

55 (521.82+84) (084.32 M 50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

岡山 (12) 第50号

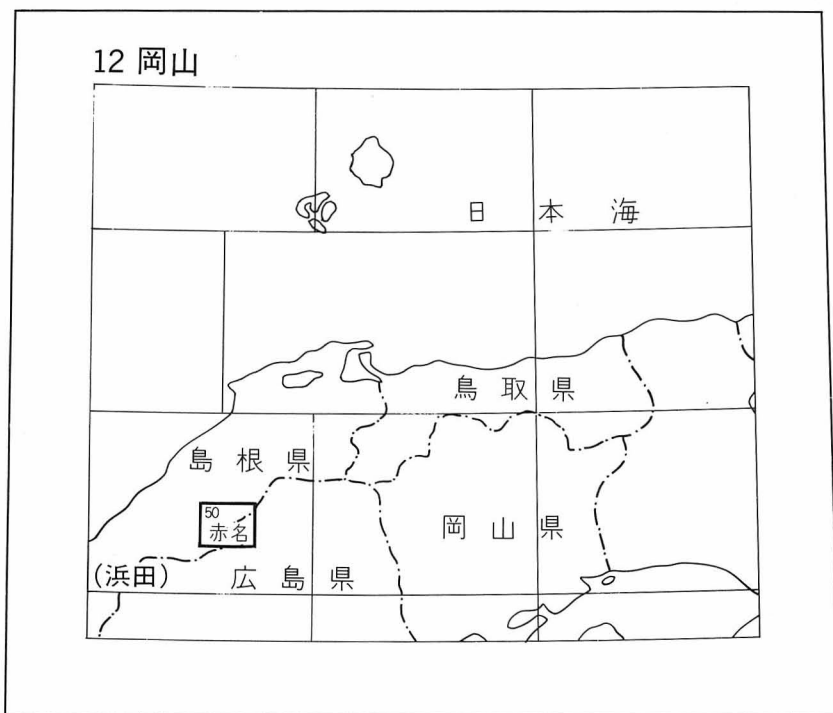
赤名地域の地質

松浦浩久

平成2年

地質調査所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	2
III. 古生界	8
III.1 羽須美層	8
III.2 角谷層	11
IV. 白亜紀後期火山岩類	12
IV.1 赤褐色安山岩類	12
IV.2 高田流紋岩類	13
IV.3 邑智層群	15
IV.3.1 市井原層	15
IV.3.2 矢谷層	16
IV.4 新造寺山流紋岩類	16
V. 白亜紀後期深成岩（式敷花崗岩）	18
VI. 古第三紀前期深成岩類	18
VI.1 赤名花崗閃緑岩	18
VI.2 高野山斑れい岩	19
VI.3 乙原花崗岩	20
VII. 古第三紀中期火山岩類	21
VII.1 研究史	21
VII.2 作木火山岩類	22
VII.3 桜江層群	26
VII.3.1 高堀山層	26
VII.3.2 中野層	27
VIII. 古第三紀中期深成岩類	28
VIII.1 研究史	28
VIII.2 口羽閃緑岩類	28
VIII.3 光守花崗岩	30
VIII.4 阿須那花崗岩	31
VIII.5 石見花崗岩	33
IX. 古第三紀後期深成岩類	33
IX.1 川本花崗閃緑岩	33
IX.2 上畑川花崗閃緑岩	34

X. 白亜紀後期-古第三紀岩脈	35
X.1 花崗斑岩	35
X.2 ひん岩及び玄武岩	35
X.3 珪長岩・デイサイト及び流紋岩	37
X.4 マイクロダイオライト及び閃緑斑岩	37
XI. 新第三系	38
XI.1 中新統 (備北層群)	38
XI.2 鮮新統	43
XI.2.1 甲立礫層	43
XI.2.2 女亀山玄武岩	45
XI.2.3 都野津層群	48
XI.2.4 川本ミネット	49
XII. 第四系	54
XII.1 河成段丘堆積物	54
XII.2 降下軽石堆積物	55
XII.3 崖錐堆積物及び現河成堆積物 (沖積層)	55
XIII. 応用地質	55
XIII.1 金属鉱床	55
XIII.1.1 銅・鉛・亜鉛	55
XIII.1.2 マンガン	56
XIII.1.3 タングステン	56
XIII.1.4 山砂鉄	57
XIII.2 非金属鉱床	57
XIII.2.1 石炭	57
XIII.2.2 石灰石	57
XIII.2.3 セリサイト	57
XIII.3 砕石及び川砂利	57
XIII.3.1 砕石	57
XIII.3.2 川砂利	58
XIII.4 石材	58
XIII.5 温泉	59
文献	58
Abstract	63

図・表・図版目次

第1図	赤名図幅地域の切峰面図	2
第2図	山陰地方中部地域の地質概略図	3
第3図	赤名図幅地域の地質総括図	4
第4図	赤名図幅地域及び周辺の地質概略図	5
第5図	羽須美層及び周辺地域の地質図	9
第6図	羽須美層の模式柱状図	9
第7図	羽須美層上ケ畑頁岩部層中の石灰岩の小岩体	10
第8図	白亜紀後期火山岩類の模式柱状図	14
第9図	新造寺流紋岩類の溶結凝灰岩に挟在する凝灰質砂岩の露頭	17
第10図	作木火山岩類の模式層序	23
第11図	作木火山岩類の成層した凝灰質砂岩・泥岩	24
第12図	ひん岩岩脈の産状	36
第13図	赤名図幅地域内の備北層群の分布とその基底面高度及び輝炭反射率	39
第14図	瑞穂町高見地域に分布する備北層群の試錐柱状図及び試錐位置図	40
第15図	古第三紀作木火山岩類にアバットする備北層群の礫岩層	40
第16図	中国地方の鮮新統-下部更新統の分布	44
第17図	甲立礫層とこれに重なる女亀山玄武岩の降下火山灰凝灰岩	45
第18図	甲立礫層と女亀山玄武岩の柱状図	46
第19図	広島-島根県境女亀山周辺における甲立礫層と女亀山玄武岩の分布	47
第20図	都野津層群の礫層に貫入する川本ミネットの岩脈	48
第21図	川本町畑野付近における都野津層群と川本ミネットの分布及び断面図	50
第22図	川本ミネットの代表的な柱状図	51
第23図	川本ミネットの溶結スパター	52
第1表	作木火山岩類産植物化石一覧	26
第2表	島根県瑞穂町高見地域の備北層群産大型化石一覧	42-43
第3表	川本ミネットの岩相別鉱物組成と粒径	53
第4表	川本ミネットの岩相別化学組成と世界のミネットの平均値	54
第I図版	羽須美層の石灰岩体から産した石炭紀四射珊瑚化石 (I)	69
第II図版	羽須美層の石灰岩体から産した石炭紀四射珊瑚化石 (II)	70
第III図版	羽須美層の石灰岩体から産した石炭紀四射珊瑚化石 (III)	71
第IV図版	川本ミネットの顕微鏡写真 (I)	72

第Ⅴ図版 川本ミネットの顕微鏡写真(Ⅱ) 73

赤名地域の地質

松浦浩久*

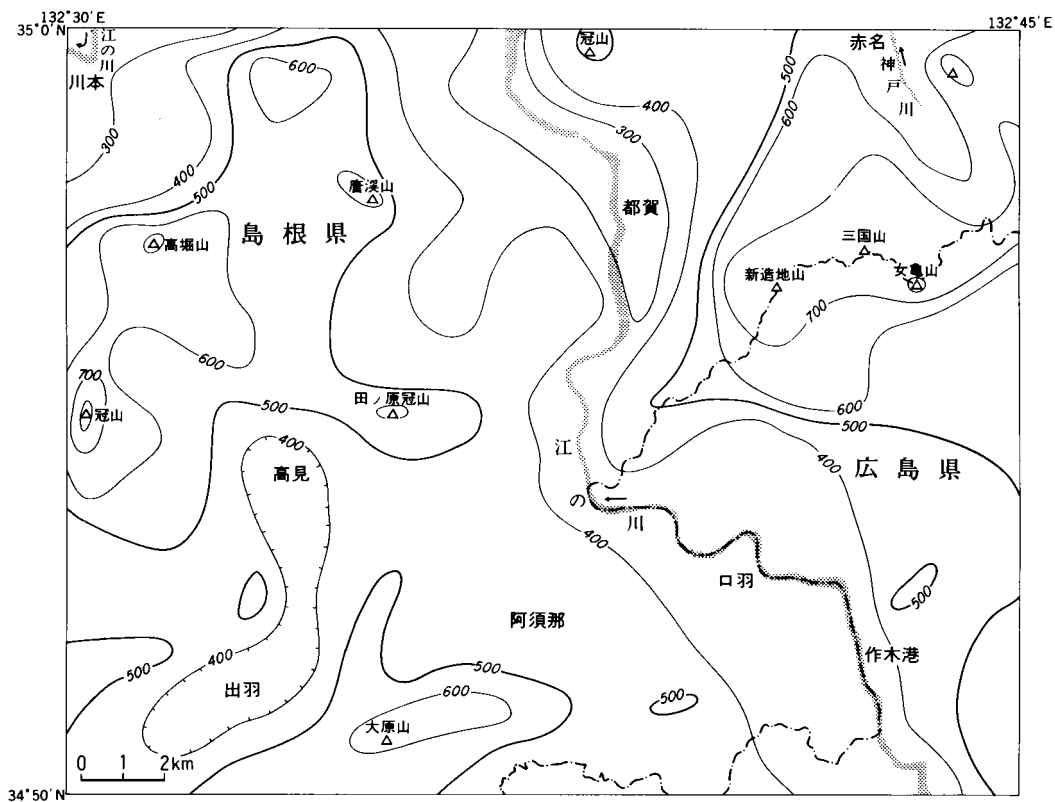
赤名地域の現地調査は昭和57-62年度に行った。本研究を進める過程において、広島大学学校教育学部岡本和夫教授には新第三系について種々の御教示を、福岡大学理学部石橋澄教授には古生界の玄武岩及び川本ミネットについて、野外で貴重な御意見を頂いた。同じく福岡大学の杵山哲男博士には古生界の石灰岩の四射珊瑚化石の採集と同定をお願いした。動力炉・核燃料開発事業団中部事業所小山和俊探鉱課長と小林孝男氏には試錐資料の提供を受けた。現地調査に当たっては、島根県大和村の松村俊彦地籍調査係長と農林水産省川本営林署の日高万寿男庶務係長に種々の便宜をはかって頂いた。以上の方々に厚くお礼を申し上げる。

所内では、地質部服部仁技官と地質標本館山田直利技官に野外で種々御意見を頂いた。中国・四国地域地質センター東元定雄技官、地質部鹿野和彦・久保和也両技官、地質標本館坂巻幸雄・一色直記・尾上享及び佐藤喜男の各技官には様々の御教示を受けた。室内実験を行うに当っては、服部仁・巖谷敏光両技官には蛍光X線全岩化学分析について種々の御援助を頂いた。ミネットの湿式化学分析は元技術部大森江一技官に、同じくミネットのK-Ar年代測定は地殻化学部宇都浩三技官に、鮮新世アルカリ岩類の残留磁気は九州地域地質センターの星住英夫技官に、新第三系石炭中の輝炭反射率の測定は同じく九州地域地質センター浜崎聡志技官によって行われた。輝炭反射率の測定には九州大学理学部相原研究室の装置を使用させて頂いた。本研究に用いた岩石薄片は地質標本館宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣・木村朗の5技官及び元中国出張所藤本アヤ子氏によって作成された。

I. 地 形

赤名図幅地域は東経 $132^{\circ}30' - 132^{\circ}45'$ 、北緯 $34^{\circ}50' - 35^{\circ}$ の範囲に位置し、島根県中部の邑智郡と飯石郡の南部から広島県北部の双三郡と高田郡の北部の地域にまたがる。本地域は、山陽地方と山陰地方とを隔てる中国山地脊梁部に当たる。この脊梁山地を広島県側から島根県側に突き抜けて江の川が貫流する。1 kmメッシュの切峰面図(第1図)を見ると、脊梁山地は県境をなす新造地山・三国山及び女亀山を含む標高700-800 mの東側の山塊と、冠山(石見町と瑞穂町の境)・高堀山及び唐溪山を含む標高600-800 mの西側の山塊とが江の川の流れる300-400 mの谷部によって隔てられているのがよく分かる。江の川の河床面は更に深く谷を刻んで標高70-100 m付近にあるので、周辺から流れ込む支流は急流をなし、魚切谷(魚が遡上できない谷の意)や蟠龍峡などの峡谷や常清滝などの滝が各地に見ら

* 地質部



第1図 赤名図幅地域の切峰面図 (松浦, 1989)
5万分の1地形図から1kmメッシュで最高点をとって作成した。

れる。地質との関連で見ると、東西の山塊はいずれも堅硬で浸食抵抗性の大きな白亜紀後期の流紋岩類からなり、江の川は中央部の深成岩類や古生層の砂岩・頁岩などの風化・浸食に弱い部分を削り取って流れている。南西部の瑞穂町高見から出羽を含む盆地は古第三紀の花崗岩の浸食地形で、これを埋積して新第三紀層が分布している。平野は本図幅地域が中国山地脊梁部に位置するために発達していない。瑞穂町田所・淀原・原村・八色石・布施、大和村都賀・宮内、赤来町下赤名などの深成岩分布地域には河川の氾濫原が小規模ながら分布しているが、火山岩類が分布する地域では上赤名を除くと平地をほとんど見ることができない。段丘地形は出羽川上流域の瑞穂町下亀谷・淀原・鱒淵・原村・和田と神田川流域の赤来町下赤名及び塩谷川上流の赤来町塩谷付近に発達する。しかし江の川本流沿いの段丘は極めて貧弱である。このほか鮮新世末期のアルカリ火山岩及びミネットの分布する作木村岡三淵東方と川本町畑野には小規模な溶岩台地が存在する。

II. 地質概説¹⁾

赤名図幅地域を含む山陰地方中部は、西南日本内帯にあって白亜紀-古第三紀の火成岩類が広く分布

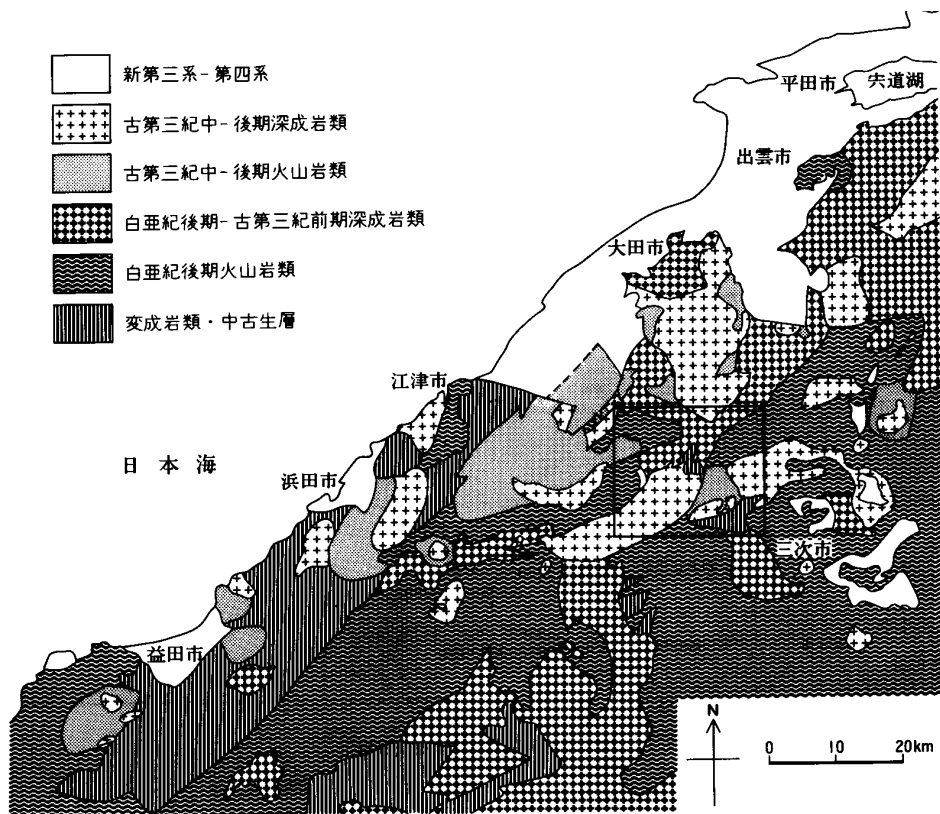
1) 文献の引用は各論で行い、ここで要点を述べる。

する。変成岩類・中生層や新第三紀層-第四紀層は日本海沿岸の一部を除くと、ごく狭い範囲にしか分布していない（第2図）。本図幅地域を構成する地質は次のように区分される。

1. 古生界：羽須美層^{はすみ}及び角谷層^{つのだに}
2. 白亜紀後期火山岩類：赤褐色安山岩類^{たかた}、高田流紋岩類^{おおち}、邑智層群^{しんせうじ}及び新造寺山流紋岩類
3. 白亜紀後期深成岩：式敷花崗岩^{しきじき}
4. 暁新世の古第三紀前期深成岩類：赤名花崗閃緑岩^{あかな}、高野山斑れい岩^{たかのやま}及び乙原花崗岩^{おんばら}
5. 始新世頃の古第三紀中期火山岩類：作木火山岩類^{さくぎ}及び桜江層群^{さくらえ}
6. 始新世頃の古第三紀中期深成岩類：口羽閃緑岩類^{くちわ}、阿須那花崗岩^{あすな}、光守花崗岩^{みつもり}及び石見花崗岩^{いじみ}
7. 漸新世の古第三紀後期深成岩類：川本花崗閃緑岩^{かわもと}及び上畑川花崗閃緑岩^{かんぼたがわ}
8. 白亜紀後期-古第三紀岩脈：花崗斑岩、流紋岩、珪長岩、ひん岩及びマイクロダイオライト
9. 新第三系：中新統前期-中期の備北層群と、鮮新統末期の甲立礫層^{こうたち}、都野津層群^{つのづ}、女亀山玄武岩^{めんがめ}及び川本ミネット
10. 第四系：河成段丘堆積物、降下軽石堆積物、崖錐及び現河成堆積物

本図幅地域の地質の概要を第3図と第4図に示し、以下に地史の概観を述べる。

古生界 本図幅地域内で最古の岩石は、南東部に東西に伸びた分布を示す羽須美層(第4図中の記号、

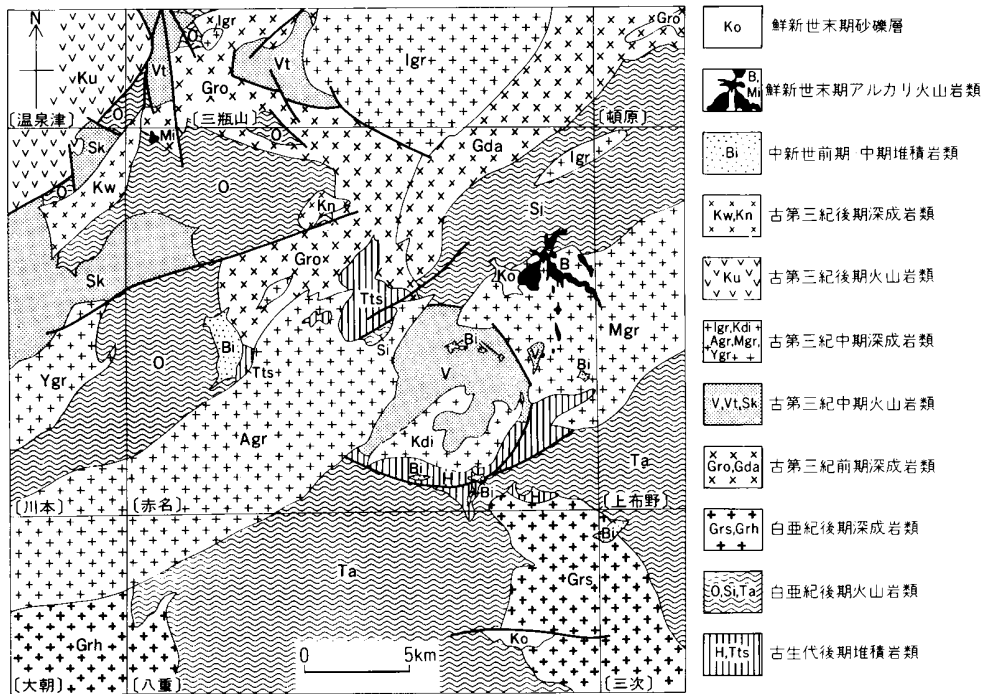


第2図 山陰地方中部地域の地質概略図 (松浦, 1989)

