

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

京都(11)第 26 号

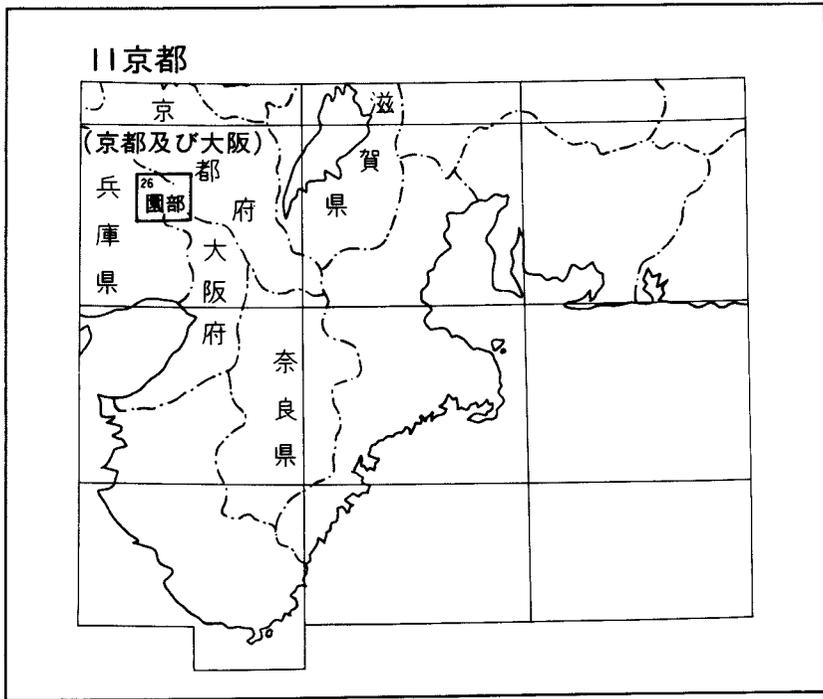
## 園部地域の地質

井本伸広・松浦浩久・武蔵野 実  
清水大吉郎・石田志朗

平成 3 年

地 質 調 査 所

位 置 図



( ) は 1 : 200,000 図幅名

# 目次

I . 地 形 .....	(石田志朗)1
II . 地質概説 .....	(清水大吉郎・井本伸広)6
III . 超丹波帯 .....	(武蔵野 実)9
III . 1 概要 .....	9
III . 2 新莊層 .....	9
III . 3 高城山層 .....	10
IV . 丹波帯(丹波層群) .....	(井本伸広・武蔵野 実・清水大吉郎)10
IV . 1 概要 .....	10
IV . 2 II型地層群 .....	11
IV . 2 . 1 火打岩ユニット .....	11
IV . 2 . 2 新水戸ユニット .....	13
IV . 2 . 3 小金ヶ嶽ユニット .....	15
IV . 2 . 4 ユニット未対比層 .....	18
IV . 3 I型地層群 .....	19
IV . 4 地質構造 .....	22
V . 下部白亜系(篠山層群) .....	(清水大吉郎)22
VI . 上部白亜系 .....	(松浦浩久)25
VI . 1 概要 .....	25
VI . 2 有馬層群 .....	29
VI . 2 . 1 瑠璃溪層 .....	29
VI . 2 . 2 佐曾利凝灰角礫岩 .....	35
VI . 3 深成岩類 .....	39
VI . 3 . 1 柏原石英斑れい岩 .....	39
VI . 3 . 2 剣尾花崗岩 .....	40
VI . 3 . 3 天引花崗岩 .....	41
VI . 3 . 4 その他の小岩体 .....	41
VI . 4 岩脈 .....	41
VI . 4 . 1 花崗斑岩 .....	42
VI . 4 . 2 珪長岩・アブライト・文象斑岩 .....	42
VI . 4 . 3 安山岩・閃緑斑岩 .....	42
VI . 5 上部白亜系火成岩類の放射年代 .....	43
VII . 新生界 .....	(石田志朗)46
VII . 1 概要 .....	46

VII. 2	須知累層	46
VII. 3	後川籠坊累層	49
VII. 4	上野累層	50
VII. 5	園部累層	50
VII. 6	本郷累層	51
VII. 7	後川累層	51
VII. 8	中位段丘堆積物	51
VII. 9	低位段丘堆積物	52
VII. 10	崖錐堆積物	52
VII. 11	扇状地堆積物	52
VII. 12	沖積層	53
VIII.	活構造	(石田志朗) 53
VIII. 1	殿田断層	54
VIII. 2	埴生断層	54
VIII. 3	猪倉断層	55
VIII. 4	内林断層	56
IX.	応用地質	(井本伸広・松浦浩久) 57
IX. 1	金属鉱床	57
IX. 1. 1	金鉱床	57
IX. 1. 2	タングステン鉱床	58
IX. 1. 3	銅鉱床	58
IX. 1. 4	マンガン鉱床	58
IX. 2	非金属鉱床	58
IX. 2. 1	炉材珪石鉱床	58
IX. 3	砥石・石材	60
IX. 3. 1	砥石	60
IX. 3. 2	石材	60
IX. 4	温泉	60
文献		60
Abstract		65

## 図・表目次

第1図	園部図幅地域の地方行政区分図	2
第2図	園部図幅地域及びその周辺の切峰面図	3

第 3 図	園部図幅地域の高度区分図	4
第 4 図	園部図幅地域及びその周辺の水系	5
第 5 図	園部図幅地域の地質概略図	7
第 6 図	Ⅱ型地層群礫岩の礫種構成	16
第 7 図	Ⅱ型地層群ユニット未対比層中の枕状溶岩	19
第 8 図	篠山層群の柱状図	23
第 9 図	篠山層群にみられる面なし構造のスケッチ	24
第 10 図	近畿地方北西部の白亜紀 - 古第三紀火成岩類の分布図	26
第 11 図	園部地域周辺の有馬層群とその前後の火成岩類の対比	27
第 12 図	園部地域の上部白亜系層序区分の比較	28
第 13 図	琉璃溪地域の琉璃溪層の模式柱状図	31
第 14 図	琉璃溪層下部の泥岩中に含まれる花崗岩と流紋岩の礫	32
第 15 図	琉璃溪層に伴う流紋岩岩脈に含まれるチャート・頁岩などの捕獲岩片	32
第 16 図	琉璃溪層に伴う流紋岩岩脈の流理構造	33
第 17 図	琉璃溪層に伴う安山岩岩脈に含まれるかんらん石斑晶	34
第 18 図	佐曾利凝灰角礫岩の顕微鏡写真	35
第 19 図	佐曾利凝灰角礫岩の顕微鏡写真	36
第 20 図	佐曾利凝灰角礫岩 タイプⅠの露頭	37
第 21 図	佐曾利凝灰角礫岩 タイプⅡの露頭及びそのスケッチ	38
第 22 図	剣尾花崗岩中のカリ長石, 石英, 黒雲母の自形結晶を含むミアロリティックキャビティ	40
第 23 図	近畿地方北西部の白亜紀 - 古第三紀火成岩類の K-Ar 年代及びフィッショントラック年代	45
第 24 図	須知累層の礫岩	47
第 25 図	須知累層の礫岩及び泥岩	47
第 26 図	須知累層模式地の露頭位置図	48
第 27 図	須知累層を不整合に覆う上野累層の露頭	49
第 28 図	近畿北部の活断層分布図	54
第 29 図	埴生付近の断層変位地形	55
第 30 図	猪倉断層の変位地形	56
第 31 図	内林断層の露頭スケッチ	57
第 1 表	園部地域の地質総括表	8
第 2 表	丹波帯Ⅰ型地層群とⅡ型地層群の区分比較	11
第 3 表	新水戸ユニットの緑色岩類の化学組成	14・15
第 4 表	丹波帯Ⅰ型地層群, Ⅱ型地層群及び超丹波帯高城山層の砂岩平均モード組成	18
第 5 表	園部地域深成岩類の K-Ar 年代測定結果	44

第6表 剣尾花崗岩のフィッシュトラック年代測定結果 .....	44
第7表 園部図幅地域の炉材珪石鉱床 .....	59
Table 1 Summary of the geology of the Sonobe district .....	66

## 園部地域の地質

井本伸広\*・松浦浩久\*\*・武蔵野 実\*  
清水大吉郎\*\*\*・石田志朗†

園部地域の地質調査は、昭和63年及び平成元年の特定地質図幅の研究として実施された。調査及びとりまとめに当たっては、超丹波帯・丹波帯を井本・武蔵野・清水が、下部白亜系を清水が、上部白亜系を松浦が、地形・新生界を石田が、応用地質を井本と松浦がそれぞれ担当した。

超丹波帯・丹波帯に関しては、履正社高等学校楠利夫氏、島根大学石賀裕明氏には、資料の提供とご討論を頂いた。上部白亜系に関しては、大阪府立北野高等学校吉田久昭氏には現地でも有益なご討論を頂いた。新生界に関して、京都府立鴨沂高等学校植村善博氏には、現地調査にご協力いただくとともに、ご討論と原稿についてのご教示と、未公表資料の提供を頂いた。応用地質に関しては、京都市立近衛中学校武村道雄氏に資料についてご教示を頂いた。ご協力いただいた方々に深く感謝する。

所内では白亜紀火成岩類の調査で地質部吉川敏之技官の協力を得た。本研究に用いた薄片は地質標本館の宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣及び大和田 朗の名技官によって作製された。

### I. 地 形

(石田志朗)

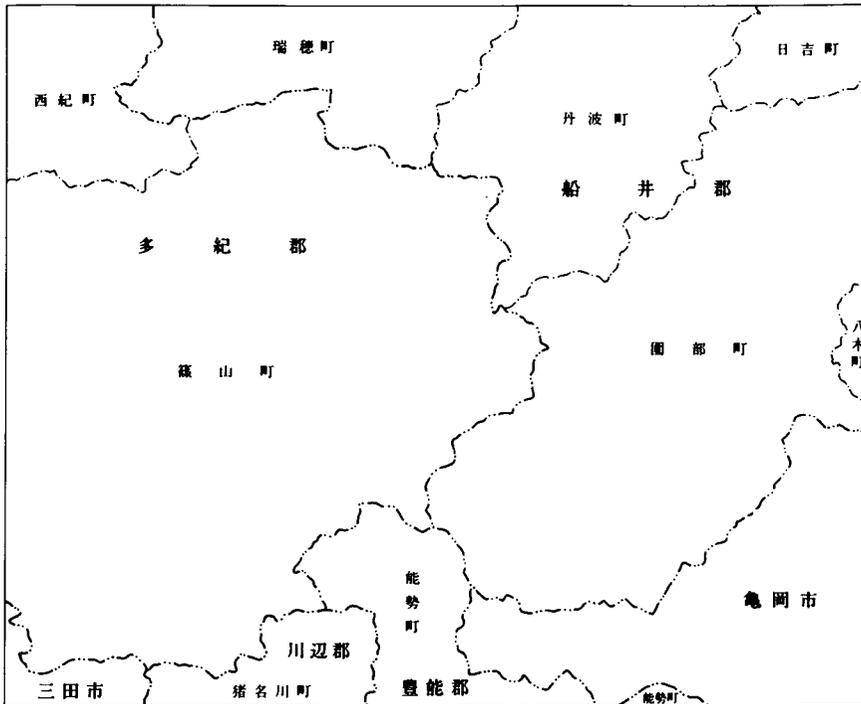
園部図幅地域は北緯 $35^{\circ}00' - 35^{\circ}10'$ 、東経 $135^{\circ}15' - 135^{\circ}30'$ の範囲に位置する。地方行政上は、西半部が兵庫県多紀郡西紀町・篠山町、三田市、川辺郡猪名川町に属し、東半部が京都府船井郡瑞穂町・丹波町・日吉町・園部町・八木町、亀岡市に属している。また中央南縁部は大阪府豊能郡能勢町に属する(第1図)。

本図幅地域は近畿地方北部に広がる丹波高地の西南部に当たる。最高点は本図幅地域東南部の深山の $790.5\text{m}$ 、最低水準点は本図幅地域東縁、八木町の国道9号沿いの $119.4\text{m}$ である。その付近の園部川川床はこれより数m低い。

丹波高地は亀岡盆地・須知盆地を挟んで、東北部は若丹山地、西南部は摂丹山地と呼ばれる(第2図)。

\*京都教育大学(地質調査所併任 昭和63年度-平成2年度) \*\*地質部 \*\*\*京都大学(地質調査所併任 昭和63年度-平成2年度) †山口大学(地質調査所併任 昭和63年度-平成2年度)

Keywords : areal, 1:50,000, geologic map, Sonobe, Kyoto, Osaka, Hyogo, Tamba Belt, Ultra-Tamba Zone, Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Neogene, Pleistocene, Holocene, Tamba Group, Sasayama Group, Arima Group, dike, shale, sandstone, conglomerate, greenstone, chert, felsic pyroclastic rock, granite, gabbro, stratigraphy, petrography, paleontology, economic geology, radiolarian, K-Ar age, fission track age, olistostrome, thrust, nappe, active fault, modal analysis.



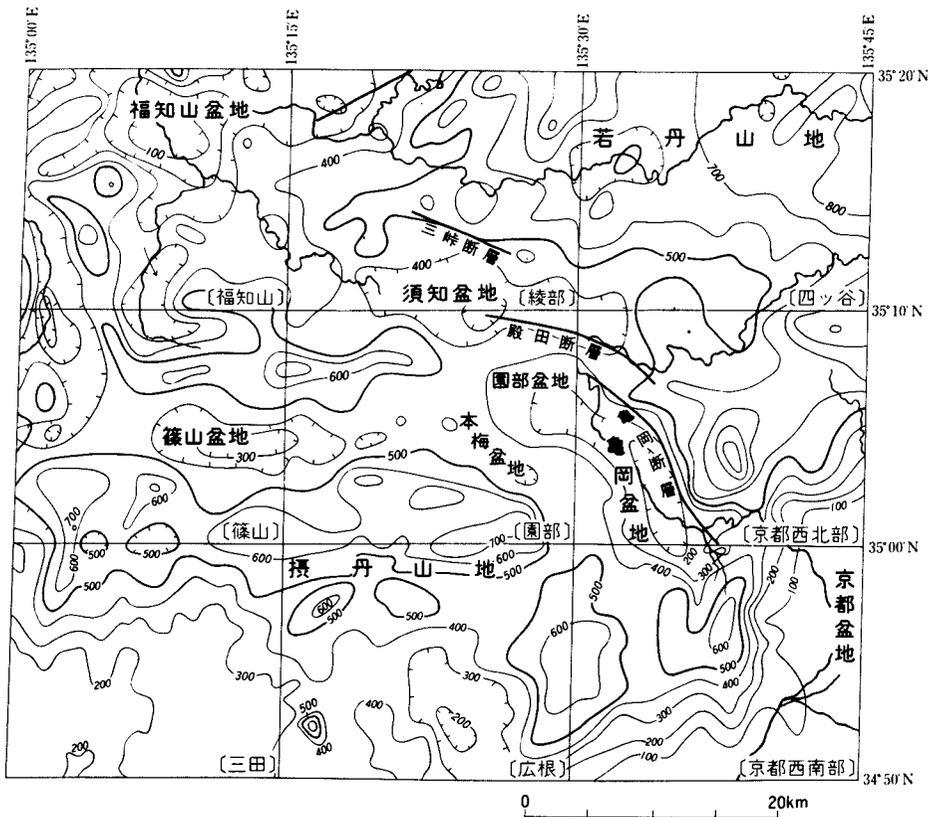
第1図 園部図幅地域の地方行政区分図

本図幅地域はほとんどが摂丹山地の北部に位置する。両山地の稜線の配列は異なっている。本図幅地域から西の篠山図幅地域にかけては、東西に延びた山地・低地が並んでいるが、北東側の若丹山地では、北東-南西及び北西-南東方向の山稜が認められる。

本図幅地域の東部に北西-南東の方向性があることは、第2図でも読み取れるが、第3図の高度区分図に、より細かく明瞭に現れている。第3図では、本図幅地域の中央以北に、特に東西の方向性が地形によく現れている。南部も大きくは東西方向があるようにみえるが、いくつかの独立した山塊が散在しているといえる。中・北部は丹波帯の堆積岩類からなり、南部は白亜紀火成岩類を主とする。こうした地質の違いが地形に反映しているとみなすことができる。

**山地** 本図幅地域の山地は水山ほか(1985)によって、8山地に区分されている。それらのうち、北部の山地が東西方向に延びた稜線を持つ。西からこねがだけ小金ヶ嶽(725m)・ひつがだけ八ヶ尾山(677.6m)・ひつがだけ櫃ヶ嶽(582.1m)と東へ延びる稜線が最も顕著である(第3図)。この北1kmにも東西方向の稜線が連なり、さいやま西山(559.7m)やびよさん美女山(482.2m)などがある。更にその北約2kmにも、400m台の東西方向の稜線があり、いん兜山(429m)がある。これらの稜線はいずれも西に高く、東に低くなる傾向がある。

小金ヶ嶽-櫃ヶ嶽の稜線の南にも2-3列の東西性の稜線があり、その南の本図幅地域中央部には、西からやおり八百里山・衣笠山(484m)・501.8m三角点を経て三国岳(508.0m)へと東へ連なる稜線がある。その南にはあらい初井川北側に標高400m前後の丘陵が連なり、園部川本流の東側にはさいやま胎金寺山(423.5m)・高山(372.1m)の南の稜線・465.8m三角点などが東西方向を示す。



第2図 園部図幅地域及びその周辺の切峰面図  
 2 km方眼による接峰面図。等高線間隔は100m。  
 35°N以北は綾部図幅(木村ほか, 1989)による

本図幅地域南部の山地は細かくみると、南北性ないし北西-南東と東西性が組み合わさった一つの山塊を形成している。西から東へ、弥十郎ヶ嶽(715.1m)・深山・半国山(774.2m)があり、その南には大野山(753.5m)・剣尾山その北西の三角点は784.9m)がある。本図幅地域南部の低地が300m前後の標高を持つことから、これらの山地の比高はいずれも小さく、400m程度である。

**盆地** 本図幅地域の盆地は京都府側について、水山ほか(1985)によって、須知盆地・園部盆地・本梅盆地が示されている。それらはいずれも、標高100m台で、比較的小規模な山間盆地である。須知盆地南部には台地が広がり、本図幅地域と北の綾部図幅地域にまたがっている。兵庫県側には、西の篠山図幅地域東部に篠山盆地があり、その東縁が本図幅地域中央西部に連なっている。篠山盆地はその西部では標高200m以下であるが、東部の本図幅地域では200m以上の標高を持つ。

河谷として200m以上の高度を持つのは、本図幅地域北辺の土師川水系のものであり、西から友瀨川・土師川・井尻川の河谷がある。

**水系** 第4図に示すように、園部図幅地域とその周辺の水系図は大きく4水系に分かれる。すなわち、北部の由良川水系は日本海に流れ、西部の篠山川は加古川水系に属し、瀬戸内海へ流れる。東部の園部川は淀川水系に属し桂川に合流し、南部の武庫川・猪名川水系もともに大阪湾に流れる。



第3図 園部図幅地域の高度区分図



## II. 地 質 概 説

(清水大吉郎・井本伸広)

本図幅地域は、地帯構造区分の上で西南日本内帯の丹波帯に当たり、一部に超丹波帯のメンバーを含む。

本図幅地域の地質は年代順に、超丹波帯の二畳系(?)・三畳系、丹波帯の石炭-ジュラ系(丹波層群)、下部白亜系の篠山層群、上部白亜系の珪長質火成岩類、中新統(?)-更新統の砂礫層及び沖積層である(第5図, 第1表)。

丹波帯の地層群は丹波帯の一般的な傾向と同じく、東西走向の分布を示し、北部に丹波帯Ⅰ型地層群が黒井アンチフォームを形成している。中央部から南部に丹波層群Ⅱ型地層群が分布する。両者は東西走向の衝上断層で境されている。丹波帯Ⅱ型地層群はまた、東西走向の断層で切られた地層群からなり、全体として東西走向の軸をもつ大きな篠山-園部シンフォームを作っている。このシンフォームの北翼では、北から小金ヶ嶽ユニット、新水戸ユニット、火打岩ユニットひうちわんの3ユニットが区分される。しかし、シンフォームの南翼の篠山川以南ではこのような区分は困難であって、一括して扱われている。

このシンフォーム軸部の本図幅地域西部には、超丹波帯の高城山層・新莊層と、篠山層群が分布している。丹波帯の地層群と超丹波帯の地層群の間は断層である。また篠山層群は篠山図幅地域において味間層(本図幅地域の新莊層相当層)を不整合に覆っている。篠山層群もまた東西走向の軸をもつ向斜構造を作っており、丹波帯及び超丹波帯のシンフォームと調和的に見えるが、構造様式はかなり異なっている。

上部白亜系の珪長質火成岩類は本図幅地域南部に分布し、溶結凝灰岩を主とする有馬層群、柏原石英斑れい岩・剣尾花崗岩などの深成岩類及び岩脈からなる。有馬層群は下部の琉璃溪層と上部の佐曾利凝灰角礫岩からなり、いずれも丹波帯Ⅱ型地層群を緩やかな不整合で覆い、一部断層で接する。深成岩類と岩脈は丹波層群と有馬層群に貫入している。

本図幅地域全域は多くの谷によって開析されており、それらの谷の周辺部や内部に中新統(?)・鮮新統及び更新統の砂礫層及び沖積層が分布する。中新統(?)・鮮新統は須知累層及び後川籠坊累層系であり、更新統は上野累層、園部累層、本郷累層、後川累層と中位及び低位段丘堆積物からなる。そのうち中位段丘堆積物は、北部の丹波町地域に、比較的広い堆積面を残している。また崖錐堆積物や扇状地堆積物も各地に認められる。

本図幅地域の東部には殿田断層、はぶ埴生断層、猪倉断層などの新期の断層が見られる。方向は西北西-東南東から、北西-南東方向のものが一般的で、この方向の断層は、近畿地方北部に普遍的に分布するものである。これらの断層群は現在の谷地形に沿うものが多く、更新統の砂礫層を切っており、微地形を作っている。



- 新生界**
- 低位段丘・崖堆積物及び沖積層
  - 中位段丘
  - 園部累層・上町累層及び本郷累層
  - 須知累層
- 上部白亜系**
- 岩脈
  - 深成岩類
  - 有馬層群
- 下部白亜系**
- 篠山層群
- 石炭-ジュラ系**
- 丹波帯I型地層群
  - 小金ヶ嶽ユニット
  - 新水戸ユニット
  - 火打岩ユニット
  - ユニット未対比層
- } 丹波層群
- 二畳系(?)・三畳系**
- 超丹波帯 (新荘層及び高城山層)
- 構造**
- シノフォーム軸及び向斜軸
  - アンチフォーム軸及び背斜軸
  - 断層(破線部は推定)
  - 低角衝上断層

第5図 園部図幅地域の地質概略図  
 後川竜坊累層及び後川累層は分布が狭いので省略

第1表 園部地域の地質総括表

地質時代		地質系統	地 史	
新 生 代	完新世	沖積層及び後背遷地堆積物	沖積層の形成	
	四 更 紀	扇状地及び崖錐堆積物	扇状地及び崖錐の形成	
	新 世	段丘堆積物 <small>低位 中位</small>	段丘の形成	
	第三紀	上野栗層・園部栗層・本郷栗層・後川栗層	活断層の形成、山地の上昇・盆地の沈降	
中 生 代	後 白 亜 紀	須知栗層・後川竜坊栗層	河成・池沼成地層の堆積	
	白 亜 紀	岩脈 柏原石英斑れい岩・剣尾花崗岩・天引花崗岩ほか		岩脈の貫入 深成岩類の貫入 [ 剣尾花崗岩; K-Ar年代(黒雲母), 72.7±3.6Ma 柏原石英斑れい岩; K-Ar年代(角閃石), 73.6±3.7Ma ]
	白 亜 紀	有馬層群 佐曾利凝灰角礫岩 琉璃溪層及び随伴する岩脈	流紋岩質大規模火砕岩の噴出と堆積及びこれに伴う岩脈(溶岩)の貫入(流出) (溶岩: 現在は見られない)	
	前 白 亜 紀	藤山層群 <small>上 部 下 部</small>	藤山層群の褶曲構造の形成 陸水成層の堆積・安山岩火砕岩の噴出 [ フィッシュントラック年代 (ジルコン) 115-135Ma ] 隆起・浸食 藤山-園部シンフォーム及び黒井アンチフォームの形成 低角衝上断層による地層のユニット化	
後 生 代	ジュラ紀		超丹波毒新荘層・高城山層の堆積 I型地層群 チャート・珪質頁岩などの遠洋性堆積物の堆積、チャート中のマンガン鉱床の形成 続いて上記堆積物の陸源性堆積物の堆積場への移動・付加・オリストストロームの形成 II型地層群 緑色岩類の形成とチャートを主とする遠洋性堆積物の堆積、赤白珪石鉱床・マンガン鉱床の形成 続いて上記堆積物の陸源性堆積物の堆積場への移動・付加 オリストストロームの形成 (火打岩ユニット→新水戸ユニット→小金ヶ嶽ユニット)	
	三疊紀			高城山層?
	二疊紀			新荘層?
	石炭紀			

H: ハイエイタス (不整合)

### Ⅲ. 超丹波帯

(武蔵野 実)

#### Ⅲ. 1 概要

本地域には、岩質からみて丹波帯の碎屑岩類とは識別される地層(新荘層及び高城山層)が分布する。新荘層は頁岩・砂岩からなり、高城山層の構造的上位に重なる。本報告ではこれらの地層を以下の理由にから、超丹波帯の地層と判断した。

