

10. 平成 19 年 (2007 年) 能登半島地震 (2007 年 3 月 25 日, M6.9)

佐藤 比呂志 (東京大学地震研究所地震予知研究推進センター)

1. はじめに

2007 年 3 月 25 日午前 9 時 41 分頃, 能登半島北西沖を震源とするマグニチュード 6.9 の地震が発生した (図 1). 能登半島北西部の輪島市・七尾市・穴水町で震度 6 強を観測したほか, 北陸地方を中心に震度 5 強を観測した¹⁾. この地震にともなって珠洲市で 22cm の津波が観測された. この地震による被害は, 七尾市・輪島市を中心として死者 1 名, 重軽傷者 356 名, 全壊 684 棟, 半壊 1733 棟に及んだ²⁾.

2. 震源域の地質

能登半島は日本海形成期以降の沈降運動を免れた地域で, 2007 年能登半島地震の震源域となった奥能登半島西部には, ジュラ紀の花崗岩類と第三系下部が分布し³⁾, 重力異常からも富山湾や金沢沖に比べ構造的な高まりを構成している⁴⁾.

分布する第三系は陸域では日本海形成時のリフトを充填した河川性～浅海性の堆積岩と陸上に噴出した溶岩を主とする⁵⁾. リフト期の断層系は東北東-西南西方向の正断層と南北方向の正断層から構成されていたと推定され, 現在の能登半島の地形や地質構造を規制している (図 2, ^{6) 7)}. 15-13.5Ma になると正断層運動は終了し, 陸域では上部中新統下部の浅海性の堆積層が

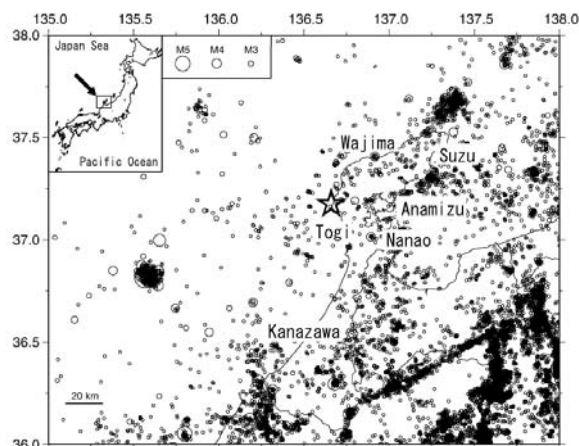


図 1 気象庁データによる能登半島周辺の地震活動 (酒井ほか (2007)¹⁵⁾). ☆は本震の震央.

下位の諸層を不整合で覆って分布する. 海域においては, 中新世末の短縮変形が認められ, 構造差をもってこれらを覆う鮮新統以降の諸層は, NE-SW 方向の逆断層・褶曲, ほぼ南北方向の逆断層による変形を被っている. これらの短縮変形は鮮新世後期から継続していると考えられている^{8) 9) 10) 11)}. 震源域周辺の陸域には活断層の分布は知られておらず, 震源海域でENE-WNW

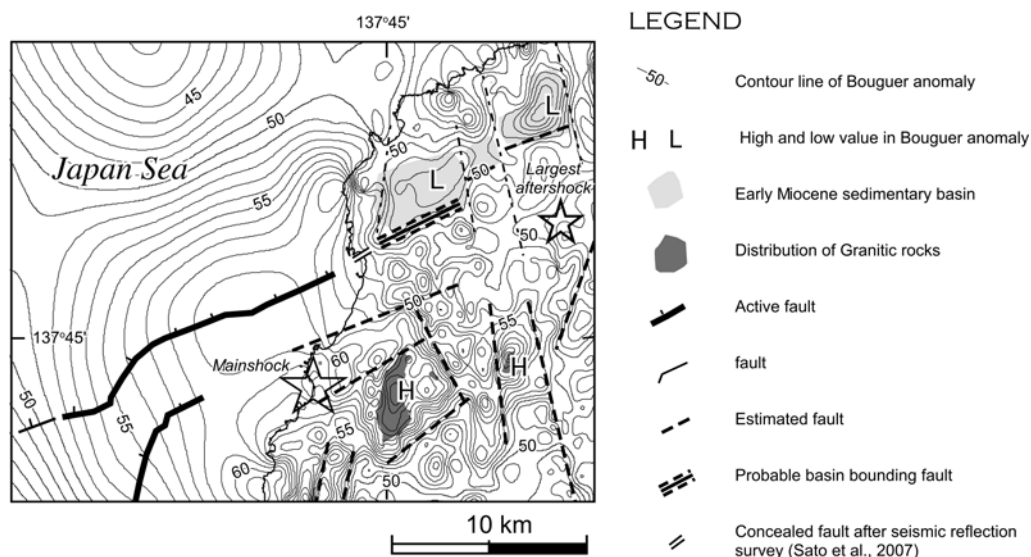


図 2 能登半島の北西部の地殻構造図 (佐藤ほか (2007)⁶⁾). ブーゲ異常図は Honda et al. (2008)⁴⁾ による. 仮定密度は 2.67kg/m³. 海底活断層のトレースは井上ほか (2007)⁹⁾, 花崗岩の分布は富岡・佐藤 (2007)⁷⁾ による. 大きい星印は本震の震央, 小さい星印は最大余震の震央.

方向の海底活断層が報告されていた⁸⁾⁹⁾。

3. 地震活動

能登半島周辺では発生する有感地震数は少ないものの、今回の地震を含め1700年以降、マグニチュード6を越える被害地震が6回発生している¹²⁾¹³⁾。

2007年能登半島地震の震源域は、富来沖の微少地震活動が高い領域の東方に位置し、微少地震活動が低い領域であった。現在の広域応力場は、発震機構解からは最大主圧力軸がWNW-ESE方向が卓越している¹⁴⁾。

表1 モーメントテンソル解のパラメーター

	断層面解1			断層面解2		
	走向	傾斜	すべり角	走向	傾斜	すべり角
気象庁 ¹⁾	53	50	140	171	60	48
防災科技 ¹⁶⁾	58	66	132	173	48	34

単位: 度

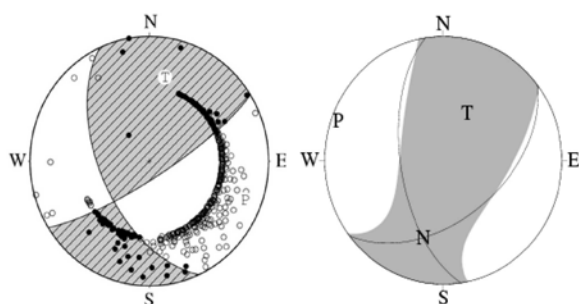


図3 能登半島地震のP波初動解(左)とモーメントテンソル解(右)(気象庁(2007)¹⁾).