地質時代		堆積岩(物)及び火山岩				深成岩及び岩脈		
		地層	層厚	岩相	堆積場			
新 生 代	第四紀	完新世	現河成・崖錐堆積物	10m以下	泥・砂及び礫	谷底・山麓		
		更新世	← 降下軽石堆積物	1m以下	アイサイト軽石	乾陸上		
	新第三紀	鮮新世	女亀山玄武岩 (1.8Ma)	川本ミネット (2.1Ma)	50-100m	アルカリ玄武岩・ミネット溶岩・スバクター及び降下火山灰を伴う	乾陸上	
		中新世	甲立礫層	都野津層群	10-20m	礫・砂・シルト・粘土 (櫟木の破片を含むことがある(一部海底?))	湖沼底	
	漸新世	後期						
		中期	備北層群		20-120m	泥岩 (海棲軟体動物化石及びレンズ状重層背炭を含む) 砂岩 礫岩	海底	
	古第三紀	始新世	作木火山岩類 (38Ma)	桜江層群 { 中野層(41Ma) 高堰山層	1,000-2,000m	アイサイト-流紋岩 火砕岩及び溶岩 安山岩-アイサイト火砕岩及び溶岩 凝灰質砂岩及び泥岩 (植物化石を含む) 玄武岩-安山岩溶岩及び火砕岩	主として乾陸上-一部は湖沼底	
							石見花崗岩 (31Ma; 細-中粒花崗岩) 阿須那花崗岩・光守花崗岩・羽田閃緑岩類 (36-41Ma) (細-中粒花崗岩に花崗閃緑岩・トータル岩及び花崗閃緑岩を伴う) (49Ma; 細-中粒閃緑岩・トータル岩及び花崗閃緑岩)	
		晩新世					珪長岩・ひん岩・マイクログイオライト岩脈	
							乙原花崗岩 (60.65Ma; 中-粗粒花崗岩・花崗閃緑岩) 高野山斑れい岩 (粗粒斑れい岩) 赤名花崗閃緑岩 (63.64Ma; 中-粗粒花崗閃緑岩)	
	中生代	白亜紀	新造寺山流紋岩類	邑智層群 { 矢谷層 市井原層 (92Ma)	高田流紋岩類	1,000-2,000m	溶結凝灰岩・溶岩及び凝灰質砂岩・礫岩・泥岩	主として乾陸上-一部は湖沼底
					赤褐色安山岩類	30m	安山岩溶岩・火砕岩及び凝灰質砂岩	陸上
古生代	二疊紀 石炭紀	羽須美層	上々畑頁岩部層	350m	頁岩 これにチャート・石灰岩(石炭紀中期四射珊瑚化石を含む)及び玄武岩溶岩・火砕岩を伴う	海底		
		角谷層	戸河内砂岩部層	500m	砂岩 頁岩の薄層を挟む			

()内は放射年代

第3図 赤名図幅地域の地質総括図



第4図 赤名図幅地域及び周辺の地質概略図
 図中の記号は地質図幅の凡例記号を一部簡略化している。

H, 以下同様)で、中国帯の非変成(中)古生層に位置付けられる。羽須美層は見掛けの上で下部の戸河内砂岩部層と上部の上ヶ畑頁岩部層に分けられる。戸河内砂岩部層は中粒砂岩を主とし、頁岩の薄層を挟む。上ヶ畑頁岩部層は黒色頁岩を主とし薄いチャート・玄武岩溶岩・同火砕岩及び板状・レンズ状石灰岩を挟む。石灰岩からは石炭紀中期を示す四射珊瑚の化石を産する。石灰岩以外の部分からは同定可能な化石は得られていない。現時点では羽須美層の時代を石炭系-二畳系であると考えておく。

羽須美層の北西には古第三紀前期と中期の花崗岩類のルーフペンダント状に角谷層(Tts)が分布している。角谷層は中粒砂岩を主とし、頁岩とまれに礫岩の薄層を含むなど羽須美層の戸河内砂岩部層の岩相に似る。角谷層は化石を産しないのでその時代は不明だが、岩相の類似性から本報告ではこれを羽須美層に対比しておく。

白亜紀後期火山岩類 本岩類に相当する陸成火山岩層は西南日本内帯、特に中国地方に広く分布する(第2図)。本図幅地域内では、深成岩体の貫入によって分布が3地域に分断され、南部のものは高田流紋岩類(Ta)、東部のものは新造寺山流紋岩類(Si)、西部のものは邑智層群(O)と呼んで区別されている。いずれも流紋岩-デイサイトの溶結凝灰岩を主とし、非溶結凝灰岩・溶岩及び薄い湖沼成の凝灰質堆積岩を挟む。三つの火山岩層の岩相はよく似ているが、明瞭な鍵層がみつからないので対比はできていない。また時代決定に有効な化石も産出してしない。放射年代は邑智層群について、白亜紀後期を示す92Maのフィッシュトラック年代が報告されている。このほかに白亜紀後期火山岩類に属するかあるいはこれ以前とみられる赤褐色安山岩類が南東部の極く狭い範囲に分布する。この火山岩類

は高田流紋岩類に不整合で覆われる薄い地層として、わずかに露出しているにすぎない。

白亜紀後期深成岩 本岩に相当する深成岩類は山陽地方に広く分布し、山陰地方の一部にも貫入する。本図幅地域の南東縁部から南隣の八重図幅地域にかけて露出する式敷花崗岩 (Grs) がこれに当たる。その黒雲母 K-Ar 年代は 85Ma である。式敷花崗岩は中-粗粒角閃石黒雲母花崗岩の岩相を主とし、古生層及び白亜紀後期火山岩類との接触部付近ではアプライト状の周縁相になる。

古第三紀前期深成岩類 本岩類と同時代の深成岩類は山陰地方東部-中部に広く分布する。本図幅地域北部-中部に分布するものは山陰東部からの支脈に当り、東側の赤名花崗閃緑岩 (Gda) と西側の乙原花崗岩 (Gro) からなる。乙原花崗岩は捕獲岩体状の高野山斑れい岩 (第4図では省略) を包有する。赤名花崗閃緑岩は中-粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる。乙原花崗岩は大部分中-粗粒黒雲母花崗岩であるが、赤名花崗閃緑岩との接触部と高野山斑れい岩の周辺では角閃石と斜長石の含有量が増えて花崗閃緑岩質となる。古第三紀前期深成岩類は白亜紀後期深成岩とは直接接触しないので前後関係の確認ができず、また岩相が互によく似ているので、野外観察では両者を見分けられない。しかし K-Ar 法及び Rb-Sr 法による放射年代値が 60-65Ma と古第三紀暁新世を示す点で明らかに区別される。

古第三紀中期火山岩類 古第三紀中-後期の火成岩類は、第2図に示されるように山陰の沿岸に約 20 Km 間隔で点在する。火山岩類は中-酸性岩からなり一般に環状断層に囲まれて分布する。その周辺には中-細粒の花崗岩ないし閃緑岩が火山岩類に密接に伴って貫入しており、両者は 1 対になっている。野外での地質調査と放射年代値から火山-深成活動は、古第三紀中-後期に 2 回のサイクルが識別されているので、本研究報告では古第三紀中期の火成岩類と後期の火成岩類に二分して記述することにする。

本図幅地域内の古第三紀中期火山岩類は、南東部に分布する作木火山岩類 (第4図の記号 V) と、北西部から西隣の川本図幅地域にかけて分布する桜江層群 (同じく Sk) とからなる。放射年代値は、作木火山岩類の角閃石が K-Ar 法で 38Ma、桜江層群のジルコンがフィッシュオントラック法で 41Ma の値を示し、始新世後期に当たる。

作木火山岩類はその南縁の一部が古生層を不整合に覆い、基底部付近には多量の古生層・白亜紀火山岩類とまれに深成岩類の岩片を含む。作木火山岩類は主に火砕岩からなり、溶岩及び湖沼成の凝灰質砂岩・泥岩を挟むことがある。火砕岩及び溶岩の組成は下部の安山岩から上部に向かって酸性になるサイクルを 2 回繰り返し、いずれもデイサイト (流紋岩) に達する。全般に斜方輝石と単斜輝石を多く含み、角閃石を含むものは少ない。作木村摺滝^{すりたき}付近の凝灰質砂岩・泥岩中には植物化石を産するが、詳細な記載はなされていない。

桜江層群 (Sk) はその主要部分が西隣の川本図幅地域内に分布しており、そこでは層序的下部層の玄武岩-安山岩からデイサイトの溶岩・火砕岩が露出する。本図幅地域内には桜江層群の上部を占める高堀山層と中野層とが分布している。高堀山層は輝石デイサイト-黒雲母流紋岩火砕岩と凝灰質砂岩、礫岩からなる。礫には下位の白亜紀火山岩類のほか、古第三紀前期深成岩類に由来する礫を含む。中野層は角閃石黒雲母流紋岩-デイサイト火砕岩からなる。

古第三紀中期深成岩類 本岩類は古第三紀中期火山岩類に密接に伴って分布する。本岩類の K-Ar 放射年代値は少数の例外はあるものの古第三紀中期火山岩類とほぼ同じ値 (36 - 41Ma)、すなわち始新世後期頃を示す。本図幅地域内には北端部に石見花崗岩 (Igr、北東部の小岩体を含む)、東部に光守花

崗岩 (Mgr), 中南部に口閃緑岩類 (Kdi), 中央部から南西部に阿須那花崗岩 (Agr) が分布している。これらの岩体はいずれも細粒でしばしば斑状の岩相を示す。また岩相は一般に激しく変化し、花崗岩類では、主に細-中粒花崗岩・斑状花崗岩・花崗斑岩・文象斑岩及びアブライトからなり、斜長石・角閃石を多量に含む部分では花崗閃緑岩になる。また捕獲岩体様にトータル岩ないし閃緑岩を含む。一方閃緑岩類では主に閃緑岩-トータル岩からなるが、局部的に花崗閃緑岩や文象斑岩が散在することがある。このほか、閃緑岩類の周縁部や岩脈状に派生する部分では急冷相として閃緑斑岩になることがある。

古第三紀後期深成岩類 本岩類は古第三紀後期火山岩類 (川内層群, Ku) を貫くほぼ同時期の深成岩類を一括したもので、本図幅地域北西部に分布する川本花崗閃緑岩 (Kw) がこれに当たる。また、岩相上川本花崗閃緑岩に類似する上畑川花崗閃緑岩 (Kn) もおそらく同時期の岩体として一括できる。

川内層群は、本図幅地域内には分布しないが、西隣の川本図幅地域で古第三紀中期の桜江層群を不整合に覆い、また石見花崗岩に由来すると見られる細粒花崗岩の岩片を含むなどの層序関係から、古第三紀中期火山岩類と区別することができる。したがってこれに貫入する川本花崗閃緑岩も古第三紀中期深成岩類とは区別できる。川本花崗閃緑岩の黒雲母の及び角閃石のK-Ar年代は33-36Maとなり漸新世前期を示す。川本花崗閃緑岩は中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩からなり、上畑川花崗閃緑岩は中-細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び花崗閃緑斑岩からなる。

白亜紀後期-古第三紀岩脈 岩脈は幾つかの時期に貫入しており、鮮新世末のアルカリ火山岩類に伴う岩脈を除くと一般にその時代を特定することは困難である。本図幅地域では白亜紀後期-古第三紀の火成岩類が多いので、岩脈も多くはこの時代の火成活動に伴って貫入したものであろう。ただ、南部地域に点在する花崗斑岩は、古生層と白亜紀後期火山岩類にのみ貫入し、これ以降の岩体中には分布しないことから白亜紀後期に限定されるかもしれない。

中新統前期-中期備北層群 中国地方では山陰の日本海側から三次・庄原及び津山盆地を経て瀬戸内海に至地域に中新世の前期-中期の海成層が点在する。このうち三次・庄原両盆地と本図幅地域に分布する海成中新統は備北層群 (Bi) と呼ばれている。本図幅地域内では西部にややまとまって分布するほか、東部から南部にかけても点在する。一般に下位から基底礫岩、砂岩、泥岩の順に堆積するが、南から北に向かって礫岩から砂岩そして泥岩へと側方変化する傾向が認められ、北部では泥岩が基盤岩に直接アバットすることがある。砂岩と泥岩には海生軟体動物などの化石のほか、石炭の薄いレンズを挟む。この石炭の輝炭反射率は0.5前後で亜瀝青炭に相当する。現存する本層群の層厚は最大で120m以上である。

鮮新世末期の砂礫層及びアルカリ火山岩類 鮮新世末期から更新世初期にかけて、大きな湖が広島県北部と島根県中-西部に出現して砂礫層を堆積させた。この砂礫層のうち島根県側のものは都野津層群 (第4図では省略)、広島県側のものは甲立礫層 (第4図, Ko) と呼ばれている。島根県側では海水が浸入して海成粘土層を堆積させたこともあるが、この海が本図幅地域内にまで達したかどうかは不明である。本図幅地域内では北西部川本町畑野付近の小範囲に都野津層群の、また東部女亀山南西に甲立礫層の未固結-半固結の礫・砂・シルト及び粘土層が堆積している。いずれも示準化石を産しないが、粘土中に炭化していない樹幹が埋もれていることがある。

アルカリ火山岩類は本図幅地域では川本ミネットと女亀山玄武岩とが分布する。川本町畑野では都野津層群を覆ってミネット (Mi) の火砕岩と溶岩が噴出し、噴出口の一部となった岩脈が都野津層群の砂礫層を切って貫入している。また女亀山山頂付近から噴出したアルカリかんらん石玄武岩 (B) の火砕岩と溶岩は南西部で甲立礫層の間に挟在しているのが観察される。全岩 K-Ar 年代は川本ミネットが 2.09Ma、女亀山玄武岩が 1.8Ma でいずれも鮮新世末期を示す。岩石残留磁気はいずれも逆帯磁している。アルカリ火山岩の溶岩は、風化抵抗性が大きいために、浸食による基盤岩類の高度の低下から取り残されて現在では尾根や溶岩台地となっている。

第四系 第四紀には本図幅地域内は中国山地脊梁部にあつて、もっぱら浸食の場となっていたが、谷底の下刻があまり進んでいない北東部の神戸川上流赤名周辺と出羽川上流の下亀谷・淀原・和田などでは河成段丘を生じた。この段丘堆積物の上に降下軽石堆積物が覆っていることがある。軽石の噴出源の大部分は三瓶山に求められるが、鳥取県大山のほか、鹿児島県始良カルデラや鬼界カルデラから飛来したものもある。沖積層は河川の流域に谷底の氾濫原堆積物としてわずかに分布するが、その層厚は一般に極めて薄い。山間には崖錐堆積物を生じている。

Ⅲ. 古 生 界

Ⅲ. 1 羽 須 美 層

羽須美層及び周辺の地質図を第 5 図に、模式柱状図を第 6 図に示す。

地層名 新称

長谷 (1964) は本層を広島県下で北帯の古生界に区分したが、名称は与えなかった。

本報告では羽須美層を更に見掛けの上で下部の戸河内砂岩部層と上部の上ヶ畑頁岩部層に区分する。

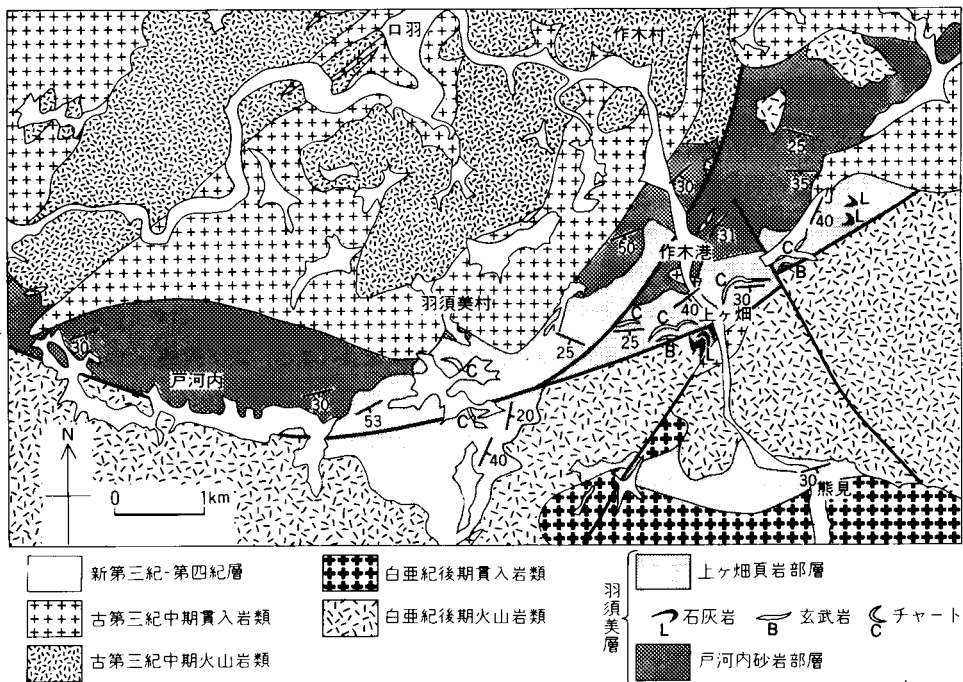
模式地 戸河内砂岩部層は島根県邑智郡羽須美村下戸河内から伴蔵山西部に到る林道を、上ヶ畑頁岩部層は羽須美村上ヶ畑を模式地とする。

分布・層厚 羽須美層は羽須美村戸河内峠から広島県作木村上作木までの南北幅約 2-5km で東西方向に約 13km、の細長い分布を示す。また南東端に近い作木村熊見付近にも東西約 3km、南北約 1km の小露出がある。本層の層厚は下部の戸河内砂岩部層が約 500m で、上部の上ヶ畑頁岩部層は約 350m である。

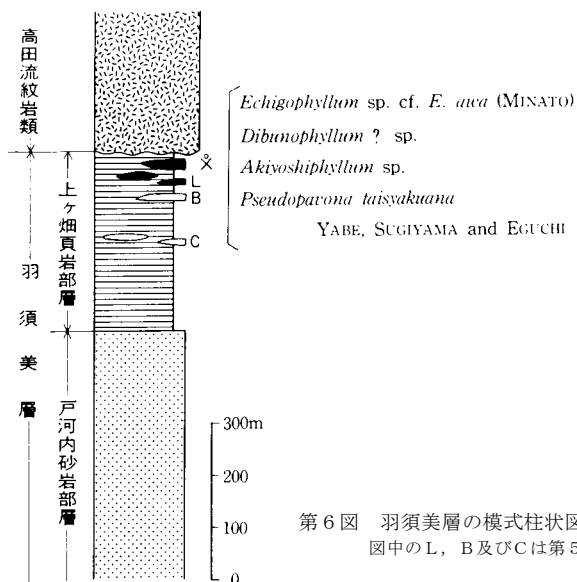
層序・貫入関係 本層は羽須美村上ヶ畑で白亜紀後期の高田流紋岩類に不整合に覆われる。熊見付近では白亜紀後期の式敷花崗岩が、上作木付近では始新世の光守花崗岩が、戸河内付近では同じく始新世の口羽閃緑岩類が本層に貫入している。戸河内砂岩部層と上ヶ畑頁岩部層はいずれも東西ないし東北東-西南西の走向で南に 20-40° 傾き、見掛け上後者が前者の上に整合関係で重なる。

岩相 戸河内砂岩部層は主として緑色中粒砂岩からなり、頁岩の薄層を挟むことがある。砂岩は一般に塊状で濃緑色を呈する。鏡下では陶汰不良で、泥質又は凝灰質のマトリックスに富むワッケ質砂岩である。砂岩はしばしば玄武岩、安山岩の径 1-2mm の岩片を含む。