超丹波帯(Ultra-Tamba Zone)はCalidroit et al.(1985)により命名された構造区分であり、舞鶴帯と丹波帯に挟まれ、チャート・フリッシュ堆積物が分布する。その後、Ishiga(1986)はより南側に分布する圧碎質砂岩を含めて再定義し、砂岩泥岩細互層・ラミナイトを主体とし、泥岩・チャートを伴うものを大飯層、圧碎質砂岩層を氷上層とした。さらに木村(1987)は綾部図幅地域の超丹波帯について大飯層とされたものを二分し、チャートを伴い上方粗粒化層序を示すものを淵垣層、砂岩泥岩互層・ラミナイトからなるものを十倉層、氷上層相当層を口上林層とした。ところで石賀ほか(1987)は篠山図幅地域の篠山町藤岡で見られる砂岩が、圧碎構造を持っており、超丹波帯氷上層に対比されるとした。その後戸倉ほか(1988)篠山図幅地域の篠山町大山宮西などで岩質的にも氷上層に酷似する圧碎質砂岩を見だし、上滝層とした。さらに戸倉ほか(1987)は、上滝層の構造的上位には味間層(再定義)が分布し、それを不整合に覆って下部白亜系篠山層群が分布するとした。石賀ほかの圧碎質砂岩は坂口(1959a)の高城山層の一部に相当するもので、同質の砂岩は篠山盆地の南側高城山付近を模式地として分布する。これらの砂岩には一部圧碎構造が認められるが、モード組成からは氷上層とは異なり、舞鶴帯の上部三疊系難波江層の下部層砂岩に類似する(楠・武蔵野, 1990)。また新荘層は篠山図幅地域の味間層に対比されるが、味間層の砂岩は火成岩片の多い石灰質砂岩で、超丹波帯大飯層との共通性が高いものである(楠・武蔵野, 1991)。

#### Ⅲ. 2 新荘層(Sjs)

新荘層は緑灰色のブロック化した砂岩と暗緑色頁岩からなる地層で、broken formationと考えられる。本層は篠山-園部シンフォーム北翼において高城山層より構造的上位に分布し、篠山図幅地域の味間層に対比される。

高城山層との関係は本図幅中では不明であるが、篠山図幅地域の篠山町藤岡では断層で接する。また上位の篠山層群との関係は、篠山図幅地域の丹南町大山西の篠山川沿いで、篠山層群が味間層を不整合に覆っているのが観察される。

味間層の砂岩は細粒のものが多く、そのモード組成は楠・武蔵野(1991)によれば、単結晶石英8%、多結晶石英3%、カリ長石1%、斜長石13%、火成岩片37%、堆積岩片2%、基質37%である。火成岩

片では酸性・中性火砕岩が多く、このような組成の砂岩は丹波帯のものとは大きく異なる。

本砂岩層の年代は不明であるが、楠・武蔵野(1991)は砂岩のモード組成の類縁関係について検討し、超丹波帯の二畳系とされている大飯層に類似するとしている。

### III. 3 高城山層(Ts)

高城山層砂岩は篠山-園部シンフォーム南翼では細粒であり、北翼では中粒から粗粒のものが多い。新鮮なものは少なく、やや風化したものは淡褐色を呈し、より風化すると灰白色となる。淘汰の良好な砂岩で、北翼のものは強く圧砕を受けている(石賀ほか, 1987)。楠・武蔵野(1990)によれば、平均モード組成は単結晶石英 27%、多結晶石英 25%、カリ長石 20%、斜長石 7%、岩片 14%、重鉱物 2%、基質 7%である。カリ長石ではパーサイト構造を持つものやマイクロクリンが非常に多く、岩片では 10%が火成岩片でその大部分が花崗岩質である。このように本砂岩は石英質でかつアルコース質なクリーンサンドである点で丹波層群の砂岩と比較して特異である。楠・武蔵野(1990)は岩質の特徴から、本砂岩が舞鶴帯の上部三畳系難波江層群の下部層砂岩に酷似しており、それに対比される可能性があるとして指摘している。

## IV. 丹波帯(丹波層群)

(井本伸広・武蔵野 実・清水大吉郎)

### IV. 1 概要

本図幅地域は丹波帯西部に位置し、小野山(1931)により、古生層及び時代未詳中生層(多紀層群)とされた地層が分布する。これらの地層はSakaguchi(1961)により丹波層群として一括された。

石賀(1983)は、本図幅地域の丹波層群が、岩相・地質時代の組み合わせの異なる2組の地層群に区分でき、古期地層群(Ⅱ型地層群)が、新期地層群(Ⅰ型地層群)の上位に重なるナップ構造を形成していることを明かにした。

Ⅰ型、Ⅱ型地層群はいずれも、主として緑色岩類や層状チャートからなる遠洋相と頁岩、砂岩を主とする碎屑岩相からなり、前者が後者に付加されることによって形成されたものとみなしうる。そのため各ユニットの内部では、模式的には緑色岩類→層状チャート→碎屑岩相の順に重なる。しかし、ユニットによっては、最下位の緑色岩層を欠く場合がある。また緑色岩類は石灰岩や赤白珪石鉱床を伴うことがある。また付加の過程では、遠洋相岩石をオリストリスとして含むオリストストローム層が形成され、広い範囲に分布している。

これらの地層群は、本図幅地域北部の兵庫県多紀群西紀町川阪を通る東西方向の背斜軸をもつ黒井アンチフォーム(黒井背斜; Sakaguchi, 1961)と篠山盆地を通り、京都府船井郡園部町に至る東西性の向斜軸をもつ篠山-園部シンフォーム(篠山向斜; 坂口, 1960a: 篠山-園部向斜; Sakaguchi, 1961)を形成し

第2表 丹波帯 I 型地層群と II 型地層群の区分比較

Sakaguchi (1961)			「京都西北部」地域, 井本ほか(1989)		本 研 究	
丹 波 群 層	中 部 垂 層 群	上 部	II 型 地 層 群	周山ユニット	II 型 地 層 群	火打岩ユニット
		下 部		雲ヶ畑ユニット		新水戸ユニット
	下 部 垂 層 群	佐 仲 峠 層		灰屋ユニット		小金ヶ嶽ユニット
			I 型 地 層 群		I 型 地 層 群	

ている。このシンフォームは、本図幅地域の東に隣接する京都西北部図幅地域の周山向斜に連続している(井本ほか, 1989)。シンフォーム北翼では、緑色岩類や層状チャート層が良く連続して分布するのにたいし、南翼においては、きわめて連続性に乏しい。また碎屑岩相についても、北翼では泥質混在岩が卓越するのにたいし、南翼では砂岩泥岩互層が広く分布する。こうした特徴にもとづいて、本研究では、北翼に分布する II 型地層群については、下位から上位へと緑色岩類・チャートから泥質岩・砂岩泥岩互層に移行する 3 つの構造的層序ユニットを区分し、構造的な下位から上位へと、小金ヶ嶽ユニット・新水戸ユニット・火打岩ユニットとした。これら 3 ユニットのさらに構造的な下位には、I 型地層群が黒井アンチフォームを形成して分布しており、全体として 4 つの構造的層序ユニットから構成されている。

篠山-園部シンフォーム南翼においては、最上位の火打岩ユニット相当層は、緑色岩類・チャート層の断続的な分布にもとづいて区分したが、他の 2 つのユニットについては“ユニット未対比層”とした。また I 型地層群の分布については、猪倉断層以西では、有馬層群や花崗岩類が広く分布するため不明である。猪倉断層以東については、主にチャート及び泥質混在岩の岩質にもとづいて I 型地層群の分布を判定した。

なお本研究で設定した構造的層序ユニットと京都西北部図幅地域における各ユニットならびに Sakaguchi (1961) の層序区分との対比を第 2 表に示す。

## IV.2 II 型地層群

### IV.2.1 火打岩ユニット

**緑色岩類**(Hg, Hgb) 本ユニットの緑色岩類としては、篠山-園部シンフォーム北翼においては、篠山

町火打岩西方から<sup>つばいち</sup>鏝市ダム東方にかけて連続するものと、丹波町口八田辻付近から東方へ約3kmにわたって連続する岩体がある。

火打岩西方では、数層の溶岩及びハイアロクラスタイトからなり、間に砂岩や黒色頁岩の薄層をサンドウィッチ状に挟む。溶岩の直上には、時に厚さ1m程の赤白珪石を伴い、さらにその上位に、厚さ約7mの赤褐色層状チャートが重なる。口八田東方の緑色岩類では、ハイアロクラスタイトが卓越する。

**層状チャート**(Hch, Hcb) 下位に緑色岩類を伴い、比較的連続性の良いものと、泥質岩中にオリストリスとして含まれる場合がある。いずれもⅡ型地層群に特徴的な層状チャートからなる。

石賀(1983)は、鏝市ダム付近の緑色岩類を伴うチャートから、後期石炭紀-前期二畳紀を示す *Pseudoalbaillella bulbosa* を見出している。

オリストリスをなすチャートには、*Triassocampe nove* を産する三畳紀チャート、*Pseudoalbaillella u-forma*, *Ps. simplex*などを産する前期二畳紀チャートが認められている(石賀, 1983)。なおIshiga and Imoto(1980)により放散虫化石が検討された篠山町藤岡奥(篠山図幅地域)のチャートブロックも本ユニットに属する。

シンフォーム南翼の本ユニットに属するとみなしうるチャートからは、時代決定に有効な微化石は得られていない。

**石灰岩**(H1) 船井郡園部町観音峠の東方約1km及び同町熊崎南西約1kmの2地点に、小規模な石灰岩体が分布する。これらの岩体からは次の化石の産出が報告されている(Sakaguchi and Yamaguchi, 1958; Sakaguchi, 1961, 1963)。

観音峠：紡錘虫化石； *Triticites sonobensis*, *T. sonobensis minimus*, *T. sp. A*, *Pseudofusulina cf. santyuensis*, *P. sp.*, *Paraschwagerina*(*Acervoschwagerina*) *sp.*

サンゴ化石； *Stylidophyllum sp.*

熊崎：紡錘虫化石； *Fusulinella itoi*, *F. matsushitai*

サンゴ化石； *Dibunophyllum omorii*

観音峠石灰岩に含まれる紡錘虫化石は、*Triticites montiparus* 亜帯の特徴種を含み、前期二畳紀サクマル世を示す。いっぽう熊崎石灰岩からは、中期石炭紀モスクワ世を示す化石が得られており、Sakaguchi(1961)は、両岩体がほぼ同一層準に産するとみなし、後者に含まれる化石は二次化石であろうと推定した。しかしこれらの岩体は、多様な年代を示すチャートブロックと同様に、オリストリスとして碎屑岩中に混在しているものとみなしうる。

**碎屑岩類**(Hsh, Hs) 本ユニットでは泥質混在岩、黒色頁岩、石質ワッケ砂岩が卓越し、酸性凝灰岩が挟在する。

泥質混在岩はほかのユニットと同様であり、チャートや緑色岩を含むものと砂岩ブロックのみ含むものとどちらの混在岩も多い。頁岩は砂質であり、成層したものもある。観音峠隧道東方の国道9号線沿いなどには、緑色を帯びたもので凝灰質な頁岩も認められる。また篠山町<sup>おくも</sup>大芋東方や園部町竹井北方の頁岩は、層状砂岩との境界で平行葉理が発達し、ラミナイトになっているものがある。

本ユニットに相当する園部町内林町北の砂岩に挟在される酸性凝灰岩には、*Archicapsa aff. pachiderma*, *Parahsuum cf. simplum*などの放散虫が含まれており、前期ジュラ紀を示す。

また園部町中山峠の東で、篠山-園部シンフォームの軸部にも頁岩中に酸性凝灰岩が挟在する。これは層理の明瞭なもので厚さは5m以上あり、以下に示すような後期三畳紀と前期ジュラ紀の放散虫群集が認められた(武蔵野ほか, 1990)。

後期三畳紀 *Canoptum triassicum* 群集: *Canoptum triassicum*, *C. lubricum*, *Dictyomitrella*(?) sp.  
*C. Squinabolella* spp., *Sarla*(?) sp. など。

前期ジュラ紀 *Parahsuum ovale* 群集: *Parahsuum simplum*, *P. ovale*, *Archicapsa*(?) sp.  
*Eucyrtis*(?) sp., *Paronaella*(?) sp. など。

本凝灰岩も火打岩ユニットのものであるが、後述するように付随する砂岩は楠・武蔵野(1990)によるT II dの砂岩と同一のものであり、火打岩ユニットの最上部に下部ジュラ系よりも古い上部三畳系の碎屑岩類が存在している可能性がある(楠・武蔵野, 1990; 武蔵野ほか, 1990)。

火打岩ユニットの砂岩は、T II cタイプのものが多い。これは一般に細粒で岩片が多く、ワッケ質である。頁岩とよく互層し、頁岩中に10cm内外の厚さで挟在したり、ラミナイトに移化する。このタイプの砂岩の平均モード組成は単結晶石英16%、多結晶石英12%、カリ長石12%、斜長石11%、岩片30%、その他重鉱物など1%、基質17%である(第4表)。岩片では火成岩片が多いが、堆積岩片もやや多い。重鉱物ではざくろ石がやや少なく、緑れん石、クリノゾイサイト、黒雲母が新水戸ユニット及び小金ヶ嶽ユニットの砂岩より多い。

篠山-園部シンフォーム軸部には、酸性凝灰岩の項で触れたように上部三畳系碎屑岩が分布する。その中の砂岩はT II dタイプである。一般にT II cタイプの砂岩より粗粒で中粒砂岩が多く、モード組成では多結晶石英、斜長石、岩片の量が多いものである。このことは京都西北部図幅地域中でモノチスを産する砂質泥岩に隣接する砂岩がT II dタイプである(楠・武蔵野, 1990)ことと調和的である。

#### IV. 2. 2 新水戸ユニット

緑色岩類(Sg, Sgb) 本ユニットの基底部に位置し、小金ヶ嶽の南において東西方向によく連続する。篠山町中付近で、NE-SW方向の断層により、約3km北東に転移し、櫃ヶ嶽北方で再び東西方向に分布する。丹波町水戸から市森を経て、さらに断層で東北東に転移した後、日吉町八栄から京都西北部図幅地域の雲ヶ畑ユニット基底部の緑色岩類へと連続する。

緑色を呈することが多いが、暗赤紫色を示す部分もある。厚層をなす部分では、塊状溶岩、枕状溶岩が卓越する。八栄付近では発泡の顕著な枕状溶岩が認められた。ピロープレッチャやハイアロクラスタイトを主とする部分は暗赤紫色を示すことが多い。層厚は300-500mで、最大700m程度である。

Hashimoto and Saito(1970)は、丹波帯の緑色岩類について変成分帯を行い、パンペリ石帯、中間帯、緑れん石緑閃石帯に区分した。本図幅地域の緑色岩類の変成鉱物は石英、曹長石、絹雲母、緑泥石、パンペリ石、スフェン、方解石からなり、パンペリ石帯に属すると報告している。またHashimoto et al.(1970)は、本緑色岩類の2試料について化学分析を行い、いずれもアルカリ岩系列に属するとしている(第3表)。

坂口・曾我(1972)は、緑色岩類の産状にもとづいて、噴出形式を2つの型に区分した。西山型としたものは、主にピロープレッチャとハイアロクラスタイトからなり、爆発的噴火を示し、殿田型は塊状溶

第3表 新水戸ユニット緑色岩類の化学組成 (Hashimoto et al., 1970による)

岩石名	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
球類かんらん石(?) 玄武岩	49.79	1.37	14.57	7.28	4.05	0.19	5.39
玄武岩	46.27	2.16	13.34	2.53	10.98	0.20	7.50

岩、枕状溶岩を主とし、静穏な噴出によるものと推定している。特に本緑色岩層については、石灰岩を伴わないところから、比較的深い海底に静かに噴出したものと述べている。

この緑色岩類内部や上位に重なる層状チャートとの境界部には、赤白珪石鉱床が特徴的に伴われ、篠山町畑山西方、上笹見、福井、園部町船岡などで、炉材珪石として採掘された。

本緑色岩層の地質時代を示す化石の証拠は得られていないが、本層の東方への連続部に相当する、船井郡日吉町殿田の大堰川河床の緑色岩類についての Sm-Nd 年代として 334-339Ma の値が報告されている (Sano et al., 1987)。

**層状チャート** (Sch, Scb) 本ユニットの層状チャートは産状により、1) 緑色岩層の上位に重なるもの、2) 碎屑岩中に多様な規模のオリストリスとして含まれるものに区分される。1) のチャートは、赤褐色を呈するものが多く、よく成層するが、珪質層の厚さは 1-10cm と変化が著しい。2) のチャートオリストリスは、チャートのみからなる場合と、見かけ下位に緑色岩類を伴う場合がある。岩質は、小金ヶ嶽ユニットのチャートと共通している。

1) の型のチャートから石賀(1983)は、*Pseudoalbaillella simplex*, *Ps. u-forma* などの放散虫化石を報告し、また *Streptognathus elongatus*, *Ozarkodina expansa* などのコノドント化石の産出も報告されており (Ishiga, 1982)、それらの示す地質時代は、前期二疊紀とみなされている。

一方、オリストリスとして産するチャートについては、*Follicucullus* spp., *Pseudoalbaillella* spp., *Ps. lomentaria* など、中期や前期二疊紀を示す放散虫化石を産する岩体や、*Triassocampe* (?) sp., *Canoptum triassicum*, *Triassocampe deweveri*, *Archaeosematis* sp. などの放散虫化石やコノドント化石 *Neospathodus homeri* など、三疊紀を示す微化石を産出する岩体などが識別されている (石賀, 1983)。さらに本図幅地域の西に隣接する篠山図幅地域の東部に位置する、緑色岩類を伴うチャートブロックからは、*Idiognathoides sinuatus*, *I. delicatus*, *Streptognathodus elongatus*, *Gnathodus roundyi*, *Gondolella clarki* などのコノドント化石及び *Pseudoalbaillella nodosa*, *Ps. bulbosa* などの放散虫化石が記載され、後期石炭紀を示すものとみなされている (Ishiga, 1982)。

この様に、本ユニットの碎屑岩中にオリストリスとして含まれるチャートは、後期石炭紀、二疊紀、三疊紀など多様な年代を示す。ただし現在までのところ、二疊紀から三疊紀へと層序が連続するチャート岩体は見出されていない。

**碎屑岩類** (Ssh, Ss, Stf) 本ユニットではアルコース質砂岩、黒色頁岩及び泥質混在岩が卓越し、少量の礫岩を伴う。それらに珪質頁岩、赤色頁岩、酸性凝灰岩などが挟在する。

泥質混在岩は小金ヶ嶽ユニットのものと同様のものである。ただし、2種類の泥質混在岩のうち、砂岩ブロックのみを含む broken formation とされるものの方が多い。

第3表 (続き)

CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	合計	産地
8.69	4.72	0.63	0.34	2.92	0.31	100.25	小金ヶ嶽南方
8.10	2.33	0.34	0.23	5.64	0.45	100.07	小金ヶ嶽南方

黒色頁岩は全体に砂質頁岩が優勢で、小金ヶ嶽ユニットと類似する。石賀(1983)によれば小金ヶ嶽ユニットと同様に、*Unuma echinatus* 群集よりもやや古い放散虫を産する頁岩のほか、*Parahsuum simplum*, *Parahsuum*(?) sp. C, *Canoptum* sp. など *Parahsuum simplum* 群集(八尾ほか, 1982)の放散虫を含むシルト質泥岩、赤色泥岩、酸性凝灰岩も存在する。これらのことから、新水戸ユニットの頁岩は前期ジュラ紀のものと考えられる。

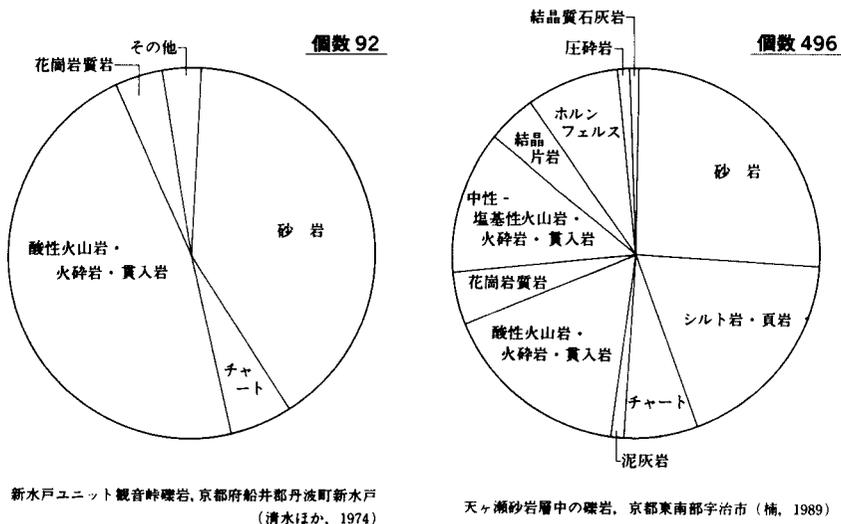
石賀(1983)によるシルト質泥岩や赤色頁岩は、多少とも珪質で放散虫を含むことが多いことから、層状チャートから頁岩への移行部に見られる含放散虫珪質頁岩に対応するものである可能性がある。また酸性凝灰岩もやや古い年代を示しており、京都西北部の灰屋ユニットに見られるような層序関係、つまり酸性凝灰岩もチャートから頁岩への移行部に位置するものであろう。

本ユニットの砂岩は分布が広く、中粒で層理の厚い砂岩が多い。シェールパッチを頻繁に含む。また粗粒-極粗粒砂岩や礫岩が本ユニットの見かけ上部に見られる。楠・武蔵野(1989)は鏝市ダム北側の砂岩をT II bタイプとして記載している。それによればモード組成は単結晶石英22%, 多結晶石英11%, カリ長石19%, 斜長石10%, 岩片22%, その他重鉱物など1%, 基質15%となっている。このうち岩片の大部分は火成岩起源である。重鉱物では無色でクラックの発達したざくろ石が非常に多く、その他には黒雲母、白雲母、ジルコン、緑れん石、モナズ石、電気石、スフェンなどが含まれる。

礫岩が観音峠の北を通して東西に分布し(Sakaguchi, 1961)、観音峠礫岩と呼ばれている。清水ほか(1974)によれば、観音峠西の新水戸では泥質基質中に径2-5cmの円礫あるいは亜円礫として含まれているものである。観音峠北東側の谷にも好露出があり、そこでは礫は円磨された中礫が多いが、大礫、細礫の部分もあり、基質は砂質のものがかなり認められる。礫種構成は、砂岩と酸性-中性火砕岩が非常に多く、京都西北部図幅地域中の栗夜叉谷礫岩(武蔵野・中村, 1976)、極楽谷礫岩(丹波地帯研究グループ, 1971)や京都東南部の宇治川に沿う天ヶ瀬砂岩層中の礫岩(楠, 1989)などと類似する。清水ほか(1974)の測定したものと、新水戸ユニットと同一ユニットと考えられる天ヶ瀬砂岩中の礫岩との礫種比較を第6図に示す。観音峠礫岩のものは測定数が少ないので直接に比較することには多少問題があるが、後者に比べ中性火砕岩・火山岩及び変成岩の礫が少ない。酸性火砕岩礫が多いことから、清水ほか(1974)は後背地において、堆積時以前の大規模な酸性火成活動があったことを指摘している。このことと関連して、やや古い年代を示す上位の火打岩ユニットの砂岩では酸性-中性火成岩片が多く、その堆積した年代(前期ジュラ紀)に近い時期に火成活動があった可能性が指摘されている(楠・武蔵野, 1989)。

#### IV. 2. 3 小金ヶ嶽ユニット

**緑色岩類**(Kg, Kgb) 小金ヶ嶽ユニットに属する緑色岩類のうち、層状チャート層の下位に分布する



第6図 II型地層群礫岩の礫種構成

岩体は、船井郡丹波町須知から同町塩田谷にかけて分布する。厚さ150-300mで、緑色を呈し、溶岩が卓越する。

船井郡日吉町志和賀西方には、層状チャートの厚層中に、小規模な岩体として挟在される。

本図幅地域西部の西紀町川阪から小金ヶ嶽西方を経て火打岩に至る町道において、I型地層群最上位に位置する泥質混在岩中に小規模な緑色岩ブロックが認められた。付近には岩質から判断して、II型地層群に属するチャートブロックも含まれているところから、この緑色岩ブロックも、小金ヶ嶽ユニット最下位の緑色岩類が混入したことが考えられる。

**層状チャート**(Kch, Kcb) 本ユニット基底部-下部に発達し、東西方向に20km以上に渡って連続し、小金ヶ嶽、八ヶ尾山、雨石山などの山塊を構成している。見かけの厚さは100-500mと変化し、厚い部分では1000m以上に達する。

このチャート層についてSakaguchi(1961)は、丹波層群下部亜層群佐仲峠層の上部に発達するものとみなし、同亜層群の他の層準の黒色頁岩中のチャート岩体とともに、“いも”状の形態をなして産すると述べている(坂口, 1960b)。またKaibara(1964)は、チャートの微細組織を検討するに当たって、丹波帯のチャートを産状にもとづいて、A)層状チャート:(1)Mn-型チャート;(2)中間型、B)塊状チャート:(1)大岩体型;(2)塊状型プロパー、C)遷移型:(1)シャルスタインへの遷移型;(2)頁岩への遷移型に区分し、本チャート層は、これらのうちB)-(1)大岩体型に当たるとしている。

本チャート層は、赤褐、赤紫、緑、多色などを呈するほか、灰色を示すものも含まれる。構成要素は放散虫化石、珪質海綿骨片など珪質微化石を主とするものと、保存良好な放散虫化石が珪質泥中に散在するものがあり、Imoto(1984)による、RB、RF、GB、GFの4型のいずれの型も認められる。

珪質層と粘土質薄層(はさみ)の厚さの変化は、R型で一般に顕著であり、G型では定常的になる傾向が認められる。こうした特徴は、井本ほか(1989)による京都西北部地域に分布するII型地層群に属する

チャートと共通している．特に本チャート層では，“はさみ”が痕跡程度に薄くなり，珪質層の癒着によって，一見“塊状チャート”に見える場合もある．

石賀(1983)は，本チャート層の8地点から *Albaillella sinuata*, *Pseudoalbaillella longtanensis*, *Ps. globosa*, *Follicucullus monacanthus*, *Fo. scholasticus*, *Neoalbaillella optima*, *Na. ornithoformis* など，中-後期二畳紀を示す放散虫化石群集(Ishiga, 1986)の産出を報告している．また今回篠山町上笹見四十八滝の手洗滝付近のチャートから *Fo. scholasticus*，八ヶ尾山南方からは *Ps. longicornis*，丹波町安井西方から *Fo. sp.* を見出した．

これらの化石群集の産状については，2ないし3の群集が，見かけの下位(北側)から，見かけの上位(南側)に向かって，示す年代が若くなるように連続して産出する場合，同一群集が繰り返して産出する場合，見かけ上位の地点から，下位の地点よりも古い年代を示す群集が産出する場合などが認められており(石賀，1983)，本チャート層の内部において，同じ層準のチャートが複雑に繰り返すことによって厚層が形成されているものと推定される．

