

モデル誤差を考慮した 2024 年能登半島地震津波の 高解像度波源逆解析

高川 智博*・千田 優**・藤木 峻***・川口 浩二****

要 旨

本稿は Scientific Reports で出版された論文 “High-resolution Source Inversion of 2024 Noto Peninsula Earthquake Tsunami with Modeling Error Corrections” の日本語訳に補足図を加えたものである。

2024 年 1 月 1 日、能登半島を大きな地震が襲い、沿岸で最大 5 メートルを超える津波を引き起こした。この稀かつ破壊的な津波は、同時に複数の断層が破壊されたことに起因すると推定されている。しかし、海域での直接観測が存在しないため、初期の海面変動の詳細は不明のままである。

本研究では、最新の高解像度アジョイント合成による波形逆解析技術を用い、観測された水位および流速データに基づいて津波の初期状態を推定した。さらに、振幅および位相に関するモデル誤差を補正する手法を提案し、痕跡高のミスフィットを低減した。幾何平均は 1.16 から 0.99 へ、幾何標準偏差は 1.34 から 1.29 へと改善された。

推定された津波波源モデルでは、沖合に 3 か所、各々約 3 メートルの隆起ピークが存在していたことが示された。本モデルは海上および陸上観測データをいずれも高精度に再現しており、津波発生機構の理解およびハザード評価の高度化に寄与するものである。より正確な初期条件を提示することは、同様の災害に備えるための防災・減災対策の基盤となる。

キーワード：津波，波形逆解析，モデル誤差，アジョイント合成，津波痕跡高，
2024 年能登半島地震

* 津波高潮研究グループ長

** 国土交通省国土技術政策総合研究所 港湾・沿岸海洋研究部 港湾・沿岸防災研究室 主任研究官

*** 波浪研究グループ長

**** 海洋利用研究領域長

〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所港湾空港技術研究所

電話：046-844-5052 Fax：046-844-1274 E-mail：takagawa-t@p.mpat.go.jp

High-resolution Source Inversion of 2024 Noto Peninsula Earthquake Tsunami with Modeling Error Corrections

Tomohiro TAKAGAWA*

Yu CHIDA**

Takashi FUJIKI***

Koji KAWAGUCHI****

Synopsis

This paper is a Japanese translation of the article “High-resolution Source Inversion of 2024 Noto Peninsula Earthquake Tsunami with Modeling Error Corrections” (Takagawa et al., 2025) published in Scientific Reports with supplementary figures added.

On New Year’s Day, January 1, 2024, a significant earthquake struck the Noto Peninsula, Japan, triggering a tsunami with a maximum height of exceeding 5 meters along the coast. This rare and destructive event is associated with several active submarine faults in the area, which are inferred to have ruptured simultaneously. However, due to the lack of direct observation from the ocean, the precise nature of the initial disturbance remains uncertain. In this study, we utilized the latest high-resolution adjoint synthesis inversion technique to analyze the tsunami’s initial state based on observed water level and velocity fluctuations. Furthermore, we propose a method to correct modeling errors in amplitude and phase, thereby reducing misfits in trace heights: the geometric mean K improves from 1.16 to 0.99, and the geometric standard deviation κ decreases from 1.34 to 1.29. Our estimated tsunami source model identified three distinct uplift peaks, each approximately 3 meters in height, in the offshore region. The model accurately reproduced both offshore and onshore observation data. This research provides a robust framework for understanding tsunami generation mechanisms and improving hazard assessment models. By offering accurate initial conditions for tsunami simulations, our findings contribute to better disaster preparedness and mitigation strategies, particularly for coastal regions prone to similar events.

Key Words: tsunami, waveform inversion, modeling error, adjoint synthesis, inundation height,
2024 Noto Peninsula Earthquake

* Head of Group, Tsunami and Storm Surge Group, Coastal Hydraulic Engineering Department

** Senior Researcher, National Institute for Land and Infrastructure Management

*** Head of Group, Wave Group, Coastal Hydraulic Engineering Department

**** Director of Department, Coastal and Ocean Development Department
3-1-1, Nagase, Yokosuka, Kanagawa 239-0826, Japan Port and Airport Research Institute
Phone : +81-46-844-5052 Fax : +81-46-844-1274 E-mail : takagawa-t@p.mpat.go.jp

目 次

要 旨	1
1. 序論	4
2. 方法	5
3. データ	7
4. 結果	7
5. 結論	12
データ入手について	12
謝辞	12
参考文献	12

1. 序論

2024年1月1日、マグニチュード7.5の地震¹⁾が日本の能登半島を襲い、震度階級の最大値である震度7を観測する強い揺れをもたらした²⁾。本地震は、能登半島北部から海域にかけて複数の断層が同時に破壊されたことによって発生したと考えられている^{3), 4)}。干渉SAR解析により、能登半島北部で最大4メートルの地殻隆起が検出され⁵⁾、浅海域が陸地へと変化した事例も報告されている⁶⁾。さらに、海底地形調査により海底変位や海底地すべりの発生が明らかになっている^{7), 8)}。これらの海底変動が津波を引き起こし、沿岸において甚大な浸水被害をもたらした。初期の衛星画像解析⁹⁾および現地調査^{10), 11)}によって、津波の遡上範囲や痕跡高の分布が明らかにされている。とくに能登半島東岸の飯田港（図-1）および対岸の新潟県直江津港（図-1）付近では、津波痕跡高が5メートルを超えた。また富山港では、津波の到達予測時刻よりも早く顕著な水位変動が観測されており、震源域から離れた富山湾で複数の海底地すべりが生じ、それによって別の津波が発生したことが推定されている¹²⁾。

本研究では、能登半島北東沖における水面の擾乱に注目した。この海域で生じた津波波源は、最大5メートルを超える広域の浸水を引き起こした主因であると考えられ

ているが、海底観測網が存在しないため、周辺地域のデータを用いて地震時の変化を推定する必要がある。津波波形の解析は、地震やGNSSの観測網から離れた地域の海底変動を調べるための有効な手段である¹³⁾。

この地域では、海底地形調査および反射法地震探査により活断層の分布が明らかになっており¹⁴⁾、津波リスク評価に利用されるいくつかの矩形断層モデルが提案されている^{15), 16)}（図-1）。これらの断層モデルをもとに津波波源の推定が行われてきた。たとえば、Fujii & Satake¹⁷⁾はJSPJ断層モデル（図-1）を用い、津波波形データとGNSSデータを統合した逆解析を行い、NT4断層で大きなすべりが生じたと推定したが、NT2断層およびNT3断層ではすべりはほとんどなかったと推定した。Masudaら¹⁸⁾は、Fujii & Satake¹⁷⁾の解析において、潮位観測所が細いパイプを介して海と接続された井戸内の水位を観測していることによる波形変化を考慮していない点を指摘し、MLIT断層モデルを用いて、F42断層の西部およびF43断層が破壊した場合に、飯田周辺の浸水域が正確に再現できることを示した。Yamanakaら¹⁹⁾は、飯田港で撮影された映像から水位の時系列データを抽出し、能登半島北東沖の初期水位分布を推定したが、この研究は主に飯田湾内での津波増幅特性の解析を目的としており、広域に津波が伝播する様子をモデル化するものではない。

