

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
岡山(12)第46号
NI-53-20-6

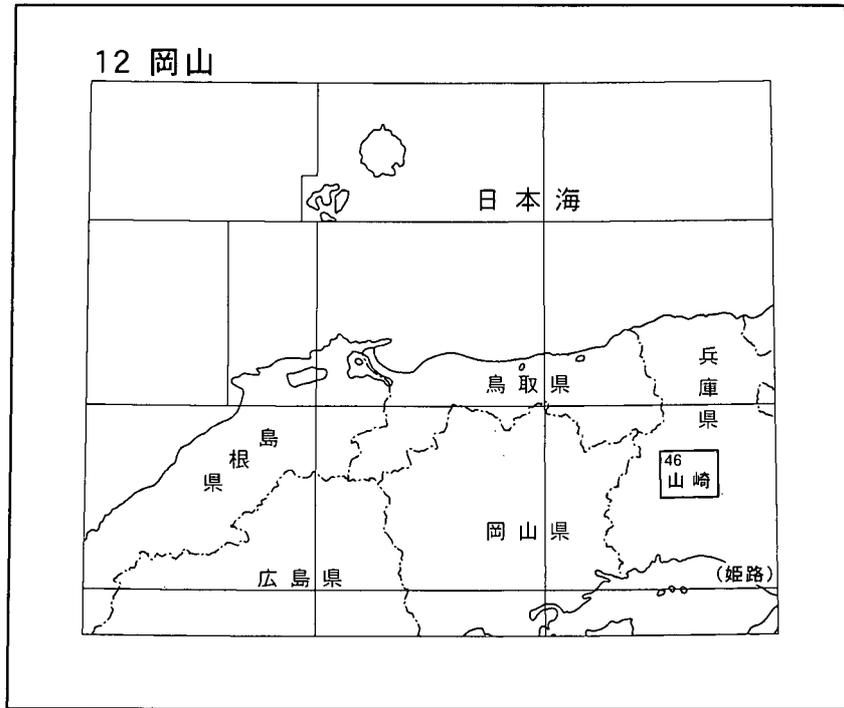
山崎地域の地質

山元孝広・栗本史雄・吉岡敏和

平成14年

独立行政法人産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

12-33 坂根 Sakane NI-53-20-7 (未刊行, unpublished)	12-34 大屋市場 Oyaichiba NI-53-20-7 (1954)	12-35 但馬竹田 Tajimatakeda NI-53-20-7 (1954)
12-45 佐用 Sayo NI-53-20-10 (1963)	12-46 山崎 Yamasaki NI-53-20-6 (2002)	12-47 生野 Ikuno NI-53-20-2 (未刊行, unpublished)
12-57 上郡 Kamigōri NI-53-20-11 (1980)	12-58 龍野 Tatsuno NI-53-20-7 (2000)	12-59 北条 Hōjō NI-53-20-3 (1995)

山崎地域の地質

山元孝広*・栗本史雄**・吉岡敏和***

地質調査総合センターは、その前身である地質調査所の1882年の創設以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのうちで、5万分の1地質図幅は独自の地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。

1978年に、地震予知連絡会によって、近い将来地震の起こる可能性が他より高い地域として全国8地域の「特定観測地域」が選定され、政府を始めとする各界からこの地域の地質図幅の早急な整備が要請された。これを受けて、1979年から地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成計画（特定地質図幅の研究）が開始され、現在その第5次計画が実施されている。

山崎図幅の作成は、地震予知特定観測地域「名古屋・京都・大阪・神戸地区」の地質図幅作成計画の一環として行われ、野外調査は平成11-13年度に実施された。調査では先白亜系を栗本が、白亜-古第三系を山元が、第四系と活断層を吉岡が担当し、全体のとりまとめは山元が行った。

後藤博弥教授（神戸女子大学）には先白亜系の地質及び未公表の化石資料についてご教示いただいた。本研究に使用した薄片は、成果普及部門地質標本館の野神貴嗣氏及び大和田 朗氏と産学官連携部門北海道地質調査連携研究体の佐藤卓見氏の製作による。

（平成13年度稿）

所 属

* 深部地質環境研究センター

** 地球科学情報研究部門

*** 活断層研究センター

Keywords : geologic map, 1:50,000, Yamasaki, Hyogo, Permian, Jurassic, Cretaceous, Quaternary, Maizuru Terrane, Ultra-Tamba Terrane, Tamba Terrane, Yakuno Complex, Maizuru Group, Yamasaki Formation, Minamiyama Complex, Seppikosan Formation, Okawachi Formation, Kurooyama Formation, Fukadanigawa Formation, Mineyama Formation, Yamasaki fault, Hijima fault, active fault

目 次

I. 地 形	1
I. 1 山地・丘陵及び斜面の地形	1
I. 2 低地・河川の地形	1
I. 3 変動地形	2
II. 地質概説	3
II. 1 先白亜系	3
II. 2 白亜-古第三系	6
II. 3 第四系	6
III. 舞鶴帯	7
III. 1 研究史	7
III. 2 概 要	7
III. 3 夜久野コンプレックス	7
III. 4 舞鶴層群	8
III. 5 地質構造	9
IV. 超丹波帯	12
IV. 1 研究史	12
IV. 2 概 要	12
IV. 3 山崎層	12
V. 丹波帯	17
V. 1 研究史	17
V. 2 概 要	17
V. 3 南山コンプレックス	17
VI. 後期白亜紀火山岩	20
VI. 1 雪彦山層	21
VI. 2 大河内層	23
VI. 3 黒尾山層	24
VI. 4 深河谷川層	25
VI. 5 七種山層	26
VI. 6 峰山層	27
VII. 後期白亜紀-古第三紀貫入岩	31
VII. 1 細粒普通角閃石閃緑岩	31
VII. 2 中粒黒雲母普通角閃石石英閃緑岩	31
VII. 3 中粒-斑状黒雲母普通角閃石トーナル岩	31
VII. 3. 1 波賀岩体	31
VII. 3. 2 坂の辻峠岩体・砥峰高原岩体	32
VII. 4 黒雲母普通角閃石トーナル斑岩	32

VII. 5	中粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩	33
VII. 6	斑状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩	33
VII. 6. 1	寺前岩体	33
VII. 6. 2	鶴居岩体	33
VII. 7	普通角閃石黒雲母花崗閃緑斑岩	34
VII. 8	中粒黒雲母花崗岩	34
VII. 9	斑状黒雲母花崗岩	34
VII. 10	黒雲母花崗斑岩	35
VII. 11	斜方輝石単斜輝石安山岩	35
VII. 12	デイサイト	35
VII. 13	流紋岩	36
VIII.	第四系	38
VIII. 1	低位段丘堆積物	38
VIII. 2	山麓緩斜面堆積物	38
VIII. 3	地すべり堆積物	38
VIII. 4	沖積層	38
IX.	活断層及び地震活動	39
IX. 1	活断層	39
IX. 1. 1	土万断層	39
IX. 1. 2	その他のリニアメント	40
IX. 2	地震活動	40
X.	応用地質	41
X. 1	地下資源	41
X. 1. 1	金・銀鉱床	41
X. 1. 2	銅・鉛・亜鉛鉱床	41
X. 1. 3	硫化鉄鉱床	41
X. 1. 4	砒鉱床	41
X. 2	温泉	42
	文献	43
	Abstract	45

図・表目次

第1図	山崎図幅地域周辺の接峰面図	1
第2図	峰山高原の山頂小起伏面	2
第3図	山崎図幅の地質総括図	3
第4図	山崎図幅及び周辺地域の地質構造区分	4
第5図	後期白亜紀の火山岩・深成岩の分布	5
第6図	夜久野コンプレックスの角閃石斑れい岩	8

第7図	舞鶴層群の地質柱状図	9
第8図	舞鶴層群の珩長質凝灰岩と頁岩	10
第9図	山崎層の地質柱状図	13
第10図	山崎層の岩相	14
第11図	山崎層の砂岩の顕微鏡写真	15
第12図	層面フォーリエーションが発達した山崎層頁岩の顕微鏡写真	16
第13図	南山コンプレックスの混在岩の岩相	18
第14図	南山コンプレックスから産出した放散虫化石	19
第15図	後期白亜紀火山岩の層序関係	20
第16図	雪彦山層の火砕流堆積物	21
第17図	雪彦山層の湖成堆積物	22
第18図	雪彦山の岩壁をつくる雪彦山層の流紋岩岩床	23
第19図	七種山層の火砕流堆積物	26
第20図	峰山層の火砕流堆積物	28
第21図	峰山層火砕流堆積物に見られる二次流動構造	28
第22図	峰山層の岩屑なだれ堆積物	29
第23図	先白亜系を貫く流紋岩岩脈	36
第24図	山崎地域周辺の活断層	39
第25図	山崎町春安付近の地形	40
第1表	舞鶴層群とその周辺から産出した化石	9
第2表	南山コンプレックスから産出した放散虫化石リスト	19
Fig. 1	Summary of geology in the Yamasaki district	46
Fig. 2	Structural division of the pre-Cretaceous terranes.	46
Fig. 3	Stratigraphic relations among Late Cretaceous volcanic rocks in the Yamasaki and Tatsuno districts.	47
Fig. 4	Distribution of Late Cretaceous volcanic and plutonic rocks in the Yamasaki and Tatsuno districts.	48

I. 地 形

(吉岡敏和)

山崎図幅地域は、東経134° 30′-134° 45′、北緯35° 00′-35° 10′(ただし日本測地系；世界測地系では東経134° 29′50.2″-134° 44′50.1″、北緯35° 00′11.5″-35° 10′11.5″)の範囲に相当し、行政的には兵庫県の宍粟郡波賀町、千種町、一宮町、山崎町、安富町、飾磨郡夢前町、神埼郡大河内町、市川町、福崎町、朝来郡生野町に属する。

本地域は近畿地方西端部に位置し、中国山地の南東部に当たる(第1図)。図幅範囲のほとんどが標高500-1,000 m の低山からなり、山地の標高は全体的に北に高く南に低くなる傾向がある。平地は揖保川や市川などの主要な河川沿いにわずかに広がるに過ぎない。

山地は全般的に開析が進んでいるが、山頂部や尾根上にしばしば小起伏面が分布する。特に本地域の北東部の峰山高原及び砥峰高原の周辺では、標高1,000m 前後の台地状の山頂小起伏面の分布が顕著である(第2図)。しかし、それ以外の地域では、山地斜面の形態は全般に谷密度が比較的高く、枝谷・枝尾根が発達する。

本地域の山地の山麓部にはしばしば緩斜面が発達する。これらの緩斜面には、急傾斜の基部に扇状地状に広がるものと、谷の内部に発達するものがあり、傾斜はいずれも5-15°程度である。

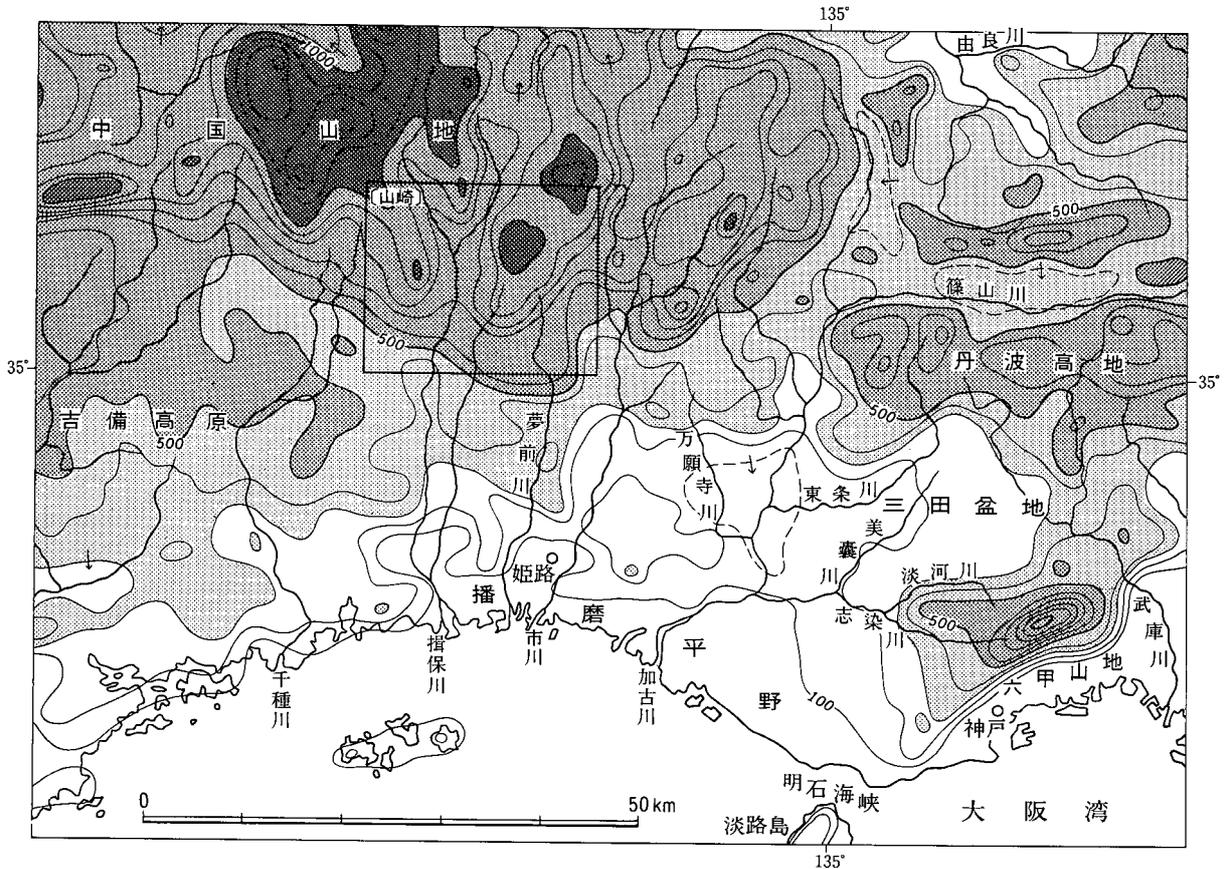
I. 1 山地・丘陵及び斜面の地形

本地域の山地は、標高500-1,000m に定高性を持ち、北から南に向かって高度を減じる傾向にある。本地域内の最高峰は中央北部に位置する暁晴山の1,077.2m である。

I. 2 低地・河川の地形

本地域の主な河川としては、揖保川、市川と、それらの支流の菅野川、伊沢川、引原川、犬見川、小田原川などがあり、いずれも南流して瀬戸内海に注いでいる。

各主要河川に沿っては沖積低地が分布する。本地域の



第1図 山崎図幅地域周辺の接峰面図
尾崎ほか(1995)を一部改変。



第2図 峰山高原の山頂小起伏面
暁晴山山頂から南東方向を望む。

沖積低地は、幅 1 km 以下の狭いものである。揖保川沿いの山崎町岸田付近には、沖積面上に旧河道の地形が残存しているのが見られる。

本地域の段丘はすべて河成段丘で、揖保川及びその支流の伊沢川、菅野川に沿って低位段丘がややまとまって分布するのみである。現河床との比高はいずれも 10m 程度である。

I. 3 変動地形

本地域の南西隅を西北西-東南東方向に通過する山崎断

層系の土^{ひじま}万断層に沿っては、菅野川に沿って直線状の谷地形が発達する。土万断層を横切る支流には、系統的な左横ずれ屈曲河谷が見られ、本断層が左横ずれ活断層であることを示している。現在は断層線上を中国自動車道が通るため、明瞭な断層変位地形を観察することは困難である。なお、断層変位地形の詳細や断層の活動性については第IX章「活断層及び地震活動」で述べる。

なお、これらの活断層のほかにも山崎断層系に平行な方向に延びるいくつかのリニアメントが認められるが、新期の断層活動を示す変位地形は見られず、地質構造を反映した組織地形と考えられる。

II. 地 質 概 説

(山元孝広・栗本史雄・吉岡敏和)

山崎図幅地域は、西南日本の内帯に位置している。地表には非火山性の碎屑岩を主とするペルム-ジュラ系(一部で斑れい岩を伴う)とこれを不整合で覆う後期白亜紀の火山岩、これらを貫く後期白亜紀-古第三紀の貫入岩が広く分布し、河川沿いには第四系が細長く分布している。本地域の層序は、第3図のように総括できる。

本地域内の活断層としては、本地域南西部を西北西-東南東方向に貫く山崎断層系の土万断層が分布する。播磨国(現在の兵庫県南部)で大きな被害のあった貞観十年(868年)の地震はこの山崎断層系の活動によるものと考えられている。山崎断層系近辺を震源とする近年の地震には1961年5月7日(マグニチュード5.9)、1973年9月21日(マグニチュード5.1)、1984年5月30日(マグニチュード5.6)、1990年9月29日(マグニチュード5.2)のものがある。ただし、いずれの震央も本地域の周辺で、地域内には記録がない。

地下資源に関しては白亜紀-古第三紀火成岩に伴う金属鉱床があるものの、すべての鉱山が閉山となっている。

温泉については、南東部の夢前町内、南西部の山崎町内のそれぞれ1箇所水温が25℃未満の冷鉱泉がくみ上げられている。

II. 1 先白亜系

本図幅地域は西南日本内帯に属し、舞鶴帯、超丹波帯及び丹波帯に三分される。舞鶴帯は福井県・兵庫県・京都府の北部から西南西方向にその延長が追跡され、兵庫・岡山県境付近で西方に延びる舞鶴帯本体と東南東の方向に延びる分岐帯に分かれる。本図幅地域は分岐する地点より東方の舞鶴帯にあたる。分岐帯は上月-龍野帯(猪木・後藤, 1981)と呼ばれ、本図幅地域の南に隣接する上郡、龍野、北条の各図幅地域を通過する。超丹波帯は舞鶴帯と丹波帯の中間に位置する地帯として提唱され(Caridroit *et al.*, 1985)、主として石炭紀-ペルム紀付加体から構成される。一方、丹波帯は構造的に最下位に位置し、主としてジュラ紀付加体から構成される。

地質時代		地 質 区 分		火成活動とテクトニクス
第 四 紀	完新世	沖積層	山麓緩斜面堆積物 /地すべり堆積物	東西短縮場での断層運動 ↓ 南北短縮場での断層運動
	更新世	後期		
		中期		
		前期		
新第三紀				
古第三紀				陸弧火成活動
白 亜 紀	後期	後期白亜紀火山岩 雪彦山・大河内保・黒尾山・深谷川・七種山・峰山	後期白亜紀-古第三紀貫入岩 花崗岩・花崗閃緑岩・トーナル岩・石英閃緑岩・閃緑岩・花崗斑岩・花崗閃緑斑岩・トーナル斑岩・流紋岩・デイサイト・安山岩	カルデラ火山群の形成と深成岩・半深成岩の貫入
	前期			
ジュラ紀			【丹波帯】 南山コンプレックス	丹波帯付加体の形成
三 疊 紀			【舞鶴帯】 【超丹波帯】	
ペルム紀		舞鶴層群	山崎層	超丹波帯付加体の形成 舞鶴帯海成ペルム系の堆積 夜久野オフィオライトの形成
		夜久野コンプレックス		

第3図 山崎図幅の地質総括図

最近の研究例では、小林ほか（1995）は、兵庫県産のすべての化石について化石種、産出地点、産出層と岩相、地質時代、文献などを整理した。兵庫県（1996）はそれまでの地質資料を検討し、兵庫県（1961）の地質図を大きく改訂した。山崎図幅地域についても中・古生界の分布が明示された。また、小林（1997）は兵庫県下の先白亜系を対象として構造的上位から7つの地帯に区分し、本図幅地域に関係するものとして構造的上位から舞鶴帯（上月-龍野帯）、超丹波帯、及び丹波帯が累重すると述べた。

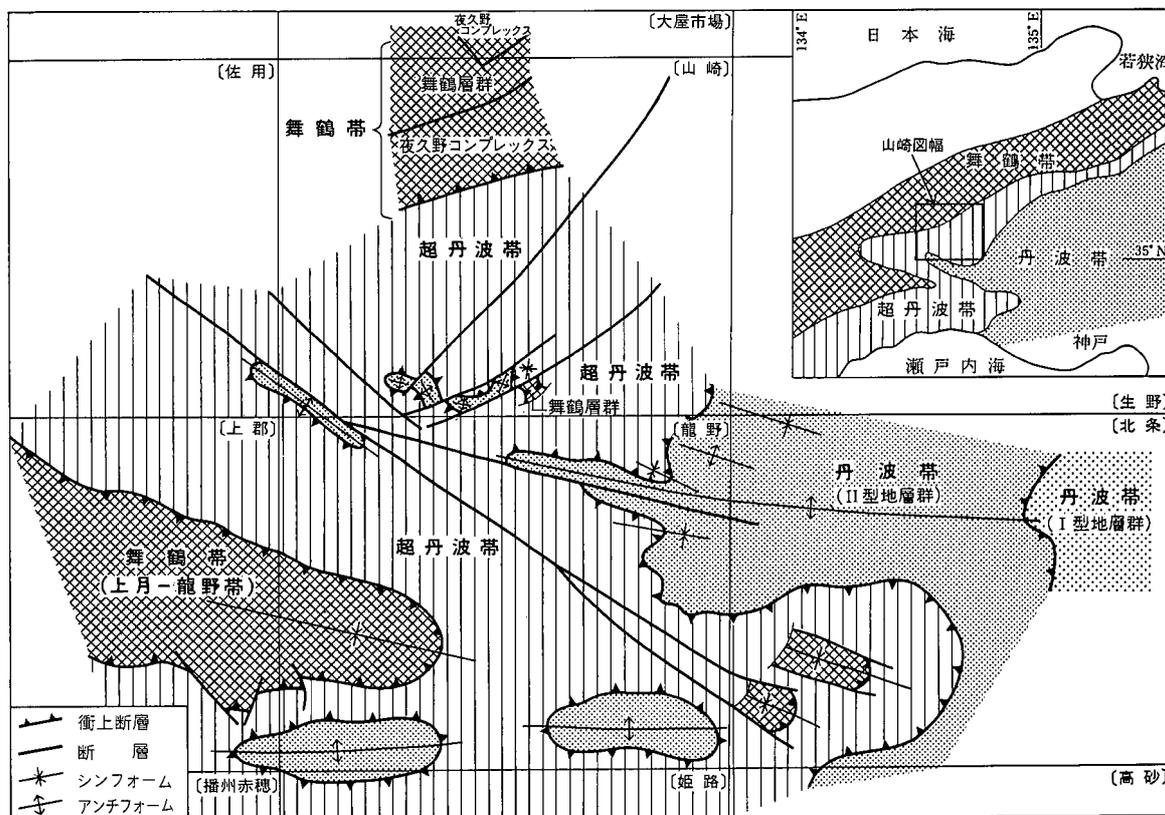
舞鶴帯は夜久野コンプレックス及びペルム系・三畳系の海成層から構成される。それらのうち、本図幅地域では夜久野コンプレックスとペルム系舞鶴層群が分布する。夜久野コンプレックスは本図幅地域北部に分布し、角閃石斑れい岩から構成され、オフィオライト層序の一部に相当すると考えられる。舞鶴層群は本図幅地域北西部の宍粟郡一宮町から波賀町にかけて分布し、頁岩、砂岩、珪長質凝灰岩から構成されるペルム系の海成層である。また本図幅地域中央部の南端付近には東西-南北約1kmの範囲で舞鶴層群の頁岩が分布し、ここからは後期ペルム紀の紡錘虫化石の産出が報告されている（Nakazawa and Shimizu, 1955）。

超丹波帯の地層は Ishiga（1986）によって再定義され

た佐用図幅地域の山崎層にその分布が連続することから、本図幅でも山崎層と呼ぶ。山崎層は本図幅地域の南半部から中央部にかけて分布し、主として砂岩と頁岩から構成される付加体である。化石の産出報告はなく地質年代は不明であるが、本層と対比される超丹波帯水上層の地質時代（Ishiga, 1986など）を参考にすると、ペルム系と考えられる。

