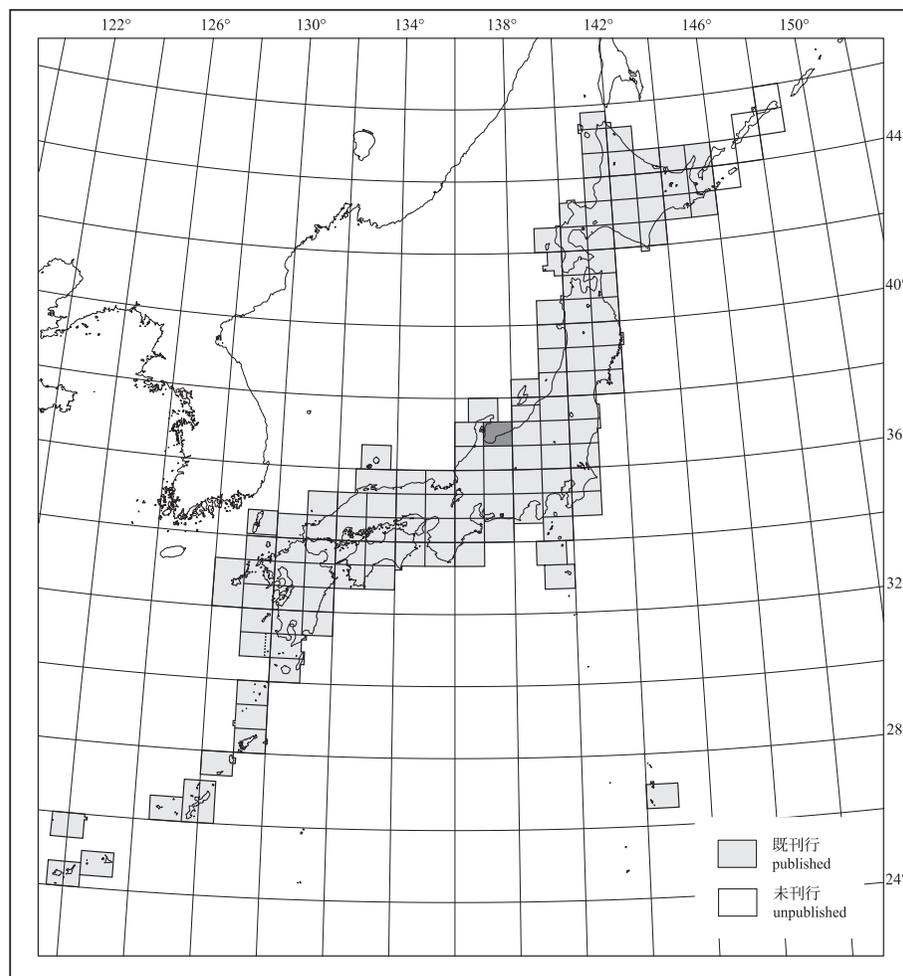


# 20万分の1地質図幅「富山」(第2版)

## GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, TOYAMA (2nd EDITION)

竹内 誠・長森英明・古川竜太・及川輝樹・坂野靖行・宮川歩夢

TAKEUCHI Makoto, NAGAMORI Hideaki, FURUKAWA Ryuta,  
OIKAWA Teruki, BANNO Yasuyuki and MIYAKAWA Ayumu



令和5年  
2023

## 1. はじめに

20 万分の 1 地質図幅「富山」は、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が作成する 20 万分の 1 地質図の 1 つである。初版の 20 万分の 1 地質図幅「富山」（原山ほか、1996）発行後、東部の飛騨山脈地域の 5 万分の 1 地質図幅が相次いで発行され、地質の実態が明らかになると共に、地質の年代データも蓄積され、地質図の修正が必要になった。そのため、全面的な改訂作業を実施し、第 2 版として刊行するのである。

本地域に分布する各地質体について、古生代の大江山帯及び蓮華帯の超苦鉄質岩類及び変成岩類、舞鶴帯の堆積岩類・火成岩類・変成岩類、秋吉帯及び飛騨外縁帯の堆積岩類、主に三疊紀～ジュラ紀の飛騨花崗岩類、ジュラ系～白亜系堆積岩類及び海洋地質を竹内が、飛騨帯の三疊紀の飛騨変成岩類及び宇奈月変成岩類、地下資源及び温泉を坂野が、白亜系～下部更新統火山岩類を古川が、白亜紀～第四紀の深成岩類を竹内と古川が、中新統～下部更新統堆積岩類を長森が、中部更新統～完新統堆積岩類・火山岩類及び活断層を及川が、重力調査・編集を宮川が担当し、全体の取りまとめを竹内が行った。

地質図作成に当たって、地質調査総合センター及び地質調査所が発行した 5 万分の 1 地質図幅及び既存資料（引用文献参照）を参考にして編集し、データが不足する地域や修正が必要な地域については野外調査を行った。

本図幅における玄武岩質安山岩と安山岩については、文献などからは全岩化学組成が不明なものを多く含むことから、両者を合わせて「安山岩」と呼ぶことにする。

（竹内 誠）

## 2. 地形

本地域は、中部地方の日本海沿岸部に位置し、富山県北部、新潟県西部、長野県北西部及び石川県東部を含む範囲である。西から南に陸地が、その東から北側に富山湾を含む日本海が分布する地域である。地域内の最高点は 2,932 m（白馬岳）、最低点は富山深海長谷内の水深 1,400 m あまりの地点であり、地域内の比高が 4,000 m を超える急峻な地域である。本地域内の陸地には、西部から南部には能登半島東部の丘陵地が、南側には西に射水平野と東に富山平野が存在する。射水平野と富山平野は富山湾に面した海岸平野で、両平野は活断層を伴った隆起帯の真羽丘陵を境に分れる。富山平野の東側には飛騨山脈が存在し、飛騨山脈東側の姫川を境に東側はフォッサ・マグナ地域で褶曲した新第三系からなる西頸城山地及び筑摩山地が広がる。飛騨山脈と西頸城山地及び筑摩山地の間には小盆地である神城盆地が存在し、飛騨山脈と西頸城山地の北側には日本海が広がる。

飛騨山脈には、標高 2,500 m 以上の山々が南北に連なる。白馬岳東側斜面には氷河地形や水食谷が見られる。飛騨山脈と西頸城山地全般に地すべり地形が発達する。飛騨山脈の中央部を南北に黒部川が流れ急峻な V 字谷を形成している。黒部川を始めとして、飛騨山脈を源とするいくつかの河川が本地域南西部に流れて富山湾に注ぎ、扇状地性三角州を形成し、富山平野を作っている。飛騨山脈の隆起に伴い、富山平野東縁部では段丘面が北西に傾動している。

本地域北西部には能登半島の一部が分布する。能登半島と東部の山地の間には富山湾が分布し、富山湾から北に延びて大和海峡に達する狭長な海底の凹地を富山トラフと呼んでいる。トラフ底の水深は富山湾内で約 1,000 m で、富山平野及び飛騨山脈側の斜面に発達する海底谷は、トラフ底で合流して富山深海長谷となる（岡村、2002）。富山トラフの能登半島側の斜面は、幅 4～15 km の大陸棚と急斜面からなるが、富山平野及び飛騨山脈側の斜面は、幅 3 km 以下の大陸斜面と多くの海底谷が発達した複雑な地形をなす（岡村、2002）。富山湾内の海底谷は、神通海淵を境として西側と東側の谷に分かれる。西側の支谷は斜面上部で細分化し、その東側は庄川、神通川などの河川につながる。東側の支谷の中心は常願寺川につながるが、早月川、片貝川、黒部川などが流れ込む東側斜面には顕著な海底谷は形成されていない。黒部川の扇状地は海岸付近では幅 20 km に広がりに、ほぼその幅の扇状地状の地形が水深 700-900 m まで連続する（岡村、2002）。

（及川輝樹・竹内 誠）

## 3. 地質概説

本地域の古生界は西側から飛騨帯・飛騨外縁帯・大江山帯・蓮華帯・秋吉帯・舞鶴帯が配列し、北部フォッサ・マグナの西縁断層である糸魚川-静岡構造線より東側には、中古生界は露出していない。糸魚川-静岡構造線は、南部の長野県北安曇郡白馬村では香掛断層が相当し、その北側の北安曇郡小谷村では上部白亜系～古第三系石坂層と中部中新統平倉山層を境し、糸魚川市では中・古生界と中新統山本層を境する横川断層が存在する。

大江山帯には前期古生代の角閃岩・変成斑れい岩やひすい輝石岩などの変成岩類を含む超苦鉄質岩が、蓮華帯には主に石炭紀の高圧型変成岩の蓮華帯変成岩類が分布する。舞鶴帯にはベルム系海成正常層の虫川層と石炭紀の変成岩類及び火成岩類が、秋吉帯にはベルム紀の付加コンプレックスが分布する。飛騨外縁帯にはベルム系海成正常層の白馬岳層と小滝層が分布する。飛騨帯には角閃岩相高温部を示す三疊紀の変成作用を受けた飛騨変成岩類と、上部石炭系を原岩として三疊紀の中圧型変成作用を受けた宇奈月変成岩類が分布し、これらに飛騨花崗岩類が貫入する。飛騨花崗岩類はそれらの多くがマイロナイト化を受けたベルム紀末～三疊紀の飛騨古期花崗岩類とマイロナイト化を受けていないジュラ紀の飛騨新期花崗岩類からなる。

大江山帯と蓮華帯の岩石を下部ジュラ系系馬層群が不整合に覆い、下部白亜系手取層群や上部白亜系堆積岩や火山岩類が飛騨帯・大江山帯・蓮華帯の岩石を不整合に覆う。古第三系火山岩類は糸魚川-静岡構造線より西側に分布する。飛騨山脈地域には白亜紀～第四紀の深成岩類が貫入している。

糸魚川-静岡構造線を西縁とする北部フォッサ・マグナでは、日本海形成以降に堆積した前期中新世以降の堆積物及び火山岩が厚く堆積し、断層及び褶曲により強い変形を受けた。糸魚川-静岡構造線以西では、中古生界の北側に前期中新世以降の堆積物及び火山岩が分布する。北部フォッサ・マグナと対照的に、層厚は相対的に薄く、褶曲はほとんど認められない。このほか、能登半島北部の宇出津地域では、漸新世の火山岩が認められる。

飛騨山脈から西頸城山地とその周辺には前期更新世の火山岩が分布し、隣接する同時代の堆積物層と指交関係をなす。また、中期更新世以降に活動した白馬大池火山と新潟焼火山の噴出物が分布する。

中期更新世以降の堆積物は、山地の山麓部で段丘を形成し、その周辺の平地や盆地を埋積する。飛騨山脈と西頸城山地には大規模な地すべり堆積物がある。

（竹内 誠・長森英明・古川竜太・及川輝樹・坂野靖行・宮川歩夢）

## 4. 大江山帯及び蓮華帯の古生界

### 4.1 大江山帯の超苦鉄質岩と変成岩類

大江山帯の超苦鉄質岩類は片状又は塊状の蛇紋岩、変成かんらん岩からなり、角閃岩・変成斑れい岩やひすい輝石岩・ロジン岩・曹長岩などの岩塊を含む。特に地質図に図示できる程度の大きさを持つ角閃岩や変成斑れい岩を変成岩類として図示した。また蓮華帯変成岩類に貫入する超苦鉄質岩もある。残存鉱物から判断して、蛇紋岩の原岩は、ハルツバークジャイト／レールゾライトとダナイトで、大江山オフィオライト（Kurokawa, 1985）に特徴的なぜん虫状クロマスビネルを伴っている（町・石渡、2010）。

変成かんらん岩は Na に富むトモラ閃石を含み、沈み込み帯上のマントルウェッジにおける交代作用を受けている（町・石渡、2010）。蛇紋岩中の岩塊として産するひすい輝石岩中のジルコンからは約 520 Ma の年代が得られており、沈み込み帯深部での超苦鉄質岩とアルカリ度の高い流体との交代作用の時期を示していると考えられている（茅原、1987；棚座ほか、2002；Tsujiomori *et al.*, 2005；Kunugiza *et al.*, 2017）。

本地域や中国地方の大江山帯の蛇紋岩中の角閃岩や変成斑れい岩などの変成岩類の原岩は、ジルコン U-Pb 年代や Sm-Nd アイソクロン年代と全岩化学組成から新原生代から前期古生代に中央海嶺や海洋内島弧などで形成されたと考えられている（Kunugiza *et al.*, 2017；Kimura and Hayasaka, 2019；Ichiyama *et al.*, 2020；Satish-Kumar *et al.*, 2021；Sawada *et al.*, 2022）。また、これらからは普通角閃石 K-Ar 年代で 370 ± 12 Ma、変成斑れい岩からは普通角閃石 K-Ar 年代で 336 ± 13 Ma（上田、柴田、1981）、ざくろ石角閃岩からは黒雲母 K-Ar 年代で 442 Ma（松本ほか、1981）などが報告されており、これらは沈み込みに伴うシルル紀～石炭紀を示す変成年代と考えられる。

