

2007年能登半島地震合同余震観測による震源分布

2007年3月25日に能登半島でM6.9（気象庁）の地震が発生した。この地域には、跡津川合同観測によるテレメータ観測点があるため約15km間隔で観測網があったが、震源域が海陸境界であるため、臨時観測点を展開した。本震発生当日夜から設置が始まり、現在（4月8日）77観測点が、地震研、北大、東北大、名大、金沢大、京大、九大、鹿大、産総研、防災科技研によって設置された。そのうち、14の観測点のデータを回収し、インターネットによるテレメータ観測点2点と周辺のレメータ観測点16点と共に震源決定を行った（緊急震源）。

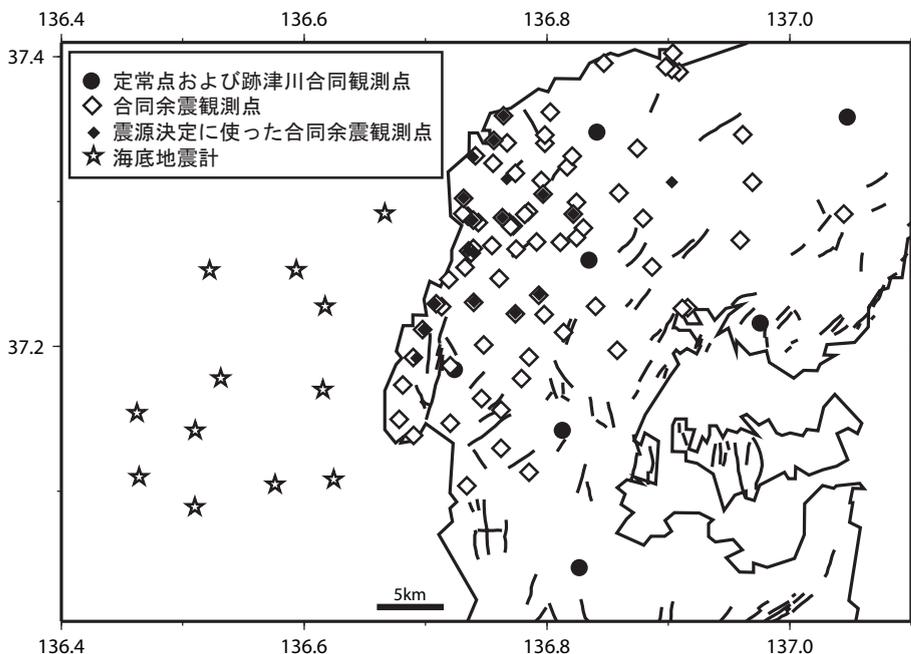


図1 観測点配置

- ：テレメータ観測点
地震研、京大、防災科技研、
気象庁と跡津川合同観測網
- ◇：能登半島地震合同余震観測点
北大、東北大、地震研、名大、
金沢大、京大、九大、鹿大、
産総研、防災科技研
- ◆：設置直後に回収して震源決定
に使った観測点
- ☆：海底地震計

