

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

平松良浩^{1)*}・片川秀基²⁾・田中敬介¹⁾

¹⁾ 金沢大学大学院自然科学研究科・²⁾ 北陸電力株式会社土木部

Activity of Microearthquakes in the Noto Peninsula and the 2007 Noto Hanto Earthquake: Relationships with the Formation of Geological Structures in the Noto Peninsula

Yoshihiro Hiramatsu^{1)*}, Hideki Katagawa²⁾ and Keisuke Tanaka¹⁾

¹⁾ Graduate School of Natural Science and Technology, Kanazawa University, ²⁾ Hokuriku Electric Power Co., Ltd.

Abstract

The Noto Peninsula is characterized geologically by tilted blocks and active structures associated with block movements. We investigate the activity of microearthquakes to discuss the relationships between the distribution of hypocenters, together with the 2007 Noto Hanto earthquake, and geological structures such as tilted blocks and active structures in the Noto Peninsula. We use the hypocentral catalogue for 1986–2004 of the Kamitakara Observatory, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University. In the southern Noto Peninsula, we can recognize relatively high seismicity areas corresponding to the block structures. We find that the block structures seem to control seismicity, and a tilted block structure is related closely to the source fault of the 2007 Noto Hanto earthquake. These suggest that a block structure may be a basic unit of the generation for a large earthquake in the Noto Peninsula.

Key words: the 2007 Noto Hanto earthquake, tilted block, active structure, the Noto Peninsula

1. はじめに

2007 年能登半島地震が発生した能登半島地域は、富山平野～砺波平野～金沢平野周辺の南縁以北とともに、丘陵性山地や丘陵と低地からなる地域で、飛騨山地など急峻な山地、山岳からなる南側の地域とは地形・地質構造が異なる (Fig. 1a). 地下構造を反映する情報として重力異常データがあるが、河野・古瀬 (1989) の重力異常図によると、富山平野～砺波平野～金沢平野周辺の低重力異常帯の南縁はほぼ両者の境界に対応している。また、微小地震活動の時空間分布や震源メカニズムは地震発生層の厚さや不均質構造、応力・歪状態の重要な指標であり、上部地殻の地球物理学的環境について情報を与

える。微小地震の発生する下限深さは日本列島の内陸部では概ね 15～20 km 程度で、温度構造によって規定されていると考えられている (Ito, 1990).

微小地震活動に基づく地体構造によれば (石田, 1991), 能登半島地域を含む中部日本周辺は、微小地震活動が比較的高い区域に区分されているものの、富山平野～砺波平野～金沢平野周辺の北側は地震活動が比較的低い地域である。特に富山県の富山平野、石川県の加賀平野と能登半島の内陸部は微小地震活動がほとんどない地域で、富山平野～砺波平野～金沢平野周辺の低重力異常帯の南縁にあたる富樫山地～医王山地～南部山地は微小地震活動で見ると活発な領域からやや静穏な領域への

* e-mail: yoshizo@hakusan.s.kanazawa-u.ac.jp (〒920-1192 金沢市角間町)

遷移帯である。また、「新編 日本の活断層」(活断層研究会, 1991)などの活断層分布図によれば, この遷移帯を境にして, 活断層の運動様式も横ずれ型から逆断層型へと変化している。これらのことから, 能登半島地域とその南側の地域とでは上部地殻の成り立ちや構造, 応力-歪の分布やその解放メカニズムの違いが反映されていることが示唆される。

能登半島地域は新第三紀・第四紀に形成された北東-南西方向の傾動地塊山地とその地塊構造, 地塊運動により特徴づけられる (Fig. 1b)。代表的な傾動地塊山地は能登半島北部に位置する奥能登丘陵で, 海成段丘面の分布と変形から地塊構造の存在が報告され, 第四紀以降も地塊運動が続いている (太田・平川, 1979)。地塊構造は奥能登丘陵南西延長の能登半島西方海域でも確認されており, 地塊境界には断層がある (片川ほか, 2005)。このような地塊構造は能登半島地域のもうひとつの傾動地塊山地である南部の石動・宝達山地でも確認されている (Kaseno, 1963; 片川ほか, 2002)。2007 年能登半島地震はこうした地塊構造で区画された断層区間を震源断層として発生した地震であると考えられている (片川, 2007)。一方, 能登半島地域には活動度が低いながらも微小地震活動域が存在し, 能登半島南部における地塊構造と微小地震活動に空間的な対応関係があることが指摘されている (平松ほか, 2007)。したがって, 2007 年能登半島地震は微小地震活動と地塊構造の関係についての理解を深める契機となるものでもある。第四紀を通じての詳細な地塊運動が研究されている地域は国内においては能登半島地域以外になく, 能登半島地域は現時点において, 地質構造単位の形成と断層運動や微小地震活動の関係が研究できる唯一の地域であると言える。

本論文では, 富山湾~富山平野~砺波平野~金沢平野周辺 (Fig. 1a) より北側の能登半島地域を対象として, 1980 年~2004 年の微小地震活動の特徴と時空間的な震源分布を整理し, 能登半島の新第三紀・第四紀の地形・地質構造形成に関する既往の資料とともに, 2007 年能登半島地震に関わった造構運動の場とその周辺の地震活動を検討し, 能登半島地域の地震発生について考察を行う。

2. 能登半島地域の概要

(1) 地形・地質構造

能登半島地域と富山湾~富山平野~砺波平野~金沢平野周辺は, 鮮新世以降の南北性隆起帯である能登-潮岬複合波曲帯の北端にあたる (木村, 1985)。北東-南西方向を示す山地や丘陵およびこれらと平野との境界が雁行

状に並び, 全体として南北ないし北北東-南南西方向の高まりをなしている。北東-南西方向の山地ないし丘陵は能登半島では, 北から奥能登丘陵, 石動・宝達山地があり (Fig. 1a), とともに南東側緩傾斜の傾動地塊山地である (鮎野, 1981; 片川ほか, 2002; 片川ほか, 2005)。さらに南には津幡・森本丘陵, 蟹江丘陵, 医王山地, 富樫丘陵が位置する。また, これらの東側には富山平野や砺波平野の周辺に呉羽山丘陵, 射水丘陵が位置する (Fig. 1a)。河野・古瀬 (1989), 河野ほか (2006), 本多ほか (2007) などの重力異常図によれば, 能登半島地域は富山湾~富山平野~砺波平野~金沢平野周辺の低重力異常帯より北側の重力異常値が比較的高い地域である。

地質は飛騨片麻岩類からなる基盤花崗岩を概ね新第三紀以降の地層・岩石 (鮎野 (1993) などによればその一部は古第三紀) が薄く覆っている。基盤花崗岩は重力異常値が大きなところでしばしば地表に露出する。富山湾~富山平野~砺波平野~金沢平野周辺では新第三紀層・第四紀層が厚く堆積すると推定される。

山地・丘陵と平野との境界には, 海域では地質調査所 (1992), 三澤 (1997), 岡村 (2007a), 陸域では「新編日本の活断層」(活断層研究会, 1991)などの活断層マップによれば, 山側ないし丘陵側傾斜の逆断層からなる北東-南西方向の活断層が存在する (Fig. 1b)。能登半島北部では, 奥能登丘陵の北方沖および西方沖に複数の活断層帯が分布する。また, 南部には石動・宝達山地の北西縁に邑知潟断層帯 (地震調査委員会, 2005) がある。奥能登丘陵, 石動・宝達山地はこれらの断層帯による隆起傾動地塊山地である。両者の間には平頂丘陵の中能登丘陵, 沖積低地が広がる。傾動地塊山地の第四紀地質構造形成については, 奥能登丘陵では太田・平川 (1979), 石動・宝達山地では Kaseno (1963) や片川ほか (2002) が地塊構造の存在を指摘している。また, 奥能登丘陵の傾動地塊山地や断層は南西延長海域に延長し, そこでも地塊構造が報告されている (片川ほか, 2005)。奥能登丘陵北方の活断層帯は北東沖にも延長することから, 同丘陵の北東側にも地塊構造が存在する可能性があり, 1993 年能登半島沖地震 (M 6.6) がこの海域で発生している。

なお, 本研究地域の北陸地方の平均的な応力場における水平圧縮応力軸はしばしば北西-南東方向と記述されることがある。しかし, 北北東-南南西方向の南北性隆起帯である木村 (1985) の能登潮岬複合破曲帯と水平圧縮応力軸は直交し, 北東-南西方向の傾動地塊山地や活断層, 平野・山地境界とは斜交している。本文においては両者を明確に区別して用いるので, 以下の議論で誤解を生じないように, 本研究地域の平均的な応力場における水