八万尾根付近の蛇紋岩は後期白亜紀～古第三紀の有明花崗岩による接触変成作用を被っている部分がある。

### 4.2 蓮華帯の蓮華変成岩類

蓮華帯の蓮華変成岩類は泥質片岩及び苦鉄質片岩からなり、珪質片岩と石灰質片岩を伴う高圧型変成岩である。エクロジャイト質藍閃石片岩を産するエクロジャイトユニットと非エクロジャイトユニットに区分される（Tsujiomori, 2002）。本報告では、両者を一括して示した。非エクロジャイトユニットはざくろ石帯・黒雲母帯・緑泥石帯に区分される（Banno, 1958）。朝日岳や八万尾根付近に分布する蓮華変成岩類は、後期白亜紀の北又谷花崗閃緑岩や後期白亜紀～古第三紀の有明花崗岩による接触変成作用を被っている部分もある。蓮華変成岩類中の碎屑質ジルコン U-Pb 年代は主に 500～400 Ma を示し、前期古生代の南中国地塊を起源とし、ジルコンのリムの年代 347.1 ± 4.1 Ma は変成年代を示す（Yoshida *et al.*, 2021）。エクロジャイトユニットのエクロジャイト質藍閃石片岩のフェンジャイト K-Ar 年代及び Ar-Ar 年代は、約 340 Ma で（辻森ほか、2001）、結晶片岩のフェンジャイト K-Ar 年代は 323.3 ± 8.0 Ma が報告されている（棚座ほか、2004）。非エクロジャイトユニットや青海地域以外の蓮華変成岩類からは約 380～285 Ma のフェンジャイトや白雲母 K-Ar や Rb-Sr 年代が報告されており（Shibata and Nozawa, 1968；柴田ほか、1979；柴田、1981；棚座ほか、2004）、エクロジャイトユニットと非エクロジャイトユニットの間でやや異なる放射年代が報告されている。これらの後期デボン紀～前期ペルム紀の年代は変成年代を示すと考えられる。

（竹内 誠）

## 5. 舞鶴帯・秋吉帯及び飛騨外縁帯の古生界

### 5.1 舞鶴帯の堆積岩類・変成岩類及び火成岩類

舞鶴帯にはベルム系海成正常層の虫川層と虫川層中の断層沿いに倉谷変成岩類と琴沢火成岩類が分布する。虫川層は石質砂岩を挟む泥岩からなる下部と苦鉄質岩の礫を主とする角礫岩や砂岩及び泥岩からなる上部に区分される。下部の泥岩が中期ペルム紀の後期を示す放散虫化石が報告されている（宇次原、1985；河合・竹内、2001）。倉谷変成岩類は角閃石片岩を主とし、黒雲母片岩・普通角閃石斑れい岩・黒雲母トータル岩・黒雲母石英閃緑岩を伴う。琴沢火成岩類は玄武岩・ドレイト・斑れい岩・変成斑れい岩からなる。これらの倉谷変成岩と琴沢火成岩は虫川層泥岩中に岩塊として産する。琴沢火成岩類の苦鉄質岩塊からシルル紀～デボン紀（416.0 ± 9.3 Ma、415 ± 8.1 Ma、393 ± 11 Ma、389 ± 8.4 Ma、381 ± 24 Ma）と石炭紀（330 ± 12 Ma、310 ± 12 Ma）のジルコン U-Pb 年代が報告されている（岡田ほか、2010；小柴ほか、2018）。小柴ほか（2018）はシルル紀～デボン紀の苦鉄質岩塊は大江山帯大江山オフィオライトに、石炭紀の苦鉄質岩塊は舞鶴帯夜久野オフィオライトに対比している。また、琴沢火成岩類の斑れい岩中の普通角閃石 K-Ar 年代 274 ± 14 Ma（長森ほか、2010）は変成年代と考えられる。さらに倉谷変成岩類の角閃石片岩が普通角閃石 K-Ar 年代 165 ± 8 Ma の年代が得られているが、この試料の K<sub>2</sub>O 含有量が少ないため、年代値の信頼度は低い（長森ほか、2010）。倉谷変成岩類の原岩年代と変成年代は不明である。このように、本地域では大江山帯起源の苦鉄質岩が、舞鶴帯ベルム系中に、ベルム紀以外に由来岩塊として構造的に取り込まれたと考えられる。

### 5.2 秋吉帯のベルム紀付加コンプレックス

秋吉帯にはベルム紀付加コンプレックスが分布し、石炭系～ベルム系青海石灰岩と玄武岩帯や凝灰岩からなる青海コンプレックス及びチャート-碎屑層の海洋プレート層を持つ姫川コンプレックスに区分される。姫川コンプレックスのうち北部地域では、チャート-碎屑層シーケンスが認められ、下位より暗赤褐色泥岩、チャート、珪長質凝灰岩互層、砂岩互層及び砂岩からなる。砂岩には礫岩を伴うことがある。それ以外の 5 万分の 1 地質図幅「小滝」地域内の姫川沿いに分布する姫川コンプレックスは珪長質凝灰岩を伴う泥岩及び砂岩を主体とする。姫川コンプレックスのチャート・珪質泥岩及びマンガク炭酸塩スフェルルより中期ペルム紀を示す放散虫化石が報告されている（田沢ほか、1984；宇次原、1985；河合・竹内、2001）。5 万分の 1 地質図幅「白馬岳」地域の観沢コンプレックス（中野ほか、2002）は、劈開が発達した泥岩中に灰緑色凝灰質粘板岩や砂岩レンズを含む混在岩からなり、変形を受けた姫川コンプレックスと見なされた。また、白馬岳地域で、灰緑色珪長質凝灰岩黒色泥岩互層中に超苦鉄質岩などの岩塊を含むとされた稱池コンプレックス（中野ほか、2002）は、白馬岳層や超苦鉄質岩の地すべり移動体と判断した。

### 5.3 飛騨外縁帯の堆積岩類

飛騨外縁帯の堆積岩類はベルム系海成正常層の白馬岳層と小滝層からなる。白馬岳層は全体として、珪長質凝灰岩礫岩や凝灰岩からなる珪長質火山碎屑岩からなり、砂岩、

泥岩、珪質泥岩を伴う。本層の下部には、玄武岩の塊状・枕状溶岩や火山角礫岩を伴うことがあり、この玄武岩類を1つの凡例として分けた。一般に本層中部は泥岩や砂岩が、上部では石灰岩角礫を含む珪質凝灰岩角礫及び凝灰岩が卓越する(竹内ほか、2004)。鎌ヶ岳付近の石灰岩は長径約500mの岩塊として分布するため、石灰岩として図示した。上部の珪質凝灰岩と泥岩から中期ペルム紀後期～後期ペルム紀を示す放射状化石が報告されている(竹内ほか、2004)。また、厳密な産地は不明だが、白馬岳付近の石灰岩より中期～後期石炭紀のサンゴ化石が報告されている(Minato, 1975)。

小滝層は蓮華帯と秋吉帯の境界付近に分布し、剪断変形を被っており、その層序は明らかになっていないが、主に珪質凝灰岩角礫岩・凝灰岩からなり、泥岩、砂岩、珪質泥岩及び玄武岩を伴う(長森ほか、2010)。泥岩や珪質泥岩から中期ペルム紀の放射状化石が報告されている(田沢ほか、1984; 宇次原, 1985; 河合・竹内, 2001)。また、小滝川沿いの土倉沢入口付近の石灰岩より、前期石炭紀(Konishi, 1956)、前期～中期石炭紀(小林ほか、1957; Chihara *et al.*, 1979; 長谷川ほか、1982; 長谷川・後藤, 1990; 神谷・児子, 1994; Niko and Yamagawa, 1998; 田沢, 2004)、デボン紀(茨木ほか、2009)の化石が報告されている。これらのデボン紀と石炭紀石灰岩はペルム系中の礫と考えられている(田沢, 2004; 茨木ほか、2009; 茨木・児子, 2012)。小滝層と白馬岳層は岩相と化石年代が類似するため、同一凡例とし一括して図示した。

(竹内 誠)

## 6. 飛驒帯の中生界

### 6.1 宇奈月変成岩類

宇奈月変成岩類は後期石炭紀の堆積物を原岩とし、約250Maの中圧型広域変成作用で形成された(広井, 1978; Hiroi, 1983)。さらに広域変成作用の後、飛驒花崗岩類による接触変成作用を受けている(広井, 1975)。Hiroi (1983)は接触変成作用の影響を考慮した泥質変成岩類の鉱物共生関係を基にして広域的な変成分帯を行い、藍晶-珪線石型の中圧型変成相系列を報告した。本変成岩類はエポシ山衝上断層の東側に沿って分布するものと、飛驒花崗岩類の捕獲岩体として分布するものがある。本地域では岩相を石灰質(石灰質片岩)と非石灰質(珪質片岩、泥質片岩及び苦鉄質片岩)に区分して地質図の編纂を行った。

### 6.2 飛驒変成岩類

本地域の飛驒変成岩類は片貝川流域において南北方向に延びた分布を示す飛驒変成岩類東部岩体に相当する。本地域の飛驒変成岩類は西縁及び北縁で眼球状花崗岩マイロナイトと接する。同変成岩類は東縁の北部において後述する鳥帽子山マイロナイト(Katoh *et al.*, 1989)と接し、鳥帽子山マイロナイトは宇奈月変成岩類と西傾斜の断層(エポシ山衝上断層: 広井, 1978)で接する。飛驒変成岩類東縁の南部では宇奈月変成岩類とエポシ山衝上断層で接する。飛驒変成岩類東部岩体の地質図は、例えば加納(1973)、Arakawa(1982)、奥井(1985)、富山県編(1992)、富山県農地林務部農村整備課編(1993)、高木・原(1994)、原山ほか(2000)により公表されてきた。本地域では岩相を石灰質変成岩類(結晶質石灰岩及び石灰珪質片麻岩)、苦鉄質変成岩類(角閃岩及び角閃石に富む黒雲母角閃石片麻岩)、珪質変成岩類(石英・長石に富む黒雲母角閃石片麻岩、角閃石黒雲母片麻岩など)に区分し、主に奥井(1985)、高木・原(1994)の地質図を基に野外調査の結果を考慮して地質図の編纂を行った。なお苦鉄質変成岩類及び珪質変成岩類としたものは小規模な石灰質変成岩類を伴う。珪質変成岩類の原岩は花崗岩質火成岩と考えられている(原山ほか、2000)。

飛驒変成岩類は日本列島の最も古い基盤とされてきた。例えば Suwa (1990)は先カンブリア時代の放射年代値を根拠にして、飛驒変成岩類は先カンブリア時代の変成作用により形成され、その後複数回の変成作用を被ったと考えた。1990年代以降、モナザイト及びジルコンのサブグレイン年代値を基にした飛驒変成岩類の年代論が盛んになってきた。例えば Takahashi *et al.* (2018)は飛驒変成岩類東部岩体の砂泥質変成岩中の碎屑石英を含む変成ジルコンのU-Pb年代から変成年代は250～235Maであり、コアの年代値から堆積年代は275Ma以降であるとした。一方、本地域範囲外の鳥根県隠岐地域に分布する飛驒変成岩類(隠岐片麻岩類)の変成史については、同片麻岩類の変成年代は約250Maであり、先カンブリア時代の年代値は碎屑粒子の年代であると解釈されたが(Suzuki and Adachi, 1994)、近年 Kawabata *et al.* (2022)により約1.85Gaの変成作用の痕跡が認識され、先カンブリア紀古原生代の初期変成作用の後、約230Maの変成作用を被ったとする複変成作用の存在が示された。

中部日本に分布する飛驒変成岩類の大部分は角閃岩相高温部の広域変成作用の条件を示し、さらに花崗岩類の貫入による接触変成作用の影響を被っている(相馬ほか、1990; 棚座ほか、2006)。奥井(1985)は片貝川流域の石灰質変成岩類の鉱物共生関係を検討し、広域変成作用の後に、鉱物組合せを再編成する接触変成作用が起こったことを明らかにした。

(坂野靖行・竹内 誠)

## 7. 中生代の飛驒花崗岩類

飛驒花崗岩類(加納, 1990)は、飛驒帯や飛驒外縁帯に分布する花崗岩類の総称で、ペルム紀末～三疊紀に貫入し、それらの多くが三疊紀のマイロナイト化を被った飛驒古期花崗岩類と前期ジュラ紀に貫入しマイロナイト化を被っていない飛驒新期花崗岩類に区分されている(加納, 1990; Takahashi *et al.*, 2010)。本地域では飛驒花崗岩類は飛驒帯にのみ分布する。

### 7.1 飛驒古期花崗岩類

飛驒古期花崗岩類は、宇奈月地域では細～中粒普通角閃石斑れい岩からなる音谷斑れい岩とそれに貫入する粗粒黒雲母花崗岩からなる宇奈月花崗岩が密接に伴って分布し、その北部で中粒黒雲母花崗岩からなる舟川花崗岩と優白質花崗岩からなる負阿山花崗岩が密接に伴って分布する。これらは弱いマイロナイト化を受けている。竹内ほか(2021)では小川温泉西方に分布する粗粒赤色花崗岩は飛驒新期花崗岩類とされたが、CHIME モナザイト年代(西上原ほか、2005)や捕獲岩の接触変成作用の性質(廣井, 2022)から、竹内ほか(2021)によってジュラ紀の年代が報告された小川温泉周辺の岩体のみを飛驒新期花崗岩類とし、断層で接するそれ以西の岩体を飛驒古期花崗岩類とした。宇奈月変成岩類と断層で接する上盤側には花崗岩起源の鳥帽子山マイロナイトが分布する。鳥帽子山マイロナイトからはRb-Sr 鉱物年代として約230Maが報告されており(Katoh *et al.*, 1989)、竹内ほか(2017a)は鳥帽子山マイロナイトを飛驒古期花崗岩類の構成岩類とし