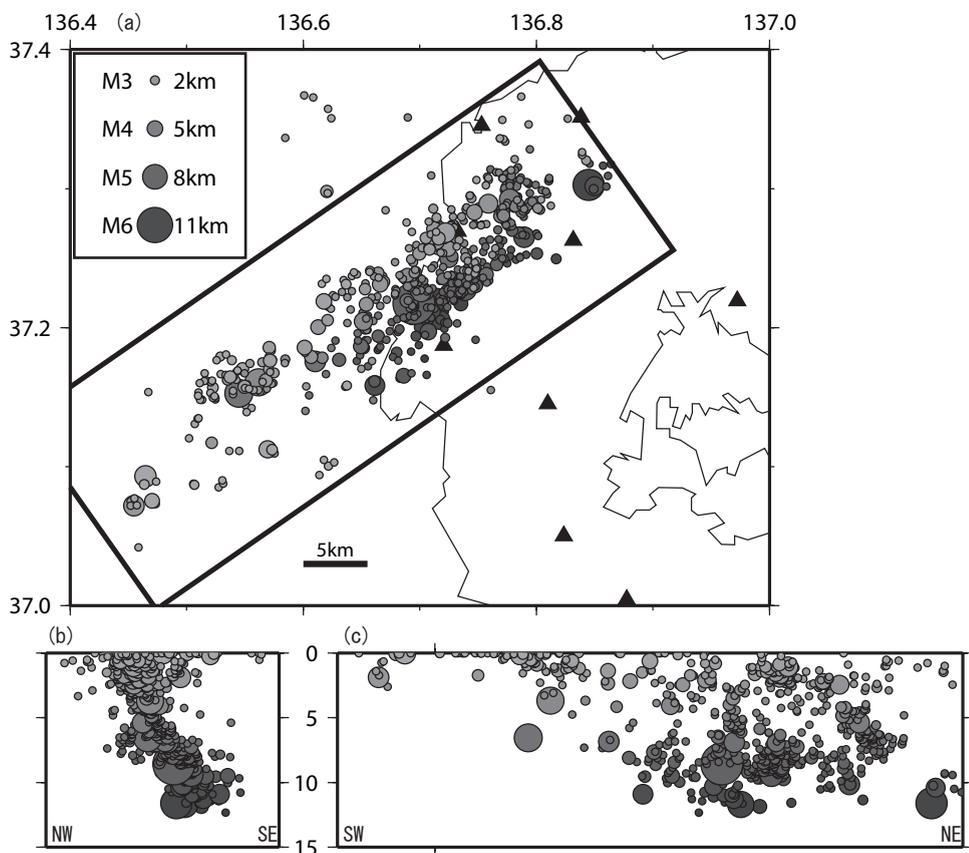


図2 テレメータ観測点による震源分布（2007/3/25 9:29 - 4/8 20:00, N=839）

- (a) 定常点に跡津川合同観測網のデータおよび能登半島地震合同余震観測網のテレメータ観測点を使って決めたもの
- (b) 南西方向から見た深さ断面図
- (c) 南東方向から見た深さ断面図

2007年能登半島地震合同余震観測による震源分布

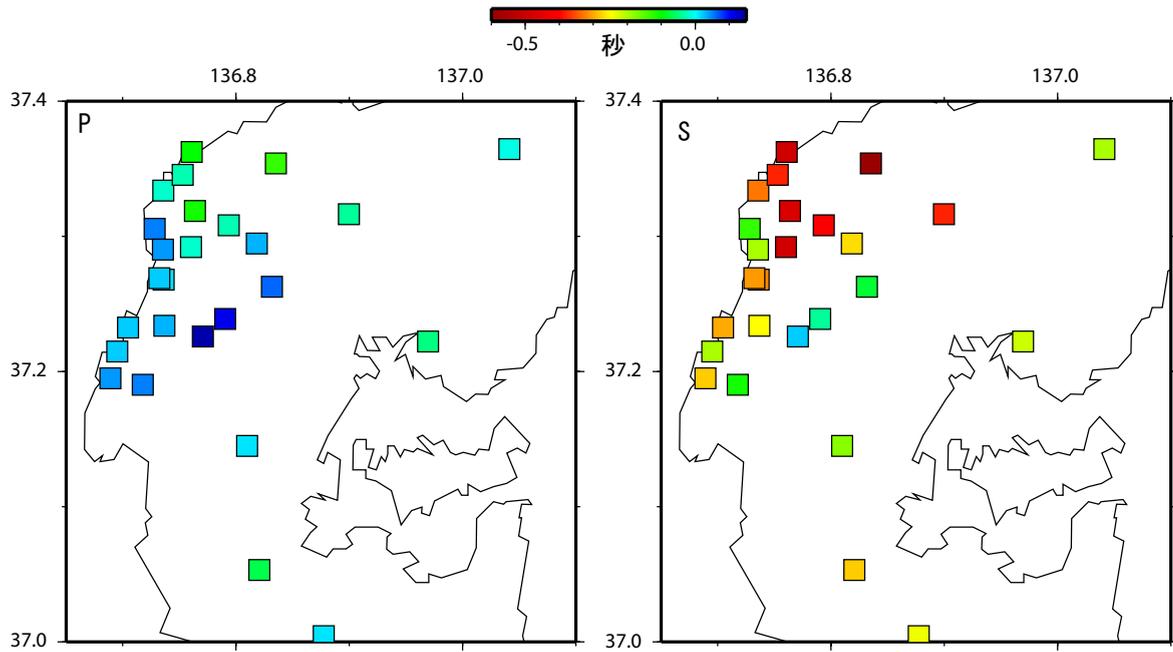


図3 観測点補正值

Ito and Wada (2002) の速度構造を元にした1次元速度構造に対する走時残差の平均を観測点補正值とした。P波は-0.2秒~+0.1秒、S波は-0.6秒~0.0秒で、震源域北東部のS波の残差が大きい。

