

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

岡山(12)第59号

NI-53-20-3

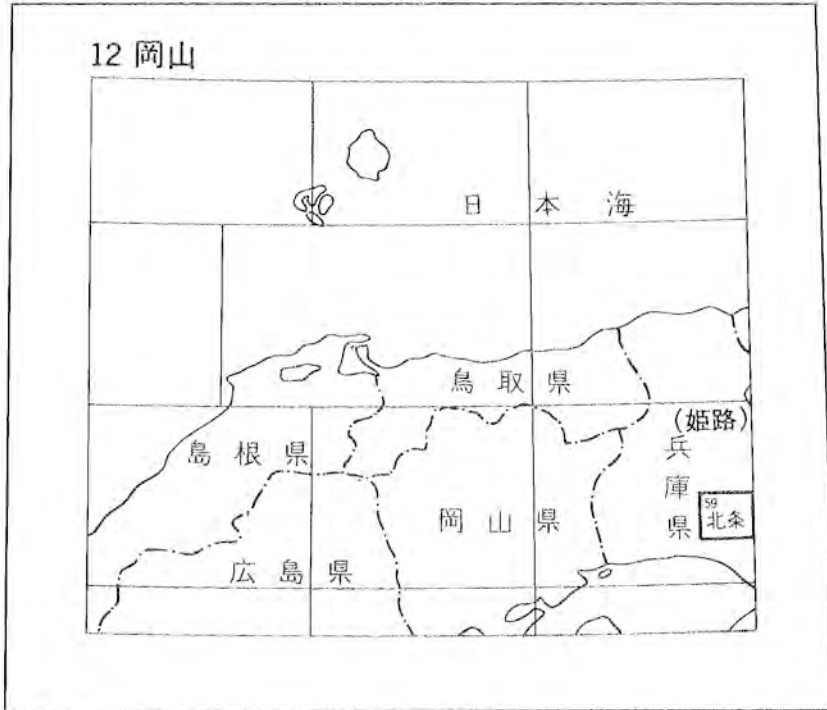
北 条 地 域 の 地 質

尾崎正紀・栗本史雄・原山 智

平 成 7 年

地 質 調 査 所

位置図



()は1:200,000 図幅名

索引図

12-46 山崎	12-47 生野	11-25 篠山 (既刊,1993)
12-58 龍野	12-59 北条	11-37 三田 (既刊,1988)
12-70 姫路	12-71 高砂	11-49 神戸 (既刊,1983)

目 次

I. 地 形	(尾崎正紀)	1
II. 地質概説	(尾崎正紀・栗本史雄・原山 智)	5
II. 1 先白亜系(上月-龍野帯・超丹波帯・丹波帯)		5
II. 1. 1 上月-龍野帯(舞鶴帯)		5
II. 1. 2 超丹波帯		9
II. 1. 3 丹波帯		9
II. 2 白亜紀火成岩類		10
II. 3 新生界		11
II. 3. 1 神戸層群		11
II. 3. 2 大阪層群		14
II. 3. 3 上部更新統-完新統		15
III. 上月-龍野帯(舞鶴帯)	(栗本史雄)	16
III. 1 研究史		16
III. 2 概要		17
III. 3 夜久野コンプレックス		17
III. 4 龍野層群		18
III. 5 地質構造		20
IV. 超丹波帯	(栗本史雄)	20
IV. 1 研究史		20
IV. 2 概要		22
IV. 3 福住層		22
V. 丹波帯	(栗本史雄)	25
V. 1 研究史		25
V. 2 概要		26
V. 3 堆積岩コンプレックス		28
V. 3. 1 八千種コンプレックス		28
V. 3. 2 岩井コンプレックス		32
V. 3. 3 河内コンプレックス		33
V. 3. 4 岡崎コンプレックス		33
V. 3. 5 産出化石と地質時代		34
V. 4 地質構造		35
VI. 白亜紀火山岩類	(原山 智)	35
VI. 1 概要及び研究史		35

VI. 2 広峰層群	37
VI. 2. 1 豊富溶結凝灰岩層	37
VI. 3 有馬層群	39
VI. 3. 1 鴨川層	39
VI. 3. 2 凝灰岩脈	48
VI. 3. 3 平木溶結凝灰岩	49
VI. 4 岩脈類	50
VI. 5 有馬層群の時代論と対比	51
VI. 5. 1 有馬層群及び同層群中に貫入する深成岩類の放射年代値	51
VI. 5. 2 本図幅地域の有馬層群の放射年代とその解釈	52
VI. 5. 3 有馬層群の火山活動の時代	53
VI. 5. 4 有馬層群と周辺地域の白亜紀後期火山岩類との関係	53
VII. 播磨花崗岩類	(原山 智) 53
VII. 1 概要	53
VII. 2 志方花崗岩	54
VII. 3 山崎文象斑岩	56
VII. 4 明楽寺花崗閃緑岩	57
VIII. 神戸層群	(尾崎正紀) 57
VIII. 1 概要及び研究史	57
VIII. 2 層序の概要	58
VIII. 3 三田累層	59
VIII. 3. 1 概要	59
VIII. 3. 2 新田礫岩部層	60
VIII. 4 吉川累層	60
VIII. 4. 1 概要	60
VIII. 4. 2 長尾砂岩泥岩部層	61
VIII. 4. 3 吉安砂岩泥岩礫岩部層	61
VIII. 5 化石	63
VIII. 5. 1 植物化石	63
VIII. 5. 2 貝化石	64
VIII. 6 放射年代	64
VIII. 7 地質構造	66
IX. 大阪層群	(尾崎正紀) 66
IX. 1 明石累層	67
IX. 2 明美累層	71
X. 上部更新統 - 完新統	(尾崎正紀) 75

X. 1 段丘堆積物	75
X. 1. 1 高位段丘堆積物	75
X. 1. 2 中段段丘堆積物	76
X. 1. 3 低位段丘堆積物	77
X. 2 崖錐堆積物	78
X. 3 扇状地堆積物	78
X. 4 沖積層	79
X I. ネオテクトニクス (尾崎正紀)	79
X I. 1 傾動運動	79
X I. 2 活断層	81
X I. 3 リニアメント	82
X I. 4 地震活動	82
X II. 応用地質 (原山 智・栗本史雄・尾崎正紀)	84
X II. 1 銅鉱床	84
X II. 2 採石	84
X II. 3 碎石	84
X II. 4 鉱泉	85
文 献	86
Abstract	94

図・表・図版目次

第 1 図 北条図幅地域の行政区分図	2
第 2 図 北条図幅地域周辺の接峰面図	3
第 3 図 北条図幅地域の埋谷面図	3
第 4 図 北条図幅地域の地形区分図	4
第 5 図 北条図幅地域周辺の地質総括図	6
第 6 図 北条図幅地域周辺の地質概略図	7
第 7 図 北条図幅地域周辺の中・古生界地質構造区分	8
第 8 図 北条図幅地域の中・古生界の分布	8
第 9 図 北条図幅地域の南北・東西方向の模式断面図	9
第 10 図 神戸層群層序区分	11
第 11 図 神戸層群の分布	12
第 12 図 神戸層群の堆積環境の概念図	13
第 13 図 上月-龍野帯, 夜久野コンプレックスの細粒単斜輝石角閃石斑れい岩	18
第 14 図 上月-龍野帯, 龍野層群の地質柱状図	19

第 15 図	龍野層群の岩相	19
第 16 図	超丹波帯, 福住層の地質柱状図	23
第 17 図	福住層の岩相	23
第 18 図	福住層の砂岩の顕微鏡写真	24
第 19 図	丹波帯, 堆積岩コンプレックスの地質柱状図	29
第 20 図	八千種コンプレックスのチャート岩塊を含む頁岩	30
第 21 図	八千種コンプレックスの破断した砂岩頁岩互層	30
第 22 図	八千種コンプレックスの緑色岩とチャート	31
第 23 図	八千種コンプレックスのチャート・緑色岩の岩塊を含む頁岩	31
第 24 図	岩井コンプレックスの緑色岩の顕微鏡写真	32
第 25 図	兵庫県及び周辺地域における白亜紀火成岩類の地質概略図	36
第 26 図	豊富溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真	38
第 27 図	超丹波帯福住層を不整合に被覆する有馬層群鴨川層	40
第 28 図	鴨川層成層凝灰岩の模式的露頭	42
第 29 図	安山岩溶岩(鴨川層)の偏光顕微鏡写真	44
第 30 図	強溶結凝灰岩(鴨川層)の偏光顕微鏡写真	45
第 31 図	北条図幅地域内の有馬層群の岩相層序	46
第 32 図	平木溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真	50
第 33 図	志方花崗岩の岩石写真	55
第 34 図	妙楽寺花崗閃緑岩(岩体中央部)の岩石写真	56
第 35 図	三田盆地における神戸層群の層序区分と模式層序断面図	59
第 36 図	吉安砂岩泥岩礫岩部層の凝灰岩層及び凝灰質礫岩層	62
第 37 図	吉安砂岩泥岩礫岩部層のトラフ型斜交層理の発達する礫岩を含む砂岩層	62
第 38 図	神戸層群の放射年代	65
第 39 図	北条図幅地域における鮮新-完新世の地質総括図	67
第 40 図	明石累層基底面の標高変化及び層厚変化	69
第 41 図	明石累層のチャートの含有量の地域変化	70
第 42 図	明石累層に認められる礫層のインプリケーション	71
第 43 図	北条図幅地域周辺の明美面及び段丘面の対比	72
第 44 図	北条図幅地域周辺の明美累層の分布	73
第 45 図	明美面と高位 I 段丘面の標高変化	74
第 46 図	北条図幅地域の高位段丘堆積物の分布	76
第 47 図	高位段丘堆積物と明石累層との不整合	77
第 48 図	北条図幅地域の中位段丘堆積物の分布	78
第 49 図	北条図幅地域周辺の活断層系	80
第 50 図	北条図幅地域の活断層及びリニアメントの分布	81

第 51 図	琵琶甲断層の露頭及び説明図	83
第 52 図	北条図幅地域周辺の鉱泉及び活断層の分布	85
第 1 表	丹波帯を構成する堆積岩コンプレックスの対比	27
第 2 表	堆積岩コンプレックスから産出した放散虫化石	34
第 3 表	北条図幅及び隣接地域に分布する白亜紀後期火成岩類の放射年代値	47
Fig. 1	Summary of geology in the Hojō District	95
第 I 図版	丹波帯 II 型地層群から産出した放散虫化石	101

北条地域の地質

尾崎正紀*・栗本史雄*・原山 智*

北条地域の地質図幅の作成は、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たもので、本地域の調査及び研究は平成 3-5 年度に実施された。野外調査にあたっては、上月-龍野帯、超丹波帯、丹波帯の先白亜系を栗本が、白亜紀火山岩類、播磨花崗岩類を原山が、地形、神戸層群、第四系、括構造を尾崎が担当した。また、地質概説及び応用地質は 3 人で、全体のとりまとめは尾崎が行った。

研究にあたっては、緑色岩について地質標本館の牧本 博技官から有益な助言を受けた。また、本研究で使用した薄片は、地質標本館の安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣・大和田 朗及び北海道支所の佐藤卓見の各技官によって作製されたものである。

本報告校正中であつた 1995 年 1 月 17 日に兵庫県南部地震が発生し、5,000 人を超える尊い人名が失われた。ご冥福をお祈りするとともに、本報告が今後の地震予知及び災害対策の基礎資料として活用されることを希望いたします。

I. 地 形

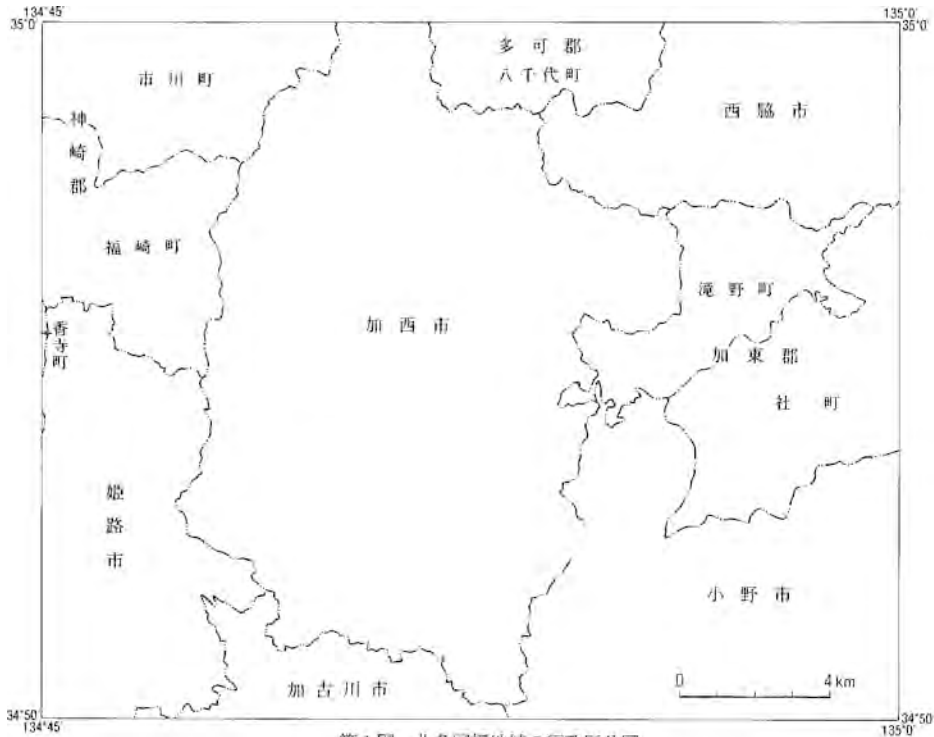
(尾崎正紀)

5 万分の 1 北条図幅地域は、東経 134° 45' - 135° 0', 北緯 34° 50' - 35° 0' の範囲を占め、兵庫県中部に位置する。行政区分としては、加西市全域が中央を、その回りを取り囲むように多可郡八千代町、西脇市、加東郡滝野町・社町、小野市、加古川市、姫路市、神崎郡市川町・福崎町・香寺町が占める(第 1 図)。

本図幅地域は丹波高地(山地)及び中国山地と吉備高原及び播磨平野の間に位置し、西北西-東南東方向に延びる山崎断層系(第 49 図)によって、北条図幅地域中央部から東方の三田盆地に至る低地帯が形成さ

* 地質部

Keywords : geologic map, 1 : 50,000, Hōjō, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Tertiary, Paleogene, Quaternary, Kozuki-Tatsuno Terrane, Ultra-Tamba Terrane, Tamba Terrane, accretionary complex, Type I Suite, Type II Suite, Tatsuno Group, Yakuno Complex, Fukuzumi Formation, Hiromine Group, Arima Group, Harima Granitoids, K-Ar age, fission track age, radiolaria, Kōbe Group, Ōsaka Group, Akashi Formation, Meimi Formation, terrace deposits, active fault



第1図 北条図幅地域の行政区分図
 国土地理院発行5万分の1地形図「北条」より作成

れている(第2, 3図)。

本図幅地域の地形は、山地、丘陵・台地、段丘群及び低地に区分されている(田中・野村, 1984)(第4図)。

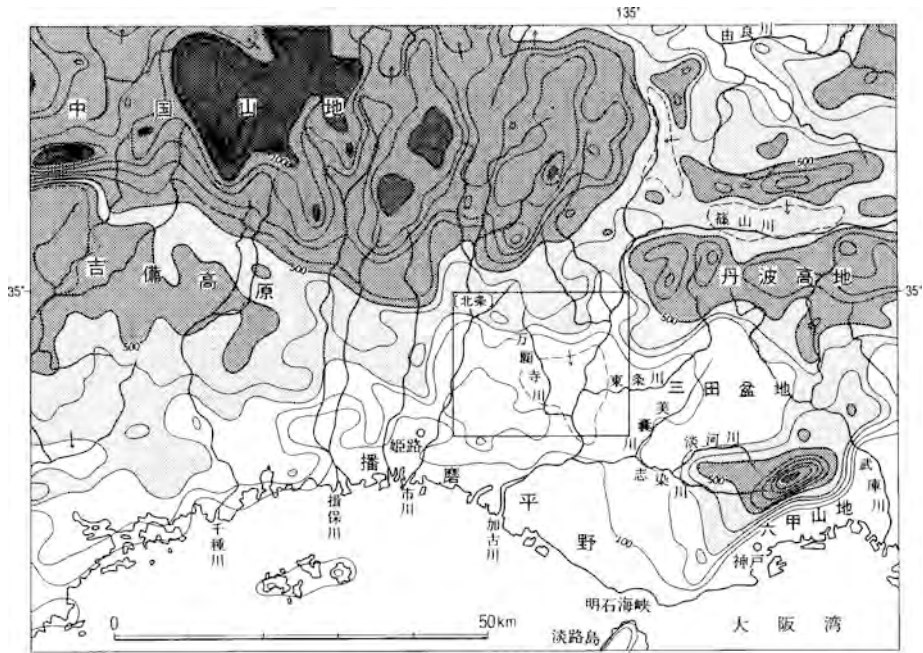
山地 本図幅地域の山地は、八千代、牛尾、七種山、津万井及び西光寺山地からなる北部山地と法華山地からなる南部山地に区分される。これらの山地は主に先第三系から構成されるが、主にジュラ系丹波帯からなる北部山地に比べ、主に有馬層群や花崗岩からなる南部の法華山地は標高が低い傾向にある。

北部山地の稜線の高さは標高250-500 mの範囲にあり、150-400 mの起伏を持つ。本図幅地域の最高点は、八千代山地の三角点(八千代町南部の下野間西側約1.5 km)で、標高497.1 mを示す。一方、南部の法華山地は、標高130-300 mの範囲にあり、70-250 mの起伏を持つ。

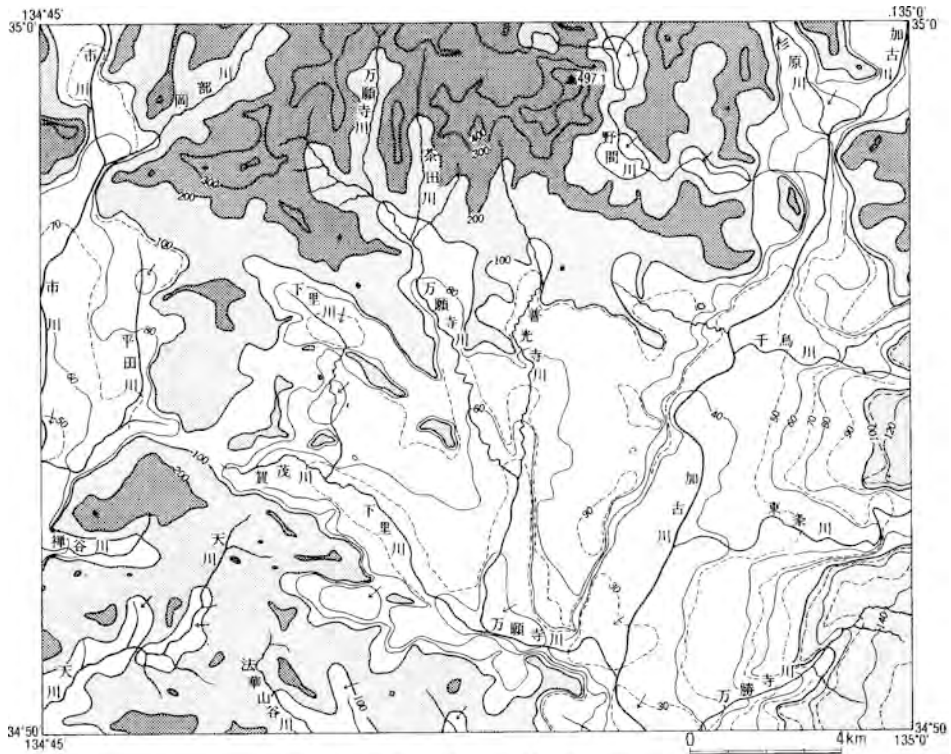
これら山地の山麓部には崖錐、扇状地が、河谷沿いには幅1 km以下の谷底平野が発達する。山地の稜線や河谷の方向及びリニアメントは西北西-東北東、北東-南西方向が卓越する。特に西北西-東北東方向は顕著で、山崎断層系の走向と一致し、一部活断層も同方向に発達する。

丘陵・台地 本図幅地域内の丘陵及び台地は、図幅地域内中央部の加西丘陵・台地及び青野ヶ原・鶉野台地と東緑部の東条・社台地及び小野台地が認められる。

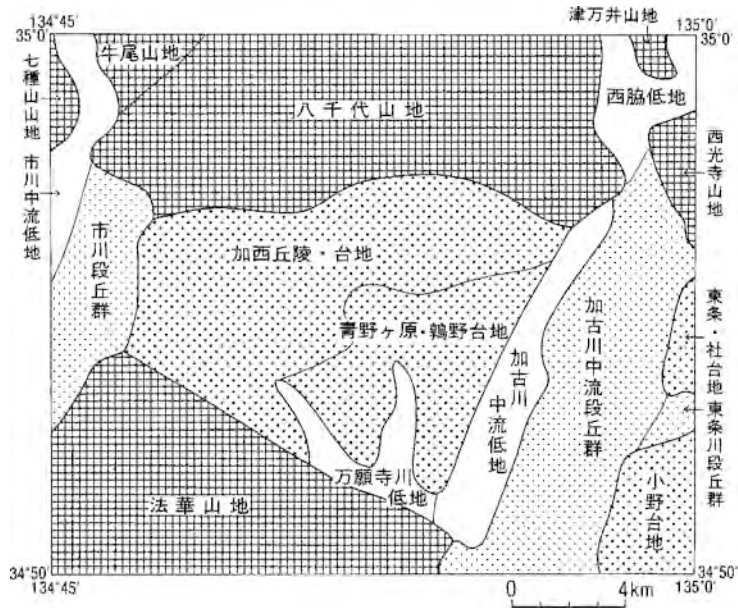
加西丘陵・台地は主に三疊系超丹波帯福住層と白亜系有馬層群から構成され、標高は200 m以下であるが、その起伏から丘陵というよりは山地に属する。



第2図 北条図幅地域周辺の接峰面図
 活断層研究会編(1991)の付図1より作成、接峰面図の等高線は100m間隔、破線は凹地



第3図 北条図幅地域の埋谷面図
 500m以下の谷を埋谷。数字は標高(m)、埋谷面図は国土地理院発行5万分の1地形図「北条」より作成



第4図 北条図幅地域の地形区分図
田中・野村(1984)による

東条・社台地及び小野台地は主に明美累層が、青野ヶ原・鶴野台地は主に更新統明美累層と高位段丘堆積物がつくる段丘面とその侵食地形からなる。東条・社台地及び小野台地の標高は110-150 m、沖積層との比高は40-60 mで、平坦面の標高は西北西側ほど低くなる傾動が認められる。青野ヶ原・鶴野台地の標高は40-100 m、河川との比高は30-40 mで、平坦面の標高は南側に低下し、東条・社台地及び小野台地にみられるような傾動は認められない。

段丘群 本図幅地域の段丘群は、加古川東岸の加古川中流段丘群、東条川沿いの東条川段丘群及び市川東岸の市川段丘群に区分される。これらの段丘群は、高位、中位、低位段丘堆積物が分布する地域に一致する。市川段丘群は50-90 m、加古川中流段丘群及び東条川段丘群は30-100 mの標高を持つ。高位、中位、低位段丘面と沖積面との比高は、それぞれ20-40 m、10-20 m、10 m以下である。

低地及び水系 沖積層の分布する地域で、加古川、市川及びその支流沿いに氾濫原として最大2 kmの幅で広く発達するほかは、大部分が狭い幅数100 mの谷底平野として、山地・丘陵地に発達する。

本図幅地域の河川は加古川水系と市川水系に分かれ、両者の分水界は西側に著しく片寄っている。本図幅地域内の加古川水系の支流としては、東方の三田盆地からの東条川などが、西方の加西丘陵及び台地方面からは万願寺川などがあるが、西側の支流の流量は東側の支流に比べ極めて小さい。市川の支流としては本地域南西部の平田川、天川などがあるが流量は小さい。市川水系以西の河川はほぼ南北に細長いのに対して、加古川は東西に広い水域を持つという特徴がみられる(第2図)。

Ⅱ. 地 質 概 説

(尾崎正紀・栗本史雄・原山 智)

北条図幅地域及び周辺地域を構成する地質系統は第5図、分布は第6図に示す。本図幅地域の地質は、大きく先白亜系、白亜紀火成岩類及び新生界に区分できる。

Ⅱ. 1 先白亜系(上月-龍野帯・超丹波帯・丹波帯)

本図幅地域周辺の先白亜系の地質構造区分を第7図に示す。この地域全体は西南日本内帯に属する。ここでは、構造的上位から舞鶴帯・超丹波帯・丹波帯に区分され、構造的最低位に丹波帯I型地層群が出現する。本図幅地域やその西方をみると、舞鶴帯が分岐したり(上月-龍野帯)、一見複雑な分布を示す。しかし、これは構造的上位から舞鶴帯・超丹波帯・丹波帯と言うように累重したそれぞれの地質体とその後の褶曲運動によってアンチフォームとシンフォームを繰り返すためである。

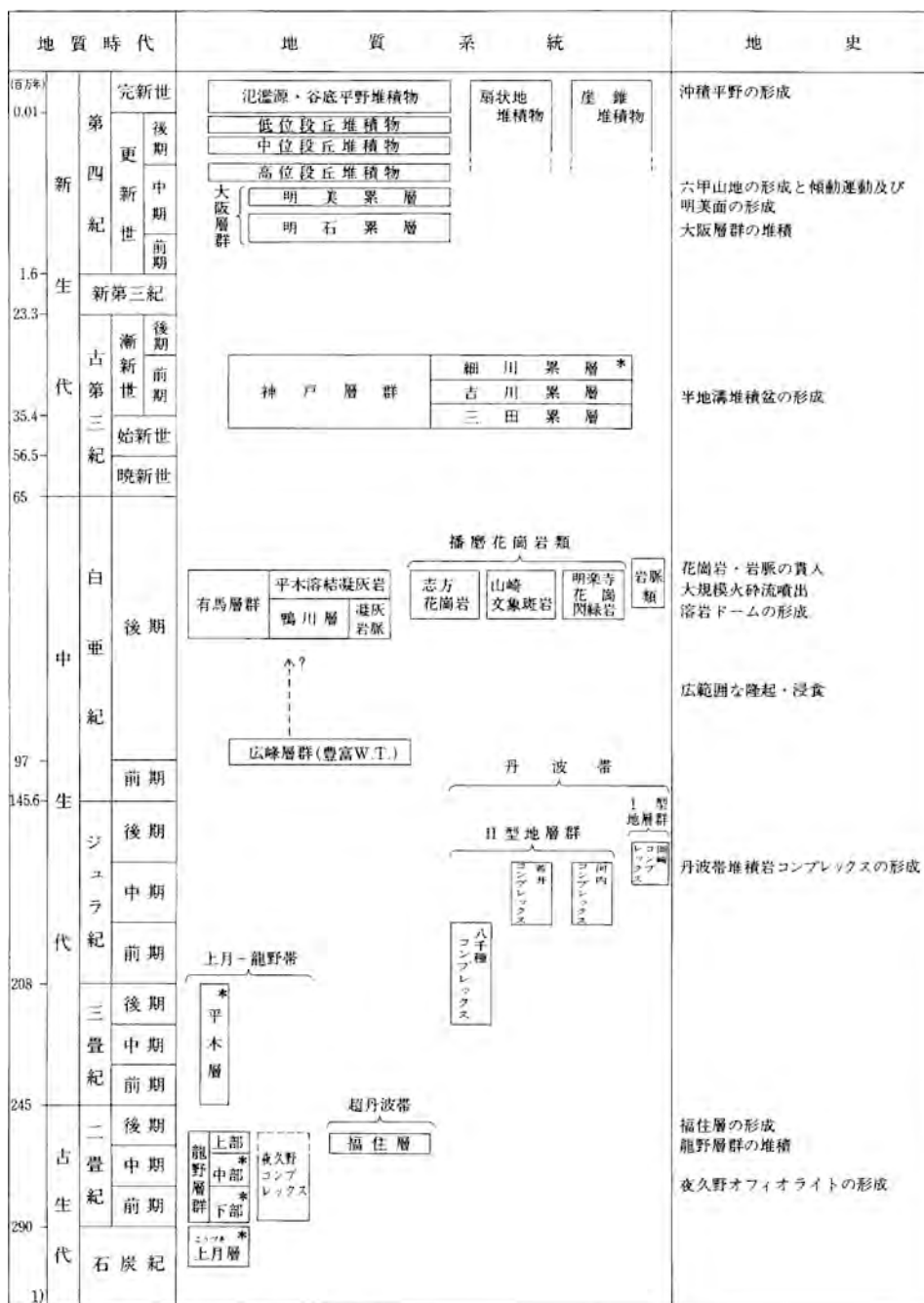
本図幅地域の先白亜系分布地域は、上月-龍野帯、超丹波帯及び丹波帯に三分される。各帯の地質体の分布状況を簡略化して第8図に、南北・東西の2方向の模式断面図を第9図に示す。

超丹波帯は丹波帯の構造的上位に重なり、境界断層は衝上断層と考えられる。また、上月-龍野帯と超丹波帯は現在、高角度断層によって境され、本来の関係が不明である。しかし、上月-龍野帯の延長と考えられる舞鶴帯と超丹波帯の知見(例えば、福知山図幅：栗本・牧本, 1990)を参考にすると、上月-龍野帯が超丹波帯の構造的上位に位置し、その境界は衝上断層であったと考えられる。このように、本図幅地域でも基本的には構造的上位から上月-龍野帯(舞鶴帯)・超丹波帯・丹波帯の各地質体が衝上断層で境されて累重していると考えられる。

Ⅱ. 1. 1 上月-龍野帯(舞鶴帯)

上月-龍野帯は舞鶴帯とほぼ同一の地質体から構成され、舞鶴帯の延長と考えられている。西南日本内帯の地質構造区分のひとつである舞鶴帯は福井県・兵庫県・京都府の北部から西南西方向にその延長が追跡でき、兵庫・岡山県境付近で分岐する。本体は西方に伸び、一方、分岐した地帯は東南東の方向に伸び、上月-龍野帯あるいは上郡帯と呼ばれる。この上月-龍野帯の最東端が本図幅地域に分布する。上月-龍野帯と舞鶴帯は基本的に同一の構造要素であるが、本図幅では上月-龍野帯という名称を用いる(第7図)。

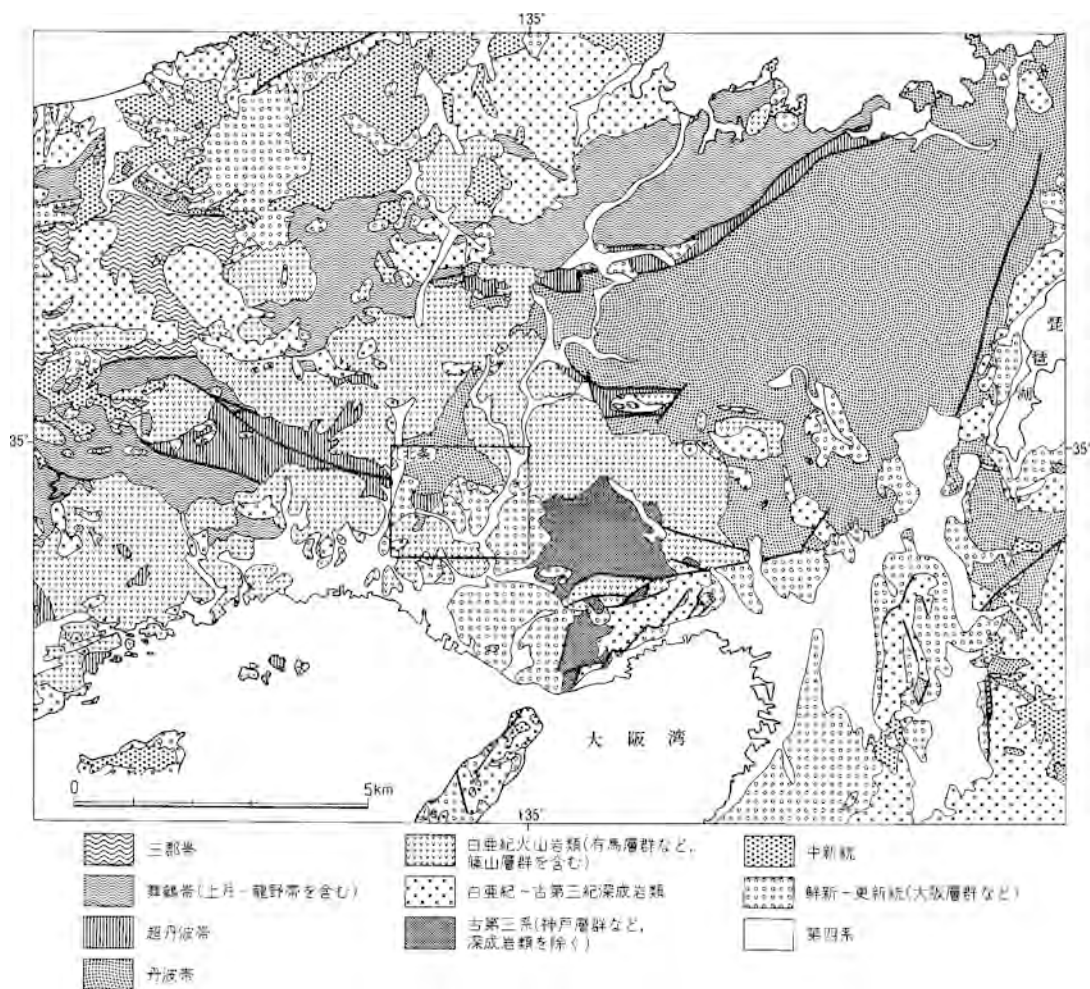
上月-龍野帯は夜久野コンプレックス、石炭系上月層、二畳系龍野層群及び三畳系平木層から構成され



1) Harland et al. (1990) *北条岡幅地域には分布しない

第5図 北条岡幅地域周辺の地質総括図

丹波帯の堆積コンプレックスの年代は砕屑岩から産出した放射虫化石によるもので、付加過程によるコンプレックス形成年代を示す。緑色岩・チャート・石灰岩などの海洋起源の物質は砕屑岩よりも古い。

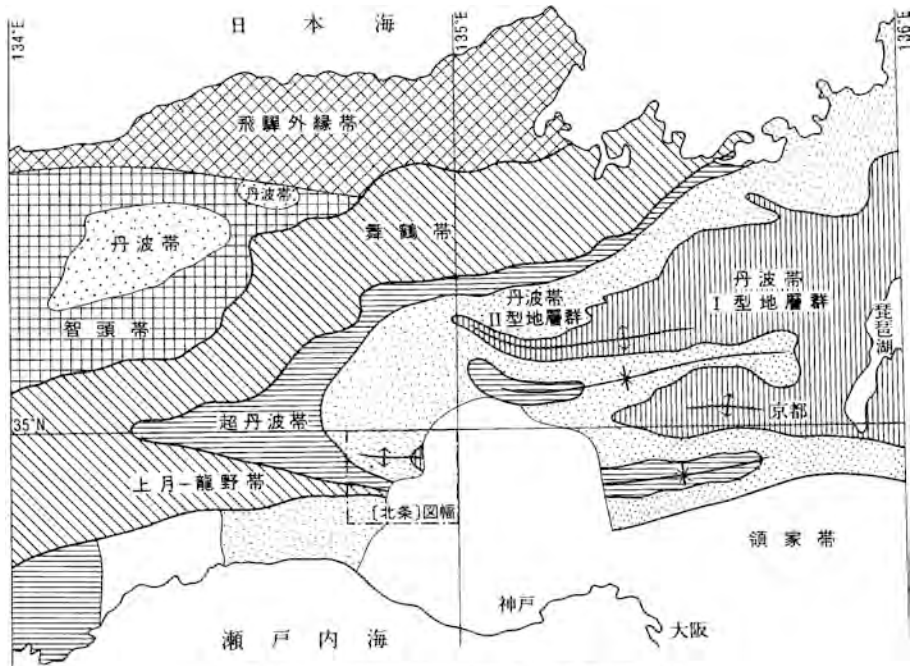


第6図 北条図幅地域周辺の地質概略図
100万分1日本地質図第3版(地質調査所, 1992)を簡略化

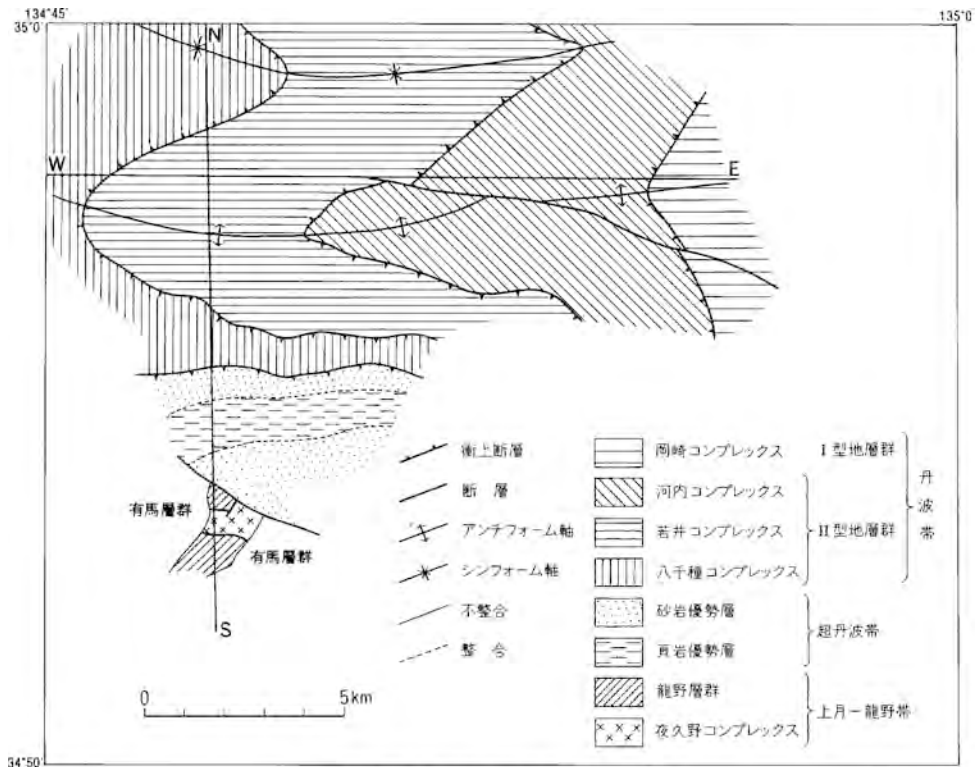
るが、本図幅地域では夜久野コンプレックスと龍野層群からなり、石炭系上月層と三畳系平木層は分布しない。龍野層群は舞鶴帯の舞鶴層群に対比できる。

夜久野コンプレックスは南北両側の龍野層群と断層関係にある。福知山図幅(栗本・牧本, 1990)を例にとると、夜久野コンプレックスは斑れい岩ユニット、玄武岩・頁岩ユニット、超苦鉄質岩、及び珉長質岩の4つに区分されたが、本図幅地域ではこれらのうち斑れい岩ユニットのみが存在し、その他の構成岩類は分布しない。本図幅地域の夜久野コンプレックスは細粒の単斜輝石角閃石斑れい岩から構成される。

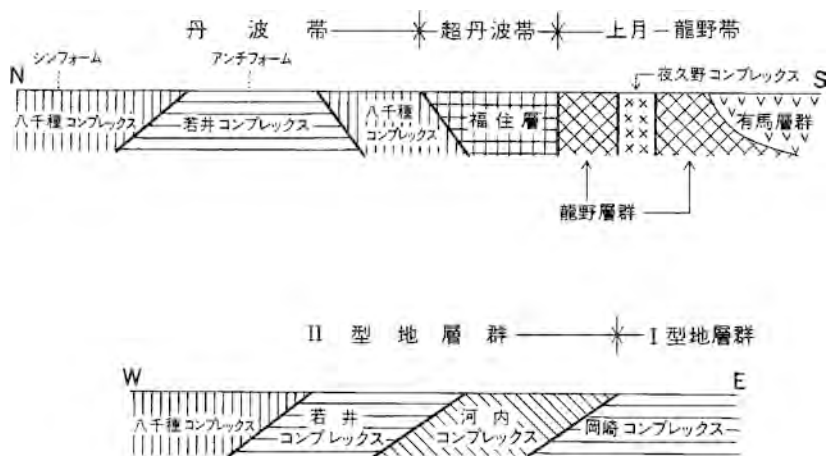
一方、龍野層群は夜久野コンプレックスを挟んで南北に分かれて分布する。また、更に本図幅地域南西部の姫路市豊富町周辺では、同層群は周囲を有馬層群と花崗岩類に囲まれ、谷筋に沿って狭長に分布する。龍野層群は砂岩と頁岩から構成され、下位より頁岩優勢の砂岩頁岩互層と砂岩優勢の砂岩頁岩互



