最大津波高とその断面図を示す。これによれば，非線形分散波モデルは非線形長波モデルに対して，沿岸での津波高がソリトン分裂などの影響により部分的に大きくなる傾向となるものの，遡上域での津波高や浸水域はほぼ変わらない結果となった。

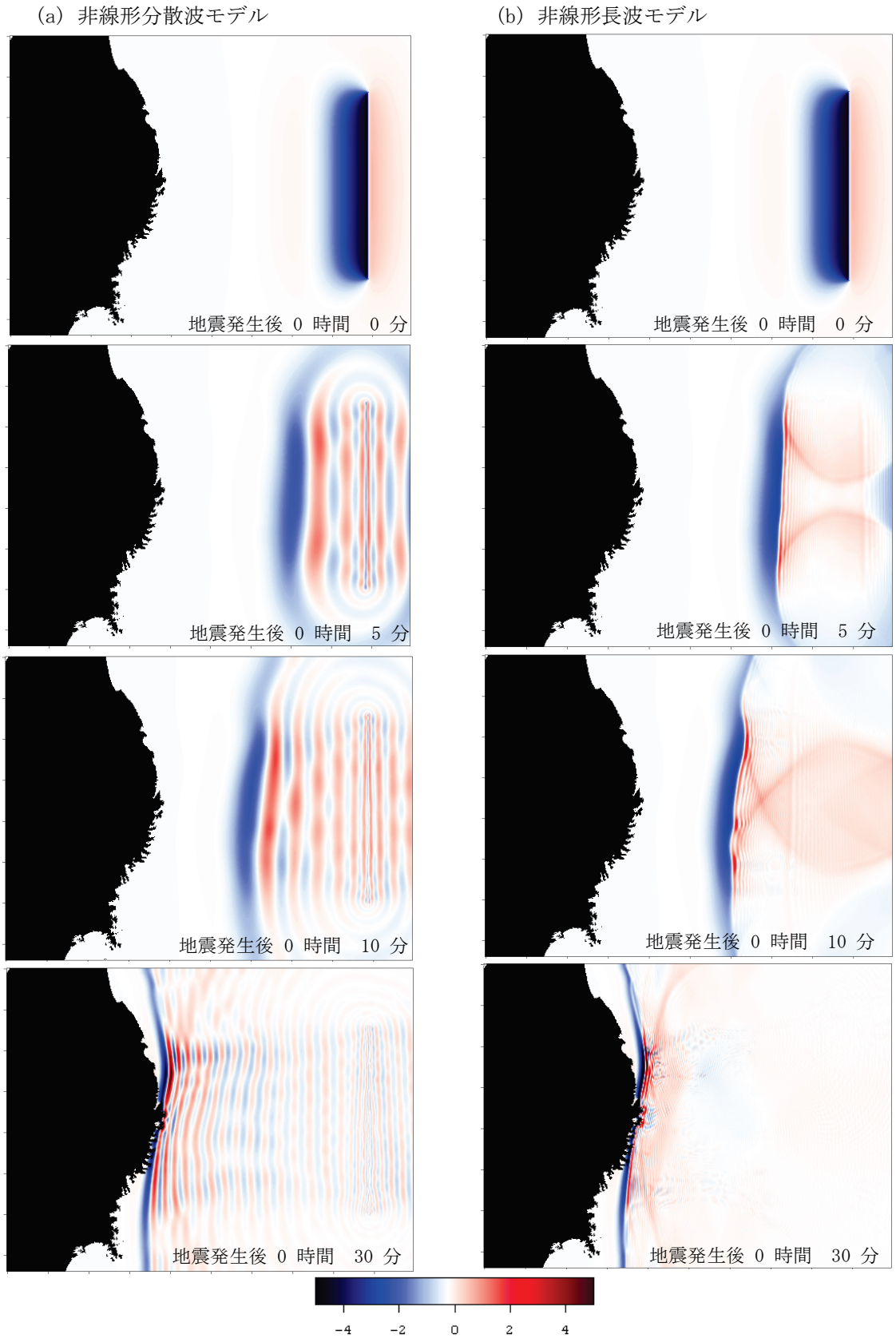


図 4.1.5－3 津波水位の空間分布の比較（地震発生より 0～30 分）

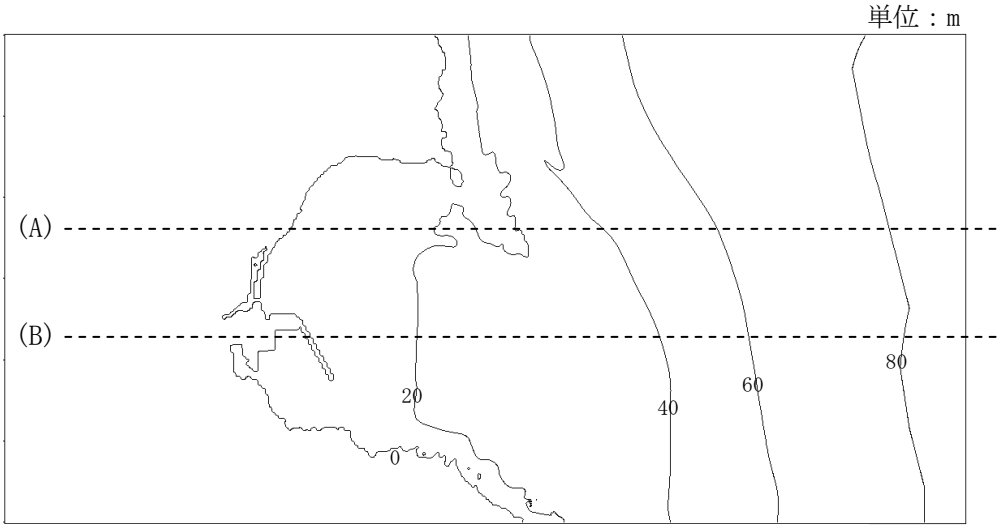


図 4.1.5−4　12.5m 格子エリアにおける着目断面

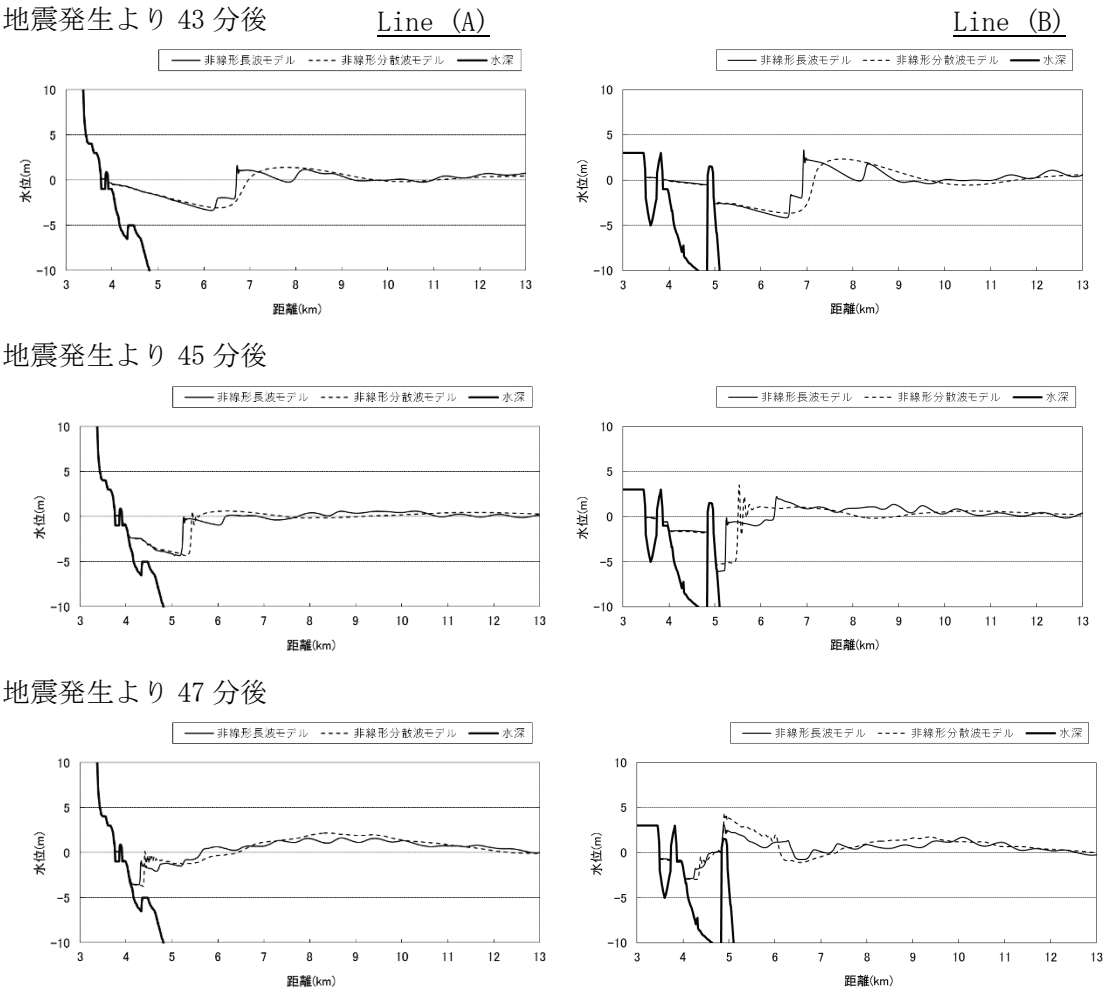


図 4.1.5−5　水位分布の断面図

(a) 非線形分散波モデル　　(b) 非線形長波モデル

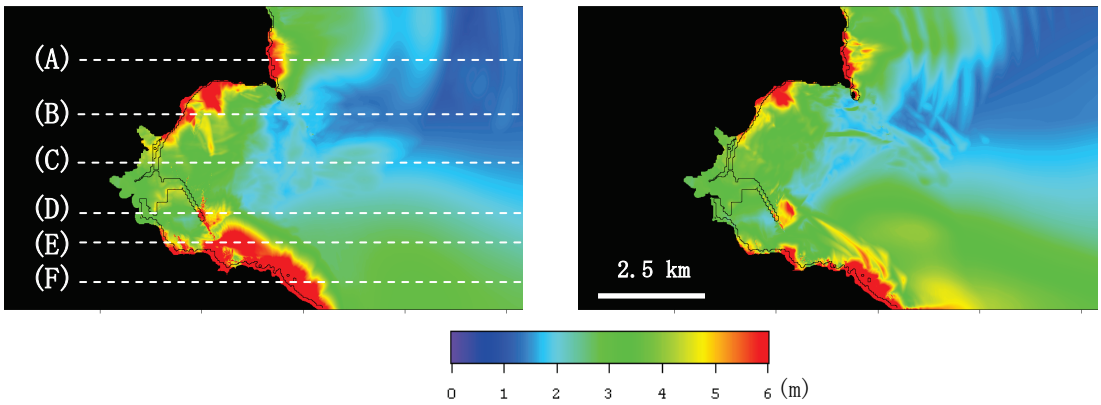


図 4.1.5−6　最大水位分布

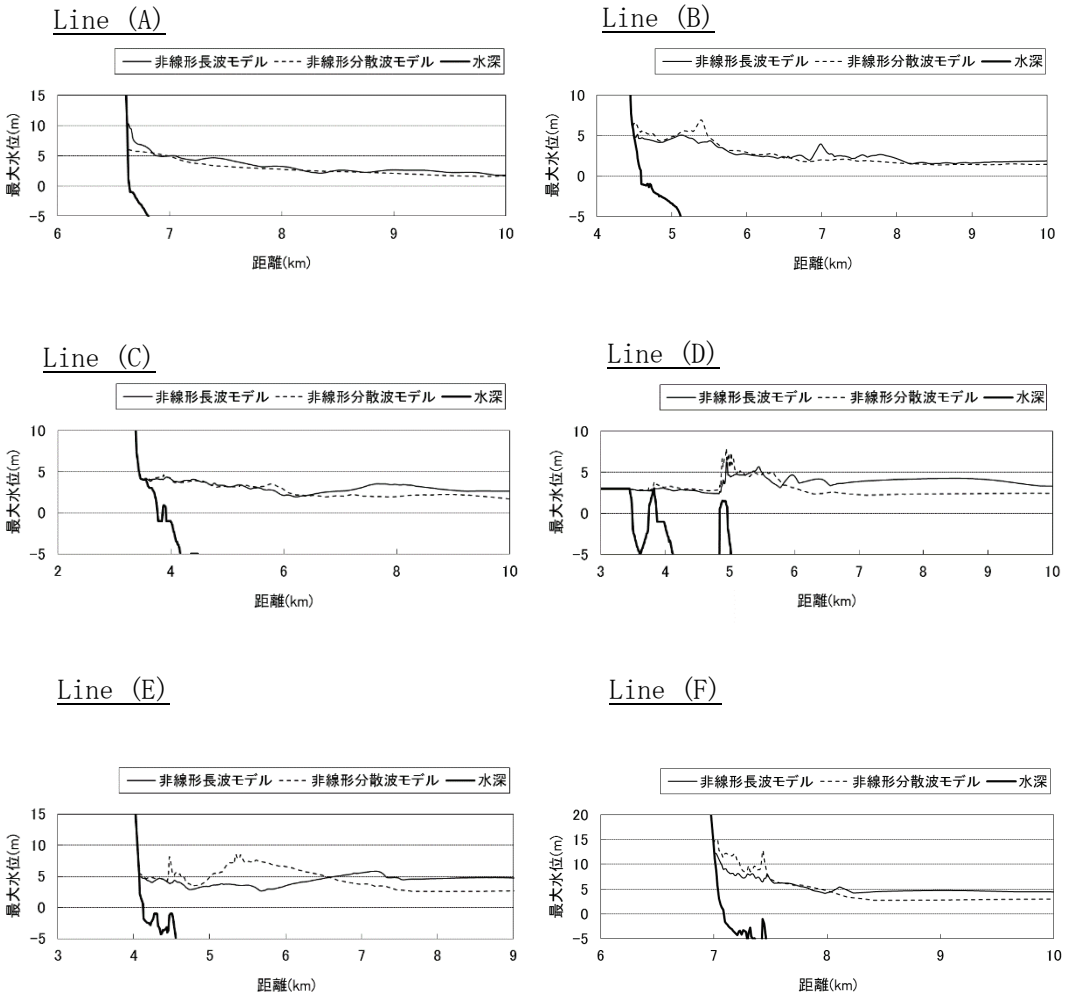


図 4.1.5−7　最大水位分布の断面図

4.2　海底面の鉛直変位分布の計算方法

津波伝播計算の初期条件として，海底面の鉛直変位分布を設定する必要がある。こ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仮定して地震断層運動に伴う周辺地盤の変位分布を計算する Mansinha and Smylie(1971)の方法や岡田の方法（Okada，1985）が用いられている。Mansinha and Smylie(1971)の方法は地盤のポアソン比 ν ＝1/4，岡田の方法（Okada，1985）は $\nu \neq 1/4$ と仮定している。ここでは，Mansinha and Smylie(1971)の方法を以下に示す。

半無限弾性体において任意の閉曲面 Σ における食い違い量 Δu_j を与えることによる周辺の変位 u_i は，Steketee(1958)は以下のとおりとした。

$$u_i = \int_{\Sigma} \Delta u_j \left[\delta_{jk} \lambda \frac{\partial u_i^{\ell}}{\partial \xi_{\ell}} + \mu \left(\frac{\partial u_i^{j}}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^{k}}{\partial \xi_j} \right) \right] \nu_k \, dS \qquad (4.2.1)$$

ここで，δ_{jk} はクロネッカーのデルタ，λ と μ はラメの定数，ν_k は dS の法線の方向余弦，$u_i^{\ j}$ は点 (ξ_1, ξ_2, ξ_3) における j 方向に働く単位力による点 (x_1, x_2, x_3) の i 方向変位である。

Local な直交座標として，**図 4.2−1** に示すように断層面を延長し海底面と交わる線（走向）を x_1，断層面の長軸方向中央を通り x_1 と交わる点を原点（O）とし，O より右方向に x_2，下向きに x_3 軸とする。また，O と断層面の中央を通る線を ξ 軸とする（ξ 軸は x_2−x_3 平面内にある）。

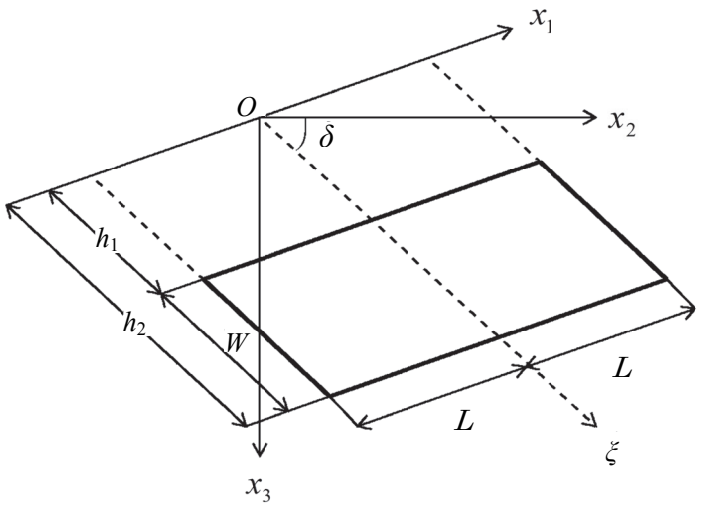


図 4.2−1　断層モデルの Local 座標系

断層諸元の定義として，断層の長さを $2L$，**図 4.2−2** に示すように ξ 軸に沿って原点からの断層上端までの長さを h_1，断層下端までの長さを h_2（$h_2 - h_1$ が断層の幅 W），x_2 軸から時計廻りに測った断層傾斜角を δ とする。また，**図 4.2−3** に示すようにすべりの方向と断層の方向のなす角を λ，すべりの大きさを D，走向角を ϕ とする。

なお，地盤はポアソン固体（$\lambda = \mu$，ポアソン比＝1/4）を仮定する。

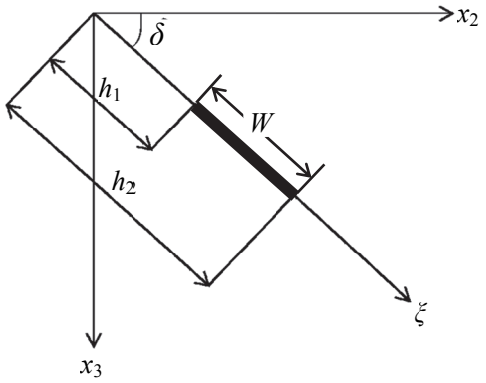


図 4.2−2　Local 座標系における鉛直断面

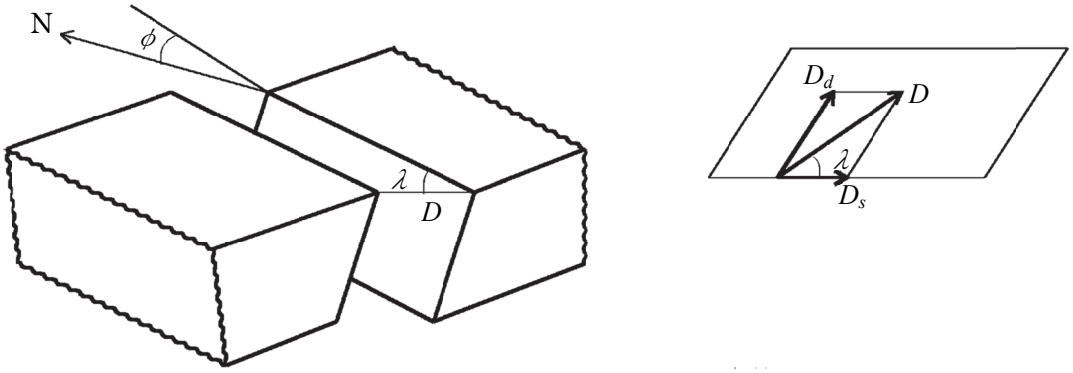


図 4.2−3　断層パラメータの定義

$$\left.\begin{array}{ll}\text{Strike slip} & D_s = D\cdot\cos\lambda \\ \text{Dip slip} & D_d = D\cdot\sin\lambda\end{array}\right\} \tag{4.2.2}$$

とすると，Strike slip に対して，

$$u_i = \mu D_s \int_\Sigma \left[\left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_2}+\frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_1}\right)\sin\delta - \left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3}+\frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_1}\right)\cos\delta\right] dS \tag{4.2.3}$$

Dip slip に対して，

$$u_i = \mu D_d \int_\Sigma \left[\left(\frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_2}-\frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_3}\right)\sin 2\delta - \left(\frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_3}+\frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2}\right)\cos 2\delta\right] dS \tag{4.2.4}$$

式(4.2.3)，(4.2.4)をξ座標系に変換すると，Strike slip に対して，

$$u_i = \mu D_s \int_{h1}^{h2}\int_{-L}^{L} \left[\left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_2}+\frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_1}\right)\sin\delta - \left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3}+\frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_1}\right)\cos\delta\right] d\xi_1 d\xi \tag{4.2.5}$$

Dip slip に対して，

$$u_i = \mu D_d \int_{h1}^{h2}\int_{-L}^{L} \left[2\left(\sin\delta\frac{\partial u_i^2}{\partial \xi} - \cos\delta\frac{\partial u_i^3}{\partial \xi}\right)+\left(\frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2}-\frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_3}\right)\right] d\xi_1 d\xi \tag{4.2.6}$$

ここで，$-L \le \xi_1 \le L$， $h_1 \le \xi \le h_2$ である。式(4.2.5)，(4.2.6)の積分にあたり，以下のように変数を定める。

$$\left.\begin{aligned}
&\xi_2 = \xi \cos\delta \\
&\xi_3 = \xi \sin\delta \\
&R^2 = (x_1-\xi_1)^2 + (x_2-\xi_2)^2 + (x_3-\xi_3)^2 \\
&Q^2 = (x_1-\xi_1)^2 + (x_2-\xi_2)^2 + (x_3+\xi_3)^2 \\
&r_2 = x_2 \sin\delta - x_3 \cos\delta \\
&r_3 = x_2 \cos\delta + x_3 \sin\delta \\
&q_2 = x_2 \sin\delta + x_3 \cos\delta \\
&q_3 = -x_2 \cos\delta + x_3 \sin\delta \\
&h^2 = q_2^2 + (q_3+\xi)^2 \\
&k^2 = (x_1-\xi_1)^2 + q_2^2
\end{aligned}\right\} \qquad (4.2.7)$$

また，不定積分を$u(\xi_1,\xi)$とすれば，定積分は

$$\left[\left[u(\xi_1,\xi)\right]_{-L}^{L}\right]_{h1}^{h2} = u(\xi_1,\xi)\Big\| = u(L,h_2) - u(L,h_1) - u(-L,h_2) + u(-L,h_1) \qquad (4.2.8)$$

で与えられる。Strike slip D_s によるx_1, x_2, x_3方向の変位量をU_{1s}, U_{2s}, U_{3s}，Dip slip D_d によるものを U_{1d}, U_{2d}, U_{3d} とすれば，任意の点(x_1, x_2, x_3)の変位は断層面にわたる定積分の形によって次式で与えられる。

$$\begin{aligned}
12\pi \frac{U_{1s}}{D_s} = \Bigg[& (x_1-\xi_1)\left\{ \frac{2r_2}{R(R+r_3-\xi)} - \frac{4q_2 - 2x_3\cos\delta}{Q(Q+q_3+\xi)} - \frac{3\tan\delta}{Q+x_3+\xi_3} + \frac{4q_2x_3\sin\delta}{Q^3} \right. \\
& \left. -4q_2q_3x_3\sin\delta \frac{(2Q+q_3+\xi)}{Q^3(Q+q_3+\xi)^2} \right\} \\
& -6\tan^2\delta \tan^{-1}\left\{ \frac{(k-q_2\cos\delta)(Q-k)+(q_3+\xi)k\cdot\sin\delta}{(x_1-\xi_1)(q_3+\xi)\cos\delta} \right\} \\
& +3\tan^{-1}\frac{(x_1-\xi_1)(r_3-\xi)}{r_2R} - 3\tan^{-1}\frac{(x_1-\xi_1)(q_3+\xi)}{q_2Q} \Bigg]\Bigg\|
\end{aligned} \qquad (4.2.9)$$

$$12\pi\frac{U_{2s}}{D_s}=\Big[\sin\delta\Big\{3\tan\delta\cdot\sec\delta\cdot\ell n(Q+x_3+\xi_3)-\ell n(R+r_3-\xi)-(1+3\tan^2\delta)\ell n(Q+q_3+\xi)\Big\}$$
$$+\frac{2{r_2}^2\sin\delta}{R(R+r_3-\xi)}+\frac{2r_2\cos\delta}{R}-2\sin\delta\frac{\{2x_3(q_2\cos\delta-q_3\sin\delta)+q_2(q_2+x_2\sin\delta)\}}{Q(Q+q_3+\xi)}$$
$$-3\tan\delta\frac{(x_2-\xi_2)}{Q+x_3+\xi_3}+2\frac{(q_2\cos\delta-q_3\sin\delta-x_3\sin^2\delta)}{Q}$$
$$+4q_2x_3\sin\delta\frac{\{(x_2-\xi_2)+q_3\cos\delta\}}{Q^3}-4{q_2}^2q_3x_3\sin^2\delta\frac{2Q+q_3+\xi}{Q^3(Q+q_3+\xi)^2}\Big]\Big\| \qquad (4.2.10)$$

$$12\pi\frac{U_{3s}}{D_s}=\Big[\cos\delta\Big\{\ell n(R+r_3-\xi)+(1+3\tan^2\delta)\ell n(Q+q_3+\xi)-3\tan\delta\sec\delta\cdot\ell n(Q+x_3+\xi_3)\Big\}$$
$$+\frac{2r_2\sin\delta}{R}+2\sin\delta\frac{(q_2+x_2\sin\delta)}{Q}-\frac{2{r_2}^2\cos\delta}{R(R+r_3-\xi)}$$
$$+\frac{4q_2x_3\sin^2\delta-2(q_2+x_2\sin\delta)(x_3+q_3\sin\delta)}{Q(Q+q_3+\xi)}+4q_2x_3\sin\delta\frac{\{(x_3+\xi_3)-q_3\sin\delta\}}{Q^3}$$
$$-4{q_2}^2q_3x_3\cos\delta\sin\delta\frac{2Q+q_3+\xi}{Q^3(Q+q_3+\xi)^2}\Big]\Big\| \qquad (4.2.11)$$

$$12\pi\frac{U_{1d}}{D_d}=\Big[(x_2-\xi_2)\sin\delta\Big\{\frac{2}{R}+\frac{4}{Q}-4\frac{\xi_3x_3}{Q^3}-\frac{3}{Q+x_3+\xi_3}\Big\}$$
$$-\cos\delta\Big\{3\ell n(Q+x_3+\xi_3)+2\frac{(x_3-\xi_3)}{R}+4\frac{(x_3-\xi_3)}{Q}+4\frac{\xi_3x_3(x_3+\xi_3)}{Q^3}\Big\}$$
$$+\frac{3}{\cos\delta}\Big\{\ell n(Q+x_3+\xi_3)-\sin\delta\cdot\ell n(Q+q_3+\xi)\Big\}$$
$$+6x_3\Big\{\frac{\cos\delta}{Q}-\frac{q_2\sin\delta}{Q(Q+q_3+\xi)}\Big\}\Big]\Big\| \qquad (4.2.12)$$

$$12\pi\frac{U_{2d}}{D_d}=\Big[\sin\delta\Big[-\ell n(R+x_1-\xi_1)+\ell n(Q+x_1-\xi_1)-\frac{4\xi_3x_3}{Q(Q+x_1-\xi_1)}+\frac{3(x_1-\xi_1)}{(Q+x_3+\xi_3)}$$
$$+(x_2-\xi_2)^2\Big\{\frac{2}{R(R+x_1-\xi_1)}+\frac{4}{Q(Q+x_1-\xi_1)}-4\xi_3x_3\Big(\frac{2Q+x_1-\xi_1}{Q^3(Q+x_1-\xi_1)^2}\Big)\Big\}\Big]$$
$$-\cos\delta\Big[(x_2-\xi_2)\Big\{\frac{2(x_3-\xi_3)}{R(R+x_1-\xi_1)}+\frac{4(x_3-\xi_3)}{Q(Q+x_1-\xi_1)}+4\xi_3x_3(x_3+\xi_3)\Big(\frac{2Q+x_1-\xi_1}{Q^3(Q+x_1-\xi_1)^2}\Big)\Big\}$$
$$+6\tan^{-1}\Big\{\frac{(x_1-\xi_1)(x_2-\xi_2)}{(h+x_3+\xi_3)(Q+h)}\Big\}-3\tan^{-1}\Big\{\frac{(x_1-\xi_1)(r_3-\xi)}{r_2R}\Big\}+6\tan^{-1}\Big\{\frac{(x_1-\xi_1)(q_3+\xi)}{q_2Q}\Big\}\Big]$$
$$+6\Big[\frac{1}{\cos\delta}\tan^{-1}\Big\{\frac{(k-q_2\cos\delta)(Q-k)+(q_3+\xi)k\sin\delta}{(x_1-\xi_1)(q_3+\xi)\cos\delta}\Big\}$$
$$+x_3\Big\{\frac{(\sin^2\delta-\cos^2\delta)(q_3+\xi)+2q_2\cos\delta\sin\delta}{Q(Q+x_1-\xi_1)}+\frac{(x_1-\xi_1)\sin^2\delta}{Q(Q+q_3+\xi)}\Big\}\Big]\Big]\Big\| \qquad (4.2.13)$$

$$12\pi\frac{U_{3d}}{D_d}=\left[\sin\delta\left[(x_2-\xi_2)\left\{\frac{2(x_3-\xi_3)}{R(R+x_1-\xi_1)}+\frac{4(x_3-\xi_3)}{Q(Q+x_1-\xi_1)}-4\xi_3x_3(x_3+\xi_3)\left(\frac{2Q+x_1-\xi_1}{Q^3(Q+x_1-\xi_1)^2}\right)\right\}\right.\right.$$

$$-6\tan^{-1}\left\{\frac{(x_1-\xi_1)(x_2-\xi_2)}{(h+x_3+\xi_3)(Q+h)}\right\}+3\tan^{-1}\left\{\frac{(x_1-\xi_1)(r_3-\xi)}{r_2R}\right\}-6\tan^{-1}\left\{\frac{(x_1-\xi_1)(q_3+\xi)}{q_2Q}\right\}\Bigg]$$

$$+\cos\delta\left[\ell n(R+x_1-\xi_1)-\ell n(Q+x_1-\xi_1)-\frac{2(x_3-\xi_3)^2}{R(R+x_1-\xi_1)}-\frac{4\left\{(x_3+\xi_3)^2-\xi_3x_3\right\}}{Q(Q+x_1-\xi_1)}\right.$$

$$\left.-4\xi_3x_3(x_3+\xi_3)^2\left(\frac{2Q+x_1-\xi_1}{Q^3(Q+x_1-\xi_1)^2}\right)\right]$$

$$\left.+6x_3\left[\cos\delta\sin\delta\left\{\frac{2(q_3+\xi)}{Q(Q+x_1-\xi_1)}+\frac{x_1-\xi_1}{Q(Q+q_3+\xi)}\right\}-q_2\frac{(\sin^2\delta-\cos^2\delta)}{Q(Q+x_1-\xi_1)}\right]\right]\Bigg\| \qquad (4.2.14)$$

