

平成 19 年 (2007 年) 能登半島地震の震源断層モデル Fault model of the Noto Hanto Earthquake in 2007

地理地殻活動研究センター

小沢慎三郎・矢来博司・飛田幹男・宇根 寛・西村卓也

Geography and Crustal Dynamics Research Center
Shinzaburo OZAWA, Hiroshi YARAI, Mikio TOBITA,
Hiroshi UNE, and Takuya NISHIMURA

要 旨

国土地理院の GPS 観測網により、平成 19 年 (2007 年) 能登半島地震に伴う地殻変動が検出されている。富来観測点で南西に 21cm の水平変動、及び 7 cm の隆起が観測されている。干渉合成開口レーダー (InSAR) の結果は、震源近くで、上昇軌道の衛星 (だいち) に地面が約 50cm 近づく結果が得られている。GPS と InSAR に基づいて推定された断層モデルの滑り分布では、震央の北東で 2 m 程の右横ずれ成分を含んだ逆断層滑りが推定されている。震央から南西にかけての日本海側の滑り領域でも 2 m 程の値が推定されている。余震活動は地震断層のアスペリティーとその周辺に分布しており、アスペリティーモデルがこの地震の場合は明瞭に成り立っているように見えない。地質学的時間スケールでの海岸段丘の標高変化は、推定された断層モデルで計算される地殻変動と形状が似ており、この地域で平成 19 年能登半島地震と同様の地震活動が繰り返されてきた可能性を示唆している。

1. はじめに

能登半島は東京から北西に 300km 程離れ、日本海に面している (図-1)。GPS の観測から推定される日本の平均的な歪み場に比べて小さな東西圧縮 ($\sim 0.03\text{ppm/year}$) がこの地域では観測されている。平成 19 年能登半島地震の前には、陸上の活断層はこの地域で知られていなかった (図-1 (b))。日本海で余震分布の近くに存在する海底活断層は、2007 年の地震前には注意されていなかった (図-1 (b))。しかしながら、2007 年の地震の近くで海岸段丘が発達していた事実は、この地域で海岸段丘を隆起させるメカニズムが存在していることを示唆していた (図-2 (b)) (GSI, 2007)。このような状況下で、2007 年 3 月 25 日に Mw 6.9 の地震が能登半島西側 北緯 37.24° 、東経 136.65° 、深さ 11km を震源として発生した。波形解析の結果は、走向 58° 、傾斜 66° 、滑り

角度 132° を示している (防災科学技術研究所 F-net 解より) (図-1 (b))。気象庁の一元化震源は図-1 (b) に示されるように北東～南西に分布し、南東側にいくほど深さが深くなっており、南東下がりの地震断層を示している。また、余震の最深の深さは南西方向に行くほど浅くなっている。

2007 年の地震に伴う地殻変動は、GPS 観測網及び干渉合成開口レーダーにより検出されている。特に干渉合成開口レーダーは空間的に非常に密な地殻変動データを与えてくれ、空間的に疎な GPS 観測網を補ってくれる。

