



# HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	日本海における津波の将来想定および津波検知・到達予測手法の開発
Author(s)	金戸, 俊道
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(工学)
Dissertation Number	甲第14879号
Issue Date	2022-03-24
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/doctoral.k14879">https://doi.org/10.14943/doctoral.k14879</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/85325">https://hdl.handle.net/2115/85325</a>
Type	doctoral thesis
File Information	Toshimichi_Kaneto.pdf



日本海における津波の将来想定および  
津波検知・到達予測手法の開発

金戸 俊道

## 目次

1	序論	1
1.1	研究の背景	1
1.1.1	津波想定	1
1.1.2	津波検知・予測	2
1.2	研究の目的と論文の構成	4
2	日本海側における津波評価	5
2.1	はじめに	5
2.2	活断層津波	5
2.2.1	サイト周辺海域の活断層による地震	5
2.2.2	日本海東縁部の地震	18
2.2.3	波源モデルの設定	19
2.2.4	数値シミュレーション	22
2.3	海底地すべりの痕跡に基づく津波	32
2.3.1	海底地すべり地形の抽出	32
2.3.2	海底地すべり地形の復元	35
2.3.3	数値シミュレーション	37
2.4	まとめ	45
3	想定海底地すべりによる津波評価	47
3.1	はじめに	47
3.2	ポテンシャルサイトの決定方法	48
3.2.1	海底地すべり形状の想定	48
3.2.2	海底地すべりによる初期水位算定	54
3.2.3	海底地すべりによる津波の増幅特性	56
3.2.4	ポテンシャルサイトの決定	57
3.3	ポテンシャルサイトにおける津波数値シミュレーション	58
3.3.1	三次元すべり安定解析による海底地すべり形状の想定	58
3.3.2	二層流モデルによる津波数値シミュレーション	67
3.4	津波到達時間の分布	72
3.5	重畳可能性のある活断層津波の抽出	75
3.6	重畳津波水位の評価	77
3.6.1	線形足し合わせによる評価	77
3.6.2	連成解析による評価	81
3.7	まとめ	84
4	単一の海洋レーダによる津波検知・予測	86
4.1	はじめに	86

4.2	データ同化手法を用いた津波の再現計算.....	86
4.2.1	簡易モデルによる検討.....	88
4.2.2	実地形モデルによる検討.....	90
4.3	仮想津波観測値を用いた検証.....	96
4.3.1	柏崎刈羽原子力発電所に設置した海洋レーダ.....	96
4.3.2	海洋レーダによる観測データ.....	97
4.3.3	仮想津波観測値.....	98
4.3.4	仮想津波観測値を用いた津波の再現計算.....	107
4.3.5	想定海底地すべりによる津波と活断層津波の重畳の再現計算.....	110
4.4	津波の検知・予測.....	111
4.5	まとめ.....	117
5	結論.....	119
6	引用文献.....	122
7	謝辞.....	128
8	付録.....	129
8.1	Watts ほかの手法におけるパラメータおよび初期水位.....	129
8.2	斜面パラメータ抽出位置.....	131
8.3	Watts ほかの手法に用いるパラメータ一覧.....	145
8.4	Watts ほかの手法による初期水位算定結果.....	146
8.5	三次元すべり安定解析結果一覧.....	147
8.6	単位波源を用いた到達時間.....	153

# 1 序論

## 1.1 研究の背景

### 1.1.1 津波想定

我が国観測史上最大の 2011 年東北地方太平洋沖地震は、東日本の太平洋岸各地に津波を発生させ、多数の死者、行方不明者を伴う大規模な被害をもたらした。この津波によって北海道・東北・関東の広い範囲に大きな津波が観測され、遡上高は岩手県で最大約 40 m に達し [1]、福島第一原子力発電所においても想定を大きく超えた津波がサイトに浸入し、原子炉の冷却機能を喪失したことにより原子力事故が発生した。

これら一連の震災の教訓を踏まえ、平成 23 年 12 月 14 日に「津波防災地域づくりに関する法律」が制定され、各都道府県において最大クラスの津波浸水想定の設定・公表が行われている。この中で、東北日本太平洋側の津波想定は、過去に発生したプレート境界および海溝沿いの地震・津波をもとに、発生領域、発生タイプを整理・区分し、対象とする沿岸域に最も影響を与える津波を選定したうえで、潮位や沿岸構造物の条件を安全側に考慮した数値シミュレーションにより、津波水位および浸水域が評価されている [2]。

日本海側においては、太平洋側のようにプレート運動に付随して発生する巨大地震の発生源はないものの、内陸地殻内地震を発生させる、いわゆる活断層によって発生する津波（以下、活断層津波という）を対象として津波評価が行われている。活断層は、日本海に多数分布することが知られており [3]、その活動間隔は、短いもので 1000 年程度、長いもので数万年となることから、太平洋側のプレート境界の地震による津波と比較して、同一の地震による歴史記録が乏しい [4] [5]。また、近年太平洋側では歴史記録以前の津波の発生や波源モデルの推定のために津波堆積物調査結果が活用されているが、日本海側では冬季の季節風により標高数十 m の砂丘が発達するため、砂丘堆積物から砂の層として保存されることの多い津波堆積物を検出することは一般に困難である [6]。このようなことから、日本海側ではアスペリティの位置、近接した活断層との連動可能性等、津波の想定に大きな影響を与え得る知見が十分とは言えず、不確かさを十分に考慮した最大限安全側の津波評価が必要と考えられる。

一方、地震以外の要因による津波については、海底地すべり、陸上地すべり、火山の山体崩壊などによる事例がある [7]。このうち火山活動に伴う津波については、日本周辺海域に分布する火山は特定の地域に偏って分布し、日本海側には渡島大島以外示されていない [8]。また、陸上地すべりによる津波については、発生要因が沿岸付近で発生する地すべりであり検討対象とすべき領域が限定的である。一方、海底地すべりによる津波については、我が国は四方を海で囲まれ検討対象とすべき領域が広いこと、海底地すべりは陸上地すべりと比較して緩斜面でも発生し、その規模が大きいこと等 [9]、地震以外の要因による津波としては、海底地すべりによるリスクが相対的に高いと考えられる。

特に、日本海は海底地すべりを発生させる可能性のある大陸棚斜面、海底活断層の隆起に

よる斜面等起伏に富んだ地形が広く分布していることから [10]、将来発生しうる海底地すべりによる津波のリスクを強く認識すべきと考えられる [11]。このような日本海周辺海域の状況を踏まえ村上 [12]は、日本海側に設置された原子力発電所を対象として、海底地形データに基づき海底地すべりの痕跡を抽出し、これに地すべり規模の不確かさを考慮した地すべり地形のモデル化手法を提案するとともに、数値シミュレーションによる津波水位算定方法を示した。しかしながら、海底地すべりの痕跡の認められる箇所は、過去に不安定であった斜面等が海底地すべりの発生によって安定化した結果と考えられ、近い将来に同様の場所・規模で地すべりが発生することを想定するだけでなく、既往地すべりサイト以外の不安定斜面に対してより注意を払うべきと考えられる。一方で、海域に広く分布する不安定斜面を対象として、評価対象サイトに最も厳しくなる海底地すべりによる津波を効率的に評価する手法は現状なく、原子力発電所のような沿岸に設置される重要施設の津波に対する安全性を適切に評価するため、海底地すべりによる津波の将来想定手法を新たに構築する必要がある。

このような活断層津波と海底地すべりによる津波は、独立に発生することもあるが、地震の発生をトリガーとして海底地すべりが発生するシナリオも当然想定される。東京電力ホールディングスは、柏崎刈羽原子力発電所を対象として、このようなシナリオに対して活断層津波と海底地すべりの痕跡に基づく津波の最大水位に着目し、津波が重畳した場合の評価を行っている [13]。しかしながら、対象サイトにおける重畳水位の評価にはそれぞれの最大水位のみならず津波の位相も重要であり、ピーク水位の重畳によって対象サイトに最大津波を発生させるより厳しい津波の組み合わせが生じることも考えられる。このような津波の組み合わせを決定するためには、活断層および海底地すべりの発生位置、規模、海底地形、伝播経路、伝播時間等が複雑に関係するため、最も厳しくなる組み合わせを選定することは容易ではない。このため、原子力発電所のような沿岸に設置される重要施設に対する活断層津波と海底地すべりによる津波による最大津波を効率的に決定する手法の確立が望まれている。

### 1.1.2 津波検知・予測

2018年12月22日にインドネシアのスダ海峡北方で山体崩壊によるとされる津波が発生した [14]。発生した津波は、ジャワ島・スマトラ島の沿岸部に多くの被害を与えたが、このときインドネシアで津波警報は発令されず、周辺の住民は無警戒のまま被災したと考えられる [15]。これは、インドネシアの津波警報は地震活動を対象としたものであり、地すべりや火山噴火にともなう津波に対応していなかったためである。日本の気象庁の津波警報もインドネシア同様、原則地震による津波を対象とし、津波予測にはデータベース型手法が採用されている [16]。データベース型の津波予測は、あらかじめ地震による多数の津波数値シミュレーションを実施し、地震発生時に震源情報を参照することで、類似する震源による津波シミュレーション結果を抽出し、到達時刻や津波高さを予測する手法である。した

がって、海底地すべりのような地震を起因としない津波については、気象庁から津波警報が発令されない可能性があり、また、活断層津波と海底地すべりによる津波の重畳については、海底地すべりによる津波の影響が考慮されず、その津波高さや到達時刻を正確に予測できない可能性がある。

一方、このような津波の観測機器に目を向けると、太平洋側では、沖合における地震、津波観測網として、北海道沖から房総沖に設置されている S-net（日本海溝海底地震津波観測網）や、紀伊水道沖から熊野灘沖に設置された DONET（地震・津波観測監視システム）等により、地震による巨大津波が想定される領域に対して密な津波観測システムが構築されている。これら観測機器による観測値から津波予測を行う手法としては、海底水圧計の水位観測値を用いたデータ同化による津波即時予測手法 [17] が提案されており、実際の観測データでその有効性が確認されている [18]。このため、太平洋側では、前述の津波警報が発報されない津波に対しても、これら津波観測網を活用することで津波を検知・予測できる可能性がある。

これに対して日本海側は太平洋側と異なり津波の観測機器がほとんど設置されておらず、また、太平洋側と同様の観測網を整備することは、設置コストや維持管理費の観点から民間事業者にとっては現実的ではないと考えられる。このような中、近年、設置コストや維持管理費を低減できる津波監視手段として、海洋レーダによる津波監視が着目されている [19]。海洋レーダは、沖合に設置する観測機器と比較して安価であること、陸上設置型であるため保守が容易、かつ面的に連続した観測が可能であることから津波観測機器として有用と考えられる。しかしながら、東北地方太平洋沖地震の発生まで実際の津波を観測した実績がなく、理論上津波観測機器としての有用性が想定されていたものの、津波観測への適用性については未知数であった。

このような中、2011年3月の東北地方太平洋沖地震によって発生した実際の津波を海洋レーダが初めて観測した。日本沿岸域では、北海道 [20] や紀伊水道 [19] [21] に設置されていた海洋レーダで津波を観測した。また、日本沿岸部のみならず、ハワイ [22]、カリフォルニア [20]、チリ [23] に設置されていた海洋レーダによっても観測された。これにより、海洋レーダを用いた津波観測の有効性が実証され、その後海洋レーダを用いた津波検知・予測手法について研究が行われている [24]。

日本海沿岸には、原子力発電所等の重要施設が多数設置されており、これら施設では、現状気象庁の津波警報以外に早期に津波の発生を認識する手段がない。このような重要施設周辺において前節で述べた日本海側で想定すべき想定海底地すべりによる津波や活断層津波との重畳が実際に発生した場合、津波の発生を検知・予測することができず、津波に対する重要施設の安全性確保および人身安全の観点から大きな課題がある。

## 1.2 研究の目的と論文の構成

ここまで述べた現状を踏まえ、本研究では、柏崎刈羽原子力発電所をモデルサイトとして、日本海側における想定海底地すべりによる津波想定手法および活断層津波との重畳による津波の評価手法を提案するとともに、実際にこのような津波が発生した場合に原子力発電所等、日本海側に設置された重要施設の安全性および人身安全確保のための津波検知・予測手法の開発を目的とする。

第 2 章では、柏崎刈羽原子力発電所をモデルサイトとして、日本海側における活断層津波および海底地すべりの痕跡に基づく津波について種々の不確かさを考慮した津波評価の手法を示すとともに日本海側の津波の特徴について述べる。

第 3 章では、第 2 章で検討した海底地すべりの痕跡に基づく津波評価に加えて、将来発生し得る海底地すべり（以下、想定海底地すべりという）による津波の評価手法として、柏崎刈羽原子力発電所の半径 100 km の範囲をモデルとして、海底地すべりパラメータの経験モデルを提案すると同時に、海底地すべり津波のサイトへの影響の大きなエリアを特定し、三次元地盤安定解析と二層流モデルによる津波評価を用いた効率的な海底地すべり津波の将来想定手法を示す。また、サイトに最も影響の大きな想定海底地すべりによる津波を対象として、サイト周辺海域に分布する活断層津波の到達時間の平面的な分布に着目し、サイトに最大津波を発生させ得る、活断層津波との重畳に関する効率的な評価手法を例示し、日本海側における活断層津波と想定海底地すべりによる津波の重畳に関する評価手法を提案する。

第 4 章では、第 3 章までに評価した津波が実際に発生した場合を想定し、柏崎刈羽原子力発電所に設置した単一の海洋レーダの流速観測結果にデータ同化手法を適用し、警報がない津波もしくは津波予測が過少となる可能性のある、想定海底地すべりによる津波および活断層津波との重畳津波の早期検知・予測手法を提案するとともに、実務への適用性について論じる。

最後に、第 5 章で本研究の主要な結論を示す。

## 2 日本海側における津波評価

### 2.1 はじめに

津波評価の方法については、これまで様々な機関において策定されており、1998年には、関連 7 省庁（国土庁、農林水産省構造改善局、農林水産省水産庁、運輸省、気象庁、建設省、消防庁）が発行した「地域防災計画における津波対策強化の手引き」 [25]、東北地方太平洋沖地震以降には 2012 年 2 月に国土交通省の水管理・国土保全局海岸室と国土技術政策総合研究所河川研究部海岸研究室が発行した「津波浸水想定の設定の手引き」 [26]などがまとめられている。

原子力施設を対象とした津波評価手法としては、「原子力発電所の津波評価技術」 [27]が 2002 年に土木学会から発行されている。「原子力発電所の津波評価技術」 [27]では、それまでの地震と津波に関する研究から得られた知見を集大成し、原子力発電所において歴史津波のみならず歴史津波に波源パラメータの不確かさを考慮して津波評価を行う想定津波の概念が取り入れられた。その後、2011 年には不確かさを定量的に評価するため、確率論に基づく津波ハザード評価手法「確率論的津波ハザード解析の方法」 [28]が取りまとめられ、原子力発電所で想定する津波の年超過確率の評価に用いられている。東北地方太平洋沖地震後には、地震や津波に関する新たな知見や福島第一原子力発電所事故の教訓を踏まえ、原子力規制庁が 2013 年に新規制基準を施行した。新規制基準においては、最新の科学的・技術的知見を踏まえ、既往最大を上回るレベルの津波を「基準津波」と呼び、従来の地震に起因する津波のほか、地震以外の要因による津波、およびこれらの組み合わせによるものを複数選定し、不確かさを考慮して策定することが求められている [29]。

津波評価においては、これら基準等が示すように、津波という発生頻度の少ない自然現象の不確かさをどのように取り入れるかが重要となる。本章では、日本海側における不確かさを考慮した津波評価として、柏崎刈羽原子力発電所をモデルとし、活断層津波については、東北地方太平洋沖地震で得られた知見である連動型巨大地震の考慮を念頭に、主として活断層の連動の評価における不確かさ考慮の方法を、海底地すべりの痕跡による津波については、主として数値シミュレーションにおける不確かさの考慮方法について示す。

### 2.2 活断層津波

#### 2.2.1 サイト周辺海域の活断層による地震

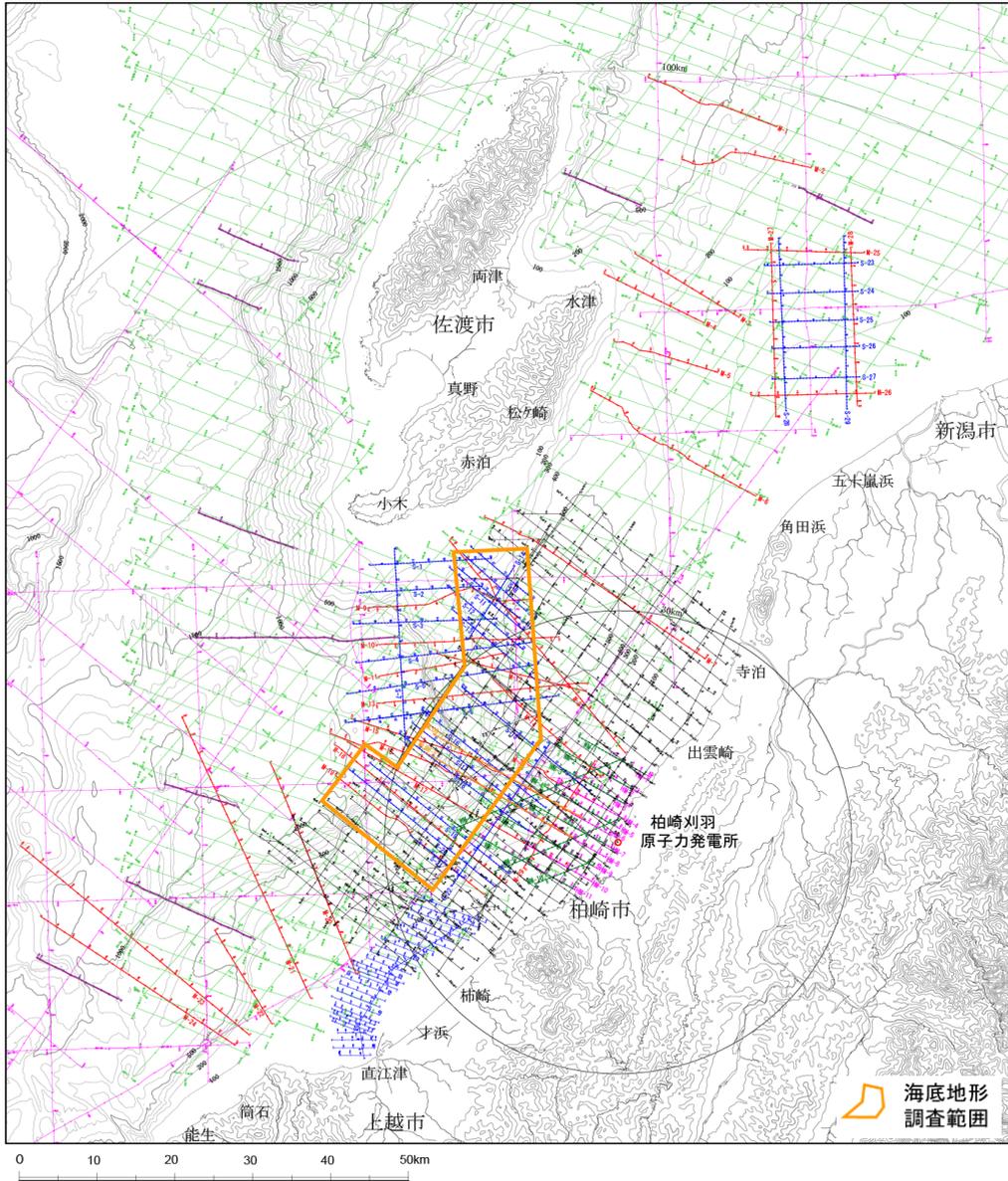
活断層津波の波源は、図 2-1 に示すサイト周辺海域で実施された海上音波探査の結果に基づき、後期更新世（12～13 万年前）以降の活動が否定できない範囲を活断層の長さとして設定した（図 2-2）（以下、これら断層を基本断層モデルという）。

これら活断層による津波の数値シミュレーションを行う際に必要となる波源のパラメータを図 2-3 に示す。これらの設定において、走向、傾斜角については海上音波探査結果から、上端深さは、海底面の断層変位量が大きくなるよう安全側に原則海底面に設定する。す

べり角は、広域応力場の圧縮方向から計算される。地震発生層厚さは微小地震の分布等から、すべり量は断層長さあるいは断層面積から後述するスケーリング則に基づきそれぞれ求められる。

断層長さについては、海上音波探査の結果から決定することができるものの、近接した断層が分布する場合、活断層の連動の可能性が否定できない。活断層が複数連動する場合、その総延長は基本断層モデルの数倍となる可能性があり、不確かさが非常に大きいパラメータとなる。波源のパラメータは、連動を考慮した断層長さから後述するスケーリング則に基づき地震規模あるいは断層面積を決定し、この時、断層幅は地震発生層厚さから固定されるため、結果的に地震規模あるいは断層面積に応じてすべり量が大きくなる。すべり量は津波高さに線形的に影響することが想定されるため、津波高さを評価する上で連動の不確かさは非常に大きな影響があるといえる。

このため、サイト周辺海域の活断層による津波については、基本断層モデルの連動の不確かさを十分安全側に考慮することが重要であり、ここでは延長上に近接して活断層が分布する長大活断層である、長岡平野西縁断層帯および F-D 断層・高田沖断層について検討を行った (F-D 断層・高田沖断層については、離隔距離が短く、走向・傾斜・地質構造がほぼ同様であることから、延長約 55 km の一連の活断層として評価している断層)。活断層の連動の可能性を検討する方法については、入谷ほか [30] が、断層の分布を三次元的にモデル化し、活断層の活動による周囲の応力変化をもとめ、周囲に分布する活断層の断層面に働くせん断応力が一定の閾値を超えた場合に連動したとみなす手法を提案している。しかしながら、現実的には活断層の現在のせん断応力の蓄積量などを決定することができないため、近い将来の活断層の連動可能性を決定論的に評価することは困難である。そのため、本研究では、文献調査結果、地球物理学的調査結果による地質構造の評価結果について総合的な検討を行ったうえで、断層間の離隔距離について松田 [31] が経験的に定めた、断層が 5km 以内に分布する場合に起震断層とみなすいわゆる 5km ルールを基準とし、この方法では連動に関する力学的な説明が困難なことを踏まえて、安全側に離隔距離 10km を連動する可能性の目安として検討を行った。



凡 例	
<b>東京電力ホールディングス株式会社による音波探査測線</b>	
	シングルチャンネル音波探査測線 (スパーカー)
	マルチチャンネル音波探査測線 (ウォーターガン, 400in <sup>2</sup> , 12ch)
	マルチチャンネル音波探査測線 (エアガン, 1500in <sup>2</sup> , 96ch)
	マルチチャンネル音波探査測線 (ウォーターガン, 15in <sup>2</sup> , 24ch)
	シングルチャンネル音波探査測線 (ウォーターガン, 15in <sup>2</sup> )
	高分解能マルチチャンネル音波探査測線 (プーマー, 300J, 12ch)
	マルチチャンネル音波探査測線 (エアガン, 7800in <sup>2</sup> , 444ch)
<b>他機関の音波探査測線</b>	
	地質調査所 (現 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター) による シングルチャンネル音波探査測線
	石油公団 (現 独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構) による マルチチャンネル音波探査測線
	独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター (現 国立研究開発法人 産業技術総合研究所地質調査総合センター) による マルチチャンネル音波探査測線

図 2-1 調査位置図



## 長岡平野西縁断層

### (1) 文献調査

地震調査研究推進本部 [32]は、長岡平野西縁断層帯は、角田山東縁断層、鳥越断層、片貝断層等から構成され、延長約 83km の活断層と評価している。また、地震調査研究推進本部 [33]は、長岡平野西縁断層帯を構成する断層のうち、最も南方に位置する片貝断層のさらに南方延長に位置する十日町盆地西縁断層から宮之原断層に至る断層帯を十日町断層帯西部と呼び、その長さを約 33km としている (図 2-4)。片貝断層と十日町断層帯西部との間は、両断層の延長位置より東側に小規模な山本山断層が分布している (図 2-4)。また、片貝断層の南東には、小平尾断層、諏訪峠撓曲、六日町盆地西縁断層等の新しい時代の活発な活動がみられる (図 2-4)。十日町断層帯西部は、片貝断層と同様に、片貝・真人背斜の東翼に認められるものの、片貝断層と十日町断層帯西部との間の約 10km 間については、小千谷向斜沿いに分布する段丘面にリニアメントは判読されない (図 2-4)。

### (2) 地質構造

長岡平野西縁断層帯南部から南方延長には、片貝・真人背斜が N-S 走向に分布し、片貝断層および十日町断層帯西部の分布域では、片貝・真人背斜東翼の地質が急傾斜を示すのに対し、両断層の間においては同背斜西翼の地層が急傾斜を示し、地質構造が異なっている (図 2-5)。両断層の間に認められる山本山断層は、片貝・真人背斜東方の東山背斜西翼において、東側低下の崖およびその西側の段丘面の西方への傾斜として認められる (図 2-5)。その付近においては、魚沼層以下の地層が  $30^{\circ}$  ~  $40^{\circ}$  程度西傾斜を示し、段丘面も西方へ傾動していることから、その地下には東傾斜の逆断層が推定される。Okamura et.al [34]は、バランス断面法により、新潟県中越地震の震源断層モデルとして、東山背斜を成長させるような西傾斜の逆断層を示しており、その位置関係から、前述の東傾斜の逆断層は新潟県中越地震の震源断層のバックスラストと考えられる (図 2-6)。したがって、山本山断層は、長岡平野西縁断層帯および十日町断層帯西部との関連性がないものと考えられる。

### (3) 連動の評価

長岡平野西縁断層帯および十日町断層帯西部は、両断層帯の間にリニアメントが判読されず、この区間では背斜構造の形態も異なること、両断層帯の中間付近に位置する山本山断層が新潟県中越地震の震源断層のバックスラストと推定され、両断層との関連性がないと考えられることから、長岡平野西縁断層帯と十日町断層帯西部が連動する可能性は低いものと判断される。しかしながら、長岡平野西縁断層帯の南端から十日町断層帯西部の北端までの離隔距離が約 10km であることを踏まえて、不確かさの考慮として安全側に両断層帯の連動について考慮することとし、その長さを約 132km とする (図 2-12) (以下、長岡十日町連動モデルという)。



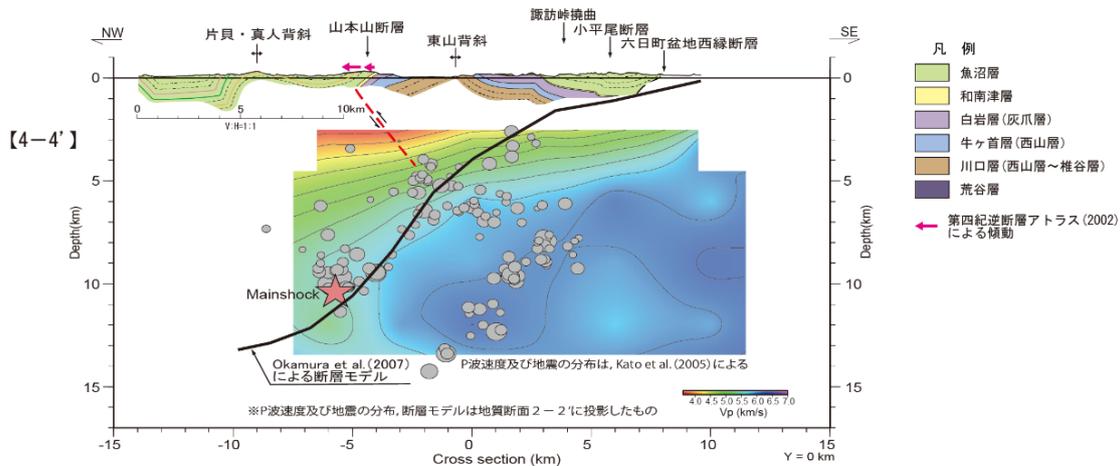


図 2-6 山本山断層と新潟県中越地震の震源との関係

## F-D 断層・高田沖断層

### (1) 文献調査

「[新編] 日本の活断層」[35]は、上越海盆の南東縁部において、ENE-WSS方向で南南東上りの推定活断層を、その西方にNE-SW方向で南東上りの活断層を、その南方の大陸棚にNE-SW方向で南東上りの活断層を2条示しており、これらがF-D断層・高田沖断層に相当する(図2-7)。また、その北方延長海域においては、「[新編] 日本の活断層」は上越海盆東縁部に東上りの活断層を示し、これが佐渡島南方断層に相当する(図2-7)。F-D断層・高田沖断層の南西方向の延長海域においては、「能登半島東方海底地質図」[36]およびOkamura[37]がNE-SW方向に延びる親不知海脚を形成する背斜の北西側翼部に伏在逆断層(以下、親不知海脚西縁断層という)を示しており(図2-7)、日本海における大規模地震に関する調査検討会は、F-D断層・高田沖断層を形成する断層と親不知海脚西縁断層は同時に破壊するものとし、津波断層モデルを設定している[3]。更にその南西延長陸域には、地震調査研究推進本部[38]が魚津断層帯を示している。魚津断層帯は、長さ約32kmの断層帯で、東傾斜の逆断層からなり、北東端付近では右横ずれを伴うとされている。

### (2) 地質構造

F-D断層については、海上音波探査の結果から、主部では、褶曲群の北西縁に海底面下の極浅部までおよぶ南東傾斜の逆断層が認められる(図2-8)。高田沖断層についても同様に海上音波探査の結果から、主部では褶曲群の北西縁に海底面下の浅部におよぶ南東傾斜の逆断層が認められる(図2-9)。F-D断層とその北東側の佐渡島南方断層との関係については、F-D断層と佐渡島南方断層は走向が異なっており、両断層を形成する褶曲構造も海上音波探査の結果から直接連続していない(図2-10)。高田沖断層と親不知海脚西縁断層は、断層の走向、傾斜方向が類似しているものの、海上音波探査の結果から、両者の間に連続す

る活褶曲は存在しないことが確認される(図 2-11). 親不知海脚西縁断層と魚津断層帯の間の地質構造については調査データが乏しく不明である.

### (3) 連動評価

F-D 断層・高田沖断層とその北方延長に位置する佐渡島南方断層については, 走向が異なっていること, 連続した褶曲構造は認められないことから連動の可能性は低いと考えられるが, 離隔が約 10km と近接して分布し, 傾斜方向が大きく異ならないことも踏まえて連動を考慮する. 高田沖断層と親不知海脚西縁断層の間には, 連続する褶曲が存在しないものの, その離隔が約 10km と近接することから連動を考慮する. さらに, 親不知海脚西縁断層と魚津断層との間の地質構造は不明であるが, 離隔が約 10km 程度と近接することから連動を考慮する. その結果, 活断層の連動を考慮する長さは, 佐渡島南方断層から F-D 断層・高田沖断層, 親不知海脚西縁断層, 魚津断層帯までの約 156km と評価する(図 2-12)(以下, 5 断層連動モデルという).

F-D 断層の北東延長には F-B 断層が分布するが, F-B 断層は 2007 年新潟県中越沖地震の震源断層であることから, 活断層の活動間隔が短いもので 1000 年程度, 長いもので数万年であることを考慮すると, 近い将来に活動することはないと判断できるため連動は考慮しない.

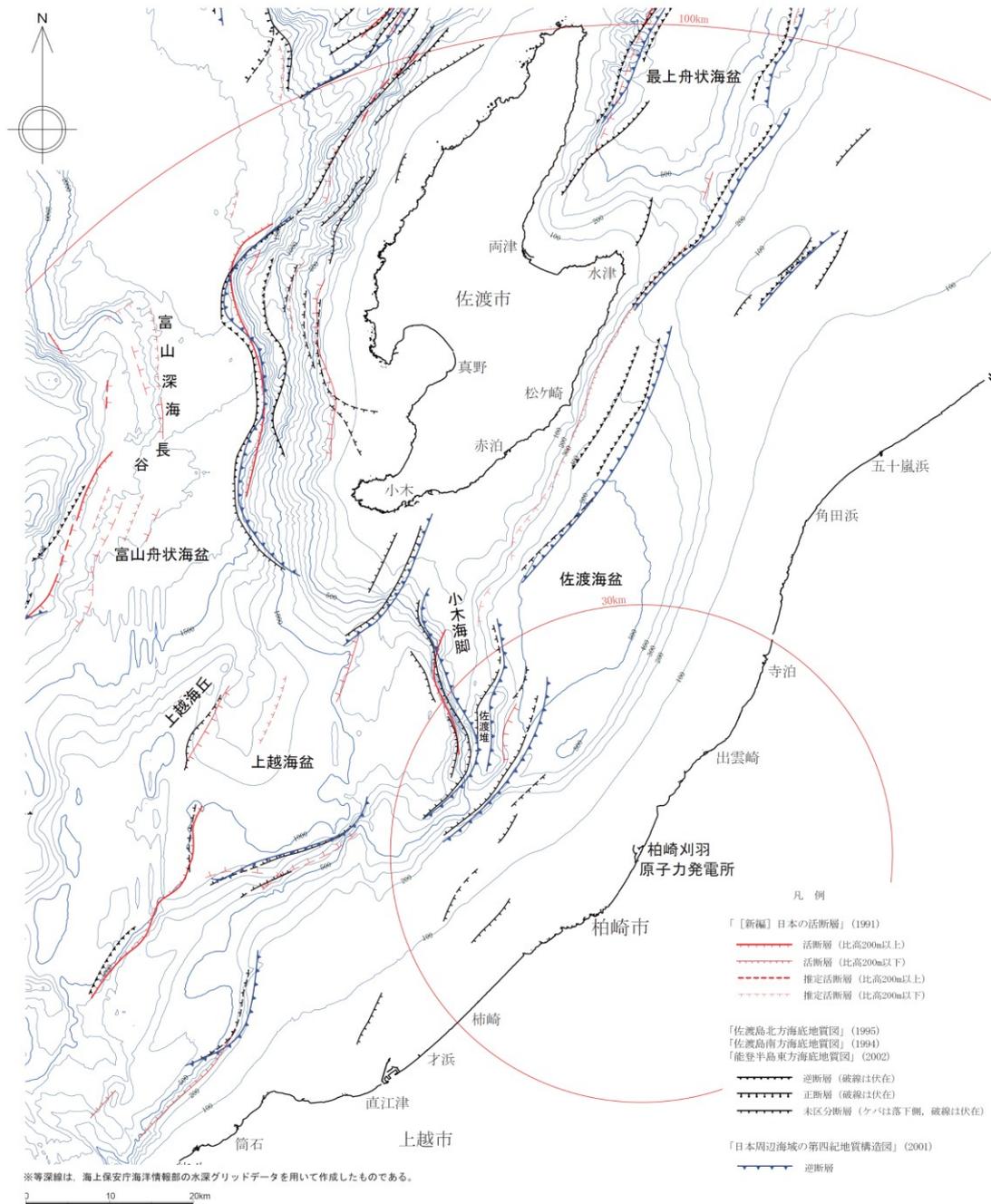


図 2-7 文献に示される断層





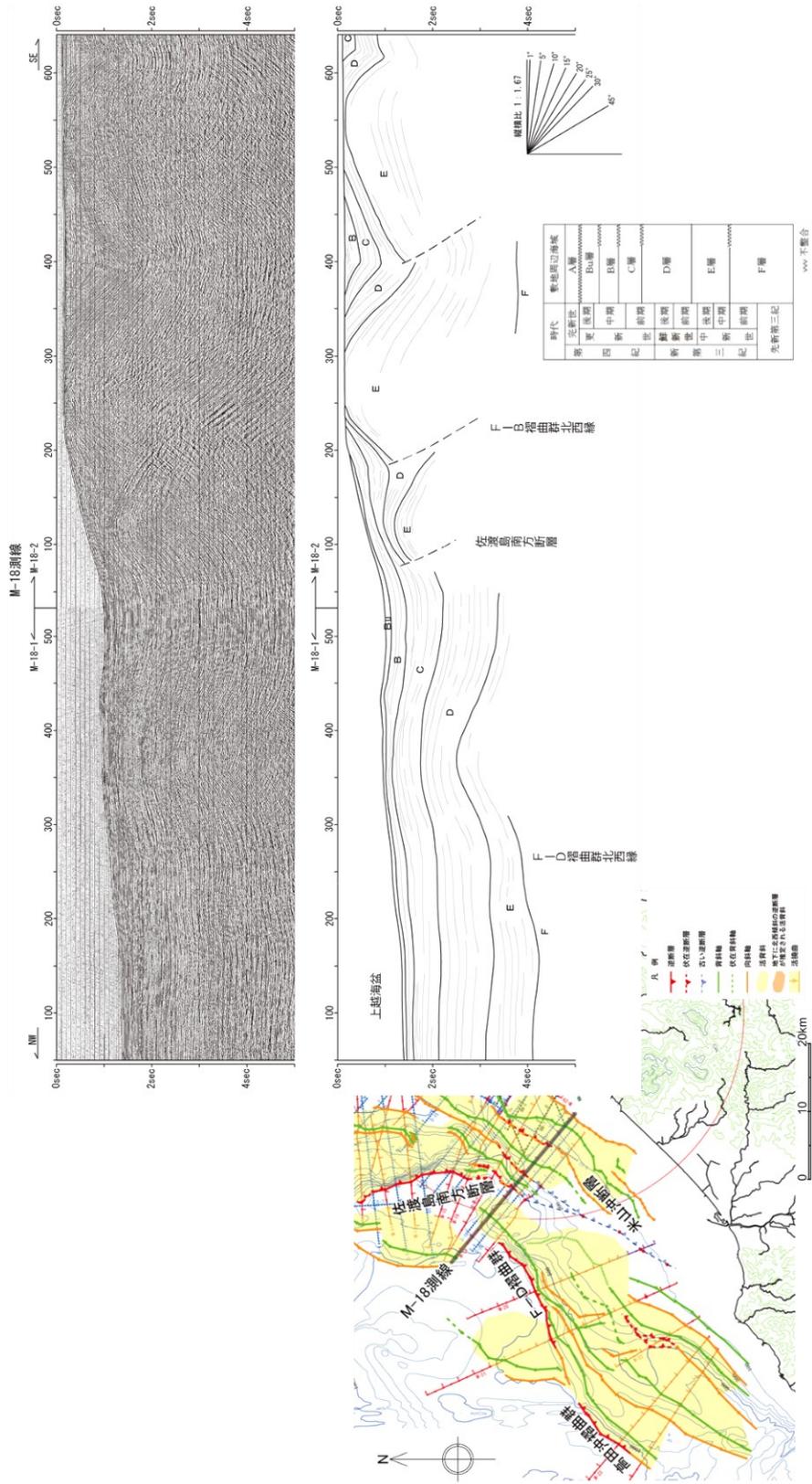


図 2-10 佐渡島南方断層と F-D 断層の間の地質構造





島北方沖の領域すべてが一度の地震で活動するものとして断層長さ 230km, 最大Mw8.4 を設定した (以下, 1 領域モデルという (図 2-13)). これに加えて, 地震発生領域の連動を考慮して, 佐渡島北方沖と青森県西方沖の領域が連動するモデルとして断層長さ 350km, 最大Mw8.6 を設定した (以下, 2 領域モデルという (図 2-13)).

また, 地質調査データが十分ではないことから, 活断層の位置, 長さ, 傾斜等のパラメータを一意に決定することができない. このため, 日本海東縁部の地震による津波については, 断層位置, 走向, 傾斜についてパラメータスタディを行い, そのなかで最も影響が大きくなる津波を評価することとし, 佐渡島北方沖, 秋田県沖, 山形県沖および新潟県北部沖の範囲における, 「断層の位置」, 「走向」および「傾斜角」の不確かさの組合せを 1 領域モデルでは 228 ケース, 2 領域モデルでは 24 ケース考慮した.

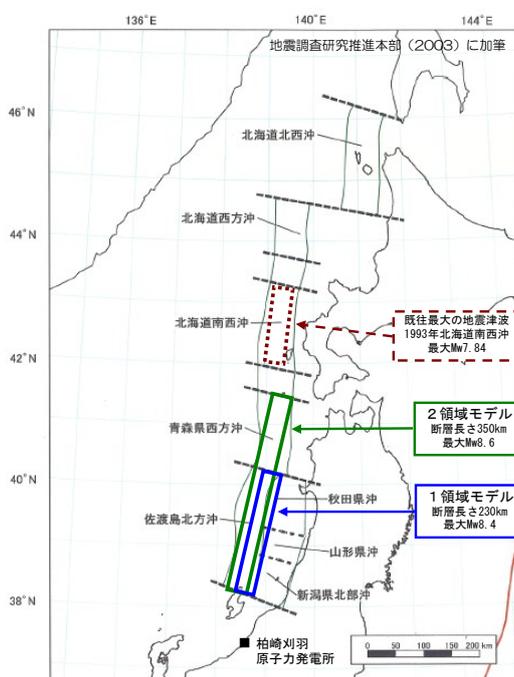


図 2-13 日本海東縁部に想定する波源モデル

### 2.2.3 波源モデルの設定

前節まで, サイト周辺海域の活断層および日本海東縁部に想定する地震について述べた. ここでは, 具体的な津波数値シミュレーションを行うために必要となる波源のパラメータ設定方法を示す. パラメータ設定においても, 具体的なデータに基づき一意に設定できないものについては, パラメータスタディや複数の手法を用いることで, 津波水位が安全側の評価となるよう以下の設定を行った.

#### 【スケーリング則】

津波波源モデルのスケーリング則については, 「原子力発電所の津波評価技術 (2016)」

[39] (以下, 土木学会手法という) に(2.1)式, (2.2)式が示されている. 一方, 巨大地震におけるスケーリング則については, 強震動予測のための研究が行われており, 津波評価を目的とした式ではないものの地震調査研究推進本部 [40]は(2.3)式を示している. このため, ここでは 2 種類のスケーリング則を用いて津波数値シミュレーションを行い, より安全側の結果を採用することとした.

土木学会手法の式

$$\log L (km) = 0.75M_W - 3.77 \quad (2.1)$$

$$\log M_0 (N \cdot m) = 1.5M_W + 9.1 \quad (2.2)$$

地震調査研究推進本部 [40]の式 (以下, 強震動予測レシピという)

$$M_0(N \cdot m) = (S/4.24 \times 10^{11})^2 \times 10^{-7} \quad (2.3)$$

ここで, 地震調査研究推進本部 [40]では, 長大断層等の規模の大きな地震 (Mw7.4 相当以上) に対するスケーリング則に Murotani et. al [41]を採用しているが, 津波評価では, Mw およびすべり量が大きくなる, 入倉・三宅 [42]の提案式を採用した.

#### 【上縁深さ】

地震動評価では, 地震発生層厚さを微小地震の深さ分布等を参考に検討を行うが, 津波評価では, 地殻変動による海底面の地形変化の影響が大きいことを考慮し, 断層の上縁深さは原則 0 kmとして海底面に設定し, 影響の大きい波源モデルを決定したのち, 上縁深さの設定の影響についてさらにパラメータスタディを行う.

#### 【すべり量の上限】

すべり量には断層のプロポーシオン等に応じて上限が存在すると考えられ, 日本海における大規模地震に関する調査検討会 [3]において日本海の震源断層におけるマグニチュードと断層面積等の関係から平均モデルですべり量 4.5m, 最大モデルですべり量 6.0mの上限を設けているが, ここでは, すべり量の上限に関する知見が十分ではないことを踏まえ, 安全側に上限を設けずに設定した.

これらの考え方にに基づき設定した波源のパラメータをサイト周辺海域の活断層について表 2-1, 表 2-2 に, 日本海東縁部の地震について表 2-3, 表 2-4 に示す。

表 2-1 波源パラメータ (長岡十日町連動モデル)

断層名	波源のモデル化 (スケーリング則)	M <sub>w</sub>	断層長さ L (km)	断層幅 W (km)	走向 θ (°)	上縁深さ d (km)	傾斜角 δ (°)	すべり角 λ (°)	すべり量 D (m)
長岡平野西縁断層帯 ～山本山断層 (δ=35°)	土木学会 手法	7.9	99	26	187	0	35	72	6.3
十日町断層帯西部 (δ=35°)			33		210			90	
長岡平野西縁断層帯 ～山本山断層 (δ=50°)		7.9	99	20	187	0	50	72	
十日町断層帯西部 (δ=50°)			33		210			90	
長岡平野西縁断層帯 ～山本山断層 (δ=35°)	強震動 予測 レシビ	7.9	99	30	187	0	35	72	6.2
十日町断層帯西部 (δ=35°)			33		210			90	
長岡平野西縁断層帯 ～山本山断層 (δ=50°)		7.7	99	22	187	0	50	72	
十日町断層帯西部 (δ=50°)			33		210			90	

表 2-2 波源パラメータ (5断層連動モデル)

断層名	波源のモデル化 (スケーリング則)	M <sub>w</sub>	断層長さ L (km)	断層幅 W (km)	走向 θ (°)	上縁深さ d (km)	傾斜角 δ (°)	すべり角 λ (°)	すべり量 D (m)	
佐渡島南方断層	土木学会 手法	8.0	29	21	0	0	45	62	7.7	
F-D断層～ 高田冲断層			55	26	55			35		96
親不知海脚西縁断層～ 魚津断層帯			72	26	30			35		90
佐渡島南方断層	強震動 予測 レシビ	8.0	29	24	0	0	45	62	7.1	
F-D断層～ 高田冲断層			55	30	55			35		96
親不知海脚西縁断層～ 魚津断層帯			72	30	30			35		90

表 2-3 波源パラメータ (1領域モデル)

波源	波源のモデル化 (スケーリング則)	M <sub>w</sub>	断層長さ L (km)	断層幅 W (km)	走向 θ (°)	上縁深さ d (km)	傾斜角 δ (°)	すべり角 λ (°)	すべり量 D (m)
1領域 モデル	土木学会 手法	8.2	230	30	20±10 200±10	0	30	90	9.6
		8.2	230	21	20±10 200±10	0	45	90	13.5
		8.2	230	17	20±10 200±10	0	60	90	16.6
	強震動 予測 レシビ	8.1	230	23	20±10 200±10	0	60	90	8.4
		8.2	230	28	20±10 200±10	0	45	90	10.3
		8.4	230	40	20±10 200±10	0	30	90	14.6

表 2-4 波源パラメータ (2領域モデル)

波源	波源のモデル化 (スケールリング則)	Mw	断層長さ L (km)	断層幅 W (km)	走向 $\theta$ (°)	上縁深さ d (km)	傾斜角 $\delta$ (°)	すべり角 $\lambda$ (°)	すべり量 D (m)
2領域モデル	土木学会手法	8.4	350	30	8 188	0	30	90	15
		8.4	350	17	8 188	0	60	90	25
	強震動予測レシピ	8.3	350	23	8 188	0	60	90	13
		8.6	350	40	8 188	0	30	90	22

#### 2.2.4 数値シミュレーション

前節までに設定した波源モデルとパラメータ設定の考え方にに基づき、津波数値シミュレーションを行う。津波数値シミュレーションは、非線形長波理論に基づき、差分スキームとして staggered leap-frog 法を採用した平面二次元モデルによる津波シミュレーションを用いて実施した。初期水位は、Mansinha and Smylie [43]の方法により海底面の鉛直変位分布を与えた。津波シミュレーションに用いる海底地形データは、日本水路協会等が発行する海底地形図、国土地理院が発行する基盤地図、深淺測量結果等を用いた。サイトの形状および標高については、サイトの竣工図を用いた。数値シミュレーションに用いた格子分割を図 2-14 に、計算条件を表 2-5 に示す。計算領域は、対馬海峡付近から間宮海峡付近までの日本海全域 (東西約 1,100 km, 南北約 2,100 km) とした。格子間隔は 1440 m → 720 m → 240 m → 80 m → 40 m → 20 m → 10 m → 5 m と順次細分化し、240 m 以上の格子領域は陸上完全反射条件、80 m 以下の格子領域は遡上境界条件とした。最大水位上昇量を長岡十日町連動モデルおよび 5 断層連動モデルについて表 2-6 に、1 領域モデルについて表 2-7 に、2 領域モデルについて表 2-8 に示す。

サイト周辺海域の活断層による津波については、5 断層連動モデルにおいて最大水位上昇量が発生し、最大水位 4 ~ 5 m の第 1 波が地震発生からおよそ 15 分で到達し、その後周期 15 ~ 20 分程度の津波が繰り返し到達するものの、水位は第 1 波以降徐々に減衰していく。1 領域モデルによる津波は、地震発生から約 35 分で水位 2 m 程度の第 1 波が到達するが、最大水位は 90 分 ~ 100 分頃に発生する。周期はサイト周辺海域の活断層による津波よりやや長い 20 分程度であり、概ね同様の周期の津波が繰り返し到達しているが、最大水位発生後は水位は徐々に減衰している。2 領域モデルによる津波は、水位 4 m 程度の第 1 波が約 40 分程度で到達し、同程度の水位の津波が周期 20 分程度で繰り返し到達し、約 5m の最大水位が約 190 分に発生している。

このような津波の特徴は、サイト周辺海域の活断層による津波に対しては、到達時間が非常に短いことから地震発生後に避難等の対応を迅速に行う必要があること、日本海東縁部の地震による津波に対しては、第 1 波到達までの時間や最大水位発生までの時間にはサイ

ト周辺海域の活断層による津波と比較してやや余裕があるものの、最大波が地震発生から数時間後に生じる可能性があること、繰り返し同程度の津波が来襲することから第 1 波のみならず長時間後続波の来襲に備える必要があることを意味する。

なお、最大水位変動量は、2 領域モデルにおいて強震動予測レシピのスケーリング則を用いた場合に生じている。サイトへの浸水に対する安全性を評価するため、この結果に、さらに詳細な波源のばらつきの影響を考慮し、すべり角と上縁深さについてパラメータスタディを行った(表 2-9)。その結果、最大水位上昇量は 1 号炉取水口前面で+5.90m となり(表 2-10)、これに初期潮位として朔望平均満潮位(T.M.S.L.+0.49m)を考慮することで、サイト周辺海域の地震による津波の最高水位を T.M.S.L.+6.5m として評価した。水位の時系列を図 2-21 に示す。サイトは、1~4 号機の前面に高さ T.M.S.L.+15m のコンクリート製の防潮堤を設置していること、5~7 号機は T.M.S.L.+12m のサイトに設置されていることから、この津波による原子力発電所の安全性への影響はないと判断される。

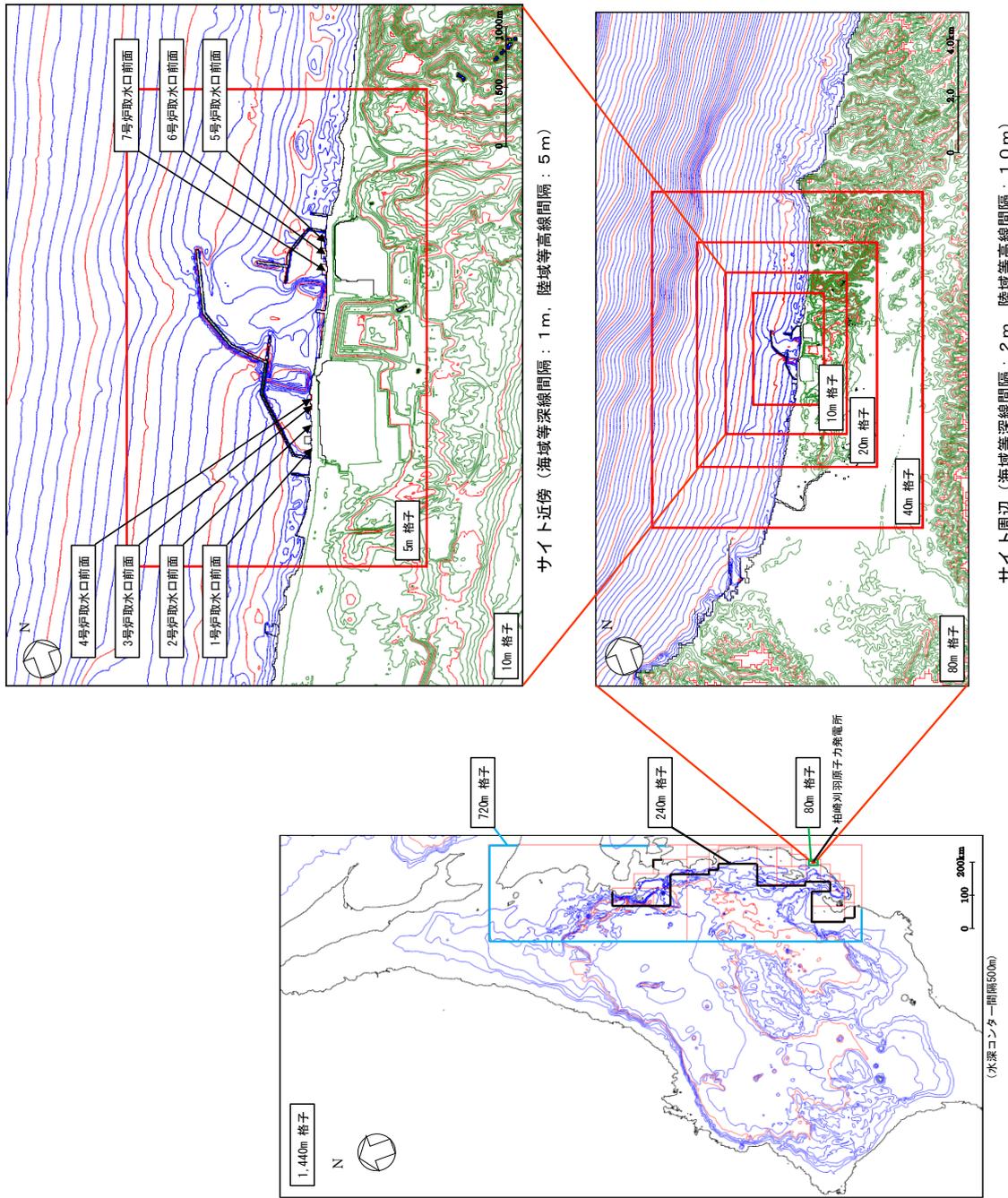


图 2-14 格子分割图

表 2-5 数値シミュレーションに用いた解析条件

項目	設定値
計算時間間隔	C.F.L.条件を満たすよう 0.1 秒に設定
潮位条件	T.M.S.L. +0.26 m(平均潮位)
基礎方程式	非線形長波理論
計算スキーム	後藤・小川 [44]の方法
境界条件	<ul style="list-style-type: none"> <li>・計算格子間隔 80m~5m の領域は小谷ほか [45]の陸上遡上境界条件</li> <li>・それ以外は完全反射条件</li> </ul>
越流条件	防波堤・防潮堤：本間公式 [46] 護岸：相田公式 [47]
海底摩擦	マンニングの粗度係数 ( $n = 0.03 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$ )

表 2-6 最大水位上昇量  
(5 断層連動モデルおよび長岡十日町連動モデル)

断層名	波源のモデル化 (スケールリング則)	Mw	断層長さ L (km)	断層幅 W (km)	走向 $\theta$ (°)	上縁深さ d (km)	傾斜角 $\delta$ (°)	すべり角 $\lambda$ (°)	すべり量 D (m)	取水口前面の最大水位	
										最大水位上昇量 (m)	位置
佐渡島南方断層	土木学会手法	8.0	29	21	0	0	35	96	7.7	+4.85	3号炉
F-D断層~高田沖断層			55	26	55						
親不知海脚西縁断層~魚津断層帯			72	26	30						
佐渡島南方断層	強震動予測レンジ	8.0	29	24	0	0	35	96	7.1	+4.75	3号炉
F-D断層~高田沖断層			55	30	55						
親不知海脚西縁断層~魚津断層帯			72	30	30						
長岡平野西縁断層帯~山本山断層 ( $\delta=35^\circ$ )	土木学会手法	7.9	99	26	187	0	50	72	6.3	+0.92	1号炉
十日町断層帯西部 ( $\delta=35^\circ$ )			33		210						
長岡平野西縁断層帯~山本山断層 ( $\delta=50^\circ$ )			99	20	187						
十日町断層帯西部 ( $\delta=50^\circ$ )	強震動予測レンジ	7.9	33		210	0	35	72	6.2	+0.49	1号炉
長岡平野西縁断層帯~山本山断層 ( $\delta=35^\circ$ )			99	30	187						
十日町断層帯西部 ( $\delta=50^\circ$ )			33		210						
長岡平野西縁断層帯~山本山断層 ( $\delta=50^\circ$ )	土木学会手法	7.7	99	22	187	0	50	72	4.7	+1.01	5号炉
十日町断層帯西部 ( $\delta=50^\circ$ )			33		210						

表 2-7 最大水位上昇量 (1 領域モデル)

波源のモデル化 (スケールリング則)	Mw	断層長さ L (km)	断層幅 W (km)	最大水位上昇量 (m)	
				取水口前面	
土木学会手法	8.2	230	30	+3.65	1号炉
	8.2	230	21	+4.36	5号炉
	8.2	230	17	+5.21	5号炉
強震動予測レンジ	8.1	230	23	+3.92	5号炉
	8.2	230	28	+4.19	5号炉
	8.4	230	40	<b>+5.26</b>	5号炉

表 2-8 最大水位上昇量 (2 領域モデル)

波源のモデル化 (スケールリング則)	Mw	断層長さ L (km)	断層幅 W (km)	最大水位上昇量 (m)	
				取水口前面	
土木学会 手法	8.4	350	30	+3.75	1号炉
	8.4	350	17	+4.39	1号炉
強震動予測 レシピ	8.3	350	23	+3.36	1号炉
	8.6	350	40	<b>+5.29</b>	1号炉

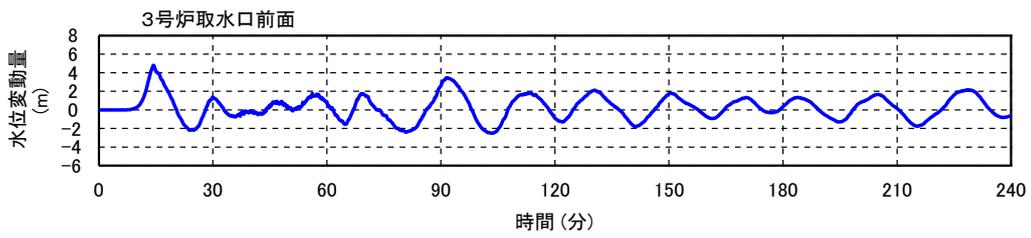


図 2-15 5 断層連動モデル (土木学会手法)

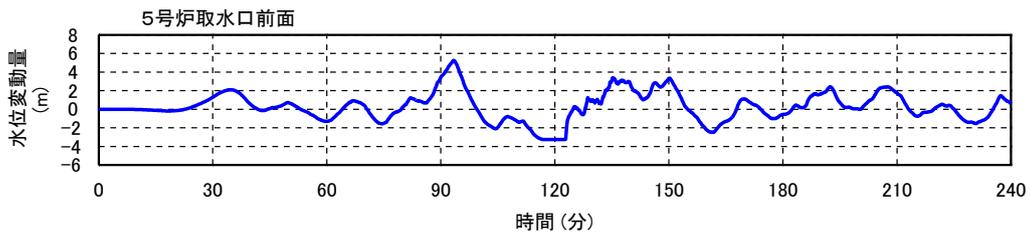


図 2-16 1 領域モデル (強震動予測レシピ)