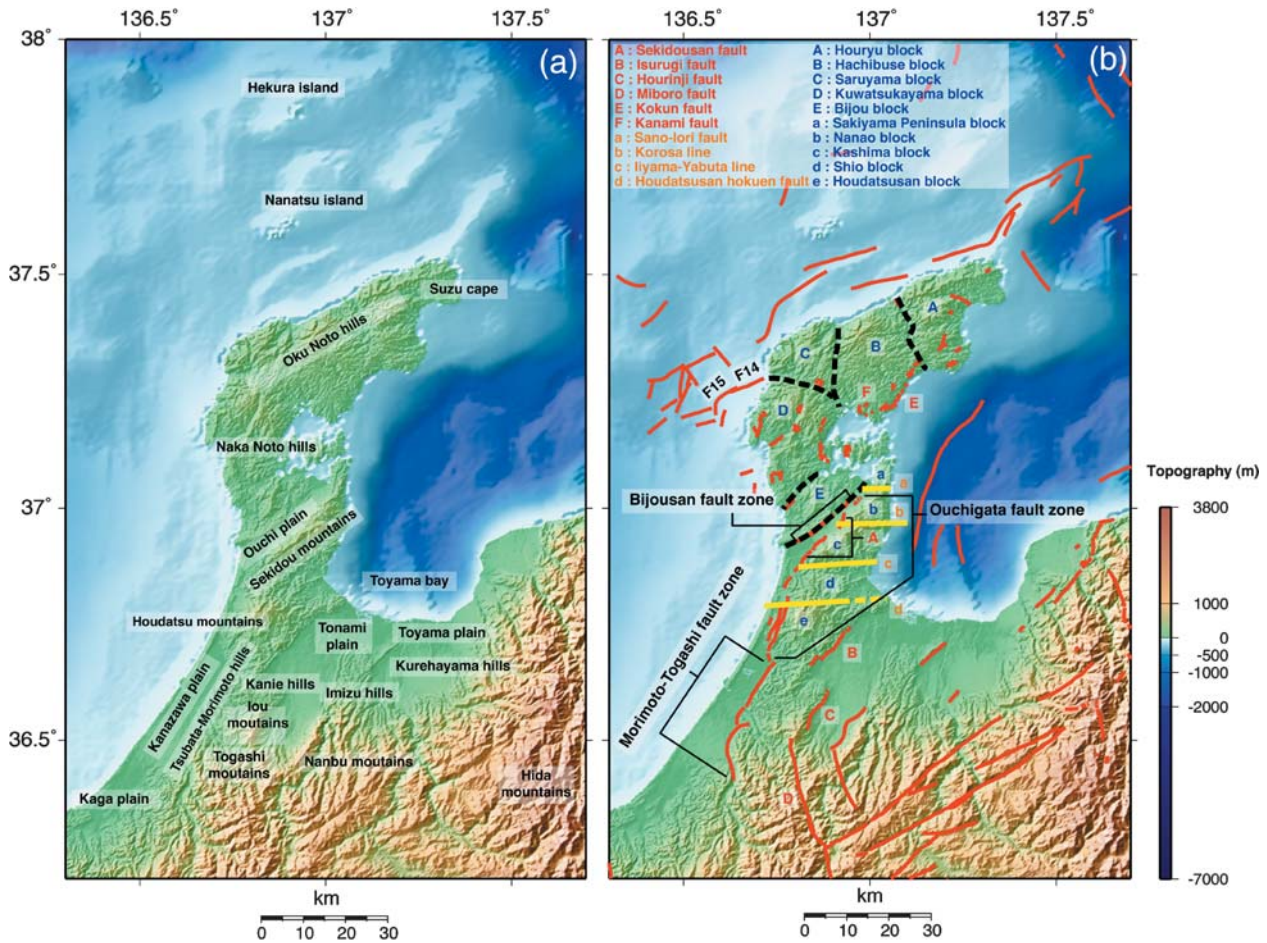


Fig. 1. (a) Geographical features, and (b) distribution of geological blocks, block boundaries (dashed lines) reported by Ota and Hirakawa (1979), active structures (yellow lines) reported by Katagawa *et al.* (2002), Quaternary active faults (red lines), in and around the Noto Peninsula.

平圧縮応力軸の方向は西北西-東南東方向と記述する。

北東-南西方向の傾動地塊山地や活断層、平野・山地境界は、リフト期に形成された北東-南西方向の古い構造が、2度の構造転換の後、東西圧縮下で地塊区間を単位に逆断層として再動することで形成されたと考えられている(片川, 2007; 岡村, 2007a, 2007b; Toda, 2008)。2007年能登半島地震はこうした逆断層で発生したが、左横ずれ成分の卓越が目立ち、余震分布を含め想定される震源断層面の傾斜は高角度である。この特徴および地震規模は西北西-東南東方向の水平圧縮応力軸下でこれと斜交する北東-南西方向、南東傾斜の高角度逆断層がほぼ地塊区間に対応して活動したとすることと調和的である。

(2) 能登半島の被害地震

能登半島の周辺地域では「最新版 日本被害地震総覧」(宇佐美, 2003)などによれば、被害地震は過去に7回発生している(Fig. 2)。地震規模がやや大きいのは

1729年のM 6.6~7.0の地震である。この地震により珠洲郡と鳳至郡で死者5人、損・潰家791、蔵の潰16の被害があった。この地震は「能登・佐渡の地震」と呼ばれ、佐渡でも潰家や死者があったとされているが(宇佐美, 2003)、具体的な被害記録がないことから、能登の局地的地震とされたものである。なお、この地震の規模は最近ではM 6.8とされることが多い(例えば、地震調査委員会, 2006)。その他の地震は概ねM 6程度であるが、2007年能登半島地震を含めて考えると、能登半島地域ではM 6.5クラスを上限として地震が発生していることになる。しかしながら、これらの地震の多くは被害分布から震央や規模が推定されているのみであり、それらの震源断層と能登半島地域の地質構造との関係は全く分かっていない。なお、1892年の地震については、最近、穴倉ほか(2007)は奥能登丘陵南西延長海域が震源となった可能性を指摘している。

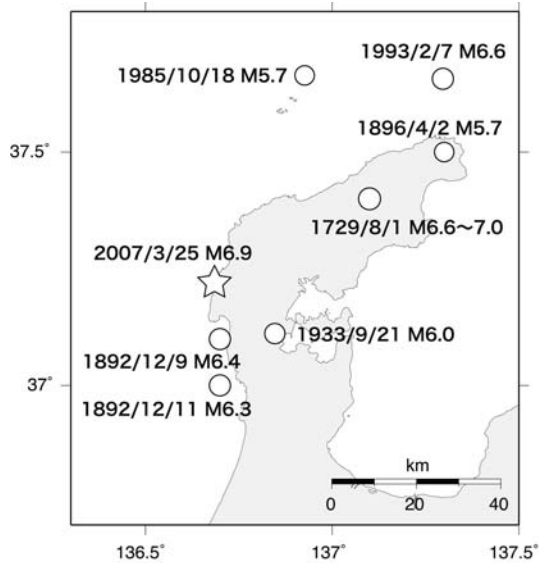


Fig. 2. Distribution of past disaster earthquakes (circles) in and around the Noto Peninsula. A star shows the epicenter of the 2007 Noto Hanto earthquake.

3. データ

本研究で用いる地震データは、京都大学防災研究所上宝観測所で震源決定された1986年から2004年までの微小地震の震源データ、および同観測所で検出された1997年以降のP波初動データである。これらのデータを用いて、能登半島地域の震源データの時空間的な均一性の確認を行い、微小地震活動の地域区分と震源メカニズムを検討した。以下に能登半島地域における微小地震観測網の変遷と使用したデータの詳細について述べる。

(1) 能登半島地域における微小地震観測網の変遷

1977年5月に地震予知計画の一環として、京都大学防災研究所上宝観測所に地震・地殻変動テレメータ・システムが導入され、3観測点（上宝（KTJ）、天生（AMJ）、楡原（NRJ））による高感度地震観測が開始された。1980年には1観測点（福光（FMJ））が増設されるとともに、名古屋大学高山地震観測所との間でテレメータによるローカルデータ交換も開始された。日本海中部地震を契機として日本海側の地震活動状況調査の必要性から、観測対象範囲は能登半島および富山湾に広がり1982年に七尾（NNJ）、朝日（AHJ）観測点が設置、1983年には宝立（HRJ）観測点が設置され、1985年には七尾、朝日観測点がテレメータ化され、1986年には宝立観測点がテレメータ化された（和田ほか、1990）。この結果、能登半島地域、特に中能登、奥能登において微小地震の検出が可能となり、能登半島における均質な震源データを得ることが可能となった。その後、1995年に衛星通信システ

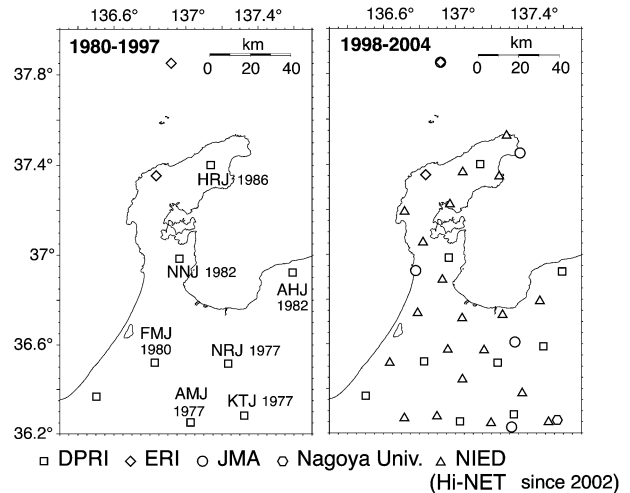


Fig. 3. Distribution of seismic stations in and around the Noto Peninsula during (a) 1980-1996 and (b) 1997-2004. Squares, diamonds, circles, hexagonal shapes and triangles are seismic stations of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Japan Meteorological Agency, Nagoya University and National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (Hi-net), respectively. Numbers in (a) show years when the seismic observation started.

ムおよびwinシステム（卜部・東田、1992）の導入、1997年10月には地震波形データの一元化がなされ、他機関の周辺観測点のデータを加えた震源決定が可能となり、検知能力が向上した。2002年5月からは防災科学技術研究所が展開する高感度地震観測網（Hi-net）の地震波形データが加わり、さらに検知能力と震源決定精度が向上している。能登半島地域周辺における観測点配置の変遷をFig. 3に示す。

(2) 震源データとP波初動データ

能登半島については1980年からの震源データが利用できるが、前節で述べたように1980年代前半には地震観測点が能登半島北部に無いため地震の検知能力は能登半島内で大きく異なる。震源データからは1980年から1985年までは能登半島中部から北部にかけて、地震活動が見られない。しかし、これは実際に地震が発生していないのではなく、能登半島北部に地震観測点が存在しなかったため検知能力がないため、見かけ上地震が発生していないように見えているだけであると考えられる。微小地震活動の時空間分布の解析には研究対象地域において均質な震源データが得られていることが望ましい。したがって、本研究では1986年から2004年の期間の震源データを解析対象とした。

能登半島地域の震源決定は上宝観測所によって行われているため、震源決定時には上宝観測所の速度構造が用いられている。これは飛騨地方における速度構造として作られたものであるため、能登半島地域の実際の速度構造とは少々異なる可能性がある。しかし、そのような速度構造の違いがあったとしても震源分布は大きく変わらず、本研究の議論には影響を及ぼすものではない。

P 波初動データについては、1980 年代～1990 年代前半のデータが利用できる環境にはないため（和田，私信，2006），win システム導入後で観測点数も多くなる 1997 年以降のものを用いた。データのフォーマットは win システムの pick ファイルのテキストフォーマットであり、震源情報の他に読み取りが行われた観測点における P 波、S 波の到着時間、最大振幅、初動の P 波極性や震源からの距離、方位角、P 波、S 波の射出角、理論走時との走時残差などが記されている。pick ファイルの P 波極性と P 波の射出角、方位角を用いて震源メカニズムを決定した。

