

1771年八重山地震における海底地すべり 継続時間の推定

大角恒雄

フェロー会員 国立研究開発法人防災科学技術研究所 (〒305-0006 茨城県つくば市天王台3-1)
E-mail: t_ohsumi@bosai.go.jp

平成25年度、文部科学省は「海域における断層情報総合評価プロジェクト」を開始し、日本海周辺海域の地震と津波のハザード評価に資することを目的に、断層情報が不足している海域について、これまでに様々な機関が日本海周辺海域で実施してきた調査から得られた反射法探査データなどを収集し、最新のデータ処理技術を統一的に適用した再解析を行い、統一的な基準で断層情報を整備している。本プロジェクトは国立研究開発法人海洋開発機構(Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology : JAMSTEC)が実施する複数の機関で取得されている海底地下構造データを再解析し、有識者による一定の解釈を行う成果を用い、南西諸島南部地域の沿岸域の断層情報を整理した。本研究は、1771年八重山地震に伴う津波が海底地すべりであると仮定し、津波の再現を目的とした。八重山地点における海底島棚の形状を復元し、海底地すべりが発生する前の海底地質形状を想定し、その変化を直接、津波伝搬に適用して、沿岸の最大水位上昇量を推定するための、不明名されている海底地すべりの継続時間を、ニューマーク法により算定した。強度物性は、対象海域の島弧は島尻層群の砂岩泥岩が斜面に分布している。広域海底地質図では斜面に古第三紀から古生界の古い地質が露出しているとなっている。断面の基盤がこれに相当すると考えられるので、陸上での強度試験結果を用いた。

Key Words : *Yaeyama Earthquake, submarine landslides, Shimajiri-mudstone, Newmark sliding block method*

1. 背景

1771年(明和8年)に地震に伴う津波が八重山・宮古諸島で発生し、犠牲者は1万人を超えた。この地震は幾つかの再現性の検証がなされ、今村・他(2001)¹⁾は、沖縄県津波浸水想定(2015)にも適用されている。1771年八重山地震津波の再現として、琉球海溝の宮古・八重山沿岸域に関して、M8.8の最大クラスのマグニチュードを想定している。一方、この津波が非地震性津波として、海底地すべりによる津波として、岡村・他(2018)²⁾は、波源モデルを海溝沿いの地形図と反射断面を検討し、付加体が大規模に崩壊していることを見だし、地すべりが津波波源になりうることを示している。また、平石・他(2001)³⁾は、円弧すべり法を利用した地すべり津波波源を想定し、海底地すべりの継続時間が不明であるとして、30秒から90秒に変化させて、数値計算を実施している。

本研究は、八重山地震津波を日本周辺海域で実施した

情報を基に、再整理し、その調査結果から海底地質構造を適用し、八重山地点における海底島棚の形状を復元し、海底地すべりが発生する前の海底地質形状を想定し、その変化を直接、津波伝搬に適用して、沿岸の最大水位上昇量を推定した。その際、不明名されている海底地すべりの継続時間を、ニューマーク法により算定した。このニューマーク法は、斜面の残留変形量の定量的な予測を、斜面の変形量予測手法として、多くの設計基準で斜面の地震時安定計算としてニューマーク法により算定することが基本とされており、特定の応力状態に基づき、当該手法により地震時安定性解析を実施した。

海底島棚の形状を復元は、平成25年度に開始された、文部科学省「海域における断層情報総合評価プロジェクト」(以下、「文科省プロジェクト」と称す)の成果を活用した。本「文科省プロジェクト」は、日本海周辺海域の地震と津波のハザード評価に資することを目的に、断層情報が不足している海域について、これまでに様々な機関が日本海周辺海域で実施してきた調査から得られ

た反射法探査データなどを収集し、最新のデータ処理技術を統一的に適用した再解析を行い、統一的な基準で断層情報を整備している。

本プロジェクトは国立研究開発法人海洋開発機構 (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology : JAMSTEC)が実施する複数の機関で取得されている海底地下構造データを再解析し、有識者による一定の解釈を行う成果を用い、南西諸島南部地域の沿岸域の断層情報を整理した。

また、強度物性は、対象海域の島弧は島尻層群の砂岩泥岩が斜面に分布している。広域海底地質図では斜面に古第三紀から古生界の古い地質が露出しているとなっている。断面の基盤がこれに相当すると考えられるので、中村真也・他 (2011)⁴⁾の陸上での強度試験結果を用いた。

2. 非地震性津波

(1) 津波の発生源の分類

地震時の断層運動による海底地殻変動による海面変動であるが、それ以外の要因による津波として、以下の非地震性津波が分類される。代表的な事例を表1に示す。

(2) 火山活動に伴う海面変動

火山活動であり地震をトリガーとして発生した山体崩壊を含む。海底火山噴火としては、日本周辺では、1779-1881年安永桜島噴火 (都司・上田, 1996)⁵⁾。国外では1881-1883 Krakatoa, Indonacian (Normanhoy N. and K. Satake, 1995⁶⁾, Lander, J. F. and P. A. Lockridge, 1989⁷⁾。陸上火山噴火としては、1640年北海道駒ヶ岳 (吉本・他, 2008)⁸⁾, 1741年渡島大島 (Satake, 2007)⁹⁾, 1791-1792年島原半島眉山崩壊 (都司・日野, 1993)¹⁰⁾。