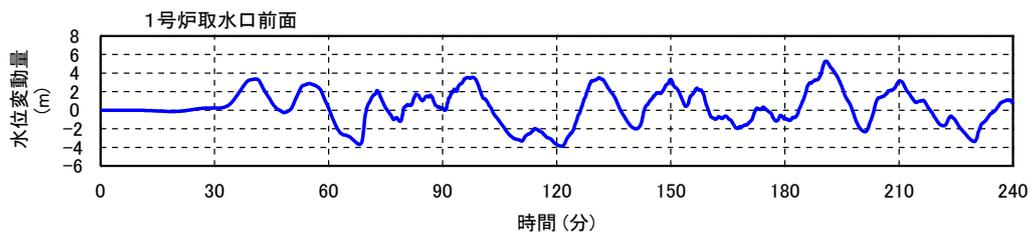


図 2-17 2 領域モデル (強震動予測レシピ)

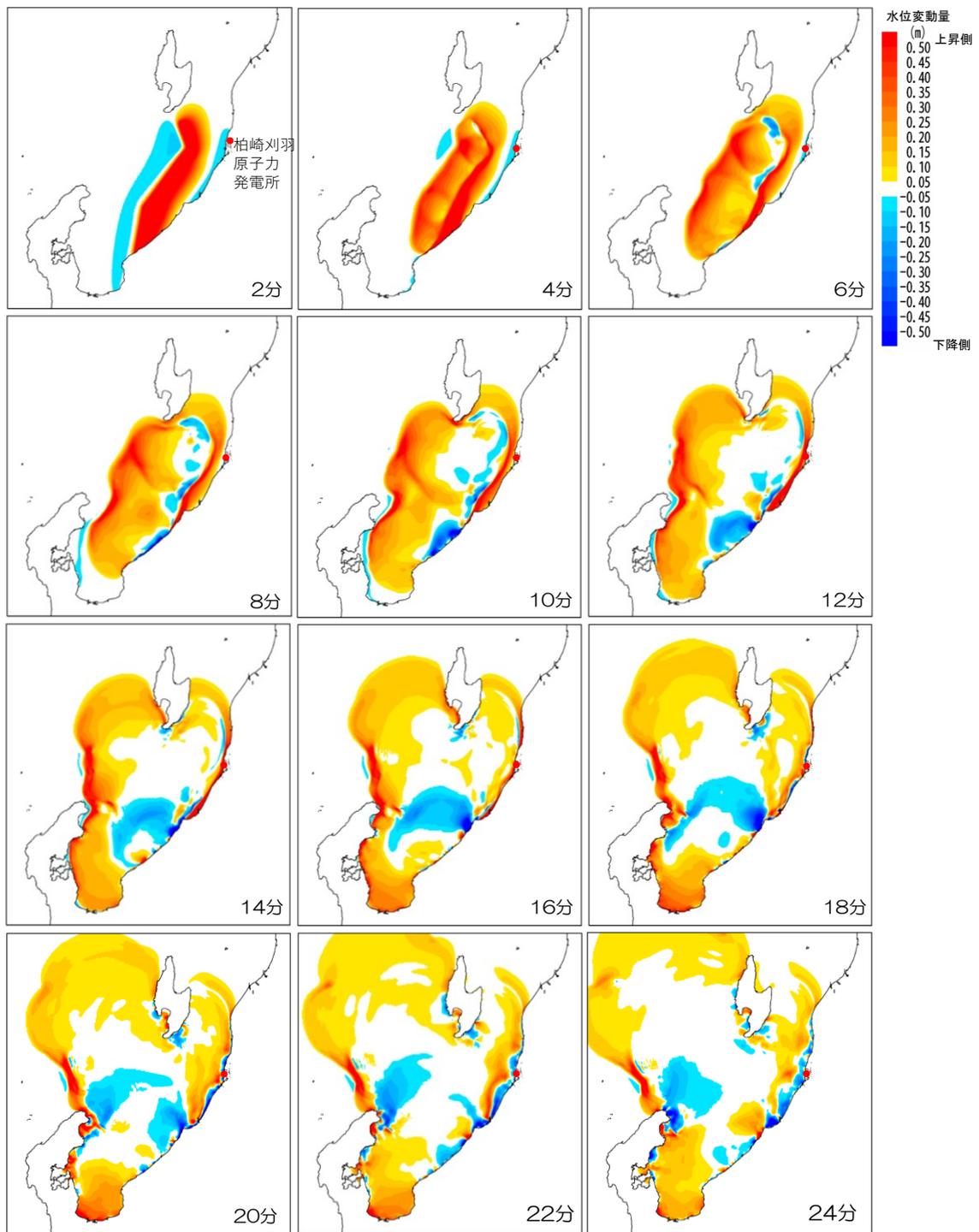


図 2-18 水位分布の時系列変化 (5 断層連動モデル)

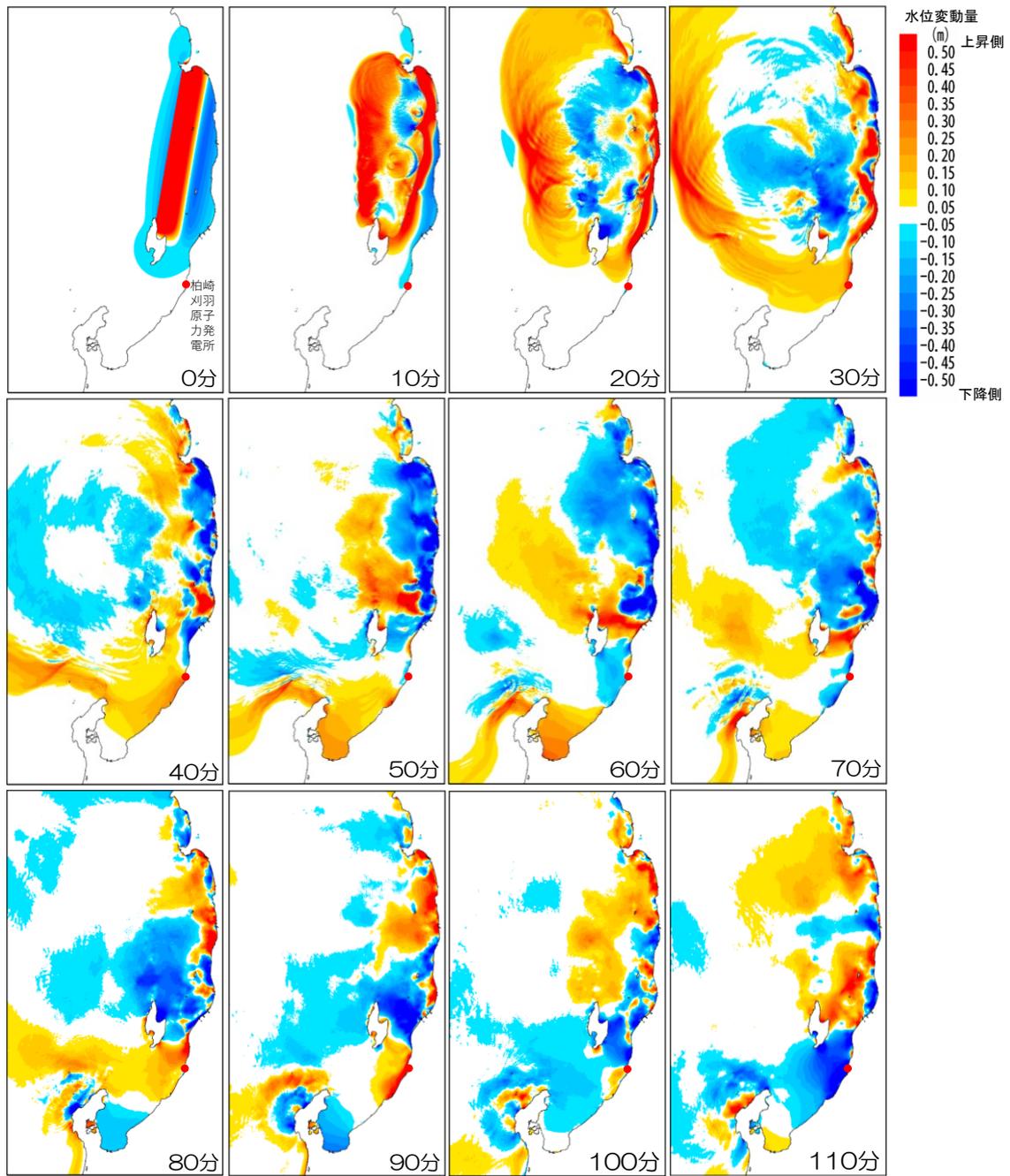


図 2-19 水位分布の時系列変化 (1 領域モデル)

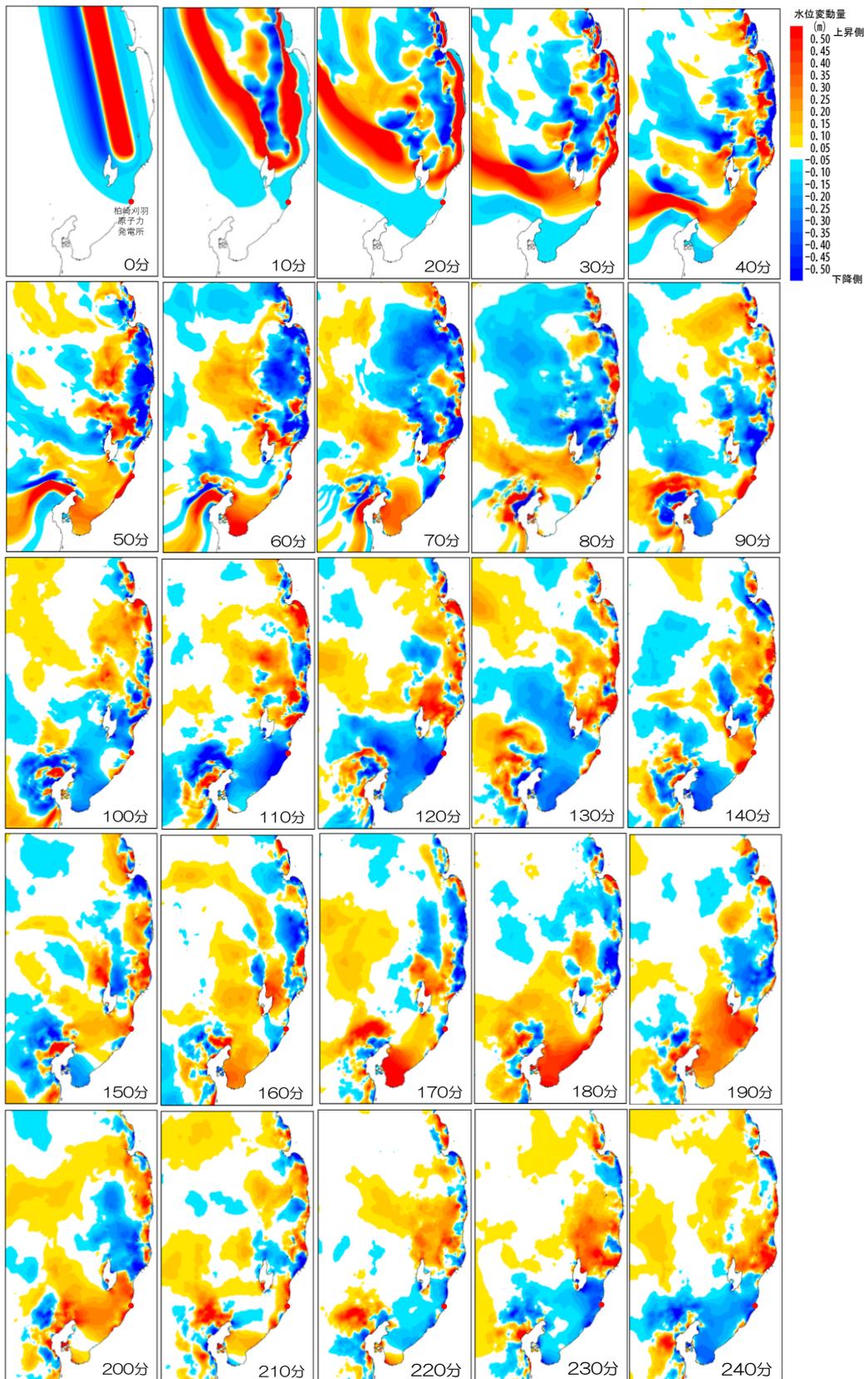


図 2-20 水位分布の時系列変化 (2 領域モデル)

表 2-9 詳細パラメータスタディ

波源	すべり角 $\lambda$ (°)		上縁深さ d (km)
2 領域モデル	80	最大ケースを選択 →	0
	90		2.5
	100		5

表 2-10 最大水位上昇量

評価位置	最大水位上昇量 (m)
1号炉取水口前面	<b>+5.90</b>
2号炉取水口前面	+5.73
3号炉取水口前面	+5.57
4号炉取水口前面	+5.51
5号炉取水口前面	+5.44
6号炉取水口前面	+5.43
7号炉取水口前面	+5.46
決定ケース	強震動予測レシピ すべり角100° 上縁深さ5km

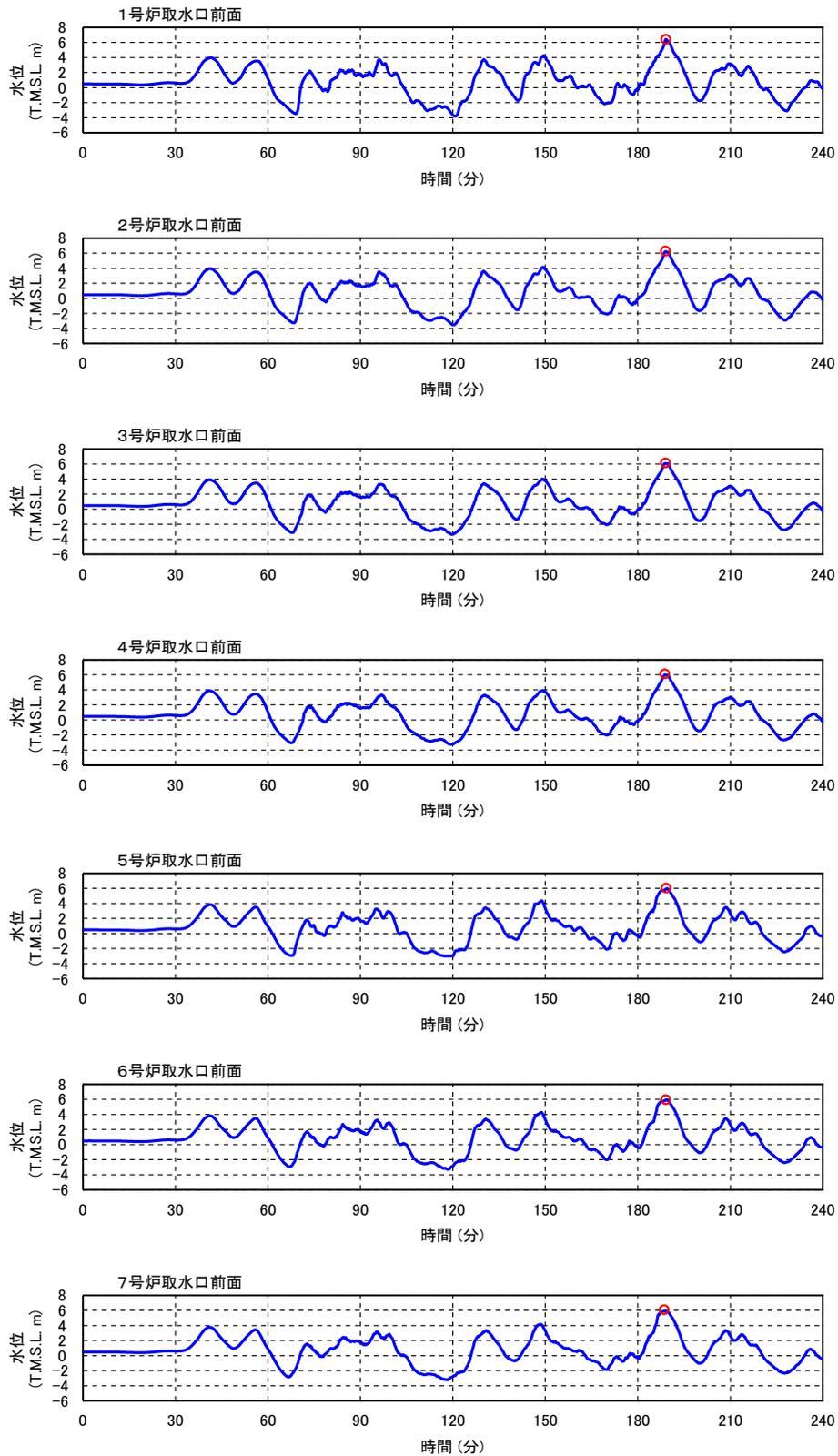


図 2-21 津波水位の時系列 (2 領域モデル)

## 2.3 海底地すべりの痕跡に基づく津波

地震による津波の評価については長年研究が重ねられ、その評価体系は、土木学会手法 [39]等にまとめられており、評価手順も具体的かつ詳細に示されている。土木学会手法 [39]の示す評価のポイントは、歴史津波に基づく基準断層モデルを設定し、これに十分な不確かさを考慮することで、将来発生する可能性のある津波を安全側に評価することである。海底地すべり等の地震以外の要因による津波の評価にあたって、土木学会手法 [39]に示される地震による津波の評価と対比し参考とした。すなわち、歴史津波に相当する津波として、海底地すべりの痕跡による津波の評価をしたうえで、これに十分な不確かさを考慮することとした。本節では、上記の基本的な考え方にに基づき柏崎刈羽原子力発電所における海底地すべりの痕跡による津波の評価を示す。

### 2.3.1 海底地すべり地形の抽出

サイト周辺で過去に発生した可能性のある海底地すべりによる津波を検討するため、サイト周辺の海域（サイトから半径 100km を目安）を対象として海底地形判読を実施し、地すべり地形の抽出を行った。海底地すべり地形の判読に際しては、判読基準（表 2-11）を定めた上で、海底地すべり地形の形状やタイプを参照し、馬蹄形・円弧形などの滑落崖、不規則な凹凸を示す崩壊物堆積域（移動土塊）を抽出した（表 2-12、図 2-22）。地形陰影図の作成には、海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ（一般財団法人 日本水路協会）を用いた。

判読の結果、サイトの西方沖に 4 つの海底地すべり地形（LS-1, LS-2, LS-3, LS-4）を、サイトから遠方の西北西沖に 2 つの海底地すべり地形（LS-5, LS-6）を、サイトから佐渡島を挟んで反対側の海底に、複数の海底地すべり地形（LS-7 群, LS-8 群）を抽出した（図 2-23）。

これら抽出した海底地すべりのうち相対的にサイトへの影響が大きいと考えられる海底地すべりについて詳細検討を行うこととし、抽出した海底地すべりの影響度について評価を行った。判読した海底地すべりのうち、LS-7 群, LS-8 群については、地すべりの方向が西方であり、地すべりの東方には佐渡島が位置し、サイトが佐渡島の背後方向にあること、また、他の地すべりと比較して距離が遠いことから影響は小さいと評価した。LS-5 および LS-6 は、LS-1～LS-4 と比べると、体積は同程度からやや小さく、サイトからの距離は 2～3 倍程度遠いため、サイトへの影響は LS-1～LS-4 よりも小さいと評価した。LS-1～LS-4 のうち、LS-4 は、LS-2 および LS-3 と比べると、体積は小さく、サイトからの距離も遠いことから、ほぼ同様の位置・規模の LS-2 および LS-3 で代表できると判断した。

以上のことから、海底地すべりの痕跡による津波評価の詳細検討の対象として LS-1～LS-3 を抽出した（表 2-13）。

表 2-11 海底地すべり地形の判読基準

ランク	判読内容
確実度 1	<p>滑落崖の特徴を示す馬蹄形あるいは円弧状の急崖と、その基部に移動土塊の特徴を示す扇状あるいは前方へ凸型の平面形からなる緩傾斜面が認められるもの</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>急崖の崖面は、平滑で鮮明なものからなり、崖面に囲まれた領域の内側が下方へ移動し堆積したと推定できる凹地形とその下方に緩傾斜面が認定できる。</li> <li>急崖と緩傾斜面との地形境界をなす傾斜変換線が明瞭である。</li> </ul>
確実度 2	<p>滑落崖を示唆する馬蹄形あるいは円弧状の急崖と、その基部に前方へ凸形の緩傾斜平坦面が認められるもの</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>急崖の崖面は、一部で形態が不明瞭な区間があるものの、ほぼ平滑で鮮明なものからなり、崖面に囲まれた領域の内側が下方へ移動したことが推定できる凹地形があるか、あるいは下方に緩傾斜面が認定できる。</li> <li>急崖と緩傾斜面との地形境界をなす傾斜変換線は概ね明瞭である。</li> </ul>
確実度 3	<p>滑落崖の可能性を推定できる馬蹄形あるいは円弧状の急崖であり、とその基部に緩傾斜面が認められるものか、あるいは緩傾斜面の分布は認められないものの馬蹄形あるいは円弧状の急崖の形態が明瞭なもの</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>急崖の崖面は、平滑さ及び新鮮さにやや欠け、一部で崖面が不連続な区間も認められる。また、下方に緩傾斜面が分布するものの、前方へ凸地形の形態が不鮮明で移動土塊である確実性に欠ける</li> <li>急崖と緩傾斜面との地形境界をなす傾斜変換線はブロードで不明瞭である。</li> <li>崖面は比較的明瞭で、崖面に囲まれた領域は凹地形を呈することから、地すべりに伴う地形の可能性のあるものの、下方に緩傾斜面などが認められないことから、表層の崩壊程度の可能性もある。</li> </ul>

表 2-12 海底地すべりの判読内容

地すべり番号	ランク	判読内容	海底地形図の精度
Ls1	2	<ul style="list-style-type: none"> <li>馬蹄形を呈する急崖及びその基部の前方にやや凸型を呈する緩傾斜面が認められる。</li> <li>急崖面の南東側の崖面は平滑であるが、北西側の崖面は先端部で不鮮明である。また急崖と緩傾斜面との地形境界をなす傾斜変換線は南東側で鮮明であるが北西側はブロードである。</li> <li>地すべりに伴う滑落崖と移動土塊の可能性のあるもの、やや確実性に欠ける</li> <li>一形成年代が古く原地形がやや失われているか、あるいは表層の崩壊程度の可能性もある。</li> </ul>	粗
Ls2	1	<ul style="list-style-type: none"> <li>馬蹄形を呈する急崖及びその基部に舌状を呈して前方に傾斜する緩傾斜面が認められる。</li> <li>緩傾斜面は、急崖に囲まれた内側から下方への移動が推定される舌状の形態を示し、また、緩傾斜面上に浅い開析谷が認められることから未固結の移動土砂堆である可能性が高い。また急崖と舌状の緩傾斜面との地形境界付近には谷が発達し、傾斜変換線は鮮明である。</li> <li>地すべりに伴う滑落崖及び移動土砂堆を示唆する明瞭な地形形態を呈している。</li> </ul>	詳細
Ls3	1	<ul style="list-style-type: none"> <li>極めて明瞭な馬蹄形あるいは弓形の急崖及びその基部に前方へ凸型の扇状の緩傾斜面が複数ブロック状を呈して認められる。</li> <li>複数のブロック状の緩傾斜面は急崖下前面に階段状に分布し、崖面と緩傾斜面との傾斜変換線は極めて鮮明である。</li> <li>地すべりに伴う滑落崖及び移動土塊を示唆する明瞭な地形形態を呈している。</li> <li>本区域では、複数の地すべり集合体からなる。</li> </ul>	極詳細
Ls4	1	<ul style="list-style-type: none"> <li>極めて明瞭な馬蹄形の急崖及びその基部に極めて緩やかに前方へ傾斜する低平坦地が認められる。</li> <li>低平坦地は、急崖に囲まれ小盆地状を呈して分布し、両者の地形境界をなす傾斜変換線は極めて鮮明である。</li> <li>地すべりに伴う滑落崖及び移動土砂堆を示唆する明瞭な地形形態を呈している。</li> </ul>	極詳細
Ls5	1~2	<ul style="list-style-type: none"> <li>明瞭な円弧状の急崖及びその基部に緩傾斜面が一部で認められる。</li> <li>急崖の延長上に円弧状の崖を想定できる地形が認められるもの、地すべり地形を示唆する地形形態の認定は、この区域で地形図の精度が粗くなる為やや確実性に欠ける。</li> <li>一部の区間で地すべりに伴う滑落崖及び移動土塊を推定することが可能な地形形態が認められることから、そこから連続する地形として抽出し、全体として急崖と緩傾斜面を比較的確実性の高いものと認定した。</li> </ul>	一部詳細
Ls6	1	<ul style="list-style-type: none"> <li>明瞭な円弧状の急崖及びその基部に前方へ凸のやや不規則に傾斜する小盆地状の緩傾斜面が認められる。</li> <li>急崖は花びら状の形態からなり、ステップ状に低下して全体として小盆地状を呈し、緩傾斜面はその内部に分布する。両者の地形境界をなす傾斜変換線は明瞭である。</li> <li>地すべりに伴う滑落崖及び移動土塊を示唆する明瞭な地形形態を呈している。</li> </ul>	詳細
Ls7	1	<ul style="list-style-type: none"> <li>馬蹄形〜すり鉢型状の急崖が認められ、急崖基部に扇状を呈する緩傾斜面及び小丘状の不規則な高まりが認められる。</li> <li>急崖の頂部及び両翼壁は新鮮であり、緩傾斜面および散在する小丘状不規則な高まりは、移動土塊の形態を示している。</li> <li>地すべりに伴う滑落崖及び移動土塊であることがほぼ確実な地形形態を呈している。</li> </ul>	詳細
Ls8	2~3	<ul style="list-style-type: none"> <li>馬蹄形状の急崖が認められるもの、急崖基部には移動土塊の堆積域を示す緩傾斜面の分布は不明瞭である。</li> <li>急崖の頂部の崖面の形態は平滑で鮮明であるが、両翼壁の崖面のうち東翼の崖面の形態は、地形図の精度が粗く不鮮明である。</li> <li>地すべりに伴う滑落崖及び移動土塊である可能性があるもの、やや確実性に欠ける地形形態を呈している。</li> </ul>	一部詳細

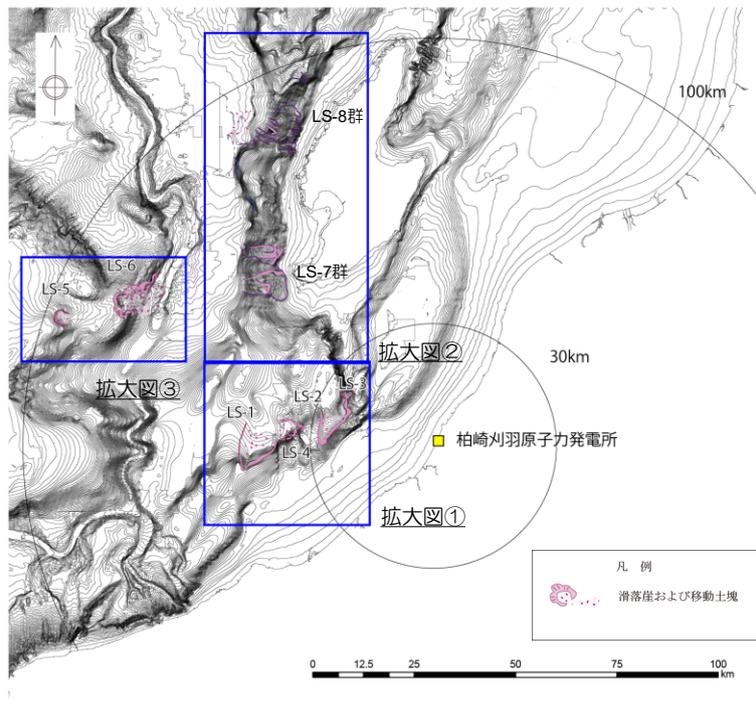


図 2-22 海底地すべり判読結果

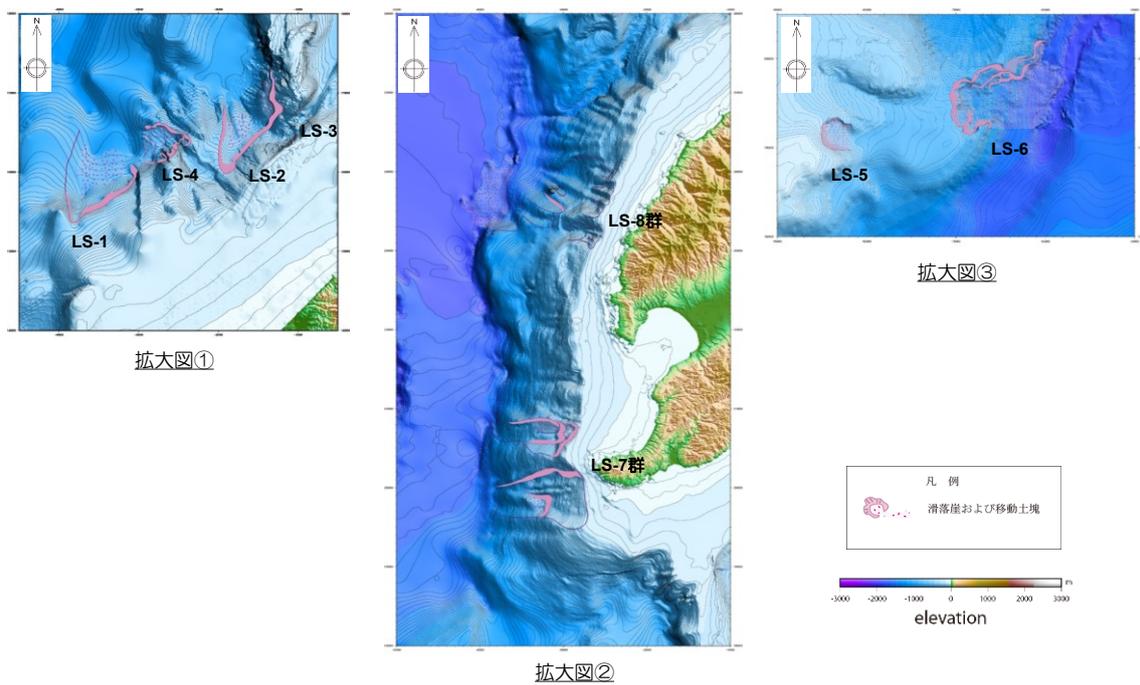


図 2-23 海底地すべり判読結果（拡大図）

表 2-13 海底地すべり地形の概略パラメータ

地すべり	面積 (km <sup>2</sup> )	厚さ (m)	比高 (m)	傾斜 (°)	水深 (m)	体積 (km <sup>3</sup> )	敷地からの 距離(km)
LS-1	56.8	120	520	3.5	800	3.4	44
LS-2	33.5	130	350	2.9	750	2.2	27
LS-3	22.5	150	550	5.7	650	1.7	25
LS-4	20.2	120	450	4.4	750	1.2	36
LS-5	11.0	120	310	4.4	450	0.7	97
LS-6	41.8	180	840	6.5	1250	3.8	84

### 2.3.2 海底地すべり地形の復元

海底地すべり LS-1～LS-3 によって生じた津波を模擬するため、これら海底地すべりが発生する前の地形を復元し、復元された地形が海底地すべりを発生させることを想定し、津波評価を行う。このため、津波数値シミュレーションを行うための復元地形を以下の手順によって作成した（図 2-24、図 2-25、図 2-26）。

- (1) 馬蹄形を呈する滑落崖と、その前方に地形の高まりや地形コンターの乱れを呈する崩壊物堆積域を抽出（図 2-24、図 2-25、図 2-26 に示す復元前の図）
- (2) すべり線は、急崖部と崩壊物が堆積していない前方の地形面を滑らかに接続することで推定。ここでは、急崖部には地すべり崩壊物は堆積していないものと想定（図 2-24、図 2-25、図 2-26 に示す地形断面図の赤線部）
- (3) 地すべり発生前の地形の復元は、緩傾斜面の崩壊物堆積域を覆うように復元することとし、周辺地形の標高等を参照し、地すべり崩壊域の谷地形を埋めることで推定（図 2-24、図 2-25、図 2-26 に示す地形断面図の青線部）

復元した地形による層厚は、復元地形と地すべり面から、初期土砂層厚＝復元地形の標高－地すべり面の標高とし、後述する二層流解析の条件として用いる。この設定は、(3)の手順により判読される地すべり土塊を包含する復元地形を想定していることから、移動土塊の体積を大きめに想定していること、崩壊堆積物は実際には複数回の地すべりで形成された可能性があるところ、1回の地すべりで形成されたものとして設定していることから安全側の設定と考えられる。

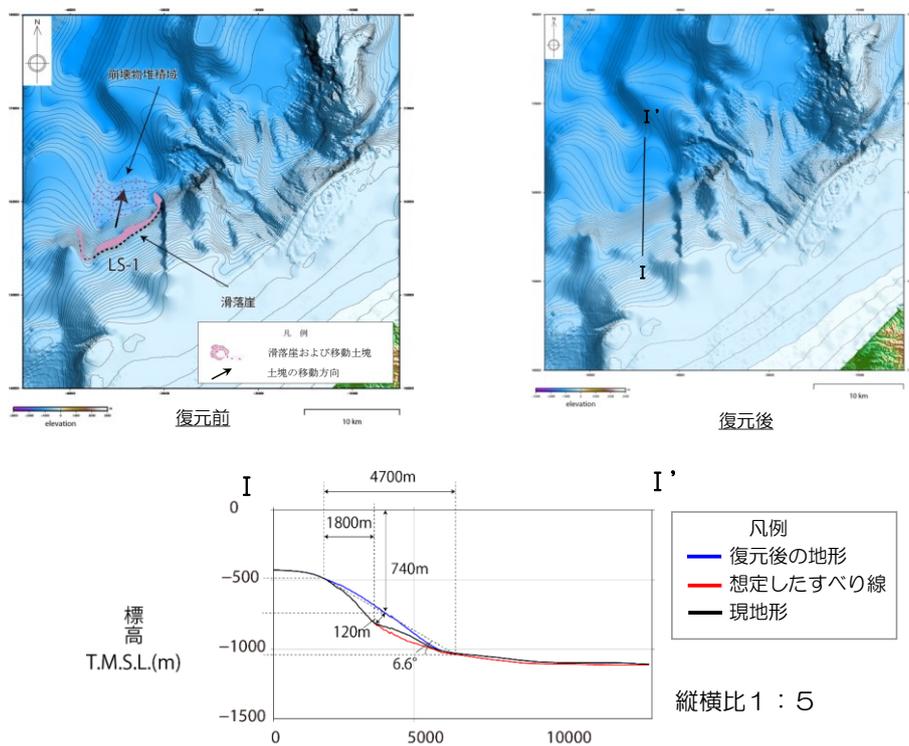


図 2-24 海底地すべり地形の復元：LS-1

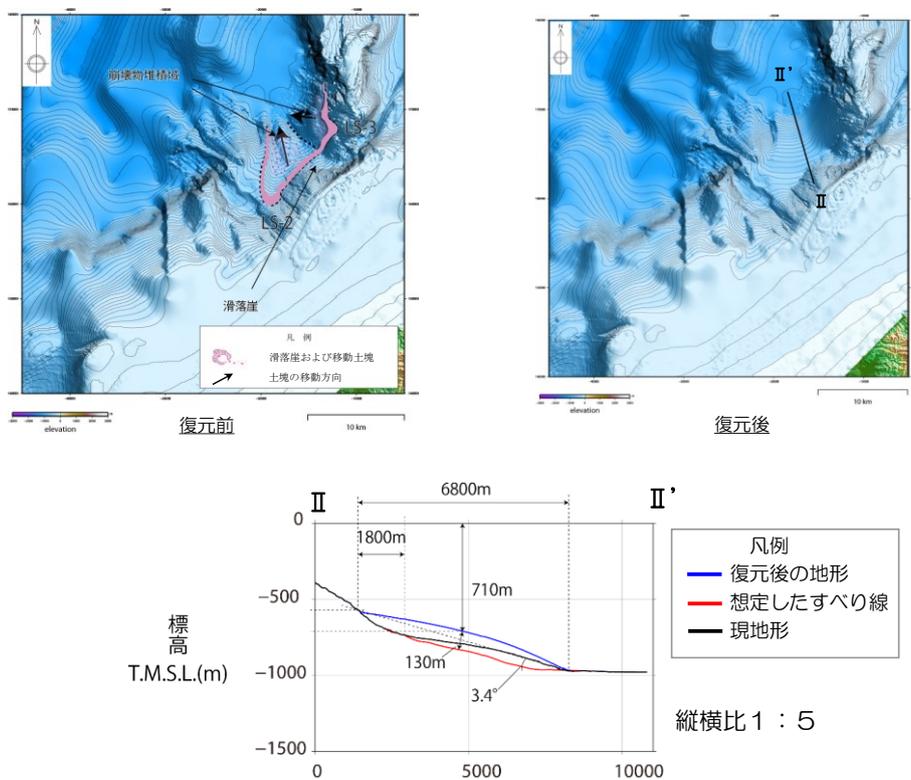


図 2-25 海底地すべり地形の復元：LS-2

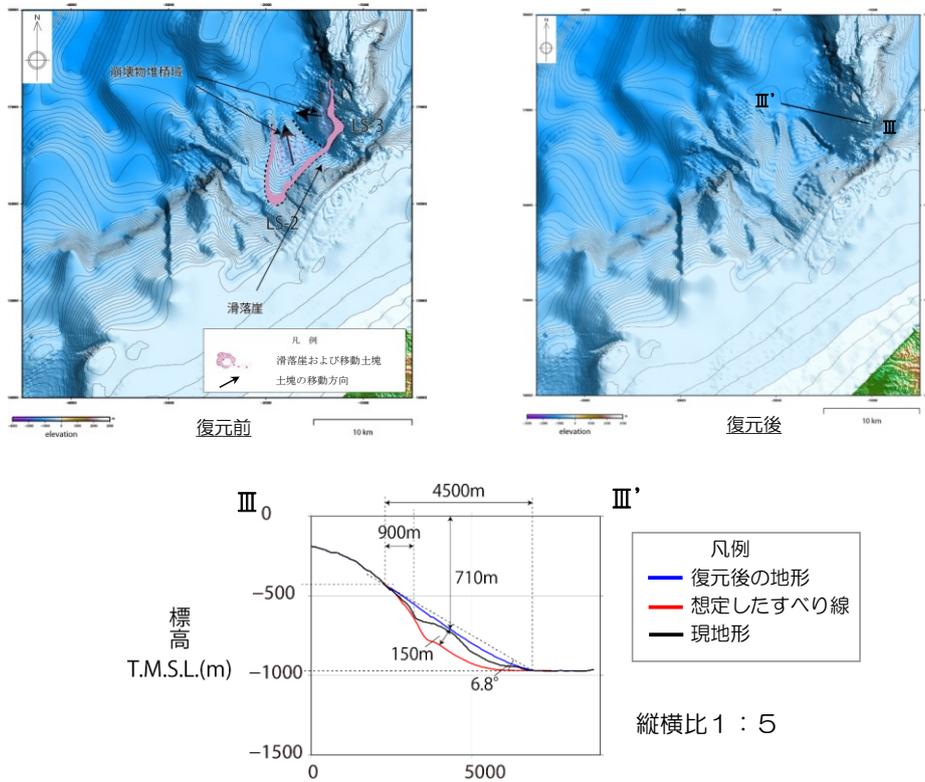


図 2-26 海底地すべり地形の復元：LS-3

### 2.3.3 数値シミュレーション

地すべり等に起因して発生する津波については各種計算手法が提案されているものの、地震によって発生する津波と比べて適用事例が少ない。そのため、次の二種類の異なる手法を用いて安全側の評価となる結果を採用することとした。一つ目の手法は、海底地すべりによる津波の実験結果に基づく Grilli and Watts [48] および Watts et al. [49] の津波の初期水位分布予測式を用いて津波伝播計算を行う方法（以下、Watts ほかに基づく手法という）、二つ目の手法は、土砂を下層、海水を上層とする上下二層の浅水方程式を層間の相互作用を考慮して解く二層流モデル（Maeno and Imamura [50]）に基づく手法を採用した。

#### (1) Watts ほかに基づく手法

以下に示す Watts et al. [49] による津波の振幅推定式  $\eta_{0,3D}$  および初期水位波形  $\eta(x, y)$  を用いて海底地すべりによる初期水位を算出し、これを津波数値シミュレーションの初期条件として与える。パラメータの概念図を図 2-27 に示す。振幅推定式は slide タイプ、slump タイプが示されるが、ここでは、復元した地すべり形状からいづれも slump タイプを用いた。

$$\eta_{0,3D} = S_0 \left( \frac{0.131}{\sin \theta} \right) \left( \frac{T}{b} \right) \left( \frac{b \sin \theta}{d} \right)^{1.25} \left( \frac{b}{R} \right)^{0.63} (\Delta \varphi)^{0.39} \\ (1.47 - 0.35(\gamma - 1))(\gamma - 1) \left( \frac{w}{w + \lambda_0} \right) \quad (2.4)$$

$$\eta(x, y) \approx - \frac{\eta_{0,3D}}{\eta_{min} \operatorname{sech}^2 \left( \kappa \frac{y - y_0}{w + \lambda_0} \right) \left( \exp \left\{ - \left( \frac{x - x_0}{\lambda_0} \right)^2 \right\} - \kappa' \exp \left\{ - \left( \frac{x - \Delta x - x_0}{\lambda_0} \right)^2 \right\} \right)} \quad (2.5)$$

ここで、 $S_0 = \frac{S}{2}$ ，曲率半径  $R = \frac{b^2}{8T}$ ， $S$ は移動距離（斜面長と同等と仮定），回転角  $\Delta \varphi = \frac{2S_0}{R}$ ，特性時間  $t_0 = \sqrt{\frac{R}{g} \frac{\gamma + C_m}{\gamma - 1}}$ ，特性津波波長  $\lambda_0 = t_0 \sqrt{gd}$ ，ガウス分布間距離  $\Delta x = \frac{\lambda_0}{2}$ ，形状パラメータ  $\kappa$ ， $\kappa'$ で与えられる。

また，式(2.4)，(2.5)共通のパラメータ， $\gamma$ は崩壊部比重 [51]， $\theta$ は斜面勾配， $d$ は崩壊部水深， $b$ は崩壊部長さ， $T$ は崩壊部厚さ， $w$ は崩壊部幅， $g$ は重力加速度， $C_m$ は付加質量係数 (=1) である。

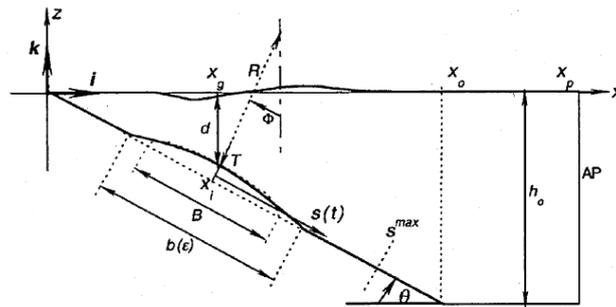


図 2-27 Watts ほかに基づく手法のパラメータ概念図

算定した LS-1～LS-3 の海底地すべりによる初期水位算定に用いたパラメータと初期水位算定結果を付録に示す。初期水位は，LS-1, LS-2, LS-3 それぞれ，1.48m, 0.54m, 0.77m となる。

初期水位算定結果を津波解析の初期条件として，非線形長波理論を用いて津波数値シミュレーションを実施した。格子分割，解析条件はそれぞれ図 2-14，表 2-5 と同様である。サイトにおける津波水位の時系列を図 2-28，図 2-29，図 2-30 に示す。算定された初期水位が比較的小さく，さらに距離による減衰が生じることで，いずれの海底地すべりによる津波も最高水位は 1m 未満となっておりサイトへの影響はほとんどないものと判断される。

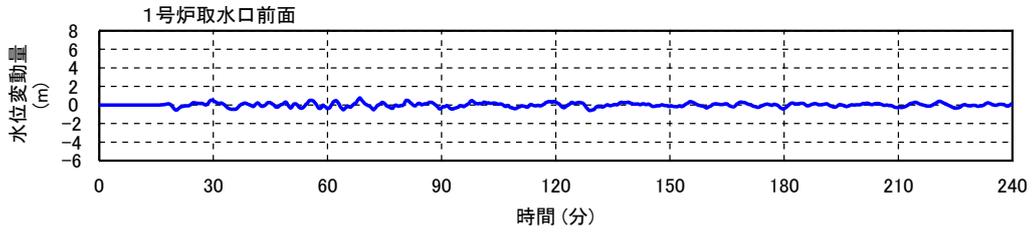


図 2-28 LS-1 による津波水位の時系列 (Watts ほかに基づく手法)

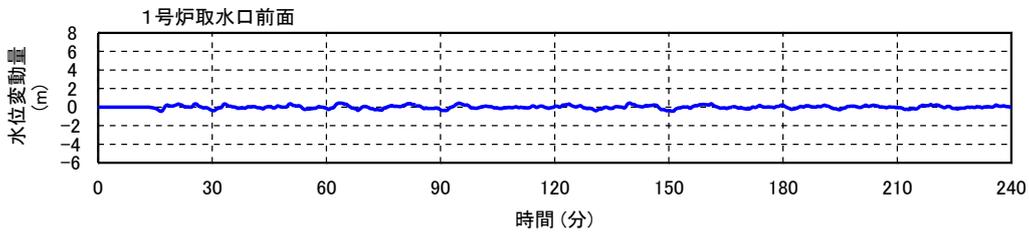


図 2-29 LS-2 による津波水位の時系列 (Watts ほかに基づく手法)

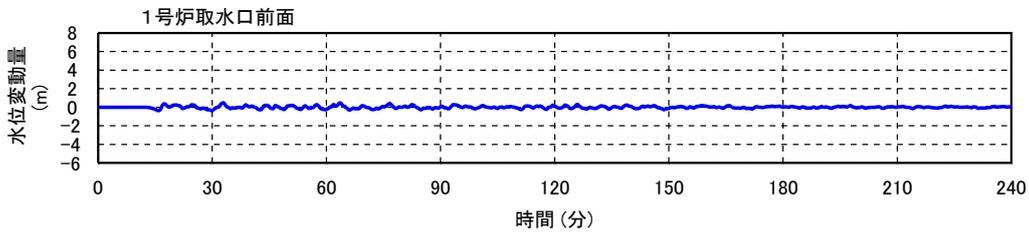


図 2-30 LS-3 による津波水位の時系列 (Watts ほかに基づく手法)

## (2) 二層流モデルに基づく手法

次に、復元した海底地すべり地形の崩壊とこれにともなう津波の発生・伝播を二層流モデルによって数値シミュレーションを行った。数値シミュレーションは、以下に示す二層流モデルに基づく手法 (Maeno and Imamura [50]) に基づき実施した。

【上層 (海水)】

$$\frac{\partial(\eta_1 - \eta_2)}{\partial t} + \frac{\partial M_1}{\partial x} + \frac{\partial N_1}{\partial y} = 0 \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial M_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M_1^2}{D_1} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{M_1 N_1}{D_1} \right) + g D_1 \frac{\partial \eta_1}{\partial x} = -\beta \frac{\tau_{1,x}}{\rho_1} - (1 - \beta) \cdot INTF_x \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial N_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M_1 N_1}{D_1} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N_1^2}{D_1} \right) + g D_1 \frac{\partial \eta_1}{\partial y} = -\beta \frac{\tau_{1,y}}{\rho_1} - (1 - \beta) \cdot INTF_y \quad (2.8)$$

【下層（土砂）】

$$\frac{\partial \eta_2}{\partial t} + \frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y} = 0 \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial M_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M_2^2}{D_2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{M_2 N_2}{D_2} \right) + g D_2 \left( \alpha \frac{\partial D_1}{\partial x} + \frac{\partial \eta_2}{\partial x} - \frac{\partial h}{\partial x} \right) = DIFF_{2,x} + \alpha \cdot INTF_x - \frac{\tau_{2,x}}{\rho_2} \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial N_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M_2 N_2}{D_2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N_2^2}{D_2} \right) + g D_2 \left( \alpha \frac{\partial D_1}{\partial y} + \frac{\partial \eta_2}{\partial y} - \frac{\partial h}{\partial y} \right) = DIFF_{2,y} + \alpha \cdot INTF_y - \frac{\tau_{2,y}}{\rho_2} \quad (2.11)$$

ここで、添え字の 1, 2 はそれぞれ上層, 下層を  $x, y$  はそれぞれ  $x, y$  方向を表す.

$\eta$  : 水位変動量 ( $\eta_1$ : 静水面からの水位変化量,  $\eta_2$ : 土砂流の厚さ)

$D$  : 全水深  $g$  : 重力加速度  $M, N$  :  $x, y$  方向の線流量

$\rho$  : 密度 ( $\rho_1 = 1.03 \text{ g/cm}^3, \rho_2 = 2.0 \text{ g/cm}^3$ )  $\alpha$  : 密度比 (=  $\rho_1 / \rho_2$ )

$\beta$  : 下層に土砂がない時  $\beta = 1$ , 下層に土砂がある時  $\beta = 0$

$\tau / \rho$  : 底面摩擦力 ( $n$  : マニングの粗度係数)

$$\frac{\tau_{1,x}}{\rho_1} = \frac{gn^2}{D_1^{7/3}} M_1 \sqrt{M_1^2 + N_1^2} \quad , \quad \frac{\tau_{1,y}}{\rho_1} = \frac{gn^2}{D_1^{7/3}} N_1 \sqrt{M_1^2 + N_1^2}$$

$$\frac{\tau_{2,x}}{\rho_2} = \frac{gn^2}{D_2^{7/3}} M_2 \sqrt{M_2^2 + N_2^2} \quad , \quad \frac{\tau_{2,y}}{\rho_2} = \frac{gn^2}{D_2^{7/3}} N_2 \sqrt{M_2^2 + N_2^2}$$

$INTF$  : 界面抵抗力 ( $f_{int}$  : 界面抵抗係数,  $u, v$  :  $x, y$  方向の流速)

$$INTF_x = f_{int} \bar{u} \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2} \quad , \quad INTF_y = f_{int} \bar{v} \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}$$

$$\bar{u} = u_1 - u_2 \quad , \quad \bar{v} = v_1 - v_2$$

*DIFF*: 渦動粘性項 (  $\nu$  : 渦動粘性係数)

$$DIFF_{2,x} = \nu_2 \left( \frac{\partial^2 M_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_2}{\partial y^2} \right) \quad , \quad DIFF_{2,y} = \nu_2 \left( \frac{\partial^2 N_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_2}{\partial y^2} \right)$$

下層（土砂）の密度は，Maeno and Imamura [50]が喜界カルデラ噴火時の解析に用いた  $1.25\text{g/cm}^3$ ，松本他 [51]が 1741 年渡島大島火山津波の再現計算で用いた  $2.0\text{g/cm}^3$  などが例としてあげられる．東京電力ホールディングス株式会社がサイト周辺海域で実施した海上音波探査記録 [52]によると，LS-1～LS-3 の移動土塊は，後述する海域の層序区分（表 3-2）のうち Bu 層に相当し，Bu 層は陸域の層序区分において安田層，番神砂層に相当する．サイトで実施したボーリングコアから採取した試料を用いた物理試験結果から湿潤密度は，安田層が  $1.76\text{g/cm}^3$ ，番神砂層が  $1.84\text{g/cm}^3$  であることから，LS-1～LS-3 の密度は，平均的に  $1.8\text{g/cm}^3$  程度と推定される．したがって，下層（土砂）の密度は， $1.8\text{g/cm}^3$  程度が現実に近い値と考えられるが，二層流に基づく手法により算定される津波水位は，一般に崩壊物密度が大きいほど高くなる傾向があることから，ここでは安全側の値として松本他 [51]を参考に  $2.0\text{g/cm}^3$  を採用した．

下層（土砂）の底面粗度係数は，Kawamata et al. [53]および今村他 [54]が実験の再現計算において用いた  $0.12\text{m}^{-1/3}\cdot\text{s}$ ，Kawamata et al. [53]が 1741 年渡島大島火山津波の再現計算において用いた  $0.40\text{m}^{-1/3}\cdot\text{s}$ ，Maeno and Imamura [50]が喜界カルデラ噴火時の解析において用いた  $0.08\text{m}^{-1/3}\cdot\text{s}$  があげられる．実現現象を対象として設定され，かつ日本海側での検討事例であることを踏まえると， $0.40\text{m}^{-1/3}\cdot\text{s}$  が現実に近い値と推定されるが，海底地すべりの痕跡に基づく津波評価では，過去にすべりが発生した場所周辺はすべり面の固着が進んでいない可能性があることを考慮して，よりすべりやすい値として  $0.08\text{m}^{-1/3}\cdot\text{s}$  を採用することとした．

解析に用いた格子分割，解析条件をそれぞれ図 2-31，表 2-14 に示す．1号炉取水口前面における平均潮位からの水位変動量を図 2-32，図 2-33，図 2-34 に，水位変動量が最大となる LS-2 による水位分布の時間変化を図 2-35 に示す．



図 2-31 二層流解析に用いた格子分割図

表 2-14 二層流解析の解析条件

項目	設定値	備考
最小格子間隔	5 m	
計算時間間隔	0.05 秒	
潮位	T.M.S.L. +0.26 m	平均潮位
上層の密度 $\rho_1$	1.03 g/cm <sup>3</sup>	海水密度
下層の密度 $\rho_2$	2.0 g/cm <sup>3</sup>	松本他 [51]
上層のマニング粗度係数 $m_1$	0.03 m <sup>-1/3</sup> .s	
下層のマニング粗度係数 $m_2$	0.08 m <sup>-1/3</sup> .s	Maeno and Imamura [50]
界面抵抗係数 $f_{int}$	0.2	Maeno and Imamura [50]
下層の渦動粘性係数 $\nu_2$	0.1 m <sup>2</sup> /s	Maeno and Imamura [50]

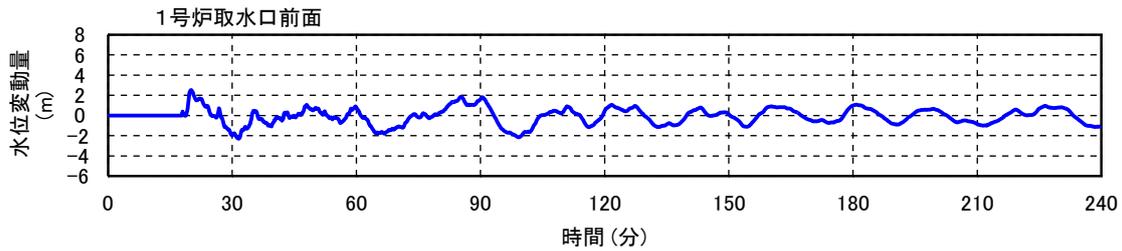


図 2-32 LS-1 による津波水位の時系列 (二層流モデルに基づく手法)

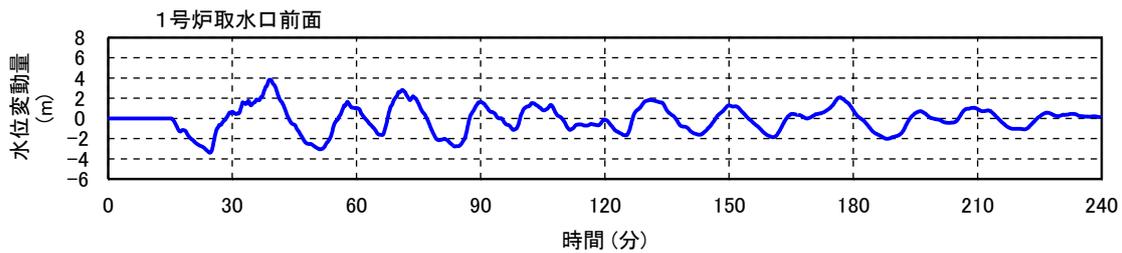


図 2-33 LS-2 による津波水位の時系列 (二層流モデルに基づく手法)

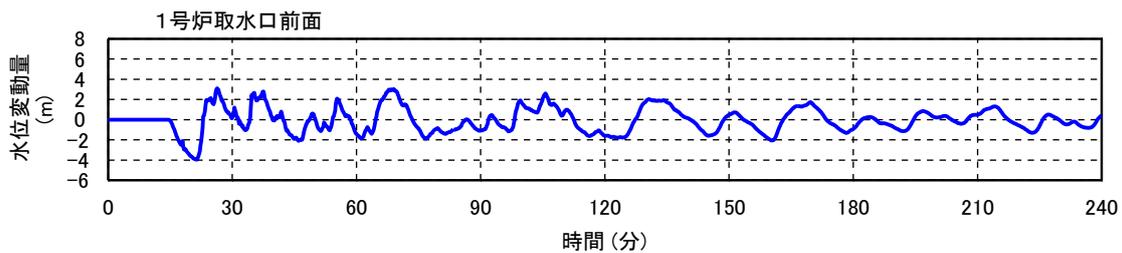


図 2-34 LS-3 による津波水位の時系列 (二層流モデルに基づく手法)

海底地すべりのすべり方向が西北西、サイトが地すべりの東南東に位置することから海底地すべり発生から 15 分ごろに引き波が到達したのち 25 分頃以降に水位が上昇に転じ、最大水位が 40 分ごろに発生する。その後周期 20 分程度の津波が繰り返し到達するが、水位は徐々に低下していく。また、水位分布の時間変化からは、地すべりの発生位置とすべりの方向から、津波は佐渡島と能登半島の間を抜けるように伝播し、佐渡島や能登半島からの反射等の影響はそれほど大きくなく比較的単調に伝播していることがわかる。

Watts ほかに基づく方法および二層流解析に基づく方法による水位変動量の算定結果から二層流解析に基づく LS-2 による水位変動量が最大となり、これに初期潮位として朔望平均満潮位 (T.M.S.L.+0.49m) を考慮することで、サイトにおける海底地すべりの痕跡に基づく津波の最高水位を T.M.S.L.+4.5m として評価した。サイトは、1~4 号機の前面に高さ T.M.S.L.+15m のコンクリート製の防潮堤を設置していること、5~7 号機は T.M.S.L.+12m に設置されていることから、この津波による原子力発電所の安全性への影響はないと判断される。

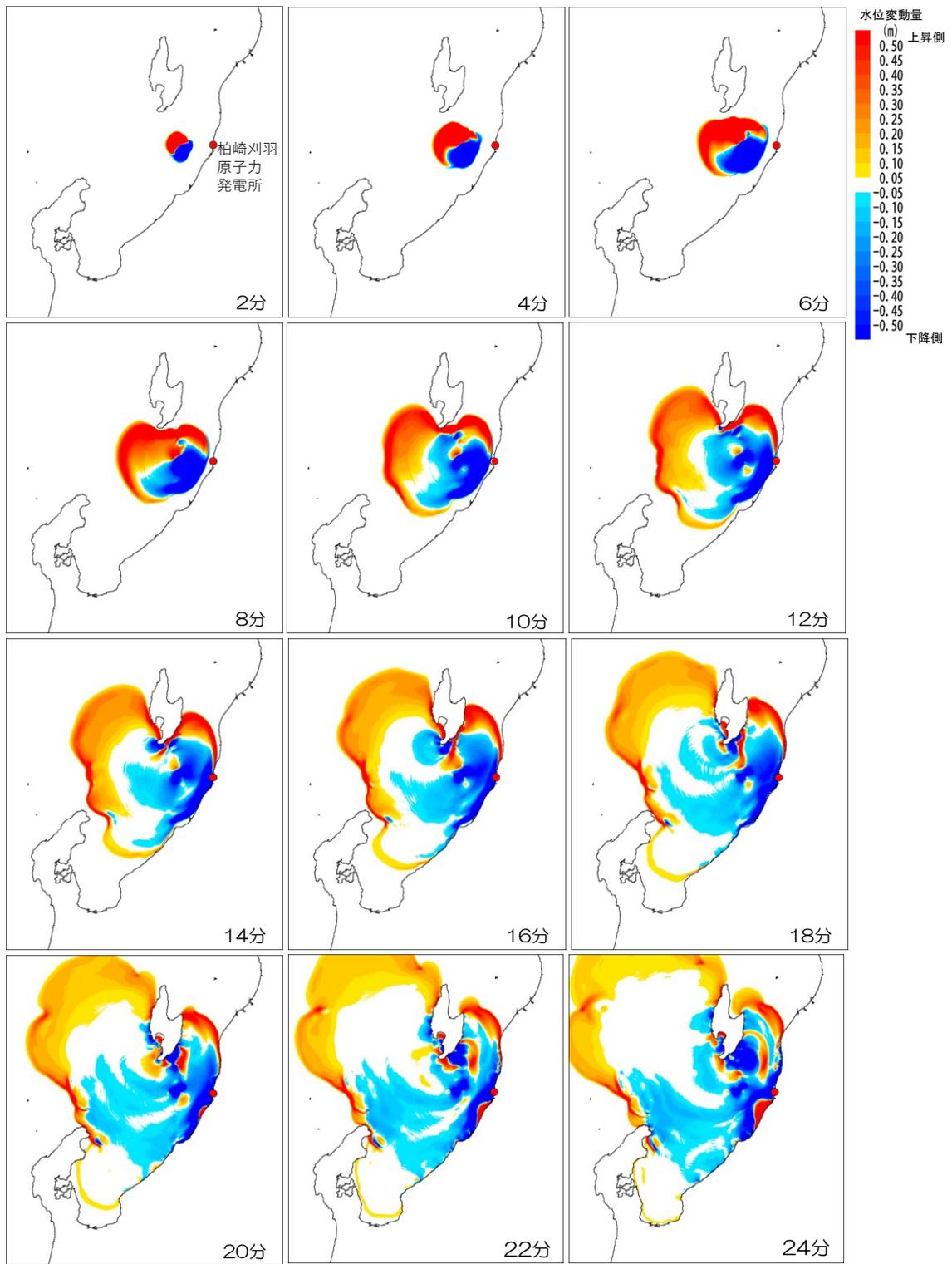


図 2-35 水位分布の時間変化 (LS-2)

## 2.4 まとめ

第 2 章では、柏崎刈羽原子力発電所の津波評価として、活断層津波と海底地すべりの痕跡に基づく津波評価を示した。

活断層津波としては、サイト周辺海域で実施した詳細な海上音波探査等の結果から位置、長さ、傾斜等の断層のプロポーシオンを特定した活断層を基本断層モデルとして、東北地方太平洋沖地震で得られた知見の一つである連動型巨大地震を考慮することを念頭に、活断層の連動に関する不確かさを十分に考慮した。陸域から海域へ延長する長岡平野西縁断層については、文献調査結果、地球物理学的調査結果に基づく地質構造および松田 [31] の起震断層の考え方を総合的に評価し、その南方延長に位置する十日町断層帯西部との連動を考慮し、延長約 132 km, Mw7.7~7.9 の地震による津波を考慮した。また、海域の活断層についても同様の考え方にに基づき、F-D 断層・高田沖断層の北西延長に位置する佐渡島南方断層、南西延長に位置する親不知海脚西縁断層および魚津断層帯との連動を考慮し、延長約 156 km, Mw8.0 の地震による津波を考慮した。

日本海東縁部に想定される地震による津波については、サイト周辺海域のような詳細な地質調査データが得られていないことから、既往最大規模の地震である北海道南西沖地震の Mw7.85 を十分上回る地震を考慮することとし、地震調査研究推進本部の示す日本海東縁部の領域区分を参考として、領域区分全体が活動する地震を 1 領域モデルとして延長 230km, Mw8.1~8.4 とし、さらに隣接する領域の地震が連動する可能性を考慮し、2 領域モデルとして延長 350km, Mw8.3~8.6 の地震を考慮した。また、断層の走向、傾斜等のプロポーシオンに関する詳細データが十分得られていないことから、合理的と考えられる範囲で波源のパラメータを変化させ、これらの組み合わせのうち最大水位を発生する津波を考慮した。

海底地すべりの痕跡に基づく津波の評価については、海底地形判読によって確認される海底地すべりの痕跡を復元し、これによる津波の評価手法を示した。地すべりの規模については、判読される地すべり土塊を包含する復元地形を想定し、移動土塊の体積を大きめに想定し、崩壊堆積物は実際には複数回の地すべりで形成された可能性があるところ、1 回の地すべりで形成されたものとして設定することで安全側の評価を行った。海底地すべりによる津波の数値シミュレーション手法については、各種計算手法が提案されているものの、断層運動に起因して発生する津波と比べて適用事例が少ないため、Watts 他に基づく手法および二層流モデルに基づく手法の二種類の異なる手法を用いて安全側の評価となる結果を採用することとした。また、確定的に採用することができないパラメータについては、十分な安全性を見込んで評価を行うこととし、二層流解析については、下層の密度、摩擦係数のパラメータについて既往の研究事例において採用されている値のうち解析結果が安全側となる値を設定し評価を行った。

このように、活断層津波および海底地すべりの痕跡に基づく津波評価にあたっては、調査データの有無、解析手法の成熟度、数値シミュレーションにおけるパラメータの影響度、評

評価対象の重要度に応じて十分安全側の評価を行うことが重要と考えられる。本研究における津波評価は、日本海側における重要施設に対する津波評価の具体的な評価例を示したものであるが、評価の対象にかかわらず、日本海沿岸における具体的な津波評価の参考とすることができるものとする。

### 3 想定海底地すべりによる津波評価

#### 3.1 はじめに

海底地すべりによる津波は、世界各地で多くの事例があり、アメリカ東海岸では、グランドバンクス地震によって波高9~15mのグランドバンクス津波が生じた [55]. また、南フランスのニースでは、港湾施設建設中に沿岸斜面で海底地すべりが発生し、波高2~3mの津波が生じた [56]. 最近の事例では、2018年にインドネシアのパル地震時の津波は海底地すべりによるものとされており [57], 同じく2018年のインドネシアにおいて、アナク・クラカタウ火山の噴火による山体崩壊によって土砂が海中に突入し、津波が発生した [14]. 日本においては、太平洋沿岸では、1896年明治三陸地震津波や2011年東北地方太平洋沖地震における海底地すべりの発生について議論されている [58]. 日本海では、陸棚堆積物や斜面堆積物が堆積しており、それらが海底地すべりとして滑落するとされ [59], 2007年能登半島北方沖で発生した地震による津波は、富山湾西側斜面で発生した海底地すべりを発生源とした方が説明がつくという議論がなされている [60]. このように日本を含む世界各地で海底地すべりによる津波が発生しているものの、海底地すべりによる津波評価を実務に取り入れた事例は少なく、また、評価手法も十分体系化されているとは言えない.