4. 震源分布と震源メカニズム解の解析

微小地震の震源分布の解析には、その目的に応じて空間分布図（平面図と 2 方向断面図）、時空間分布図、規模別頻度分布図の各図を用いた。

(1) 深さ範囲

表層近傍に震源決定された地震の中には発破などの自然地震ではないものが含まれている可能性がある。また、震源の深さが決まらない地震を震源決定するために、便宜上深さ 0 km に固定している場合もある。このような震源データを除外するため、本研究では使用する震源データの上限深さを 0 km、1 km、2 km、3 km とした震央分布図を作成し、上限深さについて検討を行った。この結果、上限深さ 2 km と 3 km では大きな差が見られず、また本研究の対象は地震発生層中で発生する微小地震の空間分布であることから、能登半島全域における定常的な微小地震の平面的な分布を調査する際は上限深さを 3 km とした。下限深さについては、1990 年代前半以前のデータでは深さ精度が悪く 20 km 以深に震源決定されている微小地震も少なくないため、30 km とした。なお、浅部で発生する群発地震等があるため、局所的な領域での震源分布を調べる際には、この限りではない。

(2) マグニチュードの範囲

ある地域内における地震活動度の比較を行うためには、その地域での地震の検知能力に差が生じないように、あるマグニチュード以上の地震に限定して解析を行

わなければならない。本研究対象地域では、1997 年以前は地震観測点が南部に偏していたため、北部と南部では地震の検知能力に差がある。そこで、1993 年能登半島沖地震の余震を除外するために北緯 37.5 度を北限とする範囲で、研究対象地域を北緯 37 度で北部と南部に分け、地震規模別頻度分布図により地域毎に検知能力を確認した。この結果、研究対象地域北部では M 1.8 以上、同南部では M 1.3 以上、1998 年以降では M 1.0 以上の地震で検知能力があることが分かった（Fig. 4）。そのため、能登半島全域における地震活動度の比較には、1986 年から 2004 年までの期間についてマグニチュード 1.8 以上の地震を解析対象とした。ただし、各領域内の地震活動や震源分布の概形を調べる際には、より小さい地震まで含めた方が詳しい結果を得られる場合もあり、場合に応じてマグニチュードの下限を選んだ。

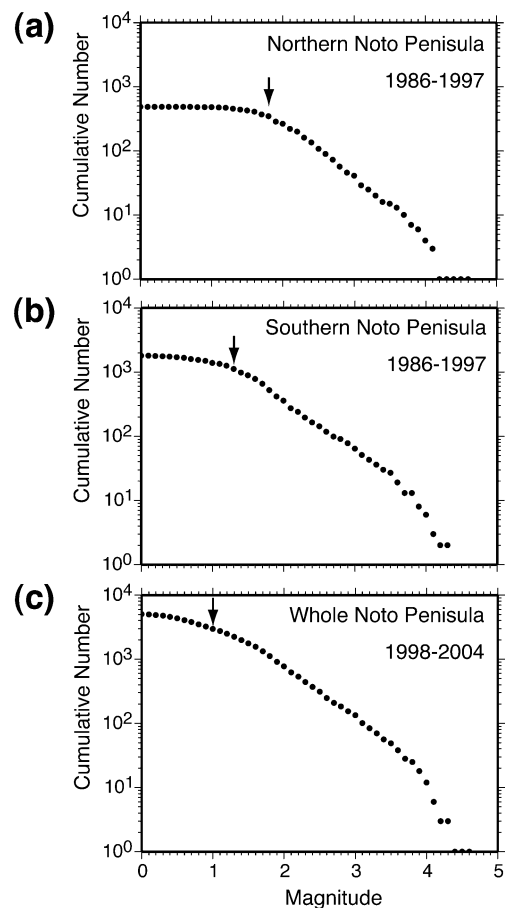


Fig. 4. Size distribution of earthquakes (magnitude versus cumulative number) during 1986-1997 in (a) the northern and (b) the southern, and (c) during 1998-2004 in the whole Noto Peninsula. Arrows show the lower limit magnitude of detectable ability of earthquakes.

(3) デクラスター処理

能登半島全域における定常的な地震活動度を評価する際には、Reasenberg (1985) のプログラムを用いてデクラスター処理を施した震源データを用いた。このプログラムでは、あるマグニチュード M の地震（本震）の余震範囲をスケーリング則から推定される断層面積を利用して決めている。この余震範囲を調整するパラメータとして R ファクターがあり、本研究では $R=10$ とした。なお、能登半島地域における地震活動度の相対的な高低は R ファクターの値には依存せず、後述する議論に影響を及ぼすものではない。

(4) 震源メカニズム解（断層面解）の決定

本研究では、1997 年以降の地震について震源メカニズム解（断層面解）を決定する。上宝観測所において win システム（卜部・東田，1992）を用いて読み取られた P 波初動の観測値を用いて、Maeda (1992) のプログラムにより P 波初動の押し引き分布から震源メカニズム解を求めた。このプログラムでは、 P 軸（主圧力軸）、 T 軸（主伸張軸）、 N 軸（中立軸）の方位角と傾斜角をグリッドサーチし、それらの中からスコア値（推定された震源メカニズム解による押し引き分布と観測された押し引き分布の適合度）が高いものを、その地震のメカニズム解として選択する。 P 軸（主圧力軸）、 T 軸（主伸張軸）、 N 軸（中立軸）の方位角と傾斜角の値から、Aki and Richard (1980) の断層面解の定義に従い、2つの節面の走向、傾斜角、すべり角を求めた。

観測点配置の偏りのため、微小地震の震源メカニズム解は信頼性に欠ける場合がある。こうした場合を除外するため、解析はマグニチュード 1.8 以上の地震に限定した。また、結果についても、押し引き分布および節線や P 軸、 T 軸のばらつきを考慮し、震源メカニズム解が精度よく決定されているもののみを採用した。Hi-net の観測点が導入された 2002 年以前の地震については、観測点数が少ないため決定された震源メカニズム解の信頼性は低く、2002 年以降の地震に比べると 2002 年以前の地震で震源メカニズム解が決定できたものは少ない。本研究では、広域応力場や周辺の断層構造との議論が可能となるデータ数が得られた「石動山クラスター」と「富樫・医王山・蟹江クラスター」の震源メカニズム解について報告する。

なお、能登半島地域では正断層型の震源メカニズムをもつ地震も報告されている（小泉ほか，1993）。それらは、西北西-東南東方向に水平圧縮応力軸をもつ北陸地方の平均的な応力場の下では起こりにくい地震である。本研究においても、正断層型の震源メカニズム解が得ら

れた地震はあったが、先に述べた基準に従って棄却されている。小泉ほか（1993）で正断層型として報告されているものは、観測点配置の悪さのために見かけ上正断層型の震源メカニズム解を示しているか、あるいは、非常に特殊な地震であると考えられる。

5. 能登半島地域の微小地震活動

Fig. 5 に 1986 年から 2004 年の間に能登半島地域周辺で発生した深さ 3 km から 30 km、マグニチュード 1.8 以上の地震の震央分布を示す。また、Fig. 6 にデクラスター処理によりクラスターと判断された地震の震央とクラスター除去後の震央分布図を示す。Fig. 5 と Fig. 6 には国土地理院 (GSI) によって GPS で観測された地殻変動から推定された能登半島地震の震源断層位置 (Ozawa *et al.*, 2008) も示している。Fig. 7 は能登半島地域の地震活動度を定量的に見るために、デクラスター処理後の震源データを用いて、格子サイズ 0.025 度 \times 0.025 度で作成した地震数密度分布である。これらの図から、能登半島地域周辺の地震活動は、ほぼ邑知平野を境に能登半

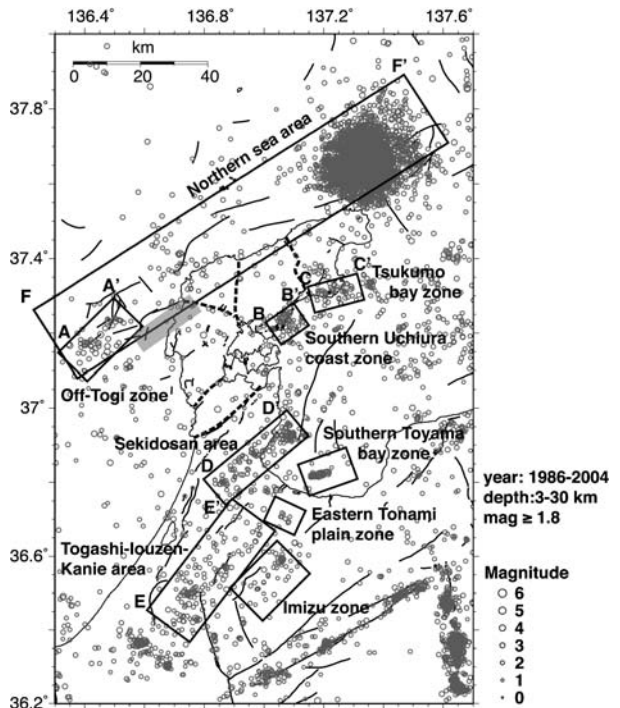


Fig. 5. Epicentral distribution of earthquakes (circles) in and around the Noto Peninsula. Rectangles with solid lines show relatively high seismicity areas and zones. A gray rectangle shows the location of the source fault of the 2007 Noto Hanto earthquake (Ozawa *et al.*, 2008). Lines are Quaternary active faults and dashed lines the block boundaries reported by Ota and Hirakawa (1979)

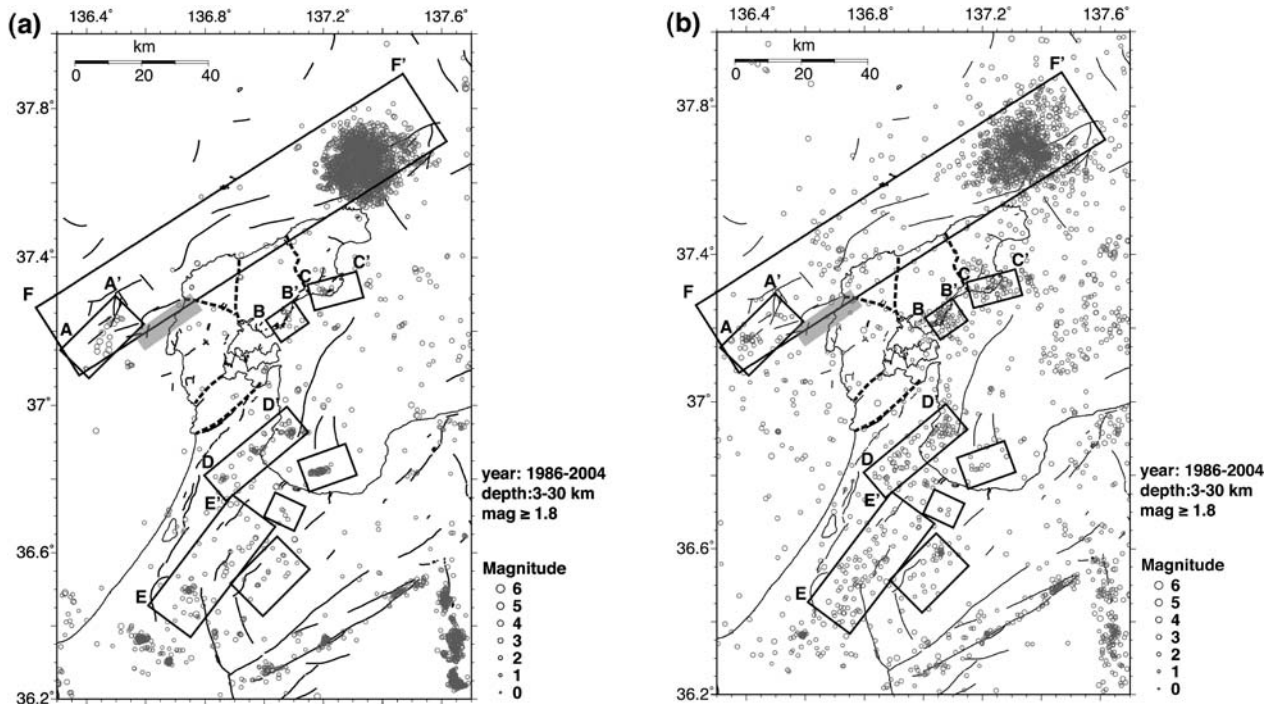


Fig. 6. Epicentral distribution of (a) clustered and (b) declustered earthquakes (circles) in and around the Noto Peninsula. The other symbols are the same as those in Fig. 5.

