

2-2. 令和6年能登半島地震について

石川県能登半島の北東部においては、2020年12月頃から地殻*内の地震活動が活発化し、2022年度以降、科学研究費助成事業および、地震・火山噴火予知研究協議会*（現在の地震火山観測研究推進協議会）からの各課題への追加予算により、その発生原因を調べる観測・研究が進められていたが、2024年1月1日にはM7.6という地殻内地震としては極めて規模の大きな地震が発生し、多大な被害が生じた。この地震の実態や、一連の地震活動における大地震に至る過程の研究について、昨年度は以下の2つの特筆すべき結果が得られた。

1つ目は、M7.6の地震の余震やすべりの分布についてである。余震の震源決定については、本研究経費に加えて、科学研究費補助金特別研究促進費により、自己浮上式海底地震計（OBS）を用いた海域緊急余震観測を各大学・機関合同で地震直後に実施した。そのうち26台の短期収録短周期型OBSを用いて、本震*発生1ヶ月後から約1ヶ月間について、これまでその詳細が明らかでなかった海域での余震震源分布と発震機構*解を求めた。その結果、余震の震源は深さ約17 kmよりも浅く、上部地殻*内において活発であることがわかった。また、深い地震は海域にあたる震源域最東部に多く位置していること、多くの地震が北西-南東方向の圧縮応力*で起きていたこともわかった（図 N1, Shinohara et al., 2025）[ERI_08]。

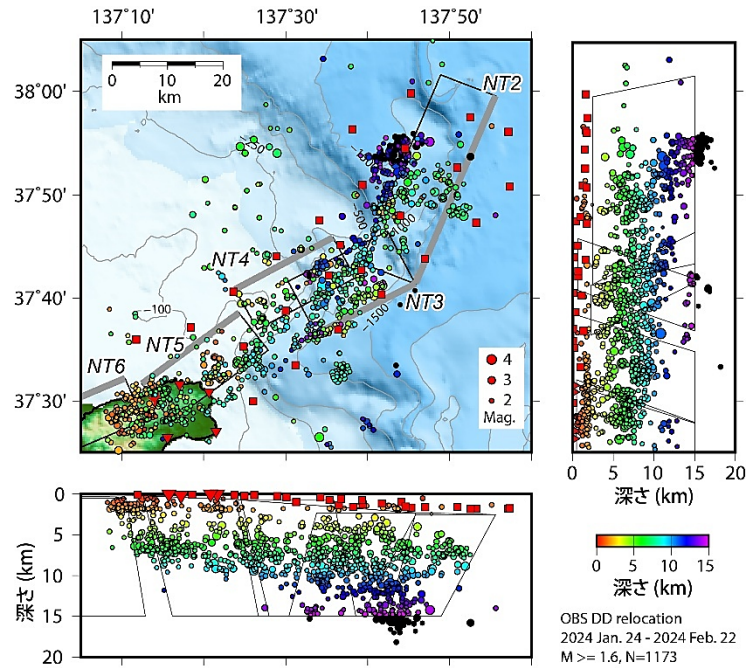


図 N1. 2024 年能登半島地震 (M7.6) の震源域東部での海域地震観測による余震の震源分布 (Shinohara et al., 2025) [ERI_08]。カラーの丸は余震分布, 赤四角は設置した海底地震計の位置を表す。先行研究 (日本海地震・津波調査プロジェクト) により想定されていた震源断層モデル (NT2-NT6) を長方形で示す。解析期間は, 2024 年 1 月 24 日から 2 月 22 日までで, マグニチュードが 1.6 以上の気象庁震源リストにある地震を再決定した。