上ヶ畑頁岩部層は黒色-暗灰色頁岩ないし泥岩を主とするが、江の川を挟む羽須美村上ヶ畑から作木



第5図 羽須美層及び周辺地域の地質図
貫入岩類は深成岩類と岩脈を含む



第6図 羽須美層の模式柱状図 (杵山ほか, 1990)
図中のL, B及びCは第5図と同じ。

村上作木にかけての地域には頁岩・砂岩中に厚さ 10-30 m 程度のチャート・玄武岩溶岩・同火砕岩及び板状-レンズ状の石灰岩を挟むことがある。チャートは暗灰色-灰白色を呈し塊状のものと層状で薄い泥岩を挟むものがある。頁岩及びチャート中には放散虫様の珪質の小球が認められることがある。玄武

岩は溶岩と火砕岩からなり、いずれも灰色ないし濃緑色を呈する。玄武岩溶岩の大部分は塊状無構造である。玄武岩溶岩の一部は気泡に富み、まれには枕状の部分がある。溶岩内の試料採取位置によっては、鏡下でドレライト組織を示すものと、輝石結晶の端部がほうき状に細かく分岐して末広がりになるものがある。玄武岩の火砕岩はパッチ状（径1-5cm，厚さ0.5-1cm位）の頁岩や石灰岩の岩片を含み層状になることがある。石灰岩は横方向に連続せず、短い板状ないしレンズ状の小岩体として玄武岩または頁岩の堆積面と平行に挟まれて産する（第6図，第7図）。石灰岩と頁岩または玄武岩との境界は明瞭であり、漸移部や混在部を挟まない。石灰岩の中では上ヶ畑集落の南方のものが最も大きく、羽田ほか（1950）による詳細な報告がある。それによるとここでは板状-レンズ状の石灰岩が3枚認められる。最上位のものは210×90×22-16m（走向方向幅×傾斜方向延長×厚さ，以下同様），中位のものが60×120×24-16m，下位のものは150×70×15mの大きさを有し，間に厚さ10mと23mの頁岩層を挟む。石灰岩の形はレンズ状ではあるが，厚みが中央から縁部に向かって漸減して尖滅するのではなく，ブーディング状で端は垂直に切れている。最上位の石灰岩中には小規模な鍾乳洞が2洞開口して，洞内には鍾乳石などを生じている。石灰岩は塊状微晶質で暗灰色ないし灰白色を呈する。石灰岩の化学組成は羽田ほか（1950）の分析値45個（作木村内の試料1個を含む）によるとCaO=54.2-56.0%でほぼ純粋な方解石からなっている。また石灰岩中の暗灰色部と灰白色部での化学組成上の差はほとんどない。羽須美層は白亜紀後期と古第三紀始新世の深成岩類による接触熱変成作用を受けて，砂岩・頁岩及び玄武岩はホルンフェルス化して黒雲母及び角閃岩を生じている。石灰岩は方解石結晶が径0.01mm以下で化石の構造を残すものから，径2mm以上の糖晶質石灰岩まで再結晶化粒度に差がある。しかし粒度と深成岩体までの距離の間には特に相関はないように見える。



第7図 羽須美層上ヶ畑頁岩部層中の石灰岩の小岩体 <作木村高丸農道>

岩石記載 ドレライトホルンフェルス〈GSJ R 47368〉

産地・産状：作木村天楽高丸農道，玄武岩溶岩

構成鉱物：斜長石・角閃石・単斜輝石・鉄鉱

柱状自形-半自形の斜長石（長径 0.5mm 土）とその間を埋める他形の単斜輝石と角閃石がオフィチック組織をなしている。角閃石は単斜輝石を置換するものと脈状のものがある。前者は単斜輝石の縁部と劈開に沿って置換し，Z=淡緑色を示す。脈状の角閃石は束針状になり，Z=青緑色を示す。

化石 羽須美層からは従来化石の報告がなかった。今回の地質調査に伴って，上ヶ畑の石灰岩から四射珊瑚の化石が初めて発見された（杵山・松浦，1989）。化石は上ヶ畑南方の3枚の石灰岩体のうち，最上位を占める岩体の西端に近い採掘場跡から採取された。その後杵山ほか（1990）により次の4属4種が同定された。

Echigophyllum sp. cf. *E. awa* (MINATO) : 第 I 図版 1, 2 及び第 II 図版 3

Akiyoshiphyllum sp. : 第 II 図版 1

Dibunophyllum sp. : 第 II 図版 2

Pseudopavona taisyakuana YABE, SUGIYAMA and EGUCHI : 第 III 図版 1, 2 である。

このうち *Dibunophyllum?* sp. 以外は，西南日本の塊状石灰岩体からも多産することで知られている。上ヶ畑珊瑚化石の近縁種は山口県秋吉石灰岩では，紡錘虫化石帯のうち *Millerella yowarensis* 帯 - *Fusulinella biconica* 帯に認められる。また，上記4種のうち最も豊富に産出する *Pseudopavona taisyakuana* は，広島県帝釈石灰岩の *Fusulinella biconica* 帯から YOKOYAMA (1957) によって記載された *P. taisyakuana* に酷似している。したがって，上記4種が共存する時代は，石炭紀中期にほぼ限定され，ヨーロッパ-ロシアの標準層序では Bashkirian (バシキール世) - Moscovian (モスコウ世) に相当する可能性が高い（杵山ほか，1990）。

このほか同じ石灰岩中には海ユリ及びコケ虫の破片が認められた。しかし紡錘虫は未発見である。また上ヶ畑頁岩部層のチャート及び頁岩中には放散虫と見られる珪質小球を含む。今回の研究で放散虫の分離・抽出を試みたが，同定できる化石は得られなかった。

羽須美層の時代 羽須美層の堆積した時代について，長谷(1964)は化石の産出はないとしながらも，岩相の特徴から二疊系と考えた。杵山ほか(1990)は上ヶ畑の石灰岩の地質時代を石炭紀中期と決定したものの，石灰岩体の産状から，いわゆる外来岩体である可能性を指摘している。

一方，チャート・玄武岩及び石灰岩を含む頁岩の部分からは放散虫化石が得られていないので，羽須美層全体の時代を直接示す確実な資料はない。現時点では羽須美層の時代を石炭系-二疊系と考えておく。

III. 2 角 谷 層²⁾

地層名 吉田 (1961)

²⁾ 同名の地層が上村ほか(1979)によって鳥取市南東地域の非変成古生層に命名されたが，本図幅地域の方が先に使われたものである。

模式地 島根県邑智郡大和村と羽須美村の境界をなす角谷川の下流に沿う道路脇の崖

分布・層厚 大和村南部の光宅寺-羽須美村宇都井^{うづい}地域の南北約5km, 東西約3kmの間に主に分布し, 西に少し離れた清合寺山周辺, 及び瑞穂町高見東部にもわずかに分布する. 層厚は400m以上(吉田, 1961).

層序・貫入関係 角谷層の主部は北側で古第三紀前期の乙原花崗岩の, 南側で古第三紀中期の阿須那花崗岩のルーフペンダントになっている. 瑞穂町高見東部では白亜紀後期の邑智層群に不整合に覆われる. このほか, 熱変成を受けた玄武岩脈と白亜紀とみられる花崗斑岩の岩脈が貫入している. 吉田(1961)は角谷層が安山岩凝灰岩を下部に挟み, 新造寺山流紋岩類の流紋岩凝灰岩を上部に挟むと述べたが, 今回の調査では, そのような露頭は確認できなかった.

岩相 本層は主に中粒緑色砂岩からなり, 黒色頁岩を挟む. 高見東部には礫岩を挟むことがある. いずれも深成岩類の熱変成作用によりホルンフェルス化している. 砂岩は塊状濃緑色を呈する. 砂粒は石英・長石などの結晶片のほか玄武岩や流紋岩の微小岩片を含み, それらの間を凝灰質又は泥質の多量のマトリックスがうめたワッケ質砂岩の特徴を示す. マトリックスには再結晶で緑色角閃石やまれには単斜輝石を生じていることがある.

地質時代・対比 角谷層の時代について大和(1959)は古生代と^{おおわ}考え, 吉田(1961)は白亜紀と考えた.

角谷層についても地層の時代を示す化石は産出していないので, 堆積時代についての根拠はない. しかし層序関係から角谷層のうち, 高見地方の岩体は白亜紀後期流紋岩類(邑智層群)よりも古いこと, また角谷付近の主部についても古第三紀前期の乙原花崗岩よりも古いことは確かである. 岩相から角谷層は羽須美層戸河内砂岩部層に酷似している. 角谷層を戸河内砂岩部層に対比することを否定する証拠もないので, 本研究報告では両層を対比できるものとする.

IV. 白亜紀後期火山岩類

本火山岩類は白亜紀後期の赤褐色安山岩類と, 溶結凝灰岩を主とする流紋岩類からなる. 赤褐色安山岩類は本図幅地域内では1露頭で見つかったにすぎず, 周辺地域にも分布が知られていない. 流紋岩類は後成の深成岩類の貫入によって東部・西部及び南部に分断されて, それぞれ新造寺山流紋岩類, 邑智層群, 及び高田流紋岩類と呼ばれている. これらの流紋岩類はいずれもデイサイト-流紋岩質の火砕岩(溶岩は稀)からなり, 1,000mを超える厚い火山岩層をなす. しかし岩層の膨縮が著しく連続性に乏しいこと, また明瞭な鍵層が存在しないことの2点によって, 全体の層序の組立と相互の対比はできていない.

IV. 1 赤褐色安山岩類

分布・層厚 本岩類は羽須美村上ヶ畑南西の沢にのみ小範囲に露出する. 層厚は約30m.

層序関係 古生界の羽須美層との間には露頭が欠けているが, 安山岩中に羽須美層の礫が含まれるの

で、恐らく不整合関係で覆うと推定できる。上位には白亜紀後期の高田流紋岩類が不整合に重なる。

岩相 安山岩・溶岩・火砕岩及び凝灰質砂岩からなり、石灰岩の礫を含むことがある。本岩類は全体の赤褐色を呈する。

岩石記載 赤褐色安山岩凝灰岩 (GSJ R 47413)

産地：羽須美村上ヶ畑南西の沢

鏡下では、変質して初生の鉱物は残っていないが、外形から長石と輝石と判断できる仮像が認められる。鉱物の仮像のほか軽石らしいレンズが緑泥岩と炭酸塩鉱物に交換されている。マトリックスは微細な鉄鉱（赤鉄鉱？）が折出して不透明になって、軽石らしいレンズを埋めた組織を認めることができる。

IV. 2 ^{たかた}高田流紋岩類

地層名 吉田 (1961)

模式地 広島県高田郡³⁾

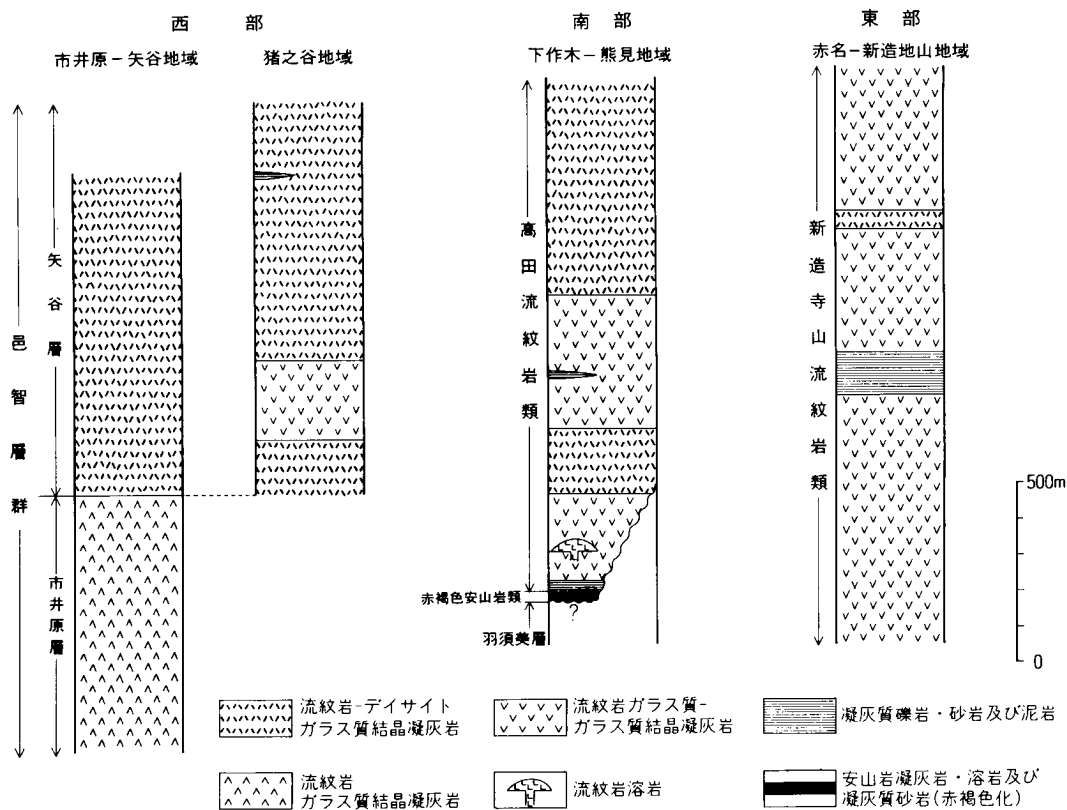
分布・層厚 高田流紋岩類は広島県下一円の瀬戸内海島しょ部から島根県境部に到る広大な地域に広がって分布している（吉田，1964）。本図幅地域内では南部の羽須美村戸河内，広島県美土里町・高宮町北部及び作木村南部から布野村にかけて連続し，更に南隣の八重図幅地域に広がる。層厚は本図幅地域内だけでも1,400mに達する（第8図）が，八重図幅地域内に更に上位の層準が重なるので，それを加えると層厚は2,000mを超える。

層序・貫入関係 羽須美村上ヶ畑及び作木村熊見で高田流紋岩類が古生界の羽須美層を不整合に覆い，基底部には羽須美層の頁岩や石灰岩の岩片を多量に含む。熊見及び高宮町山根では白亜紀後期の式敷花崗岩に貫入される。

岩相 黒雲母流紋岩⁴⁾溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩 (Tar) と角閃石黒雲母デイサイト⁴⁾-流紋岩溶結凝灰岩 (Tad) の200-400 mの互層をなす。Tarは灰色-暗灰色でその2/3位が溶結し，SiO₂は73%以上で80%近くに達するものがある。火砕岩の間にしばしば凝灰質礫岩・砂岩・泥岩 (Tas) 及び火山礫凝灰岩の薄層が挟まれるが，これらは一般に横へ連続しない。Tasから化石は発見されていない。またまれに，流紋岩溶岩 (Tal) を挟むことがあり，作木村高丸北西では径1-2cmの球顆を含む流紋岩溶岩の小岩体（径約1km）を観察できる。Tadはほとんど全体が溶結凝灰岩で他の岩相を挟在しない。Tad部分のSiO₂は68-71%含まれ，流紋岩とデイサイトの境界付近の組成になる。Tadは全体に緑色を帯びた暗灰色を呈し，濃緑色の径3cm前後，厚さ2-8mmの本質レンズを含む。またTarよりも結晶に富み，角閃石や黒雲母などの有色鉱物も多い。流紋岩組成の火砕岩 (Tar) とデイサイト-流紋岩組成の火砕岩 (Tad) はそれぞれ邑智層群矢谷層や新造寺山流紋岩類の同様の組成のものと岩相的によく似ている。

3) 地名の読みは「たかた」で清音になるが，吉田(1961)の英文要旨にTakadaと誤記されて地層名は濁音となった。

4) 本研究報告では，化学組成から流紋岩はSiO₂>70.0wt%とし，デイサイトはSiO₂が62.0-69.9%のものと(MIDDLEMOST, 1972)。



第8図 白亜紀後期火山岩類の模式柱状図

岩石記載 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (Tar) <GSJ R 47507>

産地：作木村高丸

化学組成：SiO₂=73.6%

斑状結晶：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・ジルコン・燐灰石

石英・斜長石・カリ長石は径0.1-3mmで、1mmを超えるものは自形を示し、小さいものは破片状になる。黒雲母は径0.5-1mmでオパサイト化する。基質は脱ガラス化しているが、溶結構造をよく残している。

斜方輝石含有黒雲母角閃石デイサイト溶結凝灰岩 (Tad) <GSJ R 47509>

産地：作木村常清滝南東

化学組成：SiO₂=68.2%

斑状結晶：石英・斜長石・角閃石・黒雲母・斜方輝石・カリ長石・鉄鈦・ジルコン・燐灰石

石英は径0.2-2.5mm、斜長石は径0.5-2mmで著しい累帯構造を示す。角閃石は長径0.4-1mmの柱状自形結晶、大部分はオパサイト化しているが、新鮮な部分はZ=茶色を示す。黒雲母及び斜方輝石は径0.5mm前後でいずれも変質している。基質は脱ガラス化しているが溶結構造

はよく残している.

流紋岩 (Tal) <GSJ R 47503>

産地・産状：作木村高丸，溶岩

斑晶：石英・カリ長石・斜長石（以上径 0.5-2mm）

石基：微細な繊維状長石・石英の集合

石基の繊維状結晶が斑晶を中心に放射状に広がって球状構造を作ることがある.

IV. 3 邑智層群

地層名 山陰中生代末火成活動研究グループ(1979)による. 邑智層群は更に下部の市井原層と上部の矢谷層に区分される (松田・小田, 1982).

IV. 3. 1 市井原層

模式地 島根県邑智郡川本町市井原

分布・層厚 川本町木路原から市井原を経て西隣の川本図幅地域まで北東-南西方向に約 7 km, 北西-南東方向に約 3 km に分布する. 層厚は下限不明であるが 1,000 m 以上と推定されている (松田・小田, 1982).

層序・貫入関係 南東側で上位の矢谷層に整合に覆われ, 南部の高堀山一ノ丸付近で古第三紀中期の桜江層群に不整合に覆われる. 古第三紀前期の乙原花崗岩が本層群の東側に, 古第三紀後期の川本花崗閃緑岩が分布の西部にそれぞれ貫入している. ジルコンのフィッシュトラック年代は 92Ma (松田, 1981a) である.

岩相 暗灰色ないし黒色に見える基質中に斑状結晶の白色-淡紅色長石と石英とが分散する黒雲母流紋岩溶結凝灰岩である. 本層の SiO₂ は 76-78% でかなり酸性である. 一般にはほとんど異質岩片を含まないが, 川本町犬ヶ谷付近でまれに中粒花崗岩の岩片を含むことがある. 本質レンズは, 基質部とほとんど同じ色調と硬さをもつので新鮮な露頭では認めにくい, 露頭面が少し白濁した所では基質よりもやや黒っぽく見える. 本質レンズは径 3-10 cm, 厚さ 1-3 cm に達し, 基質部より粗粒の結晶を含む. 本層は緻密質で, ハンマーで割ると貝殻状断口を生じることが多い. 本層のうち熱変成を受けた組織は深成岩との接触部から 500m 程度の範囲で認められる.

岩石記載 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 <GSJ R 47455>

産地：川本町市井原

化学組成：SiO₂=77.6%

斑状結晶：石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・鉄鉱・ジルコン・燐灰石

石英・カリ長石は径 0.2-5mm, 斜長石は径 0.2-2mm, 黒雲母は径 0.2-1mm. 結晶片のうち比較的大きなものは自形に近く, 細かいものは破片であることが多い. 黒雲母は変質してオバサイト化している. 基質は脱ガラス化しているが, ガラス片や軽石片が押しつぶされて曲がった溶結組織はよく残っている.

