

## 2007年能登半島地震の震源域陸域の地質

富岡伸芳<sup>1)\*</sup>・佐藤比呂志<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> 株式会社ダイヤコンサルタント・<sup>2)</sup> 東京大学地震研究所

## Geology of the Onshore Epicentral Area of the 2007 Noto Hanto Earthquake, Central Japan

Nobuyoshi Tomioka<sup>1)\*</sup> and Hiroshi Sato<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> Dia Consultants Co., Ltd, <sup>2)</sup> Earthquake Research Institute, University of Tokyo

### Abstract

Stratigraphy and geologic structure in the onshore epicentral area of the 2007 Noto Hanto earthquake was studied to reveal the relationship between the earthquake source fault and geologic structure. The epicentral area is located in the southern part of the Yamato basin rift-system and thick syn-rift succession is exposed on the Noto peninsula. Exposed Paleogene to Miocene rocks overlying the Jurassic granitic rocks are divided in ascending order into Daifukuji, Ohkadoma, Anamizu, Nawamata, Touge, Sekinohama, Maehama Formations, and Kurosaki Andesite. The Daifukuji and Okadoma Formations consist of sedimentary rocks deposited at the Paleogene pre-rifting stage. More than 1,400 m thick, Oligocene to lower Miocene andesitic volcanic rocks and fluvial sediments (Anamizu, Nawamata and Toge Formations) were deposited, filling half grabens bounded by ENE-WSW- and NS-trending faults. They are syn-rift sediments formed at the rifting and opening stage of the Sea of Japan. Middle Miocene shallow marine sedimentary rocks (Sekinohama and Maehama Formations) unconformably cover the syn-rift succession. A major geologic structure was formed by rifting associated with the opening of the Sea of Japan. The source fault of the 2007 Noto Hanto earthquake trending NE to ENE coincides with the fault bounding the Miocene half graben, and its eastern end corresponds to the NS-trending fault, a probable transfer fault during the rifting stage.

**Key words:** The 2007 Noto Hanto Earthquake, syn-rifting succession, stratigraphy, earthquake source fault, geologic structure

### 1. はじめに

震源断層の形状や広がり、発生する地盤災害など、内陸地震による被害は地質学的条件に大きく支配される。したがって、発生した地震や被害について理解するためには、その場の地質・地質構造を理解することは基本的に重要である。2007年能登半島地震の震源域の地質 (Fig. 1) については、鮎野 (1965, 1977, 1993) や北陸地方土木地質図編纂委員会 (1990) などによって記載されているが、いずれも小縮尺の地質図によって表現されていて、詳細な地質図は公表されていない。

ここでは、震源域の地質構造や地震被害を理解するた

めの基礎資料として、震源域周辺の地質情報を記載するとともに、地震学的に明らかにされている震源断層 (佐藤ほか, 2007) と、震源域陸域の地質構造との関連について述べる。

### 2. 地質概説

能登半島は地質構造区分上の飛騨帯北縁に位置しており、先第三系の基盤は花崗岩類及び片麻岩類からなる。これらの基盤岩は主として半島南部の石動・宝達山地に分布するほか、余震域南部に小規模に分布する。能登半島に広く分布する地層は日本海の形成に関連して漸新世

\* e-mail: n.tomioka@diaconsult.co.jp (〒980-0802 仙台市青葉区二日町 12-30)

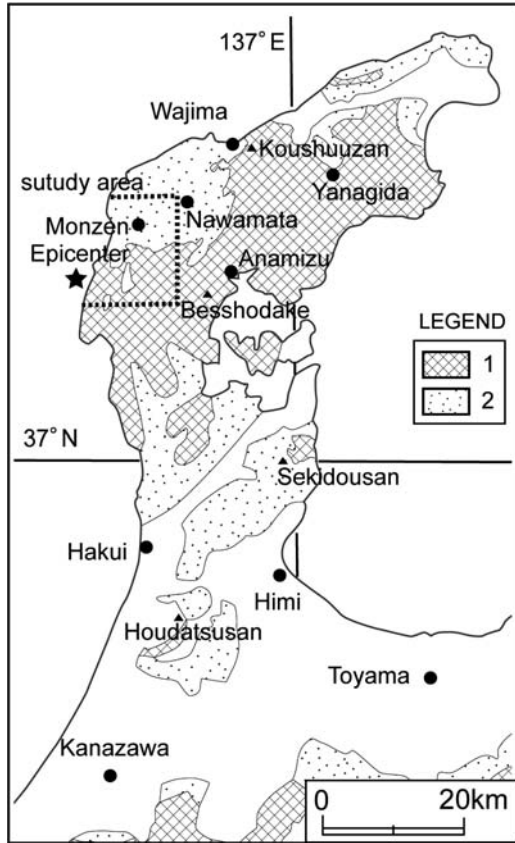


Fig. 1. Index map showing the study area. 1; early Middle Miocene sedimentary rocks, 2; Oligo-Miocene volcanic rocks

～中新世に噴出した火山岩類と同時期の堆積岩類である (Fig. 1; 鮎野, 1965, 1977, 1993; 北陸地方土木地質図編纂委員会, 1990 など)。

能登半島の漸新世～中新世火山岩類については、主として 29～16 Ma の放射年代値が報告されている (柴田ほか, 1981; 佐藤ほか, 1987; 塚本, 1988; Kano *et al.*, 2002; 吉川ほか, 2002)。30～26 Ma には主として玄武岩～安山岩質の火山活動があり、25～16 Ma には休止期を挟みながらデイサイト～流紋岩質主体の火山活動があった (吉川ほか, 2002)。また、地球化学的にはソレライト系列の玄武岩～玄武岩質安山岩、カルクアルカリ系列の玄武岩質安山岩、高マグネシウム安山岩など分化傾向の異なる火山岩類が共存していることが明にされている (保科, 1984; 上松ほか, 1995; Lopez and Ishiwatari, 2002)。このようなマグマの多様性は、日本海拡大前から始まったウェッジマントル内への高温アセノスフェアの貫入によって引き起こされたと考えられている (Tatsumi *et al.*, 1989)。

