

確率論的津波ハザード解析の方法

平成 23 年 9 月

社団法人 土木学会
原子力土木委員会 津波評価部会

序 文

土木学会原子力土木委員会津波評価部会では、「津波評価技術の体系化に関する研究（その2）」（平成15年6月～平成17年9月）および「津波評価技術の体系化に関する研究（その3）」（平成19年1月～平成21年3月）において、確率論に立脚した津波評価法について検討・討議を行ってきた。2つの期間の委員を別紙に示す。

本報告書は、上記の検討・討議の内容を「確率論的津波ハザード解析の方法」としてまとめたものであり、中間的なまとめではあるが、原子力発電所の確率論的津波ハザード解析に活用されることを期待している。

平成21年3月

本書は平成21年にまとめられた成果について、図面の不備等を修正したものである。本成果の骨子は既に論文発表されているが、今回の東日本大震災を受け、津波の確率論的評価の必要性の高まりが予想される。そこで、既発表の論文に含み切れていない内容も含めて今回、公開することとなった。

なお、本書には東日本大震災を発生させた東北地方太平洋沖地震津波を踏まえた断層の想定方法が含まれていない。本来は東北地方太平洋沖地震の成果を反映することが望ましいが、2011年9月現在、未だ研究検討段階である。これらの成果がまとめられた時には、それらを反映して津波ハザードを評価すべきと考えられる。

平成23年9月

津波評価部会幹事団

土木学会原子力土木委員会津波評価部会名簿（平成17年9月現在）

役職	氏名	勤務先名称
主査	首藤 伸夫	日本大学 大学院総合科学研究科 教授
委員兼 幹事長	榊山 勉	(財) 電力中央研究所 地球工学研究所流体科学領域 上席研究員
委員	浅野 彰洋	四国電力(株) 土木建築部 地盤・耐震グループリーダー
委員	秋山 隆	関西電力(株) 土木建築室 原子力土木建築グループ マネージャー
委員	磯部 雅彦	東京大学大学院 新領域創成科学研究科 環境学専攻 教授
委員	今村 文彦	東北大学大学院 工学研究科 附属災害制御研究センター 教授
委員	大津 正士	中部電力(株) 土木建築部原子力土建グループ スタッフ副長
委員	梶田 卓嗣	九州電力(株) 土木部 原子力グループ 課長
委員	河田 恵昭	京都大学 防災研究所 巨大災害研究センター センター長・教授
委員	川本 秀夫	中国電力(株) 事業支援部門 土木部安全審査担当 マネージャー
委員	北川 陽一	日本原子力発電(株) 開発設計室土木設計グループ マネージャー
委員	小林 正典	東北電力(株) 土木建築部 火力原子力土木G 副長
委員	酒井 俊朗	東京電力(株) 原子力技術・品質安全部土木グループ 課長
委員	坂本 容	北海道電力(株) 土木部 次長
委員	佐竹 健治	(独) 産業技術総合研究所 活断層研究センター 副センター長
委員	中嶋 光浩	北陸電力(株) 土木部 原子力技術情報チーム 統括(課長)
委員	能島 暢呂	岐阜大学 工学部 社会基盤工学科 助教授
委員	野中 則彦	経済産業省 原子力安全・保安院原子力発電安全審査課上席安全審査官
委員	伴 一彦	電源開発(株) 原子力事業部 土木計画グループ リーダー(副部長)
委員	平石 哲也	(独) 港湾空港技術研究所 海洋・水工部波浪研究室 室長
委員	福濱 方哉	国土交通省 国土技術政策総合研究所 河川研究部 海岸研究室 室長
幹事	安中 正	東電設計(株) 技術開発本部 地震・地震動解析専門職
幹事	池野 正明	(財) 電力中央研究所 環境科学部 上席研究員
幹事	稲垣 和男	(株) ユニック 環境水理解析研究室 システム開発グループリーダー
幹事	木場 正信	(株) 三菱総合研究所 科学技術研究本部宇宙・地球管理研究部主任研究員
幹事	武田 智吉	東京電力(株) 原子力技術・品質安全部 土木グループ 副長
幹事	藤井 直樹	東電設計(株) 港湾・海岸部 課長
幹事	松山 昌史	(財) 電力中央研究所 地球工学研究所流体科学領域 主任研究員
幹事	柳沢 賢	東京電力(株) 原子力技術・品質安全部 土木グループ 主任
幹事	山木 滋	(有) シーマス 代表取締役

(平成15年度退任)

委員兼幹事長	田中 寛好	(財) 電力中央研究所
委員	佐伯 武俊	四国電力(株)
委員	鳥居 謙一	国土交通省
委員	中西 浩和	中部電力(株)

(平成 16 年度退任)

委員	伊藤 裕	東北電力 (株)
委員	入佐 伸夫	経済産業省
委員	川原 修司	経済産業省
委員	富樫 勝男	日本原子力発電 (株)
委員	野口 雅之	中国電力 (株)
幹事	入谷 剛	東京電力 (株)
幹事	高尾 誠	東京電力 (株)

(平成 17 年度退任)

委員	金谷 賢生
----	-------

(平成 15 年度退任)

関西電力 (株)

委員構成

調査研究部門/原子力土木委員会 /津波評価部会(平成19年2月～21年3月)

役職	氏名	勤務先名称
主査	首藤 伸夫	日本大学 大学院総合科学研究科 環境科学専攻 教授
委員兼幹事長	榊山 勉	(財)電力中央研究所 地球工学研究所 流体科学領域(水理グループ) 上席研究員
委員	浅野 彰洋	四国電力(株) 土木建築部 地盤・耐震グループリーダー
委員	磯部 雅彦	東京大学 大学院新領域創成科学研究科社会文化環境学専攻 教授
委員	今村 文彦	東北大学 大学院工学研究科 附属災害制御研究センター 教授
委員	蛭沢 勝三	(独)原子力安全基盤機構 解析評価部 部長
委員	大坪 武弘	九州電力(株) 土木部 原子力グループ 課長
委員	河田 恵昭	京都大学 防災研究所 巨大災害研究センター センター長・教授
委員	川本 秀夫	中国電力(株) 電源事業本部 (耐震土木担当) マネージャー
委員	北川 陽一	日本原子力発電(株) 開発計画室 土木設計グループ マネージャー
委員	栗山 善昭	(独)港湾空港技術研究所 海洋・水工部 沿岸土砂管理研究チーム
委員	佐竹 健治	東京大学 地震研究所 地震予知情報センター 教授
委員	諏訪 義雄	国土交通省 国土技術政策総合研究所 河川研究部 海岸研究室 室長
委員	高尾 誠	東京電力(株) 原子力設備管理部 新潟県中越沖地震対策センター 土木調査グループ 課長
委員	高岡 一章	電源開発(株) 原子力事業部 土木計画グループ サブリーダー
委員	高橋 智幸	秋田大学 工学資源学部 土木環境工学科 准教授
委員	田中 良仁	中部電力(株) 発電本部 土木建築部 原子力土建グループ 副長
委員	玉田 潤一郎	関西電力(株) 土木建築室 原子力土木建築グループ グループリーダー
委員	中嶋 光浩	北陸電力(株) 土木部 原子力技術情報チーム 課長
委員	能島 暢呂	岐阜大学 大学院工学研究科社会基盤工学科 教授
委員	野中 則彦	経済産業省 原子力安全・保安院 原子力発電安全審査課 耐震班長
委員	平田 賢治	気象庁 気象研究所 地震火山研究部 第1研究室 主任研究官
委員	松本 康男	東北電力(株) 土木建築部 (地盤・耐震担当) 課長
委員	藪 正樹	北海道電力(株) 土木部 原子力土木グループ グループリーダー
委員	山中 佳子	名古屋大学 大学院環境学研究科 付属地震火山・防災研究センター 専任准教授
幹事	安中 正	東電設計(株) 土木本部 地震・地震動解析専門職
幹事	池野 正明	(財)電力中央研究所 環境科学研究所 物理環境領域 上席研究員

委員構成

調査研究部門/原子力土木委員会 /津波評価部会(平成19年2月～21年3月)

役職	氏名	勤務先名称
幹事	稲垣 和男	(株)ユニック 環境水理解析研究室 システム開発グループ グループリーダー
幹事	大鳥 靖樹	(財)電力中央研究所 地球工学研究所 地震工学領域(地盤耐震グループ) 上席研究員
幹事	金戸 俊道	東京電力(株) 原子力設備管理部 新潟県中越沖地震対策センター 土木調査グループ 主任
幹事	木場 正信	(株)三菱総合研究所 科学・安全政策研究本部 先端科学イノベーショングループ 戦略技術グループ 主任研究員
幹事	藤井 直樹	東電設計(株) 土木本部 社会基盤推進部
幹事	松山 昌史	(財)電力中央研究所 地球工学研究所 流体科学領域(水理グループ) 主任研究員
幹事	山木 滋	(有)シーマス 代表取締役社長

目 次

1. まえがき	1
2. 確率論的津波ハザード解析の概要	2
2.1 確率論的ハザード解析の基本的な流れ	2
2.2 2種類の不確実性とロジックツリー手法	6
3. モデル設定の基本的考え方	10
3.1 大地震のモデル化	10
3.2 背景的地震のモデル化	21
3.3 津波高さ分布の評価	23
3.4 ロジックツリーの分岐の分類及び重みの設定法	29
4. 確率論的津波ハザード解析の手順	31
4.1 計算手順	31
4.2 地震の発生確率の計算	33
4.3 津波高さ分布の計算	36
4.4 潮位分布の考慮	38
4.5 フラクタイル曲線の作成	42
4.6 津波と地震動の結合確率の評価法	46
5. 海域別のモデル	50
5.1 日本海溝沿い及び千島海溝（南部）沿い海域	50
5.2 南海トラフ沿い海域	74
5.3 日本海東縁部海域	91
5.4 日本列島周辺の海底活断層	102
5.5 遠地津波	109
6. 解析例	119
6.1 日本海溝沿いの JTN1 領域の津波を対象とした津波ハザード評価	119
6.2 分岐の影響の検討例	131
7. あとがき	140
8. 参考文献	141

1. まえがき

平成5年北海道南西沖地震を契機に津波に関する調査・検討が各機関で実施されており、平成10年3月には国により「津波防災に関する手引き」が策定された。一方、原子力発電所に対する津波評価にあたっては、電力各社は早くから数値計算を評価に取り入れるなど積極的な姿勢で取り組んできたものの、津波水位評価手法をまとめた基準類がない状況であった。そこで、平成10～12年度に電力共通研究「津波評価技術の高度化に関する研究」を実施し、断層運動に伴う津波水位の決定論的な評価方法について高度化するとともに、土木学会原子力土木委員会津波評価部会における審議を経て、報告書「原子力発電所の津波評価技術」にとりまとめた。

上記報告書では決定論的な評価方法が体系化されたが、原子力安全委員会では耐震安全性評価における確率論的評価（PSA）の導入が議論され、将来的には津波に対する安全性評価についても確率論的評価の実用化が必要な情勢にあることから、確率論に立脚した津波評価法について検討を行い、標準化を図ることを課題の1つとして、平成14年度～平成16年度に電力共通研究「津波評価手法の高精度化研究」、平成18年度～平成20年度に電力共通研究「津波ハザード解析手法ならびに津波による海底地形変化評価手法の研究」を実施し、津波評価部会において審議を行ってきた。

本報告書は、上記の研究・審議の内容を「確率論的津波ハザード解析の方法」としてまとめたものであり、原子力発電所において津波ハザードを具体的に評価する場合に活用されることを目標としている。津波ハザード評価として、「長期間平均のハザード評価」と「現時点でのハザード評価」の2つを行うことを基本としており、「現時点でのハザード評価」では、現時点から50年間のハザード評価を行うことを目安としている。

2. 確率論的津波ハザード解析の概要

確率論的津波ハザード解析 (PTHA : Probabilistic Tsunami Hazard Analysis) は、特定期間における津波高さと超過確率の関係を求める手法であり、既存の確率論的地震ハザード解析 (PSHA : Probabilistic Seismic Hazard Analysis) の方法を参考として、提案されている (原子力土木委員会津波評価部会(2007)、安中・他(2006)、Annaka et al. (2007)、Geist and Parsons (2006)、Sugino et al. (2008)など)。

PSHA は、発生する地震の位置、規模、時期に関する確率モデルと地震が発生した場合に生じる地震動特性に関する確率モデルを統合して、特定の地点で特定の期間に特定の地震動特性が生じる確率を決定するための方法であり、Cornell(1968)に始まり、現在では実用的な方法として活用されている。

PTHA は、PSHA ほど一般的になっていないが、原子力発電所をはじめ沿岸に立地する重要構造物の津波に対するリスクの定量的評価や、設計津波の超過確率を把握するために有用と考えられる。

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

なお、本報告書では、日本近海では地震に起因する津波が支配的であることから、火山活動に伴う山体崩壊や海底地すべりなどに起因する津波は対象外とし、地震による津波を対象とした。

2.1 確率論的ハザード解析の基本的な流れ

最初に PTHA の基礎となっている PSHA の流れを示し、次に PTHA で何がかわるかを示す。なお、PSHA に関しては、日本原子力学会の「原子力発電所の地震を起因とした確率論的安全評価実施基準：2007」の中でかなり詳細な説明が行われている。

PSHA では、地震の位置、規模、発生頻度に関するモデルと地震と対象地点が与えられた場合に地震動強度 (最大加速度や最大速度、加速度応答スペクトルなど) を評価するモデルが必要になる。

地震の位置は一般に活動域としてモデル化され、各種の活動域モデルが用いられている。Cornell(1968)で用いられている断層震源と面震源の例を図 2.1-1 に示す。

活動域のモデル化では、活断層帯で発生する地震や過去にプレート境界の同じ領域で繰り返し発生してきた大地震 (海溝型地震) のように脅威となる地震の位置 (断層面) がほぼ特定できる場合 (大地震発生活動域) とある程度の範囲で発生することが予測できても予め位置を明確に特定することが困難な場合 (背景的地震発生活動域) を区別することが一般的になっている。設定

された個々の活動域の中では地震活動度等の特性が一様と仮定される。

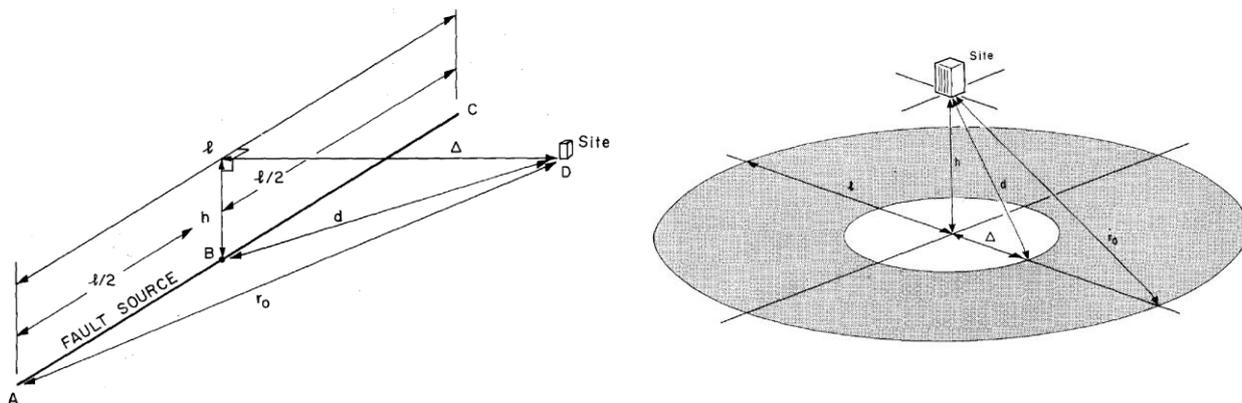


図 2.1-1 Cornell(1968)で用いられている断層震源と面震源

地震の規模と頻度の関係として、背景的地震発生活動域ではグーテンベルグ・リヒター式が用いられるが、固有地震が繰り返し発生している大地震発生活動域の場合には特定のマグニチュード区間に一様分布するモデルが用いられている。グーテンベルグ・リヒター式は下記の式で与えられる。

$$\log N = a - bM$$

ここで、 N はマグニチュード M 以上の地震数である。固有地震の場合のモデルの例を図 2.1-2 に示す。

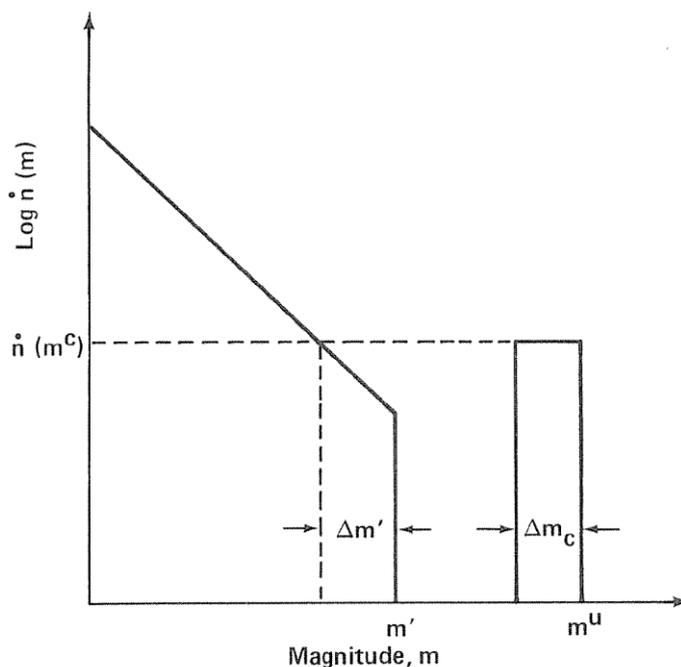


図 2.1-2 固有地震のマグニチュード頻度分布のモデル化の例

地震の発生は通常ポアソン過程でモデル化されているが、固有地震では BPT 分布 (Brownian

Passage Time 分布) や対数正規分布による更新過程が用いられている。

地震動強度を評価するモデルは一般に距離減衰式で与えられ、誤差 (ばらつき) は対数正規分布でモデル化される。

地震に関するモデルと地震動強度に関するモデルが与えられた場合、特定の地震動強度 (a) を超える年発生頻度 λ は次式で計算される。

$$\lambda = \sum_k \nu_k \int \int \int P[A \geq a | M, H, R] P[R | M, H] P[H | M] P[M] dM dH dR$$

ここで、 k は活動域、 ν_k は活動域 k の年地震発生数、 $P[A \geq a | M, H, R]$ は、マグニチュード M 、震源深さ H 、距離 R の地震が発生した場合に地震動強さが a を超える確率、 $P[M]$ はマグニチュード M の地震が発生する確率、 $P[H | M]$ はマグニチュード M が発生した場合に震源深さが H である条件付き確率、 $P[R | M, H]$ はマグニチュード M で震源深さ H の地震が発生した場合に距離が R である条件付き確率である。

ポアソン過程を仮定すれば、次式により、年発生頻度 λ を、 t 年間に強度 a 以上が少なくとも 1 回発生する確率 $p[A \geq a; t]$ に変換することが出来る。

$$p[A \geq a; t] = 1 - \exp(-\lambda t)$$

なお、大地震の周期性を考慮して BPT 分布や対数正規分布を用いる場合については 4 章に示す。

以上が PSHA の手順の概要である。それを踏まえて PTHA で津波ハザード曲線を計算する流れを図 2.1-3 に示す。

基本的な流れはほぼ同じであるが、地震動の場合は経験式により地震動の強さを推定することが可能であるが、津波の場合は海底地形や海岸線の形状などの影響が非常に強いため、特に波源域近傍では経験式により津波高さを推定することが非常に困難である。そのため、数値計算により津波高さの中央値を推定する方法を用いる必要がある。これが PSHA と PTHA の大きな違いである。また、地震動ハザード曲線では地震動の強さの絶対値のみを対象とするが、津波ハザード曲線では浸水と取水の両方に対する安全性を検討するため、最大水位と最小水位の両方に対するハザード曲線を評価することが必要になる。

図 2.1-3 には示していないが、津波と潮位は重ね合わせ可能なため、潮位の影響も考慮する必要がある。また、津波が敷地に襲来した時には、地震動の影響が敷地に及んでいることから、津波と地震動がどのような組み合わせで生じるか (津波と地震動の結合確率) を確率的に評価する必要がある。これらについては 4 章に示す。

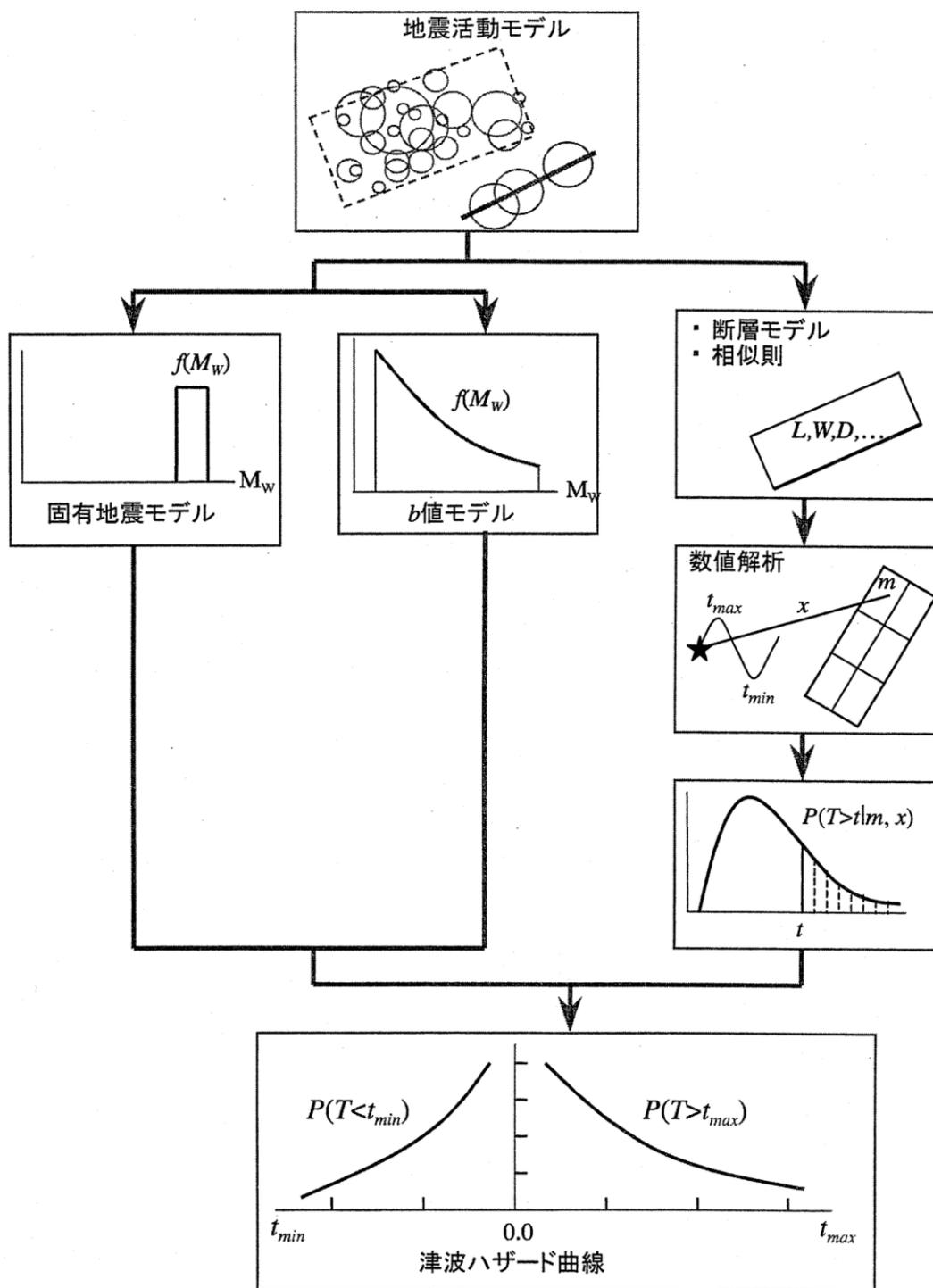


図 2.1-3 津波ハザード解析の流れ

2.2 2種類の不確定性とロジックツリー手法

確率論的ハザード解析は、不確定性（uncertainty）の存在を前提としており、その条件下で意思決定を行うための資料を提供するものである。

現在の PSHA では、一般に、不確定性を偶然的ばらつき（aleatory variability）と認識論的不確定性（epistemic uncertainty）の 2 つに分けて考えている。偶然的ばらつきは、地震の規模や断層破壊過程のばらつき、地震動強さのばらつきのように、現実に存在しているが、現状では予測不可能と考えられるものであり、認識論的不確定性は、活断層であるかないかという問題や発生するマグニチュード範囲などのように研究が進展すれば確定できるが現状では予測不可能なものである。偶然的ばらつきは、ハザード解析モデルの中で考慮されるばらつきであり、1 本の地震ハザード曲線の計算で評価される。認識論的不確定性は、ハザード解析モデルのパラメータやモデル化自体に関する不確定性であり、地震ハザード曲線群のばらつきとして評価される。認識論的不確定性を評価する手法としてロジックツリー手法が用いられており、判断が分かれる事項（分岐）に関して複数の選択肢あるいは連続的な確率分布が設定される。不連続的な分岐に対しては将来の正しさの可能性に基づき重みが設定される。

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

ロジックツリーに対する計算方法として、分岐の全組み合わせに対してハザード曲線を計算して統計処理する方法とモンテカルロ手法により必要な数のハザード曲線のサンプルを作成し統計処理する方法がある。分岐の全組み合わせに対してハザード曲線を計算する方法は、活動域の数が多くなると組み合わせ数が膨大になりすぎる（活動域の組み合わせ数の積となる）ため、現実的に不可能になる場合が多い。活動域毎には全分岐に対するハザード曲線を計算しておき、その組み合わせを求める場合に乱数を用い、ハザード曲線の重み（各分岐の重みの積）に応じてサンプリングする方法が現実的と考えられる。

モンテカルロ手法を前提とすれば分岐を「連続的分布の分岐」（例えば正規分布や一様分布）で表現することも可能であり、無理に「離散的な分岐」にする必要はない。分岐に「連続的分布の分岐」を含めると、各活動域のハザード曲線が有限でなく無限になる。そのため、各活動域のハザード曲線を 1 回ごとにサンプルとして作成することが必要になり、分岐を設定する項目を必要以上に限定する必要がなくなる。

大地震発生活動域と背景的地震発生活動域に関するロジックツリーのイメージを図 2.2-1 に、フラクタイルハザード曲線の評価例を図 2.2-2 に示す。図 2.2-1(4)は特定の活動域に対し、全分岐を具体的に示したものである。

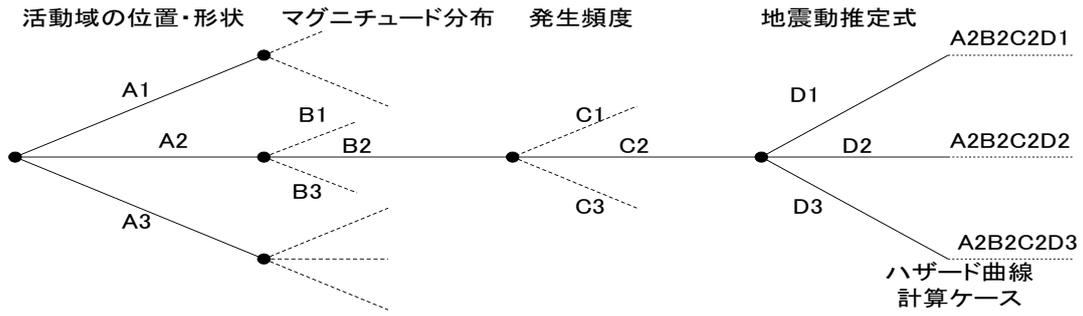


図 2.2-1(1) 大地震発生活動域に対するロジックツリーのイメージ

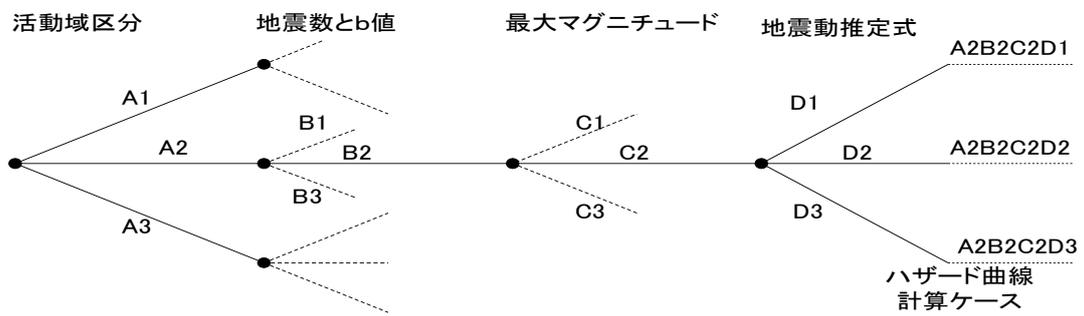


図 2.2-1(2) 背景的地震発生活動域に対するロジックツリーのイメージ

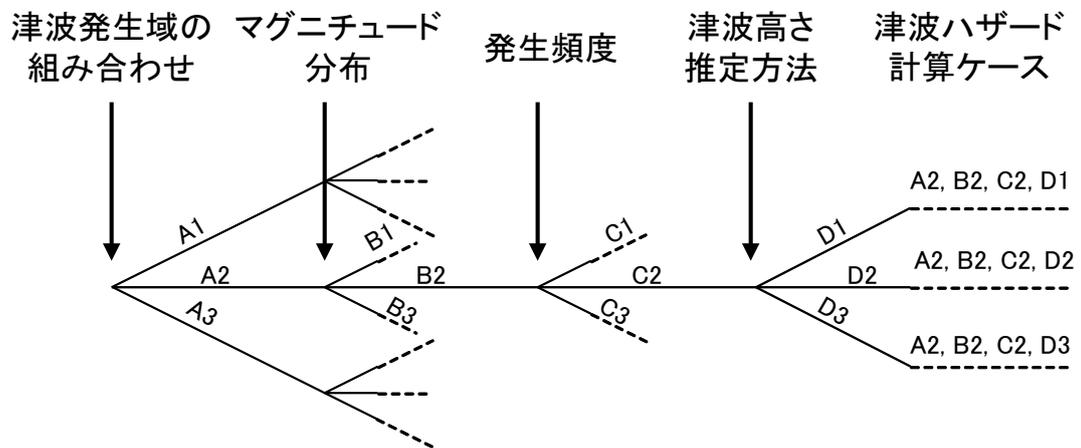


図 2.2-1(3) 津波ハザード解析のロジックツリーのイメージ

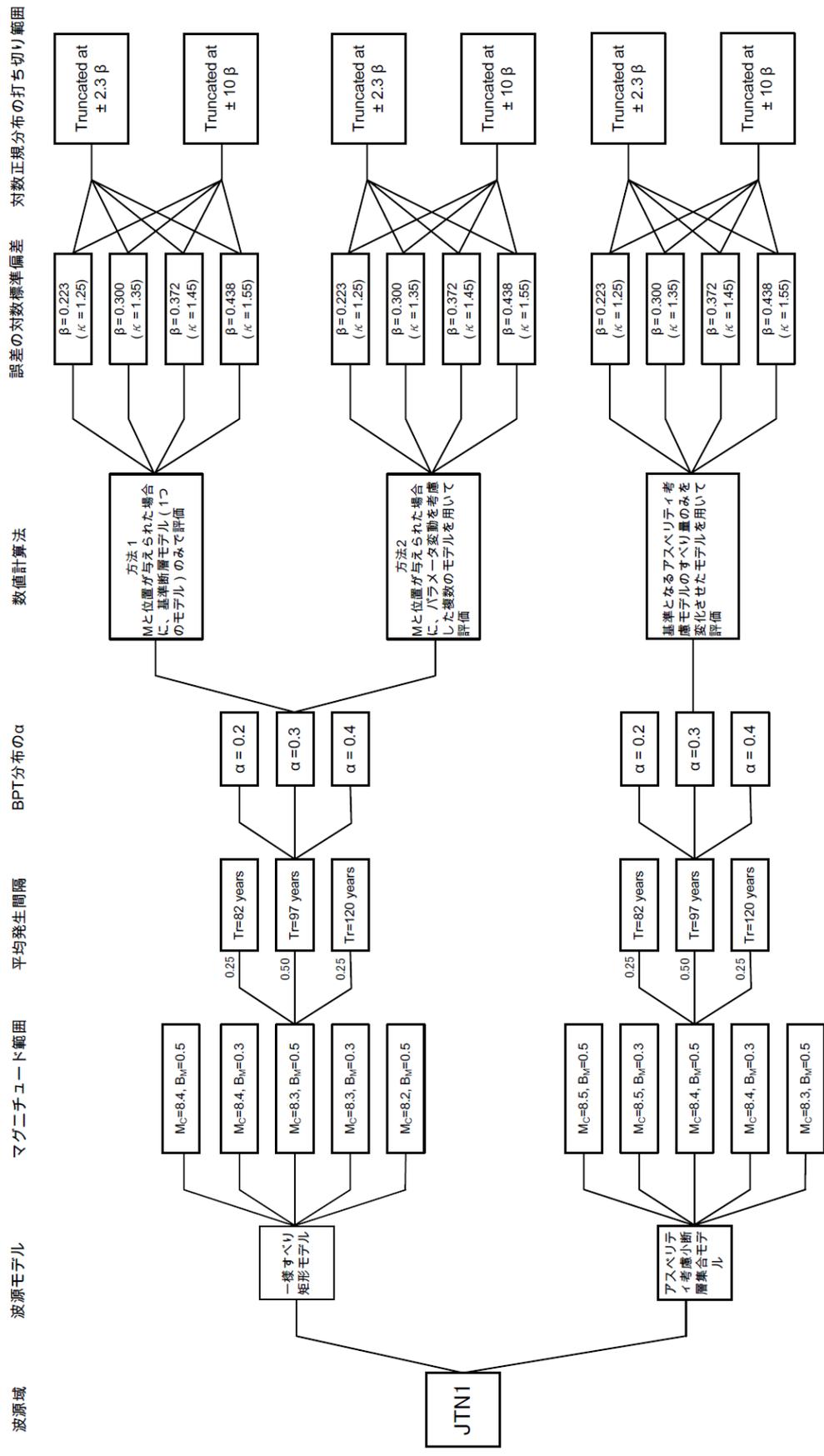


図 2.2-1(4) 特定波源域に対する津波ハザード計算ロジックツリーの全体像

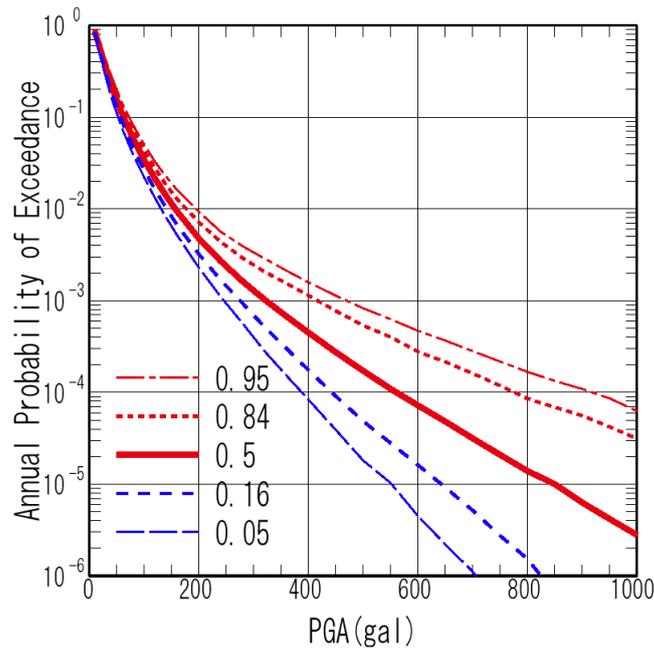
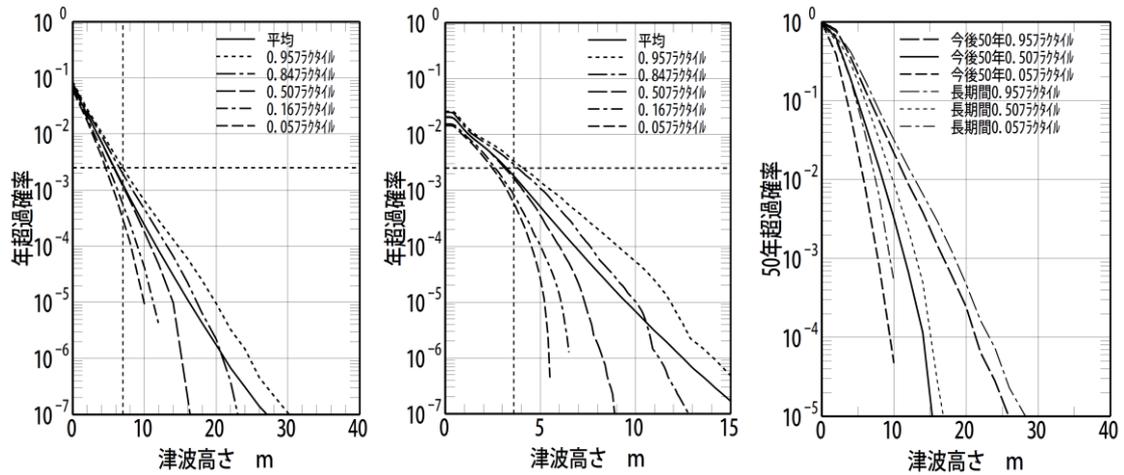


図 2.2-2(1) 地震ハザード曲線の不確定性の評価例（東京）



(a)近地津波+遠地津波（長期間）

(b)遠地津波（長期間）

(c)（長期間と今後50年の比較）

図 2.2-2(2) 確率論的津波ハザード解析の評価例（岩手県山田）

3. モデル設定の基本的考え方

本報告書では、第5章で原子力発電所を対象とした確率論的津波ハザード解析用のモデルを具体的に示す。津波ハザード解析用のモデルは、中小地震では大きな津波が生じないことから、大地震のみを検討の対象としている。

一方、各サイトでは、地震ハザード評価用のモデルが別途設定されている。津波と地震動を統一的に評価するためには、津波評価用モデルと地震動評価用モデルを統一して1つの地震発生モデルにする必要があると考えられる。

モデルの統一は個別地点毎に行う必要があるが、一般的な方針は次のように考えられる。

- ・地震動に対しては地点周辺の影響が支配的であり、モデル化も詳細であると考えられることから、地点周辺は地震動評価用モデルを基本にする。
- ・津波に対しては、地点周辺に含まれない「遠方」の地震の影響も無視できない場合が多いことから、津波評価用として考慮する必要がある「遠方」の地震を追加する。「遠方」の範囲が地震動用のモデル領域と分離している場合は、津波評価用モデルを基本にする。「遠方」の範囲が地震動用のモデル領域と一部重複している場合は、地震動用のモデルを調整して、津波の評価も可能なように修正する。

統一モデルが設定されれば、特定の位置で特定の規模の地震が発生した場合に、断層モデルを設定し、数値計算により津波の高さ（中央値）が推定できる。地震動強さの分布も経験式（距離減衰式）あるいは半経験的方法（経験的グリーン関数法、統計的グリーン関数法）を用いて評価できる。そのことにより津波と地震動の結合確率を評価することが可能になる。

以上のことから、統一モデルを作成するために津波評価用モデルとして用意しておく必要があるのは、「遠方」でも大きな津波を生じる可能性がある「大地震」に関するモデル、地震が与えられた場合の津波高さ分布の評価手順、津波評価に関する分岐と重みと考えられる。

3.1 大地震のモデル化

大地震に関してモデル化しなければならない項目は下記の通りである。

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

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

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

で発生するのか
を設定する必要がある。

(1) 発生領域

発生領域に関しては、過去に大地震が発生している場合にはあまり問題がないが、テクトニクス的に見れば同じような環境であるが、大地震が発生している領域とそうでない領域がある場合には簡単でない。このような例は、日本海溝沿いの津波地震や正断層地震の場合に見られる。このような問題に対してはロジックツリーで対処するのが有効と考えられる。

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

(2) マグニチュード範囲

地震調査研究推進本部による「確率論的地震動予測地図」では固有地震のマグニチュードを1つの値に限定しているが、現実には1つの値に限定されないと考えられること、また津波に対してマグニチュードの影響が大きいことからマグニチュードの分布幅を考える。

マグニチュードの分布幅が0.3程度はありそうなことを南海トラフの既往津波におけるすべり量の変動が示している。南海トラフ沿い海域のセグメント区分を図3.1-1に、既往津波におけるすべり量の変動を表3.1-1に示す。データが豊富な最近の3回のサイクルで、すべり量の変動はN2セグメントで1.6倍、N4セグメントで2.1倍ある。断層面積が同じ場合、すべり量が2倍になると、モーメントマグニチュードは0.2大きくなる。N4セグメントでの変動量からみて、マグニチュードの分布幅が0.3程度はありそうと考えられる。

マグニチュードの決定精度に問題はあると思われるが、ほぼ同じ領域が破壊したと考えられる過去の固有地震の規模範囲を表3.1-2に示す。マグニチュード幅は0.3~0.6程度の範囲に分布している。

以上のことから、マグニチュードの分布幅として基本的に0.3と0.5を設定した。分布形は一様分布以外にも、三角形分布や正規分布などが考えられるが、あまり細かな検討は無理と考えて、一様分布とした。

マグニチュード範囲を決めるためには、各海域の既往津波の最大規模が分布のどこに位置しているかを定める必要がある。分布幅に対して既往最大規模がとりうる可能性を図3.1-2に示す。全部で8個の可能性があるが、確定的に決めるのは困難なので、ロジックツリーで対処するのが有効と考えられる。また、図3.1-2の上側の3個は、過去の地震が1個しかないときの選択として考慮する余地はあるが、よほどの事情がない限り（別にこうする理由がない限り）、アンケートの分岐では対象外とすることができる。

(3) 平均発生間隔とばらつき

平均発生間隔は「長期間平均のハザード評価」にも「現時点でのハザード評価」にも必要であ

るが、ばらつきは「現時点でのハザード評価」だけに必要である。

a. 対数正規分布と BPT 分布

固有地震の発生間隔のモデル化は対数正規分布や BPT 分布 (Brownian Passage Time 分布) により行われる。対数正規分布は一般的である。BPT 分布は一般にあまりなじみがないが、地震調査研究推進本部の「長期的な地震発生確率の評価手法について」(2001年6月)において、「物理的解釈が理解しやすいという特長等から当面採用していくことが妥当であると考えられる」と結論づけられている分布である。

BPT 分布は、「プレート運動による定常的な応力蓄積過程において、着目する震源域周辺での地震やスローイベントの発生などブラウン運動として表現される応力場の擾乱が加わる中で、応力蓄積が一定値に達し、断層が活動する(地震が発生する)」という物理的過程(ブラウン緩和振動過程)を踏まえたモデルであり、式で表現すると次のようになる(Ellsworth et al. (1999)、Matthews et al. (2003))。

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

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

最後に Y_f に達してから(地震が発生してから)次に Y_f に達する(地震が発生する)までの経過時間 t の分布関数が Brownian Passage Time 分布と呼ばれる。分布の密度関数は次の式で与えられる。

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

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

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

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

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

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

BPT 分布の概要は以上の通りであるが、実用的には BPT 分布と対数正規分布には大きな違いはない。その例を図 3.1-3 に示す。

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

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

であり、BPT 分布の μ (平均値) は

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

であり、どちらも相加平均により求められる。

平均発生間隔のばらつきを表現するのは、対数正規分布では対数標準偏差 σ_{\ln} 、BPT 分布では α であり、対数正規分布の σ_{\ln} は

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

BPT 分布の α は

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

により求められる。地震調査研究推進本部による推定例を表 3.1-3 に示す。 σ_{\ln} の方が少し小さいが値はほとんど同じである。この表からはばらつきの値は 0.2~0.4 程度である。WGCEP(1995) はカリフォルニアにおける予測において σ_{\ln} を 0.5 ± 0.2 としている。これらの結果から、ばらつきに関する分岐としては

0.2、0.3、0.4

程度が標準的と考えられる。

b. 固有地震の平均発生間隔の誤差

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

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

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

となる。 σ は x の標準偏差である。平均発生間隔のデータ数が少ないことから、標準偏差として前述した一般的な値を用いれば、データ数に応じた推定値の信頼度 (誤差) が評価できる。

対数正規分布で中央値を T_m とし、発生間隔のデータが 1 個の場合、ばらつきにより推定値の信頼区間 (±標準偏差の範囲) は

$\sigma_{\ln}=0.2$ の場合 : $0.82T_m \sim 1.22T_m$

$\sigma_{\ln}=0.3$ の場合 : $0.74T_m \sim 1.35T_m$

$\sigma_{\ln}=0.4$ の場合 : $0.67T_m \sim 1.49T_m$

となる。もし、データが 5 個あるとすると

$\sigma_{\ln}=0.2$ の場合 : $0.91T_m \sim 1.09T_m$

$\sigma_{\ln}=0.3$ の場合 : $0.87T_m \sim 1.14T_m$

$\sigma_{\ln}=0.4$ の場合 : $0.84T_m \sim 1.20T_m$

となり、データが 1 個の場合よりも推定値の信頼区間が狭くなる。

c. ポアソンとした場合の誤差

平均発生間隔がポアソンとして与えられる場合もデータ数で決まる標準偏差の評価に基づいて、信頼区間を評価することが可能である。

ポアソン変数の分散は発生頻度が大きくなると平均発生頻度に等しくなり、発生頻度 X の信頼区間は

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

で表現される。 X が小さい場合の誤差は Weichert(1980)により与えられている。それを図 3.1-4 及び表 3.1-4 に示す。

例えば、400 年間で 3 個の地震が発生している場合、3 個の信頼区間は表 3.1-4 から 1.37～5.92 となる。これは平均発生頻度がこの程度の範囲ならば、400 年間という 1 つのサンプルで 3 個発生することが充分考えられるということである。これを考慮すると、平均発生間隔の信頼区間は 68 年～292 年程度となる。

(4) 連動に関するモデル

南海トラフ沿いの地震では、地震毎に連動するセグメントの組み合わせが変化している。このような現象は宮城県沖や十勝・根室沖でも見られる。宮城県沖では、陸側の地震と海溝寄りの地震が連動して発生する場合や別々に発生する場合があることが報告されている。十勝・根室沖では、400～500 年程度の間隔（6 回に 1 回程度）の割合で、十勝沖と根室沖のセグメントが連動した地震が発生していると推定されている。このような現象の模式図を図 3.1-5 に示す。こうしたモデルを WGCEP(1995)はカスケードモデル（直列モデル）、小田切・島崎(2000)は連動セグメントモデルと呼んでいる。

長期的な連動確率は過去の実績（連動率）から推定することが可能と考えられるが、「現時点でのハザード」の評価において、組み合わせごとの発生確率をどのように推定するかという方法は充分確立していない。各セグメントの破壊確率が、各セグメントの平均破壊間隔とばらつき、最新活動時期から求められるとして、それをセグメントの組み合わせ毎の発生確率に「変換」する方法が必要である。

地震調査研究推進本部による「確率論的地震動予測地図」では

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

という方法を用いている。

WGCEP(1995)では

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

という方法をしめしている。

安中・他（2001）では、WGCEP(1995)を一部修正する方法として

- ① マルチセグメント地震には過去の発生頻度の半分を与える
—T 年間に n 回発生していれば $0.5n/T$ を与える
- ② シングルセグメントの地震には発生期待値に過去においてシングルで破壊した確率をかけた値を与える。
- ③ 残りの部分は地震数が最小になるように、大きな地震を優先して、配分する

という方法（修正 WGCEP 法）を示している。安中・他（2001）による房総沖、相模湾内、西相模湾断裂の組み合わせ毎の平均的な発生頻度の評価例を表 3.1-5 に示す。

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

連動確率以外に、マルチセグメント地震のマグニチュードをどう決めるかという問題がある。

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

各セグメントの破壊の大きさが連動により大きく変わる場合には、各セグメントとは別個にモーメントマグニチュードの範囲を設定する必要がある。十勝・根室沖はこのパターンに近いと考えられる。

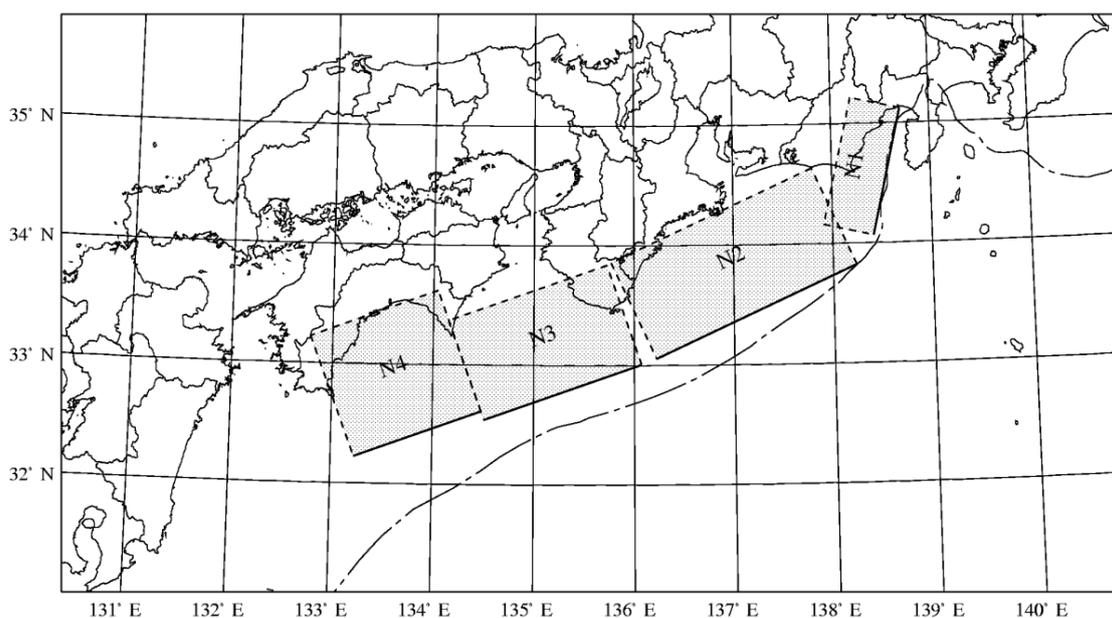


図 3.1-1 南海トラフ沿い海域のセグメント区分

表 3.1-1 南海トラフ沿いの既往地震のすべり量の変動

対象津波	データ数	断層面固定モデル (本研究)					
		N1	N2	N3	N4	K	κ
1498 年 明応	7	7.0m	5.3m	—	—	1.03	1.44
1605 年 慶長	8	—	7.0m	6.0m	9.7m	1.53	1.60
1707 年 宝永	61	5.6m	7.0m	5.6m	9.2m	1.05	1.35
1854 年 安政東海	89	5.27m	5.5m	—	—	1.08	1.47
1854 年 安政南海	60	—	—	4.8m	8.7m	1.09	1.42
1944 年 東南海	43	—	4.25m	—	—	1.04	1.58
1946 年 南海	159	—	—	4.9m	4.3m	1.04	1.60

表 3.1-2 過去の固有地震の規模範囲

海域	M_J の範囲	M_t の範囲
宮城県沖: 5地震	7.3~7.5	—
三陸沖北部: 4地震	7.4~7.9	7.6 ~8.2
十勝沖: 2003, 1952, 1843	8.0~8.2	8.0~8.2
南海: 1946, 1854	8.0 ~8.4	8.1~8.3

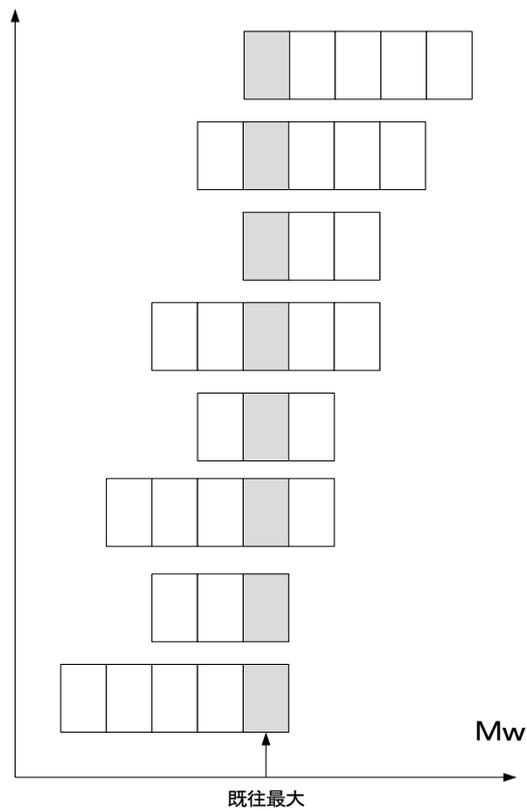
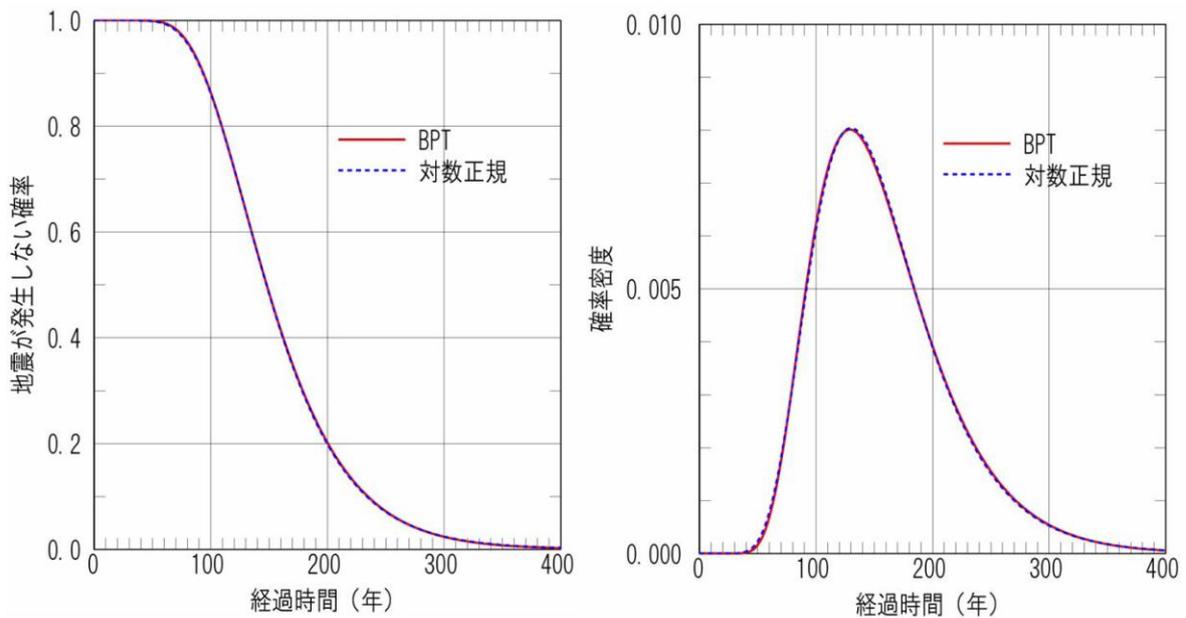


図 3.1-2 マグニチュード分布幅に対する既往最大規模の位置の可能性



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

図 3.1-3 BPT 分布と対数正規分布の比較例

表 3.1-3 地震調査研究推進本部によるばらつきの評価例

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

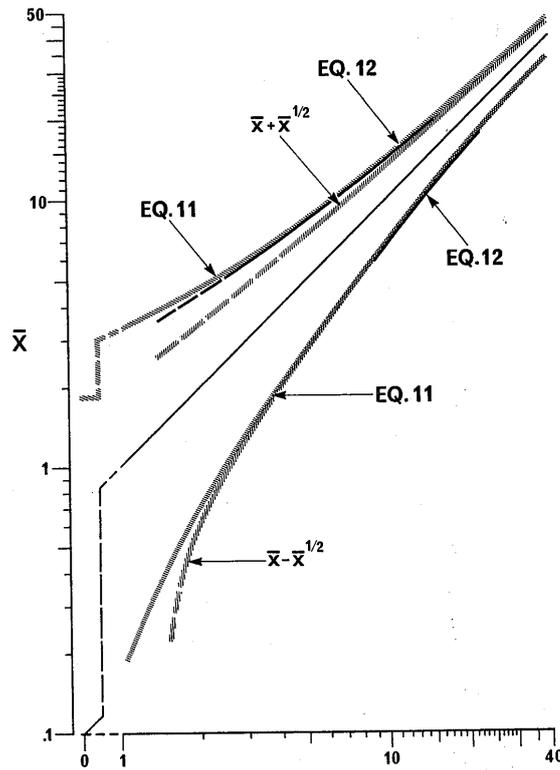


FIG. 1. ± 1 S.D. confidence intervals, 15.9 and 84.1 percentiles, for an estimated average \bar{x} of a Poisson variable, calculated from equations (11) and (12) and from $\bar{x} + \sqrt{x}$.

