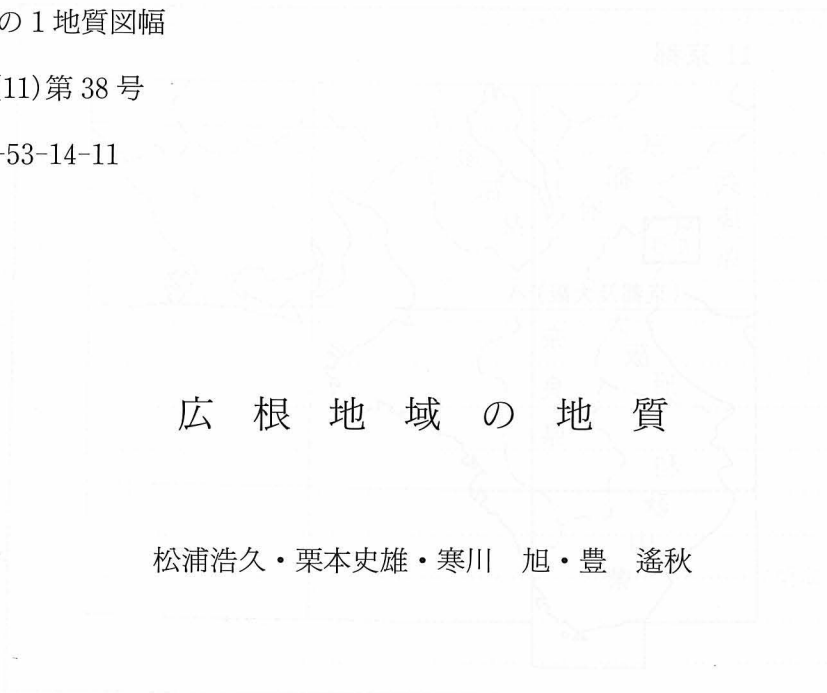


地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

京都(11)第38号

NI-53-14-11



広根地域の地質

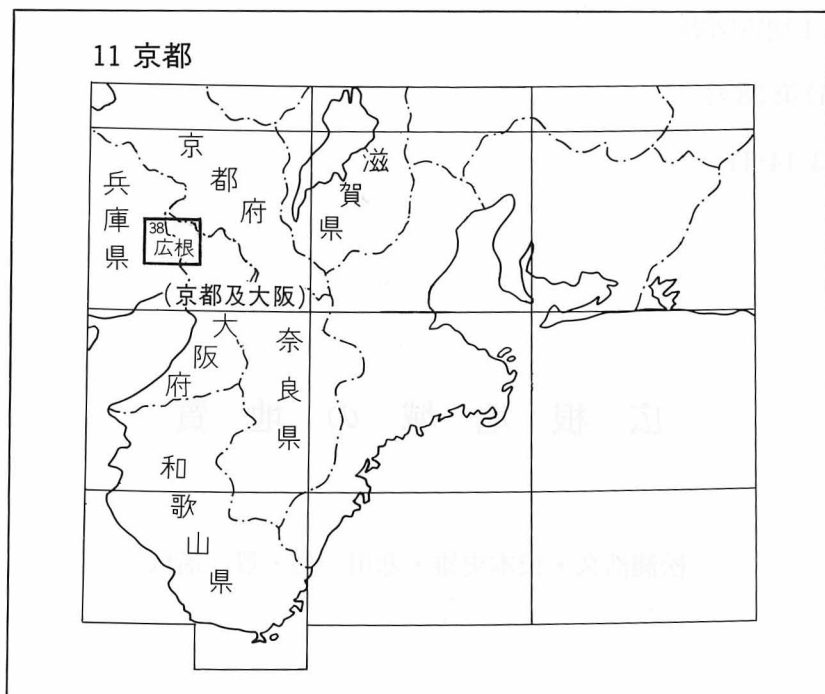
松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭・豊 遙秋

14-11	14-11	14-11
14-11	14-11	14-11
14-11	14-11	14-11
14-11	14-11	14-11

平成 7 年

地 質 調 査 所

位置図



()は1:200,000 図幅名

索引図

11-25 篠山 (既刊,1993)	11-26 園部 (既刊,1991)	11-27 京都西北部 (既刊,1989)
11-37 三田 (既刊,1988)	11-38 広根	11-39 京都西南部
11-49 神戸 (既刊,1983)	11-50 大阪西北部 (既刊,1982)	11-51 大阪東北部

目 次

I. 地 形	(松浦浩久)	1
II. 地質概説	(松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭)	5
II. 1 超丹波帯		5
II. 2 丹波帯		8
II. 3 有馬層群		9
II. 4 深成岩及び岩脈		10
II. 5 新生界		10
II. 6 地質構造		11
II. 7 鉱床		11
III. 超丹波帯	(栗本史雄)	11
III. 1 研究史		11
III. 2 概要		12
III. 3 山下層		14
III. 4 長尾山層		16
IV. 丹波帯	(栗本史雄)	21
IV. 1 研究史		21
IV. 2 概要		22
IV. 3 堆積岩コンプレックス		23
IV. 3. 1 箕面コンプレックス		24
IV. 3. 2 城山コンプレックス		28
IV. 3. 3 産出化石と地質年代		29
V. 有馬層群	(松浦浩久)	30
V. 1 研究史及び概要		30
V. 2 武田尾層		35
V. 3 琉璃溪層		39
V. 4 玉瀬層		39
V. 5 境野層		43
V. 6 佐曾利凝灰角礫岩		46
V. 7 有馬層群の放射年代		49
VI. 白亜紀深成岩類及び岩脈	(松浦浩久)	53
VI. 1 柏原石英斑れい岩		53
VI. 2 川下川石英閃緑岩		55
VI. 3 高代寺石英閃緑岩		55
VI. 4 茨木複合花崗岩体		56

VI. 4. 1	能勢岩体	56
VI. 4. 2	妙見岩体	60
VI. 5	三草山複合花崗岩体	62
VI. 6	石切山花崗閃緑岩	67
VI. 7	劍尾花崗岩	68
VI. 8	その他の小岩体	70
VI. 9	岩脈	70
VI. 9. 1	花崗斑岩	70
VI. 9. 2	文象斑岩及び流紋岩	71
VI. 9. 3	閃緑斑岩	71
VI. 10	白亜紀深成岩類の放射年代	72
VII.	新生界 (松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭)	74
VII. 1	神戸層群	74
VII. 2	大阪層群	75
VII. 3	段丘堆積物	77
VII. 4	崖錐堆積物	78
VII. 5	沖積層	78
VII. 6	埋立地	78
VIII.	地質構造 (松浦浩久・栗本史雄)	79
VIII. 1	超丹波帯及び丹波帯の構造	79
VIII. 2	白亜紀火成岩類の構造	80
VIII. 3	神戸層群の構造	83
IX.	活断層 (寒川 旭)	84
IX. 1	十万辻断層	84
IX. 2	大阪平野北縁の活断層系	87
IX. 3	断層運動の様式と速度	92
X.	応用地質 (豊 遥秋・松浦浩久)	93
X. 1	金属鉱床	93
X. 1. 1	銀・銅・鉛・亜鉛を含む熱水性鉱脈鉱床	93
X. 1. 2	銅・鉛・亜鉛を含むスカルン鉱床	96
X. 1. 3	層状マンガン鉱床	96
X. 2	温泉	97
X. 3	碎石	97
X. 4	群発地震	98
	文 献	98
	Abstract	105

図・表目次

第1図	広根周辺地域の接峰面図	2
第2図	広根地域の埋谷面図	3
第3図	武田尾温泉付近の武庫川の峡谷	3
第4図	猪名川の低地内の宅地化された台地	4
第5図	広根図幅地域の地質概略図	6
第6図	広根図幅地域の地質総括図	7
第7図	広根図幅地域周辺の先白亜系の地質構造区分	8
第8図	超丹波帯を構成する地質体の対比	13
第9図	超丹波帯，山下層の地質柱状図	14
第10図	山下層の岩相	15
第11図	山下層の砂岩の顕微鏡写真	16
第12図	超丹波帯，長尾山層の地質柱状図	17
第13図	長尾山層下部層の岩相	18
第14図	長尾山層上部層の岩相	19
第15図	長尾山層上部層の砂岩の顕微鏡写真	20
第16図	長尾山層上部層の緑色岩の顕微鏡写真	20
第17図	本図幅地域と他地域の丹波帯堆積岩コンプレックスの対応	23
第18図	丹波帯，箕面コンプレックスの地質柱状図	25
第19図	箕面コンプレックスの砂岩・頁岩	26
第20図	箕面コンプレックスの砂岩の顕微鏡写真	27
第21図	箕面コンプレックスの緑色岩の産状と顕微鏡写真	27
第22図	丹波帯，城山コンプレックスの地質柱状図	28
第23図	城山コンプレックスの砂岩及び緑色岩の顕微鏡写真	29
第24図	広根地域の有馬層群の層序概念図	32
第25図	広根地域と周辺の白亜紀火成岩類の地質概略図	32-33
第26図	広根地域と周辺の有馬層群の層序対比	33
第27図	広根地域の有馬層群の柱状図	33
第28図	武田尾層の溶結凝灰岩のモード組成	36
第29図	武田尾層上部の堆積岩の露頭	37
第30図	武田尾層上部の堆積岩に見られるスランプ構造	38
第31図	武田尾層上部の堆積岩に含まれる二枚貝化石	38
第32図	琉璃溪層と玉瀬層の溶結凝灰岩のモード組成	41
第33図	境野層と佐曾利凝灰角礫岩の溶結凝灰岩のモード組成	44

第34図	佐曾利凝灰角礫岩のタイプ I の典型的な岩相	47
第35図	佐曾利凝灰角礫岩中のタイプ II の巨大な異質岩塊の露頭	48
第36図	有馬層群のフィッシュトラック年代の結晶面 (ED2法と re-etch 法) と内部面 (ED1法) の 粒子年代頻度分布図	52
第37図	広根地域内の白亜紀塩基性深成岩類のモード組成	54
第38図	茨木複合花崗岩体のモード組成	58
第39図	妙見岩体の中粒角閃石黒雲母花崗岩の顕微鏡写真	61
第40図	三草山複合花崗岩体のモード組成	64
第41図	三草山複合花崗岩体の石英閃緑岩の顕微鏡写真	64
第42図	三草山複合花崗岩体の中粒角閃石黒雲母花崗岩の顕微鏡写真	65
第43図	三草山複合花崗岩体の黒雲母文象斑岩の顕微鏡写真	66
第44図	石切山花崗閃緑岩のモード組成	68
第45図	剣尾花崗岩のモード組成	69
第46図	京阪神地域の白亜紀火成岩類の放射年代	72-73
第47図	京阪神地域の白亜紀火成岩類の放射年代の年代別頻度分布図	73
第48図	神戸層群三田累層新田礫岩部層の露頭	75
第49図	大阪層群の礫層	76
第50図	大阪層群の地質柱状図	76
第51図	大阪層群の礫層の分布と礫種・礫径	77
第52図	本図幅地域先白亜系の南北方向の地質断面図	80
第53図	有馬層群の地質構造	81
第54図	佐曾利凝灰角礫岩中の異質岩片の最大直径分布図	82
第55図	佐曾利凝灰角礫岩中の径 1m 以上の異質岩片の岩石種別分布図	82
第56図	十万辻断層と中山断層の分布	84
第57図	湯山台南西方における十万辻断層による河谷の左横ずれ屈曲	85
第58図	十万辻断層に沿う河谷の左横ずれ屈曲	85
第59図	若宮における十万辻断層による閉塞丘	86
第60図	三田市西野上で認められた逆断層露頭	86
第61図	大阪平野北縁の活断層と段丘面の分布	88
第62図	清荒神断層による変位地形	89
第63図	広根地域南東部周辺の活断層分布図	89
第64図	白島北方における如意谷断層による河谷の右横ずれ屈曲	91
第65図	坊島断層による段丘面の変位	92
第66図	河谷の右ずれ屈曲量 (D) と断層より上流部の長さ (L) の関係	92
第 1 表	広根地域の有馬層群の全岩化学組成	34

第2表	広根地域周辺の有馬層群の全岩化学組成	35
第3表	広根地域及び周辺地域の有馬層群のフィッシュトラック年代測定結果	50
第4表	広根地域及び周辺地域の有馬層群の K-Ar 年代測定結果	51
第5表	茨木複合花崗岩体及び随伴岩類の全岩化学組成	59
第6表	三草山複合花崗岩体の全岩化学組成	63
第7表	石切山花崗閃緑岩と布引花崗閃緑岩の K-Ar 年代測定結果	72
第8表	神戸層群三田累層に挟在する東条湖凝灰岩層のフィッシュトラック年代測定結果	75
第9表	断層の変位量と平均変位速度	90
第10表	山地内の断層による河谷の右ずれ屈曲量と断層より上流部の長さの関係	91
第11表	広根地域の熱水鉍脈鉍床とその主要鉍石鉍物	94
第12表	多田鉍山の生産量	95
第13表	多田鉍山の主要鉍脈の概要	95

広根地域の地質

松浦浩久*・栗本史雄*・寒川 旭**・豊 遥秋***

広根地域は、地震予知研究の上で緊急性があり、かつ重要な地域として指定された特定観測地域8箇所の中の1つ「名古屋・京都・大阪・神戸」地区に位置する。

現地調査は平成4-5年度に実施した。調査研究と執筆について、超丹波帯と丹波帯の先白亜系(中古生界)及び新生界の大阪層群を栗本が、有馬層群・深成岩類・岩脈及び新生界の神戸層群・崖錐堆積物・沖積層・埋立地及び地形を松浦が、新生界の段丘区分と活断層を寒川が、応用地質を豊・松浦が分担した。現地調査とそのまとめに当たっては、超丹波帯と丹波帯の地質について同志社中学校 楠 利夫氏に、白亜紀有馬層群について大阪府立北野高等学校 吉田久昭氏に御教示頂いた。鉱床の調査では京都府の白神正夫氏、山田滋夫氏及び松尾源一郎氏には未公表の資料を提供して頂いた。静岡大学 藤井敬三教授には有馬層群中の炭化樹幹の石炭地質学的な検討をお願いした。フィッショントラック年代値の検討に当たって、檀原 徹氏には本来の測年以外の様々な測定、検討と御教示を頂いた。自然放射能強度について坂巻幸雄氏(元所員)と坂上正信金沢大学名誉教授に未公表資料を見せて頂いた。また、宝塚市、猪名川町及び能勢町から地形図の提供を受けた。猪名川町からは町内の鉱山関係資料を閲覧させて頂いた。以上の方々に深く感謝する。

所内では丹波帯の緑色岩について牧本 博技官の、神戸層群については尾崎正紀技官の教示を受けた。本研究に用い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 朗技官と、北海道支所の佐藤卓見技官によって作成された。放射年代測定のうちK-Ar年代はテレダインアイソトープス社に、フィッショントラック年代は京都フィッション・トラック株式会社によって測定された。

本研究が終了して印刷の途中にあった平成7年1月17日午前5時46分、兵庫県南部地震が発生した。本地域内でも南部で被害があったが、既に印刷に入っていたので、この地震についての記述はない。

著者らは地震の犠牲となられた方々の御冥福を祈り、本報告が今後の復興と防災計画に奇与することを希望する。

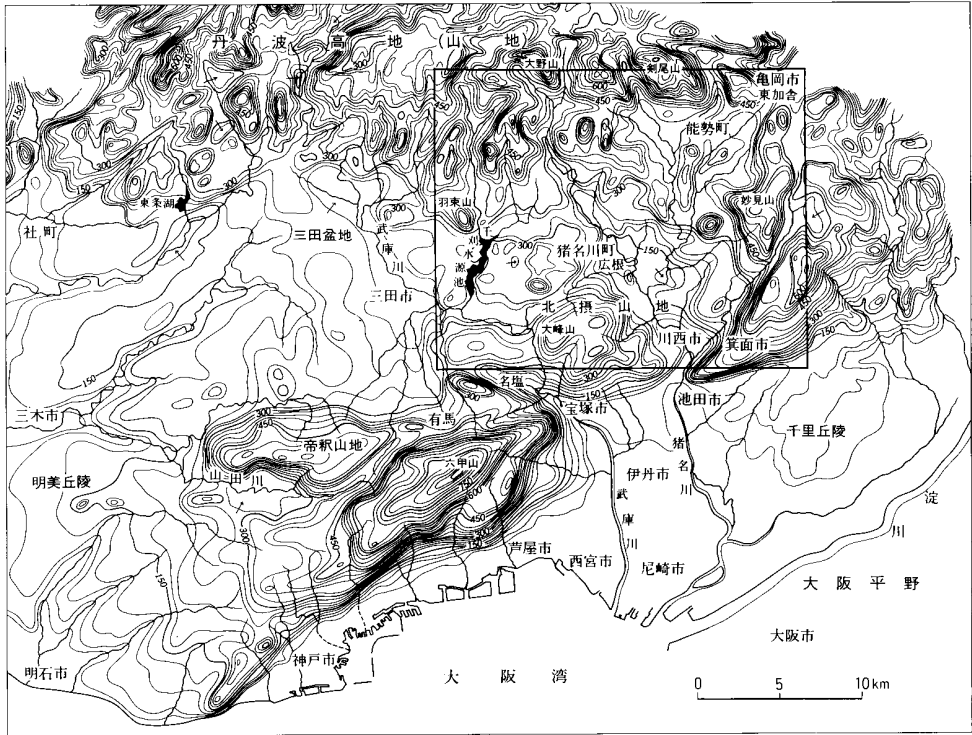
I. 地 形

(松浦浩久)

ひろね
広根地域は北緯34°50'-35°、東経135°15'-135°30'の範囲に位置し、兵庫県東部と大阪府北部及び京都府

地質部 ** 近畿・中部地域地質センター *** 地質標本館

Keywords: 1:50,000, geologic map, Hirone, Ultra-Tamba Terrane, Tamba Terrane, Arima Group, Kôbe Group, Ôsaka Group, dike, terrace, Jurassic, Cretaceous, Tertiary, Quaternary, Yamashita Synform, accretionary complex, coherent clastic sequence, plutonic complex, cauldron subsidence, thrust, active fault, radialia, K-Ar age, fission track age, granite, gabbro, welded tuff, rhyolite, Tada mine, vein deposit.



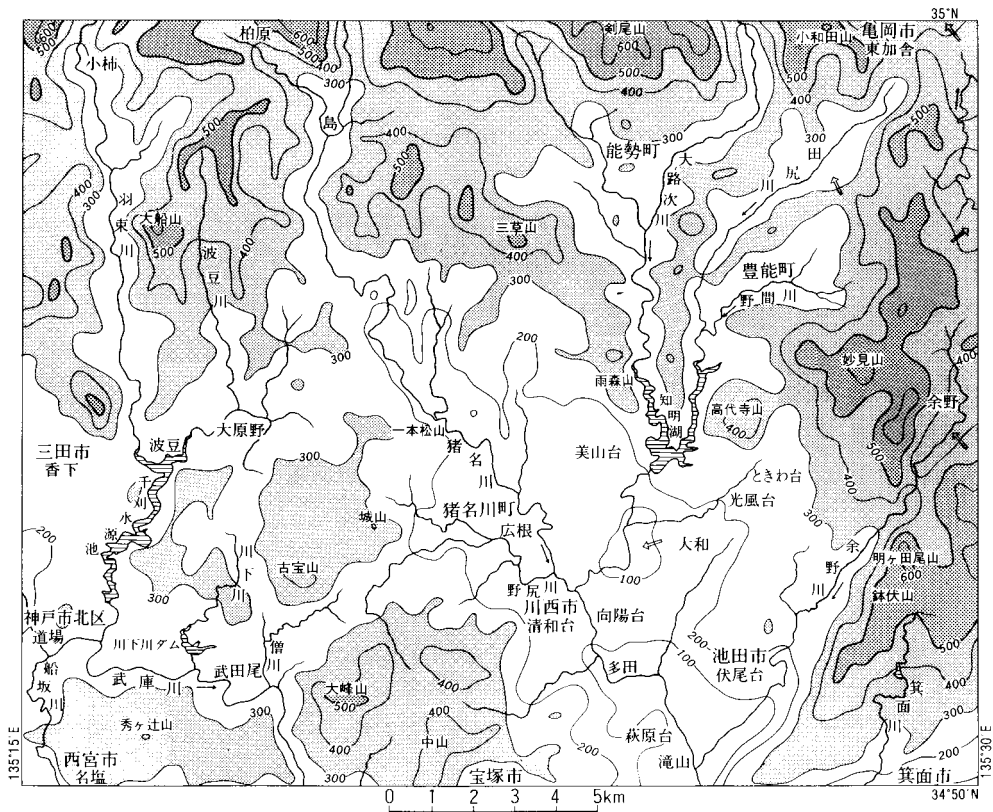
第1図 広根周辺地域の接峰面図 Huzita et al. (1971) の部分。
 四角の枠は広根地域の範囲を示す。

中部が接する部分を含む。

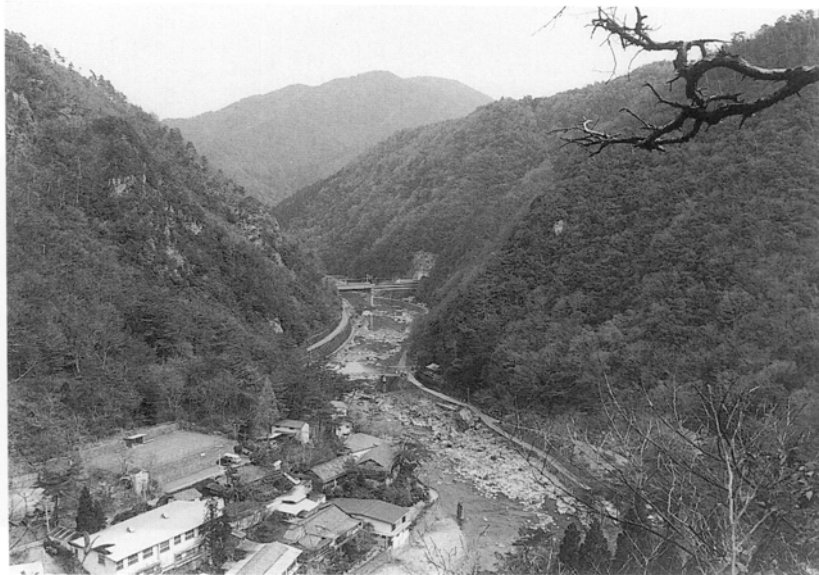
広根地域全体は北摂山地の南部に当たり、大阪平野の北、三田盆地の東に位置する(第1図)。河川は北摂山地から南に向かって流れ、総てが大阪湾に流入する。

山地 本地域の山地は北部の剣尾山を中心とする東西方向に伸長するものと、東部の妙見山を中心として南北方向に伸長するもの、及び西部の大船山-大峰山付近の南北方向に伸長するものの3つに区分できる(第2図)。全体として山地は、南北方向の河川によって、2-数km幅に分断されている。これらの山地は剣尾山付近で本地域最高の標高783mに達するが、全体としては標高300-600m程度の低いものである。西部の山地は河川に分断されて連続性に乏しい。

水系 本地域の大部分は武庫川水系と猪名川水系に属し、北東端の亀岡市本梅町東加舎だけが淀川水系の桂川-園部川の上流部に属する。武庫川水系は西隣の三田地域から武庫川本流と有馬川が流入し、本地域内で羽東川・波豆川・船坂川・川下川及び僧川(ぼうさんがわとも読む)などが合流する。武庫川は本地域西部の頂部の平坦な山地を溝状に切って貫流し、神戸市北区道場-西宮市武田尾-宝塚市生瀬の間で深い峡谷を作っている(第3図)。猪名川水系は本地域中部を貫流する猪名川本流のほか、大路次川・



第2図 広根地域の埋谷面図 幅500m以下の谷を埋谷。



第3図 武田尾温泉付近の武庫川の峡谷（東向き）

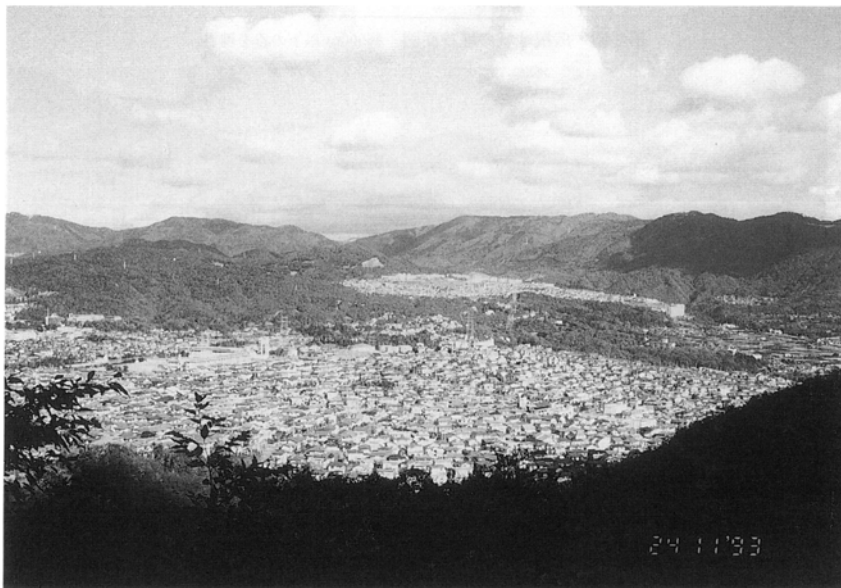
有馬層群の溶結凝灰岩は風化抵抗性が大きいので山地化し、河川は峡谷を作る。向って左側が宝塚市、右側が西宮市で、川に架かる橋はJR福知山線の武田尾駅。谷壁には有馬層群の武田尾層の溶結凝灰岩(Tkt)が露出する。

田尻川・野間川・余野川及び野尻川が本地域内で合流し、南隣の大阪西北部地域内で更に箕面川みのおほかと合流して淀川河口近くで大阪湾に注いでいる(第1図)。

低地・盆地 猪名川町広根から川西市滝山周辺にかけての地域は、本地域内の3つの山地に囲まれた低地と見ることができる。この低地内では河川の下方侵食によって更に谷底平坦地と、侵食から取り残された台地状の部分に分化している。河川は谷底平坦地内に小規模な氾濫原を形成しているが、流れは更にこれを侵食して水は直接基盤岩上を流れることが多い。本地域内の最低標高は地形図で読み取れる限りは、猪名川が本地域南縁に近づく付近での20mである。台地状の部分の周囲は急に切り立った崖で囲まれているが、台地の上はゆるく傾斜した面である。台地の上面は未固結で機械で容易に整地できるので、近年はほとんどが開発されて人工地形になっている。このほか、山地内では谷が部分的に幅広くなった小規模な盆地状地形が、三田市つきのせ槻瀬、能勢町のせ今西、倉垣、野間、豊能町とよの余野に点在している。

段丘 低地・盆地内の河川に沿って高位・中位・低位の段丘が認められる。武庫川水系では峡谷をなす本流には段丘が分布せず、支流の羽束川の盆地に発達している。猪名川流域では中流は高位から低位まで段丘が発達しているが、上流の山間盆地では低位段丘のみが認められる。

人工地形 本地域は大阪市や神戸市の大都市の近郊になるので、宅地やゴルフ場開発で造成された人工地形が南部に多数認められる。大阪層群分布地域の猪名川町白金、川西市清和台・けやき坂、池田市伏尾台など‘台’や‘坂’の付く地名は人工地形である(第4図)。このほか、もとの地形が急峻で開発しにくい宝塚市中山南東斜面でも、最近では大規模に尾根を削って谷を埋積した人工地形ができています。これらの人工地形は全体としては傾斜地であり、水平な平坦面が階段状に作られている。



第4図 猪名川中流の低地内の宅地化された台地

宝塚市花屋敷より川西市萩原台(手前)、伏尾台(奥)を望む。大阪層群の作る平坦面の上に宅地が造成されている。伏尾台の右手の山地は五月山断層の断層崖で、山地の右端のゴルフ場にも大阪層群が200mの変位量を持って分布している。

II. 地 質 概 説

(松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭)

本地域の地質は、古い方から超丹波帯の堆積岩類(ジュラ紀以前)、丹波帯の堆積岩コンプレックス(ジュラ紀)、有馬層群の火山岩類(白亜紀後期)、深成岩類と岩脈(白亜紀後期)、及び新生界の堆積岩類-未固結堆積物から構成されている(第5図、第6図)。

II. 1 超 丹 波 帯

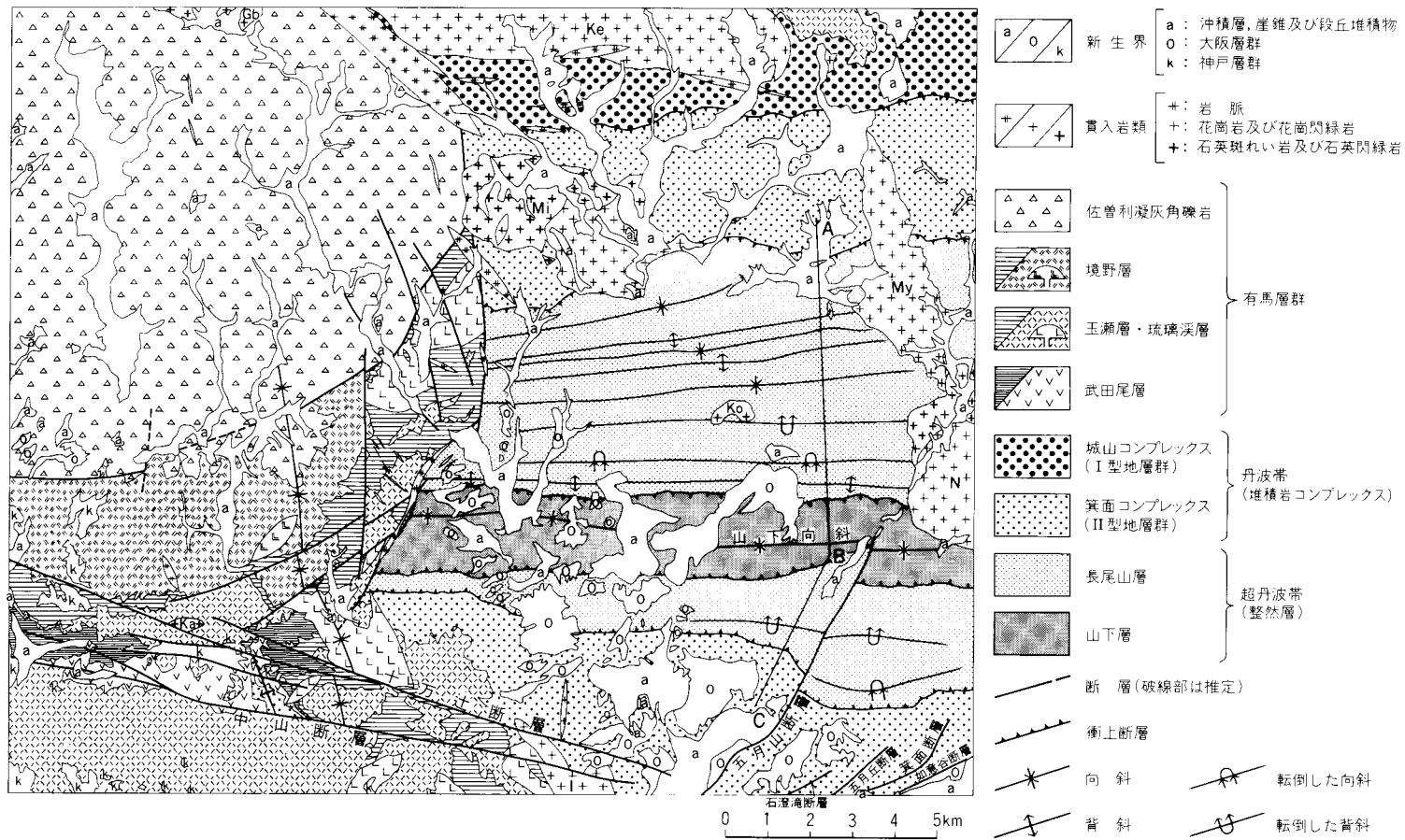
本図幅地域周辺に分布する先白亜系の地質構造区分を第7図に示す。本図幅地域全体は西南日本内帯に属し、超丹波帯と丹波帯に属する。第7図に示すように超丹波帯・丹波帯の地層は大きくアンチフォームとシンフォームを繰り返し、構造的上位に超丹波帯、下位に丹波帯の地層が存在する。

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。後者は付加体ではなく、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整然層のみが分布し、堆積岩コンプレックスと判断しうる地質体は確認されなかった。

本図幅地域の超丹波帯は構造的上位から山下層やましたと長尾山層ながおやまに区分される。これまでのところ両層の地質年代は明らかにされておらず、明確に相互の層序関係を示す証拠は得られていない。両層の地質構造は調和的であるが、境界近傍での断層の存在から両者は断層関係である可能性が高い。両層の岩相的特徴からみても両者が整合であるとは考えがたい。したがって、本図幅では構造的観点から上位の山下層と下位の長尾山層に区分し、両者は衝上断層で境されていると解釈した。

山下層は頁岩優勢の地層であり、砂岩の量は少なく、砂岩はきわめて細粒である。山下層は向斜構造を呈し、Sakaguchi (1961) はこれを山下向斜と呼んだ。本図幅でも山下層が示す向斜を山下向斜と呼ぶ。一方、後述のように丹波帯の地層群はアンチフォームとシンフォームを繰り返し、本図幅地域においては一つのシンフォームが存在する。丹波帯の示すこのシンフォームは山下向斜にほぼ一致すると考えられ、本図幅では山下シンフォームと呼ぶ。岩相の特徴から山下層に対比できる地質体は超丹波帯の構成岩類としてはこれまで確認されていない。化石の産出はなく、年代は不明である。

長尾山層は山下層の南北両側に分布し、背斜と向斜を繰り返す。長尾山層は大きく下部層と上部層に区分でき、下部層は頁岩に富み、上部層は砂岩に富む。山下層の南側に分布する長尾山層は上部層のみであり、北側には下部層と上部層が分布する。長尾山層は岩相の特徴や構造的立場から判断して、篠山



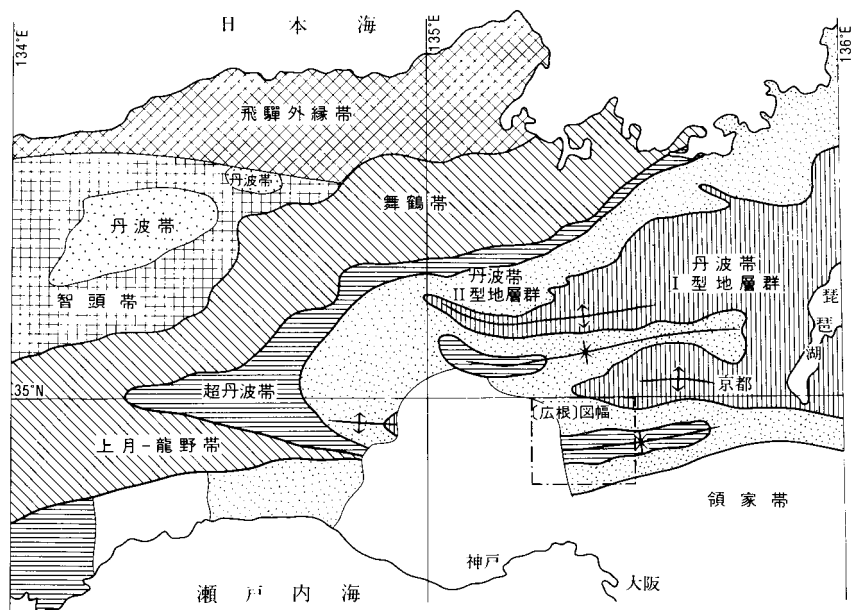
第5図 広根地域の地質概略図

深成岩体の記号と名称 Gb: 柏原石英斑れい岩, Ka; 川下川石英閃緑岩, Ko: 高代寺石英閃緑, N: 茨木複合花崗岩体能勢岩体, My: 茨木複合花崗岩体妙見岩体, Mi: 三草山複合花崗岩体, I: 石切山花崗閃緑岩, Ke: 剣尾花崗岩. A-B-C に沿う地質断面図は第52図に示す.

地質時代		地 質 系 統	地 史
新 生 代	第四紀	沖積層	断層運動
		崖錐堆積物	
	更新世	低位段丘堆積物	
第三紀	中新世	中位段丘堆積物	陸上で堆積(一部海成粘土を挟む)
	始新世末 漸新世初	高位段丘堆積物	
中 生 代	白 垩 紀	大阪層群下部	陸上で堆積・東条湖凝灰岩(噴出源不明)を挟む(フィッシュントラック年代36.9±2.3Ma)
		岩脈(花崗斑岩・文象斑岩-流紋岩・閃緑斑岩)	
		新田礫岩部層	
		神戸層群三田累層	
		砥石川泥岩砂岩部層	
	後 期	岩脈類の貫入	酸性 ↑ 塩基性
		深成岩類の貫入 (K-Ar年代: 72.7-75.6Ma)	
		火砕岩によるカルデラの埋積(K-Ar年代 70.9Ma) カルデラ壁の崩壊 コールドロンの形成(多角形環状断層の形成) 流紋岩大規模火砕流の噴出・堆積 流紋岩火砕岩・溶岩の噴出・堆積と湖成層の堆積(K-Ar年代 71.8Ma) (フィッシュントラック年代 67.4-97.7Ma)	
		流紋岩火砕岩の噴出・堆積と湖成層の堆積	
		有馬層群	
前 期	佐曾利凝灰角礫岩	東西方向の褶曲の形成 隆起・陸化 衝上断層の形成	
	境野層		
	玉瀬層・琉璃溪層		
	武田尾層		
	超丹波帯		
生 代	ジュ ラ 紀	丹波帯	I型地層群 城山 コンプレックス
		II型地層群 箕面 コンプレックス	
		山尾山層	
	三 疊 紀	山尾山層	•丹波帯堆積岩コンプレックスの形成 (箕面及び城山コンプレックス)
		山下層	
		超丹波帯整然層の山下層及び長尾山層の堆積	

第6図 広根図幅地域の地質総括図

丹波帯の堆積岩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基づくもので、付加過程によるコンプレックス形成年代を示す。綠色岩・チャート・石灰岩などの海洋起源の物質は石炭紀後期からジュラ紀に及び、砕屑岩の年代よりも古い。Maは地質年代の単位で、100万年を示す。



第7図 広根図幅地域周辺の先白亜系の地質構造区分 (Ichikawa, 1990 の Fig.1 より引用, 一部修正・加筆)

図幅地域の味間層及び大阪府高槻市周辺(本図幅地域東隣の京都西南部)の高槻層に対比できる。今回、長尾山層の頁岩から *Nassellaria* に属する放散虫化石を得たことから、本層は中生界と考えられる。

篠山図幅(栗本ほか, 1993)では超丹波帯の整然層は同帯の堆積岩コンプレックスを不整合に覆い、白亜紀前期の非海成篠山層群に不整合で覆われている。本図幅地域の長尾山層はその岩相から篠山図幅地域の味間層に対比される。山下層に対比できる地層は现阶段では丹波帯には確認されていない。このような状況から、本図幅では山下層及び長尾山層を三畳-ジュラ系としておく(第6図)。

II. 2 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・チャート及び碎屑岩から構成され、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。栗本ほか(1993)は、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。

堆積岩コンプレックスは岩相、地質構造及び地質年代に基づいてII型地層群と下位のI型地層群に区分される。II型地層群が構造的上位を占め、I型地層群の上に衝上断層で重なっている。一般にII型地

層群は海洋プレート層序を認定することによりいくつかのユニットあるいはコンプレックスに細分できるが、本図幅地域では細分することができないので、ひとつのコンプレックスとして示した。本図幅ではⅡ型地層群を構成する堆積岩コンプレックスは箕面^{みのお}コンプレックス、Ⅰ型地層群を構成する堆積岩^{しろやま}コンプレックスを城山コンプレックスと呼ぶ。

大きくみると丹波帯の地層群はアンチフォームとシンフォームを繰り返す。本図幅地域の丹波帯には山下シンフォームが存在する。箕面コンプレックスは超丹波帯長尾山層の南北両側に分布し、それぞれは山下シンフォームの北翼と南翼に当たる。Ⅰ型地層群は本図幅地域の北部に分布し、山下シンフォームの北翼に当たる。今回、箕面コンプレックスからは放散虫化石を得ることはできず、城山コンプレックスからはジュラ紀を示す放散虫化石を得たのみであり、コンプレックスの形成年代を限定することはできない。そこで第6図では、他地域の丹波帯の研究成果を参考にして箕面コンプレックス及び城山コンプレックスの形成年代を示した。

Ⅱ. 3 有馬層群

有馬層群は西南日本内帯を特徴付ける白亜紀後期中世-酸性大規模火山岩類の1つで、本地域西部から北西方向に約100 kmにわたってほぼ連続的に分布している。本地域内の有馬層群の層序は下位から順に^{たけだお}武田尾層、^{たまげ}玉瀬層、^{るりけい}琉璃溪層、^{さかいの}境野層及び^{きそり}佐曾利凝灰角礫岩に区分される。

武田尾層は武庫川を挟む狭い地域に分布し、丹波帯の地層を不整合に覆う角礫岩に始まり、火山碎屑性角礫岩、流紋岩溶結凝灰岩、非溶結凝灰岩、湖成堆積岩の順に重なる。湖成堆積岩からは松科の球果の化石と二枚貝の化石が産出する。この他に部分的に流紋岩溶岩・岩脈を含む。

玉瀬層は武田尾層に整合に重なり、武田尾層を囲むように分布する。玉瀬層は流紋岩溶結凝灰岩、非溶結凝灰岩、流紋岩溶岩・岩脈及び湖成の堆積岩からなる。本層の溶結凝灰岩は結晶片に富むものと乏しいものがあって分布地域が異なっている。結晶片に富むものは本地域南西部から南西方向に伸び、最初に有馬層群の模式地とされた神戸市北区有馬温泉-帝釈山に至る。一方結晶片に乏しい溶結凝灰岩は玉瀬層の北東部に分布する。

琉璃溪層は本地域北東部に孤立して分布しているが、本層の流紋岩溶結凝灰岩及び流紋岩岩脈は岩相が玉瀬層北東部の結晶片に乏しい溶結凝灰岩と溶岩に酷似するので対比されている。あるいはもともと連続していたものが、中間部に深成岩体が貫入・隆起したために削剥で失われたのかもしれない。

境野層は玉瀬層に重なる。結晶片に富み異質岩片に乏しい流紋岩溶結凝灰岩からなり、小規模の流紋岩岩脈及び堆積岩を含む。

佐曾利凝灰角礫岩は周囲の地層とは多角形環状断層で断層接触しているが、南東部の一部で下位の境野層を覆っている。佐曾利凝灰角礫岩には大小の異質岩片(岩塊)が含まれ、その最大のものは優に直径100 m以上に達する。この巨岩塊を含む佐曾利凝灰角礫岩はカルデラ壁が崩壊して堆積したものと推定される。

以上の有馬層群の積算層厚は約2,000 mに及ぶ。

II. 4 深成岩類及び岩脈

本地域の深成岩類は石英斑れい岩から花崗岩-文象斑岩に及ぶ広い組成範囲を持ち、組成が流紋岩質に限られる有馬層群とは対照的である。深成岩類は有馬層群とほぼ同じ白亜紀後期火成活動の産物ではあるが、分布地域は有馬層群の東側に少しはずれて、主に丹波帯・超丹波帯の堆積岩中に貫入している。本地域の深成岩類は塩基性岩から酸性岩に至る複合岩体を形成するものが多いのが特徴である。本地域と東隣の京都西南部地域の境界に位置する茨木複合花崗岩体は南東側の能勢岩体と北西側の妙見岩体の集形をなす。能勢岩体は更に北西と南東端に石英閃緑岩が、中心部に花崗岩が分布し、両者の中間部に花崗閃緑岩が分布する。茨木複合花崗岩体の北西側に位置する三草山複合花崗岩体は北西端に石英閃緑岩が、南東端に文象斑岩が分布し、中間部に花崗閃緑岩と花崗岩が分布している。三草山複合花崗岩体の北側に位置する剣尾花崗岩は北隣の園部地域内で岩体の北西部に小規模ではあるが石英閃緑岩を伴っており、複合岩体となしている。剣尾花崗岩の西側に分布する柏原石英斑れい岩はあるいは剣尾花崗岩と複合岩体になるべきだったものがたまたま離れて貫入したのかもしれない。これら以外の川下川石英閃緑岩、高代寺石英閃緑岩及び石切山花崗閃緑岩は小規模で複合岩体を形成していない。

岩脈は花崗斑岩、文象斑岩-流紋岩、及び閃緑斑岩の3種類がある。このうち花崗斑岩と文象斑岩-流紋岩は岩脈群をなすが、閃緑斑岩は散在する。

II. 5 新生界

本地域の新生界は古第三紀始新世末-漸新世初期の神戸層群、第四紀更新世の大阪層群、段丘堆積物、崖錐堆積物と沖積層に区分される。

本地域の神戸層群は三田盆地における神戸層群最下部の三田累層の東方延長部に当たる。本地域の三田累層は下位の砥石川泥岩砂岩部層と上位の新田礫岩部層からなり、新田礫岩部層内に東条湖凝灰岩層を挟在する。この東条湖凝灰岩層のジルコンのフィッシュオントラック年代値は 36.9 ± 2.3 Maであった。

大阪層群は南東部の猪名川町南部、川西市北部、池田市-箕面市にかけて台地状に分布する。本地域の大阪層群は下部のみが分布し、最下部及び上部は知られていない。大阪層群はこのほか三田市香下にも小範囲に分布し、三田市西部と三木市に分布する三木累層(長崎・松浦, 1988)の延長部に当たると考えられる。

段丘堆積物は高位段丘・中段段丘及び低位段丘の3つに区分される。これらは現河川に沿う河成段丘堆積物である。

崖錐堆積物は本地域北部の白亜紀火成岩からなる山地に発達する。

沖積層は河谷の広がった部分に小規模に分布する。基盤との関係を見ると、砂岩の多い超丹波帯や有馬層群の強溶結部には沖積層はほとんどなく、泥岩が卓越する丹波帯や溶結度の低い佐曾利凝灰角礫岩分布地域では谷が広がって沖積層が少し堆積している。

II. 6 地質構造

本地域には形成時期の異なる4つの構造が見られる。超丹波帯と丹波帯はジュラ紀から白亜紀前期にかけて形成された東西方向の衝上断層と褶曲及びシンフォームを持つ。これらは白亜紀後期の有馬層群に覆われている。

有馬層群には白亜紀後期のカルデラ形成に伴う多角形環状断層が生じている。この断層は後から貫入した白亜紀後期の深成岩体や岩脈に切られている。また西方の三田-篠山地域の有馬層群と同じく北北西-南南東方向の褶曲を持ち、南北方向の断層で東側の先白亜系と接している。