リフティングの開始は漸新世に遡る (Kano *et al.*,

2007)。正断層運動に伴って厚い河川性の堆積物がハーフグラーベンを埋積して形成された (Kano *et al.*, 2002; 小林ほか, 2005)。能登半島周辺の広範な地域では 16～15 Ma の大規模な海進により広い範囲で堆積層が形成されているが (藤井ほか, 1992)、能登半島北西部は広域的な沈降から免れ、リフト期の堆積層を被って中～上部中新統の浅海成層が僅かに分布するのみである。

2007 年能登半島地震の震源域である能登半島北西部の地質については鮎野 (1965, 1977, 1993)、北陸地方土木地質図編纂委員会 (1990)、鮎野・山田 (1991)、鮎野 (1993) によって総括されている。本報告では基本的に鮎野・山田 (1991) による層序区分を踏襲するが、地表調査に基づく最近の知見も考慮して、第三系の層序を改訂した (Fig. 2)。また、地層名など地層命名の指針 (Murphy and Salvador, 1999) に基づいて、従来の地層名について変更を加えた。本地域における総合柱状図を、Fig. 3 に、地質図を Fig. 4 に、地質断面図を Fig. 5 に示す。なお、本地域には更新世の海成段丘が広く分布するが (小池・町田, 2001 など)、新第三系の分布を明示するため、中位段丘堆積層以外の海成段丘堆積層を地質図 (Fig. 4) に図示していない。

### 3. 陸上の地質各説

#### (1) 先第三系

能登半島北西部における先第三系は黒雲母花崗岩、黒雲母・角閃石閃緑岩質片麻岩のほか、一部で眼球片麻岩状の岩石からなる。本地域南部の剣地東方 (小山・久川地区)、穴水町大角間地区、及び本地域南方の富来町鹿頭海岸と大福寺北方地区に分布する (鮎野, 1977)。マサ状を呈するものが多く、全体に風化している。

大福寺北方地区では、花崗岩類から 184～171 Ma の放射年代値が報告されている (河野・植田, 1966; 島ほか, 1969; 早瀬・石坂, 1967)。また、これらの花崗岩類の貫入によりホルンフェルス化した砂泥質堆積岩の存在と黒雲母 K-Ar 年代値 (169±5 Ma) が報告された (広井ほか, 1982)。また、金山ほか (1999) は、上記の花崗岩類を形成した火成活動に伴う溶結凝灰岩の存在を報告している。

#### (2) 古第三系

大福寺層: 鮎野・山田 (1991) の大福寺累層に相当する。本地域南部の志賀町大福寺を模式地とし、模式地北西方の剣地東方山地や本地域南東部の大角間付近に、先第三系を不整合で覆って分布する。桃色を帯びた灰白色を呈するアルコース質砂岩を主とし、円磨度の高い中礫を伴う。礫種は花崗岩及び片麻岩である。層厚は約 100

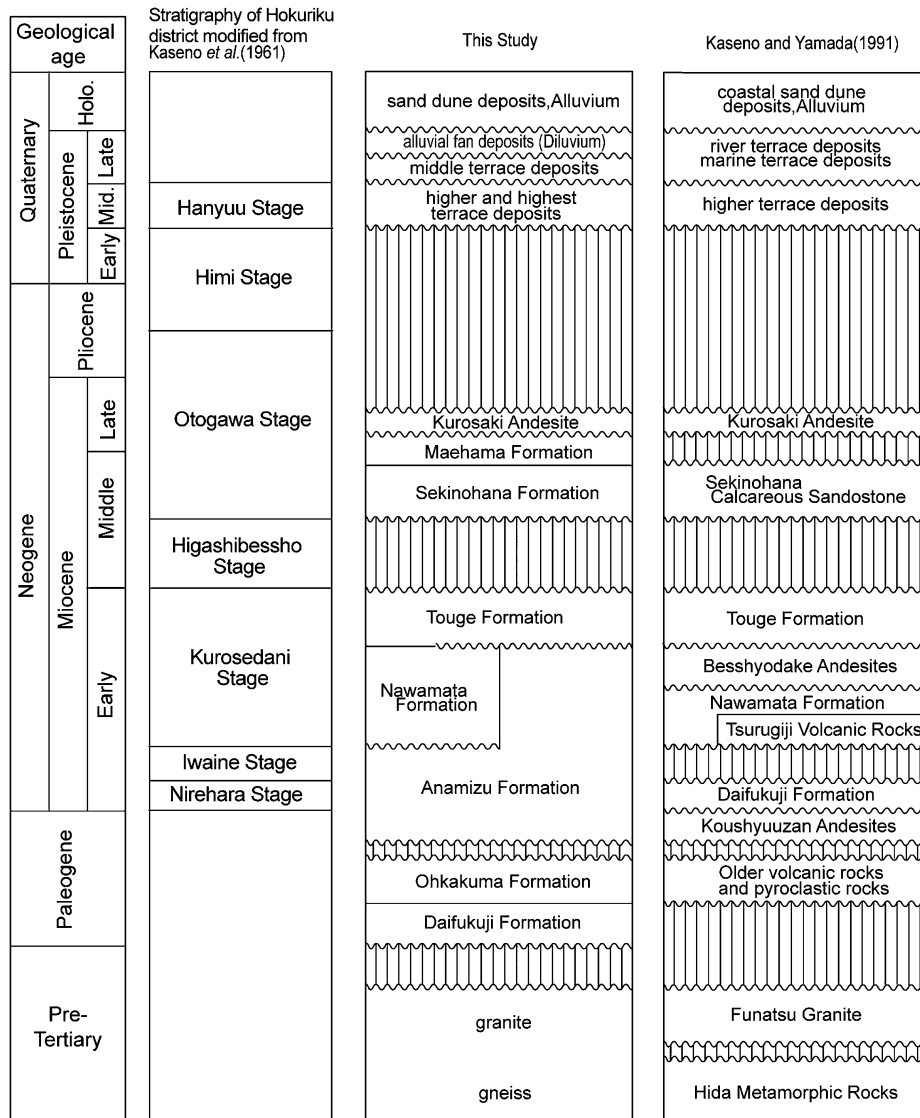


Fig. 2. Stratigraphic correlation between this study and published data.

mである。調査地東部の大角間地区と西部の大釜付近で、後述する古第三系の大角間層に被覆されることが確認された。本層中の珪長質凝灰岩から約56 MaのF.T.年代値が得られている(山田ほか, 1986)。