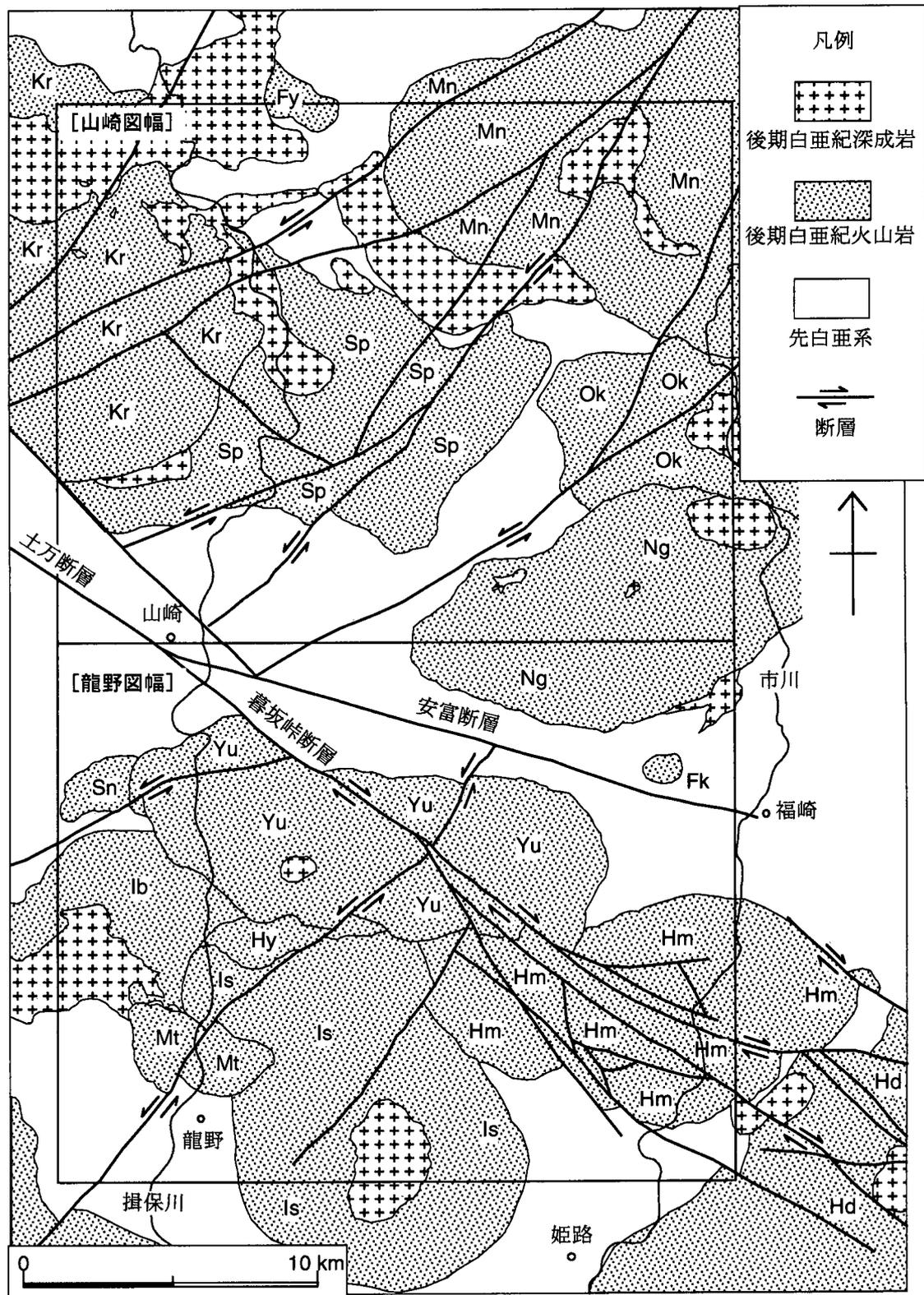
丹波帯の南山コンプレックスは主としてジュラ紀の付加体から構成され、本図幅地域の南西縁部及び南部に分布する。本コンプレックスは南西部では東西性の褶曲軸を有するアンチフォームとシンフォームを形成し、一方南部では縦走断層で断たれ東西あるいは南北性の褶曲軸を有するアンチフォームを形成する。構造的には超丹波帯山崎層の下位に位置する。南山コンプレックスは頁岩を主体とし、泥質混在岩や砂岩を伴う。泥質混在岩に含まれる岩塊は砂岩のブロックがもっとも多く、一部にチャートや緑色岩を含む。頁岩より産出する放射虫化石から判断して、本コンプレックスはジュラ紀に形成された付加体といえる。

本図幅地域周辺では白亜紀後期火山岩類が広く分布するため各帯の構成要素の連続が途切れるが、岩相の特徴と地質構造から判断して、構造的上位から舞鶴帯、超丹波帯、丹波帯のそれぞれの地質体が累重する（第4図）。



第4図 山崎図幅及び周辺地域の地質構造区分

上郡図幅（猪木・弘原海，1980）、北条図幅（尾崎ほか，1995）、龍野図幅（山元ほか，2000）及び本図幅に基づいて編集。



第5図 後期白亜紀の火山岩・深成岩の分布

Fk=福崎層；Fy=深河谷川層；Hd=宝殿層；Hm=広峰層；Hy=林田層；Ib=揖保層；Is=伊勢層；Kr=黒尾山層；Mn=峰山層；Mt=的場山層；Ng=七種山層；Ok=大河内層；Sn=篠首層；Sp=雪彦山層；Yu=夢前層

各地帯の地質体の構造関係をみると、舞鶴帯夜久野コンプレックスと超丹波帯山崎層は本図幅地域北部において急傾斜の断層関係にあると推定される。一方、本図幅地域南部では舞鶴層群が超丹波帯山崎層の構造的上位に位置する。超丹波帯と丹波帯については前者が後者の構造的上位に重なり、両帯を構成する地層の地質構造はほぼ一致する。

Ⅱ. 2 白亜—古第三系

本地域に広く分布する後期白亜紀の火山岩は、当時のカルデラ火山群を構成していたものである。地域内に分布するカルデラの数に6個で、それぞれが不整合関係で区分される累層（雪彦山・大河内・黒尾山・深河谷川・七種山・峰山層）により埋積されている（第5図）。各累層の岩相は共通しており、厚いカルデラ形成期の火砕流堆積物とこれと指交する基盤岩由来の岩屑なだれ堆積物で構成されている。カルデラの径は20km以下であるが、新旧のカルデラが重複するため古いものはその輪郭が一部失われている。さらにカルデラの輪郭は、これを切断

する横ずれ断層による変位を受けている。変位のセンスは北西-南東走向のものが右横ずれ、共役関係にある北東-南西走向のものが左横ずれであるので、白亜系を変形させるこれらの断層は南北短縮場で形成されたものであると判断できよう。

本地域には後期白亜紀火山岩に付随して、多くの貫入岩が分布する。岩種は花崗岩・花崗閃緑岩・トーナル岩・石英閃緑岩・閃緑岩・花崗斑岩・花崗閃緑斑岩・トーナル斑岩・流紋岩・デイサイト・安山岩と多様である。ただし、その規模は小さい。

Ⅱ. 3 第四系

本地域の第四系は主として段丘堆積物、山麓緩斜面堆積物、地すべり堆積物及び沖積層からなり、主要河川に沿って分布する。段丘堆積物は、下流の龍野図幅地域内では高位段丘、中位段丘、低位段丘に3分されるものの、本図幅地域内には低位段丘のみが分布する。また、沖積層は谷床及び後背湿地堆積物と旧河道埋積堆積物に区分される。

III. 舞鶴帯

(栗本史雄)

III. 1 研究史

舞鶴帯は福井県西端から兵庫・岡山県を通り広島県西部まで400kmにわたって連続する最大幅約20kmの地帯であり、古生界（夜久野コンプレックス、舞鶴層群などのペルム系）及び三畳系の海成層が分布する。近畿地方北部では、舞鶴帯の古生界は帯状配列をなすが、兵庫県以西では帯状構造は不鮮明になる。また、舞鶴帯は兵庫・岡山県境の上月町付近で分岐し、この分岐帯は東南東に延びる。猪木・後藤（1981）は舞鶴帯と分岐帯との構成要素の違いに着目し、分岐帯を上月-龍野帯と命名した。同帯は夜久野コンプレックス、石炭系上月層、ペルム系龍野層群及び三畳系平木層から構成される。この上月-龍野帯は佐用、上郡、龍野、北条の各図幅内を通過する。なお、猪木・後藤（1981）によって上月-龍野帯に属するとされた三日月層は、Ishiga（1986）により超丹波帯の山崎層に含められた。

舞鶴帯のうち、本図幅に関連する夜久野コンプレックスと舞鶴層群について述べる。夜久野コンプレックスについては、石渡（1978）が京都府北部において超苦鉄質岩、斑れい岩及び玄武岩からなる一連のオフィオライト層序を認定し、夜久野オフィオライトと名付けた。舞鶴層群は舞鶴市付近の古生界に対して命名され（中沢・岡田，1949）、京都府舞鶴地域において下部・中部・上部層に区分された。下部層は緑色岩からなり、頁岩を挟む。中部層は砂岩、頁岩からなり、珪長質凝灰岩、石灰岩礫岩を含む。上部層は頁岩からなり、石灰岩を挟む。兵庫県明延地域では片状構造の発達した頁岩を主体とする最下部層が記載された（通商産業省，1973）。

本図幅地域の舞鶴帯に関する研究報告としては後藤・井上（1986）の5万分の1表層地質図「山崎」がある。本図幅と接する龍野（山元ほか，2000）、北条（尾崎ほか，1995）の各地質図幅では、猪木・後藤（1981）に従い上月-龍野帯を使用した。基本的には上月-龍野帯と舞鶴帯は同一の地帯として扱っている。

III. 2 概要

舞鶴帯の地質体は主に本図幅地域の北西部に分布する。本図幅地域の舞鶴帯は夜久野コンプレックスとペルム系舞鶴層群から構成される。

夜久野コンプレックスは本図幅地域北西部の宍粟郡一宮町から波賀町にかけて分布し、角閃石斑れい岩から構

成される。

舞鶴層群は本図幅地域北西部と南部に分かれて分布する。前者は夜久野コンプレックスと隣接して分布し、頁岩、砂岩、珪長質凝灰岩から構成される。後者は本図幅地域中央部の南端付近には東西-南北約1kmの範囲で舞鶴層群の頁岩が分布し、ここからはペルム後期の紡錘虫化石の産出が報告されている（Nakazawa and Shimizu, 1955）。

III. 3 夜久野コンプレックス（Y）

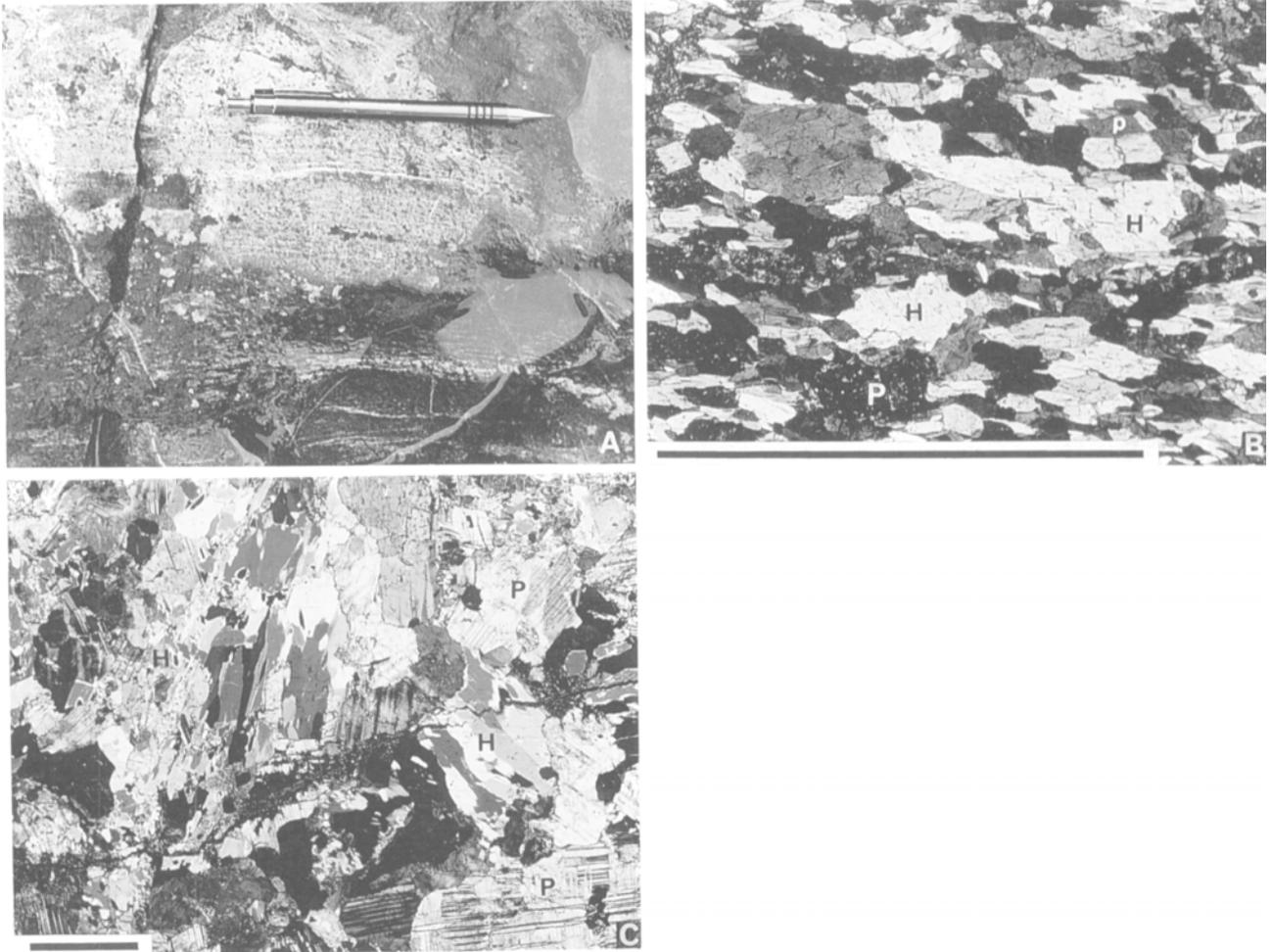
分布 夜久野コンプレックスは本図幅地域の北部において2か所に分かれて分布する。ひとつは宍粟郡一宮町の揖保川流域を中心に、東西5km、南北3kmの範囲にまとまって分布する。もうひとつは北縁部において断層で画かれて、北隣の大屋市場図幅地域にまたがって分布する。

岩相 本図幅地域の夜久野コンプレックスは細粒-粗粒の角閃石斑れい岩から構成される。

一宮町^{いきす}生栖から田尻、嵯峨にかけての揖保川流域に分布する細粒-中粒の斑れい岩は層状構造が顕著である（第6図A）。顕微鏡下の観察では完晶質であり、斜長石と普通角閃石が伸長したモザイク状に配列し、ホルンフェルス化を受けている（第6図B）。斜長石、普通角閃石はともに長径約0.1-0.3mmである。もともと粗粒部分であったと考えられる1mm大の斜長石や普通角閃石がモザイク状の斜長石・普通角閃石中に散点する。普通角閃石は最大2.5mmに達する。

本図幅地域北西部の一宮町安積から田ノ尻に至る揖保川流域では露出は良いが、それ以外の地域では露出状態が悪く、転石によってのみその分布が確認されたところもある。この地域の夜久野コンプレックスは一般に中粒-粗粒の斑れい岩から構成されており、層状構造は不鮮明である。顕微鏡下の観察では完晶質、等粒状であり、斜長石と普通角閃石から構成される。斜長石は1mm-1.5mmで、半自形である。普通角閃石は0.2mm-1mmで、最大2mmに及び、他形である。普通角閃石は淡緑色を呈し、多色性は弱い（第6図C）。

宍粟郡一宮町福田南西方において、長径20cm程度の花崗岩の転石が斑れい岩の分布域内に確認された。この花崗岩は白色あるいは灰白色で、圧砕岩の様相を呈する。顕微鏡下では主として石英と斜長石からなり、有色鉱物は変質により緑泥石化・方解石化している。また一宮町



第6図 夜久野コンプレックスの角閃石斑れい岩

A, B. 層状構造を示す斑れい岩(宍粟郡一宮町田尻)

A. 河床の露頭写真. 層状構造が特徴である. B. 顕微鏡写真. 伸長した斜長石と角閃石がモザイク状を呈する斑れい岩起源のホルンフェルス. 画面には撮影されていないが, 一部にはももとの粗粒部分(1mm以上の大きさ)が残されている. [GSJ R76541] スケールバーは1mm

C. 粗粒斑れい岩の顕微鏡写真(宍粟郡一宮町能倉)

完晶質で, 最大長径2mmの斜長石と普通角閃石からなる. [GSJ R76555] スケールバーは1mm

西深地区の舞鶴層群分布域内においても, 長径20-30cmの花崗岩の転石が確認され, この花崗岩も顕微鏡下で同様の特徴を示す. これらの花崗岩は周囲の白亜紀火成岩類とは異なり, 著しく破碎・変質を被っていることから, 舞鶴花崗岩(猪木, 1959)と呼ばれているものに相当する可能性がある.

対比 本図幅地域の夜久野コンプレックスは一部に圧砕岩様花崗岩を伴うが, 主として斑れい岩から構成されることから, 夜久野オフィオライト(Ishiwatari, 1985)の斑れい岩, 及び福知山図幅地域の斑れい岩ユニット(栗本・牧本, 1990)に相当すると考えられる.

Ⅲ. 4 舞鶴層群(Ts, Tm, Ta)

分布 舞鶴層群は本図幅地域の北部と南部に分かれて分

布する. 北部のものは夜久野コンプレックスに南北を挟まれ, 宍粟郡一宮町と波賀町にまたがって東西7km, 南北3kmにわたって分布する. 南部のものは宍粟郡安富町と飾磨郡夢前町にまたがる狭い範囲において, 超丹波帯山崎層に東西両側を挟まれ, 北は断層に限られ, 南は白亜紀火山岩類と接する. 南北, 東西ともに1km未満の分布である.

岩相 北部に分布する舞鶴層群は頁岩, 砂岩, 珪長質凝灰岩から構成され, その全層厚は約1,800mである(第7図). 南部のものは主として頁岩から構成され, 分布は限られており, その全層厚は約200mである.

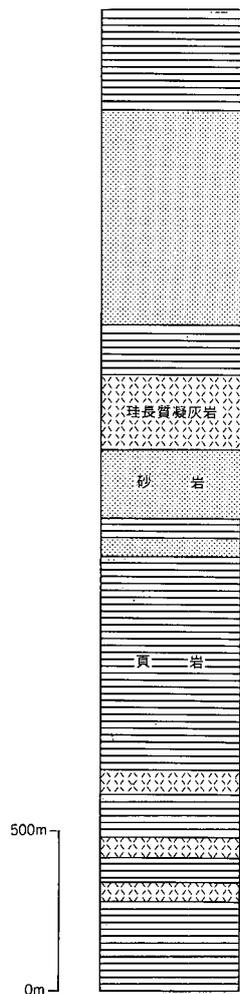
北部の舞鶴層群は頁岩, 砂岩, 珪長質凝灰岩から構成され, 一部に凝灰角礫岩が挟まれる.

頁岩は灰色, 暗灰色, 黒色などを呈し, 葉理が観察されることがあるが, 一般に無層理である. 頁岩は一般に

風化部では細かく割れる(第8図B)。宍粟郡波賀町溝野から一宮町西深に至る同層群分布域の中央部ではホルンフェルス化した頁岩が分布し、やや珪質で緻密で硬く、紫色や暗紫色を帯びる。

砂岩は成層し、一般に中粒-細粒で、淘汰の悪いワッケである。頁岩と互層することもあるが、砂岩優勢互層の場合が多い。

珪長質凝灰岩はガラス光沢を示し、白色、淡緑色、灰色などを呈する。一般に緻密で硬く、結晶片が基質中に散らばることがある。ホルンフェルス化したものはより



第7図 舞鶴層群の地質柱状図
宍粟郡波賀町今市から一宮町深河谷に至るルート

緻密で硬い。顕微鏡下では珪長質鉱物がモザイク状を呈し、黒雲母が晶出している(第8図E, F)。宍粟郡波賀町今市には凝灰角礫岩が分布する(第8図A)。構成礫としては珪質火山岩が多く、他に石英や長石の結晶片が観察できる(第8図C, D)。

南部の舞鶴層群は主として灰色や暗灰色の頁岩から構成され、一部に凝灰質などところがある。また珪質岩礫から構成される礫岩がわずかに分布する。

化石と地質時代 化石の産出が報告されているのは本図幅地域南部の舞鶴層群からのみであり、北部の舞鶴層群からは化石は得られていない。本図幅地域南部の宍粟郡安富町末広の中谷川奥の地点F1の砂質岩から後期ペルム紀の紡錘虫化石(第1表)の産出が報告され、この砂質岩を含む地層は舞鶴層群に所属するとされた(Nakazawa and Shimizu, 1955)。産出化石から本層群は上部ペルム系を含む。

なお、この中谷川沿いにおいて、転石から前期三疊紀を示すアンモナイト *Glyptophiceras japonicum* の産出が報告されている(Nakazawa and Shimizu, 1955)。しかし露頭は未確認であり、三疊系の存在については未確定であることから、今回は地質図上に表現していない。

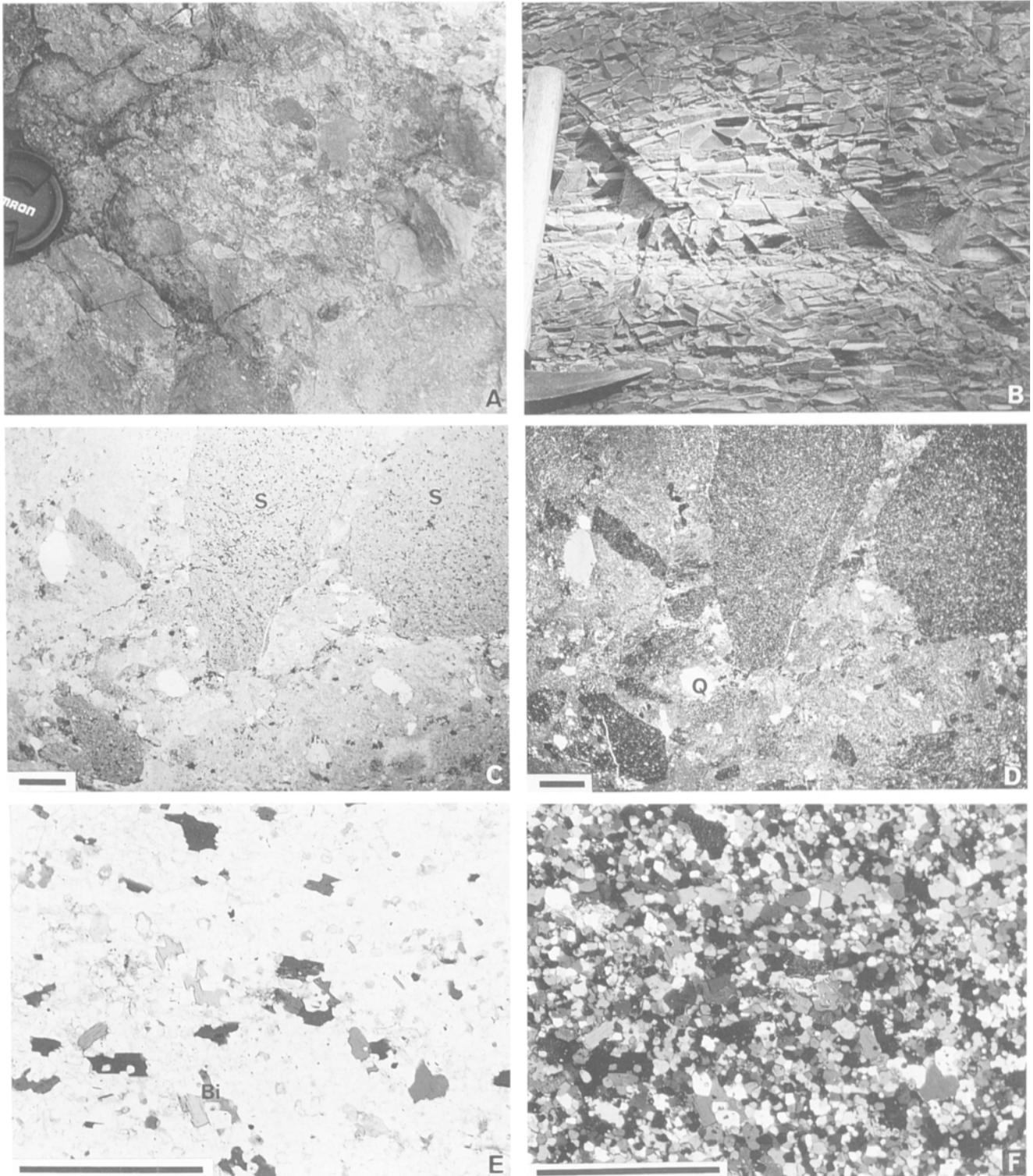
対比 本図幅地域北部の舞鶴層群は頁岩・砂岩・珪長質凝灰岩という構成岩相からみて模式層序の中部層に、南部のものは上記の産出化石からみて上部層にそれぞれ相当する可能性がある。

III. 5 地質構造

宍粟郡一宮町生栖から田尻^{いさす}、嵯峨にかけての揖保川流域に分布する夜久野コンプレックスの細粒-中粒斑れい岩は層状構造が顕著である(第6図)。その走向はN55°EからN72°Eであり、近畿北部からの舞鶴帯の延長方向に調和的である。斑れい岩の北側に分布する舞鶴層群は、その西半分では南北性の走向を示すが、東半分では北西-南東ないし西北西-東南東に変化する。このように斑れい岩の層状構造と舞鶴層群の走向とが大きく斜交することから、黒雲母花崗斑岩の貫入により直接の構造的関係は不明であるが、斑れい岩と舞鶴層群は断層関係にあると考えられる。一方、本図幅地域北縁部において斑れい岩と舞鶴層群は急傾斜の断層で接する。

第1表 舞鶴層群とその周辺から産出した化石

地点番号	産地	地層名	化石の種類	地質時代	化石種	文献
F1	宍粟郡安富町末広東方	龍野層群	紡錘虫	後期ペルム紀	<i>Yabeina cf. yasubaensis</i> <i>Yabeina cf. columbiana</i> <i>Lepidolina toriyamai</i> <i>Pseudodoliolina sp.</i> <i>Schwagerina sp.</i>	Nakazawa and Shimizu (1955)
表示なし(転石)	宍粟郡安富町末広東方	舞鶴帯三疊系の可能性あり	アンモナイト	最前期三疊紀	<i>Glyptophiceras japonicum</i>	Nakazawa and Shimizu (1955)



第8図 舞鶴層群の珪長質凝灰岩と頁岩（宍粟郡波賀町今市）

A, C, D. 礫質珪長質凝灰岩（宍粟郡波賀町今市）

A. 露頭写真. 礫種は珪質岩が多く, 最大径は 5 cm. C, D. 顕微鏡写真. 極細粒の珪長質鉱物からなる基質中に珪質岩礫 (S) と結晶片 (石英や長石) が含まれる. S: 珪質岩礫, Q: 石英. [GSJ R76548]

B. 頁岩（宍粟郡波賀町今市）

灰色で層状構造を呈し細かく割れる. やや珪長質な部分がある.