本研究では、GPS 及び干渉合成開口レーダーで捉えられた能登半島地震の地殻変動を報告すると共に、観測された地殻変動データから能登半島地震の断層モデルを推定する。

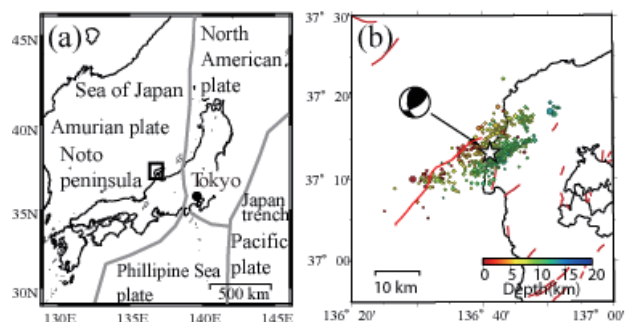
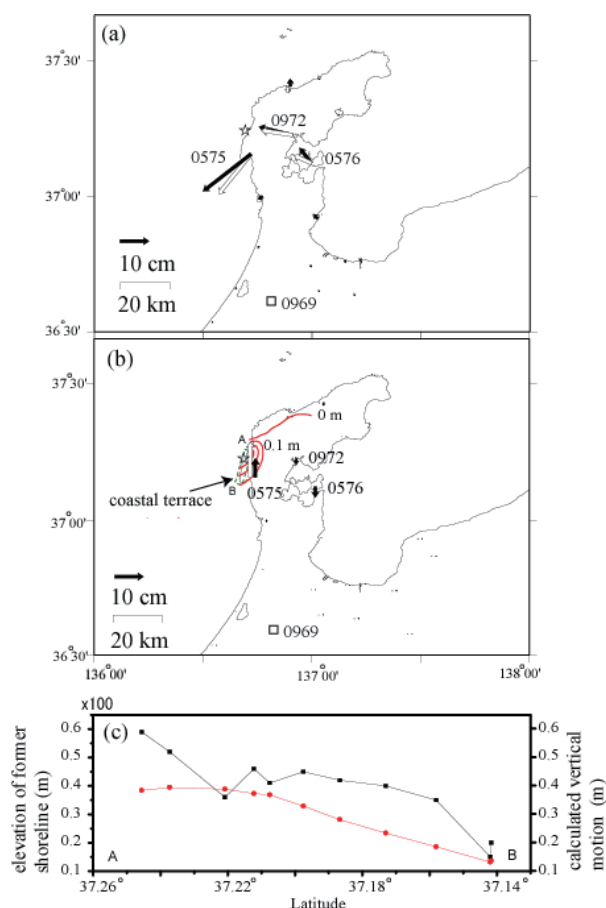


図-1 (a) 日本地域のテクトニクス図 (b) (a) の矩形領域を拡大した図。赤線は断層線を示す。☆印 2007 年能登半島地震の震央を示し、○印は余震の震央を示す。防災科学技術研究所によるメカニズム解が示されている。震央データは、気象庁の一元化震源による。

2. データと解析手法

GPS 観測点の位置は 24 時間データを使用して、畑中ほか (2003) の手法により推定されている。地震時の地殻変動は GPS 観測点の地震前 6 日間の平均と地震後 6 日間の平均の差をとって推定している。固定点は、福光 (0969) を使用している (図-2)。



図－2 (a) 地震に伴う水平変動が示されている。四角は固定点 0969 サイトの位置を示す (b) 上下地殻変動。表記は、(a) と同じにしてある。緑の破線で囲まれた領域は過去 12 万年間に隆起した海岸段丘を示している。赤いコンターラインは、本研究のモデルで計算した上下地殻変動を示し、海岸段丘の付近で隆起があることが示されている。コンター間隔は 0.1m で隆起が正となっている。(c) 黒は、12 万年間にわたる、過去の海岸線の上下変動プロファイルを示し、赤は今回の地震のモデルから計算した上下変動。A と B は、図－2 (b) に位置を示す。

また、GPS 解析に加えて、干渉合成開口レーダーを適用して、地震に伴う地殻変動を検出した。本研究では、2つの干渉画像を作成した。1つは、日本の「だいち」衛星が昇交時に捉えた2月23日のデータと4月10日のデータの差によるもの、もう一つは、降交時に捉えた2006年12月23日と2007年5月10日の差から検出したものを作成している。

検出された地殻変動データから均一滑りの矩形断層モデルを推定した (Ozawa, 1996)。このプロセスでは、余震分布及び波形解析の結果を考慮して、走向と傾斜角度をそれぞれ 55° と 63° に固定している。矩形断層を推定した後、

推定矩形断層を含む断層領域を作成し、その上で断層滑りの空間分布を推定した。断層領域の滑り分布は B-スプライン関数の重ね合わせで表現されている (Ozawa et al., 2001)。

採用した断層領域上の滑り分布は、矢吹 & 松浦 (1992) の手法を用いて推定している。各観測値の相対的な重み付けは、GPS の東西変位、南北変位、上下変位を 1 : 1 : 0.2 にしている。干渉 SAR データの重みは、GPS 水平観測値の重みと同じにしてある。この逆解析では、Ozawa et al. (2001) で採用した解の滑らかさの指標であるラフネスを使用した。