大角間層(新称): 紮野・山田(1991)の古期火山岩・火砕岩に相当し、本地域南東部の大角間付近を模式地とする。模式地周辺のほか、調査地西部の剣地及び大釜周辺の山地部に分布する。主として珪長質凝灰岩からなり、一部で板状節理の発達した同質の溶岩を伴う。一般に、本層下部は淡緑色を呈する軽石質凝灰岩からなり、上部は淡紅色を呈する溶結凝灰岩からなる。溶岩と凝灰岩との関係は、一部で貫入関係である。層厚は、模式地付近で約50 m。先第三系及び大福寺層を不整合で覆う。塚本(1988)は、本層中の凝灰岩について46 MaのK-Ar

年代値を報告した。

(3) 新第三系(中新統)

穴水層(久保・鈴木, 1949): 久保・鈴木(1949)は、能登半島に広く分布する安山岩質溶岩及び同質火山砕屑岩を穴水層とした。紮野・山田(1991)は、紮野(1965)による穴水累層上部の珪長質火砕岩と玄武岩質溶岩を剣地火山岩類とし、上位の“縄又累層”と同時異相として穴水累層から分離した。また、紮野・山田(1991)及び紮野(1993)は、柴田ほか(1981)及び塚本(1988)によるK-Ar年代測定値を基に、穴水層を高州山安山岩類(23~28 Ma)と別所岳安山岩類(16~17 Ma)に区分したが、それらの分布を地質図上で示していない。本調査でもこれらの安山岩類を地質図上で区分して図示できないため、一括して穴水層として扱う。

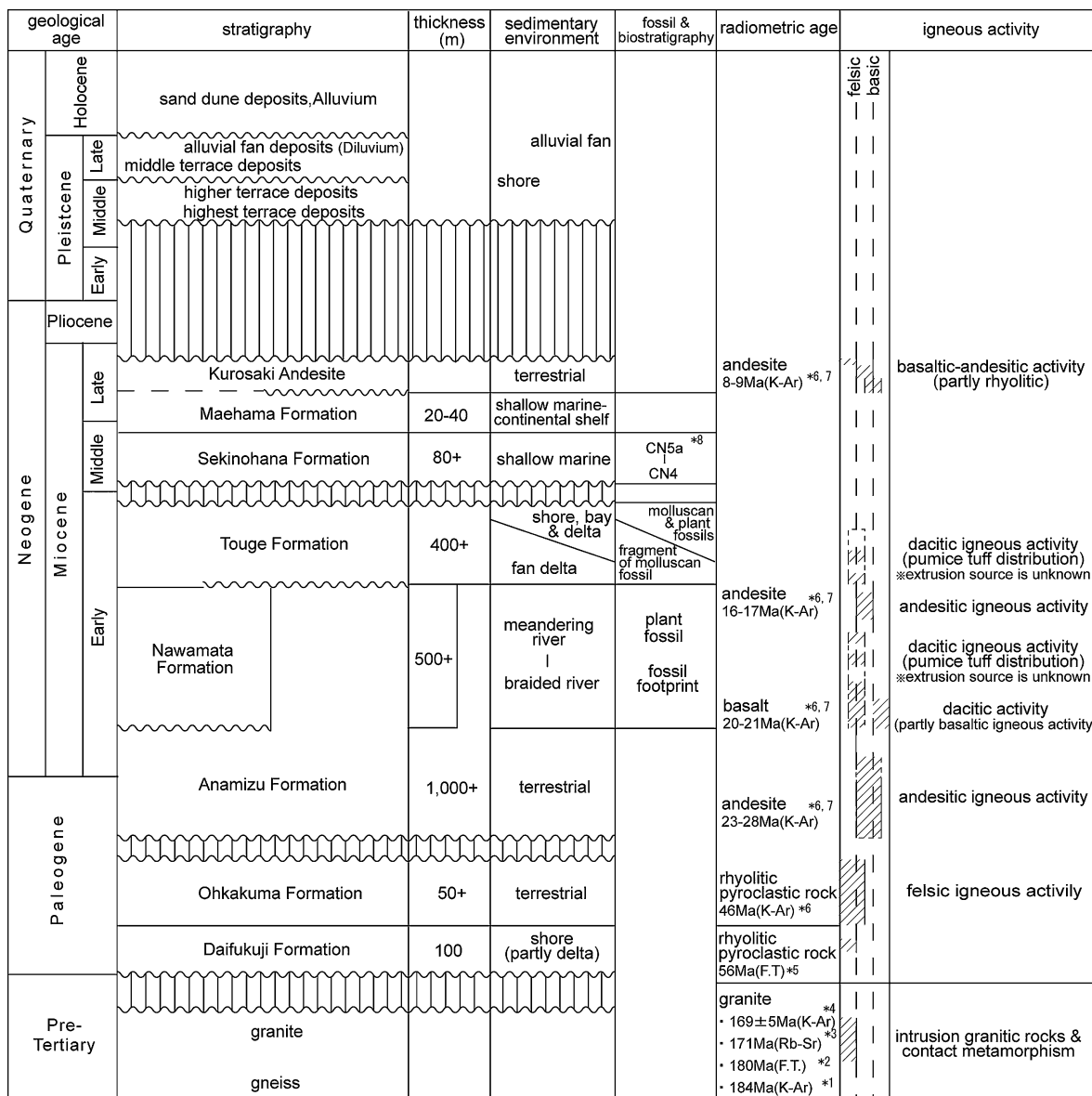


Fig. 3. Stratigraphic columnar section of the northwestern part of the Noto Peninsula. \*1: Kouno and Ueda (1966), \*2: Shima *et al.* (1969), \*3: Hayase and Iwasaka (1967), \*4: Hiroi *et al.* (1982), \*5: Yamada *et al.* (1986), \*6: Tsukamoto (1988MS), \*7: Shibata *et al.* (1981), \*8: Ue *et al.* (1981)