第7図 北条図幅地域周辺の中・古生界地質構造区分
Ichikawa(1990)のFig.1より引用，一部修正・加筆



第8図 北条図幅地域の中・古生界の分布



第9図 北条図幅地域の南北・東西方向の模式断面図
断面線のおおまかな位置は第8図参照

層が繰り返す。二疊紀中期終わりから二疊紀後期初めを示す放射虫化石 *Follicucullus scholasticus* が報告されている。岩相と化石年代からみて、本図幅地域の龍野層群は模式地の龍野層群の上部累層に相当する。

II. 1. 2 超丹波帯

超丹波帯を構成する地質体は構成岩類・層序・地質構造・岩石の変形程度・成層状態などに基づいて、堆積岩コンプレックスと整然層に大別された(篠山図幅：栗本ほか，1993)。堆積岩コンプレックスは岩相・地質構造・年代から海洋プレートが沈み込む際に付加過程によって形成された地質体，すなわち付加体と解釈された。一方，整然層は付加体ではなく，例えば前弧海盆などで堆積したと考えられた。

本図幅地域の超丹波帯には堆積岩コンプレックスのみが分布し，整然層に属すると判断できる地層は確認されなかった。超丹波帯を構成する福住層は主として砂岩と頁岩から構成され，1ヶ所のみチャートを含む。化石の産出報告はなく，地質年代は不明であるが，本層と対比される氷上層の年代を参考にとすると，二疊系であろう。福住層は東西性の走向をもち，南に傾斜する。福住層は北に分布する丹波帯地層群とは断層関係にあると推定され，地層の傾斜からみて福住層は丹波帯地層群に衝上していると考えられる。南に分布する上月-龍野帯の龍野層群とは断層関係にあり，有馬層群には不整合に覆われる。

II. 1. 3 丹波帯

丹波帯を構成する地質体も超丹波帯と同様に堆積岩コンプレックスと整然層に大別された(篠山図幅：栗本ほか，1993)。すなわち，堆積岩コンプレックスは緑色岩・チャート及び砕屑岩からなる層序をもち，混在岩の存在を特徴とする。混在岩は泥質基質と様々な岩質の岩塊から構成され，砂岩・緑色岩・チャートの岩塊を含む。混在岩の基質をなす頁岩は鱗片状劈開が発達することが多く，一般に変形が著しい。堆積岩コンプレックスは海洋プレートが沈み込む際に付加過程によって形成された地質体であり，

一方、整然層は大陸棚あるいは大陸斜面上の海盆に堆積したと解釈した。

本図幅地域には堆積岩コンプレックスのみが分布し、整然層に属すると判断できる地層は確認されなかった。本図幅地域の丹波帯を構成する堆積岩コンプレックスはⅡ型地層群とⅠ型地層群に区分され、Ⅱ型地層群が構造的上位を占める。Ⅱ型地層群は更に3つのコンプレックスに細分される。それぞれのコンプレックスは衝上断層で境されている。Ⅱ型地層群を構成する堆積岩コンプレックスを構造的上位から八千種、若井及び河内コンプレックス、Ⅰ型地層群を構成する堆積岩コンプレックスを岡崎コンプレックスと呼ぶ。本図幅地域の丹波帯地層群はほぼ東西性の褶曲軸を有し、シンフォームとアンチフォームを繰り返す。褶曲軸は西にプランジしており、西方にいくほど構造的上位のコンプレックスが出現する。

Ⅱ. 2 白亜紀火成岩類

本図幅地域の白亜紀火成岩類は、白亜紀前期末(?)の火山岩類(広峰層群)、白亜紀後期の火山岩類(有馬層群)と貫入岩類に大別できる。広峰層群は近畿地方西部から中国地方東部にかけて広く分布する白亜紀珪長-中間質火山岩類(篠山層群を除く)の中で最下位の層準を占めるとされるが、それを裏付ける有効な放射年代値は得られていない。一方、今回の研究により有馬層群に関して約77Ma(黒雲母K-Ar法)及び73Ma(ジルコンによるフィッシュトラック年代(以下FT年代と略記))の年代値が、貫入岩類(岩株状花崗岩)について約78Ma(黒雲母K-Ar法)の放射年代値が得られており、ほぼ同時期の火山-深成活動があったことを示している。

広峰層群は、本図幅地域南西部から西隣龍野図幅地域の姫路市北部、香寺町にかけて東西に延びた分布域を示し、本地域内に露出する部分(豊富溶結凝灰岩)はその東端部に位置しており、そのほとんどが変質の進んだ流紋岩溶結凝灰岩からなる。

有馬層群は本図幅東方の広根図幅地域内に模式地があり、流紋岩質の火砕岩・溶岩から構成される。本地域の有馬層群は模式地付近に比べ溶岩の占める割合が大きいことや、一部安山岩質火山岩類を挟在することを除きよく似た岩相から構成され、結晶片に乏しい凝灰岩類(鴨川層)の上位に結晶片に富む溶結凝灰岩層(平木溶結凝灰岩)が重なっている。本図幅地域内に露出する有馬層群は、本地域北東部(西脇市・八千代町・滝町・社町)と南西部(姫路市・加西市・加古川市)に各々まとまった分布を示すが、これは神戸層群以降の被覆層によって覆われるための見掛け上の分布であり、両岩体の間には広範囲にわたって小分布域が散在することを考慮すると本来的には連続した分布を示していたと判断される。

貫入岩類は岩株状の花崗岩類(播磨花崗岩類)と岩脈(珪長岩-花崗斑岩、デイサイト-安山岩)に区分される。花崗岩類は志方花崗岩(加古川市志方町)、山崎文象斑岩(姫路市飾東町)、明楽寺花崗閃緑岩(西脇市明楽寺町)の見掛け上独立した3つの岩株状岩体からなり、いずれも斑状組織の顕著な角閃石黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩で構成され、しばしば細粒閃緑岩質の包有岩を含む共通した特徴を有する。このうち志方花崗岩から約78Maの黒雲母K-Ar年代が得られた。岩脈はそのほとんどが先白亜系もしくは有馬層群と先白亜系の境界部付近に貫入し、有馬層群の内部に貫入するものは少ない。南北系のものと東西系のものが卓越する傾向がある。そのほとんどが幅30m以下の小規模岩脈で、珪長岩-花崗斑岩及び少

量の安山岩—デイサイトから構成される。

II. 3 新 生 界

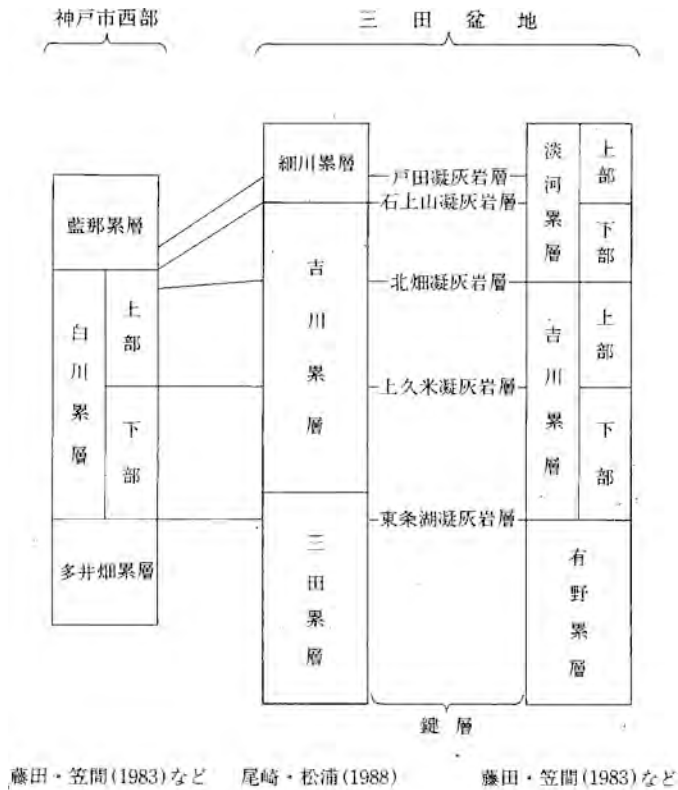
本図幅地域の新生界は、下位より神戸層群、大阪層群及び更新統上部—完新統に区分できる。

II. 3. 1 神戸層群

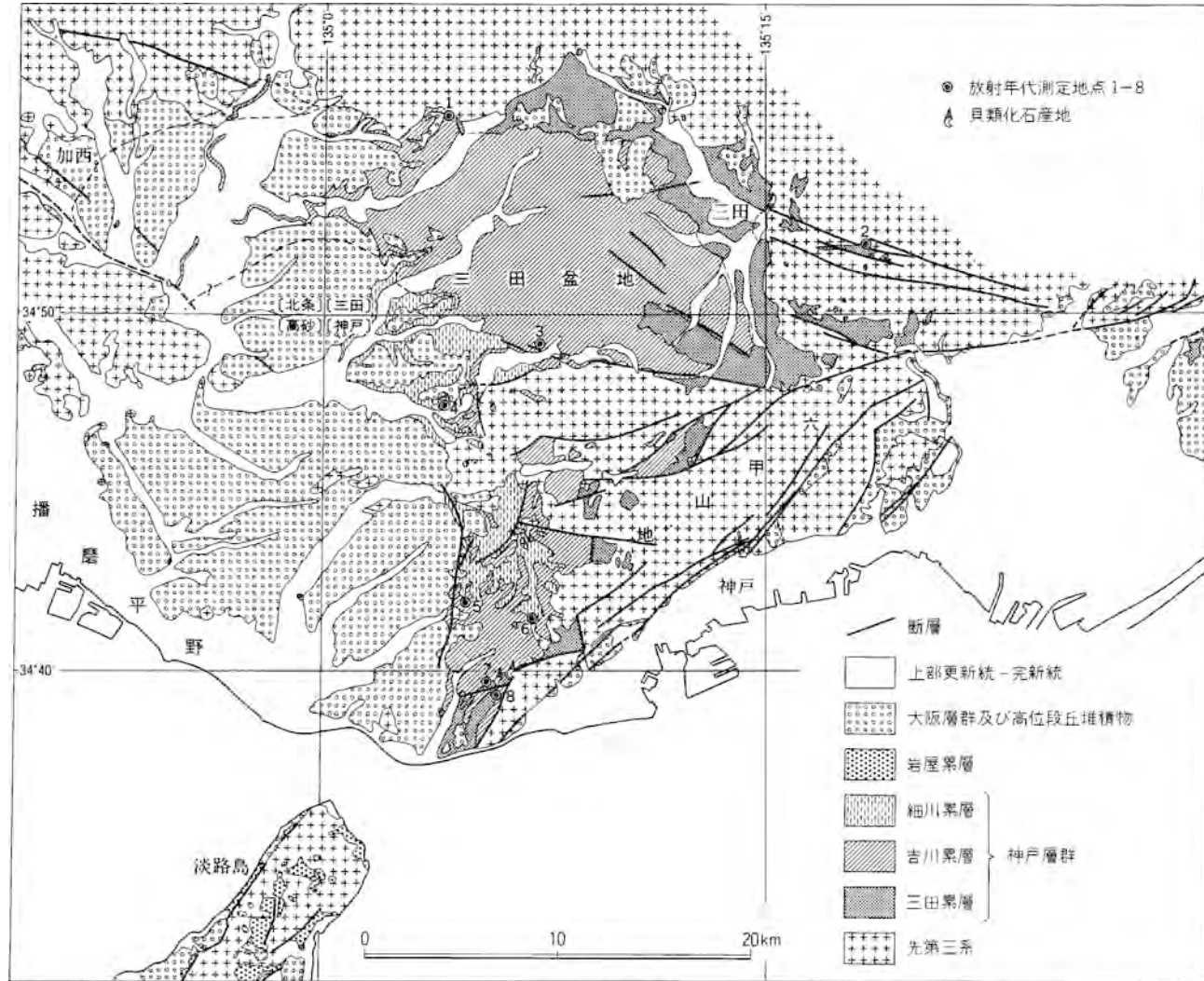
神戸層群の層序区分の対比を第10図に、分布を第11図に、堆積環境の概念図を第12図に示す。

神戸層群は、三田盆地、神戸市西部及びそれらの周辺地域に分布する後期始新世末—前期漸新世の堆積物である。主に砂岩・泥岩・礫岩からなる河川、湖及び扇状地堆積物からなり、多井畑累層のみ浅海成層を挟む(池辺編, 1961; 藤田・笠間, 1971, 1982, 1983; 尾崎・松浦, 1988 など) (第12図)。積算層厚は三田盆地で約800 mを示す(尾崎・松浦, 1988)。凝灰岩を多くの層準で挟み、特に陸成層中の凝灰岩層中には植物化石が多産する。また海成層には貝類化石が産する。

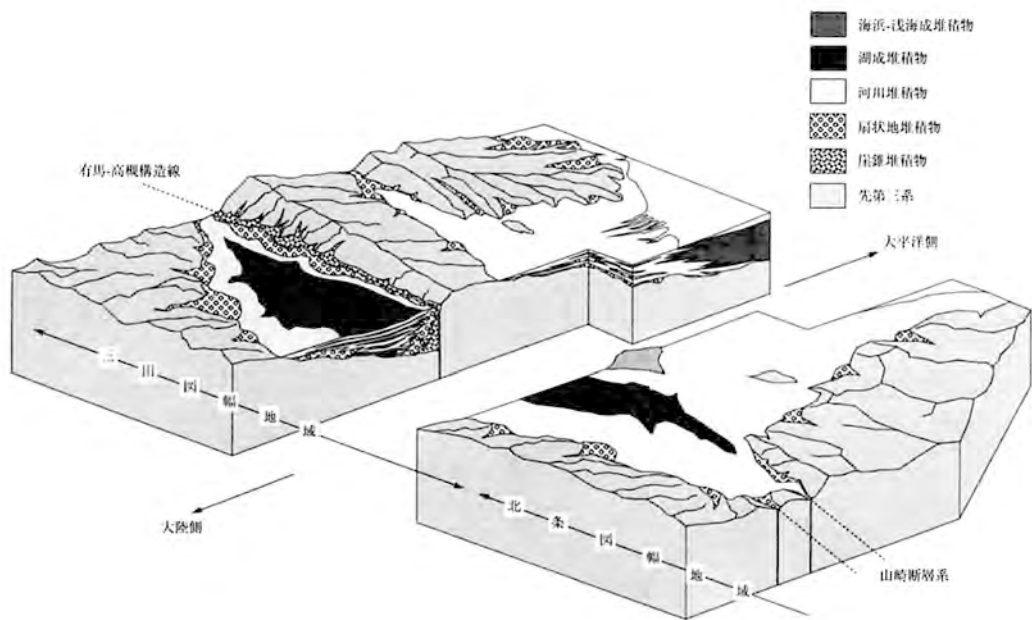
神戸層群は、従来、三田盆地・神戸市西部・淡路島北部に分布する中新統を指したが(池辺編, 1961 ;



第10図 神戸層群層序区分



第11図 神戸層群の分布 5万分の1地質図幅「三田」(尾崎・松浦, 1988), 「神戸」(藤田・笠間, 1983), 「大阪西北部」(藤田・笠間, 1982), 「須磨」(藤田・前田, 1984), 「明石」(水野ほか, 1990)及び「広根」(松浦ほか, 1995)を簡略化



第12図 神戸層群の堆積環境の概念図

藤田・笠間, 1971, 1982, 1983 など), 三田盆地と神戸市西部に分布する神戸層群の放射年代は後期始新世末から前期漸新世を示し(松尾, 1987; 尾崎・松浦, 1988; 弘原海・カイ, 1994; 松浦ほか, 1994) (第38図), 植物化石(尾崎, 1992; 棚井, 1992)と貝化石群集(松浦ほか, 1994)から推定される地質年代も放射年代と矛盾しない。一方, 淡路島北部に分布する岩屋累層は貝類(糸魚川, 1983)及び有孔虫化石(Tai, 1959)から瀬戸内中新統に属することが確実なことから, 第10, 11図では岩屋累層を神戸層群には含めていない。

第11図では, 尾崎・松浦(1988)の層序区分に従い神戸層群の分布を示した。神戸層群の層序区分については, 従来は凝灰岩の挟在の少ない下部と多い上部を合わせて1つの累層とし, 三田盆地では下位から有野, 吉川, 淡河累層に, 神戸市西部では下位から多井畑, 白川, 藍那累層に区分されていた(Huzita *et al.*, 1971; 藤田・笠間, 1982, 1983; 藤田・前田, 1984など)(第10図)。それに対して, 尾崎・松浦(1988)では, 三田盆地の神戸層群を岩相により下位より三田, 吉川, 細川累層に区分した。両者の異なる層序区分の関係は, 三田盆地では尾崎・松浦(1988)の命名した東条凝灰岩層と北畑凝灰岩層の層準が, それぞれ有野累層と吉川累層, 吉川累層と淡河累層の境界に一致する。また, 神戸市西部と三田盆地に分布する神戸層群の対比は, 藤田・笠間(1971)などでは有野, 吉川, 淡河累層をそれぞれ多井畑, 白川, 藍那累層下部に対比していたが, 藍都累層の下部の厚い大礫円礫岩と同様な礫岩層が細川累層(淡河累層上郡)下部に認められること, 藍那累層と細川累層は凝灰岩が多く挟まれるのに対して淡河累層下部は凝灰岩が乏しいことから, 三田盆地の淡河累層下部に相当する地層は神戸市西部地域では極端に薄くなるか

欠如していると考え、細川累層(淡河累層上部)を藍那累層に対比した(第10図)。

北条図幅地域に分布する神戸層群は三田盆地の西側延長部にあたり西は加西市東部にまで達し、三田市から加西市まで全体として南縁を断層崖とする半地溝(断層角盆地)に埋積した形態の堆積盆地の西端に位置する(第11, 12図)。しかし、大阪層群以降の第四系に覆われているため、本図幅地域内では加古川、東条川、万願寺川の川底や側壁に断片的に分布するのみである。

本図幅地域内では北側から三田、吉川累層が分布し、更に直接地表では観察されないが本図幅地域南東部の第四系に覆われて細川累層が分布すると考えられる。三田累層は、三田地域では下位より砥石川泥岩砂岩部層、新田礫岩部層、下井沢泥岩部層に細分される。また、吉川累層は下位より長尾砂岩泥岩部層、吉安砂岩泥岩礫岩部層、原坂泥岩部層に細分されるが、本図幅地域には新田礫岩部層、長尾砂岩泥岩部層及び吉安砂岩泥岩礫岩部層のみが観察される。

新田礫岩部層(層厚30-40 m)は中-大礫主体の礫岩層で、礫岩から砂岩へ変化する厚さ数10 cm-数mの上方細粒化層の累重からなる扇状地堆積物で、本累層上部は砂岩主体の上方細粒化層の累重を示す網状河川堆積物からなる。

長尾砂岩泥岩部層(層厚20-30 m)は礫の少ない網状河川堆積物からなり、中細粒砂岩から泥岩への上方細粒化堆積層(層厚、数10 cm-5 m)の累重で特徴づけられ、稀に砂岩基底部に細礫を、泥岩に亜炭を伴う。

吉安砂岩泥岩礫岩部層(50 m以上)は吉川累層の中上部を占め、下位から礫岩、砂岩、泥岩と累重する上方細粒化層からなり、網状河川堆積物の特徴を持つ。また、本部層には上久米凝灰岩から北畑凝灰岩層の間の層準の凝灰岩層が挟まれる。

II. 3. 2 大阪層群

大阪層群は、大阪盆地、淡路島、京都盆地、奈良盆地及び本図幅地域を含む播磨平野東部に分布する鮮新世-更新世中期の湖成-河成(デルタを含む)堆積物で、海成粘土層や火山灰層を多く挟む(第39図)。本図幅地域の大阪層群は、明石累層と明美累層に区分できる。両累層とも神戸層群を広く覆い、播磨平野東部から三田盆地及び加古川中流域に分布する。

明石累層 層厚10-90 mで、本図幅地域北西から南東へ加古川下流へ向かって厚くなる。主に礫からなり、シルト・砂を挟む河成堆積物で、一部粘土層と砂層が卓越する。礫種は、チャート・頁岩、流紋岩類、砂岩・シルト岩・凝灰岩からなり、チャート礫以外はクサリ礫となっている。明石地域の明石累層の上限は火山灰層の対比などから大阪層群最下部-下部に対比される(居川, 1988)。

明美累層 明美累層は明美面(市原ほか, 1960)と呼ばれる現在の河川の流路と無関係に分布する傾向のある段丘面を有する堆積物である。明美面の高低区分により2分され、上位面及び低位面直下の堆積物を、それぞれ明美I段丘堆積物、明美II段丘堆積物と呼ぶ。明美I堆積物は層厚約1 mで、赤色土化作用を受け、横縞模様(トラ斑模様)が認められ、漂白されたように表面が白いチャートの中礫と砂を含む不淘汰な粘土層からなる。一方、加古川以西の明美II段丘堆積物は上部は明美I段丘堆積物の特徴を示し、下部は砂礫層が卓越し、層厚も5-6 mに達する。明美累層の層厚は三田盆地では1 m前後、本図幅地域において1-6 mと薄いに対して、明石付近では最大50 mに達すると共に海成粘土層も挟む(居川,

1988 など). このような, 地域的な岩相及び層厚変化から, 三田盆地では氾濫原土, 本図幅地域では段丘堆積物, 明石地域では海岸平野堆積物として明美累層は堆積したと考えられる. 明美累層は, 挟まれる火山灰層の FT 年代が更新世中期の中頃の値を示す(藤田・前田, 1984; 鈴木, 1988)ことから, 明石累層との間に間隙があるものの, 大阪層群の上限を 30 万年に置く(市原編, 1993 など)と, 大阪層群上部に対比される. 明美 I a 段丘面は 150-90 m, 明美 II 段丘面の標高は 70-100 m と変化し, 全体として西北西方向への傾動を示す.

II. 3. 3 上部更新統 - 完新統

更新統上部 - 完新統は段丘堆積物, 崖錐堆積物, 扇状地堆積物及び沖積層に区分できる(第 5 図).

段丘堆積物は河成段丘からなり, 加古川支流(千鳥川・東条川, 万願寺川, 下里川等)と市川及び支流に沿って分布する. 高位段丘堆積物, 中位段丘堆積物及び低位段丘堆積物に細分できる.

高位段丘堆積物 西北西方向の傾動運動のため, 加古川東岸では地形的に I から IV に区分できる(第 46 図)が, 加古川西岸以西では 2 段ないし 1 段しか区分できない. また, 加古川東岸では, 比高 10-15 m の不明瞭な崖で明美 II 段丘面と接するが, 加古川西岸では万願寺川沿いでは両者の比高はほとんどない. 堆積物は層厚 5 m 以下の大 - 中礫主体の地層で, 全体に赤色化を受け, チャート以外クサリ礫となっている.

中位段丘堆積物 本堆積物は, 加古川東岸において地形的に 2 面の段丘面が認められるが, ほかの地域では明確に細分できない. 層厚は 1-5 m で, 礫を主体として, 砂, シルトを挟む. 赤色風化は受けておらず, クサリ礫化も認められない. 段丘面の標高は高は 30-40 m で, 現河床との比高は約 15-20 m である.

低位段丘堆積物 沖積面との比高は 5 m 以下で, 地形的に上位から低位 I, 低位 II 段丘堆積物に細分したが, 特に低位 II 段丘堆積物と沖積面との比高はほとんどなく区分は困難な地域が多い. 礫, 砂を主体とし, 一部シルトを挟む.

崖錐堆積物 後期更新世 - 完新世に山麓部に堆積した淘汰の極めて悪い礫・砂からなる地層である. 礫は, 角礫 - 亜角礫からなる.

扇状地堆積物 山地, 丘陵地及び台地の河川沿いに小規模に分布する. 礫及び砂からなり, 崖錐堆積物と漸移することが多い. 扇頂から扇端までの幅は 700 m 以下, 扇状地の傾斜は 2-10 度, 斜面の上限と下限の標高差は 30-50 m の規模を持つ. 下里川南岸沿いなど一部は高位段丘堆積物と漸移する可能性もあるが, 多くは後期更新世以降の形成と考えられる.

沖積層 主な河川沿いに, 氾濫原及び谷底平野堆積物として分布する. 氾濫原堆積物は厚さ数 m の砂・シルトからなり, 一部礫を含む. 加古川と市川両岸に広く分布し, その幅は数百 m から 2 km に及び, 自然堤防, 後背湿地, 旧川道, 現河床からなる. 谷底平野堆積物は山地内に発達し, 厚さ数 m の礫とシルトからなり, 一部炭質シルトを挟む. 礫は亜角礫の流紋岩類, チャート, 砂岩からなる.

Ⅲ. 上月 - 龍野帯(舞鶴帯)

(栗本史雄)

Ⅲ. 1 研究史

上月 - 龍野帯は西南日本内帯の重要な地質単元のひとつであり、舞鶴帯の延長と認められている。従来、上郡帯と呼ばれていたが、猪木・後藤(1981)は後述のように上月 - 龍野帯を提唱した。本図幅では上月 - 龍野帯は舞鶴帯の延長であり、同一の地帯という見解に立つが、猪木・後藤(1981)に従い名称としては上月 - 龍野帯を用いる。上月 - 龍野帯は夜久野コンプレックス、石炭系上月層、二疊系龍野層群及び三疊系平木層から構成される。以下に本図幅地域に分布する夜久野コンプレックスと龍野層群を中心に研究史を述べる。

夜久野コンプレックスは夜久野複合岩類とも呼ばれ、上月 - 龍野帯や舞鶴帯の主要な構成要素として古くから研究されてきた。上月 - 龍野帯の夜久野コンプレックスについては上郡図幅(猪木・弘原海, 1980)に、舞鶴帯の夜久野コンプレックスについては綾部図幅(木村ほか, 1989)や福知山図幅(栗本・牧本, 1990)に詳しく述べられている。石渡(1987)は京都府北部の舞鶴帯夜久野コンプレックスの調査から、同コンプレックスが超苦鉄質岩・斑れい岩・玄武岩という一連のオフィオライト層序を示すとし、夜久野オフィオライトと命名した。本図幅地域においては後藤・井上(1984)は夜久野コンプレックスの分布を明確に示し、同コンプレックスは変斑れい岩から構成されると報告した。

龍野層群は兵庫県龍野市周辺の古生層について後藤・中田(1956)により初めて命名され、岩相から平木層、中垣内層、新宮層に三分された。その後、後藤(1960)は龍野層群を下位から小犬丸層、長坂層、平木層に区分した。兵庫県(1961)は同県南西部に分布する夜久野コンプレックスと後藤(1960)の長坂層と平木層をあわせて上郡帯と呼んだ。同時に、小犬丸層下部の千枚岩からなる部分を三郡変成岩相当と考え、龍野変成帯と呼んだ。猪木(1970)は龍野変成帯について緑色岩の変成鉱物を検討した。

龍野層群の地質年代については不明であったが、Ishii *et al.*(1975)は長坂層の石灰岩から小型有孔虫を報告し、同層は上部二疊系であるとした。後藤(1978)は龍野変成帯中の石灰岩から紡錘虫化石を報告し、同層が下部二疊系であるとした。

猪木ほか(1979)及び猪木・弘原海(1980)は夜久野コンプレックスに伴う古生層(上述の小犬丸層、長坂層、平木層)を龍野層群として再定義し、下郡・中部・上部の3累層に区分した。そして、中部累層を舞鶴層群下部層に、上部累層を舞鶴層群中 - 上部層に対比した。長谷ほか(1981)は竜野市付近の古生界をA, B, Cの3層に区分し、基本的に猪木ほか(1979)及び猪木・弘原海(1980)と同様の考え方を示した。

猪木・後藤(1981)は上郡帯の古生層を中心に総括を行い、舞鶴帯とは異なった要素からなる構造帯と

して区分するべきと主張し、上月-龍野帯を提唱した。猪木・後藤(1981)は上月-龍野帯の古生層を上月層、三日月層及び龍野層群に区分したが、三日月層は現在の知識では超丹波帯に属する。後藤・井上(1984)は本図幅地域の表層地質図を公表し、夜久野コンプレックスと龍野層群の分布を示した。後藤(1984)は後藤・中田(1956)及び後藤(1960)の平木層から三疊紀を示す小型有孔虫を報告し、一度は龍野層群に含めた平木層を改めて三疊系として再定義した。龍野市に分布する龍野層群下郡層の泥質岩からは後藤(1986)により三疊紀後期の放散虫化石の産出が報告された。同層は南山層と命名され、岩相や放散虫化石年代からみて丹波帯に属すると判断され、龍野層群から分離された。

III. 2 概 要

本図幅地域の上月-龍野帯は夜久野コンプレックスと二疊系龍野層群からなり、石炭系上月層と三疊系平木層は分布しない。

夜久野コンプレックスは舞鶴帯の主要構成要素であり、東方から福井県西部・京都府北部・兵庫県北部を経て、西南西方向にその延長が追跡できる。舞鶴帯は兵庫・岡山県境付近で分岐し、本体は西方に延長する。分岐した舞鶴帯は東南東に方向をもち、上月-龍野帯あるいは上郡帯と呼ばれる。本図幅地域の上月-龍野帯はこの分岐した上月-龍野帯の最東端に相当し、夜久野コンプレックスを含む。福知山図幅(栗本・牧本, 1990)を例にとると、夜久野コンプレックスは斑れい岩ユニット、玄武岩・頁岩ユニット、超苦鉄質岩、及び珪長質岩の4つに区分された。本図幅地域では斑れい岩ユニットのみが存在し、その他の構成岩類は分布しない。本図幅地域の夜久野コンプレックスは細粒単斜輝石角閃石斑れい岩から構成される。南北両側は龍野層群と断層で接する。

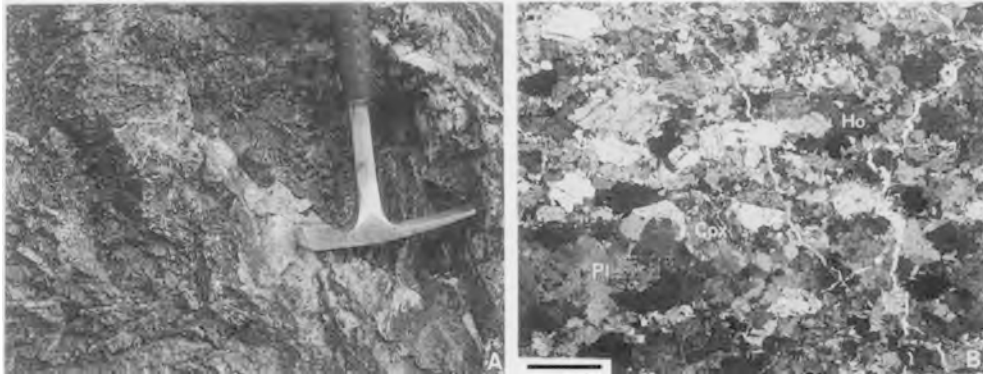
一方、龍野層群は模式地(兵庫県龍野市)では下部・中部・上部の3累層に区分されている。後藤(1986)によると、下部累層は千枚岩質粘板岩から構成され、砂岩・玄武岩・チャート・石灰岩を含む。中部累層はほとんどが玄武岩からなる。上部累層は頁岩、砂岩及び両者の互層からできている。地質年代についてみると、下部累層は二疊紀前期、中部累層は二疊紀中期、上部累層は二疊紀中期後半から二疊紀後期である。岩相や化石年代から龍野層群の下郡累層は舞鶴層群の最下部層に、中部累層は舞鶴層群の下部層に、そして龍野層群の上部累層は舞鶴層群の中部及び上部層に対比されている。

本図幅地域の龍野層群は砂岩と頁岩から構成され、二疊紀中期後半から二疊紀後期初めを示す放散虫化石が産出している(Ishiga, 1986)。したがって、岩相の特徴と地質年代から本図幅地域の龍野層群は模式地の龍野層群の上部累層に対比できる。

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加西市東剣坂町西方において、南北1 km、東西2 kmの範囲に分布する。南北を龍野層群に断層で挟まれ、東西は有馬層群に覆われている。

岩相 同岩類は細粒の単斜輝石角閃石斑れい岩から構成される。有色鉱物と珪長質鉱物の鉱物量比の違いによる層状構造が認められ、その幅は1 cmオーダーである(第13図A)。色指数は40-65で、優黒



第13図 上月-龍野帯，夜久野コンプレックスの細粒単斜輝石角閃石斑れい岩（加西市中山町）
 A：露頭写真，有色鉱物（黒色）と珪長質鉱物（白色）から構成されている。B：薄片写真[GSJ R61286]。Pl：斜長石，
 Cpx：単斜輝石，Hb：普通角閃石。下方ボラのみ，スケールバーは0.1mm。

質-中色質である。剪断変形を受けていることが多く，ぶどう石・方解石・石英などの脈が頻繁に入る。風化によるマサ化のため，ハンマーで簡単に削れるほどである。比較的新鮮な露頭は本図幅地域分布範囲の北東部分に見られる。

鏡下では完晶質・等粒状であり，主として斜長石，普通角閃石及び単斜輝石から構成される（第13図）。斜長石は約0.1-1mmで，0.5mm以下のものが多く，自形-半自形である。有色鉱物の大部分は普通角閃石であり，単斜輝石は少ない。普通角閃石は約0.5-1mmで，半自形で淡褐色-褐色の多色性を示す。単斜輝石は約0.1-0.5mmで，他形をなす。

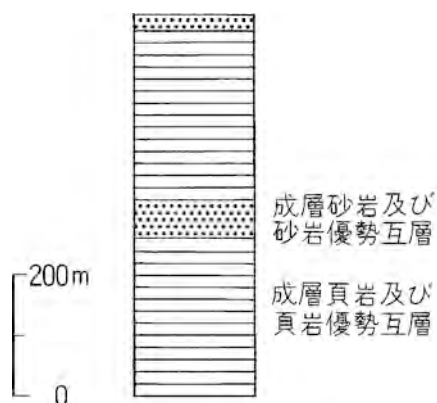
福知山図幅地域の斑れい岩ユニットは角閃石単斜輝石斑れい岩を主体とし，角閃石斑れい岩・角閃石斑れい岩ペグマタイト・角閃岩を伴っている。本図幅地域の斑れい岩は細粒の単斜輝石角閃石斑れい岩であり，福知山図幅地域のものとは若干岩相が異なるが，角閃石斑れい岩の範疇に入るであろう。

III. 4 龍野層群(Tm, Ts)

命名 後藤・中田(1956)

分布 龍野層群は本地域西部に分布し，夜久野コンプレックスを挟んで南北に分かれて分布する。本図幅ではこれらをそれぞれ北ブロック，南ブロックと呼ぶ。また，本図幅地域南西部の姫路市豊富町周辺では周囲を有馬層群と花崗岩類に囲まれ，谷筋に沿って狭長に分布する。本層群の分布範囲はほとんど加西市に含まれるが，わずかに姫路市にも分布する。本図幅地域において露出がよく観察されるのは加西市大柳町から姫路市にまたがるルートである。

層序 本図幅地域の龍野層群のうち，南ブロックの龍野層群は加西市大柳町において，その全層厚は約630mである（第14図）。下位より頁岩優勢の砂岩頁岩互層と砂岩優勢の砂岩頁岩互層が繰り返している。岩相の特徴から，本図幅地域の龍野層群は模式地の龍野層群上部累層に相当する。一方，北ブロックと南西端の龍野層群は露出状態が悪いため，正確な層序は不明であるが，岩相の特徴からみて，南ブロックと同様に上部累層に相当する。



第14図 上月-龍野帯，龍野層群の地質柱状図
ルートは加西市大柳町



第15図 龍野層群の岩相（加西市大柳町）
A：砂岩優勢な砂岩頁岩互層，B：砂岩の薄層を挟在する頁岩，C：頁岩優勢な砂岩頁岩互層（画面の全高は約10m）。

岩相 南及び北ブロックの龍野層群は成層した砂岩と頁岩から構成され、互層することがある。砂岩は石英に富み、灰色である。一般に淘汰は悪く、細粒で、頁岩のクラストを含む。一部に粗粒ないし礫質なところもある。頁岩は黒色あるいは灰色を呈し、凝灰質のことがある。塊状であるが、風化して細かく割れることがある。

南ブロックの加西市大柳町に分布する龍野層群の岩相を第15図に示す。砂岩優勢な互層は規則正しい互層形態を示す(第15図)。頁岩は灰色や黒色を呈し、風化して細かく割れる(第15図)。頁岩は粗粒な砂岩や礫を含まないが、一般にシルト質であり、一部に細粒砂岩を挟在する。頁岩優勢な互層は砂岩層が

ややレンズ状になっている(第15図)。

本地域南西端の龍野層群は頁岩優勢の互層であり、一部は粗粒砂岩であり、礫質な部分も存在する。この龍野層群は南に隣接して分布する花崗岩類の影響で、ホルンフェルスになっている。

化石と時代 2地点の頁岩から球形の放散虫化石を得たが、年代決定に有効なものではない。両試料ともに海綿の骨針を多数含むのが特徴である。Ishiga(1986)は南西端の龍野層群の頁岩から、二畳紀中期終わりから二畳紀後期初めを示す放散虫化石 *Follicucullus scholasticus* を報告した。このことから本図幅地域の龍野層群は中部二畳系ないし上部二畳系である。

III. 5 地質構造

夜久野コンプレックスの有色鉱物と珪長質鉱物からなる層状構造は風化のため判別しにくくなっているが、確認した限りでは南北性の方向を示す。この層状構造の方向は、夜久野コンプレックスと南北両側の龍野層群との東西性の境界断層と大きく斜交する。

龍野層群は南ブロックでは一般に北東-南西の走向で、北に傾斜し、一部で南に傾斜するところがある。北ブロックでは露出状態が悪く、走向・傾斜が不明である。本地域南西端の龍野層群は南北性に近い構造を示し、非調和的である。しかし、分布が孤立していることもあり、直接の層序関係は不明である。また、龍野層群と夜久野コンプレックスは現在断層関係にあり、本来の関係は不明である。

龍野層群は京都府・兵庫県の北部に分布する舞鶴帯の構成岩類に対応する。福知山図幅(栗本・牧本, 1990)では夜久野コンプレックスは舞鶴帯の古生界の層序的下位に相当すると位置づけられた。上月-龍野帯は舞鶴帯の延長であり、両者は同一の地帯とみなせることから、本図幅地域の夜久野コンプレックスと龍野層群の関係は福知山図幅の夜久野コンプレックスと舞鶴層群の関係と同様の層序関係にあると考える。つまり、夜久野コンプレックスは龍野層群の層序的下位に位置し(第5図参照)、海洋底起源のオフィオライトである夜久野コンプレックスの上に二畳系龍野層群が堆積したと推定される。

上月-龍野帯と超丹波帯とは現在断層関係にあるが、もともとの構造関係は不明である。福知山図幅(栗本・牧本, 1990)では舞鶴帯が超丹波の構造的上位に重なっているとされた。本図幅地域でも同様の関係にあると推定されるが、野外における証拠は得られなかったため、地質断面図には両帯はほぼ垂直の断層によって境されているという表現にとどめた。

IV. 超丹波帯

(栗本史雄)

IV. 1 研究史

超丹波帯は Caridroit *et al.*(1985)により舞鶴帯と丹波帯の中間に位置する構造帯として定義・命名さ

れた。超丹波帯がひとつの地帯として提唱されるまで、同帯の地層は千枚岩質であることから、丹波帯北帯として扱われ、丹波帯本体とは区別された。同帯に相当する地層は大飯層・加斗層・堅海層と呼ばれた(広川ほか, 1957; 猪木ほか, 1961; 広川・黒田, 1957)。

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大飯層の頁岩から二畳紀放散虫化石を報告し、二畳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二畳系は、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・放散虫化石の特徴からみて、舞鶴・丹波の両帯いずれにも所属させ難いことから、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。例えば、木村(1988)は綾部市西部の超丹波帯の岩相・地質構造・年代を検討し、同帯の地層群が海洋プレートの沈み込みに伴う付加体であると推定した。この期間の研究報告については栗本・牧本(1990)で述べたので、ここでは省略する。

その後、超丹波帯の構成要素として、二畳系のほかにジュラ系の存在も明らかにされた。すなわち、戸倉・高城山団体研究グループ(1987)は篠山地域において味間層、安養寺ほか(1987)は京都西山地域において高槻層の存在を報告した。Ishiga (1990) は超丹波帯を構造的低位よりUT1、UT2及びUT3に区分し、UT1は氷上層、UT2は大飯層、UT3は上月層から構成されるとした。そして、氷上層を不整合に覆うジュラ系を猪名川層群として再定義し、味間層・高槻層を猪名川層群に含めた。木村(1988)、楠・武蔵野(1990, 1991)は超丹波帯砂岩の鉱物組成を検討し、後背地について論じた。

