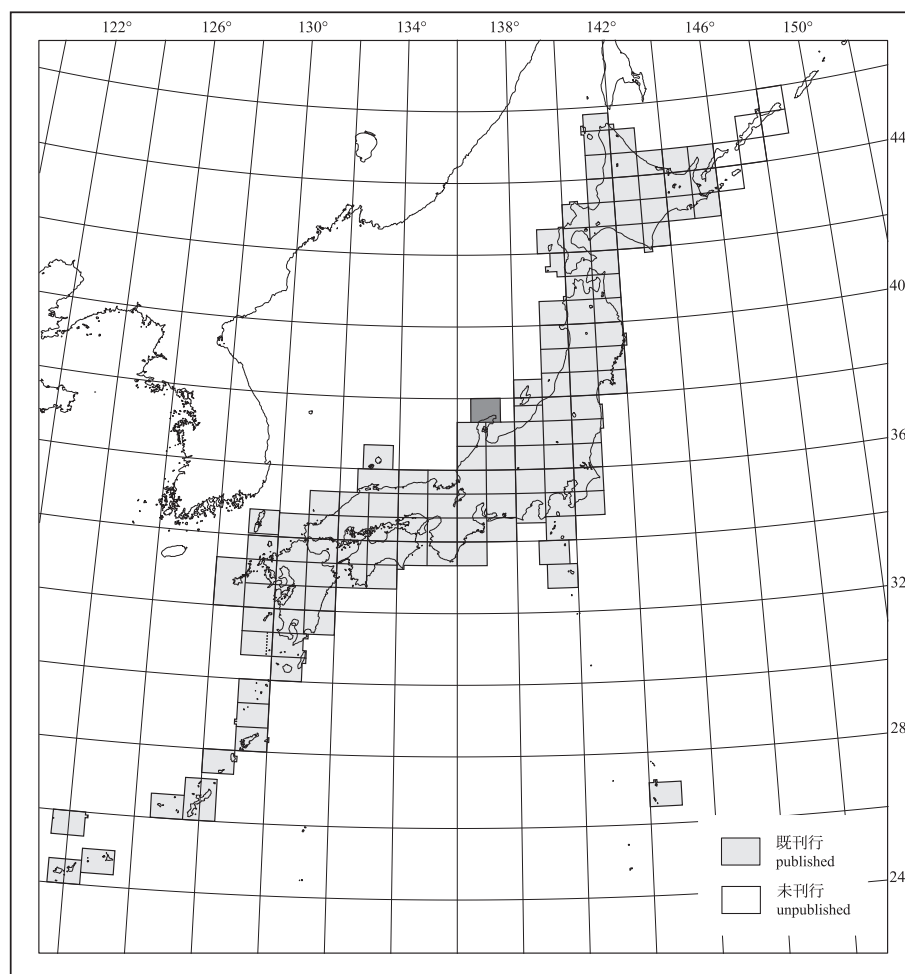


20万分の1地質図幅「輪島」(第2版)
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000,
WAJIMA (2nd EDITION)

尾崎正紀・井上卓彦・高木哲一・駒澤正夫・大熊茂雄

Masanori OZAKI, Takahiko INOUE, Tetsuichi TAKAGI,
Masao KOMAZAWA and Shigeo OKUMA



令和元年
2019

1. はじめに

20万分の1地質図幅「輪島」(第2版)は、産業技術総合研究所地質調査総合センターの前身である地質調査所によって作成された20万分の1地質図幅「輪島」(坂本・松井, 1962)を改訂したもので、初版発行後に出版された地質図類や研究報告の成果に若干の調査結果を加えて、国土地理院発行の20万分の1地勢図「輪島」地域における地質情報をまとめたものである。

2. 地形

輪島地域は、能登半島北部と周辺に広がる七ツ島や舳倉島を含む陸棚からなる(第1図)。行政区分としては輪島市中・北部、珠洲市全域、鳳凰郡能登町北部にあたる。

能登半島は南北に伸びる半島であるが、能登半島北部は東北東-西南西方向の稜線や海岸線で特徴付けられる。能登半島北部は標高300~500 mの山地で、その北縁は主に崖や岩礁からなる海岸からなる。また、全体として南南東から南東方向へ標高は低下し、飯田湾沿いでは丘陵や台地が発達する(吉川・矢沢, 1955; 北陸第四紀研究グループ, 1969など)。七ツ島は周辺が崖や岩礁からなる無人島で、北の島群(大島、狩又島、竜島)と南の島群(荒子島、鳥帽子島、赤島、御厨島)に分けられる。舳倉島は標高12.4 m以下で、南側に砂浜や砂丘が認められるほかは、崖や岩礁で囲まれている。

能登半島北縁から北西方向にかけては、水深150 m以浅の能登台地(岡村, 2007a)が広がる。能登台地は全体として起伏に乏しい地形を呈するが、緑剛沖隆起帯、沖ノ瀬隆起帯、七ツ島-嫁礁隆起帯、舳倉島隆起帯など、東北東-西南西方向の高まりが認められる。一方、緑剛沖隆起帯(岡村, 2002)を境として、能登半島の南東側(飯田湾沿い)には飯田海脚などを含む陸棚が広がり、その東側で水深1,000 m以上の富山トラフに落ち込む(岡村, 2002)。

(尾崎正紀)

3. 陸域の地質

3.1 概要

輪島地域の能登半島北部には、漸新世の火成岩類(高洲山層及び忍閃緑岩)、漸新世末~前期中新世の火山岩類(合鹿層、神和住層、馬縞層及び宝立山層)と堆積岩類(縄文層)、前期中新世末~後期中新世の主に海成層からなる堆積岩類(道下層、東印内層、法住寺層、飯田層、飯塚層及び輪島崎層)と火山岩類(粟藏層)が分布する(第2図)。また、それらを不整合で覆って中期~後期更新世の海成段丘堆積物、後期更新世末~完新世の沖積平野及び海岸平野堆積物が狭小に分布する。一方、舳倉島には前期中新世の安山岩類からなる舳倉島層、七ツ島には中期中新世の七ツ島火山岩類が分布する。以下、それらの概要を示す。詳細は5で述べるが、これら地層・岩体には、漸新世~前期中新世に形成された正断層群と、それ以降に形成された逆断層群が発達する。

なお、本地域陸域の広域地質図としては、20万分の1地質図幅「輪島」(坂本・松井, 1962)、7万5千分の1能登半島地質図(糸野ほか, 1964)、10万分の1石川県地質図(糸野編, 1977)、10万分の1石川県地盤図(石川県地盤図編集委員会, 1982)、10万分の1新版・石川県地質図(糸野編, 1993)、20万分の1北陸地方土木地質図(北陸地方土木地質図編纂委員会, 1991)、能登半島北部20万分の1地質図(尾崎, 2010)が整備されている。また、5万分の1表層地質図としては「輪島」(糸野・山田, 1993)及び「宝立山・能登飯田・珠洲岬」(糸野・山田, 1995)が、5万分の1地質図としては「珠洲岬、能登飯田及び宝立山」(吉川ほか, 2002)が出版されている。陸域の本地質図は、上記の地質図などに基づき編さんされた尾崎(2010)の地質図を加筆・修正したものである。

3.2 漸新統

3.2.1 高洲山層(Ko)

高洲山層(吉川ほか, 2002)は、能登半島北部の中央の高洲山や鉢伏山付近などに分布する陸成の漸新世火山岩類である。安山岩溶岩・火砕岩・貫入岩を主体とし、玄武岩溶岩・火砕岩、礫岩、砂岩