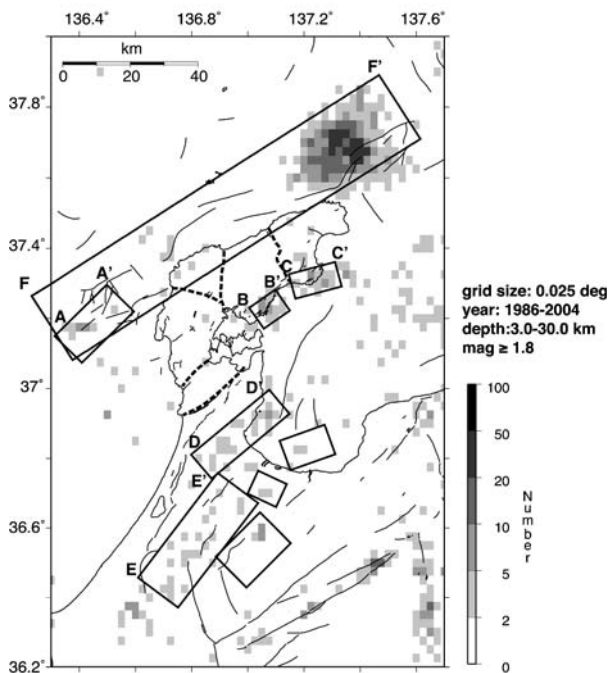


Fig. 7. Distribution of number density of declustered earthquakes in and around the Noto Peninsula. A grid size is $0.025^\circ \times 0.025^\circ$. The other symbols are the same as those in Fig. 5.

島北部で低く、能登半島南部で高いことが分かる。また、周囲に対し相対的に地震活動が高い地域が大小いくつか

認められる。

本研究に用いた震源データ全体では、能登半島地域全体の地震の震源は概ね深さ 6~18 km に集中しているが、震源決定精度の良い 2002~2004 年に着目するとその下限深さは概ね 10~14 km である (平松・和田, 2007)。2007 年能登半島地震について震源決定精度の高い陸域の余震の下限深さは、気象庁の一元化震源データでは 12~14 km である (平松, 2007)。しかし、合同余震観測グループのデータを用いて、より詳細な余震分布の解析を行った平田ほか (2007) や Sakai *et al.* (2008) によると、余震の下限深さは 10~13 km と気象庁一元化震源に較べ浅くなる。13 km という下限深さは平松・和田 (2007) が報告した眉丈山断層帯付近で 2006 年に発生した M 3.8 の地震とその余震の震源決定結果とほぼ同じである。これらの微小地震や 2007 年能登半島地震の余震の下限深さは地震発生層の下限を反映しているとする、能登半島地域での地震発生層の下限は 10~14 km 程度であると考えられる。なお、伊藤 (2002) によれば、地震発生層の下限はこれらの微小地震や 2007 年能登半島地震の余震の下限深さよりも浅くなることが考えられる。個々の解析領域における震源の下限深さについては後述する。

(1) 能登半島北部

能登半島北部における地震活動は奥能登丘陵やその周

辺で認められる (Fig. 5, Fig. 7). 最も活発なのは珠洲岬沖で、これは 1993 年能登半島北方沖地震の余震活動である。この地震の余震域周辺では 1991 年まで地震活動はほとんどなく、1992 年にわずかな活動が始まってその翌年に地震発生となった (伊藤ほか, 1994)。このほか、奥能登丘陵北方沖、西方沖の海域付近には「富来沖域」があるほか、若干の点在が認められる。内浦海岸付近には能登半島北部で最も地震活動が高い「内浦海岸南部域」、「九十九湾域」がある。

「富来沖域」は、地震観測点のある陸域から 20 km ほど沖合の地震活動であるため、震源決定精度が悪く、地震分布は散漫ではあるが、約 15 km × 約 5 km の矩形領域に微小地震活動が認められる。矩形領域内ではさらに 2 か所で相対的に高い地震活動が認められ、震源は北東部で深さ約 5 km 付近、南西部で深さ約 10 km 付近に分布する (Fig. 8)。なお、深さ 22 km 付近に横一列に震源が分布しているように見えるが、これは震源決定上生じ

た人為的な震源分布であると考えられる。ちなみに、北東側に隣接し一部が重なる 2007 年能登半島地震の震源域周辺の余震は、大学合同余震観測によれば、深さ 2~13 km で発生している (Yamada *et al.*, 2008)。時空間分布図を見ると、富来沖域の微小地震活動は 1995 年以降検出できるようになったことが分かる (Fig. 9)。1995 年に生じた群発的な活動は深さ 22 km 付近に震源決定されているものである。南西部の活動は主に 1996 年と 1997 年、北東部の活動は 1998 年の一時期に集中している。

「内浦海岸南部域」は約 10 km × 約 8 km の範囲に震央が塊状に分布し、「九十九湾域」は約 15 km × 約 8 km の東北東-西南西方向に長辺をもつ帯状の矩形を成している (Fig. 5)。両地域とも微小地震は定常的に発生している。「九十九湾域」では 1993 年に M 4.6 と能登半島の地震活動としては大きめの地震が発生している。これらの地域でも震源決定精度が低く、断面図を見ても断層構造を表すような震源分布を見ることはできない (Fig. 10, Fig. 11)。2002~2004 年の震源データによると、微小地震の震源は「内浦海岸南部域」では深さ 13~18 km に、「九十九湾域」では深さ 5~15 km に分布している。しかし、これらの地域でも震源の深さが実際より深く決まっている可能性があり、下限深さの議論のためには今後の精度の良いデータの蓄積が必要である。

(2) 能登半島南部以南

能登半島南部では、山地・丘陵内を主として、北東-南西方向の長辺を持つ大きな矩形で囲まれる微小地震分布が特徴的である (Fig. 5)。このほか小さな塊状の分布が点在する (Fig. 5)。北東-南西方向の長辺を持つ大きな矩形を単位とする微小地震分布域をここでは区域と呼ぶ。こうした区域は「石動山区域」、「富樫・医王山・蟹江区域」、「射水区域」がある。そのほかの小さな塊状の

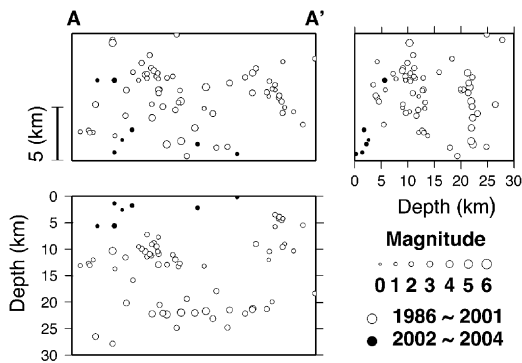


Fig. 8. Spatial distribution of earthquakes in the off-Togi zone. The magnitudes of the earthquakes are greater than 0.0. Open circles show the earthquakes during 1986-2001 and solid ones those during 2002-2004.

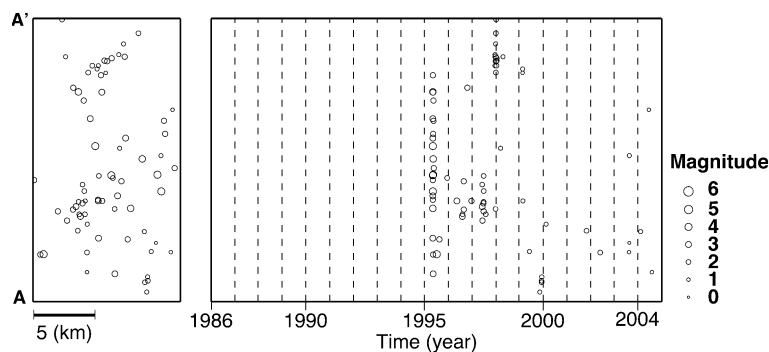


Fig. 9. Time-space distribution of earthquakes in the off-Togi zone. The magnitudes of the earthquakes are greater than 0.0.

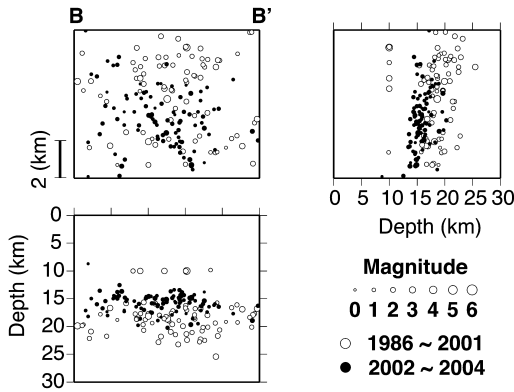


Fig. 10. Spatial distribution of earthquakes in the Uchiura coast zone. The magnitudes of the earthquakes are greater than 0.0. Open circles show the earthquakes during 1986-2001 and solid ones those during 2002-2004.