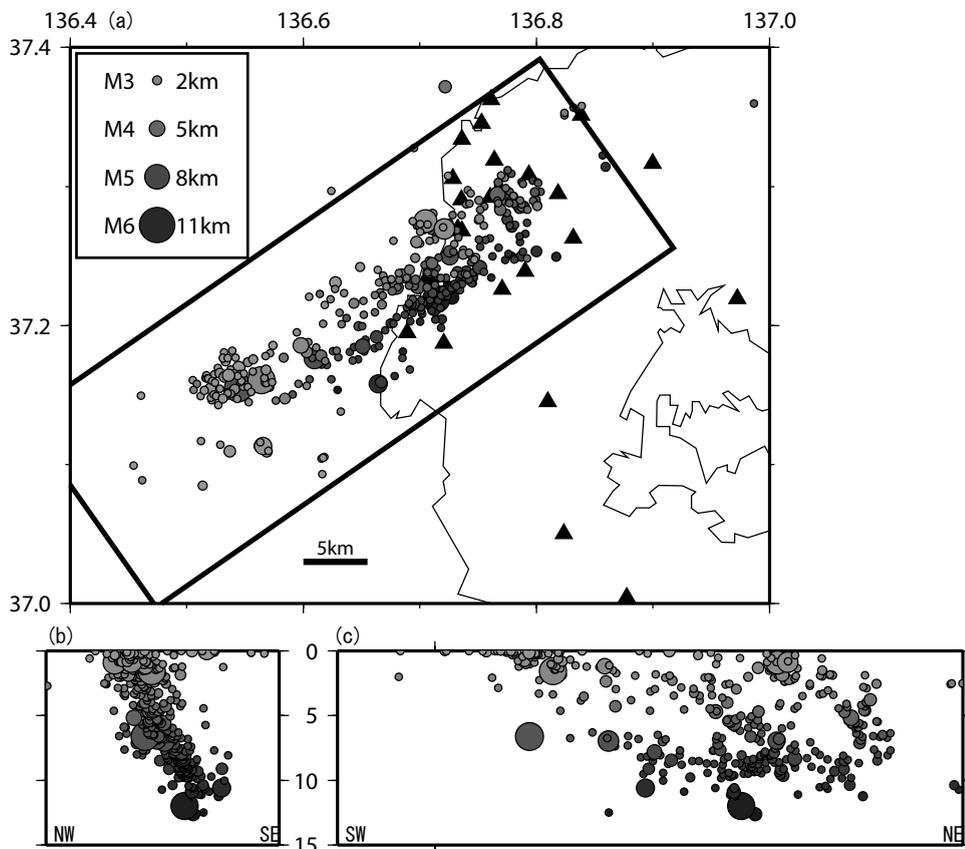


図4 能登半島地震合同余震観測で設置した観測点の一部を利用して求めた緊急震源 (2007/3/25 22:40 - 3/29 10:50, N=480)

- (a) Ito and Wada (2002) の速度構造で観測点補正值を用いて決めた。▲：用いた観測点。
- (b) 南西方向から見た深さ断面図
- (c) 南東方向から見た深さ断面図

2007³年能登半島地震合同余震観測による震源分布

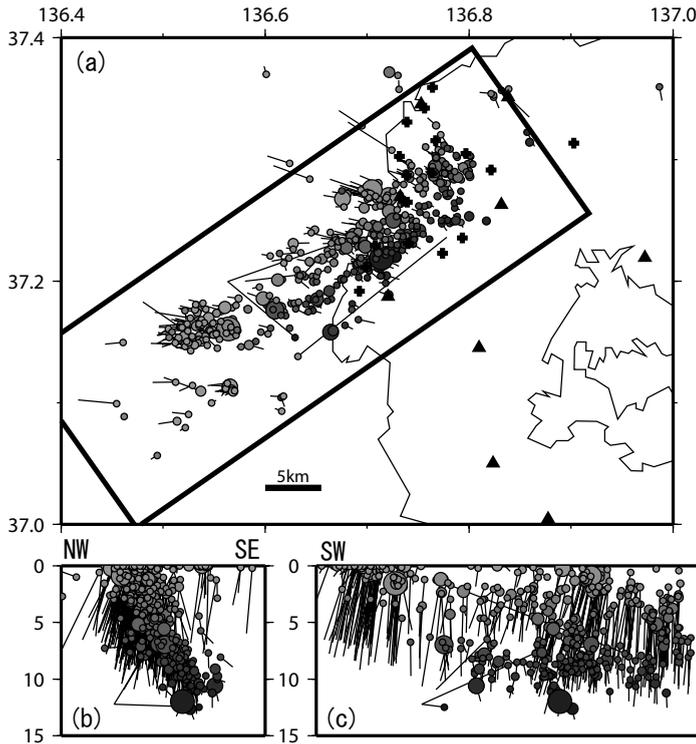


図5 緊急震源(丸印)と一元化震源との比較

(a) 緊急震源の方が気象庁一元化震源よりも平均で約3.1km浅くなった。海域の震源は陸域に近づく方向に決められた。

(b) 南西方向から見た深さ断面図

(c) 南東方向から見た深さ断面図

- ☆ : 7 3 25 9 29 35.401
N37.21420 E136.70051 8.64km M2.2
- ★ : 7 3 25 9 41 58.383
N37.21271 E136.70212 9.17km M4.4
- ★ : 7 3 25 9 41 58.908
N37.22129 E136.71451 8.59km M6.6