を含む。火山岩類は、ソレライト質玄武岩やカルクアルカリ質安山岩、高マグネシア安山岩、アダカイト質安山岩など多様なマグマ組成を示す(上松ほか, 1995; López and Ishiwatari, 2002など)。本層は高洲山付近において層厚1,200 m以上(下限不明)で、概ね北西方向へ数10度傾斜し、多くの北東-南西方向の正断層群に切られている(吉川ほか, 2002)。本地域の高洲山層からは29~20 Maの放射年代が得られている(柴田ほか, 1981; 塚本, 1988; 吉川ほか, 2002)が、貫入する忍閃緑岩や上位の合鹿層の推定年代から、若い年代値のものは貫入岩の疑いがあるとされ、漸新統に位置付けられている(吉川ほか, 2002)。なお、本層は、暁新世~中新世を示す放射年代が得られ(柴田ほか, 1981; 塚本, 1988; 吉川ほか, 2002; 梅香ほか, 2003など)、異なる時代の火山岩が一括されていたことが明らかになった能登半島北部の基底部を構成する安山岩類である六水層(鈴木, 1950)の一部にあたる。

3.2.2 忍閃緑岩(Sd)

忍閃緑岩(Ishida, 1959)は、輪島市忍町において高洲山層に貫入する。地表部では半径約1.5 kmの範囲に分布する。主に黒雲母単斜輝石角閃石閃緑岩からなり(吉川ほか, 2002)、K-Ar年代は28.9±1.0 Maを示す(柴田ほか, 1984)。

3.3 中新統(一部、漸新統最上部を含む)

【能登半島北部の中・東部】

3.3.1 合鹿層、神和住層、馬縞層及び貫入岩類(Ka)

能登半島北部の東部に分布する後期漸新世末~前期中新世中頃の火山岩類は、デイサイト火砕岩及び安山岩溶岩を主体として、安山岩火砕岩、礫岩、砂岩、シルト岩、貫入岩(ドレライト、玄武岩、安山岩)を伴う。これらの火山岩類の多くは、宝立山層と共に柳田層(Ishida, 1959)と呼ばれたものである。吉川ほか(2002)は、これらを合鹿層、神和住層、馬縞層及び貫入岩類に区分しているが、20万分の1地質図としては、一括して示した。

合鹿層(吉川ほか, 2002)は、珠洲市南西部から能登町北部にかけて分布する。最大層厚は約200 mで、デイサイト火砕岩(溶結)を主体とし、輝石デイサイトを伴い、砂岩、礫岩、シルト岩を挟む。高洲山層を不整合に覆う。FT年代及び全岩K-Ar年代は約25 Maを示す(吉川ほか, 2002)。

神和住層(吉川ほか, 2002)は、珠洲市南西部から能登町北部にかけて分布する。最大層厚は約230 mで、無斑晶安山岩溶岩を主体とし、砂岩、礫岩、シルト岩、デイサイト火砕岩、亜炭層を挟む。合鹿層を整合で覆う。無斑晶安山岩溶岩の全岩K-Ar年代は23~20 Maを示す(柴田ほか, 1981; 塚本, 1988)。

馬縞層(吉川ほか, 2002)は、珠洲市北部の狼煙から大谷の海岸沿いに分布する層厚140 m以上(下限不明)の地層で、輝石安山岩溶岩を主体として、礫岩・砂岩・泥岩・安山岩-デイサイト火砕岩を伴う。また、アア溶岩、海棲軟体動物、単体サンゴ化石を産する(Kano *et al.*, 2002)。馬縞層の年代は、その放射年代(塚本, 1988; Kano *et al.*, 2002)や宝立山層に直接覆われることから23~19 Maと推定され、合鹿層及び神和住層とは接していないが、神和住層とは同時異相関係と考えられている(吉川ほか, 2002)。

貫入岩類は、活動時期が特定できないドレライトや玄武岩-安山岩からなるシルや岩脈を指す(吉川ほか, 2002)。これら貫入岩類は高洲山層、合鹿層、神和住層に貫入し、東印内層に礫として含まれることから、神和住層から宝立山層の堆積時にかけて活動したとされる(吉川ほか, 2002)。なお、吉川ほか(2002)が貫入岩類に含めた能登町路の貫入岩(玄武岩)については、斜長石のK-Ar年代約20 Maが得られ、神和住層の溶岩に位置付けられている(梅香ほか, 2003)。

3.3.2 宝立山層(Hr)

宝立山層(吉川ほか, 2002)は、能登半島北部の東部に広く分布する。デイサイト火砕岩とドーム状に貫入ないし噴出する輝石デイサイト-流紋岩溶岩・貫入岩からなり、シルト岩、砂岩、礫岩を伴う。最大層厚は300 m。珠洲岬の本層のシルト岩中からは狼煙化石植物群(台島型植物群)が報告されている(Ishida, 1970)。デイサイト

火砕岩及び輝石デイサイトー流紋岩のFT年代や上位の東印内層や法住寺層の珪藻化石年代から、本層の年代は19.5~18 Maと推定されている(吉川ほか, 2002).

3.3.3 東印内層 (Hi)

東印内層(吉川ほか, 2002)は、能登半島北東部に分布する礫岩、砂岩、黒色塊状泥岩からなる内湾~浅海堆積物で、宝立山層や馬繰層を不整合に覆う。輪島市塚田付近にも分布する(鮎野編, 1993など)。層厚は85 m以下で、岩相の側方変化が著しく、当時の浸食谷を埋めた地層と考えられている(吉川ほか, 2002)。

3.3.4 法住寺層 (Ho)

法住寺層(吉川ほか, 2002)は、主に珪質-珪藻質シルト岩からなる最大層厚180 mの浅海~漸深海堆積物で、下部に石灰質シルト岩を伴う。浮遊性有孔虫化石、石灰質ナノ化石、珪藻化石層序から、本層は下部中新統と中部中新統の境界付近の地層に位置付けられている(船山, 1988; 柳沢, 1999など)。

3.3.5 粟蔵層 (Aw)

粟蔵層(吉川ほか, 2002)は、能登半島北部の東部に分布する最大層厚290 m以上の黒雲母流紋岩溶岩及び火砕岩で、縁辺相として凝灰質砂岩、凝灰岩及び礫岩を伴う。流紋岩火砕岩の給源は溶岩が分布する岩倉山付近と考えられており、岩倉山の東方や南方で層厚が急激に薄くなる。南部の凝灰質砂岩などからは浅海の軟体動物化石、大型有孔虫化石、放射虫化石が産出する(赤嶺, 1952; 増田, 1954)。下位及び上位の地層である法住寺層と飯田層の珪藻化石年代(柳沢, 1999)などから、粟蔵層は約15.6 Ma前後に形成されたと推定されている(吉川ほか, 2002)。

3.3.6 飯田層 (Id)

飯田層(吉川ほか, 2002)は、能登半島北東部に分布する石灰質シルト岩と珪質-珪藻質シルト岩からなる海成層で、上部に多くの海緑石砂岩を伴う。層厚は10~180 mで、粟蔵層が厚く分布する地域では、本層最上部の海緑石砂岩が粟蔵層を直接覆う。飯田層は後述の飯塚層と共に珪質-珪藻質シルト岩を主体とする珪藻起源の外洋性細粒堆積物からなるが、詳細な珪藻生層序の研究結果から、海緑石層が良く発達する最上部は広域的に無堆積となった時期があったとされる(吉川ほか, 2002)。本層の上部は後述の輪島崎層と同時異相の関係にある。なお、海緑石の分布は本層の上部で顕著で、その生成は15.4 Maに始まり13.0 Ma頃に終了と推定されている(柳沢, 1999)。

