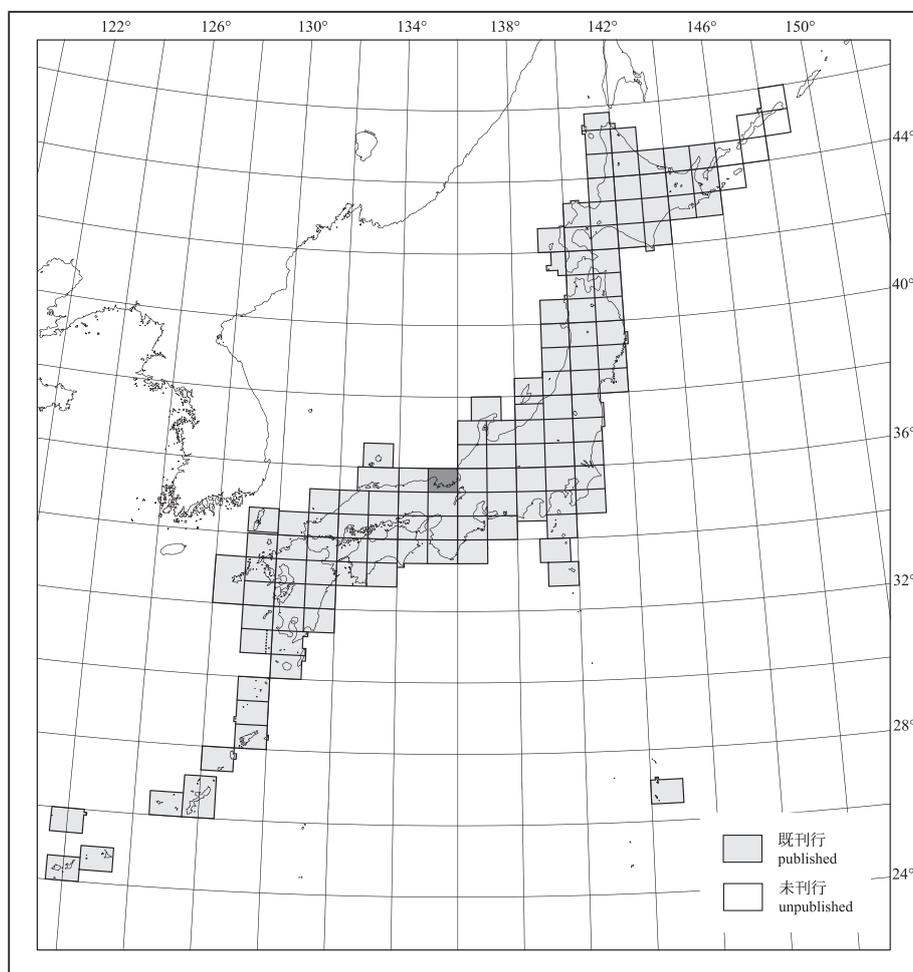


20万分の1地質図幅「宮津」(第2版)

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

中江 訓・辻野 匠・小松原 琢・高木哲一・宮川歩夢

NAKAE Satoshi, TUZINO Taqumi, KOMATSUBARA Taku,
TAKAGI Tetsuichi and MIYAKAWA Ayumu



令和4年
2022

 産総研 地質調査総合センター 

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

1. はじめに

20 万分の 1 地質図幅「宮津」地域は、地質調査総合センター及びその前身の地質調査所が対象となる地域の地質編纂に基づき作成する 20 万分の 1 地質図幅の一つであり、昭和 43(1968)年発行の第 1 版(黒田, 1968)を改訂した第 2 版に当たる。既存の文献・資料・報告を収集・検討すると共に必要に応じて現地調査・試料分析を実施(平成 28~令和元年度)し、これらの成果に基づいて地質図を編纂(令和 2~3 年度)した。

(中江 訓)

2. 地形及び活構造

「宮津」地域は若狭湾とその南の丹後半島(丹後山地)・丹波山地(丹波高地)及び野坂山地からなり、北東端には越前海岸の一部が見られる。

丹後半島は北西に傾斜する傾動地塊山地の形態を持つ。丹波山地は顕著な定高性を持つが、山稜部に小起伏は認め難い。野坂山地も定高性を示すが山頂部に小規模な小起伏が見られ、南北性の断層谷によって分断された地塊群となっている。これらの山地は山田・熊川・三方の各断層によって画される。熊川断層と三方断層に挟まれた丹波山地北東端の「三遠三角地」(吉川, 1951)は構造的な低地であり、白木・丹生断層・三方断層ならびに海底活断層である甲斐城断層など活動度の高い逆断層が密に分布する。その西側では、若狭湾の海底と丹波山地・丹後山地に横ずれ断層が分布するが、それらの活動度は近畿三角地帯西縁の断層群と比較して低い。丹後半島の郷村断層・甲山断層や丹波山地の尾藤断層では変位地形が不明瞭であるが、これは活断層として活動を開始してからの経過時間が短く総変位量も小さいことを反映している(岡田, 2002)と考えられる。

若狭湾は、丹後半島先端の経ヶ岬から越前岬を結んだ湾口で日本海から区分された海域を指す。湾内には栗田・大浦・内浦・大島・内外海・常神などの半島が突出し、その間に大小幾つかの内湾が見られる。若狭湾岸部の海底には南北幅 20 km に亘り水深 120 ~ 130 m で浅い大陸棚が分布し、大陸棚の沖に当たる湾口部には水深 200 ~ 300 m の若狭縁辺台地と呼ばれる平坦面が広がる。大陸棚と若狭縁辺台地の境界付近には海底下の活断層が存在し、両者間の海底崖は構造的な地形と考えられる。若狭湾岸の大部分は典型的なリアス海岸であり、沖積低地は河口付近の狭い範囲に細長く分布する。海成段丘は三遠三角地と若狭湾西部の沿岸域には見られないが、その他の海岸沿いには後期更新世の海成段丘面群が発達する。近江盆地北西部と福知山盆地・綾部盆地周辺などには、中期更新世の河成段丘面が発達する。

(小松原 琢)

3. 地質

3.1 概要

「宮津」地域には、オルドビス紀~ジュラ紀の沈み込みに関連して形成された古期基盤岩類、白亜紀後半~古第三紀前半の弧火成活動によって貫入・噴出した火成岩類、新第三紀の日本海拡大に伴って噴出・堆積した火山岩類・堆積岩類、ならびに第四紀の海成~陸成堆積層が分布する。これらは、対象とする地質体群ごとの特有な体系に基づいた区分がなされている。つまり、古期基盤岩類は地体構造区分として大江山帯・舞鶴帯・超丹波帯・丹波帯に識別され(第 1 図)、火成岩類は火成岩石区として山陰帯に属し、火山岩類・堆積岩類は山陰-北陸区として区分されている。

3.2 大江山帯

3.2.1 大江山超苦鉄質岩類(大江山オフィオライト)

近畿地方北部において、最も内側を占める超苦鉄質岩類は三郡変成帯内の大規模岩体として扱われてきたが、三郡-蓮華帯変成岩類に衝上し、またこれより著しく古いことが判ってきた(Ishiwatari and Hayasaka, 1992; Tsujimori and Itaya, 1999)。超苦鉄質岩類は、蛇紋岩化したマントルかんらん岩を主体とし苦鉄質貫入岩を伴い、背弧盆内または初期島弧的な環境で生成されたオフィオライトを構成していた。その後分断化されながらもオフィオライト層序を保持している(Kurokawa, 1985)ため「大江山オフィオライト」として識別され、一つの地体構造区分単元として「大江山帯」(磯崎・丸山, 1991; Isozaki *et al.*, 2010)が提唱された。

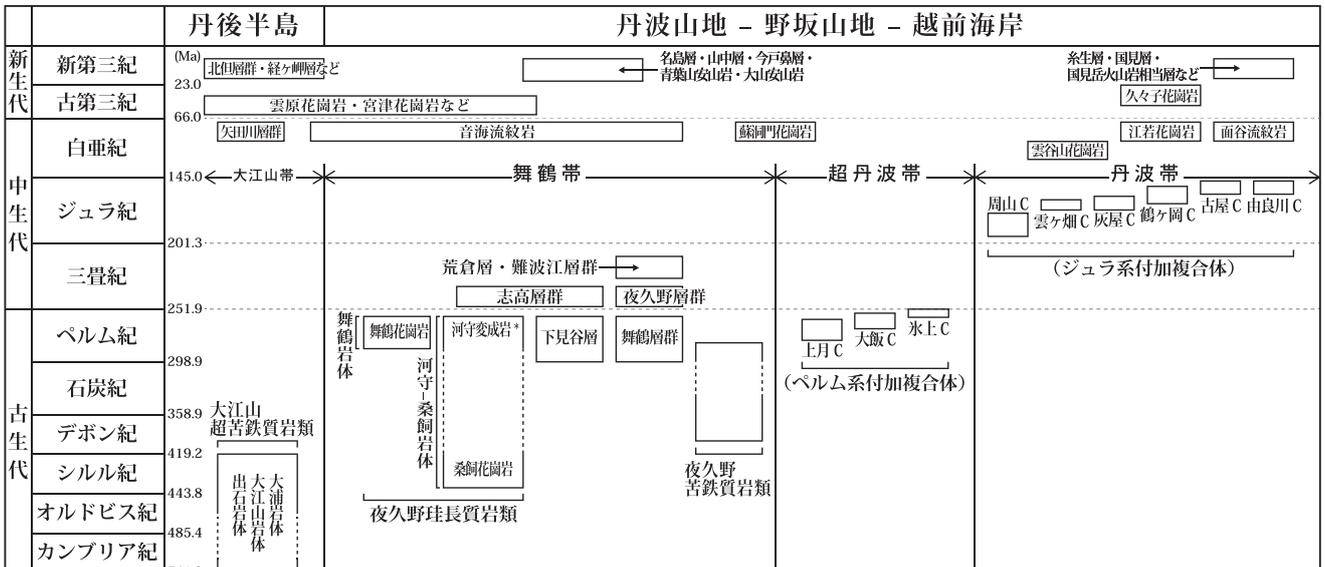
福知山市大江地区の大江山岩体(猪木・黒田, 1965; 黒川, 1970)は「河守超塩基性岩体」と呼んだのは、ベルム系砕屑岩類(下見谷層)に衝上する。この衝上断層は佛性寺付近の河守鉾山内で観察された(黒川, 1970)ことから、佛性寺断層と呼ぶことにする。単斜輝石斑れい岩(Og)とドレイイト(Od)からなる苦鉄質岩に貫入される超苦鉄質岩(ダンかんらん岩やハルツパーチャイト; Ou)を主体とし、最上部には単斜輝石岩及び緑れん石角閃岩(Of)からなる普甲峠変沈積岩が露出する(Kurokawa, 1985; Tsujimori, 1999)。大江山岩体の西方には、大江山岩体と同様の超苦鉄質岩からなる出石岩体が分布する。大浦半島では大浦岩体(縣, 1974)を夜久野苦鉄質岩類に帰属させる見解が一般的であった。しかし、下見谷層に衝上することと石渡(2007)の指摘に則り、大江山帯に帰属すると判断する。石英閃緑岩など(Oq)を伴う斑れい岩及び輝石岩(Om)からなる苦鉄質岩を主体とし、これに貫入する蛇紋岩化したダンかんらん岩及び輝石岩(Op)などの超苦鉄質岩から構成される(縣, 1974)。超苦鉄質岩について、登坂(1989)は島弧地殻下部起源のソレイイトと考えたが、Agata(1988)ならびにKimura and Hayasaka(2019)は海嶺玄武岩に由来すると結論した。

