

2024年能登半島地震による斜面崩壊の地質的特徴

千木良雅弘・金子 誠

深田地質研究所

Geological features of the landslides induced by the 2024 Noto Peninsula earthquake

CHIGIRA Masahiro, KANEKO Makoto

Fukada Geological Institute

要旨：2024年能登半島地震（M7.6）は、多数の斜面崩壊を発生させ、甚大な被害を引き起こした。ここでは、斜面崩壊の野外調査と地形解析を行った結果をまとめる。火砕岩地域で表層崩壊が集中して発生した。それらの内弱固結の凝灰岩の崩壊は土石流に移行した。最も大規模な崩壊は、珪質シルト岩の流れ盤斜面で、侵食によって下部切断された斜面に発生した。次に大規模なものは、古第三系の火山岩類が堆積岩の上に不整合に重なる斜面で発生した。おそらくその原因は不整合の基底礫岩からの水の噴出による。差し渡し10m以上の大きさの礫岩塊のブロックトップリングが半島西部で発生した。この地震は1か月約400mmという多量の先行降水の後に発生したもので、これがおそらく斜面崩壊の発生を助長した。

キーワード：2024年能登半島地震，地すべり，斜面崩壊，先行降水，地質

Abstract: The 2024 Noto Peninsula earthquake (M7.6) induced numerous landslides, causing severe damage. We performed a field survey and topographic analysis for the landslides. Shallow landslides occurred in clusters in pyroclastic rock areas, in which weakly consolidated tuff transformed into debris flows. The largest landslide occurred on a dip slope composed of siliceous siltstone that had been undercut by erosion. The second-largest landslide occurred on a slope of Paleogene volcanic rocks that unconformably overlay Paleogene sedimentary rocks. A possible cause of this landslide was water gushing out from the basal conglomerate of the unconformity. Block toppling of a massive conglomerate rock mass larger than 10m across occurred in the west part of the peninsula. The earthquake was preceded by large amounts of precipitation, totaling up to 400mm in one month, which probably facilitated landslide occurrence.

Keywords: the 2024 Noto Peninsula earthquake, landslide, preceding rainfall, geology

1. はじめに

2024年1月1日午後4時10分に能登半島北東部（北緯37度29.7分，東経137度16.2分，深さ16km）で気象庁マグニチュード7.6(Mw7.5)の地震が発生し（Fig.1a），2024年能登半島地震と命名された。この地震により，家屋倒壊，津波，

斜面崩壊，地盤の液状化が広い範囲で発生した。ここでは，斜面崩壊の地質的特徴について述べ，今後の教訓に結びつけたい。

調査は，現地調査6日を含む地形・地質分析によった。現地で必要に応じて無人航空機を用いて調査を行った。使用した無人航空機はDJI社のMavic Airであり，それを用いて撮影した画

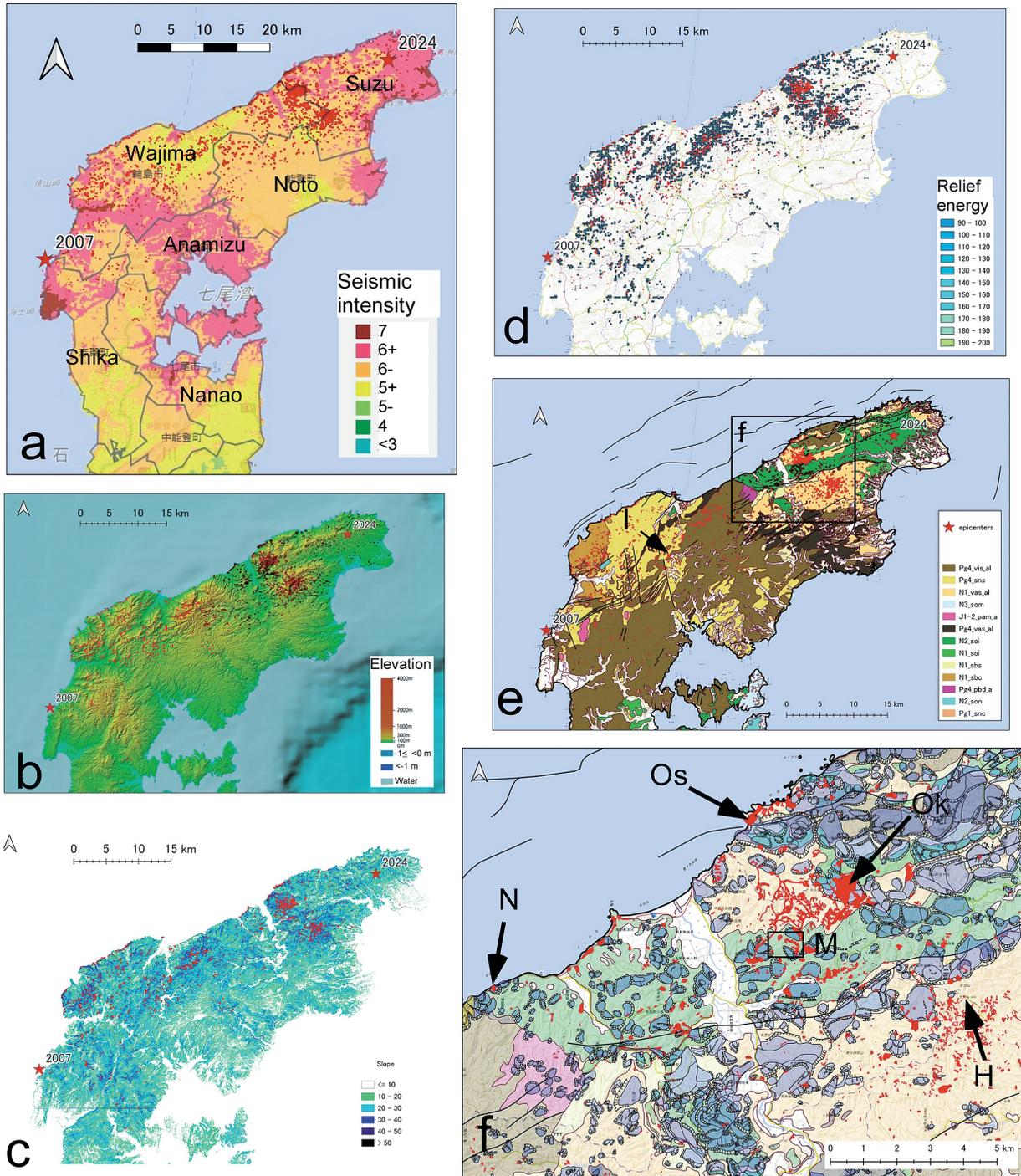


Fig.1 Earthquake intensity, topographic features, geologic map, and the landslides induced by the 2024 Noto Peninsula earthquake. The landslides date are from Geospatial Information Authority (2024). (a) Seismic intensity. (b) Elevation. (c) Slope. (d) Relief energy. (e) Geologic map. (f) Landslide distribution (NIED, 2022) and geologic map. Letters indicate the locations of landslides described in this paper. See the appendix for the legend of (e).