古第三紀神戸層群はN80°W方向の狭い地溝状に分布し、有馬層群の構造を切っている。

第四系を変位させる構造としては十^{じゅうまんつじ}万^{なかやま}辻断層・中山断層(西北西-東南東方向)及び五月山断層(北東-南西方向)は神戸層群を挟む断層と第四紀大阪層群を切って走っている。更に本地域東南端には活断層として大阪平野の北縁を形成する石^{いしずみ}澄^{たき}滝断層・五^き月^{つき}丘断層・箕^{みの}面断層・如^{にょ}意^い谷断層が北東-南西及び東北東-西南西方向に走り、段丘面・扇状地面及び河谷を変位させている。以上の第四系を変位させる断層は西北西-東南東方向のものは左横ずれ断層で、北東-南西及び東北東-西南西方向のものは右横ずれ断層である。

II. 7 鉱床

丹波帯I型地層群の城山コンプレックス中には層状マンガン鉱床が、猪名川町から能勢町の白亜紀火成岩類(特に花崗斑岩岩脈)から先白亜系の堆積岩中には銀・銅・鉛・亜鉛の鉱脈型鉱床が、また箕面市付近の丹波帯の堆積岩中に銅・鉛・亜鉛のスカルン鉱床がそれぞれ生じている。

III. 超丹波帯

(栗本史雄)

III. 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^{おおい}飯^い層・加^か斗^{とう}層・堅^か海^み層と呼ばれた(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^{あかぐり}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疊紀放散虫化石を報告し、二疊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疊系は、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)及び栗本ほか(1993)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、二疊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^{こうづき}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。

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疊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さないと考えた。また、楠(1994)は大阪府北部北摂山地から三疊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ものである。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, 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。

III. 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、及び構造的低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。

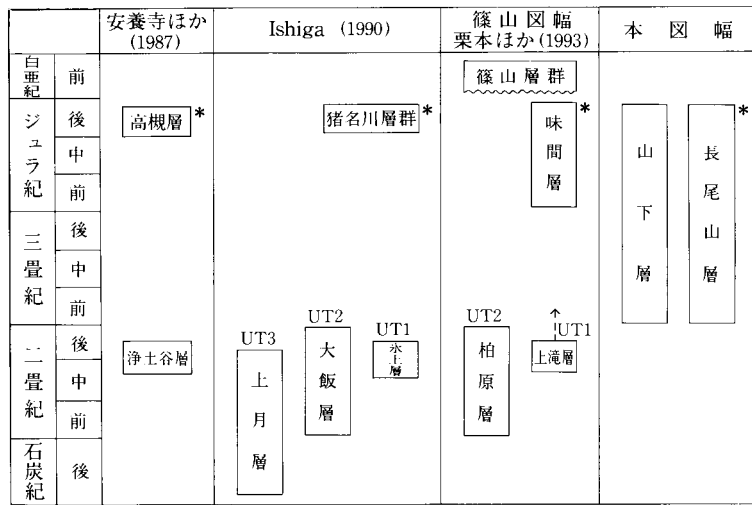
本図幅地域の超丹波帯は山下層と長尾山層からなり、両層は堆積岩コンプレックスには属さず、整然層に含まれる。両層の地質構造は調和的であるが、境界近傍での断層の存在から両者は断層関係である

可能性が高い。したがって、本図幅では構造的観点から上位の山下層と下位の長尾山層に区分し、両者は衝上断層で境されていると解釈した。

山下層は頁岩及び砂岩から構成され、頁岩が優勢である。山下層は整然とした成層構造をもち、緑色岩やチャートを含まない。砂岩は極めて細粒であり、頁岩中に数cmの薄層として挟在される。頁岩及び砂岩は一般に灰色を呈する。山下層は向斜構造を呈し、Sakaguchi (1961)はこれを山下向斜と呼んだ。本図幅でも山下層が示す向斜を山下向斜と呼ぶ。一方、後述のように丹波帯の地層群はアンチフォームとシンフォームを繰り返し、本図幅地域においてはシンフォームが1つ存在する。丹波帯の示すこのシンフォームは山下向斜にはほぼ一致すると考えられ、本図幅では山下シンフォームと呼ぶ。岩相と特徴から山下層に対比できる地質体は超丹波帯の構成岩類としてはこれまで確認されていない。

長尾山層は山下層の南北両側に分布し、背斜と向斜を繰り返す。長尾山層は大きく下部層と上部層に区分でき、下部層は頁岩に富み、上部層は砂岩に富む。山下層の南側に分布する長尾山層は上部層のみであり、北側には下部層と上部層が分布する。長尾山層の砂岩は一般に灰緑色を呈し、単層の厚さは数10cmであり、上述の山下層とは砂岩の特徴やその量比に大きな差がある。長尾山層は岩相の特徴や構造的な位置から判断して、篠山図幅地域の味間層及び大阪府高槻市周辺(本図幅地域東隣の京都西南部)の高槻層に対比できる。

超丹波帯の地層について、本図幅地域と他地域との対応関係を第8図に示す。



第8図 超丹波帯を構成する地質体の対比

UT1, UT2, UT3及び浄土谷層は堆積岩コンプレックス。高槻層、猪名川層群、味間層、山下層及び長尾山層は整然層。篠山層群は非海成下部白亜系で、篠山図幅地域において味間層を不整合に覆う。

*高槻層及び味間層から三畳紀を示す放射虫化石の産出が報告された。猪名川層群は高槻層と対比されたため、ジュラ紀後期に設定された。本図幅地域では猪名川層群を長尾山層として扱った。詳しくは研究史参照。

Ⅲ. 3 山下層 (Ys, Ym)

命名 山下層は Sakaguchi (1961) が本図幅地域の南東部に分布する丹波層群の最上位層に対して命名。本図幅地域の超丹波帯を構成する2つの地層のうち、構造的上位の地層が Sakaguchi (1961) の山下層にほぼ相当することから、本図幅ではこの地層名を用いる。

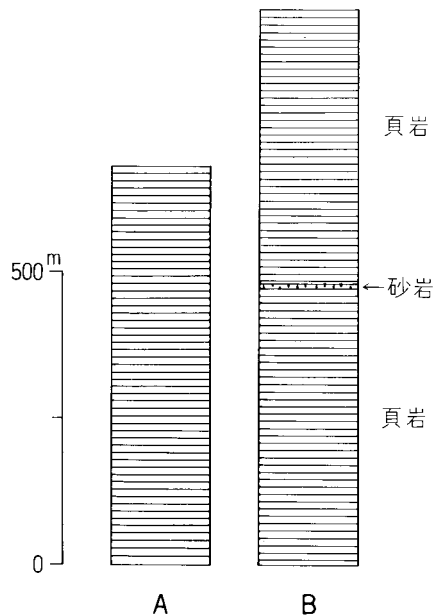
模式地 兵庫県川西市一庫^{ひとくら}ダム南の一庫大路次川のルート。

分布 南北約 2 km 幅をもって、一般走向の東西方向に細長く分布する。西は川辺郡猪名川町銀山から一庫大路次川を経て、東は大阪府豊能郡豊能町高山に至る。西端では有馬層群玉瀬層に覆われ、境界部には花崗斑岩が貫入している。また、東端では茨木複合花崗岩体に貫入されている。

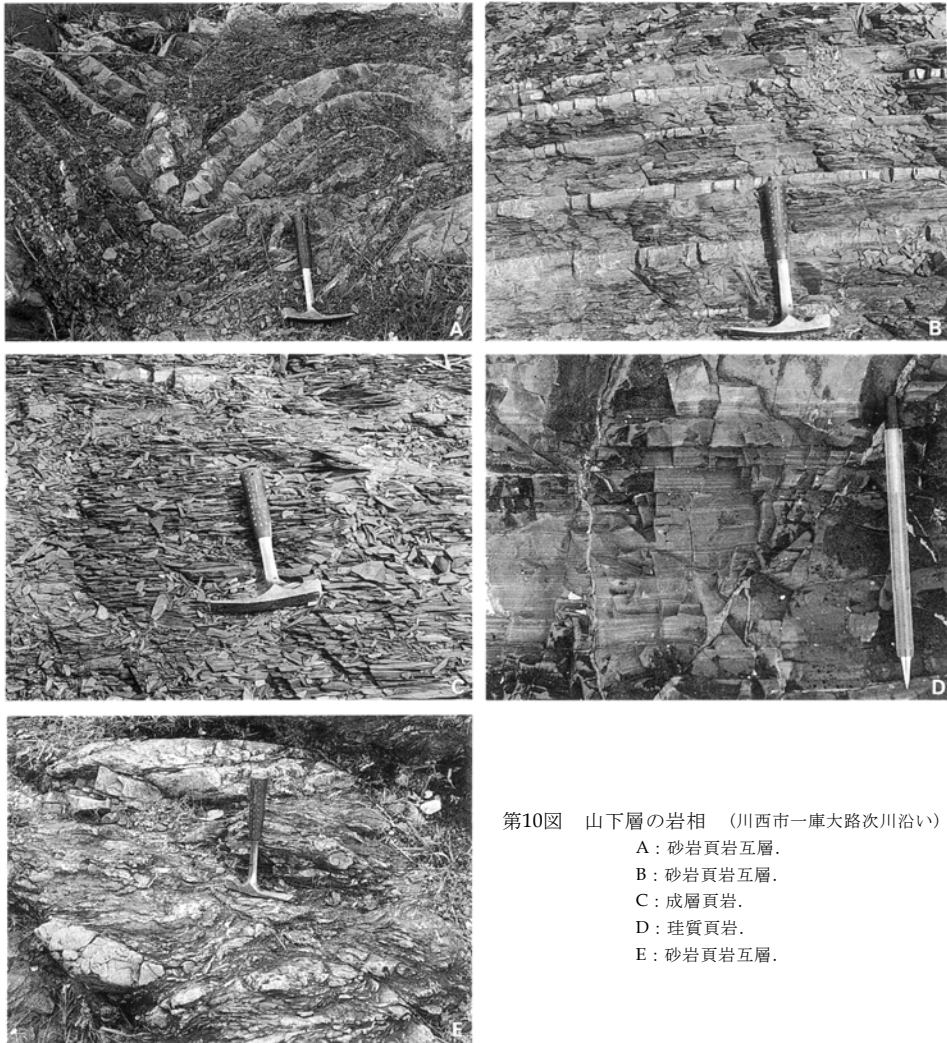
層序 本層の地質柱状図を第9図に示す。

岩相 山下層は頁岩及び砂岩から構成され、頁岩が優勢である。砂岩は極めて細粒であり、頁岩中に数 cm の薄層として挟在される。頁岩及び砂岩は一般に灰色を呈する。

山下層の代表的な岩相を第10図に示す。第10図Aはやや砂岩優勢な砂岩頁岩互層である。砂岩の厚さは最大5 cm で、頁岩は風化し細かく割れている。半波長50 cm の褶曲が観察される。第10図Bは頁岩優勢な砂岩頁岩互層である。砂岩の厚さは2-3 cm で、厚いところで5 cm 程度である。砂岩、頁岩ともに葉理が発達し、整然とした層理が観察される。第10図Cは砂岩を挟在しない頁岩で、層理に沿って細かく割れる。第10図Dは葉理の発達した珪質頁岩で、凝灰岩質である。この珪質頁岩は鏡下において極細粒の珪長質鉱物から構成されている。この珪質頁岩は頁岩と漸移することから、地質図では頁岩の中に含めて示した。第10図Eは砂岩と頁岩からなり、砂岩は最大の厚さ5-10 cm のレンズ状を呈してい



第9図 超丹波帯、山下層の地質柱状図
A：山下向斜北翼。B：山下向斜南翼。
いずれも模式地ルート。



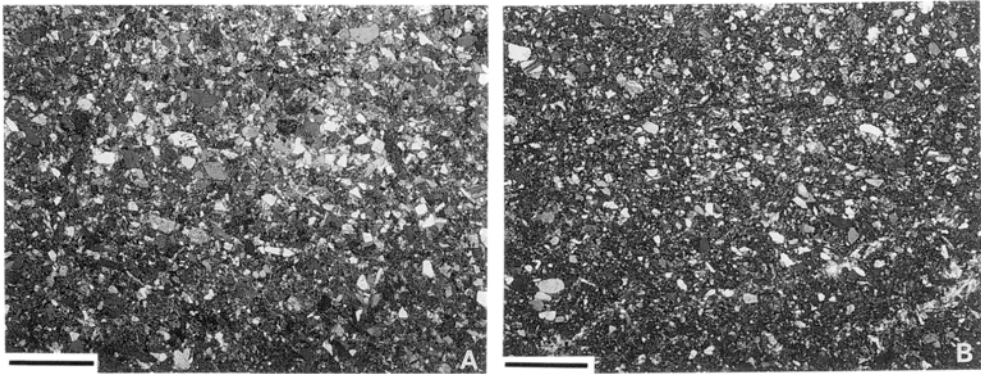
第10図 山下層の岩相 (川西市一庫大路次川沿い)

- A: 砂岩頁岩互層.
- B: 砂岩頁岩互層.
- C: 成層頁岩.
- D: 珪質頁岩.
- E: 砂岩頁岩互層.

る。もともと砂岩頁岩互層が破断されたと考えられ、砂岩以外の岩塊は含まれていない。この露頭は長尾山層との境界近くに位置することから、破断の原因は山下層と長尾山層の境界断層の運動に関連した可能性がある。山下層の砂岩の顕微鏡写真を第11図に示す。砂岩は淘汰の悪いワックで、石英、斜長石、岩片などから構成される。岩片としては火山岩のものが多く、

地質時代 これまで化石の産出報告はない。今回も放散虫化石の検出を試みたが、産出しないので本層の地質年代は不明である。

長尾山層との地質関係 長尾山層の上位に衝上断層で重なっていると判断した。山下層と長尾山層を



第11図 山下層の砂岩の顕微鏡写真
 A：細粒砂岩（川辺郡猪名川町銀山，GSJ R61446）
 B：極細粒砂岩（川辺郡猪名川町猪瀬南方，GSJ R61447）
 A，B共に直交ポーラ。スケールバーは0.1mm.

比較すると、砂岩の組成は類似する(楠・武蔵野, 1991)が、岩相の特徴は明らかに異なる。つまり、山下層は全く緑色岩やチャートを含まないが、長尾山層はわずかに緑色岩やチャートを含む。また、成層状態をみれば、山下層はより細かい互層形態を示す。地質年代をみると、山下層は年代が不明であり、長尾山層は中生界としか言えない。長尾山層は篠山地域の味間層や高槻地域の高槻層に岩相がきわめてよく類似する。長尾山層に対比される味間層や高槻層の地質年代は研究史で述べたように議論のあるところで、不確定の状態である。

以上のように山下層と長尾山層は断層関係にあるが、初生的にどのような関係にあったかは不明であり、年代の新旧もわからない。岩相などからみて山下層の方がより陸域に近いか、あるいは浅いところで堆積したのかもしれない。このように違った場所に堆積したと考えられる山下層と長尾山層という別個の地質体が現在では衝上断層で境されている。

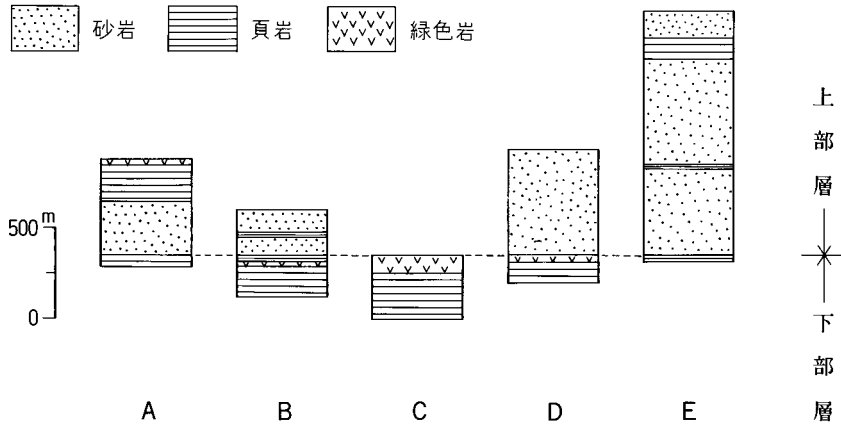
III. 4 長尾山層

命名 本層は Sakaguchi (1961) の命名した丹波帯の国崎層と長尾山層にほぼ相当する。Sakaguchi (1961) は山下層の南北両翼に広く分布する地層を長尾山層と呼んだので、本図幅では長尾山層という地層名を用いる。

模式地 下部層は一庫ダムから北へ^{ちみょうこ}明湖沿いのルート。上部層は大阪府池田市長尾山北東の碎石場、及び余野川沿いのルート。

分布 長尾山層は山下層の南北両側に分布する。北側の長尾山層は西は猪名川町から、東は豊能町に至るまで、南北幅 4-6 km で東西方向に延び、猪名川町・川西市・豊能町にまたがって広く分布する。南側の長尾山層は猪名川町、川西市、池田市、箕面市、豊能町にまたがって分布し、南北幅は西端では 500 m で、東にいくほど広くなり、東方では 3 km の幅を有する。

層序 本層の地質柱状図を第 12 図に示す。長尾山層は岩相の特徴から下部層と上部層に区分される。



第12図 超丹波帯，長尾山層の地質柱状図

A-C：山下層より北側の長尾山層。

D：山下層の南側の長尾山層，五月山断層西側。

E：山下層の南側の長尾山層，五月山断層東側。

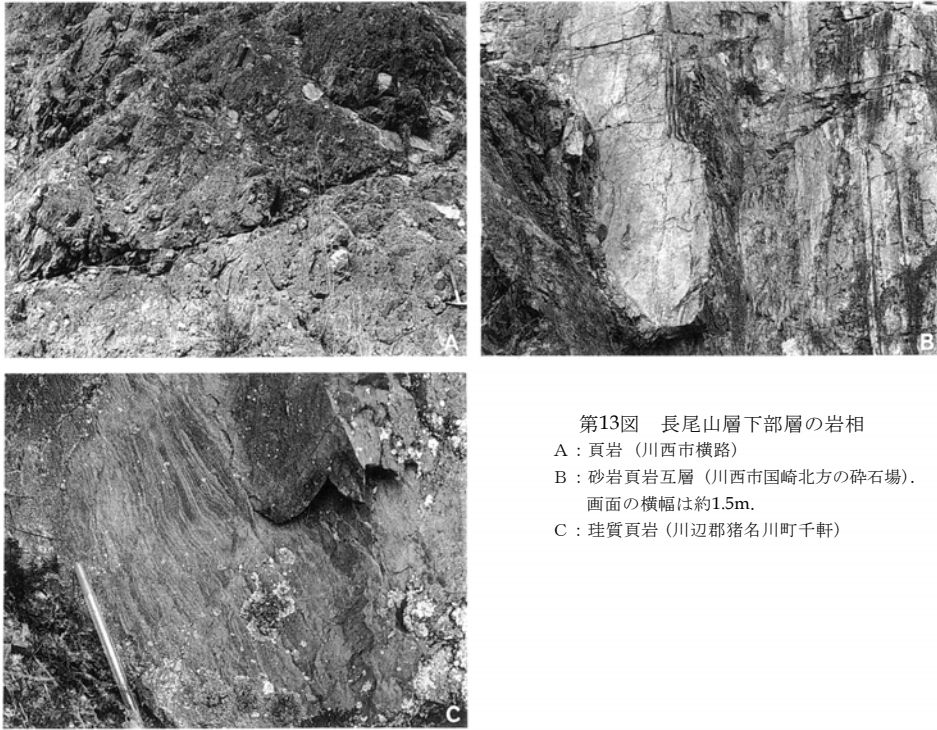
下部層は主として頁岩及び砂岩頁岩互層からなり，わずかに緑色岩を挟む。上部層は主として砂岩及び砂岩頁岩互層からなり，緑色岩・チャートを挟む。下部層は最大 350 m（第 12 図のルート C），上部層は最大 1,350 m（第 12 図のルート E）の層厚を有する。

下部層の岩相(Nls, Nlm, Nlg) 砂岩は一般に細粒で，緑色あるいは灰色を呈する。この細粒の緑灰色砂岩は上部層において厚く発達し，長尾山層の大きな岩相的特徴である。頁岩は一般に灰色で，砂岩に挟まれて産出する。頁岩は，珪質で葉理が発達する場合，砂岩の岩塊を含む場合，砂岩と互層する場合など，様々な岩相を示すが，珪質で葉理の発達する頁岩が最も広い範囲に分布する。この頁岩は，上述の緑灰色砂岩と共に長尾山層の大きな岩相的特徴である。緑色岩は一庫ダム東方の1箇所を確認されたのみであり，玄武岩質溶岩や玄武岩火砕岩が認められる。この緑色岩は数 m の厚さを有し，頁岩中の岩塊と考えられる。

下部層の代表的な岩相を第 13 図に示す。第 13 図 A は砂岩岩塊を含む頁岩で，剪断を受けている。第 13 図 B は数 cm オーダーの砂岩頁岩の細互層であり，白色部は砂岩のように見えるが，この部分も同じ岩相である。第 13 図 C は葉理の発達した珪質頁岩であり，凝灰質である。色の違いによる mm オーダーの縞模様を呈する。

上部層の岩相(Nus, Num, Nuc, Nug) 砂岩は一般に細粒で，一部中粒であり，緑色あるいは灰色を呈し，基質は石灰質である。砂岩は塊状の場合と，成層して頁岩と互層する場合がある。塊状の砂岩は細粒で，珪質であることが多い。頁岩と互層する砂岩は，一般に厚さが 5-50 cm であり，挟在する頁岩の厚さは 5-10 cm である。頁岩は一般に灰色で，砂岩に挟まれて産出する。頁岩にはしばしば葉理が発達し，珪質になることがある。チャートは箕面市勝尾寺において2か所^{かつおじ}で確認された。いずれも数 m の厚さで，頁岩中の岩塊と考えられる。緑色岩には玄武岩溶岩や玄武岩火砕岩が認められる。緑色岩の厚さは数 m で，チャートと同様に頁岩中の岩塊と考えられる。

上部層の代表的な岩相を第 14 図に示す。第 14 図 A は成層する砂岩で，頁岩の挟みは極めて薄いか，存



第13図 長尾山層下部層の岩相

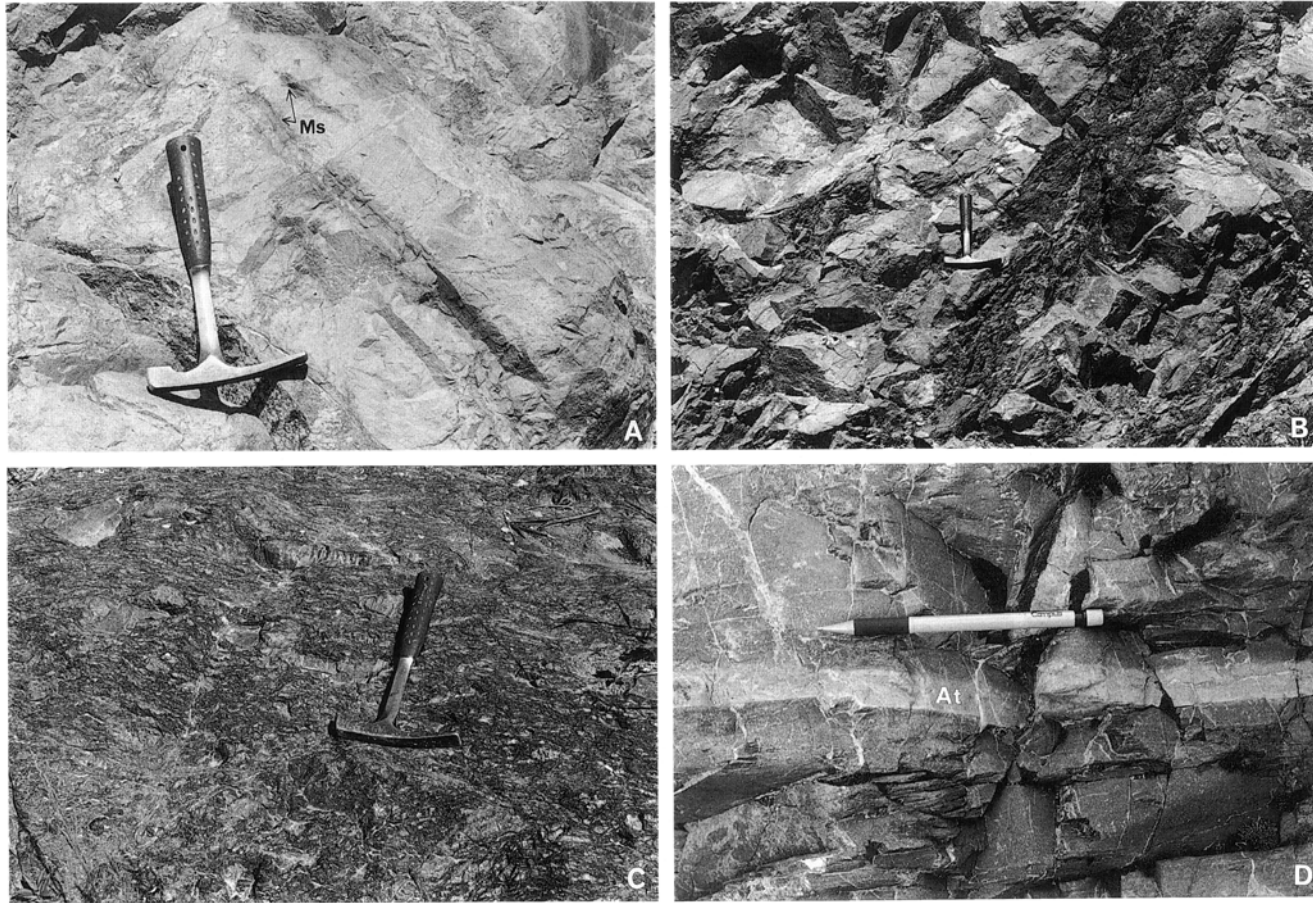
- A : 頁岩 (川西市横路)
 B : 砂岩頁岩互層 (川西市国崎北方の碎石場).
 画面の横幅は約1.5m.
 C : 珪質頁岩 (川辺郡猪名川町千軒)

在しない。第14図Bは砂岩優勢な砂岩頁岩互層である。第14図Cは砂岩岩塊を含む頁岩である。第14図Dは成層した灰色頁岩であり、しばしば酸性凝灰岩と思われる白色部(At)を挟在する。

長尾山層上部層の砂岩の顕微鏡写真を第15図に示す。一般に細粒砂岩で、主として石英・斜長石・岩片から構成され、岩片は火山岩片が多い。砂岩は淘汰の悪いワッケで、基質はしばしば石灰質で、方解石脈も観察される。

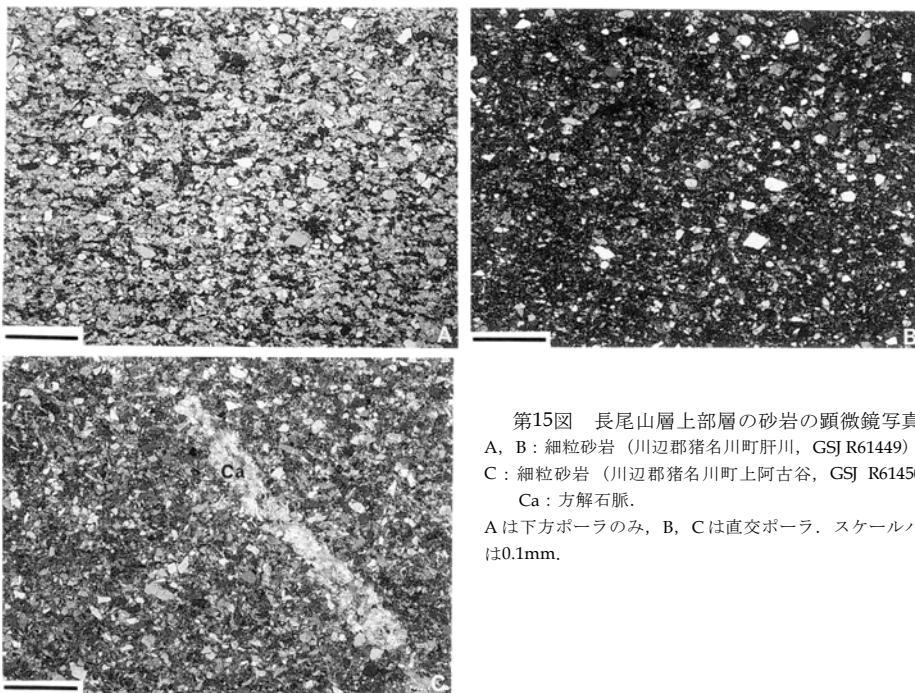
第16図に長尾山層上部層の緑色岩の顕微鏡写真を示す。第16図Aの左上の部分は自形の斜長石と粒状の単斜輝石からなる玄武岩溶岩である。右下部分は同様の鉱物構成であるが、全体に剪断されている。中央部の脈はアクチノ閃石、緑簾石及び曹長石からなる。第16図Bは玄武岩溶岩で、斑晶は自形の斜長石と有色鉱物からなる。斑晶の有色鉱物は淡緑色角閃石であり、形状からみてももとは単斜輝石と考えられる。石基には変成鉱物として緑簾石、緑泥石及びアクチノ閃石が認められる。第16図Cは玄武岩溶岩で、斑晶は自形の斜長石からなる。斑晶の斜長石は一部緑簾石になっている。石基は長柱状の斜長石と粒状の単斜輝石から構成され、変成鉱物として緑泥石、緑簾石及び曹長石が認められる。

産出化石と地質時代 箕面市箕面川ダム北方のLoc.1(地質図の放散虫化石産地の番号。以下同様)の頁岩からは扁平になった *Nassellaria* 亜目の放散虫化石を得た。*Nassellaria* は三疊紀以降に出現するので、中生代を示すと考えられるが、より詳しい地質年代を決定するに至っていない。このほか8試料の頁岩から球形の放散虫化石を検出したが、保存状態が悪く、表面構造は不明瞭で、年代考察には有効でない。以上のことから長尾山層は中生界であると言えない。

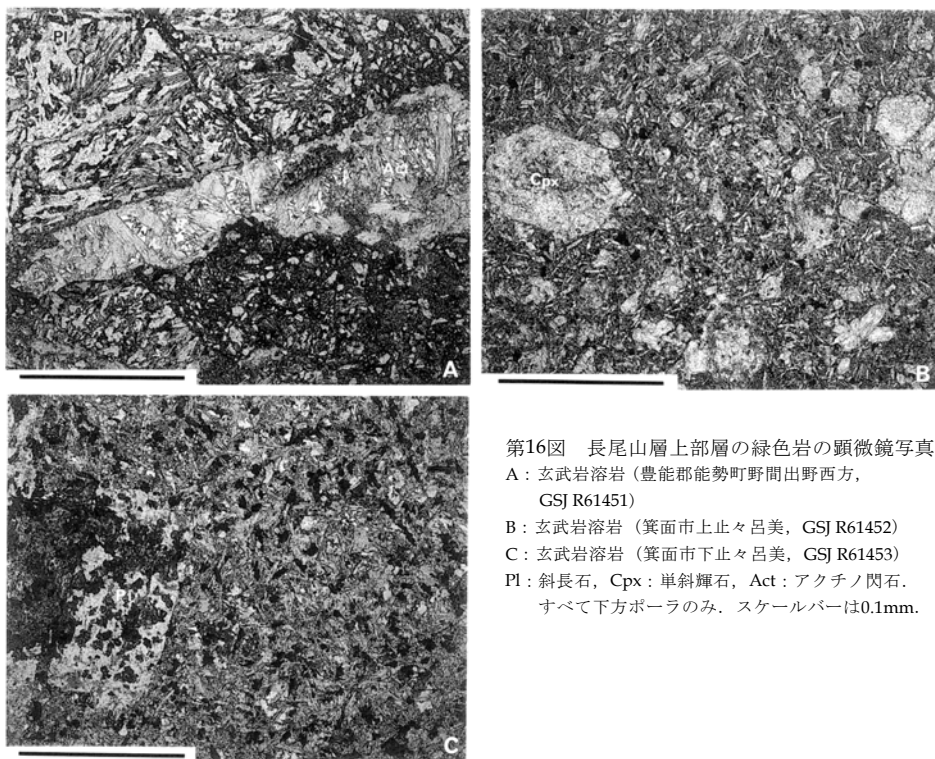


第14図 長尾山層上部層の岩相

A: 成層砂岩, B: 砂岩頁岩互層, C: 頁岩, D: 成層頁岩.
Aは川西市国崎北方約1km, B-Dは箕面市長尾山砕石場周辺.



第15図 長尾山層上部層の砂岩の顕微鏡写真
 A, B: 細粒砂岩 (川辺郡猪名川町肝川, GSJ R61449)
 C: 細粒砂岩 (川辺郡猪名川町上阿古谷, GSJ R61450).
 Ca: 方解石脈.
 Aは下方ポーラのみ, B, Cは直交ポーラ. スケールバーは0.1mm.



第16図 長尾山層上部層の緑色岩の顕微鏡写真
 A: 玄武岩溶岩 (豊能郡能勢町野間出野西方, GSJ R61451)
 B: 玄武岩溶岩 (箕面市上止々呂美, GSJ R61452)
 C: 玄武岩溶岩 (箕面市下止々呂美, GSJ R61453)
 Pl: 斜長石, Cpx: 単斜輝石, Act: アクチノ閃石.
 すべて下方ポーラのみ. スケールバーは0.1mm.

IV. 丹波帯

(栗本史雄)

IV. 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グ化石に基づいて、二畳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砕屑岩類中に含まれる放散虫化石の示すジュラ紀であることから, これらの地質体はジュラ紀に再構成されたものであり, チャート・石灰岩・緑色岩類は砕屑岩中の異地性岩体と判断された. 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, 1989), 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・牧本(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散虫化石を検出し, 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(TII d)として解釈されるようになった。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、古生代の海洋性岩石の有無によるべきであると結論した。

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。Sakaguchi(1961)は本図幅地域とその東側地域に分布する丹波層群の層序について報告した。彼は丹波層群中に山下向斜を識別し、北翼では下位より逢坂峠層、明月峠層、国崎層、長尾山層及び山下層に、南翼では箕面層、長尾山層及び山下層に区分した。逢坂峠層、明月峠層及び国崎層は箕面層に対比された。小熊(1982)は本図幅地域南東部の箕面大滝の南方約500mの頁岩から三葉虫化石を発見した。Kobayashi and Hamada(1985)はこの三葉虫化石を記載し、石炭紀-二畳紀のものとした。Ishiga(1990)は本図幅地域の超丹波帯・丹波帯について報告し、超丹波帯に属する猪名川層群と丹波帯のII型地層群の分布を示した。井本ほか(1991)は本図幅地域北隣の園部図幅地域についてI型地層群とII型地層群を識別した。

IV. 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。

本図幅地域に分布する丹波帯の構成岩類は堆積岩コンプレックスであり、整然層の特徴をもつ地層は認められない。堆積岩コンプレックスは構造的上位のII型地層群と下位のI型地層群に区分される。一般にII型地層群は海洋プレート層序を認定することによりいくつかのユニットあるいはコンプレックスに細分できるが、本図幅地域では細分することができないので、ひとつのコンプレックスとして示し

京都西北部 (井本ほか, 1989)	綾部 (木村ほか, 1989)	福知山 (栗本・牧本, 1990)	園部 (井本ほか, 1991)	篠山 (栗本ほか, 1993)	本図幅 (松浦ほか, 1995)	丹波層群の 見掛けの 基準層序
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	箕面 コンプレックス	T II c
雲ヶ畑ユニット	釜輪コンプレックス		新水戸ユニット	城南 コンプ レックス 佐仲 コンプ レックス		T II b
灰屋ユニット	和知コンプレックス	芦洲コンプレックス	小金ヶ嶽ユニット	三尾コンプレックス		T II a
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	城山コンプレックス	T I

各ユニット・コンプレックスの境界(黒三角印)は衝上断層

第17図 本図幅地域と他地域の堆積岩コンプレックスの対応

た。II型地層群を構成する地質体を箕面コンプレックス、I型地層群のそれを城山コンプレックスと呼ぶ。II型地層群の箕面コンプレックスは山下シンフォームの南北両側に分布する。I型地層群は山下シンフォームの北側に分布するのみである。

今回の調査では、箕面コンプレックスからは放散虫化石を得ることはできず、城山コンプレックスからはジュラ紀を示す放散虫化石を得たのみであり、コンプレックスの形成年代を詳しく限定することはできない。また、II型地層群を細分するには至らず、箕面コンプレックスを認定したのみであるが、本図幅地域の各コンプレックスと周辺地域との対応を第17図に示す。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低位よりT I・T II a・T II b・T II cの各ユニットに区分され、さらに上位に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。

IV. 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砕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、砕屑岩(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、構造的低位のコンプレックスほど砕屑岩の年代が若くなる傾向にある。

さて、本図幅地域の堆積岩コンプレックスについてみると、II型地層群は箕面コンプレックス、I型地層群は城山コンプレックスから構成されている。箕面コンプレックスは頁岩に富み、緑色岩・チャート・砂岩を挟在し、典型的な海洋プレート層序を保持しているとはいいがたい。城山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を呈し、上半部において砂岩が優勢であることが特徴である。今回得られた放射虫化石からは、構造的低位のコンプレックスほど砕屑岩の年代が若くなる傾向を読み取ることはできない。

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。本図幅という見掛けの層序とはモード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。

IV. 3. 1 箕面コンプレックス (II型地層群 ; Ms, Mm, Mc, Mg)

命名 本コンプレックスは Sakaguchi (1961) の山下向斜南翼の箕面層、及び山下向斜北翼の逢坂峠層・明月峠層にほぼ相当する。モード地の地層はかつて箕面層と呼ばれたので、この名を取って箕面コンプレックスと呼ぶ。

モード地 箕面市箕面公園から箕面大滝に至るルート。

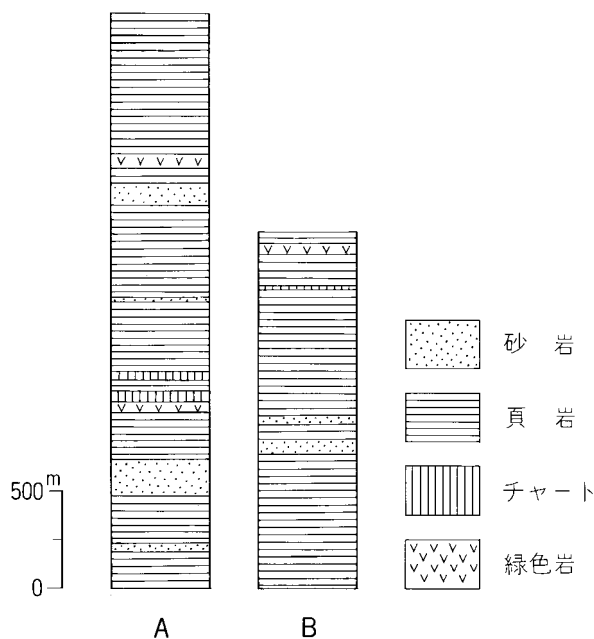
分布 北部地域と南部地域に分かれて分布する。北部地域の箕面コンプレックスは南北幅 2-4 km であるが、西部では三草山複合花崗岩体、東では茨木複合花崗岩体の貫入を受け地表での分布は狭くなっている。北部地域では本コンプレックスは兵庫県川辺郡猪名川町・大阪府豊能郡能勢町・京都府亀岡市にまたがって分布する。

南部地域の箕面コンプレックスは 2-3 km の南北幅を有する。西端では有馬層群に覆われている。また、猪名川や塩川沿いでは大阪層群や段丘堆積物が広く分布しているため、箕面コンプレックスの分布は河川に沿って狭くなっている。また、南端部において石切山花崗閃緑岩に貫入されている。南部地域では本コンプレックスは兵庫県川辺郡猪名川町・兵庫県川西市・大阪府池田市及び箕面市にまたがって分布し、本図幅地域の南西部、西宮市と宝塚市の境の武庫川沿いにも周囲を有馬層群に囲まれてわずかに分布する。

見掛けの層序 第 18 図に地質柱状図を示す。見掛けの厚さは山下向斜北翼で約 3,000 m、南翼で 1,800 m である。

岩相 本コンプレックスは頁岩を主体とし、砂岩・緑色岩・チャートを含む。

頁岩は一般に砂岩やチャートの岩塊を含み、混在岩の様相を呈する。頁岩は剥離性を有することが多い。一部には岩塊を含まない頁岩も存在するが、野外において混在岩と連続的であり、区別して表示で



第18図 丹波帯，箕面コンプレックスの地質柱状図

A：山下向斜北翼．亀岡市犬飼川から西別院町に至るルート．

B：山下向斜南翼．模式地ルート（箕面市箕面公園から箕面大滝）．

きないので地質図では一括して示した．

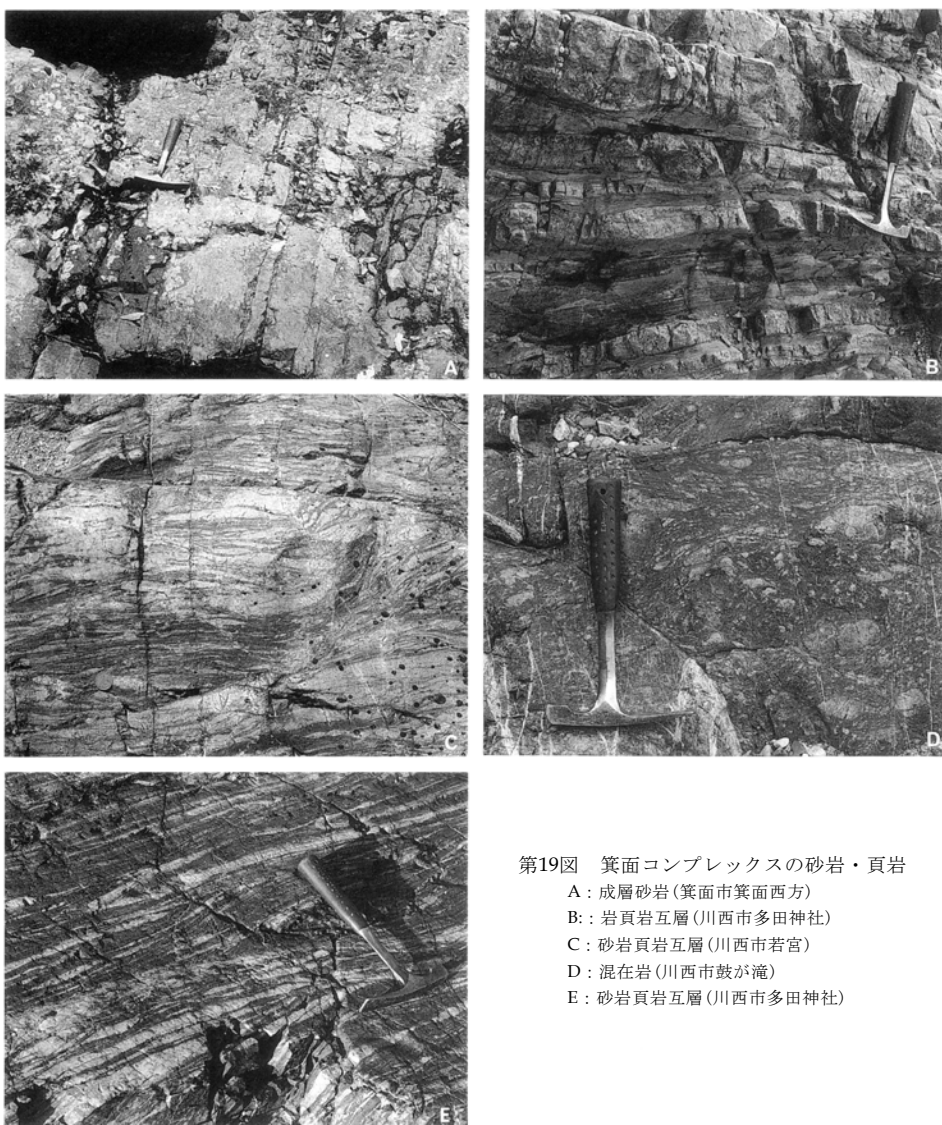
砂岩は一般に中-細粒で，黒灰色を示す．頁岩と互層したり，頁岩中の岩塊として産出する．第19図に砂岩及び頁岩の野外における産状を示す．第19図Aはほとんど頁岩を含まない成層した砂岩である．第19図Bに示した砂岩頁岩互層は砂岩と頁岩がほぼ等量である．第19図Cは砂岩頁岩の細互層であり，砂岩(白色部)は薄層あるいはレンズ状になっている．第19図Dは砂岩岩塊を含んだ混在岩の様子を示す．第19図Eは折たみ褶曲を示す砂岩頁岩互層である．

本コンプレックスの砂岩は一般に中粒のワッケで，石英，長石，岩片などから構成される．岩片を含んだ砂岩の顕微鏡写真を第20図に示す．

チャートは黒灰色，灰色を呈し，単層の厚さは1-5 cmである．チャートは走向方向への連続は悪く，地質図においてレンズ状を呈する．豊能郡能勢町今西には見掛け厚いチャートが分布するが，そのほかのチャートは見掛け100 m以下の厚さである．箕面市勝尾寺南方ではチャートは緑色岩に伴って出現する．

緑色岩は一般に暗緑色を呈し，玄武岩溶岩あるいは玄武岩火砕岩が認められる．緑色岩もチャートと同様に走向方向への連続は悪く，レンズ状を呈する．

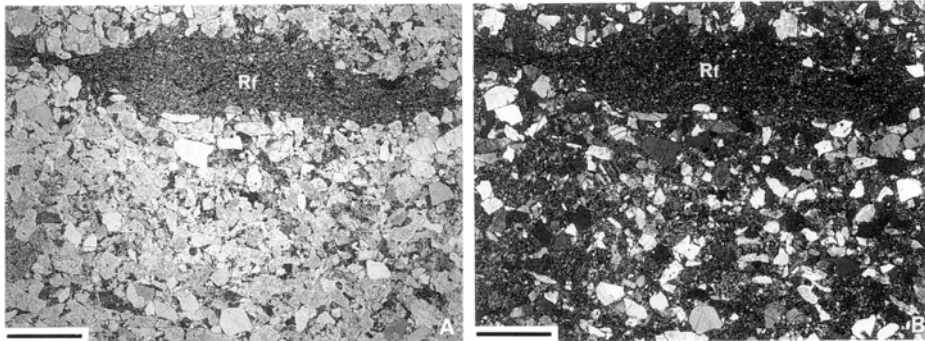
第21図に緑色岩の野外における産状と顕微鏡写真を示す．第21図Aは緑色岩と頁岩の接触関係を示す．第21図Bは緑色岩とそれに含まれる結晶質石灰岩である．第21図Cは玄武岩火砕岩を低倍率で撮影



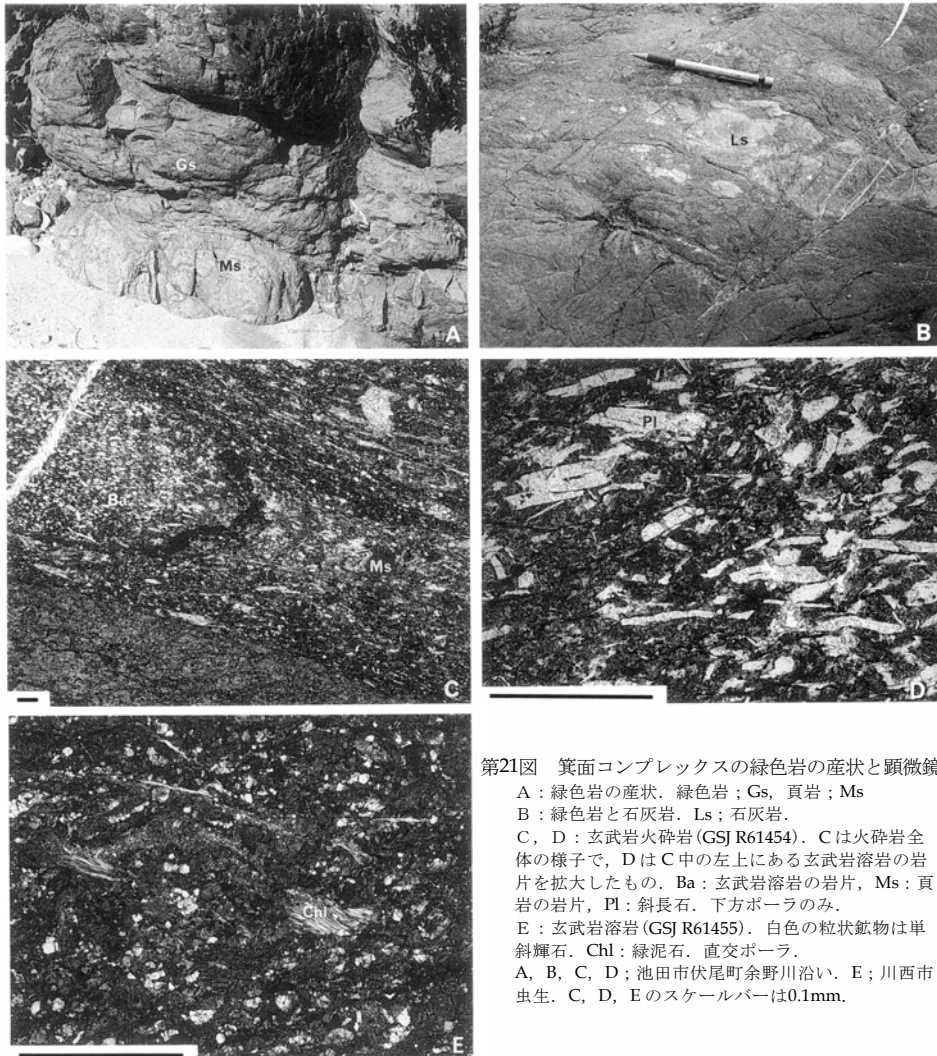
第19図 箕面コンプレックスの砂岩・頁岩

- A: 成層砂岩(箕面市箕面西方)
- B: 岩頁岩互層(川西市多田神社)
- C: 砂岩頁岩互層(川西市若宮)
- D: 混在岩(川西市鼓が滝)
- E: 砂岩頁岩互層(川西市多田神社)

した写真であり、玄武岩溶岩や頁岩などの岩片が含まれる。第21図Dは第21図C中の左上にある玄武岩溶岩の岩片を拡大したものである。この玄武岩溶岩岩片は斑晶として斜長石と緑泥石化した有色鉱物を含む。第21図Eは全体に剪断を受けた玄武岩溶岩であり、斑晶は粒状の単斜輝石と自形の斜長石からなる。変成鉱物として緑泥石、曹長石及びパンペリー石が観察される。



第20図 箕面コンプレックスの砂岩の顕微鏡写真 (亀岡市西別院町大甘野, GSJ R61456)
A: 下方ポーラのみ, B: 直交ポーラ. Rf: 岩片. スケールバーは0.1mm.