普甲峠変沈積岩の緑れん石角閃岩から 443~403 Ma の角閃石 K-Ar 年代が得られた(仁科ほか, 1990; 辻森ほか, 2000)。中国地方の大江山帯からは、変斑れい岩と角閃岩の角閃石 K-Ar 年代として 469~444 Ma が報告された(西村・柴田, 1989)。これら約 4 億年の値は冷却年代と解釈され、普甲峠変沈積岩が被った高压変成作用はシルル紀までにピークを迎えたと見なされた。このような古生代前半の高压変成岩類の存在は、大江山帯が日本列島における最初期のプレート沈み込み帯の一つである証拠となっている。さらに中国地方では、変斑れい岩の Sm-Nd アイソクロン年代(約 560 Ma)と変成作用を殆ど被っていない斑れい岩の U-Pb 年代(545~532 Ma)が報告された(Kimura and Hayasaka, 2019)。これらは大江山超苦鉄質岩類の原岩年代を示すものと見なされ、新原生代末~カンブリア紀初頭の火成活動を示唆するものである(Kimura and Hayasaka, 2019)。

3.3 舞鶴帯

舞鶴帯は、大島半島から舞鶴市・福知山市を経て中国地方に至る地体(Hayasaka, 1990)であり、松下(1950, 1951)の舞鶴地帯に由来する。北限は大江山帯・三郡-蓮華帯・秋吉帯の何れかの構成岩類に衝上され、南限は超丹波帯構成岩類に衝上する。舞鶴帯は、シルル紀以降の大陸地殻と海洋地殻がその後の弧-背弧系の衝突を経た地体として捉えることができる(早坂ほか, 1996)。

北帯・中帯・南帯に細分され(加納ほか, 1959)、舞鶴帯構成岩の一つであるいわゆる夜久野岩類は主に、北帯の「夜久野酸性岩類」(本図幅における夜久野珪長質岩類)と南帯の「夜久野塩基性岩類」(夜久野苦鉄質岩類)を一括した総称である。「宮津」地域では、夜久野珪長質岩類が桑飼花崗岩・河守変成岩・舞鶴花崗岩として露出し、超苦鉄質岩や苦鉄質岩などからなる夜久野苦鉄質岩類は夜久野オフィオライトとも称される(石渡, 1978)。中帯は、ベルム系(舞鶴層群)と三疊系(夜久野層群・難波江層群など)の砕屑岩類が分布することで定義された(加納ほか, 1959)。北帯とその北方に露出する「塩基性岩類」(大江山帯大浦岩体)の間に



第 1 図 「宮津」地域の層序総括図(第四系堆積層は省略。*は変成年代に基づく)

分布する“時代未詳の古生層”(下見谷層)について中沢(1961)は、舞鶴層群に類似し本質的な相違が無いと指摘した上で“塩基性岩類”と下見谷層を舞鶴地帯に含め、下見谷層分布域に対し舞鶴地帯を構成する帯の一つとして志高帯を提唱した。その後、鈴木(1987)は志高帯のみならず北帯も舞鶴帯から分離したが、Ishiga and Suzuki(1988)は志高帯のみを秋吉帯の亜帯に位置付けた。現状では、志高帯を秋吉帯として扱う(鈴木, 1987; Ishiga and Suzuki, 1988)のか、独立した地体(亀高, 2006; 八尾, 2009; 鈴木, 2009)として捉えるのか、確定していない。しかしながら下見谷層は、岩相・時代・堆積環境の点で秋吉帯を定義するベルム系付加複合体とは明確に異なり、舞鶴層群と共にベルム紀背弧海盆の堆積物と見なされる(中江, 2019)。よって本図幅では、下見谷層を舞鶴帯構成岩類として扱う。

3.3.1 夜久野珪長質岩類

北帯とされた範囲に分布する珪長質岩類は河守-桑飼岩体と舞鶴岩体に分けられ、市原谷断層が両者の境界をなす(早坂ほか, 1996)。河守-桑飼岩体は下見谷層に衝上し(池田・早坂, 1994)、志高層群に不整合で覆われる(中沢, 1961)。舞鶴岩体も一部で下見谷層に衝上することが、早坂ほか(1996)の地質図に示されている。両岩体とも、周囲の下見谷層に接触変成作用を与えていない(Fujii *et al.*, 2008)。河守-桑飼岩体は極東ロシア沿海州のハンカ地塊に由来し、三疊紀末~白亜紀前半に右横ずれ断層運動によって変位したとみなされる(Fujii *et al.*, 2008)。また舞鶴岩体は、飛騨-隠岐帯の一部の花崗岩類に年代対比可能であるものの微量元素組成が異なっている(早坂ほか, 1996)。

河守-桑飼岩体

福知山市大江地区から舞鶴市志高周辺にかけて分布する。片麻状角閃岩やざくろ石黒雲母片麻岩などの変成岩を伴う変形した花崗岩類(猪木・黒田, 1965の「圧砕花崗岩」に相当)から構成され、前者の変成岩類は「河守変成岩」(加納ほか, 1959)、後者の花崗岩類は「桑飼花崗岩」(早坂ほか, 1996)と呼ばれている。

桑飼花崗岩は、マイロナイト化した圧砕花崗岩(花崗岩・花崗閃緑岩・トータル岩)とこれに漸移する少量の石英閃緑岩を主体とし、これらに貫入する小規模な変斑れい岩・変ドレライトを伴う(Yw)。圧砕花崗岩はジルコン U-Pb 年代から、シルル紀~デボン紀初頭(441.9~405 Ma; Fujii *et al.*, 2008; Tsutsumi *et al.*, 2014)に原岩が生成されたと考えられる。マイロナイト化は変斑れい岩や変ドレライトの貫入以前に終了し、その時期は石炭紀後半~ベルム紀初期(327.1~285.6 Ma; Rb-Sr 年代)と推定されている(池田・早坂, 1994; 早坂ほか, 1996; Fujii *et al.*, 2008; 早坂, 2009)。また Sr 初生値(0.70645)は、この頃には既に成熟した大陸地殻を構成していたことを示唆する(池田・早坂, 1994)。一方、マイロナイト化を被っていない花崗岩と変斑れい岩・変ドレライトからそれぞれ、149.0 Ma と 163.0 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代(池田・早坂, 1994)が得られたが、周辺から同様の貫入岩の存在は今のところ知られていない。

河守変成岩は、片麻状角閃岩及びざくろ石黒雲母片麻岩を主体とし、泥質片岩のほか結晶質石灰岩を少量伴う(Yk)(猪木・黒田, 1965; 池田・早坂, 1994)。河守-桑飼岩体の西部に多く露出するが、桑飼花崗岩が卓越する岩体東部にも小規模に露出する。泥質片岩の変成年代とみなされる 263 Ma の黒雲母 Rb-Sr 年代(早瀬・石坂, 1967)が得られている。

舞鶴岩体

舞鶴湾南岸から南西方に分布する。花崗閃緑岩とトータル岩を主体としこれに貫入する石英閃緑岩や斑れい岩(Yz)からなる舞鶴花崗岩(猪木ほか, 1961)である。マイロナイト化は認められないが、カタクラシスを被り脆弱になっている(猪木ほか, 1961; Fujii *et al.*, 2008)。280~243 Ma のジルコン U-Pb 年代(Fujii *et al.*, 2008; Tsutsumi *et al.*, 2014)は、花崗岩類の貫入時期(ベルム紀中頃~三疊紀中頃)を示す。

3.3.2 夜久野苦鉄質岩類(夜久野オフィオライト)

古生代後半に海洋地殻から発生した海洋内島弧の未成熟な地殻である夜久野苦鉄質岩類は、舞鶴帯南帯とされた地体の主要な構成岩類であり、これにベルム系砕屑岩類が伴われる(石渡, 1978; Hayasaka, 1990)。綾部市北部から大島半島にかけて分布する。大島半島の高浜町安土では、ハルツパージャイトが下位の超丹波帯構成岩類に衝上断層で接している(Ishiwatari and Hayasaka, 1992; 石渡ほか, 1999)ことから、これを安土断層と呼ぶことにする。

「宮津」地域の夜久野苦鉄質岩類は、a) マントルかんらん岩、b) 超苦鉄質沈積岩、c) 斑れい岩質岩類、d) ドレライト質岩類、e) 黒色泥岩を随伴する玄武岩質岩類からなり(Ishiwatari *et al.*, 2016)、少量の珪長質岩が含まれる。これらの苦鉄質岩類の配列は断片化しているもののオフィオライト層序を保持する。被った変成作用は、上部ではぶどう石-バンベリー石相~緑色片岩相、下部では緑れん石角閃岩相やグラニュライト相に達した(石渡, 1978; Ishiwatari, 1985)。本図幅では、超苦鉄質岩(a, b)、苦鉄質岩(c)、玄武岩-頁岩(d, e)、珪長質岩に再編して記述する。

超苦鉄質岩のマントルかんらん岩と超苦鉄質沈積岩は主に、ダンかんらん岩・ハルツパージャイト・ウェールライト(Yu)からなる。超苦鉄質沈積岩と斑れい岩の境界は地下15~30 kmの深さであったと推定され、地殻-マントル境界に一致する(Ishiwatari, 1985)。苦鉄質岩は変斑れい岩ならびに玄武岩・ドレライト起源の角閃岩を主としてこれらに伴う黒雲母片岩(Yg)からなる。角閃岩と黒雲母片岩は“舞鶴変成岩”と呼ばれた(猪木ほか, 1961)。玄武岩-頁岩は、玄武岩とドレライト(Yb)を主体とし、少量の礫岩を挟むる泥岩と砂岩(Ys)を伴う。自破砕溶岩の存在から、未固結の泥岩上に溶岩が噴出したと考えられる(石渡, 1978)。化学組成は T-type MORB と背弧盆玄武岩の特徴を示すことから、島弧の背後で拡大した海洋地殻と解釈できる(Koide *et al.*, 1987b; Ichiyama and Ishiwatari, 2004)。泥岩の堆積時期は、放射虫化石(Caridroit *et al.*, 1985; 栗本・木村, 1985)によりベルム紀グアダルピアン世末期を含む。珪長質岩として、トータル岩及び石英

閃緑岩(Yd)や珪長岩ないし流紋岩(Yr)が見られる。前者はオフィオライトの構成岩であるのに対し後者は構成岩かどうか不明(石渡, 1978)とされているが、本図幅では後者もオフィオライト構成岩に含める。なお、玄武岩-頁岩(あるいはこれに珪長質岩を含めて)は“市野瀬層群”(猪木ほか, 1961)と呼ばれた。

「宮津」地域内では変斑れい岩や角閃岩から、278~241 Ma(角閃石 K-Ar 年代: Shibata *et al.*, 1977)、285 Ma(Rb-Sr 全岩アイソクロン年代: Koide *et al.*, 1987b)、385~341 Ma(Sm-Nd 全岩-鉱物アイソクロン年代: 早坂・池田, 1992; 早坂ほか, 1996)が、また黒雲母片岩から 332~306 Ma(黒雲母 Rb-Sr 年代: 早瀬・石坂, 1967)が得られた。さらに西方の兵庫東部地区の変斑れい岩から 340.2 Ma(角閃石 K-Ar 年代: 金属探鉱事業団, 1978)と 343 Ma(Sm-Nd 全岩-鉱物アイソクロン年代: 早坂・池田, 1992; 早坂ほか, 1996)が、岡山県井原地区の変玄武岩から 270 Ma(角閃石 K-Ar 年代: 柴田ほか, 1979)と 290~281 Ma(Rb-Sr 全岩アイソクロン年代: Koide *et al.*, 1987a)が報告された。これらの値は、デボン紀~石炭紀前半(約 380~330 Ma 以前)に厚い海洋地殻が形成された後、ベルム紀グアダルピアン世(270~260 Ma 頃)までは背弧盆の拡大と黒色泥岩の堆積が同時に進化したことを示唆する。

3.3.3 下見谷層

志高帯とされた地域の時代未詳古生層に対し、大浦半島や舞鶴湾岸では大浦層(猪木ほか, 1961)、その西方延長では下見谷層(猪木・黒田, 1965)と命名されたが、両者は同一であることから下見谷層に一括する。北部と南部ではそれぞれ大江山超苦鉄質岩類と夜久野珪長質岩類に衝上される(猪木・黒田, 1965; 黒田, 1970; 池田・早坂, 1994)。北限は宮津花崗岩に貫入され、南限は低角断層によって下位の舞鶴層群から画される。