本層は本地域南部の丘陵で先新第三系を不整合で覆って広く露出するほか、東部の縄又層分布地域に狭少に分布する。本層の主体は安山岩質火山砕屑岩であり、主に暗褐、赤褐、緑灰及び黄褐色を呈する火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩からなり、凝灰岩を挟む。礫は多様な安山岩の角礫である。西部の門前町赤神付近では、高温酸化により赤褐色を呈する火山角礫岩からなる。噴出給源に近い層相を示し火山弾を含む。中～西部の飯川谷付近では再堆積相を示す。火山円礫岩が分布し、厚さ1m程度の凝灰岩を伴う。基質は灰色を呈する粗粒砂岩であり、径2cm以下の軽石を含む。礫は径50cm以下の亜円礫で

あり、礫は多様な安山岩から構成される。

安山岩質溶岩は、阿岸川や八ヶ川周辺に良く露出する。阿岸川沿いでは暗灰～赤褐色を呈する両輝石安山岩を主体とし、高温酸化したクリンカーを伴う陸上の溶岩流である。一方、八ヶ川沿いには暗灰～暗緑灰色を呈する玄武岩質安山岩が露出するが、これは穴水層の凝灰角礫岩と凝灰岩を貫く貫入岩体であり、縄又層の礫岩に不整合で覆われる。

走向は様々であるが、全体に40°程度で北西～北東に傾斜する傾向がある。

縄又層(市川・紮野, 1955): 紮野(1965)による西保砂



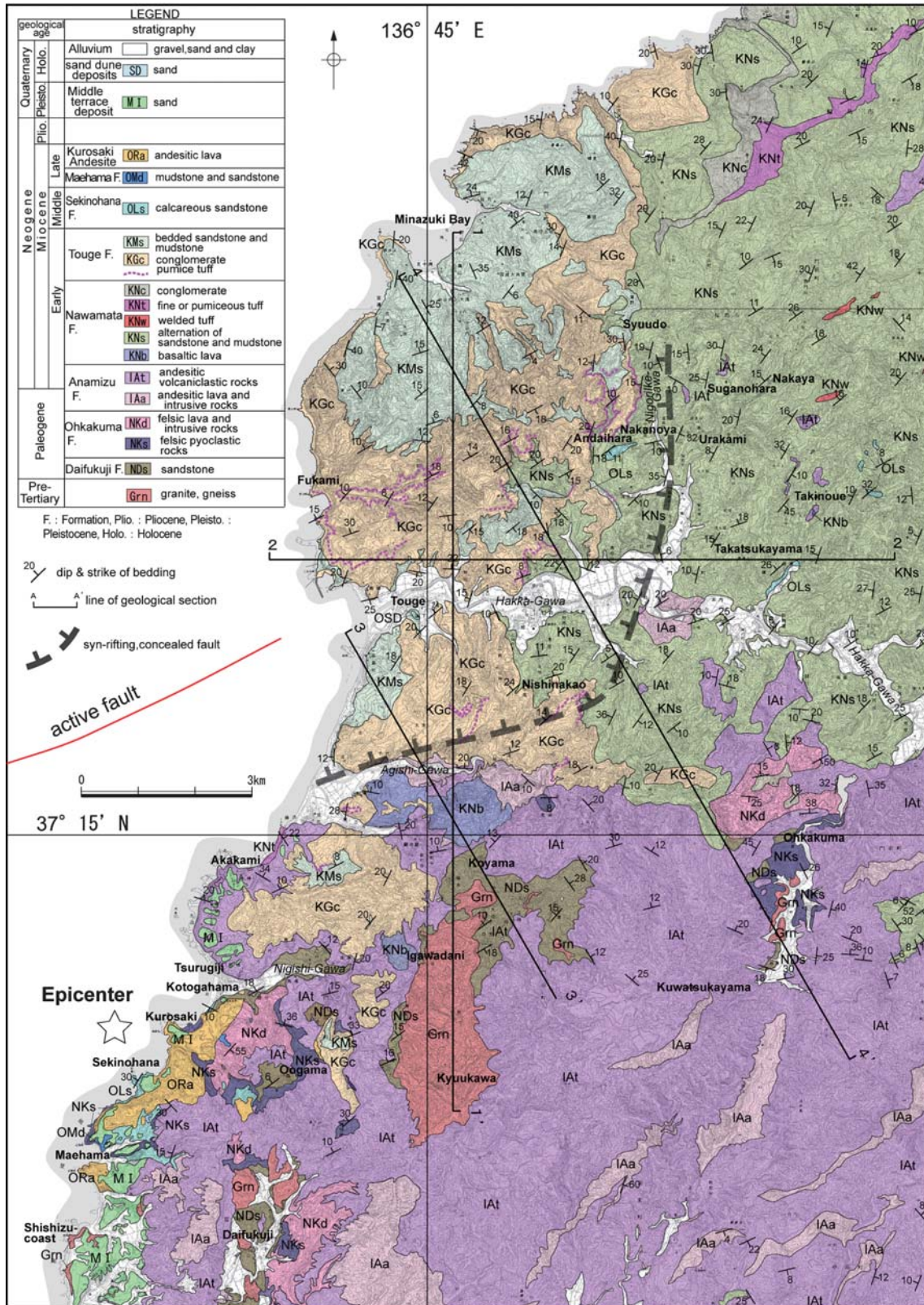


Fig. 4. Geologic map of the study area. Offshore active faults are modified after Inoue *et al.* (2007). Base map is the topographic map of 1: 25000 “Minazuki”, “Monzen”, “Turugiji” and “Shimokarakawa” by Geographical Survey Institute. Quaternary deposits are not illustrated except for the Middle terrace deposits, sand dune deposits and Alluvium.