IV. 3. 2 矢谷層

模式地 島根県川本町矢谷

分布・層厚 瑞穂町八色石付近の推定断層の北側は川本町矢谷から大和村都賀行まで分布する。推定断層の南側は瑞穂町八色石-高見，石見町との境界の冠山を経て西隣の川本図幅地域内に広がる。層厚は1,000m以上。

層序・貫入関係 高見付近で古生界の角谷層を不整合に覆い，矢谷で下位の市井原層に整合に重なる。本層は邑智町銅ヶ丸鉱山や大和村都賀行で古第三紀前期の乙原花崗岩が貫入され，八色石北西で古第三紀中期の桜江層群に不整合に覆われる。

岩相 矢谷層は主に輝石含有角閃石黒雲母デイサイト-流紋岩溶結凝灰岩 (Oyd) からなり，黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (Oyr) 及び凝灰質砂岩・礫岩 (Oys) を挟在する(第8図)。Oyd は $\text{SiO}_2=69-72\%$ の組成を持ち，帯緑灰色を呈し，強溶結部では暗色になる。岩片は極めてまれにしか含まれず，野外ではほとんど認められない。また本質レンズが少なく溶結による葉理面をほとんど形成しない。Oyr は $\text{SiO}_2=74\%$ 以上の組成を持ち，猪之谷付近と円の板川上流部にわずかに挟在される。Oyr は暗灰色を呈する場合と帯緑灰色の場合がある。このほかOyrには非溶結軽石凝灰岩及び火山礫凝灰岩が含まれる。Oys は川本町笠取付近と八色石西方で Oyd の中に挟在される。Oys 中には径 1-10cm の流理のある流紋岩の岩片が含まれることがある。矢谷層は熱変成による再結晶化が著しい。特に八色石付近の推定断層の北側では矢谷層は全体に再結晶化が認められ，本層の下位に深成岩の潜在が推定される。

岩石記載 輝石含有黒雲母デイサイト溶結凝灰岩 (Oyd) <GSJ R 47422>

産地：川本町矢谷

化学組成： $\text{SiO}_2=69.2\%$

斑状結晶：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・輝石・鉄鉱・ジルコン・褐れん石・燐灰石

斑状結晶は石英が径 3mm に達するほかは径 1mm 以下の小結晶が多い。黒雲母と輝石は変質している。基質は再結晶化によって微細なモザイク組織になっているが，かろうじて溶結構造を残していることが分かる。

IV. 4 新造寺山流紋岩類⁵⁾

地層名 吉田 (1961).

模式地 新造地山 (広島県双三郡作木村と島根県邑智郡大和村の境界)。

分布・層厚 作木村と大和村の境界部から北東に延び赤来町赤名を経て東は鳥取県下に到る。西端は防路峠付近で途切れるが，その西側の田之原から羽須美村宇津井にも小規模に露出する。層厚は 1,500 m以上 (第8図)。

層序・貫入関係 新造寺山流紋岩類は^{かみの}大和村上野で古第三紀前期の乙原花崗岩に，赤来町井戸谷で同

⁵⁾ 吉田(1961)の命名による「新造寺山」を使用するが，国土地理院発行の地形図には「新造地山」として示されている。

時期の赤名花崗閃緑岩に貫入され、熱変成を被っている。本流紋岩類は田之原西方で古生界の角谷層に不整合に重なると推定される。

岩相 新造寺山流紋岩類は主に黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (Sir) からなり、少量の角閃石黒雲母デイサイト-流紋岩溶結凝灰岩 (Sid) を含む (第 8 図)。Sir の SiO_2 は 75-80%。Sid は分析した限りでは $\text{SiO}_2=70-72\%$ であるが、70%に満たない部分も含むと考えられる。本流紋岩類は全体に熱変成による再結晶化が著しく、一般に溶結構造の確認が困難なものが多く、特に岩体北部の赤名花崗閃緑岩に近い部分ではほとんど溶結構造を残していない。赤来町上赤名の陣屋付近には成層した凝灰質砂岩及び礫岩 (Sis, 第 9 図) が分布している。これに対してこの成層凝灰質砂岩より南側の新造寺山流紋岩類の中で比較的上部に相当する布野村横谷、新造地山周辺から大和村上野までと、大和村田之原-羽須美村宇津井付近に分布する凝灰岩には野外で本質レンズによる葉理面をはっきり観察することができる。また鏡下でもこの地域の試料は溶結構造をよく残している。

岩石記載 流紋岩溶結凝灰岩 (Sir) <GSJ R 47471>

産地：大和村新道路谷

化学組織： $\text{SiO}_2=77.1\%$

斑状結晶：石英・カリ長石・斜長石・ジルコン

石英は径 0.5-2mm で融蝕による表面からの湾入や結晶内の穴が多い。カリ長石及び斜長石は径 0.5-1mm。基質は再結晶化しているが、下方ポラーのみで斑状結晶周辺を観察すると、溶結して曲げられたガラス片が認められる。



第 9 図 新造寺山流紋岩類の溶結凝灰岩に挟在する凝灰質砂岩の露頭 <赤来町上赤名>

V. 白亜紀後期深成岩（式敷花崗岩）

岩体名 吉田（1961）の式敷岩体の相当する。

模式地 広島県高田郡高宮町式敷（南隣八重岡幅地域内）

分布 本岡幅地域内の高宮町山根・作木村熊見から三次岡幅地域内の三次市若屋に到る北西-南東約15km，北東-南西方向約5kmの範囲に露出する。

貫入関係 作木村熊見付近で古生界の羽須美層に，それ以外の全周部分で高田流紋岩類に対して貫入する。熊見付近から採取した黒雲母試料 K-Ar 年代は $84.7 \pm 4.2\text{Ma}$ で白亜紀後期を示す（松浦，1984，1989）。

岩相 主に中-粗粒角閃石黒雲母花崗岩からなり，径5-30cm大の閃緑岩を少量伴う。岩体周縁部ではアプライトや斑状細粒花崗岩になることがある。

岩石記載 中粒角閃石黒雲母花崗岩<GSJ R 47536>

産地：高宮町山根

主成分鉱物：石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・角閃石

副成分鉱物：褐れん石・鉄鉱・燐灰石・ジルコン

主成分鉱物の石英・カリ長石及び斜長石はいずれも径0.5-8mm位。石英のうち径2mmを超えるものでは棒状-芋虫状のカリ長石が結晶外縁から中心部まで入り込むことがある。カリ長石にはマイクロクリン組織とパーサイトが発達する。斜長石は弱い累帯構造を持ち，カリ長石との接触部にミルメカイトを多く生じている。黒雲母は径0.2-4mm， $Y \approx Z =$ 暗褐色。鉄鉱・燐灰石・ジルコンの小結晶を包有する。黒雲母結晶の一部は緑泥石化している。角閃石は半自形柱状で長径0.2-2mmになり， $Z =$ 緑色を示す。黒雲母及び角閃石には径0.5mm以上の比較的大粒で孤立して散在するものと，径0.2mm位の小粒の結晶が石英や長石の隙間に半自形-他形結晶が5-10個集合しているものがある。両者の軸色等に違いは認められない。

VI. 古第三紀前期深成岩類

古第三紀前期深成岩類は本岡幅地域内では中部以北に分布し，北東側の赤名花崗閃緑岩と北西側の乙原花崗岩及び高野山斑れい岩の3岩体がある。いずれも中-粗粒相を示す。

VI. 1 赤名花崗閃緑岩

岩体名 吉田（1961）。山陰中生代末火成活動研究グループ（1979）の魚切谷花崗閃緑岩は赤名花崗閃緑岩に含まれる。

模式地 服部ほか（1983）は赤名岡幅地域の北隣三瓶山岡幅地域内の島根県飯石郡赤来町来島貯水池周辺を模式地とした。本報告でもこれを踏襲する。

分布 本岡幅地域内の大和村都賀^{つが}東部から北方の模式地へ伸びて，赤来町赤名^{きじま}・来島^{とんぼら}を経て頓原町北

縁に到る北東-南西方向に約 26 km に達する。分布の幅は来島・頓原付近で北西-南東方向に約 9 km、本図幅地域内の赤名付近で 2-3 km となる。

層序・貫入関係 岩体の南東側で白亜紀後期の新造寺山流紋岩類に貫入し、北隣の三瓶山図幅地域内で古第三紀中期火山岩類の高山層群連水火山岩類に不整合に覆われている（服部ほか，1983）。三瓶山図幅地域内の頓原町寸後谷^{つれみず}、赤来町真木、及び本図幅地域内の大和村魚切谷で乙原花崗岩に、赤来町八幡谷で石見花崗岩に貫入される。放射年代値は Rb-Sr 法で $63.4 \pm 3.2\text{Ma}$ 、K-Ar 法で $64.3 \pm 3.2\text{Ma}$ である（服部ほか，1983）。

岩相 中粒ないし粗粒の灰色を呈する角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主岩相とする。三瓶山図幅地域の来島貯水池付近と本図幅地域の赤来町八幡谷では径 1cm を超えるカリ長石の斑状結晶を含む岩相になる。また、本花崗閃緑岩は三瓶山図幅地域内の赤来町灰屋及び野萱付近には径 4cm ほどの斑れい岩を包有するほか（服部ほか，1983）、全体に径 1-10cm 程度の細粒トータル岩ないし石英閃緑岩を普通を含む。赤名付近では風化による真砂化が進んでいるが、塩谷川に沿う地域は浸食が激しいので比較的新鮮な部分が露出し、方状節理が観察される。

岩石記載 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩<GSJ R 47538>

産地：赤来町大野

化学組成：SiO₂=71.9%

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石

副成分鉱物：鉄鉱・燐灰石・ジルコン・緑れん石・スフェン

主成分鉱物の斜長石と石英はいずれも径 1-5 mm。石英内部には棒状のカリ長石が連晶を作っていることがある。カリ長石は径 0.5-2 mm で薄く短いパーサイト組織を示す。黒雲母は径 0.1-3 mm、Y ⇌ Z = 暗褐色でわずかに緑色味を帯びる。径 1 mm を超える黒雲母結晶の付近に径 0.1-0.2 mm 位の黒雲母小結晶がクロット状に伴うことがある。また、角閃石・鉄鉱・ジルコンなども黒雲母の周辺に伴う。角閃石は長径 0.1-3 mm の柱状結晶で、Z = 緑色、外縁に近い部分では青味を帯びることがある。

VI. 2 高野山斑れい岩

岩体名 新称

模式地 島根県邑智郡瑞穂町布施高野山の東斜面

分布 高野山東斜面に南北 800 m、高度差 200 m 位の小規模な岩体として分布する。高野山の頂上と麓には乙原花崗岩が露出する。

貫入関係 乙原花崗岩に取り囲まれて分布しているが直接の関係は確認できなかった。しかし麓の長源寺川に面した斜面で、乙原花崗岩が径 5 m の斑れい岩を捕獲しているため、本体も乙原花崗岩中の捕獲岩体と推定できる。

岩相 径 1 cm を超える粗粒の黒雲母含有角閃石斜方輝石斑れい岩。肉眼でオフィチック組織がよくわかる。

岩石記載 粗粒黒雲母角閃石斜方輝石斑れい岩<GSJ R 47540>

産地：瑞穂町布施の高野山東斜面の径 5-6m の転石から採集。

化学組成：SiO₂=48.7%， CaO=11.1%， Na₂O+K₂O=2.3%

主成分鉱物：斜長石・斜方輝石・角閃石・黒雲母

副成分鉱物：鉄鈹・燐灰石・ジルコン

斜長石と斜方輝石は径 1 cm に達する。斜方輝石は大部分が繊維状のアクチノ閃石で置換されているが、わずかに新鮮な部分を残している。角閃石は長径 5 mm に達し、Z=赤味を帯びた茶色を示す。黒雲母は径 0.2-3 mm で Y≒Z=赤褐色を示す。

VI. 3 乙原花崗岩

岩体名 中生代末火成活動研究グループ(1979)によって、吉田(1961)の乙原花崗岩と都賀花崗岩を統一して再定義されたもの。

模式地 島根県邑智郡邑智町乙原（三瓶山^{おおいち}図幅地域内）

分布 三瓶山^{おおいち}図幅地域内の邑智町吾郷・明塚付近から本図幅地域内大和村都賀・瑞穂町荻原に到る南北約 16km にわたり幅 1-3km の S 字形の分布を持つ。赤来町真木付近にも小岩体が分布する。

層序・貫入関係 本花崗岩は古生界の角谷層と白亜紀後期の邑智層群に貫入してこれらの地層全体に熱変成を与えていることから、これらとルーフ接触してその下に潜在することが推定できる。三瓶山^{おおいち}図幅地域内の邑智町明塚・港付近で古第三紀中期の高山層群高山火山岩類に不整合に覆われる(服部ほか、1983)。

放射年代は黒雲母 K-Ar 法で 60.0±3.0 Ma（服部ほか、1983）及び 65.2±2.7 Ma（柴田・石原、1974：ただし諸定数を現行のものに変えて再計算した値）が知られる。

岩相 本花崗岩は主に中粒ないし粗粒の黒雲母花崗岩からなり、極少量の角閃石を含む。大和村都賀・都賀西・笹目・宮内及び瑞穂町布施周辺では斜長石や角閃石の含有量が多く、宮内西のオケ峠・布施長源寺川・家梨周辺地域では中-粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の岩相を示す。主岩相と花崗閃緑岩相は漸移関係にある。径 3-50 cm の暗色包有物は細粒閃緑岩ないしトータル岩で、主岩相にも花崗閃緑岩相にも普通に含まれている。特に大和村宮内から笹目付近では包有物の径が大きくその数も多い傾向がある。宮内地域には主岩相中に径 2 cm を超えるカリ長石の斑状結晶が含まれている。本花崗岩が赤名花崗閃緑岩に貫入する東縁部分と、角谷層に貫入する南縁部にはペグマタイトが多い。特に南縁部のペグマタイトは鉄マンガン重石を含み、かつてタングステン鉱床として採掘されたことがある。

岩石記載 中粒角閃石含有黒雲母花崗岩（主岩相）<GSJ R 19819>

産地：大和村^{ながとう}長藤

化学組成：SiO₂ =77.0%

放射年代：60.0Ma（黒雲母 K-Ar 年代）

主成分鉱物：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物：角閃石・鉄鈹・褐れん石・燐灰石・ジルコン

石英は径 1-7 mm で外形は円に近い半自形を示す。斜長石は径 0.3-7 mm で 1-3 mm のものは自

形に近い。累帯構造は外縁部にまれに認められる。斜長石がカリ長石と接する部分にはミルメカイトが多量に生じている。カリ長石は径 1-9 mm で幅の広い大きなパーサイトが発達している。カリ長石同志の接合部に沿って卓状自形の曹長石質斜長石（径 0.1 mm±）の小結晶が並び、この中にもミルメカイトを生じている。黒雲母は径 0.5-1.5 mm で Y ≒ Z = 暗褐色を示す。黒雲母は燐灰石などのインクルージョンをほとんど含まない。副成分の角閃石は柱状で長径 1 mm に達する。Z = 緑色。

斑状斜長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩（花崗閃緑岩相）<GSJ R 47543>

産地：瑞穂町布施

化学組成：SiO₂ = 69.0%

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石

副成分鉱物：鉄鉱・燐灰石・スフェン・緑れん石・褐れん石

斜長石は径 0.3-4 mm のものが多いが、一部に斑状で 10 mm に達するものもある。石英は径 0.5-3 mm の半自形を示すが、周縁部でカリ長石結晶と微文象組織を作ることがある。カリ長石は径 0.1-0.5 mm の他形結晶である。黒雲母は径 0.2-2 mm で新鮮な部分は Y ≒ Z = 茶色で、主岩相のものに比べるとやや赤味を帯びる。黒雲母は大部分変質して緑泥岩化し、周辺にスフェン・緑れん石を伴う。角閃石は長径 0.5-0.3 mm で大部分は Z = 緑色を示すが、中心部に帯緑褐色部を残すものがある。

VII. 古第三期中期火山岩類

VII. 1 研究史

赤名図幅地域を含む地域の最初の研究は、明治時代後半の20万分の1地質図幅「濱田」及び同説明書（鈴木，1897）である。この中で本報告の古第三紀中期火山岩類に相当するものは、白亜紀後期流紋岩類や古第三紀中期深成岩類の一部とともに石英斑岩又は花崗質斑岩とされた。この区分はその後も継続して使用され、300万分の1日本地質図（地質調査所，1953）でも貫入岩として塗色されていた。しかし3年後に刊行された200万分の1日本地質図（地質調査所，1956）では、中部地方濃飛地域と中国地方中部-西部においては白亜紀の酸性火山岩類が深成岩類とは区別して示された。吉田（1961）はこの‘白亜紀火山岩類’が深成活動期を挟んで新旧2期に区別できることを初めて示した。このうち新期に区分された作木火山岩類は本報告の古第三紀中期火山岩類に相当する。しかし、当時は摺滝の作木火山岩類から産する植物化石の報告（遠藤，1959）などにより白亜紀末期ごろの噴出物と考えられていた。作木火山岩類及びその相当層は広島県地質図（吉田，1964）及び50万分の1地質図幅「岡山」（広川ほか，1973）でも白亜紀の火山岩類として示された。その後摺滝の植物化石の再検討を行った松尾（1975）は、植物の特徴に古第三紀の要素が多い点を指摘して、作木火山岩類の時代を古第三紀初期とした。一方、中国地方西部ではこれより早く、西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ（1967）や村上（1969）によって火山岩類のジルコンの群色や、産状が密接で同時代と見られる深成岩類のK-Ar年代などの資料から白亜紀と新第三紀の間に古第三紀の火山活動が存在することが既に述べられていた。その後の100万分の1日本地質図（広川ほか編，1978）以降は古第三紀火山岩類が独立して示さ

れるようになった。

松田・小田（1982）は本図幅地域北西部にも古第三紀火山岩類の分布を示し、桜江層群と呼んだ。また、松田・小田（1982）は西隣の川本図幅地域内において、植物化石から既に古第三紀と推定されていた川内層群が桜江層群を不整合に覆うことを示して、古第三紀火山岩類にも噴出時代の異なるものがあることを初めて指摘した。

放射年代法による時代の決定は、初めは深成岩類に限られており、火山岩類の年代は深成岩類との関係から間接的に推定されていた。しかし松田（1979, 1980, 1981a, b）及びMATSUDA（1982）はジルコンのフィッシュントラック re-etch法により火山岩類の直接測年を試み、桜江層群を暁新世に、作木火山岩類を始新世前期に、また川内層群を漸新世に区分した。村上・飯泉（1985）と北野（1986）は作木火山岩類の層序と構造を検討した。今岡（1986）は本図幅地域を含む山陰地方中部-西部の古第三紀火成岩類を古第三紀陥没体群として、広域にわたる対比とこれらの層序・構造・全岩化学組成・鉱物化学組成・帯磁率等について総括を行った。鹿野ほか（1988）と松浦（1989）は新たな放射年代と岩体の層序関係をもとに、MATSUDA（1982）や今岡（1986）とは地質区分の細部で異なる古第三紀の火成岩類の区分を提案した。本報告では松浦（1989）の区分によって作木火山岩類及び桜江層群を古第三紀中期火山岩類として記述する。松浦（1989）の古第三紀後期火山岩類（川内層群）は本図幅地域内には分布しない。

Ⅶ. 2 作木火山岩類

地層名 吉田（1961）

模式地 広島県双三郡作木村大津-伊賀和志の江の川沿いの国道脇の崖。

分布・層厚 江の川を挟む広島県作木村北西部と島根県羽須美村北東部の9×7kmの地域内を占める主岩体と作木村砂井谷上流の光守後地区に約1kmの小岩体とが分布する。層厚は火山岩の膨縮が激しいのと、貫入岩が多い上に褶曲しているので見積りがやや困難ではあるが、恐らく1,000-2,000mの範囲であろう。

層序・貫入関係 作木村丹渡東方で作木火山岩類が古生界の羽須美層戸内砂岩部層を不整合に覆う。吉田（1961）は島根-広島県境の防路峠北西に白亜紀の新造寺山流紋岩類を覆う不整合露頭を報告したが、今回の調査では確認できなかった。確認できた作木火山岩類と白亜紀後期流紋岩類の関係を示す露頭はすべて断層で接触している。深成岩類との関係は南縁でロ羽閃緑岩類に、西縁で阿須那花崗岩に貫入されて接触部で熱変成している。このほか、珪長岩・流紋岩又はひん岩の岩脈が作木火山岩類に対して貫入している。作木村保田に分布する安山岩火砕岩の角閃石のK-Ar年代値は 38.3 ± 1.9 Maで始新世末の年代を示した（松浦, 1984, 1989）。