本チャート層と，見かけ下位に位置する 型地層群との関係について石賀(1983)は，小金ヶ嶽西方の峠(通称大たわ)において，走向N80°W，傾斜50°S，破砕帯の幅3mの断層を認めている．しかしこの断層の下位にも，前述のように緑色岩や 型地層群の特徴を示すチャートのブロックが，泥質岩中に混在しているところから， 型地層群と 型地層群の境界部には，幅広い擾乱帯が介在している可能性がある．

**碎屑岩類(Ksh, Ks)** 本図幅地域の小金ヶ嶽ユニットは，京都西北部図幅地域の灰屋ユニットに対応する．灰屋ユニットについては層状チャートより上位の碎屑岩類の層序は，上位から下位へ，次のような模式層序が明かにされている(田辺・丹波地帯研究グループ，1987)．

模式層序	概略の層厚
泥質混在岩層	90m+
層状砂岩・砂岩泥岩互層	160m
黒色雲母質頁岩層	50m
含放散虫珪質頁岩層	20m
酸性凝灰岩層	10m

ただし実際には，以上の層序が一部分断され繰り返して見かけ上厚く分布している．なお，本図幅地域では層序の分断化が著しいため，このような層序関係が観察されることがほとんどない．

本ユニットの碎屑岩類について泥質混在岩，黒色頁岩及び，砂岩に区分して記す．

泥質混在岩は径数cmから数mあるいはそれ以上の砂岩，チャート，緑色岩をブロックとして含むもので，基質は鱗片状劈開の発達した黒色砂質頁岩である．成因的にはテクトニックメランジュとすべきものと，堆積性メランジュまたはオリストストロームとすべきものとが含まれている．ただし，両者の区別については明確な基準が設けにくく，判別が困難な場合が多い．テクトニックメランジュと考えられるものには，ハイアロクラスタイトを含む泥質混在岩があり，本図幅地域中では比較的厚い緑色岩が分布する日吉町志和賀や丹波町安井などに見られる．また，後者のものと考えられるものにはブロックとして砂岩しか含まず，スランプによるbroken formationとされるものがある．また砂岩層には部分的に

第4表 丹波帯I型地層群, II型地層群および高城山層の砂岩の平均モード組成(%) (楠・武蔵野, 1990を一部修正)

地層区分	タイプ	石英		長石		岩片			重鉱物		基質	試料数 (個)
		単結晶	多結晶	カリ長石	斜長石	変成岩	火成岩	堆積岩	雲母	その他		
I型地層群	TI	29.0	15.0	10.4	11.9	1.2	7.1	3.6	1.2	0.4	20.2	39
II型地層群	IIa	22.9	16.6	18.7	14.4	1.1	9.8	3.7	0.7	1.0	11.3	26
	IIb	19.8	10.9	18.4	9.6	1.8	14.4	3.3	0.5	0.6	20.8	91
	IIc	16.1	12.3	12.3	11.2	1.4	21.5	7.5	0.3	0.5	16.9	27
	IIId	13.0	20.3	11.3	12.1	1.8	18.6	10.6	0.3	0.5	11.6	10
高城山層		26.5	24.7	19.8	6.5	0.4	9.5	3.9	0.7	0.7	7.4	4

ブーダン構造が観察される。本層は放散虫化石を含有することがまれで、特に鱗片状劈開の発達した黒色頁岩やbroken formationでは見いだされない。

黒色頁岩は全体に砂質頁岩が優勢である。粗粒碎屑粒子の量は変化に富んでいるが10%程度含むものが多い。砂の含有量の多いものは泥質砂岩と漸移し、両者の区別はmappableオーダーでは困難である。また黒色頁岩は層状砂岩付近などで雲母質になることがある。

本ユニットの頁岩は砂質で、著しく剪断されているものが多い。石賀(1983)によればTricolocapsa(?) fusiformis, Archicapsa sp. A, Unuma sp. などの放散虫を産し、Unuma echinatus 群集(八尾ほか, 1982)よりやや古いものとされている。これは前期ジュラ紀後半を示すものと考えられる。

砂岩については、楠・武蔵野(1989, 1990)は京都西北部図幅地域に分布するII型地層群について四つのユニット区分を行い、それに対応する4種の砂岩を記載している(第4表)。このうちTIIaタイプとしたものが本ユニットの砂岩に対応する。砂岩は本図幅地域中の篠山-園部シンフォーム北翼では分布が狭く、小金ヶ嶽の南東方や日吉町志和賀などに見られる。これはアルコース質のアレナイトで、中粒で塊状の砂岩が多く、ブロック化している。

#### IV.2.4 ユニット未対比層(Ush, Us, Ucb, Ugb, Bc)

篠山-園部シンフォームの南翼部には、塊状砂岩、砂岩泥岩互層、泥質混在岩が広く分布し、その内部にブロック状の緑色岩類や層状チャートを含む。高城山東山腹、三国岳西方及び東方に緑色岩類が小岩体をなして分布し、北翼の新水戸ユニットの緑色岩類に対比される可能性がある。高城山では赤白珪石鉱床を伴っている。また三国岳東方のものや、篠山町安口付近に見られるものには、枕状構造が発達する(第7図)。そのため、北翼のII型地層群について行った3つの構造的層序ユニット区分のうち、下位の小金ヶ嶽ユニット、新水戸ユニットに相当するとみなしうる地層については、ユニット未対比層として一括した。またこの地域に分布する岩石は、白亜紀深成岩の影響によりホルンフェルス化していることが多く、砂岩の鉱物組成にもとづく構造的層序ユニット区分も困難である。

ここでは、今回得られたチャートオリストリスの特徴的な放散虫化石について述べる。

篠山町野々垣南西500mの小谷：赤色チャート, *Albaillella levis*, *Follicucullus scholasticus* m. I,  
後期二畳紀



第7図 II型地層群ユニット未対比層中の枕状溶岩（篠山町安口<sup>はだかす</sup>）

曾地中南西750mの小谷：赤色チャート，*Pseudoalbaillella sakumarensis*(?)，*Ps. lomentaria*，  
*Ps. longicornis*，*Albaillella* spp.，前期二疊紀

原峠北東500m：砂岩中の厚さ9mの小ブロック，灰色チャート，*Triassocampe* aff. *nova*，  
*Triassocampe* sp.，三疊紀

八幡谷ダム：灰色チャート，*Follicucullus* sp.，二疊紀

熊勢町天王，天王峠旧道：赤色チャート，*Triassocampe nova*，三疊紀

八木町池之内：淡灰色チャート，*Triassocampe* sp.，三疊紀

なお南翼の碎屑岩類のうち，篠山町後川奥<sup>しつかわ</sup>の凝灰質頁岩から，前期ジュラ紀を示す *Parahsuum simplicum* 群集に属する放散虫化石が見出された。

#### IV. 3 I型地層群

I型地層群は，本図幅地域の北部と南東部に分布する。北部では，黒井アンチフォームを形成し，北翼では厚い層状チャート層が東西方向によく連続する。南翼は碎屑岩類を主とし，II型地層群の小金ヶ嶽ユニットによって，構造的に覆われる。

南東部に分布するI型地層群は，層状チャートオリストリスを含む泥質混在岩からなり，東西性の走向を示し北に傾斜する。西縁は本梅川に沿う猪倉断層及び植生断層によって画されており，断層西側に

はⅡ型地層群が分布するところから、Ⅰ型地層群は、相対的に北西方向に転移している。

園部町<sup>くちうど</sup>口人以北に分布するチャートが、Ⅱ型地層群に特徴的な岩質を示すことから、本図幅地域でのⅠ型・Ⅱ型地層群の境界を推定した。

**層状チャート**(Ch, 0c) Ⅰ型地層群に含まれる層状チャートは、二つの異なった産状を示す。一つは、黒井アンチフォーム北翼に分布するもので、東西方向に10km以上にわたって連続する。みかけの厚さは、最大1000m以上に及ぶ。

もう一つは、種々の規模の岩体として泥質岩中に含まれ、黒井アンチフォームの軸部に沿って分布する。石賀(1983)は、いずれの産状を示す場合も、オリストリスの可能性を指摘している。岩相はいずれの場合も、暗灰色-灰色の層状チャートで、層理は良く発達し、珪質層の厚さは6cm以下のことが多い。岩質は放散虫殻及びその破片を主とし、GB型(Imoto, 1984)を示す。なお本図幅地域の南東部に分布する層状チャートは、ホルンフェルス化し、放散虫化石は痕跡として認められるにすぎない。

層状チャートには、他地域のⅠ型地層群の場合と同様に、しばしば”砥石型”珪質頁岩が伴われ、層状チャートに漸移する。多紀郡西紀町本郷では、かつて”合わせ砥石”として小規模に採掘されたことがある。

石賀(1983)は黒井アンチフォームの北翼の厚層をなすチャート層から、本図幅地域内の5地点で放散虫化石 *Parahsuum simplum*, *Pa.* spp., *Stichocapsa* sp. B<sup>1)</sup>, *Canoptum* sp. やコノドント化石 *Epigondolella bidentata* など、前期ジュラ紀や後期三畳紀を示す微化石の産出を報告している。また多様な規模のチャート岩体についても、9岩体、14地点から、放散虫化石 *Parahsuum simplum*, *Pa.* sp. C<sup>1)</sup>, *Syringocapsa* sp. B<sup>1)</sup>, *Stichocapsa* sp. B<sup>1)</sup>, *Canoptum* sp., *Triassocampe nova* など、またコノドント化石 *Misikella* sp., *Epigondolella bidentata*, *E. abneptis* など、前期ジュラ紀-後期三畳紀を示す化石を見いだしている。

また篠山町藤坂付近の、よく成層した灰色チャートでは、*Palupus* sp., *Dictyomitrella* sp. を含むものと、*Triassocampe* sp. を含む岩体が見いだされた。

**碎屑岩類**(Sh, Sd) 層状チャートより上位の碎屑岩類の層序は、四・谷図幅地域内で最近詳細な検討が進められてきた(安養寺・丹波地帯研究グループ, 1983; 丹波地帯研究グループ, 1990)。それによれば上位から下位に向かって次のようである。

層 序	概略の層厚
泥質混在岩層	300m +
黒色頁岩層	500m
砂岩・泥岩互層	80m
黒色頁岩層	40m
灰緑色珪質頁岩層	70m

また本図幅地域内では、石賀(1983)によって西紀町川阪西方での層序の概要が示されている。それによれば見かけ下位より上位に向かって淡緑色珪質シルト岩、黒色頁岩、成層した雲母質シルト岩ないし細粒-中粒砂岩へ移化しているという。このうち砂岩層は極めて少ない。以下、泥質混在岩、黒色頁

<sup>1)</sup>八尾ほか(1982)に記載されたものと同じ。

岩、灰緑色珪質頁岩、砂岩について記述する。

泥質混在岩は数cmから数mオーダーの砂岩及びチャートのブロックを含むもので基質は鱗片状劈開の発達した砂質頁岩である。ブロックとしてまれに緑色岩が認められる。ブロックとして下位の砂岩や灰緑色珪質頁岩・チャートが含まれていることから、自食性のオリストストロームである可能性がある。本層からは時代決定に有効な放散虫化石は抽出されていない。

黒色頁岩層は灰緑色珪質頁岩層の上位に重なるが、本層の中にも厚さ数mの灰緑色珪質頁岩が挟在する。本層の頁岩は剥離性に富み、平板状の劈開が発達する。全体にやや雲母質で、部分的に砂質になる部分がある。粗粒碎屑粒子の含有量は変化に富むが、II型地層群の黒色頁岩よりも含有量の少ないものが多い。化学組成では頁岩の平均組成(Taylor and McLennan, 1985)よりもCaに乏しい。希土類元素組成ではII型地層群と同様にEu負異常が認められる。

本層にはマンガン団塊が含まれることがある。露頭では通常酸化物として観察されるが、風化していないものでは直径2mm以下の炭酸マンガン粒子の集合体である(丹波地帯研究グループ, 1990)。

本図幅地域中では黒色頁岩からは時代決定に有効な放散虫化石は抽出されていない。次項で述べる灰緑色珪質頁岩とは一部指交するが、多くは上位の関係にあることから、大部分は上部ジュラ系と判断される。

灰緑色珪質頁岩層は下位の三畳系-中部ジュラ系の層状チャートから移化する。これはI型地層群の特徴的な岩相の一つで、剥離性はあるが、層理は不明瞭で野外では塊状を呈する。なお、風化したものでは枯草色となる。この頁岩は放散虫の遺骸を豊富に含み、また、石英、長石などの陸源粗粒碎屑物を数%含む。炭酸マンガン団塊が含まれることがある。

石賀(1983)は本層から次のような放散虫群集を見いだしている。それらは *Eucyrtidium*(?) *ptyctum*, *Tricolocapsa plicarum*, *Gongylotholax sakawaensis*, *Mirifusus baileyi*, *Stichocapsa* sp. C, *Cyrtocapsa*(?) aff. *kisoensis* などの *Gongylothorax sakawaensis-Stichocapsa* sp. C 群集(八尾ほか, 1982)と *Eucyrtidium*(?) *ptyctum*, *Tricolocapsa* sp. 0, *Tricolocapsa plicarum*, *Mirifusus baileyi*, *Cyrtocapsa*(?) aff. *kisoensis* などの *Tricolocapsa* sp. 0 群集であり、後者の群集は前者の群集を産する灰緑色珪質頁岩より上位にあるとしている。これらは後期ジュラ紀前半から中期の群集である。

砂岩は黒色頁岩中に雲母質シルト岩中とともに挟在されるもので分布は狭い。砂岩は細粒ないし中粒のものが多く、淡灰色で石英の多い長石質-石質ワッケないしアレナイトである。楠・武蔵野(1989)によれば、その粒子組成は以下の特徴を持つ。基質は最大33%、平均20%含まれる。石英は、II型地層群のものより多く平均44%含まれる。特に、単結晶石英が29%と非常に多く、ほとんど波動消光はしない。また、円磨度が subrounded-rounded の石英粒も認められる。長石は、22%前後含まれ、わずかに斜長石のほうがかリ長石より多い。白雲母は多く、約1.2%含まれる。岩片は、約12%とII型地層群のもの比べて極めて少なく、酸性-中性火山岩片、石英片岩、雲母石英片岩、円磨された堆積岩片などが認められる。重鉱物は、0.4%で、ジルコンや電気石が多く、円磨された紫色ジルコンや褐色のマラコンが認められる。そのほか、燐灰石、緑れん石、スフェンが含まれているが、ざくろ石はほとんど含まれない。

#### IV. 4 地質構造

本図幅地域の超丹波帯高城山層及び新莊層、丹波帯Ⅱ型及びⅠ型地層群は、全体として東西方向の走向を示し、同方向の軸をもつ篠山-園部シンフォーム及び黒井アンチフォームからなる正立褶曲構造によって、地層の分布は規制されている。超丹波帯を構成する地層及びその構造的下位に位置する丹波帯Ⅱ型地層群は、シンフォーム構造をなし、Ⅰ型地層群は、アンチフォーム構造を形成している。

アンチフォーム及びシンフォームの北翼及び南翼では、岩相分布に明瞭な非対称性が認められる。黒井アンチフォームでは、北翼における地層の分布幅が南翼にくらべて広く、地層の傾斜が南翼で急斜する傾向を示し、また北翼には連続性の良いⅠ型地層群のチャートの厚層が分布する。篠山-園部シンフォームでは、北翼における地層の傾斜が南翼に比べて急であり、また緑色岩類、チャートがよく連続する。

こうした非対称性の形成機構について、石賀(1985)は、それぞれ優勢な岩相が異なり、もともと南に傾斜する多数のスラストシートからなるⅠ型及びⅡ型層群が、“重ね合わせ構造”の形成後に、正立褶曲したと考えれば合理的に説明できるとしている。

超丹波帯高城山層とⅡ型地層群の関係については、直接観察されていないが、高城山層が、Ⅱ型地層群の上位に重なるナップを形成しているものと推定される。なお隣接する地域における検討の結果からも同様の構造が明らかにされている(木村ほか, 1989; 栗本・牧本, 1990)。

Ⅱ型地層群とⅠ型地層群の関係は、前者が後者の上位に重なるナップ構造を形成しており、境界部には衝上断層と共に、擾乱帯が認められる。

Ⅱ型地層群の内部には、3組の構造的層序ユニット(下位から、小金ヶ嶽ユニット・新水戸ユニット・火打岩ユニット)が区分され、これらもナップ構造を形成しているものと推定される。

全体の走向に斜交する北東-南西方向の断層系と北西-南東方向の断層系が認められ、両者は共役関係にあるとみられる。前者のうち、丹波町須知から櫃ヶ嶽西方を経て高城山東方に達する断層(櫃ヶ嶽断層; 新称)は、地形によくあらわれている。両断層系ともに左横ずれの傾向を示す。

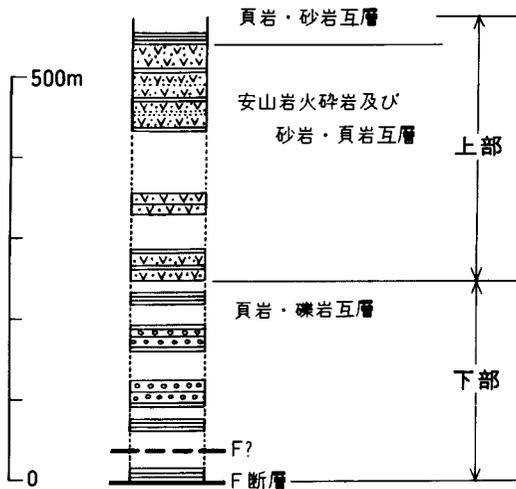
新生界を変位させている断層については、Ⅷ章で記述する。

#### V. 下部白亜系 (篠山層群; 1Y, uYp, uYs)

(清水大吉郎)

**分布と層相** 篠山層群は篠山盆地の中央部を占めて、ほぼ東西12km、南北4kmの楕円状の分布をしている。本図幅地域では、その西端部の篠山町畑周辺の東西・南北とも約2.5kmにわたる地域に分布している。

篠山層群は陸水成の砕屑岩と安山岩火山砕屑岩とからなる。沖積層に隔てられた小丘にのみ露出して



第8図 篠山層群の柱状図(篠山町畑今谷)  
柱状図のルートは瀬利の不整合より  
東寄りの南北の丘陵に沿って作成

いて、連続層序を編むのは困難であるが、全体として緩やかな向斜構造を作っているため、周辺部から内部に向かって上位に向かう層序(第8図)が認められる。坂口(1960)は、碎屑岩からなる下部と、安山岩火山碎屑岩及び碎屑岩からなる上部に区分している。碎屑岩はいずれも凝灰質の礫岩・砂岩及び頁岩からなる。

篠山層群の基底礫岩は篠山町瀬利に分布する。緑灰色の粗粒砂岩の基質で中-細礫の角-亜角礫が不規則に入っている。礫種は黒色・赤色及び灰白色のチャート、灰緑色の中粒砂岩が多く、まれに緑色岩礫がある。礫岩には赤褐色の凝灰質頁岩のはさみが多い。チャートと緑色岩は丹波層群(I型及びII型)に、灰緑色砂岩は超丹波帯の新荘層に由来するものと思われる。瀬利ではこの基底礫岩とその下位に当たる新荘層との直接の不整合関係は観察されないが、篠山図幅地域の篠山川河床には、不整合の露頭がある。

礫岩は基底部のほか、いくつかの層準に見られるが、いずれも薄い層で、砂岩に漸移する。礫岩の基質は凝灰質の粗粒砂岩である。礫は角礫ないし亜角礫の、中礫ないし細礫で、大礫はごく少ない(直径数cm以下のものが多い)。礫種は赤色チャート、黒灰色チャート、緑色がかった砂岩のほか、緑色岩、脈石英などである。またところによっては石灰質の団塊を含む。

砂岩は暗灰色、赤褐色、ときに帯緑色の中粒ないし粗粒砂岩で、一般に凝灰質である。砂岩は一般に塊状で層理を示さない。2-3mの厚さで頁岩と互層することが多い。

頁岩は灰色・褐色・赤紫色(チョコレート色)のことが多い。砂岩及び礫岩と互層をなす。頁岩そのものは塊状で層理面は不明瞭であり、層面劈開も発達しない。風化した頁岩では鱗片状に細かく割れる場合がある。

火山碎屑岩は篠山町畑今谷及び大上に分布するが、連続性に乏しい。岩質は単斜輝石含有角閃石安山岩で、肉眼観察では暗灰色の基質に、斜長石及び角閃石の斑状結晶が多く認められる。火山碎屑岩には、赤紫色の凝灰岩もあり、角礫岩質の部分と互層することが多い。また頁岩とも互層する。坂口(1960)は安山岩に溶岩も記しているが、本図幅地域内では火山碎屑岩のみが見られる。

**化石と年代** 篠山層群は小野山(1931)によって命名されて以来、北九州及び中国地方の関門層群(硯

石統)に岩相上の類似から対比されてきた。本図幅地域内では化石を産しないが、隣接の篠山図幅地域内では上部の頁岩からエステリア化石や植物化石が報告されている(円増・中澤, 1956 ; 円増, 1958 ; 坂口, 1959a)。坂口(1959a)の記載によると、楠見 久の鑑定によるエステリア化石の種類は、*Estherites* cf. *kyongsangensis*, *E.* cf. *kyongsangensis* var. *medialis*, *E.* cf. *nactongensis* である。

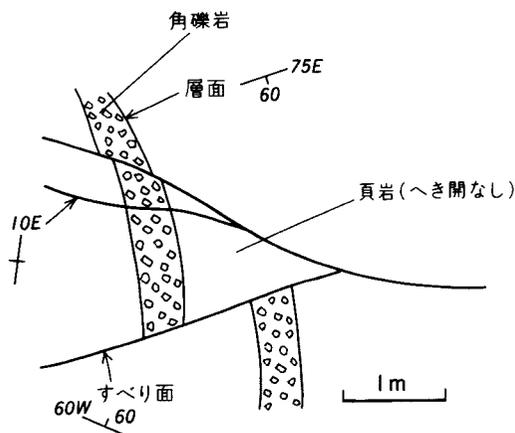
これらの化石は関門層群及び韓国南部の慶尚層群のものに類似する。それらの層群は下部白亜系であるので、篠山層群も下部白亜系とされてきた。また弘原海ほか(1983)、弘原海(1987)は篠山層群のフィッシュトラック年代として、下部層で135Ma、上部層下部で128Ma、上部層最上部層で115Maの値を得ている。これらの数値はいずれも前期白亜紀を示し、従来の年代推定と矛盾しない。

**地質構造** 篠山層群は、篠山盆地の中央部に東西の軸を持つ舟底型の向斜構造を形作っている。南北方向の断層で切られているが、大きなずれはない。向斜の軸部では地層の傾斜は $20^{\circ}$ ないし $30^{\circ}$ 、ときに $40^{\circ}$ を示す。向斜の北翼部では、基盤に近づくと傾斜は急となり $70^{\circ}$ 以上、ときには垂直を示す。これは東西方向の断層の影響によるものである。篠山図幅地域内では直立から北傾斜の逆転を示す場合がある(坂口, 1959a)。

篠山層群の地層には一般に層面片理も劈開も発達せず、節理もほとんどない。これは基盤をなす超丹波帯及び丹波帯の地層とは明かに異なっている。それら両者からなるシンフォーム構造が形成されたあと、その上に篠山層群が堆積し、その後の断層を伴う盆地形成によって、緩やかな向斜構造ができ上がったとみられる。この断層運動は現在も続いている可能性がある。

篠山層群の礫岩の礫種構成は、超丹波帯のものと、丹波帯地層群のものを含む。また礫岩の堆積相からみると、ごく小さな比高の山地があつて、そこから礫がもたらされたことを示す。篠山層群が直接不整合で覆うのは超丹波帯の味間層(本図幅の新荘層に相当)ではであるが、篠山層群堆積時にはすでに、丹波帯の重ね合わせ構造及びシンフォーム構造は生じていたといえる。

向斜軸の北翼部篠山町今谷では第9図のような構造が見られるが、この断層(ずれ)はいわゆる面無し構造である。これは堆積直後未固結時の運動を示唆している。



第9図 篠山層群にみられる面なし構造のスケッチ(篠山町今谷)

## VI. 上部白亜系

(松浦浩久)