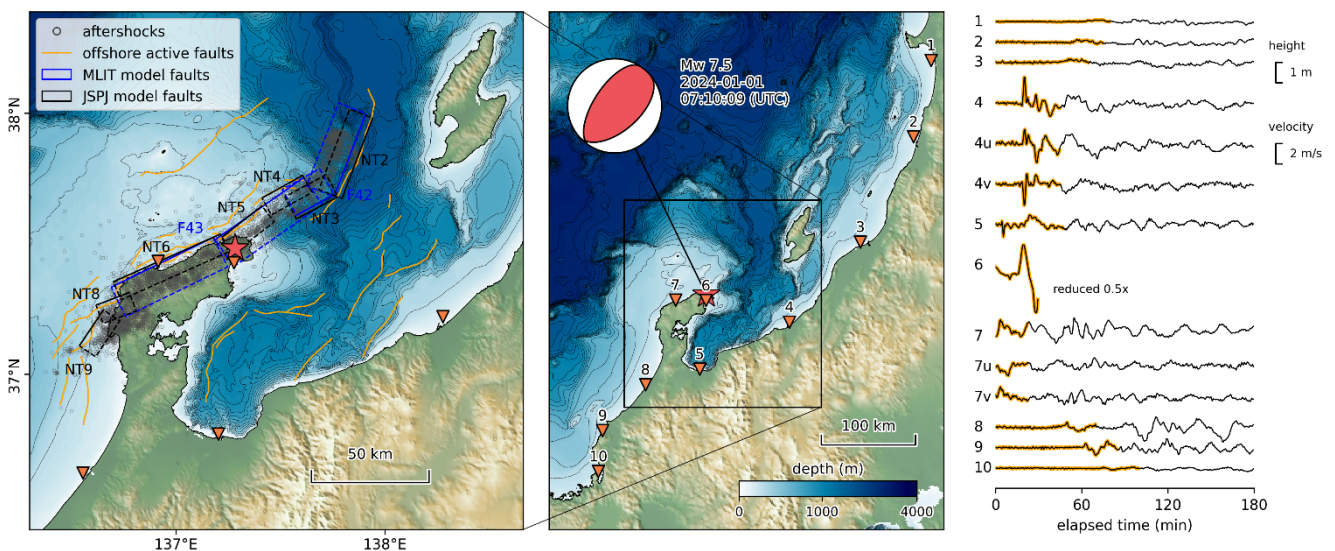


図-1 能登半島周辺の海底活断層（左）、津波観測点（中央）、および観測波形（右）。右図にて、観測点番号の後に「u」または「v」が付されている波形は、それぞれ東向きおよび北向きの流速を、文字が付されていないものは水位の観測値を表す。短周期成分および潮汐成分は除去済みである。太いオレンジ色の線は、波形逆解析に使用したデータ区間を示している。観測点番号に対応する観測点名は、1：秋田、2：酒田、3：新潟、4：直江津、5：富山、6：飯田、7：輪島、8：金沢、9：福井、10：敦賀である。図およびプロットは Matplotlib バージョン 3.10.1 (<https://matplotlib.org/>) および ObsPy バージョン 1.4.1 (<https://github.com/obspy/obspy>) を使用して作成した。

本研究は、これら既往の研究とは異なり、断層モデルを仮定せず、水位および流速の観測データに基づいて、津波の初期水位分布を直接推定している点に特徴がある。Takagawaら²⁰⁾が提案したアジョイント合成法を用い、1km 解像度の高解像度波形逆解析を実施した。また、理論波形に含まれる不正確さをモデル誤差と捉え、それを位相誤差および振幅誤差に分類して補正する手法を新たに開発した。理論波形に位相誤差がある場合、正解ではない初期水位分布に対して理論波形と観測波形の相関が高まってしまい、逆解析結果に悪影響を及ぼすおそれがある。一般に、データノイズへの過剰適合による解析の劣化を防ぐために空間的正則化が導入される²¹⁾が、これにより波源の振幅が抑制され、津波の波高や陸上浸水量が過小評価される問題がある。

そこで本研究では、理論波形に対して位相補正および振幅補正の両方を導入する手法を提案し、能登半島地震津波の解析に適用した。この新しい補正手法の有効性を検証し、破壊的な津波を引き起こした実際の初期水位変動の姿を明らかにすることを目的とする。

2. 方法

津波の初期水位分布は、正則化付き最小二乗法（例：Tsushimaら²¹⁾）により推定した。この解析では、初期水位分布は単位波源の線形結合として表現される。各単位波源によって発生する津波の伝播を数値的にシミュレーションし、各観測点における波形（グリーン関数）をデータベースに保存する。理論波形は、それらのグリーン関数の線形結合として合成される^{22), 23)}。ここで、単位波源の線形結合係数ベクトルを $\mathbf{x}$ 、各観測点に対するグリーン関数の行列を $\mathbf{A}$ 、理論波形を $\mathbf{y}$ とすれば、関係式は

$$\mathbf{y} = \mathbf{Ax} \quad (1)$$

と表される。観測波形と理論波形との二乗誤差を最小にするように $\mathbf{x}$ を推定するが、観測データが少なく問題が不定である場合、唯一解を得ることはできない。このため、正則化項を加えた目的関数 f を最小化することで推定を行う。

$$f(\mathbf{x}) = |\mathbf{y}_{\text{obs}} - \mathbf{Ax}|^2 + \gamma^2 |\Delta \mathbf{x}|^2 \quad (2)$$

右辺の第2項が正則化項であり、ラプラス演算子 Δ により波源分布の滑らかさを評価し、ハイパーパラメータ γ がその強さを制御する²⁰⁾。逆解析の空間分解能は、グリーン関数の単位波源を小さくかつ高密度に配置することで向上させることができるが、解像度を10倍にすると必要なシミュレーション数が100倍になるため、実際上高解像度化には限界がある。

アジョイント波形逆解析^{24), 25), 26)}では、アジョイント演算を用いることで、目的関数の反復最適化中に勾配を効率的に計算でき、必要なシミュレーション回数を数十回程度に抑えて高解像度解析を実現できる。この方法では、計算コストの大きい行列 $\mathbf{A}$ の全要素を明示的に構成する必要がない。しかし、Takagawaら²⁰⁾は、アジョイント演算子を用いれば、グリーン関数の高密度データベースに対しても行列 $\mathbf{A}$ の要素を効率的に計算できることを示した。この手法により、反復最適化中の追加シミュレーションが不要となる。観測点 ξ_o 、時刻 t における波形変動が、波源点 ξ_s 時刻 0 における単位擾乱によって生じたときのグリーン関数 $G(t)$ は、以下の2通りの方法で計算可能である：

$$G(t) = \langle \mathcal{L}\xi_s, \xi_o \rangle = \langle \xi_s, \mathcal{L}^\dagger \xi_o \rangle \quad (3)$$

ここで、 ξ_s は波源関数、 ξ_o は観測関数、 $\mathcal{L}$ は津波の伝播を表す線形演算子、 $\mathcal{L}^\dagger$ はそのアジョイント演算子、 $\langle \cdot, \cdot \rangle$ は内積を示す。この式は、点源や点観測でない場合にも適用できる。複雑な海底地形上を津波が伝播する場合、グリーン関数は数値モデルによって離散的に計算される。式(3)の中辺を使って計算する場合にはまず $\mathcal{L}\xi_s$ を計算し、 ξ_o との内積をとる。ここで $\mathcal{L}\xi_s$ は初期条件 ξ_s に対して津波伝播シミュレーションを行い波動場の時間発展を計算することに対応する。たくさんの波源を仮定する場合にはその数だけ津波伝播シミュレーションを行う必要がある。一方、式(3)の右辺を用いる場合は、観測関数 ξ_o を初期条件としてアジョイントシミュレーションを1回実行し、得られたアジョイント状態 $\mathcal{L}^\dagger \xi_o$ と複数の津波波源 ξ_s との内積を取ることで、すべての波源についての波形を一括して得ることができる。観測点が変わらない限り波源が変わってもシミュレーションをやり直す必要が無い。演算子 $\mathcal{L}$ を用いた場合、グリーン関数の計算負荷は波源数に比例するが、 $\mathcal{L}^\dagger$ を用いたアジョイント法では観測点数に比例する。そのため、波源を多数かつ高密度に配置する高解像度解析では、計算量が波源数に依存しない後者の方法が有利である。本研究では、Takagawaら²⁰⁾によって開発されたアジョイント津波モデルを用いて、アジョイント演算子 $\mathcal{L}^\dagger$ に対応するアジョイントシミュレーションを実施し、グリーン関数を計算した。

