

能登半島の地形・地質構造と能登半島地震の断層運動

(地震断層研究班)

平松良浩¹, 石渡 明¹, 守屋和佳², 河野芳輝³, 神谷隆宏¹, 加藤道雄¹

2007年3月25日に発生した能登半島地震（マグニチュード6.9）は能登半島で発生した歴史上最大規模の地震である。能登半島地震の被害は被災地の地質と関係があり、能登半島地震を引き起こした海底の活断層は能登半島の地形や地質構造の成り立ちと大いに関わっている。本稿では、能登半島の地質・地形や過去の被害地震の概要を述べ、能登半島地震の被害（斜面崩壊、住宅被害、墓石倒壊率）、地表断層調査、海岸隆起調査とそれに基づく断層モデル、震源域周辺の重力異常と重力異常変化、奥能登地域の地震発生場について報告する。

1. 能登半島の地形・地質の概要と過去の被害地震

(1) 能登半島の地質・地形

能登半島には、およそ2億年～2億4000万年前にユーラシア大陸の東縁部に発達した深成岩類を基盤とし、主に新第三紀に形成された火山岩類および堆積岩類が広く分布している（図1.1.1）。基盤をなす深成岩類である飛騨花崗岩類は、富来、石動山、および宝達山地域に散在的に露出するのみであるが、同じく飛騨帯に区分される岩石は宇奈月、立山、および白川などの周辺に広く分布する（図1.1.1）。新第三紀の火成活動は約2500万年～1500万年前の日本海の形成に関連した地殻の伸張に伴うものと考えられており、1700～2000万年前の中新世初期に形成された安山岩類や、一部は漸新世後期に形成されたと考えられる粗粒な堆積岩などが広く分布している。この火成活動に引き続き、能登半島沿岸部は徐々に沈降すると同時に海域が拡大したことにより、主に能登半島北西部に浅海性の堆積岩類が形成された（図1.1.1）。日本海の拡大が停止した後のおよそ1400万年前には、熱帯性の化石を産出する石灰質砂岩が関野鼻、輪島崎七尾などの周辺に堆積した。能登半島の北部には鮮新世および更新世の地層は分布しないが、半島中部から加賀地方にかけては大桑層に代表されるような砂岩ないし泥岩層が分布する（図1.1.1）。

今回の地震で最も被害が大きかった石川県輪島市付近の地質は、新生代第三紀漸新世～中新世の火山岩と堆積岩よりなる（図1.1.1）。火山岩は北から南（下位から上位）へ高洲山層（漸新世、約28 Ma、Maは100万年前を示す単位）、神和住層（中新世前期、約20 Ma）、別所岳層（中新世前期、約17 Ma）などに区分され（粕野^{かぜの}, 1993; 吉川ほか, 2002）、安山岩の溶岩や火砕岩を主とするが一部に流紋岩質溶結凝灰岩や玄武岩溶岩を含む。門前町中心部周辺から北海岸にかけては中新世前期の縄又層（広義）の堆積岩（砂岩、泥岩、礫岩など）が分布する。これらの地層には北東-南西方向の断層や褶曲軸が発達するが、縄又層の堆積と変形にはこれらと直交する北西-南東方向の断層も影響している（小林ほか, 2005）。また、震央に近いヤセの断崖付近には中新世中期（約12 Ma）の関野鼻石灰質砂岩層とそれに貫入（一部被覆）する黒崎安山岩類（約9 Ma、能登で最も新しい火山岩）が存在する。

能登半島北部の海底には火山岩類からなると考えられている水深200mより浅い台地状の高まりが幅50km

¹ 金沢大学大学院自然科学研究科（理学部地球学科）（平成20年3月現在）

² 金沢大学理学部地球学科（平成20年3月現在）

³ 金沢大学名誉教授（平成20年3月現在）

以上にわたって広がり、日本海の形成時期にはその中でも小規模な東西から東北東-西南西方向にのびた凹地（リフト）が、能登半島北縁部および舢倉島付近を中心として形成された（岡村、2007）。後期中新世の1000～1500 万年前には南北圧縮応力場になり、西南日本の日本海側沿岸に沿って、東-西から東北東-西南西方向の逆断層と褶曲地形が形成され始め、後期鮮新世から完新世には日本列島全体で東西圧縮応力場となり、能登半島周辺でも南北から北東-南西方向の逆断層や褶曲構造が発達した（岡村、2007）。

能登半島の北西部は丘陵ないし丘陵状の山地であるのに対して、東部・南部の大部分は海成段丘からなる（町田ほか、2006）。旧汀線高度の測定から能登半島は5つの山地

（眉丈山地、桑塚山地、猿山山地、鉢伏山地、宝立山地）と邑知低地帯（邑知平野）に区分でき（図1.1.2）、それらの境界は現在の山地境界にほぼ対応している（太田・平川、1979）。各地塊内でも南下がりの傾向が著しく、その傾向に累積性があることから、第四紀において各傾動地塊の成長が続いていたと考えられている（片川ほか、2005）。山地の配列は能登半島の北半部では北東-南西方向を示し、能登半島の主要な地形の方向を表す。能登半島南部では山地の配列は北北西-南南東ないし北-南方向になる。能登半島の活断層やリニアメントの走向は上記の方向に一致する（太田・ほか、1976）（図1.1.2）。

能登半島周辺の海域においても活断層の存在が報告されている（図1.1.2）。片川ほか（2005）は能登半島地震の余震が広がる能登半島西方海域における探査結果を報告している。それによると、能登半島西方海域では北東から南西方向の断層が雁行状に配列する構造が2列見られ、南側の列の南西側には同方向の褶曲も見られる。これらの断層は南東側隆起の高角逆断層であり、隆起側の地層は南東側へ傾動し、この海域には地質構造的に陸域の傾動地塊山地に対応する2列の傾動地塊（A列傾動地塊（A1とA2）とB列傾動地塊）が存在する。傾動地塊はその北西縁を北東-南西方向の断層群に区画されており、それぞれ長さ10km程度である。