### VI. 1 概要

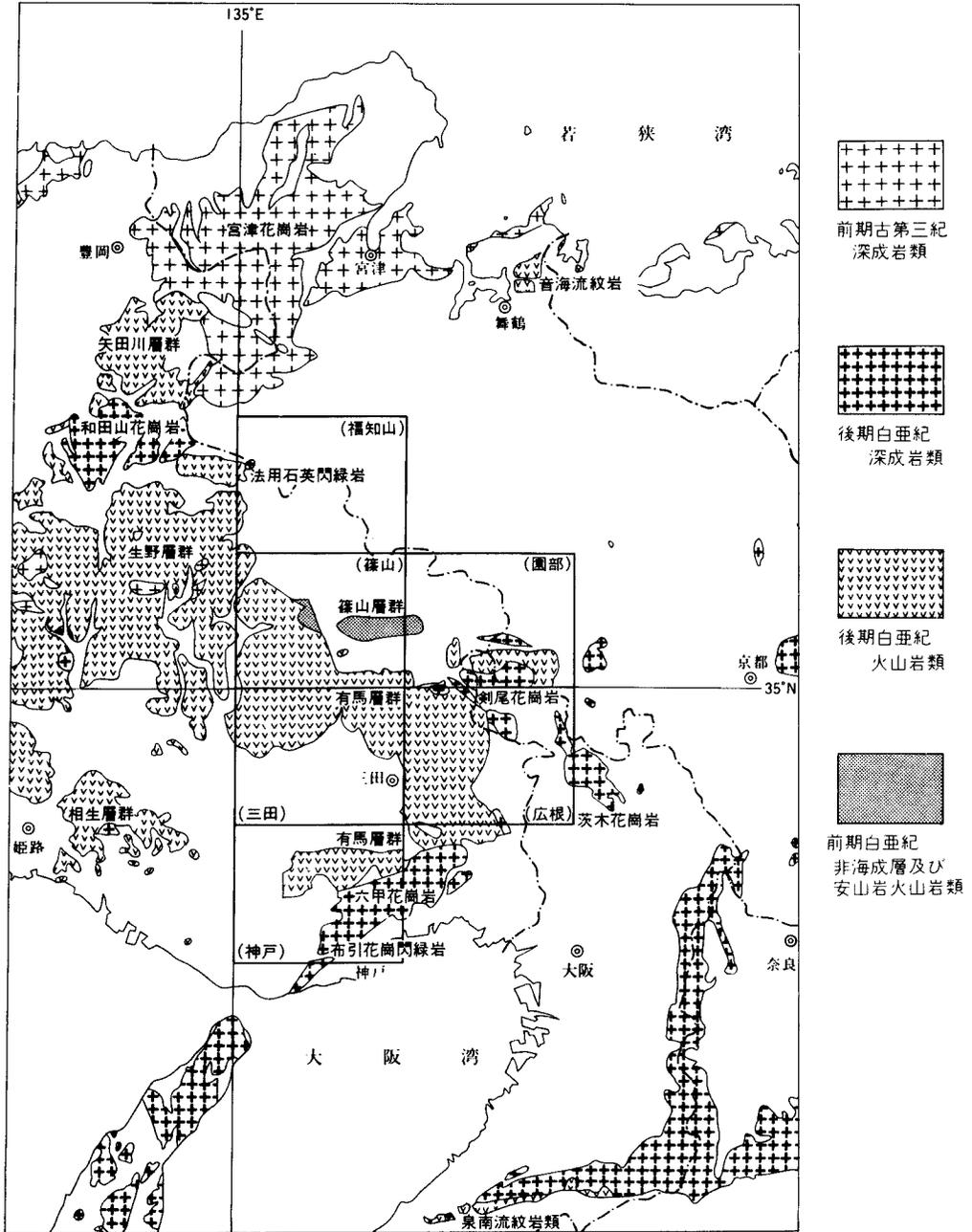
西南日本内帯では白亜紀-古第三紀に大規模な火山-深成活動があった。この時代の火成岩類の一つの大きな分布域は、九州北部-中国全域-近畿北西部にまたがり、園部図幅地域はその東端部に位置する(第10図)。近畿地方北西部の火成活動は大きく以下の3期に区分することができる。①前期白亜紀の非海成層(篠山層群)堆積時の安山岩類の噴出。②後期白亜紀の陸上での火山岩類(有馬層群など)の噴出と、ほぼ同時期の深成岩類(六甲花崗岩など)及び岩脈の貫入。③山陰沿岸地方における前期古第三紀の深成岩類(宮津花崗岩など)の貫入。

①の下部白亜系の篠山層群(フィッシュオントラック年代 115-135Ma; 弘原海, 1987)は兵庫県篠山盆地の小範囲に分布する。これは②の活動の先駆とみることができるが、放射年代値が離れているので、後期白亜紀の火成活動に直接連続するものではない。

②の上部白亜系の陸上火山岩類のうち近畿地方における最大のものは六甲山地北方から北西に連続する岩体で、鳥取・岡山県境に至る。これは研究の行われた地域によって名称が異なり、本図幅地域付近では有馬層群と呼ばれ、西方延長地域では生野層群や相生層群と呼ばれる。有馬層群は丹波層群や篠山層群を不整合に覆い、六甲花崗岩・剣尾花崗岩に貫入されている。有馬層群に含まれる黒雲母、カリ長石、全岩試料による4個のK-Ar年代は70-73Maを示す。有馬層群の層序区分は本地域南隣りの広根図幅地域内で最初に行われた(吉田, 1975; Kasama and Yoshida, 1976)。広根図幅地域の有馬層群は下位から、武田尾溶結凝灰岩、僧川層、玉瀬溶結凝灰岩(長尾山溶岩を挟む)、玄能池層、境野溶結凝灰岩(槻並溶岩を挟む)及び佐曾利凝灰角礫岩に区分される。これを標準層序として周辺地域の有馬層群の層序を比較すると第11図のような対比が可能である。これは吉田・河田(1987)及び河田ほか(1986)による対比に最近の研究と本研究の成果を含めて作成した。有馬層群を構成する火山岩類は大部分が流紋岩質で、安山岩質のものは福知山図幅地域のユニット 1, 2 のほか、本図幅地域に岩脈状のものがごく小規模に分布する。このほかに、和泉南部(泉南流紋岩類, フィッシュオントラック年代: 75-77Ma; 山田ほか 1987)、舞鶴付近(音海流紋岩, フィッシュオントラック年代: 75Ma; 中島・岩野, 1987)、豊岡南方(矢田川層群)にも有馬層群相当の後期白亜紀火山岩類が分布する。

後期白亜紀深成岩類は近畿地方西部では淡路島と京都を結ぶ線の南東側に多く露出する(第10図)。これらは野外で確認された限りでは後期白亜紀火山岩類に貫入しており、火山岩類に不整合に覆われるものは知られていない。しかし深成岩類に含まれる黒雲母と白雲母のK-Ar年代値は後期白亜紀火山岩類とほぼ同じか、やや古い値(69-93Ma)を示しており、古い年代を示す深成岩の中には有馬層群に先行すると推定された岩体もある(法用石英閃緑岩など; 栗本・牧本, 1990)。後期白亜紀深成岩類の組成は斑れい岩から花崗岩に及ぶ。六甲花崗岩や剣尾花崗岩はほとんど均質で単一の岩層からなるが、茨木複合

花崗岩体のように岩体外側の石英閃緑岩から中心部の花崗岩(アダメロ岩)まで累帯構造をなし岩層変化に富む(田結庄, 1971)ものもある。



第10図 近畿地方北西部の白亜紀-古第三紀火成岩類の分布図  
太枠は層序対比(第11図)した地域の位置を示す

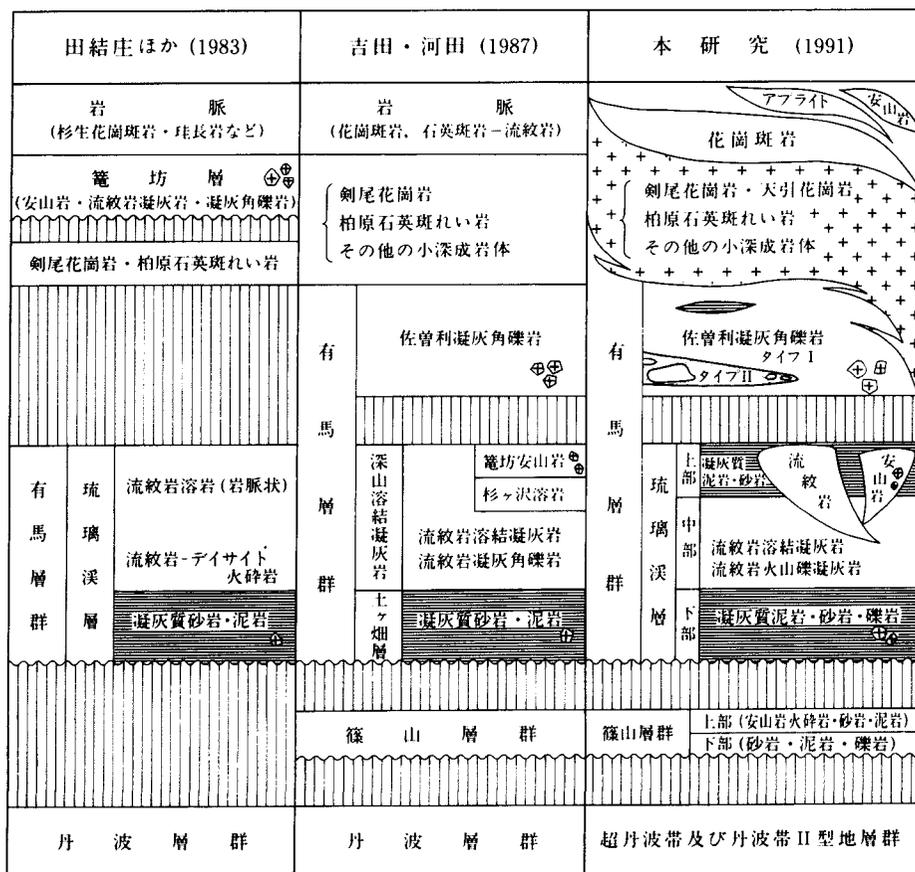
		福知山地域 (栗本・牧本, 1990)	篠山地域 (吉田・河田, 1987)	三田地域 (尾崎・松浦, 1988)		広根地域 (吉田, 1975; Kasama & Yoshida, 1976)	園部地域 (本研究, 1991)	神戸地域 (轟田・笠間, 1983)
				西部	東部			
後 期 白 亜 群	後有馬深成岩類		辰巳花崗岩 四斗谷花崗岩			{ 銅尾花崗岩 三草山複合岩体 茨木花崗岩 (K-Ar年代: 74-76Ma)	{ 銅尾花崗岩 (K-Ar年代: 72.7±3.6Ma) 天引花崗岩 柏原石英斑れい岩 (K-Ar年代: 73.6±3.7Ma)	六甲花崗岩 (K-Ar年代: 72-77Ma)
	有馬層群		佐曾利凝灰角礫岩		佐曾利凝灰角礫岩	佐曾利凝灰角礫岩	佐曾利凝灰角礫岩	
	馬		平木溶結凝灰岩	平木溶結凝灰岩	上部 (K-Ar年代: 70-73Ma) 下部	境野溶結凝灰岩 機差溶岩	境野溶結凝灰岩	丹生山凝灰角礫岩 金剛直子溶岩 (K-Ar年代: 72.1±3.6Ma)
	亜		ユニット4 (流紋岩凝灰岩) ユニット5 (流紋岩溶結凝灰岩)	鳴川層群	鳴川層群	玄能池砂層岩層 玉瀬溶結凝灰岩	玄能池層 玉瀬溶結凝灰岩 (K-Ar年代: 707±35Ma)	衛原砂質凝灰岩層 玉瀬結晶質凝灰岩層
	層		ユニット3 (流紋岩溶岩)	鳴川層群	鳴川層群	玉瀬溶結凝灰岩	玉瀬溶結凝灰岩	玉瀬結晶質凝灰岩層
	群		ユニット2 (安山岩凝灰岩) 及び溶岩 ユニット1 (安山岩凝灰岩)	阿草溶結凝灰岩	鳴川層群	鳴川層群	鳴川層群 武田尾溶結凝灰岩	鳴川層群
	先有馬深成岩類		法用石英閃綠岩 (K-Ar年代: 79.4±4.0Ma)					布引花崗閃綠岩 (K-Ar年代: 69Ma) (河野・植田, 1966)
前期白亜紀	篠山層群		篠山層群			篠山層群 (フィッシュントラック年代: 115-135Ma (弘原海, 1987))		
ジュラ紀 - 石炭紀	基盤岩類	丹波帯・超丹波帯の中・古生界	丹波層群			丹波層群	超丹波帯及び丹波帯II型地層群	丹波層群

第11図 園部地域周辺の有馬層群とその前後の火成岩類の対比

後期白亜紀深成岩類と岩脈の貫入後は、本図幅地域付近での火成活動は終わったようで、③の前期古第三紀深成岩類は、宮津花崗岩に代表されるように山陰沿岸地域に偏って分布する。宮津花崗岩は黒雲母 K-Ar 法で 55-68Ma を示し、②の矢田川層群に貫入する。

②と③の間の時期にも火山活動があったとする見解(Seki, 1978 ; 元木, 1979 ; 裏六甲酸性火砕岩研究グループ, 1979 ; 田結庄ほか, 1983, 1985 など)もあるが、野外で②の深成岩を覆い、③の深成岩に貫入される火山岩は発見されておらず、また放射年代資料も十分には得られていないのでここでは採用しない。古第三紀の火山岩として確実なものは、今のところ六甲山地北側の三田盆地に分布する堆積岩に挟まれる凝灰岩が唯一の地層で、これの黒雲母の K-Ar 年代は 36-37Ma, ジルコンのフィッシュントラック年代は 33-36Ma である(尾崎・松浦, 1988)。

本図幅地域には後期白亜紀火山岩類としての有馬層群と、深成岩類及び岩脈が分布する。第 12 図に本図幅地域の白亜系層序区分について以前の研究と本研究の見解を比較した。



④ 花崗岩岩片を含む

第12図 園部地域の上部白亜系層序区分の比較

有馬層群は本図幅地域南東部に<sup>るりけい</sup>琉璃溪層が、南西部に佐曾利凝灰角礫岩が分布する。両者は離れて分布するので、直接の上下関係は観察されない。吉田・河田(1987)は琉璃溪層の中部に相当する<sup>みやま</sup>深山溶結凝灰岩を岩相の類似から広根図幅地域の玉瀬溶結凝灰岩に対比した。玉瀬溶結凝灰岩は佐曾利凝灰角礫岩よりも下位になる(第11図)。したがって、琉璃溪層は佐曾利凝灰角礫岩よりも下位と推定される。本図幅地域では境野溶結凝灰岩相当層と武田尾溶結凝灰岩相当層は欠如する。琉璃溪層は凝灰質堆積岩の下部、流紋岩火砕岩の中部、凝灰質堆積岩の上部からなる。琉璃溪層にはほぼ同時期の貫入とみられる流紋岩及び安山岩の岩脈が伴う。佐曾利凝灰角礫岩には、中程度に溶結し、主に径10cm以下の丹波層群の岩片を含むタイプIと、非溶結-弱溶結で、主に径1m前後から径100m以上に達する有馬層群の岩塊を含むタイプIIの2種類がある(地質図では区分していない)。タイプIの凝灰角礫岩はまれに凝灰質砂岩・礫岩の薄層を挟むことがある。有馬層群は深成岩類の貫入による接触変成を受けている。

深成岩類としては、本図幅地域南縁部に東西に伸びた剣尾花崗岩、その西方に柏原石英斑れい岩、本図幅地域中部に<sup>あまびき</sup>天引花崗岩、また南西部に閃緑岩-花崗閃緑岩の小岩体がそれぞれ孤立して分布する。このうちの剣尾花崗岩と天引花崗岩とは岩相が酷似しており、両岩体の間に分布する丹波層群と有馬層群のホルンフェルス化は他地域よりも著しいので、両岩体は地下で継続しているのかもしれない。剣尾花崗岩は琉璃溪層に貫入し、その黒雲母のK-Ar年代は $72.6 \pm 3.6$ Maである。柏原石英斑れい岩は佐曾利凝灰角礫岩に貫入し(吉田・河田, 1987)、その角閃石のK-Ar年代は $73.6 \pm 3.7$ Maである。角閃石の閉鎖温度が黒雲母より高いことを考慮すると、両者のK-Ar年代はほぼ一致しているといえる。また、このほかの深成岩体もほぼ同時期の貫入であろう。

深成岩類よりも若いと考えられた火山岩類(<sup>かごぼう</sup>笠坊層; 田結庄ほか, 1983)は、吉田・河田(1987)により有馬層群の一部とされた。今回の調査でも笠坊層が深成岩類よりも若いとする証拠は得られなかった。岩脈は有馬層群や深成岩類の分布地域と同じく本図幅地域南部に多数貫入し、花崗斑岩、珪長岩・アプライト・文象斑岩、及び安山岩・閃緑斑岩の3種類に分けられる。このうち花崗斑岩は<sup>すざお</sup>杉生地域のものが岩脈としては大規模であり、幅約800m、延長7kmに達する。一方珪長岩・アプライト・文象斑岩及び安山岩・閃緑斑岩は規模は小さい。これらは一本の岩脈内で互いに岩相が移化する。これらはいずれも深成岩類に対して貫入関係にある。

## VI. 2 有馬層群

有馬層群の命名は笠間(1959)による。本図幅地域の有馬層群は琉璃溪層と佐曾利凝灰角礫岩に区分される。

### VI. 2. 1 <sup>るりけい</sup>琉璃溪層 (IRs, mRt, mRs, uRt, uRs, Rt, Rs) 及び同時期の岩脈 (R, A)

**命名** 田結庄ほか(1983)による。吉田・河田(1987)の深山溶結凝灰岩及び<sup>どんがはた</sup>土ヶ畑層は琉璃溪層に含まれる。また吉田・河田(1987)の杉ヶ沢溶岩及び籠坊安山岩は本報告では琉璃溪層と同時期の岩脈として、特に名称は使わない。

**模式地** 田結庄ほか(1983)は模式地を設定していない。本報告では琉璃溪層の模式的な層序が観察で

きる亀岡市千ヶ畑法常寺 - 半国山 - 東本梅町赤熊に至るハイキングルートを模式地とする。

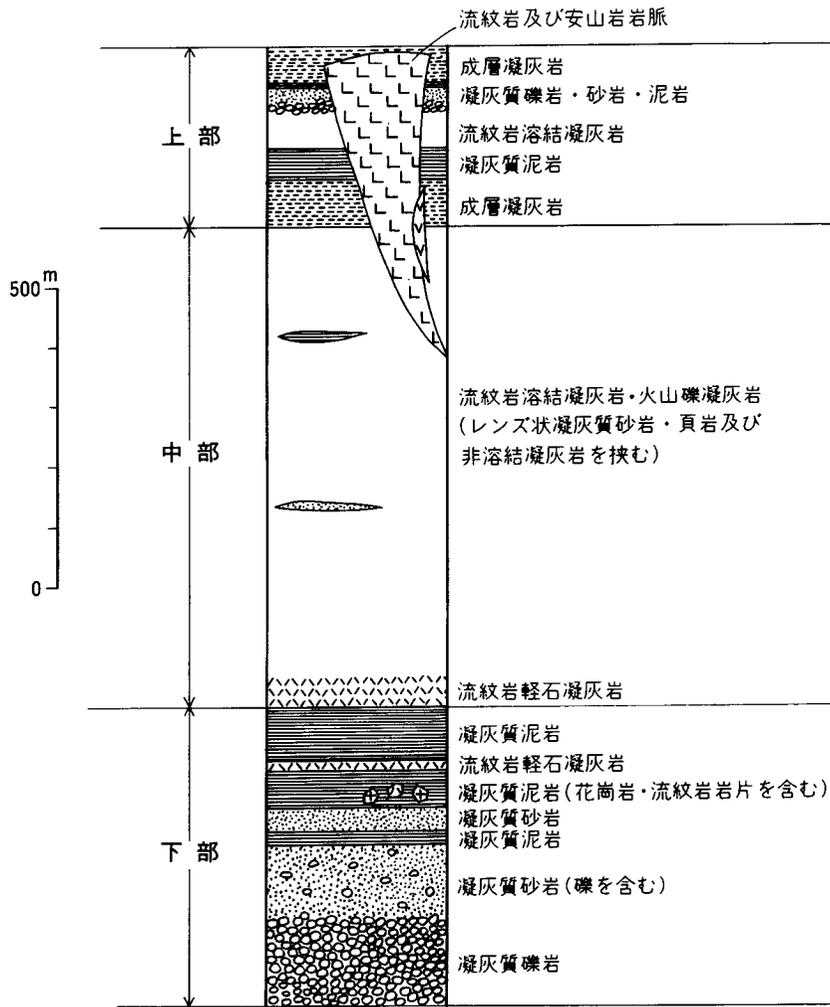
**分布・層厚** 琉璃溪層は本図幅地域南東部の亀岡市西部から京都府園部町瑠璃系を中心として大阪府の能勢町天王に至る地域(以下瑠璃溪地域と呼ぶ)と、兵庫県篠山町籠坊 - 後川地域(以下籠坊地域と呼ぶ)に分かれて分布する。層厚は瑠璃溪地域の最も厚い部分で約1600mに達する。琉璃溪層に伴う岩脈は瑠璃溪層とその周辺に分布し、特に籠坊地域に多く貫入する。

**層序・貫入関係** 本層と丹波帯 型地層群とは大部分が断層関係で接触している。法京南西の尾根付近では直接の関係は観察されないものの両者の分布から本層が丹波帯 型地層群を覆っていると推定できる。瑠璃溪地域では南側を剣尾花崗岩に貫入され、籠坊地域では閃緑岩 - 花崗閃緑岩の小岩体に貫入される。瑠璃溪層に伴う岩脈は丹波帯 型地層群及び瑠璃溪層中に貫入し、上位の佐普利凝灰角礫岩中に異質岩片として含まれる。また、これらの岩脈も剣尾花崗岩及び閃緑岩 - 花崗閃緑岩に貫入されて接触変成作用を被っている。したがって瑠璃溪層に伴う岩脈は瑠璃溪層と同時期のもので、おそらく瑠璃溪層中に溶岩として挟在していたものが削剝によって失われ、深部の feeder の部分が露出していると考えられる。

**岩相** 琉璃溪層は深山地域では第13図に示すように大きく下部・中部・上部に区分され、流紋岩及び安山岩岩脈を伴う。琉璃溪層下部(層厚約500m)は下位から順に凝灰質礫岩から凝灰質砂岩・泥岩が重なり、間に流紋岩軽石凝灰岩を挟む。凝灰質礫岩は亀岡市西加舎のゴルフ場周辺から千ヶ畑付近に分布し、流紋岩・頁岩・砂岩・チャートの径3cm前後の礫からなる。凝灰質砂岩・泥岩は西加舎 - 千ヶ畑のほか亀岡市土ヶ畑から能勢町天王にも広く分布する。土ヶ畑の凝灰質泥岩は花崗岩と流紋岩火砕岩の礫を含む(第14図)。礫の基質の泥岩には剣尾花崗岩の接触変成による紅柱石が生じている(吉田・河田, 1987)。これは瑠璃溪層に含まれる礫の花崗岩と剣尾花崗岩は別のものであることを示す。また有馬層群に先行する花崗岩と流紋岩火山岩がかつて存在していたことも示している。琉璃溪層中部(層厚約800m)は非溶結の流紋岩軽石凝灰岩に始まり、その上位に主部の流紋岩溶結凝灰岩・火山礫凝灰岩が重なる。主部にはレンズ状に凝灰質砂岩・頁岩のほか非溶結凝灰岩が挟在する。強溶結部は帯緑灰色で、弱 - 非溶結部は乳白 - 灰色を呈する。斑状結晶は一般に少ないがその大部分を斜長石が占め、カリ長石や黒雲母はごく少ない点の特徴である。石英の量は層準によって異なるが一般に乏しい。火山礫の大部分は類質の流紋岩と流紋岩火砕岩からなり、少量の頁岩・砂岩及びチャート礫も含まれる。溶結した部分の本質レンズは小さく(厚さ1mm, 径5-10mm)、数も少ないので本質レンズの並びによる葉理構造は不明瞭なことが多い。

琉璃溪層上部(層厚約300m)は岩相変化に富み、成層凝灰岩、凝灰質泥岩・砂岩・礫岩及び溶結凝灰岩からなる。

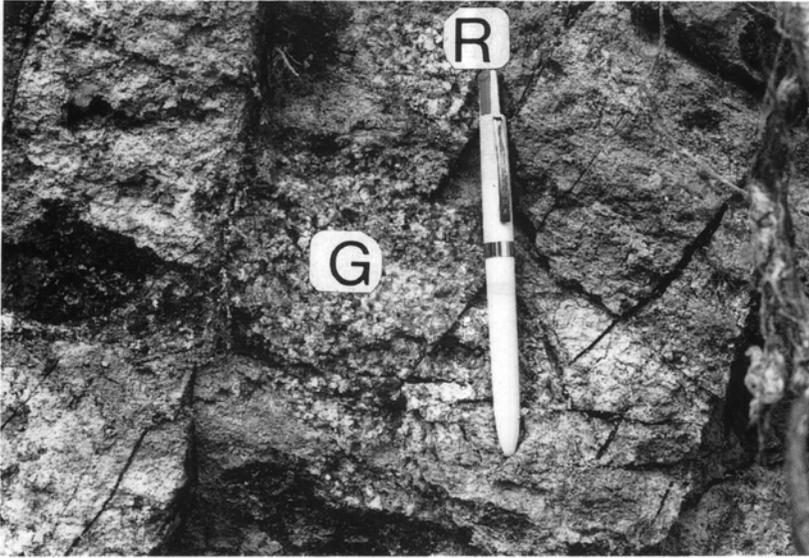
流紋岩岩脈は田結庄ほか(1983)による岩脈状溶岩、また吉田・河田(1987)によって流紋岩溶岩(杉ヶ沢溶岩)とされたものに相当する。しかし産状をみると、琉璃溪層の火砕岩や堆積岩の構造と大きく斜交して貫入し、これらに重なることがなく、覆われることもない。またこのほかにも溶岩として地表を流れたことを示す証拠は認められなかった。流紋岩岩脈は瑠璃溪地域東部・西部及び籠坊地域の琉璃溪層火砕岩・堆積岩分布地域及びその近傍に分布する。岩脈の規模はさまざまで、幅10m程度のものから800mに達し、最大延長は3.5kmに及ぶ。また緻密堅硬なので地形的高所や尾根を形成する。規模の大きな岩



第13図 琉璃溪地域の琉璃溪層の模式柱状図

脈には丹波層群に由来するチャート・頁岩や流紋岩火砕岩の径10cmから数100mに達する捕獲岩が含まれることがある(第15図)。流紋岩岩脈には灰色-灰緑色または褐色を呈し、色の濃淡による1mm幅の縞になる流理構造が発達してほとんど球顆を含まないもの(第16図)と、灰白色で流理がなく、径1mm位の魚卵状球顆の集合からなり、球顆と球顆の隙間に空洞を生ずるものがある。前者は琉璃溪層分布地域の各地に貫入するが、後者の型のものは深山周辺にのみ分布する。流紋岩岩脈はいずれも斑晶に乏しく、隠微晶質の石基が大部分を占める。一般に大部分の斑晶は斜長石で、石英は少ない。またカリ長石・角閃石・黒雲母の斑晶はまれである。以上の流紋岩岩脈の岩石学的特徴は前述の流紋岩火砕岩のそれと共通している。

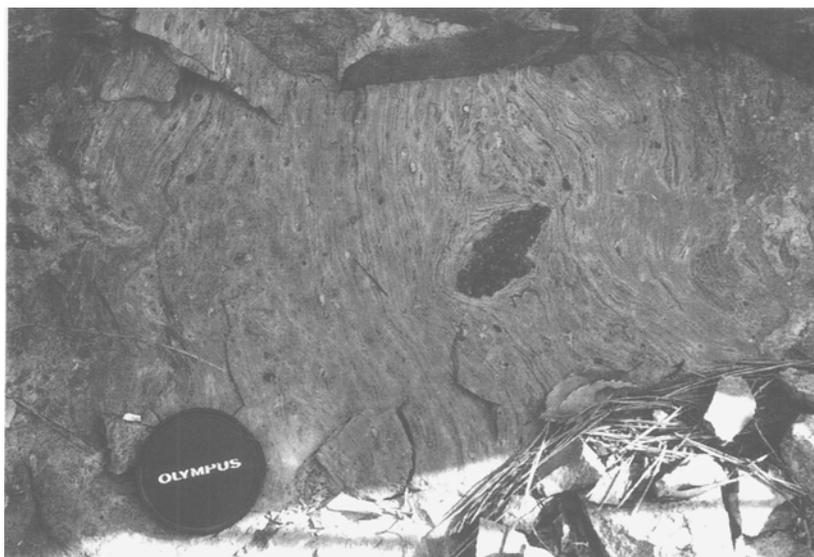
安山岩脈は箆坊地域にのみ分布する。これらも田結庄ほか(1983)及び吉田・河田(1987)によって溶岩(箆坊層の一部または箆坊安山岩)とされたものに相当するが、産状は岩脈である。安山岩は以前の研