4. 地震のメカニズム

能登半島地震の本震の発震機構解は、P波初動解やモーメントテンソル解によって、WNW-ESE方向に主圧力軸をもち右横ずれを伴う逆断層型であることが報告されている(図3)。P波初動解とモーメントテンソル解はやや異なる。P波初動解はより右横ずれ成分が卓越し、節面もやや高角となる。これに対し、モーメントテンソル解はより逆断層成分にとみ、節面の角度もより小さい。これらは、余震分布にも現れているように、破壊が高角度の断層の右横ずれ運動によって発生し、その後60度前後の南傾斜の断層面の活動につながったためと解釈されている¹⁷⁾¹⁸⁾。地震モーメントの値については、気象庁は 1.13

$\times 10^{19}\text{Nm}$ (Mw6.7)¹⁾、防災科学技術研究所は $1.36 \times 10^{19}\text{Nm}$ (Mw6.7)¹⁶⁾、USGSは $9.1 \times 10^{18}\text{Nm}$ (Mw6.6)¹⁹⁾、ハーバード大学は $1.38 \times 10^{19}\text{Nm}$ (Mw6.7)²⁰⁾とほぼ類似した値となっている。

5. 余震分布

臨時観測点は本震発生日の深夜から始まり、10大学と防災科学技術研究所と産業総合研究所の2機関からなる2007年能登半島地震合同観測グループにより、89観測点が設置され約1ヶ月間に渡って観測された¹⁸⁾。

海域については5月6日から、1ヶ月間海底地震計による観測が実施された²¹⁾。震源域の北東部では図4の断面4から一様な南傾斜の余震配列が見られるようになる。この南傾斜のよく集中した余震分布はほぼ一様な傾斜で、断面12まで連続する。断面13から東では、南傾斜の傾向は示すものの集中が悪くなり拡散している。西端の断面5から9では面状の配列は示さない。音波探査によって明らかになっている海底活断層のトレース⁹⁾と比較すると、海底活断層は推定断層面のほぼ浅部延長に位置している²²⁾¹⁸⁾¹⁷⁾²¹⁾。

余震活動は当初長さ20km程度の広がりを有していたが、1ヶ月後は東北東-西南西方向に35km程度まで拡大した¹⁴⁾。

6. 地殻変動

ALOS衛星に搭載されたPALSARを用いて干渉画像が作成され詳細な地殻変動が明らかになった(図5)。この地震がALOSによる地殻変動解析の最初の例となった²³⁾²⁴⁾。

InSAR解析から求められた断層面内の均質すべりを仮定したパラメーターを表2に示した。2m程度の滑り量が推定されている。一方、図6には表2の断層モデルを用いて断層面の領域を拡大して求めた断層面内のすべり分布を示した。断層面での滑りの大きな領域は、本震震源の直上に位置し、断層浅部での断層面西部での変位量は1.27mとなる。Fukushima et al. (2008)²⁴⁾はGEONETによるGPSの地殻変動データを用いて走向N57°E、傾斜48°Sの断層面で滑り分布を求めている。

2007年能登半島地震に伴って、顕著な海岸隆起が生じた。国土地理院が実施した水準測量によって輪島市門前地区から羽咋郡志賀町にかけて、地震前後で最大約41cmの上下変動(隆起)を計測した²⁶⁾。Awata et al. (2008)²⁶⁾は、潮間帯周辺の生物マーカーを用いて、能登半島北西海岸の地殻変動を計測した。震央近傍の剣地付近で46cm程度の隆起が観測されている。断層とほぼ直交する方向に投影した隆起量は、非対称な形状を示し南傾斜の断層面の逆断層運動と調和的な地殻変動パターンを示している(図7)。Hiramatsu et al. (2008)²⁷⁾は生物マーカー