た。奥井(1985)及び富山県農地林務部農村整備課編(1993)はエポシ山衝上断層の西側に分布する圧砕岩を飛驒変成岩類がマイロナイト化したものとした。今回、鳥帽子山周辺～僧ヶ岳にかけての稜線付近に深成岩組織を残した花崗岩マイロナイトが分布することが判明したため、鳥帽子山マイロナイトの分布は鳥帽子山の南方へ広がっていると考え、これまで飛驒変成岩類起源の圧砕岩とされた範囲の一部を飛驒古期花崗岩類の鳥帽子山マイロナイトとした。また、飛驒変成岩類の西側にはピンク色を呈するカリ長石のボーフィロクラストが特徴的な眼球状花崗岩マイロナイトが分布し、さらに西側には中粒黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩からなる早月川花崗岩が分布する。宇奈月地域の宇奈月花崗岩と舟川花崗岩からは258～229MaのジルコンU-Pb年代が(Horie *et al.*, 2010, 2013, 2018; 竹内ほか, 2021)、早月川地域の眼球状花崗岩マイロナイトからは250～240MaのジルコンU-Pb年代が(Ishizaka and Yamaguchi, 1969; Takahashi *et al.*, 2010; Zhao *et al.*, 2013; Yamada *et al.*, 2021)、早月川花崗岩からは約227MaのジルコンU-Pb年代が報告されている(竹内ほか, 2021)。

### 7.2 飛驒新期花崗岩類

飛驒新期花崗岩類は、粗粒塊状の黒雲母花崗岩～石英閃緑岩からなる毛勝岳花崗岩(原山ほか、2000)、中粒石英閃緑岩で、多数の変成岩を捕獲岩として包有し、一部でミグマタイト化が認められる弥太蔵谷石英閃緑岩(竹内ほか、2017a)及び普通角閃石石英閃緑岩からなる。これらは飛驒変成岩類・宇奈月変成岩類・飛驒古期花崗岩類に貫入する。弥太蔵谷石英閃緑岩と他の岩体の関係は不明だが、放射年代は後述の通り、普通角閃石石英閃緑岩より若い。毛勝岳花崗岩からは196.1±18.8MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代(田中・加々美, 1987)や192.0±2.4MaのジルコンU-Pb年代(竹内ほか、2021)が報告されている。普通角閃石石英閃緑岩からは195.6±2.0MaのジルコンU-Pb年代が報告されている(竹内ほか, 2021)。弥太蔵谷石英閃緑岩からは191.1±0.3Maや189.2±2.2MaのジルコンU-Pb年代が報告されている(Horie *et al.*, 2013; 竹内ほか, 2021)。

(竹内 誠・坂野靖行)

## 8. ジュラ系～古第三系堆積岩類・火山岩類

### 8.1 下部ジュラ系来馬層群

来馬層群は陸成～海成下部ジュラ系で、大江山帯の超苦鉄質岩類や蓮華帯の蓮華変成岩類を不整合に覆うとされている(小林ほか、1957)とされている(奥井ほか, 2017a)。来馬層群分布域の西側の犬ヶ岳地域と東側の来馬地域では層序区分が異なっている。犬ヶ岳地域の来馬層群は、下位より漏斗谷層・北又谷層・似虎谷層・寺谷層・楳谷層・大滝谷層に区分される。来馬地域では、下位より蒲原沢層、大所川層及びヨシナ沢層に区分される。漏斗谷層は蒲原層、北又谷層は大所川層、似虎谷層はヨシナ沢層にそれぞれ対比されるが、犬ヶ岳地域の寺谷層・楳谷層・大滝谷層に対比される地層は来馬地域には分布しない。来馬地域の蒲原沢層や大所川層では石炭を含み、恐竜の足跡が発見されており、陸成層が多いが、犬ヶ岳地域のそれらに対比される漏斗谷層や北又谷層では石炭はほとんど含まれず、海生から汽水生化石が多産し、犬ヶ岳地域の地層の方がより海洋環境が強い(小林ほか、1957; Hayami, 1961, 1990; 畠山, 1995; 小谷村恐竜化石学術調査団, 2000)。犬ヶ岳地域の寺谷層から大滝谷層は海成層が主体となり、寺谷層からは上部プリンスバックアン階、大滝谷層からは上部トアルシアン階のアンモナイトが報告されている(Sato, 1955; Nakada *et al.*, 2021)。また、漏斗谷層・蒲原沢層・北又谷層の凝灰岩や砂岩から約189～186MaのジルコンU-Pb年代が報告され、来馬層群下半部の漏斗谷層から寺谷層はプリンスバックアン期に堆積したとされている(竹内ほか, 2017b)。

### 8.2 下部白亜系手取層群

本地域の手取層群は陸成下部白亜系で、下位の水上谷層と上位の黒菱山層に区分される(竹内ほか, 2015)。水上谷層は、下部は凝灰質泥岩、凝灰質砂岩、砂岩、礫岩からなり、中部は黒色泥岩、砂岩、礫岩からなり、上部は、砂岩や砂岩を挟む泥岩を主体とする。下部の凝灰質泥岩と凝灰質砂岩はしばしば赤紫色や淡緑色を呈する。黒菱山層は細～中礫岩と中～粗粒砂岩からなる。本地域の手取層群から標準化石は報告されていない。竹内ほか(2015)は水上谷層下部の凝灰質砂岩・砂岩や本層群に貫入するデイサイト岩脈のジルコンU-Pb年代から、本層群の堆積年代を123～109Maのアプサン期とした。

### 8.3 下部～上部白亜系堆積岩類

下部～上部白亜系堆積岩類は尻高山層・内山層・赤毛山層などである。尻高山層は大江山帯の超苦鉄質岩類を不整合に覆う、砂岩を主とし、礫岩を挟む。礫岩にはチャートやオソコーツタイトの礫を含む(竹内ほか、2015)。内山層は安山岩及び流紋岩質火山砕屑岩や溶岩を挟む砂岩、礫岩からなる(竹内ほか、2015)。また、赤毛山層は礫岩・砂岩・赤色苦鉄質凝灰岩・白色珪質凝灰岩からなる(長森ほか、2010)。これらの地層から標準化石は報告されていないが、尻高山層や内山層から最も若いジルコンU-Pb年代として約110Maが報告され(竹内ほか、2015)、これらに覆う親不知層から96.6±4.8Maの全岩K-Ar年代が報告されている(山田ほか、2001)ため、尻高山層や内山層は110～96.6Ma頃に堆積したものである。赤毛山層からは砂質安山岩凝灰岩より94.2±5.9Maのジルコンフィッシュントラック年代が報告されている(石橋, 1986)。

### 8.4 上部白亜系～古第三系火山岩類

新潟～富山県境地域には安山岩～デイサイトの溶岩及び火山砕屑岩からなる親不知層(吉村・足立, 1976)及び共通した岩石学的特徴を示す火山砕屑岩類からなる一本松山層(白石, 1992)が分布する。親不知層のざくろ石含有デイサイトより83.8±5.3Maのフィッシュントラック年代、111.4±2.1Maと109.2±0.8MaのジルコンU-Pb年代が報告されており(竹内ほか, 2017a)。また、親不知層の安山岩から、96.6±4.8Maと89.7±4.5Maの全岩K-Ar年代が報告されている(山田ほか, 2001)。一方、一本松山層のデイサイト凝灰岩層からは66.4±2.4Maのフィッシュントラック年代が報告されており(石橋, 1986)。親不知層より若い年代を示す。しかしながら、下位に上部白亜系を伴うこと、岩相が類似することから、一本松山層を親不知層に対比した。

親不知層や一本松山層を不整合に覆う流紋岩溶結火山礫凝灰岩を主体とする陸成層は、長野県と新潟県では石坂層(富沢・北原, 1967)、富山県東部では鳥帽子山層(藤井, 1959)とされ、石英と黒雲母斑晶に富むことで特徴付けられる。溶岩及び礫岩を伴う。白馬岳北方の鉢ヶ岳東面と黒難川支流、毛勝岳北東の稜線付近には類似する岩石学的特徴を持つ溶結凝灰岩の小分布がある。石坂層と鳥帽子山層は岩相と年代が共通しており、フィッシュントラック年代では58～54Ma(原山, 2006; 長森ほか, 2010)、U-Pb年代では65.6±0.48Maが得られている(竹内ほか, 2017a)。富山県西部を模式地とする太美山

層群 (池邊, 1950) は流紋岩溶岩及び溶結火山礫凝灰岩を主体とするが、石坂層及び烏帽子山層に比べて珪晶量が少ない貝川以西までを大美山層群とした。フィッシュントラック年代は 62 ~ 56 Ma, U-Pb 年代は 71 ~ 69 Ma とされている (金子ほか, 2019)。

### 8.5 古第三系火山岩類 (能登半島北部宇出津地域)

能登半島北部の宇出津地域に分布する古第三系は主に火山岩からなる高洲山層 (増田, 1954) である。安山岩溶岩・火山砕屑岩・貫入岩を主体とし、玄武岩溶岩・火山砕屑岩、礫岩、砂岩を含む (吉川ほか, 2002; 尾崎, 2010 など)。高洲山層からは 29 ~ 20 Ma の全岩 K-Ar 年代が得られている (柴田ほか, 1981; 塚本, 1988; 吉川ほか, 2002)。能登町太田原及び鮭尾付近の安山岩からは 57 ~ 52 Ma の全岩 K-Ar 年代が得られている (塚本, 1988)。よって、暁新世~始新世の火山岩類が分布する可能性があるが、正確な分布は不明なため、高洲山層に含めた。

### 8.6 未区分中生界

白馬岳付近には、固結した礫岩、砂岩及び泥岩からなる地層が分布する。周囲の地層とは断層で接したり、より新期の貫入岩に貫入されたりしている。大江山帯の超苦鉄質岩類に伴っている場合が多く、岩相は下部ジュラ系馬場層群に類似するが、年代不詳のため、未区分中生界とした。

(竹内 誠・古川竜太)

## 9. 白亜系~第四系貫入岩類

白亜紀以降の貫入岩類は主に飛騨山脈地域に分布するが、東部のフォッサ・マグナ地域にも鮮新世~更新世の貫入岩が分布する。飛騨山脈地域の貫入岩類はジルコン U-Pb 年代データにより貫入年代が詳細に明らかになった (原山ほか, 2010; 原山, 2015; Ito *et al.*, 2013; 竹内ほか, 2015)。

本地域の白亜紀以降の貫入岩類は、前期白亜紀末 (約 110 Ma)、後期白亜紀初頭 (100 ~ 90 Ma)、古第三紀初頭 (65 ~ 60 Ma)、前期中新世 (約 20 Ma)、後期中新世 (約 9 Ma)、前期鮮新世 (約 5 Ma)、後期鮮新世 (約 3 Ma)、更新世 (2 ~ 1 Ma) のステージに活動している (原山, 2015; 原山ほか, 2010; Ito *et al.*, 2013; 竹内ほか, 2015)。前期白亜紀末の貫入岩はざくろ石を含有する黒雲母普通角閃石デイサイトの岩脈からなる (竹内ほか, 2015)。後期白亜紀初頭の貫入岩は、北又谷トータル岩と青海花崗岩である。北又谷トータル岩は中粒の普通角閃石黒雲母トータル岩~花崗閃緑岩 (原山ほか, 2010) で、約 100 Ma のジルコン U-Pb 年代 (Ito *et al.*, 2013) が、89 ~ 85 Ma の K-Ar 年代 (野沢, 1970; 内海ほか, 1995) が報告されている。青海花崗岩は中~粗粒白雲母黒雲母花崗岩で、最も若い年代で 90.8 Ma のジルコン U-Pb 年代が得られている (長森ほか, 2018)。古第三紀初頭の貫入岩は粗粒黒雲母花崗岩~普通角閃石黒雲母花崗岩及び細~中粒優白質黒雲母花崗岩からなる有明花崗岩である (石沢, 1982)。有明花崗岩からは 62.3 ± 3.1 Ma の黒雲母 K-Ar 年代 (加藤・佐藤, 1983) や 65 Ma 前後のジルコン U-Pb 年代 (Ito *et al.*, 2013) が報告されている。前期中新世の貫入岩は岩株や岩脈として産する珪長岩で、鎌ヶ岳付近の珪長岩より 22.2 ± 0.3 Ma の全岩 K-Ar 年代が報告されている (内海ほか, 1995)。また、唐松沢斑れい岩は普通角閃石単斜輝石斑れい岩からなり、17.2 ± 1.7 Ma の全岩 K-Ar 年代が報告されている (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1999)。内蔵助花崗岩は後期中新世の貫入岩である。内蔵助花崗岩は斑状黒雲母花崗岩からなり (原山ほか, 2010; 原山, 2015)、9.5 ~ 9.1 Ma のジルコン U-Pb 年代を示す (Ito *et al.*,