E, F. 珪長質凝灰岩起源のホルンフェルスの顕微鏡写真（宍粟郡一宮町池ノ河内）

珪長質鉱物がモザイク状を呈し, 黒雲母 (Bi) が晶出している. [GSJ R76550]

C, E は下方ポーラのみ, D, F は直交ポーラ. スケールバーはすべて 1 mm.

舞鶴帯と超丹波帯についてみると、本図幅地域北部の穴栗郡一宮町福田及び上野田では野外において露頭欠如のため両者の関係は不明である。地質図では両者は断層関係に表現した。

一方、本図幅地域南部において狭い範囲に分布する舞

鶴層群と超丹波帯山崎層の関係については、野外で両者の直接の構造関係を示す露頭はないが、両者の走向・傾斜から判断して、舞鶴層群が山崎層の構造的上位に位置していると考えられる。

IV. 超丹波帯

(栗本史雄)

IV. 1 研究史

丹波帯北部に分布する地層は、かつて大飯層・加斗層・堅海層と呼ばれ（広川ほか, 1957; 猪木ほか, 1961; 広川・黒田, 1957), 千枚岩質であることから丹波帯北帯と呼ばれ丹波帯本体とは区別されていた。Ishiga (1985) は丹波帯北帯に当たる福井県大島半島赤礁崎地域の堅海層及び大飯地域の飯層の頁岩からペルム紀放射虫化石を報告し、ペルム系の存在を明らかにした。舞鶴帯と丹波帯本体の間に分布するこれらのペルム系は Caridroit *et al.* (1985) により舞鶴市から綾部市にかけての地域でも確認され、岩相層序・地質構造・放射虫化石の特徴からみて舞鶴帯・丹波帯のいずれにも所属させ難いことから、舞鶴帯と丹波帯の中間に位置する構造帯として定義され、丹波帯の構造的上位に位置することから超丹波帯と命名された。

その後、超丹波帯に属する地層の存在が各地で確認され、層序・構造・微化石年代・砂岩組成などの検討が進められた。この期間の研究報告については栗本・牧本(1990)及び尾崎ほか(1995)で述べたので、ここでは省略する。

本図幅地域周辺の超丹波帯に関する研究史を以下に記述する。西隣の佐用図幅地域において神戸・広川(1963)は、そこに分布する古生界を山崎層及び三日月層と命名した。猪木・後藤(1981)は兵庫県上月から龍野付近の広範囲を対象にして上郡帯(兵庫県, 1961)の再検討を行い、上月-龍野帯を提唱した。そして上月-龍野帯を構成する古生界として、上月層、三日月層、龍野層群を記載し、山崎図幅地域の南西部には三日月層が分布することを地質図に示した。猪木・後藤(1986)は兵庫県龍野から上郡にかけて分布する上月-龍野帯のペルム系龍野層群について報告した。その後、Ishiga (1986) は上述の佐用図幅地域において上郡帯に属するとされた山崎層及び三日月層を山崎層として再定義し、超丹波帯に属する地質体と位置づけた。石賀・楠(1986)は本図幅地域南部の山崎町から安富町、夢前町に至る地域の地質図を示し、超丹波帯山崎層を中心として舞鶴層群相当層(龍野層群)や丹波帯相当層を識別した。後藤・井上(1986)は表層地質図「山崎」を公表した。隣接する地域の地質図幅としては、佐用図幅(神戸・広川, 1963), 上郡図幅(猪木・弘原海, 1980), 北条図幅(尾崎ほか, 1995), 龍野図幅(山元ほか, 2000)がある。

IV. 2 概要

本図幅地域の超丹波帯の地層は、西隣の佐用図幅において神戸・広川(1963)により山崎層及び三日月層と命名され、その後 Ishiga (1986) により再定義された山崎層にその分布が連続することから、本図幅でも山崎層と呼ぶ。南隣の龍野図幅(山元ほか, 2000)においても山崎層と呼ばれた。

山崎層は本図幅地域の南半部から中央部にかけて、まわりを白亜紀火成岩類に囲まれて分布する。本層は東西性から南北性まで大きく変化しながら、アンチフォームとシンフォームを繰り返す。山崎層は丹波帯の地層群とは断層関係にあり、地層の傾斜からみて山崎層は丹波帯の地層群の構造的上位に位置する。本図幅地域の山崎層は砂岩と頁岩から構成される付加体である。

IV. 3 山崎層 (Us, Um)

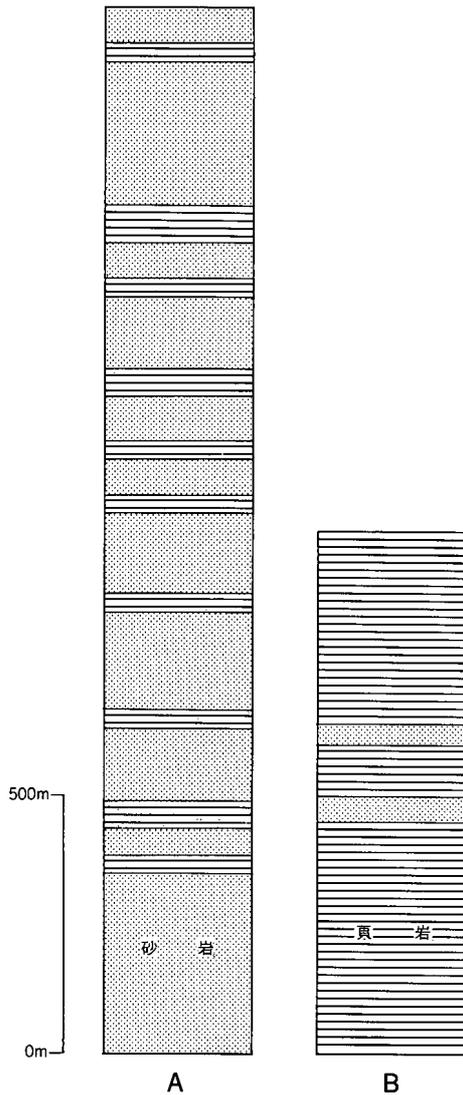
命名 神戸・広川(1963)が本図幅西隣の佐用図幅において命名。Ishiga(1986)は、神戸・広川(1963)の山崎層及び三日月層を合わせて超丹波帯の山崎層として再定義した。

分布 山崎層は本図幅地域の南半部から中央部、宍粟郡山崎町・安富町から飾磨郡夢前町、神崎郡大河内町に主として分布し、飾磨郡一宮町にもわずかに分布する。

層序 本図幅地域の東半部では砂岩が優勢で、数10mの頁岩を挟み、見かけの全層厚は2,000mを越える(第9図A)。一方、西半部では頁岩が優勢で、数10mの砂岩を挟み、見かけの全層厚は約1,000mである(第9図B)。地質構造からみて両者はほぼ同一層準にあたる可能性もあるが、両者の層序関係は不明である。また超丹波帯の地層は、京都府綾部地域や兵庫県福知山地域において上方粗粒化の層序がスラストで繰り返す可能性が指摘されている(木村, 1988; 木村ほか, 1989; 栗本・牧本, 1990)。本図幅地域の山崎層も同様の特徴を持っている可能性があるが、具体的な証拠は確認できなかった。

岩相 本層は砂岩と頁岩から構成される。

砂岩は細-粗粒で淘汰が悪く、石灰質であり、方解石脈が発達することがある。一般に暗灰色、灰色、暗緑色などを呈し、中-粗粒砂岩では石英や長石の粒子、頁岩のクラストが目立つ。砂岩は頁岩との互層形態で産出することが多く、一部にフォリエーションが認められることが



第9図 山崎層の地質柱状図
 A. 砂岩の卓越したルート沿いの柱状図（神埼郡夢前町山之内から北へ延びる林道）
 B. 頁岩に富むルート沿いの柱状図（宍粟郡安富町末広から皆河に至るルート）

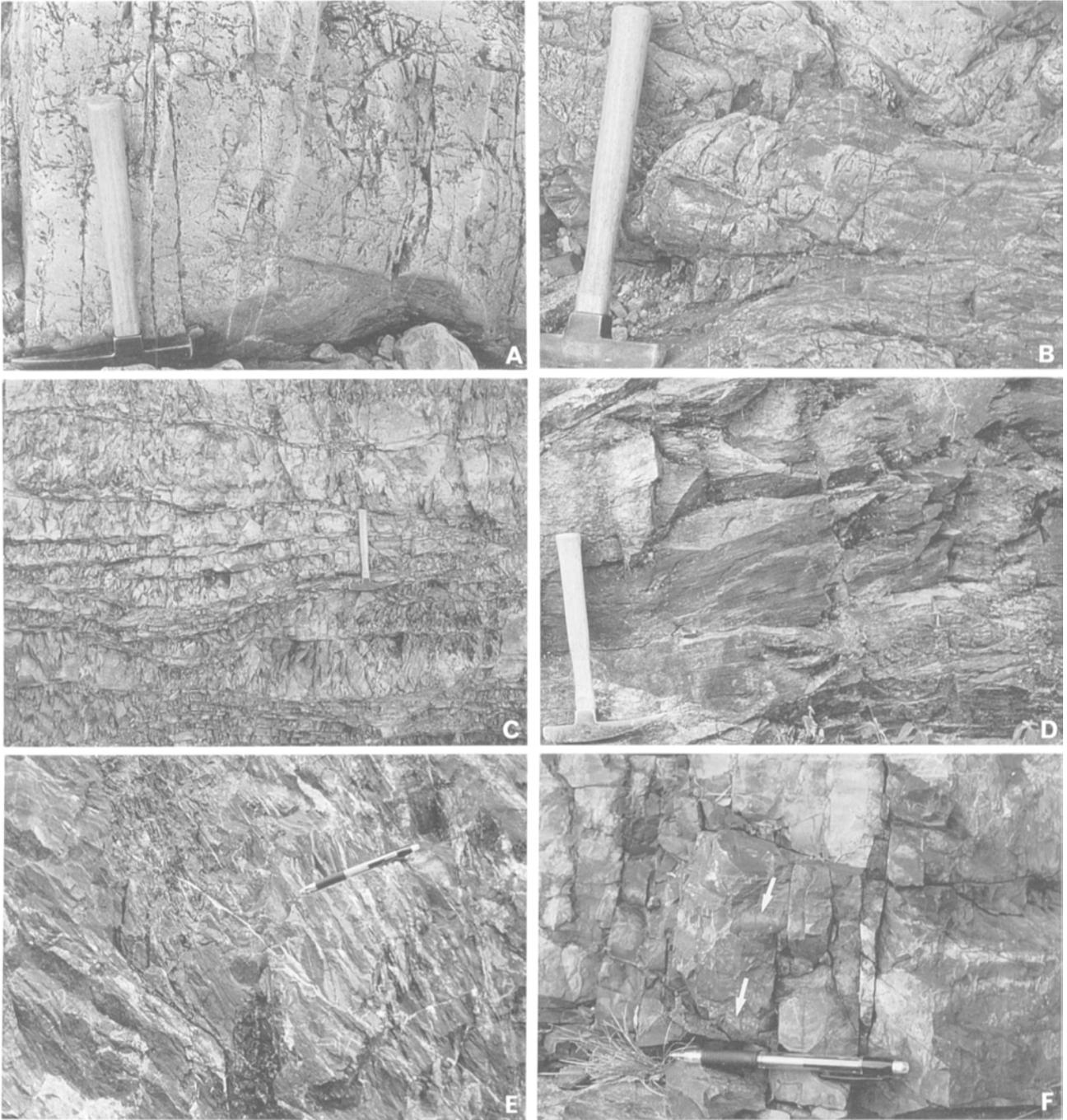
ある。また砂岩は頁岩を挟まず塊状を呈することもある（第10図 A）。

頁岩は黒色，灰色，灰白色，緑色，暗緑色などを示し，砂岩よりも層理面フォリエーションがよく発達する。葉理の観察されることがあり，一部には珪質あるいは凝灰岩質な頁岩がある（第10図 D, F）。頁岩は一般に石灰質であり，ところによっては石灰質岩が黒灰色頁岩と互層するのが観察される（第10図 E）。本図幅地域中央部，神埼郡大河内町南小田から上小田，及び坂の辻峠を越えて一宮町^{もみ}段ヶ段に至るルートに分布する頁岩はホルンフェルス化し，顕微鏡下において黒雲母の晶出が認められる。砂岩優勢な砂岩頁岩互層のうち互層の形状が保存されているものは，砂岩の厚さが 5 cm-30cm 程度で頁岩は薄い（第10図 C）。頁岩優勢な砂岩頁岩互層の場合は，砂岩は膨縮していることが多く，頁岩に剝離性が認められる。また，砂岩がちぎれた形を呈し，互層の形状をあまり残さないことがある（第10図 B）。

顕微鏡下において山崎層の砂岩は一般に剪断や変形構造が発達するのがよく観察できる。中粒砂岩や粗粒砂岩はきわめて淘汰が悪く，基質の多いワックである。石英が波動消光を呈し，斜長石のアルバイト双晶が変形している（第11図 A-D）。細粒砂岩ではフォリエーションがかすかに認められることがある（第11図 E, F）。一方，頁岩は砂岩よりもフォリエーションの発達が著しく，片状構造が顕著である（第12図）。

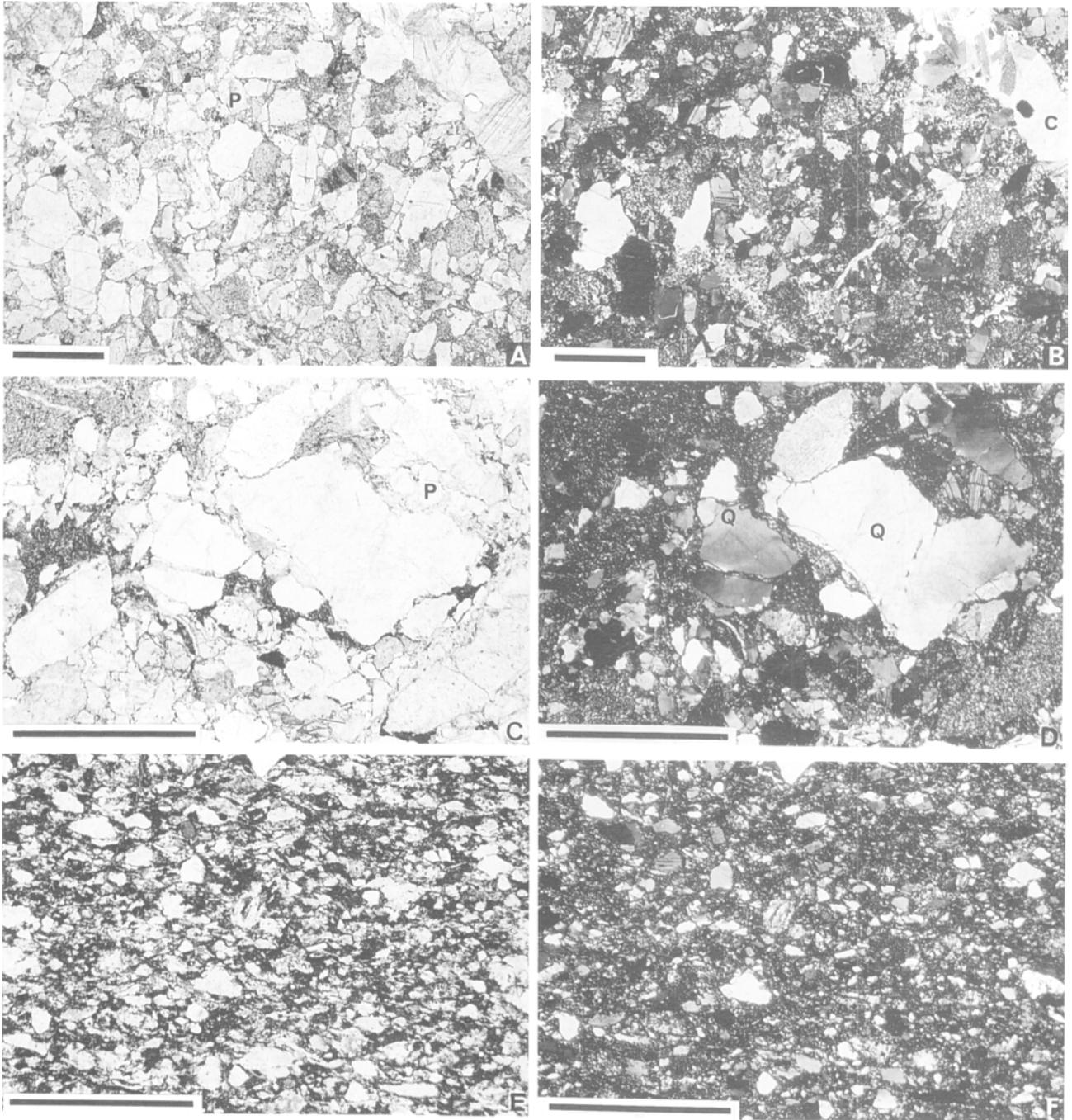
地質時代と対比 今回，年代決定に有効な放散虫化石を得ることはできなかった。しかし，地層の構造的な位置，及び岩相の特徴，特に砂岩の変形程度から見て，山崎層は氷上層（Ishiga, 1986），口上林層（木村, 1988；木村ほか, 1989），高津層（栗本・牧本, 1990）などに対比される。氷上層やその相当層からは中期ペルム紀終わり-後期ペルム紀初めを示す *Follicucullus* 属の放散虫化石が各地から報告されている（栗本, 1986；Ishiga, 1986など）ことから，本図幅地域の山崎層も同様にペルム系としておく。

地質構造 超丹波帯の山崎層は東西性から南北性まで大きく変化しながら，アンチフォームとシンフォームを繰り返す。超丹波帯と丹波帯との構造関係についても，超丹波帯と丹波帯の地質体が接するほとんどの地域では，両者の地質構造は調和的である。



第10図 山崎層の岩相

- A. 厚さ50cm を越える緑色砂岩．層理面が不鮮明．（宍粟郡山崎町三津）
- B. 不規則な形態をした砂岩を含む頁岩．（宍粟郡山崎町三津）
- C. 砂岩優勢な砂岩頁岩互層．砂岩 5-30cm 厚，頁岩数 cm 厚．（宍粟郡山崎町野々上）
- D. 層面フォリエーションが発達した頁岩．灰色ないし灰白色で，一部珪質．（宍粟郡安富町栃原）
- E. 石灰質な層（白色部分）を頻りに挟む頁岩．地層面を切る方解石脈も観察できる．（飾磨郡夢前町馬頭）
- F. 葉理のある灰色頁岩ホルンフェルス．厚さ 1-2 cm 程度の灰緑色珪長質凝灰岩（白い矢印）を挟む．（神崎郡大河内町上小田東方）



第11図 山崎層の砂岩の顕微鏡写真

A, B. 中粒砂岩 (飾磨郡夢前町小畑)

淘汰が悪く, 方解石脈が頻繁に入る. [GSJ R86523]

C, D. 粗粒砂岩 (飾磨郡夢前町寺河内)

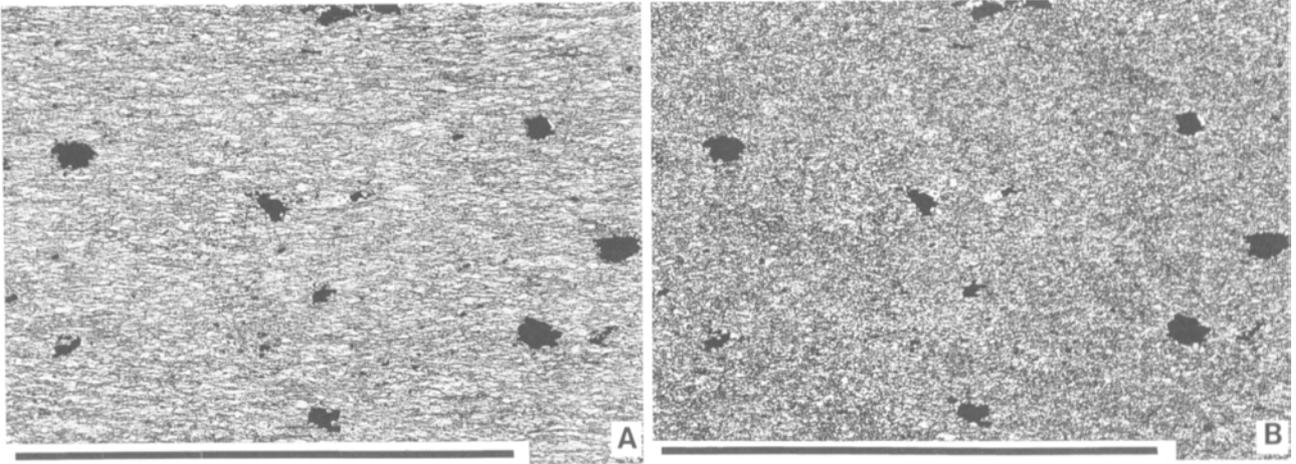
淘汰が極めて悪く, アルバイト双晶がキンク状に変形した斜長石や波動消光する石英が認められる. [GSJ R76532]

E, F. 弱い片状構造を示す細粒砂岩 (宍粟郡山崎町上牧谷)

画面上ではほぼ左右方向に粒子の並びが認められる. [GSJ R76557]

Q: 波動消光を示す石英, P: アルバイト双晶が変形した斜長石, C: 方解石脈.

A, C, E は下方ポーラのみ, B, D, F は直交ポーラ. スケールバーはすべて 1 mm.



第12図 層面フォリエーションが発達した山崎層頁岩の顕微鏡写真（神崎郡大河内町上小田東方）
黒色の粒子はパイライトで、その周囲に圧力影が形成されている。[GSJ R86547] Aは下方ポーラのみ、Bは直交ポーラ。スケールバーはすべて1 mm.

V. 丹波帯

(栗本史雄)

V. 1 研究史

1970年代前半まで丹波帯の地層群は地向斜堆積物としてとらえられ、石灰岩に含まれる紡錘虫及びサンゴ化石に基づいて、ペルム系であると考えられた(松下, 1953: Sakaguchi, 1961: 磯見・黒田, 1958: 丹波地帯研究グループ, 1969, 1971, 1975など)。しかし、1970年代後半以降、コノドント・放散虫化石の生層序学的研究の進展に伴い、これまでの地向斜堆積物の層序・構造・地質年代が再検討され、中生代地史の見直しがなされた。その結果、秩父帯及び美濃・丹波・足尾帯のいわゆる古生層は石炭紀からジュラ紀あるいは白亜紀初期に至るいずれかの年代を示す異なった岩相が入り混じった地質体であることが明らかになった。このことから、これらの地質体はプレート収束域で形成された付加体であり、形成年代は砕屑岩類中に含まれる放散虫化石の示す最も若いジュラ紀-白亜紀初期であると考えられるようになった(例えば、吉田・脇田, 1975; 松田, 1976; 丹波地帯研究グループ, 1979a, b; Isozaki and Matsuda, 1980など)。

その後、石賀(1983)、井本・丹波地帯研究グループ(1982)及び Imoto (1984) は、丹波帯の地層群が岩相及び地質年代の異なる2組の地層群に区別できることを示した。石賀(1983)は向斜部に分布する構造的上位の地層群をⅡ型地層群、背斜部に分布する構造的低位のものをⅠ型地層群と呼んだ。楠・武蔵野(1987)、楠ほか(1987)、田辺・丹波地帯研究グループ(1987)は丹波帯中央部の周山付近に分布するⅡ型地層群を構造的低位より TⅡa・TⅡb・TⅡc の3ユニットに区分し、Ⅰ型地層群を TⅠユニットと呼んだ。丹波帯の地層群は岩相・地質年代・砂岩組成などの特徴に基づいてユニット区分が行われ、構造的上位のものほど上限の年代が古く、構造的に最も低位に位置するⅠ型地層群がその上限の年代が最も若いことが明らかにされた。楠・武蔵野(1989)、楠(1992)などは丹波帯砂岩の鉱物組成の特徴を記載し、後背地の検討を行った。

このような研究の進展のなか、地向斜堆積物としてとらえられていた丹波帯の地層は、その大部分が海洋プレートの沈み込みの過程で形成された付加体と解釈されるようになってきた。

各地域において丹波帯の再検討が進められてきたが、地質図幅の研究例を挙げておくと、京都西北部(井本ほか, 1989)、綾部(木村ほか, 1989)を皮切りに、福知山(栗本・牧本, 1990)、園部(井本ほか, 1991)、篠山(栗

本ほか, 1993)、四ッ谷(木村ほか, 1994)、北条(尾崎ほか, 1995)、広根(松浦ほか, 1995)、京都東北部(木村ほか, 1998)、熊川(中江・吉岡, 1998)、敦賀(栗本ほか, 1999)、龍野(山元ほか, 2000)、北小松(木村ほか, 2001)、竹生島(中江ほか2001)、西津(中江ほか, 2002)の各図幅が出版されている。

本図幅地域の丹波帯に関する研究報告としては後藤・井上(1986)の5万分の1表層地質図「山崎」がある。また南隣の龍野図幅地域では、後藤(1986)はそれまで龍野層群とされていた地層を再検討し、丹波帯に属する南山層を提唱した。

V. 2 概要

後藤(1986)は南隣の龍野図幅地域南半部に分布する中・古生界の一部を南山層と命名し、丹波帯に含めた。山元ほか(2000)はこれを踏襲し、龍野図幅に分布する丹波帯ジュラ紀付加体を南山コンプレックスと呼んだ。本図幅地域の丹波帯ジュラ紀付加体は龍野図幅地域の連続であることから、本図幅においても南山コンプレックスと呼ぶ。

本図幅地域南西縁部に分布する丹波帯の地層群は東西性の褶曲軸を有するアンチフォームとシンフォームを形成し、一方南部のものは縦走断層で断たれ東西あるいは南北性の褶曲軸を有するアンチフォームを形成している。構造的には超丹波帯山崎層の低位に位置する。