このような状況のもと、海底地すべりによる津波評価を実務に取り入れた事例として、前章において原子力発電所における不確かさを考慮した海底地すべりの痕跡による津波評価例を示した. このなかで、海底地すべりによる津波については、海底地形判読に基づき海底地すべり地形を抽出し、これを復元した地形にすべりが生じることを想定し、数値シミュレーション手法を複数用いパラメータを安全側に設定する等、既往の海底地すべりによる津波を十分上回ると考えられる安全側の津波評価を行った. これら津波の評価は、過去に発生した、または発生したと考えられる津波を基準として、これに不確かさを考慮することで将来の津波想定を行っており、過去に発生した事象が将来も発生する繰り返し性を持つことを基本的な考え方としている.

日本海側においては、中新世の日本海拡大時期に引張応力によって正断層が形成され、鮮新世以降の圧縮応力場によってこれら断層の運動が逆転し、現在逆断層として活動しているとされている. この圧縮応力場は、少なくとも第四紀(約258万年前以降)において大きく変化していないと考えられており、活断層による津波を考える場合、近い将来に過去と同様の活断層が繰り返し活動すると考えることには合理性がある. 一方、海底地すべりの発生は、その海底地形の影響が大きいと考えられるが、海底は一般に堆積場であることから地層の堆積によって海底地形は一定ではなく変化している. この地層の堆積速度は、大陸棚外縁付近において1m/千年から2m/千年程度とされ [61], 数万年間で海底地形は数10m変化する可能性がある. また、M7クラスの活断層の一回の変位量は1~2m程度と考えられ [62], 海域の活断層が繰り返し活動することによっても海底地形は変化し、活断層の再来期間は短いもので1000年程度、長いもので数万年とされていることから、数万年間で数m~数10m

隆起・沈降する可能性がある。このような海底地形が大きく変化する場においては、過去の痕跡が認められる場所において繰り返し海底地すべりによる津波が発生すると考える現状の将来想定は不十分と考えられ、海底地すべりが認識されない不安定斜面においても海底地すべりによる津波が発生する可能性を検討する必要がある。

このため、本章では、海底地すべりの痕跡の認められていない場所で発生する可能性のある想定海底地すべりによる津波の評価手法について実務に適用できるよう具体的な方法を提案することを目的とし、柏崎刈羽原子力発電所の半径100kmの範囲をモデルとして、海底地すべりパラメータの経験モデルを提案すると同時に、海底地すべり津波の影響が大きくなるポテンシャルサイトを特定し、ポテンシャルサイトにおける三次元地盤安定解析と二層流モデルを用いた効率的な想定海底地すべり津波の評価手法について論じる。さらに、この想定海底地すべりは周囲の活断層による地震によって発生する可能性が高いと考えられ、この場合、活断層津波と想定海底地すべりによる津波が重畳し、サイトに最大津波を発生させる可能性がある。しかしながら、サイト周辺には多数の海域活断層が確認されていることに加え、佐渡島が分布し、海底地形も起伏に富むなど津波の伝播過程は単純ではなく、想定海底地すべりと重畳し、最大水位を発生させる可能性のある活断層津波を特定することは容易ではない。このため、津波の到達時間の面的な分布に着目し、両津波の重畳を効率的に評価する手法についても検討を行った。

### 3.2 ポテンシャルサイトの決定方法

海底地すべりによる津波の影響は、発生する海底地すべりの規模と対象地点までの津波の増幅特性によって決まる。そこで、本研究では、海底地すべりによる津波が発生した場合、その影響が大きいと推定されるポテンシャルサイトの抽出を次の手順で行った。

- (1) サイトから半径約100kmの海域を評価対象領域として当該領域を20km×20kmのエリアに分割
- (2) 各エリアの海底地形情報に基づき想定される海底地すべり形状を設定
- (3) 地すべり形状からWatts et al. [49]により海底地すべりによる津波の初期水位を算定
- (4) 単位波源を用いた津波数値シミュレーションによる津波増幅特性の計算
- (5) 初期水位と津波の増幅特性を乗じ、サイトへの影響度を評価

以下に具体的な検討内容を述べる。

#### 3.2.1 海底地すべり形状の想定

海底地すべり形状については Moscardelli and Wood [63]によって詳細な分析が行われており、長さ $L$ と面積 $A$  (図 3-1, 式 (3.1)), 面積と体積 $V$  (図 3-2, 式 (3.2)), 厚さ $T$ と体積 $V$  (図 3-3, 式 (3.3)) の関係が示されている。ここで、 $L$ は海底地すべりの斜面長 (km),  $A$ は海底地すべりの面積 ( $\text{km}^2$ ),  $V$ は海底地すべりの体積 ( $\text{km}^3$ ),  $T$ は海底地すべりの厚さ (m) である。

$$L = 1.5051A^{0.4977} \quad (3.1)$$

$$V = 0.0281A^{1.1123} \quad (3.2)$$

$$V = 0.0008T^{2.1998} \quad (3.3)$$

斜面長と幅の関係については Hühnerbach et al. [64] による分析があるが、斜面長と幅の相関係数は対象地域によってはあまり高くない場合もあることを踏まえ、サイトから半径 100 km の範囲を対象として海底地すべりの地形判読を行い、当該海域において判読された計 134 の海底地すべりの斜面長と幅すべてについて、崩壊領域を覆う矩形を当てはめ、その長辺と短辺を海底地すべりの形状を確認しながら斜面長および幅として抽出し、両者の関係を調べた (図 3-4, 図 3-5, 図 3-6)。

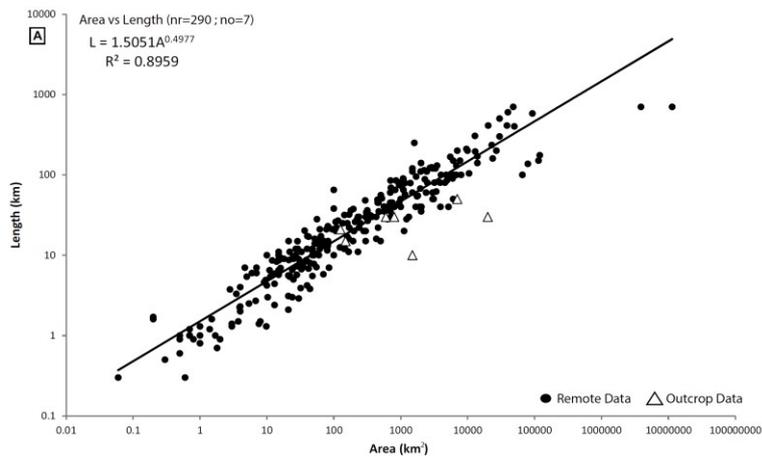


図 3-1 海底地すべりの面積と長さの関係 (Moscardelli and Wood [63])

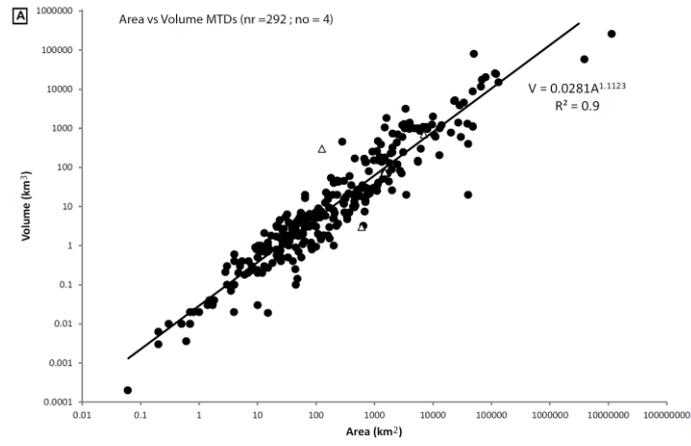


図 3-2 海底地すべりの面積と体積の関係 (Moscardelli and Wood [63])

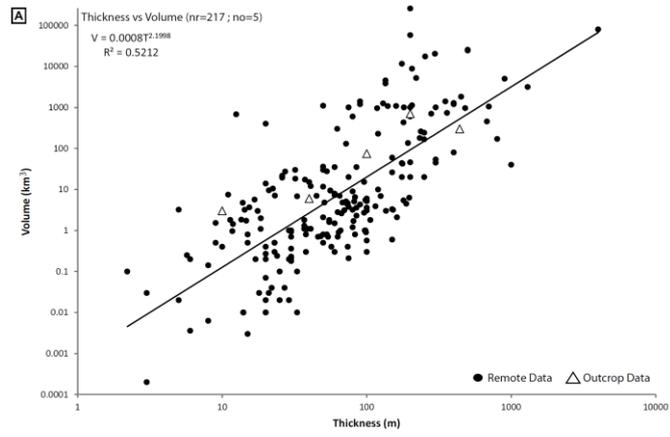


図 3-3 海底地すべりの堆積物の厚さと体積の関係 (Moscardelli and Wood [63])

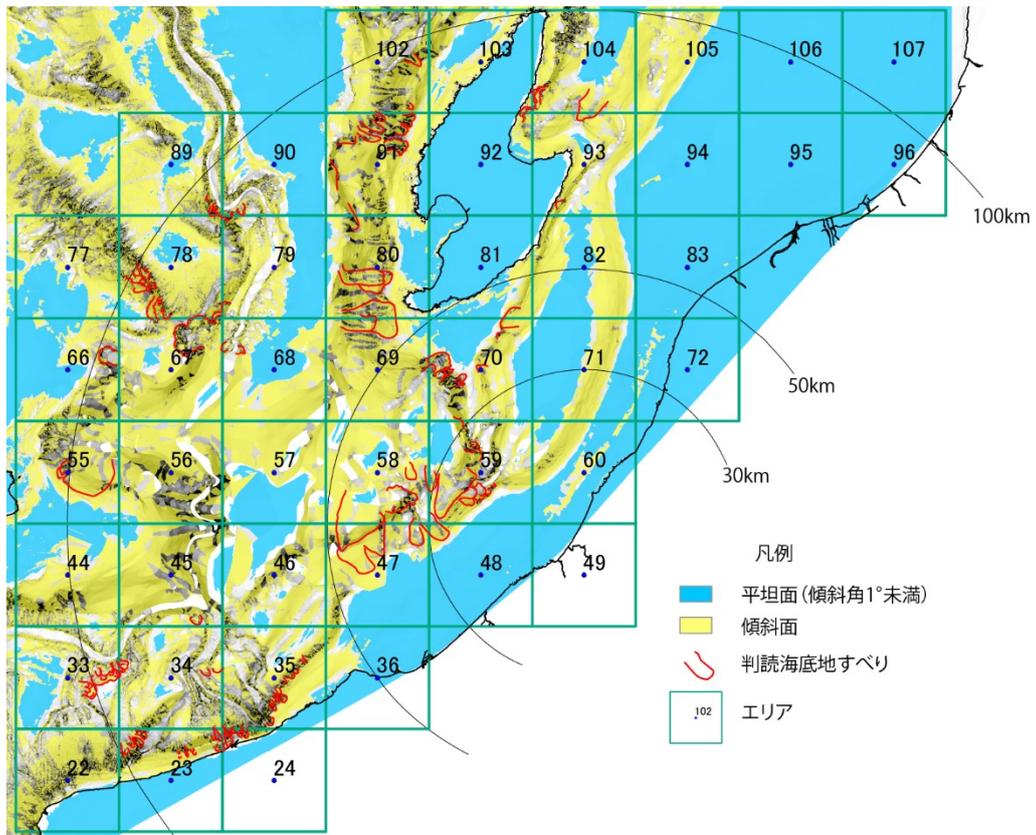


図 3-4 エリア分割と地すべり地形判読結果

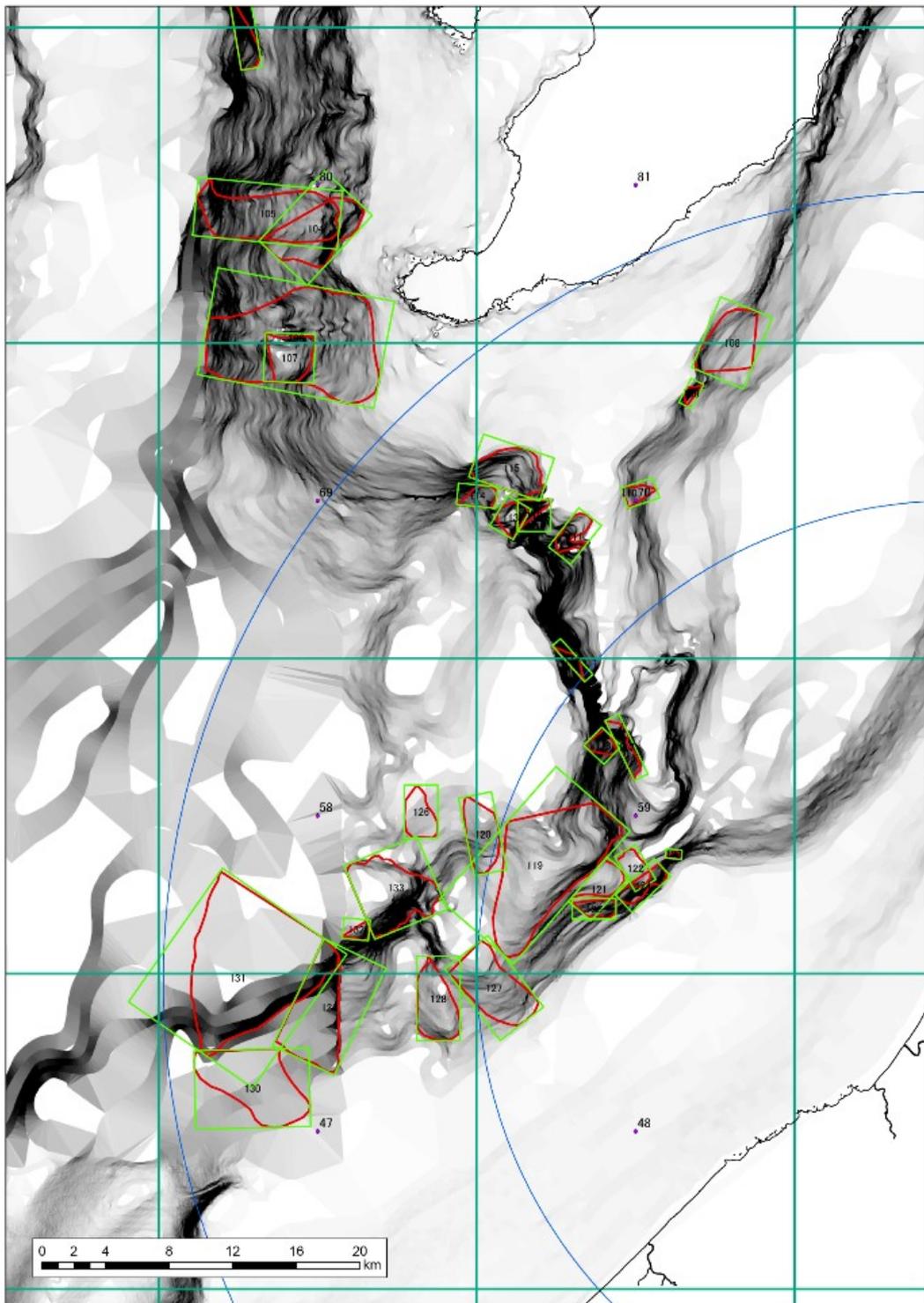


図 3-5 斜面長と幅の計測例

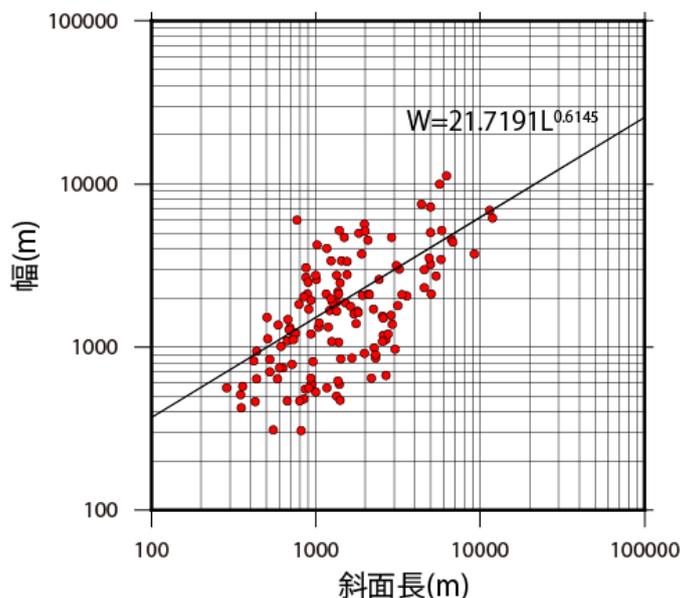


図 3-6 サイト周辺における海底地すべりの斜面長と幅の関係

その結果，サイト周辺の地すべり痕において，斜面長と幅には一定の関係が認められ，当該海域における斜面長と幅の経験的な関係式として次式を新たに提案する．

$$W = 21.719L^{0.6145} \quad (3.4)$$

ここで， $W$ は海底地すべりの幅， $L$ は海底地すべりの斜面長である．斜面長と幅が，一定の関係をもつことが認められたことから，Moscardelli and Wood [63]の面積，体積，厚さの経験式とともにサイト周辺の海底地すべり形状の想定に用いることで，斜面長から海底地すべりの三次元的な形状を想定することが可能となる．個々の地すべりパラメータの設定方法を表 3-1 に示す．

表 3-1 海底地すべり形状の設定方法

斜面長	海底地形判読および海底地形データによる
厚さ	Moscardelli and Wood [63]による斜面長－面積－体積－厚さの関係から算出 (式 (3.1), 式 (3.2), 式 (3.3))
幅	式(3.4)による
崩壊部水深	海底地形判読および海底地形データによる
斜面勾配	海底地形判読および海底地形データによる

次に，この関係式を用いて，想定海底地すべりの三次元形状を推定する．海底地すべりの斜面長については，デジタル海底地形データ (M7011 Ver.2.2 佐渡，メッシュサイズ 25m)

を用いて、次の手順で設定した

- (1) 図 3-4 の 20 km×20 kmのエリア内をさらに 5 km×5 kmの小領域に分割
- (2) 傾斜が 1° 未満の地形面はすべりが生じない平坦面として除外
- (3) 各小領域の斜面の標高が高い箇所を上端として設定
- (4) 上端から最急勾配となる方向を設定、最急勾配方向は大局的な地形の傾斜方向を中心に±12° の範囲に 1° 間隔で傾斜を算定し最も傾斜が大きくなる方向として設定
- (5) 下端は(3)から(4)の方向への直線と平坦面との交点として設定

図 3-4 中のエリア 82 における上記手順に基づく斜面長の想定過程および結果は図 3-7 のようになる。その他のエリアの斜面長の想定結果は付録に示す。それぞれのエリアで想定された斜面のうち、傾斜が最も大きい斜面をエリアの代表として抽出した。パラメータの具体的な数値を付録に示す。

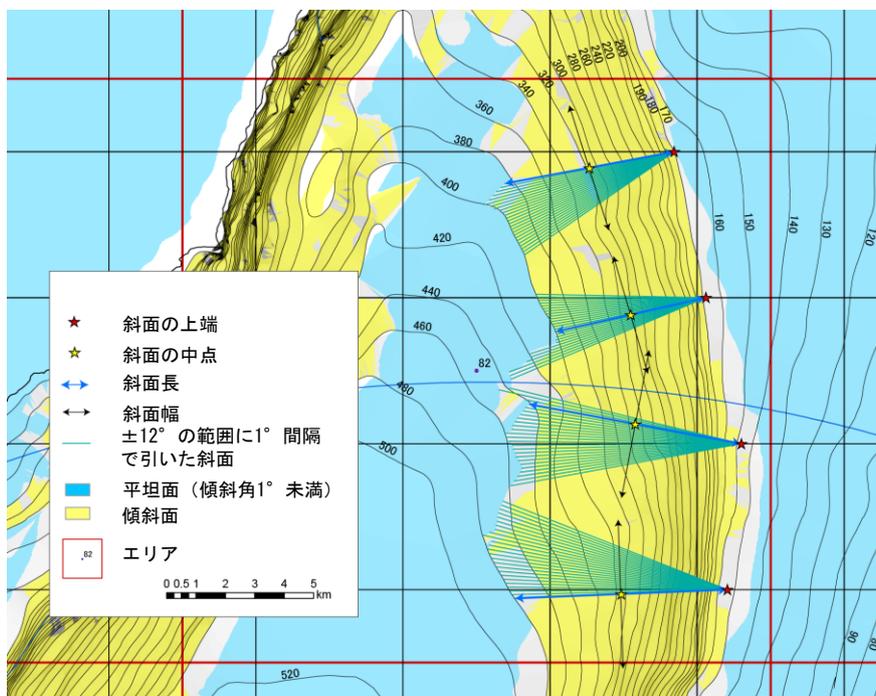


図 3-7 エリア 82 における斜面長の想定例

### 3.2.2 海底地すべりによる初期水位算定

前節で求めた海底地すべりの三次元形状のパラメータに基づき、以下に示すWatts et al. [49]による津波の振幅推定式 $\eta_{0,3D}$ を用いてslide（並進すべり）とslump（回転すべり）の地すべりタイプごとに初期水位を算出した。それぞれのエリアにおける初期水位の算定結果を付録に示す。

Slide タイプ :

$$\eta_{0,3D} = S_0(0.0574 - 0.0431 \sin \theta) \left(\frac{T}{b}\right) \left(\frac{b \sin \theta}{d}\right)^{1.25} (1 - e^{-2.2(\gamma-1)}) \left(\frac{w}{w + \lambda_0}\right) \quad (3.5)$$

ここで、特性距離  $S_0 = \frac{u_t^2}{a_0}$ 、特性時間  $t_0 = \frac{u_t}{a_0}$ 、最終速度  $u_t = \sqrt{gd} \sqrt{\frac{b \sin \theta}{d} \cdot \frac{\pi(\gamma-1)}{2C_d}}$ 、初期加速度  $a_0 = g \sin \theta \left(\frac{\gamma-C_m}{\gamma-1}\right)$ 、特性津波波長  $\lambda_0 = t_0 \sqrt{gd}$ 、そして  $C_d$  は抗力係数である。

Slump タイプ :

$$\eta_{0,3D} = S_0 \left(\frac{0.131}{\sin \theta}\right) \left(\frac{T}{b}\right) \left(\frac{b \sin \theta}{d}\right)^{1.25} \left(\frac{b}{R}\right)^{0.63} (\Delta\varphi)^{0.39} (1.47 - 0.35(\gamma-1))(\gamma-1) \left(\frac{w}{w + \lambda_0}\right) \quad (3.6)$$

ここで、 $S_0 = \frac{S}{2}$ 、曲率半径  $R = \frac{b^2}{8T}$ 、 $S$  は移動距離 (斜面長と同等と仮定)、回転角  $\Delta\varphi = \frac{2S_0}{R}$ 、 $t_0 = \sqrt{\frac{R}{g}} \sqrt{\frac{\gamma+C_m}{\gamma-1}}$ 、 $\lambda_0 = t_0 \sqrt{gd}$  で与えられる。

また、式(3.5)、(3.6)共通のパラメータ、 $\gamma$  は崩壊部比重 [51]、 $\theta$  は斜面勾配、 $d$  は崩壊部水深、 $b$  は崩壊部長さ (表 3-1 に示す斜面長)、 $T$  は崩壊部厚さ (表 3-1 に示す厚さ)、 $w$  は崩壊部幅 (表 3-1 に示す幅)、 $g$  は重力加速度、 $C_m$  は付加質量係数 (=1) である。

図 3-8 に Watts et al. [49] による slide タイプおよび slump タイプの初期水位とサイトからの距離との関係を示す。地すべりによる津波の初期水位は、各エリアで最も振幅が大きいものを代表として抽出した。Watts et al. [49] による津波の初期水位は、エリア 23 (距離約 83 km)、エリア 80 (距離約 65 km) など比較的遠方の斜面による水位が大きく算定されている。

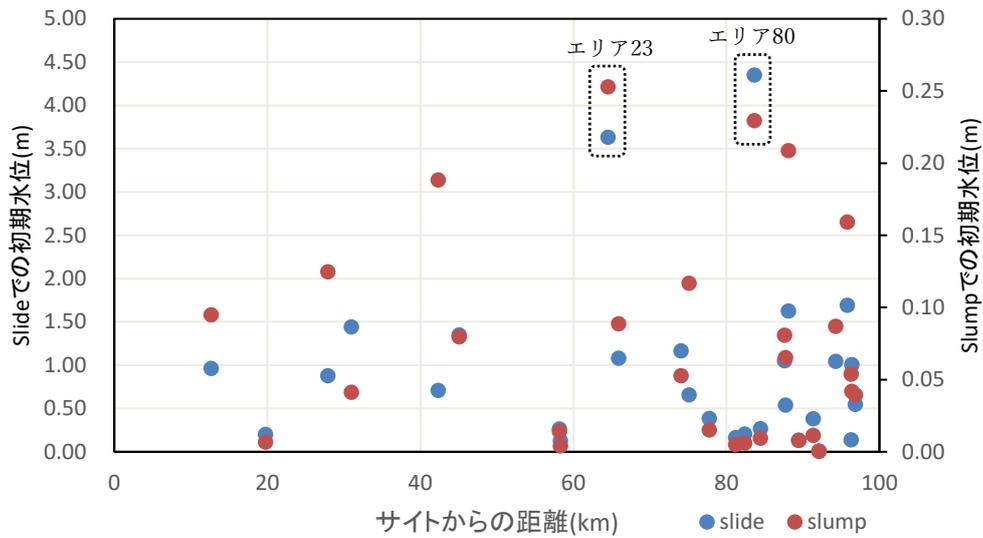


図 3-8 Watts et al. [49]による初期水位

### 3.2.3 海底地すべりによる津波の増幅特性

海底地すべりが発生した際の津波の増幅特性を直接調べるため、サイトから半径 100 km の範囲に 10 km 間隔に設定した単位波源を用いて津波計算を実施し、サイトにおける津波水位を計算した。解析には平面二次元非線形長波モデルを用いた。

単位波源の初期水位は、地すべりによる初期水位分布を模擬した下式のガウス分布で与えた。

$$H_0(r) = A \exp\left(-\frac{r^2}{r_c^2}\right) \quad (3.7)$$

ここで  $H_0$  : 単位波源の水位分布,  $r$  : 単位波源中心からの距離,  $A$  : 単位波源中心の水位  $A = 10$  m,  $r_c$  : 特性距離  $r_c = 5$  km である。

単位波源からの距離とサイトにおける津波増幅率の関係を図 3-9 に示す。津波増幅率については、伝播経路に佐渡島や佐渡海盆, 上越海盆等の海底地形が大きく変化する領域があるものの、海底地形の影響は有意ではなく、概ね距離に反比例していることが確認される。

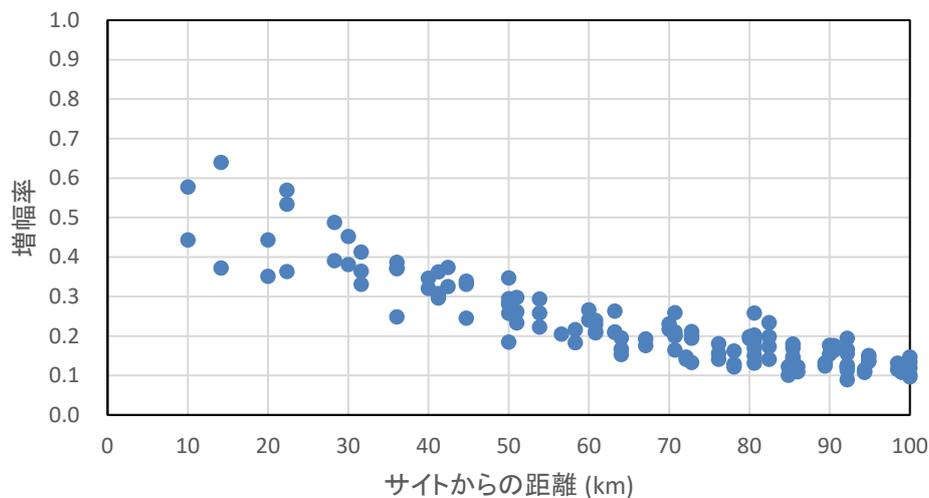


図 3-9 津波の増幅特性

#### 3.2.4 ポテンシャルサイトの決定

各エリアにおいて、前節で算出した海底地すべりによる津波の初期水位と最も近い単位波源による津波の増幅率を乗じることで、海底地すべりによる津波のサイトへの影響について評価した。エリア毎に算出した値を全エリアの最大値で基準化した結果を図 3-10 に示す（基準化は slide および slump の地すべりタイプ別を実施）。ポテンシャルサイトを安全側に評価するため、算出値が 0.5 以上となるエリアすべてについて詳細検討を行うこととし、23, 60, 69, 70, 71, 80, 82 を対象エリアとした。決定されたエリアは、サイトからおおむね 50 km 程度の範囲に認められ、この海域では 50 km 程度以内で発生する地すべりの影響が大きいことがわかる。

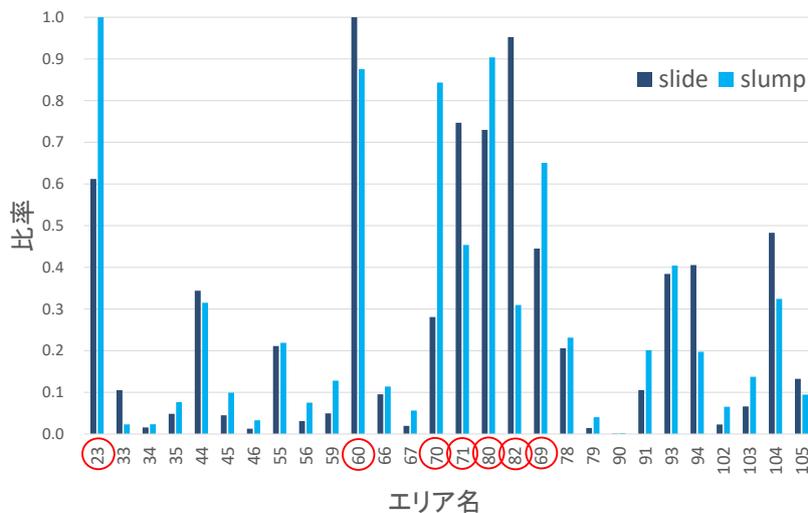


図 3-10 海底地すべり津波のポテンシャルサイト

### 3.3 ポテンシャルサイトにおける津波数値シミュレーション

前節にて7つのポテンシャルサイトを決定した。一方で、これらポテンシャルサイトで実際に海底地すべりが発生するか否かは、当該エリアの地形・地質構造、地盤物性等によって決まる。したがって、次に、それぞれのエリアにおける地形・地質構造、地盤物性を用いた三次元すべり安定計算に基づき、海底地すべりの発生の有無を評価し、すべりが発生しうる場合は、すべり安定解析から得られたすべり形状を用いた二層流解析を実施することでサイトにおけるより精度の高い津波の想定を行う。

#### 3.3.1 三次元すべり安定解析による海底地すべり形状の想定

三次元地形モデルについては、新潟堆積盆地を対象として三次元地下構造が作成されている関口他 [65]を用いた。地層区分は、関口他 [65]による地層区分とサイトの地層区分を対比し、表 3-2 のとおりとした。三次元モデルにおいて設定した各地層の上面標高を図 3-11, 図 3-12, 図 3-13, 図 3-14 に示す。古安田層上面標高、灰爪層上面標高の分布から、完新世、更新世の比較的新しい時代の地層は、河川の河口付近に厚く堆積していることがわかる。上越市の関川、柏崎市の鯖石川河口付近には、小規模に分布し、大河川である信濃川、阿賀野川河口付近に特に広く分布していることがわかる。このことは、河川の河口付近に海底地すべりが発生しやすいと考えられる未固結の地層が広く分布していることを意味する。

なお、本研究では地盤物性は同じ地質時代であれば同等の物性であるとの仮定に基づき全域同一の物性を設定したが、より実現象に即した検討を行うためには場所的な物性の違いについて留意する必要がある。

表 3-2 地質層序と地盤物性

地質時代	関口他 [65]	サイト地質層序 (陸域/海域)	物性値	
			密度 (g/cm <sup>3</sup> )	強度 (N/mm <sup>2</sup> )
後期更新世～ 完新世	沖積層	新期・沖積層/A層	1.81	0.187+0.666P
中期～後期更 新世	蒲原層	古安田層/B層	1.76	0.238+0.40P
前期～中期更 新世	魚沼層群・灰爪層	灰爪層/C層	1.71	0.98+0.66P
後期鮮新世～ 前期更新世	西山層	西山層/D層	1.69-0.00048Z	1.37-0.00504Z
後期中新世～ 前期鮮新世	椎谷層	椎谷層/E層	1.94-0.00044Z	0.721- 0.00773Z
中新世	上部寺泊層	寺泊層/E層		
	下部寺泊層			
	七石層	七石層/E層		
	グリーンタフ	グリーンタフ/F層	(10000)	(10000)

(注) Zは標高T.M.S.L. (m), P は平均有効拘束圧(N/mm<sup>2</sup>)を示す.

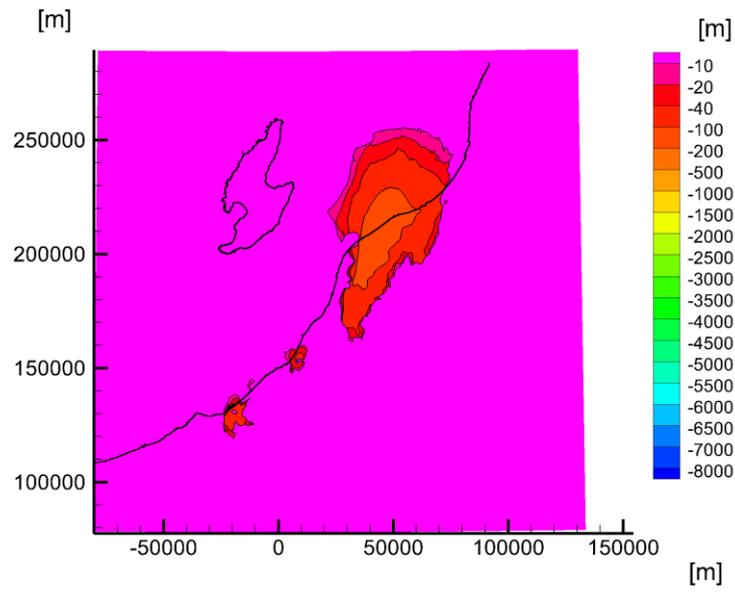


图 3-11 古安田層上面標高

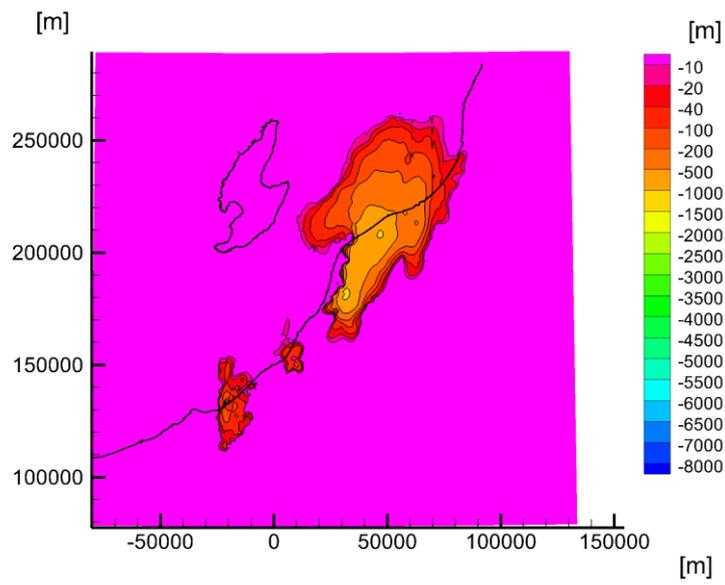


图 3-12 灰爪層上面標高

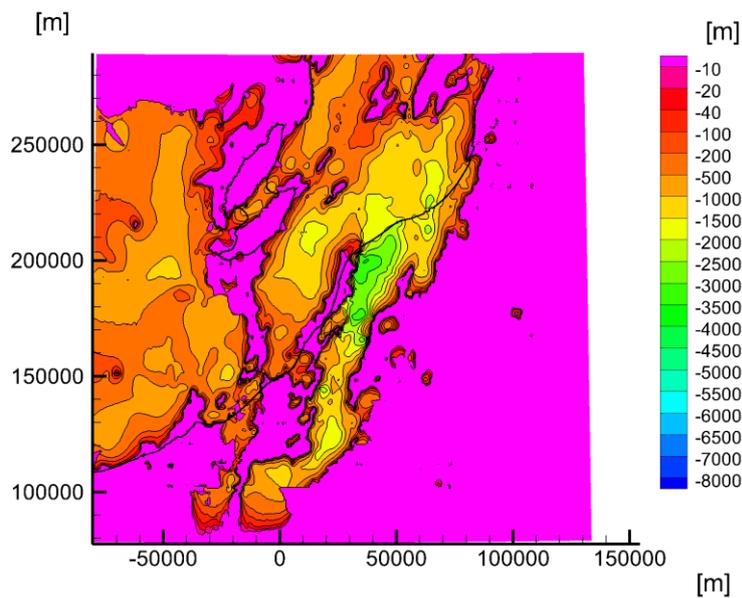


図 3-13 西山層上面標高

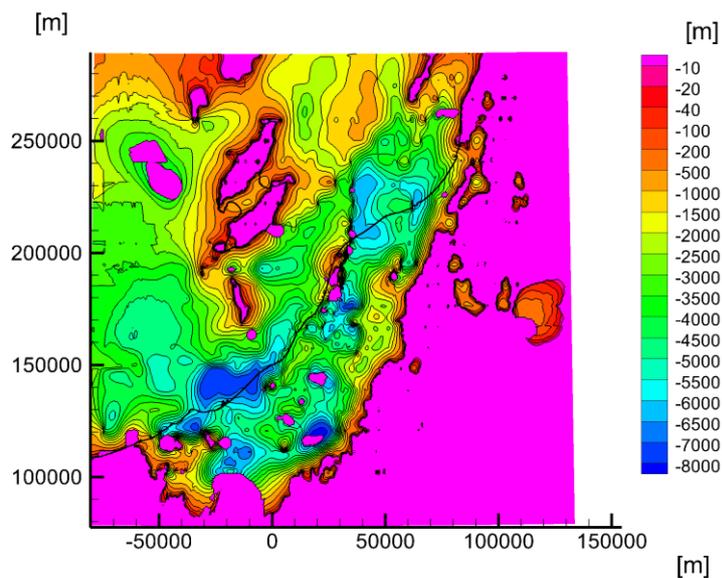


図 3-14 グリーンタフ上面標高

三次元斜面安定解析には、米国地質調査所(USGS)が開発し公開している Scoops3D [66] を用いた。Scoops3D [66]は、デジタル標高モデル (DEM) で表される地形・地質分布を対象に球面すべり面の三次元安定解析を適用し、多数の潜在的な地すべりの安定性を評価でき、海底斜面への適用例も報告されている [67]。すべり安全率の算定には、以下のフェレニウス法を用いた。

$$F = \frac{\sum R'_{i,j} \left[ c_{i,j} A_{i,j} + \left\{ \frac{\cos^2 \alpha_{i,j}}{\cos \varepsilon_{i,j}} (W'_{i,j} - k_{eq} W'_{i,j} \tan \alpha_{i,j}) - u_{i,j} A_{i,j} \right\} \tan \phi_{i,j} \right]}{\sum W'_{i,j} (R'_{i,j} \sin \alpha_{i,j} + k_{eq} e_{i,j})} \quad (3.8)$$

ここで、 $i,j$ : カラム番号,  $F$ : すべり安全率,  $k_{eq}$ : 水平震度係数,  $W'$ : 重量,  $R'$ : すべり面の半径,  $A$ : カラム底面の面積,  $\phi$ : 内部摩擦角,  $c$ : 粘着力,  $e$ : カラム中心からすべり面中心までの高さ,  $u$ : 間隙水圧,  $\varepsilon, \alpha$ : それぞれ実際のすべり面の勾配およびすべり方向に対するすべり面の勾配である。

地盤物性は、関口他 [65] による地層区分とサイトの地層区分を対比し、サイト内で実施した物理試験、力学試験結果に基づき各地層に設定した (表 3-2)。使用する物性値は湿潤密度および非排水せん断強度である。地形および地盤物性は、水平方向に 100m 格子でモデル化した。

想定する地震力は、安全側の設定として最大震度 6 強を観測した 2007 年新潟県中越沖地震の震源断層である F-B 断層による地震がどこでも発生すると仮定し、耐専スペクトル (Noda et al. [68]) に基づいて推定した。加速度応答スペクトル  $S_a$ 、疑似速度応答スペクトル  $pS_v$ 、最大加速度  $a_{max}$  の関係は以下の式であらわされる。なお、入力地震動の最大加速度  $a_{max}$  は、周期  $T=0$  秒の時の加速度応答スペクトル  $S_a$  に相当するが、 $S_a(0) \doteq S_a(0.02)$  とみなし、周期  $T=0.02$  秒のときの値を用いることとする。

$$S_a/\omega = pS_v(T) \quad (3.6)$$

$$a_{max} = S_a(T = 0) \quad (3.7)$$

表 3-3 に Noda et al. [68] より抜粋した気象庁マグニチュード  $M$  ごとの各周期  $T$  に応じた等価震源距離  $X_{eq}$  に対する水平疑似速度応答スペクトル  $pS_v$  を示す。F-B 断層の気象庁マグニチュードが 7.0 であるため、 $M7.0$ ,  $T=0.02$  の場合の  $pS_v$  を用いる。

表 3-3 耐専スペクトルのコントロールポイント

Table 1. Control Points of Horizontal Earthquake Motion on Seismic Bedrock										
Field	M	Xeq (km)	Coordinates of Control Points pSv (cm/s)							
			A	B	C	D	E	F	G	H
			TA(s)	TB(s)	TC(s)	TD(s)	TE(s)	TF(s)	TG(s)	TH(s)
			0.02	0.09	0.13	0.3	0.6	1	2	5
Very Near	8.5	40	1.62	18.44	27.32	47.87	68.05	64.66	53.52	40.06
	8	25	1.69	20.05	28.96	48.22	67.80	65.25	52.51	38.35
	7	12	1.40	17.20	24.84	33.86	43.42	36.42	25.15	17.85
	6	6	1.04	12.82	18.51	21.84	23.17	17.41	9.64	3.88
Near	8.5	80	0.73	7.36	11.43	22.92	34.79	32.58	27.60	21.96
	8	50	0.67	7.45	11.17	20.05	28.65	27.06	22.70	17.19
	7	20	0.78	9.44	13.64	19.10	24.83	20.69	14.46	10.37
	6	8	0.77	9.45	13.65	16.23	17.18	12.73	7.16	2.89
Intermediate	8.5	160	0.26	2.22	3.67	9.45	15.17	14.83	13.64	12.26
	8	100	0.32	3.08	4.86	10.27	16.04	14.96	12.73	10.37
	7	50	0.23	2.65	4.01	6.02	7.64	6.68	4.87	3.64
	6	25	0.21	2.49	3.60	4.54	4.84	3.98	2.07	0.86
Far	8.5	200	0.18	1.44	2.43	6.87	11.17	11.17	10.67	10.04
	8	200	0.10	0.80	1.35	3.82	6.21	6.21	5.93	5.58
	7	125	0.046	0.43	0.70	1.34	1.81	1.59	1.26	1.05
	6	78	0.041	0.45	0.65	0.95	1.03	0.80	0.49	0.22

The value of pSv is pseudo-velocity response spectrum with a damping factor of 5%.