ここに，x_1,x_2,x_3方向の変位u_1,u_2,u_3は，

$$\left.\begin{aligned}u_1&=U_{1s}+U_{1d}\\u_2&=U_{2s}+U_{2d}\\u_3&=U_{3s}+U_{3d}\end{aligned}\right\} \qquad (4.2.15)$$

で与えられる。また Global な座標（計算座標系）として，**図 4.2−4** に示すように原点は(x_1,x_2,x_3)系と同じとし，E 方向にX軸，N 方向にY軸，下向きにZ軸をとり，Y軸とx_1軸のなす角をφ（Y 軸から東廻りを正）とすれば，(x_1,x_2,x_3)系の変位量(u_1,u_2,u_3)と，(X,Y,Z)系の変位量(u_x,u_y,u_z)の変換は次式で与えられる。

$$\left.\begin{aligned}u_x&=u_1\sin\phi+u_2\cos\phi\\u_y&=u_1\cos\phi-u_2\sin\phi\\u_z&=u_3\end{aligned}\right\} \qquad (4.2.16)$$

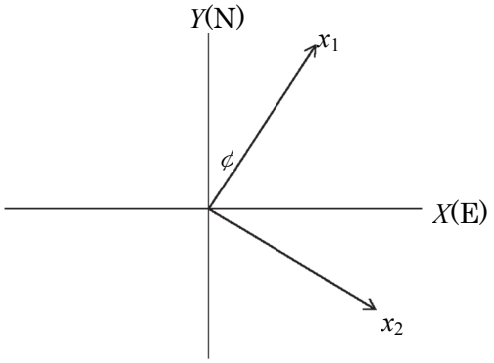


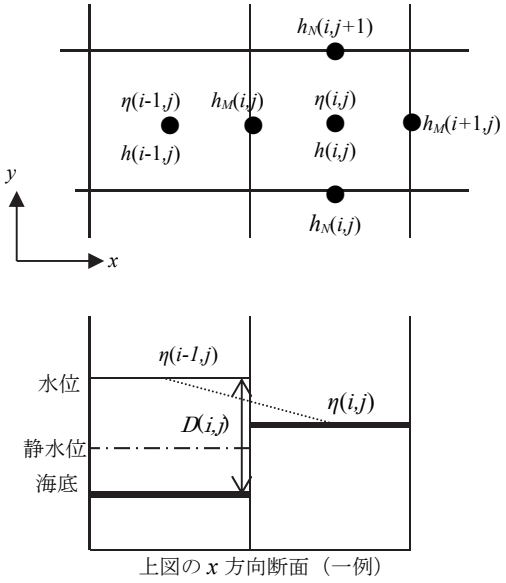
図 4.2−4　Local 座標系と計算座標系

なお，**式(4.2.14)**は Mansinha and Smylie(1971)の原論文における誤植を，Okada(1985)に修正したものである。

4.3 陸上遡上境界条件

津波の陸上遡上や引き波に伴う海底露出を表現するためには移動境界を設定する必要がある。移動境界に関する離散形式とアルゴリズムについては岩崎・真野の方法（岩崎・真野, 1979）が広く用いられている。これは，津波先端部での地形を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方法である。その要点を以下に示す（**図 4.3−1**）。

- 津波の先端は，水位と格子境界（四辺）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。
- 線流量を計算するための格子境界での全水深は，両側の格子の高い方の水位と格子境界での静水深の和として求める。
- 水のない格子中点とその背後格子の水位を結ぶ直線が水面勾配の一次近似であるとして線流量を計算する。全水深がゼロまたは負の場合には線流量をゼロとする。
- 全水深がゼロに近づいた場合には移流項を省略する。



$\eta(i,j) + \max(h_M(i,j),h_N(i,j), h_M(i+1,j), h_N(i,j+1))$
が正の格子とゼロまたは負の格子の境界に津波先端がある。

凡例
i,j：x,y 方向の格子番号
η：水位
h：静水深（M,N の添字付きは境界での水深）
D：全水深（$\eta+h$）
M,N：線流量

$D(i,j) = h_M(i,j)+\max(\eta(i,j),\eta(i-1,j))$
がゼロまたは負の場合は線流量Mをゼロ。
正の場合は点線を水面勾配として線流量Mを計算。
左図は $D(i,j)$が正の場合。他の線流量も同様に計算。

図 4.3−1　岩崎・真野の方法

小谷ほか(1998)は，上述の計算方法を見直し，下記の方法を提案した（**図 4.3−2**）。

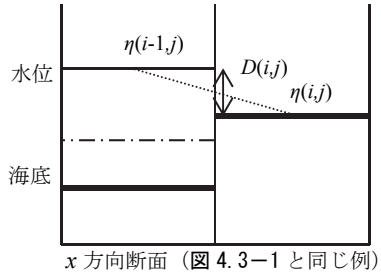


図 4.3−2　小谷ほか(1998)

- 流量を計算するための全水深は，先端部での水位と dry 計算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。

4.4　空間格子間隔の設定

4.4.1　伝播過程における海域

海底地形が単純である場合は，津波の空間波形の 1 波長の 1/20 以下を格子間隔として設定すればよいが（長谷川ほか，1987），複雑な海底地形については

・津波伝播計算の精度を向上させるためには，波の屈折を正確に表現することが重要である（佐山ほか，1986）。

・粗い格子間隔では実際の地形を十分表現出来ずに，計算結果が大きく変化してしまうことが多い（今村･李，1998）。

等の指摘があり注意を要する。

ここでは，下田沖の実地形を対象に，伝播過程の海域における空間格子間隔が最大水位上昇量に与える影響について，後藤の方法を用いて実証的に検討して示す。

(1) 対象海域と検討津波

① 検討対象海域

・海底地形による屈折現象を表すことが難しいとされている下田沖を検討海域とする。

・計算対象領域は，伊豆半島南端付近から下田市北部までの東西約 16km 南北 24km の海域である。

② 検討津波

1854 年安政東海地震津波とする。

(2) 格子間隔と境界条件

① 格子間隔

50，100，200，400，800 および 1600m の 6 ケースの一様な格子間隔を設定した。

② 境界条件

・開境界における入射波：広域を対象として実施した石橋(1976)モデルによる 1854 年安政東海地震津波の計算結果を開境界上で与える。

・汀線　　：鉛直壁

(3) 最大水位上昇量の比較

① 津波の伝播経路

用いた格子間隔と津波の伝播経路を相互に比較して**図 4.4.1−1** に示す。格子間隔を 50,400 および 800m とした場合の伝播時間および伝播経路を水深と併せて**図 4.4.1**

－2 に示す。これらの比較から，

・本海域の地形的特徴から，津波は伝播過程で大きく回り込みながら下田市へ向かうため，精度の良い計算を行うには波の屈折を精度よく再現することが必要である。

・波の屈折現象については水深 100m で 400m 格子程度，水深 50m 以浅では 200～50m の格子間隔を用いれば良好な精度の計算が可能である。

等の知見が得られた。

② 波向き線沿いの最大水位上昇量

4 本の波向き線沿いに格子間隔と最大水位上昇量を比較した結果（**図 4.4.1－3**），水深 100m 以深では格子間隔を 800m としても影響はほとんどみられないが，水深 100～50m では格子間隔を 200m 以下に，50m 以浅では格子間隔を 50m にとる必要がある。

③ まとめ

収束値を得るためには，

水深 100m 以深の浅海域：最大 800m，
水深 100～50m　　：最大 200m，
水深 50m 以浅域　　：100～50m

程度の格子間隔を選択する必要がある。

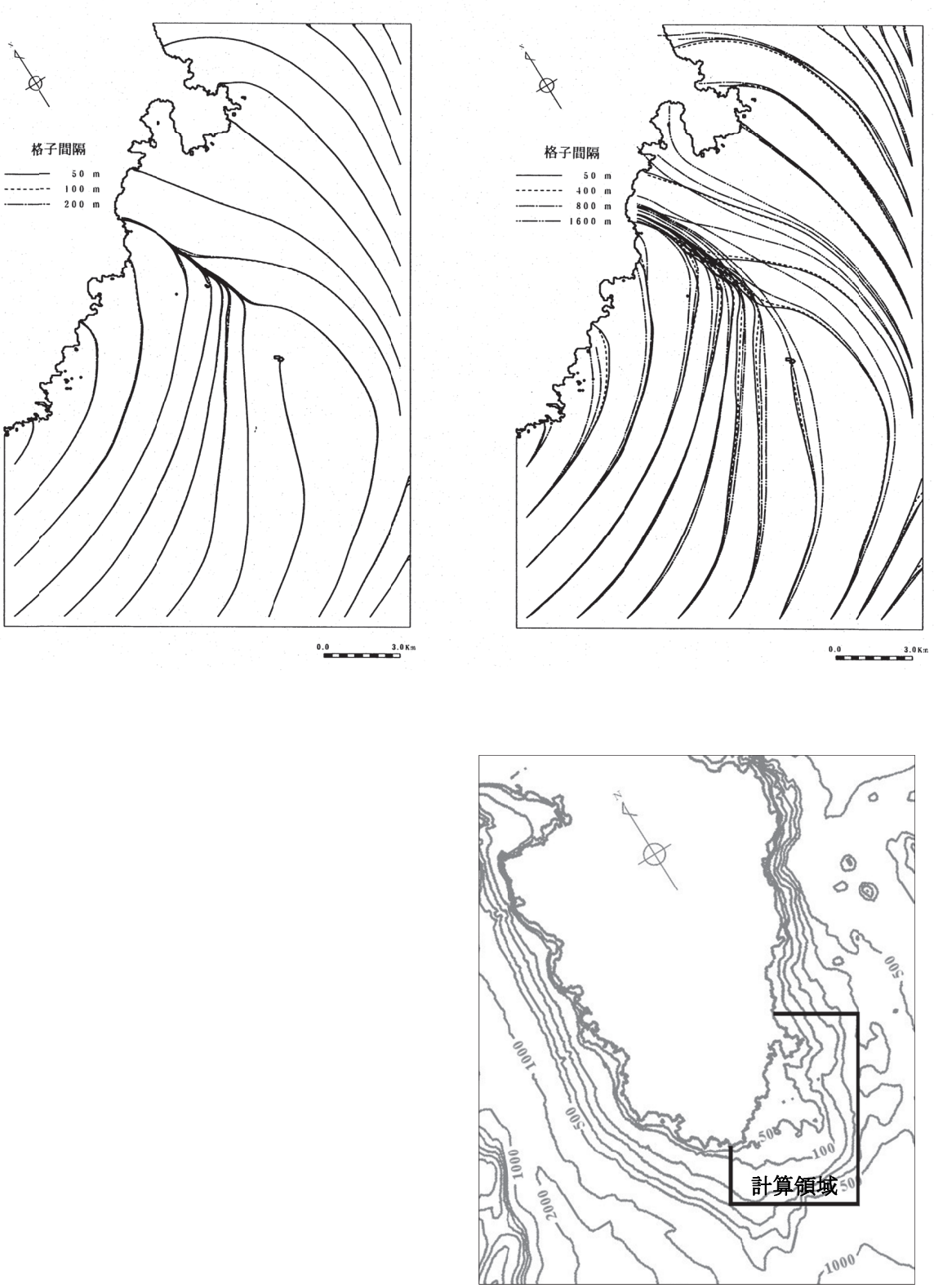
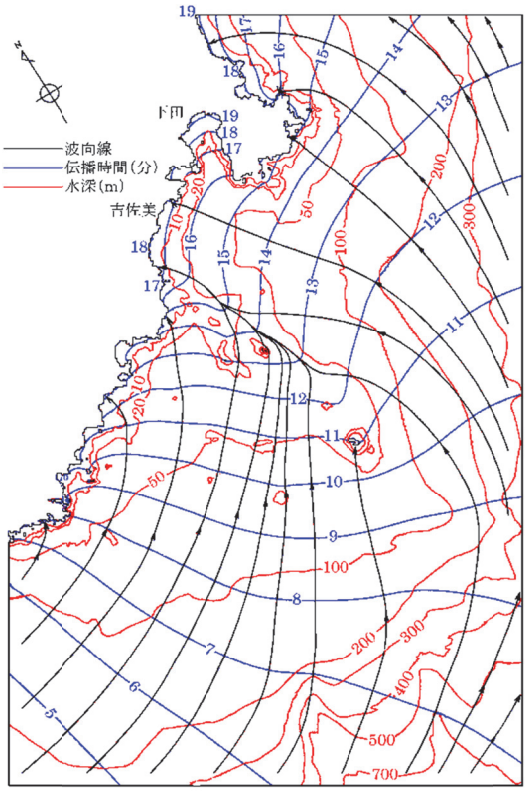
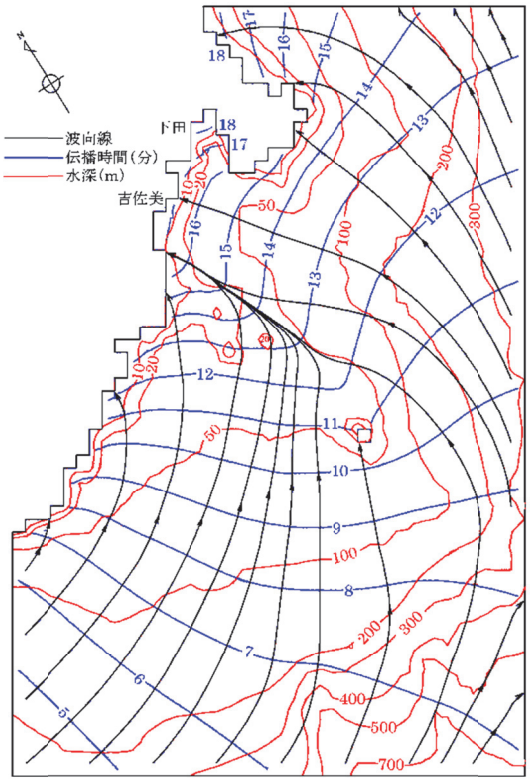


図 4.4.1－1　津波の伝播経路の比較





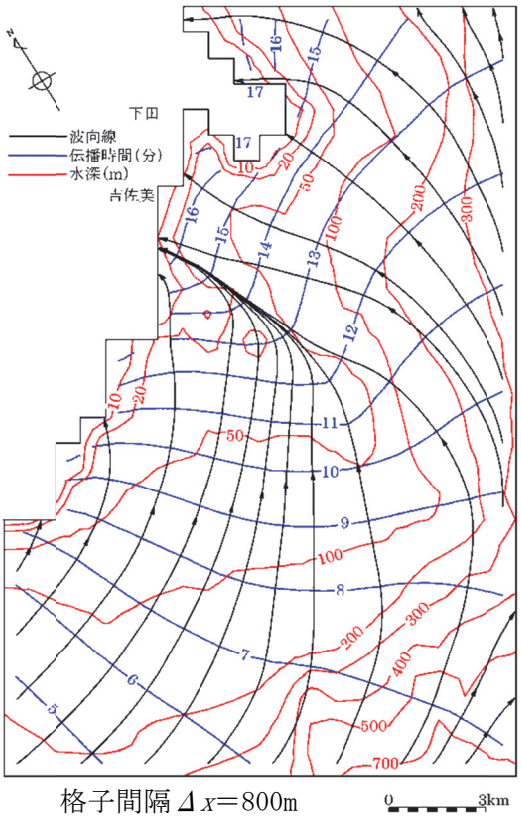


図 4.4.1－2　水深，伝播時間および伝播経路

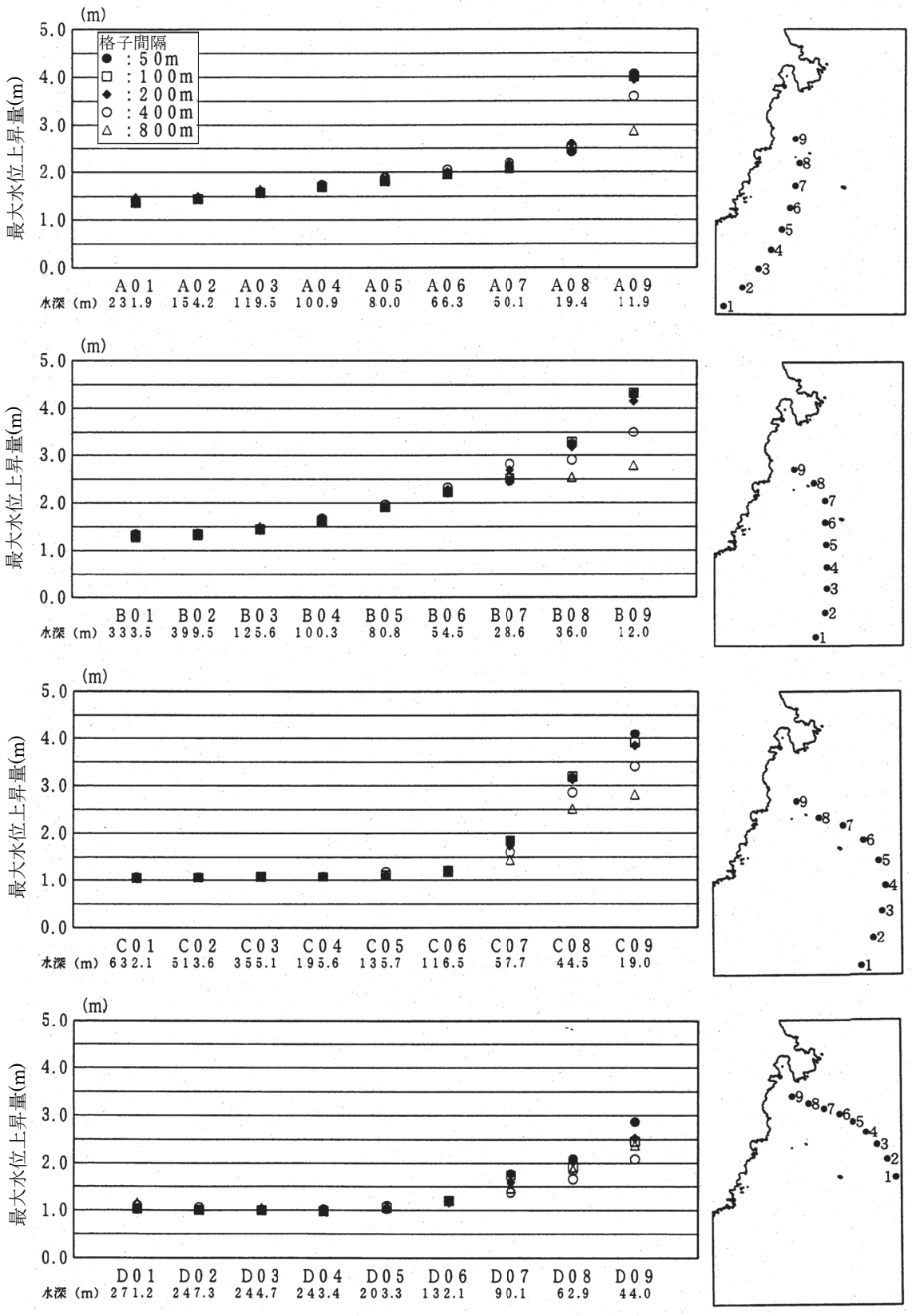


図 4.4.1−3　津波伝播経路沿いの最大水位上昇量と格子間隔の関係

4.4.2　評価地点周辺の海域

(1) 港湾（稲垣ほか，2001）

原子力発電所の専用港を想定して，格子間隔が港内の岸壁等における最大水位上昇量に与える影響について後藤の方法を用いて感度解析を行い，格子間隔に関して得られた知見を以下に示す。

1) 検討条件

主な検討条件を**表 4.4.2－1** に示す。

表 4.4.2－1　主な検討条件

項　　目	内　　容
対象地形	一般的な港湾（**図 4.4.2－1**）
計算領域	岸沖方向：3,000m，汀線平行方向：6,000m
水深	10m（一様）
格子間隔	25，50，75，150m（**図 4.4.2－2**） 防波堤の形状は最大格子(150m)による近似に合わせた場合と，それぞれの格子間隔で最良な近似を施した場合の両者について検討。
入射波の振幅・波形	片振幅 2m の正弦波を初期波形として沖に与える。
入射波の周期	5，10，20 分
入射方向	汀線に直交
渦動粘性係数	$0m^2/s$
マニング粗度係数	n：$0.03m^{-1/3}\cdot s$
境界条件	陸岸・防波堤：完全反射 開境界：自由透過

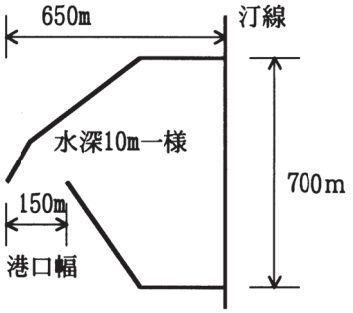


図 4.4.2－1　港湾形状

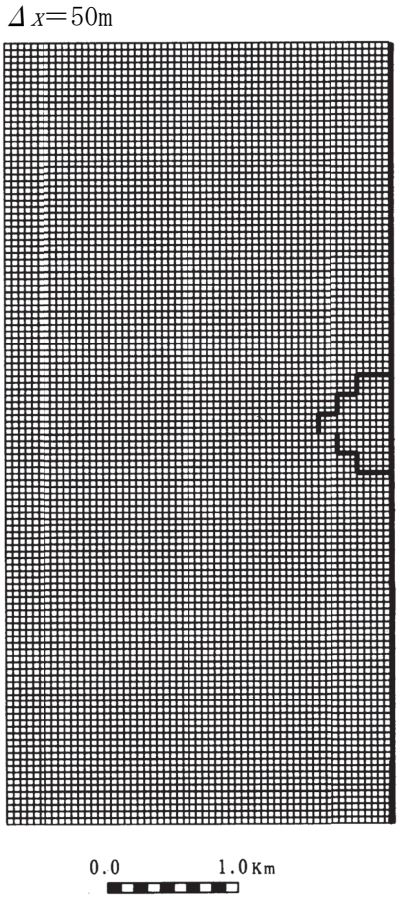


図 4.4.2－2　格子分割例

2）感度解析結果

① 流動パターンおよび最大水位上昇量の比較

計算開始 6 分後の流速分布と水位分布を併せて**図 4.4.2−3** に示す。また，港湾内の代表地点における最大水位上昇量を比較して**図 4.4.2−4** に，最大水位上昇量分布を**図 4.4.2−5** にそれぞれ示す。更に，港口中央部における水位・流向・流速の時系列を**図 4.4.2−6** に示す。これらの計算結果から，

- 港内の水位は格子間隔が大きいほど高く，特に港口部を 1 格子でモデル化した場合（Δx=150m）は，その傾向が顕著である。
- 流速ベクトルと水位分布に着目すると，港口部周辺では格子間隔が小さいほど複雑な流動パターンとなり，水位分布の特徴も流動パターンの相違と調和的である。
- 港口中央部の水位・流速の時系列は，格子間隔を 75m 以下とした場合の相違はそれほど顕著ではないが，流速分布パターンには明らかに相違がある。
- 流向については表示上の制約から格子間隔が 25m および 150m の場合について比較したが，両者の位相は大きく異なっている。

等の特徴が見られる。格子間隔が小さい方が港内の水位が低くなるのは，格子間隔が小さいほど港口部の渦とそれに伴う死水域が顕著となり，主流部の流入幅が狭くなって津波に伴う流れの進入が阻害されるためと思われる。

以上の解析結果から判断して，1 波長当たりの格子間隔が基本的な条件を満足する場合でも（このモデルでは，格子間隔を 150m，入射波周期を 5 分とした場合でも 1 波長当たりの格子数は 20），港口幅に比べて相対的に大きい格子幅とした場合は流動パターンに大きな制約を受けるため，港口幅の 1/5 程度の格子間隔で港湾部周辺をモデル化することが望ましい。

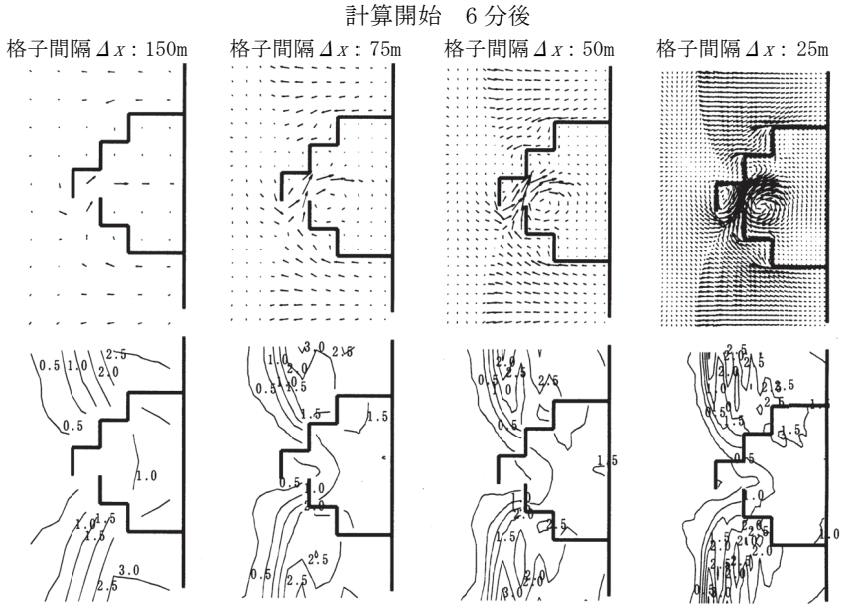


図 4.4.2−3 流速ベクトルと水位分布（入射波周期 5 分の場合） 単位：m

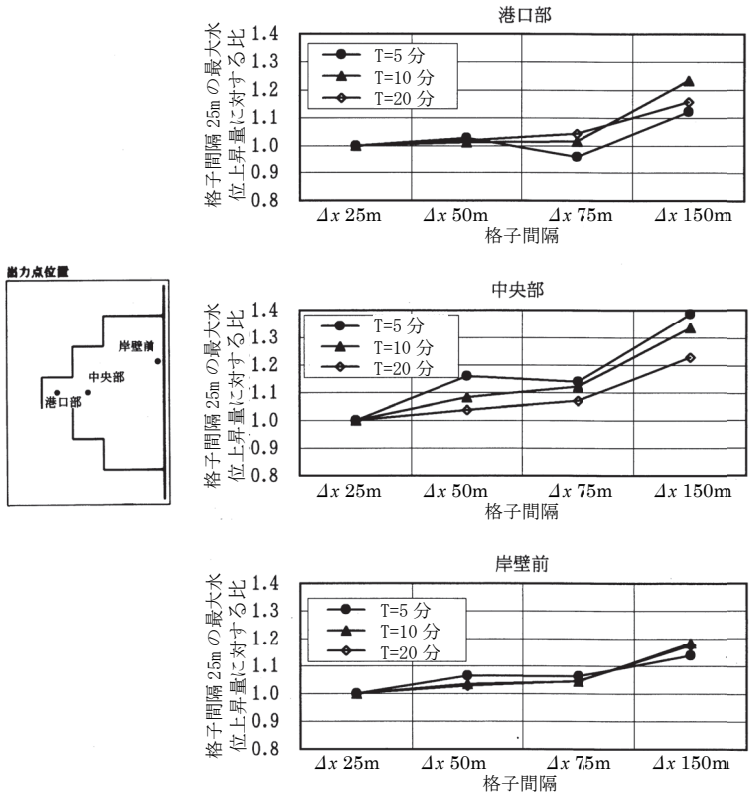
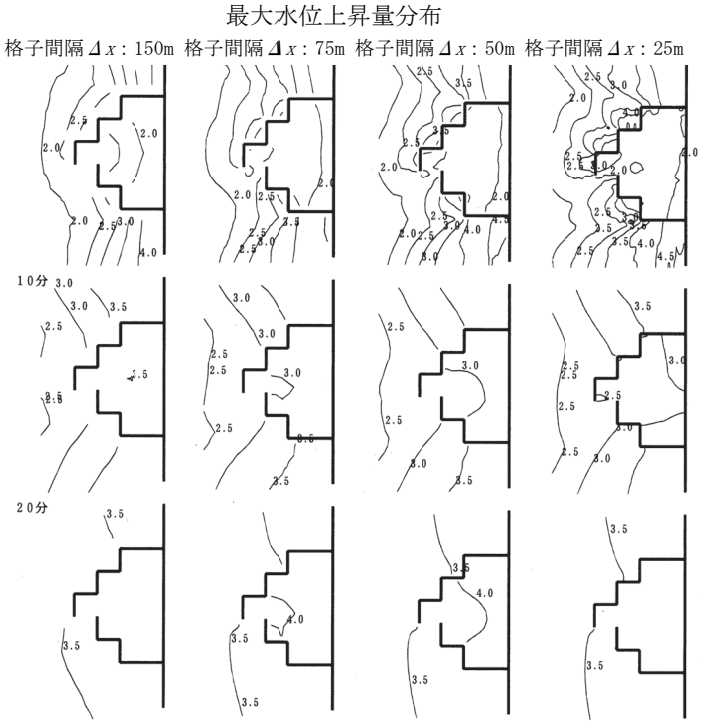