(3) 地すべりなどの土砂移動による海面変動

土砂移動を含む地すべりで地震をトリガーとして発生した土砂移動を含む。国内では、2009年駿河湾地震 (Baba et al., 2012)¹¹⁾。

海外では、1958 Lituya Bay, Alaska (Friz et al., 2009¹²⁾, Weiss et al., 2009¹³⁾。

(4) 隕石の落下による海面変動

国内では隕石の落下による津波の発生は知られていないが、恐竜が絶滅した白亜紀末の大量絶滅 (Cretaceous - Tertiary: K-T境界)¹⁴⁾を引き起こしたもっとも有力な原因と考えられている。

1771年八重山地震津波に関しては、松本・木村(1993)¹⁵⁾による八重山諸島周辺の精密地形調査で、海底地すべり跡が確認され、地震規模に基づく断層変位のみでは津波痕跡高を説明することは困難であるとされている。

平石・他 (2001)³⁾では、土砂移動を含む地すべりで

表1 非地震性津波の分類

土塊移動形態		津波事例
火山活動	海底火山	1779-1881 安永桜島噴火 1881-1883 Krakatoa
	火山	1640 北海道駒ヶ岳 1741 渡島大島 1791-1792 島原半島眉山崩壊
地震活動	土砂移動	2009 駿河湾地震 1958 Lituya Bay, Alaska
隕石落下	岩塊降下	ca.65Ma Chicxulub crater

地震をトリガーとして発生した土砂移動として、円弧すべり法を利用した地すべり津波波源による明和八重山地震を考慮し、地震断層による津波波源に加え、斜面の安定計算に適用される円弧すべり法を利用した海底地すべりモデルを導入している。

3. 海底地すべりの分類

大八木 (2004)¹⁶⁾は、海底地すべりとして、1929年New Foundland南方のGrand Banks地震 (M_s 7.2)によって発生した海底ケーブル切断を海底地すべりから発生する混濁流 (turbidity current) に起因するものと Heezen and Ewing (1952)¹⁷⁾を引用して紹介している。また、海底地すべりを以下のように巨視的に分類し、海底地すべりの主となるものは混濁流としている。

堆積物密度流 (sediment gravity flow)

混濁流 (turbidity current) / 渦動 (turbulence)

液化堆積物流 (fluidized sediment flow)

粒子流 (grain flow)

土石流 (debris flow)

宜保・他 (2003)¹⁸⁾は、沖縄、島尻層群岩盤斜面の崩壊形態を以下のように、分類している。

強風化泥岩の崩壊 (strongly weathered fractured mudstone)

破碎泥岩の崩壊 (crush mudstone)

堆積岩の崩壊 (normal consolidated)

地質弱層をすべり面とする崩壊 (containing a weak-plane)

この分類は陸上斜面を対象としたものであり、海底化の風化が進行していない状況で、強風化泥岩及び破碎泥岩の崩壊を除外すると、堆積岩の崩壊は、正規圧密状態の強度低下が想定でき、地質弱層をすべり面が崩壊に寄与したものとして、すべり面を地質弱面が存在したと仮定して、本研究では、後述のすべり面を設定した。

4. 海底地形

(1) 海面変動海底地すべり位置

平成27年度文科省プロジェクト¹⁹⁾では、海底地形データを赤色立体地図の手法で表示したものを南西諸島南部海域に対して構築した。

この手法は斜度をグレースケールで表し、崖や谷などの地形の起伏を明暗で識別できるようにしたものである。この手法では平面的に見ても地形が容易に判読できる。別の手法に陰影図があるが、方向依存性が高く、特定の地形だけを強調し、または除外視できるため斜度によって地形を表す赤色立体地図は地形判読のより適当な手法であると考えられる。これにより地震探査断面で解釈した断層の微小な変位も平面図上で認識でき、断層が何処まで延びているかの空間的な広がりが特定可能となる。

この赤色立体の海底地形データにおいて、八重山周辺の海底地盤を選定した。当該地点は、前弧海盆の島棚斜面が存在し、地すべりにより移動した土砂が堆積し、海底扇状地形を形成している地点を解析対象と選定した。

本研究のモデル化対象とした島棚位置を図4.1示す。これに対応する島棚斜面傾斜方向の海底面形状を図4.2に示す。

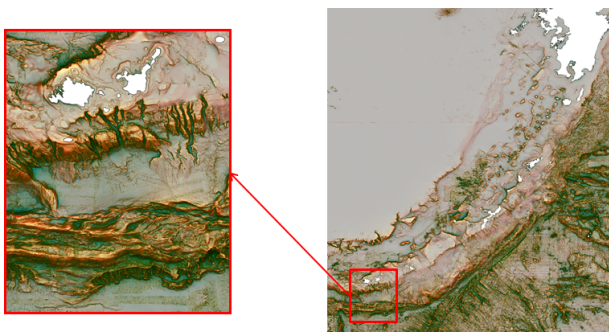


図 4.1 島棚位置図(JAMSTEC 提供)

