

2007年能登半島地震の震源モデルと強震動

岩田知孝・浅野公之・栗山雅之・岩城麻子

要 旨

2007年3月25日午前9時41分に能登半島西海岸付近を震源とする M_J 6.9の地震が発生し、震源付近の輪島市等で震度6強となる強い揺れを記録した。本稿では、このような地震被害発生の原因となった強震動生成に関係する震源過程の特徴について、強震記録と測地データを用いた震源モデリングと、震源域からやや離れていたが大きな地震被害が発生した穴水町での地盤震動特性評価についての報告を行う。破壊は断層の下方から上方に伝播し、アスペリティは破壊開始点から浅い、やや陸域にあった。穴水の強震動は、この地域特有の表層地盤構造によって周期1秒程度の震動が増幅されたために生じたと考えられる。

キーワード: 2007年能登半島地震, 震源過程, 強震動, 非線形応答, 微動観測

1. はじめに

2007年3月25日午前9時41分に能登半島西海岸付近を震源とする M_J 6.9の地震が発生し、震源付近の輪島市・七尾市・穴水町で震度6強となる強い揺れを記録した。内閣府による2007年12月28日時点における全壊家屋数は684棟で、これは石川県のみで発生した。揺れによる死者は1名で建物倒壊によるものではないため、建物倒壊による直接的な人的被害はなかった。このような被害の少なさは、強い地震動を受けた地域の大きさの違いもさることながら、明け方に襲われた兵庫県南部地震と比較すると、天気の良い日曜日の午前中に起きたこのイベントであったこととの違いも考えられる。本稿では、地震被害発生の原因となった強震動生成に関係する震源過程の特徴について、強震記録と測地データを用いた震源モデリングについて述べるとともに、震源域からやや離れていたが震度6強の揺れを観測し、地震被害が卓越した穴水町での地震動評価についての報告を行う。

2. 震源分布と余震分布による震源断層の特徴

Fig. 1 には P 波初動の押し引き分布 (気象庁) およびモーメントテンソルインバージョン (F-net) によるメカニズム解を示している。発震機構は西北西-東南東方向に圧縮軸をもつ形となっている。初動の押し引きから求められている断層面はどちらも垂直

に近く、横ずれ断層のように見えるが、地震の全体像を表すモーメントテンソル解からは、北東-南西方向の走向を持つ断層面もやや南東傾斜の断層面をもっていることがわかる。2000 年鳥取県西部地震 (例えば、岩田・関口, 2002) や 2005 年福岡県西方沖の地震 (例えば、Asano and Iwata, 2006) でも観測されたように、この地震においても初期破壊と見られる相が主破壊の相に先行して観測されていることが指摘されている (例えば Kato et al., 2008)。前述の地震では、初期破壊が主破壊に対して約 3 秒先行しており、空間的にも主破壊の破壊開始点と初期破壊の破壊開始点は数 km のオーダーで離れていることが示されている。それに対して能登半島地震の初期破壊の先行時間は 0.5 秒程度であった。2004 年新潟県中越地震や 2007 年新潟県中越沖地震では初期破壊はそれほど顕著ではなかった。初期破壊の特徴が地震発生環境や発震機構と関係しているかどうかについて、データを蓄積して議論していく必要があると考えられる。

地震発生後、能登半島地震合同余震観測グループによる臨時余震観測が行われ、余震活動とこの地域の地殻内地震波速度構造の推定等が行われている (Kato et al., 2008)。

Fig. 2 には、Kato et al. (2008) で得られた余震分布を示す。余震分布からは南東傾斜の地震断層面が明らかにみてとれる。片川・他 (2005) によってこの地域の海底の活断層が調査されている。Fig. 2 に余震活動領域といくつかの海底活断層を示しているが、

これからわかるように余震分布の地表への延長に F14 断層が対応していることがわかる。

東京大学地震研究所 (2007) は初期破壊の存在とその発震機構と余震分布から、最初の初期破壊に対応する横ずれ主体の小断層が存在し、それより浅いところで、断層面がやや傾いた (南東傾斜) 断層面での主破壊が起きた模式的なモデルを提案している。後述するように、この模式断層モデルはさまざまなデータを用いた震源モデリングで、主として破壊開始点より浅い部分にすべりがあったことと矛盾しない。