像を SfM ソフトウェアの Metashape Professional version 1.6.2 を用いて処理し、3次元モデルを作成した。地形および地質データはフリー地理情報システムの QGIS version 3.34.9 を用いて処理した。国土地理院の 10m メッシュ数値標高データ (Digital Elevation Model, DEM) および 1m メッシュの DEM (地震前)、50 cm メッシュの DEM (地震後) を用いて地形解析を行った。起伏量は、100m メッシュと 200 m メッシュのものを作成したが、200 m メッシュのものの方が崩壊の分布と調和的であった。崩壊分布は、国土地理院が地理院地図に掲載したデータを用いた (国土地理院, 2024)。降水量の分析には、気象庁のアメダスのデータを用いた。

2. 崩壊分布

2024年能登半島地震の震度は、珠洲市中心部と穴水町から輪島市門前町にかけて、また、海士岬周辺が震度 6 強から 7 であったが、斜面崩壊は、むしろ震度 6 弱の地域が多かった (Fig. 1a)。地震動の特性を考慮する必要はあるが、単に地震動の強さで崩壊の有無が決まっているわけではないことがわかる。

能登半島先端部は東北東-西南西にのび、北西の海岸側が高く、南東に向かって低くなっている (Fig. 1b)。傾斜と起伏も同様の傾向がある (Fig. 1c, d)。斜面崩壊は、標高 (Fig. 1b)、傾斜 (Fig. 1c)、および起伏の大きかった地域 (Fig. 1d) に多数発生した。大まかに見ると、傾斜 30 度以上、起伏が 90m 以上 (200m メッシュ) の地域で多数発生した。海岸で見ると、門前から輪島にかけての海蝕崖、および町野町曾々木北東の海食崖で多数の崩壊が発生した。

被災地に主に分布するのは、古第三紀の堆積岩、

火山岩類、新第三紀の珪質シルト岩、新第三紀の火砕岩である。半島中央部に古第三紀火山岩類が広く分布し、その東側に新第三紀の珪質シルト岩と火砕岩、その西側に古第三紀の堆積岩と新第三紀の礫岩が分布している (Fig. 1e)。

これらの中では、新第三紀の火砕岩 (N2_vas_al)、珪質シルト岩 (N1_soi, N2_soi)、礫岩 (N1_sbc)、古第三紀の火山岩 (Pg4_vis_al) と堆積岩 (Pg4_sns) に斜面崩壊が多く発生した。

能登半島では地すべりが多く分布するが、今回の地震時の崩壊の多くは一部を除いて既存の地すべりを避けて発生した (Fig. 1f)。

3. 地質による斜面崩壊の違い

3.1 新第三紀層

3.1.1 珪質シルト岩 (N1_soi, N2_soi)

珪質シルト岩分布地には、深さ数 m 以上あるような地すべりが複数発生したが、規模の大きなものは珪質シルト岩に挟まれる凝灰岩層内にすべり面が形成されたようである。

(1) 大久保の地すべり

大久保の地すべりは、地質図によれば、中期中新統粟蔵層の流紋岩火砕岩分布域で発生したが (Fig. 1f)、現地調査の結果では、その下位の法住寺層の珪質シルト岩がすべったものである。

地すべりの発生前平面図、断面図、近傍の地層の姿勢のステレオネット投影を Fig. 2 に示す。地すべり発生前の斜面は、上部が SSE 方向に傾斜する急斜面で、下部は緩斜面であった。地すべりは斜面上部の尾根の背後にまで及んだ。この上部急斜面の下部には古い地すべりの地形が残っているが、尾根背後の斜面には地すべりの前兆的な地形は認められなかった。地すべりの北東側で計測された地層の傾斜は 21° SSE であるが、これ

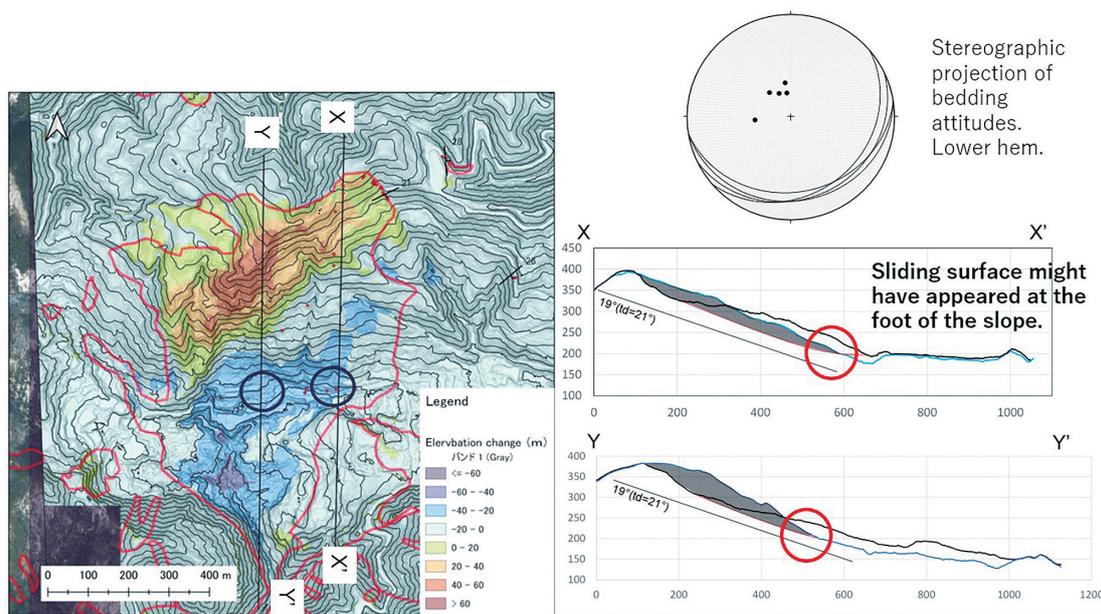


Fig.2 Topographic image, stereographic projection of bedding planes, and profiles of the Okubo landslide. The two circles on the map correspond to those in the profiles.