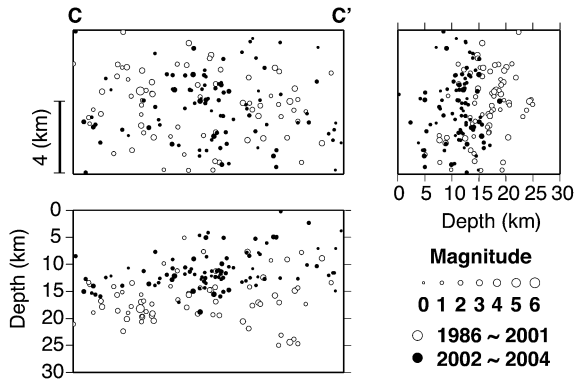


Fig. 11. Spatial distribution of earthquakes in the Tsukumo bay zone. The magnitudes of the earthquakes are greater than 0.0. Open circles show the earthquakes during 1986-2001 and solid ones those during 2002-2004.

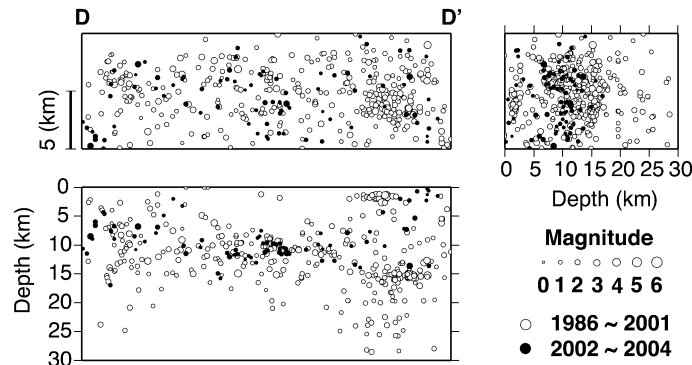


Fig. 12. Spatial distribution of earthquakes in the Sekidousan area. The magnitudes of the earthquakes are greater than 0.0. Open circles show the earthquakes during 1986-2001 and solid ones those during 2002-2004.

分布には「砺波平野東部域」,「富山湾南部域」がある。ただし,「射水区域」,「砺波平野東部域」,「富山湾南部域」については,本研究が対象とする地塊構造との関連性が低いため本文では触れない。

「石動山区域」は長辺約 32 km, 短辺約 10 km,「富樫・医王山・蟹江区域」は長辺約 42 km, 短辺約 16 km,「射水区域」は長辺約 20 km, 短辺約 14 km である。いずれも概ね北東-南西方向の逆断層により隆起した山地や丘陵の内部にある。「石動山区域」と「富樫・医王山・蟹江区域」とは 15 km 程度の隔たりがあり, 矩形の北西側長辺についてみると,「富樫・医王山・蟹江区域」は「石動山区域」に対し東側に 10 km 程度オフセットしたような分布を示す (Fig. 5)。

「石動山区域」の微小地震の空間分布図によると (Fig. 12), 微小地震分布の上限は概ね深さ 5 km 付近, 下限は概ね深さ 15 km 付近である, この領域では深さ 30 km 付近まで震源が分布しているが, その分布は散漫であり, 観測点が疎であった時代の震源決定の深さ精度が良くない期間のデータの影響があらわれていると考えられる。深さ 20 km 付近に並んでいる震源は震源決定精度が低い時期のデータによるものであり, これらは速度構造境界付近に位置するため, 実際の震源分布を表しているものではない。2002-2004 年の震源決定精度の良い震源データでは, 下限の深さは概ね 13 km 程度であり, これが地震発生層の下限と考えられる。

また,「石動山区域」内の地震活動を細かくみると, 氷見沖, 氷見陸域, 宝達山北東麓に微小地震活動の集中域として 3 つのクラスターがある (Fig. 13) ことが分かる。長辺方向の断面図から, 3 つのクラスターの震源深さが異なることが分かる。宝達山北東麓のクラスターの震源は深さおよそ 7 km から 12 km に集中しており, 深

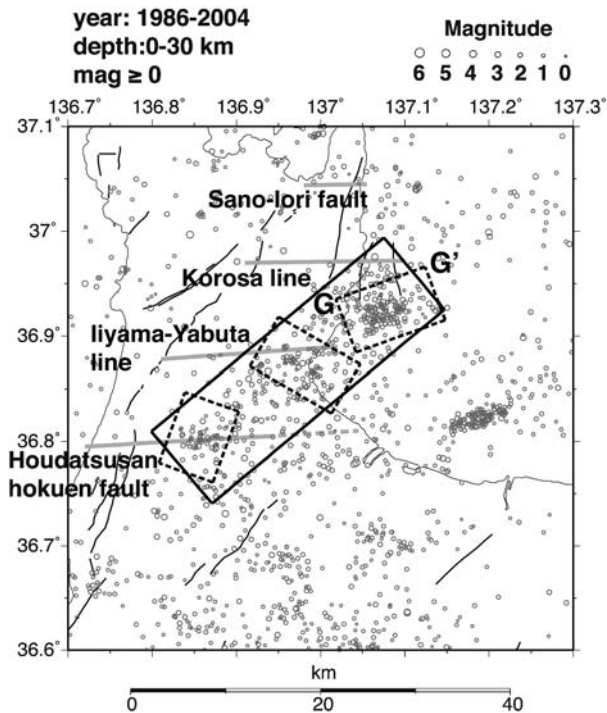


Fig. 13. Distribution of epicenters, three clusters (dashed rectangles), active structures (gray lines), and Quaternary active faults (black lines) in and around the Skidousan area (solid rectangles).

さ方向に延びた分布をしている。それに対して、氷見陸域のクラスターの震源の深さは10 km前後でやや水平方向に延びた分布をしている。一方、氷見沖域のクラスターは深さの異なる2つの領域で発生している。1つは深さ2 km付近に集中し、水平方向に延びた分布をしており、もう1つは深さ15 km付近に集中している。この領域近くには七尾観測点が1982年から設置されており(Fig. 3)、1990年代前半までに観測点配置や観測システム、震源決定法に特に変更はなく、また、この領域で発生した1990年代前半までの地震の全てが常に深さ2 km付近に震源決定されていないことから、これらのクラスターの深さの差は観測点配置等による見かけのものではないと考えられる。本研究で用いた震源データではこれらの小クラスターを含めて、「石動山区域」の地震から断層面を表すような震源分布を見ることはできない。

震源の深さ分布は長辺方向に沿って、南西側の10 km前後から北東側の15 km前後と変化しているようにも見える。しかし、これは上記のクラスターの深さの違いによる影響が大きく、「石動山区域」内における定常的な地震活動の深さの変化の有無は明瞭ではない。また、震源決定の深さ精度が良い2002年以降のデータを見ても地震数が少ないために、震源の下限深さの変化の有無は

良く分からない。今後の高精度の震源データの蓄積が待たれる。

「石動山区域」における地震活動の時空間分布をFig. 14に示す。また、氷見沖域における計4回のクラスター活動をFig. 15に示す。1986年から2004年の期間における、「石動山区域」での最初の活発な地震活動は1987年に氷見沖域で発生し、このときの最大地震はM 3.8である。これは「石動山区域」で発生した最大規模の地震でもある。1988年にも同じ領域で活発な地震活動があり、鉛直断面図で深さ2 km付近に集中する地震活動がこれにあたる。1988年には、この地震活動後、南西側でも小規模な地震活動があった。1992年には、1987年と1988年の地震活動域より北東側でやや小規模な地震活動があった。1996年には1987年の地震活動域よりやや北東側、1992年の地震活動域より南側で群発的地震活動が発生している。氷見陸域のクラスターを形成する地震活動は1996年に発生している。地震規模や数は1996年の氷見沖域の活動と比べると小さく、氷見沖域の地震活動より半年ほど遅れて発生している。宝達山北東麓のクラスターの活動は氷見沖域や氷見陸域と同じように短期間で集中的に発生しているようには見えないが、2000年以降にマグニチュードの小さな地震が定期的に発生している。このように、氷見沖域、氷見陸域、宝達山北東麓のクラスターは、それぞれ異なる活動時期、活動様式、震源深さ分布の特徴を持つことが分かる。

「石動山区域」における震源メカニズム解を下半球投影によりFig. 16に示す。この領域で起こっている地震の震源メカニズムは西北西-東南東から北西-南東方向に主圧力軸を持つ横ずれ断層または逆断層型である。これらは北陸地域で見られる典型的な震源メカニズムであり、「石動山区域」の地震活動は概ね西北西-東南東方向の水平圧縮応力場により生じていることを意味する。氷見陸域と宝達山北東麓の小クラスターは東-西方向の地質断層上に位置しており、その方向に近い節面の横ずれ型の震源メカニズム解を示す地震がある。また、それらのすぐ近傍には北北東-南南西方向や北東-南西方向の走向をもつ節面の逆断層型の震源メカニズムを持つ地震があり、地表の活断層帯や地質構造と矛盾しない震源メカニズムが得られていることが分かる。また、「石動山区域」全域で見ても、東-西方向の節面よりも北北東-南南西方向に近い節面の方が全体的傾向と調和的である。なお、この方向はこの領域の外側に位置する邑知潟断層帯や石動断層の走向と低角度で斜交するか同じであり、この領域の地震活動とこれらの断層帯の構造の関係が示唆される。

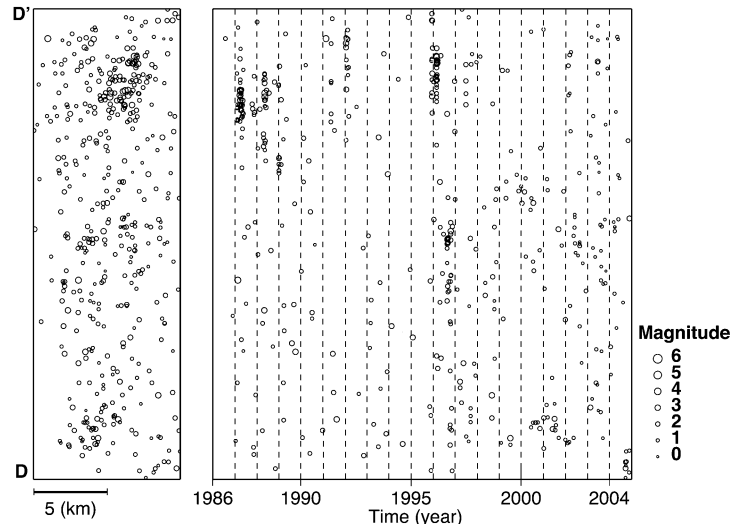


Fig. 14. Time-space distribution of earthquakes in the Sekidousan area. The magnitudes of the earthquakes are greater than 0.0.