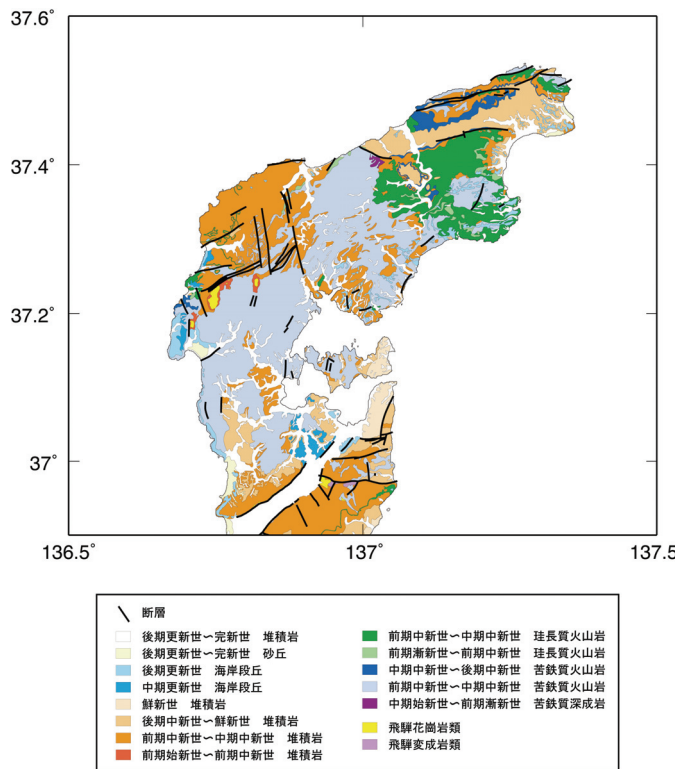


図 1.1.1. 能登半島の地質図（産業技術総合研究所地質調査総合センター(2005)に基づく）。

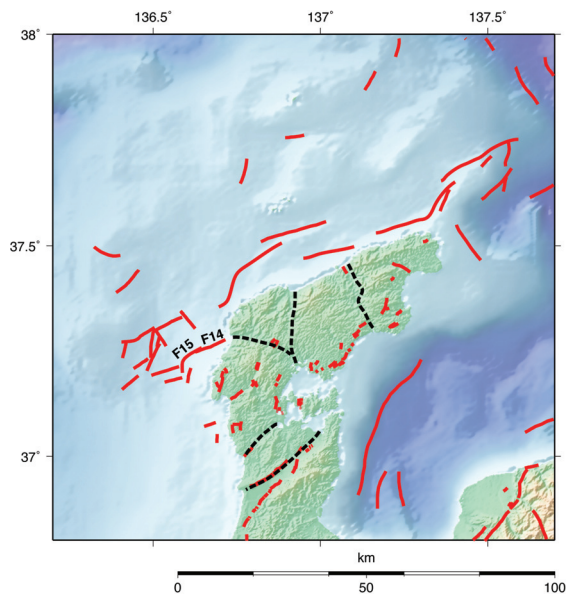


図 1.1.2. 能登半島の地形と活断層分布（実線）。破線は能登半島の地塊境界（太田・平川、1979）を示す。

A列傾動地塊山地の各地塊は一部を除いて、B1層（更新世後期）堆積以降の変位・変形がなく、第四紀後期以降静穏な状態にあると考えられている（片川，2007）。それに対して、B列傾動地塊山地のF16地塊、F14・15地塊は第四紀以降も活動的であるが、B2層（更新世中期）上面の不連続な分布はこれらが独立的に活動してきたことを示している（片川，2007）。4章で述べるように、このF14・F15断層が能登半島地震の震源断層に対応すると考えられている。

（2）能登の被害地震

「まさか、能登で地震が起こるとは思わなかった」という声が地震直後に多く聞かれた。しかし、能登地方でも被害地震が発生していることは歴史記録上に残されている。「最新版 日本被害地震総覧 [416]-2001」（宇佐美，2003）によると、記録上最も古くかつ規模の大きな地震は1729年8月1日の地震（M6.6～7.0）であり（図1.2.1）、珠洲郡、鳳至郡で5人の死者の他、多くの家屋の倒壊や山崩れがあった。その他にも死者が出た地震としては、1892年の富来沖の地震（M6.4、M6.3）1933年の七尾の地震（M6.0）がある。なお、1993年の七尾の地震より古い時代の地震については、被害分布等から震央位置や地震規模が推定されているのみであり、その推定位置や規模に不確実性があることに注意を要する。最近では、珠洲市の沖合で1993年に能登半島沖地震（M6.6）が発生し、石川、富山、新潟の3県で被害が報告されている。石川県内では、珠洲市を中心に負傷者29人、住宅全壊1棟、半壊20棟、一部破損4棟などの被害が生じ、液状化も生じている。また、輪島で26cmの津波が観測された。上記の地震以外にも、海岸線が長い能登半島では1833年の羽前・羽後・越後の地震のように遠い海域で起こった地震による津波により100人にのぼる死者を出したこともあり、1983年の日本海中部地震の際にも2mを超える高さの津波が輪島で観測されている。このように、能登地方では過去100年でM6程度の地震が6回発生しており、被害地震という観点で見れば必ずしも地震活動が低い地域であるとは言えないことが分かる（図1.2.1）。