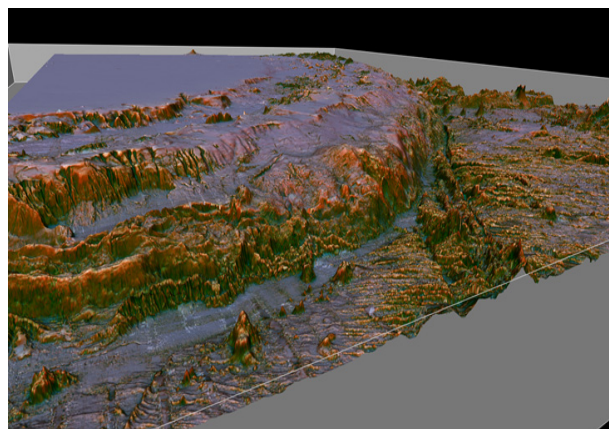


図 4.2 島棚斜面傾斜方向海底面形状図(JAMSTEC 提供)

(2) 解析断面

上記、地すべり位置の海底面形状は現在のものであるため、地すべり発生後の断面である。安定性評価は地すべり発生前の海底面形状に対して実施するため、地すべり発生前の海底面形状を類推する。現在の海底面形状を図4.3に示す。

(3) 地すべり発生領域

松本・木村(1993)¹⁵⁾はJAMSTEC調査船「かいよう」・「よこすか」を用いて、八重山沖南西諸島海域の広域にわたる精密地形調査に基づき、明和八重山地震津波の発生メカニズムを以下のように考察している。

- 1)地すべりにより移動した土砂が堆積し、海底扇状地形を形成している。
- 2)底泥採取から、海底扇状地形は複数回の地すべりにより形成されている。
- 3)最も新しい陥没や地すべりについては、底泥採取地点が明和八重山地震津波の震央と一致していることにより、津波に関連している可能性が極めて大きい。
- 4)海底地すべりに関しては、八重山沖を震源とする大地震が過去に発生している記録があることから、地すべり地形は地震に関連して形成されたと推定している。

以上の調査結果をもとに、本研究では、上記に示した海底面形状に対応する断面位置(図4.1)から、海底扇状地形の広がりから東西方向の地すべり発生領域を仮定した(図4.4)。

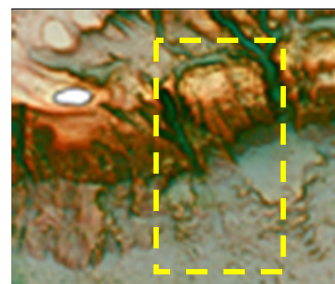


図 4.4 八重山島棚地点の地すべり発生領域(JAMSTEC 提供)

5. 荷重条件

島棚斜面位置における最大水位上昇量を津波伝播解析から算定した。島棚斜面位置における最大水位上昇量の時刻歴を算定した。この結果を踏まえ、外力とした。

計算領域については、外洋から沿岸へ3対1の割合で計算領域を細分化した。各計算領域の格子サイズは外洋から順に1,350 m, 450 m：（八重山諸島），150 m：（石垣島・西表島付近），50 m：（波照間島付近，西表島付近）である（図5.1）。

(1) 波源断層

本研究の対象とする断層は、平成 23 年度 沖縄県津波被害想定調査業務委託報告書（平成 24 年 3 月）（以下 H23年度想定）[20]にて使用した波源断層モデルのうち、宮古・八重山諸島沿岸域で1771年八重山地震津波の痕跡比較より再現性が得られているP1断層を想定断層として使用した。表5.1に断層パラメータを示す。

(2) 津波予測計算条件

表5.2の条件で非線形長波解析を実施した。

(3) 海面変動量の時刻歴

図5.2に島棚斜面位置における海面水位変動量の時刻歴の算定位置を示す。

荷重条件は海面変動量の時刻歴をベースに設定する。

図5.3に海面水位上昇量の時刻歴を示し、図5.4にそのフーリエスペクトルを示す。海面水位変動量の時刻歴データは時間刻み Δt が5秒であるため、ナイキスト振動数は0.1Hzであり、図5.4より、0.1Hz以下の振動数成分が主成分であることがわかる。

この波形を用いて、図 5.5に海面水位上昇量時刻歴のフーリエスペクトルを算定した。一方、水平方向の水位変動量（図 5.6），線流量（図 5.7），流速（図 5.8）を示す。すべり土塊重心付近の深度における南北方向の流速の時刻歴を荷重として用いた。

6. 海底地形

(1) 3次元速度構造データ

平成27年度文部科学省プロジェクト¹⁹⁾では、速度構造モデルは南西諸島南部海域に対して構築した。速度構造モデルを作成するにあたり、反射法地震探査の処理過程で得られる重合速度と、上保安庁が実施した地殻構造探査のOBSデータ解析で得られた速度データを使用した。地質構造を把握するためのホライズン解釈としては、音響基盤と第三紀の不整合面の解釈を南西諸島南部海域に対して実施した。三次元速度構造の構築は、南西諸島全域での海底面、解釈したA-horizon、B-horizonのデータを用い、surfaceを作成し層構造を構築した。速度情報とし

表5.1 沖縄県津波被害想定断層パラメータ(P1：八重山諸島南方沖地震)²⁰⁾

緯度	経度	上端深度 (km)	走向 (°)	傾斜 (°)	すべり 角 (°)	長さ (km)	幅 (km)	平均すべり 量 (m)	M_w
23.235	125.987	2.0	265	12	90	300	70	20	8.8