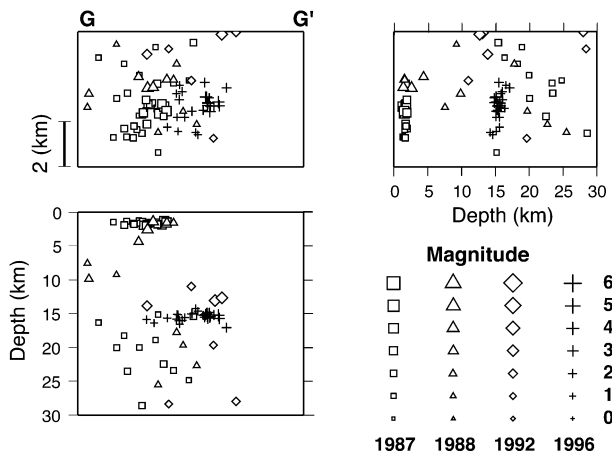


Fig. 15. Spatial distribution of clustered earthquakes in the off-Himi zone. The magnitudes of the earthquakes are greater than 0.0. Squares, triangles, diamonds, hexagonal shapes show the cluster in 1987, 1988, 1992 and 1996, respectively.

「富樫・医王山・蟹江区域」の微小地震震源の空間分布を Fig. 17 に示す。南西側では震源の集中域の下限深さは約 10 km であるが、そこから北東側に行くにつれ、御母衣断層の延長位置を越えた辺りから下限深さが水平方向で 10 km ほどの距離の間に 5 km 深くなり、15 km 程度の下限深さのまま北東端まで達する。下限深さの変曲点の真上には福光観測点が位置していることから、この下限深さの変化は系統的な震源決定誤差によるものではなく、この地点を境界にして地震発生層の構造が変化していることが考えられる。また、震源の集中域の上限深さも下限深さと同様の変化をしており、南西側では深

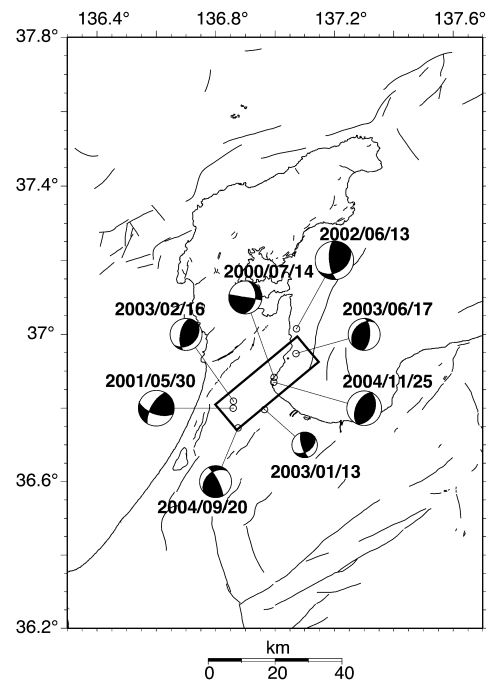


Fig. 16. Fault plane solutions (lower-hemisphere projection) in the Sekidousan area.

さ 5 km, 北東側では深さ 10 km である。すなわち、「富樫・医王山・蟹江区域」では厚さ 5 km 程度の地震発生層が存在し、御母衣断層の延長線と交差する辺りに地震発生層の変曲点があることが分かる。こうした地震発生層の深さの変化は、断層構造が地震発生層の構造に関係していることを示唆する。この特徴は震源決定精度の良い 2002 年以降の地震の震源分布でより明瞭に見ること

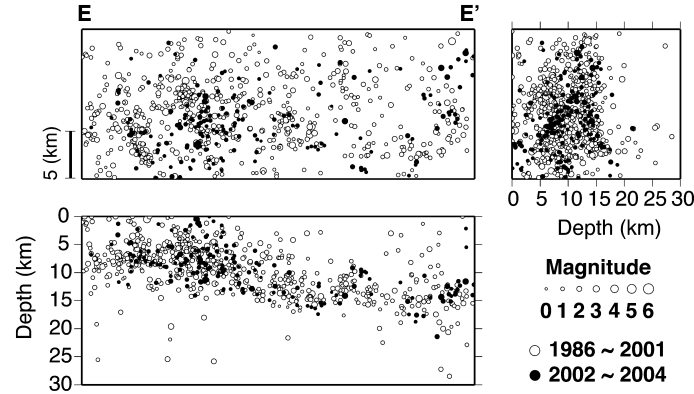


Fig. 17. Spatial distribution of earthquakes in the Togashi-Iouzen-Kanie area. The magnitudes of the earthquakes are greater than 0.0. Open circles show the earthquakes during 1986–2001 and solid ones those during 2002–2004.

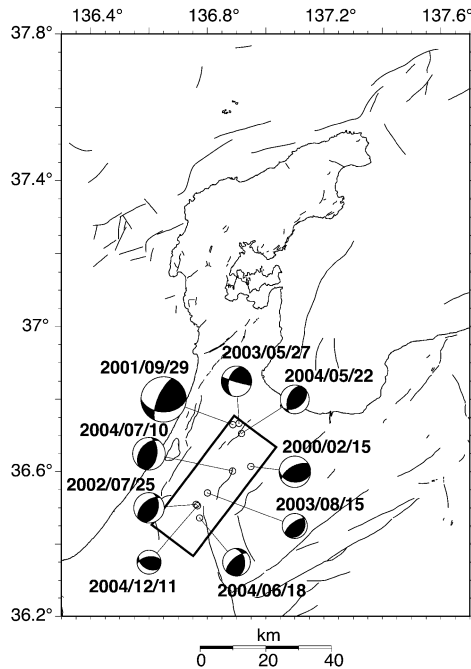


Fig. 18. Fault plane solutions (lower-hemisphere projection) in the Togashi-Iouzen-Kanie area.

ができる (Fig. 17).

「富樫・医王山・蟹江区域」における震源メカニズム解を Fig. 18 に示す。南-北方向に近い P 軸をもつ逆断層型の震源メカニズム解もあるが、西北西-東南東から北西-南東方向に P 軸をもつ逆断層型もしくは横ずれ成分を含む逆断層型のメカニズムが卓越していることが分かる。したがって、この領域でも西北西-東南東方向の水平圧縮応力場と考えてよく、北陸地方の平均的な応力場のもとで微小地震が発生していることが分かる。節面の走向方向は北東-南西方向のものが多く、「富樫・医王

山・蟹江区域」内および周辺に存在する森本・富樫断層帯、石動断層、法林寺断層などの走向方向と調和的であり、これらの断層構造と地震活動との関連性が示唆される。しかしながら、空間分布図 (Fig. 17) からは断層面に相当するような震源分布は見られず、今後の精度の高い震源データの蓄積が待たれる。

6. 2007 年能登半島地震および奥能登丘陵の地震活動と地質構造の関係

(1) 奥能登丘陵の地質構造形成

太田・平川 (1979) は、海成段丘面の分布の不連続に着目し、奥能登丘陵が地形区分に対応して複数の地塊からなることを示した。それらは北から宝立地塊、鉢伏地塊、猿山地塊、桑塚地塊である。こうした地塊構造はブーゲ異常 (Honda *et al.*, 2008) から確認することができ、高比抵抗体 (Yoshimura *et al.*, 2008) が猿山地塊と桑塚地塊の境界付近に位置している。

一方、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図示、報告されている。地質調査所 (1992) や岡村 (2007a) などは第四紀以降に活動した断層帯を示し、三澤 (1997) は猿山山地沖の断層帯に第四紀後期以降に活動している断層があることを報告した。片川ほか (2005) は奥能登丘陵南西延長海域で北東-南西走向、南東側緩傾斜の 2 列の傾動地塊山地を見出し、それらが複数の地塊を単位に断層運動を繰り返してきたこと、2007 年能登半島地震の震源が位置する傾動地塊山地でそうした地塊運動が第四紀後期以降にも継続していることを示した。

2007 年能登半島地震はこうした地塊を単位とした地

質構造形成と地震時の地殻変動の対応関係を確認する契機になった。平田ほか (2007) や Sakai *et al.* (2008) は本震、余震分布などから既往の地質資料を検討し、震源断層は片川ほか (2005) の F14・F15 断層の下部延長である可能性が高いとした。片川 (2007) は、片川ほか (2005) で用いられた海上音波探査記録に拠って、約 12 万年前の地層境界などの変位、変形の分布から地塊構造を再検討した。そして、傾動地塊山地と高角度で斜交する断層が分布し、断層間に境に地層の分布や変位の累積に不連続が見られるところ (F15 断層) を境に、地質構造形成の単位として独立的に活動してきたとみなせる F14・F15 地塊を見出し、震源断層はこの地塊を隆起させた断層であり、その地表延長位置に活断層が位置しているとした。2007 年能登半島地震の各種断層モデルも震源断層が F14・F15 地塊を隆起させた断層であることを示している (例えば、Ozawa *et al.*, 2008; Horikawa, 2008)。なお、この地塊区間の陸域は太田・平川 (1979) の桑塚地塊にあたる。2007 年能登半島地震に伴う主要な地震活動の東端はほぼこの地塊区間に収まっている (Honda *et al.*, 2008)。

(2) 奥能登丘陵の地震活動と地質構造

能登半島の場合、基盤花崗岩を覆う新第三紀・第四紀の地層・岩石が薄くしばしば基盤花崗岩が地表に露出することから、上部地殻浅所の地質構造と上部地殻深所の地下構造、言い換えれば断層構造とそれを反映する微小地震活動と何らかの関係があることが期待される。ここでは、奥能登丘陵について、既述した奥能登丘陵の第四紀地質構造形成と 2007 年能登半島地震をはじめとする過去の被害地震および微小地震の分布の関係について考察する。

2007 年能登半島地震をはじめ過去の被害地震の多くが M 6.5 クラスを上限として奥能登丘陵周辺で発生してきたと推定されているが、奥能登丘陵の微小地震活動は、能登半島北部のなかでは比較的高いが、能登半島南部の山地、丘陵に比べると低い。

奥能登丘陵の微小地震活動の中で地質構造との関係が指摘されうるのは、内浦海岸沿いの「内浦海岸南部域」、「九十九湾域」である。「内浦海岸南部域」の周辺には古君断層 (確実度 I, 活動度 B, 長さ 10 km) のほか鹿波断層など活動度 C の短い活断層が北東-南西方向に並行ないし雁行して分布する (活断層研究会, 1991)。「九十九湾域」の周辺にも短い活断層が分布する。しかしながら、震源決定精度の低さに起因すると考えられるが、微小地震は平面的には塊状の分布をしており、それぞれ 13~18 km, 10~15 km の深さに分布し、活断層に沿うような線