Fig.3 Landslides of siliceous siltstone. (a) Overview of the Okubo landslide. (b) Bottom of the Okubo landslide, where dacitic tuff is exposed. (c) Siliceous siltstone at the landslide scarp. (d) Slaked siliceous siltstone. (e) Right flank of the landslide at Machino Town (Fig. 4).

は断面図上では 19° の見かけの傾斜となる。この方向は地形的に推定できるすべり面と調和的である。地すべり地内には珪質シルト岩の破片がいたるところに露出し (Fig. 3a, c, d), また、滑落崖にも露出しているが、地すべりの脚部には弱固結の流紋岩質凝灰岩の岩塊が露出していたので (Fig. 3b), おそらくこの流紋岩質凝灰岩層内にすべり面が形成されたものと考えられる。また、すべり面は上記の急斜面と緩斜面の境界付近で地表に抜けているものと推定される。

地すべりの全体の面積は 42 万 m^2 , 崩壊源の面積は 28 万 m^2 , すべり面の深さは断面図から平均的には約 30 m なので, 体積は 841 万 m^3 と推定される。

(2) 町野町の地すべり

町野町では, 大久保や水山から流下する沢沿いの斜面で斜面崩壊が多発した。ここは流紋岩質凝灰岩と中新統飯田層の珪質シルト岩の分布域にあたるが, 流紋岩質凝灰岩分布域で表層崩壊が多発し, 珪質シルト岩の分布域にやや深い地すべり

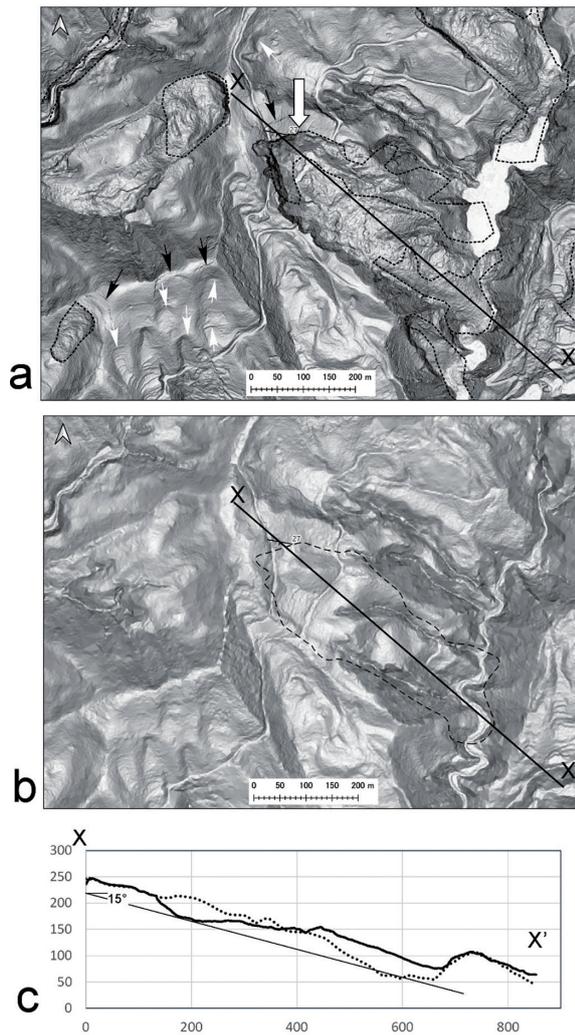


Fig.4 Slope images before and after the earthquake and topographic profiles in Machino Town. Location is shown in Fig.1. (a) Slope image after the earthquake. The large white arrow is the photo angle of Fig.3e. The black arrows indicate new cracks, and the white arrows indicate old obscured cracks. (b) Before the earthquake. The dashed line shows the outline of the landslide. (c) Cross section. The line inclined at 15° is the apparent dip of the bedding.

が発生した (Fig.1f, Fig.4)。ただ、これらは発生前には地すべりとしてプロットされていないものが多かった (Fig.1f)。Fig.4に示したものは、珪質シルト岩の地すべりの代表的なものである。地すべり発生前には、すべった斜面は凸凹しており、下部には地すべりが地形的に認められるもの

の、斜面上部まですべるような形態は示していない。つまり、斜面上部は今回初めてすべったようである。また、斜面下部は、河川の侵食によって急傾斜になっている。断面的に見ると、斜面上部で計測された地層の走向傾斜は WNW-ESE/27S であり、これを断面に投影すると、見かけの傾斜が 15° になる。滑落崖に露出した地層は極めて直線性が良いので (Fig.3e) 地層の傾斜は一貫していると考えられる。この傾斜は、地形的に推定されるすべり面の傾斜とほぼ一致する。おそらくすべり面となる層は、地震前に河谷斜面に露出していたものと考えられる。また、珪質シルト岩よりも、それにしばしば挟まれる凝灰岩にすべり面が形成されたもののように考えられる。

(3) 名舟海岸の地すべり

名舟海岸から三ツ子浜にかけては地すべりが多数発生した。シームレス地質図では、いずれも珪質シルト岩の分布域である。この珪質シルト岩は、吉川他 (2002) では珪質シルト岩と珪藻質シルト岩、さらに砂質シルト岩-泥質砂岩に分けられているが、いずれも近接しているので、珪質シルト岩といっても続成作用の進んでいない珪藻質シルト岩に近い岩石である可能性が高い。上記の地すべりは、これら3つの岩石分布地のいずれでも発生している。そのうち1か所の地すべりを観察した (Fig.5)。この地すべりは Fig.5a, b に示すように、もともとある地すべりが東側に拡大するような形で発生した。層理面は ENE-WSW 走向で約 50° 北傾斜であるので、この斜面は逆目盤斜面である。滑落崖には層理面が露出し、ほとんど海岸線までの地層がすべった。すべり面は層理面を横断するような形態であると推定される (Fig.5e)。岩石は珪藻質シルト岩であり、それが弱いために層理面を切断するようなすべり面が形成されたと考えられる。また、地すべりの左