玄武岩(Psb)から赤色珪質粘土岩及び珪質泥岩(Psr)を経て珪長質凝灰岩を挟むる泥岩(Psm)ならびに砂岩(Pss)に移行する層序が繰り返す。北傾斜・北上位の同斜構造をなす(中江, 2019)。チャート含まず泥岩が卓越する岩相の特徴は舞鶴層群に類似する。玄武岩が N-type MORB 的であること、赤色珪質粘土岩・泥岩から得られた放射虫化石及び砂岩のジルコン U-Pb 年代(中江, 2019)に基づく、ベルム紀初頭に海洋底拡大が進行する環境下で下見谷層の形成が始まり、グアダルピアン世末期まで堆積が継続したと判断される。

3.3.4 舞鶴層群

舞鶴市街周辺の舞鶴層群(中澤・岡田, 1949)はいわゆる中帯に分布するベルム系であり、三疊系と共に東北東-西南西方向の帯状配列をなす。中沢・野上(1958)は、三疊系とされていた公荘層(中沢ほか, 1951; Kambe, 1951)を再定義(「荘」を「庄」に変更)して舞鶴層群に含めた。岩相により、下部層・中部層・上部層・公庄層に区分され(清水ほか, 1962)、後に最下部層(泥質~砂質片岩)が追加された(通商産業省資源エネルギー庁, 1973)。「宮津」地域では、福知山市大江地区から高浜町難波江海岸にかけて、下部層から公庄層までが露出する。北傾斜が卓越するが、一部では複向斜をなす(鈴木ほか, 1982)。南縁部では南に急傾斜し高角断層で難波江層群と、北縁部では北傾斜の断層により下見谷層と接する。福知山市北西部では夜久野層群に、舞鶴市東部から高浜町にかけては新第三系に、それぞれ不整合で覆われる。本図幅での層序区分は清水ほか(1962)と鈴木ほか(1982)にほぼ準拠するが、中部層と上部層については両者を一括した上で優勢な岩相(泥岩卓越、砂岩卓越)で細分する。

下部層は、苦鉄質凝灰岩・凝灰角礫岩及び両者と互層する泥岩(Pzb)からなり、背斜軸部にのみ露出する。鈴木ほか(1982)及び鈴木(1987)は南帯北縁部の玄武岩(夜久野苦鉄質岩類)と北側の下見谷層の玄武岩を舞鶴層群に含めたが、これらを除外する。中部層と上部層は、少量の砂岩・珪長質凝灰岩を伴いレンズ状の石灰岩を挟むる無層理の泥岩(Pzm)と、礫岩を伴う砂岩・泥岩(Pzs)からなる。泥岩は黒色で、塊状またはスレート劈開が形成されている。砂岩は泥質基質が多い淘汰不良なワッケであり、礫岩は細礫~大礫の円礫と泥質基質からなる。公庄層は主に、所により石灰質団塊を含む礫岩・砂岩・泥岩(Pzg)からなる。石英質な砂岩と角礫~重角礫の中礫が卓越する礫岩を含むことが、特徴である。

下部層は夜久野苦鉄質岩類の変斑れい岩や玄武岩に対比され、その年代は 290~270 Ma 頃(ベルム紀シスウリアン世)と推定される。中部層・上部層からは、ベルム紀中頃~後半を示す紡錘虫・小型有孔虫化石など(中沢・志岐, 1958; 中沢・野上, 1958; 鈴木, 1987)やベルム紀中頃~後半を示す放射虫化石(Ishiga, 1984; 梅田ほか, 1997)が報告された。公庄層はベルム系上部に対比される(鈴木, 1987)が、元々三疊系と見なされていたように、二枚貝を主体とする化石群集は古生代型と中生代型が混在する点で特異であり(中沢ほか, 1951; 中沢・野上, 1958)、砂岩組成は三疊系砂岩に類似する(鈴木, 1987)。最近、公庄層を含む中国地方の舞鶴層群からジルコン U-Pb 年代が測定され、最若年代として三疊紀初頭を示すことが報告された(磯崎ほか, 2019)。従って、三疊紀初頭以降まで堆積作用が継続した可能性もある。

3.3.5 三疊系

夜久野珪長質岩類と下見谷層・舞鶴層群を不整合に覆い、新第三系に不整合で被覆される。三疊系下部-中部の志高層群・夜久野層群と三疊系上部の荒倉層・難波江層群に区分され、両者の堆積場と環境は互いに異なっていたと考えられている(Nakazawa, 1958)。砂岩の碎屑性ジルコン年代あるいはモナサイト年代の検討が進み、後背地解析や堆積年代について議論されている(足立・鈴木, 1992; 堤・横山, 2013; 堤, 2016)。

志高層群

舞鶴市志高周辺で「志高統」(小川, 1897)と命名された地層に対し、三疊系、ジュラ系、白亜系など様々な見解があったが、Nakazawa(1958)により堆積作用は三疊紀のオレネキアン期頃に始まりアニシアン期初頭までには終了したと結論された。神戸(1950, 1951)は「志高層群」に改め、般若寺層・富室層・岡田由里層・

岡田下層・志高層に区分した。これらの層では、基底部の礫岩 (Tsg) から砂岩・泥岩 (Tss) へ移行する上方細粒化が共通するが、礫種や石灰質泥岩・石炭層の有無などに差異がある。河守-桑岡岩体と下見谷層を不整合に覆い、南東傾斜の同斜構造を持つ (神戸, 1950; 猪木ほか, 1961; 猪木・黒田, 1965)。

夜久野層群

夜久野地区の砕屑岩のうち、“*Trigonia*”属三角貝とCeratitidae科アンモナイトを産した層準はそれぞれ三疊系カーニアン階と三疊系中部に区分された (例えば、小林, 1935; 小賀, 1948) が、中澤 (1952) は三疊紀初頭を示す*Claraia*属二枚貝化石に近づき周辺の三疊系を「夜久野層群」と仮称した。[宮津] 地域の大江地区では、西部と東部に分かれて露出する河西層群と河東層群が三疊系下部-中部に対比された (中澤・岡田, 1950; 中沢・野上, 1958; 中沢・志岐, 1958)。前者が一尾層とこれに累重する大呂層から構成される (中沢・野上, 1958) のに対し、後者は同時異相関係にある広畑層と奈良原層からなる (中沢・志岐, 1958)。これらは夜久野地区から分布が連続するため、中沢ほか (1957) により夜久野層群に統一された。分布の北限・南限は高角断層で断たれるが、所により不整合で舞鶴層群に累重する。西部では南傾斜が、また東部では北傾斜が卓越する。

夜久野層群は、一部で礫岩とシルト質泥岩を伴う石灰質砂岩 (Tys) が卓越する下部層準と、細粒砂岩を挟有する葉理質泥岩 (Tym) が主体の上部層準に識別できる。下部層準は一尾層、広畑層下部及び奈良原層最下部に、上部層準は大呂層、広畑層上部及び奈良原層下部-上部に対比される。産出した軟体動物 (二枚貝、巻貝、腕足類、アンモナイト) や棘皮動物 (ウミユリ) などの化石は、下部層準がオレネキアン階中部、上部層準がオレネキアン階上部-ラディニアン階最下部に対比されることを示し、さらに堆積相と生物相の顕著な変化は、北側から南側に向けて堆積環境がデルタ性から沿岸を経て沖合に移行したことを示す (Nakazawa, 1958)。

荒倉層

中沢 (1958) によって、舞鶴市荒倉付近に分布する難波江層群下部頁岩砂岩層の一部を分離独立させたものである。南東に高角度で傾斜する泥岩及び砂質泥岩 (Ta) から構成され、上限は難波江層群下部砂岩層に傾斜不整合で覆われ、下限は断層で絶たれ舞鶴層群と接する (中沢, 1958)。少量ながら、カーニアン期前半またはラディニアン期-カーニアン期境界付近を示すアンモナイトや二枚貝・腕足類の化石を産する。

難波江層群

綾部市物部から高浜町難波江にかけて分布する。下限と上限は高角断層によりそれぞれ舞鶴層群と夜久野苦鉄質岩類から画され、高浜町青葉山周辺で新第三系に覆われる。中角度〜高角度で南東へ傾斜する。難波江海岸に露出する古第三系とみなされた泥岩・砂岩 (巨智部, 1895) について、小川 (1897) は「難波江板岩」(「難」ではなく「灘」である) と称して三疊系に属すと推定した。

下部頁岩砂岩層 (N1) は細礫岩〜細粒砂岩を伴う泥岩及び砂質泥岩 (Tn1)、下部砂岩層 (N2) は一部で泥岩を含む細粒〜中粒石英質砂岩 (Tn2)、上部頁岩層 (N3) は石炭層を挟有する泥岩及び砂質泥岩 (Tn3)、上部砂岩層 (N4) は細粒石英質砂岩 (Tn4) から構成される (中澤・岡田, 1949; 中沢ほか, 1951)。腕足類・三角貝・二枚貝などの化石から、カーニアン期における浅海〜汽水環境での堆積物と判断されている (Nakazawa, 1958)。砂岩から得られた砕屑性ジルコンとモナザイトの CHIME Th-U-Pb 年代は 260 Ma と 520〜380 Ma に集中し、供給源が夜久野珪質岩類に由来すると考えられている (足立・鈴木, 1992)。

3.4 超丹波帯

超丹波帯 (Caridroit *et al.*, 1985) の構成岩類は、北側の舞鶴帯夜久野苦鉄質岩類に衝上され、南側では丹波帯ジュラ系付加複合体に衝上する (Hayasaka, 1990; Ishiwatari and Hayasaka, 1992)。小浜市下加斗の片江鼻海岸でこの衝上断層 (Ishiga, 1986; 石渡ほか, 1999; 廣瀬・早坂, 2005) が露出することから、これを片江鼻断層と呼ぶことにする。ペルム紀中頃〜後半の沈み込み帯で形成され、破断〜混在岩相、海洋底層序、覆瓦構造など付加複合体としての特徴を有する。超丹波帯は、千枚岩質泥岩及び片状緑灰色砂岩を主体とする大飯層・加斗層・堅海層 (広川・黒田, 1957; 広川ほか, 1957) の分布域にほぼ相当する。Ishiga (1985) は大飯層と堅海層を丹波帯から分離し、舞鶴帯との間を占める地質单元であることを「超丹波帯の提唱」に先立って明示した。楠ほか (1985, 1986) は、緑灰色砂岩が斜長石に富む石灰質なワッケであり圧碎変形を被っている点で丹波帯砂岩と異なることを示した。この砂岩に伴われる千枚岩質泥岩から、ペルム紀放射化石が報告された (栗本, 1986)。Ishiga (1986, 1990) は、i) Caridroit *et al.* (1985) が超丹波帯とした千枚岩質泥岩に対し大飯層を再定義して用い、堅海層をこれに統合、ii) 氷上層 (広川ほか, 1954) を緑灰色砂岩主体の地層として再定義し、加斗層をこれに統合、iii) 上月層 (猪木・弘原, 1980) を新たに超丹波帯構成岩類に加え、iv) 下位より氷上層・大飯層・上月層に再編した。

[宮津] 地域では綾部市梅迫から内外海半島にかけて分布し、超丹波帯の構成層序单元として上月コンプレックス、大飯コンプレックス、氷上コンプレックスを設定する。越前町高佐の岩礁に露出する超丹波帯泥質岩 (地質図に表示できない) の帰属は未詳である (梅田ほか, 1996) が、大飯コンプレックスに含めておく。また、亀高ほか (2019) は本地域における上月コンプレックスの存在を初めて示し、超丹波帯構成岩類の分布域が一部を除いて確定していなかったことを指摘した上で、その範囲を明確にした。

上月コンプレックス

超丹波帯ペルム系付加複合体の最上部である。本地域では綾部市五津合から老富において、玄武岩 (Uzb) と玄武岩・チャート・砂岩の岩塊を含む泥質混在岩 (Uzx) が夜久野苦鉄質岩類の南縁に沿って僅かに露出する (亀高ほか, 2019)。