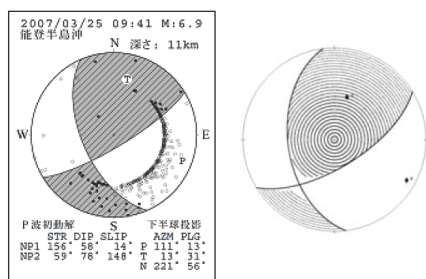


Fig. 1 (Left) Source mechanism obtained from P-wave onset data and (Right) F-net moment tensor solution.

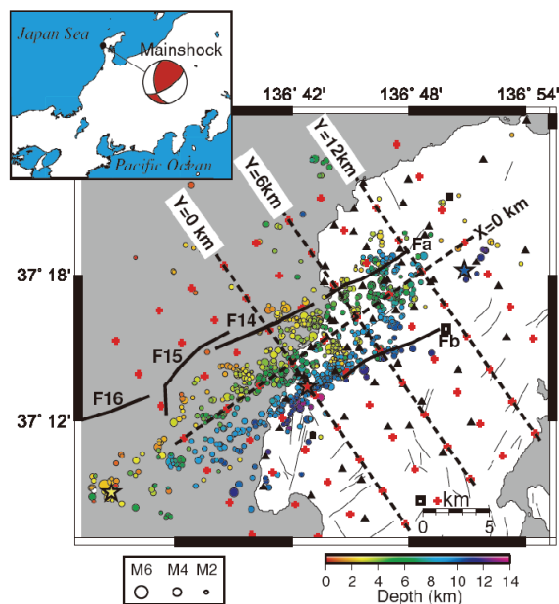


Fig. 2 Aftershock distribution and active fault distribution (Kato et al., 2008)

3. 強震記録と測地データを用いた震源インバージョン

本震の震源破壊過程をマルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法 (Hartzell and Heaton, 1983) によって推定した。強震観測点は K-NET 及び KiK-net の観測点 12 点 (Fig. 3), GPS 観測点は国土地理院の電子基準点 (GEONET) 18 点を使用した。断層面は独立行政法人防災科学技術研究所 F-net によるモーメントテンソル解を参照し、余震分布と調和的な走向 58 度、傾斜角 66 度の面を仮定した。断層面の空間的な広がり、余震分布を参照して長さ 30 km、幅 16 km と設定した。これを長さ 2 km、幅 2 km の小断層に分割し、各小断層の中心に時間幅 0.9 秒の smoothed ramp 関数を 0.3 秒間隔で 8 つ並べた点震源を置くことにより、モーメント解放の時刻歴を表現した。各小断層からの理論グリーン関数は離散化波数積分法 (Bouchon, 1981) と透過・反射係数行列法 (Kennett and Kerry, 1979) によって計算した。

まず、強震観測点のグリーン関数の計算に用いた速度構造モデルについて説明する。地殻・マントル部分の速度構造は、Aoki et al. (1972) による屈折法地震探査結果を参考に、各観測点共通の水平成層構造を仮定した。地震基盤より上の深い地盤構造部分の速度は各観測点に個別の一次元速度構造モデルを与えた。まず、神野・他 (2003) の速度構造モデルを元に基準モデルを作成し、この部分の各層の層厚を余震波形記録のモデリングによって推定した。表層部分は K-NET 及び KiK-net で公開されている検層情報も考慮している。波形モデリングによる層厚の推定では、遺伝的アルゴリズムによる最適化を行った。Fig. 4 には ISK001 (大谷), ISK008 (羽咋), TYM002 (氷見) での観測波形 (3 月 25 日 15 時 43 分の $M_J 4.5$ の余震) とチューニング前後の速度波形の比較を示している。波形は 0.05–1 Hz の帯域通過フィルターを適用している。余震のメカニズムと地震モーメントは F-net を参照し、震源時間関数は観測 S 波初動パルスが再現されるように与えている。