能登半島地震の津波波形データには、津波が発生した海域に設置された観測点からの記録も含まれている。観測施設における鉛直変位の影響を軽減するため、本研究ではKubotaら²⁷⁾が提案した時間微分波形を用いた逆解析を行った。最小化すべき目的関数は以下のように表される：

$$\begin{aligned}
f(\mathbf{x}) &= \left| \frac{d\mathbf{y}_{\text{obs}}}{dt} - \frac{d\mathbf{A}}{dt} \mathbf{x} \right|^2 + \gamma^2 |\Delta \mathbf{x}|^2 \\
&= \left\| \begin{bmatrix} \frac{d\mathbf{y}_{\text{obs}}}{dt} \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} \frac{d\mathbf{A}}{dt} \\ \gamma \Delta \end{bmatrix} \mathbf{x} \right\|^2 = \|\mathbf{y}'_{\text{obs}} - \mathbf{A}' \mathbf{x}\|^2 \\
&= \mathbf{x}^T \mathbf{A}'^T \mathbf{A}' \mathbf{x} - 2\mathbf{y}'_{\text{obs}}{}^T \mathbf{A}' \mathbf{x} + \mathbf{y}'_{\text{obs}}{}^T \mathbf{y}'_{\text{obs}} \quad (4)
\end{aligned}$$

ここで

$$\mathbf{y}'_{\text{obs}} = \begin{bmatrix} \frac{d\mathbf{y}_{\text{obs}}}{dt} \\ \mathbf{0} \end{bmatrix}, \quad \mathbf{A}' = \begin{bmatrix} \frac{d\mathbf{A}}{dt} \\ \gamma \Delta \end{bmatrix}$$

である。この目的関数を最小化することは、勾配がゼロとなる $\mathbf{x}$ を求めることと同義である。推定値 $\mathbf{x}$ は、共役勾配法を用いて以下の方程式を解くことにより得られる：

$$\frac{1}{2} \frac{\partial f}{\partial \mathbf{x}} = \mathbf{A}'^T \mathbf{A}' \hat{\mathbf{x}} - \mathbf{A}'^T \mathbf{y}'_{\text{obs}} = 0 \quad (5)$$

ここで用いられるグリーン関数は自然現象を近似するものであるため、さまざまなモデル誤差²⁸⁾の影響を受ける可能性がある。これには、支配方程式の簡略化、数値離散化、海底地形のような境界条件に起因する誤差が含まれる。たとえば、線形方程式を使用した場合、底面摩擦によるエネルギー散逸が考慮されないために振幅が過大評価されることが指摘されている²⁹⁾。また、分散効果を見逃すると、位相が実際よりも速く進行し、津波波源逆解析に影響を与えることがある³⁰⁾。さらに、津波の発生時刻に関する誤差も逆解析の結果に影響を及ぼす。こうしたモデル誤差に対処するために、本研究ではグリーン関数に対して2つの補正パラメータを導入した。1つ目は振幅補正パラメータであり、2つ目は位相補正パラメータである。補正後のグリーン関数は以下のように表される：

$$\alpha_k G(t - \tau_k) \quad (6)$$

ここで、 α_k は振幅補正パラメータ、 τ_k は位相補正パラメータ、 k は観測点のインデックスを表す。位相補正は、過去の津波波源解析においても用いられており、その有効性が示されている^{20), 30)}。しかし、位相補正を体系的に実施する統一的手法はまだ確立されていない。また、振幅誤差と位相誤差の分離は、観測システムの性能評価や観測点の配置最適化³¹⁾にも応用されている。本研究で振幅補正を導入する目的は、理論波形の振幅に関するモデル誤差に対処し、逆解析における正則化項によって生じる振幅の過小評価を防ぐことである。津波の振幅は、構造物に作用する力や浸水被害の推定において極めて重要な要素であり、沿岸部における実測値と一致するような振幅を再現する津波波源モデルは、外力と被害の関係を定量的に理解するうえで不可欠である。

これまで述べたように、本研究での最適化問題では、正則化、位相補正、振幅補正という3種類のハイパーパラメータを推定する必要がある。まず、正則化パラメータ γ は、振幅補正および位相補正を行わない状態 ($\alpha_k = 1$, $\tau_k = 0$) でクロスバリデーション (CV) により決定する。逆解析に用いる訓練データは図-1に示した区間であり、CVにおけるテストデータにはこの区間とその60分後までのデータ³²⁾が含まれる。

正則化パラメータを固定した後、各観測点に対して位相補正パラメータ τ_k を、別のCV手順により逐次的に推定する。手順は以下のとおりである。まず、ある観測点を選び、その点のデータを除外して津波波源逆解析を行う。次に、推定された波源モデルから、除外した観測点における理論波形を計算する。その波形を時間方向にシフトし、観測波形との二乗誤差が最小となるシフト量を、その観測点における位相補正パラメータ τ_k とする。観測点の選択と位相補正パラメータの更新を繰り返し、パラメータの変化が十分小さくなるまで処理を続ける。このとき、逆解析に使用する観測点が変わると、津波の伝播距離や周辺の地形条件などによる誤差要因も変化するため、推定される波源も影響を受ける³³⁾。しかし、本手法により得られる最適な位相補正パラメータ τ_k のセットは、除外する観測点を変えてもほとんど変化しないことが確認されており、特定の観測点や誤差特性への過剰適合を抑えた、頑健な推定結果と言える。ここで、各ステップにおける最適なシフト量 (位相補正パラメータ) はグリッドサーチによって推定した。サーチ間隔は、対象とする津波周期 (およそ10分) よりも十分に小さい必要がある。一方で、間隔が小さすぎると計算負荷が増大するため、本研究では5秒間隔を採用した。検索範囲は津波周期の半分である ± 5 分とし、サイクルスキッピングの発生を防いでいる。各観測点における時間シフトとミスフィットの関係を、図-2に示した。

続いて、振幅補正パラメータ α_k を以下の式により更新し、収束するまで逆解析を反復した：

$$\alpha_k^{n+1} = \frac{a_{\text{est}}}{a_{\text{obs}}} \alpha_k^n \quad (7)$$

ここで、 a_{obs} は観測波形、 a_{est} は推定波形の振幅である。振幅は、逆解析に用いた区間における最大値と最小値の差として定義した。補正係数が1から大きく乖離することは現実的でないため、 p_{amp}^{-1} から p_{amp} の間に値を制限した。ここで p_{amp} は1以上であり、 $p_{\text{amp}} = 1$ の場合は補正を行わないことと等価である。推定された振幅が観測値よりも小さい場合、補正によりグリーン関数の振幅が小さく調整され、その観測点に寄与する津波波源の変位

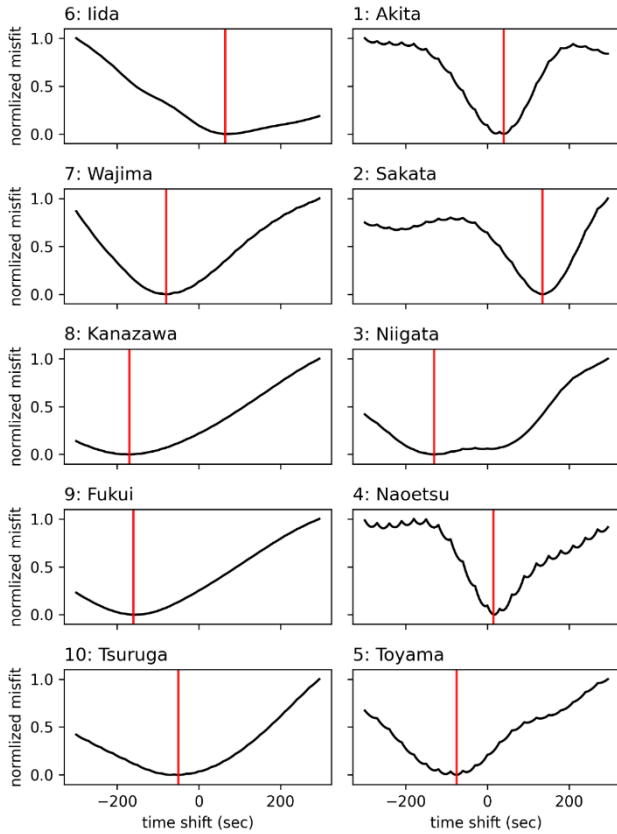


図-2 各観測点における時間シフトとミスフィットの関係. 各観測点におけるミスフィットは、時間シフトを変化させた後の観測波形と予測波形との二乗誤差の総和として定義される. ここで使用する予測波形は、当該観測点のデータを使用せずに推定された津波波源モデルに基づいて生成されている点に注意されたい. ミスフィットは 0 から 1 の範囲に正規化されている. 赤線は、ミスフィットが最小となる時間シフトを示している. 図は Matplotlib バージョン 3.10.1 (<https://matplotlib.org/>) を用いて作成した.