3.3.7 飯塚層 (Iz)

飯塚層(吉川ほか, 2002)は、能登半島北東部に広く分布する層厚350 m以上の海成層で、主に珪質-珪藻質シルト岩からなり、砂質泥岩-泥質砂岩及び流紋岩凝灰岩の薄層を含む。飯塚層の珪藻化石層序からは、13~6.5 Ma頃の年代が得られている(柳沢, 1999)。

【能登半島北部の西部】

3.3.8 縄又層 (Nw)

縄又層(鮎野編, 1993)は、能登半島北部の北西部から中央部にかけて分布し、高洲山層を覆い、南接七尾地域に分布する別所岳安山岩類に覆われる。小林ほか(2005)では、縄又層上部を大沢町層と鵜入層に細分しているが、本地質図は鮎野編(1993)に従った。主に砂岩、泥岩、礫岩からなる陸成層で、下部から中部にかけてデイサイト溶結凝灰岩及び火砕流堆積物や玄武岩を挟む(鮎野・山田, 1993; 鮎野ほか, 1999など)。層厚は1,700 m、褶曲構造を伴うが全体としては北西へ10~30度傾斜する構造を示す。なお、高洲山の北側から気勝山付近にかけてまとまって分布する火山岩類は、高洲山層との層位関係や岩相から3.3.1の合鹿層や神和住層などに対比され(鮎野ほか, 1999など)、本地質図もこれに従った。本層からは、阿仁合型植物化石群(曾山峠植物群; 藤・吉田, 1984)、象歯化石(*Eostegodon* (?): 亀井, 1991)、ワニの足跡化石(岡村・高橋, 1999)、珪化木(Suzuki and Terada, 1996; 寺田, 1999)が産出する。上

記の合鹿層や神和住層などに対比される火山岩類との関係から、本層は前期中新世の堆積物と考えられている(鮎野ほか, 1999)。ただし、それら火山岩類より下位の縄又層に関しては、鮎野ほか(1965)で示されるように高洲山層とは同時異相の堆積岩である可能性もある。

3.3.9 道下層 (To)

道下層は、縄又層を不整合で覆う礫岩主体層で、能登半島北西端の海岸沿いに分布する(鮎野編, 1993; 鮎野ほか, 1999など)。小林ほか(2005)の番場山層にほぼ一致する。本層の層厚は、300 m(鮎野ほか, 1965)あるいは600~700 m(小林ほか, 2005)と見積もられている。下部は礫岩主体で連続性の良いデイサイト凝灰岩を挟み、上部は礫岩のほか砂岩・泥岩・礫岩の互層からなり内湾・浅海を示す軟体動物化石や石灰質砂岩が含まれ(鮎野ほか, 1965, 1999; 小林ほか, 2005)、扇状地からファンデルタの堆積環境が推定されている(小林ほか, 2005)。堆積年代は不明であるが、縄又層を覆い、下部に連続性の良いデイサイト凝灰岩海成層を含み、産出貝化石から東印内層に対比されている(鮎野ほか, 1965)ことから、前期中新世末の地層に位置付ける。

3.3.10 輪島崎層 (Wj)

輪島崎層(市川・鮎野, 1955)は、輪島市の輪島崎に分布する層厚100 m以下の海成層で、浅海の石灰質砂岩で特徴付けられる。輪島崎層からは中期中新世後半の年代を示す石灰質ナノ化石が得られている(上ほか, 1981)。このため、層序的には飯田層最上部から飯塚層最下部に位置付けられるが、海緑石が多く認められる飯田層最上部は堆積速度が極端に遅い時期で海進期にあたる想定し、その直後の飯塚層最下部に位置付けた。

【舩倉島及び七ツ島】

3.3.11 舩倉島層 (He)

舩倉島には、陸上噴出の上下2層(それぞれ層厚15~20 m以上)の頑火輝石(旧区分:古銅輝石)を含む玄武岩質安山岩の溶岩が分布し、溶岩間にクリンカーが認められる(石田ほか, 1962; 佐藤ほか, 1989)。本報告では、これら安山岩溶岩を舩倉島層と呼ぶ。上部溶岩の下部クリンカーからK-Ar年代 20.5 ± 0.8 Maが得られている(佐藤ほか, 1989)。

3.3.12 七ツ島火山岩類 (Nv)

能登半島の北方約20 kmの沖合にある七ツ島には、安山岩の溶岩を主体とし凝灰角礫岩を含む(石田ほか, 1962)ほか、デイサイト(溶結凝灰岩)や玄武岩岩脈などが認められ、安山岩は頑火輝石(旧区分:古銅輝石)安山岩で特徴付けられる(佐藤ほか, 1989)。本地質図では、これら火山岩類を一括して、七ツ島火山岩類と呼ぶ。安山岩溶岩からは 14.8 ± 0.7 MaのK-Ar年代が得られている(佐藤ほか, 1989)。ただし、七ツ島火山岩類全体がこの年代を示すかは不明である。

3.4 第四系

陸域の第四紀堆積物は、最高位段丘堆積物、高位段丘堆積物、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物、沖積平野及び海岸平野堆積物(一部、砂丘・海浜堆積物を区分)に区分される。段丘堆積物は、低位段丘堆積物以外はほぼ海成層からなる。なお、舩倉島に分布する3段に区分される段丘堆積物(石田ほか, 1962)は、詳細は不明であるが高位及び中位は中位段丘堆積物に対比し、低位は縄文海進以降に打ち上げられた礫の堆積物と解釈し、地質図では省略した。

3.4.1 最高位段丘堆積物 (th₀)

最高位段丘堆積物は、太田・平川(1979)、太田・国土地理院地理調査部(1997)の最高位段丘面(T面)の構成層にあたり、標高約100~300 mの丘陵頂部に分布する。ただし、最高位段丘面には堆積物が残っていないことが多い。小池・町田(2001)は、最高位段丘面を酸素同位体ステージ(以降、MISと略記)15及びそれ以前の高海水準期(中期更新世前半)の地形面に位置付け、一部は前期更新世に及

ぶ可能性があるとしている。

3.4.2 高位段丘堆積物 (th₁₂, th₃₄)

高位段丘堆積物は、中期更新世後期の堆積物で、太田・平川 (1979)、太田・国土地理院地理調査部 (1997) のH面構成層にあたり、標高30~150 mに4段の地形面を有する。本地質図は、太田・平川 (1979) のH面構成層のうち、高位の2面と下位の2面を有する高位段丘堆積物を、それぞれ高位1-2段丘堆積物 (th₁₂) と高位3-4段丘堆積物 (th₃₄) に区分した。基底部から下部の厚さ数mから10 mの礫を伴う砂層~シルト層と、上部の厚さ数mの海成砂礫層からなる (太田・平川, 1979; 吉川ほか, 2002など)。小池・町田 (2001) は、高位1-2段丘面をMIS13及びMIS11に、高位3-4段丘面をMIS9及びMIS7の地形面に位置付けている。

3.4.3 中位段丘堆積物 (tm₁, tm₂, tm₃)