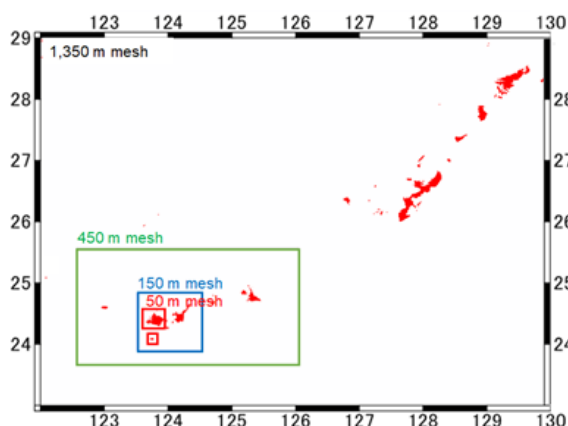


図 5.1 計算領域の位置（八重山周辺）

表 5.2 津波予測計算の計算条件

支配方程式	非線形長波理論
数値解法	Staggered Leap-frog 差分スキーム
計算領域	北海道南部および日本海東縁部の沿岸
計算領域格子	外洋から順に 1,350 m, 450 m, 150 m, 50 m
境界条件	陸域遡上を考慮、海側では無反射の透過境界
各種施設取扱	各種施設は考慮しない
計算時間	12 時間
初期水位	Okada(1992) ²¹⁾ で算出した海底地盤変動量
潮位	T.P. 0 m
打ち切り水深	10 ² m
粗度係数	0.025

計（OBS）データ及び坑井の速度データなどを使用して、基本となる速度キューブを作成した。この速度キューブに層構造を当てはめ、各層構造に様々な情報から速度関係は、反射法地震探査データや地殻構造探査の海底地震数を与え、速度構造モデルを構築した。速度構造モデルは水平方向1 kmグリッド、鉛直方向100 m 間隔の解像度で作成し、この速度構造モデルを用いて、反射法地震探査データ及び断層面の深度変換を実施している。断層解

釈作業は、調査実施時期や調査仕様の異なる様々な反射断面図を用い、時間断面上で解釈を行い、統一的な三次元速度構造モデルを用いて深度変換し、断層の形状を確認して、最終的な断層解釈とした。その後、断層の空間的な連続性を同定するため、解釈の際に海底地形や地質構造の特徴、断層下端の位置に従って分類分けし、その特徴の連続性を判断の基準とした（図 6.1）。

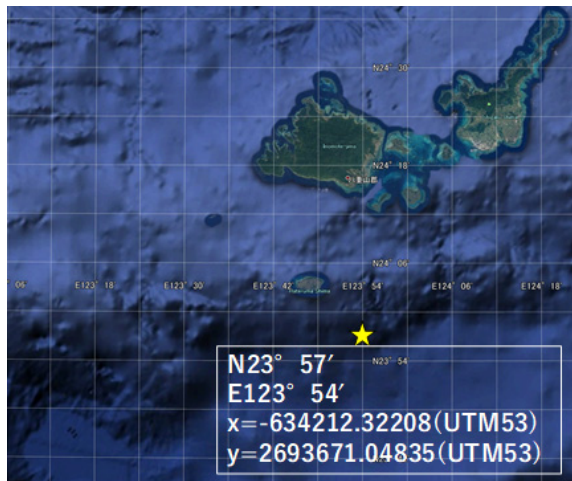


図 52 海面水位変動量の時刻歴の算定位置
(島棚斜面位置)

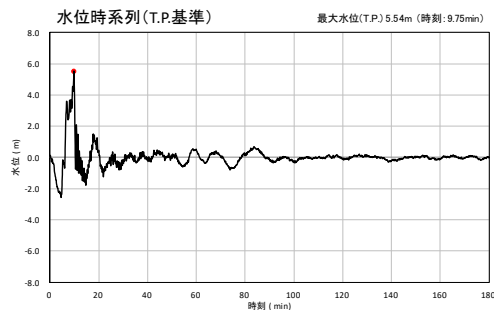


図 54 海面水位上昇量時刻歴

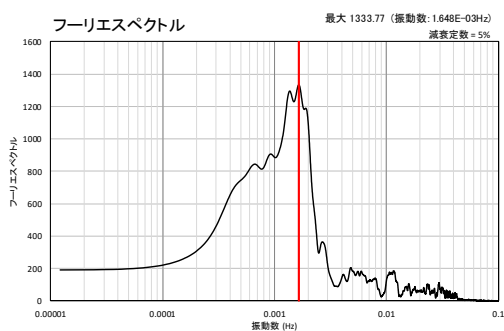


図 55 海面水位上昇量時刻歴フーリエスペクトル

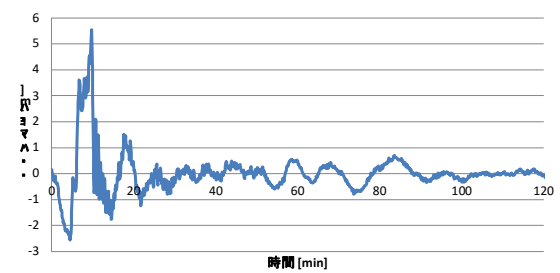


図 56 水位変動量

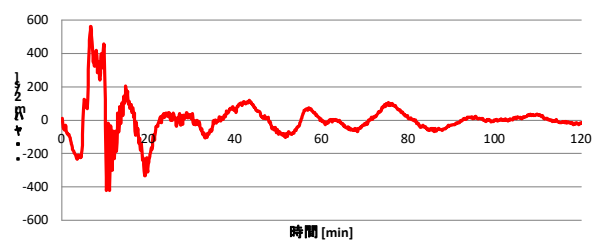


図 57 線流量 (NS 方向)