以上の条件より算定したそれぞれの等価震源距離 Xeq での最大水平加速度 amax を表 3-4 に示す。さらに、各値から補間したグラフを図 3-15 に示す。なお内外挿法については、Xeq と amax を両対数グラフ上で線形補間した。

表 3-4 等価震源距離と最大水平加速度

等価震源距離 Xeq (km)	最大水平加速度 amax (cm/s <sup>2</sup> )
12	440
20	245
50	72
125	14

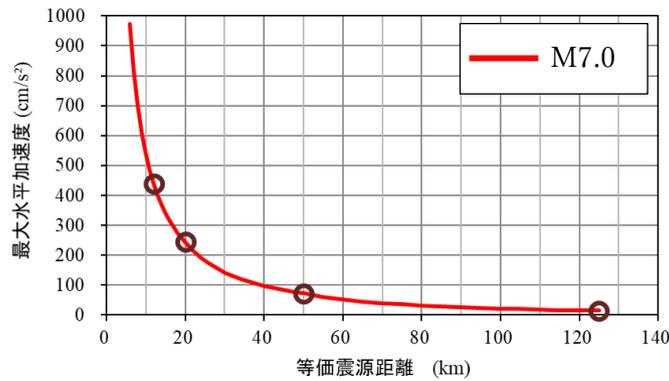


図 3-15 F-B 断層の最大水平加速度と等価震源距離の関係

次に、等価震源距離 ( $X_{eq}$ ) の最小値を、柏崎刈羽原子力発電所の基準地震動と同じ F-B 断層のモデル (図 3-16) を用いて求めた。等価震源距離とは、実際には面積をもった断層面を点震源としたときに、エネルギー的に等価となる点震源までの距離であり、次式により算定する。

$$X_{eq}^{-2} = \sum_k M_{ok}^2 X_k^{-2} / \sum_k M_{ok}^2 \quad (3.9)$$

ここで、 $M_{ok}$  : 断層面内の小領域  $k$  における地震モーメント

$X_k$  : 断層面内の小領域  $k$  から等価震源距離を算定する位置までの距離

等価震源距離を算定する位置は、断層面内の小領域の隅角部から真上にある地表面 (海底面、深度 0km) とした。F-B 断層のモデルは、断層面を長さ方向に 25 分割、幅方向に 16 分割して小領域を設定している。すなわち、442 (26×17) 地点を対象に等価震源距離を計算した。

等価震源距離は、アスペリティ 2 の中央付近の断層面から真上にある地表面で最小となり、その値は 12.7km である (図 3-17)。この等価震源距離と図 3-15 の回帰式を用いて最大水平加速度  $a_{max}$  を算出すると、412  $\text{cm/s}^2$  となる。

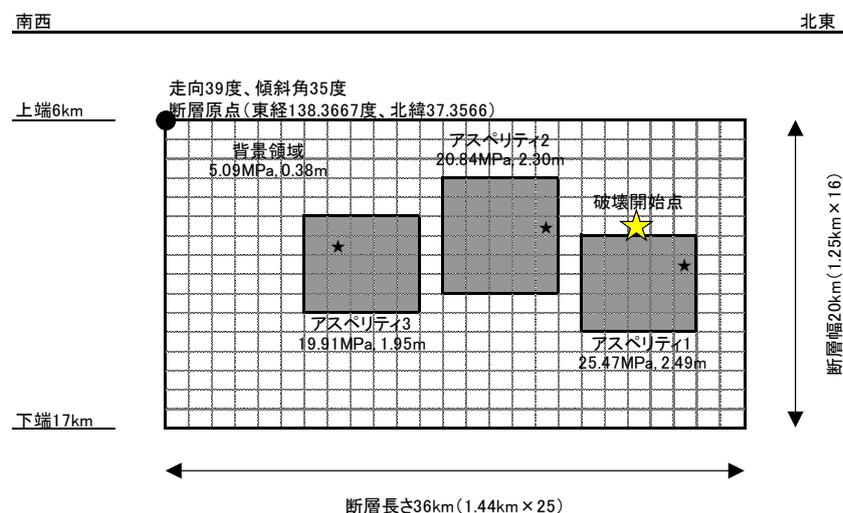


図 3-16 F-B 断層の等価震源距離算定位置

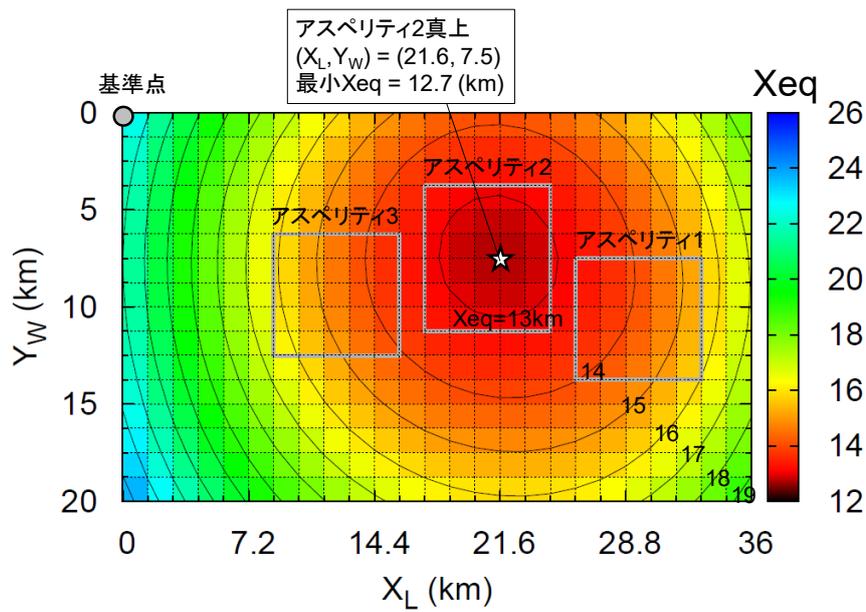


図 3-17 等価震源距離 ( $X_{eq}$ )のコンター図

すべり面の探索に用いる球の中心位置の範囲は標高-500m~143,700m の範囲とした。下限は、水深 1000m 程度の平坦面が広がる領域であるため、そこに至る斜面のすべり面を捕捉できるよう設定した。上限は、表層すべりも模擬できるよう、切り出される海底面の直径  $2r$  と海底下の円弧の深さ  $D$  の比  $D/2r$  が  $1/100$  のとき、球面がほぼ平坦面と見なせるとし、このときのすべり面の半径  $R'$  として設定した。地すべり面を形成する球の模式図を図 3-18 に示す。

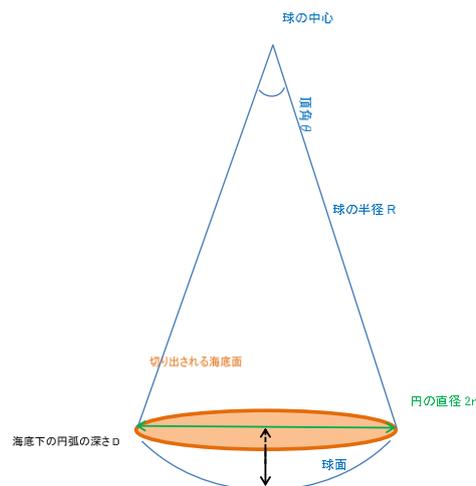


図 3-18 地すべり面を形成する球の模式図

すべり面を探索する範囲を決定するため、海底地すべりの面積、体積の上下限を設定する。面積の下限は、津波への影響が小さいと考えられる数  $100\text{m}^2$  オーダーのものを対象外とし、上限は日本海におけるデータとして、森木他 [69]による日本海東縁部で最大となる海底地すべり面積  $40\text{km}^2$  (図 3-19) とし、 $1\text{km}^2\sim 40\text{km}^2$ の範囲を設定した。

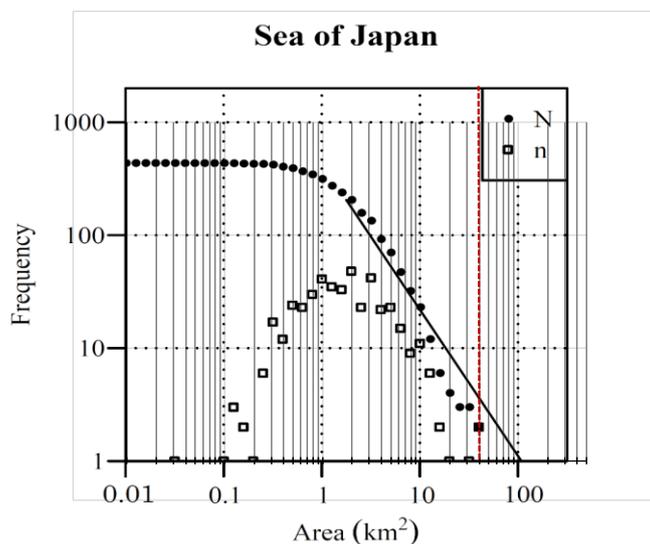


図 3-19 日本海東縁部の地すべり地形の面積の頻度  $n$  と累積頻度  $N$  (森木他 [69]に加筆)

体積については、Moscardelli and Wood [63]に示された地すべり堆積物の面積－体積関係の回帰 (式 (3.2)) をもとに、面積の探索範囲として設定した  $1\text{km}^2\sim 40\text{km}^2$  を包含する  $100\text{km}^2$  以下の範囲において式 (3.2) を平行移動させることで体積の上限を与える関係として式 (3.10) を設定した (図 3-20)。

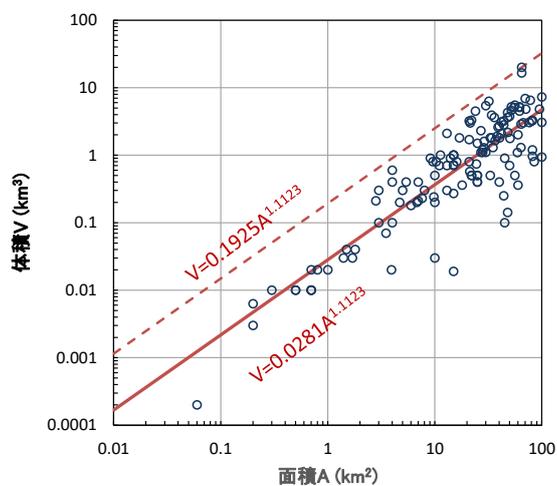


図 3-20 面積－体積関係の回帰および上限の関係

$$V = 0.1925A^{1.1123} \quad (3.10)$$

すべり面の抽出は、この面積と体積の範囲において、安全側の評価とするため安全率 1.1 を下回るものを対象とした。

上記条件に基づき三次元すべり面約 5 千万ケースを検討した結果、すべりはエリア 82 においてのみ発生した。安全率の算定結果および安全率 1.1 を下回った地すべり位置図を付録に示す。このうち面積・体積が最大となったケースの位置を図 3-21 に示す。サイトからの距離は約 50 km で求められた地すべりの諸元は、長さ 6.98km、幅 7.39km、厚さ 593m、面積 39.9km<sup>2</sup>、体積 11.6km<sup>3</sup> となり、森木他 [69] による日本海東縁部で最大となる海底地すべり面積 40km<sup>2</sup> に相当する。また、体積についても式 (3.10) の関係からほぼ設定値の上限となっている。

すべりが発生したエリアは信濃川の河口付近に位置し、更新統～完新統が厚く堆積しているエリアである (図 3-12)。これ以外のエリアは、活断層の隆起によって形成された鮮新世以前の地層による斜面が多く、長大斜面であっても岩盤強度が大きいいため規模の大きなすべりが発生しなかったと考えられる。このことは、想定海底地すべりの検討においては、河川の河口付近、特に大河川の河口付近に留意する必要があることを示唆している。

なお、第 2 章に示した海底地すべりの痕跡に基づく津波評価に用いた地すべりは、サイトから距離約 30km、厚さ 130m、面積 33.5 km<sup>2</sup>、体積 2.2 km<sup>3</sup> であり、地すべりの規模としては想定海底地すべりの方が大きい結果となった。

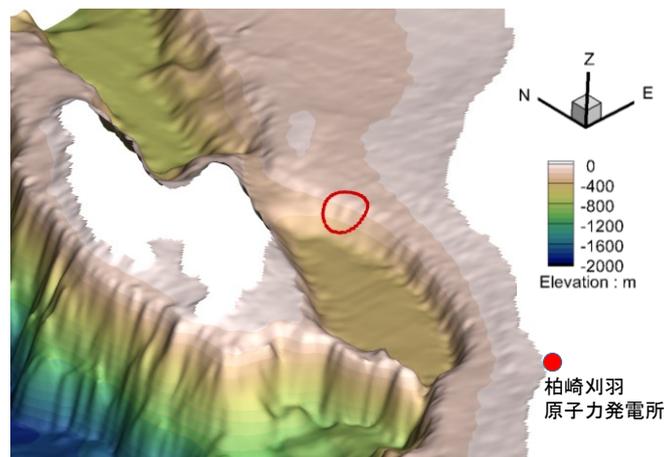


図 3-21 地すべり想定箇所

### 3.3.2 二層流モデルによる津波数値シミュレーション

サイトへの想定海底地すべりによる津波の影響を詳細に把握するため、三次元すべり安定解析によって求められた想定海底地すべりのすべり形状を用いて、二層流モデルによる

津波解析を行った。格子分割および解析条件をそれぞれ図 3-22 および表 3-5 に示す。計算格子は、720m格子から徐々に細分化し、サイト近傍では5m格子を用いた。解析条件のうち、下層の粗度係数のみ海底地すべりの痕跡に基づく津波評価と想定海底地すべりによる津波評価で異なる値を設定した。海底地すべりの痕跡に基づく津波評価では、過去にすべりが発生した場所付近では、すべり面の固着が進んでいない可能性を考慮して、よりすべりやすい値として  $0.08 \text{ m}^{-1/3}\cdot\text{s}$  としたが、想定海底地すべりの津波解析では、日本海側における既往研究 [53]を参考に  $0.40 \text{ m}^{-1/3}\cdot\text{s}$  とした。

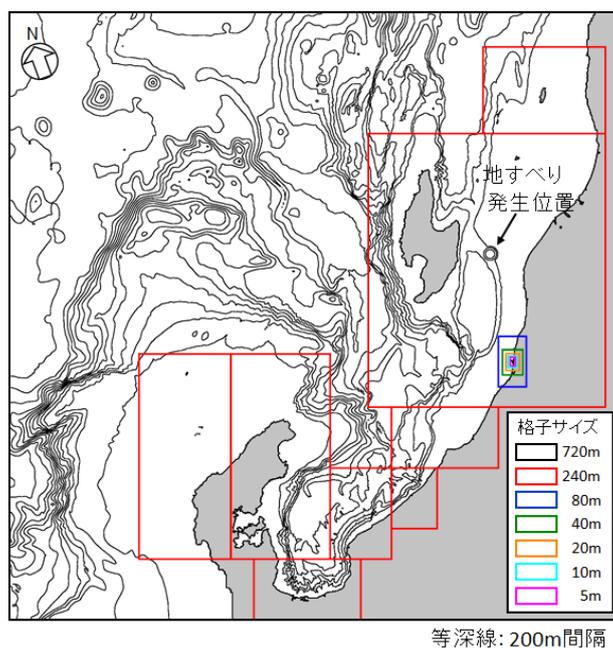


図 3-22 二層流解析の計算格子

表 3-5 二層流解析の解析条件

項目	設定値	備考
最小格子間隔	5 m	
計算時間間隔	0.05 秒	
潮位	T. M. S. L. +0.49 m	朔望平均満潮位
上層の密度 $\rho_1$	1.03 g/cm <sup>3</sup>	海水密度
下層の密度 $\rho_2$	2.0 g/cm <sup>3</sup>	松本他 [51]
上層のマニング粗度係数 $n_1$	$0.03 \text{ m}^{-1/3}\cdot\text{s}$	
下層のマニング粗度係数 $n_2$	$0.40 \text{ m}^{-1/3}\cdot\text{s}$	Kawamata et al. [53]
界面抵抗係数 $f_{int}$	0.2	Maeno and Imamura [50]
下層の渦動粘性係数 $\nu_2$	$0.1 \text{ m}^2/\text{s}$	Maeno and Imamura [50]

想定海底地すべり津波の水位分布の時間変化を図 3-23 に、比較のために第 2 章で示した海底地すべりの痕跡に基づく津波の水位分布の時間変化を図 3-24 に再掲する。サイトにおける水位時刻歴を図 3-25 に示す。図 3-23、図 3-24 の解析開始 2 分の結果から、地すべりの方向が異なることから、海底地すべりの痕跡に基づく津波は、押し波がサイトから遠ざかる方向に発生するのに対して、想定海底地すべりによる津波はサイトへ近づく方向に発生していることがわかる。水位時系列からも、海底地すべりの痕跡に基づく津波は、15 分ごろに引き波が到達したのち 25 分頃以降に水位が上昇に転じ、最大水位が 40 分ごろに生じるのに対して、想定海底地すべりによる津波は、押し波が 20 分頃に到達したのち数分で最大水位に達している。また、図 3-23、図 3-24 の 12 分以降の結果から、海底地すべりの痕跡に基づく津波は、佐渡島と能登半島の間を抜けるように比較的単調に伝播している一方、想定海底地すべりによる津波は、地すべりが本州と佐渡島の間で発生するため、本州と佐渡島で発生した反射波が重なり合い平面的に複雑な伝播の様子を示している。図 3-25 の水位時系列から、津波の周期については海底地すべりの痕跡に基づく津波は、地すべりの規模が小さいにもかかわらず、佐渡島や本州での反射波の影響が大きくなく比較的長周期であるのに対して、想定海底地すべりによる津波では、複雑な反射波の影響によってより短い周期の津波が生じていることがわかる。津波水位のピークの発生時刻、伝播形態、周期に関する特徴は両者で大きく異なっており、海底地すべりによる津波においては、地すべりの規模はもとより、発生位置、すべりの方向、伝播経路によって、想定する津波の特徴が大きく異なることがわかる。

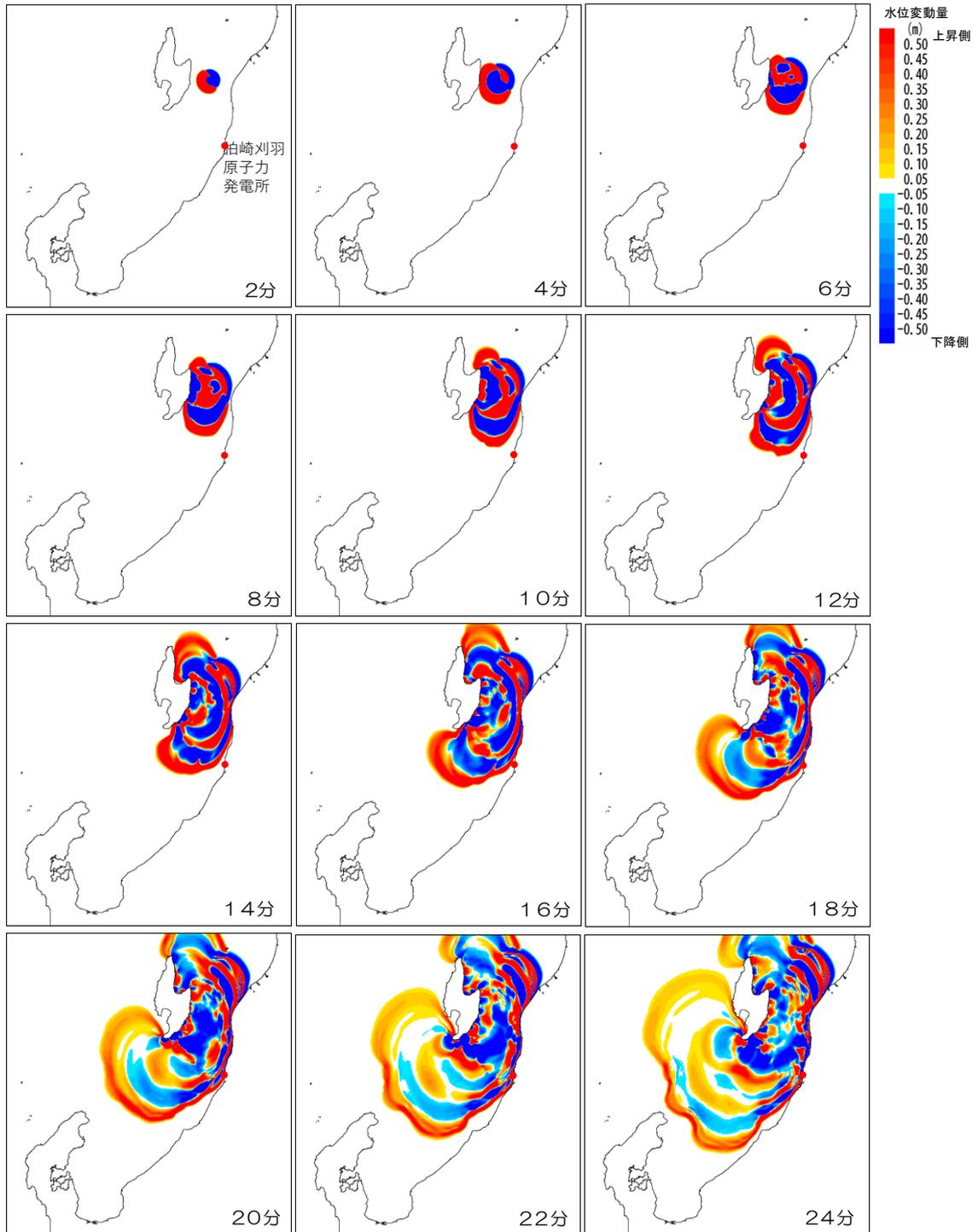


図 3-23 二層流解析による水位の時系列変化（想定海底地すべり）

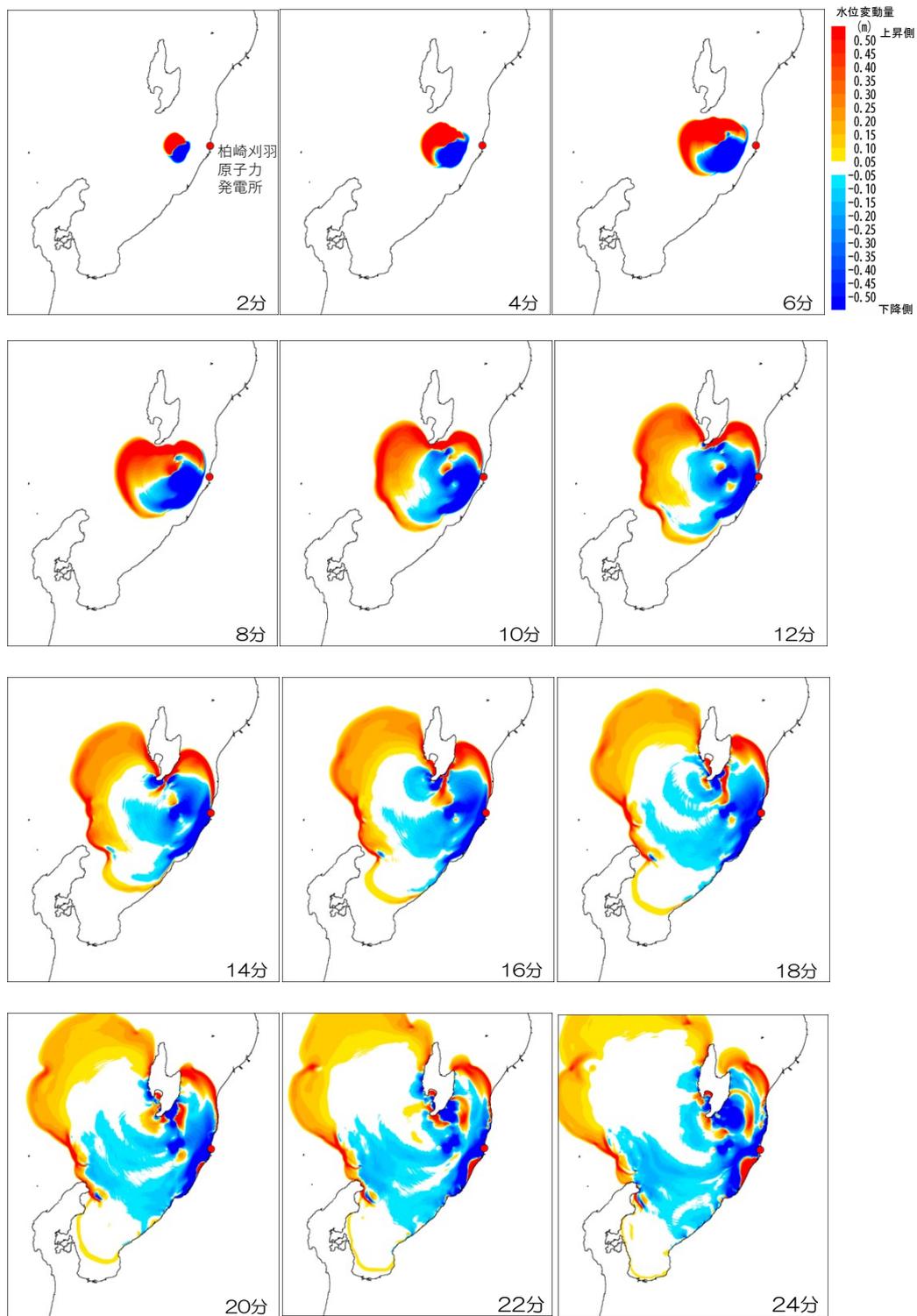


図 3-24 二層流解析による水位の時系列変化 (地すべりの痕跡)

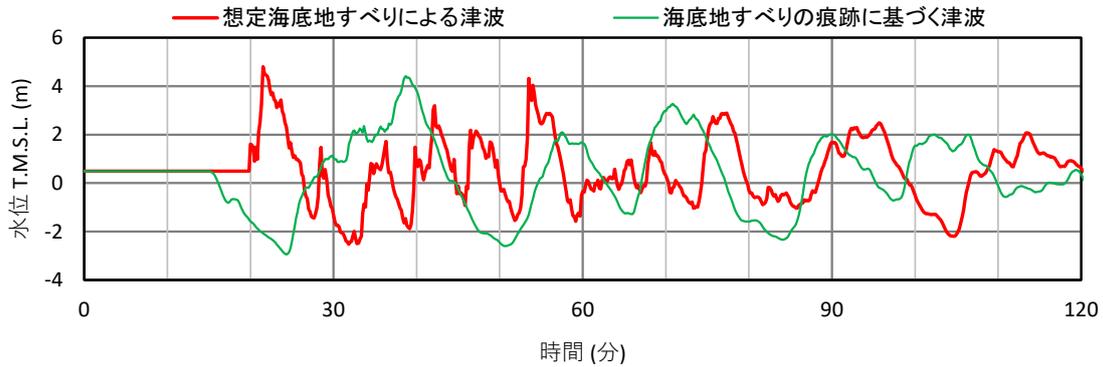


図 3-25 二層流解析による津波水位

### 3.4 津波到達時間の分布

前節まで、想定海底地すべりによる津波の評価を行った。このような海底地すべりが、堆積作用や広域の地殻変動の影響等によって単独で生じる可能性もあるが、地震国である我が国周辺海域では、地震をトリガーとして発生するシナリオの蓋然性が高いと考えられる。この場合、第 2 章に示した活断層津波と想定海底地すべりによる津波が重畳し、想定海底地すべりによる津波水位を上回る可能性がある。しかしながら、このような活断層津波および想定海底地すべりの津波ピーク水位の重畳評価には、その発生位置、規模、海底地形、伝播経路、伝播時間等が複雑に関係するため、最も厳しくなる組み合わせを選定することは容易ではない。

本節では、このような津波の重畳評価手法の提案を目的として、津波到達時間の平面的な分布に着目し、津波の重畳評価手法について論じる。

まず、津波到達時間の平面的な分布を把握するため、第 3 章で実施したサイトから半径 100km の範囲の 10km×10km のエリア毎にガウス分布による単位波源を与えた計 131 ケースの津波数値計算結果からそれぞれ 4000 秒までの時刻歴波形を抽出した。単位波源位置を図 3-26 に、時刻歴波形の例を図 3-27 に示す。

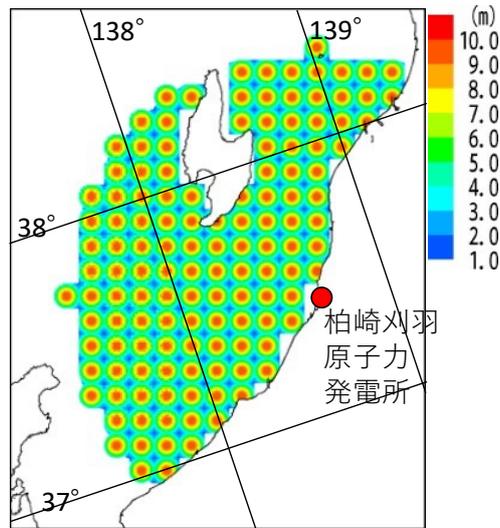


図 3-26 単位波源位置図

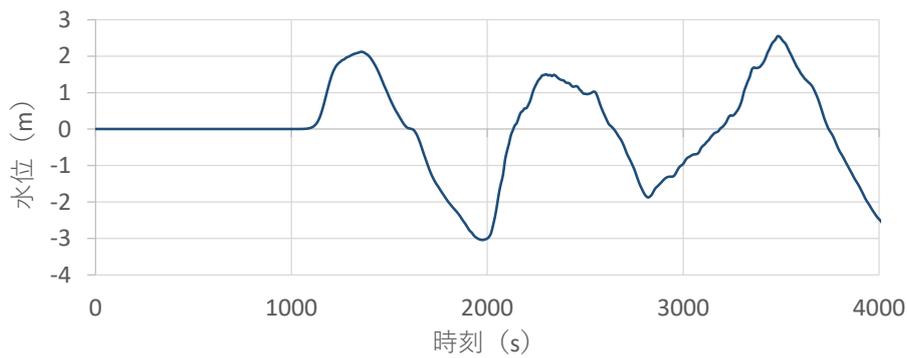


図 3-27 単位波源による水位時刻歴の一例  
(波源位置：緯度 37.87° ， 経度 138.43° )

想定海底地すべりによる津波との重畳については、活断層津波の第 1 波のみならず、後続波との重畳が最大水位となる可能性もあることから、ここではサイトでの津波水位の時刻歴波形について第 3 波までのピーク到達時間をすべての単位波源について求め、到達時間のコンターとして整理した(図 3-28, 図 3-29, 図 3-30)。到達時間の全データは付録に示す。津波の到達時間は、第 1 波、第 2 波、第 3 波いずれのピークも水深が深くなるサイトの西方からの到達が速いことがわかる。サイト北方では佐渡と本州に挟まれた佐渡海盆付近は水深がやや深いため到達が早くなるが、さらにその北方では水深の浅い大陸棚が広がっているため、到達は遅くなっている。また、第 1 波～第 3 波のコンターの分布傾向は大きく変わらないものの、第 2 波、第 3 波については、佐渡島および本州からの反射波の影響などにより到達時間の分布は複雑になる。

想定海底地すべりによる津波のピーク水位発生時刻は水位時系列(図 3-25) から 1290 秒であることが確認でき, これとほぼ同時刻となる領域を図 3-28, 図 3-29, 図 3-30 を用いて特定することで, 周囲に多数分布する活断層の中から重畳の可能性のある活断層を抽出することが可能となる。

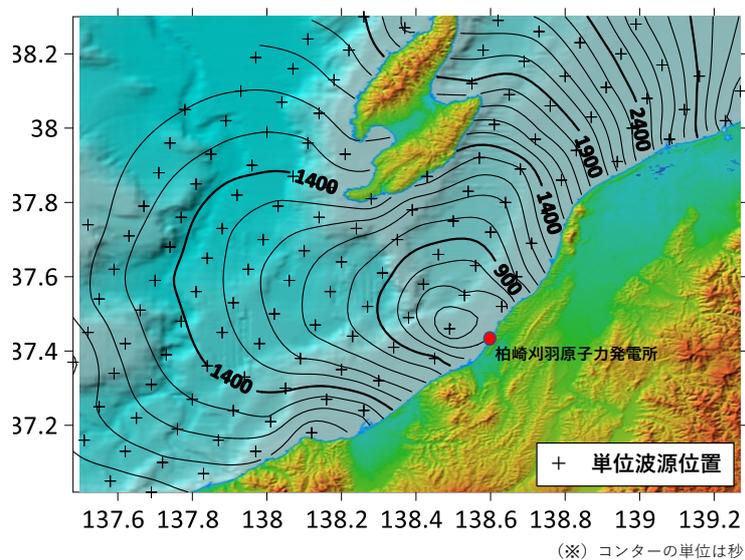


図 3-28 活断層津波の第 1 波到達に要する時間

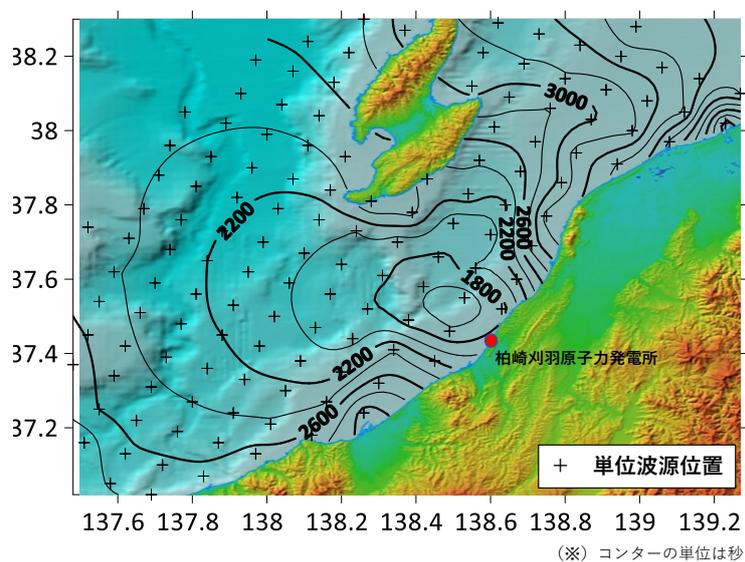


図 3-29 活断層津波の第 2 波到達に要する時間

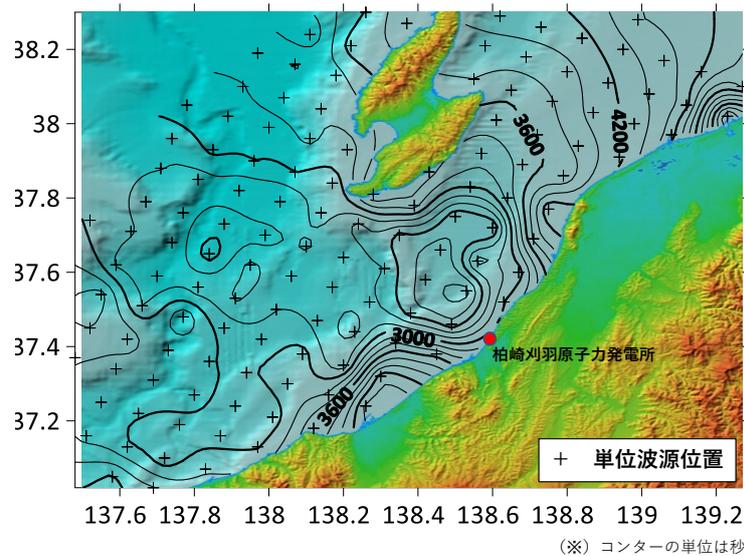


図 3-30 活断層津波の第 3 波到達に要する時間

### 3.5 重畳可能性のある活断層津波の抽出

想定海底地すべりによる津波は、海底地すべり発生から約1290秒後にサイトにおいて最大水位が発生する（図 3-25）。この津波と重畳する可能性のある活断層津波は、前述した津波到達時間の分布図に示される到達時間が1290秒前後に位置する活断層と想定され、ここでは、重畳する可能性のある活断層を安全側に抽出するため図 3-28に示す第1波の到達時間が1200秒～1400秒の領域と海域活断層の分布 [70]を比較した（図 3-31）。なお、第2波、第3波については、いずれの単位波源も1400秒以上の到達時間であるため、想定海底地すべりによる津波が最大水位となる時間帯での重畳はないと判断される。

サイト周辺に分布する活断層のうち到達時間が1200～1400秒の範囲に分布する活断層（図 3-31緑色領域）は、断層運動に伴う変形範囲を考慮すると、長岡平野西縁断層（地震規模は長岡十日町連動モデルとして考慮）、佐渡島棚東縁断層、F-D断層・高田沖断層である。なお、米山沖断層は地震規模が小さいことから検討対象外とした。

対象として選定した3断層について、津波数値シミュレーションを行った。数値シミュレーションに用いた格子分割と計算条件は、図 2-14、表 2-5と同様である。解析に用いた活断層の諸元を表 3-6に示す。これら活断層によるサイトの津波水位時刻歴を図 3-32に示す。第1波ピークの到達時間は長岡平野西縁断層（長岡十日町連動モデル）では約1400秒、佐渡島棚東縁断層では約1300秒、F-D断層・高田沖断層では約1020～1140秒である。いずれの活断層津波も想定海底地すべりによる津波のピークと重畳する可能性が高いことが判明した。なお、第2章に示したF-D断層・高田沖断層を含む5断層連動モデルについては、延長が156kmと非常に長く、延長の大部分が緑色領域に該当しないため、想定海底地すべりとの重畳はないと想定されるが、念のためピーク水位の到達時間を確認した結果、約900秒（図 2-15）であり重畳の可能性が小さいことを確認した。

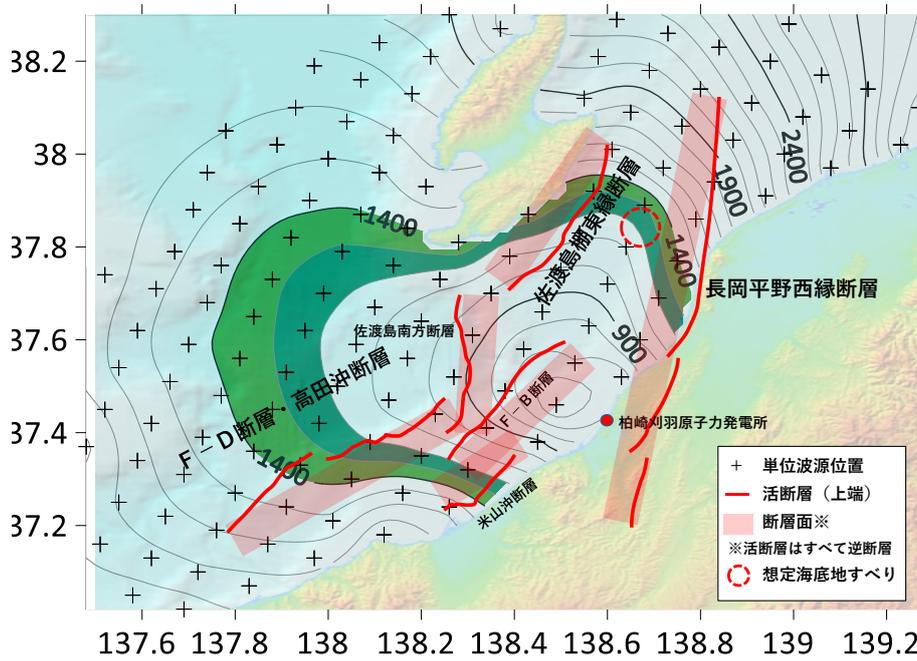


図 3-31 想定海底地すべり津波との重畳で最大津波が上昇し得る波原領域（綠色領域）と活断層の位置

表 3-6 活断層の諸元

項目 断層名	緯度 (deg.)	経度 (deg.)	上縁 深さ (km)	走向 (deg.)	傾斜角 (deg.)	長さ (km)	幅 (km)	すべり 角 (deg.)	すべり 量 (m)
F-D 断層・ 高田沖断層	37.24	137.76	0	55	35	55	29.64	96	2.59
佐渡島棚東 縁断層	38.01	138.61	0	209	55	37	18.31	90	2.52
長岡平野西 縁断層（長 岡十日町連 動モデル）	38.12	138.89	0	187	50	99	19.58	72	8.41
	37.24	138.77	0	210	50	33	19.58	90	8.41

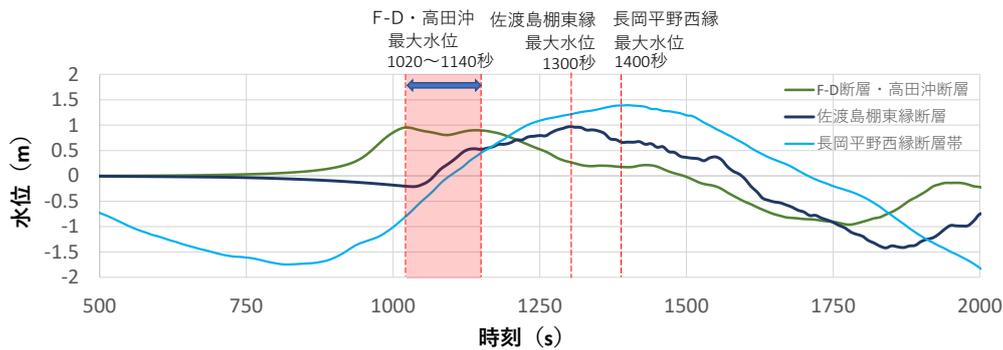


図 3-32 活断層津波の水位時系列

### 3.6 重畳津波水位の評価

想定海底地すべりとピーク水位が重畳する可能性のある活断層が特定されたことから、両津波の重畳による最大津波水位について、それぞれの津波の非線形計算結果の線形足し合わせによる評価と連成解析による評価を比較し、津波が重畳することによる非線形性の影響について議論する。

#### 3.6.1 線形足し合わせによる評価

重畳による最大水位の評価にあたっては、サイトにおける津波水位が最も厳しくなるよう両津波の発生に時間差を考慮した。海底地すべりは、地震動が海底地すべり位置に到達し、地震動が継続する間に発生すると考えられることから、この範囲で海底地すべりによる津波の位相を遅らせることで、サイトに最大水位を発生させるシナリオを想定する。長岡平野西縁断層（長岡十日町連動モデル）の場合は、地すべり中心から断層上端までの最短距離約17km、S波速度を約3km/sと仮定すると地震動伝播時間は約6秒、地震動継続時間は、柏崎刈羽原子力発電所の基準地震動の検討結果から約120秒であることから、地震発生後約6秒から約126秒の範囲で最大水位となる時間差を検討する。F-D断層・高田沖断層および佐渡島棚東縁断層についても同様の検討を行った。その結果、サイトにおける重畳による最大津波水位は、長岡平野西縁断層（長岡十日町連動モデル）による地震発生から110秒後に海底地すべりが生じるシナリオで発生し、海底地すべり単独による最大津波高T.M.S.L.+4.8mよりも1.4m高いT.M.S.L.+6.2mとなることが明らかになった（図 3-33）。

それぞれの津波の伝播過程は、長岡平野西縁断層（長岡十日町連動モデル）による津波については、活断層の後翼の変形に伴う長周期の水位低下から始まり、その後、水位が上昇に転じ、サイトに最大水位が発生する（図 3-34）。想定海底地すべりによる津波については、短周期の水位変化が佐渡島と本州の間で反射することで複雑な伝播状況を示し（図 3-35）、第1波目の急激な水位上昇によってサイトに最大水位が発生する。両津波の重畳は、活断層津波による長周期の上昇水位のピークに海底地すべりによる津波の短周期の鋭いピークが重畳することで最大津波水位が発生する（図 3-33, 図 3-36）。

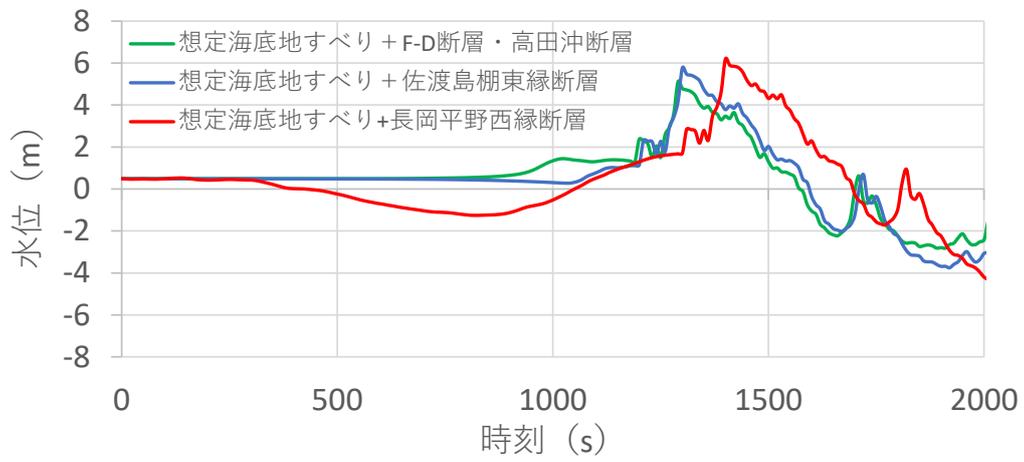


図 3-33 想定海底地すべり津波と活断層津波の重畳水位の時系列

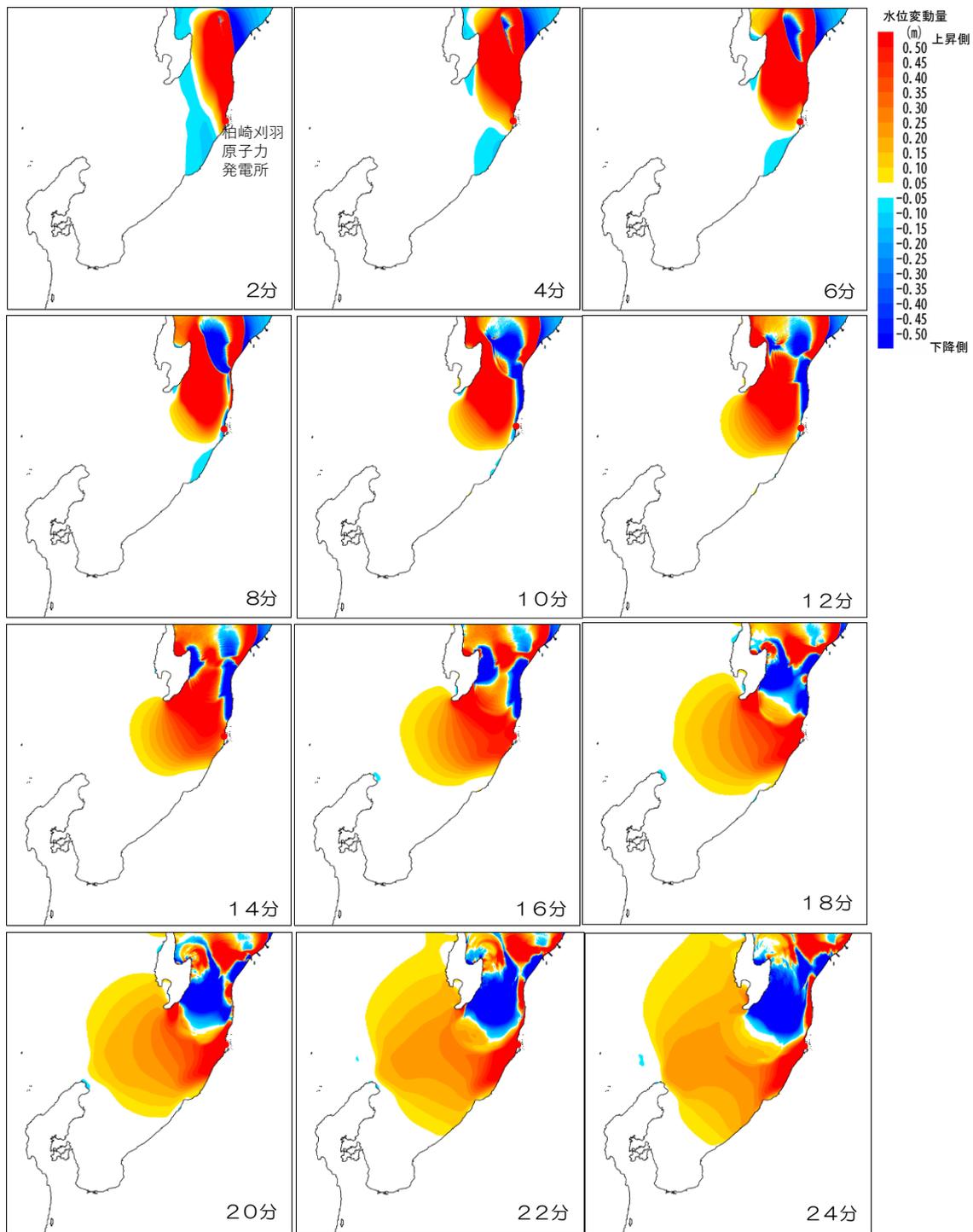


図 3-34 津波の水位分布の時間変化（長岡平野西縁断層（長岡十日町連動モデル））

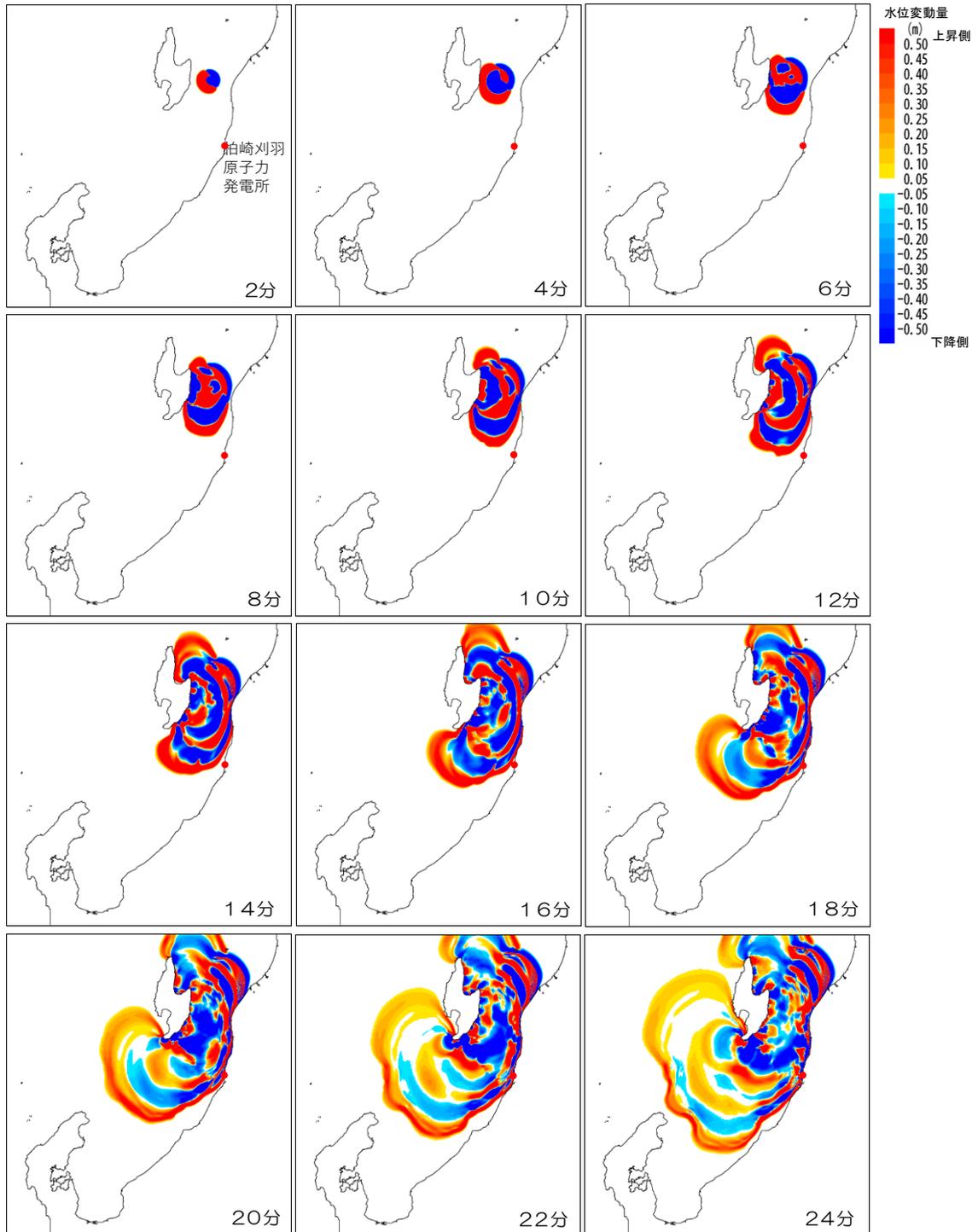


図 3-35 津波の水位分布の時間変化 (想定海底地すべり)

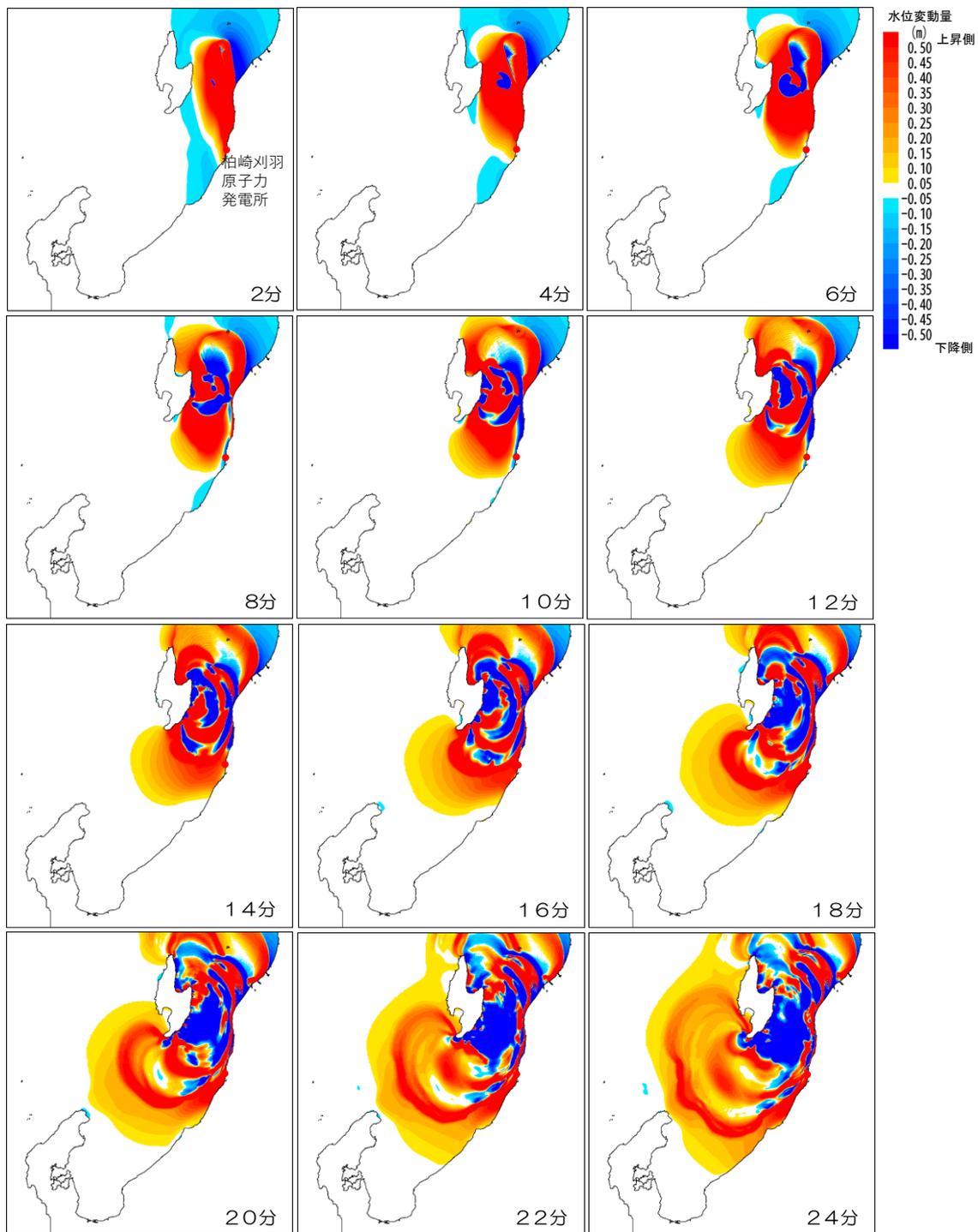


図 3-36 津波の水位分布の時間変化（線形足し合わせ）

### 3.6.2 連成解析による評価

想定海底地すべりによる津波と活断層津波が重畳することによって非線形効果が顕著になり、線形足し合わせでは正しく最大津波水位を算定できない可能性がある。そのため、線

形足し合わせによる評価において同定した，地震発生から海底地すべり発生までのシナリオを用いて，二層流モデルを用いて想定海底地すべりによる津波と活断層津波の連成解析を行った．格子分割および解析条件はそれぞれ図 3-22 および表 3-5 と同様である．津波水位分布の時間変化および津波水位時刻歴の計算結果を図 3-37 および図 3-38 に示す．

活断層津波発生後，広範囲かつ長周期の水位変動が生じ，その後想定海底地すべりによる津波が発生することで，両津波が重畳し伝播する様子が確認される．伝播過程は，線形足し合わせの場合（図 3-36）とほぼ同様であり，佐渡島と本州との間の反射や佐渡島南部の回折が加わり，複雑な水位分布となる．サイトにおける水位時刻歴は，線形足し合わせの結果とほぼ同様の結果となっているが，ピーク水位は T.M.S.L.+5.7m となり，線形足し合わせの結果より 0.5m (8%程度) 低く，最大水位発生時刻は 30 秒程度早くなっている．これは，活断層津波と想定海底地すべりによる津波が重畳し，初期静水位上を伝播する単独の津波より水位が変化し，後続の津波の波速も変化することからサイトにおける重畳のタイミング並びに水面形も修正され，重畳津波による急峻な波面発生時の非線形性によって水位の低減効果が生じた可能性が考えられる．

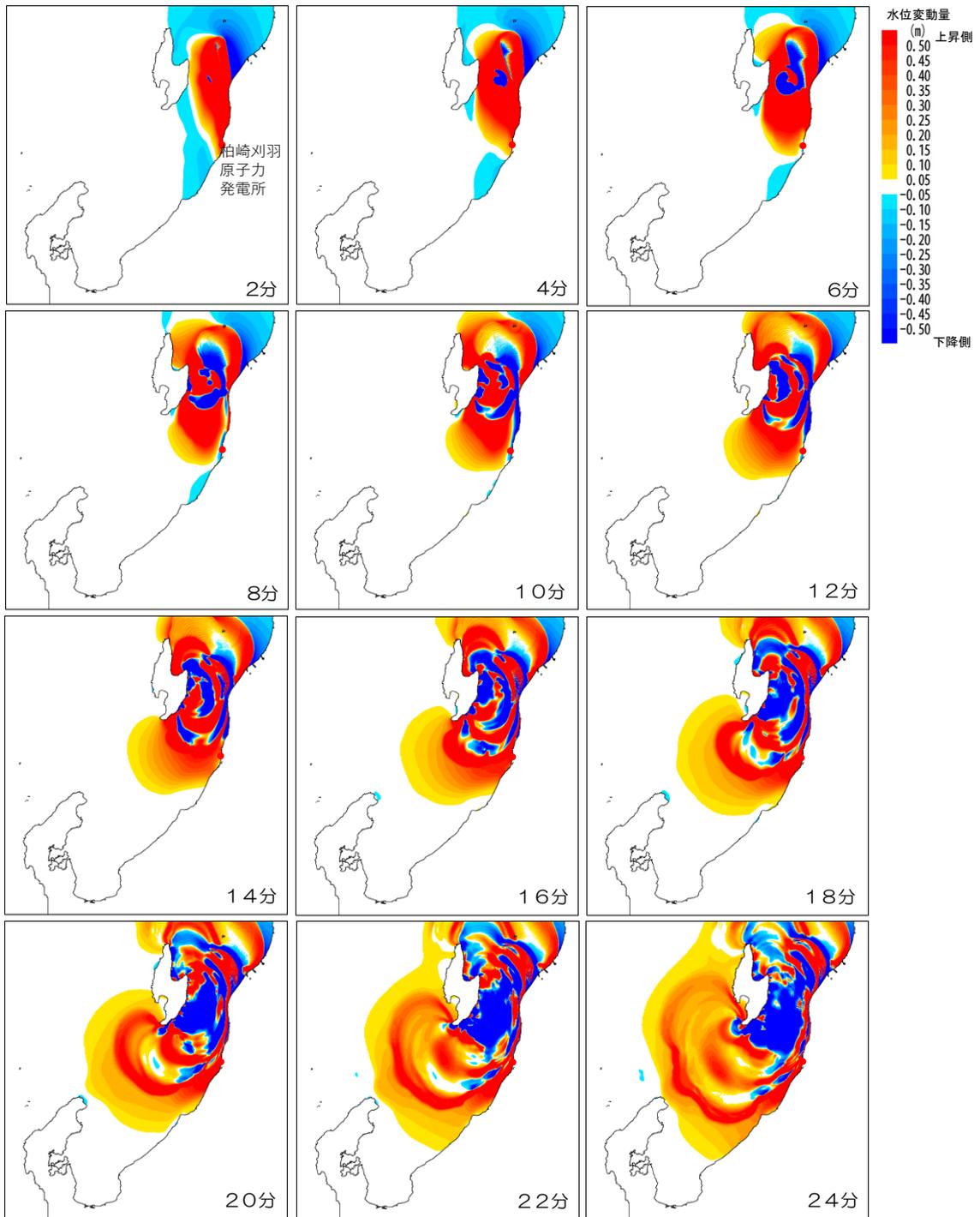


図 3-37 連成解析による津波の水位分布の時間変化

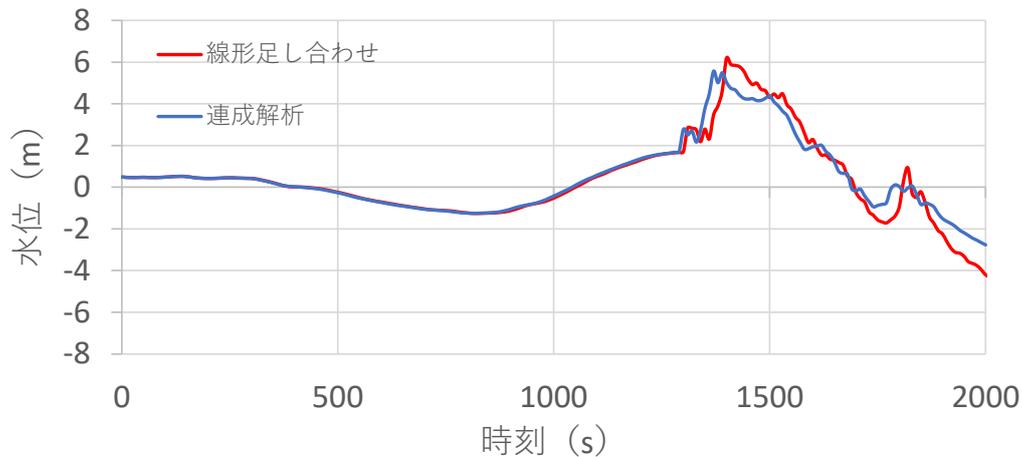


図 3-38 想定海底地すべり津波と活断層津波の重畳水位の時系列

### 3.7 まとめ

第 3 章では、第 2 章で検討した海底地すべりの痕跡による津波評価に加えて、柏崎刈羽原子力発電所の半径 100 km の範囲をモデルとして、将来発生し得る想定海底地すべりによる津波の評価手法を示した。はじめに、サイトから半径約 100 km の範囲に認められる全ての海底地すべり地形を分析し、海底地すべりの斜面長と幅に関するパラメータの経験モデルを新たに提案した。提案した経験式等を用いて海底地すべりによる初期水位を算定し、これに単位波源を用いた数値シミュレーションによる地すべり位置からサイトまでの津波の増幅特性を乗じることで、海底地すべり津波の影響が大きくなるポテンシャルサイトを特定した。次に、ポテンシャルサイトにおいて海底地すべりの発生可能性についてより詳細な検討を行うため、計 5 千万ケースの三次元地盤安定解析を実施し、想定海底地すべりの発生位置、形状を求めた。すべりが発生したエリアは信濃川の河口付近に位置し、更新統～完新統が厚く堆積しているエリアである。これ以外のエリアは、活断層の隆起によって形成された鮮新世以前の地層による斜面が多く、長大斜面であっても岩盤強度が大きいため規模の大きなすべりが発生しなかったと考えられる。このことは、想定海底地すべりの検討においては、河川の河口付近、特に大河川の河口付近に留意する必要があることを示唆している。最後に、求められた想定海底地すべり形状を用いた二層流モデルによる津波評価を行い、サイトに対して最も影響が大きい想定海底地すべりによる津波の将来想定手法を示した。

さらに、サイトに最も影響の大きな想定海底地すべりによる津波を対象として、これに重畳する可能性の高い活断層津波を抽出する方法について検討を行った。サイト周辺の津波到達時間の分布に着目し、サイトから半径約 100 km の範囲における単位波源を用いた津波計算結果から、津波のピーク水位の到達時間を第 1 波から第 3 波まですべて求め、到達時間のコンターを作成し、これと活断層の分布を対比することで、海底地形や伝播経路の影響を考慮したうえで、重畳可能性の高い活断層を抽出することが可能となる。抽出された活断

層によるピーク津波水位発生時刻は、いずれも想定海底地すべり津波によるピーク津波水位発生時刻付近であることを確認したことで、この手法の有効性を示した。また、重畳による最大津波水位の評価を行うため、地震発生から海底地すべり発生までの時間差を考慮し、津波水位の線形足し合わせにより最大水位を求めた。さらに、活断層津波と想定海底地すべり津波の連成解析を行い、重畳による非線形性の影響について検討し、本研究において対象とした津波では、ピーク水位が重畳することによって急峻な波形が生じ、非線形効果によりピーク水位がやや低減される可能性があることを示した。実務へ適用する場合は、両手法に基づく結果を比較し、最高水位、到達時間等の評価項目に応じて安全側となる結果を採用することができる。

本章で示した手法を用いることで、効率的な想定海底地すべりによる津波評価を行うことができる。さらに、活断層津波との重畳リスクに対しても重畳可能性の高い活断層を簡便かつ視覚的にわかりやすく抽出する方法を示したことで、津波評価の実務において、活断層津波から想定海底地すべりによる津波、さらには両者の重畳津波まで一貫して効率的に評価することが可能となる。また、当該評価手法は、原子力発電所の津波評価に限らず、沿岸に設置される重要施設はもちろん、沿岸域の遡上解析を加えることで、津波浸水リスクの評価にも十分適用可能と考えられ、今後の活断層津波および想定海底地すべりによる津波に対する災害リスク低減に大きく貢献できるものとする。

## 4 単一の海洋レーダによる津波検知・予測

### 4.1 はじめに

前章で示した想定海底地すべりによる津波等の評価は，事象が発生する前にあらかじめそのリスクを可視化することで，物理的対策や避難等のソフト対策の立案に役立てることができる．一方で，このような津波が実際に発生した場合を想定すると，想定海底地すべりによる津波については，地震による津波を対象とした気象庁の津波警報・注意報は発令されない可能性があり，特に津波観測機器がほとんど設置されていない日本海周辺においては，津波検知・予測において大きな課題があると考えられる．

本章では，日本海側で想定海底地すべりによる津波あるいはこれと活断層津波との重畳が実際に発生した場合を想定して，コスト，メンテナンス性，観測能力などに優れた特徴をもつと考えられる海洋レーダを用いた津波の検知・予測手法について検討する．

海洋レーダを用いた津波観測は，初めに Barick [71]によって提案され，Lipa et. al. [72]は背景流が存在する場合においても津波は一局の海洋レーダのみでも津波の検知が可能であることをシミュレーションによって示していたが，実際に津波を観測した事例は得られていなかった．このような中，2011年3月に発生した東北地方太平洋沖地震による津波によって，日本沿岸域では，北海道 [20]や紀伊水道 [21], [19]に設置されていた海洋レーダで津波を初めて観測した．この津波は日本沿岸部のみならず，ハワイ [22]やカリフォルニア沿岸部 [20]，チリ沿岸部 [23]に設置されていた海洋レーダによっても観測され，海洋レーダによる津波観測が可能であることが広く示された．

一方，海洋レーダを用いた津波の予測については，複数の基地局の観測範囲が重なっている場合は，流速の方向も観測可能であり，その流速場を用いた津波のリアルタイム予測手法はすでに提案されている [73]．しかし経済性・実用性を考えた場合，単一の基地局で観測できる視線方向の流速のみから津波を予測できることがより望ましい．観測値から津波予測を行う手法としては，海洋レーダを用いた手法ではないものの，海底水圧計の水位観測値を用いたデータ同化による津波即時予測手法 [17]が提案されており，実際の観測データでその有効性が確認されている [18]．このようなデータ同化型の津波予測は，予測に地震発生等のトリガーを必要とせず，また，想定外の波源による津波にも対応できることから前章で述べた想定海底地すべりによる津波にも対応できる可能性がある．

そこで，本章では，単一の海洋レーダで得られる視線方向の流速観測値を平面二次元津波伝播シミュレーションにデータ同化することで，沿岸での津波水位波形を予測する手法について検討を行った．

### 4.2 データ同化手法を用いた津波の再現計算

データ同化手法は，計算負荷の観点から，背景場の誤差情報が時間的に変化しないとした，静的な同化手法である最適内挿法を用いた．最適内挿法では，最適な推定値  $\mathbf{x}^a$  を以下の式

のように、予報値（シミュレーション結果） $\mathbf{x}^b$  と観測値  $\mathbf{y}$  の重み付き平均で与える。

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \mathbf{W}[\mathbf{y} - \mathbf{H}\mathbf{x}^b] \quad (4.1)$$

ここで、 $\mathbf{W}$  は重み行列、 $\mathbf{H}$  は観測行列を表す。観測行列  $\mathbf{H}$  は、計算格子点の物理量  $\mathbf{x}$  から、観測点での観測される物理量  $\mathbf{y}$  への変換行列である。

推定値  $\mathbf{x}^a$  の誤差分散が最小となるような重み行列  $\mathbf{W}$  は以下で与えられる。

$$\mathbf{W} = \mathbf{B}\mathbf{H}^T(\mathbf{R} + \mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T)^{-1} \quad (4.2)$$

ここで、 $\mathbf{B}$ 、 $\mathbf{R}$  はそれぞれ予報値と観測値の誤差共分散行列である。

観測点  $i$ 、 $j$  間の背景誤差共分散行列  $\mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T$  の成分を  $b_{ij}$ 、観測誤差共分散行列  $\mathbf{R}$  の成分を  $r_{ij}$ 、計算格子点  $g$  と観測点  $i$  間の背景誤差共分散行列  $\mathbf{B}\mathbf{H}^T$  の成分を  $b_{gi}$  とすると、計算格子点  $g$  に対する観測点  $j$  の観測値の持つ重み  $w_{gj}$  は次の連立一次方程式から求めることができる。

$$\sum_{j=1}^m w_{gj} \frac{\sigma_j^b}{\sigma_g^b} (\mu_{ij}^b + \mu_{ij}^o \rho_i) = \mu_{gi}^b \quad (4.3)$$

$$\mu_{ij}^b = \frac{b_{ij}}{\sigma_i^b \sigma_j^b}, \quad \mu_{ij}^o = \frac{r_{ij}}{\sigma_i^o \sigma_j^o}, \quad \rho_i = \frac{\sigma_i^o}{\sigma_i^b}, \quad \mu_{gi}^b = \frac{b_{gi}}{\sigma_g^b \sigma_i^b}$$

ここで  $\sigma_i^b$  は観測点  $i$  における背景誤差の標準偏差、 $\sigma_i^o$  は観測点  $i$  における観測誤差の標準偏差、 $\sigma_g^b$  は計算格子点  $g$  における背景誤差の標準偏差を表す。

ここではMaeda et al. [17]と同様に、背景誤差相関係数  $\mu^b$  として、距離をパラメータとしたガウス関数を採用、観測誤差標準偏差と背景誤差標準偏差の比は後述の通り津波の特性に応じて1.0~4.0とし、さらに単純化のため観測点間の観測誤差には相関がない ( $\mu_{ij}^o = \delta_{ij}$ ) と仮定した。

データ同化を取り入れた津波シミュレーションの流れは以下のようなになる。

- (1) 重み行列  $\mathbf{W}$  を求める (式(4.3))。
- (2) 推定値  $\mathbf{x}^{a_{n-1}}$  を基に津波シミュレーションを実行し、次のステップの予報値  $\mathbf{x}^{b_n}$  を得る。
- (3) 予報値  $\mathbf{x}^{b_n}$  と観測値  $\mathbf{y}_n$  の差をもとに予報値  $\mathbf{x}^{b_n}$  を修正し、推定値  $\mathbf{x}^a$  を得る (式(4.1))。
- (2)と(3)を繰り返すことで推定値  $\mathbf{x}^a$  を更新していく。

津波シミュレーションの支配方程式として長波理論を用いるため、 $\mathbf{x}$  の成分は各計算格子

点の水位  $\eta$  と線流量  $M$ ,  $N$  であり,  $\mathbf{y}$  の成分は海洋レーダで観測される各観測点の視線方向流速  $u_r$  となる. 水位  $\eta$  と線流量  $M$ ,  $N$  の初期値は0とした. 観測行列  $\mathbf{H}$  の成分には線流量から流速への変換が含まれるが, 線形行列で表す必要があるため, 全水深 ( $D=h+\eta$ ) ではなく静水深  $h$  を用いて変換した.