岩盤モデルの波形は振幅と継続時間ともに明らかに過小評価されている。それに対して最適化された地下構造モデルにおいては、直達 S 波部分から、しばらくの後続波群の継続時間や卓越周期といった余震記録の特徴を再現できている。ここで得られた地下構造モデルを用いてグリーン関数を計算してインバージョンに用いる。地下構造モデル構築に関して十分な情報がある場合には現実に即した地下構造モデルに基づく解析がよいと考えられるが、広域な速度構造モデルと観測点のみの情報などといった条件しかない場合に、余震などの記録を用いて観測点毎に一次元速度構造モデルを評価することにより、信頼性の高いグリーン関数を得ることができると考え

ている。一方、GPS 観測点のグリーン関数は、全点に共通の水平速度構造を与えて計算した。

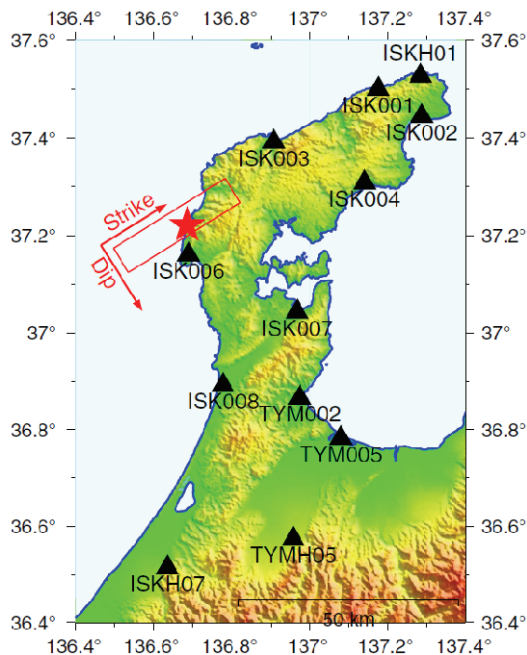


Fig. 3 Assumed fault model and strong motion station used for the source inversion.

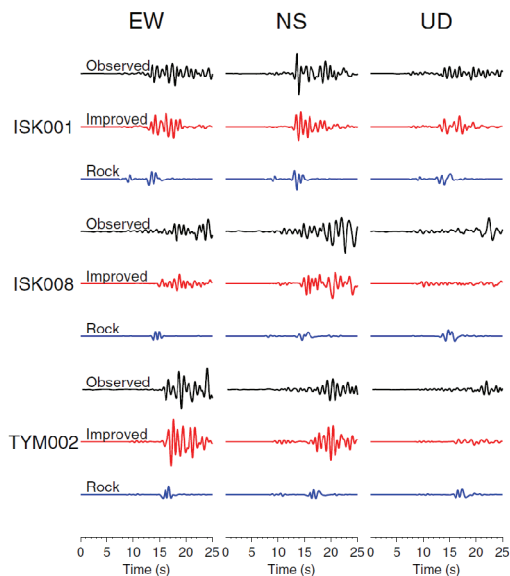


Fig. 4 Aftershock waveform modeling for obtaining appropriate underground velocity structure model. From top to bottom, the observation (observed), the synthetics by the improved model (improved), and the synthetics by the seismic bedrock velocity model (Rock).

Fig. 5 に震源インバージョンによって得られたす

べり量分布を示す。インバージョンでは、時空間的なすべり量の平滑化とすべり方向の拘束を Sekiguchi et al. (2000)に従って行っている。Fig. 5 に示したものは、平滑化の強さと強震記録と GPS 記録の間の相対的重み付けを ABIC 最小化の基準によって決定したときの解である。第 1 タイムウィンドウの破壊伝播速度は 2.77 km/s (震源での S 波速度の 80%) となった。全体の地震モーメントは 1.58×10^{19} Nm (M_w 6.7) であった。破壊は断層面の深部から始まり、浅部に向かって進展した。すべりの方向は右横ずれを主として南東側の上盤が上がる動きを含んでいる。すべりの大きな領域が破壊開始点から浅い側に向かって広がっている。大きなすべりは 6 km × 8 km 程度の領域に集中している。この領域では余震の発生がやや少ないようにも見える (Kato et al., 2008)。Fig. 6 は強震波形の比較、Fig. 7 は GPS 観測点での水平変位の観測値と合成値の比較である。推定された震源モデルによって強震波形、GPS 変位ともに良好に再現されているといえる。