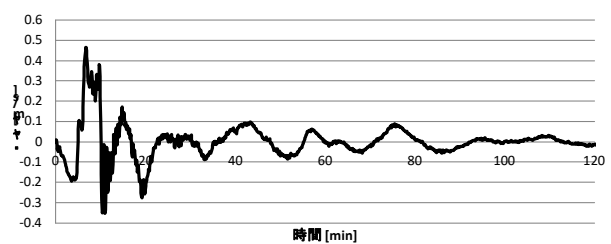


図 58 流速 (NS 方向)

(2) 変形係数

上記、平成27年度文部科学省プロジェクト¹⁹⁾では、速度構造モデルは南西諸島南部海域に対して構築した。速度構造モデルを作成するにあたり、反射法地震探査の処理過程で得られる重合速度と、海上保安庁が実施したOBSデータ解析で得られた速度データの海底面付近の海底地盤のせん断波速度として550 m/sとした。

抽出された断層データを基に、既往の資料もふまえ、日本海海域、南西諸島海域（南部）について断層モデルの構築を実施した。特に南西諸島海域についての津波予測のための網羅的な断層モデルの設定した。この検討においては断層パラメータのパラメータ・スタディーにより断層モデルの不確実性も評価した。構築した断層モデルのうち、M7程度以上の地震規模と推定されるもので、断層モデルに基づく津波や地震動のシミュレーションを行うことにより当該地域の津波規模を概略把握した。

(3) 強度物性

中村・他（2011）⁴⁾、陳・他（2006）²²⁾は、すべり面平均強度定数の合理的決定について検討するためせん断試験で得られたせん断強度の適切な適用による安定解析を実施している。対象海域の島弧は島尻層群の砂岩泥岩が斜面に分布していると認識し、断面の薄く被覆する層に相当すると考える。広域海底地質図では斜面に古第三紀から古生界の古い地質が露出しており、断面の基盤がこれに相当すると考える。島尻層群泥岩の強度について、中村・他（2011）⁴⁾、陳・他（2006）²²⁾の試験結果では、島尻層群砂質泥岩の $C=23.2\sim26.7\text{ kN/m}^2$ 、 $\phi=28.6\sim36.6^\circ$ を得ている。本研究では、この室内試験結果をもとに、水深2,000 m程度の海底地すべり地点に対し、岩盤の強度は陸上泥岩の強度の中間的な数値で強度（島尻層群泥岩 $C=25\text{ kN/m}^2$ 、 $\phi=30^\circ$ ）を設定した。図 6.2に使用した三軸圧縮試験機と図6.3にリングせん断試験機を示す（琉球大学提供）。三軸圧縮試験（CU）は、スリーブ内蔵式3重管コアチューブで採取した不攪乱資料を用いピーク強度を求め、再調整正規圧密状態試料にて圧密し、定応力下のリングせん断試験機にて、崩壊土のピーク強度に対応する正規圧密強度及び弱面強度の相当する残留強度を求めている。

(4) 解析用物性値

解析用物性値を表6.1及び表6.2に整理した。表6.2は海水も液体要素としてモデル化するため海水の解析用物性値を示す。対象海域の島弧は島尻層群泥岩が斜面に分布しているおり、断面の薄く被覆する層に相当する。広域海底地質図では斜面に古第三紀から古生界の古い地質が露出しているとなっている。断面の基盤がこれに相当す

表 6.1 海底地盤の解析用物性値

項目	設定値	設定根拠
密度 $\rho\text{ (g/cm}^3\text{)}$	2.5	島尻層群泥岩表層
せん断波速度 $V_s\text{ (m/s)}$	550	OBS データ解析最小値
ポアソン比 ν	0.45	堆積層泥岩動的物性
減衰 $h\text{ (}\%\text{)}$	2.0	
内部摩擦角 $\phi\text{ (deg)}$	30	中村・他（2011） ⁴⁾ 、 陳・他（2006） ²²⁾
粘着力 $c\text{ (kN/m}^2\text{)}$	25.0	
引張強度 $\sigma_t\text{ (kN/m}^2\text{)}$	0	見込まない

表 6.2 海水の解析用物性値

項目	設定値	設定根拠
密度 $\rho\text{ (g/cm}^3\text{)}$	1.03	海水の密度を設定
せん断波速度 $V_s\text{ (m/s)}$	※1	せん断剛性として微小な値を設定
ポアソン比 ν	0.49	0.5に近い値を設定
減衰 $h\text{ (}\%\text{)}$	2.0	海底地盤と同じ減衰を設定