第21図 箕面コンプレックスの緑色岩の産状と顕微鏡写真

A: 緑色岩の産状. 緑色岩; Gs, 頁岩; Ms
B: 緑色岩と石灰岩. Ls; 石灰岩.
C, D: 玄武岩火砕岩 (GSJ R61454). Cは火砕岩全体の様子で, DはC中の左上にある玄武岩溶岩の岩片を拡大したもの. Ba: 玄武岩溶岩の岩片, Ms: 頁岩の岩片, Pl: 斜長石. 下方ポーラのみ.
E: 玄武岩溶岩 (GSJ R61455). 白色の粒状鉱物は単斜輝石. Chl: 緑泥石. 直交ポーラ.
A, B, C, D; 池田市伏尾町余野川沿い. E; 川西市虫生. C, D, Eのスケールバーは0.1mm.

IV. 3. 2 城山コンプレックス (I型地層群 ; Ss, Sm, Sc)

命名 新称.

模式地 本図幅地域の北東端の犬飼川に沿うルート.

分布 本図幅地域の北端に分布し, その南北の分布幅は2-3 kmである. 北側では有馬層群に覆われたり, 剣尾花崗岩や岩脈に貫入されている. 西側では岩脈に貫入されている. 本コンプレックスの大部分は豊能町能勢町に位置するが, 猪名川町や亀岡市にもわずかにまたがる.

見掛けの層序 第22図に地質柱状図を示す. 見掛けの厚さは約2,000mである.

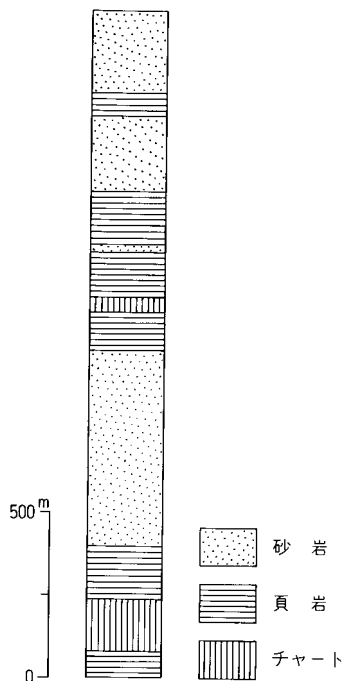
岩相 本コンプレックスは主として頁岩から構成され, 砂岩・チャート・緑色岩を含む.

頁岩には砂岩やチャートの岩塊を含むものと, ほとんど岩塊を含まないものがある. 岩塊を含む頁岩は一般に剥離性を有し, 暗灰色や灰色を示す. 一方, 岩塊を含まない頁岩は一般に珪質あるいは凝灰質であることが多く, 葉理が観察されることがある.

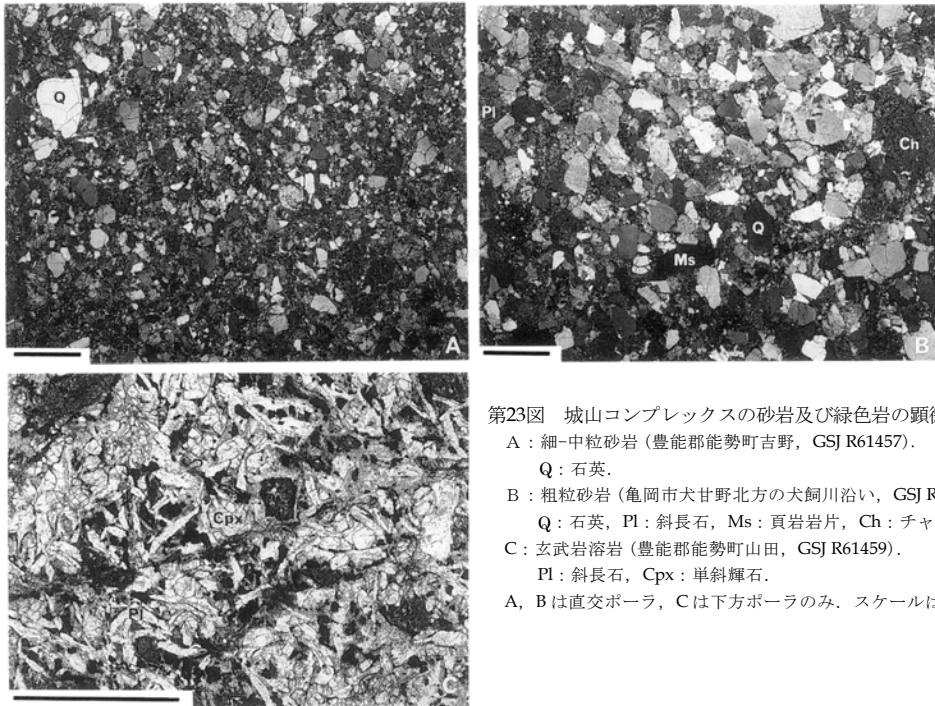
砂岩は一般に細-中粒, しばしば粗粒なものがあり, 石英に富む. 第23図A, Bに城山コンプレックスの砂岩の顕微鏡写真を示す. 第23図Aの砂岩は細-中粒で, 淘汰の悪いワッケである. 第23図Bの砂岩は粗粒で, 石英に富んだアレナイトであり, 岩片を含む.

チャートは一般に灰白色で, 単層の厚さが1-5 cmの層状チャートである. 単層に挟まれる頁岩は一般に数 mmである.

緑色岩は暗緑色を呈し, 玄武岩溶岩あるいは玄武岩火砕岩から構成される. 豊能郡能勢町山田において2箇所を確認されたが, 小規模のため地質図には示していない. 第23図Cに顕微鏡写真を示した緑色



第22図 丹波帯, 城山コンプレックスの地質柱状図 模式ルートにて作成.



第23図 城山コンプレックスの砂岩及び緑色岩の顕微鏡写真
 A : 細-中粒砂岩 (豊能郡能勢町吉野, GSJ R61457).
 Q : 石英.
 B : 粗粒砂岩 (亀岡市犬甘野北方の犬飼川沿い, GSJ R61458).
 Q : 石英, Pl : 斜長石, Ms : 頁岩岩片, Ch : チャート岩片
 C : 玄武岩溶岩 (豊能郡能勢町山田, GSJ R61459).
 Pl : 斜長石, Cpx : 単斜輝石.
 A, B は直交ポーラ, C は下方ポーラのみ. スケールは 0.1 mm.

岩は粗粒玄武岩溶岩であり, 粒状の単斜輝石と自形の斜長石からなっている. 変成鉱物として緑簾石, 緑泥石及び曹長石が観察される.

石灰岩が頁岩中に産出することが報告されている(Sakaguchi, 1961)が, 今回の調査では地質図に示すことのできるほど十分な規模をもった石灰岩は確認されなかった.

IV. 3. 3 産出化石と地質時代

箕面コンプレックス 本コンプレックスの頁岩から以下のような放散虫化石を得た.

Loc.2(頁岩) : *Tricolocapsa* sp., *Stichocapsa* sp., *Hsuum* sp., *Paroicingula* sp.

Loc.3(頁岩) : *Tricolocapsa* sp., *Hsuum* sp., *Archaeodictyomitra* sp.

Loc.4(頁岩) : *Tricolocapsa*(?) sp.

このほかに3試料の頁岩から球形の放散虫化石を得た. 以上の放散虫化石は詳しく年代を限定できないが, ジュラ紀を示すと考えられる. II型地層群に関する他地域の知見(石賀, 1983; 井本ほか, 1989など)を参考にすれば, その形成年代は三畳紀後期-ジュラ紀中期に及び, 3ないし4のコンプレックスに細分されている. 箕面コンプレックスと他地域のコンプレックスとの対応については, 現時点の資料からは確定できない. 放散虫化石以外として, 箕面コンプレックスの石灰岩から二畳紀を示す紡錘虫やサンゴ化石が報告されている(Sakaguchi, 1961). この石灰岩は頁岩中の岩塊である. また, 小熊(1982)は本コンプレックスの頁岩から三葉虫化石を発見し, Kobayashi and Hamada(1985)はこの三葉虫化石を石

炭紀-二疊紀のものとした。頁岩から石炭-二疊紀を示す化石が産出することは今後の検討課題である。今回、チャートからは年代決定に有効な化石を得ることはできなかったが、他地域の丹波帯からは石炭紀後期-ジュラ紀前期を示す化石が報告されている(石賀, 1983; 井本ほか, 1989 など)。

以上のことから箕面コンプレックスが、付加過程によって形成された年代はジュラ紀であろう。

城山コンプレックス

本コンプレックスから地質年代決定に有効な放射虫化石は検出されなかった。2試料の頁岩から球形の放射虫化石を得たのみである。他地域の知見(石賀, 1983; 井本ほか, 1989 など)を参考にすれば、I型地層群の形成年代はジュラ紀中期-後期に及ぶ。

V. 有馬層群

(松浦浩久)

V.1 研究史及び概要

研究史 近畿地方北西部には白亜紀後期の火山岩類と深成岩類が広く分布している。このうち白亜紀後期火山岩類は山下(1894)の20万分の1地質図幅「比叡山」において初めて研究され、中生代の火山噴出物の‘石英斑岩’として扱われた。この時代論と生成様式についての解釈は今日の知識から見ても結果的に誤りのないものではあったが、何も証拠がなかった。そのためか、1899年から1950年代には日本海側の新第三系と同じとする考え方が主流を占めるようになった(地質調査所, 1899, 1956; 弘原海・松本, 1958 など)。その後‘石英斑岩’は六甲花崗岩に貫入されること、六甲花崗岩のK-Ar年代が白亜紀後期の値を示すこと、生野地域の流紋岩類から白亜紀を示す植物化石 *Nilssonia* cf. *orientalis* が発見されたことなどの知見の増加によって再び白亜紀後期の火山岩類と考えられるに至った(松本・弘原海, 1959; 兵庫県, 1961; 地質調査所, 1964; 河合, 1965; 河野・植田, 1966 など)。

近畿地方北西部の白亜紀後期火山岩類は分布地域によって有馬層群(笠間, 1959)、『生野層群』(兵庫県, 1961)、相生層群(岸田・弘原海, 1967)、矢田川層群(弘原海・松本, 1958)などと個別に命名された。これらのうち、有馬層群と『生野層群』とは分布が連続しており、しかも、不整合や断層など両者を分ける境界は何もない(少なくとも報告されていない)。ところが、兵庫県(1961)は有馬層群の西方延長部を将来的には「一括されるべきもの」としながらも『生野層群』を新称として使った。すなわち、ひと続きの地層なのに2つの名称が与えられた。地層命名規約に従えば、後から提唱された『生野層群』は破棄されるべき名称ではあるが、実際には現在に至るまで地域によって漠然と使い分けられてきている。地質調査所発行の5万分の1地質図幅「福知山」・「三田」・「神戸」・「園部」・「篠山」・「北条」では白亜紀後期の火山岩類について、有馬層群の名称を使っている。本報告でも広根図幅地域内の白亜紀後期火山岩類

を有馬層群として記述する。

有馬層群は、六甲山地以北に分布する凝灰岩・凝灰角礫岩を主体とする流紋岩類の総称として名付けられ(笠間, 1959), 神戸市北区有馬温泉から西宮市生瀬に至る有馬街道(南隣の大阪西北部地域内)が模式地とされた。その後, 有馬層群の層序学的な研究によって有馬街道には本報告の玉瀬層の一部だけが分布していることが明らかにされ, 有馬層群の層序区分とそれぞれの地層の模式地が本地域内の宝塚市西谷(武田尾から上佐曾利に至る谷の地元での通称)に改めて設定された(吉田, 1975; Kasama and Yoshida, 1976; 笠間・吉田, 1977)。吉田(1975)は下位から武田尾火砕岩類、僧川層、玉瀬溶結凝灰岩(原文の玉瀬溶結凝灰岩を現在普通に用いられる文字に改める。以下同様)、玄能池層、境野溶結凝灰岩及び佐曾利溶結凝灰岩に区分した。このうち堆積岩からなる僧川層と玄能池層を除く4枚の火山岩層は、下位からステージI-テージIVの火山活動期を代表するものとされ、本地域以外の地域の有馬層群を対比する基準とされた(吉田・河田, 1987)。20万分の1地質図幅「京都及び大阪」(河田ほか, 1986)では有馬層群をステージ区分に対応するA₁-A₄に区分して広域にわたってそれぞれの分布を示した。その後吉田(1989)はステージIIIとIVを合わせて第3期とした。しかしこれらの火山活動期の区分は本地域周辺の流紋岩質の火山岩類に限って使えるのものであって、本地域北方の福知山地域、生野地域及び本地域西方の北条地域に分布する安山岩質の部分については吉田・河田(1987)や吉田(1989)のステージ区分の枠に入れることができない。したがって以上のステージ区分を有馬層群全体の火山活動期の区分として使用することは現在では無理があり、不適当である。ただ吉田・河田(1987)の層序と対比自体は、その後の5万分の1地質図幅の研究でも大筋において認められている(尾崎・松浦, 1988; 井本ほか, 1991; 栗本ほか, 1993)。本報告ではステージ区分せず吉田(1975)の層序区分を一部再定義して用いる。

概要 広根地域の有馬層群について層序概念図を第24図に、周辺地域を含む地質図を第25図に、また層序の比較を第26図に示す。本報告では、本地域の有馬層群を下位から順に武田尾層、玉瀬層-琉璃溪層及び、佐曾利凝灰角礫岩類に区分する。これらの積算層厚は約2,000 m(第27図)である。本報告の層序区分は吉田(1975)の武田尾火砕岩類と僧川層を1つにまとめて武田尾層とし、同じく吉田(1975)の玉瀬溶結凝灰岩、長尾山溶岩、玄能池層及びKasama and Yoshida(1976)の槻並溶岩を1つにまとめて玉瀬層とした点が異なっている。その理由は第24図と第25図に示すように、僧川層と玄能池層以外にも溶結凝灰岩中にはしばしば堆積岩層が挟在し、また反対に僧川層と玄能池層内には溶結・非溶結の火砕岩類や流紋岩溶岩が挟まっていることがあるので、これらをまとめて1つの累層と考えた方がより合理的だからである。また吉田(1975)の境野溶結凝灰岩は非溶結凝灰岩や堆積岩及び溶岩相当の流紋岩岩脈を含むので、本報告では境野層に改めた。吉田(1975)の佐曾利溶結凝灰岩は吉田・河田(1987)により佐曾利凝灰角礫岩に改められている。有馬層群の最下部を占める武田尾層は本地域南西部の武庫川を挟む地域にのみ分布し、丹波帯の箕面コンプレックスを基底礫岩を以って不整合に覆う。本層は黒雲母流紋岩の火砕岩、溶岩・岩脈と頁岩及び凝灰質砂岩・泥岩からなる。

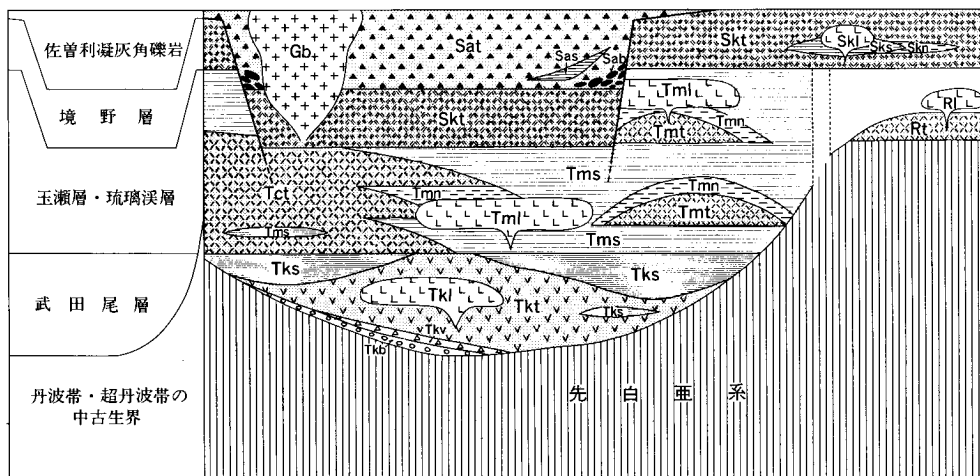
玉瀬層は本地域南西部で武田尾層を囲んでこれに重なり、東側で北北東と南東に2つに分岐している。本層も流紋岩火砕岩、溶岩・岩脈及び凝灰質砂岩・礫岩・泥岩からなる。火砕岩のうち溶結凝灰岩には石英・長石・黒雲母結晶に富むもの(Tct)とこれらに乏しいガラス質のもの(Tmt)がほぼ同じ層準にある。これは本地域北西隣の篠山地域内の玉瀬層相当層が、結晶に富む阿草層あくさとこれに指交するガラス質

の鴨川層とからなることに対応していると考えられる。本層の流紋岩溶岩・岩脈は中部に南北方向に点在している。流紋岩のうち基盤の先白亜系の丹波帯や超丹波帯に近い部分ではこれに貫入し、岩脈となるものもあるが、上部が露出する部分では同じ玉瀬層の火砕岩や堆積岩を覆ったり反対に被われている。

琉璃溪層は北隣の園部地域から本地域との境界付近に分布し、本地域内では玉瀬層の Tmt に類似した流紋岩火砕岩と流紋岩岩脈からなる。

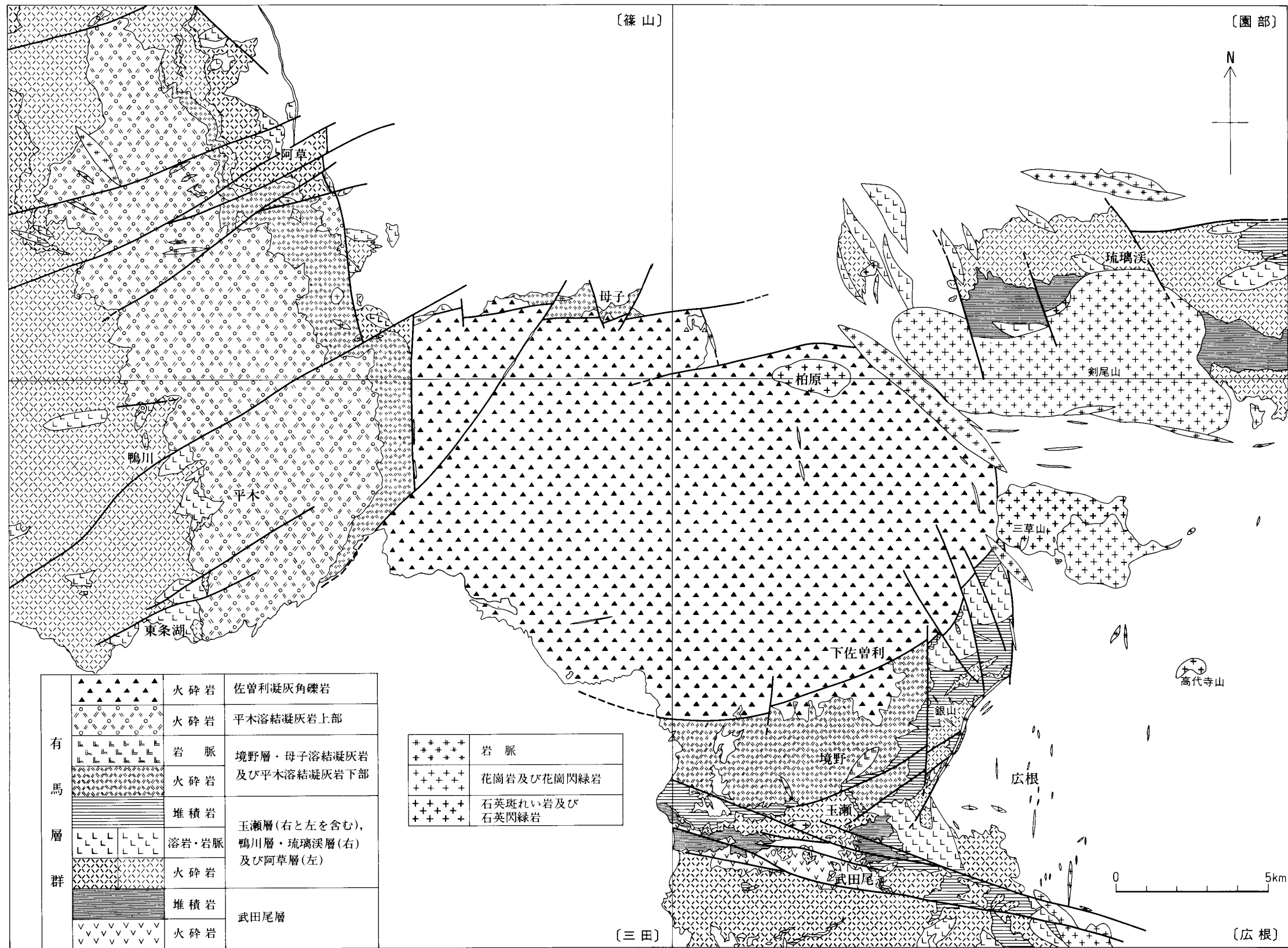
境野層は本地域西部で玉瀬層の北側にこれを覆って分布する。本層は石英・長石・黒雲母の結晶片に富む溶結凝灰岩を主とし、非溶結凝灰岩、凝灰質砂岩・泥岩及び黒雲母流紋岩岩脈を伴う。本層の溶結凝灰岩は新鮮な部分でも時に茶褐色に汚染された見掛になることがある。西隣の三田地域西部から北側の篠山地域西部にかけて分布する平木溶結凝灰岩下部は本層に酷似しており、層序的にもほぼ対比できる。篠山地域南東部の母子溶結凝灰岩も本層に酷似しており、いずれも次に述べる佐曾利凝灰角礫岩に覆われる点から同時期のものと推定できる。

佐曾利凝灰角礫岩は本地域北西部から隣接する三田・園部・篠山地域にまで分布している。岩相は丹波帯・超丹波帯の砂岩・頁岩・チャートの角礫を多量に含む黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩及び火山角礫岩で、縁辺に近い部分には凝灰質礫岩・砂岩・泥岩の小規模な堆積岩層を狭むことがある。佐曾利凝灰角礫岩は周囲を多角形環状断層と、これに沿って貫入した岩脈や深成岩類に囲まれているが、部分的には環状断層の外側に張り出して下位の境野層や母子溶結凝灰岩にアバットしている。環状断層の内側には外側から内側に崩壊したと見られる堆積物があるので、もともと内側が低いカルデラ地形があったと推定される(第Ⅷ章に記述)。有馬層群の化学組成は第25図に示す範囲の各層準については全部 $\text{SiO}_2 =$



第24図 広根地域の有馬層群の層序概念図

Gb; 柏原石英斑れい; 佐曾利凝灰角礫岩 (Sat; 溶結火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩, Sas; 凝灰質礫岩, 砂岩及び泥岩, Sab; 角礫化チャート・頁岩及び下位の有馬層群のブロック); 境野層(Skt; 溶結凝灰岩, Skn; 非溶結凝灰岩, Sks; 凝灰質砂岩及び泥岩, Skl; 流紋岩); 玉瀬層 (Tct; 溶結凝灰岩 (結晶片), Tmt; 溶結軽石火山礫凝灰岩, Tmn; 非溶結凝灰岩, Tms; 凝灰質砂岩, 礫岩及び泥岩, Tml; 流紋岩); 琉璃溪層 (Rt; 溶結凝灰岩, Rl; 流紋岩); 武田尾層 (Tkt; 溶結凝灰岩, Tks; 頁岩, 凝灰質砂岩・泥岩, Tki; 流紋岩, Tkv; 火山砕屑性角礫岩, Tkb; 基底礫岩)



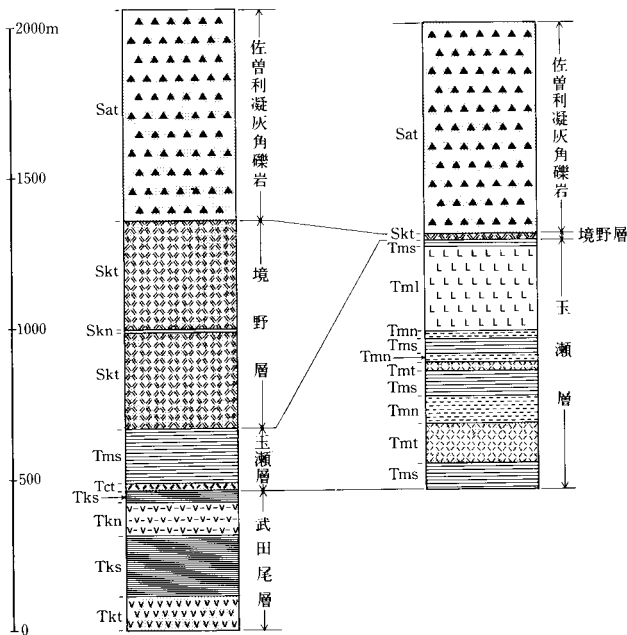
第25図 広根地域と周辺の白亜紀火成岩類の地質概略図
 本研究と尾崎・松浦(1988), 井本ほか(1991)及び栗本ほか(1993)から編集

地域	福知山地域	篠山地域 (西部)	三田地域 (西部)	篠山地域 (南東部)	三田地域 (東部)	広根地域	園部地域	大阪西北部地域	神戸地域	
文献	栗本・牧本(1990)	栗本ほか (1993)	尾崎・松浦 (1988)	栗本ほか (1993)	尾崎・松浦 (1988)	本研究 (1995)	井本ほか(1991)	藤田・笠間 (1982)	藤田・笠間 (1983)	
有馬層群	佐曾利凝灰角礫岩									
			平木溶結凝灰岩 (上部)							
			平木溶結凝灰岩 (下部)		母子 溶結凝灰岩	境野 溶結凝灰岩	境野層	?	丹生山 凝灰角礫岩層 (金剛童子溶岩を含む)	
	ユニット 4	ユニット 5	阿草層		玄能池 砕屑岩層	玉瀬 溶結凝灰岩	玉瀬層	琉璃 溪層	玉瀬 結晶質 凝灰岩層	衛原 砂質凝灰岩層
	ユニット 3	鳴川層		僧川 砕屑岩層	武田尾層	琉璃 溪層 (下部)	僧川凝灰質 泥岩層	玉瀬 結晶質 凝灰岩層		
ユニット2		ユニット1								

第26図 広根地域と周辺の有馬層群の層序対比

神戸市道場-三田市大船山

猪名川町銀山-木津-昼ヶ岳



第27図 広根地域の有馬層群の柱状図

記号と凡例は第24図と同じ。

73%以上の流紋岩質で、安山岩-デイサイト質のものは知られていない(第1表, 第2表)。化石は武田尾層から二枚貝と植物の化石が発見されているが、種名が同定されたものはない。放射年代値はK-R法とフィッシュトラック法によって白亜紀後期の値が得られている。しかし年代値は90 Ma 前後と70 Ma 前後の2つのグループに分かれており、しかも層序関係の順ではない。その原因は現在のところ明らかではない。この点は後に放射年代の項で詳しく述べる。

第1表 広根地域の有馬層群の全岩化学組成

Sample No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	75.24	77.12	77.34	74.76	77.77	75.67	77.91	77.98	77.92	77.11
TiO ₂	0.15	0.17	0.14	0.17	0.10	0.15	0.14	0.14	0.13	0.16
Al ₂ O ₃	13.05	15.22	12.81	13.79	12.33	13.20	13.41	11.77	12.26	13.32
Fe ₂ O ₃	2.19	2.38	1.88	2.37	1.36	1.91	2.58	2.43	2.08	2.04
MnO	0.05	0.03	0.04	0.05	0.03	0.04	0.02	0.05	0.03	0.02
MgO	0.07	0.05	tr.	0.03	tr.	0.05	0.05	0.01	tr.	0.04
CaO	1.09	0.08	0.17	1.16	0.60	0.80	0.02	0.97	0.07	0.12
Na ₂ O	3.42	0.54	3.68	3.56	3.24	3.69	2.77	2.95	3.34	3.38
K ₂ O	4.32	4.31	3.62	3.74	4.15	3.95	2.99	3.08	3.68	3.65
P ₂ O ₅	0.01	tr.	0.01	0.02	tr.	0.01	tr.	0.01	tr.	0.01
Total	99.59	99.90	99.69	99.65	99.58	99.47	99.89	99.39	99.51	99.85
ignission loss	0.99	2.62	1.29	2.18	0.89	0.89	2.02	1.49	1.03	1.57

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	72.93	78.02	78.90	76.65	73.89	73.12	77.17	76.96	77.77	76.53
TiO ₂	0.33	0.12	0.11	0.09	0.29	0.26	0.20	0.09	0.09	0.09
Al ₂ O ₃	14.13	12.88	12.89	14.32	14.00	13.42	13.14	13.02	12.87	13.11
Fe ₂ O ₃	4.77	1.65	1.39	0.57	3.07	2.57	2.10	1.26	1.31	1.23
MnO	0.08	0.05	0.07	tr.	0.05	0.14	0.04	0.04	0.03	0.05
MgO	0.23	0.05	tr.	tr.	0.49	0.46	0.30	0.11	0.05	0.10
CaO	0.97	0.84	0.40	0.33	0.95	3.03	0.93	0.87	0.63	1.19
Na ₂ O	4.34	3.15	3.86	3.70	3.04	2.58	2.97	3.35	3.16	3.27
K ₂ O	2.96	3.87	2.76	4.04	3.38	3.37	2.88	3.97	4.13	4.01
P ₂ O ₅	0.03	tr.	tr.	tr.	0.06	0.05	0.03	0.01	tr.	0.01
Total	100.77	100.63	100.38	99.70	99.22	99.00	99.76	99.67	100.04	99.59
ignission loss	1.73	2.06	1.17	0.99	2.25	2.88	1.80	0.66	1.24	1.00

分析値は尾崎・松浦(1988)による。

No.1: 鴨川層の溶結凝灰岩, 西脇市塚口町

No.2: 鴨川層の非溶結凝灰岩, 社町上鴨川

No.3: 鴨川層の溶結凝灰岩, 社町山口

No.4: 鴨川層の非溶結軽石火山礫凝灰岩, 社町上三草

No.5: 鴨川層の非溶結軽石火山礫凝灰岩, 西脇市塚口町

No.6: 鴨川層の溶結凝灰岩, 西脇市塚口町

No.7: 鴨川層の非溶結凝灰岩, 社町下鴨川

No.8: 鴨川層の非溶結軽石火山礫凝灰岩, 社町下鴨川

No.9: 鴨川層の溶結凝灰岩, 社町上久米

No.10: 鴨川層の溶結凝灰岩, 社町三草山

No.11: 鴨川層の流紋岩溶岩, 社町上鴨川

No.12: 鴨川層の流紋岩溶岩, 社町下鴨川

No.13: 鴨川層の流紋岩溶岩, 東条町東条湖北西

No.14: 鴨川層の流紋岩溶岩, 東条町東条湖北西

No.15: 平木溶結凝灰岩下部, 三田市大川瀬

No.16: 平木溶結凝灰岩下部, 三田市大川瀬

No.17: 平木溶結凝灰岩下部, 丹南町日出坂峠

No.18: 平木溶結凝灰岩上部, 今田町梅木峠南東

No.19: 平木溶結凝灰岩上部, 社町東条湖北東

No.20: 平木溶結凝灰岩上部, 三田市大谷

第2表 広根地域周辺の有馬層群の全岩化学組成

Sample No	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	77.85	77.37	77.67	70.74	73.42	77.53	73.06
TiO ₂	0.05	0.15	0.13	0.31	0.22	0.11	0.21
Al ₂ O ₃	12.30	12.07	13.11	16.61	14.30	12.80	13.88
Fe ₂ O ₃ *	1.03	2.25	1.37	3.72	2.87	1.00	2.58
MnO	0.02	0.05	0.02	0.06	0.05	0.00	0.03
MgO	0.00	0.01	0.00	0.29	0.26	0.02	0.21
CaO	0.34	1.05	0.17	2.12	1.81	0.06	1.07
Na ₂ O	2.99	2.75	2.77	3.34	3.18	0.81	3.60
K ₂ O	4.57	4.01	4.44	2.44	3.48	7.12	4.53
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.04
Total	99.15	99.70	99.68	99.64	99.62	99.45	99.21
ignission loss	0.63	1.67	0.99	1.57	2.36	2.52	1.09

分析者：松浦浩久，測定機：PHILLIPS 社 PW 1400 蛍光X線分析装置，分析法：服部(1971)，大森・大森(1976)

Fe₂O₃*：全鉄を Fe₂O₃に換算した値，ignission loss：1000°C 2 時間の灼熱減量

No.1：武田尾層の溶結凝灰岩 (Tkt) 宝塚市武田尾温泉北西の武庫川左岸

No.2：玉瀬層の流紋岩溶岩 (Tml) 宝塚市切畑

No.3：玉瀬層の流紋岩溶岩 (Tml) 猪名川町万善西方

No.4：金剛童子流紋岩溶岩 (Tml 相当) 神戸市北区金剛童子山(神戸岡幅地域)

No.5：玉瀬層の溶結凝灰岩 (Tmt) 神戸市北区道場町平田(三田岡幅地域)

No.6：玉瀬層の溶結凝灰岩 (Tct) 宝塚市玉瀬

No.7：境野層の溶結凝灰岩 (Skt) 猪名川町木津南西

V. 2 武田尾層 (Tkb, Tkv, Tkt, Tkn, Tkl, Tks)

地層名 吉田(1975)の武田尾火砕岩類と僧川層を合わせたものとする。

模式地 宝塚市武田尾温泉から神戸市北区道場町に至る武庫川左岸の道路。

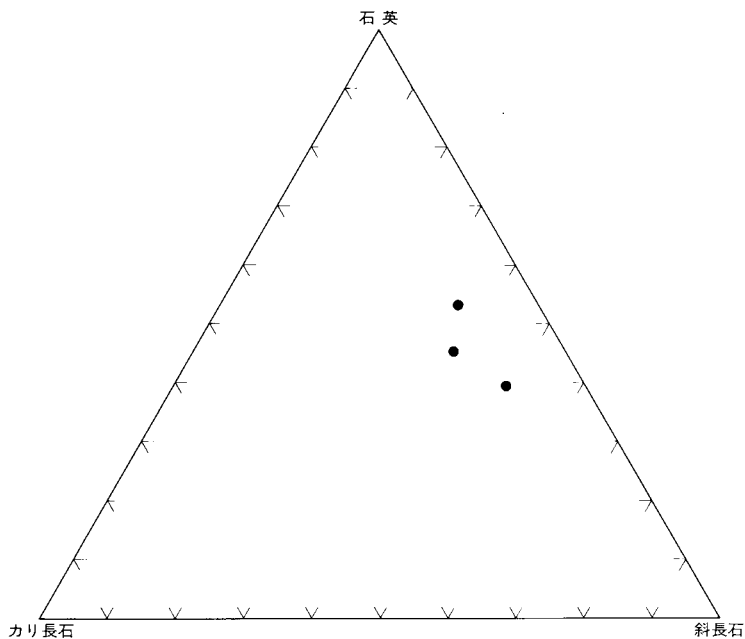
分布及び層厚 武庫川を挟む模式地周辺の東西約 8 km，南北 1-2 km で，東側ほど南北の幅が広がる。層厚は約 460 m。地質図から読み取れるように分布の中央部に当る神戸市北区道場町飛瀬から宝塚市武田尾に至る地域では溶結凝灰岩が肥厚する。反対にその東側と西側では溶結凝灰岩上位の推積岩が厚くなっている。

層序・貫入関係 僧川と武庫川の合流部から北に上る道で基盤の丹波帯箕面コンプレックスの地層を基底礫岩を以って不整合に覆っている。

岩相 地質図には基底礫岩(角礫岩, Tkb)，火山砕屑性角礫岩(Tkv)，溶結凝灰岩(Tkt)，非溶結の軽石火山礫凝灰岩(Tkn)，流紋岩溶岩・岩脈(Tkl)及び推積岩(Tks)に区分して示している。ここでは岩相間の層序関係についても触れる。

基底礫岩(Tkb)は基盤の丹波帯箕面コンプレックスの頁岩やチャートの角礫から成る。基盤に近い部

分はほとんど基質のない角礫岩で、上位に向かって礫は少し丸味を帯び、基質に少し砂や火山灰を含む



第28図 武田尾層の溶結凝灰岩のモード組成

ようになる。

火山砕屑性角礫岩(Tkv)は武庫川に沿って、西宮市武田尾温泉(右岸)と神戸市北区道場町飛瀬で観察される。ここでは黒雲母流紋岩凝灰岩の基質中に径1cm-20mの様々な大きさの丹波帯の頁岩・砂岩・チャート、及び1m径以下の安山岩・流紋岩凝灰岩の岩片を多量に含む。本岩中の結晶片は一般に破片状で、自形の形態を残すものは少ない。黒雲母はくしゃくしゃに折れ曲がっているが、部分的には新鮮な結晶が多く残り、 $Y \approx Z$ = 茶褐色を示す。火山砕屑性角礫岩は一般に塊状で層理は認められないが、飛瀬では成層して、時に厚さ10-30cm、径5-20mのレンズ状凝灰質砂岩層を挟むことがある。

溶結凝灰岩(Tkt)は灰色-灰白色を呈する黒雲母流紋岩溶結ガラス質-ガラス質結晶凝灰岩で、第28図のようなモード組成をしている。基質の部分は脱ガラス化で球顆を生じ、元のガラス片の溶結組織が見にくくなって溶岩のように見えるものが多い。本質レンズは淡灰緑色で厚さ1-2mm、径1-3cmのものが少量含まれる。本質レンズ中には斑晶鉱物は稀である。異質岩片の量は場所によって多い所からほとんど含まない所まで大きく変化する。岩片の種類は基盤の砂岩頁岩のほか、流紋岩凝灰岩も多い。基質中の結晶片は多い順に斜長石、石英、カリ長石、黒雲母が主成分で時に輝石と思われる変質鉱物を含むことがある。黒雲母は得られた限りでは総て緑泥石化している。また基質中には方解石脈が多く、斜長石も外形のみを残して方解石で置換されているものがある。この変質のため、武田尾層は上位の他の層準に比較して白っぽい印象が強い。また武田尾温泉付近では地表に露出しない深成岩体による接触變成作用で、基質は再結晶してモザイク組織化したり緑簾石を生じたりしている。

非溶結の軽石火山礫凝灰岩 (Tkn) は本地域西端の JR 線道場駅北西から^{かぶらい} 鑓射山に登る道に沿って観察される。径 1-2 cm の比較的粒度の揃った軽石が成層している。軽石は白色-灰白色で、つぶれていない。軽石中には溶結凝灰岩中の本質レンズと同じく斑晶をほとんど含まない。

黒雲母流紋岩溶岩・岩脈 (Tkl) は溶結凝灰岩の肥厚部の中央付近に分布する。新鮮な部分は帯緑灰白色を呈し、流理構造を示す。溶岩・岩脈は径 2-6 mm の斜長石とカリ長石及び径 1-2 mm の黒雲母斑晶に富む。

堆積岩 (Tks) は主に神戸市北区道場町周辺と宝塚市僧川周辺に分布し、中間の溶結凝灰岩の肥厚部では欠如している。堆積岩は吉田(1975)の僧川層に当たる。僧川層は武田尾火砕岩類と玉瀬溶結凝灰岩の火山活動の休止期を示し、兩層を隔てるものとされた(吉田, 1975; Kasama and Yshida, 1976; 吉田・河田, 1987 など)。しかしの溶結凝灰岩の上位に重なる堆積岩とは別に道場町生野の碎石場の溶結凝灰岩の下位になる武庫川沿いの道には、下位の堆積岩が分布している。即ち武田尾層内の堆積岩の層準は 2 つある。下位の堆積岩の東方延長部は飛瀬の火山砕屑性角礫岩に含まれるレンズ状の堆積岩に相当すると考えられ、側方へ断続する。武田尾層の堆積岩には凝灰質のものから火山物質をほとんど含まないものまで多様である。堆積岩は頁岩(泥岩)、砂岩と頁岩・砂岩の互層(第 29 図)及び礫岩からなる。砂岩・泥岩層にはスランプ褶曲が発達することがある(第 30 図)。本層からは植物化石と二枚貝化石(第 31 図)が発見されている。しかし植物化石は松科の大型球果(最大で 12×4.5 cm)の *Picea* sp.? があるだけで、時代を特定するには至っていない(松尾, 1981)。また、二枚貝化石については研究例がない。

岩石記載

黒雲母流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩 (Tkt)

[HRN2] 宝塚市武田尾 JR 武田尾駅前の道路脇



第29図 武田尾層上部の堆積岩 (Tks) の露頭 (宝塚市切畑西方)

凝灰質砂岩と泥岩の5-20cm厚の互層をしている。



第30図 武田尾層上部の堆積岩に見られるスランプ構造 (神戸市北区道場町武庫川左岸)



第31図 武田尾層上部の堆積岩に含まれる二枚貝化石 (宝塚市武田尾北東の僧川川床)

結晶片：斜長石(径0.3-5mm)，石英(径0.3-1mm)，カリ長石(径0.3-1mm)，黒雲母(径0.5-2mm：
緑泥石化)，単斜輝石(長径0.6mm：緑泥化石)，ジルコン・燐灰石・鉄鉱(径0.01mm±)
基質：ガラス片(径0.05-0.2mm：淡褐色粘土鉱物化)
岩片：軽石片(径1-15mm)

手標本は明るい灰色で，帯緑灰色の本質レンズが見える。鏡下では基質が微細なモザイク組織に

なり、また斜長石と基質の一部に緑簾石(無色のクリノゾイサイト質)が生じる軽微な接触変成作用が認められる。ガラス片と軽石片は押しつぶされて溶結した組織がきれいに残っている。

V.3 琉璃溪層(Rt, RI)

地層名 田結庄ほか(1983)による。

模式地 北隣の園部地域内の亀岡市千ヶ畑法常寺-半国山-東本梅町赤熊に至るハイキングルート(井本ほか, 1991)。

分布及び層厚 大部分が園部地域内に分布する。西は篠山町後川-籠坊付近の小範囲と、大阪府能勢町天王から東は亀岡市本梅町に至る東西約 15 km、北は園部町法京から南縁は本地域北東の能勢町釈迦ヶ嶽までの南北約 9 km にわたって分布する。本地域内に分布するものは琉璃溪層の中部層準に位置する。層厚は全体で約 1,600 m(井本ほか, 1991)に達するが、本地域内に露出する部分は丹波帯との不整合部から小和田山山頂までの標高差から読むと約 150 m である。

層序・貫入関係 本層は園部地域内の北縁で丹波帯Ⅱ型地層群を不整合に覆い(井本ほか, 1991)、本地域内の南縁で丹波帯Ⅰ型地層群の城山コンプレックスを不整合に覆うと推定される。園部地域内園部町琉璃溪から本地域能勢町豆粕北東方で剣尾花崗岩が本層に貫入し、接触変成作用を与えている。

岩相 本層は流紋岩溶結軽石火山礫凝灰岩(Rt)、流紋岩溶岩・岩脈(RI)及び堆積岩からなるが、本地域内には堆積岩は分布しない。流紋岩溶結軽石火山礫凝灰岩は灰色緻密で、肉眼で偏平化した軽石火山礫によるユータキシティック構造が明瞭に認められる。火山礫には流紋岩軽石のほかに基盤の丹波帯のチャート・砂岩及び玄武岩を少量含む。流紋岩は本地域内では岩脈として産する。流紋岩脈は灰色緻密で斑晶に乏しく、北隣の園部地域内のものと同質である。