図 3.1-4 Weichert(1980)によるポアソン変数の信頼区間

表 3.1-4 Weichert(1980)によるポアソン変数の信頼区間

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

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

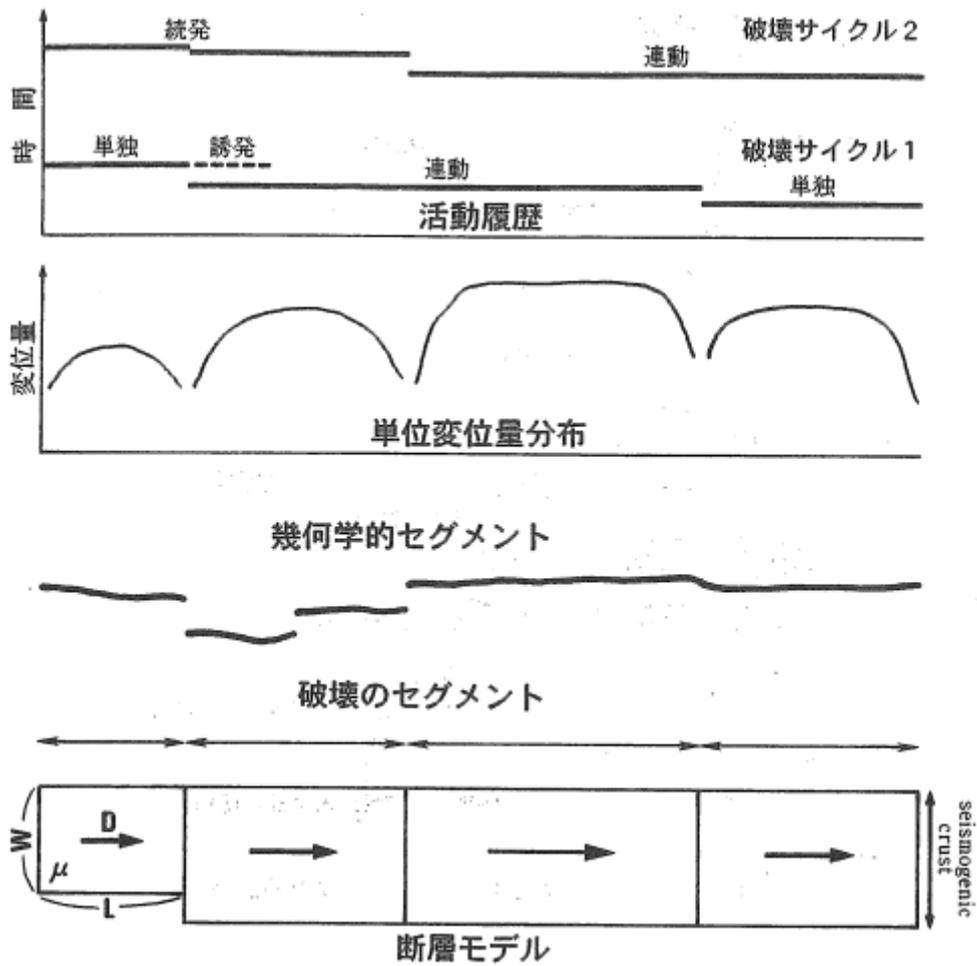


図 3.1-5 連動セグメントモデル（カスケードモデル）の概念図

表 3.1-5 連動セグメントモデルにおける発生頻度の設定例（安中・他（2001））

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

(数字は 1000 年当りの地震数)

3.2 背景的地震のモデル化

背景的地震（大地震以外の地震）については、プレート境界や海域地殻内などに連続的に分布すると考えられることから、活動域の区分、各活動域のマグニチュード頻度分布の設定が必要である。ただし、この部分の手順は地震動評価用モデルと同じなので基本的な流れのみを示す。

(1) 活動域区分

活動域の区分は、対象地点ごとに設置する必要があるが、前述したように、地震動評価用モデルの区分が基本になると考えられる。

(2) マグニチュード頻度分布のモデル

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

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

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

であり、 n はマグニチュードが M の地震数（密度、区間頻度）である。

もう1つは、改良 Gutenberg-Richter 式であり、式の形は

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

であり、 M_c が上限マグニチュードとなる。

(3) マグニチュード頻度分布の評価

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

a. 独立でない地震の除去

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

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

b. マグニチュード頻度分布の評価

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

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

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

3.3 津波高さ分布の評価

津波ハザード曲線の評価においては、特定の位置で特定の規模の地震が発生した場合の津波高さ分布を推定する必要がある。津波高さ推定に関するロジックツリーを図 3.3-1 に示す。以下、各分岐項目の背景を示す。

(1) 一様すべりモデルと不均質モデル（アスペリティ考慮モデル）

「原子力発電所の津波評価技術」では、一様すべり矩形モデルを基本として、津波痕跡高を説明するモデルを設定し、それに基づいて評価を行う方法を採用している。しかしながら、強震動予測においては「アスペリティ」を考慮した予測モデルが用いられており、津波評価の分野でも中央防災会議によりすべり量の不均質を考慮したプレート境界沿いの小断層集合モデルが評価に用いられている。

このような背景から、南海トラフ沿いと日本海溝北部海域沿いの限られた海域を対象にしてではあるが、一様すべりモデルと不均質モデルの両方で津波を予測するようにした。

(2) パラメータ変動の考慮の有無

地震動の場合には津波よりも一般に簡単なパラメータ（マグニチュード、震源深さ、距離、地盤条件）を用いて推定した計算値に対する観測値の比のばらつきをハザード解析で用いている。津波が地震動と違うのは、マグニチュードのような簡単なパラメータではなく断層モデルを用いて推定していることである。そのため、地震動の場合には震源破壊過程の複雑さの影響がすべて観測値と計算値のばらつきとして処理されているのに対し、津波の場合には「特定の断層モデル」を用いていることにより、観測値と計算値のばらつきに対し「断層モデルの変動によるばらつき」を付加するか、あるいは「断層モデルの変動」を別に考慮することが必要になると考えられる。

現実に発生する断層モデルが同じ場所でも変動するのであれば考慮しなければならない項目である。「原子力発電所の津波評価技術」における確定論的な評価では「パラメータスタディ」の範囲としてこれを考慮している。現実の評価で断層モデルの変動によるばらつきを考慮する必要があるかどうかには議論があり、 κ による計算値のばらつきの考慮に含まれているのではないかという考え方もある。また、実際には変動は小さい可能性がある。現状では、図 3.3-1 のように、この変動を考慮するか、しないかを分岐として処理するのが有効と考えられる。

(3) 誤差の標準偏差と打ち切り範囲

推定値の不確定性は対数正規分布あるいは打ち切りのある対数正規分布で表現しており、パラメータとして対数標準偏差（相田による κ で表現）と打ち切り範囲を設定する必要がある。推定値のばらつきが対数正規分布で近似できることは土木学会津波評価部会報告「原子力発電所の津波評価技術」の付属編 1.1.6 に示されている。

ばらつきの大きさ（ κ の値）の根拠としたのは、既往津波に対する痕跡高と計算値の比のばらつきであり、表 3.3-1 に既往の津波に対する検討結果を示す。

正規分布の打ち切りは、実際には存在すると考えられるが、データから設定することは簡単ではない。図 3.3-1 の 2 つの分岐は、1 つの極限として打ち切りを考慮しない場合を設定し、もう 1 つの分岐として「分布の両端の各 1 % に入る現象は実際には起こらない」と判断した場合を設定したものである。1 % である理由は特にないが、このような違いで差がでるような領域は結果の信頼性がかなり低いことを示すことが重要と考えられる。

(4) エルゴード仮定

既往津波の痕跡高と計算値のばらつきを表す指標 κ は、空間的に広がっている多数の点で実測値が推定値に対してどの程度ばらついているかを示すものである。

津波ハザード解析で用いるばらつきは、同じ波源（特定の場所で特定の規模の地震（津波）が発生した場合）による特定地点の津波高さが時間的に推定値に対してどの程度ばらついているかを表現するものである。

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

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

波源が重複している 2 つの地震に対する同一地名地点の K_i の関係を図 3.3-2 に、波源が重複していない 2 つの地震に対する同一地名地点の K_i の関係を図 3.3-3 に示す。各図には相関係数 (ρ) を示している。ただし、相関係数は各地震の K の平均を 1.0 として求めた。

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

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

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

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

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

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

となり、2 つの地震間の相関係数は

$$\rho = \sigma_s^2 / \sigma^2$$

となる。相関係数が 0.58 として σ_o と σ の関係を求めると

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

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

σ が $\kappa = 1.45$ に対応しているとする、上の式の σ_o は $\kappa = 1.27$ に対応する。

図 3.3-1 の $\kappa = 1.25$ はエルゴード仮定が成立しない可能性を考慮して設定されている。

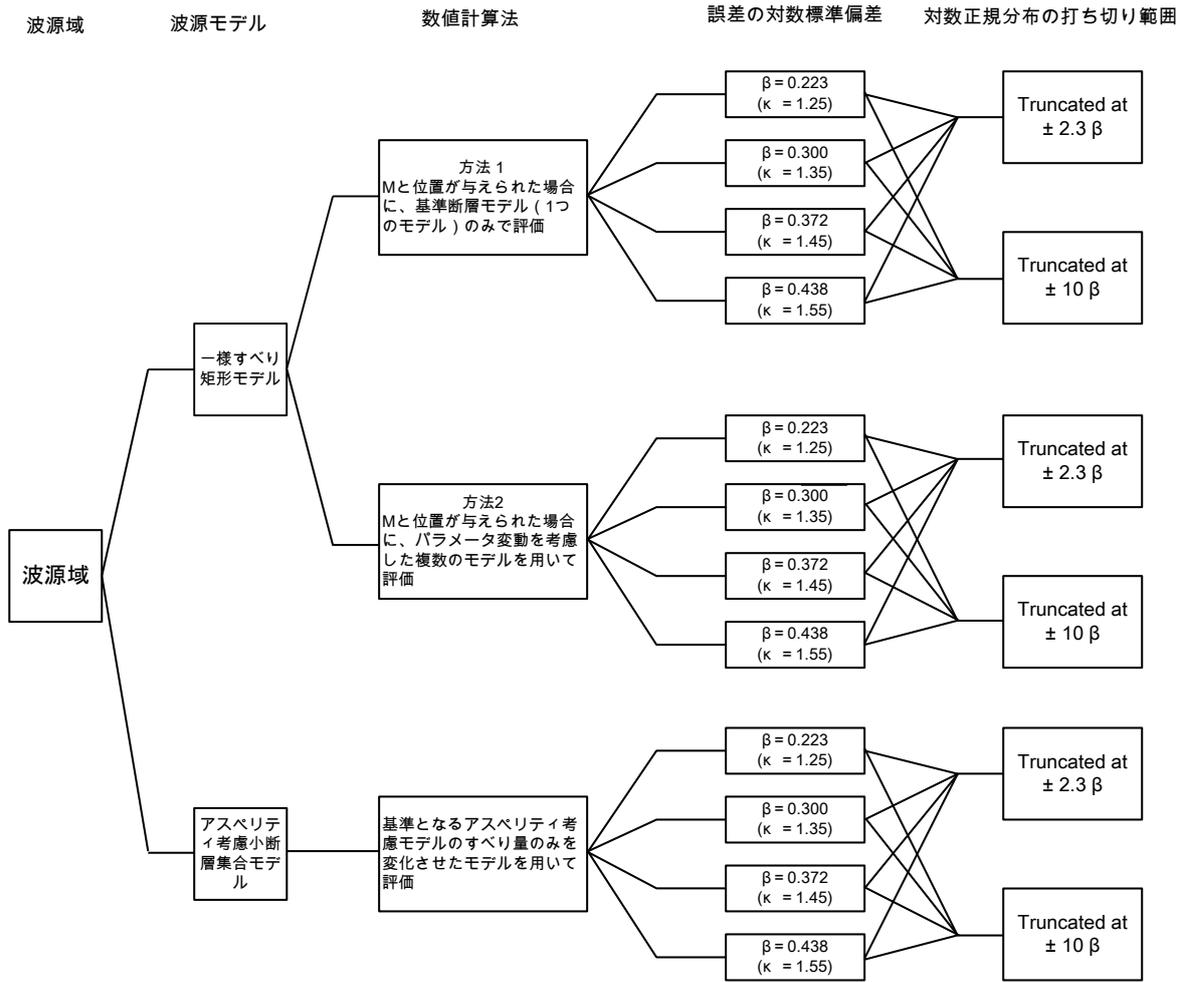


図 3.3-1 津波高さ推定に関するロジックツリー

表 3.3-1(1) 一様すべりモデルの場合の κ

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

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

表 3.3-1(2) 不均質モデルの場合の κ

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

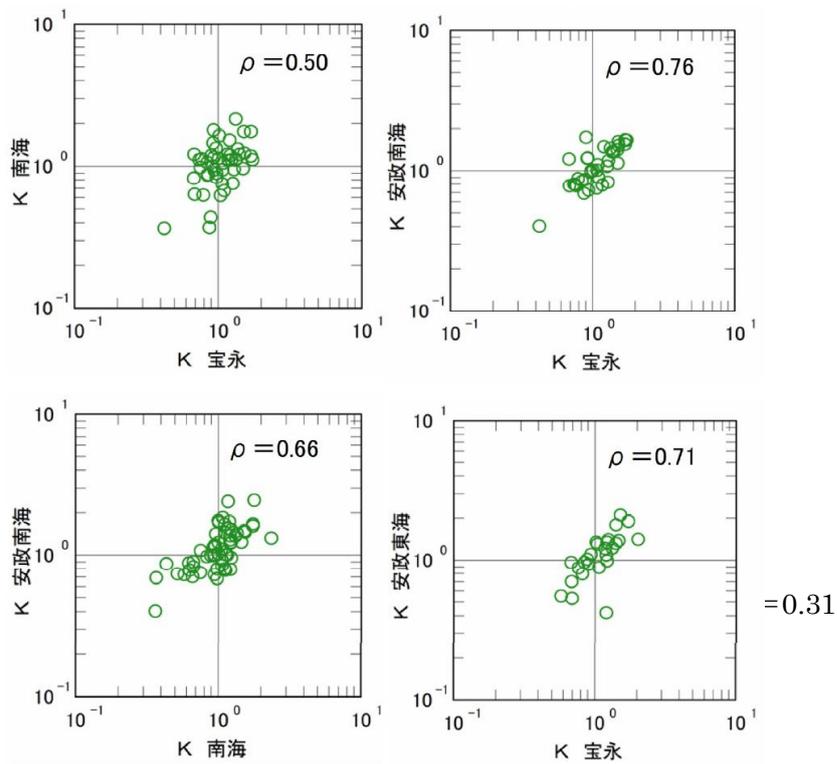


図 3.3-2 2つの地震に対する同一地名地点の K_i の関係（波源域が重複する場合）

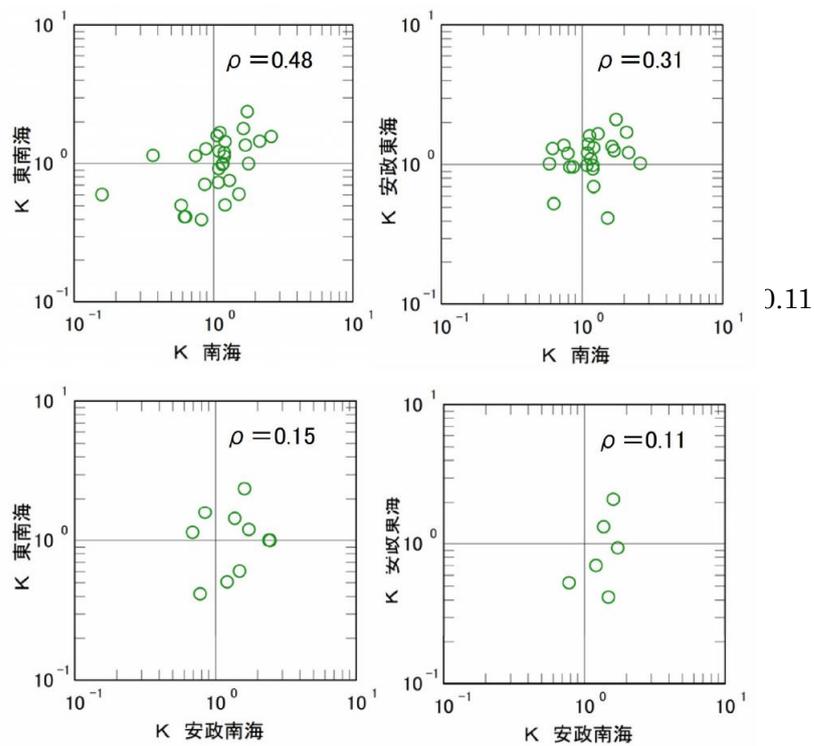


図 3.3-3 2つの地震に対する同一地名地点の K_i の関係（波源域が重複しない場合）

3.4 ロジックツリーの分岐の分類及び重みの設定法

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

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

「主に判断の違いに基づく分岐で離散的な分岐とした方がよい項目」に対して重みを決めるのは「現時点での専門家集団の見解の分布」であり、アンケートなどにより重みを決めることが現実的と考えられる。

理想的には、目的を明確に把握した「事務局」のもとに「専門家グループ」を組織し、「分岐案の提示→意見の集約→分岐案の再提示→意見の再集約→・・・」というプロセスを繰り返しながら分岐案を作成し、その分岐案に対する重みを組織した「専門家グループ」及びその他の「専門家」に対するアンケートに基づき設定するという手順が望ましいと考えられる。ただし、「専門家」の範囲をどのように設定するか、「専門家」に対してどのような共通資料を提供するか、分岐案をどのような観点で作成するかなど、検討すべき問題は残されている。

「専門家グループ」を組織することにはかなりの労力がかかることから、より現実的な方法として、目的を明確に把握した「事務局」が現状の研究成果のレビューに基づき出来るだけ幅のある分岐案を作成し、一定数の「専門家」にヒアリングして最終的な分岐案と重み案を作成する方法が考えられる。最近では、研究成果として一定の専門家間の討議を踏まえた地震調査研究推進本部による評価（例えば「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について」（2002年7月31日））などを活用することができる。

「主にデータによる推定値の誤差に基づく分岐で連続的な分岐とした方がよい項目」については、データに基づき誤差を適切に評価することが重要である。3.1節に示した固有地震の平均発生間隔に関する誤差評価の方法のように、個々の項目に関して誤差評価の方法を明確にする必要があると考えられる。

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

散的な分岐に置き換えた。

正規分布に対して重みを $0.25 : 0.50 : 0.25$ とする分岐設定の考え方を図 3.4-1 に示す。正規分布を面積が、 $0.25, 0.50, 0.25$ になるように 3 分割し、各領域の重みつき平均を求めると -1.27σ 、 0.0 、 $+1.27\sigma$ になる。これらの数字を直接用いる方法もあるが、 σ がかなり大雑把な推定であること、近似的な扱いであることを考慮すると、 1.27 のかわりに 1.0 としてもよいと考えられる。

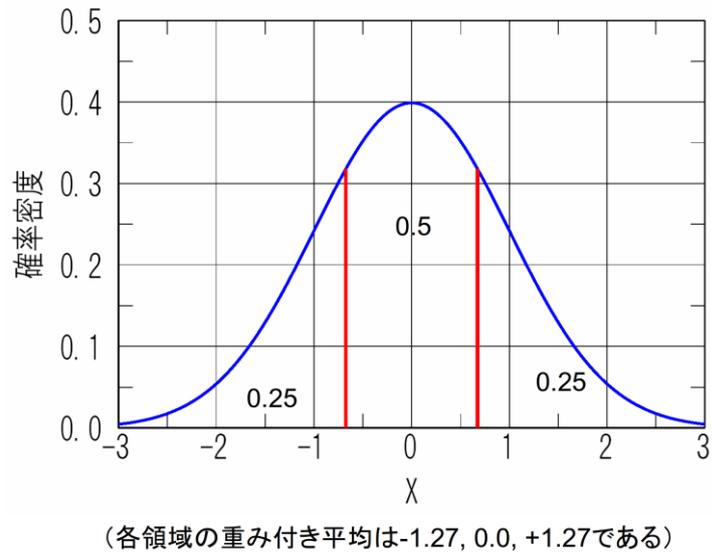


図 3.4-1 正規分布に対する分岐設定方法の説明図

4. 確率論的ハザード解析の手順

本章では、津波ハザードの具体的計算手順を示す。

4.1 計算手順

計算の流れは下記の通りである。

① 地震の発生確率の計算

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

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

② 津波高さ分布の計算

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

③ 潮位分布の考慮

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

④ 津波水位ハザード曲線の作成

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

⑤ フラクタイルハザード曲線の作成

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

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

上述の流れを式で表現すると以下のようになる。

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

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

と書く。

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

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

と書く。

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

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

となる。

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

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

となる。

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

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

となる。

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

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

となる。

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

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

となる。

4.2 地震の発生確率の計算

(1) 固有地震の平均発生間隔の評価方法

3.1 節の内容を表の形でまとめた。

a. 平均発生間隔のデータがある場合

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

表 4.2-1 ばらつきと推定値の信頼区間の関係

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

b. ポアソンとした場合の誤差

地震のサンプル期間（記録の得られる期間）と地震の発生個数に応じ、発生頻度の信頼区間は、表 4.2-2 のようになる。これは、Weichert(1980)により与えられている信頼区間の表をもとに作成したもので、サンプル期間を T_s としたとき、信頼区間は

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

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

表 4.2-1 Weichert(1980)によるポアソン変数の信頼区間

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

(2) 長期間平均のハザード評価における地震の発生確率（発生頻度）

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

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

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

したがって、期間 t 内で地震が 1 回以上発生する確率は、

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

となる。

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

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

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

(3) 現時点でのハザード評価における地震の発生確率

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

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

のばらつき α によって求まる。

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

このとき、時刻 T から ΔT 年後までに次の地震が起こる確率は、

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

以下に、BPT 分布を用い、2004 年の年初から 50 年間の地震発生確率を評価した例を示す。関数の計算法は地震調査研究推進本部地震調査員会の「長期的な地震発生確率の評価手法について」（平成 13 年 6 月）に記載されている。

① 平均発生間隔が 75 年で最新活動時期が 2003 年 9 月 26 日するとき

- ・最新活動時期から 2004 年の年初まで 0.2657 年であるので $T=0.2657$ とする。
- ・ $\alpha=0.3$ としたとき、 $\Delta T=50$ 、 $T=0.2657$ のもとで上述の式を解くと、 $P(T, \Delta T) = 0.11$ となる。すなわち、2004 年の年初から 50 年間の地震発生確率は 11% と求められる。

(4) 現時点でのハザード評価における地震の連動確率

各セグメントの破壊確率が BPT 分布を用いて求られ、複数セグメントの連動を考慮する場合、連動の確率は 3.1 節で述べた方法で求める。以下に例を示す。

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

・推本試作版手法

(i) 対象期間に同時に発生する確率を求める

$$0.2 \times 0.2 = 0.04$$

(ii) 求めた確率に連動率を掛ける

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

・修正 WGCEP 手法

(i) 連動地震には過去の平均的な発生確率の半分を与える (=1/12)

$$0.2 \times 1/12$$

(ii) 単独地震には発生確率 × 単独率 を与える

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

(iii) 残りの部分は地震数が最小になるように配分

残りの部分で地震数が最小となるようにするためには、全て連動とする。

したがって、連動確率は $0.2 \times 1/12 + 0.2 \times 1/12 = 0.033 = 3.3(\%)$ となる

4.3 津波高さ分布の計算

(1) 津波シミュレーションの実施

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

なお、取水路を介したポンプ室の水位を用いて評価を実施する場合には、津波シミュレーション結果の波形を用いて取水路応答シミュレーションを実施し、その最大水位上昇（下降）量を中央値としてよい。

(2) ばらつきの考慮

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

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

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

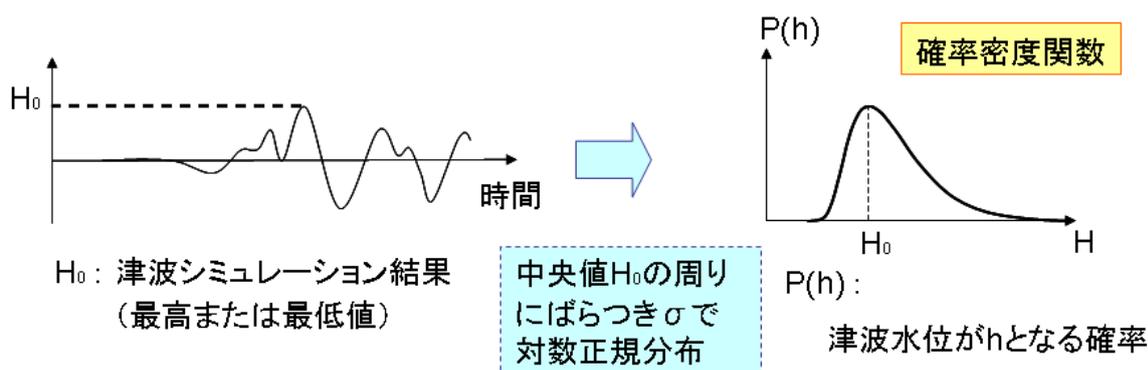


図 4.3-1 中央値にばらつきを考慮するイメージ

さらに、確率密度関数から津波高さごとの超過確率を求めることにより（図 4.3-2）、超過確率分布を算出できる。

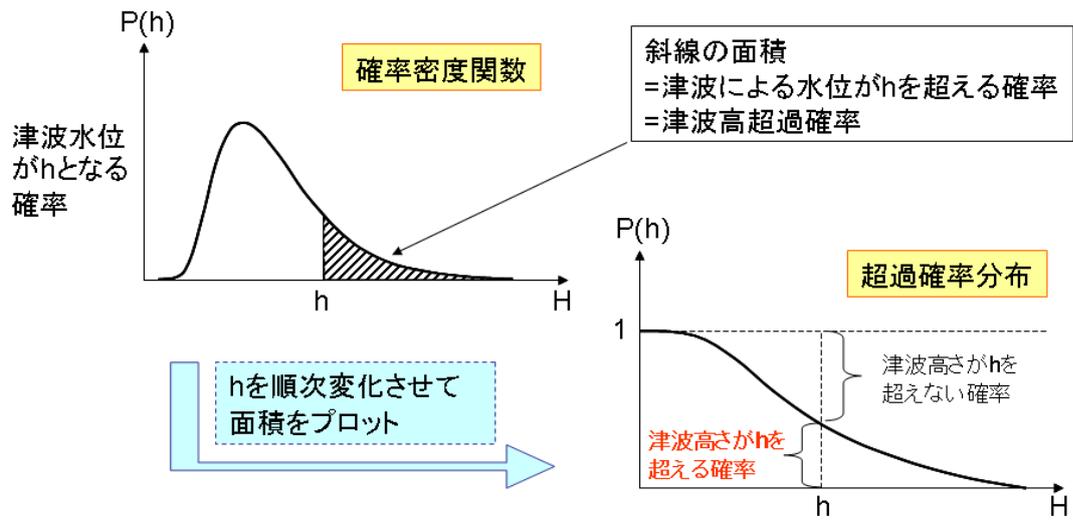


図 4.3-2 超過確率分布の概念

4.4 潮位分布の考慮

(1) 潮汐データの設定

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

a. 長期間の潮位記録がある場合

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

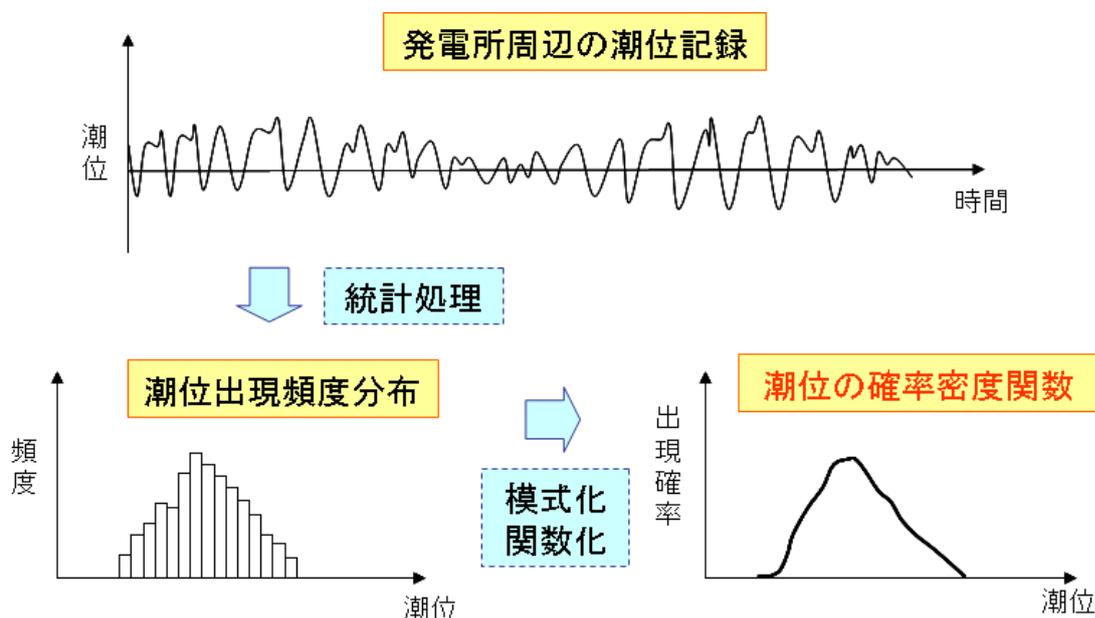


図 4.4-1 潮位の時刻歴から確率密度関数に変換する手順

b. 潮汐調和定数のみが得られる場合

潮位記録は、地球と月及び太陽の位置関係によって生じられる天文潮と、主に気圧の影響を含む気象潮がともに含まれており、前者には周期性がある。津波ハザード解析に用いる潮位には、発電所周辺の現実の潮位を表すため、気象潮が含まれていることが望ましい。

しかし、適切な長期の潮位記録が入手できない場合には、発電所に近い検潮所に対して求められている潮汐調和定数から、天文潮位の時系列データを復元することが可能である。ただし、この場合には、気象潮が含まれないことに留意する必要がある。

以下に調和分解値からの復元式を示す。(出典：海上保安庁水路部著「日本沿岸潮汐調和定数表」)

$$\text{潮位 } \eta(t) = \sum_i f_i H_i \cdot \cos([V_i + u_i] - \kappa_i) + Z \quad \dots (0-1)$$

$$[V_i + u_i] = \{(V_{0i} + u_i) - n \cdot L + \sigma_i \cdot S\} + \sigma_i \cdot t \quad \dots (0-2)$$

添え字*i*は分潮の種類を表し、 Σ は各分潮の和を示す。

ここで、

- f_i 、 u_i 振幅と位相に対する補正
- H_i 、 κ_i 潮汐の観測値から計算された振幅と遅角（調和分解値）
- V_i 天文引数（添え字0は、0:00UT（世界時）を表す）
- n 各分潮記号の添え字（例：M₂分潮のとき、 $n = 2$ ）
- L 経度（西経+、東経-）
- σ_i 各分潮の角速度
- S 時差（日本標準時 $S = -9$ ）
- Z 平均水面の高さ（基本水準面からの高さ）

(2) 潮汐と計算結果の合成

通常の津波ハザード曲線の評価では、最終的にハザード曲線が得られた後で潮位分布を考慮することが可能である。津波ハザード曲線の評価における潮位分布の考慮方法を図 4.4-2 に示す。潮位分布が(a)、潮位分布を考慮しない場合の津波ハザード曲線が(b)、それぞれを区間の頻度に変換したのが(c)と(d)である。(c)と(d)の分布を足し合わせる（畳み込みを行う）ことにより(e)が得られ、それを累積の形にすると(f)になる。

後述する地震動との結合確率の評価では、最終段階で潮位分布を考慮しようとする、手続きがかなり複雑になる。そのため、個々の地震に対する津波高さの分布評価の段階で潮位分布を考慮する方が簡単になる。津波高さの分布（対数正規分布）に潮位分布を考慮した例を図 4.4-3 に示す。基本的な方法は図 4.4-2 の場合と同様であり、区間の頻度に変換して畳み込みを行えばよい。得られた分布の区間相対頻度を後述する図 4.6-1 の ρ_i の代わりに用いることにより結合確率が評価できる。通常の津波ハザード曲線の評価でもこの方法を用いてよい。

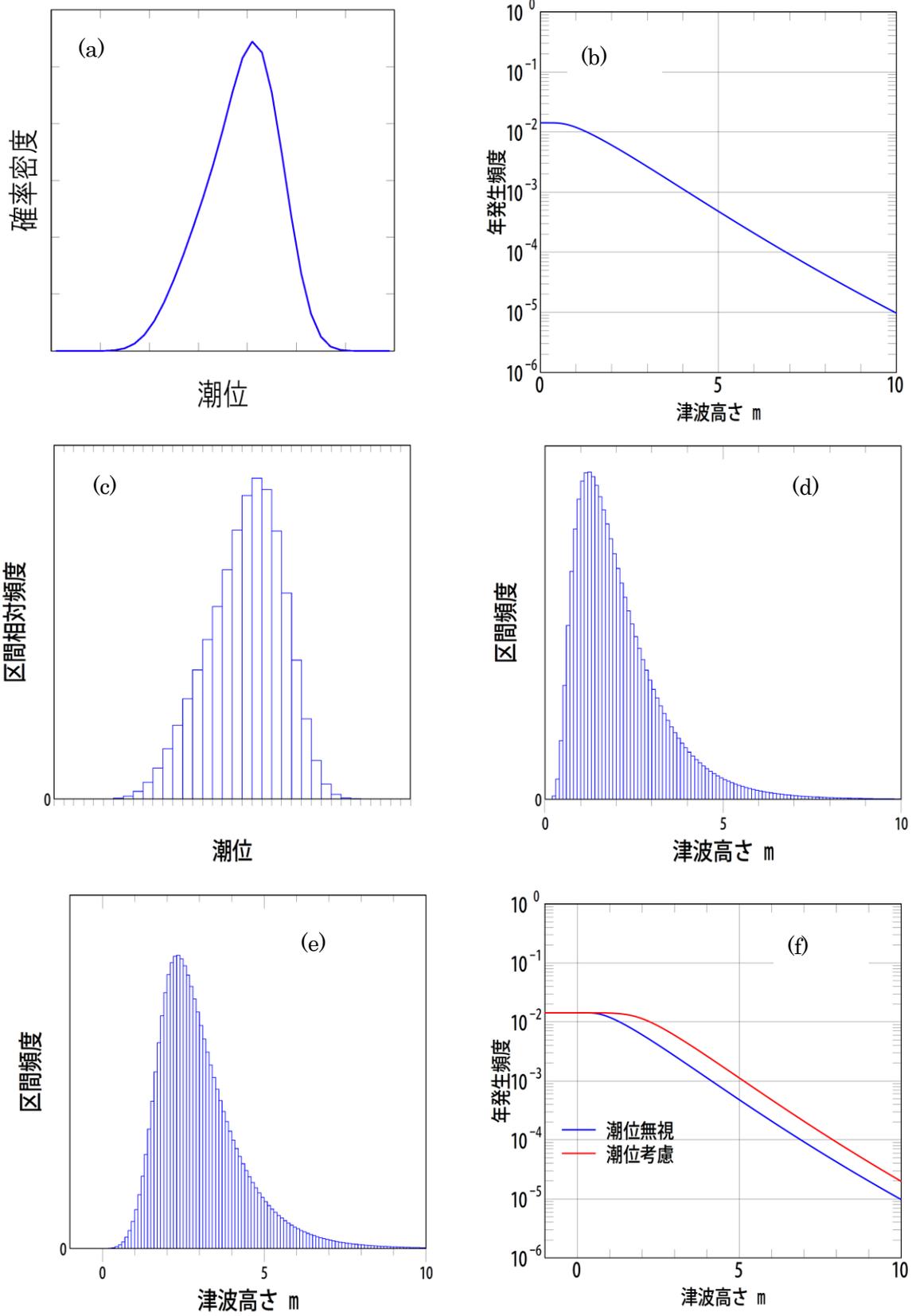


図 4.4-2 津波ハザード曲線の評価における潮位分布の考慮方法

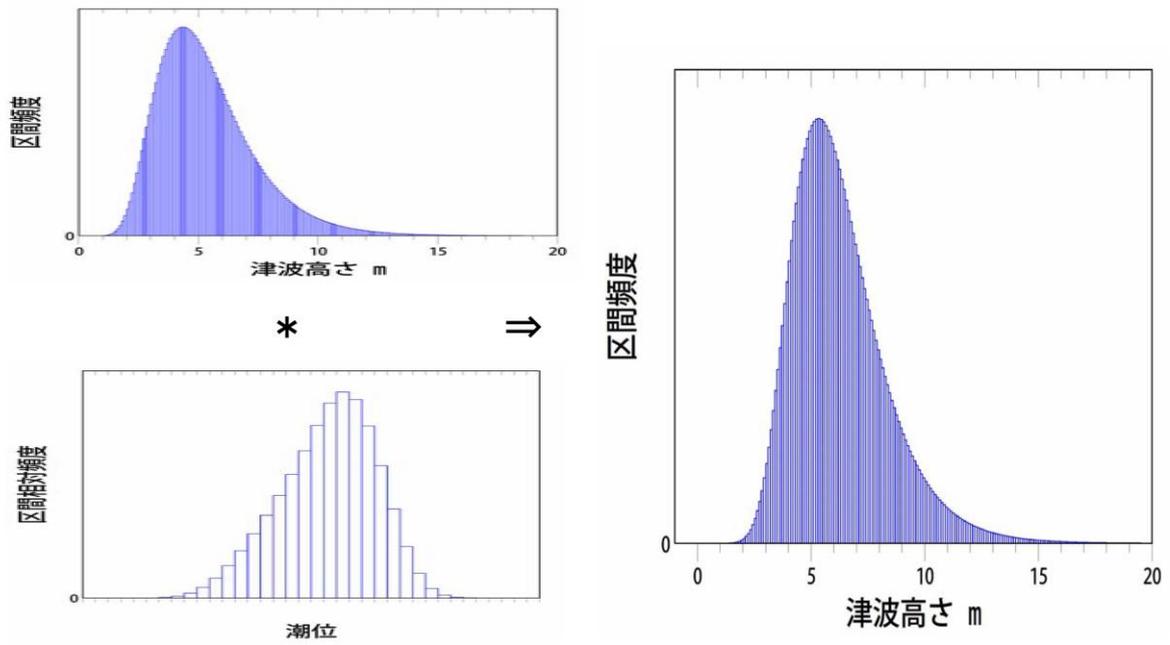


図 4.4-3 個々の地震の段階で潮位分布を考慮した例

4.5 フラクタイル曲線の作成

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

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

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

ハザード曲線群からフラクタイル曲線を作成する概念は図4.5-1のとおりであるが、実際には以下の手順で実施することができる。

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

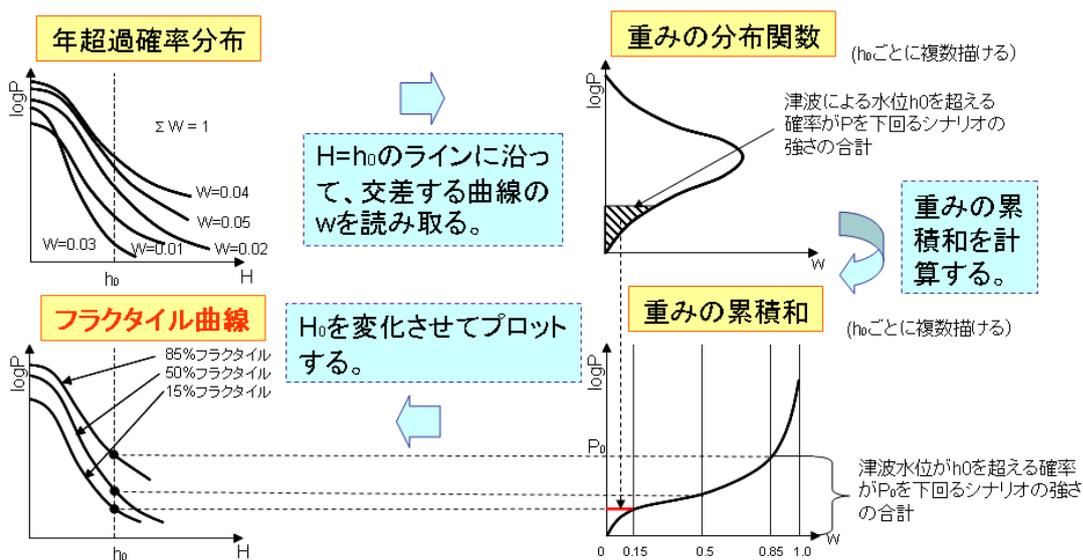


図 4.5-1 ハザード曲線群からフラクタイル曲線の作成方法

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

(1) 総あたり法

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

j' の重みを $v'_{j'} = \prod_l v_{l, j'_l}$ と書く。

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

を満たすように J をとる（図 4.5-2 参照）。

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

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

で求めることができる。

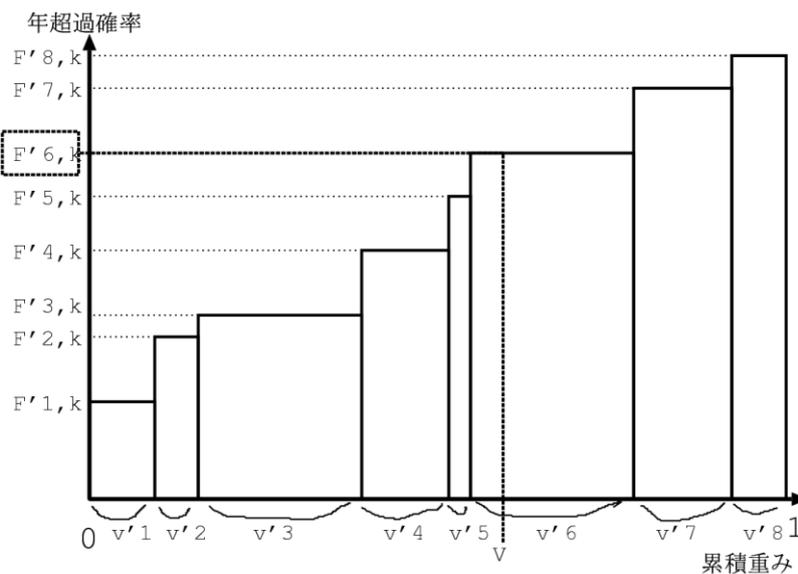


図 4.5-2 年超過確率からフラクタイルへ

(2) モンテカルロ法

各断層 l に対して一様乱数を発生させ、その値の確率 v_{l, j_l} となるロジック j_l を採用する。

($\sum_1^{j-1} v_{l, j} \leq \text{一様乱数} < \sum_1^j v_{l, j}$ ならば、ロジック j を採用)

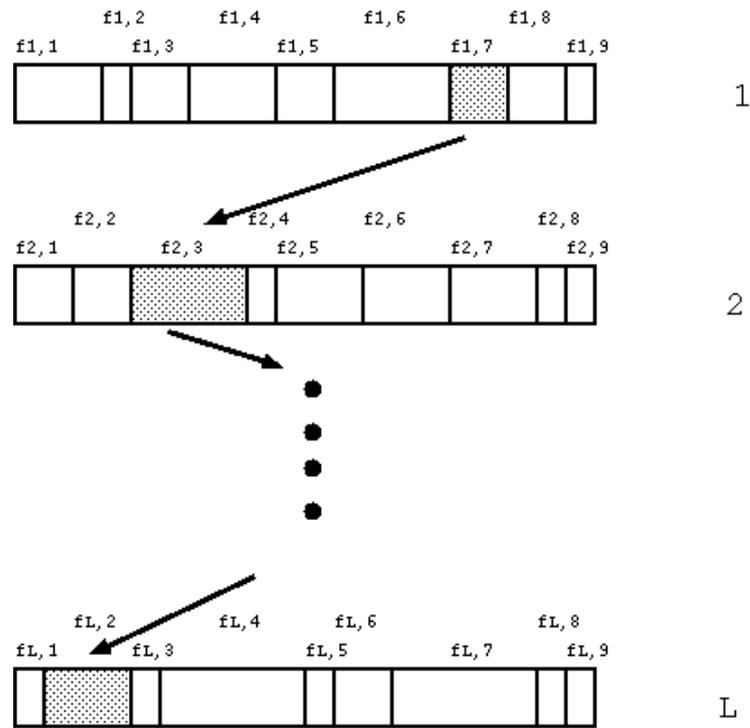
これを、すべての断層に関して繰り返し、

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

を算定する。

この操作を何度も行えば、段々 $F_{(j_1, j_2, \dots, j_L), k}(H^{th})$ の値が揃ってくる。元来、発生させた (j_1, j_2, \dots, j_L) の組合せは、重みを考慮したものなのであり、得られた $F_{(j_1, j_2, \dots, j_L), k}(H^{th})$ は均等な重みを持つと考えられる（図 4.5-3 参照）。よって、例えば $F_{(j_1, j_2, \dots, j_L), k}(H^{th})$ がモンテカルロで 100 個求めた場合、確率の大きいものから数えて 20 番目のところにある値が 80% フラクタイルの値になる。

ただし、100% フラクタイルの場合は、すべての断層の中から最も影響の大きい場合を決定論的に選択する。



$$F = f_{1,7} + f_{2,3} + \dots + f_{L,2}$$

図 4.5-3 モンテカルロ法

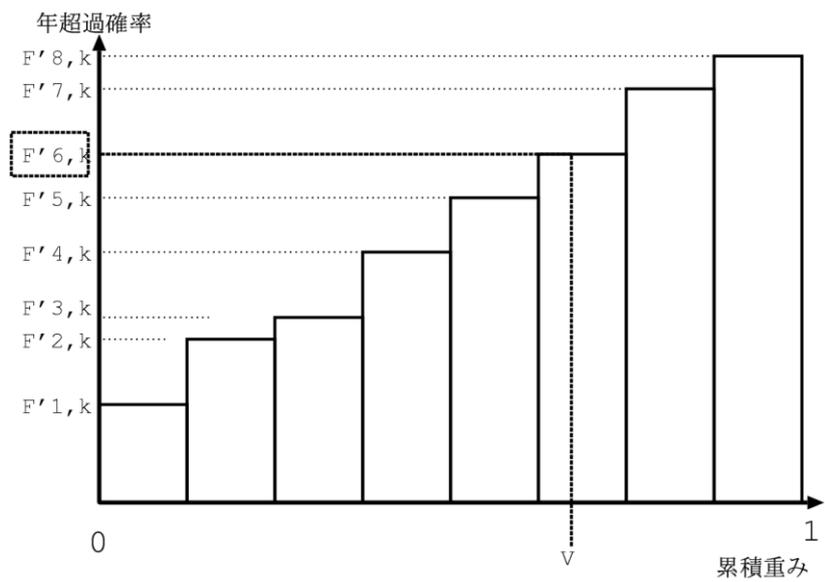


図 4.5-4 : 年超過確率からフラクタイルへ

4.6 津波と地震動の結合確率の評価手法

(1) 基本的考え方

津波高さが与えられた場合の地震動の条件付確率分布は、対象地点周辺の地震活動に関する確率モデル（地震活動域の区分及び各地震活動域のマグニチュード分布と年地震発生回数の設定）が与えられれば、以下のような方法で算定することができる。

ある地震活動域 i でマグニチュード m_j の地震 $e_{i,j}$ が発生した場合に対象地点で生じる津波高さ a と最大加速度の中央値を $t_{i,j}$ と $a_{i,j}$ とする。その際、津波高さは数値シミュレーションにより、最大加速度は距離減衰式により求めるものとする。中央値のまわりのばらつきは、一般に、次式のように対数正規分布で表現される。

$$f_{i,j}(a) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma a}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln a - \ln a_{i,j}}{\sigma_{\ln a}}\right)^2\right]$$

$$g_{i,j}(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma t}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln t - \ln t_{i,j}}{\sigma_{\ln t}}\right)^2\right]$$