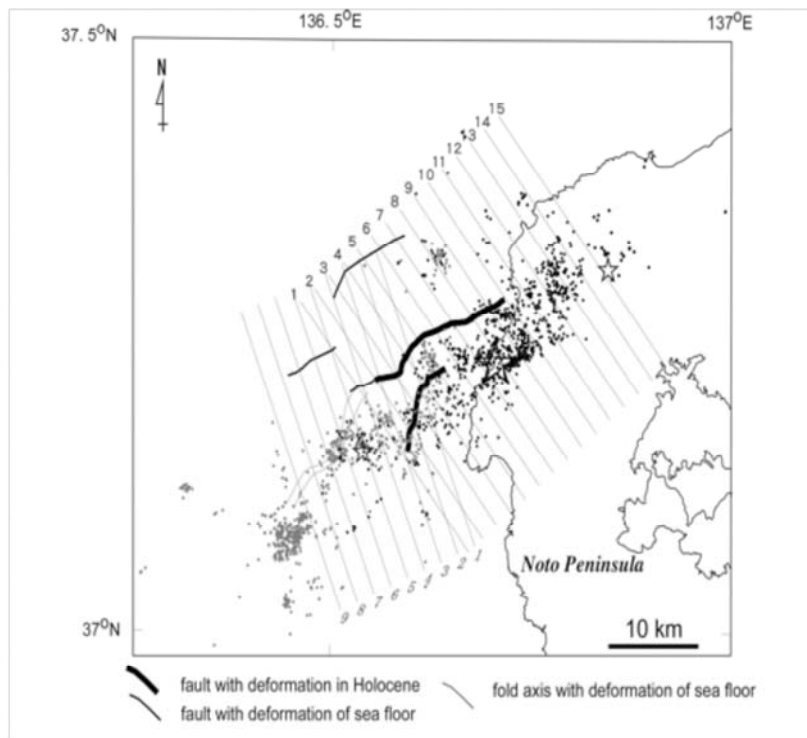
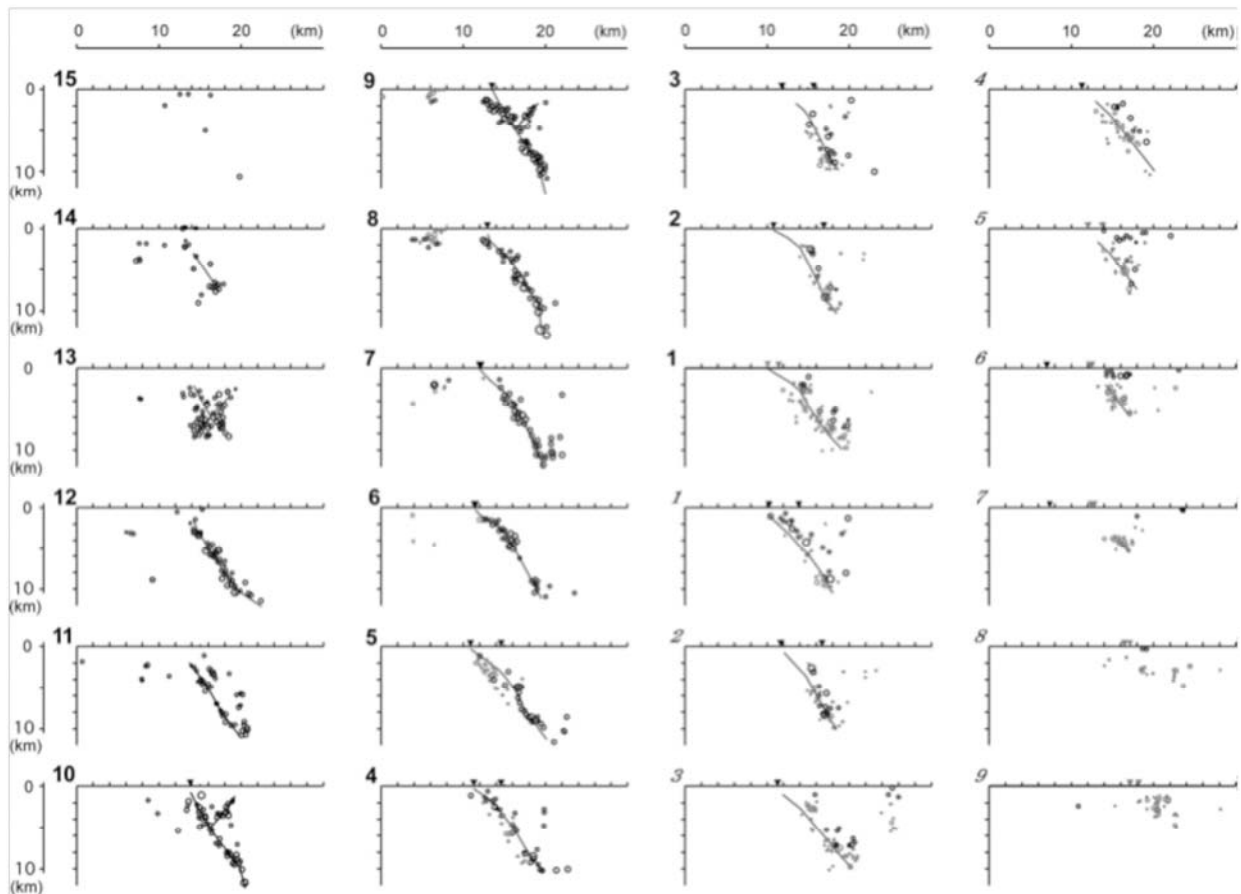


図4 2007年能登半島地震の余震分布と海底活断層（佐藤ほか(2007)²⁵⁾）。

黒丸：陸上の観測点によって求められた震源（Sakai et al. (2008)¹⁷⁾）。灰色の丸：海底地震計によって求められた震源（Yamada et al. (2008)²¹⁾）。海底活断層は井上ほか(2007)⁹⁾による。断面の番号は平面図の番号と同様。大きい星印は本震，小さい星印は最大余震の震央。



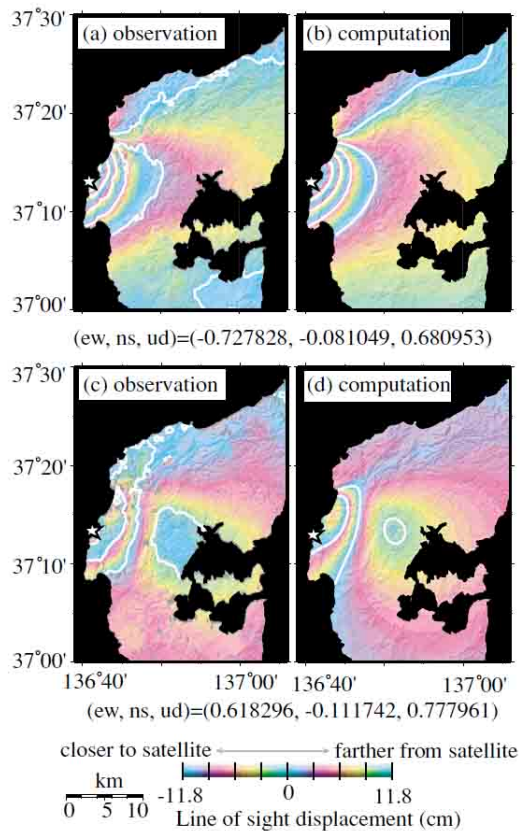


図5 合成開口レーダー解析によって得られた地殻変動(Ozawa et al. (2008)²³⁾). 等高線の間隔は0.1m. (a)2007年2月23日と同年4月1日に観測した合成開口レーダーデータの干渉解析結果. 衛星「だいち」に近づく方向をマイナスとして表現. (b)図6のモデルによる計算結果. (c)2006年12月12日と2007年5月10日に観測した合成開口レーダーデータの干渉解析結果. (d)図6のモデルによる計算結果.

表2 InSAR 解析による断層モデルのパラメーター.
(Ozawa et al. (2008)²³⁾)

緯度・経度*	37.15° N ; 136.59° E
深さ(km)*	11 km
走向	55°
傾斜角	63°
レイク	150°
幅	11 km
長さ	22 km

*緯度・経度・深さは矩形断層面の左下の値

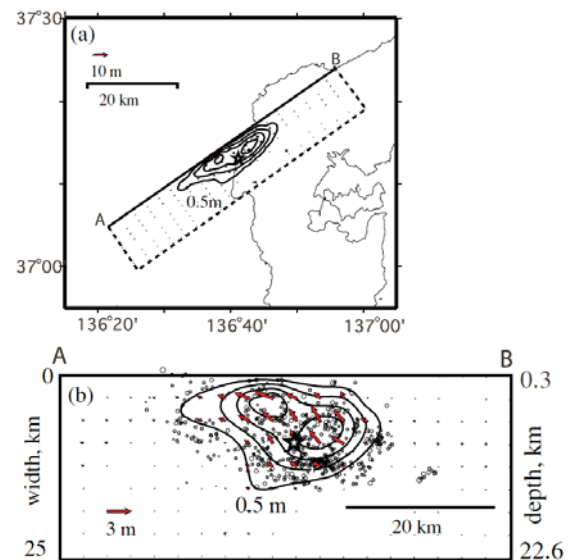


図6 断層面と面上でのすべり量分布(Ozawa et al. (2008)²³⁾). (a)計算に使用した矩形断層モデルの平面投影. 太い実線は断層の上端. (b)断層面上のすべり量と方向. 黒丸は気象庁による震源分布. 星印は本震の位置.