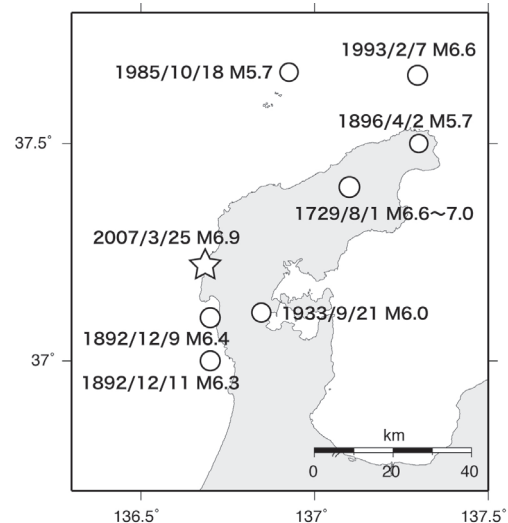


図1.2.1. 能登半島周辺の被害地震。

2. 地質と地震被害および地表断層調査

（1）地質と斜面崩壊・住宅被害などとの関係

3月26日のヘリコプターからの観察によると、今回の地震で最も大規模な天然の海岸斜面の崩壊が起きたのは関野鼻であり、ここの断崖は脆弱な石灰質砂岩でできている。輪島市街北方の輪島崎でも海岸斜面が崩壊し車が1台巻き込まれたが、ここにも同じ時代（約12Ma）の石灰質砂岩（輪島崎層）が狭く露出する。深見集落が孤立する原因となった深見南方の海岸斜面の崩壊は縄文層（詳しくはその上部の番場山層：小林ほか，2005）で発生した。今回の強震地域は全域で地すべり地形が発達しているが、中越地震の場合と異なり、大規模な地すべりは発生しなかった。これは、旧山古志村などの中越地震による地すべり多発地域が鮮新世（5～1.7Ma）以後の固結度の低い堆積岩でできていることが一つの理由であろう。また、今回の地震で輪島市門前町の中心部から西海岸に至る地域の住宅などが最も大きな被害を受けたが、この地域は他の住宅被害があった輪島、穴水、富来などの市街地と同様に、軟弱な完新世（0.01Ma～現在）の沖積層が堆積している谷

底平野ないし海岸平野であり、門前では液状化も発生した。震源から 30 km 以上離れた七尾や氷見でも液状化が発生したが、大部分は埋立地に限られる（大久保, 2007）。

(2) 地震による地表断層及び墓石倒壊率の調査

3月27日に輪島市門前町中野屋において、谷底平野の水田の間を南北に通る県道を北 60° 東方向の割れ目が横切り、それに沿って道路が 8 cm 右にずれていることを確認した。道路の西側の水田では割れ目の延長上に雁行地割れが生じ、稲の切り株の列が右へ約 10 cm ずれていた。更にその西の延長上では川の護岸のコンクリートの破壊も見られた。中野屋は予想される震源断層の延長上にあり、割れ目の方向も右ずれセンスも断層モデルと矛盾なかったため、今回の地震を生じた断層の一部が地表に現われたものと判断した。同様の 4~5 cm 程度の右ずれは南西延長の門前町安代原や海岸沿いの鹿磯でも見られた。その後4月14日に山形大学の川辺孝幸教授と金沢大学の調査グループが合同で地権者の了解を得て中野屋の水田の発掘調査を行い、この割れ目が、基盤の縄文層の泥岩とそれを覆う古い地すべり地塊との間の、南東へ 30° 傾斜する境界面上にあり、この面にはほぼ水平方向の条線が発達していることがわかった。

これが地下の断層の動きを反映した地表のずれであるのか、単に基盤岩と地すべり地塊が震動により差別的に運動した結果であるのかは、まだはっきりしない。

能登半島の羽咋・七尾から穴水・志賀・富来・門前・輪島を経て柳田・宇出津に至る地域で、3月27・28日に35箇所の墓地で墓石の倒壊率調査を行った(図2.2.1)。1墓地当たり数10~数100の墓石について、上部の標石が倒れ(落下)しているものと倒れていないもの(ずれ動いたものを含む)を数えた。1000基以上の規模の墓地では一部の区画のみを数えた。50%以上の倒壊率を示す墓地は富来から門前を経て皆月に至る西海岸沿いに集中しており、特に倒壊率100%の笹波や80%以上の門前の墓地では、標石だけでなく基礎部分(遺骨収納部)も破壊されている墓が多かった。一方、この地域から離れた輪島や穴水では、全壊・半壊家屋や負傷者(輪島では死者1名)があったにもかかわらず、墓石の転倒率は低く、短周期の揺れが比較的小さかったことを示す。羽咋・七尾・穴水・柳田では転倒率0%の墓地もかなりあった。ただし、七尾市街西部の小島町付近の丘陵地にある山の寺寺院群では倒壊率が50%を越える墓地が多数あったことが野村(2007)によって報告された。このように震源から離れているにもかかわらず地震の揺れが強くなる「異常震域」の存在は中越地震などでも報告されている。

3. 海岸隆起調査

4月~5月にかけて計6回、能登半島西岸の珠洲市狼煙町から羽咋郡志賀町高浜に至る32地点、総延長約100kmの範囲で海岸線の隆起量調査を行った(図3.1)。32地点のうち、25地点は大小様々な漁港の岸壁を、

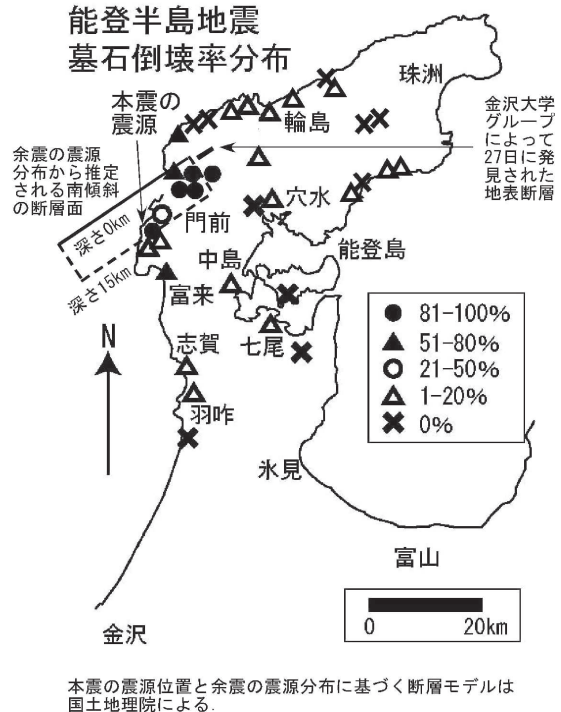


図 2.2.1. 墓石倒壊率分布。

残りの7地点は岩礁海岸を対象とした。特に、震源付近の輪島市皆月～輪島市赤神の範囲では、測定点を多くし、詳細な調査を行った。さらに、震災の被害が少なかった地域では、住民の聞き取り調査なども併せて実施した（守屋ほか、2007）。