津波と地震動のばらつきの間に相関がない ($f(a)$ と $g(t)$ は独立である) と仮定すると、最大加速度と津波高さの同時確率密度関数は次のように分離される。

$$h_{i,j}(a, t) = f_{i,j}(a) \cdot g_{i,j}(t)$$

そして、津波高さが t_0 の時の同時確率密度関数は

$$h_{i,j}(a, t = t_0) = f_{i,j}(a) \cdot g_{i,j}(t = t_0)$$

となる。そして、津波高さが t_0 の時の最大加速度の条件付確率密度関数は

$$h_{i,j}(a|t = t_0) = \frac{f_{i,j}(a) \cdot g_{i,j}(t = t_0)}{g_{i,j}(t = t_0)} = f_{i,j}(a)$$

であり、最大加速度の確率密度関数に等しい。

すべての地震を考慮した場合の同時確率密度関数は次のようになる。

$$h(a, t = t_0) = \sum_i \sum_j f_{i,j}(a) \cdot g_{i,j}(t = t_0) \nu_i \beta_i(m_j)$$

ここで、 ν_i は地震活動域 i の年地震発生数、 $\beta_i(m)$ は地震活動域 i のマグニチュード分布である。従って、 $\nu_i \beta_i(m)$ は、地震活動域 i におけるマグニチュード m_j の地震 $e_{i,j}$ の年発生数を表す。そして、津波高さが t_0 の時の最大加速度の条件付確率密度関数は次のようになる。

$$p(a|t=t_0) = \frac{\sum_i \sum_j f_{i,j}(a) \cdot g_{i,j}(t=t_0) \nu_i \beta_i(m_j)}{\sum_i \sum_j g_{i,j}(t=t_0) \nu_i \beta_i(m_j)}$$

地震活動域の区分が行われ、各地震活動域のマグニチュード分布と年地震発生回数が設定され、津波高さと最大加速度の中央値が推定され、それぞれのばらつき（対数標準偏差）が設定されれば、上式を用い津波高さが与えられた場合の地震動の条件付確率分布を評価できる。

以上の内容を図 4.6-1 に模式的に示す。この図では、1つ1つの地震のレベルにまで分解しており、地震毎に地震動強さ（最大加速度）の分布と津波高さの分布が決められる。上式で $\nu_i \beta_i(m)$ にあたるのが図では ν_i 、 $g_{ij}(t=t_0)$ にあたるのが ρ_i である。津波高さを条件とした地震動強さの分布は確率密度あるいは超過確率分布で表現される。

(2) 潮位分布の考慮方法

結合確率の評価では、最終段階で潮位分布を考慮しようとするとは不可能ではないがかなり複雑になる。そのため、個々の地震に対する津波高さの分布評価の段階で潮位分布を考慮する方法（図 4.4-3 参照）を適用する。

(3) 結合確率の表現方法

津波高さが与えられた場合の地震動の条件付確率分布は、確率密度分布で表現され、積分した値は 1.0 となる。また、確率密度分布はロジックツリーの「分岐の組み合わせ」（1つのモデル）に対し1つ決まる。分岐の組み合わせが多数ある場合には、その数だけの確率密度分布曲線が得られる。それを統計的に処理する方法としては津波ハザード曲線の場合と同様にフラクタイル（パーセンタイル）表示が有効と考えられる。結合確率の表現例を図 4.6-2 に示す。(a)と(b)は1つの分岐の組み合わせに対する結果であり、(a)が超過確率、(b)が確率密度の形で表現している。多数の組み合わせの例が(c)と(d)であり、(c)が重ねがき、(d)がフラクタイル表示である。

結合確率の評価においては、「現時点でのハザード」に関する評価の場合にも、地震の発生確率ではなくその期待値を用いることが必要である。

対象期間（今後 t 年間）に対象としている地震が n 回発生する確率を $P[n; t]$ とすると、地震数の期待値は

$$\nu = \sum_{n=0}^{\infty} n P[n; t]$$

となる。これを年発生頻度に代わるものとして用いれば、あとは同様の手順が適用可能である。ポアソンの場合には年発生頻度を t 倍したものが期待値である。

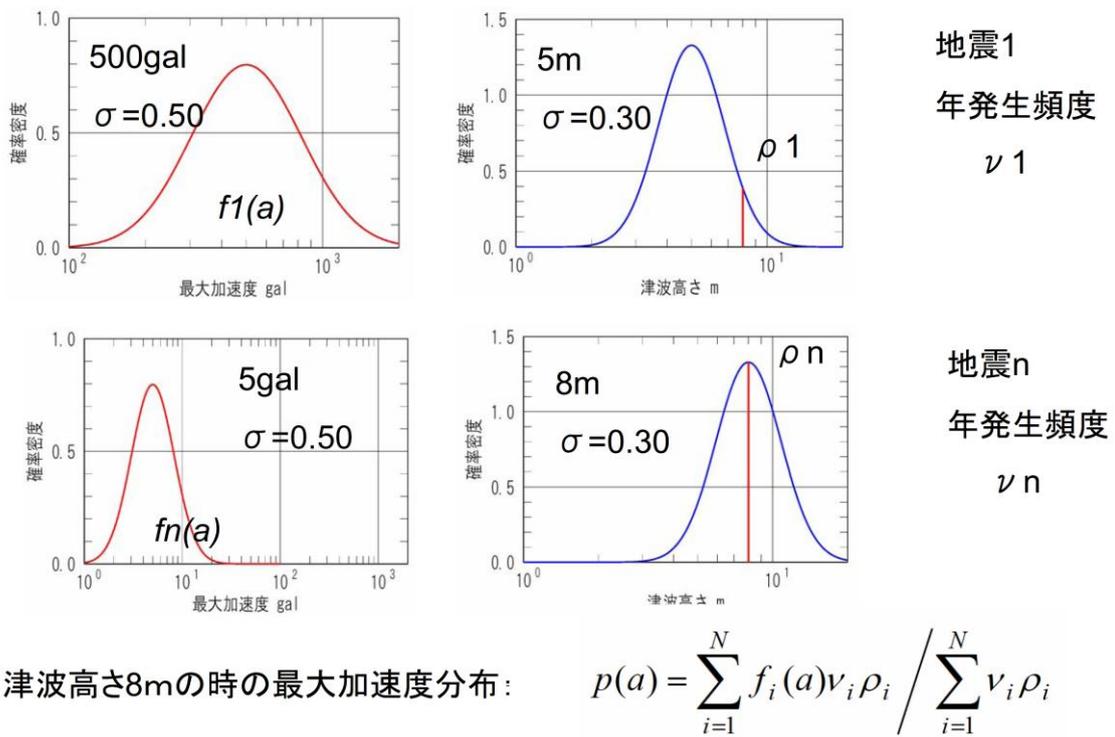


図 4.6-1 津波と地震動の結合確率評価のイメージ

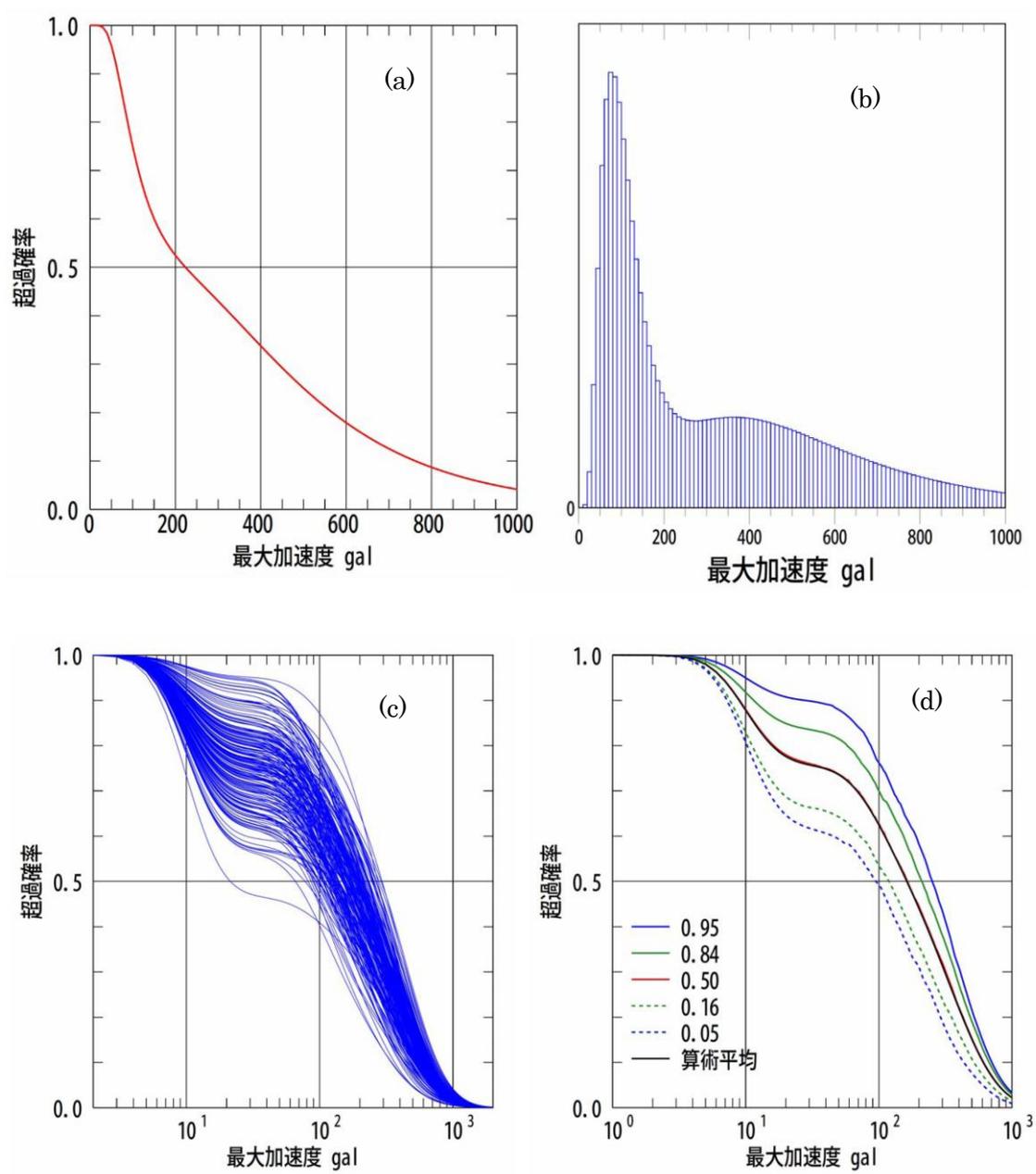


図 4.6-2 津波高さを条件とした最大加速度の確率分布の表現

5. 海域別のモデル

確率論的津波ハザード解析を実際に行うことが可能なモデルの例を海域別に示す。津波に対する背景的地震の影響は小さいことから、モデルの対象は大地震に限定している。

5.1 日本海溝沿い及び千島海溝（南部）沿い海域のモデル

(1) 解析モデル

大地震の発生領域の区分を図 5.1-1 と表 5.1-1 に示す。連動を考慮している領域は、KT1（十勝沖）・KT2（根室沖）と JTN2（宮城県沖）・JTN3（三陸沖南部海溝寄り）である。

発生領域に関する分岐を図 5.1-2 に示す。分岐を考慮しているのは、KTR1（沈み込んだプレート内のやや浅い地震）、JTT（三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震（津波地震））、JTNR（三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震（正断層型））の 3 領域である。

津波の痕跡高に基づいて設定した既往最大マグニチュード（モーメントマグニチュード）を表 5.1-2 に示す。この値に基づいてマグニチュード範囲に関する分岐が設定されている（前出の図 3.1-2 参照）。

津波計算に用いる断層モデルを設定するための各領域の基準断層モデルを表 5.1-3 に示す。スケーリング則に、「L,W,D 比例」とあるのは、「L,W,D」の間に相似関係が成立するとして、与えられたモーメントマグニチュード（地震モーメント）に一致する断層モデルを基準断層モデルに基づいて設定する場合である。「幅に限界あり」とあるのは、幅が限界（50km）より大きくなるとして、「L,D」の間に相似関係が成立するとして、与えられたモーメントマグニチュード（地震モーメント）に一致する断層モデルを基準断層モデルに基づいて設定する場合である。なお、モーメントマグニチュードが小さい場合、限界幅の 2 倍の長さ（100km）以上では、限界幅はそのままとし、限界幅の 2 倍の長さ（100km）以下では、「L,W,D」の間に相似関係が成立するとして断層幅を設定する。「面積一定」とあるのは、D のみを変化させて、与えられたモーメントマグニチュード（地震モーメント）に一致する断層モデルを基準断層モデルに基づいて設定する場合である。表 5.1-3 で「面積一定」としているのは、アスペリティを考慮した不均質すべり量モデルを基準断層モデルとした場合である。不均質すべり量モデルを図 5.1-2 に示す。

平均発生間隔の分岐は、3.1 で述べたように、データに基づいて設定した。分岐設定のもとになったデータを表 5.1-4 に示す。推定値の信頼区間推定に用いるばらつきは基本的に 0.3 としたが、JTN2（宮城県沖）については 5 個のデータから決まるばらつきがほぼ 0.2 であったことから、0.2 とした。また、固有地震的な扱いをしているのに、発生間隔のデータがない領域（JTT(1)の房総など）については、1603 年から 2008 年までの 406 年を 1 つの発生間隔のデータとし、ばらつきを大きめに 0.4 として信頼区間を推定した。結果はロジックツリーの中で表示し、平均発生間隔の有効数字は、四捨五入により 2 桁とした。

各領域のロジックツリーを図 5.1-4 に示す。JTN1 については、すでにロジックツリーの全体像を図 2.2-1(4)に示しているのので、領域を示した。また、図 2.2-1(4)と共通の部分は省略した。

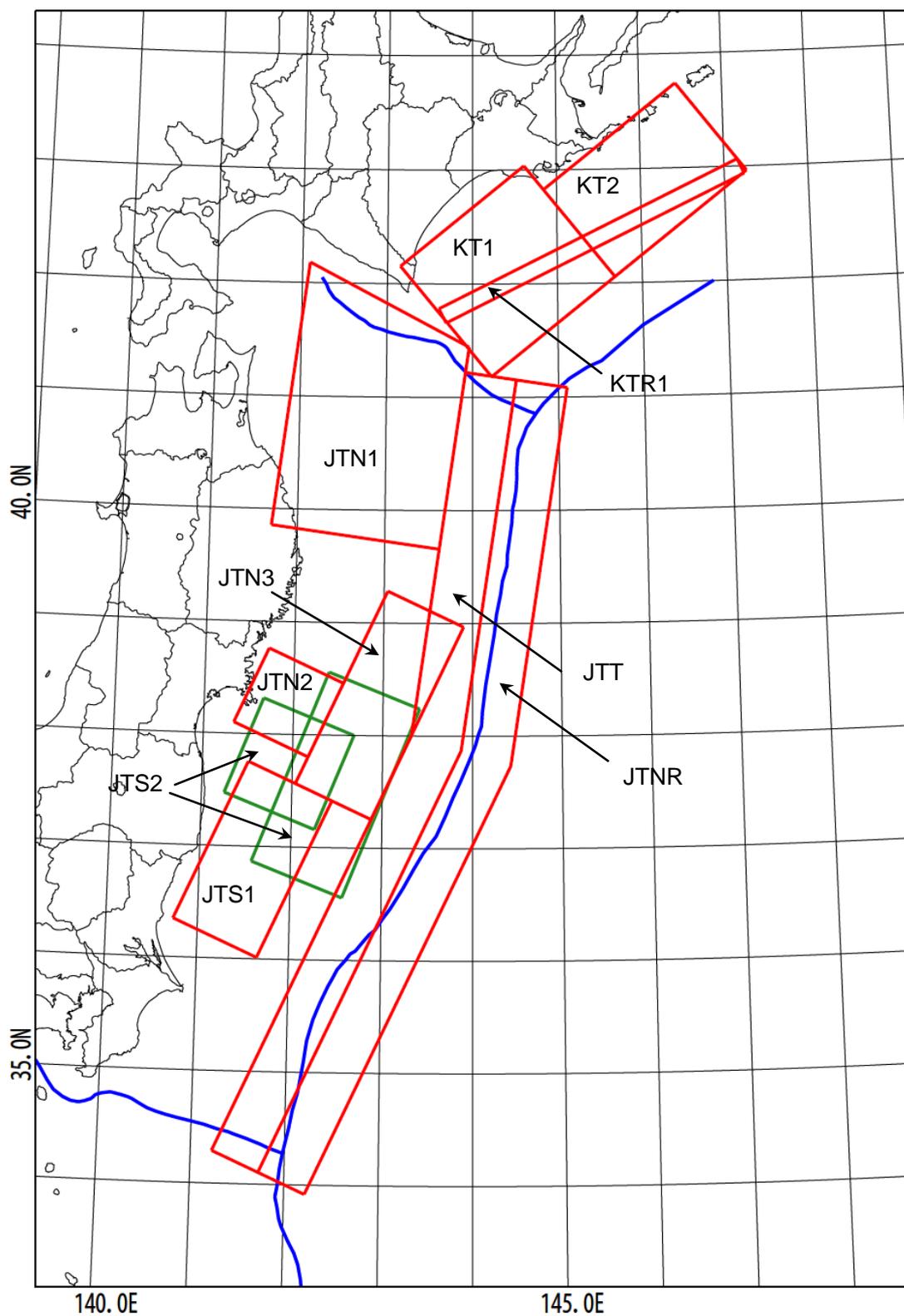


図 5.1-1 日本海溝沿い及び千島海溝（南部）沿い海域の大地震の発生領域の区分

表 5.1-1 日本海溝沿い及び千島海溝（南部）沿い海域の大地震の発生領域

コード	名称	地震の例
KT1	十勝沖	2003 年、1952 年
KT2	根室沖	1973 年、1894 年
KT1+KT2 連動	十勝沖+根室沖	17 世紀
KTR1	沈み込んだプレート内のやや浅い地震	(1994 年、1958 年) : ただし、隣接した領域で発生
JTT	三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震(津波地震)	1896 年、1677 年、1611 年
JTNR	三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震(正断層型)	1933 年
JTN1	三陸沖北部プレート間大地震	1968 年、1856 年
JTN2	宮城県沖	1978 年、1936 年
JTN3	三陸沖南部海溝寄り	1897 年
JTN2+JTN3 連動	宮城県沖+三陸沖南部海溝寄り(連動)	1793 年
JTS1	福島県沖プレート間	1938 年
JTS2	貞観型	869 年

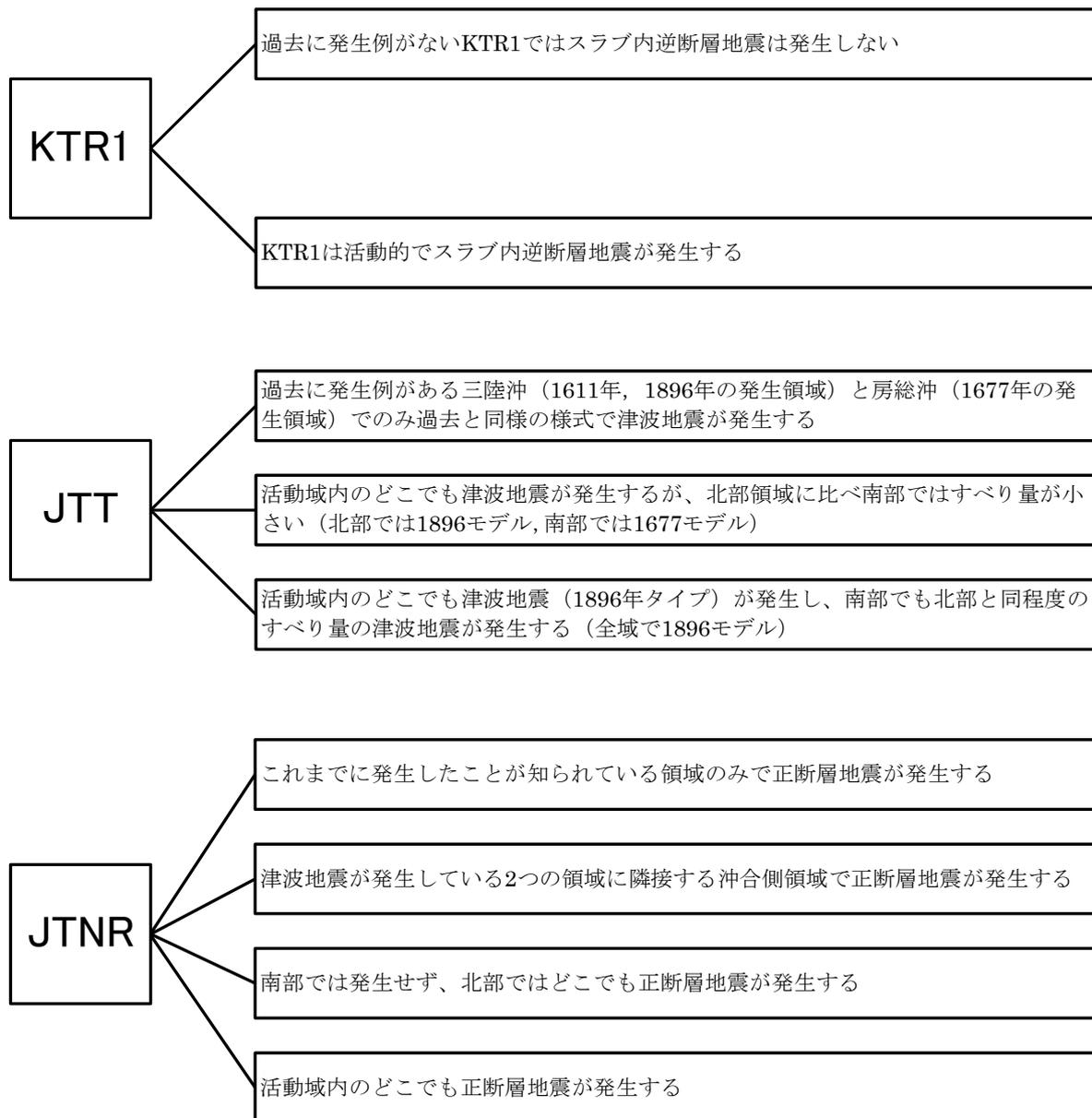


図 5.1-2 大地震の発生領域に関する分岐

表 5.1-2 既往最大マグニチュード

パターン	発生年	津波モデルの Mw	既往最大 Mw (=Mmax)	「推本」による地震 規模
十勝沖(KT1)単 独	2003	8.1 (国土地理院)	8.2	M8.1 前後
	1952	8.2 (「津波評価技術」)		
根室沖(KT2)単 独	1973	8.0*	8.1	M7.7 程度
	1894	8.1 (1973 より Mt で 0.1 大きい) **		
KT1,KT2 が連 動	17 世紀	8.6 (佐竹ら,2004)	8.6	M8.3 程度

*)検潮記録のみの場合、痕跡高は検潮記録による津波高さの 2 倍として換算している

***)1894 年について Tanioka et al. (2007)は Mw=8.2 と推定している (剛性率 5.0 で換算)

海域	津波モ デル	発生年	津波モデルの Mw	既往最大 Mw (=Mmax)	「推本」による 地震規模
三陸沖北部プレー ト間(JTN1)	一様す べりモ デル	1856	8.4	8.4	M8.0 前後
		1968	8.4		
	不均質 モデル	1856	8.5	8.5	
		1968	8.5		

パターン	発生年	津波モデルの Mw	既往最大 Mw (=Mmax)	「推本」による地震 規模
宮城県沖(JTN2)単独	1978	7.7* (津波評価技術)	7.7	M7.5 前後
	1936	—		
	1897	—		
	1861	—		
	1835	—		
三陸沖南部海溝寄り (JTN3)単独	1897	7.8 (津波評価技術)	7.8	M7.7 前後
JTN2,JTN3 が連動	1793	8.2 (津波評価技術)	8.2	M8.0 前後

*)検潮記録のみの場合、痕跡高は検潮記録による津波高さの 2 倍として換算している

海域	発生年	津波モデルの Mw	既往最大 Mw (=Mmax)	「推本」による 地震規模
福島県沖プレート間 (JTS1)	1938 群発	7.9* (プレート間逆断層地)	7.9	M7.4 前後 複数続発

		震 ; 「津波評価技術」)		
--	--	---------------	--	--

*) 検潮記録のみの場合、痕跡高は検潮記録による津波高さの2倍として換算している
矢沼・都司(2007)のモデルによった場合、同様の考え方で Mw=7.5 となる

海域	津波モデル	発生年	津波モデルの Mw	既往最大 Mw (=Mmax)	「推本」による地震規模
三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震 (JTT)	一様すべりモデル	1611	8.3	8.3	Mt 8.2 前後
		1896	8.3		
		1677	8.3 (電力検討修正)		
	不均質モデル	1611	8.4	8.4	
		1896	8.3		

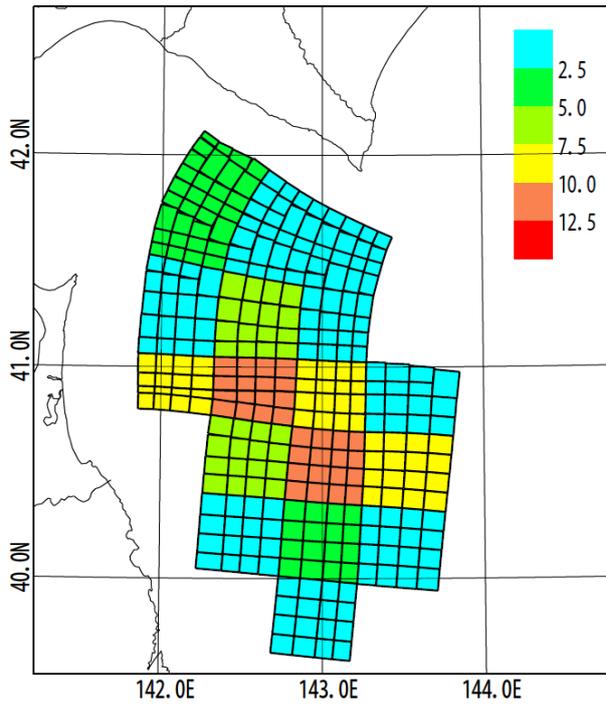
注) 験潮記録が得られない津波では信頼性の高い不均質モデルを作成できないため、1677 年については不均質モデルを作成していない。

海域	発生年	津波モデルの Mw	既往最大 Mw (=Mmax)	「推本」による地震規模
三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震 (正断層型) (JTNR)	1933	8.4 (津波評価技術)	8.4	M8.2 前後

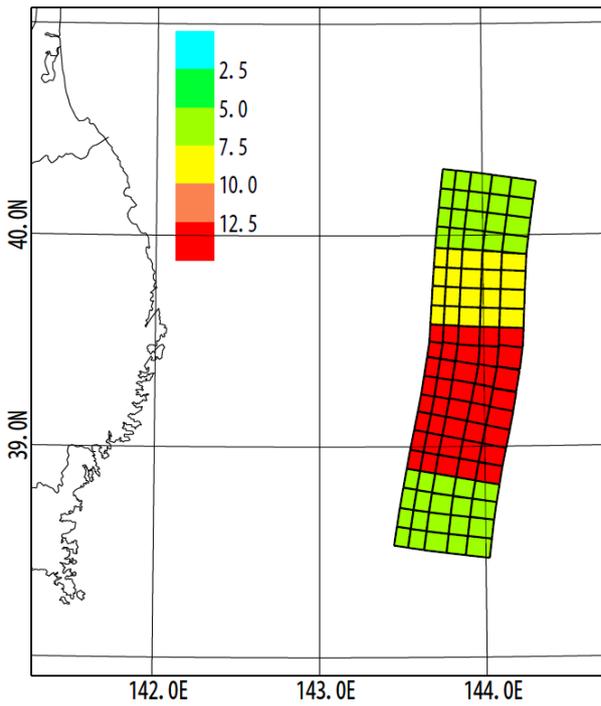
海域	発生年	津波モデルの Mw	既往最大 Mw (=Mmax)	「推本」による地震規模
貞観型 (JTS2)	869	8.5 (長さ 100km と 200km) (佐竹ら,2008)	8.5	—

表 5.1-3 各領域の基準断層モデル

モデル	長さ (km)	幅 (km)	すべ り量 (m)	上端 深さ (km)	走向 (°)	傾斜 角 (°)	すべ り角 (°)	剛性率 $\times 10^{10}$ N/m ²	M ₀ $\times 10^{20}$ N・m	M _w	スケー リング 則
KT1 単独 2003	92.0	90.0	4.84	15.7	241	23	124	5.0	20.0	8.13	L,W,D 比例
KT2 単独 1973	60.0	100.0	4.4	1	230	27	101	5.0	13.2	8.01	L,W,D 比例
KT1,KT2 が連動 17 世紀	200.0	100.0	5.0	17.0	228	20	90	5.0	100.0	8.60	L,W,D 比例
	100.0	100.0	10.0	17.0	228	20	90	5.0	100.0		
KTR1 1994	160	80	5.78	10	230	77	128	7.0	51.8	8.41	L,W,D 比例
JTN1 1968	126.8 75	130.2	5.96	1	192	20	77	5.0	49.2	8.39	L,W,D 比例
JTN1 1968	—	—	4.17	13-60	—	9-26	—	5.0	61.9	8.46	面積一 定
JTN2 単独 1978	26	65	4.0	25	190	20	85	7.0	4.73	7.72	L,W,D 比例
JTN3 単独 1897	120	30	3.5	1	205	20	90	5.0	6.30	7.80	L,W,D 比例
JTN2,JTN 3 が連動 1793	210	70	4.0	10	205	15	90	5.0	29.4	8.25	L,W,D 比例
JTS1 1938	100	60	2.7	30	200	10	95	5.0	8.10	7.87	L,W,D 比例
三陸沖 1896	210	50	9.7	1	192	20	78	3.5	35.6	8.30	幅に限 界あり
房総沖 1677	280	50	6.5	1	205	20	95	3.5	31.9	8.27	幅に限 界あり
三陸沖 1896	—	—	10.7					3.5	36.5	8.31	面積一 定
JTNR 1933	185	50	6.6	1	180	45	270	7.0	42.7	8.35	幅に限 界あり
貞観① 869	100	100	10.0	31	202	18	90	7.0	70.0	8.50	L,W,D 比例
貞観② 869	200	100	7.0	15	202	18	90	5.0	70.0	8.50	L,W,D 比例



3.10m	2.13m	0.03m	—
0.02m	6.13m	1.00m	—
9.48m	11.98m	7.78m	1.41m
—	7.01m	12.00m	8.20m
—	0.01m	4.56m	0.01m
—	—	0.81m	—



6.10m
8.54m
15.94m
16.21m
6.54m

図 5.1-3 不均質すべり量分布モデル

表 5.1-4 平均発生間隔に関する基礎データ

コード	名称	発生間隔のデータ数	地震および評価の考え方
KT1	十勝沖	2	1843/ 4/25 1952/ 3/ 4 2003/ 9/26
KT2	根室沖	1	1894/ 3/22 1973/ 6/17
KT1+KT2 連動	十勝沖+根室沖	6 サイクルに 1 回	17 世紀
KTR1 (1)	沈み込んだプレート内のやや浅い地震	(発生しないと仮定)	—
KTR1 (2)	〃	0 (ポアソン)	1958/11/ 7 1994/10/ 4 全領域で 1839 年以降 2 回 (170 年に 2 回と評価) 長さの比 (42%) : 200 年 1 回
JTT (1)	三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震 (津波地震)	1 (三陸) 0 (房総)	1611/12/2 (三陸) 1896/6/15 (三陸) 1677/11/4 (房総) 房総は 1603 年以降 1 回 (406 年を発生間隔として評価)
JTT (2)	〃	0 (ポアソン)	全体で 1603 年以降 3 回 (406 年に 3 回と評価) 南北は長さの比で配分 (北 : 44%、南 : 56%)
JTT (3)	〃	0 (ポアソン)	全体で 1603 年以降 3 回 (406 年に 3 回と評価)
JTNR (1)	三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震 (正断層型)	0	1933/3/3 1603 年以降 1 回 (406 年を発生間隔として評価)
JTNR (2)	〃	0	三陸は 1603 年以降 1 回 (406 年を発生間隔として評価) 房総は三陸と同じと評価
JTNR (3)	〃	0 (ポアソン)	北部で 1603 年以降 1 回 (406 年に 1 回と評価)
JTNR	〃	0 (ポアソン)	全体で 1603 年以降 1 回 (406 年

(4)			に 1 回と評価)
JTN1	三陸沖北部プレート間 大地震	3	1677/4/13 1763/1/29 1856/8/23 1968/5/16
JTN2	宮城県沖	5	1793/2/17 1835/7/20 1861/10/21 1897/2/20 1936/11/3 1978/6/12
JTN3	三陸沖南部海溝寄り	1	1793/2/17 1897/8/5
JTN2 + JTN3 連 動	宮城県沖 + 三陸沖南部 海溝寄り (連動)	JTN3 の 2 サイクルに 1 回	1793/2/17
JTS1	福島県沖プレート間	0	1938/11/5 1603 年以降 1 回 (406 年を発生 間隔として評価)
JTS2	貞観型	3	869/7/9 (1081calyBP) 1700calyBP 2350calyBP 3620calyBP

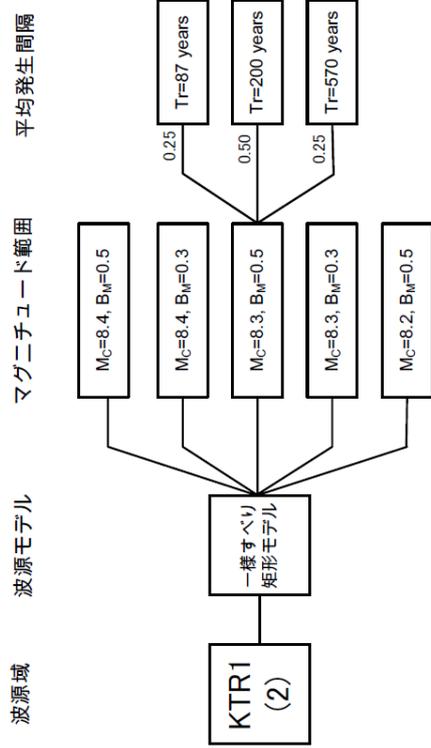
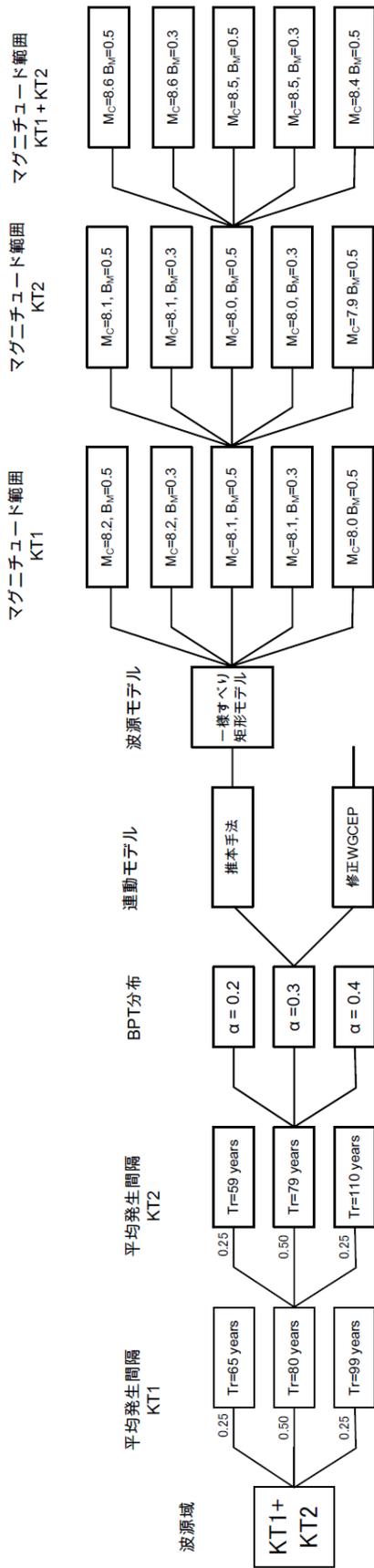


図 5.1-4(1) 領域別ロジックツリー

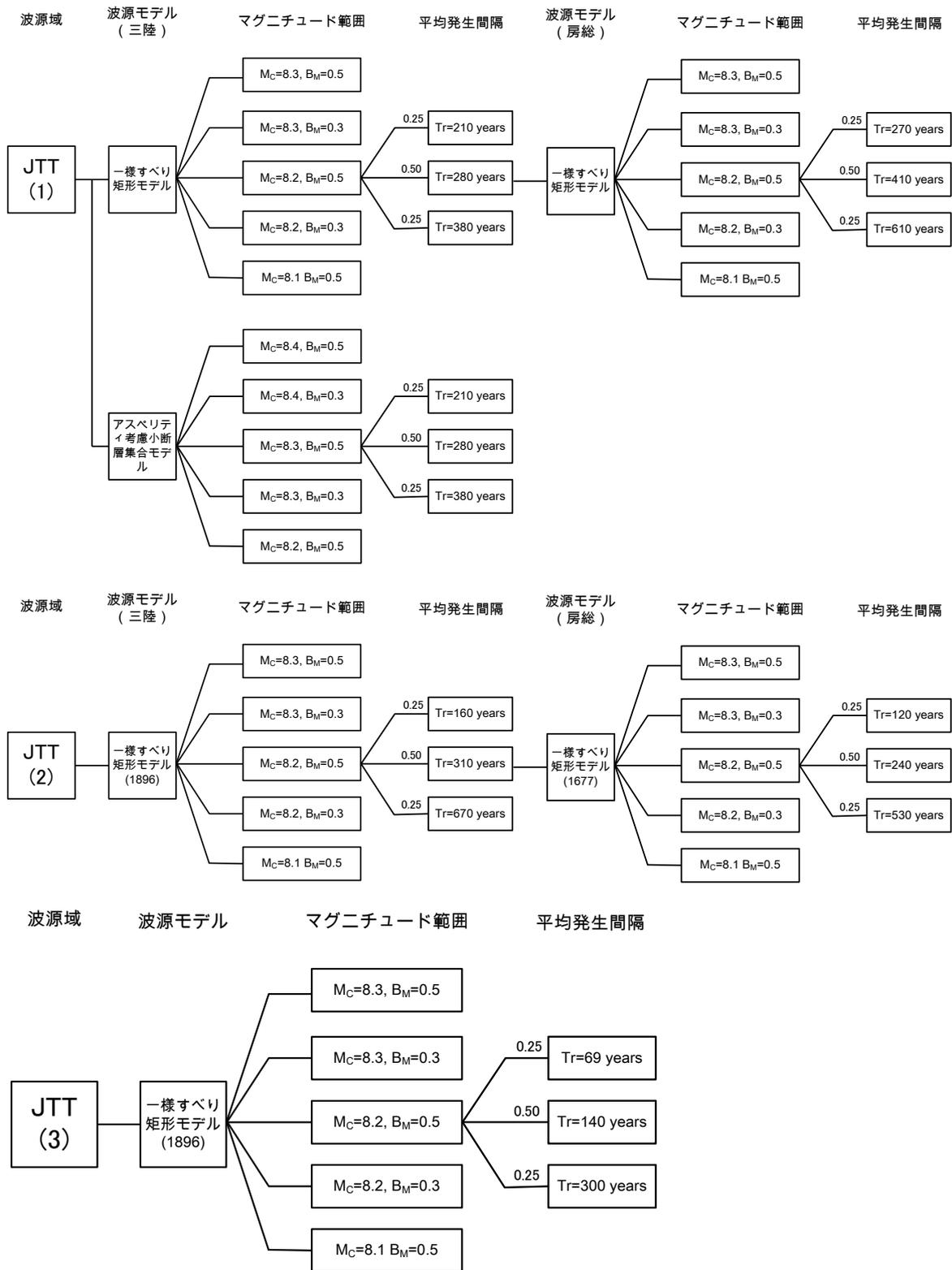


図 5.1-4(2) 領域別ロジックツリー

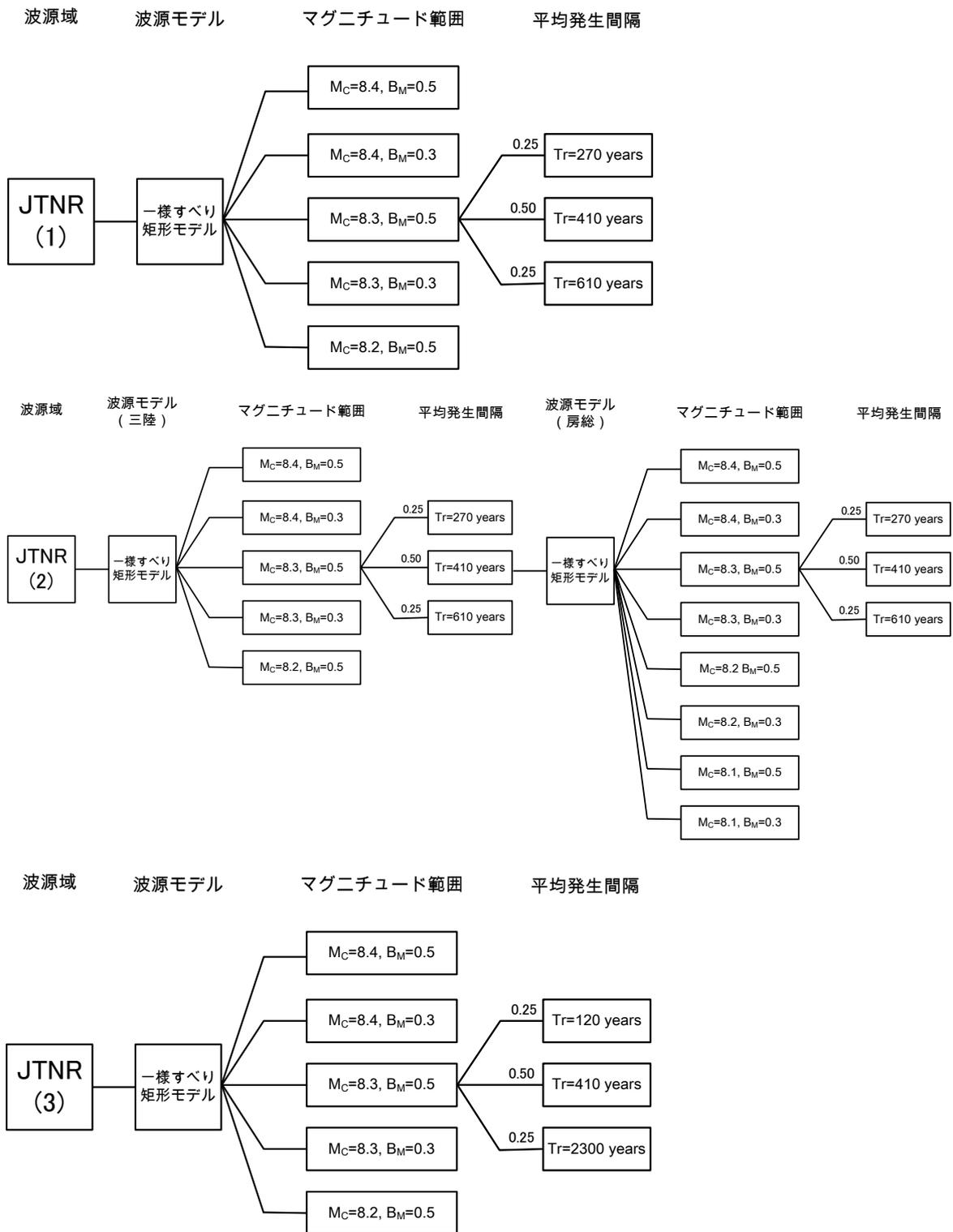


図 5.1-4(3) 領域別ロジックツリー

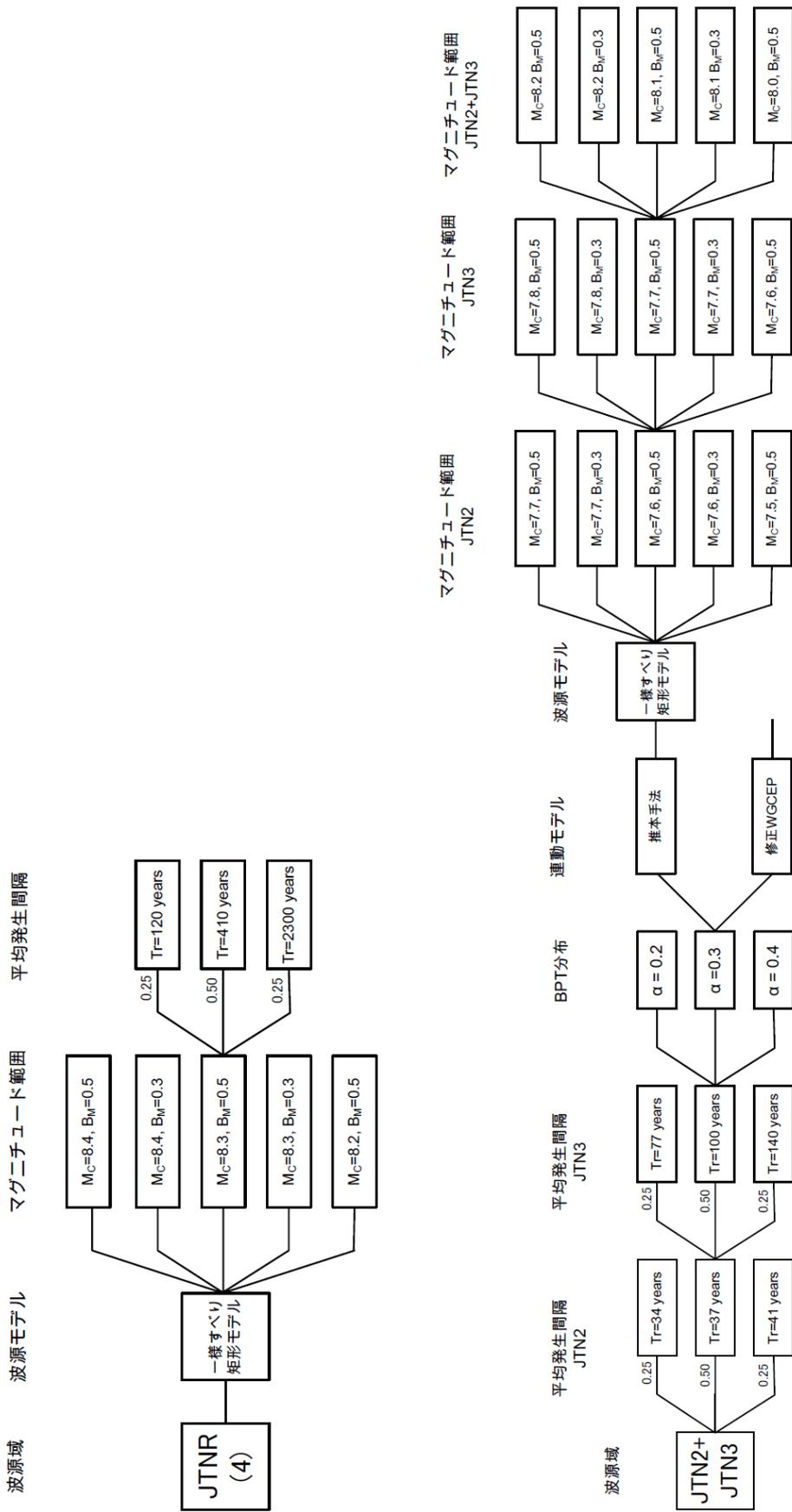


図 5.1-4(4) 領域別ロジックツリー

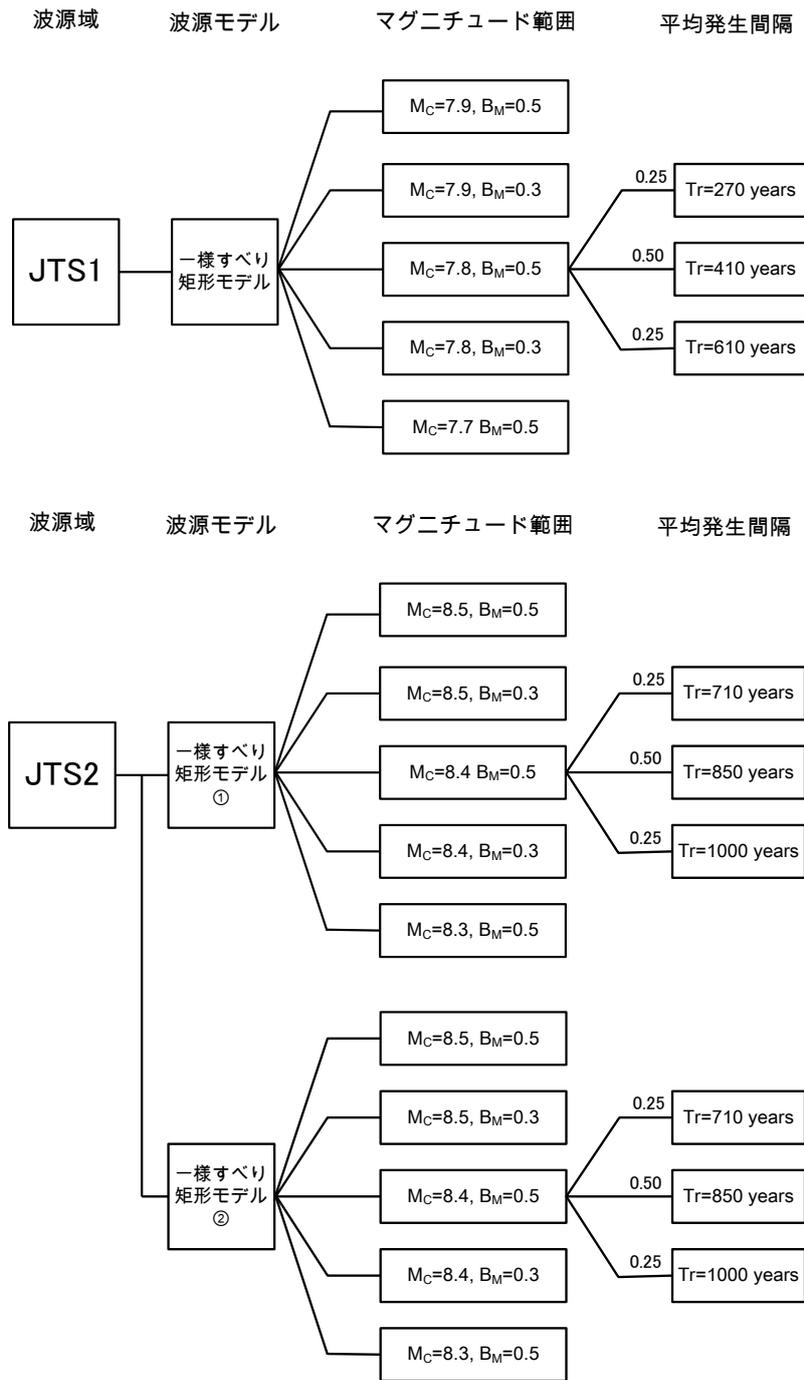


図 5.1-4(5) 領域別ロジックツリー

(2) 解析モデルに関する補足

日本海溝では、太平洋プレートが 8cm/yr 程度の速度で沈み込んでいるが、海溝型地震の発生様式は場所により大きく変化している。推本による領域区分を図 5.1-5(左)に、主な地震と主な震源域を図 5.1-5(右)に示す。海溝付近が一括して「三陸沖北部から房総沖の海溝寄り」とまとめられている。確率論的な津波の評価においては、影響の大きな領域であることから、陸側の領域と同様に、より現実的な区分について検討する必要があると考えられる。

a. 海溝寄りの津波地震と正断層型地震の発生領域

海溝寄りの津波地震（プレート間大地震）とされているのは、1896 年明治三陸沖、1677 年房総沖、1611 年慶長三陸沖の 3 地震だけであり、海溝寄りの正断層型地震（プレート内大地震）とされているのは 1933 年昭和三陸沖の 1 地震だけである。

1896 年明治三陸沖 (Tanioka and Satake (1996)) と 1933 年昭和三陸沖 (相田(1977)) の断層面を図 5.1-6 (左) に、1677 年房総沖の断層面を図 5.1-6(右)に示す。1896 年明治三陸沖と 1933 年昭和三陸沖の断層面の海溝沿いの範囲はほぼ一致している。1677 年房総沖の短い方は「原子力発電所の津波評価技術」(2002)におけるモデル、長い方は近年の痕跡高の見直しを反映して改定したモデルである。