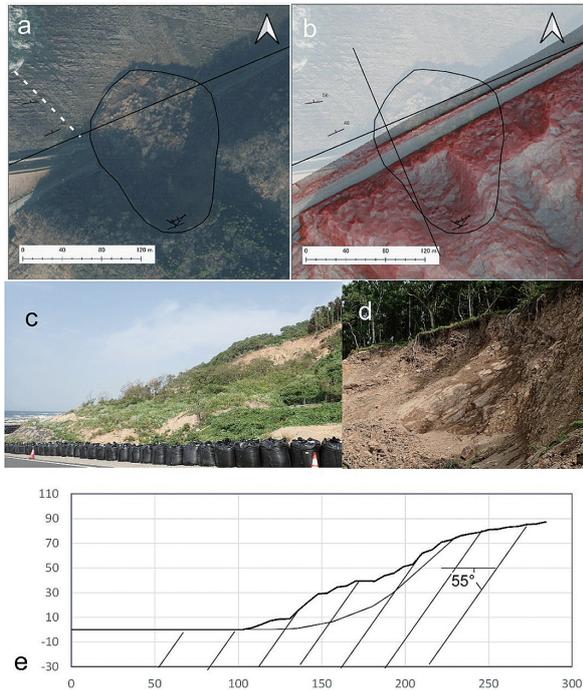


Fig.5 Landslide of diatomite at Nafune Coast. (a) Google Earth image. The dashed line indicates linear features (probable faults). (b) Red relief image map before the earthquake. (c) Overview of the landslide. (d) Head scarp showing the smooth bedding plane. (e) Cross section. 55° is the bedding dip.

側方崖はNW－SE方向の高角小断層に切られていることが認められた。この方向の小断層はこの付近に一般的に分布していて他の地すべりの素因にもなっていることが考えられる。

(4) 表層崩壊

珪質シルト岩には深い地すべりが多かったが、局所的に深さ1mにも満たない表層崩壊も発生していた。これは、斜面に平行な分離面が形成され、その上の土層が剥落したのが見られた。おそらくポーセラナイトに近い珪質シルト岩にこのような崩壊が発生したものようである。

(5) 亀裂

珪質シルト岩分布域には、地すべりの他に段差数m程度以下の亀裂も形成されている個所が

あった (Fig. 5a)。これはわずかなすべりに伴うものである。その近傍にも同程度のスケールで形態がやや不鮮明になった亀裂状の地形が多数認められ、これらは古い亀裂と判断される。したがって、今回の亀裂も将来的に大きくすべるものではないと考えられる。

3.1.2 凝灰角礫岩 (N1_vas_al の一部)

(1) 逢坂トンネル

ここでは、逢坂トンネルの南側入口が地すべりに埋積された (Fig. 6a)。ここは、中期中新世の栗蔵層流紋岩火砕岩に含まれる成層した凝灰角礫岩からなる。層理面はSSWに15°から25°傾斜することが岬突端で認められる。この露頭では岩石は良く固結している。

地すべり前後の地表面標高を比較すると、標高50m付近に標高の増減の境があり、おそらくこのレベルにすべり面があるものと推定された (Fig. 6b)。実際、現地調査では、この位置に湿った非固結の砂礫が乱れた形状で認められた (Fig. 6d)。礫には円磨された細礫も含まれている。それ以外の地層は風化し、また、乱れているものの、粒子相互が癒着して塊を作っていた。この推定すべり面の露出位置はトンネル天端よりも30m以上高い位置にあり、おそらくトンネル自体は破壊されることなく埋積されたものと考えられる。

この砂礫はおそらく上下の凝灰角礫岩に挟まれる層で、透水性が高いものと考えられる。それは、この地層の延長部で地すべりの反対斜面で湧水が認められたことから示唆される (Fig. 6c)。発生原因の可能性としては、この砂礫が一種の液化化を起こしたことが考えられる。

この地すべり斜面の発生前の形態は、Fig. 6bに示すように、斜面上部に凸部と背後に凹地があ

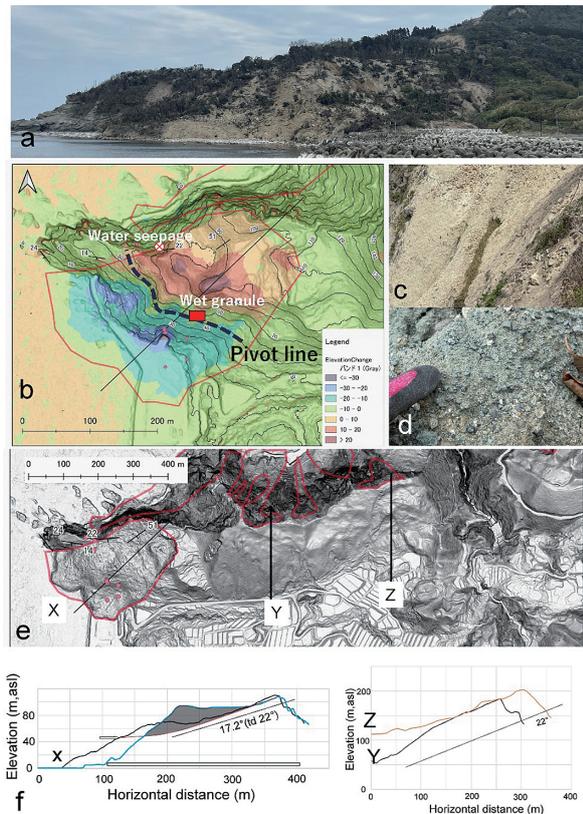


Fig.6 Landslide of tuff breccia (Osakayama). (a) Overview. (b) Elevation changes before and after the landslide. (c) Water seepage. (d) Unconsolidated sand and granules, which might be the materials of the sliding surface. (e) Slope image after the landslide. (f) Cross sections along the lines in (e).

り、おそらく地すべり地であった。

この地すべりの面積は6万6000m²であり、平均深さを15mとすると、体積約100万m³と推定される。

この地すべりの東方には、斜面上部に小滑落崖を持つ変形地形が2つ認められたが、今回の地震では動きはなかった。その理由としては、これらの変形が逢坂トンネル地すべりのすべり面と平行なすべり面を持つとすると、斜面下部で地表に出ずに深部に連続する、つまり足元を抑えられた形であったことが考えられる。