各地点の隆起量は、潮間帯上限付近に生息する藻類やカキ類および潮下帯上限付近に生息するアラメやホンダワラ、および潮上帯下限付近に分布する地衣類やシアノバクテリアなど、潮間帯、潮下帯、および潮上帯生物のそれぞれのコロニーと、海水面との最大比高分布測定から推定した。測定された比高は石川県珠洲市長橋町において観測された潮位を用いて、東京湾平均海水面からの比高（標高）を算出し、地震による隆起量がほぼゼロであると考えられる狼煙町および珠洲市高屋町におけるカキ類の分布上限の標高との差を求め、地殻変動量の鉛直成分とした（図3.2）。

門前町赤神付近での隆起量は約44 cmと観測地点の中で最大となった。調査地点の南端に位置する高浜や赤住では、隆起量はほぼゼロであったが、赤住と赤神のほぼ中間点に位置する富来漁港での隆起量は約20 cmで、赤住から赤神までの地域では連続的で緩やかな地盤の隆起が観察された。これに対し、赤神以北では鹿磯付近で急激な隆起量の減少が見られ、鹿磯漁港から深見港の間ではほぼゼロとなり、門前町深見では沈降に転じ、最大約8 cmの沈降が確認された。深見から皆月の間では沈降量が徐々に減少し、皆月以北での隆起量はほぼゼロとなった。能登半島地震では、InSARや水準測量でも海岸隆起量が測定されているが、本調査結果と調和的な結果を示している。

本震の震源メカニズムや余震の分布などから、今回の地震を引き起こした断層の延長は鹿磯付近を横切り、南側が隆起、北側が沈降という動きであったことが明らかとなっており、本調査により確認された隆起量の分布は、能登半島地震の断層運動から期待される隆起量の分布傾向と良く一致している。

なお、本調査で隆起量の最大値を記録した赤神付近から笹波付近までの隆起量が20 cmを超える地域の住民は、“海岸線の後退”を実感し認識していたが、これより南方の隆起量が10 cm以下程度の地域の住民は地殻の変動に関する認識は皆無であった。

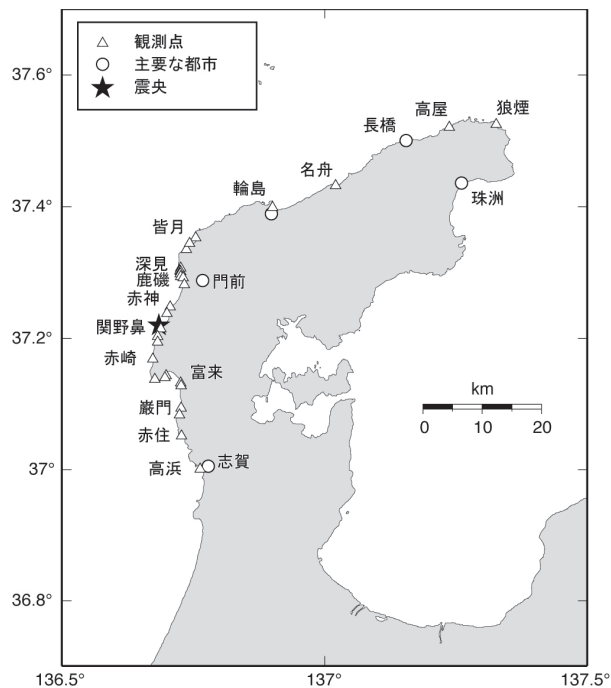


図3.1. 海岸隆起調査地点。

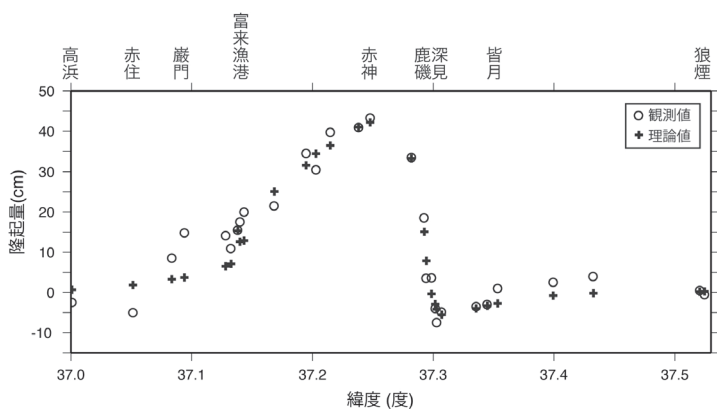


図3.2. 生物指標から推定された海岸隆起量（白丸）と断層モデルによる理論隆起量（十字）。

4. 地殻変動データによる能登半島地震の断層モデル

上記の海岸隆起量と GEONET による能登半島周辺域の 17 地点の地殻変動データを用いてインバージョン解析を行い、断層モデルの推定を行った。推定された断層モデルの走向は 58 度、傾斜角は 53 度と南東下がり傾斜し、余震分布と一致しており (図 4. 1)、すべり角は 139 度と地震波の解析から得られた発震機構解とも調和的である。断層面上端の深さは 1.5km、南西上端の位置は東経 136.59 度、北緯 37.21 度である。断層面の大きさは 18.6km×14.5km で、すべり量は 1.3m である。剛性率を 30GPa とすると、地震モーメントは 1.1×10^{19} Nm (Mw 6.6) であり、モーメントテンソル解で得られている値や他の研究結果とも一致している。この断層モデルから計算される地殻変動量は観測された海岸線の隆起量 (図 3. 2) や GPS による変位量と良く一致する。