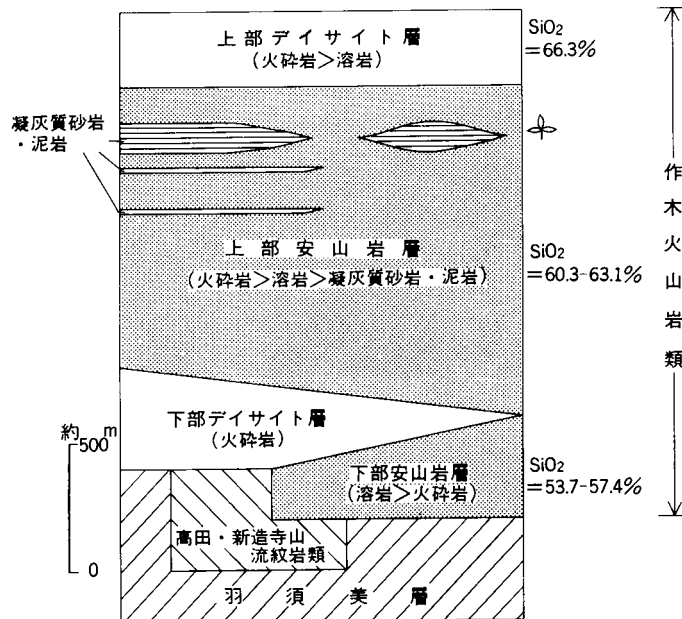
岩相 作木火山岩類は主として安山岩-デイサイト（-流紋岩）の火砕岩及び溶岩からなり、薄い凝灰質砂岩・泥岩を挟む。火山岩類は村上・飯泉（1985）が指摘しているように、安山岩、デイサイト（一部流紋岩）、安山岩、デイサイト（-流紋岩）の順に重なる（第10図）。本報告では下位から順に、下部安山岩層・下部デイサイト層・上部安山岩層及び上部デイサイト層と呼ぶことにする。これらの地層は

南東部から北西部に向かって順次上位層が重なる。地質図の安山岩層は上部と下部の岩質（珪酸分）の違いで2分し、デイサイトは上部・下部を一括した。

下部安山岩層は作木火山岩類東縁の作木村砂井谷上流部と羽須美村^{あやめ}菖蒲・日南川北部に分布する。下部安山岩層は主に塊状緻密の安山岩溶岩（玄武岩質のものを含む）からなり、一部は杏仁状の空隙に富むもの又は自破砕状になる。本層では火砕岩は比較的少ない。溶岩は単斜輝石・斜方輝石に富み、最下部の玄武岩に近い組成の部分（ $\text{SiO}_2=53-54\%$ ）では外形からかんらん石と判断される変質鉱物の仮像を含む。斜方輝石の大部分は変質して緑泥石や淡色束針状の角閃石（アクチノ閃石？）に交代される。上位に向かって有色鉱物が減り、珪酸分に富むようになり、下部安山岩層上部では $\text{SiO}_2=57\%$ を越える。

下部デイサイト層は作木村砂井谷の下流部から丹渡東方・羽須美村釜谷東方及び下口羽土居-阿須那大庭地域に分布する。丹渡東方では下部安山岩層を欠いて古生界の羽須美層を直接覆う。下部デイサイト層の大部分はデイサイト非溶結火山礫凝灰岩からなり、一部溶結する部分を挟む。ごくまれに、流紋岩質の部分を含む。本層中の火山礫には、流紋岩溶結凝灰岩・デイサイト・頁岩・千枚岩及び閃緑岩が含まれる。火砕岩の斑状結晶には単斜輝石・斜方輝石のほか茶褐色角閃石が含まれる。また、石英やカリ長石も少量含まれている。

上部安山岩層は作木火山岩類の中で最大の分布面積を持ち、作木村森山東、森山西、大津、伊賀和志及び羽須美村口羽にまたがって広がる。上部安山岩層は火砕岩、溶岩及び凝灰質砂岩・泥岩からなる。上部安山岩層の溶岩と火砕岩の化学組成は下部安山岩層に比べると珪酸分に富み（ $\text{SiO}_2=60-63\%$ ）、デイサイトに近い組成を持つ。また輝石の含有量も下部安山岩層に比べると少なく斜長石の量が多い。まれにZ=茶褐色の角閃石斑晶に富む岩相を挟む。火砕岩の大部分は火山礫凝灰岩で占められ、凝灰岩の薄層を挟むことがある。火山礫は類質の安山岩-デイサイト火砕岩及び溶岩と異質岩片として古生層



第10図 作木火山岩類の模式層序

の頁岩・細粒閃緑岩とごく少量の黒雲母花崗岩である。溶岩は灰色の明暗の縞模様と白色の斜長石斑晶の並びによる明瞭な流理構造を持つものが作木村式西方の江の川沿い、その対岸及び天神川に沿う地域などに分布する。上部安山岩層の上半部が分布する作木村摺滝から羽須美村青石にかけての地域には凝灰質砂岩及び泥岩が北北東-南南西方向に膨縮しながら挟在している。摺滝ではほぼ水平な層理の発達した凝灰質砂岩・泥岩（第11図）に植物の葉体・球果などの化石を産する。

上部デイサイト層は作木火山岩類の北縁に近い作木村空山・草野地域に分布し非溶結の火山礫凝灰岩と溶岩からなる。火山礫には斑晶の乏しい安山岩-デイサイト及び同火砕岩・珪長岩・流紋岩などを含む。溶岩（ $\text{SiO}_2=66.3\%$ ）は灰色でわずかに流理が見える緻密な岩石である。有色鉱物として斜方輝石の変質仮像を含み、まれに角閃石または黒雲母を含むことがある。

岩石記載 単斜輝石斜方輝石安山岩<GSJ R 47579>

産地・産状：作木村七津谷，下部安山岩層の溶岩

化学組成： $\text{SiO}_2=57.3\%$ ， $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=5.4\%$

斑晶：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈹・燐灰石

石基：極めて微小な鉱物の集合

斑晶の斜長石は径 0.5-3mm（径 1-2mm が多い）の卓状自形をなす。斜方輝石は長径 0.5-2 mm（1mm前後のものが多い）の柱状自形をなすが大部分は淡緑色の緑泥石に置換されている。単斜輝石は径 0.2-1mm（0.5mm 前後のものが多い）の短柱状自形で、これは全体に新鮮である。鉄鈹は径0.1-0.3mmの鏡下で4-6角形の断面を持つ自形である。燐灰石は長径0.5mmの斑晶の斑晶の大きさに達する柱状自形の結晶が多数含まれる。石基は極めて微小な長石と変質した有色鉱物が斑晶の間を充たす間粒状-充填状組織をなす。



第11図 作木火山岩類中の成層した凝灰質砂岩・泥岩 <作木村摺滝南方・植物化石産地>

斜方輝石含有単斜輝石安山岩<GSJ R 47588>

産地・産状：作木村貝ノ谷採石場，上部安山岩層の溶岩

化学組成：SiO₂=60.3%，Na₂O+K₂O=6.4%

斑晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈹

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈹・ガラス（脱ガラス化）

斑晶の多くは斜長石・単斜輝石・斜方輝石の2-10個の集斑状集合体となり，単晶のものは少ない．粒径は集斑状のものが単晶のものより大型になる傾向がある．斑晶の斜長石は径0.3-2 mmで卓状自形をなす．単斜輝石は本試料中では長径0.3-1 mmの柱状自形となる．斜方輝石は長径0.1-0.5 mmの柱状自形で単斜輝石よりも小さく，結晶数もかなり少ない．単斜輝石は新鮮だが，斜方輝石は緑色の緑泥石に置換されている．鉄鈹は大きなものは径0.3 mmの斑晶サイズから0.01 mm未満の石基サイズのものまで連続的な粒径分布を持つ．石基は長径0.05 mm前後の拍子木状斜長石と脱ガラス化したガラスが主体となって，斑晶の間を満たす填間状組織を形成する．このほか石基には径0.05 mm前後の柱状単斜輝石が少量含まれている．

単斜輝石含有デイサイト<GSJ R 47574>

産地・産状：作木村防路峠東方，上部デイサイト層の溶岩

化学組成：SiO₂=66.3%，Na₂O+K₂O=7.3%

斑晶：斜長石・単斜輝石？・鉄鈹

石基：珪長質鈹物・褐色粘土様鈹物

手標本ではほとんど無斑晶質で，灰色に少し茶褐色を帯びた流理が認められる．卓状自形の長径0.3-1.5 mmの斜長石と，短柱状自形の径0.1-0.3 mmの単斜輝石と見られる緑泥石化した結晶及び，径0.1 mm前後の粒状又は板状自形の鉄鈹がわずかに含まれる．石基は極く微小な拍子木状ないし繊維状の珪長質結晶が流理構造を作るピロタキシティック組織になっている．石基と斑晶を貫いて幅0.01 mm前後の石英・長石脈が発達する．

デイサイト火山礫凝灰岩<GSJ R 47592>

産地・産状：作木村伊賀和志空山，上部デイサイト層の火砕岩

火山礫：流理のある流紋岩，輝石デイサイト

斑状結晶：カリ長石・鉄鈹・燐灰石・斜長石・石英・単斜輝石

火山礫は径2-30 mmで，その大部分は作木火山岩類の類質岩片が多いが，白亜紀流紋岩類に由来するものも少量含まれる．斑状結晶（径0.1-1.5 mm）は粉砕されて割れた斜長石・石英が大部分を占めている．単斜輝石は短柱状自形の形を残すが，ほとんど緑泥石化している．基質は脱ガラス化または軽微な再結晶化してもとの組織はほとんど残っていないが，つぶれた軽石またはガラス片を認めることがある．基質中に緑れん石が生じている．

化石・時代 作木火山岩類の上部安山岩層に挟在される凝灰質砂岩・泥岩のうち，作木村摺滝南方に植物化石を産する．遠藤（1959）は植物化石の中に双子葉植物が多いこと，ソテツ類の *Cycadocaulis hondonensis* ENDO（新属・新種）から上部白亜系と考えた．松尾（1975, 1977, 1981）は遠藤（1959）の *Cycadocaulis* がソテツ類ではなく，球果類に近いものと考え，*Bingopitys cycadoides* と改称した．松尾（1975, 1977, 1981）は新種を含む21種植物化石を報告している（第1表）．松尾（1975, 1977, 1982）はこれらの化石の検討の結果，摺滝の植物化石に温帯気候を示す古第三紀の特徴を認め，始新世-漸新世の植物群である可能性を残すが，おそらく暁新世の植物化石であろうと考えた．一方本火山岩

第1表 島根県作木村摺滝の作木火山岩類産植物化石一覧

<i>Gleichenia</i> sp.	<i>Fagus</i> ? sp.
<i>Droypteris</i> sp.	<i>Quercus</i> sp. (<i>Q. serrata</i> -type)
<i>Bingopitys cycadoides</i> MATSUO (新種)	<i>Ulmus</i> sp.
<i>Sequoia</i> sp.	<i>Cladrastis sakuginesis</i> MATSUO (新種)
<i>Pinus</i> sp.	<i>Platanus</i> sp.
<i>Salix</i> sp.	<i>Buxus</i> sp?
<i>Juglans</i> sp.	<i>Acer paleomiyabei</i> MATSUO (新種)
<i>Pterocarya</i> sp.?	<i>A.</i> sp. (<i>A. carpinifolium</i> -type)
<i>Betula</i> sp.	<i>Tilia multicostata</i> MATSUO (新種)
<i>Carpinus</i> sp.	<i>Viburnum antiquum</i> HOLLICK
<i>Alnus</i> sp.	

松尾 (1975, 1977, 1981) から編集

類の放射年代測定結果として MATSUDA (1982) は始新世初 (54 Ma), 松浦 (1989) は始新世末 (38.3±1.9Ma) の年代を報告しており, いずれも松尾の推定した時代よりは若い。

VII. 3 桜江層群

地層名 赤名図幅地域北西部の古第三紀火山岩類は, 村上 (1969, 1974), 中村 (1979) の桜江岩体及び NAKAMURA (1982) の桜江コールドロンの東部ないし東方延長部に当たるらしいが, これらの文献中では本図幅地域内までは古第三紀火山岩類の分布が明示されていない。本図幅地域北西部の古第三紀火山岩類については松田・小田 (1982) によって初めて桜江層群と命名され, 下部の高堀山層と上部の中野層に区分された。

VII. 3. 1 高堀山層

模式地 島根県邑智郡川本町高堀山西方の沢

分布・層厚 北西部の川本町と瑞穂町及び石見町の境界の高堀山周辺。層厚約 800 m。

層序・貫入関係 川本町犬ヶ谷南方の沢中で, 高堀山層下底部の凝灰質砂岩・礫岩が, 直接の関係は見えないものの白亜紀後期流紋岩類の邑智層群を不整合に覆っているとみなしうる露頭が観察される。ここの礫岩に含まれる岩片には下位の邑智層群市井原層の溶結凝灰岩のほか, 流紋岩-デイサイト, 安山岩, 中粒黒雲母花崗岩などが認められる。同じ沢を一ノ丸方面に上がると上位の中野層が露出するが, 高堀山層との直接の関係は見えない。高堀山層には珪長岩・流紋岩及びびん岩岩脈が貫入している。

岩相 基底部に薄い凝灰質砂岩・頁岩が堆積し, 上位にデイサイトないし流紋岩火砕岩が重なる。火砕岩のうちデイサイトに近いものは褐色または緑色を呈し, 火山礫を含み非溶結のものが多く, 流紋岩組成のものは灰色の岩片が少ない溶結ガラス質結晶凝灰岩となる。高堀山層の火砕岩は全体に不均質で比較的薄い層が無秩序に重なっているらしく, デイサイト質の部分と流紋岩質の部分を地図上に分けて示すことができない。高堀山層に包有される岩片の種類は, デイサイトないし安山岩溶岩・火砕岩, 流紋岩溶結凝灰岩及び泥岩などの類質岩片が多いが, まれに白亜紀後期-古第三紀前期深成岩類に酷似

した中粒花崗岩または花崗閃緑岩を含む。

岩石記載 黒雲母流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩<GSJ R 47637>

産地：瑞穂町高堀山東方

化学組成：SiO₂=76.2%

岩片：安山岩・デイサイト凝灰岩

斑状結晶：石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・鉄鈦・ジルコン

鏡下で認められる岩片のうち、デイサイト凝灰岩は径1-10 mm、一方安山岩は径 0.5-1.75 mm で大きさが全く異なる。安山岩は拍子木状自形の斜長石とその間を満たす暗褐色のガラス状の石基よりなり、柔らかい物質が引きちぎられたように端部にひげ状突起を持つ。これらの岩片の占める量は1%程度である。斑状結晶の石英は径 0.2-3 mm で、大粒の結晶は高温型自形に近く、小さいものはいろんな形の破片になっている。自形結晶にも破片状結晶にも丸い湾入や穴などの融食が認められる。カリ長石と斜長石はいずれも径 0.2-1 mm で大きなものは自形を示す。黒雲母は径 0.5-1 mm の板状結晶で変質により緑泥石化している。基質は淡い褐色味を帯びたガラス片と小さな軽石片からなり、つぶされて溶結した組織をきれいに残している。

Ⅶ. 3. 2 中野層

模式地 西隣の川本図幅地域内の島根県石見町中野^{いわみ}

分布・層厚 中野層は赤名図幅地域では北西の川本町一ノ丸-犬ヶ谷付近に限られるが、西方延長は西隣の川本図幅地域に大きく広がり川本町西部、石見町北部、桜江町及び旭町北部に至る東北東-西南西方向に約 30 km、北北西-南南東方向に約 14 km の東北東に向かって開いた馬蹄形の分布を持つ。赤名図幅地域は馬蹄形の開く部分に当たる。しかし中野層の西方延長部を含めた全体の層序が確立していないので全体の層厚は現在のところ不明であるが、赤名図幅地域内では約 400 m と見積もることができる。

層序・貫入関係 松田・小田（1982）は中野層をN₁-N₅の部層に細分した。本図幅地域内の川本町犬ヶ谷一ノ丸付近ではN₁-N₄を欠き、N₅が直接高堀山層に重なるので、犬ヶ谷一ノ丸地域では中野層が不整合関係で高堀山層に重なる。西隣の川本図幅地域内の川本町因原西方では古第三紀後期の川本花崗閃緑岩が中野層に貫入している（松田・小田，1982）。放射年代値はジルコンのフィッシュントラック re-etch 法で 57.6Ma（MATSUDA, 1982）、同じくフィッシュントラック ED 2 法で 40.6±2.3 及び 40.7±2.4Ma（松浦，1989）である。

岩相 中野層（N₅）は灰白色の角閃石黒雲母流紋岩-デイサイト溶結凝灰岩からなり、全体に均質で岩相変化が少ない。肉眼的に白色の斜長石結晶が灰色の基質にびっしり埋まった特徴のある外観をしている。ときに、径 2 cm 前後の緑色の安山岩の岩片を包有することがある。

岩石記載 角閃石流紋岩溶結結晶ガラス質凝灰岩<GSJ R 47639>

産地：川本町犬ヶ谷南方坂根谷、中野層（N₅）

岩片：流紋岩溶結凝灰岩、安山岩

斑状結晶：斜長石・石英・カリ長石・角閃石・鉄鈦・ジルコン・燐灰石

岩片はいずれも固結した岩石が破碎された外形を示す。斑状結晶のうち、斜長石と石英はいずれ

も径 0.1-5 mm で外形が丸味を帯びたり湾入状に基質が浸入した融食形を示す。カリ長石は径 0.2-1mm の自形を示す。角閃石は長径 0.1-2 mm の柱状自形結晶で、Z = 帯緑褐色の軸色を示す。基質のガラス片はわずかに熱変成によって再結晶化しており、緑れん石を生じている。

VIII. 古第三紀中期深成岩類

VIII. 1 研究史

古第三紀中期及び後期の火成岩類の大きな特徴は火山岩類と深成岩類とが密接に伴って産し（第 4 図）、両者の放射年代値がほぼ一致するので一連の火成活動による対の関係にあると考えられることである。古第三紀の火成岩類のうち、火山岩類については前章で火山岩同士の不整合関係から噴出時期の異なるものがあることが既に指摘され、古第三紀中期と後期に区分されたことを述べた。したがってそれぞれの火山岩類に伴う深成岩類もまた古第三紀中期と後期に区分し、本章では前者について記述する。

古第三紀中期及び後期深成岩類の研究においても初めは火山岩類と同様に白亜紀の岩体として一括されていた。吉田（1961）は 1 つの深成岩体と考えられていた石見花崗岩と乙原花崗岩が高山層群の火山活動期を挟んで二回の深成作用に分かれることを述べた。しかしその時代はいずれも白亜紀とされた。その後、河野・植田（1966）による一連の K-Ar 年代測定によって白亜紀-古第三紀初期とは別の古第三紀始新世-漸新世の深成岩類の存在が明らかにされた。1970 年代初め頃までに中国地方の深成岩類のうち山陽地方の岩体は山陰地方の岩体よりも古い傾向を示すことが知られるようになった。柴田・石原（1974）は瀬戸内海沿岸の広島市から日本海側の大田市-松江市南西にかけて中国地方を横断する花崗岩の連続帯に注目し、南北方向の K-Ar 年代の変化を調べた。その結果広島県北部大朝町付近の比較的短い距離で年代値が 80.2 Ma と 37.8 Ma（現在の定数で計算すると 82.4 Ma と 38.7 Ma）というように著しい違いがあることを見だし、花崗岩体として明らかに異なるものが存在することを示唆した。東元（1975）は年代差の認められた大朝付近の地質を精査した結果、連続的と考えられていた花崗岩が北部岩体（38.7 Ma）と南部岩体（82.4 Ma）の二岩体に分かれており、前者が後者に貫入することを発見した。この北部岩体が本章で述べる阿須那花崗岩に連続する。これとは別に西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ（1967）は、古第三紀の植物化石を産する川内石英安山岩層（＝川内層群）に貫入する深成岩を古第三紀のものとして既に考えていた。1980 年代に入ると古第三紀の深成岩類の区分も火山岩類の区分の研究とともに幾つかの提案がなされた（MATSUDA, 1982；飯泉ほか, 1985；村上, 1985；村上・今岡編, 1986；鹿野ほか, 1988；松浦, 1989）。本報告では、松浦（1989）の区分によって、口羽閃緑岩類・光守花崗岩・阿須那花崗岩及び岩見花崗岩を古第三紀中期深成岩類として記述する。