本地域の中位段丘堆積物は、主に海成層からなり、飯田湾沿いに広く分布する (望月, 1932; 鈴木, 1950; 北陸第四紀研究グループ, 1961など) ほか、能登半島北岸の沿岸を縁取るように広範囲に分布する (太田・平川, 1979; 小池・町田, 2001など)。中位段丘堆積物は、中位1段丘堆積物 (tm₁)、中位2段丘堆積物 (tm₂)、中位3段丘堆積物 (tm₃) に区分され、太田・平川 (1979) 及び太田・国土地理院地理調査部 (1997) のM1面、M2面、M3面構成層にあたり、それぞれMIS5e, 5c, 5aに対応する堆積物である。これら中位段丘堆積物の旧汀線の標高分布変化から、全体として東南東から南南東方向への傾動が推定されている (6.1参照)。

飯田湾の北側に広く分布する中位段丘堆積物は、層厚数~10数mで平床層と呼ばれ (北陸第四紀研究グループ, 1961など)、三瓶木次テフラなどに覆われている (豊蔵ほか, 1991)。その主体は主に下部の泥層と上部の中粒砂層 (一部、粗粒砂及び礫層) で構成される中位1段丘堆積物である。平床層には貝類群集が産出し、平床貝層 (石川県天然記念物) と呼ばれる (北陸第四紀研究グループ, 1961)。

3.4.4 低位段丘堆積物 (tl)

能登半島北部の低位段丘堆積物は、後期更新世の後期に形成された砂礫主体の河成段丘堆積物で、その分布は内陸の河川沿いに限られる。

3.4.5 沖積平野・海岸平野堆積物 (a) 及び砂丘・海浜堆積物 (s)

本地域の沖積平野堆積物及び海岸平野堆積物の主な分布域は、日本海側では輪島市街地や輪島市町野町、富山湾沿いでは珠洲市街地付近などに狭小に認められる。主に下部の海成粘土層と上部の粘土層及び砂層からなるが、輪島市街地及び同市町野町などでは下部にも埋没した砂丘や砂嘴と考えられる砂層が厚く分布する (石川県地盤図編集委員会, 1982)。ほかに、飯田湾沿いには砂丘 (宇治砂丘や嶋島砂丘など) が良く発達する。

3.4.6 埋立地 (r)

埋立地は、小規模なものが珠洲市飯田町、嶋島町、狼煙町や輪島市街地などの海岸に造成され、港湾として利用されている。

(尾崎正紀)

4. 海域の地質

4.1 概要

能登半島周辺海域の地質は、能登半島東方海底地質図 (岡村, 2002) 及び能登半島西方海底地質図 (岡村, 2007a) によって明らかにされている (第2図)。能登半島北方沖の能登台地の層序は下位から音響基盤、南志見沖層群、輪島沖層群に、能登半島東方 (飯田湾など) の層序は下位から音響基盤、珠洲沖層群、飯田沖層群に区分されている (岡村, 2002, 2007a)。また、能登半島北部沿岸海域においては、海底下数10~100 m程度の地質構造をターゲットとし、浅い水深でも調査可能なブーマーを音源とする小型のマルチチャンネル音波探査装置によって詳細海底地質調査が行われ、能登半島北部周辺海域地質図としてまとめられている (井上・岡村,

2010)。井上・岡村 (2010) は、岡村 (2002, 2007a) の輪島沖層群を下部と上部、更に輪島沖層群を不整合で覆う後期更新統の町野沖層及び完新統の門前沖層を新たに区分している。以上のほか、能登半島周辺海域では、20万分の1表層堆積図 (片山・池原, 2001; 片山, 2007; 池原, 2010) や海陸シームレス地質図 (井上ほか, 2010) が整備されている。

本地質図の海域は、井上・岡村 (2010) を加筆・修正したものである。なお、輪島地域の北部1/4の海域は、岡村 (2002, 2007a) の調査地域の範囲外であるため空白となっている。

4.2 音響基盤 (B)

輪島島隆起帯及び七ツ島一嫁礁隆起帯に広く分布するほか、禄剛沖隆起帯、沖ノ瀬隆起帯などの海底下の高まりや能登半島北縁沿いに分布する。岡村 (2007a) によると、能登半島西方沖の高まり (西能登堆群: 第1図) の音響基盤から、安山岩質、玄武岩質、流紋岩質の火山岩類が得られており、音響基盤は主に中期中新世前半より古い火山岩類に対比されると考えられている。なお、陸域の馬縹層には海成層が含まれる (Kano *et al.*, 2002) ため、音響基盤と南志見沖層群及び珠洲沖層群との境界の下限は前期中新世に及ぶ可能性が高い (第2図)。

4.3 南志見沖層群 (N) 及び珠洲沖層群 (S)

南志見沖層群は、岡村 (2002) によって定義された堆積物で、能登半島北方の沿岸海域に広く認められる。音響基盤を不整合で覆い、内部反射面はほぼ平行であるが、断層・褶曲によって著しく変形を受けている。その上面には顕著な浸食面が発達し、上位の輪島沖層群に覆われる。岡村 (2002) に基づくと、本層群は下部~中部中新統と推定されており、能登半島北部陸域に分布する同年代の海成層に対比される。南志見沖層群に発達する断層と褶曲は東北東-西南西方向に伸びる隆起帯を形成し、能登半島北側では海岸に沿った断層上盤の隆起帯や沖ノ瀬周辺、禄剛沖隆起帯などの海底の高まりとして海底面に露出する。これらの断層・褶曲は主に中新世後期に形成されたと考えられるが、その一部は第四紀にも再活動している (三澤, 1997; 井上・岡村, 2010)。

珠洲沖層群は、岡村 (2002) で定義された堆積物で、禄剛沖隆起帯の南側、飯田海脚などで、音響基盤を不整合で覆って広く分布する。岡村 (2002) に基づくと、飯田海脚では反射強度の弱い平行で連続性の良い反射面で特徴付けられ、上面に浸食平坦面が形成されているが、海脚周辺の斜面には浸食面は形成されておらず、下部に向かって層厚を増し、反射がやや明瞭になる。飯田海脚北側では斜面下部に向かって層厚が増し、向斜軸からその北側斜面 (禄剛海脚南側斜面) ではあまり厚さが減少せずに禄剛海脚南側斜面上部まで連続する。飯田海脚東側の富山深海長谷に面した崩落崖 (本地域外) において露出する本層群のグラブ採泥によって得られた泥岩は珪藻化石から中期中新世の年代を示し、能登半島北部の中期~後期中新世の珪藻シルト層 (飯田層や飯塚層など; 吉川ほか, 2002) に対比されることから、上面に広がる浸食面は後期中新世以降の隆起によって形成されたと考えられている。

南志見沖層群及び珠洲沖層群の上限は不明であるが、上面に広がる浸食面は後期中新世以降の隆起によって形成されたと考えられ、両層は対比される (岡村, 2002, 2007a)。

4.4 輪島沖層群 (W, IW, uW) 及び飯田沖層群 (I)

輪島沖層群は、岡村 (2002) で定義された堆積物で、音響基盤及び南志見沖層群の浸食平坦面を不整合で覆う堆積物である。全体として整合的に堆積した水平あるいは緩やかに傾斜する地層からなるが、第四紀に活動した断層・褶曲による変形も部分的に認められる。井上・岡村 (2010) では高分解能反射断面から、輪島沖層群内に海水準変動によって形成された不整合面を認定し、その中で特に明瞭な浸食面を伴う不整合面を境界として、輪島沖層群を上部と下部に区分している。

飯田沖層群は、岡村 (2002) で定義された堆積物で、禄剛沖隆起帯南側の飯田海脚などで音響基盤及び珠洲沖層群の浸食面を覆い、明瞭で連続性の良い反射面で特徴付けられる。飯田海脚周辺の斜面