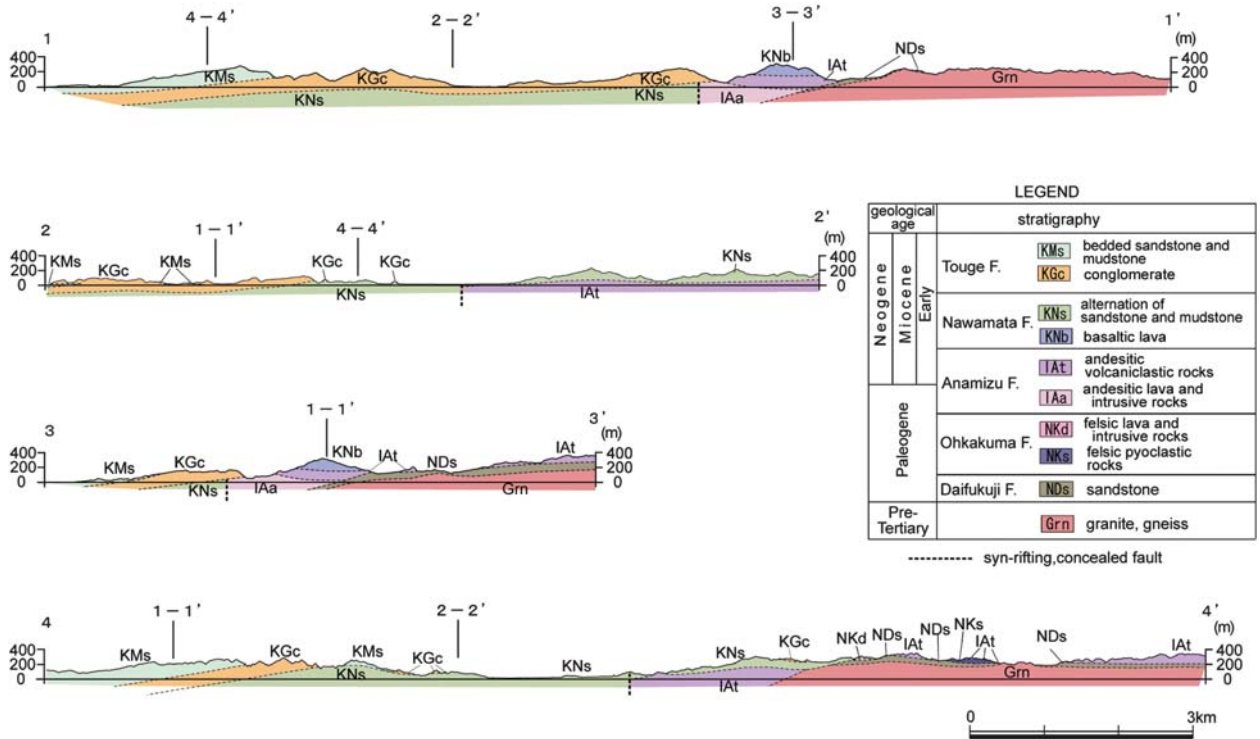


Fig. 5. Geologic sections of the study area. Location of the sections is shown in Fig. 5.

岩泥岩層と穴水累層上部に相当し、鮎野・山田 (1991) の縄又累層、鮎野 (1993) の上部縄又層、小林ほか (2005) の大沢町層及び縄又層に対比される。鮎野・山田 (1991) 及び鮎野 (1993) は本層中に珪長質火砕流を挟むこと、及び玄武岩 (20~21 Ma: 塚本, 1988) を伴うことから、半島北西部の柳田層 (吉川ほか, 2002 による合鹿層~宝立山層: 25~18 Ma) と同時代の堆積層とした。

本地域北東方の輪島市縄又を模式地とし、調査地域東部に広く分布する。主として砂岩・泥岩の互層からなり、礫岩及び軽石凝灰岩 (一部溶結凝灰岩)、火山礫凝灰岩及び玄武岩を伴う。泥岩中にはしばしば炭質物が含まれるほか、中野屋北方や浦上付近では珪化木が産出する。軽石凝灰岩は黄灰色を呈し、径 3 cm 以下の軽石を含む塊状の堆積物であり、後述する道下層中の軽石凝灰岩と類似する。調査地北部の中野屋付近や高塚山付近に良く露出し、前者で層厚 5 m 程度、後者で層厚 30 m である。また、西部の赤神付近にも良く露出し、穴水層の火山角礫岩を覆って分布する。火山礫凝灰岩は、北部の菅ノ原付近や中屋付近に露出し、層厚 5~10 m 程度で砂岩泥岩互層中に挟まれる。玄武岩は調査地南部の阿岸川~仁岸川間の山地に露出する。暗灰色を呈するカンラン石玄武岩からなり、板状節理が発達する。西部の赤神付近や東部の滝上付近にも分布するが、いずれも穴水層中に小岩体として分布し、貫入岩体である可能性が高い。

全体に北東-南西走向で北西に 20°前後で傾斜するが、一部で南東傾斜を示しており、緩やかに波曲している。なお、八ヶ川支流の濁池川付近では走向が南北に触れる傾向が強く、中野屋付近では構造上の不連続が認められる。

穴水層を不整合に覆う。最大層厚は 500 m 以上である。  
道下層 (鮎野, 1993): 本層は鮎野 (1965) による道下礫岩層と皆月砂岩泥岩層を合わせたものに相当し、鮎野・山田 (1991) の道下累層、小林ほか (2005) の馬場山層に相当する。

本地域中部の輪島市門前町道下を模式地とし、本地域の西部に広く分布する。主として礫岩、礫岩優勢な砂岩互層、及び砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなり、軽石凝灰岩を伴う。礫岩は、粗粒砂岩の基質中に平均径 10~20 cm の垂円礫を含み、礫支持で分級不良の堆積物である。礫種は安山岩主体で、花崗岩、片麻岩類、溶結凝灰岩、流紋岩、珪岩などを含む。砂岩泥岩互層は青灰色を呈する砂岩を主とし、シルト岩や泥岩と互層する。砂岩は極細~粗粒まで粒度変化に富み、全体に級化層理が発達する。軽石凝灰岩は 2 層準以上確認された。本層下部のものは、北部の清土及び安代原付近や中部の西中尾付近に良く露出する。これらの地点では層厚 10~40 m であり、やや層厚の変化が激しい。北西部の深見付近にも連続性の良い軽石凝灰岩が分布する。この付近では層厚



10~30 mで、軽石径は最大8 cmに達し、やや分級不良である。基底に凝灰質砂岩を伴うことがあるほか、しばしば基質が緑灰色を呈することが特徴である。

基底付近の含礫砂岩中に *Anadara* sp., *Ostrea* sp. などの貝類破片(鮎野, 1965)が、本層上部の砂岩泥岩互層中では泥岩中には *Cardium* sp., *Ostrea* sp., *Hiatella?* sp., *Anomania* sp. などの貝化石あるいは破片の産出が報告されている(鮎野, 1965; 小林ほか, 2005)。下位の縄又層を一部不整合で覆う。