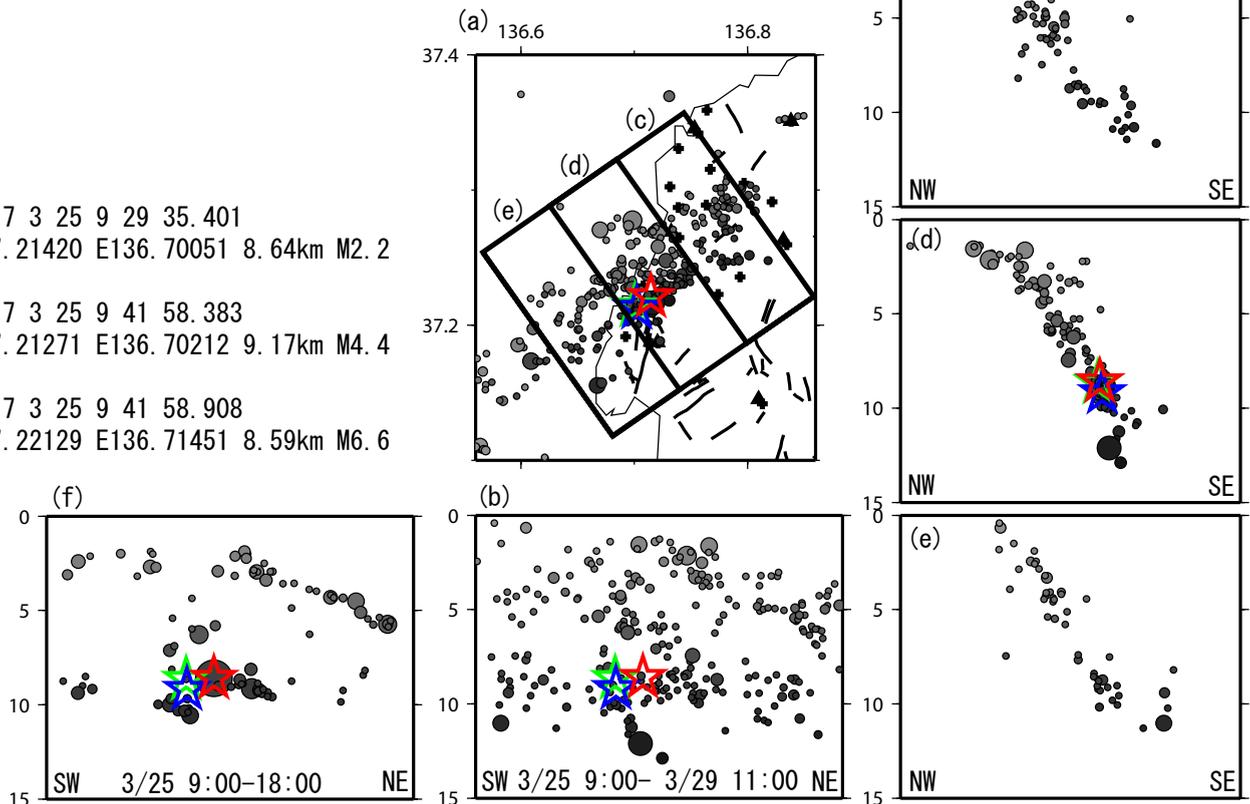


図6 本震と本震周辺の余震分布だ

(a) 緊急震源の読み取り値と比較して求めた本震等と緊急震源。

本震主破壊の約0.5秒前にM4.4の地震及び12分前にM2.2の地震が、ほぼ同じ場所で発生している。

(b) 南東方向から見た深さ断面図

本震の破壊開始点は、直前の地震より北東方向でやや浅い。

(c) 南西方向から見た深さ断面図

(d) 南西方向から見た深さ断面図

本震を含む断面図。赤星が本震、青星が直前に発生したM4.4の地震、緑星が12分前に発生したM2.2の地震。これらの位置を境に余震分布の傾斜が変わっている。浅部では傾斜角が約60度で、逆断層成分を含む本震のメカニズム解と合う。深部の余震分布は鉛直で、本震の初動極性の分布が横ずれ型になることと調和的。

(e) 南西方向から見た深さ断面図

(f) 南東方向から見た深さ断面図(最大余震発生前の地震に対して緊急地震をレファレンスとして震源決定した)

2007 年能登半島地震震源域の地震波速度構造

地震発生当日の07/03/25日から臨時観測点による稠密余震観測を実施している。03/29日まで回収された19点の臨時観測点の波形データを処理し、JMA震源に対応するイベントに対し、P波・S波の手動読み取りを臨時点と周辺の定常点のデータに対しておこなった。その読み取り値と波形相関処理による相対走時差データを用いて、Double-Difference Tomography[Zhang and Thurber, 2003]を適用し震源域の3次元地震波速度構造を求めた。その結果、震源域の北西浅部の下盤には低速度体が、南東部の上盤には高速度体が存在しており、余震はこの速度境界近傍に分布する。つまり、本震は低速度体と高速度体との境界で発生したことが示唆される。北西部の低速度体は日本海拡大時に形成されたリフト内の堆積層、一方、南東部の高速度体は溶岩や年代の古い花崗岩に相当すると考えられる。2004年新潟県中越地震も同様に低速度体と高速度体の境界で発生した。中越地震の震源域の速度構造に比べ、本震震源域の上盤と下盤の速度構造のコントラストは小さく、上盤が高速度である。また、速度境界の浅部延長は、断層FaやF14の位置に概ね一致する。今後、稠密余震観測のデータが回収されれば、地殻構造の不均質に関する詳細な知見が得られると考えられる。

初期震源の個数：376個
 初期速度構造：Ito and Wada (2002)
 観測点総数：臨時点19点、定常点13点
 読み取り値：Absolute: P 8,431, S 7,954
 Double difference:
 Catalog : P 49,624, S 45,565
 Waveform CC: P 6,117, S 7,903
 (CC > 0.85)