2013)。前期鮮新世の貫入岩は志谷花崗閃緑岩、大黒閃緑岩 (原山, 2015)、乗鞍閃緑岩 (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1999) からなる。志谷花崗閃緑岩は中~粗粒等粒状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなり (原山ほか, 2010; 原山, 2015)、5.5 ~ 5.4 Ma のジルコン U-Pb 年代を示す (Ito *et al.*, 2013)。大黒閃緑岩は中野ほか (2002) で大黒花崗閃緑岩とされたもので、細粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩~トータル岩からなる主岩相と斜長石と黒雲母斑晶が目立つ細粒花崗閃緑岩からなる周縁相に区分される。大黒閃緑岩からは 4.45 ± 0.12 Ma の黒雲母 K-Ar 年代が報告されている (内海ほか, 1995)。乗鞍閃緑岩は普通角閃石を含有する細~中粒直方輝石単斜輝石黒雲母閃緑岩で (中野ほか, 2002)、5.0 ± 0.7 Ma の全岩 K-Ar 年代が報告されている (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1999)。後期鮮新世の貫入岩は準平閃緑岩、猫又花崗岩、十字峽閃緑岩、名剣閃緑岩及び蓮華岳花崗閃緑岩からなり、細~中粒黒雲母花崗岩及び黒雲母普通角閃石花崗閃緑岩~トータル岩である (原山ほか, 2010)。これらの岩体から 3 Ma 前後の黒雲母や普通角閃石 K-Ar 年代が報告されている (中野ほか, 2002; 原山ほか, 2010)。更新世の貫入岩は黒部川花崗岩で細~中粒黒雲母花崗岩からなり、西部 (岩体下部) で等粒状、東部 (岩体上部) で斑状組織をし、岩体の西縁部を除き、苦鉄質マagma起源包有岩を多数含む (原山ほか, 2010)。黒部川花崗岩からは、岩体西縁部で 0.8 Ma、東部で 2.2 Ma のジルコン U-Pb 年代が、黒雲母 K-Ar 年代は西縁部で 0.6 Ma 前後、東縁部で 1.2 Ma、ジルコンフィッシュントラック年代は西縁部で 0.8 Ma、東縁部で 1.9 Ma の年代が報告されている (原山ほか, 2010; Ito *et al.*, 2013)。唐松沢から唐松岳にかけての地域に安山岩岩脈が貫入している。この安山岩からは年代は報告されていないが、珪長岩に貫入しており、前期中新世以降の活動と見なされる。

糸魚川-静岡構造線より東側の北部フォッサ・マグナ地域には中新世から第四紀にかけて貫入した流紋岩、デイサイト、安山岩及び玄武岩が分布する。特徴的なものとして、鮮新統海川層に貫入する安山岩及びデイサイトは 3.6 ~ 2.4 Ma 前後のフィッシュントラック年代、雨飾山及び大渚山の安山岩~流紋岩の貫入岩体は 1 Ma 前後の前期更新世のフィッシュントラック年代を示す (長森ほか, 2010)。周囲には高妻山、鉦ヶ岳、火打山付近で同時期の貫入岩が見られる。

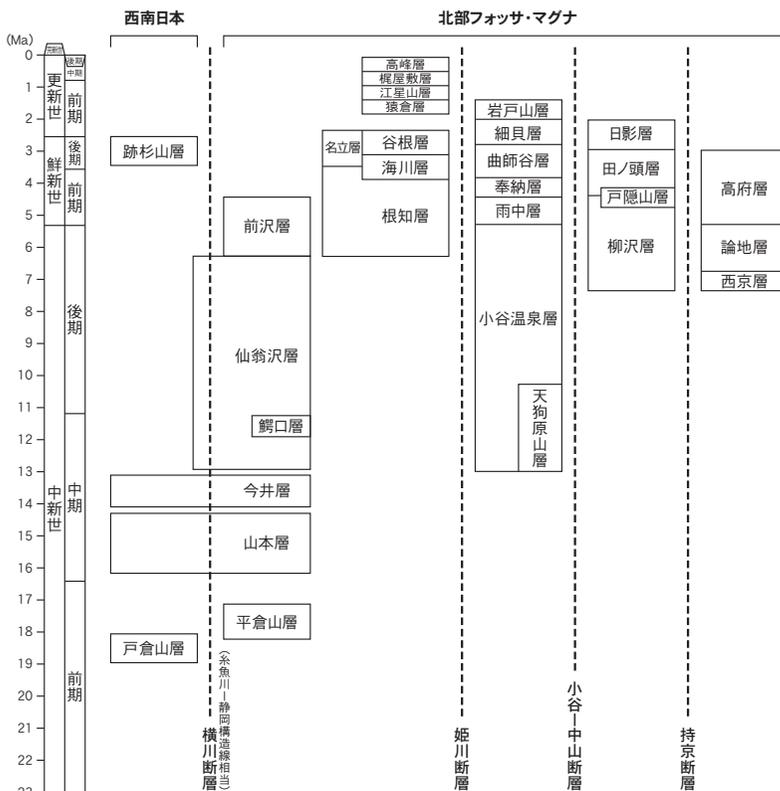
(竹内 誠・古川竜太・長森英明)

## 10. 中新統~下部更新統堆積岩類・新第三系火山岩類

本地域に分布する中新統から下部更新統の堆積岩類及び中新統から鮮新統の火山岩類を、北部フォッサ・マグナ地域、富山県中~東部地域、富山県西部~能登半島東部、能登半島北部 (宇出津地域) の各地域に分けて記述する。中新統から下部更新統は、北部フォッサ・マグナ地域では非常に厚く、断層及び褶曲が発達する。一方、糸魚川-静岡構造線以西では層厚が薄く、断層は発達するが褶曲による変形は少ない。

### 10.1 北部フォッサ・マグナ地域

本地域の東部域は、西端を糸魚川-静岡構造線とする北部フォッサ・マグナ地域の北西端に位置する。糸魚川-静岡構造線に相当する断層は、横川断層 (細かく分断しているため地質図では断層名を省略、詳細は長森ほか (2010) 参照) 及び伏在する香掛断層である。北部フォッサ・マグナ地域の層序は、持京断層、小谷-中山断層、姫川断層によって区切られた地域別に層序が構築されている。本報告では、一部を除いて 5 万分の 1 地質図幅「白馬岳」 (中野ほか, 2002)、「小滝」 (長森ほか, 2010)、「糸魚川」 (長森ほか, 2018) の層序に従う。この地域では、化石層序に有効な微化石の産出に乏しく、年代



第1図 北部フォッサ・マグナ地域における中新統~中部更新統の層序対比図  
本図は中野ほか (2002)、長森ほか (2010)、長森ほか (2018) に基づき作成した。  
戸倉山層と跡杉山層は、糸魚川-静岡構造線の相当断層である横川断層西側の西南日本域に小規模に分布する。

論は主に K-Ar やフィッシュントラックの年代値で構築されている (中野ほか, 2002; 長森ほか, 2010; 長森ほか, 2018 など)。第 1 図に本地域の中新統～下部更新統の層序対比図を示す。

姫川断層以北の層序は、下位より平倉山層 (富沢・北原, 1967)、山本層 (吉村・石橋, 1979)、今井層 (吉村・石橋, 1979)、仙翁沢層 (宮下, 1968)、鰐口層 (藤本ほか, 1951)、前沢層 (宮下, 1968)、根知層 (鈴木ほか, 1985)、海川層 (島津ほか, 1976)、谷根層 (長森ほか, 2010)、名立層 (藤本ほか, 1951)、跡杉山層 (長森ほか, 2010) に区分される。鰐口層と仙翁沢層は同時異相の関係にある。糸魚川図幅地域に分布する名立層の最下部は東方の高田西部図幅地域の川話層に対比される (長森・渡辺, 2018)。これらのうち、平倉山層、山本層、今井層は、糸魚川-静岡構造線を越えて西側にも小規模に分布する。戸倉山層 (石橋, 1986、長森ほか, 2010)、跡杉山層は糸魚川-静岡構造線の西側のみに分布するため北部フォッサ・マグナ地域の範囲外であるが、本章で取り扱う。姫川断層と小谷-中山断層に挟まれた地域の層序は、下位より天狗原山層 (Akahane, 1978)、小谷温泉層 (田中ほか, 1971)、雨中層 (小林, 1950)、奉納層 (富沢・北原, 1967)、曲師谷層 (Akahane, 1978)、細貝層 (小林, 1950) に区分される。小谷温泉層と天狗原山層は指交関係にある。小谷-中山断層と持京断層間の層序は、下位より柳沢層 (千地, 1955)、戸隠山層 (八木, 1955)、田ノ頭層 (千地, 1955)、日影層 (千地, 1955) に区分される。持京断層以東の層序は、下位より西京層 (富沢, 1953)、論地層 (鈴木, 1938)、高府層 (千地, 1955) に区分される。

前期中新世の戸倉山層は流紋岩溶岩及び溶結火山礫凝灰岩からなり、平倉山層は安山岩火山砕屑岩を主体として、溶結火山礫凝灰岩を伴う。中期中新世前半の山本層は玄武岩～無斑晶状安山岩溶岩及び火山砕屑岩、今井層は流紋岩の火山砕屑岩及び溶岩からなる堆積物で、水中堆積の岩相を示す。これらの火山岩類は、日本海拡大時に西南日本弧と東北日本弧の弧間リフト (高橋, 2006) 形成期に起こったフォッサ・マグナ西縁の火山活動によるものと解釈される。

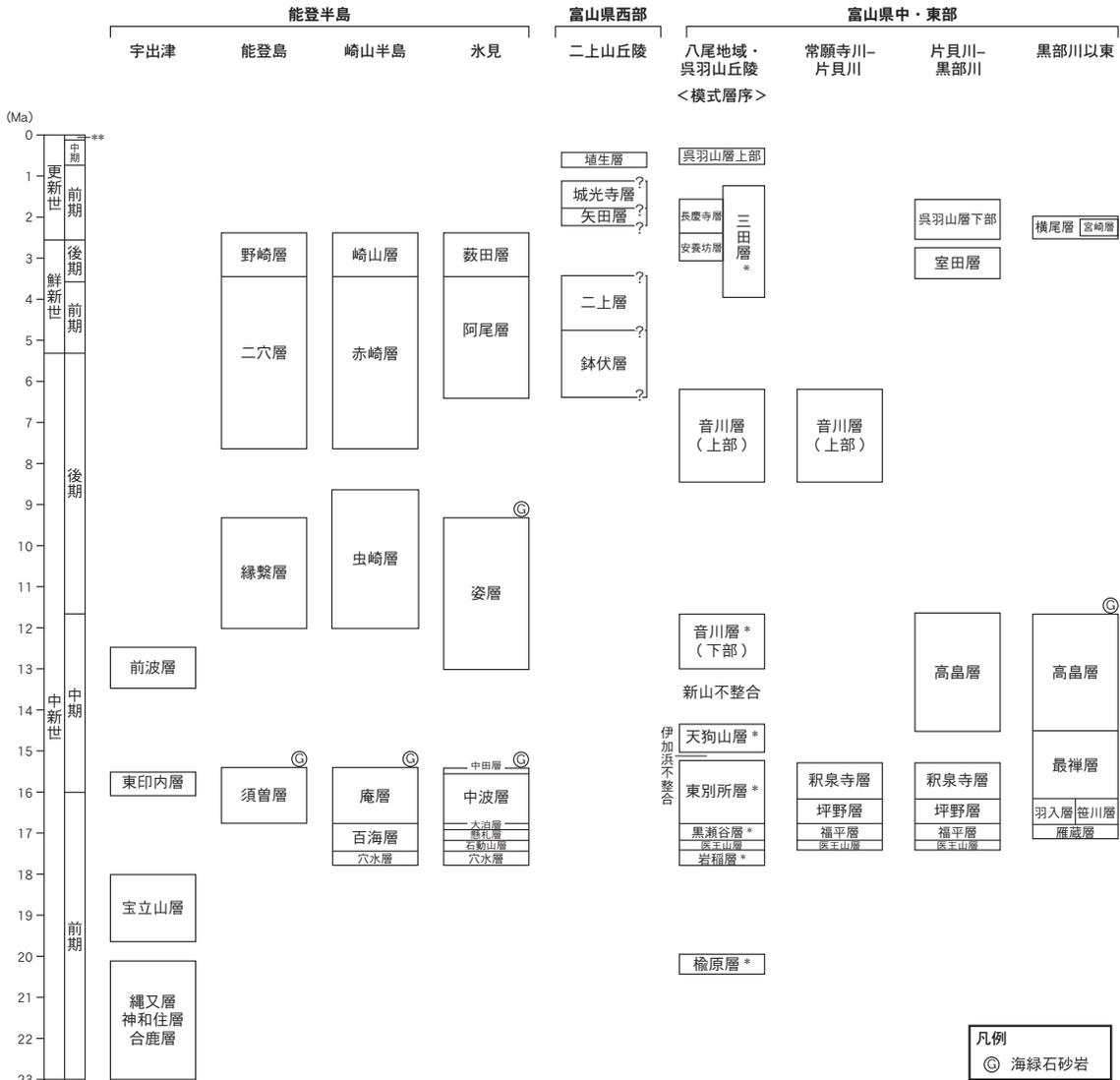
中期～後期中新世には主に砂質泥岩や塊状泥岩からなる仙翁沢層、小谷温泉層、西京層が堆積した。この時期の火山噴出物は玄武岩火山砕屑岩からなる鰐口層、安山岩～玄武岩火山砕屑岩及び溶岩からなる天狗原山層に限られる。