#### 4.2.1 簡易モデルによる検討

本手法による津波再現計算の可能性を検討するため, まずは水深一様の簡易モデルにおいて, 線形長波理論を用いて検討を行った. 計算領域は図 4-1に示すように,  $100\text{km} \times 50\text{km}$  の領域とし, 水深は $100\text{m}$ で一様, 計算格子間隔は $100\text{m}$ とした. 下側は陸地として完全反射条件とし, その他3方は吸収境界条件とした. 下辺中央に海洋レーダを設置, 実在する海洋レーダの仕様を参考に, 観測可能範囲は $10\text{km}$ から $30\text{km}$ かつ正面 $120^\circ$ 以内とし, 流速観測点を $2\text{km}$ ,  $20^\circ$  間隔で配置した.

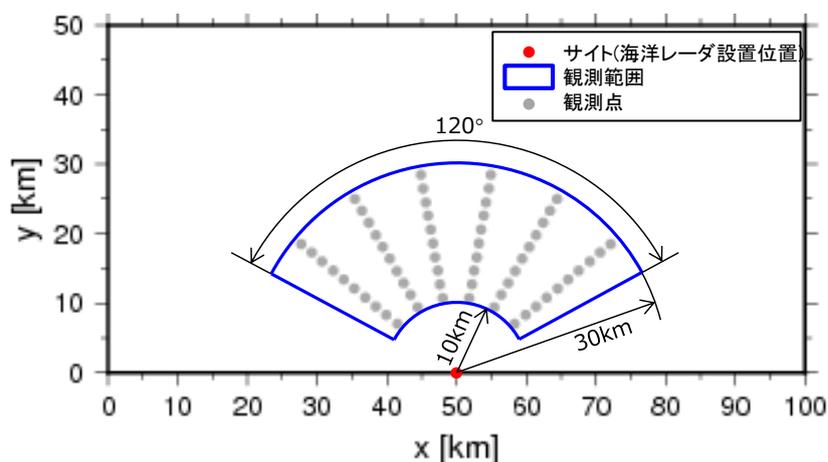


図 4-1 計算領域と観測点位置 (簡易モデル)

まずは津波波源を配置した津波解析を行い, 観測点における視線方向流速の時刻歴を得る. その後, その視線方向流速のみを入力としたデータ同化津波再現計算を行い, サイトでの水位時刻歴波形を比較した. なお本検討では, 背景誤差相関係数  $\mu^b$  の特性距離は $5\text{km}$ , 観測誤差標準偏差と背景誤差標準偏差の比は $1.0$ とし, 全ステップでデータ同化を行った. 図 4-2にサイト正面 $40\text{km}$ の沖合に波源 (正弦波, 振幅 $1\text{m}$ , 半径 $10\text{km}$ ) を配置した場合の水位分布の時間変化を示す. (a)が通常の波源からの津波伝播シミュレーション結果, (b)が(a)で得られた観測点での視線方向流速のみを入力としたデータ同化津波再現計算結果である. 観測点から離れた位置での津波は再現できていないが, サイトへ向かう津波は適切に再現できている.

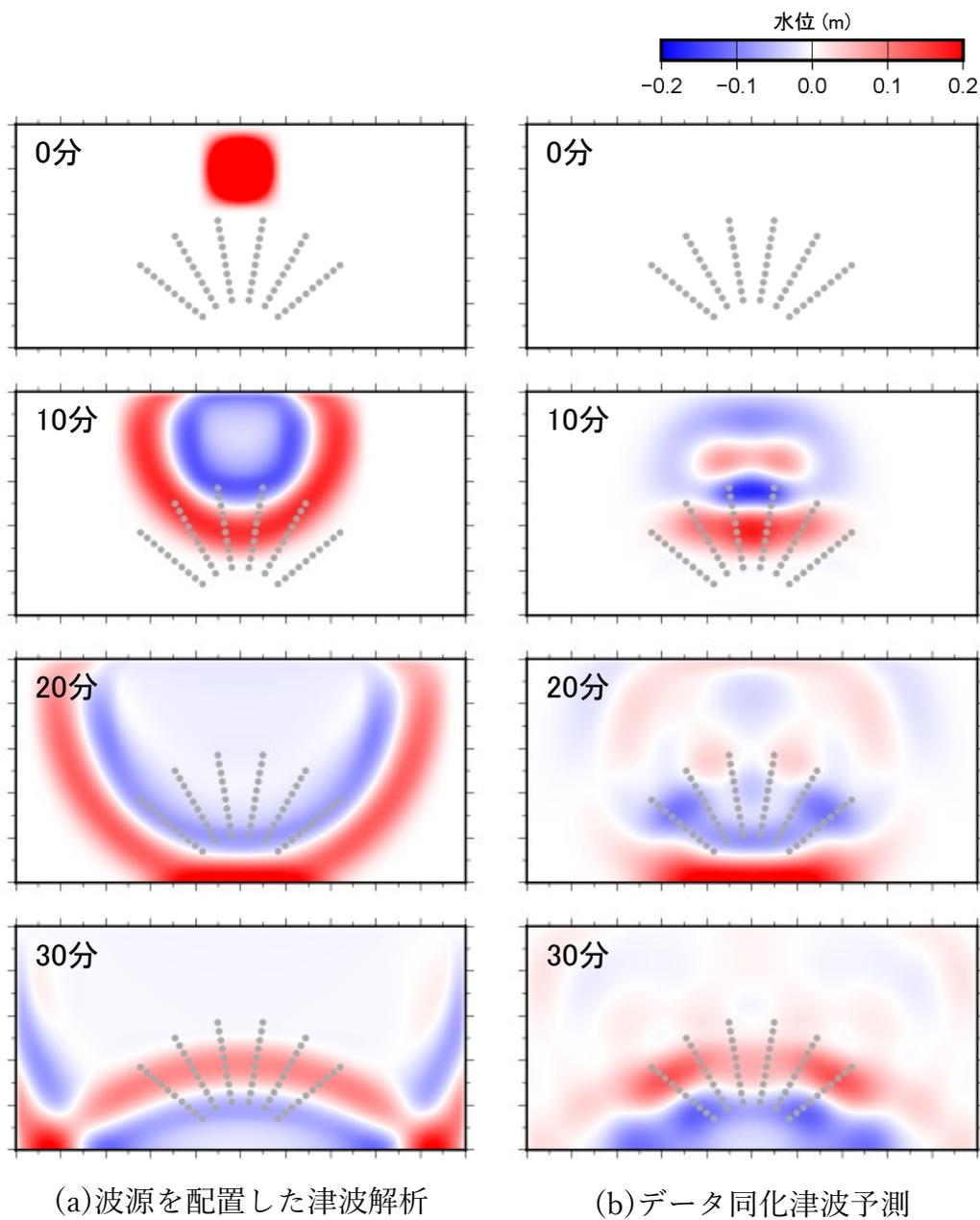


図 4-2 水位分布の時間変化 (簡易モデル)

図 4-3にサイトにおける水位時刻歴波形を示す. 2つの波形が非常に良く一致しており, 単一の海洋レーダによる視線方向の流速観測値のみで, サイトでの水位時刻歴波形が良好に再現できている. なお, 2つの波形の相関係数は0.998と非常に高い値となっている. 波源の位置を変えた検討も行ったが, 同様にサイトでの水位時刻歴波形が良好に再現できおり, 波源の位置によらず, 本手法による予測が有効であることが確認できた.

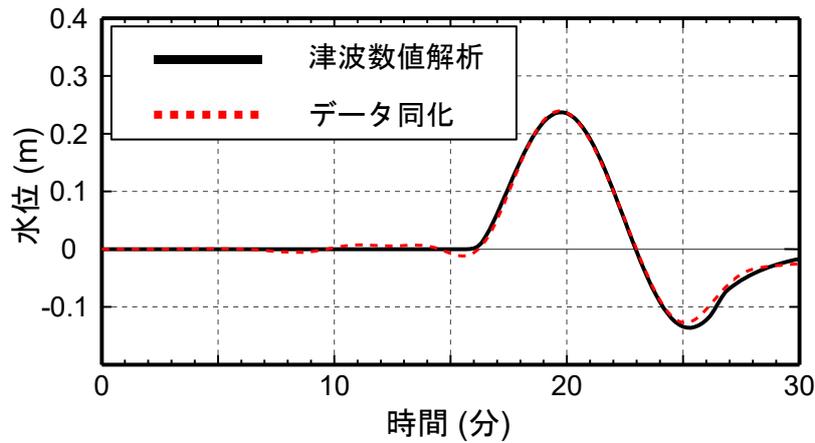


図 4-3 サイトでの水位波形 (簡易モデル)

#### 4.2.2 実地形モデルによる検討

簡易モデルにより、本手法の有効性が確認できたことから、サイトに設置されている海洋レーダを対象として、実地形モデルでの検討を行った。津波シミュレーションの支配方程式は非線形長波理論とし、海底の露出や陸上への遡上を考慮した。計算領域は図 4-4に示すように、海洋レーダによる観測範囲近傍 (東西43.2km, 南北57.6km) に限定した。格子間隔は240m → 80m → 40m → 20m → 10m → 5mと順次細分化し、10m以上の格子領域は陸上完全反射条件、5m格子領域のみ遡上境界条件とした。

津波波源としては第2章で検討した地震による津波のうち、津波水位が大きくなる2領域モデル (長さ350km, 幅40km, 走向188°, 上縁深さ5km, 傾斜角30°, すべり角100°, すべり量22m, Mw8.6), 5断層連動モデル (長さ29・55・72km, 幅21・26・26km, 走向0・55・30°, 上縁深さ2.5km, 傾斜角45・35・35°, すべり角62・96・90°, すべり量7.7m, Mw8.0) を想定した。各波源の位置を図 4-5に示す。

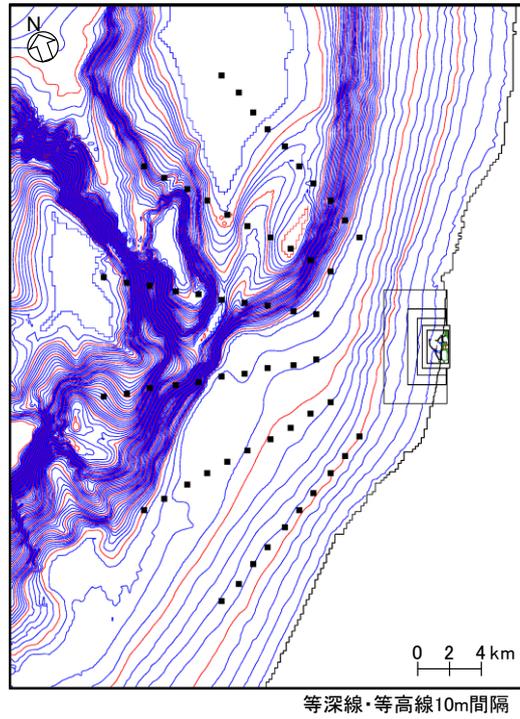


図 4-4 計算領域（実地形モデル，データ同化津波予測）

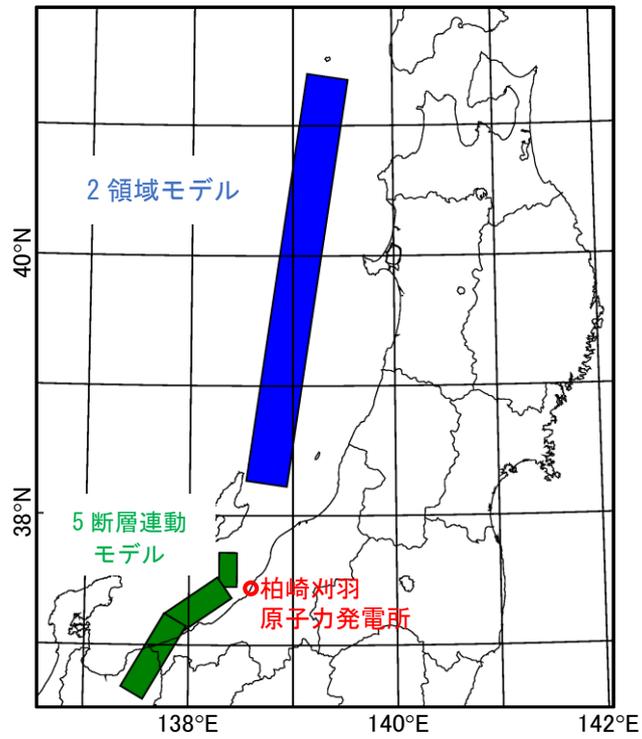


図 4-5 津波波源位置図

海洋レーダ設置位置は柏崎刈羽原子力発電所の 5 号炉原子炉建屋位置とし、観測点は 10km から 30km かつ正面 120° 以内の範囲に 2km, 20° 間隔で配置した。海洋レーダの流速測定間隔を考慮してデータ同化間隔は 2 分とし、得られる流速の分解能は 0.1m/s とした。再現性の検証には、Variance Reduction (VR) と相関係数を用いた。VR は観測水位 $\eta$ および同化水位 $\hat{\eta}$ 、時刻 $t$ を用いて下式により求めた。

$$VR(\%) = \left\{ 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (\eta_t - \hat{\eta}_t)^2}{\sum_{t=1}^T \eta_t^2} \right\} \times 100 \quad (4.4)$$

VR は観測波形と同化結果から得られる計算波形との一致の割合を示す割合である。VR を用いた指標では、目安として 80%以上でかなり良く、50%程度で普通の再現性であるとされている [74]。

パラメータとして背景誤差相関係数  $\mu^b$  の特性距離を 5km, 10km と変えた場合のサイト港湾内の 1 号炉取水口前面（レーダ設置位置正面から海岸線沿いに約 1.8 km 離れた位置）における水位時刻歴波形を図 4-6 に示す。波源を配置した津波解析の水位波形をデータ同化津波再現計算によりほぼ再現できている。ただし特性距離によって再現度が若干変わっており、2 領域モデルに関しては、VR がそれぞれ 68%, 79%, 相関係数がそれぞれ 0.84, 0.92 と、特性距離 10km の方がよく、5 断層連動モデルでは、VR がそれぞれ 89%, 56%, 相関係数がそれぞれ 0.94, 0.92 と、特性距離 5km の方がよく予測できている。背景誤差相関係数  $\mu^b$  の特性距離は、観測点周りの予報値を修正する範囲を表していることから、津波波長の違いが最適な特性距離が変わる一因として考えられる。水位分布の時間変化を図 4-7, 図 4-8 に示す。2 領域モデルは、沿岸付近に観測点がない北側から、エッジ波のような形で津波が襲来している。一方、5 断層連動モデルは海洋レーダの観測範囲で津波が発生している。どちらのケースでも全体的な水位分布は再現できていないが、サイト近傍（概ね 5km 圏内）に限ればよく再現できているのが確認できる。

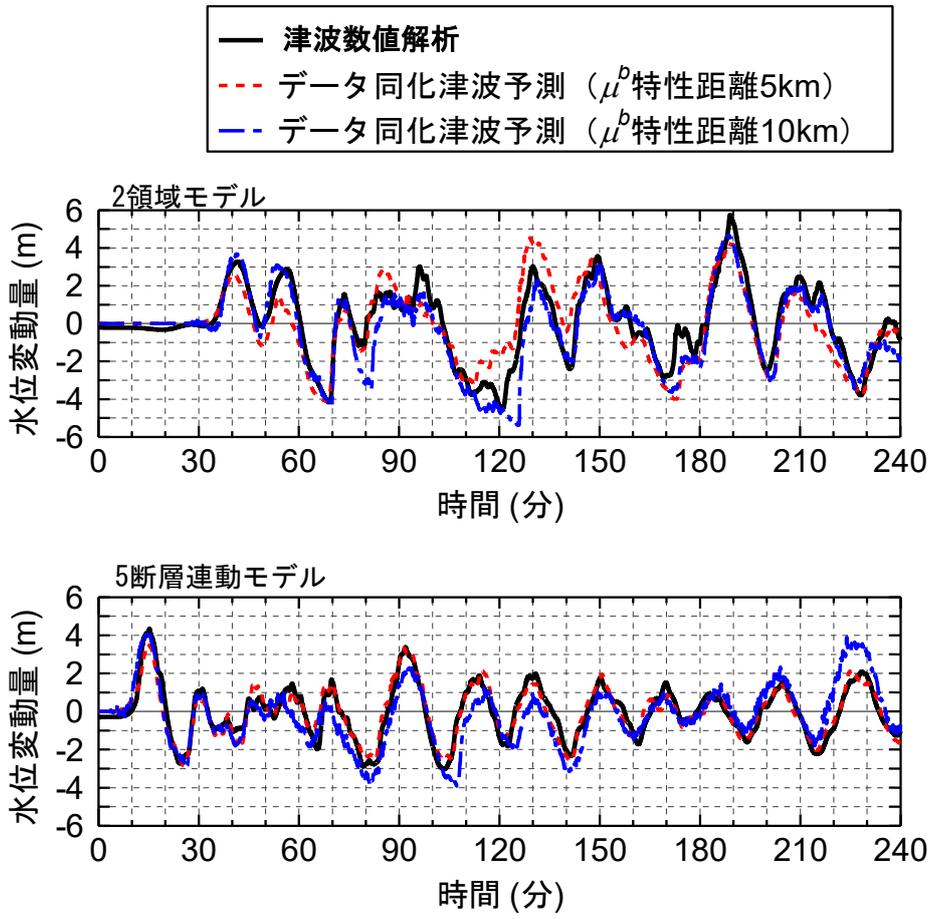
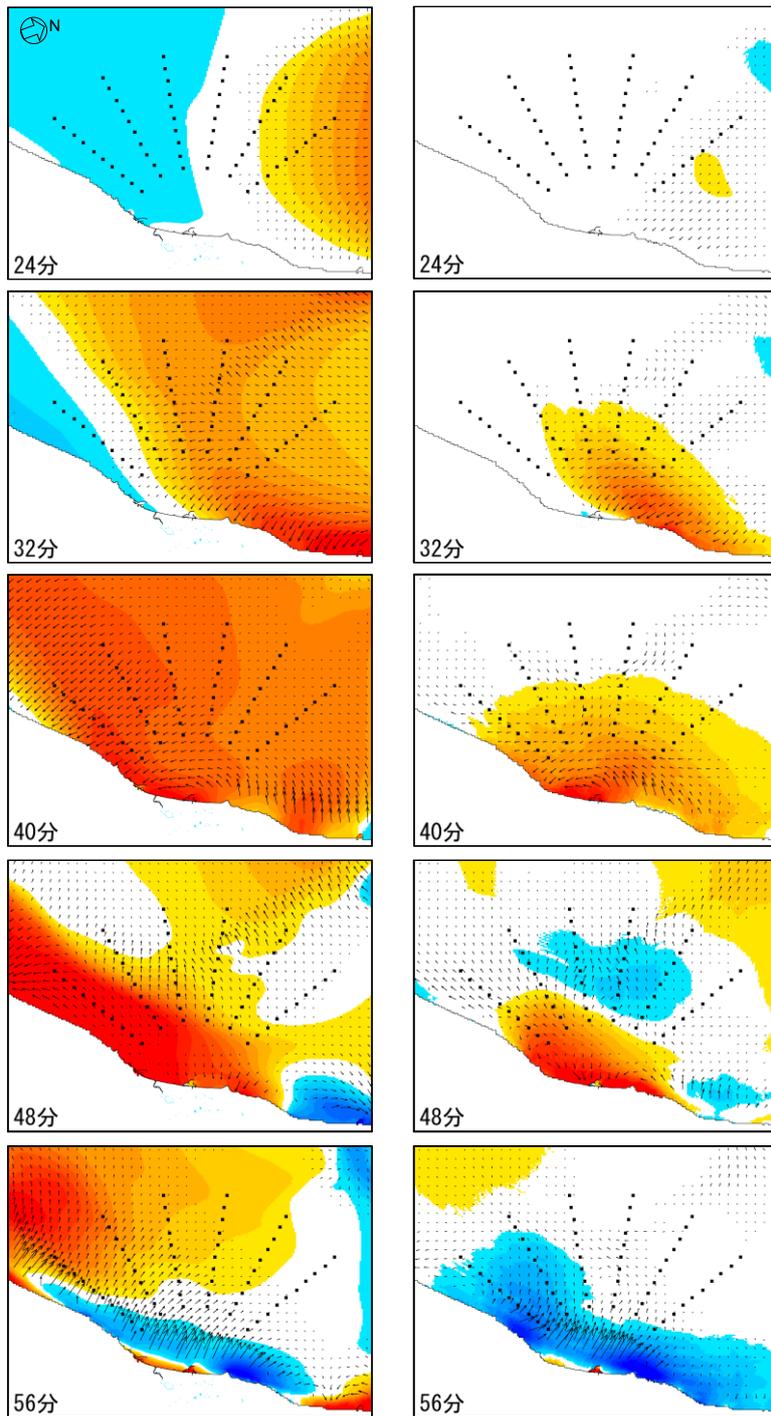


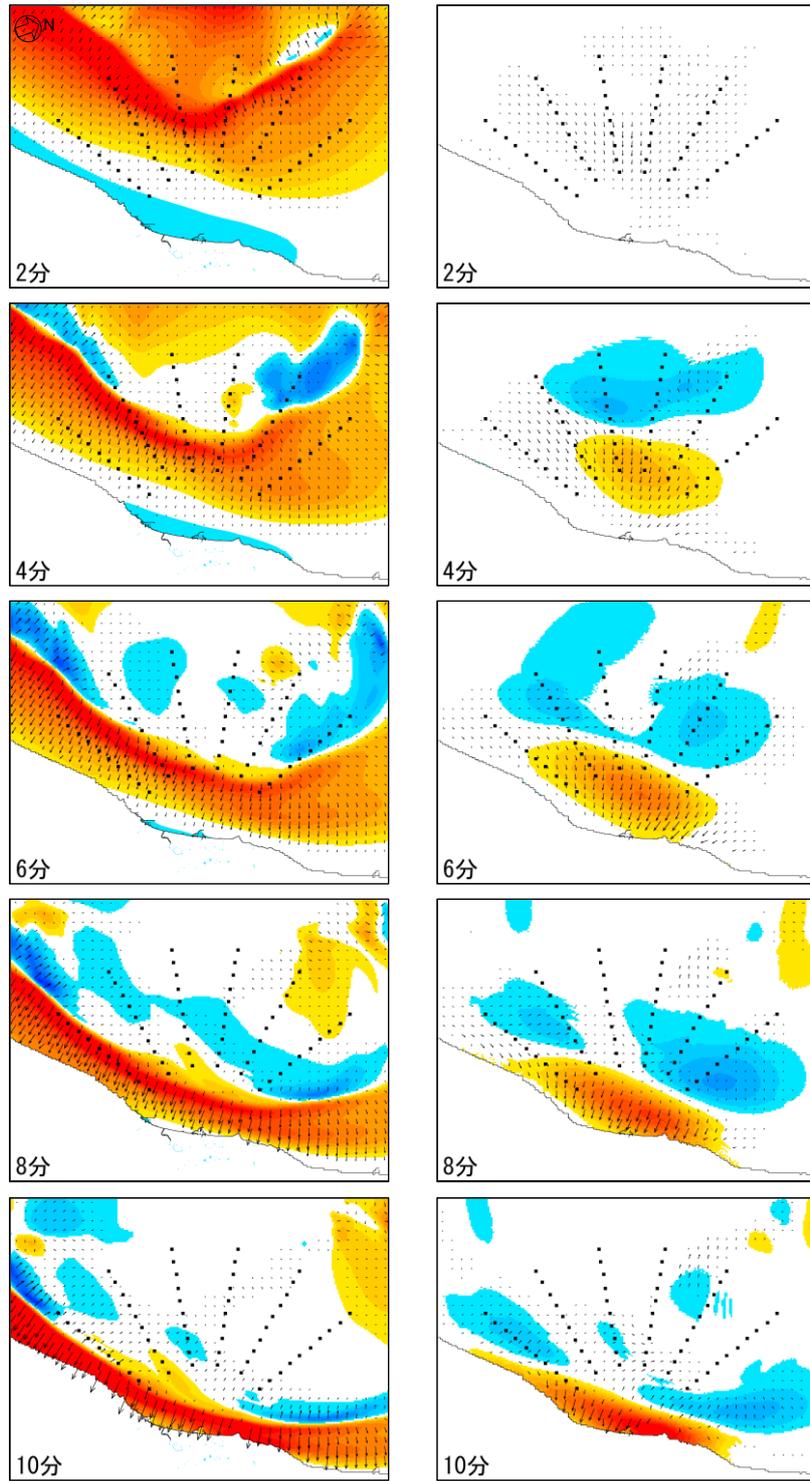
図 4-6 サイトでの水位時刻歴 (実地形モデル)



(a) 津波数値解析

(b) データ同化津波予測

図 4-7 水位分布の時間変化 (2 領域モデル)



(a) 津波数値解析

(b) データ同化津波予測

図 4-8 水位分布の時間変化（5 断層連動モデル）

#### 4.3 仮想津波観測値を用いた検証

前節までの検討により，単一の海洋レーダで得られる視線方向の流速観測値を平面二次元津波伝播シミュレーションにデータ同化することで，沿岸での津波水位波形を再現することが可能であることが確認された．しかしながら，再現計算に用いた流速値は，あらかじめ実施した津波数値シミュレーション結果から与えたものであり，実際の観測値による再現結果ではない．実際の観測値には津波以外の流速成分や観測ノイズが含まれると考えられ，これらが再現計算結果に悪影響を与える可能性がある．一方で，サイトの海洋レーダで実際の津波時の観測値は得られておらず，実データを用いたデータ同化による津波再現計算の実証性については検証することができない．そこで，津波数値シミュレーションによって得られた視線方向流速と通常時に実際に海洋レーダで観測された視線方向流速とを合成することで津波発生時に観測されるであろう視線方向流速値（以下，これを仮想津波観測値と呼ぶ）を模擬し，これを用いてデータ同化による津波再現計算手法の検証を行うこととした．

##### 4.3.1 柏崎刈羽原子力発電所に設置した海洋レーダ

柏崎刈羽原子力発電所では，海洋レーダアンテナを標高約 51m の 5 号機原子炉建屋屋上に設置し，2018 年 12 月から実際の観測を開始している．設置した海洋レーダは，災害時にも機能喪失しないよう原子力発電所の重要施設と同等の耐震性を確保するとともに外部電源喪失時には非常用電源に接続できるよう設計している．海洋レーダの仕様を表 4-1 に，海洋レーダアンテナの設置の状況を図 4-9 に示す．

表 4-1 海洋レーダの仕様

	項目	諸元
性能	レーダー方式	FMICW
	観測距離	30km 以上
	表示方位	120 度以下
	距離分解能	1.5km 以下
	角度分解能	18 度以下
	送信周波数	24.515MHz
	速度分解能	10cm/s 以下
	データ更新レート	64 秒



図 4-9 海洋レーダの設置状況

#### 4.3.2 海洋レーダによる観測データ

海洋レーダによる観測は波浪の影響を受けデータ取得率が低下することが知られている [75]. そこで, 初めに高波浪時においてもデータ同化による津波再現計算のために十分なデータが取得できているか確認を行った. 高波浪時におけるレーダによる観測結果として 2019 年 1 月のうち平均風速, 最大風速, 最大瞬間風速がほぼ最大値を示した 1 月 26 日 (それぞれ, 5.8m/s, 9.5m/s, 19.8m/s) の流速観測範囲を確認した (図 4-10). 比較のため 1 月のうち風速値がほぼ最低値を示した 1 月 12 日 (それぞれ, 1.6m/s, 3.4m/s, 4.7m/s) の観測範囲をあわせて示す (図 4-11). 1 月 26 日の観測範囲は, 1 月 12 日と比較しておよそ 3 分の 2 程度の範囲となっており, 波浪の影響によって観測値の取得率が低下していると考えられる.

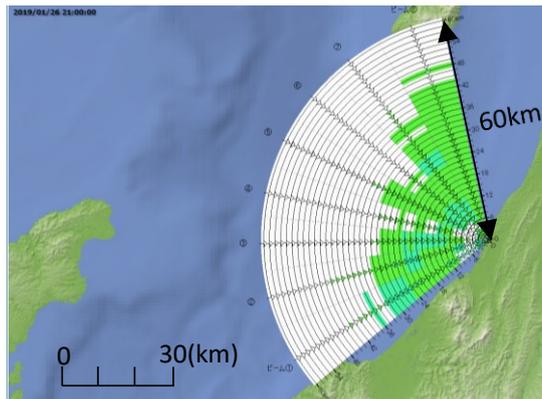


図 4-10 海洋レーダの観測範囲 (2019/1/26 21:00)

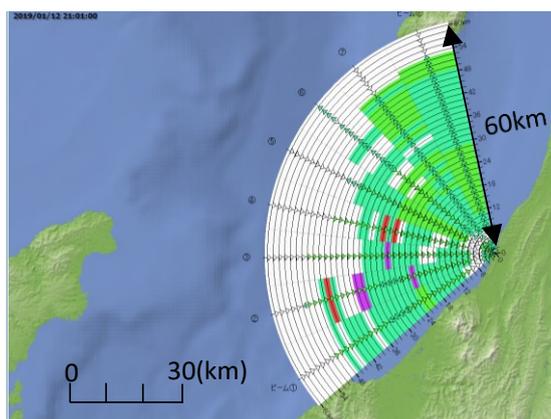


図 4-11 海洋レーダの観測範囲 (2019/1/12 21:00)

前節の検討において、データ同化に用いる視線方向流速観測値をサイトから 10km から 30km の範囲で 2km 間隔、ビーム角は  $120^\circ$  の範囲を  $20^\circ$  間隔とし、当該範囲で視線方向流速が与えられれば十分な精度で津波の再現が可能であることを確認している。このときデータ同化に与えた視線方向流速は合計 60 点である。波浪の影響でデータ取得率が低下していると考えられる 1 月 26 日の視線方向流速の観測範囲は、おおよそサイトから 30km の範囲で 1.5km 間隔、ビーム角は  $120^\circ$  の範囲を  $15^\circ$  間隔で得られている。当該範囲で観測値は合計 160 点得られることから、高波浪時のデータ取得率が低下している場合においてもデータ同化を行うために十分な観測値が取得できていると考えられる。

#### 4.3.3 仮想津波観測値

データ同化に必要な観測値が、実際の観測結果から十分得られていることが確認できたことから、まず観測値のみでデータ同化の試計算を行い、サイト港湾付近に設置されている波高計 (図 4-12) の観測値と比較を行った。データ同化に使用した観測データは気象条件が比較的穏やかな 2019 年 1 月 12 日のものを用いた (図 4-13, 図 4-14)。結果を図 4-15 に示す。サイトにおける津波予測結果は、同化開始から数値シミュレーション結果と乖離している。このことは、観測値に非線形長波方程式で再現することができない流速成分(鉛直方向に流速が一定とみなすことができない流れ, 例えば, 吹層流や海流による成分)が含まれているとため考えられ、これらの成分をデータ同化前に除去する必要がある。



図 4-12 波高計設置位置

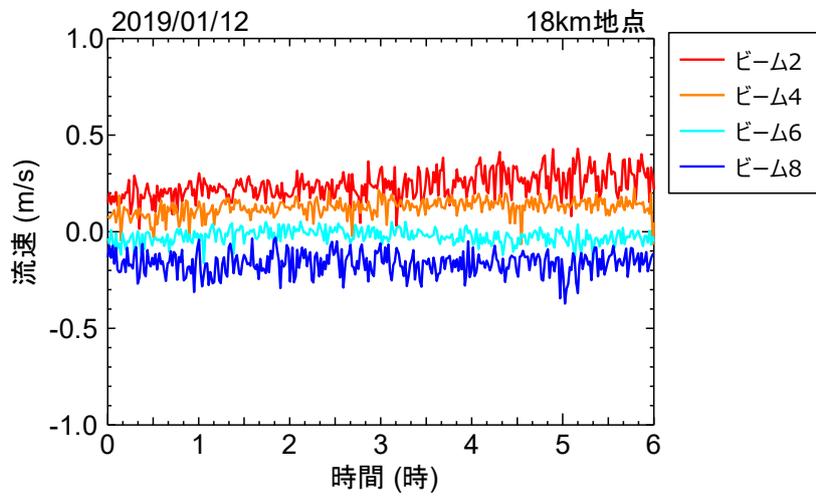


図 4-13 観測流速 (18km 地点)

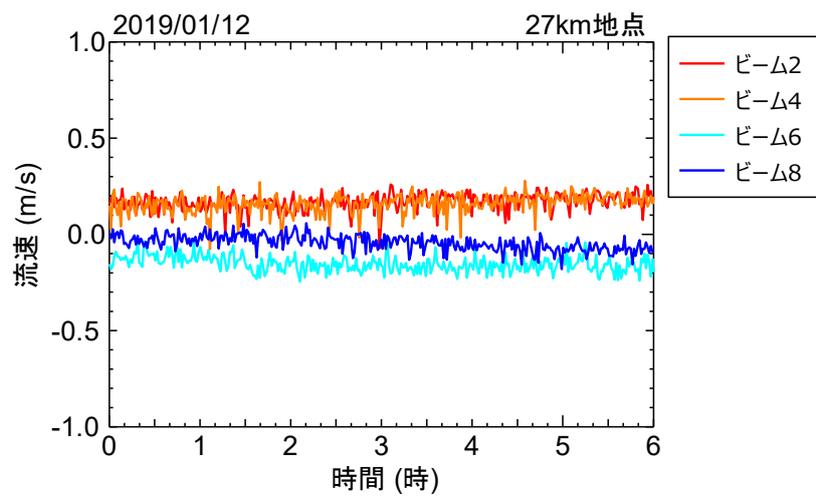


図 4-14 観測流速 (27km 地点)

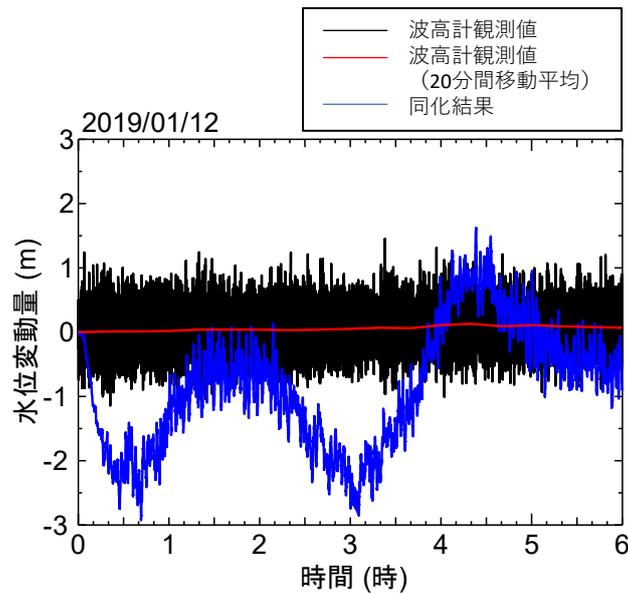


図 4-15 観測生データを用いたデータ同化と波高計観測値との比較

このため、Ogata et al. [76]の検討を参考に海洋レーダの流速観測値から前 52.6 分（観測の 1 サイクルが 64 秒×16 回+28 秒停止となっているため、その 3 サイクル分）の平均値を除くことで定常的な流れを除去した。52.6 分の平均値からの差分を取ることで図 4-16、図 4-17 に示すように流速はほぼ 0 付近となっており、定常成分が除去できている。次に図 4-16、図 4-17 と同様に処理した流速を用いてデータ同化を行った結果を図 4-18 に示す。データ同化の水位変動は大幅に改善され、再現計算結果は波高計データの変動範囲内にほぼ収まっている。

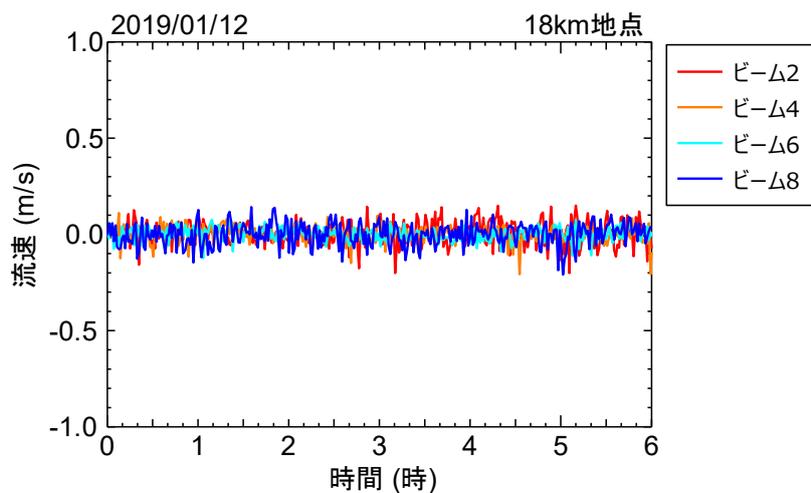


図 4-16 観測流速（18km 地点）

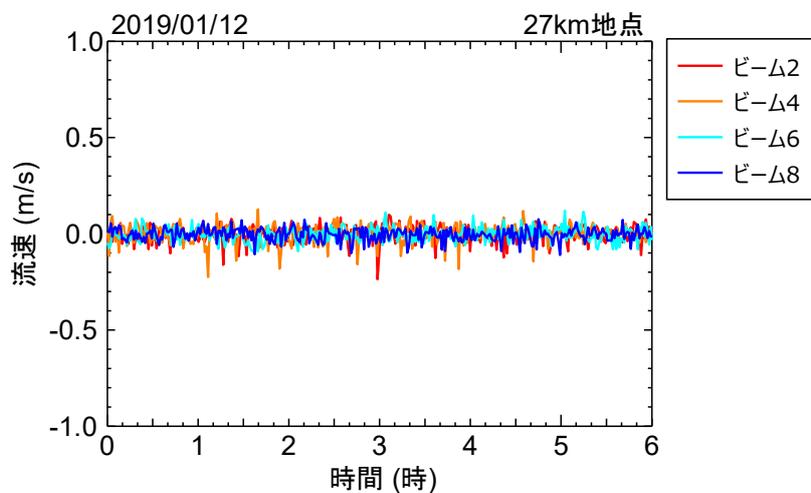


図 4-17 観測流速 (27km 地点)

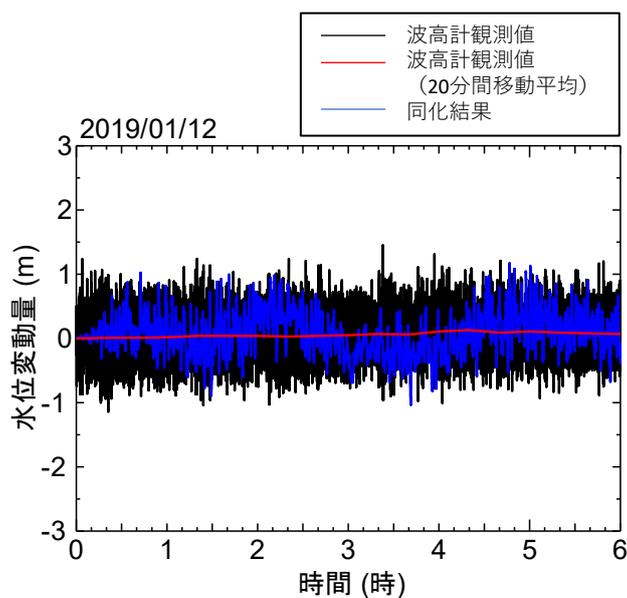


図 4-18 平均値を除去した流速データによるデータ同化結果

ここまでの検討で、観測値から長波で表現できない流速成分を除去することによってデータ同化による再現解析が適切に実施可能であることが確認されたが、実際の津波発生時には、当該データに津波による流速成分が加わることになるため、ここで検討を行った平均値を除く方法では津波による流速成分も影響を受ける可能性がある。そこで、津波による流速が加わった場合に、長波で表現することができない流速成分を除去する方法について以下の二つの方法を検討した。

(1)観測値を周波数成分に分解し、津波による卓越周波数以外の成分をフィルタで除去する方法

(2)観測値から観測値取得以前の一定時間の流速平均値を除去する方法

柏崎刈羽原子力発電所で想定している主要な津波波源としては、第2章で示した通り、5断層連動モデル、2領域モデル、1領域モデルがある。検討に用いる津波流速は、当該波源による津波数値シミュレーション結果から、海洋レーダの観測点で観測されるであろう津波による視線方向流速成分を抽出する。波源の位置図を図4-19に、波源の諸元を表4-2に、これら波源を用いた津波数値シミュレーションの格子分割、解析条件はそれぞれ図2-14、表2-5と同様である。

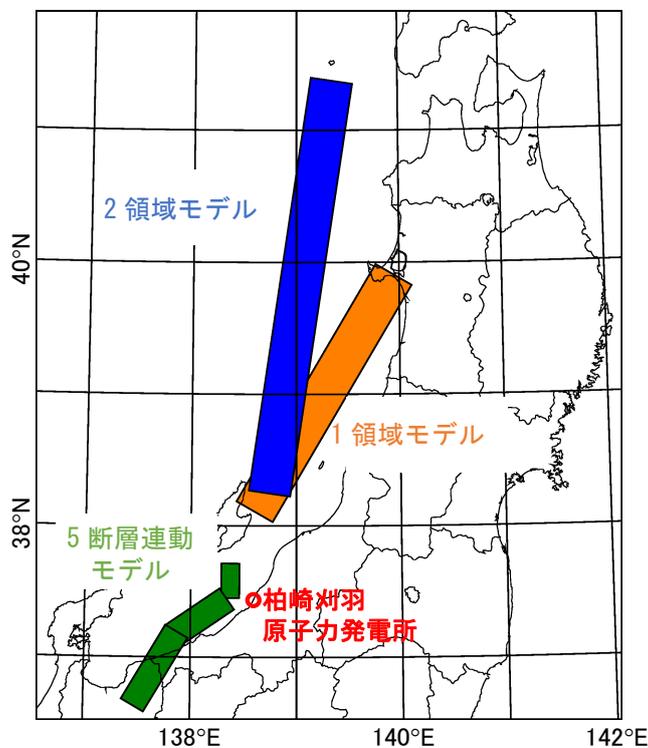


図 4-19 想定津波の波源

表 4-2 想定津波波源の諸元

波源	M <sub>w</sub>	長さ (km)	幅 (km)	走向 (°)	上縁深さ (km)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)	すべり量 (m)
5断層連動モデル	8.0	29.0	21.2	0.0	2.5	45.0	62.0	7.7
		55.0	26.2	55.0	2.5	35.0	96.0	7.7
		72.0	26.2	30.0	2.5	35.0	90.0	7.7
2領域モデル	8.6	350.0	40.0	188.0	5.0	30.0	100.0	22.3
1領域モデル	8.4	230.0	40.0	30.0	0.0	30.0	90.0	14.6

まず、フィルタによって除去する流速成分の検討を行うため、これら波源によって生じる津波について図 4-20 示す観測点における視線方向流速のパワースペクトルを確認した(図 4-21)。5 断層連動モデルでは、周期 30 分から 60 分程度、2 領域モデルでは、40 分から 70 分程度、1 領域モデルでは、40 分から 80 分程度が卓越周期と考えられる。一方で、実際に観測から得られた視線方向流速スペクトルの卓越周期は、およそ 80 分以上となっている(図 4-22)。

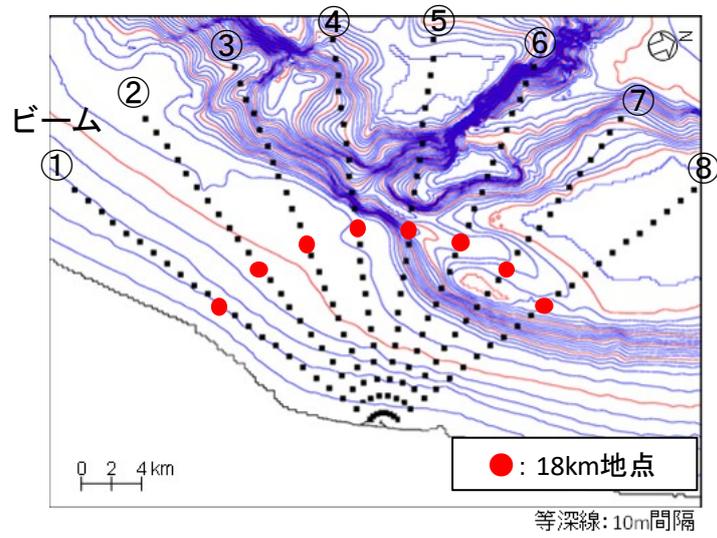


図 4-20 観測点および計算領域

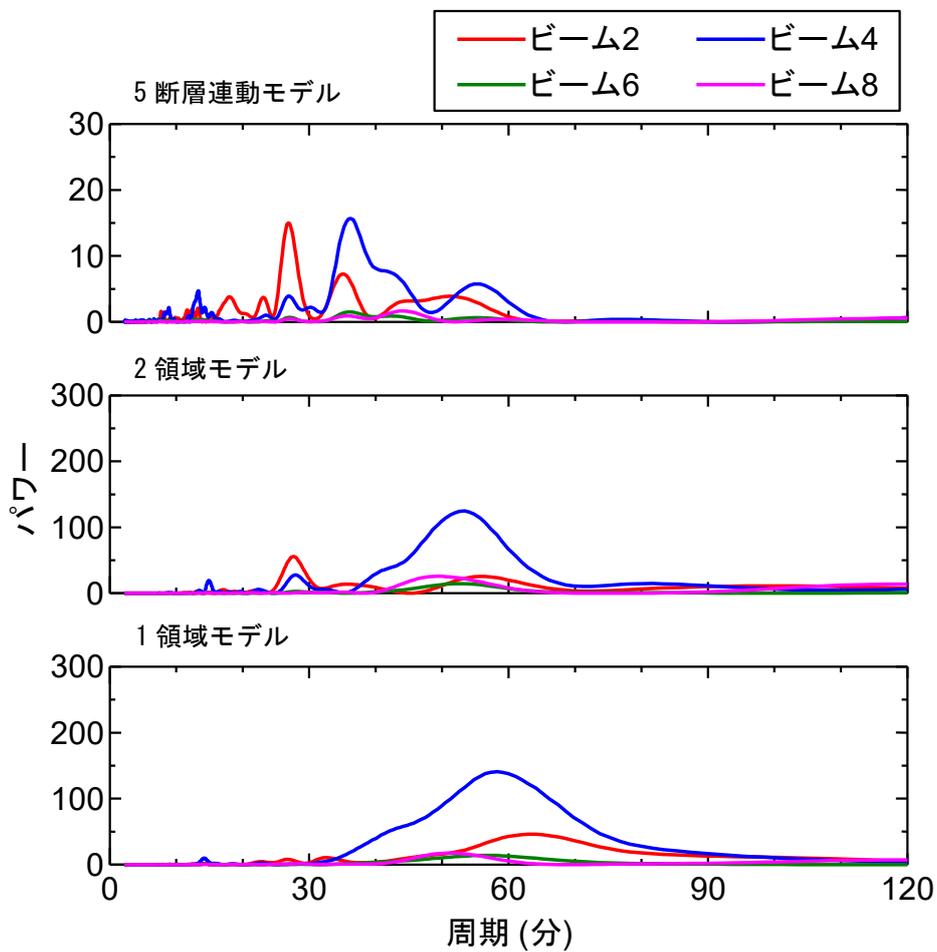


図 4-21 津波による流速のパワースペクトル (距離 18km 地点)

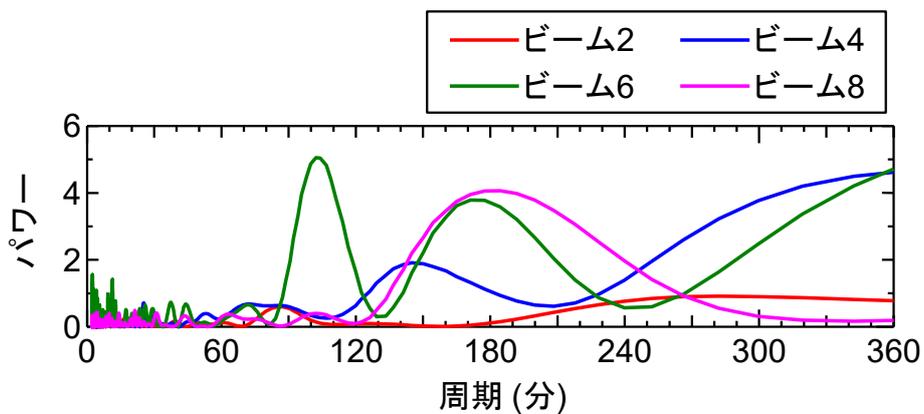


図 4-22 観測流速のパワースペクトル (2019/1/26 距離 18km 地点)

したがって、(1) の方法では、周期のフィルタとして 150 秒以下と 80 分以上の周波数帯

をカットすることとし、(2)の方法では、(1)の方法と同等の結果を期待して観測値が得られる以前約70分の平均流速を観測値から除去することとした。なお、解析によって得られた視線方向流速は、レーダの流速分解能を考慮し0.1m/s単位で四捨五入した。

図4-23, 図4-24, 図4-25, 図4-26にそれぞれ2019/1/26の視線方向流速観測データ、5断層連動モデル、2領域モデル、1領域モデルのそれぞれの視線方向流速に対して(1)および(2)の方法を適用した結果を示す。なお、視線方向流速はサイトへの接近方向を正とする。いずれの方法によっても処理後の流速値に大きな違いは認められない。(1)の方法は処理の内容は一般的な方法であるものの、すべての流速観測点において、データが取得される約1分毎にスペクトル解析を行いフィルタ処理をする必要があること、欠測データが多い場合に適切なデータの補完方法を検討する必要がある等、処理がやや煩雑となる。実際の津波予測ではデータ更新間隔であるおよそ1分の間に30分程度先までの津波計算をする必要があることを考慮すると処理が煩雑になるのは好ましくない。一方で、(2)の方法は、平均値を算出する過程に本来除去する必要のない津波による流速成分も含むため正確な方法とは言えないものの、平均値を求める時間を津波の卓越周期より一定程度長くすることで現実的には(1)の方法とほとんど違いのない結果が得られることが確認されたことから、実務への適用においては検討の価値があると考えられる。

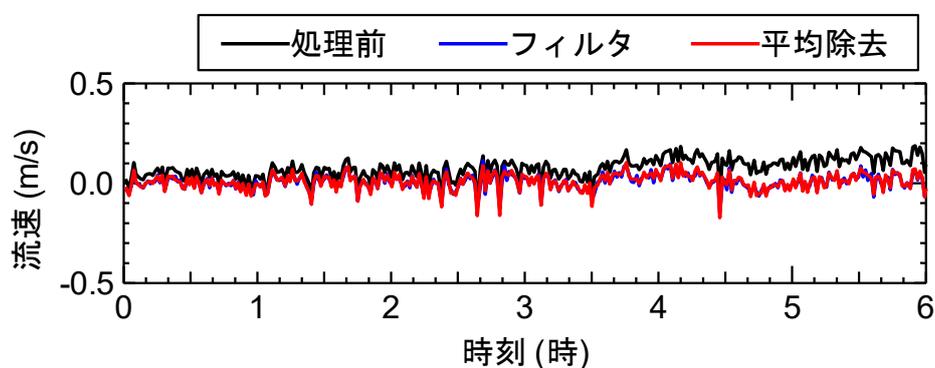


図4-23 観測流速 (2019/1/26 ビーム4 距離18km地点)