破壊進展が断層の深いほうから浅いほうに伝わったこと、またアスペリティがやや陸側にあったことによって、輪島市方面へ強い震動が伝わったと考えられる。また、内陸地殻内地震の破壊領域やすべりの大きいアスペリティ領域のスケールが Somerville et al. (1999)によって提案されている。今回我々の震源モデルもそのスケールにほぼ合う結果を得ている。

この地震については、本報告で行ったような強震記録等を使った震源のモデリングだけでなく、遠地地震記録や InSAR や GPS などの測地データを使った断層モデルが提案されている (例えば、岩田・浅野, 2007) 破壊開始点や断層面の走向・傾斜角、また断層面のサイズなどは、各研究者が参照する余震分布や震源 (破壊開始点) 情報等によって同じではない。用いる観測点も必ずしも同じではなく、グリーン関数構築のための地下構造モデル、ターゲットとする地震波周波数帯域、またサブ断層サイズが異なっている。

多くのモデルのすべりは、破壊開始点から浅い側に大きいすべりの領域が広がっていることが報告されている。破壊開始点を含むアスペリティはほとんどのモデルで観察される。遠地記録や InSAR+GPS では破壊開始点より浅い側に連続的に分布しているモデルが多いが、強震記録を使ったモデルの中には、いくつかの複雑なすべり領域 (主として破壊開始点より浅い側) 分布となっているものも見受けられる。強震記録を使い理論的グリーン関数を用いる震源モデルは相対的に似ている結果を得ている。一方、経験的グリーン関数法による震源モデルでは複数のす

べり領域の必要性が指摘されているが、輪島市門前町等の被害の大きかった地域の地震動を評価する際には、これらの分析結果を比較検討しながら震源像を評価していく必要がある。

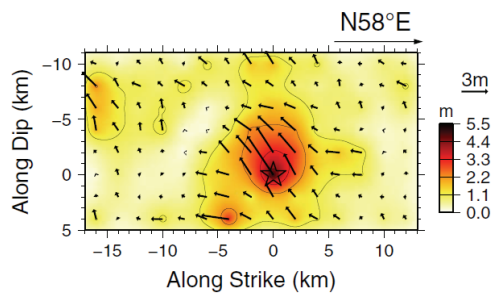


Fig. 5 Obtained slip distribution.

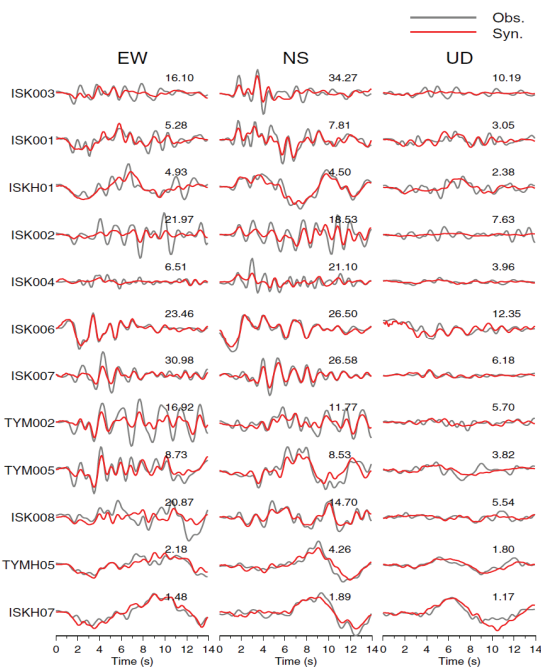


Fig. 6 Comparisons of the observed (gray lines) and the synthesized (red lines) velocity waveforms (0.05-1 Hz).