栗本ほか(1993)は篠山図幅の中で超丹波帯を構成する地質体として2種類のものを識別した。見掛け上位の味間層と下位の氷上層である。氷上層は岩相・地質構造・年代から海洋プレートの沈み込みに伴う付加体であると判断された。味間層は氷上層を不整合に覆うとされ、前弧海盆のようなところに堆積したと考えた。この考え方はNakae(1993)と同様であり、また、楠・武蔵野(1991)は砂岩の特徴から同様の可能性を示唆した。

最近の注目すべき報告として、次の2つがある。まず、高城山団体研究グループ(1993)は篠山図幅(栗本ほか, 1993)内の味間層の黒色頁岩から三畳紀中期の放散虫化石を報告し、この頁岩に伴う砂岩の特徴や地質構造から、この頁岩は味間層に属しないと考えた。また、楠(1994)は大阪府北部北摂山地から三畳紀後期の放散虫化石を報告した。この産出層はかつて安養寺ほか(1987)が高槻層と呼び、ジュラ紀後期の放散虫化石を報告したものである。楠(1994)は新たに放散虫化石を検出するとともに、安養寺ほか(1987)の報告した原化石標本を再検討した。この事実は高槻層の年代をジュラ紀後期とする考え(安養寺ほか, 1987; Nakae, 1993)、高槻層に対比されジュラ紀後期とされた猪名川層群(Ishiga, 1990)、高槻層相当とされたジュラ系味間層(栗本ほか, 1993)の年代根拠を否定することになる。この結果、高槻層・猪名川層群・味間層の地質年代の再検討が必要である。

本図幅地域の超丹波帯に関する研究報告には次のようなものがある。後藤ほか(1984)は本図幅地域西部から三畳紀後期-ジュラ紀中期の放散虫化石を報告し、加西層群と命名した。後藤・井上(1984)は表層地質図を公表し、後藤ほか(1984)の加西層群のうち南端部の地層を古生界福住層として識別した。Ishiga (1986)は本図幅地域の南西部を調査し、北から丹波帯の加西層群、上月-龍野帯の龍野層群、そして超丹波帯氷上層を識別した。Ishiga (1986)のいう超丹波帯氷上層は後藤・井上(1984)の福住層にほぼ相当する。

IV. 2 概要

篠山図幅(栗本ほか, 1993)を例にとると, 超丹波帯の地層は構成岩類・層序・地質構造・岩石の変形程度・成層状態などに基づいて, 堆積岩コンプレックスと整然層に大別された。堆積岩コンプレックスは砂岩・頁岩から構成され, 一般に変形が著しく, 断層による層序の繰り返しや覆瓦構造の存在から付加体と考えられた。一方, 整然層は緑色岩・チャートなどの海洋起源の物質をほとんど含まず, 変形程度は堆積岩コンプレックスと比較して小さい。陸から供給された碎屑物を主体とし, 海洋性物質をほとんど含まない。また, 文字通り整然とした層理を有する。整然層は構成岩類の種類や成層状態, 及び構造的下位の丹波帯との関係からみて, 付加体が形成された沈み込み地帯から離れた場所, 例えば前弧海盆において堆積したと考えられた。

今回の調査では, 本図幅地域に分布する超丹波帯の地層は堆積岩コンプレックスの特徴を有し, 一方, 整然層と判断できる地層は確認されなかった。

本図幅地域の超丹波帯堆積岩コンプレックスは後藤・井上(1984)により福住層, Ishiga(1986)により氷上層と呼ばれた。本図幅では後藤・井上(1984)に従い, 福住層という名称を用いる。付加体と判断される地質体に対して, 本来ならばコンプレックスという名称を使用すべきと考えるが, 慣習上, 本図幅では従来使用されてきた福住層を用いることにする。

福住層は主として砂岩と頁岩から構成され, 1ヶ所のみチャートを含む。次章で述べる丹波帯の堆積岩コンプレックスのように緑色岩やチャートをあまり含まず, 砂岩と頁岩からなる。大きくみると砂岩優勢層と頁岩優勢層が交互に分布する。東西性の走向をもち, 南に傾斜する。福住層は北に分布する丹波帯の地層群とは断層関係にあると推定され, 地層の傾斜からみて福住層は丹波帯の地層群に衝上していると考えられる。南に分布する上月-龍野帯の龍野層群とは鉛直の断層によって境されていて本来の地質関係は不明である。

IV. 3 福住層(Fs, Fm, Fc)

命名 後藤・井上(1984)。

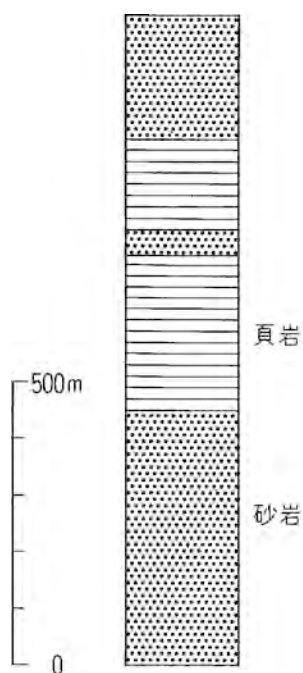
模式地 加西市福住町北の採石場。

分布 本図幅地域西半部の中央に分布する。分布範囲のほとんどは加西市に含まれるが, わずかに神崎郡福崎町にもまたがっている。

層序 福住層は下位より砂岩優勢層と頁岩優勢層が交互に重なっている。全層厚は約1,150 mである(第16図)。この全層序は見掛けのものであり, 実際には衝上断層で境されたユニット区分が可能と考えるが, ここでは一本の柱状図で示した。ユニット区分の可能性については地質構造の項で述べる。

岩相 福住層は主として砂岩と頁岩から構成され, チャートは山田町の1ヶ所でみられる。

砂岩は細-粗粒で, 緑色を呈することが多い。中-粗粒な砂岩は淘汰が悪く, 石英や長石が目立つ。方解石脈が発達することがある。頁岩は黒色, 灰色, 緑色などを示し, 風化のため赤色を呈することがあ



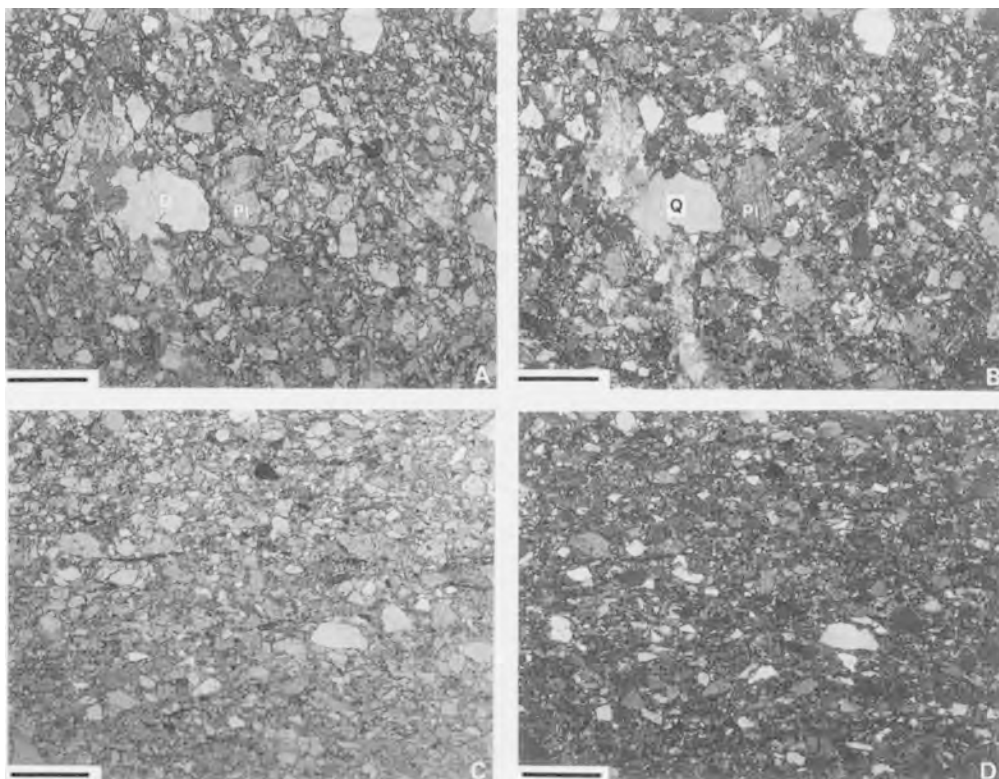
第16図 超丹波帯，福住層の地質柱状図
ルートは加西市山下町から山下町
を通過して福住町まで。



第17図 福住層の岩相
A：砂岩優勢な砂岩頁岩互層(加西市北条町)，B：砂岩優勢な砂岩頁岩互層(加西市山下町)

る。層理面フォリエーションが発達し、剥離性がある。葉理が観察されることもある。砂岩と頁岩は一般に互層の形態で露出する。砂岩優勢な砂岩頁岩互層は砂岩が2-10 cmで、頁岩は砂岩より薄い。頁岩優勢な砂岩頁岩互層は、頁岩に剥離性があり、砂岩は膨縮していることがある。

岩相の特徴例を示す。砂岩優勢互層のうち変形が著しいものを第17図Aに示す。砂岩は単層の厚さは30-50 cmであり、頁岩の薄層を挟在する。頁岩が存在せず、砂岩が互いに密着していることがあり、1 m以上の厚層砂岩に見えるところがある。層理面フォリエーションが発達し、片状構造を呈する。この露頭では後生変形も強く、数多くの断層が確認される。次に砂岩優勢互層のうち規則正しい層理を示す場



第18図 福住層の砂岩の顕微鏡写真

A,B: [GSJ R61277], C,D: [GSJ R61276]. Q: 波動消光を示す石英, Pl: アルバイト双晶が変形した斜長石. AとCは下方ポーラのみ, BとDは直交ポーラ, スケールバーは0.1mm.

合を第17図Bに示す。砂岩の厚さは約5-10 cmで、数cmの頁岩を挟む。砂岩は細粒であり、層理面が顕著に認められる。

福住層の特徴である変形の著しい砂岩の顕微鏡写真を第18図に示す。一般に淘汰が悪く、基質の多いワッケである。第18図A, Bの中央では、石英が波動消光を示したり、斜長石のアルバイト双晶が変形しているのが観察される。

本図幅地域の山田町で唯一確認されたチャートは白色で、石英脈が頻繁に入っている。頁岩中の岩塊であろう。

地質年代 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、岩相や砂岩の特徴及び構造的な位置から、福住層はIshiga(1986)のいうように超丹波帯氷上層に相当する。氷上層やその相当層からは二疊紀中期終わり-二疊紀後期初めを示す*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)。このことから福住層は二疊系であろう。

地質構造 本層は一般に東西性の走向で、南に傾斜し、見掛け同斜構造を呈する。層序の項で述べたように下位より砂岩優勢層、頁岩優勢層及び砂岩優勢層の順に累重する。しかし、本層に対比できる氷上層に相当する地層は上方粗粒化の層序を示すいくつかのユニットが識別されている(木村ほか, 1989;

栗本・牧本, 1990). 本図幅調査では明らかにできなかったが, 下位の頁岩から上位の砂岩に至る層序をひとつのセットとし, この層序が断層によって繰り返すことが想定される. つまり, 本図幅地域では頁岩優勢層とその上位(南側)の砂岩優勢層がひとつの上方粗粒化層序を示し, 北側の砂岩優勢層はより下位のユニットの可能性はある.

超丹波帯と丹波帯との構造関係についてみると超丹波帯と丹波帯の接する地域では両者の地質構造は調和的であり, いずれも東西性の走向で南に傾斜する. 丹波帯の地質体は西にプランジする東西性の褶曲軸をもち, アンチフォームとシンフォームを繰り返す. これに対して超丹波帯の構造は本図幅地域では同斜構造を示すが, 大構造(第7図参照)に目を向けると, 超丹波帯がもつアンチフォームとシンフォームの一部分であることがわかる. 構造的にみると, 両帯の地質構造は調和的であるといえる.

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, 二疊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. それらのうち最も若い年代は碎屑岩類中に含まれる放散虫化石の示すジュラ紀-白亜紀初期であることから, これらの地質体はジュラ紀-白亜紀初期に再構成されたものであり, チャート・石灰岩・緑色岩類は碎屑岩中の岩体と判断された. この時期の丹波帯に関する研究報告としては, 吉田・脇田(1975), 松田(1976), 丹波地帯団体研究グループ(1979a, b), Isozaki and Matsuda(1980)などがある.

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下位のものを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型地層群を構造的下位より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.

このように、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区分がなされ、周山地域では構造的上位のものほど上限の年代が古く、構造的に最も下位に位置する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。つまり、一連整合の層序を曲げた褶曲ではなく、積み重なったスラストシートを褶曲させたものであるため、これまで丹波帯の記載で使用されてきた向斜・背斜構造という用語はシンフォーム・アンチフォーム(向斜様構造・背斜様構造)と呼ばれるようになった(Isozaki and Matsuda, 1980; 石賀, 1983)。井本ほか(1989)は上述の周山地域を含む京都西北部地域、木村ほか(1989)は綾部地域、栗本・牧本(1990)は福知山地域を調査し、II型地層群を細分した。また、武蔵野ほか(1990)、楠・高城山団体研究グループ(1991)、本田・丹波地帯研究グループ(1991)、武蔵野ほか(1992)、武蔵野・丹波地帯研究グループ(1993)、高城山団体研究グループ(1993)、栗本ほか(1993)及び楠(1994)はII型地層群の泥質岩あるいは酸性凝灰岩から三畳紀後期を示す放射虫化石を検出し、これらを含むユニットはII型地層群の構造的最上位の地質体(T II d)として解釈されるようになった。更に、高城山団体研究グループ(1993)は栗本ほか(1993)が超丹波帯に属するとした味問層の頁岩から三畳紀中期の放射虫化石を報告し、この頁岩層が丹波帯の地層である可能性を示した。なお、I型地層群は上記の報告の中では細分されず、一括して取り扱われたが、Nakae(1990)は、丹波帯北部において八丁アンチフォームを構成するI型地層群を岩相層序・地質年代・地質構造に基づいて細分した。またNakae(1992)は、丹波帯若狭地域の堆積岩コンプレックスはジュラ紀中期-後期にかけて連続的な付加作用によって形成されたものであり、付加年代によるI型及びII型地層群の区分は不適当であり、海洋性岩石の有無によるべきであると結論した。

栗本ほか(1993)は篠山図幅地域の報告のなかで、丹波帯の地質体を混在岩を特徴とする変形の著しい堆積岩コンプレックスと、変形程度の小さい整然層に大別した。前者は海洋プレートが沈み込む際に付加過程によって形成された地質体と位置づけ、後者は大陸棚や大陸斜面上の堆積物と考えた。

本図幅地域の丹波帯に関する研究報告には次のようなものがある。後藤ほか(1984)は本図幅地域北西部を含む地域を調査し、丹波帯に属する地層を加西層群と呼んだ。彼らは加西層群を下部・中部・上部に三分し、チャートや頁岩から三畳紀後期-ジュラ紀中期の放射虫化石を検出した。その後、後藤・井上(1984)は表層地質図を公表し、後藤ほか(1984)の加西層群のうち南端部の地層を古生界福住層として識別した。丹波帯加西層群は同様に上部、中部、下部に三分したが、上部と中部層の分布を修正した。Ishiga(1986)は本図幅地域の南西部を調査し、北から丹波帯の加西層群、超丹波帯氷上層、そして上月-龍野帯の龍野層群を識別した。Ishiga(1986)のいう氷上層は後藤・井上(1984)の福住層にほぼ相当する。後藤(1986)は本図幅地域の西隣にあたる龍野図幅地域の南東部を調査し、丹波帯に属する地質体を南^{みなみやま}山層と新たに命名した。

V. 2 概要

従来、地向斜堆積物としてとらえられていた丹波帯の地層は、最近で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。しかし、丹波帯の構成岩類すべてが付加体というわけではなく、大陸斜面において堆積した地質体の存在も想定されている(例えば、栗本

ほか, 1993).

篠山図幅(栗本ほか, 1993)を例にとると, 丹波帯の地層は構成岩類・層序・地質構造・岩石の変形程度・成層状態などに基づいて, 堆積岩コンプレックスと整然層に大別された。堆積岩コンプレックスは緑色岩・チャート及び砕屑岩からなる層序をもち, 混在岩の存在を特徴とする。混在岩は泥質基質と様々な岩質の岩塊から構成され, 砂岩・緑色岩・チャートの岩塊を含む。混在岩の基質をなす頁岩は鱗片状劈開が発達することが多く, 一般に変形が著しい。一方, 整然層は緑色岩・チャートなどの海洋起源の物質をほとんど含まず, 変形程度は堆積岩コンプレックスと比較して小さい。地質構造上の特徴や混在岩の存在から, 堆積岩コンプレックスは海洋プレートが沈み込む際に付加過程によって形成された地質体であり, 付加体と呼べるものである。これに対して整然層は陸から供給された砕屑物を主体とし, 海洋性物質をほとんど含まない。また, 文字通り整然とした層理を有する。整然層は構成岩類の種類や成層状態からみて, 付加体が形成された沈み込み地帯から離れた場所, 例えば大陸棚や大陸斜面において堆積したと考えられた。

本図幅地域には堆積岩コンプレックスのみが分布し, 整然層に属すると判断できる地層は確認されなかった。本図幅地域の堆積岩コンプレックスは II 型地層群と I 型地層群に区分され, II 型地層群は更に 3 つのコンプレックスに細分される。これらは互いに衝上断層で境されている。II 型地層群を構成する堆積岩コンプレックスを構造的上位から八千種, 若井及び河内^{こうち}コンプレックス, I 型地層群を構成する堆積岩コンプレックスを岡崎コンプレックスと呼ぶ。

本図幅地域の各コンプレックスと周辺地域のそれらとの対応を第 1 表に示す。前項の研究史で述べたように, 丹波帯中央部の堆積岩コンプレックスは構造的下位より T I ・ T II a ・ T II b ・ T II c の各ユニットに区分され, 更に上位に T II d が存在することが明らかにされてきた。本報告では地名をとってそれぞれの堆積岩コンプレックスを命名したが, 丹波帯全体をみる場合 T II a ・ T II b といった呼称は有効であり, 今後, 丹波帯全体の対比を行う場合に役立つであろう。

本図幅地域の丹波帯地層群はほぼ東西性の褶曲軸を有し, シンフォームとアンチフォームを繰り返す。褶曲軸は西にプランジしており, 西方ほど構造的上位のコンプレックスが出現する。

第 1 表 丹波帯を構成する堆積岩コンプレックスの対比

	井本ほか(1989) 京都西北部地域	木村ほか(1989) 綾部地域	栗本・牧本(1990) 福知山地域	井本ほか(1991) 園部地域	栗本ほか(1993) 篠山地域		本地域	
II 型 地 層 群	周山ユニット	山家 コンプレックス	三俣 コンプレックス	火打岩ユニット	藤岡 コンプレックス	城南 コンプレックス	八千種 コンプレックス	TIIc
	雲ヶ畑ユニット	釜輪 コンプレックス		新水戸ユニット	佐仲 コンプレックス	古市 コンプレックス	若井 コンプレックス	TIIb
	灰屋ユニット	和知 コンプレックス	芦濁 コンプレックス	小金ヶ嶽 ユニット	三尾 コンプレックス		河内 コンプレックス	TIIa
I 型 地 層 群	I 型地層群	I 型地層群	黒井 コンプレックス	I 型地層群	黒井 コンプレックス	岡崎 コンプレックス		TI

V. 3 堆積岩コンプレックス

本章では丹波帯の堆積岩コンプレックスの層序・岩相・産出化石と地質年代について述べる。ここで堆積岩コンプレックスに関して若干説明を加えておく。

堆積岩コンプレックスは緑色岩・チャートに代表される海洋起源の物質と陸源の碎屑岩が混合した地質体であり、海洋プレートの沈み込みに伴って形成された付加体としてとらえることができる。堆積岩コンプレックスは模式的に見掛け下位の緑色岩に始まり、チャートに代表される遠洋性堆積物を経て、最上位には陸源の砂岩・頁岩が重なる海洋プレート層序(oceanic plate stratigraphy; Isozaki and Maruyama, 1992)を有することが期待される。年代をみると、チャートは二疊紀あるいは三疊紀の微化石、碎屑岩(頁岩)は三疊紀後期-ジュラ紀の放散虫化石を産出し、見掛け上位ほど若い年代を示す傾向にある。実際には断層による層序の繰り返しや混在岩の存在などのため原層序を保存していることはきわめて稀であるが、大局的にみて海洋プレート層序を読み取れることがある。このような見掛けの層序を有する地質体をひとつのユニットとして認定し、コンプレックスと呼ぶ。コンプレックスは上下限を断層で画され、構造的下位のコンプレックスほど碎屑岩の年代が若くなる傾向にある。しかし、本図幅地域の堆積岩コンプレックスは頁岩に富み、緑色岩やチャートは地質図ではレンズ状と呈することから、典型的な海洋プレート層序を読み取ることができない。強いて言えば各コンプレックスの最上位に砂岩が存在することが特徴である。また今回得られた放散虫化石からは、構造的下位のコンプレックスほど碎屑岩の年代が若くなる傾向を読み取ることができない。

本図幅地域の堆積岩コンプレックスは構造的に上位から II 型地層群と I 型地層群に区分できる。II 型地層群は更に構造的上位から八千種、若井及び河内コンプレックスに3分される。I 型地層群を構成する堆積岩コンプレックスを岡崎コンプレックスと呼ぶ。

堆積岩コンプレックスは断層によって同じ層準が繰り返している可能性があり、真の層厚を示していない。また、本図幅地域の緑色岩・チャートのほとんどは頁岩中のレンズ状岩体であると考えられる。緑色岩・チャートを頁岩と整合に表現するか、頁岩中のレンズ状岩体として表現するか、地質柱状図での表現方法に問題がある。本図幅でいう見掛けの層序とは模式ルートにおいて単純にそれぞれの岩石種が出現する順序を示したものである。以下に構造的に上位のコンプレックスから順に記述する。

V. 3. 1 八千種コンプレックス(Ys, Ym, Yc, Yg)

命名 新称。

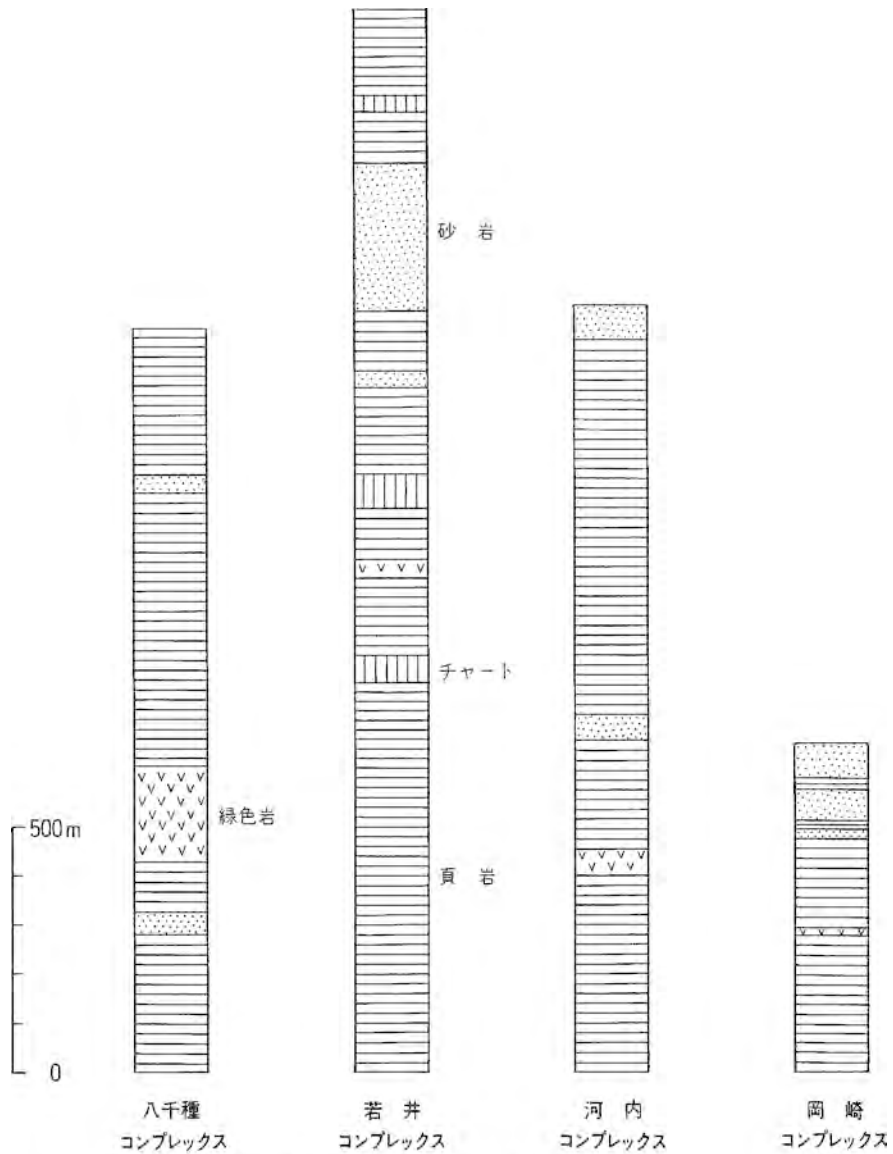
模式地 市川町下瀬加から北へ延びるルート。

分布 本コンプレックスは本図幅地域北半分の西端地域を占め、神崎郡市川町、福崎町及び加西市にまたがって分布する。

見掛けの層序 本コンプレックスは全体に頁岩が優勢で、砂岩・チャート・緑色岩を挟む。本図幅地域内での全層厚は約1,500 mである(第19図)。

岩相 本コンプレックスは頁岩を主体とし、砂岩・チャート・緑色岩を挟む。

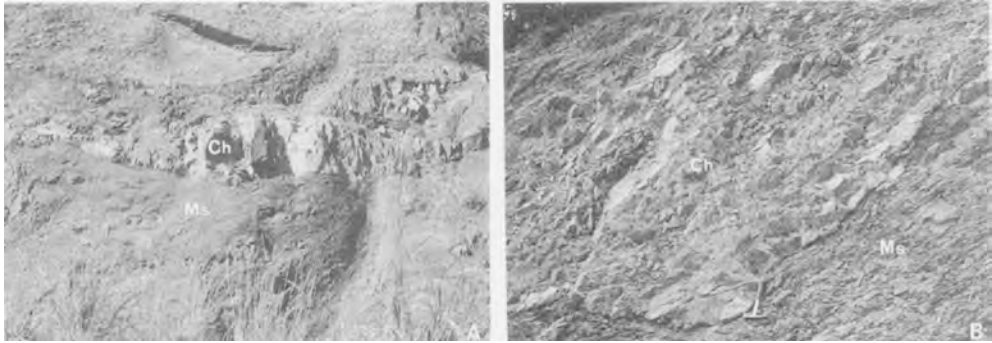
頁岩は黒色あるいは灰色を呈し、一部凝灰質などところがある。頁岩は一般に剝離性を有し、砂岩やチ



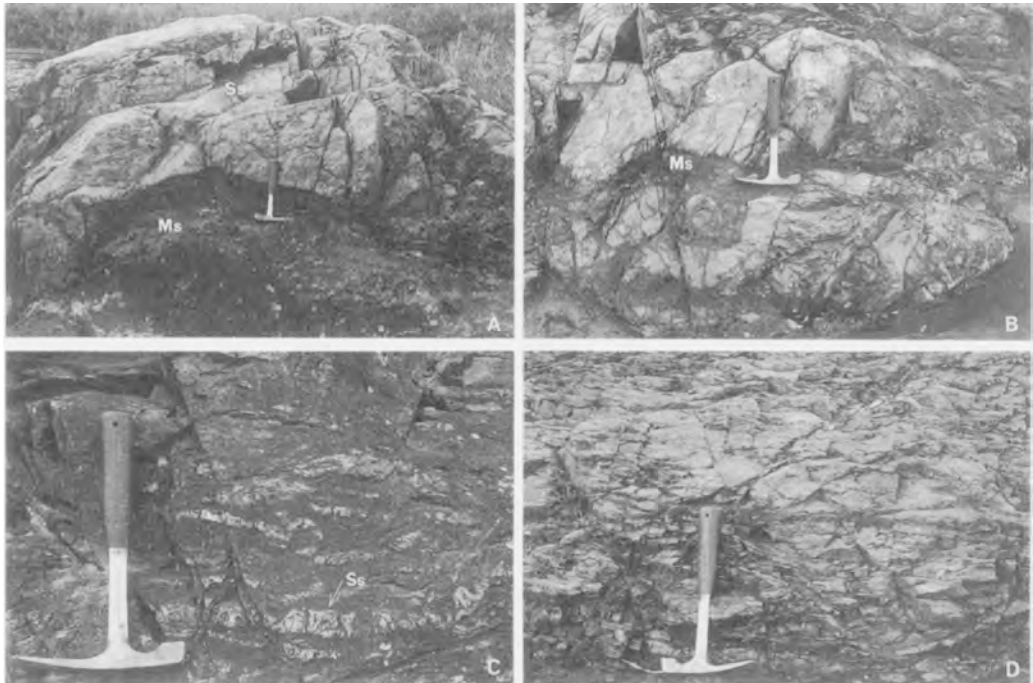
第19図 丹波帯、堆積岩コンプレックスの地質柱状図
地質柱状図は各コンプレックスの模式地で作成(本文参照)。

チャートの岩塊を含み、混在岩の様相を呈することが多い。岩塊を含まず、成層した頁岩も存在するが、分布は狭い。混在岩にはもともと砂岩頁岩互層であったものが、後に破壊され、砂岩が層状あるいはレンズ状の形態を示すものがある。一方、チャートを層状・レンズ状に含む混在岩もある。

砂岩は一般に頁岩と互層することが多い。砂岩の厚さが1-3 m程度で同じくらいの厚さの頁岩と互層する場合や、頁岩が優勢な場合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。砂岩は一般に淘汰が悪く、頁岩のクラストを含む。



第20図 八千種コンプレックスのチャート岩塊を含む頁岩（神奈川県裾野町八千種）
 A：チャート(Ch)は元々の層状形態を残す，B：不規則な形状を示すチャート(Ch)。Msは基質の頁岩。

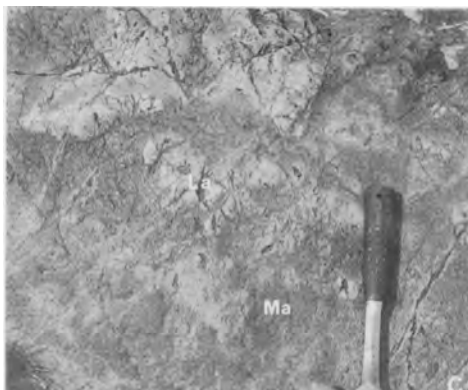


第21図 八千種コンプレックスの破断した砂岩頁岩互層（神奈川県市川町甘地北方の市川河床）
 A、B：厚さ30-50cmの砂岩岩塊(Ss)が頁岩(Ms)中に挟まれる。C：砂岩(Ss)はやや層状の形態を残す，
 D：砂岩を含まない頁岩で，割離性がある。

チャートは珪質部の厚さが1-3cmの層状を呈する。見掛け最上位のチャートはももとの層状の形態を残すが、一部では角礫状に破壊されている場合がある。

緑色岩は一般に暗緑色を呈し、玄武岩溶岩や玄武岩火砕岩が認められる。

本コンプレックスの岩相の特徴を第20・21図に示す。混在岩のなかでチャートが岩塊として含まれる場合と、砂岩が岩塊として含まれる場合がある。層状の形態を保持しているチャートを岩塊として含む頁岩(第20図A)と全く層状を示さず周囲が不規則に囲まれているチャートを含む頁岩(第20図B)が



第22図 八千種コンプレックスの緑色岩とチャート
 A: 層状チャート, チャートの珪質部が膨縮している。
 B: 破断され礫状になったチャート。C: ハイアロクラスタイト, 色の薄い部分は溶岩(LA)で, 周囲の濃い緑色を呈する部分は凝灰質な基質(Ma)である。A, Bは神崎郡福崎町山崎北西方, Cは神崎郡市川町甘地南方の市川河床。



第23図 八千種コンプレックスのチャート・緑色岩の岩塊を含む頁岩(姫路市溝口の市川河床)
 A: チャート岩塊, わずかに層状の部分が残っている。
 B: チャート岩塊, 元々の成層状態は破壊され, チャート(白色部)は礫状に散らばる。C: 緑色岩の岩塊, 後方の黒い部分が緑色岩(Gs), 白く見える部分は頁岩(Ms)。緑色岩の厚さは1-3m。

ある。後者の頁岩は元々砂岩頁岩互層が崩壊したものである。やや互層の形態が残されているもの(第21図C)や全く岩塊状になっているものがある(第21図A, B)。基質をなしている頁岩は剝離性を有している(第21図D)。緑色岩を構成する岩石種のうち、火砕岩の特徴を有するものもある(第22図C)。チャートは一般に層状であるが、一部は変形のため珪質層が膨縮したり、角礫状になったりしている(第22図A, B)。

本図幅地域西端部の姫路市溝口の市川河床には混在岩が分布する。この混在岩の分布地域は河床に限られ、他のコンプレックスと隔離されている。たぶん八千種コンプレックスの延長に属すると考えられるが、更に構造的上位のコンプレックスが存在する可能性もある。ここでは岩相の特徴を記載し、八千種コンプレックスに含めておく。砂岩の岩塊を多く含む頁岩が分布する。砂岩岩塊を含む頁岩は第21図と同様の特徴を示す。一部にチャートを含んだり(第23図A, B)、緑色岩を含むこと(第23図C)がある。

V. 3. 2 若井コンプレックス(Ws, Wm, Wc, Wg)

命名 新称。

模式地 加西市若井町から北西に延びるルート。

分布 本コンプレックスは加西市、神崎都市川町、福崎町及び多可郡八千代町にまたがって分布する。

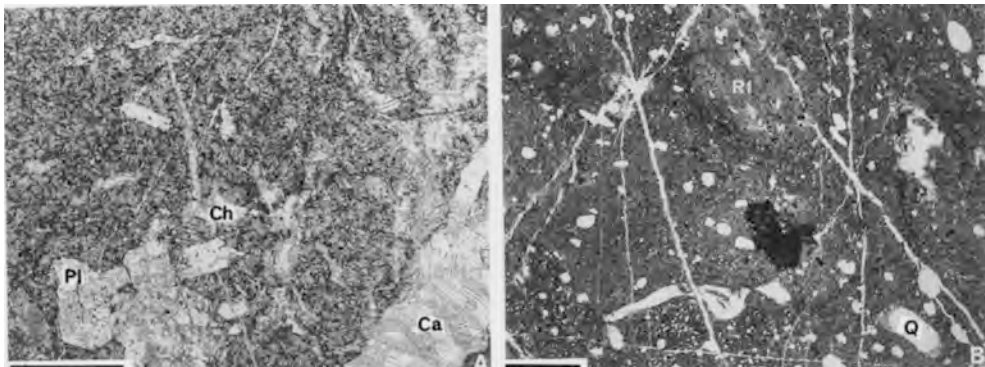
見掛けの層序 全体に頁岩が優勢であるが、見掛上位に砂岩優勢層が存在する。全層厚は約2,200 mである(第19図)。

岩相 本コンプレックスは頁岩を主体とし、砂岩・チャート・緑色岩を挟む。岩相の特徴は既述の八千種コンプレックスと同様である。

頁岩は多くの場合、砂岩やチャートのレンズを含む混在岩である。頁岩レンズを含まない層状頁岩がわずかに分布する。葉理構造が観察され、一般に淡緑-灰白色でやや凝灰質である。

砂岩は細-中粒で、石英に富む。中-粗粒のワッケもある。

チャートは一般に層状を呈し、単層の厚さは数cmである。走向方向への連続性が悪く、地質上ではレ



第24図 若井コンプレックスの緑色岩の顕微鏡写真

A: 玄武岩溶岩[GSJ R 61281]。基質は細粒な斜長石で、大きい結晶は斜長石(Pl)と緑泥石化した有色鉱物(Ch)。Caは方解石脈、下方ポーラのみ、加西市下満願寺町。B: ハイアロクラスタイト[GSJ R 61256]。発泡した空隙を石英(Q)が充満している。基質は細粒の斜長石。中央上端(Rf)は玄武岩溶岩の岩片。石英脈と緑れん石脈が入る。直交ポーラ、加西市下芥田町、スケールバーはいずれも0.1 mm。

レンズ状を呈する。一部に赤色チャートが存在する。

緑色岩には玄武岩溶岩及び玄武岩火砕岩が認められ、チャートと同様に走向方向への連続性が悪く、地質上ではレンズ状を呈する。緑色岩の顕微鏡写真を第24図に示す。

地質図には示していないが、神崎郡下牛尾には酸性凝灰岩が分布する。この凝灰岩は層状を呈し、頁岩中に岩塊として含まれている。

石灰岩が亀平と東田原北方に分布することが後藤・井上(1984)によって示されている。今回の調査ではこれらの分布は確認できなかったので地質図に示していない。後藤・井上(1984)と本図幅の地層区分は異なるが、これらの石灰岩は若井コンプレックスに属する。

V. 3. 3 河内コンプレックス(Ks, Km, Kc, Kg)

命名 新称。

模式地 加西市河内町から北へ延びる鎌倉谷。

分布 本コンプレックスは加西市、多可郡八千代町及び西脇市にまたがって分布する。

見掛けの層序 全体に頁岩優勢であり、最上位に砂岩層がある。全層厚は約1,550 mである(第19図)。

岩相 本コンプレックスは頁岩を主体とし、砂岩・チャート・緑色岩を挟む。岩相の特徴は既述の八千種コンプレックスと同様である。

頁岩は黒色あるいは灰色で、剝離性を有する。一般に砂岩やチャートの岩塊を含み、混在岩の様相を示す。ややシルト質などところもある。

砂岩は細粒で、頁岩クラストを含む。一部には塊状砂岩、層状砂岩がある。

チャートは地質図上においてレンズ状を呈する。チャートには種々の色があり、赤色・白色・灰色などを呈する。珪質部の厚さは2-10cmで、層状である。鎌倉谷では赤色チャートが緑色岩に伴って産出する。

本コンプレックスに含まれる緑色岩は一般に側方への連続性が悪く、地質図上ではチャートと同様にレンズ状を呈する。加西市油谷町南方には緑色岩と赤色頁岩が密接に伴って露出している。

地質図には示していないが、加西市油谷町には酸性凝灰岩が分布する。この凝灰岩は層状を呈し、頁岩中に岩塊として含まれている。

V. 3. 4 岡崎コンプレックス(Os, Om, Og, Oc)

命名 新称。

模式地 加西市岡崎町周辺。

分布 本コンプレックスは西脇市岡崎町、加東郡滝野町及び加西市にまたがって分布する。

見掛けの層序 有馬層群に覆われているため、本コンプレックス最上部に当たる層準が分布するのみである。全層厚は約670 mである(第19図)。

岩相 砂岩と頁岩から構成され、一部に緑色岩が分布する。砂岩と頁岩は互層する。砂岩は厚いもので10 mを超える。砂岩は石英に富む。頁岩は黒色ないし灰色である。緑色岩は加西市と加東郡滝野町との境界付近に分布する。チャートは西脇市岡崎町に分布する。緑色岩、チャートともに頁岩の小岩体で

ある。

V. 3. 5 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、代表的な放散虫化石を第I図版にそれぞれ示す。既に述べたように堆積岩コンプレックスとは、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碎屑物の混合した地質体のことであり、その形成年代とは起源の異なる物質がひとつの地質体として形成された時期のことをさす。具体的には形成年代は碎屑岩(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。

八千種コンプレックス 地点3の頁岩はやや凝灰質で、厚さ1cmのチャートを挟むことがある。チャートからは球形の放散虫化石(*Spumellaria*)が得られただけであり、年代は決定できない。頁岩からは*Canoptum* sp.が産出した。*Canoptum*属は三疊紀後期-ジュラ紀前期に産出するとされている(Pes-sagno *et al.*, 1979)ことから、地点3の頁岩は三疊紀後期-ジュラ紀前期の可能性はある。

以上の資料から、八千種コンプレックスの形成年代は三疊紀後期-ジュラ紀前期あるいはそれ以降である。

若井コンプレックス 地点6のチャートは赤色を呈する。このチャートからは*Archaeodictyomitra* sp., *Eucyrtidellum* sp., *Hsuum* sp., *Protunuma* sp., *Tricolocapsa* sp., *Stichocapsa* sp.が産出した。この放散虫化石群集は属の構成からみてジュラ紀を示し、特に*Tricolocapsa*属はジュラ紀中期以降に多産する。したがって地点6のチャートはジュラ紀のものであり、ジュラ紀中期の可能性はある。丹波帯II型地層群のチャートから明らかにジュラ紀中期を示す放散虫化石が報告された例はない。地点6のチャートもジュラ紀中期の可能性はあるが、放散虫化石の保存状態が悪く、種名まで同定できたものはない。今後の検討課題である。

地点8の頁岩は層状で淡緑色ないし灰緑色を呈し、岩塊や小礫を含まない。この頁岩からは*Archicapsa pachyderma*, *Pantanelium* sp., *Canoptum* sp., *Parahsuum* sp.が産出した。*Archicapsa Pachyderma*

第2表 堆積岩コンプレックスから産出した放散虫化石

地質体	試料番号	岩種	放散虫化石													
			<i>Archicapsa pachyderma</i>	<i>Pantanelium</i> sp.	<i>Archaeodictyomitra</i> sp.	<i>Canoptum</i> sp.	<i>Eucyrtidellum</i> sp.	<i>Hsuum</i> sp.	<i>Parahsuum</i> sp.	<i>Protunuma</i> sp.	<i>Stichocapsa</i> sp.	<i>Tricolocapsa</i> sp.	Unnamed Nassellaria			
八千種 コンプレックス	3	GSJ R61296				○										
	4	GSJ R61297														
若井 コンプレックス	5	GSJ R61298														
	6	GSJ R61299								○	○		○			
	7	GSJ R61300														
	8	GSJ R61301											○	○		
河内 コンプレックス	9	GSJ R61302													○	

ms: 頁岩, ch: チャート

はジュラ紀前期-中期前半(Matsuoka and Yao, 1986)に, *Pantanellium* 属は三疊紀後期-白亜紀前期(Pessagno and Blome, 1980)に, また *Parahsuum* 属はジュラ紀前期に特徴的に産出する. *Canoptum* 属の産出層準も考慮して, 地点8の頁岩はジュラ紀前期のものである.