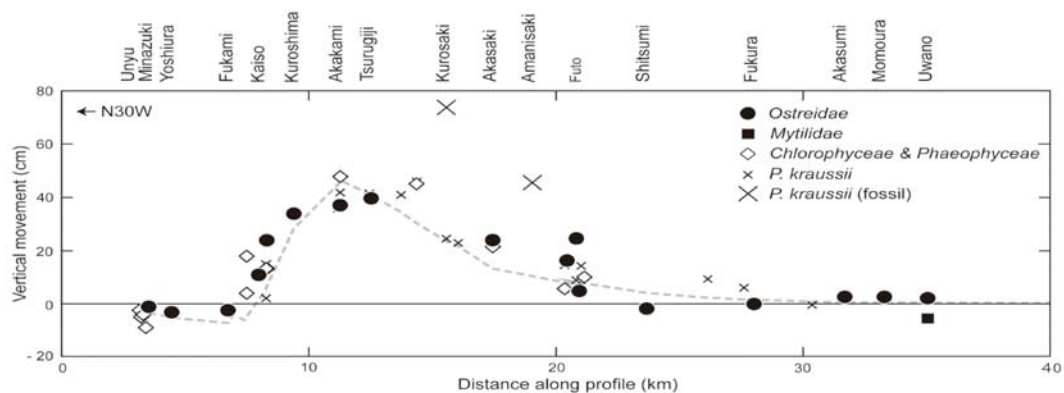


図7 能登半島北西岸で生物マーカーから計測された能登半島地震に伴う地殻変動(Awata et al. (2008)²⁶⁾). N30° W 方向の断面に投影. 異なる記号は計測に用いた生物種を示す. 破線は推定した断層モデルによる計算値

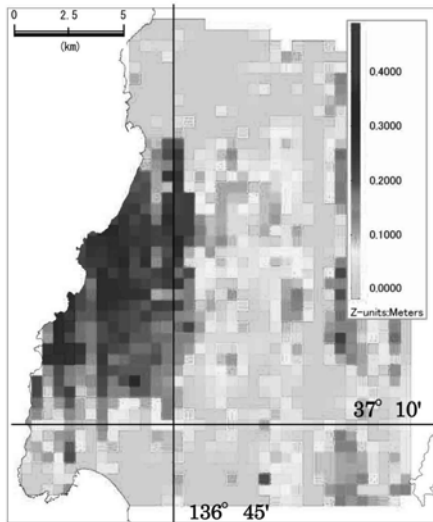


図 8 地震前後の航空レーザ計測結果の比較によって得られた垂直地殻変動(野原ほか(2007)²⁸⁾、500m メッシュでの内挿。

一による地殻変動と GPS データを組み合わせると断層モデルを求めた。

北陸電力(株)は地震前に収集していた GPS、レーザプロファイラー、海底音響測深について、地震後に再計測

を行い、両者を比較することによって詳細な海陸にわたる地殻変動を明らかにした²⁸⁾²⁹⁾。レーザプロファイラーによる解析からは、志賀町関野鼻付近で最大 0.45m の隆起が観測されている(図 8)。得られた地殻変動の大局的なパターンは、InSAR 解析などによる地殻変動のパターンと整合的である。また、レーザプロファイラーによる DEM (Digital Elevation Model) を活用して、海岸段丘として残されている累積した地殻変動を記載した³⁰⁾(図 9)。地震に伴って、能登半島の北西部の海岸で観測された垂直地殻変動のパターンは、中位段丘面の高度分布と類似したパターンを示している。今回観測された能登半島地震に伴う垂直地殻変動 0.45m が、累積して中位段丘面上の垂直高度変化を生み出したとすると、平均活動間隔は約 1500 年となる³⁰⁾。また、海域での地震前後の音波探査の比較から求められた変動量と、完新世の基底部の累積変位から推定した断層の活動間隔は、1700 年(1300 年から 2000 年)となった²⁹⁾。

余効変動としては、GPS アレイによる稠密観測によって、上下 2cm、右横ずれ 2cm の変動が断層近傍で観測されたが、20 日以内に収束した³¹⁾。

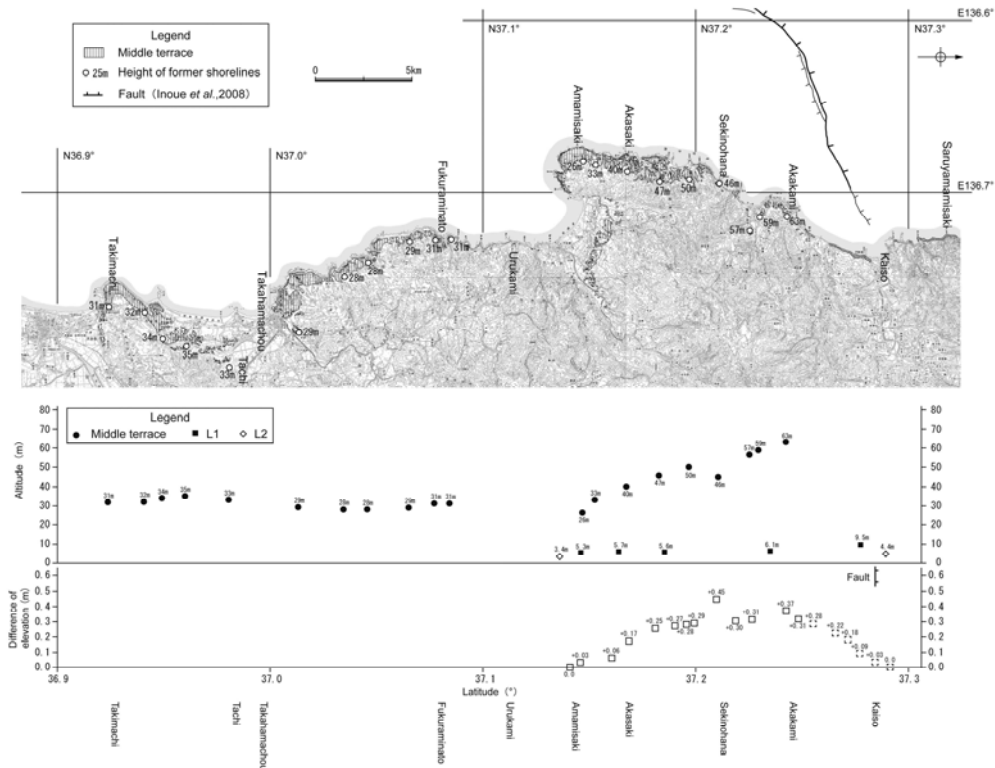


図 9 中位段丘面、完新世離水面 L1・L2 の高度分布(グラフ上段)と地震前後の航空レーザ計測から求めた能登半島地震に伴う垂直変動(浜田ほか(2007)³⁰⁾。とくに中位段丘面高度と地震時の地殻変動は調和的なパターンを示す。