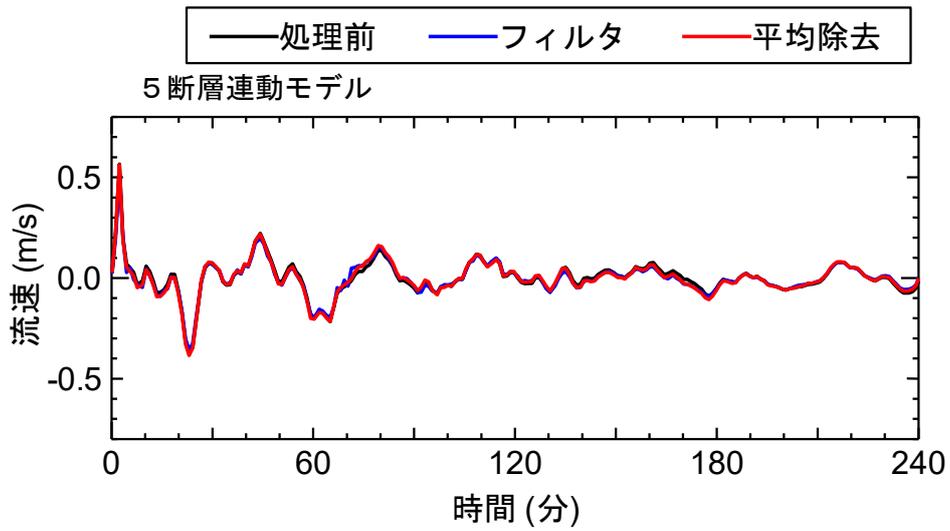


図 4-24 津波の流速 (ビーム 4, 距離 18km 地点)

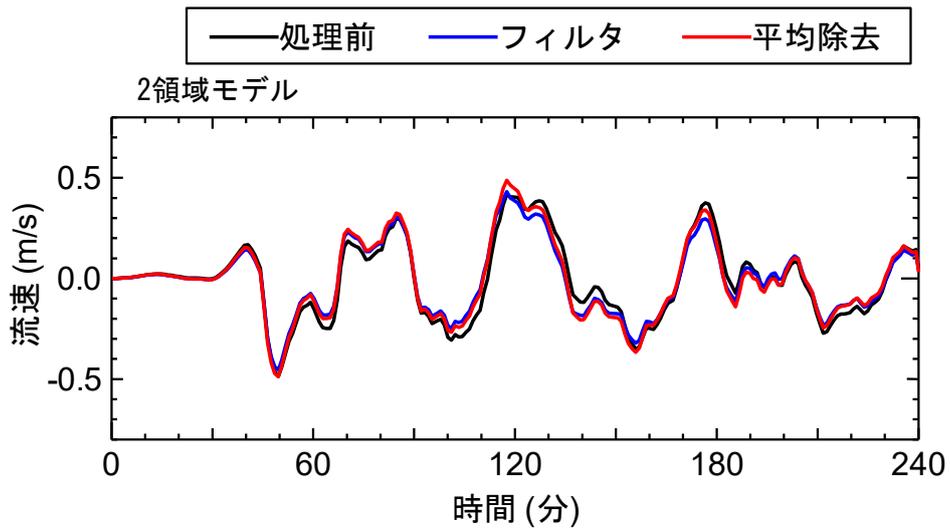


図 4-25 津波の流速 (ビーム 4, 距離 18km 地点)

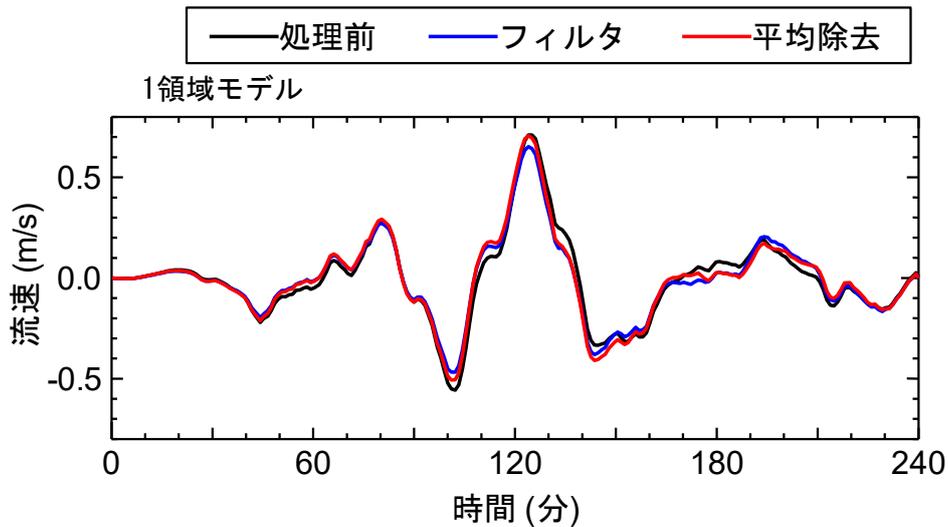


図 4-26 津波の流速（ビーム 4，距離 18km 地点）

#### 4.3.4 仮想津波観測値を用いた津波の再現計算

仮想津波観測値に前述の (1)，(2) の方法を適用した結果を用いて，データ同化による津波の再現計算の検討を行った．津波数値シミュレーションの支配方程式は非線形長波理論とし，海底の露出や陸上への遡上を考慮した．格子分割および解析条件は，図 4-4，表 2-5 と同様である．また，背景誤差特性距離 5km，誤差標準偏差比は同化計算への観測ノイズの影響を低減するため 4.0 とした．

観測点は実際のレーダ観測点位置と合わせ，サイトから正面 120° 以内の範囲に視線方向 1.5km 間隔，円周方向 15° 間隔で配置した（図 4-27）．ただしサイトから 35km 以内の点のみを使用し，観測が欠測した際にはその点でのデータ同化を行わないようにした．データ同化間隔は海洋レーダの流速測定間隔と同じ約 1 分とした．

同化の結果を図 4-28，図 4-29，図 4-30 に示す．また，同化の結果にあわせて波源を配置した津波解析結果との VR 値および相関係数も示す．5 断層連動モデルを波源とする津波については，VR がそれぞれ 83%，88%，相関係数が 0.91，0.94 と後続波も含めて非常に精度よく再現できている．2 領域モデルは，VR が 58%，64%，相関係数が 0.77，0.83，1 領域モデルは，VR が 48%，61%，相関係数が 0.71，0.83 となり，5 断層連動モデルの結果と比較するとやや精度は落ちるものの，(2) の方法では，VR が 60% 以上となっており再現性は良好といえる．2 領域モデル，1 領域モデルは，波源との位置関係から津波が北方から到達し，これに対してレーダの観測点がアンテナ設置位置の制約のため海岸線に平行ではなくやや南へ回転しているため，津波の再現に有効な観測値が少なく 5 断層連動モデルと比較してやや再現性が低下していると考えられる．

観測値のフィルタについては，いずれの波源においても前述の (2) の方法（観測値取得以前の一定時間の流速平均値を除去する方法）の方がやや予測精度が高い結果となった．(1)

の方法は、津波水位のピークがいずれもやや小さめに予測されており、短周期成分のフィルタが影響している可能性がある。

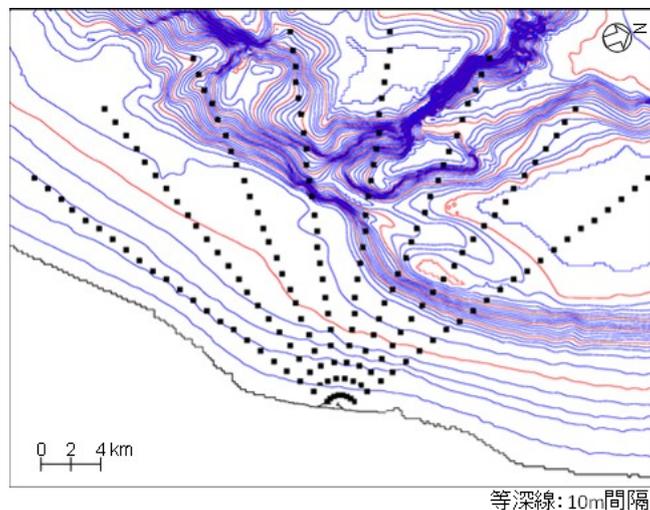


図 4-27 データ同化に用いた観測点

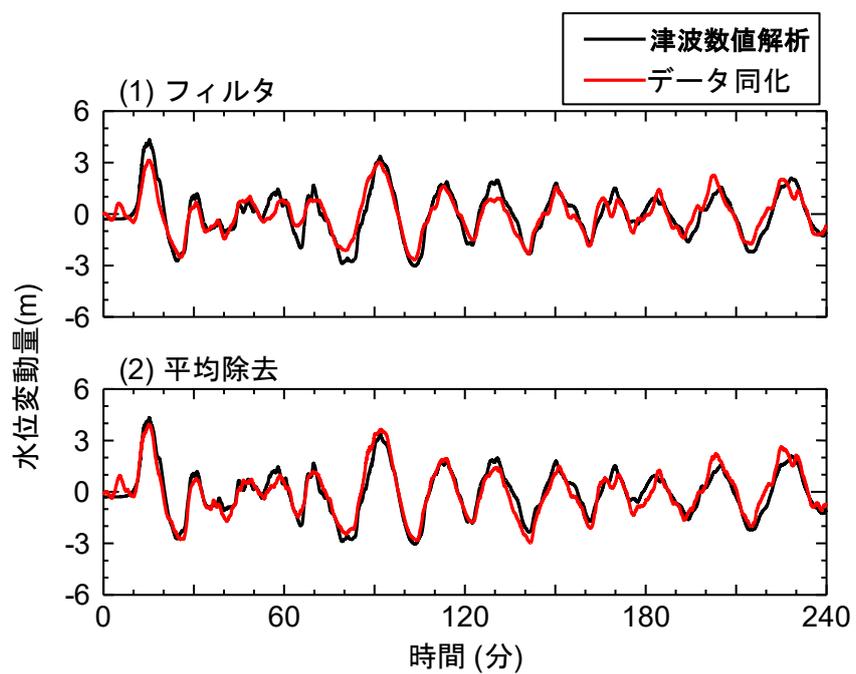


図 4-28 仮想津波観測値を用いたデータ同化結果（5断層連動モデル）  
VR：(1) 83%，(2) 88% 相関係数：(1) 0.91，(2) 0.94

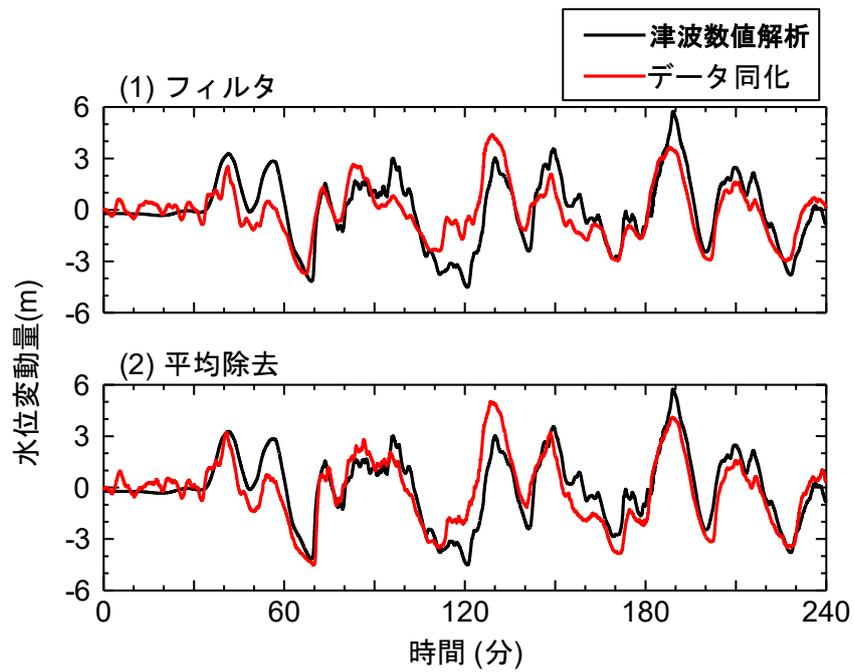


図 4-29 仮想津波観測値を用いたデータ同化結果 (2 領域モデル)  
 VR : (1) 58%, (2) 64% 相関係数 : (1) 0.77, (2) 0.83

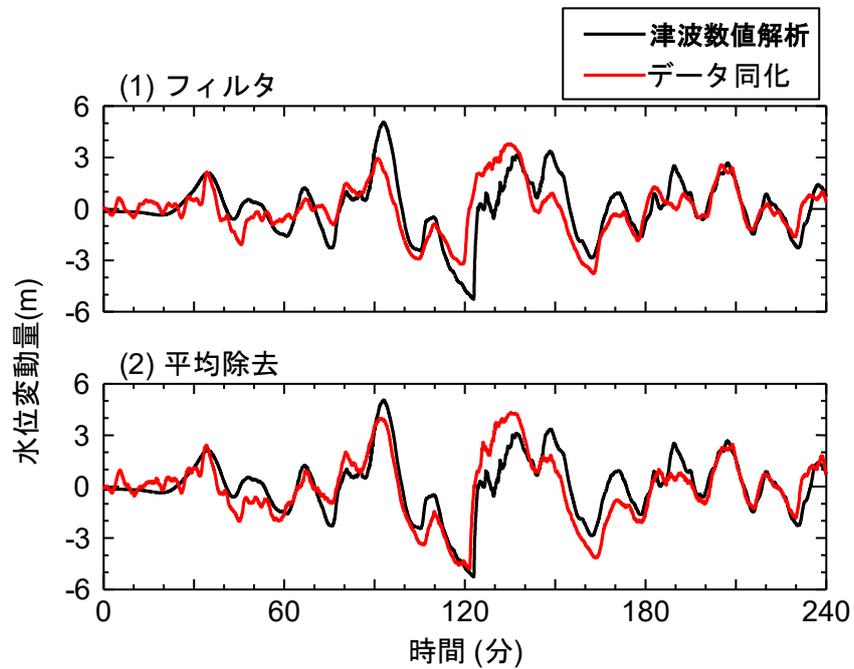


図 4-30 仮想津波観測値を用いたデータ同化結果 (1 領域モデル)  
 VR : (1) 48%, (2) 61% 相関係数 : (1) 0.71, (2) 0.83

#### 4.3.5 想定海底地すべりによる津波と活断層津波の重畳の再現計算

前節まで論じた手法を用いて、第 3 章で評価した想定海底地すべりによる津波と活断層津波が重畳した場合に津波の再現が可能か検討を行う。データ同化の解析手法は前節と同様であるが、仮想津波観測値から不要な流速成分の除去を行う方法は、前節の検討で VR 値、相関係数ともやや高かった (2) の方法を採用した。地震は同化開始から 60 分後に発生することとし、同化に用いたパラメータは、前節同様に背景誤差特性距離 5km, 誤差標準偏差比 4.0 とした。解析結果を図 4-31 に示す。数値シミュレーション結果とデータ同化を用いた再現計算結果の VR 値, 相関係数は, 69%, 0.84 であり, 波形全体の傾向は精度よく再現が可能であることが確認されるものの, 想定海底地すべりによる津波による第 1 波の鋭いピークの水位上昇量 5.8m に対して再現計算結果は 3.4m であり 40%程度低い結果となっている。これは, 海底地すべりによる短周期の津波によって急激に水位・流速が変化したため, 約 1 分の同化間隔によるシミュレーションでは水位・流速を適切に再現できなかったものと推測される。しかしながら, 同化間隔は海洋レーダの性能に依存しており, 現状設置している機器では, これ以上データ取得間隔を短縮することはできない。そこで, データ同化における観測データの重みを大きくすることで再現性が改善されるか検討することとし, 誤差標準偏差比を 4.0 から 2.0 とした。このことは, 同化にあたって, より観測データに重みを与えることを意味し, 同時に観測値に含まれるノイズの影響も大きくなる。再現計算結果を図 4-32 に示す。誤差標準偏差比を変更し, 同化の際の観測値の重要度を上げたことによって, 想定海底地すべりによる津波の鋭いピーク水位を再現できていることが確認される。VR 値, 相関係数はそれぞれ 60%, 0.83 となり, 観測ノイズの影響によって数値は若干低下するものの, ピーク水位および後続波についても十分な精度で再現が行えることを示している。

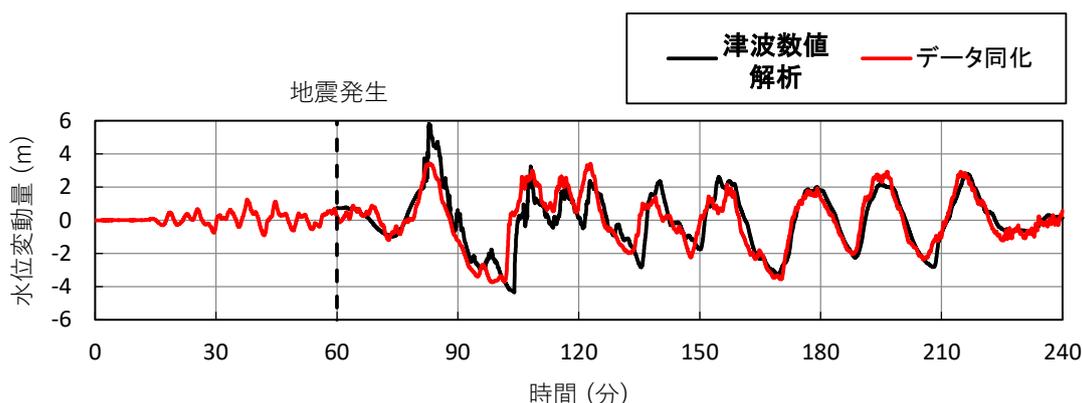


図 4-31 想定海底地すべりによる津波と活断層津波の重畳に対するデータ同化結果  
( $\rho = 4.0$ )

VR 値 : 69%, 相関係数 : 0.84

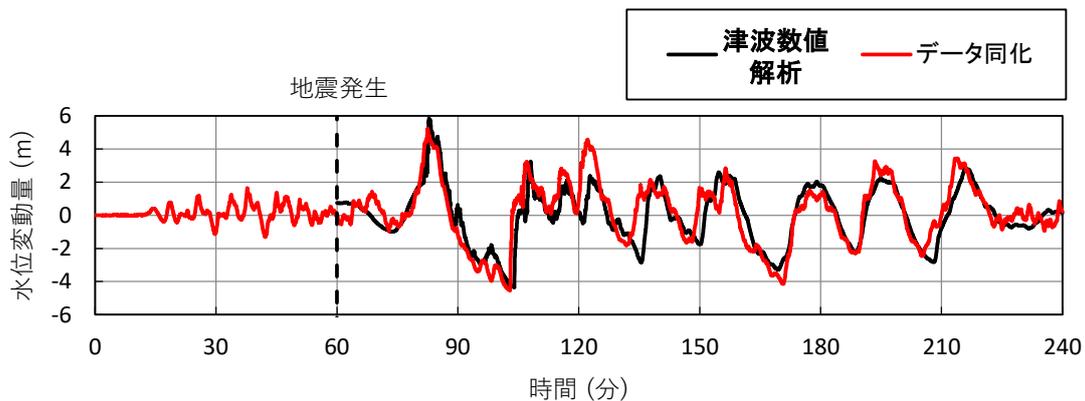


図 4-32 想定海底地すべりによる津波と活断層津波の重畳に対するデータ同化結果  
 $(\rho = 2.0)$   
 VR 値：60%，相関係数：0.83

#### 4.4 津波の検知・予測

ここまで単一の海洋レーダの観測データにデータ同化手法を適用することで津波水位を再現可能であることが確認できた。次に、実際の津波発生時を念頭に、津波の検知・予測の可能性について検証する。

津波からの避難の観点から津波の第 1 波の到達時間、水位を精度よく予測することが重要である。ここでは、まず、前述の想定海底地すべりによる津波と活断層津波の重畳津波を対象として第 1 波の到達と水位を何分程度前に検知・予測可能かについて検討を行う。図 4-33 に第 1 波ピーク水位発生前における予測結果の変化を、図 4-34 にこのときの水位分布の時間変化を、図 4-35 に同化終了から 20 分間の VR 値を示す。前節と同様に地震は計算開始から 60 分後の発生とし、以下に示す同化回数は地震発生後からの同化回数である。水位の時系列は 1 号機取水口前面の結果である。

数値シミュレーションによるピークは、地震発生後 23 分（解析開始から 83 分）に発生しており、ピーク水位発生 13 分前（同化回数 9 回）による予測において、ほぼ同時刻にピーク水位が発生していることから到達時間についてはおおむね一致していると言える。しかしながら、このときの第 1 波のピーク水位の予測は約 2m となっており、波源を配置した数値シミュレーション結果の 5.8m に対して過小評価となっている。同化終了から先 20 分間の予測結果の VR 値も 25% と低く、津波を予測できているとは言えない。水位分布の時間変化からは津波がレーダの観測範囲全体に十分に広がっておらず、また津波が北方からすなわちレーダ観測範囲の円周方向から到達することが確認され、このため水位を適切に予測するための視線方向流速の分布が十分に得られていないことが原因と考えられる。ピーク水位発生 11 分前（同化回数 11 回）の予測では、到達予想時刻はピーク水位発生 13 分前（同化回数 9 回）の予測と変化なくおよそ一致している。ピーク水位の予測は約 3m と

なりシミュレーション結果にやや近づいているものの、シミュレーション結果の約 50%程度と過少評価となっている。同化終了から 20 分間の VR 値は 48%とやや向上するが、この段階でも十分な予測ができていない。ピーク水位発生 9 分前（同化回数 13 回）では、到達予想時刻は同様にほぼ正確に予測され、ピーク水位は 4.3m となり、シミュレーション結果の 70%程度まで向上している。同化終了後 20 分間の VR 値は 81%と大きく向上している。ピーク水位発生 7 分前（同化回数 15 回）、5 分前（同化回数 17 回）、3 分前（同化回数 18 回）では同化終了後の予測ピーク水位は、それぞれ 5.05m, 5.15m, 5.21m とピーク発生までの時間が短くなるにつれ精度は徐々に向上している。同化終了後 20 分間の VR 値はそれぞれ、86%, 84%, 82%であり、十分な精度で予測されていると判断できる。以上のことから、想定海底地すべりによる津波と活断層津波の重畳津波について、VR 値が 80%以上となる第 1 波到達のおよそ 9 分前程度には到達時刻およびピーク水位の予測が可能と考えられる。

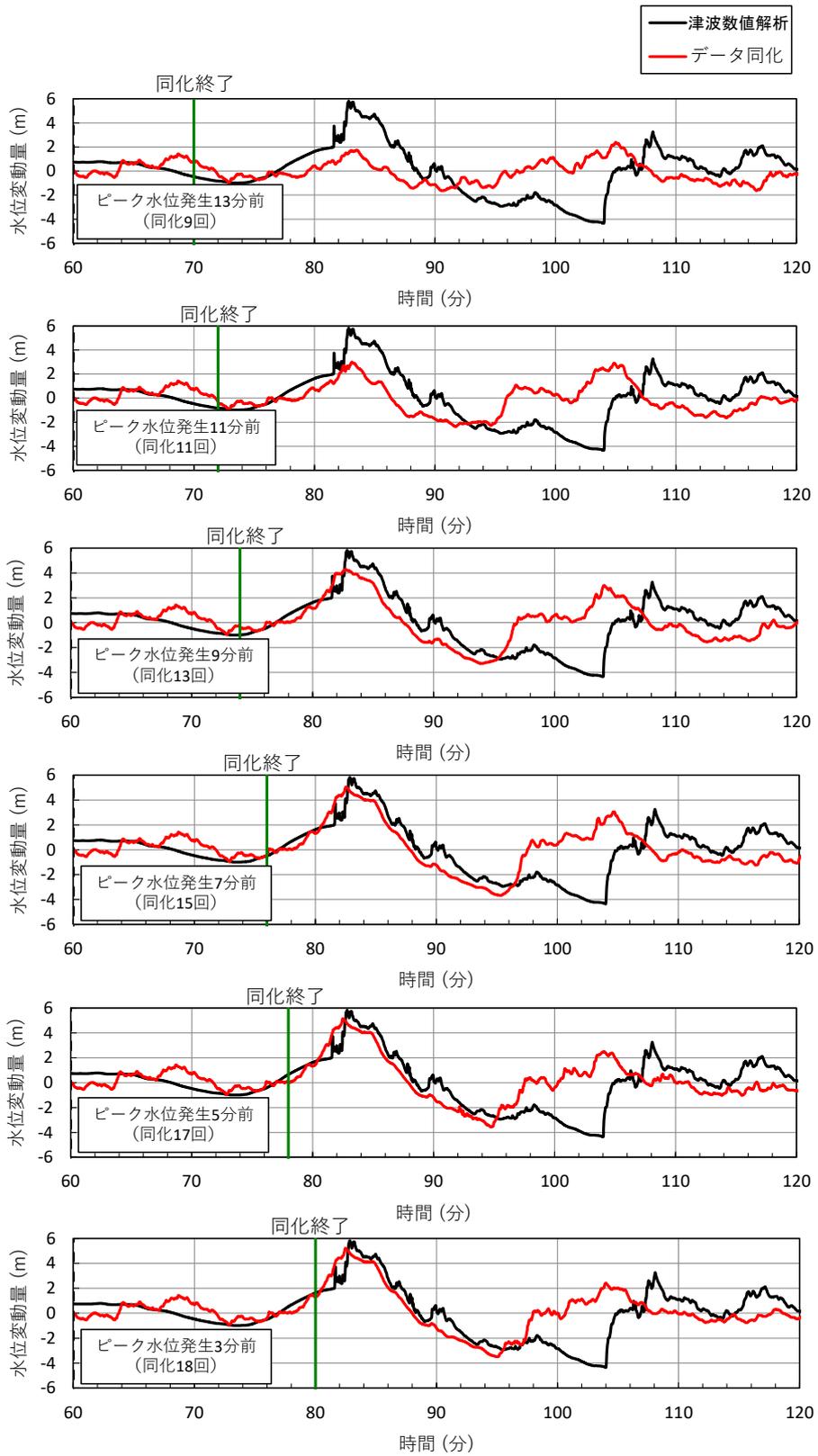


図 4-33 経過時間 (同化回数) による予測結果の変化

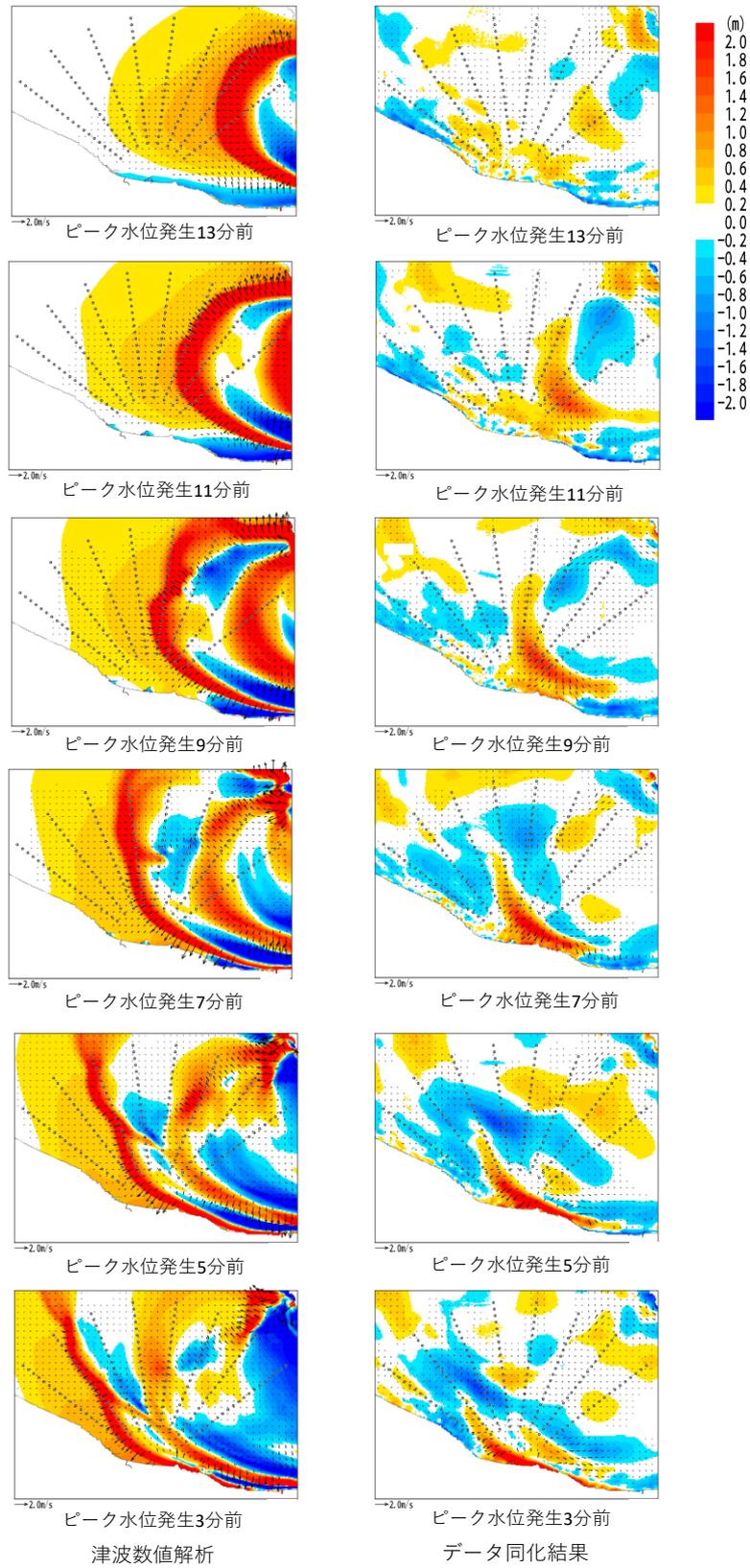


図 4-34 水位分布の時間変化

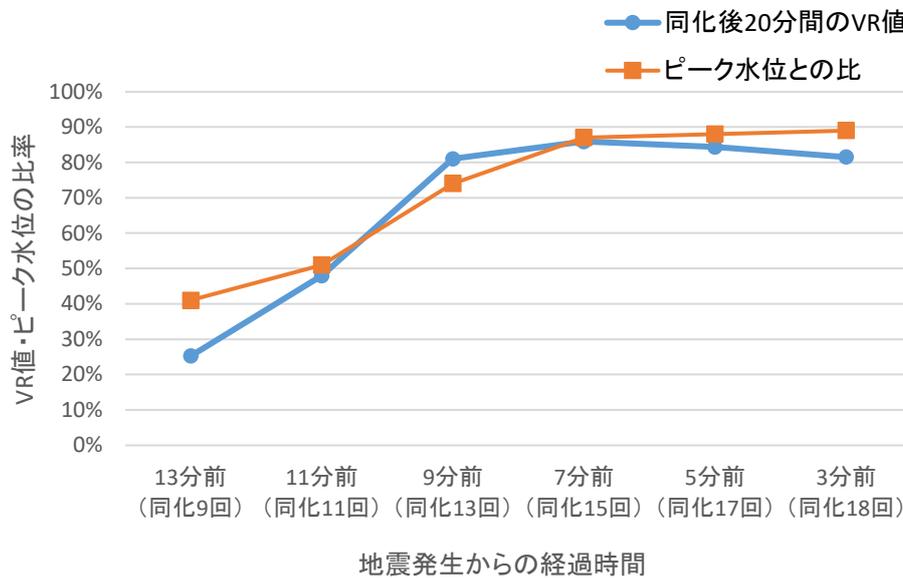


図 4-35 同化終了後 20 分間の VR 値

ここまで、津波の第 1 波について、到達の約 9 分程度前には予測可能であることが確認された。次に同化終了から何分先まで津波予測が可能か検討することとし、第 1 波の到達がおおよそ予測可能と判断したピーク水位発生 9 分前～3 分前（同化回数 13 回～18 回）の予測結果を用いて、同化終了からの経過時間毎の VR 値の変化を整理した（図 4-36）。同化終了から 10 分間はいずれも VR 値は 90% 以上であり、精度よく予測が可能であることがわかる。20 分間の VR 値は、10 分間の結果と比較するとやや低下するが、いずれも 80% 以上となっており予測精度は十分と考えられる。ただし、同化終了から 18～20 分頃の時刻歴波形はシミュレーション結果と乖離し始めていることが確認される。30 分間では、VR 値は大きく低下し、予測の後半部において数値シミュレーション結果と水位が乖離している。以上の結果から、同化終了から予測可能な時間は、VR 値が 80% 以上となる約 20 分が目安と推測される。

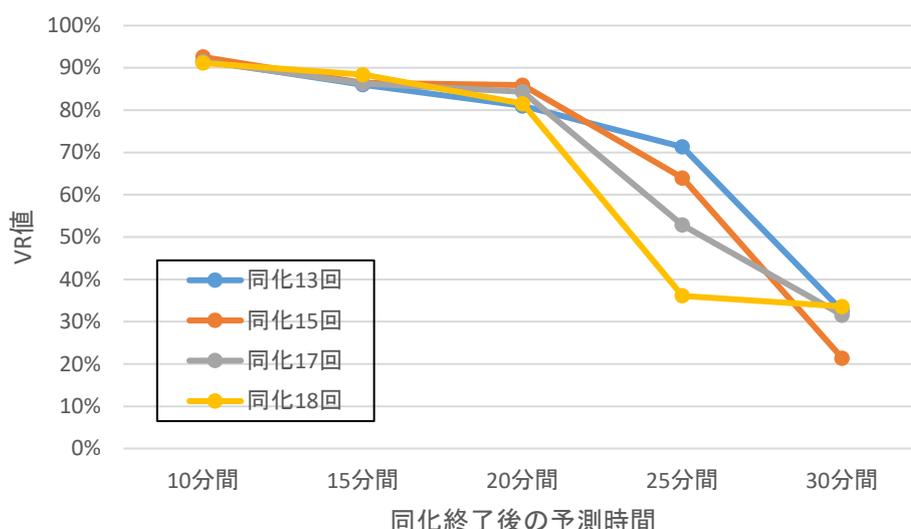


図 4-36 データ同化による予測可能時間

ここまで確認した結果を踏まえ、実際に想定海底地すべりによる津波と活断層津波の重畳津波が発生した場合に、提案した単一の海洋レーダを用いた津波検知・予測手法を用いた場合、柏崎刈羽原子力発電所においてどのような対応が可能となるか想定した。

ピーク水位発生 13 分前の予測結果からは、2m 程度の水位上昇が予測されるが、ノイズとの違いを明確に認識することはできず、サイトの地盤高さが T.M.S.L.+3m であることからサイトへの遡上を警戒はするものの、津波を認識した対応はとることはできないと考えられる。ピーク水位発生 11 分前の予測からは、3m 弱の津波の到達が予想され、サイトの地盤高さが T.M.S.L.+3m であることからサイトへの影響はないと推測されるが、遡上の可能性について警戒すべき状況と考えられる。ピーク水位発生 9 分前の予測からは、約 4m の明瞭なピークが確認され、サイト高さである T.M.S.L.+3m を超える予測値となるためサイトへの遡上が想定され、護岸付近からの退避を行う必要がある。ピーク水位発生 7 分前～3 分前の予測からは、第 1 波のピーク水位が徐々に上昇し、T.M.S.L.+5～6m 程度の予測結果となり、護岸付近全域の浸水が想定される。また、ピーク水位発生 9 分前以降のいずれの予測においても第 1 波の上昇側ピーク水位発生後、徐々に水位低下し 20 分程度先に T.M.S.L.-3～-4 m に達すると予測されており、海水貯留堰の高さ T.M.S.L.-3.5m を下回る可能性が想定されることから、取水路内の水位低下によるポンプ停止などについてあらかじめ警戒する状況と考えられる。

上記想定に基づき、ピーク水位発生 9 分前の予測結果に基づき避難を開始することが可能だった場合、護岸付近からの退避に要する時間について試検討を行った。サイトは 1～4 号機が設置される荒浜側と 5～7 号機が設置される大湊側にわかれており、荒浜側では、T.M.S.L.+3m の護岸付近に T.M.S.L.+15m まで RC 構造の防潮堤を設置し、大湊側では、T.M.S.L.+12m のサイト前面に T.M.S.L.+15m まで高さ 3m の盛土を行っている。高所へ避

難する際は、それぞれのサイトに3ヵ所設置された非常階段を用いて、防潮堤頂部もしくは盛土上部の T.M.S.L.+15m まで退避することになる。それぞれの非常階段が受け持つと考えられる避難エリアを想定すると、移動距離が最も長いと想定されるのは、展望台前面中央付近から荒浜側あるいは大湊側へ避難する場合と考えられ(図 4-37)、それぞれ非常階段までの移動距離は約 400m となる。この時、平坦地の標準歩行速度 1m/秒 [77]とすると、非常階段までの移動に6~7分、12m 高低差の非常階段を昇るために、階段昇りの標準歩行速度 0.5m/秒 [77]とすると 0.5分、合計 6.5~7.5分程度で避難可能と推測できる。

以上のことから、提案した津波検知・予測手法を用いることで、本検討で対象とした警報のない津波に対しても、津波からの避難に時間的余裕を確保することが可能と考えられる。

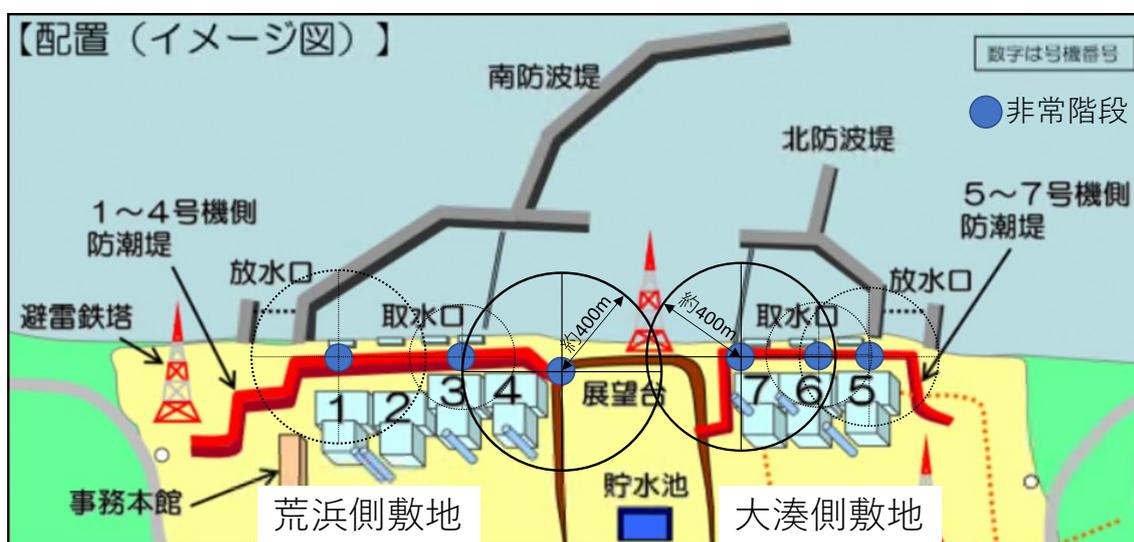


図 4-37 柏崎刈羽原子力発電所概念図

#### 4.5 まとめ

第4章では、第3章までに想定された津波が実際に発生した場合を想定し、これら津波の早期検知・予測手法として、柏崎刈羽原子力発電所に設置した単一の海洋レーダの流速観測結果にデータ同化手法を適用し津波予測を行う手法を示した。

太平洋側では、S-net, DONET などの津波水位観測機器が充実しているが、日本海側では、GPS 波浪計が山形県沖、秋田県沖、青森西岸沖に設置されているものの、津波の監視や予測に用いるために十分なものではない。また、S-net 等の大規模な観測網の整備を一事業者で実施することは困難である。このような海域に設置した機器については、観測精度が高い反面メンテナンス性がよくないことや維持管理コストが高い等の欠点がある。このため、津波が発生した際の避難や発電所におけるオペレーションは、気象庁の津波警報・注意報によることとされている。しかしながら、気象庁の津波警報・注意報は地震による津波を対象としたものであり、前章で検討した想定海底地すべりによる津波や活断層津波との重

豊津波については、警報・注意報が発令されない可能性があり、津波時の避難開始の遅れなどにより津波災害を拡大させる可能性がある。そこで、本章において海洋レーダを用いた津波検知・予測の可能性について検討し、また、実際の津波発生時を模擬した津波観測値を用いることで実務における適用性を検証した。具体的には、実地形およびサイトで想定する3ケースの波源モデルを用いた津波数値シミュレーションおよび3章で述べた活断層津波と想定海底地すべりの重畳した津波シミュレーションの結果から、海洋レーダの観測点における視線方向流速を抽出し、これに実際のノイズを含んだ観測値を模擬するため平常時の観測データを足し合わせ仮想津波観測値を作成した。これを最適内挿法を用いたデータ同化への入力データとしてサイトにおける津波水位の再現を行った結果、数値シミュレーションによる津波水位と再現解析による津波水位のVRは、観測値から70分の平均値を除去する方法を用いた場合、いずれのケースにおいても60%以上となり、再現性が良好とされる約50%以上であることから精度よく津波水位の再現が可能であることを示している。津波の検知・予測については、想定海底地すべりによる津波と活断層津波の重畳した場合について、第1波の上昇側ピークが到達する約9分前に検知することが可能であること、同化終了後約20分先まで十分な精度をもって予測が可能であることを確認し、警報のない津波に対しても実務への適用性があることを示した。また、このとき、発電所内の避難経路を想定し、移動に要する時間を考慮した場合においても津波からの避難に時間的余裕を確保可能であることを確認した。

海洋レーダは、陸上に設置しメンテナンス性が良いこと、1台で数十キロ範囲の面的な視線方向流速が得られること、海域に設置するような大規模な観測網と比較して設置費用が格段に低いことなど利点が多い。本章において示した1台の海洋レーダによる津波の検知・予測手法は、海洋レーダを設置可能な場所であればどのような場所にも適用可能と考えられ、特に津波の観測網が十分ではない日本海側における津波防災への大きな貢献が期待できる。

## 5 結論

本研究では、日本海側の津波評価に関する現状を踏まえ、柏崎刈羽原子力発電所をモデルサイトとして、日本海側における海底地すべりによる津波想定および活断層津波との重畳による津波の想定手法を提案するとともに、実際にこのような津波が発生した場合の対象施設の安全性確保および人身安全確保を目的とした津波検知・予測手法を構築した。

第2章では、柏崎刈羽原子力発電所を対象として実施した津波評価のうち、地震による津波および地震以外を起因とする津波評価について概要を述べた。地震による津波としては、サイト周辺の海域活断層による津波および日本海東縁部に想定される地震による津波を対象として、いずれも過去の歴史記録が乏しく震源像が明確でないことを踏まえ、十分な不確かさを考慮した評価を示した。また、海底地すべりによる津波については、海底地形判読に基づき過去に海底地すべりが発生した場所を特定し、地すべり地形を復元することで津波評価を行った。津波水位評価にあたっては、Wattsらの手法に基づき初期水位を算定し津波数値シミュレーションを行う方法、二層流モデルにより直接海底地すべりの運動を模擬する方法について検討を行い、ここでは、二層流モデルによる津波水位が安全側に評価されることを示した。

第3章では、第2章で検討した海底地すべりの痕跡に基づく津波評価に加えて、柏崎刈羽原子力発電所の半径100 kmの範囲をモデルとして、将来発生し得る海底地すべりによる津波の評価手法を示した。はじめに、サイトから半径約100 kmの範囲に認められる全ての海底地すべり地形を分析し、海底地すべりの斜面長と幅に関するパラメータの経験モデルを新たに提案した。提案した経験式等を用いて海底地すべりによる初期水位を算定し、これに単位波源を用いた数値シミュレーションによる地すべり位置からサイトまでの津波の増幅特性を乗じることで、海底地すべり津波のサイトへの影響の大きなポテンシャルサイトを特定した。次に、ポテンシャルサイトにおいて海底地すべりの発生可能性についてより詳細な検討を行うため、計5千万ケースの三次元地盤安定解析を実施し、想定海底地すべりの発生位置、形状を求めた。すべりが発生したエリアは信濃川の河口付近に位置し、更新統～完新統が厚く堆積しているエリアである。これ以外のエリアは、活断層の隆起によって形成された鮮新世以前の地層による斜面が多く、長大斜面であっても岩盤強度が大きいため規模の大きなすべりが発生しなかったと考えられる。このことは、想定海底地すべりの検討においては、河川の河口付近、特に大河川の河口付近に留意する必要があることを示唆している。最後に、求められた想定海底地すべり形状を用いた二層流モデルによる津波評価を行い、サイトに対して最も影響が大きい海底地すべり津波の将来想定手法を示した。

さらに、サイトに最も影響の大きな想定海底地すべりによる津波を対象として、活断層津波と海底地すべりによる津波の重畳に関する効率的な評価手法を示した。重畳可能性の高

い活断層を抽出するため、前述の単位波源を用いた津波解析の結果から求めた津波到達時間の分布に着目した。単位波源による津波のピーク水位の到達時間を第3波まですべて求め、到達時間のコンターを作成し、これと活断層分布を対比することで、海底地形や伝播経路の影響を考慮したうえで、重畳可能性の高い活断層を抽出することが可能となる。抽出された活断層によるピーク津波水位は、いずれも想定海底地すべり津波によるピーク水位発生時刻の数分前後であることを確認し、これに地震発生から海底地すべり発生までの時間差を考慮するため、津波水位の線形足し合わせ時刻を変化させることで、重畳による最大津波水位の評価を行った。さらに、活断層津波と想定海底地すべり津波の連成解析を行い、重畳による非線形性の影響について検討し、本研究において対象とした津波においては、ピーク水位が重畳することによって急峻な波形が生じ、非線形効果によりピーク水位がやや低減される可能性があることを示した。

第4章では、第3章までに想定された津波が実際に発生した場合を想定し、これら津波の早期検知・予測手法として、柏崎刈羽原子力発電所に設置した単一の海洋レーダの視線方向流速観測結果にデータ同化手法を適用し津波予測を行う手法を示した。

実地形およびサイトで想定する3ケースの波源モデル用いた津波数値シミュレーションおよび3章で述べた活断層津波と想定海底地すべりの重畳した津波シミュレーションの結果から、海洋レーダの観測点における視線方向流速を抽出し、これに実際のノイズを含んだ観測値を模擬するため平常時の観測データを足し合わせ仮想津波観測値を作成した。これを最適内挿法を用いたデータ同化への入力データとしてサイトにおける津波水位の予測を行った。数値シミュレーションによる津波水位と予測による津波水位のVRはほとんどのケースで再現性が良好とされる約50%以上であり、精度よく津波水位の予測が可能であることを示した。また、津波の検知・予測については、第1波のピーク到達約9分前に検知ができること、20分程度先まで津波水位を予測できることを確認し、地震による津波、海底地すべりによる津波およびこれらが重畳する津波に対しても適用性があることを示した。

沿岸域に設置される原子力発電所等の重要施設においては、これまで主として地震による津波に対して安全性の評価が行われてきた。しかしながら、近年諸外国において海底地すべりに代表される地震以外の要因による津波による被害が発生していることや津波堆積物に関する研究の進展により、海底地すべりによる巨大津波の発生が指摘される等、新しい知見に目を向け、我が国沿岸においても海底地すべりによる津波のリスクに備える必要がある。本研究において、日本海側に設置される原子力発電所をモデルケースとして、将来発生し得る海底地すべりによる津波評価を効率的に行う方法を具体的に示したことで、今後の海底地すべりによる津波に対する安全性の向上に貢献できると考える。また、このような津波が実際に発生した場合への対応として、単一の海洋レーダの観測値を用いたデータ同化手法による津波予測手法を提案した。実際の津波による検証は今後の課題であるが、実観測

データのノイズを与えた仮想津波観測値を用いて予測手法の有効性を検証したこと、海底地すべり津波のような津波注意報・警報がない津波への予測可能性を示したことから、本研究で提案した津波検知・予測手法は、特に津波観測機器の少ない日本海側における津波被害の最小化、早期復旧対応等に有効と考えられ、津波防災の実務に大きく貢献できると考える。

## 6 引用文献

- [1] 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ, “東北地方太平洋沖地震津波情報,” 2012.12.29.
- [2] 福島県, “津波防災地域づくりに関する法律に基づく津波浸水想定の設定について,” 2020.9.2.
- [3] 日本海における大規模地震に関する調査検討会, “日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書,” 国土交通省, 平成 26 年 9 月.
- [4] 地震調査研究推進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.
- [5] 地震調査研究推進本部地震調査委員会, “日本海溝沿いの地震活動の長期評価,” 平成 31 年 2 月 26 日.
- [6] 川上源太郎,加瀬善洋,ト部厚志,高清水康博,仁科健二, “日本海東縁の津波とイベント堆積物,” 地質学雑誌 第 123 巻 第 10 号 857-877 ページ, 2017 年 10 月.
- [7] 今村文彦, “15 年間における津波数値解析の発展と今後,” 月刊海洋 号外 No.16, 1998.
- [8] 海上保安庁 海洋情報部, “海域火山データベース”.
- [9] Hampton, M.A., Lee, H.J. and Locat, J. , “Submarine landslide,” Rev. Geophys., Vol. 34, No. 1, pp. 33 – 59. , 1996.
- [10] 野 徹雄, 平松 孝晋, 佐藤 壮, 三浦 誠一, 千葉 達朗, 上山 沙恵子, 壺岐 信二, 小平 秀一, “日本海およびその周辺の地形データの統合と赤色立体図,” JAMSTEC Report of Research and Development Volume22, 2016.
- [11] Koji Minoura,Daisuke Sugawara,Tohru Yamanoi,Tsutomu Yamada, “Aftereffects of Subduction-Zone Earthquakes: Potential Tsunami Hazards along the Japan Sea Coast,” 2015.
- [12] 村上嘉謙, “海底および陸上地すべりによって生じる津波や津波による砂移動の合理的な推定手法に関する研究,” 京都大学, 2018.9.25.
- [13] 東京電力ホールディングス株式会社, “柏崎刈羽原子力発電所における津波評価について,” 平成 29 年 12 月 22 日.
- [14] Abdul Muhari, Mohammad Heidarzadeh, Harjo Susmoro, Haris D. Nugroho, Estu Kriswati, Supartoyo, Antonius B. Wijanarto, Fumihiko Imamura & Taro Arikawa, “The December 2018 Anak Krakatau Volcano Tsunami as Inferred from Post-Tsunami Field Surveys and Spectral Analysis,” Pure Appl. Geophys., 176, 5219-5233., 21 November

2019.

- [15] 原子力規制庁, “津波警報が発表されない可能性のある津波への対応について(インドネシア・スンダ海峽で発生した火山現象による津波に関連して),” 原子力規制庁, 平成 31 年 1 月 16 日.
- [16] 気象庁, “津波を予測する仕組み,” [オンライン]. Available: <https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/tsunami/ryoteki.html>.
- [17] Maeda, T., Obara, K., Shinohara, M., Kanazawa, T. and Uehara, K., “Successive estimation of a tsunami wavefield without earthquake source data: A data assimilation approach toward real-time tsunami forecasting,” *Geophysical Research Letters*, Vol. 42, No. 19, pp. 7923-7932, 2015.
- [18] Gusman, A. R., Sheehan, A. F., Satake, K., Heidarzadeh, M., Mulia, I. E. and Maeda, T., “Tsunami data assimilation of Cascadia seafloor pressure gauge records from the 2012 Haida Gwaii earthquake,” *Geophysical Research Letters*, Vol. 43 No. 9, pp. 4189-4196, 2016.
- [19] 日向博文・藤 良太郎・藤井智史・藤田裕一・花土 弘・片岡智哉・水谷雅裕・高橋智幸, “紀伊水道における短波海洋レーダを用いた津波・副振動観測,” 土木学会論文集 B2 (海岸工学) Vol. 68, No. 2, 2012, I\_196-I\_200, 2012.
- [20] B. Lipa, D. Barrick, S. Saitoh, Y. Ishikawa, T. Awaji, J. Largier and N. Garfield, “Japan tsunami current flows observed by HF radars on two continents,” *Remote Sensing*, Vol. 3, Issue 8, pp. 1663-1679, 2011., 2011.
- [21] H. Hinata, S. Fujii, K. Furukawa, T. Kataoka, M. Miyata, T. Kobayashi, M. Mizutani, T. Kokai and N. Kanatsu, “Propagating tsunami wave and subsequent resonant response signals detected by HF radar in the Kii Channel, Japan,” *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 95, Issue 1, pp. 268-273, 2011., 2011.
- [22] L. Benjamin, P. Flament, K. Cheung, and D. Luther, “The 2011 Tohoku tsunami south of Oahu: high-frequency Doppler radio observations and model simulations of currents,” *Journal of Geophysical Research*, *Oceans*, Vol. 121, Issue 2, pp. 1133-1144, 2016., 2016.
- [23] A. Dzvonskovskaya, “Ocean surface current measurements using HF radar during the 2011 Japan tsunami hitting Chilean coast,” 2012 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Munich, 2012, pp. 7605-7608., 2012.
- [24] 木村 達人・山下 恭平・金戸 俊道・増子 雅洋, “海洋レーダ流速観測値を用いたデータ同化津波即時予測,” 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 74, No. 2, pp. I\_517-I\_522, 2018, 2018.

- [25] 国土庁,農林水産省構造改善局,農林水産省水産庁,運輸省,気象庁,建設省,消防庁,“地域防災計画における津波対策強化の手引き,” 1998.
- [26] 国土交通省水管理・国土保全局海岸室, 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, “津波浸水想定の設定の手引き,” 2012.
- [27] 土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会, “原子力発電所の津波評価技術,” 2002年2月.
- [28] 土木学会原子力土木委員会津波評価部会, “確率論的津波ハザード解析の方法,” 土木学会, 平成23年9月.
- [29] 原子力規制委員会, “基準津波および耐津波設計方針に係る審査ガイド,” 平成25年6月.
- [30] 入谷剛, 北川陽一, 木場正信, “断層間の力学的相互作用を考慮した活断層の連鎖的破壊現象に関する検討,” 電力土木技術協会, 2008.7, p.48-53, 2008.
- [31] 松田時彦, “最大地震規模による日本列島の地震分帯図,” 東京大学地震研究所彙報65(1), p286-319,1990-06, 1990.
- [32] 地震調査研究推進本部地震調査委員会, “長岡平野西縁断層帯の評価,” 2004.
- [33] 地震調査研究推進本部地震調査委員会, “十日町断層帯の評価,” 2005.
- [34] Yukinobu Okamura, Tatsuya Ishiyama, Yukio Yanagisawa, “Fault-related folds above the source fault of the 2004 mid-Niigata Prefecture earthquake, in a fold-and-thrust belt caused by basin inversion along the eastern margin of the Japan Sea,” JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 112, B03S08, 2007.
- [35] 活断層研究会, “[新編]日本の活断層,” 東京大学出版会, 1991.
- [36] 地質調査総合センター, “能登半島東方海底地質図(1/20万),” 地質調査所, 2002.
- [37] Y. Okamura, “Fault-related folds and an imbricate thrust system on the northwestern margin of the northern Fossa Magna region, central Japan,” Island Arc, vol.12, no.1, pp.61-73, 2003.
- [38] 地震調査研究推進本部地震調査委員会, “魚津断層帯の長期評価について,” 2007.
- [39] 土木学会原子力土木委員会津波評価部会, “原子力発電所の津波評価技術2016,” 土木学会, 2016.
- [40] 地震調査研究推進本部地震調査委員会, “震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」),” 令和2年3月.
- [41] SATOKO MUROTANI, SHINICHI MATSUSHIMA, TAKASHI AZUMA, KOJIRO IRIKURA, and SADAYUKI KITAGAWA, “Scaling Relations of Source Parameters of Earthquakes Occurring on Inland Crustal,” Pure Appl. Geophys. 172 (2015), 1371–

1381, 2015.