**関野鼻層**(改称): 鮎野・山田(1991)による関野鼻石灰質砂岩層、鮎野(1965)による関野鼻石灰質砂岩層と安代原砂岩層に相当する。志賀町富来関野鼻を模式地とし(鮎野, 1965)、本地域西部の関野鼻周辺、八ヶ川周辺の安代原付近に分布する。関野鼻付近では灰白~乳白色を呈し、化石を多量に含む粗粒石灰質砂岩からなる。門前町安代原付近ではセメンテーションが進んで硬質な細粒砂岩を伴う。関野鼻周辺では穴水層を不整合で覆い、安代原付近では、縄又層及び道下層を不整合で覆う。層厚は80 m以上である。

本層中からは二枚貝類、ウニ類、腕足類、コケムシ類、有孔虫類の化石やサメの歯の産出が知られている(鮎野, 1965)。上ほか(1981)は、石化質ナンノ化石の群集解析により、本層が Okada and Burkry (1980) の CN4 帯~CN5a 帯に相当するとした。

**前浜層**(改称): 鮎野(1965)による前浜泥岩層に相当する。本地域南西部の志賀町富来前浜を模式地とし、模式地周辺のほか門前町剣地南方の採石場にも小分布する。本層下部は暗灰色の細~中粒砂岩で泥質部を伴い、貝化石を産出する。上部は暗灰色ないし青灰色を呈する塊状の珪藻泥岩からなる。層厚は20~40 mである。下位の諸層を不整合で覆う。なお、鮎野(1965)は本層を黒崎安山岩の上位層としたが、本調査では剣地南方の採石場で同安山岩に貫かれていることを確認した。

**黒崎安山岩**(鮎野, 1965): 模式地は輪島市門前町剣地南方の黒崎である。輝石安山岩の溶岩及び岩脈を主体とし、スコリア層及び火山礫凝灰岩を伴う。剣地琴ヶ浜から黒崎付近では大角間層及び関野鼻層を貫く岩脈として産し、これより西方の関野鼻付近では、溶岩流として両層を被覆する状況が良く観察される。柴田ほか(1981)は、 $8.64 \pm 0.63$  Ma の K-Ar 年代値を報告した。また、近藤・石渡(1998)は、本岩が玄武岩質安山岩~デイサイトからなり、これらが単一の親マグマの結晶分化作用によって形成された高カリウム系列火山岩であるとした。

#### (4) 第四系

本地域では、前期更新世後期~後期更新世前期及び完

新世の海成段丘堆積層が広く分布するほか、河成段丘堆積層、砂丘砂層及び沖積層が分布する。

阿岸川以南の地域では内陸まで海成段丘が発達するが、阿岸川より北方では海成段丘が極めて少ない(小池・町田, 2001)。阿岸川以南の地域では最も高い桑塚山(標高409 m)付近に前期更新世後期の最高位段丘堆積層が分布し、桑塚山を中心とした旧汀線が想定されている。また、桑塚山から離れるに従って海成段丘及び旧汀線の高度は低下し、震央付近の海岸には後期更新世前期の中段丘堆積層が標高40~60 m 付近に分布する。一方、完新世の海成段丘堆積層は阿岸川以北の海岸沿いに小規模に分布する。

河成段丘堆積層は八ヶ川の中流域に分布するが、同河川の下流域やその他の河川には分布しない。

砂丘砂層は八ヶ川の下流域で標高20 m 付近まで分布している。

沖積層は主要河川の八ヶ川沿いに発達するが、他の河川では下流域に小規模に分布する程度である。

#### 4. 海域と陸域の地層対比

海域の音響学的層序については片川ほか(2005)で詳しく述べられている。本論では、片川ほか(2005)による海域の音響学的層序区分と、陸域に分布する地質との対比について記述する(Table 1)。

片川ほか(2005)は海域の音響学的層序を下位から D ~A 層が区分し、最下位の D 層を反射パターンと不整合により、下位から D2 層、D1 層に細区分した。

D2 層は無層理の反射パターンを示し、部分的に傾斜した平行内部反射が認められる地層である。片川ほか(2005)は基盤岩や新期安山岩、黒瀬谷階~東別所階の堆積岩類からなり、一部下部音川階の堆積岩を含む可能性があるとした。震源域周辺の陸域では、飛騨片麻岩類とこれを被覆する先ジュラ系の堆積岩、及びこれらに貫入するジュラ紀花崗岩類、古第三系の大福寺層、大角間層、漸新世~中新世の火山岩類、黒瀬谷階の縄又層及び道下層が本層に対比される。なお、余震域の陸域では、最大海進期である東別所期(16~15 Ma)(藤井ほか, 1992)の地層は確認されていない。

D1 層は音川階の堆積岩類に対比された。震源域周辺の陸域では、下部音川階の関野鼻層、上部音川階の前浜層が対比される。

C 層は鮮新統~下部更新統とされたが、余震域の陸域にはこれらに対比される地層が分布しない。なお、片川ほか(2005)は、反射パターン中に見られる平行層理のコントラストの違いにより、下位から C2 層(氷見階下

Table 1. Correlation of the geological stratigraphy of the onshore epicentral area of the Noto Hanto earthquake to the standard stratigraphy of the Hokuriku district, and acoustic stratigraphy of the offshore epicentral area.

geological age		standard stratigraphy of Hokuriku district modified from Kaseno <i>et al.</i> (1961)	stratigraphy of resaeerch area (land)	acoustic stratigraphy (sea)			
				Katagawa <i>et al.</i> (2005)	Okamura(2007)		
Quaternary	Holocene		Alluvium	A Unit			
	Pleistocene	Late	Middle Terrace Deposits	B Unit	B1 Unit		
		Middle			Higher Terrace Deposits	B2 Unit	
			Hanyu Stage		Highest Terrace Deposits	B3 Unit	
Early	Himi Stage		C Unit	C1 Unit			
Neogene	Pleiocene				C2 Unit	Hakui-oki Group	
	Miocene	Late	Otogawa Stage	Kurotaki Andesite Maehama Formation	D1 Unit	Kanazawa-oki Group	
		Middle					Sekinohana Formation
			Higashibessho Stage				
	Early		Kurosedani Stage	Touge Formation	D Unit	D2 Unit	Acoustic Basement
				Nawamata Formation			
				Anamizu Formation			
Paleogene			Ohkakuma Formation Daifukuji Formation				
Pre-Tertiary			granite, gneiss				