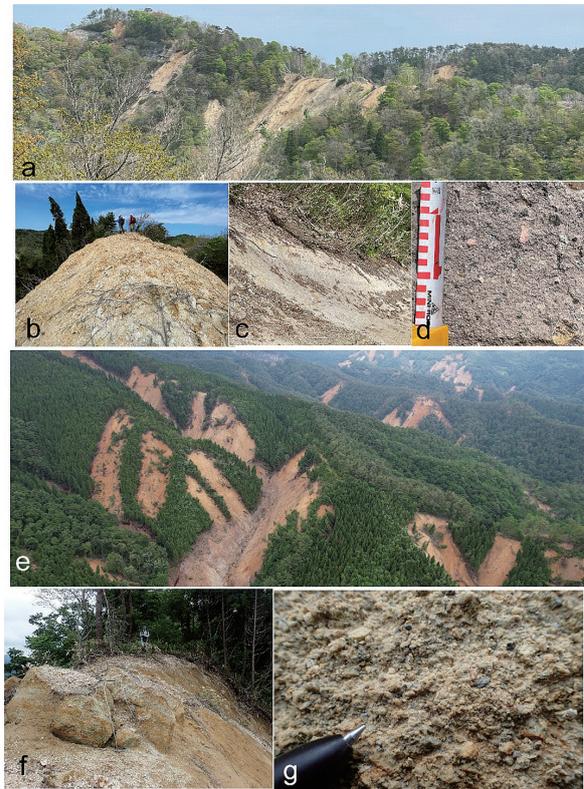


Fig.7 Shallow landslides and debris flows in tuff. (a) to (c) Horyuzan area. (e) to (g) Mizuyama area. (a) Overview. (b) Ridge that collapsed. (c) Sharp weathering front on which soil slid. (d) Fracture surface of the weakly welded tuff. (e) Overview of the landslides and debris flows. (f) Ridge-top collapse. (g) Fracture surface of tuff, in which pumice grains protrude.

3.1.3 凝灰岩 (N1_vas_al の一部)

能登半島北部で広く分布する凝灰岩は、前期中新世の宝立山層のデイサイト火砕岩と中期中新世の粟蔵層の流紋岩火砕岩である(吉川他, 2002)。地形的には、両者ともに起伏の大きな急傾斜斜面を作っていて、今回の地震で両者ともに多数の表層崩壊を発生したが(Fig.1b, c, d, e)、その発生状況には違いがあった。

(1) 宝立山層

宝立山周辺に分布するのはデイサイト質火砕流堆積物で、これは弱溶結しているが節理の発達は弱い(Fig.7d)。斜面表層部に明瞭な風化フロ

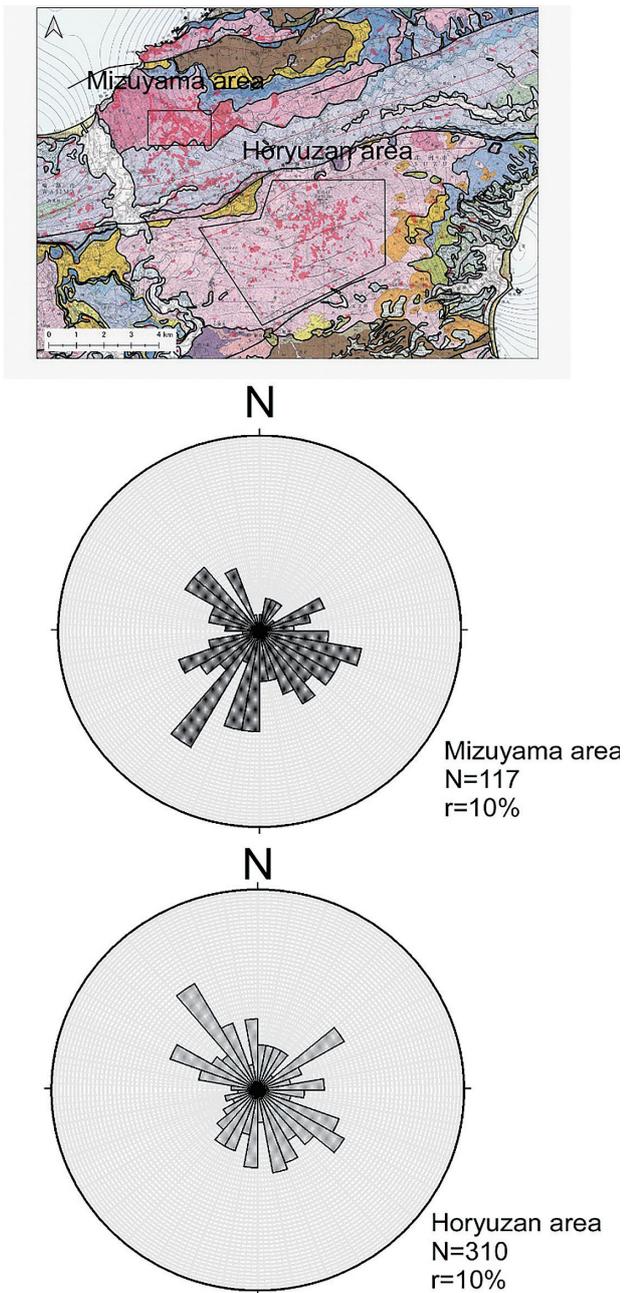


Fig.8 Landslide directions in Horyuzan and Mizuyama areas.

ントをもち (Fig.7c), その上は土層化しており, それが地震動ですべり落ちた個所が多く見られた. また, 山稜頂部が破壊し, 両側の斜面もすべり落ちるといふ崩壊形態も良く見られた (Fig.7a, b). これは, 弱溶結凝灰岩に特有な風化形態によると思われる.

宝立山の南側 24km² の範囲で崩壊の方向を測定した結果が Fig.8 である. 南東あるいは北西に崩壊したものが多くことがわかる. なお, この範囲の斜面の方向は南南東にピークを持っており, 崩壊の方向とはずれている.

(2) 栗蔵層

栗蔵層は, 岩倉山とその周辺では流紋岩溶岩からなるが, それから離れると成層した軽石質凝灰岩になる (Fig.7f). 軽石質凝灰岩は弱く固結している程度であり, 鎌で容易に掘り起こすことができる (Fig.7g). 風化土層は下位の弱風化岩に移り変わる. これらに含まれる軽石は指先で容易に細粉化できる. 斜面崩壊は水山周辺で多数発生し, 土石流化した (Fig.7e). この土石流化は, 軽石が粒子破碎して, それに含まれていた水分が絞り出されることと関係しているように思われる.

3.1.4 礫岩 (N1_sbc)

輪島市門前町周辺には新第三紀の礫岩が分布している. 成層している部分も多いが層理面に沿う剥離性は顕著ではない. 門前町深見では, 10m を超えるようなサイズの大岩塊のブロックトッピングが2か所で認められた (Fig.9a). 倒れた方向は北北西と西北西である. Fig.9b, c に示したものは, 海岸沿いの道路脇の高さ 20m の崖が2つの大きなブロックとして前方に倒れたものである. 倒れた岩盤の奥行は約 7m である. 岩種は礫岩であるが, その中に白色の層 (おそらく石灰質の層) と成層シルト岩層があるので, 倒れた岩塊と残存する岸壁の岩盤との対応を知ることができる. 残存する岩壁は南北方向の節理に東西および北西南東方向の節理が組み合わさったものである (Fig.9b).