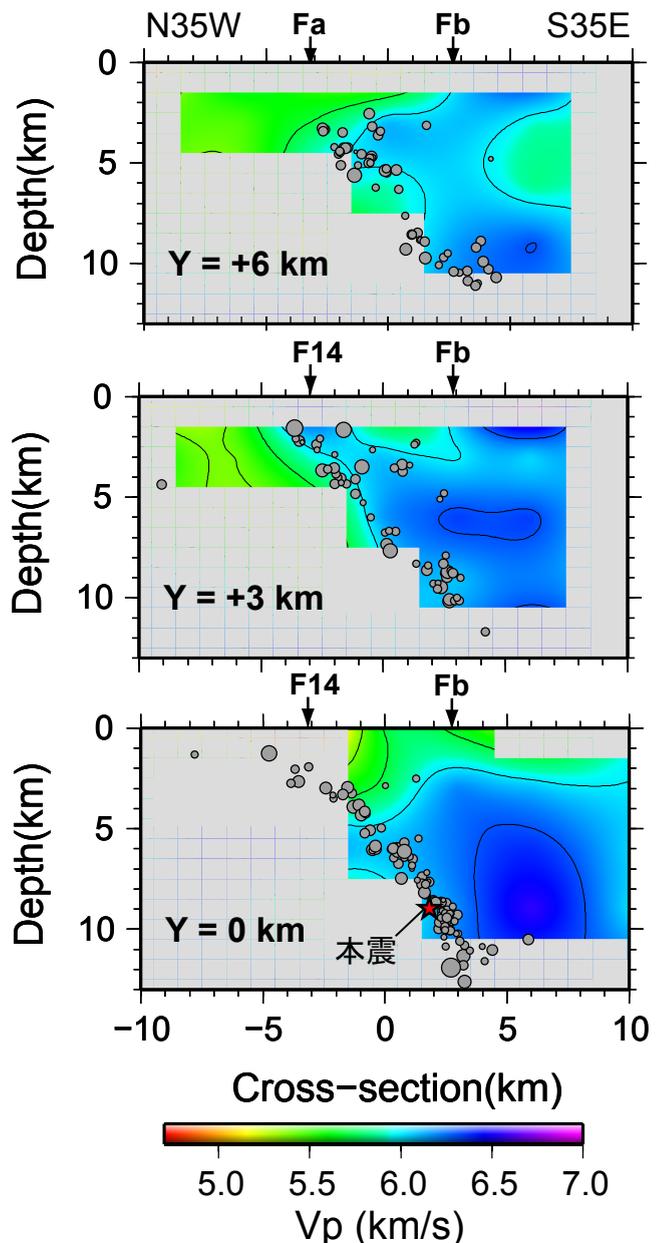
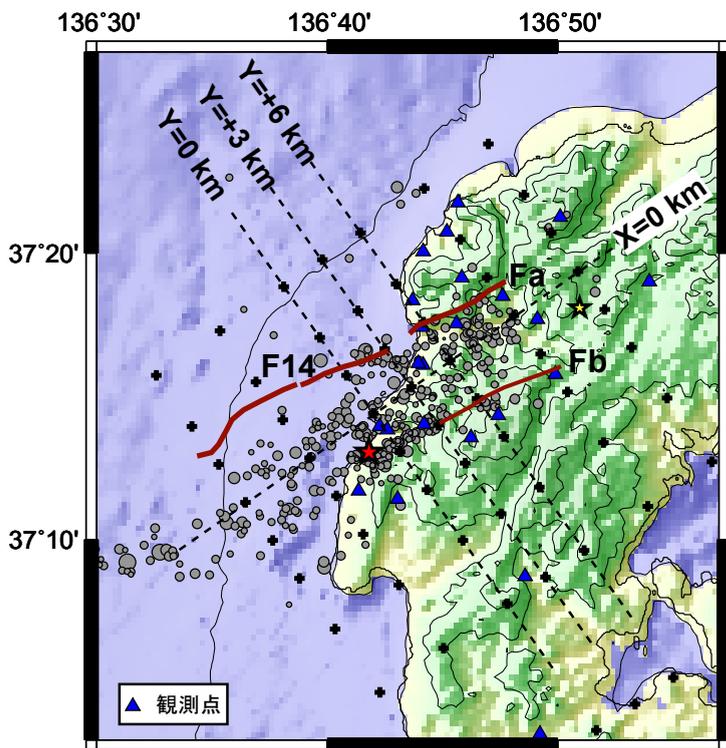


図1, 使用したグリッド配置、観測点分布、再決定された余震の震央分布を示す。点線は図2のそれぞれの断面図の位置を示す。星印は、本震（赤色）と最大余震（黄色）の震央を表す。

図2, Y=0, +3, +6 kmに沿うP波速度構造の断面図を示す。F14, Fa, Fbは、片川・他(2005)/ 鮎野編(1965)による断層位置を示す。

【文献】

Zhang, H., and C. H. Thurber (2003), Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward fault, California, *Bul. Seismol. Soc. Am.*, 93, 1875-1889.
 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*, 114, 791-810.
 鮎野義夫編, 1965, 能登半島の地質(7万5千分の1多色刷地質図添付), 石川県「能登半島学術調査」第一部, 1-84 p.