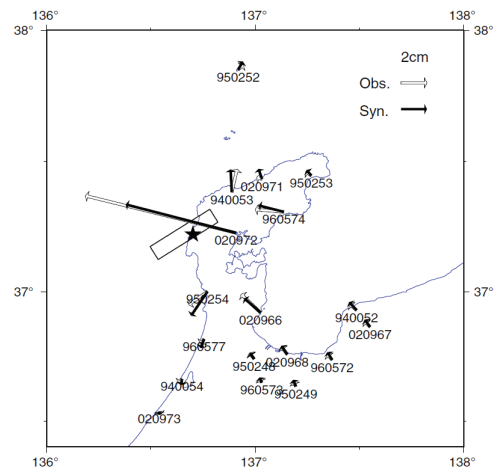


Fig. 7 Comparisons of the observed (open arrow) and the synthesized (solid arrows) horizontal movement at the GPS stations.

4. 穴水町における地震動特性

Fig. 8 には K-NET, KiK-net データを用いた最大速度値の距離減衰を示した。表層地盤の増幅率は、K-NET 及び KiK-net の PS 検層結果から V_{s30} (表層 30m の平均 S 波速度) を求め、Midorikawa et al. (1994) の式から最大速度の地盤増幅率を算出して、観測値を $V_s=600\text{m/s}$ 地盤相当値に変換した。図には司・翠川 (1999) の距離減衰式 (M_w 6.6, 深さ 11km) を示している。震源近傍域では K-NET 穴水で得られた最大水平速度が、距離減衰式のばらつき $+1\sigma$ の上側に顕著に外れていることがわかる。

K-NET 穴水における地震動特性を見るために、本震については H/V を 1 秒ずつ移動させたタイムウィンドウ毎に求め、本震前及び余震イベント記録の H/V と比較した。Fig. 9 にイベント毎、および本震時の時間を追ってのスペクトル比を示している。本震前のイベント記録の H/V に一番顕著に現れている 0.8 秒程度の卓越周期は、本震の強震時には長周期化し、ピーク周期が 1.3 秒程度にシフトしていることがわかる。また本震時の強震の揺れが小さくなった時点で、ピーク周期が 0.8 秒に戻っていることもわかる。さらには本震以降の余震記録でも H/V スペクトルの卓越周期は 0.8 秒程度である。この卓越周期は K-NET 穴水のボーリング情報から得られている表層地盤の速度構造から得られるレーリー波の R/V スペクトル比の卓越周期とほぼ一致している。強震時の卓越周期のシフトについては、輪島市鳳至町について、翠川・三浦 (2007) が本震と他のイベント記録についての比較から指摘している。

地震直後にK-NET穴水を含んで穴水町の堆積盆地を横切するような4地点での余震観測を行った。観測はアカシSMAR-6A3Pで行った。穴水町の中心部は約2 km四方の広がり堆積盆地の形になっていて、三方を山地に、南は七尾湾に面している。穴水町市街地のほぼ中心にあるK-NET穴水や住宅密集地において、1 kmほど離れた盆地周縁の山地での余震記録との比較をFig. 10に示す。中新世前期の礫岩が露頭している穴水町役場(TWN)を基準とするスペクトル比をとると、K-NET穴水などは、周期1秒程度で10倍以上の増幅があった。

このような増幅特性を示す領域の広がり調べるために、穴水町内で147点の単点微動観測を行った。Fig. 11に穴水町でのH/V卓越周期分布を示す。住宅密集地では卓越周期が約1秒であり、海に向かって長周期になっていることがわかる。また山際では卓越周期が短くなる。

K-NET 穴水のボーリング情報からは、ピート層を含んで深さ15m程度まで、 V_s が100m/sの非常に遅い、やわらかい堆積層が存在する。上述のように、余震記録の比較や微動H/Vスペクトルから、これらのスペクトル特性がこの表層地盤特性と関係していると考えられ、微動のH/Vスペクトルで1秒あたりに卓越周期を持つ領域では本震時にK-NET穴水と同様の表層非線形を含む強い地震動増幅があったと考えられる。実際この周期1秒前後の卓越周期をもつ領域において、建物被害が多いことが指摘されている。