推定された震源断層の位置と余震の時空間分布の比較から、陸域には対応する活断層はなく、片川ほか (2005) の F14・F15 断層の深部延長が震源断層に対応し、F14・F15 地塊が隆起する断層運動が能登半島地震の成因であると考えられる (図 4. 1)。

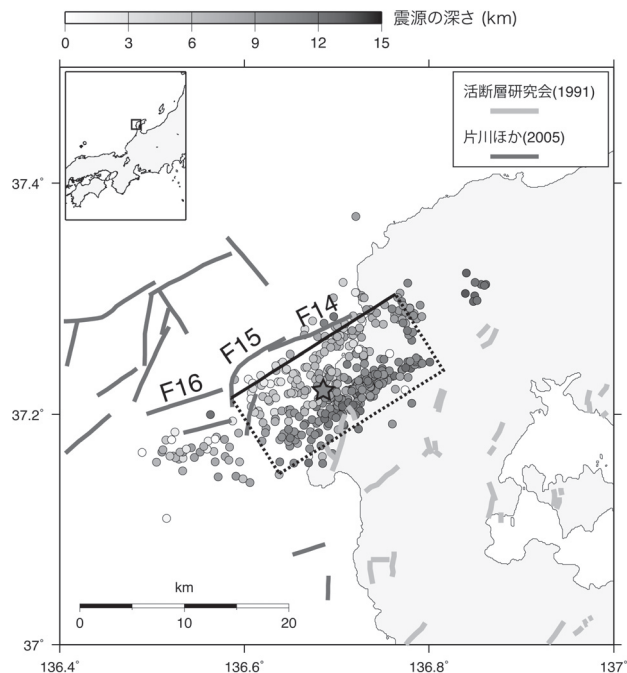


図 4. 1. 生物指標を用いた海岸隆起量と GPS の地殻変動データから推定された断層モデル (矩形: 実線は断層の上端を表す) および気象庁一元化震源データによる地震後 1 日間の余震分布 (グレースケールの丸印) と周辺の活断層分布 (灰色実線)。星印は能登半島地震の震央を表す。

5. 震源域周辺の重力異常

能登半島における既存の重力測定データをコンパイルし、能登半島の詳細な重力異常図を作成した。既存測定点の数は約 13000 点になり、平均して陸域においては 2 平方 km に 1 点の割合で測定点が分布する (河野ほか、投稿中)。震源域周辺のブーゲ異常図を図 5. 1 に示す (Honda et al., 2008)。能登半島の大部分では、基盤岩を第三紀以降の地層が直接覆っており、それらの密度差が大きいことから、ブーゲ異常分布は近似的に基盤岩深度分布を表している。

図 5. 1 には太田・平川 (1979) による地塊構造の境界線がブーゲ異常分布図上に引かれている。桑塚地塊と鉢伏地塊は比較的高い重力異常、猿山地塊は比較的低い重力異常により認識できるが、鉢伏地塊と宝立地塊の境界は不明瞭である。桑塚地塊は猿山地塊に比べて高重力異常を示し、基盤岩の深さは桑塚地塊の方が浅く、桑塚地塊の隆起運動が猿山地塊に比べて活発であったことが示唆される。また、測地的に観測された能登半島地震による地殻の隆起がほぼ桑塚地塊内に限られていること、強震動データに基づくすべり量分布 (Horikawa, 2008) も桑塚地塊内でのすべり量が大きく、猿山地塊の浅部ではすべり量が非常に小さいことから、地塊構造に本震の破壊領域が規制されていることが考えられる。

この地震発生前年(2006 年度)に能登半島北西部において詳細な重力測定を行っていた。したがって、その時の重力値や測定点標高と比較すれば、地震に伴う重力値の変化、測定点標高変化(=地殻変動)を検出できる可能性があった。そのため数十地点において再測定を行い、きわめて大きな重力変化(図 5.2 (左))と、他の方法から推定されているものと調和的な地殻変動分布(図 5.2 (右))とが得られた(本多ほか, 2007a; 2007b)。地盤が隆起すれば重力は減少するから、これらの測定結果はその意味では調和的である。この測定のためには、厳密に同一地点で再測定をする必要がある。これが可能になったのは、地震発生が 2006 年度の測定からあまり時間がたっていないため、測定地点に残したマーカーが保存されていたからである。通常は道路の改修や磨耗などで数年でマーカーがなくなってしまうため、地震発生に伴う重

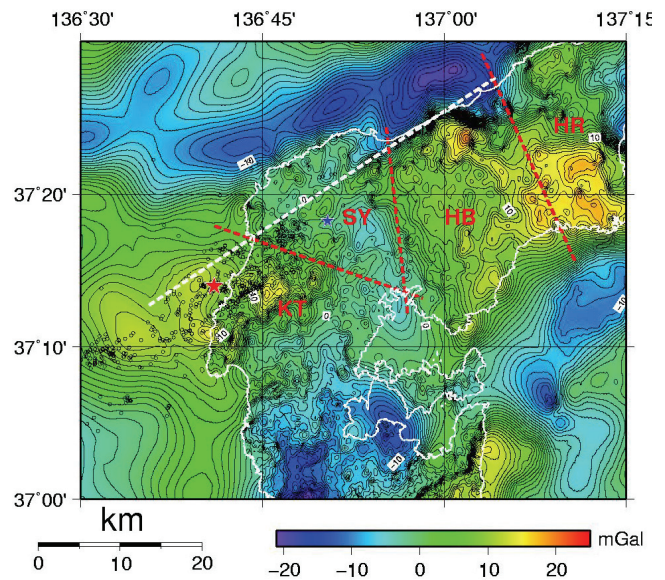


図 5.1. 奥能登地域におけるブーゲー異常図と地塊境界(HR: 宝立地塊, HB: 鉢伏地塊, SY: 猿山地塊, KT: 桑塚地塊)の対応(Honda et al., 2008)。白丸は気象庁一元化震源データによる能登半島地震の 2007 年 3 月 25 日の余震。