は逆解析においてより大きく推定される. このパラメータ更新処理を波源の推定結果が収束するまで繰り返した.

最後に、得られた津波波源を用いて、非線形長波方程式³⁴⁾に基づく津波伝播および浸水シミュレーションを実施し、観測点における最終的な波形と陸上での浸水高を推定した.

3. データ

津波波源逆解析の主な対象データは、全国港湾海洋波浪情報網 (NOWPHAS) の沿岸海象計 (CWGs) による観測データ (図-1) および、飯田港で撮影された映像から抽

出された水位変化データ¹⁹⁾ (図-1) である. 沿岸海象計では、超音波を用いて水位および流速が計測されている. 本研究では、水位データとして秋田、酒田、新潟、直江津、富山、輪島、金沢、福井、敦賀の9地点、また、震源近傍に位置する直江津と輪島の2地点の東向きおよび北向きの流速データを使用した. ここでは2023年12月25日から2024年1月4日の間に取得された観測データを用いた. サンプル間隔は0.5秒である. 風波に関連する短周期成分を除去するため、1分間の移動平均を適用し、さらに主要な4つの潮汐成分 (M_2 , S_2 , K_1 , O_1) を最小二乗法³⁵⁾により求めたうえで除去した. 風波の周期は約10秒であるため、1分間の移動平均処理を行うことで、それらの成分を十分に減衰させることができる. 処理後のデータを30秒間隔にダウンサンプリングし、逆解析に使用した.

初期水位分布の空間範囲は、本震後30日以内に記録された余震の分布³⁶⁾を用いて制約した. さらに、GNSS観測によって得られた陸上の鉛直変位データ³⁷⁾および、ALOS-2を用いた干渉合成開口レーダー (InSAR) 解析による推定値⁵⁾も逆解析に取り入れた. これら陸上データの重み w_{land} は、津波観測データの重みの10分の1に設定した. これは予備的検討の結果によるものである. この重みを変化させることで津波波源の陸域と海域における絶対的な高さに違いが生じるものの、推定される隆起ピーク的位置にはほとんど影響がないことが確認された (図-3) (なお、陸域の津波波源とは地殻の鉛直変位を意味しており、実際に津波の波源となるわけではない). また、振幅補正パラメータ α_k の許容範囲を制御するパラメータ p_{amp} は2に設定した. なお、予備的検討において許容範囲を広く設定した場合でも最終的な推定結果に与える影響は限定的であることが確認された (図-3).

4. 結果

アジョイントシミュレーションに用いるグリーン関数データベースの構築には、15秒格子のGEBCO地形データ³⁸⁾を使用し、沿岸域についてはM7000データセット³⁹⁾で補正を加えた. また、非線形長波方程式に基づく津波浸水シミュレーションには、国土交通省によって作成された地形データ¹⁶⁾を使用した. この地形データでは、格子サイズを沖合から沿岸部、さらに内陸へと段階的に縮小するネスティング構造を採用しており、最小格子幅は50mである.

津波波源モデルの検証には、津波発災後の現地調査に基づく津波痕跡高データセット¹¹⁾を使用した. このデータセットは、津波後調査の国際ガイドライン⁴⁰⁾に準拠して収集・整理されたものであり、痕跡高の種類 (例: 遡上高、

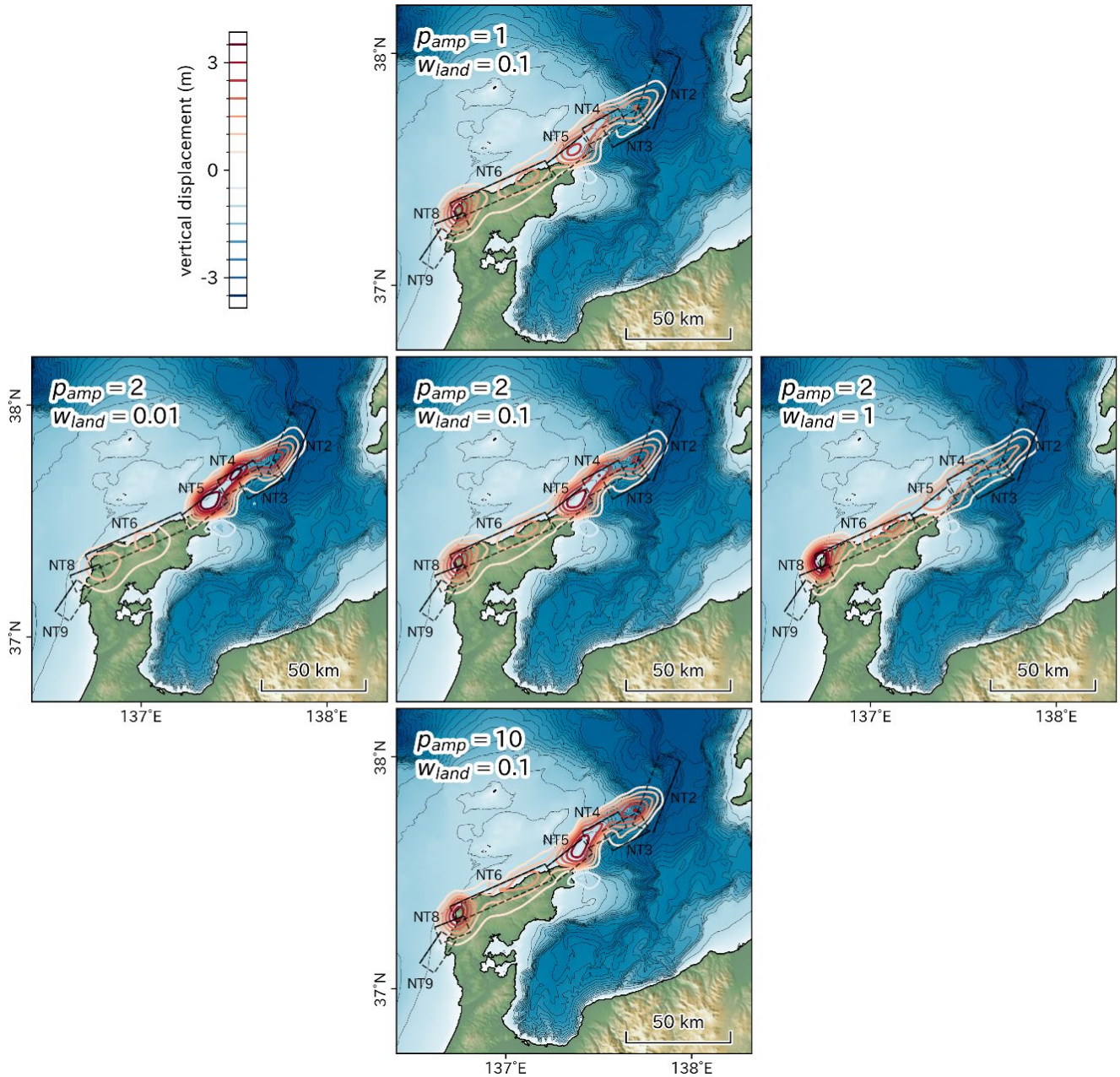


図-3 2つのモデルハイパーパラメータ (p_{amp} および w_{land}) が津波波源推定結果に与える影響. パラメータ p_{amp} は、振幅誤差補正係数の許容範囲を制限するものであり、縦方向に並ぶパネルは p_{amp} の値を変化させた際の逆解析結果を示している. パラメータ w_{land} は陸上 GNSS データに与える重みであり、横方向に並ぶパネルは w_{land} を変化させた結果である. 左側のパネルは海域の観測データを重視した結果を、右側は陸上の観測データを重視した結果を示す. 中央のパネルは最終的に選択されたパラメータ値を用いた解析結果に対応する. 地図およびプロットは Matplotlib バージョン 3.10.1 (<https://matplotlib.org/>) を用いて作成された.

浸水高)、飛沫や風波・うねりの影響、信頼度 (A~D) などの注釈が付されている. 本研究では、信頼度AまたはBと評価されたデータのみを使用した.