南山コンプレックスは頁岩を主体とし、泥質混在岩や砂岩を伴う。泥質混在岩に含まれる岩塊は砂岩のブロックがもっとも多く、一部にチャートや緑色岩を含む。頁岩から産出する放散虫化石から判断して、本コンプレックスはジュラ紀、あるいはそれ以降に形成された付加体であるといえる。

V. 3 南山コンプレックス (Mm, Ms)

命名 後藤(1986)は南隣の龍野図幅地域南西縁部に分布する丹波帯の地層を南山層と命名した。龍野図幅(山元ほか, 2000)では同地域に分布する丹波帯ジュラ紀付加体を後藤(1986)の南山層に因んで南山コンプレックスと命名した。本図幅地域の丹波帯の地層はこの龍野図幅地域から連続して分布する。

分布 南山コンプレックスは本図幅地域南西部に分布し、先白亜系の中で構造的最低位に位置する。同コンプレッ

クスは縦走する断層のためその分布は寸断され、狭い範囲に分布するにすぎない。また飾磨郡夢前町の小畑北方では、100m程度の幅でもって超丹波帯山崎層中に周囲を断層で挟まれて出現する。

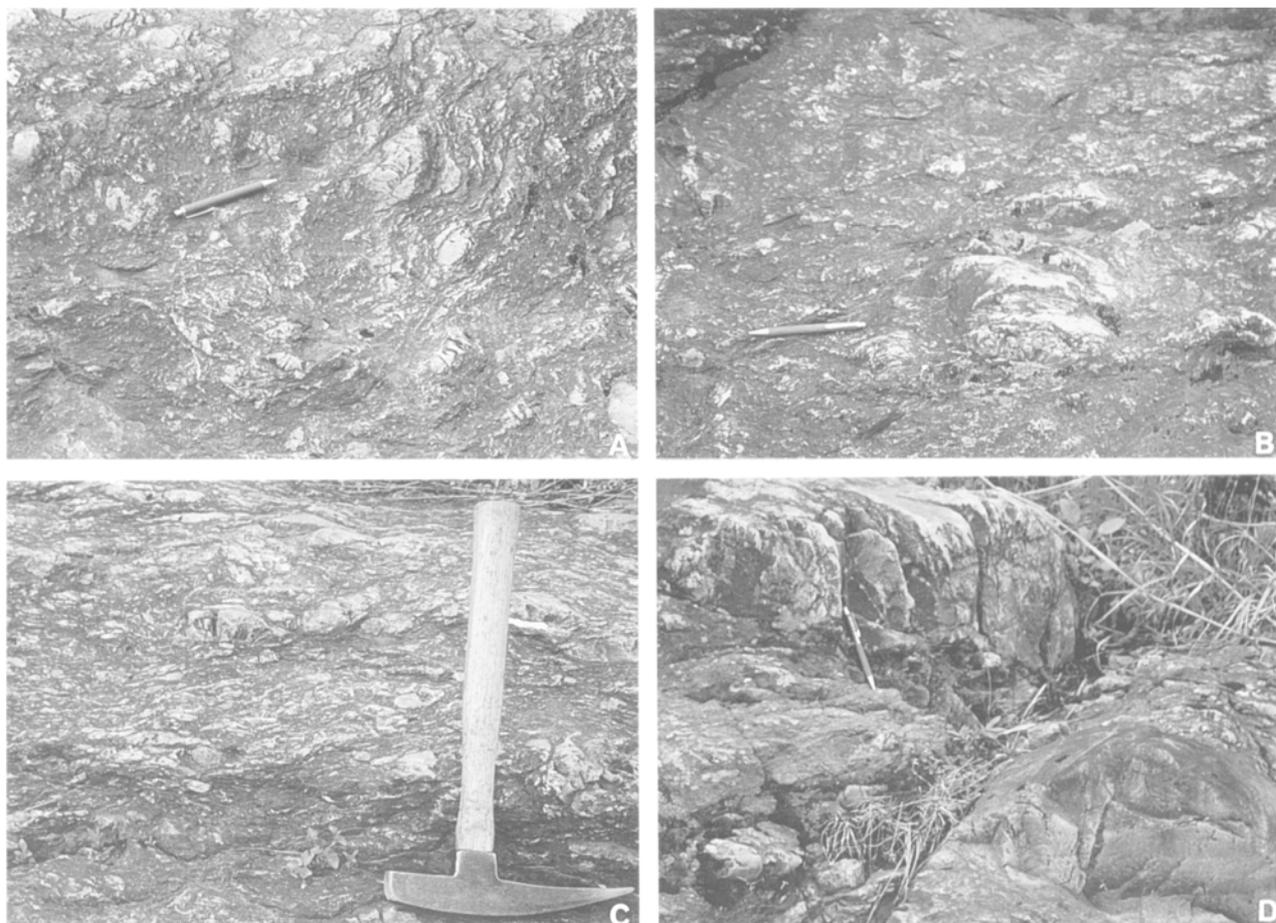
層序 本コンプレックスは頁岩を主体とし、ほかに泥質混在岩、砂岩を含む。本図幅地域内での見かけの層厚は最大に見積もって500m程度である。

岩相 本コンプレックスの主体をなす頁岩は一般に黒色や灰色を呈し、超丹波帯山崎層と比較すると剝離性の発達や変形の程度は弱い。頁岩のある部分は種々の岩塊を含む泥質混在岩である。岩塊には砂岩がもっとも多く、一部にチャートや緑色岩がある。基質の泥質岩は、黒色、暗灰色などを呈し、淘汰が悪く、砕屑粒子を含む。岩塊の大きさは数cmから数mに及び、岩塊の形状は様々である(第13図A-D)。

本図幅地域では砂岩がまとまって分布することは少なく、一般に頁岩と互層、あるいは混在岩中の岩塊として出現する。前者には剪断のため砂岩がブーダンになり側方への連続が悪くなっている場合がある。

産出化石と地質時代 今回、本図幅地域の丹波帯から産出した放散虫化石を第2表に、産出地点を地質図にそれぞれ示す。付加体は海洋プレートの沈み込みによって海洋起源の物質と陸源性砕屑物の混合した地質体のことであり、その形成年代は起源の異なった物質がひとつの地質体として形成された時期をさし、砕屑岩(頁岩)に含まれる放散虫化石が示す最も若い年代あるいはそれ以降であるといえる。

地点F2,3の頁岩からは、*Tricolocapsa* sp., *Stichocapsa* sp. が産出し、これらの放散虫化石はジュラ紀を示す(石賀・楠, 1986)。また、地点F5の珪質頁岩からは *Canoptum*



第13図 南山コンプレックスの混在岩の岩相(宍粟郡安富町名坂)

- A: 種々の大きさの岩塊を含む頁岩(1)。岩塊としては砂岩が多いが、一部にチャートもある。頁岩には弱い剝離性があるが、その方向は一定していない。
- B: 種々の大きさの岩塊を含む頁岩(2)。白い部分が砂岩岩塊。不規則な形・大きさを呈する。
- C: レンズ状砂岩を挟在する頁岩。もともとの砂岩頁岩互層の形態を残しているところがある。
- D: 頁岩中の砂岩岩塊。砂岩の厚さは50cmを越える。

第2表 南山コンプレックスから産出した放散虫化石リスト

地点番号	産地	化石産出岩相	地質時代	化石種	文献
F 2	宍粟郡山崎町三谷	頁岩	ジュラ紀	<i>Tricolocapsa</i> sp. <i>Stichocapsa</i> sp.	石賀・楠 (1986)
F 3	飾磨郡夢前町小畑北方			<i>Tricolocapsa</i> sp. <i>Stichocapsa</i> sp.	
F 4	宍粟郡安富町末広			<i>Parvicingula</i> sp.	本報告
F 5 *	宍粟郡山崎町青木南方	珪質頁岩	後期三畳紀- 前期ジュラ紀	<i>Canoptum</i> sp. <i>Natoba?</i> sp.	後藤

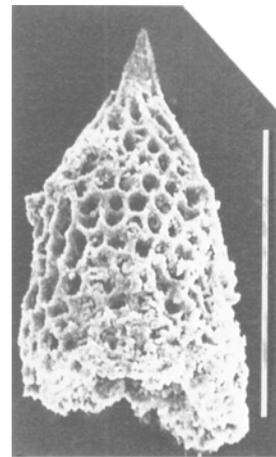
*後藤博彌氏（神戸女子大学）私信による

sp. や *Natoba* sp. が産出し、後期三畳紀-前期ジュラ紀を示す(後藤氏の私信による)。今回、地点 F4 の頁岩から *Parvicingula* sp. (第14図)が産出し、これはジュラ紀を示す。

以上の資料から、南山コンプレックスの形成年代は頁岩から得られた最も若い時代のジュラ紀あるいはそれ以降に形成されたといえる。

対比 丹波帯の地層群は岩相や地質構造、地質時代によっていくつかのユニットやコンプレックスに細分されているが、本図幅地域の南山コンプレックスの明確な対比は困難である。しかし隣接する龍野図幅や北条図幅からの連続性、超丹波帯山崎層の構造的直下に位置することからみて、丹波帯のなかでも構造的上位に位置するⅡ型地層群に属すると考えられる。

地質構造 本図幅地域の丹波帯付加体は、縦走する断層のためその分布は寸断され、狭い範囲に分布するにすぎない。一般に東西性、あるいは南北の走向を有し、中程度に傾斜する。アンチフォームとシンフォームを繰り返す。本図幅地域の先白亜系中の構造的最低位に位置する。



第14図 南山コンプレックスから産出した放散虫化石 *Parvicingula* sp. スケールは0.1mm.

VI. 後期白亜紀火山岩

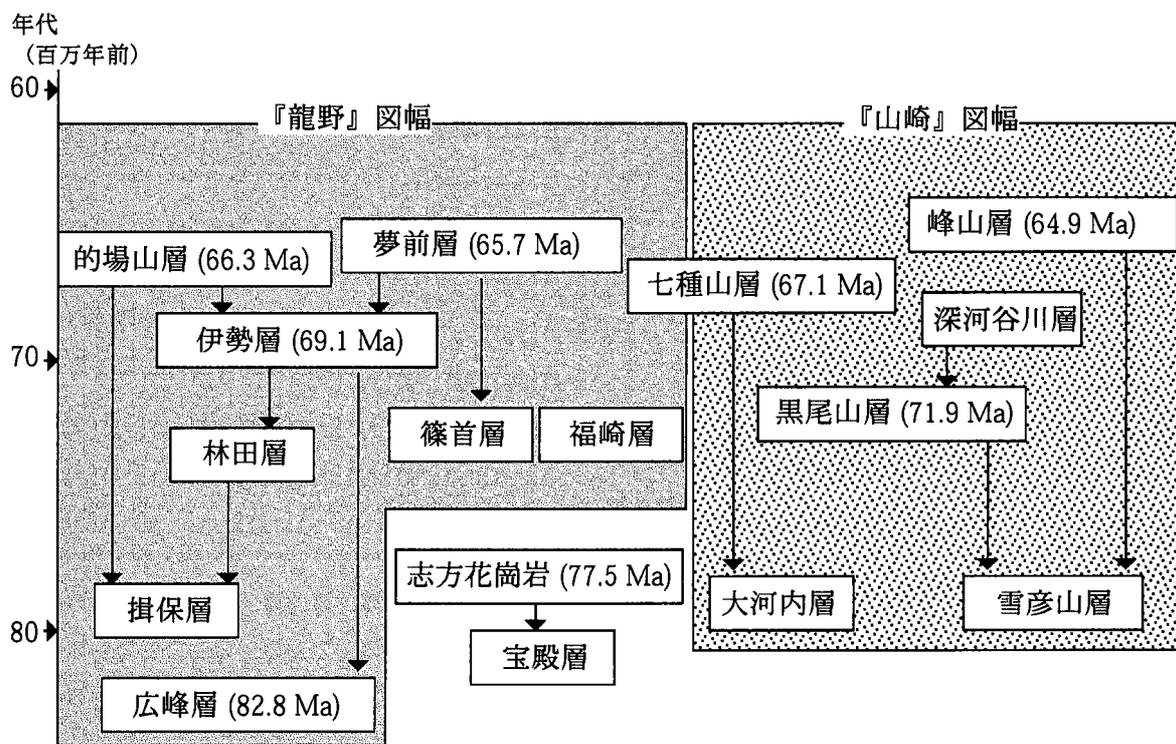
(山元孝広)

本図幅地域及びその周辺に広く分布する白亜紀後期の火山岩は、従来「生野層群」と呼ばれてきた(兵庫県, 1961)。しかし、「生野層群」内部の層序関係、構成火山岩の特徴、その成因を明確にした研究はほとんどなく、この地層がどのような場でどのようにして形成されたものであるのか、これまで具体的に示されてはいない。兵庫県が出版した1/5万表層地質図「山崎」でも、「生野層群」とされる火山岩は、流紋岩質凝灰岩、デイサイト質凝灰岩、安山岩及び同質火砕岩と岩質の分布が示されるだけで、その層序はほとんど解明されていない(後藤・井上, 1986)。

本報告では本図幅地域に分布する白亜紀後期火山岩に対して「生野層群」の地層名を用いない。もともと「生野層群」は、兵庫県下に広く分布する白亜紀火山岩を今の加古川で人為的に分け、その東にあるものを「有馬層群」、西にあるものを「生野層群」としたように、明確な層序関係に基づいて定義されたものではない(兵庫県, 1961)。筆者らは南隣の龍野図幅地域において、従来の火山岩の層序では火山岩の地質構造が見落とされ、異なる

堆積場で形成された時代の異なる火山岩が岩相の類似だけから同じ地層にまとめられているとして、地層区分の大幅な修正を行った(山元ほか, 2000)。今回の図幅調査でも、龍野図幅と同様に不整合で区切られた個々の火山体を識別し、これに基づき新たな層序区分を確立している。結局、「生野層群」と呼ばれた地層は時代の異なる複数の火山体を構成する火山岩が重複したもので、その特徴と活動時期は南の龍野図幅地域のものとも共通している。生野地域の火山岩だけを、周辺地域の火山岩と区別して「生野層群」と呼ぶことの今日的意義は低い。

本図幅地域の上部白亜系は、雪彦山・大河内・黒尾山・深河谷川層・七種山・峰山の6累層で構成されている(第5図)。各累層は不整合で下位層を覆うが、分布が離れた累層間では上下関係が確定できない(第15図)。いずれの累層も径15km以下の凹地(カルデラ)を埋積し、厚いカルデラ形成期の火砕流堆積物とこれと指交する岩屑なだれ堆積物で構成されている。岩屑なだれ堆積物は基盤由来の角礫岩からなり、カルデラ形成時に陥没部の縁が斜面崩壊を起こして生じたものと考えられる。更に雪彦山



第15図 後期白亜紀火山岩の層序関係
宝殿層及び志方花崗岩は高砂図幅地域(尾崎・原山, 執筆中)に分布する。

層はその上位に、礫岩・砂岩・泥岩からなる湖成堆積物を伴っている。また、いずれの累層も深成岩や半深成岩の貫入を受けている。

VI. 1 雪彦山層 (Sp, Sd, Sl, Sr)

本層は夢前町雪彦山から山崎町長水山周辺にかけて分布する上部白亜系で、厚い流紋岩火砕堆積物 (Sp) とこれに挟まれるわずかの岩屑なだれ堆積物 (Sd) からなる下部と、湖成堆積物 (Sl) からなる上部、これらに貫入する厚い流紋岩岩床 (Sr) で構成されている。本層は後期白亜紀の大型のカルデラを埋積した地層で、大規模火砕流噴火によるカルデラ形成期の堆積物 (下部)、後カルデラ期の堆積物 (上部) と貫入岩である。

地層名 新称。

模式地 大河内町坂の辻峠から夢前町の賀野神社を結ぶ林道雪彦山-峰山線沿い。

分布・構造 本図幅地域の中央部から西部にかけて分布する。本層の火砕流堆積物の溶結構造や湖成堆積物の層理面の傾斜は30度以下で、その走向は一定しない。北東-南西走向の断層群による左横ずれ変位を受けている。

層序関係 舞鶴帯の諸岩石及び超丹波帯山崎層を高角度の不整合で覆う。上部白亜系黒尾山層に不整合に覆われる。

層厚 上限下限不明で、厚さ約700mの部分が地表に露出する。

岩相 本層下部の火砕流堆積物 (Sp) は、最大長径2-3mmの斜長石や最大径約1.5mmの石英をまばらに含む淡褐-灰色-暗灰色の基質と長径10cm以下の淡緑色-濃緑色本質レンズ、径15cm以下の白色流紋岩・安山岩・頁岩・砂岩の石質岩片で構成される弱-強溶結の火山礫凝灰岩を主としている (第16図)。比較的基質の量が多く、粗粒の石質岩片に富む岩相はごくまれにしか出現しない。ただし、地域毎にその岩相は変化し、分布域南縁部の安富ダム周辺では白色-淡緑色の軽石を含む非溶結火山礫凝灰岩が露出する。また、西縁部の山崎町上牧谷付近のものは、他と異なり最大径3mm前後の石英の目立つ明灰色の溶結火山礫凝灰岩からなる。含まれる石質岩片の岩種も場所により偏りがあり、砂岩・頁岩が卓越するもの、流紋岩・安山岩が卓越するものがある。

本層下部に挟まれる岩屑なだれ堆積物 (Sd) は、分布域南部の安富ダムの上流部や山崎町母栖の北西1kmの林道沿い及び岡城川で確認できる。淘汰の悪い基質支持で流紋岩・安山岩・頁岩・砂岩岩片の混在した複源角礫岩とこれに包有される流紋岩や頁岩の単源角礫岩からなる。

本層上部の湖成堆積物 (Sl) は、大河内町坂の辻峠南方の林道雪彦山-峰山線周辺、安富町関の北西1kmの別荘地内、山崎町母栖周辺の3地域に断層で隔てられ分かれて分布する。その岩相は3地域とも共通で、岩片支持で斜長石や石英の結晶片に富む粗粒砂の基質を持つ大礫-中礫円礫岩、基質支持で結晶片に富む粗粒砂の基質を持つ中礫円礫岩、中礫混じりの結晶片に富む塊状の粗粒-中粒



第16図 雪彦山層の火砕流堆積物
白色の流紋岩石質岩片、黒色の頁岩石質岩片に富む非溶結の軽石凝灰角礫岩からなる。夢前町熊部の上流、林道雪彦山-峰山線沿い。

砂岩，平行層理を持ち結晶片に富む粗粒-中粒砂岩，中粒-細粒砂岩とシルト岩の細互層からなる（第17図）。礫岩の最大径は25cmで，亜円礫-円礫を含んでいる。礫種は多様で，流理や球顆を持った流紋岩，斑状の流紋岩-デイサイト，安山岩が主に含まれ，砂岩・頁岩をわずかに伴っている。下部の火砕流堆積物との境界は整合で，これらの碎屑岩が溶結した火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩を構造が斜交することなく直接覆っている。

本層分布域の中央部，夢前町雪彦山から山崎町与位にかけての地域には本層に貫入する厚い（最大約300m）流紋岩岩床（Sr）が分布する。雪彦山の天天井岳・不行岳・地藏岳の岩峰（第18図）をつくっているのは，この岩石である。全体に流理の発達がよく，局所的に球顆の濃集する場合がある。安富ダムの北，林田川の支流では変質が著しく，金・銀の熱水鉱脈鉱床が形成されている（富栖鉱山）。上面・下面の貫入境界近傍では自破碎して，火山角礫岩化している。貫入する層準は下部火砕流と上部湖成堆積物の境界に近いものの明らかにこれとは斜交している。すなわち，岩床上面は分布域中央部では上部を貫くものの，周辺部では下部を貫いている。一宮町の東市場の東方でも，これとは別の層準に流紋岩岩床が貫入している。

岩石記載 本層の火砕流堆積物の本質物は，石英・斜長石・カリ長石を斑晶に含む流紋岩からなる。多くの堆積物は斑晶量が少なく鉄鉱以外の苦鉄質斑晶をほとんど

含まないか，含まれても緑泥石や緑れん石で置換され元の鉱物が何であったのか判断できないものが多い。分布域西縁部の山崎町上牧谷付近のものは例外的に粗粒な結晶片に富んでおり，黒雲母斑晶を含んでいる（GSJ R75532）。

流紋岩溶結火山礫凝灰岩（GSJ R75531）

産地：宍粟郡山崎町清野の北西2.6kmの揖保川支流，標高240m地点

産状：火砕流堆積物

鏡下の特徴：微細なシリカ鉱物と緑泥石・緑れん石で置換された基質に，多量の軽石片，少量の石英（<1.3mm）・斜長石（<2.8mm）・緑泥石で置換された苦鉄質鉱物（<0.7mm）・鉄鉱（<0.4mm）の結晶片と異質岩片（安山岩・流紋岩），微量のジルコンを含み，弱溶結している。軽石片の形態は扁平であるが，内部の気泡組織は一部残っているものもある。軽石片の火山ガラスも微細なシリカ鉱物と緑泥石の集合体で置換されているが，基質に比べると緑泥石の含有量が多い。石英には変質が認められないものの，斜長石にはセリサイト化が認められる。基質は再結晶化しているものの，火山ガラス片がつくるビトロクラスティック組織は良く保存されている。

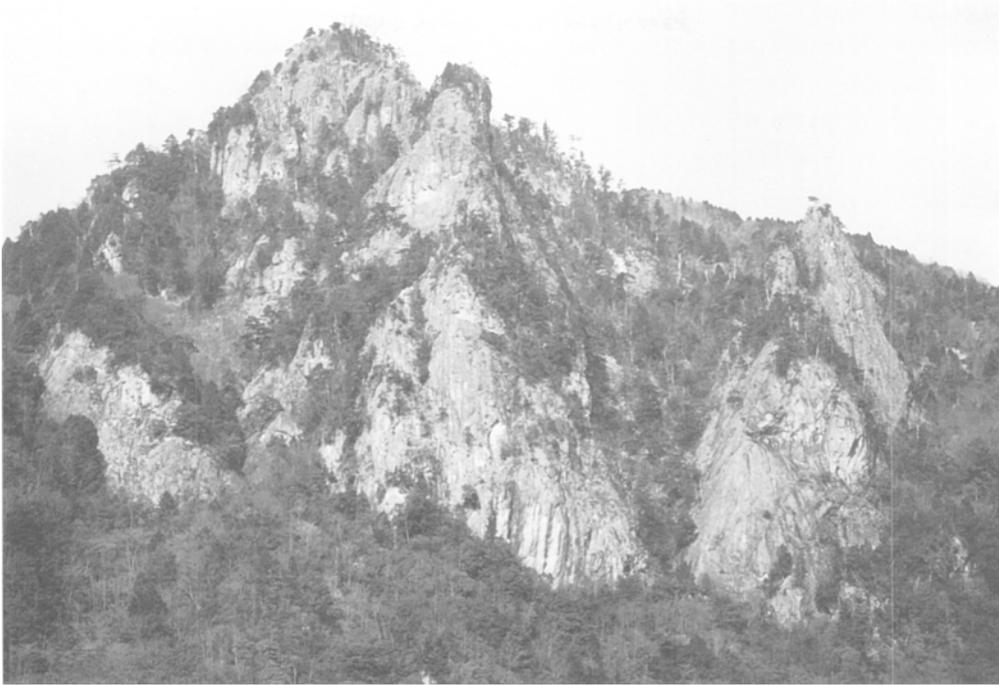
黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩（GSJ R75532）

産地：宍粟郡山崎町上牧谷の北1.0kmの揖保川支流，標高180m地点



第17図 雪彦山層の湖成堆積物

平行層理を持つ中粒-細粒砂岩とシルト岩の細互層とこれを覆う基質支持で粗粒砂の基質を持つ中礫円礫岩。一宮町坂の辻峠の南1.4kmの林道雪彦山-峰山線沿い。



第18図 雪彦山の岩壁をつくる雪彦山層の流紋岩岩床
左から大天井岳，不行岳，地藏岳。

産状：火砕流堆積物

鏡下の特徴：微細なシリカ鉱物と緑泥石で置換された基質に、多量の軽石片と石英(<3.5mm)・斜長石(<2.3mm)・黒雲母(<0.7mm)・カリ長石(<1.3mm)と少量の鉄鉱(<0.4mm)、微量のジルコンを含み、強溶結している。薄片内に異質岩片は含まれない。軽石片の形態は扁平で、内部の気泡組織は潰れている。軽石片の内部には脱ガラス作用により球顆を生じている。石英には変質が認められないもの、斜長石にはセリサイト化が認められる。基質は再結晶化しているものの、変形した火山ガラス片がつくるユータキシティック組織は良く保存されている。

流紋岩 (GSJ R75534)

産地：飾磨郡安富町関の北東1.5kmの沢沿い、標高350m地点

産状：岩床

鏡下の特徴：フェルシック組織を持つ石基のみからなり無斑晶。石基は斜長石、カリ長石、石英、緑泥石、からなる。石基鉱物のわずかの粒径の違いからなる不明瞭な流理構造を持つ。また、流理沿いに水酸化鉄の沈殿があるほか、流理沿いの割れ目や石基内の微細な空隙は方解石で充填されている。

年代・対比 本層の形成年代を示す放射年代値等は、これまで報告されていない。ただし、本層を不整合に覆う黒尾山層から $71.9 \pm 3.6\text{Ma}$ の放射年代値が得られている

ことと、周辺に分布する同様のカルデラ埋積火山岩の年代からみて、本層も上部白亜系とみられる。

VI. 2 大河内層 (Op, Od)

本層は大河内町寺前の西方の山中に分布する上部白亜系で、厚い流紋岩質火砕流堆積物 (Op) とこれと指交するわずかの岩屑なだれ堆積物 (Od) からなる。この地層は後期白亜紀の大型のカルデラを埋積したもので、カルデラ形成期の堆積物のみが地表に露出している。