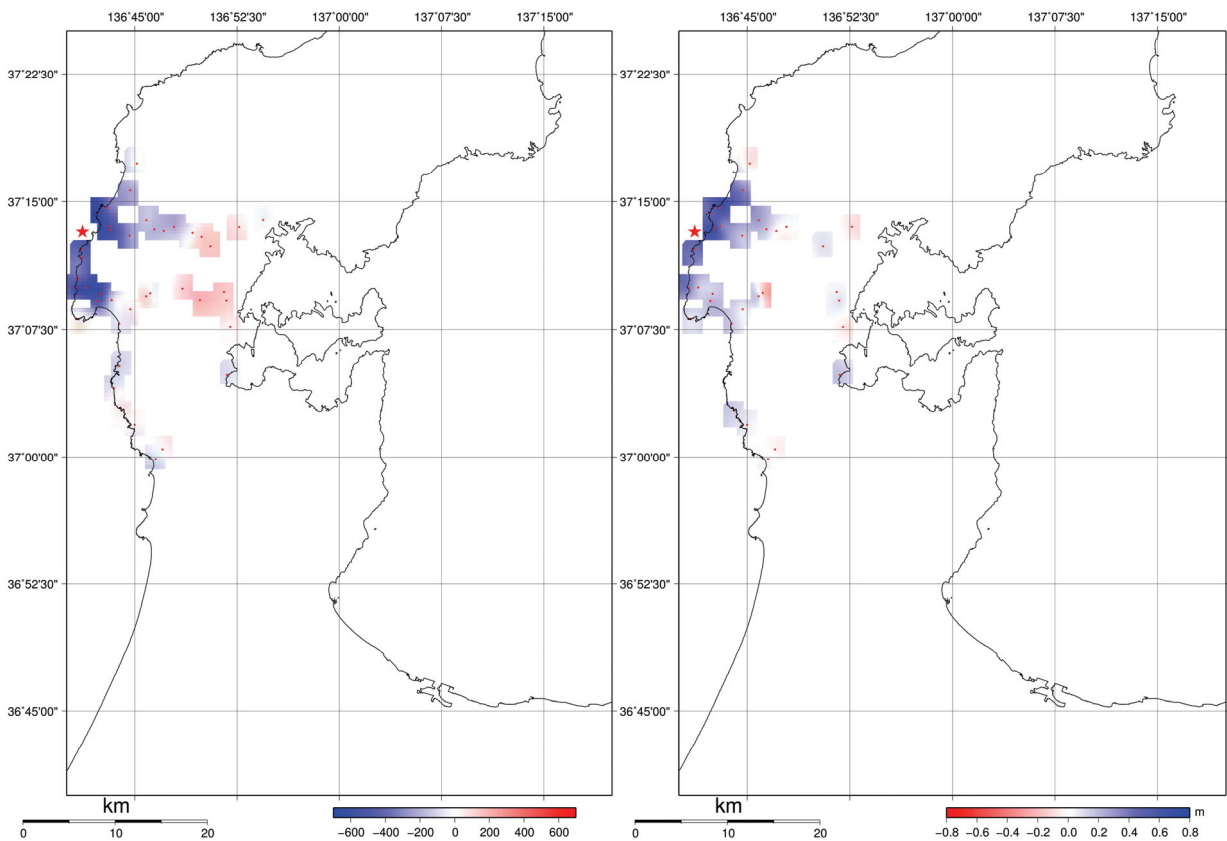


図 5.2. (左) 能登半島地震前後における重力値の変化、(右) 重力値の変化から推定された測定点標高変化。

力変化の確認は世界的にも稀である。

6. 奥能登地域の地質構造と地震発生場

能登半島の地質学的特徴の一つに地塊構造があり、奥能登丘陵には宝立地塊、鉢伏地塊、猿山地塊、桑塚地塊の傾動地塊が存在する。(太田・平川, 1979)。奥能登丘陵の隆起をもたらした能登半島北方沖～同西方沖には、奥能登丘陵の隆起に関わったと考えられる複数の断層帯が報告されている。また、奥能登丘陵西方沖には、F14・F15 地塊が存在し、この地塊区間の陸域は桑塚地塊にあたる(片川, 2007) (図 6.1)。

桑塚地塊では約 12 万年前 (Omura, 1980) に形成された海成段丘面 (M1) が良く発達しているが、猿山地塊では M1 面は見られない。この特徴は、能登半島西海岸での隆起量調査結果や断層モデルから予測される隆起パターン (主として桑塚地塊は隆起域、猿山地塊は沈降域) と良く一致する (図 6.1)。また、2007 年能登半島地震による海岸隆起量分布が太田・平川 (1979) の M1 面高度と良い相関を持つことから (図 6.2)、地塊構造の形成に 2007 年能登半島地震のような地震の繰り返しが部分的に寄与していることが考えられる。もし、M1 面の高度差を全て地震時の隆起量でまかなおうとすると、1000～2000 年に 1 回は M7 程度の地震が発生する必要がある、この地域の活断層の活動度とは大きな差異がある。産業技術総合研究所活断層研究センター (2007) の海底音波探査で確認されている F14・F15 断層の活動は 2 万年の間に 1～2 回であり、これが F14・F15 地塊の隆起に関与するならば、M1 面の高度差に対する寄与は大きく見積もっても 10m 程度であり、残りの部分は非地震性の地殻変動が原因である可能性がある。