VIII. 2 口羽閃緑岩類

岩体名 吉田（1961）は口羽閃緑岩類を作木火山岩類及びその周辺部に貫入する閃緑岩を主体とす

る小岩体群の総称とした。しかし実際には羽須美村口羽付近を中心とした一つの連続した岩体をなす。また、阿須那花崗岩体内部や光守花崗岩体内部にある閃緑岩体は吉田(1961)の口羽閃緑岩類から遠く離れた場所に分布するものもあって、むしろ口羽閃緑岩類とは別に、母岩の花崗岩とともに複合岩体を形成するものと見るべきであろう。したがって本報告では吉田(1961)の口羽閃緑岩類を再定義して、下口羽付近を中心とする一つの連続岩体のみを口羽閃緑岩類とする。

模式地 島根県邑智郡羽須美村下口羽

分布 羽須美村口羽周辺を中心に東北東-西南西方向に約7 km、北北西-南南東方向に約3 kmの地域内に分布する。このうち岩体中心部の釜谷-菖蒲地域にはループ状に作木火山岩類が分布しているの
で地表には露出していない。

貫入関係 北縁-東縁部で作木火山岩類に貫入して軽微な熱変成作用を与えている。南縁部では古生界の羽須美層に貫入する。角閃石のK-Ar年代は 49.3 ± 7.5 Maを示す(松浦, 1989)。

岩相 細粒閃緑岩を主体とするが岩相は多様で、組成が斑れい岩に近い細-中粒斜方輝石含有単斜輝石角閃石閃緑岩($\text{SiO}_2=51.5\%$)から細-中粒角閃石トータル岩・細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩($\text{SiO}_2=68.2\%$)・花崗閃緑斑岩ないし文象斑岩にまで変化する。花崗閃緑岩ないし文象斑岩の岩相は羽須美村上田、下口羽坪木、土居及び戸河内峠に分布する。また、閃緑岩が作木火山岩類と接触する部分や岩脈状に細く分布する所では急冷相を示し、閃緑斑岩になっている。

岩石記載 細粒斜方輝石含有単斜輝石角閃石閃緑岩<GSJ R 47648>

産地：羽須美村江平^{ごうへい}

化学組成： $\text{SiO}_2=51.5\%$ 、 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=4.6\%$

主成分鉱物：斜長石・角閃石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鋳

副成分鉱物：燐灰石・スフェン・石英・黒雲母・緑れん石

斜長石は径0.5-3 mmの半自形を示す。角閃石には斑状結晶と石基結晶とがある。斑状結晶は長径2-6 mmで斜長石・鉄鋳などの小結晶をポイキリティックに取り込む。大部分はZ=赤褐色を示すが縁部には緑色-青緑色を示す部分が薄く被さることがある。石基の角閃石は他の石基鉱物と同じ径0.3 mm前後の大きさで、ほとんどの場合中心部に不定形の単斜輝石を含む。外形から斜方輝石と推定できる結晶は長径0.1-1 mmの柱状自形を示し、内部は淡色繊維状の角閃石化している。鉄鋳は径0.1 mm前後の自形を示すものと、斑状角閃石に取り込まれた径0.01 mm以下の不定形のものがある。

副成分鉱物の燐灰石は副成分中では例外的に大粒な結晶で長径0.1-0.6 mmになる。石英は径0.05 mm前後の他形で、他の結晶の粒間に少量含まれている。黒雲母は径0.05 mm前後の自形結晶がごくまれに認められる。

細粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩<GSJ R 47644>

産地：羽須美村土居

化学組成： $\text{SiO}_2=68.4\%$

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・角閃石・黒雲母

副成分鉱物：鉄鋳・燐灰石

斜長石は長径0.2-3 mmの卓状自形-半自形、石英は断面が円に近い径0.1-0.3 mm他形をなす。石英は外周部分でカリ長石と比較的単純な形の文象組織を形成する。カリ長石は径2-0.8

mm. 角閃石は長径 0.2-2 mm の柱状自形結晶で、Z=帯緑茶褐色を示す。黒雲母は径 0.1-0.3 mm で緑泥石化している。

VIII. 3 光守花崗岩

岩体名 吉田(1961)の示した光守花崗岩と作木村摺滝・保田及び砂井谷上流部に散在するとした口羽閃緑岩類の小岩体群は、実際には連続して一つの花崗岩複合岩体をなしている。したがって本報告ではこの複合岩体を光守花崗岩と呼ぶ。

模式地

〈花崗岩〉 広島県双三郡作木村光守

〈閃緑岩〉 作木村^{すな}砂井谷

分布 作木村光守から東隣の上布野岡幅地域内に広がり布野村、君田村、口和町を経て庄原市西部に到る東西約 24 km、南北約 6 km を占める。このうち大部分を花崗岩が占め、閃緑岩は作木村森山中-岡三淵付近のほか、下作木^{せん}撰荷地・乗松・鷹ノ子・大島及び東隣の上布野岡幅地域内の口和町宮内付近に分布する。このほか作木村港と羽須美村青山には長径500 m 位の斑状花崗岩の小岩体が露出している。

貫入関係 光守花崗岩のうち花崗岩は作木川沿いで古生界の羽須美層にルーフ接触で貫入する。また白亜紀後期流紋岩類の新造寺山流紋岩類に対して布野村横谷以東で、同じく高田流紋岩類に対して作木村段原で貫入接触している。また作木村岡三淵岡南東方では閃緑岩の小岩体に対して貫入し、これらを捕獲している。閃緑岩は作木村摺滝北方と上江谷で作木火山岩類に対して貫入する。光守後の南西の砂井谷川沿いで、作木火山岩類の小岩体を本花崗岩の花崗岩と閃緑岩が挟んでいる、両者の直接の関係は観察されなかったが、分布から作木火山岩類は捕獲岩体であると推定した。

本報告の校正の段階で TAKAGI *et al.* (1989) は本花崗岩について白亜紀後期の Rb-Sr 年代を報告し、本報告を始め吉田 (1961)、MATSUDA (1982) などの従来の見解とは違う見解を示した、しかし Rb-Sr 年代が花崗岩の貫入の年代を示すかどうかは改めて検討が必要であり光守花崗岩の定義も異なるので、この点は課題として残し、ここでは従来の見解に従って記述しておく。

岩相 花崗岩の大部分は細-中粒黒雲母花崗岩であるが、部分的には角閃石黒雲母花崗岩・花崗斑岩・文象斑岩及びアプライトになる。作木川に沿った南縁部には径 1 mm 前後ミアロリティックな空隙が生じている。閃緑岩は主に細-中粒単斜輝石角閃石石英閃緑岩からなり、斜方輝石単斜輝石角閃石閃緑岩を伴う。岡三淵付近は広い範囲にわたって真砂化が進み、やや広い盆地が開けている。

岩石記載 斑状黒雲母花崗岩<GSJ R 47658>

産地：作木村大島北西

化学組成：SiO₂=74.7%

斑状結晶：石英・斜長石

主成分鉱物：石英・カリ長石・斜長石・黒雲母

副成分鉱物：鉄鉱・褐れん石・ジルコン・燐灰石

斑状結晶は径 1-7 mm に及ぶが、径 4-5 mm のものが最も多い。斑状石英は内部にカリ長石・斜長石をポイキリティックに包み、全体として丸い形をするが、縁部は石基の結晶と接して他形となる。

石基部の鉱物は径 0.1-0.7 mm で、そのうち 0.2-0.3 mm の大きさのものが大部分を占める。この岩石では石英とカリ長石は全く連晶を形成することはない。黒雲母は変質によって緑泥石化している。斜長石がカリ長石と接する部分にごくまれにミルメカイトを生じる。

中粒単斜輝石角閃石石英閃緑岩<GSJ R 47661>

産地：作木摺滝南方

主成分鉱物：斜長石・角閃石・単斜輝石・石英

副成分鉱物：鉄鉱・燐灰石・ジルコン

斜長石は径 2-5 mm。角閃石は長径 0.2 mm 前後の柱状自形のものと同斜輝石を包むマントルになるものがあり、いずれも Z = 帯緑褐色を示す。このほか角閃石には Z = 単緑-青緑色で束針状の集合体のものがある。単斜輝石は径 0.5-4 mm で外周を角閃石に包まれている。石英は径 0.1-0.3 mm で他の鉱物の粒間を充めている。

VIII. 4 阿須那花崗岩

岩体名 吉田 (1961) の阿須那花崗岩は、岩体内部の閃緑岩の捕獲岩状の小岩体は口羽閃緑岩類として除外されている。しかし阿須那花崗岩西部にも同様の小岩体が分布し、むしろ花崗岩複合岩体の一部をなしているため、本報告ではこれらの閃緑岩の小岩体を阿須那花崗岩に含める。

模式地

〈花崗岩〉 島根県邑智郡羽須美村阿須那

〈閃緑岩〉 羽須美村引城

分布 島根県大和村田之原から、羽須美村阿須那、瑞穂町田所を経て広島県大朝町登北方に至る、北東-南西方向に約 26 km、北西-南東方向に約 6 km の細長い分布をする。岩体の北東端と南西端部は棘状または櫛の歯状に尖滅する。閃緑岩は径 0.5-1 km の小岩体が大和村田之原、羽須美村引城・後山・阿須那大庭-旅迫、瑞穂町和田・鱒淵及び大朝図幅地域内の市木付近に花崗岩中に散在する。

貫入関係 北部で古生界の角谷層に貫入し、羽須美村清合寺山付近では角谷層をルーフペンダント状に載せている。北東部の羽須美村宇都井で新造寺山流紋岩類に対して、羽須美村旅迫から徳前峠にかけて高田流紋岩類に対して、瑞穂町馬野原付近で邑智層群に対して貫入し、断面図に示したように被貫入岩を下から押し上げるように接触している。また羽須美村と大和村の境を流れる角谷川の上流で、アブライト質の阿須那花崗岩が中-粗粒の乙原花崗岩中に脈状に何本も貫入している。古第三紀中期火山岩類の作木火山岩類に対しては、羽須美村の江川沿いの引城から細貝川^{ひきしろ}に沿って阿須那東部に至る地域まで貫入しているのが観察できる。黒雲母の K-Ar 年代は 36-41 Ma で始新世後期を示す (柴田・石原, 1974 ; 松浦, 1989)。

岩相 岩体の大部分を占める花崗岩と捕獲岩状の閃緑岩に大別できるが、それぞれは更に多様な岩相から構成されている。花崗岩部は細-中粒黒雲母花崗岩を主とし、斑状花崗岩・花崗斑岩・文象斑岩及び

アプライトの岩相を含む。これらの岩相は互いに漸移関係をなす。また、羽須美村阿須那から北に向かって花崗岩中の斜長石・角閃石の含有量が増加して今西付近では中-細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩になる。全体に径1-5 mmのミアロリティックな空隙を含み、内部に自形の石英・長石の小結晶を生じていることがある。阿須那花崗岩の北東先端に近い羽須美村宇都井の江の川沿いや、大和村田之原付近ではアプライト・花崗斑岩などの細粒相から流紋岩に近い岩相となって、場所によっては流理構造を生じるなど岩脈的な特徴を持っている。これに対して岩体の北部中央に位置する瑞穂町金淵・羽須美村雪田付近では石英・斜長石が径4-7 mm、黒雲母が径3 mmに達する中粒岩相になって乙原花崗岩の岩相に似ることがある。本図幅地域南西部から南隣の八重図幅地域にまたがる瑞穂町下田所-岩屋地域には脈状-玉状のセリサイト鉱床を生じている。

閃緑岩は地質図に示した径300 m-1.5 kmのもののほか、径10 cm-2 mの小さな包有物が花崗岩中に散在する。閃緑岩は主に細-中粒単斜輝石含有角閃石黒雲母石英閃緑岩ないしトータル岩からなり、羽須美村引城の作木火山岩類に対して貫入する急冷部ではわずかに閃緑斑岩になる。閃緑岩は金淵・雪田など花崗岩が中-粗粒になる所には分布しない。

岩石記載 細粒微文象黒雲母花崗岩<GSJ R 47759>

産地 瑞穂町下亀谷杉谷

化学組成: SiO₂=76.6%

主成分鉱物: 斜長石・石英・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物: 鉄鉱・燐灰石

斜長石は長径1-5 mmのやや細長く累帯構造の著しい結晶で、閃緑岩中のものに似る。石英とカリ長石は連晶をなして径1-5 mmの微文象構造を作る。石英とカリ長石はまれに径1-2 mmの連晶をなすことがある。黒雲母は径0.1-0.8 mmの板状小結晶が斜長石や微文象石英・カリ長石の間に挟まれている。黒雲母の大部分は緑泥石化しているが、まれに新鮮な部分を残し、Y≒Z=褐色を示す。

細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩<GSJ R 23202>

産地: 羽須美村阿須那今西

化学組成: SiO₂: 70.4%, 黒雲母 K-Ar 年代: 36.0 Ma

主成分鉱物: 斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石

副成分鉱物: 鉄鉱・燐灰石・ジルコン・褐れん石

斜長石は概略長方形で、長径0.2-5 mmになり、累帯構造を示す。石英とカリ長石はいずれも径0.2-5 mmになるが、大部分は径1-2 mmである。石英とカリ長石は結晶の縁部が互に入り組んだ連晶になることがある。黒雲母は板状自形の径0.1-1.5 mmでY≒Z=茶色で、周囲の黒雲母花崗岩中のものに比べると少し赤味を帯びる。角閃石は柱状自形ないし針状結晶で、長径0.05-1 mm、Z=淡緑色を示す。副成分鉱物の鉄鉱は径0.1 mm前後の自形結晶で、燐灰石の小結晶を伴う。褐れん石は濃い赤褐色を示す。

細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩<GSJ R 47772>

産地: 大和村田之原

主成分鉱物: 斜長石・角閃石・黒雲母・石英

副成分鉱物：鉄鉱・ジルコン

斜長石は径 0.5-1.5 mm. 角閃石は径 0.3-1 mm で Z=帯緑褐色，縁部は緑色を示す．黒雲母は径 0.5 mm 前後でオパサイト化する．石英は径 0.1-0.5 mm の他形を示す．

VIII. 5 石見花崗岩⁶⁾

岩体名 吉田 (1961)

模式地 島根県邑智郡邑智町石見 (三瓶山図幅地域内)

分布 本図幅地域北部の大和村源田山から北隣の三瓶山図幅地域の大部分を占めて通り抜け，更に北隣の石見大田図幅地域内の大田市山口町佐津目・佐田町窪田に達する，南北約 26 km，東西 10-16 km の地域を占める．また周辺部にも径 2-3 km の小岩体が分布する．本図幅地域内では，北東部の赤来町上赤名呑谷から奥真木に至る小岩体も石見花崗岩に含める．

貫入関係 赤名図幅地域内では赤来町奥真木で白亜紀後期の新造寺山流紋岩類に貫入し，同町八幡谷で古第三紀前期の赤名花崗閃緑岩に貫入する．大和村源田山南で乙原花崗岩が破碎された部分に断層を介して接触するが，細粒の石見花崗岩の小岩体が断層の南で乙原花崗岩を貫く．北隣の三瓶山図幅地域内では古第三紀中期火山岩類の高山層群に貫入する (吉田, 1961; 服部ほか, 1983). K-Ar 年代は 31.2-31.6 Ma を示し，他の岩体に比べるとやや若い (服部ほか, 1983; 松浦, 1989)

岩相 北隣の三瓶山図幅地域内では細-中粒黒雲母花崗岩を主とする“主岩相”と，石英閃緑岩からトータル岩及び花崗閃緑岩を経て花崗岩に至る系列を有する“混成岩”に区分された (服部ほか, 1983) が，本図幅地域内には前者のみが分布する．この“主岩相”は細-中粒黒雲母花崗岩のほか花崗斑岩・文象斑岩及びアプライトの岩相を伴うことがある．赤来町八幡谷付近と呑谷付近には径 1-3 mm のミアロリティックな空隙を生じていることがある．

岩石記載 中粒微文象黒雲母花崗岩<GSJ R 47663>

産地：赤来町八幡谷

主成分鉱物：石英・カリ長石・斜長石・黒雲母

副成分鉱物：鉄鉱・ジルコン

石英とカリ長石は細かい連晶をなして径 3-5 mm 位の微文象組織を作る．斜長石は径 1-5 mm の自形-半自形になる．黒雲母は径 0.5-1 mm で緑泥石化している．

IX. 古第三紀後期深成岩類

IX. 1 川本花崗閃緑岩

岩体名 吉田 (1961)

6) 吉田 (1961) は邑智町東部の石見集落の名称を岩体名にしたが，字の読みを英文要旨に旧国名の石見から Iwami Granite と誤記した．その後服部ほか (1983) はこれを「いじみ」に改めた．

模式地 島根県邑智郡川本町川本

分布 川本町多田から因原に至る北東-南西方向に約 8 km, 北東-南東方向に約 1.5 km の細長い形をしている。また川本町市井原には川本花崗閃緑岩の派生脈とみられる花崗閃緑斑岩が貫入している。

層序・貫入関係 川本町川本東方で白亜紀後期の邑智層群に貫入する。西隣の川本^{いんばら}幅地域内の川本町因原付近で古第三紀中期火山岩類の桜江層群に貫入する(松田・小田, 1982)。川本花崗閃緑岩の放射年代値はフィッシュトラック法で 29・33 Ma (MATSUDA, 1982), 黒雲母の K-Ar 法で 34.1±1.7 Ma (服部ほか, 1983), 角閃石の K-Ar 法で 35.5±1.8 Ma (松浦, 1989) を示す。

岩相 中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主として, 部分的には単斜輝石を含むトーナラル岩質になる。まれに細粒閃緑岩の径 30 cm 前後の包有物を含む。

岩石記載 単斜輝石含有中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩<GSJ R 47664>

産地: 川本町川本東方川本大橋南詰

主成分鉱物: 斜長石・石英・角閃石・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物: 単斜輝石・鉄鉱・ジルコン・緑れん石・スフェン・燐灰石・褐れん石

斜長石・石英・カリ長石は径 1-3 mm のものが多いが斜長石はまれに径 5 mm を超える。角閃石は長径 0.5-3 mm の柱状結晶で, Z = 緑色を示す。ときに単斜輝石が角閃石中央部に残ることがある。黒雲母は径 0.5-2 mm で Y ≐ Z = 赤味を帯びた褐色を示す。黒雲母の多くは変質して緑泥石と黄緑色の緑れん石が置換している。

IX. 2 上畑川花崗閃緑岩

岩体名 新称

模式地 島根県邑智郡大和村猪之谷南方の上畑川流域

分布 大和村上畑川から高梨川上流に至る北東-南西方向に約 3 km, 北西-南東方向に約 1 km の小さな岩体をなす。

貫入関係 大和村^{からたに}唐溪山東方で白亜紀後期の邑智層群に貫入する。

岩相 中-細粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩ないし花崗閃緑斑岩からなる。

岩石記載 斑状黒雲母角閃石花崗閃緑岩<GSJ R 47667>

産地: 大和村猪之谷南方の上畑川上流部

化学組成: SiO₂ = 65.6%

斑晶: 斜長石・角閃石・石英・黒雲母

石基: 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・角閃石・鉄鉱・燐灰石・ジルコン

斑晶は径 1-5 mm, 石基は径 0.05-0.3 mm. 斜長石は斑晶・石基ともに半自形で累帯構造がある。角閃石は柱状で Z = 緑色(やや褐色味を帯びる)を示す。斑状角閃石の縁に沿って黒雲母微結晶が取り囲むことがある。黒雲母は Y ≐ Z = 帯緑褐色。

X. 白亜紀後期-古第三紀岩脈

赤名図幅地域内には火成活動史の複雑さを反映して多種多様な岩脈が貫入している。これらは服部ほか (1983) が指摘したように被貫入岩との相対的な前後関係のみが分かるものの、その時代を限定するのは困難である。したがって本報告では岩脈について一括して記述する。ただしアルカリ玄武岩岩脈及びミネット岩脈については鮮新世末のアルカリ火山岩類の活動に伴って貫入したと見られるので、別に記述する。