地点5の頁岩からは *Archaeodictyomitra* sp. が, 地点7の頁岩からは *Tricolocapsa* sp. が産出した. これらの頁岩はジュラ紀の可能性はある. 地点4の頁岩からは属種不明の *Nassellaria* が産出し, 中生代であることは間違いないだろう.

以上の資料から, 若井コンプレックスの形成年代はジュラ紀あるいはそれ以降である.

河内コンプレックス 地点9の頁岩は剝離性を有し, 岩塊やレンズを含まない. この頁岩からは *Tricolocapsa* sp. が産出した. このことから地点9の頁岩はジュラ紀のものである.

したがって, 河内コンプレックスの形成年代はジュラ紀あるいはそれ以降である.

構造的に最上位にある八千種コンプレックスが最も古い年代に形成されたことがわかった. その下位の若井コンプレックスと河内コンプレックスを比較すると, 今回の放散虫化石の資料からは形成年代に差は認められない. また, 最下位の岡崎コンプレックスからは年代決定に有効な放散虫化石は検出できなかった.

V. 4 地質構造

本図幅地域の丹波帯の堆積岩コンプレックスは, 一般に東北東-西南西から西北西-東南東の走向を有し, 中程度に傾斜する. 堆積岩コンプレックスはほぼ東西性の褶曲軸をもち, アンチフォームとシンフォームを繰り返す. 詳しくみると西部では西北西-東南東, 東部ではやや東北東-西南西の方向を有する. 褶曲は半波長4-5km, 翼間角70-90度で, 軸面は鉛直である. 褶曲軸は西にブランチし, 西から東へ, つまり構造的上位から下位に向かってII型地層群の八千種コンプレックス, 若井コンプレックス及び河内コンプレックス, そしてI型地層群の岡崎コンプレックスが出現する(第8, 9図参照). このようなアンチフォームとシンフォーム褶曲は丹波帯全体にわたって発達していることが知られている.

VI. 白亜紀火山岩類

(原山 智)

VI. 1 概要及び研究史

兵庫県下と周辺地域の白亜紀火山岩類は, 分布域ごとに異なった層群名で区分されてきており(第25図), 本図幅地域では加古川以東を有馬層群(笠間, 1959), 加古川以西で北東部の岩体を生野層群(兵庫



- | | | | |
|--|--------------|--|-------------|
| | 第三紀-第四紀層 | | 篠山層群(白亜紀前期) |
| | 白亜紀-古第三紀花崗岩類 | | 先白亜系 |
| | 白亜紀後期火山岩類 | | |

第25図 兵庫県及び周辺地域における白亜紀火成岩類の地質概略図

100万分の1日本地質図第3版(地質調査所, 1992)に基づき簡略化し, 火成岩類の分布の一部を本研究資料, 5万分の1表層地質図「生野」, 「山崎」(後藤・井上, 1985, 1986)により修正。なお本図では, 広峰層群を白亜紀後期火山岩類に加えてある。層群名の位置はほぼ命名された模式地にある。

県, 1961), 同じく加古川以西の南西部の岩体を広峰層群-相生層群-天下台山層群(岸田・弘原海, 1967)と称することが多かった(弘原海, 1986など)。しかしこうした区分が人為的なものであることは明らかで, 兵庫県(1961)でも指摘されているように層序関係・放射年代に基づいた再区分が必要である。したがって本図幅地域内の3者の関係を明らかにすることは重要で, そうした再区分を始めるには好適な地域であるといえよう。

今回の調査研究により本図幅地域の白亜紀火山岩類は, 南西部に分布する広峰層群(?)の豊富溶結凝灰岩を除き, 三田図幅地域西部の有馬層群における層序区分(尾崎・松浦, 1988)が適用できることが判

明した。したがって本報告では有馬層群の名称を適用することとする。予察的調査資料に基づけば、この層序区分は生野図幅地域内の“生野層群”東半部や高砂図幅と龍野図幅地域南半部に分布する“相生層群”にも適用できそうである。なお上月・中島(1990)は本図幅地域の北東部を含む広い地域(三田図幅地域北西部、篠山図幅地域南西部、生野図幅地域南東部)の白亜紀後期火山岩類を編さんし、佐曾利凝灰角礫岩(吉田・河田, 1987)の分布域以西は生野層群の下部-中部層に対比されると述べている。

本図幅地域の白亜紀火山岩類は、白亜紀前期末(?)の広峰層群(豊富溶結凝灰岩)と白亜紀後期の火山岩類(有馬層群)に大別できる。

広峰層群は、本図幅地域南西部から西隣龍野図幅地域の姫路市北部、香寺町にかけて東西に伸びた分布域を示す。本図幅地域内に露出する部分(豊富溶結凝灰岩)はその東端部に位置しており、そのほとんどが変質の進んだ流紋岩溶結凝灰岩からなる。

有馬層群は流紋岩質の火砕岩・溶岩から構成されるが、模式地付近(広根図幅地域)と比較すると溶岩の占める割合が大きいことや、一部安山岩質火山岩類を挟在する等の差異はあるもののよく似た岩相から構成され、結晶片に乏しい凝灰岩類(鴨川層)の上位に結晶片に富む溶結凝灰岩層(平木溶結凝灰岩)が重なっている。本図幅地域内に露出する有馬層群は、西脇市を中心とする本図幅地域の北東部と南西部(姫路市・加西市・加古川市)に分かれて各まとまった分布を示すため、記載の都合上ここでは北東部岩体と南西部岩体の名称で呼ぶこととする。しかしこうした分布形態は神戸層群以降の被覆層によって覆われるためであることは明らかで、両岩体の間の丘陵や河床などに小規模な露出(丘陵部岩体)が点々と認められることを考慮すると本来的には一続きの岩体であったと判断される。

VI. 2 広峰層群

VI. 2. 1 豊富溶結凝灰岩層(H_{Tw})

命名 新称。姫路市豊富町周辺に分布するほぼ均質塊状の溶結ガラス質結晶凝灰岩。岸田・弘原海(1967)は当地域の凝灰岩類を広峰層群書写累層として区分したが、書写累層の模式地での記載とは異なった岩相を示すため新たに命名した。

模式地 姫路市豊富町神谷の神谷(荒谷)池湖畔。

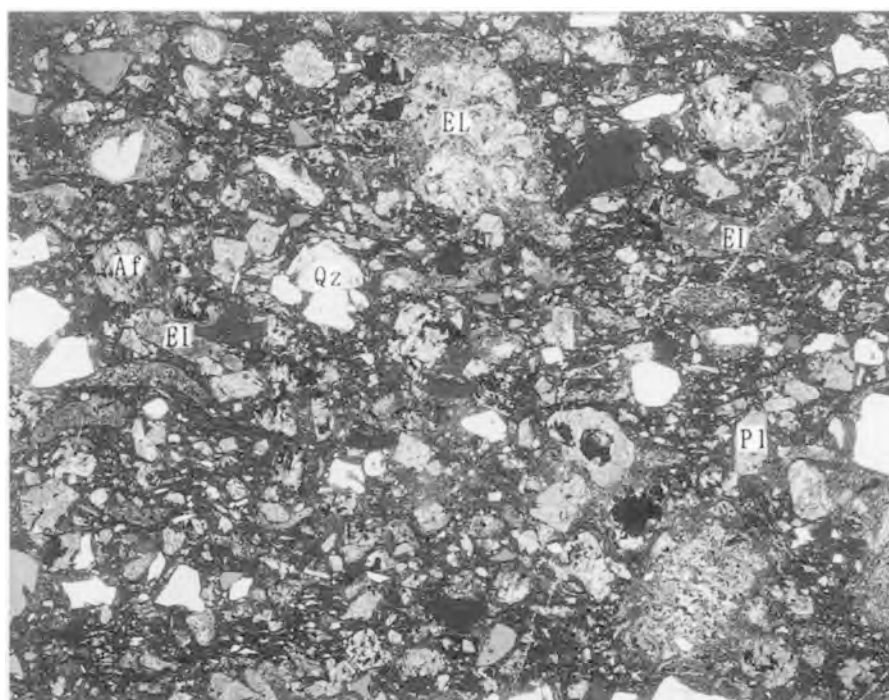
分布・産状 本図幅地域南西部、姫路セントラルパーク周辺から姫路市豊富町、山田町を経て加西市西剣坂町に至る範囲に分布する。分布域南西側に沿って先白亜系が露出し、これにより有馬層群分布域と隔てられている。南西縁では高角の不整合で先白亜系を覆っており、不整合面から幅20mの範囲では砂岩・泥岩など先白亜系由来の角礫のみからなる不淘汰角礫岩がしばしば観察され(藤禾山北西の小径沿い及び姫路セントラルパーク南西側の峠付近)、また幅100mの範囲ではまれに同様な角礫岩のブロック(径数m)が見いだされる。一方分布域北縁の西剣坂町(北西500mの建材置き場)では低角の不整合が観察され、ここでは本層の下位に厚さ5mの礫岩層(礫は先白亜系のみ由来)があり、これが先白亜系を覆う。同じく分布域北縁の姫路市山田町南方では地形的低所に先白亜系が露出しており、低角の不整合が推定できる。

層厚 内部に明瞭な堆積構造を示す碎屑岩類を挟在しないため、詳細な内部構造は不明。したがって

正確な層厚は分からないが、姫路セントラルパーク北西側での葉理構造に基づけば1,300 mを超える。

岩相 変質のため黄色若しくは褐色を帯びた灰白色を示すことが多い溶結ガラス質結晶凝灰岩からなる(第26図)。長径1-3 cmの本質レンズを多数含むが変質風化のため観察困難なことが多い。石質岩片は径1 cm以下の砂岩・頁岩・チャート・緑色岩を普遍的に含むが、その含有量は一般に数%を超えることはない。ただし、分布城南西緑ではやや多く5-10%程度に達することがあるが、その間にユニット区分しうるような境界や岩相の急変地点は見いだせなかった。神谷北方の畑山から牧野及び西山田南方にかけてはやや結晶片に乏しい岩相が観察されるが、葉理構造に基づいて本層上部における岩相変化を示していると判断した。

対比 岸田・弘原海(1967)は姫路市北方の山地において広峰層群上部(書写累層)の流紋岩火砕岩類を2つに区分し、南半部の石質岩片に富んだ部分を随願寺(含異質礫)溶結凝灰岩、北半部の岩片に乏しい“石英斑岩”様の凝灰岩を氷室池凝灰岩と呼んだ。同論文の姫路地区地質図によれば、豊富溶結凝灰岩分布域においても、神谷地区を境界として南北に岩相を2分している。今回の調査によれば岩片の量は南北方向の変化を示さず、南東部の先白亜系周縁のみに多く含まれることから同一ユニット中の岩相変化



1 cm

第26図 豊富溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真

流紋岩ガラス質結晶溶結凝灰岩(GSJ R 61626/HJ-71)：模式地の東方750 m、藤禾山山頂(標高260 m)。偏平化した軽石片(本質レンズ)と変形したガラス片によるユータキサイト構造が明瞭である。石英以外の結晶片は大部分絹雲母の集合体に置換されている。直交ポーラー。鉱物等略記号：石英(Qz)、斜長石(Pl)、アルカリ長石(Af)、本質レンズ(EL)。

として解釈すべきであると判断した。ただし、上述のように有馬層群とは先白亜系により隔てられた別の堆積盆を形成しており、基盤の先白亜系を直接被覆し有馬層群相当層を挟まない事実や変質が進んでいることなどを考慮すると、本図幅地域での白亜紀火山活動の最初期の産物である可能性がある。したがって積極的な証拠はないが、ここでは岸田・弘原海(1967)に従って白亜紀火山岩類の最下位層準にあたる広峰層群の一員として扱う。

VI. 3 有馬層群

VI. 3. 1 鴨川層(Aks, Aka, Akb, Akl, Akp, Akw)

命名 尾崎・松浦(1988)。

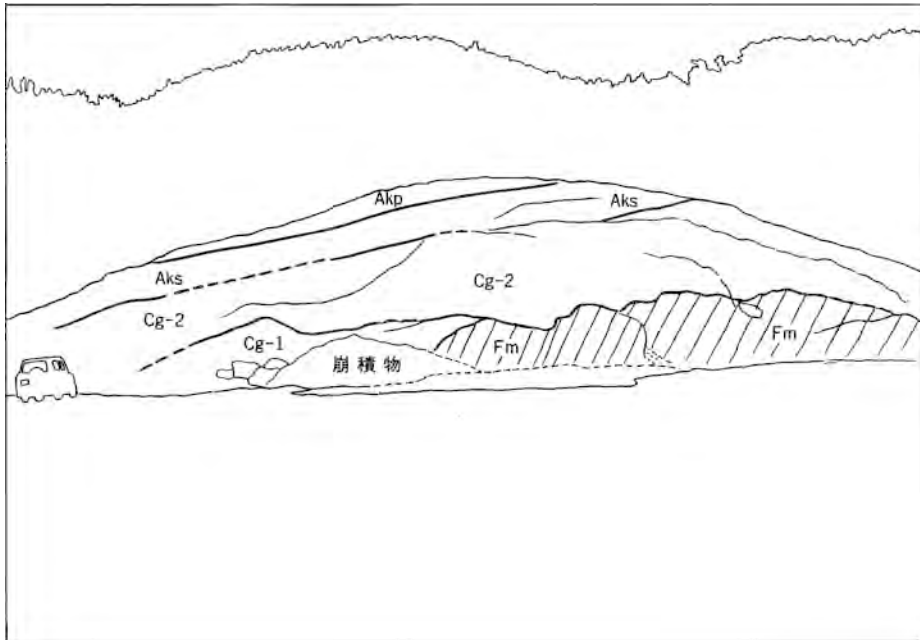
模式地 命名時での模式地は東隣三田図幅地域内の西脇市鹿野町から社市平木鉱山に至るルート沿い。本図幅地域北東部での模式的な露出は、軽石凝灰岩(Akp)が西脇市和布町東方の放送中継所に至る林道沿いで、そのほかの岩相が同市出合町から合山町に至るルート沿いで観察される。本図幅南東部では加古川市志方町城山台から大澤を経て西側山中の自然歩道に入り、加西市一乗寺に至るルート沿いで、本層の下部から上部に向かって大部分の岩相を観察することができる。また成層凝灰岩(Aks)については姫路市小原東方の砕石場に、軽石凝灰岩(Akp)は加西市岡から古法華寺一帯の採石場にそれぞれ模式的な露頭がある。

分布・層序関係 本図幅地域北東部の西脇市から八千代町にかけての山地と、南西部の加古川-市川間の山地(いわゆる加西アルプス)の2ヶ所にまとまった分布を示すほか、両山地の間に点在する丘陵部(本図幅中央部)の多くが本層から構成される。北東部山地、南西部山地、丘陵部では各々岩相構成に差が認められるので以降の記述では便宜上北東部岩体・南西部岩体・丘陵部岩体に分けて述べる。

北東部岩体では、八千代町下三原から滝野町播磨中央公園にかけて本層分布域の西縁が現れており、先白亜系とほぼ北北西-南南東の境界で接する。西縁境界は高角断層であるが、ほとんどの境界部には珪長岩-花崗斑岩の岩脈が貫入している。これに対し丘陵部岩体での先白亜系との関係は、加西市笹倉町西方で周縁岩脈が見いだされたほかは低角の不整合を示唆する分布境界を示し(加西市青野町、山陽ゴルフ場など)、加西病院南東約500 mの造成地では低角の不整合関係で超丹波帯福住層を覆うことが確認された(第27図)。ここでは鴨川層基底の礫岩層(厚さ10 m)が福住層を覆い、その上位に軽石凝灰岩が載る関係が観察できる。

南西部岩体では加西市東剣坂町から大柳町、姫路セントラルパーク付近で先白亜系との境界が追跡され、いずれも北東-南西走向で南東に急傾斜な境界を示す。更に西隣龍野図幅地域内の姫路市佐良にも同じ方向の境界が確認される。これら3地域の境界は階段状に変位しており、山崎断層系の断層による右横ずれを示している。これら北東-南西の境界に沿う明瞭な断層は確認されず、周縁岩脈はない。加西市東剣坂から姫路市大柳町にかけての境界部では、本層中の不淘汰な礫岩や成層凝灰岩(Aks)が北西へ50°前後の急傾斜を示し先白亜系にアバットしているのに対し、上位の軽石凝灰岩(Akp)は南又は南東へ30°以内の傾斜を示しており明らかに構造上のギャップがある。境界から約700 m東方に離れた地点(大柳町東方)で軽石凝灰岩の下位から露出する成層凝灰岩は東へ10°の緩傾斜を示していることから、上述

A



第 27 図 超丹波帯福住層を不整合に被覆する有馬層群鴨川層 加西市加西病院南東約 500 m の造成地
 A: 福住層 (Fm) を頁岩礫に富んだ無層理の礫岩層 (Cg-1: 層厚 3 m) が覆い, その上位に頁岩・砂岩のほか白亜紀火山岩類の礫 (流紋岩溶岩, 結晶溶結凝灰岩など) を含む礫岩層 (Cg-2: 層厚 6 m), 成層した火山礫凝灰岩 (Aks: 層厚 3 m), 無層理の軽石凝灰岩 (Akp) の順に重なる。B: 不整合部の近接写真

B



の急傾斜構造は鴨川層の火山活動期間内に堆積盆の縁辺に限られて生じた変形の結果であろう。

層厚 北東部岩体では連続の良い成層した砕屑岩層を欠くうえ、貫入か地表流出か判別困難な流紋岩溶岩が広範囲にわたって分布するため本層内部の層序の確立と正確な層厚の算定には相当な困難が伴う。西脇市小坂町から合山町にかけての一带が、北西-南東走向で南西に $30-40^\circ$ の傾斜を示す同斜構造であると見なすと、その積算層厚は約2,200 mである。比較的葉理構造が一定している西脇市鳴尾山や和布町付近での軽石凝灰岩などの層厚は約650 mである。

丘陵部岩体では上述のように鴨川層の基底が現れており、北東部及び南西部岩体でそれぞれ最上部を占める軽石凝灰岩が大部分を占め、厚い成層凝灰岩や火山礫凝灰岩を欠いているところから、もともと鴨川層が厚く堆積しなかった基盤岩の高まり部に位置していたと判断される。加西病院センター南方での層厚は約200 m。南東部岩体では北東-南西方向断層によりブロック化が著しいため、ここでも層厚の算定は容易でないが、加古川市細工所から姫路市神谷東方に至るブロックでの積算層厚は約1,050 m、これに加西市笠松山付近の軽石凝灰岩・溶岩(層厚約900 m)と加古川市野尻周辺の流紋岩強溶結凝灰岩・溶岩(層厚約500 m)を加えた積算層厚は、2,450 mに達する。

岩相 本図幅地域の有馬層群を構成する火山岩類を、成層凝灰岩類(Aks)、火山礫凝灰岩(Akb)、流紋岩溶岩(Akl)、安山岩類(Aka)、強溶結凝灰岩(Akw)、軽石凝灰岩(Akp)の6岩相に区分した。

成層凝灰岩類(Aks) 主体は淡緑灰色の粗粒凝灰岩と暗灰色細粒凝灰岩の互層であり、数mmから数cm単位でリズムカルに繰り返す(第28図)。単層内には級化構造が観察され、しばしば斜交葉理が見いだされることから本岩相は水成であろう。厚さ数cm以上の単層は上部で粗粒化することがあり、この粗粒部には数mmから3 cmに達する軽石・細粒凝灰岩・頁岩の破片が含まれる。このほか一部で非凝灰質



第28図 鴨川層成層凝灰岩の模式的露頭 姫路市小原東方の碎石場
 淡緑灰色の粗粒凝灰岩と暗灰色細粒凝灰岩のリズミカルな互層。
 層の一部には黒色頁岩が挟まり、保存の悪い植物化石を産する。

の砂岩・黒色頁岩互層が挟まり、基盤先白亜系に近接した部分では礫岩・角礫岩が見いだされる。北東部岩体では出合町周辺の安山岩類の下位に露出する。南東部岩体では姫路セントラルパークから小原町周辺、一乗寺を経て加西市坂本町付近までの東西7 kmの範囲にわたって分布し、良い鍵層となっている。模式的な露頭のある姫路市小原東方の碎石場(第28図)では、黒色頁岩中に保存の悪い植物化石を産する。

流紋岩火山礫凝灰岩(Akb) 北東部岩体、南西部岩体ともに流紋岩溶岩の下位及び上位にはしばしば流紋岩などの破片(径数mm-数cm)を多量に含む流紋岩火山礫凝灰岩が見いだされる。このうち岩片のほとんどが流紋岩から構成されるものは溶岩の岩相に加えだが、多くの場合は軽石を含んだり、頁岩・砂岩などの異質岩片を多数含み、更に一部には成層構造が発達したり、火山豆石を含む降下火山灰層や連続の悪い砂岩礫岩層を挟むなど雑多な岩相がかなりの割合を占める。その多くは溶岩流動時に周縁で形成された流紋岩の角礫が、二次的に移動する過程で外来物質を取り込んだ堆積物と判断される。ここでは変化に富んだ雑多な岩相からなる、石質岩片に富んだ凝灰岩類を火山礫凝灰岩として区分することとする。大部分が灰白色の色調を示す。北東部岩体では西脇市小坂町西方に、南西部岩体では加西市一乗寺の南方、姫路市小原周辺と飾東町南方の高山周辺にまとまった分布を示す。

流紋岩溶岩(Ak1) 本図幅地域における鴨川層の主たる構成岩相の一つである。大部分は溶岩として地表に流出した産状を示すが、一部は明らかに周囲の凝灰岩類の堆積構造とは非調和な境界を示すため供給岩脈など浅所での貫入岩体の一部が露出していると判断される。しかし、貫入部か流出部かの判断は限られた露出条件下では困難であり、産状による岩相上の差異も認め難いため、ここでは便宜上流紋岩溶岩として両者を一括して表示する。

北東部岩体では少なくとも2層準にわたって厚く連続の良い溶岩が挟在しており、下位の溶岩は西脇市上戸田から谷町にかけて、上位の溶岩は西脇市緑風台から馬事公苑をへて八千代町中野間にかけて分布する。このほか西脇市合山町南東や、光明寺付近から加古川東方山地にかけての軽石凝灰岩卓越地域にも小規模な露出を示す。このうち高松町東方と播磨中央公園に露出する流紋岩溶岩は、周囲の凝灰岩類の堆積構造とは明らかに非調和な境界を示しており、岩脈として浅所に貫入した部分が露出している。

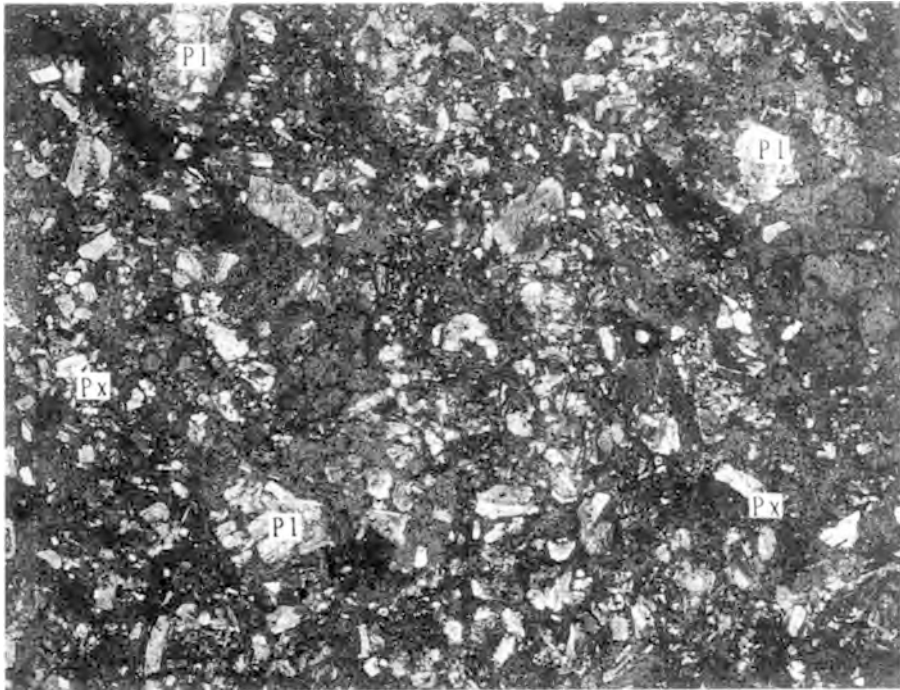
丘陵部岩体では東から杜町河高西方、加西市青野町、玉野町、笹倉町、東高室から大村町にかけて小規模な分布が認められる。このうち大村町付近の流紋岩溶岩は周囲の凝灰岩類に貫入する産状を示す。南西部岩体では厚い溶岩を2層準にわたって挟在するほか、火山礫凝灰岩中にも挟在する。厚い溶岩のうち下位の溶岩は本図幅地域南縁の加古川市野尻周辺に露出し、更にその分布は高砂図幅地域の権現第一ダム周辺まで連続している。上位の厚い溶岩は、加西市東笠原町、坂本町、一乗寺、姫路市小原周辺で成層凝灰岩の上位に整合的に重なる関係が確認され、この境界は成層凝灰岩の堆積構造と調和的である。一方、軽石凝灰岩により覆われる上位溶岩の上面は凹凸に富んだ形態を示しており、その境界は加西市善防山から古法華寺を経て大柳町東方まで追跡できる。

すべて斑晶に乏しい流紋岩からなるが、流理構造・自破碎構造・球顆構造の発達程度により変化に富んだ岩相を示す。塊状で新鮮な部分は暗灰色を示すが、粗粒の球顆が発達する岩相では標本中에서도暗灰色、暗緑色、緑灰色、赤紫灰色など様々な色調を示す。多くの露頭では風化変質により灰白色を呈する。流理構造の示す走向傾斜は近接した地点でも急変することがあり、広範囲にわたる一般的な傾向を把握することは難しい。南西部の一乗寺北方のように、緩傾斜な層理を示す成層凝灰岩(Aks)の上に載っている場合でも、非調和な走向・傾斜を示し下位層より急傾斜であることが多い。厚い溶岩層の上部や軽石凝灰岩層中の薄い溶岩の周縁部には、基質から破片に至るまで大小様々な流紋岩の破片からなる塊状無層理の岩相がしばしば観察される。

安山岩類(Aka) 北東部岩体のみ分布し、加西市谷町から出会町の北及び北東山地にかけて露出する。安山岩塊状溶岩、自破碎溶岩、火山礫凝灰岩からなり、灰緑色ないし暗灰色の色調を呈する石基若しくは基質中に斜長石(径1-2mm)が散在する(第29図)。石英の斑晶及び結晶片は極めて少量で、火山礫凝灰岩を除き肉眼では確認できないことが多い。層厚は出会町東方の山稜部で最大で、270-350mの範囲にある。

強溶結凝灰岩(Akw) 本図幅地域における鴨川層の主たる構成岩相の一つである。後述する軽石凝灰岩とは溶結の程度を除いて類似した岩石記載学的特徴(流紋岩ガラス質で、アルカリ長石を含まない)を有している。両者は上下方向に漸移し合うことが多く、地質図上で強溶結凝灰岩とした部分にも薄い弱-非溶結凝灰岩層を挟在することがある。おそらく同一起源の火砕流堆積物の強溶結部と弱-非溶結部にそれぞれ相当すると判断できる。

北東部岩体では流紋岩溶岩・安山岩類・火山礫凝灰岩を間に挟んだ2つの層準に区分され、下位層は西脇市小坂町付近に、上位層は西脇市合山町付近から八千代町中野間にかけて各々露出している。また西脇市と滝野町の境界である鳴尾山から高松町東方にかけての軽石凝灰岩卓越分布域内にも少なくとも2層準の強溶結部がある。丘陵部岩体では加西市青野町付近にややまとまった分布を示す。南西部岩体では小野市阿形町から加古川市志方町、姫路市雑郷から塩崎にかけての2地域に分かれて分布するが、これ



1 cm

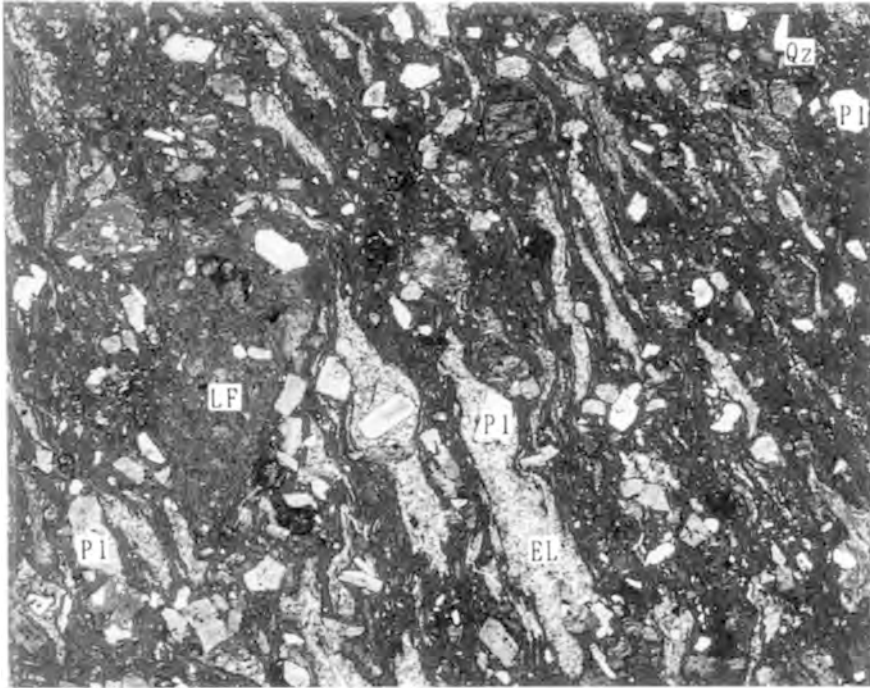
第29図 安山岩溶岩(鴨川層)の偏光顕微鏡写真

安山岩自破碎溶岩(GSJ R 61589/HJ-34)：西脇市出会町(標高120 m)。斑晶は自形で累帯構造顕著な斜長石と少量のアクチノ閃石に置換された輝石からなる。自破碎により斑晶の一部は破片形を示す。直交ポーラー。鉱物等略記号：斜長石(Pl)、輝石(Px)

は法華山谷川沿いに走る北西-南東方向の右横ずれ断層により分断された結果である。

本岩は結晶片に乏しく、偏平度の大きい本質レンズにより典型的なユータキサイト構造を示す流紋岩強溶結凝灰岩からなる(第30図)。多くの場合基質が灰色-灰褐色を呈し、暗灰色若しくは淡緑灰色を示す本質レンズ(長径-5 cm, 多くは1 cm以下)が多数含まれるため、両者の色調のコントラストにより肉眼でも明瞭に葉理構造を観察することができる。しばしば同一試料中に色調の異なる本質レンズを含むことがある。結晶片のほとんどは径2 mm以下の細粒な斜長石・石英と極少量の黒雲母から構成され、アルカリ長石は含まれない。石質岩片の含有量は最大で20 vol. %に達するが、一般には数 vol. %以内であり、その岩種は流紋岩溶岩、ガラス質凝灰岩が主体を占め、まれに砂岩・頁岩など先白亜系由来のものを含む。

軽石凝灰岩(Akp) 鴨川層の主たる構成岩相の一つで、北東部岩体の滝野町光明寺から加西市加古川東方山地にかけての一带、丘陵部岩体、南東部岩体の加西市笠松山付近に各々まとまった分布を示す。本岩は非-弱溶結の流紋岩ガラス質凝灰岩からなり、様々な程度に偏平化した軽石を多量に含む。基質は灰白色-淡緑灰色で、緑灰色の軽石片(大部分は長径2 cm以下)以外に少量の流紋岩溶岩・流紋岩凝灰岩



1 cm

第30図 強溶結凝灰岩(鴨川層)の偏光顕微鏡写真

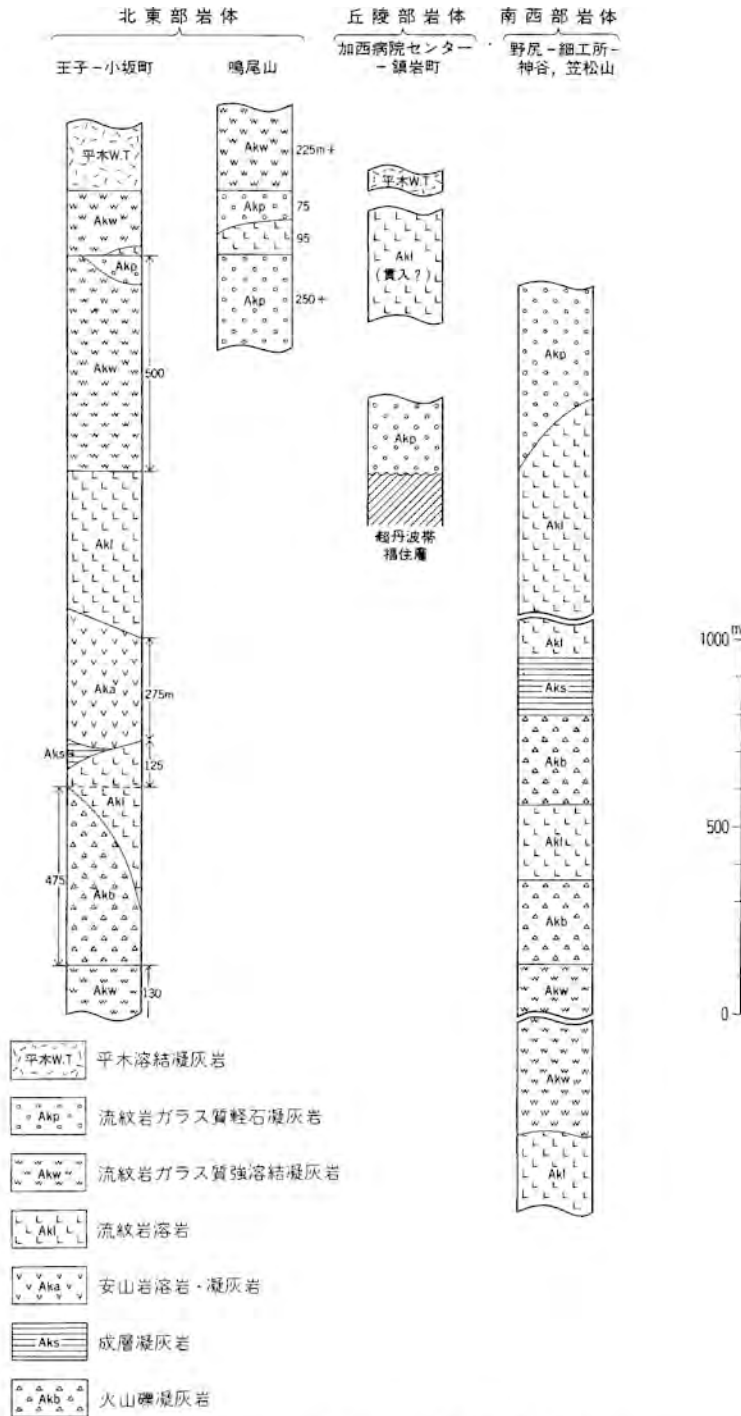
流紋岩ガラス質強溶結凝灰岩(GSJ R 61623/HJ 68)：姫路市飾東町壱崎北西山腹(標高100m)、偏平化した軽石片(本質レンズ)と変形したガラス片によるユータキサイト構造が明瞭である。直交ポーラー、鉱物等略記号：石英(Qz)、斜長石(P1)、本質レンズ(EL)、石質岩片(LF)

の類質岩片と、極少量の頁岩・砂岩(先白亜系由来)の異質岩片が含まれる。石質岩片の径は2 cm以下、ほとんどは1 cm以下である。結晶片としては少量の斜長石・石英を含むがアルカリ長石は含まれない。一般に本岩相は無層理で塊状であるが、北東部岩体の西脇市和布町東方林道では厚さ2 mの、丘陵部岩体の加西市尾崎町では厚さ15 mの成層部が見出された。ともに軽石と石質岩片の多少による分級が観察されるが、成層凝灰岩(Aks)と異なり単層の境界は不明瞭である。これら成層部は側方へ100 m以上連続しない。

本岩相は強溶結凝灰岩(Akw)に比べ膠結度が低いため軟質であり、かなりの吸水性を示す。加工が容易であり、また冷却節理などの割れ目がほとんど発達しないため数m規模のブロックが容易に採取可能であり、こうした特性を生かして古く(古墳時代-)から土木建築用石材として利用されてきた。

層序 各地域ごとの有馬層群の岩相層序の構成を第31図に示す。

北東部岩体ではほぼ西脇市岡崎町-野村町-鹿野町を結んだ線を境に南と北とで岩相構成が異なる。この両地域の間には西脇市街部の沖積層が分布しているため、堆積盆を異にしているのか同一盆内の側方変化なのか判断し難い。北側では流紋岩溶岩が卓越し安山岩溶岩・火砕岩を伴い、また凝灰岩類は強溶



第 31 図 北条図幅地域内の有馬層群の岩相層序

北東部岩体では西脇市市街地を境に、北側では流紋岩溶岩と強溶結凝灰岩が多く安山岩溶岩・火砕岩を伴う、南側では非-弱溶結の軽石凝灰岩が卓越する。丘陵部岩体は層厚が薄く、非-弱溶結の軽石凝灰岩が多い。南西部岩体では北西部岩体北側と岩相構成が類似するが安山岩類は伴わない。

結した部分が多い。これに対し南側での卓越岩相は非-弱溶結の凝灰岩類であり、流紋岩溶岩と強溶結凝灰岩類の割合が低く、安山岩類は見いだせない。

丘陵部岩体では軽石凝灰岩が卓越し、連続の悪い流紋岩溶岩-岩脈を伴う。

南西部岩体では下位より流紋岩溶岩(下部)-強溶結凝灰岩-火山礫凝灰岩-成層凝灰岩-流紋岩溶岩(上部)-軽石凝灰岩の順に層序区分でき、ほぼ南東の加古川市野尻付近から北西の加西市笠松山に向かって上位の地層が現れていると判断される。

地質構造 本図幅地域の鴨川層は、一部を除き40°以下の緩傾斜を示すことが多い。北東部岩体では北北西-東北東の走向で南に傾斜するが、西脇市市街地より北及び西側の山地では30-40°の傾斜を、鳴尾山及び加古川以東では30°以下の緩い傾斜を示すことが多い。滝野町光明寺付近では例外的に60-70°の急傾斜構造を示すが、断層による局所的なブロック化のためであろう。丘陵部岩体では東西系の走向で南に20°前後の傾斜を示すことが多い。南西部岩体では北東-南西の走向で北西に10-30°の傾斜を示す構造が卓越するが、加西市田原町南方や加古川市野尻周辺では南東傾斜を示しており、走向方向に軸を有する背斜・向斜構造が推定される。姫路市北野から加西市坂本町にかけての一带では東西から北西-南東の走向を示すことが多いが、これは北西-南東方向の右横ずれ断層による変位の影響を受けた結果かもしれない。