兵庫県及び岡山県内から報告されたサンゴ・紡錘虫・放射虫などの化石に基づく、玄武岩に伴伴する石灰岩は石炭紀後半 (猪木, 1969; 後藤・山際, 1973)、チャートはデボン紀後半 (竹村ほか, 2018) ~ペルム紀 (後藤・堀, 1985) を示す。珪質凝灰岩・珪質泥岩からはグラドルビアン世後半を示す放射虫化石 (Pillai and Ishiga, 1987) が、泥岩からはシスウリアン世末-グラドルビアン世初頭を示す放射虫化石 (竹村ほか, 1993) が産する。

大飯コンプレックス

綾部市梅迫から内外海半島を経て越前町高佐にかけて分布し、本地域では最も広範囲に露出する。千枚岩質泥岩・砂岩泥岩互層・泥質混在岩 (Uop) を主体とし、少量の珪質泥岩や珪質凝灰岩を伴う。泥質混在岩には玄武岩・チャート・砂岩などの岩塊が含まれる。玄武岩 (Uob) とチャート (Uoc) は岩塊のほか、地質図に表現できる規模の岩体を構成する場合もある。南接地域では、チャート、珪質泥岩、千枚岩質泥岩及び砂岩泥岩互層が順次累重した海洋底層序をなす瀨垣層及び石場層と、チャートを含まず砕屑岩のみからなる十倉層及び榎原層に二分される (木村, 1988; 栗本・牧本, 1990) が、本地域では岩相分布の詳細が不明確なため、このような二分は行わない。

チャートや珪質泥岩及び千枚岩質泥岩から産出した放射虫化石は、グラドルビアン世後半を示す (Caridroit *et al.*, 1985; Ishiga, 1985; 木村, 1988)。本地域外では、チャートと珪質泥岩からグラドルビアン世中頃を、また砂岩泥岩互層と珪質泥岩からローピンジアン世を示す放射虫化石が報告された (木村, 1988; 武蔵野ほか, 1987)。なお十倉層から、砕屑性ジルコンの最若 U-Pb ピーク年代として約 230 Ma が報告された (坂田ほか, 2017)。この値は、大飯コンプレックスの一部が少なくとも三疊紀中頃以降に堆積した可能性を示す。

氷上コンプレックス

超丹波帯ペルム系付加複合体の最下部に相当する。砂岩泥岩互層を伴う緑灰色砂岩 (Uhs) を主体とし千枚岩質泥岩 (Uhp) を挟有する。全体的に強い剪断を被っている。砂岩は石英・斜長石に富む石灰質なワッケであり、緑灰色を呈する。隣接地域からは、栗本 (1986) と木村 (1988) によって *Follicucullus?* sp. (放射虫化石) が報告されたが、両者とも掲載された図版から *Follicucullus* 属に同定するのは困難である。なお南接地域の相当層 (口上林層: 木村, 1988) から、約 255~250 Ma を示す砕屑性ジルコンの最若 U-Pb ピーク年代が報告された (坂田ほか, 2017)。この値は、氷上コンプレックスが少なくともローピンジアン世中頃ないしそれ以降に堆積したことを示す。

3.5 丹波帯

松下 (1950, 1951) の丹波地帯に由来し、超丹波帯の南側を占める。構成岩類は、北側では片江鼻断層を境として超丹波帯のペルム系付加複合体に衝上され (Ishiga, 1986; 石渡ほか, 1999)、南側は頰家変成岩に漸移する (中島, 1960)。丹波帯の構成岩類はジュラ紀の沈み込み帯に沿って形成された付加複合体であり、石炭紀からジュラ紀に亘って生成・堆積した海洋底層序 (海山起源の玄武岩・石灰岩、遠洋深海性のチャート、陸源砕屑性の泥岩・砂岩などが累重) からなる (Nakae, 1993)。この複合体は二つの層序单元に区分され、相対的に古い II 型地層群がより新しい I 型地層群に衝上する覆瓦構造をなす (石質, 1983; Imoto, 1984)。この衝上断層は、本庄断層 (本庄ラスト: 木村ほか, 1989) と呼ばれる。砂岩については、II 型地層群では長石質アレーナイト〜ワッケが、I 型地層群では石英質ワッケが卓越し、時代の経過に伴って後背地が火山弧的な場から古期基盤岩が露出する大陸的な場に移行したと推定された (楠ほか, 1986; 楠・武蔵野, 1989, 1992)。玄武岩については、岩石学的に多様な組成を示す石炭紀からペルム紀の E-type MORB や海洋島に由来することが示された (佐野・田嶋, 1989; Sano *et al.*, 2000; 中江, 1991b; Koizumi and Ishiwatari, 2006)。

両地層群とも地域ごとに個別の名称が付された複数の層序单元に細分されたが、これらは標準層序单元として下位から由良川・鶴ヶ岡・灰屋・雲ヶ畑・周山・出灰のコンプレックスに統一された (中江, 2000)。一方、砕屑岩主体の古屋コンプレックスについて木村ほか (2001) は、由良川コンプレックスと鶴ヶ岡コンプレックスの間に位置付けた。南隣地域に位置する丹波帯の中央部では、三疊系陸源砕屑岩の存在 (丹波地帯研究グループ 1971; 田辺・丹波地帯研究グループ, 1987; 武蔵野ほか, 1992) が知られており、周山コンプレックスから分離できる可能性が指摘された (楠・武蔵野, 1990)。「宮津」地域でも 1990 年代になって、付加複合体としての層序单元区分と形成過程が議論され、小浜地域・熊川地域・西津地域の地質図 (Nakae, 1990, 1992; 中江・吉岡, 1998; 中江ほか, 2002) が公表された。これらは磯見・黒田 (1958) が示した地質図の範囲に重なるが、両者の層序区分は殆ど対応しない。亀高ほか (2019) は本地域に含まれる小浜市西部から舞鶴市東部に及ぶ地質図を作成した。本図幅と比較すると若干の相違はあるものの、大局的には同様の結果となっている。

上記の研究と中江 (1991a)、Nakae (2002)、鈴木・中江 (1997)、菅森・亀高 (2011) などに基づく、「宮津」地域での各層序单元の形成時期は次のようになる。周山コンプレックスはヘッタンギアン期後半-トアルシアン期、雲ヶ畑コンプレックスはバジジョシアン期-カロビアン期、灰屋コンプレックスはバジジョシアン期-パトニアン期、鶴ヶ岡コンプレックスはパトニアン期-キンメリジアン期、古屋コンプレックス及び由良川コンプレックスはキンメリジアン期-チトニアン期である。

周山コンプレックス

本地域の丹波帯付加複合体における最上部の層序单元である。北西側では片江鼻断層を境として超丹波帯氷上コンプレックスに衝上されるが、局地的に上林川断層などの高角断層で接する。上林川・佐分利川周辺から小浜市街を経て常神半島にかけて分布する。泥岩及び泥質混在岩 (Jsx) が卓越し、玄武岩及びドレライ

ト (Jsb)、石灰岩 (Jsl)、チャート (Jsc)、砂岩及び厚層理砂岩泥岩互層 (Jss) からなる岩体が伴われ、全体として混在相を呈する。泥質混在岩は、玄武岩・石灰岩・チャート・砂岩など各種の岩塊を包有した産状を示す。岩体は小規模であるが、小浜市街より東では玄武岩・ドレライトとチャートは大規模な岩体を構成する傾向がある。一部のチャートには珪質泥岩が随伴する。砂岩は岩片と長石に富んでおり、泥岩基質が多いワッケである (楠・武蔵野, 1989)。

雲ヶ畑コンプレックス

京丹波町仏主から多田ヶ岳を経て三方五湖周辺に分布し、上位の周山コンプレックスと衝上断層で接する。泥岩及び泥質混在岩 (Jkx) と、玄武岩及びドレライト (Jkb)、石灰岩 (Jkl)、チャート (Jkc)、砂岩及び厚層理砂岩泥岩互層 (Jks) の岩体からなり、全体として混在相を呈する。泥質混在岩は各種の岩塊を包有する。玄武岩・ドレライトは大規模なシート状岩体としてコンプレックス基底部に露出する傾向があり、その上位に同規模のチャート岩体を伴う。チャートには珪質泥岩が伴い、また一部では珪質粘土岩が随伴することがある。砂岩は泥岩基質が多いワッケであり、周山コンプレックスと比較すると岩片が少ない特徴を示す (楠・武蔵野, 1989)。

灰屋コンプレックス

南丹市美山町豊郷から小浜市南部を経て美浜町にかけて分布し、上位の雲ヶ畑コンプレックスと衝上断層で接する。泥岩及び泥質混在岩 (Jhx) と、玄武岩及びドレライト (Jhb)、石灰岩 (Jhl)、チャート (Jhc)、砂岩及び厚層理砂岩泥岩互層 (Jhs) の岩体からなる。全体としては混在相を呈するが、コンプレックスの下部は玄武岩・ドレライトとチャートの大規模なシート状岩体によって占められ、上部は各種の小規模岩体と各種の岩塊を包有する泥質混在岩から構成される傾向がある。砂岩及び砂岩泥岩互層からなる岩体は、周山・雲ヶ畑コンプレックスに比べより規模が大きいのが特徴である。チャートには珪質泥岩が伴い、また一部では珪質粘土岩が随伴することがある。砂岩は泥岩基質が多いワッケであり雲ヶ畑コンプレックスの砂岩に類似するが、岩片は更に少ない傾向にある (楠・武蔵野, 1989)。

鶴ヶ岡コンプレックス

美山町豊郷・福居からおおい町名田庄・久坂を経て高島市朽木・今津にかけて分布する。上位の灰屋コンプレックスとは本庄断層で、下位の古屋コンプレックスと由良川コンプレックスとは衝上断層で、それぞれ接する。泥岩及び泥質混在岩 (Jtx) を主体とした混在相を呈する。泥質混在岩に含まれる岩塊は、チャートと砂岩を主体とする。小規模岩体をなすチャート (Jtc) は普遍的に分布し、基底に珪質粘土岩を伴い上位に珪質泥岩を経て泥岩が累重する海洋底層序を構成する。砂岩及び厚層理砂岩泥岩互層 (Jts) の岩体はコンプレックス上部に若干露出し、玄武岩 (Jtb) の岩体はごく僅かしか分布しない。

古屋コンプレックス

鶴ヶ岡と由良川の両コンプレックスに対し衝上断層で接する。美山町知見を西端とし朽木古屋を経て朽木市場付近を東端とする。古屋コンプレックスには、基底にチャートを伴い (丹波地帯研究グループ, 1990)、その上位に珪質泥岩・泥岩が累重する海洋底層序が存在するという見解 (木村ほか, 2001) がある。しかし、このチャートは古屋コンプレックスに対し斜交する分布を示し、その側方延長は南接地域において由良川コンプレックス中のチャートに連続する。つまり、古屋コンプレックスとチャートの間には累重関係が認められない。本図幅では、古屋コンプレックスを整合相碎屑岩のみからなる層序単元とする見解 (Nakae, 1990; 中江・吉岡, 1998) を踏襲する。

シルト岩ないし細粒砂岩の葉理が見られる葉理質泥岩 (Jfm)、泥岩優勢砂岩泥岩互層 (Jfa)、砂岩及び厚層理砂岩泥岩互層 (Jfs) から構成され、珪長質凝灰岩ないし凝灰質泥岩が僅かに見られる (鈴木・中江, 1997)。砂岩は、斜長石よりカリ長石が乏しく石英・石炭質ワッケである (楠・武蔵野, 1989)。