地層名 新称。

模式地 夢前町熊部の東方1kmの夢前川支流沿い。

分布・構造 本図幅地域東部の大河内町寺前周辺から夢前町熊部の東山中にかけて分布する。本層の火砕流堆積物の溶結構造の傾斜は12度以下で、南に緩く傾いている。

層序関係 超丹波帯山崎層を高角度の不整合で覆う。上部白亜系七種山層及び峰山層に不整合に覆われる。

層厚 上限下限不明で、厚さ約700mの部分が地表に露出する。

岩相 本層の火砕流堆積物 (Op) は、最大長径約2mmの斜長石や最大径約1.5mmの石英をまばらに含む明灰色-灰色の基質と長径6cm以下の淡緑-濃緑色本質レンズ、径25cm以下の白色流紋岩・安山岩・頁岩・砂岩の石質岩片で構成される溶結火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩からなる。特に白色流紋岩異質岩片の含有量が多い場合が多く、本堆積物の特徴となっている。本層が埋積するカルデラの北西縁は、超丹波帯山崎層の千枚岩質頁岩との高角不整

合として林道雪彦山-峰山線沿い2箇所¹⁾で露出している。山崎層と接する本層の火砕流堆積物も白色流紋岩の石質岩片に富んでおり、現在は削剥されているものの本層形成当時の地表付近には流紋岩溶岩の広い分布があり、これが噴火で本層に取り込まれたものと考えられる。

本層に挟在される岩屑なだれ堆積物 (Od) は大河内村寺前の北西1.5kmの市川の支沢に露出する。この堆積物は頁岩の単源角礫岩からなり、様々なサイズに破碎された同一種の岩片の集まりで構成されている。

岩石記載 本層の火砕流堆積物の本質物は、流紋岩からなる。斑晶に石英、斜長石、カリ長石が含まれるものの、鉄鉱以外の目立った苦鉄質斑晶は認められない。

流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R75537)

産地：飾磨郡夢前町山之内宇熊部の東1kmの林道道沿い、標高330m地点

産状：火砕流堆積物

鏡下の特徴：微細なシリカ鉱物と緑泥石で置換された基質に、多量の軽石片と石英 (<1.6mm)・斜長石 (<2.3mm) の結晶片と石質岩片 (流紋岩、安山岩>砂岩・頁岩)、少量のカリ長石 (<0.8mm)・鉄鉱 (<0.2mm) の結晶片、微量のジルコンを含み、強溶結している。軽石片の形態は扁平で、内部の気泡組織は潰れている。軽石片の火山ガラスも微細なシリカ鉱物と緑泥石の集合体で置換されているが、基質に比べると緑泥石の含有量が多い。石英には変質が認められないものの、斜長石・カリ長石にはセリサイト化が認められる。また、一部の岩片や結晶片は方解石で置換されている。基質は再結晶化しているものの、変形した火山ガラス片がつくるユータキシティック組織は良く保存されている。

流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R75538)

産地：神崎郡大河内町宮野の北北東500m、標高230m地点

産状：火砕流堆積物

鏡下の特徴：微細なシリカ鉱物と緑泥石で置換された基質に、多量の軽石片と石英 (<1.3mm)・斜長石 (<1.5mm) の結晶片と石質岩片 (流紋岩、安山岩>砂岩・頁岩)、少量のカリ長石 (<1.0mm)・鉄鉱 (<0.2mm) の結晶片、微量のジルコンを含み、強溶結している。軽石片の形態は扁平で、内部の気泡組織は潰れている。軽石片の火山ガラスも微細なシリカ鉱物と緑泥石の集合体で置換されているが、基質に比べると緑泥石の含有量が多い。石英には変質が認められないものの、斜長石・カリ長石にはセリサイト化が認められる。また、一部の岩片や結晶片は方解石で置換されている。基質は再結晶化しているものの、変形した火山ガラス片がつくるユータキシティック組織は良く保存されている。

年代・対比 本層を不整合に覆う七種山層から 67.1 ± 2.3 Ma、峰山層から 64.9 ± 3.2 Maの放射年代値が得られていることと、周辺に分布する同様のカルデラ埋積火山岩の年代からみて、本層も上部白亜系とみられる。本層の形成年代を示す放射年代値等は、これまで報告されていない。

VI. 3 黒尾山層 (Kp, Kd)

本層は山崎町・一宮町の黒尾山周辺に分布する上部白亜系で、厚いデイサイト火砕流堆積物 (Kp) とこれと指交するわずかの岩屑なだれ堆積物 (Kd) からなる。この地層は後期白亜紀の大型のカルデラを埋積したもので、カルデラ形成期の堆積物のみが地表に露出している。

地層名 新称。

模式地 山崎町梯よりも上流の梯川沿い

分布・構造 図幅地域北西-西部の波賀町齊木周辺から山崎町梯にかけて分布する。本層の溶結構造の傾斜は20度以下と緩く、傾斜方向は地域毎に異なっている。従って本層は大局的に水平な構造を持つものと判断される。

層序関係 ペルム系舞鶴層群、上部白亜系雪彦山層とこれを貫く斑状黒雲母花崗岩 (G_2) を高角度の不整合で覆う。本堆積物の構造的な下位にはトーナル斑岩 (Tp) がシート状に貫入するほか、北東-南西及び北北東-南南西に延びる角閃石デイサイト (D) の岩脈が本層を貫いている。

層厚 上限下限不明で、厚さ約800mの部分が地表に露出する。

岩相 本層の火砕流堆積物は (Kp)、明灰色-灰色-暗灰色で緻密な基質に最大長径2-3mm斜長石斑晶が目立つ最大長径15cm (大部分は3-5cm) の本質レンズ (角閃石デイサイト) を豊富に含む溶結火山礫凝灰岩を主体とする。本質レンズには、石基が黒色のものと茶色のものが混在しているが、量的には前者の方が多い。石英斑晶の含有量は場所によって異なり、最大径約2mmの石英をまばらに含むものと、ほとんど含まないものがある。石質岩片として輝石安山岩、流紋岩が普遍的に多く含まれ、砂岩・頁岩がこれに次ぐ。ただし、その含有量と粒径は地域毎に異なり、径1m以下の石質岩片が濃集した凝灰角礫岩も、各地で局所的に現れる。黒尾山の東北東の沢沿い標高570m地点で結晶片に富む成層した凝灰岩の薄層 (2-3cm) を挟在するのを確認したが、これを除くと塊状の岩相が卓越し、フローユニット境界は不明瞭である。露頭では、数m間隔の粗い柱状節理が形成されていることが多い。また、本堆積物の構造的な下位にはトーナル斑岩がシート状に貫入しているため、貫入面に近い下位のものほど再結晶が著しく、鉱化したものが多い。そのような岩石は一見溶岩様の暗緑灰色の緻密な見かけをしており、含まれる岩片と基質の区別が肉眼でつきにくい。

本層の岩屑なだれ堆積物 (Kd) は、模式地の山崎町 梯

付近や同町野々隅原周辺で火砕流堆積物に挟まれている。梯付近のものは淘汰の悪いシルト-砂の基質支持で流紋岩岩片に富んだ角礫岩からなる。流紋岩岩片には径が5mを越えるものが含まれている。また、野々隅原南東の林道沿いでは流紋岩礫に富む円礫岩と砂岩・シルト岩の互層が若干の破碎を受けながら350mに渡りほぼ連続的に露出している。周囲の火砕流堆積物との接触面は互層の内部層理面とは非調和で、火砕流堆積物中に巨大岩塊として取り込まれているものと考えられる。取り込まれた互層の岩相は本層に不整合で覆われる上部白亜系雪彦山層の湖成堆積物と類似している。

岩石記載 本層の火砕流堆積物の本質物は、普通角閃石デイサイトからなる。ただし、ほとんどの場合普通角閃石は緑泥石や緑れん石に置換されており、ごくまれにその一部が置換されずに残存していることがある。石質岩片に富むものを除くと、ほとんどの火砕流堆積物の基質は火山ガラス片に富んでおり、強溶結したユータキシティック組織が顕著である。

普通角閃石デイサイト溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R75535)

産地：安栗郡山崎町黒尾山山頂の南西300mの林道沿い、標高900m地点。

産状：火砕流堆積物

鏡下の特徴：微細なシリカ鉱物で置換された火山ガラス片に富む灰色の基質に、軽石片と石英(<2.1mm)・斜長石(<1.6mm)・普通角閃石(<0.5mm)・鉄鉱(<0.3mm)の結晶片、微量のジルコン、安山岩の異質岩片を含み、強溶結している。軽石片の形態は扁平で、内部の気泡組織は潰れている。軽石片の火山ガラスも微細なシリカ鉱物で置換されている。石英には全く変質が認められないが、斜長石の一部にはセリサイト化が認められる。また、普通角閃石は完全に緑泥石で置換されている。基質は再結晶化しているものの、変形した火山ガラス片がつくるユータキシティック組織は良く保存されている。

普通角閃石デイサイト溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R75536)

産地：安栗郡山崎町梯の北2kmの林道沿い、標高460m地点。

産状：火砕流堆積物

鏡下の特徴：微細なシリカ鉱物で置換された火山ガラス片に富む灰色の基質に、軽石片と斜長石(<2.6mm)・普通角閃石(<1.3mm)・鉄鉱(<0.3mm)の結晶片、微量のジルコン、安山岩の異質岩片を含み、強溶結している。石英を含まない。軽石片の形態は扁平で、内部の気泡組織は潰れている。軽石片の火山ガラスも微細なシリカ鉱物の集合体で置換されているが褐色を帯び、石英とは色調が異なる。斜長石の一部にはセリサイト化が認

められる。また、普通角閃石は完全に緑れん石で置換されている。基質は再結晶化しているものの、変形した火山ガラス片がつくるユータキシティック組織は良く保存されている。

年代・対比 本層の火砕流堆積物 (GSJ75535R) の本質岩片の全岩 K-Ar 年代値として、 $71.9 \pm 3.6\text{Ma}$ の年代値が得られた。分析試料には若干の変質が認められるものの、本層の火砕流堆積物に変質を与える貫入岩体は、本層が埋積するカルデラ構造と調和的であり、一連の火成活動で形成されたものとみられる。従って、白亜紀後期を示すこの年代値は本層の形成年代を示すものとする。

VI. 4 深河谷川層 (Fk, Fi)

本層は波賀町・一宮町境の東山（北隣の大屋市場図幅地域内）周辺に分布する上部白亜系で、熱変成を受けた厚い流紋岩火砕流堆積物 (Fk) からなる。また、一宮町西深の北西の揖保川支流では、これと岩質の良く似た火砕岩脈 (Fi) が舞鶴帯の岩石に貫入しており、これも本層に含めた。

地層名 新称。

模式地 一宮町池ノ垣内地内の揖保川支流、深河谷川源頭部。

分布・構造 本図幅地域北部から大屋市場図幅地域南部の東山周辺にかけての東西2km、南北2kmの範囲に分布する。

層序関係 舞鶴帯の諸岩石を高角度の不整合で覆うとみられるが、接触部は露頭で確認できていない。また、本層の西側、構造的低位には中粒花崗閃緑岩 (Gd_1) が低角で貫入している。

層厚 上限下限不明で、厚さ約300mの部分が地表に露出する。

岩相 本層の火砕流堆積物 (Fk) は径3mm以下の石英結晶片の多い灰色-明灰色の塊状で溶結した火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩からなる。ただし、分布西部の中粒花崗閃緑岩との境界付近のものは強い熱変成を受けており、基質は再結晶石英・黒雲母がつくる等粒状組織をもっている。そのため、溶結構造などの火砕岩の本来の組織は失われている。また、他の部分の岩石も変質の程度が著しい。流紋岩火砕岩脈は一宮町西深の北西の揖保川枝沢に露出しており、本層の主体をなす火砕流堆積物 (Fk) の南縁の東方直線延長上に位置している。この火砕岩脈は幅数10mの板状の岩体として基盤岩中に現れ、産状は通常の岩脈とかわらない。ただし、岩石は径3mm以下の石英結晶片の多い灰色の強溶結した火山礫凝灰岩からなり、薄く引き延ばされた明灰色の本質岩片が目立つ。この岩石の鏡下での特徴は、本層の火砕流堆積物と区別できない。

岩石記載 本層の火砕流堆積物の本質物は、石英・斜長石・カリ長石を斑晶に含む流紋岩からなり、鉄鉱以外、の苦鉄質鉄物は確認できない。融食を受けた石英斑晶を多く含むことが本岩の特徴である。

流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R97553)

産地： 宋栗郡一宮町西深の北西 1 km の揖保川支流、標高470m 地点

産状： 火砕岩脈

鏡下の特徴： 微細なシリカ鉄物と緑泥石で置換された基質に、多量の軽石片と石英 (<2.5mm) ・斜長石 (<1.5 mm) ・カリ長石 (<1.3mm) の結晶片と石質岩片 (砂岩・流紋岩)、少量の鉄鉱 (<0.4mm) の結晶片、微量のジルコンを含み、強溶結している。軽石片の形態は扁平で、内部の気泡組織は潰れている。軽石片の火山ガラスも微細なシリカ鉄物と緑泥石の集合体で置換されているが、基質に比べると緑泥石の含有量が多い。石英は新鮮で、大部分のものが融食を受けている。斜長石・カリ長石はセリサイト化が著しい。基質は再結晶化しているものの、変形した火山ガラス片がつくるユータキシティック組織は保存されている。

年代・対比 本層はその西側に貫入する花崗閃緑岩と共にまとまって分布することから、両者は一連の火成活動の産物とみられる。また、この花崗閃緑岩は間接的に黒尾山層に貫入することから、本層も71.9±3.6Ma よりも若いものとみられる。本層からは放射年代値はこれまで

報告されていないが、周辺に分布する火成岩と同様に白亜紀後期に形成されたものであろう。

VI. 5 七種山層 (Ng)

本層は福崎町の七種山周辺に分布する上部白亜系で、厚い流紋岩火砕流堆積物からなる。この地層は後期白亜紀の大型のカルデラを埋積したもので、カルデラ形成期の堆積物のみが地表に露出している。

地層名 南隣の龍野図幅で山元ほか (2000) が命名。

模式地 崎町七種山の南斜面。

分布・構造 本層は本図幅地域の南東部から龍野図幅地域の北東部にかけての範囲に分布する。本層の溶結構造の傾斜は20度以下と緩く、走向は一定しない。

層序関係 超丹波帯山崎層と上部白亜系大河内層を高角度の不整合で覆う。

層厚 上限下限不明で、厚さ約550m の部分が地表に露出する。

岩相 本層の火砕流堆積物は最大径 2 - 3 mm の石英結晶片と最大径 3 - 4 mm の長石結晶片が目立つ淡褐色-明灰色の基質に、淡緑色-濃緑色で最大長径15cm の本質レンズと黒色頁岩・砂岩・流紋岩・安山岩の異質岩片を含む塊状で溶結した火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩からなる (第19図)。異質岩片の量は径 3 cm 以下のものがまばらに含まれるだけのものが多いが、径 2 m 以下の岩塊が、周辺とは非調和に火砕流堆積物に取り込まれているのがしばしば観察される。含まれる異質岩片の岩種は場所により



第19図 七種山層の火砕流堆積物
流紋岩・頁岩の石質岩片を含む溶結した軽石火山礫凝灰岩。夢前町河原川の亀ヶ壺付近。

偏りがあり、砂岩・頁岩が卓越するもの、流紋岩・安山岩が卓越するものがある。本層分布域の南西縁部（龍野図幅地域内）では、局所的に非溶結の岩相が現れるが、本図幅地域内では確認していない。

岩石記載 本層の火砕流堆積物の本質物は、石英・斜長石・カリ長石を斑晶に含む流紋岩からなる。苦鉄質斑晶に関しては鉄鈹以外に含まないものがその大半を占める一方で、普通角閃石斑晶を含むもの(GSJ R75540)や、黒雲母斑晶を含むもの(GSJ R67605; 龍野図幅)が局所的に存在する。これらの堆積物の層序学的位置については、本層内に有効な鍵層がないため明確には出来ないが、周囲とは漸移関係にある。本層のような大規模火砕流堆積物では、斑晶組み合わせの異なる複数の本質物が存在することは普通である。

流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R75539) 000308-1

産地：飾磨郡夢前町の夢前川支流、河原川中流部。夢前川出合から北東2.9kmの標高230m地点

産状：火砕流堆積物

鏡下の特徴：微細なシリカ鈹物と緑泥石で置換された基質に、多量の軽石片と石英(<2.0mm)・斜長石(<1.8mm)の結晶片と石質岩片(安山岩、流紋岩>砂岩・頁岩)、少量のカリ長石(<0.8mm)・鉄鈹(<0.4mm)の結晶片、微量のジルコンを含み、強溶結している。軽石片の形態は扁平で、内部の気泡組織は潰れている。軽石片の火山ガラスも微細なシリカ鈹物と緑泥石の集合体で置換されているが、基質に比べると緑泥石の含有量が多い。石英には変質が認められないものの、斜長石・カリ長石にはセリサイト化が認められる。基質は再結晶化しているものの、変形した火山ガラス片がつくるユータキシティック組織は良く保存されている。

普通角閃石流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R75540)

産地：神崎郡市川町谷の北西1.8km、標高170m地点

産状：火砕流堆積物

鏡下の特徴：微細なシリカ鈹物と緑泥石で置換された基質に、多量の軽石片と石英(<0.8mm)・斜長石(<3.4mm)の結晶片、少量のカリ長石(<1.0mm)・普通角閃石(<1.3mm)・鉄鈹(<1.5mm)の結晶片と石質岩片(砂岩・頁岩)、微量のジルコンを含み、強溶結している。軽石片の形態は扁平で、内部の気泡組織は潰れている。軽石片の火山ガラスも微細なシリカ鈹物と緑泥石の集合体で置換されているが、基質に比べると緑泥石の含有量が多い。石英には変質が認められないものの、斜長石・カリ長石にはセリサイト化が認められる。普通角閃石は完全に緑泥石で置換されている。基質は再結晶化しているものの、変形した火山ガラス片がつくるユータキシティック組織は良く保存されている。

流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R75541)

産地：神崎郡市川町鶴居の西方山中の林道沿い、標高350m地点

産状：火砕流堆積物

鏡下の特徴：微細なシリカ鈹物と緑泥石で置換された基質に、多量の軽石片と石英(<2.0mm)・斜長石(<3.0mm)の結晶片、少量のカリ長石(<1.6mm)・鉄鈹(<0.6mm)の結晶片と石質岩片(安山岩、流紋岩>砂岩・頁岩)、微量のジルコンを含み、強溶結している。軽石片の形態は扁平で、内部の気泡組織は潰れている。軽石片の火山ガラスも微細なシリカ鈹物と緑泥石の集合体で置換されているが、基質に比べると緑泥石の含有量が多い。石英には変質が認められないものの、斜長石・カリ長石にはセリサイト化が認められる。基質は再結晶化しているものの、変形した火山ガラス片がつくるユータキシティック組織は良く保存されている。

年代・対比 本層の火砕流堆積物(GSJ R75539)からは $67.1 \pm 2.3\text{Ma}$ のジルコン・フィッシュントラック年代値が得られた。白亜紀後期を示すこの年代値は、周辺の火山岩の年代値とかけ離れたものではなく、噴火年代を示すものと考えられる。

VI. 6 峰山層 (Mp, Md)

本層は大河内町の峰山高原周辺に分布する上部白亜系で、厚いデイサイト火砕流堆積物(Mp)とこれと指交する岩屑なだれ堆積物(Md)からなる。この地層は後期白亜紀の大型のカルデラを埋積したもので、カルデラ形成期の堆積物のみが地表に露出している。

地層名 新称。

模式地 大河内町峰山高原、黒岩滝周辺の小田原川上流部。

分布・構造 本図幅地域北東部から大屋市場図幅地域の南東部にかけての範囲に分布する。本層の溶結構造の傾斜は一般に15度以下と緩く、走向は一定しない。

層序関係 舞鶴帯の諸岩石及び超丹波帯山崎層、上部白亜系大河内層を高角度の不整合で覆う。

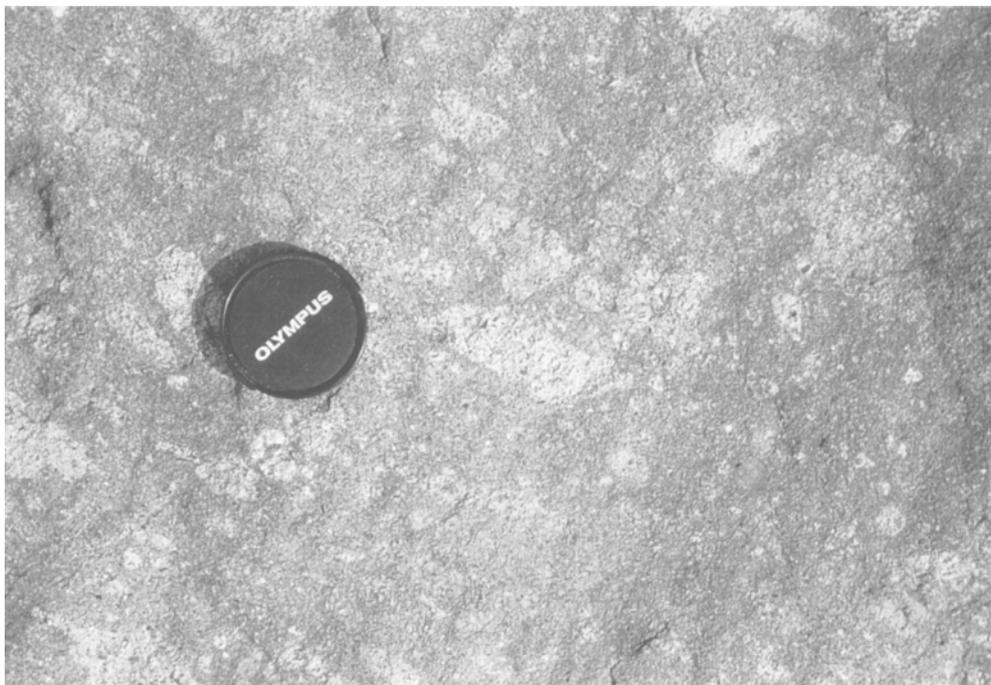
層厚 上限下限不明で、厚さ約700mの部分が地表に露出する。

岩相 本層の火砕流堆積物(Mp)は暗灰色で緻密な基質に最大長径2-4mmの斜長石と最大長径2-4mmの普通角閃石が目立つ溶結火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩で、長径6cm以下の本質レンズ、径10cm以下の安山岩・流紋岩の石質岩片を含んでいる(第20図)。露頭では、数m間隔の粗い柱状節理が形成されていることが多い。相対的に下部を占める分布北東部の福地川上流部・平石山東山腹と南縁部の大河内村南小田周辺の堆積物は、最大径約5mmの石英を多く含む灰色-暗灰色の基質を持ち、上位の

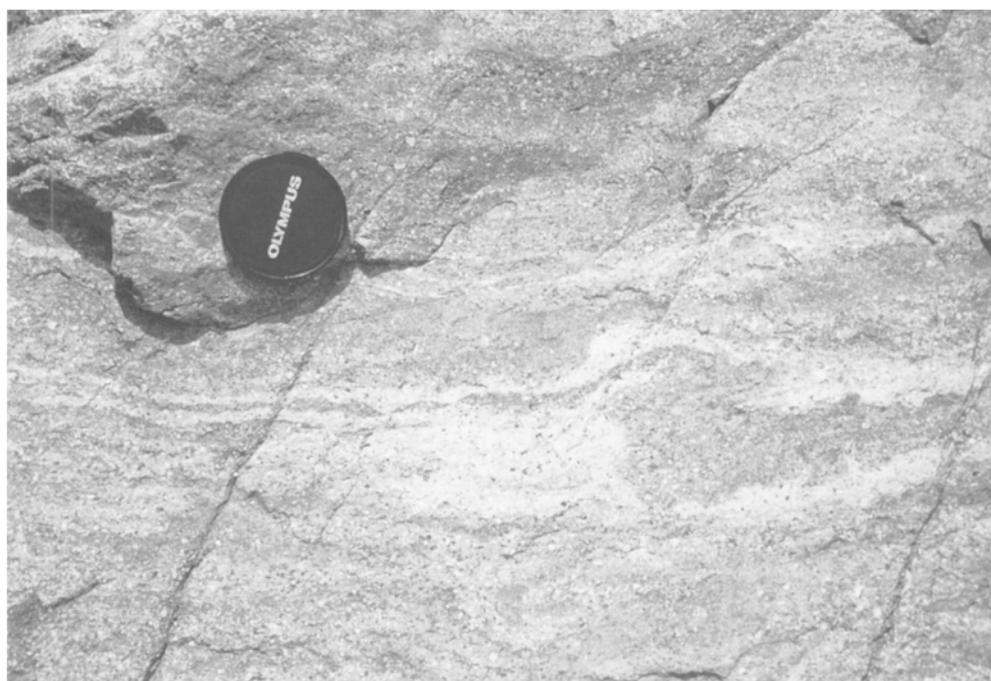
ものとはやや岩質が異なる。また、福地川の中流部では最大径40cmの安山岩石質岩片に富んだ岩相が出現する。大田ダム南の発電所付近の小田原川沿いの山崎層との不整合面付近では、二次流動により本質レンズが引き延ばされた構造が顕著で、その葉理面はほぼ垂直な不整合面

と平行に急傾斜（70度）している（第21図）。大河内町砥峰高原に分布するトーナル岩の周囲に分布する本堆積物は、貫入による鉍化の程度が著しく、銅や亜鉛などの熱水鉍脈鉍床が採掘されていた。