放射年代 小野市西脇町南方の休止砕石場で採取した流紋岩強溶結ガラス質凝灰岩について、ジルコンのフィッシュョントラック年代(以下、FT年代と略記)(ED2法)を測定し、73.2±3.4Maの結果を得た(第3表)。測定機関の評価に従えば、ジルコン結晶は全て表面状態の良好な本質結晶であり、再加熱を受

第3表 北条図幅及び隣接地域に分布する白亜紀後期火成岩類の放射年代値

a: フィッシュョン・トラック年代値

No	試料番号	産地	地質単元	試料岩石名	測定対象	測定法	$\rho_z(\text{cm}^{-2})$ (ΣNs)	$\rho_n(\text{cm}^{-2})$ (ΣNi)	$\rho_\phi(\text{cm}^{-2})$ ($\Sigma\text{N}\phi$)	U濃度 (ppm)	年代値 (Ma)	χ^2 検定 (%)
1	HJ-75	小野市 西脇町	有馬層群 鴨川層	流紋岩ガラス質 強溶結凝灰岩	ジルコン (30粒子)	ED2法 (外面)	7.05×10^6 (2944)	2.84×10^6 (1186)	7.97×10^6 (1227)	290	73.2±3.4	50

測定機関: 京都フィッシュョン・トラック株式会社

標準ガラス: NBS-SRM 612 照射場所: 立教大学原子炉 TRIGA MARK II 回転試料棚

ξ 値: 372 ± 5 (Danbara *et al.*, 1991)

b: K-Ar年代値

No	試料番号	産地	地質単元	試料岩石名	測定対象	K (%)	^{40}Ar rad (10^{-6}ccSTP/g)	^{40}Ar rad (%)	年代 (Ma)	平均値 (Ma)
2	HJ-48	加西市 鎮岩町	有馬層群	流紋岩ガラス質	黒雲母	6.636	2008±21	96.2	76.3±1.7	76.9±1.3
			平木溶結凝灰岩	結晶溶結凝灰岩		±0.133	2037±20	96.2	77.4±1.7	
3	HJ-27	加古川市 東飯坂	播磨花崗岩類	角閃石含有	黒雲母	6.506	1979±20	97.6	76.7±1.7	77.5±1.3
			志方花崗岩	黒雲母斑状花崗岩		±0.130	2018±20	97.8	78.2±1.7	

測定機関: 岡山理科大学森山研究所

$^{40}\text{K}\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}/\text{yr}$ $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}/\text{yr}$ $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$ atom

けたことを示す短縮トラックは観察されない。また、ジルコン粒子ごとのウラン濃度の差が小さいため自発トラック密度(ρ_g)と誘発トラック密度(ρ_i)の相関性が低いことを除き、粒子年代のまとまり、自発トラック数(N_g)と誘発トラック(N_i)の相関性、 χ^2 検定などは良好な結果を示し、総合的に測定値の信頼性は高いと判断された。

放射年代値の火成活動史における解釈については、他のユニットの年代値とともにVI.5.2で論ずる。

岩石記載

流紋岩強溶結ガラス質凝灰岩(GSJ R61630/HJ-75):小野市西脇町南方山裾の休止碎石場(標高30 m, 東経134°54.6′ 北緯34°50.9′)。FT年代測定試料(第3表のNo.1)

塊状緻密堅硬な岩石で、灰色基質中に長径2 cm以下の偏平化した本質レンズを多数含み、少量の斜長石・石英結晶片が散在する。本質レンズは暗灰色石基中に斜長石・石英斑晶を少量含む。基質:脱ガラス化が進行しているが隠微品質で、ガラス片の変形による溶結構造が明瞭。結晶片:斜長石>石英>>黒雲母,斜方輝石(?),不透明鉱物のほか副成分鉱物としてアラナイト・ジルコン・アパタイトを含む。有色鉱物は緑泥石と炭酸塩鉱物の集合体に置換されている。石質岩片:石質岩片として径1 cm以下の流紋岩非溶結ガラス質凝灰岩,流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩を極少量含む。

VI. 3. 2 凝灰岩脈(Ad)

模式地 姫路市飾東町八重畑北方にある寺院脇の造成地の崖。

分布・産状・岩相 模式地のほか、八重畑東方、福崎町鍛冶屋の飯盛山、八千代町原西方にも凝灰岩脈が露出する。八重畑周辺では典型的なユータキサイト構造を示す流紋岩強溶結ガラス質凝灰岩からなり、有馬層群の火山礫凝灰岩に貫入し、山崎文象斑岩に貫入される。模式地では800×200 mの北西-南東方向に伸びた岩脈状の形態を示し、本質レンズによる葉理構造は岩脈の伸びと同方向でほぼ垂直を示す。八重畑東方の岩体は花崗岩に貫入されるため本来の形態は不明であるが、葉理構造は約60°の急傾斜を示す。

飯盛山及び原西方の岩体はいずれも先白亜系中に分布している。飯盛山では径200 mのパイプ状の分布形態を示す。先白亜系との境界部には幅10 m程の珪長岩岩脈が貫入する。軽石質火山礫凝灰岩からなり、軽石の配列によるほぼ垂直な葉理構造が観察できる。

原西方の岩体は東北東-西南西に伸びた岩脈状の分布形態を示し、先白亜系との境界部には幅10 m以下の珪長岩が貫入する。しかしここでは葉理などの構造要素は確認できなかったため、谷埋め形の地表流出火砕岩である可能性が残る。流紋岩結晶凝灰岩,同質のガラス質凝灰岩,凝灰質砂岩など様々な岩相が観察される。

対比 原西方の岩体の一部を除き、凝灰岩脈を構成する岩石はいずれも結晶片に乏しく、アルカリ長石を含まない凝灰岩類を主体としており、岩相や鉱物構成の上で鴨川層の凝灰岩類に似ている。これら凝灰岩脈は鴨川層凝灰岩類の供給火道であった可能性があり本報告では鴨川層の一員として扱うが、放射年代など具体的な資料による今後の検討が必要である。

VI. 3. 3 平木溶結凝灰岩 (AHw)

命名 吉田・河田(1987)により命名され、上部層と下部層に細区分されている。

模式地 命名者による模式地の指定はないが、尾崎・松浦(1988)は三田図幅地域の社町平木清水寺参道で上部層の模式的な岩相が露出すると記述している。本図幅地域内では滝野町光明寺参道入口にある駐車場の手前70mの道路沿いの露頭で新鮮かつ典型的な岩相を観察することができる。

分布・層序関係 北東部岩体では滝野町光明寺周辺、播磨中央公園、西脇市上王子町周辺、八千代町下野間西方に分布する。丘陵部岩体では加西市鎮岩町の下里川河床沿いに小分布がある。南西部岩体には分布しない。北東部岩体では鴨川層の軽石凝灰岩・強溶結凝灰岩を覆う。吉田・河田(1987)は下位の鴨川軽石凝灰岩(本報告での鴨川層の軽石凝灰岩に相当)の上部に7-8mの厚さの碎屑岩層があることから、両者の間に若干の休止期があると判断した。尾崎・松浦(1988)は三田図幅地域の平木鉱山などで本岩の上部層が鴨川層を不整合に覆う関係を確認している。本図幅地域内では鴨川層との直接の関係を示す露頭は見いだせなかったが、西脇市上王子町から角尾山にかけての本層の基底境界は、下位の鴨川層の構造と調和的でなく、本層と鴨川層との間に時間間隙があったことを間接的に示している。

層厚 北東部岩体では光明寺付近で最も厚く、500m以上である。

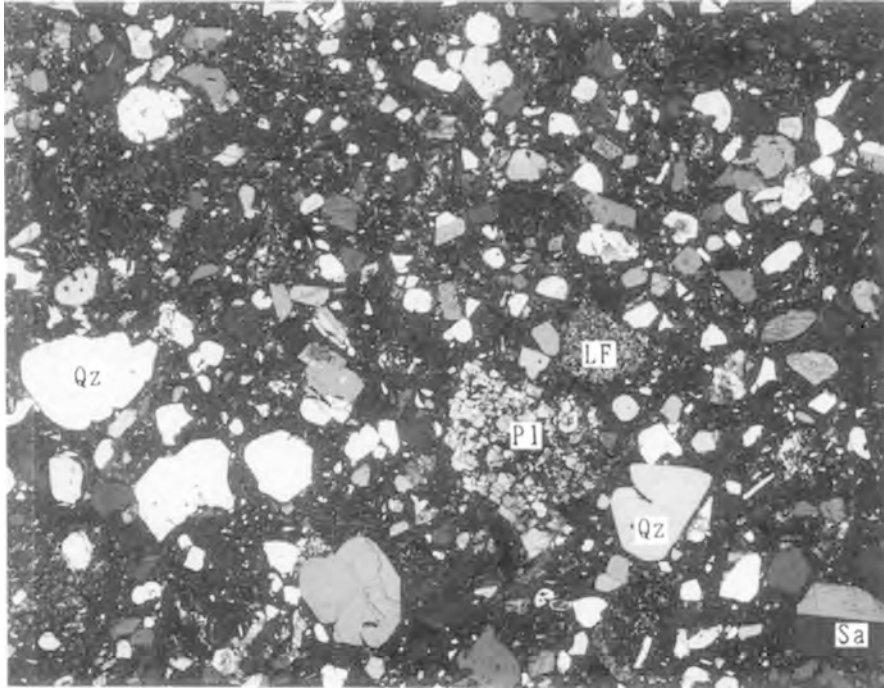
岩相 3-6mm径の粗粒な石英の結晶片がめだつ均質で塊状な黒雲母流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩からなる(第32図)。新鮮な試料では基質は淡灰色を呈し、多量の結晶片(石英・斜長石・アルカリ長石)とよく偏平化した本質レンズ(長径最大6cm、2cm以下のものが多い)を含み、明瞭なユータキサイト構造を示す。本質レンズの石基は暗灰色若しくは淡緑灰色を示す。風化部では褐色味を帯びることが多い。石質岩片の量は一般に乏しいが(1 vol.%以下)、流紋岩非溶結ガラス質凝灰岩・流紋岩溶岩などの類質岩片や頁岩・砂岩などの異質な岩片(径:最大3.5cm、通常5mm以下)を含む。本図幅地域に分布する平木溶結凝灰岩は全てアルカリ長石に富む強溶結凝灰岩であることから、吉田・河田(1987)により細区分された上部層に対比されると判断した。

地質構造 本層の分布は小規模で、散在しているため地質構造の一般的傾向を把握するのは難しい。八千代町中野間西方の山地では、本層の分布西縁が弧状断層により鴨川層と境する関係にあり、弧状断層を境に両者の葉理構造は大きく異なる。この弧状断層は本層の堆積時若しくは堆積直後に陥没したコールドロン壁の一部に相当する可能性がある。葉理構造は40°以下の傾斜を示すことが多いが、滝野町光明寺付近では下位の鴨川層とともに東に50°以上の急斜構造を示す。

放射年代 丘陵部岩体の加西市鎮岩町の下里川河床で採取した試料中には新鮮な黒雲母が含まれており、これを分離調製してK-Ar年代測定を行った結果、 $76.9 \pm 1.3\text{Ma}$ の年代値を得た。測定試料中のK含有量は6.6%と高く(新鮮な黒雲母の純度として約90%)、大気Arの混入率は3.8%と少ない。また繰り返し測定による再現性も良いため良好な測定値と判断できる。

岩石記載

黒雲母流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩(GSJ R61603/HJ-48): 加西市鎮岩町下里川河床(標高52m, 東経134°50.1' 北緯34°54.3')。K-Ar年代測定試料(第3表のNo.2)



1 cm

第 32 図 平木溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真

斜方輝石(?)黒雲母流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩(GSJ R 61603/HJ-48)：加西市鎮岩町下里川河床(標高 52 m)，結晶片に富んだ溶結凝灰岩。ほぼ清澄で劈開面の発達がよいアルカリ長石(径 1-2 mm)と、光沢顕著な黒雲母(径 1 mm 前後)を含む。直交ポーラー。鉱物等略記号：石英(Qz)、斜長石(Pl)、サニディン(Sa)、石質岩片(LF)

灰色基質中に中程度に偏平化した(偏平率 1 : 3 程度)本質レンズを多量に含む結晶片に富んだ溶結凝灰岩。わずかに白濁する部分があるがほぼ清澄で劈開面の発達がよいアルカリ長石(径 1-2 mm)と、光沢顕著な黒雲母(径 1 mm 前後)を含む。

基質：脱ガラス化はしているもののその程度は低く隠微晶質を示す。ガラス片の変形による溶結構造が明瞭。

結晶片：石英>斜長石>アルカリ長石>黒雲母，斜方輝石(?)，不透明鉱物のほか副成分鉱物としてアラナイト・ジルコン・アパタイトを含む。アルカリ長石は鏡下では均質で一相であり，光軸角(2Vx)が 20-30°で光軸面が(010)に直交するところから低温型のサニディンと判断される。黒雲母は新鮮であり，軸色は暗褐色(Y=Z)で吸収が極めて大きい。斜方輝石(?)は長柱状の仮像からなり，緑泥石と炭酸塩鉱物の集合体に置換されている。

石質岩片：石質岩片として径 4 cm 以下の流紋岩非溶結ガラス質凝灰岩，頁岩・砂岩を少量含む。

VI. 4 岩脈類(F, A)

本図幅地域の岩脈類は岩質の上で珪長岩-花崗斑岩(F)と安山岩-デイサイト(A)に大別できるが，量的

には前者が圧倒的に多い。両者ともそのほとんどが先白亜系中若しくは有馬層群と先白亜系の境界部付近に貫入し、有馬層群中に貫入するものは少ない。加西市大工町付近の岩脈を除き大部分が幅30 m以下の小規模岩脈であり、南北系のもので東西系のものが卓越する傾向がある。放射年代値など貫入時期を示す資料は得られていないが、有馬層群北東部岩体の西縁を縁どる弧状断層沿いに貫入する岩脈もあり、ここでは有馬層群の活動期若しくはその直後に貫入したものとして扱う。

珪長岩 - 花崗斑岩 (F)

模式地 西脇市明楽寺町南西、県道北側の採石場。

分布・産状 先白亜系中に貫入する岩脈は、西脇市明楽寺町 - 加西市大工町一帯で東西方向を示す岩脈が多く、加西市国正町 - 鍛冶屋町一帯と芥田町付近では南北系の岩脈が多い。そのほかの地域では産出頻度が低いが、南北系の岩脈がやや卓越する。有馬層群北東部岩体の西縁を縁どる岩脈は八千代町下野間西方で弧状岩脈の形態をとり、その南方の西脇市落方町から滝野町光明寺に至る部分ではほぼ直線状の形態を示す。

岩相 幅10 mを超える岩脈内では縁から内部に向かって珪長岩から花崗斑岩への岩相変化が認められる。これより小規模な岩脈では全体が珪長岩からなることが多い。両者の岩相の差は石基の組織・粒度と斑晶量にある。珪長岩は緻密な石基中に斜長石・石英の細粒斑晶(2 mm以下)が少量(1-2%以下)散在する。鏡下では石基の組織は隠微晶質を示す。一方花崗斑岩は細粒な石基中に1-3mmの斜長石・石英・有色鉱物が数%含まれる。鏡下において石基は微文象構造若しくは細粒等粒状を示す。本図幅地域の珪長岩 - 花崗斑岩は斑晶としてアルカリ長石を含まないという共通点がある。

安山岩 - デイサイト (A)

模式地 加西市鴨谷町南東の中国自動車道北側の丘陵。

分布・産状 加西市小印南町、滝野町關竜灘、西脇市大垣内加古川河床、姫路市小原東方砕石場(鴨川層の成層凝灰岩の模式地)に幅20 m以下の小規模岩脈として先白亜系及び有馬層群に貫入する。

岩相 暗灰色緻密な石基中に少量の斜長石及び有色鉱物斑晶を含むデイサイトと、細粒石基中に1-3 mmの斑晶を10%前後含み斑状組織を示す安山岩とがある。關竜灘及び大垣内の岩脈が前者で、残りは後者の岩相からなる。

VI. 5 有馬層群の時代論と対比

VI. 5. 1 有馬層群及び同層群中に貫入する深成岩類の放射年代値

有馬層群の放射年代はK-Ar法とFT法により測定されており、K-Ar法(全岩、黒雲母及びアルカリ長石)で約67-73Ma、FT法(ジルコン)で約67-73Ma及び87-98Maを示す(藤田・笠間, 1983; 柴田ほか, 1984; 尾崎・松浦, 1988; 松浦ほか, 1995)。このうちFT年代の古い値は流紋岩溶岩中のジルコンの外部面での測定値に限定されており、同一試料でもジルコン内部面のFT年代やK-Ar年代が68Ma前後の若い値を示すところから外部効果(ジルコンに隣接する部分にウランの濃集があり、そのウランに由来するトラックがジルコン外部面に重複しているため見掛け上トラック密度が増加する)の影響である可能性が高いと解釈されている(松浦ほか, 1995)。したがってここでは90Ma前後の値を示すFT年

代値は噴出年代を示すものではないものとして扱うこととする。一方、有馬層群に貫入する深成岩の放射年代値として六甲花崗岩で69-77Maの黒雲母 K-Ar 年代(河野・植田, 1966; 藤田・前田, 1984), 宝塚市東方の石切山花崗閃緑岩で約74Maの角閃石 K-Ar 年代(松浦ほか, 1995), 園部図幅地域の柏原石英斑れい岩と剣尾花崗岩で約74Maと73Maの角閃石及び黒雲母 K-Ar 年代(井本ほか, 1991)が得られている。

上記深成岩のうち柏原石英閃緑岩は、園部図幅地域で有馬層群最上部(平木溶結凝灰岩より上位)の佐曾利凝灰角礫岩中に貫入する(井本ほか, 1991)ことから、有馬層群の火山岩類の活動時期の下限年代(これよりは古い)を決める上で重要な岩体である。この岩体からは角閃石について $73.6 \pm 3.7\text{Ma}$ の K-Ar 年代が報告されている(井本ほか, 1991)。柏原石英閃緑岩は岩株状の小岩体(3 km^2 以下)のため比較的急速な冷却が期待され、また角閃石の閉鎖温度が高い(約 500°C) ことを考慮すると、この年代値は同岩体の定置年代に近い—すなわち有馬層群のとりうる下限年代を示すといえよう。

VI. 5. 2 本図幅地域の有馬層群の放射年代値とその解釈

北条図幅地域に分布する有馬層群に関しては南東部岩体の鴨川層の強溶結凝灰岩で $73.2 \pm 3.4\text{Ma}$ のジルコン FT 年代が、丘陵部岩体の平木溶結凝灰岩に含まれる黒雲母について $76.9 \pm 1.3\text{Ma}$ の K-Ar 年代値が得られた(第3表)。また本図幅地域で有馬層群中に貫入する花崗岩(志方花崗岩)については次章で述べるように $77.5 \pm 1.3\text{Ma}$ の黒雲母 K-Ar 年代が得られた。

今回の測定値のうち鴨川層のジルコン FT 年代値は既存の有馬層群の FT 年代報告値の範囲にあり、近傍の花崗岩類の K-Ar 年代値とほぼ同じかわずかに若い値を示しており、従来の測定値と同様な傾向を示す。FT 法によるジルコンの閉鎖温度は約 200°C と低いため、カルデラ内など火山岩類が厚く堆積し長期間にわたって熱水活動が継続した地域では噴出年代より若い値を示すことが知られている(湖東コーロロン: 原山ほか 1989; 沢田・板谷, 1993)。鴨川層のジルコン FT 年代値も同様な冷却過程を経たことを示すのであろう。

一方、平木溶結凝灰岩の黒雲母 K-Ar 年代は同ユニットの既存の K-Ar 年代報告値より 4-7m.y. 古く、誤差範囲を考慮してもなおわずかながら有意の差がある。今回年代測定した平木溶結凝灰岩は丘陵部岩体の北西縁部に位置しており、採取地点の西方 300 m や北北東 2 km の加西病院センター付近では基盤の先白亜系が露出し下位層である鴨川層が低角不整合の関係で被覆する関係が確認されている。したがって採取地点付近では北東部岩体や南西部岩体に較べ下位層が薄く、基盤が高まった位置—火山岩層が厚く堆積したカルデラ中心部ではない—と判断した(VI. 3. 1 参照)。この地域の平木溶結凝灰岩がカルデラの縁部若しくはカルデラ外に堆積した部分だとすると、急速に冷却し後続した熱水活動も弱かった可能性が高い。脱ガラス化の程度は弱くサニディンが残存していることは急速冷却したことを支持しており、今回の測定値は噴出年代に近い値を示すものと判断する。東隣三田図幅地域の平木鉸山に分布する平木溶結凝灰岩でも一部ガラスの残存する基底急冷相についてカリ長石の K-Ar 年代($72.7 \pm 2.3\text{Ma}$: 柴田ほか, 1984)が測定されているが、K 含有量が 6.80% と低く不純物(ガラス?)の混入が予想される(鏡下の観察によればカリ長石の光軸角は小さく Na に富んだアルカリ長石ではない)。

今回得られた K-Ar 年代値 $76.9 \pm 1.3\text{Ma}$ は有馬層群の下限年代値($73.6 \pm 3.7\text{Ma}$)より中央値が古

く、平木溶結凝灰岩の噴出年代としては合理的でより確度の高い値といえる。

VI. 5. 3 有馬層群の火山活動の時代

志方花崗岩は本図幅地域の鴨川層に貫入しているが、平木溶結凝灰岩とは隔たっているため直接の関係は不明である。鴨川層は平木溶結凝灰岩の下位に位置し、三田図幅地域では両者の間に時間間隙が推定されているので(尾崎・松浦, 1988), 今回測定された志方花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代が平木溶結凝灰岩の黒雲母 K-Ar 年代とほぼ同じ年代値を示しても地質層序と矛盾はない。以上述べた地質層序と放射年代値の解釈に基づいて、本図幅地域の有馬層群の火山活動は志方花崗岩に先立つ 80Ma 前後に始まり、77-75Ma 前後まで継続したものと予想する。

VI. 5. 4 有馬層群と周辺地域の白亜紀後期火山岩類との関係

今回の調査研究で明らかになったのは、従来の区分による本図幅地域内の“生野層群”と“相生層群”のほとんどは“有馬層群”分布域内で区分・命名された鴨川層と同じであり、更に鴨川層より上位の平木溶結凝灰岩も2つの“層群”にわたって分布していることである。鴨川層に岩相対比される凝灰岩類は高砂図幅地域や龍野図幅地域にも分布しており、特に弱-非溶結の流紋岩ガラス質軽石凝灰岩は、有名な採石産地である宝田地域(高砂)から姫路市西方(龍野)にかけて広く分布している。したがって本図幅とその周辺地域ではかなりの範囲にわたって有馬層群の層序が適用可能と判断される。3つの層群の関係が、層序的な上下関係なのか、あるいは火山性堆積盆を異にする同時期の火山岩なのかは今後の調査研究を待たねばならないが、少なくとも相生層群の東部は有馬層群と同時期(75 ± ~ 80 ± Ma)の活動の産物であり、Rb-Sr 全岩アイソクロン年代値(118Ma : Seki, 1978)や FT 年代値(106Ma, 97Ma : 升本・弘原海, 1983)に基づいて議論された 100Ma を超えるような古い火山岩でないことは確実になったといえよう。

VII. 播磨花崗岩類(GHs, GHy, GHm)

(原山 智)

VII. 1 概要

兵庫県南西部、加古川以西の瀬戸内海側に分布する花崗岩類は播磨花コウ岩類(兵庫県, 1961), 播磨深成岩類(岸田・広川, 1966), 播磨花コウ質岩類(岸田・弘原海, 1967), 播磨侵入岩類(猪木・弘原海, 1980)と様々な総称が用いられた。しかし個々の岩体についての岩石学及び年代学的な研究は極めて乏しい。したがって、上記地域の岩体が全て同一時期の岩石学的性質の類似した花崗岩類として一括できる

かどうかは不明であるが、少なくとも本図幅地域内では共通した記載岩石学的特徴を有するので、それらの総称としてここでは播磨花崗岩類という名称を用いる。

なお播磨花崗岩類とされてきた岩体内、本図幅地域の西方約35 kmにある赤穂市周辺と上郡町南西の2ヶ所にある独立した岩株状の花崗閃緑岩体について、Seki(1978)は3試料の全岩とそれから分離した鉱物試料4個(カリ長石2試料、角閃石及び斜長石各1試料)についてRb-Srアイソクロン年代を測定し、 $79.7 \pm 5.5\text{Ma}$ の年代値を得ている。また、河野・植田(1966)も赤穂市周辺の花崗閃緑岩について79 Maの黒雲母K-Ar年代値を報告している。

本図幅地域内には独立した岩株状の3つの岩体があり、南から志方花崗岩(GHs)、山崎文象斑岩(GHy)、妙楽寺花崗岩(GHm)と呼ぶこととする。3岩体ともに様々な程度に斑状の組織を示す岩相が主体を占め、暗色包有岩に富み、巨大な細粒閃緑岩ブロックを取り込むことがある。

Ⅶ. 2 志方花崗岩(GHs)

命名・模式地 新称。本図幅地域の両線からわずかに高砂図幅地域に入った加古川市志方町東飯坂の南西約250 mの旧採石場。

分布及び産状 加古川市雑郷の北から高砂図幅地域の西神吉町の赤山付近まで分布するやや南北に伸びた楕円形の岩株状岩体(5.5 × 2.5 km; 露出面積約4 km²)であり、北西-南東方向の断層により分断された結果、加西市大澤の北や西牧西方の山裾(高砂図幅地域)にも小分布を示す。有馬層群鴨川層の流紋岩溶岩、強溶結凝灰岩中に貫入し、貫入面から50-100 mの範囲で熱変成作用を与えており、基質・石基の粗粒化と再結晶黒雲母の生成が認められる。貫入面の傾斜はほとんどの部分で垂直であるが、雑郷の北ではほぼ水平な面で鴨川層と接している。

岩相 塊状の角閃石含有斑状黒雲母花崗岩及び文象斑岩からなり、細粒閃緑岩質の暗色包有岩(径数-数10 cm)を頻繁に含む(0-5個/m²)。斑状結晶は斜長石(径2-6 mm)が主体で少量の有色鉱物(径1-4 mm)がこれに加わる。岩体中心部では斑状結晶がモードで80%程度を占め、その粒間は細粒等粒状の組織を示す(第33図a, b)。これに対し、岩体周辺部では斑状結晶が50%程度に減り、粒間は微文象構造を示す文象斑岩となる(第33図c, d)。新鮮な部分では割れ目に乏しく極めて靱性が大きい、風化により脆弱なマサとなりやすい性質がある。法華山谷川西側の山地では赤褐色を示すマサ化した部分が地表から厚さ10 m以上にわたって観察される。

岩石記載

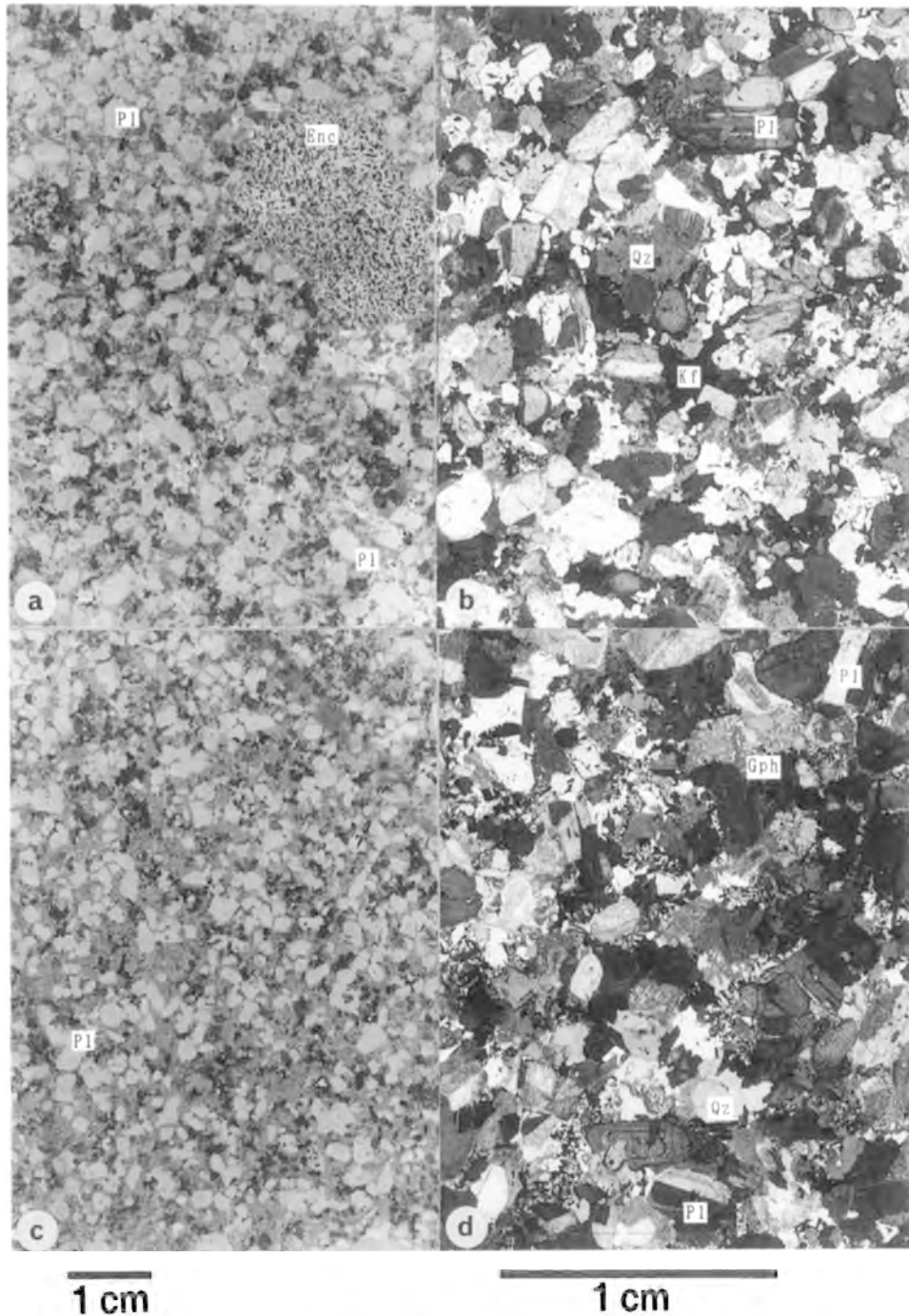
角閃石含有斑状黒雲母花崗岩(GSJ R61578/HJ-27): 加古川市志方町東飯坂西方の旧採石場

模式地: 東経134°49.5′ 北緯34°49.7′, 標高50 m.

放射年代: 黒雲母K-Ar年代 = $77.5 \pm 1.3\text{Ma}$ (第3表のNo. 3)

記載: 斑状結晶として多量の斜長石自形結晶(長径3-5 mm)と有色鉱物集合体(径2-4 mm)を含み、その間隙を等粒状組織を示す白濁した長石と石英が充填している。暗色包有岩は細粒等粒状の黒雲母角閃石閃緑岩からなる。

斑状結晶: 斜長石・黒雲母・角閃石。斜長石は反復累帯構造を示す。黒雲母の軸色は茶褐色(Y=Z)。



第 33 図 志方花崗岩の岩石写真
 a: 角閃石含有斑状黒雲母花崗岩(GSJ R 61578/HJ-27): 加古川市志方町東飯坂西方の旧採石場(標高 50 m)。染色研磨面。斑状結晶として多量の斜長石自形結晶と有色鉱物集合体を含む。暗色包有岩は細粒等粒状の黒雲母角閃石閃緑岩からなる。b: 同上偏光顕微鏡写真(直交ポーラー)。c: 角閃石含有黒雲母文象斑岩(GSJ R 61556/HJ-6): 加古川市志方町稚郷(標高 65 m)。斑状組織顕著で、基質部は文象組織を示す。染色研磨面。d: 同上偏光顕微鏡写真(直交ポーラー) 鉱物等略記号: 石英(Qz), 斜長石(Pl), カリ長石(Kf), 文象構造(Gph), 暗色包有岩(Enc)

角閃石の軸色(Z)は緑色.

基質部：石英・カリ長石・斜長石．一部文象組織を示す．カリ長石は鏡下で一相であるが，大部分汚濁している．

副成分及び二次鉱物：ジルコン・アパタイト・アラナイト・緑泥石．

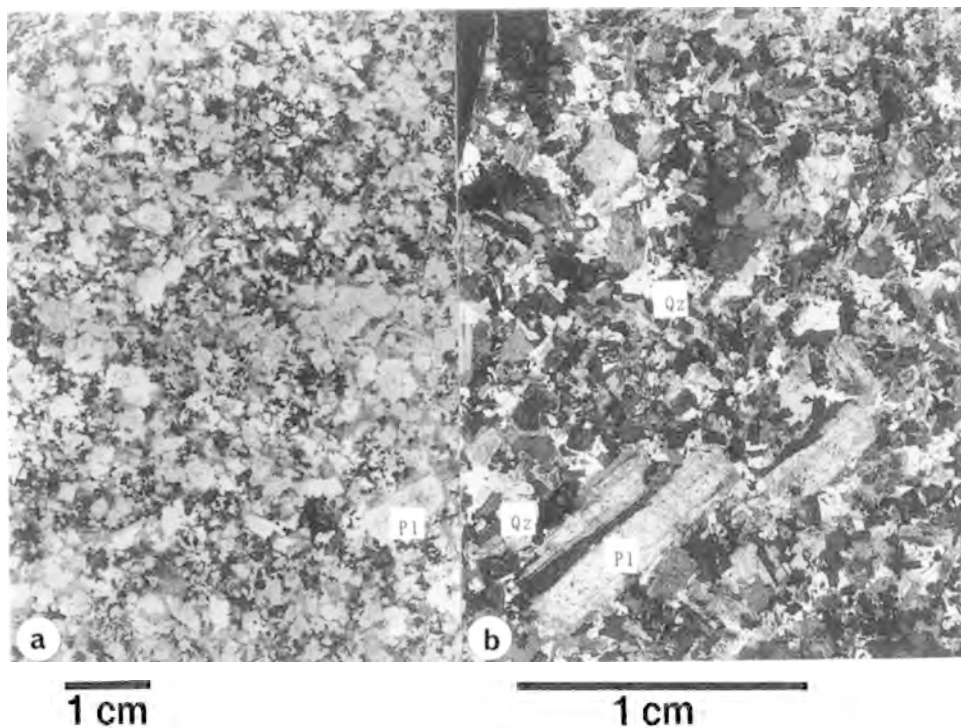
放射年代 模式地において採取した試料から黒雲母を分離しK-Ar年代を測定した結果， 77.5 ± 1.3 Maの年代値を得た(第3表)．測定された黒雲母試料はK含有量が6.5%であることから，黒雲母の純度は約90%と判断され，測定試料として問題はない．また大気Arの混入率は2%台と低く，極めて良質な測定結果である．この値は，有馬層群中に貫入する深成岩類の年代値としては最も古い値の1つである．

Ⅶ. 3 山崎文象斑岩(GHy)

命名 岸田・弘原海(1967)．田結庄(1987)は八重畑花こう岩体と呼んでいる．

模式地 姫路市飾東町八重畑北方の金池北側の造成地崖．

分布及び産状模式地から姫路市飾東町豊国にかけて分布する 3.5×2.5 kmの岩株状岩体(露出面積約 3km^2)で，北東-両西方向にやや伸びた楕円形を示す．鴨川層の火山礫凝灰岩，強溶結凝灰岩，溶岩，凝



第34図 妙楽寺花崗閃緑岩(岩体中央部)の岩石写真
a：斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(GSJ R 61549/HJ-1 a)：西脇市明楽寺(標高 65 m)，染色研磨面．b：偏光顕微鏡写真(直交ポーラー) 鉱物等略記号：石英(Qz)，斜長石(Pl)

灰岩脈に貫入するが、接触変成帯の幅は貫入面から 50 m 前後と狭い。貫入面の傾斜はほぼ垂直であるが、岩体の南縁部では緩く南に傾斜する。

岩相 岩体の縁から中心に向かって花崗斑岩 - 文象斑岩 - 文象質斑状花崗岩と岩相変化する。斑晶及び斑状結晶のほとんどが斜長石からなり、花崗斑岩ではこれに少量の石英とアルカリ長石が加わる。岩体中心部では細粒閃緑岩からなるゼノブロックや暗色包有岩の濃集部があり、岸田・弘原海(1967)はこれを八重畑石英閃緑岩と呼んで、その貫入時期を広峰層群と相生層群の間に想定した。

Ⅶ. 4 明楽寺花崗閃緑岩 (GHm)

命名 新称。本岩体は後藤・井上(1984)により閃緑岩体として報告されたが、命名はされなかった。

模式地 西脇市妙楽寺町北西の山腹。

分布及び産状 やや東西方向に伸びた 1.1 × 0.5 km の小規模な岩株状岩体で、模式地付近に限られて露出する。先白亜系中に貫入し、貫入面から 150 m 程の範囲の細粒砂岩・頁岩に接触変成による黒雲母を生じさせている。貫入面の傾斜は岩体の南側で 70° 前後の南傾斜、岩体北側では緩く北側に傾斜する。

岩相 岩体縁部から中心に向かって花崗斑岩 - 文象質斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 - 斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(第 34 図)と変化する。花崗斑岩を除いて暗色包有岩(細粒閃緑岩)を多量に含む。岩体東部の沢沿いでは径 100 m を超える細粒閃緑岩のブロックも取り込まれている。

Ⅷ. 神戸層群

(尾崎正紀)

Ⅷ. 1 概要及び研究史

神戸層群は、三田盆地、神戸市西部及びそれらの周辺地域に分布する後期始新世末 - 前期漸新世の地層で、主に砂岩・泥岩・礫岩からなる河川、湖、扇状地堆積物からなり、一部浅海成層を挟む(池辺編, 1961; 藤田・笠間, 1982・1983; 藤田・前田, 1984; 尾崎・松浦, 1988 など)(第 11 図)。また、凝灰岩層を多く挟み、非海成層には植物化石、浅海成層には貝類化石が産出する。

神戸層群の研究は神戸市の六甲山地内の地質構造の研究(上治, 1936a, b)によって第三系として始められたが、神戸層群の名称を始めて使用したのは鹿間(1938)で、明石海峡付近に分布する第三系について与えたものである。その後、神戸層群は三田盆地及びその周辺・神戸市西部・淡路島北部に分布する第三系を指すようになり、池辺編(1961)、藤田ほか(1959)、山下(1959MS)、藤田・笠間編(1965a, b)によってほぼその骨格は示された。また、Shinoda(1969MS)、篠田(1971MS)などによって修正が加え

られ、藤田、笠間(1971)、Huzita *et al.*(1971)によって神戸層群は総括された。更に、これらの成果は新たなデータとともに5万分の1地質図幅「大阪西北部」(藤田・笠間,1982)、「神戸」(藤田・笠間,1983)、「須磨」(藤田・前田,1984)にまとめられた。これらの成果の基本となったのは、凝灰岩の挟在の少ない下部と多い上部を合わせて1つの累層とした地域ごとの層序区分で、三田盆地では下位から有野、吉川、淡河累層に、神戸市西部では下位から多井畑、白川、藍那累層に区分された。また、有野、吉川、淡河累層はそれぞれ多井畑、白川、藍那累層に対比され(第10図)、淡路島に分布する岩屋累層も神戸層群として多井畑累層に対比された。神戸層群の地質年代は、白川累層と藍那累層産の植物化石(堀,1976;小島,1983など)と岩屋累層産の貝化石及び有孔虫化石(Tai,1959;糸魚川,1983;藤田・前田,1984など)に基づき、瀬戸内中新統と考えられていた。