※1：せん断剛性として 0.001 kN/m^2 とする。

と考えられ、海底地盤全体としての挙動に着目していること、また海底地盤全体から考えると堆積層はごく薄いと考えられることから一様物性とし表層の堆積層として密度 ρ を 2.5 g/cm^3 とした。せん断波速度 V_s は、海底面近くのOBSデータ解析からせん断波速度 V_s （550 m/s～4400 m/s）の最小値550 m/sとした。堆積層泥岩の動的物性として、ポアソン比 ν を0.45、減衰 h を2 %とした。岩盤の強度は中村・他（2011）⁴⁾、陳・他（2006）²²⁾に基づき、陸上泥岩の強度の中間的な数値で強度（島尻層群泥岩 $C=25\text{ kN/m}^2$ 、 $\phi=30^\circ$ ）を初期値として設定した。引張強度 σ_t は見込まないこととして 0 kN/m^2 とした。

7. 地すべり継続時間

平石・他(2001)³⁾は、海底地すべりの継続時間が不明であるとして、30秒から90秒に変化させて、数値計算を実施しているが、本研究では、ニューマーク法²³⁾を適用し、海底地すべり継続時間を算定した。

(1) ニューマーク法の適用

ニューマーク法²³⁾は、地震波形をそのまま利用して計算を行う簡易ニューマーク法は、安定計算に用いるパラメータに地震波形を追加で設定する簡易な手法である。一方、詳細ニューマーク法は、動的有限要素法にて応答加速度を算定する。堀井・他（1997）²⁴⁾は円弧すべり面上のモーメントのつり合いから回転変位量を求める方法

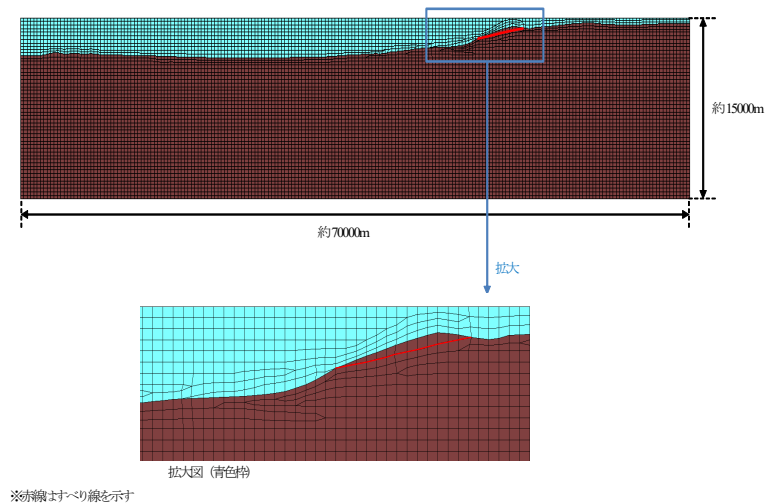


図 7.1 海底面形状から類推した地すべり発生前の海底面形状の解析メッシュ

に発展させ、鉄道盛土の耐震性能照査（変形性能照査）²⁹⁾に用いられている。必要な入力パラメータが円弧すべりの安定解析法と同じため、実務的な方法とされている。盛土の破壊形態を円弧と仮定し、すべり円弧に対して地震波を入力し、運動方程式を積分して盛土の沈下量を求める。その時、すべり安全率1.0を下回る時刻歴が算定され、滑動力が小さくなりすべり安全率が1.0以上となり安定した時刻を海底地すべり継続時間とした。

(2) 2次元動的有限要素法解析

解析コードは地盤—構造物連成系の動的相互作用解析プログラムSuper-FLUSH/2D Ver.6.1²⁶⁾を用いた。当該解析コードは液体要素がモデル化でき、海水を液体要素とした。本解析で用いる解析コード「Super-FLUSH/2D」は周波数応答解析で、有限要素メッシュサイズを振動成分が適切に伝播するように以下のような式で設定する。

$$H \leq \frac{Vs}{n \cdot F_{max}}$$

Vs : せん断波速度

n : 定数 (5以上)

F_{max} : 解析振動数の上限

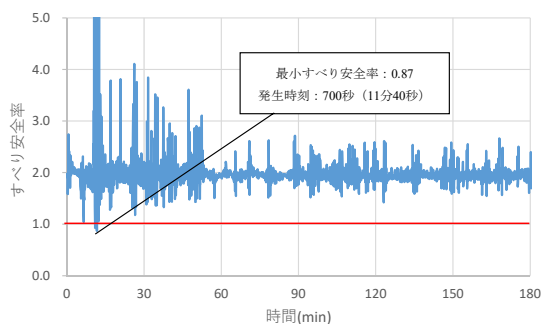


図 7.2 すべり安全率の時刻歴

外力の海面変動量の時刻歴は時間刻み Δt が5秒の時刻歴波形であるため、ナイキスト振動数が0.1 Hzとなる。よって、上記 F_{max} は0.1 Hzとし、定数 n は5とする。一方、 Vs は対象とする海底地盤のせん断波速度は550 m/sとするため、要素サイズ H は1,100 m以下となる。メッシュサイズは100 mメッシュを想定しているため、本研究に用いる海面変動量の時刻歴が持つ振動成分に対しては100 mメッシュで対応可能と判断した。現在の海底面形状から類推した地すべり発生前の海底面形状に基づく解析メッシュとした。