本層の岩屑なだれ堆積物(Md)は分布北東部の平石山



第20図 峰山層の火砕流堆積物
デイサイト本質岩片に富む溶結した火山礫凝灰岩。大河内町坂の辻峠の北北東1.7kmの林道沿い。

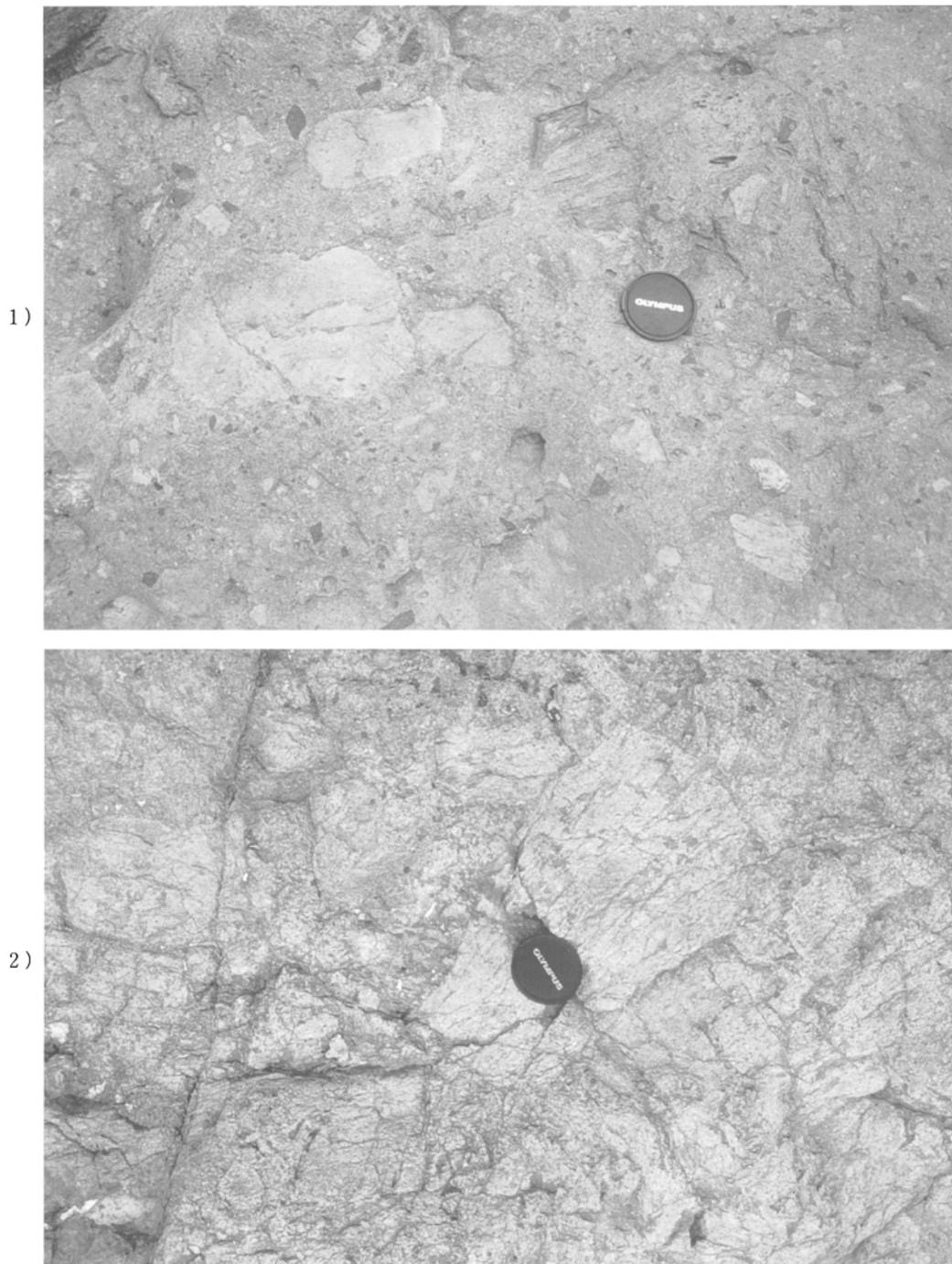


第21図 峰山層火砕流堆積物に見られる二次流動構造
大河内町南小田の小田原川沿い。この露頭は、峰山層とペルム系山崎層の不整合面近傍に位置する。引き延ばされた軽石の葉理面は、急傾斜で、不整合面とほぼ平行である。

の東に露出しており，淘汰の悪い細粒-粗粒砂の基質支持で流紋岩・安山岩・頁岩・砂岩岩片の混在した複源角礫岩（第22図）とこれに包有される流紋岩や頁岩の単源角礫岩からなる．単源角礫岩には，様々なサイズに破碎された同一種の岩片の集まりからなるものの，岩片相互の変位量が少なく破碎される前の岩体の構造を保持した部分が残っている．これらの角礫岩と火砕流堆積物の境界

は明瞭で両者が漸移することはない．厚い火砕流と指交するこのような角礫岩の産状は，大規模火砕流噴火によるカルデラ陥没時に，カルデラ壁が崩落して生じた堆積物の特徴（Lipman, 1976；山元, 1991）と一致する．

岩石記載 本層の火砕流堆積物の本質物は，普通角閃石デイサイトからなる．貫入した深成岩近傍のものを除



第22図 峰山層の岩屑なだれ堆積物
生野町の平石山の東1.7kmの沢沿い。1) 岩屑なだれ堆積物の基質相。流紋岩と黒色頁岩の岩片を含む基質支持の多源角礫岩からなる。2) 岩屑なだれ堆積物の岩塊相。流紋岩の岩片のみからなる単源角礫岩で，基質相に包有される。

くと変質の程度は低く、多くの地点で普通角閃石が残存している。

普通角閃石デイサイト溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R75542)

産地：神崎郡大河内町峰山高原東の黒岩滝，標高750m 地点

産状：火砕流堆積物

鏡下の特徴：石英 (<1.5mm)・斜長石 (<2.3mm)・普通角閃石 (<1.5mm)・鉄鈹 (<0.5mm) の結晶片に富む基質に、少量の軽石片 (<5mm)・石質岩片を含む。軽石片の形態は扁平で、内部の気泡組織は潰れ、緑泥石の集合体で置換されている。石英・斜長石には変質が認められない。普通角閃石はごく一部が緑泥石で置換されている。基質の結晶片間には微細なシリカ鉱物と緑泥石で置換された火山ガラス片がわずかに存在する。

普通角閃石デイサイト溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R75543)

産地：神崎郡大河内町大田ダム南1.7km の小田原川沿い，標高320m 地点

産状：火砕流堆積物

鏡下の特徴：微細なシリカ鉱物と緑泥石で置換された基質に、多量の軽石片と石英 (<2.6mm)・斜長石 (<3.6mm)・普通角閃石 (<3.7mm)・鉄鈹 (<0.5mm) の結晶片を含み、強溶結している。軽石片の形態は扁平で、内部の気泡組織は潰れている。軽石片の火山ガラスも微細なシリカ鉱物と緑泥石の集合体で置換されているが、基質に比べると緑泥石の含有量が多い。石英・斜長石には変質が認められない。普通角閃石はごく一部が緑泥石で置換されている。基質は再結晶化しているものの、変

形した火山ガラス片がつくるユータキシティック組織は良く保存されている。

普通角閃石デイサイト溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R75544)

産地：神崎郡大河内町の福知川上流部，砥峰の北700m の標高750m 地点

産状：火砕流堆積物

鏡下の特徴：微細なシリカ鉱物と緑泥石・緑れん石で置換された基質に、多量の軽石片と石英 (<5.0mm)・斜長石 (<1.3mm)・普通角閃石 (<1.6mm)・鉄鈹 (<0.5mm) の結晶片と少量の石質岩片 (安山岩，流紋岩) を含み、強溶結している。軽石片の形態は扁平で、内部の気泡組織は潰れている。軽石片の火山ガラスも微細なシリカ鉱物と緑泥石の集合体で置換されているが、基質に比べると緑泥石の含有量が多い。石英には変質が認められないものの、斜長石にはセリサイト化が認められる。普通角閃石は全て緑泥石で置換されている。基質は再結晶化しているものの、変形した火山ガラス片がつくるユータキシティック組織は良く保存されている。

年代・対比 本層の火砕流堆積物 (GSJ R75542) の本質岩片の全岩 K-Ar 年代値として、 $64.9 \pm 3.2\text{Ma}$ の年代値が得られた。分析試料には若干の変質が認められるものの、本層の火砕流堆積物に変質を与える貫入岩体は、本層が埋積するカルデラ構造と調和的であり、一連の火成活動で形成されたものとみられる。従って、白亜紀後期-古第三紀の境界を示すこの年代値は本層の形成年代を示すものと考えられる。

VII. 後期白亜紀-古第三紀貫入岩

(山元孝広)

白亜紀後期火山岩に伴って、各種の貫入岩が分布する。その岩質は、閃緑岩から花崗岩まで幅広い。また、貫入岩体の中には、白亜紀後期火山岩の成層構造と調和的であるものや、火山岩が埋積するカルデラ構造に分布が規制されるものがある。

VII. 1 細粒普通角閃石閃緑岩 (Di)

分布 本貫入岩は図幅地域西部の山崎町中野の山中に分布する。その露出範囲は北西-南東1.5km, 北東-南西400m程度である。

層序関係 上部白亜系黒尾山層に貫入する。

岩相 本貫入岩は、最大長径約3mmの普通角閃石の目立つ中色質の細粒閃緑岩からなる。部分的に斑状の斜長石が多く含まれることがある。また、緑泥石や緑れん石などの変質鉱物が貫入岩体全体に生じている。

岩石記載

細粒普通角閃石閃緑岩 (GSJ R75545)

産地：宍粟郡山崎町中野字明延の南南東の沢, 標高220m地点

産状：貫入岩

鏡下の特徴：主に自形-半自形の斜長石 (<2.0mm) と普通角閃石 (<2.0mm), 鉄鉱 (<0.7mm) からなり、これらの粒間をごく少量の石英, 緑れん石が埋めている。斜長石は累帯構造の発達がよく, 新鮮である。普通角閃石は淡緑色-淡褐色で, その半分以上が緑泥石に置換されている。

年代・対比 本貫入岩は黒尾山層に貫入することから、 $71.9 \pm 3.6\text{Ma}$ よりも若い。本貫入岩体からは放射年代値はこれまで報告されていないが、周辺に分布する火成岩と同様に白亜紀後期古第三紀初頭に形成されたものである。

VII. 2 中粒黒雲母普通角閃石石英閃緑岩 (Qd)

分布 本貫入岩は図幅地域中央部の一宮町坂の辻峠の南方600mを中心に分布する。その露出範囲の長径は500m程度である。

層序関係 上部白亜系雪彦山層に貫入する。

岩相 本貫入岩は、最大長径約5mmの普通角閃石の目立つ中色質で均質な中粒石英閃緑岩からなる。一部緑泥

石を生じているが比較的新鮮な岩石からなる。

岩石記載

中粒黒雲母普通角閃石石英閃緑岩 (GSJ R75546)

産地：宍粟郡一宮町坂の辻峠の南方600mの林道雪彦山-峰山線沿い, 標高790m地点

産状：貫入岩

鏡下の特徴：多量の斜長石 (<5mm), 普通角閃石 (<3mm), 鉄鉱 (<0.8mm) と少量の黒雲母 (<0.7mm) の自形-半自形結晶と, 粒間を埋めるごく少量の石英, カリ長石からなる。斜長石は累帯構造の発達が良く, 新鮮である。普通角閃石は淡緑色-淡褐色で, 一部が緑泥石に置換されている。粒間の石英とカリ長石はマイクログラフィック組織を持つ。

年代・対比 本貫入岩体からは放射年代値はこれまで報告されていないが、周辺に分布する火成岩と同様に白亜紀後期古第三紀初頭に形成されたものであろう。

VII. 3 中粒-斑状黒雲母普通角閃石トータル岩 (Tn)

VII. 3. 1 波賀岩体

分布 本貫入岩は図幅地域北部の波賀町上野周辺から一宮町池ノ垣内周辺にかけての約5kmの範囲に露出する。

層序関係 舞鶴帯の諸岩石, 上部白亜系黒尾山層に貫入する。北隣の花崗閃緑岩 (Gd₁) に貫入される。

岩相 本貫入岩は、最大長径約4mmの普通角閃石の目立つ中色質な中粒トータル岩からなる。細粒普通角閃石閃緑岩の楕円形暗色包有物をまばらに含んでいる。また、分布の西縁部では最大長径8mmの斜長石を斑状に含んでいる。岩石は全体に新鮮である。

岩石記載

中粒黒雲母普通角閃石トータル岩 (GSJ R75547)

産地：宍粟郡波賀町谷の北北東2.5kmの林道沿い, 標高380m地点

産状：貫入岩

鏡下の特徴：斜長石 (<3.0mm), 普通角閃石 (<2.5mm), 黒雲母 (<1.0mm), 石英 (<1.2mm), 鉄鉱 (<0.7mm) と少量のカリ長石 (<1.6mm) からなる完晶質の岩石。斜長石は半自形で, 累帯構造の発達がよい。ほとんどの斜長石は新鮮であるが, 一部のものは結晶の

中心部にセリサイトを生じている。普通角閃石は半自形で、淡緑色-淡褐色を呈している。黒雲母は、半自形である。石英とカリ長石は他形で、プール状部を形成する。

年代・対比 本貫入岩は黒尾山層に貫入することから、 $71.9 \pm 3.6\text{Ma}$ よりも若い。本貫入岩体からは放射年代値はこれまで報告されていないが、周辺に分布する火成岩と同様に白亜紀後期-古第三紀初頭に形成されたものであろう。

Ⅶ. 3. 2 坂の辻峠岩体・砥峰高原岩体

分布 坂の辻峠岩体は、図幅地域中央部の一宮町生栖の東から坂の辻峠周辺を経て大河内町上小田にかけての長さ約 9 km、最大幅 2.5 km の範囲に露出する。また、砥峰高原岩体は、図幅地域北東部の大河内町の砥峰高原から川上を経て長谷ダム付近の谷沿い約 5 km の範囲に露出する。

層序関係 上部白亜系峰山層に貫入する。特に坂の辻峠岩体は峰山層と舞鶴帯・超丹波帯の諸岩石との境界部に貫入する。また、砥峰高原岩体は比較的低角度で峰山層に貫入しており、かなりの部分が地表の峰山層下に伏在している公算が大きい。

岩相 両貫入岩体とも、最大長径約 4 mm の普通角閃石と斜長石の目立つ中色質な中粒-斑状のトータル岩からなり、岩質に違いはない。両者とも細粒普通角閃石閃緑岩の楕円形暗色包有物をまばらに含んでいる。また、いずれの岩石も緑泥石や緑れん石を生じており、全体に変質を被っている。坂の辻峠岩体の場合、標高の高い坂の辻峠北西方の林道雪彦山-峰山線沿いでは細粒の基質を持つ斑状岩が卓越し、標高の低い谷底に露出するものは中粒岩が卓越する。砥峰高原岩体の場合、下流部の長谷ダム調整池の周りに斑状岩が分布し、砥峰高原周辺では貫入縁を除き中粒岩が広く分布する。

岩石記載

中粒黒雲母普通角閃石トータル岩 (GSJ R75548)

産地：神崎郡大河内町上小田の北北西 1 km の県道沿い、標高 520 m 地点

産状：貫入岩

鏡下の特徴：斜長石 (<3.3mm)、普通角閃石 (<1.6 mm)、黒雲母 (<2.3mm)、石英 (<2.0mm)、鉄鉱 (<0.5mm) と少量のカリ長石 (<1.4mm) からなる完晶質の岩石。斜長石は半自形で、累帯構造の発達が良い。斜長石結晶の中心部にセリサイトを生じているものが多い。普通角閃石は半自形で淡緑色-淡褐色を呈し、一部が緑泥石で置換されている。黒雲母は半自形で、すべて緑泥石で置換されている。石英とカリ長石は他形で、プール状部を形成する。結晶粒間にも緑泥石や緑れん石を多数生じている。

斑状黒雲母普通角閃石トータル岩 (GSJ R75549)

産地：神崎郡大河内町長谷ダムの南東 800 m の県道沿い、標高 290 m 地点

産状：貫入岩

鏡下の特徴：斜長石 (<4.5mm)、普通角閃石 (<2.0 mm)、黒雲母 (<1.6mm)、鉄鉱 (<0.7mm) の斑状結晶とマイクログラフィック組織をもつ石英とカリ長石の基質からなる。斜長石は自形で、累帯構造の発達がよい。斜長石結晶の中心部にセリサイトを生じているものが多い。普通角閃石は自形で淡緑色-淡褐色を呈し、一部が緑泥石で置換されている。黒雲母は自形で、すべて緑泥石で置換されている。全体に緑泥石や緑れん石を多数生じている。

年代・対比 本貫入岩は峰山層が埋積するカルデラの構造に規制され、峰山層に調和的に貫入することから、峰山層と一連の火成活動で形成されたものとみられる。本貫入岩の形成年代は、峰山層から得られた $64.9 \pm 3.2\text{Ma}$ とほぼ同時期であろう。

Ⅶ. 4 黒雲母普通角閃石トータル斑岩 (Tp)

分布 本貫入岩は、本図幅地域北西-西部の波賀町齊木周辺から一宮町東市場周辺の揖保川及びその支流沿いに主に露出する。このほか山崎町の梯の北方や上ノの北方にも沢沿いに小岩体が露出する。

層序関係 上部白亜系黒尾山層に貫入する。黒尾山層との貫入面は比較的低角度で、地表の黒尾山層の下位にはシート状の本貫入岩が広く伏在しているものとみられる。図幅地域北西部の波賀町齊木の西方では、本貫入岩に対し黒雲母花崗岩 (G_1) が貫入している。

岩相 本貫入岩は、最大長径 1 cm 前後の斜長石と最大長径 8 mm 前後の普通角閃石の目立つトータル斑岩からなる。斜長石と普通角閃石の斑晶のサイズは場所によりやや異なり、これよりもさらに粗粒なものや細粒のものも出現する。また、本斑岩は細粒角閃石閃緑岩からなる暗色包有物に富んでおり、一宮町東市場の揖保川河床では径 1 m 以下の楕円形包有物が濃集した岩相が良く観察できる。露出する岩石はいずれも緑泥石や緑れん石を生じており、全体に変質を被っている。

岩石記載

黒雲母普通角閃石トータル斑岩 (GSJ R75550)

産地：宍粟郡波賀町小野の南南西 1.7 km の沢沿い、標高 590 m 地点

産状：貫入岩

鏡下の特徴：多量の斜長石 (<14mm)、普通角閃石 (<5.0mm)、石英 (<1.0mm) と少量の黒雲母 (<1.5mm)、鉄鉱 (<0.7mm) の斑状結晶を含む。斜長石は自形で、

累帯構造の発達が良い。斜長石結晶の中心部にセリサイトを生じているものが多い。普通角閃石は自形で淡緑色-淡褐色を呈し、一部が緑泥石で置換されている。黒雲母は自形で、大部分が緑泥石で置換されている。石基は粗粒完晶質で斜長石、石英、普通角閃石、緑泥石、緑れん石、カリ長石からなる。

年代・対比 本貫入岩は黒尾山層が埋積するカルデラの構造に規制され、黒尾山層に調和的に貫入することから、黒尾山層と一連の火成活動で形成されたものとみられる。本貫入岩の形成年代は、黒尾山層から得られた71.9±3.6 Ma とほぼ同時期であろう。

VII. 5 中粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gd₁)

分布 本貫入岩は図幅地域北部の揖保川支流谷川の上流部、東西約4kmの範囲に分布する。

層序関係 上部白亜系深河谷川層と中粒-斑状トータル岩波賀岩体に貫入する。

岩相 本貫入岩は、主に斜長石、石英、黒雲母、普通角閃石からなる優白質で均質な中粒花崗閃緑岩からなる。径10cm以下の暗色包有物をまばらに含んでいる。本貫入岩と波賀トータル岩体との接触部は揖保川支流の谷川沿いの林道の切り割りで見観察でき、高角度の貫入面で両者は接している。一方、上部白亜系深河谷川層との境界は波賀町の東山西山腹の林道沿い（北隣の大屋市場図幅地域内）で追跡でき、直接の境界は見えないものの両者が低角度の境界を持つことが地形との関係から指摘できる。特にこの境界付近の本貫入岩は、細粒化が著しい。

岩石記載

中粒普通角閃石黒雲母花崗岩 (GSJ R75551)

産地：宍粟郡波賀町谷の北3.2kmの林道沿い、標高570m地点

産状：貫入岩

鏡下の特徴：斜長石 (<3.0mm)、石英 (<2.4mm)、カリ長石 (<3.8mm)、黒雲母 (<2.0mm)、普通角閃石 (<2.5mm)、鉄鉱 (<0.7mm) を主とする完晶質の岩石。斜長石は半自形で、累帯構造の発達がよい。ほとんどの斜長石は新鮮であるが、一部のものは結晶の中心部にセリサイトを生じている。石英は他形で、プールの形成する。カリ長石も他形で、ポイキリティック組織をつくる。黒雲母は半自形で、一部が緑泥石で置換されている。普通角閃石は半自形で、淡緑色-淡褐色を呈している。

年代・対比 本貫入岩は、深河谷川層と相伴って分布することから、これを形成した一連の火成活動の産物とみられる。また、本貫入岩は間接的に黒尾山層に貫入する

ことから、71.9±3.6Maよりも若い。本貫入岩体と深河谷川層からは放射年代値はこれまで報告されていないが、周辺に分布する火成岩と同様に白亜紀後期-古第三紀初頭に形成されたものであろう。

VII. 6 斑状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gd₂)

VII. 6. 1 寺前岩体

分布 本貫入岩は、図幅地域東部の大河内町寺前周辺に分布する。

層序関係 上部白亜系大河内層に貫入する。

岩相 本貫入岩は、最大長径約5mmの斜長石、最大長径約3mmの黒雲母と普通角閃石斑状結晶の目立つ優白質な斑状花崗閃緑岩からなる。基質は石英とカリ長石からなるマイクログラフィック組織の発達がよい。径10cm以下の暗色包有物をまばらに含んでいる。また、ほとんどの岩石で緑泥石や緑れん石などの変質鉱物を生じている。

岩石記載

斑状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R75552)

産地：神崎郡大河内町寺前の北西900mの林道沿い、標高200m地点

産状：貫入岩

鏡下の特徴：斜長石 (<4.6mm)、黒雲母 (<1.6mm)、普通角閃石 (<1.6mm) の斑状結晶と、マイクログラフィック組織を持つ石英 (<2.0mm) とカリ長石 (<1.8mm)、及び微量の鉄鉱 (<0.5mm) を主とする完晶質の岩石で、緑泥石、緑れん石、方解石の二次鉱物を生じている。斜長石は自形で、累帯構造の発達がよい。斜長石結晶の中心部にセリサイトを生じているものが多い。黒雲母は自形で、全て緑泥石で置換されている。普通角閃石は自形で淡緑色-淡褐色を呈し、一部が緑泥石で置換されている。

年代・対比 本貫入岩体からは放射年代値はこれまで報告されていないが、周辺に分布する火成岩と同様に白亜紀後期-古第三紀初頭に形成されたものであろう。

VII. 6. 2 鶴居岩体

分布 本貫入岩は、図幅地域東部の市川町鶴居の北方山中に分布する。

層序関係 上部白亜系七種山層及び大河内層に貫入する。

岩相 本貫入岩は、最大長径約4mmの斜長石、最大長径約3mmの黒雲母と普通角閃石、最大長径約4mmの石英の斑状結晶の目立つ優白質な斑状花崗閃緑岩からなる。基質は石英とカリ長石からなるマイクログラフィック組織の発達がよい。径5cm以下の暗色包有物をまばらに含

むほか、局所的に径10cm以下の小さな晶洞を持つことがある。また、ほとんどの岩石で緑泥石や緑れん石などの変質鉱物を生じている。七種山層との貫入境界付近の岩石は、より細粒な石英斑岩からなる。同じく、七種山層に貫入する普通角閃石黒雲母花崗閃緑斑岩 (Gdp) とは、石基がより粗粒であることを除くと、岩質が同じである。

岩石記載

斑状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R75553)

産地：神崎郡市川町鶴居の西方山中の林道沿い、標高270m 地点

産状：貫入岩

鏡下の特徴：斜長石 (<4.0mm)、黒雲母 (<1.6mm)、普通角閃石 (<1.5mm)、石英 (<4.0mm) の斑状結晶と、マイクログラフィック組織を持つ石英 (<2.5mm) とカリ長石 (<3.0mm)、及び微量の鉄鉱 (<0.5mm) を主とする完晶質の岩石で、緑泥石、緑れん石、方解石の二次鉱物を生じている。斜長石は自形で、累帯構造の発達が良い。斜長石結晶の中心部にセリサイトを生じているものが多い。黒雲母は自形で、全て緑泥石で置換されている。普通角閃石は自形で淡緑色-淡褐色を呈し、大部分が緑泥石で置換されている。

年代・対比 本貫入岩は、岩質が共通する次の普通角閃石黒雲母花崗閃緑斑岩と共に七種山層が埋積するカルデラ内のみ分布する。おそらく、これらの貫入岩は七種山層と一連の火成活動で形成されたものとみられる。本貫入岩の形成年代は、七種山層から得られた $67.1 \pm 2.3\text{Ma}$ とほぼ同時期であろう。