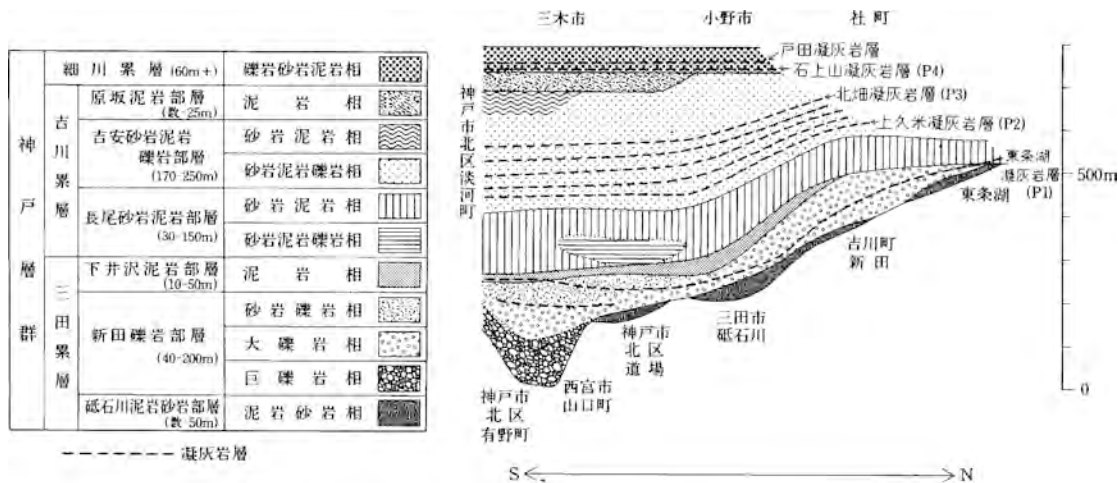
上記の研究以降、三田盆地の神戸層群について三田図幅(尾崎・松浦,1988)がまとめられ、堆積相や凝灰岩層の放射年代に基づき、三田盆地の神戸層群は後期始新世末-前期漸新世に断層角盆地(半地溝盆地)に堆積したもので、岩屋累層とは時代の異なる地層である可能性が示された。神戸層群の放射年代については、既に松尾(1987)で藍那累層の凝灰岩層について漸新世前期のフィッシュトラック年代(以下、FT年代と略記)が1試料得られていたが、尾崎・松浦(1988)以降も、弘原海・カイ(1994)、松浦ほか(1994)によって得られたFT年代はすべて始新世後期末から漸新世前期の値を示した。また、植物化石の年代論についても古第三紀植物群として再検討が行われつつあり(尾崎,1992;棚井,1992)、多井畑累層産貝化石の属の構成は岩屋累層と共通するものはなく、漸新世の芦屋動物群の外洋環境下の化石群と類似すると指摘されている(松浦ほか,1994)。

VIII. 2 層序の概要

本図幅地域の神戸層群は三田盆地に広く分布する神戸層群の西方延長部にあたるが、第四系に覆われているため、加古川、東条川、万願寺川の川底や側壁にのみ断片的に分布する(第11図)。

本報告での神戸層群の層序区分は尾崎・松浦(1988)に従う。第35図に北条図幅東接の三田図幅内の三田盆地における神戸層群の層序区分と模式層序断面図を示す。三田盆地の神戸層群の概要は以下のように述べられている。

積算層厚800m+で、南・西部に向かってより上位の地層が分布する。三田盆地の神戸層群は岩相によって、下位から三田累層、吉川累層及び細川累層に区分される。更に、三田累層は、下位より砥石川泥岩砂岩部層、新田礫岩部層及び下井沢泥岩部層に、吉川累層は下位から長尾砂岩泥岩部層、吉安砂岩泥岩礫岩部層及び原坂泥岩部層に細分される。新田礫岩部層は礫岩主体の扇状地堆積物からなり、三田盆地の北・東・南縁部に分布する。特に三田盆地南縁部の新田礫岩部層は、不淘汰な巨礫岩層からなる。砥石川泥岩砂岩部層の一部、下井沢泥岩部層、原坂泥岩部層は泥岩主体の湖成堆積物で、盆地南部に厚く分布する。下位より礫岩、砂岩、泥岩へと移り変わる上方細粒化層の累重からなる砥石川泥岩砂岩部層の一部、長尾砂岩泥岩部層、吉安砂岩泥岩礫岩部層、細川累層の一部は、網状河川堆積物と考えられ、全体として第12、35図のような半地溝堆積盆地での堆積環境が推定できる。神戸層群には多くの流紋岩凝灰岩層が挟在し、鍵層としては下位より東条湖凝灰岩層、上久米凝灰岩層、北畑凝灰岩層、石上山凝



第35図 三田盆地における神戸層群の層序区分と模式層序断面図
尾崎・松浦(1988)による

灰岩層，戸田凝灰岩層があり，このうち東条湖凝灰岩層，北畑凝灰岩層，戸田凝灰岩層についてFT年代及びK-Ar年代の測定が行われ，始新世後期末-漸新世前期の値が得られた．藤田・笠間(1971)などの層序区分との関係は第10図に示す．

上記の尾崎・松浦(1988)の層序区分に従うと本図幅地域中部から南部にかけては三田累層，吉川累層が分布し，本図幅地域南東部には第四系に不整合に覆われ細川累層が分布すると推定できる．なお，本図幅地域内では三田累層の砥石川泥岩砂岩部層と下井沢泥岩部層，吉川累層の原坂泥岩部層は欠如する．凝灰岩層は吉安砂岩泥岩礫岩部層中，すなわち上久米凝灰岩層から北畑凝灰岩層の間にある凝灰岩層が東条川及び加古川の川底や側壁に認められる．なお，本図幅地域の神戸層群にも三田図幅地域と同様，溶岩や岩脈は確認できなかった．

VIII. 3 三田累層

VIII. 3. 1 概要

地層名及び定義 神戸層群最下部累層．尾崎・松浦(1988)によって命名された神戸層群の最下部累層で，池辺編(1961)，藤田・笠間(1971)の有野累層及び吉川累層下部の下半分に相当する．下位より砥石川泥岩砂岩部層，新田礫岩部層，下井沢泥岩部層に細分される(尾崎・松浦，1988)が，本図幅地域には新田累層のみ分布する．

模式地 三田市南西部．

分布及び層厚 三田盆地北部から東部及び南東部にかけて分布し，層厚は三田盆地南東部で300 m，三田盆地東部及び北部で約100 mと層厚変化が著しい．なお，三田盆地の砥石川泥岩砂岩部層は数m-50 m，新田礫岩部層は40-200 m，下井沢泥岩部層は10-50 mの層厚変化を示す．

層序関係 先第三系及び第四系とは不整合関係。

凝灰岩層 本累層中には東条湖凝灰岩層が新田裸岩部層の上部と下井沢泥岩部層に挟在し、部層区分とは斜交する。本図幅地域内の本累層中には凝灰岩層は確認できなかった。

VIII. 3. 2 新田礫岩部層(Kc)

定義 尾崎・松浦(1988)。三田累層の主体をなす扇状地堆積物。

模式地 美囊郡吉川町新田周辺。

分布 新田礫岩部層は三原盆地の北部から東部の縁辺部に分布し、西相野と三田市市街地北2 km辺りを扇頂部とする2つの扇状分布が認められる。また、西宮市山口町付近にも分布する。一方、北条図幅地域では、滝野町の關竜灘南部の加古川沿いから播磨中央公園南東部の加古川沿い及び滝野町上滝野西部の山裾下部に露出する。これより西側に関しては、第四系が広く覆っているため詳細については不明である。

層序関係 有馬層群を不整合で覆い、本図幅地域内では關竜灘南部でその関係が観察できる。

層厚 本図幅地域で30-40 m。

岩相 關竜灘南部の加古川沿い露頭は、下位から中礫主体で大礫を含む塊状礫岩からトラフ型斜交層理の発達する粗粒砂岩、中粒砂岩へと岩相が変化する厚さ数10 cm - 数mの上方細粒化層の累重が観察できる。上滝野西部の山裾下部の露頭では、關竜灘南部の露頭と同様に上方細粒化層の累重が認められるが、礫岩層は大礫主体となる。本部層上部が露出する播磨中央公園南東部(滝野町穂積北部)の加古川沿いの露頭では、砂岩主体の上方細粒化層の累重を示し、細粒砂岩-シルト岩も認められる。尾崎・松浦(1988)は、本部層を、巨礫岩相、大礫岩相、砂岩礫岩相に区分したが、關竜灘南部と上滝野西部の山裾の露頭がほぼ大礫岩相を、播磨中央公園南東部が砂岩礫岩相と三田累層最上部下井沢泥岩部層の中間的な岩相で、網状河川堆積物を示していると考えられる。

礫層はいずれも亜円礫主体で、礫岩は第四系と異なり、クサリ礫化は認められない。礫種は有馬層群主体で、チャート、頁岩、砂岩は欠如するか面積比5%以下と少なく、三田盆地内の本層と同様な特徴(尾崎・松浦, 1988)を持つ。關竜灘南部露頭における礫岩層のインプリケーションは南東ないし南の方向を示す。

VIII. 4 吉川累層(Kn, Ky)

VIII. 4. 1 概要

地層名及び定義 地層名は、池辺編(1961)、藤田・笠間(1971)などの吉川累層を、再定義したもの。池辺編(1961)の吉川累層下部の上半分から淡河累層下部に相当する。下位から長尾層砂岩泥岩部層、吉安砂岩泥岩礫岩部層、原坂泥岩部層に細分される(尾崎・松浦, 1988)。

模式地 兵庫県美囊郡吉川町。

分布及び層厚 三田盆地中南部に三田累層に取り囲まれるように分布する。三田盆地での積算層厚は400 m。また、長尾層砂岩泥岩部層は30-150 m、吉安砂岩泥岩礫岩部層は170-270 m、原坂泥岩部層は

0-25 mの層厚を持つ。

層序関係 三田累層と吉川累層の境界は時間軸と斜交し、東条湖凝灰岩層が三田盆地西北部では吉川累層最下部に挟まれ、直接先第三系に不整合で接する。

凝灰岩層 吉安砂岩泥岩礫岩部層中にのみ挟在し、上久米凝灰岩層から北畑凝灰岩層までの間の層準に少なくとも5層準の凝灰岩層が挟在する。

Ⅷ. 4. 2 長尾砂岩泥岩部層 (Kn)

定義 尾崎・松浦(1988). 吉川累層下部の礫の少ない網状河川堆積物。

模式地 神戸市北区八多町付近。

分布 三田盆地では神戸市北区八多町・長尾町宅原、三田市池尻・沢谷開拓・上荒川、吉川町福井、東条町永福・長貞に分布し、本図幅内ではその西側延長部として滝野町河高から加西市復井町北部の加古川沿いに露出する。

層序関係 三田盆地では下位の下井沢泥岩部層とは整合、一部漸移関係。また、上位の吉安砂岩泥岩礫岩部層の下限の厚い砂岩を長尾砂岩泥岩部層の上限とする。三田盆地北西部では、三田累層が欠如し、本部層が基盤を不整合で覆う。本図幅地域においては新田礫岩部層を整合で覆う。

層厚 本図幅地域は20-30 m。

岩相 下位から中細粒砂岩から泥岩へと変化する厚さ数10 cmから5 mの上方細粒化堆積層の累重で特徴づけられ、稀に砂岩基底部に細礫を、泥岩に亜炭を伴うことがある。砂岩には平行層理がよく認められる。尾崎・松浦(1988)では三田盆地の本部層を砂岩泥岩相と砂岩泥岩礫岩相に2分しているが、本図幅地域のもののは砂岩泥岩相に相当する。

Ⅷ. 4. 3 吉安砂岩泥岩礫岩部層 (Ky)

定義 尾崎・松浦(1988). 吉川累層の中上部を占める礫岩、凝灰岩を多く含む網状河川堆積物。

模式地 神戸市北区大沢町北部から美囊郡吉川町吉安付近。

分布 三田盆地内では神戸市北区淡河町神影から美囊郡吉川町南中部、東条町南部(三田図幅内)に至る地域に分布し、本図幅地域にはその西側の延長部の加西市復井町から小野市阿形の加古川、小野市小田町から喜多町にかけての東条川及び加西市桑原田町西方の万願寺川の川底に露出する。

層序関係 三田盆地では下位の長尾砂岩泥岩部層とは、本部層下部の厚い砂岩層の下底部を境界として整合に接する。上位の原坂泥岩部層とは、漸移関係一部同時異層で接する。また、東条町西部では直接細川累層と整合関係で接する。本図幅地域においては、細川累層との関係は不明。

層厚 本図幅地域は50 m以上で、上限不明。

岩相 下位から礫岩、砂岩、泥岩と累重する上方細粒化層からなる。厚い礫岩層が多く挟まれ、長尾砂岩泥岩部層では欠如していた凝灰岩が多くの層準で認められる。

礫岩は、砂質基質の塊状ないし成層する大-中礫岩と、凝灰質砂岩を基質として斜交層理-平行層理の発達する中-細礫岩に区別できる。砂質基質の礫岩はチャンネル構造を示すことが多く、砂岩・泥岩を削り込む。凝灰質の基質を持つ礫岩は凝灰岩の直上に良く見られ、淘汰が悪く斜交層理や波状層理に沿っ

て細粒の凝灰質砂岩や凝灰質シルト岩を薄く挟んだり、細礫サイズのパミスを多く含む場合もあり、直下の凝灰岩層が一部侵食され供給された堆積物の様相を示す(第36図)。

砂岩は数m-10mで、淘汰は良く、堆積構造は塊状ないし弱い成層が発達し、一部基底部に細礫や中礫



第36図 吉安砂岩泥岩礫岩部層の凝灰岩層及び凝灰質礫岩層

下部：北細凝灰岩層に対比される凝灰岩層，上部：トラフ型斜交層理の発達する凝灰質礫岩層，地点：加西市青野ヶ原町大門橋北



第37図 吉安砂岩泥岩礫岩部層のトラフ型斜交層理の発達する礫岩を含む砂岩層

地点：加西市青野ヶ原町大門橋南

を伴うトラフ斜交層理も認められる(第37図).

泥岩は砂岩の上位に存在するものは、塊状で一部平行葉理も認められる. 凝灰岩の上位にあるものは数mmの軽石を含む凝灰質のものが多い.

凝灰岩は、東条川及び復井町から葉多町に至る加古川の側壁及び川底に露出し、凝灰岩が主体で、粗粒から細粒凝灰岩への細粒化がよく認められ、粗粒凝灰岩にはトラフ型斜交層理や平行層理が、細粒凝灰岩には平行葉理がよく発達する. この凝灰岩層は北畑凝灰岩層及びその前後の層準の凝灰岩層に相当すると考えられる.

VIII. 5 化石

VIII. 5. 1 植物化石

本図幅地域での調査では見いだせなかったが、大型植物化石が神戸市西部の白川累層及び藍那累層中の凝灰岩中に多産する.

記載については、鹿間(1938)、池辺編(1961)、藤田・笠間(1983)、堀(1976, 1983)、松尾(1987)などで報告され、特に堀(1976, 1983)、松尾(1987)では極めて多くの種を記載している.

対比については多くの考え方があり、鹿間(1938)は中新世中期-鮮新世初頭、島倉(1959)は白川・多井畑累層の花粉分析から *Nyssa-Liquidambar* 植物群に属し二上山層群下部(原川累層)に対比できるとした. 堀(1976)は、177種を記載し、神戸層群産植物化石群の特徴として以下のことをあげている. 古第三紀要素がかなり多く認められる. 落葉種72.3%, 常緑種27.7%の比率で、温帯要素に富んでいる. 化石種の現生種に置きかえたときの気候環境は、暖帯性及び暖温帯性が72%と圧倒的に多い. また、神戸植物群で優勢種である *Zelkova ungeri*, *Equisetum arcticum*, *Sequoia affinis*, *Metasequoia occidentalis*, *Fagus Paleocrenata*, *Castanea miomollissima*, *Liquidambar miosiniica* など、暖帯性-暖温帯性のものが多い. 双子葉植物の全緑率は44%(産出個体の多いもので再計算すると39.2%)となるが、白川累層中部では全線率は50%に達しているのに対して白川累層上部や藍那累層の層準の植物化石層の全線率は20%前後と低く、大きな差がある. 傾斜地性植物化石が多く、当時の湖(あるいは古神戸湖)に接した山地に取囲まれ、そこから主に落葉広葉高木を主とした植物が繁茂していたとしている. また、この山地は比高800-1,000 m以上の高度を持つと推定されている. そして、これら植物構成は台島型植物群の特徴に相当するが、落葉種が72.3%を占めること、三徳型植物群に多産する *Fagus Palaeocrenata* が優勢種の1つになっていること、*Metasequoia*, *Sequoia*, *Glyptostrobus* などのスギ科の植物が多いことから、台島型植物群の要素をかなり残した三徳型植物群で、白川累層が三徳型植物群の前半期、藍那累層はその後半期から新庄型植物群に及ぶとしている. また、堀(1983)では、台島塾と三徳型植物群の地質年代を考慮して、神戸層群の地質年代を1,500万年から7-800万年と推定している.

一方、小島(1983)は鹿間(1938)、池辺編(1961)及び堀(1976)で記載された270種を比較対比し、三徳型植物群にも及ぶ可能性があるものの、台島型植物群を構成するメンバーが多いことから台島型植物化石に対比している. また、白川累層(大きく神戸層群)の時代の気候は現在の九州南部地帯に近かったが、背後には1,000 mを越える山塊があつて、時にはやや低温の植物破片を供給したとして、三徳型植物化

石に含まれる要素を含むことを説明している。更に、石田・佐藤(1987)は、堀(1976)らの結果に対して、日本の中新世植物群にはあまり認められない *Quercus japonoalba* や *Macclintockia*などを産し、阿仁合型植物化石に特徴種である *Fagus antipofi* が白川累層から産したことは注目されるとして、従来の対比に疑問を投げかけている。

以上のように、神戸層群産植物化石は中新世植物群と考えられてきたが、始新世後期末から漸新世前期の放射年代が得られてからは植物化石の年代論について見直しが行われるようになりつつある。

尾崎(1992)は古第三紀の放射年代及び海生微化石を整理し、古第三紀植物群の層位学的位置づけを行い、世界的な古気候変化との対応を考察し、神戸植物群のうち下位の白川植物群を始新世後期末に、藍那植物群を漸新世前期に位置づけ、始新世末から漸新世前期の世界的な急激な寒冷化に対応する植物化石群とした。また、棚井(1992)は、東アジア等の古第三紀の植物相との比較から、初期漸新世前半の植物相である可能性を指摘した。

VIII. 5. 2 貝化石

本図幅地域に分布する神戸層群は非海成層のため貝化石は産しないが、神戸市西部の断層と撓曲に囲まれた地域に分布する多井畑累層の数層準に産出する(第11図)。

最初更新統に含まれていた(上治, 1935)が、その後淡路島の岩屋累層産貝化石と類似点はないものの中新統に含まれた(安藤, 1956, 1957)。糸魚川(1983)は安藤保二氏の標本を同定して、*Cultellus izumoensis* Yokoyama, *Calyptrea tubura* Otukaなどを記載し砂泥汽水環境を推定し、多井畑累層の貝化石群集は岩屋累層とともに瀬戸内区中新統(16-15Ma頃)の化石群集として総括した(糸魚川, 1983など)。しかし、多井畑貝化石層で同定された種は棲息期間が長く、中新世を示すとはいえなかった。

その後、松浦ほか(1994)は新たに3露頭から得られた多井畑累層産貝化石について予察的段階として、*Cyclina* sp. cf. *C. jobonica* Kamada, *Macoma* sp., *Mactromeris* sp. cf. *M. nagakoensis* Hatai and Nishiyama, *Lucinoma* sp., *Callist* sp., *Ostrea* sp.などの産出を報告している。これら化石から求められる古環境は、湾口部から外洋にかけての環境で、潮間帯から水深60m位(中浅海帯)で、暖海の海洋環境を示す。また、地質時代については明確に示す化石はないが、属の構成は漸新世の芦屋動物群の外洋環境下の化石群と類似し、淡路島の岩屋累層と共通するものはないとしている。

VIII. 6 放射年代

三田盆地及び神戸市西部のそれぞれ3層準の凝灰岩層についてFT年代及びK-Ar年代測定値が下記のように合計12個得られている。これらの値は多少ばらつきがあるものの始新世後期末から漸新世前期の値を示している(第38図)。本図幅地域内の神戸層群については放射年代の測定は行わなかった。

なお、神戸市西部では多井畑累層、白川累層、藍那累層で試料とした凝灰岩層については名称も与えられておらず、三田盆地の凝灰岩層との対比も明確に行われていないが、岩相や凝灰岩層挟在の頻度などからおおよその対比を下記及び第38図に示した。

フィッシュトラック年代測定

K-Ar 年代

以下の試料は、尾崎・松浦(1988)の FT 年代測定試料と同じ凝灰岩の試料を用いている。

北畑凝灰岩層(吉川累層中部)

36.9 ± 0.8Ma 及び 36.7 ± 0.8Ma(尾崎・松浦, 1988)(神戸市北区淡河町北畑: 地点 3)

戸田凝灰岩層(細川累層下部)

36.2 ± 0.8Ma 及び 35.8 ± 0.7Ma(尾崎・松浦, 1988)(三木市志染町戸田北部: 地点 4)

VIII. 7 地質構造

神戸層群は三田盆地では西ないし南へ、本図幅地域では南ないし東へ平均すると数度程度傾斜する半盆状構造を示す。三田盆地に分布する神戸層群は、三田盆地北縁部と東縁部では基盤岩類と不整合関係で、三田盆地南縁部では西北西-東南東方向の断層で接し、三田盆地南縁を断層崖とする半地溝(断層角盆地)に埋積した形態を示す(第 11, 12 図)(尾崎・松浦, 1988)。第四系に覆われているものの本図幅地域においても同様の形態を示すと考えられる。すなわち山田町から西勝町に至る西北西-東南東方向の断層(山崎断層系と考えられる)と三田盆地南縁部の有馬-高槻構造線が交差する部分で堆積物が南流するものの、全体として三田市から加西市に至る地域が半地溝を形成していたと推定される。

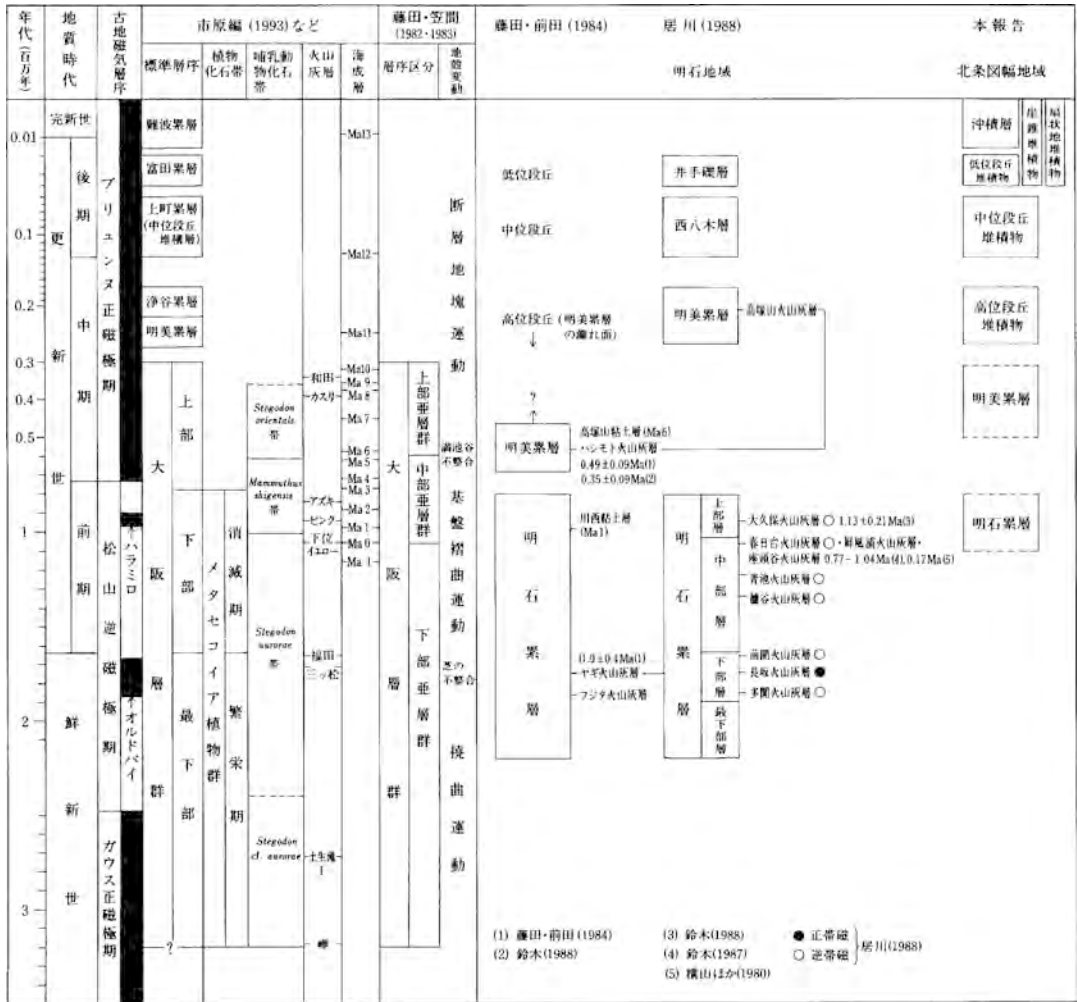
三田盆地ではこの半地溝構造形成後、北西-南東及び西北西-東南東方向あるいは東北東-西南西方向の断層によって変位を受けている(尾崎・松浦, 1988)。本図幅地域においては分布が断片的なため詳細については不明であるが、加古川の川底に分布する長尾砂岩泥岩部層中に小断層では横ずれ成分を多く持つと推定される北西-南東と東北東-西南西方向の走向を持つ正断層が幾つか観察できる。

IX. 大阪層群

(尾崎正紀)

大阪層群は、大阪盆地(大阪湾、大阪平野及びその周辺の丘陵地)、淡路島、播磨平野東部、京都盆地、奈良盆地に分布する鮮新世-更新世中期の層厚が最大 1,500-2,000 m に達する堆積物で、主に湖成・河成(デルタ堆積物も含む)の砂・礫・粘土からなり、上半部では 12 層の海成粘土を挟む(市原編, 1993 ほか)。また、多くの火山灰層を挟み広域的に対比が行われている。

植物化石群の盛衰(市原, 1960)と地殻変動のイベント(藤田・笠間, 1982・1983; 藤田・前田, 1984)によって、大阪層群は二つの異なる層序区分が提起されている(第 39 図)。すなわち、本層群を下位より最下部、下部及び上部に 3 分し、最下部と下部はメタセコイア植物群の繁栄期と消滅期の境界(Ma-1 海



第 39 図 北条図幅地域における鮮新-完新世の地質総括図

成粘土層の少し下位), 下郡と上部はアズキ火山灰層の下限(メタセコイア植物群出現の上限で, Ma3 海成粘土付近)によって区分したものと, 地質構造を表現するため大阪層群を Ma0 海成粘土層の層準付近と, Ma5 海成粘土層と Ma6 海成粘土層の間付近によって, 下部亜層群・中部重層群・上部亜層群に区分したものとがあるが, 本報告では前者の市原(1960)の区分に従う。

本図幅地域に分布する大阪層群は明石累層と明美累層に区分できる。また, 明美累層は高位段丘堆積物とは区別し大阪層群上部に対比した(第 39 図)。

IX. 1 明石累層(M)

研究史 明石累層の研究は, 最初鹿間(1936)によって行われ, 明石層群と命名され鮮新統上郡に位置

づけた。その後、明石層群は層序(市原・小黒, 1958; 市原ほか, 1960), 象化石(池辺, 1959)の研究によって大阪層群最下部-下部に対比され, 名称も明石累層に改められた(池辺, 1959; 市原ほか, 1960)。更に, 明石累層上部とされた海成粘土層の対比や位置づけに修正が加えられ(八木, 1983b; 藤田・笠間, 1983; 藤田・前田, 1984), 赤坂及び高塚山海成粘土層は高位段丘堆積物(本報告での明美累層)であることが明らかにされた。最近では, 阿部ほか(1986), 居川(1986, 1988)が, 明石市及び神戸市西端部の明石累層について詳細な研究を行っている。

地層名 池辺(1959)及び市原ほか(1960)によって命名。一方, 尾崎・松浦(1988)は, 本図幅東接の三田盆地に分布する大阪層群を下位から小野累層, 三木累層に区分し, それぞれ上記の明石累層(三木礫層)と明美累層(藤田・笠間, 1983)に相当するとし, 藤田・笠間(1983)の層序区分に対比させ, 結果的に市原(1960)の大阪層群上部に位置づけた。しかし, 本図幅地域の調査の結果, 尾崎・松浦(1988)の小野累層と三木累層は風化の程度が異なるものの, 全く同じ地層であることが明らかとなったので, 本報告では両累層の命名及び定義を破棄し, 両累層を一括して明石累層とする。したがって, 本報告で使用する明石累層は播磨平野東部から加古川中流域に分布する大阪層群のみではなく, 三田盆地に分布する大阪層群も含めた地層を指す。

模式地 明石の海食崖の海岸(市原・小黒, 1958)。なお, 市原・小黒(1958)以後, 層序区分など変更が多くあり, 居川(1988)などによって詳細に研究されている明石周辺地域を模式地として再定義すべきであると考ええる。

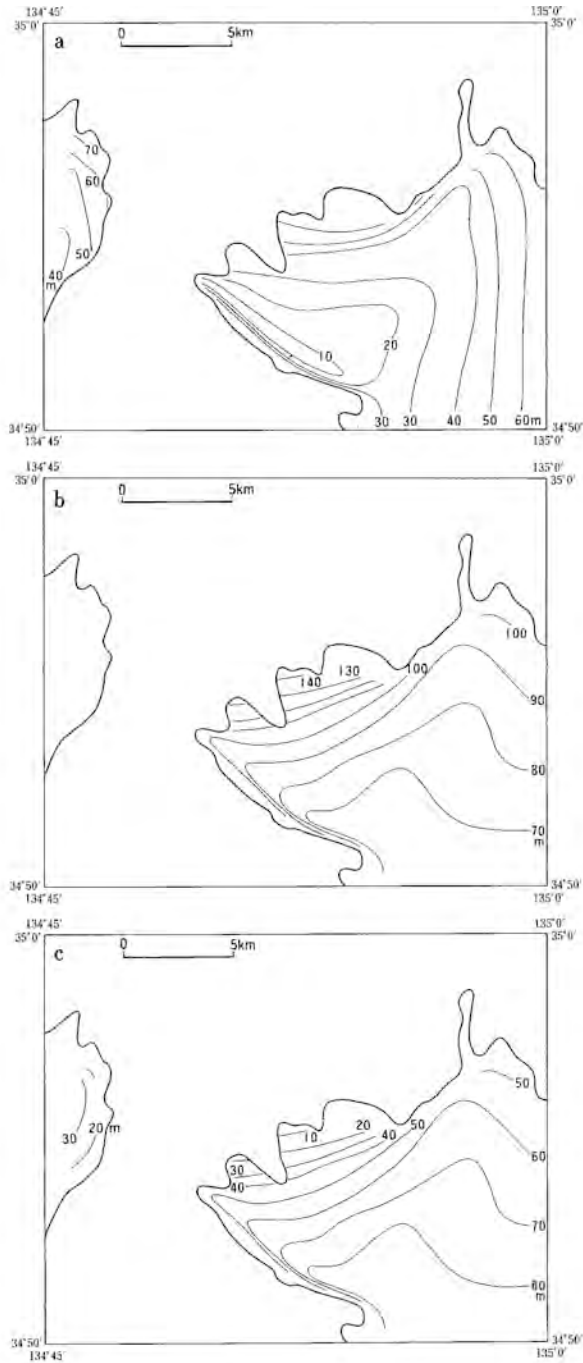
分布及び層厚 播磨平野東部(加古川市から神戸市西端部)から加古川中流域(三木市, 小野市, 加東郡, 加西市)及び三田盆地に分布する。本累層分布域の西部では更新世中期以降の地層に覆われているが, 東部では上位に地層を伴わず削剝されている。厚層は100-200 m以上(市原ほか, 1960)で南部ほど厚くなる傾向にある。居川(1988)は明石地域の本累層の厚さを約230 mとしている。本図幅地域では, 東部から中部にかけての低地帯に埋積するような形態で分布し, 層厚は10-90 mと変化して本図幅地域の北西から南東(加古川下流)へ向かって厚くなる傾向がある(第40図)。

層序関係 神戸層群を不整合で覆う。本図幅地域の明石累層を含む加古川市から三木市以北の本部層は, 南の明石地域の明石累層とは異なり礫層が卓越することから, 市原・小黒(1958)では三木礫層と呼び南部の明石累層の下部に位置づけている。一方, 居川(1988)では明石地域の明石累層の上部と三木礫層に対比している。今回の調査では火山灰層が確認できず明確には対比できないが, 本報告では, 居川(1988)の対比に従う。

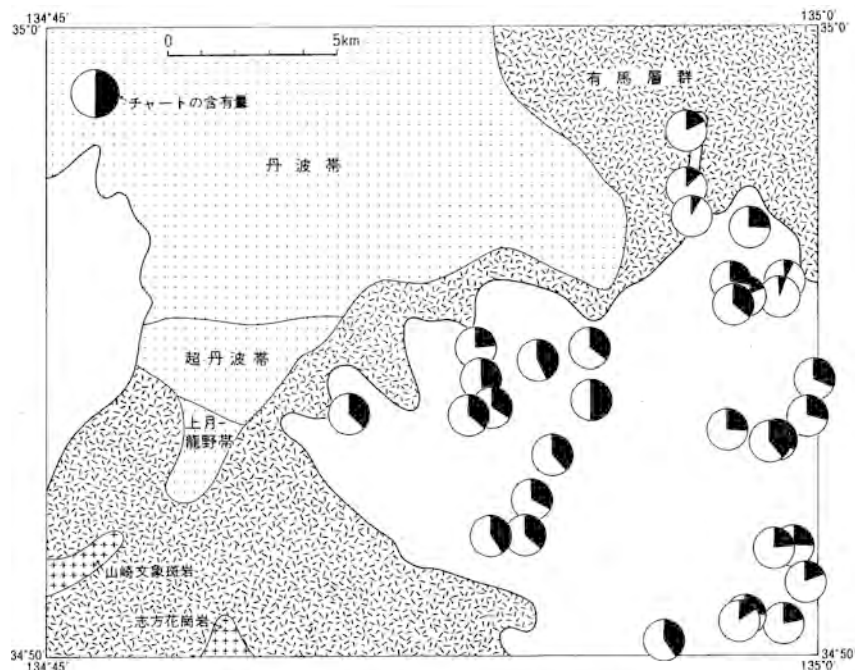
岩相 本図幅地域の明石累層は主に礫からなり, シルト・砂をレンズ状・層状に挟む河成堆積物(第47図)で, 明石地域の本層と比較すると礫層が卓越する。ただし, 本累層上部に関しては, 本図幅地域のより西側に分布する本累層ほど粘土と砂が卓越する地層が見られる(加西市尾崎町付近など)(第51図)。

礫径は, 大礫主体でしばしば巨礫を含む。有馬層群起源の礫は他の礫種に比べひとまわり大きく, 巨礫が多い。礫層は亜円礫-亜角礫主体であるが, 一部円礫も混在する。礫層の基質は, 一般に砂質であるが, 最上部では白色から黄灰色を呈する粘土(チーズ状)が基質となっていることがある。

礫種は, チャート・頁岩(丹波層群起源), 流紋岩類(有馬層群及びその相当層起源), 砂岩・シルト岩・凝灰岩(神戸層群起源)からなる。礫は, チャート礫以外すべてクサリ礫となっているが, 基底部ほど風



第40図 明石累層基底面の標高変化及び層厚変化
 a: 明石累層の基底面の標高分布, b: 明美累層(明美面)を水平(標高150m)に戻して推定した明石累層堆積当時の基底面の標高分布(第45図参照), c: bに基づく明石累層の層厚変化



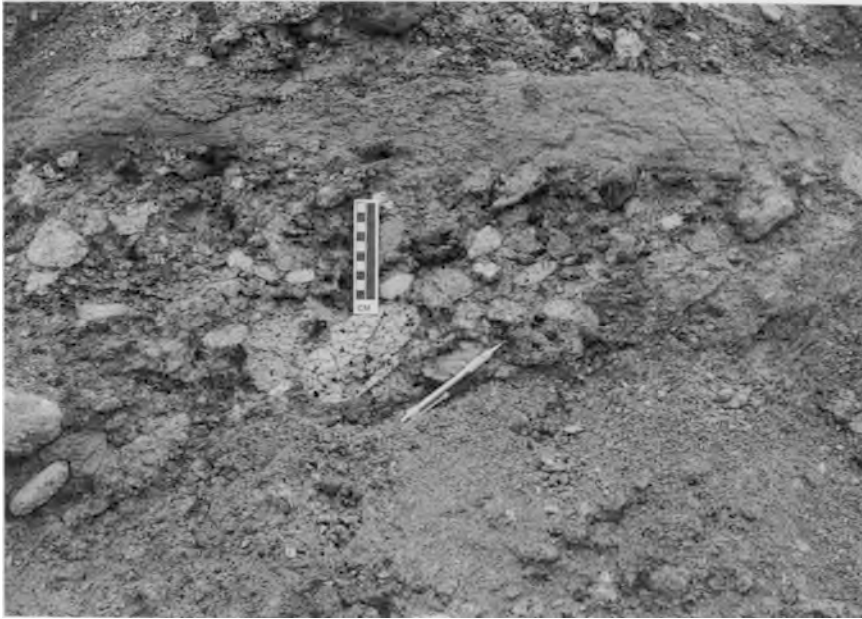
第41図 明石累層のチャートの含有量の地域変化

化の程度が弱い。礫種の個数比を大礫サイズに限ると、三田盆地では全体として流紋岩類が40-50%、チャート・頁岩が5-50%、神戸層群の砂岩・シルト岩・凝灰岩が10-30%含まれている。丹波帯などチャートを含む先白亜系が広く分布する本図幅地域中央部でチャートの占める割合が増加するのに対して、本図幅地域南東部でチャートの占める割合が減ることから、チャートの含有量が少ない三田盆地の明石累層と本図幅地域の明石累層が合流して南下していったと推定される(第41図)。本礫層には、しばしばインプリケーションや斜交層理が発達する(第42図)。これら堆積構造から求めた古流向は、東側の三田盆地西端部で北西から、加西市南部で北からを示す。

火山灰層 本図幅地域内では礫層が多いためか火山灰層は確認できなかった。一方、明石地区及びその周辺に分布する明石累層に挟まれる主な火山灰層は、下位から多聞、長坂、前開、櫛谷、青池、春日台、大久保火山灰層があり、長坂火山灰層は三ツ松火山灰層に、前開は福田火山灰層に、春日台火山灰層はイエロー火山灰層に対比されている(居川, 1988)(第39図)。長坂火山灰層はヤギ火山灰層(藤田・前田, 1984)に、春日台火山灰層は屏風浦火山灰層(鹿間, 1936)及び座頭谷火山灰層(横山ほか, 1980)に一致する。

フィッシュトラック年代(以下、FT年代と略記): ヤギ火山灰層からは $1.9 \pm 0.4\text{Ma}$ (藤田・前田, 1984)、屏風ヶ浦火山灰層(鹿間, 1936)からは異なる手法によって $0.77 \pm 0.11\text{Ma}$, $0.78 \pm 0.13\text{Ma}$, $1.01 \pm 0.19\text{Ma}$, $1.04 \pm 0.17\text{Ma}$ (鈴木, 1987)、大久保火山灰層からは $1.13 \pm 0.21\text{Ma}$ (鈴木, 1988)の値が得られている。

古地磁気: 明石累層は全体としては松山道磁極帯に、長坂火山灰層及びその直上の粘土層層準のみが



第42図 明石累層に認められる礫層のインプリケーション
地点：小野市日吉町

オールドバイ正磁極帯帯に対比されている(居川, 1988)。

化石

植物化石：本累層からは *Metasequoia disticha*, *Picea koribai*, *Juglans cinerea* var. *megacinerea* など大阪層群最下部から下部を示すメタセコイア植物群に属するが属種が得られている(三木, 1948; 藤田・前田, 1984)。

ホ乳類化石：長坂火山灰層の層準及びその上位数10 mの層準においてアカシ象(*Stegodon akashiensis*)の産出が報告されている(小村, 1973; 前田・髯本, 1983; 藤田・笠間, 1983; 神戸の自然研究グループ, 1988)。

IX. 2 明美累層(m1a, m1b, m2)

概要及び研究史 明石地域に分布する明美累層は主に礫層からなり、高塚山粘土層(市原ほか, 1960)と呼ばれる海成粘土層を一校挟む海進堆積物である(藤田・前田, 1984; 居川, 1988)。

明石地区や本図幅地域など中位段丘面より上位の段丘面は明美面と呼ばれ、現河川の流路と無関係に分布する高位明美面と現河川に沿うような分布をする下位明美面に区分され(市原ほか, 1960)(第43図)、それらの構成層はそれぞれ明美累層(藤田・笠間, 1983)、浄谷累層と呼ばれる(市原編, 1993)。本報告での明美面及び高位段丘面は、それぞれ高位明美面と下位明美面を指す。本図幅地域の明美累層は、伴う明美面が大きく2面に区分されることから、便宜上明美I段丘堆積物と明美II段丘堆積物に細分した。更に、明美I段丘堆積物はその段丘面の微妙な差から明美I-a段丘堆積物と明美I-b段丘堆積物に