2007年能登半島地震の初期破壊過程について

能登半島地震の初動メカニズム解は横ずれ成分が主であるが、モーメントテンソル解は逆断層型の縦ずれ成分が主になる (Hi-net)。初動解とモーメントテンソル解の違いがなぜ生じたのか考察をおこなった。

本震断層面の特徴： ・ 高角度の傾斜角
 ・ 速度構造の境界に概ね位置する → 本震断層面の平均的な破壊強度は低い

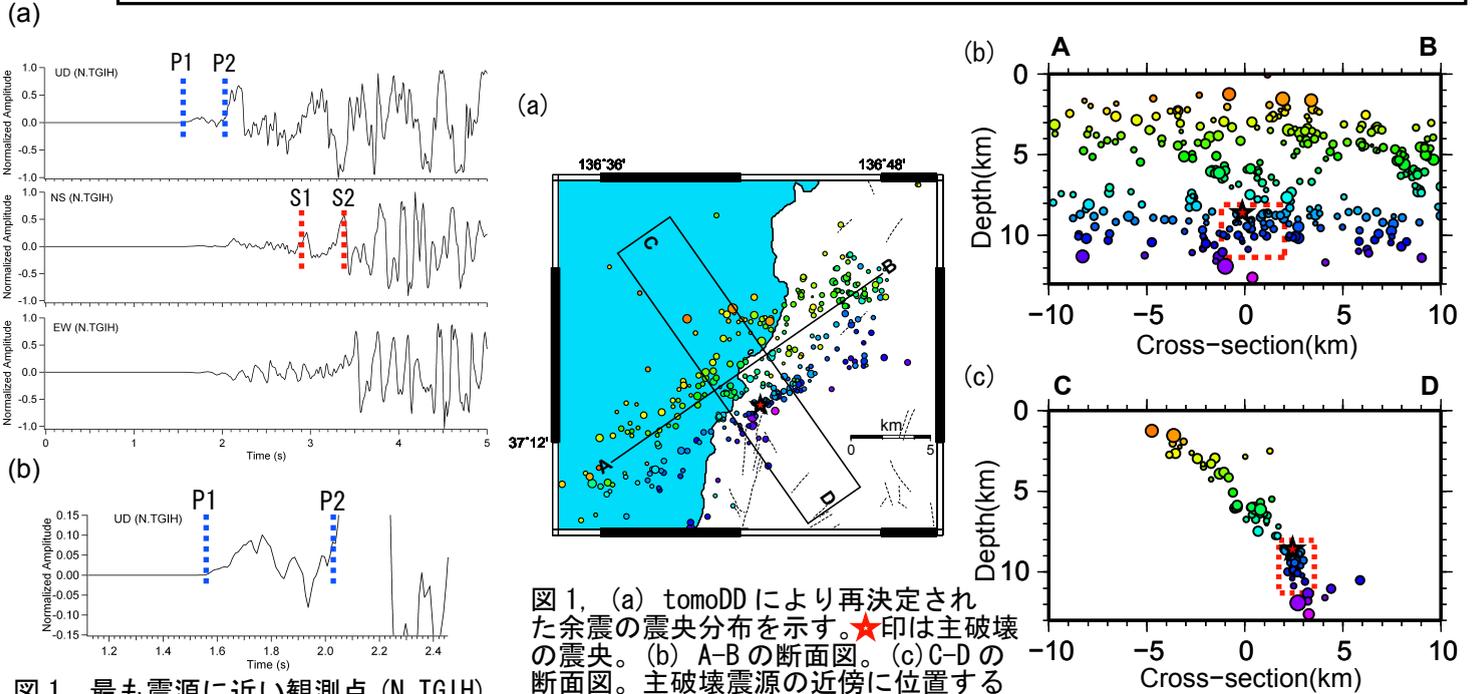


図1, (a) tomoDDにより再決定された余震の震央分布を示す。★印は主破壊の震央。(b) A-Bの断面図。(c) C-Dの断面図。主破壊震源の近傍に位置する赤い点線の枠内の震源のみ、ほぼ垂直な分布を示す。これらの余震分布は初動メカニズム解と概ね一致しており、右横ずれ断層タイプの初期破壊過程によって誘発された活動と解釈できる。余震：(07/03/25-07/03/29)

図1, 最も震源に近い観測点 (N.TGIH) の波形記録 (a) 上下・南北・東西成分。P1, S1: 初期破壊のP波・S波の到達時刻 P2, S2: 主破壊のP波・S波の到達時刻 (b) 上下動成分の初動付近の拡大図。