第14図 琉璃溪層下部の泥岩中に含まれる花崗岩(G)と流紋岩(R)の隣  
 (亀岡市畑野町土ヶ畑北西方)



第15図 琉璃溪層に伴う流紋岩岩脈に含まれるチャート・頁岩などの捕獲岩片  
 (篠山町弥十郎ヶ嶽東方)



第16図 瑠璃溪層に伴う流紋岩岩脈の流理構造 (篠山町辻南方)

究で示されたような一つの連続した岩体ではなく、数本の岩脈として分布する。その多くは流紋岩岩脈に密接に伴っており、流紋岩のそれに比べるとやや小規模(脈幅150m以下)である。斑晶として斜長石・単斜輝石・斜方輝石及びかんらん石を含み、石基には珪長質鉱物のほかに黒雲母と角閃岩がある。箆坊温泉西方の芦谷橋下の羽束川川床と箆坊温泉源の羽束の湯旅館前に露出する安山岩は花崗岩の捕獲岩を、箆坊温泉東方では丹波層群に由来する捕獲岩を包有している。

### 岩石記載

流紋岩溶結ガラス質凝灰岩(瑠璃溪層中部)

GSJ R55018, SON45; 園部町るり溪ゴルフ場北

斑状結晶: 斜長石(径0.5-3mm), 石英・カリ長石・緑泥石化角閃石?(以上径0.3mm±)

基質: ガラス片・軽石(厚さ0.1-2mm, 径1-10mm)

岩片: 流紋岩・流紋岩溶結凝灰岩・砂岩(以上径1-20mm)

灰色の基質に白-灰白色の流紋岩火山礫が散在する。本質レンズは小型で濃緑色を呈するので目立たない。鏡下ではガラス片・軽石がつぶれて引き伸ばされた溶結組織が認められる。斑状結晶は少量で、斜長石以外はややまれである。

流紋岩(岩脈, 流理構造が顕著なもの)

GSJ R55092, SON149; 亀岡市半国山山頂

斑晶: 斜長石(径1-3mm)

石基: 珪長質鉱物と鉄鉱の隠微晶質集合

褐色と灰色の1mm幅の縞模様の流理が顕著である。鏡下では石基部の流理がさらに細い幅0.01mm位の縞の束になっているのが認められる。この束には1mmおき位に隠微晶質の部分に比べるとやや粗粒

(径0.05mm±)な珪長質鉱物からなる幅0.2mmの縞を挟み、これが肉眼的に灰色の縞となって流理構造として見えている。

#### 流紋岩(岩脈, 魚卵状球顆構造の顕著なもの)

GSJ R55071, SON44; 園部町り溪ゴルフ場北  
斑晶: 斜長石(径0.5-2.5mm), 石英(径0.5-1mm)  
石基: 珪長質鉱物の隠微晶質集合

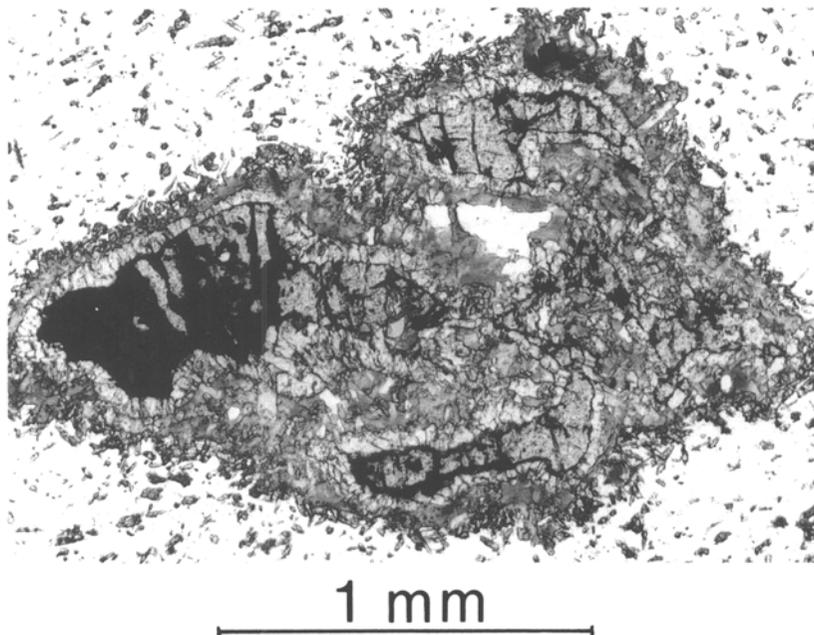
灰白色の魚卵状に見えるものは石基の珪長質鉱物が径1mm位の球顆を作り、球顆が密集していることによる。球顆どうしの間には隙間が生じて空洞になったり、またこの空洞を石英・方解石・緑泥石及び蛍石が満たしたりしていることがある。

#### かんらん石斜方輝石単斜輝石安山岩(岩脈)

GSJ R55112, SON195; 篠山町籠坊西方, 簡易水道浄水場脇の羽東川右岸  
斑晶: 斜長石(径0.3-3mm), 単斜輝石(0.2-2mm), 斜方輝石(径0.2mm±), かんらん石(径0.5-2mm), 鉄鋳(径0.3-0.5mm)  
石基: 斜長石(径0.05-0.1mm), 単斜輝石・角閃石・黒雲母・燐灰石(以上径0.05mm±), 石英(径0.02mm), 鉄鋳(径0.01mm以下)

斑晶の斜長石は卓状自形を示し、内部はほとんど均質で縁部にのみ弱い累帯構造が認められる。単斜輝石は柱状自形を示し、時に斜長石と集斑状になる。斜方輝石とかんらん石(第17図)は中央に新鮮な部分を残すものの、もとの外形を失って外側を細粒の輝石に囲まれ、更にその外側を角閃石(Z=緑褐色-青緑色)と黒雲母(Y≒Z=褐色)の集合にとり囲まれている。石基の斜長石には短冊状自形のもの、石英とともにモザイク状になるものがある。角閃石と黒雲母は前述の斑晶かんらん石・斜方輝石をとり囲むもののほか石基中にも散在する。

本試料の採取位置から約100m離れて閃緑岩-トータル岩の小岩体が貫入しており、本安山岩岩脈の石基にみられるモザイク組織と黒雲母及び角閃石はその熱の影響で生じたものかもしれない。



第17図 琉璃溪層に伴う安山岩岩脈に含まれるかんらん石斑晶 (篠山町竜坊温泉)  
下方ポーラのみ、黒雲母と角閃石を伴う

## 2. 2 佐曾利凝灰角礫岩(Sat, Sas)

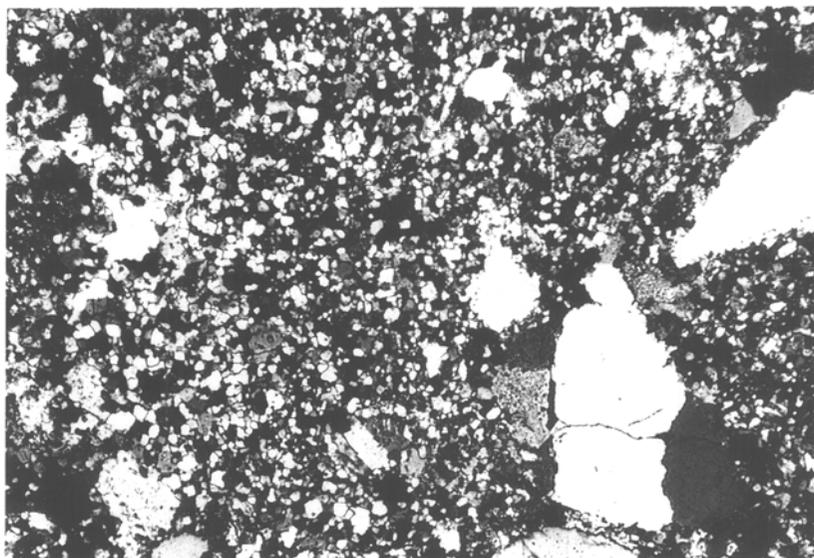
**命名** 吉田(1975)の佐曾利溶結凝灰岩を吉田・河田(1987)が改称したものに当たる。

**模式地** 宝塚市下佐曾利から西部(西部は地名)に至る道路の切取り面(Kasama and Yosida, 1976)。

**分布・層厚** 大阪府能勢町・兵庫県篠山町・猪名川町・丹南町・宝塚市・三田市を含む東西約19km, 南北約14kmの範囲に分布し, 本図幅地域はその北東端に当たる。層厚は700m以上(尾崎・松浦, 1988)。

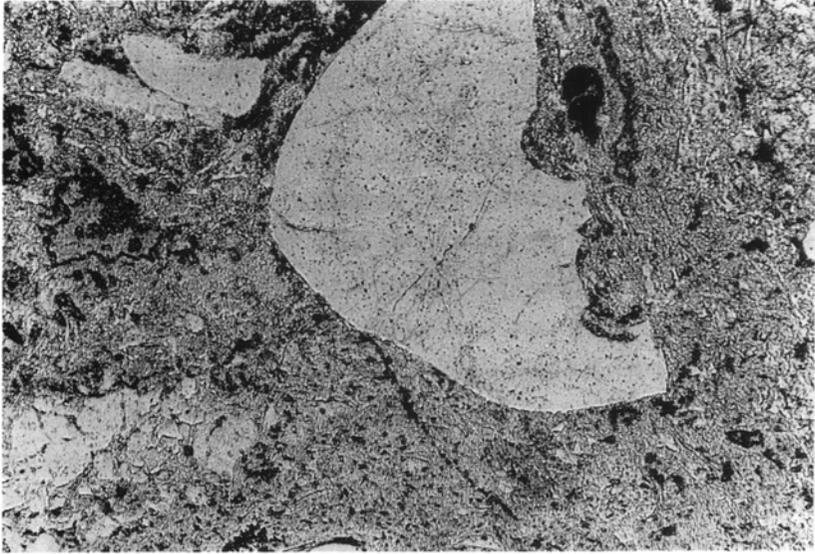
**層序・貫入関係** 丹波帯 型地層群とは大部分が断層で接触するが, 篠山町後川奥では分布からこれを不整合に覆うと推定される。広根図幅地域内では境野溶結凝灰岩に重なり, 有馬層群の最上部とされる(Kasama and Yosida, 1976)。深成岩類との直接の関係を示す露頭は観察されていない。本調査では, 猪名川町柏原から大野山に登るルートで, 本凝灰角礫岩と柏原石英斑れい岩の接触面の推定位置から50mと150mの場所で凝灰角礫岩を採取して顕微鏡観察を行った。両者とも基質部分にはモザイク組織が認められるが, その粒径は接触部から50mのもの(第18図)が明かに150mのもの(第19図)よりも粗粒である。このことから佐曾利凝灰角礫岩は柏原石英斑れい岩に貫入され, その接触変成によって接触部に近いものほど基質のガラスが大きく再結晶したものと判断できる。このほか花崗斑岩と珪長岩の岩脈が本凝灰角礫岩に貫入しているのが観察される。

**岩相** 佐曾利凝灰角礫岩は黒雲母流紋岩凝灰角礫岩 - 火山礫凝灰岩からなり, 基質の性質と岩片の大きさ及びその種類から二つのタイプの岩相に区分される(松浦・三村, 1987)。タイプ は佐曾利凝灰角礫岩の分布の大半を占める。タイプ の基質は黒雲母流紋岩のガラス片と軽石片で中程度に溶結してお

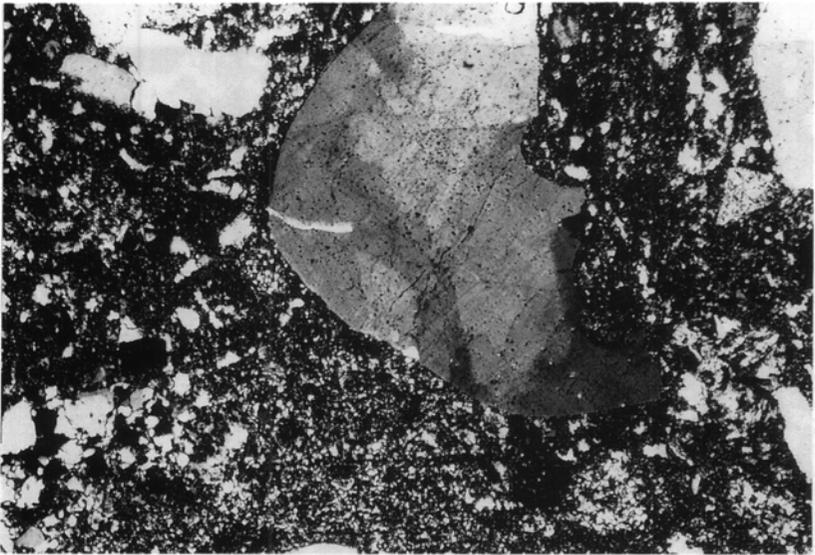


1 mm

第18図 佐曾利凝灰角礫岩の顕微鏡写真 (猪名川町柏原北東, 柏原石英斑れい岩との接触部から50mの位置)直交ポーラ



下方ポーラのみ



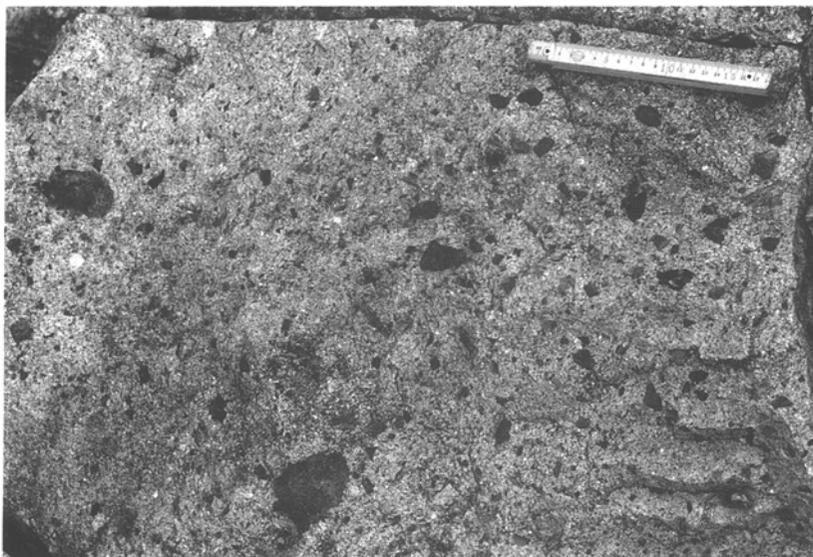
1 mm

直交ポーラ

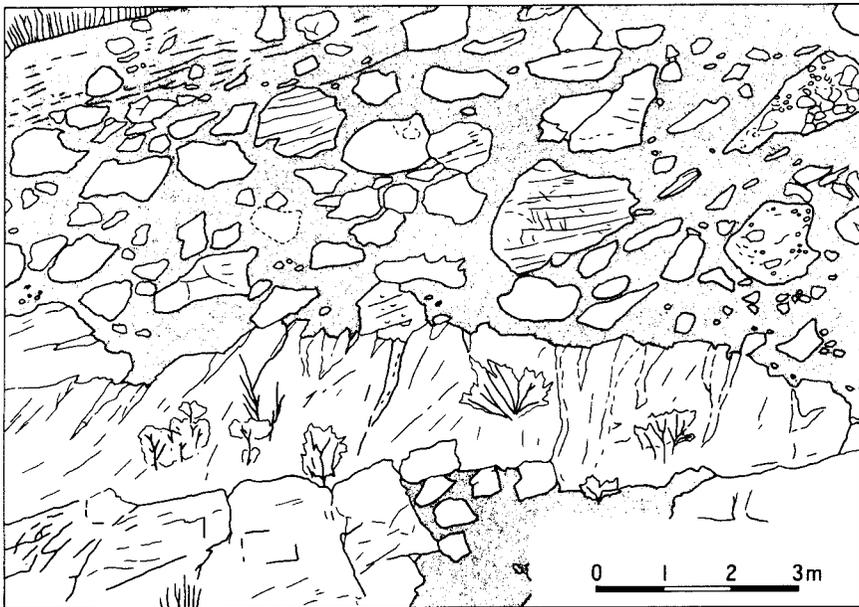
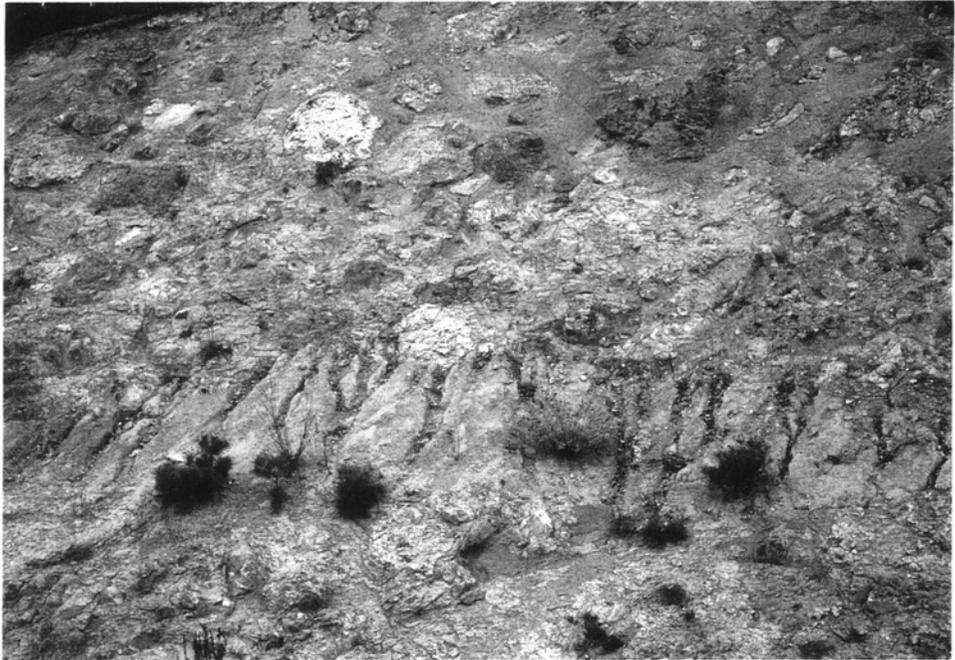
第19図 佐曾利凝灰角礫岩の顕微鏡写真  
(猪名川町柏原北東、柏原石英斑れい岩との接触部から150mの位置)

り、かなり堅硬である。基質中には石英・斜長石・カリ長石・黒雲母などの斑状結晶が多く、この点で琉璃溪層の火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩とは異なる。タイプⅠに含まれる岩片は径1-10cmのものがほとんどで、径1mを超えるものはまれである(第20図)。礫としては丹波層群の頁岩・砂岩が圧倒的に多いが、流紋岩やまれには花崗岩を含むこともある。タイプⅠにはごくまれに凝灰質砂岩・礫岩の薄層を挟在することがあり、園部図幅地域では篠山町大野山南のキャンプ場近くに露出している。

タイプⅡは佐曾利凝灰角礫岩分布地域の縁辺部に露出するものが多く、本図幅地域内では篠山町後川奥と三田市永沢寺ようたくじの境界付近にわずかに分布する(第21図)。タイプⅡの基質はタイプⅠと同じく流紋岩凝灰質であるが、一般に非溶結でやや軟らかい。タイプⅡに含まれる岩片は径1mを超えるものが多く、時には径100mを超える巨大な岩塊もある(松浦・三村, 1987)。岩片の種類は流理の発達した流紋岩・溶結凝灰岩・凝灰質泥岩など佐曾利凝灰角礫岩よりも下位の有馬層群に由来するものが多い。またまれには炭化した樹幹も含まれる。大きな岩塊には剪断作用によって破砕され一部がほぐれているが、割れた破片がばらばらになって基質中に分散することなく一つにまとまっている様子が観察できる。またタイプⅡに含まれる岩片としての泥岩の中には厚みに比べて長く伸びて、うねったり端がめくり上がるなど塑性変形したものが認められ、タイプⅡが堆積した時には未固結状態にあったと考えられるものを含む。礫の淘汰は悪く、堆積物全体として堆積構造は認められない。これらの産状から三村・松浦(1987)はタイプⅡを岩屑なだれ堆積物であると考えた。



第20図 佐曾利凝灰角礫岩 タイプⅠの露頭 (篠山町後川奥北西)



第21図 佐曾利凝灰角礫岩 タイプIIの露頭及びそのスケッチ (篠山町後川奥北西)

## 岩石記載

### 黒雲母流紋岩溶結凝灰角礫岩 (タイプ I)

GSJ R39864, SON2; 猪名川町柏原大野山登山道

斑状結晶: 石英・カリ長石・斜長石 (以上径 1-4mm), 黒雲母 (径 0.1-0.5mm)

基質: ガラス片・軽石・ジルコン・燐灰石 (径 0.01mm 土)

岩片: 砂岩・頁岩・玄武岩・安山岩・流紋岩 (以上径 0.1-5cm)

斑状結晶は自形のものと同破片状のものが混じるが、粒径の大きなものは自形に近い。石英には外側から基質が湾入する融食がみられる。黒雲母は緑泥石化したものが多く、新鮮なものは Y=Z=赤味がかった褐色を示す。基質は下方ポーラのみを観察では溶結構造を示すが、直交ポーラでは微細なモザイク組織になり、再結晶化しているのが認められる (第 19 図)。岩片は肉眼では丹波層群由来の砂岩・頁岩に富むが、鏡下ではこのほかに径 1mm 前後の玄武岩・安山岩及び流紋岩が少量認められる。砂岩や頁岩の岩片では、母岩の基質に比べると再結晶した鉱物ははるかに粗粒であり、モザイク組織も明瞭で、かつ母岩の基質中には認められない自形のざくろ石を生じていることがある。

砂岩及び頁岩の岩片は母岩とともに接触変成を受ける前に、別の高い熱変成を受けていたのかもしれない。

## VI. 3 深成岩類

### VI. 3. 1 柏原石英斑れい岩 (Gb)

**命名** 田結庄ほか(1983)による。

**分布** 本図幅地域南西部と南隣り広根図幅地域との境界に当たる猪名川町柏原周辺で、東西約 2.5km・南北約 1.5km の楕円形をなして露出する。

**貫入関係及び K-Ar 年代** 佐曾利凝灰角礫岩に貫入すると推定される (前述)。角閃石の K-Ar 年代は  $73.6 \pm 3.7$  Ma である。

**岩相** 中粒ないし細粒の斑れい岩から石英閃緑岩までの多様な岩相を含む。主な岩相は角閃石含有単斜輝石斜方輝石石英斑れい岩、黒雲母含有単斜輝石斜方輝石角閃石斑れい岩及び黒雲母斜方輝石角閃石石英閃緑岩である。

## 岩石記載

### 中粒角閃石含有単斜輝石斜方輝石石英斑れい岩

GSJ R55124, SON205: 猪名川町柏原北東, 大野山登山道

主成分鉱物: 斜長石 (径 0.5-3mm), 斜方輝石 (径 0.5-5mm), 単斜輝石 (径 1-5mm), 角閃石 (径 0.1-0.3mm)

副成分鉱物: 石英 (径 0.2mm 土), 鉄鉱・燐灰石 (以上径 0.05-0.5mm)

自形柱状の輝石に比べて斜長石は半自形-他形を示しオフィチックな組織を示さない。斜長石はほとんど累帯構造を示さない。アルバイト双晶の最大対称消光角は  $36^\circ$  ( $\sim \text{An}62$ ) である。斜方輝石は緑泥石に置換されている。単斜輝石はすべて新鮮で、単結晶のものと、斜方輝石の外側に c 軸が平行な連晶になるものがある。単斜輝石には離溶組織が認められるものがある。角閃石は Z= 淡緑色の新鮮な結晶が単斜輝石の外側にコロナ状に成長しているのが観察される。副成分の鉄鉱は粒状及び板状を示し、多くは斜方輝石に伴う。

### VI. 3. 2 剣尾花崗岩(Grk, Dk)

**命名** 田結庄ほか(1983)による.

**分布** 本図幅地域と南隣りの広根図幅地域の境界部の剣尾山を中心に東西約 11.5km・南北約 5.5km の地域を占める.

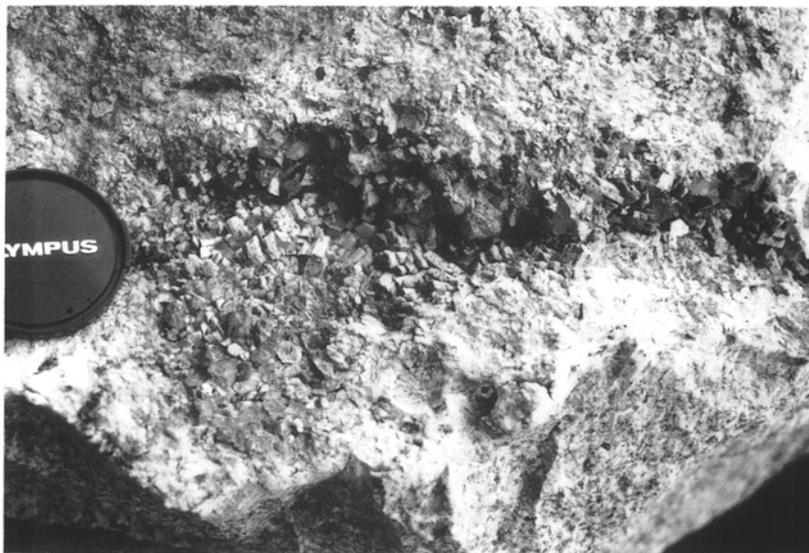
**貫入関係及び放射年代** 猪名川町杉生で丹波帯 II 型地層群に貫入し, 亀岡市畑野町土ヶ畑付近で有馬層群琉璃溪層に貫入する. 黒雲母の K-Ar 年代は  $72.7 \pm 3.6\text{Ma}$ , ジルコンのフィッシュトラック年代は  $79.2 \pm 5.5\text{Ma}$  (参考値) である.