Fig.9d, e に示したものは, やはり礫岩の大ブ



Fig.9 Toppling of conglomerate rock mass. (a) Locality map. The red arrows show the toppling directions. (b) Photograph from above. The arrows indicate the movement. Numbers from 1 to 3 correspond to the attached rock blocks shown in (c). (c) Oblique view of the toppling. (d) Large block toppling. The arrow with double heads ties the corresponding bedding planes. (e) Remaining rock cliff in which we see a joint that had separated the rock block.

ロックのブロックトップリングである。高さ約15m、幅と奥行きが5～7mの岩塊が前方に倒れた。地層のつながりは、礫のサイズの違う地層境界で認定できた。背後の岩壁には倒れる方向に直交する高角節理が認められ (Fig.9eの矢印)、事前に岩塊と分離していたことがわかる。

3.2 古第三紀層

3.2.1 火山岩 (Pg4_vis_al) と堆積岩 (Pg4_sns)

輪島市市ノ瀬では大規模な地すべりが発生した。この斜面は地震発生前には標高150mよりも下部に不規則凹凸があり、地すべりがあったことが示唆される (Fig.10a)。地震時には、これがさらに拡大し、標高250mの山頂にまで及んだ (Fig.10d)。発生後の地形を見ると、標高210mに大きな窪みがあり、そこから水と土砂が斜面下方に噴出したことがうかがえる (Fig.10c, dの矢印)。この部分は、地すべり発生前よりも20m低い。地すべり発生後のドローンによる地形図を Fig.11a に示す。Fig.11a では前述の窪みがより明瞭に見える。

この地すべりの西側は南北方向の直線的な崖になっており、それに沿って小断層が幅約1m内に密集していた (Fig.11e)。この断層帯が地すべりの西側を限ったものと判断される。

この窪みには、下位の堆積岩の砂岩泥岩の互層の上に礫層が載っている (Fig.11d)。シームレ

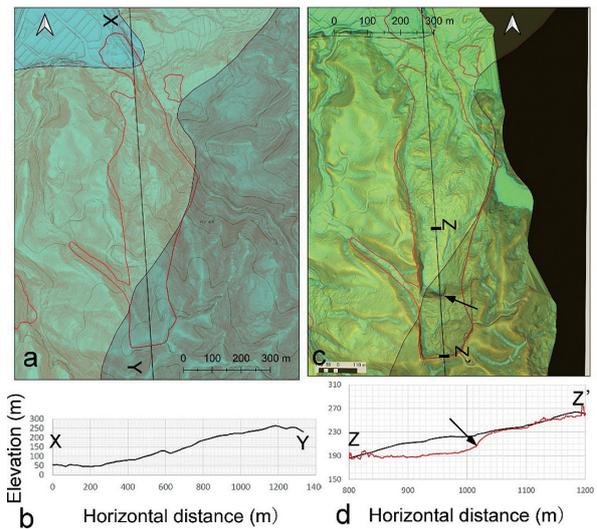


Fig.10 Landslide of pyroclastics on sedimentary rock (Ichinose). (a) Before the landslide. (b) Topographic profile before the event. (c) Slope image after the event. (d) Topographic profile after the event along the line shown in (c). The arrow indicates a depression where water gushing likely occurred.

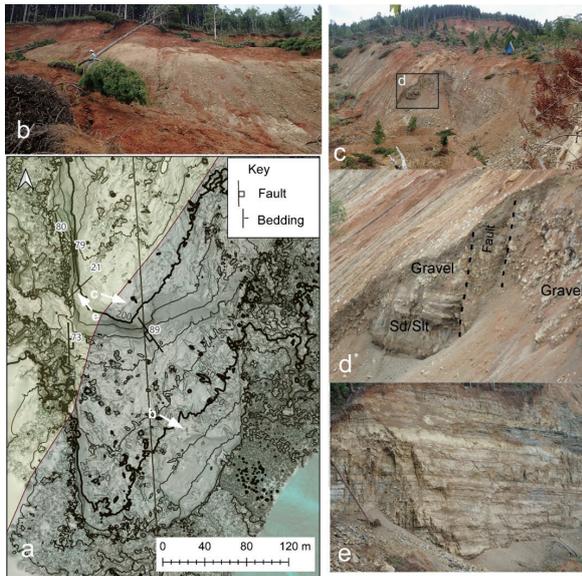


Fig.11 Landslide at Ichinose. (a) Slope image with contours made from UAV data. (b) Upper part of the landslide scar, where red tuff on yellowish-white tuff slid. (c) Steep scarp in the middle of the scar. (d) Close-up of the depression, where sandstone and mudstone are overlain by basal gravel. They are cut by a fault and are in contact with gravel. Probably groundwater gushed out from the gravel and became a trigger of the landslide. (e) Alternating beds of sandstone and mudstone. They are cut by minor faults nearly parallel to the cliff face on the left side of the photo.

ス地質図によれば、この位置は西側の古第三紀堆積岩（非海成層砂岩，砂岩泥岩互層ないし砂岩・泥岩）と東側の古第三紀安山岩・玄武岩質安山岩溶岩・火砕岩の境界付近にある。西側の地層の方が下位である。おそらく上記の礫層は、基底礫層と思われる。この互層と礫層は、西側を北西―南東方向の断層で切れ、その西側には礫層が露出し、この礫層の上には火砕物が載っていた。おそらく、西側の地層が相対的に下降したものと思われる。そして、この礫層と火砕物の層から地下水が噴出し、地すべりを引き起こしたものと推定される。このことは、地形的に見て礫層が露出する部分でより深くえぐれていることと整合的であ

る。

この地すべりの全体の面積は18万6000m²である。崩壊源と堆積域の区分が明確でないので正確な体積は不明である。

4. 考察

地震時に発生する斜面崩壊に対する事前降雨の影響はなかなか評価しにくいものであるが、斜面崩壊の多寡は降雨状況に影響されると経験的に考えられている（Chigira and Yagi, 2006; Dellow and Hancox, 2006）。2024年能登半島地震の被災地の中心にある輪島および珠洲の地震前1か月間の降水量をFig.12に示す。北陸地方では、2004年の新潟県中越地震以降、似た強さの地震が同様の地質的背景の地域で発生し（Table 1）、これらの中では、中越地震が圧倒的に多数の斜面崩壊を引き起こした。これらの地震前の降水量を比較してみる。2024年能登半島の地震前1か月間の降水量は、輪島、珠洲、ともに2004年新潟県中越地震の時の降水とほぼ同じ約400mmから450mmであった。2024年の地震前1か月間には降雪もあったが、地震発生時には輪島も珠洲も積雪はなかったので、この期間の降水は降雨として考慮できる。これらに比べて2007年の能登半島地震時には1か月間でも約100mmと少なかった。また、2007年新潟県中越沖地震以前の降水は、地震前30日間では2004年中越地震に近い量であるが、20日間で考えると、その半分程度である。後述するように、輪島市市ノ瀬では、地すべりの画像が記録されており、それによれば水にほぼ飽和した土砂が流出したことがわかる。また、崩壊源の地形も水の流出があったことを示しており、地盤中に大量の水が貯留されていたことが示唆される。地震前何日間の降水量が斜面崩壊の発