図 5.1-4(2)の JTT(1)の分岐では、1611 年慶長三陸沖津波と 1896 年明治三陸沖津波を同じ震源域で繰り返し発生する固有地震と仮定している。この仮説についてはさらに検討する必要があるが、可能性はあると考えられる。

これまでに海溝寄りの津波地震が発生している領域では、その陸側で M8 クラスの典型的なプレート間地震が発生していない。その傾向は前に示した図 5.1-5(左)に見られる。北緯 39° ~40° の陸側（三陸沖中部）、北緯 36° 付近より南側（房総沖と茨城県沖南部）では M8 クラスの典型的なプレート間地震が発生していない。谷岡・佐竹(1996)は、三陸沖に関してこの傾向を指摘し、プレート境界の性質（粗い、なめらか）による説明を行っている。

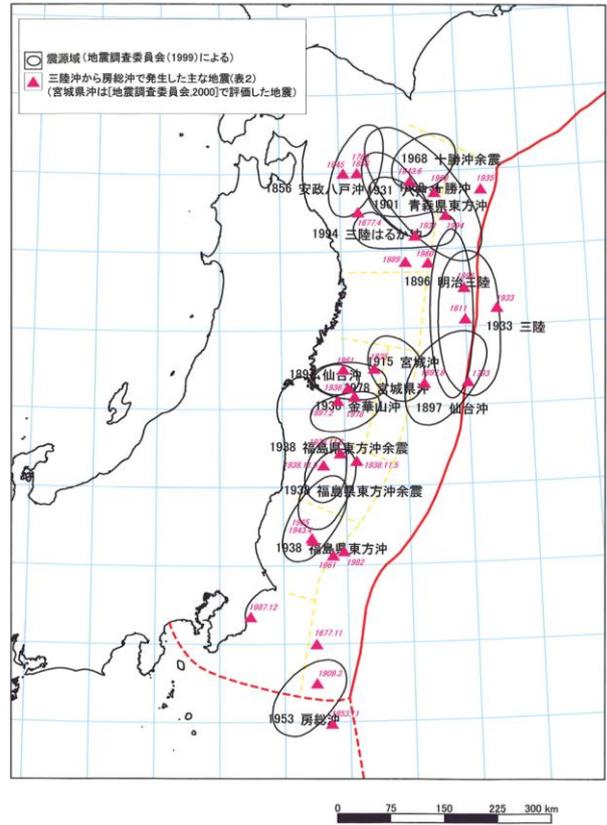
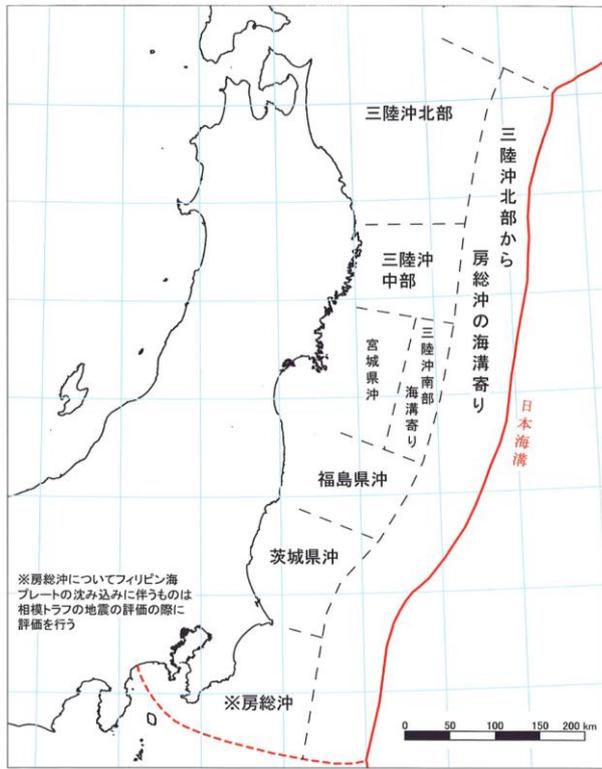


図 5.1-5 推本による評価対象領域の区分(左)および三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域 (地震調査委員会(1999))

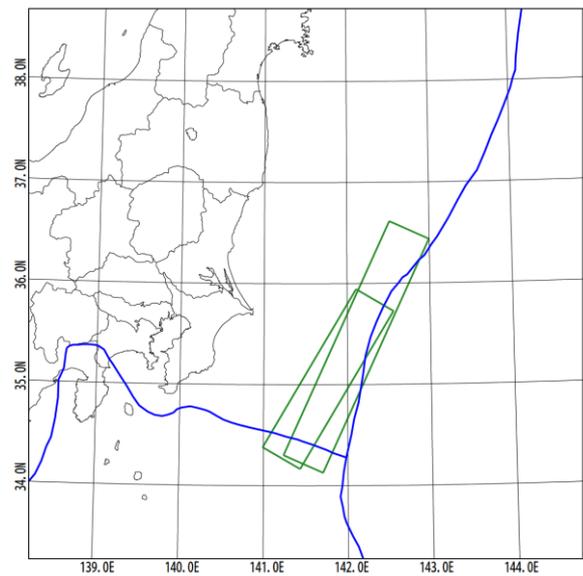
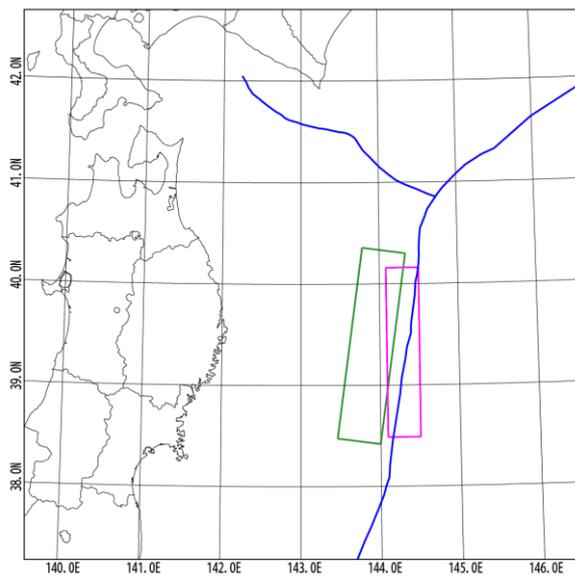


図 5.1-6 1896 年明治三陸沖と 1933 年昭和三陸沖の断層面分布 (左) および 1677 年房総沖の断層面分布 (右)

b. 海溝寄りの津波地震（プレート間大地震）の発生メカニズム

Satake and Tanioka (1999)は、津波地震が海溝軸近傍の付加体下のプレート境界を破壊する地震であることを、4つの津波地震（1946年アリューシャン、1992年ニカラグア、1896年三陸、1996年ペルー）の解析から示した。

しかし、問題は、海溝付近の浅いプレート境界は普段ずるずる滑っていて地震をほとんど起こさないのに、なぜそこで津波地震が発生するかという点である。

Seno (2002)は、非地震域プレート境界での間隙水圧の極端な増加により、不安定すべりが生じるというモデルを提案している。松澤・内田(2003)は、多数のアスペリティの連動破壊により非常に大規模な低周波地震（津波地震）が生じるというモデルを提案している。

Tanioka and Seno (2001)は、海溝軸近傍の未固結堆積物の影響を無視できないとして、その影響を考慮する方法を示している（図 5.1-7）。モデル A はバックストップの水平変動により斜面上の堆積物のみ上昇するモデル、モデル B はバックストップの水平変動により堆積物全体が一様に上昇するモデル、モデル C は堆積物がゴムの様な振る舞いをするとして、有効ポアソン比 0.49 として数値計算で上昇量を計算したモデルである。追加的上昇を考慮しない場合、観測された検潮記録を再現するために必要なすべり量は 10.4m であるが、追加的上昇を考慮すると、観測された検潮記録を再現するために必要なすべり量はモデル A で 6.7m、モデル B で 6.6m、モデル C で 5.9m となることを示している。この結果によると堆積物の存在は津波を 5 割から 8 割程度大きくする効果がある。

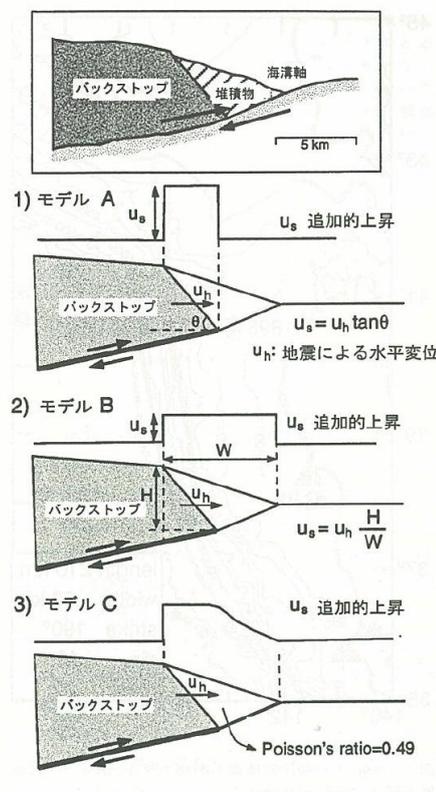


図 5.1-7 Tanioka and Seno (2001)による未固結堆積物の影響の考慮方法（谷岡・佐竹(2003)）

c. 海溝寄りの正断層型地震（プレート内大地震）の発生メカニズム

海溝寄りの正断層型地震は、海溝から海側にかけて地形的にもりあがった部分（アウターライズと呼ばれる）の下で発生する。このもりあがりは沈みこもうとするプレートが海溝の手前から曲がり始めるために出来る。この曲げによってプレート浅部で伸張、深部で圧縮の応力を受け、浅いところで正断層型、深いところで逆断層型となる（Seno(2005)）。

正断層型地震（プレート内大地震）は、プレート間大地震とペアで発生する場合が多いことが指摘されている。Lay et al. (1989) による結果を図 5.1-8 に示す。

最近の例では、2007年1月13日に発生した千島列島東方の地震（ $M=8.2$ ）は正断層型の地震であり、2006年11月15日に発生したプレート間地震（ $M7.9$ ）に続いて発生した。2005年11月15日に三陸南部沖合で発生した気象庁マグニチュード7.2（モーメントマグニチュード7.0）の正断層地震についても、この地震の約3ヶ月前の8月16日に陸側の宮城県沖で $M7.2$ のプレート間地震が発生している。海溝寄りではないが、1938年福島県沖の群発大地震の際にも正断層型地震（プレート内大地震）が発生しているが、それに先行してプレート間大地震が発生している。なお、1933年と1896年も時間差が37年あるが、ペアと考えられる。

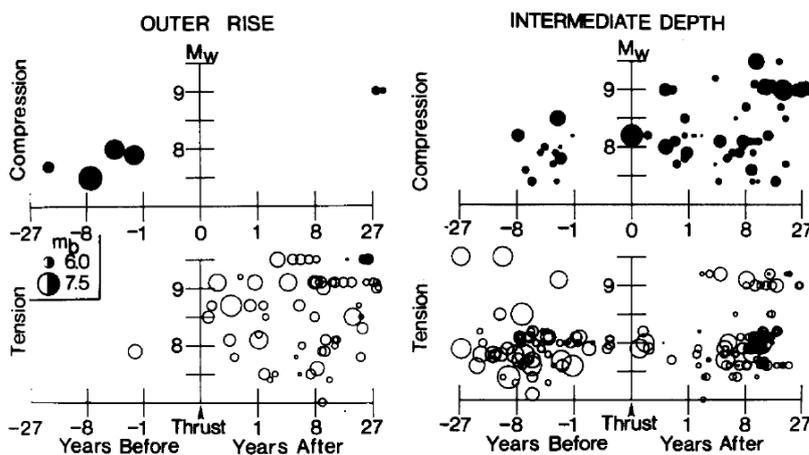


Fig. 3. Composite diagrams of outer rise (left) and intermediate depth (right) earthquakes within subducting slabs that occur seaward or down-dip of large interplate thrust events. The vertical axis indicates the moment magnitude of the thrust event. The intraplate activity is separated into two categories of compressional (solid symbols) and tensional (open symbols) mechanisms on the basis of which stress axis is more closely aligned with the local plate motion vector. The sizes of the symbols are scaled linearly with the magnitude of the intraplate event.

図 5.1-8 アウターライズの正断層地震がプレート間地震の後に多いことを示す図（左側）
（Lay et al. (1989)による結果）

d. 日本海溝の北部地域と南部地域の違い

Tsuru et al. (2002) は、日本海溝を北部と南部に分け、島弧沿いの構造変化、プレート間カップリングにおけるその意義を検討している。

検討対象海域および北部と南部の区分を図 5.1-9 に示す。北緯 38 度 10 分を境に、北部と南部を分けている。海溝の走向はそこで N06° E から N30° E に変化している。M7.5 を超える大地震の発生は一様ではなく、大部分が北部に位置している (図 5.1-5(左)参照)。

北部では、海洋プレートは海溝軸に平行な等間隔な地形起伏をもつ。それらはホルストグラベン構造で形成されている。前弧地域はなめらかで、約 5° の傾斜がある。

南部では、海洋プレートの海溝軸に平行な等間隔な地形起伏はみられず、海山がある。前弧地域は複雑な構造をもち、沈み込んだ海山のトレースと考えられている。

プレート間の堆積ユニットに 2 種類あり、北部ではくさび型ユニット、南部ではチャンネル状ユニットである。

北部でみられるくさび型ユニットの模式図および 1 から 7 の測線における分布状況を表 5.1-10 に、代表的な断面を図 5.1-11 に示す。くさび型ユニットは、北部の前弧地域の上に広範囲に分布している。

南部ではくさび型構造は見られず、チャンネル状ユニット (ユニット U) がみられる。代表的な断面を図 5.1-12 に示す。ユニット U は、海溝軸に直交するライン 11 ではほぼ一定の厚さ (2km 程度) であるが、海溝軸に平行な方向では厚さの変化が大きく、チャンネル状の分布を示す。海溝軸に平行な測線 C では凸面状の反射面が見られ、海山の大きさと対応している。

低速度堆積ユニットの厚さの地域的変化を図 5.1-13 に示す。北部と南部で大きな違いがあり、プレート境界でのカップリングの変化を示唆する。

松澤・内田(2003)は、微小地震の震央分布、繰り返し地震の発生割合、三陸沖に発生する低周波地震の震央分布などの検討に基づき、「津波地震が巨大な低周波地震であるならば、三陸沖のみならず、福島県沖から茨城県沖にかけても津波地震発生の可能性がある」こと、「ただし、海溝における未固結の堆積物は三陸沖にのみ顕著であるため、三陸沖以外においては巨大低周波地震は発生しても津波地震には至らないかもしれない」ことを指摘している。この指摘は、1677 年房総沖による津波が 1896 年三陸沖に比べ小さいことと対応している。

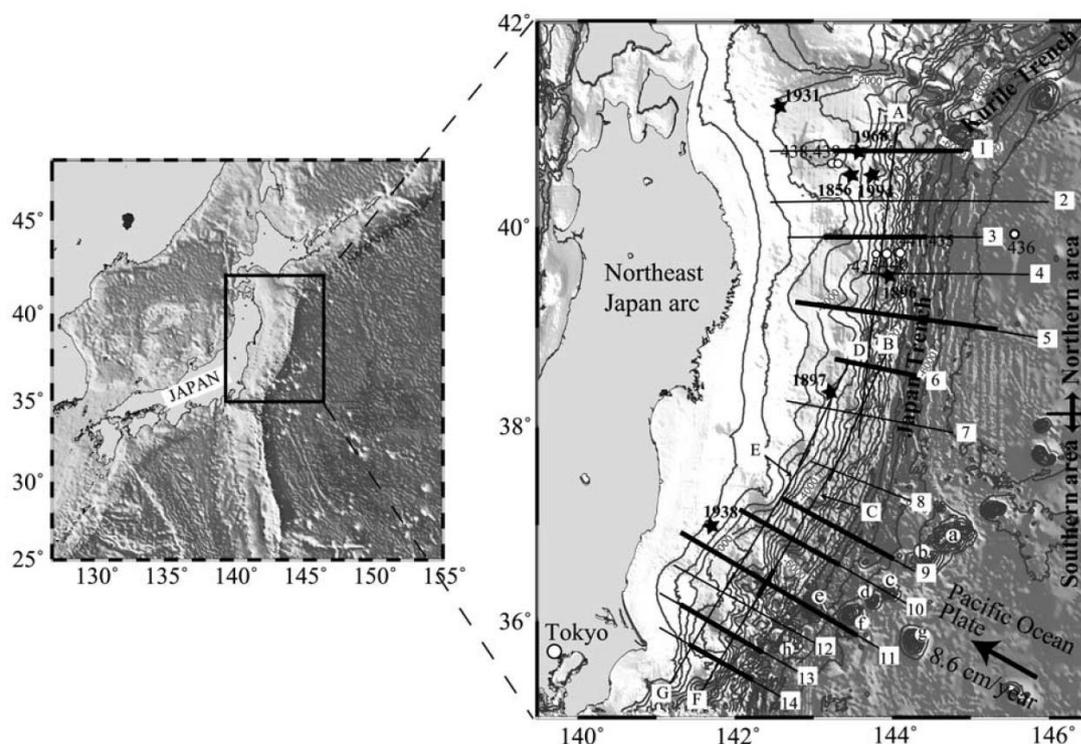


Figure 1. Bathymetry and tracks of seismic reflection lines off the east coast of the northeastern Japan arc. Horst and graben structures develop in the northern area of the Japan Trench outer slope, whereas seamounts are observed in the southern area. The thin solid lines represent seismic reflection survey lines observed from 1996 to 2001 and the bold lines mark segments shown in the subsequent figures. Small open circles marked with numbers represent the DSDP holes drilled on Legs 56 and 57. Stars are large earthquakes (greater than M7.5) recorded from 1850 to 2000; most of these are located in the northern area. Seamounts shown in Figure 16 are marked with letters a through h.

図 5.1-9 Tsuru et al. (2002)の検討対象地域

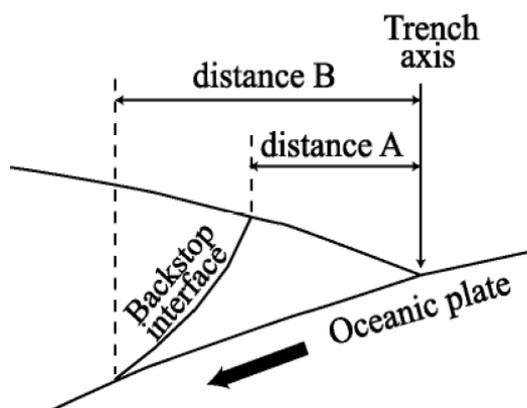


Figure 8. Geometry of the wedge-shaped deformed zone. Distances A and B are referred to in Table 2.

Table 2. Deformed Zone Observed on MCS Profiles^a

Line Name	Distance A	Distance B
1	25 km	40 km ?
2	23 km	32.5 km
3	23.5 km	28.5 km
4	30 km	>27 km
5	30 km	60 km
6	18 km	40 km
7	16.5 km	25 km

^aDistance A represents a horizontal width of the deformed zone at seafloor, and distance B shows the same at the plate boundary, as shown in Figure 8.

図 5.1-10 くさび型ユニットの模式図および各測線における距離 A と距離 B の値 (Tsuru et al. (2002))

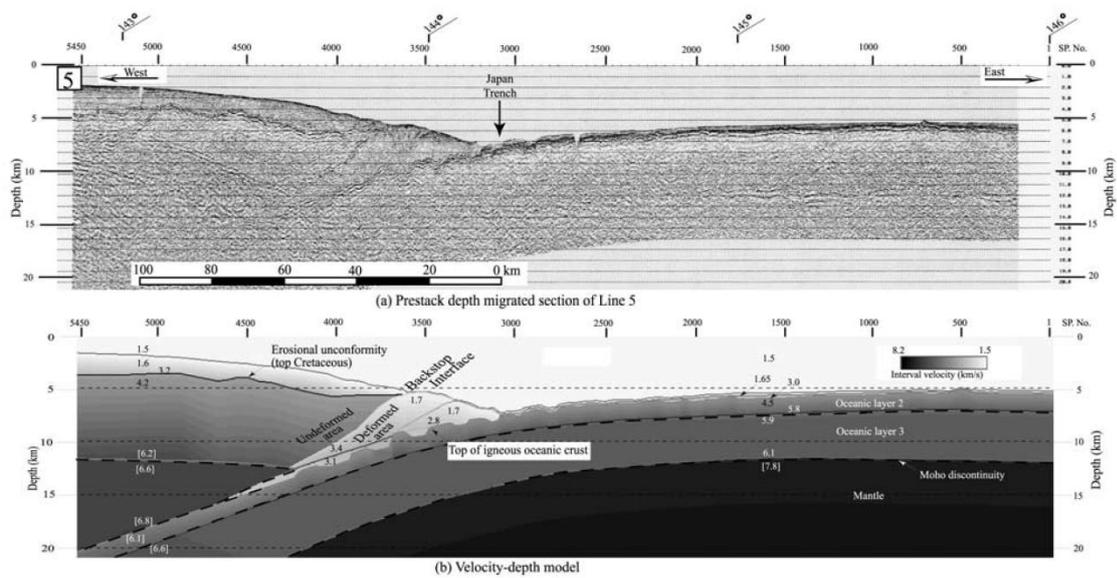


Figure 4. Prestack depth migrated image of line 5 (top) and the velocity model used for the migration (bottom). The wedge-shaped low velocity unit is clearly visible and it is demarcated from more rigid continental framework by the backstop interface. Vertical exaggeration is 3 times. The velocity model is shown by shades of gray keyed to the velocity scale bar and selected values are also shown. Values in brackets express velocities inferred from the previous OBS studies [Murauchi and Ludwig, 1980; Suyehiro and Nishizawa, 1994; Takahashi et al., 1998; after Tsuru et al., 2000].

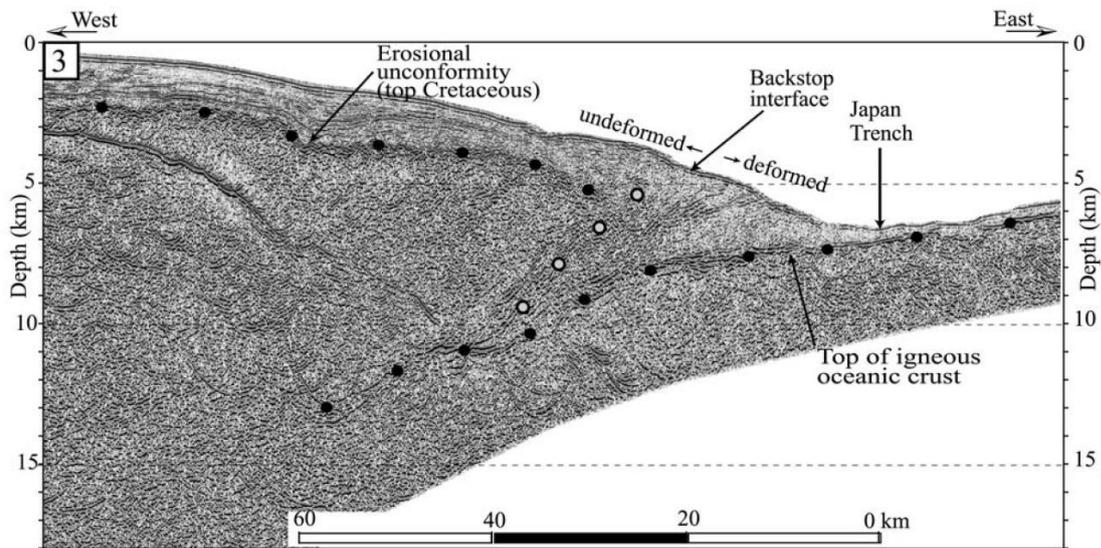
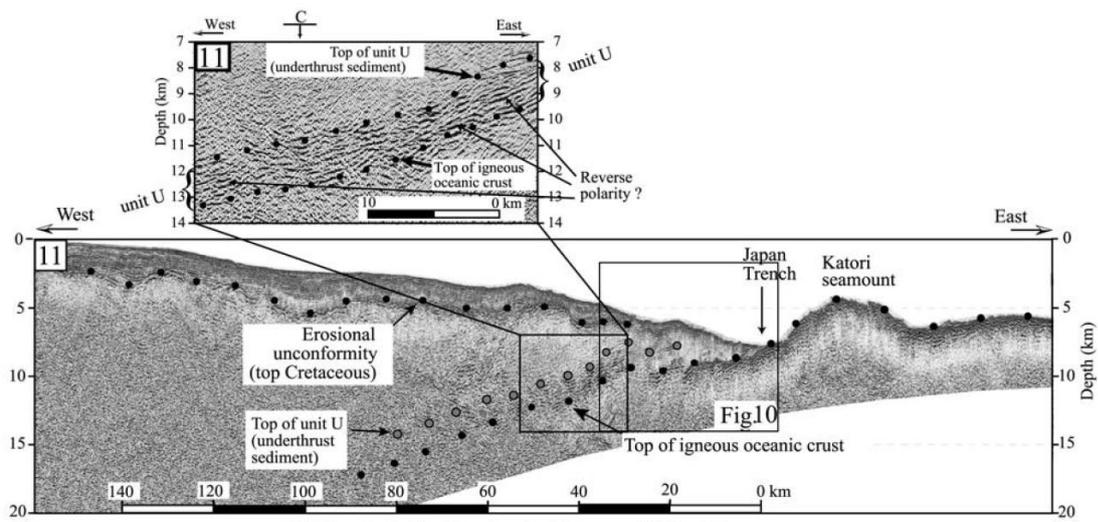
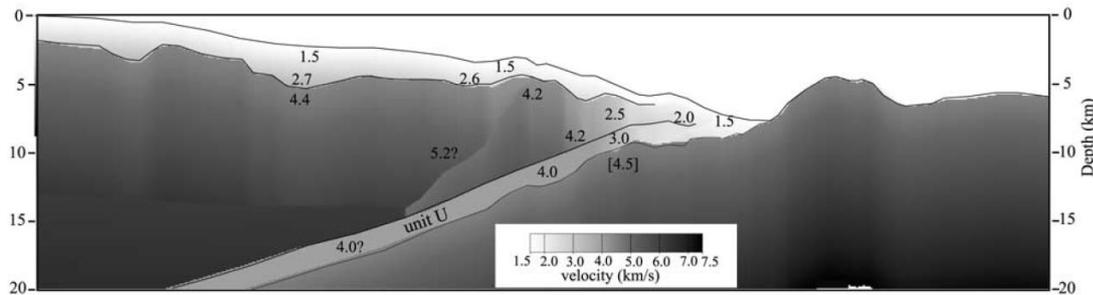


Figure 6. Poststack depth migrated section of line 3. Tectonic structure of this line is similar to that of line 5 (Figure 4).

図 5.1-11 北部の代表的な測線 (Tsuru et al. (2002))



(a) Prestack depth migrated image of Line 11.



(b) Velocity model of Line 11.

Figure 9. Prestack depth migrated image of line 11 (a) and its velocity model (b). A sedimentary unit (U) of approximately 2 km thickness is distributed at the plate boundary of this line. The P wave velocity of the unit is lower than that of the upper layer. Parallel to subparallel reflections are visible in

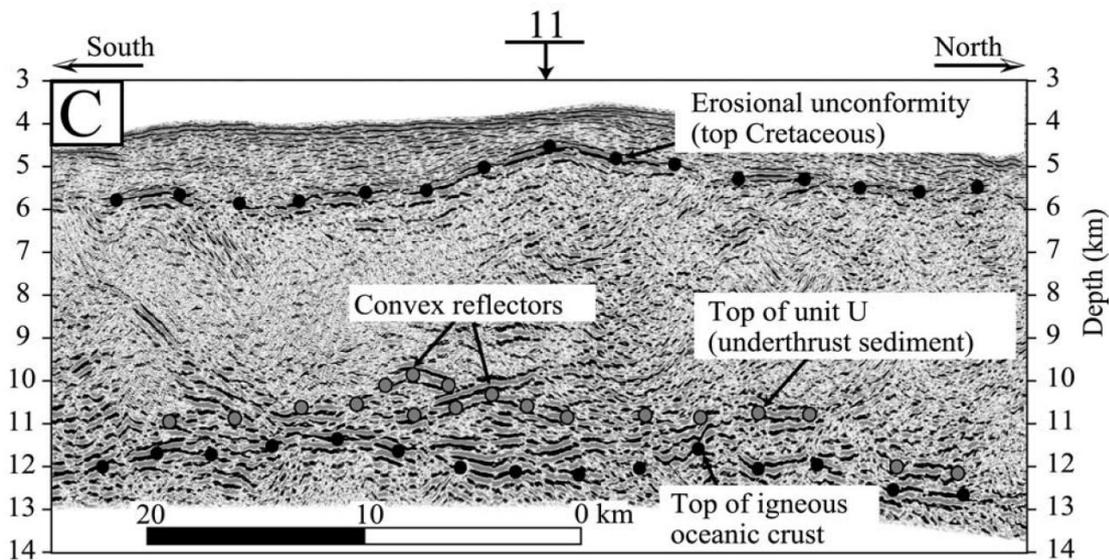


Figure 15. Poststack depth migrated image of line C. Approximately 10-km-wide convex reflectors with strong amplitude are evident around the intersection with line 11.

図 5.1-12 南部の代表的な測線 (Tsuru et al. (2002))

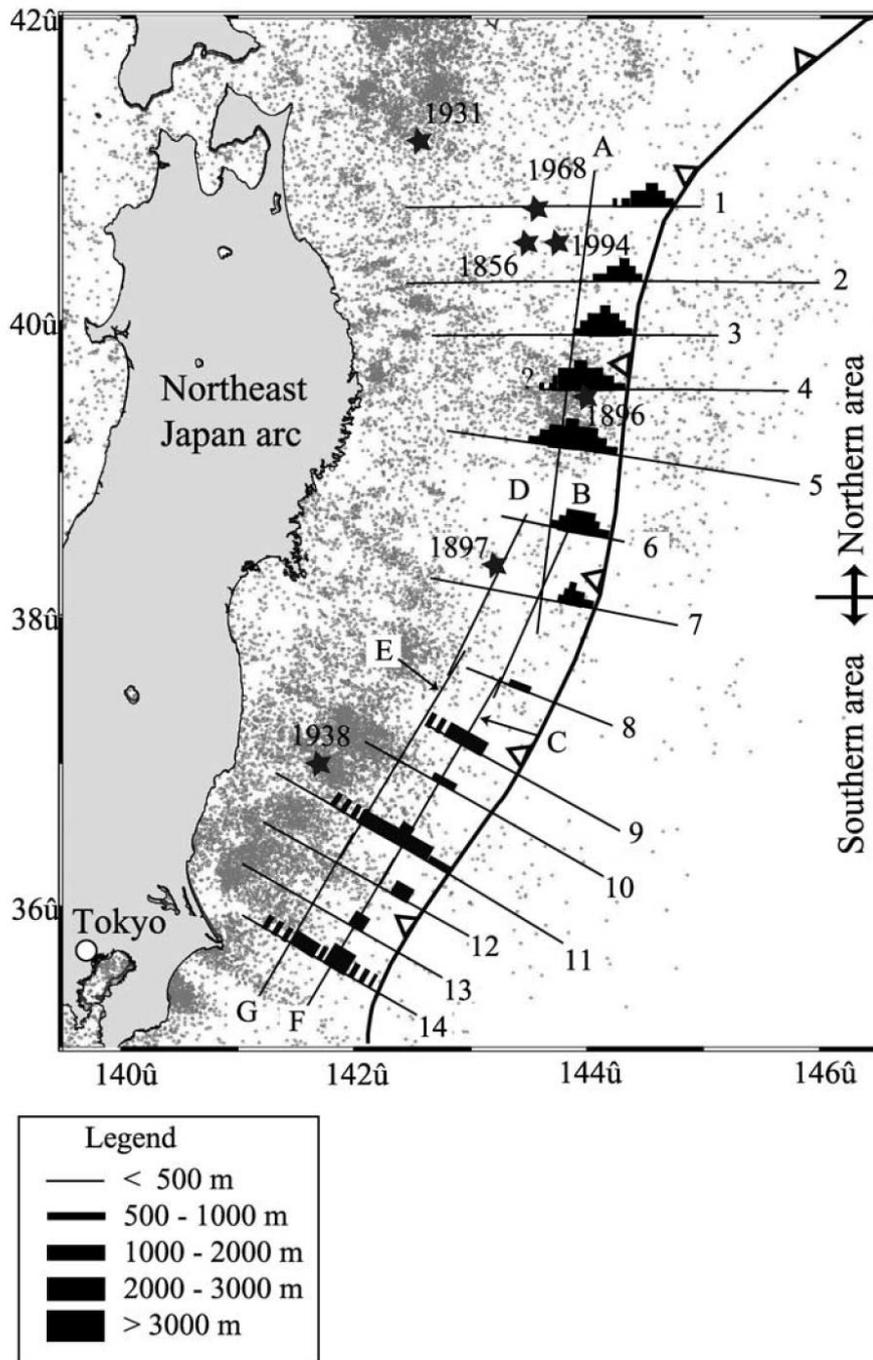


Figure 17. Map view of the low velocity sedimentary units observed on MCS sections in the Japan Trench margin. Small dots represent background seismicity taken from *JMA (Japan Meteorological Agency) HypoCatalog*.

図 5.1-13 低速度堆積ユニットの厚さの地域的变化 (Tsuru et al. (2002))

5.2 南海トラフ沿い海域

(1) 解析モデル

図 5.2-1 に南海トラフの津波ハザード解析に用いるロジックツリーの概略を示す。

南海トラフ沿い海域では、単独地震として、

- ・ 東海地震
- ・ 東南海地震
- ・ 南海地震

これらの連動型地震として、

- ・ 東海+東南海地震
- ・ 東南海+南海地震
- ・ 東海+東南海+南海地震

のそれぞれ 3 タイプ、計 6 タイプの大地震が想定される。

このうち、東海単独の地震が発生した記録は残されておらず、1498 年明応地震および 1605 年慶長地震において東海地震の波源域まで破壊が及んだかについては、議論の分かれるところであり、図 5.2-2 の 3 つの分岐が設定されている。この分岐を踏まえて、1498 年以降の地震の波源域を整理すると表 5.2-1 の通りとなる。

表 5.2-1 より各波源域の地震の発生頻度を算出して表 5.2-2 に示す。1498 年以降における東南海、南海の波源域の地震発生頻度は分岐に係わらずすべて 5 回となるが、東海波源域については 2 回～5 回と分岐によって異なり、東海地震の発生間隔が東南海、南海に比べて 1～5/2 倍という設定となる (図 5.2-3)。

津波ハザード解析に用いる基準断層モデルとして、矩形断層による一様すべりモデルとアスペリティを考慮した不均質モデルを分岐として設定している。図 5.2-4 に両者のモデルの形状を、表 5.2-3～表 5.2-6、図 5.2-5 に歴史津波を再現する波源モデルの諸元を示す。これらの波源モデルを用いて得られたすべり量をパラメータとした歴史津波の再現モデルによる各波源域の既往最大マグニチュードを表 5.2-7 に示す。

なお、基準断層モデルのうち一様すべりモデルは津波評価技術 (2002) によるモデル、不均質モデルは新たな検討で得られたモデルをそれぞれ用いている。これらのモデルは対象とした津波記録、津波の計算条件 (基礎方程式、格子分割、水深等) および波源域の設定条件等に対応して得られたものである。基準断層モデルはこれらの諸条件とセットで設定されるものであるため個別の検討に際しては、その都度設定条件に対応する良好な基準断層モデルを求めた上でハザード解析を行うことが望まれる。また、ここで示した不均質モデルは、東南海、南海側がインバージョンを基に設定したモデルであるのに対し、東海側は中央防災会議の地震動モデルのアスペリティ位置を基準に、試計算ですべり量を調整したモデルであり、津波モデルとしてのアスペリティ位置やすべり量の設定方法などについて、今後更なる検討が必要である。

南海トラフ沿いの地震の場合、東海、東南海、南海の各地震による連動となる場合の地震規模について、図 5.2-6 の分岐を想定している。連動依存モデルは、連動型の地震の場合、各セグメ

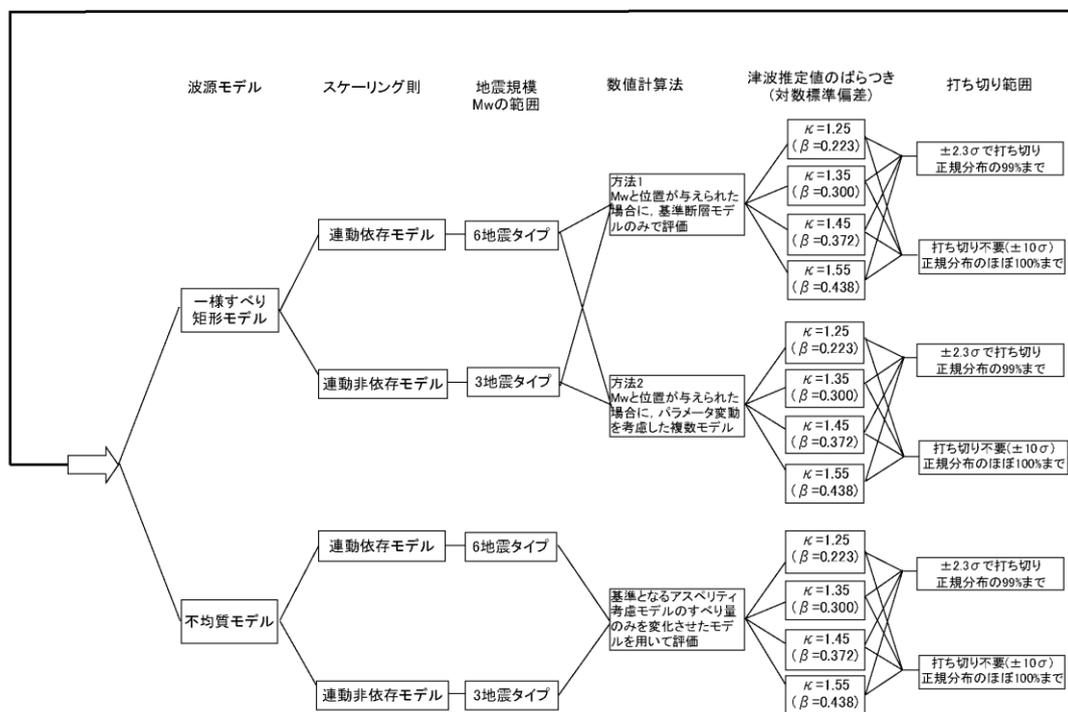
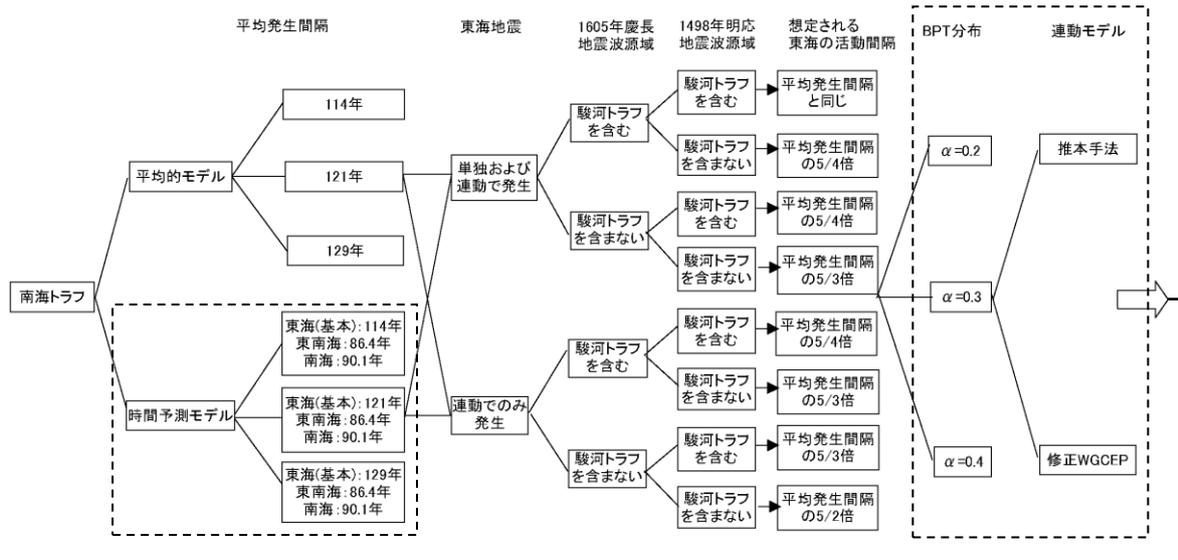
ントの地震モーメント放出量が大きくなるという認識に基づいており、南海トラフ沿いにおいて想定される6つの地震毎に最大 M_w を想定する必要がある。連動非依存モデルは、連動する場合も単独破壊の場合でも、各セグメントの地震モーメント放出量は同じであるとの認識に基づいており、連動型巨大地震の規模は3つの波源域毎に設定した M_w の機械的組み合わせによって設定される。

表 5.2-8 に連動依存タイプにおける波源面積、地震モーメント、 M_w の諸元およびこれらのデータより採用した本波源モデルにおける最大 M_w (M_{max}) を示す。なお、連動非依存タイプにおける最大 M_w (M_{max}) は表 5.2-7 の通りである。

波源モデルの設定に関する分岐と連動タイプに関する分岐より図 5.2-7 に示すタイプの地震規模 (M_{max}) を設定する。図 5.2-7 に示す4通りの分岐による各波源域の地震規模に関する分岐を示すと図 5.2-8～図 5.2-11 の通りである。

ハザード解析においては、南海トラフとしての平均発生間隔は、121年とし、これに対して平均発生間隔の誤差は $\pm 1\sigma$ (114年, 129年) を考えることとし、これを長期評価における分岐として取り扱う。一方、現時点での評価に関しては、時間予測モデルを用いた評価が地震調査研究推進本部により行われており、南海地震に関しては、次の地震までの平均発生間隔が90.1年、東南海地震に関しては、次の地震までの平均発生間隔が86.4年と評価されている。しかし、時間予測モデルの評価に用いられているデータは多様であり、「決定的」とはいえない。そこで、現時点での評価(非ポアソン)を行う場合の南海地震と東南海地震の次の地震までの平均発生間隔に関して分岐を設定する。

なお、現時点評価の平均発生間隔において、東海波源域に関しては時間予測モデルによるデータが示されていないため、平均的モデルを用いる。したがって、東海波源域の活動に関する図 5.2-3 で示した分岐にしたがい、東海地震の発生間隔は南海トラフの地震の発生間隔の1倍から5/2倍までとして取り扱う。



注) 波線の分岐は、現時点評価にのみ考慮
地震規模の分岐図は、煩雑となるため省略

図 5.2-1 南海トラフの津波ハザード解析に設定したロジックツリー

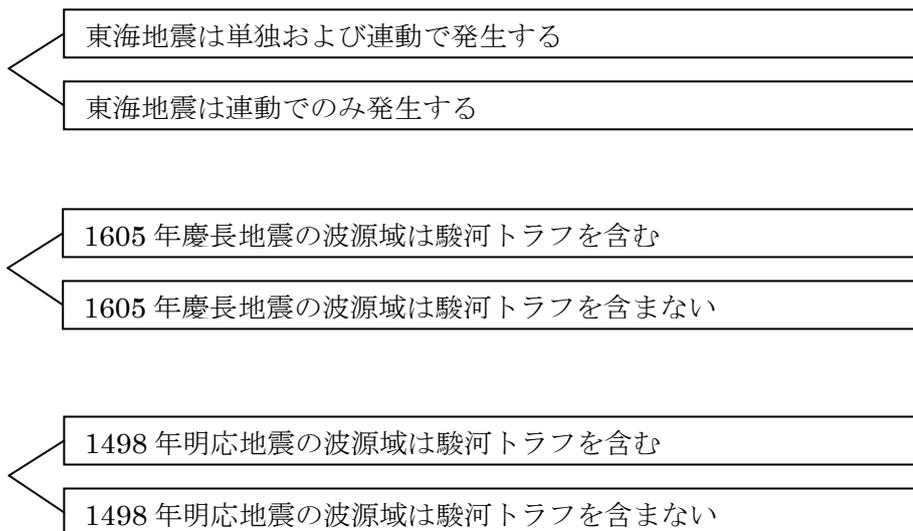


図 5.2-2 大地震の波源域に関する分岐

表 5.2-1 歴史地震の波源域

地震	波源域			備考
	南海	東南海	東海	
1498年	○			南海地震と(東海+)東南海に時間差があったとする
		○	△	
1605年	○	○	△	
1707年	○	○	○	
1854年		○	○	安政東海地震
	○			安政南海地震
1944年		○		
1946年	○			
2yyy年			△	

○：波源域 △：分岐によっては波源域とする

表 5.2-2 地震の発生頻度の考え方 (1498 年以降)

東海単独の発生	分岐		単独または連動タイプ毎の発生頻度						計	波源域別発生頻度		
	1605 年波源域	1498 年波源域	東海単独	東南海単独	南海単独	東海+東南海	東南海+南海	全域		東海	東南海	南海
ある	全域	全域	1	1	3	2	0	2	9	5	5	5
		東南海+南海	1	2	3	1	0	2	9	4	5	5
	東南海+南海	全域	1	1	3	2	1	1	9	4	5	5
		東南海+南海	1	2	3	1	1	1	9	3	5	5
ない	全域	全域	0	1	3	2	0	2	8	4	5	5
		東南海+南海	0	2	3	1	0	2	8	3	5	5
	東南海+南海	全域	0	1	3	2	1	1	8	3	5	5
		東南海+南海	0	2	3	1	1	1	8	2	5	5

注) 東海単独ありの場合、想定東海地震を東海単独としてカウントしている。

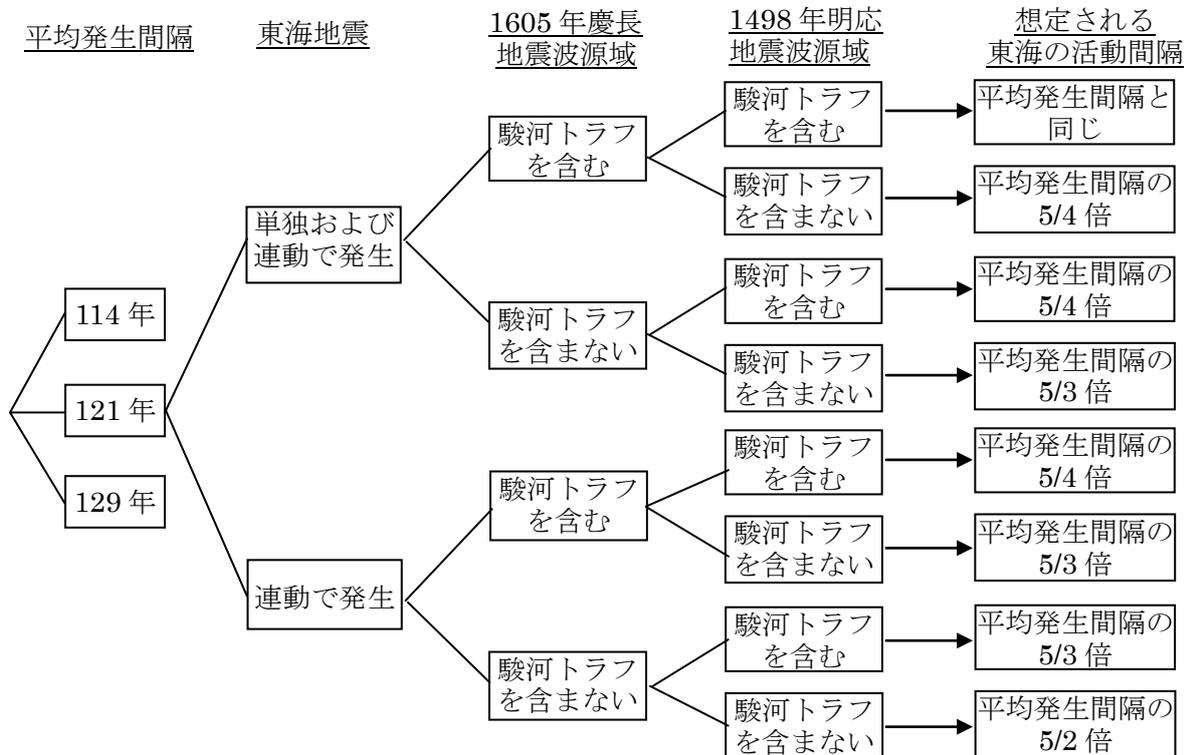
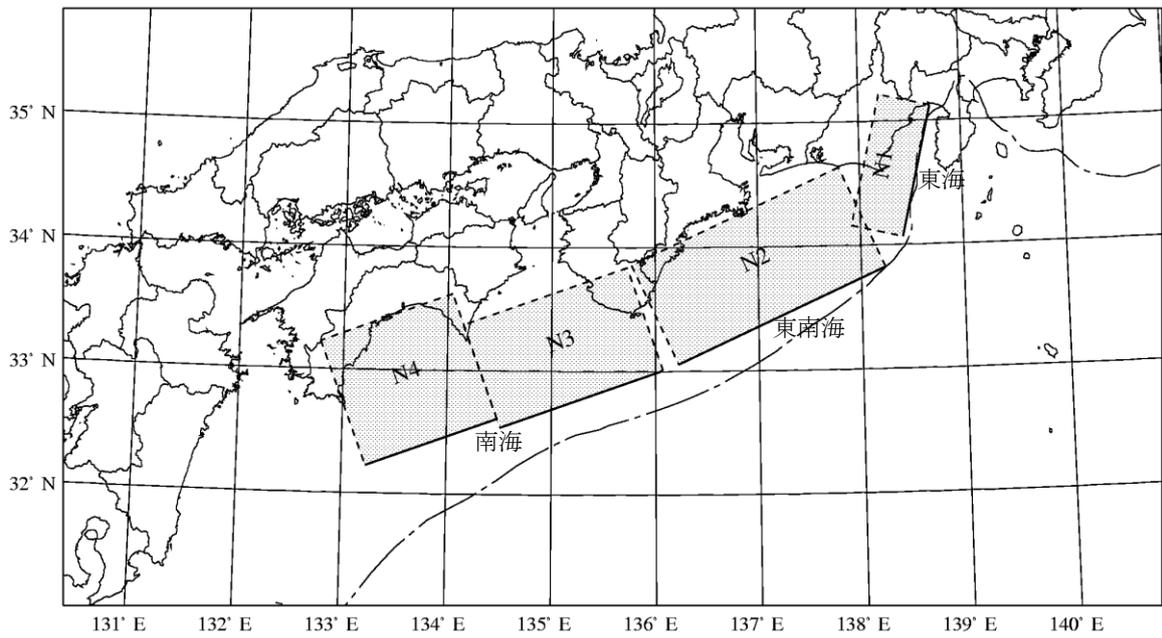
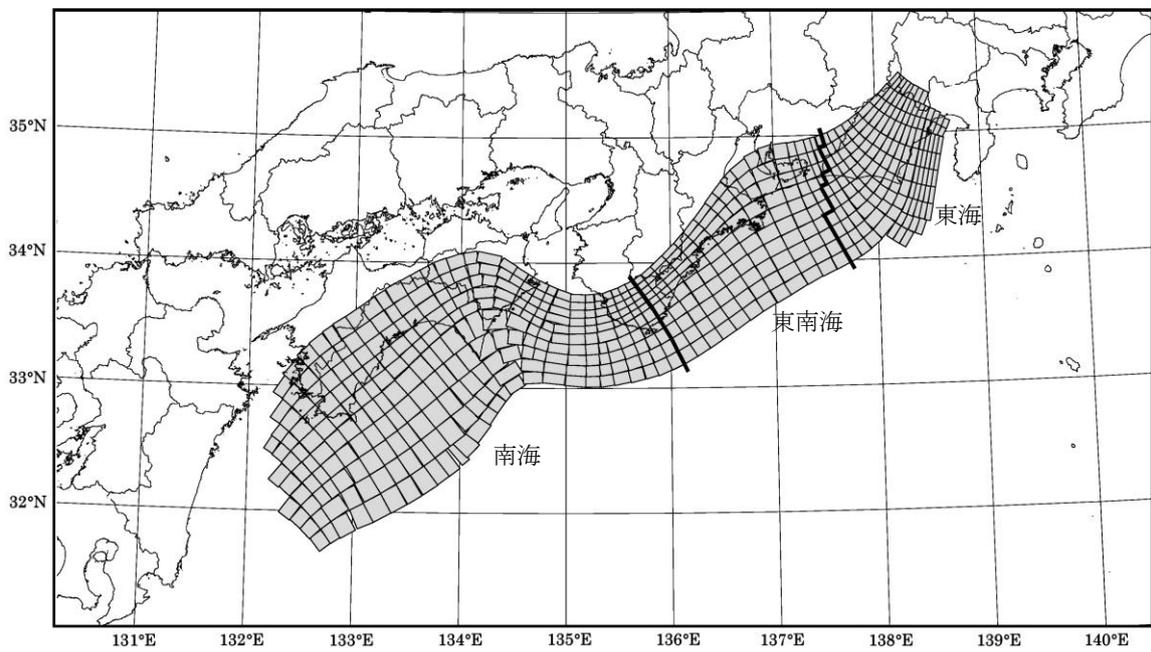