- [42] 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, 2001.
- [43] Mansinha, L. and D. E. Smylie, “The displacement fields of inclined faults,” Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.61, No.5, pp.1433-1440, 1971.
- [44] 後藤智明, 小川由信, “Leap-frog 法を用いた津波の数値計算法,” 東北大学工学部土木工学科, 52p., 1982.
- [45] 小谷美佐, 今村文彦, 首藤伸夫, “GIS を利用した津波遡上計算と被害推定法,” 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp.1433-1440, 1998.
- [46] 本間仁, “低溢流堰提の流量係数 (第二編),” 土木学会誌, Vol.26, No.9, pp.849-862, 1940.
- [47] 相田勇, “三陸沖の古い津波のシミュレーション,” 東京大学地震研究所彙報, Vol.52, pp.71-101, 1977.
- [48] Grilli, S.T. and P. Watts, “Tsunami Generation by Submarine Mass Failure I,” Modeling, Experimental Validation, and Sensitivity Analyses, Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 131:6(283), pp.283-297, 2005.
- [49] Watts, P., S. T. Grilli, D. R. Tappin and G. J. Fryer, “Tsunami Generation by Submarine Mass Failure II,” Predictive Equations and Case Studies, Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 131:6(298), 298-310, 2005.
- [50] Maeno, F. and F. Imamura, “Numerical investigations of tsunamis generated by pyroclastic flows from the Kikai caldera, Japan,” Geophysical Research Letters, 34:L23303, 2007.
- [51] 松本智裕, 橋和正, 今村文彦, 首藤伸夫, “土石流による津波発生・伝播モデルの開発,” 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp. 346-350, 1998.
- [52] 東京電力ホールディングス株式会社, “柏崎刈羽原子力発電所 6 号及び 7 号炉 敷地周辺海域の地質・地質構造,” 平成 29 年 12 月 22 日.
- [53] Kawamata, K., Takaoka, K., Ban, K., Imamura, F., Yamaki, S. and Kobayashi, E., “Model of Tsunami Generation by Collapse of Volcanic Eruption: the 1741 Oshima-Oshima Tsunami,” Tsunamis: Case Studies and Recent Developments, Springer, pp. 79-96, 2005.
- [54] 今村文彦, 後藤大地, 嶋原良典, 喜多村雄一, 松原隆之, 高岡一章, 伴一彦, “土砂突入による津波発生機構に関する基礎検討,” 海岸工学論文集, 第 48 巻, pp.321-325, 2001.
- [55] I.V. Fine, A.B. Rabinovich, B.D. Bornhold, R.E. Thomson, E.A. Kulikov, “The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929: preliminary analysis and

- numerical modeling,” *Marine Geology* 215 (2005) 45 – 57, 2005.
- [56] Gabriela DAN, Nabil SULTAN, Bruno SAVOYE, “The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: Trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling,” *Marine Geology* Volume 245, Issues 1-4, 9 November 2007, Pages 40-64, 2007.
- [57] Kwanchai Pakoksung, Anawat Suppasri, Fumihiko Imamura, Cipta Athanasius, Amalfi Omang & Abdul Muhari, “Simulation of the Submarine Landslide Tsunami on 28 September 2018 in Palu Bay, Sulawesi Island, Indonesia, Using a Two-Layer Model,” *Pure Appl. Geophys.*, 176, 3323–3350, 04 June 2019.
- [58] Kiichiro Kawamura, Tomoyuki Sasaki, Toshiya Kanamatsu, Arito Sakaguchi, Yujiro Ogawa, “Large submarine landslides in the Japan Trench: A new scenario for additional tsunami generation,” *Geophysical Research Letters* Volume 39, Issue 5, 2012.
- [59] 池原 研, 佐藤 幹夫, 山本 博文, “高分解能音波探査記録からみた隠岐トラフの堆積作用,” *地質学雑誌*/96 卷 (1990) 1 号, 1990.
- [60] Ikuo Abe, Kazuhisa Goto, Fumihiko Imamura & Katsuyoshi Shimizu, “Numerical simulation of the tsunami generated by the 2007 Noto Hanto Earthquake and implications for unusual tidal surges observed in Toyama Bay,” *Earth, Planets and Space* volume 60, pages 133–138 (2008), 2008.
- [61] 片山 肇, 板木拓也, “日本海東部, 秋田沖における堆積速度の広域分布,” *地質学雑誌* 第 113 卷 第 10 号 505–518 ページ, 2007 年 10 月, 2007.
- [62] 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 卷 (1975) 269-283 頁, 1975.
- [63] Moscardelli, L. and Wood, L., “Morphometry of Mass-Transport Deposits as a Predictive Tool,” *GSA Bulletin*, Vol. 128, No. 1-2, pp. 47-80, 2015.
- [64] Hühnerbach, V., Masson, D.G. and partners of the COSTA-Project, “Landslides in the North Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behaviour,” *Marine Geology*, Vol. 213, pp. 343–362, 2004.
- [65] 関口春子, 吉見雅行, 堀川晴央, “新潟堆積盆地 3 次元地盤構造のモデル化,” *活断層・古地震研究報告*, 第 9 号, pp. 175-259, 2009.
- [66] Reid, M.E., Christian, S.B., Brien, D.L. and Henderson, S.T., “Scoops3D - Software to analyze 3D slope stability throughout a digital landscape,” *U.S. Geological Survey Techniques and Methods*, book 14, chap. A1, 236p., 2015.
- [67] Di Traglia, F., Nolesini, T., Solari, L., Ciampalini, A., Frodella, W., Steri, D., Allotta,

- B., Rindi, A., Marini, L., Monni, N., Galardi, E. and Casagli, N., “Lava Delta Deformation as a Proxy for Submarine Slope In-stability,” *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.488, pp. 46-58, 2018.
- [68] Noda, S., K. Yasiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo, and T. Watanabe, “Response spectra for design purpose of stiff structures on stiff structures on rock sites,” *OECD Workshop on the Relations between Seismological DATA and Seismic Engineering*, pp.399-408, 2002.
- [69] 森木ひかる, 隈元崇, 中田高, 後藤秀昭, 泉紀明, 西澤あずさ, “アナグリフ画像による日本周辺の海底地すべりの判読と分布特性の検討,” *海洋情報部研究報告*, 第 54 号, pp.1-16, 2017.
- [70] 東京電力ホールディングス株式会社, “柏崎刈羽原子力発電所 6 号及び 7 号炉敷地周辺陸域の地質・地質構造について,” 平成 29 年 12 月 22 日.
- [71] “Barrick, D. E.: A coastal radar system for tsunami warning,” *Remote Sensing of Environment*, Vol. 8 No. 4, pp. 353-358, 1979.
- [72] B. Lipa, D. Barrick, J. Bourg and B. Nyden, “HF Radar Detection of Tsunamis,” *Journal of Oceanography*, Vol. 62, Issue 5, pp. 705-716, 2006.
- [73] 泉宮尊司, 今井達也, “海洋レーダによる海表面流速場を用いた津波のリアルタイム予測に関する研究,” *海岸工学論文集*, 第 52 巻, PP. 246-250, 2005.
- [74] 辰巳大介, 富田孝史, “震央位置を利用したインバージョン手法によるリアルタイム津波,” *港湾空港技術研究所報告*, 47 巻, 第 3 号, p.55-73, 2008.
- [75] Ryotaro Fuji, Hirofumi Hinata, “Temporal variability of tsunami arrival detection distance revealed by virtual tsunami observation experiments using numerical simulation and 1-month HF radar observation,” *The Oceanographic Society of Japan and Springer Japan 2017*, 2017.
- [76] Kohei Ogata, Shuji Seto, Ryotaro Fuji, Tomoyuki Takahashi and Hirofumi Hinata, “Real-Time Tsunami Detection with Oceanographic Radar Based on Virtual Tsunami Observation Experiments,” *Remote Sensing*, MDPI, 2018.
- [77] 国土交通省 都市局 都市安全課・街路交通施設課, “津波防災まちづくりの計画策定に係る指針 (第 1 版),” 平成 25 年 6 月.

## 7 謝辞

本論文の執筆にあたり，多くの方々にご支援いただきました。

主査をお引き受けいただいた渡部靖憲教授には，研究の方向性，結果のとりまとめ，論文執筆まで大変多くのご指導をいただきました。心から感謝申し上げます。

また，本研究のためにご協力いただいた関係各社のみなさまにも心から感謝いたします。

最後に，学位取得を後押ししてくれ，常に温かく支えてくれた妻愛実に感謝し，本論文の謝辞といたします。

ありがとうございました。

金戸 俊道

## 8 付録

### 8.1 Watts ほかの手法におけるパラメータおよび初期水位

#### ■ LS-1

##### 予測式パラメータ

		設定値	設定根拠
$\gamma$	崩壊部比重	2.0	松本ほか(1998)を参照
b	崩壊部長さ	4700	復元後の地形図から判読
T	崩壊部厚さ	120	崩壊部頂点における崩壊深さ
w	崩壊部幅	8700	復元後の地形図から判読
d	初期の崩壊部水深	740	崩壊部頂点の水深
$\theta$	斜面勾配	6.6	崩壊部の斜面勾配
S	移動距離	1800	堆積域が不明瞭なため、崩壊部上端点から堆積部上端点までの距離
T'	堆積部厚さ	50	地すべり地形より設定
$S_0$	特性距離	900	$S_0 = S/2$
R	曲率半径	23010	$R = b^2/(8T)$
$\Delta\phi$	回転角	0.078	$\Delta\phi = 2S_0/R$
$T_0$	特性時間	84	$t_0 = \sqrt{R/g} \cdot \sqrt{(\gamma + C_m)/(\gamma - 1)}$
$\lambda_0$	特性津波波長	7147	$\lambda_0 = t_0 \cdot \sqrt{gd}$
$\Delta X$	ガウス分布間距離	3574	$\Delta X = \lambda_0/2$
$\kappa'$	形状パラメータ	0.74	崩壊部厚さT=120m, 堆積部厚さT'=50mの比から、上昇側振幅=下降側振幅×0.42として設定

##### 波源振幅の推定値

$\eta_{0,2D}$	2.69m
$\eta_{0,3D}$	1.48m

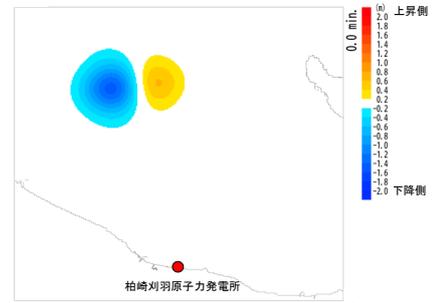
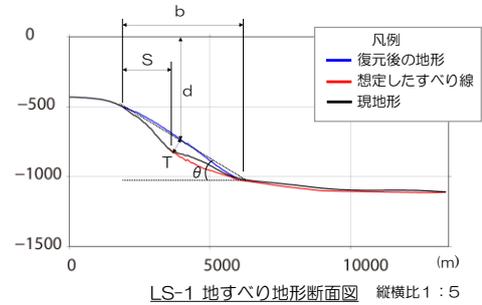


図 8-1 LS-1 の初期水位

#### ■ LS-2

##### 予測式パラメータ

		設定値	設定根拠
$\gamma$	崩壊部比重	2.0	松本ほか(1998)を参照
b	崩壊部長さ	6800	復元後の地形図から判読
T	崩壊部厚さ	130	崩壊部頂点における崩壊深さ
w	崩壊部幅	4000	復元後の地形図から判読
d	初期の崩壊部水深	710	崩壊部頂点の水深
$\theta$	斜面勾配	3.4	崩壊部の斜面勾配
S	移動距離	1800	堆積域が不明瞭なため、崩壊部上端点から堆積部上端点までの距離
T'	堆積部厚さ	70	地すべり地形より設定
$S_0$	特性距離	900	$S_0 = S/2$
R	曲率半径	44462	$R = b^2/(8T)$
$\Delta\phi$	回転角	0.040	$\Delta\phi = 2S_0/R$
$T_0$	特性時間	117	$t_0 = \sqrt{R/g} \cdot \sqrt{(\gamma + C_m)/(\gamma - 1)}$
$\lambda_0$	特性津波波長	9732	$\lambda_0 = t_0 \cdot \sqrt{gd}$
$\Delta X$	ガウス分布間距離	4866	$\Delta X = \lambda_0/2$
$\kappa'$	形状パラメータ	0.81	崩壊部厚さT=130m, 堆積部厚さT'=70mの比から、上昇側振幅=下降側振幅×0.54として設定

##### 波源振幅の推定値

$\eta_{0,2D}$	1.84m
$\eta_{0,3D}$	0.54m

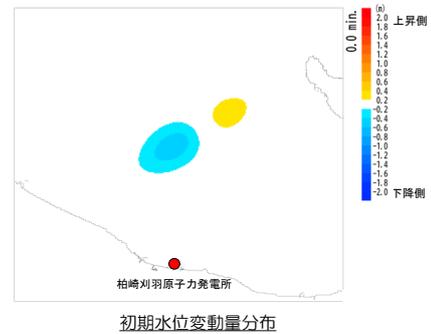
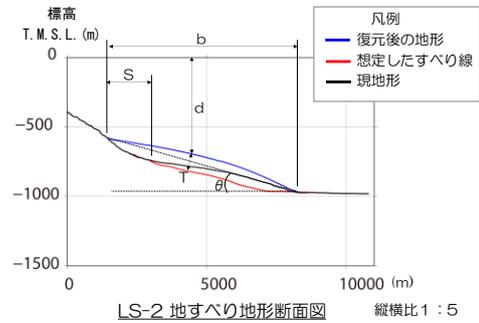


図 8-2 LS-2 の初期水位

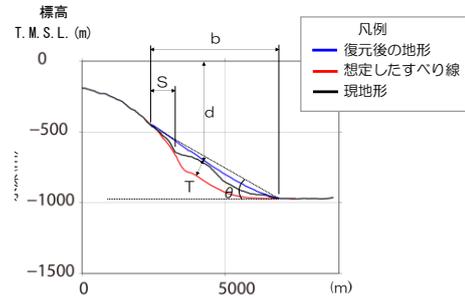
■ LS-3

予測式パラメータ

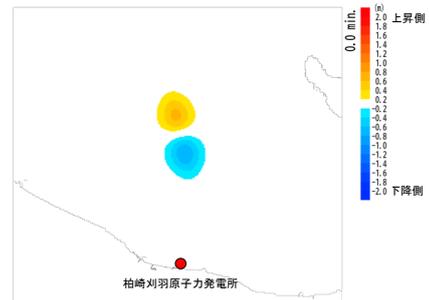
		設定値	設定根拠
$\gamma$	崩壊部比重	2.0	松本ほか(1998)を参照
b	(m) 崩壊部長さ	4500	復元後の地形図から判読
T	(m) 崩壊部厚さ	150	崩壊部頂点における崩壊深さ
w	(m) 崩壊部幅	4500	復元後の地形図から判読
d	(m) 初期の崩壊部水深	710	崩壊部頂点の水深
$\theta$	(deg) 斜面勾配	6.8	崩壊部の斜面勾配
S	(m) 移動距離	900	堆積域が不明瞭なため、崩壊部上端点から堆積部上端点までの距離
T'	(m) 堆積部厚さ	130	地すべり地形より設定
$S_0$	(m) 特性距離	450	$S_0 = S/2$
R	(m) 曲率半径	16875	$R = b^2/(8T)$
$\Delta\phi$	(rad) 回転角	0.053	$\Delta\phi = 2S_0/R$
$T_0$	(s) 特性時間	72	$t_0 = \sqrt{R/g} \cdot \sqrt{(\gamma + C_n)/(\gamma - 1)}$
$\lambda_0$	(m) 特性津波波長	5995	$\lambda_0 = t_0 \cdot \sqrt{gd}$
$\Delta X$	(m) ガウス分布間距離	2998	$\Delta X = \lambda_0/2$
$\kappa'$	形状パラメータ	0.95	崩壊部厚さT=150m, 堆積部厚さT'=130mの比から、上昇側振幅=下降側振幅×0.87として設定