上あるいは帯状の配列は認められない。

能登半島北方沖から西方沖北部にかけては断層帯群が分布しており (Fig. 1b), この断層帯群が南東側緩傾斜の傾動地塊山地である奥能登丘陵を隆起させてきた可能性が高い。猿山地塊沖 (三澤, 1997), 能登半島西方沖北部 (片川ほか, 2005) の区間では、南東側隆起の断層が確認され第四紀後期以降の活動区間が特定されている。奥能登丘陵の地塊構造は、その南西延長の西方海域北部にも見出されており、先に述べたように、2007 年能登半島地震の震源断層面上のすべり量分布と余震分布 (Horikawa, 2008) や地殻変動 (Ozawa *et al.*, 2008; Hiramatsu *et al.*, 2008), 余震分布と地下構造 (Honda *et al.*, 2008; Yoshimura *et al.*, 2008) は、このうち陸域で桑塚地塊につながる地塊の隆起を担う断層が破壊したことを示している。この地塊区間内の微小地震活動は 1998 年までほとんど認められなかったが、1999 年に富来北部で小規模な塊状の活動があり、それ以降、僅かながら活動が認められた。1993 年能登半島沖地震についてみると、伊藤ほか (1994) が報告しているように、1980~1991 年には地震活動はほとんどなく、1992 年に余震域の中ほどでわずかながら認められ、翌年の地震発生となった。

2007 年能登半島地震で断層運動が起こった地塊区間の西側には「富来沖域」周辺の地震活動がある (Fig. 5)。穴倉ほか (2007) は 1892 年能登の地震 (M 6.4) がこの付近で発生した可能性を指摘している。この海域にも地塊が存在し、この隆起を担う断層は第四紀後期以降の新しい時代 (片川ほか, 2005), さらに完新世に活動していることから (井上ほか, 2007), その可能性は低くはない。

Fig. 19 に能登半島北方海域におけるデクラスター処理を行った M 1.8 以上の地震の空間分布図を示す。Fig. 5 や Fig. 7 と合わせて見ると、猿山地塊沖から宝立山地塊沖にかけての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, 2007a) 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「富来沖域」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 (Fig. 5, Fig. 6b)。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もできよう。同様の見方をする、1993 年能登半島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、さらに沖合の七ッ島付近で 1985 年 10 月 18 日に M 5.7 の地震が発生しているが、過

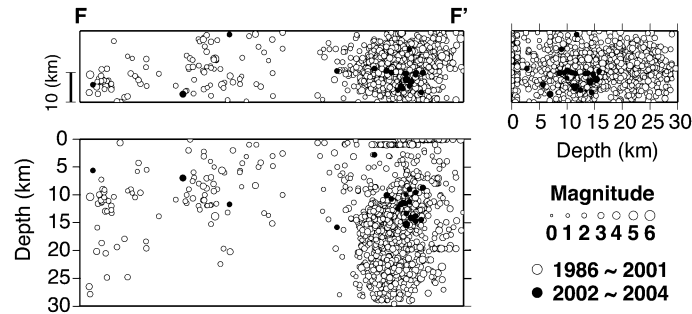


Fig. 19. Spatial distribution of the declustered earthquakes in the northern sea area of the Noto Peninsula. The magnitudes of the earthquakes are greater than 1.8. Open circles show the earthquakes during 1986–2001 and solid ones those during 2002–2004.

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近い将来 M 6.5～M 7 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. 石動・宝達山地の地震活動と地質構造の関係

能登半島地域において奥能登丘陵と同様に北東-南西方向に分布する傾動地塊山地として石動・宝達山地がある。石動・宝達山地の微小地震活動は奥能登丘陵と比較するとはるかに活発であるが、そこで発生した歴史地震は知られていない。同山地についても地塊構造の存在やこれに関わる地下構造が報告されていることから（片川ほか, 2002; 須藤ほか, 2004; 本多ほか, 2007）、微小地震活動と地塊構造との関係について考察する。

石動・宝達山地は東西方向の断層に区画された複数の地塊からなり、新第三紀・第四紀の地形・地質構造形成がこれらの地塊を単位に進行してきたと考えられている（Kaseno, 1963; 今井ほか, 1966; 鮎野, 1977; 片川ほか, 2002）。これらの地塊は北から崎山半島地塊、七尾地塊、鹿島地塊、志雄地塊、宝達山地塊であり、それぞれの間には佐野-庵断層、コロサ断層、飯山-菰田線、宝達山北縁断層が位置する（Fig. 13）。これらの地塊や断層は稠密重力探査によっても急斜帯や重力異常の大小の境界に区画されて見出すことができる（河野ほか, 2006; 本多ほか, 2007）。そして断層線周辺の第四紀層について変位・変形が記載された文献（太田ほか, 1976; 片川・荒木, 1999; 堤ほか, 2000; 杉戸ほか, 2004; 吾妻ほか, 2004）によれば地塊毎に活動した時代が異なる。もっと

も活動的なのは石動山断層の北部が位置する鹿島地塊区間である。同山地についてはその隆起を担う邑知潟断層帯が邑知平野との境界を主として長さ 44 km にわたって示され、M 7.6 の地震の発生が想定されている（地震調査委員会, 2005）。邑知潟断層帯がどのような活動単位をもつのか石動・宝達山地の基本的な地形・地質構造形成に照らして検証する必要があるが、そのためには断層帯全域にわたる地形・地質構造調査、地下構造調査の結果が必要である。ここでは石動・宝達山地の微小地震活動の知見から邑知潟断層帯の地塊区分について考察を行う。

石動・宝達山地から富樫丘陵にかけて、微小地震活動が活発かつ広がりを持つ範囲として「石動山区域」、「富樫・医王山・蟹江区域」がある（Fig. 5）。両者は 15 km 程度の隔たがりがあり、矩形の北西側長辺についてみると、「富樫・医王山・蟹江区域」は「石動山区域」に対し東側に 10 km 程度オフセットしたような分布を示している。この境界は石動・宝達山地における宝達山地塊北縁の宝達山北縁断層（鮎野, 1977）の位置にあたる。両者とも北西側長辺は断層線（邑知潟断層帯、森本・富樫断層帯）や平野と山地・丘陵との境界と平行するが、数 km～10 km 程度隔たっている。また、「石動山区域」の北縁はコロサ断層およびその東方延長の位置にあたる。これを挟んで南北間での地震活動の違いは明瞭である。「石動山区域」の区間は北西側長辺についてみると、ほぼ活断層研究会（1991）の石動山断層の区間、片川ほか（2002）の鹿島地塊、志雄地塊の区間にあたる。

「石動山区域」内には、氷見沖、氷見陸域、宝達山北東麓に微小地震活動の集中域として 3 つのクラスターがある（Fig. 13）。氷見沖のクラスターは、それぞれコロサ構造線、飯山～菰田線の東側延長に挟まれた塊状の部分に位置する。また、氷見陸域のクラスターは飯山～菰田線

の東方延長上に、宝達山北東麓の小クラスターは宝達山北縁断層上にそれぞれ位置する (Fig. 13). 5 章 2 節で述べたように、これらのクラスターの震源深さはそれぞれ異なっており (Fig. 12), 地震活動もそれぞれ異なる時期に発生している (Fig. 14).

これらのことは、呂知潟断層帯の隆起山地である石動・宝達山地の微小地震活動は石動・宝達山地の地塊構造や地塊境界の断層に規制されていることを示唆しており、特にコロサ断層、宝達山北縁断層は呂知潟断層帯のセグメント境界である可能性が考えられる。

なお、最近、杉戸ほか (2007) は、一括放出型の地震が想定された呂知潟地型断層帯 (地震調査委員会, 2005) の北部にあたる範囲を石動山断層とし、その南端を石動・宝達山地の地階境界にあたる宝達山北縁断層付近に置いて、長さを 33 km とした。しかし、呂知潟断層帯南部の 11 km 区間を除いて北部の石動山断層区間を区別した客観的根拠は示されていない。上述の微小地震活動は石動・宝達山地の地塊境界である宝達山北縁断層の存在とともにその根拠の一つになりうるものと考えられる。

2007 年能登半島地震は奥能登丘陵の地塊構造の 1 地塊区間での断層運動として発生した地震である。これが能登半島地域の地震発生の特徴的な性質であるならば、呂知潟断層帯についても地塊単位での地震発生の可能性が考えられる。

8. まとめ

能登半島地域で大規模地震発生に関わる主要な活構造は奥能登丘陵と石動・宝達山地の傾動地塊山地とこれらを隆起させた断層であり、西北西-東南東方向の水平圧縮応力軸の下、これとは斜交するリフト期に形成された北東-南西方向の古い構造が南北性隆起帯と交差するところで活動を繰り返してきた。これらは 10~20 km の地塊区間を単位に南東側傾斜の逆断層の活動によって隆起してきたことが地形・地質構造形成の研究から把握されている。2007 年能登半島地震の震源メカニズムはこうした地質構造形成メカニズムと調和的である。しかし、こうした地質構造形成メカニズムが地震活動との関係で論じられた例は少ない。本研究では、奥能登丘陵および同南西延長海域の地塊運動による地質構造形成メカニズムと 2007 年能登半島地震の断層運動との関係に加えて、過去に報告されている地形・地質データと微小地震データを用い、能登半島地域の地震活動が地質構造と関連性があることを示した。2007 年能登半島地震が 1 地塊区間の活動として発生したことから、奥能登丘陵では、猿山

地塊沖から宝立地塊沖にかけて、地塊区間を単位に M 6.5~M 7 程度の地震発生の可能性が考えられる。石動・宝達山地では宝達山地塊とそれ以北の石動山地を区画する宝達山北縁断層を境に微小地震分布に明瞭な違いが認められる。石動山地内の微小地震活動も北側が七尾地塊と鹿島地塊とを区画するコロサ断層によって分布が規制されている。これらのことから、コロサ断層、宝達山北縁断層は呂知潟断層帯のセグメント境界である可能性が考えられる。地塊構造の 1 地塊区間での断層運動が能登半島地域の地震発生単位であるならば、呂知潟断層帯についても地塊単位での地震発生の可能性が考えられる。

謝 辞

本研究には京都大学防災研究所上宝観測所による震源データと P 波の観測値を使用した。京都大学防災研究所の和田博夫氏と伊藤 潔教授には上宝観測所の地震観測網やデータ精度について有益な情報を提供して頂いた。匿名査読者の意見は本稿の改善に有用であった。また、各図の作成には GMT ソフトウェア (Wessel and Smith, 1998) を用いた。記して感謝します。

文 献

- Aki, K. and P.G. Richards, 1980, *Quantitative Seismology*, Vol. 1, W.H. Freeman and Company, New York, 557p.
- 吾妻 崇・杉戸信彦・水野清秀・堤 浩之・下川浩一, 2004, 呂知潟断層帯・石動山断層の活動履歴調査 (その 2/本江地区). 活断層・古地震研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No. 4, 103-112.
- 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.
- 平松良浩・河野芳輝・山崎晴雄・片川秀基, 2007, 呂知潟断層帯の隆起山地における微小地震活動, 日本地球惑星科学連合 2007 年大会講演予稿集, S144-P009.
- 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*, revised.
- 平松良浩・和田博夫, 2007, 能登半島南部で発生した 2006 年 M 3.8 の地震は眉丈山断層帯の深部延長上で発生したのか?, 地震Ⅱ, **60**, 117-121.
- 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.
- 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.
- 本多 亮・河野芳輝・山崎晴雄・穴田文浩・片川秀基, 2007, 呂知潟断層帯周辺の重力異常と地質構造, 日本地球惑星科学連合大会予稿集, D105-P008
- Horikawa, H., 2008, Characterization of the 2007 Noto Hanto, Japan, Earthquake, *Earth Planets Space*, in press.