図 6.3 に Reasenber (1980) の方法に従いデクラスター処理を行った 1986 年～2004 年における M1.8 以上、震源深さ 3～30km の地震 (京都大学防災研究所上宝観測所の震源データによる) の震央分布図を示す。能登半島北方海域 (図 7.3: 矩形領域) における微小地震活動は決して活発ではないが、猿山地塊沖にややまとまった地震の分布があることが分かる。この活動域は猿山地塊沖の第四紀の活断層 (岡村, 2007) の南西端付近に位置し、何らかの構造境界と関係した地震活動の可能性はある。興味深いことに、この活動域とさらに西方の地震活動域に挟まれるように、2007 年能登半島地震の震源域が位置する。すなわち、低い地震活動での比較ではあるが、地震活動の空白域で 2007 年能登半島地震が発生したと見ることができる。

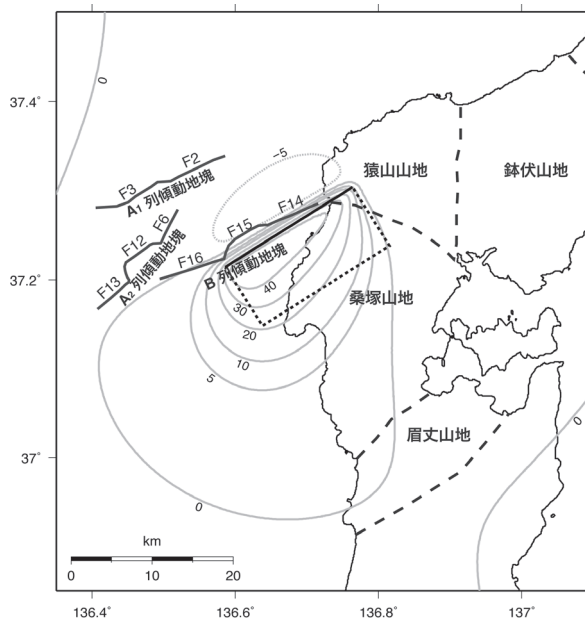


図 6.1. 推定された断層モデル (矩形) による理論隆起量分布 (灰色線:cm)、海底断層と奥能登地域の地塊構造 (太田・平川, 1979)。

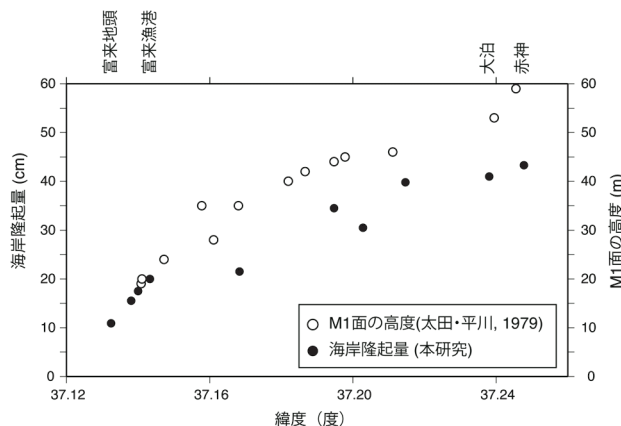


図 6.2. 生物指標より推定された海岸隆起量 (黒丸) と海成段丘 M1 面の高度 (白丸)。

同様の見方をすると、1993年能登半島沖地震の震源域と猿山地塊沖の活動域との間も地震活動の空白域とすることができる。この区間では、さらに沖合の七ツ島付近で1985年10月18日にM5.7の地震が発生しているが、過去の大地震の発生は知られていない。猿山地塊沖の第四紀後期の新しい時代に活動した断層の存在および1993年能登半島沖地震と今回の2007年能登半島地震の起こり方や能登半島における歴史的な被害地震の規模を考えると、この区間においても地塊区間を基本的な単位としてM6.5～M7程度の地震が発生する可能性が考えられる。この付近の海域の断層を対象とした最近の活動に関する調査が望まれる。

7. 結語

能登半島の地質と能登半島地震の被害には関連があり、地質的に軟弱な地盤で被害が生じている。海岸隆起調査や重力異常変化からは最大約40cmの隆起が能登半島地震により生じたことが示された。地殻変動データに基づく能登半島地震の断層モデルは余震分布や海底の活断層(F14・F15)の分布と調和的であり、重力異常データに基づく考察により、能登半島地震の震源断層がこの地域の地塊構造に制約を受けていることが明らかとなった。断層モデルに基づく鉛直方向の地殻変動パターンと能登半島西岸の海成段丘面の高度には相関があり、能登半島地震規模の地震の繰り返しがこの地域の地塊構造の形成に部分的に寄与していることが示された。過去の地震活動の解析からは能登半島地震が地震活動の空白域で発生している可能性がある。能登半島周辺の海域には地震活動の空白域に活動履歴が明らかでない活断層が存在するため、それらの活断層について最近の活動に関する調査を進める必要がある。

謝辞

本研究の調査の際には輪島市、珠洲市、七尾市、穴水町、羽咋市、志賀町の方々にご協力頂いた。山形大学の川辺孝幸教授には断層発掘調査に際し、ご指導・ご協力頂いた。国土地理院の西村卓也博士にはGPSデータおよび地殻変動解析プログラムを提供して頂いた。また、地震活動の解析には、気象庁一元化震源データおよび京都大学防災研究所上宝観測所震源データを使用した。重力測定・解析に際しては北海道大学地震火山研究観測センターの本多 亮博士の協力を得た。記して御礼申し上げます。

参考文献

本多亮・平松良浩・澤田明宏・河野芳輝(2007a), 「2007年能登半島地震」震源域とその周辺の重力異常と地下構造, 日本地球惑星科学連合2007年大会講演予稿集, Z255-P054.