**岩相** 大部分が中粒ないし粗粒の角閃石黒雲母花崗岩からなるが, 部分的にはカリ長石のやや少ない花崗閃緑岩質になる(地質図では区分していない). また亀岡市土ヶ畑の北から西には細粒黒雲母角閃石単斜輝石閃緑岩がごく狭い範囲に分布する. この閃緑岩と花崗岩の関係は観察されなかった. 花崗岩は径 3-10cm の暗色包有物をまれに含む. 本花崗岩は全体に径 1mm 程度のミアロリティックキャビティ(空洞)を有する. 亀岡市畑野町広野北方の採石場跡にはやや細粒で不均質な主岩相中に径 10cm から 80cm に達する空洞が発達し, 内部に自形の石英・カリ長石・曹長石・黒雲母・輝水鉛鉱・方解石・螢石及び数種類の希元素鉱物が成長している(第 22 図). 鉱物の組合せは空洞ごとに異なり, 一つの空洞に全ての鉱物種が含まれているわけではない.

#### 岩石記載

粗粒角閃石黒雲母花崗岩

GSJ R55128, SON25 : 園部町琉璃溪通天湖ダム脇



第 22 図 剣尾花崗岩中のカリ長石, 石英, 黒雲母の自形結晶を含むミアロリティックキャビティ (亀岡市畑野町広野安富石材採石場)

主成分鉱物：石英・斜長石・カリ長石(以上径1-8mm 多くは5mm ±)，黒雲母(径0.5-2mm)，角閃石(径0.5-3mm)

副成分鉱物：鉄鉱・褐れん石・螢石(以上径0.1-0.5mm)，燐灰石・ジルコン(以上径0.03-0.1mm)

主成分のカリ長石どうしが接する部分では境界に沿って曹長石質斜長石の小結晶が数珠つなぎに並ぶ。黒雲母は石英や長石に挟まれた他形を示し、Y≒Z＝暗褐色である。角閃石は柱状自形を示し、Z＝緑色である。鉄鉱は角閃石に伴い、断面が四-六角形の粒状自形を示す。

### VI. 3. 3 天引花崗岩(新称, GrA)

**分布** 園部町天引南部から南八田南部にかけての東西約3km，南北約500mの地域に露出する。

**貫入関係** 丹波帯II型地層群に貫入し、これに接触変成作用を与えている。本花崗岩は、南側に分布する剣尾花崗岩と地下で連続している可能性がある。本岩中には珪長岩-文象斑岩岩脈が貫入する。

**岩相** 中粒ないし粗粒の角閃石含有黒雲母花崗岩で、わずかにミアロリティックキャビティを含む。

#### 岩石記載

粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩

GSJ R55137, SON51; 園部町天引南西方

主成分鉱物：石英・斜長石・カリ長石(以上径1-8mm，多くは径4-6mm)，黒雲母(径0.1-0.5mm)

副成分鉱物：褐れん石(径0.1-0.5mm)，角閃石・螢石(径0.1-0.3mm)，鉄鉱・ジルコン・燐灰石(以上径0.01mm ±)

石英とカリ長石のは大部分は独立した結晶であるが、一部は文象組織の連晶になる。黒雲母は0.1-0.5mmの小結晶が集合して径1-2mmのクロット状になっている。黒雲母の一部は緑泥石化しているが新鮮な部分はY≒Z＝茶褐色を示す。角閃石はごく少量含まれ、Z＝緑褐色を示す。鉄鉱は板状を示すものがごく少量含まれる。

### VI. 3. 4 その他の小岩体(D)

篠山町箆坊周辺には細粒の閃緑岩、トータル岩及び花崗閃緑岩ないし花崗閃緑斑岩の小岩体がいくつか分布している。岩体の規模はいずれも径500m以下。後川上には岩脈状のものもある。これらは丹波帯II型地層群、有馬層群琉璃溪層に貫入している。

#### 岩石記載

細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩

GSJ R55145, SON129; 篠山町箆坊北西. 弥十郎ヶ嶽登山道

主成分鉱物：斜長石・石英・角閃石・カリ長石・黒雲母(以上の大部分は径0.2-1mm，まれに斑状斜長石・角閃石は長径2-3mm)

副成分鉱物：褐れん石(径0.1mm ±)，鉄鉱(径0.05-0.2mm)，燐灰石・ジルコン(径0.01-0.05mm)

石英とカリ長石の一部は連晶になる。角閃石は柱状自形で、大部分はZ＝緑褐色を示し、周縁部で緑色を示す。黒雲母は自形-半自形でY≒Z＝暗褐色を示す。

## VI. 4 岩脈

深成岩類よりも後に貫入した岩脈は大きく分けると、花崗斑岩、珪長岩・アプライト・文象斑岩及び

安山岩・閃緑斑岩の3種類のものがある。いずれも本図幅地域南部の有馬層群や深成岩類の分布地域に貫入しており、岩脈もこれらと一連の火成活動に属すると考えられる。

#### VI. 4. 1 花崗斑岩(Gp)

本図幅地域南西部に分布し、北西-南東方向に貫入する。このうち最大のもは田結庄ほか(1983)により、杉生花崗斑岩と呼ばれ、最大幅800mで延長は篠山町後川上南方から猪名川町杉生を経て広根図幅地域内の能勢町石堂までの約7kmに及ぶ。肉眼的には径2cmに達する自形の斑晶が目立つ岩石である。

#### 岩石記載

##### 黒雲母花崗斑岩

GSJ R55151, SON15: 猪名川町杉生, 関西軽井沢ゴルフ場上る道の切取り面

斑晶: カリ長石(径3-25mm), 石英・斜長石(以上径0.5-10mm), 黒雲母(径0.3-1.5mm)

石基: 珪長質鉱物の隠微晶質集合, 褐れん石(径0.1mm±), ジルコン・燐灰石(以上径0.02mm±), 方解石斑晶はいずれも自形を示し, 灰色の石基中にやや密に含まれる。黒雲母は変質しており, 新鮮な部分を全く残していない。斑晶の斜長石と石基の一部には不定型の方解石が生じている。

#### VI. 4. 2 珪長岩・アプライト・文象斑岩(F)

珪長石・アプライト・花崗斑岩は単一の岩脈内で互いに移化する。本図幅地域内では篠山町福住南方から園部町南八田南方に至る東西7.5km, 南北幅500mくらいに達するものが最大で、丹波帯II型地層群及び天引花崗岩に貫入する。このほか亀岡市畑野町, 猪名川町大野山南にもやや小規模に貫入する。畑野町のもは剣尾花崗岩に貫入し、輝水鉛鉱の細脈を伴う。

#### 岩石記載

##### 珪長岩

GSJ R55154, SON49: 園部町天引峠南方

斑晶: 斜長石(径0.5-4mm), 石英(径0.5mm±)

石基: 珪長質鉱物の隠微晶質集合, 黒雲母・燐灰石・鉄鉱・螢石(以上径0.01mm±)

斑晶と石基ともに非珪長質鉱物はまれで, 大部分が珪長質鉱物の隠微晶質集合で占められる。この珪長質な石基は同じ岩体内で粒径が大きくなったり, 微文象組織になったりしてアプライトや文象斑岩に漸移する。

#### VI. 4. 3 安山岩・閃緑斑岩(P)

安山岩及び閃緑斑岩も岩脈内で互いに移化するが、量的には閃緑斑岩の方が多い。閃緑斑岩には輝石閃緑斑岩と角閃石閃緑斑岩がある。輝石閃緑斑岩は亀岡市本梅町西加舎にやや大きなものがある。角閃石閃緑斑岩は篠山町筥坊温泉付近に分布する。これは、貴治(1984)が京都市北西の保津狭付近で記載した角閃石ひん岩(Bタイプ)に似ており、ランプロファイアーのスペッサルタイトに近いものと考えられる。

#### 岩石記載

##### 輝石閃緑斑岩

GSJR56119, SON64: 能勢町山辺西方の林道。剣尾花崗岩中に幅5mの岩脈として貫入している。

斑晶: 斜長石(径1-3mm), 単斜輝石?(径0.5-1mm)

石基: 斜長石・緑泥石化有色鉱物(以上径0.05-0.2mm), 鉄鉱・燐灰石(以上径0.01-0.05mm)

斑晶はいずれも自形を示す。斑晶の単斜輝石?は緑泥石化しており, 短柱状の外形から判断したが, 石基の緑泥石化有色鉱物は他形なので元の鉱物は明かではない。

#### 黒雲母含有角閃石閃緑斑岩

GSJ R56124, SON131: 篠山町麓坊芦谷橋南東の沢

斑晶: 角閃石(径0.1-2mm)

石基: 斜長石(径0.2mm±), 束針状角閃石(径0.05-0.1mm), 鉄鉱(径0.02-0.1mm), 黒雲母(径0.05mm±)

斑晶の角閃石は最も量が多く体積で全体の半分近くを占める。斑晶角閃石は半自形で中心部はZ=褐色を示し, 周縁部で石基角閃石と同じ無色-淡緑色を示す。石基の角閃石は束針状になる。斜長石は石基のみ含まれ, 他形を示す。黒雲母はごく少量含まれ, Y≒Z=淡褐色を示す。

## VI. 5 上部白亜系火成岩類の放射年代

本図幅地域内の上部白亜系の火成岩類についての放射年代値はこれまで報告されていない。今回は柏原石英斑れい岩の角閃石について K-Ar 年代測定を, 剣尾花崗岩の黒雲母について K-Ar 年代, 及びジルコンについてフィッシュントラック年代測定を行った。その結果を第5表と第6表に示す。

柏原石英斑れい岩の試料は黒雲母の一部が緑泥石化しているが, 測定対象の角閃石は新鮮で Z=緑褐色を示す。剣尾花崗岩の試料採集地はミアロリティックキャビティが多く, 初生変質を受けた可能性がある。測定対象とした黒雲母にも緑泥石化が認められるが, 新鮮なものは Y≒Z=暗褐色を示す。黒雲母はジルコンの小結晶を含み, ジルコンと接する部分には多色性ハロが顕著に認められる。

今回得られた K-Ar 年代は柏原石英斑れい岩が  $73.6 \pm 3.7\text{Ma}$ , 剣尾花崗岩が  $72.7 \pm 3.6\text{Ma}$  で, 両岩体は離れているものの, ほぼ同じ頃に相次いで貫入したものであるということができよう。またこれらの値は被貫入岩である有馬層群の本地域周辺での K-Ar 年代値  $70.0-72.7\text{Ma}$  に近く, 火山岩類と深成岩類は K-Ar 年代値の上から同時期の火成活動の産物ということができる。剣尾花崗岩のフィッシュントラック年代の  $79.3 \pm 5.5\text{Ma}$  という値は K-Ar 法に比べるとやや大きくジルコン結晶表面で外部効果を受けた可能性もあるが, 誤差範囲以内ではほぼ一致していると見ることもできる。剣尾花崗岩のジルコンはフィッシュントラック年代測定用に200粒以上を分離することができたが, 自発核分裂飛跡数が多すぎる為に計測可能な結晶は6個に限られた。フィッシュントラック法でわずか6個の測定というのは統計的なゆらぎを偏って表現している可能性があるため, 今回は参考値とする。

近畿地方北西部の白亜紀火成岩類の K-Ar 年代とフィッシュントラック年代についてまとめてみると, 第23図ようになる。これを見ると, 深成岩類については南部の淡路島から泉南山地に分布するものは後期白亜紀の中でもやや古い値を示し, 六甲山地から本図幅地域に分布するものは同じ後期白亜紀でもやや若く, 山陰沿岸の宮津付近では古第三紀の値を示し, 南から北にむかってやや若くなるように見える。しかし例えば山陰地方の和田山花崗岩が後期白亜紀の年代を示す(石原ほか, 1988: Ishihara, 1990)など例外も多く, 明瞭な傾向ではない。火山岩類については領家帯の泉南流紋岩類, 山陽帯の有馬層群, 山陰帯の音海流紋岩のいずれもが  $70-77\text{Ma}$  となり, 南北方向の年代値の変化は認められない。

第5表 園部地域深成岩類のK-Ar年代

試料番号	岩体名	産地	試料岩石	測定対象	放射年代(Ma)	<sup>40</sup> Ar rad (cm <sup>3</sup> STP/g×10 <sup>-5</sup> )	<sup>40</sup> Ar rad (%)	K含有量 (wt%)
GSJ R39863 (KA86-1379)*	柏原石英斑れい岩	兵庫県川辺郡猪名川町柏原, 阪神ゴルフ場内	中粒黒雲母含有単斜輝石斜方輝石角閃石石英斑れい岩	角閃石	73.6±3.7(平均)	0.147	52.8	0.50
					74.1±3.7			
					73.1±3.7			
GSJ R56958 (KA83-97)*	剣尾花崗岩	京都府亀岡市畑野町広野, 安富石材採石場	中粒角閃石黒雲母花崗岩	黒雲母	72.7±3.6(平均)	0.596	47.1	2.09
					71.7±3.6			
					73.7±3.7			

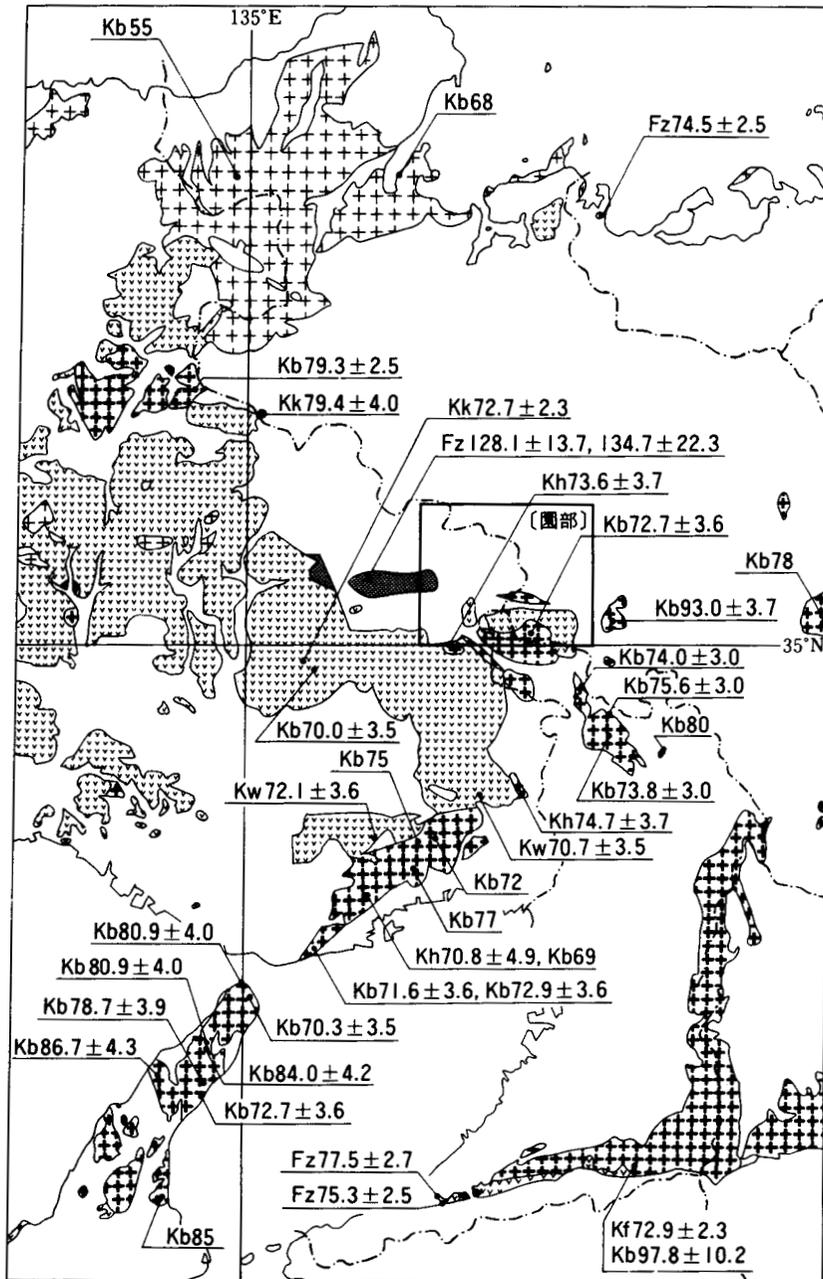
測定: Teledyne Isotopes社  $\lambda_{\beta}=4.962 \times 10^{-10}/\text{year}$   $\lambda_{\epsilon}=0.581 \times 10^{-10}/\text{year}$   $^{40}\text{K}/\text{K}=1.167 \times 10^{-4}$

\*: Teledyne Isotopes社の試料番号(T.I.sample number)

第6表 剣尾花崗岩のフィッシュントラック年代

試料番号	産地	測定対象	フィッシュントラック年代(Ma)	自発核分裂飛跡		誘導核分裂飛跡		熱中性子フルエンス		測定結晶数(個)	ウラン濃度(ppm)
				$\Sigma N_s$ (個)	$\bar{\rho}_s$ (cm <sup>-2</sup> )	$\Sigma Ni$ (個)	$\bar{\rho}_i$ (cm <sup>-2</sup> )	$\Sigma N\phi$ (個)	$\Phi$ (cm <sup>-2</sup> )		
GSJ R23202	京都府 亀岡市畑野町 広野 安富石材採石場	ジルコン	79.3±5.5(参考値)	955	3.82×10 <sup>6</sup>	349	1.40×10 <sup>6</sup>	1133	4.86×10 <sup>14</sup>	6	144
			結晶毎の年代(Ma)	Ns	$\rho_s$	Ni	$\rho_i$	1133	4.86×10 <sup>14</sup>	1	99
			82.4	37	2.74×10 <sup>6</sup>	13	0.96×10 <sup>6</sup>				
			73.9	102	3.36×10 <sup>6</sup>	40	1.32×10 <sup>6</sup>				
			81.7	110	2.30×10 <sup>6</sup>	39	0.81×10 <sup>6</sup>				
			92.2	226	3.28×10 <sup>6</sup>	71	1.03×10 <sup>6</sup>				
			74.1	394	6.20×10 <sup>6</sup>	154	2.43×10 <sup>6</sup>				
77.8	86	3.28×10 <sup>6</sup>	32	1.22×10 <sup>6</sup>	1	126					

測定: 土質工学研究所 檀原 徹 (現所属: 京都フィッシュン・トラック社)  $\lambda_f=7.03 \times 10^{-17}/\text{year}$  grain by grain, re-etch法による



第23図 近畿地方北西部の白亜紀-古第三紀火成岩類のK-Ar年代及びフィッシュントラック年代  
 地質図の凡例は第10図と同じ。図中記号のうち大文字のKはK-Ar年代を示し、小文字のbは測定資  
 料が黒雲母であることを、同じくhは角閃石を、kはカリ長石を、fは長石を、wは全岩試料を示す。  
 Fzはジルコンのフィッシュントラック年代を示す  
 年代値は藤田・空閑(1983)、藤田・前田(1984)、石原ほか(1988)、河野・植田(1966)、栗本・牧  
 本(1990)、水野ほか(1990)、中島・岩野(1987)、尾崎・松浦(1988)、柴田(1971)、柴田ほか(1979、  
 1984)、Shibata and Ishihara(1974)、山田ほか(1987)、弘原海ほか(1983)、本報告(1991)及び松浦  
 未公表資料による

## VII. 新 生 界

(石田志朗)

### VII. 1 概 要

丹波高地の西南部に位置する本図幅地域には、山間小盆地と河谷沿いに河成礫層を主とした新第三系・第四系が分布する。新第三系と第四系中・下部更新統については、現水系ごとに独立した地層区分を行い、記載する。段丘堆積物並びに段丘地形はいわゆる中位段丘と低位段丘とが識別される。高位段丘堆積物とその地形面については明確にできなかった。また本図幅地域は山地が多いため、崖錐堆積物(崩積層)・扇状地堆積物などが多く、基盤岩の風化状態も重要な研究課題と考えられる。しかしながら、本図幅地域ではそれらの時代のがかりとなるデータがほとんど得られなかったので、ここでは崖錐堆積物と扇状地堆積物とを識別し、図示するに留めた。崖錐堆積物には新第三系や第四系のものが識別されずに含まれていると考えられる。

### VII. 2 須 知 累 層 (Su)

**模式地** 船井郡丹波町、丹波自然運動公園の西方の小河川の崖(石田, 1983; 木村ほか, 1989)。

**分布及び層序** 丹波自然運動公園とその西方の豊田とに分布する。北隣り綾部図幅地域にも小分布がある(木村ほか, 1989)。ほとんどが中-大礫大の礫岩層で、最上位に泥岩層がある(第24, 25図)。模式地での厚さは曾根川川底から丹波自然運動公園の天文館北の最上部まで、約40mである。北に10°以内の緩い傾斜をなす。

**層相** 模式地では淘汰の悪い礫層で、丹波帯の砂岩・泥岩・チャートの角礫-亜角礫からなる。礫径は中-大礫で、基質は固結している。1990年3月から4月にかけ、天文館(丹波自然運動公園南部の200m台の三つの小丘内の中央の最高部にある)の西側傾斜を全面掘削した法面で地層を観察できた(第26図)。法面全体(比高約15m)が模式地露頭と同様、中-大礫大の角-亜角礫層で、基質の砂・泥はよくしまっている。工事担当者の話では、須知累層の礫岩はバックホーで直接掘ることができず、突き壊してからバックホーで掘ったという。チャート礫以外の砂岩・泥岩礫は風化している。地表近くは風化し赤褐色を呈する。ごく緩く北へ傾斜し、天文館の約100m北では泥岩層(厚さ約2m強)が載る。泥岩層はよくしまっている。泥岩層の下位約2mは中礫優勢である。

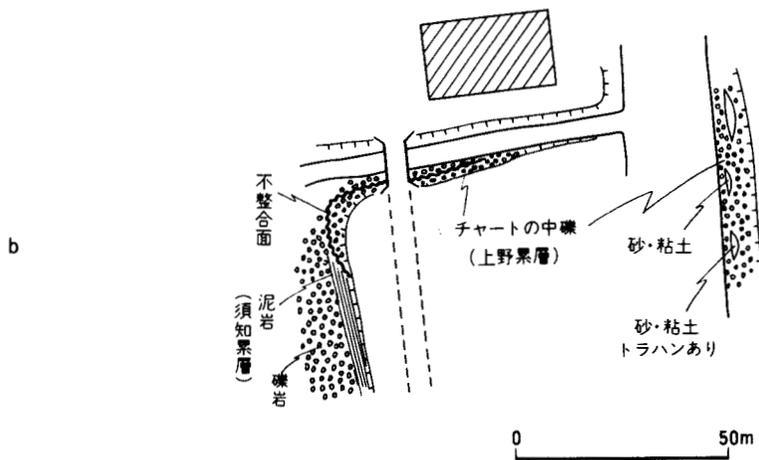
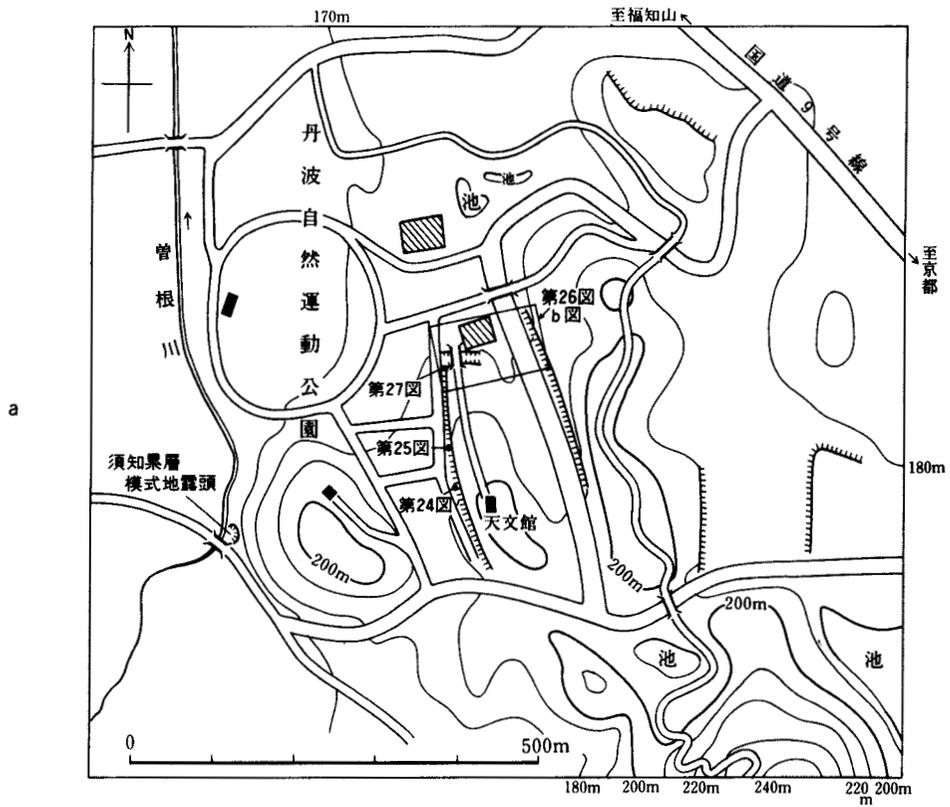
**層序関係** 丹波帯堆積岩類を不整合に覆い、上野累層に不整合に覆われる。上野累層との不整合は天文館の小丘北端に構築された陸橋の南西の西向き法面で観察された(第27図)。そこでは北へ緩傾斜する須知累層の礫岩・泥岩をより大きな傾斜(10°-15°N)で切って、大礫-中礫大のチャート礫層である上野累層が載る。陸橋東の北向き法面では、赤褐色風化した須知累層の礫岩をチャートの中礫を含む砂礫層が東へ見かけ3°程度の緩傾斜で覆う。



第24図 須知累層の礫岩（位置は第26図aに示す）



第25図 須知累層の礫岩及び泥岩（位置は第26図aに示す）



第26図 須知累層模式地の露頭位置図 (a)(丹波自然運動公園付近) 及び須知累層を不整合に覆う上野累層の露頭の見取図(b)



第27図 須知累層を不整合に覆う上野累層の露頭  
(位置は第26図aに示す)