図 5.2-3 波源域に関する分岐と東海地震の活動間隔



(a) 一様すべりモデル



(b) 不均質モデル

図 5.2-4 波源モデル

表 5.2-3 南海トラフの一樣すべりモデルの諸元

セグメント		断層面積 (km ²)	断層長さ (km)	断層幅 (km)	上端深さ (km)	走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)
東海	N1	6000	120	50	5	193	20	71
東南海	N2	20500	205	100	5	246	10	113
南海	N3	15500	155	100	8	251	12	113
	N4	15000	125	120	11	250	8	113

表 5.2-4 一樣すべりモデルによる再現モデルのすべり量と地震モーメント

諸元 地震	すべり量(m)				地震モーメント(×10 ²¹ N・m)					全域
	東海	東南海	南海		東海	東南海	南海			
	N1	N2	N3	N4	N1	N2	N3	N4	N3+N4	
1946 昭和南海			4.9	4.3			3.80	3.23	7.03	7.03
1944 東南海		4.25				4.36				4.36
1854 安政東海	5.27	5.5			1.58	5.64				7.22
1854 安政南海			4.8	8.7			3.72	6.53	10.25	10.25
1707 宝永	5.6	7.0	5.6	9.2	1.68	7.18	4.34	6.90	11.24	20.10

注) 剛性率: $\mu = 5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$

表 5.2-5 南海トラフの不均質モデルの諸元

波源域	断層面積 (km ²)	上端深さ (km)	走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)
東海	12840	2~28	190~248	10~26	55~129
東南海	20520	10~28	216~263	8~20	85~139
南海	51850	10~28	212~303	5~19	98~180

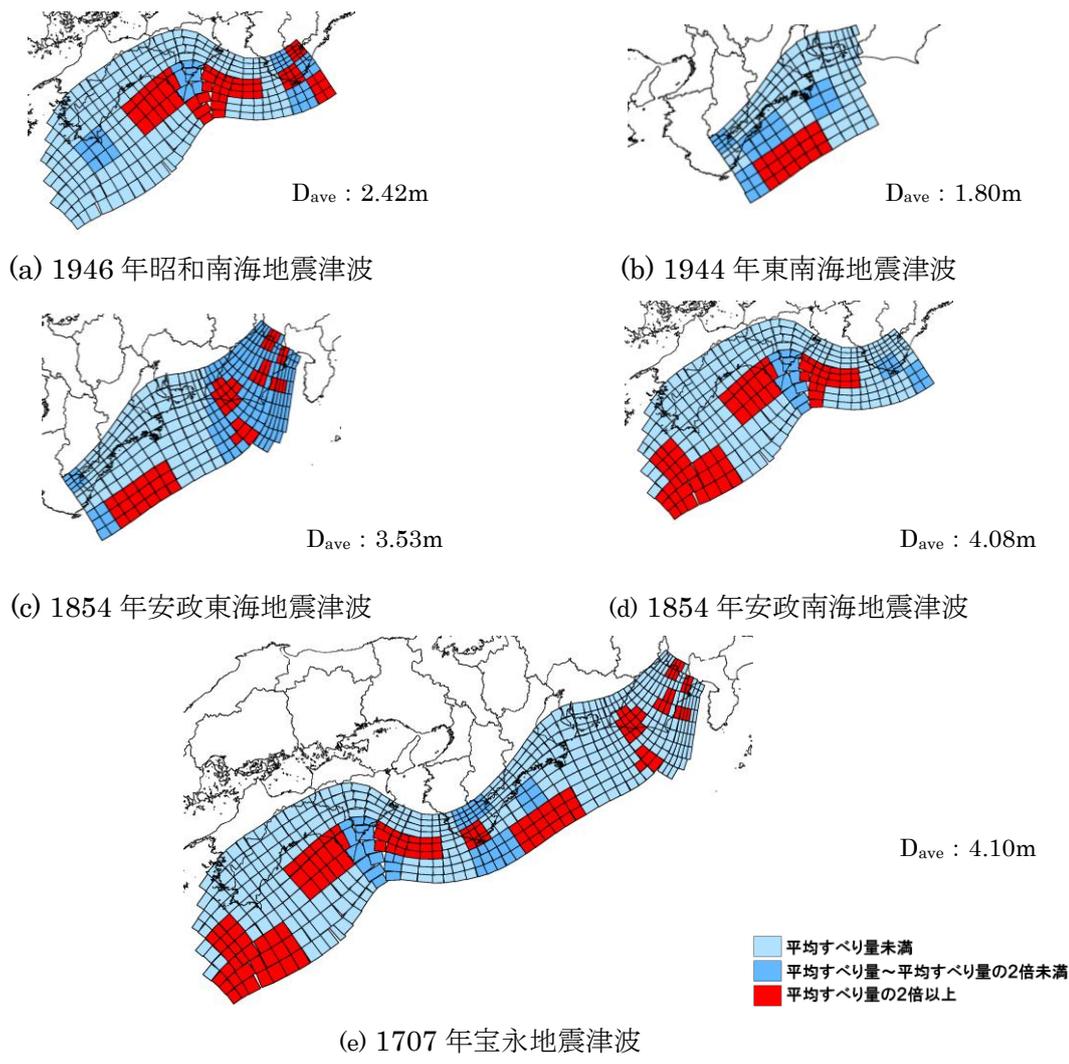


図 5.2-5 不均質モデルのアスペリティ分布

表 5.2-6 不均質モデルによる再現モデルのすべり量と地震モーメント

地震	震源域	面積 (km ²)	すべり量(m)		地震モーメント Mo(×10 ²¹ N・m)
			平均	最大	
1946年昭和南海地震	南海	51850	2.42	10.88	5.62
1944年東南海地震	東南海	20520	1.80	6.35	1.85
1854年安政南海地震	南海	51850	4.08	14.57	10.57
1854年安政東海地震	東海	12840	5.59	9.00	3.59
	東南海	20520	2.23	7.86	2.29
	全体	33360	3.53	9.00	5.88
1707年宝永地震	東海	12840	4.59	9.18	2.95
	東南海	20520	2.98	10.49	3.06
	南海	49700	4.44	14.14	11.04
	全体	83060	4.10	14.14	17.05

注) 剛性率: $\mu = 5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$

表 5.2-7 歴史地震津波の再現モデルによる既往最大マグニチュード

地震	モーメント・マグニチュード Mw									
	東海		東南海		南海			全域		
	一様すべり	アスペリテイ	一様すべり	アスペリテイ	一様すべり			アスペリテイ	一様すべり	アスペリテイ
	N1		N2		N3	N4	全体			
1707年宝永	8.1	8.3	8.5	8.3	8.4	8.5	8.7	8.6	8.8	8.8
1854年安政東海	8.1	8.3	8.4	8.2	—			—	8.5	8.5
1854年安政南海	—	—	—	—	8.3	8.5	8.6	8.6	8.6	8.6
1944年東南海	—	—	8.4	8.1	—			—	8.4	8.1
1946年昭和南海	—	—	—	—	8.3	8.3	8.5	8.5	8.5	8.5
最大 Mw	8.1	8.3	8.5	8.3	8.4	8.5	8.7	8.6	8.8	8.8
推本による地震規模	—		M8.1		M8.4 前後			—		
中央防災会議モデル	8.2		8.4		8.7			8.8		

注) 剛性率: $\mu = 5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$

表 5.2-8 波源面積と地震モーメント(Mo)およびモーメント・マグニチュード(Mw)の関係

		一様すべりモデル				不均質モデル			
		面積 (km ²)	Mo (10 ²¹ Nm)	Mw	採用 M _{max}	面積 (km ²)	Mo (10 ²¹ Nm)	Mw	採用 M _{max}
東海単独	スケーリング則	6000	0.76	7.9	7.9	12841	1.19	8.0	8.0
東南海単独	1944 東南海	20500	4.36	8.4	8.4	20523	1.85	8.1	8.2
	スケーリング則		4.82	8.4			2.41	8.2	
南海単独	1946 昭和南海	30500	7.02	8.5	8.6	51853	6.28	8.5	8.6
	1854 安政南海		10.25	8.6			10.57	8.6	
	スケーリング則		8.75	8.6			9.69	8.6	
東海+東南海	1854 安政東海	26500	7.22	8.5	8.5	33364	5.88	8.5	8.5
	スケーリング則		7.08	8.5			5.00	8.4	
東南海+南海	スケーリング則	51000	18.91	8.8	8.8	70218	15.28	8.7	8.7
東海+東南海+南海	1707 宝永	57000	20.10	8.8	8.8	83059	17.05	8.8	8.8
	スケーリング則		22.35	8.8			18.28	8.8	

平均応力降下量は、一様すべりモデルでは 4Mpa, 不均質モデルでは 2Mpa, 剛性率: $\mu = 5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$

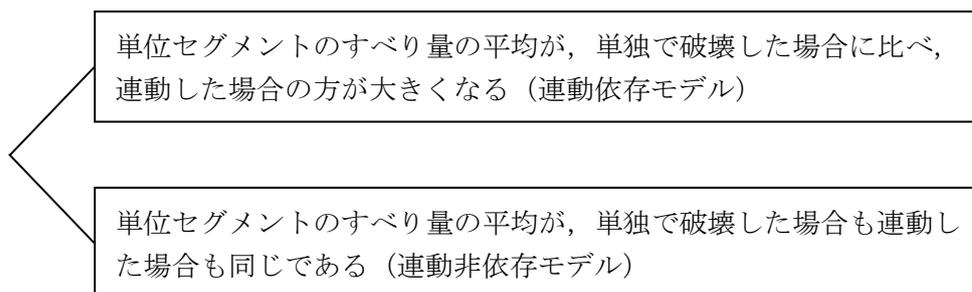


図 5.2-6 南海トラフにおける連動時のスケーリング則に関する分岐

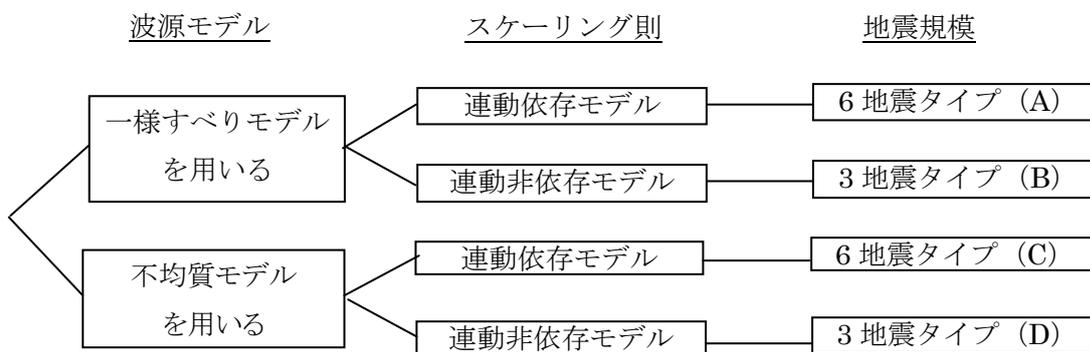


図 5.2-7 南海トラフの地震規模に関する分岐の設定

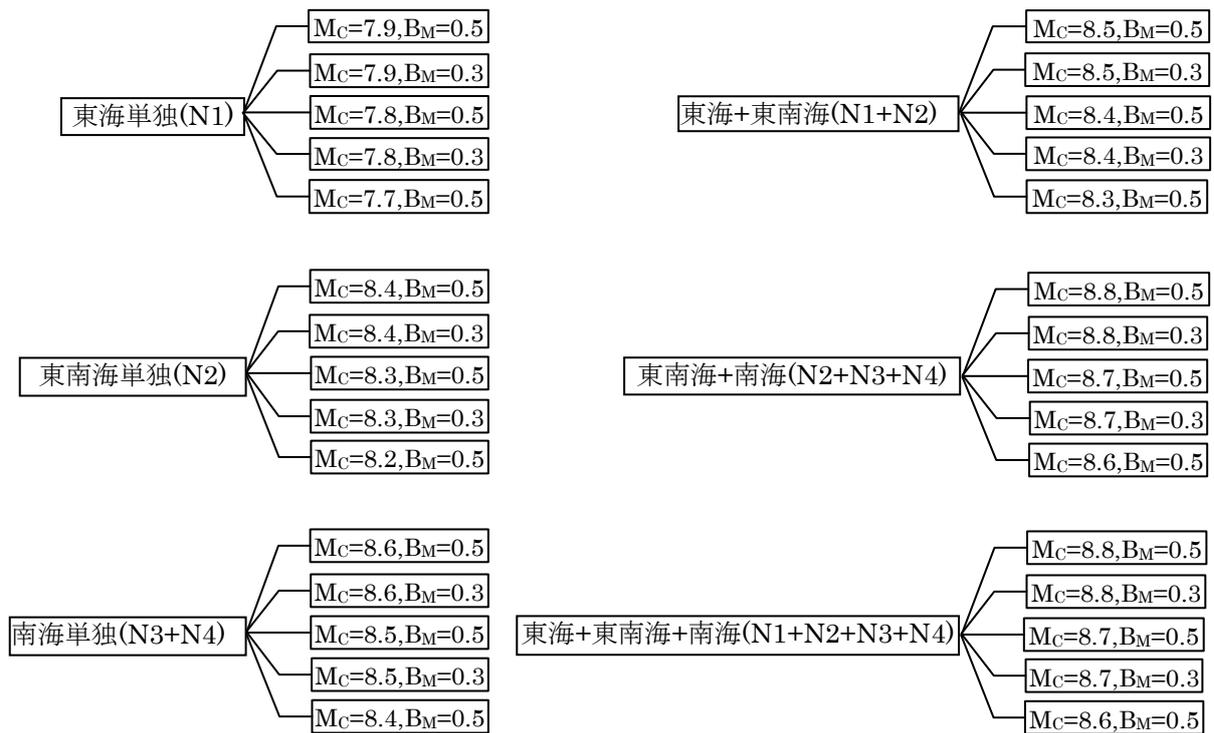


図 5.2-8 一様すべりモデルの連動依存モデルによる地震規模の分岐 -6 地震タイプ(A)-

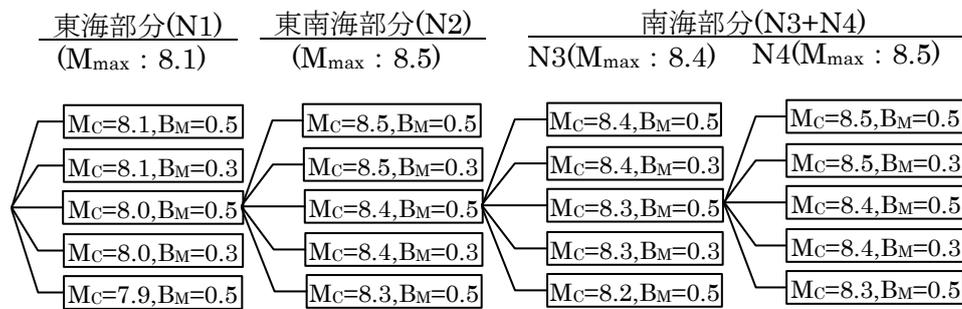


図 5.2-9 一様すべりモデルの連動非依存モデルによる地震規模の分岐 -3 地震タイプ(B)-

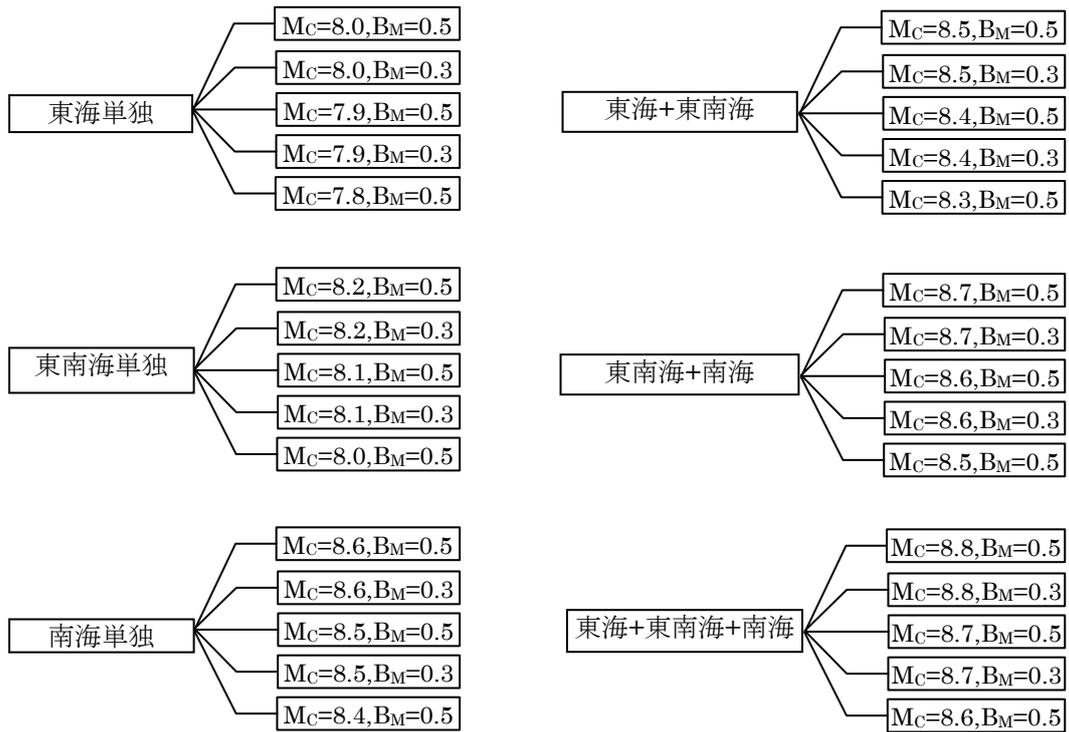


図 5.2-10 不均質モデルの連動依存モデルによる地震規模の分岐 -6 地震タイプ(C)-

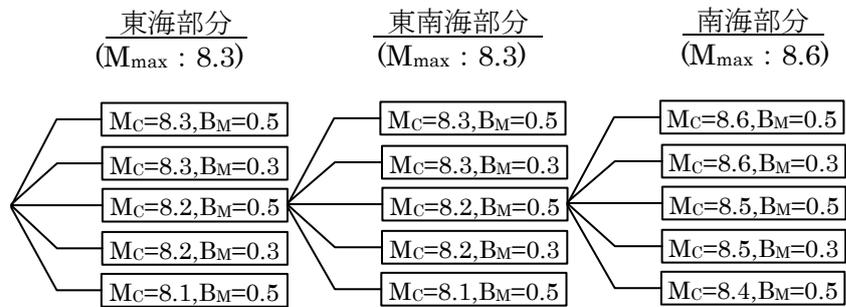


図 5.2-11 不均質モデルの連動非依存モデルによる地震規模の分岐 -3 地震タイプ(D)-

(2) 解析モデルに関する補足

a. 連動時のスケーリング則

M_w は既往津波の再現モデルを基本として想定されるが、連動依存モデルに対する分岐では再現モデルで検討されていないタイプの地震の M_w も必要となる。そこで、現状のモデルとスケーリング則の関係を基に設定する。

表 5.2-3～表 5.2-6 の波源モデルに、次式で示す地震モーメント(M₀)と断層面積(S)との間にスケーリング則

$$M_0 = \frac{S^{3/2}}{2.436} \Delta\sigma$$

が成り立つと仮定して、平均応力降下量(Δσ)を算出すると

一様すべりモデル : Δσ = 3.21～4.69 (3.84) MPa

不均質モデル : Δσ = 1.30～2.35 (1.82) MPa (括弧内は平均値)

となる。

一様すべりモデルおよび不均質モデルにおける平均応力降下量をそれぞれ、4MPa および 2MPa と仮定し、南海トラフ沿いに想定される 6 通りの地震タイプに対して上式のスケーリング則より地震モーメントを算出し、得られた M_w と再現モデルにおける M_w とを比較して図 5.2-12 に、波源の面積と地震モーメントの関係を図 5.2-13 に示す。これらの図表より、再現モデルが得られている東南海単独タイプ、南海単独タイプ、東海+東南海タイプ、東海+東南海+南海タイプの再現モデルの M_w とスケーリング則による M_w には良好な関係が見受けられることがわかる。

連動タイプ依存モデルから設定されるのは、波源全体の M_w である。一様すべりモデルの場合の東海単独 (N1 セグメント) や東南海単独 (N2 セグメント) の場合は問題ないが、南海単独 (N3+N4 セグメント) や連動の場合においては、各セグメントのすべり量の設定方法は、再現モデルを参考として基準化する。表 5.2-9 は矩形モデルの場合における波源モデル毎に N1～N4 の各セグメントの地震モーメントの配分を再現モデルを基本に設定したものである。各セグメントのすべり量は、設定した波源全体での地震モーメントを、表 5.2-9 の配分に従って各セグメントに割り振りすべり量を設定する。なお、南海単独における N3 と N4 の組み合わせについては、1946 年昭和南海のモデルが 1854 年安政南海および 1707 年宝永との相違が大きいため、2 種類による組み合わせを想定する (それぞれ確率 0.5)。

不均質モデルにおけるすべり量の決め方も、基本的には一様すべりモデルの連動の場合と同じである。すなわち、全体で設定される地震モーメントに対する各小断層毎の地震モーメントの割合を固定と考える。この割合については、

$$\text{地震モーメント比} = \frac{\text{再現モデルにおける各小断層の地震モーメント}}{\text{該当する波源域全体の地震モーメント}}$$

から設定する。モデルが複数あり、地震モーメント比が地震によって大差ない場合は平均値を用い、相違の大きい場合はそれぞれのモデルを取り入れる。図 5.2-14 に地震モーメント比から作成した平均すべり量に対する各小断層のすべり量の比を示す。対象となる 6 つの地震タイプにお

いて、南海地震（1707年および1854年、1946年）では地震モーメント比の相違が大きかった。そこで、南海単独モデルについては、1946年タイプと1854年および1707年の平均モデルの2つのタイプについて考えることとする（それぞれ確率0.5）。

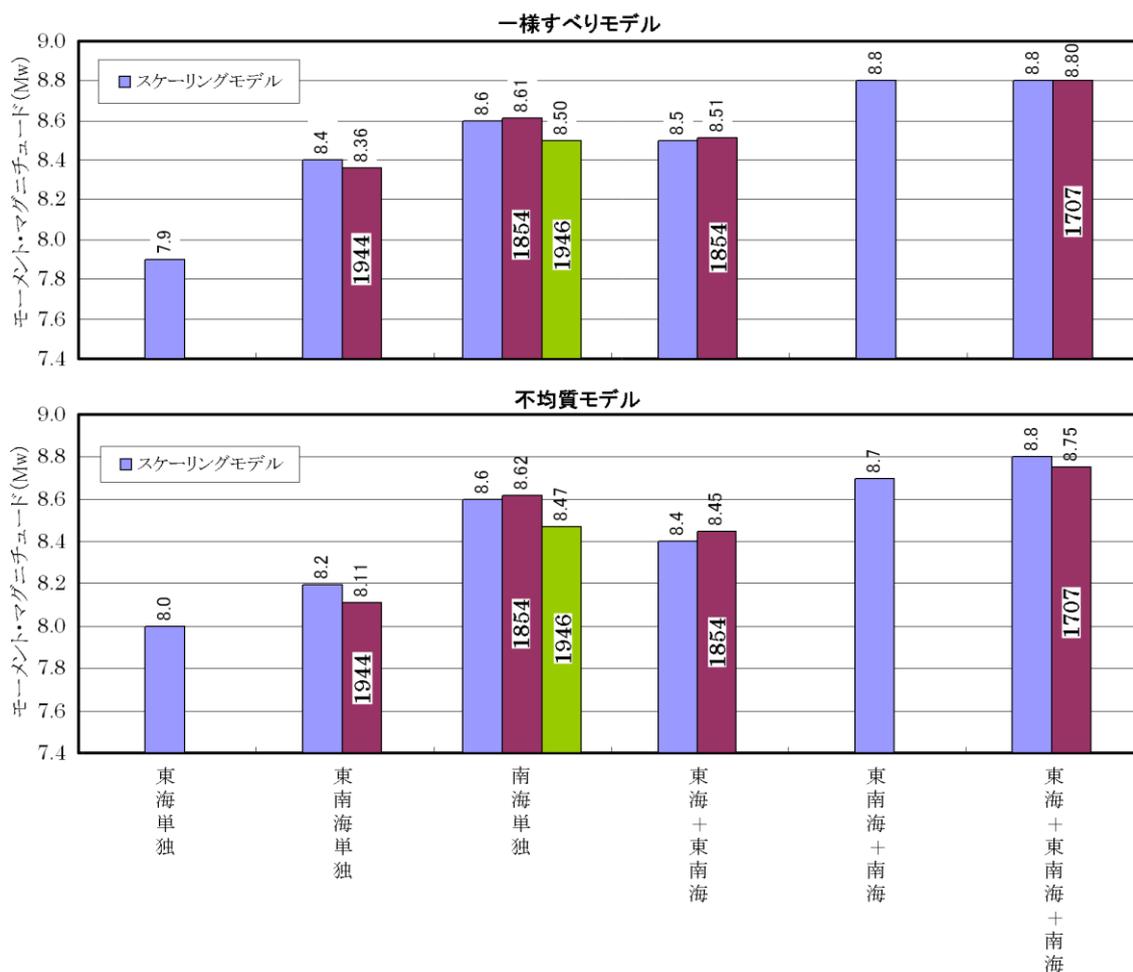


図 5.2-12 スケーリングモデルによる Mw と既往地震津波モデルの Mw の比較

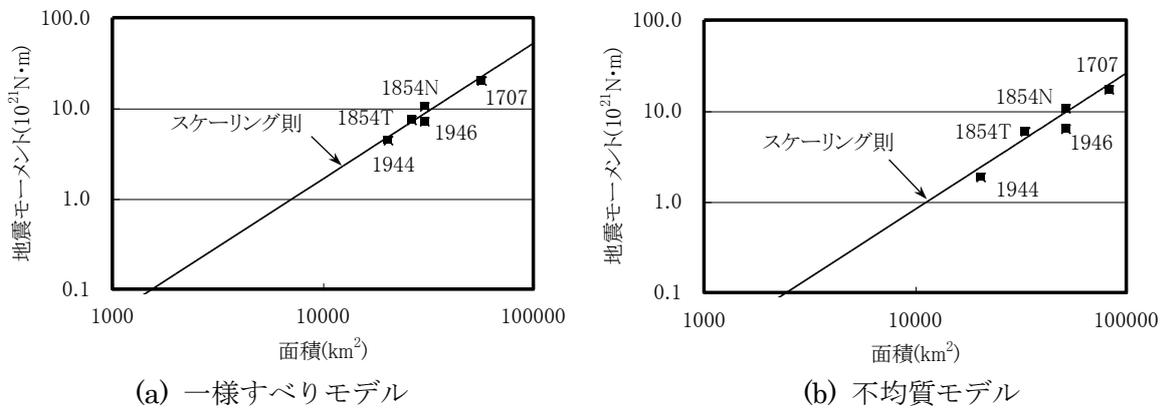


図 5.2-13 波源の面積と地震モーメントの関係

表 5.2-9 連動タイプ依存モデルを一様すべりモデルに用いる場合の
各セグメントの地震モーメントの配分割合

地震の形態	各セグメントの M_0 の配分				備考
	N1	N2	N3	N4	
南海単独	—	—	0.54	0.46	1946 昭和南海
			0.37	0.63	1707 宝永, 1854 安政南海の再現モデルの平均より算出
東海+東南海	0.20	0.80	—	—	1707 宝永, 1854 安政東海の再現モデルの平均より算出
東南海+南海	—	0.39	0.24	0.37	1707 宝永の再現モデルの配分
東海+東南海+南海	0.08	0.36	0.22	0.34	1707 宝永の再現モデルの配分

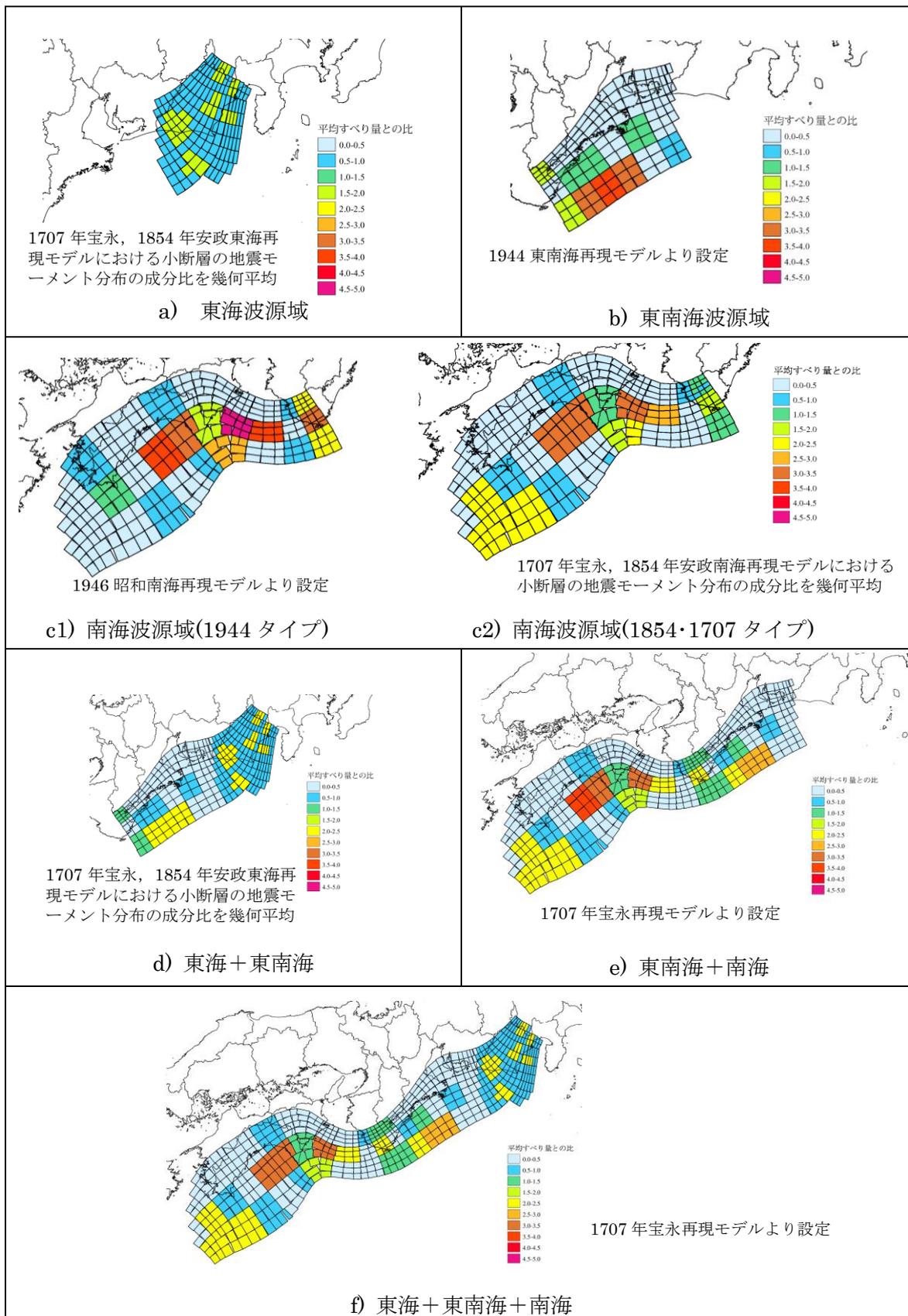


図 5.2-14 単独および連動地震における地震モーメントの成分比の幾何平均から設定した小断層の平均すべり量に対する比

b. 地震の発生間隔

南海トラフでは、684年以降多くの歴史地震が記録されている。このうち、10世紀以前の発生間隔は200年以上あり11世紀以降に比べて長い。しかし、近年の地質学や津波堆積物等の調査より、現在10世紀後半の地震の可能性も指摘されており、10世紀以前の記録については未発見のイベントのある可能性が高い。そこで、平均発生間隔は、多くの文献における共通認識として得られている1096年以降の地震から算出する。

1096年以降で考えると、以下の8回のイベントが約850年の間に発生している。ここで、12xx年は、13世紀の地震として取り扱われているものである。従って、平均発生間隔は、 $850/7=121.4$ 年（年月日まで考慮して、121.1年）となる。

684年	
↓	203年
887年	
↓	211年
1096年&1099年	
↓	132年(平均値)
12xx年	
↓	132年(平均値)
1361年	
↓	137年
1498年	
↓	107年
1605年	
↓	102年
1707年	
↓	147年
1854年	
↓	91年
1944年&1946年	
↓	???年
2yyy年	

5.3 日本海東縁部海域

(1) 解析モデル

日本海東縁部海域については、地震の発生履歴や地質学的知見、地震調査研究推進本部「日本海東縁部の地震活動の長期評価について」（2003.6、以下推本）等の知見をもとに、図 5.3-1 のような活動域区分としている。各活動域の既往最大マグニチュードは、表 5.3-1 のとおりであり、E0 領域と E3 領域では過去の明確な大地震の記録は残っていない。

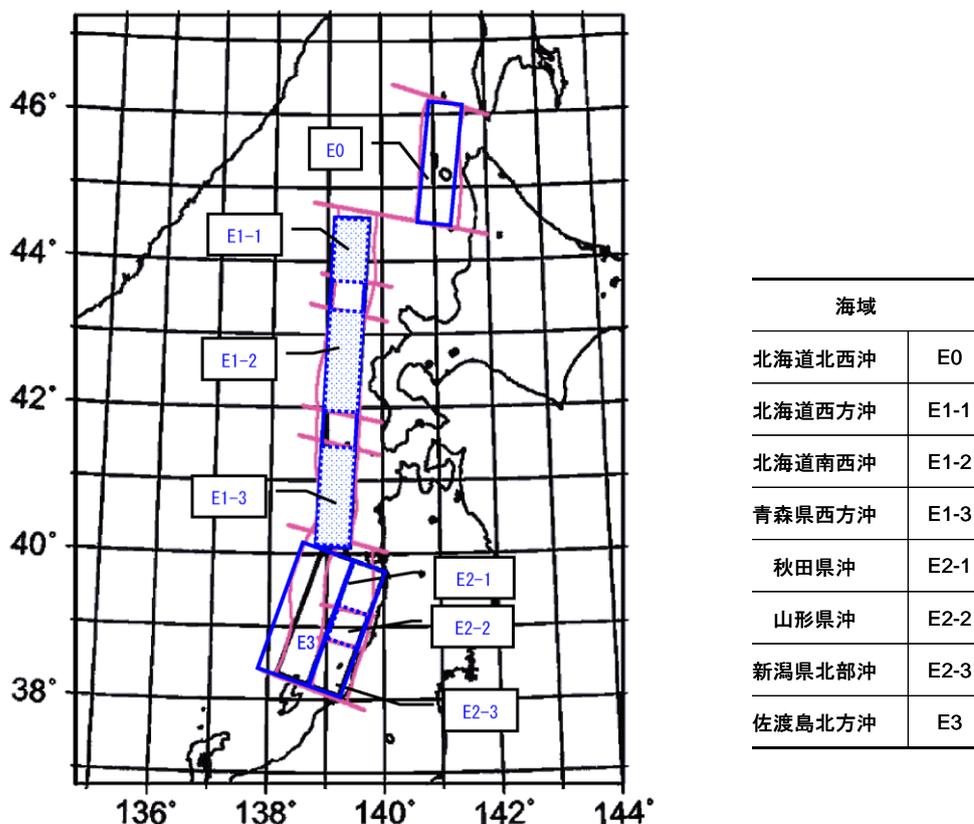


図 5.3-1 日本海東縁部海域の大地震活動域区分

活動域区分に関する分岐は図 5.3-2 に示すとおり、E1 領域と E2 領域に関するもので、各領域を細分化した領域間の境界をまたがる破壊を想定するかどうかの分岐である。この分岐に対応する活動域ごとに、表 5.3-1 に示した既往最大 Mw を考慮し、マグニチュード範囲の分岐を設け、図 5.3-3～図 5.3-6 のような分岐としている。

さらに、津波高さ推定モデル及び津波推定値のばらつきの分岐を図 5.3-7 に示す。傾斜角は 30°～60° の一様分布とし、過去の地震の発生様式に基づき、西傾斜と東傾斜の両方の傾斜方向を考慮する（図 5.3-8）。東傾斜と西傾斜の確率は等しいものとする。走向のばらつきは、活動域の走向に対して±20° の範囲にはほぼ全ての地震が含まれることを前提に、標準偏差の範囲を、活動域主軸の走向±10° とする。

図 5.3-7 では 2 種類のスケーリング則を想定しているが、両スケーリングモデルに対応するすべり量を、 M_w をベースに表示すると図 5.3-9 のようになる。

以上をまとめ、日本海東縁部に想定する津波の基準断層モデルの設定方法を表 5.3-2 に示す。

長期平均の地震発生間隔は、推本の見解を参考に表 5.3-3 のように設定できる。BPT 分布の場合、最新活動時期が比較的最近であることから、50 年確率は表 5.3-4 のように非常に小さな値となる。

表 5.3-1 日本海東縁部の大地震活動域の既往最大 M_w

海域	発生年	津波モデルの M_w	既往最大 M_w (=Mmax)	「推本」による地震規模 (信頼度)
北海道北西沖(E0)	なし	—	—	M7.8 程度 (D)

海域	発生年	津波モデルの M_w	既往最大 M_w (=Mmax)	「推本」による地震規模 (信頼度)
北海道西方沖(E1-1)	1940	7.7	7.7	M7.5 前後 (B)
北海道南西沖(E1-2)	1993	7.8	7.8	M7.8 前後 (B)
青森県西方沖(E1-3)	1983	7.7	7.7	M7.7 前後 (B)

海域	発生年	津波モデルの M_w	既往最大 M_w (=Mmax)	「推本」による地震規模 (信頼度)
秋田県沖(E2-1)	なし	—	—	M7.5 程度 (C)
山形県沖(E2-2)	1833	7.8	7.8	M7.7 前後 (B)
新潟県北部沖(E2-3)	1964	7.5	7.5	M7.5 前後 (B)

海域	発生年	津波モデルの M_w	既往最大 M_w (=Mmax)	「推本」による地震規模 (信頼度)
佐渡島北方沖(E3)	なし	—	—	M7.8 程度 (D)

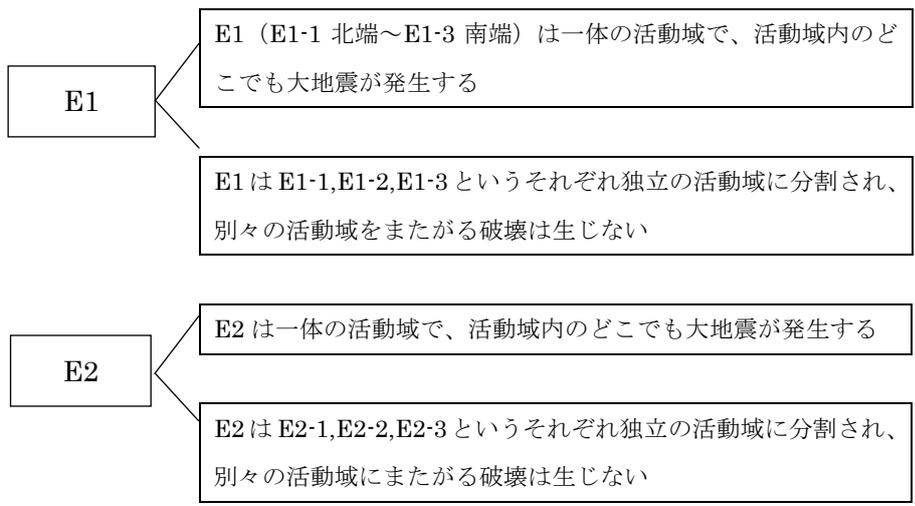


図 5.3-2 日本海東縁部の活動域区分に関する分岐

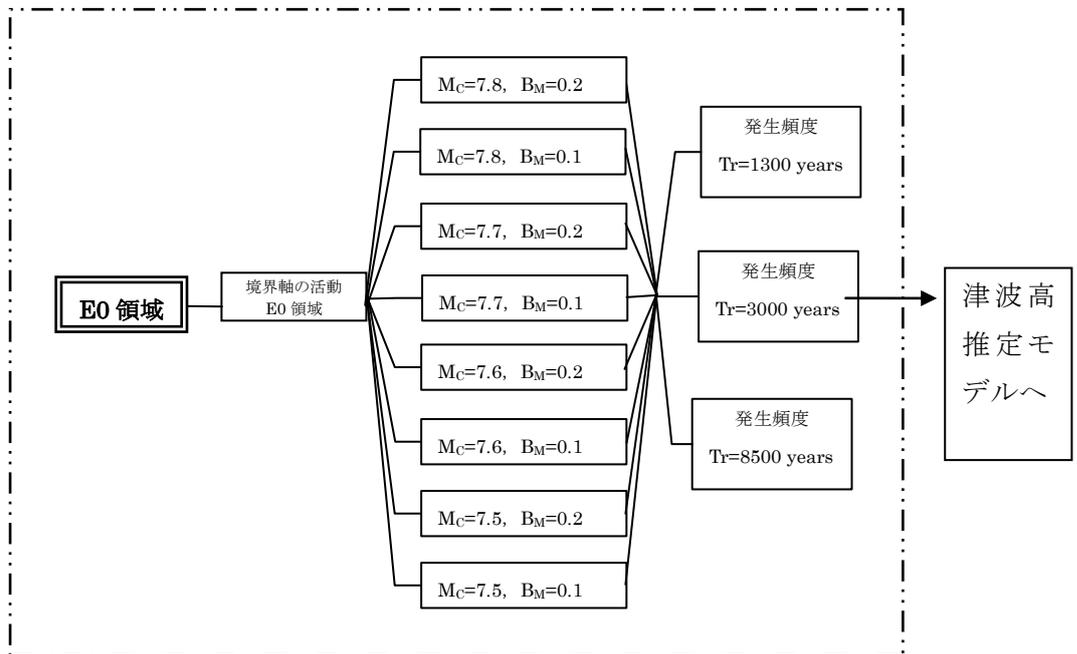


図 5.3-3 日本海東縁部 E3 領域の地震発生モデル

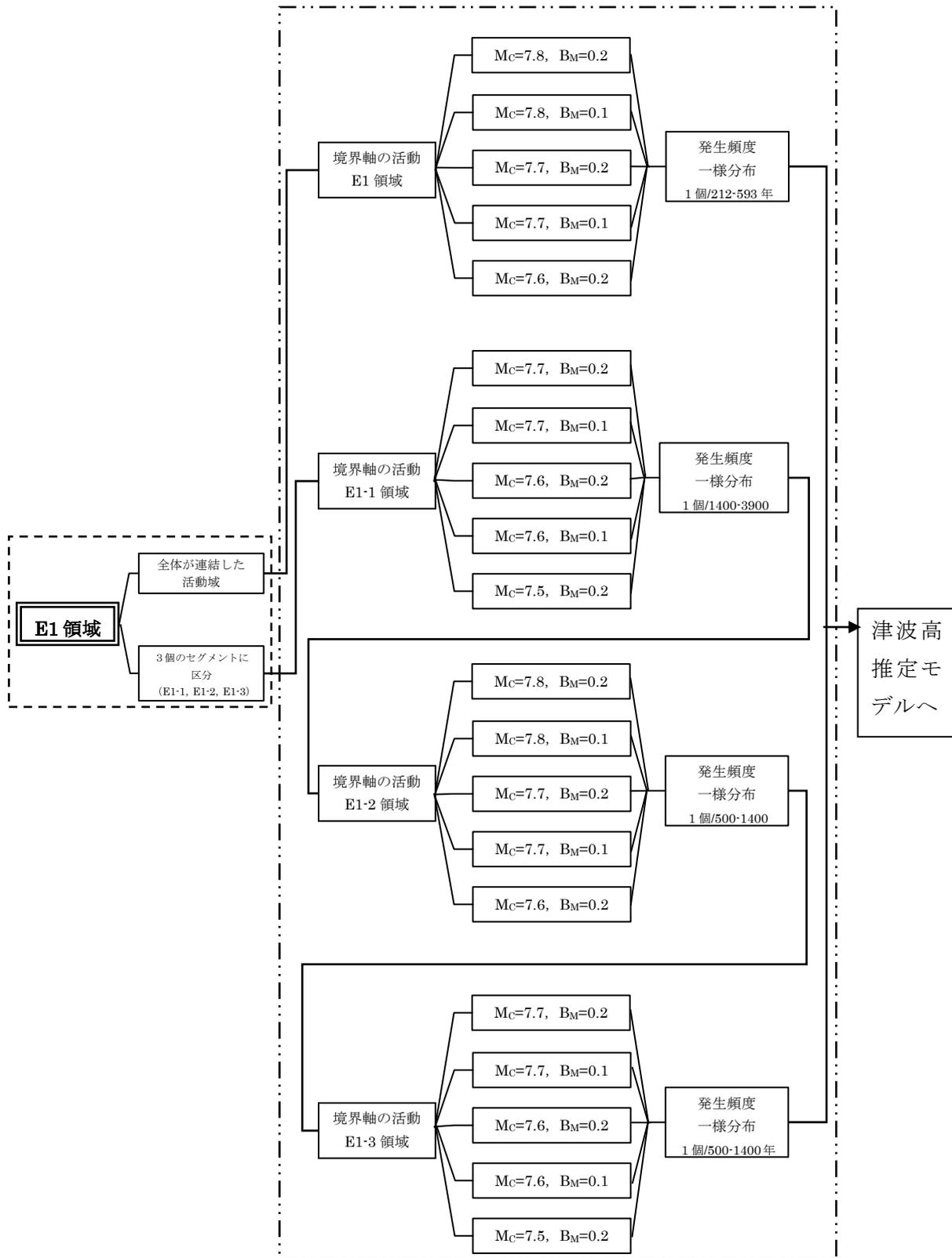


図 5.3-4 日本海東縁部 E1 領域の地震発生モデル

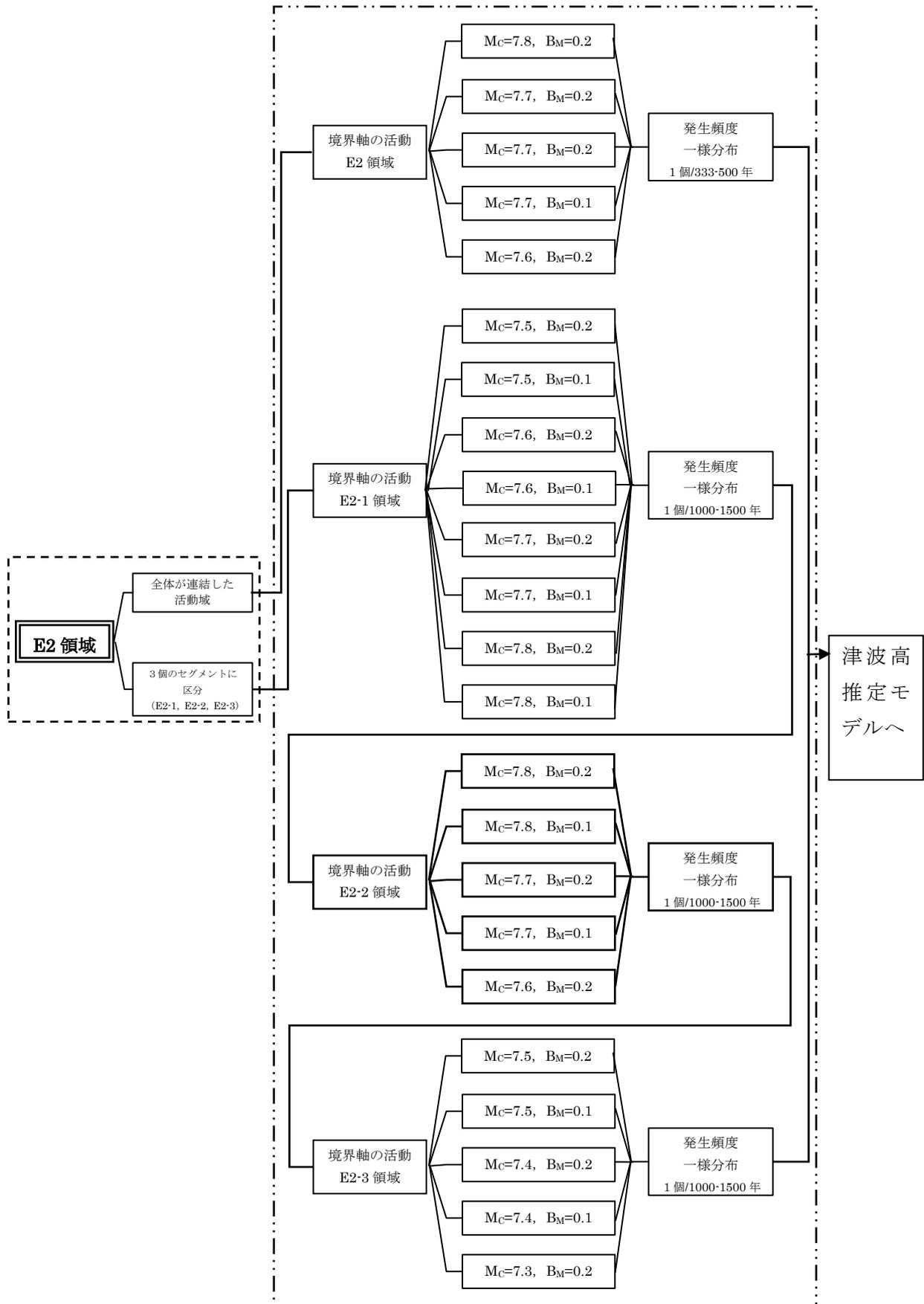


図 5.3-5 日本海東縁部 E2 領域の地震発生モデル

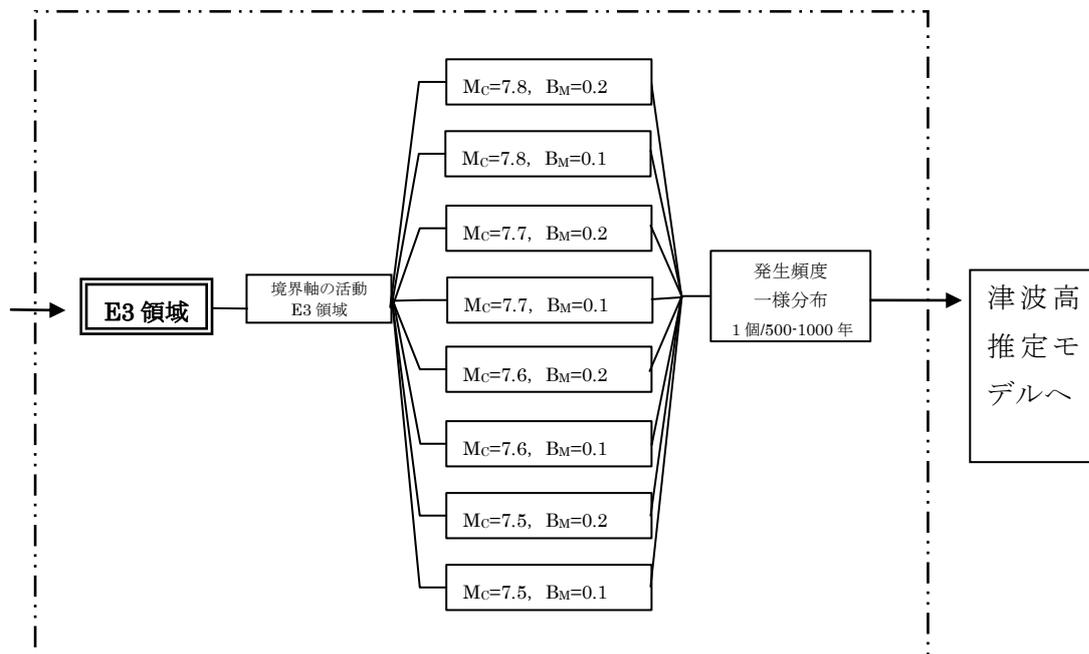


図 5.3-6 日本海東縁部 E3 領域の地震発生モデル

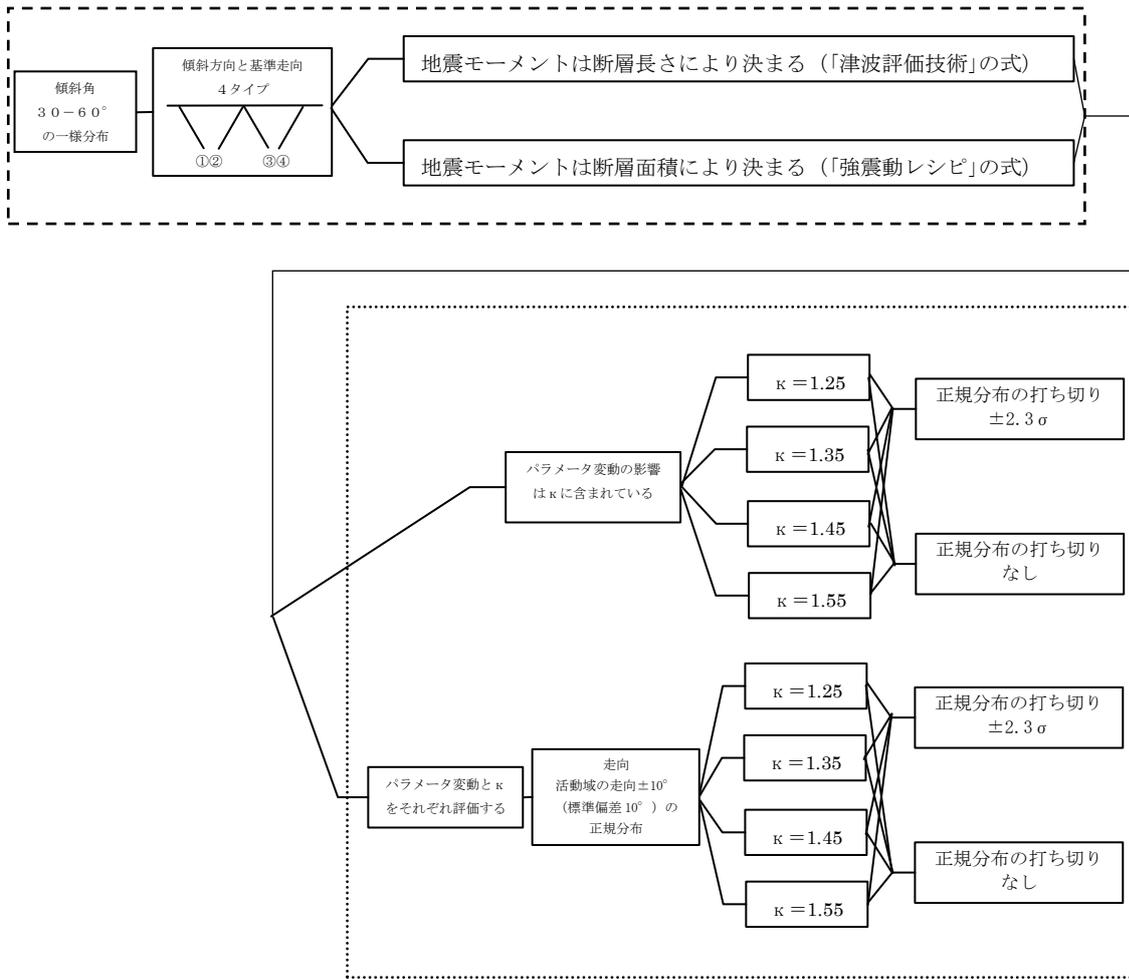


図 5.3-7 日本海東縁部の津波高さ推定モデル及び津波推定値のばらつきの方岐

表 5.3-2 日本海東縁部の断層パラメータ設定方法

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	$\log M_0(N \cdot m) = 1.5M_w + 9.1$, $D = M_0 / \mu L W$ 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° とする。西傾斜と東傾斜の双方を考慮する。
すべり角	90° とする。
剛性率	$3.5 \times 10^{10}(\text{N/m}^2)$ とする。
スケーリング則 1	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 $\log L(\text{km}) = 0.75M_w - 3.77$, $L \propto D, W = \text{const.}$ 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。
スケーリング則 2	推本の地震動予測手法（「レシピ」）などで用いられる $M_0[N \cdot m] = (S[\text{km}^2] / 4.24 \times 10^{-11})^2 \times 10^{-7}$ (Wells and Coppersmith(1994)などのデータに基づく入倉・三宅 (2001) の提案式, 地震モーメント $7.5 \times 10^{18} \text{N} \cdot \text{m}$ 以上の地震に適用する) を適用する。