以上の岩相は次に述べる玉瀬層の岩相のうち銀山北方一屏風岩付近の分布する溶結凝灰岩(Tmt)、非溶結の軽石火山礫凝灰岩(Tmn)及び、槻並地域の流紋岩溶岩(Tml)に酷似している。

岩石記載

流紋岩溶結軽石火山礫凝灰岩(Rt)

[HRN 177]: 亀岡市本梅町小和田山山頂東

結晶片: 斜長石・石英・カリ長石(以上径0.2-1mm)、鉄鉱・燐灰石・ジルコン(以上径0.05-0.2mm)

基質: ガラス片(径0.05-0.2mm, 脱ガラス化)

岩片: 軽石(径1-30mm)、砂岩・頁岩・チャート・玄武岩-安山岩(径1-5mm)

手標本は灰色で、偏平化した軽石のユータキシティック構造が顕著で、一見流理のように見える。

鏡下では脱ガラス化したガラス片と偏平化した軽石の溶結組織が確認できるが、剣尾花崗岩の接触変成で脱ガラス化-再結晶化がやや進行している。結晶片は全体の5%位で少く、径は自形のもので1mm程度、破片状のものは更に細粒である。岩片は軽石片の他は基盤の先白亜系の岩石が多い。

V. 4 玉瀬層(Tct, Tmt, Tmn, Tml, Tms)

地層名 吉田(1975)の玉瀬溶結凝灰岩・長尾山溶岩・玄能池層及び Kasama and Yoshida(1976)の槻並溶岩を含む。

模式地 一つ一つの岩相の分布は散在しており、しかも小範囲に限られているものが多いので、全ての岩相を観察できる模式ルートは設定できない。最も広く分布する溶結凝灰岩のうち Tct は宝塚市玉瀬の西谷バス武田尾辻バス停脇の崖に典型的な岩相が露出している (Kasama and Yoshida, 1976)。その他の岩相は猪名川町銀山から万善に至る町道-ハイキング道に沿って観察される。

分布及び層厚 本地域内では武庫川兩岸の武田尾層を北側・東側及び南側から囲むように分布する。北側は猪名川町仁部-宝塚市玉瀬-神戸市北区道場町道場北方まで、東側-南側は宝塚市鳥脇-中山-西宮市塩瀬町名塩-神戸市北区道場町船坂川周辺まで分布する。武庫川南側の本層の分布は更に、有馬層群の最初の模式地とされた南隣の大阪西北部地域内の西宮市蓬来峡から、南西隣の神戸区幅内の神戸市北区有馬温泉を経て北区帝釈山付近に至る。したがって本層の北東端から南西端までの分布距離は約 30 km に達する。層厚は猪名川町内で約 840 m (第 27 図)。

層序・貫入関係 玉瀬層は宝塚市武田尾北方で本層の溶結凝灰岩が武田尾層の堆積岩を覆う。また宝塚市切畑西方では、本層の流紋岩溶岩が破碎した基底部を以って武田尾層の堆積岩に重なっている所が観察される。猪名川町肝川南西では丹波帯の箕面コンプレックスを不整合に覆っている。宝塚市川下川の貯水池北部では白亜紀後期深成岩類の川下川石英閃緑岩が本層に貫入している。

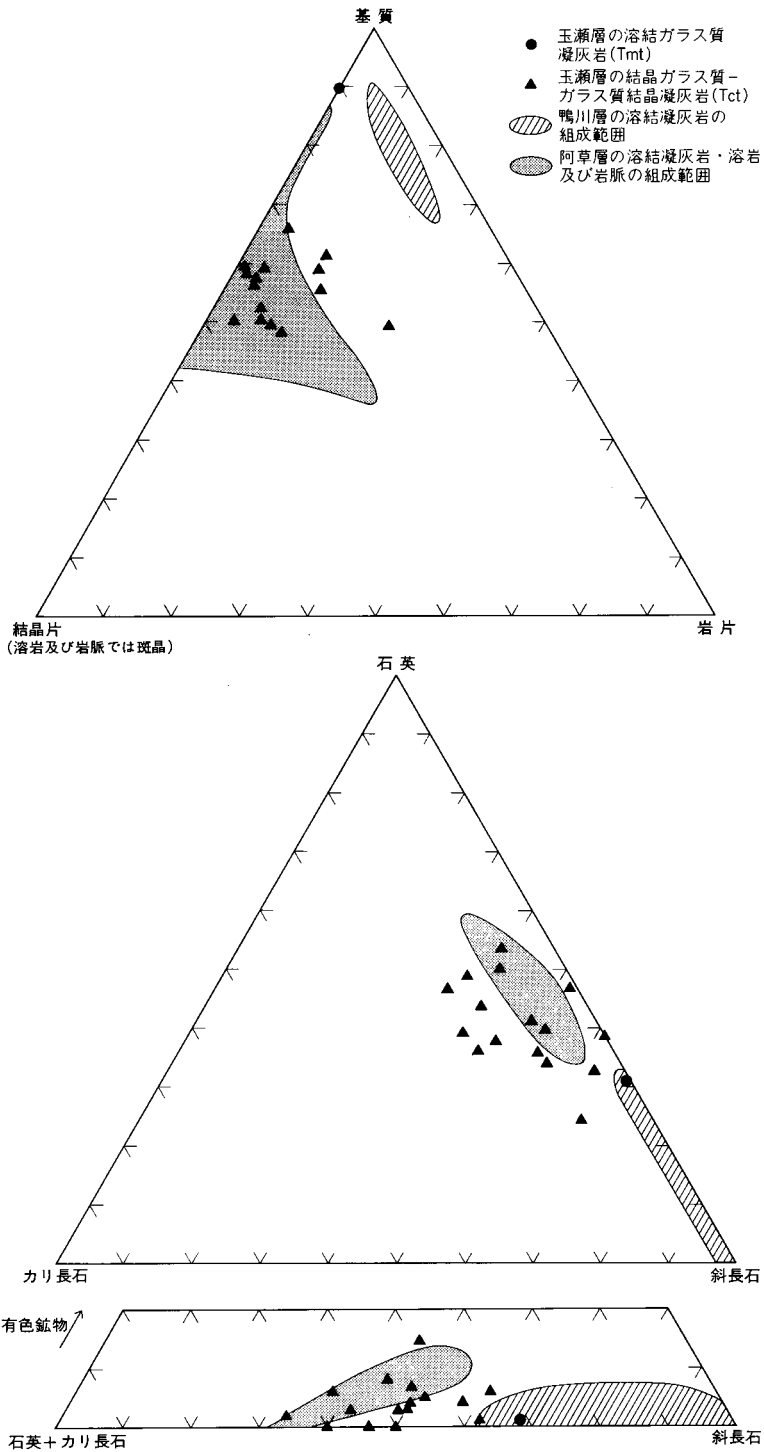
岩相 地質図上では本層を結晶片に富む溶結凝灰岩 (Tct)、結晶片に乏しい溶結凝灰岩 (Tmt)、非溶結の凝灰岩 (Tmn)、流紋岩溶岩及び岩脈 (Tml) 及び凝灰質堆積岩 (Tms) に区分して表現した。ここでは各岩相の分布と層内の層序関係についても述べる。

溶結凝灰岩 (Tct) は本地域南西部から隣接の大阪西北部と神戸地域内にかけて玉瀬層では最も広範囲に分布する。本岩は灰色を呈する黒雲母流紋岩溶結結晶ガラス質-ガラス質結晶凝灰岩で、径 1-5 mm の石英、斜長石、カリ長石及び黒雲母結晶がよく目立つ。火山礫として少量の丹波帯の砂岩・頁岩・チャート及び灰緑色のレンズ状軽石を含む。レンズ状軽石は場所によって量が変動するが一般に少なく目立たない。本岩のモード組成 (第 32 図) は本地域北西隣の篠山地域内の阿草層に似ている。Tct 下部の武田尾層に近い層準には基質中に二次的な方解石を生じていることがあるが、上部の層準になるに従って方解石はほとんど認められなくなる。

溶結凝灰岩 (Tmt) は猪名川町銀山北方-西方と屏風岩-一本松山北の比較的狭い範囲に本層の堆積岩類に挟まれてレンズ状に分布する。本岩は灰色-灰白色を呈し、時に淡い緑色がかかった色調になる。本岩には流紋岩溶結ガラス質凝灰岩と、斑晶に乏しい軽石からなる溶結軽石火山礫凝灰岩があって、両者は漸移する。結晶片は一般に 1-2 mm の小結晶で量的にも少ない。斜長石と石英を含み、カリ長石は稀 (第 32 図) である。岩片は基質と同質の軽石火山礫が多く時に強く溶結してユータキシテイク構造が顕著になる。この他に先白亜系の砂岩・頁岩・チャートなどを含む。本岩の岩相は本地域から北隣の園部地域内に分布する琉璃溪層と、西隣-北西隣の三田-篠山地域内に分布する鴨川層の溶結凝灰岩に似ている。

非溶結の凝灰岩 (Tmn) は溶結凝灰岩と堆積岩類の間の層準にあつて、本地域中部の有馬層群が基盤の先白亜系に近接する地域に分布する。灰白色-帯緑白色のつぶれていない軽石火山礫や、ほとんど火山灰からなる塊状-成層した凝灰岩である。部分的に弱溶結することもあるが大部分は非溶結である。

流紋岩溶岩及び岩脈 (Tml) は猪名川町槻並-万善、宝塚市切畑-検見山、愛宕山、中山桜台、宝塚高原ゴルフ場及び大峰山西方に長径で 1-4 km 程の溶岩 (一部岩脈状) が、また小規模な岩脈として猪名川町上



肝川，宝塚市玉瀬東及び神戸市北区道場町百間滝南東に貫入している．これらの溶岩・岩脈は溶結凝灰

第32図 琉璃溪層と玉瀬層の溶結凝灰岩のモード組成
 分析値は本研究と吉田・河田(1987)による．鴨川層及び阿草層の範囲は

尾崎・松浦(1988)及び栗本ほか(1993)による。

岩の層準には稀で堆積岩-非溶結凝灰岩の層準で数・規模ともに大きくなる傾向がある。これは西隣の三田地域内の鴨川層での傾向(尾崎・松浦, 1988)と全く同じである。槻並-万善の流紋岩溶岩は万善西方の道路の崖に露出して、下位の堆積岩-非溶結凝灰岩に重なる。Kasama and Yoshida (1976)はこの点を重視して槻並-万善の溶岩を“槻並溶岩”として玉瀬層内の他の溶岩及び堆積岩よりも上位の層準に位置付けた。しかし今回の調査の結果、地質図にも示すようにその北方で堆積岩に被われており、同じ堆積岩の堆積中に噴火・流出したものであることが明らかになった。この溶岩は北西-南東ないし北北東-南南西方向の3本の断層で切られている。万善西方-槻並西方では溶岩は上下を堆積岩に挟まれているが、槻並-屏風岩を通る断層以東では上位の堆積岩がなくなり、槻並東方の断層以東では溶岩は下位の堆積岩に対しても重なる関係から貫入関係になり基盤の一部が露出している。更に仁部の南北方向の断層以東には基盤の先白亜系が分布する。以上の点からここでは断層によって東から西に階段状に落ちた構造をしており、溶岩と堆積岩のいろいろな深度での関係が見えていることが分る。宝塚市中山桜台と宝塚高原ゴルフ場の2つの流紋岩溶岩は地質断面図に示すように、中山付近の非溶結凝灰岩-結晶に富む溶結凝灰岩に覆われているが、岩相の共通性と凝灰岩のゆるく南に傾斜した単純な構造から地下で連続していると推定できる。これらの流紋岩は斑晶に乏しく、石基の色が灰緑色または茶褐色の縞と白色の縞が約1 mm幅で反復する細い流理を持つ。色は溶岩の産状を示すものの方が岩脈状のものよりも濃色になる傾向がある。斑晶の大部分は斜長石で、部分的には石英も目立って含むことがある。

堆積岩(Tms)は本地域中部の基盤の先白亜系との境界に近い地域に比較的まとまって分布する。また、三田市桑原から宝塚市竜岩西方までと、西宮市塩瀬町のよみうりゴルフ場内にも小規模に分布する。玉瀬層の堆積岩は大略吉田(1975)の玄能池層に相当するが、塩瀬町の堆積岩は吉田(1975)の玉瀬溶結凝灰岩に狭在するものである。すなわち玄能池層は必ずしも玉瀬溶結凝灰岩の上位ではない。玉瀬層の堆積岩は凝灰質砂岩・礫岩及び泥岩からなり、武田尾層の堆積岩に比べると凝灰質物質に富むために、ずっと白っぽく見える。本層の堆積岩はいずれもよく淘汰されて粒子が均質で、級化成層している。

本層は宝塚市切畑-大峰山-鳥脇-中山付近で強く再結晶化しており、特に鳥脇周辺の泥岩中には赤褐色黒雲母と紅柱石を生じてホルンフェルス化している。この付近の地表には深成岩体は露出していないが、地下の比較的浅所に深成岩体の潜在が推定される。猪名川町銀山周辺では本層の非溶結凝灰岩と堆積岩の層準付近では、花崗斑岩及び流紋岩岩脈に接して強く変質し、粘土化したり珪化している。この変質部には脈状に銀・銅・鉛・亜鉛の鉱石鉱物を生じている部分がある。

岩石記載

黒雲母流紋岩溶結結晶ガラス質火山礫凝灰岩(Tct)

[HRN 90A] 宝塚市玉瀬 西谷バス武田尾辻バス停脇

測年試料(黒雲母 K-Ar 年代, ジルコンフィッシュントラック年代(ED 2法))

結晶片: 石英(径0.2-5 mm), カリ長石・斜長石(径0.5-3 mm), 黒雲母(径0.5-1.5 mm), 褐簾石(径0.1-0.5 mm), 燐灰石・ジルコン(径0.03-0.1 mm)

基質: ガラス片(径0.1 mm±), 小型軽石(径0.2-1 mm)

岩片: 先白亜系の頁岩・偏平化した軽石・溶結凝灰岩(径3-20 mm)

手標本では灰白色の基質中に暗灰色の頁岩・帯緑灰色の偏平化した軽石と、結晶片が斑状に見える。

鏡下ではガラス片と小型の軽石が結晶片や岩片に沿って押しつぶされた溶結組織が明瞭に観察される。黒雲母は $Y \approx Z$ = 茶褐色を示し、新鮮であるが、層内にレンズ状の炭酸塩鉱物が生じている。K-Ar 測年試料は分離した黒雲母結晶をよくたたいて劈開面に炭酸塩を露出させ、希塩酸で処理した。炭酸塩鉱物は斜長石の内部に生じていることもある。異質岩片には黒雲母を含むものはない。

流紋岩溶結ガラス質凝灰岩 (Tmt)

[HRN 271] 猪名川町銀山西方牟ヶ谷橋脇

測年試料 (ジルコンフィッショントラック年代 (ED 1 法, ED 2 法))

結晶片 : 石英 (径 0.2-1.5 mm), 斜長石・カリ長石 (径 0.2-1 mm), 燐灰石・ジルコン (径 0.02-0.06 mm)

基質 : ガラス片 (径 0.1-0.2 mm)

岩片 : 軽石 (扁平化したものと扁平化していないもの 2 種), 流紋岩, 溶結凝灰岩 (以上径 3-10 mm)

手標本では灰白色の基底に軽石や結晶があまり目立たない印象を与える。少し風化した部分では扁平化していない軽石の繊維がオレンジ色に染まって見える。鏡下で観察すると、ガラス片は溶結して変形しているがかなり元の形を残す弱溶結-中程度の溶結組織が認められる。

流紋岩 (Tml)

[HRN 26] 猪名川町万善西方の県道脇

測年試料 (ジルコンフィッショントラック年代 (ED 1 法, ED 2 法))

全岩 K-Ar 年代測定試料は本試料近くと同じ露頭から採取。

斑晶 : 斜長石 (径 0.3-3 mm)

石基 : 微細な珪長質鉱物・緑泥石・ジルコン (径 0.01-0.1 mm)

肉眼では白色と帯緑灰色の幅 1 mm 前後の細い縞状流理構造に白い斜長石斑晶が顕著に認められる。鏡下では白色の部分は珪長質鉱物が比較的粗く、帯緑灰色の部分は個々の鉱物が識別不能な位に微細で多量の緑泥石を含んでいるのが認められる。

流紋岩 (Tml)

[HRN 96] 宝塚市切畑西方

測年試料 (ジルコンフィッショントラック年代 (ED 2 法))

斑晶 : 斜長石 (径 0.5-2 mm)

石基 : 微細な珪長質鉱物・緑泥石・鉄鉱・ジルコン (径 0.01-0.1 mm)

肉眼で幅 0.2-0.5 mm の細い縞状流理構造が見えるが、前記の試料ほど明瞭ではない。鏡下で観察すると珪長質鉱物の粗い部分が一定の厚みがなくブーダン状になっている。斜長石斑晶は変質してソーシュライト化している。

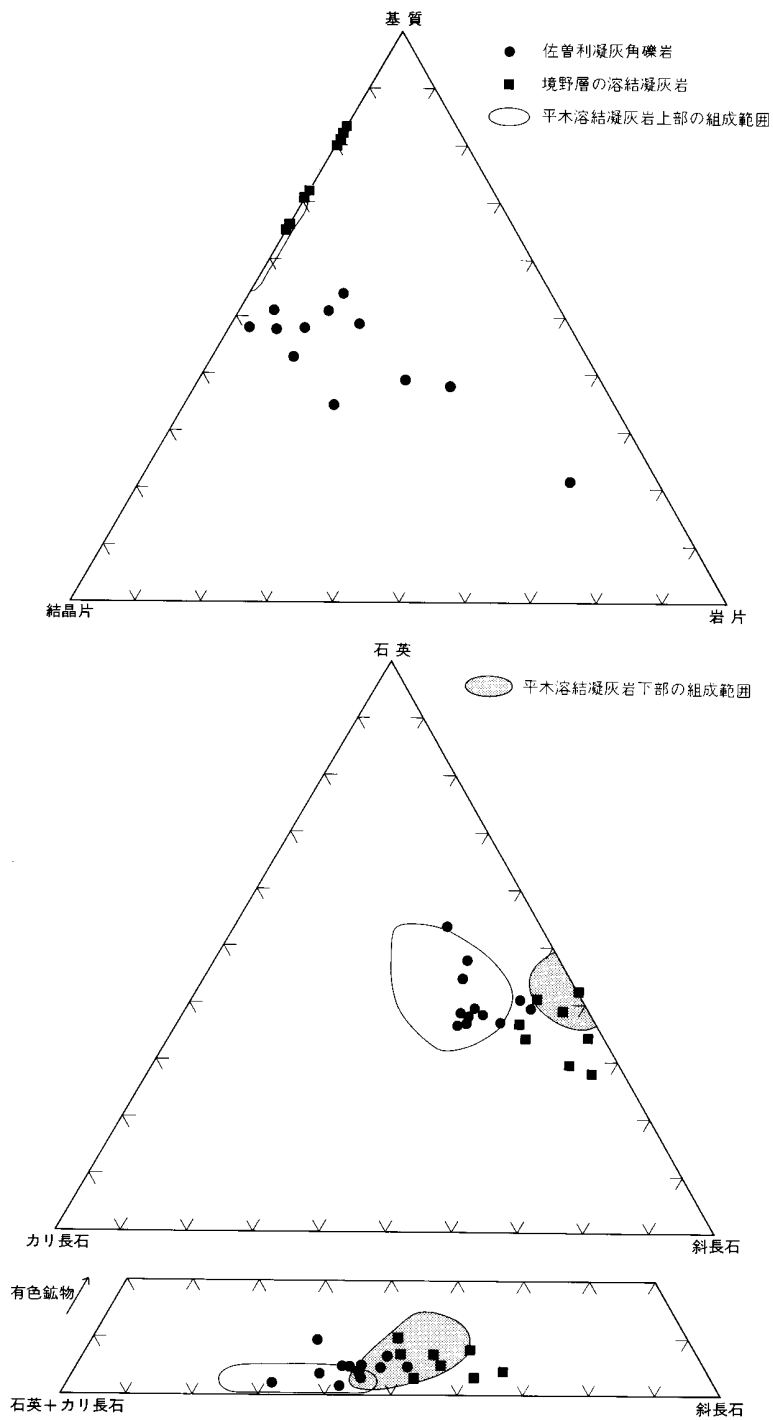
V. 5 境野層 (Skt, Skn, Skl, Sks)

地層名 吉田 (1975) の境野溶結凝灰岩に相当する。

模式地 宝塚市境野周辺 (笠間・吉田, 1977)

分布及び層厚 猪名川町万善西方から三田市山田 (西隣の三田地域内を含む) までの東西約 9 km, 南北約 3 km の東西に細長い分布をする。層厚約 700 m。

層序・貫入関係 下位の玉瀬層の堆積岩を覆う所が宝塚市玉瀬東方の古宝山ふるぼうさんに登る道で観察される。



第33図 境野層と佐曾利凝灰角礫岩の溶結凝灰岩のモード組成
 分析値は本研究と吉田・河田(1987)及び尾崎・松浦(1988)による。平木溶結凝灰岩の範囲は栗本ほか(1993)による。

岩相 本層の大部分は溶結凝灰岩(Skt)で、薄い非溶結凝灰岩(Skn)と凝灰質堆積岩(Sks)を挟む。また小規模な流紋岩岩脈(Skl)が貫入している。

溶結凝灰岩(Skt)は本層の大部分を占めており、岩石名は黒雲母流紋岩溶結結晶ガラス質-ガラス質結晶凝灰岩である。この溶結凝灰岩は先白亜系に由来する異質岩片をほとんど含まない(第33図)点で、下位の武田尾層・玉瀬層及び上位の佐曽利凝灰角礫岩と異なっている。一般に淡い褐色を帯びており、鏡下で観察すると溶結した褐色ガラス片が明瞭に認められる。また結晶片に鉄鉱を含む点も本層の特徴の1つである。脱ガラス化により放射状の球顆が生じており、しばしばたくさんのガラス片を横断して径1mm前後の大きさに成長している。このために部分的には溶結組織が認めにくくなり、溶岩または岩脈のように見えることがある。結晶片は斜長石、石英、カリ長石及び黒雲母結晶に富む。三田市山田北方から宝塚市境野西方にかけての本層中位層準では緑褐色角閃石を含むことがある。本岩のモード組成(第33図)は西-北西に隣接する三田-篠山地域の平木溶結凝灰岩下部の岩相に酷似している。本層上部には一部に他の層準よりもカリ長石に富む部分があり、平木溶結凝灰岩上部に相当する可能性がある。本層基底部と下位の玉瀬層の堆積岩が接する宝塚市切畑北方には、本質レンズを含む淡緑色溶結凝灰岩がジグソークラックを生じたり、あるいは砕けてバラバラになって溶結凝灰岩の間を赤褐色のガラス質物質が満たしている岩相がある。これは熱い火砕流堆積物が溶結してまだ高温の状態の時に何かの水(地下水?)で急冷されて、2次的に破碎したものと考えられる。

非溶結の凝灰岩(Skn)と凝灰質堆積岩(Sks)は本層の中位の層準に薄く、あまり連続せずレンズ状に挟在している。非溶結の凝灰岩には溶結凝灰岩と全く同じ組成・モードの軽石からなる軽石火山礫凝灰岩ないしガラス質-結晶凝灰岩がある。非溶結の凝灰岩と堆積岩は風化が進行しており、一般に堅硬な有馬層群の中では比較的軟弱な地盤となっている。

流紋岩岩脈(Skl)は境野南東に北東-南西に伸びたレンズ状岩脈として貫入している。玉瀬層の流紋岩溶岩・岩脈に比べると石英・斜長石・カリ長石・黒雲母の斑晶に富む点が違っている。

岩石記載

角閃石含有黒雲母流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩(Skt)

[HRN 14] 宝塚市千刈水源池西岸

結晶片：石英(径0.5-4 mm)、斜長石(径0.3-5 mm)、カリ長石(径0.5-3 mm)、黒雲母(変質、径0.3-1.5 mm)、角閃石(長径0.5-1.2 mm)、燐灰石・ジルコン・褐礫石(径0.05-0.1 mm)

基質：ガラス片(径0.2-0.5 mm)、小型軽石(径1 mm±)

岩片：偏平化した軽石(径2-30 mm)

手標本は帯紫褐色を呈し、基質と石英・長石の結晶片が目立つ。本質レンズは灰色の厚さ5-10 mm、径1-3 cmで、弱いながらユータキソティック構造が認められる。結晶片のうち、石英には外側からの融食による湾入がある。斜長石の一部には網目組織が認められる。黒雲母は完全にオパサイト化して新鮮な部分は残っていない。一方角閃石はZ=緑褐色を示し、新鮮である。基質は脱ガラス化して、多くのガラス片を横断する球顆構造が生じている。

V. 6 佐曾利凝灰角礫岩 (Sat, Sas, Sab)

地層名 吉田(1975)の佐曾利溶結凝灰岩を吉田・河田(1987)が改称したもの。

模式地 宝塚市下佐曾利から大原野西部(西部は小字名)にかけての道路脇の崖(Kasama and Yoshida, 1976)。

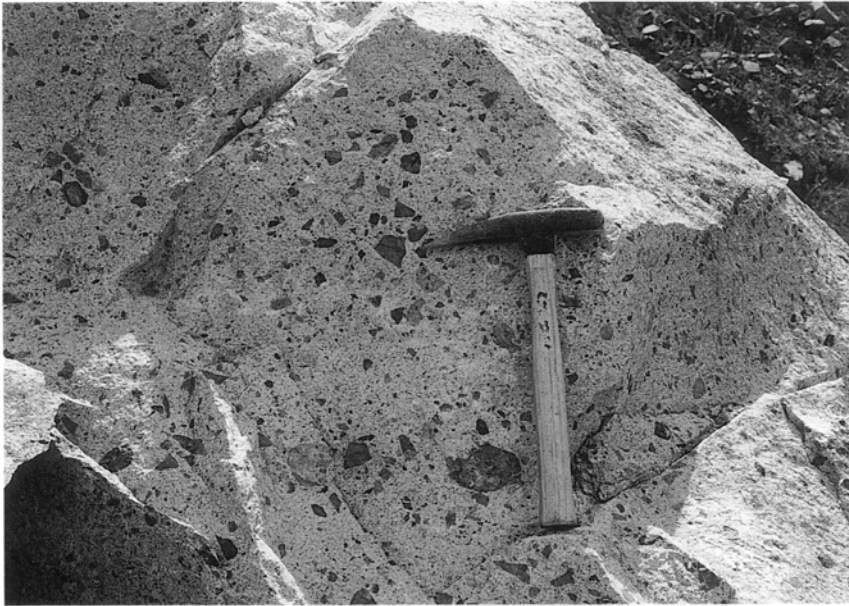
分布及び層厚 本地域北西部の大府府能勢町長谷西方, 兵庫県猪名川町・宝塚市・三田市北部から, 隣接する園部地域南西部・三田地域東部及び篠山地域南東部に達する。東西方向に約 19 km, 南北方向に約 14 km の東西に少し長い多角形状の分布をする。層厚は 700 m 以上に及ぶと推定される(尾崎・松浦, 1988)。

層序・貫入関係 佐曾利凝灰角礫岩は分布の周囲を多角形環状断層で囲まれており, 周辺の地層とは大部分が断層接触である。ただわずかに宝塚市波豆東から芝辻新田に至る地域では佐曾利凝灰角礫岩は断層の外側まで分布する。ここでは直接の関係は見えないものの, 境野層が露出する谷のすぐ脇の尾根・山頂に佐曾利凝灰角礫岩が分布する。また後述するように佐曾利凝灰角礫岩の下部にはしばしば境野層の大きな岩片が含まれている。したがって佐曾利凝灰角礫岩は境野層の上位に重なりと推定される。これは北西隣の篠山地域内の母子溶結凝灰岩との関係(栗本ほか, 1993)と同じである。このほか北隣の園部地域内ではジュラ紀またはそれ以前の丹波帯の堆積岩を不整合に覆い, 白亜紀後期の柏原石英斑れい岩の貫入による接触変成を被っている(井本ほか, 1991)。また能勢町長谷西方の才の神峠北西では三草山花崗岩複合岩体の貫入による接触変成作用を受けて黒雲母ホルンフェルス化している。

岩相 地質図には溶結火山凝灰岩ないし凝灰角礫岩(Sat)と凝灰質堆積岩(Sas)に区分し, Satに含まれる異質岩塊のうちで特に大きなもの(Sab)も示した。

溶結火山凝灰岩ないし凝灰角礫岩(Sat)は黒雲母流紋岩質で, 異質岩片・岩塊と結晶片を多量に含んでいる(第 33 図)。Sat は基質の性質と異質岩片の種類と大きさの違いから大きく 2 つのタイプの岩相に区分される(松浦・三村, 1987)。

タイプ I (主岩相) は佐曾利凝灰角礫岩の大部分を占め, ほぼ全域に広く分布する。このタイプの基質はガラス片と少量の扁平化した軽石が中程度に溶結しておりやや堅硬である。結晶片は径 3-6 mm の石英・斜長石・カリ長石及び径 1-2 mm の黒雲母が肉眼でよく見える。また, 分布地域の南に沿う三田市羽束山-宝塚市大原野-猪名川町^{こもお}木間生付近では角閃石(Z=緑褐色)が認められる。このほか鏡下では褐簾石・燐灰石及びジルコンも普遍的に含まれている。岩片は径 1-10 cm の角礫がほとんどで, 径 1 m に達するものは稀である(第 34 図)。異質岩片は先白亜系の砂岩・頁岩及びチャートが多く, 下位の有馬層群由来の流紋岩や流紋岩溶結凝灰岩も少量ながら含まれる。猪名川町^{すきお}杉生北方の関西軽井沢ゴルフ場入り口付近の佐曾利凝灰角礫岩(Sat)中には, 中粒黒雲母花崗岩の径 10-80 cm の岩片を含むことがある(田結庄ほか, 1983)。類似した花崗岩角礫は佐曾利凝灰角礫岩下位の琉璃溪層中にも含まれている(田結庄ほか, 1983; 吉田・河田, 1987)。琉璃溪層は剣尾花崗岩の接触変成を受けているので, 花崗岩礫の由来を剣尾花崗岩に求めることはできない(井本ほか1991)。佐曾利凝灰角礫岩の分布域の南部の角閃石を含む部分では, 異質岩片の量が少ない。



第34図 佐曽利凝灰角礫岩のタイプⅠの典型的な岩相（猪名川町清水西の共栄産業猪名川採石場）

タイプⅡの岩相は多角形環状断層に近い縁辺部に部分的に分布し、タイプⅠの岩相に挟まれる(尾崎・松浦, 1988)。このタイプⅡの基質は弱溶結から部分的には非溶結で、露頭ではタイプⅠに比べると軟く風化し易い。岩片-岩塊は径1 m以上のものが多く、径100 mを超えるものも西隣の三田地域内で舞鶴自動車道路の工事中に観察された(第35図)。本地域内では径100 m以上の岩塊を連続して観察できる露頭はないが、佐曽利凝灰角礫岩に囲まれた径100 m以上の先白亜系のチャートや頁岩の分布があり、三田地域のものと同じく1つの巨大な岩塊であろうと推定される。地質図ではこれをSabとして示した。タイプⅡの岩片-岩塊には先白亜系の岩石のほかに、佐曽利凝灰角礫岩よりも下位の有馬層群の流紋岩・溶結凝灰岩・堆積岩と由来の分らない安山岩を含む。またタイプⅡには岩片-岩塊のほかに径30cm、長さ約1 mの炭化した樹木の幹が含まれている。元所員で静岡大学の藤井敬三氏の検討(談話)によると、この樹幹はセミフェージナイトになっているので堆積時かそれ以前に木炭化したものであって、白亜紀以降の続成作用によって石炭化したものではない。また母岩が弱溶結しており、もろい木炭にしては破碎されずに丸い断面を持つ幹の形を保存しているの、生木の状態で火砕流に取り込まれ、堆積直後に火砕岩の熱で木炭化した可能性があることを指摘された。タイプⅠとタイプⅡの境界は不明瞭な場合が多いので地質図上では区別していない。

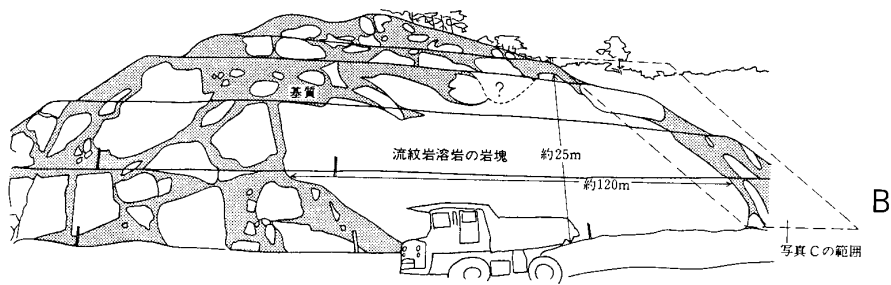
堆積岩(Sas)は基底に近い縁部にわずかに分布し、側方にあまり連続しない。層理のない塊状の凝灰質礫岩、砂岩及び泥岩からなり、層厚は10-20mである。

岩石記載

黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩(Sat)



A



B



C

第35図 佐曾利凝灰角礫岩中のタイプⅡの巨大な異質岩塊の露頭
 丹南町草野（三田地域内）舞鶴自動車道の工事中出现した巨岩塊。A、Bのベンチの1段の高さは約10m、CはAの露頭の右端(岩塊を人の大きさと比較できる)。

[HRN 21] 猪名川町清水西方の採石場

結晶片：石英・斜長石・カリ長石(以上径 1-5 mm)，黒雲母(緑泥岩化，径 0.3-1.5 mm)，褐簾石(径 0.1-0.5 mm)，ジルコン・燐灰石(以上長径 0.05-0.2 mm)

基質：ガラス片(径 0.1-0.6 mm)，小型軽石(径 0.5-2 mm)

岩片：軽石片(径 5-30 mm)，砂岩・頁岩(径 1-80 cm)，流紋岩溶結凝灰岩(径 1-10 cm)

肉眼では灰白色の基地に黒い大小の異質岩片と結晶片がコンクリート中の骨材のように見える(第 34 図)。軽石片は基質と同じ色をしているので見えにくい，岩片を含まず，斑晶もやや少ないので区別できる。鏡下では変形したガラス片と偏平化した軽石の溶結組織が明瞭に認められる。石英には外から融食による湾入がある。斜長石と黒雲母は変質している。斜長石の内部には劈開で囲まれたパッチ状の炭酸塩鉱物が生じ，黒雲母はふとんのように折り曲げられた状態で完全に緑泥石に置換されている。

黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (Sat)

[HRN 16] 宝塚市大原野西部波豆川左岸

測年試料(黒雲母 K-Ar 年代)

結晶片：石英・斜長石・カリ長石(以上径 0.3-4 mm)，黒雲母(径 0.2-1.5 mm)，変質有色鉱物(柱状，長径 0.2-0.5 mm)，燐灰石・ジルコン・鉄鉱(以上長径 0.05-2 mm)

基質：ガラス片(茶褐色，長径 0.1-0.5 mm)，小型軽石(径 0.5-2 mm)

岩片：軽石(径 2-15 mm)，頁岩(径 1-10 mm)

肉眼では褐色がかった灰色-暗褐色に見え，岩片や結晶片はあまり目立たない。鏡下では褐色のガラス片と偏平化した軽石による溶結組織が明瞭に認められる。石英には融食によって外側から基質が湾入している。本試料にはもと斜方輝石と思われる柱状の変質有色鉱物を含むが，斜長石と黒雲母は新鮮である。黒雲母は Y ≒ Z = 暗褐色を示す。黒雲母は偏平化した軽石火山礫中にも含まれるが，異質岩片中には含まれていない。

V. 7 有馬層群の放射年代

有馬層群の放射年代はこれまでに，南隣の神戸地域から本報告の玉瀬層に相当する長尾山溶岩と金剛童子溶岩についてそれぞれ 70.7 ± 3.5 Ma と 72.1 ± 3.6 Ma (藤田・笠間，1983) の全岩 K-Ar 年代が，また西隣の三田地域の平木溶結凝灰岩(本地域の境野層相当)について，カリ長石の 72.7 ± 2.3 Ma (柴田ほか，1984) と，黒雲母の 70.7 ± 3.5 Ma (尾崎・松浦，1988) の 2 つの K-Ar 年代が報告されている。

本研究では有馬層群について新たにフィッシュトラック法で 9 個(第 3 表)，K-Ar 法で 3 個(第 4 表)の年代測定を行った。表中で試料番号が同じものは同一試料を異なる手法で測年したことを示す。ただ表中の HRN 26 B (F3 a, b) と KOB 10 A (F3 c, K1) は別の機会に同じ露頭から採取したものである。試料の記載は各層の岩石記載の項に記述した。測年結果を見ると $66.7-73.1$ Ma の 70 Ma 前後の値と， $86.6-97.7$ Ma の 90 Ma 前後の値の大きく 2 つに分れるように見える。ところが 70 Ma 前後の値を示す試料と 90 Ma 前後の値を示す試料の層準は層序的な上下関係になっていない。しかも同一試料の年代値で両方にまたがっているものがある。例えば玉瀬層の流紋岩溶岩の HRN 26 B は，全岩 K-Ar 法とジルコン結晶を研磨して結晶内部を露出させて測年した ED 1 法による値はそれぞれ 67.4 ± 3.4 Ma (第 4 表，K1) と 68.2 ± 3.8 Ma (第 3 表，F3 b) でいずれも 70 Ma 近い値を示しているが，ジルコン結晶の外部に露出した自然の結晶面をそのまま測年した ED 2 法と re-etch 法による値はそれぞれ 91.4 ± 4.8

Ma(第3表, F3a)と90.8±7.3 Ma(第3表, F3c)と90 Ma位の値を示している。同様の関係は玉瀬層の溶結凝灰岩(Tmt)のFlaとFlbの間にもある。この2つの例では結晶面を用いたフィッシュントラック年代に限って90 Ma前後の年代が得られている。したがってF3と同質の溶岩でED2法だけで測年したF2とF5についても、ED1法で測年すると同じ結果を示す可能性がある。このように大きく異なる年代値は、測年試料の層準が玉瀬層とその相当層であるものについて見られる。このような年代値の

第3表 広根地域及び周辺地域の有馬層群のフィッシュントラック年代測定結果

番号	試料層準	産地 (試料番号)	測定対象 (測定個数)	測定法	ρ_s (cm ⁻²) (ΣN_s)	ρ_i (cm ⁻²) (ΣN_i)	ρ_ϕ (cm ⁻²) (ΣN_ϕ)	年代値±標準偏差 (Ma)	χ^2 検定 (%)
F1a	玉瀬層 (Tmt)	猪名川町銀山北西 (HRN 271)	ジルコン (30個)	ED2法 (結晶面測定)	1.10×10 ⁷ (3540)	3.36×10 ⁶ (1081)	8.08×10 ⁴ (1245)	97.7±4.6	30
F1b	玉瀬層 (Tmt)	猪名川町銀山北西 (HRN 271)	ジルコン (19個)	ED1法 (内部面測定)	1.09×10 ⁷ (2455)	2.37×10 ⁶ (535)	8.09×10 ⁴ (1246)	68.3±3.9	13
F2	玉瀬層 (Tml)	宝塚市切畑西方 (HRN 96)	ジルコン (30個)	ED2法 (結晶面測定)	6.40×10 ⁶ (1451)	2.03×10 ⁶ (461)	7.45×10 ⁴ (1147)	86.6±5.4	88
F3a	玉瀬層 (Tml)	猪名川町万善西方 (HRN 26 B)	ジルコン (30個)	ED2法 (結晶面測定)	6.99×10 ⁶ (2608)	2.10×10 ⁶ (784)	7.44×10 ⁴ (1145)	91.4±4.8	68
F3b	玉瀬層 (Tml)	猪名川町万善西方 (HRN 26 B)	ジルコン (30個)	ED1法 (内部面測定)	1.00×10 ⁷ (2636)	2.19×10 ⁶ (576)	8.10×10 ⁴ (1248)	68.2±3.8	65
F3c	玉瀬層 (Tml)	猪名川町万善西方 (KOB 10 A)	ジルコン (6個)	re-etch法 (結晶面測定)	2.69×10 ⁶ (749)	8.60×10 ⁵ (239)	Φ 4.86×10 ¹⁴ (1133)	90.8±7.3	—
F4	玉瀬層 (Tct)	宝塚市玉瀬 (HRN 90 A)	ジルコン (30個)	ED2法 (結晶面測定)	8.84×10 ⁶ (3024)	3.30×10 ⁶ (1130)	7.39×10 ⁴ (1139)	73.1±3.5	65
F5	鴨川層 (Akl)	東条町東条湖西方 (HRN 155) (三田地域)	ジルコン (28個)	ED2法 (結晶面測定)	1.07×10 ⁷ (3488)	3.11×10 ⁶ (1016)	7.38×10 ⁴ (1136)	93.6±4.5	34
F6	金剛童子 溶岩 (Kgl)	神戸市北区金剛童子山 (KOB 4 B) (神戸地域)	ジルコン (28個)	re-etch法 (結晶面測定)	3.13×10 ⁶ (4702)	1.36×10 ⁶ (2043)	Φ 4.86×10 ¹⁴ (1133)	66.7±2.7	—

測定者：檀原 徹(京都フィッシュン・トラック株式会社, ただし F3c と F6 測定時には神戸工科大学研究所)。

$\xi = 372 \pm 5$ (ED2法), 370 ± 4 (ED1法); Danhara *et al.* (1991) による。

標準ガラス及び原子炉: NBS-SRM 612, 立教大学 TRIGA MARK II

$\lambda_\alpha = 1.480 \times 10^{-10}$ /year, $\lambda_\beta = 7.03 \times 10^{-17}$ /year

エッチング条件 { KOH : NaOH = 1 : 1 (mol) etchant 16 hours (227°C) : F1a, F1b, 17 hours (227°C) : F4
" " " (225°C) : F2, F3a, F5, 19 hours (225°C) : F3b
HF : H₂SO₄ = 1 : 1 (mol) etchant 4 hours (220°C) : F3c, F6

産地は地質図にも本表の番号で表示(第4表, 第7表, 第8表も同じ)。

第4表 広根地域及び周辺地域の有馬層群の K-Ar 年代測定結果

番号	試料番号	地層・岩体名	産地	試料岩石名	測定対象	放射年代 (Ma)	⁴⁰ Ar rad (mlSTP/g×10 ⁻³)	⁴⁰ Ar rad (%)	K含有量 (wt%)
K 1	82 KOB 10 A (KA 83-101)*	有馬層群 玉瀬層(Tml)	猪名川町 万善西方	流紋岩	全岩	67.4±3.4	0.838	87.3	3.15
							0.852	89.8	3.18
K 2	HRN 90 (KA 93-3686)*	有馬層群 玉瀬層(Tct)	宝塚市玉瀬	黒雲母流紋岩 溶結凝灰岩	黒雲母	71.8±3.6	0.470	73.7	1.65
							0.467	68.1	1.64
K 3	HRN 16 (KA 93-3685)*	有馬層群 佐曾利凝灰角礫岩 (Sat)	宝塚市 大原野西方	黒雲母流紋岩 溶結凝灰岩	黒雲母	70.9±3.5	0.812	87.3	2.96
							0.847	81.0	2.94

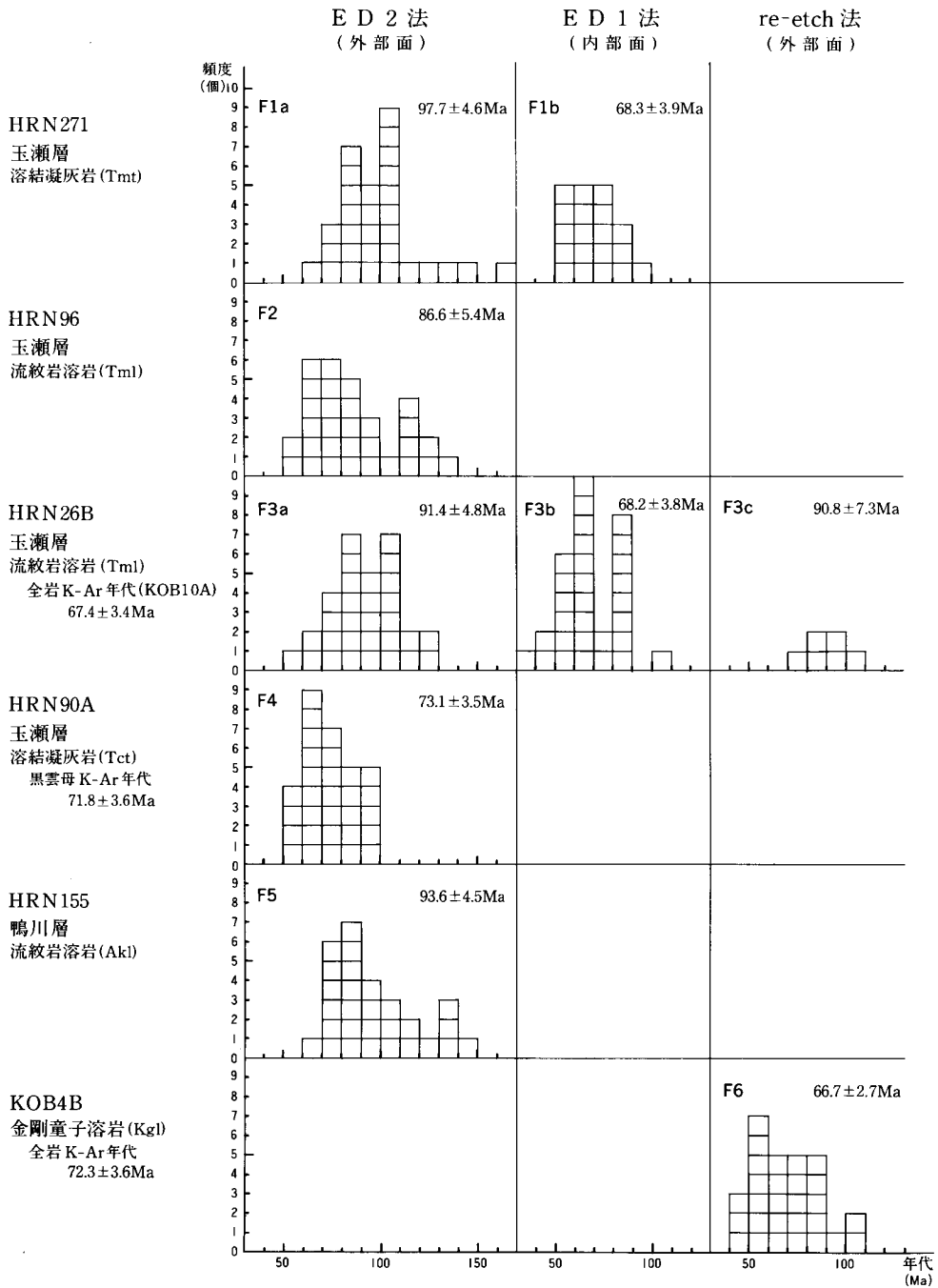
測定：Teledyne Isotopes 社

$\lambda_{\beta}=4.962 \times 10^{-10}/\text{year}$, $\lambda_{\epsilon}=0.581 \times 10^{-10}/\text{year}$, $^{40}\text{K}/\text{K}=1.167 \times 10^{-4}$