上部では珠洲沖層群をオンラップ不整合で覆い、両層群の境界は不整合及び反射強度の違いなどからも明瞭に設定される。基底は、富山トラフの上越層群中に連続することから、本層群の上部は富山湾層群に、下部は上越沖層群の上部に対比でき、後期中新世～第四紀の堆積物であると考えられている(岡村, 2002)。

輪島沖層群及び飯田沖層群は、能登半島の北西沖の羽咋沖層群及び高浜沖層群に対比される(岡村, 2007a)。

4.5 町野沖層 (Ma)

井上・岡村 (2010) により定義された堆積層で、町野川河口沖の水深70～90 mの海域に分布し、南北5～7 km、東西約20 kmの範囲に広がり、最大層厚は約17 mである。下位の輪島沖層群の平坦な浸食面を不整合に覆い、上面は緩やかな波状を示す。池原 (2010) によると本層から得られた堆積物組成及び泥炭層の放射性炭素年代から最終氷期最盛期 (MIS2) より前のおよそ3～4万年前の河川成堆積物である可能性が高い。このことから本層は海水準が低い最終氷期前後のデルタ性堆積物と考えられている。

4.6 門前沖層 (H)

門前沖層は井上・岡村 (2010) により最終氷期以降に堆積した地層として定義された地層で完新統と考えられる。最終氷期の低海水準期に形成された浸食面を覆う堆積物で、門前沖 (七尾地域内) から猿山岬北方沖、輪島沖及び町野沖の3カ所に分かれて分布する。門前沖から猿山岬北方沖に分布する完新統は最も厚く広範囲に分布する。最大層厚は40 m以上に達し(井上ほか, 2007)、水深120 m以浅では上に凸の上面形状を、その沖合では、厚さ10 m以下の堆積物として広範囲に広がる。

(井上卓彦)

5. 地質構造

能登半島及び周辺海域の地質構造は、(1) 漸新世～前期中新世の北西-南東方向の引張応力場で発達した正断層群、(2) 中期中新世?～後期中新世末の南北(～北北西-南南東)方向の圧縮応力場で形成された逆断層群、(3) 第四紀(特に後半)以降の北西-南東～北北西-南南東方向の圧縮応力場などで形成された逆断層及び撓曲群に区分される(岡村, 2007a, b; 吉川ほか, 2002; 尾崎, 2010など)。(3)のうち活構造に関しては、別途、6.で記述する。なお、小林ほか(2005)は、本地質図の縄又層及び道下層を対象に多重解析法を用いた小断層解析を実施し、東印内層堆積以前(上記(1)の時代)に東西や北東-南西方向などの引張応力場を推定している。

5.1 漸新世～前期中新世の正断層群

高山山層や縄又層など漸新統～下部中新統に発達する北東-南西(～北東-西南西)方向の正断層群で、日本海拡大に伴う北西-南東方向の伸張場で形成された地質構造と考えられている(吉川ほか, 2002など)。また、能登半島北部の西側に分布する縄又層及び道下層には、北東-南西方向の軸を有する褶曲が良く発達する(鮎野ほか, 1964など)が、その一部は正断層の変位を反映した変形である可能性が高い。なお、小林ほか(2005)は、輪島市西部の海岸沿いに発達する断層の解析から、東西ないし北東-南西方向の伸張場を推定しているが、縄又層全体の地質構造とは整合的でない。海岸沿いの断層に関しては、大規模な地すべり境界の可能性などの検討も必要と思われる。

一方、海域の正断層群は音響基盤及び南志見沖層群の一部に発達する(岡村, 2002, 2007a; 加野ほか, 2010など)。能登半島北部沖の反射法地震探査データ再処理断面図(加野ほか, 2010)に基づく、本地質図では示していないが、嫁礁東方や猫ヶ岳北方沖などの地下深部に正断層が認められる。また、禄剛沖隆起帯の珠洲沖セグメントなど、元々は正断層であったものがインバージョンを受け逆断層として活動していると推定される断層も存在する。

5.2 中期中新世?～後期中新世末の逆断層群

本断層群は能登半島北部及び周辺海域に良く発達する東北東-西南西～東西方向の逆断層(一部横ずれを伴う)で、断層変位に伴い地

層には非対称な褶曲が発達する。(1)の正断層が逆断層化したものや、第四紀以降も活動しているものもある。

能登半島北部では、白米坂断層及び西海断層(Ishida, 1959)などが発達する。断層による変位を受けている地層の上限が飯塚層の6.5 Ma頃(柳沢, 1999)のため、主な活動時期は後期中新世末以降と推定される(吉川ほか, 2002)。この時期は、宝立山や石動山などの隆起など能登半島の原形が形成された時期にあたる(藤井ほか, 1992)。白米坂断層は、珠洲市飯田から名舟海岸へと東西方向に伸びる南傾斜50～80度の逆断層で、断層沿いの中新統にはドレイブ褶曲が認められ、一部、逆転層も伴う(Ishida, 1959; 吉川ほか, 2002など)。見かけ上、1,000 mを超える南側隆起の垂直変位を示す。本地質図では、吉川ほか(2002)の地質図に加え、Ishida (1959)の忍断層を考慮し、白米坂断層を東印内町以西の名舟海岸付近まで伏在する断層として延長させた。西海断層は、白米坂断層の4～8 km北側に並行に走る北落ちの逆断層で、地層の逆転も認められ、見かけ上、最大垂直変位は200～350 m以上が推定されている(吉川ほか, 2002)。

海域では、能登半島北縁～禄剛沖隆起帯北縁、沖ノ瀬隆起帯北縁、触倉島隆起帯南縁などに逆断層が発達する(岡村, 2002, 2007a, b)。能登半島北縁～禄剛沖隆起帯北縁では、能登半島の北縁海岸を縁取るように、猿山岬沖(七尾地域内)から、輪島崎沖、曾々木海岸沖、禄剛沖隆起帯の北縁に至る南南東側隆起の逆断層帯が形成され、多くは活断層でもある(6.2参照)。一方、沖ノ瀬隆起帯では、主に北縁沿いに同方向の逆断層が発達するが、三澤(1997)や井上・岡村(2010)に基づく、第四紀に変位は認められない。触倉島隆起帯南縁についての詳細は不明である。

5.3 第四紀の逆断層及び撓曲

第四紀(主に後半)以降の、北北西-南南東から北西-南東方向の圧縮応力場に伴って形成された、前述(2)の逆断層を切る北東-南西方向の逆断層と、(2)の逆断層が再活動したものが認められ、これらの一部は活断層としても活動している(6.参照)。

珠洲市大谷町に発達する北東-南西方向の北西側隆起の断層は、5.2の西海断層を切る(吉川ほか, 2002)。また、輪島市街地付近の北東-南西方向の直線的な低地と山地の境界沿いにも、東側の塚田を通る向斜構造や西側山地の地層の走向傾斜から、北西側隆起の逆断層の発達が発達と推定される。

(尾崎正紀)

6. 活構造・地震

第3図に、本地域南部及び南側周辺地域の活構造(活褶曲については省略)及び主な過去の地震分布を示す。

6.1 能登半島北部(陸域)の活構造

能登半島の飯田湾付近から珠洲岬、輪島市街地にかけて推定されるMIS5eの旧汀線は50～120 mへと変化し、全体として南南東方向への傾斜が認められ、その標高は能登半島北岸で最も高くなっている(太田・平川, 1979; 太田・国土地理院地理調査部, 1997; 小池・町田, 2001; Hamada *et al.*, 2016など)。なお、その最高位とされた珠洲市馬縹町の標高約120 mの段丘堆積物は加久藤テフラが認められMIS9に位置付けられるため、珠洲市折戸町や輪島市町野町の標高100 mがMIS5eの旧汀線標高の最高位とされる(浜田ほか, 2012)。これらの旧汀線の標高変化は、能登半島北岸沖に分布する南側隆起の活断層帯の活動に対応した変動を示している(井上・岡村, 2010; 6.2参照)。