3. 結果と考察

GPS 観測の結果、0969 に対して、0575 点が南西方向に 21cm、高さ方向に 7 cm の隆起が観測された。0972 点は、北西に 12cm、高さ方向に 2 cm の沈降が見られた (図－2)。

昇交軌道での SAR 干渉画像は、だいち衛星方向に震源付近で 50cm 程近づく結果となっており (図－3 (a))、降交軌道では、震源付近で 10cm 程だいち衛星に近づく結果となっている (図－3 (d))。地上から衛星に向かう視線方向単位ベクトルは、昇交軌道で (東西, 南北, 上下) = $(-0.727828, -0.0810493, 0.68095331)$ 、降交軌道では $(0.618296, -0.111742, 0.777961)$ となっている。東西, 南北, 上下で東, 北, 上が + となっている。図－3 では、だいちに近づく変動は負となるようにとっている。

検出された地殻変動データから推定した矩形断層は北東－南西方向に走向し、長さ 22 km、幅 11 km となっている。傾斜角度は南東方向に 63° で傾き下がるモデルとなっている。矩形断層の上端の深さは、1 km で、すべり量は約 2 m、滑り角度は 150° と推定されている。推定された断層パラメーターは、表－1 に示されている。これらの結果は、南東側の下盤のブロックが北西側の上盤に対して右横ずれ成分を持ちながら動いた事をしめしている。推定モーメントマグニチュードは剛性率 30Gpa で 6.7 と推定されている。推定断層の位置と余震分布とはほぼ位置的に整合している (図－1 (b), 4)。また日本海側の海底には推定断層の走向と似た走向を持つ、海底活断層が存在している (<http://unit.aist.go.jp/actfault/katsudo/jishin/notohanto/data03.html>: 産業技術研究所)。このことは2007年の地震時にこの海底活断層が動いた可能性を示唆している (図－1 (b))。

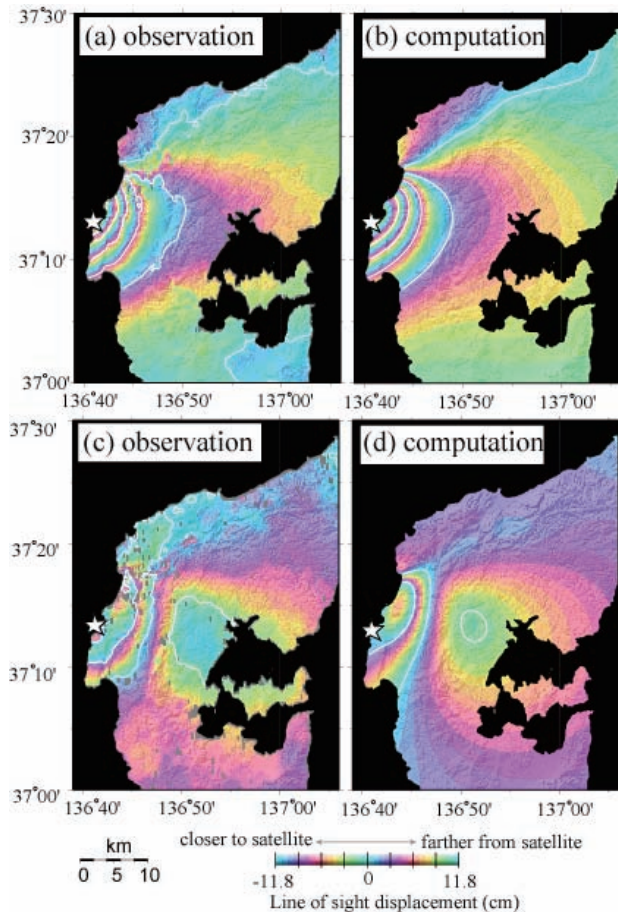


図-3 干渉 SAR によって検出された地殻変動。星は、本震の震央を示している。コンター間隔は 0.1 m。(a) 上昇軌道の干渉 SAR (InSAR) の 2007/2/23 と 2007/4/1 間の結果。視線方向ベクトルは(東西, 南北, 上下) = $(-0.727828, -0.0810493, 0.68095331)$ で東, 北, and 上方向が正となっている。この図では, “だいち”衛星への地面の動きは負ととてある。(b) 図-4 のモデルの計算干渉 SAR 図。(c) 下降軌道の 2006/12/23 と 2007/5/10 のペアに基づく干渉 SAR 結果。視線方向ベクトルは $(0.618296, -0.111742, 0.777961)$ 。(d) 計算結果。