7. 地震学的断層モデル

IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) 地震観測網の長周期デジタルデータを基に、遠地の地震波形解析によって、震源過程の解析が行われている。八木(2007)³²⁾によれば、走向 47° 、傾斜 51° 、すべり角 115° 、 $1.4 \times 10^{19} \text{Nm}$ (Mw6.7)、破壊は深さ 8km から始まり北東方向かつ浅部に向かって約 20km 伝搬したとされる。破壊継続時間は 10 秒で、最大すべり量は 1.6m と算定されている。同様に山中(2007)³³⁾によれば走向 60° 、傾斜角 72° すべり角 120° 、破壊継続時間は 10 秒、断層面積は $20 \times 10 \text{km}$ 、最大すべり量は 3m、地震モーメントは $1.44 \times 10^{19} \text{Nm}$ (Mw6.7) である。

近地強震波形を用いて詳細な破壊過程が推定されてい

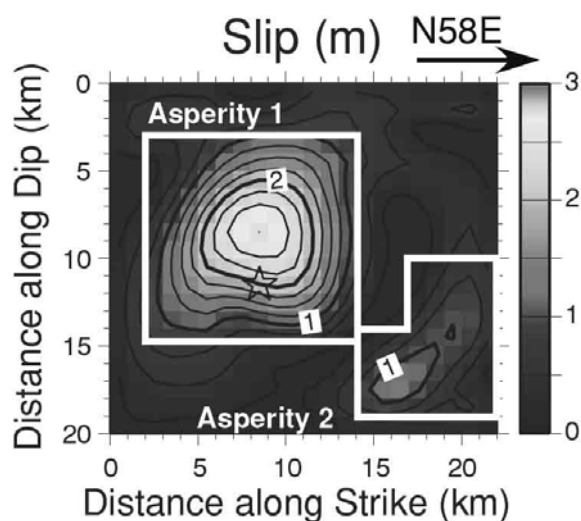


図 10 近地強震波形から求めた断層面上のすべり量分布 (Horikawa (2008)³⁴⁾).

る。Horikawa(2008)³⁴⁾は 70km 以内の K-NET および KiK-net で観測された強震波形を用いて震源過程の解析を行った(図 10)。本震発生後 1 時間以内の余震分布から断層の長さを 22km、幅を 20km とし、走向 58° 、傾斜 58° 、すべり角は 135° として $1 \text{km} \times 1 \text{km}$ の領域でのすべり量と破壊開始時間を求めている。平均的なすべり量は 0.77m、最大すべり量は 2.7m、地震モーメントは $1.1 \times 10^{19} \text{Nm}$ (Mw6.6) である。大きなアスペリティは本震の浅部延長に位置し、陸域には深部で小規模なアスペリティが分布する。

8. 津波

地震にともなって小規模な津波が発生し、珠洲市長橋で最大 22cm、金沢で 18cm、富山で 6cm の津波が観測された¹⁾。

国土地理院による断層モデルにもとづいて数値計算が行われ、津波が観測された能登半島東岸と富山湾の検潮記録がほぼ説明できることが明らかにされている^{35) 36)}。

9. 活断層

震源域の活断層については、片川ほか(2005)⁷⁾・岡村(2007)⁸⁾によって記載されていた。余震分布は、これらの活断層の分布と明瞭な対応を示している²¹⁾。

井上ほか(2007)⁹⁾は地震後に能登半島の北西沖で、ショートストリーマーとブーマーによる音波探査を行い、北陸電力によって取得されていた既存の音波探査の検討結果も含め、活断層の分布を明らかにした。

海上保安庁水路部による震源域海域のサイドスキャナによる調査が実施され、地形的な特徴から活断層を認識するとともに、活断層の隆起側において地震にともなった泥火山などが形成されていることが明らかになっている³⁷⁾。

池原ほか(2007)³⁸⁾は能登半島西方沖でピストンコアを採取し、200cm/千年という速い堆積速度を見いだした。こうした堆積速度を、反射法音波探査記録から読み取れる断層の活動層準の年代推定に使用すると 2000-3000 年の活動間隔が推定されている。

10. 地殻構造

震源域の地殻構造については、余震観測データを用いたトモグラフィー解析による三次元地震波速度構造¹⁷⁾、MT法による電磁気探査³⁹⁾の他、反射法地震探査¹⁰⁾⁴⁰⁾が実施されている。

Kato et al. (2008)¹⁷⁾は、余震観測データや周辺の定常観測点のデータをもとに詳細な三次元地震波速度構造を求めている。震源断層の隆起側には高速度領域となり速度構造の境界部に震源断層が位置していること、本震の直下に低 V_p/V_s かつ低 V_p 領域が分布し、水の存在する可能性が高く、これが本震発生の要因になったと指摘している。

大学連合によって広帯域の MT 観測が行われ、本震を通る 1 測線と、余震域の方向に直交する 4 測線について二次元比抵抗構造が求められた³⁹⁾。本震震源域の直下には低比抵抗体があり、地震波トモグラフィーの結果と類似し、流体の寄与を示唆している。また、震源域東方の最大余震発生域と余震のギャップがある場所と高比抵抗体の分布域が一致することが明らかになり、総じて比抵抗構造と地震活動との関連が明らかにされた。

2007 年能登半島地震震源域の海域については、より深い構造を明らかにするために二船式の反射法地震探査により 7 測線、総計 126km に渡ってデータが取得された¹¹⁾。

1.2km のストリーマケーブルを曳航し、発震船に搭載した 1500cu. inch のエアガンを用いた。

震源域周辺の逆断層では日本海形成期に形成された正断層群がその後の短縮変形によって、逆断層として再活動しているものが一般的である。震源断層を横切る A・B・C 測線 (図 11) では、いずれも隆起側に厚い反射面が卓越する堆積層が分布しており、リフト期の南傾斜の正断層の反転運動が読み取れる。