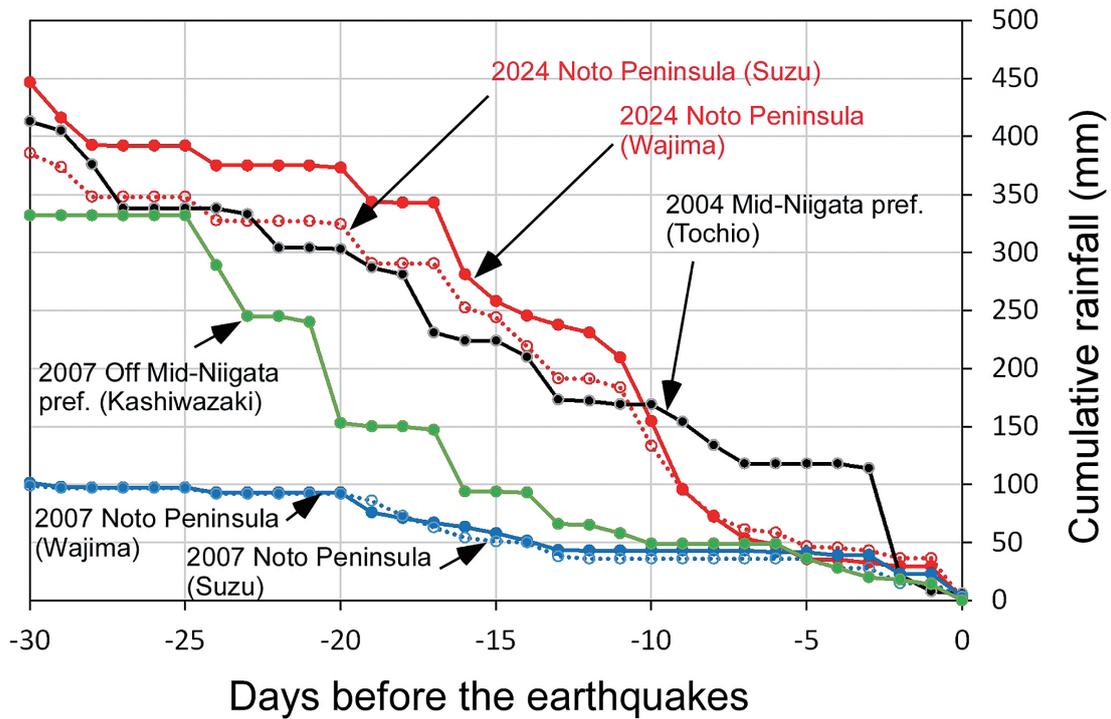


Fig. 12 Cumulative precipitation during 30 days before the earthquakes.

生に影響するのは明確にはわからないが、実際に水に飽和した大量の土砂が地震時に流出したことは、地震前の降水量の影響が大きいことを示唆している。また、事前降雨の相対的に少なかった2007年の2つの地震時に斜面崩壊が少なかったこともこのことを支持している。

2024年能登半島地震は、同じ地質名でも、地震に対する応答が異なる場合があることを示した。一つは、火砕物あるいは火砕岩である。宝立山地域の斜面崩壊と水山地域の斜面崩壊は、双方ともに多数あったが、前者に比べて後者の方が土砂の流動化が著しかった。このことは、おそらく

Table 1 Major earthquakes after the 2004 Mid-Niigata Prefecture earthquake.

Earthquake	Date	Mj	Intensity (JMA)	Fault	Rock	Age	Mobilization of hollow fills	Shallow landslides	Remobilization of old landslides	First time landslides
2007 Noto Peninsula	25 Mar	6.9	6-~6+	Rivers e	Sed. Volc.	Paleogene, Neogene~	-	Limited number	-	-
2007 Off Mid-Niigata pref.	16 July	6.8	6+	Rivers e	Sed.	Neogene~	-	Limited number	-	More than one
2024 Noto Peninsula	1 Jan	7.6	6-7	Rivers e	Sed. Volc.	Neogene~	Many on steep valleys	Clusters	Few	1?
2004 Mid-Niigata pref.	23 Oct	6.8	6-7	Rivers e	Sed.	Paleogene, Neogene~	Many on gentle valleys	Distributed	Many undercut landslides	4

水山地域の流紋岩質凝灰岩に含まれる軽石が粒子破碎しやすいために、粒子に含まれていた水が絞り出されたためのように思える。一方の宝立山地域のデイサイト質火砕流は明瞭な風化フロントを持ち、その上の完全に土層化したものが崩壊したため、粒子破碎の影響は少なかったように思える。

同じ岩石名でも性質に大きな差があるもう一つのもは、珪質シルト岩である。ここで珪質シルト岩としているものは、吉川他（2002）や産業技術総合研究所地質調査総合センター（2022）で、珪質シルト岩として一括表示されているものであるが、能登半島に分布する珪質シルト岩には、珪藻土から陶器状のポーセラナイトまでである。吉川他（2002）は、珪質シルト岩と珪藻質シルト岩とに区分して表示している。珪藻質シルト岩は、主に珪藻の遺骸からなる軟質のシルト岩であり、珪藻の遺骸はオパール A という非晶質鉱物からなる。オパール A は続成作用によってオパール CT という鉱物になり、軟質なシルト岩は瓦程度の硬さの岩石になり、それはポーセラナイトと呼ばれる（Jones and Segnit, 1971; 千木良・中田, 1996）。調査地での珪藻質シルト岩とポーセラナイトとは徐々に移り変わるものらしく、正確な分布はマッピングされていないと思われる。珪藻質シルト岩は、輪島市東部から珠洲市にかけて分布している。名舟海岸の地すべりで、層理面を横断するようなすべり面ができたのは、岩石が珪藻質シルト岩でポーセラナイトにまではなっていないためと考えられる。