白米坂断層は、珠洲市飯田町から輪島市東印内町に至る東西方向の大きな変位が認められる中新世から活動している逆断層(5.2参照)である。本断層東部は、断層の南北において高位段丘面やMIS5eの旧汀線の標高分布に差が認められ、推定活断層とされている(太田・国土地理院地理調査部, 1997)。本断層西部の活動については不明である。また、珠洲岬北西の狼煙には、東北東-西南西方向の南側隆起の活断層が、更にその北側にはMIS5eの海成段丘面が変形したとされる活向斜の発達が発達と推定されている(太田・平川, 1979など)。以上のほか、能登半島北部富山湾沿いには、北東-南西走向で、垂直変位10数m、南東側隆起の活断層がいくつか発達し、本地域内で

は能登町滝之坊や松波付近でその存在が推定されている(太田ほか, 1976など)。なお、滝ノ坊断層は高位段丘面を切るが中位段丘面への変形は確認できないため推定とした。

(尾崎正紀)

逆断層である。最も顕著な門前町のすぐ西側から西南西に伸びる逆断層は長さ約21 kmで、更にその南西側に活褶曲が14 km連続する。

(井上卓彦・尾崎正紀)

6.2 能登半島北岸沖の活断層帯

本地域の海域の活構造に関しては三澤(1997)、岡村(2007b)、井上・岡村(2010)、Hamada *et al.* (2016)などの報告がある。井上・岡村(2010)は、能登半島北岸沖の詳細な活断層調査から、長さ50 km以上の活断層帯の存在を明らかにし、断層帯の連続性に基づいて、東から珠洲沖セグメント、輪島沖セグメント、猿山沖セグメント(以上、輪島地域内)、門前沖セグメント(南接する七尾地域内)に区分している(第3図)。以下、それらの概略を述べる。なお、井上・岡村(2010)の調査範囲外の海域における活断層の有無については不明である。

6.2.1 珠洲沖セグメント

珠洲沖セグメントは、珠洲市高屋町付近より北東に伸びる活断層帯である。セグメントの西部では、地層が切れて断層として認定できるが、東部では連続する地層の傾斜が急変する明瞭な構造境界(向斜軸面: synclinal axis)となっている。この構造境界付近の浸食面は変形しているように見えることから、活動的な変形であると推定されている。珠洲岬周辺には隆起した海成段丘が広がっている(6.1参照)ことも、珠洲沖セグメントが活動的であることを支持している。

珠洲岬北東沖で発生した1993年能登半島沖地震(マグニチュード6.6; 輪島市で最大震度5を観測)の発震機構は概ね北西-南東~東西方向にP軸を有する逆断層型で、本震は珠洲沖セグメントの北西沖に位置し、余震分布域の一部は珠洲沖セグメントに重なるが、本セグメントとの関係は不明である(Tsukuda *et al.*, 1994; 伊藤ほか, 1994; 気象庁地震津波監視課ほか, 1995; 釜田・武村, 1999など)。ほかに、1896年能登半島地震(宇佐美, 2003)が本セグメント付近で発生している。

6.2.2 輪島沖セグメント

輪島沖セグメントは、輪島北方約7 km沖から東側に約20 km連続する活断層群である。更にその陸側の輪島北東約4 km沖から東へ約8 kmにわたって断層が認められ、南志見沖層群が陸側で大きく隆起している。輪島沖層群最上部にも変形が認められることから、活断層であると判断されている。Hamada *et al.* (2016)は、能登半島北岸のヤッコカンザシの調査などにに基づき、輪島沖セグメントを1729年能登・佐渡地震(宇佐美, 2003)の震源断層と推定している。

6.2.3 猿山沖セグメント

猿山沖セグメントは、輪島崎の北西沖から、ゾウゾウ鼻及び^{びりょう}部岬沖を経て、猿山岬沖(輪島市門前町の北西沖: 七尾地域内)まで約20 km連続し、東部と西部の2つの活断層からなる。猿山沖では、浜田ほか(2007)により、海岸に隆起ベンチが存在することから沖合に活断層の存在が指摘されていた。西部の断層は厚い完新統に覆われ、最終氷期の浸食面と完新統に変形が認められる。この最終氷期の浸食面上での最大垂直変位量は約15 mである。輪島市赤崎町沖で北側にステップして東部の断層が発達する。東部の断層は最終氷期の浸食面にわずかな変形を与えているが、完新統の被覆層がほとんどない。

6.2.4 門前沖セグメント(七尾地域内)

門前沖セグメントは、輪島市門前町西方沖に発達する活断層帯で、東北東-西南西方向から北北東-南南西方向の断層が分布する。海士崎西方沖で発生した2007年の能登半島地震(マグニチュード6.9; 輪島市、穴水町などで最大震度6強を観測)の震源断層にあたり、多くの研究報告がある(吉田ほか, 2007; 井上ほか, 2007; 浜田ほか, 2007; 佐藤ほか, 2007など多数)。井上ほか(2007)に基づくと、この門前沖セグメントは、いずれの断層も南東傾斜の

7. 応用地質

7.1 非金属資源

珠洲市三崎町、正院町、若山町一帯に広く分布する飯塚層中の珪藻質シルト岩は、均質で成形性に富むことから、断熱レンガ、七輪・コンロ、建材などの用途に盛んに採掘されている。また、輪島市河井町の通称「小峰山」では、塚田層中の珪藻土が、漆器の地下塗りに使用される「地の粉」の原料として小規模に採掘されている(柳沢, 2012)。珠洲市若山町中田付近の飯田層中には、能登鉱山及び若山鉱山として知られた石膏鉱床があり(石川県, 1953)、1969年まで稼行していた(吉川ほか, 2002)。

7.2 採石・石材

輪島市三井町仁行では、高洲山層中の安山岩を対象とした採石場が稼行している。珠洲市宝立町柏原では、宝立山層中のデイサイトを対象とした採石場が稼行している。

(高木哲一)

7.3 地すべり

能登半島北部には多くの地すべりが認められる(太田・国土地理院地理調査部, 1997; 清水ほか, 2001など)。特に能登半島北岸沿い(輪島市惣領町、白米町、赤崎町など)に多く発達し、白米町の千枚田も馬蹄状の地すべり地形を利用した棚田である。なお、本地質図では、下位の地質体の分布表示を優先させ、地すべりの表示は省略した。

(尾崎正紀)

8. 重力異常

輪島地域のブーゲー異常は、陸域と海域の船上重力データを編集したもの(地質調査総合センター, 2013)に加え、海底重力データも用いて作成した。海域は音響基盤の露出域が多く、密度も陸域の表層の平均的な基盤と同程度と考えられ、2.4 g/cm³を仮定密度(剥ぎ取り密度)とした。また、深度数kmまでの地質との対応が良く判るように1 kmの上方接続を広域トレンドとして除去した残差重力図を示す(第4図)。なお、能登半島北部及び周辺海域の重力異常については、部分的に上嶋ほか(2002, 2007)、駒澤・大熊(2010)、尾崎ほか(2010)、澤田ほか(2012)などの既存報告がある。