* Teledyne Isotopes 社の試料番号

不一致を生じた原因ははっきりとはしないが、以下の2つの可能性が考えられる。1つは玉瀬層の噴出・堆積作用は90 Ma 前後に起こり、70 Ma 前後に起きた後の深成活動の接触変成で一部の年代値が若返った可能性がある(測定者の見解)。もう1つは玉瀬層の噴出・堆積年代は70 Ma 前後であるが、ジルコンの結晶面の外側にウランの濃集があってジルコンに由来しないフィッシュトラックが結晶面に重複したために見掛けの年代が古くなった、即ち外部効果を被っている可能性も考えられる。ジルコンの粒子毎のフィッシュトラック年代は第36図に示すように、90 Ma 前後の値を示す場合でも、70 Ma 前後の値を示す場合でも1つのまとまった年代値ピークを持つ頻度分布をしている。現段階では2つの可能性のどちらであるのかを断定する材料はない。しかしながら、①70 Ma 前後の年代値を示す試料が90 Ma を示す試料よりも接触変成の影響を強く受けている証拠は認められないこと、②K-Ar 年代に90 Ma 前後の値を示すものがないこと、③90 Ma 前後の値は結晶面を測定したフィッシュトラック ED 2 法及び re-etch 法に限られ、しかも同じ試料の内部面測定では70 Ma 前後の値が得られること、④90 Ma 前後の年代値を示すフィッシュトラックにはトラック長の短いものが見られることの4点から90 Ma 前後の年代値は外部効果を被っている可能性がより高いと考えている。第3表のF4とF6は結晶面で測年したものであるが70 Ma 前後の値を示している点は、外部効果が必ず起こる訳ではないことを意味するのであろう。

もし外部効果の影響があるとすると、火山岩の場合には基質にウランが濃縮している可能性と、深成岩と同じくジルコン結晶表面近傍にのみウランが濃縮している可能性の2つが考えられる。坂巻幸雄氏と金沢大学名誉教授 坂上正信氏の自然 γ 線強度に関する未公表資料によると、90 Ma 前後の年代値を示す地層と70 Ma 前後の年代値を示す地層の γ 線強度はほぼ同じレベルにある。これらの地層のカリウム含有量はほぼ同じなので、ウラン濃度についてもほぼ同じ濃度と推定される。即ち90 Ma を示す流紋岩溶岩や凝灰岩の基質にウランが濃縮している訳ではない。このことは外部効果があるとすると、火山



第36図 有馬層群のフィッシュトラック年代の結晶面 (ED1法と re-etch 法) と内部面 (ED2法) の粒子年代頻度分布図

岩の場合でも深成岩と同じく、ジルコン結晶の表面近傍に何らかの原因でウランの濃縮が起きたということの意味している。この点については別に報告する予定なので、本報告では以上の可能性の指摘にとどめる。

VI. 白亜紀深成岩類及び岩脈

(松浦浩久)

白亜紀深成岩類は本地域の東半分の先白亜系に貫入するものが多く、同じ白亜紀火成岩類である有馬層群分布域に貫入するものは少ない。深成岩類は石英斑れい岩から、黒雲母花崗岩-文象斑岩までの広い組成範囲を持つ。岩脈は花崗斑岩、文象斑岩-流紋岩と閃緑斑岩の3種類があり、先白亜系と有馬層群の境界付近に多数貫入している。

VI. 1 柏原石英斑れい岩 (Gb)

岩体名 田結庄ほか(1983)の命名による。

模式地 猪名川町柏原西方のゴルフ場内。

分布 本地域と北隣の園部地域との境界の猪名川町柏原周辺で、東西約 2.5 km、南北約 1 km の東西に伸びた楕円形の分布を示す。

層序・貫入関係及び K-Ar 年代 北隣の園部地域内では、有馬層群の佐曽利凝灰角礫岩に接触変成を与えており、これに貫入すると推定される(井本ほか, 1991)。両者の境界よりも高い所にまで佐曽利凝灰角礫岩は分布しており、広い接触変成帯が形成されているので、ルーフ接触と考えられる。角閃石の K-Ar 年代値は 73.6 ± 3.7 Ma である(井本ほか, 1991)。

岩相 細粒ないし中粒の石英斑れい岩ないし石英閃緑岩で、有色鉱物の組み合わせの違いで多様な岩相を持つ。主な岩相は、黒雲母含有角閃石単斜輝石斜方輝石石英斑れい岩、黒雲母斜方輝石角閃石石英斑れい岩-石英閃緑岩である。第 37 図にモード組成を示す。

岩石記載

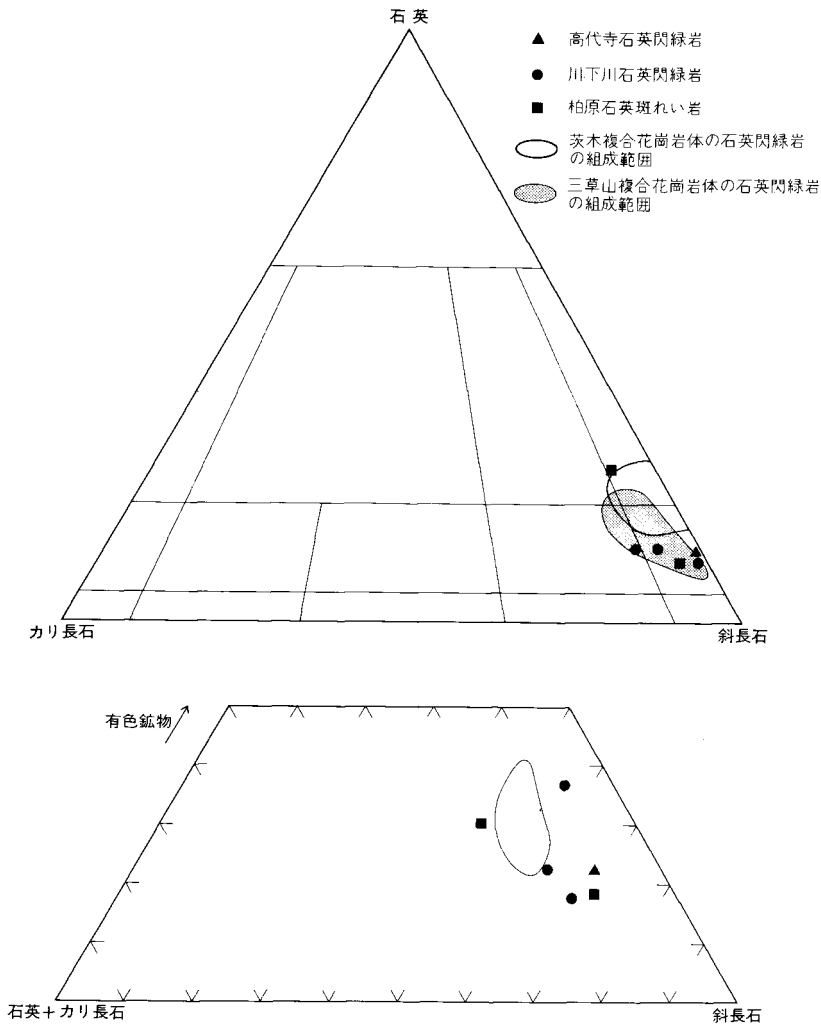
中粒黒雲母含有角閃石単斜輝石斜方輝石石英斑れい岩

[KOB 21] 猪名川町柏原

主成分鉱物：斜長石(径 0.5-4mm)、斜方輝石(変質, 長径 1-5mm)、単斜輝石(長径 1-3mm)、角閃石(長径 1mm)、黒雲母(径 0.1-0.6mm)、石英(径 0.05-0.3mm)、鉄鉱(径 0.1-0.3mm)

副成分鉱物：燐灰石、ジルコン、カリ長石、スフェン(以上径 0.05-0.3mm)

斜長石と輝石はいずれも自形のものから他形のものまで様々で、オフィチック組織にはなっていない



第37図 広根地域内の白亜紀塩基性深成岩類のモード組成
 分析値は本研究と田結庄(1971), 田結庄ほか(1977)による。

い. 径 2 mm 以上の斜長石には顕著な累帯構造が見られる。斜方輝石は全く変質してアクチノ閃石化している。単斜輝石には単独のもの他に、柱状結晶が放射状になった集斑状組織で径 5-6 mm になるものがある。単斜輝石には離溶組織が認められるが、単斜輝石から離溶した部分はアクチノ閃石化している。

単斜輝石の外側には c 軸が一致して平行連晶をなす角閃石がマントル状に成長している。角閃石は単斜輝石を囲むもののほか、長径 1 mm 以下の自形柱状になるものがある。角閃石は Z = 緑褐色を示す。黒雲母は自形-半自形で Y ≈ Z = 赤褐色を示す。石英は他形を示し、一部はカリ長石と微文象組織の連晶を作る。

VI. 2 川下川石英閃緑岩(DKa)

岩体名 新称. 笠間・吉田(1977)は本岩体を石切山花崗閃緑岩に含めたが、両者は分布が離れており、岩相も全く異なるので、本報告では区別する。

模式地 宝塚市玉瀬南西の川下川ダムの貯水池北部。

分布 川下川の貯水池北部に東西約 800m、南北約 300m の小範囲に露出する。

層序・貫入関係 有馬層群の玉瀬層に貫入する。

岩相 細粒ないし中粒の角閃石含有斜方輝石単斜輝石石英閃緑岩。粒度は小岩体であるにもかかわらず変動幅が大きく、1mm 前後から 4-5mm 位になる。場所によっては長径 1.5cm 位の角閃石斑晶を含むことがある。

岩石記載

中粒角閃石含有斜方輝石単斜輝石石英閃緑岩

[HRN 37] 宝塚市玉瀬川下川ダム貯水池北部の道路脇

主成分鉱物：斜長石(径 0.5-4 mm)、斜方輝石(変質、長径 0.5-4 mm)、単斜輝石(長径 0.3-5 mm)、石英(長径 0.1-0.5 mm)、鉄鉱(径 0.05-0.2 mm)

副成分鉱物：角閃石(径 0.1 mm ±)、燐灰石(長径 0.1-0.5 mm)、カリ長石(径 0.1 mm ±)

斜長石は直径の半分位を境に均質な中心核と、細い累帯構造を示す外殻部からなる。斜方輝石は変質してアクチノ閃石化し、板状の鉄鉱を伴う。単斜輝石は単独で斜方輝石よりも細長い柱状の斑晶と、放射状に集まって集斑状になるものと、斜方輝石の外側に c 軸を平行に成長して斜方輝石と連晶をなす小結晶の 3 種類がある。単斜輝石にはいずれの種類にも離溶組織がある。石英は鏡下で丸い外形を示し、その縁から、他の自形結晶の隙間を満たす枝状突起を出すものと、カリ長石と微文象組織を作っているものがある。角閃石は単斜輝石の縁には他形の小結晶として稀に伴われることがあり、Z = 緑褐色を示す。

VI. 3 高代寺石英閃緑岩(DKo)

岩体名 新称。

模式地 豊能町高代寺周辺。

分布 兵庫県川西市横路と大阪府豊能町高代寺境界の高代寺山を中心に東西約 1 km、南北約 500 m の範囲に分布する。ただし、高代寺山山頂とその南斜面には先白亜系の長尾山層がルーフ接触して残っているため石英閃緑岩は地表に露出していない。

層序・貫入関係 先白亜系の超丹波帯長尾山層に貫入する。

岩相 細粒ないし中粒の角閃石斜方輝石単斜輝石石英閃緑岩である。高代寺山の西麓の保ノ谷には、転石として花崗閃緑岩があるが、露頭としては確認できなかった。

岩石記載

中粒角閃石斜方輝石単斜輝石石英閃緑岩

主成分鉱物：斜長石(径 0.1-3 mm)，単斜輝石(変質，径 0.2-3 mm)，斜方輝石(変質，径 0.5-2 mm)，角閃石(径 0.5-1 mm)，石英(径 0.1-0.3 mm)，鉄鉱(径 0.05-0.1 mm)

副成分鉱物：燐灰石・ジルコン・スフェン(以上径 0.03-0.1 mm)

斜長石は自形-半自形でアクチノ閃石化した単斜輝石の小結晶をポイキリテイクに包有する。単斜輝石と斜方輝石はいずれも変質してアクチノ閃石-淡緑色普通角閃石化しているが、元の外形を残している。角閃石は独立の結晶として含まれ、Z軸色は中心部で褐緑色で、縁部に向かって緑色になる。鉄鉱は他形で変質した輝石に伴っている。石英は他形で他の鉱物の間を充たしている。本試料中には微文象組織を示す岩相は認められない。

VI. 4 茨木複合花崗岩体

茨木複合花崗岩体は南東側の能勢岩体と北西側の妙見岩体からなっている(田結庄, 1971)。本岩体は地球科学の諸分野からアプローチした研究が多く行われたことで有名である。まず本岩体の地質学的・岩石学的分野では、田結庄(1971, 1973 a, d)及び Tainosho(1974)によって石英閃緑岩から花崗岩(原記載はアダメロ岩であるが、本報告では深成岩の名称は IUGS の区分に従う)までの多様な岩相からなっていること、能勢岩体では外側の塩基性岩から内側に向かって順により酸性岩が貫入してできた累帯構造を持っていることが明らかにされた。本岩体の研究では、各研究者が別々に試料を採取したものではなく皆が共通の試料を用いた点に特徴がある。これを使って岩石記載(田結庄, 1974)、造岩鉱物の検討(田結庄, 1973 b, 1973 c; 仲井ほか, 1973)、全岩化学分析(田結庄, 1971; 川野・野沢, 1972)、希土類の分析(Masuda *et al.*, 1972)、Rb-Sr 年代測定(Ishizaka, 1971)、K-Ar 年代測定(柴田, 1971)、酸素同位体分析(Matsuhisa *et al.*, 1973)、カリ長石内の物質拡散の研究(Tainosho and Banno, 1974)などが行われた。更にこれらとは別に、82 個の全岩化学分析をして、先に行われた研究の共通試料がどの程度まで岩体の一般的な性質を代表しているのかという点を検討した貴重な基礎的研究もある(金谷ほか, 1984 a)。地球物理学の分野では、花崗岩体の持つ重力異常と地下構造の解析(鍋谷ほか, 1972)、自然残留磁気の研究(Ito, 1965; Kanaya and Noritomi, 1974)及び岩石の密度・帯磁率・Königsberger ratio の測定(金谷ほか, 1984 b)などが今までに行われている。以上の成果と本研究資料によって本複合岩体を構成する 2 つの岩体を分けて以下に記載する。

VI. 4. 1 能勢岩体 (D_N, Gd_N, Gr_N)

岩体名 田結庄(1971)による。

模式地 1 箇所ですべて全岩相を観察できる場所はない。岩相の項で典型的な岩相を示す共通試料の産地を模式地に準ずるものとして付記しておく。

分布 本地域と東隣の京都西南部地域との境界付近にあり、豊能町余野から茨木市山手台-桑原に至る。能勢町内には分布しない。北西-南東方向に約 10 km、北東-南西方向に約 5.5 km の伸びた瓢箪形の分布をする。

層序・貫入関係及び放射年代 本地域内では先白亜系の超丹波帯の長尾山層と山下層に貫入する。余

野で妙見岩体に貫入される(田結庄, 1971). また東隣の京都西南部地域内では花崗斑岩の貫入を受け, 南東縁を大阪層群に覆われる. 能勢岩体の黒雲母 K-Ar 年代は 73.8 ± 3.0 Ma, 75.6 ± 2 Ma(柴田, 1971)で, Rb-Sr 年代はいくつかの岩相を含む全岩-カリ長石アイソクロン法で 96 ± 2 Ma(Ishizaka, 1971)である.

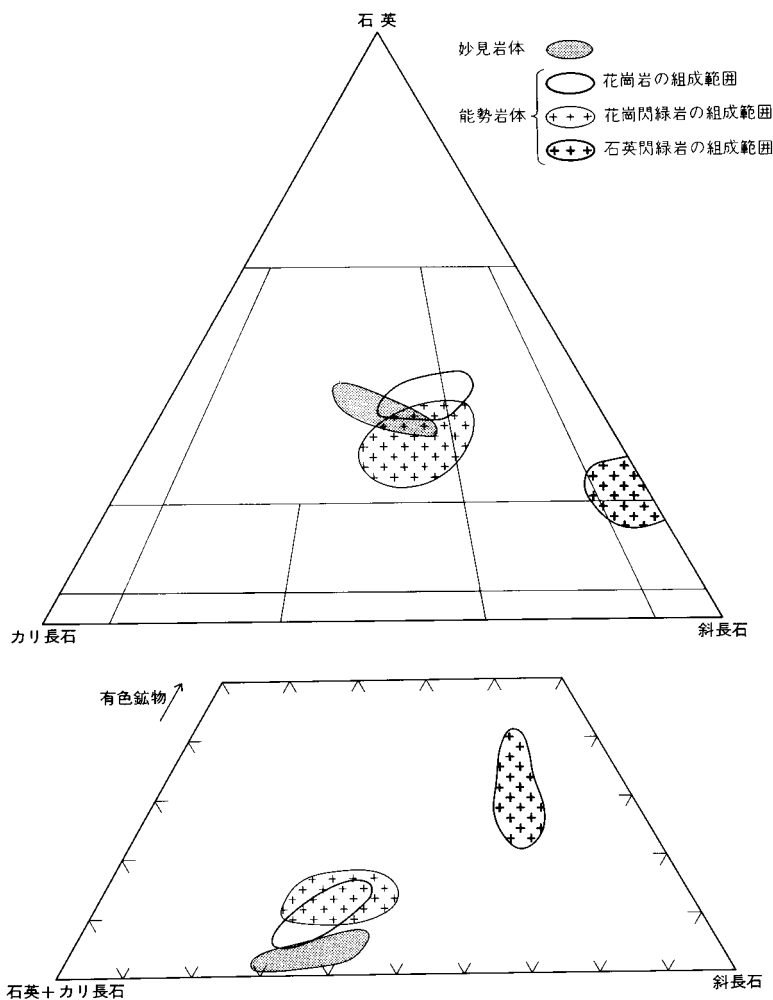
岩相 田結庄(1971)は能勢岩体の岩相を粗粒石英閃緑岩, 中粒石英閃緑岩, 粗粒花崗閃緑岩及び細粒斑状アダムロ岩(以下アダムロ岩は引用の場合のみ用いる)の4つに区分した. このうち粗粒石英閃緑岩と中粒石英閃緑岩は基本的に漸移関係にあり, 野外でも, 化学分析値や物理的性質も連続的な岩相変化の範囲にあるので本報告では両者を区分せず一括して扱う. 石英閃緑岩(D_N)は本地域内では余野川に沿って豊能町川尻から余野まで, 更に京都西北部地域内の大円^{おおまる}までとループ状の先白亜系を挟んで亀岡市東別院^{ひや}町湯谷まで東西方向に伸びた分布をする. 中粒石英閃緑岩は茨木市生保-桑原にも分布する. 石英閃緑岩の典型的な岩相は京都西北部地域内の大円と崩尻で見られる(田結庄, 1974). 石英閃緑岩は粒度が粗粒から中粒まで変化し斜長石(An₄₀₋₆₅), 黒雲母, 石英, 角閃石, 単斜輝石からなり, 部分的に斜方輝石またはカリ長石が含まれる. また, 中粒石英閃緑岩の副成分鉱物であるジルコンは, 花崗閃緑岩や花崗岩に比べると際立って大粒である(仲井ほか, 1973). 石英閃緑岩には石英に富むトータル岩質のものもある. 石英閃緑岩は粗粒相でも中粒相でも一般に, 径 5-10cm の暗色包有物を含む.

花崗閃緑岩(G_{dN})には粗粒のものから中粒のものまであり, 能勢岩体の大部分を占める. 本地域内では豊能町川尻の余野川に沿う地域から高山北部まで, 京都西南部地域内では茨木市大岩-佐保付近にまで分布する. 典型的な岩相は茨木市梅原・箕山で見られ, 共通試料とされた. 余野の南西で花崗閃緑岩は石英閃緑岩に対して明瞭な境界をもって貫入している. 花崗閃緑岩のモード組成(第 38 図)は石英閃緑岩から大きく離れている. 同じく全岩化学組成(第 5 表の 8 と 9 の間), 及び岩石密度も両者の間には明瞭なギャップが存在する(金谷ほか, 1984a, b). 花崗閃緑岩には肉眼で斜長石やカリ長石斑晶が細粒の石基中に点在して見える典型的な斑状組織を示すもの, 肉眼では等粒状に見えるが鏡下で見ると全体積の半分位を斜長石・石英・カリ長石・角閃石斑晶が占め, その隙間に石基の石英, 斜長石, カリ長石, 角閃石及び黒雲母の径 1-2 mm の石基が充めているもの, 及び鉱物粒径が連続的に変化するシリット組織を示す 3 種類の岩相がある. 角閃石や黒雲母結晶の中心部には単斜輝石や, これが変質したと思われるアクチノ閃石が見られることがある.

細粒花崗岩(G_{rN})は京都西南部地域内の茨木市上音羽周辺に径 2.5 km の円形の分布をして累帯深成岩体の核をなすものと, 核を囲む花崗閃緑岩中に累帯構造を乱すように分布する小岩体とがある. 本地域内の細粒花崗岩は後者で, 豊能町高山北方に分布する. 花崗岩は周囲の花崗閃緑岩に対して貫入しているが, 部分的には漸移するよう見える場合もある(田結庄, 1971). 本花崗岩の石英-カリ長石-斜長石の比は IUGS の区分の花崗閃緑岩と花崗岩の境界部に近く, 石英の量が多い点で花崗閃緑岩(G_{dN})と異なる(第 38 図). 鉱物組成は斑晶は斜長石・カリ長石・石英でときに角閃石を含む. 石基中には角閃石を欠き, 黒雲母が含まれる.

岩石記載

粗粒斜方輝石含有単斜輝石角閃石黒雲母石英閃緑岩(D_N)



第38図 茨木複合花崗岩体のモード組成
分析値は本研究と田結庄(1971)による。

[810801] 豊能町大円(京都西南部地域内)

主成分鉱物：斜長石(径 6-0.5 mm)，黒雲母(径 4-0.2 mm)，角閃石(長径 3-0.2 mm)，石英(径 0.1-0.3 mm)，単斜輝石(径 0.05 mm ±, 0.3-1.5 mm)，斜方輝石(長径 0.5-4 mm)

副成分鉱物：鉄鈹(イルメナイト，径 0.05-0.2 mm)，ジルコン(長径 0.1-0.4 mm)，燐灰石(長径 0.1-0.3 mm)

斜長石は半自形でほとんど累帯構造がない。斜長石のうち径 5-6 mm に達するものは径 0.05 mm ± の単斜輝石を包有することがある。黒雲母は他形で、斜長石・輝石・燐灰石・イルメナイトを包有する。黒雲母は Y = Z = 赤味のある茶褐色を示す。角閃石は他形を示し、単斜輝石の外側に c 軸が平行な連晶になるものも多い。角閃石は Z = 緑色を示す。単斜輝石は短柱状自形を示すものもあるが、角閃石結晶内でボロ布のように分解しつつあるものが多い。単斜輝石には(001)面内に離溶組織が認められる。斜方輝石は柱状自形を示し、X = 淡橙赤色、Z = 淡緑色の比較的はっきりした多色性が見られる。

第5表 茨木複合花崗岩体及び随伴岩類の全岩化学組成

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	55.01	55.26	56.18	56.43	58.43	58.44	60.39	60.69	65.86	65.94
TiO ₂	0.82	0.91	0.85	0.68	0.60	0.93	0.60	0.50	0.60	0.31
Al ₂ O ₃	18.24	18.06	16.86	17.53	16.97	16.91	16.63	17.01	15.23	15.50
Fe ₂ O ₃	2.80	0.75	1.07	1.94	2.20	1.71	2.10	1.56	0.73	1.47
FeO	5.40	6.66	6.54	5.78	4.65	5.56	4.32	4.28	3.74	2.58
MnO	0.35	0.14	0.15	0.21	0.34	0.33	0.31	0.17	0.09	0.20
MgO	4.32	4.79	4.55	4.10	3.60	3.62	3.03	3.62	2.09	2.12
CaO	8.21	7.98	7.65	7.03	6.68	6.46	6.04	5.68	3.77	5.05
Na ₂ O	2.78	2.39	2.51	2.70	2.83	2.82	2.94	2.90	2.57	2.67
K ₂ O	1.44	1.57	1.59	2.10	1.87	1.91	2.32	2.38	3.89	3.24
P ₂ O ₅	0.15	0.20	0.20	0.75	0.26	0.17	0.14	0.08	0.15	0.33
H ₂ O ⁺	0.52	0.32	1.12	0.22	0.99	0.85	0.79	1.17	0.48	0.62
H ₂ O ⁻	0.17	0.55	0.23	0.57	0.29	0.15	0.17	0.34	0.32	0.11
Total	99.93	99.58	99.50	99.85	99.40	99.64	99.60	100.29	99.52	99.71
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	69.28	70.41	69.99	70.96	71.43	71.35	72.88	73.93	73.52	74.56
TiO ₂	0.29	0.38	0.31	0.29	0.21	0.08	0.28	0.13	0.03	0.16
Al ₂ O ₃	14.98	14.17	14.30	14.47	14.05	14.49	13.60	13.65	14.17	13.25
Fe ₂ O ₃	1.13	0.47	0.92	0.24	0.73	1.13	0.54	1.66	1.06	0.18
FeO	1.92	2.41	1.85	2.37	2.18	1.14	1.48	0.31	0.77	1.26
MnO	0.20	0.07	0.10	0.03	0.10	0.08	0.03	0.06	0.04	0.05
MgO	1.39	0.98	1.71	0.85	1.56	0.73	0.53	0.54	0.43	0.25
CaO	4.15	2.73	3.73	1.97	3.06	2.65	1.65	1.03	1.78	1.35
Na ₂ O	2.72	2.67	2.65	2.52	2.35	2.80	2.72	3.33	4.08	3.61
K ₂ O	3.59	4.30	3.80	5.06	4.22	4.10	5.07	3.79	3.13	3.96
P ₂ O ₅	0.23	0.13	0.23	0.08	0.13	0.08	0.07	0.13	0.09	0.08
H ₂ O ⁺	0.69	0.43	0.61	0.31	0.74	—	0.46	—	0.97	0.46
H ₂ O ⁻	0.10	0.34	0.09	0.32	0.66	—	0.28	—	0.29	0.28
Total	100.56	99.49	100.22	99.47	100.85	98.63	99.59	98.56	100.47	99.45
	21	22	23	24	25	26	27	28		
SiO ₂	74.63	75.02	75.83	62.38	53.65	54.05	56.73	71.73		
TiO ₂	0.02	0.04	tr.	0.87	1.03	0.96	0.79	0.28		
Al ₂ O ₃	13.98	13.86	13.12	15.77	16.53	18.10	15.83	14.32		
Fe ₂ O ₃	1.19	0.95	0.61	1.22	1.48	1.27	1.58	2.18		
FeO	0.71	0.47	0.20	4.90	8.02	6.71	6.43	1.12		
MnO	0.07	0.02	0.01	0.11	0.21	0.17	0.18	0.08		
MgO	0.36	0.37	0.11	3.21	4.51	4.14	4.07	0.83		
CaO	1.02	1.04	1.22	5.29	8.63	7.81	5.65	0.86		
Na ₂ O	3.58	3.19	3.51	3.82	2.70	3.05	3.04	4.58		
K ₂ O	3.21	4.01	4.21	1.30	2.50	1.93	4.70	3.02		
P ₂ O ₅	0.04	0.09	0.07	—	—	—	—	—		
H ₂ O ⁺	—	0.89	—	—	—	—	—	—		
H ₂ O ⁻	—	0.10	—	—	—	—	—	—		
Total	98.81	99.91	98.89	98.87	99.26	98.19	99.00	99.00		

第5表 つづき

試料の岩石名(文献) 原試料番号

1 粗粒石英閃緑岩 (田結庄, 1971) A	}	15 細粒斑状花崗岩 (田結庄, 1971) J	}	
2 " (川野・野沢, 1972) 23-S		16 " (") K		能勢岩体
3 中粒石英閃緑岩 (") 21-S		17 " (川野・野沢, 1972) 83-S		
4 " (田結庄, 1971) B		18 " (田結庄, 1971) L	}	
5 " (") C		19 細粒花崗岩 (") M		妙見岩体
6 " (") D		20 " (川野・野沢, 1972) 7-S		
7 " (") E		21 " (田結庄, 1971) N		
8 " (") F		22 " (") O		
9 粗粒花崗閃緑岩 (川野・野沢, 1972) 79-S		23 アプライト (") P		
10 " (田結庄, 1971) G		24 細粒斑状石英閃緑岩 (") Q		
11 " (") H		25 捕獲岩 (") Q		
12 粗粒斑状花崗閃緑岩 (川野・野沢, 1972) 72-S		26 " (") S		
13 細粒斑状花崗閃緑岩 (田結庄, 1971) I		27 " (") T		
14 " (川野・野沢, 1972) 43-S		28 " (") U		

斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdn)

[HRN 232] 豊能町木代南方茨木高原ゴルフ場西

主成分鉱物: 斜長石(径 0.5-10 mm), 石英(径 0.5-3 mm), カリ長石(径 1-10 mm), 黒雲母(径 0.1-1.5 mm), 角閃石(長径 1-10 mm)

副成分鉱物: 鉄鈹(イルメナイト, 径 0.05-0.3 mm), 燐灰石(長径 0.05-0.2 mm), 褐簾石(径 0.1-0.2 mm), ジルコン(径 0.05 mm±),

手標本では中心部は淡緑色で外殻部が濃緑色の斑状角閃石が目立つ灰色の岩石。斑晶カリ長石は灰色で、かすかに桃色味を帯びる。鏡下ではシリイト組織を示す。黒雲母は斑晶よりも径 0.1-0.3 mm の結晶が集まるクロット状のものが多い。多色性は斑晶, クロット状とも Y=Z=褐色を示す。黒雲母の縁部は劈開に沿って緑泥石化し, スフェン・緑簾石などを生じている。角閃石は中心部は淡色のアクチノ閃石質であるが, 縁部は Z=緑色を示す。角閃石の外側には黒雲母の小結晶がとり囲むことがある。斜長石は半自形で累帯構造を示し, 中心部はソーシユライト化している。カリ長石は斑晶でも縁部が他鉱物の間を充める他形を示す。

細粒斑状黒雲母花崗岩 (Grn)

[HRN 230] 豊能町高山北方採石場跡

主成分鉱物: 斜長石(石基径 0.2-0.5 mm, 斑晶径 3-6 mm), 石英(径 0.1-0.5 mm, 2-6 mm), カリ長石(径 0.1-0.3 mm, 径 3-10 mm), 黒雲母(変質, 0.1-0.6 mm)

副成分鉱物: 鉄鈹(イルメナイト, 径 0.02-0.1 mm), 燐灰石(長径 0.05-0.2 mm), ジルコン(径 0.01-0.02 mm)

手標本では肉紅色を帯びた灰色のアプライト質の基質に石英と白い斜長石及び肉紅色大型のカリ長石の斑晶が見える。鏡下では自形の斑晶の間を他形粒状の石英・カリ長石・斜長石及び黒雲母(緑泥石化)が充たしている様子が見られる。

VI. 4.2 妙見岩体 (Grn, Gm)

岩体名 田結庄(1971)による。

模式地 能勢岩体同様模式地は設定されていない。岩相の項で典型的な岩相として共通試料になった

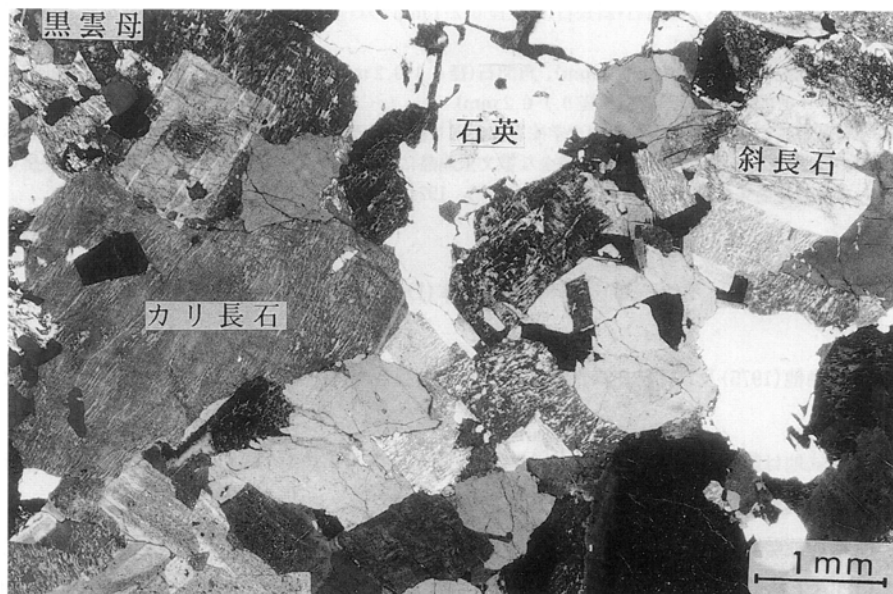
産地を模式地に準ずるものとして記述しておく。

分布 豊能町余野北西から能勢町倉垣に達する。妙見山付近には分布しない。北北西-南南東方向に約 6 km、東北東-西南西方向には幅の広い野間大原東方で約 1.5 km の拡がりがある。北端の倉垣の北部には後述する剣尾花崗岩の一部が分布しているが、本岩体と地下で連続するものか、別の貫入岩体であるのかは明らかではない。

層序・貫入関係及び放射年代 先白亜系の超丹波帯長尾山層と丹波帯Ⅱ型地層群の箕面コンプレックスに貫入し、ホルンフェルス化させている。貫入部付近の先白亜系には地層の乱れ、圧砕などは認められない。本岩体の黒雲母 K-Ar 年代は 74.0 ± 3.0 Ma で能勢岩体の年代値とほとんど変わらない(柴田, 1971)。一方 Rb-Sr 全岩-鉱物アイソクロン年代は 2 つの試料で 76 ± 2 Ma と 78 ± 2 Ma の年代が得られ、能勢岩体の全岩-カリ長石年代の 96 ± 2 Ma と大きく異なっている(Ishizaka, 1971)。

岩相 本岩体には中粒角閃石黒雲母花崗岩 (Grm) と、細粒斑状黒雲母花崗岩 (Gm: 部分的に角閃石を含む) の 2 つの岩相がある。中粒角閃石黒雲母花崗岩(第 39 図)は本岩体の主岩相をなし、野間口から倉垣南東部に至る。田結庄(1974)は能勢町野間大原産の試料を共通試料として記載した。肉眼的には肉紅色で石英と長石は径 2-4 mm の等粒状を示す。稀に径数 m に達する暗色包有物を含む。場所によっては径 1-2mm のミアロリティックな空洞を生じ、北西方の剣尾花崗岩に似た岩相になる。

細粒斑状黒雲母花崗岩は北部の倉垣-堀越峠、妙見奥/院付近、野間大原東方、野間川-野間峠-余野北西方に分布する。田結庄(1974)による共通試料は野間峠産である。岩体の縁部に発達する傾向があるが、岩体内部にも小範囲に分布する。本岩の岩相は紅色を帯びた灰白色のアブライト質の基質に径 2-4 mm の斑晶石英・長石を含む。妙見岩体の花崗岩は能勢岩体よりもカリ長石に富む(第 38 図)。ところで以上の 2 つの岩相上の違いとは別に、金谷ほか(1984 a, b)は妙見岩体の野間大原南方-亀岡市西別院町神地の



第39図 妙見岩体の中粒角閃石黒雲母花崗岩の顕微鏡写真(能勢町地黄東方, 妙見奥ノ院南東)

線で分けると、その北西側と南東側で、 SiO_2 などの主化学組成、Rb-Sr組成、岩石密度、帯磁率が異なっていることを指摘した。しかし両者の間には地質的には顕著な境界は見い出されていない。ただ強いて境界の意味を考えるならば、金谷ほか(1984a)の指摘した線よりも少し北寄りには妙見岩体の母岩である丹波帯と超丹波帯を分ける南傾斜の衝上断層がある。この断層は妙見岩体の貫入以前に形成されたもので、化学組成などに基づく境界線の地下にも達している。妙見岩体のマグマが上昇中に、地下で異なる母岩と反応した結果を反映しているのかもしれない。

岩石記載

中粒角閃石黒雲母花崗岩(Grm)

[HRN 222] 能勢町地^{ちおう}黄東方

主成分鉱物：石英(径 0.5-3 mm)、カリ長石(径 1-5 mm)、斜長石(径 0.5-3 mm)、黒雲母(径 0.1-0.7 mm)、角閃石(径 0.1-1.5 mm)

副成分鉱物：褐簾石(長径 0.2-0.8 mm)、ジルコン(長径 0.02-0.2 mm)、鉄鉱(径 0.02-0.1 mm)、燐灰石(径 0.02-0.1 mm)

石英とカリ長石は他形を示す。カリ長石は薄片内で偏在し、多い所ではカリ長石の径 2-5 mm の結晶同志が間に他種鉱物を挟まずに脈状に連なることがある。斜長石は半自形-自形を示す。黒雲母は小結晶が角閃石をとり囲むように産し、 $Y \approx Z$ = かすかに緑色味を帯びた暗褐色を示す。角閃石は分解を受けてボロ布状を示す。角閃石の新鮮な部分は $Z =$ 青味がかった緑色を呈する。本試料は少し変質しており、斜長石内部にはダスト状の小鉱物が生じ、黒雲母の一部は緑泥石化して内部にスフェンの小結晶を生じている。鉱物の隙間にはクリノゾイサイトを含むことがある。

細粒斑状角閃石含有黒雲母花崗岩(Gm)

[810809] 豊能町野間峠西方の府道脇

主成分鉱物：石英・カリ長石・斜長石(以上径 0.2-1 mm の石基と径 3-4 mm の斑晶を含む)、黒雲母(長径 0.2-1 mm)

副成分鉱物：鉄鉱(径 0.05-0.1 mm)、角閃石(径 0.1-0.2 mm)、ジルコン(径 0.02 mm \pm)、燐灰石(径 0.02 mm \pm)、褐簾石(径 0.1-0.2 mm)

石英には三角形-四角形の光学的方位が同じ複数のカリ長石を含み、斑晶石英は丸い外形を示すが、縁部で部分的にカリ長石と不完全な微文象連晶になっている。黒雲母は $Y \approx Z =$ 暗褐色を呈し、わずかに緑色味を帯びる。鉄鉱は田結庄(1973, 1974)によると磁鉄鉱である。

VI. 5 三草山複合花崗岩体(D_M, Gd_M, Gr_M, G_M)

岩体名 中島他(1975)及び田結庄ほか(1977)の三草山複合岩体を茨木複合花崗岩体に合わせて改称する。

模式地 模式地は設定されていない。複合岩体をなすので、一箇所で総ての岩相が見られる場所はない。岩相の項で典型的な岩相の見られる場所を記述し、模式地に替える。

分布 大阪府能勢町長谷と兵庫県猪名川町上阿古谷の境界の三草山周辺から田尻川沿いの下田尻に達する。このうち上杉から下田付近では岩体の一部が南にコブのように張り出した形になっている。また、大路次川と田尻川間の竜王山付近では先白亜紀丹波帯の堆積岩類がルーフ状に分布しているので、深

成岩類は地形的に低い部分に沿って細長く露出する。下田尻までを含むと本複合岩体は東西方向に約6.5 km、南北方向には幅の広い所で約3 kmの東西に伸びた分布を示す。

層序・貫入関係 岩体の大部分は丹波帯の箕面コンプレックス中に貫入している。南東端の猪名川町民田北方では本岩体の周縁急冷相の流紋岩が、超丹波帯長尾山層の砂岩を角礫化させて取り込みながら貫入している。また西縁の長谷西方では白亜紀有馬層群の佐曾利凝灰角礫岩と、玉瀬層の堆積岩中に貫入し、これらをホルンフェルス化させている。

田結庄ほか(1977)では本複合岩体の捕獲岩類の K-Ar 年代がほぼ 80 Ma を示すと述べた。この値は被貫入岩である有馬層群佐曾利凝灰角礫岩の黒雲母 K-Ar 年代値 70.9 ± 3.5 Ma よりかなり古い。田結庄ほか(1977)の試料は捕獲岩であって、三草山複合花崗岩体自体の測年ではない。また、試料のホルンフェルス化についての記述もないので、必ずしも貫入の年代を与えているとは言えない。

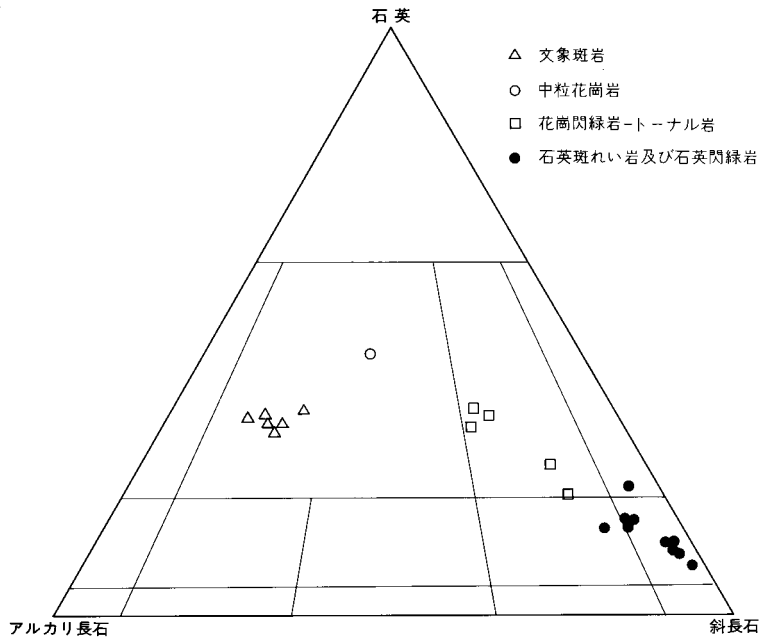
岩相 地質図では中粒-粗粒黒雲母角閃石含有斜方輝石単斜輝石石英閃緑岩・石英斑れい岩(D_M)、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩-トータル岩(G_{dM})、中粒角閃石含有黒雲母花崗岩(G_{rM})、及び黒雲母文象斑岩(G_M)に区分した。本岩体のモード組成を第40図に示す。

石英閃緑岩と石英斑れい岩は複合岩体の北西部の能勢町長谷から柏原まで分布する。新鮮で典型的な試料は神山で採集することができる。石英閃緑岩と石英斑れい岩の有色鉱物の量比は場所によってかなり変動するが、単斜輝石と斜方輝石は仮像まで含めるとほとんどの場所で含まれている。このうち新鮮な斜方輝石中にはスティルウォータ型の離溶組織が認められ、ピジョン輝石から転移したものと考えられている。しかし本岩体の全岩化学組成(第6表)はソレライト系のマグマに特徴的な FeO の増加はない(田結庄ほか, 1977)。角閃石と黒雲母は斜長石や輝石の隙間に稀に含まれているものから、大きな結晶が有色鉱物の大部分をなすものまである。カリ長石は石英と微文象組織を形成している(第41図)。石英閃緑岩と石英斑れい岩は暗緑色で緻密で堅硬である。風化しにくいので高い山地を形成し、ふもとの長谷から神山では節理に沿って割れた多面体型の径 1-10 m の大きな転石が尾根筋から多数落下してきて

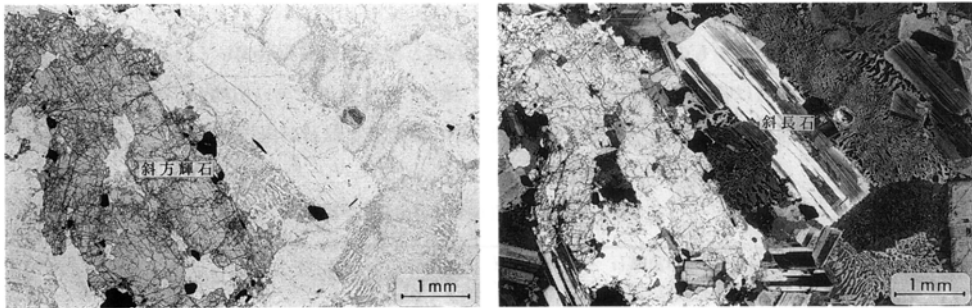
第6表 三草山複合花崗岩体の全岩化学組成

	斜方輝石単斜輝石 石英斑れい岩	単斜輝石 石英斑れい岩	花崗閃緑岩	文象斑岩
SiO ₂	54.99	56.38	63.32	75.75
TiO ₂	0.61	0.67	0.43	0.11
Al ₂ O ₃	18.07	17.30	16.14	13.80
Fe ₂ O ₃	1.37	1.02	0.77	0.38
FeO	6.83	6.50	5.16	2.14
MnO	—	—	—	—
MgO	4.38	4.29	3.13	0.50
CaO	8.03	7.55	4.42	0.61
Na ₂ O	2.82	2.95	2.72	3.49
K ₂ O	1.37	1.24	2.11	3.81
H ₂ O ⁺	0.29	1.03	0.80	0.90
H ₂ O	0.55	0.31	0.30	0.19
Total	99.31	99.24	99.30	99.68

田結庄ほか(1977)による。



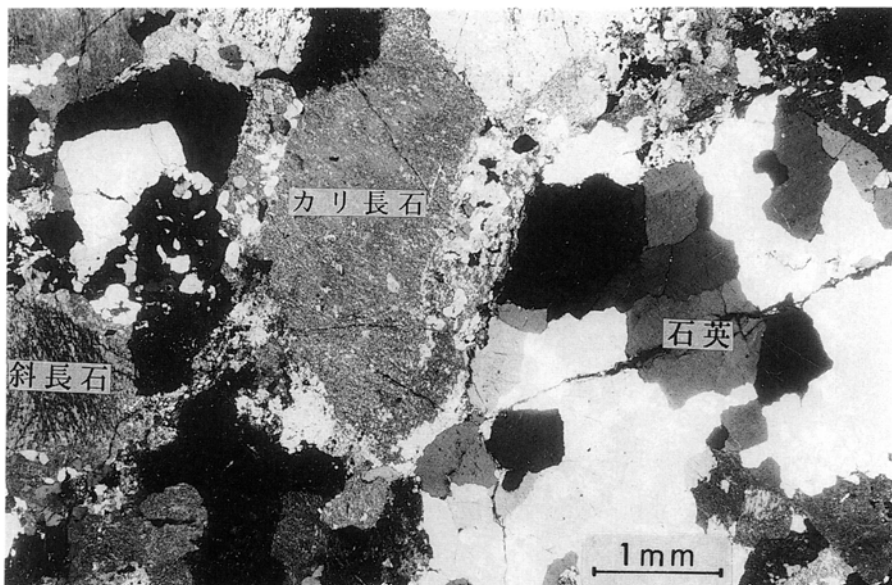
第40図 三草山複合花崗岩体のモード組成
分析値は本研究と田結庄ほか(1977)による