図 4.4.2−4　格子間隔 25m の場合を基準とした最大水位上昇量の比較



単位：m

図 4.4.2−5　最大水位上昇量分布の比較

（入射波周期　上段:5 分，中段:10 分，下段:20 分）

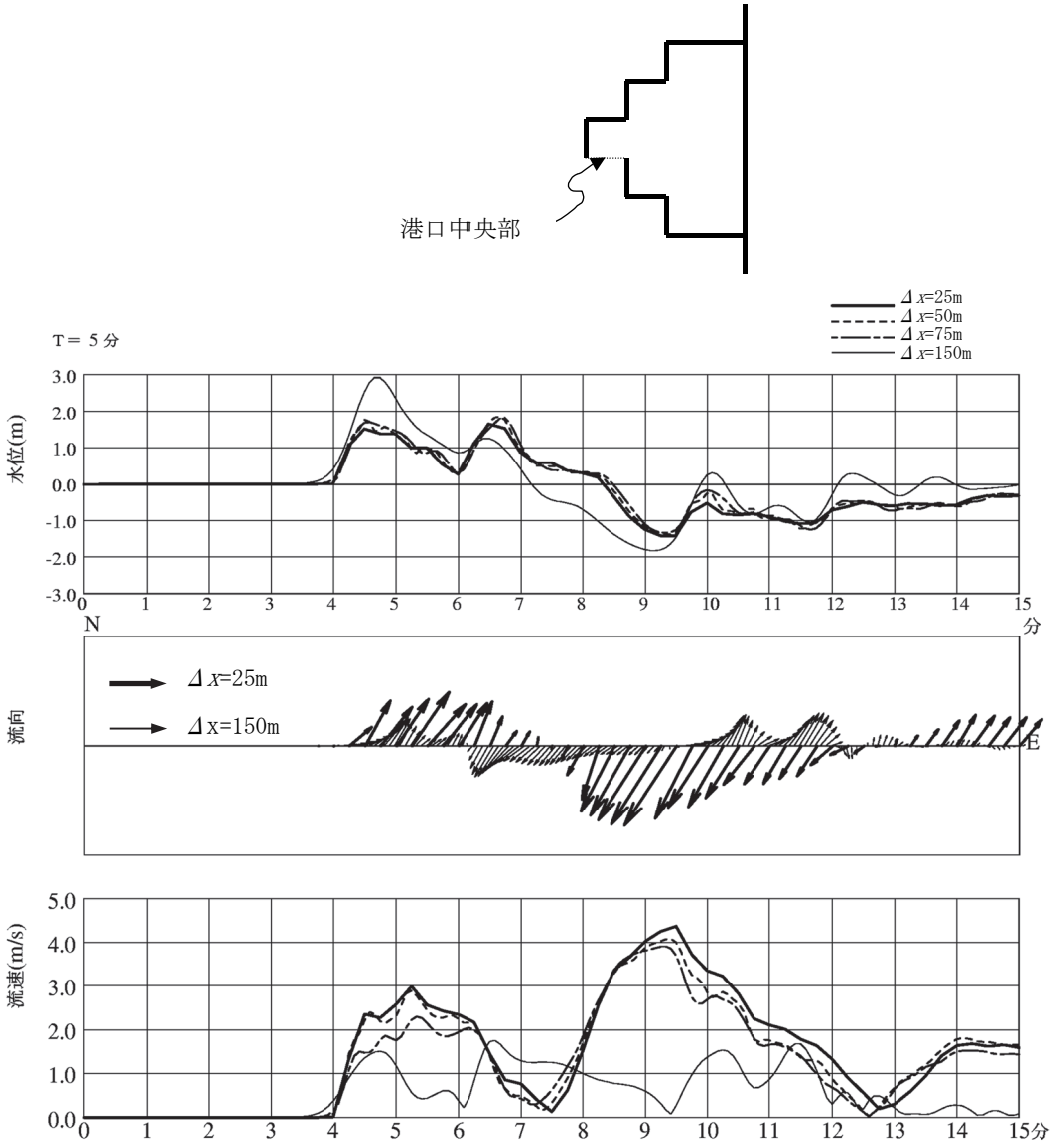


図 4.4.2－6　港口中央部の水位・流向・流速の時系列（入射波周期５分の場合）

② それぞれの格子間隔で港湾を表現した場合

現実にはある判断のもとに港湾を表す格子モデルを作成し用いている。そのため，それぞれの格子間隔を用いて港湾を表現するモデル化を行って相互の相違について比較した。計算結果は，計算開始後 6 分の流速分布および水位分布を**図 4.4.2－7** に，港湾内の代表地点における最大水位上昇量を比較して**図 4.4.2－8** および**表 4.4.2－2** にそれぞれ示す。また，最大水位上昇・下降量分布を**図 4.4.2－9** に示す。これらの計算結果を比較し，以下の知見を得た。

・最大水位上昇量はそれぞれの格子間隔で港湾を表現した場合の方が大きい（波の出入りがなめらかになる）。

・全体として格子間隔 25m の方が最大水位上昇量が低い傾向にあるが，入射波周

期５分では逆の傾向がみえる（港口部，岸壁前)。周期が短い場合は最大水位上昇量の空間分布の変化が著しいため，定点ではそのような傾向が見られることがあるが，全体としての分布は必ずしも矛盾するとは言えない。

・入射波周期が短く格子間隔が小さいほど，港内の最大水位上昇・下降量分布は場所的な変化が著しくなるため,重要施設の港内配置等を考慮して詳細な格子分割を行うことが重要である。

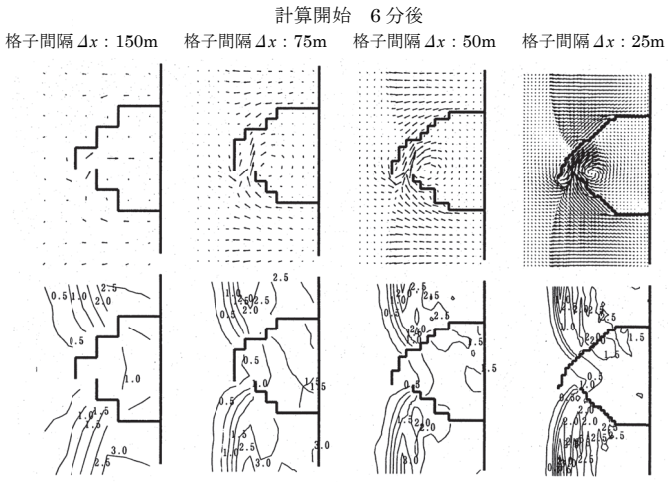


図 4.4.2−7　流速ベクトルと水位分布
（入射波周期５分の場合)

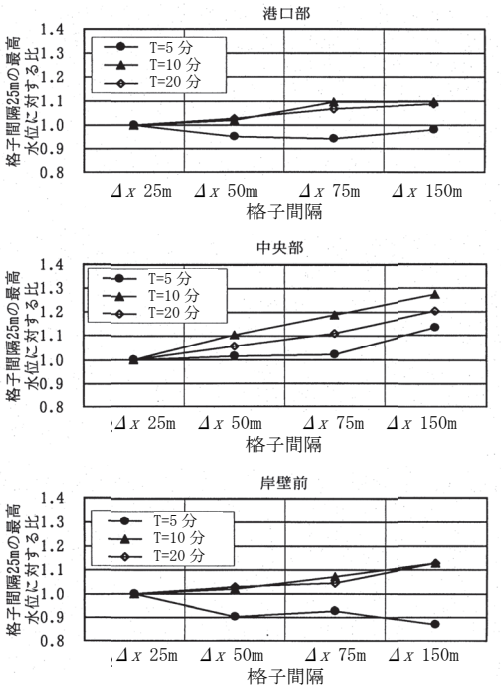


図 4.4.2−8　格子間隔 25m の場合を基準とした最大水位上昇量の比較

表 4.4.2−2　格子モデル毎の最大水位上昇量の変化率
（それぞれの格子間隔で港湾をモデル化／同一形状モデル）

地点	T=5 分			T=10 分			T=20 分		
	格　子　間　隔(m)								
	25	50	75	25	50	75	25	50	75
港口部	1.14	1.06	1.12	1.12	1.13	1.21	1.06	1.07	1.09
中央部	1.22	1.07	1.10	1.05	1.07	1.11	1.02	1.04	1.06
岸壁部	1.31	1.11	1.14	1.05	1.04	1.08	1.04	1.04	1.04

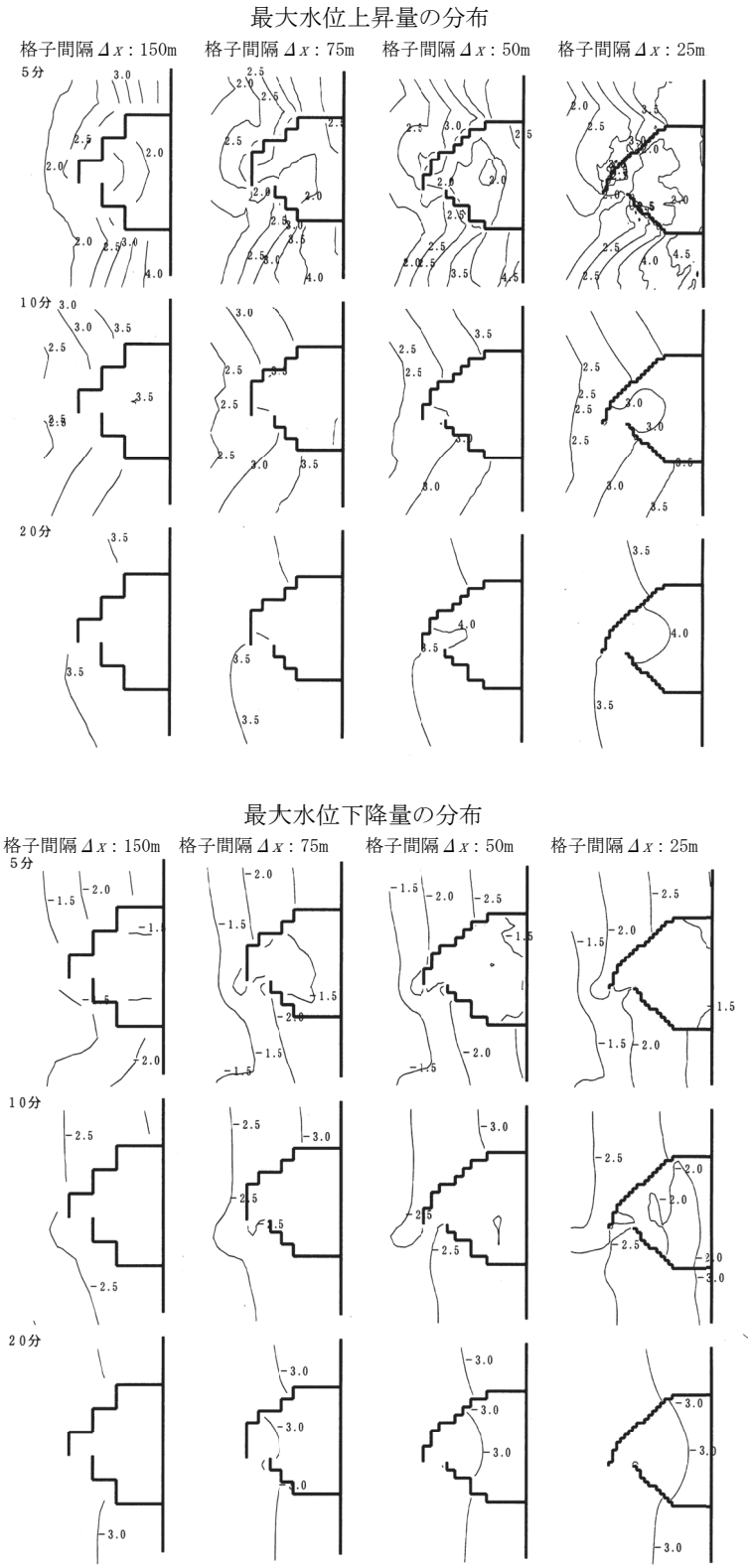


図 4.4.2−9　最大水位上昇・下降量分布の比較

（入射波周期　上段：5 分，中段：10 分，下段：20 分）

(2) V 字状湾（稲垣ほか，2001）

歴史津波の痕跡高には，リアス式海岸域の V 字状の小湾で周辺に比べて一際大きい値が見られることがある。このような痕跡高を再現するためには，少なくとも詳細な格子モデルを用いる必要がある。また，粗な格子モデルで再現性を得るために断層すべり量を調整することは却ってすべり量の過大評価が危惧されるため，不適切な格子を用いた海域は再現性の評価対象から除外すべきである。

このような背景から，高波高が生じると思われる V 字状の小湾を対象に，後藤の方法を用いて感度解析を行い，格子間隔に関して得られた知見を以下に示す。

1) 検討条件

検討条件の概要を**表 4.4.2−3** および**図 4.4.2−10** に示す。

表 4.4.2−3 検討条件

項　　目	内　　容		
湾奥行き ℓ	1,000m	2,000m	4,000m
湾口幅 B	2,000m		
B／ℓ	2	1	0.5
湾の海底勾配	1/20	1/40	1/80
格子間隔	25，50，100，200 および 400m（**図 4.4.2−11**）		
入射波の振幅・波形	片振幅 2m の正弦波を初期波形として沖に与える		
入射波の周期	5，7.5，10，15，20 分		
渦動粘性係数	$0m^2/s$		
マニング粗度係数	$n：0.03m^{-1/3}\cdot s$		
境界条件	陸岸：完全反射，開境界：自由透過		

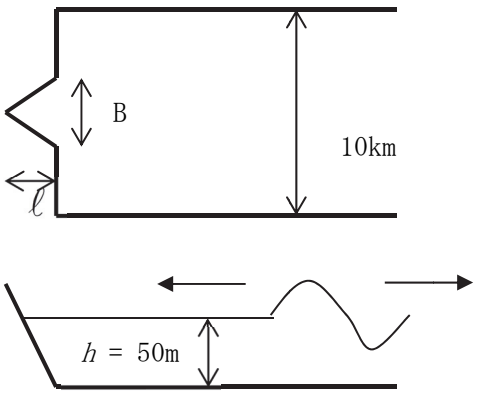


図 4.4.2−10　V 字状湾地形

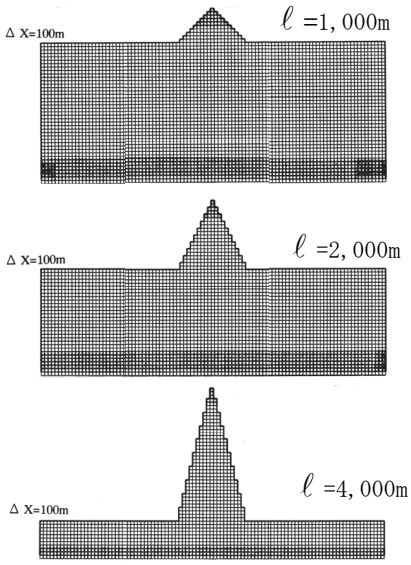


図 4.4.2−11　格子分割例

参考として，格子間隔を 100m とした場合の格子モデルを**図 4.4.2－11** に示す。また，梶浦(1963)によれば，湾水振動の特性について検討する場合，湾口部面積が外海の全断面積の 0.1～0.2 のところで議論する必要があるとしている。ここでは，事前に外海の幅を変えて湾口部および湾奥部の最大水位上昇量について比較した結果，面積比を 0.2 としても外海の影響を受けないことを確認した。いま，沖波を初期波形として 1 波だけ想定しているため，この比率が比較的大きい値でも影響が見られなかったものと思われる。

2) 比較計算結果

計算結果を整理するために，以下に示す変数を活用する。

湾内平均波長　　：$Lv(=T\cdot(g\cdot h/2)^{1/2})$

湾中央部より奥の平均波長：$Lo(=T\cdot(g\cdot h/4)^{1/2})$

ここに，T: 入射波周期，g: 重力加速度，h: 湾口水深とし，ℓ : 湾口～湾奥の距離，Δx: 空間格子間隔である。また，最小格子間隔（25m）による最大水位上昇量を収束値として計算結果を整理した。格子間隔と最大水位上昇量の関係に見られる特徴を以下に示す。

① 湾内の最大水位上昇量分布

湾内の最大水位上昇量は，ほとんどの場合，湾の形状および入射波長の如何に関わらず湾中央部よりも奥で大きく増幅する傾向にある。ただし，湾内平均波長 Lv と湾奥までの距離 ℓ の比 Lv/ℓ が 20 程度の場合は湾全体としてほとんど増幅しない。入力波の波長や湾奥長さ ℓ が異なっても，Lv/ℓ が同一となるケースでは（例えば ℓ =1,000m：T=5 分，ℓ =2,000m：T=10 分，ℓ =4,000m：T=20 分）最大水位上昇量は水平距離を無次元化すればほぼ同一となる（**図 4.4.2－12**）。

② 湾口～中央部の最大水位上昇量分布

ここに設定したような格子サイズの範囲では最大水位上昇量は大きく変化せず，格子サイズ Δx を湾内平均波長の 1／40 程度とすれば Lv/ℓ の値に係わらず 5%程度の誤差で計算することができる（**図 4.4.2－13**）。

③ 湾奥の最大水位上昇量

湾口～湾奥距離 ℓ と湾内平均波長 Lv との関係に大きく依存する（**図 4.4.2－14～図 4.4.2－16**）。

・Lv/ℓ ＜6 の場合

入射波は湾奥で急激に増幅し，格子サイズによって計算結果は大幅に変化する。湾中央部から徐々に格子を密にし，湾奥部では Lo の 1/100 以下の格子サイズが必要になることがある。

・6≦Lv/ℓ <10 の場合

入射波の増幅は湾奥でやや急になるが Lo の 1/50 程度の格子サイズを湾奥部で用いれば 5%程度の計算誤差におさめることが可能である。

・10≦Lv/ℓ の場合

入射波の増幅は緩やかで，湾奥部では湾中央部より奥における平均波長 Lo の 1/40 程度の格子サイズとすれば 5%以内の誤差で計算することができる。

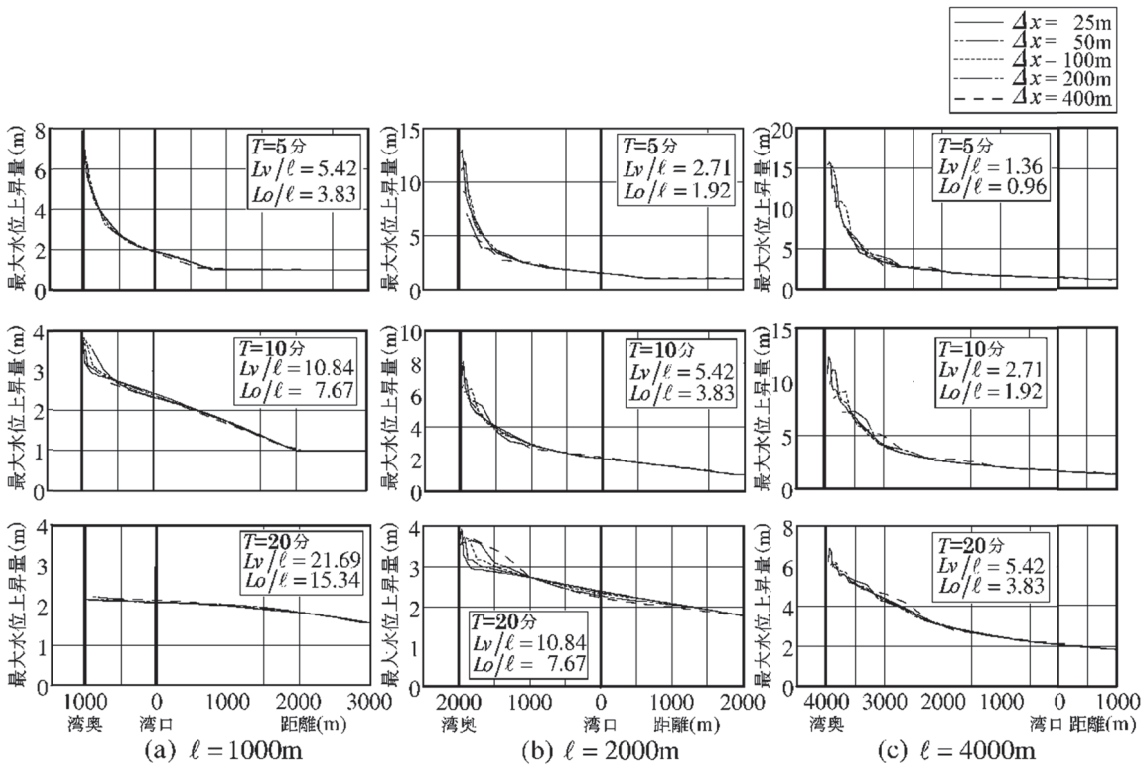


図 4.4.2−12　湾口～湾奥縦断沿いの最大水位上昇量分布の比較

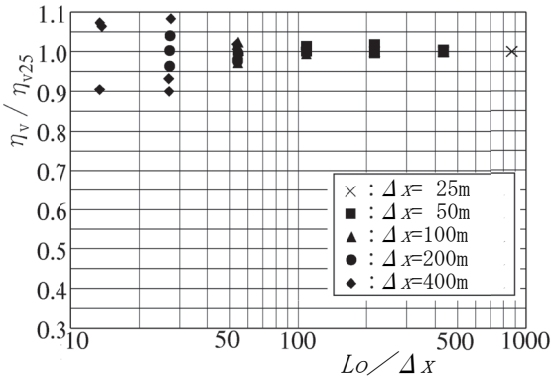


図 4.4.2－13 湾中央部における最大水位上昇量の誤差と格子間隔の関係

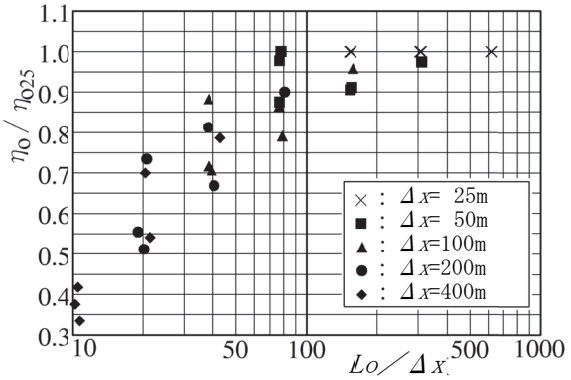


図 4.4.2－14 湾奥部における最大水位上昇量の誤差と格子間隔の関係
（$Lv／\ell$ ＜6 の場合）

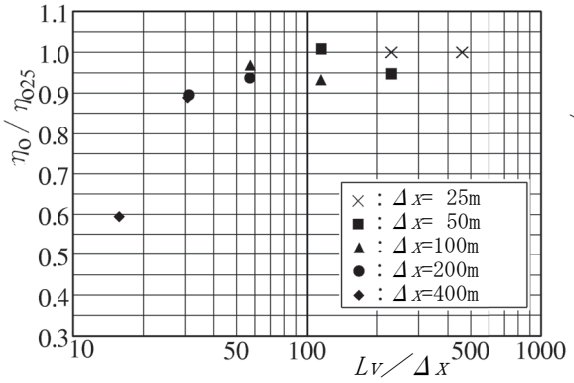


図 4.4.2－15 湾奥部における最大水位上昇量の誤差と格子間隔の関係
（6≦$Lv／\ell$ ＜10 の場合）

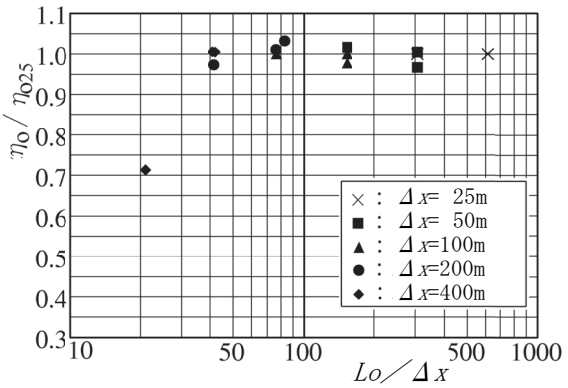


図 4.4.2－16 湾奥部における最大水位上昇量の誤差と格子間隔の関係
（10≦$Lv／\ell$ の場合）

注）η_v：湾中央部における最大水位上昇量，η_{v25}：Δx=25m の場合の湾中央部における最大水位上昇量
η_o：湾奥における最大水位上昇量，η_{o25}：Δx=25m の場合の湾奥における最大水位上昇量

(3) 遡上域

遡上計算の場合の波先端付近については，格子間隔を Δx，周期を T，斜面勾配を α とすると，$\Delta x / \alpha g T^2 < 4\times10^{-4}$ を満足するように格子間隔を与える必要がある（Goto and Shuto, 1983），などの知見が得られている。ここでは，浅海域から遡上域の範囲に着目して格子間隔に関する感度解析を行い，これらの領域で用いられている格子間隔が含んでいると思われる誤差に関する目安を得る。

1）基礎方程式と数値計算スキーム

① 基礎方程式

以下の基礎方程式を用いる。

・連続式

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}=0$$

・運動方程式

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M^2}{D}\right)+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}+(gn^2/D^{1/3})\frac{M|M|}{D^2}=0$$

ここに，x：静水面にとった空間座標，h：静水深，D：$D=h+\eta$ で表される全水深，t：時間座標，g：重力加速度，M：x 方向の線流量，η：静水面からの水位変動，n：マニングの粗度係数である。

② 数値計算スキーム

スタッガード・リープフロッグ法を基本とし，移流項は一次風上差分を用いる。

2）検討条件

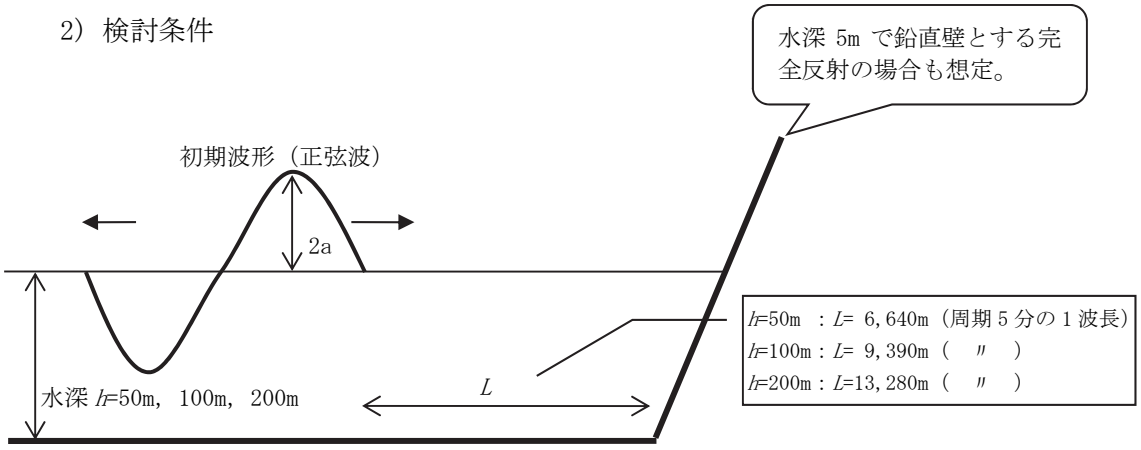


図 4.4.2－17　初期波形と対象地形

図 4.4.2－17 に示す一様水深の一次元水路と岸側斜面を対象とする。入射波は片振幅 2a の正弦波を初期波形として与え，この初期波形が岸・沖方向にそれぞれ片振幅 a の正弦波として伝播することにより与える。また，沖側には十分な伝播距離を設定し計算に雑音が入らないように配慮した。

検討条件を**表 4.4.2－4** に示す。ここで，波先端での格子間隔について Goto and Shuto(1983)によれば，5%以内の誤差を許容するとした場合，周期 3 分で Δx=1.27m，周期 5 分で Δx=3.53m，周期 10 分で Δx=14.13m にとる必要がある。更に，理論解とほぼ一致する解を得るためには，Goto and Shuto(1983)が示す図から読みとると格子

間隔はこの約 1/4 程度にとる必要がある。このため，周期 3，5 分では最小格子間隔を 1m，周期 10 分では 2m とし，400m まで徐々に大きくしてそれぞれの格子間隔の感度を調べた。また，これらの格子間隔を組み合わせて不等間隔の場合についても比較した。

表 4.4.2－4　主な検討条件

項　　目	内　　容
入射波の振幅・波形	片振幅 2m の正弦波を初期波形として沖に与える
入射波の周期 T	3，5，10 分
入射波の波数	初期波形として与える 1 波
海底勾配	1/100
マニング粗度係数 n	$0.03 m^{-1/3}\cdot s$
格子間隔 Δx	1～400m(T=3,5 分) 2～400m(T=10 分)

3）感度解析結果

感度解析の結果，以下に示す知見が得られた。ただし，最大水位上昇量の正解は，格子間隔を徐々に小さくして，最大水位上昇量がほぼ一定に落ち着いた値を「収束解」とした。また，不等間隔格子の場合の収束解もこれを用いた。

① 一様格子間隔の場合

・遡上計算の場合の格子間隔は，最大水位上昇量の誤差を 5%程度とするためには

周期 3 分で 16m

周期 5 分で 20m

周期 10 分で 25m

程度とする必要がある（**表 4.4.2－5**)。

・同様に，完全反射の場合の格子間隔は周期 5 分以上ならば，200m 程度の格子間隔でも 5%以内の誤差となる（**表 4.4.2－6**)。

・底面摩擦を省略した Goto and Shuto(1983)に比べて，粗度係数を n =0.03 $m^{-1/3}\cdot s$ とした場合はやや格子間隔を大きく設定できて，最大水位上昇量の誤差を 5%程度とするためには，格子間隔 Δx を $\Delta x / \alpha g T^2 \le 7\times10^{-4}$ となるように設定すればよい（**図 4.4.2－18**)。

表 4.4.2－5　最大水位上昇量の収束解に対する比率（部分）

（沖合水深：50m，n=0.03m$^{-1/3}$・s の場合）

格子間隔 Δx (m)	陸上遡上			完全反射		
	周期 T(分)					
	3	5	10	3	5	10
1	1.00	1.00			1.00	1.00
2	1.03	1.00	1.00		1.00	1.00
4	0.99	0.99	1.00		1.00	1.00
8	0.97	0.98	0.99		1.00	1.00
10	0.96	0.98	0.98		1.00	1.00
16	0.95	0.95	0.99		1.00	1.00
20	0.91	0.95	0.98		1.00	1.00
25	0.92	0.94	0.95		1.00	0.99
50	0.85	0.88	0.92		1.02	0.98
100	0.78	0.79	0.90		1.03	0.96

表 4.4.2－6　最大水位上昇量の誤差を 5%としたときの最大格子間隔

（単位 m，n= 0.03 m$^{-1/3}$・s）

沖合水深 (m)	陸上遡上			完全反射		
	周期 T(分)					
	3	5	10	3	5	10
50	16	20	25	－	200	200
100	20	25	25	－	200	400
200	25	25	50	－	200	400

注）－：ギブス振動が生じ評価不能

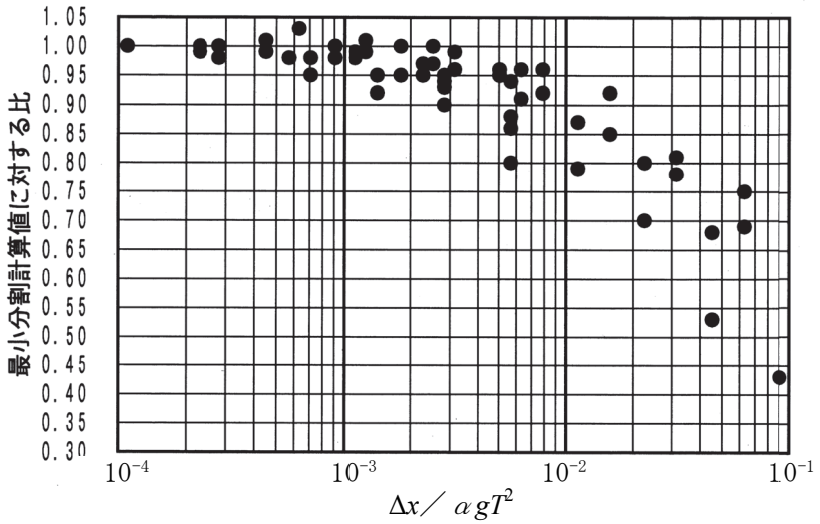


図 4.4.2－18　最大水位上昇量の収束解に対する比率と Goto and Shuto(1983)のパラメータ（$\Delta x / \alpha g T^2$）との関係

② 不等間隔格子の場合

・周期 5 分以上では，**図 4.4.2－19** に示した分割パターンから適切なものを選べば 5%程度以内の計算誤差とすることができる（**表 4.4.2－7** 参照)。

・周期 3 分の場合は，5%以内の計算誤差とするためには，**図 4.4.2－19** に示した分割パターンより詳細な格子間隔を用いる必要のある場合が多い（**表 4.4.2－7**)。