予備的な検討において、北西に面した開放性海岸では、季節風による北西波浪⁴¹⁾の直接的な影響により、痕跡高が

高くなる傾向が見られた (図-4). 一方で、小規模な防波堤によって保護された地点では、痕跡高が相対的に低くなる傾向があり (図-4)、これは50m格子の数値シミュレーションではこれらの構造物の影響が再現されていないことに起因していると考えられる. このため、波浪やシミ

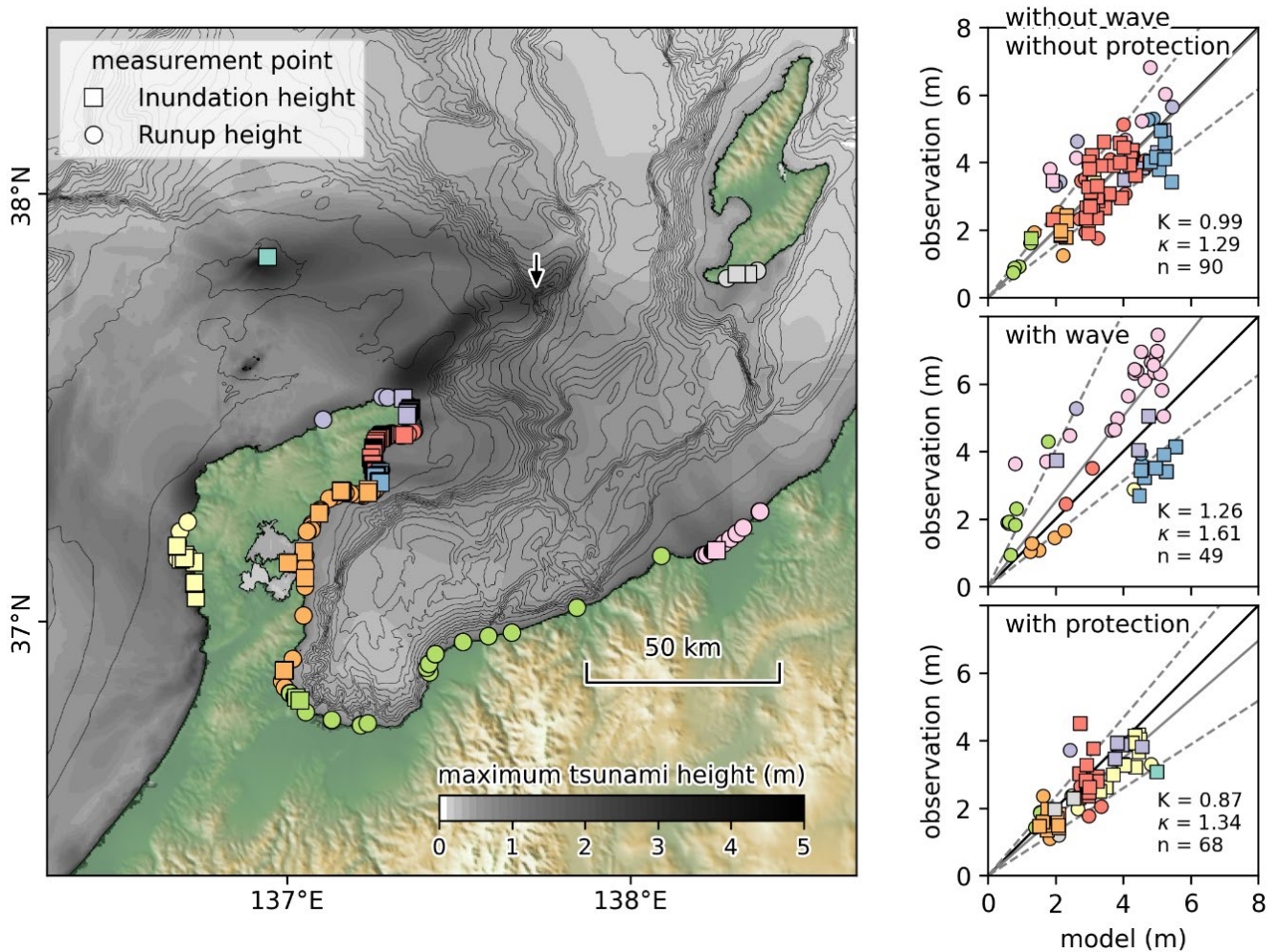


図-4 痕跡高データ¹⁾とモデル推定値. 左側のパネルは痕跡高データの測定地点を示しており、色分けにより異なる地域を区別している. 矢印は、NT2 断層と NT3 断層の境界付近に推定された隆起ピークの位置を示している. 右側の 3 つのパネルは、最終モデルから推定された痕跡高と観測値を比較したものである. 上段のパネルは、波の影響を受けず構造物による防護もない地点のデータであり、図-5 に示された最終モデルのプロットに対応している. なお、このプロットでは縦軸と横軸が入れ替わっている点に注意されたい. 中段のパネルは波ありと判定されたデータ、下段のパネルは構造物による防護効果の影響ありと判定されたデータを示している. 各プロットには、Aida⁴²⁾による幾何平均 K 、幾何標準偏差 κ 、およびデータ数 n が記載されている. 図およびプロットは Matplotlib バージョン 3.10.1 (<https://matplotlib.org/>) を用いて作成された.

ュレーションで考慮されない構造物による保護の影響を受けていると思われるデータは、以降の検証から除外することとした. なお、痕跡高とシミュレーション結果の比較においては、痕跡の種類（遡上高・浸水高）の区別はせず、計算点のうち浸水があった場所で、計測点にもっとも近い点の最大水位を計算値として用いた.

位相および振幅のモデル誤差を補正した最終的な津波波源モデルを図-5に示す. 能登半島北東沖では、NT5およびNT4に対応する位置において、それぞれ最大3.3mおよび3.0mの隆起ピークが推定された. また、NT3とNT2の境界付近では最大2.6mの隆起ピークが推定された. この領域

は地形が急峻で、等深線が北西方向に湾入している特徴的な場所である (図-5).

陸上では、NT6の西端において3.3m、東側において1.8mの隆起ピークがそれぞれ認められた. 図-5中段には観測波形と推定波形が示され、両者に対するピアソンの相関係数 (以降では単に相関係数と表記する) を数値で示している. なお、相関係数は-1から+1の範囲の値をとり、1に近いほど一致度が高いことを意味する. すべての観測点で正の相関が確認され、非線形長波モデルを用いて各観測点で計算された波形は、観測された波形の特徴をおおむね再現している.