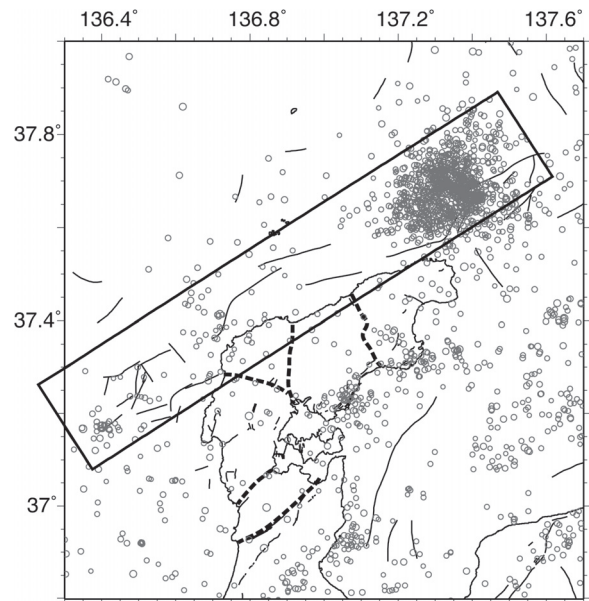


図6.3. 1986～2004年の期間における能登半島周辺の微小地震活動 (M1.8以上、深さ30km以浅、デクラスター処理済)。京都大学防災研究所上宝観測所の震源データを使用。矩形内の北東部の地震活動は1993年能登半島沖地震の余震活動、南西部と中央部(猿山地塊沖)にも地震活動が見られる。2007年能登半島地震は南西部と中央部の間の地震が少ない領域で発生した。

- 本多 亮・河野芳輝・澤田明宏・山口照寛・笠原 稔 (2007b), 相対重力計で捉えた2007年能登半島地震に伴う重力変化、測地学会第108回大会.
- Honda, R., Y. Hiramatsu, Y. Kono, and H. Katagawa (2008), Gravity anomalies and the geologic block structures in and around the aftershock area of the 2007 Noto Hanto Earthquake, *Earth Planets Space*, 60, 111-115.
- Horikawa, H. (2008), Characterization of the 2007 Noto Hanto, Japan, Earthquake, *Earth Planets Space*, in press.
- 粕野義夫 (編) (1993), 石川県地質誌 (附: 1/10 万地質図). 石川県・北陸地質研究所.
- 片川秀基・浜田昌明・吉田 進・廉澤 宏・三橋 明・河野芳輝・衣笠善博 (2005), 能登半島西方海域の第三紀～第四紀地質構造形成, *地学雑誌*, 114, 791-810.
- 片川秀基 (2007), 能登半島西方海域の地質構造 -2007年能登半島地震はどのような地質構造形成の場で発生したのか-, *地震工学研究レポート*, No. 102, 23-31.
- 活断層研究会 (1991), 新編 日本の活断層-分布と資料-, 東京大学出版会, 437p.
- 小林博文・山路敦・増田富士雄 (2005) 能登半島輪島地域の中新統の層序・堆積環境・テクトニクス. *地質学雑誌*, 111 (5), 286-299.
- 河野芳輝・本多 亮・浜田昌明・片川秀基, 能登半島中央部の重力異常と地質構造, *地震2*, (投稿中).
- 町田 洋 編・松田時彦 編・海津正倫 編・小泉武栄 編 (2006), 「日本の地形 5 中部」, 東京大学出版会, 392pp.
- 守屋和佳・神谷隆宏・加藤道雄・山本真也・菅谷勝則・平松良浩・石渡明 (2007), 潮間帯および潮下帯生物の海面比高分布に基づく能登半島地震に伴う地殻隆起量の推定, *日本地球惑星科学連合2007年大会講演予稿集*, Z255-P023.
- 野村正純 (2007), 能登半島地震: 旧七尾市における建造物の被害. *地球科学*, 61 (4), 255-264.
- 岡村行信 (2007), 能登半島周辺の地質構造と地震との関係, 2007年能登半島地震の調査速報, *AFRC NEWS*, No. 66, 1-3.
- 大久保弘 (2007), 能登半島地震で発生した液状化現象の特性と分布について. *地球科学*, 61 (5), 371-378.
- Omura, A. (1980) Uranium-series age of the Hiradoko and Uji shell beds, Noto Peninsula, central Japan, *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan., N.S.*, 117, 247-253.
- 太田陽子・平川一臣 (1979), 能登半島の海成段丘とその変形, *地理学評論*, 52, 169-188.
- 太田陽子・松田時彦・平川一臣 (1976), 能登半島の活断層, *第四紀研究*, 15, 3, 109-128.
- Ozawa, S., H. Yarai, M. Tobita, H. Une and T. Nishimura (2008), Crustal deformation associated with the Noto Hanto earthquake in 2007 in Japan, *Earth Planets Space*, 60, 95-98.
- Reasenber, P.(1985), Second-order moment of Central California Seismicity, 1969-1982, *J. Geophys. Res.*, **90**, 5479-5495.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2005), 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース 2005 年 12 月 8 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 産業技術総合研究所活断層研究センター (2007), 能登半島地震の震源域で長さ18km以上の活断層と一部で海底に達する変動を確認, 産業技術総合研究所,
(http://www.aist.go.jp/aist_j/press_release/pr2007/pr20070730/pr20070730.html).
- 宇佐美龍夫 (2003), 「最新版 日本被害地震総覧 [416]-2001」, 東京大学出版会, 605pp.
- 吉川敏之・鹿野和彦・柳沢幸夫・駒沢正夫・上嶋正人・木川栄一 (2002), 珠洲岬・能登飯田および宝立山地域の地質. *地質調査研究報告 (1/5 万地質図幅)*. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.