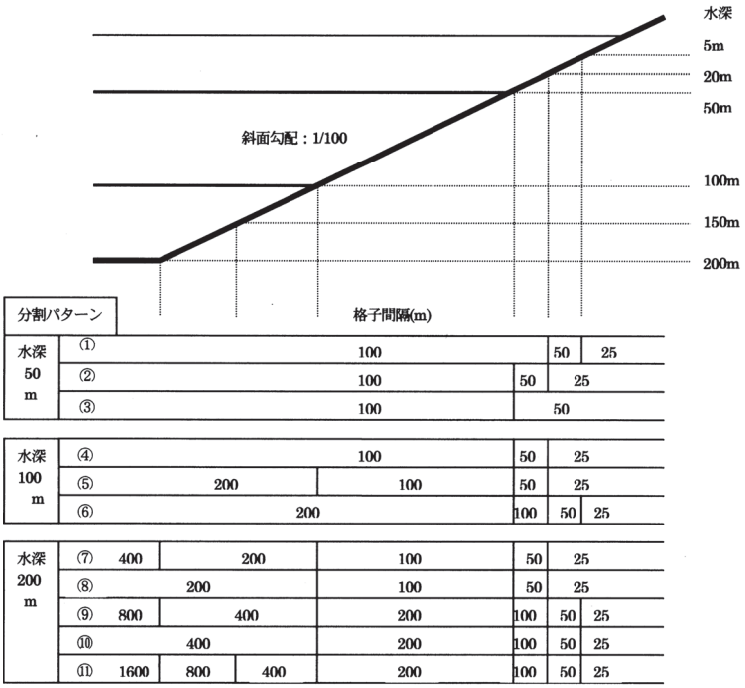


図 4.4.2－19　比較計算の対象とした不等分割パターン

表 4.4.2－7　不等分割パターンと最大水位上昇量の誤差との関係

沖合水深 (m)	格子分割パターン	陸上遡上			完全反射		
		周期 T(分)					
		3	5	10	3	5	10
50	①	0.87	0.91	0.95	1.00	1.02	0.99
	②	0.92	0.94	0.97	1.02	1.00	1.00
	③	0.85	0.88	0.92	0.98	1.02	0.99
100	④	0.93	0.97	0.98	1.00	0.97	0.98
	⑤	0.93	0.97	0.98	1.00	1.03	0.99
	⑥	0.90	0.94	0.97	0.94	1.05	0.99
200	⑦	0.99	1.00	1.00	0.92	1.03	0.99
	⑧	0.98	0.99	1.00	0.99	1.06	0.99
	⑨	0.93	0.98	0.99	0.66	1.02	0.97
	⑩	0.96	0.96	0.98	0.81	1.06	1.00
	⑪	0.75	0.93	1.00	0.58	0.84	1.04

4）計算のエネルギー収支

「収束解」の設定にあたり，エネルギー収支から一様格子による遡上計算を対象に計算誤差について検討した。最大水位上昇量出現時におけるエネルギー収支誤差を以下に示す。これらの計算結果から，周期 3 分の場合はエネルギー収支誤差が約10%程度に達するが，5 分以上の周期では空間格子間隔が 100m でも誤差は 5%以下になり，問題がないことがわかる。

表 4.4.2−8　エネルギー収支誤差

周期 (分)	格子間隔 (m)	エネルギー 収支誤差(%)
3	1	11.3
	16	10.6
	100	12.8
5	1	2.4
	20	2.8
	100	5.0
10	2	0.9
	25	0.8
	100	1.1

5）厳密解の推定方法（永野ほか，1989）

Richardson により示唆された事後接近の方法（藤川，1982）を用いて，数値計算による近似解から微分方程式の厳密解を推定することができる。ただし，ここでいう厳密解とは格子間隔をゼロの極限に近づけたときの数値解の収束値である。

u を厳密解とし，格子間隔 Δx_1，Δx_2，Δx_3 に対する近似解を u_1，u_2，u_3 とする。離散化誤差が Δx のべき乗に比例すると仮定すると，

$$u - u_1 = A(\Delta x_1)^p$$
$$u - u_2 = A(\Delta x_2)^p$$
$$u - u_3 = A(\Delta x_3)^p$$

と表され，u を求めるにはこの連立方程式を解けばよい。例えば，$\Delta x_1 = \Delta x_2 / 2 = \Delta x_3 / 4$ であれば，

$$p = \log_2\left(\frac{u_3 - u_2}{u_2 - u_1}\right)$$
$$u = \frac{(\Delta x_2)^p u_1 - (\Delta x_1)^p u_2}{(\Delta x_2)^p - (\Delta x_1)^p}$$

となる。

4.5　摩擦係数と渦動粘性係数が計算水位に与える影響

4.5.1　摩擦係数

非線形長波理論式においては，海底摩擦項は鉛直渦動粘性項の海底におけるせん断力成分（τ_x/ρ，τ_y/ρ）を示しており，等流の類推から

$$\tau_x/\rho=\frac{f}{D^2}MQ,\quad \tau_y/\rho=\frac{f}{D^2}NQ$$

と表される。ここに，f：摩擦係数，M：線流量x方向成分，N：線流量y方向成分，Q：線流量，D：全水深である。

岩崎・真野(1979)は摩擦係数fとマニングの粗度係数nとの間に，$f=gn^2/D^{1/3}$なる変換式を導入してマニングの粗度係数nを用いて摩擦項を表している。原子力発電所を対象とした津波伝播計算でもこれらの用い方はまちまちであるため，それぞれの係数について比較計算を行い，計算水位に及ぼす影響について検討する。

(1) 比較計算の方法

1) 基礎方程式

摩擦係数の影響を検討するために以下の一次元基礎方程式を用いる。

① 連続式

$$\frac{\partial\eta}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}=0$$

② 運動方程式

・摩擦項をマニングの粗度係数nで表した運動方程式

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M^2}{D}\right)+gD\frac{\partial\eta}{\partial x}+(gn^2/D^{1/3})\frac{M|M|}{D^2}=0$$

・摩擦項を摩擦係数fで表した運動方程式

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M^2}{D}\right)+gD\frac{\partial\eta}{\partial x}+f\frac{M|M|}{D^2}=0$$

ここに，x：静水面にとった空間座標，t：時間座標，M：x方向の線流量，η：静水面からの水位変動，h：静水深，D：$D=h+\eta$で表される全水深，g：重力加速度，n：マニングの粗度係数，f：摩擦係数である。

2) 数値計算方法

数値計算方法は後藤の方法を用いる。

3) 検討条件

一様水深の一次元水路と岸側斜面（遡上計算）を対象とする（**図 4.5.1－1**)。入射波は片振幅 2a の正弦波を初期波形として与え，この初期波形が岸・沖方向にそれぞれ片振幅 a の正弦波として伝播することにより設定する。また，沖側には十分な伝播距離を設定し計算にノイズが入らないように配慮した。主な検討条件を**表 4.5.1－1** に示す。

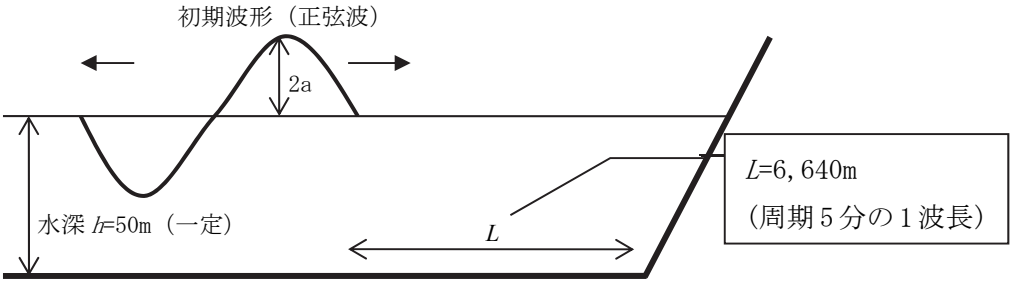


図 4.5.1－1　初期波形と対象地形

表 4.5.1－1　主な検討条件

項　　目	内　　容
入射波の振幅・波形	片振幅 2m の正弦波を初期波形として沖に与える（入射波の片振幅は 1m)。
入射波の周期 T	5，10，20，30（分）
入射波の波数	初期波形として与える 1 波
海底勾配	1/10，1/50，1/100
格子間隔 Δx	22.1359 m（周期 5 分の入力波長の 1/300)
マニングの粗度係数 n	0.0，0.01，0.02，0.03，0.04，0.05 $m^{-1/3}$・s
摩擦係数 f	0.0，0.001，0.0026，0.00637，0.01

(2) 比較計算結果

マニングの粗度係数を用いた場合および摩擦係数を用いた場合について，最大水位上昇と下降量の比較を**表 4.5.1－2** および**表 4.5.1－3** に示す。また，両条件について海底斜面勾配を 1/100 とした場合の最大水位上昇・下降量分布を**図 4.5.1－2** に示す。これらの比較計算結果から特徴を要約して以下に示す。

① マニングの粗度係数を用いる場合

・海底勾配が 1/10 の場合，粗度係数 n を 0 から 0.05 まで変化させても最大水位上昇・下降量は最大約 9%程度の変化にとどまる。

・海底勾配を 1/50 とした場合は入射波の周期が 5 分および 10 分，1/100 とした場合は 5 分，10 分および 20 分のとき，水深約 10m 以浅の浅海域で最大 50%近い相違が生じる。

② 摩擦係数を用いる場合

・摩擦係数を 0 から 0.01 まで変化させた場合の最大水位上昇・下降量の特徴はマニングの粗度係数を用いた場合と同様である。

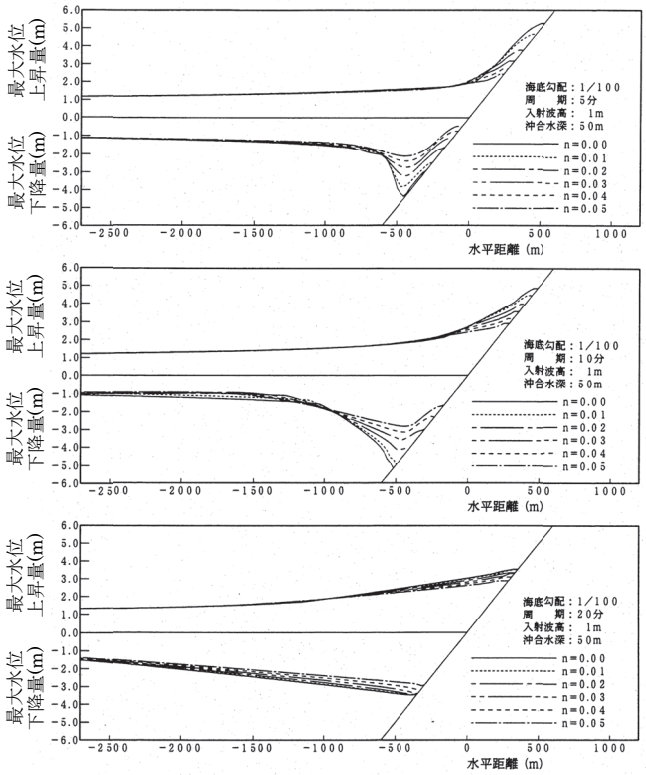
表 4.5.1－2 最大水位上昇・下降量の比較（マニングの粗度係数を用いた場合）

海底勾配	マニングの粗度係数 n($m^{-1/3}$・s)	周期 T と最大水位上昇・下降量(m)							
		T=5 分		T=10 分		T=20 分		T=30 分	
		上昇	下降	上昇	下降	上昇	下降	上昇	下降
1/10	0.00	2.45	-2.23	2.01	-2.09	2.01	-2.01	2.01	-2.01
	0.01	2.45	-2.23	2.01	-2.09	2.01	-2.01	2.01	-2.00
	0.02	2.45	-2.22	2.01	-2.08	2.01	-1.99	2.01	-1.98
	0.03	2.44	-2.21	2.01	-2.06	2.01	-1.97	2.01	-1.94
	0.04	2.43	-2.20	2.01	-2.03	2.01	-1.94	2.00	-1.89
	0.05	2.42	-2.17	2.01	-2.00	2.00	-1.89	2.00	-1.84
1/50	0.00	4.77	-4.71	3.65	-3.40	2.53	-2.41	2.42	-2.09
	0.01	4.60	-4.63	3.48	-3.39	2.53	-2.40	2.42	-2.08
	0.02	4.21	-4.28	3.46	-3.38	2.52	-2.37	2.42	-2.06
	0.03	3.84	-4.11	3.42	-3.35	2.52	-2.16	2.41	-2.04
	0.04	3.49	-3.58	3.36	-3.30	2.52	-2.13	2.41	-2.02
	0.05	3.33	-3.25	3.27	-3.10	2.52	-2.10	2.39	-2.00
1/100	0.00	5.27	-4.39	4.88	-4.83	3.56	-3.50	2.92	-2.55
	0.01	4.66	-3.85	4.48	-4.66	3.55	-3.49	2.92	-2.55
	0.02	3.79	-3.23	4.00	-4.09	3.37	-3.47	2.92	-2.53
	0.03	3.18	-2.77	3.57	-3.56	3.33	-3.40	2.91	-2.42
	0.04	2.74	-2.42	3.17	-3.13	3.12	-3.21	2.89	-2.38
	0.05	2.44	-2.14	2.91	-2.80	2.91	-2.97	2.69	-2.34

表 4.5.1－3 最大水位上昇・下降量の比較（海底摩擦係数を用いた場合）

海底勾配	海底摩擦係数 f	周期 T と最大水位上昇・下降量(m)							
		T=5 分		T=10 分		T=20 分		T=30 分	
		上昇	下降	上昇	下降	上昇	下降	上昇	下降
1/10	0.00000	2.45	-2.23	2.01	-2.09	2.01	-2.01	2.01	-2.01
	0.00100	2.45	-2.23	2.01	-2.08	2.01	-2.00	2.01	-1.98
	0.00260	2.44	-2.21	2.01	-2.06	2.01	-1.97	2.01	-1.97
	0.00637	2.42	-2.18	2.00	-2.01	2.00	-1.90	2.00	-1.95
	0.01000	2.41	-2.16	2.00	-1.98	1.99	-1.85	1.99	-1.93
1/50	0.00000	4.77	-4.71	3.65	-3.40	2.53	-2.41	2.42	-2.09
	0.00100	4.57	-4.54	3.48	-3.39	2.53	-2.39	2.42	-2.06
	0.00260	4.26	-4.26	3.45	-3.36	2.52	-2.16	2.42	-2.03
	0.00637	3.84	-3.88	3.39	-3.30	2.52	-2.09	2.41	-2.00
	0.01000	3.58	-3.56	3.33	-3.08	2.51	-2.05	2.39	-1.98
1/100	0.00000	5.27	-4.39	4.88	-4.83	3.56	-3.50	2.92	-2.55
	0.00100	4.60	-3.77	4.44	-4.73	3.39	-3.47	2.92	-2.54
	0.00260	3.98	-3.25	4.03	-4.21	3.36	-3.43	2.92	-2.40
	0.00637	3.30	-2.63	3.56	-3.42	3.15	-3.22	2.90	-2.34
	0.01000	2.89	-2.30	3.18	-3.01	3.12	-3.02	2.70	-2.20

マニングの粗度係数を用いた場合



（n：$m^{-1/3}\cdot s$）

摩擦係数を用いた場合

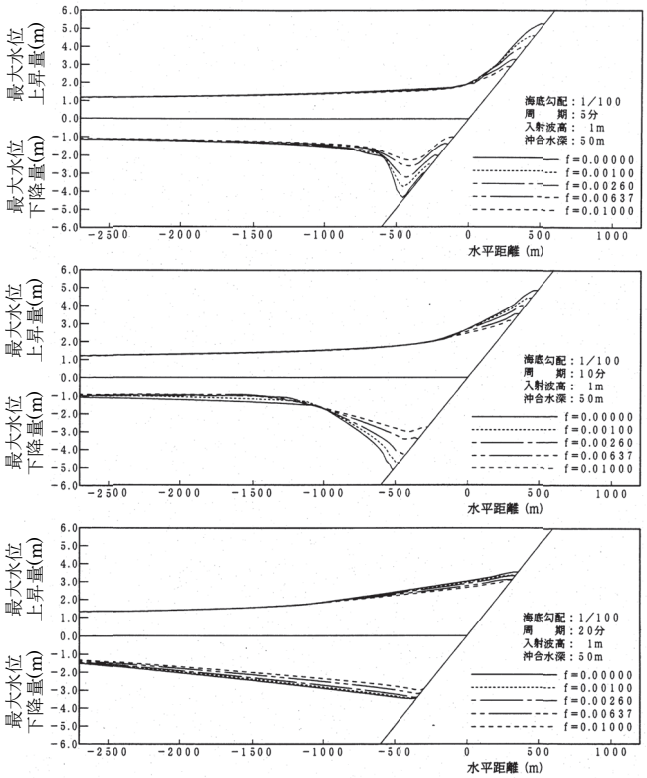


図 4.5.1－2　摩擦係数の相違による最大水位上昇・下降量の比較

4.5.2　渦動粘性係数

水平渦動粘性項は，津波の水位が主な対象であるならば無視しても十分な精度の解が得られる（首藤，1986）という立場がとられている場合が多いが，基礎方程式にこの項を考慮してシミュレーションを実施する例もみられる（例えば，田中，1985；柴木ほか，1994など)。また，

・数値計算スキームと打ち切り誤差の項（**付属編 4.1**）に示すように，渦動粘性項の影響は数値計算スキームとセットで検討する必要がある。

・渦動粘性項の影響は平面問題で検討する必要がある。

等の認識に基づき，渦動粘性係数が計算水位に与える影響について比較計算を行い，得られた知見を以下に示す。

なお，比較計算は後藤の方法および田中の方法について行った。

(1) 検討条件

主な検討条件を**表 4.5.2−1** に示す。

表 4.5.2−1　検討条件

項　　目	内　　容
対象地形	**図 4.5.2−1** に示す港湾を想定する。
計算領域	岸沖方向：3,000m，汀線平行方向：6,000m
水深	10m（一様）
格子間隔	25m（参考として 50，75，150m を一部用いた）
入射波の振幅・波形	片振幅 2m の正弦波を初期波形として沖に与える
入射波の周期	5，10，20 分
入射方向	汀線に直交
渦動粘性係数	$0.0 \sim 10^2 m^2/s$
マニング粗度係数	n：$0.03 m^{-1/3} \cdot s$
境界条件	陸岸・防波堤：完全反射，開境界：自由透過

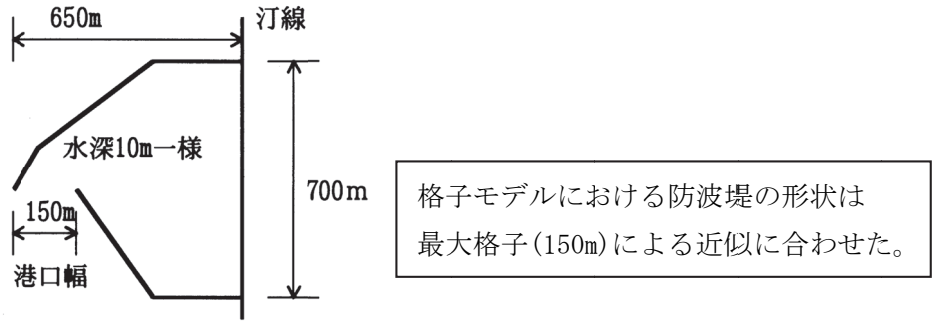


図 4.5.2−1　港湾形状

(2) 比較計算結果

1) 後藤の方法による場合

① 最大水位上昇量に及ぼす渦動粘性係数の影響（**図 4.5.2－2**）

・渦動粘性係数が 1m²/s 以下では，最大水位上昇量は渦動粘性係数の相違による影響がほとんど見られない。

・格子間隔を変化させると，最大水位上昇量の絶対値のレベルは変わるが，渦動粘性係数による影響は同一の傾向を示す。

・最大水位上昇量は渦動粘性係数が 10m²/s で 0.0m²/s の場合に比べ 5～10%程度低下し，10²m²/s になると大幅に小さくなる。

・渦動粘性係数は流速のオーダー，地形変化および計算スキーム等によって影響度が異なるので一般論は難しいが，ここに示すモデルのスケールでは 10m²/s 以上で最大水位上昇量が小さくなる。

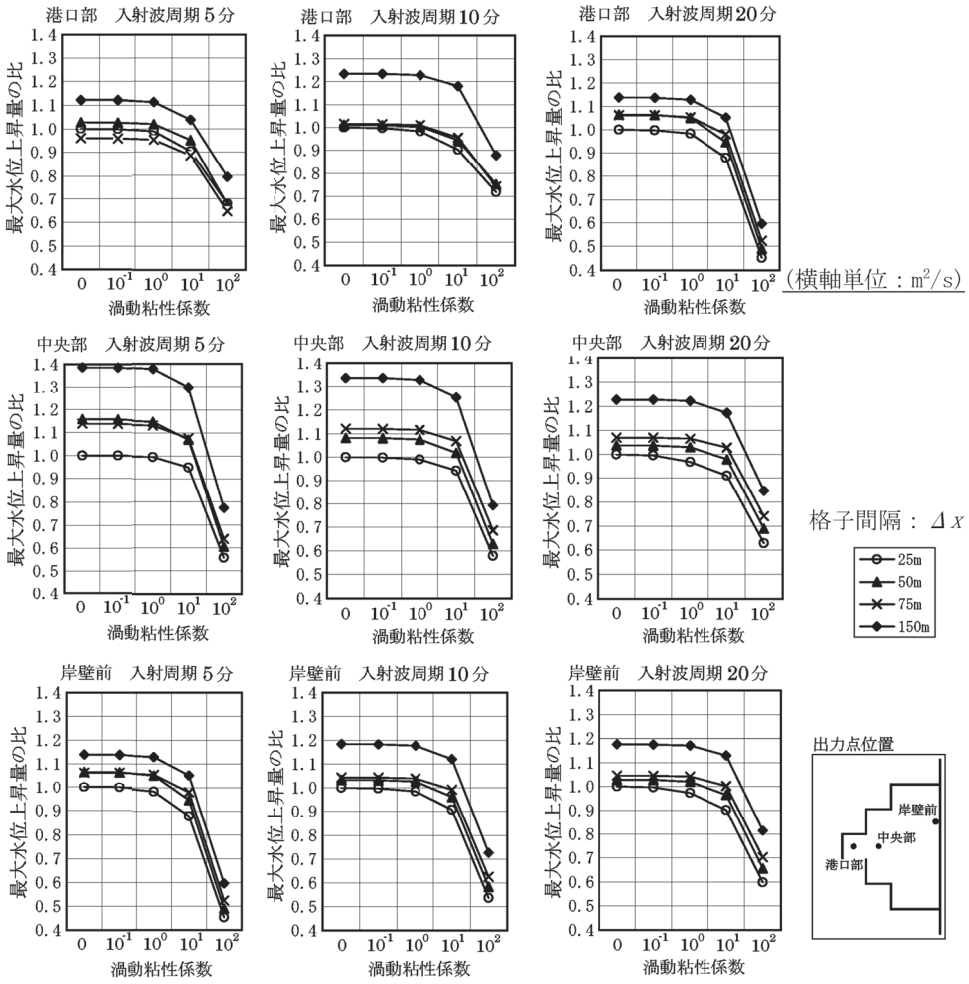


図 4.5.2－2 格子間隔 25m･渦動粘性係数 0.0m²/s の場合を基準とした最大水位上昇量の比較（後藤の方法）

② 流動パターンに及ぼす渦動粘性係数の影響（**図 4.5.2−3**，**図 4.5.2−4**）

・流動パターンは，渦動粘性係数が $10m^2/s$ 以下ではほとんど相違が見られないが，$10^2m^2/s$ では港口部の循環流が消滅する。

・港口中央部における流速の絶対値に着目すると，渦動粘性係数が $10m^2/s$ 以下では同様にほとんど相違が見られないが，$10^2m^2/s$ では大幅に流速値が小さくなり，流向も変化する。

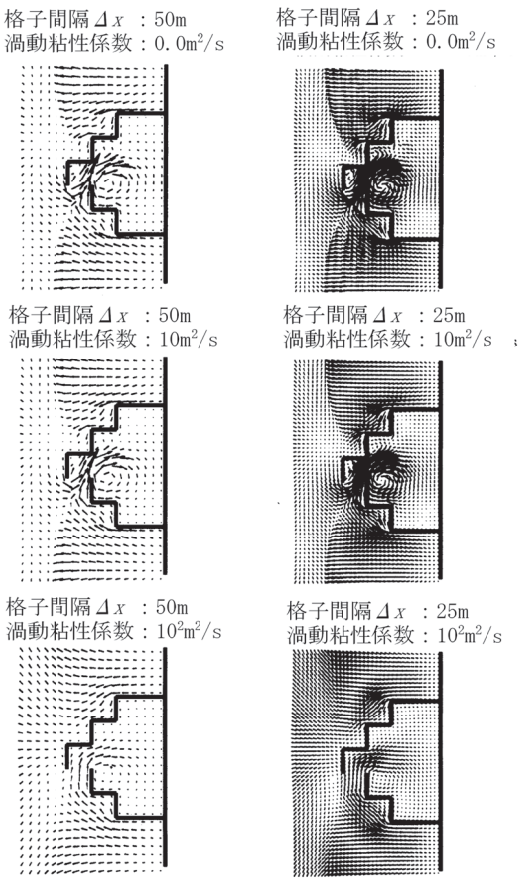


図 4.5.2−3　渦動粘性係数の変化と流動パターンの相違
（後藤の方法：入射波周期 5 分）

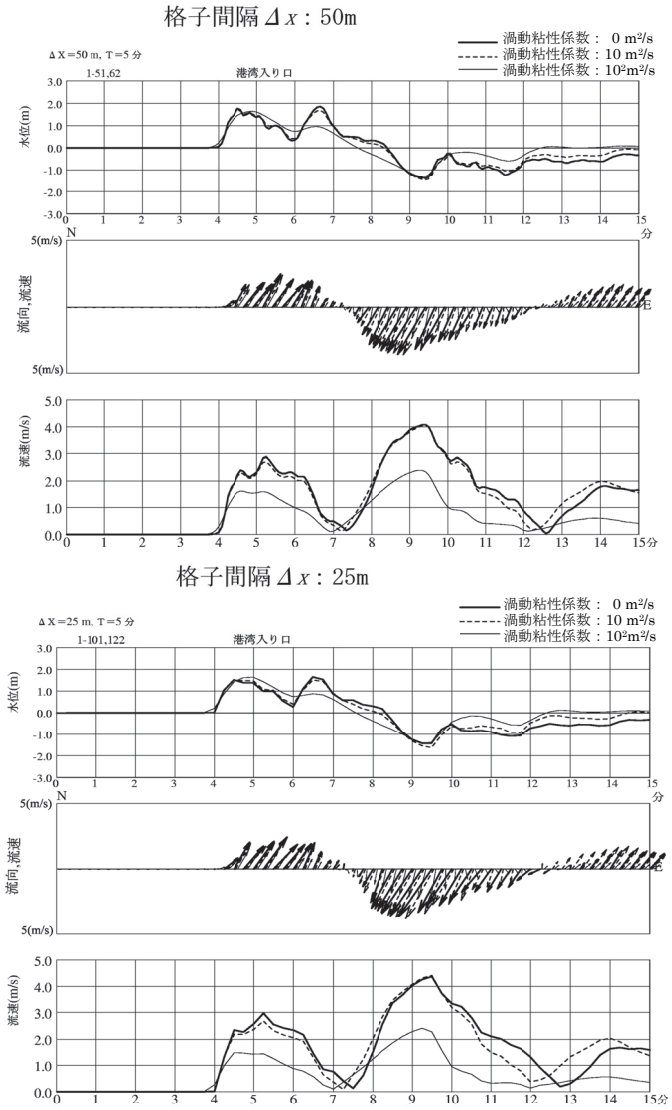


図 4.5.2−4　港口中央部の水位・流向・流速の比較
（後藤の方法：入射波周期 5 分）

注）流向は縦軸が**図 4.5.2−3** の上下方向と一致する。

2) 田中の方法による場合

① 後藤の方法と田中の方法との最大水位上昇量の比較（Δx＝25m の場合）

渦動粘性係数を 0.0m²/s として，後藤の方法と田中の方法の最大水位上昇量を比較して**表 4.5.2－2** に示す。この表から，渦動粘性係数を 0.0m²/s とした場合は両者にはほとんど相違が見られない。

表 4.5.2－2　代表地点の最大水位上昇量（Δx＝25m の場合）（単位：m）

着目点	周期					
	5 分		10 分		20 分	
	後藤の方法	田中の方法	後藤の方法	田中の方法	後藤の方法	田中の方法
港口部	2.13	2.11	2.64	2.61	3.60	3.62
中央部	1.54	1.45	2.63	2.48	3.70	3.66
岸壁前	1.97	1.99	3.05	3.25	4.00	4.04

② 渦動粘性係数が最大水位上昇量に与える影響（**図 4.5.2－5**）

・基本的な傾向は後藤の方法による場合と同様であるが，渦動粘性係数を 10m²/s としても最大水位上昇量が低下しない場合がある。

・格子間隔を 150m とした場合，最小格子間隔に比べ極端に最大水位上昇量が小さくなる傾向がある。これはラックスヴェンドロフ法で周囲 8 点の流速を用いるため，入り組んだ壁があると境界条件により与えられる近似値を多く使ってしまい，結果的に精度が維持しづらくなることによるものと思われる。