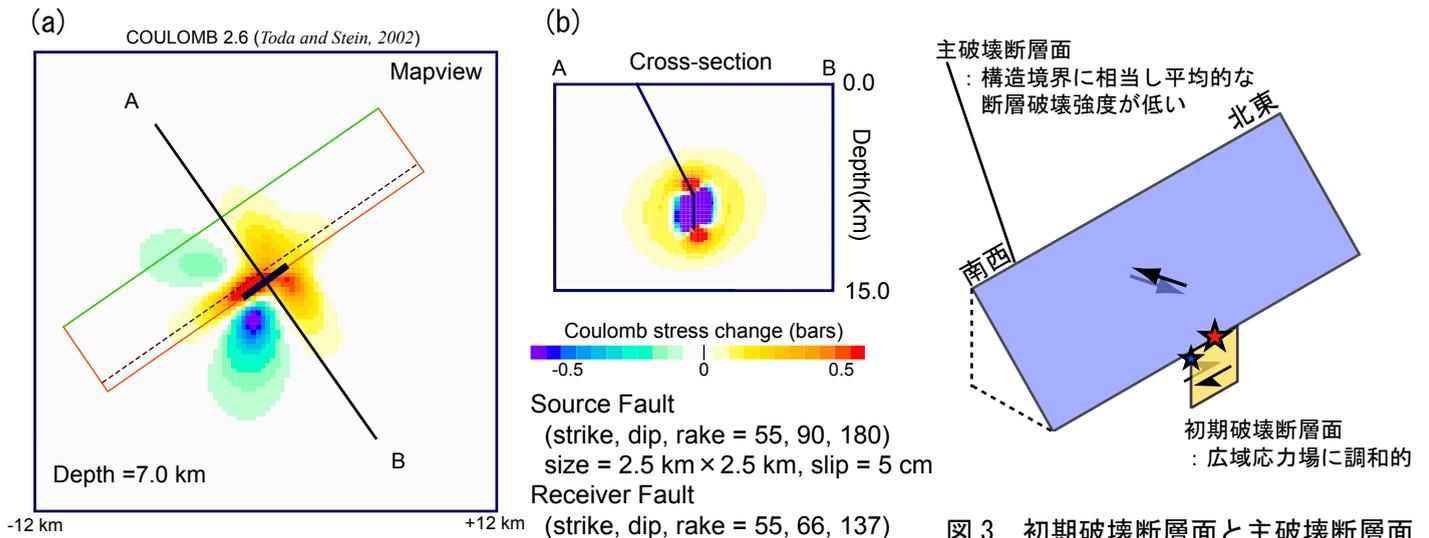


図2, 右横ずれ断層タイプの初期破壊が本震断層面に与える Coulomb 応力変化を示す。仮定した摩擦係数は、0.3である。
 (a) 深さ7 kmの水平分布。(b) A-Bの断面図。

図3, 初期破壊断層面と主破壊断層面との関係を示す概念図。★: 初期破壊の震源、★: 主破壊の震源。

広域応力場に調和的な右横ずれ断層タイプの初期破壊

- 初期破壊断層面の上部に、逆断層+右横ずれ断層のすべりを引き起こす応力集中が発生
- 初期破壊過程の応力集中により既存の弱面 (構造境界) が滑り、主破壊が発生

震源域周辺の地質学的背景

震源域周辺では、北陸電力が実施した能登半島西方海域の音波探査の結果が、片川ほか(2005)によって公表されている。図1に片川ほか(2005)によって明らかにされている海底断層の位置と、東京大学地震研究所の震源分布(3月25日)を重ねて示した。F14およびF15と名付けた断層の走向が、震源断層の走向とほぼ一致し、余震はこの断層の地表トレースの南方に分布する。F14・F15断層は北側低下の高角度の逆断層である。

北陸土木地質図編纂委員会(1990)の地質図では、海上で記載されているF15・F14の断層の東方延長に、八ヶ川右岸に東北東-西南西方向に伸びる断層が記載されている(図2のFa)。また、南方の丘陵にはジュラ紀の花崗岩が露出するが、その分布の北縁を限るように、北側低下の東北東-西南西方向の断層が記載されている(図2のFb)。両者ともに活断層ではないが、とくに南方の断層Fbは、広域的に花崗岩の分布を規制しており、変位量の大きな地質断層と判断される。これらの断層は日本海形成期の急激な火山噴出活動や堆積物の供給と同時に活動した可能性が大きく、しばしば地質図には表現されにくい。

地質構造から推定される震源域周辺の地殻構造の概要は、図3に示した。本震が発生したのは、片川ほか(2005)のF14の下部延長である可能性が高いと判断した。それらは東方の陸域の伏在する断層に延長される。陸域では、対応する東北東-西南西方向の活断層は知られておらず、地表まで変位させる古地震イベントが乏しかった可能性が高いと推定される。