後期中新世末期以降、堆積場が相対的に浅海化し、地域ごとに岩相の変化が多様化する。後期中新世末期から鮮新世にかけて小谷-中山断層以西では塊状砂質泥岩、泥岩、泥質砂岩からなる、根知層、名立層・谷根層、雨中層、曲師谷層、砂岩からなる前沢層が堆積し、全体的に泥岩が卓越する。一方、小谷-中山断層以東では、砂岩、泥岩からなる柳沢層、論地層、主に泥岩や砂質泥岩からなる田ノ頭層、高府層が堆積し、砂岩が卓越する。鮮新世の海底火山噴出物として、安山岩火山砕屑岩主体の戸隠山層、海川層が形成された。約 4 Ma に礫岩からなる奉納層、約 3 Ma に粗粒砂岩及び礫岩からなる細貝層、礫岩や砂岩からなる日影層が堆積し、粗粒堆積物が供給され始める。前沢層下部から塩原動物群、前沢層上部、雨中層、田ノ頭層及び高府層から大桑-万願寺動物群に対比される軟体動物化石が産出する (斎藤ほか, 1972)。このほか、流紋岩の溶結火山礫凝灰岩からなる陸成の跡杉山層が横川断層の西側に小規模に分布する。

## 10.2 富山県～石川県

糸魚川-静岡構造線以西の北陸堆積盆地東部に分布する新第三系は、横山 (1930) を始めとする多くの研究により、富山県内に位置する八尾地域 (南隣の高山図幅内) において模式的な層序が構築されている。その層序は、下位より楡原層、岩稲層、黒瀬谷層、東別所層、天狗山層、音川層、三田層、呉羽山層下部に区分される (坂本ほか, 1959; 船野ほか, 1961; 坂本, 1966; 相馬, 1982; 早川・竹村, 1987; 富山県, 1992; 中嶋ほか, 2019 など)。なお、音川層は不整合が内在することが推定されており、下部と上部に分けられている (中嶋ほか, 2019)。北陸堆積盆地東部に分布する地層は、諸地域の地層の層序単元を模式層序の部層として扱う事例が多い。しかしながら、岩相変化に富み、不整合の形成時期などが地域によって異なることから、本報告では各層の層序単元を層 (Formation) に統一した。各層の対比を第 2 図に示した。八尾地域層序の年代論は中嶋ほか (2019) に従った。

本報告の層序は、一部を除いて、5 万分の 1 地質図幅「泊」(竹内ほか, 2017a)、「魚津」(角・野沢, 1973)、「富山」(坂本, 1963)、「虻ヶ島」(今井ほか, 1966)、「小口瀬戸」(今井, 1965) の各層序に従う。富山県中～東部の層序対比は長森・渡辺 (2023) による。



第2図 石川県-富山県における中新統～下部更新統の層序対比図

呉羽山丘陵からその南方の音川地域 (図幅範囲外) の層序は北陸堆積盆地の模式層序である。  
 \* : 本図幅地域には分布しない。 \*\* : 更新世後期及び完新世の表記を省略。 ? : 年代が確定していない地層境界。  
 各地域の層序参考論文 (宇出津: 吉川ほか, 2002; 尾崎, 2010。能登島: 桑野, 1951; 今井, 1965。崎山半島: Kaseno, 1963; 今井, 1965。水見: 今井ほか, 1966; 船野, 1990; 渡辺, 2002。二上山丘陵: 坂本, 1963; 荒井ほか, 2001。八尾地域・呉羽山丘陵: 中嶋ほか, 2019; 田村・山崎, 2004。常願寺川-片貝川: 角・野沢, 1973; 金子, 2001; 長森・渡辺, 2023。片貝川-黒部川: 角・野沢, 1973; 金子, 2001; 長森・渡辺, 2023。竹内ほか, 2017a。黒部川以東: 竹内ほか, 2017a)

## 10. 2. 1 富山県中～東部地域

この地域の中新統から下部更新統は、南東側の山地の縁に沿って南西～北東方向に細長い分布を示し、北西側に向かって新しい地層が累重する単斜構造を示す。早月川、片貝川、黒部川、小川などの大きい河川沿いに伏する断層によって分布の連続が分断される。模式地域の八尾地域にある楡原層及び岩稲層は陸成及び浅海成・湖成の堆積岩及び火山岩類であるが(中嶋ほか, 2019)、本地域には分布しない。

黒部川以東の層序は、下位より雁蔵層(市村,1935)、笹川層(市村,1935)、最禪層(藤井,1959)、高富層(藤井,1959)、横尾層(藤井,1959)に区分される。笹川層の同時異相として羽入層(伊藤,1985)が分布する。横尾層は火山岩類からなる宮崎層(11章参照)と指交関係にある。常願寺川～黒部川間の層序は、下位より匠工山層(藤田・中川,1948)、福平層(今村ほか,1951)、坪野層(角・野沢,1973)、釈泉寺層(野沢・坂本,1960)、高晶層(今村ほか,1951)、音川層(藤田・中川,1948)上部、室田層(今村ほか,1951)、呉羽山層下部(今村,1932)に区分される。庄川～常願寺川間は音川層上部、安養坊層(藤井・坂本,1961)及び長慶寺層(藤井・坂本,1961)が分布する。模式的な音川層は砂岩からなるが、この地域では砂質泥岩から構成される。

日本海拡大に伴う前期中新世のリフト堆積盆形成期に生じた安山岩～デイサイトの火山噴出により匠工山層、福平層、雁蔵層が堆積した(中嶋ほか,2019;山田・高橋,2021)。八尾地域の黒瀬谷層に対比される福平層からは八尾一門ノ沢動物群の軟体動物化石、マングローブの花粉化石が生ずる(金子,2001)。前期中新世の末期に進んだ堆積盆の急激な沈降により深海化が生じ(中嶋ほか,2019)、凝灰質砂岩からなる坪野層、羽入層が堆積した後、主に泥岩～砂質泥岩からなる釈泉寺層、笹川層、最禪層が堆積した。これらの地層は八尾地域の東別所層に対比される。中期中新世には海成砂岩からなる高晶層が堆積するが、その分布は片貝川以東に限られる。後期中新世に海成砂岩からなる音川層の上部が堆積した。本層からは塩原動物群と種構成が類似する軟体動物化石が生じ、音川動物群と称される(清水・藤井,1995;小笠原ほか,1989)。後期鮮新世に浅海で堆積した室田層は礫岩、砂岩及び泥岩からなり、下位層を不整合で覆う。従来呉羽山礫層とされていた礫岩層は、挟在するテフラの対比から不整合を挟み上下に区分された(田村,2005)。前期更新世には呉羽山層下部が堆積した。室田層及び呉羽山層下部を構成する礫の供給は、3.5Ma以降の飛騨山脈の急速な隆起を反映したとされる(田村,2005)。

## 10. 2. 2 富山県西部～能登半島東部地域

この地域の層序は、二上山丘陵地域、氷見地域、崎山半島地域、能登島地域、宇出津地域において、それぞれの層序区分がなされている。地質図では、年代及び岩相が対比される地層をまとめて図示した。二上山丘陵の層序は、下位より鉢伏層(池邊ほか,1951)、二上層(池邊ほか,1951)、矢田層(坂本,1963)、城光寺層(池邊ほか,1951)に区分される。二上山丘陵地域の年代に関する情報は極めて少ない。東西方向に延びるコロサ断層より南側の氷見地域の層序は、下位より穴水層(鈴木,1950)、石動山層(久保・鈴木,1950)、懸札層(久保・鈴木,1950)、大泊層(船野ほか,1957)、中波層(船野ほか,1957)、中田層(大塚,1935)、姿層(池邊,1949;船野ほか,1957)、阿尾層(池邊,1949;船野ほか,1957)、藪田層(横山,1930)に区分される。なお、穴水層は能登半島北部の最下部層を構成する安山岩類とされていたが、時代の異なる火山岩が一括されていることが明らかとなっている(尾崎,2010)。このため、年代値などによる再検討が必要である。コロサ断層以北の崎山半島の層序は、下位より穴水層、百海層(大塚,1935)、庵層(大塚,1935)、虫崎層(池邊,1949;Kaseno,1963)、赤崎層(Kaseno,1963)、崎山層(池邊,1949;Kaseno,1963)に区分される。最下部層の安山岩類は、氷見地域と同様に穴水層に対比されている。能登島の層序は、下位より須曾層(桑野,1951)、緑紫層(大塚,1935)、二穴層(桑野,1951)、野崎層(大塚,1935)に区分される。以上の地層はいずれも海成層である。

氷見から崎山半島地域にかけて分布する穴水層、石動山層、懸札層、大泊層、百海層は、年代値の報告がないが、凝灰岩からなる大泊層が八尾地域の黒瀬谷層最上部の山田中凝灰岩層に対比されている(船野,1990)ことから、八尾地域の黒瀬谷層以下の層序に相当する。前期中新世末期から中期中新世最初期に堆積した泥岩ないし砂岩からなる中波層、庵層、須曾層は、八尾地域の東別所層に対比される。これらの最上部には海緑石が認められており、堆積速度が著しく減少している。後期中新世前半に堆積した泥岩からなる姿層、虫崎層、緑紫層は、八尾地域の音川層下部に対比される。姿層の最上部に海緑石が生ずる。後期中新世後半から鮮新世にかけて堆積した泥岩・砂質泥岩及び砂岩からなる阿尾層、赤崎層、二穴層は、八尾地域の音川層に対比される。鮮新世に堆積した泥岩、砂岩及び石灰質砂岩からなる藪田層、崎山層、野崎層は、八尾地域の三田層に対比される。氷見地域では、阿尾層と藪田層がオンラップ不整合で姿層を覆う(渡辺,1990)。

## 10. 2. 3 能登半島北部(宇出津地域)

本地域の第三系は下部～中部中新統の堆積岩類と火山岩類からなる。下部中新統は堆積岩類の縄文層(市川・船野,1955;船野編,1993)、火山岩類は下部の合鹿層(吉川ほか,2002)及び神和住層(吉川ほか,2002)と、上部の宝立山層(吉川ほか,2002)である。縄文層と合鹿層及び神和住層は同時異相の関係にある(尾崎,2010)。縄文層は能登半島北部の中央部で高洲山層を覆う陸成層で、主に砂岩、砂岩泥岩互層、礫岩からなり、デイサイト溶結凝灰岩・デイサイト火山砕屑岩や玄武岩溶岩が挟在する(船野ほか,1999など)。全体として北西へ緩く傾斜し、火山岩類との層序関係から、本層は前期中新世の堆積物と考えられている。縄文層の北東延長域に分布する火山岩類は、デイサイト及び安山岩からなり、礫岩、砂岩、泥岩や貫入岩(玄武岩、安山岩)を伴うもので、合鹿層及び神和住層に区分される(吉川ほか,2002)。これら火山岩類は5万分の1地質図幅(珠洲群、能登飯田及び宝立山)地域以外では区別が困難なため、一括して示した。合鹿層はデイサイト砕屑岩(溶結)を主体とし、輝石デイサイト溶岩を伴い、砂岩、礫岩、泥岩を挟み、高洲山層を不整合で覆う(吉川ほか,2002)。フィッシュントラック年代及び全岩 K-Ar年代は25 Ma前後である(吉川ほか,2002)。神和住層は、無斑晶状安山岩溶岩を主体として、砂岩、礫岩、泥岩、デイサイト火山砕屑岩、亜炭層を挟み、合鹿層を整合で覆う(吉川ほか,2002)。無斑晶状安山岩溶岩の全岩 K-Ar年代は23～20 Maである(柴田ほか,1981;塚本,1988)。宝立山層は、デイサイト火山砕屑岩を主体とし、ドーム状の輝石デイサイト～流紋岩溶岩・貫入岩のほか、泥岩、砂岩、礫岩を伴う(吉川ほか,2002)。デイサイト火山砕屑岩及び輝石デイサイト～流紋岩のフィッシュントラック年代や上位層の珪藻化石(年代から19.5～18 Maの年代範囲とされる(吉川ほか,2002)。中部中新統は東印内層(吉川ほか,2002)及び前波層(船野ほか,1965)が分布する。東印内層は礫岩、砂岩及び黒色塊状泥岩からなる内湾～浅海堆積物で、前期中新世火山岩類を不整合に覆い、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る(吉川ほか,2002)。前波層は浅海成の石灰質砂岩で、穴水町の前波に分布する(船野ほか,1965)。

(長森英明・吉川竜太)