この中で、本震周辺を横切る長さ 20km の測線 A では陸域にも受振器を展開し、地下 6 km 程度までの地下構造の断面が得られている (図 12)。反射断面で海底の表層近傍まで変位を与えている断層は 40 度の角度で、地下 2km まで追跡され、より深部では反射面の形状から、60° 南に傾斜した断層面が判読される (図 12A)。大学を中心とした合同観測によって得られた余震分布は、明瞭な面状配列を示し、反射断面から推定される断層面上で余震が集中している (図 12B)。したがって、深部反射法地震探査断面を介して、余震分布と地質構造を対比すると、高分解能の音波探査によって見いだされた活断層の特に深部延長の断層運動によって地震が発生したことが理解される。

東北東-西南西方向の海底活断層の陸域延長で、中型のバイブロサイス 1 台を用いて、反射法地震探査が実施された⁴⁰⁾。反射面のパターンから、南傾斜の断層が推定され、余震分布はこの推定断層の深部延長に配列している。したがって、地表近傍には達していないが、陸域でも南傾斜の断層が存在するものと判断される。

浅層部 2km 程度までは、反射法地震探査による地質構造から、またより深部については余震分布の面状配置から推定される震源断層の形状を推定した (図 13)。推定された震源断層の断層面は全体としては平滑な平面を示す。震源断層の走向は、等高線の走向が揃っている震源域中心で判読すると、走向は N55° E 南に 60° の傾斜と

なる。この断層形状をもとに、地震前後のレーザープロファイラ、GPS による測地データ、GEONET データ、海底音波探査から求めた海底地殻変動などによる地殻変動データから求めた断層面上のすべり分布を示す (図 13)。合

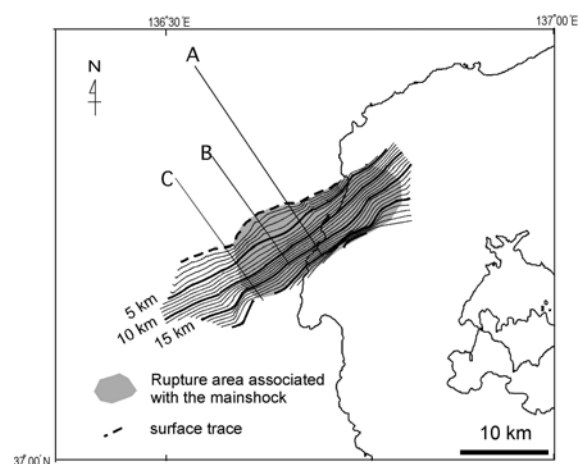


図 11 余震分布と反射法地震探査から推定した震源断層の形状 (佐藤ほか(2007)⁶⁾)。実線は断層面の等深度線、灰色の領域は最大余震発生時までの余震分布から推定した初期破壊領域。A・B・C は反射法地震探査測線。

成開口レーダーの干渉解析などによる地殻変動結果 (図 6: 例えば Ozawa et al. (2008)²³⁾) と比較し、すべりの大きい領域は海底下の浅部に位置し、この部分では右横ずれ成分よりは逆断層成分が卓越している。

1.1. 能登半島地震の震源断層の特徴

反射法地震探査データその他、ブーグ異常や地質構から推定した地殻構造図を図2に示す。基本的には日本海の形成に伴うリフティングによって、拡大の軸と平行

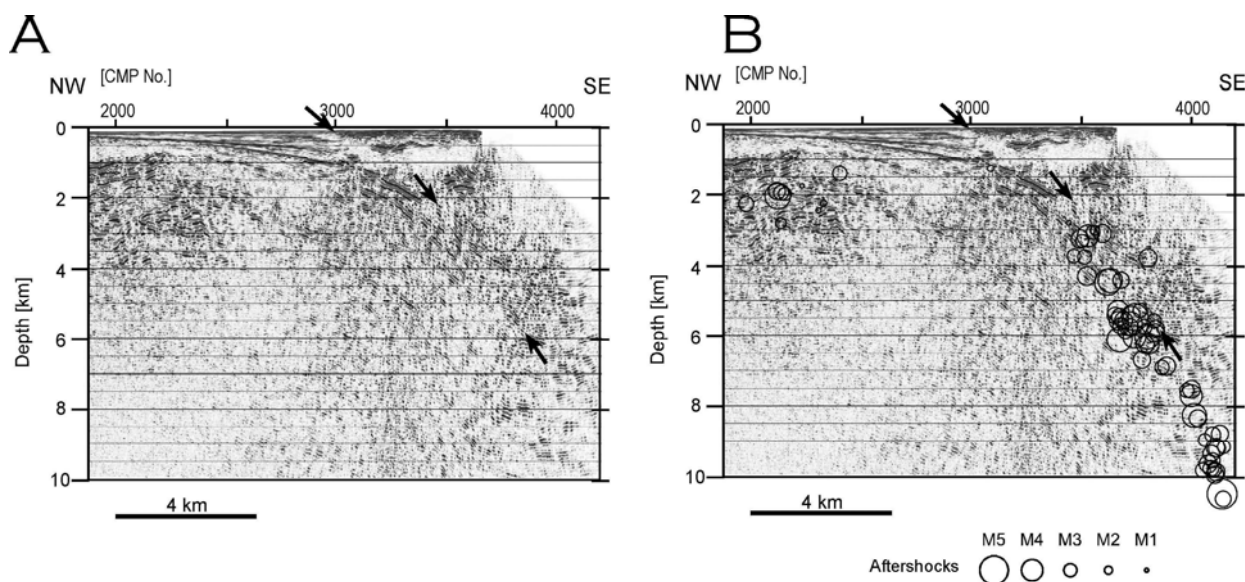


図 12 二船式と陸域の受振器展開による反射法地震探査断面⁶⁾。図 11 の A 測線の断層周辺を拡大。

な東北東-西南西方向の正断層と、それらと直交する正断層もしくはトランスファー断層が形成された。後期中新世に山陰の宍道褶曲帯⁴¹⁾の形成に伴う南北方向の短縮変形を受けるが、基本的には日本海形成期の地質構造が現在のテクトニクスにも大きな影響を与えている。海域から東北東方向へ伸びる断層は、重力異常からさらに陸域に7kmほど延長され、これと直交する中新世の断層によって断たれる。この部分はMT探査で高比抵抗領域となっている領域にほぼ相当すると見られる。西方の破壊領域の西端部は地表での活断層トレースが大きく屈曲する場所に相当し、余震分布から推定した深部形状も屈曲した形状を示している(図11)。

震源断層周辺の地質構造はやや複雑で、北傾斜と南傾斜の断層が交差する。これらの交差は余震分布にも現れている(図3)。つまり日本海形成期に北傾斜と南傾斜の断層が形成され(図14)、陸域では震源断層よりも北側でかつての河川性の堆積層が厚く分布し、重力異常やトモグラフィーによる速度構造でもよく現れている。いずれにせよ、大局的には今回活動した震源断層は、南傾斜の正断層として形成された断層であり、