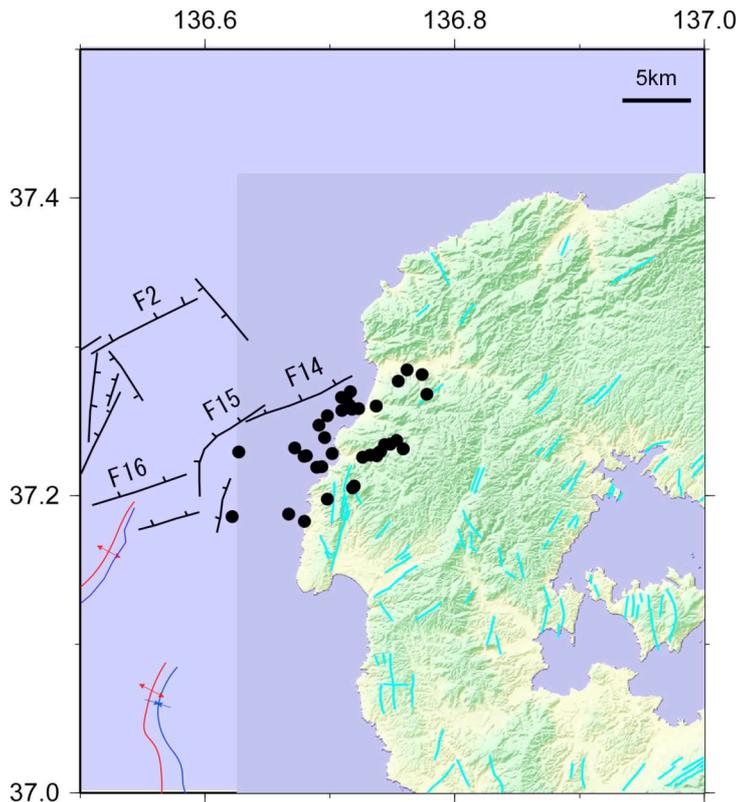


図1 3月25日の震源分布と海底断層 海底の断層は片川ほか(2005).

文献

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, 114, 791-810.

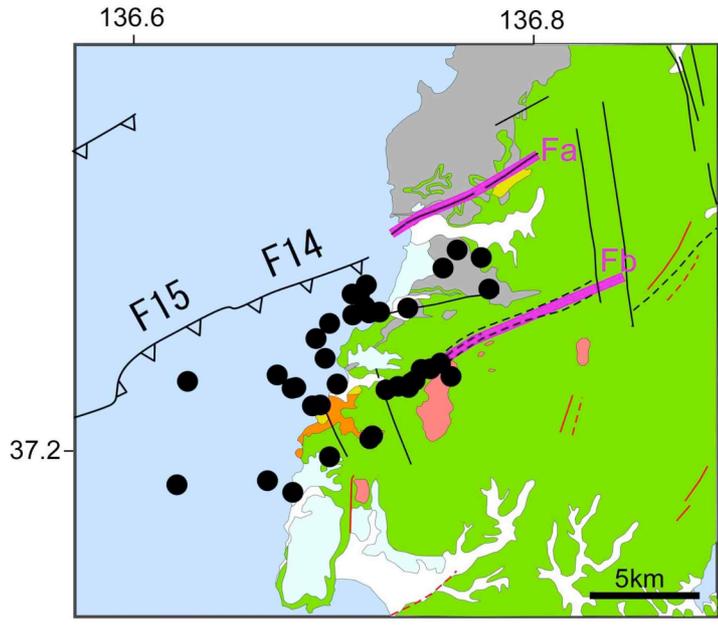


図2 震源域周辺の地質と地質構造. 地質図は北陸土木地質図編纂委員会(1990)を簡略化。

- | | | | | | |
|--|------------------|--|-------------------|--|----------|
| | 沖積・砂丘堆積物 | | 中部中新統 | | ジュラ紀花崗岩類 |
| | 段丘堆積層 | | 下部中新統上部
(黒瀬谷層) | | 活断層 |
| | 黒崎安山岩
(上部中新統) | | 下部中新統 | | 断層 |

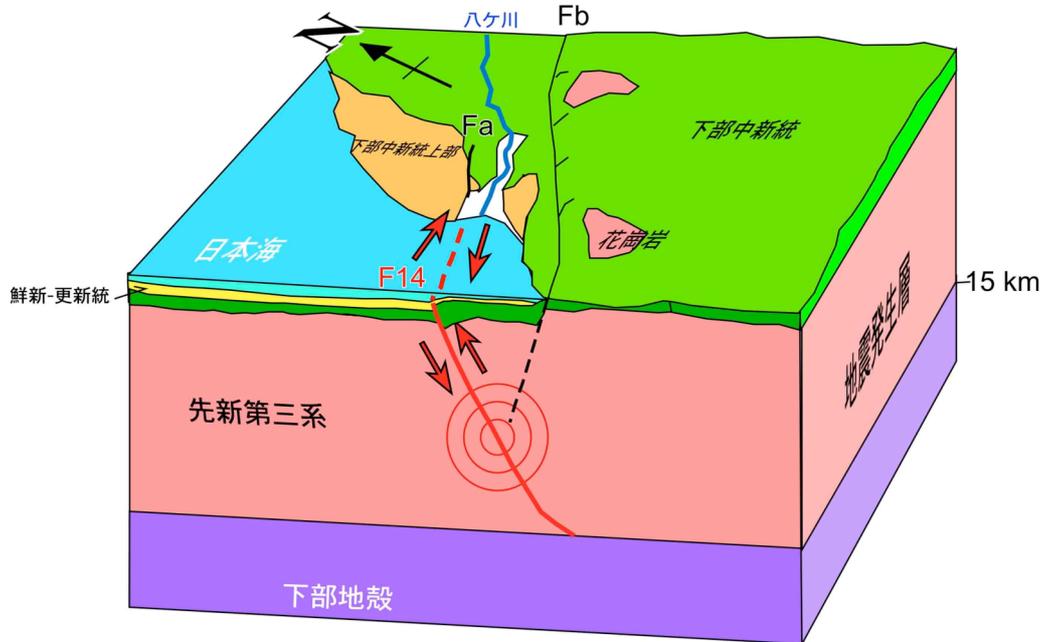


図3 震源域周辺の地質構造概念図