現在の海底面形状から類推した地すべり発生前の海底面形状に基づく解析メッシュとして図7.1に示す。

(3) ニューマーク法海底地すべり継続時間の算定

強度物性は、島弧は島尻層群の砂岩泥岩が斜面に分布しているとして、陸上の三軸圧縮試験やリングせん断試験で得られたせん断強度を設定したが、すべりが発生しないために、海水面下の強度を $c=23 \text{ kN/m}^2$ 、 $\phi=20^\circ$ まで、強度を低下して以下の解析結果を得た。

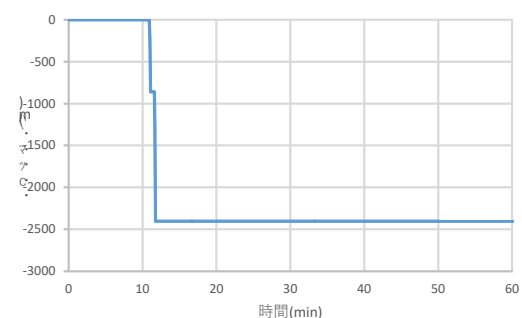


図 7.3 残留変形量の時刻歴

1) すべり安全率

すべり安全率の時刻歴を図7.2に示す。最小すべり安全率：0.87，発生時刻：700秒（11分40秒）であった。

2) 残留変形量

残留変形量の時刻歴を図7.3に示す。残留変形量は最終的に746 mの残留変形が発生し，発生時刻：秒であった。また，残留変形量2,500 mの時刻は，経過時間700-660秒（継続時間45秒）であった。

8. まとめ

1771年八重山地震に関する波源断層に基づき，津波伝搬解析を実施した。八重山地点島棚地点における断面において，波力相当を荷重として作用させ，応力状態に基づき，ニューマーク法により動的安定性を評価した。

認識論的不確定要素が多く，幾つかの仮定で検討を進めた。

- 1) 津波を島棚斜面崩壊と仮定
- 2) 斜面崩壊は地震の加速度ではなく，津波の波力と仮定
- 3) 海底地形はJAMSTECの海底地形から設定
- 4) 津波波力は今村・他（2001）¹⁾から非線形長波理論から島棚斜面位置での海面水位変動量，線流量，速度の時刻歴データから設定
- 5) 島棚崩壊は現状の断面形状から2次元すべり面を仮定
- 6) 島棚崩壊幅は海底扇状地形位置から3次元すべり面の幅を変えた2ケース設定
- 7) 斜面崩壊は液体要素を考慮した2次動的FEM解析（Super-FLUSH）を適用
- 8) 崩壊継続時間はニューマーク法による地震時残留変形解析から算定
- 9) 強度物性は，島弧は島尻層群の砂岩泥岩が斜面に分布しているとして，陸上の試験結果をすべりが発生するまで低下した。

その結果，設定したすべり安全率が1.0を下回り，残留変形量が発生した。残留変形量は最終的に2,500 mの残留変形が発生し，地すべり継続時間は45秒であった。

島棚斜面堤とみなし，津波波力による荷重の算定に「防波堤の耐津波設計 ガイドライン 国土交通省 港湾局（平成25年9月）」に示されている修正谷本式を海底すべり時に作用する津波波力による荷重を考えたが，適用範囲の「津波高さが水深の60%以上」かつ「海底勾配1/100程度以下の遠浅」と示されており，適用外と判定した。「津波波力による荷重の算定に防波堤の設計波力算定式についての比較検討」に示されている合田式適用

を検討したが，動圧力の最大値に対して5分の1程度の外力であることが判明した。

今後は，津波波源算定を実施するにあたり，海底地形変動量は，Okada (1992) ²⁾ではなく，直接地形の変動量を入力する予定である。

謝 辞

本解析にあたり，JAMSTECからは，赤色立体地図等の提供を受けた。また，ニューマーク法による海底地すべり継続時間の算定を（株）構造計画研究所 防災・環境部 地盤・構造室の協力を得た。記して御礼申し上げます。なお，本研究は，本研究は文部科学省「海域における断層情報総合評価プロジェクト」の資金等の提供を受けたものです。

参考文献

- 1) 今村文彦・吉田功・アンドリュー ムーア(2001)：沖縄県石垣島における 1771 年明和大津波と津波石移動の数値解析. 海岸工学論文集,第 48 巻,346-350.
- 2) 岡村行信・西澤あずさ・藤井 雄士郎(2018)：1771年八重山津波の波源，日本地球惑星科学連合2018年大会，HDS10-03.
- 3) 平石哲也・柴木秀之・原信彦(2001)：円弧滑り法を利用した地滑り津波波源による明和八重山地震津波の再現.海岸工学論文集,第 48 巻,351-355.
- 4) 中村真也・宜保清一・木村 匠・ブッディ シワンタ ヴィタナ (2011)：各種地すべり形態におけるすべり面平均強度定数，48巻，5号 pp.251-262.
- 5) 都司嘉宣・上田和枝（1996）：安永桜島噴火に伴う鹿児島湾内の津波，日本火山学会講演予稿集 1996(2), 186
- 6) Normanbhoy N. and K. Satake(1995). Generation mechanism of tsunamis from the 1883 Krakatau eruption. Geophys. Res. Lett., 22, 4,509-512.
- 7) Lander, J. F. and P. A. Lockridge (1989), United States Tsunamis 1690-1988, Pub. 41-2, National Geophysical Data Center, 265 pp.
- 8) 吉本充宏・宝田晋治・高橋良（2007）：北海道駒ヶ岳火山の噴火履歴，地質学雑誌，113, 補遺，81-92.
- 9) Satake (2007), Volcanic origin of the 1741 Oshima-Oshima tsunami in the Japan Sea. Earth Planets Space, 59, 381-390.
- 10) 都司嘉宣・日野貴之（1993）：寛政四年(1792)島原半島眉山の崩壊に伴う有明海津波の熊本県側における被害,および沿岸遡上高, 東京大学地震研究所集報, 68, 91-176.
- 11) Baba, T., H. Matsumoto, K. Kashiwase, T. Hyakudome, Y. Kaneda, and M. Sano (2012). Micro-bathymetric evidence for the effect of submarine mass movement on tsunami generation during the 2009 Suruga Bay