③ 流動パターンに及ぼす渦動粘性係数の影響（**図 4.5.2－6**）

流動パターンは後藤の方法とほとんど相違が見られないので，参考として渦動粘性係数を省略した場合について**図 4.5.2－6** に示す。

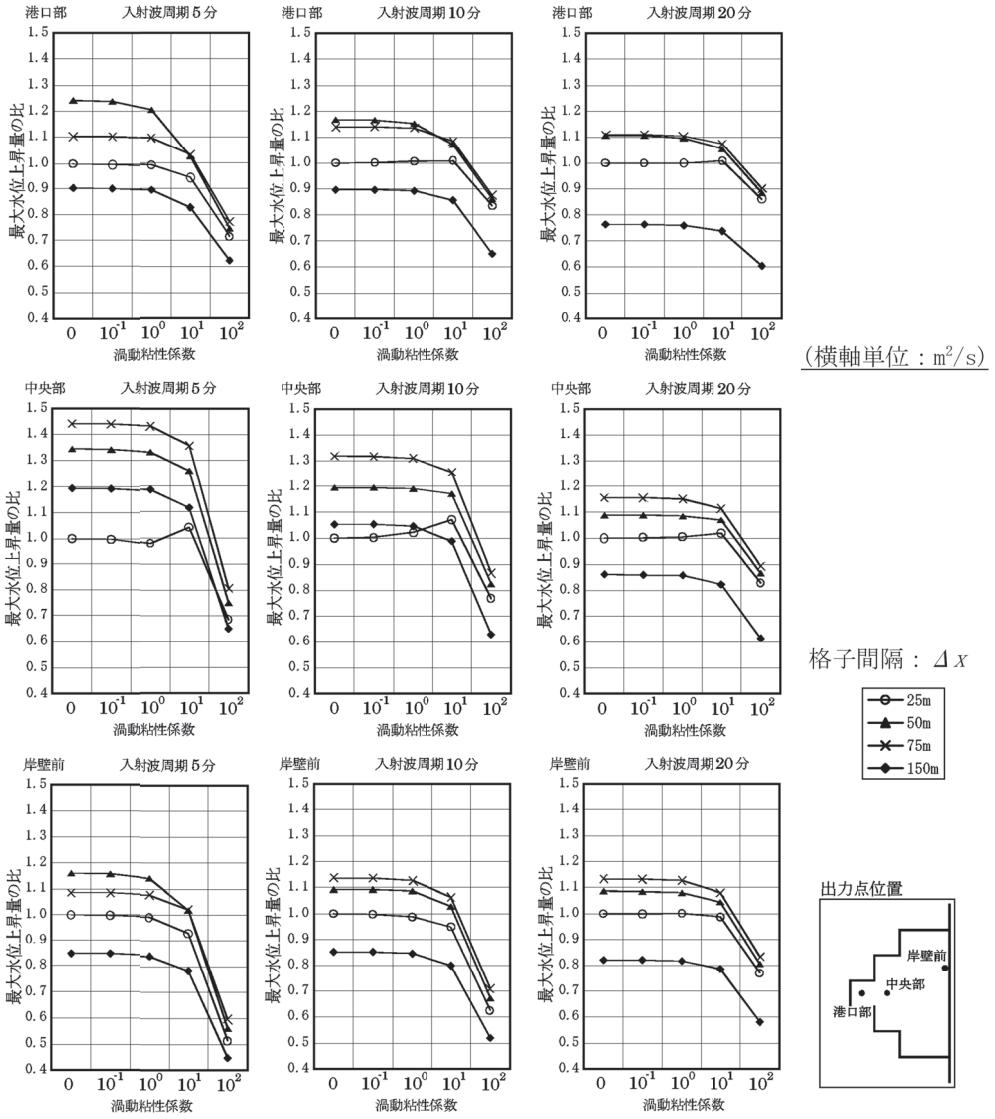


図 4.5.2−5 格子間隔 25m・渦動粘性係数 0.0m²/s の場合を基準とした最大水位上昇量比較（田中の方法）

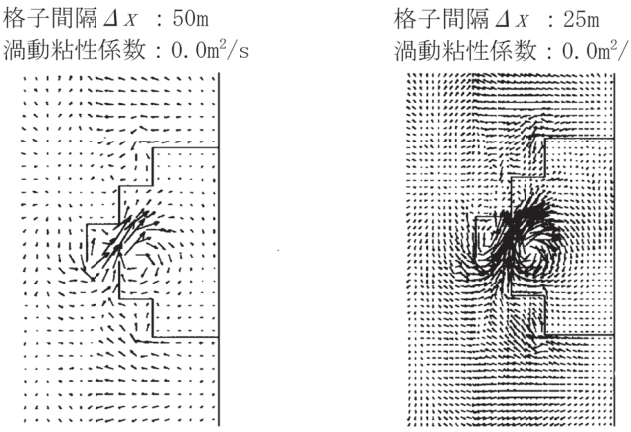


図 4.5.2−6 田中の方法による流動パターンの一例（入射波周期 5 分）

4.6 海底地すべり，斜面崩壊，山体崩壊に伴い発生する津波の計算

4.6.1 計算手法の概要と適用例

ここでは，海底地すべり，斜面崩壊，山体崩壊に伴い発生する津波の計算手法について，手法の概要と適用事例を整理する。

なお，ここで取り上げる手法が現在利用可能なもののすべてではなく，また，今後新たに提案される手法もあることから，手法の選定にあたっては，改めて可能な選択肢について調査する必要がある。

4.6.1.1 流量モデル

(1) 概要

流量モデルは陸上にある土砂の海中への流入を水の流入に置き換えるモデルである。土砂が流入する境界で時間変化する流量境界条件を与えることで津波を発生させる。流量の分布は，海岸線に沿って y をとり，流入の範囲を $\pm l$，その継続時間を τ として，

$$q = Q_m\{(l - y/l)\}\sin(\pi t/\tau) = Q\sin(\pi t/\tau),\quad 0 \le t \le \tau, -l \le y \le l$$

で与える。Q_m は流入中央部での最大流量であり，q は中央から距離 y の格子に流入する流量である。

(2) 適用事例

相田(1975)において 1792 年島原眉山崩壊に適用された。海岸線単位長さあたり最大 18,000m^3/min の流量を 2～4 分間与えている。これは流入の継続時間が 2 分の場合，総流入量にして 4.6×10^{7}m^3 に相当する。

4.6.1.2 円弧すべり法

(1) 概要

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である。海底地形図から読み取られる地すべり跡と推定される窪みを覆うように直線で結ぶ。その結んだ線分を仮想的な地すべり前の海底断面として設定し，円弧すべり法により斜面の安定計算を行う。安全率が 1 未満であり，かつ，算出された断面が現在の海底地すべり跡から抽出した断面とほぼ一致する場合に津波解析に取り入れる地すべり断面とする。海底地すべりを起こし斜面に沿って移動する土砂は，斜面の下方に堆積し，土砂の質量は保存された形で津波解析に取り入れられる。土砂の移動による海底地盤変化と同等の水面変化を生じるものとして津波を発生させる。地すべり方向に垂直な方向については両端に向けて地すべり量が減るように COS

関数で断面を規定する。地すべりの運動を設定するため，地すべりが発生し地すべり体の移動が終了するまでの地すべり時間が導入される。円弧すべり法で推定される地すべり土砂量は，複数回に分けて発生した地すべりの積分値として考え，1 以下の倍率を掛けて使用される。

(2) 適用事例

平石ほか(2001)により明和八重山津波を対象として断層運動と地すべりの同時発生を仮定して適用されている。地すべり時間の設定には試行計算が必要とされ，平石ほか(2001)の計算では 30，60，90 秒という 3 つの値が設定されている。地すべり量の倍率については過去の地すべりの発生回数の推定値を参考にして 0.2～1.0 倍が与えられている。

4.6.1.3 運動学的地すべりモデル

(1) 概要

運動学的地すべりモデル(kinematic landslide model;以下,「KLS モデル」という。)は海底調査から得られた詳細な地形変化を利用するモデルとして Satake and Kato(2001)により提案された。各地点で与えられた比高変化は継続時間 T で終了すると仮定される。更に，この変化は地すべり体の頂部から地すべり伝播速度 U で移動するものとされる（佐竹・加藤，2002)。これにより得られる時々刻々の比高変化を水深の変化として質量保存式の中で考慮する。伝播速度 U と継続時間 T は，地震断層モデルの破壊伝播速度とライズタイムに類似したパラメータである。

伝播速度の与え方として，鉛直方向成分 Uz を与える場合（Satake and Kato，2001；佐竹・加藤， 2002）と水平方向成分 U を与える場合（Satake，2007）とがある。

上述のモデルでは，比高の変化が開始地点である地すべり体の頂部から開始し堆積域に到達するまでの間，崩壊のみが発生することになり，崩壊と堆積が同時に発生し進行する実際の地すべり体の運動と整合しない。殿最ほか(2015)は，この点に着目し，崩壊と堆積が同時に進行するモデルを提案している（**レビュー編 1.3**)。

Satake(2007)では 1741 年寛保津波再現計算の事例において観測や既往の検討における設定を参考に水平方向の伝播速度 U を 10～100m/s の範囲で変化させている。また，継続時間 T については伝播速度 U よりも推定が困難であることに言及した上で，1～5 分の範囲で設定している。

(2) 適用事例

KLS モデルを海底地すべり・山体崩壊・斜面崩壊に起因する津波に適用した事例を諸係数の設定値とともに**表 4.6.1−1** に示す。

表 4.6.1−1　KLS モデルの適用事例と諸係数の設定

※1 ただし，Uz=20m/s は佐竹・加藤(2002)のみ。

事例（文献）	諸係数の設定		備考
	U（Uz） （m/s）	T （分）	
ハワイオアフ島沖海底地すべり （Satake and Kato, 2001）	U = 20,50,100	5	
1741 年寛保津波 （Satake, 2001;佐竹・加藤, 2002）	Uz = 2,5,10,20※1	1, 2, 5	Uz=10m/s, T=2 分の場合に計算値と痕跡高が最もよく一致したとしている。
1741 年寛保津波 （Satake, 2007）	U = 10, 20, 40, 50, 60, 80, 100	1, 2, 5	U=40m/s, T=2 分の場合に痕跡高を最もよく説明できるとしている。

4.6.1.4　地すべり運動解析モデル

(1) 概要

地すべり解析モデルで得られる地すべり土砂の運動を海面変化として津波解析モデルに与える方法である。地すべり土砂の運動は LSFLOW, TITAN2D, FLOW3D といった平面二次元あるいは三次元モデルで解析される。この地すべり運動解析の結果から得られる地すべり土砂の層厚変化を時系列的に海面変化として与えることで津波を発生させる。

笹原(2004)が，土木研究所の準三次元地すべり運動解析プログラム「LSFLOW」と長波方程式の流体計算プログラムを組み合わせて 1792 年島原眉山崩壊による津波を解析している。地すべり土砂の層厚の時間変化に対応するため，連続の式の計算部分が修正されている。

(2) 適用事例

笹原(2004)による 1792 年島原眉山崩壊に伴う津波への適用事例では，LSFLOW モデルによる地すべり運動解析のために，地震の加速度や継続時間，周期等が与えられている。また，地盤の物性値については，密度を 2.0t/m^3，すべり面の摩擦角を 0.2 ないし 0.7 度（海中），内部抵抗角を 9.0～23 度などと設定している。

4.6.1.5　二層流モデル

(1) 概要

二層流モデルは上下 2 層の密度の異なる流体の運動を対象とする基礎方程式として Imamura and Imteaz (1995)により提案された。

松本ほか(1998)では Imamura and Imteaz (1995)の二層流モデルを土石流により発生する津波に適用するための拡張が施された。具体的には，底面摩擦力，界面でのせん断力，海域中での土石流先端での形状抵抗を表現するための項が基礎方程式に追加されている。また，土石流が海域突入する際に発生する振動を抑制するための人工粘性項が導入されている。界面でのせん断力を表す項では界面抵抗係数 f_{inter} が，土石流先端での形状抵抗を表す項では抗力係数 C_{D} が導入された。提案された二層流モデルは水理模型実験および既往津波（1741 年寛保津波）の再現計算に適用されている。

橋・今村(2000)では 1998 年パプアニューギニア津波に二層流モデルを適用し，同津波の発生要因として海底地すべりを考慮した場合の地すべり位置や規模について検討している。

今村ほか(2001)では一次元水路での土砂流突入を対象として水理模型実験を実施し，二層流モデルによる再現計算を行っている。底面摩擦力の式にはマニング粗度の公式を用いている。また，この実験では土石流の先端は大きな抵抗力を生じさせる形状となっていないとの判断から形状抵抗は考慮していない。この研究では，底面粗度を 0.08～0.12$\mathrm{m}^{-1/3}$・s の範囲で，土砂層の拡散係数を 0.005～0.01 m^2/s の範囲で，界面抵抗係数を 0～1.0 の範囲で変化させたパラメータスタディを実施している。水理模型実験の計測結果と再現計算の結果を比較した結果として，この研究のケースでは底面摩擦係数が 0.12$\mathrm{m}^{-1/3}$・s，水平渦動粘性係数が 0.01m^2/s の組合せが最適であったとしている。

Kawamata et al.(2005)では水理模型実験と既往津波（1741 年寛保津波）の再現計算を二層流モデルにより実施している。水理模型実験は今村ほか(2001)と同様の設定で行われている。二層流モデルが含むパラメータについていくつかの設定値を試した結果として，最も適切な値の組を提示している。すなわち，気中の底面マニング粗度が 0.01$\mathrm{m}^{-1/3}$・s，水平渦動粘性係数が 0.01m^2/s，水中の底面マニング粗度が 0.012$\mathrm{m}^{-1/3}$・s，$C_D = 10$，$f_{\mathrm{inter}} = 0.2$，相互作用力の継続時間が 0.37s の組合せが最適な値であったとしている。1741 年寛保津波の再現計算では異なる底面粗度を与えて複数の計算を実施している。気中および水中の底面マニング粗度を 0.4 $\mathrm{m}^{-1/3}$・s としたときに痕跡高と最もよく一致したとしている。その他の設定値は，水平渦動粘性係数が 0.1m^2/s，水中の底面マニング粗度が 0.4$\mathrm{m}^{-1/3}$・s，$C_D = 2.0$ である。界面抵抗力は考慮していない。この再現計算の結果の分析にもとづき，土砂流進行方向（北方）への強い指向性を指摘するとともに，その北方における再現性は日本海全体に比べると必ずしもよくないとしている。

Maeno and Imamura(2007)では約 7,300 年前の鬼界カルデラ形成時の津波を対象とした研究を行っている。カルデラ形成時の噴火に伴う火砕流が海域に突入することにより津波が発生するものとし，その火砕流と津波の運動を二層流モデルにより計算している。水平渦動粘性係数と界面抵抗係数については松本ほか(1998)および Kawamata et al.(2005)に基づきそれぞれ 0.01m^2/s，0.2 としている。底面のマニング粗度係数は

McLeod et al.(1999)の火砕流を対象とした実験とこの研究で実施した数値計算の結果との比較に基づいて気中では 0.01$m^{-1/3}$・s，水中では 0.08$m^{-1/3}$・s としている。形状抵抗は考慮していない。

Maeno and Imamura(2011)では 1883 年のクラカタウの噴火に伴う火砕流を起因とする津波に二層流モデルを適用している。この研究では火砕流の密度が水よりも大きい場合と小さい場合の両方を検討しており，それぞれの場合に異なる基礎方程式を適用している。底面のマニング粗度係数は，火砕流の密度によらず，気中では 0.01 ないし 0.06$m^{-1/3}$・s，水中では 0.06 ないし 0.08$m^{-1/3}$・s としている。界面抵抗係数は 0.06，0.18，0.20 のいずれかの値を与えている。水平渦動粘性係数は水または火砕流の厚さおよび火砕流の速度等に依存する式により与えている。数値振動を抑制するための粘性項の係数βは 1.2 としている。形状抵抗は考慮していない。

栁澤ほか(2014)では 1792 年の眉山の崩壊を起因とする有明海での津波に二層流モデルを適用している。この研究では土砂層の基礎方程式において土質パラメータを考慮することで地すべり計算の高精度化を行っている。具体的には地すべりや土石流の数値モデルで一般的に利用されている土圧係数とクーロン式による摩擦則を適用している。また，計算の安定化のために土塊厚が負となるメッシュに対する流出流量の制限を行っている。水平粘性と形状抵抗は考慮していない。

以上のとおり，二層流モデルには海水・土砂層間の相互作用力や底面摩擦力の取り扱いが異なる複数の基礎方程式が提案されている。ここでは定式化の一例として Maeno and Imamura(2007)に示されている基礎方程式を記載する※。上層（海水層）の基礎方程式は次のとおり表される。

$$\frac{\partial(\eta_1-\eta_2)}{\partial t}+\frac{\partial M_1}{\partial x}+\frac{\partial N_1}{\partial y}=0$$

$$\frac{\partial M_1}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M_1^2}{D_1}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{M_1N_1}{D_1}\right)+gD_1\frac{\partial \eta_1}{\partial x}-INTF_x=0$$

$$\frac{\partial N_1}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M_1N_1}{D_1}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{N_1^2}{D_1}\right)+gD_1\frac{\partial \eta_1}{\partial y}-INTF_x=0$$

下層（土砂層）の基礎方程式は次のとおり表される。

$$\frac{\partial \eta_2}{\partial t}+\frac{\partial M_2}{\partial x}+\frac{\partial N_2}{\partial y}=0$$

$$\frac{\partial M_2}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M_2^2}{D_2}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{M_2N_2}{D_2}\right)+gD_2\left(\alpha\frac{\partial D_1}{\partial x}+\frac{\partial \eta_2}{\partial x}-\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\tau_x}{\rho_2}+\alpha INTF_x=DIFF_x$$

$$\frac{\partial N_2}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M_2N_2}{D_2}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{N_2^2}{D_2}\right)+gD_2\left(\alpha\frac{\partial D_1}{\partial y}+\frac{\partial \eta_2}{\partial y}-\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\tau_y}{\rho_2}+\alpha INTF_y=DIFF_y$$

※他文献での基礎方程式の記載と比較し一部補足，修正した。

ここで，添え字 1, 2 はそれぞれ上層と下層を表し，η_1 は上層の水位，η_2 は下層の厚さ，h は上層の静水深，D_1 は全水深（$=h+\eta_1$），D_2 は下層の厚さ（$=\eta_2$），M と N はそれぞれ x, y 方向の線流量，ρ_1 は上層の密度，ρ_2 は下層の密度，α は密度比（$=\rho_1/\rho_2$），τ/ρ_2 は下層の底面摩擦項，$INTF$ は界面抵抗力，$DIFF$ は水平拡散項を示す。
底面摩擦項，界面抵抗力，水平拡散項は次のとおり表される。

$$\frac{\tau_x}{\rho}=\frac{gn^2}{D^{7/3}}M\sqrt{M^2+N^2}\ ,\quad \frac{\tau_y}{\rho}=\frac{gn^2}{D^{7/3}}N\sqrt{M^2+N^2}$$

$$INTF_x=f_{\mathrm{inter}}\bar{u}\sqrt{\bar{u}^2+\bar{v}^2}\ ,\quad INTF_y=f_{\mathrm{inter}}\bar{v}\sqrt{\bar{u}^2+\bar{v}^2}$$

$$DIFF_x=\nu\left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 M}{\partial y^2}\right),\quad DIFF_y=\nu\left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 N}{\partial y^2}\right)$$

ここで，n は底面摩擦のマニング粗度係数であり，f_{inter} は界面抵抗係数，$\bar{u},\bar{v}$ はそれぞれ x, y 方向の層間相対速度，ν は水平拡散係数を示す。

土石流が海域突入する際に発生する振動を抑制するために次に示す人工粘性項を質量保存式に導入する。

$$\beta\Delta x^3\sqrt{\frac{g}{D}}\left\|\frac{\partial^2\eta}{\partial x^2}\right\|\frac{\partial^2\eta}{\partial x^2}$$

ここで，β は定数である。

(2) 適用事例

二層流モデルを海底地すべり・山体崩壊・斜面崩壊に起因する津波に適用した事例を諸係数の設定値とともに**表 4.6.1−2** に示す。

表 4.6.1－2　二層流モデルの適用事例と諸係数の設定

【凡例】－：設定値の記載なし

＊：基礎方程式に含まれない

事例（文献）	諸係数の設定						備考
	α	n ($m^{-1/3}$・s)	ν (m^2/s)	f_{inter}	C_D	β	
1998 年パプアニューギニア津波（橋・今村，2000）	－	－	－	－	－	－	基礎方程式や諸係数の設定値が論文中に示されていない。
1741 年寛保津波（松本ほか，1998）	－	－	＊	0.025	2.0	3.0	底面摩擦係数はダイラタント流体と仮定して求めたとしている。
1741 年寛保津波（Kawamata et al.,2005）	－	0.25 0.4 0.6	0.1	0.0	2.0	＊	n=0.4 のときに再現性が最も良かったとしている。
1792 年眉山崩壊（栁澤ほか，2014）	－	＊	＊	0.01 0.05 0.10 0.20	＊	＊	下層の底面摩擦にはクーロン式を適用。
水理模型実験（今村ほか，2001）	－	0.08 0.10 0.12	0.005 0.01 0.02 0.03	0.0 0.05 0.20 1.00	＊	＊	n=0.12，ν=0.01 が最適であったとしている。
水理模型実験（Kawamata et al., 2005）	－	気中：0.01 水中：0.12	0.01	0.2	10	＊	

4.6.1.6　初期水位を推定する手法

(1) 概要

Grilli and Watts(2005)および Watts et al.(2005)では海底地すべりに伴う津波の高さを簡易に評価する手法が検討されており，初期水位分布を平面的に与える式についても提案されている。海底地すべりは slide と slump に区別され，それぞれに異なる式が提案されている。初期水位分布の推定式については，まず，地すべりが断面二次元的である場合の振幅および波長の推定式が提案されている。更に，それらの振幅および波長から地すべり運動が三次元的である場合の水位変動量の分布を推定する式が提案されている。

地すべりが断面二次元的である場合の振幅の推定式は，理論的な考察に基づく関数形で複数の数値解を近似することにより導出されている。

地すべりが slide の場合の振幅および波長の推定式は次のとおりである。

$$\eta_{o,2D} = S_o(0.0574 - 0.0431\sin\theta)\left(\frac{T}{b}\right)\left(\frac{b\sin\theta}{d}\right)^{1.25}\left(1 - e^{-2.2(\gamma-1)}\right)$$

$$\lambda_o = t_o\sqrt{gd}$$

ここで，$\eta_{0,2D}$ は地すべり初期位置の直上における最大水位低下量，S_0 は特性距離，

T は地すべり体の最大厚さ，b は地すべり体の移動の断面形状をガウス分布で近似したときの長さ，θ は斜面勾配，d は地すべり体の初期の没水深，γ は地すべり体の水中比重，t_0 は特性時間である。S_0，t_0 を算出するための一連の式が次のとおり提案されている。

$$S_o = \frac{u_t^2}{a_o},\ t_0 = \frac{u_t}{a_o},$$

$$u_t = \sqrt{gd}\sqrt{\frac{B\sin\theta}{d}\frac{\pi(\gamma-1)}{2C_d}\left(1-\frac{\tan\psi}{\tan\theta}\right)},$$

$$a_o = g\sin\theta\left(\frac{\gamma-1}{\gamma+C_m}\right)\left(1-\frac{\tan\psi}{\tan\theta}\right)$$

ここで，u_t は最終速度，a_o は初期加速度，g は重力加速度，B は地すべり体を楕円近似したときの長さ，C_d は抗力係数，C_m は付加質量係数，ψ は摩擦角である。また，実験から得られた適切な値として $C_d \approx 1$，$C_m \approx 1$，$\psi \approx 0$ が提案されている。この推定式の適用範囲は，近似式を求める際に使用した数値実験の計算条件の範囲に一致するものとして与えられている。すなわち，$\vartheta \in [5,30]^\circ$，$d/b \in [0.06,1.5]$，$T/b \in [0.008,0.2]$，$R/b \in [1,2]$，$\gamma \in [1.46,2.93]$ である。

地すべりが slump の場合の振幅および波長の推定式は次のとおりである。

$$\eta_{o,2D} = S_o\left(\frac{0.131}{\sin\theta}\right)\left(\frac{T}{b}\right)\left(\frac{b\sin\theta}{d}\right)^{1.25}\left(\frac{b}{R}\right)^{0.63}(\Delta\Phi)^{0.39}(1.47-0.35(\gamma-1))(\gamma-1)$$

$$\lambda_o = t_o\sqrt{gd}$$

ここで，R は曲率半径，$\Delta\Phi$ は回転角である。S_o はモデル化の上では地すべり体が停止するまでの距離の半分である。ケーススタディでは地すべり体の移動距離の半分の値が与えられている。R，$\Delta\Phi$，t_0 を算出するための式については次のとおり提案されている。

$R = b^2/(8T)$ あるいは $R = b$，

$\Delta\Phi = 2S_o/R$，

$$t_0 = \sqrt{\frac{R}{g}}\sqrt{\frac{\gamma+C_m}{\gamma-1}}$$

また，$C_d \approx 0$，$C_m \approx 1$ が提案されている。適用範囲は $\vartheta \in [10,30]^\circ$，$d/b \in [0.34,0.5]$，$T/b \in [0.10,0.15]$，$R/b \in [1,2]$，$\Delta\Phi \in [0.1,0.52]$，$\gamma \in [1.46,2.93]$ である。

地すべり現象が断面二次元的な場合の振幅と波長から現象が三次元的な場合の水位変動量の分布を推定する式は次のように提案されている。まず，地すべり現象が三次元的な場合の地すべり頂直上での振幅$\eta_{0,3D}$は，

$$\eta_{0,3D} = \eta_{0,2D}\left(\frac{w}{w+\lambda_0}\right)$$

で与えられる。ここで，wは地すべり体の幅である。 次に，$t=t_0$の段階で津波エネルギーの大部分は位置エネルギーであるとし，このときの水位分布は，二重ガウス分布を用いて，以下のように表現できるとしている。

$$\eta(x,y)=\frac{\eta_{0,3D}}{\eta_{\min}}\sec h\left(\kappa\frac{y-y_0}{w+\lambda_0}\right)\left(\exp\left\{-\left(\frac{x-x_0}{\lambda_0}\right)^2\right\}-\kappa'\exp\left\{-\left(\frac{x-\Delta x-x_0}{\lambda_0}\right)^2\right\}\right)$$

ここで，$\eta_{\min}$は振幅を除く右辺の最小値，κは地すべり移動方向に垂直な方向の分布形状を与えるパラメータ，x_gは初期の地すべり位置の座標，Δxは上昇側と下降側のピーク間の距離を制御するパラメータ，x_0は$x_0 \approx x_g + \Delta x$となる座標，$y_0$は$y$方向の地すべり位置の座標である。$\kappa'$は正負のピークの比率を制御するパラメータであるがその決定方法は示されていない。

(2) 適用事例

Watts et al.(2005)では，幾つかの既往事例における津波の推定に，提案した推定式を適用している。これらの既往事例の推定で使用されたパラメータの設定を**表 4.6.1－3** に整理する。

表 4.6.1－3 Watts et al.(2005)において既往津波の推定に使用された設定

【凡例】＊：slide の場合は設定値にS_0を必要としない。

事例	設定							
	種別	γ (-)	T (m)	b (m)	W (m)	$2S_0$ (m)	d (m)	θ (度)
1998 Papua New Guinea	slump	1.85	760	4,500	4,500	766	1,200	12
1994 Skagway, Alaska	slide	1.85	15-20	180-600	340-390	＊	24-150	9-24
1999 Izmit Bay	slump	1.85	500	5,000	5,000	230	218	5
1946 Unimak, Alaska	slump	1.85	400	40,000	25,000	358,000	1,600	4.3

4.6.1.7　個別要素法

(1) 概要

地すべり体（固相）と海水（流体相）をそれぞれ個別要素法と粒子法で取り扱い，両相の相互作用を考慮して地すべり津波の計算を行う手法が提案されている。後藤ほか(2011)によって山体崩壊津波に適用するための固液二相流モデルが提案されている。

(2) 適用事例

後藤ほか(2011)は提案したモデルを用いて山体崩壊津波を模擬した水槽実験の再現を行っている。その結果，粒子群の突入から堆積に至る一連の運動過程や発生する津波の波高などは実験結果と概ね良好に対応するものであったと報告している。

4.6.2　適切な格子間隔に関する検討

ここでは，二層流モデルと KLS モデルを取り上げて，両モデルによる計算を実施する際の適切な格子間隔について検討する。検討にあたっては，海底地すべりと斜面崩壊・山体崩壊を模式化した仮想的な地形を作成し，両モデルを適用する。

4.6.2.1　地すべり土塊形状の模式化

地すべり土塊の形状の模式化には Lynett and Liu(2005)の定式化を採用した。

4.6.2.2　海底地すべりに起因する津波に関する検討

(1) 計算条件

1) 地形条件

海底地すべりを模式化した地形を**図 4.6.2−1** に示す。水深 Hf の平坦な浅部と水深 Hb の平坦な深部とを勾配 θ の斜面で接続し，その斜面上に模式化した地すべり土塊を配置した。斜面の長さは初期の地すべり土塊の長さの 2 倍とした。KLS モデルには初期の地すべり土塊の位置（堆積域）から地すべり土塊の長さ L に等しい距離だけ水平方向に移動させた分布を最終の堆積地形として与えた。これらの設定値を**表 4.6.2−1** にまとめて示す。

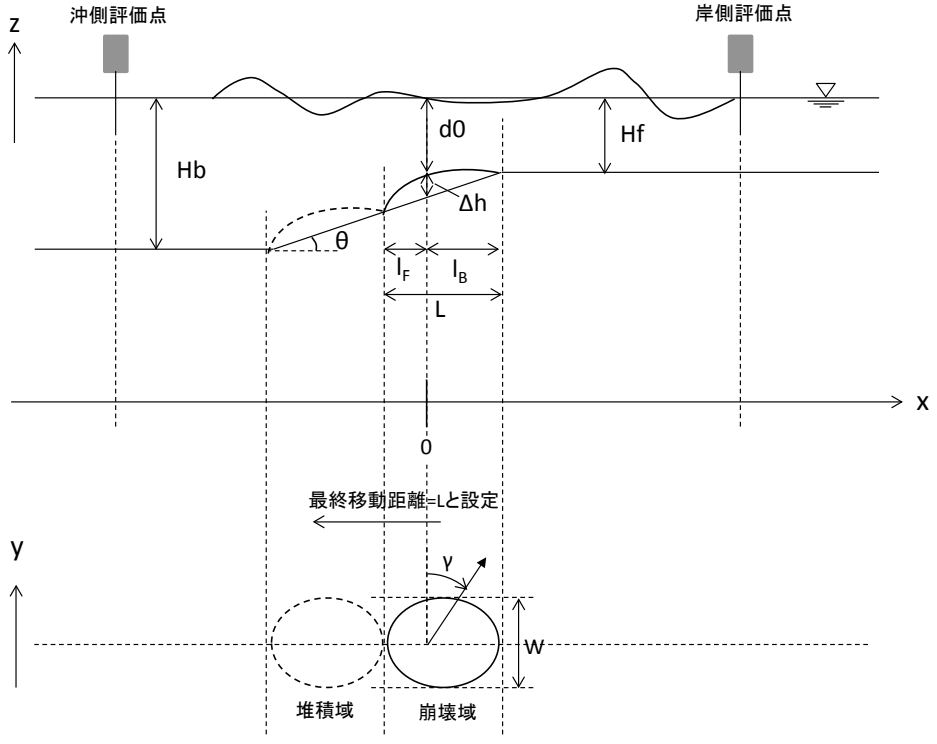


図 4.6.2−1　海底地形，地すべり地形の模式化（海底地すべり）

表 4.6.2−1 模式化地形のパラメータ設定（海底地すべり）

パラメータ	設定値
Δh (m)	30
Hf (m)	500
Hb (m)	Hf + 2Ltanθ
θ (°)	3, 6, 12
κ (= l_F/l_B)	1.0
L	600
W	600
γ (= ρ_s/ρ_{water})	1.85
b	0.5L

2）その他の条件

空間格子間隔は地すべりの長さLを基準としてL/40, L/20, L/10, L/5 (=15, 30, 60, 120m）とした。異なる格子間隔で得られる解を比較することで適切な格子間隔について検討する。その他の計算条件について**表 4.6.2−2** と**表 4.6.2−3** に示す。

表 4.6.2−2 計算条件（手法共通，海底地すべり）

項　目	設定値
空間格子間隔 (m)	15,30,60,120
計算時間間隔 (s)	0.05
海水・海底間のマニング粗度係数 ($m^{-1/3}$・s)	0.03
海水の渦動粘性係数 (m^2/s)	10.0
離散化手法	田中(1985)の方法

表 4.6.2−3 計算条件（手法別，海底地すべり）

モデル	パラメータ	記号（単位)	設定値
二層流	下層（土砂層）底面のマニング粗度係数	n ($m^{-1/3}$・s)	0.2, 0.3, 0.4
	下層（土砂層）の渦動粘性係数	ν (m^2/s)	0.01
	抗力係数	C_D (−)	0
	界面抵抗係数	f_{inter} (−)	0
KLS	水平方向伝播速度	U (m/s)	10, 20, 40
	継続時間	T (s)	120, 240, 480