また, 海域での M7.6 の地震でのすべりに関して, 津波の観測データをもとにした推定も行われた。陸域で観測された地震時地殻変動に基づいた国土地理院による断層モデル (2024 年 2 月 29 日版) から計算した津波では, 観測津波波形を十分に再現することができず, このモデルよりもさらに北東域に波源*が必要であることがわかった (図 N2, Yamanaka et al., 2024) [HKD_05]。この津波データから得られた津波波源の位置は上記の震源分布の北東限ともよく一致している。ただし, 先行研究 (日本海地震・津波調査プロジェクト) により想定されていたこの地域の震源断層モデルと余震分布を比較すると, 震源断層モデルの北東端領域の北側半分では余震活動が活発でない。今後この部分が割れ残っているのかどうか, より詳細に検討していく必要がある。

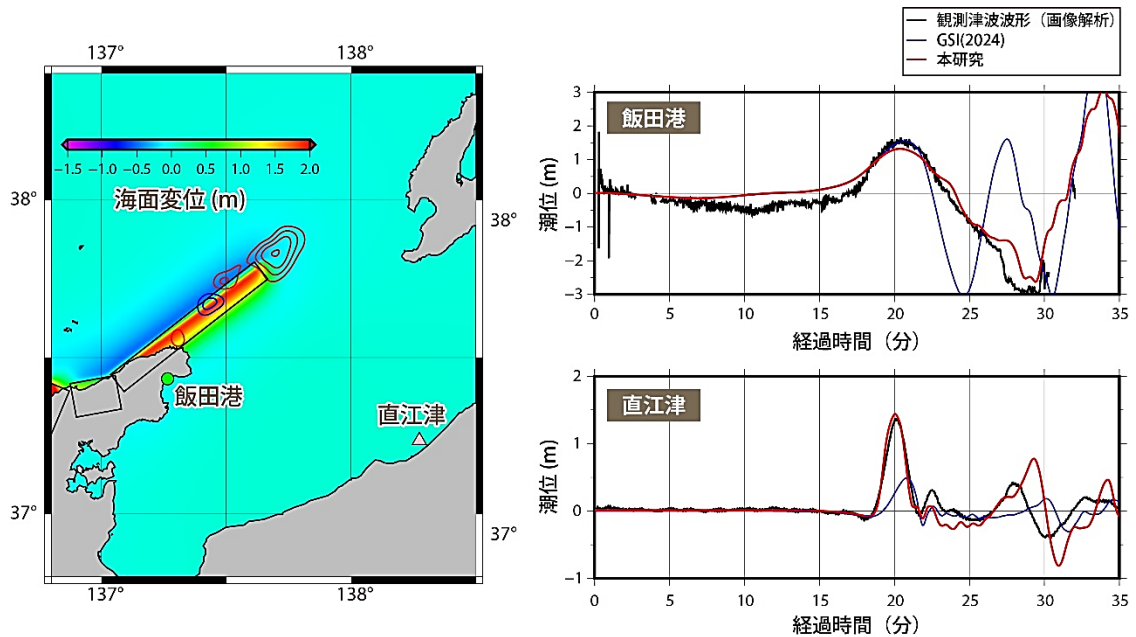


図 N2. 2024 年能登半島地震における飯田港，直江津の津波波形を説明するための追加波源の推定結果。能登半島北東沖に示す実線の等値線が推定された追加波源。

さらに余震の分布の解析からは，浅部が高角，深部が低角の形状（リストリック*な形状）をした断層の存在の可能性が示唆されていたが，測地データからも，リストリックな形状の断層によるすべりのモデル化*（すべり分布の推定）が行われた。ここでは，まず，国土地理院 GEONET，SoftBank，大学の臨時観測による GNSS データおよび InSAR* データを併用して推定した。SoftBank の GNSS 観測点を用いることで特に InSAR データでは感度がない南北成分の変位を含めて高い空間分解能で地殻変動分布を得ることに成功し，それらから地震時断層すべりを推定した。その結果，能登半島北岸下の 2 箇所到大すべり域が存在することをあらためて示すことができた(図 N3, Yamada et al., 2025)[THK_09, THK_12]。