概略のブーゲー異常は、陸域で50~60 mgalの異常を示し比較的平坦である。半島北岸部から海側に向かってブーゲー異常が減少し、沖合5 km程のところまで東北東から西南西に伸びた40~50 mgalの低重力異常帯が見られ断層帯が陥没構造を伴っていることを示している。七ツ島の南方約6 kmのところまで東北東から西南西に伸びた水深が100 mを越す舟状構造が見られるがブーゲー異常は七ツ島に向かって増加しており、低密度堆積物が少ないことを示している。本地域の北半分は70~80 mgalの高異常域となっており海洋性地殻の特徴を示している。輪島湾と飯田湾については局所的な低重力異常を呈しており、地形と調和的な陥没構造が想定できる。残差重力図を見ると珠洲岬、猫ヶ岳、嶺ノ森山周辺が高異常域となっており、中新世前期、古第三系、閃緑岩などの高密度の岩石分布域と整合する。禄剛沖隆起帯や沖ノ瀬隆起帯に対応するように東北東-西南西方向の帯状に伸びた高異常が見られる。

(駒澤正夫・大熊茂雄)

Geology of the 1:200,000 Wajima Quadrangle

The 1:200,000 Wajima Quadrangle is located in the northern end of Noto Peninsula and surrounding sea area. The district is mainly composed of Oligocene to Early Miocene volcanic rocks and non-marine sedimentary rocks, and Middle Miocene to Holocene marine sedimentary rocks with little volcanic rocks. The NE-SW trending normal faults which are developed in the Oligocene to early Miocene series, represent back-arc extension. The ENE-WSW to NE-SW trending reverse faults and folds which are widely developed in the middle Miocene to Holocene series, mainly represent crustal shortening in the late Miocene and Pleistocene Epochs. Active faults are mainly distributed in ENE-WSW trending offshore zone along the north end of Noto Peninsula. The 1993 off Noto Peninsula and 2007 Noto Peninsula Earthquakes occurred around this active zone.

Keywords: areal geology, geological map, 1:200,000, Wajima, Noto Peninsula, Ishikawa Prefecture, Oligocene, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, active fault, mineral resources, gravity map

文献

- 赤嶺秀雄 (1952) 能登半島北部宝立山地の地質. 資源科学研究所彙報, no. 26, p. 27-33.
- 地質調査総合センター (2013) 日本重力データベース DVD 版. 数値地質図 P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 藤 則雄・吉田好美 (1984) 能登半島新第三紀阿仁合型“曾山峠植物化石群”. 金沢大学教育学部紀要 (自然科学編), no. 33, p. 79-91.
- 藤井昭二・細野義夫・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: 古日本海東縁の新第三系一層序・古地理・古環境一, no. 37, p. 85-95.
- 船山政昭 (1988) 能登半島珠洲地域の新第三系の岩相および放射虫化石層序. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 91, p. 15-41.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. and Ogg, G. M. eds. (2012) *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, vol. 2, p. 437-1144.
- 浜田昌明・野口猛雄・穴田文浩・野田幸嗣・宮内崇裕・渡辺和樹・山口弘幸・佐藤比呂志 (2007) 2007 年能登半島地震に伴う地殻変動と能登半島の海成段丘. 東京大学地震研究所彙報, vol. 82, p. 345-359.
- 浜田昌明・平松良浩・小田満広・服部貴志・山口弘幸・高瀬信一・坂倉範彦 (2012) 能登半島北部における火山灰層準からみた海成段丘の形成年代 (HQR22-P07) (演旨). 日本地球惑星科学連合大会予稿集 (CD-ROM), 2012, HQR22-P07.
- Hamada, M., Hiramatsu, Y., Oda, M. and Yamaguchi, H. (2016) Fossil tubeworms link coastal uplift of the northern Noto Peninsula to rupture of the Wajima-oki fault in AD 1729. *Tectonophysics*, vol. 670, p. 38-47.
- 北陸地方土木地質図編纂委員会 (1991) 北陸地方土木地質図 (1:200,000). 国土開発技術研究センター.
- 北陸第四紀研究グループ (1961) 能登半島平床台地の第四系. 地球科学, no. 54, p. 1-19.
- 北陸第四紀研究グループ (1969) 北陸地方の第四系. 地団研専報, no.15, p. 236-297.
- 市川 渡・細野義夫 (1955) 能登半島主部の地質. 日本地質学会関西支部北陸部会編, 石川県の地質, p. 15-21.
- 池原 研 (2010) 能登半島北方沖沿岸・陸棚域 20 万分の 1 表層堆積図及び説明書. 海陸シームレス地質情報集, 「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図 S-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 井上卓彦・岡村行信 (2010) 能登半島北部周辺 20 万分の 1 海域地質図及び説明書. 海陸シームレス地質情報集, 「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図 S-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 井上卓彦・村上文敏・岡村行信・池原 研 (2007) 2007 年能登半島地震震源域の海底活断層. 東京大学地震研究所彙報, vol. 82, p. 301-312.
- 井上卓彦・尾崎正紀・岡村行信 (2010) 能登半島北部域 20 万分の 1 海陸シームレス地質図及び断面図. 海陸シームレス地質情報集, 「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図 S-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Ishida, S. (1959) The Cenozoic strata of Noto, Japan. *Memoirs of the College of Science, University of Kyoto, Series B, Geology and Mineralogy*, vol. 26, p. 83-101.
- Ishida, S. (1970) The Noroshi Flora of Noto Peninsula, central Japan. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy*, vol. 37, p. 1-112.
- 石田志朗・細野義夫・中西信弘・坂本 亨・山崎正男 (1962) 能登半島沖, 舳倉島・七ツ島の地質. 地質学雑誌, vol. 68, p. 461-468.
- 石川県 (1953) 石川県地質産誌. 石川県, 130p.
- 石川県地盤図編集委員会 (1982) 10 万分の 1 石川県地盤図及び同解説書. 石川県, 36p.
- 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, no. 37, B-1, p. 325-341.
- 上嶋正人・木川栄一・駒澤正夫 (2002) 能登半島東方海底地質図重力異常図・磁気異常図. 海洋地質図, no. 59 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 上嶋正人・石原丈実・木川栄一・駒澤正夫 (2007) 能登半島西方重力異常図・磁気異常図及び説明書. 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.
- 釜田正毅・武村雅之 (1999) 近地で観測されたレーリー波から推定した 1993 年能登半島沖地震の震源深さ, 震源メカニズムと能登半島周辺の地下構造. 地震 第 2 輯, vol. 52, p. 255-270.
- 亀井節夫 (1991) 日本の長鼻類化石. 築地書館, 東京, 273p.
- 上 俊二・加藤道雄・口田恭子・高山俊昭 (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), vol. 18, p. 47-63.
- Kano, K., Yoshikawa, T., Yanagisawa, Y., Ogasawara, K. and Danhara, T. (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*, vol. 11, p. 70-184.
- 加野直巳・伊藤 忍・横田俊之・山口和雄 (2010) 能登半島北方沖の反射法地震探査データ再処理断面図及び説明書. 海陸シームレス地質情報集, 「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図 S-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- かぜの
細野義夫編 (1977) 石川県の環境地質 (10 万分の 1 地質図説明書) 及び地質図. 石川県の自然環境, 第 1 分冊 (地形・地質), 石川県, 128p.
- 細野義夫編 (1993) 石川県地質誌, 新版・石川県地質図 (縮尺 10 万分の 1) 及び説明書. 石川県, 321p.
- 細野義夫・山田一雄 (1993) 5 万分の 1 表層地質図「輪島」及び同説明書. 土地分類基本調査「輪島」, 石川県, p. 19-24.