(2) 計算結果

まず，二層流モデルの結果を示す。空間格子間隔を L/5, L/10, L/20, L/40 としたときの，最大水位上昇量・下降量の収束性を確認する。斜面勾配は 6 度，土砂層の粗度係数 n は 0.4$m^{-1/3}$・s に固定した。

沖側評価点での最大水位変化量の整理を**表 4.6.2−4** に示す。岸側評価点での最大水位変化量の整理を**表 4.6.2−5** に示す。二層流モデルの解は指向性が強く出るため，沖

側評価点では上昇側が，岸側評価点では下降側が支配的となる。したがって，沖側評価点では上昇側の収束性を，岸側評価点では下降側の収束性を確認すると，Δx=L/10 のケースでは Δx=L/40 のケースとの差が大きく，Δx=L/20 のケースでは Δx=L/40 のケースとの差異が±5%以下となった。

以上より，この計算例では二層流モデルの空間格子間隔の設定に関して地すべり域の大きさの 1/20 程度とした場合に，最大水位変化量が概ね収束するという結果となった。

次に，KLS モデルの結果を示す。二層流モデルの場合と同様に，空間格子間隔を L/5, L/10, L/20, L/40 としたときの，最大水位上昇量・下降量の収束性を確認する。斜面勾配は 6 度，伝播速度 U と継続時間 T はそれぞれ 40m/s，120s に固定した。沖側評価点での最大水位変化量の整理を**表 4.6.2−6** に示す。岸側評価点での最大水位変化量の整理を**表 4.6.2−7** に示す。Δx=L/20 のケースでは，Δx=L/40 のケースとの差異が±5%以下となった。

以上より，この計算例では，KLS モデルの空間格子間隔の設定に関して地すべり域の大きさの 1/20 程度とした場合に,最大水位変化量が概ね収束するという結果となった。

表 4.6.2−4 最大水位と最小格子間隔ケースとの差（二層流モデル，沖側評価点）

格子間隔 Δx（m）	最大水位（m）		Δx=15m ケースとの差	
	上昇量	下降量	上昇量	下降量
15（=L/40）	0.05219	-0.00679	―	―
30（=L/20）	0.05453	-0.00748	+4.5%	10.2%
60（=L/10）	0.04963	-0.00779	-4.9%	14.7%
120（=L/5）	0.03675	-0.02206	-29.6%	224.9%

表 4.6.2−5 最大水位と最小格子間隔ケースとの差（二層流モデル，岸側評価点）

格子間隔 Δx（m）	最大水位（m）		Δx=15m ケースとの差	
	上昇量	下降量	上昇量	下降量
15（=L/40）	0.00703	-0.04920	―	―
30（=L/20）	0.00916	-0.04801	+30.3%	-2.4%
60（=L/10）	0.01685	-0.04158	+139.7%	-15.5%
120（=L/5）	0.02347	-0.02750	+233.9%	-44.1%

表 4.6.2−6 最大水位と最小格子間隔ケースとの差（KLS モデル，沖側評価点）

格子間隔 Δx（m）	最大水位（m）		Δx=15m ケースとの差	
	上昇量	下降量	上昇量	下降量
15（=L/40）	0.05057	0.06758	―	―
30（=L/20）	0.0496	0.07097	-1.9%	+5.0%
60（=L/10）	0.05327	0.06701	+5.3%	-0.8%
120（=L/5）	0.06338	0.05289	+25.3%	-21.7%

表 4.6.2−7　最大水位と最小格子間隔ケースとの差（KLS モデル，岸側評価点）

格子間隔 Δx（m）	最大水位（m）		Δx=15m ケースとの差	
	上昇量	下降量	上昇量	下降量
15（=L/40）	0.0176	-0.03334	−	−
30（=L/20）	0.01758	-0.03372	-0.1%	1.1%
60（=L/10）	0.01797	-0.0388	2.1%	16.4%
120（=L/5）	0.01968	-0.03807	11.8%	14.2%

4.6.2.3　斜面崩壊・山体崩壊に起因する津波に関する検討

(1) 計算条件

1) 地形条件

斜面崩壊・山体崩壊を模式化した地形を**図 4.6.2−2** に示す。水深 Hb の平坦な海底に勾配 θ の斜面が接続する地形とした。斜面上には模式化した地すべり土塊を初期状態で端部が水面に接するように配置した。KLS モデルには初期の地すべり土塊の位置（堆積域）から地すべり土塊の長さ L に等しい距離だけ水平方向に移動させた分布を最終の堆積地形として与えた。これらの設定を**表 4.6.2−8** にまとめて示す。

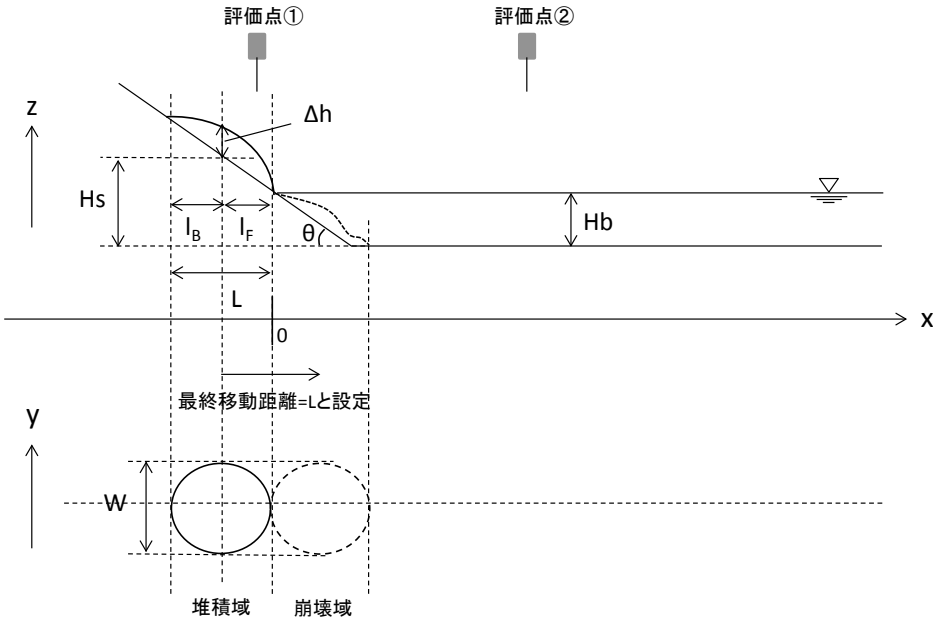


図 4.6.2−2　海底地形，地すべり地形の模式化（斜面崩壊・山体崩壊）

表 4.6.2−8 模式化地形のパラメータ設定（斜面崩壊・山体崩壊）

パラメータ	設定値
Δh（m）	40
Hb（m）	80
θ（度）	20,30,40（二層流モデル）， 30（KLS モデル）
κ（$= l_F/l_B$）	1.0
L（m）	400
W（m）	400
γ（$=\rho_s/\rho_{water}$）	1.94(=2.0/1.03)
b	0.5L

2）その他の条件

空間格子間隔は地すべりの長さ L を基準として L/80，L/40，L/20，L/10，L/5（=5,10,20,40,80m）とした。異なる格子間隔で得られる解を比較することで適切な格子間隔について検討する。その他の計算条件については**表 4.6.2−9** と**表 4.6.2−10** に示す。

表 4.6.2−9 計算条件（手法共通，斜面崩壊・山体崩壊）

項　目	設定
空間格子間隔（m）	5,10,20,40,80
海水・海底間のマニング粗度係数（$m^{-1/3}\cdot s$）	0.03
海水の渦動粘性係数（m^2/s）	10.0
離散化手法	田中(1985)の方法

表 4.6.2−10 計算条件（手法別，斜面崩壊・山体崩壊）

モデル	パラメータ	記号（単位）	設定値
二層流	計算時間間隔	Δt（s）	0.025
	下層（土砂層）底面のマニング粗度係数	n（$m^{-1/3}\cdot s$）	0.4
	下層（土砂層）の渦動粘性係数	ν（m^2/s）	0.01
	抗力係数	C_D（－）	0
	界面抵抗係数	f_{inter}（－）	0
KLS	計算時間間隔	Δt（s）	0.1
	水平方向伝播速度	U（m/s）	40
	継続時間	T（s）	120

(2) 計算結果

前節に示した条件で実施した計算の結果より，適切な格子間隔について検討する。

まず，二層流モデルの結果を示す。空間格子間隔を L/5，L/10，L/20，L/40，L/80 としたときの最大水位上昇量・下降量の収束性を確認する。

x=800m 位置における水位の時刻歴と最大水位変化量を整理した。斜面勾配 20 度の場合の最大水位変化量を**表 4.6.2－11** に示す。斜面勾配 30 度の場合については**表 4.6.2－12** に，斜面勾配 40 度の場合については**表 4.6.2－13** に示す。

これらの結果例では，格子間隔を地すべり域の大きさ L の 1/40～1/20（=10～20m）としたときに格子間隔を最も小さくした Δx=L/80（=5m）のケースとの最大水位変化量の差が概ね±10%以内となった。

次に，KLS モデルの結果を示す。二層流モデルの場合と同様に，空間格子間隔を L/5, L/10, L/20, L/40, L/80 としたときの，最大水位上昇量・下降量の収束性を確認する。

x=800m 位置における水位の時刻歴と最大水位変化量を整理した。斜面勾配 30 度の場合の最大水位変化量を**表 4.6.2－14** に示す。この計算では下降側の値は得られなかったため，上昇側について確認する。

この結果例では，格子間隔を地すべり域の大きさ L の 1/40～1/10（=10～40m）としたときに格子間隔を最も小さくした Δx=L/80（=5m）のケースとの最大水位変化量の差が概ね±10%以内となった。

表 4.6.2－11　最大水位と最小格子間隔ケースとの差

（二層流モデル，θ=20 度，x=800m 位置）

格子間隔 Δx（m）	最大水位（m）		Δx=5m ケースとの差	
	上昇量	下降量	上昇量	下降量
5（=L/80）	2.767	0.607	－	－
10（=L/40）	3.066	0.654	10.8%	7.9%
20（=L/20）	3.143	0.690	13.6%	13.7%
40（=L/10）	2.098	1.030	-24.2%	69.7%
80（=L/5）	1.166	0.461	-57.9%	-24.0%

表 4.6.2－12　最大水位と最小格子間隔ケースとの差

（二層流モデル，θ=30 度，x=800m 位置）

格子間隔 Δx（m）	最大水位（m）		Δx=5m ケースとの差	
	上昇量	下降量	上昇量	下降量
5（=L/80）	5.196	2.033	－	－
10（=L/40）	5.268	2.139	1.4%	5.2%
20（=L/20）	5.237	1.418	0.8%	-30.2%
40（=L/10）	4.012	1.785	-22.8%	-12.2%
80（=L/5）	1.864	0.696	-64.1%	-65.8%

表 4.6.2－13　最大水位と最小格子間隔ケースとの差

（二層流モデル，θ=40 度，x=800m 位置）

格子間隔 Δx（m）	最大水位（m）		Δx=5m ケースとの差	
	上昇量	下降量	上昇量	下降量
5（=L/80）	8.570	2.948	－	－
10（=L/40）	9.210	2.942	7.5%	-0.2%
20（=L/20）	7.799	3.480	-9.0%	18.1%
40（=L/10）	6.196	3.266	-27.7%	10.8%
80（=L/5）	2.308	1.488	-73.1%	-49.5%

表 4.6.2－14　最大水位と最小格子間隔ケースとの差

（KLS モデル，θ=30 度，x=800m 位置）

格子間隔 Δx（m）	最大水位（m）		Δx=15m ケースとの差	
	上昇量	下降量	上昇量	下降量
5（=L/80）	0.32	－	－	－
10（=L/40）	0.33	－	+2.7%	－
20（=L/20）	0.33	－	+1.4%	－
40（=L/10）	0.30	－	-8.6%	－
80（=L/5）	0.26	－	-20.4%	－

4.6.2.4　まとめ

海底地すべりならびに斜面崩壊・山体崩壊に起因する津波を対象として，二層流モデルならびに KLS モデルを適用する際の適切な格子間隔について検討した。今回の計算例にもとづく検討結果をまとめると次のとおりである。

＜海底地すべり＞

二層流モデル，KLS モデルともに，今回の計算例においては，空間格子間隔を地すべり域の大きさ L の 1/20 程度とした場合に最大水位変化量が概ね収束した。

＜斜面崩壊・山体崩壊＞

二層流モデルでは格子間隔を地すべり域の大きさ L の 1/20 程度とした場合に最大水位上昇量が概ね収束した。最大水位下降量については格子間隔を地すべり域の大きさ L の 1/40 程度とした場合に概ね収束した。ただし，海底地すべり津波での検討結果と比較すると格子間隔をより細かく設定した場合との差が比較的大きく残る結果となった。

KLS モデルでは格子間隔を地すべり域の大きさ L の 1/10 程度とした場合に最大水位上昇量が概ね収束した。

斜面崩壊・山体崩壊に伴う津波は地震に伴う津波に比べて津波の波長が短いことが多い。水位の空間波形を表現するのに十分な細かさで波源域周辺の格子間隔を設定するよう留意する必要がある。

4.6.3　地形条件や諸係数と計算津波水位との関係

計算手法の特性を把握することを目的として，地形条件や諸係数が計算津波水位に与える影響について調査した。計算手法は二層流モデルと KLS モデルとした。これらの手法を**付属編 4.6.2.2** の仮想地形にもとづく海底地すべり計算に適用した。調査の観点は次のとおりとした。

・最大水位変化量の斜面勾配との関係
・最大水位変化量の指向性
・最大水位変化量の距離減衰特性
・地すべり塊の移動速度と最大水位変化量との関係
・最大水位変化量の継続時間との関係（KLS モデル）

(1) 最大水位変化量の斜面勾配との関係

次の条件の下で斜面勾配を変化させた計算を実施し，斜面勾配と最大水位変化量との関係を分析した。

・斜面勾配 θ = 3，6，12 度
・二層流：土砂層の粗度係数 n = 0.4 $m^{-1/3}$・s
・KLS モデル：U = 40m/s，T = 120s

その他の条件は**付属編 4.6.2.2** の計算と同一である。

評価点は，沖側：x=-2,400m，岸側：x=2,400m の点とした（**図 4.6.2−1** 参照）。

斜面勾配と最大水位との関係を**図 4.6.3−1** に示す。次の 2 点が確認できた。

・二層流モデルでは斜面勾配が大きくなると津波の規模が大きくなる。
・一方，KLS モデルでは斜面勾配の増加が津波の規模の増大に必ずしも寄与しない。このことから斜面勾配に応じた伝播速度を設定するなど，パラメータ間で整合した設定となるように留意する必要があることが示唆される。

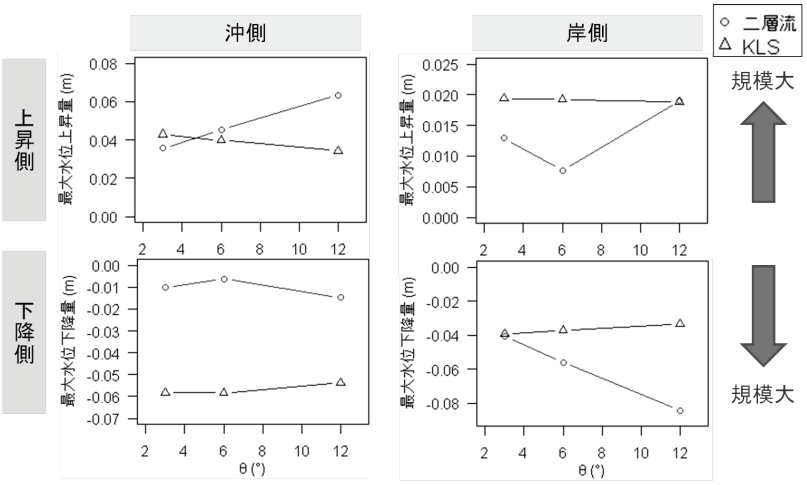


図 4.6.3−1　斜面勾配と最大水位変化量との関係

(2) 最大水位変化量の指向性

次の条件の下で実施した計算について津波伝播距離と最大水位変化量との関係を整理し，各モデルの指向性に関する特性を確認した。

・斜面勾配 θ = 6 度
・二層流：土砂層の粗度係数 n = 0.4$m^{-1/3}$・s
・KLS モデル：U = 40m/s, T = 120s

その他の条件は**付属編 4.6.2.2** の計算と同一である。

評価点は，初期の地すべり土塊の頂点を中心とする半径 2,400m の円上に 5 度間隔で配置した（**図 4.6.2−1** 参照）。

津波の伝播方向と最大水位変化量との関係を**図 4.6.3−2** に示す。岸に対して平行な向きが γ=0 度，岸に対して垂直に向かう向きが γ=90 度，反対に沖に向かう向きが γ=−90 度である。最大水位上昇量については，両手法ともに沖方向への指向性が認められた。最大水位下降量については，二層流は岸方向，KLS モデルは沖方向への指向性が認められた。特に二層流モデルでは KLS モデルよりも顕著な指向性が確認できた。

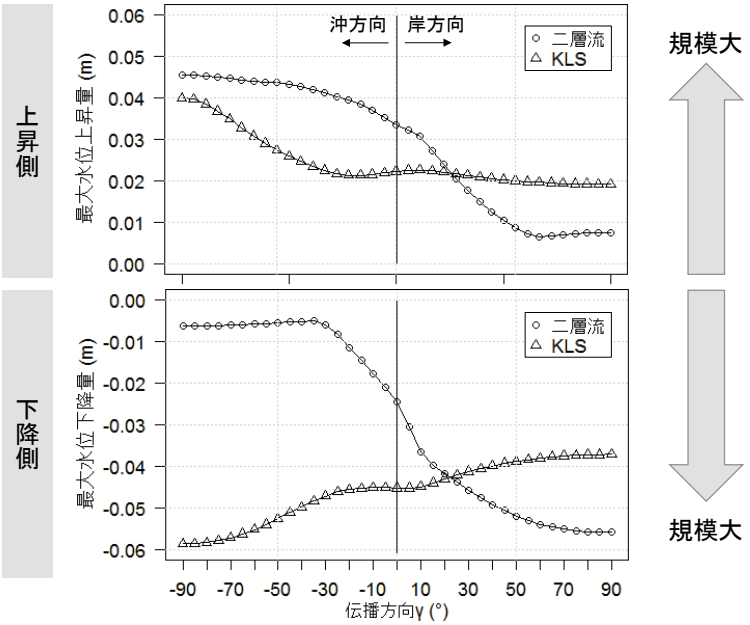


図 4.6.3−2 最大水位の指向性（二層流モデル，KLS モデル）

(3) 最大水位変化量の距離減衰特性

次の条件の下で実施した計算について津波伝播距離と最大水位変化量との関係を整理し，各モデルの距離減衰に関する特性を確認した。

・斜面勾配 θ = 6 度
・二層流：土砂層の粗度係数 n = 0.4 $m^{-1/3}$・s
・KLS モデル：U = 40m/s, T = 120s

その他の条件は**付属編 4.6.2.2** の計算と同一である。

評価点は，y=0 の直線上の点とした（**図 4.6.2−1** 参照）。

評価点における最大水位上昇量を**図 4.6.3−3** に示す。横軸は x であり，原点は最大比高地点である。座標 x の絶対値を伝播距離とみなす。

距離減衰の特性を定量的に表すため，伝播距離|x|と最大水位上昇量 y との関係を式 $y = a \times |x|^b$ に回帰した。その結果は次のとおりである。

・沖側区間 -3,000 < x < -1,500 を対象として回帰式の係数を決定した場合
  - 二層流： a = 2.13, b = -0.494
  - KLS　： a = 3.21, b = -0.514
・岸側区間 1,500 < x < 3,000 を対象として回帰式の係数を決定した場合
  - 二層流： a = 0.10, b = -0.336
  - KLS　： a = 1.98, b = -0.512

点波源の場合，理論的に，水位は距離の平方根に反比例する。係数 b の回帰値は振幅が特に小さい二層流の岸側除いて-1/2 程度である。y=0 の直線上では，両モデルの数値解は点波源の理論的減衰特性に概ね従うことが確認できた。

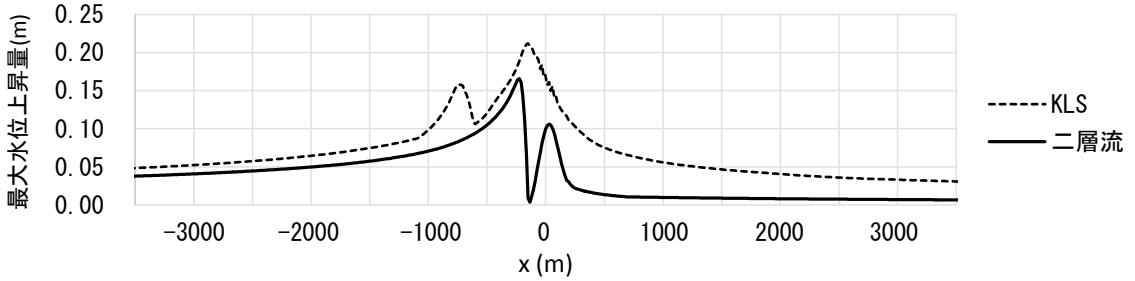


図 4.6.3−3　最大水位上昇量の空間分布（二層流モデル，KLS モデル，y=0）

(4) 最大水位変化量と地すべり塊の移動速度との関係

二層流モデルの地すべり塊の移動速度と最大水位の関係と，KLS モデルの伝播速度と最大水位の関係を整理した。計算は次の条件で行った。

・斜面勾配 θ = 6 度

・二層流：n = 0.2，0.3，0.4$m^{-1/3}$・s

・KLS　　：U = 10，20，40m/s，T = 120s

その他の条件は**付属編 4.6.2.2** の計算と同一である。

評価点は，沖側：x=-2,400m，岸側：x=2,400m の点とした（**図 4.6.2－1** 参照）。

二層流モデルの地すべり塊の移動速度は，各時刻において層厚が最大の地点が距離 L（=600m）移動するまでに要した時間を S として L/S で定義される平均速度とした。

地すべり伝播速度と最大水位変化量との関係を**図 4.6.3－4** に示す。この整理より，二層流モデル，KLS モデルともに，U が大きくなるほど津波の規模は大きくなることがわかる。ただし，KLS モデルの水位の方が速度 U に対する感度が高い。また，特に発電所の立地が想定される岸側では，上昇側の規模は KLS モデルの方が大きく評価され，下降側の規模は二層流モデルの方が大きく評価されるという傾向が見られる。

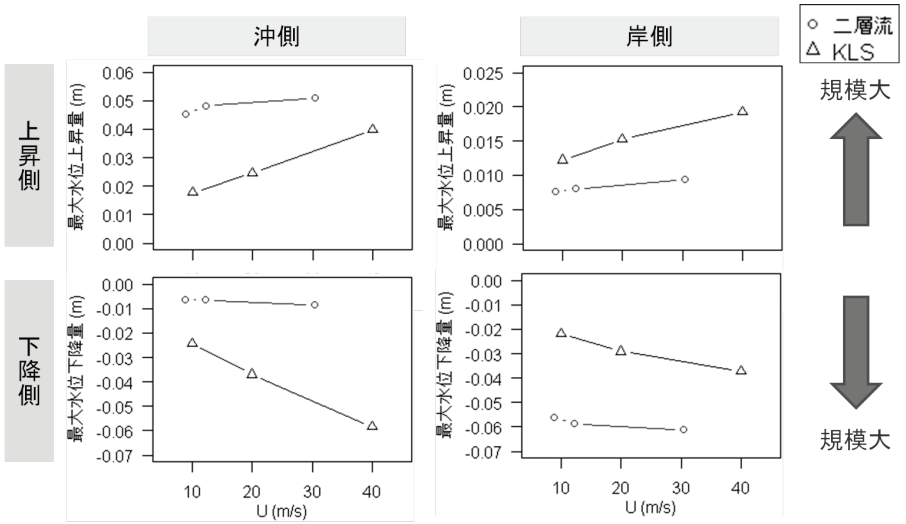


図 4.6.3－4　地すべり伝播速度と最大水位変化量との関係

(5) 最大水位変化量と継続時間との関係（KLS モデル）

KLS モデルを対象として，継続時間 T を変化させた計算を実施し，継続時間と最大水位の関係を整理した。計算条件は，次のとおりとした。

・斜面勾配 θ = 6 度

・KLS：U = 40m/s，T = 120，240，480s

その他の条件は**付属編 4.6.2.2** の計算と同一である。

評価点は，沖側：x=-2,400m，岸側：x=2,400m の点とした（**図 4.6.2－1** 参照）。

継続時間と最大水位の関係を**図 4.6.3－5** に示す。

この整理より，KLS モデルでは継続時間が短いほど津波の規模は大きくなることが確認できた。

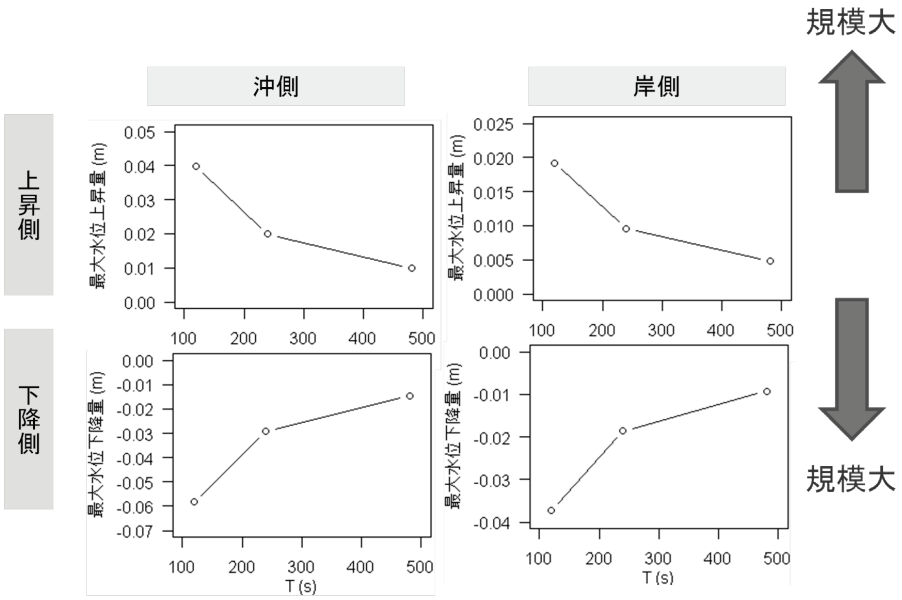


図 4.6.3－5　継続時間と最大水位変化量との関係（KLS モデル）

4.6.4　断層運動以外を要因とする津波の既往事例

津波の発生要因の大部分は，断層運動に伴い海底面に鉛直変位が生じることによるものであるが，相対的に数は少ない※ものの，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でも津波が発生することがあり，中には甚大な被害をもたらしたものもある。本節では，断層運動以外の要因で津波が発生したとされる事例のうち，代表的なものを要因別にとりまとめた。

※今村(1998)によると，断層運動以外を要因とする津波は全体の 10%以下とされている。

4.6.4.1　火山現象（山体崩壊）による津波

事例名	有明海津波（島原大変肥後迷惑）	発生日時	1792 年 5 月 21 日 （寛政四年四月朔日）
概要	○ 1792 年 5 月 21 日（寛政四年四月朔日）夜に発生した火山性地震により，雲仙・普賢岳の東方約 4km に位置する眉山の一峰である天狗山の大規模な山体崩壊が発生し，岩屑流が土石流と化して有明海に突入し，津波を誘発したとされる。 ○ 島原一帯の有明海沿岸部および対岸の熊本県（肥後）沿岸部に押し寄せた大津波は，島原で 30～50m 超，熊本市内で 15～20m に達したとされ，死者・行方不明者計 15,000 人に及ぶ，有史以来本邦最大の火山災害として知られる。		
既往研究例等	相田勇(1975)：1972 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. 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－，海上保安庁海洋情報部研究報告，第 40 号，pp.63-72. 富樫宏由・平山康志・谷口祐治・松本慎市(1992)：1792 年有明海津波の再現性水理実験，海岸工学論文集，第 39 巻，pp.221-225. 都司嘉宣・日野貴之(1993)：寛政四年(1792)島原半島眉山の崩壊に伴う有明海津波の熊本県側における被害，および沿岸遡上高さ，東京大学地震研究所彙報，第 68 号，第 2 冊，pp.91-176. 都司嘉宣・村上嘉謙(1997)：寛政 4 年(1792)眉山崩壊による有明海津波の島原半島側の津波浸水高，歴史地震，第 13 号，pp.135-173. 雲仙復興事務所(2003)：島原大変　寛政四年(1792 年)の普賢岳噴火と眉山山体崩壊，国土交通省九州整備局.		

事例名	渡島大島津波	発生日時	1741 年 8 月 29 日 （寛保元年七月十九日）
概要	○ 1741 年 8 月 29 日（寛保元年七月十九日）の早朝に渡島大島近海で発生した津波で，津波高さは渡島半島沿岸で 3～15m，津軽半島で 4～7m と推定されているほか，佐渡で 2～5m，能登半島で 4m，福井県小浜で 1m，島根県江津で 2m，また韓国東海岸で 3～4m 程度との推定結果がある。 ○ この津波により，津軽地方で 1,467 人（アイヌ人や本州側を含めると 2,000 人以上）の死者が出たとされる。 ○ 津波の原因については諸説あるが，この時には大きな地震は感じられておらず，同年 8 月 18 日頃から渡島大島の西山から始まった噴火に伴う山体崩壊による岩屑なだれによって引き起こされた可能性が指摘されている。		
既往研究例等	相田勇(1985)：噴火により発生する津波の見積り－1741 年渡島大島の場合－，東京大学地震研究所彙報，第 59 号，第 4 冊，pp.519-531. 羽鳥徳太郎(1984)：北海道渡島沖津波(1741 年)の挙動の再検討－1983 年日本海中部地震との比較－，東京大学地震研究所彙報，第 59 号，第 1 冊，pp.115-125. 今村文彦・松本智裕(1998)：1741 年渡島大島火山津波の痕跡調査，東北大学津波工学研究報告，第 15 号，pp.85-105. 勝井義雄・横山泉・江原幸雄・山下済・新井田清信・山元正継(1977)：北海道における火山に関する研究報告書第 6 編「渡島大島」，北海道防災会議，82p. 気象庁(2013)：日本活火山総覧第 4 版. Satake, K. and Y. Kato (2001)：The 1741 Oshima-Oshima Eruption: Extent and Volume of Submarine Debris Avalanche, Geophysical Research Letters, Vol. 28, No.3, pp.427-430. 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って生じた，月刊海洋，号外 28，pp.150-160. 都司嘉宣・白雲燮・秋教昇・安希洙(1984)：韓国東海岸を襲った地震海溢，月刊海洋科学，16，pp.527-537.		