珪質シルト岩で大規模な地すべりが発生したのは、大久保地区と町野町であるが、これらのすべり面は珪質シルト岩ではなく、それに挟まれる凝灰岩に形成された可能性が高い。

地層の不整合面直上には基底礫岩と呼ばれる礫岩あるいは礫層があることがしばしば認められ

るが、市ノ瀬の地すべりでは、この基底礫岩に大量の水が蓄えられていて、地震動によって礫のフレームワークが崩れて一種の液状化を引き起こした可能性が考えられる。また、この礫層の上の火砕物は風化して軟質になっていたため、それが破壊されたのかもしれない。

従来、地震動による大岩塊のトップリングはあまり知られていないが、今回の能登半島地震によって少なくとも2か所で発生したことが確認された。これらは、両者ともに礫岩であるが、特徴的な地層が挟まれていたため、背後の岸壁と切り離された岩塊との関係が明確であったことから、トップリングであることがわかった。このように割れ目の少ない岩盤は、小崩壊というよりも大きなブロックとして前倒れすることがあることがわかった。

5. 結論

結論として、2024年能登半島地震が残した今後への教訓を整理する。

- 地震前の降水量が大きい場合には、土砂災害が著しく大きくなる場合がある。2024年能登半島地震の場合には、2004年新潟県中越地震と同様に地震前1か月間の降水量が約400mmと多かった。したがって、先行降水が少なかった地震時の被害から将来の地震に対する被害を想定すると、過小評価になる可能性がある。
- 海蝕崖は急崖のため、強い地震に対しては表層の落石の危険がある。海蝕崖の崩壊については特に述べなかったが、Fig. 1から読み取れるように、多くの崩壊が発生した。
- 塊状の岩盤は、背後に崖に平行な節理がある場合、大きなブロックとして前倒れすることがある。

- 弱溶結火砕岩は、明瞭な風化フロントですべるが、土砂は長距離を流動しにくい。
- 弱固結火砕岩の谷埋め堆積物は崩壊後長距離流動することがある。
- 珪質シルト岩分布域の亀裂はおそらく急拡大しない。

謝辞

本報告をとりまとめるにあたって、国土地理院の斜面崩壊判読図（国土地理院，2024）を利用した。調査の一部は、日本地すべり学会の「日本地すべり学会能登半島地震対応委員会」の活動として行った。地震前の地形把握には、国土地理院の地理院地図に掲載されたアジア航測株式会社の赤色立体地図を利用した。地震前の1mメッシュのDEMはG空間情報センター提供のものを利用し、また地震後の50cmメッシュのDEMは、中日本航空株式会社から提供いただいた。

文献

- 千木良雅弘・中田英二（1996）：安山岩の貫入が珪藻土に与える地球科学的影響（その2）—珪藻土の物理的性質の変化とセルフシール機構—。電力中央研究所報告，U95052，32p。
- Chigira, M. and Yagi, H. (2006): Geological and geomorphological characteristics of landslides triggered by the 2004 Mid Niigata prefecture Earthquake in Japan. *Engineering Geology*, **82**, 202–221.
- Dellow, G. D. and Hancox, G. T. (2006): The influence of rainfall on earthquake-induced landslides in New Zealand. *Earthquakes and urban development: New Zealand Geotechnical*

Society 2006 Symposium, 355–368.

G空間情報センター（2024），令和6年能登半島地震，<https://www.geospatial.jp/ckan/organization/aigid-dsaster-20240101>，（2024年8月10日参照）。

Jones, J. B. and Segnit, E. R. (1971): The nature of opal I. Nomenclature and constituent phases. *Journal of the Geological Society of Australia*, **18**, 57–68.

国土地理院（2024），令和6年（2024年）能登半島地震 斜面崩壊・堆積分布データ，https://maps.gsi.go.jp/#6/36.297418/141.503906/&base=std&ls=std%7C20240106noto_suzu_wazimahigashi_houkaichi&disp=11&lcd=20240106noto_suzu_wazimahigashi_houkaichi&vs=c1g1j0h0k0l0u0t0z0r0s0m0f1&d=m，（2024年8月10日参照）。

国立研究開発法人 防災科学技術研究所（NIED）（2022）：地すべり地形GISデータ。

産業技術総合研究所 地質調査総合センター（2022），20万分の1日本シームレス地質図V2，<https://gbank.gsj.jp/seamless/>（地質図更新日：2022年3月11日）。

吉川敏之・鹿野和彦・柳沢幸夫・駒澤正夫・上嶋正人・木川栄一（2002）：地域地質研究報告5万分の1地質図幅 珠洲岬，能登飯田及び宝立山。産総研地質調査総合センター。

Appendix

Table 1. Legend of the geologic map in Fig.1.

Pg4_vis_al	Cenozoic Paleogene Oligocene Chattian - Neogene Miocene Aquitanian	andesite & basaltic andesite lava & pyroclastic rocks	N2_soi	Cenozoic Neogene Miocene late Langhian - Tortonian	marine siliceous mudstone
Pg4_sns	Cenozoic Paleogene Oligocene Chattian - Neogene Miocene Aquitanian	non-marine sandstone, or alternation of sandstone & mudstone or sandstone & mudstone	N1_soi	Cenozoic Neogene Miocene Burdigalian - early Langhian	marine siliceous mudstone
N1_vas_al	Cenozoic Neogene Miocene Burdigalian - early Langhian	dacite & rhyolite lava & pyroclastic rocks	N1_sbs	Cenozoic Neogene Miocene Burdigalian - early Langhian	brackish, or marine & non-marine mixture sandstone, alternation of sandstone & mudstone or sandstone & mudstone
N3_som	Cenozoic Neogene Miocene Messinian - Pliocene	marine mudstone	N1_sbc	Cenozoic Neogene Miocene Burdigalian - early Langhian	brackish, or marine & non-marine mixture conglomerate
J1-2_pam_a	Mesozoic Jurassic Early - Middle	massive granite island arc & continental	Pg4_pbd	Cenozoic Paleogene Oligocene Chattian - Neogene Miocene Aquitanian	diorite & quartz diorite island arc & continental
Pg4_vas_al	Cenozoic Paleogene Oligocene Chattian - Neogene Miocene Aquitanian	dacite & rhyolite lava & pyroclastic rocks	N2_son	Cenozoic Neogene Miocene late Langhian - Tortonian	marine calcareous siltstone & sandstone
			Pg1_snc	Cenozoic Paleogene Paleocene Danian - Eocene Ypresian	non-marine conglomerate