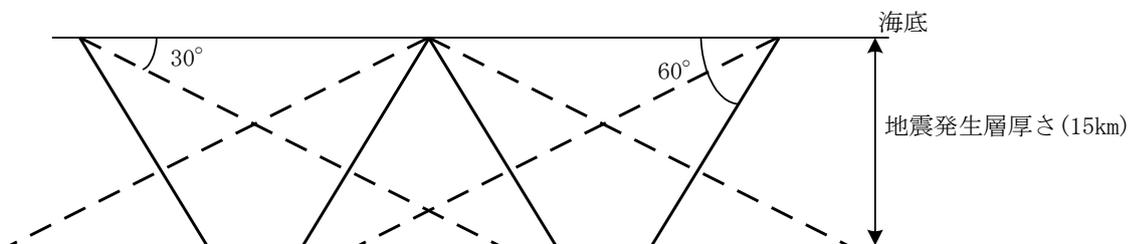


図 5.3-8 日本海東縁部における鉛直断面内の断層パターン

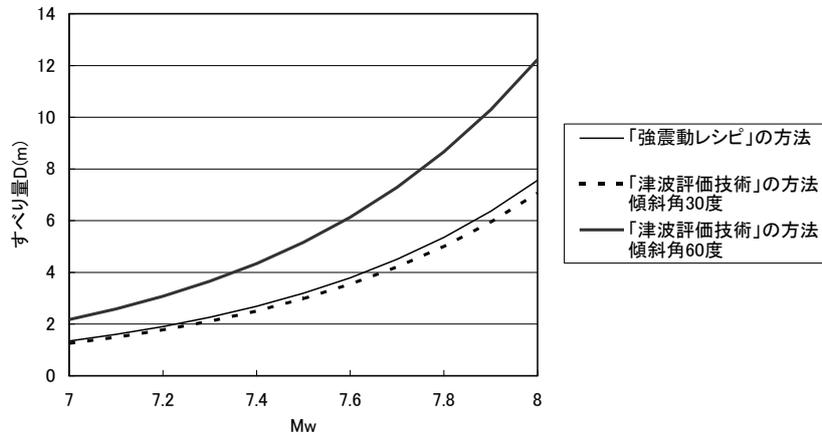


図 5.3-9 スケーリング則によるすべり量の違い（日本海東縁部）

（注）地震発生層厚さ 15km, 剛性率 $3.5 \times 10^{10}(\text{N}/\text{m}^2)$ で計算している

表 5.3-3 推本の平均発生間隔と津波ハザード解析における発生間隔

海域	平均発生間隔(推本)	根拠	分布の考え方
北海道北西沖	3900 年程度	約 2100 年前と約 6000 年前に 2 個のイベント	発生間隔データ 1 個
北海道西方沖	1400 ~ 3900 年程度	(連続性)	一様分布 (1400-3900)
北海道南西沖	500 ~ 1400 年程度	6 個のイベントの平均が約 1400 年	一様分布 (500-1400)
青森県西方沖	500 ~ 1400 年程度	3 個のイベントの平均が約 500 年	一様分布 (500-1400)
秋田県沖	1000 年程度以上	(2 列への配分)	一様分布 (1000-1500)
山形県沖	1000 年程度以上	(2 列への配分)	一様分布 (1000-1500)
新潟県北部沖	1000 年程度以上	(2 列への配分)	一様分布 (1000-1500)
佐渡島北方沖	500 ~ 1000 年程度	中嶋 (2003)	一様分布 (500-1000)

表 5.3-4 日本海東縁部における今後 50 年間の大地震発生確率

海域	平均発生間隔 最新発生時期	$\alpha=0.2$	$\alpha=0.3$	$\alpha=0.4$
北海道北西沖	$\mu=3900$ 年 約2100年前	0.08%	0.6%	1.1%
北海道西方沖	$\mu=1400$ 年 1940.08.02	0%	0%	0%
北海道南西沖	$\mu=500$ 年 1993.07.12	0%	0%	0%
青森県西方沖	$\mu=500$ 年 1983.05.26	0%	0%	0%
山形県沖	$\mu=1000$ 年 1833.12.07	0%	0%	0.003%
新潟県北部沖	$\mu=1000$ 年 1964.06.16	0%	0%	0%

(注) 2004 年の年初を起点とした場合

(2) 解析モデルに関する補足

a. スケーリング則

モーメントマグニチュードから表 5.3-2 のスケーリング則①の式により断層長さを求め、スケーリング則②の式により断層面積を求めると、両者の比（断層面積／断層長さ）はほぼ 28km となる。

したがって、断層幅が 28km より小さい場合には、②の式による断層長さは①の式による断層長さより大きくなり、断層幅が 28km より大きい場合には、②の式による断層長さは①の式による断層長さより小さくなる。すべり量の関係は、幅が同じなので、断層長さの関係と逆になる。

日本海東縁部で用いられる、傾斜角 60° 、地震発生層の厚さ 15km の場合の断層幅は約 17km なので、②の式によるすべり量の方が①の式によるすべり量よりも小さくなる。傾斜角 30° 、地震発生層の厚さ 15km の場合の断層幅は 30km なので、②の式によるすべり量の方が①の式によるすべり量よりもわずかに大きくなる（図 5.3-9 参照）。

それぞれのスケーリング則に対する断層長さ、幅、すべり量を表 5.3-5 及び表 5.3-6 に示す。

表 5.3-5 日本海東縁部に想定する津波の断層パラメータ(スケーリング則①;「津波評価技術」の式)

Mw	地震モーメント (N・m)	断層長さ (km)	傾斜角30°		傾斜角60°	
			断層幅(km)	すべり量(m)	断層幅(km)	すべり量(m)
7.0	3.981E+19	30.2	30	1.3	17.3	2.2
7.1	5.623E+19	35.9	30	1.5	17.3	2.6
7.2	7.943E+19	42.7	30	1.8	17.3	3.1
7.3	1.122E+20	50.7	30	2.1	17.3	3.7
7.4	1.585E+20	60.3	30	2.5	17.3	4.3
7.5	2.239E+20	71.6	30	3.0	17.3	5.2
7.6	3.162E+20	85.1	30	3.5	17.3	6.1
7.7	4.467E+20	101.2	30	4.2	17.3	7.3
7.8	6.310E+20	120.2	30	5.0	17.3	8.7
7.9	8.913E+20	142.9	30	5.9	17.3	10.3
8.0	1.259E+21	169.8	30	7.1	17.3	12.2

表 5.3-6 日本海東縁部に想定する津波の断層パラメータ(スケーリング則②;「強震動レシビ」の式)

Mw	地震モーメント (N・m)	断層面積 (km ²)	すべり量 (m)	傾斜角30°		傾斜角60°	
				断層幅(km)	断層長さ(km)	断層幅(km)	断層長さ(km)
7.0	3.981E+19	846.0	1.3	30	28.2	17.3	48.8
7.1	5.623E+19	1005.5	1.6	30	33.5	17.3	58.1
7.2	7.943E+19	1195.0	1.9	30	39.8	17.3	69.0
7.3	1.122E+20	1420.3	2.3	30	47.3	17.3	82.0
7.4	1.585E+20	1688.0	2.7	30	56.3	17.3	97.5
7.5	2.239E+20	2006.2	3.2	30	66.9	17.3	115.8
7.6	3.162E+20	2384.3	3.8	30	79.5	17.3	137.7
7.7	4.467E+20	2833.8	4.5	30	94.5	17.3	163.6
7.8	6.310E+20	3368.0	5.4	30	112.3	17.3	194.4
7.9	8.913E+20	4002.8	6.4	30	133.4	17.3	231.1
8.0	1.259E+21	4757.4	7.6	30	158.6	17.3	274.7

(注) 剛性率は $3.5 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ としている。

b. 大地震の発生間隔

北海道北西沖及び秋田県沖～新潟県北部沖の発生間隔は、以下のように解釈して設定している。

北海道北西沖の発生間隔は、推本評価では 2100 年前と 6000 年前の 2 回である(北海道礼文島西方の利尻トラフにおける海底堆積物の堆積年代推定より)。これは 6000 年間で 2 個であることから、データ 2 個の信頼区間は(ポアソンとして) 0.708～4.64 となる。こうした考えに基づけば、1300 年に 1 回、3000 年に 1 回、8500 年に 1 回の 3 分岐を設定すればよい。

秋田県沖、山形県沖、新潟県北部沖の 1500 年は、推本が佐渡島北方沖で設定している 500 年間隔と同等の発生間隔が、3 領域全体で生じるとしたときの領域ごとの間隔を採用したものである。

5.4 海域活断層に想定する津波

(1) 海域活断層に想定する津波

a. 基本方針

個々の海域活断層については、個別断層に関する情報や地震動評価との整合性を踏まえることが必要であるため、基本的にサイトマターとする。ここでは、標準的な手法について述べる。

まず、海域活断層（場所を特定できない上部地殻内地震を含む）の評価に必要な地震発生モデルは、図 5.4-1 のとおりである。



図 5.4-1 標準的な地震発生モデル（海域活断層）

活動域は、以下の方針で設定する。

- ① 将来の活動が否定できない活断層、活撓曲、活褶曲（以下、これらを総称して断層と呼ぶ）を対象とする。
- ② 評価対象海域、活動の有無の認定、活動区間については、サイトマターとする。活動単位については、サイトごとに独自に判断している場合が多く、その場合、この分岐は不要である。
- ③ 断層は直線で近似し、直線モデル化の不確実性ならびに断層線以外での地震発生の可能性は考慮しない。
- ④ 一括放出モデルを基本とする。しかし、地震地体構造からみて非常に長大な活断層、または松田(1990)の起震断層の定義に照らして複数の活断層の連動が考えられる場合には、一括放出モデルの他に連動（カスケード）モデル（セグメントは独立にも、複数同時にも活動する）を設定してよい。この場合、後述するロジック分岐を設ける。

- ・一括放出型（必ず全長が破壊する）
- ・連動型（連動する場合を確率的に考慮する）

一括放出型と連動型の分岐の重みは、個別に判断する。連動型は3章に示した考え方に基づき設定する。あるいは、簡略化して全長に対する部分破壊とみなし、与えるマグニチュードに応じて破壊領域長を設定してもよい。なお、海溝型地震に比べ波源の広がり小さいため、活動の時間差は考慮しなくてよい。

b. 対象領域

検討対象範囲は、評価対象となる水位（X；敷地高や取水可能レベル）と発生する津波高の確率密度の関係から注意深く設定する必要があるが、以下を目安に、1次的スクリーニングを実施してよい。

活動域で、最も津波が大きくなるケース（傾斜角・すべり角）で計算を実施したとき、サイト前面の最大水位上昇（下降）量 H が、

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

となる海域は評価対象外としてよい。 κ は津波高さに含まれるばらつきで、最大 1.55 程度である。このような場合、津波高さに含まれるばらつきを評価したとしても、最終的な津波水位超過確率に与える影響は微小であると考えられる。

ただし、ハザードに対して支配的な大津波の波源が他にあるか等により、個々の活動域の相対的な重要性が変化することに留意すべきである。

c. 平均発生間隔

平均発生間隔は以下のとおりとする。

- ① 平均発生間隔が既知の場合、それを採用する。平均繰り返し間隔は、マグニチュード分布から得られる 1 地震あたりモーメント放出量の期待値を、平均モーメント蓄積速度で割ることにより得られる。
- ② 海域活断層の活動度に関しては有力な情報がないときは、
1mm/year（活動度 A 級の下限）～0.1mm/year（活動度 C 級の上限）
の一様分布を基本とする。

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

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

$$f(m) = \frac{\beta \exp\left\{-\beta(m - m_L)\right\}}{1 - \exp\left\{-\beta(m_U - m_L)\right\}} \quad \text{for } m_L \leq m \leq m_U.$$

となる。ただし、 $\beta = b \ln 10$ 、 b は b 値である。 b 値は不明の場合、標準的な値である 0.9 とする。

d. 津波高さ推定モデル

津波高さ推定モデルは以下のとおりとする。なお、調査結果等から既知の場合は、個別の情報を優先してよい。

- ①断層上縁深さ 0～5km
- ②傾斜角 45～90°（西南日本）、30～60°（中越地方）
- ③すべり角 広域応力場と傾斜角から求まる範囲
- ④傾斜方向（褶曲のように傾斜方向が未知の場合に両方向を設定）

断層上縁深さについては、一様分布、傾斜角は既往地震の統計をもとに切断正規分布として設定できる。

$$\frac{2}{\sqrt{\pi}\sigma} \exp\left[-\frac{2}{2\sigma^2}(x-\mu)^2\right]$$

ただし、 σ は標準偏差、 μ は平均である。

e. スケーリング則

上部地殻内に発生する活断層に関しては、活動セグメントごとに固有の変位量があり、それらが連動破壊しても個々の活動セグメントのすべり量は変化しないとする考え方と、活動セグメントが連動した場合には総延長に応じて変位量が大きくなる、とする2つの対立する考え方が地震発生予知に用いられている。これを反映し、図 5.4-2 のようなロジック分岐を設ける。

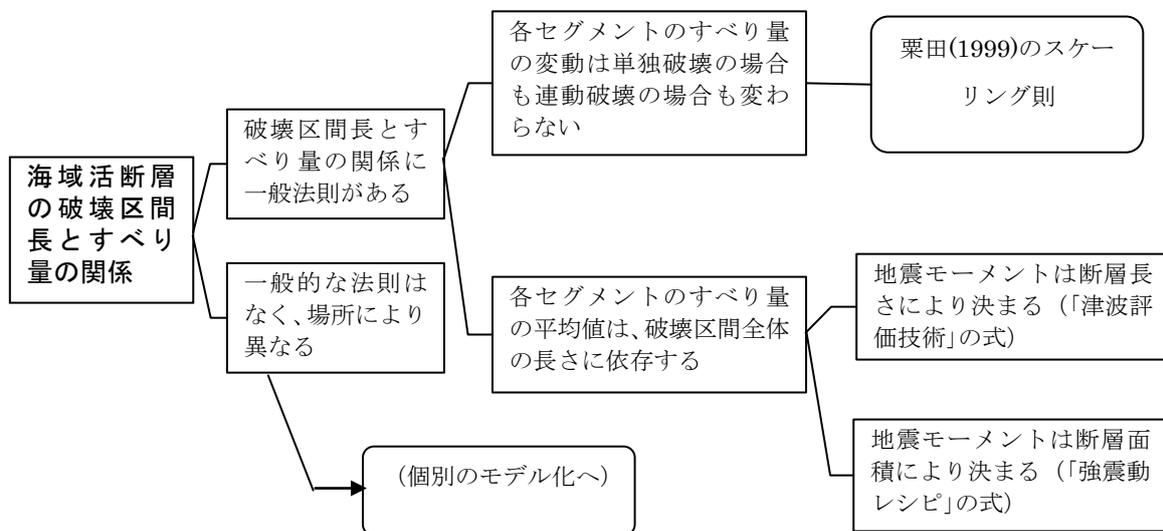


図 5.4-2 海城活断層の破壊区間長とすべり量の関係に関するロジック分岐

各セグメントのすべり量の平均値が、破壊区間全体の長さに依存するとした場合、以下のいずれかのスケーリング則を適用する。

① 地震モーメントは断層長さにより決まる (『津波評価技術』の式)

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

$$\log L(\text{km}) = 0.75M_w - 3.77, \quad L \propto D, \quad W = \text{const.}$$

が、 M_w が小さいとき

$$W = \frac{2}{3}L, \quad L \propto W \propto D$$

の関係が成り立ち、両者が連続的に接続するものとする。

② 地震モーメントは断層面積により決まる (『強震動レシピ』の式)

推本の「強震動レシピ」では、地震モーメント $7.5 \times 10^{18} \text{N} \cdot \text{m}$ ($M_w 6.5$ 相当) を境に、以下

の2式を使い分けている。

- ・ 震源断層の面積が大きい地震

Wells and Coppersmith(1994)などのデータに基づく入倉・三宅(2001)の提案式

$$M_0[N \cdot m] = (S[km^2]/4.24 \times 10^{-11})^2 \times 10^{-7}$$

- ・ 震源断層の面積が小さい地震

過去の大地震の強震記録を用いた震源インバージョン結果をもとにして Somerville et al. (1999)が回帰した式

$$M_0[N \cdot m] = (S[km^2]/2.23 \times 10^{-15})^{1.5} \times 10^{-7}$$

海域活断層では傾斜角は一般に高角であるため、②の式によるすべり量の方が①の式によるすべり量よりも小さくなる(図5.4-3参照)。

各セグメントのすべり量の変動は単独破壊の場合も連動破壊の場合も変わらないとした場合には、以下の2通りのいずれかを適用する。

① 活動単位を「活動セグメント」とした場合

すべり量は個別の活動セグメント長 L_{seg} の関数として、栗田(1999)の式で得られる。

$$D = L_{seg}/4.9$$

なお、カスケード地震モデルでは、地震セグメント(1回の大地震において破壊する断層の間)は、さらに細分化された「活動セグメント」で構成され、松田(1990)の「起震断層」は、最もおこりやすい地震セグメントとみなす。活動セグメント長は一般に起震断層長以下であるため、こうしたカスケード地震モデルを適用する場合には、活動区間の最小単位としての活動セグメント区分について、十分な裏づけを行っておく必要がある。

② 活動単位を「起震断層」とした場合

起震断層どうしの連動をモデルに含める場合には、各起震断層に栗田(1999)の式を適用すると、すべり量が過大となる可能性が高いため、起震断層ごとに、上述した「津波評価技術」や「強震動レシピ」のスケーリング則から得られるすべり量を与えればよい。

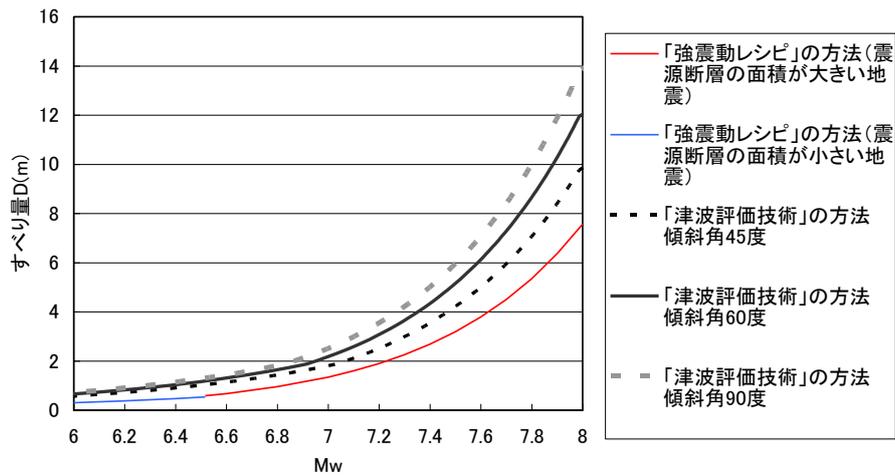


図 5.4-3 スケーリング則によるすべり量の違い（海域活断層）

（注）地震発生層厚さ 15km, 剛性率 $3.5 \times 10^{10}(\text{N}/\text{m}^2)$ で計算している

(2) 大地震以外の地震（背景的地震）に関する標準的モデル

ここでは、大地震以外の地震（一般に場所を特定できない点震源として与えられる）についても、活動域区分及び地震規模の分布形については、地震動の評価等を踏まえ、サイトごとの判断に基づいて設定する。新たに設定する場合は、推本による地震活動域区分や地震の発生状況をもとに活動域区分を設定する。

気象庁マグニチュード M_J からモーメントマグニチュード M_w への変換が必要な場合には、以下の関係を用いる。

内陸上部地殻内地震に対する以下の変換式（松田(1975)と武村(1998)それぞれの文献における断層長さとマグニチュードに関する式を合成）は、

$$M_J = 1.25M_w - 1.45 \quad (\text{つまり } M_w = 0.8M_J + 1.16)$$

で与えられる。

上式について、武村(1998)の内陸地震データベースを用いて誤差を以下のように評価した。内陸地殻内地震に関し、 M_w と M_J 間の変換式として、上記変換式は誤差の小さい良好な変換式であるといえる。

まず、武村(1998)の表に与えられた地震モーメントから

$$M_w = \frac{\log M_0 - 16.1}{1.5}$$

を用いて M_w を算出した。変換式を用いて算出した M_w に対する差の平均と標準偏差を評価すると、それぞれ 0.20、0.19 となる。

ただし、武村(1998)は、 $M_0 = 7.5 \times 10^{25}(\text{dyne} \cdot \text{cm})$ ($M_w = 6.52$, $M_J = 6.8$ 程度) を境にスケーリング則が変化するとしている。変曲点より地震モーメントが大きい地震を抽出した場合、差の平均と標準偏差は、それぞれ 0.035, 0.12 と極めて小さくなる。

表 5.4-1 内陸地震の M_J と M_w の関係

Earthquake		M	Type	δ	L	W	D	M_0	M_w	M_w	変換式誤差	変換式誤差
(year)	(name)				(km)	(km)	(cm)	(dyne \cdot cm)	Moより	MJから変換		($M_w > 7.5e27$ のみ)
1891	Nobi	8.0	ST	90	85	15	380	1.5E27	7.38	7.56	0.18	0.18
1927	Kita-tango	7.3	ST	64	33	19	370	4.6E26	7.04	7	-0.04	-0.04
1930	Kita-Izu	7.3	ST	90	22	12	300	2.7E26	6.89	7	0.11	0.11
1931	Nishi-Saitama	6.9	ST	80	20	10	100	6.8E25	6.49	6.68	0.19	
1934	Minami-Izu	5.5	ST	90	7	4	10	9.5E23	5.25	5.56	0.31	
1935	Shizuoka	6.4	ST	70	11	6	100	2.2E25	6.16	6.28	0.12	
1939	Oga	6.8	ST	30	16	12	200	1.7E26	6.75	6.6	-0.15	-0.15
1943	Tottori	7.2	ST	90	33	13	250	3.6E26	6.97	6.92	-0.05	-0.05
1945	Mikawa	6.8	DP	30	12	11	225	8.7E25	6.56	6.6	0.04	0.04
1948	Fukui	7.1	ST	90	30	13	200	3.3E26	6.95	6.84	-0.11	-0.11
1955	Futatsui	5.9	DP	64	15	4	20.5	4.1E24	5.68	5.88	0.2	
1961	Kita-Mino	7.0	OB	60	12	10	250	9.0E25	6.57	6.76	0.19	0.19
1962	Miyagi-Hokubu	6.5	DP	56	12	10	60	2.4E25	6.19	6.36	0.17	
1963	Wakasa-Wan	6.9	ST	68	20	8	60	3.0E25	6.25	6.68	0.43	
1967	Wakayama-Seibu	4.2	OB	68	2.5	2	1.63	2.7E22	4.22	4.52	0.3	
1968.3	Wakayama-Seibu	5.0	ST	82	8	4	1.73	1.9E23	4.79	5.16	0.37	
1968.8	Wakayama-Seibu	4.8	DP	90	6	3	1.58	9.4E22	4.58	5	0.42	
1969.3	Wakayama-Seibu	4.2	OB	90	4	8	0.22	2.4E22	4.19	4.52	0.33	
1969.7	Wakayama-Seibu	4.4	ST	68	3	3	0.71	2.1E22	4.15	4.68	0.53	
1969.9	Gifu-Chubu	6.6	ST	90	18	10	64	3.5E25	6.3	6.44	0.14	
1970.1	Wakayama-Seibu	4.3	ST	90	2	4	0.76	2.0E22	4.13	4.6	0.47	
1970.10	Akita-Nantobu	6.2	DP	46	15	11	28	1.4E25	6.03	6.12	0.09	
1970.11	Wakayama-Seibu	3.8	OB	54	4	5	0.16	1.1E22	3.96	4.2	0.24	
1974.5	Izu-Hanto-OkI	6.9	ST	80	18	8	120	5.9E25	6.45	6.68	0.23	
1974.7	Amagi	4.9	ST	90	3.5	3	9	3.2E23	4.94	5.08	0.14	
1975	Oita-Chubu	6.4	DP	70	10	20	32	2.2E25	6.16	6.28	0.12	
1976	Kawazu	5.4	ST	82	9	3.5	20	2.1E24	5.48	5.48	0	
1978	Izu-Oshima	7.0	ST	85	17	10	185	1.1E26	6.63	6.76	0.13	0.13
1980	Izu-Toho-OkI	6.7	ST	70	15	7.5	110	7.0E25	6.5	6.52	0.02	
1983	Tottori-Chubu	6.2	ST	85	5	6	50	4.5E24	5.7	6.12	0.42	
1984.5	Yamasaki-F	5.6	ST	90	3	5	8	3.2E23	4.94	5.64	0.7	
1984.10	Nagano-Seibu	6.8	ST	85	12	8	100	2.9E25	6.24	6.6	0.36	
1995	Hyogo-Nanbu	7.2	ST	86	25	15	220	2.5E26	6.87	6.92	0.05	0.05
平均											0.202	0.035
標準偏差											0.192	0.119

(武村(1998)に加筆 ; 表中の M を M_J と解釈)

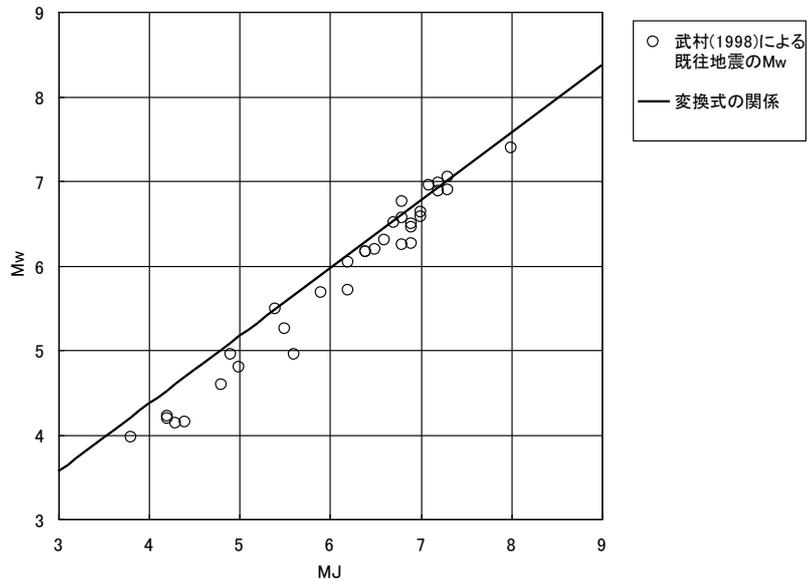


図 5.4-4 内陸上部地殻内地震の M_J と M_w の関係

津波高さ推定モデルの標準的な考え方を表 5.4-2 に示す。海域活断層と同様の考え方で設定できるが、異なるのは走向が不確定である点である。走向については、対象海域周辺の活断層の走向の統計に基づき、等水深線の方角を基本として設定できる。

表 5.4-2 大地震以外の上部地殻内地震（背景的地震）の断層パラメータ設定方針

	考えられる 不確実性	基本方針	分布形	備考
震源とサイトの 位置関係（距離）	断層長さ	Mw から武村(1998)の関係で 設定	—	
	断層幅	$W=2L/3$ (地震発生層 15km を 上限)		
	断層上縁深さ	断層面の範囲を地表～地震 発生層下端まで	一様分布	
	傾斜角	45～90° (西南日本)、 30～60° (中越地方周辺)	切断正規 分布	活断層と同様 傾斜方向は地形か ら決定
	すべり角	広域応力場の範囲（一様分 布）	一様分布	
	走向	周辺断層に平行±ばらつき (例えば 20° 程度)	一様分布	地形に共役方向の 断層は横ずれと考 えられるため、除 外してよい。
	位置	地震動評価と同じ位置に断 層中心	—	

計算ケースを低減するためには、あらかじめ限定した波源位置・マグニチュードにおける断層パラメータの感度分析を実施し、パラメータが津波高さに与える影響を、回帰曲線等により模式化しておく。計算は代表的なケースについてのみ実施し、不足するケースについては、回帰曲線を用いて結果を推定する。

5.5 遠地津波

(1) 解析モデル

遠地津波としては、南米沖と北米カスケード沈み帯の津波を対象とした。遠地津波の発生領域の区分を図 5.5-1 と表 5.5-1 に示す。この中の C-3 については、図 5.5-2 に示すように、地震の規模と平均発生間隔について、基本的な分岐が設定されている。

津波の痕跡高に基づいて設定したマグニチュード(モーメントマグニチュード)を表 5.5-2 に、津波計算に用いる断層モデルを設定するための各領域の基準断層モデルを表 5.5-3 に示す。スケールリング則に、「L,W,D 比例」とあるのは、「L,W,D」の間に相似関係が成立するとして、与えられたモーメントマグニチュード(地震モーメント)に一致する断層モデルを基準断層モデルに基づいて設定する場合である。

平均発生間隔の分岐は、3.1 で述べたように、データに基づいて設定した。分岐設定のもとになったデータを表 5.5-4 に示す。推定値の信頼区間推定に用いるばらつきは基本的に 0.3 としたが、北米カスケード沈みこみ帯については、発生間隔のばらつきが大きく、データ(表 5.5-4 の幅の中央の値)から BPT 分布の μ (平均値) は 518 年、 α は 0.70、対数正規分布の m (中央値) は 6.068 (432 年)、 σ_m は 0.70 と推定される。信頼区間の推定においては、ばらつきは 0.7 を用いた。結果はロジックツリーの中で表示し、平均発生間隔の有効数字は、四捨五入により 2 桁とした。

計算に用いる各領域のロジックツリーを図 5.5-3 に示す。なお、北米カスケード沈みこみ帯については、Satake et al. (2003)に基づく検証が現状ではできておらず、モデル化の方法も含めて今後の課題となっている。

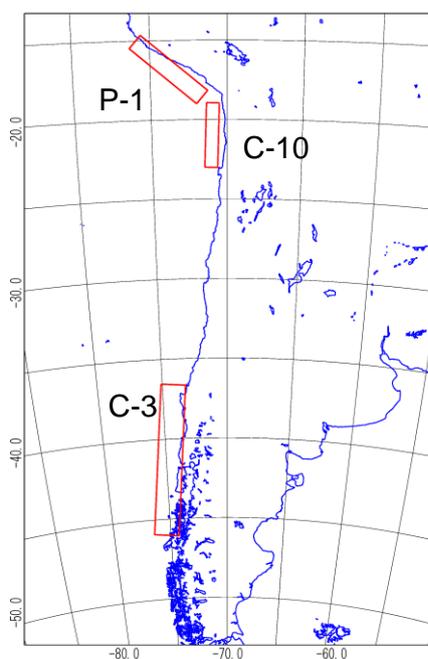


図 5.5-1 遠地津波の領域区分

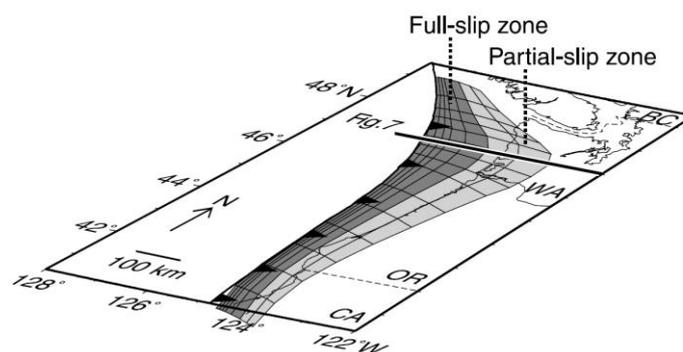


Figure 6. Three-dimensional view of the fault geometry used in the Long-Narrow model (modified from Wang et al. [2001]).

表 5.5-1 遠地津波の発生領域

コード	名称	地震の例
C-3	南米チリ南部沖	1960年
C-10	南米チリ北部沖	1877年
P-1	南米ペルー沖	1868年、1604年
NA-1	北米カスケード沈みこみ帯	1700年

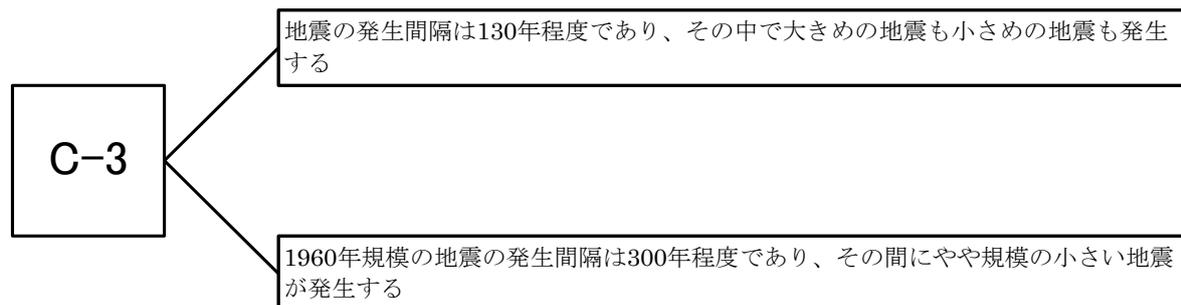


図 5.5-2 C-3 に関する基本的な分岐

表 5.5-2 津波痕跡高に基づく遠地津波のマグニチュード

コード	名称	対象津波	M _w
C-3	南米チリ南部沖	1960年	9.5 (K&C)
		1960年	9.3 (B&W)
		1837年	8.8
C-10	南米チリ北部沖	1877年	8.8
P-1	南米ペルー沖	1868年	9.0
NA-1	北米カスケード沈みこみ帯	1700年	9.1

注) K&Cは Kanamori and Cipar (1974)、B&Wは Barrientos and Ward (1990)に基づくモデルを用いた場合のモーメントマグニチュードであり、どちらのモデルでも日本の太平洋岸沿いの痕跡高を再現できる。なお、南米沖のその他のモデルは1960年のB&Wモデルをスケールリング則で調整することにより得られたモデルである。

表 5.5-3 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 (km)	幅 (km)	すべり 量 (m)	上端 深さ (km)	走 向 (°)	傾斜 角 (°)	すべ り角 (°)	剛性率 ×10 ¹⁰ N/m ²	M ₀ ×10 ²⁰ N・m	M _w	スケーリ ング則
1960年 K&C モデル	800	200	24	1	10	10	90	5.0	1920	9.46	L,W,D 比例
1960年 B&W モデル	850	180	14.6	1	7	20	105	5.0	1117	9.30	L,W,D 比例
1837年	479	101	8.22	1	7	20	105	5.0	200	8.80	L,W,D 比例
南米 C-10	450	95	7.74	1	2	20	105	5.0	165	8.75	L,W,D 比例
南米 P-1 1868年	603	128	10.37	1	310	20	50.7	5.0	400	9.00	L,W,D 比例
北米カスケ ード沈み込み帯 1700年	1100	74	14.0					5.0	570	9.10	L,W,D 比例

注) K&C は、Kanamori, H. and J. J. Cipar (1974.)、B&W は、Barrientos, S.E. and S.N. 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。原子力発電所の津波評価においては、サイトにより、両モデルのいずれかが用いられている。

表 5.5-4 平均発生間隔に関する基礎データ

コード	名称	発生間隔の データ数	地震の例
C-3 (1)	南米チリ南部沖	3	1575年12月16日 1737年12月24日 1837年11月7日 (Mt9.2) 1960年5月22日 (Mw9.4)
C-3 (2)	南米チリ南部沖	3	1960年5月22日 (Mw9.4) 1575年12月16日 AD1280-1390 AD1020-1180
C-10	南米チリ北部沖	0	1877年5月9日 (Mt9.0)
P-1	南米ペルー沖	1	1604年11月24日 1868年8月14日 (Mt9.0)
NA-1	北米カスケード沈みこみ帯	6	1700年1月26日 1300-900 (2000年から前) 1350-1130 1700-1500 2800-2400 3320-2800 3500-3320

注) 北米カスケード沈みこみ帯のデータは Clague(1997)による

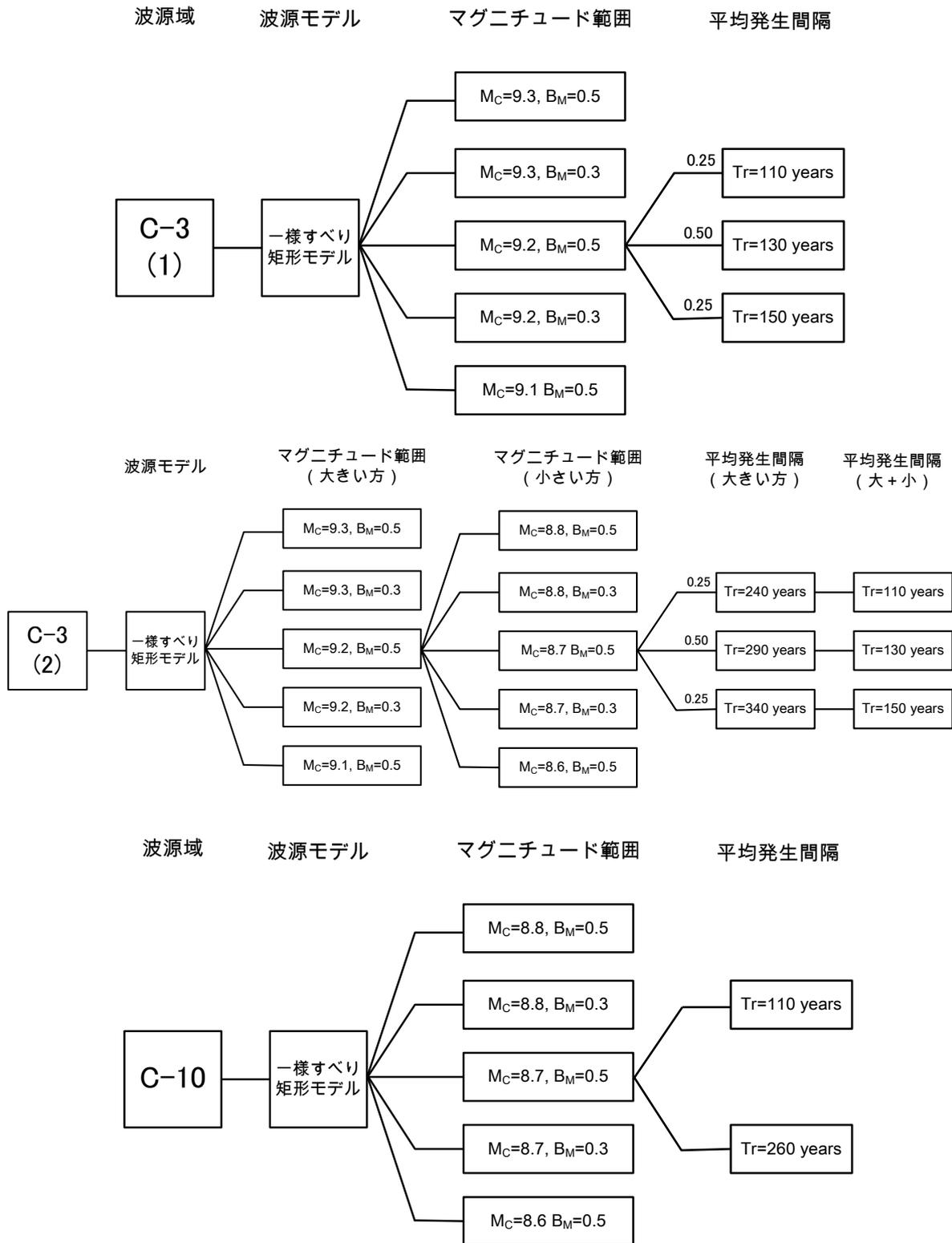


図 5.5-3(1) 計算に用いる各領域のロジックツリー

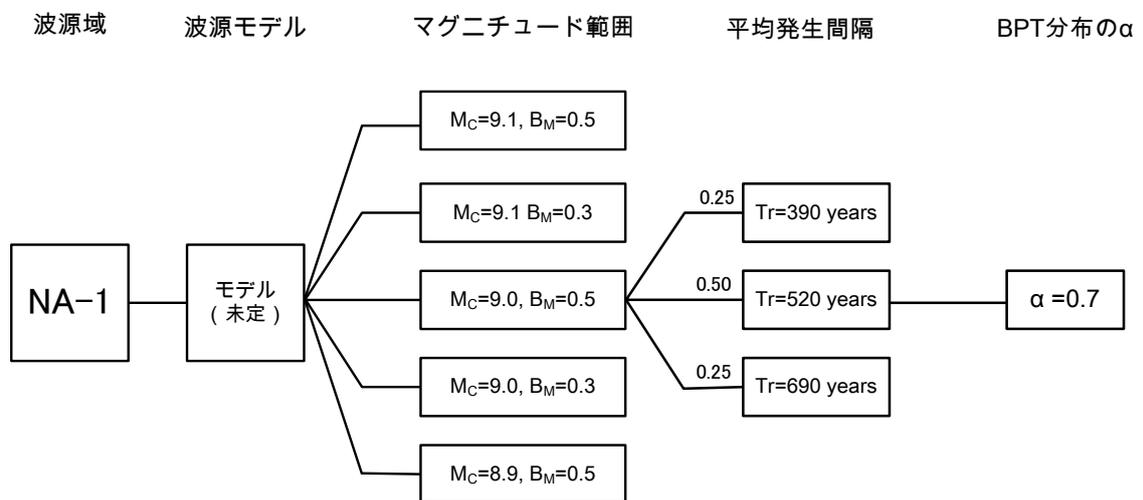
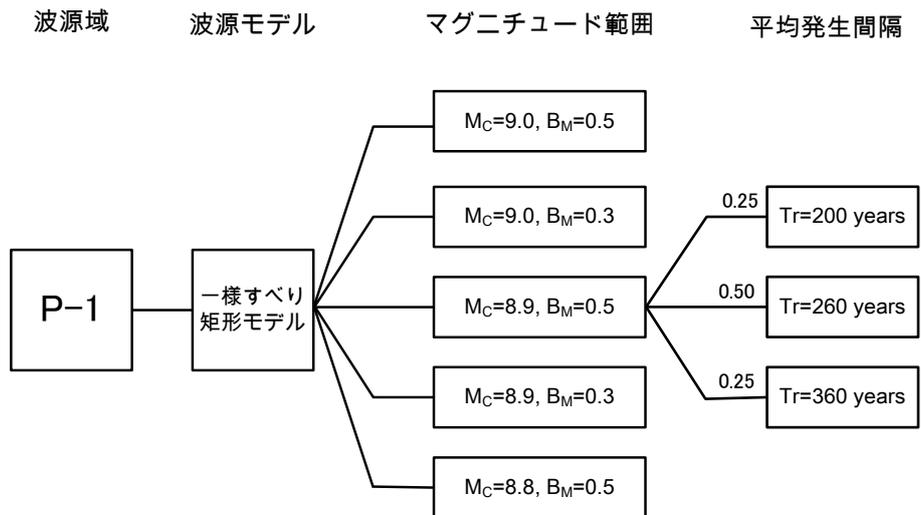


図 5.5-3(2) 計算に用いる各領域のロジックツリー

(2) 解析モデルに関する補足

羽鳥(1989)による日本で観測された遠地津波の震央分布、渡辺(1998)による日本に影響を与えた遠地津波の分布、都司・他(1998)による日本に影響を与えた4つの遠地津波の痕跡高の比較を図5.5-4に示す。これらの結果から、日本で大きな津波が生じる可能性があるのは、南米沖の地震津波と北米カスケード沖の地震津波であり、それに次ぐのがカムチャッカ沖の地震津波と考えられる。

1960年チリ沖地震津波の発生域であるC-3に関して新しい研究成果が発表されている。

これまでの津波ハザード解析モデルでは、C-3の津波の発生間隔について、Nishenko (1991)の評価(128±16年)に基づき、110年、130年、150年の3つの分岐を設定している。また、マグニチュードについては、Kanamori and Ciper (1974)に基づくモデル(高岡・他(2001))を用いる場合は最大9.7まで、Barrientos and Ward (1990)に基づくモデル(大森・他(2002))を用いる場合は最大9.5までが考慮されている。

宍倉・他(2006)は、チリ地震震源域中央付近マウジン川河口周辺の湿地におけるトレンチ掘削調査の結果から、合計8層の津波や地盤の沈降の痕跡を見つけている。それらの年代は以下の通りである。

- ・イベントA : 1960年チリ地震
- ・イベントB : AD1450~1620 (1575年の地震)
- ・イベントC : AD1280~1390
- ・イベントD : AD1020~1180
- ・イベントF : AD430~660
- ・イベントH : BC80~AD220

以上の結果から、約300年間隔で、1960年チリ地震のような巨大地震が発生したと推定されている。歴史記録にある1737年と1837年の地震の痕跡が確認されなかったのは、これら2つの地震が1960年チリ地震よりも規模が小さく、地層に痕跡を残すほどの津波や地殻変動を伴わなかったためと考えられている。同様の結果を報告しているCisternas・他(2006)による結果を図5.5-5に示す。首藤・他(2007)によると、日本での津波の記録については、1960年と1837年の記録はあるが、1737年と1575年については記録されていない。

宍倉・他(2006)は、チリ地震震源域で見られる違った規模の地震の繰り返しについて、「通常は別々のセグメントで起こっている地震が、まれに(数百~数千年に一度)複数セグメントが連動して長大な震源域をもつ巨大地震となっている」例の1つと指摘している。

以上のような背景から、図5.5-2に示した基本的な分岐がC-3に対して設定されている。

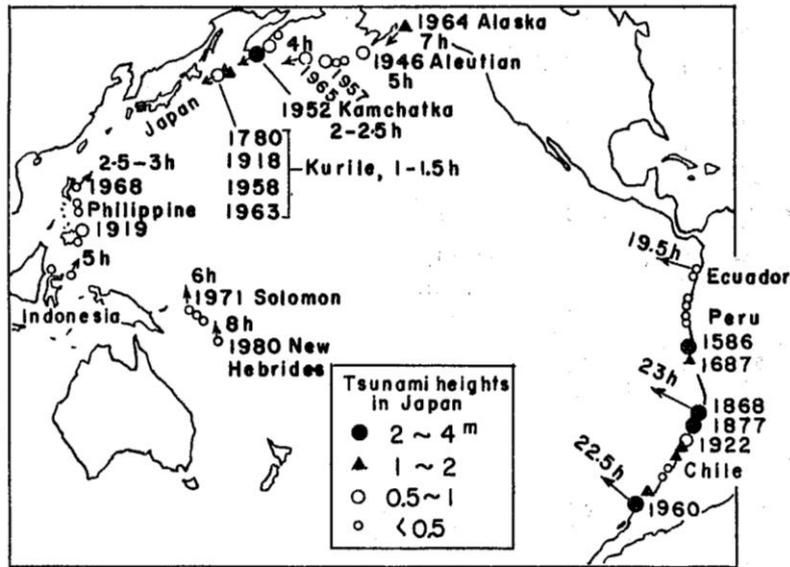


Fig. 1. Distribution of epicenters of tsunami-generating earthquakes, classified by tsunami height and travel time observed in Japan.