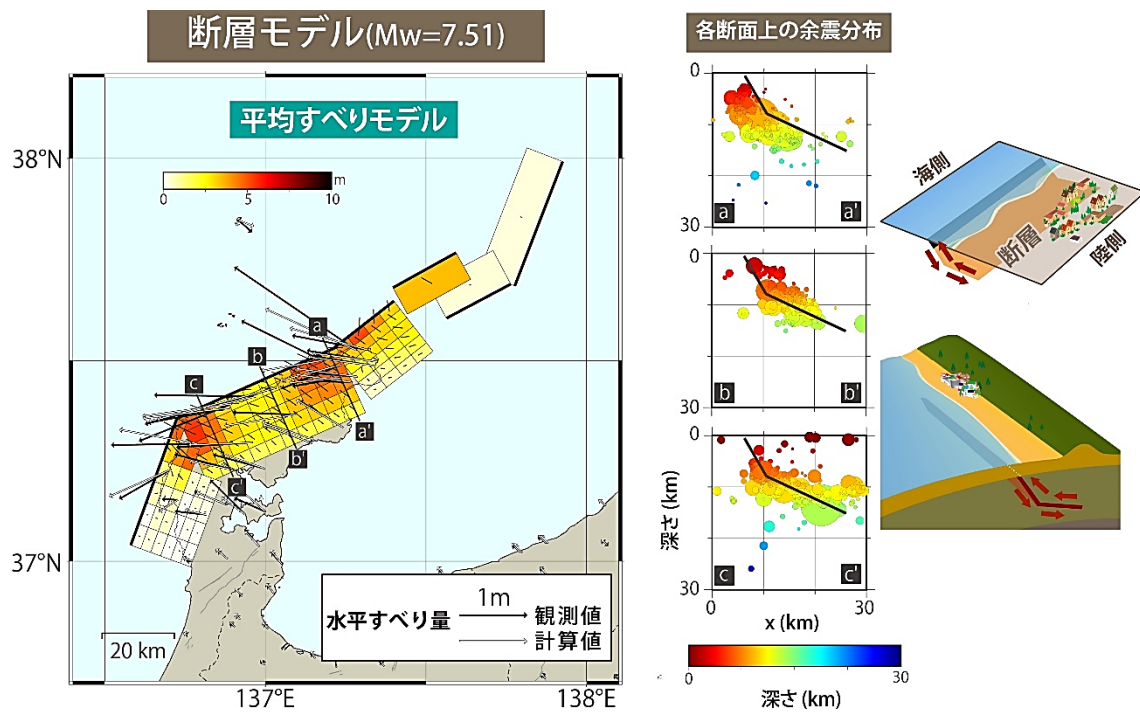


図 N3. 測地データを用いた 2024 年能登半島地震の地震時すべり分布推定結果。浅部が高角，深部が低角の断層面(リストリックな断層面)を仮定した結果。

このように，陸上のみのデータでは精度に限界があった，海域でのすべりや余震分布の詳細が明らかになったほか，複数のデータを用いて本震すべり分布の実態が明らかになった。

2つ目は、一連の地震活動の背景にあると考えられている流体の関与や地殻構造についてである。まず、2024年1月1日のM7.6の地震の前の地震活動については、震源分布の丁寧な解析により、既知の活断層*の深部延長よりも深い場所に活断層の深部延長と平行な面を形成するような地震活動が存在していることが明らかになった。この地震活動域（珠洲伏在断層）において、地震前にM7.6の地震の震源に向かって西向きおよび鉛直上向きの2つの震源移動が見られた(図N4)。このことは、流体が本震前に深部の微細断層を通じて震源付近にまで移動していたことを示唆している（Yoshida et al., 2024）[DPRI02]。