**堆積年代** 年代を示す資料は得られていないが、その固結度が大阪層群や古琵琶湖層群の最下部より大であることから、中新世の可能性が考えられる。丹波高地は中・前期中新世海進時に準平原化したと考えられてきたが、この考えにのっとれば、須知累層はそれより後で、中新世とすれば、後期中新世に位置づけられる。

### VII. 3 後川 籠 坊 累 層 (新称, K)

**模式地** 多紀郡篠山町後川新田籠坊、籠坊温泉東の羽束川川床。

**分布及び層序** 模式地の小範囲と後川上集落南に点在する。厚さ約2mの礫岩層。

**層相** 中-大礫大の角礫-亜角礫で巨礫を含む。基質の砂岩はよくしまっている。礫種は丹波層群の砂岩・泥岩・チャートと中粒黒雲母花崗岩、流紋岩及び安山岩などである。

**層序関係** 模式地では基盤の有馬層群の上に不整合に載る。後川上南方では丹波帯の黒色頁岩を不整合に覆い、後川累層の砂・泥・中礫層互層に不整合に覆われる。

**堆積年代** 年代を示す資料は得られていないが、その固結度から須知累層相当か、あるいはやや新期の鮮新世の可能性も考えられる。

## VII. 4 上野累層(U)

**模式地** 船井郡丹波町蒲生<sup>こも</sup>，丹波自然運動公園(石田，1983)。

**分布及び層序** 模式地以東，上野を経て，日吉町下保野田一帯の丘陵に分布する。西方の中台・豊田・幸野などでは，中位段丘堆積物の下位にある。綾部図幅地域にも広がっており，実勢層と呼ばれている(石田，1984)。礫層を主とし，砂・粘土のレンズを挟む。模式地では厚さ20m未満であるが，上野以東では厚さ30-40mある。志和賀・八栄に小規模に分布する礫層は崖錐性のくさり礫で，上野累層に含まれているが，須知累層の可能性もある。

**層相** 主にチャートの中礫からなる礫層に砂層・粘土層を挟む。砂・粘土層は水平に広がらないことが多い。全体に淘汰がよいとはいえないが，斜交葉理が発達する場所もある。粘土は軟らかく，礫層の基質の部分もよくつまっているが，固結していない。模式地では黄褐色を呈し，白色の“トラハン”が見られる。

**層序関係** 模式地では須知累層に緩傾斜の不整合面でアバットする。ほかの地域では基盤の丹波帯堆積岩類を不整合に覆う。現在は開析されて堆積頂面を残さず，低平な丘陵地形をつくっている。模式地より西方では中位段丘礫層に不整合に覆われる。

**堆積年代** 年代を示す資料はないが，須知累層に不整合に載る(第26b図，第27図)。チャート礫を主とした礫層，砂・粘土層という層相やしまりの程度は，大阪層群のそれと類似する。また丘陵をつくり，堆積頂面を失っている点からも大阪層群相当と考えられる。固結度からは大阪層群上部あるいは最上部と考えられる。

志和賀・八栄に小規模に分布するものは崖錐性のくさり礫であることを先に述べた。これらの礫層の上は段丘状の平坦な地形を示すが，その平坦面は基盤岩にまで入り込んでおり，礫層の堆積面でないことを示している。

## VII. 5 園部累層(S)

**模式地** 船井郡園部町，園部小学校グラウンド南側法面(石田，1983)。

**分布及び層序** 園部盆地並びに本梅盆地の低平な丘陵地。厚さ20m以上の風化礫層。

**層相** 模式地では中礫大の角-亜角礫層で，チャート礫を除く頁岩・砂岩などの礫は風化して“くさり礫”になっている。風化礫は赤色や黄灰褐色になり，法面全体が赤褐色を呈する。礫は密につまり，基質の砂・粘土もよくしまっている。また，白色粘土薄層のレンズを挟む。

園部町東縁の本梅川左岸の若森の西，農芸高校北東の崖には，やや淘汰された礫・砂層がある。本梅川の上流右岸，亀岡市宮前町高芝<sup>みやざき</sup>には，細-中礫大の角礫と泥の互層があり，全体に黒色を帯び，風化が顕著である。

**層序関係** 丹波帯堆積岩類に不整合に載る。

**堆積年代** 年代を示す資料はない。淘汰の悪い風化角礫層と礫・砂泥互層とが含まれるが，同一年代

か確かではない。すなわち、須知盆地における須知累層と上野累層とが、園部・本梅盆地では識別されずに園部累層に表現されている可能性がある。

園部町南部の<sup>しゅうど</sup>穴人では、基盤の頁岩の高さ10mの崖があり、その上に厚さ1-4mの巨-大礫が載る。また園部北方の内林町・熊崎間の低平なところでも、基盤に載るところは巨-大礫で、やや低い場所で表層堆積物の厚いところでは、中礫層に白色粘土が挟まれる風化礫層の様相を呈する。熊崎の東の小丘でも、基盤岩と礫層との不整合は小丘の北辺ではなく、より南の小丘の中にあり、北側の山地と南側の丘の境(地形変換線)は不整合より明かに基盤岩の中にある。これらのことを考慮すると、園部累層は現在の起伏形成以前の堆積物といえる。

## VII. 6 本郷累層(新称, H)

**模式地** 多紀郡西紀町本郷、松隣禅寺東のグラウンドの法面。

**分布及び層序** 西紀町の河谷沿い並びに瑞穂町の土師川支流の丘陵に分布する。模式地で厚さ4m以上、北西へ緩傾斜する。

**層相** 中礫大の角礫を主とし、大礫も含む。基質の砂・泥はよくしまり、チャート礫以外の砂岩・頁岩礫などは風化して“くさり礫”層となっている。模式地の南東で、基盤に不整合に載るところでは、巨礫層である。

**層序関係** 基盤の丹波帯チャート層を不整合に覆う。

**堆積年代** 年代を示す資料はなく、また、須知盆地の上野累層のように、チャート礫が多いという二次堆積物の特徴を示さない。その点、園部累層に似ている。

## VII. 7 後川<sup>しつかわ</sup>累層(新称, Si)

**模式地** 多紀郡篠山町後川上南方の切取。

**分布及び層序** 模式地とその西方の後川中付近の丘陵、並びに天王南東約1kmの小露頭。模式地では、厚さ約3mの砂・粘土互層に中礫層を挟む。

**層相** 中礫大の角礫層と砂・粘土互層で、風化して赤褐色を呈する。礫層の基質はよくしまっている。天王南東では、角礫層のみがみられる。

**層序関係** 模式地では、後川箆坊累層の礫岩層にわずかに斜交して、不整合に覆う。その他の地域では基盤に不整合に載る。

**堆積年代** 年代を示す資料はないが、後川箆坊累層を不整合に覆い、よくしまった風化中礫層と砂・粘土互層であるという点で、園部累層・本郷累層に対比される。

## VII. 8 中位段丘堆積物(m)

本図幅地域において中位段丘堆積物として示したものは、須知盆地と須知川上流域、本梅盆地の本梅

川右岸山麓，並びに西紀町友瀨川河谷沿いに分布する。篠山町後川や亀岡市千ヶ畑で崖錐堆積物として示したもののうち，中位段丘相当の崖錐堆積物が含まれる可能性もある。

須知盆地では，篠山町の中台・豊田・曾根・蒲生と東西に発達する標高170-190mの平坦面を作る礫層である。沖積面との比高は10-20mである。堆積物は中-大礫大の角-亜角礫層からなり，基質は密に詰まっているが，あまりしまっていない。赤褐色風化部がある。厚さは2-3m程度である。

本梅盆地では，埴生から南東へ中野まで，山麓の標高200m前後の緩傾斜面をつくる礫層である。北側の埴生断層で切られて変位している。中-大礫大の角礫層で，厚さは2m以上ある。

西紀町本郷付近の友瀨川沿いには，遠方付近(標高160m)から，上流の川阪付近(標高200m)まで，河岸段丘面が発達する。本郷では，厚さ1mの中-大礫大の角-亜円礫層で，上に砂・泥を厚さ0.5m載せる。全体に褐色で，基質は詰まっているが，あまりしまっていない。その上に黒土層を厚さ0.3-0.5m載せる。この段丘面は友瀨川下流へ連なり，綾部図幅地域では高位段丘面とされている。しかしながら，堆積物の特徴と面の由良川への追跡とにより，中位段丘と判断した。

#### VII. 9 低位段丘堆積物(1)

本図幅地域の河谷沿いには，河谷平野面より高い面が発達する。その多くは山地の谷からの扇状地性のもので，あるものは谷埋めや崖錐性のものである。須知盆地の蒲生付近の面は須知川の河岸段丘といえる。そのほかの地域では旧谷中平野面が下刻された河岸段丘の発達はよくない。低位段丘堆積物は中-巨礫大で角-亜円礫からなる礫層で，基質が未固結の礫層である。厚さは1-5m前後である。扇状地堆積物と低位段丘堆積物とは識別が困難なことがあり，ここでは小規模の扇状地地形を示すものを扇状地堆積物とした。

#### VII. 10 崖錐堆積物(t)

本図幅地域東南部の亀岡市畑野町の土ヶ畑から加倉にかけての大路次川河谷沿いには，花崗岩岩塊や巨礫を含む礫層が分布する。この礫層を崖錐堆積物として示した。また，崖錐堆積物には，最終氷期のものより古期と推定されるものがあり，時代的にも種々のものが含まれると考えられる。亀岡市広野付近には基盤岩の露頭が点々と見られるが，広野北西の剣尾花崗岩の上に載る花崗岩塊を含む礫層は礫と基質ともによくしまり，風化して古い時代の崖錐の様相を示す。

崖錐堆積物は大路次川沿いのほかにも，本図幅地域全体の山麓部に小規模ではあるが分布する。一般には崖錐堆積物は中-礫大で，しまりの弱い角礫層である。本図幅地域では，始良 Tn 火山灰層(AT)や，その他の時代を示す示標火山灰がまだ発見されていない。

#### VII. 11 扇状地堆積物(f)

比較的小さい谷の出口付近に扇状の傾斜面を持って広がり，主として礫からなる堆積物である。本図

幅地域全域に分布するが、低位段丘堆積物との識別が明確でないため、どちらか一方で表示されている。また、高位置にあって開析されているものは古期のものと思われるが、時代的に区分されていない。

## VII. 12 沖積層(a)

本図幅地域の沖積層は河谷平野をつくる礫・砂・粘土層である。須知盆地・園部盆地・本梅盆地並びに篠山川沿いの谷中平野は、幅広い場所で600m程度である。支谷が合流するところでは、幅1km程度の平地が開けるところがある。沖積層は砂礫を主とするが、後背湿地では粘土や泥層がある。それらは識別して図示されていない。厚さはほとんど数m以下と推定される。例えば園部南西の園部川中流部では、沖積面と河床面とは、 $2 \pm 1$ mの比高を示し、河床は大-巨礫である。

本図幅地域東北隅の日吉町志和賀では、工事堀削により沖積層の断面が観察された。東組と中組の間の道路が西へ屈曲している東側では、厚さ1m以上の青白色粘土層があり、南方では上位に黒色泥層(厚さ0.4m)が載っている。また、中組南西の道路北西側では、厚さ1mの青白色粘土が観察された。

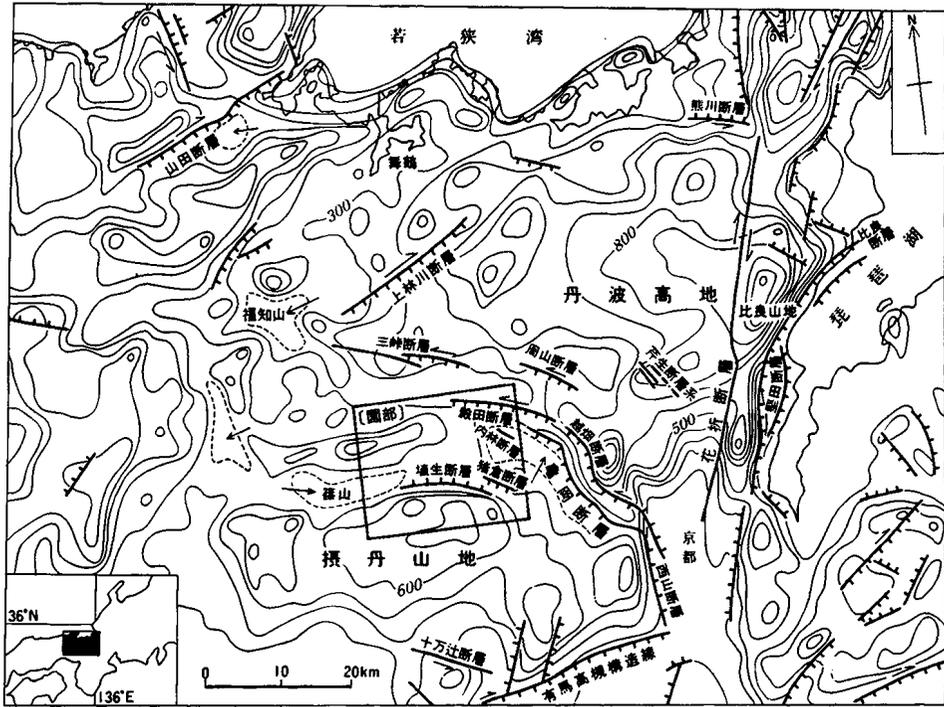
## VIII. 活構造

(石田志朗)

園部図幅地域を含む丹波高地には多くの活断層があることが知られている(Huzita, 1969; 活断層研究会, 1980; 植村, 1989)。また、本図幅地域西北部を含む篠山盆地周辺地域の中規模リニアメントについて、井上ほか(1979)の研究がある。

本図幅地域には、北東-南西と北西-南東方向のリニアメントが多く、東西性のものがわずかにみられる。北東-南西方向のリニアメントは本図幅地域全体に達し、特に中央部で規模が大きい。北西-南東方向も全体に発達するが、前者に比べやや粗にみえる。東西性のリニアメントは小金ヶ嶽-八ヶ尾山の尾根と篠山川-福住の谷が規模が大きく、顕著である。

これまでに知られている活断層の走向は大きく2方向に分けられる。西北西-東南東走向の断層は左横ずれ、東北東-西南西のものは右横ずれ変位を示す。丹波高地と撰丹山地の境界部には、西北西から北北西にカーブする断層群がある。それらのうち最も地形的に顕著なものは亀岡断層であり、その北東側に殿田断層・越畑断層が平行して走っている。これらのうち、殿田断層が本図幅地域東北部にかかる。一方、丹波高地西部には、三峠断層・周山断層・芹生断層系などが分布し、いずれも左横ずれを示している(第28図)。本図幅地域には、殿田断層・埴生断層のほかには猪倉断層と内林断層とが北西ないし西北西方向に走っている。



第28図 近畿北部の活断層分布図（植村，1989に加筆）  
等高線は100m間隔

### VIII. 1 殿田断層

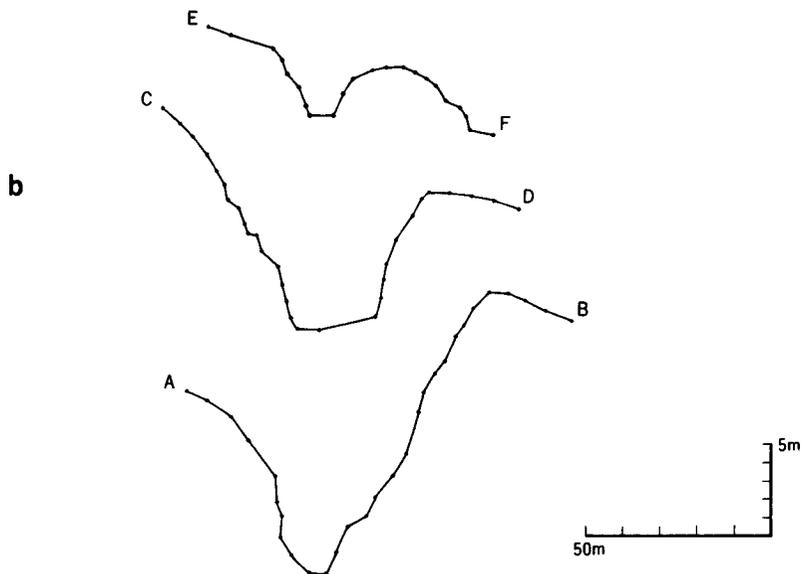
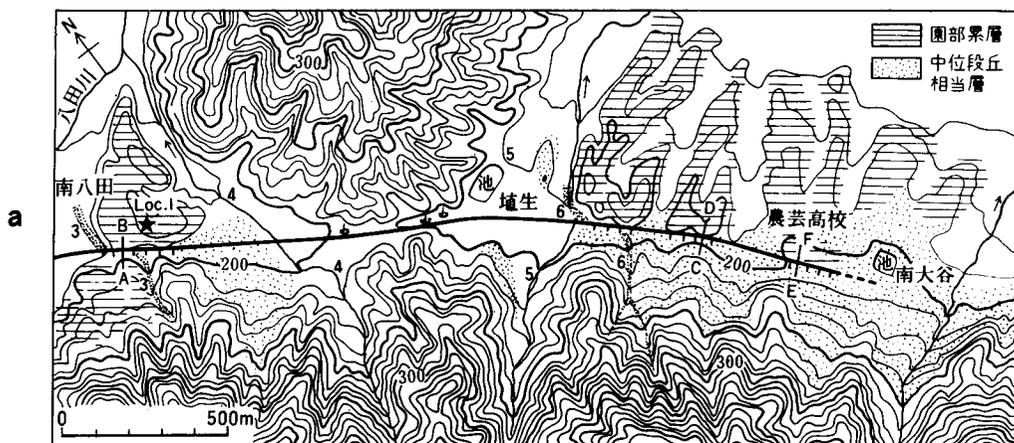
殿田断層に沿って京都西北部図幅地域で、低位段丘面が変位し、5.6-10m北側が南側に対し隆起したことがわかっている（植村ほか，1989）。この断層の本図幅地域への延長は日吉町志和賀を通る（大橋，1976；水山ほか，1983）。志和賀の西でこの断層は分岐し、上野付近では明瞭でなくなる。より西方延長の蒲生地域では中位段丘面を北上がりりで0.8m変位させている。

### VIII. 2 埴生断層

埴生断層は園部町天引から埴生を経て宮前町に至る、東西約15kmの長さを持つ。南側の白亜紀火砕岩類並びに花崗岩類の山地の北縁を限るように、地層の西部ではN80°W、東部ではN50°Wの走向に延びる。東端部では約1km東側に猪倉断層が雁行する。

天引付近では、園部川の支流に左横ずれを示す2本のオフセットが認められ、屈曲量はそれぞれ50-60m及び55-80mである（植村，1989）。

埴生付近では、南八田から南大谷まで約3kmの間、この断層による左横ずれ変位は河谷3で80-90m、河谷4で120-190m、河谷5で約200m、河谷6で約150mのオフセットを示す（第29図a；植村，1989）。断層の北側には台地状の地形が広がり、南側には溝状の谷地形が切り込んでいる（第29b図）。

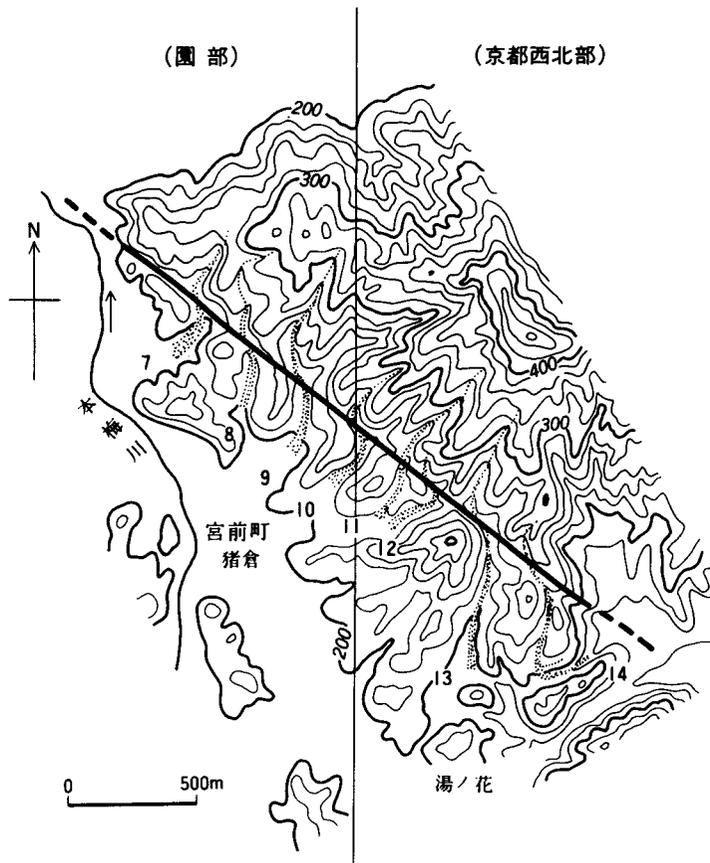


第29図 a：埴生付近の断層変位地形(植村，1989) b：埴生断層による変位地形の実測断面図  
等高線は10m間隔。♣は湧水井。3-6は河谷の番号。A-B、C-D、E-Fは断面位置

西本梅小学校校庭東の崖(第29図a；Loc. 1)では、走向・傾斜が $N88^{\circ}W, 65^{\circ}N$ の断層で南側が約1m落ちている。そこでは巨礫を含む園部累層が基盤上に載り、ともに断層で切られている。河谷4と5の間には小山塊があり、鞍部は谷中分水界となっていて、湧水井が3か所ある。

### VIII. 3 猪倉断層

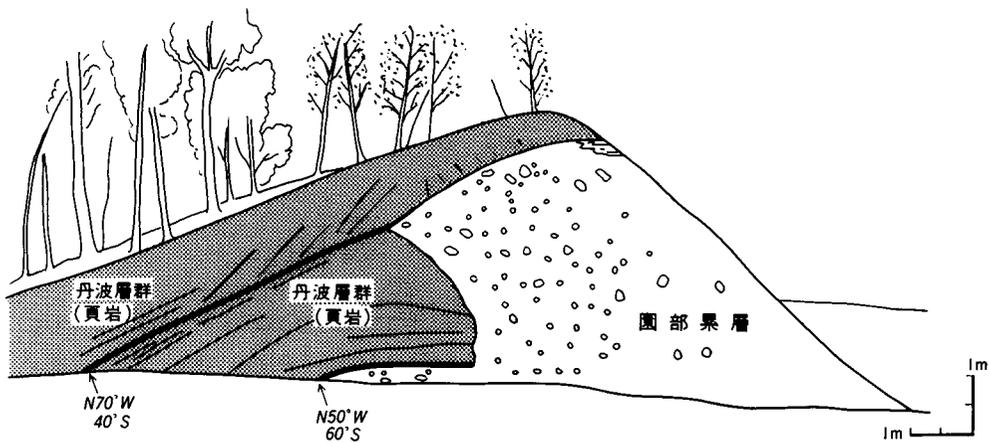
猪倉断層は宮前町猪倉の北東側を $N50^{\circ}W$ の方向に走り、京都西北部図幅地域の湯ノ花まで約3kmにわたって延びる。第30図に示すように、南西流する河谷7-14には、70-160mの左ずれオフセットが認められる(植村，1989)。



第30図 猪倉断層の変位地形 (植村, 1989)  
等高線は20m間隔, 7-14は河谷の番号

#### VIII. 4 内林断層(新称)

園部町の内林町に第31図に示すような切取ができ、園部累層の礫層に基盤の丹波帯頁岩が衝上しているのが観察された。断層面は二つあり、それぞれ走向・傾斜 $N70^{\circ}W, 40^{\circ}S$ と $N50^{\circ}W, 60^{\circ}S$ を示し、おのおの礫層にのし上がっている。



第31図 内林断層の露頭スケッチ (植村善博原図)

## IX. 応用地質

(井本伸広・松浦浩久)

園部地域の金属鉱床・非金属鉱床には、金、タングステン、銅、マンガン、炉材珪石などがあるが、いずれも現在は稼行されていない。砥石として、珪質頁岩が小規模の採掘されており、石材として花崗岩類がされた。温泉(鉱泉)は、篠山町箆坊と西紀町草山で湧出し、利用されている。

### IX. 1 金属鉱床

#### IX. 1. 1 金鉱床

**若森鉱山**：亀岡市東本梅町若森に位置する。1940年頃に、石英脈中に含まれる自然金が発見され、短期間試掘されたが、開発には至らなかった。

砂岩、頁岩中に幅30-60cmの含金石英脈が7-8本認められた。石英脈は、走向が $N30^{\circ}-50^{\circ}E$ 、傾斜が $30-50^{\circ}N$ であった。自然金は黄金色を呈し、結晶、海綿状、棒状、鐘乳状、亜鈴状、葉状、粒状など多様な形状を示す。最高品位は0.11%に達した。大きさは0.5-3mmで、石英脈中央部に硫砒鉄鉱に伴って産した。随伴鉱物としては、ほかに鉄マンガン重石、方鉛鉱、黄鉄鉱、トパズなどが認められた。成因については、行者山花崗岩類の活動との関係が指摘されている(益富・内山, 1940; 松尾ほか, 1980)。

### 1.2 タングステン鉱床

円郷山<sup>えんご</sup>鉱山：園部町埴生に位置する。丹波帯 型地層群に属する砕屑岩中の石英脈に伴う鉄マンガン重石を対象に、戦前に小規模な試掘が行われた。石英脈は数本あり、いずれも走向N-S、傾斜45°Wで、幅3-15cmであった。鉄マンガン重石は、径5mm、長さ20mm以下の葉片状または板状結晶として散在し、随伴鉱物として、硫砒鉄鉱、黄銅鉱、黄鉄鉱、自然金、トバズ、白雲母、螢石などが産した。若森鉱山と同様の成因が推定されている(松尾ほか、1980)。

### 1.3 銅鉱床

船岡<sup>やまと</sup>鉱山：園部町船岡、JR船岡駅の北西約1.6kmの小谷(通称大和谷)の谷頭部付近に位置する。大和谷鉱山とも呼ばれ、明治末期から大正初期にかけて稼行されたい。主要坑道の崩壊のため、詳細は不明であるが、“ヤケ”の状況から判断すれば、丹波帯 型地層群新水戸ユニット基部に発達する緑色岩類の内部または上位に胚胎しているものと推定できる。付近には、“赤白珪石”鉱山(船岡山珪石鉱山)があり、成因的には関連している可能性がある。