由良川コンプレックス

南東縁の狭い区域 (美山町知見から朽木市場) に分布は限られる。上位の鶴ヶ岡・古屋の両コンプレックスと衝上断層で接する。泥岩及び泥質混在岩 (Jyx) とチャート (Jyc) から構成され、両者が繰り返し露出する覆瓦構造をなす。泥質混在岩にはチャート・砂岩の岩塊が包有される。チャートは厚層で側方に連続する巨大なシート状岩体を構成し、岩体内部には珪質粘土岩・チャート・珪質泥岩・泥岩が累重する海洋底層序が認められる。砂岩の岩体が無くチャートの岩体が巨大なことが、鶴ヶ岡コンプレックスより区別できる特徴である。

3.6 山陰帯 (白亜系〜古第三系)

西南日本内帯では白亜紀から古第三紀にかけて珪長質の火成活動が活発化し、深成岩類の貫入と火山岩類の噴出が広範囲に起こった。これらは東西に帯状配列する火成岩石区 (領家帯・山陽帯・山陰帯) に区分される (Ishihara, 1971)。山陰帯の火成岩類は、帯磁率が高いことや主要な活動時期が古第三紀であることから山陽帯と区別され、「宮津」地域の火成岩類も山陰帯に含まれる (例えば、中島, 2018)。深成岩類は丹後山地と敦賀半島に底盤状岩体として露出するほか若狭湾岸に岩株状岩体が見られ、火山岩類は内浦半島や越前海岸などの狭い範囲に露出する。これらは、白亜紀後半、白亜紀最末期及び古第三紀前半の活動に区分できる。なお、地質図に表現できない小規模な岩脈は省略した。

3.6.1 白亜系上部

雲谷山花崗岩

雲谷山花崗岩 (桂・西村, 1969) は、本地域東部の雲谷山を形成する岩株状の花崗岩である。ジュラ系付加複合体に貫入し、山頂周辺に泥質混在岩がルーフベンダントとして残存している。中粒・等粒状で石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・白雲母を含み、黒雲母花崗岩 (Gkb) が卓越する主相と白雲母花崗岩 (Gkm)

が優勢な周縁相に細分される。両相からそれぞれ、黒雲母または白雲母のK-Ar年代 (92.8 Maと91.5 Ma) が得られた (中江・内藤, 2002)。なお、雲谷山花崗岩から採取されたと推測される試料より、88 Maのカリ長石Rb-Sr年代が報告された (早瀬・石坂, 1967)。

3.6.2 白亜系最上部

矢田川層群

豊岡市但東町に分布する安山岩を、兵庫県 (1961) は新第三系北但層群八鹿層とした。しかし岩相は八鹿層と異なり、宮津花崗岩による接触変成を被っているため新第三系には対比できない。この安山岩は、斜長石及び輝石の斑晶を持つ変質した斑状安山岩 (Yda) であり (猪木・黒田, 1965)、これに対比可能なのは但馬地方の矢田川層群のうち下部層準に挟在する安山岩質火山岩 (弘原海・松本, 1958) である。矢田川層群の流紋岩溶結凝灰岩は62.6 Ma (Rb-Sr鉱物アイソクロン年代: Terakado and Nohda, 1993) を示すが、これに貫入する矢田川花崗岩 (先山・田結庄, 1995) と宮津花崗岩はより古い約69~62 Ma (Rb-Sr全岩アイソクロン年代及びジルコンU-Pb年代: 飯泉ほか, 2001; 中江, 2021) を示す。従ってこの安山岩も、約70 Maより古い可能性が高いため、白亜系最上部に含めた。

音海流紋岩及び面谷流紋岩

内浦半島と越前海岸において新第三系に被覆される白亜系火山岩類はそれぞれ、音海流紋岩 (塚野, 1969) と面谷流紋岩 (河合, 1956, 1964) に区分される。音海流紋岩は黒雲母流紋岩 (Ro) を主体とし、面谷流紋岩は溶結凝灰岩ないし火砕岩を含むデイサイト溶岩 (Rd) からなる。元々、愛宕山石英粗面岩 (中澤・岡田, 1949) と呼ばれていた内浦半島の黒雲母流紋岩は、中新統 (広川・黒田, 1957, 1958) あるいは中生界最上部〜古第三系最下部 (猪木ほか, 1961) と推定され、後に音海流紋岩に改称された (塚野, 1969)。中島・岩野 (1987) は、音海流紋岩から74.5 Maと面谷流紋岩から67.3 Maのジルコンのフィッシュ・トラック (FT) 年代を報告した。また面谷流紋岩は、越前海岸東方の丹生山地で69.2 Ma (Rb-Sr全岩アイソクロン年代) を示す丹生花崗岩 (中島利秀ほか, 1990) に貫入される。従って両流紋岩は、白亜紀最末期に噴出したと判断される。

蘇洞門花崗岩

内外海半島北岸で広川・黒田 (1957) が花崗閃緑岩と呼んだベルム系付加複合体に貫入する花崗岩であり、蘇洞門花崗岩と命名された (福井県編, 1997)。石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・角閃石からなる優白質中粒〜粗粒角閃石黒雲母花崗岩 (Gs) が卓越し、径数10 cmの暗色包有物を含み部分的に斑状花崗岩となる。70.7 Maの黒雲母K-Ar年代が得られている (亀高ほか, 2010)。

江若花崗岩

琵琶湖北方と敦賀半島においてジュラ系付加複合体に貫入する花崗岩はそれぞれ、江若花崗岩 (藤本, 1979) と敦賀花崗岩 (福井県編, 1986) に区分されていたが、両者とも共通の記載岩石学的特徴を有することから江若花崗岩に一括 (内藤, 1999) され、それぞれは江若岩体・敦賀岩体として扱われている (内藤・中江, 2001)。粗粒黒雲母花崗岩 (Gjc) と中粒黒雲母花崗岩 (Gjm) ・部分的に斑状となる細粒黒雲母花崗岩 (Gjf) に区分される (澤田ほか, 1997; 内藤, 1999; 内藤・中江, 2001)。磁鉄鉱系列に属する花崗岩もあるが、チタン鉄鉱系列の方が優勢である (澤田ほか, 1997)。これまで、敦賀岩体の58 Maと62.9 Ma (黒雲母K-Ar年代: 河野・植田, 1966; 内藤, 1999) 及び江若岩体の57.4 Ma (Rb-Sr全岩アイソクロン年代: 田結庄ほか, 1999) により、古第三紀初頭の活動と推定されていた。しかし両岩体において、黒雲母K-Ar年代と共にジルコンFT年代とU-Pb年代などを用いた冷却史が検討された結果、既存のK-Ar年代値は参考値とみなされ、69.2~68.0 MaのU-Pb年代値が貫入時期 (白亜紀最末期) を示すと判断された (末岡ほか, 2016, 2018)。

3.6.3 古第三系下部

雲原花崗岩

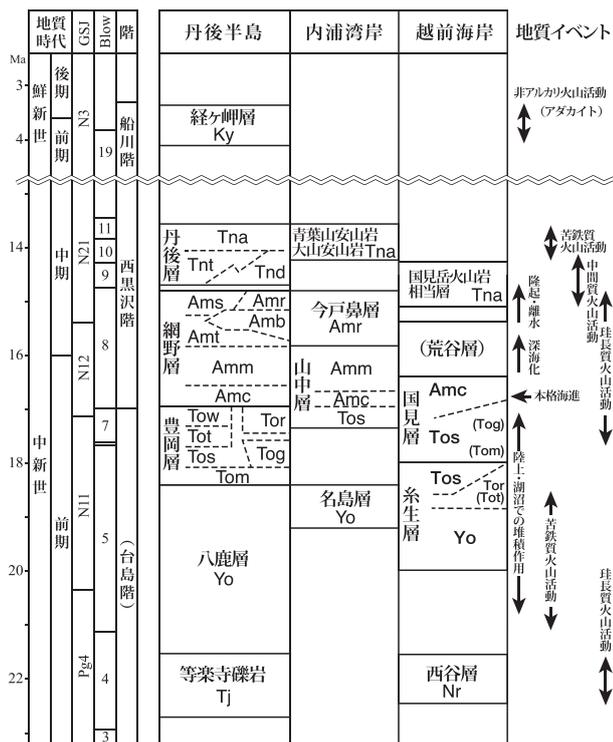
雲原花崗岩 (猪木・黒田, 1965) は、福知山市夜久野地区から宮津市東部にかけて分布する。南側の大江山超苦鉄質岩類と下見谷層・舞鶴層群に貫入し、下見谷層がルーフベンダントとして模式地 (福知山市雲原) 付近に露出する。北側では、花崗岩質複合岩と宮津花崗岩に接する。細粒〜中粒で完晶質・等粒状 (部分的に斑状) の黒雲母花崗岩 (Gh) であり (猪木・黒田, 1965; 西垣・壺井, 2009; 中江, 2021)、優白質灰白色を呈する。石英・斜長石・カリ長石を主とし黒雲母を普遍的に含み、角閃石は稀にしか認められず有色鉱物の含有量は比較的低い。帯磁率が高い磁鉄鉱系列の花崗岩であり、ジルコンU-Pb年代として65.7~65.1 Ma (古第三紀晩新世初頭) が報告された (中江, 2021)。

花崗岩質複合岩

雲原花崗岩と宮津花崗岩の間の狭長な範囲 (早期侵入岩コンプレックス帯: 猪木・黒田, 1965) に露出する多様な珪長質深成岩類には、斑状花崗岩・細粒黒雲母花崗岩・文象花崗岩 (Gp) などが含まれ、「花崗岩質複合岩」 (中江, 2021) という名称で一括された。猪木・黒田 (1965) は推定される貫入関係からこの複合岩の形成時期を、雲原花崗岩と宮津花崗岩の中間にあると判断した。

宮津花崗岩

宮津花崗岩 (猪木・黒田, 1965) は、大浦半島北岸から丹後半島を経て豊岡市但東町に至る東西約30 km・南北約35 kmの大規模な底盤状岩体を形成する。北側は新第三系北但層群に不整合で覆われ、南側は大江山超苦鉄質岩類と下見谷層に貫入する。西隣地域では、矢田川層群に貫入する。均質で完晶質等粒状の優白質灰白色花崗岩であり、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母を主体とし、部分的に角閃石を伴う。カリ長石が淡紅色ないし桃色を帯びることを特徴とする。このような岩相的特徴から、兵庫県北部や鳥取県の浜坂花崗岩及び鳥取花崗岩に対比される (田結庄ほか, 1985; 先山・田結庄, 1995)。中粒黒雲母花崗岩 (Gzm) と粗粒〜極粗粒黒雲母花崗岩 (Gzc) はそれぞれ地域的に明瞭に別れて露出する。比較



第2図 中新統層序総括図(括弧内の地層・岩相は分布しない)

的帯磁率が高い磁鉄鉱系列の花崗岩が優勢であり、ジルコンU-Pb年代(63.2~61.7 Ma: 中江, 2021)は古第三紀暁新世の前半を示す。

久々子花崗岩

久々子花崗岩は中江・内藤(2002)が久々子花崗斑岩としたもので、雲谷山花崗岩の北西に点在する小規模な岩株状の岩体を構成する。細粒な斑状花崗岩ならびに微花崗岩(Gkp)など有色鉱物に乏しい優白質な岩石で、多様な岩相を含む。敦賀半島西海岸の弁天崎では、同質の斑状花崗岩が江若花崗岩に貫入し、さらに新第三系の安山岩に貫入している(高橋, 2013)ことから、久々子花崗岩の貫入時期を古第三紀としておく。

(中江 訓)

3.7 山陰-北陸区(新第三系)