## 11. 第四紀火山及び火山岩

火山地形は残存していないが、本地域内の第四紀前期更新世の火山岩は、飛騨山脈中の唐松岳の南に安山岩溶岩、流紋岩溶岩及び流紋岩溶結凝灰岩の爺岳火山岩類、飛騨山脈東麓のデイサイトの岩葦山溶結凝灰岩、糸魚川～静岡構造線の東側にデイサイト及び安山岩の火山砕屑岩である岩戸山層、富山平野東縁に分布する安山岩溶岩及び火山砕屑岩からなる宮崎層(2.4 Ma 頃;西来ほか,2014)、西頸城山地の北西海岸付近に分布するデイサイト～安山岩火山砕屑岩からなる猿倉層、デイサイト火山砕屑岩からなる江星山層(1.7～0.9 Ma 頃;大場,2006,2009;五十嵐,2010;吉川・長森,2018)及び安山岩火山砕屑岩からなる高峰層と同時異相関係にある梶屋敷層(1～0.7 Ma 頃;吉川・長森,2018)が分布する。

本地域内の火山地形が残る火山は中期中新世以降の火山で、飛騨山脈の白馬大池火山と西頸城山地の新湯焼山火山がある。白馬大池火山は、0.8 Ma から完新世まで活動をした安山岩～デイサイトの火山で、0.8 Ma、0.6～0.5 Ma に活動した旧期火山と0.17 Ma 以降に活動した新期火山に大きく2分される。7万年前以後には、火山体の北部の風吹大池周辺のみで火山活動があり、完新世にも活動があった(及川・中野,2020)。また、1911年に崩壊(禰田山崩れ)が発生し、岩層なだらな堆積物を形成した。新湯焼山は、完新世から活動を開始した安山岩～デイサイトの若い火山である。本地域の北東部の狭い範囲に、火砕流堆積物や土石流堆積物からなる当該火山起源の火山砕屑物が分布する。

(及川輝樹)

## 12. 中期更新世～完新世の非火山性堆積物

中期更新世の堆積物は、呉羽丘陵に分布する呉羽山層上部がある。本層の形成は、挟まるテフラ層の対比や年代から0.65 Ma 頃であり、飛騨山脈西縁に分布する呉羽山層下部とは時代が異なる(田村・山崎,2004)。二上山丘陵の堆積物(坂本,1963)は、礫、砂及び泥からなる陸成層で、中期更新統である可能性があるが、年代に関する報告はない。

中期更新世～完新世の段丘面を構成する堆積物は、堆積物を被覆する指標テフラや比高から、高位段丘堆積物、約11～9万年前のテフラ層(三瓶水次、立山D、鬼界葛原、阿蘇4)以降のテフラに覆われる中位1段丘堆積物、大山倉吉テフラ以降のテフラに覆われる中位2段丘堆積物、始良 Tn テフラに覆われる低位1段丘堆積物、完新世の低位2段丘堆積物に分けた。各段丘面の区分は、5万分の1地質図幅の他、太田・平川(1979)、神嶋ほか(1989)、中村(2001,2005)、国土地理院(2005)、松浦ほか(2007)、後藤ほか(2015)などの研究を参考に区分した。各指標テフラの年代観から、それぞれの段丘面のおよその離水年代は、高位段丘堆積物は酸素同位体ステージ(MIS)6以前、中位1段丘堆積物はMIS5、中位2段丘堆積物はMIS4、低位1段丘堆積物はMIS3となる。段丘堆積物は、主に礫層で構成されるが、能登半島の段丘堆積物は砂・泥層などの細粒なもので構成されるものが多く、その他の地域の物と比べて層厚も薄い。

段丘堆積物以外の完新世の堆積物は、扇状地性堆積物、現河床及び谷底低地堆積物、海岸平野堆積物、砂丘及び海浜堆積物、斜面堆積物などがある。射水平野や富山平野の東側には主に礫層からなる段丘化していない扇状地が発達している。特に富山平野の東側では、扇状地が直接海岸まで広がり、扇状地性三角州(ファンデルタ)を形成している。扇状地と海岸の間には主に砂・泥層からなる海岸平野堆積物が、海岸では砂層で形成される砂丘及び海浜堆積物が分布する。本地域の平野部の河川は、近世以降も度々路路が変化したことが知られているが、現在の河川部分のみ河川堆積物とし、谷底低地堆積物と一括して示している。また、山地の緩斜面には主に礫層で構成される緩斜面堆積物が分布する。さらに、飛騨山脈や西頸城山地には、大規模な地すべりが認められる。海岸には大規模な埋立地が存在する。富山城北側から富山駅周辺の旧河道は1921年頃まで存在した神通川の流路跡を埋め立てたところである。

(及川輝樹)

## 13. 海洋地質

富山湾の海底地質は、音響基盤が富山トラフの能登半島側斜面では広く分布する。飛騨側斜面では親不知海岸の沖合でわずかに分布し、前期中新世以前の火成岩類からなると推定されるが、火成岩類を覆う粗粒の堆積岩類や中期中新世の粟蔵層などを含む可能性が高い(岡村,2002)。本地域の海底堆積物は、能登半島南東側で珠洲沖層群、飯田沖層群、七尾沖層群に区分され、富山トラフでは上越沖層群と富山湾層群に区分される(岡村,2002)。以下、岡村(2002)に従って記述する。

珠洲沖層群は本地域中央北部の能登半島南側斜面に分布し、富山深海長谷に面した崩落崖から中期中新世の泥岩が得られており、能登半島北部に露出する(本図幅地域内には分布しない)中～上部中新統の珪藻泥質岩を主体とする南志見層(増田,1954)に対比される。飯田沖層群は珠洲沖層群をオンラップ不整合で覆う。飯田沖層群下部は上越沖層群に、上部は富山湾層群に対比され、後期中新世～第四紀の堆積物と考えられる。七尾沖層群は本地域西部の能登半島東側斜面に分布するが、富山トラフ内の富山湾層群との関係ははっきりしない。本層群の上部は富山湾層群と同年代と考えられるが、下部は中新世まで遡る可能性が高い。上越沖層群は富山深海長谷と本地域東部の沿岸部に分布し、海底谷東斜面から鮮新世末～前期更新世の珪藻化石を含む泥岩が得られており、本層群最上部の年代は約2 Ma と考えられる。富山湾層群は富山トラフのほぼ全域を覆い、扇状地性三角州堆積物、チャネル・堤防堆積物、斜面・海盆の堆積物に区分できる。黒部川前面の扇状地性三角州は幅が約20 km あり、水深約900 m まで達するが、姫川のそれは幅8～9 km で、水深約700 m まで広がる。これらの河川では、海陸まで達した陸上の扇状地がさらに海底まで連続し、河口に直結し顕著な海底谷は発達していないことが特徴である。扇状地性三角州の末端では次第に海底谷に収束し、チャネル・堤防堆積物に漸移する。

海底地質の断層や褶曲は飛騨山脈と北部フォッサ・マグナの北側の部分に認められ、褶曲軸や断層面の走向は北東～南西方向を示す。この褶曲帯は東側の西頸城沖隆起帯(岡村ほか,1994)に連続する。最も西側の背斜構造は親不知境界帯を形成し、その陸上延長は先新第三系からなる飛騨山脈と西頸城第三系及び第四系の境界に相当するが、背斜構造は形成されていない。これら海域の背斜構造は、一般に北西翼が急傾斜する非対称な断面を持つ。北西側の翼の基底には逆断層を伴うことがある。富山湾層群は向斜帯で厚く、背斜帯で薄くなることから、褶曲構造は第四紀に成長したと推定される。

(竹内 誠)

## 14. 活断層

活断層は、古君断層、高岡断層、射水断層、呉羽山断層帯、神城断層について、それぞれ尾崎(2010)、後藤ほか(2010)、堤ほか(2002)、中野ほか(2002)を基に図示した。断層の伏在部は図示していない。なお、富山平野東部の魚津断層(池田ほか、2002)は、段丘面の傾動などから変位速度の大きな活断層であるとされた(中村、2005;松浦ほか、2007)。しかし、最近の構造探査では、この断層直下に基盤を大きく変位させるような断層は認められず、むしろ現在の海岸線に沿って先第三系も含めて大きく変位させるような山側傾斜の逆断層が存在することが明らかとなった(Ishiyama *et al.*, 2017)。このように魚津断層の存在や位置などに疑義が生じているため、魚津断層は図示していない。

古君断層は能登半島北部に位置する北東-南西方向で南東側隆起の変位をする逆断層で(太田ほか、1976)、その周辺に無名であるが複数の同走向の活断層が存在する。射水平野の東西縁には砺波平野断層帯が存在し、本地域ではその断層帯を構成する断層として、平野西部には高岡断層、東部には射水断層がある。両断層とも平野側が沈降の変位をする逆断層である。呉羽山断層帯は呉羽丘陵の東縁にある活断層で北西側が隆起の変位をする逆断層で、富山平野では一部伏在して富山湾沿岸部とその沖の海底へと延び、地震調査委員会(2008)及び後藤ほか(2010)によると、高岡断層の上下方向の平均変位速度は0.25~0.36 m/千年で、射水断層を含む砺波平野断層帯東部全体の上下方向の平均変位速度は0.3~0.4 m/千年程度と推定されている。また、呉羽山断層帯の平均的な上下方向の平均変位速度は0.4~0.6 m/千年程度とされている。

神城盆地の東縁には糸魚川-静岡構造線活断層系を構成する神城断層が存在する。神城断層は、東側隆起の変位をする逆断層であり、この断層を含む糸魚川-静岡構造線活断層系北部の上下方向の平均変位速度は1~3 m/千年程度と推定されている(地震調査委員会、2015)。2014年11月22日に、本地域内の神城断層の活動によってMw6.2の長野県神城断層地震が発生し、地表に地震断層が出現した(勝部ほか、2017)。(及川輝樹)

## 15. 地下資源及び温泉

### 15.1 金属資源

本地域東部に金、銀、銅などの金属鉱床が分布する。青海川上流部の蓮華変成岩類には熱水性金鉱床(橋立金山、三本倉鉱山)が賦存する。橋立金山からは石英脈中に比較的粗粒な自然金が産した(宮島、2018)。蒲原温泉付近では、新第三系に金鉱床(地蔵鉱山)が、蛇紋岩中に銅鉱床(平岩鉱山)が賦存する。飛騨山脈の山岳地帯には銀・鉛・亜鉛鉱床(蓮華鉱山)と銅鉱床(白馬鉱山、大黒銅山)が知られている。大黒銅山の鉱床は接触交代鉱床である(長島・長島、1960)。本地域中央部の早月川流域には熱水性金鉱床として、金・銀鉱床(松倉金山)及び金・亜鉛・銅鉱床(下田金山)が知られている。これらは加賀藩の金山として採掘され、松倉金山は越中の金銀山の中では桁違いに産出量が多かったと考えられている(萩原編、2013)。いずれの鉱山もすでに閉山し、現在では稼働されていない。

### 15.2 非金属資源

青海地域において秋吉帯の石灰岩が大規模に採掘されている。現在稼働しているのは青海鉱山と田海鉱山であり、令和2年度の年間生産量はそれぞれ179万t、261万tである(石灰石産出協会調査部、2021)。同地域では秋吉帯の珪質岩などがセメント原料用にけい石として採掘されている。糸魚川市に分布する新第三系流紋岩火山砕屑物の変質部分が酸性白土として採掘されている。能登半島の新第三系にはリン鉱床が存在し、明治から昭和にかけて断続的に採掘された(石川県地方開発事務局編、1953)。

### 15.3 その他

ジュラ系末馬層群中の石炭、第四系呉羽山層中の亜炭及び富山平野海岸部の天然ガスが一時期採掘された。稼行採石場は本地域東部に点在し新第三紀以前の各種岩石が採掘されている。能登半島の新第三系から海緑石、マンガ、硫化鉄鉱が採掘された記録がある(石川県地方開発事務局編、1951)。ひすい輝石岩は蓮華変成岩類に随伴する蛇紋岩中に蛇紋岩メランジェを構成するブロックとして産するとされており(荻原、1989)、青海川・小滝川流域において巨岩転石として産するものがある。本地域では、金太郎、黒雄、鐘釣、祖母谷、糸魚川、姫川、蓮華、鐘などの多数の温泉が知られており、本地域東部に多く点在する。金原(1992)に基づいて泉温が25℃以上のものを地質図に示した。(坂野靖行)

## 16. 重力異常

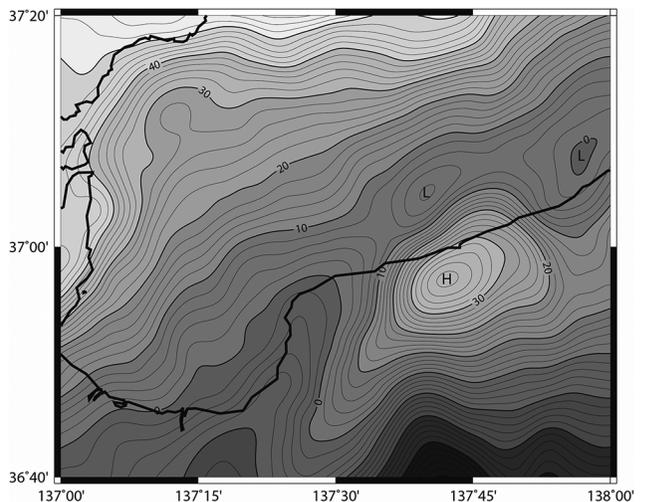
20万分の1「富山」の図郭を含む地域の重力異常図(ブーゲー異常図)は日本重力データベース DVD版(産業技術総合研究所地質調査総合センター編、2013)などで出版されている。日本重力データベース DVD版作成時には、白馬岳周辺の地域においてデータが取得されていなかったため、新たに観測データを追加して統一的に処理・編集した。重力データの処理はSPECG1988(地質調査所重力探査グループ、1989)に準じて行い、地形の起伏の影響を取り除く地形補正については、村田ほか(2018)と同様に行った。その際、最適な密度は、地形補正の影響が大きくなる山岳部(北緯36度40分から36度54分、東経137度30分から138度)に対してABIC最小化法(Murata, 1993)を用いて、2.63 g/cm<sup>3</sup>と求めた。なお、陸に近い海域部で重力観測が実施されていない領域もあるが、陸域と海域での重力値をつなぐように補間して重力コンターを表示していることに注意が必要である。