本報告では岩質によって、

1. 花崗斑岩
2. ひん岩及び玄武岩
3. 珪長岩・デイサイト及び流紋岩
4. マイクロダイオライト及び閃緑斑岩

に区分した。区分は岩質によっているのでこれらの中には同じ区分に属させたものでも貫入の時期の異なるものが混在する可能性がある。

X. 1 花崗斑岩

花崗斑岩は広島県高宮町山根東方、島根県羽須美村宇都井後谷及び大和村角谷に小さな岩体として分布する。被貫入岩は古生界と白亜系に限られ、新生界の諸岩石中には貫入していない。また石基には再結晶組織が認められる。以上の点から本地域内の花崗斑岩は広島県下に分布する白亜紀花崗斑岩に対比することができるかもしれない。

岩石記載 黒雲母花崗斑岩<GSJ R 47702>

産地：羽須美村宇都井後谷

斑晶：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母

石基：珪長質鉱物・ジルコン・燐灰石・褐れん石

斑晶の石英・斜長石・カリ長石はいずれも径 1-5 mm の自形を示す。斜長石はときに集斑状となる。黒雲母は径 0.2-2 mm の自形を示す。変質と再結晶によって劈開面に沿って微粒の鉄鉱と微細な褐色黒雲母の集合が並んでいる。石基は再結晶化して微小な石英・長石のモザイク組織になりもとの鉱物は分からなくなっている。

X. 2 ひん岩及び玄武岩

ひん岩及び玄武岩は組成が連続しているので、以下ひん岩と記述する。ひん岩岩脈は赤名図幅地域内のほぼ全域にわたって分布するが、古第三紀前期の乙原花崗岩中に貫入するものが特に多い。

ひん岩岩脈と壁岩の乙原花崗岩の境界は一般に平板的ではなく、複雑に入り組むことが多い。例えば

第12図の露頭中央部のひん岩は、ガラス棒を加熱して両端から引いたときのように中ほどで細くとなり、糸のように細い脈でつながっている。この例はひん岩の貫入時には壁岩の乙原花崗岩がまだ流動性を残していたことを示すのかもしれない。これに対して古生界の羽須美層・角谷層や白亜紀後期流紋岩類に対して貫入する場合は、ひん岩岩脈は板状になる。脈幅は、1 m前後のものが圧倒的に多く、10 mを超えるものはまれである。乙原花崗岩に貫入するものは最も数が多く、一般に東西方向に近い（松原，1959）。その他の壁岩に貫入するひん岩岩脈は少なく、また特に顕著な貫入方向の傾向も認められない。

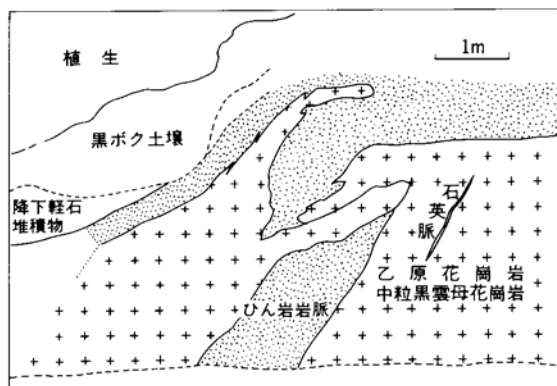
岩石記載 斜方輝石単斜輝石ひん岩<GSJ R 47684>

産地：羽須美村青山西方

斑晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石

石基：斜長石・単斜輝石・黒雲母・鉄鈹

斜長石は斑晶で長径 1-3 mm，石基で長径 0.1-0.5 mm のいずれも短冊型の自形結晶で累帯構造がある。単斜輝石は斑晶で径 0.5-1 mm，石基で 0.05-0.3 mm の半自形になる。斑晶の斜長石と単斜



第12図 ひん岩岩脈の産状
〈赤来町奥真木〉

輝石は集斑状になることがある。斜方輝石は長径 0.5-2 mm の柱状自形を示すが、変質して緑泥石化している。黒雲母は径 0.05-0.1 mm の板状結晶をなし、Y ≒ Z = 赤味があった茶色を示す。

X. 3 珪長岩・デイサイト及び流紋岩

これらの岩脈は赤名図幅地域と北隣の三瓶山図幅地域の南西部に岩脈としては比較的に大規模な岩体をなす。脈幅の最大のものは 1 km 以上、平均でも 400 m 位、延長は最長 5 km で平均約 3 km である。本図幅地域内では北西部の島根県川本町東部の木路原-高堀山地域、大和村北西部の大楨谷・宮内地域及び赤来町上赤名-広島県作木村伊賀和志・大津地域内に分布する。これらは地域ごとに貫入方向がほぼ平行する傾向があり、川本町東部と大和村北西部では南北方向が、赤来町-作木村では北東-南西方向が卓越する。後者は古第三紀中期の作木火山岩類の走向方向及び阿須那花崗岩体の伸びの方向と一致している点が注目される。赤来町-作木村の岩脈は作木火山岩類及び阿須那花崗岩の活動に引き続いて同じ頃に貫入した可能性が高い。岩相的には川本町東部の岩脈群と赤来町-作木村の岩脈群には一部流理が発達した珪長岩・デイサイト及び流紋岩のほか文象斑岩を含む。熱変成組織は認められない。これに対して大和村大楨谷地域の岩脈は石基に熱変成組織が発達する。したがって両地域の岩脈は別の時期に貫入したものである可能性が高い。

岩石記載 珪長岩 <GSJ R 47714>

産地：作木村伊賀和志下原北西

化学組成：SiO₂ = 71.6%

斑晶：斜長石・単斜輝石

石基：珪長質微結晶

斑晶はごく少ない。斜長石は長方形の断面を見せる長径 0.1-1 mm の自形結晶で流理の方向に並ぶ。単斜輝石は径 0.1 mm 前後の短柱状自形を示し緑泥石化している。石基は微細な珪長質微結晶からなり、ピロタキシティック組織を示す。

X. 4 マイクロダイオライト及び閃緑斑岩

マイクロダイオライト及び閃緑斑岩は既述のひん岩に似ているが、i) 石基部の粒度が粗く、深成岩に近い組織を持つこと。またこのために、野外でしばしば玉ねぎ状風化して容易に識別できること。ii) 脈幅が 5-30 m とひん岩岩脈に比べて大規模であること。iii) 分布が赤名図幅地域北西部の高堀山-冠山周辺に限られ、ほぼ南北に貫入することの 3 点によって識別した。また他の有色鉱物に比べて変質しやすい斜方輝石が、新鮮な結晶として残っていることも特徴の一つといえる。

岩石記載：単斜輝石斜方輝石マイクロダイオライト <GSJ R 47698>

主成分鉱物：斜長石・斜方輝石・単斜輝石

副成分鉱物：黒雲母鉄鉱・燐灰石・石英

斜長石は径 0.3-1 mm で累帯構造が発達する。斜方輝石は長径 0.1-1.5 mm の柱状自形結晶で

X = 褐色, Y = 淡黄色, Z = 緑色を示す. 副成分鉱物の鉄鉱は径 0.01-0.1 mm の正方形に近い断面の自形結晶をなす. 燐灰石は長径 0.1 mm の針状結晶. 石英はまれに径 0.1 mm 以下の結晶が斜長石などの粒間に生じる.

XI. 新 第 三 系

XI. 1 中新統 (備北層群)

地層名 今村 (1953)

模式地 広島県三次市小原付近

分布・層厚 赤名図幅地域内では西部の島根県瑞穂町高見周辺に南北約 4 km, 東西約 2 km の三日月形をなしてやや広く分布し, 同県羽須美村戸河内-広島県高宮町直会地域と同県作木村森山西-西野地域に径500m前後の小規模な地層が散在する (第13図).

層厚は瑞穂町高見地域で最大 121 m を超える. 高見地域では地層がほぼ水平に堆積しており, 地表調査では地下に潜在する部分が見積りが分からないので, 層厚の見積りは動力炉・核燃料開発事業団の試錐資料 (未発表) によった. それによると最も深いもの (No.3) は標高 305 m から 93 m 堀削しても基盤に届いていない (第14図). この付近の地層は堀削点北側で標高333 m までほぼ水平に堆積しているので, その分を試錐の深さに加算した. その他の地域の備北層群の層厚は 50 m 以下で一般には 20-30 m である.

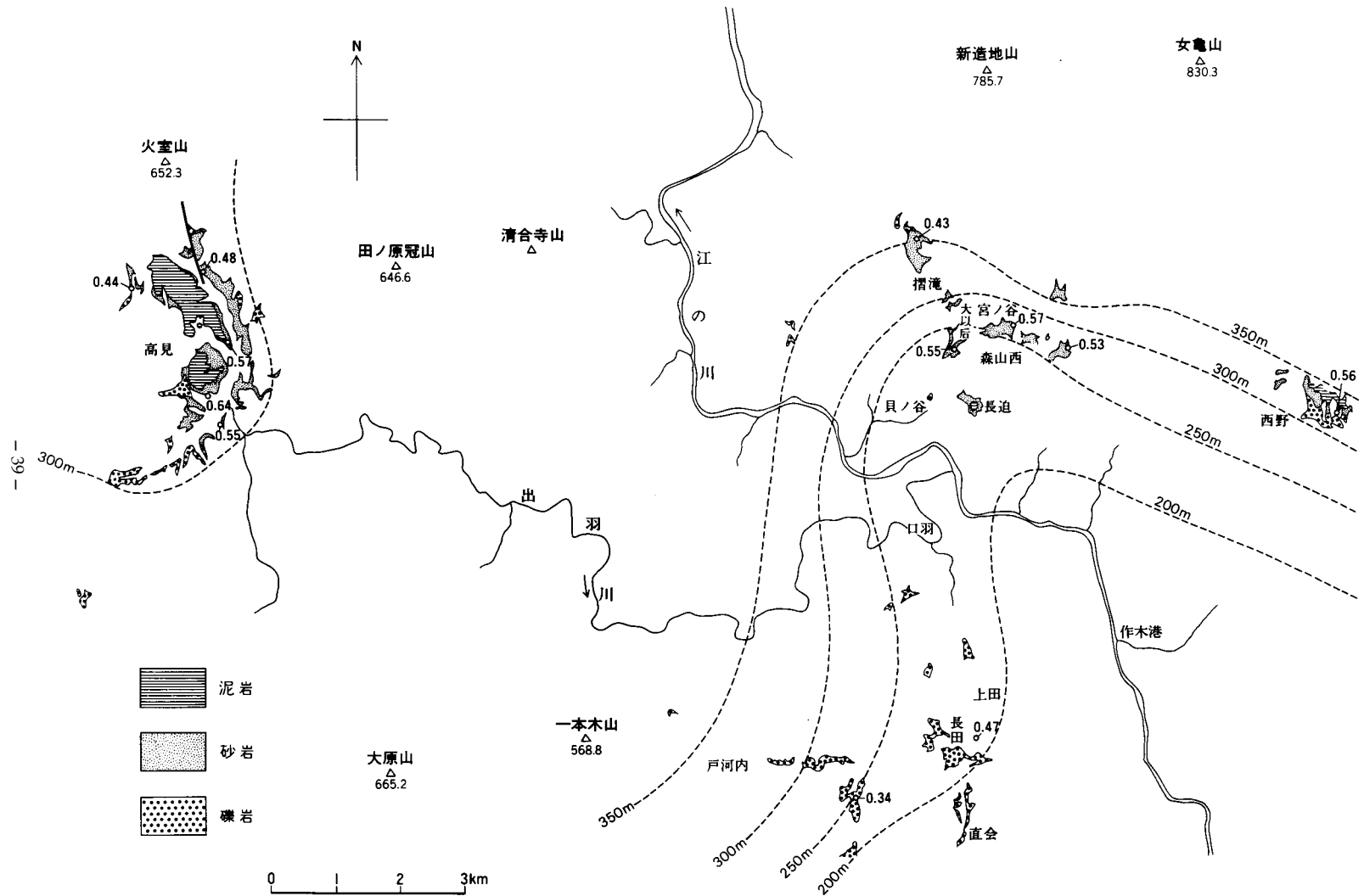
層序・貫入関係 赤名図幅地域内では古生界の羽須美層を戸河内地域で, 白亜系の邑地層群を高見地域で, 古第三系の作木火山岩類と光守花崗岩を森山西-西野地域でそれぞれ直接不整合に覆う (第15図). 備北層群堆積以降の火成岩は備北層群とは接していない. 瑞穂町高見地域で未固結の上位段丘の礫・砂・粘土層に覆われる.

岩相 備北層群は下部砂岩層と上部頁岩 (泥岩) 層に区分されている (今村, 1953). 赤名図幅地域内では上部頁岩 (泥岩) 層は高見地域北部と森山西地域及び西野地域の一部を除くと一般に欠如しており, 下部砂岩層に相当すると考えられる礫岩と砂岩のみが分布している.

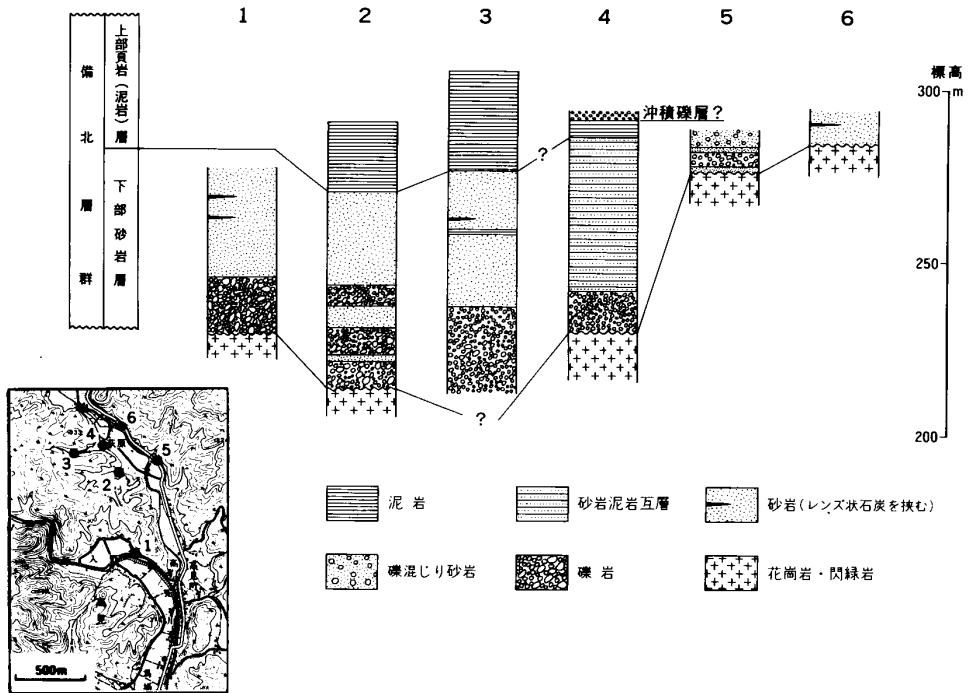
比較的岩相の揃っている瑞穂町高見地域では下位から礫岩・砂岩・泥岩の順に重なる. 水平的にみると高見地域と西野地域では泥岩は北側に, 礫岩は南側に分布する. また江の川北側に位置する作木村森山西地域には砂岩が卓越して, 江の川南側に位置する羽須美村戸河内-高宮町直会地域には礫岩が多いことも同じ傾向を示すといえる.

礫岩は中礫ないし大礫からなり, ほとんど化石を含まない. 高見地域北東縁の萩原付近には径 1 m を超える巨礫 (角礫) を含むことがある. 礫の種類は高見地域東縁部では花崗岩が圧倒的に多く, 西縁部の荷ヶ峠や円ノ板では白亜紀後期の溶結凝灰岩が全体の 8 割以上を占める. 羽須美村下戸河内^{すぐえ}周辺では白亜紀後期の溶結凝灰岩と古生界の砂岩・頁岩・チャートが各々約半分を占め, その南の直会付近では古生界の礫が卓越する. このように礫岩中の礫は至近の基盤岩に由来するものが多い.

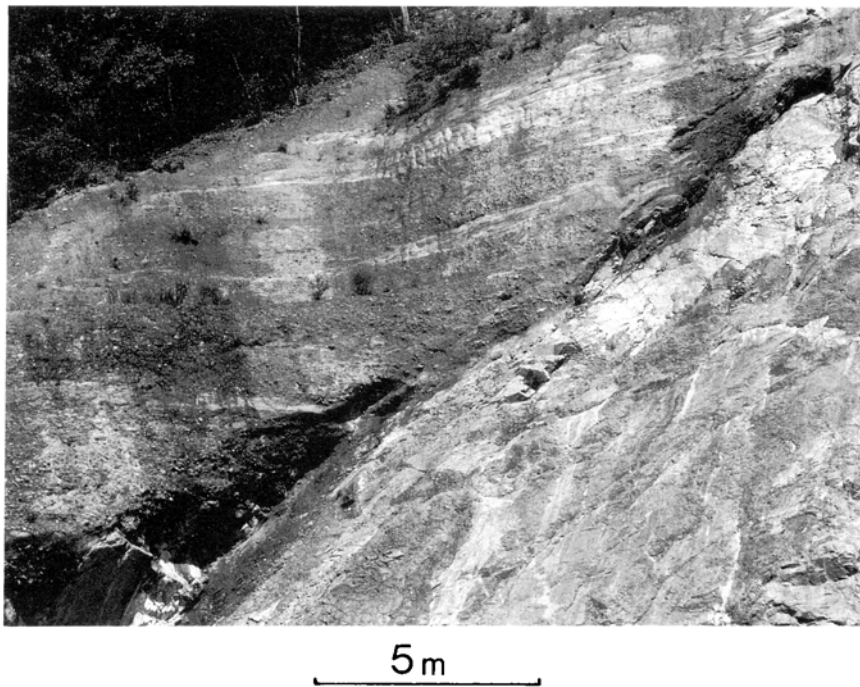
砂岩は灰白色, アルコース質で陶汰のよいものが多い. しかし, 森山西地域の大以后には分級の悪い



第13図 赤名図幅地域内の備北層群の分布とその基底面高度及び輝炭反射率 (Ro)
 輝炭反射率の測定は九州地域地質センター 浜崎聡志技官による。



第14図 瑞穂町高見地域に分布する備北層群の試錐柱状図及び試錐位置図
 動力炉・核燃料開発事業団の資料(未公表)による
 位置図は国土地理院発行の2万5千分の1地形図「出羽」の一部を使用



第15図 古第三紀作木火山岩類にアバットする備北層群の礫層 <作木村貝ノ谷採石場>

灰色-黄褐色の泥質砂岩が露出する。砂岩層は各地域で海生貝化石や厚さ1-3 cm, 径10-50 cm のレンズ状石炭を含む。

泥岩は灰色で一般に層理が発達する。瑞穂町高見地域の入野付近では厚さ約1 m の灰白色成層凝灰岩が泥岩層下部に挟在するが、分布範囲は狭い。泥岩中の貝化石は砂岩中に比べると種類・個体数とも少ない。

化石・時代及び古環境 赤名図幅地域内の備北層群は瑞穂町高見のほか、作木村森山西、摺滝、西野の砂岩ないし泥岩に貝類などの大型化石と有孔虫を産する。

高見地域の砂岩層・泥岩層については、坂之上・高安(1984)と岡本ほか(1986)が八尾-門ノ沢動物群および塩原・耶麻動物群(東別所動物群)に属し、新第三紀中新世前期末ないし中期初めの時代を示す140種の海生動物化石を報告している(第2表)。