事例名	北海道駒ケ岳津波	発生日時	1640 年 7 月 31 日 （寛永十七年六月十三日）
概要	○ 1640 年 7 月 31 日（寛永十七年六月十三日）の昼頃，北海道駒ケ岳火山で発生した大規模な噴火に伴い山頂部が一部崩壊し，岩屑なだれが大沼と内浦湾になだれ込んだことで津波が発生し，対岸の有珠善光寺に押し寄せた津波により 700 余名が溺死したとされる。 ○ 文献史料の記載，津波堆積物，数値計算等の各種知見を勘案することにより，当イベントによる津波高さは，駒ケ岳の西～北方の内浦湾沿岸で6～8m程度，有珠から室蘭で 8～11m 程度，更に東方の白老～苫小牧で 6～8m 程度と推定されている。		
既往研究例等	羽鳥徳太郎(1984)：北海道渡島沖津波(1741 年)の挙動の再検討－1983 年日本海中部地震との比較－，東京大学地震研究所彙報，第 59 巻，第 1 冊，pp.115-125. 北海道防災会議(1975)：駒ケ岳－火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策，北海道における火山に関する研究報告書第 4 編，194p. Nishimura, Y. and K.Satake(1993):Numerical computations of tsunamis from the past and future eruptions of Komagatake Volcano, Hokkaido, Japan., Proceedings of the IUGG/IOC International Tsunami Symposium, pp.573-583. 西村裕一・宮地直道(1998)：北海道駒ケ岳噴火津波（1640 年）の波高分布について，火山，第 43 巻，第 4 号，pp.239-242. 都司嘉宣(1989)：寛永 17 年 6 月 13 日（1640VII31）北海道駒ケ岳噴火による津波，地震学会講演予稿集，1989，No.1，261p. 吉本充宏・古川竜太・七山太・西村裕一・仁科健二・内田康人・宝田晋治・高橋良・木下博久（2003）：海域に流入した北海道駒ケ岳火山 1640 年岩屑なだれ堆積物の分布と体積推定，地質学雑誌，第 109 巻，第 10 号，pp.595-606.		

4.6.4.2　火山現象（カルデラ陥没）による津波

事例名	クラカタウ火山爆発に伴う津波 （インドネシア・スンダ海峡）	発生日時	1883 年 8 月 27 日
概要	○ 1883 年 8 月 27 日現地時間 9 時 58 分に発生したクラカタウ火山の大噴火に伴い，島の 2/3 が消滅するとともに，スンダ海峡内で大津波が発生し，周辺の島々に押し寄せた。痕跡調査の結果，津波の最大遡上高は 30m 以上に達したとされ，36,000 名を超える死者が出るなど，2004 年にスマトラ島沖地震が起こるまではインド洋における最大の津波災害であったとされる。 ○ 津波の発生メカニズムははっきりわかっていないが，原因をカルデラ陥没と仮定すると，スンダ海峡内の短周期波の卓越や，海峡外の長周期波の卓越などの検潮記録が説明できるとされる。 ○ また，数値計算の結果，水中の水蒸気爆発の波源モデルが津波実測結果を説明できるとの指摘がある。		
既往研究例等	相田勇(1995)：1983 年クラカタウ火山爆発による津波，近代世界の災害，国会資料編纂会（監修：力武常次），pp.198-199. 川俣奨・今村文彦・首藤伸夫(1992)：1883 年 Krakatau 島噴火による津波の数値計算，海岸工学講演集，第 39 巻，pp.226-230. Nomanbhoy, N. and K. Satake(1995): Generation mechanism of tsunami from the 1983 Krakatau eruption, Geophysical Research Letters, Vol.22, No.4, pp.509-512. Simkin, T. and R.S. Fiske(1983): Krakatau 1883, The volcanic eruption and its effects, Smithsonian Institution Press, 464p. Winchester, S.(2005): Krakatoa: THE DAY THE WORLD EXPLODED: AUGUST 27, 1883, Harper Perennial; 1st Harper Perennial Ed. Publ. 2005 edition, 416p.		

4.6.4.3　海底での地すべりによる津波

事例名	明和八重山地震津波	発生日時	1771 年 4 月 24 日 （明和八年三月十日）
概要	○ 1771 年 4 月 24 日（明和八年三月十日）午前 8 時頃に発生した地震に伴い津波が発生し，宮古諸島および八重山諸島で死者・行方不明者約 12,000 人，家屋流失 2,000 戸以上を生じたとされる。痕跡高調査の結果，津波遡上高は石垣島南部で約 30m，宮古島南部でも約 18m に達したとされている。 ○ 数値計算の結果，地震規模に基づく断層変位のみでは津波痕跡高の説明は困難で，八重山諸島周辺の海底地形調査で海底地すべり跡が確認されたこととあわせて，海底地すべりによる津波の可能性が高いことが指摘されている。		
既往研究例等	後藤和久・島袋綾野(2012)：学際的研究が解き明かす 1771 年明和大津波，科学 2012 年 2 月号，岩波書店，pp. 208-214. 羽鳥徳太郎(1987)：琉球列島における津波の規模と波源域，地震第 2 輯，第 41 巻，pp. 541-547. 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. 河名俊男・伊達望・中田高・正木譲・島袋永夫・萩野亮・仲宗根直司・大橋信之(2000)：石垣島における 1771 年明和津波の遡上高と岩塊の移動，第 17 回歴史地震研究発表会講演集，pp. 38-41. 松本剛・木村政昭(1993)：1771 年八重山地震津波発生域における精密地形調査と津波発生のメカニズムに関する一考察，地震第 2 輯，第 45 巻，pp. 417-426. 中田高・河名俊男(1986)：明和 8 年（1771 年）の地震津波について，歴史地震，第 2 号，pp. 141-147.		

4.6.4.4 山体（斜面）崩壊による津波

事例名	リツヤ湾津波 （米国アラスカ州）	発生日時	1958 年 7 月 10 日
概要	○ 1958 年 7 月 10 日の Mw8.3 の地震に伴い，アラスカ南岸のリツヤ湾奥で巨大な斜面崩壊が起きて大量の土砂や氷塊が海に突入し，巨大な津波が発生した。 ○ リツヤ湾は奥行き約 11.3km,最大幅約 3.2km の太平洋に面した細長い急峻なフィヨルドであり，逃げ場のない津波が対岸の斜面を遡上し，観測史上最高となる標高 524m に達したとされる。一方，津波の遡上高は湾口に近づくにしたがって急激に小さくなり，湾外に影響を与えた形跡は見られない。 ○ リツヤ湾では，同様の斜面崩壊により，過去に 6 回の山体崩壊が記録されている。		
既往研究例等	相田勇(1982)：山崩れによる津波，海洋科学，Vol.9，No.2，pp.31-38. 相田勇(1995)：1958 年アラスカ，リツヤ湾の津波，近代世界の災害，国会資料編纂会（監修：力武常次)，pp.202-203. Fritz，H.M.，F. Mohammed，and J. Yoo(2009)：Lituya Bay Landslide Impact Generated Mega-Tsunami 50th Anniversary，Pure and Applied Geophysics，Feb. 2009，166，pp.153-175. 宇野木早苗・久保田雅久(1996)：海洋の波と流れの科学，東海大学出版会，356p.		

4.6.4.5　その他の要因による津波

事例名	パプアニューギニア地震津波 （西セピック州シッサノ沿岸）	発生日時	1998 年 7 月 17 日
概要	○ 1998 年 7 月 17 日現地時間 18 時 49 分頃に発生した M7.1 の地震により津波が発生し，シッサノ沿岸で 2,000 名以上の死者が発生した。最大津波高は 10m を超え，沿岸 30km にわたる地域で被害があったとされる。 ○ 地震規模に比べて津波規模が大きく，その要因として地震を契機とした地すべり等の断層変位以外の事象が指摘される一方，詳細な海底地形調査により，シッサノ沿岸に津波が集中しやすい特徴的な地形が発見されている。 ○ 複数のモデルによる津波の発生・伝播計算が行われているが，実測結果を完全に説明するに至っておらず，津波の要因に関する結論はまだ出ていない。		
既往研究例等	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ー，海岸工学論文集，第 47 巻，pp.346-350. 河田恵昭・高橋智幸・今村文彦・松冨英夫・藤間功司・都司嘉宣・松山昌史(1999)：1998 年パプア・ニューギニア地震津波の現地調査，海岸工学論文集，第 46 巻，pp.391-395. 松山昌史・今村文彦・橋和正・松本剛・都司嘉宣(1999)：1998 年パプアニューギニア・シッサノ津波の数値的解析，海岸工学論文集，第 46 巻，pp.386-390. 松山昌史・佐竹健治・松本剛(2001)：1998 年パプア・ニューギニア津波の波源域における反射法探査と数値計算によるパラメータスタディ，海岸工学論文集，第 48 巻，pp.366-370. Tappin, D. R., T. Matsumoto, P. Watts, K. Satake, G. M. McMurty, M. Matsuyama, Y. Lafoy, Y. Tsuji, T. Kanamatsu, W. Lus, Y. Iwabuchi, H. Yeh, Y. Matsumoto, M. Nakamura, M. Mahoi, P. Hill, K. Crook, L. Anton, and J. P. Walsh(1999): Offshore surveys identify sediment slump as likely cause of devastating Papua New Guinea Tsunami 1998, EOS, American Geophysical Union, pp.329-340.		

事例名	コジャエリ地震津波 （トルコ・イズミット湾沿岸）	発生日時	1999 年 8 月 17 日
概要	○ 1999 年 8 月 17 日現地時間 3 時 2 分頃，トルコ国イズミット市付近を震源とした Mw7.4 の地震に伴い津波が発生し，イズミット湾奥で 1～2.5m 程度の痕跡高が確認された。 ○ 本地震のメカニズムは横ずれであり，津波は発生しにくいと考えられたが，現地調査や数値計算の結果，地震による断層変位に加えて，地震に伴いイズミット湾南部で発生した沿岸地すべりや地盤沈下が複合的に重なり津波が発生したとの考察が提案されている。		
既往研究例等	Altinok, Y., B. Alpar, S. Ersoy, and A. C. Yalciner(1999): Tsunami generation of the Kocaeli earthquake (August 17th 1999) in the Izmit bay; coastal observations, bathymetry and seismic data, Turkish Journal of Marine Science, Vol.5, No.3, pp.131-148. 今村文彦・越村俊一・Ahmet C. Yalciner(2000)：1999 年 8 月トルコ・コジャエリ地震に伴って発生した津波の現地調査と数値解析，海岸工学講演集，第 47 巻，土木学会，pp.331-335. Yalciner A. C., C. E. Synolakis, J. Borrero, Y. Altinok, P. Watts, F. Imamura, U. Kuran, S. Ersoy, U. Kanoglu and S. Tinti(1999): Tsunami generation in Izumit bay by 1999 Izumit earthquake, Proc. Int. Conf. on Kocaeli earthquake, ITU, Dec. 2-5, Istanbul, pp.217-221.		

4.7　取放水設備の水位変動計算の基礎方程式および例示計算

4.7.1　基礎方程式

(1) 開水路流れ

開水路流れの連続式および運動方程式は洪水流等に用いられる不定流の基礎方程式を用いる。

a. 開水路流れの連続式

$$\frac{\partial A}{\partial t}+\frac{\partial Q}{\partial x}=0$$

b. 開水路流れの運動方程式

$$\frac{\partial Q}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{Q^2}{A}\right)+gA\frac{\partial H}{\partial x}+gA\left(\frac{n^2\mid v\mid v}{R^{4/3}}+\frac{1}{L}f\frac{|v|v}{2g}\right)=0$$

※上記基礎方程式は，**本編 6.3.2.1** の水路部分の計算手法のうち，以下の場合に適用される。
本編 6.3.2.1 (2) 全区間が常時開水路流れの場合のうち，開水路の一次元不定流の式を適用した手法
本編 6.3.2.1 (3) 開水路流れの区間と管路流れの区間が共存する場合のうち，
・スロットモデルによる計算手法
・開水路流れの区間と管路流れの区間を分離する計算手法の開水路流れの区間

(2) 管路流れ

管路流れ（自由水面をもたない満水状態の流れ）の区間では長さ方向の流水断面積および流量変化は微小であるため，上記開水路流れの連続式の左辺第 1 項および運動方程式の左辺第 2 項をそれぞれ 0 と仮定した次式を用いる。

a. 管路流れの連続式

$$\frac{\partial Q}{\partial x}=0$$

b. 管路流れの運動方程式

$$\frac{\partial Q}{\partial t}+gA\frac{\partial H}{\partial x}+gA\left(\frac{n^2\mid v\mid v}{R^{4/3}}+\frac{1}{L}f\frac{|v|v}{2g}\right)=0$$

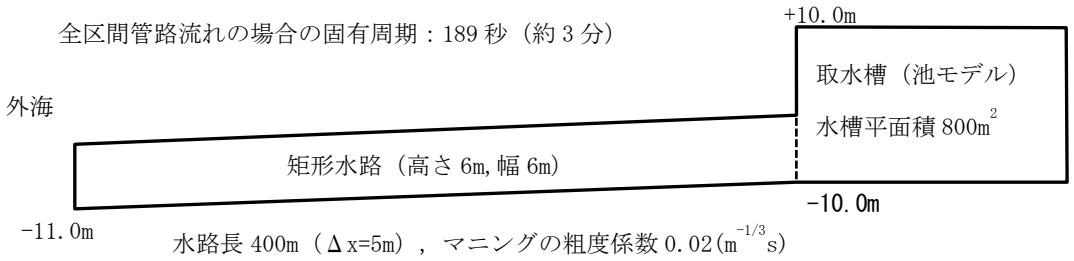
※上記基礎方程式は，**本編 6.3.2.1** の水路部分の計算手法のうち，以下の場合に適用される。
本編 6.3.2.1 (1) 全区間が常時管路流れの場合
本編 6.3.2.1 (3) 開水路流れの区間と管路流れの区間が共存する場合のうち，
・開水路流れの区間と管路流れの区間を分離する計算手法の管路流れの区間

ここに t：時間，　Q：流量，v：流速，x：水路に沿った座標，A：流水断面積，H：圧力水頭＋位置水頭（管路流れの場合），位置水頭（開水路流れの場合），z：水路底高，g：重力加速度，n：マニングの粗度係数，R：径深，L：水路の流れ方向の長さ，f：局所損失係数である。

4.7.2　例示計算条件

図 4.7.2－1 に示す取水設備モデルについて検討を行う。

モデル A



モデル B（モデル A の水路底高を 7m 上昇，水路高さを 3m に変更したモデル）

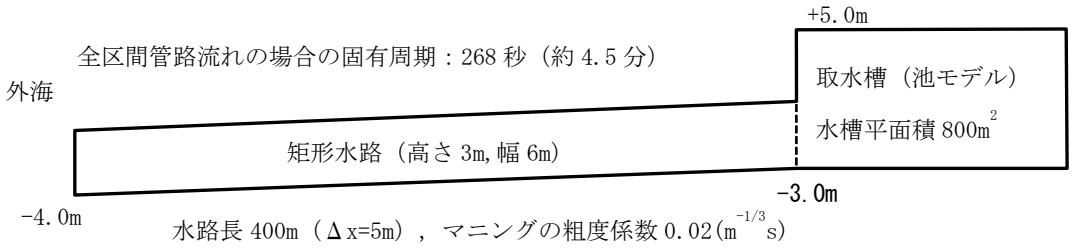


図 4.7.2－1　取水設備の水位変動計算の例示計算モデル

以下に主な計算条件を示す。

・計算手法は，水路部分：開水路流れの区間と管路流れの区間を分離する計算手法，水槽部分：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とする（**本編 6.3.2** 参照)。

・外海の境界水位データは下記 3 種類とする。

① 周期 30 秒，片振幅 2m の正弦波

② 周期 20 分，片振幅 2m の正弦波

③ 模擬津波波形（**図 4.7.2－2** 参照）

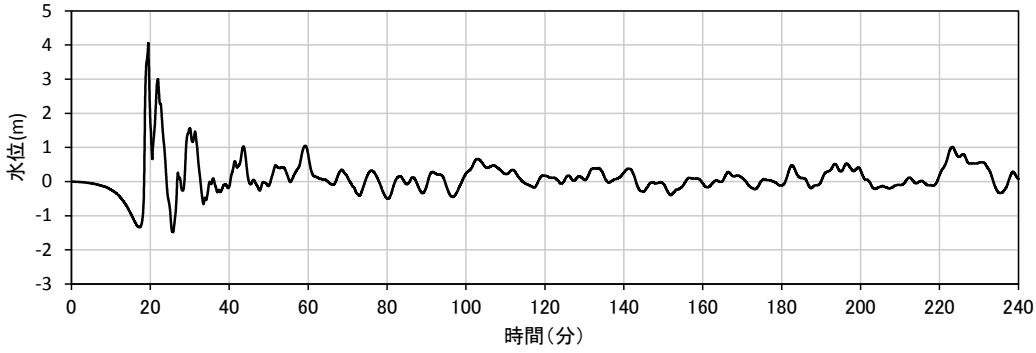


図 4.7.2－2　模擬津波波形

・ポンプ取水量：0.0m^3/s

・計算時間間隔：0.05 秒

検討ケースは**表 4.7.2−1** に示す 4 ケースとする。

表 4.7.2−1　取放水設備の水位変動計算の例示計算ケース

ケース名	構造モデル	外海水位データ	流況
ケース 1	モデル A	正弦波（周期 30 秒）	常時管路流れ
ケース 2	モデル A	正弦波（周期 20 分）	常時管路流れ
ケース 3	モデル A	模擬津波波形	常時管路流れ
ケース 4	モデル B	模擬津波波形	開水路管路混在流れ

4.7.3　例示計算結果

表 4.7.3−1 に，**表 4.7.2−1** に示す 4 ケースの計算結果による最高最低水位を示す。**図 4.7.3−1** に各ケースの水位時系列グラフを示す。以下に検討結果をまとめる。

・**図 4.7.3−1(a)** に示すケース 1 の結果より，取水槽側の水位はほとんど変動していない。これは，設備の固有周期（3 分程度）に比べて，外海水位波形の周期（30 秒）が短周期であるため，水槽水位が外海の水位変動に応答しなかったためである。

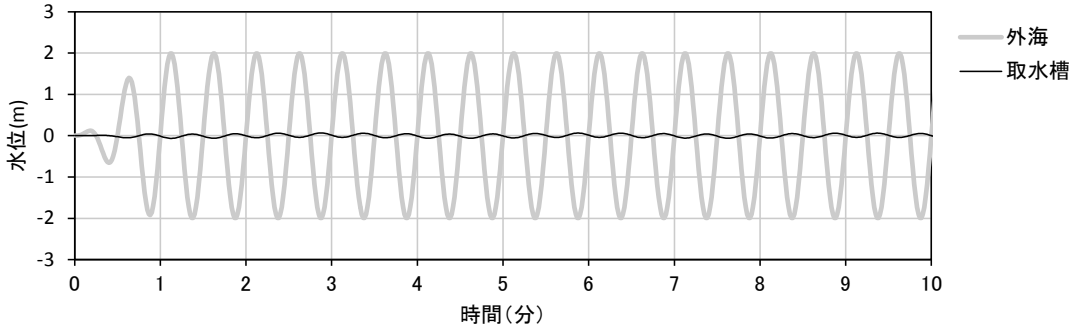
・**図 4.7.3−1(b)** に示すケース 2 の結果より，取水槽側の水位変動は外海と同程度である。これは，設備の固有周期（3 分程度）よりも外海水位波形が長周期側となるほど，水槽の水位変動は外海水位と同程度となるためである。

・**図 4.7.3−1(c)** に示すケース 3 の結果より，外海水位に含まれる周期 3 分程度（＝設備の固有周期）の成分が水槽側で増幅されていることが確認できる。

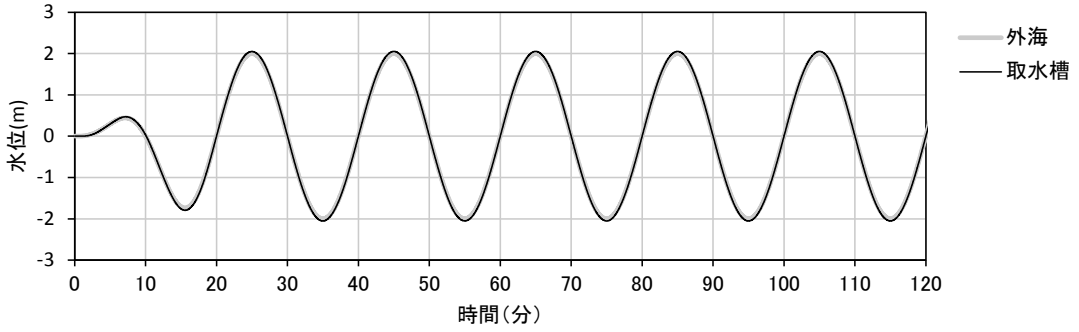
・**図 4.7.3−1(d)** に示すケース 4 の結果では，初期の引き波によって全区間が開水路流れの状態となり，その後の急激な押し波によって取水路内に段波が形成され，一気に管路流れの状態となる。取水槽水位はその後最高水位に達し，以降も外海の水位変動によって開水路流れと管路流れの混在流れとなる。

表 4.7.3−1　取放水設備の水位変動計算の例示計算結果による最高最低水位

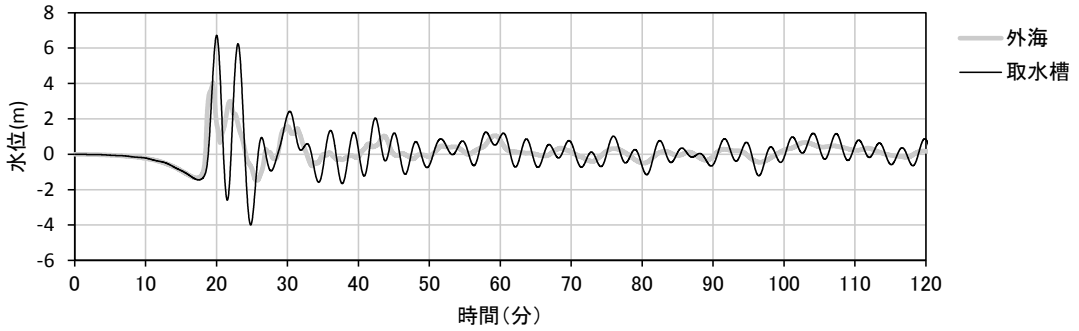
ケース名	構造モデル	外海水位データ	外海水位(m)		取水槽水位(m)	
			最高	最低	最高	最低
ケース 1	モデル A	正弦波（周期 30 秒）	2.00	-2.00	0.06	-0.06
ケース 2	モデル A	正弦波（周期 20 分）	2.00	-2.00	2.05	-2.05
ケース 3	モデル A	模擬津波波形	4.05	-1.48	6.72	-3.99
ケース 4	モデル B	模擬津波波形	4.05	-1.48	4.60	-1.94



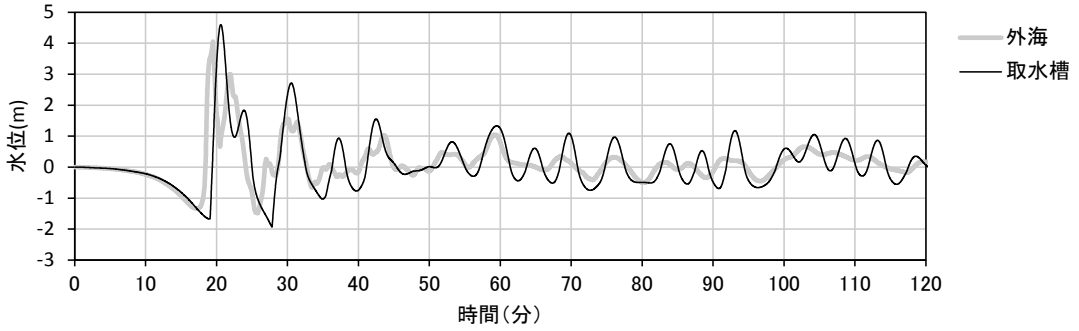
(a) ケース 1（構造モデル：モデル A，外海水位：正弦波・周期 30 秒）



(b) ケース 2（構造モデル：モデル A，外海水位：正弦波・周期 20 分）



(c) ケース 3（構造モデル：モデル A，外海水位：模擬津波波形）



(d) ケース 4（構造モデル：モデル B，外海水位：模擬津波波形）

図 4.7.3−1 水位時系列グラフ

4.8　津波の痕跡高と検潮儀記録

4.8.1　痕跡高の信頼度の分類方法

津波の痕跡高データは痕跡の明確度や情報源の確かさにより，信頼度は個々に異なる。1960 年チリ地震津波後の津波高調査においては，痕跡の明確度と測定誤差の大小により，**表 4.8.1−1** の A, B, C の基準に基づいて痕跡高データが分類された（チリ津波合同調査班，1961)。その後の調査もほぼこの分類にならっている。更に，1994 年北海道東方沖地震津波調査時には，**表 4.8.1−1** の D が付け加えられた（首藤・卯花，1995)。

同様の考え方に基づけば，1960 年チリ地震津波以前の津波について，史料等に記載された痕跡高を分類する基準として**表 4.8.1−2** が得られる（土木学会，2002)。

津波計算との比較に際しては，信頼度 A，B のものを用いる。ただし，痕跡数があまりにも少ない場合には，信頼度 C 以下のものをも対象とすることがあり得る。

表 4.8.1−1　津波痕跡高の信頼度の分類（1960 年チリ地震津波以降）

		判　断　基　準
信頼度	A	信頼度大なるもの。 痕跡明瞭にして，測量誤差最も小なるもの。
	B	信頼度中なるもの。 痕跡不明につき，聞き込みにより，周囲の状況から信頼ある水位を知るもの。測量誤差小。
	C	信頼度小なるもの。 その他砂浜などで異常に波がはい上がったと思われるもの，あるいは測点が海辺より離れ測量誤差が大なるもの。
	D	信頼度極小なるもの。 高潮，台風などの影響で痕跡が重複し，不明瞭なもの，等。

表 4.8.1−2　津波痕跡高の信頼度の分類（1960 年チリ地震津波以前の津波痕跡が対象）

土木学会(2002)【「古文書記録の信頼度に関する覚え書き（首藤伸夫)」】

		判　断　基　準
信頼度	A	信頼度大なるもの。 古文書・郷土史等に記載され，痕跡の場所を現在でも確認でき，しかも近年になって測量されて高さの確定されたもの。
	B	信頼度中なるもの。 古文書・郷土史等に記載され，痕跡の場所を現在でも確認できるが，近年の再測量のなされていないもの。
	C	信頼度小なるもの。 古文書等に記載，或いは言い伝えられてはいるが，字名，集落名などにとどまり，到達地点を確かめることの出来ないもの。
	D	参考値にとどまるもの。 古文書等の関連現象・被害の記述から推測されたもの。

4.8.2　津波の痕跡高と検潮儀記録の関係

検潮井戸の構造に起因する検潮井戸の周波数応答特性により，検潮儀記録は津波の短周期成分を除外したものとなる（「水理フィルター」と呼ばれる)。日本の典型的な検潮井戸の構造を**図 4.8.2−1** に示す。検潮儀そのものは検潮井戸の中に設置されており，井戸は外海と導水管によって結ばれている。導水管は海洋潮汐よりも短周期の成分を取り除くための役割を果たす。このため，津波もこの導水管の影響を受ける（佐竹，1991)。

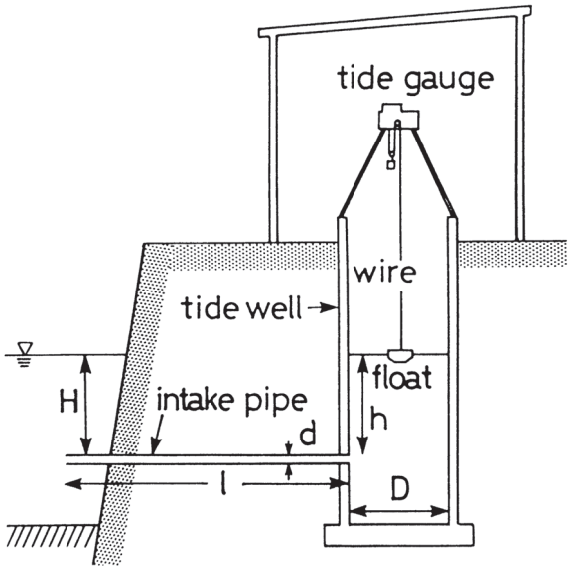


図 4.8.2−1　日本の検潮井戸の構造（Satake et al.，1988）

1983 年日本海中部地震の後，検潮井戸の応答特性を調査し，検潮儀記録を補正する方法が考案された。検潮井戸の応答特性と検潮儀記録の補正例を**図 4.8.2−2** に示す。