図 5.5-4(1) 羽鳥(1989)による日本で観測された遠地津波の震央の分布

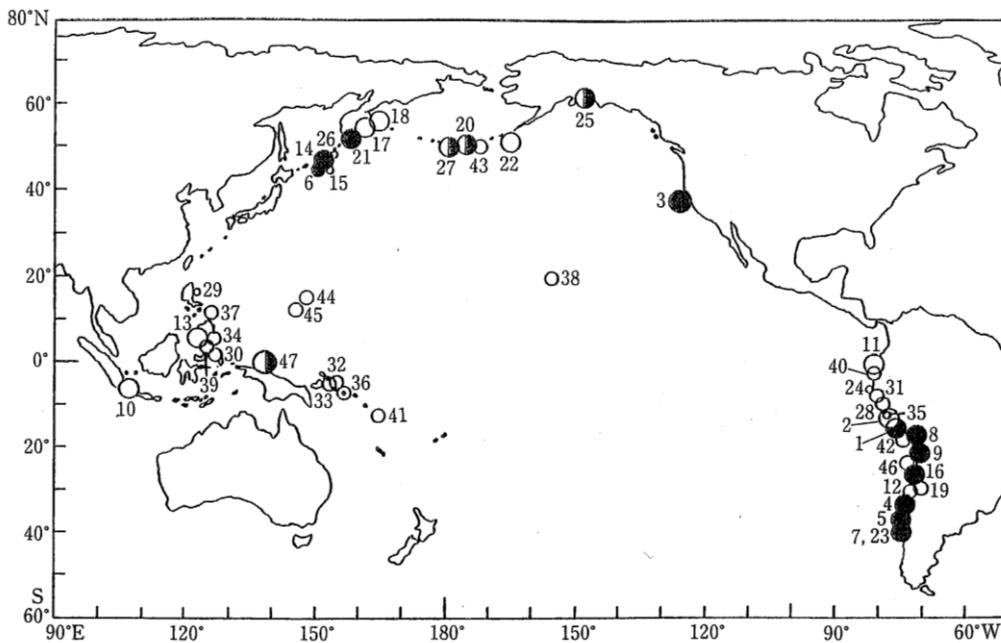
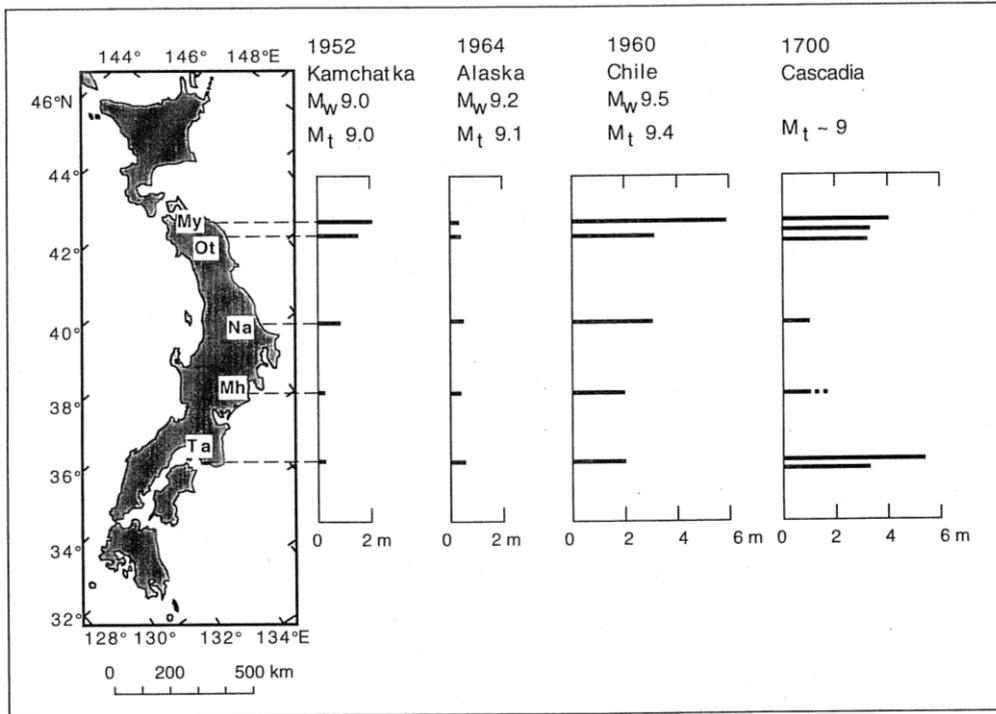


図 II.3 外国の沿岸で発生した津波のうち、日本およびその周辺の沿岸に影響を与えた津波
丸の大きさと数字は図 II.1 の説明と同じ。また、●は津波の被害、◐はわずかの被害、○は被害がなかったもの。

図 5.5-4(2) 渡辺(1998)による日本に影響を与えた遠地津波の分布



Possible Sources of the 1700 Tsunami in Japan

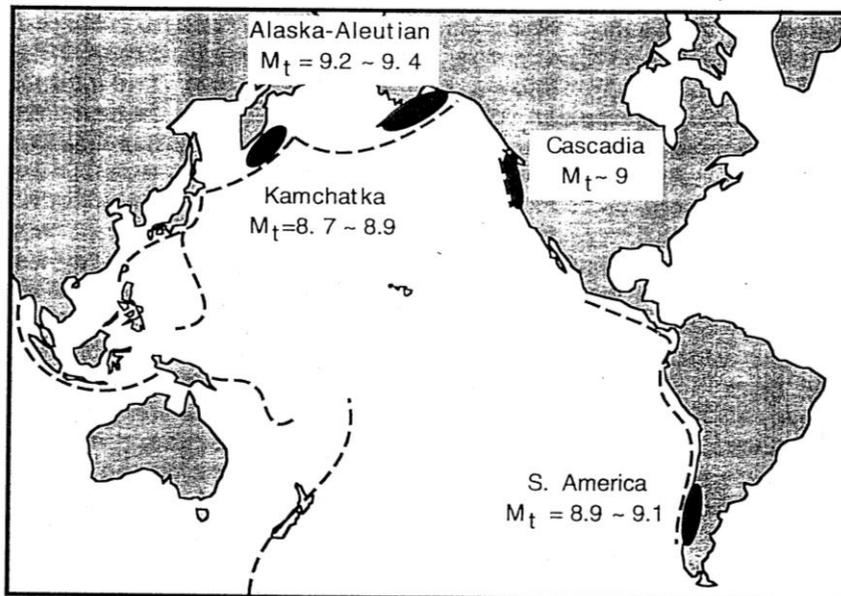


Fig. 9. Possible source regions for the 1700 tsunamis observed in Japan and estimated earthquake sizes in terms of tsunami magnitude scale, M_t . Updated from SATAKE *et al.* (1996).

図 5.5-4(3) 都司・他(1998)による日本に影響を与えた4つの遠地津波の痕跡高の比較

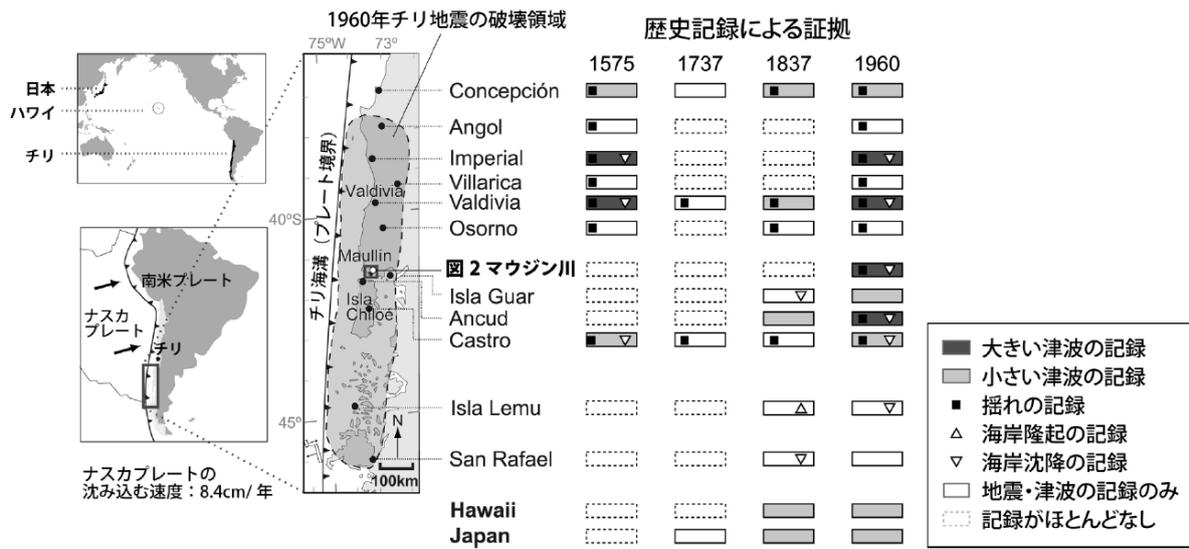


図 1 1960 年チリ地震の破壊領域内における各地の歴史地震の記録
 Fig. 1 Historical records of each area in the rupture area of the 1960 Chile earthquake

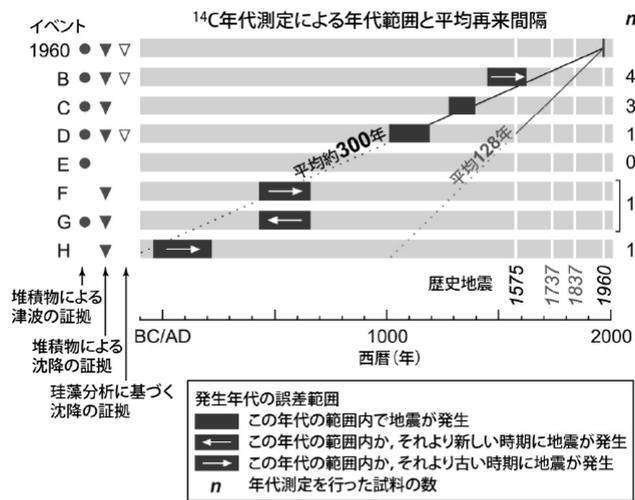


図 4 堆積物の証拠に基づく津波及び沈降イベントの発生時期
 Fig. 4 Timing of tsunami and subsidence events deduced from evidence of deposits

図5.5-5 Cisternas・他(2006)によるチリ地震津波の調査結果

6. 解析例

6.1 日本海溝沿いの JTN1 領域の津波を対象とした津波ハザード評価

日本海溝沿いの JTN1（三陸沖北部プレート間大地震）領域のロジックツリーの全体像を図 6.1-1（再掲）に示す。このロジックツリーに基づき、以下、津波ハザードの評価例を示す。

(1) 津波の数値計算

基準断層モデルから対象となるモーメントマグニチュードに対する断層モデルを設定し、津波の計算を行った。矩形一様モデルの場合のパラメータを表 6.1-1 に、不均質モデル（アスペリティ考慮小断層集合モデル）の場合の平均すべり量と最大すべり量を表 6.1-2 に示す。矩形一様モデルの走向は領域の走向に合わせ、すべり角（ λ ）はプレートのすべり方向（ 295° ）と一致するように設定した。不均質モデルの場合、断層面の形状は変えていない。

矩形一様モデルの場合の領域に対する断層面の配置例を図 6.1-2 に示す。左が基本走向の場合、右が走向を変えた場合である。断層面の長さや幅が、少なくとも半分程度は重なるように領域内に配置している。基本走向に対する配置数は下記のように合計 56 個である。

$$56 = 14(M8.0) + 12(M8.1) + 10(M8.2) + 6(M8.3) + 6(M8.4) + 4(M8.5) + 4(M8.6)$$

矩形一様モデルについては、パラメータ変動を考慮する場合として、それぞれに走向を $\pm 10^\circ$ かえたケースを計算した。走向を変えたケースについても、すべり角（ λ ）はプレートのすべり方向（ 295° ）と一致するように設定した。走向を変えた場合の断層パラメータの例を表 6.1-3 に示す。

以上のように、矩形一様モデルの場合は 168 個、不均質モデルの場合は 7 個の断層モデルに対して津波の数値計算を行った。計算格子を図 6.1-3 に示す。4 地点におけるマグニチュードと津波高さの関係を図 6.1-4 に示す。マグニチュードの影響の仕方、同じマグニチュードに対するばらつき、一様モデルと不均質モデルの関係は地点によりかなり違っている。ただし、同じ湾内にあり隣接している山田と織笠の傾向はほぼ一致している。

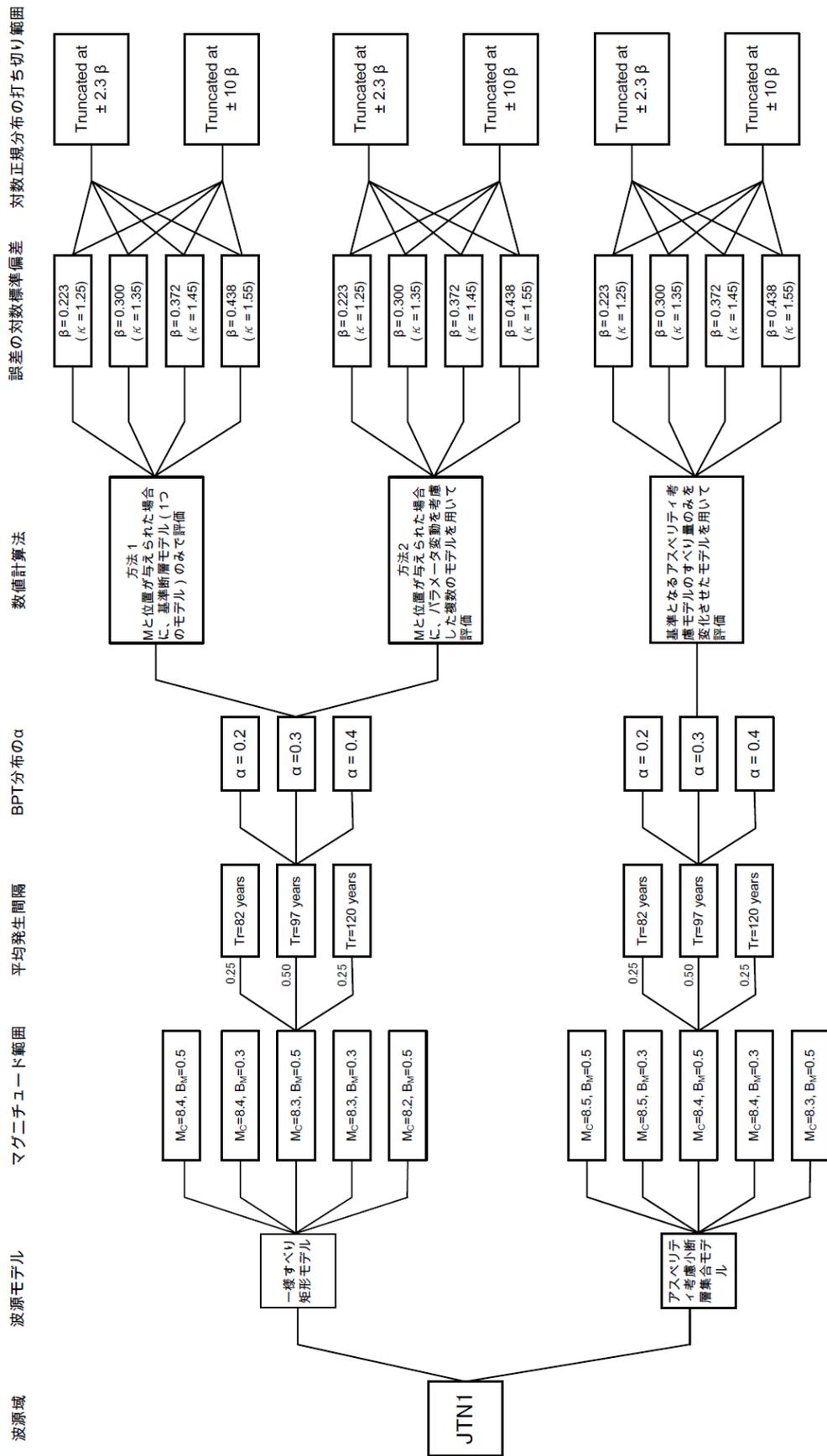


図 6.1-1 特定波源域に対する津波ハザード計算ロジックツリーの全体像 (再掲)

表 6.1-1 矩形一様モデルの場合のパラメータ

Mw	L (km)	W (km)	D (m)	δ ($^{\circ}$)	θ ($^{\circ}$)	λ ($^{\circ}$)	すべり 方向	備考
8.39	126.88	130.2	5.96	20	187.8	73.8	295	基準
8.0	80.53	82.64	3.78	20	"	"	"	
8.1	90.36	92.73	4.24	20	"	"	"	
8.2	101.39	104.04	4.76	20	"	"	"	
8.3	113.76	116.74	5.34	20	"	"	"	
8.4	127.64	130.98	6.00	20	"	"	"	
8.5	143.21	146.96	6.73	20	"	"	"	
8.6	160.68	164.9	7.55	20	"	"	"	

表 6.1-2 不均質モデルの場合の平均すべり量と最大すべり量

Mw	平均すべり量(m)	最大すべり量(m)	備考
8.46	4.17	12.00	基準
8.1	1.20	3.44	
8.2	1.69	4.86	
8.3	2.39	6.87	
8.4	3.37	9.70	
8.5	4.77	13.70	
8.6	6.73	19.36	
8.7	9.51	27.34	

表 6.1-3 走向を変えた場合の矩形一様モデルのパラメータ例

Mw	L (km)	W (km)	D (m)	δ ($^{\circ}$)	θ ($^{\circ}$)	λ ($^{\circ}$)	すべり 方向	備考
8.0	80.53	82.64	3.78	20	197.8	83.2	295.0	
8.0	80.53	82.64	3.78	20	187.8	73.8	"	
8.0	80.53	82.64	3.78	20	177.8	64.2	"	

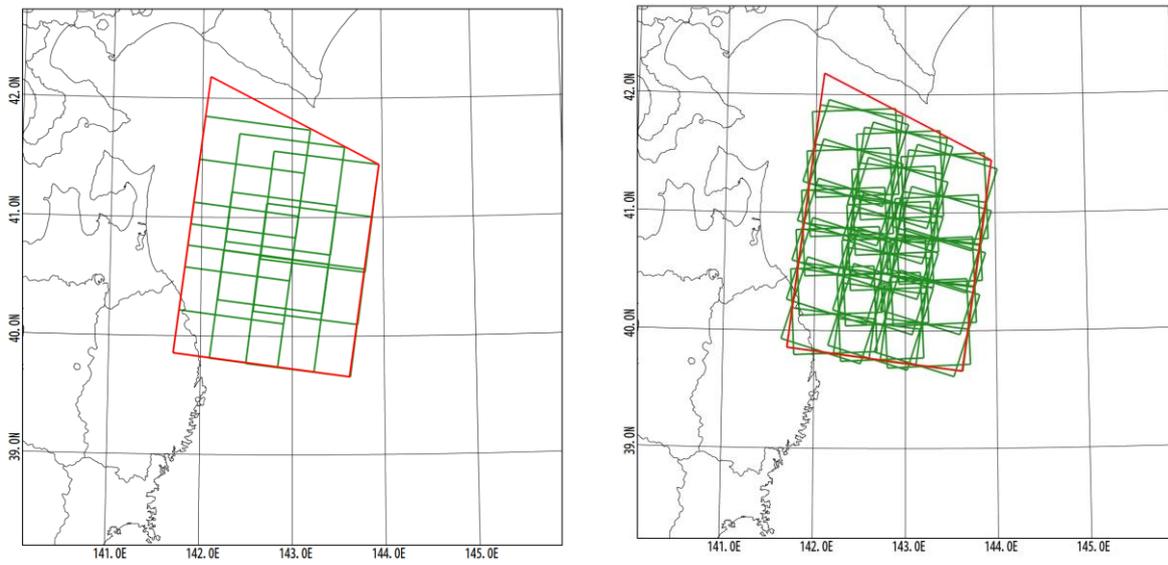


図 6.1-2 矩形一様モデルの場合の領域に対する断層面の配置例

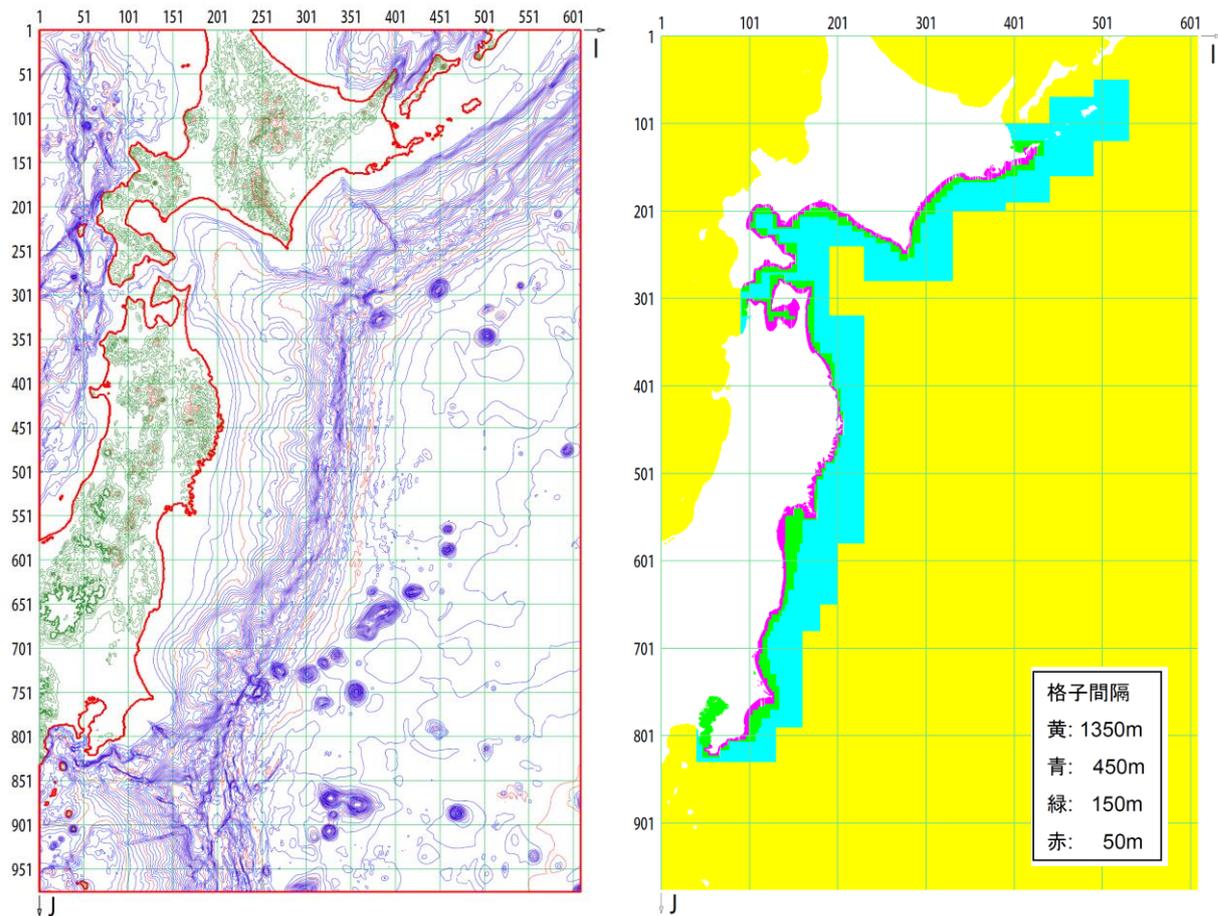


図 6.1-3 津波計算解析領域と計算格子分割

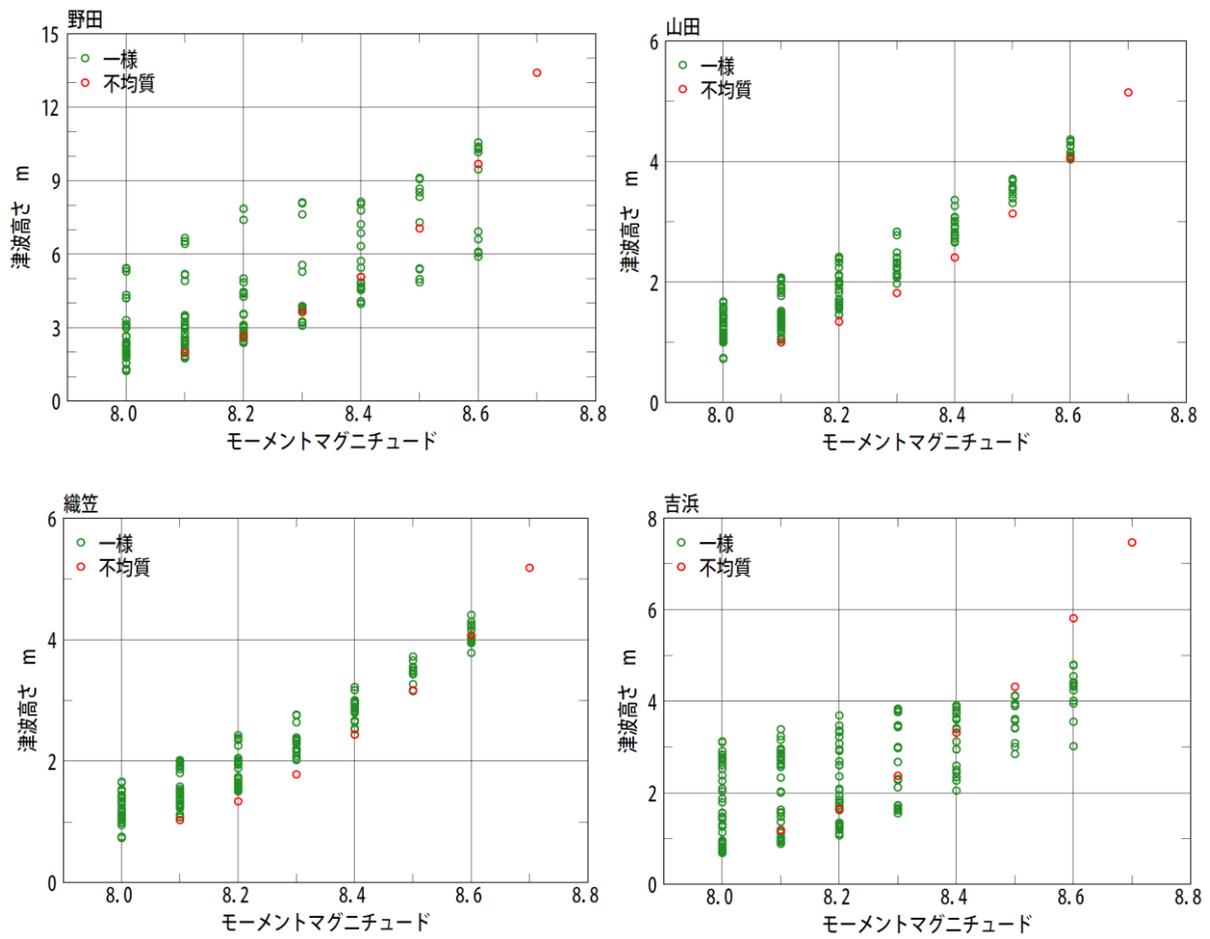


図 6.1-4 4 地点におけるマグニチュードと津波高さの関係

(2) ハザード曲線の計算手順

a. 分岐経路 1

最初に、図 6.1-1 のツリーの中で、不均質モデル（アスペリティ考慮小断層集合モデル）ですべて一番上の分岐を取っていった場合（分岐経路 1）の計算手順を示す。これはロジックツリーの中の 1 つの分岐経路に対応した 1 つのハザード曲線を計算することである。

マグニチュードの範囲は 8.5 ± 0.2 (8.3~8.7) であり、その範囲で発生確率は同じ（一様分布）である。平均発生間隔は 82 年、BPT 分布の α は 0.2 であり、長期間平均のハザードを評価する場合の年発生頻度は $1/82$ 、現時点（2009 年 1 月 1 日）からのハザードを評価する場合は対象期間における発生確率が BPT 分布に基づき算定される。算定例を表 6.1-4 に示す。

表 6.1-4 BPT 分布による発生確率の評価例（2009 年 1 月 1 日起点）

最新発生時期	平均発生間隔	α	今後 20 年	今後 30 年	今後 50 年
1968.5.16	82 年	0.20	7.7%	25.6%	72.6%

長期間平均のハザード評価において、 κ を 1.25、対数標準偏差を $\pm 2.3\beta$ の範囲まで考慮した場合について、津波高さが 5m を超える年発生頻度の計算手順を表 6.1-5 に示す

表 6.1-5 津波高さが 5m 以上となる年発生頻度の計算例

M	計算値 (m)	5m を超える確率	1 回の地震で 5m を超える確率	5m を超える年発生頻度
8.3	2.369	0.00000	$\times 0.2$	$\times 1/82$
8.4	3.311	0.02211	$\times 0.2$	$\times 1/82$
8.5	4.314	0.24881	$\times 0.2$	$\times 1/82$
8.6	5.810	0.75495	$\times 0.2$	$\times 1/82$
8.7	7.465	0.97393	$\times 0.2$	$\times 1/82$
—	—	—	$\Sigma = 0.39996$	$\Sigma = 0.39996 \times 1/82 = 0.0048776$

表 6.1-5 と同じ手続きを、津波高さを変えて計算すると、図 6.1-4（左）に示す津波ハザード曲線が得られる。

今後 50 年の場合、表 6.1-4 では省略しているが、細かく見ると地震が 1 回発生する確率が 72.584%、地震が 2 回発生する確率が 0.001% である。1 回の地震で 5 m を超える確率は表 6.1-5 から 0.39996 である。このような場合の計算式は下記の通りである。

k 番目の大地震発生活動域で今後 t 年間に n 回 ($n=0 \sim \infty$) 地震が発生する確率を $P_k[n;t]$ とすると、 k 番目の大地震発生活動域の地震により今後 t 年間に強度 a 以上が少なくとも 1 回発生する確率 $p_k[A \geq a;t]$ は

$$p_k[A \geq a; t] = 1 - \sum_{n=0}^{\infty} P_k[n; t] (1 - \int \int \int P[A \geq a | M, H, R] P[R | M, H] P[H | M] P[M] dM dH dR)^n$$

で表される。Σの項は強度 a 未満となる確率である。

上記の式を用いると次のように計算される。

$$p = 1 - (0.27415 \times 1 + 0.72584 \times (1 - 0.39996) + 0.00001 \times (1 - 0.39996)^2) = 0.29031$$

これと同じ手続きを、津波高さを変えて計算すると、図 6.1-4 (右) に示す津波ハザード曲線が得られる。

図 6.1-4 の結果を比較する場合、通常、図 6.1-4 (左) からポアソン過程を仮定して 50 年間の超過確率に変換して比較する。年発生頻度 λ を、 t 年間に強度 a 以上が少なくとも 1 回発生する確率 $p[A \geq a; t]$ に変換する式は下記の通りである。

$$p[A \geq a; t] = 1 - \exp(-\lambda t)$$

比較結果を図 6.1-5 に示す。

b. 分岐経路 2 と 3

次に、図 6.1-1 のツリーの中で、一様すべり矩形モデルの、一番下側の分岐を取っていった場合 (方法 1 の一番下側を分岐経路 2、方法 2 の一番下側を分岐経路 3) の計算手順を示す。

マグニチュードの範囲は 8.2 ± 0.2 (8.0~8.4) であり、その範囲で発生確率は同じ (一様分布) である。平均発生間隔は 120 年、BPT 分布の α は 0.4 であり、長期間平均のハザードを評価する場合の年発生頻度は $1/120$ 、現時点 (2009 年 1 月 1 日) からのハザードを評価する場合は対象期間における発生確率が BPT 分布に基づき算定される。算定例を表 6.1-6 に示す。

表 6.1-6 BPT 分布による発生確率の評価例 (2009 年 1 月 1 日起点)

最新発生時期	平均発生間隔	α	今後 20 年	今後 30 年	今後 50 年
1968.5.16	120 年	0.40	5.4%	11.7%	29.7%

長期間平均のハザード評価において、 κ を 1.55、対数標準偏差を $\pm 10\beta$ の範囲まで考慮した場合について、津波高さが 5m を超える年発生頻度の計算手順を表 6.1-7 に示す。

表 6.1-7 津波高さが 5m 以上となる年発生頻度の計算例 (分岐経路 2)

M	計算値 (m)	5m を超える確率	1 回の地震で 5m を超える確率	5m を超える年発生頻度
8.0	2.382	0.09730	$\times 0.2 \times 1/14$	$\times 1/120$
—	(省略)	(省略)	—	—
8.0	0.807	0.00002	$\times 0.2 \times 1/14$	$\times 1/120$
8.1	3.156	0.14688	$\times 0.2 \times 1/12$	$\times 1/120$
—	(省略)	(省略)	—	—

8.1	0.967	0.00009	$\times 0.2 \times 1/12$	$\times 1/120$
8.2	3.354	0.18113	$\times 0.2 \times 1/10$	$\times 1/120$
—	(省略)	(省略)	—	—
8.2	1.111	0.00030	$\times 0.2 \times 1/10$	$\times 1/120$
8.3	3.455	0.19951	$\times 0.2 \times 1/6$	$\times 1/120$
—	(省略)	(省略)	—	—
8.3	1.625	0.00517	$\times 0.2 \times 1/6$	$\times 1/120$
8.4	3.598	0.22637	$\times 0.2 \times 1/6$	$\times 1/120$
—	(省略)	(省略)	—	—
8.4	2.593	0.06703	$\times 0.2 \times 1/6$	$\times 1/120$
—	—	—	$\Sigma = 0.07378$	$\Sigma = 0.07378 \times 1/120 = 0.0006148$

分岐経路 2 の場合、計算ケースは走向をふらない 48 ケースになる。表 6.1-4 と違うのは、同じマグニチュードに対する断層面の配置数を考慮していることである（表 6.1-6 の 1/14 など）。分岐経路 3 の場合もほぼ同様であるが、走向をふっているために計算ケースが $3 \times 48 = 144$ ケースになる。分岐経路 3 で、1 回の地震で 5m を超える確率は 0.07721、5m を超える年発生頻度は 0.0006435 である。津波ハザード曲線の比較を図 6.1-6（左）に示す。

今後 50 年の場合、表 6.1-6 では省略しているが、細かく見ると地震が 1 回発生する確率が 29.733%、地震が 2 回発生する確率が 0.015% である。分岐経路 2 の場合、1 回の地震で 5 m を超える確率は表 6.1-7 から 0.07378 である。前述した計算式により、5m を超える超過確率は下記のようになる。

$$p = 1 - (0.70251 \times 1 + 0.29733 \times (1 - 0.07378) + 0.00015 \times (1 - 0.07378)^2) = 0.02196$$

長期間平均と現時点（2009 年）から 50 年の津波ハザード曲線の比較を図 6.1-6（右）に示す。

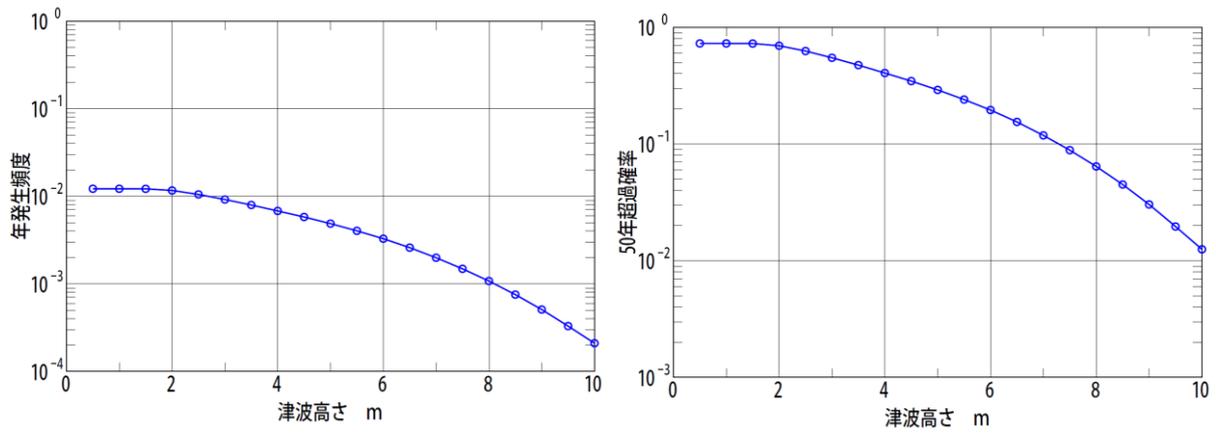


図 6.1-4 分岐経路 1 に対する津波ハザード曲線 (左：長期間平均、右：現時点から 50 年)

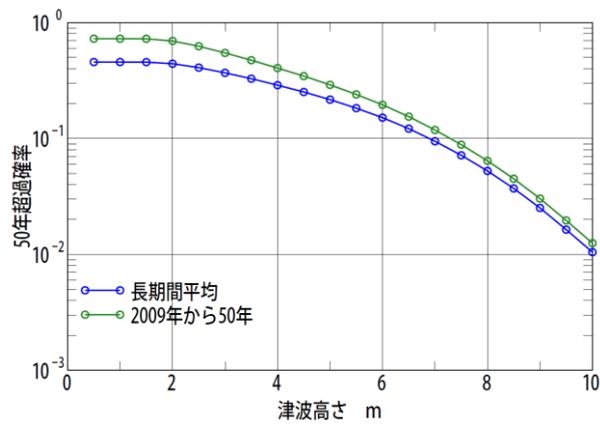


図 6.1-5 長期間平均と現時点 (2009 年) から 50 年の津波ハザード曲線の比較

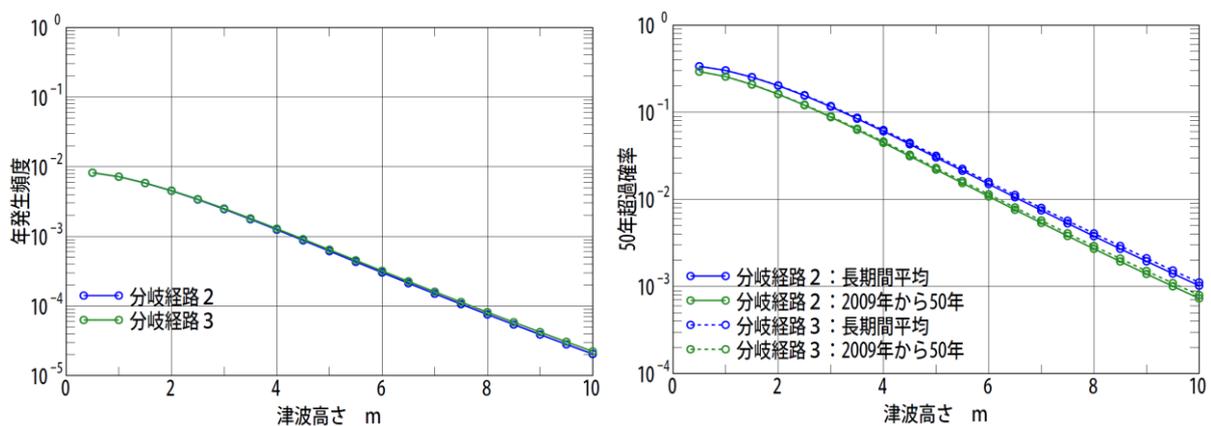


図 6.1-6 分岐経路 2 と分岐経路 3 の津波ハザード曲線 (左：長期間平均、右：長期間平均と現時点から 50 年の比較)

(3) フラクタイルハザード曲線と算術平均ハザード曲線

以上のような計算を全分岐経路に対し実行すれば、1つの領域に対するハザード評価が完了する。全分岐経路の数は、領域 JTN1 の場合、長期間平均ハザード評価で $5 \times 3 \times 2 \times 4 \times 2 + 5 \times 3 \times 4 \times 2 = 360$ 本、現時点ハザード評価で $5 \times 3 \times 3 \times 2 \times 4 \times 2 + 5 \times 3 \times 3 \times 4 \times 2 = 1080$ 本である。

全分岐経路に対する計算結果を図 6.1-7 に示す。各線の重みは、経路の分岐の重みの積として与えられる。それを統計処理することにより、図 6.1-8 に示すように、フラクタイルハザード曲線と算術平均ハザード曲線が得られる。

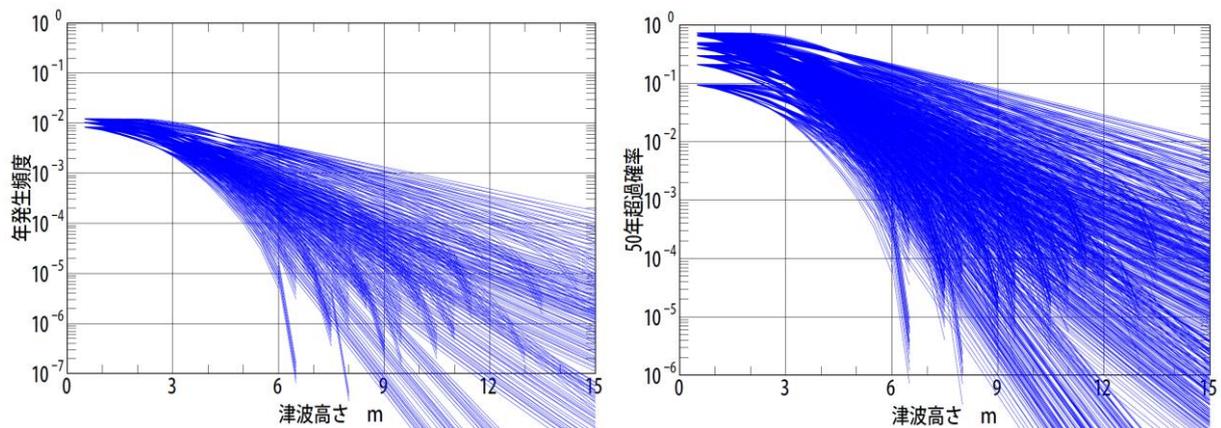


図 6.1-7 長期間平均のハザード曲線（左）と現時点から 50 年のハザード曲線（右）

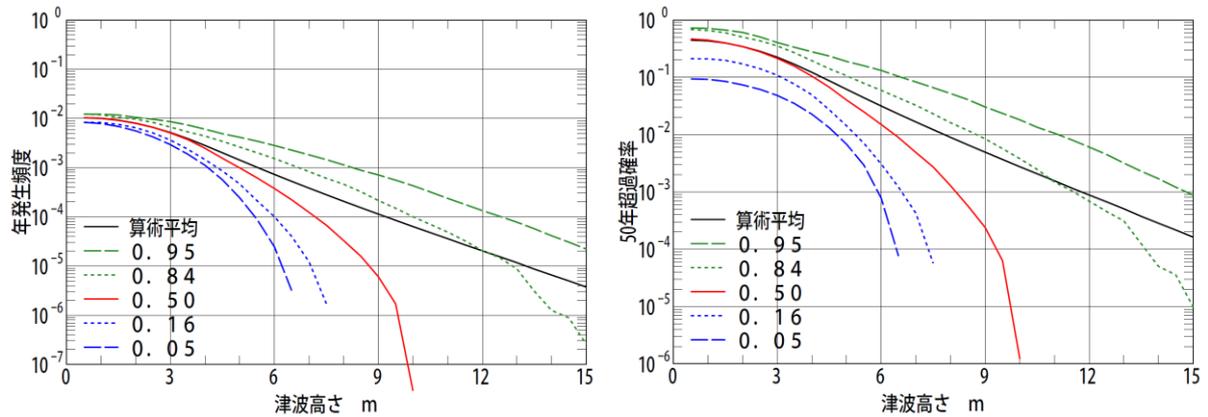


図 6.1-8 フラクタイルハザード曲線と算術平均ハザード曲線（暫定）

(4) 津波と地震動の結合確率の評価

津波高さを条件とした場合の地震動分布を評価した。地震動の評価には原子力分野で用いられているスペクトル推定式 (Nishimura et al. (2001)、Noda et al. (2002)) を用いた。推定に用いているパラメータは気象庁マグニチュードと等価震源距離である。気象庁マグニチュードはモーメントマグニチュードより 0.3 小さいとし、上限を 8.3 とした。等価震源距離はすべり量の不均質性も考慮して断層面形状から設定した。

減衰 5% 加速度応答スペクトルの計算例と津波高さと最大加速度の関係を図 6.1-9 に示す。前述した分岐経路 1 の場合について、津波高さが 7m の場合の地震動分布の評価手順を示す。最大加速度のばらつき (β) は自然対数で 0.5 とした。

前述したように、津波高さ (h) を条件とした最大加速度 (a) の確率密度関数は下記の式で求めることができる。

$$p(a) = \frac{\sum_{i=1}^N f_i(a) v_i \rho_i}{\sum_{i=1}^N v_i \rho_i}$$

ここで、 v_i は地震 i の年発生頻度、 ρ_i は津波高さ h の確率密度、 $f_i(a)$ は最大加速度 a の確率密度である。津波高さ h が 7m、最大加速度 a が 100gal の場合の確率密度の評価例を表 6.1-8 に示す。津波高さに関する下から 2 行目の和が上の式の分母、最大加速度に関する下から 2 行目の和が上の式の分子である。なお、確率密度は横軸を自然対数とした場合の値である。

表 6.1-8 津波高さが 7m、最大加速度が 100gal の場合の確率密度の評価例

M	津波高さ 計算値(m)	正規分布 7m位置	7m の 確率密度	年発生頻度	最大加速度 計算値(gal)	正規分布 100gal 位置	100gal の 確率密度
8.3	3.637	2.18174	0.01139	$\times 0.2 \times 1/82$	46.7	1.52465	0.07805
8.4	5.069	1.07551	0.41810	$\times 0.2 \times 1/82$	52.4	1.29197	0.15032
8.5	7.051	-0.02419	1.32857	$\times 0.2 \times 1/82$	58.0	1.09077	0.24279
8.6	9.683	-1.08116	0.41303	$\times 0.2 \times 1/82$	63.1	0.91973	0.34243
8.7	13.404	-2.16472	0.01226	$\times 0.2 \times 1/82$	63.1	0.91973	0.34243
—	$\Sigma = 0.0053252300$			—	$\Sigma = 0.0012974018$		
$p(100) = 0.0012974018 / 0.0053252300 = 0.24363$							

表 6.1-8 と同じ手順を、最大加速度を変えて繰り返すと、図 6.1-10 に示すように、確率密度分布あるいは超過確率分布を求めることができる。

今後 50 年の場合、前述したように、地震が 1 回発生する確率が 72.584%、地震が 2 回発生する確率が 0.001% である。この場合は 50 年間に発生する頻度 (期待値) は

$$\nu = 0.72854 \times 1 + 0.00001 \times 2 = 0.72856$$

となる。表 6.1-8 の 1/82 の代わりにこの数字を用いればよい。ただし、表 6.1-8 の結果は、1 つの領域を対象にしているため、頻度には依存していないので、長期評価の場合と同じになる。

津波高さを変えた場合の超過確率分布曲線の分布を図 6.1-11 に、津波高さ 3m の場合の超過確率分布に対するフラクタイル曲線と算術平均曲線を図 6.1-12 (左) に、津波高さを変えた場合の 0.50 フラクタイル曲線の比較を図 6.1-12 (右) に示す。全分岐に対する結果である。

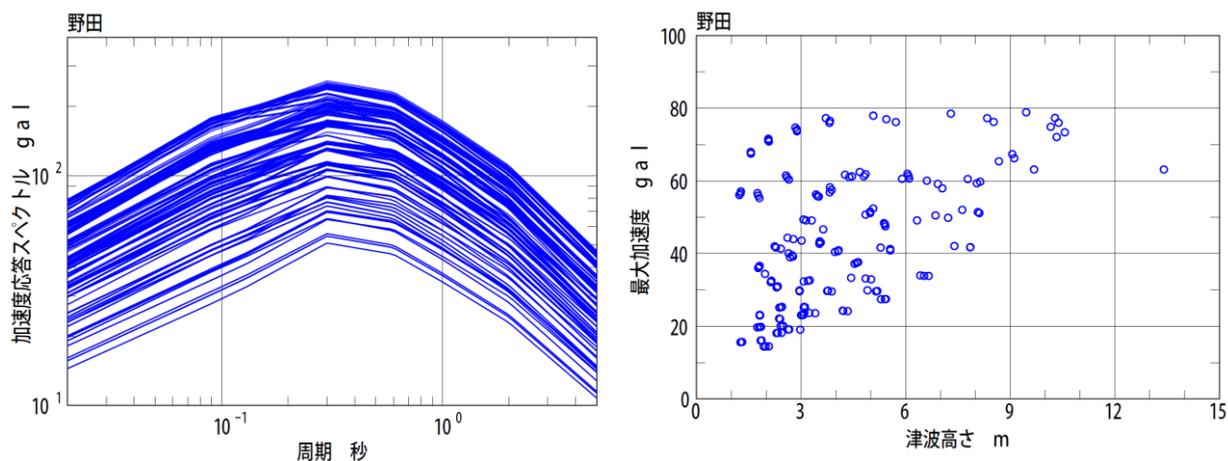


図 6.1-9 減衰 5% 加速度応答スペクトルの計算例と津波高さと最大加速度の関係

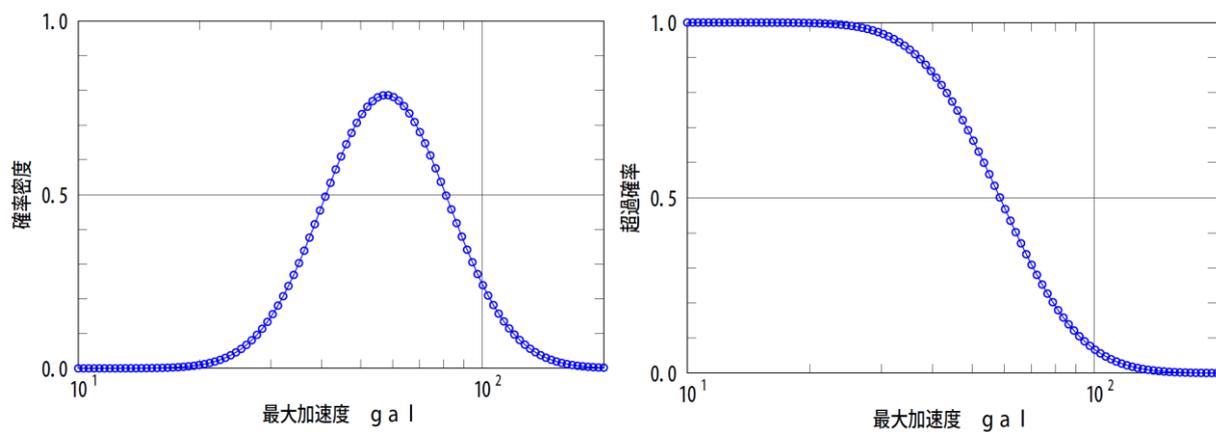


図 6.1-10 分岐経路 1 に対する最大加速度の確率密度分布 (左) と超過確率分布 (右) (H=7m)