- 今井 功・坂本 亨・野沢 保, 1966, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅)「邑知潟・蛇が島地域の地質」, 地質調査所, 67p.
- 井上卓彦・村上文敏・岡村行信・池原 研, 2007, 能登半島西方海域に認められる海底活断層—2007 年能登半島地震—(速報), 日本第四紀学会 2007 年大会講演要旨集, 37 別冊, 16-17.
- 石田瑞穂, 1991, 現在の地震活動からみた地震地体構造, 萩原尊禮編「日本列島の地震 地震工学と地震地体構造」第 2 章, 57-85.
- Ito, K., 1990, Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes, *J. Phys. Earth*, **38**, 223-250.
- 伊藤 潔, 2002, 地殻内地震発生層, 月刊地球号外, **38**, 114-121.
- 伊藤 潔・和田博夫・渡辺邦彦・堀川晴央・佃 為成・酒井要, 1994, 1993 年能登半島沖地震, 京都大学防災研究所年報, **37**, 325-341.
- 地震調査委員会, 2005, 邑知潟断層帯の長期評価について, 地震調査研究推進本部, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05mar_ouchigata/index.htm>.
- 地震調査委員会, 2006, 確率論地震動予測地図, 「全国を概観した地震動予測地図」報告書 2006 年版 第一分冊, 地震調査研究推進本部, 213p.
- Kaseno, Y., 1963, Geology of Southern Noto Peninsula, Central Japan, with reference to the Cenozoic History, *Sci. Rep. Kanazawa Uni.*, **8**, 541-5681.
- 粕野義夫, 1977, 石川県の環境地質, 石川県の自然環境 第一分冊 地形・地質, 石川県, 128p.
- 粕野義夫, 1981, 5 万分の 1 土地分類基本調査 水見. 石川県, 128p.
- 粕野義夫, 1993, 石川県地質誌, 北陸地質研究所・石川県, 332 p.
- 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.
- 片川秀基・荒木龍介, 1999, 空中写真を用いた鳥瞰図の作成と地質構造調査への利用, 月刊地球, **21**, 827-831.
- 片川秀基・北口善啓・伊藤 孝・穴田文浩・吉田 進・藤井昌彦, 2002, 石動・宝達山地北西部の地塊区分と活構造, 地学雑誌, **111**, 1, 16-32.
- 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**, 5, 791-810.
- 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.
- 木村敏雄, 1985, 西南日本新第三紀-第四紀の南北性構造, 日本列島—その形成にいたるまで—第 3 巻 [下], 古今書院, 1952-1964.
- 小泉 誠・伊藤 潔・和田博夫, 1993, 中部地方北西部における地震の発震機構, 京都大学防災研究所年報, **36**, 305-324.
- 河野芳輝・古瀬慶博, 1989, 100 万分の 1 日本列島重力異常図. 東京大学出版会, 76p.
- 河野芳輝・本多 亮・浜田昌明, 2006, 能登半島中部の重力異常. 日本地震学会講演予稿集秋季大会, D053.
- Maeda, N., 1992, A Method of determining focal mechanisms and quantifying the uncertainty of the determined focal mechanisms for microearthquakes, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **82**, 2410-2429.
- 三澤良文, 1997, 大陸棚に分布する海底活断層 (その 1) —能登半島北方海域での調査手法の研究—. 東海大学海洋学部紀要, **43**, 185-200.
- 岡村行信, 2007a, 能登半島周辺の地質構造と地震との関係. 活断層研究センターニュース, **66**, 1-3.
- 岡村行信, 2007b, 能登半島及びその周辺海域の地質構造発達史と活構造, 活断層・古地震研究報告, **7**, 197-207.
- 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.
- 太田陽子・平川一臣, 1979, 能登半島海成段丘とその変形, 地理学評論, **52**, 4, 169-188.
- Ozawa, S., H. Yari, 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.
- 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.
- 穴倉正展・越後智雄・行谷佑一・村上分敏・井上卓彦・岡村行信, 2007, 過去にも生じていた能登半島沖地震の痕跡, 日本第四紀学会 2007 年大会講演要旨集, 37 別冊, 14-15.
- 杉戸信彦・水野清秀・堤 浩之・吾妻 崇・下川浩一・吉岡敏和, 2004, 邑知潟南縁断層帯・石動山断層の活動履歴調査 (その 1/水白地区), 活断層・古地震研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No. 4, 85-101.
- 杉戸信彦・吾妻 崇・水野清秀・堤 浩之, 2007, 邑知潟平野南東縁石動山断層の活動時期と地震時変位量, 地震Ⅱ, **60**, 71-83.
- 須藤洋和・北口善啓・山本和弘・河野芳輝, 2004, 能登半島南部の重力異常と基盤構造—重力異常と活断層, 地震活動との関係—, 地震Ⅱ, **58**, 363-377.
- 地質調査所, 1992, 日本地質アトラス (第 2 版), 朝倉書店, 26 pp.
- Toda, S., 2008, Coulomb stresses imparted by the 25 March 2007 Mw=6.6 Noto-Hanto, Japan, earthquake explain its 'butterfly' distribution of aftershocks and suggest a heightened seismic hazard, *Earth Planets Space*, in press.
- 堤 浩之・東郷正美・今泉俊文・石山達也・原口 勉, 2000, 石川県羽咋市における石動山断層の地層抜き取り調査, 活断層研究, **19**, 69-76.
- 宇佐美龍夫, 2003, 最新版 日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 605p.
- ト部 卓・束田進也, 1992, WIN-微小地震観測網波形観測支援のためのワークステーション・プログラム (強化版), 地震学会講演予稿集, 1992 年度秋季大会, No. 2, 331.
- 和田博夫・三雲 健・小泉 誠, 1990, 飛騨地方北部及び富山湾・能登半島周辺の最近の地震活動, 京都大学防災研究所年報, **33**, 57-74.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith, 1998, New improved version of the Generic Mapping Tools Released, *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, **79**, 579.
- 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 bot-

tom seismometers, *Earth Planets Space*, in press.
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 magne-

totelluric observations around the focal region of the
2007 Noto Hanto Earthquake (M 6.9), central Japan,
Earth Planets Space, **60**, 117–122.

(Received February 7, 2008)

(Accepted March, 17, 2008)

補 遺

「石動山区域」(Table 1) および「富樫・医王山・蟹江区域」(Table 2) における震源メカニズム解の各パラメータ.

Table 1. Fault plane solutions in the Sekidousan area. The fault parameters follow the notations defined by Aki and Richards (1980). (Plunge of P-axis and T-axis are measured down from the horizontal).

Y	M	D	H	M	S	Lat.	Lon.	Dep	Mag.	Nodal Plane 1			Nodal Plane 2			P-axis		T-axis		Sco.
										Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake	Plun.	Azim.	Plun.	Azim.	
2000	7	14	2	35	22	36.8834	136.9970	10.9	2.6	9	39	-1	99	90	-129	34	337	33	221	0.96
2001	5	30	21	35	39	36.8000	136.8589	8.3	2.8	108	62	155	211	68	30	4	338	37	71	1.00
2002	6	13	21	54	21	37.0149	137.0723	6.8	3.0	56	38	144	175	69	58	18	289	54	45	0.96
2003	1	13	19	58	54	36.7963	136.9644	3.6	2.0	54	46	153	164	71	48	15	283	46	30	0.97
2003	2	16	23	32	24	36.8193	136.8602	6.8	2.5	46	33	120	192	62	72	15	295	68	66	0.87
2003	6	17	10	26	39	36.9478	137.0708	13.6	2.5	222	36	123	3	61	69	13	109	67	232	0.93
2004	9	20	23	19	12	36.7467	136.8757	8.5	2.5	228	39	162	333	78	52	24	91	44	206	0.95
2004	11	25	11	49	55	36.8700	136.9957	11.4	2.7	22	38	87	205	52	92	7	294	83	127	0.93

Table 2. Fault plane solutions in the Togashi-Iouzen-Kanie area.

Y	M	D	H	M	S	Lat.	Lon.	Dep.	Mag.	Nodal Plane 1			Nodal Plane 2			P-axis		T-axis		Sco.
										Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake	Plun.	Azim.	Plun.	Azim.	
2000	2	15	13	5	-2	36.6146	136.9488	14.3	2.6	94	34	119	240	61	72	14	344	69	113	1.00
2001	9	29	19	58	37	36.7306	136.887	13.5	3.6	90	43	150	203	70	51	16	321	49	70	0.97
2002	7	25	20	16	35	36.5097	136.7617	11.3	2.4	17	40	66	227	54	109	7	304	73	190	0.91
2003	5	27	8	9	28	36.7342	136.9082	11.6	2.4	200	48	6	106	86	138	25	161	32	54	0.95
2003	8	15	4	29	48	36.5416	136.8008	12.9	2.0	30	24	69	233	67	99	22	316	66	160	0.92
2004	5	22	3	29	8	36.7062	136.9177	12.4	2.3	52	43	112	203	51	70	4	307	74	50	0.95
2004	6	18	4	57	28	36.4722	136.7731	6.8	2.2	353	40	42	229	65	122	14	296	58	183	0.99
2004	7	10	20	20	48	36.6023	136.8859	14.1	2.6	218	44	113	7	50	70	3	112	74	213	0.89
2004	12	11	15	35	50	36.5059	136.7658	11.5	1.9	121	43	121	262	54	64	6	9	69	115	0.91