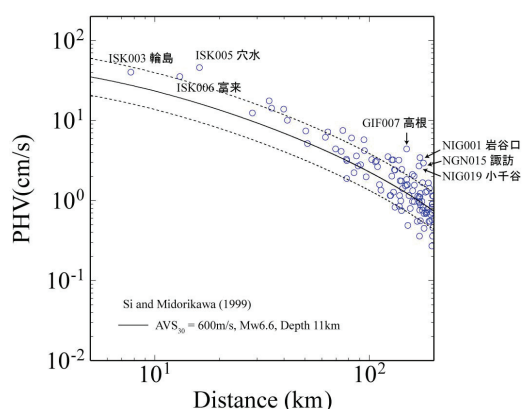


Fig. 8 Attenuation relationships of the observed peak horizontal velocities at K-NET and KiK-net stations. The empirical attenuation relationship is by Si and Midorikawa(1999).

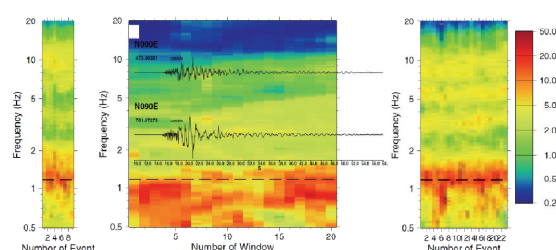


Fig. 9 Temporal variation of H/V spectral ratios of earthquake ground motion data. Left and right panels show H/V of before and after the mainshock. Center panel shows temporal change during the mainshock shaking.

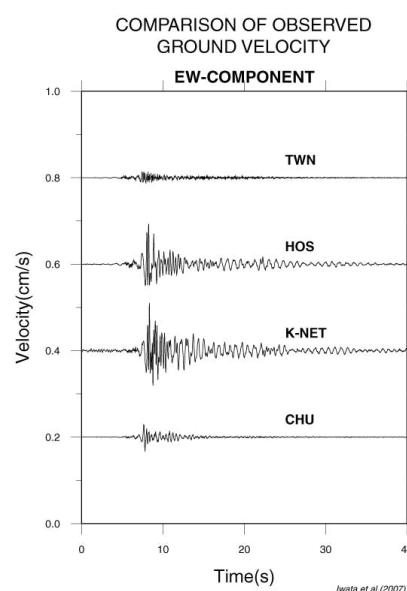
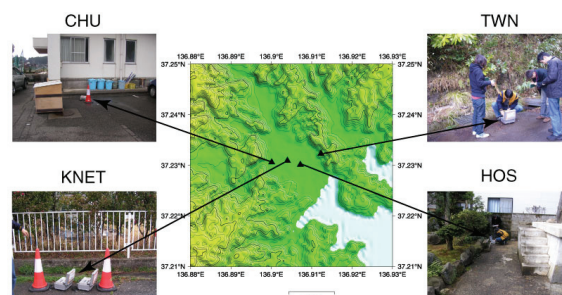


Fig. 10 Comparisons of the observed aftershock data. Upper: station distribution. Lower: EW-components of ground velocities.

参考文献

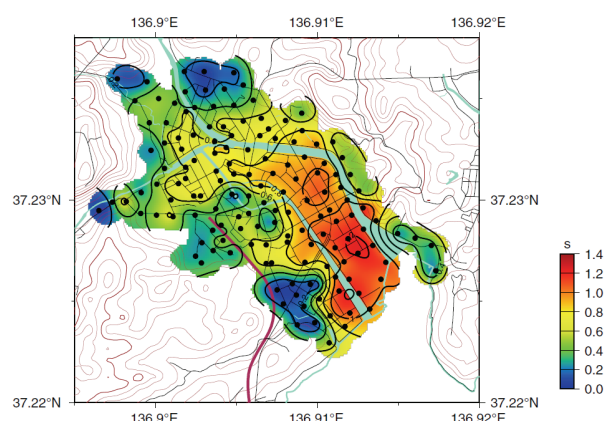


Fig.11 Peak distribution of H/V spectral ratio of microtremors in Anamizu town area.