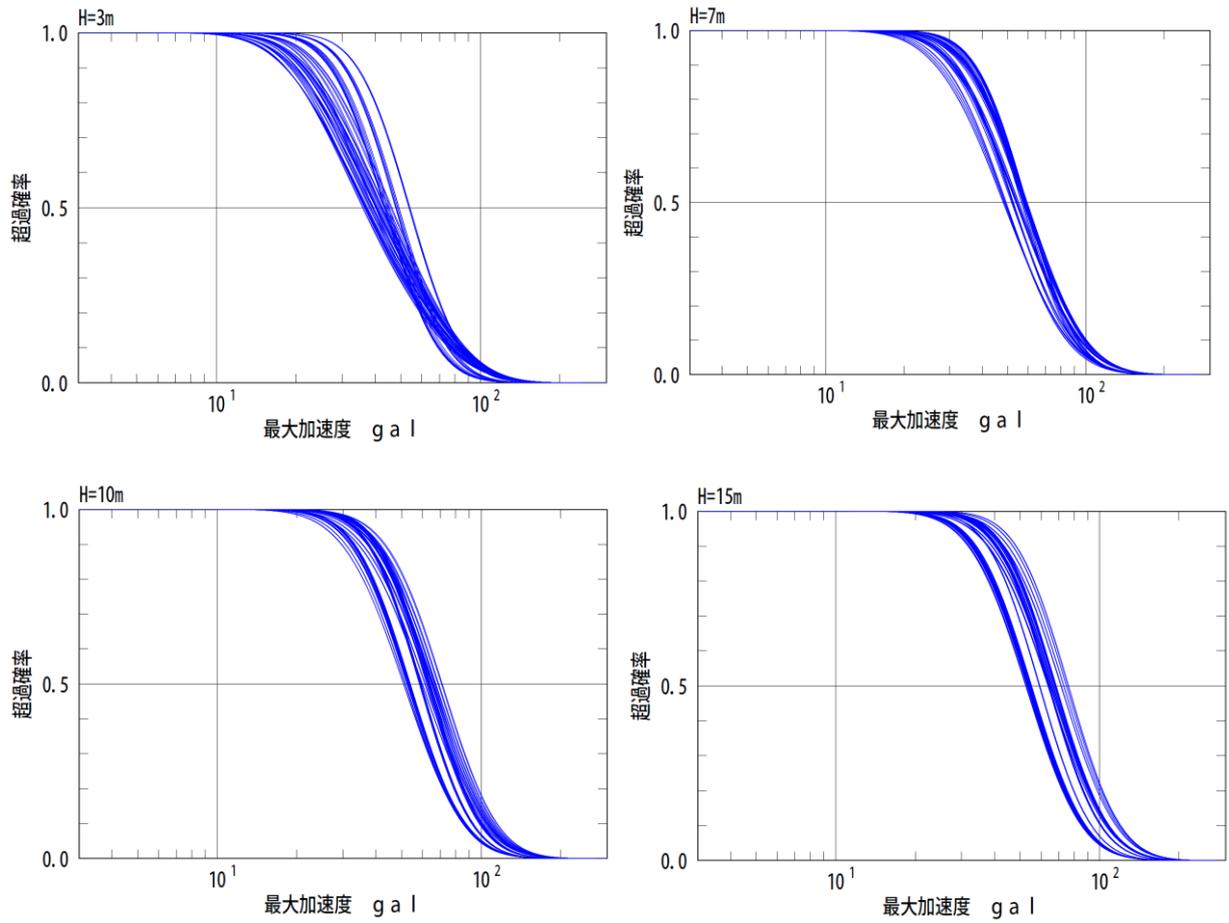


図 6.1-11 津波高さを変えた場合の超過確率分布曲線の分布

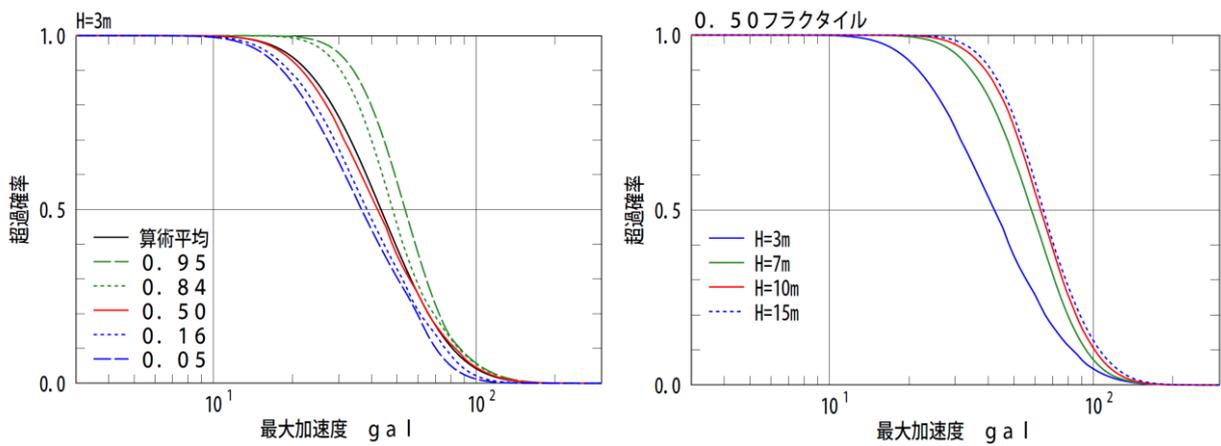


図 6.1-12 津波高さ 3m の場合の超過確率分布に対するフラクタイル曲線と算術平均曲線 (左) および津波高さを変えた場合の 0.50 フラクタイル曲線の比較 (右) (暫定)

6.2 分岐の影響の検討例

検討に用いたロジックツリーや重みは最新のものではないが、より多数の領域を考慮した検討が行われている。以下では、主に分岐の影響に着目して、検討結果を紹介する。

検討した地点は、日本海溝沿い海域（普代、山田）、南海トラフ沿い海域（新宮、串本）、日本海東縁部海域（加茂、温海）である。既往最大の津波は、普代が 17m (1933)、山田が 7m (1611)、新宮が 3m (1944)、串本が 7m (1854)、加茂が 8m (1833)、温海が 5m (1833) である。考慮した領域は、日本海溝沿い海域が近地（4 グループ）と遠地（南米沖）、南海トラフ沿い海域が南海トラフ沿いの領域、日本海東縁部海域が E2 と E3 である。

ロジックツリーの分岐経路の総数は、日本海溝沿い海域で、長期間平均評価の場合は、近地 38 億 8800 万、遠地 1 万 8 千、今後 50 年評価の場合は、近地 233 億 2800 万、遠地 5 万 4 千であり、サンプリング処理を行った。南海トラフ沿い海域では、長期間平均評価の場合は 19 万 2 千、今後 50 年評価の場合は 172 万 8 千であり、全分岐処理を行った。日本海東縁部海域では、発生頻度を一様分布（連続分布を含む）としたため、サンプリング処理を行った。サンプリングに関する検討例を図 6.2-1 に示す。

下記の項目について、ロジックツリーで分岐とされている項目を特定の分岐に固定した場合の影響を検討した。

- ① 断層モデルパラメータ変動の考慮方法
- ② κ の値
- ③ 対数正規分布の打ち切り範囲
- ④ MW の分布
- ⑤ 破壊順序（南海トラフ）
- ⑥ 活動域区分の連続性（日本海東縁部）
- ⑦ BPT 分布の α
- ⑧ 連動モデル

各項目の検討結果を図 6.2-2 に示す。これらの検討では、分岐の中で最終結果に及ぼす影響が比較的大きい項目は①、②、③、④、⑥であり、影響が比較的小さい項目は⑤、⑦、⑧である。

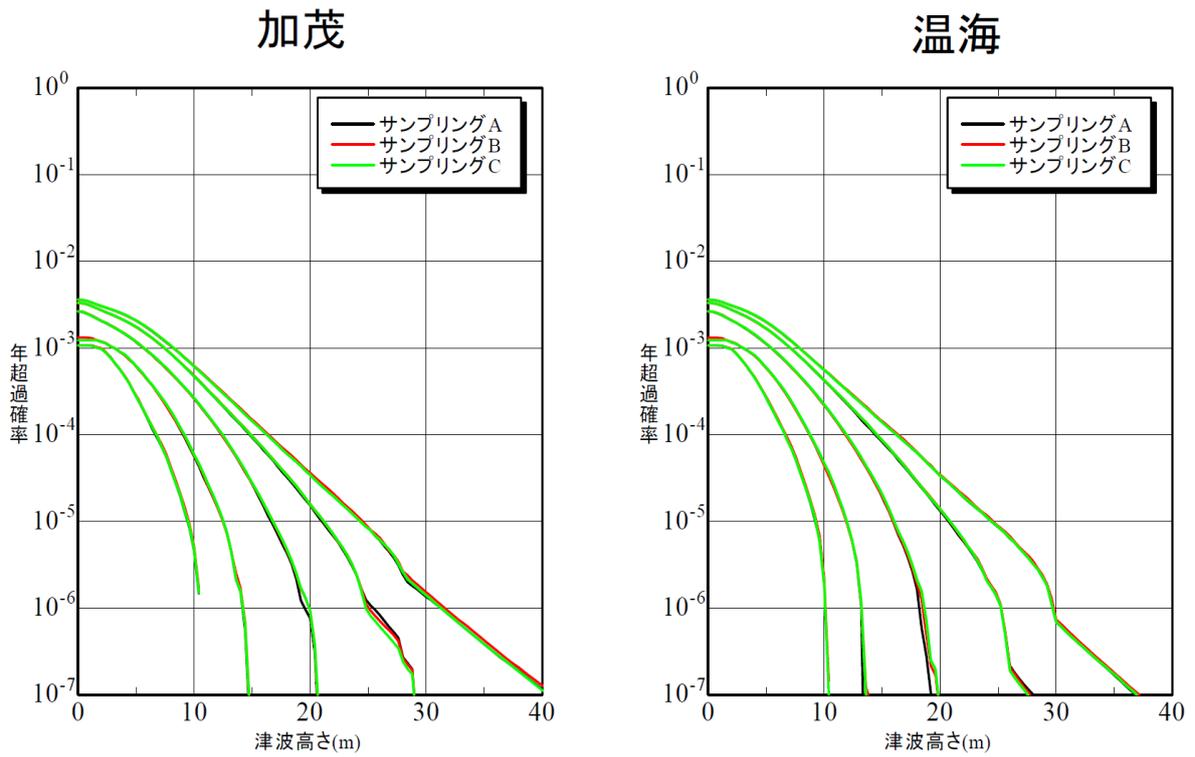
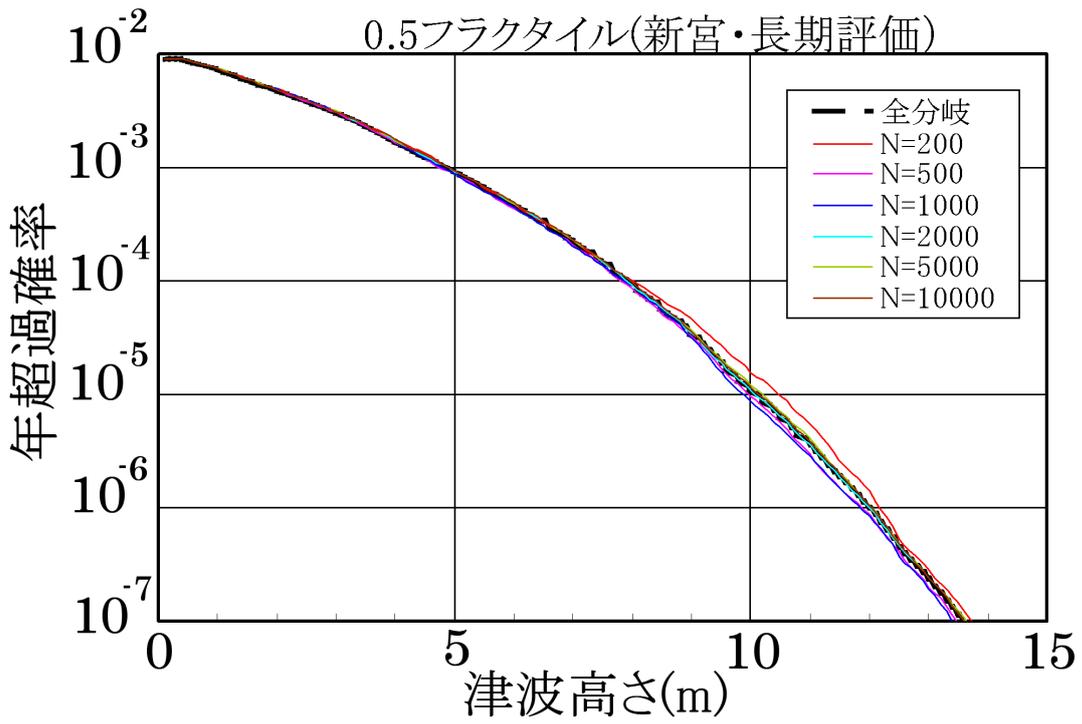
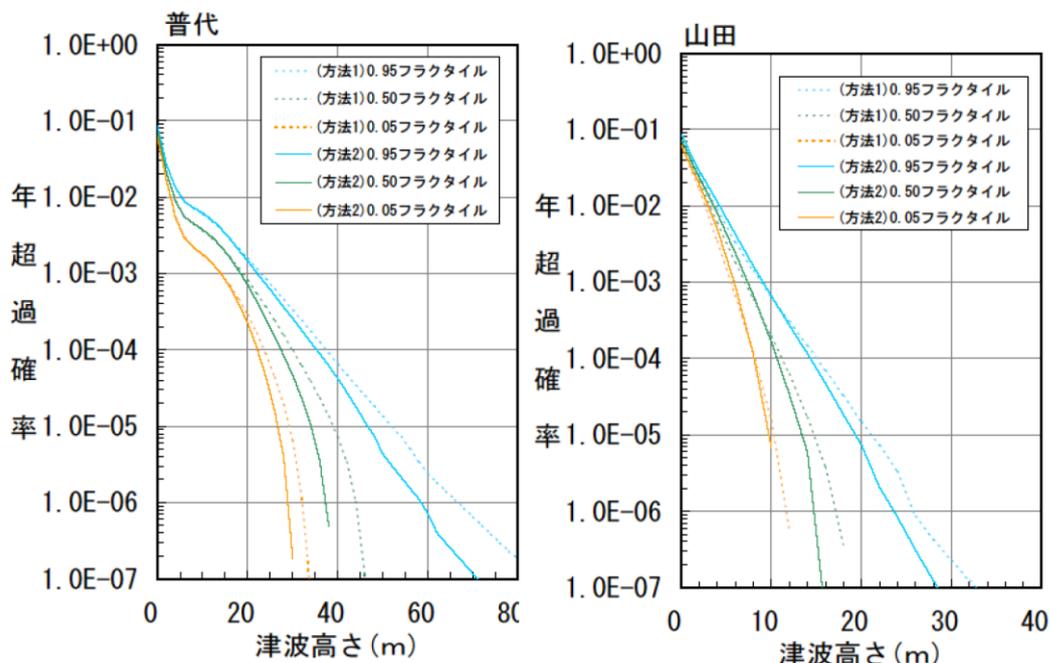


図 6.2-1 サンプル数及び乱数の影響に関する検討例

分岐の影響検討①

—断層モデルパラメータ変動の考慮方法—



分岐の影響検討①

—断層モデルパラメータ変動の考慮方法—

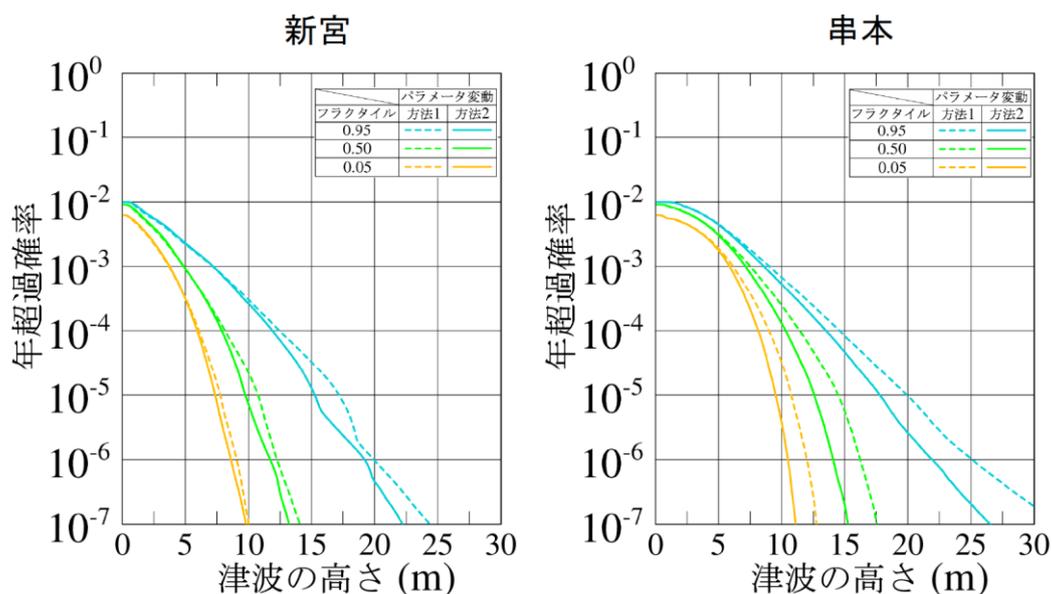
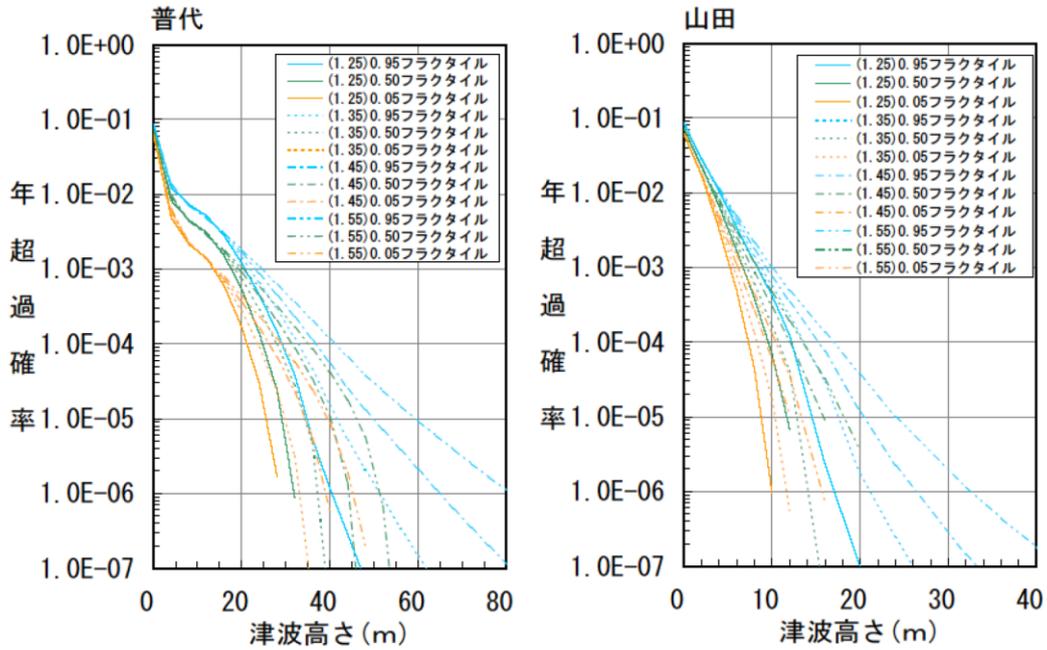


図 6.2-2(1) 分岐の影響検討例

分岐の影響検討②

— κ の値 —



分岐の影響検討②

— κ の値 —

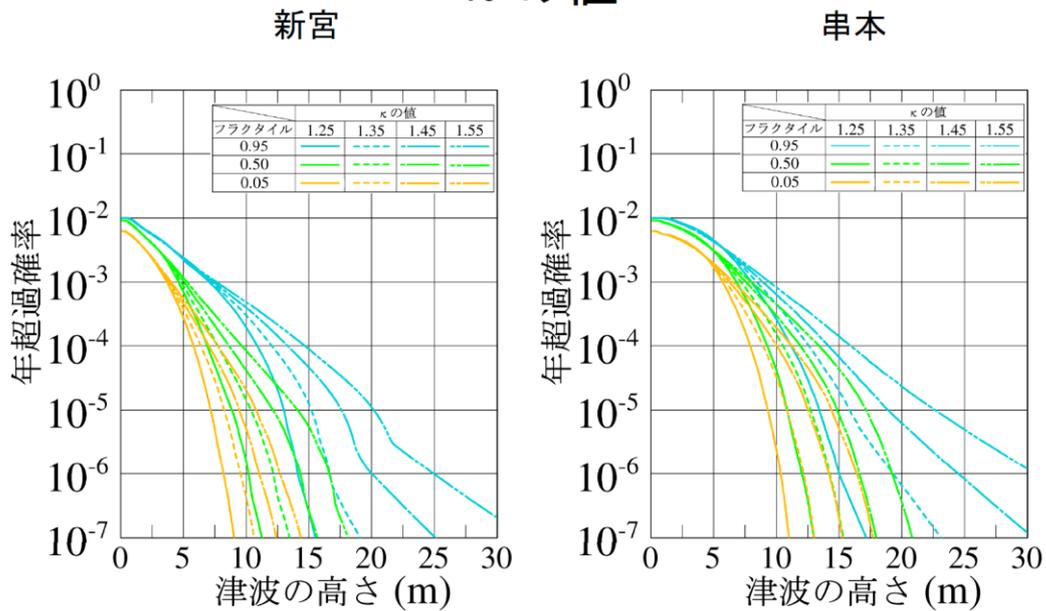
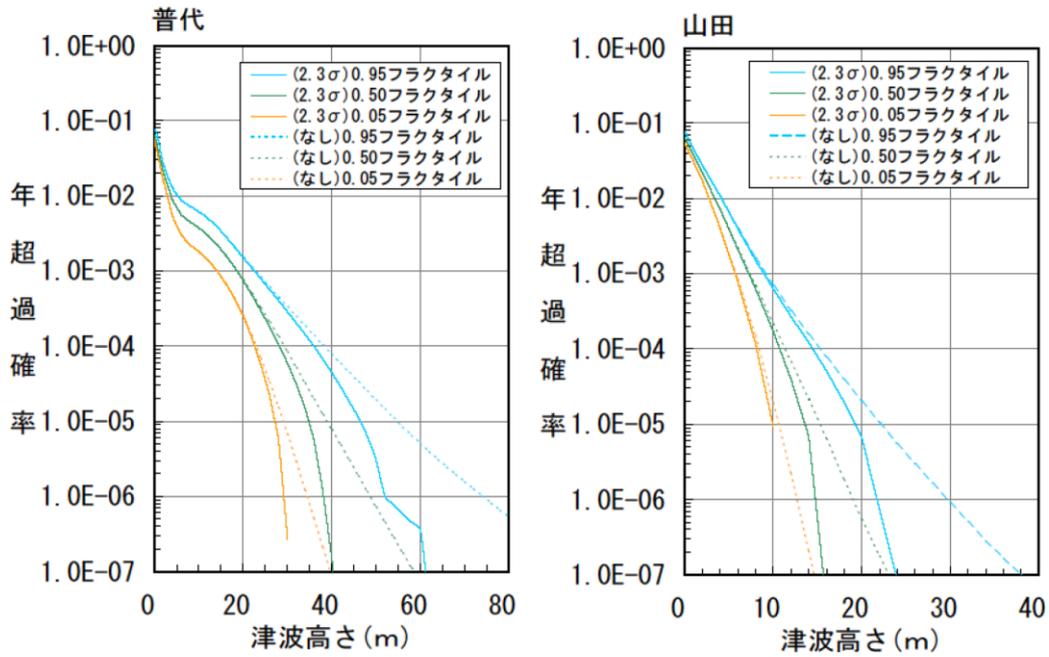


図 6.2-2(2) 分岐の影響検討例

分岐の影響検討③

—対数正規分布の打ち切り範囲—



分岐の影響検討③

—対数正規分布の打ち切り範囲—

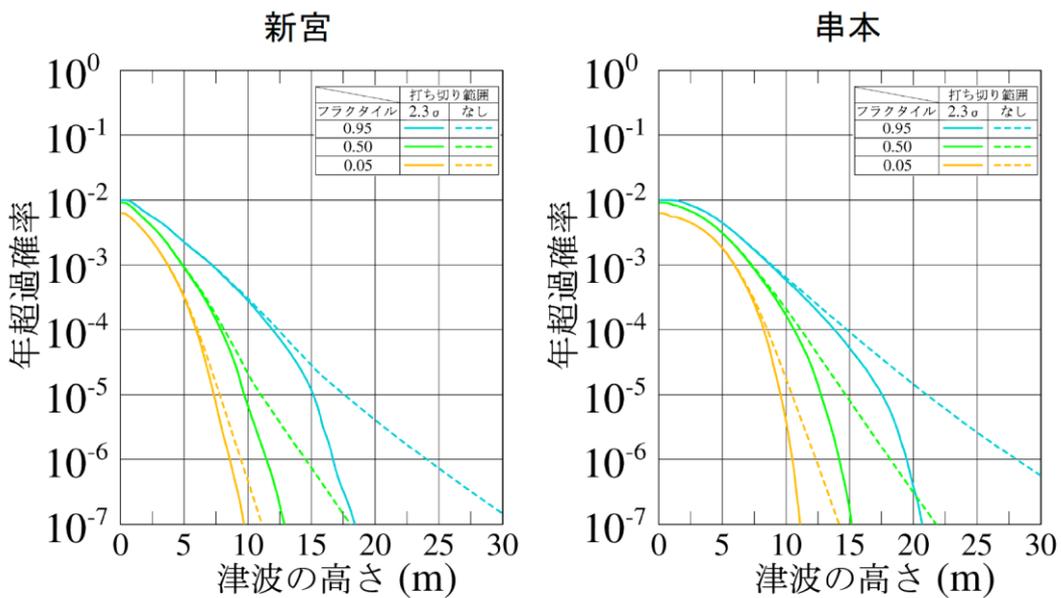
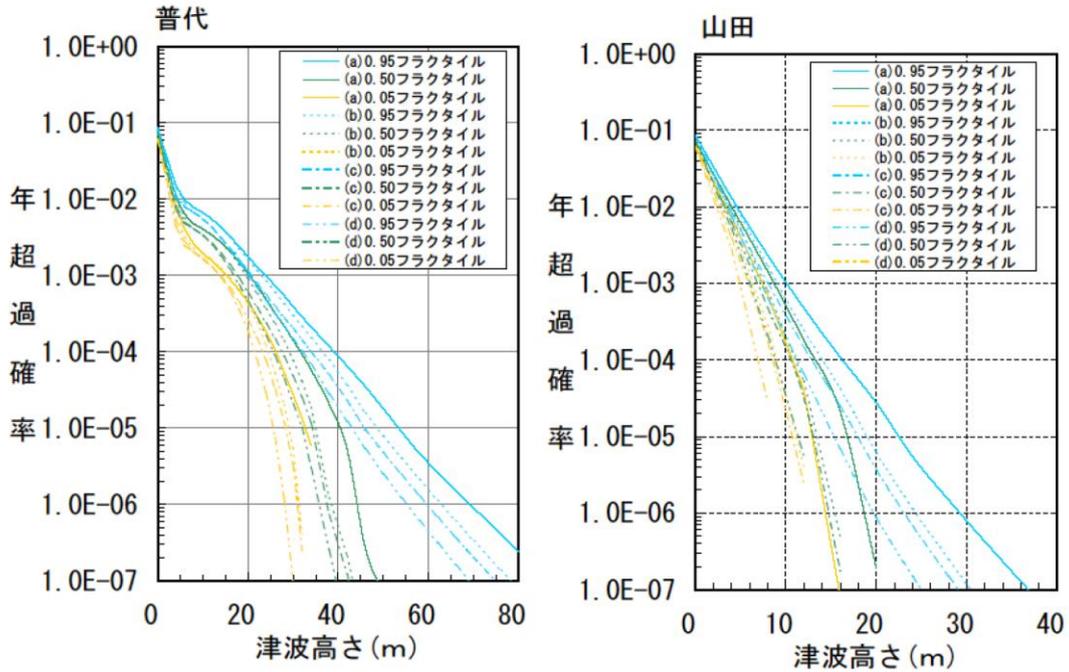


図 6.2-2(3) 分岐の影響検討例

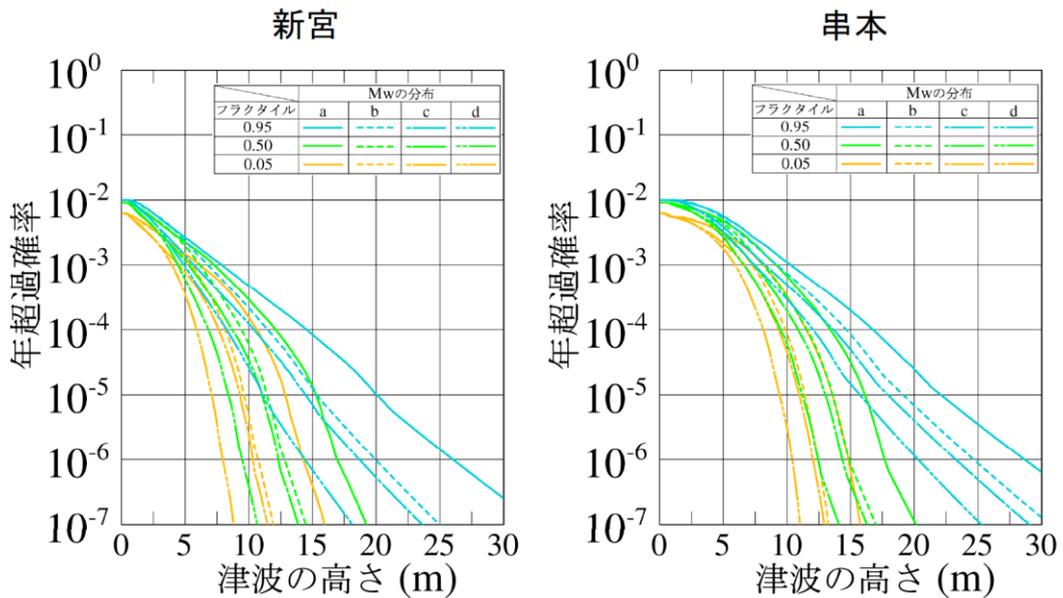
分岐の影響検討④

—Mwの分布—



分岐の影響検討④

—Mwの分布—

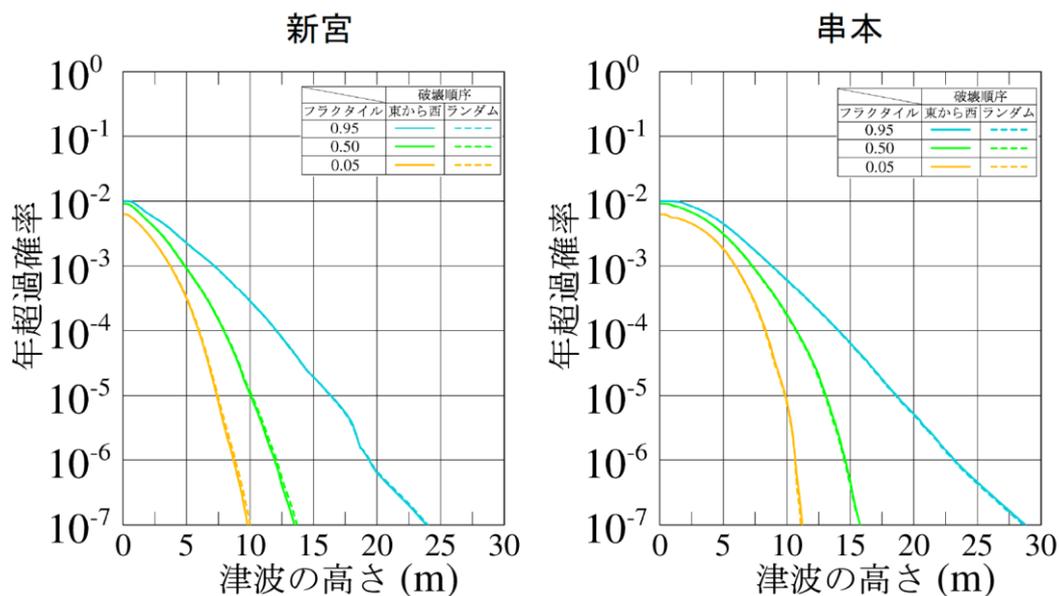


a: Mmax+0.2(幅0.5)、b: Mmax+0.1 (幅0.3)
 c: Mmax+0.1(幅0.5)、d: Mmax+0.0 (幅0.3)

図 6.2-2(4) 分岐の影響検討例

分岐の影響検討⑤

—破壊順序—



分岐の影響検討⑥

—E2領域の区分—

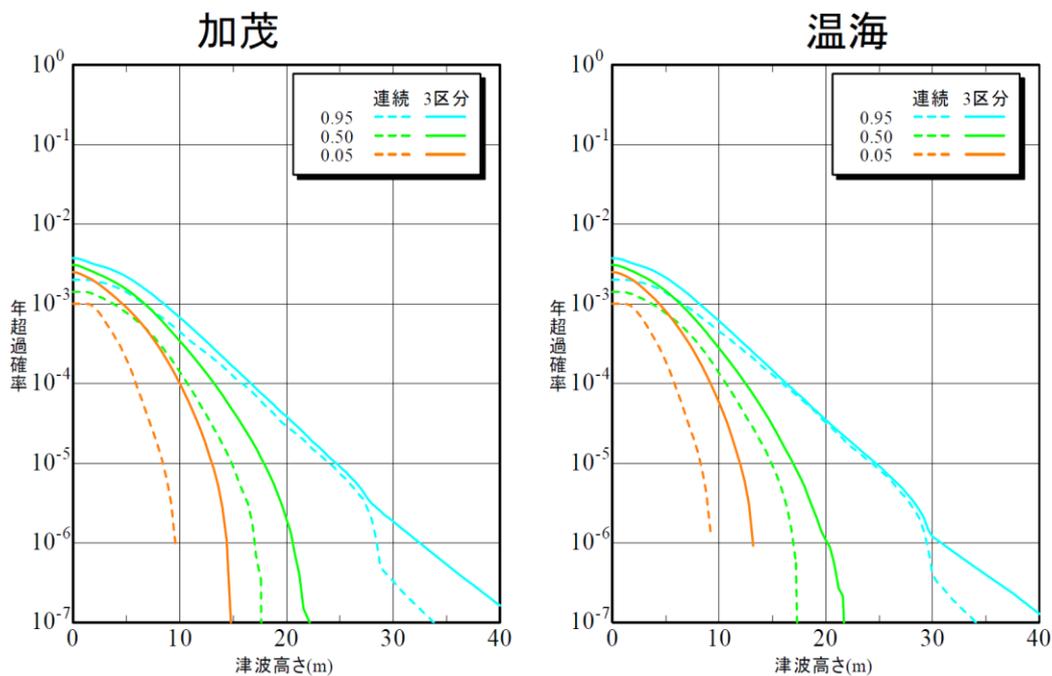
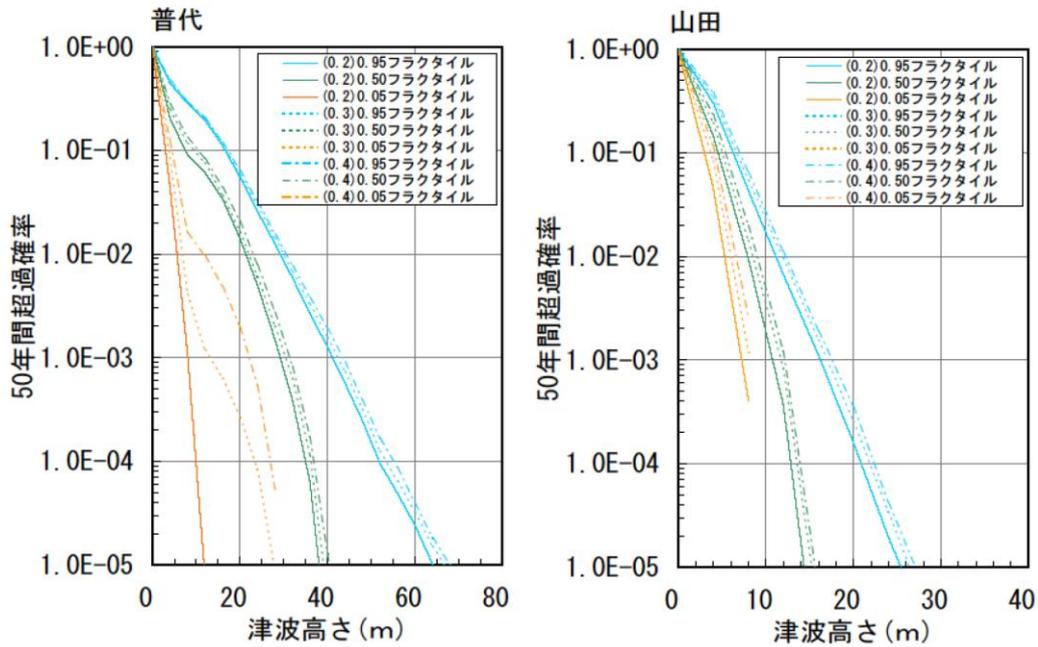


図 6.2-2(5) 分岐の影響検討例

分岐の影響検討⑦

—BPT分布の α —



分岐の影響検討⑦

—BPT分布の α —

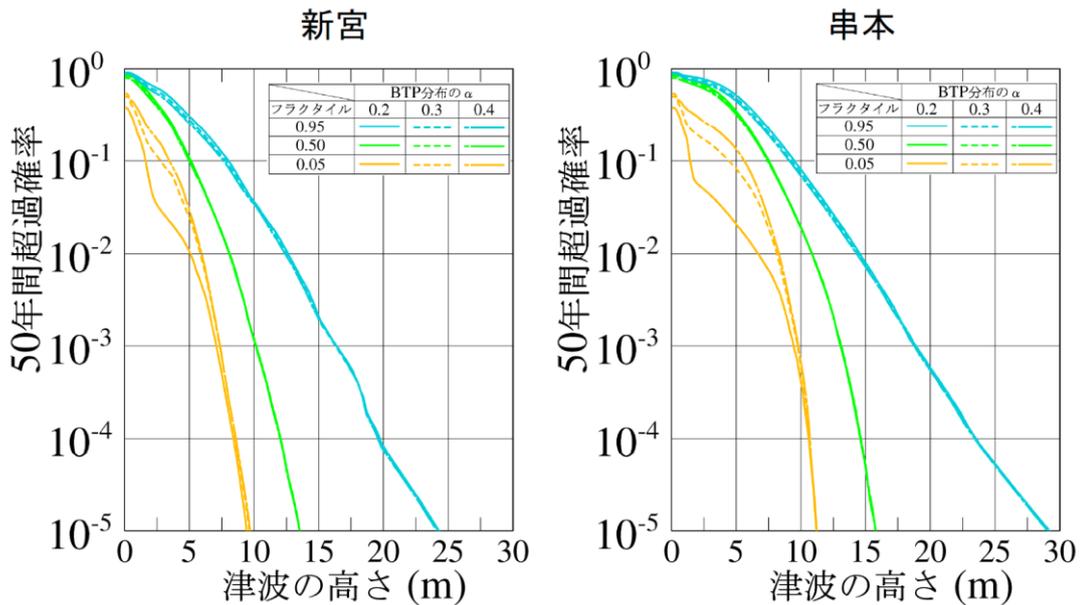
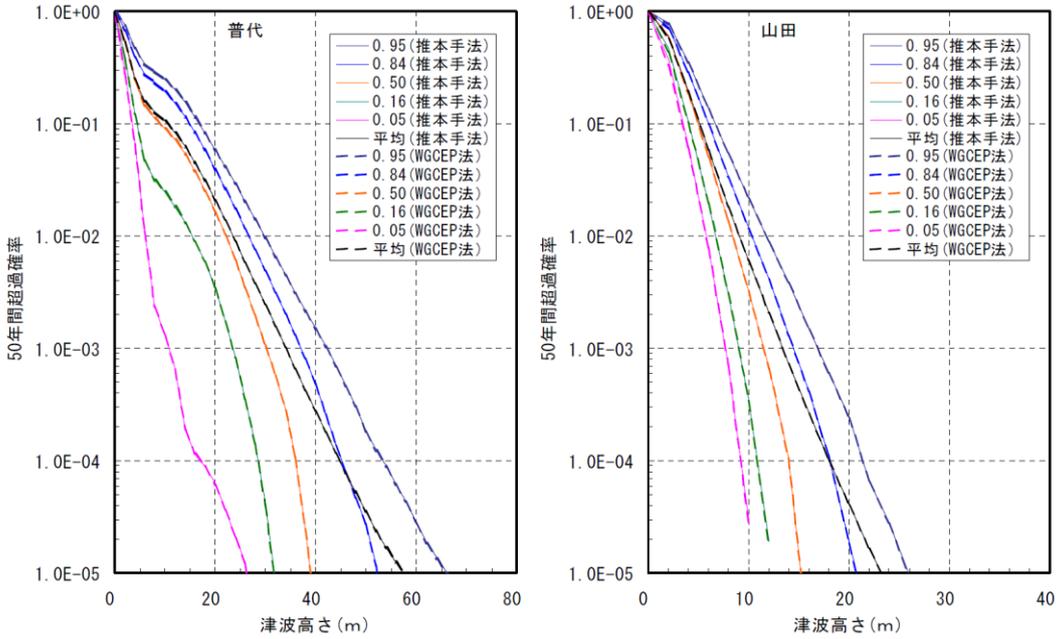


図 6.2-2(6) 分岐の影響検討例

分岐の影響検討⑧

—連動モデル—



分岐の影響検討⑧

—連動モデル—

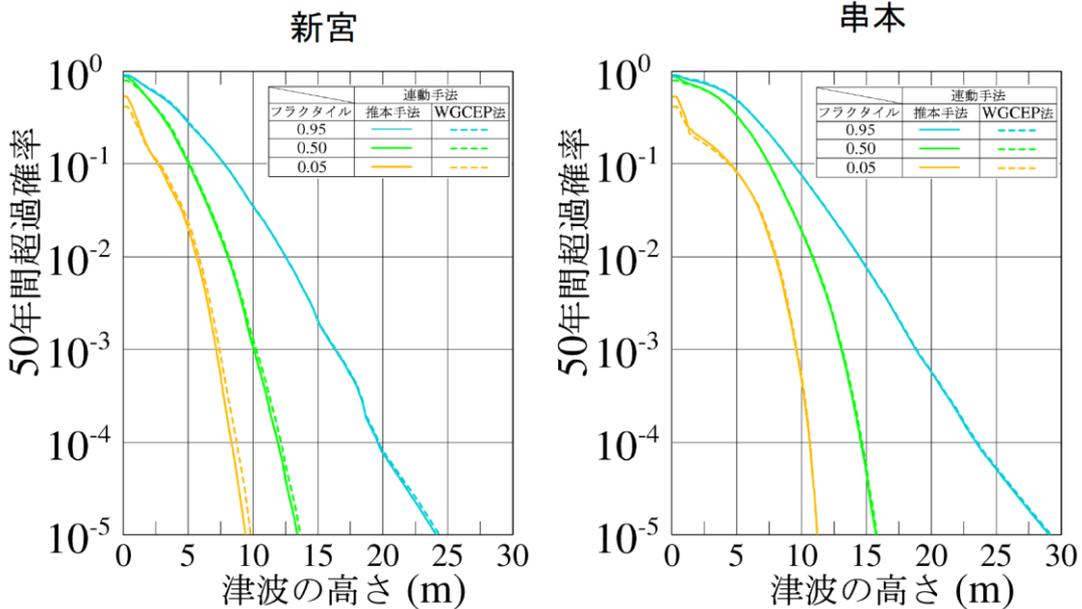


図 6.2-2(7) 分岐の影響検討例

7. あとがき

本報告書は、平成 14 年度～平成 16 年度の電力共通研究「津波評価手法の高精度化研究」、平成 18 年度～平成 20 年度の電力共通研究「津波ハザード解析手法ならびに津波による海底地形変化評価手法の研究」および土木学会原子力土木委員会津波評価部会における討義の内容を、実務的に原子力発電所の確率論的津波ハザード解析を実施する場合の具体的方法を提示することを意図して、まとめたものである。本報告書がそのような役割を果たし、確率論的津波ハザード解析を実用化するために、広く使用されることを希望する。

本報告書で提示したモデルと方法により、原子力発電所の津波ハザード曲線を評価することは可能と考えられるが、結果の使い方については、今後の課題となっている。フラクタイルハザード曲線のどのレベルを「標準」とするのか（0.50 フラクタイルあるいは不確定を考慮する観点から 0.84 フラクタイル）、算術平均ハザードを「標準」とするのか、また、「長期間平均のハザード評価」と「現時点でのハザード評価」をどう使うのか（大きい方を用いるという考え方もありうる）といった問題を明確にしていく必要があると考えられる。

8. 参考文献

- 安藤雅孝:総論:次の南海地震に向けて日本は何をすべきか,月刊地球,号外 No.24, pp.5-13, 1999.
- 安中正, 佐竹健治, 榊山勉, 柳沢賢, 首藤伸夫: 確率論的津波ハザード解析の方法, 第 12 回日本地震工学シンポジウム論文集, No.0013, 158-161, 2006.
- 安中正, 嶋田昌義, 弘重智彦: モンテカルロ手法に基づく地震ハザード曲線の評価方法, 土木学会第 56 回年次学術講演会, I, 2001.
- 安中正, 末広俊夫, 弘重智彦: モンテカルロ手法に基づく地震ハザードの不確定性評価方法, 第 11 回日本地震工学シンポジウム講演論文集(CD-ROM), No.15, 73-78, 2002.
- Annaka T., K.Satake, T. Sakakiyama, K. Yanagisawa, and N. Shuto (2007): Logic-tree Approach for Probabilistic Tsunami Hazard Analysis and its Applications to the Japanese Coasts, *Pure and Applied Geophysics*, 164, 577-592.
- Annaka, T. and H. Yashiro (2000), "Uncertainties in a probabilistic model for seismic hazard analysis in Japan", *Risk Analysis II*, WITPRESS, Boston, 369-378.
- 栗田泰夫: 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). 地質調査所速報, no. Q/99/3, pp. 275-284, 1999.
- Barrientos, S.E. and S.N. Ward : The 1960 Chile Earthquake, inversion for slip distribution from surface deformation, *Geophys.J.Int.*, Vol.103, pp.589-598, 1990
- 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*, 21, 87-91.
- Clague, J. J. (1997): Evidence for large earthquakes at Cascadia subduction zone, *Reviews of Geophysics*, 35, 439-460.
- Cornell, C. A.: Engineering seismic risk analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1583-1606, 1968.
- Ellsworth, W.L., Matthews, M.V., Nadeau, R.M., Nishenko, S.P., Reasenber, P.A., and Simpson, R.W., *A Physically-based Earthquake Recurrence Model for Estimation of Long-term Earthquake Probabilities*, (Workshop on EARTHQUAKE RECURRENCE: STATE OF THE ART AND DIRECTIONS FOR THE FUTURE, Istituto Nazionale de Geofisica, Rome, Italy, 22-25 February, 1999).
- 藤原治(2006): 地震記録から見たプレート沈み込み帯の連動型地震, 第 5 回活断層研究センター研究発表会要旨集. 2-3.
- Geist, E. and T. Parsons (2006): Probabilistic Analysis of Tsunami Hazards, *Natural Hazards*, 37. 277-314.
- 原子力土木委員会津波評価部会(2002): 原子力発電所の津波評価技術.
- 原子力土木委員会津波評価部会(2007): 【委員会報告】津波評価手法の高精度化研究ー水位の確率論的評価法ならびに分散性と碎波を考慮した数値モデルの検討ー, 土木学会論文集B, 63, 2, 168-177.
- 羽鳥徳太郎: 日本沿岸における遠地津波のエネルギー分布, *地震第 2 輯*, 42, 467-473, 1989.

- 入倉孝次郎・三宅弘恵：シナリオ地震の強震動予測，地学雑誌，110，849-875，2001.
- 地震調査推進研究本部地震調査委員会：日本海東縁部の地震活動の長期評価について（平成15年6月20日）．
- 地震調査推進研究本部地震調査委員会：千島海溝沿いの地震活動の長期評価について（平成15年3月24日、平成15年8月14日訂正、平成15年11月12日変更）．
- 地震調査推進研究本部地震調査委員会：千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第二版）について（平成16年12月20日）．
- 地震調査推進研究本部地震調査委員会：三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について（平成14年7月31日、平成14年9月11日訂正、平成15年7月29日訂正、平成15年11月12日変更、平成17年1月12日訂正）．
- 地震調査推進研究本部地震調査委員会：南海トラフの地震の長期評価について（平成13年9月27日）
- 地震調査推進研究本部地震調査委員会：宮城県沖地震の長期評価（平成12年11月27日、訂正：平成13年3月14日、平成15年11月12日変更）．
- 地震調査推進研究本部地震調査委員会：長期的な地震発生確率の評価手法について（平成13年6月8日）．
- 地震調査推進研究本部地震調査委員会：「全国を概観した地震動予測地図」報告書2006年版（平成17年3月23日、平成18年9月25日改訂）．
- Kanamori, H. and J. J. Cipar: Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.9, pp.128-136, 1974.
- 小松原純子・岡村行信・澤井祐紀・宍倉正展・吉見雅行・竿本英貴：紀伊半島沿岸の津波堆積物調査，活断層・古地震研究報告，No.7，pp.219-230，2007.
- Lay, Thorne, Luciana Astiz, Hiroo Kanamori and Douglas H. Christensen: Temporal variation of large intraplate earthquakes in coupled subduction zones, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 54, 258-312, 1989
- 松田時彦：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.269-283，1975.
- 松田時彦：最大地震規模による日本列島の地震分帯図．地震研究所彙報，65，289-319，1990.
- 松澤暢・内田直希(2003)：地震観測から見た東北地方太平洋下における津波地震発生の可能性，月刊地球，25，368-373.
- Matthews, M.V., Ellsworth, W.L. and Reasenber, P.A. (2002), *A Brownian model for recurrent earthquakes*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 2233-2250.
- 中嶋健：タービダイトから推定される日本海東縁佐渡海嶺の地震発生ポテンシャル，地球惑星科学関連学会2003年合同大会予稿集，2003.
- 日本原子力学会：日本原子力学会標準原子力発電所の地震を起因とした確率論的安全評価実施基準：2007、2007年9月．
- Nishenko, S. P.: Circum-Pacific seismic potential: 4989-1999, *PAGEOPH*, 135, 169-259, 1991.

- Nishimura, I., S. Noda, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo, and T. Watanabe: Response spectra for design purpose of stiff structures on rock sites, Transactions, SMiRT 16, Washington DC, Paper#1133, 1-8, August 2001.
- Noda, S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo, and T. Watanabe: Response spectra for design purpose of stiff structures on rock sites, OECD/NEA, 1-10, 2002.
- 小田切聡子, 島崎邦彦: 活断層で起きた歴史地震の大きさ, 地震第 2 輯, 53, 45-56, 2000.
- 大森政則・柳沢賢・増田崇治・安中正・高尾誠: 東北日本を対象とした 1960 年チリ地震津波の数値解析, 土木学会第 57 回年次学術講演会, II, 25-26, 2002.
- 佐竹健治・七山 太・山木 滋: 17 世紀に北海道東部で発生した異常な津波の波源モデル (その 2), 活断層・古地震研究報告, No. 4, p. 17-29, 2004.
- 佐竹健治・行谷佑一・山木滋: 石巻・仙台平野における 869 年貞観津波の数値シミュレーション, 活断層・古地震研究報告, No. 8, p. 71-89, 2008.
- Satake, L., K. Wang, and B. F. Atwater (2003): Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferred from Japanese tsunami descriptions, J. Geophys. Res., 108, No.B11, ESE 7-1-7-17.
- 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・アオンタン テイン・松浦旅人・高田圭太・藤井雄士郎・佐竹健治(2006): 仙台平野を襲った巨大津波の浸水履歴, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会予稿集, S208-009.
- 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・松浦旅人・高田圭太・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎・藤原治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝: ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町)における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, No. 7, p. 47-80, 2007 .
- 寒川旭: 過去 2 千年間の遺跡に刻まれた地震の痕跡, 号外 No.24, pp.56-63, 1999.
- 島崎邦彦・河瀬和重・青木元: 長大活断層系における活動区間設定の一モデル, 日本地震学会講演予稿集, 1998 年度秋季大会, C52, 1998.
- 宍倉正展・鎌滝孝信・澤井祐紀・Cisternas Marco・Atwater Brian (2006): およそ 300 年間隔でくり返し起こるチリ海溝沿いの巨大地震, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会予稿集, S208-005.
- 首藤伸夫・今村文彦・越村俊一・佐竹健治・松富英夫(2007): 津波の辞典, 朝倉書店.
- Somerville, P.G., 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, 70, 59-80.
- Sugino, H., Y. Iwabuchi, M. Nishio, H. Tsutsumi, M. Sakagami and K. Ebisawa: Development of probabilistic methodology for evaluating tsunami risk on nuclear power plants, The 14th World Conference on Earthquake Engineering, October 12-17,

2008, Beijing, China, 15-0035.

- 高岡一章・伴一彦・山木滋：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, 2001 .
- 武村雅之：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, 1998.
- 谷岡勇市郎・佐竹健治(1996)：津波地震はどこで起こるか 明治三陸津波から100年, 科学, Vol.66, No.8, pp.574-581.
- 谷岡勇市郎・佐竹健治：津波地震の発生メカニズム, 月刊地球, 25, 5, 347-354, 2003 .
- Tanioka, Y., K. Satake, and K. Hirata: Recurrence of recent large earthquakes along the southernmost Kurile-Kamchatka subduction zone, *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region, Geophysical Monograph Series 172*, 145-152, 2007.
- Tanioka, Y. and T. Seno: Sediment effect on tsunami generation of the 1896 Sanriku tsunami earthquake, *Geophysical Research Letters*, 28, 17, 3389-3392, 2001.
- 都司嘉宣・上田一枝・佐竹健治：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, 1998.
- Tsuru, Tetsuro, Jin-Oh Park, Seiichi Miura, Shuichi Kodaira, Yukari Kido, and Tsutomu Hayashi: Along-arc structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of interplate coupling, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 107, NO. B12, 2357, doi:10.1029/2001JB001664, 2002.
- 渡辺偉夫：日本被害津波総覧(第2版), 東京大学出版会, 238p, 1998.
- Weichert, D. H.: Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 4, 1337-1346, 1980.
- WGCEP : Seismic hazards in southern California: probable earthquakes, 1994 to 2024, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 379-439, 1995.
- 矢沼隆・都司嘉宣：驗潮記録を用いた1938年11月5日福島県東方沖地震の断層モデル決定, 地震第2輯, 59, 199-208, 2007 .