波源振幅の推定値

$\eta_{0.2D}$	1.80m
$\eta_{0.3D}$	0.77m



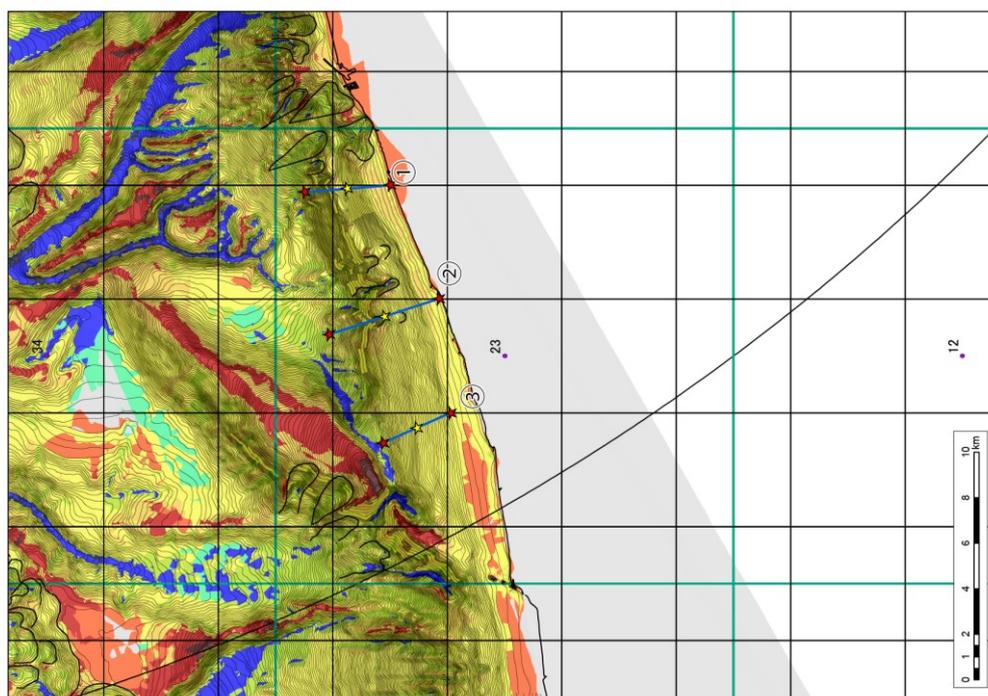
LS-3 地すべり地形断面図 縦横比 1:5



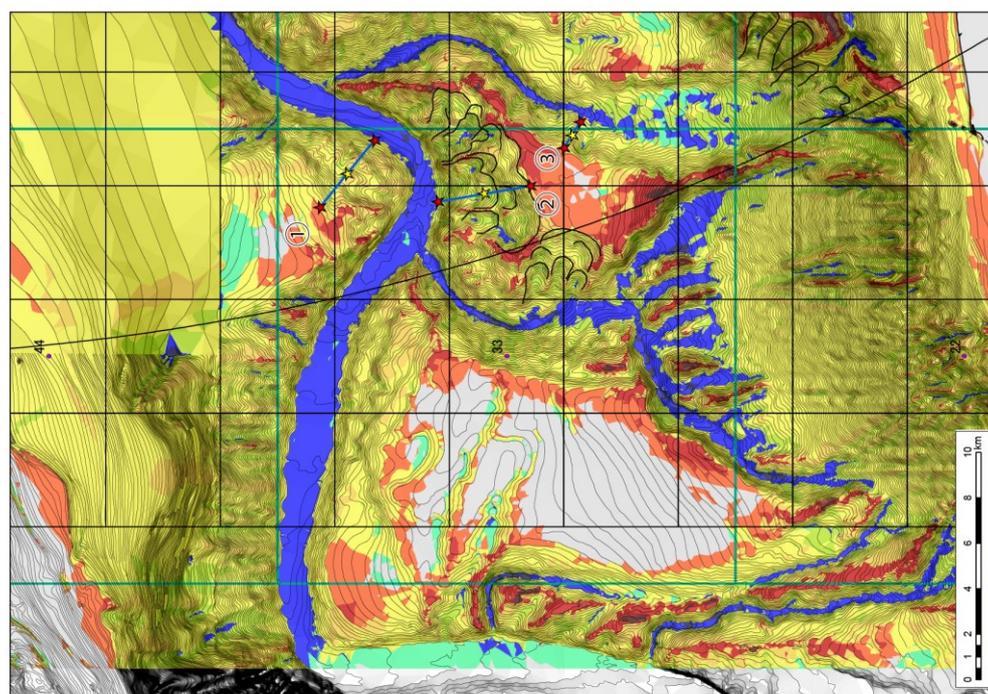
初期水位変動量分布

図 8-3 LS-3 の初期水位

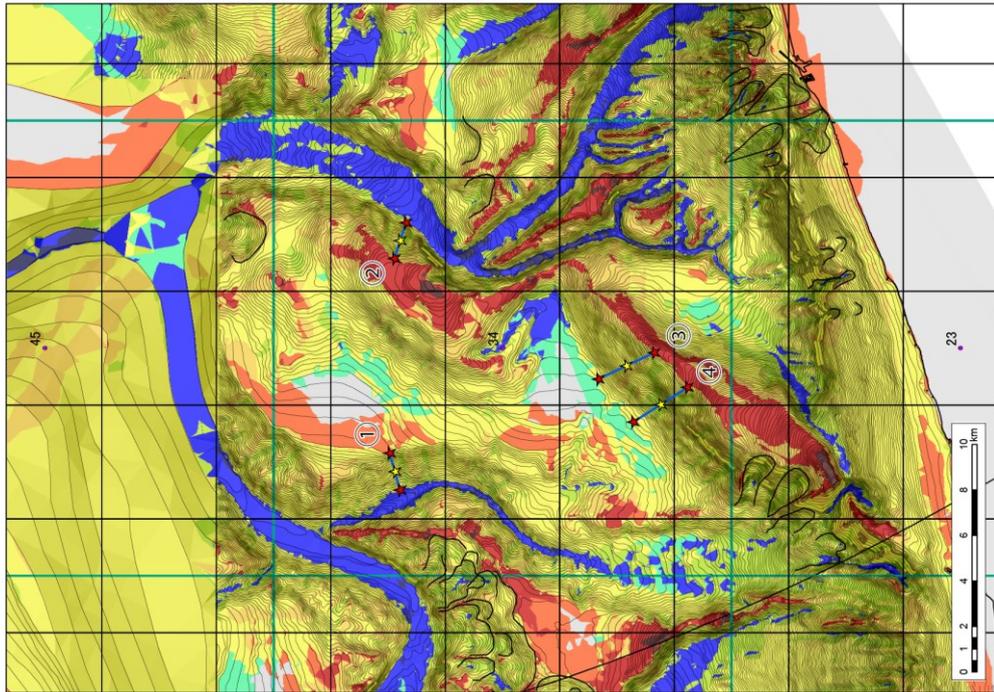
## 8.2 斜面パラメータ抽出位置



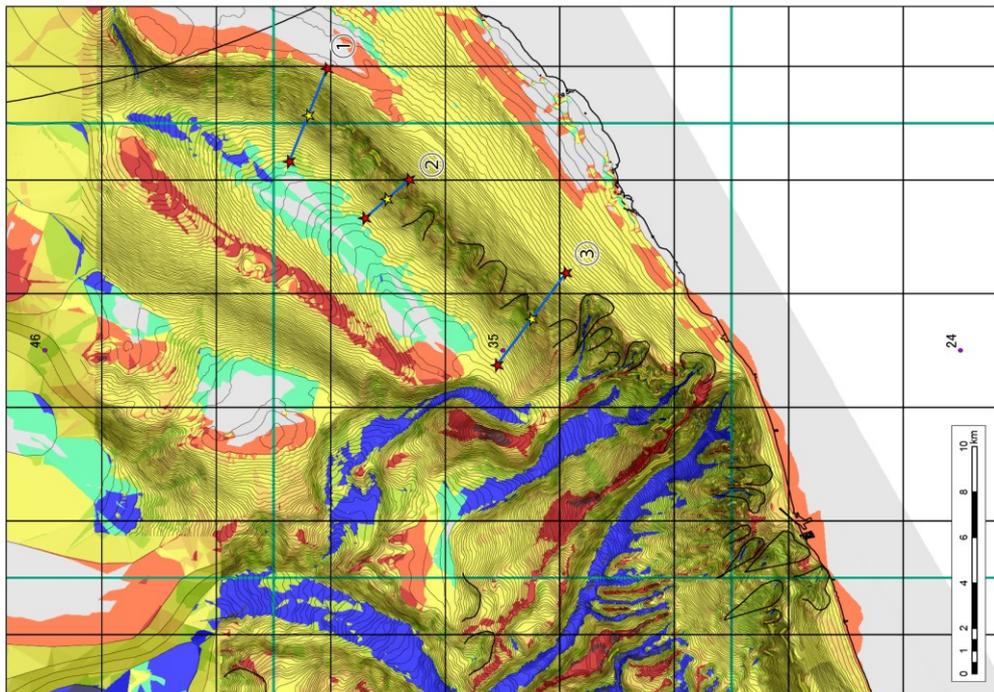
エリア 23 の Watts 式パラメータ抽出位置



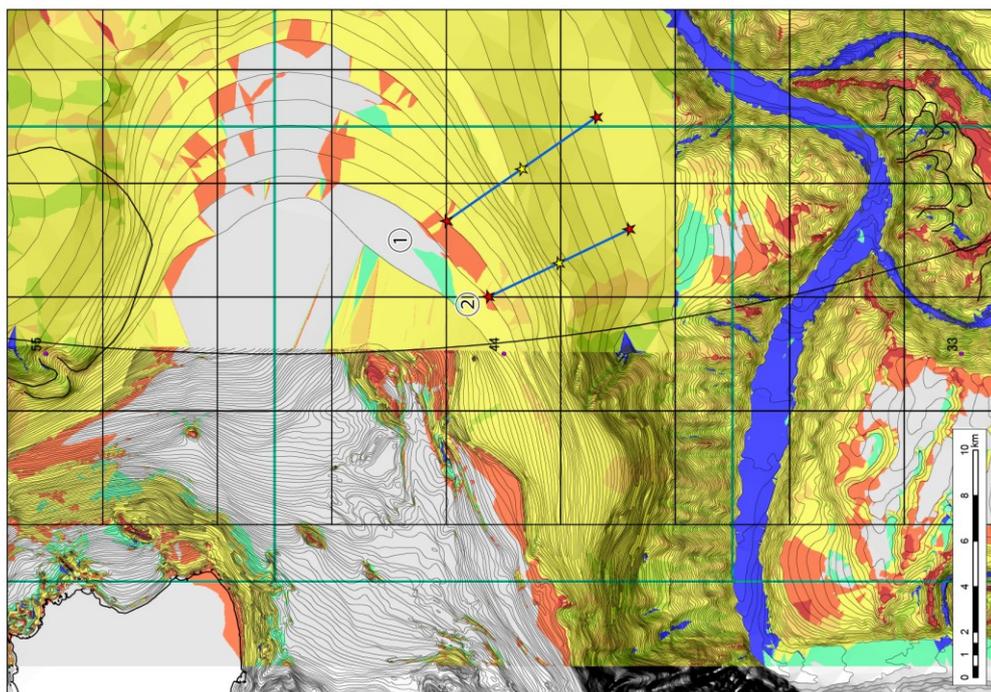
エリア 33 の Watts 式パラメータ抽出位置



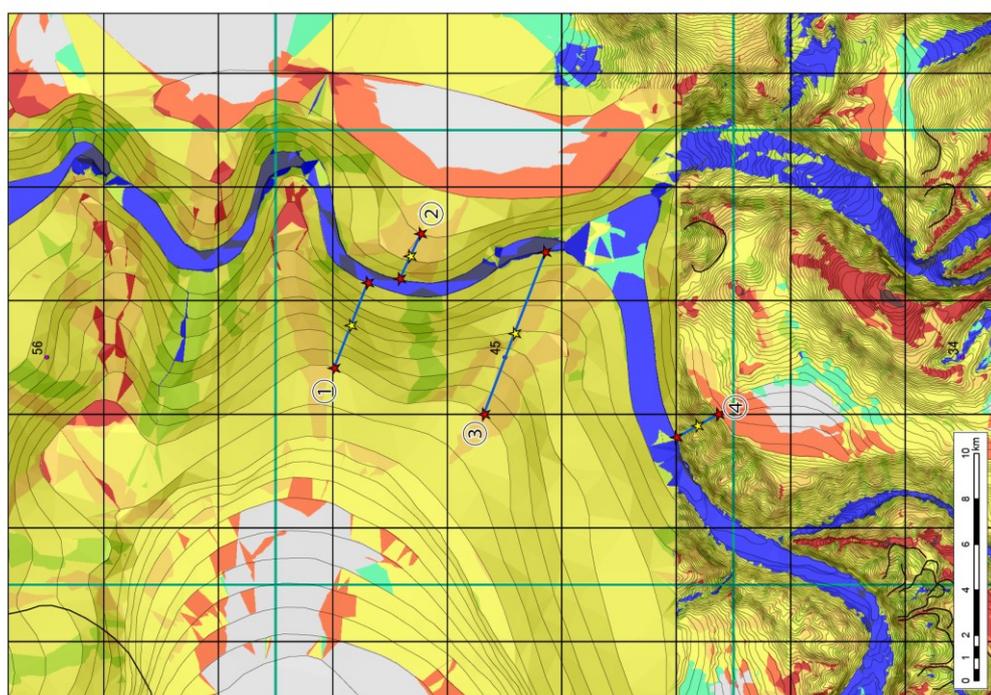
エリア 34 の Watts 式パラメータ抽出位置



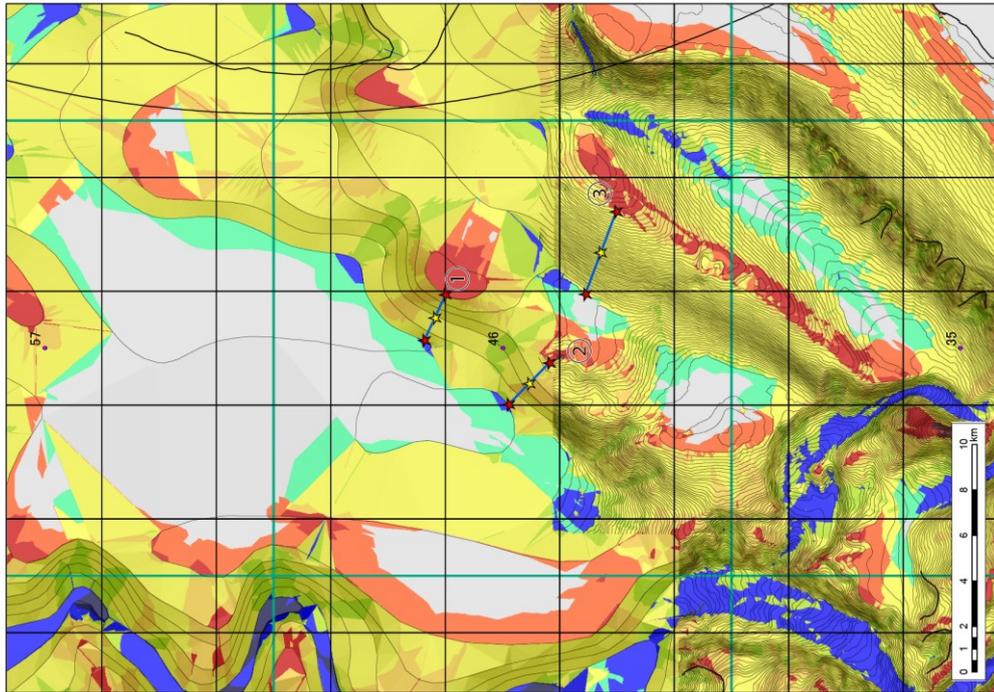
エリア 35 の Watts 式パラメータ抽出位置



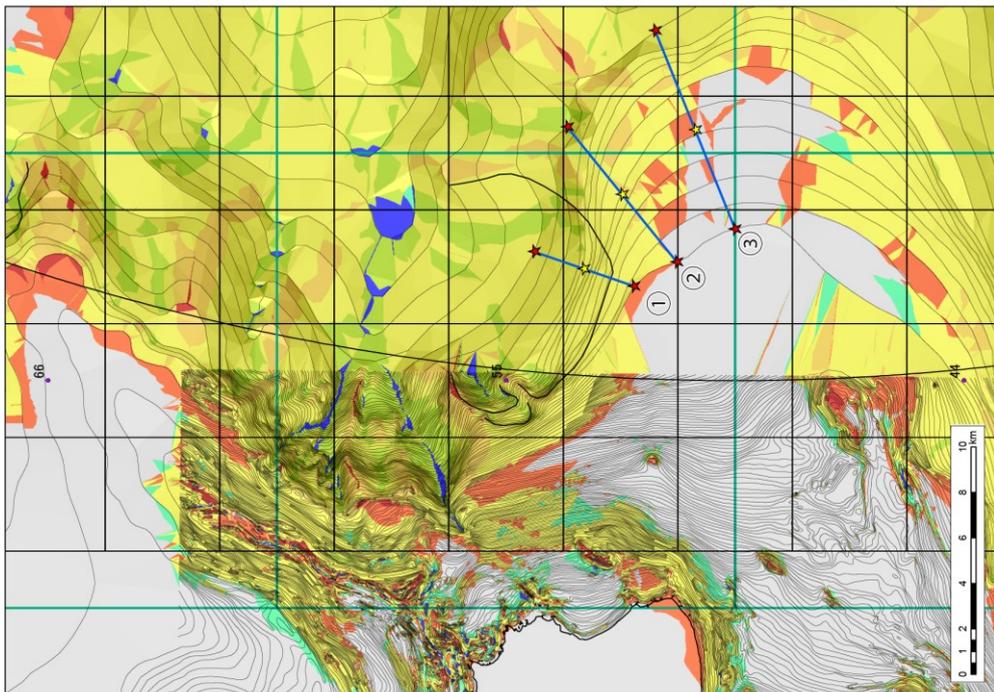
エリア 44 の Watts 式パラメータ抽出位置



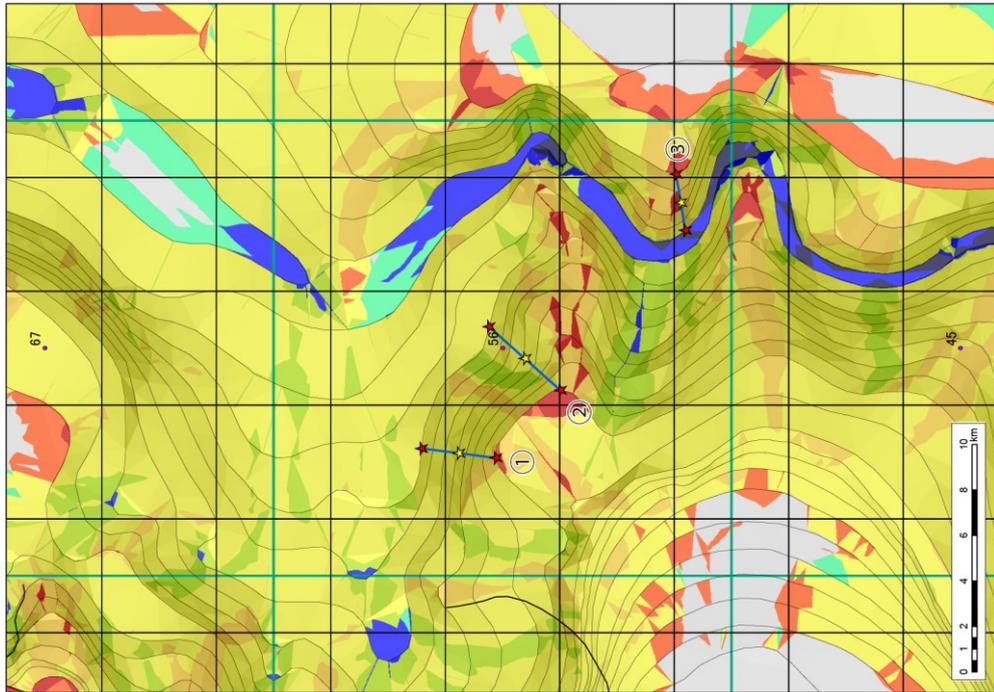
エリア 45 の Watts 式パラメータ抽出位置



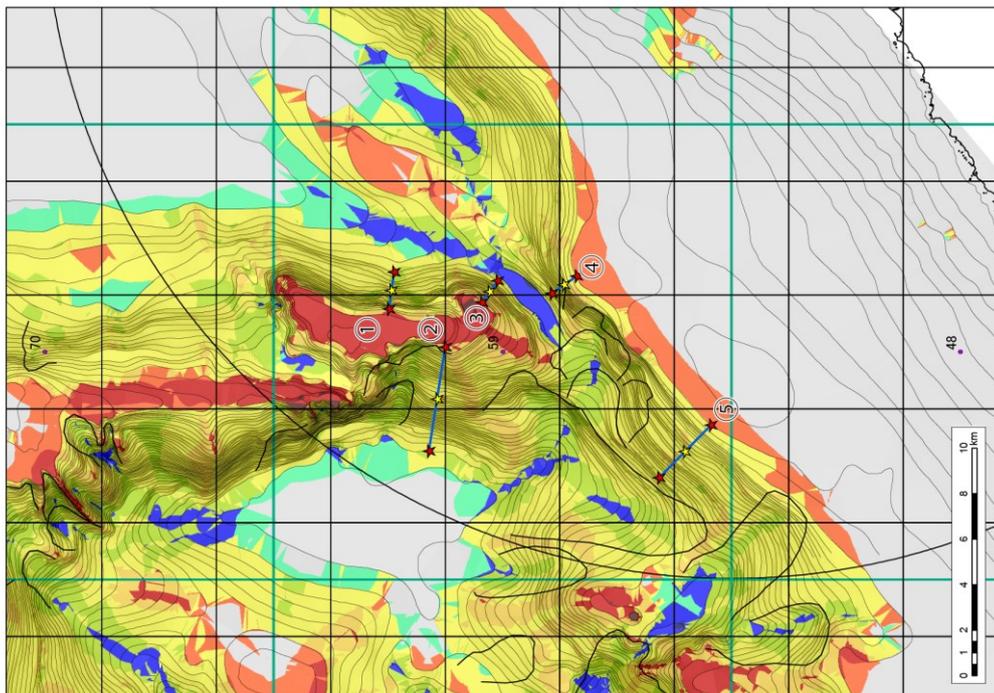
エリア 46 の Watts 式パラメータ抽出位置



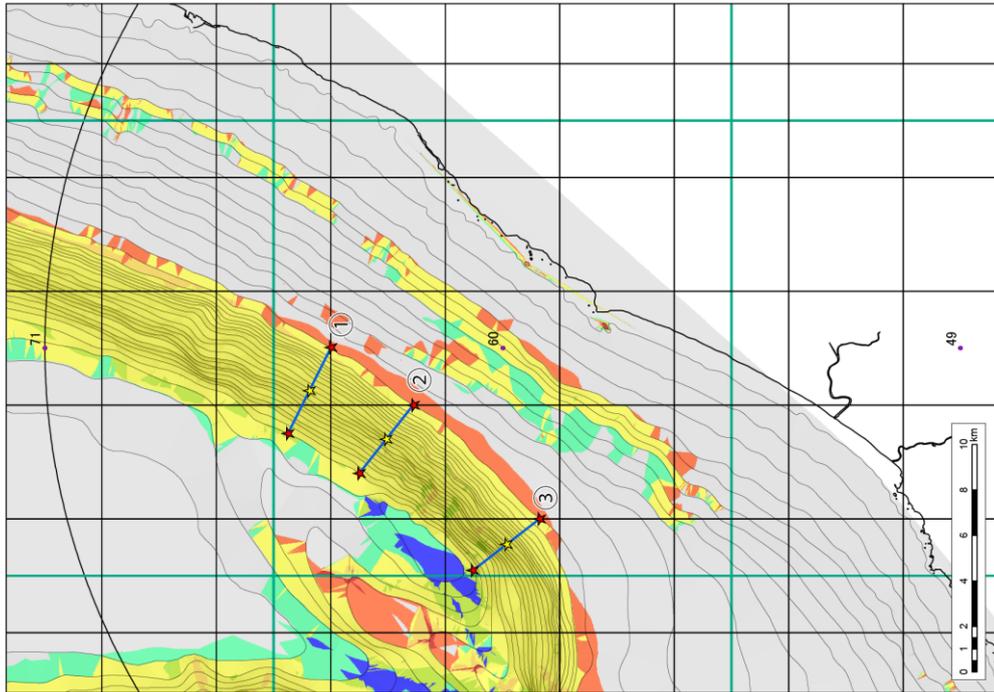
エリア 55 の Watts 式パラメータ抽出位置



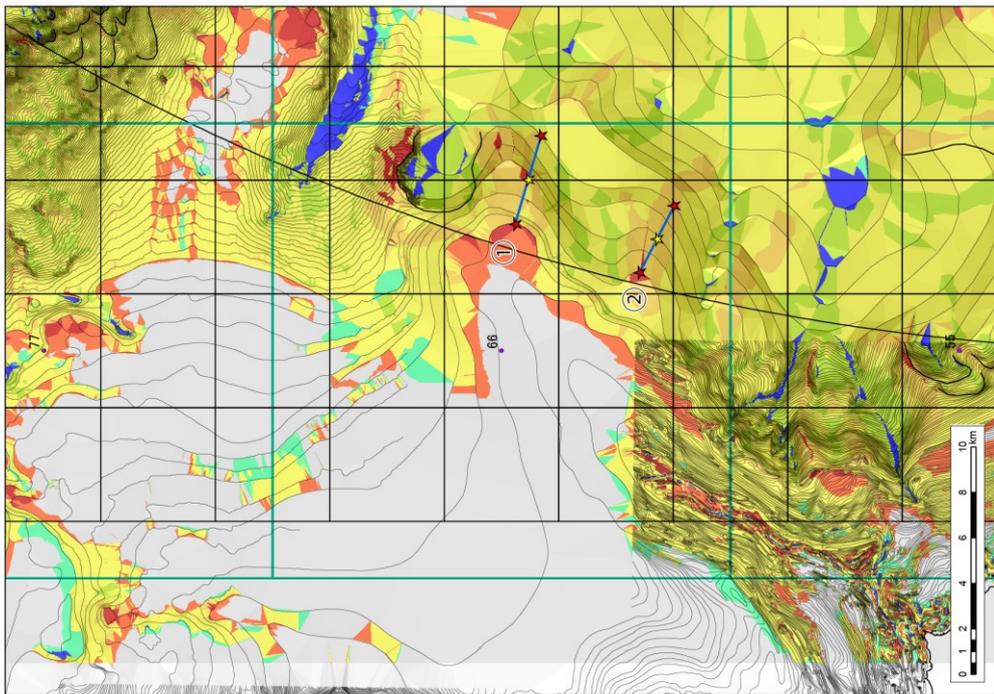
エリア 56 の Watts 式パラメータ抽出位置



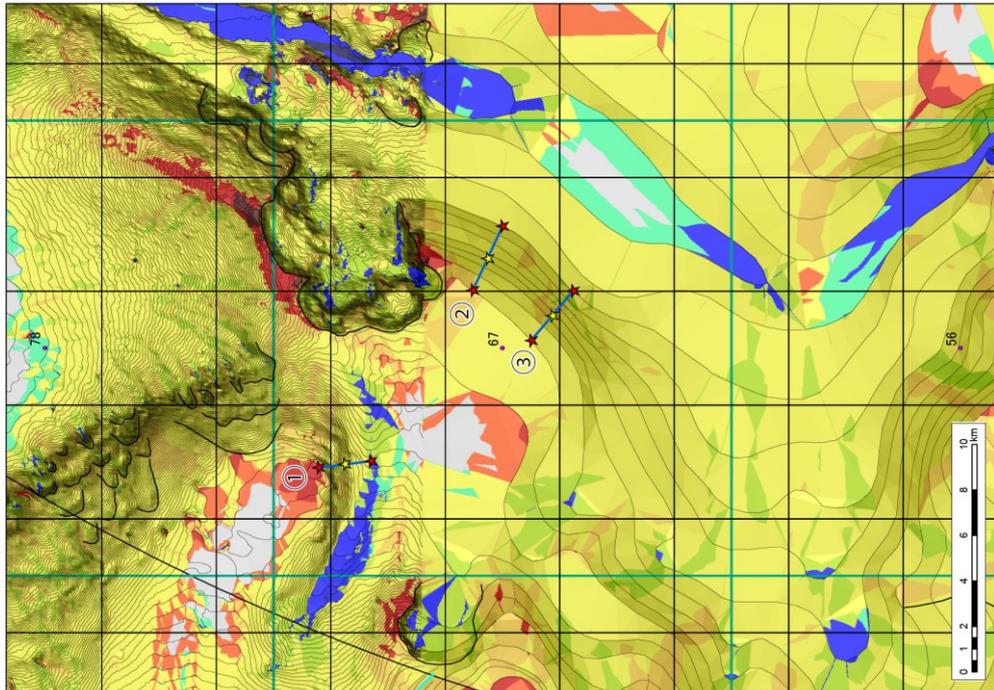
エリア 59 の Watts 式パラメータ抽出位置



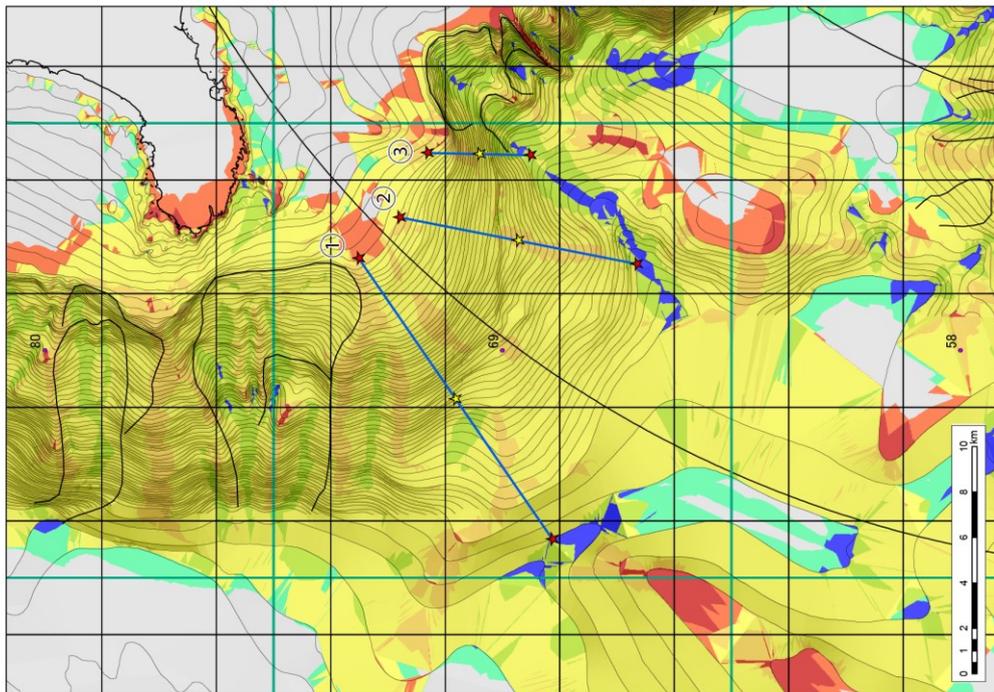
エリア 60 の Watts 式パラメータ抽出位置



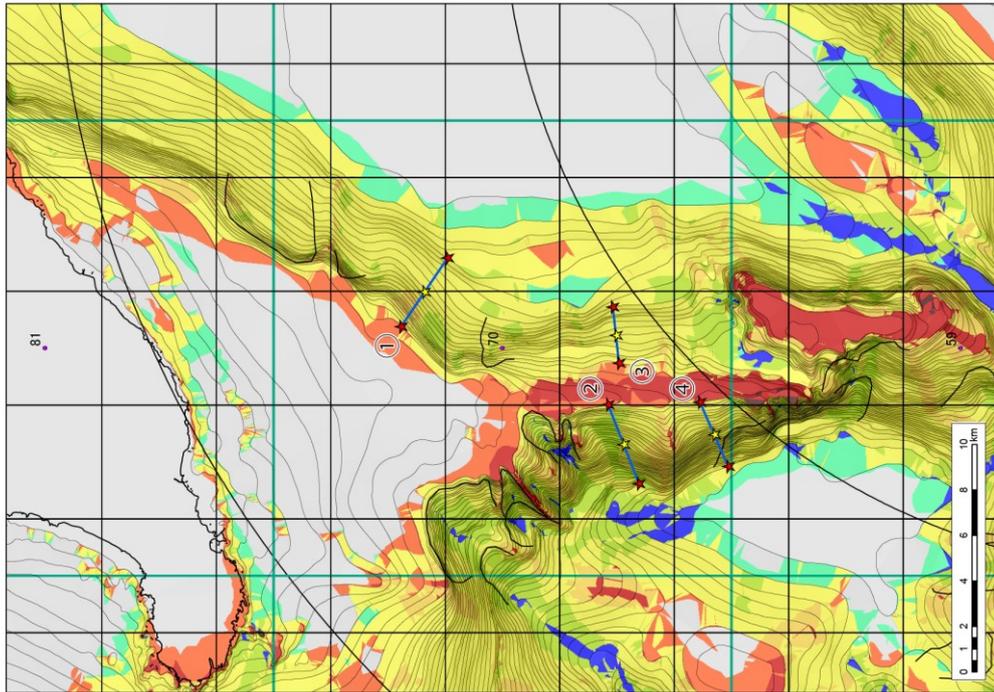
エリア 66 の Watts 式パラメータ抽出位置



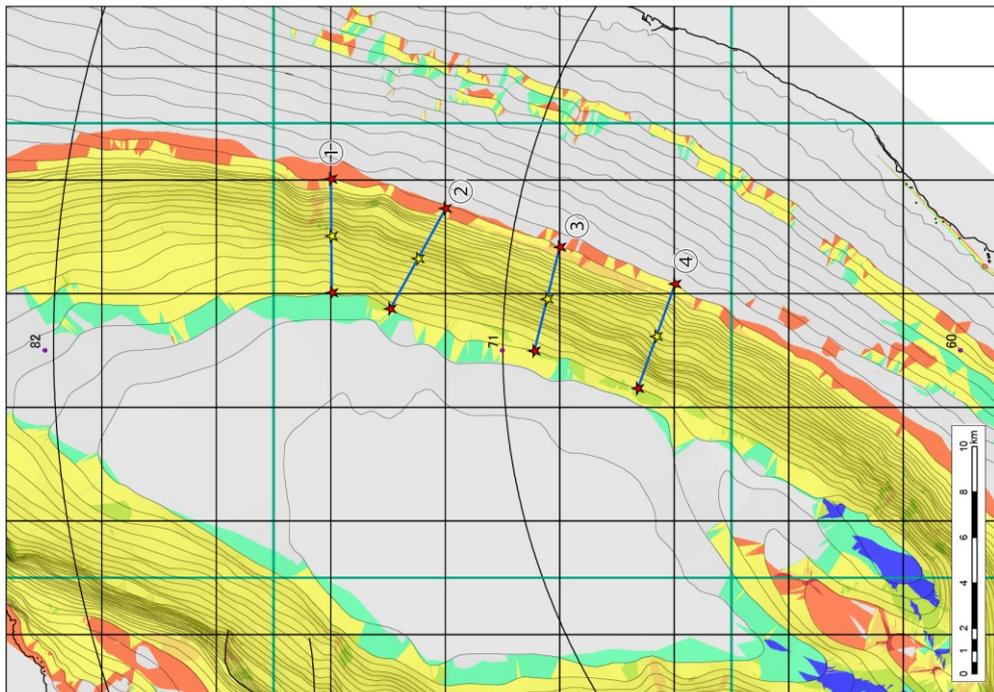
エリア 67 の Watts 式パラメータ抽出位置



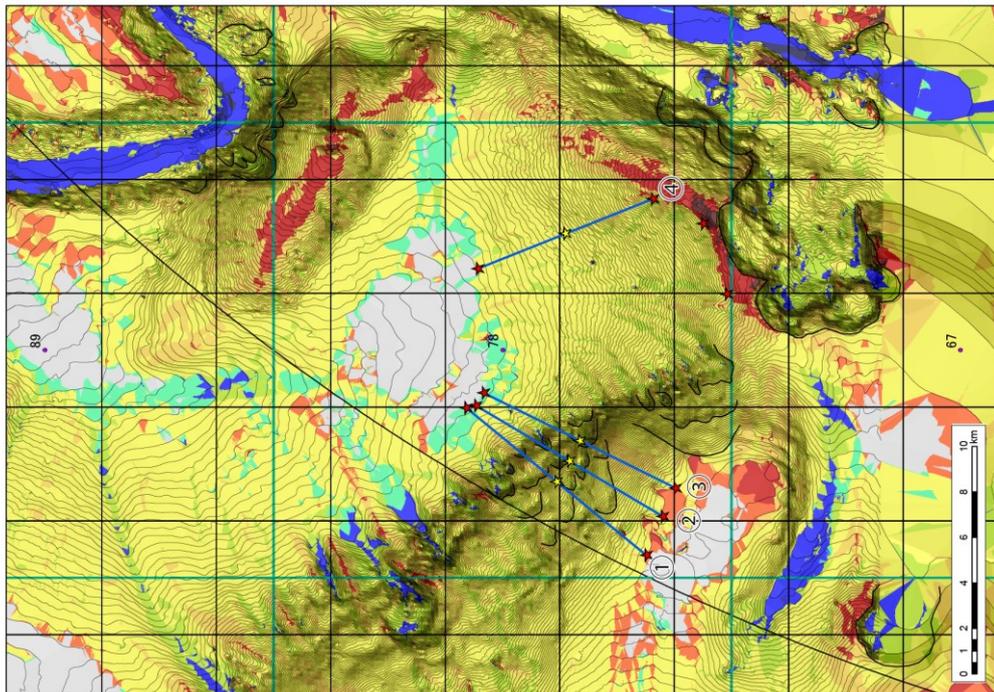
エリア 69 の Watts 式パラメータ抽出位置



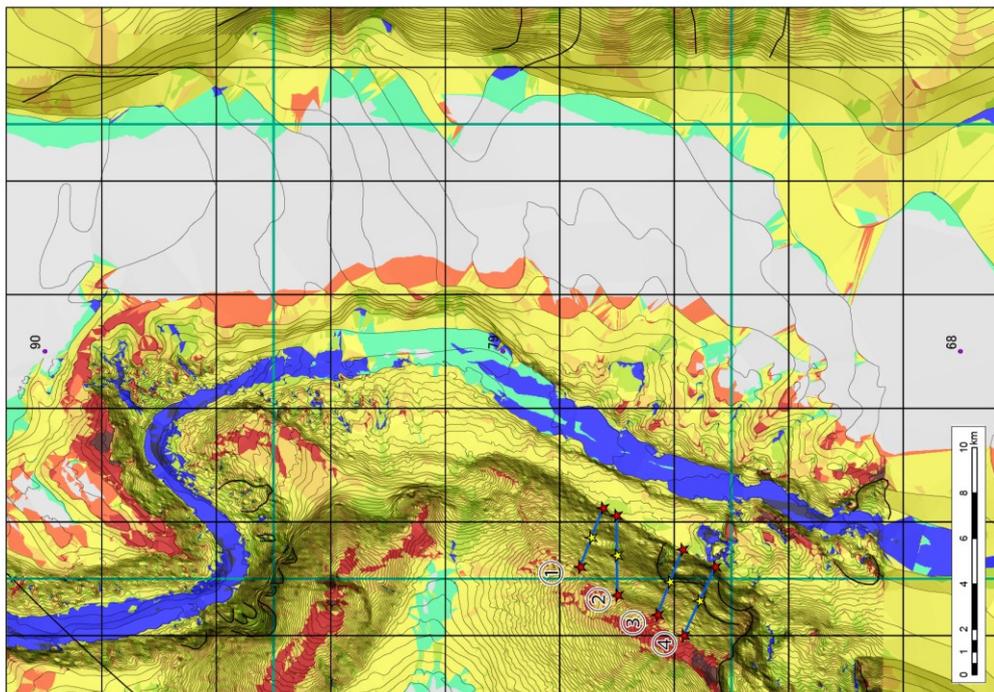
エリア 70 の Watts 式パラメータ抽出位置



エリア 71 の Watts 式パラメータ抽出位置

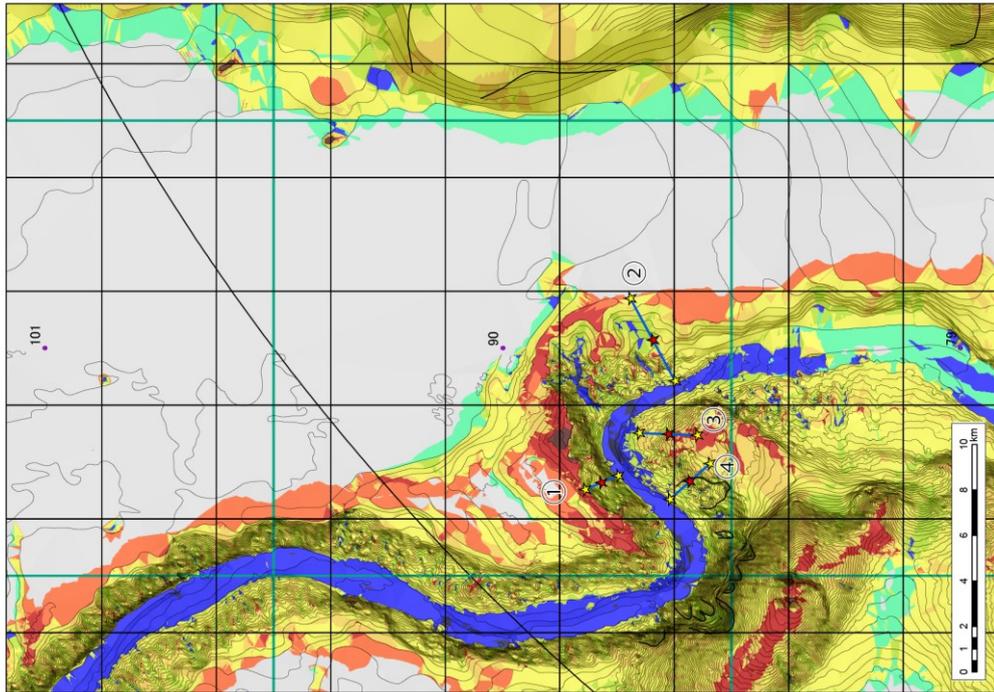


エリア 78 の Watts 式パラメータ抽出位置

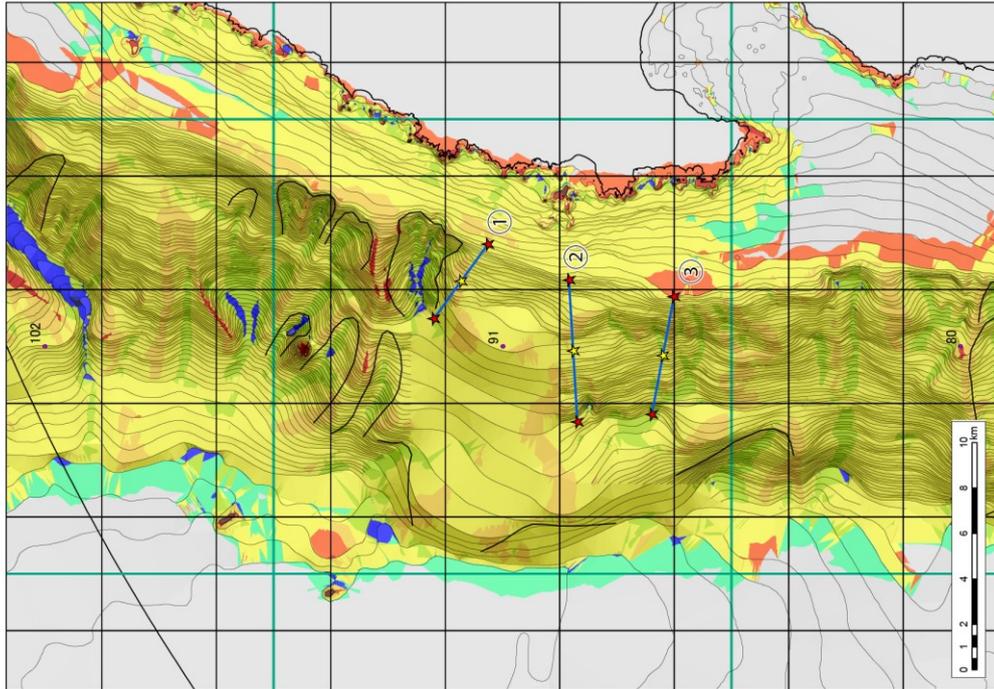


エリア 79 の Watts 式パラメータ抽出位置

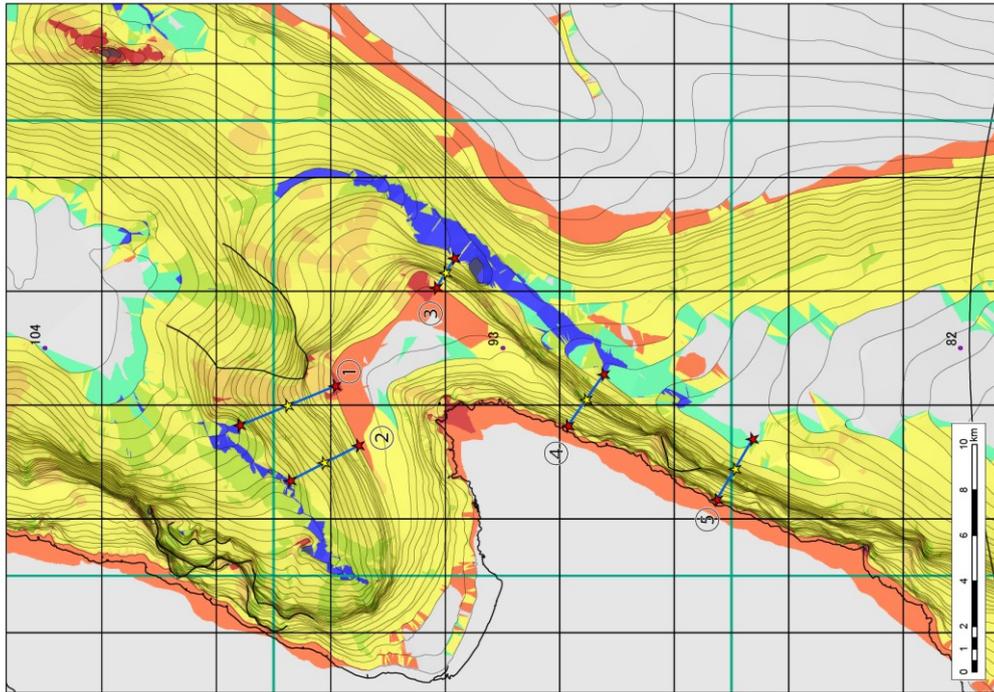




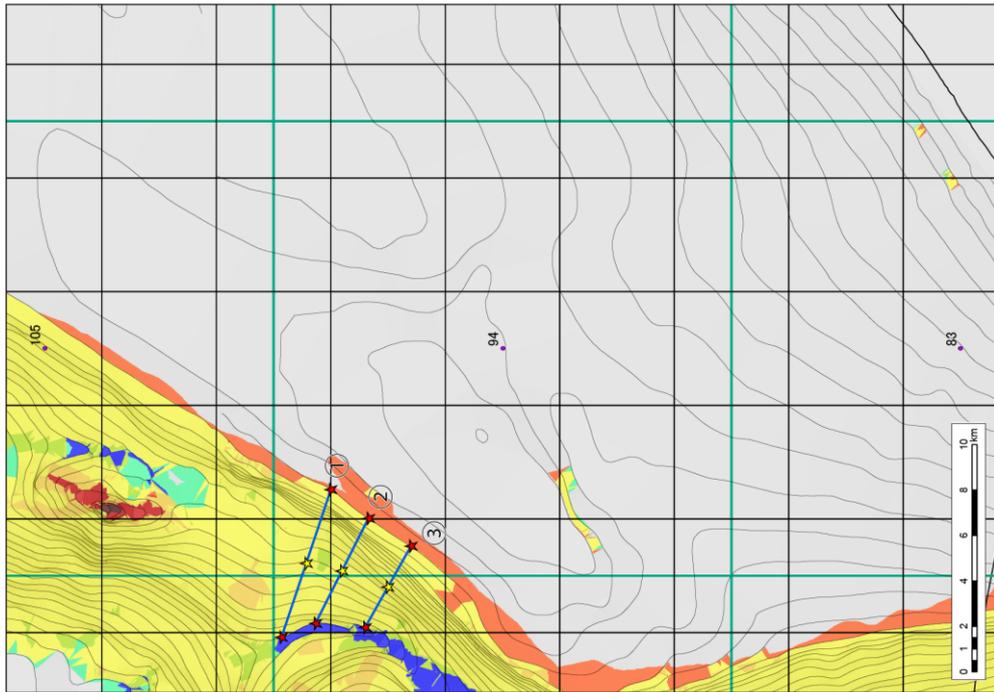
エリア 90 の Watts 式パラメータ抽出位置



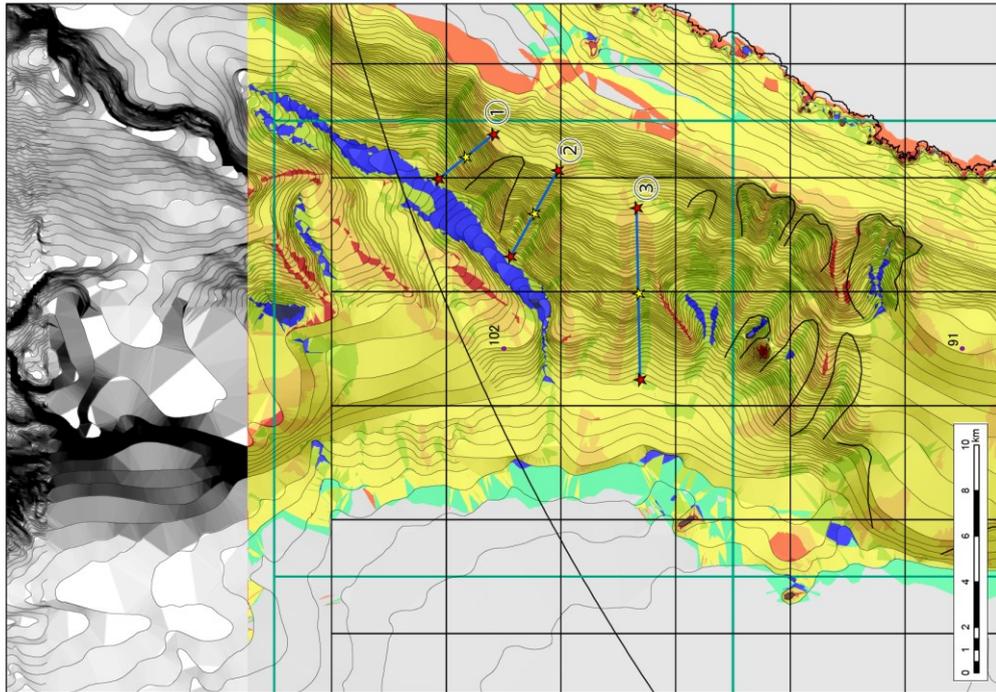
エリア 91 の Watts 式パラメータ抽出位置



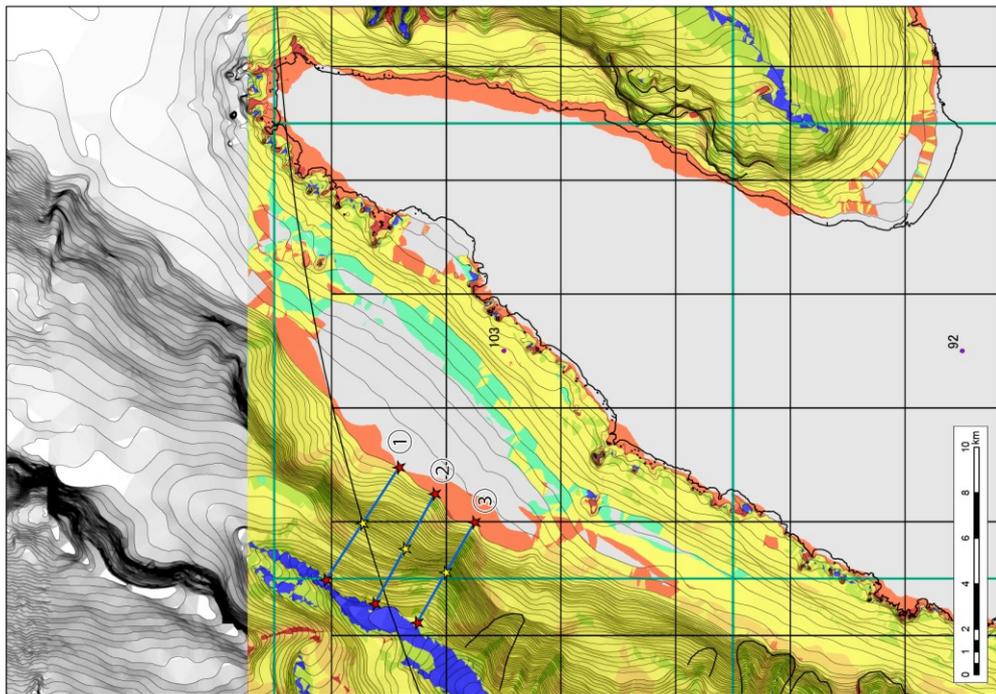
エリア 93 の Watts 式パラメータ抽出位置



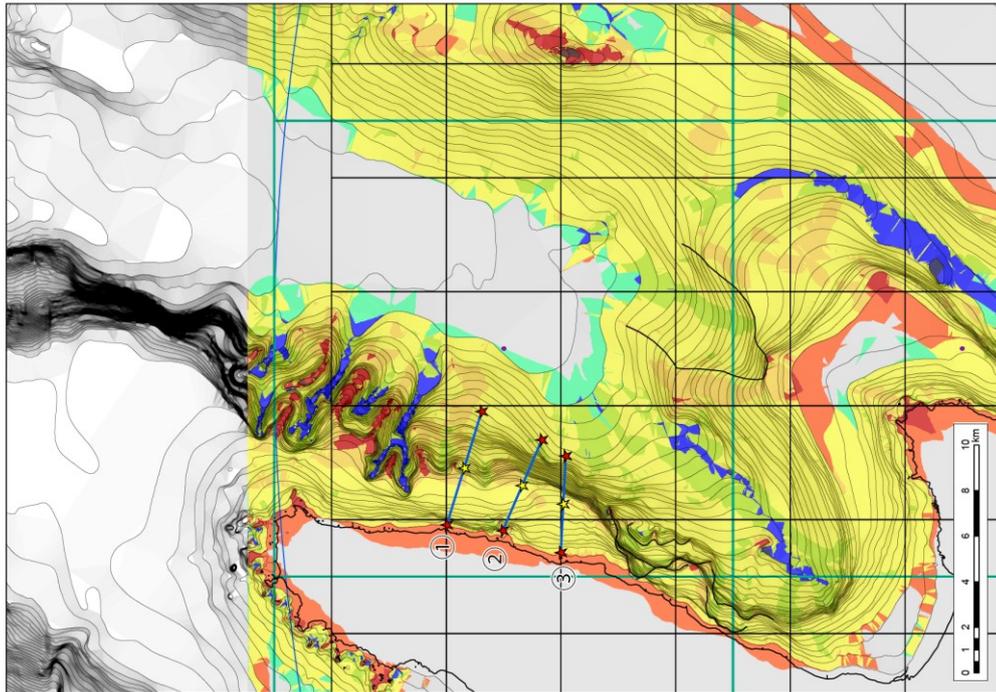
エリア 94 の Watts 式パラメータ抽出位置



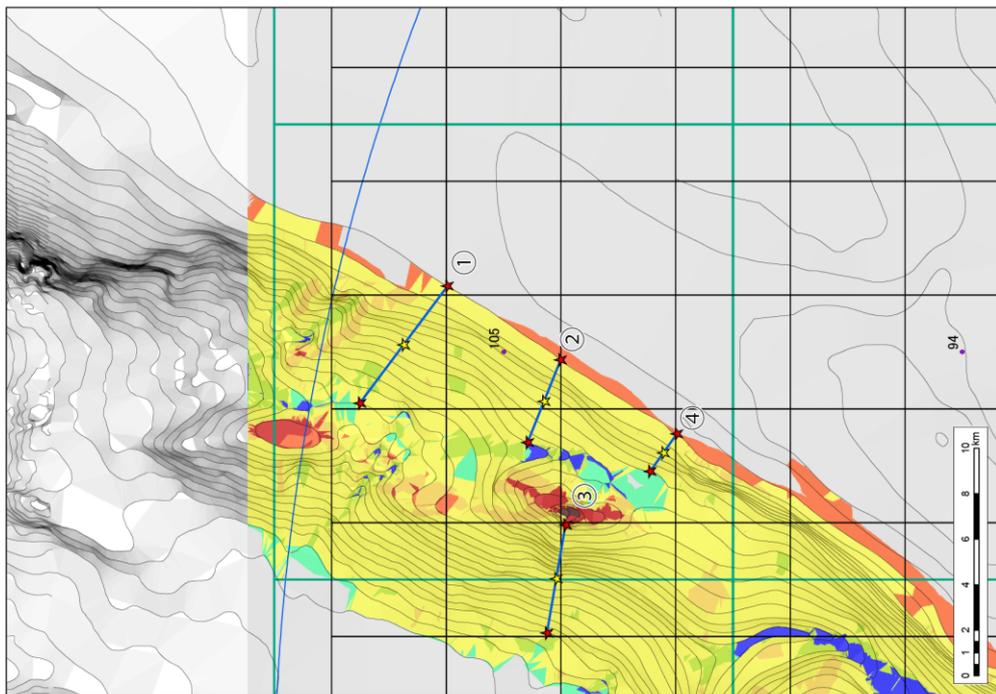
エリア 102 の Watts 式パラメータ抽出位置



エリア 103 の Watts 式パラメータ抽出位置



エリア 104 の Watts 式パラメータ抽出位置



エリア 105 の Watts 式パラメータ抽出位置

### 8.3 Watts ほかの手法に用いるパラメータ

I/W	結果	td	x/c	上壁				下壁				長2(m)	長3(m)	比高(m)	橋脚(m)	橋(m)	面積(m <sup>2</sup> )	積積(m <sup>3</sup> )	岸高(m)	中流				
				Y(m)	X(m)	eleve(m)	Z(m)	Y(m)	X(m)	eleve(m)	Z(m)									Y(m)	X(m)	eleve(m)	Z(m)	
23	O	1	9	-83.724.21	113332.337	-8.7978801	-84019.19	117259.237	-92244.299	376888930	3762.579.74	368.145.133	8.1144263	3406.47241	8.71007489	0.20031194	124984349	-638.78205	11697.437	-180.020				
	O	2	2	-86.712.422	111744.881	-10.1954	-702.79.889	118493.718	-626.342.02	3028.15987	878.7488.18	8.57415347	4.102.79.704	11.2611188	642629343	11.2611188	642629343	11.2611188	642629343	-113.177	-201.192			
	O	3	23	-848.73.819	139288.812	-11.15.26	-13124.421	134580.24	-129.71.7	3294.29.101	3788.98801	1818900.15	2.75117339	342.781.07	8.35068227	0.22118447	12.82640.71	-832019.13	135274.326	-118.01				
33	O	2	1	-83.73.14	12787.7259	-963.32696	-84431.13	13119.185	-129.13.8	4092.670	4103.6652	308.531025	8.1162527	39692.249	8.73018333	0.08438821	129692.549	-4462.125	13692.549	-1144.49				
	O	3	1	-83071.422	128310.138	-990.34102	-809210.13	123299.864	-106.034	1332883.19	1334.48282	89.7989020	2.59388351	18.242.137	0.87698297	0.02200272	4.326999295	-81498.282	123904.415	-1027.83				
	O	1	20	-7838.837	133145.868	-1020.48	-7448.783	133299.203	-120.428	1893.34044	1895.24418	183.7899.78	8.23133879	3985.5662	1.26701.254	0.0399862	4.88311894	-79833.399	133322.444	-131.17				
34	O	2	1	-82928.886	133335.311	-804.33198	-86733.448	133023.625	-1025.77	1843.48505	1853.83172	2232.35803	7.80379268	2038.10013	1213808.01	0.04392215	3.86579804	-685.13304	133282.148	-835.70502				
	O	3	11	-7421.173	122203.303	-889.74902	-725.78304	124823.887	-928.949	28.7839657	2702.33788	3301999.78	7.83483294	2794.18828	3.2423298	0.10378.197	1.33904433	-7700.003	12413.383	-747.19239				
	O	4	2	-79595.478	120749.939	-325.836	-74477.433	123103.383	-225.45302	2900.0414	2900.0414	395.550021	8.7998889	292022172	3.33279447	0.1710264	3.75002022	-1737.0884	127225.282	-603.7037				
35	O	2	1	-8848.894	13648.884	-187.347	-4224.298	133127.722	-7883.2101	4384.72214	4414.87818	412.928011	8.44999884	3198.18857	8.8933373	0.51127289	15.0433788	-61889.842	137308.283	-421.245				
	O	3	1	-83721.71	1339118.929	-221.183	-8424.021	134645.748	-8019.1339	2940.07577	2815.02898	353.82955	8.7998889	4096.45337	11.49443.13	0.24353871	127547.971	-6943.732	127547.971	-459.038				
	O	1	1	-83379.719	131310.138	-240.422	-80820.897	144784.986	-9008.7439	7978.49348	8033.7931	880202591	4.17318813	5426.07933	28.7189818	11.7857890	27.73370804	-83100.206	148307.302	-459.282				
44	O	1	1	-8372.349	148478.931	-220.07201	-83748.477	143333.329	-902.18703	8227.1907	8841.1799	88211330.08	8.0898838	4033.4027	21.0781433	0.33205749	23.3302331	-832330.011	148483.971	-480.0419				
	O	1	4	-71899.1	136298.887	-399.398	-87248.513	134793.218	-1398.8939	4028.30387	4104.1943	795.793845	4.17318813	3388.02324	7.20301.179	0.84989004	31.7937939	-8894.8904	135524.233	-971.02226				
	O	2	24	-8579.325	152437.883	-180.8601	-87773.939	153380.278	-1384.2	2178.4214	2198.1237	293.51968	7.86072948	2443.488	2.13849014	0.85883817	4.0180027	-88788.022	152698.979	-1183.919				
46	O	2	2	-73724.21	134917.988	-1020.38	-7473.888	141229.814	-1298.12	2032.8421	2100.78308	2703.99982	7.43333303	2078.18479	1.92418277	0.02920278	7.07312711	-74240.853	140339.79	-1152.39				
	O	3	1	-888.15.819	13110.138	-800	-808.96389	132223.731	-1098.89	2232.38351	2278.24888	498.95929	10.022169	2475.1238	2.30001233	0.07968788	1.86249386	-98688.301	151789.434	-212.18729				
	O	2	1	-73724.21	134917.988	-1020.38	-7473.888	141229.814	-1298.12	2032.8421	2100.78308	2703.99982	7.43333303	2078.18479	1.92418277	0.02920278	7.07312711	-74240.853	140339.79	-1152.39				
50	O	2	23	-880.14.228	181343.57	-200.127	-8008.1048	188120.304	-900.74339	2345.23087	2573.13398	3177.10322	8.4273408	2890.3907	2.93170881	0.0518913	8.85478822	-9278.7368	170880.09	-639.6122				
	O	3	2	-84524.544	1588.10.138	-200.18601	-7844.001	162224.860	-5013.0170	5081.30040	5089.34269	301.788000	1.84237895	5977.14859	29.2484889	1.87855210	32.3757982	-86020.418	-283.92901					
	O	1	1	-78048.17	189103.31	-800	-78048.17	17231.084	-1300.08	3743.1455	3348.30669	700.79598	10.0888888	3140.8488	4.5872399	0.16753378	-79848.188	17027.197	-970.52701					
58	O	2	1	-70378.322	189230.24	-800	-70378.322	189230.24	-1003.1811	4173.0137	4173.0137	8.1144263	3194.88222	4.92929477	0.18888843	11.33203191	-83303.483	189230.24	-759.79001					
	O	3	2	-83595.1	181233.185	-1101.47	-88048.784	1868.45.28	-1493.031	2483.98849	2515.2107	374800833	9.05192172	2892.0072	2.84807843	0.083538	6.45557031	-64821.5482	181600.807	-1285.34				
	O	1	3	-8044.738	181773.428	-129.29601	-7718.4433	173351.318	-440.93001	1840.8414	1870.12734	31139.007	10.7453344	2034.0794	3.20430212	0.03342583	13.24833302	-8331.5432	173888.1473	-328.7801				
60	O	2	1	-7004.064	171313.697	-140.18229	-1588.489	172086.255	-980.172	4837.3478	4709.489	830.05003	10.0273991	3859.84014	6.9545281	0.03993501	18.088848	-13292.678	171899.878	-318.79303				
	O	3	2	-8275.389	189134.189	-181.56139	-8114.84	189134.189	-825.1298	134.7324	134.7324	2934.1597	8.0898889	1823.20383	8.1811877	0.48416661	1.84430117	-5848.012	189134.189	-284.414				
	O	4	2	-7963.4998	189208.987	-129.97011	-8825.0044	1888.74.828	-380.73599	337.15498	330.87337	220.78265	0.89971791	1802.9799	0.80447428	0.0229601	5.1889733	-88127.887	189208.987	-182.2013				
80	O	3	9	-14438.875	197000.21	-119.30	-18784.123	181960.453	-300.45599	3288.1287	3280.24737	380.22693	8.88152514	3131.0401	4.78428213	0.18027303	11.128848	-1480.499	188460.332	-288.884				
	O	1	1	8275.389	189134.189	-181.56139	-8114.84	189134.189	-825.1298	134.7324	134.7324	2934.1597	8.0898889	1823.20383	8.1811877	0.48416661	1.84430117	-5848.012	189134.189	-284.414				
	O	3	1	1275.78291	187184.828	-130.502	-977.5325	170105.098	-818.6101	3883.3331	3709.59283	351.17801	8.0415217	3381.82117	8.12885288	0.21103037	12.808779	1837.18328	188488.881	-245.302				
88	O	1	1	-80884.001	185214.54	-120.325	-81750.488	187089.898	-80104.99	80104.99	4014.32959	8.0898889	4803.19981	8.79238383	33.70641833	0.13739899	-8372.7884	187852.218	-278.462					
	O	2	1	-878.14.98	182783.878	-201.32699	-84884.388	181271.759	-803.1727	5133.18084	3335.44294	401350007	8.0898889	3194.88222	4.92929477	0.18888843	11.33203191	-83303.483	182527.818	-759.79001				
	O	3	1	-7845.448	19639.307	-389	-78180.838	184570.482	-801.72199	9289.9401	9289.9401	11023	8.0898889	3099.0779	39.364152	0.0893983	32.492817	-751.0598	20448.769	-108.92				
87	O	2	1	-78782.339	18758.1748	-799.332	-88713.875	183729.933	-149.705	2839.03311	2923.34553	897.22705	10.7927889	2877.00575	3.79384431	0.1230011	3.97775378	-897.9734	188485.331	-1048.87				
	O	1	2	-7217.8.371	190988.74	-149.981	-390.153	188888.74	-400	1049.9800	1980.009	1980.009	4.81783237	7985.2878	701.492139	0.1913818	5.21886313	-2304.9599	190988.74	-857.742				
	O	3	2	-82525.709	192990.113	-129.98501	-2282.488	18709.1204	-77280.03	4488.7895	4542.57807	842.73802	8.1144263	3816.7012	8.1670216	0.20232032	0.0317882	15.4883098	-22280.506	193647.131	-585.883			
70	O	2	23	-1027.8.371	193228.271	-110.15	-7288.8288	191218.871	-4398.939	381921.979	3818.33893	329.72359	3.2049389	3340.15194	3.97109504	0.01818924	12.3483302	-8373.2031	193228.271	-384.83701				
	O	3	2	-717.17.983	184191.720	-140	-717.17.983	18281.287	-88122.949	3700.7249	3700.7249	74.124978	11.3110329	3388.9312	2.33850149	0.21992894	12.9478182	-18484.939	184191.720	-239.27927				
	O	1	2	-8275.389	189134.189	-181.56139	-8114.84	189134.189	-825.1298	134.7324	134.7324	2934.1597	8.0898889	1823.20383	8.1811877	0.48416661	1.84430117	-5848.012	189134.189	-284.414				
71	O	4	1	-13804.38	189134.189	-150.37199	-18421.79	189259.38	-980.8301	3074.7884	3179.7584	810.4888019	14.0888889	3021.525										

### 8.4 Watts ほかの手法による初期水位算定結果

メッシュNo.	23	33	34	35	44	45	46	55	56	59	60	66	67	69
崩壊部比重	γ	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
崩壊部長さ	b	3783	4104	2829	2613	6862	4104	2278	4636	3349	1184	3710	3339	2923
崩壊部頂点厚さ	T	12.86	28.87	9.57	8.83	23.55	13.97	7.68	15.81	11.36	3.95	12.61	11.33	9.90
崩壊部幅	w	3406	3602	2853	2715	4933	3566	2476	3875	3141	1655	3382	3165	2877
崩壊部頂点水深	d	160	1144	809	507	448	971	912	371	971	268	258	360	1049
斜面勾配	θ	8.914	4.312	8.120	8.545	5.705	11.180	12.600	6.218	12.067	12.662	5.432	6.911	13.798
	sin θ	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2
	tan θ	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2
重力加速度	g	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8

【Slide】

メッシュNo.	23	33	34	35	44	45	46	55	56	59	60	66	67	69
抵抗力係数	Cd	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
付加質量係数	Cm	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
初期加速度	a0	0.5	0.2	0.5	0.5	0.3	0.6	0.7	0.4	0.7	0.7	0.3	0.4	0.8
最終速度	ut	95.0	68.9	78.4	77.3	102.5	110.7	87.5	103.8	83.2	73.5	78.6	103.6	99.5
特性距離	S0	17825	19338	13330	12314	32335	19341	10736	21846	15781	5577	17483	15737	13776
特性時間	t0	188	281	170	159	316	175	123	248	152	88	238	200	133
特性津波波長	λ0	7432	29717	15133	11227	20910	17046	11605	14991	14825	4526	11758	12205	13480
	η0.2D	13.85	1.273	0.852	1.352	8.864	2.239	0.723	5.093	1.532	0.781	4.318	2.661	1.173
		4.352	0.138	0.135	0.263	1.692	0.387	0.127	1.046	0.268	0.204	0.965	0.548	0.206

メッシュNo.	23	33	34	35	44	45	46	55	56	59	60	66	67	69
サイトからの直線距離(km)		83.63	96.28	89.44	58.17	95.78	77.74	58.29	94.28	84.46	19.76	12.64	96.85	82.39
初期水位(m)		4.352	0.138	0.135	0.263	1.692	0.387	0.127	1.046	0.268	0.204	0.965	0.548	0.206
取水口 水位増幅率		0.162	0.118	0.122	0.205	0.131	0.181	0.182	0.147	0.198	0.443	0.639	0.147	0.193
取水口での水位(m)		0.704	0.016	0.017	0.054	0.222	0.070	0.023	0.154	0.053	0.090	0.617	0.080	0.040

【Stump】

メッシュNo.	23	33	34	35	44	45	46	55	56	59	60	66	67	69
抵抗力係数	Cd	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
付加質量係数	Cm	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
移動距離	S	3783	4104	2829	2613	6862	4104	2278	4636	3349	1184	3710	3339	2923
特性距離	S0	1891	2052	1414	1307	3431	2052	1139	2318	1674	592	1855	1670	1462
曲率半径	R	139080	72914	104489	96648	249913	150709	84447	169900	123370	44331	136453	123031	107931
移動角度	ΔΦ	0.027	0.056	0.027	0.027	0.027	0.027	0.027	0.027	0.027	0.027	0.027	0.027	0.027
特性時間	t0	206	149	179	172	277	215	161	228	194	116	204	194	152
特性津波波長	λ0	8172	15822	15923	12124	18328	20953	15202	13759	18953	5975	10107	11838	18427
	η0.2D	0.780	0.291	0.052	0.079	0.751	0.104	0.030	0.396	0.067	0.031	0.379	0.187	0.046
		0.230	0.054	0.008	0.014	0.159	0.015	0.004	0.087	0.010	0.007	0.095	0.040	0.006

メッシュNo.	23	33	34	35	44	45	46	55	56	59	60	66	67	69
サイトからの直線距離(km)		83.63	96.28	89.44	58.17	95.78	77.74	58.29	94.28	84.46	19.76	12.64	96.85	82.39
初期水位(m)		0.230	0.054	0.008	0.014	0.159	0.015	0.004	0.087	0.010	0.007	0.095	0.040	0.006
取水口 水位増幅率		0.162	0.118	0.122	0.205	0.131	0.181	0.182	0.147	0.198	0.443	0.639	0.147	0.193
取水口での水位(m)		0.037	0.006	0.001	0.003	0.021	0.003	0.001	0.013	0.002	0.003	0.061	0.006	0.001

メッシュNo.	70	71	78	79	80	82	90	91	93	94	102	103	104	105
崩壊部比重	γ	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
崩壊部長さ	b	3180	4710	9420	3151	12203	7240	1598	5346	2751	4091	3206	5168	7201
崩壊部頂点厚さ	T	10.78	16.07	32.49	10.68	42.27	24.87	5.36	18.27	9.31	13.92	10.87	17.66	26.51
崩壊部幅	w	3022	3920	5987	3016	7014	5111	2004	4204	2812	3597	3044	4112	5086
崩壊部頂点水深	d	382	287	1089	1303	804	390	1866	662	171	237	829	731	441
斜面勾配	θ	14.766	4.146	6.724	13.400	7.268	2.654	9.438	10.058	6.214	3.496	13.879	10.740	4.866
	sin θ	0.3	0.1	0.1	0.2	0.1	0.0	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	
	tan θ	0.3	0.1	0.1	0.2	0.1	0.0	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	
重力加速度	g	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8

【Slide】

メッシュNo.	70	71	78	79	80	82	90	91	93	94	102	103	104	105
抵抗力係数	Cd	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
付加質量係数	Cm	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
初期加速度	a0	0.8	0.2	0.4	0.8	0.4	0.2	0.5	0.6	0.4	0.2	0.8	0.6	0.3
最終速度	ut	111.7	72.4	130.3	106.0	154.2	71.8	63.5	119.9	67.7	62.0	108.8	121.8	97.0
特性距離	S0	14984	22193	44390	14848	57507	34118	7532	25192	12964	19278	15108	24354	33932
特性時間	t0	134	307	341	140	373	475	119	210	191	311	139	200	350
特性津波波長	λ0	8213	16258	35193	15827	33118	29341	16036	16929	7845	14990	12518	16928	22993
	η0.2D	5.360	4.525	7.243	1.029	20.788	4.787	0.097	5.866	4.105	3.409	1.951	5.157	8.982
		1.442	0.879	1.053	0.165	3.853	0.710	0.011	1.167	1.083	0.660	0.382	1.008	1.627

メッシュNo.	70	71	78	79	80	82	90	91	93	94	102	103	104	105
サイトからの直線距離(km)		30.97	27.91	87.58	81.19	64.52	42.33	92.11	74.07	65.89	75.11	91.33	96.39	88.10
初期水位(m)		1.442	0.879	1.053	0.165	3.853	0.710	0.011	1.167	1.083	0.660	0.382	1.008	1.627
取水口 水位増幅率		0.412	0.364	0.155	0.173	0.175	0.307	0.124	0.121	0.263	0.211	0.121	0.096	0.140
取水口での水位(m)		0.594	0.320	0.163	0.029	0.637	0.218	0.001	0.142	0.285	0.139	0.046	0.097	0.228

【Stump】

メッシュNo.	70	71	78	79	80	82	90	91	93	94	102	103	104	105
抵抗力係数	Cd	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
付加質量係数	Cm	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
移動距離	S	3180	4710	9420	3151	12203	7240	1598	5346	2751	4091	3206	5168	7201
特性距離	S0	1590	2355	4710	1575	6102	3620	799	2673	1376	2045	1603	2584	3600
曲率半径	R	117241	172559	341352	116194	440393	263463	59582	195479	101668	150228	118191	189082	244468
移動角度	ΔΦ	0.027	0.027	0.028	0.027	0.028	0.027	0.027	0.027	0.027	0.027	0.027	0.029	0.027
特性時間	t0	189	230	323	189	367	284	135	245	176	214	190	241	274
特性津波波長	λ0	11599	12189	33393	21314	32597	17546	18264	19708	7228	10333	17148	20362	17974
	η0.2D	0.200	0.513	0.531	0.041	1.428	0.835	0.005	0.300	0.317	0.453	0.076	0.250	0.947
		0.041	0.125	0.081	0.005	0.253	0.188	0.001	0.053	0.089	0.117	0.012	0.04	

8.5 三次元すべり安定解析結果一覧

No.	地すべりが最大厚さとなる位置				地すべり体諸元				すべり面(球面)の諸元													
	Y(EW,m)※1	X(NS,m)※1	緯度(°N)	経度(°E)	標高(z=d)(m)※2	サイトからの距離(km)	傾斜No.	体積(m <sup>3</sup> )	面積(m <sup>2</sup> )	すべり方向(°)※3	厚さT(m)※4	長さb(m)※4	幅w(m)※4	傾斜θ(°)※5	Mescardelli et al. (2009) 上関に対する比率	中心 Y(EW,m)	中心 X(NS,m)	緯度	経度	中心標高(m)	半径R(m)	すべり安全率Fs
1	14016.71	212649.5	37.91624	138.6594	-242.05	54.46	82	1.158E+10	3.978E+07	202.88	597.57	7050.00	7150.00	2.0406	0.6428	13516.71	212249.5	37.91265	138.6537	10300	11158.0	1.0949
2	15716.71	211649.5	37.90721	138.6787	-180.01	53.66	82	1.158E+10	3.994E+07	193.38	593.23	6980.00	7390.00	1.8414	0.6455	15316.71	211049.5	37.90181	138.6742	10900	11696.0	1.0882
3	17316.71	208049.5	37.87474	138.6868	-152.23	50.34	82	1.157E+10	3.984E+07	184.22	594.51	7000.00	7410.00	1.5608	0.6443	17116.71	208049.5	37.87474	138.6946	11100	11848.0	1.0950
4	18416.71	211049.5	37.90175	138.7094	-144.49	53.49	82	1.153E+10	3.985E+07	183.58	575.65	7000.00	7200.00	0.9082	0.6434	18316.71	211049.5	37.90175	138.7083	10900	11621.0	1.0976
5	15116.71	210749.5	37.89911	138.6719	-224.94	52.69	82	1.152E+10	3.990E+07	192.64	588.34	7050.00	7310.00	2.0181	0.6461	14716.71	210449.5	37.89641	138.6673	10700	11524.0	1.0906
6	13216.71	20449.5	37.84234	138.6729	-264.84	46.46	82	1.132E+10	3.967E+07	181.97	568.29	7200.00	7300.00	2.3058	0.6443	14716.71	20449.5	37.84235	138.6672	10300	11164.0	1.0969
7	16816.71	210749.5	37.89908	138.6912	-153.96	52.92	82	1.141E+10	3.992E+07	188.61	597.29	6950.00	7470.00	1.7028	0.6439	16516.71	210449.5	37.89638	138.6978	10900	11659.0	1.0903
8	16216.71	205649.5	37.85313	138.6843	-207.83	47.79	82	1.141E+10	3.992E+07	182.72	574.72	7000.00	7400.00	2.1758	0.6550	15916.71	205649.5	37.85314	138.6809	11100	11889.0	1.0982
9	15116.71	213049.5	37.91983	138.6719	-204.97	54.97	82	1.137E+10	3.994E+07	199.38	574.72	6990.00	7310.00	1.7012	0.6574	14716.71	212849.5	37.91803	138.6674	11100	11888.0	1.0977
10	15716.71	207049.5	37.86576	138.6786	-215.59	49.10	82	1.135E+10	3.973E+07	186.05	581.30	7130.00	7130.00	2.2326	0.6550	14716.71	206849.5	37.86397	138.6673	10700	11542.0	1.0987
11	15716.71	209649.5	37.89099	138.6787	-218.94	51.87	82	1.132E+10	3.957E+07	189.66	571.66	6980.00	7300.00	2.0234	0.6540	15316.71	209849.5	37.89099	138.6741	10900	11697.0	1.0972
12	15116.71	205649.5	37.85315	138.6718	-262.43	47.63	82	1.131E+10	3.909E+07	184.95	586.66	7120.00	7120.00	2.2498	0.6464	14716.71	205649.5	37.85316	138.6674	10300	11156.0	1.0973
13	15116.71	211649.5	37.90722	138.6719	-215.56	53.58	82	1.128E+10	3.927E+07	196.05	585.28	6950.00	7270.00	1.8873	0.6506	14716.71	211649.5	37.90722	138.6674	10700	11508.0	1.0925
14	16216.71	208049.5	37.87476	138.6843	-187.21	50.16	82	1.128E+10	3.966E+07	186.78	577.99	6940.00	7440.00	1.8642	0.6578	15916.71	208049.5	37.87477	138.6809	11100	11879.0	1.0966
15	15116.71	208049.5	37.87478	138.6718	-255.56	50.01	82	1.122E+10	3.921E+07	188.72	575.22	7050.00	7110.00	2.1718	0.6536	14716.71	208049.5	37.87479	138.6673	10500	11338.0	1.0968
16	16216.71	209649.5	37.88647	138.6844	-193.89	51.45	82	1.122E+10	3.947E+07	187.20	575.06	6940.00	7260.00	1.9441	0.6576	15916.71	209649.5	37.88648	138.6831	11100	11872.0	1.0956
17	14016.71	213949.5	37.92455	138.6594	-237.43	55.35	82	1.120E+10	3.877E+07	203.40	592.51	6950.00	7080.00	1.9089	0.6472	13516.71	213449.5	37.92346	138.6537	10300	11322.0	1.0994
18	16216.71	212649.5	37.91801	138.6844	-172.00	54.92	82	1.118E+10	3.910E+07	195.18	574.79	6940.00	7350.00	1.4725	0.6591	15916.71	212849.5	37.91801	138.6831	11100	11851.0	1.0971
19	16216.71	206649.5	37.86395	138.6843	-203.30	48.98	82	1.115E+10	3.933E+07	183.95	573.00	7000.00	7900.00	1.8593	0.6598	15916.71	206849.5	37.86395	138.6809	11100	11880.0	1.0996

データ注記:

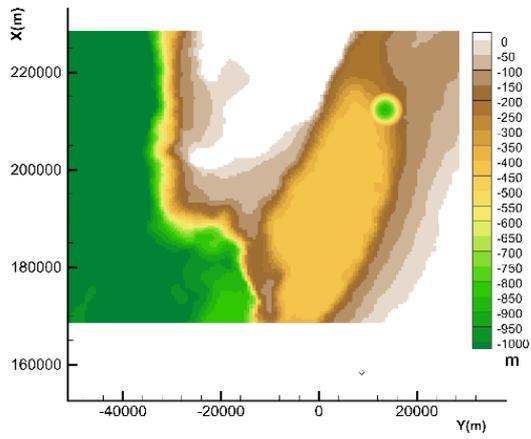
※1 座標は世界測地系(平面直角座標X,Yは8系)

※2 水深は関口・他(2009)のデータに基づく

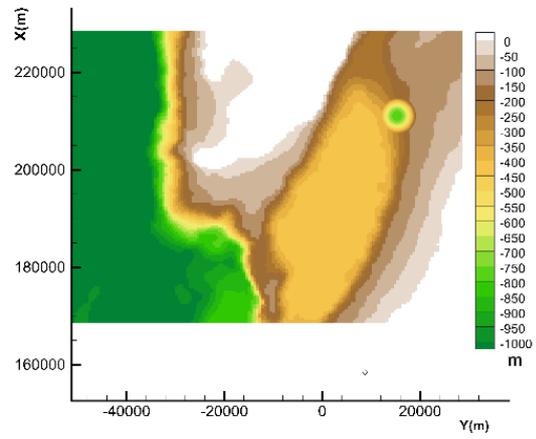
※3 すべり方向は、東向きをゼロとし、反時計回りで表示

※4 長さbは、最大厚さ位置をむすべり方向の線上で計測した上端・下端位置の水平距離、幅はすべり方向に置き換える線で計測した端部間の水平距離

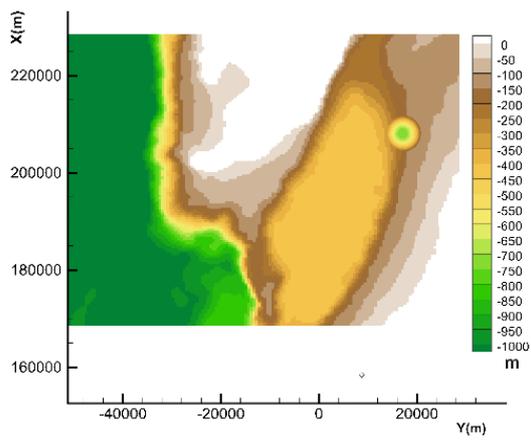
※5 傾斜θは長さ方向の上端と下端の標高より算出



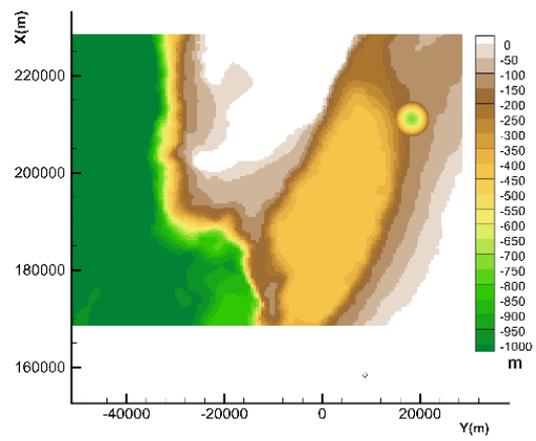
No.1



No.2

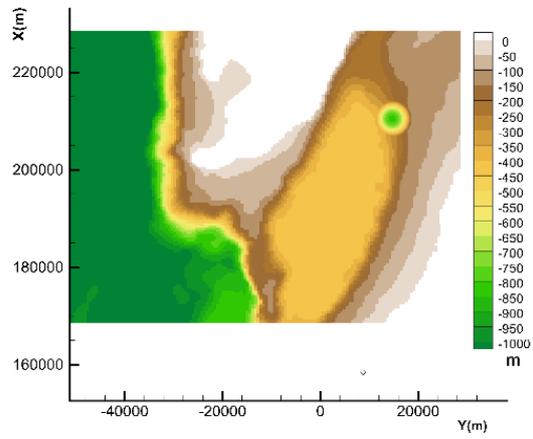


No.3

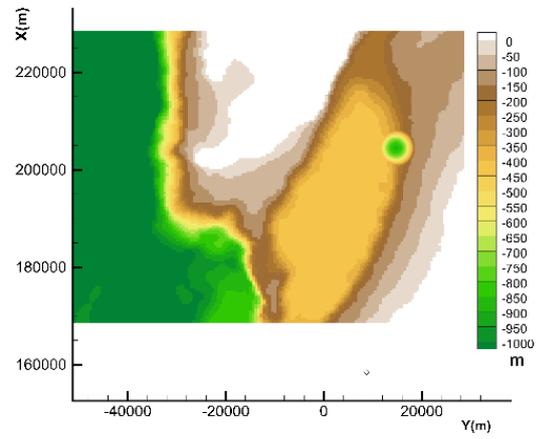


No.4

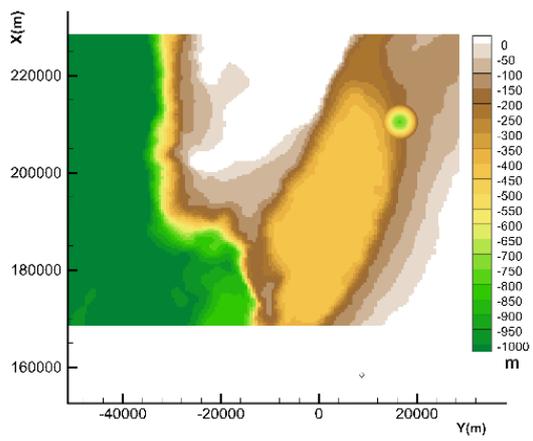
地すべり後の地形 ( $1.0 < F_s \leq 1.1$ , 面積  $\leq 40\text{km}^2$ ) その1



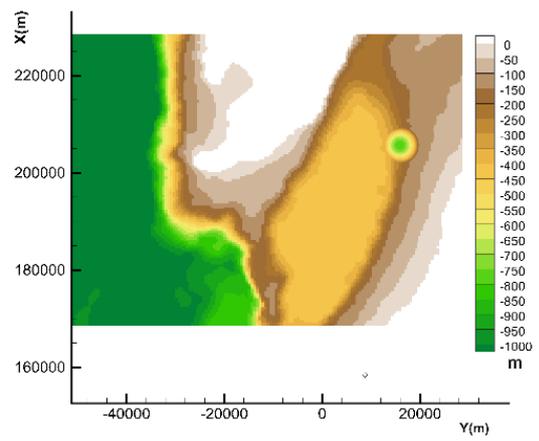
No.5



No.6

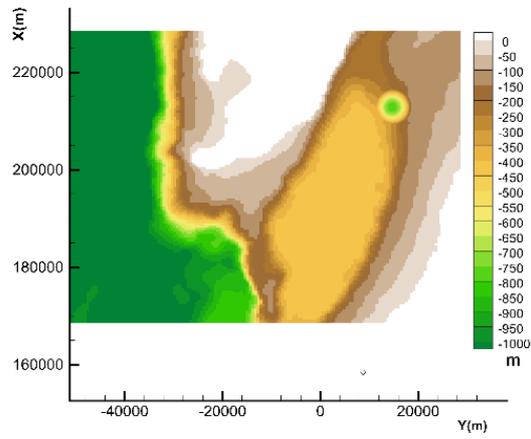


No.7

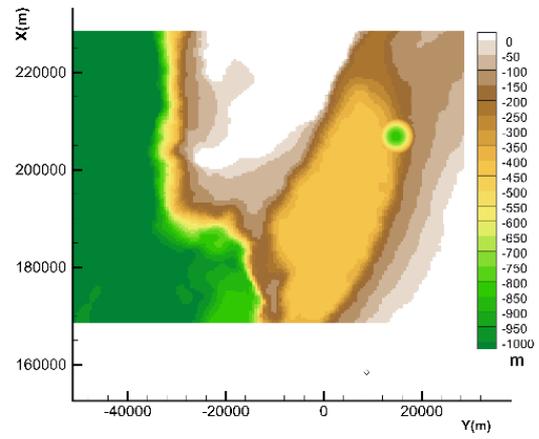


No.8

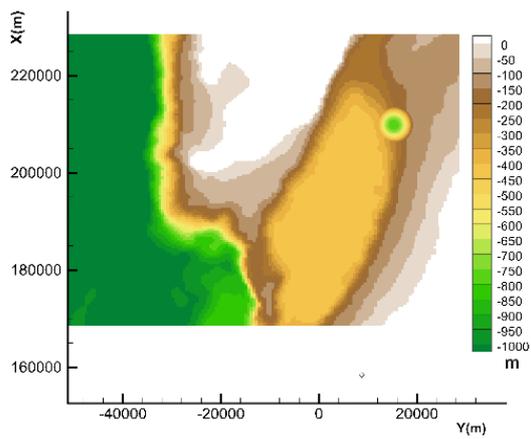
地すべり後の地形 ( $1.0 < F_s \leq 1.1$ , 面積  $\leq 40\text{km}^2$ ) その2



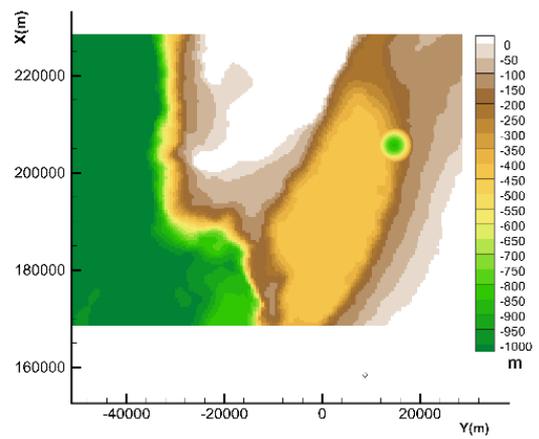
No.9



No.10

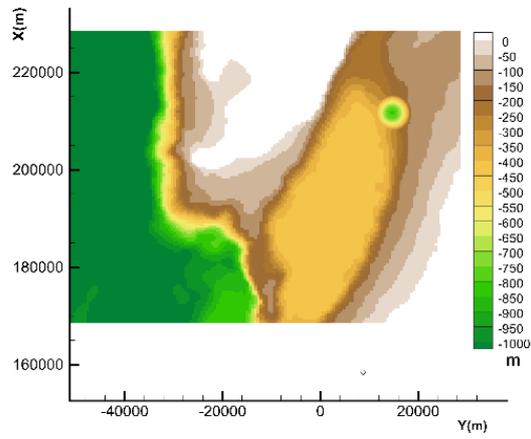


No.11

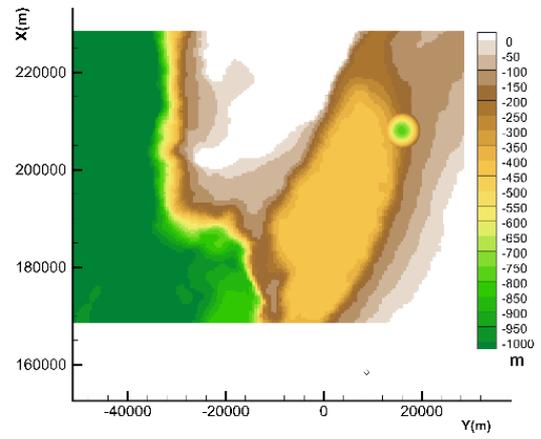


No.12

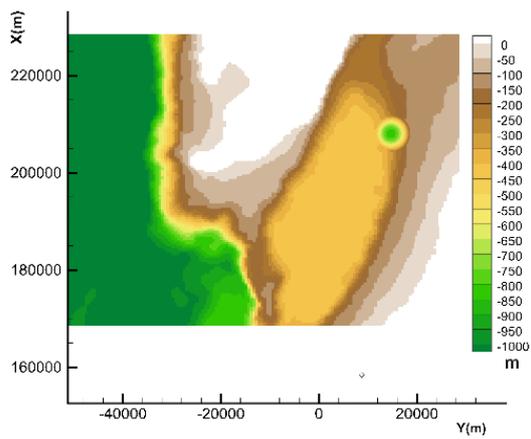
地すべり後の地形 ( $1.0 < F_s \leq 1.1$ , 面積  $\leq 40\text{km}^2$ ) その3



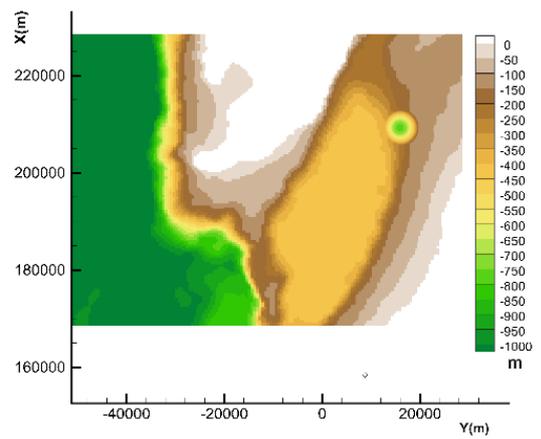
No.13



No.14

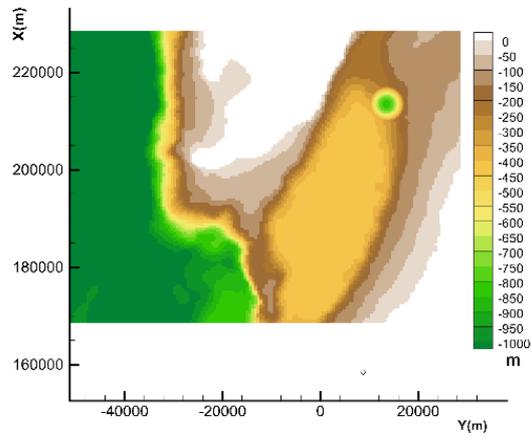


No.15

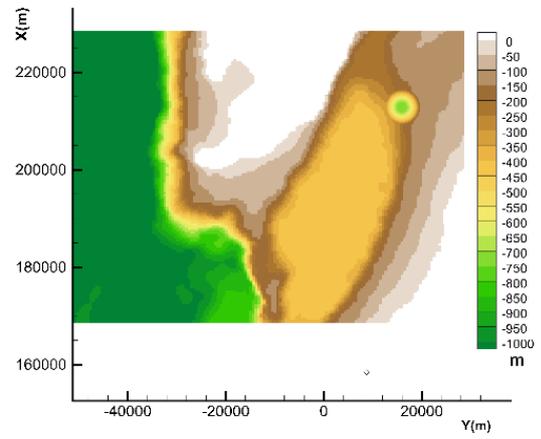


No.16

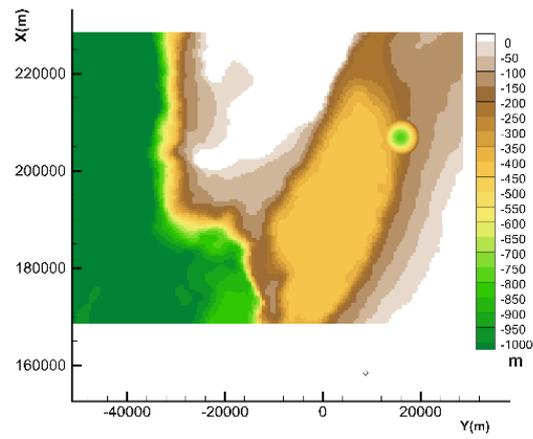
地すべり後の地形 ( $1.0 < F_s \leq 1.1$ , 面積  $\leq 40\text{km}^2$ ) その4



No.17



No.18



No.19

地すべり後の地形 ( $1.0 < F_s \leq 1.1$ , 面積  $\leq 40\text{km}^2$ ) その 5

## 8.6 単位波源を用いた到達時間

# 緯度	# 経度	第一波	第二波	第三波	# 距離
37.05	137.58	1840	2780	3640	98.99
37.02	137.69	1850	2780	3420	92.2
37.16	137.51	1760	2920	3130	100
37.13	137.62	1730	2640	3020	92.2
37.1	137.72	1720	2640	2860	84.85
37.07	137.83	1740	2650	3170	78.1
37.25	137.55	1690	2590	3070	94.34
37.22	137.65	1630	2530	3020	86.02
37.19	137.76	1600	2500	2950	78.1
37.16	137.87	1610	2530	2930	70.71
37.13	137.97	1660	2670	2980	64.03
37.37	137.48	1820	2690	3220	98.49
37.34	137.59	1640	2520	3070	89.44
37.31	137.69	1540	2430	3120	80.62
37.27	137.8	1500	2400	3090	72.11
37.24	137.91	1500	2390	2900	64.03
37.21	138.01	1520	2430	2880	56.57
37.18	138.12	1800	2640	3580	50
37.45	137.52	1690	2590	3400	94.87
37.42	137.62	1560	2440	3310	85.44
37.39	137.73	1470	2340	3050	76.16
37.36	137.84	1400	2290	3010	67.08
37.33	137.94	1360	2240	3000	58.31
37.3	138.05	1380	2260	3110	50
37.27	138.16	1530	2380	3230	42.43
37.24	138.26	1570	3110	4460	36.06
37.54	137.55	1570	2490	3480	92.2
37.51	137.66	1490	2360	2780	82.46
37.48	137.77	1410	2280	3390	72.8
37.45	137.88	1330	2200	2920	63.25
37.42	137.98	1260	2130	2890	53.85
37.38	138.09	1200	2080	3090	44.72
37.35	138.2	1220	2150	2660	36.06
37.32	138.3	1210	2690	4320	28.28
37.62	137.59	1530	2410	2770	90.55
37.59	137.7	1420	2350	2660	80.62
37.56	137.81	1370	2230	2670	70.71
37.53	137.91	1280	2130	2570	60.83
37.5	138.02	1180	2050	2800	50.99
37.47	138.13	1070	1970	2750	41.23
37.44	138.23	1020	1930	2530	31.62
37.41	138.34	940	2390	3420	22.36
37.38	138.45	930	2210	3550	14.14
37.74	137.52	1660	2550	2970	100
37.71	137.63	1520	2430	2830	90
37.68	137.74	1430	2330	2640	80
37.65	137.84	1350	2200	3130	70
37.62	137.95	1230	2100	2540	60
37.59	138.06	1130	2010	2750	50

# 緯度	# 経度	第一波	第二波	第三波	# 距離
37.56	138.17	1060	1910	2680	40
37.52	138.27	940	1820	2650	30
37.49	138.38	740	1690	2290	20
37.46	138.49	480	1630	2270	10
37.79	137.67	1520	2390	2720	90.55
37.76	137.77	1430	2280	2710	80.62
37.73	137.88	1320	2200	2960	70.71
37.7	137.99	1240	2110	2890	60.83
37.67	138.1	1140	2020	2810	50.99
37.64	138.2	1040	1930	2760	41.23
37.61	138.31	950	1840	2610	31.62
37.58	138.42	730	1630	2130	22.36
37.55	138.53	700	1480	1900	14.14
37.52	138.63	630	1710	3000	10
37.88	137.71	1530	2390	2810	92.2
37.85	137.81	1450	2300	2720	82.46
37.82	137.92	1350	2230	2650	72.8
37.79	138.03	1280	2150	2580	63.25
37.76	138.14	1240	2100	2860	53.85
37.73	138.24	1140	2000	2540	44.72
37.7	138.35	990	1900	2330	36.06
37.66	138.46	850	1780	2100	28.28
37.63	138.56	780	2030	2910	22.36
37.6	138.67	1020	2180	2890	20
37.96	137.74	1560	2420	2840	94.87
37.93	137.85	1490	2340	3060	85.44
37.9	137.96	1430	2280	3000	76.16
37.87	138.07	1390	2250	3010	67.08
37.84	138.17	1390	2270	2870	58.31
37.81	138.28	1400	2620	3630	50
37.78	138.39	1090	2470	3310	42.43
37.75	138.5	990	1850	2230	36.06
37.72	138.6	970	1850	2170	31.62
37.69	138.71	1210	2890	3850	30
38.05	137.78	1600	2480	3180	98.49
38.02	137.89	1540	2420	3120	89.44
37.99	138	1500	2380	3080	80.62
37.96	138.11	1490	2390	3250	72.11
37.93	138.21	1570	2460	3080	64.03
37.87	138.43	1360	2300	3480	50
37.83	138.54	1130	2350	3030	44.72
37.8	138.64	1100	2160	3280	41.23
37.77	138.75	1390	3290	4370	40
38.1	137.93	1600	2490	3190	94.34
38.07	138.04	1580	2490	3360	86.02
38.04	138.14	1590	2500	3200	78.1
37.92	138.57	1290	2420	3250	53.85
37.89	138.68	1290	2540	3460	50.99
37.86	138.79	1570	3040	3610	50

# 緯度	# 経度	第一波	第二波	第三波	# 距離
38.19	137.97	1670	2550	3260	100
38.16	138.07	1660	2570	3420	92.2
38.13	138.18	1710	2620	3320	84.85
38.01	138.61	1570	2730	3500	63.25
37.97	138.72	1640	2730	3670	60.83
37.94	138.83	1780	3290	3870	60
37.91	138.94	2140	3610	4150	60.83
38.24	138.11	1750	2630	3040	98.99
38.21	138.22	1790	2720	3700	92.2
38.12	138.55	1890	3090	3800	76.16
38.09	138.65	1760	2880	3640	72.8
38.06	138.76	1860	2790	3790	70.71
38.03	138.87	2040	2980	4080	70
38	138.98	2300	3150	4270	70.71
37.97	139.08	2700	4040	4720	72.8
38.3	138.26	1890	2800	3610	100
38.27	138.37	2120	3080	3950	94.34
38.21	138.58	2040	3170	3940	85.44
38.18	138.69	1980	3180	3920	82.46
38.14	138.8	2080	3170	3940	80.62
38.11	138.91	2270	3090	4160	80
38.08	139.02	2480	3330	4420	80.62
38.05	139.12	2770	3590	4720	82.46
38.02	139.23	3200	5140	6660	85.44
38.29	138.62	2150	3250	4080	94.87
38.26	138.73	2140	3310	4070	92.2
38.23	138.84	2270	3370	4140	90.55
38.2	138.95	2450	3520	4340	90
38.17	139.06	2660	3500	4530	90.55
38.14	139.16	2910	3760	4800	92.2
38.1	139.27	3240	4000	5170	94.87
38.28	138.99	2650	3750	4590	100