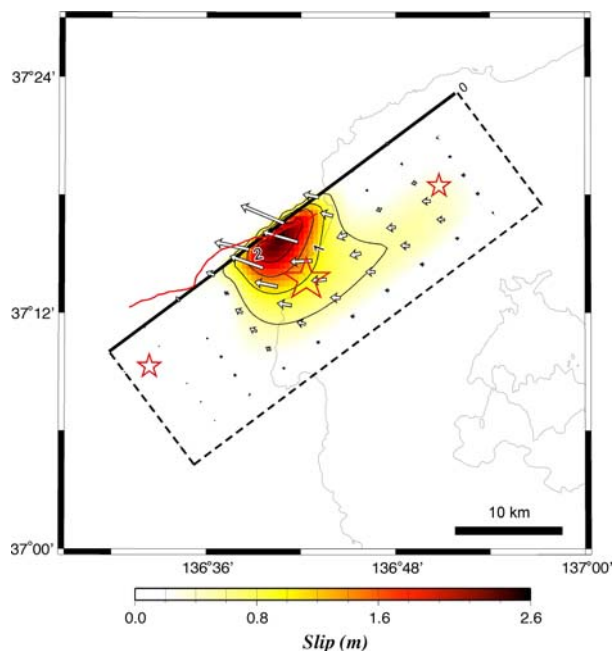


図13 余震分布・反射法地震探査から求めた断層面(図11)を平滑化した断層面上のすべり分布(佐藤ほか(2007)⁶⁾)。地震前後レーザプロファイル・音波探査の比較、GPSなどの地殻変動データから推定。

60°前後の傾斜角は正断層が形成される場合、最適の傾斜である。こうした既存の断層が現在の広域応力場に適応して、右横ずれを伴う逆断層として活動したのが今回の地震となった。

余震分布や地震波トモグラフィー、MT探査によって明らかにされているように、今回の地震は本震の直下にある垂直な短い領域の破壊によってトリガーされた可能性が高く¹⁷⁾、この部分では流体の存在が示唆されている(図14)。

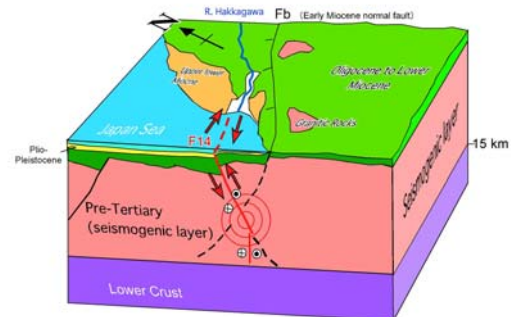


図14 震源域の地質構造概念図(佐藤ほか(2007)⁶⁾)。震源断層は日本海形成期の正断層が右横ずれ成分を伴う逆断層運動することによって発生した。右横ずれ運動のため断層面に西部で浅層部の変位量大きい。震源域周辺では、南傾斜の他、北傾斜のかつての正断層も分布する。

12. まとめ

2007年能登半島地震は、海陸境界で発生した地震であり、同年に発生した中越沖地震とともに、地表トレースが海域に位置する活断層による大規模地震の重要性を強調する地震となった。この地震に伴う諸現象は、迅速・稠密な余震観測、ALOS衛星に搭載されたSARの干渉解析、既存地震・測地観測網によって高い精度で解析された。また、北陸電力(株)の地震発生前の調査資料も活用され、地殻構造と内陸地震発生などに関して貴重なデータが得られた。

地質時代に形成された断層が、現在の広域応力に対応して地震が発生している点や、震源断層の広がりや重力や電磁気などによって検出される地質/地殻構造の規制を受けているということが明らかになった点は、重要である。地表に現れる活断層の長さは震源断層の広がりやに比べ短い。今回の地震から得られた知見は、震源断層の広がりを破壊前にどのように予見するかという問題に対して多くの知見をもたらした。