本地域のブーゲー異常(以下、重力異常)は、大局的には南東域に負の重力異常、北西域に向かって正の重力異常の構造が分布する。特に南東域の顕著な負の重力異常は、白馬岳を含む標高の高い飛騨山脈の下に地殻が厚く存在することによるアイソスターの成立、あるいは低密度な岩体が地下に伏在することによるものと考えられる(河野、1983;源内ほか、2002)。北西域の高重力異常は能登半島にあって東北東-西南西方向に延び、それと並行に富山平野から富山湾にかけて相対的に重力異常が低い。これは能登半島南縁の逆断層に伴う能登半島の隆起と、富山湾の相対的な沈降域に起因していると考えられる(Ishiyama *et al.*, 2017)。

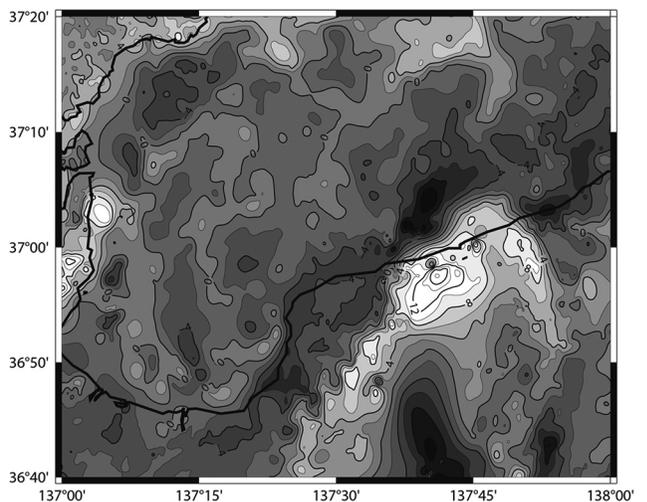
本地域の重力異常の特徴を明瞭にし、かつ、地質構造との対応を示すために、上方2 kmの高さにおけるブーゲー異常を計算した上方接続図(第3図)、とブーゲー異常図から上方接続図を広域トレンドとして除去した上方接続残差図(第4図)を示す。ただ

し、ブーゲー異常の計算のために一様な仮定密度を用いているため、実際の岩石密度と仮定密度に差がある地域では、地形の影響が残っている可能性に注意する必要がある。「富山」地域南東部において北北西-南南東方向に局所的な低重力異常域が分布する。これは、前期更新世の黒部川花崗岩から後期白亜紀の北又谷トール岩の分布域に対応する。富山平野東縁で最も顕著な重力異常の境界は先新第三系の基盤と新第三系との境界となっている黒菱山断層に沿って見られる。一方、Ishiyama *et al.* (2017)にて示された現在の海岸線に近い先第三系も含めて大きく変位させるような山側傾斜の逆断層に対して、顕著な重力異常を見出すことができない。これは、先新第三系の食い違い構造が厚い堆積層に被覆されていることに起因するものと考えられる。糸魚川-静岡構造線を挟んで西側で高重力異常域が分布し、東側では低重力異常域が分布する。「富山」地域より少し南の大町市において実施された反射法地震探査の結果を踏まえた重力探査の結果から、東傾斜の構造により糸魚川-静岡構造線の東側深部にかけて低密度な堆積物が厚く分布していることが明らかになっている(大久保ほか、2000)。

上記のように、この地域で見られる重力異常は基本的に地形や地質の地質によく対応するが、犬ヶ岳から日本海に面する親不知にかけて分布する局所的な高重力異常は、これを説明する地形及び地質の分布は見られない。この地域は東を糸魚川-静岡構造線、西を黒菱山断層、北を親不知海岸で境されていることから、アイソスター均衡を乱すほどの局所的な隆起による重力異常の可能性が考えられる(河野、1983)。(宮川歩夢)



第3図 2 kmの上方接続図  
コンター間隔は2 mgal (ミリガル)。



第4図 2 kmの上方接続残差図  
コンター間隔は2 mgal (ミリガル)。

# Geology of the 1:200,000 TOYAMA Quadrangle, 2nd edition

The Toyama District situated on the Japan Sea side of central Japan. The district consists of a mountainous area up to 2932 meters in altitude, deep sea up to ca. 1400 meters in depth and hill, upland and plain areas between them.

The Hida Belt, Hida-Gaien Belt, Oeyama Belt, Renge Belt, Akiyoshi Belt, and Maizuru Belt are arranged from the west, and the eastern end is bounded by the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line (ISTL). There is no Paleo-Mesozoic system in the Fossa Magna area which is in the eastern area of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line.

The Hida Belt is occupied by the Triassic Hida Metamorphic Rocks of the upper amphibolite facies and the Unazuki Metamorphic Rocks suffered from Triassic intermediate pressure-type metamorphism, and the Hida-Gaien Belt is occupied by non-metamorphosed Permian shallow marine sedimentary rocks. The Hida Granitic Rocks intruded into these rocks. The Hida Granitic Rocks are composed of the mylonitized Permo-Triassic Hida Older Granites and the non-mylonitized Jurassic Hida Younger Granites. There are ultramafic rocks including Early Paleozoic amphibolite, meta-gabbro, and jadeitite in the Oeyama Belt, and Carboniferous high-pressure type Renge Metamorphic Rocks in the Renge Belt. The Akiyoshi Belt contains the Permian accretionary complex, and the Maizuru Belt contains the Permian shallow marine Mushikawa Formation, metamorphic rocks and igneous rocks.

The Lower Jurassic Kuruma Group unconformably overlies the rocks of the Oeyama and Renge belts, and the Lower Cretaceous Tetori Group and the Upper Cretaceous sedimentary and volcanic rocks unconformably overlie the rocks of the Hida, Oeyama, and Renge belts. Paleogene volcanic rocks are distributed in the geological belt west of the ISTL. Cretaceous to Quaternary plutonic rocks intruded in the Hida Mountain Range area.

In the northern Fossa Magna area, the Lower Miocene and younger sedimentary rocks and volcanic rocks were thickly deposited after the opening of the Japan Sea and were heavily deformed by faulting and folding. In the western side of the ISTL, the Lower Miocene and younger sediments with volcanic rocks overlie Paleo-Mesozoic system with relatively thin and little folded manner in contrast to the northern Fossa Magna area. In addition, Oligocene and older volcanic rocks are recognized in the Ushitsu area of the Noto Peninsula.

Early Pleistocene volcanic rocks are distributed from the Hida Mountain Range to the Nishi-Kubiki Mountains and their vicinity, and are finger-crossed with adjacent sedimentary layers of the same age. Volcanic products of the Shiroma-Oike Volcano and Niigata Yakeyama Volcano which have been active since Middle Pleistocene are distributed.

The middle Pleistocene and later sediments form terraces at the foot of the mountains and fill the surrounding plains and basins. Large-scale landslide deposits are found in the Hida Mountain Range and the Nishi-Kubiki Mountains.

The following five active fault systems are known in the district. Furukimi Fault is normal faults trending NE-SW in Noto Peninsula at Ishikawa Prefecture. In Toyama Prefecture, Takaoka Fault at west side of Inuzi Plain, Inuzi Fault at east side of Inuzi Plain and Kurehayaama Fault Zone at west side of Toyama Plain are known reverse faults trending NNE-SSW. The Kanuhiro Fault on the east side of the Kanuhiro Basin in Nagano Prefecture is reverse faults trending NE-SW the east side in NE-SW direction.

In the southeastern part of the Toyama District, a local low gravity anomaly area is distributed in the north-northwest to south-southeast direction which corresponds to the distribution area of the Early Pleistocene Kurobegawa Granite to the Late Cretaceous Kitamatadani Tonalite. The gravity anomaly boundary along the eastern margin of the Toyama Plain is found along the Kurobishiwa Fault, which is the boundary between the pre-Neogene basement and the Neogene basement. The high gravity anomaly in the west across the ISTL and the low gravity anomaly in the east are attributed to the thick low-density sedimentary materials east deep of the ISTL.

Keywords: Geological map, 1:200,000, Toyama, Hida Belt, Hida Gaien Belt, Oeyama Belt, Renge Belt, Akiyoshi Belt, Maizuru Belt, Fossa Magna, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Paleozoic, Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Neogene, Miocene, Pliocene, Quaternary, Pleistocene, Holocene, continental crust, ophiolite, back-arc, island arc, subduction, arc magmatism, terrestrial deposits, alluvial deposits, active fault, mineral resources, Bouguer anomaly, marine geology

## 文 献

Akahane, S. (1978) Outline of the Neogene system in the vicinity of Sasagamine-Otari spa in the northern part of the Fossa Magna, central Japan. *Bulletin of the Institute of Nature Education in Shiga Heights, Shiga University*, no. 17, 55-65.

荒井俊作・大久保弘・渡辺真人 (2001) 水見付近の第三系層序と冷水成炭酸塩堆積物. 日本地質学会第108年学術大会見学旅行案内書, 101-115.

Arakawa, Y. (1982) Geologic structures of the Hida metamorphic rocks of the Kurobe and Kataaki River areas, in the eastern part of Toyama Prefecture, central Japan. *Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Section B*, 3, 1-22.

Banno, S. (1958) Glaucophan schists and associated rocks in the Omi district, Niigata Prefecture, Japan. *Japanese Journal of Geology and Petrology*, 29, 23-44.

茅原一也 (1987) ヒスイの科学. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告 茅原一也教授記念号, no. 6, 249p.

茅原一也 (1989) 飛騨外縁帯ならびに三郎成帯のヒスイ輝石岩の構造の意義. 地質学雑誌, no. 33, 37-51.

Chihara, K., Komatsu, M., Uemura, T., Hasegawa, Y., Shiraiishi, S., Yoshimura, T. and Nakamizu, M. (1979) Geology and tectonics of the Omi-Renge and Joishi Tectonic Belts (5): Geology and tectonics of the Omi-Renge Tectonic Belt. *Science Report of Niigata University, Series E*, 1-60.

千代方直 (1955) 上水内郡土尻川上流地域の地質. 地質調査報告書 (長野県資源調査研究会編), 59-67.

地質調査所重力学探査グループ (1989) 地質調査所重力学補正標準手順 SPECG1988 について. 地質調査所月報, 40, 901-911.

藤井昭一 (1959) 富山県朝日町東部の新生代層. 富山県の地理学的研究, 3, 121-126.

藤井昭一・坂本 亨 (1961) 呉羽山断層の地質—富山県での第四系—その 3. 新生代の研究, no. 32, 797-801.

藤本信治・藤田和夫・駒谷愛夫・津浦 清・磯田 英 (1951) 新潟県西頸城郡下部の新生代層について. 地学, no. 3, 23-30.

藤田和夫・中川寅三 (1948) 富山県砺波地方の第三紀層. 地質学雑誌, 54, 125.

原川竜太・長森英明 (2018) 糸川東部地域の更新世火山岩類. 地質調査報告書, 69, 115-124.

瀧内真作・平松良治・河野芳輝 (2002) 重力異常から推定された飛騨山脈下超低密度域の三次元分布. *火山*, 47, 411-414.

後藤秀夫・岡田真一・権原京子・杉戸信彦 (2015) 都市圏活断層図「高岡」及び解説書. 国土地理院技術資料, D1-No.736, 22p, 18sheet

萩原三雄輔 (2013) 日本の金銀山遺跡. 高志書院, 389p.

原山 晋 (2006) 古第三紀太山層群. 日本地質学誌 4 中部地方. 朝倉書店, 282-283.

原山 晋 (2015) 北アルプス鹿島ヶ岳-糸川ヶ岳に露出する, 直立した第四紀陥没カルデラ—黒部川花崗岩コンプレックス: 短縮テクトニクスによる傾動山脈隆起の典型例. 地質学雑誌, 121, 293-308.

原山 晋・滝沢文治・加藤碩一・駒澤正夫・広島俊夫・須藤定久 (1996) 20 万分の 1 地質図幅「富山」. 地質調査所.

原山 晋・高橋 浩・中野 俊・岩谷愛夫・駒澤正夫 (2000) 立山地域の地質. 地質学調査報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 218p.

原山 晋・高橋正明・倍藤隆太・板谷徹久・八木公史 (2010) 黒部川沿いの高温泉と第四紀黒部川花崗岩. 地質学雑誌, 116 補遺, 63-81.

長谷川美行・後藤道治 (1990) 青海湖地方の古生代・中生界. 日本地質学会第 97 年学術大会見学旅行案内書, 227-260.