第41図 三草山複合花崗岩体の石英閃緑岩の顕微鏡写真 (能勢町神山南方)
斜方輝石は離溶組織を持つ

いる。また、神山の谷に沿った低地では節理に沿って玉ねぎ状に風化した中心部に、玉石状の新鮮な硬岩を残している。

花崗閃緑岩-トーナラル岩と中粒花崗岩は、北西側の石英閃緑岩・石英斑れい岩と南東側の文象斑岩に挟まれた能勢町上杉北方-平野周辺と坂井峠及び下田尻に分布する。これらは風化抵抗性が小さく真砂化しているので、ゆるい丘陵状の地形になっている。これらの岩相間の関係は漸移的で石英閃緑岩・石英斑れい岩の分布域に近い北西側がトーナラル岩で、南東側に花崗閃緑岩が分布し、中粒花崗岩は更に文象斑岩寄りの場所に分布する。色はトーナラル岩が濃緑色で花崗閃緑岩は灰緑色を示す。中粒花崗岩はカリ長



第42図 三草山複合花崗岩体の中粒角閃石黒雲母花崗岩の顕微鏡写真 (能勢町平野)

石がわずかに桃色を帯びる灰白色を示す。中粒花崗岩中の石英は褐色に汚染されており、鏡下で石英を観察すると細く割れて、割れ目に褐色鉱物(赤鉄鉱?)が沈澱している(第42図)。花崗閃緑岩の部分には延長が100 mを超える大規模な捕獲岩体を含んでいる(中島ほか, 1975; 田結庄ほか, 1977)。この捕獲岩体には母岩の丹波帯に由来する褶曲した縞状チャートが花崗閃緑岩の熱変成による再結晶で粗粒化し、灰白色になっているものが多い。これを鏡下で観察するとほとんど石英だけのグラノプラスチックないしサッカロイダル組織になり、わずかに柘榴石、緑簾石を生じている。

黒雲母文象斑岩は南にコブ状に突出した上杉-下田南方と三草山山頂部及び下田尻に分布する。黄土色-桃褐色を呈し、肉眼で鉱物粒子が見えない程微細な珪長質石基中に径2-3 mmの斜長石、石英、カリ長石及び径0.5 mm以下の黒雲母斑晶を含む。径数mmのミアロリティックな空隙を生じていることがあり、内部に自形の石英や長石が成長していることがある。鏡下では著しい微文象組織が発達している(第43図)。民田北方で先白亜系と接する部分は隠微晶質流紋岩の周縁急冷相になっている。

岩石記載

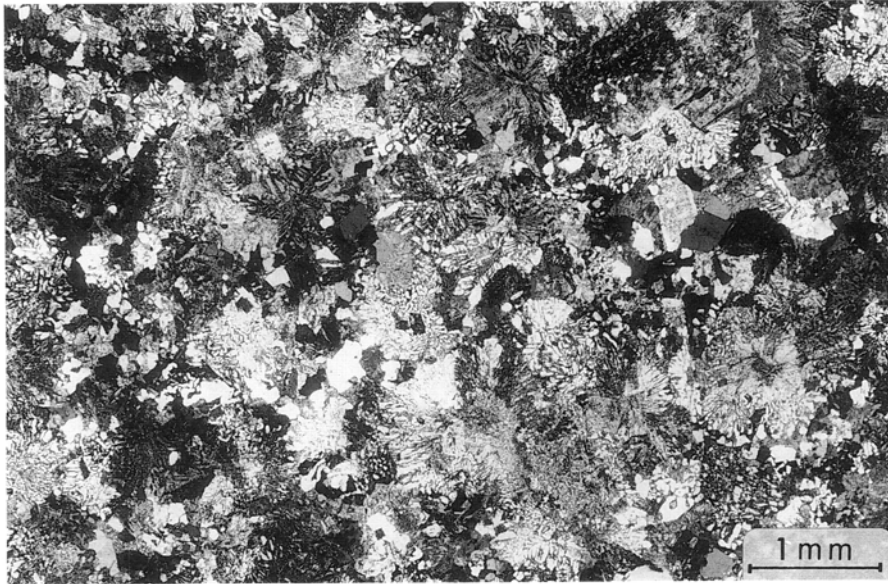
中粒角閃石黒雲母含有斜方輝石単斜輝石石英閃緑岩(DM)

[HRN 170] 能勢町神山南方,

主成分鉱物：斜長石(径1-5 mm)、単斜輝石(径1-4 mm)、斜方輝石(長径2-6 mm)、黒雲母(径0.1-0.3 mm)、角閃石(0.1-0.5 mm)、石英・カリ長石(これらは径mm前後の大きさの微文象連晶組織を形成)

副成分鉱物：鉄鉱(イルメナイト、板の直径0.1-0.5 mm)、燐灰石(長径0.2-0.6 mm)、ジルコン(径0.01-0.05 mm)

手標本は黒褐色を呈し新鮮なので非常に硬い。鏡下で観察すると斜長石は長方形-長六角形の自形-



第43図 三草山複合花崗岩体の黒雲母文象斑岩の顕微鏡写真 (能勢町上杉南方)

半自形を示す。斜長石は輝石とともに薄片内で長辺が平行に重なるような沈積岩の組織が認められる。単斜輝石はボロ布のように多数の穴があり、結晶の外側に結晶面を残さず凹凸のあるラフな外形をしている。単斜輝石の凹凸に富む表面を覆って淡緑色-緑褐色の普通角閃石がマンツル状にとり囲んでいる。単斜輝石内部の穴にも輝石を囲む角閃石と光学方位が同じ普通角閃石が充たしている。斜方輝石は柱状自形でスティルウォーター型の離溶組織を持つ。多色性は弱いが、X=淡紅色、Z=淡緑色を示す。斜方輝石は鉄鈹の小結晶を伴うことが多い。黒雲母は角閃石とともに単斜輝石の外側に極く少量含まれ、Y≒Z=やや赤味を帯びた茶色を示す。

中-細粒斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gd_M)

[HRN 217] 能勢町坂井峠北

主成分鉱物：斜長石(径 0.03-0.1 mm, 斑晶径 0.5-4 mm), 石英(径 0.03-0.1 mm, 0.5-2 mm),
カリ長石(径 0.02-0.1 mm), 黒雲母(径 0.3-2 mm), 角閃石(長径 1-2 mm)

副成分鉱物：鉄鈹(径 0.1-0.5 mm), 燐灰石・ジルコン(径 0.05-0.1 mm), スフェン(径 0.1-0.5 mm)

手標本は均質な灰色中粒角閃石に見えるが、鏡下で観察すると全体の6割が斑晶で、径 0.1 mm 以下のモザイク状石基が間を充たす組織を示す。斜長石は半自形で累帯構造がある。黒雲母はY≒Z=赤褐色を示し、縁部と劈開に沿って緑泥石化している。角閃石はZ=非常に薄い緑色を示す。

粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩(Gr_M)

[HRN 179] 能勢町平野

主成分鉱物：石英(径 1-7 mm), カリ長石(径 2-8 mm), 斜長石(径 1-3 mm), 黒雲母(径 0.2-0.5 mm)

副成分鉱物：角閃石(長径 0.2 mm±), 鉄鈹(径 0.02-0.1 mm), 燐灰石・ジルコン・褐簾石(径 0.02-0.1 mm)

石英は全体として長円形を示すが、内部は細い割れ目によって径 0.1 mm 前後にサブグレイン化している。カリ長石は他形を示し、縁部で石英と微文象構造を作る。黒雲母は変質して緑泥石化してい

る。角閃石は稀にZ=淡緑色のものが含まれる。このほか変質鉱物としてクリノゾイサイトが含まれる。

黒雲母文象斑岩 (G_M)

[HRN 183] 能勢町上杉南方

主成分鉱物：石英(径 0.01-0.1 mm, 1 mm±), カリ長石(径 0.01-0.1 mm), 斜長石(径 0.5-3 mm), 黒雲母(径 0.1-0.5 mm)

副成分鉱物：鉄鉱(径 0.01-0.05 mm), ジルコン(径 0.05 mm±)

手標本は灰色で一見珪長岩-流紋岩のように見える。鏡下で観察すると石英とカリ長石は径 0.5-1 mm 放射状球形-多角形状の微文象組織を形成し、これが全体の7割位を占めている。斜長石は自形、黒雲母は他形でY≒Z=暗褐色を示す。変質鉱物として緑泥石とクリノゾイサイトを含む。

VI. 6 石切山花崗閃緑岩 (G_{d1}, G_{d1})

岩体名 藤田・笠間(1975)の命名による。その後笠間・吉田(1977)は本報告の川下川石英閃緑岩も本岩体に含めたが、これは除く。

模式地 宝塚市石切山

分布 本地域南縁中央部の川西市若宮-宝塚市石切山から南隣大阪西北部地域内の川西市花屋敷まで北西-南東方向に約 3.5 km, 幅約 0.5-1 km の比較的狭い範囲に露出する。また川西市太平山付近には岩脈状の花崗閃緑岩が貫入している。北西方向への本岩体の伸びの延長に当たる宝塚市鳥脇-切畑周辺では、玉瀬層が紅柱石黒雲母ホルンフェルス化している。距離的には遠く離れているが、本花崗閃緑岩が鳥脇-切畑地域の地下に潜在している可能性が考えられる。

層序・貫入関係及び K-Ar 年代 岩体の東縁に当る釣鐘山で先白亜系丹波帯箕面コンプレックスに貫入し、西縁で白亜紀有馬層群に貫入してそれぞれに接触変成作用を与えている。南隣の大阪西北部地域内の花屋敷ゴルフ場内で採取した試料の角閃石の K-Ar 年代は 74.4±3.7 Ma である。

岩相 地質図では細粒-中粒斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (G_{d1}) と、細粒黒雲母花崗閃緑岩 (G_{d1}) に区分した。前者は東-南東部に、後者は西-北西部に分布する。露頭では均質で捕獲岩に乏しいが、細粒の石英閃緑岩の径 10-20 cm の岩片を稀に含むことがある。本花崗閃緑岩のモード組成を第 44 図に示す。

石切山の試料 (G_{d1}) について吉田久昭氏の全岩化学分析が藤田・笠間(1982)に示されているので、次にその値を示す。

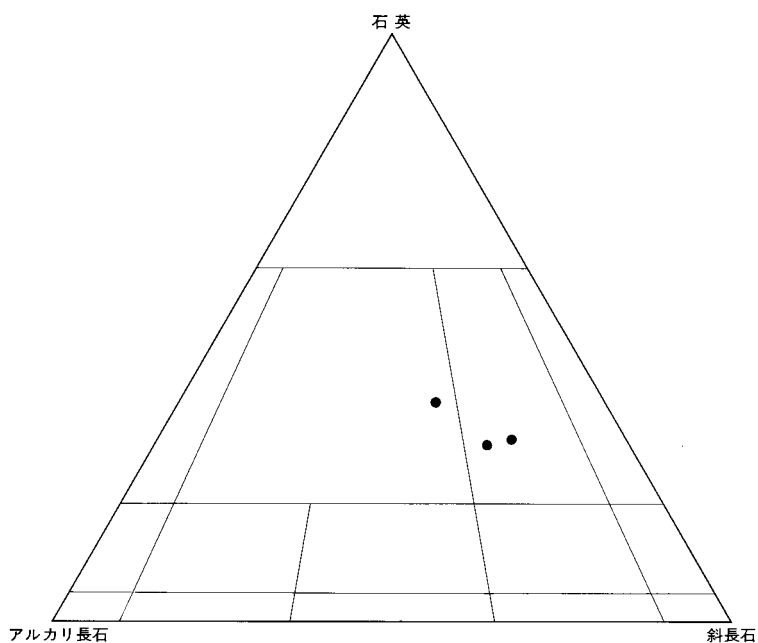
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O(±)
72.94	0.27	13.77	0.51	1.92	0.04	0.30	1.84	4.19	3.27	0.06	1.03(wt%)

岩石記載

細粒斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (G_{d1})

[KOB 16] 宝塚市雲雀ヶ丘^{ひばり}花屋敷ゴルフ場内 (大阪西北部地域内)

測年試料(角閃石 K-Ar 年代)



第44図 石切山花崗閃緑岩のモード組成
分析値は本研究による。

主成分鉱物：斜長石(石基径 0.05-0.2 mm, 斑晶径 0.5-3 mm), 石英(径 0.1-0.3 mm, 0.5-3 mm),
カリ長石(径 0.1-0.2 mm, 0.5 mm±), 黒雲母(径 0.1-0.2 mm, 0.5-2 mm), 角閃石(長径
0.5-2mm)

副成分鉱物：鉄鈹(径 0.1-0.2mm), 褐簾石(径 0.1-0.2mm), ジルコン・燐灰石(径 0.02-0.05 mm)
径 0.05-0.2 mm のモザイク状の石基中に斑晶鉱物が含まれる斑状組織を示す。斑晶は 10 個ほど
が集合して集斑状になることがある。黒雲母は新鮮な部分は Y=Z = 暗赤褐色を示す。変質した黒雲
母は緑色緑泥石化している。角閃石は斑晶としてだけ含まれる。角閃石は Z = 茶褐色を示す。石基は
有色鈹物が少なく, 大部分は珪長質鈹物で占められる。石基の石英とカリ長石は一部が微文象組織に
なっている。

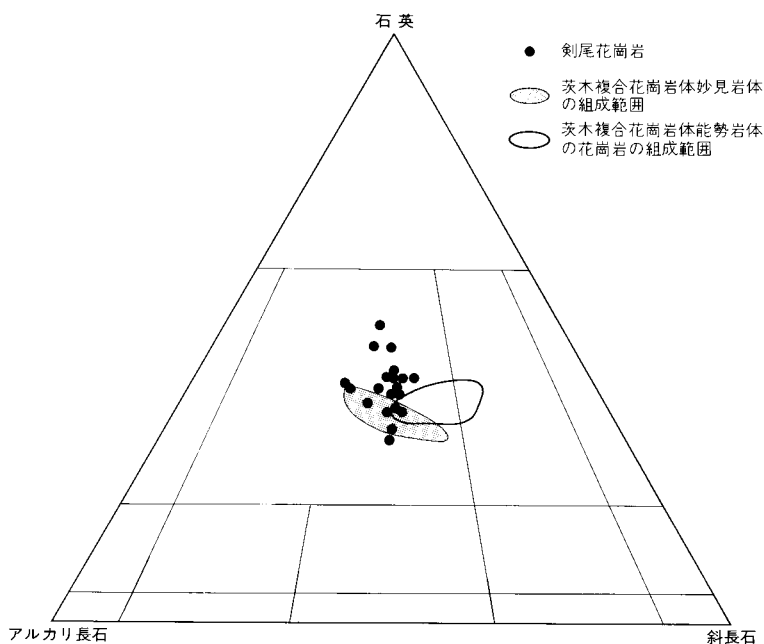
VI. 7 剣尾花崗岩 (Gr_K)

岩体名 田結庄ほか(1983)による。

模式地 能勢町剣尾山付近。

分布 本地域と北隣の園部地域の境界付近で東西に約 11 km, 南北方向に約 5 km 分布する。本地域北
東部の能勢町倉垣北方, 小和田山南に小範囲に分布する花崗岩も剣尾花崗岩の一部と考える。また, 井
本ほか(1991)で天引花崗岩として区別した岩体も, 剣尾花崗岩と有馬層群-先白亜系がルーフ接触である
ことから剣尾花崗岩と地下で連続するものであろう。これらを含んで剣尾花崗岩体の規模を考えるなら
ば, 東西方向に約 12.5 km, 南北方向に約 8 km の広がりを持つことになる。

層序・貫入関係及び放射年代 本花崗岩体は西縁・南縁及び東縁が先白亜系丹波帯に貫入し, 接触変



第45図 剣尾花崗岩のモード組成

分析値は本研究と田結庄(1985)による。茨木複合花崗岩体の能勢岩体及び妙見岩体の花崗岩の範囲は田結庄(1971)による。

成作用を与えている。西縁の猪名川町上杉生(園部地域内)では丹波帯の泥岩を堇青石ホルンフェルス化させ、能勢町山田北方日野・小和田山南・石堂と篠山町後川(園部地域内)の層状マンガン鉱床の鉱石を非変成地域の炭酸塩鉱物からバラ輝石など珪酸塩鉱物に変成させている。本花崗岩体は北縁で有馬層群琉璃溪層の泥岩に貫入して堇青石紅柱石ホルンフェルスを生じさせている(吉田・河田, 1987)。

本花崗岩体の黒雲母の K-Ar 年代値は 72.7 ± 3.6 Ma である(井本ほか, 1991)。

岩相 本地域内では灰白色ないし淡紅白色の中粒角閃石黒雲母花崗岩からなる。北隣の園部地域内の亀岡市畑野町上ヶ畑周辺には細粒黒雲母角閃石単斜輝石閃緑岩が小範囲に分布する。本花崗岩のモード組成(第45図)を見るとカリ長石/斜長石比は茨木複合花崗岩体の能勢岩体と妙見岩体の中間に当たり、これらに比べると石英に富むものが多い。含有する鉄鉱は磁鉄鉱である(田結庄ほか, 1983)。本花崗岩体には径 2 mm から数 10 cm に達するミアロリティックな空隙(晶洞)を生じている。能勢町上宿野豆粕^{まめがや}の花崗岩の採石場跡の晶洞からは、石英・正長石・曹長石・黒雲母・白雲母・緑泥石・方解石・螢石・ジルコン・緑簾石・赤鉄鉱・フェルグソン石・東沸石・輝沸石・濁沸石・バビントン輝石・珪灰鉄鉱などが産する(益富・高岡, 1949; 高須ほか, 1952)。今回の調査で亀岡市畑野町広野(園部地域内)の採石場跡の晶洞からも新たに珪灰鉄鉱の産出が豊により確認された。

岩石記載

中粒角閃石黒雲母花崗岩

[HRN 166] 能勢町上宿野豆粕北東，大阪府営林内

主成分鉱物：石英(径1-5 mm)，カリ長石(径0.2-4 mm)，斜長石(径1-4 mm)，黒雲母(径0.2-2 mm)，角閃石(長径0.5-5 mm)

副成分鉱物：鉄鈷(径0.1-0.3 mm)，褐簾石(長径0.1-0.4 mm)，ジルコン(径0.05 mm±)，燐灰石(長径0.1mm±)，蛍石(径0.1-0.5 mm)

石英のうち径3-5 mmの大粒の結晶は中心部ではつながっているが，外からの深い溝状の切れ込みがあつて，径1 mm位の小結晶の集合体のように見える．切れ込みには外接するカリ長石が枝を伸ばして溝を充たしている．黒雲母は $Y \approx Z$ = 暗褐色を示す．角閃石は柱長自形の形を残すものから，表面から内部にかけて石英・黒雲母・ジルコン等の小結晶を多量に生じてボロ布状-網目状になるものまでさまざまな分解過程を示す．角閃石は Z = 緑色を示す．

VI. 8 その他の小岩体

本地域内には以上の深成岩類の他に猪名川町千軒と川西市の知明湖の境界付近に細粒石英閃緑岩及びトータル岩(一部花崗閃緑岩)の岩脈状の小貫入岩体が分布する．また同様の岩質のものが，本地域と南隣の大阪西北部地域との境界付近で，池田市石澄滝南方のごく狭い範囲に露出する．これらは岩脈と異なり，細粒ではあるが粒状の深成岩組織を持っている．

VI. 9 岩 脈

本地域内には深成岩類よりも後に貫入したと考えられる岩脈として，花崗斑岩，文象斑岩-流紋岩，及び閃緑斑岩の3種類がある．前の二つは場所によっては多数の岩脈が集中し，一定の方向に貫入する岩脈群を形成することがある．大局的に見ると有馬層群と先白亜系(丹波帯及び超丹波帯)の境界付近と深成岩体の周辺に多く貫入している．

VI. 9. 1 花崗斑岩 (Gp)

花崗斑岩の1つの大きな岩脈群は有馬層群と丹波・超丹波帯との境界に沿って貫入するものである．この岩脈群は篠山町後川上南方(園部地域内)から本地域内の能勢町石堂に達するものを初め，猪名川町仁部付近，同町銀山-北田原，及び広根-川西市多田院周辺地域に至る．これらは北から南に向かうに従って岩脈の規模は小さくなるが，岩脈の本数は多くなる傾向がある．斑晶として自形のカリ長石，石英，斜長石，黒雲母が肉眼で目立って見える．この岩脈群は銀山付近に銀・銅・鉛・亜鉛の熱水性鉱脈型鉱床をもたらしたと考えられる．

花崗斑岩のもう1つの岩脈群は本地域南東部の箕面市箕面川ダム周辺地域から東隣の京都西南部地域に分布するもので，南北方向に貫入する．京都西南部地域内では茨木複合花崗岩体の能勢岩体に貫入している(田結庄，1971)．

脈幅は猪名川変電所付近を通るものが最も広く，800 mに達するが，一般には100 m以下で10 m前後のものが最も多い．

岩石記載

黒雲母花崗斑岩

[HRN 269] 猪名川町銀山

斑晶：斜長石・カリ長石・石英(以上径 1-20mm)，黒雲母(径 0.3-1.5mm)

石基：珪長質鈹物(径 0.01-0.05mm)，ジルコン・燐灰石(径 0.05-0.2mm)

手標本では帯緑灰色の石基に白-桃白色の長石とやや暗い半透明灰色の石英斑晶が目立つ。

斑晶はいずれも自形を示す。斜長石と黒雲母は径 0.2-1mm の結晶が集斑状になることがある。黒雲母は大部分が変質して緑泥石化している。

VI. 9. 2 文象斑岩及び流紋岩(rh)

文象斑岩及び流紋岩は本地域北東部の能勢町山田から宿野にかけて剣尾花崗岩の南方でこれを囲むように東-西ないし北東-南西方向に貫入する一群と、宝塚市石切山付近で石切山花崗閃緑岩を貫いて北西-南東方向に貫入する一群、及び本地域の北西部で有馬層群佐曾利凝灰角礫岩中に北北西-南南東方向に貫入する一群の3つのグループがある。これらはいずれも灰色-黄土色を呈し、径 1-2mm のあまり目立たない斜長石及び径 0.5mm 前後の黒雲母又は角閃石斑晶を含む。石基は微細な珪長質が均質なものと、微細な石英とカリ長石が球状になった微文象組織の球顆が魚卵状に見えるものがある。石基中には稀に針状の角閃石を含むことがある。脈幅は能勢町行者山付近で約 250m に達するが、幅 5-10m のものが最も多い。

岩石記載

黒雲母文象斑岩

[HRN 50] 能勢町日野北方

斑晶：斜長石(長径 1-2mm)，黒雲母(径 0.2-0.5mm Y≒Z=暗褐色)

石基：針状カリ長石と石英が放射状微文象組織の径 1mm 前後の球顆を作って石基の約 7割を占める。球顆でない部分は径 0.02mm 前後の微細な珪長質鈹物と黒雲母からなる。球顆部では放射状組織と斜交して針状角閃石(長径 0.2-0.3mm)が成長している。

VI. 9. 3 閃緑斑岩(P)

本地域内では南西部の神戸市北区道場町-宝塚市玉瀬の川下川貯水池と猪名川町木間生北方に極く稀に小規模な岩脈として貫入している。新鮮な場所では濃緑色緻密で硬い。肉眼で径 2-3mm の斜長石斑晶が見えることがある。脈幅は 1-5m。

岩石記載

斜方輝石閃緑斑岩

[HRN 253] 宝塚市玉瀬川下川貯水池

斑晶：斜長石(径 0.1-2mm)，斜方輝石(変質，長径 0.2-2mm)

石基：径 0.01mm 前後の微細鈹物の隠微晶質集合

斑晶の斜長石は自形，斜方輝石は柱状自形の外形を残すが、緑泥石と鉄鉱に置換されて新鮮な部分は残っていない。このほかに破片状の捕獲結晶と思われる径 0.2-0.5mm の石英を含む。

VI. 10 白亜紀深成岩類の放射年代

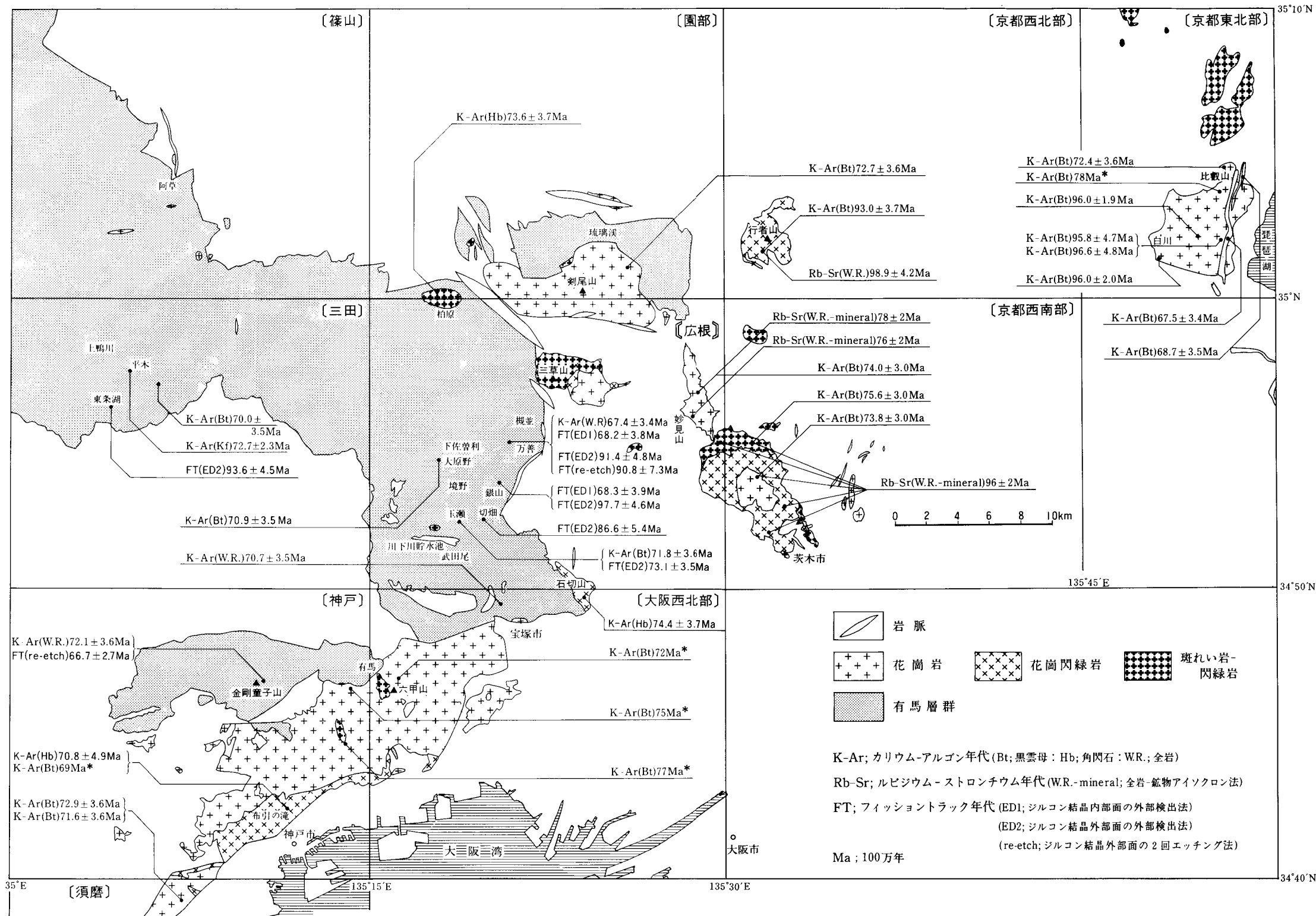
今回の研究では放射年代値の報告がなかった石切山花崗閃緑岩と布引花崗閃緑岩について角閃石の K-Ar 年代測定を行い、それぞれ 74.4 ± 3.7 Ma 及び 70.8 ± 4.9 Ma の値を得た(第 7 表)。これをこれまでに報告された本地域と周辺地域の白亜紀深成岩類の K-Ar 年代値と比較してみると、柏原石英斑れい岩 (73.6 ± 3.7 Ma)・剣尾花崗岩 (72.7 ± 3.6 Ma)・茨木複合花崗岩体 ($73.8 \pm 3.0 \sim 75.6 \pm 3.0$ Ma)・六甲花崗岩 ($71.6 \pm 3.6 \sim 77$ Ma) の年代値に近い。これらの深成岩類はまた、有馬層群の K-Ar 年代 ($70.0 \pm 3.5 \sim 72.7 \pm 2.3$ Ma) とも同時期の年代値になっている(第 46 図)。しかし、茨木複合花崗岩体能勢岩体の Rb-Sr 年代値 (96 ± 2 Ma)、行者山花崗閃緑岩の K-Ar 年代値 (93.6 ± 3.7 Ma) 及び Rb-Sr 年代値 (98.9 ± 3.7 Ma) は前述の深成岩類・有馬層群の 70 Ma 前後の値に比べるとかなり古い。また、比叡山(白川)花崗岩は 1 つの岩体内の K-Ar 年代値で、 72.4 ± 3.6 Ma・78 Ma と $95.8 \pm 4.7 \sim 96.6 \pm 4.8$ Ma の大きく異なる値が得られている。本地域を含む京阪神地域の白亜紀深成岩類と火山岩類(有馬層群と湖東流紋岩類)の放射年代値の年代別頻度分布(第 47 図)は、深成岩類と火山岩類のいずれも 70 Ma 前後と 90 Ma 前後の 2 つの年代群に分れているように見える。しかし、既に有馬層群の放射年代で述べたように 2 つの年代群の関係は層序関係の順ではなく、同じ試料のジルコンの内部と表面の差である。似たような現象が白亜紀深成岩類についても見られる。茨木複合花崗岩体の能勢岩体では黒雲母 K-Ar 年代と全岩-鉱物 Rb-Sr 年代が、比叡山花崗岩では黒雲母 K-Ar 年代同志が同じ岩体の中で大きく異なる。沢田・板谷(1993)と沢田ほか(1994)は比叡山花崗岩における新旧 2 つの K-Ar 年代値を約 20 Ma の時間を隔てて類似した組成のマグマが 2 回同じ地域に貫入し、それぞれの時期に対応して琵琶湖東岸の湖東流紋岩類も 2 回噴出したと考えた。しかし、岩体内部で年代値の順に貫入関係が認められてはいない。すなわち地質関係の裏付けはない。能勢岩体の場合は K-Ar 年代値と Rb-Sr 年代値の差の理由は説明されていない。先に有馬層群の年代値についてジルコン結晶表面を用いたフィッシュトラック年代は外部効果

第 7 表 石切山花崗閃緑岩と布引花崗閃緑岩 K-Ar 年代測定結果

番号	試料番号	岩体名	産地	試料岩石名	測定対象	放射年代値 (Ma)	^{40}Ar rad (mlSTP/g $\times 10^{-5}$)	^{40}Ar rad (%)	K含有量 (wt %)
K 4	82 KOB 16 (KA 83-95)*	石切山 花崗閃緑岩	宝塚市花屋敷 ゴルフ場 (大阪西北部地域)	中粒	角閃石	74.4 ± 3.7	0.457	61.9	1.56
				角閃石黒雲母 花崗閃緑岩			0.467	56.4	1.57
K 5	82 KOB 7 (KA 83-100)*	布引花崗閃緑岩	神戸市中央区 布引の滝 (神戸地域)	中粒角閃石	角閃石	70.8 ± 4.9	0.244	46.2	0.86
				黒雲母			0.250	31.0	0.88
				花崗閃緑岩					0.90

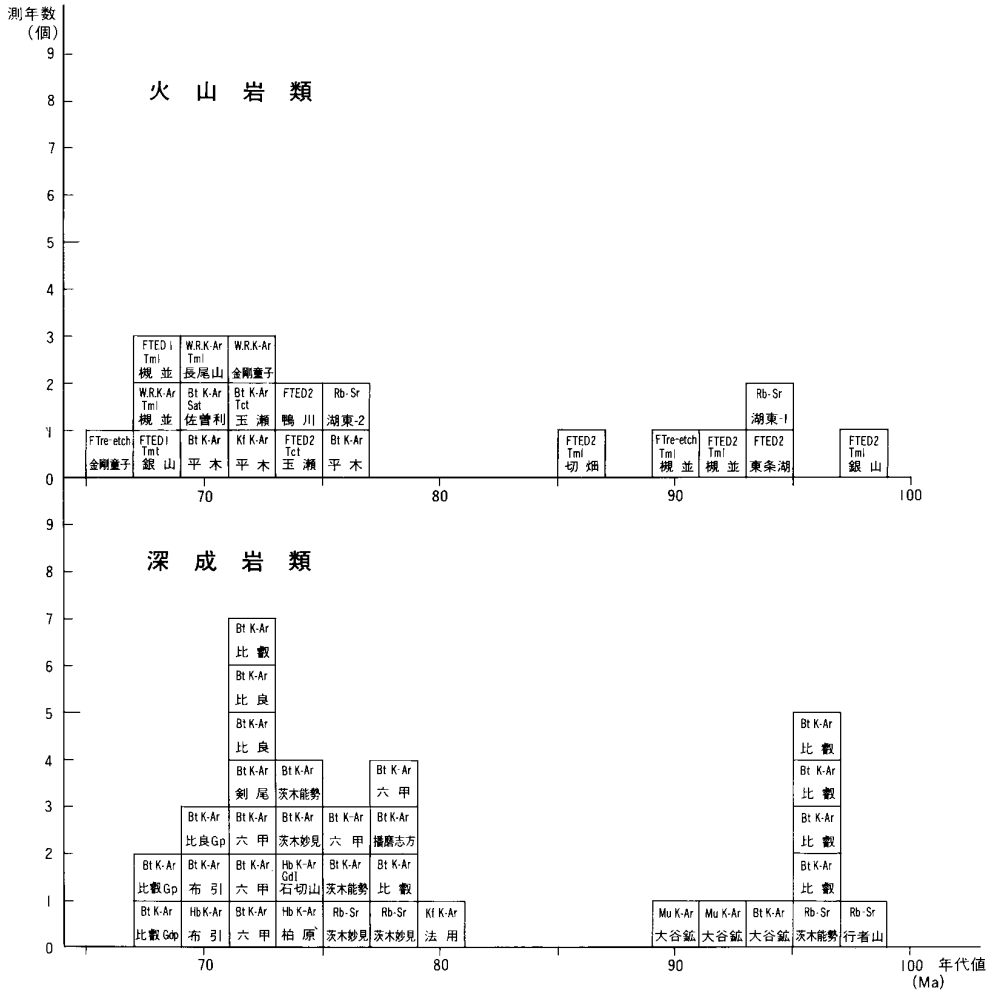
測定: Teledyne Isotopes 社 $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} / \text{year}$ $\lambda_{e} = 0.581 \times 10^{-10} / \text{year}$ $^{40}\text{K} / \text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$

*: Teledyne Isotopes 社の試料番号



第46図 京阪神地域の白亜紀火成岩類の放射年代

年代値資料のうち太字のものは本研究による(第3表, 第4表, 第7表). その他の年代値は以下の文献によった. 河野・植田(1966), 柴田(1971), Ishizaka(1971), Shibata and Ishihara(1974, 1979), 藤田・笠間(1983), 藤田・前田(1984), 柴田ほか(1984), 尾崎・松浦(1988), 井本ほか(1991), 沢田・板谷(1993), 沢田ほか(1994). Rb-Sr年代値はisochron法によるものだけを採取した. また図中*のデータは古い壊変定数(Wetherill, 1957)による値をそのまま録った. 図中の位置は文献によって地名から推定したものを含む.



第47図 京阪神地域の白亜紀火成岩類の放射年代の年代別頻度分布図
 年代値資料は第47図引用資料と第47図の他の Seki (1978), 沢田ほか(1994), Shibata and Ishihara (1974) と尾崎ほか(1995)を含む。年代値 1 個を 1 個の箱形で示し、箱の上段は測年法、下段は試料産地・岩体名を示す。Muは白雲母。

の影響で見掛け上古い 90 Ma 前後になった可能性があることを指摘した。もし外部効果が事実とすると、有馬層群と深成岩類の 90 Ma 前後の年代値は偶然の一致と考えなければならないが、偶然ではない可能性も残る。

今後は本地域に本当に新田 2 つの時期の火成活動があったのかどうかを地質学と年代学の両面から追究した上で、どちらか一方だけを説明できるのではない、広範囲にわたって見られる 70 Ma 前後と 90 Ma 前後の年代値の真の意味が何であるのかを考えていかなければならない。本報告では以上の問題点を指摘することと定める。

VII. 新 生 界

(松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭)

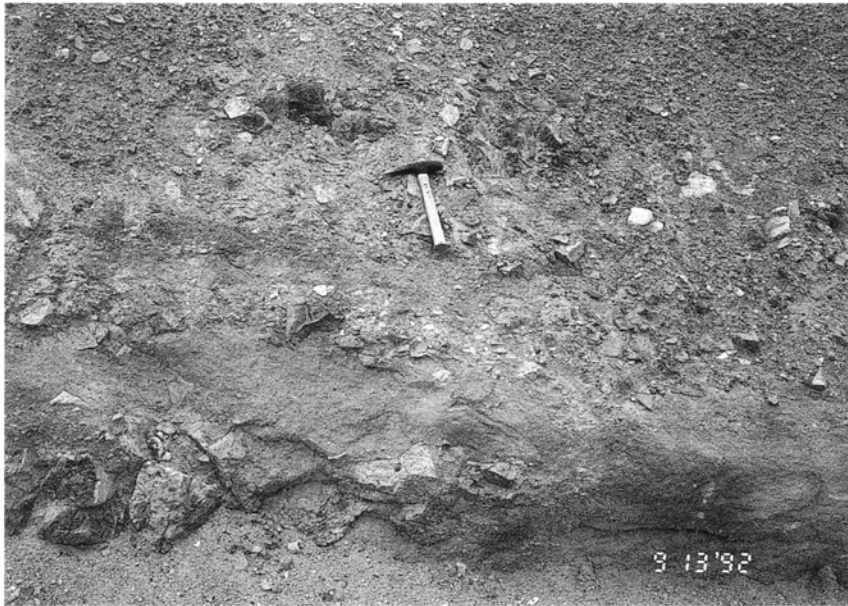
広根地域の新生界は古第三紀の神戸層群，第四紀更新世の大阪層群，段丘堆積物，崖錐堆積物，及び完新世の沖積層からなる．人工堆積物の埋立地についても本章で述べる．

VII. 1 神戸層群(Kom, Koc, tf)

神戸層群は本地域南西部の西宮市塩瀬町名塩周辺，宝塚市武田尾北方から川下川貯水池周辺，及び神戸市北区道場町田丸から三田市山田-千刈ゴルフ場周辺などに小範囲に点在する．これらは低い山の平坦な尾根ないし緩斜面を作っている．南隣の大阪西北部地域内では神戸層群の累層境界を凝灰岩とし，凝灰岩の下位を有野累層に，上位を吉川累層に区分した(藤田・笠間，1982)．本地域内にも有野累層と吉川累層の相当層が分布している．しかし西隣の三田地域内では，凝灰岩は岩相境界に斜交することもあることが分かったので，尾崎・松浦(1988)では神戸層群の累層の区分を下位から礫岩→砂岩→泥岩に上方細粒化する1輪廻を累層の単位とした．本報告では累層と部層の区分を尾崎・松浦(1988)の区分に従う．本地域の神戸層群は三田累層の東方延長部に当たり，下位の砥石川泥岩砂岩部層と上位の新田礫岩部層に分けられる．

砥石川泥岩砂岩部層(Kom)は神戸市北区道場町田丸，三田市山田，千刈ゴルフ場付近に分布し，基底部が数mの薄い礫岩である他は均質塊状の灰緑色泥岩からなる．層厚は田丸付近で約40mに達する．

新田礫岩部層(Koc)は宝塚市武田尾北方-川下川貯水池周辺，西宮市塩瀬町名塩-東久保，三田市山田などに分布する．山田では下位の砥石川泥岩砂岩部層に整合に重なるが，その他の地域では下位の白亜紀有馬層群を直接不整合に覆う．岩相は礫岩・砂岩及び流紋岩凝灰岩である．礫岩は基盤を直接覆う部分では垂角礫岩(第48図)であるが，上部層準では垂円礫岩-円礫岩に変化する．礫径は宝塚市玉瀬では巨礫-大礫になるが，普通は中礫が多い．礫種は有馬層群の流紋岩溶結凝灰岩と溶岩が最も多く，丹波帯の砂岩・チャート・頁岩及び花崗岩の礫を少量含む．砂岩及び流紋岩凝灰岩は上部の層準に多い．砂岩は粗粒-中粒でよく淘汰され，層理が発達する．凝灰岩は灰白色ないし桃色の均質な黒雲母含有流紋岩凝灰岩または軽石凝灰岩である．宝塚市玉瀬南西方では基底から約20mが礫岩，その上位30mが砂岩で，砂岩の上位に厚さ約2mの少し層理のある白色-桃色の凝灰岩が重なっている．この凝灰岩は西隣の三田地域内の東条湖凝灰岩(尾崎・松浦，1988)に相当する．この凝灰岩のジルコンのフィッシュントラック年代は 36.9 ± 2.3 Ma(第8表)で，始新世末頃に当たる．



第48図 神戸層群三田累層新田礫岩部層の露頭

西宮市塩瀬町名塩の東久保宅地開発地内の神戸層群三田累層新田礫岩部層。白亜紀有馬層群由来の流紋岩類と深成岩の亜角礫-亜円礫を多量に含む。工事によって礫が削られた法面内で破断していることから読み取れるように基質は堅く固結しており岩石化している。

第8表 神戸層群三田累層に挟在する東条湖凝灰岩層のフィッシュントラック年代測定結果

番号	試料層準	産地 (試料番号)	測定対象 (測定個数)	測定法	ρ_s (cm ⁻²) (ΣN_s)	ρ_i (cm ⁻²) (ΣN_i)	ρ_d (cm ⁻²) (ΣN_d)	年代値±標準偏差	χ^2 検定 (%)
F7	三田累層 新田礫岩 部層	宝塚市玉瀬西方 (HRS 129)	ジルコン (30個)	ED 2法 (外部面測定)	1.42×10^6 (824)	1.06×10^6 (618)	7.46×10^4 (1148)	36.9±2.3 Ma	51

測定者：壇原 徹 (京都フィッシュン・トラック株式会社)

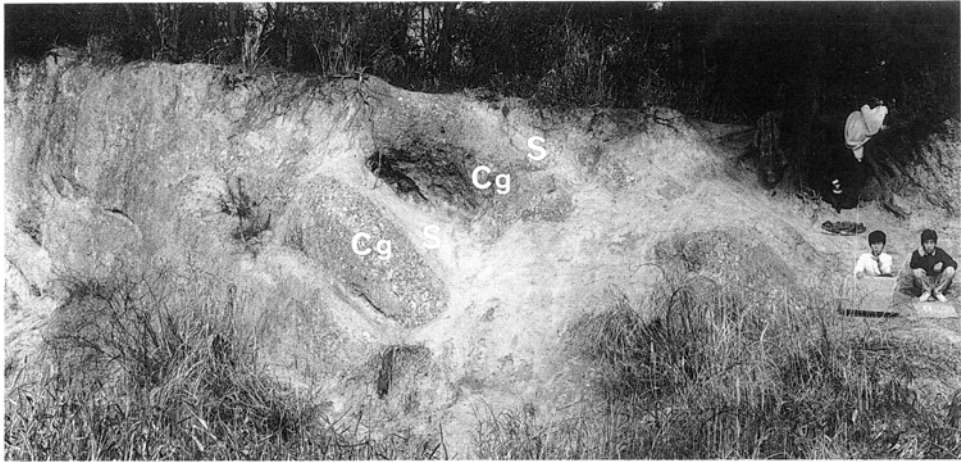
エッチング条件：KOH：NaOH＝1：1 (mol) etchant 25 hours (225°C)

その他の条件，定数は第3表と同じ

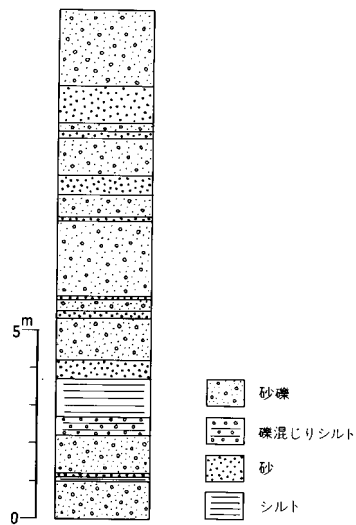
VII. 2 大阪層群(O)

大阪層群は主に砂礫から構成され，一部で砂やシルトを伴う。砂礫に含まれる礫は長径5-10cmのものが多く，基質の大部分が砂である。

本図幅地域南東端で観察される砂礫層の露頭写真を第49図に示す。この地層の走向及び傾斜はN62E, 35Sであり，すぐ北を通過する有馬-高槻構造線の分岐断層のひとつである如意谷断層とわずかに斜交している。本層の地質柱状図を第50図に示す。全層厚は約13.5mで，厚い砂礫層と50cm-1m厚の



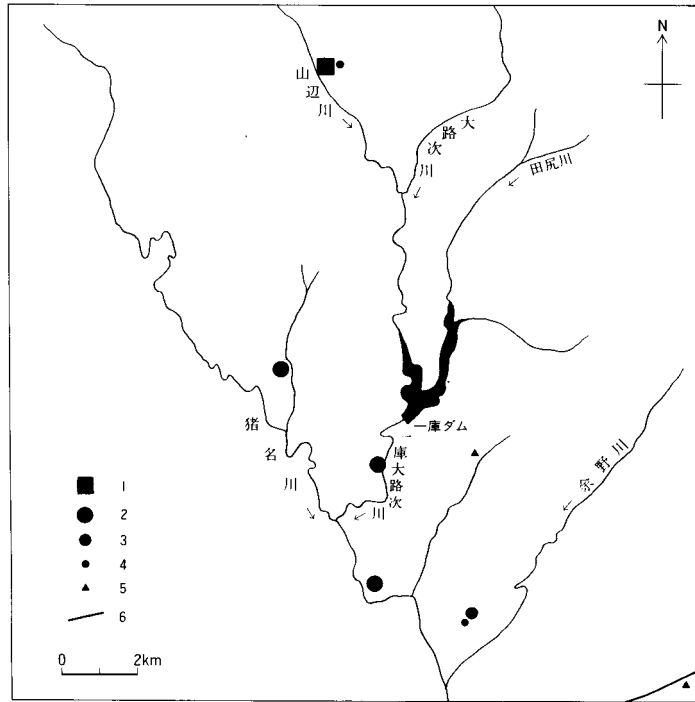
第49図 大阪層群の砂礫層 (箕面市坊島)
砂礫層(Cg)と砂層(S)の互層. 地層は画面では右方(南)に傾いている.