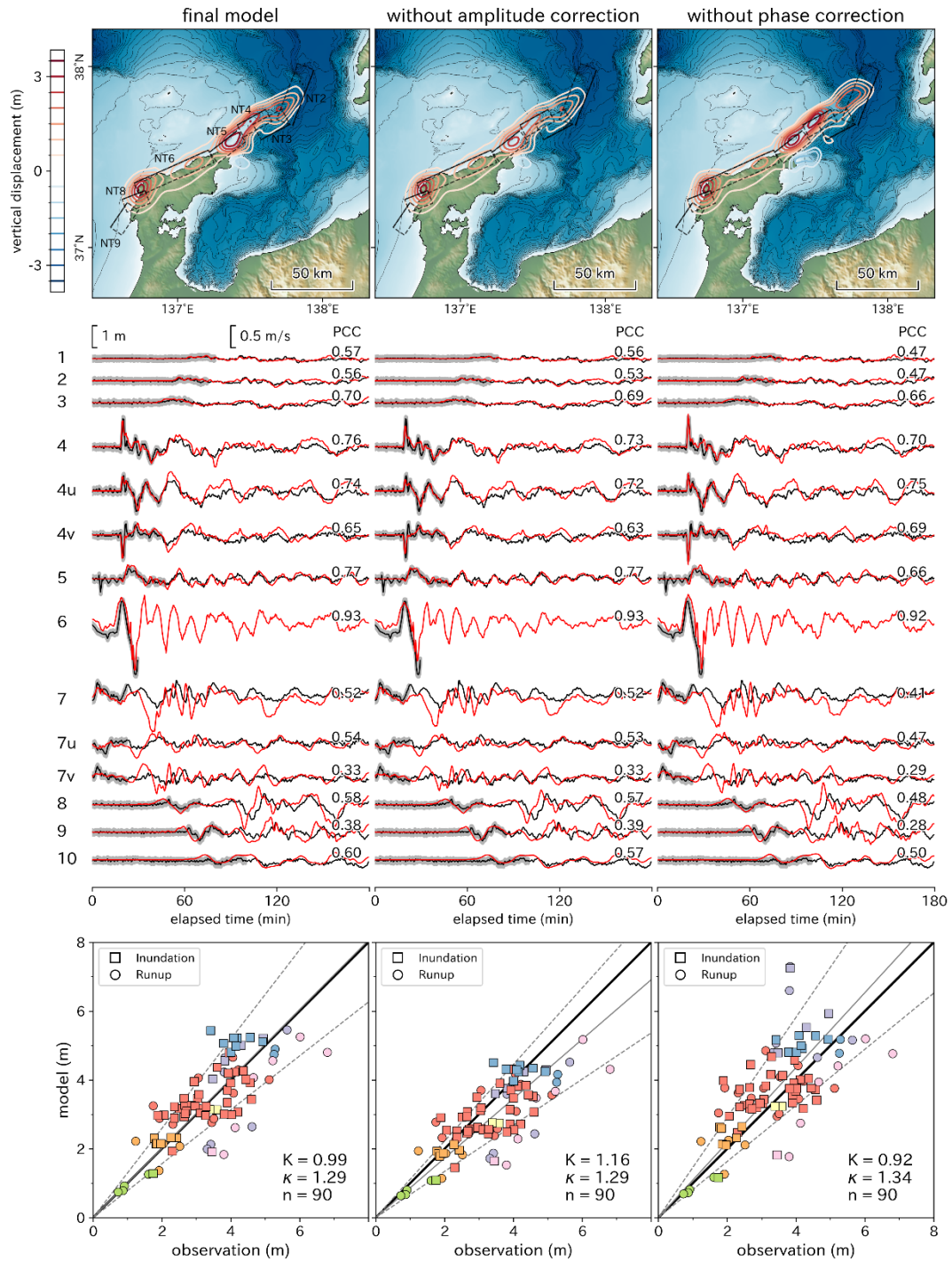


図-5 モデル誤差補正あり／なしの場合に推定された初期水位分布（上段），対応する水位および流速波形（中段），および浸水高・遡上高（下段）．左側のパネルは振幅補正および位相補正の両方を適用した結果，中央のパネルは振幅補正なしの結果，右側のパネルは位相補正なしの結果を示している．観測波形は黒線，推定波形は赤線で示されている．太い灰色の線は，逆解析に使用したデータ区間を示す．各波形の右側には，観測値と推定値とのピアソンの相関係数（PCC）が記載されている．下段のパネルにおけるマーカーの色は，図-4 に示された測定エリアに対応している．各プロットには，Aida⁴²⁾による幾何平均 K ，幾何標準偏差 κ ，およびデータ数 n が示されている．下段プロットにおいて，太い実線は 1:1 の一致線（原点を通る傾き 1 の線），細い実線は傾き $1/K$ の線，細い破線は幾何標準偏差の範囲を示すもので，傾き $1/(\kappa K)$ および κ/K の 2 直線である．図およびプロットは Matplotlib バージョン 3.10.1 (<https://matplotlib.org/>) を用いて作成された．

また、津波痕跡高についても、観測値と推定値の間で良好な一致がみられた。図-5下段に示すように、Aida⁴²⁾による幾何平均は0.99、幾何標準偏差は1.29であり、痕跡高においても推定結果の信頼性が高いことが示された。最終モデルにおける観測値とモデル値の比はほぼ1に近く、再現性が高い。ただし、図-5下段に示される青色のマーカーには、わずかに過大評価の傾向が見られる。

この青色のマーカーに対応するエリア(図-4、能登町白丸地区)は、局所的に津波痕跡高が高く、甚大な浸水被害が報告された地域である¹⁰⁾。白丸は幅約300mの狭い開口部を持つ孤立した湾であり、モデルにおいて用いられた50m格子では解像度が十分とは言えず、このことがバイアスを生じさせた可能性がある。より高解像度の地形データを用いた検証が今後の課題である。

提案した補正手法の効果を評価するため、図-5には「振幅補正なし」および「位相補正なし」の推定結果も併せて示している。振幅補正を行わなかった場合、波源域の隆起分布そのものは大きく変化しなかったものの、能登半島北東沖における隆起量はわずかに小さく推定された。また、観測点1~4における相関係数はやや低下した。特に、

直江津(観測点No. 4)における水位および流速に現れる最初の特徴的な波形の振幅が大きく減少した。また、津波痕跡高の幾何平均は1.16となり、約16%の過小評価となった。

位相補正を行わなかった場合、能登半島北東沖における隆起ピークは約6km北北東方向に移動し、海底活断層の分布とはずれた位置に推定されることとなった。3つの沖合の隆起ピークは、補正を行った場合よりもやや大きく推定され、多くの観測点で波形の相関係数は低下した。津波痕跡高の幾何平均は0.92であり、約8%の過大評価であった。幾何標準偏差は補正ありの場合よりも大きくなり、結果のばらつきが増したことを示している。

推定された津波波源には、明確に分離された5つの隆起ピークが存在していたため、これらを図-6に示すようにセグメントA~Eに分割し、それぞれのセグメントが生成する津波波形を観測波形と比較した。なお、これらの波形はアジョイント合成を使って求めており、非線形性は考慮されていない。図中では、波源セグメントが大文字A~Eで示されており、波形上の特徴的な時点は小文字a~fで示されている。

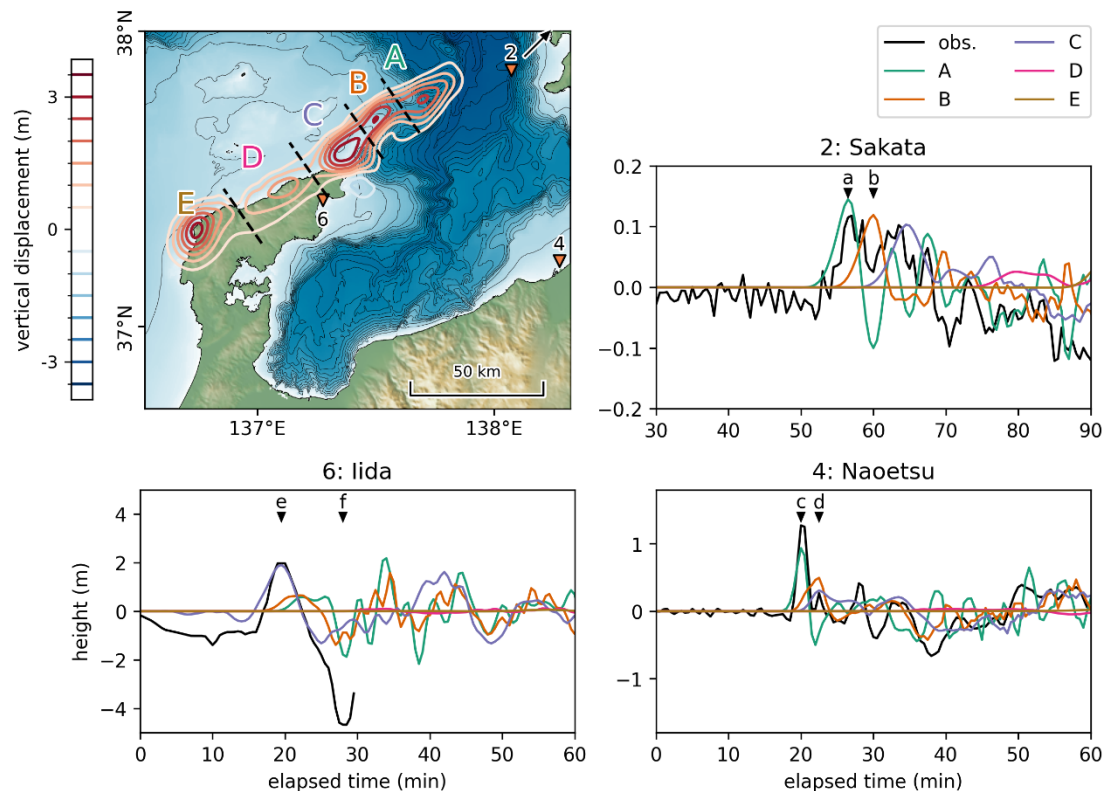


図-6 初期水位分布のセグメント分割と、各セグメントによって生成された津波波形と観測波形との比較。観測点 No.2 (酒田) は地図の範囲外に位置しており、その方向を黒い矢印で示した。酒田の位置は図-1 を参照されたい。地図およびプロットは Matplotlib バージョン 3.10.1 (<https://matplotlib.org/>) を用いて作成された。