VII. 7 普通角閃石黒雲母花崗閃緑斑岩 (Gdp)

分布 本貫入岩は夢前町山之内の南西方や福崎町の七種山北東方の谷沿いにわずかに分布する。

層序関係 上部白亜系七種山層に貫入する。

岩相 本貫入岩は、最大長径約4mmの斜長石、最大長径約3mmの黒雲母、最大長径約5mmの普通角閃石、最大径約3mmの石英の斑晶を含む花崗閃緑斑岩からなる。径5cm以下の暗色包有物をまばらに含む。また、岩石で緑泥石や緑れん石などの変質鉱物を生じている。七種山層との貫入境界付近の岩石は、より細粒な石英斑岩からなる。石基がより細粒であることを除くと、岩質は鶴居斑状花崗閃緑岩体とほとんど同じである。

岩石記載

斑状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R75554)

産地：神崎郡市川町谷の西北西3.3kmの沢沿い、標高260m 地点

産状：貫入岩

鏡下の特徴：斜長石 (<3.4mm)、黒雲母 (<3.0mm)、普通角閃石 (<2.2mm)、石英 (<2.8mm) の斑晶を含む。斜長石は自形で、累帯構造の発達が良い。斜長石結晶の中心部にセリサイトを生じているものが多い。黒雲母は自形で、全て緑泥石で置換されている。普通角閃石は自形で淡緑色-淡褐色を呈し、一部が緑泥石で置換されている。石基は粗粒完晶質で、粒径が0.2mm以下の斜長石、カリ長石、石英、緑泥石、緑れん石からなる。

年代・対比 本貫入岩は、岩質が共通する前の斑状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩と共に七種山層が埋積するカルデラ内に分布する。おそらく、これらの貫入岩は七種山層と一連の火成活動で形成されたものとみられる。本貫入岩の形成年代は、七種山層から得られた $67.1 \pm 2.3\text{Ma}$ とほぼ同時期であろう。

VII. 8 中粒黒雲母花崗岩 (G₁)

分布 本貫入岩は、図幅地域北西部の波賀町芥木の西方から千種町との境界部周辺の、東西約2kmの範囲に露出する。

層序関係 上部白亜系黒尾山層に貫入するトータル斑岩に対して、更に貫入する。

岩相 本貫入岩は、主に斜長石、石英、カリ長石、黒雲母からなる優白質で均質な中粒花崗岩からなる。径5cm以下の暗色包有物をわずかに含む。本貫入岩の変質の程度は極めて低い。

岩石記載

中粒黒雲母花崗岩 (GSJ R75555)

産地：宍粟郡波賀町芥木から千種町に至る県道の町界付近、標高640m 地点

産状：貫入岩

鏡下の特徴：斜長石 (<3.5mm)、石英 (<4.5mm)、カリ長石 (<3.5mm)、黒雲母 (<1.6mm)、鉄鉱 (<0.8mm) を主とする完晶質の岩石。斜長石は半自形で、累帯構造の発達が良い。石英は他形で、プール状部を形成する。カリ長石も他形で、ポイキリティック組織をつくる。黒雲母は半自形である。変質鉱物は認められない。

年代・対比 本貫入岩は間接的に黒尾山層に貫入することから、 $71.9 \pm 3.6\text{Ma}$ よりも若い。本貫入岩体からは放射年代値はこれまで報告されていないが、周辺に分布する火成岩と同様に白亜紀後期-古第三紀初頭に形成されたものである。

VII. 9 斑状黒雲母花崗岩 (G₂)

分布 本貫入岩は、図幅地域西部の山崎町梯から上牧谷

の北東方の東西約 3 km の範囲に露出する。

層序関係 上部白亜系雪彦山層に貫入する。また、上部白亜系黒尾山層に不整合に覆われる。

岩相 本貫入岩は、最大長径約 7 mm の斜長石と最大長径約 4 mm の黒雲母が目立つ斑状花崗岩からなる。石英とカリ長石がつくる細かいグラフィック組織が肉眼でも良く観察できる。また、径 5 cm 以下の斜長石・カリ長石・石英の粗粒結晶の集合がまだらに含まれている。黒雲母の一部が緑泥石に置換されるなど、全体に弱い変質を被っている。

岩石記載

斑状黒雲母花崗岩 (GSJ R75556)

産地：宍粟郡山崎町梯の南 400 m の沢沿い、標高 180 m 地点

産状：貫入岩

鏡下の特徴：斜長石 (<6mm) と黒雲母 (<1.8mm) の斑状結晶と、グラフィック組織をもつ石英 (<2.3mm) とカリ長石 (<2.5mm)、及びごく少量の鉄鉱 (<0.5 mm) を主とする完晶質の岩石。斜長石は自形で、累帯構造の発達が良い。ほとんどの斜長石は新鮮であるが、一部のもは結晶の中心部にセリサイトを生じている。黒雲母は自形で、一部が緑泥石で置換されている。

年代・対比 本貫入岩は雪彦山層に貫入し、黒尾山層に不整合に覆われることから、71.9±3.6Ma 以前の白亜紀後期に形成されたことは確実である。

VII. 10 黒雲母花崗斑岩 (Gp)

分布 本貫入岩は、図幅地域北部の波賀町谷から一宮町深河内にかけての東西約 3.5 km の範囲に露出。

層序関係 舞鶴帯の諸岩石に貫入する。直接の関係は露頭で確認できないものの、その分布から本貫入岩は上部白亜系黒尾山層を貫くトータル斑岩 (Tp) に貫入されるものとみられる。

岩相 本貫入岩は、最大径約 1 cm の石英、最大長径約 5 mm の斜長石、最大長径約 3 mm の黒雲母が目立つ花崗斑岩からなる。黒雲母の一部が緑泥石に置換されるなど、全体に弱い変質を被っている。

岩石記載

黒雲母花崗斑岩 (GSJ R75557)

産地：宍粟郡波賀町谷の北西 300 m の県道沿い、標高 220 m 地点

産状：貫入岩

鏡下の特徴：多量の斜長石 (<4.5mm)、石英 (<7 mm)、カリ長石 (<1.2mm)、黒雲母 (<2.5mm) と、少量の鉄鉱 (<0.4mm) の斑晶を含む。斜長石は自形

で、累帯構造の発達がよい。ほとんどの斜長石は新鮮であるが、一部のもは結晶の中心部にセリサイトを生じている。石英は新鮮で、融食が著しい。カリ長石は半自形-他形で、石基の中のプール状部を形成する。黒雲母は自形で、一部緑泥石に置換されている。石基は粗粒完晶質で、粒径が 0.6 mm 以下の斜長石、カリ長石、石英、緑泥石からなる。

年代・対比 本貫入岩は間接的に黒尾山層に覆われることから、71.9±3.6Ma よりも古いとみられる。本貫入岩体からは放射年代値はこれまで報告されていないが、周辺に分布する火成岩と同様に白亜紀後期に形成されたものであろう。

VII. 11 斜方輝石単斜輝石安山岩 (A)

分布 本貫入岩は、図幅地域中央部の岡城川沿いに最大径 1.5 km のストック状岩体として分布する。

層序関係 上部白亜系雪彦山層に貫入する。

岩相 本貫入岩は、最大径 5 mm 以下の斜長石斑晶の目立つ暗灰色-緑灰色の塊状安山岩からなる。

岩石記載

斜方輝石単斜輝石安山岩 (GSJ R75600)

産地：宍粟郡一宮町東市場の東 4 km の岡城川沿い、標高 610 m 地点

産状：貫入岩

鏡下の特徴：多量の斜長石 (<4.0mm)、単斜輝石 (<1.4mm)、斜方輝石 (<1.6mm) と、少量の鉄鉱 (<0.5 mm) の斑晶を含む。斜長石は、セリサイト化が著しく、割れ目沿いに緑泥石・緑れん石・方解石を生じている。単斜輝石・斜方輝石とも大部分が緑泥石・緑れん石で置換され、元の輝石はわずかに残存する程度である。石基はインターサータル組織を持ち、斜長石のほか二次鉱物として緑泥石を多く生じている。

年代・対比 本貫入岩体からは、年代を示す直接のデータは得られていない。ただ、南隣の龍野図幅地域の同種の安山岩貫入岩からは、64.2±3.2Ma の K-Ar 年代値が報告されている (山元ほか、2000)。本岩体も、後期白亜紀-古第三紀最初期の頃に貫入したものとみられる。

VII. 12 デイサイト (D)

分布 本貫入岩は、図幅地域西部の上部白亜系黒尾山層や北部の上部白亜系峰山層に付随する岩脈として分布する。特に山崎町の伊沢川沿いには、分布が 8 km 以上連続する規模の大きな岩脈がある。また、峰山層に伴うものは、北部の福知川沿いに分布する。

層序関係 上部白亜系黒尾山層や峰山層に貫入する。

岩相 本貫入岩は、最大長径約 5 mm の斜長石と最大長径 3-4 mm の普通角閃石の斑晶を多く含むデイサイトである。山崎町伊沢川沿いのは石英斑晶、一宮町福知のは石英と黒雲母斑晶をさらに含んでいる。いずれの岩石も緑泥石や緑れん石を生じ、全体に変質を被っている。

岩石記載

普通角閃石デイサイト (GSJ R75558)

産地：宍粟郡山崎町中野字宮ノ北の北東 1 km の林道沿い、標高250m 地点

産状：岩脈

鏡下の特徴：多量の斜長石(<4.5mm)、普通角閃石(<1.2mm)と、少量の石英(<1.0mm)、鉄鈹(<0.4mm)の斑晶を含む。斜長石は自形で、累帯構造の発達がよく、新鮮である。普通角閃石は、大部分が緑泥石で置換されている。石英は新鮮で、融食が著しい。石基はフェルシク-マイクロスフェルライト組織を持ち、斜長石、カリ長石、石英、普通角閃石、緑泥石、緑れん石からなる。薄片内には普通角閃石細粒閃緑岩の包有物が含まれる。

年代・対比 上部白亜系黒尾山層及び峰山層の火砕流堆積物とこれらに貫入する本デイサイトは、普通角閃石斑晶に富む共通の特徴がある。また、本デイサイト岩脈の分布も火砕流堆積物が埋積するカルデラ内に限られている。おそらく本デイサイトの貫入は各々のカルデラ火山

活動に関連したもので、その活動時期は黒尾山層及び峰山層の形成時期に重複していた公算が大きい。

VII. 13 流紋岩 (R)

分布 本貫入岩は、宍粟地域各地に岩脈として分布する(第23図)。貫入面の走向は東南東-西北西、東-西、東北東-西南西のものが卓越する。岩脈の幅は、1 m 前後から約300m のものまで多様である。

層序関係 ほとんどの先白亜系、上部白亜系に貫入する。

岩相 本貫入岩の岩質は多様である。斜長石、石英、黒雲母の粗粒斑晶に富む結晶度の高い流紋岩がある一方で、無斑晶質の流紋岩も出現する。岩質の分布にはっきりとした地域性は認められない。また、本貫入岩には、何らかの変質を被ったものが多い。

岩石記載

黒雲母流紋岩 (GSJ R75559)

産地：宍粟郡山崎町梯の南1.9km の揖保川支流沿い、標高140m 地点

産状：岩脈

鏡下の特徴：多量の斜長石(<6 mm)、石英(<4 mm)と、少量の黒雲母(<2 mm)、鉄鈹(<0.2mm)の斑晶を含む。斜長石は自形で、累帯構造の発達がよい。ほとんどの斜長石は新鮮であるが、一部のものは結晶の中心部にセリサイトを生じている。石英は自形で、新鮮である。黒雲母は、全て緑泥石で置換されている。石基は



第23図 先白亜系を貫く流紋岩岩脈
スケールは 2 m。夢前町坂根の林道雪彦山-峰山線沿い。

フェルシック組織を持ち、斜長石、カリ長石、石英、緑泥石、緑れん石からなる。

年代・対比 本図幅地域に分布する上部白亜系のいずれのカルデラ埋積火砕流堆積物中にも、流紋岩の石質岩片が必ず含まれている。現在は削剝されているものの上部白亜系カルデラ火山群形成当時の地表付近には流紋岩溶岩の広い分布があり、これが噴火で火砕流堆積物中

り込まれたものと考えられる。従って、図幅地域内の先白亜系に貫入する流紋岩岩脈の一部はこれら流紋岩溶岩の供給岩脈であった可能性がある。また、逆に上部白亜系に貫入する流紋岩もあり、本流紋岩岩脈の活動時期は幅が広い。ここでは、周辺に分布する火成岩と同様に、本流紋岩も白亜紀後期-古第三紀初頭に形成されたものとしておく。

VIII. 第四系

(吉岡敏和)

本地域の第四系は主として段丘堆積物及び沖積層からなり、主要河川に沿って分布する。また、山地の斜面の直下には山麓緩斜面堆積物や地すべり堆積物が分布する。

VIII. 1 低位段丘堆積物 (tl)

南隣の龍野図幅地域（山元ほか，2000）では、段丘堆積物を高位，中位，低位に3分したが、本地域にはこのうちの低位段丘堆積物のみが揖保川水系に分布する。

本地域の低位段丘堆積物は主として中-大礫大の円-亜円礫層からなり、少量の砂及び泥層を伴っている。また、堆積物の上位にはほとんど風化土壌が重ならない。

VIII. 2 山麓緩斜面堆積物 (ps)

山地の急斜面の直下には、しばしば小規模な緩斜面が発達する。これらの緩斜面には、急傾斜の谷の下部に扇状地状に広がるものと、谷の内部に発達するもの、さらに高原状の小起伏面上に分布するものがあり、傾斜はいずれも5-15°程度である。

緩斜面を構成する本堆積物は、山地及び丘陵の構成物からなる未固結の角礫や亜角礫からなり、ほとんど基質を持たないものや、粘土質の基質を持つものが認められる。堆積物は厚層理で塊状のものを主体とし、間に連続

性の悪い平行層理を持つやや淘汰の悪い礫混じりの砂層を伴うことがある。本堆積物は、主として上部斜面からの崩落堆積物や土石流堆積物からなると考えられる。なお、田中・野村（1992）及び田中ほか（1988）は、峰山高原付近に分布する本堆積物について、その堆積時期を最終氷期とし、周氷河現象による堆積物と考えた。

VIII. 3 地すべり堆積物 (ls)

一宮町の揖保川とその支流沿いや安富町・夢前町の雪彦山周辺では、谷壁の急斜面が小規模な地すべりを起こしている。地すべり堆積物は、その背後にある滑落崖を構成する岩石が角礫化したものからなり、その固結度は低い。また、堆積物の表面には岩塊が散乱している。

VIII. 4 沖積層 (a, ac)

本地域の沖積層は主な河川に沿って分布するのみである。本報告では、沖積層のうち旧河道埋積堆積物 (ac) を特に区分して表示した。堆積物は地表では一部を除いて確認することはできないが、旧河道埋積堆積物は泥質の堆積物、それ以外 (a) は砂礫層を主体とするものと推定される。

IX. 活断層及び地震活動

(吉岡敏和)

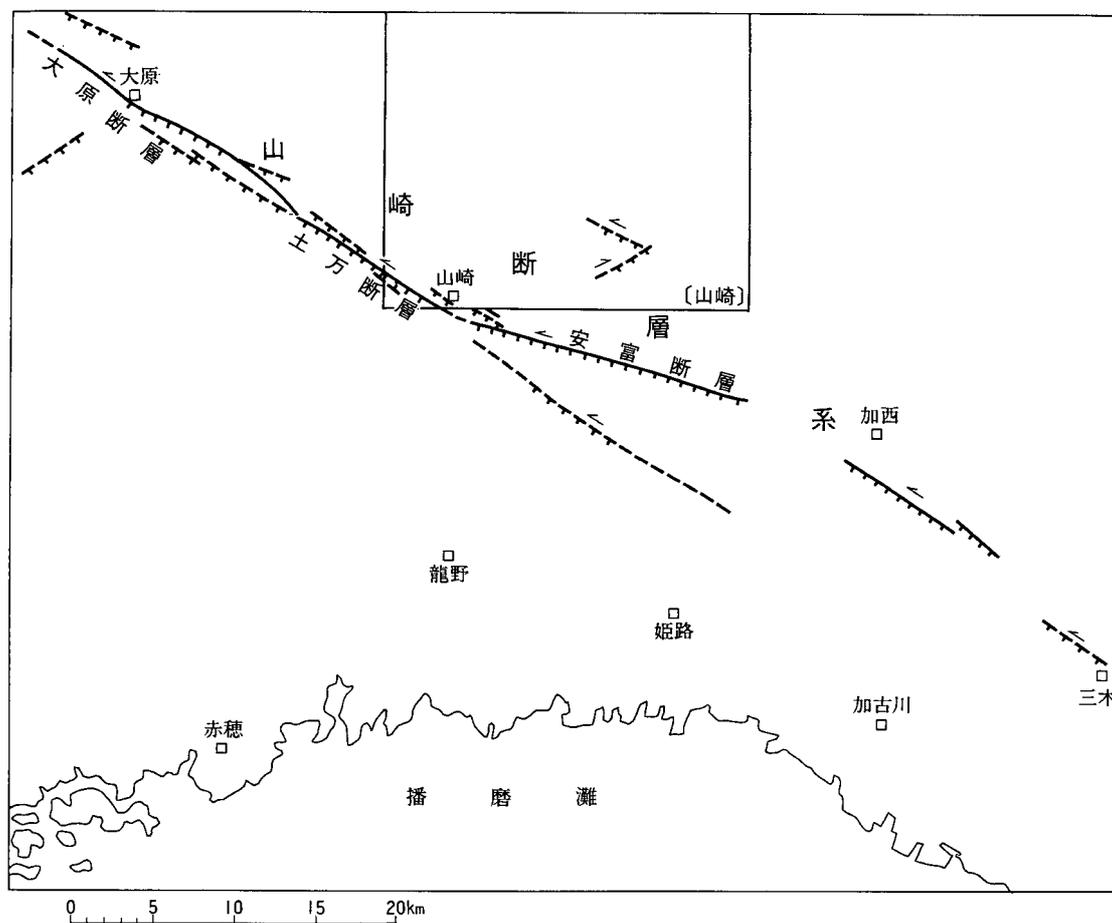
IX. 1 活断層

本地域内の活断層としては、本地域の南西隅を山崎断層系の土方断層が西北西-東南東方向に通過している。山崎断層系は、岡山県勝田郡勝田町（佐用図幅地域内）から兵庫県三木市（高砂図幅地域内）に至る、総延長約80 kmの活断層系である（第24図；活断層研究会，1991）。本断層系を構成する断層はいずれも直線的な断層線を持った左横ずれ活断層である。なお、この断層系に属する安富断層（龍野図幅地域内）は、これまでに実施されたトレンチ発掘調査の結果、7世紀後期から12世紀の間に最新活動を起こしたと考えられている。歴史記録によれば、この間に周辺地域に被害をもたらした地震は、後述する貞観十年（868年）の地震が知られているのみで、岡田ほか（1989）は、この付近の山崎断層の最新活動はこの地震に相当すると考えている。また、最新活動に先立

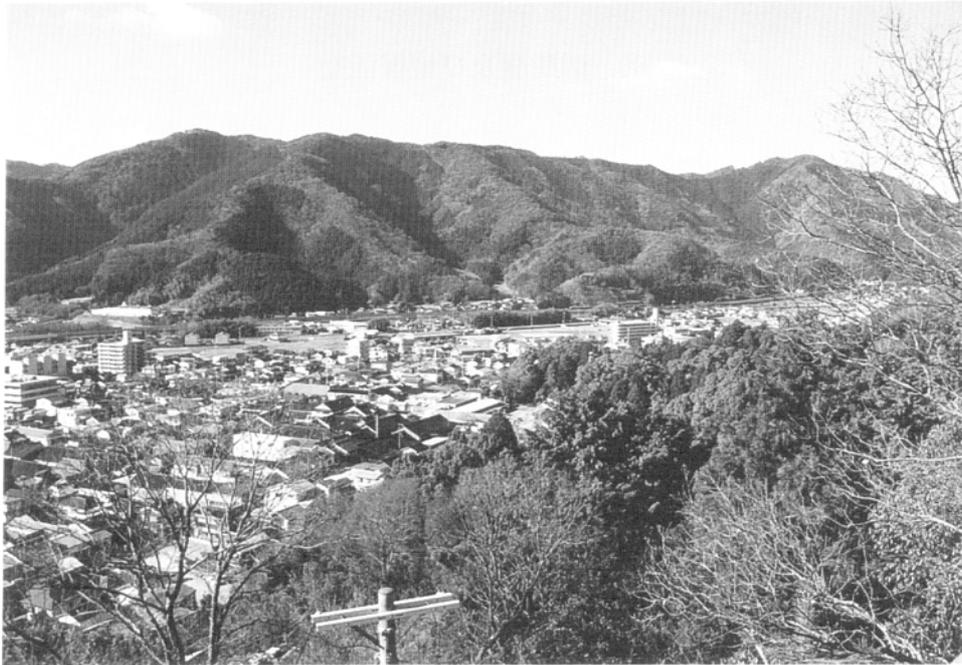
つ活動は約1,900-2,500年前にあったと推定され、断層の活動間隔は1,000年以上と見積もられている。

IX. 1. 1 ^{ひじま} 土方断層

土方断層（活断層研究会，1980；福井，1981）は、山崎断層系の中部に当たる主要な断層の1つである。本断層は、佐用町大船付近（佐用図幅地域内）から東南東に延び、山崎町春安付近に至る、きわめて直線的な断層線を持つ。断層の中部（佐用図幅地域内）に沿っては、断層を横切る小規模な河谷が系統的に左ずれ方向に屈曲し、屈曲した尾根が谷の出口をふさぐ閉塞丘（シャッターリッジ）が顕著に見られる（福井，1981）。しかし、本地域内では断層が沖積低地内を通過することや、中国自動車道のルートと一致していることから、断層による変位地形は直接観察されない（第25図）。地質図では土方断層を推定断層として表現した。



第24図 山崎地域周辺の活断層（活断層研究会，1991を一部改変）



第25図 山崎町春安付近の地形
高速道路（中国自動車道）の手前を土万断層が通過する。

IX. 1. 2 その他のリニアメント

本地域の山地内には、上記の断層以外にもいくつかのリニアメントが見られる。これらのリニアメントは直線上の谷、斜面、鞍部の連続などからなるが、明瞭な変位地形は認められない。これらのリニアメントは野々隅原・安積・坂の辻峠・小畑断層などの地質断層に沿っており、これらは断層破砕帯の差別侵食による組織地形と考えられる。

IX. 2 地震活動

本地域付近で発生した被害地震としては、貞観十年(868年)の地震が知られている。この地震では播磨国(現在の兵庫県南部)で多くの建物が倒壊するなどの被害が出

たと伝えられている。宇佐美(1996)はこの地震のマグニチュードを7.0以上と推定している。先に述べた安富断層のトレンチ発掘調査の結果からは、この地震は山崎断層系の活動によるものと推定されている(岡田ほか, 1987)。

また、1984年5月30日には本地域に隣接する安富町南部付近の地下約17kmを震源とするマグニチュード5.6の地震が発生し、姫路市で震度4の揺れを記録した。この地震では建物の窓ガラスやブロック塀が破損する被害が出たほか、鉄道が一時不通となるなど混乱した。このほかにも山崎断層系近辺を震源とする地震として、1961年5月7日にはマグニチュード5.9の地震が、1973年9月21日にはマグニチュード5.1の地震が、1990年9月29日にはマグニチュード5.2の地震がそれぞれ発生している。

X. 応用地質

(山元孝広)

X. 1 地下資源

本図幅地域には、過去に金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄・砒鉱を対象に稼行した鉱山があったものの、いずれも小規模ですべて現在は閉山されている。

X. 1. 1 金・銀鉱床

とみす 富栖金山

本金山は、図幅地域中央部の安富町安富ダムの北、大河川沿いにあったが既に閉山している。鉱床は、上部白亜系雪彦層の流紋岩岩床に胚胎した熱水鉱脈鉱床である。鉱脈の走向は E-W で北方に80° 傾斜し、脈幅は 1-1.5m、品位は金が 5-8g/t、銀が10-250g/tであった(兵庫県, 1961)。

X. 1. 2 銅・鉛・亜鉛鉱床

有賀鉱山

本鉱山は図幅地域北西部の波賀町有賀にあったが、既に閉山している。鉱床は上部白亜系黒尾山層に貫入するトータル斑岩中の鉱染鉱床で、母岩の節理面に支配され塊状をなして胚胎する。鉱体は二つあり、第一鉱体は走向 N-S、傾斜70-80° E または W で、走向延長18m、傾斜延長30m、幅12m。第二鉱体は走向N30° W、傾斜70-85° E または W、走向延長27m、幅 7-10mであった(兵庫県, 1961)。鉱石は黄銅鉱・磁流鉄鉱・黄鉄鉱を主とし、ラン銅鉱・輝水鉛鉱を伴い、脈石は石英及び絹雲母からなる。銅の品位は上鉱で18-20%、下鉱で 3-5 %であった(兵庫県, 1961)。

りゅうわ 竜和鉱山

本鉱山は図幅地域北西部の波賀町齊木にあったが、既に閉山している。鉱床は上部白亜系黒尾山層に貫入するトータル斑岩を貫く石英脈に伴われた熱水鉱脈鉱床で並走する 2 脈がある。2 脈とも走向 N70° E、傾斜50-70° S、走向延長40-50m、脈幅3.5-5 m で、鉱体はレンズ状または塊状鉱である。鉱石は黄銅鉱を主とし黄鉄鉱を伴い、その品位は銅2.5-3.5%、硫黄27-30%であった(兵庫県, 1961)。

川上鉱山

本鉱山は図幅地域北東部の大河内町川上にあったが、既に閉山している。鉱床は、上部白亜系峰山層を貫くトータル岩に胚胎する熱水鉱脈鉱床からなる。この脈は走

向 N30° E、傾斜70-80° E、脈幅10-200cm、延長300m で、鉱石は黄銅鉱・方鉛鉱、脈石は石英からなる。また、品位は銅1.5-10% (平均 3 %) であった(兵庫県, 1961)。