第50図 大阪層群の地質柱状
(箕面市坊島)

砂層が互層し、一部にシルト層や礫まじりのシルト層を挟む。礫は亜角礫ないし亜円礫である。砂層やシルト層中には葉理が観察される。

本図幅地域の大阪層群相当層の分布と礫種・礫径を第51図に示す。猪名川や一庫大路次川沿いでは礫径が20cm以上と大きく、先白亜系の堆積岩及び花崗岩類の両方からなる亜円礫-亜角礫で構成されている。一方、猪名川の支流である余野川沿いなどでは礫径は小さく、亜角礫が多い。これらは河川堆積物で前者が本流に、後者が支流によって堆積した可能性が高い。本図幅地域北部の山辺ではほとんど花崗岩類からなる砂礫層が分布する。礫径は30cm以上で、亜角礫であることから、礫は近くに分布する剣尾花崗岩から直接供給されたのであろう。また、この礫層のすぐ近くには5-15cmの亜円礫からなる礫層が分布し、花崗岩類のほかに砂岩も含まれている。



第51図 大阪層群の礫層の分布と礫種及び礫径

1: ほとんど花崗岩類からなる礫層, 礫径30cm以上, 2-4: 礫種は花崗岩類と堆積岩(砂岩・チャート・頁岩・緑色岩)の両方, 2: 礫径約20cm, 3: 礫径約10cm, 4: 礫径約5cm, 5: 礫種は堆積岩(砂岩・チャート・頁岩・緑色岩), 礫径約5cm, 6: 坊島断層(有馬-高槻構造線の分岐断層)。

VII. 3 段丘堆積物(Th, Tm, Tl)

本地域は大部分が北摂山地内に位置するため、河川に沿って河成段丘が分布する。河成段丘の大部分は猪名川水系に属するもので、武庫川水系では支流の羽束川と僧川上流にわずかに分布している。猪名川中流域の猪名川町南部、川西市北部及び池田市北部では多くの河川が合流するため段丘面の発達が良い。しかし現在では宅地開発が進んでしまっているので堆積原面の多くは全く失われ、段丘崖で堆積物の露出を観察できる場所も少なくなっている。また、段丘堆積物中に時代の分るテフラなどは見出されなかった。本研究では、国土地理院及び昭和23年に米軍が撮影した空中写真の判読に、現地での堆積物の調査結果を補足して高位段丘、中位段丘及び低位段丘の区分を行った。

高位段丘は猪名川水系の川西市多田の山裾、池田池東山町北東、猪名川町木津-笹尾及び能勢町片山南、民田東と武庫川水系の三田市木器付近及び宝塚市切畑に分布する。このほか箕面市石丸北にも小範囲に分布している。堆積面の分布標高は切畑で約250m、片山及び木器で約200m、東山北東で150m、多田付近で80-100mである。片山南では墓地の下に赤色風化したくさり礫を含む砂礫層が露出している。全般に堆積物の風化が著しく、堆積原面付近は5-2.5 YRの色調を帯びていることがある。現河床との比高

は約 20m ある。

中位段丘は猪名川水系中流域の池田市東山町，川西市平野・山下・一庫，猪名川町紫合・笹尾・槻並，能勢町片山，野間大原，及び武庫川水系支流の宝塚市波豆，三田市下槻瀬に分布する。段丘の表面はかなり開析を受けている場合があり，堆積物も風化を受けている。部分的に 5-7.5 YR の赤色風化殻を伴うことがある。

低位段丘は猪名川水系では中流域の川西市多田・畦野，猪名川町上野・木津・上阿古谷，支流上流域の能勢町平通・稲地・大里・倉垣・野間・地黄に分布する。武庫川水系では羽束川流域の三田市上槻瀬・下槻瀬・十倉などに分布する。このほかに箕面市白島-箕面付近にも分布する。面はほとんど開析を受けておらず，堆積物もほとんど風化を受けていない。低位段丘面は現河川や沖積層に近く，沖積層より数 m ほど高いので水害の恐れがないため，古くからの集落が立地している。

VII. 4 崖錐堆積物(t)

崖錐堆積物は本地域北部の山地が急に高くなる猪名川町柏原，能勢町上山辺・上宿野・長谷などの地域に分布する。地質は有馬層群の佐曽利凝灰角礫岩と柏原石英斑れい岩及び剣尾花崗岩分布域で最も多く，次いで三草山複合花崗岩体にも崖錐が発達している。これらの岩石には節理が発達し，斜面で崩落し易い性質がある。上述の地域はこれらの火成岩類が急な斜面を作る地域で，しかも河川が細く運搬力の小さい上流部に当たるので崖錐堆積物が発達していると考えられる。本地域南西部の有馬層群玉瀬層の溶結凝灰岩が急斜面を作っている神戸市北区道場町から宝塚市武田尾・生瀬に至る地域では，地質と地形の条件は本地域北部に似ているが，ここでは武庫川本流の剝削・運搬力が強力なので，崖錐堆積物はずっと小規模である。

VII. 5 沖積層(a)

沖積層は山の中で谷幅が広がった谷底のわずかな氾濫原に分布する。谷幅が広がる部分の沖積層は基盤岩の風化抵抗力が小さい地層に当たる。有馬層群分布域では溶結度の低い佐曽利凝灰角礫岩の部分に沖積層が発達する。先白亜系の中では砂岩の卓越する超丹波帯長尾山層にはほとんど沖積層はなく，泥岩の割合が高い丹波帯の箕面コンプレックス分布域に幅の広い谷または小盆地が形成され，沖積層が堆積している。本地域内の川水は沖積層内でも基盤岩上を流れており，沖積層の厚さは大部分の地域で 10m を超えない程度である。

VII. 6 埋立地

本地域は内陸山間地にあつて，もともと平坦な土地が少ない。このため，谷の下刻がまだそれほど進んでいない幼年期地形の大坂層群の分布地域内を主として，谷を埋立てた人工造成地が多数分布する。埋立地は国土地理院の 25,000 分の 1 地形図の昭和 44 年発行のものと，平成 5 年発行のものを比較して

谷を埋立てた部分を抽出した。また平成5年発行の地形図に示されていないもので、調査中に工事が進んでいるものができるだけ記入した。人工造成地のうち尾根を削削した部分は堆積物を生じた訳ではないので示していない。

VIII. 地 質 構 造

(松浦浩久・栗本史雄)

本地域の地質構造は形成時期の異なる4つに区分される。1つは超丹波帯及び丹波帯の構造で白亜紀前期以前に形成されたもの、次に白亜紀火成岩類の構造で白亜紀後期に形成されたもの、もう1つは新生界の神戸層群の構造で古第三紀か第四紀初めまでに形成されたもの、及び活断層である。このうち、活断層は次章で記述し、それ以外の3種類の構造について以下に述べる。

VIII. 1 超丹波帯及び丹波帯の構造

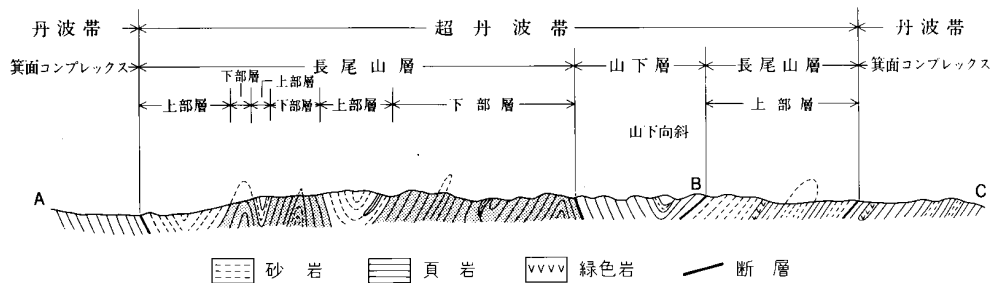
先白亜系を構成する超丹波帯及び丹波帯の地質構造について述べる。

第III章で述べたように超丹波帯を構成する山下層と長尾山層の岩相からみて、両層が整合であるとは考えがたく、本図幅では構造的観点から上位の山下層と下位の長尾山層が衝上断層で境されていると解釈した。山下層は向斜構造を示し、長尾山層は複向斜構造を呈する。

まず、超丹波帯を構成する山下層と長尾山層の地質関係について述べる。山下層の模式ルートである加西市一庫大路次川において山下層の南限付近において断層が観察される。断層は頁岩優勢の砂岩頁岩互層の中に存在し、N75°Wの走向で、北に60°傾斜する。また山下層と長尾山層の境界付近では、山下層は第10図Eに示したような剪断を受けた砂岩頁岩互層がしばしば観察される。これらのことから山下層と長尾山層は断層関係にある。そこで本図幅では山下層と長尾山層は衝上断層で境され、山下層が構造的上位に位置していると解釈した。

第52図に本図幅地域の東半部における先白亜系の南北方向の地質断面図を示す。超丹波帯長尾山層は複向斜構造を呈する。同層の層厚は最大に見積って1,700mであり(第III章-4参照)、褶曲構造による繰り返しのため地質図上の分布範囲は広い。山下層の南側には長尾山層上部層が分布するが、北側では長尾山層上部層が分布せず、長尾山層下部層と断層で接する。したがって、山下層の北側では長尾山層上部層が欠如していることになり、山下層の北側を限る断層は南限の断層よりも大きな構造的ギャップが存在する可能性がある。

長尾山層と箕面コンプレックスの断層関係を見る。山下層の南側に分布する長尾山層とその南側の箕面コンプレックスとが接する部分では、長尾山層下部層が欠如し、長尾山層上部層と箕面コンプレック



第52図 本図幅地域先白亜系の南北方向の地質断面図
断面図作成ルートは第5図参照。網かけ部分は長尾山層下部層を示す。

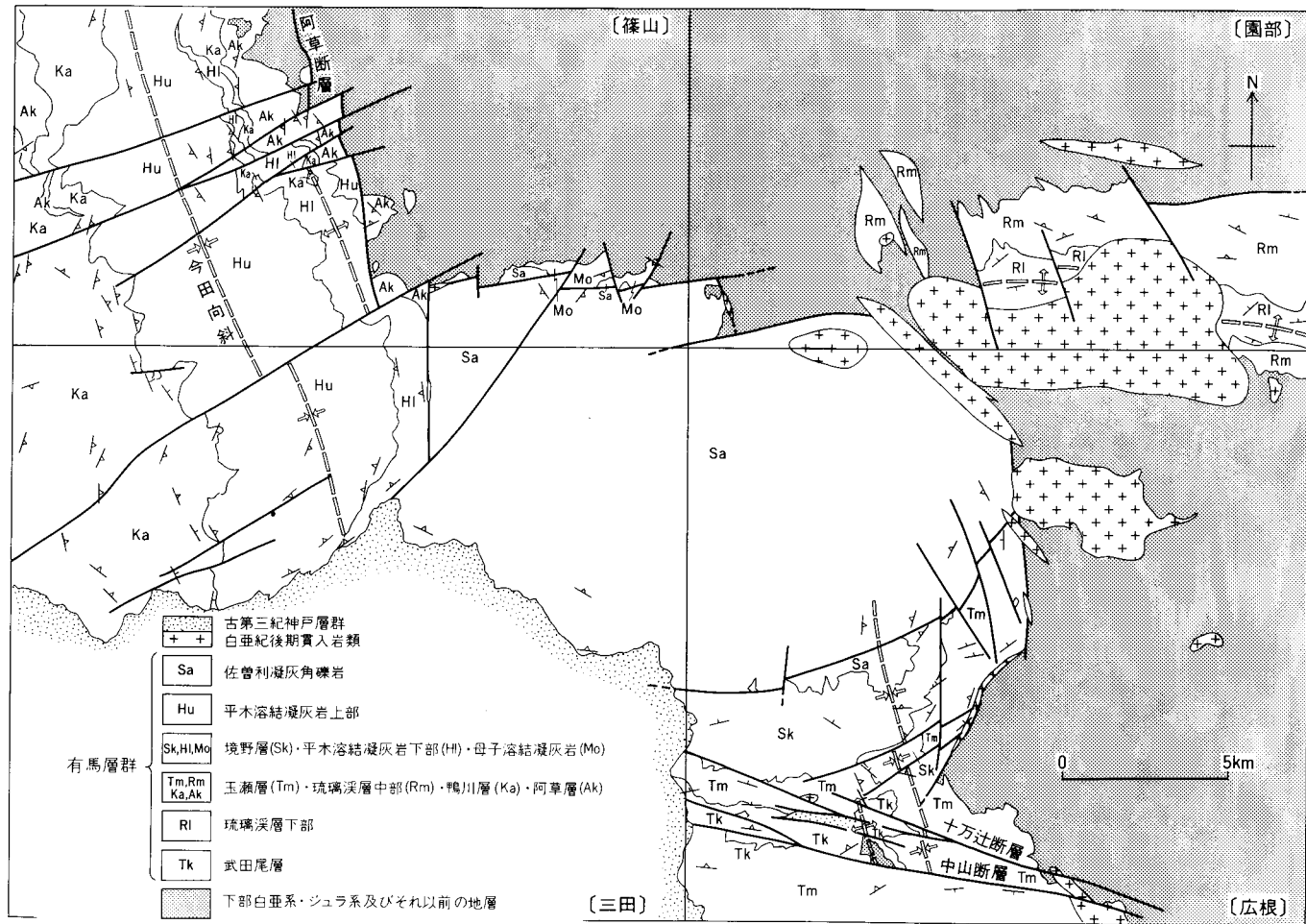
スが断層で接している。同様に山下層の北側に分布する長尾山層とその北側の箕面コンプレックスとが接する部分でも長尾山層下部層が欠如し、長尾山層上部層と箕面コンプレックスが断層で接している。このことから超丹波帯と丹波帯の間には構造的なギャップが存在する可能性がある。

丹波帯は構造的上位からⅡ型地層群箕面コンプレックスとⅠ型地層群城山コンプレックスに区分され、両者は衝上断層によって境されている。丹波帯の地層群は大きくみてアンチフォームとシンフォームを繰り返し、アンチフォーム部には構造的下位のⅠ型地層群が、シンフォーム部には構造的上位のⅡ型地層群が出現する。本図幅地域には山下シンフォームが存在する。箕面コンプレックスは長尾山層の南及び北側に分布し、それぞれは山下シンフォームの北翼と南翼に当たる。山下シンフォームは山下層の示す山下向斜とほぼ一致すると考えられる。城山コンプレックスは山下シンフォームの北翼のみに分布する。

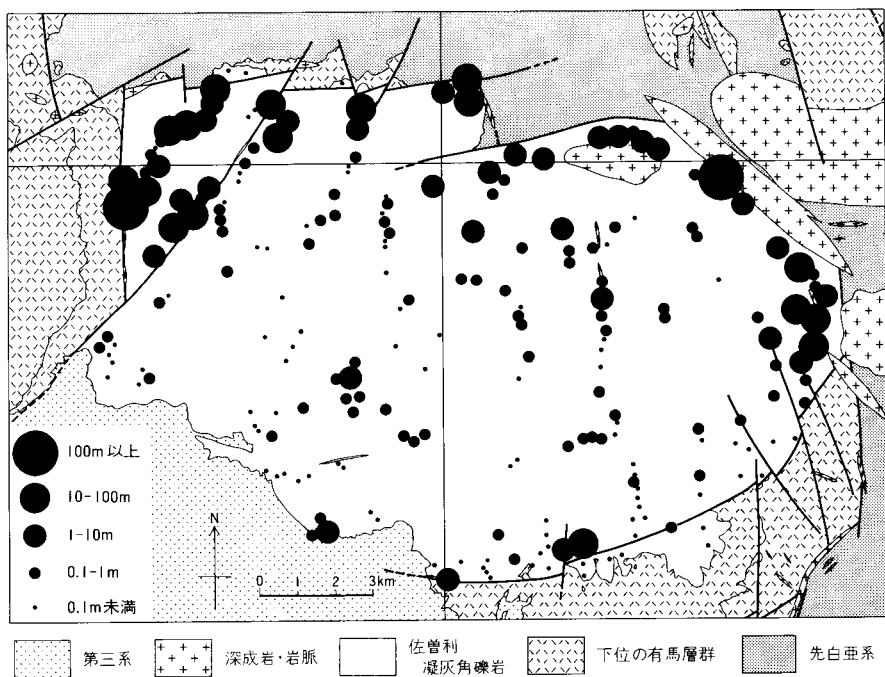
VIII. 2 白亜紀火成岩類の構造

有馬層群の褶曲構造は三田・篠山地域の西部に顕著に現われ、北北西-南南東方向の向斜(今田向斜)・背斜と、その東側の南北方向の断層(阿草断層)で基盤の丹波・超丹波両帯と接している(第53図)。広根地域内でも宝塚市下佐曾利から大峰山に至る北北西-南南東方向の向斜と武田尾付近の背斜があつて、その東側の南北方向の断層で基盤の丹波・超丹波帯と接する。したがって篠山・三田地域と広根地域のこれらの構造は同時期に同一のテクトニクスの下で形成されたものと考えられる。

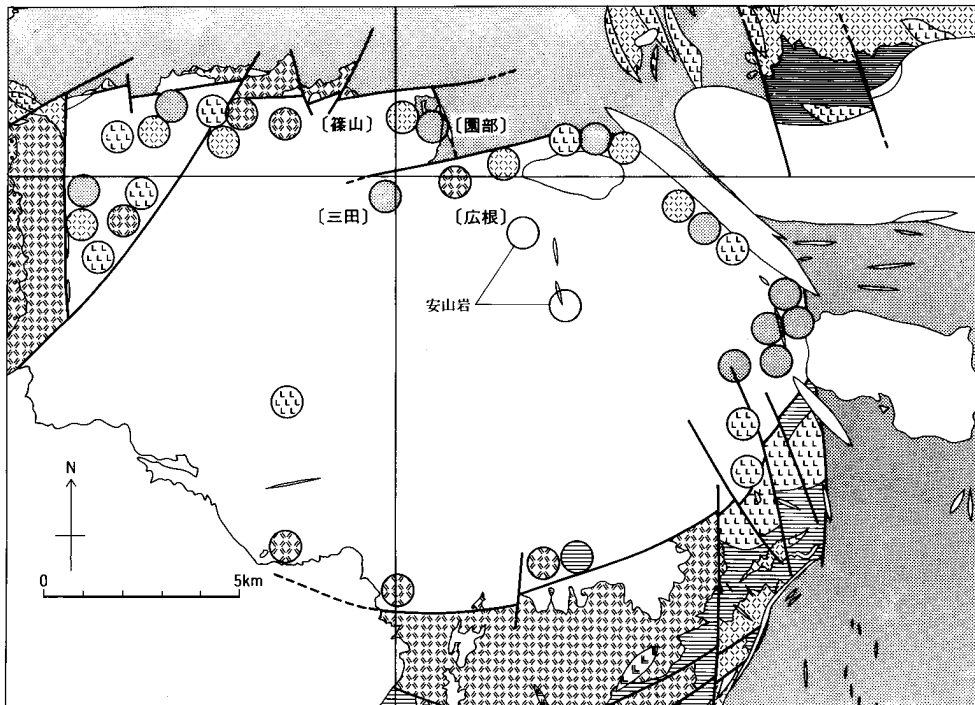
有馬層群上部の佐曾利凝灰角礫岩は周囲を多角形環状の断層で囲まれて、断層の内側が落下した構造をしている(第53図)。ただ北西縁部の篠山地域母子周辺と南東縁に近い広根地域宝塚市長谷-芝辻新田付近では環状断層の外側にも佐曾利凝灰角礫岩の一部が分布している。多角形環状断層は三草山複合花崗岩体や花崗斑岩岩脈に切られており、これらの貫入以前に形成された構造であることが分かる。佐曾利凝灰角礫岩の偏平化した軽石の作る溶結構造は環状断層の内側にゆるく傾斜した盆状構造を示す。佐曾利凝灰角礫岩のうち、タイプⅡの岩相は巨大な異質岩塊を多数包有している。この岩塊の最大直径の分布(第54図)を見ると、直径が10m以上の中(中には100mを超える)岩塊は環状断層に近い縁部付近



第53図 有馬層群の地質構造



第54図 佐曾利凝灰角礫岩中の異質岩片の最大直径分布図
多角形環状断層の外側にあふれ出た部分には径1m以上の岩塊はない。



第55図 佐曾利凝灰角礫岩中の径1m以上の異質岩片の岩石種別分布図
凡例は第25図と同じ。異質岩片の岩石種は小円内に周辺の地質と同じ模様で表現。

に分布している。佐曽利凝灰角礫岩は中心に向かって傾いた構造をしているので、これは巨大な岩塊の層準が佐曽利凝灰角礫岩の下部に集中していることを意味する。一方、環状断層の外側の佐曽利凝灰角礫岩には、径1 mを超える岩塊は含まれていない。次に径1 m以上の異質岩塊の種類分布(第55図)を見ると、北縁部から東縁部にかけては基盤の丹波帯や超丹波帯の岩塊が多く、南東部では玉瀬層の流紋岩溶岩が、南部では境野層の溶結凝灰岩の岩塊に富む。これは岩塊を産した場所の直近の環状断層の外側の地質と一致している。以上の事実から佐曽利凝灰角礫岩の巨大な岩塊を含む岩相(タイプⅡ)は、環状断層の外側から内側に向かって崩壊した堆積物と推定される。すなわち、当時佐曽利凝灰角礫岩の分布地域は地形的な低所(カルデラ)をなしていて、カルデラ壁が内側に崩壊して堆積したものが佐曽利凝灰角礫岩のタイプⅡの岩相であろう。カルデラを生じた原因は佐曽利凝灰角礫岩の下位層準に当たる境野層、平木溶結凝灰岩及び母子溶結凝灰岩の大規模噴火が可能性として考えられる。第55図には佐曽利凝灰角礫岩を囲む多角形環状断層の南東側に平行に、もう1列の多角形環状断層が認められる。この断層が内側の断層と同時期のものか、それ以前のものなのかは明らかではない。今のところ佐曽利凝灰角礫岩の北縁で環状断層が部分的に2重になっているのと同じく、内側の環状断層が生じる時に同時に生じて2重になったものではないかと考えている。

白亜紀深成岩類のうち、柏原石英斑れい岩・剣尾花崗岩・三草山複合花崗岩体・高代寺石英閃緑岩及び川下川石英閃緑岩は東西方向に伸長した形で貫入している。茨木複合花崗岩体は北西-南東方向に伸長しているように見えるが、能勢岩体北部の石英閃緑岩の分布を亀岡市西別院町湯谷(京都西南部地域内)まで地下で連続すると考えると、これも東西方向に伸長した形で貫入していると見ることができる。次に茨木複合花崗岩体能勢岩体の花崗閃緑岩-花崗岩、妙見岩体及び石切山花崗閃緑岩は北西-南東方向に伸長している。すなわち本地域では剣尾花崗岩を例外とすると石英斑れい岩-石英閃緑岩は東西方向に、花崗閃緑岩-花崗岩は北西-南東方向に伸長する傾向が認められる。茨木複合花崗岩体は外側から内側に向かって石英閃緑岩から花崗岩が累帯構造を形成している(田結庄, 1971)。しかしその北西の三草山複合花崗岩体では、茨木複合花崗岩体と同時期でよく似た岩相組み合わせであるにもかかわらず、累帯構造をなしていない。すなわち累帯構造は必ず形成される訳ではない。

VIII. 3 神戸層群の構造

神戸層群は本地域内では断片的ではあるが、全く散点するのではなく西北西-東南東方向に並んだ2列の群をなしている。南側の列は中国自動車道路に沿って西宮市東久保-名塩-宝塚市宝塚高原ゴルフ場まで散在するもので、神戸層群堆積以前から存在していたチャンネル状凹地を埋積したものと考えられている(藤田・笠間, 1982)。北側の列は宝塚市玉瀬南西の川下川貯水池付近から立合新田西方に至る列で、2本の断層のN80°W方向の間が地溝状に落ちて削剝を免れたものである。この神戸層群を挟む断層は第四紀の十万辻断層に切られており、十万辻断層以前に生じたものである。

IX. 活断層

(寒川 旭)

IX. 1 十万辻断層

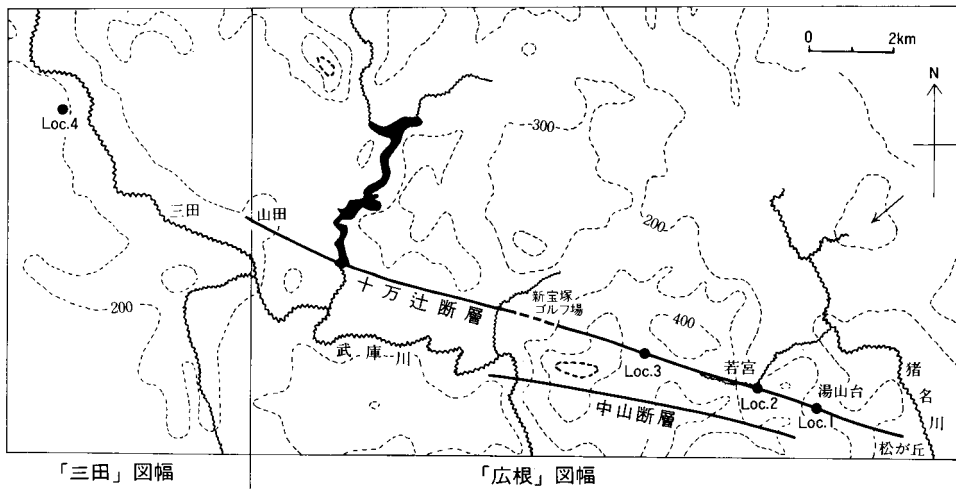
本図幅地域の南西部において、西北西-東南東方向に直線的に伸びている(第56図)。

この断層は、藤田・笠間(1971)が空中写真判読によって認定したもので、河谷の屈曲に基づいて左横ずれ成分を持つことが推定されている。さらに、笠間(1977)は、この断層に沿って幅数10mに及ぶ断層粘土帯が存在し、断層粘土中に左横ずれを示す水平方向の条線があることを報告している。

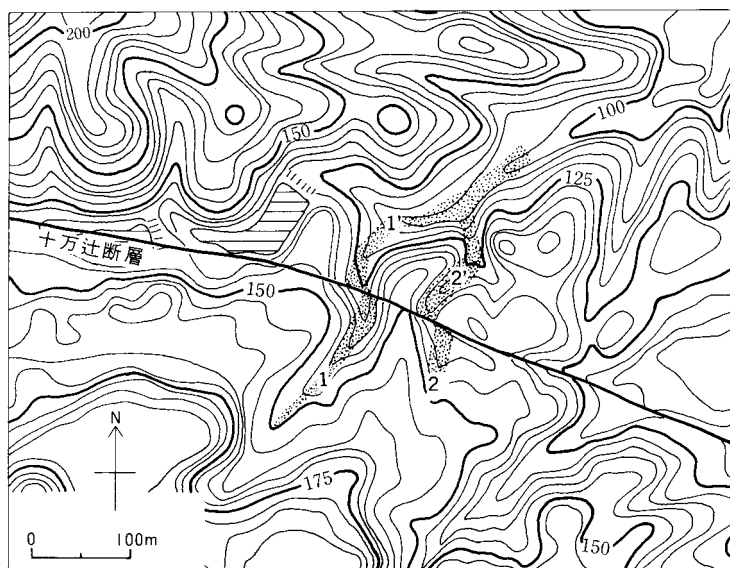
十万辻断層は、川西市松が丘町から宝塚市の新宝塚ゴルフ場に至る4.5kmの範囲で、おおむねN70°W方向に伸びる直線的な谷地形として表現されている(笠間, 1977; 活断層研究会編, 1991など)。

湯山台南西方(第56図のLoc.1)では、断層に沿う2本の小河谷(1・2と名づける)が、共に左横ずれ方向に約30-32m、系統的な屈曲をしており(第57図, 第58図)、断層活動に伴う変位地形と考えられる。更に、川西市若宮南方でも左横ずれを示す閉塞丘が断層に沿って形成されている(第56図のLoc.2; 第59図)。

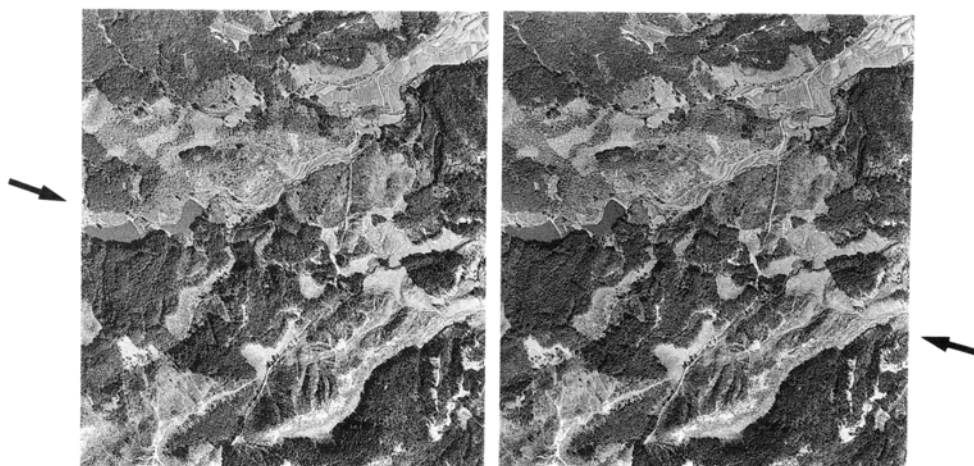
宝塚市の大宝塚ゴルフ場北西端付近では、地形的に認められる十万辻断層に沿う、有馬層群中の断層露頭が認められた(第56図のLoc.3)。ここでは、走向E-Wで85°-90°Sの断層面が認められ、断層面に



第56図 十万辻断層と中山断層の分布



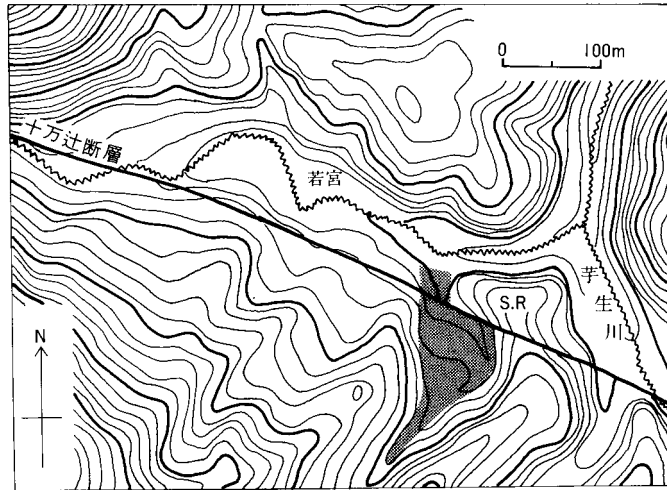
第57図 湯山台南西方における十万辻断層による河谷の左横ずれ屈曲
河谷1-1'と2-2'にずれが認められる (第56図の Loc.1)



第58図 十万辻断層に沿う河谷の左横ずれ屈曲 (湯山台南方, 第56図の Loc.1周辺)
矢印は十万辻断層の位置を示す。(米軍1948年撮影; 73&74UU25TRS-M33.5を使用)

沿って幅 3 cm の断層粘土が発達している。そして、最上部では崖錐の可能性がある角礫層にも変位が及んでいる。

十万辻断層については、さらに西方延長上で神戸市北区道場町山田に至るまで直線的な谷地形が続いている。三田市西野上の丘陵(三田図幅地域)では、明美面を形成する大阪層群三木累層(尾崎・松浦, 1988)を変位させる断層露頭が見出された(第56図の Loc.4; 第60図)。これは、走向: N 70° W, 傾斜



第59図 若宮における十万辻断層による閉塞丘
S.R. ; 閉塞丘, アミ部は閉塞された河谷 (第56図の Loc.2)



第60図 三田市西野上で認められた逆断層露頭
(第56図の Loc.4, 三田図幅地域内)

44° N の断層面をもつ逆断層で、三木累層の垂直変位量は約 0.7 m であった。この露頭の存在から、十万辻断層の延長方向にも第四紀後半に活動した小さな断層が存在することが判明した。

十万辻断層の南には、中山断層が、直線的な谷地形として、川西市若宮南方から、大峰山南西部付近まで認められている(笠間, 1977 ; 活断層研究会編, 1991)。

IX. 2 大阪平野北縁の活断層系

本地城南東隅の大阪平野北縁では、丹波帯と領家帯の地質境界が東北東-西南西方向に伸びており、有馬-高槻構造線と名付けられている(藤田・奥田, 1973)。

この構造線の周辺には多くの活断層が発達し、段丘面の切断や河谷の系統的な屈曲などの鮮明な変位地形が認められる(寒川, 1978)。

第 61 図は六甲山地の東部から本図幅地域内北摂山地の南東端付近までの活断層と段丘面の分布を示したものである。この中で、有馬-高槻構造線沿いで変位地形の明瞭な地域について、寒川(1978)の記載を中心にして詳しく説明する。

まず、武庫川から猪名川間の地域(第 61 図 A)では、山地と台地の境界に発達する六甲・清荒神・花屋敷^{きよこうじん}低地帯北縁・花屋敷^{こやいけ}低地帯南縁の各断層(寒川, 1978)、段丘面を切断する昆陽池断層と伊丹断層(藤田・前田, 1971)がある。

この中で、清荒神断層は、時代の異なる段丘面・段丘崖を垂直及び水平方向に変位させている。第 62 図では、 T_m 面(本稿の中位段丘面)を T_{m_1} 面と T_{m_2} 面に細分しているが、 T_{m_2} 面の段丘崖(3-3'), T_{m_1} 面の段丘崖(4-4'), T_{m_1} を解析する浅い谷(5-5')がそれぞれ 40 m, 63 m, 70-75 m の右横ずれ変位を示している。 T_{m_2} 面が 5 m 北落ち(北側に平行する清荒神断層の副断層に沿っては 6 m 南落ち)の垂直変位を受けている。

猪名川から勝尾寺川間の地域(第 61 図 B)では、山地と台地の境界に雁行状に発達する五月丘・石澄滝・箕面・如意谷の各断層と、段丘面を切断する坊島断層(寒川, 1978)及び千里丘陵の北縁を限る野畑断層が発達する(第 63 図)。この中の、坊島・野畑の各断層は市原他(1955)の小野原断層帯を構成している。

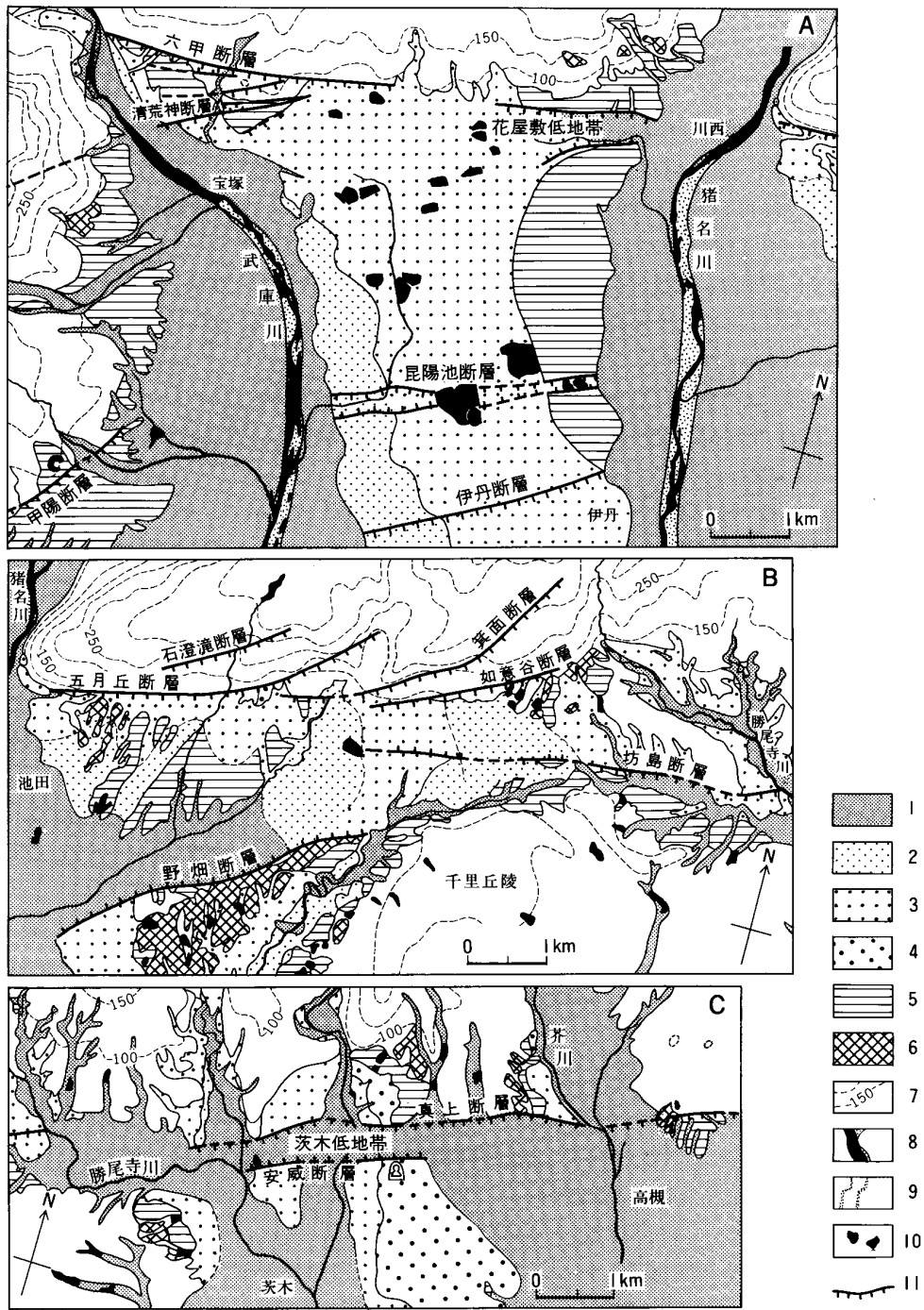
五月丘断層の中-西部は山地と段丘面群の境界に沿って位置しており、第 63 図の Loc.7(新稲)では大阪層群の砂礫層と丹波帯の堆積岩が接する断層露頭(走向: 東西, 傾斜: はば垂直で南側が低下)が認められる。

また、Loc.5 付近(五月丘)ではこの断層から南へ 400 m の範囲で大阪層群が急傾斜している(走向 N 49-60° E; 最大傾斜 85° 南)。そして、Loc.6 では、石澄川に沿う扇状地面がひきずりを受け、断層から南 200 m の範囲で通常の状態より急勾配になっている。特に、扇頂部では、断層沿いに、幅 300 m の細長い凹地が形成されている。

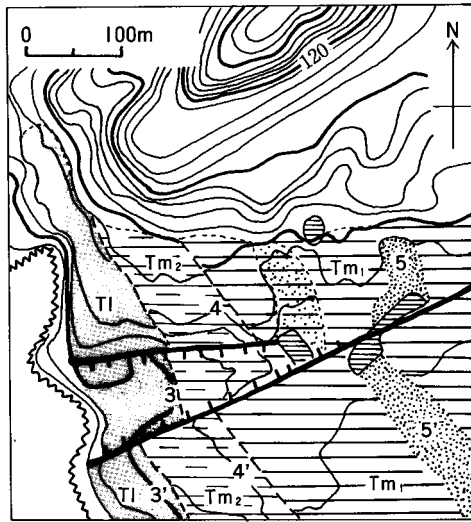
五月丘断層の東部は北東-南西方向に少し向きを変えながら山地内を走っている。この断層沿いの様々な場所で、大小の河谷が右横ずれ方向に系統的な屈曲を示しており、下盤側が段丘面を解析している河谷については第 9 表に、両側が山地又は丘陵を開析している場合は第 10 表に屈曲量を示した。

五月丘断層の 500 m 北には、石澄滝断層が東北東-西南西方向に伸びており、石澄川の上流が、本図幅地域の石澄滝付近で、この断層に沿いに右横ずれを示す屈曲を示している。

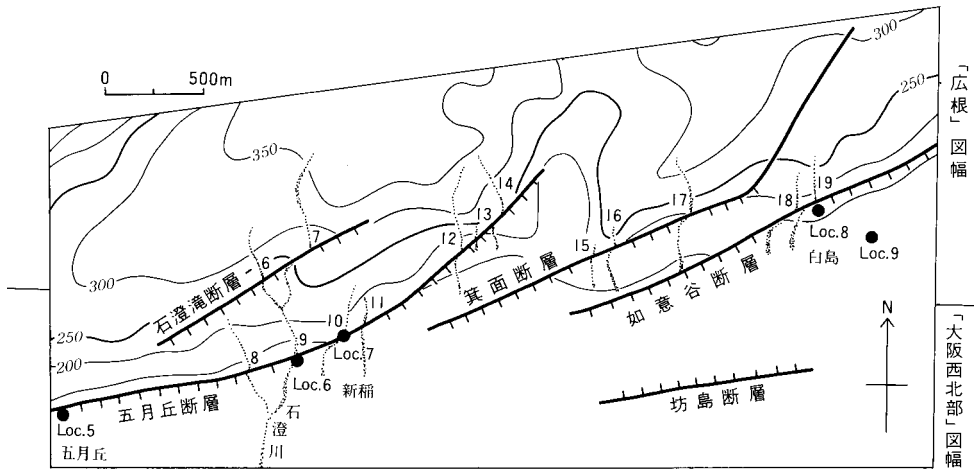
箕面断層は箕面市箕面付近から東の山地内を、東北東-西南西(断層の西部)、及び北東-南西(断層の東部)方向に伸びている。断層を横切る 3 つの河谷(第 63 図の 15, 16, 17)は、70-125 m, 系統的に右横ずれ方向に屈曲している。



第61図 大阪平野北縁の活断層と段丘面の分布 (寒川, 1978に加筆)
 1.沖積面 2.T₁面 3.T₂面 4.T₁面 5.T_m面 6.Th面 7.丘陵・山地
 8.現河床 9.変位河谷 10.ため池 11.活断層



第62図 清荒神断層による変位地形 (第61図Aの左上, 大阪西北部地域内)
 3-3'と4-4'は段丘崖が変位している部分, 5-5'は河谷が変位している部分を示す。



第63図 広根地域南東部周辺の活断層分布図
 図中の数字は変位基準の小河谷の番号を示す。

如意谷断層は山地と丘陵の境界に位置しており、2つの河谷(第63図の18, 19)をそれぞれ右横ずれ方向に屈曲させている(第64図)。Loc.8(第63図)では大阪層群の砂礫および粘土層が、走向: $N 60^{\circ} E$, 傾斜: $40^{\circ} S$ の急斜を示している。そして、この地層内には、走向 $E-W-N 20^{\circ} E$ で $50^{\circ}-60^{\circ} N$ の逆断層が平行して(少なくとも4本)あり、それぞれ、1 cm 前後の垂直変位を伴っている。断層から 250 m 南の Loc. 9(第63図)でも、大阪層群が走向: $N 62^{\circ} E$, 傾斜: $35^{\circ} S$ と傾いている。

坊島断層はおおむね東西方向に伸びており、箕面市西坊島(本図幅地域から南隣の大阪西北部図幅内に

第9表 断層の変位量と平均変位速度

断層名	長さ (km)	地名	垂 直 変 位			右 ず れ 変 位				
			落ちの 方向	変位量 (m)	断層基準	平均変位速度 (m/10 ³ 年)	河谷 番号	変位量 (m)	断層基準	平均変位速度 (m/10 ³ 年)
清荒神断層	2	清荒神 川 面	北	5	Tm ₂ 面	0.06-0.08	3	40	Tm ₂ 面	0.5-0.7
			南	3.5	Tl ₂ 面	0.1-0.2	4	63	Tm ₁ 面	0.5-0.8
清荒神断層の 副次的な断層	0.25	清荒神	南	6	Tm ₂ 面	0.08-0.1	5	70-75	Tm ₁ 面	0.6-0.9
花屋敷低地帯 北縁の断層	2	花屋敷北方	南	12.2以上	(Tm ₂ 面)と 沖積面	0.1-0.2以上				
花屋敷低地帯 南縁の断層	1.5	花屋敷南方	北	11.7以上	(Tm ₂ 面)と 沖積面	0.1以上				
五月丘断層	5	石澄川西岸					8	20-30	Tl ₂ 面	0.7-1.5
		石澄川東岸	南	2	Tl ₂ 面	0.07	9	65以下	Tl ₂ 面	2.2-3.3以下
坊島断層	5.5	西坊島	北	2.3	Tl ₂ 面	0.08-0.12				
			北	4.5以上	Tl ₁ 面とTl ₂ 面	0.08-0.09以上				
		西宿	南	1.5	Tl ₃ 面	0.1				
真上断層 中 - 西部	6	福井	南	8.5以上	Tl ₂ 面と沖積面	0.3-0.4以上				
			南	5.9以上	Tl ₃ 面と沖積面	0.4以上				
		安威	南	13.8	Tl ₂ 面堆積物	0.4-0.7				
		宿名	南	8.3	Tl ₂ 面堆積物	0.3-0.4				
			南	12以上	Tl ₁ 面沖積面	0.2以上				
群家本町	南	31以上	Tm面と沖積面	0.03-0.04以上						
安威断層	2.5	安威	南	13.5	(Tl ₂ 面堆積物)	0.5-0.7				
		安威	北	9	Tl ₂ 面堆積物	0.3-0.5				
茨木低地帯	2.5	安威	太田	北	9	Tl ₂ 面堆積物	0.3-0.5			
			北	14以上	Tl ₁ 面と沖積面	0.2-0.3以上				
真上断層 東部	6	高槻北方	南	4.8	Tl ₂ 面	0.2				
			南	10 25	Th面 Ma 6, Ma 7 粘土層	0.05 0.04-0.05				

寒川 (1978) を修正。変位速度計算に用いた段丘堆積物の年代値は市原・木越 (1962) による。

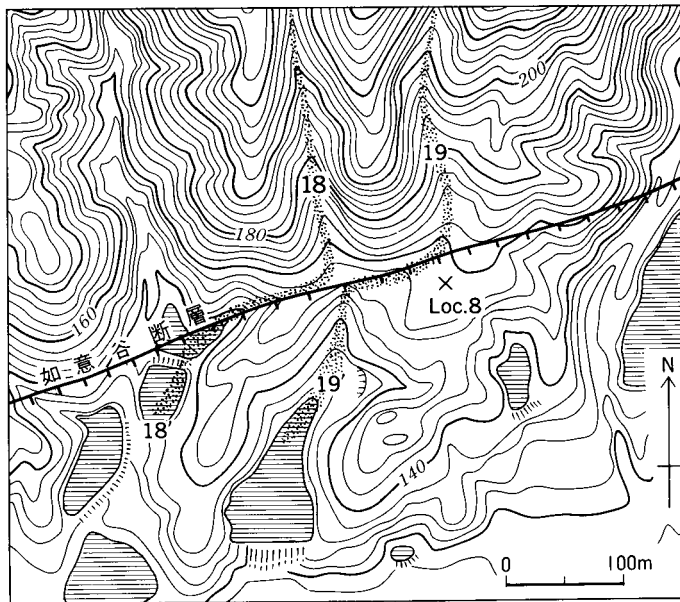
() 印をつけた段丘面・段丘堆積物は¹⁴C年代が直接求められているもの。

500 m 南に入った所)では、Tm₁面とTm₂面を共に北落ちに変位させる鮮明な低断層崖が認められている(第65図)。

勝尾寺川以東の地域(第61図C)では、東北東-西南西方向に6 kmにわたって伸びる真上断層(西山団研グループ・桂高校地学クラブ, 1970)と、その南に平行する安威断層(寒川, 1978)が発達し、両断層に境された地域では幅500 m程度の細長い凹地(茨木低地帯: 寒川, 1978)が形成されている。