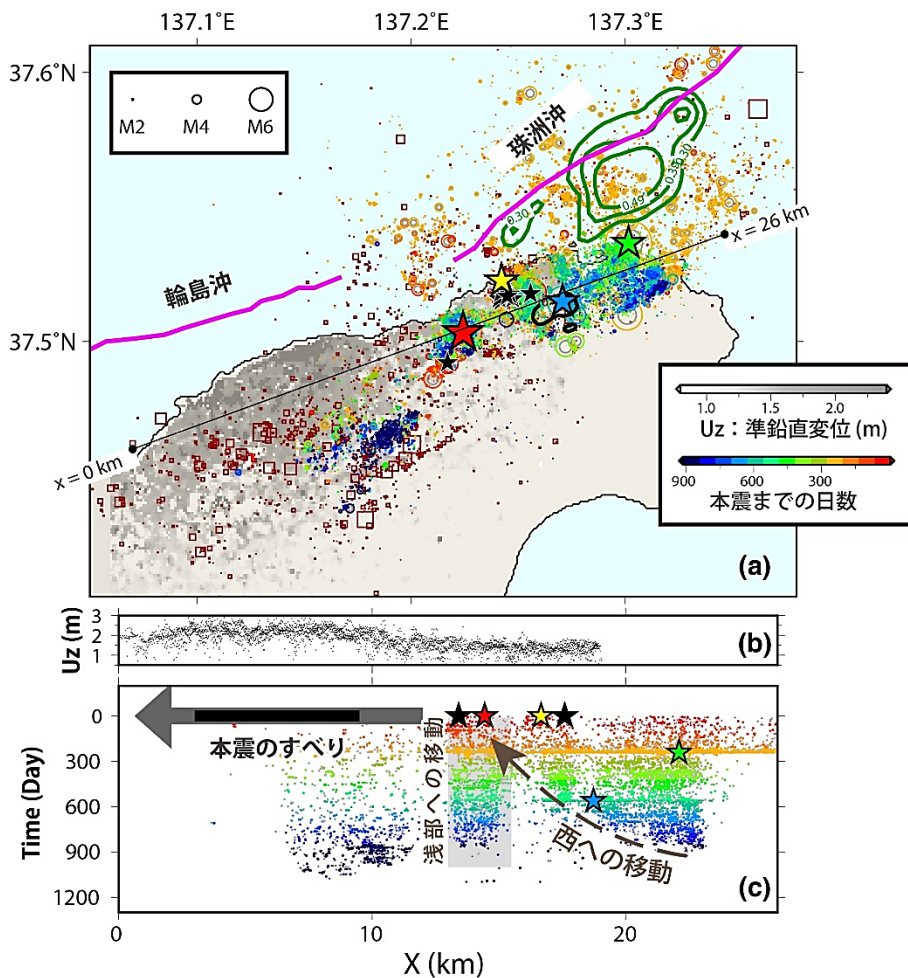
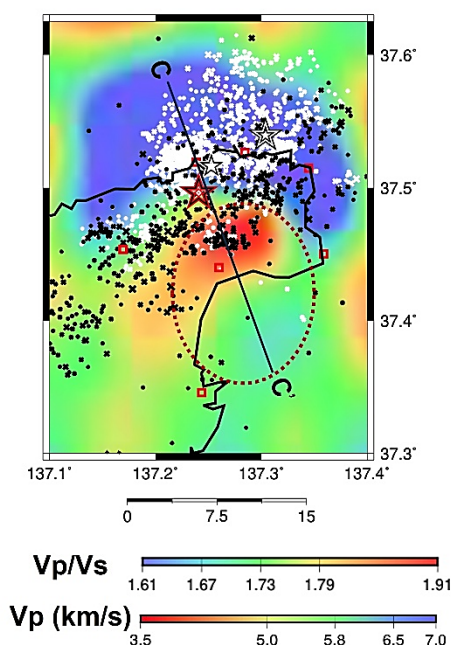