「宮津」地域を含む近畿地方北部は西南日本内帯の背弧側に位置しており、「山陰-北陸区」として、火山岩の卓越した厚い中新統の分布で特徴づけられる(西南日本新生代研究グループ, 1960)。本地域の新第三系は丹後半島・内浦湾岸及び越前海岸に分布する(第2図)。このうち丹後半島で最も広く露出し、西方の但馬地方へ分布が連続し丹後-但馬地域として広い堆積盆をなす(池辺ほか, 1965; 弘原ほか, 1966)。内浦湾岸では比較的限られた範囲に分布する(角井, 1983; 中川ほか, 1985)。越前海岸は東方から続く丹生山地の西端であり、新第三系は越前岬周辺に見られる(鹿野ほか, 2007)。これらの新第三系層序には共通性があり、下位より下部中新統(火山岩と陸成層)、下部中新統の上部~中部中新統(海成層と海成~陸成の火山岩)、及び鮮新統(火山岩)に分けられる。なお、本地域の中新統層序は大局的には丹後-但馬地域に分布する北但層群の層序で代表させることができるものの、堆積盆ごとに地域差があり、岩相変化の様相と地質時代は厳密には一致していない。従って本図幅で扱う中新統に対しては、岩相の共通性に基づいた「相」を設定し、その広域的な上下(累重)関係に対応する従来の層序単元を対比させて、地質図を作成した。

3.7.1 下部中新統(西谷層・等楽寺礫岩・八鹿層・豊岡層及び相当層)

下部中新統は、陸成の流紋岩火砕岩(西谷層)、礫岩(等楽寺礫岩)ならびにその上位の玄武岩~安山岩溶岩・火山砕屑岩(八鹿層・名島層・糸生層の一部)、陸成~湖成の礫岩・砂岩・泥岩及び流紋岩~安山岩溶岩・火砕岩(豊岡層・山中層下部・糸生層の一部・国見層下部)からなる。これらの地層は、日本海開裂後であるが海進には至ってない時代の地層である。

下部中新統最下部として、越前海岸を含め丹生山地では22 Ma頃(鹿野ほか, 2007)に噴出した流紋岩火砕岩(Nr)からなる西谷層が分布する(吉川, 2013, 2015)。また、丹後半島では陸成礫岩(Tj)からなる等楽寺礫岩(東, 1977)が分布し、宮津花崗岩を直接不整合で覆う。これは但馬地方の高柳川に相当する。高柳層上部と八鹿層基底部から得られたジルコンU-Pb年代(21.5 Ma: 羽地・山路, 2019)に基づいて、等楽寺礫岩の下限と上限の堆積時期をそれぞれ23~22 Ma頃と21.5 Ma頃と判断した。

玄武岩~安山岩溶岩・火山砕屑岩(Yo)からなる苦鉄質-中間質火山岩相は、丹後半島の八鹿層(玄武岩~安山岩溶岩・火山砕屑岩で礫岩を含む: 弘原海・松

本, 1958)、内浦湾岸の名島層(安山岩火砕岩: 角井, 1983)、越前海岸の糸生層(塚野・三浦, 1954)の一部(玄武岩~安山岩溶岩・火砕岩)に相当する。丹後半島では一部に水砕破砕が発達するため水底環境(山元・星住, 1988)が、また名島層ではカキ化石を伴うため内湾環境(角井, 1983)を示唆される。八鹿層・糸生層では21.5~19 Ma程度の年代を示す(Tsunakawa et al., 1983; 中島正志ほか, 1990; 古山ほか, 1997; 羽地ほか, 2019)。

上記の苦鉄質-中間質火山岩に累重または指交して、礫岩(Tog)・砂岩及び礫岩(Tos)からなる粗粒砕屑岩相と、砂岩・礫岩を伴う泥岩(Tom)からなる細粒砕屑岩相が分布する。丹後半島では豊岡層(弘原海・松本, 1958)に、内浦湾岸では山中層下部に、越前海岸では糸生層の一部とその上位の国見層(塚野・三浦, 1954)下部に対比される陸成~湖成の砕屑岩に相当する。豊岡層・糸生層には、珪長質または珪長質~中間質の火山岩相として軽石火山礫凝灰岩(Tot)と流紋岩~安山岩溶岩(Tor)が挟在し、豊岡層では軽石火山礫凝灰岩の一部は流紋岩溶結火砕岩(Tow)となっている(永美・山内, 1989)。豊岡層溶結火砕岩直下の非溶結部から、16.6 MaのジルコンFT年代が得られた(辻野, 2019)。国見層はデイサイト凝灰岩を挟有し、その堆積期間は18~16 Maとされる(鹿野ほか, 2007)。豊岡層の上限は、但馬地方と丹後半島で異なる。但馬地方では、海成層からなる豊岡層上部はArcid-Potamid群集(17.0~16.7 Ma)を、豊岡層を覆う海成層(村岡層)はMiogypsina-Opeculina群集(16.5 Ma)を産する。さらに豊岡層の上部層序及び村岡層の最下部に挟在する火山砕屑岩のジルコンFT年代及びU-Pb年代(羽地・山路, 2019)を考慮すると、豊岡層上部の堆積時期は17.0~16.5 Ma頃と考えられる。これに対し丹後半島では、豊岡層に上記の化石群集で特徴づけられる内湾・浅海成相は無く、海成層の露出は上位の網野層からとなる。本地域内では内湾・浅海成相に相当するの山中層中部及び国見層・荒谷層であり、これらの地層は但馬地域の豊岡層上部(17.0~16.5 Ma)に相当すると考えられる。糸生層からは冷温帯要素からなる阿仁合型植物群(東・古市, 1976)を産するが、国見層からはより暖温帯要素の強い台島型植物群(藤岡, 1955)が産し、海進による温暖化が示唆される。豊岡層については、丹後半島と但馬地方からそれぞれ台島・阿仁合混合型植物群と台島型植物群が産出しており(尾上, 1978)、この異なる植物群の産出は層準の違いを反映している。

3.7.2 下部中新統の上部~中部中新統(網野層・丹後層及び相当層)

下部中新統の上部及び中部中新統では、下半部は日本海拡大時の海進による海成砕屑岩と火山岩(網野層・山中層中部-上部・今戸鼻層・国見層上部)から、また上半部は浅海化・陸上化した火山岩主体の岩相(丹後層及び青葉山安山岩・大山安山岩・国見岳火山岩類縁岩体)から構成される。これらは、日本海標準層序の西黒沢階に対比される。

海進が始まる前期中新世末期には臨海扇状地の堆積物や内湾の礫岩及び砂岩(Amc)からなる粗粒砕屑岩相が形成され、丹後半島及び内浦湾岸では急激に海進が進行し凝灰岩を挟有する泥岩(Amm)からなる細粒砕屑岩相に移行する。丹後半島では網野層(山元・星住, 1988)の粗粒砕屑岩と細粒砕屑岩が、内浦湾岸では山中層中部と上部が、それぞれ粗粒砕屑岩相と細粒砕屑岩相に相当する。越前海岸では国見層上部と荒谷層(本地域には分布せず)の汽水・内湾環境を示す砂岩泥岩が粗粒砕屑岩相に相当するが、海進への移行は漸移的である。網野層上部の凝灰岩は全岩及び黒雲母K-Ar年代として約15 Maを示し(山元・星住, 1988)、泥岩からは台島型植物が産している(尾上, 1978)。但馬地方における網野層相当層である村岡層下部と越前海岸の荒谷層からMiogypsina-Opeculina群集(16.5 Ma)が産している(弘原海・松本, 1958; 松丸ほか, 1979)。山中層中部からはVicarya, Geloideaなどマングロープ棲の軟体動物化石を産している(角井, 1983; 中川ほか, 1985)。山中層上部からはBlow(1969)のN8帯の浮遊性有孔虫化石を産し、挟有される凝灰岩は16.5~15.2 MaのジルコンFT年代を示す(角井, 1983; 中川, 2009)。これらから、網野層及び山中層中部-上部は16.5~15 Ma頃の堆積物と考えられる。

上記の砕屑岩相の上位に累重または側方に指交して、中間質から珪長質に亘る溶岩及び貫入岩相あるいは火山砕屑岩相を示す、安山岩溶岩及び火山砕屑岩(Amb)、流紋岩火山砕屑岩(Amt)、流紋岩溶岩及び貫入岩(Amr)が分布する。これらの上位に再堆積性の凝灰質砂岩・礫岩・泥岩(Ams)からなる砕屑岩相が累重する。丹後半島では丹後層(山元・星住, 1988)の上部が珪長質噴出岩相または珪長質貫入岩相として広く分布し、冠島の丹後層からは台島・阿仁合混合型の植物化石が産する(丹, 1956; 京都府編, 2010)。珪長質の噴出岩相と貫入岩相は内浦湾岸には分布しないが、越前海岸では分布があり後述の国見岳火山岩の類縁岩体(鹿野ほか, 2007)とされる。苦鉄質-中間質噴出岩相は、丹後半島では玄武岩質安山岩からなる丹後層最上部の編組岳安山岩(池辺ほか, 1965)に、内浦湾岸では青葉山安山岩・大山安山岩(広川・黒田, 1957)に、また越前海岸では国見岳火山岩(本地域に分布せず)に、それぞれ相当する。全岩K-Ar年代は国見岳火山岩で15.0 Ma(中島正志ほか, 1990)、青葉山安山岩・大山安山岩はそれぞれ13.8 Maと14.1 Ma(龜高ほか, 2010)、丹後層は15~13 Maに集中し(例えば、山元・星住, 1988; 小滝ほか, 2009)、編組岳安山岩の基質からK-Ar年代として14.0 Maの放射年代が得られていることから、堆積の終了は14 Ma頃と考えられる。中新統としては、これより上位の地層は分布していない。

3.7.3 鮮新統

「宮津」地域の鮮新統は経ヶ岬層（山元・星住（1988）の経ヶ岬安山岩を改称）であり、丹後半島にのみ分布する。柱状節理が顕著で、陸上噴火に起源を持つデイサイト溶岩（Ky）を主体とする。下位の下部～中部中新統を切る北北西～南南東方向の断層を覆う。3.8 Maの全岩K-Ar年代が得られている（山元・星住，1988）。（辻野 匠）

3.8. 第四系

「宮津」地域の第四系は次の六群に大別できる。これらとは別に、三方断層西側の永月湖底には、約7万年前から現在に至る連続的な年縞堆積物が存在し、高時間分解能の層序学・年代学・古環境学など多くの面で世界的に注目されている（Nakagawa *et al.*, 2012）。

3.8.1. 下部更新統

近江盆地北西部には、陸成下部更新統である古琵琶湖層群を構成する高島層の白土谷部層（Yokoyama *et al.*, 1977）と傍シテ谷層（Ishida and Nakagawa, 1978）が分布する。白土谷部層は未固結～半固結の砂及びシルト（Sr）から、また傍シテ谷層は著しく風化した礫・砂及びシルト（Bo）から構成される。白土谷部層を含む高島層は、猪傘田ピンク（Ss-Pnk）テフラ（ハラミヨサブクロン：約102万年前のジルコンFT年代）を挟有する（Itoh and Danhara, 2008）。

3.8.2. 中部更新統の下部

丹後半島と三遠三角地には、堆積面を形成しない礫・シルトからなる陸成の中部更新統の下部が分布し、溝谷層（Mt）（京都府編，2010）、三日月層（Mk）（岡田・高橋，1969）、及び能登野層（Nd）（北陸第四紀研究グループ，1968）と呼ばれる。能登野層に挟有されるテフラは、68万年前（FT年代）のテフラと約60万年前の佐川Ⅲテフラに对比可能なテフラである（岡田，2012）。

3.8.3. 中部更新統の上部（高位段丘堆積物：th）

高位段丘面を構成する中部更新統の上部は、丹後半島北岸と越前海岸～敦賀半島では海成堆積物として、また丹後半島とその周辺・丹波高地の由良川流域・野坂山地西部・近江盆地北西部では河成堆積物として、それぞれ分布する。このうち由良川流域のものは厚い河成～沼沢地性堆積物を含み（福岡・藤田，1986）、その堆積物中から大山奥津軽石（DOP）ないし大山最下部火山灰hpm1軽石（hpm1）、阿蘇1テフラ（Aso-1）、加久藤テフラ（Kkt）など、27万年前～19万年前の降下テフラ（二次堆積物を含む）が見られる（加藤ほか，2006）。