第10表 山地内の断層による河谷の右ずれ屈曲量と断層より上流部の長さの関係

断層名	長さ(km)	地名	山地・丘陵尾根の垂直変位量		河谷番号	河谷の横ずれ屈曲量(m)	断層より上流部の河谷の長さ(m)
			落ちの方向	変位量(m)			
十万辻断層		湯山台			1	32 (左)	415
					2	32 (左)	115
石澄滝断層	2	石澄滝	南	90	6	70 (右)	170
					7	225 (右)	560
五月丘断層	5	石澄川右岸	南	170	10	250 (右)	275
		平和台			12	85 (右)	400
					13	50 (右)	150
箕面断層	4.5	箕面北方	南	90	14	125 (右)	430
		如意谷北方			15	70 (右)	95
如意谷断層	3	如意谷東方	南	120	16	125 (右)	200
					17	100 (右)	300
如意谷断層	3	如意谷東方	南	120	18	125 (右)	370
					19	75 (右)	380



第64図 白島北方における如意谷断層による河谷の右横ずれ屈曲

高槻市月見町では、真上断層上で、大阪層群と段丘堆積物が平行する二本の逆断層(共に走向：E-W、傾斜：30°N)で接する状態が観察できる(寒川，1978)。真上・安威の両断層による段丘面の切断は明瞭で、ボーリング資料などを用いて段丘堆積物の変位量が求められている(寒川，1978)。



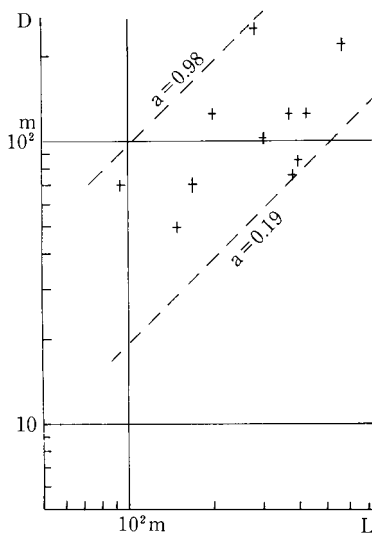
第65図 坊島断層による段丘面の変位 (箕面市西坊島)
矢印は断層の位置を示す。

IX. 3 断層運動の様式と速度

十万辻断層の場合、河谷や丘陵尾根の屈曲から左横ずれ成分をもつことがわかるが、年代のわかる変位基準がないため変位速度について言及できない。

有馬-高槻構造線沿いの活断層のうち、清荒神・石澄滝・五月丘・箕面・如意谷の各断層について、河谷・段丘崖の水平変位より、右横ずれ成分が卓越することがわかる。また、他の断層についても、同じ断層上で垂直変位の向きが変わったり、細長い凹地が形成されていることなどより、全体として右横ずれ変位が累積していることが推定される。

段丘面・段丘崖を基準とした各断層の変位速度は第9表に示したが、垂直変位速度の最大値は0.7m/



第66図 河谷の右ずれ屈曲量(D)と断層より
上流部の長さ(L)の関係 (寒川, 1978を修正)

10³年、水平変位速度の最大値は1.5m/10³年となる。松田(1975)による活動度の基準に基づくと、垂直変位ではB級、水平変位ではA級の値になる。

第10表は、山地や丘陵内を開析する河谷について、河谷の右ずれ屈曲量と断層より上流部の長さを示したものである。第66図はこれをもとにして作成したものである。松田(1975)による $D=aL$ の a の値が $0.98 > a > 0.19$ とA級の活動度を示している。

近畿北部について、第四紀後半には東西方向の圧縮力のもとで断層活動が生じていると考えられている(藤田・岸本, 1972; 藤田, 1976; 寒川, 1980; 岡田, 1980)が、本稿で示した有馬-高槻構造線沿い地域の右横ずれ変位や十万辻断層の左横ずれ変位は、このような圧縮軸の方向と調和的である。

X. 応用地質

(豊 遥秋・松浦浩久)

X. 1 金属鉱床

本地域には有馬層群及び丹波帯・超丹波帯の堆積岩類の中に多くの金属鉱床が分布する(日本鉱産誌編纂委員会, 1956; 松内, 1994)。猪名川町史(猪名川町史編集専門委員会, 1992)によれば、猪名川町、川西市、大阪府を含むこの地域に旧坑だけでも2,800余りを数え、多田鉱山のある猪名川町では約1,700個所の間歩(旧坑)が存在していたとある。

しかし当地域は阪神地域のベッドタウンとして急速に宅地化が進むとともに、ゴルフ場が多く開発されこれらの旧坑やズリ等の確認が極めて困難となってきている。

鉱床の大部分は多田鉱山に代表される銀・銅・鉛・亜鉛を含む熱水性鉱脈鉱床であるが、このほかに銅・鉛・亜鉛を含むスカルン鉱床、及び丹波層群のチャート中に胚胎する層状マンガン鉱床が存在する(瀧本・石垣, 1973)。

地質図に示した金属鉱床の旧坑位置のうち、番号を付していない鉱山は文献に記録がないもので、白神正夫氏の未公表資料によった。これらの中にはズリ中に鉱石やこれに伴う二次鉱物が現在も残るものがある。これらは古くから鉱床に伴う鉱物に関心のある人々の手によって丹念に調べられ、京都地学同好会会報(現在の京都地学会会報)などに多田鉱山や周辺地域の詳細な記載がある(白神, 1978)。

X. 1. 1 銀・銅・鉛・亜鉛を含む熱水性鉱脈鉱床

現在旧坑又はズリが存在し鉱石鉱物、脈石鉱物の観察できる鉱床について、主要な鉱石鉱物及び共生する鉱物を第11表にまとめた。脈石鉱物は石英を主とし、少量の螢石や方解石を伴うことがある。

鉱石鉱物の組合せとこれらの鉱床の分布から、この地域の鉱床を三つのタイプに分けることができ、

第11表 広根地域の熱水鉱脈鉱床とその主要鉱石鉱物

図幅中の番号	鉱山名	所在地	主要鉱石鉱物*						その他の鉱石鉱物()内は二次鉱物
			黄銅鉱	斑銅鉱	方鉛鉱	閃亜鉛鉱	黄鉄鉱	輝銀鉱	
1	千本鉱山	宝塚市 長谷	◎	○	△	○	○	—	自然銀
2	駒宇佐鉱山	"	◎	○	△	○	○	△	黄錫銀, 四面銅鉱
3	小幡鉱山	"	○	◎	○	○	○	○	四面銅鉱, 自然銀, (青鉛鉱)
4	玄能鉱山	猪名川町 玄能池	◎	◎	△	△	○	△	四面銅鉱
5	多田鉱山 (瓢箪鍾)	" 银山	○	◎	△	○	○	○	四面銅鉱, 黄錫鉱, 褐錫鉱, モースン鉱 輝銀銅鉱, マッキンストリー鉱等
6	多田鉱山 (石金鍾)	" "	○	◎	△	○	○	○	四面銅鉱
7	多田鉱山 (烏帽子鍾)	" 万善	◎	○	○	◎	○	△	(青鉛鉱)
8	辻ヶ瀬鉱山	" 南田原	○	◎	○	◎	○	—	黄錫鉱, (青鉛鉱, プロシャン銅鉱, 孔雀石)
9	屏風岩鉱山	" 北田原	◎	○	△	△	○	—	
10	柿ノ木鉱山	" 山王山	◎	○	△	○	○	—	自然銀, 四面銅鉱, (赤銅鉱, 緑鉛鉱等)
11	槻並鉱山	" 槻並	○	—	△	◎	○	—	
12	岩ヶ谷(垣内) 鉱山	" 肝川	○	—	△	◎	○	—	(青鉛鉱, 孔雀石)
13	赤松鉱山 (恵比寿鍾)	" 差組	○	—	○	◎	○	—	磁硫鉄鉱
14	内馬場鉱山	" 内馬場	○	—	○	◎	○	—	
15	民田鉱山	" 民田	○	—	△	◎	○	—	
16	瑞穂鉱山	川西市 愛后山	○	—	△	◎	○	—	
17	国崎鉱山 (小路旧坑)	" 国崎	◎	—	○	○	○	—	硫砒鉄鉱
18	緑青鉱山	" 黒川	○	—	○	◎	○	—	
19	勝星鉱山	" "	◎	—	△	○	○	—	硫砒鉄鉱, (孔雀石, 藍銅鉱)
20	名月鉱山	能勢町 明月峠	◎	—	△	○	○	—	
21	立鉱山	" 竜王山	◎	—	△	○	○	—	(孔雀石, 藍銅鉱)

* ◎ 鉱石の大部分を占めるもの ○ 肉眼的に共生の確認できるもの △ 顕微鏡で確認できるもの — 確認できないもの

ほぼ南北に連なる帯状分布をしている。

銀・銅帯：西部の有馬層群中に胚胎する多田鉱山に代表される銀・銅を主とする鉱床群で鉱石は石英中に塊状の斑銅鉱，黄銅鉱を主とし，閃亜鉛鉱，方鉛鉱，四面銅鉱を伴う。銀鉱物として輝銀鉱，自然銀を含む。

亜鉛・銅帯：銀銅帯の東側の超丹波帯・丹波帯の頁岩やチャート中の亜鉛・銅鉱床で，槻並，内馬場，岩ヶ谷，瑞穂等では黒色塊状の閃亜鉛鉱を主とし，黄銅鉱，黄鉄鉱を伴う。

銅帯：亜鉛・銅帯の東側に分布する鉱床群で国崎(小路旧坑)，勝星，名月，立^{たたら}鉱等で見られる。黄銅鉱を主とする鉱石が卓越し，閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱を伴う。脈石の石英を殆んど伴わないものもある。

多田鉱山：この地域の鉱床を代表する多田鉱山は猪名川町银山に位置し，旧鉱山地域は町の歴史的観光拠点として整備されつつある。当鉱山の歴史は古く，天平年間に東大寺の大仏鑄造に際し銅を献上したとの記録があるが，現在の多田鉱山の本格的稼行が行われるようになったのは天正6年(1588年)で豊臣秀吉が直轄経営した。徳川時代には天領として銀・銅を稼行し最盛期には年間銀660貫(2,476kg)，銅

第12表 多田鉱山の生産量

年次	鉱量(t)	品位	
		Au (g/t)	Ag (g/t)
昭和 41(1966)年	7,300	—	470
42(1967)		—	492
43(1968)		—	424
44(1969)		—	366
45(1970)		—	353
46(1971)		—	336
47(1972)		—	412
48(1973)		—	401
計		69,776	—

日本金山誌編集委員会(1994)による。

第13表 多田鉱山の主要鉱脈の概要

主要鉱脈名	鉱脈数	走向傾斜	既開発		平均脈幅 (m)	平均品位 (g/t)	露頭からの 深度(m)
			走向延長(m)	傾斜延長(m)			
瓢箪鍾	1	N 20°W 70°E	800	200	0.43	Ag 785 Cu 5.4%	330
五着鍾	1	N 40°W 60°E	450	120			100
石金鍾	1	N 10°~30°W 50°~70°E	500				130
烏帽子鍾	1	N 10°W 70°E	80	10			10
屏風岸鍾	1	N 10°E 85°E	300	50			55
大金鍾	1	N 50°E 70°E	700	150			140

日本の鉱床総覧鉱脈委員会(1968)による。

70万斤(420t)を産出した。

明治元年(1868年)、三菱が七口坑に斜坑を設け取り明けを行ったが、本格的な操業は昭和19年(1944年)日本鉱業(株)が鉱業権を得て昭和34年(1959年)から採鉱を行い、昭和41年には粗鉱月産800トンで採掘を開始した。昭和41年以降の多田鉱山の生産量を第12表に示す。

鉱床地域には有馬層群玉瀬層の流紋岩溶結凝灰岩、凝灰角礫岩、泥岩とこれを貫く花崗斑岩相・流紋岩々脈などが分布する。凝灰岩類の走向は東西から北東-南西、傾斜は20°-30°北西落ちで、花崗斑岩及び流紋岩々脈の走向・傾斜とほぼ同じである。

鉱床は上記凝灰岩類を母岩とする裂罅充填型の鉱脈鉱床で、瓢箪鍾を主脈とする。またこの他に五着鍾、石金鍾、烏帽子鍾、屏風岩鍾、大金鍾等がある。鉱脈は花崗斑岩及び流紋岩岩脈に接して生じており、白亜紀の火成活動後の熱水作用によって生成されたと推定される。鉱脈の概要を第13表に示す。

鉱脈はサイモイドループ状、馬尾状になる部分があるが母岩の割れ目中に断続して胚胎し、レンズ状又は塊状を呈する。鉱石の上下盤にセリサイトを主とする粘土脈を伴い、鉱床母岩は緑泥石化、セリサイト化、珪化、緑簾石化が見られる。

鉱石鉱物は多量の斑銅鉱を主とすることがこの鉱床の特徴で、瓢箪鍾に代表される。共生する鉱石鉱

物として黄銅鉱，方鉛鉱，閃亜鉛鉱，黄鉄鉱，四面銅鉱，黄錫鉱，モースン鉱，褐錫鉱(Kato and Fujiki, 1969)及び銀鉱物として自然銀，輝銀鉱，輝銀銅鉱，マッキンストリー鉱(今井・李, 1972)が確認されている。脈石鉱物は石英を主とし，方解石，螢石，セリサイト，緑泥石等である。露頭部やズリでは輝銅鉱，赤銅鉱，プロシヤン銅鉱，藍銅鉱，孔雀石，水亜鉛銅鉱，青鉛鉱，白鉛鉱，緑鉛鉱，珪孔雀石，硫カドミウム鉱，石膏等が確認されている(山田, 1994)。

柿ノ木鉱山：猪名川町のほぼ中央，山王山南麓に旧坑と多量のズリを残す。明治時代に盛んに採掘され，大正末に休山し現在に至っているが詳細は不明である。鉱床は有馬層群玉瀬層の流紋岩凝灰岩及び凝灰質頁岩，花崗斑岩中の脈脈鉱床である。主要鉱石鉱物は黄銅鉱，斑銅鉱，閃亜鉛鉱，方鉛鉱，黄鉄鉱で，自然銀，四面銅鉱，黄錫鉱を伴う。

この鉱山は古くは赤銅鉱の産地として日本鉱物誌(伊藤・桜井, 1947)に記載されたり，燐銅ウラン石(貴治, 1981)の産地として知られる他，ラング石，コーク石，鉛ゴム石，水鉛鉛鉱等の比較的珍しい二次鉱物を産することで，よく知られている。

X. 1. 2 銅・鉛・亜鉛を伴うスカルン鉱床

南東部の丹波帯の堆積岩中にはスカルン鉱床が存在する。現在ズリ及び旧坑を見ることのできるのは，池田市石澄川上流に位置する秦野鉱山のみである。このほかに「兵庫県鉱業史の研究Ⅰ」及び「日本鉱産誌Ⅰ-b」によれば下記のスカルン鉱床が記載されているが，現在では宅地造成やダム建設，ゴルフ場開発等で確認できない。これらの鉱床は白亜紀後期の深成岩類の貫入に伴って形成されたと考えられるが，いずれの鉱床も地表に深成岩体の露出はない。

知之戸鉱山(兵庫県川西市国崎)：黄銅鉱，閃亜鉛鉱，方鉛鉱，磁硫鉄鉱，硫砒鉄鉱，黄鉄鉱，及び灰鉄輝石，透輝石，緑簾石等のスカルン鉱物

金岩鉱山(兵庫県川西市矢間)：方鉛鉱，閃亜鉛鉱，黄銅鉱，黄鉄鉱，及びざくろ石，灰鉄輝石，透輝石，緑簾石等のスカルン鉱物

秦野鉱山 ホルンフェルス化した粘板岩中の不純な石灰岩と交代したスカルン鉱床で，黒色緻密な閃亜鉛鉱を主要鉱石鉱物とし，黄銅鉱，磁硫鉄鉱，黄鉄鉱，方鉛鉱，磁鉄鉱を伴う。スカルン鉱物として，ざくろ石，灰鉄輝石，珪灰鉄鉱が見られ，ヘスティング閃石，スチルプノメレーン，緑簾石，灰重石，が記載されている(松尾・藤原, 1978)。

X. 1. 3 層状マンガン鉱床

豊能鉱山(吉村, 1952)は大阪府豊能郡能勢町山田の北約1000メートルの日野に位置し，海拔500メートル付近の尾根から谷にかけてチャート中に鉱床が分布する。旧坑とズリの鉱石はバラ輝石を主とし，酸化鉱(主にクリプトメレン)を伴う。丹波帯のマンガン鉱床の鉱石は一般にマンガン炭酸塩であるが，本地域では北部に広く分布する剣尾花崗岩によって熱変成を受けて珪酸塩鉱物を生じている。少量のマンガンざくろ石を伴う。

石堂鉱山は山田部落の西，府道の南側にバラ輝石を含むチャートの転石が確認されるが旧坑，ズリ等の詳細は不明である。

同じく能勢町小和田山南方に小和田鉱山があるが、今回の調査では確認できなかった。

X. 2 温 泉

金原(1992)は本地域内に8箇所の温泉を示している。

箕面温泉：箕面市温泉町。泉温 42℃，泉質はナトリウム-塩化物・炭酸水素泉。丹波帯箕面コンプレックスの堆積岩中にある。

伏尾温泉：池田市伏尾町。泉温 24℃，泉質は単純放射能泉。丹波帯箕面コンプレックスの堆積岩中にある。

汐の湯温泉：能勢町森上。泉温 25℃未満，泉質は含二酸化炭素-ナトリウム-炭酸水素塩泉。白亜紀三草山複合花崗岩体の中にある。

武田尾温泉：武庫川を挟んで西宮市側と宝塚市側に泉源がある。泉温は西宮市側の最も高い所で 26℃。有馬層群武田尾層及び玉瀬層内にある。

一庫温泉：川西市一庫。泉温 21℃，泉質は単純硫黄泉。超丹波帯の長尾山層内にある。

平野温泉：川西市平野湯之町。泉温 27℃，泉温は含二酸化炭素-ナトリウム-炭酸水素塩泉。超丹波帯長尾山層の堆積岩から湧出。泉源の1つは国道 173 号線と能勢電鉄妙見線の間を流れる塩川右岸にあり，毎分 2ℓが自噴しているのが見られる。すぐ脇には温泉水から遊離した炭酸ガスを利用してビール会社がサイダーを作っていた工場が残っている(現在は操業を止めている)。

石道温泉：川西市石道^{いしみち}。泉温 16.5℃，泉質は含二酸化炭素-ナトリウム-炭酸水素塩泉。超丹波帯長尾山層中にある。

猪名川温泉：猪名川町屏風岩。泉温 16℃，泉質はナトリウム-炭酸水素塩・塩化物泉。白亜紀有馬層群玉瀬層中にある。

このほかに，三田市下槻瀬の羽東川川床に，戦前にボーリングした泉源で今は利用されていない井戸の跡が残っている。遊離二酸化炭素を含むので今でも地下でガスの圧力が上がると，1か月に1-2回自噴するのが見られるという。

X. 3 砕 石

本地域内では超丹波帯の砂岩を対象に2箇所と，有馬層群の溶結凝灰岩を対象に2箇所の合計4箇所が稼行中である。いずれもアルカリ・シリカ反応試験では無害とされている(小村，1993)。

超丹波帯の砂岩は箕面市下止々呂美の2箇所で，長尾山層の砂岩・泥質砂岩及び泥岩を採掘している。全体の6-7割がコンクリート骨材に使われている。

有馬層群は神戸市北区道場町生野と猪名川町清水北西で採掘されている。道場町では採石場の下部に武田尾層の堆積岩-非溶結凝灰岩，中部に武田尾層の溶結凝灰岩，上部に玉瀬層の溶結凝灰岩が分布する。砕石の用途は主に道路用に出荷されている。猪名川町では佐曽利凝灰角礫岩の溶結火山礫凝灰岩を採掘している。

以上の他に能勢町上宿野-豆粕では剣尾花崗岩を、豊能町高山北方では茨木複合花崗岩体の能勢岩体の花崗岩を採石していたが、現在では全て操業を中止している。また、三田市香下では大飯層群の砂礫層とその下の佐曽利凝灰角礫岩の砂状風化物を採土している。

X. 4 群発地震

平成6年(1994年)11月9日から本地域中央部の兵庫県川辺郡猪名川町を中心に群発地震が発生している。気象庁の観測によると、11月9日から27日までの地震回数は93回で、震源は猪名川町南部の能勢^{ゆうだ}電鉄日生中央駅-紫合-阿古谷-民田付近の、深度7-14 kmに集中している。地震のマグニチュードは4.0以下で、2-3程度のものが多い。

文 献

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(1899) 100万分の1大日本帝国地質図。

———(1956) 200万分の1日本地質図。

———(1964) 200万分の1日本地質図。

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.

服部 仁(1971) 蛍光X線分析法による岩石中の珪酸塩定量用のガラス円板試料調整法。地調月報, vol. 22, p.103-116.

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.

藤田和夫(1976) 日本の山地形成論。中尾佐助・加藤泰安・梅棹忠夫編『山岳・森林・生態学』(今西錦司博士古稀記念論文集 vol.1), 中央公論社, p.85-140.

———・笠間太郎(1971) 六甲山地とその周辺の地質。神戸市および隣接地域地質図(5万分の1)説明書。神戸市企画局, 58p.

———・———(1975) 宝塚の自然とその成立。宝塚市史, vol.1.

———・———(1982) 大阪北西部地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 112p.

- 藤田和夫・笠間太郎(1983) 神戸地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 115p.
- ・前田保夫(1971) 伊丹段丘. 『伊丹市史1』, p.8-70.
- ・———(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.
- ・岸本北方(1972) 近畿のネオテクトニクスと地震活動. 科学, vol.42, p.422-430.
- ・奥田 悟(1973) 近畿・四国の中央構造線のネオテクトニクス. 杉山隆二編『中央構造線』東海大学出版会, p.127-152.
- Huzita, T., Kasama, T., Hirano, M., Shinoda, T. and Tanaka-Yamashita, M. (1971) Geology and geomorphology of the Rokko area, Kinki district, Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.14, p.71-124.
- 兵庫県(1961) 17万分の1兵庫県地質産図及び同説明書. 兵庫県, 171p.
- 市原 実・木越邦彦(1962) 大阪付近の沖積層・段丘堆積層から産出した泥炭・木材の絶対年代. 地球科学, vol.58, p.35-36.
- 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・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.
- 今井秀喜・李成成(1972) 近畿地方西部鉱床生成区のゼノサーマル型鉱脈, 特に多田鉱山における銀鉱物. 東大工学部紀要(A), no.10, p.1-2.
- 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.
- 猪名川町史編集専門委員会(1992) 多田銀銅山. 猪名川町史, vol.5(史料編). 猪名川町. 820p.
- 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 radiolarian from Katsumi and Oi Formations along south of Maizuru Belt, Southwest Japan and its significance. *Earth Sci.*, vol.39, p.175-185.
- (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.

- Ishizaka, K. (1971) A Rb-Sr isotopic study of the Ibaragi granitic complex, Osaka, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.77, p.731-740.
- 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.
- Ito, H. (1965) Paleomagnetic study on a granitic rock mass with normal and reverse natural remanent magnetization. *Jour. Geomag. Geoelectro.*, vol.17, p.113-120.
- 伊藤貞市・桜井欽一(1947) 日本鉱物誌(第3版). 中文館書店, 368p.
- 金谷 弘・野沢 保・田結庄良昭(1984a) 茨木複合花崗岩体の化学組成. 岩鉱, vol.79, p.276-288.
- ・———・———(1984b) 茨木複合花崗岩体の考察 2-3の物理定数について. 地調月報, vol.35, p.147-157.
- Kanaya, H. and Noritomi, K. (1974) Remanent magnetization of Ibaragi granitic complex. *Rock Magnetism and Paleogeophysics Research Group in Japan.*, vol.2, p.50-53.
- 笠間太郎(1959) 西宮市史, vol.1, 西宮市, p.193-197.
- (1977) 宝塚市とその周辺の地質. 宝塚市史, vol.4, 資料編 I, p.5-66.
- ・吉田久昭(1977) 宝塚市とその周辺の地質図(5万分の1地質図). 宝塚市史, vol.4, 資料編 I (付図).
- Kasama, T. and Yoshida, H. (1976) Volcanostratigraphy of the Late Mesozoic acid pyroclastic rocks of the Arima Group, Southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol.20, p. 19-42.
- Kato, A. and Fujiki, Y. (1969) The occurrence of stannoidite from the xenothermal ore deposits of the Akenobe, Ikuno and Tada mines, Hyogo Prefecture, and Fukoku mine, Kyoto Prefecture. *Japan. Miner. Jour.*, vol.5, p.417-423.
- 活断層研究会編(1991) 新編 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会. 437p.
- 河田清雄・宮村 学・吉田史郎(1986) 20万分の1地質図幅「京都及大阪」, 地質調査所.
- 河合正虎(1965) 兵庫県生野付近の植物化石とその地質年代. 地調月報, vol.16, p.275-276.
- 川野昌樹・野沢 保(1972) 茨木複合花崗岩体の標準試料の主化学成分. 地調月報, vol.23, p.519-524.
- 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.
- 貴治康夫(1981) 兵庫県柿ノ木鉱山三隣銅ウラン石について. 地学研究, vol.32, p.173-176.
- 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.
- 金原啓司(1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧. 地質調査所, 394p.
- 岸田孝蔵・弘原海 清(1967) 姫路酸性岩の火山層序—近畿の後期中生代火成岩類の研究(I)—. 柴田秀賢教授退官記念論文集, p.241-255.
- Kobayashi, T. and Hamada, T. (1985) A Late Permian Trilobite from Yamaguchi Prefecture with a note on the Carboniferous Trilobites in Eurasia. *Proc. Japan Acad., Ser.B*, vol.61, p. 281-283.
- 栗本史雄・牧本 博(1990) 福知山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 97p.
- ・松浦浩久・吉川敏文(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.
- ・———(1989) 丹波帯砂岩の特性. 地球科学, vol.43, p.75-83.
- ・———(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.
- 小村良二(1993) 平成4年度砕石資源調査報告書, 近畿地域砕石資源調査報告, その2. 通商産業省生活産業局, 85p.
- Masuda, Y., Yagi, S., Nishimura, S. and Asayama, T. (1972) Rare-earth distributions in the Ibaragi granitic complex. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, vol.78, p.521-530.
- 益富壽之助・高岡公昭(1949) 大阪府豊能郡豆粕産バビングトン石. 鉱物と地質, vol.3, p.84.
- 松田哲夫(1976) 丹波帯地向斜堆積物の層位学的研究. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, p.49.
- 松田時彦(1975) 活断層としての石廓崎断層系の評価. 1974年伊豆半島沖地震災害調査研究報告, p.121-125.
- Matsuhisa, Y., Tainosho, Y. and Matsubaya, O. (1973) Oxygen isotope study of the Ibaragi granitic complex, Osaka, southwest Japan. *Geochem. J.*, vol.7, p.201-213.
- 松本 隆・弘原海 清(1959) 北但馬地域の新生代構造発達史—近畿北西部新生界の研究(その2)—. 地質雑, vol.65, p.117-127.

- 松尾源一郎・藤原 卓(1978) 大阪府池田市畑秦野鈦山. 京都地学会会誌, vol.31, p2-8.
- 松尾秀邦(1981) 西南日本における後期白亜紀酸性岩類に伴う大型植物化石群について. 愛媛大学紀要 自然科学Dシリーズ(地学), vol.9, p.15-22.
- 松下 進(1953) 日本地方地質誌, 近畿地方(初版).朝倉書店, 293p.
- 松内 茂(1994) 兵庫県の鈦山集成. 兵庫鈦業史の研究 I, 妙見山麓遺跡調査会, p.39-82.
- 松浦浩久・三村弘二(1987) 神戸市北方佐曾利コールドロンー白亜紀有馬層群の噴出源. 日本火山学会講演予稿集, 1987, no.2, p.92.
- 武蔵野 実・楠 智美・田中功一・楠 利夫(1990) 丹波帯の構造的最上位に見られる三疊系碎屑岩について. 日本地質学会関西支部報, no.109, p.5-6.
- ・—————・楠 利夫(1992) 丹波帯の構造的上位に見られる三疊系碎屑岩層. 京都教育大学紀要B, vol.80, p.1-9.
- ・丹波地帯研究グループ(1993) 高槻市北部に分布する三疊系. 日本地質学会関西支部報, no.119, p.7.
- 鍋谷祐夫・鈴木正芳・野沢 保・田結庄良昭(1972) 花崗岩地域における重力異常—大阪府茨木・能勢地区—. 測地学会誌, vol.18, p.78-88.
- 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.
- 仲井 豊・山口満寿美・中西由美子(1973) 茨木複合花崗岩体のジルコンの形態的研究. 岩鈦, vol.68, p.71-77.
- 中島和一・田結庄良昭・池垣憲二(1975) 三草山貫入岩体に捕獲された特異な変成岩, 深成岩類. 日本地質学会第82年学術大会講演要旨, p.119.
- 日本金山誌編集委員会(1994) 日本金山誌, no.5, 近畿・中国・四国. 資源・素材学会, 93p.
- 日本鈦産誌編纂委員会(1956) 日本鈦産誌 I b, 主として金属原料となる鈦石—銅・鉛・亜鉛. 地質調査所. 395p.
- 日本の鈦床総覧鈦脈委員会(1968) 多田鈦山. 日本の鈦床総覧, 下巻, 鈦脈鈦床, 116, 日本鈦業協会, p.600-605.
- 西山団研グループ・桂高校地学クラブ(1970) 高槻北方丘陵の大阪層群—近畿地方の新期新生代層の研究, その17—. 地球科学, vol.24, p.208-221.
- 岡田篤正(1980) 中央日本南部の第四紀地殻運動—地殻運動の変化の場と移動—. 第四紀研究, vol.19, p.263-276.
- 大森貞子・大森江い(1976) 岩石及び鈦物中の主成分のけい光X線分析法—第1報ガラス円板作成につ

- いてー. 地調月報, vol.27, p.195-211.
- 尾崎正紀・松浦浩久(1988) 三田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93p.
- ・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, 103p.
- 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.
- 寒川 旭(1978) 有馬-高槻構造線中・東部地域の断層変位地形と断層運動. 地理学評論, vol.51, p.760-775.
- (1980) 西南日本中央部の第四紀における地殻運動と地形発達. 西村嘉助先生退官記念地理学論文集, p.60-65.
- 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.
- ・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野聰志・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1994) 琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩体と湖東コールドロン. 地質雑, vol.100, p.217-233.
- 小熊晃一(1982) 箕面谷から三葉虫の化石を採集. 大阪市立自然史博物館編, *Nature Study*, vol.28, p.98.
- Seki, T. (1978) Rb-Sr geochronology and petrogenesis of He Late Mesozoic igneous rocks in the Inner zone of the southwernern part of Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ.* Ser. Geol. and Mineral. vol. XLV, p.71-110.
- 柴田 賢(1971) 茨木複合花崗岩体のK-Ar年代. 地球科学, vol.25, p.268-269.
- ・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫(1984) K-Ar年代測定結果-2-地質調査所測定未公表資料-. 地調月報, vol.35, p.331-340.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1974) K-Ar ages of the major tungsten and molybdenum deposits in Japan. *Econ. Geol.*, vol.69, p.1209-1214.
- and ——— (1979) Rb-Sr whole-rock and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochemical Jour.*, vol.13, p.113-119.
- 白神正夫(1978) 多田鉱山. 京都地学会誌 創立30周年記念特別号, p.50-55.
- 田結庄良昭(1971) 大阪府北部, 茨木複合花崗岩体の岩石学的研究. 地質雑, vol.77, p.57-70.
- (1973a) 北摂, 妙見岩体の花崗岩類. 神戸大学教育学部研究集録, no.48, p.99-121.
- (1973b) 茨木複合花崗岩体の黒雲母について. 神戸大学教育学部研究集録, no.48, p.123-149.
- (1973c) 茨木複合花崗岩体の共存長石の化学的性質について. 神戸大学教育学部研究集録, no.49, p.77-84.
- (1973d) 能勢花崗岩体の粗粒石英閃緑岩体とその暗色包有物について. 神戸大学教育学部研究集録, no.49, p.85-100.
- (1974) 茨木複合花崗岩体の花崗岩類-標準試料の記載-. 岩鉱, vol.69, p.285-301.
- ・中島和一・池垣憲二(1977) 兵庫・大阪県境, 三草山付近の石英はんれい岩-文象斑岩複合岩体について. 岩鉱, vol.72, p.263-276.

- 田結庄良昭・中島和一・野村明央・安尾友宏・平尾 健(1983) 北摂・剣尾山周辺の酸性火山砕屑岩類および貫入岩類. *MAGMA*, no.67, p.57-62.
- Tainosho, Y.(1974) Geology and petrology of the Ibaragi granitic complex in the northern part of Osaka prefecture. *Japan. Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.17, p.53-71.
- and Banno, S. (1974) Diffusion concentration gradient in an orthoclase from a granodiorite of the Ibaragi granitic complex. *Jour.Geol. Soc. Japan.*, vol.80, p.115-118.
- 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.
- 高須新一郎・白神正夫・高岡公昭(1952) 大阪府西能勢村豆粕ペグマタイト中の珪灰鉄鉱. *趣味の地学*, vol.5, p.238-239.
- 瀧本 清・石垣参策(1973) マンガン鉱. *日本地方鉱物誌近畿地方*, 朝倉書店, p.176-220.
- 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.
- 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
- (1979 a) 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.
- (1979 b) 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.
- 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.
- 弘原海 清・松本 隆(1958) 北但馬地域の新生界層序—近畿西北部新生界の研究(その1)—. *地質雑*, vol.64, p.625-637.
- Wetherill, F. W. (1957) Radioactivity of potassium and geologic time. *Science*, vol.126, p.545-549.
- 山田滋夫(1994) 兵庫県の鉱物一覧. *兵庫鉱業史の研究 I*, 妙見山麓遺跡調査会. p.83-148.
- 山下傳吉(1894) 20万分の1地質図幅「比叡山」及び同説明書. *地質調査所*, 80p.
- 吉田久昭(1975) 兵庫県宝塚市北部の有馬層群の層序. *濃飛*, no.7, p.28-30.
- (1989) 激しい火成活動・流紋岩と花崗岩, 神戸の地形と地質. *新修神戸市史, 歴史編 I (自然・考古)*, 神戸市, p.165-186.
- ・河田清雄(1987) 兵庫県東部, 篠山・三田間における有馬層群の概要. *地調月報*, vol.38, p.427-441.
- 吉田光広・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.
- 吉村豊文(1952) 日本のマンガン鉱山近畿地方亀岡地域. *日本のマンガン鉱床*, 後編, マンガン研究会, p.367-371.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kyōto (11) No.38



GEOLOGY

OF THE

HIRONE DISTRICT

By

Hirohisa MATSUURA, Chikao KURIMOTO, Akira SANGAWA
and Michiaki BUNNO

(Written in 1994)

(ABSTRACT)

OUTLINE

The Hirone district, a quadrangle of lat. $34^{\circ}50' - 35^{\circ}00'N$ and long. $135^{\circ}15' - 135^{\circ}30'E$, is located in the mountainous area of Hokusetsu Sanchi of the Kinki province. The district belongs geologically to the Inner Zone of southwest Japan. The mapped district is underlain by Pre-Cretaceous marine sedimentary rocks, Late Cretaceous igneous rocks and Cenozoic non-marine strata. The geology of the Hirone district is summarized in Fig.1. Pre-Cretaceous rocks of the Ultra-Tamba and Tamba terranes outcrop in the eastern part of the district. Late Cretaceous igneous rocks include volcanic rocks (Arima group), granitic rocks, and dikes. The Arima Group is present in the western part of the district. However, granitic rocks and dikes sporadically intrude into the Pre-Cretaceous rocks and the Arima Group. The Cenozoic strata are distributed in the southern part of the district, and divided into the Kōbe Group, the Ōsaka Group, terrace deposits, talus deposits and alluvium.

Geologic age		Geologic unites		Geologic events
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium	Sedimentation of flood-plain deposits Sedimentation of fan and talus deposits
		Pleistocene	Talus deposits	
	Lower terrace deposits			
	Middle terrace deposits			
Tertiary	Miocene	Higher terrace deposits	Sedimentation of non-marine terrace deposits	
		Osaka Group		
Mesozoic	Cretaceous	Late Eocene to Early Oligocene	Köbe Group	Sedimentation of non-marine gravel, sand and mud with marine clay bed
		Late	Nitta Conglomerate Member	
	Toishigawa Mudstone and Sandstone Member			
	Cretaceous	Late	Dikes (granite porphyry, granophyre and rhyolite, diorite porphyry)	Intrusion of dikes
			Kenbi Granite	
			Ishikiriyama Granodiorite	
			Kawashimogawa Quartz Diorite	
	Cretaceous	Late	Kōdaiji Quartz Diorite	Successive intrusion of plutonic rocks from gabbro-diorite to granite and granophyre and formation of granitic complex ($72.7 \pm 3.6 - 75.6 \pm 3.0$ Ma by K-Ar age determination)
			Kashihara Quartz Gabbro	
			Ibaragi Granitic Complex	
Myōken Pluton				
Cretaceous	Late	Nose Pluton	Eruption and deposition of rhyolite welded tuff and lava (with cauldron subsidence)	
		Mikusa-yama Granitic Complex		
		Arima Group		
		Sasori Tuff Breccia		
Cretaceous	Late	Sakaino Formation	Completion of folding with E-W trend and nappe structure	
		Tamaze Formation		
		Takedao Formation		
		Ultra-Tamba Terrane		
Jurassic	Late	Yamashita Formation	Construction of sedimentary complexes of the Tamba Terrane	
		Nagayama Formation		
		Minoo Complex (Type II Suite)		
Jurassic	Middle	Shiroyama Complex (Type I Suite)	Sedimentation of coherent sequence of the Ultra-Tamba Terrane	
		Early		
		Triassic		
Triassic	Late	Early		
		Middle		
		Early		

PRE-CRETACEOUS

Ultra-Tamba Terrane

The Ultra-Tamba Terrane in the district is comprised of a coherent clastic sequence having a well-defined stratification and none of the usual features which are found in the sedimentary complex. However, the sedimentary complex is absent. The coherent clastic sequence is divided into the Yamashita Formation and the Nagaoyama Formation, structurally upper and lower formations, respectively. It is believed that the Yamashita Formation is thrust up on the Nagaoyama Formation. The Yamashita Formation consists mainly of shale and a small amount of sandstone. The very fine-grained sandstone is interbedded with shale to form a very thin layer. No fossil were found. The formation forms a fold named the Yamashita Syncline.

The Nagaoyama Formation is divided into two members. The Lower Member consists mainly of shale and interbedded sandstone and shale with small amounts of greenstone, and the Upper Member consists mainly of sandstone and interbedded sandstone and shale with small amounts of greenstone and chert. No fossils have been discovered from the formations. The formation forms several sets of anticlines and synclines.

Based on the lithologic characteristics and data of the other districts, the Yamashita and Nagaoyama Formations are considered to be deposited on the slope basin or the forearc region.

Tamba Terrane

The Tamba Terrane in the district is composed of a sedimentary complex without the presence of the coherent clastic sequence. Sedimentary complex is characterized by mixed rocks and made of greenstone, chert and terrigenous clastic rocks. The lithologic and structural features indicate that the complex was formed by an accretionary process. The overall trend, older to younger, from structurally upper to lower units is not obvious because radiolarian fossils of the district are poor.

The sedimentary complex is divided into the two stratigraphic units, namely Type II and I Suites based on the lithology. Type II Suite is thrust up on the Type I Suite. Type I and II Suites are composed of the Shiroyama Complex and the Minoo Complex, respectively.

The Minoo Complex consists mainly of shale with sandstone, greenstone and chert. Generally, shale includes the blocks of sandstone and chert, and represents chaotic features like mixed rocks. Radiolarian fossils from the formation indicate a Jurassic age. But, the Shiroyama Complex consists mainly of shale with sandstone, chert and greenstone, and no fossils were found in it.

The rocks of the Tamba Terrane generally form a E-W trend with the Yamashita Synform as the most conspicuous synform, which almost corresponds to the Yamashita Syncline of the Yamashita Formation.

LATE CRETACEOUS

Arima Group

The Arima Group is part of voluminous felsic volcanic rocks of Late Cretaceous age extending in the Inner Zone of southwest Japan. It unconformably overlies and is in fault contact with the Pre-Cretaceous rocks. The Arima Group is divided into four units: the Takedao Formation, the Tamaze-Rurikei Formations, the Sakaino Formation, and the Sasori Tuff Breccia in ascending order. The total thickness of the Group is about 2,000 meters.

The Takedao Formation includes basal breccia, volcanoclastic breccia, biotite rhyolite welded tuff, pumice lapilli tuff, and non-marine clastic sediments with small amount of rhyolite lava and dike. Pine cone and Pelecypoda fossils occurred in these clastic sediments.

The Tamaze Formation includes rhyolite welded tuff, pumice lapilli tuff, lava and dike, and tuffaceous clastic sediments. This formation conformably overlies the Takedao Formation. The Tamaze Formation is 71.8 ± 3.6 Ma in biotite K-Ar age, and 68.2 ± 3.8 Ma to 97.7 ± 4.6 Ma in fission track ages. The Rurikei Formation is comprised of rhyolite welded tuff and dike, and related to the Tamaze Formation based on the lithologic characteristics.

The Sakaino Formation includes biotite welded tuff and dike with small amount of tuffaceous clastic sediments. It conformably covers the Tamaze Formation.

The Sasori Tuff Breccia consists of biotite rhyolite welded lapilli tuff, tuff breccia and thin beds of tuffaceous clastic sediments. The Sasori Tuff Breccia is mainly surrounded by polygonal faults which have made walls like that of a cauldron probably caused by subsidence and it partly rests on the Sakaino Formation. A biotite K-Ar age of the Sasori Tuff Breccia is 70.9 ± 3.5 Ma.

Granitic rocks

Five homogeneous plutons and two granitic complexes occur in the mapped district: the Kashihara Quartz Gabbro, Kawashimogawa Quartz Diorite, Kōdaiji Quartz Diorite, Ibaragi Granitic Complex, Mikusayama Granitic Complex, Ishikiriyama Granodiorite, and Kenbi Granite.

The Kashihara Quartz Gabbro, Kawashimogawa Quartz Diorite, and Kōdaiji Quartz Diorite are east-west elongated elliptical small stocks of fine- to medium-grained biotite and/or hornblende-bearing orthopyroxene-clinopyroxene quartz gabbro and quartz diorite. A hornblende K-Ar age of the Kashihara Quartz Gabbro is dated at 73.6 ± 3.7 Ma. The Ibaragi Granitic Complex consists of two NW-SE elongated plutons: the Nose and Myoken Pluton. The Nose Pluton includes medium- to coarse-grained orthopyroxene-bearing clinopyroxene-biotite-hornblende quartz diorite and tonalite at the margins of the pluton, medium-grained hornblende-biotite granodiorite in the interior, and fine-grained porphyritic biotite granite in the center. Two biotite K-Ar ages of the Nose pluton are dated at 73.8 ± 3.0 and 75.

6±3.0 Ma.

The Myōken Pluton consists of fine- to medium-grained hornblende-biotite granite and biotite granite. A biotite K-Ar age of the Myōken pluton is dated at 74.0±3.0 Ma.

The Mikusayama Granitic Complex is comprised of medium- to coarse-grained biotite-hornblende-bearing orthopyroxene-clinopyroxene quartz diorite and quartz gabbro, medium-grained hornblende-biotite granodiorite and tonalite, medium-grained hornblende-bearing biotite granite, and biotite granophyre.

The Ishikiryama Granodiorite is a fine- to medium-grained hornblende-biotite granodiorite and fine-grained biotite granodiorite. A hornblende K-Ar age of the Ishikiryama Granodiorite is dated at 74.4 ±3.7 Ma.

The Kenbi granite is medium-grained hornblende-biotite granite and dated at 72.7±3.6 Ma by biotite K-Ar method.

Dikes

There are many dikes of granite porphyry, granophyre-rhyolite, and diorite porphyry that intruded into pre-Cretaceous rocks and the Arima Group. These dikes are probably the final products of the Late Cretaceous igneous activity.

CENOZOIC

The Cenozoic strata in the mapped district are divided into the Kōbe Group (latest Eocene to Early Oligocene), the Ōsaka Group (middle Pleistocene), terrace deposits (middle to late Pleistocene), and Holocene deposits.

Kōbe Group

The Kōbe Group outcrops at the southern part of the mapped district. The Group consists of non-marine sedimentary rocks with rhyolite tuff layer. It is divided into the Toishigawa Mudstone and Sandstone Member and the Nitta Conglomerate Member, in ascending order. A fission track age of the rhyolite tuff layer within the Nitta Conglomerate is dated at 36.9±2.3 Ma.

Ōsaka Group

The Ōsaka Group is scattered in the southeastern part of the district. The Group consists of non-marine gravel, sand and clay with ash layer.

Terrace deposits

Middle to Late Pleistocene river terrace deposits are distributed along the main rivers, such as Muko Gawa River and Ina Gawa River. The deposits are divided into the Higher, Middle and Lower terrace deposits, in descending order.

Holocene

Holocene deposits are divided into talus deposits and alluvium. Talus deposits are

mainly distributed on the foot of the steeper slope of northern mountains. Alluvium is deposited narrowly along the rivers.

ACTIVE FAULTS

Five active faults are quite distinctive in the southeastern margin of the district; the Ishizumitaki, Satsukioka, Minoo, Nyoidani and Jūmansuji Faults. The Ishizumitaki, Satsukioka, Minoo, Nyoidani Faults run in either ENE-WSW or NE-SW direction displacing the Ōsaka Group, the Lower terrace surface and valleys. These faults show the right lateral dislocation with a small vertical displacement with the northwest side up. In the case of the Satsukioka Fault, the rate of fault movement is calculated at 0.7-1.5m/1000 years. The Jūmansuji Fault trends to WNW-ESE displacing the Ōsaka Group and valleys. This fault has a left lateral dislocation with a little vertical displacement having the northeast side up.

ECONOMIC GEOLOGY

Silver, copper, lead, zinc vein and contact metasomatic type ore deposits and stratified manganese ore deposits have been mined (e.g. Tada mine). But all the mines of these deposits have been closed.

文献引用例

松浦浩久・栗本歴史・寒川 旭・豊 遥秋(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.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Matsuura, H., Kurimoto, C., Sangawa, A. and Bunno, M. (1995) *Geology of the Hirone district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 110 p. (in Japanese with English abstract 6p.).

平成7年3月6日印刷

平成7年3月10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 宮元勝則

印刷所 株式会社エリート印刷

茨城県牛久市柏田町3269

© 1995 Geological Survey of Japan