5. まとめ

2007年能登半島地震において地震被害を引き起こした強震動の生成原因となった震源過程の評価と、経験的な距離減衰式より大きな最大速度が観測され、サイト近傍での建物被害も多かった穴水町の地震動特性について調査を行った。

強震記録とGPSによる水平移動を用いた震源過程のインバージョンを行い、破壊から浅い方向、やや陸よりの方向にアスペリティがあり、浅い方向へ破壊が進んだことを示した。このような破壊過程およびアスペリティ位置が輪島市等への強震動の成因と考えられる。

穴水町で観測された震度6強の揺れには、サイトの表層地盤特性が強く関係しており、強震時に非線形応答したと考えられる。穴水町においては、K-NET穴水強震観測点と同様の表層地盤特性を持つ地域に市街地が広がり、周期1秒前後の地震動を強く増幅したため、震度6強の揺れとなって大きな地震被害を引き起こした。

謝 辞

(独)防災科学技術研究所K-NET, KiK-netのデータおよび国土地理院のGEONETのデータを使わせていただいた。関係諸氏の不断努力に感謝します。地震観測、微動観測には山田真澄博士、Ivo Oprsal博士、鈴木亘博士、大学院生澤崎絵理子さんのご協力を得た。記して感謝します。

Aoki, H., T. Tada, Y. Sasaki, T. Ooida, I. Muramatsu, H. Shimamura, and I. Furuya (1972): Crustal structure in the profile across central Japan as derived from explosion seismic surveys, *J. Phys. Earth*, Vol. 20, pp. 197-223.

Asano, K. and T. Iwata (2006): Source process and near-source ground motions of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, Vol. 58, pp. 93-98.

Bouchon, M. (1981): A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 71, pp. 959-971.

Hartzell, S.H. and T.H. Heaton (1983): Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 73, pp. 1553-1583.

岩田知孝・浅野公之 (2007): 震源過程からみた特徴, 2007年のと半島地震の解明を目指して, 第35回地盤震動シンポジウム論文集, pp. 7-12.

岩田知孝・関口春子 (2002): 2000年鳥取県西部地震の震源過程と震源域強震動, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集, pp. 125-128.

神野達夫・先名重樹・森川信之・成田章・藤原広行 (2003): 金沢平野における3次元地下構造モデル, 物理探査, 第56巻, pp. 313-326.

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新第三紀~第四紀地質構造形成, 地学雑誌, 第114巻, pp. 791-810.

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*, Vol. 60, pp. 105-110.

Kennett, B. L. N., and N. J. Kerry (1979): Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, Vol. 57, pp. 557-583.

Midorikawa, S., M. Matsuoka, and K. Sakugawa (1994): Site effects on strong-motion records observed during the 1987 Chiba-ken-toho-oki, Japan earthquake, *Proceeding of ninth Japan Earthquake Engineering Symposium*, Vol. 3, pp. 85-90.

翠川三郎・三浦弘之 (2007): 2007年能登半島地震における物体の移動事例と強震観測点での地盤特性,

- 東京工業大学地震工学研究レポート, No. 102, pp. 7-18.
- 司宏俊・翠川三郎 (1999): 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文報告集, 第523号, pp. 63-70.
- Sekiguchi, H., T. Iwata, and K. Irikura (2000): Fault geometry in the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 90, pp. 117-133.
- Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, Vol. 70, pp. 59-80.

Source Rupture Process and Strong Motion Generation during the 2007 Noto-Hanto Earthquake

Tomotaka IWATA, Kimiyuki ASANO, Masayuki KURIYAMA, and Asako IWAKI

Synopsis

The 2007 Noto-Hanto earthquake, occurred on 9:41, 25th March, rocked Noto peninsula area, especially Wajima city and Anamizu town. This manuscript describes the source process of this event and strong motion generation in Anamizu town. Source rupture process was obtained from strong motion and GPS data. One asperity was found just above the rupture starting point and the rupture propagates toward to the shallower part. Analysis of mainshock ground motion data at Anamizu indicates non-linear soil response of the superficial layer. Aftershock and microtremor observation show that the area of this kind of superficial layer almost covers downtown Anamizu.

Keywords: 2007 Noto-Hanto earthquake, source rupture process, strong ground motion, non-linear soil response, microtremor observation