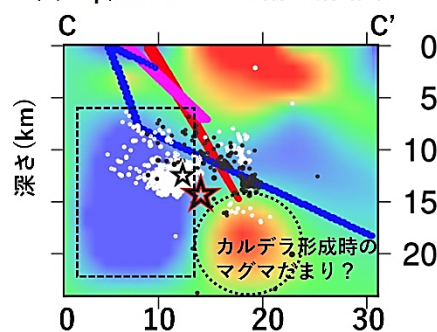
図 N4. (a) 本震破壊が開始した断層（珠洲伏在断層）上での微小地震の移動と本震時準鉛直変位（Yoshida et al., 2024）。丸は本震発生前の地震の震源を示し、色は発生日を表す。濃赤色の四角は余震を示す。背景のグレースケールは本震時準鉛直変位を、緑と黒の等値線は、それぞれ 2023 年 Mw6.2 地震と 2022 年 Mw5.2 地震の地震時すべり分布を表す。赤、緑、シアン、黄、黒の星印は、それぞれ本震、2023 年 Mw6.2 地震、2022 年 Mw5.2 地震、本震直前の前震*、および本震発生 1 日以内の前震の震源を示す。(b) x 軸から 1km 以内の本震時準鉛直変位。(c) x 軸方向 (a に示す) における珠洲伏在断層上での微小地震の移動。縦軸は本震までの日数を表す。

震源分布と地震波速度で見た地殻構造を検討した結果、低ブーゲー重力異常域の直下にあたる 2024 年 M7.6 地震の断層モデルの深部延長に、高 V_p (P 波速度), 高 V_p/V_s (P 波速度と S 波速度の比) の領域が確認された。また, M7.6 地震のすべり域付近は低 V_p , 低 V_p/V_s となっている。高 V_p , 高 V_p/V_s 領域の原因として中新世に形成されたカルデラ*の古いマグマ*溜まり*が固化したものが存在するためであることが考えられる。それを経過した, 周囲への水の移動により, 地震活動が発生したと考えられる。また, M7.6 地震のすべり域付近の低 V_p , 低 V_p/V_s の原因としては, 長期の地震活動と関連し水と共に移動した SiO_2 の濃集が考えられる (図 N5, 岡田・2024 年能登半島地震陸域余震観測グループ, 2024) [THK_11]。

(a) 深さ 18 km の V_p/V_s 分布



(b) V_p/V_s の C-C'鉛直断面図



(c) V_p の C-C'鉛直断面図

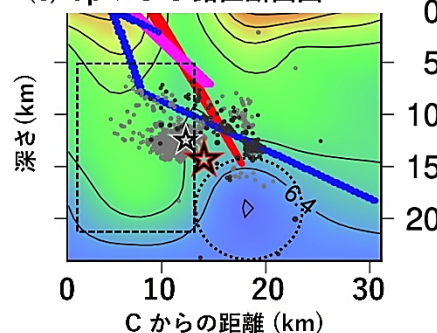


図 N5. 能登半島北東部の地震波速度 (V_p : P 波速度, V_s : S 波速度) 構造。(a) 深さ 18 km の V_p/V_s 分布。赤点線の楕円は低ブーゲー重力異常域を示す。白星, 小白星, 赤星はそれぞれ 2023 年の M6.5 の地震, 2024 年 1 月 1 日 16 時 06 分の M5.5 の地震, 16 時 10 分の能登半島地震 (M7.6) の震央を示す。白及び黒の点は M7.6 発生前及び発生後の地震を示す。赤四角は使用した観測点を示す。(b) V_p/V_s の C-C'鉛直断面図。破線の丸領域は高 V_p , 高 V_p/V_s 領域, 破線の四角領域は低 V_p , 低 V_p/V_s 領域を示す。(c) V_p の C-C'鉛直断面図。灰及び黒の点は, M7.6 発生前及び発生後の地震を示す。(b), (c) には, 日本海プロジェクトによる断層モデルを赤線で, 国土地理院による断層モデル (2024 年 1 月 30 日時点) を紫線で, 太田・山田 (2024) による断層モデルを青線で, それぞれ重ねて示す。