X. 1. 3 硫化鉄鉱床

朝日鉱山

本鉱山は図幅地域北東部の大河内町長谷ダムの南にあったが、既に閉山している。銅鉱床の副産物として硫化鉄を多量に産し、これを稼行の対象にしていた。鉱床は上部白亜系峰山層のデイサイト溶結火山礫凝灰岩を母岩とする熱水鉱脈鉱床で、鉱床は走向 N30° E、傾斜70° S の断層面に沿って走向方向へ45m、傾斜方向へ15m内外、幅約0.65m のレンズ状鉱体をなし、さらにこの様なレンズ状鉱体が継続するものと推定されている(兵庫県, 1961)。鉱体周辺の母岩は絹雲母化作用・緑泥石化作用・カオリン化作用を受け、石英脈は少い、鉱石は黄鉄鉱が主で銅鉱を伴い、その品位は硫黄40.18%、銅0.13%、銀283.5 g/tであった(兵庫県, 1961)。

たけやま 丈山鉱山

本鉱山は図幅地域北東部の大河内町川上の南にあったが、既に閉山している。鉱床は上部白亜系峰山層のデイサイト溶結火山礫凝灰岩を母岩とする熱水鉱脈鉱床で、互いに平行した 2 本の粘土質脈からなる。この脈は走向 N20-35° E、傾斜70-80° E で、鉱石は粘土質脈中に鉱塊状に胚胎する硫化鉄を主とし、わずかに黄銅鉱を伴う。粗鉱の品位は硫黄15%、銅 1 %であった(兵庫県, 1961)。

X. 1. 4 砒鉱床

たくみ 琢美鉱山

本鉱山は図幅地域北東部の大河内町砥峰高原の南にあったが、既に閉山している。もともと本鉱山は徳川末期に銅鉱として開発されたもので、明治の末期に大規模に採掘が行われ、大正初期から砒鉱を対象として稼行されていた。鉱床は、上部白亜系峰山層に貫入するトータル岩に胚胎した熱水鉱脈鉱床である。鉱体はレンズ状をなして 2 鉱体あり、各鉱体間は粘土脈をもって連続し、その粘土脈は N40-60° E に走り、延長は露頭・旧坑などを考慮すれば走向方向に約 1 km に及ぶものとみられている(兵庫県, 1961)。粘土脈は破碎帯に沿ってトータル岩が絹雲母化作用をうけたもので、絹雲母の幅の広い部分では鉱体の幅も大きくなる。両鉱体の規模は走向延長にそれぞれ50m、80m、傾斜方向に100m、150m で幅はいずれも数

cm-150cm である。鉍石は主に硫砒鉄鉍・黄銅鉍・黄鉄鉍で、閃亜鉛鉍・方鉛鉍・輝銅鉍を伴い、脈石は絹雲母・石英、鉍石の平均品位は砒素15-20%、銅 1 - 2 %であった（兵庫県，1961）。

X. 2 温泉

図幅地域の南西部と南部の 2 箇所冷鉍泉がある以外に、目立った温泉の湧出はない。

夢前温泉

本温泉は、図幅地域南部の夢前町山之内字掛ノ谷にあり、町営施設として営業されている。源泉の温度は27.8℃、湧出量は25ℓ/min、泉質は単純弱ラドン泉で、pH は9.79 である（兵庫県平成 7 年 6 月20日）。

生谷温泉

本温泉は、図幅地域南西部の山崎町生谷にある。源泉の温度は25℃以下、湧出量は20ℓ/min、泉質はナトリウム-炭酸水素塩・塩化物泉で、pHは7.1である（金原，1992）。

文 献

- Caridroit, M., Ichikawa, K. and Charvet, J. (1985) The Ultra-Tamba zone, a new unit in the inner zone of Southwest Japan - Its importance in the nappe structure after the example of the Maizuru area. *Earth Sci.*, vol. 39, p. 210-219.
- 福井謙三 (1981) 山崎断層系の変位地形. 地理評, 54, p. 196-213.
- 後藤博弥 (1986) 兵庫県上月-龍野帯南部のペルム系龍野層群の再検討. 地質雑, vol. 92, p. 663-674.
- 後藤博弥・井上剛一 (1986) 表層地質. 土地分類基本調査, 山崎, 5 万分の 1, 兵庫県, p. 33-49.
- 広川 治・磯見 博・黒田和男 (1957) 5 万分の 1 地質図幅小浜」及び同説明書. 地質調査所, 31 p.
- 広川 治・黒田和男 (1957) 5 万分の 1 地質図幅「鋸崎」及び同説明書. 地質調査所, 22 p.
- 兵庫県 (1961) 兵庫県地質鉱産図及び同説明書. 171 p.
- 兵庫県 (1996) 兵庫の地質. 兵庫県土木地質図編纂委員会 (編集), 10 万分の 1 兵庫県地質図及び解説書・地質編, 361 p.
- 猪木幸男 (1959) 舞鶴付近のいわゆる“夜久野岩類”について. 地調月報, vol. 10, p. 1053-1061.
- 猪木幸男・後藤博弥 (1981) 「上郡帯」の再検討. 地質雑, vol. 87, p. 239-247.
- 猪木幸男・黒田和男・服部 仁 (1961) 5 万分の 1 地質図幅「舞鶴」及び同説明書地質調査所, 50 p.
- 猪木幸男・弘原海 清 (1980) 上郡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 74 p.
- Imoto, N. (1984) Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, Southwest Japan. *Bull. Kyoto Univ. Education*, vol. 65, p. 15-71.
- 井本伸広・松浦浩久・武蔵野 実・清水大吉郎・石田志朗 (1991) 園部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 68 p.
- 井本伸広・清水大吉郎・武蔵野 実・石田志朗 (1989) 京都西北部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 84 p.
- 井本伸広・丹波地帯研究グループ (1982) 丹波層群の層序と地質構造の再検討. 日本地質学会関西支部報, no. 92, p. 6.
- 石賀裕明 (1983) “丹波層群”を構成する 2 組の地層群について—丹波帯西部の例—. 地質雑, vol. 89, p. 443-454.
- Ishiga, H. (1985) Discovery of Permian radiolarians from Katsumi and Oi Formations along south of Maizuru Belt, Southwest Japan and its significance. *Earth Sci.*, vol. 39, p. 175-185.
- Ishiga, H. (1986) Ultra-Tamba Zone of Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 29, p. 45-88.
- 石賀裕明・楠 利夫 (1986) 兵庫県西部の超丹波帯. 大阪微生物研究会誌, 特別号, no. 7, p. 167-174.
- 石渡 明 (1978) 舞鶴帯南帯の夜久野オフィオライト概報. 地球科学, vol. 32, p. 301-310.
- Ishiwatari, A. (1985) Granulite-facies metacumulates of the Yakuno Ophiolite, Japan: evidence for unusually thick oceanic crust. *Jour. Petrol.*, vol. 26, p. 1-30.
- 磯見 博・黒田和男 (1958) 若狭湾西部の地質, とくに古生層の層序と構造について. 地調月報, vol. 9, p. 133-143.
- Isozaki, Y, and Matsuda, T. (1980) Age of the Tamba Group along the Hozugawa “Anticline”, Western Hill of Kyoto, Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 23, p. 115-134.
- 神戸信和・広川 治 (1963) 5 万分の 1 地質図幅「佐用」及び同説明書. 地質調査所, 29 p.
- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 363 p.
- 活断層研究会 (1991) [新編] 日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版, 437 p.
- 木村克己 (1988) 京都府綾部市西部の超丹波帯の地質と造構環境. 地質雑, vol. 94, p. 361-379.
- 木村克己・牧本 博・吉岡敏和 (1989) 綾部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 104 p.
- 木村克己・中江 訓・高橋裕平 (1994) 四ッ谷地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 52 p.
- 木村克己・吉岡敏和・井本伸広・田中里志・武蔵野 実・高橋裕平 (1998) 京都東北部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 89 p.
- 木村克己・吉岡敏和・中野聡志・松岡 篤 (2001) 小松地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 102 p.
- 金原啓司 (1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覽. 地質調査所, 394 p.
- 小林文夫 (1997) 兵庫県の先白亜系基盤岩とその地質大構造. 人と自然, 兵庫県立人と自然の博物館, no. 8, p. 19-39.
- 小林文夫・竹村厚司・古谷 裕・清水大吉郎・三枝春生・鎮西清高・半田久美子・植村和彦 (1995) 兵庫県産化石. 人と自然, 兵庫県立人と自然の博物館, no. 5, p. 45-225.
- 栗本史雄 (1986) 京都府福知山地域の超丹波帯—構成岩類と分布について—. 地球科学, vol. 40, p. 64-67.
- 栗本史雄・牧本 博 (1990) 福知山地域の地質. 地域地質研

- 究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 97 p.
- 栗本史雄・松浦浩久・吉川敏之(1993) 篠山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93 p.
- 栗本史雄・内藤一樹・杉山雄一・中江 訓(1999) 敦賀地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 73 p.
- 楠 利夫(1992) 西南日本内帯の中・古生界砂岩. 地球科学, vol.46, p.309-324.
- 楠 利夫・武蔵野 実(1987) 丹波帯, II型地層群周山シンフォーム周辺の砂岩の鉱物組成の検討. 日本地質学会関西支部報, no.103, p.3-5.
- 楠 利夫・武蔵野 実(1989) 丹波帯砂岩の特性. 地球科学, vol.43, p.75-83.
- 楠 利夫・武蔵野 実・安養寺寿樹(1987) 丹波帯砂岩の特性とその堆積環境. 地学団体研究会第41回総会シンポジウム要旨集, p.260-266.
- Lipman, P. W. (1976) Caldera-collapse breccias in the western San Juan Mountains, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.* 87, p.1397-1410.
- 松田哲夫(1976) 丹波帯地角斜堆積物の層位学的研究. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, p.49.
- 松下 進(1953) 日本地方地質誌, 近畿地方(初版). 朝倉書店, 293 p.
- 松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭・豊 遙秋(1995) 広根地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 110 p.
- 中江 訓・小松原 琢・内藤一樹(2002) 西津地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 90 p.
- 中江 訓・吉岡敏和(1998) 熊川地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 71 p.
- 中江 訓・吉岡敏和・内藤一樹(2001) 竹生島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 71 p.
- 中沢圭二・岡田節夫(1949) 京都府舞鶴付近の地質概報. 鉱物と地質, vol.3, p.68-73.
- Nakazawa, K. and Shimizu, D. (1955) Discovery of *Glyptopliceras* from Hyogo Prefecture, Japan, *Trans. Proc. Paraeont. Soc. Japan, N.S.*, no.17, p.13-18.
- 岡田篤正・安藤雅孝・佃 為成(1989) 山崎断層系安富断層のトレンチ調査. 地学雑, vol.96, p.81-97.
- 尾崎正紀・栗本史雄・原山 智(1995) 北条地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 101 p.
- 尾崎正紀・原山 智(執筆中) 高砂地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター.
- Sakaguchi, S. (1961) Stratigraphy and paleontology of the south Tamba district, part 1, Stratigraphy. *Mem. Osaka Gakugei Univ., Ser.B*, vol.10, p.35-67.
- 丹波地帯研究グループ(1969) 丹波地帯の古生界(その1). 地球科学, vol.23, p.187-193.
- 丹波地帯研究グループ(1971) 丹波地帯の古生界(その2). 地球科学, vol.25, p.211-218.
- 丹波地帯研究グループ(1975) 丹波地帯の地角斜堆積相の研究. 地団研専報, no.19, p.13-23.
- 丹波地帯研究グループ(1979a) 丹波地帯の中・古生界(その4), 京都市西北山地の中・古生界の岩相と地質構造. 地球科学, vol.33, p.137-143.
- 丹波地帯研究グループ(1979b) 丹波地帯の中・古生界(その5), 京都市西北山地の中・古生界のコノドント化石. 地球科学, vol.33, p.247-254.
- 田中眞吾・野村亮太郎(1992) 中国山地東部における後期更新世の山地堆積地形とその形成環境. 地理評, 65, p.180-194.
- 田中眞吾・野村亮太郎・井上 茂・田中智彦・土田恵子・小倉博之・高田和則(1988) 兵庫県中央部, 峰山高原の地形と岩塊流. 地理評, 61, p.851-871.
- 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.102, p.2-3.
- 通商産業省(1973) 昭和47年広域調査報告書, 播但地域. 通商産業省資源エネルギー庁, 30 p.
- 宇佐美龍夫(1996) 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版416-1995] 東京大学出版会, 493 p.
- 山元孝広(1991) カルデラ陥没に伴う大規模斜面崩壊: 会津若松南方の後期中新世高川カルデラの内部構造. 火山, vol.36, p.1-10.
- 山元孝広・栗本史雄・吉岡敏和(2000) 龍野地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 66 p.
- 吉田広光・脇田全啓(1975) 京都西北山地の三疊紀コノドントの産出について. 地団研専報, no.19, p.43-48.

Geology of the Yamasaki District

By

Takahiro YAMAMOTO*, Chikao KURIMOTO** and Toshikazu YOSHIOKA***

(Written in 2002)

(ABSTRACT)

The Yamasaki district, at longitude $134^{\circ} 30' - 134^{\circ} 45' E$ and latitude $35^{\circ} 00' - 35^{\circ} 10' N$ (longitude $134^{\circ} 29' 50.2'' - 134^{\circ} 44' 50.1'' E$ and latitude $35^{\circ} 00' 11.5'' - 35^{\circ} 10' 11.5'' N$, referred to the International Terrestrial Reference Frame, ITRE) is located on the Inner Zone of the SW Honshu arc. The district includes six major geologic units: (1) ophiolitic rocks and Permian marine strata in the Maizuru Terrane; (2) Permian accretionary complexes in the Ultra-Tamba Terrane; (3) Jurassic accretionary complexes in the Tamba Terrane; (4) Late Cretaceous volcanic rocks; (5) Late Cretaceous to Paleogene intrusive rocks; (6) Middle Pleistocene to Holocene fluvial and colluvial deposits. The geology of the district is summarized in Figure 1.

PRE-CRETACEOUS ROCKS

The Yamasaki district belongs to the Inner Zone of Southwest Japan and is geotectonically divided into three terranes, that is, the Maizuru, Ultra-Tamba and Tamba terranes in descending order (Fig. 2).

Maizuru Terrane

The Maizuru Terrane take out space in the district is occupied by the Yakuno Complex and Maizuru Group. The Yakuno Complex is composed of hornblende gabbro. The Maizuru Group consists mainly of shale, sandstone and felsic tuff. In the southern part of the district, the group is thrust up onto the Ultra-Tamba Terrane. On the basis of fossils, the group is Late Permian.

Ultra-Tamba Terrane

The Ultra-Tamba Terrane is a terrane between the Maizuru and Tamba terranes. The terrane in the district is occupied by the Yamasaki Formation. The formation is thrust up onto the Tamba Terrane. The formation consists mainly of sandstone and shale. No fossils were obtained from the formation. Based on the lithology and characteristics of sandstone under the microscope, it is considered that the formation belongs to the Ultra-Tamba Terrane and correlated with the Permian Hikami Formation.

Tamba Terrane

The Tamba Terrane in the district is occupied by the Minamiyama complex. The complex consists mainly of shale with pelitic mixed rocks and sandstone. Pelitic mixed rocks sometimes include blocks of sandstone, chert and greenstone, and represent chaotic features. Radiolarian fossils from the shale of the complex indicate Late Triassic and Early Jurassic.

CRETACEOUS AND PALEOGENE

Late Cretaceous volcanic rocks

There are six volcanic units divided by unconformity in this district; the Seppikosan, Okawachi, Kurooyama, Fukadanigawa, Nagusayama, and Mineyama Formations (Fig. 3). These formations are filling individual calderas less than 20 km in diameter (Fig. 4). All of the formations consist mainly of intracaldera voluminous rhyolite or dacite pyroclastic flow deposits, which are interbedded with debris avalanche deposits (caldera-collapse breccia), and underlie lacustrine deposits in the Seppikosan Formation.

* Research Center for Deep Geological Environments

** Institute of Geoscience

*** Active Fault Research Center

Geologic Age		Stratigraphy		Volcanism and tectonics
Quaternary	Holocene	Alluvium	Piedmont slope & landslide deposits	Faulting under E-W compressional tectonics
	Pleistocene	Late	Lower terrace deposits	
		Middle		
		Early		
Neogene			Faulting under N-S compressional tectonics	
Paleogene			Arc volcanism	
Cretaceous	Late	Late Cretaceous volcanic rocks Seppikosan, Okawachi, Kurooyama, Fukadanigawa, Nagusayama, and Mineyama Formations	Late Cretaceous - Paleogene Intrusive rocks Granite, granodiorite, tonalite, quartz diorite, diorite, granite porphyry, granodiorite porphyry, tonalite porphyry, rhyolite, dacite, and andesite	Formation of caldera volcanoes and intrusion of plutonic rocks
	Early			
Jurassic			[Tamba Terrane] Minamiyama Complex	Formation of accretionary complex in the Tamba Terrane
Triassic		[Maizuru Terrane]	[Ultra-Tamba Terrane]	Formation of accretionary complex in the Ultra-Tamba Terrane
Permian		Maizuru Group	Yakuno Complex	Deposition of Permian marine strata in the Maizuru Terrane
			Yamasaki Formation	Formation of Yakuno Ophiolite

Fig. 1 Summary of geology in the Yamasaki district

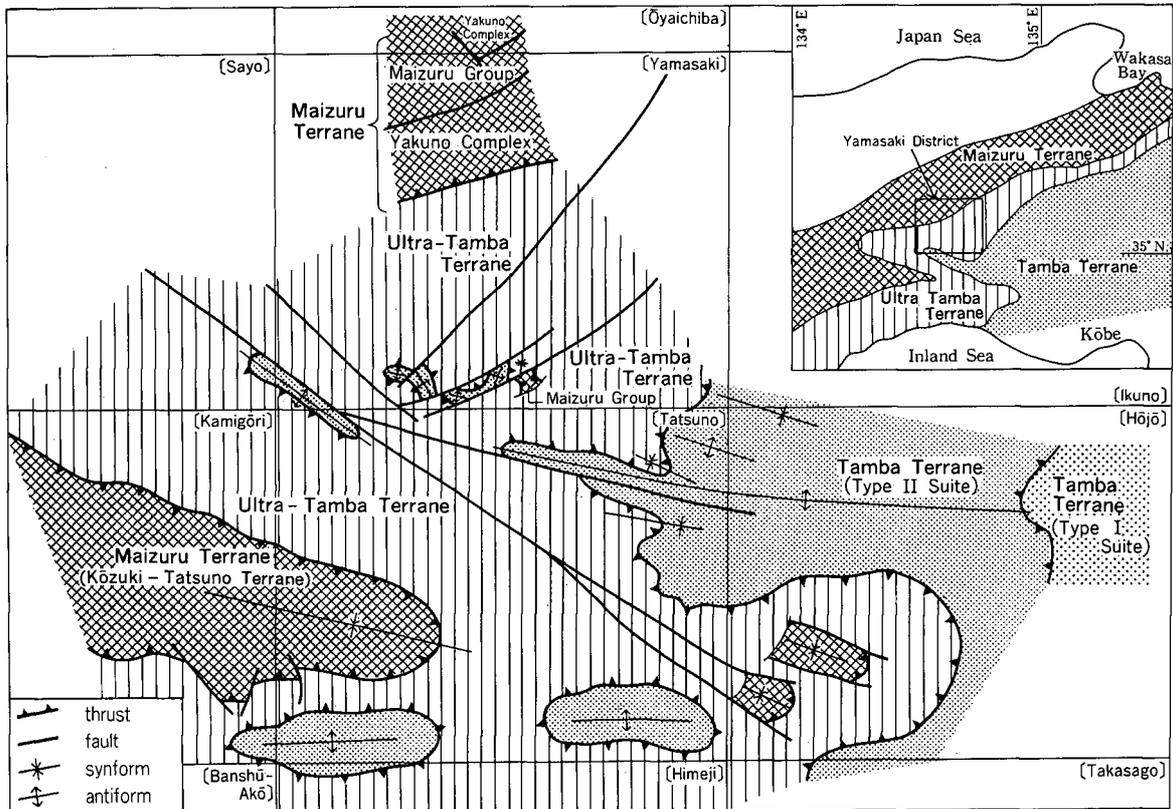


Fig. 2 Structural division of the pre-Cretaceous terranes.

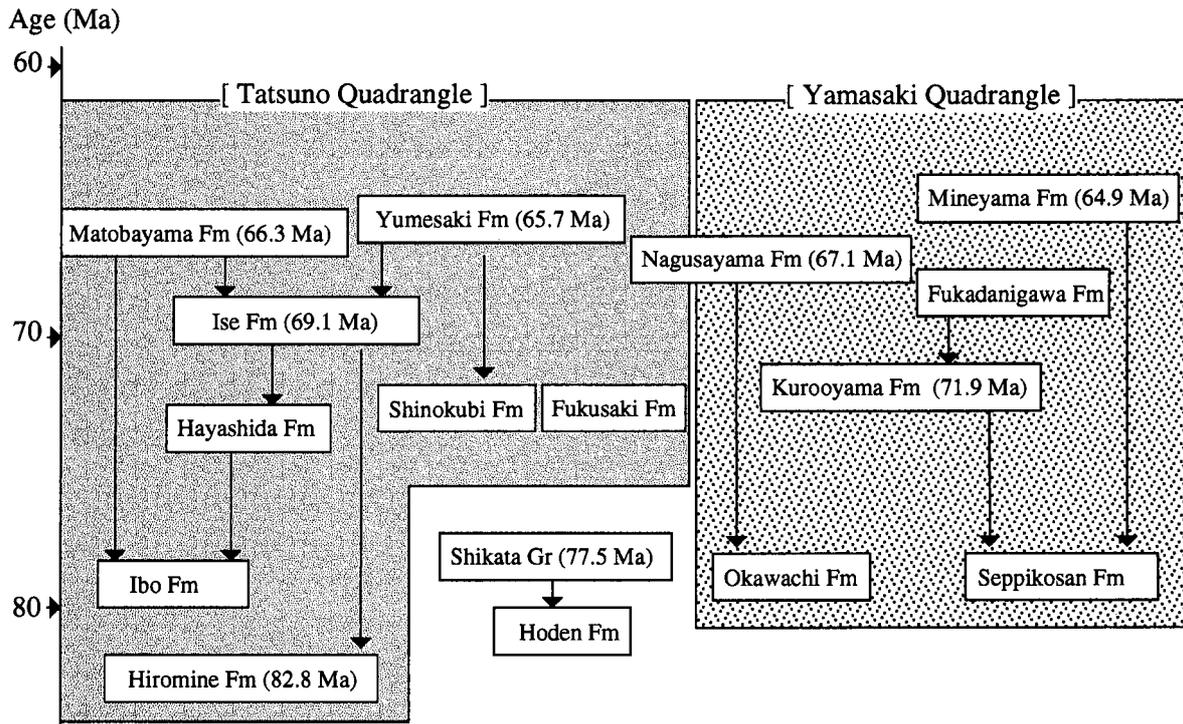


Fig. 3 Stratigraphic relations among Late Cretaceous volcanic rocks in the Yamasaki and Tatsuno districts.

Late Cretaceous to Paleogene intrusive rocks

Various kinds of plutonic rocks intruded into the Late Cretaceous volcanic rocks. Most plutonic rocks are concordant with the caldera structure filled by the volcanic formations. Some of them were emplaced as sheets beneath the volcanic formations, and other plutonic rocks intruded along the caldera margins. Many rhyolite dikes striking east to west cut the Pre-Cretaceous and Late Cretaceous volcanic rocks in this district.

QUATERNARY

River terrace deposits

Late Pleistocene lower terrace deposits made up of gravel, sand and mud are scattered along the Ibo river in the district.

Colluvium and alluvium

The piedmont slope deposits consisting of unconsolidated debris form gentle slopes around the mountains. The alluvium is deposited along narrow zones near all rivers and contains valley floor, back marsh and abandoned channel-fill deposits.

ACTIVE FAULT AND EARTHQUAKE

The Hijima Fault, which trends from northwest to southeast in the southwestern part of the district, is an active fault forming the Yamasaki Fault System. This fault has moved as a left-lateral slip fault during the recent time. A large earthquake (>7.0 M) occurred along the fault system in 868. Moderate earthquakes (5.0–6.0 M) took place along the fault system in 1961, 1973, 1984 and 1990.

ECONOMIC GEOLOGY

There are some closed mines of Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Fe and As in the district. These ore deposits were generated by the Late Cretaceous to Paleogene igneous activities, but their production was small. There are some cold mineral springs in the southern part of the district.

執筆分担

I. 地形	吉岡敏和
II. 地質概説	山元孝広・栗本史雄・吉岡敏和
III. 舞鶴帯	栗本史雄
IV. 超丹波帯	栗本史雄
V. 丹波帯	栗本史雄
VI. 後期白亜紀火山岩	山元孝広
VII. 後期白亜紀-古第三紀貫入岩	山元孝広
VIII. 第四系	吉岡敏和
IX. 活断層及び地震活動	吉岡敏和
X. 応用地質	山元孝広

文献引用例

山元孝広・栗本史雄・吉岡敏和 (2002) 山崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 48p.

章単位での引用例

吉岡敏和 (2002) 山崎地域の地質, 1. 地形. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, p.1-2.

Bibliographic reference

Yamamoto, T., Kurimoto, C. and Yoshioka, T. (2002) Geology of the Yamasaki district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 48 p. (in Japanese with English abstract 4 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Yoshioka, T. (2002) Geology of the Yamasaki district, I. Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.1-2. (in Japanese).

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) 山崎地域の地質

平成14年11月28日 発行

独立行政法人 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丁目1-1 中央第7

TEL 0298-61-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

©2002 Geological Survey of Japan, AIST