部)とC1層(氷見階上部)に区分し、C2層の基底には調査海域では唯一である顕著な不整合が存在するとした。

B層は不整合により下位からB3層、B2層、B1層に区分された。さらに、B2層とB1層との間の不整合がリス氷期(同位体ステージ6)の最大海退時に形成されたと推定し、貝化石のESR年代測定結果と併せて、B2層を中部更新統上部、B1層を上部更新統とされた。また、B3層については上下位層の年代を基に中部更新統下部とされた。余震域周辺の陸域では、B層に相当する地層として海成段丘堆積層がある。小池・町田(2001)は、本地域において同位体ステージ25~5cに対応する海成段丘面を判読しており、下部更新統上部~上部更新統下部の段丘堆積層が分布するとしている。同位体ステージ区分と海域における音響学的層序を対比すると、震源域周辺の陸域では最高位、高位の段丘堆積層がB3層やB2層に相当し、中位段丘堆積層以後の更新統がB1層に相当する。

A層はウルム氷期以降の海進に伴う地層である。

### 5. 地質構造

震源域周辺の陸域では、南部に基盤岩の飛騨片麻岩類及びジュラ紀花崗岩類が露出し、これに隣接して古第三系と漸新世~前期中新世の安山岩類(穴水層)が分布し、構造的な高まりを形成している。この北方では初期中新統の河川性の堆積物(縄又層・道下層)が阿岸川~八ヶ川以北に広く分布する。これらの河川性の堆積層は、下位の安山岩・花崗岩類の礫を含み地表の走向・傾斜から算定した層厚は400m以上におよぶ。海岸沿いに実施された反射法地震探査では反射面に富む縄又層・道下層に相当する地層が、1.5km以上の層厚で分布していることが判明している(佐藤ほか, 2007)。これらの地層が堆積した時期は、日本海の形成に伴って正断層運動が進行していた時期であり(Shimazu *et al.*, 1990; Otofujii *et al.*, 1985; 小林ほか, 2005)、これらの河川性の堆積物はリフト充填堆積層と判断される。花崗岩類の分布の北限を連ねた方向から見て、これらのリフト形成時に活動した正断層は、ほぼENE-WSW方向の走向を有すると判断される。断層露頭としては確認できないが、Fig. 5の地質



図上で示した北側低下の断層が伏在するものと推定される。この推定断層より北側では、ブーゲ異常 (Honda *et al.*, 2008) も南側の花崗岩分布域に比べ相対的に低下しており、北側低下の地質構造と調和する。この断層の走向は大局的には大和海盆の伸張軸と平行し、藤井ほか (1992) によって推定されている堆積盆地の長軸とも一致している。

構造的な高まりは南部ほど顕著ではないが、東部にも存在している。これは穴水層に相当する安山岩類が地窓状に露出し、穴水層が地下浅所に伏在している。この安山岩類の分布の西端は、ほぼ南北方向の配列を示す。この西側低下の構造についても、断層露頭は確認できないものの、南北走向で西側低下の断層が伏在しているものと推定される (Fig. 5)。これらは初期中新世の堆積盆地を規制していることから、堆積時に活動した断層と推定される。伸張性の堆積盆地が形成される際に、しばしば主要な正断層に直交する方向のトランスファー断層が形成される (Mann *et al.*, 1983)。震源域の東部に推定される断層については、南部隆起域の北端の伏在断層の走向とほぼ直交することから、こうしたトランスファー断層に相当する可能性が高い。中部日本は日本海形成時に、伊豆弧との衝突によって複雑な内部変形を行っており (Kano *et al.*, 1990)、南北方向の断層は主断層を形成した NNW-SSE 方向からの引張性の応力場とは異なる応力場で形成された可能性もある。いずれにせよ、花崗岩分布域の北端を画する断層と、安山岩分布域の西端を限る断層は、縄又層・道下層堆積時に活動した断層と判断される。

2007年能登半島地震に関連がある活断層は、ENE-WSW 走向で西方海域に分布する (Fig. 1; 片川ほか, 2005)。この断層の陸上延長では対応する活断層は知られていない (活断層研究会, 1991)。また、北陸地方土木地質編纂委員会 (1990) などで、この断層の伸びと調和的な小規模な断層が図示されているが、地震後に行った地質調査でも断層露頭は確認されていない。余震分布によれば、震源断層の東方延長は陸域まで及んでいるが、地表地質からは地下の震源断層に相当する地層の変位や変形を認定することは困難である。

2007年の能登半島地震の余震分布 (Sakai *et al.*, 2008; Kato *et al.*, 2008) は、ほぼ推定される南北方向の断層よりも西側に分布している。また、推定されている震源断層の走向 (佐藤ほか, 2007) は、花崗岩分布域の北端に推定した断層の走向に類似している。こうしたことから、震源断層は日本海拡大時に形成された断層と密接な関係を有する可能性が高く、またその側方への広がりについて

についても初期中新世の断層系の構造規制を受けていると考えられる。

## 6. まとめ

2007年能登半島地震震源域陸域の地質と地質構造について記載し、能登半島地震の破壊領域に対して地質構造から考察を加えた。

(1) 震源域の地質について、これまでの層位学的知見を整理し、第三系の地層を新たに、下位より大福寺層・大角間層・穴水層・縄又層・道下層・関野鼻層・前浜層・黒崎安山岩に区分し、それらの分布と構造を詳細な地質図として示した。

(2) 初期中新世に活動した NE~ENE-WSW 方向の正断層系とほぼ NS 方向の断層系が推定される。こうした断層系は、震源断層として、また震源断層の広がり規制する断層として、現在の地震活動にも影響を与えている。

## 謝 辞

本研究では、北陸電力株式会社による地質調査データを使用した。北陸電力株式会社の片川秀基博士には、能登半島の地質に関する有益な情報を提供して頂いた。千葉大学大学院理学系研究科伊藤谷生教授には査読いただき、本稿の改善に有益な意見をいただいた。また、北陸電力株式会社の野口猛雄氏、穴田文浩氏、吉田 進氏、浜田憲彦氏、株式会社ダイヤコンサルタントの坂倉範彦博士には、現地調査及び資料のとりまとめに際しお世話になりました。以上の方々に感謝いたします。