3.8.4. 上部更新統の下部（中位段丘堆積物：tm）

中位段丘面を構成する上部更新統の下部は、丹後半島北岸・小浜湾西部沿岸周辺・三方断層付近・越前岬周辺では海成中位段丘堆積物として、丹後半島周辺・丹波高地及び近江盆地北西部では河成中位段丘面として、それぞれ分布する。海成中位段丘面は、越前岬周辺では3段の段丘面に分化している（山本ほか，1996）が、その他では1段のみ認められる。中位段丘堆積物ないし被覆層中に、美浜テフラ（加藤ほか，2013）、三瓶木次テフラ（SK）、鬼界葛原テフラ（K-Tz）、阿蘇4テフラ（Aso-4）、大山倉吉テフラ（DKP）などの後期更新世テフラが認められている（山本ほか，1996）。

3.8.5. 上部更新世の上部～完新統（低位段丘堆積物：tl，完新世段丘堆積物：ht）

丹後半島・大島半島・越前岬周辺に断片的な海成完新世段丘堆積物（山本・平井，2015）が、また丹後半島・丹波高地・野坂山地・近江盆地北西部の河川沿いには後期更新世後半～完新世前期の河成段丘堆積物が、それぞれ分布する。耳川や竹野川などの河成低位段丘堆積物の上部から始良Tn火山灰（AT）が報告された（京都府編，1997）。

3.8.6. 完新統（沖積層：a，海浜堆積物：b）

沖積層の層厚は国土基本調査の表層地質図など各種資料から、三方断層西側で20 m程度、小浜市の海岸部で30 m程度、舞鶴市及び宮津市の海岸部で20 m程度と推定される。海浜堆積物として、厚い砂丘堆積物が丹後半島北岸に認められるほか、後背地に花崗岩類が分布する地域では顕著な浜堤ないし砂丘が発達する。（小松原 琢）

4. 資源地質

金属資源

与謝野町加悦から温江付近には、大江山帯超苦鉄質岩類の風化堆積物中にニッケルの二次富化帯（含ニッケル粘土）が広く形成され、大江山ニッケル鉱山として開発された（猪木・黒田，1965）。高浜町永明付近にも同様のニッケル鉱床が分布し、若狭鉱山などが開発された（広川ほか，1957）。双方ともニッケルの生産は主に1940～45年に行われ、その後1950年代まで粘土・蛇紋岩が肥料原料として小規模に採掘された。福知山市大江町佛性寺付近には、大江山帯超苦鉄質岩類を母岩とする裂罅充填脈型の銅・クロム鉱床が分布し、河守鉱山として1941年頃まで稼働した。その他、丹波帯ジュラ系付加複合体のチャートに付随する多くの小規模なマンガン鉱床や含銅硫化鉄鉱床が試掘・採掘された。

非金属資源

京丹後市網野町付近で海浜砂丘が珪砂として採掘されており、珪砂や建材等に利用されている。小浜市飯盛、若狭町兼田・三方付近では、丹波帯ジュラ系付加複合体のチャートから良質な赤白及び青白珪石が珪材珪石として採掘されたが、現在は終掘している（中江ほか，2002）。その他、陶石・石灰石・雑粘土が小規模に採掘された。

砕石・砂利

京丹後市から宮津市にかけて分布する宮津花崗岩のマサ土が各所で採掘されて

いる。福知山市大江町天田内では夜久野珪長質岩類（桑飼花崗岩）の石英閃緑岩、由良川沿い及び舞鶴市松尾では下見谷層あるいは舞鶴層群の泥岩や玄武岩、高島市今津町椋川及び若狭町新道付近では、丹波帯ジュラ系付加複合体の泥岩・チャートが建設骨材として採掘されている。舞鶴市和江付近の由良川沿いでは、川砂の採掘が行われている。また、若狭町下吉田では水田が剥土され砂利の採掘が行われている。

燃料資源

綾部市高槻町・於与岐町、舞鶴市善坂・志高付近に分布する夜久野層群あるいは志高層群の泥岩に石炭薄層が付随し、小規模に採掘された（猪木ほか，1961）。

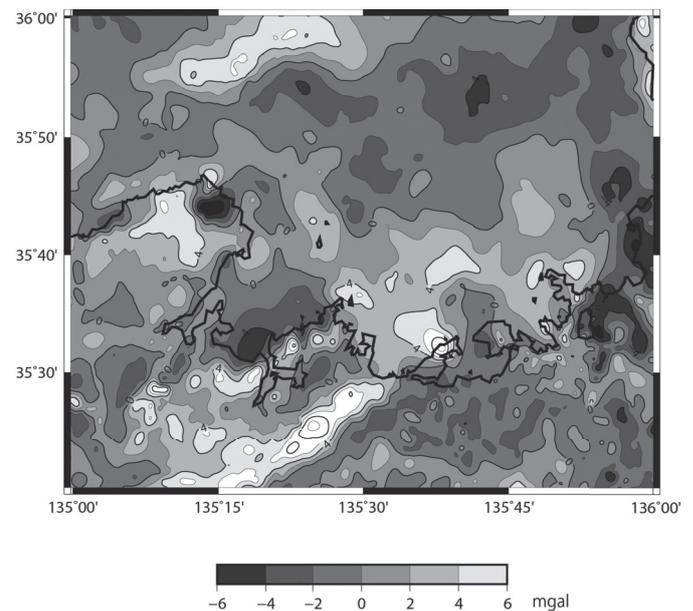
温泉・鉱泉

金原（1992）によると、温泉は京丹後市から伊根町にかけての海岸沿いに四ヶ所及び越前町に一ヶ所分布する。そのほか、京丹後市内では網野町網野・丹後町間人に、また宮津市由良、舞鶴市小橋、高浜町若宮、若狭町河内・三方・日向、美浜町久々子、越前町大樺などにもいくつかの温泉・鉱泉が知られている。（高木哲一）

5. 重力異常

「宮津」地域を含む重力図として、20万分の1重力図「京都地域重力図」（駒澤ほか，2014）が出版されている。本地域における重力図の編集にあたり、「京都地域重力図」の出版時に用いたデータ及び「日本重力データベースDVD版」（産総研地質調査総合センター編，2013）によるデータを統一的に処理・編集した。本地域の陸域データから計算した上方接続残差の分散が最も小さくなる仮定密度を探索する手法（駒澤，1995）を用いて表層密度を2.3 g/cm³とした。ただし本地域は海域を多く含む。若狭湾においては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。

「宮津」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。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、ブーゲー異常値から上方2 kmの高さにおけるブーゲー異常を計算した（上方接続）値を広域トレンドとして除去した上方接続残差図（第3図）を示す。この地域の陸域中央部で観察される北東-南西方向の高重力異常帯は、古期基盤岩類で構成される舞鶴帯の分布域に相当する。特に、高い重力異常は密度の高い夜久野苦鉄質岩類の分布によるものと考えられる。一方、大江山超苦鉄質岩類を含む大江山帯分布域では、大規模な高重力異常は観察されない。このことは、大江山帯が低角断層で衝上し、深部には構造が連続しないことに起因するかもしれない。丹後半島先端部で観察される西方の高重力異常と東方の負の重力異常は、それぞれ玄武岩～安山岩で構成される下部中新統の八鹿層と、中部中新統の網野層・丹後層の火山岩相分布域に対応する。「宮津」地域南西部に分布する丹波帯ジュラ系付加複合体では、大きな重力異常はみられないことから、付加複合体を構成する地質で大きな密度差は無いと考えられる。一方、このジュラ系に貫入する花崗岩類分布域では負の重力異常がみられることから、周囲の付加複合体に比べて花崗岩類の密度が小さいことが示唆される。（宮川歩夢）



第3図 2 kmの上方接続残差図（コンター間隔は2 mgal）

文 献 (地質図面からの続き)