断層スリップモデルの推定に際しては, 上記の推定矩形断層を拡張し長さ 61 km, 幅 25 km の断層領域を作成し(図-4)その上での滑り分布を推定した。推定された断層上のスリップ分布は, 震源付近とその北東側深さ 5-9 km で大きな右横ずれ成分を持つ逆断層成分が推定されている。右横ずれ成分を含む逆断層滑りが震源の南西の浅い所で 2 m 程の値が推定されている(図-4)。この特徴は, 余震分布が北東から南西方向にいくにつれ, 余震の震源が浅くなる特徴と似ている。1 標準偏差は, およそ 0.4 m である。剛性率を 30 GPa とするとモーメントマグニチュードは 6.7 と推定される。余震は

断層上の滑り分布に対して, 大きな滑り領域とその周りに分布している。

波形解析に基づく多くのモデルに比べて, 本モデルはいくつかの点で異なっている。震源の近傍及びその北東側に滑り領域が見られるのは多くのモデルと整合している(e.g. Yamanaka et al., 2007; JMA, 2007; Aoi et al., 2007; Horikawa, 2007)。しかしながら, 震源の南西側での滑り領域は, 他のモデルでは, 推定されていないものもある。福島ほか(2007)のモデルは GPS と干渉 SAR の結果に基づいており, 相対的に本研究のモデルに似ている。ただし, 本研究のモデルでは福島ほか(2007)のモデルより大きめの滑りが推定されており, さらに福島ほか(2007)のモデルは, 0575GPS 点の変動は使用していない。

加えて, 本研究のモデルでは, いくつかのモデルのように, 陸域にそれほど滑り領域が入り込んでいない。推定されたモデルは図-4 に示され, 図-2, 3 の観測結果の特徴をよく再現している。

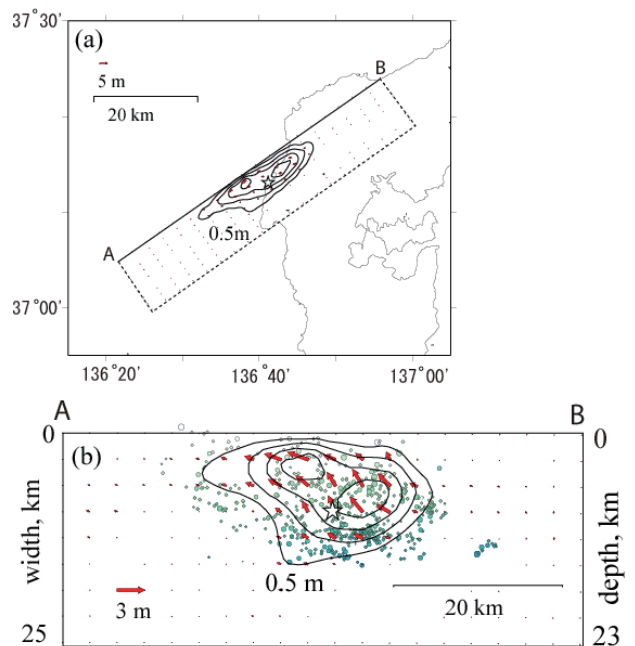


図-4 (a) 地表面に投影された断層領域。断層領域の実線は上端を表している。星は本震の震央の位置を示す。コンターラインは 0.5 m 間隔での滑り量の大きさを示している。赤い矢印は, 上盤側の下盤側に対する動きを示している。(b) 断層領域に垂直な方向から見た, 滑り分布図。表記は(a)と同じに成っている。A と B は, (a) の A と B に対応する。小さな○は, 余震の位置を示している。データは気象庁一元化震源による。