市原・小黒 (1958) 及び市原ほか (1960)		藤田・笠間 (1971) 藤田・笠間 (1983)		平野 (1973)		八木 (1983b)		河名 (1973)		八木 (1983c)		小野間 (1985)		田中・野村 (1984)		本報告 尾崎・栗本・原山 (1995)		尾崎・松浦 (1988)					
加古川中・下流域		加古川中・下流域 神戸圏幅地域		加古川中・下流域		加古川下流域		加古川下流域 加古川中流域		加古川中流域		加古川中流域		北条圏幅地域 (加古川中流域を含む)		北条圏幅地域 (加古川中流域を含む)		三田圏幅地域					
						舞子面		(沖積低地)		沖積段丘面		沖積面		低位段丘III面 低位段丘II面		沖積面 低位II段丘面							
井手面		低位段丘面		低位段丘面		伊谷川面 (1万年)		草谷面		低位段丘面		葉多面		小野VII面		葉多面		低位段丘I面		低位I段丘面			
西八木面		中位段丘面		中位段丘面		西八木面		西八木面		中位段丘面		小野面		小野VI面		社III面 社II面 社I面		中位段丘		中位II段丘面 中位I段丘面			
明美面		低位明美面 高位明美面		高位段丘面 (明美面) 明美面 (河名(1973)の浄谷面を含まず、万勝寺面に一致する)		高位段丘面		魚住面 (10-6万年) 金ヶ崎面 山手面		低位国岡面		高位II段丘面		小野V面		山国II面 山国I面		高位段丘III面		高位IV段丘面 高位III段丘面			
						明美II面 (17-12万年)						浄谷面		小野IV面		木梨II面		高位段丘II面		高位II段丘面		T ₃ 段丘面	
						明美I面		高位国岡面		高位I段丘面		万勝寺面		小野III面		木梨I面		高位段丘I面		高位I段丘面		T ₂ 段丘面	
												小野II面		三草面		最高位段丘II面		明美II段丘面		T ₁ 段丘面?			
												小野I面		嬉野面		最高位段丘I面		明美I-b段丘面 明美I-a段丘面		明美面			

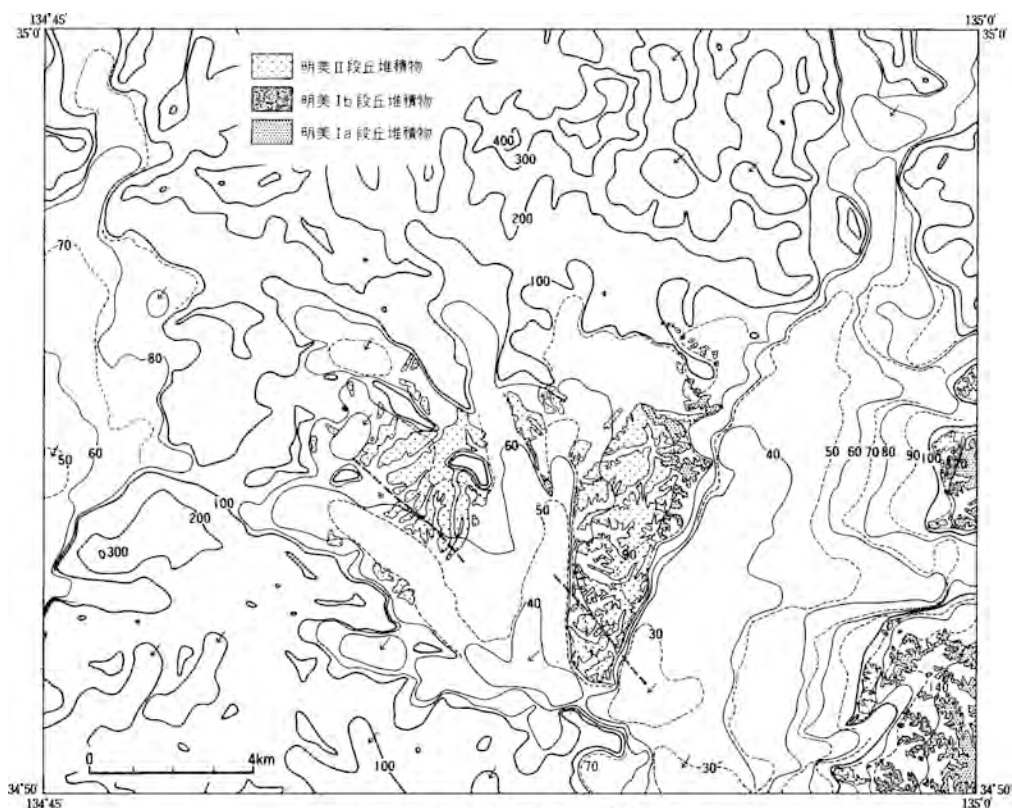
第43図 北条圏幅地域周辺の明美面及び段丘面の対比

分けた(第44図)。

明美累層及び明美面に関しては、大阪層群を不整合に覆う地層及びその段丘面とする考え方(市原・小黒, 1958; 市原ほか, 1960; 河名, 1973; 小野間, 1985; 居川, 1988)と、大阪層群の堆積面(堆積物頂面)とする考え方(藤田・笠間, 1983; 八木, 1983c; 田中・野村, 1984; 尾崎・松浦, 1988)がある。

河名(1973)は、高位I段丘面(本報告での明美面)直下の赤色風化殻の認められる地層(厚さ4m以下)は、礫まではとんどチャートであることや淘汰度が良いなどの特徴が認められ、三木礫層と異なるとしている。また小野間(1985)は赤色風化殻の認められる地層は段丘形成後の再堆積層であり、嬉野面(本報告での明美面)と三木礫層との不整合面は嬉野面の直下数10mに求められるとした。更に居川(1988)は、明石市の露頭において明美累層と明石累層の間に傾斜不整合が認められること、明美累層の堆積面が明美面を構成していることから明美礫層を大阪層群に含めていない。

一方、藤田・前田(1984)は、明美累層は大阪層群のMa6-10層までを含む地層とし(大阪層群上部亜層群に相当)、明美累層中の粘土層である高塚山粘土層に挟まれる火山灰層のFT年代 $0.49 \pm 0.09\text{Ma}$ から、この粘土層をMa6に対比した(藤田・前田, 1984)。また、尾崎・松浦(1988)は三田盆地の調査結果から、(1)明美面直下の赤色風化殻(横しま模様)が認められる地層は、三木累層の氾濫原土と考えることができること、(2)赤色風化殻の発達する地層より下位の三木累層中に、岩相の違いや不整合は認められないこと、(3)三木累層と明美面の分布が全く一致することから、藤田・笠間(1983)、八木(1983c)及び田中・野村(1984)と同様、本報告も明美面を大阪層群三木累層の堆積面とした。



第44図 北条岡幅地域の明美累層の分布
明美面は全体として西北西方向へ傾動する(第45図参照)

明美累層及び明美面の特徴とその解釈 これまでの研究成果と今回の調査結果から、明美累層及び明美面の特徴は以下のようにまとめられる。(1) 明美累層及び明美面は現在の河川とは無関係に明石累層の分布する地域に広く発達するが、明美面のうち地形的に下位のもの(本図幅地域での明美Ⅱ段丘面)ほど、現在の河川に沿うような傾向を示し、高位段丘面に漸移する傾向が認められる。(2) 明美累層の層厚は三田盆地では1 m前後、また本図幅地域においても1-6 mと薄いに対して、明石付近では最大50 mと厚く、しかも海成粘土層も挟む(居川, 1988 など)、(3) 明美累層と明石累層の境界が明確でない明美面直下の岩相は段丘堆積物というよりは氾濫原土のような岩相を示す。(4) 明石地域の大阪層群(明石累層)の上限は100 万年前後(居川, 1988)、明美累層に挟まれる火山灰層のFT年代は50-30 万年頃で更新世中期の中頃の値を示す。(5) 明石地域の両累層の間には明確な傾斜不整合が認められる(居川, 1988)。

以上の特徴から、明美累層及び明美面の層序学的位置づけは次のように考えられる。六甲山地の形成に伴い、明石累層は前期更新世末には離水し、氾濫原土の性質を有する平坦面(明美Ⅰ段丘面)が広く明石累層の頂部に形成された。その後、中期更新世中頃以降の海進に伴い本図幅地域では河成段丘堆積物(本図幅地域での明美Ⅱ段丘堆積物)が、明石地域では海岸平野堆積物が堆積し、明石累層の離水面を削り平坦面(本報告での明美Ⅱ段丘面など)が形成された。しかし、中期更新世は継続的に西北西方向への

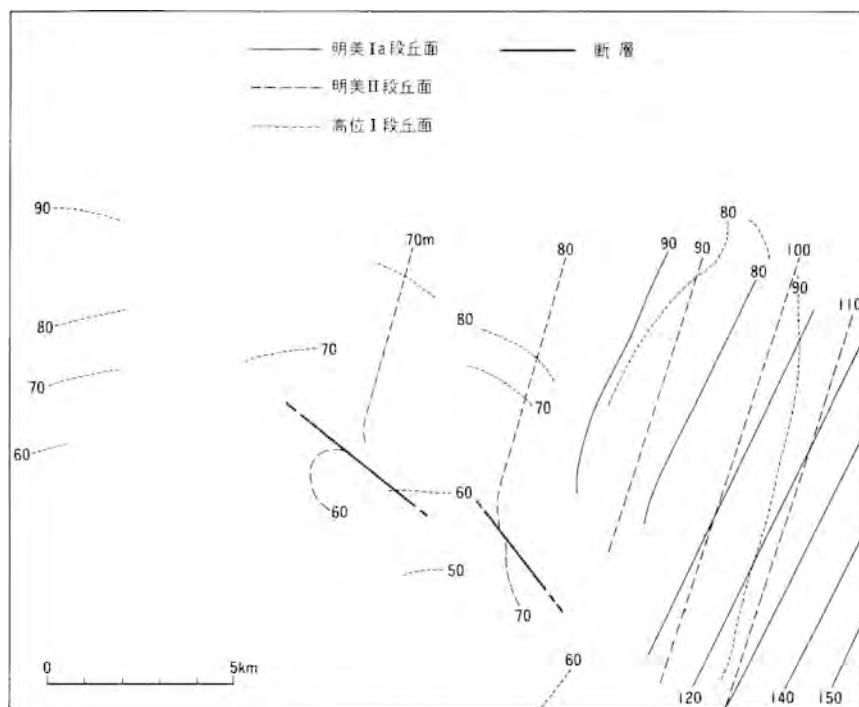
傾動運動が起こり堆積域が西側に時代と共に偏っていたため、三田盆地の中央部や東部では明美Ⅱ段丘堆積物が堆積することがなく、明美Ⅰ段丘面が保存された。この考え方をすると、厳密には、明美累層のうち明美Ⅰ段丘堆積物は明石累層の離水面直下の堆積物で、明美Ⅱ段丘堆積物は大阪層群上部相当の段丘堆積物であるが、本報告では両者の経緯を考慮し明美累層として便宜上両者を一括する。

地層名 明美累層は明美丘陵(西神地区)の大阪層群について藤田・笠間(1983)によって命名されたもので、市原ほか(1960)の明美礫層に一致する。ただし、藤田・笠間(1983)は、本報告における明美累層及び高位段丘堆積物を一括して明美累層と呼んでいる。本報告での明美面は市原ほか(1960)の高位明美面を形成する礫層を指す。なお、低位明美面を形成する礫層は浄谷累層とも呼ばれる(市原編, 1993)。尾崎・松浦(1988)は、三田盆地に分布する漂白されたチャートの中礫及び砂を含む不淘汰な厚さ1m以下の粘土層を直下の礫層と合わせ三木累層と新称し明美累層に対比していたが、今回の調査結果からこの不淘汰な粘土層のみが明美累層で、この下位の礫層は明石累層に対比されることが明らかとなった。

模式地 神戸市垂水区高塚山から垂水に至る地区(藤田・笠間, 1983)。

分布及び層厚 北条図幅地域に東接する三田盆地北東部及び西部、本図幅地域の加古川沿い、明石地域に分布する。本図幅地域で層厚は1-6mで、明美Ⅰ-a, b段丘堆積物の層厚が2m以下なのに対して、明美Ⅱ段丘堆積物は4-6mと厚い。明石周辺ではかなり厚くなり神戸市西区の研究学園都市付近では50mに達する。

岩相 本図幅東縁部の明美Ⅰ-a, b段丘堆積物は、三田盆地の本累層と同様に赤色土化作用を受け、横



第45図 明美面と高位Ⅰ段丘面の標高変化(平面図)
明美段丘面は明確に西北西方向へ傾動しているのに対して高位段丘面でははっきりしない

しま模様(トラ斑模様)が認められる。横しま模様は、白色部と赤色部のしま模様が厚さ数 mm - 数cmで細かく互層している。この横しま模様部は、漂白されたチャートの中礫及び砂を含む不淘汰な粘土層からなる。一方、明美Ⅱ段丘堆積物の下部は斜交層理が認められる砂礫層が卓越し、上部には明美Ⅰ-a, b段丘堆積物で見られる岩相が観察される。明石周辺では連続性の良い海成粘土層を本累層中に挟むが、本図幅地域においては海成粘土層は確認できなかった。

火山灰層 本図幅地域内の本累層中には火山灰層の挟在は認められなかった。明石周辺の本累層の高塚山海成粘土層には、ハシモト火山灰層(藤田・前田, 1984)あるいは高塚山火山灰層(居川, 1988)と呼ばれる火山灰層が挟まれる。FT年代は $0.49 \pm 0.09\text{Ma}$ (藤田・前田, 1984), $0.35 \pm 0.09\text{Ma}$ (鈴木, 1988)の値が得られ、古地磁気は正帯磁を示す。

化石 本図幅地域内では化石が見いだせなかったが、明石周辺の高塚山粘土層からは *Paliurus nipponicus*, *Sabia japonica* などの葉化石(居川, 1988), *Rapana thomasi*, *Proman hirasei*, *Anomia lischkei*, *Volachlamys yagurai*, *Chlamys halimensis* などの暖流の支配下にある内湾の貝化石(安藤, 1965), メジロザメの歯やシオガマサンゴの化石(藤田・前田, 1984)などを産し、全体として温暖期であったことが推定されている。

明美面の傾動 明美面の標高は、三田盆地東部で180-260 m、西部で110-260 mと変化し、北ないし西に1/100位の勾配で傾斜していたが、本図幅地域では勾配は緩くなるものの明美Ⅰa段丘面は90-150 m、明美Ⅱ段丘面は70-110 mへと変化し、西北西方向への傾動を示す(第44, 45図)。

X. 上部更新統 - 完新統

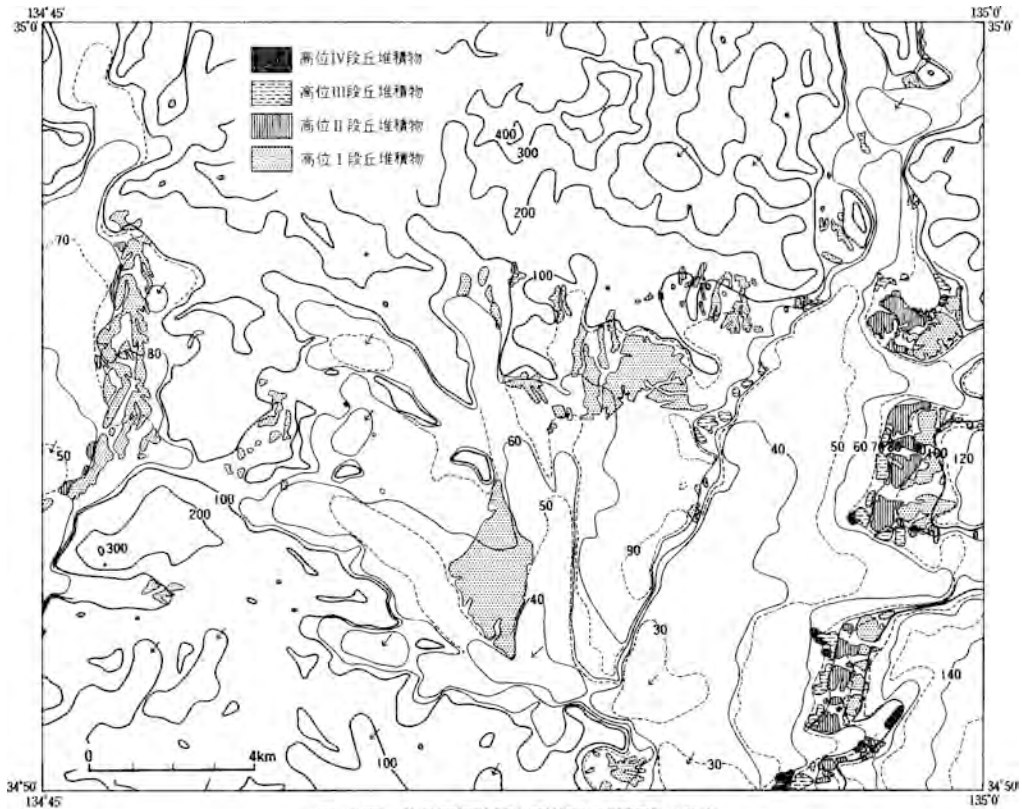
(尾崎正紀)

X. 1 段丘堆積物

加古川中流 - 下流域に広く分布する段丘面の対比を第43図に示す。本図幅地域に発達する河岸段丘は、現在の河川に規制された分布を示し、主に加古川支流(千鳥川・東条川、万願寺川、下里川等)と市川及びそれらの支流に沿って分布する。本図幅地域に分布する段丘は厚さ数mの堆積物にしかならない。本図幅地域の段丘堆積物は主に礫層から成り、広域での対比に有効なローム層や火山灰層は見いだせなかった。したがって段丘区分に際しては、段丘面の高度・段丘面相互の比高・構成堆積物の特徴を基準にして、高位段丘堆積物、中位段丘堆積物及び低位段丘堆積物に区分した。

X. 1. 1 高位段丘堆積物(th₁, th₂, th₃, th₄)

本図幅地域では加古川及び市川沿いに分布する(第46図)。中位段丘面より高位の段丘面は加古川沿い



第46図 北条図幅地域の高位段丘堆積物の分布

に6あるいは7面あるが、明美累層の段丘面を除いた4つの段丘面構成層を高位段丘堆積物とする。加古川東岸では地形的に高位I段丘面、高位II段丘面、高位III段丘面及び高位IV段丘面に区分できるが、加古川西岸以西では1段ないし1段しか区分できない。段丘面は加古川東側で開析が進んでいる。加古川東岸では、比高10-15mの不明瞭な崖で明美II段丘面と接するが、加古川西岸では万願寺川沿いでは両者の比高はほとんどなくなる(第45図)。

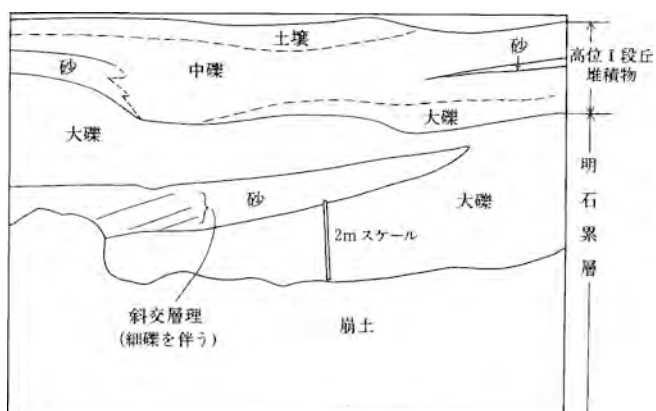
堆積物は層厚5m以下の大-中礫主体の地層で、砂、シルトを挟む(第47図)。色調は全体に暗黄色から赤色を呈する。礫種は、チャート・流紋岩類・砂岩からなる。チャート礫は砕けたものが多い。全体に赤色化を受け、本段丘堆積物の最上部には横しま模様が認められる。

X. 1. 2 中位段丘堆積物(tm1, tm2)

本段丘堆積物は、主に加古川及び市川、下里川沿いに広く分布する(第48図)。加古川東岸において地形的に2段の平坦面が認められるが、他地域では明確に細分できない。

層厚は、1-5m。北条図幅地域では河成段丘と考えられるが、明石市付近のものは海成粘土層も挟む。大礫を主体として、砂、シルトを挟む。赤色風化は受けておらず、礫はクサリ礫化していない。

高位III段丘面との比高は10-15m、現河床との比高は35-40mで、開析の程度は小さい。市川沿いに分



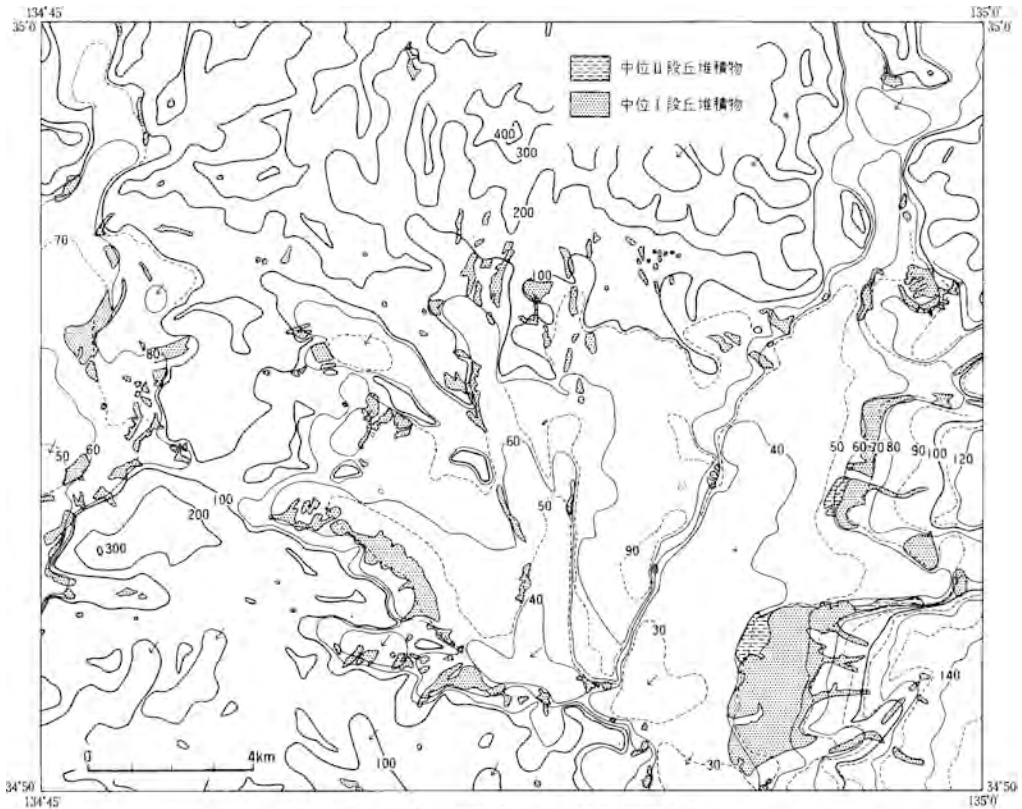
第47図 高位段丘堆積物と明石累層との不整合
地点：小野市高山町トクセン工業工場北

布する本段丘面の標高は30-40 mで、現河床との比高は約15-20 mである。下里川と万願寺川の合流する地域、加西市中野町付近の平坦面は、その開析の程度から中位段丘に対比されていたが、堆積物が赤色化を受けていることから高位段丘面とした。

本図幅地域で年代を示す資料はないが、北条図幅に南接する高砂図幅地域の中位段丘堆積物について、春成編(1987)は約6-7万年前の堆積物と推定している。

X. 1. 3 低位段丘堆積物(t1, t2)

加古川、万願寺川、市川沿いに広く分布する。開析の程度は小さく、沖積層との比高は5 m以下であ



第 48 図 北条図幅地域の中位段丘堆積物の分布

る。地形的に上位から低位Ⅰ，低位Ⅱ段丘堆積物に細分したが，特に低位Ⅱ段丘堆積物と沖積面との比高はほとんどなく区分は困難な場合が多い。大礫，砂を主体とし，一部シルトを挟む。

X. 2 崖錐堆積物(d)

本図幅地域内の山地山麓部には崖錐堆積物が分布する。これらの多くは完新世に堆積したものであるが，多少固結して後期更新世に堆積したと思われるものもある。

崖錐堆積物は角礫-亜角礫と砂からなり，淘汰は極めて悪い。山地では有馬層群からなる地域で本堆積物はよく発達する。

X. 3 扇状地堆積物(f)

山地，丘陵地及び台地の河川沿いには，亜円-亜角礫及び砂からなる小規模な扇状地堆積物が分布する。

扇頂から扇端までの幅は700 m以下で，500 m程度の規模のものが多い。また，扇状地の傾斜は2-10度で，斜面上限と下限の標高差は30-50 mのものが多い。

更新世後期下里川南岸沿いなど一部は高位段丘堆積物と漸移する可能性のものもあるが、多くは更新世後期以降の形成と考えられる。

X. 4 沖積層(a)

本図幅地域の主な河川沿いには、氾濫原、谷底平野堆積物からなる沖積層が分布する。

氾濫原堆積物は砂・シルトからなり、一部礫を含む。加古川・市川両岸に広く分布し、その幅は数100 mから2 kmに及び、自然堤防・後背湿地・旧川道・現河床からなる。

山地内に発達する谷底平野堆積物は、厚さ数mの大礫・砂・シルトからなり、一部炭質シルトを挟む。礫は亜角礫の流紋岩類、チャート、砂岩からなる。

沖積面と低位段丘面との比高が極めて小さいため、両者を明瞭に区別できない地域もある。

XI. ネオテクトニクス

(尾崎正紀)

第49図に北条図幅地域周辺の接峰面図と活断層系を、第50図に本図幅地域の埋谷面図と活断層及びリニアメントの分布を示す。本図幅地域は、西北西-東南東方向に延びる山崎断層系の東部及び六甲山地の北西方に位置し、西北西-東南東方向に延びる左横ずれ断層の発達と北西から西北西方向への傾動運動が特徴的に認められる。以下、傾動運動、活断層、リニアメント及び地震活動について述べる。

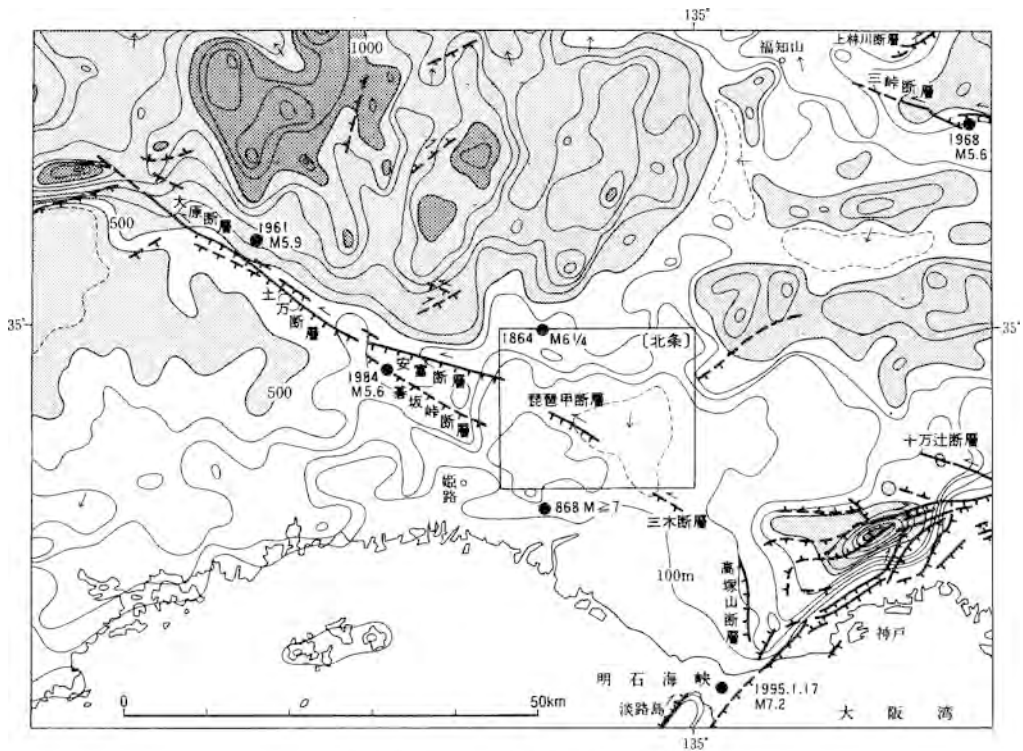
なお、本報告では、更新世中期以降の堆積物及び段丘面に変位・変形を及ぼした構造を活構造として扱う。

XI. 1 傾動運動

傾動運動は本図幅地域東部の明美面及び高位段丘面の高度変化として認められる(第45図)。ただし、明美面に比べ高位段丘面から求められる傾動は顕著とはいえない。明美面に関しては、三田盆地西部と北東部の両地域に発達する明美面がそれぞれ西北西と北北西へ1/100の勾配で傾動する(尾崎・松浦, 1988)が、その三田盆地西部の西方延長部の本図幅地域においても同程度の傾動が西北西へ認められる。ただし、傾動の程度は西側ほど小さくなる。

加古川沿いの段丘面の傾きについては、以下のように成因論が述べられている。

加古川中流沿いの明美面を含む河岸段丘の非対称的配置の原因を初めて地塊の西への傾動に求めたの

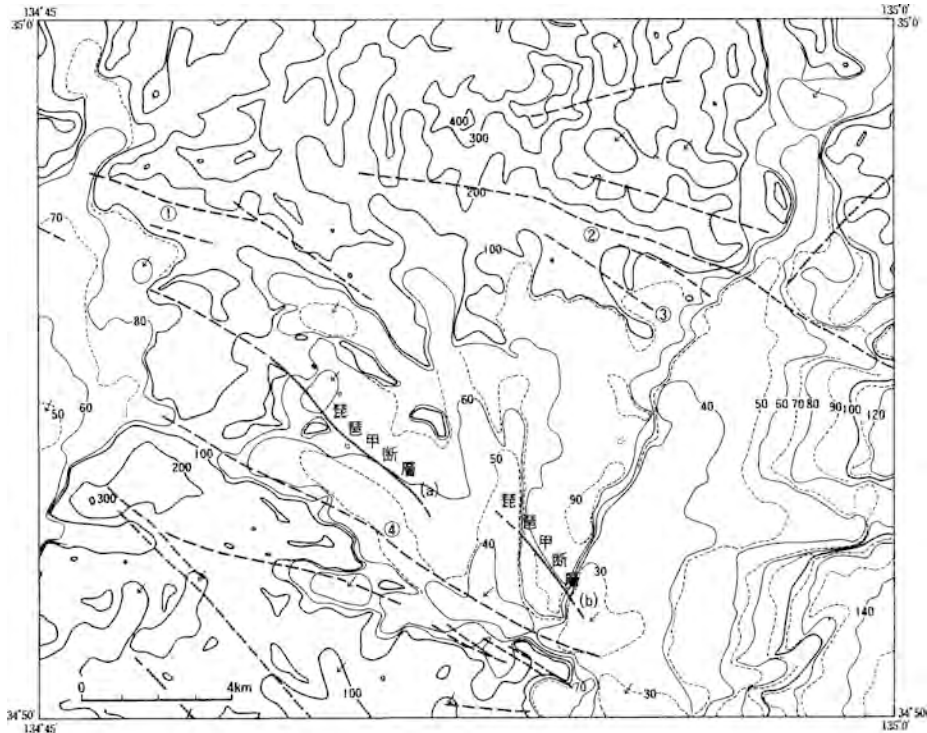


第 49 図 北条圏幅地域周辺の活断層系
活断層研究会編(1991)より作成、接峰面図の等高線は 100 m 毎、破線は凹地。

は東木(1929)である。その後、藤田(1968)は、六甲変動に伴う六甲山地の隆起部に対する沈降部として加古川流域をとらえ、明美面の西への傾動の原因をこの六甲変動に伴う傾動運動に求めた。

一方、平野(1973)は、直線的な北西-南西ないし西北西-東南東方向の地形面の不連続の存在を加古川中流域に発達する明美面の分布高度によって示した(ただし、地形的に2あるいは3段ある明美面を一括して扱っている)、これら不連続部は山崎断層の南東延長部及びその共役方向(北西-南東及び北東-南西方向)の横ズレ断層であり、明美面の傾動はこれら横ズレ断層を発達させる運動に伴う変位であるとした。また、八木(1983a)は、加古川下流域における明美面を含めた段丘面の西方への傾動は特に30万年以降から現在に起こったとし、更に八木(1983c)では、東条-小野地域(三田盆地西部)を、御所谷断層と三木断層の共役な横ずれ断層系に囲まれた地塊(会合部)として、小野I面(明美面)の西への傾動は、応力の集中によるbulgeの発生による垂直隆起運動の結果であると説明した。

従来の研究成果や今回の調査結果から傾動運動の成因を考察すると、六甲山地を北西部を取り囲むように広範囲に傾動が認められ(藤田編, 1974)、六甲山地から離れるほど傾動の程度が小さくなることから、平野(1973)や八木(1983c)の考えた横ずれ断層の運動に伴う垂直変位は一部に存在する可能性はあるものの広範囲の傾動運動は逆断層地塊である六甲山地の南東側が相対的に変位が大きいため、六甲山地南東側斜面を傾動地塊の断層崖(前面)とし、三田盆地及び加古川中・下流域を緩斜面側(背面)とする、北西方向へ傾く傾動地塊運動の結果として生じた変位地形と考える方が自然といえる。



第50図 北条図幅地域の活断層及びリニアメントの分布 太実線：活断層，太破線：リニアメント，500 m以下の谷を埋谷，数字は標高(m)，埋谷面図は国土地理院発行5万分の1地形図「北条」より作成。

傾動の起こった時期については，南流して加古川と結びついた由良川が北流に転じた時期と武庫川や美囊川に結び付いていた篠山川が西流して加古川と結び付いた時期がいずれも中期更新世以降である(岡田・高橋，1969；尾崎・松浦，1988)(第2図)こと，本図幅地域において高位段丘面以降，特に中位段丘面では傾動の影響がほとんど認められないことから，明美面形成以降から高位段丘面形成の時期，すなわち中期更新世の後半に傾動運動は顕著であったといえる。

XI. 2 活断層

山崎断層系は左横ずれの活断層，地震断層としてよく知られる．活断層としては左横ずれ断層で，その多くが北側隆起の変位を示す(福井，1981)．山崎断層系の主断層は西から大原断層，土方断層，安富断層に区分され，全体として長さ50 kmに及ぶ(第49図)．これらの断層の東側延長部にある本図幅地域以東においては延長部が明瞭ではなく，雁行状に長さ10 km以下の琵琶甲断層，三木断層及び同方向のリニアメントが延長方向に発達するが，これらの断層も含めて全体として80 km程度の長さを持つ活断層系とも考えられている(活断層研究会編，1991)．

一方，茂木ほか(1985)，西村ほか(1985)は，ELF・MT 探査やγ線測定等によって山崎断層系安富断層の東側延長部が十万辻断層と連続するとして，山崎断層を総延長120 kmの活断層と推定している．そ

して、安富断層と十万辻断層の間の断層を社断層と呼称し、全体を三田・山崎構造線と呼んでいる(茂木ほか, 1985)。しかし、第四系の研究成果や微小地震の分布密度からは、構造線と呼ぶような断層が発達しているとは考えにくい。

山崎断層系のうち北条図幅内で明確に活断層として認められているのは琵琶甲断層のみである。これまで断層露頭は確認されていなかったが、今回の調査の結果、断層露頭を見いだすことができたので以下に述べる。

琵琶甲断層(八木, 1983c) 第50図のようにa, b, 2つの断層に分かれ東側の断層は小野Ⅰ面に対しては15 m北東側隆起, 西側の断層は小野Ⅲ面について北東側隆起5 mの断層変位とされている。また、横ずれ成分は断層aについては谷地形から左横ずれ成分として80-120 mが求められている。八木(1983c)の小野Ⅰ面及び小野Ⅲ面はいずれも本報告での明美Ⅱ段丘面に一致する。なお、今回の調査では東側の断層bの断層露頭は確認できなかった。

西側の琵琶甲断層の断層露頭を第51図に示す。この露頭は、地形から求められた琵琶甲断層線上に位置し、図の右側が断層の南南西側、左側が北北東側に当たる。表層が農地整備で削られているものの現在認められる地形段差は八木(1983c)の北東側隆起5 mの推定変位にほぼ一致する。①、②の2つ断層が確認でき、断層の変位は直接求められないが、断層①の北北東側では、下部に泥及び砂層が卓越する明石累層が、上部に礫層が卓越する明美累層が認められるのに対し、南南西側では明美礫層のみが認められることから、垂直成分は数m北北東側隆起と推定できる。変位の横ずれ成分についてはこの露頭からは判断できない。一般に明美累層の走向傾斜は水平に近いが、断層①の4-5 m北北東側付近から断層②の南南西側数m付近まで走向が西北西-南南東から東西で約20度南南西方向へ傾斜する。断層①及び②の上位への延長部は礫層主体のためはっきりしない。

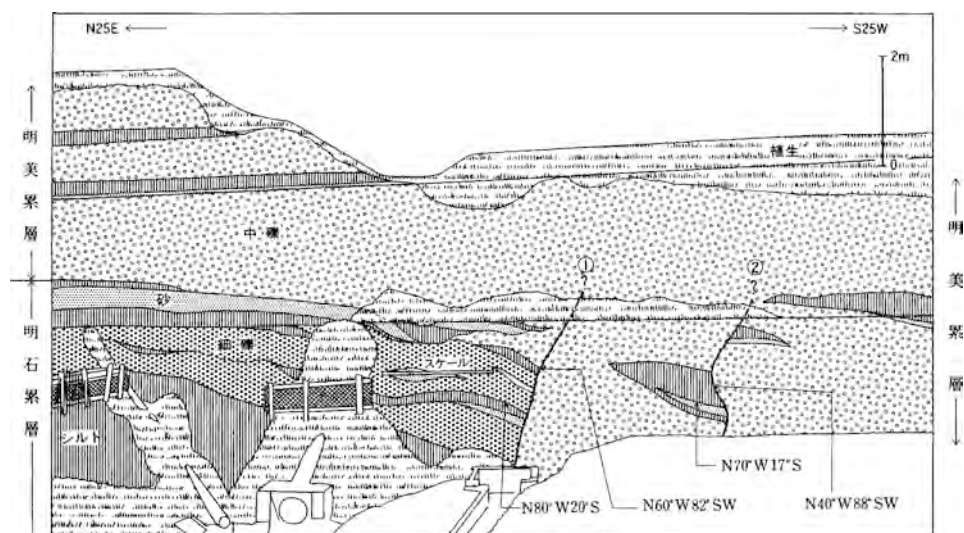
XI. 3 リニアメント

リニアメントは、北条図幅内では西北西-東南東方向が卓越し、東接三田図幅地域内で北東-南西方向が卓越することと対照的である。

これらのリニアメントの中で、第50図の①-④のリニアメントについては、活断層研究会編(1991)において、活断層の疑いがあるリニアメントとして提示されている。①は丹波層群の褶曲軸にほぼ一致する。②は丹波帯の岩相分布から求められる断層と一致するが、岩相分布からは見かけ上の右横ずれ断層で、活断層としての山崎断層とは逆のセンスを示す。③は丹波帯の走向方向及び河川の方向に一致し、活断層の可能性が高い。④は地形急変線に一致し、神戸層群及び大阪層群の分布を規制する断層が推定されるが、活断層としての活動に関しては不明である。①-④以外のリニアメントに関しては、いずれも先新生界の断層にほぼ一致するが、活断層の可能性は低い。

XI. 4 地震活動

北条図幅内で発生した中規模以上の地震としては、1864年3月6日に発生した市川町付近を震源地と



第51図 琵琶甲断層の露頭及び説明図
 地点：加西市琵琶甲町，62.4 m 三角点の南東約150 m.

するマグニチュード6程度の歴史地震がある(活断層研究会編, 1991). この地震以外では, 西接する龍野
 図幅内の山崎断層系に属する基坂峠断層(御持断層)沿いにマグニチュード5.6, 震度4の地震が1984年
 5月30日に発生している(岸本, 1987). また, 1995年1月17日には本図幅地域南東の淡路島北端部を震
 源地とするマグニチュード7.2, 最大震度7に達する地震が発生し, 淡路島北部から六甲山地南線沿い
 に死者5,000人を超えるなど多大な被害をもたらした(第49図).