- 中沢圭二・野上裕生 (1958) 京都府大江山西附近の中・古生層一舞鶴地帯の層序と構造 (その6)一。地質学雑誌, **64**, 68-77.
- 中澤圭二・岡田節夫 (1949) 京都府舞鶴附近の地質概要。鉱物と地質, **3**, 68-73.
- 中澤圭二・岡田節夫 (1950) 京都府北部河守附近の三疊紀層。地質学雑誌, **56**, 286-287.
- 中沢圭二・志岐常正 (1958) 京都府大江山東附近の中・古生層一舞鶴地帯の層序と構造 (その5)一。地質学雑誌, **64**, 57-67.
- 中沢圭二・市川浩一郎・神戸信和 (1951) 京都府舞鶴。夜久野地域の三疊紀層。地質調査所編。日本三疊系の地質。附。鳥ノ巣の珊瑚類。活断層調査所報告特別号, 34-48.
- 中沢圭二・志岐常正・清水大吉郎 (1957) 京都府夜久野地区の中・古生層一舞鶴地帯の層序と構造 (その4)一。地質学雑誌, **63**, 455-464.
- 西垣貴史・壺井基裕 (2009) 京都府北部丹後地域における宮津花崗岩の地球化学的研究。日本地質学会第116年学術大会講演要旨, 132.
- 西村祐二郎・柴田賢 (1989) “三都変成帯”の変遷をい岩質岩石の産状とK-Ar年代。地質学論集, no. 33, 343-357.
- 仁科克一・板谷徹丸・石渡明 (1990) 「大江山オフィオライト」のハンレイ岩類のK-Ar年代。日本地質学会第97年学術大会講演要旨, 440.
- 小川琢治 (1897) 丹波高原北部基性岩進出地地方地質概略。地質学雑誌, **4**, 211-218.
- 岡田篤正 (2002) 山陰地方の活断層の諸特徴。活断層研究, no. 22, 17-32.
- 岡田篤正 (2012) 1:25,000 都市圏活断層図。三方断層とその周辺「三方」解説書。国土地理院, 34p.
- 岡田篤正・高橋健一 (1969) 由良川の大規模な流路変更。地学雑誌, **78**, 19-37.
- 尾上亨 (1978) 近畿地方北部地域の中新世植物群に関する新知見。地質調査所月報, **29**, 127-132.
- Pillai, D. and Ishiga, H. (1987) Discovery of Late Permian radiolarians from Kozuki Formation, Kozuki-Tatsuno Belt, Southwest Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **93**, 847-850.
- 坂田純浩・竹内誠・山本綱志 (2017) 京都府綾部地域における超丹波地域の地質と碎屑性ジルコンU-Pb年代からみた後背地の変遷。日本地質学会第124年学術大会講演要旨, R5-P-22.
- 先山徹・岡田結良昭 (1995) 兵庫県下の白亜紀末〜古第三紀初期深成岩類の分布と岩石記載。地と自然, **6**, 117-147.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2013) 数値地質図「日本重力データベース DVD版」.
- 佐野栄・田崎耕市 (1989) 丹波帯の緑色岩。地質学論集, no. 33, 53-67.
- Sano, S., Hayasaka, Y. and Tazaki, K. (2000) Geochemical characteristics of Carboniferous greenstones in the Inner Zone of Southwest Japan. *The Island Arc*, **9**, 81-96.
- 澤田一彦・吉田源市・藤井(高島)里香 (1997) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体: 江若花崗岩体。地球科学, **51**, 401-412.
- 西南日本新生代研究グループ (1960) 西南日本の新生代地史一構造発達史への序説一。地球科学, no. 50/51, 56-65.
- Shibata, K., Igi, S. and Uchiuni, S. (1977) K-Ar ages of hornblendes from gabbroic rocks in Southwest Japan. *Geochemical Journal*, **11**, 57-64.
- 柴田賢・内海茂・中川忠夫 (1979) K-Ar年代測定結果-1。地質調査所月報, **30**, 675-686.
- 清水大吉郎・中沢圭二・志岐常正・野上裕生 (1962) 舞鶴層群の層序一舞鶴地帯の層序と構造 (その10)一。地質学雑誌, **68**, 237-340.
- 末岡茂・梅田浩司・安江健一・丹羽進一・島田耕史・石丸恒存・檀原徹・岩野英樹・八木公史 (2016) 複数の熟年学的手法に基づいた江若花崗岩質岩体の冷却一削剝史。地学雑誌, **125**, 201-219.
- 末岡茂・島田耕史・石丸恒存・檀原徹・岩野英樹・八木公史 (2018) 江若花崗岩の形成年代と冷却史。地学雑誌, **127**, 795-803.
- 菅森義晃・亀高正男 (2011) 福井県小浜市西部の珪長質凝灰岩質泥岩から産出したジュラ紀古世放射状化石。地質学雑誌, **117**, 617-624.
- 角井朝昭 (1983) 内浦層群の浮遊性有孔虫とフィッション・トラック年代。大阪微生物研究会誌, no. 10, 22-28.
- 鈴木寿志・中江訓 (1997) 丹波帯古屋層の岩相層序と地質年代一滋賀県朽木村から産出したジュラ紀末放射状化石一。大阪微生物研究会誌。特別号, no. 10, 205-210.
- 鈴木茂之 (1987) 舞鶴帯東部の堆積史と造構史。広島大学地学研究報告, no. 27, 1-54.
- 鈴木茂之 (2009) 3. 中・古生界, 3.2.3. 志高帯。日本地方地質誌5。近畿地方, 朝倉書店, 81-83.
- 鈴木茂之・杉田宗満・光野千春 (1982) 舞鶴地域における舞鶴層群の層序と地質構造。地質学雑誌, **88**, 835-848.
- 田結庄良昭・弘原海清・政岡邦夫・周琵琶湖花崗岩体研究グループ (1985) 近畿地方における白亜紀〜古第三紀火成活動の変遷。地球科学, **39**, 358-371.
- 田結庄良昭・加々美寛雄・柚原雅樹・中野聡・澤田一彦・森岡幸三郎 (1999) 高Sr同位体比初生値を有する近畿地方の白亜紀〜古第三紀花崗岩類。地質学論集, no. 53, 309-321.
- 高橋裕平 (2013) 第5章 第三系系花崗岩類。今庄及び竹波地域の地質。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, 66-69.
- 竹村静夫・鈴木茂之・石賀裕明 (1993) 兵庫県西南部“上郡帯”上月層からの放射状化石 *Albaillella asymmetrica* の発見と地質構造解析による層序の再検討。地質学雑誌, **99**, 675-678.
- 竹村静夫・竹村厚司・植野輝・菅森義晃・古谷裕 (2018) 岡山県東部。超丹波帯ベルム系上月層中のデボン紀チャート層。地質学雑誌, **124**, 117-125.
- 丹信実 (1956) 京都府冠島島の生物。平安学園研究論集, no. 1, 1-113.
- 田辺利幸・丹波地帯研究グループ (1987) 丹波帯周山シンフォーム内部の中生界層序。日本地質学会関西支部報, no. 103, 2-3.
- 丹波地帯研究グループ (1971) 丹波地帯の古生界 (その2)一京都府北桑田郡京北町南部の古生層一。地球科学, **25**, 211-219.
- 丹波地帯研究グループ (1990) 丹波地帯の中・古生界 (その7)一福井県遠敷郡名田庄村南部のI型地層群一。地球科学, **44**, 77-90.
- Terakado, Y. and Nohda, S. (1993) Rb-Sr dating of acidic rocks from the middle part of the Inner Zone of southwest Japan: tectonic implications for the migration of the Cretaceous to Paleogene igneous activity. *Chemical Geology*, **109**, 69-87.
- 登坂一彦 (1989) 舞鶴市。大浦複合岩体および大浦層の地質と岩石。日本地質学会第95年学術大会講演要旨, 324.
- Tsujiwori, T. (1999) Petrogenesis of the Fuko Pass high-pressure metamorphite from the Oeyama peridotite body, southwestern Japan: evidence for Early Paleozoic subduction metamorphism. *Memoir of the Geological Society of Japan*, no. 52, 287-302.
- Tsujiwori, T. and Itaya, T. (1999) Blueschist-facies metamorphism during Paleozoic orogeny in southwestern Japan: Phenetic K-Ar ages of blueschist-facies tectonic blocks in a serpentinite mélange beneath early Paleozoic Oeyama ophiolite. *The Island Arc*, **8**, 190-205.
- Tsujiwori, T. and Liou, J. G. (2004) Metamorphic evolution of kyanite-staurolite-bearing epidote-amphibolite from the early Paleozoic Oeyama belt, SW Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, **22**, 301-313.
- 辻森樹・仁科克一・石渡明・板谷徹丸 (2000) 西南日本内帯大江山地域の普甲峠変成沈積岩に産する4~4.4億年藍晶石緑泥石角閃岩。地質学雑誌, **106**, 646-649.
- 辻野匠 (2019) 丹後半島の中新統北但層群の層序と構造。日本地質学会第126年学術大会講演要旨, 433.
- 塚野善蔵 (1969) 15万分の1福井県地質図及び同説明書。福井県, 117p.
- 塚野善蔵・三浦静 (1954) 福井県丹生山地区の新第三系について (第一報)。福井大学学芸学部紀要, 第二部 (自然科学), **4**, 1-10.

- Tsunakawa, H., Kobayashi, Y. and Takada, A. (1983) K-Ar ages of dikes in Southwest Japan. *Geochemical Journal*, **17**, 265-268.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1973) 昭和47年度広域調査報告書「播磨地域」, 30p.
- 堤之恭 (2016) 舞鶴帯に見られるベルム-トリアス紀の後背地変遷。日本地質学会第123年学術大会講演要旨, R5-O-9.
- 堤之恭・横山一己 (2013) 碎屑性ジルコン及びモナザイト年代から読み取る舞鶴帯・難波江層群の後背地の変遷。日本地質学会第120年学術大会講演要旨, T3-O-5.
- Tsutsumi, Y., Yokoyama, K., Kasatkin, S. A. and Golozubov, V. V. (2014) Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, Southwest Japan and the southernmost Khanka Massif, Far East Russia. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **109**, 97-102.
- 梅田真樹・竹村静夫・鈴木茂之 (1997) 京都府北部大江地域の舞鶴層群下・中部層からのベルム紀放射状化石。大阪微生物研究会誌。特別号, no. 10, 41-46.
- 梅田美由紀・田賀秀子・服部勇 (1996) 福井県南桑山地区の碎屑岩から二疊紀放射状化石の発見とその地質学的意義。地質学雑誌, **102**, 635-638.
- 弘原海清・松本隆 (1958) 北但馬地域の新生界層序一近畿北西部の新生界の研究一(その1)。地質学雑誌, **64**, 625-637.
- 弘原海清・池田展生・松本隆 (1966) 近畿北部の新第三系の対比一近畿北部の新生界の研究一(その3)。松下進教授記念論文集, 105-116.
- 山本博文・平井祐太郎 (2015) 空中写真測量から見た越前海岸の離水海岸微地形。福井大学地域環境研究センター研究紀要「日本海地域の自然と環境」, no. 22, 1-25.
- 山本博文・中川登美雄・新井房雄 (1996) 越前海岸に発達する海成中位段丘群の対比と隆起速度。第四紀研究, **35**, 75-85.
- 山元孝広・星住英夫 (1988) 丹後半島新第三系の層序と中期中新世の火山活動。地質学雑誌, **94**, 769-781.
- 八尾昭 (2009) 3. 中・古生界, 3.1. 概説。日本地方地質誌5。近畿地方, 朝倉書店, 73-76.
- Yokoyama, T., Takemura, K. and Matsuoka, K. (1977) Preliminary report on the Takashima Formation, uppermost part of the Kobiwako Group, Plio-Pleistocene sediments around Lake Biwa, Japan. *In* Horie, S. ed., *Paleolimnology of Lake Biwa and Japanese Pleistocene*, **5**, 54-64.
- 吉川文次 (1951) 福井県の地形区。地理と社会, 福井県地理学会, 1-4.
- 吉川敏之 (2013) 第6章 新第三系。今庄及び竹波地域の地質。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, 70-74.
- 吉川敏之 (2015) 第6章 新第三系堆積岩-火山岩。冠山地域の地質。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, 74-78.

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

The 1:200,000 Miyazu Quadrangle is situated in the Inner Zone of Southwest Japan and characterized by Wakasa Bay, which is surrounded by a mountainous area on its western (Tango Peninsula), southern (Tamba Mountains) and eastern (Echizen Coast) sides, including parts of Kyoto, Fukui, Shiga and Hyogo prefectures. Geology of the Miyazu District is divided into several geotectonic units; they are Paleozoic to Jurassic subduction-related basement rocks in the Oeyama, Maizuru, Ultra-Tamba and Tamba belts, products of the Late Cretaceous to Paleogene felsic magmatism in the San'in Zone, Miocene volcano-clastic sequences in the San'in-Hokuriku Province, and overlying Quaternary deposits.

Ultramafic rocks in the Oeyama Belt are derived from an Ordovician-Silurian ophiolite. Although the protolith is thought to be the Cambrian in age, the high-grade metamorphism up to granulite facies occurring in Devonian to Silurian periods and recorded in these rocks provides a piece of evidence of the first subduction in Japan.

The Maizuru Belt is recognized as a Permian collided arc-back-arc system and divided into four different types of rock as follows. The Silurian-Triassic Yakuno Felsic Rocks, regarded as fragments of continental crust, are juxtaposed of two different granitic rocks; one is the Kōmorī-Kurwagai Body and the other is the Maizuru Body. The Devonian-Permian Yakuno Mafic Rocks represent the crust of an intra-oceanic island arc and display an ophiolite sequence. The Permian Shimomidani Formation and Maizuru Group, composed of basalt ranging from T-type to N-type MORB affinities, mudstone and sandstone, are considered as the basement rock of and sediments on back-arc basins. Triassic shallow-marine clastic rocks, unconformably overlying the above felsic and sedimentary rocks, are divided into the Lower-lower Middle Triassic Shidaka and Ultra-Tamba groups and the Upper Triassic Nabae Group with the Arakura Formation.

The Ultra-Tamba and Tamba belts originate from subduction zones respectively during Permian and Jurassic periods. Three Permian accretionary complexes (Kōzuki, Ōi, Hikami) in the Ultra-Tamba Belt and six Jurassic ones (Shuzan, Kumogahata, Haiya, Tsurugaoka, Furiya, Yuragawa) in the Tamba Belt are respectively distinguished and arranged from top to bottom in this order.

Felsic volcano-plutonic rocks in the San'in Zone are products of the arc-magmatism occurred during late Cretaceous to Paleogene periods. In the Miyazu District, they are chronologically divided into three stages: late Cretaceous granite (Kumodaniyama Granite), latest Cretaceous volcanic rock (Yadagawa Group, Otomi and Omodani rhyolites) and granite (Sotomo and Kōjaku granites), and early Paleocene granite (Kumohara, Miyazu and Kugushi granites and Granitic Complex).

Volcano-clastic sequences in the San'in-Hokuriku Province, as represented by the Hokutan Group, were deposited during the opening of the Japan Sea (back-arc basin), and are separately distributed in the Tango Peninsula, Uchiura Bay area and Echizen Coast. They consist of the Lower and Middle Miocene rocks, the latter of which is overlain by the Pliocene dacite lava (Kyogamisaki Formation).

Quaternary deposits are divided into the Lower-Middle Pleistocene, the Middle-Upper Pleistocene and the Holocene terrestrial deposits, the latter two of which are mostly distributed along rivers as terrace and alluvial deposits. They are composed of gravels, and mud and/or soil.

Key words: geological map, 1:200,000, Miyazu, Southwest Japan, Oeyama Belt, Maizuru Belt, Ultra-Tamba Belt, Tamba Belt, San'in Zone, San'in-Hokuriku Province, Paleozoic, Ordovician, Silurian, Devonian, Permian, Mesozoic, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Cenozoic, Paleogene, Paleocene, Neogene, Miocene, Pliocene, Quaternary, Pleistocene, Holocene, continental crust, ophiolite, back-arc, island arc, subduction, arc magmatism, terrestrial deposit, terrace deposit, alluvial deposit, active fault, mineral resources, Bouguer anomaly.

令和4年8月10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/
AIST22-G06139

Geological Survey of Japan, AIST © 2022