## 文 献

- 藤井昭二・粕野義夫・中川登美雄, 1992, 北陸地域における新第三系の層序対比と新第三紀古地理, 地質学論集, **37**, 85-95.
- 早瀬一一・石坂恭一, 1967, Rb-Sr による地質年令 (I), 西南日本, 岩鉱, **58**, 201-212.
- 広井美邦・金山憲勇・野沢 保・柴田 賢, 1982, 能登半島北西部, 富来の砂泥質ホルンフェルス-飛騨片麻岩地塊上の先中部ジュラ系一, 地質学雑誌, **88**, 967-973.
- 北陸地方土木地質図編纂委員会, 1990, 北陸地方土木地質図及び解説書, 国土開発技術センター, 799 p.
- 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.
- 保科 裕, 1984, 能登半島北部の新第三紀火山岩類一特に無斑晶質安山岩類について一, 地質学論集, **24**, 45-58.
- 市川 渡・粕野義夫, 1955, 能登半島主部の地質, 石川県の地質, 15-21, 日本地質学会北陸支部.
- 井上卓彦・村上文敏・岡村行信・池原 研, 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

- 震研彙報, **82**, 301-312.
- Lopez J.C. and A. Ishiwatari, 2002, Petrogenesis of the tholeiitic basalt, calc-alkaline basaltic andsite and high magnesian andesite lava succession of the Oligo-Miocene Anamizu Formation in northeastern Noto Peninsula, central Japan, *J. Min. Petrol. Sci.*, **97**, 85-113.
- Kano, K., K. Kosaka, A. Murata and S. Yanai, 1990, Intra-arc deformations with vertical rotation axes: the case of the pre-Middle Miocene terranes of Southwest Japan, *Tectonophysics*, **176**, 333-354.
- 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.
- 金山憲勇・広井美邦・柴田 賢, 1999, 能登半島北西部のジュラ紀火山—深成複合岩体, *地質学論集*, **53**, 299-308.
- 紮野義夫, 1965, 能登半島の地質, 能登半島学術調査書, 第1部, 石川県, 84 p.
- 紮野義夫, 1977, 石川県の自然環境, 第1分冊, 地形・地質, 石川県, 128 p.
- 紮野義夫, 1993, 石川県地質史, 北陸地質研究所, 321 p.
- 紮野義夫・山田一雄, 1991, 土地分類基本調査5万分の1「穴水・富来・剣地」, 表層地質図及び同解説, 石川県, 46 p.
- 片川秀基・浜田昌明・吉田 進・廉沢 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.
- 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.
- 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, 437 p.
- 小林博文・山路 敦・増田富士雄, 2005, 能登半島輪島地域の中新統の層序・堆積環境・テクトニクス, *地質学雑誌*, **111**, 286-299.
- 小池一之・町田 洋, 2001, 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会,
- 近藤美紀・石渡 明, 1998, 能登半島北西部, 黒崎火山岩類の地球化学的特徴; 高カリウム系列火山岩の結晶分化作用, 日本地質学会第105回学術大会, 168.
- 河野義礼・植田良夫, 1966, 本邦産火成岩の K-Ar Dating (V)—西南日本の花崗岩類—, *岩石鉱物鉱床学会誌*, **56**, 196-211.
- 久保恭輔・鈴木好一, 1949, 石川縣鳳至郡西部の第三起層, *地質学雑誌*, **54**, 139-140.
- Mann, P., Hampton, M.R., Bradley, D.C., and Burke, K., 1983, Development of pull-apart basins, *Journal of Geology*, **91**, no. 5, 529-554.
- Murphy, M.A. and A. Salvador, 1999, International Stratigraphic Guide: An Abridged Version, Episodes, **22**, 4, 255-271.
- Okada, H. and D. Burkry, 1980, Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude cocolith biostratigraphic zonation (Burkry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, **5**, 321-325.
- 岡村行信, 2007, 能登半島西方海底地質図, 海洋地質図, no. 61 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Otofuji, Y., Matsuda, T., and Nohda, S., 1985, Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism of the Japan arc, *Nature*, **317**, 603-604.
- 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.
- 佐藤博明・山崎正男・紮野義夫・清水 智・板屋徹丸, 1987, 石川県舩倉島及び七ツ島産古銅輝石安山岩の K-Ar 年代, 日本地質学会学術大会講演要旨, **94**, 421.
- 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.
- 柴田 賢・佐藤博明・中川正巳, 1981, 能登半島新第三紀火山岩の K-Ar 年代, *岩石鉱物鉱床学会誌*, **76**, 248-252.
- 島 誠・岡田昭彦・矢吹英雄, 1969, Fission track 法と K-Ar 法の相互検討について, *岩鉱*, **61**, 100-105.
- Shimazu, M., S. Yun and M. Tateishi, 1990, Tectonics and volcanism in the Sado-Pohang belt from 20 to 14 Ma and opening of the Yamato Basin of the Japan Sea, *Tectonophysics*, **181**, 321-330.
- Tatsumi, Y., Y. Otofuji, T. Matsud and S. Nohda, 1989, Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection, *Tectonophysics*, **166**, 317-329.
- 塚本一朗, 1988, 能登半島北西部の第三系層序と K-Ar 年代, 紮野義夫(編)(1993) 石川県地質誌, 石川県, 225-226.
- 上 俊二・加藤道雄・口田恭子・高山俊明, 1981, 能登半島に分布する石灰質砂岩層の地質時代, *金沢大学教養部論集(自然科学)*, **18**, 47-63.
- 上松昌勝・周藤賢治・加々美寛雄, 1995, 能登半島北部漸新統穴水累層に産するソレアイト質玄武岩, 高マグネシア安山岩, 古銅輝石安山岩及びアダカイト様安山岩の成因, *地質学論集*, **44**, 101-124.
- 山田一雄・吉岡 正・御園 靖・塚本一朗・森 託也, 1986, 能登半島北西部の第三系層序, 日本地質学会第93回学術大会, 182.
- 吉川敏之・鹿野和彦・柳沢幸夫・駒澤正夫・上嶋正人・木川栄一, 2002, 珠洲岬, 能登飯田及び室立山地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 76 p.

(Received February 5, 2008)

(Accepted March 17, 2008)