山崎断層系沿いには微小地震が高密度で発生しており, 山崎断層系と微小地震の関係は古くから指摘

されているが(Huzita, 1969; 藤田・岸本, 1972; 尾池, 1977), 本図幅地域内では発生密度は小さい。この山崎断層系沿いに発生する微小地震は, 山崎断層系の枝分かれ, 雁行状の断層分布を反映してか, 山崎断層系のうち特に活断層として認識されている断層沿いに集中した地震分布は認められず, かなり分散する。また, 震源の深さは断層系の中央で深く(15-20 km), 両端で浅い(0-10 km)傾向を示す(佃, 1985)。

XII. 応用地質

(原山 智・栗本史雄・尾崎正紀)

XII. 1 銅 鉱 床

国正鉱山 兵庫県(1961)によれば, 加西市国正北方山地に鉱脈型の銅鉱床があったとされるが, 坑口は確認できなかった。鉱脈は走向N10-30° E, 傾斜80° E, 走向延長5-15 m, 脈幅1-0.6 mで, 周囲の母岩は著しい珪化・緑泥石化作用を受けている。鉱石鉱物としては黄銅鉱を主体とし, 閃亜鉛鉱及び銀を伴うとされ, 平均粗鉱品位はCu:3-6%, Zn:15%, Ag:50g/tである。上記報告によれば生野層群の流紋岩中の鉱床とされるが付近には丹波帯岡崎コンプレックス及び河内コンプレックスが分布し, 珪長質火山岩類は見いだせない。おそらく加西市田谷町北方の河内コンプレックス中に貫入した珪長岩岩脈に伴われる鉱床であろう。地質調査所(1956)によれば国正堅坑と奥山寺露頭があるとされる。

XII. 2 採 石

有馬層群鴨川層の軽石凝灰岩は軟質なため加工が容易であり, また冷却節理などの割れ目がほとんど発達しないため数m規模のブロックが容易に採取可能である。こうした特性を生かして古く(古墳時代-)から土木用石材(主として石垣用の間知石)として利用されてきた。現在でも南西部岩体の笠松山東方, 加西市西長町や岡付近で採石が行われており, 長石(おさ石)と称される。また加西市西高室東方の丘陵でもかつて石材が採掘されており, 高室石と称された。

XII. 3 砕 石

本図幅地域内の先白亜系の分布する地域では土木建設材料の目的として砕石場が5ヶ所ある。

先白亜系を対象とした砕石場は加西市国正町と福住町にある。前者は丹波帯I型地層群の分布地域内にあり, 岡崎コンプレックスの構造的最上位に当たる砂岩層が採掘されている。後者は超丹波帯の福住

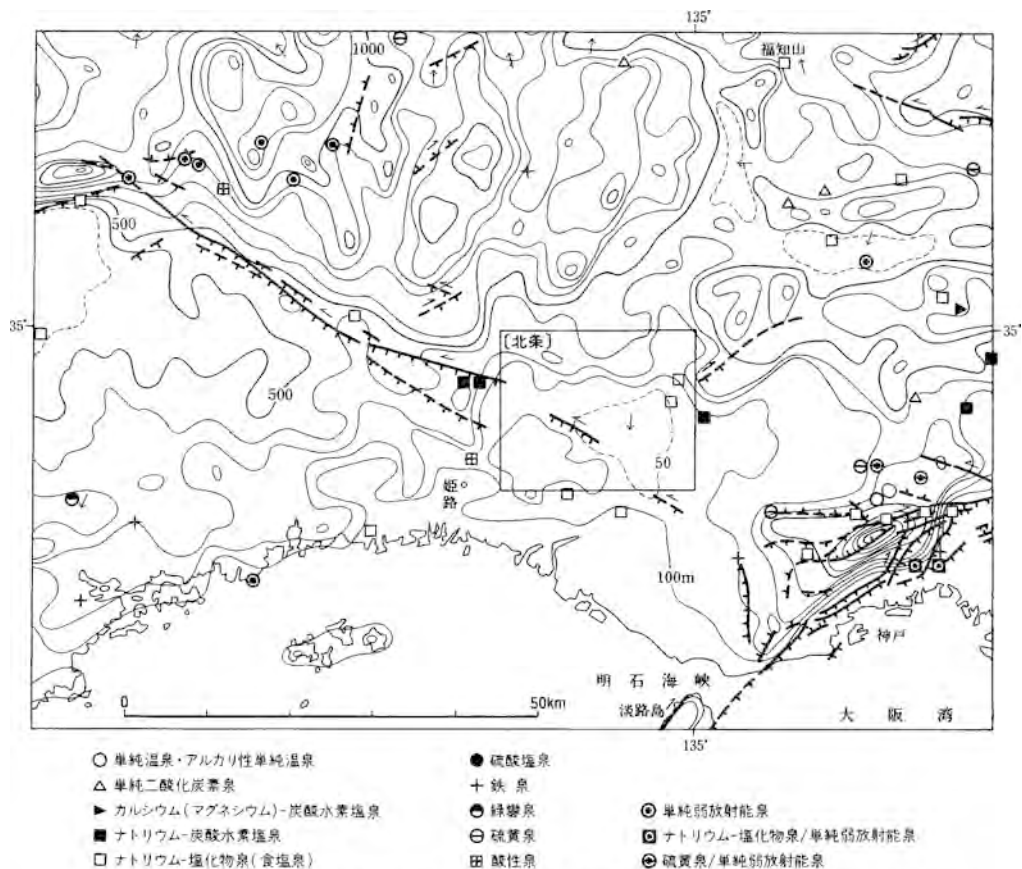
層の分布地域に位置し、同層の砂岩頁岩互層や成層砂岩が分布する地域である。両者共に砂岩が採掘され、製品目的は道路用・コンクリート用骨材である。

一方、有馬層群分布域では姫路市小原東方(1ヶ所)と加古川市大澤一帯(2ヶ所)で砕石が行われており、主な用途は前者が道路用バラス、後者がコンクリート骨材である(小村, 1993)。

いずれも鴨川層中の流紋岩質凝灰岩・溶岩を対象に稼行しており、小原東方では成層凝灰岩を、大澤一帯では強溶結凝灰岩と溶岩をそれぞれ砕石している。小村(1993)によれば、いずれの砕石場切羽から採取した試料にもクリストバライトは含まれず、アルカリ・シリカ反応試験で有害と判定されたものはない。このほか休・廃止砕石場が、加西市倉谷町南西(1箇所)と南網引町(2ヶ所)及び小野市西脇町南方(1ヶ所)に確認された。いずれも堅硬な鴨川層の強溶結凝灰岩が砕石の主対象であり、一部火山礫凝灰岩が砕石された。

XII. 4 鉱泉

本図幅地域内では、加東郡滝野町(滝野)・社町(家原)において食塩泉の冷鉱泉が認められる(小泉ほ



か, 1986 ; 金原, 1992 など) (第 52 図). 東接三田図幅地域内の東条鉱泉や西接龍野図幅地域内の食塩泉である塩田温泉(冷泉)の存在から, 西北西-東南東方向へ連なる線に沿って分布する特徴を示すことから, 山崎断層系との関連が指摘されている(小泉ほか, 1986).

文 献

- 阿部知宏・吉川周作・市原 実(1986) 明美丘陵の第四系. 日本地質学会関西支部報, no.100, 第100号
記念例会講演要旨集, p.61-62.
- 安藤保二(1956) 多井畑貝化石層の再出現(予報). 兵庫生物, no. 3, p. 1-2.
———(1957) 神戸市多井畑貝化石層について. 地質雑, vol. 63, p. 448.
———(1965) 神戸西部貝化石. 地学研究特集号, p. 206-214.
- 安養寺寿樹・田中功一・楠 利夫・桐村成巳・武蔵野 実(1987) 京都西山山地に分布する“高槻層”
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.241.
- 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.
- 地質調査所(1956) 主として金属材料となる鉱石. 日本鉱産誌 I -b, p.228-229.
———(1992) 100万分の1日本地質図 第3版.
- Danhara, T., Kasuya, M., Iwano, H. and Yamashita, T.(1991) Fission-track age calibration
using internal and external surfaces of zircon. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.97, p.977-
985.
- 福井謙三(1981) 山崎断層系の変位地形. 地理学評論, vol. 54, p. 196-213.
- 後藤博弥(1960) 播磨地域の中古生層. 兵庫地学, vol. 9, p. 2-5.
———(1978) 兵庫県竜野市西南部に分布する弱変成古生層の地質時代. 地学研究, vol. 29, p. 75-79.
———(1984) I. 竜野市とその周辺の地質図の説明, 3. 龍野層群. 竜野市史, 第4巻, p. 14-30.
———(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.
———・井上剛一(1984) 表層地質図「北条」及び同説明書. 土地分類基本調査「北条」, 兵庫県, p.
35-49.
———・———(1985) 5万分の1表層地質図「生野」. 土地分類基本調査「生野」, 兵庫県.
———・———(1986) 5万分の1表層地質図「山崎」. 土地分類基本調査「山崎」, 兵庫県.
———・———・山本典子(1984) 兵庫県加西市とその周辺に分布する未区分古生層. 地質学会第
91年学術大会講演要旨, p.193.
———・中田正次(1956) 兵庫県西南部中・古生界の研究—竜野市北西部付近の地質(予報). 地質学
雑誌, vol.62, p.364.
- 原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史雄(1989) 御在所山地域の地質. 地域地質研究報告(5
万分の1地質図幅), 地質調査所, 145p.

- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. and Smith, D. G.
(1990) A geologic time scale 1989. Cambridge Univ. Press, 263p.
- 春成秀爾編(1987) 明石市西八木海岸の発掘調査. 国立歴史民俗博物館研究報告, no. 13, p. 55-82.
- 長谷 晃・浜中敬一・中村雄二(1981) 上郡帯東部(兵庫県竜野市付近)の古生界. 中生代造構作用の研究, no.3, p.191-197.
- 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, 31p.
———・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, 22p.
- 本田輝政・丹波地帯研究グループ(1991) 丹波帯北摂地域の三畳系. 日本地質学会関西支部報, no. 112, p.8-9.
- 平野昌繁(1973) 加古川中流部の明美面を切る山崎断層の延長部における水平変位速度の推定. 大阪市立大学文学部紀要(人文研究), vol.25, p.1099-1108.
- 堀 治三郎(1976) 神戸層群産植物化石—後期中新世神戸層群の研究—. 日本地学研究会館刊行, 293p.
———(1983) 神戸の植物化石. 神戸新聞出版センター, 206p.
- 藤田和夫(1968) 六甲変動, その発生前後—西南日本の交差構造と第四紀地殻変動—. 第四紀研究, vol. 7, p.248-260.
- Huzita, K.(1969) Tectonic development of Southwest Japan in the Quaternary Period. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol.12, p.53-70.
- 藤田和夫編(1974) 50万分の1第四紀地殻変動図「近畿」. 構造図, no.3, 地質調査所.
———・笠間太郎編(1965a) 2万5千分の1西宮市及び隣接地域地質図及び説明書. 西宮市, 30p.
———・———編(1965b) 神戸市および隣接地域地質図説明書. 神戸市調査室, 32p.
———・———(1971) 六甲山地とその周辺の地質—5万分の1神戸市及び隣接地域地質及び説明書. 神戸市企画局, 58p.
———・———(1982) 大阪西北部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 112p.
———・———(1983) 神戸地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 115p.
- Huzita, K., Kasama, T., Hirano, M., Shinoda, T. and Tanaka, M.(1971) Geology and geomorphology of the Rokko area, Kinki district, Japan — with special reference to Quaternary tectonics —. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol.14, p.71-124.
- 藤田和夫・笠間太郎・市原 実・粉川昭平(1959) 西宮地方の地質と構造—その自然史—. 西宮市史, 西宮市, vol.1, p.174-316.
- Huzita, K. and Maeda, Y.(1971) Itami Terrace with special reference to the Late Pleistocene transgression in Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol.14, p.53-70.
- 藤田和夫・岸本兆方(1972) 近畿のネオテクトニクスと地震活動. 科学, vol.42, p.422-430.
———・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地質図幅), 地質調査所, 101p.

- 兵庫県(1961) 17万分の1兵庫県地質鉱産図及び同説明書. 兵庫県, 171p.
- Ichikawa, K.(1990) Pre-Cretaceous terranes of Japan. In Ichikawa, K. *et al.* (eds), *Publication of IGCP Project No.224: Pre-Jurassic evolution of Eastern Asia, Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Osaka, p.1-12.
- 猪木幸男(1970) 兵庫県竜野市付近の低度変成岩. 地質雑, vol. 76, p. 99.
- ・後藤博弥(1981) 「上郡帯」の再検討. 地質雑, vol. 87, p. 239-247.
- ・———・弘原海 清(1979) 「上郡帯」再検討. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨, p.168.
- ・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, 50p.
- ・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, 74p.
- 居川信之(1986) 西神地域の大坂層群. 日本地質学会関西支部報, no. 100, p. 60-61.
- (1988) 兵庫県南部, 明石地域の鮮新・更新統一大阪層群と高位段丘堆積層の層序学的研究一. 大阪市立大学修士論文(MS)
- 池辺展生(1959) 近畿における旧象化石の分布. 第四紀研究, vol. 1, p. 109-118.
- 編(1961) 17万分の1兵庫県地質鉱産図及び説明書. 兵庫県, 171p.
- 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, 68p.
- ・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.
- ・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.
- 石田志郎・佐藤隆春(1987) 神戸層群. 近畿地方, 日本の地質「近畿地方」編集委員会編, p.124-125.
- 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.
- (1986) Ultra-Tamba Zone of Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 29, p.45-88.
- (1990) Ultra-Tamba Terrane. In Ichikawa, K. *et al.*(eds), *Publication of IGCP Project No.224: Pre-Jurassic evolution of Eastern Asia, Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Osaka, p.97-107.
- Ishii, K., Okimura, Y. and Nakazawa, K.(1975) On the genus Colaniella and its biostratigraphic significance. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.19, p.107-138.

- 石渡 明(1987) 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.
- 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 Hills of Kyoto, Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.23, p. 115-134.
- and Maruyama, S.(1992) Oceanic plate stratigraphy: The prime criterion of accretionary Complex. *Abst. 29th International Geological Congress*, p.414.
- 市原 実(1960) 大阪, 明石地域の第四紀層に関する諸問題. 地球科学, vol.49, p.14-25.
- 編(1993) 大阪層群. 創元社, 340p.
- ・小黒讓司(1958) 明石層群・播磨層群について. 地球科学, vol.40, p.13-20.
- ・————— ・衣笠博明(1960) 明石層群, 播磨層群について(その2). 地質雑, vol.66, p.605-615.
- 糸魚川淳二(1983) 瀬戸内海東部沿岸地域の中新世軟体動物群集. 瑞浪市化石博物館研究報告, no.10, p.29-39.
- 笠間太郎(1959) 西宮市史. 西宮市, vol.1, p.193-197.
- 活断層研究会編(1991) 日本の活断層一分布図と資料一. 東京大学出版会,
- 河名俊男(1973) 兵庫県加古川中下流域の段丘地形. 第四紀研究, vol.12, p.38-48.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩の K-Ar dating(V) 西南日本の花崗岩類. 岩鉱, vol.56, p. 191-211.
- 金原啓司(1992) 日本の温泉・鉱泉分布図及び一覧, 地質調査所, 437p.
- 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.
- ・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.
- 岸田孝蔵・広川 治(1966) 土地分類基本調査 表層地質図 5 万分の1「竜野」. 経済企画庁.
- ・弘原海 清(1967) 姫路酸性岩の火山層序—近畿の後期中生代化石岩類の研究(I)—. 柴田秀賢教授退官記念論文集, 第84集, p.15-30.
- 岸本兆方(1987) 1984年5月30日山崎断層の地震(M5.6). 地震予知研究シンポジウム(1987)—近年の地震についての研究成果—, p.101-107.
- 小島信夫(1983) 神戸層群の植物化石. 5 万分の1 地質図幅「神戸」及び同説明書, 藤田和夫・笠間太郎, 地質調査所, p.24-32.
- 小泉尚嗣・吉岡龍馬・赤松 信・西村 進・岸本兆方(1986) 山崎断層周辺の温鉱泉について. 京都大学防災研究所年報, no.29B-1, p.59-66.
- 小村良二(1973) 象化石の発見—兵庫県東播磨丘陵—. 地質ニュース, no.228, p.24-29.
- (1993) 砕石資源調査報告書. 近畿地域砕石資源調査報告, 通商産業省生活産業局・工業技術院地質調査所, no.2, p.15-19.

- 神戸の自然研究グループ(1988) アカシ象の発掘記. 神戸の自然, no.19, 神戸市立教育研究所, 98p.
- 上月義昭・中島和一(1990) 兵庫県中部, 西脇-篠山間の後期白亜紀火山岩類(生野層群). 神戸大学教育学部研究集録, 第84集, p.15-30.
- 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—(短報). 地球科学, vol.40, p.64-67.
- ・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.
- ・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, 93p.
- 楠 利夫(1994) 大阪府北摂山地から産出したトリアス紀新世放散虫化石とその意義. 地球科学, vol.48, p.253-258.
- ・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.
- ・———(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.
- ・———・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.
- ・高城山団体研究グループ(1991) 兵庫県篠山盆地西部の丹波帯三畳系. 日本地質学会関西支部報, no.112, p.7-8.
- 前田保夫・糺本 格(1983) 神戸の地層を読む(1)—神戸市研究学園都市の自然史—. 神戸の自然, no.2, 神戸市立教育研究所, 115p.
- 升本真二・弘原海 清(1983) 岡山県棚原地域の古第三紀岩脈群について—岩脈法による広域・地域応力場—. 地質雑, vol.39, p.87-97.
- 松田哲夫(1976) 丹波帯地向斜堆積物の層位的研究. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, p.49.
- Matsuoka, A. and Yao, A.(1986) A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of Japan. *Marine Micropaleont.*, vol.11, p.91-105.
- 松尾裕司(1987) 神戸層群の化石を掘る(神戸の自然16). 神戸市立教育研究所, 138p.
- 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, 110p.
- ・佐藤喜男・尾崎正紀(1994) 古第三紀神戸層群のフィッシュトラック年代と産出海生貝化石. 日本地質学会第101年学術大会講演要旨, p.88.
- 松下 進(1953) 日本地方地質誌, 近畿地方(初版). 朝倉書店, 293p.
- 三木 茂(1948) 鮮新世以来の近畿並びに近隣地域の遺体フロラに就いて. 鉱物と地質, vol.9, p.105-144.

- 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.
- 茂木 透・西村 進・見野和夫・貞広太郎(1985) 近畿地方北西部地域の活断層(1)—山崎断層当方延長地域一, 地震, vol.38, p.55-66.
- 武蔵野 実・楠 智美・楠 利夫(1992) 丹波帯の構造的上位にみられる三畳系砕屑岩層. 京都教育大学紀要B, vol.80, p.1-9.
- . ———. 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え岩について. 日本地質学会関西支部報, no.109, p.5-6.
- . 丹波地帯研究グループ(1993) 高槻市北部に分布する三畳系. 日本地質学会関西支部報, no.119, p.7.
- Nakae, S.(1990) Melanges in the Mesozoic sedimentary complex of the northern part of the Tamba Belt, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.96, p.353-369.
- (1992) A formative process of the sedimentary complex of the Tamba Terrane in Wakasa area, Southwest Japan: An example of continuous accretion. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.98, p.401-413.
- (1993) Jurassic accretionary complex of the Tamba Terrane, Southwest Japan, and its formative process. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.36, p.15-70.
- 西村 進・茂木 透・見野和夫・山田 治(1985) 近畿地方北西部地域の活断層(2)—三田市西部での最終活動一, 地震, vol.38, p.243-249.
- 尾池和夫(1977) 山崎断層の挙動と地震予知. 科学, vol.47, p.450-456.
- 岡田篤正・高橋健一(1969) 由良川の大規模な流路変更. 地学雑, vol.78, p.19-37.
- 小野間正己(1985) 加古川中流域の丘陵・段丘の形成過程. 地域をめぐる自然と人間の接点. 細井淳太郎先生退官記念論文集出版事業会編, p.68-79.
- 尾崎正紀(1992) 日本における古第三紀植物群の変遷と古気候変化. 地調月報, vol.43, p.69-85.
- . 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, 93 p.
- Pessagno, E. A., Jr. and Blome, C. D. (1980) Upper Trisassic and Jurassic Pantanellinae from California, Oregon and British Columbia. *Micropaleont.*, vol.26, p.225-273.
- , Finch, W. and Abbott, P. L. (1979) Upper Triassic radiolaria from the San Hipolito Formation, Baja California. *Micropaleont.*, vol.25, p.160-197.
- 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.
- 沢田順弘・板谷徹丸(1993) 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体のK-Ar年代—巨大コールドロンにおける冷却史—. 地質雑, vol.99, p.975-990.
- 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.XLV, p.71-110.

- 柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫(1984) K-Ar年代測定結果その2. 地調月報, vol.35, p.331-340.
- 鹿間時夫(1936) 明石層群に就いて. 地質雑, vol.43, p.565-589.
- (1938) 神戸層群と其の植物群. 地質雑, vol.45, p.621-640.
- 島倉巳三郎(1959) 本邦新生代層の花粉層序学的研究Ⅲ 神戸層群及び明石層群. 奈良学芸大学紀要, 自然科学, vol.8, p.65-77.
- Shinoda, T.(1969) Geologic structures of the northern marginal part of the Sanda basin. Graduation thesis, Osaka City Univer (MS).
- 篠田竹外(1971) 兵庫県三田盆地の地質と構造. 大阪市立大学修士論文(MS).
- 鈴木正男(1987) 明石海岸における火山灰層のフィッシュントラック年代. 国立歴史民俗博物館研究報告, vol.13, p.191-200.
- (1988) 第四紀火山灰層のフィッシュントラック年代について. 地質学論集, no.30, p.219-221.
- Tai, Y. (1959) Miocene microbiostratigraphy of West Honshu, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser.C, vol.2, p.265-395.
- 田結庄良昭(1987) 山陽帯の花崗岩類, 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, 共立出版, 東京, p.50-51.
- 高城山団体研究グループ(1993) 丹波帯形成史についての新知見. 地球科学, vol.47, p.549-554.
- 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.
- 棚井敏雅(1992) 東アジアにおける第三紀森林植生の変遷. 瑞浪市化石博物館研究報告, no.19, p.125-163.
- 田中眞吾・野村亮太郎(1984) 地形分類図「北条」及び同説明書. 土地分類基本調査「北条」, 兵庫県, p.13-33.
- ・———・井上 茂(1989) 地形分類図「高砂」及び同説明書. 土地分類基本調査「高砂」(5万分の1), 兵庫県, p.13-56.
- 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.
- (1971) 丹波地帯の古生界(その2). 地球科学, vol.25, p.211-218.
- (1975) 丹波地帯の地向斜堆積相の研究. 地団研専報, no.19, p.13-23.
- (1979a) 丹波地帯の中・古生界(その4), 京都市西北山地の中・古生界の地質構造. 地球科学, vol.33, p.137-143.
- (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.247-257.
- 徳永重元(1963) 日本の新第三系と化石花粉群. 化石, vol.5, p.78-86.
- 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.

- 東木竜七(1929) 河岸段丘の非対称的配置と其の成因(一). 地理学評論, vol.6, p.422-458.
- 佃 為成(1985) 山崎断層の地震活動. 月刊地球, no.67, p.9-15.
- 上治寅次郎(1935) 神戸市須磨区多井畑化石層(雑報). 地球, vol.23, p.79-80.
- (1936a) 兵庫県有馬町西南第三紀層の構造. 地球, vol.25, p.1-11.
- (1936b) 神戸市北西丸山衝上断層に就いて. vol.25, p.77-84.
- 八木浩司(1983a) 六甲山地西部の第四紀地殻変動. 地理予, vol.23, p.320-340.
- (1983b) 播磨灘北東岸地域における段丘面の時代対比. 地理学評論, vol.56, p.324-344.
- (1983c) 加古川中流域の第四紀地殻変動. 東北地理, vol.35, p.72-80.
- 山下 操(1959) 三田盆地の神戸層群について. 大阪市大卒論(MS).
- 横山卓雄・松田高明・竹村恵二(1980) 琵琶湖深層試錐からみた中期更新世. 第四紀研究, vol.19, p.185-201.
- 吉田光広・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.63-48.
- 吉田久昭・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.
- 弘原海 清(1986) 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, 共立出版, p.40-60.
- ・ギェムヴ・カイ(Nghiem Vu Kahi)(1994) 神戸層群凝灰岩のジルコン・フィッシュオントラック年代. FT ニュースレター, no.7, p.38-39.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Okayama (12) No.59



GEOLOGY

OF THE

HŌJŌ DISTRICT

By

Masanori OZAKI, Chikao KURIMOTO and Satoru HARAYAMA

(Written in 1994)

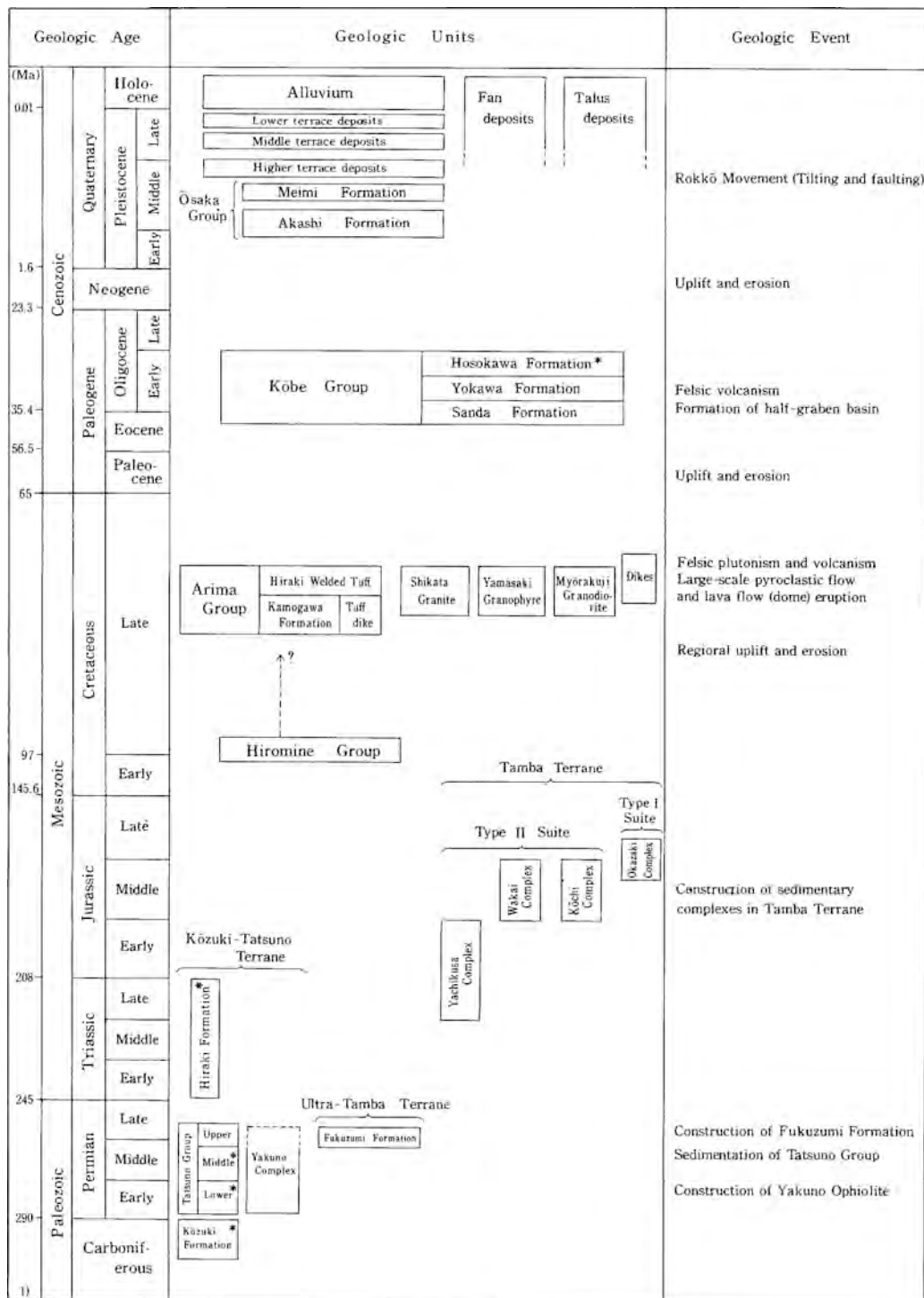
(ABSTRACT)

The Hōjō district, at longitude 134° 45'-135° 0'E and latitude 34° 50'-35° 0'N, is situated in the central part of Hyōgo Prefecture. This district geotectonically belongs to the Inner Zone of Southwest Japan. The northern and southwestern parts of this district are the Tamba Kōchi and Chūgoku Sanchi mountains, whereas the central and southeastern parts are dominated by lowlands. The mountains reach an altitude of 130 to 500m with the summit level composed of pre-Cenozoic rocks. The lowlands are at an altitude of 20 to 150m subdivided into hills, diluvial uplands, river terraces and lowland plains. The hills and diluvial uplands comprise the Kōbe Group and Akashi Formation, and are covered by the Meimi Formation and higher terrace deposits.

PRE-CRETACEOUS ROCKS

Rocks of Pre-Cretaceous ages in the district are divided into the Kōzuki-Tatsuno, Ultra-Tamba and Tamba Terranes.

The Kōzuki-Tatsuno Terrane (correlative to the Maizuru Terrane) is composed of the Yakuno Complex and the Tatsuno Group. The Yakuno Complex is composed of fine



1) Harland et al. (1990)

* not exposed in the Hōjō District.

Fig.1 Summary of geology in the Hōjō District.

-grained clinopyroxene-hornblende gabbro. The Tatsuno Group consists mainly of stratified sandstone and shale and interbedded sandstone and shale. Radiolarian fossils which indicate ages of late Middle to early Late Permian have been reported. The Tatsuno Group within the Hōjō District corresponds to the Upper Formation of the Tatsuno Group of the type locality.

The Ultra-Tamba Terrane is composed of a sedimentary complex, although there is little evidence of a coherent clastic sequence showing well preserved stratification. This sedimentary complex is called the Fukuzumi Formation. The Fukuzumi Formation consists mainly of sandstone and shale with small amounts of chert. No fossils have been discovered from this formation. Based on the lithologic and petrographic characteristics of the sandstone, the Fukuzumi Formation would appear to correlate to the Hikami Formation which belongs to the UTI Unit of the Ultra-Tamba Terrane. Judging from structural features characterized by reverse faults the Fukuzumi Formation have been formed by accretionary processes.

The Tamba Terrane in the Hōjō District is composed of a sedimentary complex. However, there is no distribution of coherent clastic sequences. The sedimentary complex is characterized by chaotically mixed rock types, including greenstone, chert and terrigenous clastic rocks. Lithological and structural features indicate that the complex have been formed by accretionary processes.

The sedimentary complex is divided into the two stratigraphic units based on rock types, namely Type II and I Suites. The Type II Suite thrusts up to on the Type I Suite. The Type II Suite is composed of the Yachigusa, Wakai and Kōchi Complexes from structurally upper to lower units, respectively. The Type I Suite is composed of the Okazaki Complex.

The Yachigusa Complex consists mainly of shale with subordinate sandstone, greenstone and chert. Shale generally includes blocks of sandstone and chert and represents chaotic features such as mixed rock. Radiolarian fossils from the shale indicate Late Triassic to Early Jurassic ages. The Wakai Complex consists mainly of shale also with lense sandstone, chert and greenstone. Radiolarian fossils from this shale indicate an Early Jurassic age. The Kochi Complex consists mainly of shale with sandstone, chert and greenstone. Radiolarian fossils from shale of the unit indicate a Jurassic age. The Okazaki Complex consists mainly of sandstone and shale with small amount of greenstone. No fossils have been obtained from this complex. The overall younging polarity from structurally upper to lower units is not altogether obvious because radiolarian fossils from the district are poor. The rocks of the Tamba Terrane folded of regional E-W trending folds.

LATE CRETACEOUS IGNEOUS ROCKS

Late Cretaceous igneous rocks in the district are divided into the Hiromine Group, the Arima Group, the Harima Granites and other felsic to intermediate dike rocks.

The Hiromine Group is mainly distributed in the neighboring Tatsuno district, and

is stratigraphically subdivided into the Tōbori Formation and Shosha Formation. In the Hōjō district, only the Shosha Formation (Toyotomi welded tuff) occurs in the southwestern part of the mapped area. The Shosha Formation is composed of highly altered rhyolite welded, vitric-crystal tuff and unconformably covers and abuts against pre-Cretaceous basement rocks.

The Arima Group comprises some of the extensive Late Cretaceous volcanic rocks of the Inner Zone of Southwest Japan, and is widely distributed throughout the northeastern and southwestern parts of the Hōjō district. This group also crops out in the central part of the district as small bodies surrounded by Quaternary sediments. The Arima Group unconformably overlies the pre-Cretaceous basement, and is separated from the basement by arcuate faults and dikes related to caldera collapse in the northeastern part of the district. The Arima Group has been stratigraphically divided into the Kamogawa Formation and the Hiraki welded tuff in the northwestern part of the neighboring Sanda district. This stratigraphic division is also applicable to the Arima Group within the Hōjō district.

The Kamogawa Formation reaches a thickness of 2,400m in total within the Hōjō district. It is composed of rhyolite lava, rhyolitic pyroclastic rocks (lapilli tuff, densely welded vitric tuff, vitric pumice tuff), and subordinate stratified tuff, conglomerate, and andesitic volcanic rocks. The rhyolitic volcanic rocks are characterized by the absence of alkali feldspar phenocrysts and are of an aphyric, or vitric nature. A zircon fission-track age for the densely welded tuff has been given at 73.2 ± 3.4 Ma.

Exposure of the Hiraki welded tuff is confined to several small areas near the western margin of the Arima Group, in the northeastern part of the district, and also crops out in localized areas in the central part of the district. The Hiraki tuff is a rhyolite welded tuff and contains abundant crystal fragments of quartz, plagioclase, clear sanidine and biotite in a matrix of devitrified welded glass fragments. The K-Ar age for the biotite is 76.9 ± 1.3 Ma.

The Harima Granites are Late Cretaceous granitoids which have been intruded into both pre-Cretaceous rocks and Cretaceous volcanic rocks in southwestern part of the Hyōgo Prefecture. In the Hōjō district, the Harima Granites crop out as three small stocks (Shikata Granite, Yamasaki Granophyre and Myorakuji Granodiorite), and are comprised of hornblende-bearing porphyritic biotite granite to granodiorite, granophyric biotite granite, fine-grained granodiorite, granophyre and granite porphyry. Enclaves of fine-grained diorite are usually found as large blocks (<100m in maximum diameter) or clots in the above granitoids. A biotite K-Ar age for the Shikata Granite has been given at 77.5 ± 1.3 Ma and is equivalent to the age of the Hiraki welded tuff.

Felsic to intermediate dike rocks crop out in the northern and western parts of the mapped district. They intrude into pre-Cretaceous rocks and consist of felsite, granite porphyry, dacite and andesite.

CENOZOIC

The Cenozoic strata in the district are divided into the Kōbe Group (latest Eocene to Early Oligocene), the Ōsaka Group (Early to Middle Pleistocene), terrace deposits (latest Middle to Late Pleistocene), talus and fan deposits (Late Pleistocene to Holocene) and alluvium.

The Kōbe Group is distributed in the Sanda Basin and western part of Kōbe City. The Hōjō district is situated to the west of the Sanda Basin. The group, which is more than 800 m thick, is composed of a non-marine sequence of sandstone, mudstone and conglomerate with some intercalations of thin lignite and more than 9 rhyolitic tuff layers. The half-graben Sanda Basin is mostly filled by the Kōbe Group Sediments and is bounded to the south by of E-W trending faults. Within the basin, the Kōbe Group dips gently southward, or towards the center of the basin, except in those areas containing several flexural folds and faults, all of which NW-SE and NE-SW.

The Kōbe Group is divided into the Sanda, Yokawa and Hosokawa Formations in ascending order through the Sanda Basin. The Hosokawa Formation is not exposed in the mapped area.

The Sanda Formation is subdivided into the following members; Toishigawa Mudstone and Sandstone, Nitta Conglomerate and Shimoisawa Mudstone, in ascending order. They have a relation of contemporaneous heterotopic facies each other. Only the Nitta Conglomerate is observed in the mapped area where it is 30 to 40 m thick. The Nitta Conglomerate is an alluvial fan deposit comprised mainly of thick cobble-boulder conglomerate with a small amount of sandstone and siltstone.

The Yokawa Formation, about 400 m thick, is conformable with the Sanda Formation and is subdivided into the following members : Nagao Sandstone and Mudstone, Kichiyasu Sandstone, Mudstone and Conglomerate and Harasaka Mudstone, in ascending order. The Nagao Sandstone and Mudstone, which is 20 to 30 m thick, are meandering river sediments comprised of sandstone and mudstone with some intercalations of pebble conglomerate. The Kichiyasu Sandstone, Mudstone and Conglomerate (more than 50 m thick) are braided river sediments composed of a fining-upward sequence of pebble conglomerate, sandstone and mudstone with intercalated 5 tuff layers. The Harasaka Mudstone does not outcrop in the area.

The Ōsaka Group can be divided into the Akashi Formation and Meimi Formation, respectively. The Akashi Formation (10 to 90 m thick) is covered by the Meimi Formation and is comprised of pebble gravel, sand and silt. The Meimi Formation (1 to 6 m thick) is made up mainly of cobble gravel with intercalated sand and silt. The Meimi Formation contains a depositional surface known as the Meimi Surface.

River terrace deposits are distributed along the main rivers, such as the Kakogawa and Ichikawa, and are composed of gravel, sand and silt. The deposits are divided into higher, middle and lower terrace deposits based on the altitude and the sediments contained within each terrace.

Talus deposits are mainly distributed near along the basal slope of the local mountains. Fan deposits are situated near small river mouths. Alluvium is deposited along narrow zones near rivers and contains river bed and flood plain deposits.

NEOTECTONICS

The Hōjō district is gently inclined towards the NW as a result of tilting (the Rokko Movement) during the Middle Pleistocene to Holocene.

One active fault, known as the Biwako Fault, trends WNW-ESE and locally displaces the Meimi Formation.

Several lineaments of WNW-ESE trend are recognized in the mapped district, coinciding with different rock type boundaries or old faults.

One great earthquake, whose epicenter has located in the northwestern part of the Hōjō district, occurred in A.D.1864.

ECONOMIC GEOLOGY

The Kunimasa mine, situated north-east of Kasai City, once produced a small amount of copper and zinc sulfides from hydrothermal veins in a felsite dike.

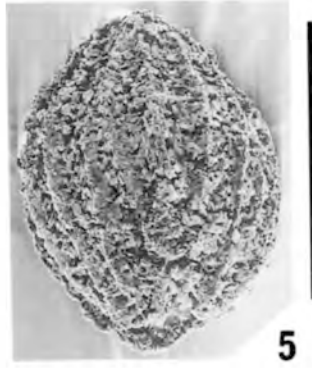
Sandstones of the Fukuzumi Formation (the Ultra-Tamba Terrane) and the Okazaki Complex (Tamba Terrane), and felsic volcanic rocks (Arima Group) are quarried as aggregate for building and road base course. In several places around Mt. Kasamatu, south-west of Kasai City, rhyolite pumice tuff (Arima Group) is quarried for stoneworks, especially for stone walls.

There are also some near-neutral pH type mineral springs in the western part of the mapped district.

第1図版 丹波帯II型地層群から産出した放散虫化石

1. <i>Canoptum</i> sp.	地点3 (GSJ R 61296)	頁岩	} 八千種コンプレックス
2. <i>Canoptum</i> sp.	// //	//	
3. <i>Hsuum</i> sp.	地点6 (GSJ R 61299)	チャート	} 若井コンプレックス
4. <i>Archaeodictyomitra</i> sp.	// //	//	
5. <i>Protunuma</i> sp.	// //	//	
6. <i>Archicapsa pachyderma</i>	// //	//	
7. <i>Parahsuum</i> sp.	地点8 (GSJ R 61301)	頁岩	
8. <i>Parahsuum</i> sp.	// //	//	
9. <i>Pantanellium</i> sp.	// //	//	

スケールバーは0.1 mm



文献引用例

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, 101p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Ozaki, M., Kurimoto, C. and Harayama, S. (1995) *Geology of the Hōjō district.*
With Geological Sheet Map at 1:50, 000, Geol. Surv. Japan, 101 p. (in Japanese with English abstract 6 p.).

平成 7 年 3 月 23 日 印 刷
平成 7 年 3 月 27 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 福 田 紘 晴
印刷所 フ ク ダ 工 芸
東京都中央区新川1-3-2

© 1995 Geological Survey of Japan