参考文献

- 1) 気象庁, 2007. 災害時地震・津波速報 平成19年(2007)能登半島地震. 気象庁 災害時自然現象報

- 告書, 第1号, 41p.,
http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2007_03_25_noto/sai gai.pdf
- 2) 消防庁, 2007. 平成19年(2007年)能登半島地震(第48報), 消防庁, 8p.
- 3) 鮎野義夫, 1993. 石川県地質史. 北陸地質研究所, 321p.
- 4) 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**, 117-121.
- 5) Kano, K., T. Yoshikawa, Y. Yanagisawa, K. Ogasawara, and T. Danhara, 2002. An unconformity in the early Miocene syn-rifting succession, northern Noto Peninsula, Japan: Evidence for short-term uplifting precedent to the rapid opening of the Japan Sea. *Island Arc*, **11**, 170-184.
- 6) 佐藤比呂志・岩崎貴哉・金沢敏彦・宮崎真一・加藤直子・酒井慎一・山田知朗・宮内崇裕・伊藤谷生・平田直, 2007. 反射法地震探査・余震観測・地殻変動から見た2007年能登半島地震の特徴について. 東京大学地震研究所彙報, **82**, 369-379.
- 7) 富岡伸芳・佐藤比呂志, 2007. 2007年能登半島地震の震源域陸域の地質. 東京大学地震研究所彙報, **82**, 255-264.
- 8) 片川秀基・浜田昌明・吉田進・廉沢宏・三橋明・河野芳樹・衣笠善博, 2005. 能登半島西方海域の新第三紀〜第四紀地質構造形成. 地学雑誌, **114**, 791-810.
- 9) 岡村行信, 2007. 能登半島西方海底地質図, 海洋地質図. **61** (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 10) 井上卓彦・村上文敏・岡村行信・池原研, 2007. 2007年能登半島地震震源域における海底地形及び変動地形について. 地震研究所彙報, **82**, 301-312.
- 11) 佐藤比呂志・阿部進・斉藤秀雄・加藤直子・伊藤谷生・川中卓, 2007. 二船式による2007年能登半島地震震源域の反射法地震探査. 東京大学地震研究所彙報, **82**, 275-300.
- 12) 宇佐美龍夫, 1987. 新編日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 434p.
- 13) 平松良浩, 2007. 平成19年能登半島地震: 地震活動とメカニズム. 地球科学, **61**, 243-253.
- 14) 平松良浩・片川秀基・田中敬介, 2007. 能登半島の微小地震活動と2007年能登半島地震: 能登半島の地質構造形成との関連. 東京大学地震研究所彙報, **82**, 237-254.
- 15) 酒井慎一ほか77名, 2007. 平成19年(2007年)能登半島地震合同余震観測. 地震研彙報, **82**, 225-233.
- 16) 防災科学技術研究所, 2007. 2007/03/25 能登半島地震, 防災科学技術研究所.
(<http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/ното070325/>)
- 17) Kato, A., S. Sakai, T. Iidaka, T. Iwasaki, E. Kurashimo, T. Igarashi, N. Hirata, T. Kanazawa, and Group for the aftershock observations of the 2007 Noto Hanto Earthquake, 2008. Three-dimensional velocity structure in the source region of the Noto Hanto Earthquake in 2007 imaged by a dense seismic observation. *Earth Planets Space*, **60**, 105-110.
- 18) Sakai, S., A. Kato, T. Iidaka, T. Iwasaki, E. Kurashimo, T. Igarashi, N. Hirata, T. Kanazawa, and the group for the joint aftershock observation of the 2007 Noto Hanto Earthquake, 2008. Highly resolved distribution of aftershocks of the 2007 Noto Hanto Earthquake by a dense seismic observation. *Earth Planets Space*, **60**, 83-88.
- 19) <http://earthquake.usgs.gov/eqceter/>
- 20) <http://globalcmt.org/>
- 21) Yamada, T., K. Mochizuki, M. Shinohara, T. Kanazawa, S. Kuwano, K. Nakahigashi, R. Hino, K. Uehira, T. Yagi, N. Takeda, and S. Hashimoto, 2008. Aftershock observation of the Noto Hanto earthquake in 2007 using ocean bottom seismometers. *Earth Planets Space*, **60**, 1005-1010.
- 22) 平田直・佐藤比呂志・能登半島地震合同余震観測グループ, 2007. 2007年能登半島地震の意味. 科学, **77**(6), 562-566.
- 23) 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.
- 24) Fukushima, Y., T. Ozawa, and M. Hashimoto, 2008. Fault model of the 2007 Noto Hanto earthquake estimated from PALSAR radar interferometry and GPS data. *Earth Planets Space*, **60**, 99-104.
- 25) <http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2007-0711.html>
- 26) Awata, Y., S. Toda, H. Kaneda, T. Azuma, H. Horikawa, M. Shishikura, and T. Echigo, 2008. Coastal deformation associated with the 2007 Noto Hanto earthquake, central Japan, estimated from uplifted and subsided intertidal organisms. *Earth Planets Space*, **60**, 1059-1062.
- 27) Hiramatsu, Y., K. Moriya, T. Kamiya, M. Kato, and T. Nishimura, 2008. Fault model of the 2007 Noto Hanto earthquake estimated from coseismic deformation obtained by the distribution of littoral organisms and

- GPS: Implication for neotectonics in the northwestern Noto Peninsula. *Earth Planets Space*, **60**, 903-913.
- 28) 野原幸嗣・野口猛雄・穴田文浩・浜田昌明・小野田敏・沼田洋一・山野芳樹・鈴木雄介・佐藤比呂志, 2007. 航空レーザ計測による 2007 年能登半島地震の地殻変動. 地震研究所彙報, **82**, 321-332.
- 29) 吉田進・野口猛雄・長 貴浩・島崎裕行・木場正信・佐藤比呂志, 2007. 音響測深及び音波探査から見た 2007 年能登半島地震震源域周辺の海底地殻変動. 地震研究所彙報, **82**, 333-344.
- 30) 浜田昌明・野口猛雄・穴田文浩・野原幸嗣・宮内崇裕・渡辺和樹・山口弘幸・佐藤比呂志, 2007. 2007 年能登半島地震に伴う地殻変動と能登半島の海成段丘. 地震研究所彙報, **82**, 321-331.
- 31) Hashimoto, M., H. Takahashi, R. Doke, M. Kasahara, A. Takeuchi, K. Onoue, Y. Hosono, Y. Fukushima, K. Nakamura, F. Ohya, R. Honda, M. Ichiyangi, T. Yamaguchi, T. Maeda, and Y. Hiramatsu, 2008. Postseismic displacements following the 2007 Noto peninsula earthquake detected by dense GPS observation. *Earth Planets Space*, **60**, 139-144.
- 32) 八木勇治, 2007. 2007 年 3 月 25 日能登半島沖の地震. http://www.geo.tsukuba.ac.jp/press_HP/yagi/EQ/20070325/
- 33) 山中佳子, 2007. 遠地実体波解析 (暫定解) 3 月 25 日能登半島沖の地震 (M6.9). 東大地震研究所 I C 地震学ノート No. 185, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2007/IC185.html
- 34) Horikawa, H., 2008. Characterization of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake. *Earth Planets Space*, **60**, 1017-1022.
- 35) Abe, I., K. Goto, F. Imamura, K. Shimizu, 2008. 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*, **60**, 133-138.
- 36) Tanioka, Y., 2008. Analysis of the tsunami generated by the 2007 Noto Hanto earthquake. *Earth Planets Space*, **60**, 123-125.
- 37) 泉紀明・長野勝行・及川光弘・西澤あずさ・小野寺健英・伊藤弘志・笹原昇, 2008. 平成19年 (2007年) 能登半島地震に関する緊急調査研究. http://www.kaiho.mlit.go.jp/syoukai/soshiki/soumu/seika/h19/h19_05.pdf
- 38) 池原 研・井上卓彦・村上文敏・岡村行信, 2007. 能登半島西方沖の堆積作用・完新世堆積速度と活断層の活動間隔. 地震研究所彙報, **82**, 13-319.
- 39) Yoshimura, R., N. Oshiman, M. Uyeshima, Y. Ogawa, M. Mishina, H. Toh, S. Sakanaka, H. Ichihara, I. Shiozaki, T. Ogawa, T. Miura, S. Koyama, Y. Fujita, K. Nishimura, Y. Takagi, M. Imai, R. Honda, S. Yabe, S. Nagaoka, M. Tada, and T. Mogi, 2008. Preliminary results of urgent magnetotelluric observations around the focal region of the 2007 Noto Hanto Earthquake (M6.9), central Japan. *Earth Planets Space*, **60**, 117-122.
- 40) 佐藤比呂志・川崎慎治・阿部 進・加藤直子・岩崎貴哉・伊藤谷生, 2007. 2007 年能登半島地震震源域陸域の反射法地震探査. 東京大学地震研究所彙報, **82**, 265-274.
- 41) 田中 隆・小笠原欽治, 1981. 山陰沖における中期中新世以降の構造発達史. 地質学雑誌, **87**, 725-736.