酒田は震源域から北東方向に位置し、その最初の波のピーク（時点a）はセグメントAの隆起に由来するものだと考えられる。セグメントBに起因するピークは、セグメントAによって生じた引き波と重なっているため、観測波形上では確認できない（時点b）。

直江津では、顕著な最初のピーク波形（時点c）が観測されており、これはセグメントAの隆起に起因している。その後、時点dではセグメントAによる波形は引き波に移行するが、観測では小さな押し波が現れている。これは、セグメントBおよびCの隆起により生じた押し波が重なり合った結果と考えられる。セグメントDおよびEによる影響はわずかであった。

飯田港の観測波形では、約2 mの最初の波（時点e）が記録されており、これはほぼ完全にセグメントCによる隆起で再現されている。その後生じた大きな引き波（時点f）は、セグメントA・B・Cの3つの隆起によって発生した引き波が重なり合って形成されたと考えられる。

5. 結論

本研究では、能登半島地震津波における初期水位分布を、観測された津波波形および陸上の地殻変位データを用いて推定した。断層モデルに依存せずに水位分布を直接推定した点が本研究の特徴である。また、アジョイント合成法を用いて空間解像度1kmの高解像度逆解析を実現した点やモデル誤差を明示的にモデル化し、逆解析に組み込んだ点でも、先行研究と一線を画している。得られた津波波源逆解析の結果は、能登半島北東沖の海底で生じた変動の実態を示唆するものである。

以下に、本研究の主な成果をまとめる。

- ・ 振幅および位相のモデル誤差を補正する手法を提案した。この補正を適用することで、津波波源は海底活断層の分布と整合的な位置に推定され、津波波形および津波痕跡高の再現精度が向上した。
- ・ 推定された初期水位分布モデルでは、NT5およびNT4の活断層位置にそれぞれ3.3 mおよび3.0 mの隆起ピークが存在していた。また、NT2とNT3の境界付近には2.6 mの隆起ピークが推定された。
- ・ 直江津に到達した最初のピーク波は、NT2とNT3の境界付近で推定された隆起に起因していた。
- ・ 飯田に到達した最初のピーク波は、NT5の位置における隆起に対応していた。

- ・ 直江津および飯田で観測された最初のピーク波の直後の波形を再現するためには、NT4の位置における隆起ピークが必要であった。
- ・ 提案された初期水位分布モデルは、沖合で観測された波形および陸上で測定された津波痕跡高とともに高精度に再現できる点で特筆される。このことは、津波が構造物や建物に与えた作用を定量化するために信頼性の高い初期条件を提供することにつながる。

このように、正確な初期条件を津波シミュレーションに与えることで、将来的な災害への備えや、沿岸地域における防災・減災対策の強化に貢献することが期待される。

（2025年7月31日受付）

データ入手について

最終的な津波波源モデルの数値データは、CSV形式で元論文のSupplementary Material 1 (https://static-content.springer.com/esm/art%3A10.1038%2Fs41598-025-08978-0/MediaObjects/41598_2025_8978_MOESM1_ESM.csv)として公開されている。津波シミュレーションに使用したソフトウェアは、<https://github.com/tomographyyy/tandem> から入手可能である。海底地形データは <http://dx.doi.org/10.5285/f98b053b-0cbc-6c23-e053-6c86abc0af7b> より入手可能である。その他のデータは、合理的な要請があれば著者より提供可能である。

謝辞

建設的なコメントと有益な助言をくださったJuan González-Carrasco博士および2名の匿名査読者に深く感謝します。また、沿岸波浪観測データの提供に関し、国土交通省港湾局に謝意を表する。本研究は、JSPS科研費23K23018（研究代表者：高川智博）の支援を受けて実施されました。

参考文献

- 1) United States Geological Survey [USGS]: M 7.5 - 2024 Noto Peninsula, Japan Earthquake.,2024,Retrieved from <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us600m0xl/executive>
- 2) Japan Meteorological Agency [JMA]:On the earthquake in the Noto region of Ishikawa Prefecture at 16:10 on 1 January 2024,2024,<https://www.jma.go.jp/jma/press/2401/01a/202401011810.html>
- 3) Kutschera, F., Jia, Z., Oryan, B., Wong, J. W. C., Fan, W., & Gabriel, A.: The Multi - Segment Complexity of the 2024 Mw 7.5 Noto Peninsula Earthquake Governs

- Tsunami Generation. *Geophysical Research Letters*, 51(21),2024, <https://doi.org/10.1029/2024GL109790>
- 4) Xu, L., Ji, C., Meng, L., Ampuero, J.-P., Yunjun, Z., Mohanna, S., & Aoki, Y.: Dual-initiation ruptures in the 2024 Noto earthquake encircling a fault asperity at a swarm edge. *Science (New York, N.Y.)*, 385(6711), 871–876.,2024,<https://doi.org/10.1126/science.adp0493>
- 5) Geospatial Information Authority of Japan [GSI]: Crustal deformation caused by the 2024 Noto Peninsula earthquake, as analyzed by ALOS-2 observation data (updated on 19 January 2024).,2024,Retrieved from https://www.gsi.go.jp/uchusokuchi/20240101noto_insar.html
- 6) Shishikura, M., Echigo, T., Namegaya, Y., Tateishi, R., Goto, R., & Maemoku, H.:Coastal emergence and formation of marine terrace associated with coseismic uplift during the 2024 Noto Peninsula Earthquakes. *The Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, 63(2), 169–174,2024, <https://doi.org/10.4116/jaqua.63.2408>
- 7) Japan Coast Guard [JCG]: A rise of about 4 meters was also confirmed on the seabed off the northern coast of Suzu City,2024,Retrieved from <https://www.kaiho.mlit.go.jp/info/kouhou/post-1103.html>
- 8) Japan Coast Guard [JCG]: Evidence of slope collapse confirmed on the seabed of Toyama Bay (2nd report),2024,Retrieved from <https://www.kaiho.mlit.go.jp/info/kouhou/post-1080.html>
- 9) Geospatial Information Authority of Japan [GSI]: Tsunami inundation area (estimated) based on aerial photo interpretation.,2024,Retrieved from https://www.gsi.go.jp/BOUSAI/20240101_noto_earthquake.html#7
- 10) Yuhi, M., Umeda, S., Arita, M., Ninomiya, J., Gokon, H., Arikawa, T., Baba, T., Imamura, F., Kawai, A., Kumagai, K., Kure, S., Miyashita, T., Suppasri, A., Nobuoka, H., Shibayama, T., Koshimura, S., & Mori, N.: Post-event survey of the 2024 Noto Peninsula earthquake tsunami in Japan. *Coastal Engineering Journal*, 114,2024,<https://doi.org/10.1080/21664250.2024.2368955>
- 11) Yuhi, M., Umeda, S., Arita, M., Ninomiya, J., Gokon, H., Arikawa, T., Baba, T., Imamura, F., Kumagai, K., Kure, S., Miyashita, T., Suppasri, A., Kawai, A., Nobuoka, H., Shibayama, T., Koshimura, S., & Mori, N.: Dataset of post-event survey of the 2024 Noto Peninsula earthquake tsunami in Japan. *Scientific Data*, 11(1), 786,2024, <https://doi.org/10.1038/s41597-024-03619-z>
- 12) Yanagisawa, H., Abe, I., & Baba, T.: What was the source of the nonseismic tsunami that occurred in Toyama Bay during the 2024 Noto Peninsula earthquake. *Scientific Reports*, 14(1),18245,2024,<https://doi.org/10.1038/s41598-024-69097-w>
- 13) Yokota, Y., Koketsu, K., Fujii, Y., Satake, K., Sakai, S., Shinohara, M., & Kanazawa, T.:Joint inversion of strong motion, teleseismic, geodetic, and tsunami datasets for the rupture process of the 2011 Tohoku earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(7),2011, <https://doi.org/10.1029/2011GL050098>
- 14) Headquarters for Earthquake Research Promotion: Long-term assessment of active faults in the coastal areas of the Sea of Japan - Off the coast of Hyogo Prefecture and Niigata Prefecture (August 2024 release),2024, Retrieved from https://www.jishin.go.jp/evaluation/long_term_evaluation/offshore_active_faults/sea_of_japan/
- 15) Japan Sea Earthquake and Tsunami Research Project [JSPJ]:Project Report 2020,2021,Retrieved from https://www.eri.u-tokyo.ac.jp/project/Japan_Sea/JSR2_Report/
- 16) Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism [MLIT]: Investigation for large earthquakes occurring in the Sea of Japan,2014,https://www.mlit.go.jp/river/shinnigikai_blog/daikibojishinchousa/
- 17) Fujii, Y., & Satake, K.: Slip distribution of the 2024 Noto Peninsula earthquake (M_{JMA} 7.6) estimated from tsunami waveforms and GNSS data. *Earth, Planets and Space*, 76(1), 1–12,2024,<https://doi.org/10.1186/s40623-024-01991-z>
- 18) Masuda, H., Sugawara, D., Cheng, A.-C., Suppasri, A., Shigihara, Y., Kure, S., & Imamura, F: Modeling the 2024 Noto Peninsula earthquake tsunami: implications for tsunami sources in the eastern margin of the Japan Sea. *Geoscience Letters*, 11(1), 1–12,2024, <https://doi.org/10.1186/s40562-024-00344-8>
- 19) Yamanaka, Y., Matsuba, Y., Shimozono, T., & Tajima, Y: Nearshore propagation and amplification of the tsunami following the 2024 Noto Peninsula earthquake, Japan. *Geophysical Research Letters*, 51(19),e2024GL110231, 2024, <https://doi.org/10.1029/2024gl110231>
- 20) Takagawa, T., Allgeyer, S., & Cummins, P.: Adjoint synthesis for trans - oceanic tsunami waveforms and