令和元年 8 月 23 日発行

許可なく複製を禁ずる

著作権所有・発行者

国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7

<https://www.gsj.jp/inquiries.html>

AIST19-G06127

- 鮎野義夫・山田一雄 (1995) 5 万分の 1 表層地質図「宝立山・能登飯田・珠洲岬」及び同説明書. 土地分類基本調査「宝立山・能登飯田・珠洲岬」, 石川県, p. 19-34.
- 鮎野義夫・石田志朗・中西信弘 (1964) 7 万 5 千分の 1 能登半島地質図. 石川県.
- 鮎野義夫・石田志朗・中西信弘・市川 渡 (1965) 能登半島の地質. 能登半島学術調査書, 第 1 部, 石川県, p. 1-84.
- 鮎野義夫・山田一雄・山本英喜 (1999) 足跡化石産出層の層準・年代と堆積環境及び古地理. 石川県門前町足跡化石調査団, 石川県門前町の足跡化石, p. 13-22.
- 片山 肇 (2007) 能登半島東方表層堆積図及び説明書. 海洋地質図, no. 60 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 片山 肇・池原 研 (2001) 能登半島西方表層堆積図及び説明書. 海洋地質図, no. 57, 48p., 3 sheets, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 気象庁地震津波監視課・気象庁地震予知情報課・金沢地方気象台 (1995) 1993 年 2 月 7 日能登半島沖の地震調査報告. 験震時報, vol. 58, p. 97-114.
- 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, vol. 111, p. 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, 東京, 105p., 2 sheets, 3 CD-ROM.
- 駒澤正夫・大熊茂雄 (2010) 能登半島北部域 20 万分の 1 重力図及び説明書, 海陸シームレス地質情報集, 「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図 S-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- López, J. C. and Ishiwatari, A. (2002) Petrogenesis of the tholeiitic basalt, calc-alkaline basaltic andesite and high magnesian andesite lava succession of the Oligo-Miocene Anamizu Formation in northeastern Noto Peninsula, central Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, vol. 97, p. 85-113.
- 増田孝一郎 (1954) 石川県鳳至郡町野町・南志見村・柳田村附近の地質. 地質学雑誌, vol. 60, p. 145-152.
- 三澤良文 (1997) 大陸棚に分布する海底活断層 (その 1) —能登島北方海域での調査手法の研究—. 東海大学紀要 海洋学部, no. 43, p. 185-200.
- 望月勝海 (1932) 能登平床貝層と珠洲岬附近の第三紀層 (概報). 地質学雑誌, vol. 39, p. 26-37.
- 岡村喜明・高橋啓一 (1999) 足跡化石. 石川県門前町足跡化石調査団, 石川県門前町の足跡化石, p. 23-56.
- 岡村行信 (2002) 能登半島東方海底地質図及び同説明書. 海洋地質図, no. 59 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 岡村行信 (2007a) 能登半島西方海底地質図及び同説明書. 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.
- 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, no.7, p. 197-207.
- 太田陽子・平川一臣 (1979) 能登半島の海成段丘とその変形. 地理学評論, vol. 52, p. 169-189.
- 太田陽子・国土地理院地理調査部 (1997) 1:100,000 地殻変動土地条件図「能登半島」. 国土地理院技術資料, D・1-No. 347.
- 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, vol. 15, p. 109-126.
- 尾崎正紀 (2010) 能登半島北部 20 万分の 1 地質図及び説明書. 海陸シームレス地質情報集, 「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図 S-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 尾崎正紀・駒澤正夫・井上卓彦 (2010) 能登半島北部及び周辺海域 20 万分の 1 地質—重力図及び説明書. 海陸シームレス地質情報集, 「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図 S-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 坂本 亨・松井和典 (1962) 20 万分の 1 地質図幅「輪島」. 地質調査所.
- 佐藤博明・山崎正男・鮎野義夫・清水 智・板谷徹丸 (1989) 石川県舳倉島及び七ツ島産古銅輝石安山岩. 高マグネシア安山岩類の生成環境に関する研究. 文部省科学研究費補助金一般 C 研究成果報告書 (昭和 63 年度) 研究課題番号 61540593, p. 53-75.
- 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, vol. 82, p. 369-379.
- 澤田明宏・平松良浩・水林 侑・浜田昌明・本多 亮 (2012) 重力異常から見た能登半島北部地域の地塊構造. 地震 第 2 輯, vol. 64, p. 235-239.
- 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, vol. 76, p. 248-252.
- 柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫 (1984) K-Ar 年代測定結果—2—地質調査所測定未公表資料—. 地質調査所月報, vol. 35, p. 331-340.
- 清水文健・宮城豊彦・井口 隆・大八木規夫 (2001) 1:50,000 地すべり地形分布図 第 12 集「金沢・七尾・輪島」. 防災科学技術研究所研究資料, no. 210, 11p., 24 sheets. (http://dil-opac.bosai.go.jp/publication/nied_tech_note/landslidemap/index.html)
- 鈴木好一 (1950) 能登の地史についての修正. 地質学雑誌, vol. 56, p. 305-306.
- Suzuki, M. and Terada, K. (1996) Fossil wood from the lower Miocene Yanagida Formation, Noto Peninsula, central Japan. *International Association of Wood Anatomists Journal*, vol. 17, p. 365-392.
- 寺田和雄 (1999) 竹州谷の珪化木と門前町産の珪化木. 石川県門前町足跡化石調査団, 石川県門前町の足跡化石, 石川県門前町, p. 57-64.
- 豊蔵 勇・大村一夫・新井房夫・町田 洋・高瀬信一・中平啓二・伊藤 孝 (1991) 北陸海岸段丘における三瓶木次テフラの同定とその意義. 第四紀研究, vol. 30, p. 79-90.
- 塚本一朗 (1988) 能登半島北西部の第三系層序と K-Ar 年代. 鮎野義夫編 (1993) 石川県地質誌, 石川県, p. 225-226.
- Tsukuda, T., Wada, H., Sakai, K. and Ito, K. (1994) Aftershock distribution of the 1993 M6.6 Earthquake Off Noto Peninsula and its relation to tectonic features. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, vol. 69, p. 1-18.
- 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. 古洞輝石安山岩およびアダカイト様安山岩の成因. 地質学論集: 島弧火山岩の時空変遷, no. 44, p. 101-124.
- 梅香 賢・石渡 明・J.C. López・板谷徹丸 (2003) 能登半島北東部に産する穴水累層火山岩類の岩石学的特徴と K-Ar 年代 (演旨). 日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨, 295p.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 [416]-2001 (付: 安政江戸地震大名家被害一覧表). 東京大学出版会, 東京, 605p. + 90p.
- 柳沢幸夫 (1999) 能登半島珠洲地域の中新統の珪化石層序. 地質調査所月報, vol. 50, p. 67-213.
- 柳沢幸夫 (2012) 石川県輪島市 (能登半島) に分布する中新統塚田泥岩層の珪化石. 地質調査総合センター研究資料集, no. 567, p. 1-9.
- 吉田 進・野口猛雄・長 貴浩・島崎裕行・木場正信・佐藤比呂志 (2007) 2007 年能登半島地震の海底地殻変動. 東京大学地震研究所彙報, vol. 82, p. 333-344.
- 吉川虎雄・矢沢大二 (1955) 能登の自然. 九学会連合調査委員会編「能登」, p. 4-22.
- 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, 能登飯田及び宝立山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 76p.