GPS観測によると、歪みの蓄積は能登半島地域で0.03ppm/year程度であり、このような小さな歪み領域でなぜ地震が起きたのかはわからない。しかしながら、地形学的には、この能登半島地域の海岸段丘の形成は、長期的な隆起運動を示唆しており、何らかのメカニズムが必要である事を示唆する。かつての海岸線の段丘は12万年かけて40m程隆起したと考えられている。図-2(c)に示されるように、この隆起は南から北にかけて隆起量が大きくなっている。図-4のモデルで計算される地殻変動は海岸段丘の領域で30~40cm程の隆起が見られ、南から北にかけてのプロファイルが海岸段丘の高さ変化と比較的似ており、過去に能登半島地震に似た地震の繰り返しの発生の仮説を支持する(GSI, 2007)。

2007年の能登半島地震は、歪み蓄積率が小さい地域であっても、大きな内陸地震がおき、地形的な特徴を残す事を示しており、内陸地震の確率を推定するのに地形学的な考察が必要不可欠であることを教えてくれる。

アスペリティー仮説(e.g., Kato, 2007)に基づく、余震分布は地震の滑り分布の大きいところでなくその周りの滑りの小さい領域でおきると推定されるが、本研究では、この仮説があてはまるかはあまり明瞭でないように思われる。海溝型地震ではこのアスペリティー仮説がよく成り立つ事例が多いと報告されている(e.g., Yagi, 2001)。今後、より多くの事例を解析し、アスペリティー仮説が内陸地震でどのくらい成り立つのかを推定していく必要があると思われる。

謝 辞

“だいち”により取得された合成開口レーダーのデータは国土地理院と JAXA の陸域観測技術衛星(ALOS)データによる国土の地理情報の把握に関する共同研究協定を通して、JAXA から提供された。震源データは気象庁の一元化震源を使用した。また、防災科学技術研究所で公開されている CMT 解を使用している。

表-1 推定断層パラメーター。緯度、経度、深さは断層の左下端の値を示す。太字は逆解析において固定した値を示す。4段目の数字は、1標準偏差を表している。

緯度 °	経度 °	長さ km	幅 km	深さ km	走向 °	傾斜 °	すべり m	すべり角 °
37.15	136.59	22	11	11.0	55.0	63.0	2.0	150
0.2km	0.4km	0.4	0.4	0.3			0.5	10.0

参 考 文 献

- 青井真ほか(2007): K-NET, KiK-netによる2007年3月25日能登半島地震の地震動・震源過程, 日本地球惑星科学連合春期大会, Z255-P006.
- 福島洋ほか(2007): 2007年能登半島地震の干渉合成開口レーダを用いた地殻変動解析, 日本地球惑星科学連合春期大会, Z255-P019.
- 国土地理院(2007): 能登半島地震域の海生段丘の発達, 地震予知連絡会会報.
- Hatanaka, Y. et al. (2003): Improvement of the analysis strategy of GEONET, Bull. Geograph. Survey Inst., 49, 11-37.
- 堀川晴央(2007): 2007年能登半島地震(M6.9)の震源過程, 日本地球惑星科学連合春期大会, Z255-P008.
- 気象庁(2007): 2007年能登半島地震(M6.9)の震源過程, 地震予知連絡会会報.
- Kato, N. (2007): Expansion of aftershock areas caused by propagating post-seismic sliding, Geophys. J. Int., 168 (2), 797-808.
- Ozawa, S. (1996): Geodetic inversion for the fault model of the 1994 Shikotan earthquake, Geophys. Res. Lett., 23, 2009-2012.
- Ozawa, S. et al. (2001): Time-dependent inversion study of the slow thrust event in the Nankai trough subduction zone, southwestern Japan, J. Geophys. Res. 106, 787-802.
- Yabuki, T., and M. Matsu'ura (1992): Geodetic data inversion using Bayesian information criteria for spatial distribution of fault slip, Geophys. J. Int., 109, 363-375.
- Yagi, Y. (2001): Co-seismic slip, post-seismic slip, and aftershocks associated with two large

earthquakes in 1996 in Hyuga-nada, Japan, Earth Planets Space, 53, 793-803.

山中佳子（2007）：2007年能登半島地震余震空白域の謎にせまる－波形解析によるすべり分布／強震計と広帯域地震計の同時観測－，日本地球惑星科学連合春季大会，Z255-P013.