- earthquake, Japan., in (ed) Yamada *et al.*, *Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research*. 31, 485-495, Springer.
- 12) Friz H. M., F. Mohammed and J. Yoo (2009). Lituya Bay Landslide Impact Generated Mega-Tsunami 50th Anniversary. *Pure appl. geophys.* 166, 153–175. doi:10.1007/s00024-008-0435-4
 - 13) Weiss R., H. M. Fritz, and K. Wunnemann (2009). Hybrid modeling of the mega-tsunami in Lituya Bay after half a century. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L09602; doi:10.1029/2009GL037814.
 - 14) Chicxulub - Earth Impact Database (2011)
http://www.passc.net/EarthImpactDatabase/chicxulub.html
(Accessed Aug. 31, 2018)
 - 15) 松本剛・木村政昭(1993), 1771年八重山地震津波発生域における精密地形調査と津波発生メカニズムに関する考察, 地震第2輯, 第45巻, pp.417-426.
 - 16) 大八木規夫 (2004) : II.9章 海底・湖底の地すべり, 地形地質的認識と用語, 日本地すべり学会地すべりに関する地形地質用語委員会 編, pp.187-2014, ISBN4902628007, Landslides
 - 17) Heezen, B. C. and Ewing, M. (1952), Turbidity currents and submarine slump, and 1929 Grand Banks earthquake, *Am. Jour. Science*, Vol. 250, pp. 849-873.
 - 18) 宜保清一・中村真也・比嘉優・吉沢光三 (2003) : 安定解析に必要な強風化・破碎泥岩の強度, 農業土木学会論文集, Trans. of JSIDRE, No.227, 113~118.
 - 19) 海域における断層情報総合評価プロジェクト, 地震調査研究推進本部, 文部科学省
 - 20) 平成 23 年度 沖縄県津波被害想定調査業務委託報告書 (平成 24 年 3 月)
 - 21) Okada, Y. (1992) , Internal deformation due to shear and tensile in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 85, pp. 1018-1040.
 - 22) 陳伝勝・宜保清一・佐々木慶三・中村真也 (2006) : 沖縄, 島尻層群泥岩分布地域の地すべり類型区分の試み—地すべりの危険度評価に関連して—, 日本地すべり学会誌, 43 巻6 号
 - 23) Newmark, N.M. (1965), Effects of Earthquake on Dams and Embankments, *Geotechnique*, Vol.15, No.2, pp.137-160.
 - 24) 堀井克己・館山勝・内田吉彦・古関潤一・龍岡文夫 (1997) : ニューマーク法による鉄道盛土の地震時滑動変位予測, 第32回地盤工学研究発表会, pp.1895-1896.
 - 25) 鉄道総合技術研究所 : 鉄道構造物等設計標準・同解説耐震設計, 1999.10.
 - 26) SuperFLUSH/2D-株式会社地震工学研究所

Estimated duration of submarine landslide collapses for the 1771 Yaeyama earthquake, Japan

Tsuneo OHSUMI

The Japanese Ministry of Education, Culture, Sports, Science, and Technology (MEXT) initiated the “Project for the Comprehensive Analysis and Evaluation of Offshore Fault Information (the Project)” in 2013. The objective of the project is to contribute to the hazard assessment of earthquakes and tsunami in the seas around Japan by collecting offshore fault information. The project collects and consolidates seismic profiling data using the latest data processing technology where offshore fault information is missing. The data are collected from surveys by various institutions that have conducted fault evaluation in the seas around Japan. We reanalyzed the data and evaluated the faults using a consistent approach. The MEXT project reanalyzed the underground structure data that were acquired by multiple institutions for JAMSTEC, and analyzed the offshore fault information for the coastal area of the Southern Nansei Islands. The present study assumed that the tsunami caused by the Yaeyama earthquake in 1771 was associated with submarine landslides. The present study reconstructed the shape of the island shelf at the Yaeyama point and estimated the sea-bottom deformation before the occurrence of the submarine landslide. The maximum tsunami heights in the coastal area were estimated by applying the change directly to tsunami propagation analysis. The duration of the collapse time of the assumed submarine landslide was calculated using the Newmark sliding block method. Adhesion tests showed that the Shimajiri rocks of the island arc area had a sloping distribution. A map of the geological structure of the seabed revealed that the older rocks of Paleozoic age are exposed from the Paleogene rocks to the slope.