- simultaneous inversion of fault geometry and slip distribution. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*,129(6),2024,<https://doi.org/10.1029/2024jb028750>
- 21) Tsushima, H., Hino, R., Fujimoto, H., Tanioka, Y., & Imamura, F.: Near - field tsunami forecasting from cabled ocean bottom pressure data. *Journal of Geophysical Research*,114,B06309,2009,<https://doi.org/10.1029/2008JB005988>
 - 22) Satake, K.: Inversion of tsunami waveforms for the estimation of a fault heterogeneity: Method and numerical experiments. *Journal of Physics of the Earth*, 35(3), 241–254,1987, <https://doi.org/10.4294/jpe1952.35.241>
 - 23) Satake, K.: Inversion of tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large submarine earthquakes: The 1968 Tokachi-oki and 1983 Japan Sea earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*,94(B5),5627–5636.,1989, <https://doi.org/10.1029/JB094iB05p05627>
 - 24) Izumiya, T., & Yoshida, K.: Study on Inverse Estimation of Tsunami Source Region Using an Adjoint Model. *Journal of Coastal Engineering, JSCE*, 49,2002, pp. 291–295. (in Japanese)
 - 25) Xie, Y., Mohanna, S., Meng, L., Zhou, T., & Ho, T.-C. : Adjoint inversion of near - field pressure gauge recordings for rapid and accurate tsunami source characterization. *Earth and Space Science (Hoboken, N.J.)*,10(12),2023, <https://doi.org/10.1029/2023ea003086>
 - 26) Zhou, T., Meng, L., Xie, Y., & Han, J.: An Adjoint - State Full - Waveform Tsunami Source Inversion Method and Its Application to the 2014 Chile - Iquique Tsunami Event. *Journal of Geophysical Research, [Solid Earth]*, 124(7),67376750.,2019, <https://doi.org/10.1029/2018JB016678>
 - 27) Kubota, T., Suzuki, W., Nakamura, T., Chikasada, N. Y., Aoi, S., Takahashi, N., & Hino, R. : Tsunami source inversion using time-derivative waveform of offshore pressure records to reduce effects of non-tsunami components. *Geophysical Journal International*, 215(2), 1200–1214.,2018, <https://doi.org/10.1093/gji/ggy345>
 - 28) Yagi, Y., & Fukahata, Y. : Introduction of uncertainty of Green's function into waveform inversion for seismic source processes. *Geophysical Journal International*, 186(2), 711–720.,2018, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05043.x>
 - 29) Wang, Y., Su, H.-Y., Ren, Z., & Ma, Y. : Source properties and resonance characteristics of the tsunami generated by the 2021 M 8.2 Alaska earthquake. *Journal of Geophysical Research. Oceans*,127(3),2022, <https://doi.org/10.1029/2021jc018308>
 - 30) Lay, T., Ye, L., Kanamori, H., Yamazaki, Y., Cheung, K. F., Kwong, K., & Koper, K. D.: The October 28, 2012 Mw 7.8 Haida Gwaii underthrusting earthquake and tsunami: Slip partitioning along the Queen Charlotte Fault transpressional plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 375,57–70.,2013, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.005>
 - 31) Ren, Z., Wang, Y., Wang, P., Zhao, X., Hu, G., & Li, L. : Optimal deployment of seafloor observation network for tsunami data assimilation in the South China Sea. *Ocean Engineering*,243,110309. ,2022, <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2021.110309>
 - 32) Saito, T., Satake, K., & Furumura, T. : Tsunami waveform inversion including dispersive waves: the 2004 earthquake off Kii Peninsula, Japan. *Journal of Geophysical Research*,115(B6),L08303.,2010, <https://doi.org/10.1029/2009JB006884>
 - 33) Ren, Z., Ji, X., Wang, P., Hou, J., Shan, D., & Zhao, L. : Source inversion and numerical simulation of 2017 Mw 8.1 Mexico earthquake tsunami. *Natural Hazards*, 94(3), 1163–1185.,2018, <https://doi.org/10.1007/s11069-018-3465-y>
 - 34) Goto, C., Ogawa, Y., Shuto, N., & Imamura, F.: IUGG/IOC TIME Project, Numerical method of tsunami simulation with the Leap-frog scheme. UNESCO.,1997, Retrieved from <http://unesdoc.unesco.org/images/0012/001223/1>
 - 35) Takagawa, T.: Forward and inverse calculation of astronomical tides, Editorial Sub-committee on Solved Problems Using Hydraulic Formulas, CHHE, JSCE.,2024, <https://github.com/ESEHH-CHHE-JSCE/5-11-Tide>
 - 36) Japan Meteorological Agency [JMA]: The Seismological Bulletin of Japan.,2024,Retrieved from https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/index_e.html
 - 37) Geospatial Information Authority of Japan [GSI] : Crustal Deformation as Measured by the GEONET.,2024, Retrieved from https://www.gsi.go.jp/BOUSAI/20240101_noto_earthquake.html#10

- 38) GEBCO Compilation Group : GEBCO 2023 Grid, 2023,
<http://dx.doi.org/10.5285/f98b053b-0cbc-6c23-e053-6c86abc0af7b>
- 39) Japan Hydrographic Association: M7000 Digital
Bathymetric Data.,2009,Sold on
<https://www.jha.or.jp/jp/shop/products/btdd/>
- 40) International Tsunami Survey Team [ITST].: Post-
Tsunami Survey Field Guide 2nd Edition. IOC Manuals
and Guides No.37,Paris, UNESCO.,2014, Retrieved from
<https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000229456>
- 41) Tamura, H., Kawaguchi, K., & Fujiki, T.: Phase -
coherent amplification of ocean swells over submarine
canyons. Journal of Geophysical Research. Oceans,
125(2),2020, <https://doi.org/10.1029/2019jc015301>
- 42) Aida, I. : Reliability of a tsunami source model derived
from fault parameters. Journal of Physics of the Earth,
26(1), 57–73.,1978, <https://doi.org/10.4294/jpe1952.26.57>