鉱石は、黄銅鉱、閃亜鉛鉱、黄鉄鉱からなる緻密な集合体で、脈石鉱物として重晶石の細脈を伴う。“ヤケ”の部分では、褐鉄鉱、孔雀石、珪孔雀石、水亜鉛鉱、赤銅鉱、藍銅鉱、緑鉛鉱、異極鉱、水亜鉛土などの二次鉱物が見いだされている。少量の二酸化マンガン鉱も伴われる(松尾、1968)。

### 1.4 マンガン鉱床

吉村(1952、1969)及び瀧本・石垣(1973)によれば、本地域のマンガン鉱床は、主に亀岡市宮前及び同市東本梅、西紀町草山の3地域と篠山町後川及び福住の2地域に分布している。前者は、丹波帯 型地層群の層状チャートに伴い、後者は 型地層群の層状チャートに胚胎されているものと推定できる。福住鉱山を除き、産出量はどれも数う10-1000トン程度の極めて小規模な鉱床である。鉱石は二酸化マンガン鉱を主として、一部でいわゆる炭酸マンガン鉱が採掘された。

福住<sup>福住</sup>鉱山：篠山町福住本明谷に位置する。昭和16年に約4万4000トンを出した。その後、一時期休止したが、昭和31年に再開し、約1万トンの産出をみた。鉱床は赤色頁岩を上盤、塊状チャートを下盤とし、塊状チャートの下位は、ほぼ水平な断層により切られている。鉱床の走向・傾斜は、E-W、15-35°Nで、走向延長120m、傾斜延長200m、平均の厚さ3mに達した。主な鉱石は、テフロ石、ブラウン鉱、ベメント石、菱マンガン鉱で、Mn50%、SiO<sub>2</sub>15%-Mn30%、SiO<sub>2</sub>35%の鉱石が採掘された(吉村、1952、1969)。

## 2 非金属鉱床

### 2.1 炉材珪石鉱床

塚脇(1973)は、本地域の珪石を兵庫県多紀郡地域の珪石と京都府船井郡地域の珪石に分けて記述している(第7表)。

多紀郡地域では、西から東へ、畑、城東、村雲、大芋の4珪石群が区別され、船井郡地域では、鎌倉、

第7表 炉材珪石鉱床(塚脇, 1973による)

地区	鉱山	位置	鉱床の走向・傾斜	鉱床の規模	鉱石
畑地区	丸山	兵庫県多紀郡 篠山町丸山	N80°W-N80°E, 80°S	厚さ3-5m, 延長50m レンズ状	赤白
	布袋	篠山町丸山	N75°W, 75°S	厚さ3-5m, 延長20-30m レンズ状	青白
	畑	篠山町火打岩	E-W, 70°-80°S	南北2列あり, 厚さ1-10m, 延長10-200m, レンズ状, 40鉱体	赤白・青白
城東地区	剛山	篠山町北島	N60°E, 60°-70°N	厚さ4-8m, 延長50m	赤白
	日山	篠山町中県守	N50°E, 60°S	厚さ5m, 延長30m	青白
村雲地区	品川奥新田	篠山町新田	N55°E, 80°N	厚さ2-4m, 延長15m	青白に赤白 混在
	小林新田	篠山町新田	N70°E, 75°S	厚さ2-6m, 延長40m	赤白・青白
	新田山	篠山町新田	N70°-90°W, 55°-70°S	厚さ4m, 延長10-20m	青白・赤白
	小林天岩	篠山町新田	N40°-60°W, 70°-80°S	厚さ5-10m, 延長100m	赤白
	品川天岩	篠山町新田	N40°W, 75°S	厚さ6-30m	赤白
	寺谷	篠山町新田	N70°-80°E, 70°-80°S	厚さ5-6m	赤白・青白
	品川入滝	篠山町新田	N50°-65°E, 80°S	厚さ6-10m, 延長60m	青白に赤白 を伴う
	九頭女 宮倉	篠山町中森 篠山町蟲生	N60°-70°W, 40°-50°S E-W, 45°-60°S	厚さ5-8m 厚さ6-7m	赤白 青白
	鳥山・百合山 福井山	篠山町蟲生	N70°-80°E, 50°-70°S	最大厚さ15m, 延長200m (同一鉱体を3鉱山に分割)	赤白
	豊林寺	篠山町福井	N40°W, 65°S	厚さ12m	赤白に青白 を伴う
	柳岩	篠山町福井	E-W, 60°-80°S	厚さ10-12m, 延長60-80m, 5鉱体	赤白に青白 を伴う
大芋地区	日鉄小原山	篠山町中村	N50°-60°W, 60°-70°S	南北2列あり, 厚さ3m, 延長30-40m, レンズ状	赤白
	小林三の宮	篠山町中村	E-W, 70°S	厚さ3-5m	赤白
	山名中村	篠山町中村	N65°E, 60°S	厚さ1-3m, レンズ状	赤白
	石根山	篠山町宮代	N40°-50°W, 45°S	最大厚さ20m, 延長50m	赤白
	小林宮代	篠山町宮代	N50°W, 40°S	厚さ1-3m	赤白
	小倉	篠山町小倉	N50°W, 50°S	厚さ5m	赤白
	宮代	篠山町宮代	N40°-50°W, 60°-80°S	厚さ3-5m	青白
	唐子山竹谷	篠山町宮代	N70°W, 70°S	厚さ3-5m, レンズ状, 2鉱体	赤白
	唐子山	篠山町宮代	E-W, 60°-70°S	厚さ1-4m, レンズ状	赤白
	宮城	篠山町宮代	N80°-90°W, 65°S	厚さ4m, 延長30m	赤白
是次	篠山町市野々	E-W, 70°S	厚さ4m	赤白	
鎌倉地区	鎌倉	京都府船井郡 丹波町鎌倉	N50°W, 35°S	厚さ5-6m, 延長20m, 2鉱体	赤白・青白
	高岡山	丹波町高岡	N50°E, 30°N	厚さ2m, レンズ状	赤白
	西ノ階	丹波町西ノ階	N50°W, 45°S	厚さ5m, 延長40m, レンズ状, 2鉱体	赤白・青白
今井地区	胎金	園部町今井	N55°W, 60°S	厚さ10m, 延長10-20m, 2鉱体	青白
殿田地区	船岡	園部町船岡	E-W, 80°S	厚さ10-20m, 延長20-30m	赤白

今井，殿田の3鉱床群が本地域に含まれる。鉱床はいずれも，新水戸ユニットの基底をなす緑色岩類に伴う。鉱床は，緑色岩類の内部または，上盤の赤色チャートとの境界部に発達する。鉱石は，鉱床により，赤色珪石を主とするもの，青白珪石を主とするもの，両者がほぼ同量産出するものがある。現在は稼行されていない。

### IX. 3 砥石・石材

#### IX. 3.1 砥石

本図幅地域では，砥石は，亀岡市宮前町の数地点で現在も小規模な採掘がおこなわれている。岩質はシルト径の石英長石粒子を含む珪質頁岩がホルンフェル化し，さらに風化したものである。緑灰色を呈し“青砥”と呼ばれ，いわゆる中砥として用いられる。

#### IX. 3.2 石材

亀岡市畑野町広野には剣尾花崗岩を採掘対象として，数ヶ所に採石場がある。採石場内の剣尾花崗岩は緻密堅硬な部分もあるが，一部に亀裂や空洞の多い部分もある(第22図)。主に間知石，骨材，路盤用とされた。現在稼行中のものはない。

### IX. 4 温泉

#### 箆坊温泉

箆坊温泉は本地域南西部の篠山町後川新田箆坊にあり，羽束川に沿って泉源がある。泉質は重碳酸土類泉で，遊離炭酸・食塩等も含む。泉温は14.5℃(深度48.4m)。

利用形態は現在では浴用に加熱して数軒の旅館などで使用されている。大正12年から昭和41年までの間には，遊離炭酸をサイダー用に使用されたこともある。

### 文 献

安養寺寿樹・丹波地帯研究グループ砕屑岩サブグループ(1983) 福井県名田庄村の砂泥互層。日本地質学会第90年学術大会講演要旨，p.247.

Carlidroit, M., Ichikawa, K. and Charvet, J. (1985) Tha 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.

円増俊夫・中澤圭二(1956) 兵庫県篠山盆地(篠山統)より発見された貝殻及び植物化石について。地学研究, vol. 8, p. 184-188.

———(1958) 兵庫県篠山盆地(篠山統)より発見した植物化石及び生痕化石其の他について。地学研究, vol. 10, p. 116-118.

- Hashimoto, M. and Saito, Y. (1970) Metamorphism of Paleozoic greenstones of the Tamba plateau, Kyoto Prefecture. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.76, p.1-6.
- , Kashima, N. and Saito, Y. (1970) Chemical composition of Paleozoic greenstones from two areas of southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.76, p.1-6.
- Huzita, K. (1969) Tectonic development of Southwest Japan in the Quarternary Period. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol.12, p.53-70.
- 藤田和夫・笠間太郎(1983) 神戸地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1の図幅), 地質調査所, 115 p.
- ・前田保夫(1984) 須磨地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1の図幅), 地質調査所, 101 p.
- Imoto, N. (1984) Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, Southwest Japan. *Bull. Kyoto Univ., Education*, no.65, p.15-71.
- 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, 84p.
- 井上 茂・田中眞吾・野村亮太郎(1979) 兵庫県東部, 篠山盆地周辺地域における中規模リニアメントの検証—組織地形研究へのアプローチ—. 神戸大学教養部紀要 論集, no.23, p.27-46.
- 石田志朗(1983) 土地分類基本調査, 園部・広根5万分の1国土調査. 京都府, 81p., 表層地質図及び同説明書 p.35-44.
- (1984) 土地分類基本調査, 綾部5万分の1国土調査. 京都府, 125p., 表層地質図及び同説明書, p.59-75.
- ・中川要之助・牧野内 猛(1977) 近畿北部の内陸盆地に関する地質学的諸問題. 地質学論集, no.14, p.195-202.
- Ishiga, H. (1982) Late Carboniferous and Early Permian radiolarians from the Tamba Belt, Southwest Japan. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, vol.36, p.333-339.
- 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.443-445.
- (1985) 丹波帯の中・古生界の年代と構造形成. 地球科学, vol.39, 31-43.
- Ishiga, H. (1986) Late Carboniferous and Permian Radiolarian Biostratigraphy of Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.29, p.89-100.
- and Imoto, N. (1980) Some Permian radiolarians in the Tamba district, Southwest Japan. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, vol.34, p.332-345.
- ・楠 利夫・武蔵野 実・桐村成巳・田中俊江(1987) 兵庫県篠山地域における超丹波帯氷上層相当層の発見(短報). 地質雑, vol.93, p.301-303.
- Ishihara, S. (1990) The Inner Zone Batholith vs. the Outer Zone Batholith of Japan: Evaluation from their magnetic susceptibilities. *Univ. Mus., Univ. Tokyo, Nature and Culture*, no.2, p.21-34.

- 石原舜三・柴田 賢・内海 茂(1988) 白亜紀-古第三紀花崗岩類に伴う鉍床の鉍化年代-1987年における総括. 地調月報, vol. 39, p. 81-94.
- Kaibara, H. (1964) A study of the Micro texture of cherts. Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto. Ser. B, vol. 30, p. 59-73.
- 笠間太郎(1959) 西宮市史, vol. 1, p. 193-197. 西宮市.
- Kasama, T. and Yosida, H. (1976) Volcanostratigraphy of the Late Mesozoic acid pyroclastic rocks of the Arima Group, Southwest Japan. Jour. Geosci., Osaka City Univ. vol. 20, p. 19-42.
- 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, 363p.
- 河田清雄・宮村 学・吉田史郎(1986) 20万分の1地質図幅「京都及び大阪」. 地質調査所.
- 貴治康夫(1984) 丹波帯中央部の火成岩脈群の産状と岩石記載. 岩鉱, vol. 79, p. 394-404.
- 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, 361-379.
- ・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, 104p.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩の K-A dating (V) 西南日本の花崗岩類. 岩鉱, vol. 56, p. 191-211.
- 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, 97p.
- 楠 利夫(1989) 丹波地帯 II 型地層群天ヶ瀬砂岩層の堆積機構と堆積場. 地球科学, vol. 43, p. 211-231.
- ・武蔵野実(1989) 丹波帯の砂岩の特性. 地球科学, vol. 43, p. 75-84.
- ・———(1990) 超丹波帯・丹波帯および舞鶴帯のペルム-三畳系砂岩—モード組成とその比較. 地球科学, vol. 44, p. 1-11.
- ・———(1991) 丹波帯南西部の“非丹波層群”の砂岩—モード解析とその比較— . 地球科学, vol. 45., p. 39-50
- 益富寿之助・内山平八郎(1940) 京都府鉍物誌. 日本鉍物趣味の会, 240p.
- 松尾源一郎(1968) 京都府園部町船岡鉍山. 京都地学会会誌, no. 18, p. 22-28.
- ・藤原 卓・清水照夫(1980) 京都府亀岡市行者山および大谷鉍山の鉍物(1). 京都地学会会誌, no. 33, p. 1-22.
- 松浦浩久・三村弘二(1987) 神戸市北方 佐曾利コールドロン—白亜紀有馬層群の噴出源. 日本火山学会講演予稿集, 1987年度秋季大会, p. 92.
- 三村弘二・松浦浩久(1987) 有馬層群の岩屑なだれ堆積物. 日本地質学会関西支部会報, no. 104—西日本支部会報, no. 88, (合併号), p. 9.
- 水野清秀・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩(1990) 明石地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 90p.
- 水山高幸・坂口慶治・園田平悟・清水 弘(1983) 土地分類基本調査, 園部・広根5万分の1国土調査. 京都府, 81p., I 地形分類図, p. 13-34.

- 元木昭寿(1979) 六甲山地東南部の白亜紀火砕岩火道. 火山, 第2集, vol. 24, p. 55-72.
- 武蔵野 実・中村雅利(1976) 京都市北部雲ヶ畑地域, 栗夜叉谷の砂岩と礫岩. 京都教育大学紀要, Ser. B, vol. 49, p. 25-40.
- ・楠 智美・田中功一・楠 利夫(1990) 丹波帯の構造的最上位に見られる三畳系砕屑岩について. 日本地質学会関西支部報, no. 109, p. 5-6.
- 中島正志・岩野英樹(1987) 音海流紋岩と面谷流紋岩の外部ディテクター法によるフィッション・トラック年代. 地質雑, vol. 93, p. 925-928.
- 小野山武文(1931) 篠山盆地地質概観. 地球, vol. 16, p. 159-168.
- 大橋 健(1976) 京都府大堰川上流部殿田付近の活断層と断層変位地形. 京都府私学研究論集, no. 15, p. 1-11.
- 尾崎正紀・松浦浩久(1988) 三田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93p.
- 坂口重雄(1960a) 兵庫県篠山盆地の層序と構造—丹波地帯南西部の地質(2). 大阪学芸大学紀要, no. 8, p. 34-46.
- (1960b) 丹波地帯南部に発達するチャートの形態と成因についての考察(予報). 大阪学芸大学紀要, no. 8, p. 47-59.
- Sakaguchi, S. (1961) Stratigraphy and palaeontology of the south Tamba district, Pt. I, Stratigraphy. Mem. Osaka Gakugei Univ., Ser. B, 10, 35-76.
- (1963) Stratigraphy and Palaeontology of the south Tamba district, Pt. II, Palaeontology. Mem. Osaka Gakugei Univ., Ser. B, no. 12, p. 89-173.
- and Yamagiwa, N. (1958) The late Paleozoic corals from the southern part of the Tamba district. Mem. Osaka Gakugei Univ. Ser. B, no. 13, p. 1-16.
- 坂口重雄・曾我一郎(1972) 丹波帯における地向斜性火山活動の研究. 大阪教育大学紀要, ser. B, vol. 21, p. 161-179.
- Sano, S., Tazaki, K. and Kagami, H. (1987) Sm-Nd dating of late Paleozoic metabasalts in the Tamba Belt, southwest Honshu, Japan. Technical Rept. of ISEI, Ser. A, no. 13, p. 1-16.
- Seki, T. (1978) Rb-Sr Geochronology and petrogenesis of the Late Mesozoic igneous rocks in the Inner Zone of the southwestern part of Japan. Mem. Fac. Sci, Kyoto Univ. Ser. Geol. Mineral, vol. 45, p. 71-110.
- 柴田 賢(1971) 茨木複合花崗岩体のK-Ar年代. 地球化学, vol. 25, p. 268-269.
- ・内海 茂・中川忠夫(1979) K-Ar年代測定結果1. 地調月報, vol. 30, p. 675-686.
- ・————・宇都浩三・中川忠夫(1984) K-Ar年代測定結果2. —地質調査所測定未公表資料, 地調月報, vol. 35, p. 331-340.
- Sibata, K. and Ishihara, S. (1974) K-Ar ages of the major tungsten and molybdenum deposits in Japan. Economic Geology, vol. 69, p. 1207-1214.
- 清水大吉郎・志岐常正・井本伸広・藤原重彦・吉田光広(1974) 先丹波流紋岩類—丹波帯古生界の礫岩

- から見た先二疊紀酸性火成活動. GDP マグマ連絡誌, no. 2, p. 56-59.
- 田結庄良昭(1971) 大阪府北部, 茨木複合花崗岩体の岩石学的研究. 地質雑, vol. 77, p. 57-70.
- ・中島和一・野村明央・安尾友宏・平尾 健(1983) 北摂・剣尾山周辺の酸性火山砕屑岩類および貫入岩類(予報). MAGMA, no. 67, p. 57-62.
- ・弘原海清・政岡邦雄・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(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. vol. 39, p. 358-371.
- 瀧本 清・石垣参策(1973) マンガン鉱. 日本地方鉱床誌, 近畿地方, p. 176-220. 朝倉書店.
- 丹波地帯研究グループ(1971) 丹波地帯の中・古生界(その2), 京都府北桑田郡京北町南部の古生層. 地球科学, 25, 211-219.
- (1990) 丹波地帯の古生界(その7), 福井県遠敷郡名田庄村南部地域に分布するI型地層群一. 地球科学. vol. 44, p. 77-90.
- 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, p. 2-3.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. 312p., Blackwell Sci. Pub., London.
- 戸倉則正・高城山団体研究グループ(1987) 兵庫県篠山地域に分布する緑色砂岩について. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, p. 240.
- 塚脇祐次(1973) 珪石. 日本地方鉱床誌, 近畿地方, p. 278-312. 朝倉書店.
- 植村善博(1989) 京都北部, 中丹地域の活断層. 活断層研究, no. 6, p. 55-63.
- 裏六甲酸性火砕岩研究グループ(1979) 神戸市北部, 帝釈山地の後期中生代酸性火砕岩類. 地質学論集, no. 17, p. 221-230.
- 弘原海清(1987) 篠山層群, 内帯の白亜紀-古第三紀の火成岩類. 日本の地質, 6. 近畿地方, p. 52, 共立出版.
- ・栃本泰治・升本真二(1983) 篠山層群のフィッション・トラック年代. 地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 185.
- 山田直利・仲井 豊・檀原 徹(1987) 領家帯南縁部に分布する泉南流紋岩類及び巢山火砕岩のフィッション・トラック年代. 地質雑, vol. 93, p. 287-299.
- 八尾 昭・松岡 篤・中谷登代治(1982) 西南日本のトリアス紀・ジュラ紀放散虫化石群集. 大阪微化石研究会誌, vol. 5, 特別号, p. 27-43.
- 吉田久昭(1975) 兵庫県宝塚市北部の有馬層群の層序. 濃飛, no. 7, p. 28-30.
- ・河田清雄(1987) 兵庫県東部, 篠山・三田間における有馬層群の概要. 地調月報, vol. 38, p. 427-441.
- 吉村豊文(1952) 日本のマンガン鉱床, 第7章近畿地方, p. 315-330. マンガン研究会.
- (1969) 日本のマンガン鉱床補遺, 後編, 日本のマンガン鉱山. 九州大学理学部研究報告(地質の部), vol. 9, 特別号, 104p.

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kyoto (11) No. 26



## GEOLOGY OF THE SONOBE DISTRICT

By

Nobuhiro IMOTO, Hirohisa MATSUURA, Makoto MUSASHINO,  
Daikichiro SHIMIZU and Shiro ISHIDA  
(Written in 1990)

---

(Abstract)

The Sonobe District covers the southeastern part of Hyogo Prefecture and the southern part of Kyōto Prefecture except for the southernmost part belonging to Osaka Prefecture between lat. 35°00' and 35°10'N, and long. 135° 15' and 135° 30'E. The mapped district belongs geologically to the Tamba Belt and the Ultra-Tamba Zone of the Inner Zone of Southwest Japan. The geology of the district is summarized in Table 1.

The northern part of the district is underlain by the Tamba Group, which consists mainly of shale, sandstone, bedded chert and greenstone, and ranges in age from Carboniferous to Jurassic. The Shinjo and Takashiroyama Formations of Permian and Triassic ages, and the Sasayama Group of Early Cretaceous age are exposed in a restricted area of the district. The southern part of the district is occupied by the Late Cretaceous Arima Group consisting mainly of felsic pyroclastic rocks, several plutons of gabbro, diorite, tonalite, granodiorite and granite, and dikes. Tertiary and Quaternary sediments are distributed mainly in the Sonobe and Shuchi Basins as well as narrow areas along several rivers.



The Tamba Group in the district is divided into Type I and Type II Suites on the basis of age and lithology.

The Type II Suite is subdivided into three tectonostratigraphic units, namely the Koganegadake, Shinmito and Hiuchiwan Units in ascending order and these units are in thrust faults contact each other. Each unit, from the base upward, generally consists of Carboniferous to Middle Permian greenstone and/or Late Carboniferous to Permian bedded chert, and clastic rocks such as black shale and sandstone and/or olistostromes containing olistoliths of chert ranging in age from Carboniferous to Permian and Triassic, siliceous shale, greenstone and sandstone in places. The age of clastic rocks and olistostromes ranges from Early to Middle Jurassic.

The Type I Suite consists generally of bedded chert and siliceous shale ranging in age from Early Triassic to Middle Jurassic and clastic rocks and olistostromes of late Jurassic age.

The Type II Suite is thrust upon the Type I Suite, forming a large nappe.

The pre-Cretaceous strata of the district show upright folds, which are represented by the Kuroi Antiform in the north and the Sasayama-Sonobe Synform in the south.

The olistostromes, nappe and folds were formed during Late Jurassic to Early Cretaceous time.

## **EARLY CRETACEOUS**

The Sasayama Group consists of lacustrine mudstone, sandstone and conglomerate with thin intercalations of felsic bedded tuff, and clinopyroxene-bearing hornblende andesite pyroclastic rocks. The thickness attains more than 500 m. Three fission track ages of zircon from the felsic bedded tuff are 115-135 Ma.

## **LATE CRETACEOUS**

The Arima Group is part of voluminous felsic to intermediate volcanic rocks of Late Cretaceous age in the Inner Zone of Southwest Japan, and extends from the mapped district westwards about 100 km. It unconformably overlies the Tamba Group, and is volcanostratigraphically classified into Stage I, II, III a and III b in ascending order.

The group of the Sonobe District comprises the Rurikei Formation (Stage II) and the Sasori Tuff Breccia (Stage III b). The Rurikei Formation, about 1,600 m thick, consists of rhyolite welded vitric tuff, lapilli tuff and pumice tuff with thin interbeds of tuffaceous mudstone, sandstone and conglomerate. The Rurikei Formation is associated with rhyolite and andesite dike swarms. The Sasori Tuff Breccia is made up largely of biotite rhyolite tuff breccia intercalating thin beds of tuffaceous sandstone and conglomerate. The total thickness is about 700 m.

The Kashihara Quartz Gabbro, the Kenbi Granite and the Amabiki Granite are Late Cretaceous plutonic rocks. Diorite, tonalite and granodiorite also occur as

small plutons of the same age. They intrude into the Tamba and Arima Groups. The Kashihara Quartz Gabbro is composed of fine- to medium-grained hornblende-bearing clinopyroxene-orthopyroxene quartz gabbro and biotite-orthopyroxene hornblende quartz diorite. The hornblende K-Ar age is  $73.6 \pm 3.7$  Ma. The Kenbi Granite is composed of medium-grained hornblende-biotite granite with fine-grained biotite-hornblende-clinopyroxene diorite. The granite gives a biotite K-Ar age of  $72.7 \pm 3.6$  Ma. The Amabiki Granite is medium-grained hornblende-bearing biotite granite.

Many dikes of granite porphyry, felsite, aplite, granophyre and diorite porphyry intrude into the Tamba Group, the Arima Group and the plutons. These dikes are probably the final products of the Late Cretaceous igneous activity.

## **CENOZOIC**

The Cenozoic in the district is composed of Miocene(?) to Early Pliocene lacustrine deposits named the Shuchi and Shitsukawa-Kagobo Formations and the Pleistocene Shitsukawa, Hongo, Sonobe and Ueno Formations correlative with the upper part of the Osaka Group, terrace deposits, fan deposits, talus deposits and Alluvium. The Shuchi and Shitsukawa-Kagobo Formations consist mostly of conglomerate. The Pleistocene strata consist of fluviatile gravel and lacustrine mud. The terrace deposits consist generally of gravel, sand and mud. Both the fan and talus deposits consist mainly of gravel. The Alluvium is composed of gravel, sand and mud. The talus deposits are cut by several faults trending west-northwest.

## **ECONOMIC GEOLOGY**

Gold and copper ore deposits were mined in the early twentieth century in the district. Several manganese mines were also worked during the period of World War II and somewhat later.

Many silica stone deposits commonly called "Aka-shiro (red and white) silica stone" deposits occur along the boundary between greenstone and bedded chert of the Shinmito Unit. Siliceous shale was quarried for whetstone in several places. This shale is generally dense and uniform in texture with weak fissility, and ranges from light gray where fresh to pale yellow where weathered.

The Kenbi Granite was quarried for aggregates in several places.

文献引用例

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.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Imoto, N., Matsuura, H., Musashino, M., Shimizu, D. and Ishida, S. (1991) *Geology of the Sonobe district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 68p. (in Japanese with English abstract 4 p.).

---

---

平成 3 年 3 月 18 日 印 刷

平成 3 年 3 月 22 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印 刷 者 亀田修平

印 刷 所 ニッセイエプロ株式会社

東京都港区西新橋2-5-10

---

---

©1991 Geological Survey of Japan