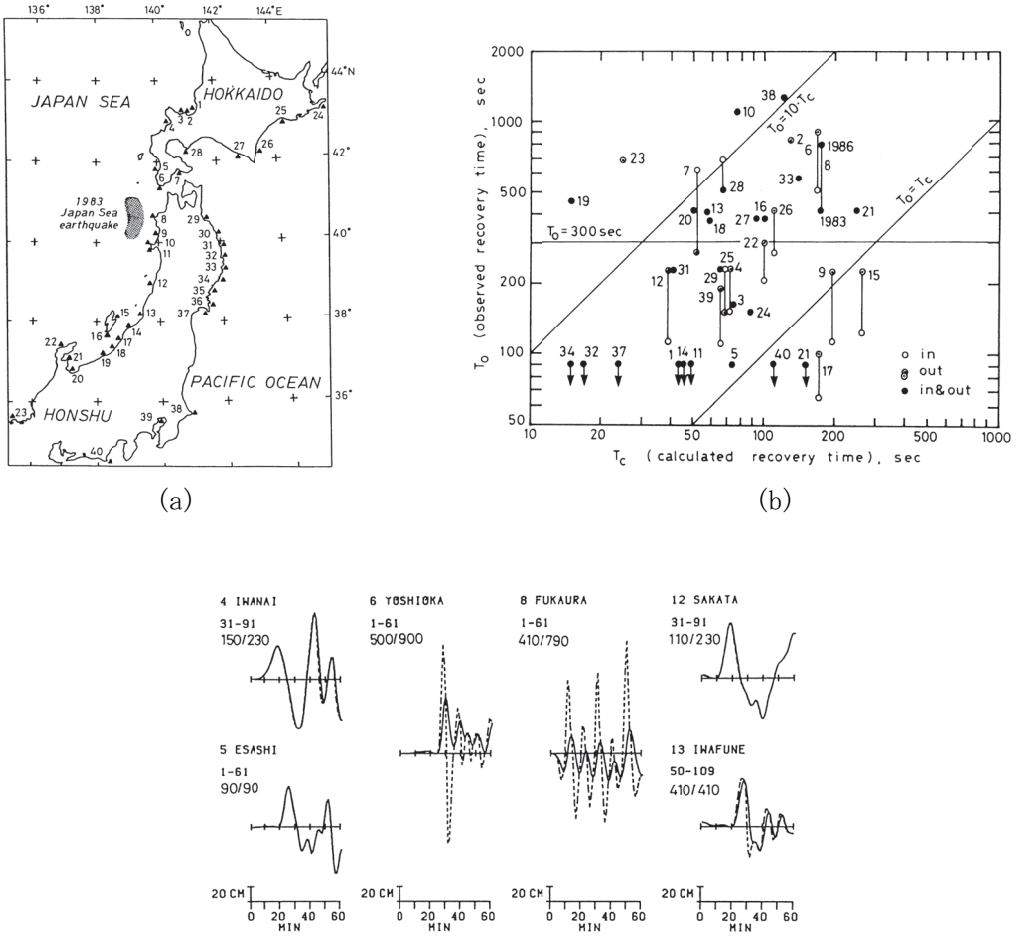


図 4.8.2−2　検潮井戸の応答特性に基づく検潮儀記録の補正（Satake et al., 1988）

(a)：東日本 40 カ所の検潮所位置

(b)：(a)の検潮所で観測した，1m の水位差を回復するのに必要な時間。65〜1,300 秒の間に広く分布する。

(c)：水理フィルター特性を考慮して再現した 1983 年日本海中部地震津波の時間波形（破線）と検潮儀記録（実線）

Kajiura(1983)は検潮儀記録最大全振幅と付近の遡上高との関係を調べ，**図 4.8.2−3** のようにプロットしている。ただし，

A = 検潮儀記録による最大全振幅（crest to trough）

H = 検潮所付近の遡上高

$\tilde{H}_n$ = 海岸線約 20km 長の区間内の幾何平均遡上高

としたときの，

●：A/H ，○：$A/\tilde{H}_n$

をプロットしている。いずれも平均的に 1.0 とみなすことができる。つまり，

（遡上高）≒（検潮儀記録最大全振幅）

の関係がある。津波による水位上昇量と下降量がほぼ等しいとすれば，このことは，検潮儀記録による最大水位上昇量は平均的に遡上高の約半分に等しいこと，つまり

（遡上高）≒（検潮儀記録最大水位上昇量）×2

の関係があることを示している。

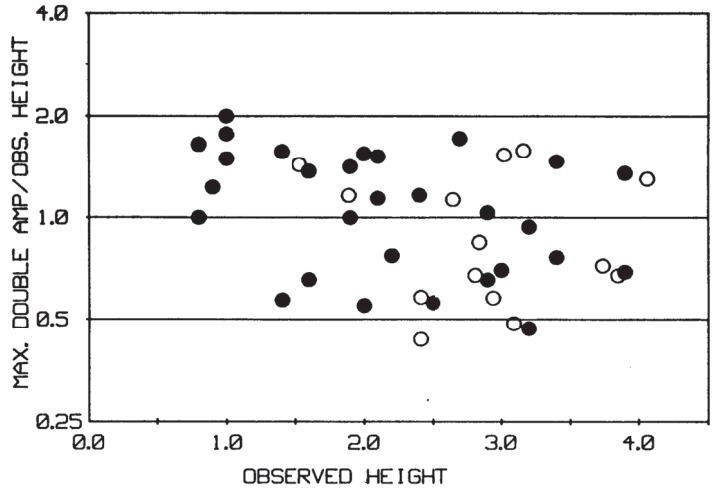


図 4.8.2−3 検潮儀記録と遡上高の関係（Kajiura, 1983）

4.8.3　津波のインバージョン解析

1944 年東南海地震津波を対象として，安中ほか(1999)の方法に基づく浅水変形効果を考慮した線形インバージョン解析の事例を示す。

(1) 解析方法

1) 波源モデルの設定

基本となる波源モデルは，以下のとおり設定した。

・プレート境界面：金田・馬場(2006)によるプレート境界深度（10～30km）を採用

・すべり方向：Sagiya(1999)，西村ほか(1999)を参考に設定

2) 計算格子モデルの設定

図 4.8.3−1 および**図 4.8.3−2** に解析に用いた格子モデルを示す。津波観測記録の再現性確認には，**図 4.8.3−1** に示す沿岸 50m 格子の陸側遡上モデル（千葉県～九州太平洋沿岸を 4 領域に分割）による計算結果を用いた。インバージョン解析ではグリーン関数の計算および繰り返し津波計算を必要とするため，**図 4.8.3−2** に示す沿岸 400m 格子の粗い格子モデル（検潮記録地点のみ 50m 格子モデル）を用いて計算時間の短縮を図った。

3) 評価関数の設定

インバージョンに用いた評価関数 J は以下のとおりである。

$$J = C_1 \times \frac{n_2}{n_1} \sum_{i=1}^{n_1} \left\{ \log_{10}\left(\left(A_{NL}^{O}\right)_i \right) - \log_{10}\left(k_i \times \left(A_{NL}^{C}\right)_i \right) \right\}^2 + C_2 \times \sum_{l=1}^{n_0} \sum_{i=1}^{n'_{2l}} \left(\left(Z_{NL}^{O}\right)_{i,l} - \left(Z_{NL}^{C}\right)_{i+ts_l,l} \right)^2 + W \times \sum_{l=1}^{n_0} \left(ts_l\right)^2$$
$$+ C_3 \times \frac{n_2}{n_3} \sum_{i=1}^{n_3} \left\{ B_i^{O} - B_i^{C} \right\}^2 + \gamma^2 \sum \left(\nabla^2 m_{i,j} \right)^2$$

ここに，

n_1: 痕跡高の全データ数 、n_2: 検潮記録の全データ 数、n_3: 地殻変動量観測デー タ数

n_0: 検潮記録地点数、n'_{2l}: 各検潮記録地点ごと のデータ数　　$n_2 = \sum_{l=1}^{n_0} n'_{2l}$

A_{NL}^{O} : 痕跡高、A_{NL}^{C} : 計算波形の最大津波高 （浅水理論）

Z_{NL}^{O} : 検潮記録のある時間に おける津波高さ

Z_{NL}^{C} : 検潮記録と同時刻にお ける計算波形の津波高 さ（浅水理論）

B^{O} : 地殻変動量観測値、B^{C} : 地殻変動量計算値

k : 粗い格子モデルの計算 結果を詳細格子モデル の計算結果に換算する ための各地点ごとの係数

$C_1 : C_2 : C_3$ = 痕跡高対数差二乗和に 対する重み：検潮記録 残差二乗和に対する重 み：地殻変動量残差二乗 和に対する重み

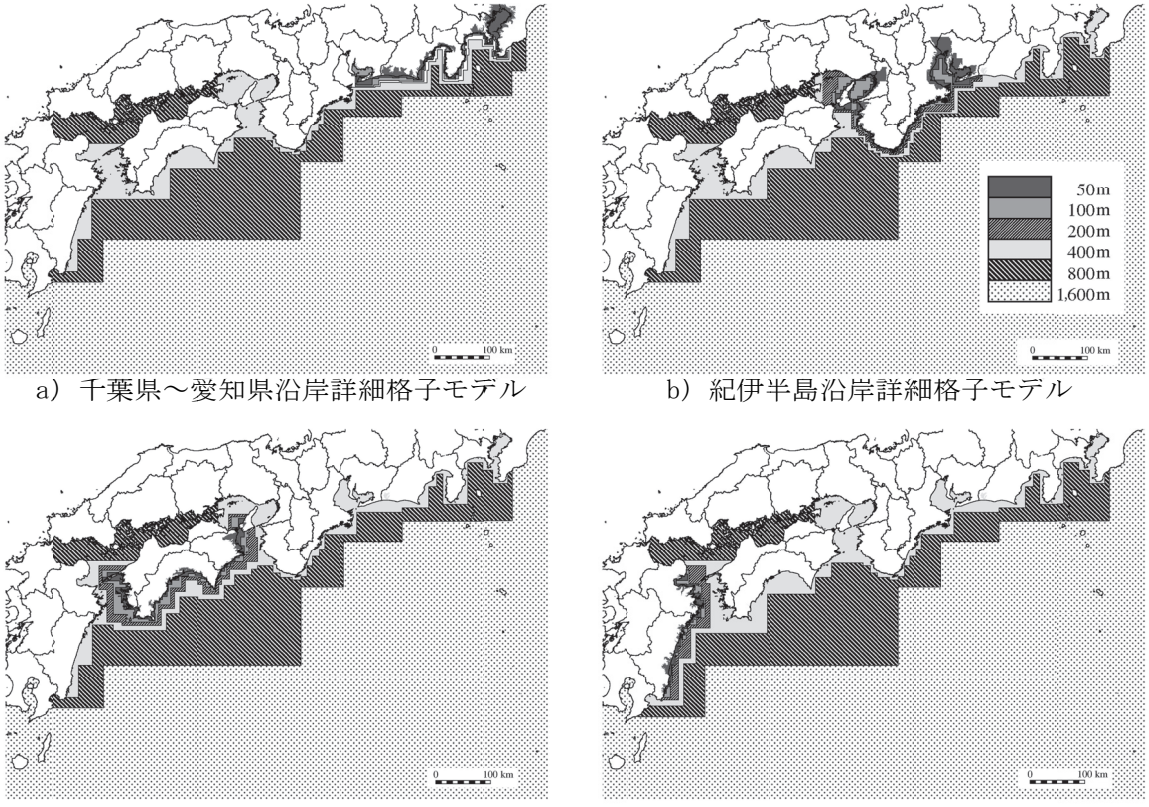
ts : 計算波形時間シフト 量、W : 計算波形時間シフト 量に対する重み

γ: 平滑化の拘束条件に 対する重み　　$\nabla^2 m_i = \sum_{j=1}^{n_{bi}} m_{bi,j} - n_{si} \times m$

m_i: i番目のセグメントのすべり量

$m_{bi,j}$: i番目のセグメントに隣 接するj番目のセグメントのすべり量

再現対象は痕跡高，検潮記録，地殻変動量であり，これらの残差二乗和に対する重み$C_1:C_2:C_3$はすべて 1 とした。また，計算波形時間シフト量に対する重みW，平滑化の拘束条件に対する重みγはゼロとしてインバージョンを実施した。粗い格子モデルの計算結果を詳細格子モデルの計算結果に換算するための地点ごとの係数は，波源全域一様すべり量モデルによる各格子モデルでの津波計算を実施し，痕跡地点ごとの計算最高水位の比とした。



a）千葉県～愛知県沿岸詳細格子モデル　　b）紀伊半島沿岸詳細格子モデル

c）四国沿岸詳細格子モデル　　d）九州沿岸詳細格子モデル

図 4.8.3－1　津波順解析用の格子モデル

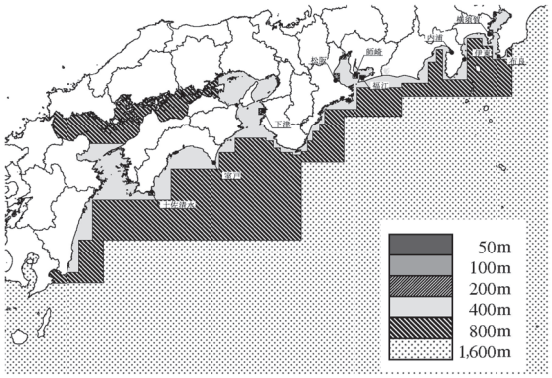


図 4.8.3－2　インバージョン解析用の格子モデル

(2) 再現対象データ

1) 津波痕跡高

津波計算格子上（50m 格子）で痕跡地点が特定出来るデータのうち，河川遡上などによって発生したと思われる地点等を除外して，64 地点の痕跡データを採用した。

2) 検潮記録

対象とした記録は，以下の 10 地点である。

布良，横須賀，伊東，内浦，福江，師崎，松阪，下津，室戸，土佐清水

潮汐成分やデジタイズ作業によって含まれる短周期成分を除去するために周期 5 分～3 時間のバンドパスフィルターを適用した。波形データの間隔は 10 秒間隔とした。

3) 地殻変動量

地殻変動量観測値については，表(1946)による 12 地点の数値を用いた。

(3) インバージョン結果

図 4.8.3－3 に 1944 年東南海地震津波の波源位置と観測位置図を示す。**図 4.8.3－4** に地殻変動量と地点位置を示す。インバージョンで推定する断層すべり量は，小断層ごとに設定することは観測データ数の関係上困難であることから，小断層をグループ化して計 18 個のすべり量の算定を行った。

図 4.8.3－5 にインバージョンによって推定した断層すべり量分布を示す。更に設定した波源モデルによる沿岸50m詳細格子による計算結果と観測結果との比較を**図4.8.3－6** に示す。設定した波源モデルによる相田(1977)の指標 K および κ を以下に示す。

K=1.14，κ=1.44　（地点数 64）

K が適合条件をやや満たしていないが，ばらつきの指標となる κ は $0.95 < \kappa < 1.45$ の条件（土木学会，2002）を満たしている。また，検潮記録や地殻変動量も観測記録を概ね再現できている。

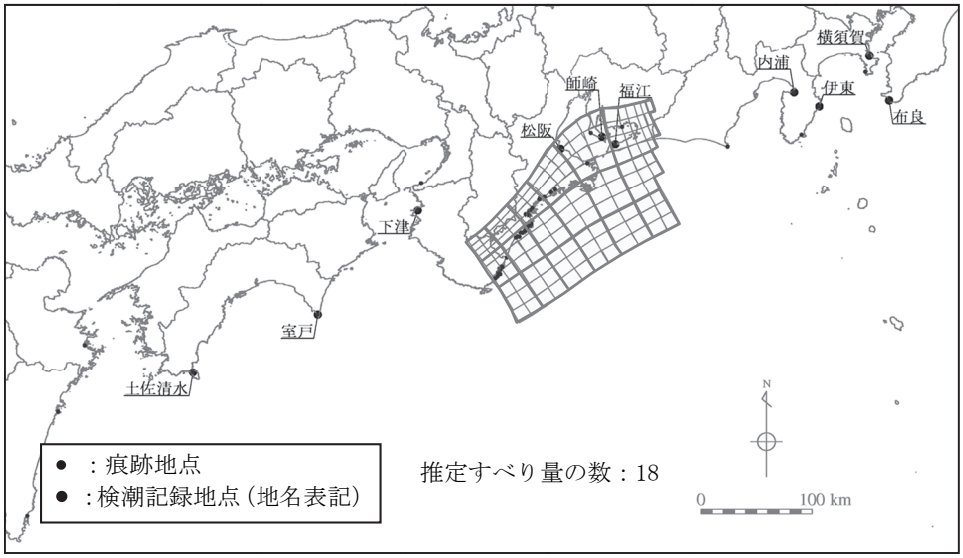


図 4.8.3−3　1944 年東南海地震津波の波源モデルおよび津波観測記録地点

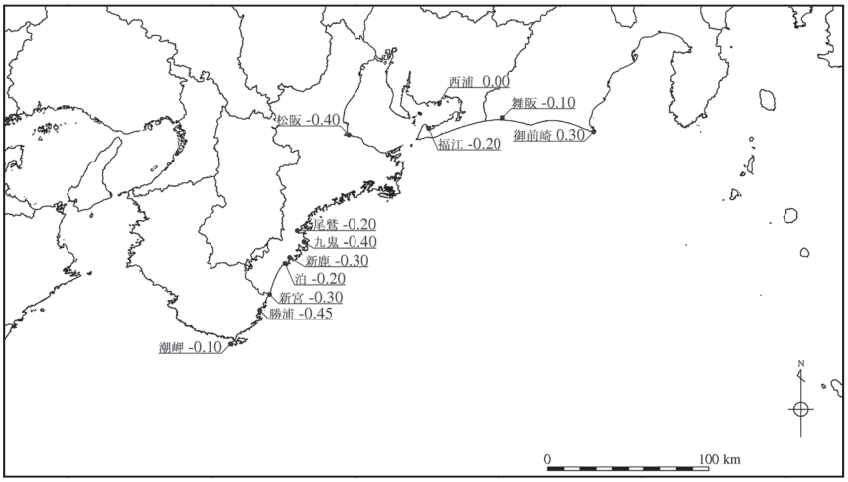


図 4.8.3−4　インバージョンに用いた 1944 年東南海地震の鉛直地殻変動量観測値

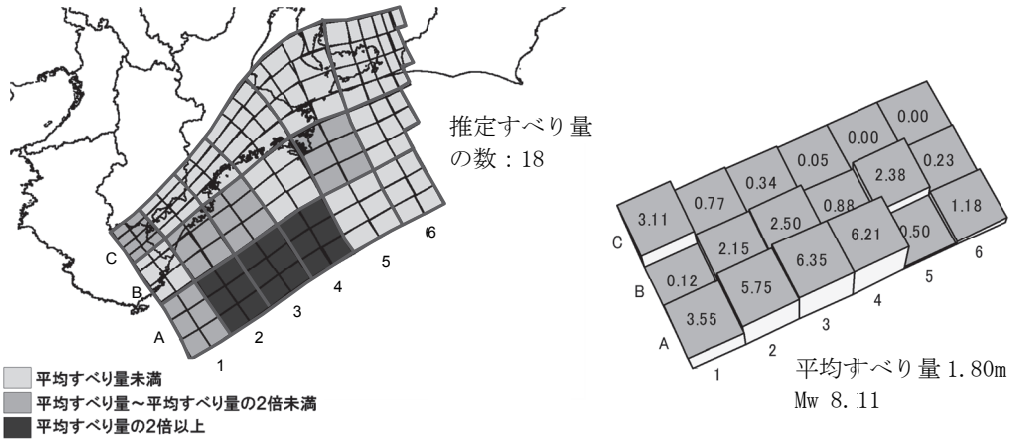
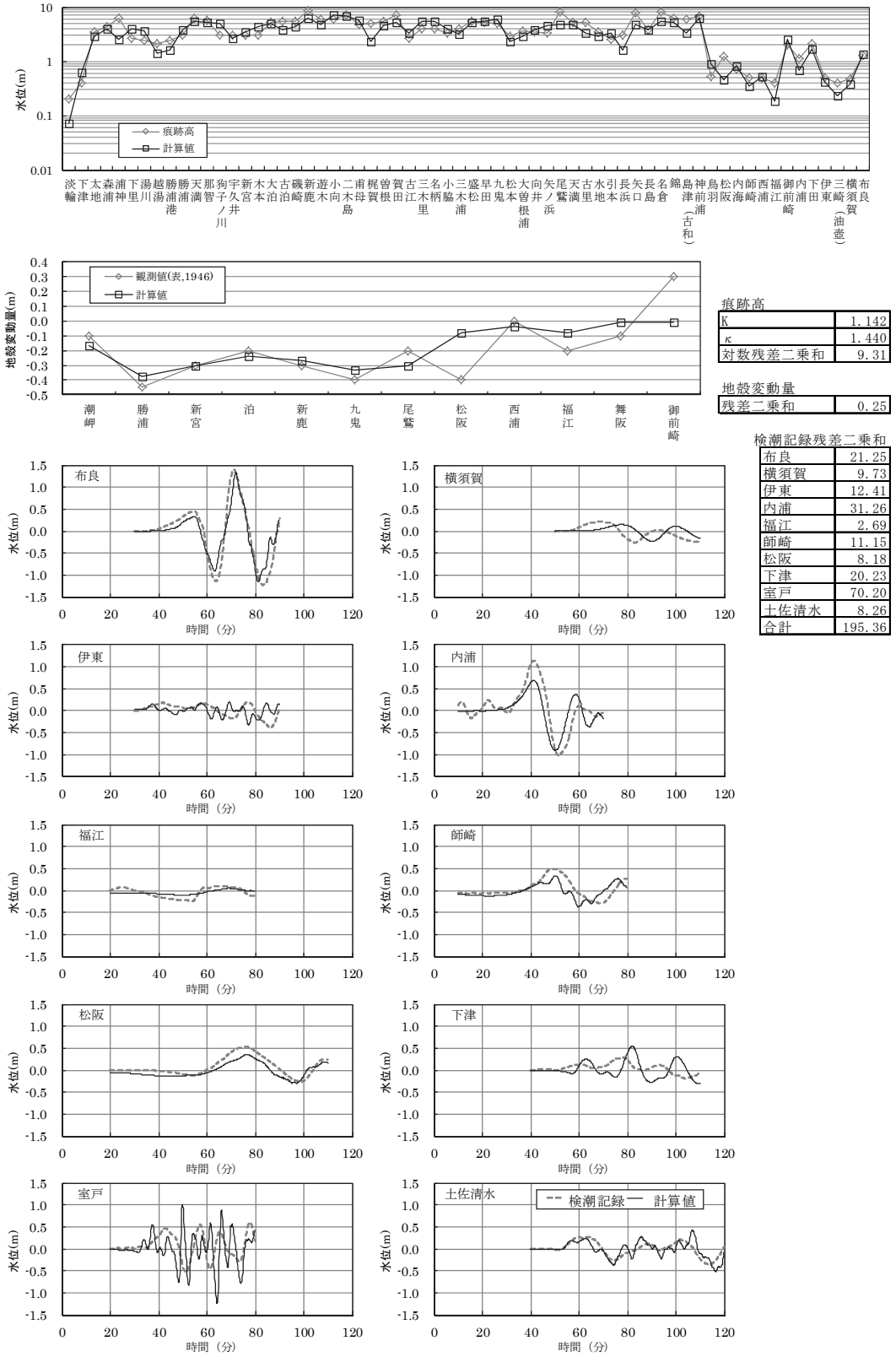


図 4.8.3−5　1944 年東南海地震津波インバージョン結果によるすべり量分布
（再現対象：痕跡高，検潮記録，地殻変動量）



痕跡高

K	1.142
κ	1.440
対数残差二乗和	9.31

地殻変動量

残差二乗和	0.25

検潮記録残差二乗和

布良	21.25
横須賀	9.73
伊東	12.41
内浦	31.26
福江	2.69
師崎	11.15
松阪	8.18
下津	20.23
室戸	70.20
土佐清水	8.26
合計	195.36

図 4.8.3−6　1944 年東南海地震津波インバージョン結果による再現結果
（再現対象：痕跡高，検潮記録，地殻変動量）

【付属編　第 4 章　参考文献】

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.

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.

相田勇(1984)：1983 年日本海中部地震の波源数値モデル，東京大学地震研究所彙報，第 59 号，第 1 冊，pp.93-104.

安中正・太田孝平・茂木寛之・吉田郁政・高尾誠・曽良岡宏(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.

Boussinesq, J.(1872)：Théorie des ondes et des remous qui se propagent le long d'un canal rectangulaire horizontal, au communiquant an liquide contenue dans ce canal des vitesses sensiblement pareilles de la surface au fond, Liouvilles Journal de mathématiques pures et appliquées, Vo.17, pp.55-108.

チリ津波合同調査班(1961)：1960 年 5 月 24 日チリ地震津波に関する論文及び報告，東京大学地震研究所，397p.

土木学会原子力土木委員会(2002)：原子力発電所の津波評価技術.

土木学会海岸工学委員会編(1994)：海岸波動－波・構造物・地盤の相互作用の解析法－，土木学会，520p.

土木学会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.

藤川洋一郎(1982)：電算機による偏微分方程式の解法，サイエンス社，pp.144-145.

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.

後藤智明(1984)：アーセル数が大きい場合の非線形分散波の方程式，土木学会論文集，第 351 号/Ⅱ-2，pp.193-201.

後藤智明・今村文彦・首藤伸夫(1988)：遠地津波の数値計算に関する研究－その 1　支配方程式と差分格子間隔－，地震第 2 輯，第 41 巻，pp.515-526.

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，52p.

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.

Goto,C. and N. Shuto (1983)：Numerical simulation of tsunami propagations and run-up,Tsunamis:Their Science and Engineering,pp.439-451.

Grilli, S. T. and P. Watts(2005)：Tsunami Generation by Submarine Mass Failure. I: Modeling, Experimental Validation, and Sensitivity Analyses, Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 131:6(283),pp.283-297.

長谷川賢一・鈴木孝夫・稲垣和男・首藤伸夫(1987)：津波の数値実験における格子間隔と時間積分間隔に関する研究，土木学会論文集，第381号/Ⅱ-7，pp.111-120.

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ー，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.

池野正明・松山昌史・田中寛好(1998)：無ひずみ実験に基づくソリトン分裂津波の発生条件・防波堤波圧の評価，電力中央研究所報告，U98006，31p.

今村文彦・後藤大地・鴫原良典・喜多村雄一・松原隆之・高岡一章・伴一彦(2001)：土砂突入による津波発生機構に関する基礎検討，海岸工学論文集，第48巻，p.312-325.

今村文彦・後藤智明・首藤伸夫(1986)：1964年アラスカ津波の外洋伝播計算，第33回海岸工学講演会論文集，pp.209-213.

Imamura, F. and M.M.A. Imteaz(1995)：Long waves in two-layers: Governing equations and numerical model, Science of Tsunami Hazards, Vol.13, pp.3-24.

今村文彦･李昊俊(1998)：津波発生・伝播の数値モデルの現状と課題，沿岸海洋研究，第36巻，第1号，pp.91-101.

稲垣和男・木場正信・田中寛好・高尾誠(2001)：V字状湾および港湾内の空間格子間隔が津波数値計算結果に及ぼす影響に関する検討，海岸工学論文集，第48巻，pp.336-340.

石橋克彦(1976)：東海地方に予想される大地震の再検討－駿河湾大地震についてー，地震学会講演予稿集，No.2，pp.30-34.

今村文彦(1998)：15 年間における津波数値解析の発展と今後，月刊海洋，号外，No.15，pp.89-98.

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.

岩瀬浩之・深澤雅人・後藤智明(2001)：ソリトン分裂波の砕波変形に関する水理実験と数値計算，海岸工学論文集，第48巻，pp.306-310.

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.

梶浦欣二郎(1963)：湾水振動におよぼす防波堤の効果，東京大学地震研究所彙報，第41号，第2冊，pp.403-418.

Kajiura, K.(1983) : Some statistics related to observed tsunami heights along the coast of Japan, Tsunamis-Their Science and Engineering, Iida,K. and T. Iwasaki (ed.), pp.131-145.

Kakutani, T.(1971) : Effect of an Uneven Bottom on Gravity Waves, Journal of the Physical Society of Japan, Vol.30, No.1, pp.272-276.

Kanamori, H. and J. J. Cipar (1974): Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960., Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.9, pp.128-136 .

Kawamata, K., K. Takaoka, K. Ban, F. Imamura, S. Yamaki and E. Kobayashi(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.

金田義行･馬場俊孝(2006) : 3.3.10 海溝型地震の強震動予測のための海域地下構造モデルの作成,「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」, 平成 17 年度成果報告書, I 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」, 文部科学省, pp.490-500.

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, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp.356-360.

Lynett, P. and P. L.-F. Liu(2005) : A numerical study of the run-up generated by three-dimensional landslides, Journal of geophysical research, Vol.110, C03006.

Madsen, P.A. and O. R. Sørensen(1992) : A New Form of the Boussinesq Equation with Improved Linear Dispersion Characteristics, Part 2, A Slowly-Varying Bathemetry, Coastal Engineering, Vol.18, pp.183-204.

Maeno, F. and F. Imamura(2007) : Numerical investigations of tsunamis generated by pyroclastic flows from the Kikai caldera, Japan, Geophysical Research Letters, 34:L23303.

Maeno, F. and F. Imamura(2011) : Tsunami generation by a rapid entrance of pyroclastic flow into the sea during the 1883 Krakatau eruption, Indonesia, Journal of Geophysical Research, Vol.116, doi:10.1029/2011JB008253.

Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971): The displacement fields of inclined faults, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.61, No.5, pp.1433-1440.

McLeod, P., Carey, S., Sparks, R. S. J.(1999) : Behaviour of particledriven flows into the ocean: Experimental simulation and geological implications, Sedimentology, Vol.46, pp.523-536.

松本智裕, 橋和正, 今村文彦, 首藤伸夫(1998) : 土石流による津波発生・伝播モデルの開発, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp.346-350.

松山昌史・池野正明・榊山勉・柳沢賢・藤井直樹(2005) : 大陸棚上におけるソリトン分裂した津波の砕波に関する無ひずみ模型実験,海岸工学論文集, 第 52 巻, pp.241-245.

松山昌史・池野正明・榊山勉・武田智吉(2006) : 大陸棚上における津波のソリトン分裂波に関する砕波モデル, 海岸工学論文集, 第 53 巻, pp.226-230.

永野修美・今村文彦・首藤伸夫(1989)：数値計算による沿岸域でのチリ津波の再現，海岸工学論文集，第36巻，pp.183-187.

長尾昌朋・後藤智明・首藤伸夫(1985)：非線形分散波の数値計算，第32回海岸工学講演会論文集，pp.114-118.

西村宗･安藤雅孝･宮崎真一(1999)：南海トラフ沿いのプレート間カップリングと九州南部の南東向き運動について，地震第2輯，第51巻，pp.443-456.

NOAA/NGDC(1994)：5-minute global DTM (Terrain Base CD-ROM) .

Okada Y.(1985)：Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.75, No.4, pp.1135-1154.

表俊一郎(1946)：昭和19年12月7日東南海大地震に伴った津浪，東京大学地震研究所彙報，第24号，pp.31-57.

Peregrine,D.H.(1967):Long waves on a beach, Journal of the Fluid Mechanics, Vol.27, Part4, pp.815-827.

Sagiya T.(1999)：Interplate coupling in the Tokai District, Central Japan,deduced from continuous GPS data, Geophysical Research Letters, Vol.26, No.15, pp.2315-2318.

笹原昇(2004)：山体崩壊による津波シミュレーションー1792 年眉山ー，海洋情報部報告，Vol.40, pp.63-72.

佐竹健治(1991):最近の津波研究，地震第2輯，第44巻特集号，pp.99-112.

Satake, K.(2007)：Volcanic origin of the 1741 Oshima-Oshima tsunami in the Japan Sea, Earth Planets Space, Vol.59, pp.381-390.

Satake, K. and Y. Kato(2001)：The 1741 Oshima-Oshima Eruption: Extent and Volume of Submarine Debris Avalanche, Geophysical Research Letters, Vol.28, No.3, pp.427-430.

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.

Satake, K., M. Okada, Ku. Abe(1988)：Tide gauge response to tsunamis: Measurements at 40 tide gauge stations in Japan, Journal of Marine Research, Vol.46, pp.557-571.

佐藤愼司(1995)：波の分裂と砕波を考慮した津波の数値計算，海岸工学論文集，第42巻，pp.376-380.

佐山順二・後藤智明・首藤伸夫(1986)：屈折に関する津波数値計算の誤差，第33回海岸工学講演会論文集，pp.204-208.

首藤伸夫(1976)：津波の計算における非線形項と分散項の重要性，第23回海岸工学講演会論文集，pp.432-436.

首藤伸夫(1986)：津波と防災，土木学会論文集，第 369 号/Ⅱ-5，pp.1-11.
首藤伸夫・卯花正孝(1995)：1994 年北海道東方沖地震津波の痕跡高，第 2 編調査資料，津波工学研究報告，第 12 号，1p.
柴木秀之・見上敏文・後藤智明(1994)：北海道南西沖地震津波の伝播特性について，海岸工学論文集，第 41 巻，pp.226-230.
Steketee,J.A.(1958)：On Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium, Canadian Journal of Physics, Vol.36, pp.192-205.
高岡一章・伴一彦・山木滋(2001)：数値シミュレーションによる遠地津波予報の可能性－1960 年チリ地震津波の例－，津波工学研究報告，第 18 号，pp.113-130.
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，研究報告：385017，46p.
殿最浩司・志方建仁・村上嘉謙(2015)：海底地すべりに伴う津波の各種計算モデルの再現性検討，土木学会論文集 B3（海洋開発），Vol.71，No.2，pp.I_557-I_562.
Watts, P., S. T. Grilli, D. R. Tappin and G. J. Fryer(2005)：Tsunami Generation by Submarine Mass Failure II: Predictive Equations and Case Studies, Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 131:6(298), 298-310.
栁澤英明・青木歩・佐々恭二・井上公夫(2014)：地滑り・津波統合モデルによる寛政 4 年(1792)有明海津波の再現シミュレーション，土木学会論文集 B2(海岸工学)，Vol.70，No.2，pp.I_151-I_155.