長谷川美行・田村純一・新川 公 (1982) 青海湖の地質 A 青海石灰岩および周辺の古期岩層. 新潟の地質. 日本地質学会第 89 年学術大会見学旅行案内書, 5-23.

晶山幸司 (1995) 長野県北部のジュラ系下部末層群より産出した恐竜足印化石. 日本地質学会第 102 年学術大会講演要旨, 147.

早川秀樹・竹村厚司 (1987) 富山県八尾地域の第三系. 地質学雑誌, 93, 717-732.

Hayami, I. (1961) On the Jurassic pelopod faunas in Japan. *Journal of the Faculty of Science, the University of Tokyo, Section II*, 13, 243-343.

Hayami, I. (1990) Geographic distribution of Jurassic bivalve faunas in eastern Asia. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Pub. IGCP Project no. 224, 361-369.

姫川団体研究グループ (1958) 糸魚川-静岡線北側にその地帯の第二紀層. 地質学雑誌, 64, 431-444.

広井美邦 (1975) 黒部川下流地域の飛騨変成帯に見られる複変成作用. 岩石鉱物鉱床学会誌, 70, 322-333.

広井美邦 (1978) 飛騨変成帯宇奈月地域の地質. 地質学雑誌, 84, 521-530.

Hiroi, Y. (1983) Progressive metamorphism of the Unazuki pelitic schists in the Hida terrane, central Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 82, 334-350.

廣井美邦 (2022) 富山県宇奈月地域のインドラ石-十字石含有複変成ホルンフェルス: 低圧高温熱変成後の急速冷却型. 日本地質学会第 120 年学術大会講演要旨, T1-0425.

Horie, K., Yamashita, M., Hayasaka, Y., Katoh, Y., Tsutsumi, Y., Katsube, A., Hidaka, H., Kim, H. C. and Cho, M. (2010) Eoarchean-Paleoproterozoic zircon inheritance in Japanese Permo-Triassic granites (Unazuki area, Hida Metamorphic Complex): Unearthing more old crust and identifying source terranes. *Precambrian Research*, 183, 145-157.

Horie, K., Takehara, M., Suda, Y. and Hidaka, H. (2013) Potential Mesozoic reference zircon from the Unazuki plutonic complex: geochemical and geochemical characterization. *Island Arc*, 22, 292-305.

Horie, K., Tsutsumi, Y., Takehara, M. and Hidaka, H. (2018) Timing and duration of regional metamorphism in the Kagasawa and Unazuki areas, Hida metamorphic complex, southwest Japan. *Chemical Geology*, 484, 148-167.

灰木洋介・児子修司・保坂龍次 (2009) 新潟県青海湖地域小滝川における石灰岩転石から産出したデボン紀灰板石? 類. 地質学雑誌, 115, 423-426.

市川 渡・船野義夫 (1956) 能登半島主部の地質. 日本地質学会関西支部北陸部会編, 石川縣の地質, 15-21.

市村賢一 (1935) 富山県下新川郡三日市東南方第三紀層産出地質. 地質学雑誌, 42, 59-73.

Ichihaya, Y., Koshiba, T., Ito, H. and Tamura, A. (2020) Geochemistry and magmatic zircon U-Pb dating of amphibolite blocks in the Omi serpentinite melange, north central Japan: Possible subduction of the Cambrian oceanic crust. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 115, 313-321.

五十嵐 聡 (2010) 北部フォッサ・マグナ地域. 後期更新世〜前期更新世火成岩類の岩石学的検討. 科学研究費補助事業データベース. <https://kaken.nii.ac.jp/grant/KAKENHI-PROJECT-2016001/> (2016.7.20 閲覧).

池田安隆・今泉俊文・真藤正美・平川一岳・宮内崇裕・佐藤比呂志編 (2002) 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会, 260p.

池邊展生 (1949) 富山県西部及び石川県東部の第三紀層 (富山県及び石川県の地質学的研究 1). 地学, 14-26.

池邊展生 (1950) 富山県高水山地帯の地質—特に城瀬川上裂断層について—. 自然と社会, no. 5-6, 1-44.

池邊展生・市原 貴・石尾 元・小泉五郎・澤井 清 (1951) 富山県及び石川県の地質学的研究 (其の 3). 宝達山・二上山地域. 地学, no. 3, 7-16.

今井 功 (1965) 5 万分の 1 地質図幅「小口瀬戸」及び同説明書. 地質調査所, 26p.

今井 功・坂本 亨・野沢 保 (1966) 巴知湯・虹ヶ島地域の地質. 地質学調査報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 67p.

今村外治 (1932) 八尾第三紀層付有孔虫岩の分布に就いて. 地質学雑誌, 39, 310-312.

今村外治・長谷 良・野田茂雄・吉田博直・多井義郎・中島 廣 (1951) 富山県東部魚津町・上市町付近の第三系. 広島大学地学研究所報告, no. 1, 15-36.

石橋英一 (1986) 後期白亜紀〜古第三紀火成岩類の層序およびフィッシャントラック年代—新潟県東川下流域を例として—. 地球科学, 40, 1-17.

Ishiyama, T., Sato, H., Kato, N., Koshiya, S., Abe, S., Shiraiishi, K. and Matsubara, M. (2017) Structures and active tectonics of compressively reactivated back-arc failed rift along the Toyama trough in the Sea of Japan, revealed by multiscale seismic profiling. *Tectonophysics*, 710-711, 21-36.

石川県地質学事務局編 (1951) 石川県地質図 1:200,000. 石川県.

石川県地質学事務局編 (1953) 全国的観点より見た石川県の非金属鉱物. 石川県, 77p.

Ishizaki, K. and Yamaguchi, M. (1969) U-Th-Pb ages of sphene and zircon from the Hida metamorphic terrain, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 6, 179-185.

石沢一吉 (1982) 北アルプス鹿島ヶ岳-糸川-鳥帽子岳付近の火成岩類の地質. 地質学雑誌, 88, 215-230.

Ito, H., Yamada, R., Tamura, A., Arai, S., Horie, K. and Hokada, T. (2013) Earth's youngest exposed granite and its tectonic implications: the 10-0.8 Ma Kurobegawa Granite. *Scientific Reports*, DOI: 10.1038/srep01306.

伊藤康人 (1985) 富山県泊地域の第三系層序と年代. NOM (大阪微化石研究会機関誌), no. 13, 1-12.

地震調査委員会 (2008) 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の評価 (一部改定). 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 47p.

地震調査委員会 (2015) 糸魚川-静岡構造線断層帯長期評価 (第二版). 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 60p.

神崎利夫・高田史朗・宇津井 徹 (1989) 富山県に分布する有孔虫岩の分布に DKP と AT について—. 富山県地質・地理学研究所誌, 23, 23-34.

神谷俊昭・児子修司 (1996) 新潟県の「青海非石灰岩層群」産前期石灰岩板石? *Syringopora*. 地学調査報告, 45, 17-20.

金子一夫 (2001) 富山県東部に分布する中新世火山岩 - 火山砕屑物の層序と造構造史. 地質学雑誌, 107, 729-748.

金子一夫・長田英弘・高地吉一・山本綱志・大藤 茂 (2019) 富山県に分布する太天山層群のジルコン U-Pb 年代. 地質学雑誌, 125, 781-792.

加納 隼 (1973) 富山県東半部の飛騨変成岩類の地質について (その 1)—地質構造区分, 船津湖深成作用の特徴および変成岩類の岩相帯区分について—. 地質学雑誌, 79, 407-421.

加納 隼 (1990) 飛騨帯東部早川流域における伊勢花崗岩体 (船津型) に対する大熊山花崗岩体 (下之本型) の貫入関係-飛騨帯の中生代前期花崗岩類 (船津花崗岩類) の再検討—. 地質学雑誌, 96, 379-388.

Kaseno, Y. (1963) Geology of southern Noto Peninsula, central Japan, with reference to the Cenozoic History. *Science Reports of Kanazawa University*, 8, 541-597.

船野義夫 (1990) 能登半島の第三系-第四系. 日本地質学会第 97 年学術大会見学旅行案内書, 208-226.

船野義夫編 (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.

船野義夫・中世吉幸次郎・松島 洋・發田 力・高島好一・藤井昭一・牧 逸信・北村幸吉・中嶋和彦・峯 久雄 (1957) 富山県砺波地方の第三系層序—能登半島基盤の第三系層序の研究—その 一. 地質学雑誌, 63, 167-181.

船野義夫・坂本 亨・石田誠一 (1961) 北陸東部の新第三紀地史に関する一試論. 榎川教授退官記念論文集, 83-96.

船野義夫・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, 1-84.

船野義夫・山田一雄・山本英喜 (1999) 足跡化石産出層の層序・年代と堆積環境及び古地理. 石川県県立足跡化石調査団. 石川県県立足跡化石, 13-22.

加藤碩一・佐藤信三 (1983) 信濃川流域の地質. 地質学調査報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 93p.

Katoh, Y., Hayasaka, Y., Hara, I., Tanaka, S. and Kagami, H. (1989) Deformation style of the Unazuki schists and its implication in the tectonics of the Hida terrane. *DELP publication*, no. 28, 19-23.

勝部聖矢・近藤久雄・谷口 薫・加藤祐子 (2017) 2014 年長野県北部の地震 (Mw6.2) に伴う地表地殻断層の分布と変位量. 地質学雑誌, 123, 1-21.

Kawabata, R., Imayama, T., Kato, T., Oh, C. W., Horie, K. and Takehara, M. (2022) Multi-stage metamorphic history of the Oki gneisses in Japan: Implications for Paleoproterozoic metamorphism and tectonic correlations in northeastern Asia. *Journal of Metamorphic Geology*, 40, 257-286.

河合政樹・竹内 誠 (2001) 飛騨外縁帯青海湖地域から産出するペルム紀放射虫化石. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 12, 23-32.

金原啓司 (1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覽. 地質調査所, 394p.

Kimura, K. and Hayasaka, Y. (2019) Zircon U-Pb age and Nd isotopic geochemistry of latest Neoproterozoic to early Paleozoic Oeyama ophiolite: Evidence for oldest MORB-type oceanic crust in accretionary system and its tectonic implications. *Lithos*, 342-343, 345-360.

小林国夫 (1950) 能登上流地方の地質構造. 地質学雑誌, 56, 302.

小林昌一・藤田一・佐藤正一・速水 格・徳山 明 (1957) 末層群 (ジュラ系下部). 地質学雑誌, 63, 182-194.

国土地理院 (2005) 土地条件図「富山」. 国土地理院, 14p.

Konishi, K. (1956) Anatolipora, a new dasycladacean genus, and its algal associates from the Lower Carboniferous of Japan. *Quarterly of the Colorado School of Mines*, 51, 113-127.

河野芳輝 (1983) 中部日本北部の重力異常 (2) 地形, 地震活動, 活断層, 構造帯との比較. 地震 第 2 輯, 36, 247-253.

小柴隆・田村祐司・伊藤久敏・田村弘成 (2018) 新潟県青海湖地域北川コンプレックスに産する 2 つの異なるゼラチン U-Pb 年代を示す古生代貫岩質ブロック. 日本地質学会第 125 年学術大会講演要旨, 200.

久保泰輔・鈴木泰輔 (1950) 石川県鹿島郡越路町石動山付近石灰岩調査報告. 地質調査所月報, 1, 270-277.

柳澤圭太郎・中村宗三・宮島 洋・後藤 篤・小林 桂 (2002) 飛騨外縁帯糸魚川-青海湖地域の熱水作用によるヒスイ輝石岩の形成年代. 日本岩石鉱物鉱床学会学術講演会講演要旨集, 296.

柳澤圭太郎・後藤 篤・板谷徹久・横山一巳 (2004) 年代学からみた飛騨外縁帯の構造発達史: 高圧変成岩類の K-Ar 年代と蛇紋岩に接換変成作用を与えた花崗岩の U-Th-Pb EMP 年代学年代からの制約. 地質学雑誌, 110, 580-590.

柳澤圭太郎・後藤 篤・石渡 明 (2006) 1. 飛騨帯 顕生代花崗岩の大陸衝突型造山帯, 1.1 概説. 日本地方地質誌 4 中部地方. 朝倉書店, 140-141.

Kumugita, K., Nakamura, E., Goto, A., Kobayashi, K., Ota, T., Miyajima, H. and Yokoyama, K. (2017) In-situ U-Pb zircon age dating deciphering the formation event of the omphacite gneiss over relict edenitic paragneiss in omphacite-bearing jadeitite of the Itoigawa-Omi area of the Hida-Gaien belt, central Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 112, 256-270.

Kurokawa, K. (1985) Petrology of the Oeyama Ophiolite Complex in the Inner Zone of Southwest Japan. *Science Reports of Niigata University, Series E (Geology and Mineralogy)*, no. 6, 37-113.

栗野亨夫 (1951) 石川県能登島の地質. 資源科学研究所年報, no. 19-21, 158-164.

町 澄秋・石渡 明 (2010) 飛騨外縁帯, 小滝地域の超緑閃石質: 大江山オフィオライトからん岩とその変成作用について. 地質学雑誌, 116, 293-308.

(地質図面に続く)

令和 5 年 7 月 21 日発行

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/>

AIST23-G06083

Geological Survey of Japan, AIST © 2023