岡本ほか(1986)は高見地域の備北層群下部砂岩層の1つの層準を追跡して、貝化石群集の生息環境解析を行った。その結果、高見地域南部の砂岩は海生動物化石を含まず、中部の砂岩で潮間帯環境を示す群集が出現し、北部に向かって上部浅海帯を経て下部浅海帯環境を特徴付ける群集へと変化することを指摘した。このことから中新世前期-中期の海は高見地域の北側(山陰側)から浸入し、外洋に直接通じていたことを推定している。また、野村(1989)は高見地域の上部頁岩(泥岩)層から産する底生有孔虫を調べ、*Ammonia tochiyensis*, *Nonion kidoharaense*, *Lenticulina* spp., *Elphidiella momiyamensis*, *Uvigerina proboscidea*, *U. subperegrina*, *U. crassicostata*, *Brizalina* sp., *Oridorthis umbonatus*, *Gyroidina orbicularis*, *Amphicoryna?* sp., *Sphaeroidina japonica*, *Cribrosomoides?* sp. 及び *Dentalina emaciata* を報告している。

このほか作木村森山西地域大以后・宮ノ谷の下部砂岩層からは貝類化石 *Anadara* sp., *Batillaria yamanarii*, *Cardium* sp., *Mya* sp., *Ostrea* sp., *Polinices* sp. 及び *Siratoria siratoriensis* を産し、作木村長迫の上部頁岩(泥岩)層からは底生有孔虫 *Cyclammia* sp., *Epistominella japonica*, *Lagena laevis*, *Nodosaria pyrula* 及び *Rotalia takanabensis* を産する(多井, 1964)。作木村のこれらの化石も中新世前期-中期の時代を示す。羽須美村戸河内地域からは化石についての報告はない。

石炭化度 本研究では備北層群に含まれる石炭レンズの石炭化度を輝炭の反射率から求め、戸河内付近の貝化石を含まない砂礫層の帰属が備北層群か鮮新世末の甲立礫層かを検討した。試料の採取は松浦が行い、研磨と測定は地質調査所九州地域地質センターの浜崎聡志技官が行った。測定は九州大学理学部相原研究室の装置を使用し、ASTM, ICCP 及び JIS に定める測定法に準じた。測定試料の位置と測定結果は第13図中に記入した。これによると、赤名図幅地域内の備北層群は戸河内地域を含めて、 $\overline{Ro}=0.34-0.64\%$ (n=12 個) とややばらつくもののすべて亜瀝青炭の範囲におさまる。赤名図幅地域内では備北層群堆積後これに熱的影響を与えうる火成岩体は分布していないので、石炭化は続成作用によって進行し、亜瀝青炭に達したといえる。一方甲立礫層中の木材は単なる埋もれ木ないし泥炭の段階にとどまっているので、戸河内地域の礫層は備北層群に帰属させることができる。また、石炭化度が亜瀝青炭に達していることから、中新世には備北層群は現在見られる上部頁岩(泥岩)層よりも更に上位に厚く堆積していたものが、削剥によって失われたものと推定できる。

第2表 島根県瑞穂町高見地域の備北層群産大型化石一覧

貝類	"Vasticardium" <i>ogurai</i> (OTUKA)
<i>Acharax tokunagai</i> (YOKOYAMA)*	"Vasticardium" sp.
<i>Lamellinucula</i> sp.*	"Cardium" sp.
<i>Acila</i> cf. <i>submirabilis</i> MAKIYAMA	<i>Raeta</i> ? sp.
<i>Acila</i> sp.	<i>Cardilia toyamaensis</i> TSUDA
<i>Saccella miensis</i> ARAKI	<i>Angulus</i> ? sp.
<i>Saccella</i> sp.	<i>Macoma</i> sp.
<i>Arca</i> ? sp.	<i>Hiatula minoensis</i> YOKOYAMA
<i>Barbatia</i> ? sp.	<i>Solen</i> sp.
<i>Anadara</i> (<i>Hataiarca</i>) <i>daitokudoensis</i> MAKIYAMA	<i>Siliqua</i> ? sp.
<i>Anadara abdita</i> MAKIYAMA	<i>Cultellus izumoensis</i> YOKOYAMA
<i>Anadara ogawai</i> (MAKIYAMA)	<i>Trapezium</i> (<i>Neotrapezium</i>) sp.
<i>Anadara</i> sp.	<i>Veremolpa</i> sp.
" <i>Anadara</i> " sp.	<i>Leukoma</i> ? sp.
<i>Striarca</i> cf. <i>uetsukiensis</i> (HATAI and NISIYAMA)	<i>Pitar itoi</i> (MAKIYAMA)
<i>Striarca</i> ? sp.	<i>Pitar sunakozawaensis</i> OGASAWARA
<i>Porterius</i> ? sp.	<i>Dosinia</i> (<i>Phacosoma</i>) <i>nomurai</i> OTUKA
<i>Glycymeris</i> cf. <i>minoensis</i> ITOIGAWA	<i>Dosinia</i> (<i>Phacosoma</i>) sp. cf. <i>D. suketoensis</i> (OTUKA)
<i>Glycymeris</i> sp.	<i>Dosinia</i> sp.
<i>Modiolus</i> sp.	<i>Dosinia</i> ? sp.
<i>Limopsis</i> sp.*	<i>Callista</i> sp.
<i>Lithophaga</i> (<i>Leiosolenus</i>) <i>rechifora</i> ITOIGAWA	<i>Tapes</i> sp.
<i>Propeamusium tatewai</i> KANEHARA*	<i>Ruditapes siratoriensis</i> (OTUKA)
<i>Propeamusium</i> sp.	<i>Paphia</i> ? sp.
<i>Parvamusium</i> sp.*	<i>Nipponomarcia nakamurai</i> IKEBE
<i>Chlamys nisataiensis</i> OTUKA	<i>Nipponomarcia</i> ? sp.
<i>Chlamys</i> sp.	<i>Cyclina takayamai</i> OYAMA
<i>Palliolum peckhami</i> GABB*	<i>Cyclina huabongriensis</i> YOON and NODA
<i>Palliolum</i> ? sp.*	<i>Cyclina</i> sp. cf. <i>C. lunulata</i> MAKIYAMA
" <i>Placopecten</i> " <i>todaniensis</i> ITOIGAWA & NISHIKAWA	<i>Cyclina</i> ? sp.
" <i>Placopecten</i> " sp.	<i>Mya</i> (<i>Arenomya</i>) sp.
<i>Patinopecten</i> (<i>Mizuhopecten</i>) <i>kimurai</i> (YOKOYAMA)	<i>Panomya simotomensis</i> OTUKA
<i>Patinopecten</i> sp.	" <i>Corbula</i> " sp.
<i>Acesta goliath</i> (SOWERBY)*	<i>Solidicorbula succincta</i> (YOKOYAMA)
<i>Ctenoides</i> sp.	<i>Solidicorbula</i> sp.
<i>Anomia</i> sp.	<i>Panopea nomurae</i> KAMADA
<i>Monia</i> sp.	<i>Periploma mitsuganoense</i> ARAKI
<i>Crassostrea gravitesta</i> (YOKOYAMA)	<i>Teredo</i> ? sp.
<i>Crassostrea</i> sp.	" <i>Dentalium</i> " sp.
" <i>Ostrea</i> " sp.	<i>Fissidentalium yokoyamai</i> (MAKIYAMA)*
<i>Saxolucina</i> (<i>Megaxinus</i>) <i>khatai</i> (OTUKA)	<i>Fissidentalium</i> sp.*
<i>Saxolucina</i> sp.	<i>Spadentalina</i> sp.*
<i>Lucinoma acutilineatum</i> (CONRAD)	<i>Antalis weinkauffi</i> (DUNKER)
<i>Lucinoma</i> sp.	<i>Pulsellum</i> sp.
<i>Cycladicama cumingii kukinagaensis</i> (HAYASAKA)	<i>Tectura</i> ? sp.
<i>Cycladicama</i> ? sp.	" <i>Acmaea</i> " sp.
<i>Joannisiella takeyamai</i> OTUKA	<i>Lunella kurodai</i> ITOIGAWA
<i>Joannisiella</i> ? sp.	<i>Cerithidea</i> sp. cf. <i>C. kanpokuensis</i> MAKIYAMA
<i>Diplodonta</i> sp.	<i>Cerithidea</i> sp.

無印：備北層群の下部砂岩層及び相当層に認められる種類

*印：備北層群の上部頁岩（泥岩）及び相当層に認められる種類

岡本ほか（1986）をもとに坂之上・高安（1984）を加えて編集

第2表 (続き)

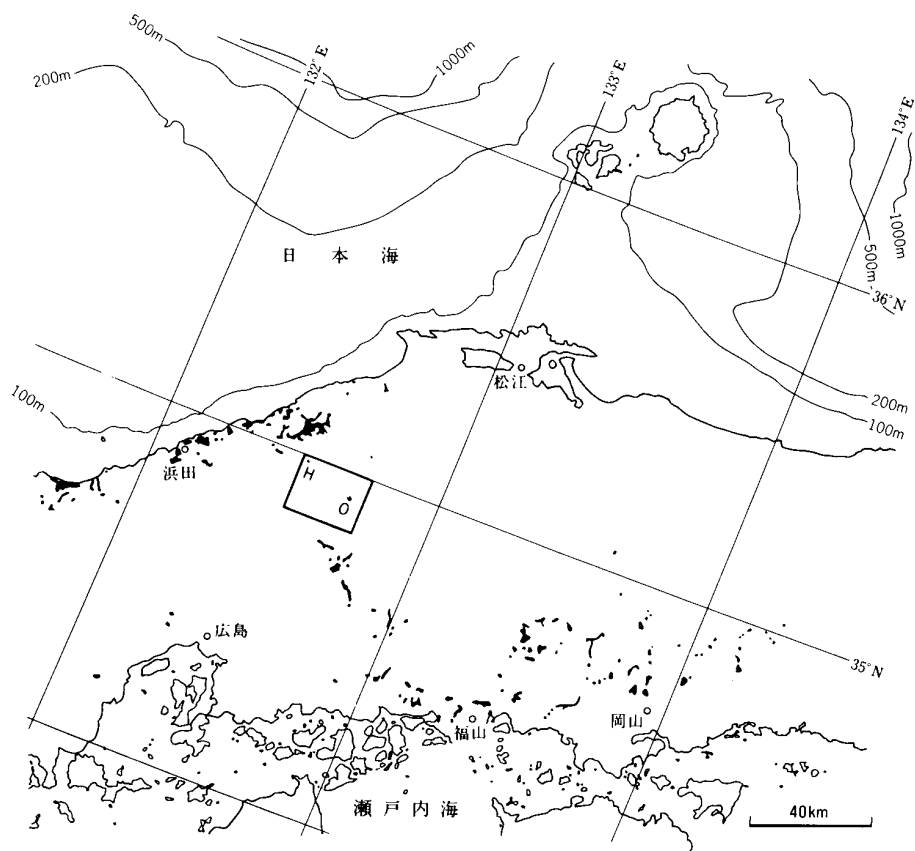
貝類	<i>Surculites (Megasurcula) osawanoensis</i> TSUDA
<i>Vicarya</i> sp.	<i>Surculites (Megasurcula)</i> sp. cf. <i>S. yokoyamai</i> (OTUKA)
<i>Vicaryella ishiiana</i> (YOKOYAMA)	<i>Gemmula osawanoensis</i> TSUDA*
<i>Vicaryella</i> sp.	<i>Gemmula</i> sp.*
<i>Tateiwaia yamanarii</i> (MAKIYAMA)	<i>Epitonium</i> sp.
<i>Tateiwaia tateiwai</i> (MAKIYAMA)	“ <i>Conus</i> ” sp.
<i>Tateiwaia</i> sp.	底生有孔虫
<i>Proclava</i> sp.	
<i>Calyptraea tubura</i> OTUKA	
<i>Calyptraea</i> sp.	フジツボ (破片)
<i>Crepidula</i> sp.	<i>Chirona</i> sp.*
<i>Globularia nakamurai</i> OTUKA	“ <i>Balanus</i> ” sp.
<i>Euspira meisensis</i> (MAKIYAMA)	
“ <i>Euspira</i> ” sp.	
<i>Sinum yabei</i> OTUKA	カニ (破片)
<i>Apollon minoensis</i> ITOIGAWA	
<i>Liracassis japonica</i> (YOKOYAMA)	ウニ (棘)
<i>Chicoreus (Rhizophorimurex)</i> sp. cf. <i>C. (R.) capuchinus</i>	<i>Prionocidaris</i> sp.
<i>nagiensis</i> TAGUCHI, OSAFUNE and OBAYASHI	<i>Stereocidaris</i> sp.
<i>Rhizophorimurex</i> sp.	
<i>Boreotrophon</i> sp.	クモヒトデ
<i>Pseudomurex</i> ? sp.	
<i>Siphonalia</i> sp.	サメ (歯)
<i>Reticunassa simizui</i> (OTUKA)	<i>Carcharhinus priscus</i> (AGASSIZ)
<i>Reticunassa</i> sp.	
“ <i>Nassarius</i> ” sp.	サンゴ
<i>Zeuxis</i> sp. cf. <i>Z. kometubus</i> (OTUKA)	<i>Dendrsphyllia</i> sp.
<i>Benimakia</i> ? sp.	
<i>Pugilina (Hemifusus) sazanami</i> (KANEHARA)	コシオリエビ
<i>Musashia</i> sp.	<i>Galatea</i> sp.

XI. 2 鮮新統

中国地方中部地域には鮮新世末-更新世初とされる砂礫を主とする未固結堆積物が、瀬戸内海沿岸の岡山県-広島県東部の尾道市・福山市周辺から日本海沿岸の島根県西部の江津市・浜田市周辺にかけて、中国山地を斜めに横切って点々と分布している (第16図)。このうち脊梁山地南側の広島県北部に分布するものは甲立礫層と呼ばれ、脊梁山地北の島根県側に分布するものは都野津層群と呼ばれる。本図幅地域内では、東部の女亀山南西の広島県作木村岡三淵付近に甲立礫層が分布し、北西部の島根県川本町畑野付近に都野津層群が分布する。即ち、本地域は鮮新世末-更新世初の砂礫層が中国地方脊梁山地を横断する場所に位置している。

川本町畑野の都野津層群はミネットの溶岩流に覆われ、作木村岡三淵の甲立礫層はアルカリ玄武岩溶岩流を挟在している。これらのアルカリ火山岩は堅硬で浸食抵抗性が大きいので、脊梁山地に近い場所にあっても未固結砂礫層を削剥から保護して現在に到っている。アルカリ火山岩類の放射年代はいずれも鮮新世末を示すので、本報告では砂礫層を含めて鮮新統とした。

XI. 2.1 甲立礫層



第16図 中国地方の鮮新統-下部更新統の分布 (ONISHI, 1987 ; 大西, 1988)
 枠内は赤名図幅地域の範囲 (O : 女亀山地域岡三淵, H : 川本東方畑野)

地層名 今村ほか (1953)

模式地 広島県高田郡甲田町^{すくもじ}稼地-下甲立

分布・層厚 甲立礫層は広島県高宮町, 甲田町, 三和町, 世羅西町, 世羅町及び赤名図幅地域内の作木村岡三淵に分布する。模式地付近では標高300m付近に分布しているが, 岡三淵付近では標高470m-520m付近に分布する。層厚は10-20m。

層序関係 甲立礫層は作木村岡三淵で古第三紀中期深成岩類の光守花崗岩の石英閃緑岩を不整合に覆い, 女亀山玄武岩を層内に挟在する (第17図, 第18図)。この玄武岩の K-Ar 年代 (後述) が鮮新世末を示すので, 甲立礫層の時代も鮮新世末と考える。

岩相 亜角礫ないし亜円礫からなる礫層を主とし, 砂・シルト及び粘土層を挟む。礫の淘汰はよくない。礫種は下部では白亜紀後期流紋岩類や古第三紀中期深成岩類に由来すると見られるものが多い。玄武岩溶岩より上の層準の礫層は角礫からなり, 玄武岩の礫を含むことがある。砂層及び粘土層は膨縮が著しく横方向に長くは連続しない。粘土層は暗灰色ないし暗褐色を呈し, 多量の樹幹などの木片を含む。樹幹は表面が黒く炭化したように見えることがあるものの, 断面は暗褐色で湿っており弾力がある。即



第17図 甲立礫層とこれに重なる女亀山玄武岩の降下火山灰凝灰岩 <作木村岡三淵本郷，第18図柱状図のE地点>

ち、木片は埋没による石炭化をほとんど被むっておらず、埋もれ木の状態にとどまっている。樹幹は径20cm，長さ5mを超えるものがある。また木片は粘土層の層理面内に密集して堆積しているが水平面内での向きは一定していない。

XI. 2. 2 女亀山玄武岩

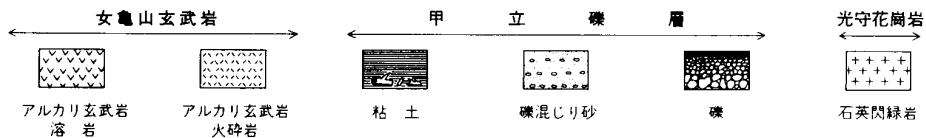
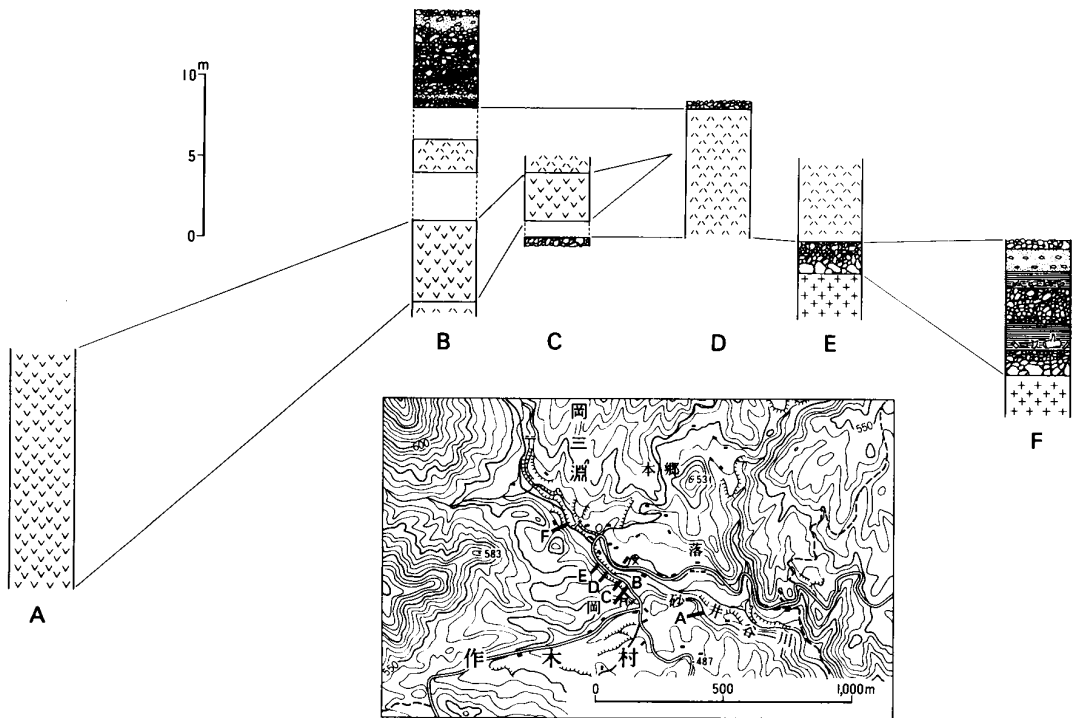
岩体名 女亀山のアルカリ玄武岩類は明治の20万分の1地質図「濱田」（鈴木，1897）に初めて分布が示されて以来，鷹村（1969，1973）などの研究が行われてきたが，命名はされていない。本報告ではこれを女亀山玄武岩と呼ぶ。

模式地 広島県双三郡布野村横谷から同郡作木村岡三淵に到る県道脇の崖

分布 広島県作木村・布野村と島根県赤来町の境界に位置する女亀山（海拔830.3m）山及びその周辺の南北約7Km，東西約4Kmに分布する。

層序関係 女亀山玄武岩は，白亜紀-古第三紀火成岩類を覆い，作木村岡三淵で甲立礫層の中に挟まれる。表面を第四紀の降下軽石層に覆われる。

女亀山玄武岩内部の層序区分について鷹村（1969）は，布野村室西方の溶岩を挟在する火砕岩を境に下位の早期玄武岩と上位の晩期玄武岩の2つに区分した。今回の調査では溶岩流は第19図に示すよう

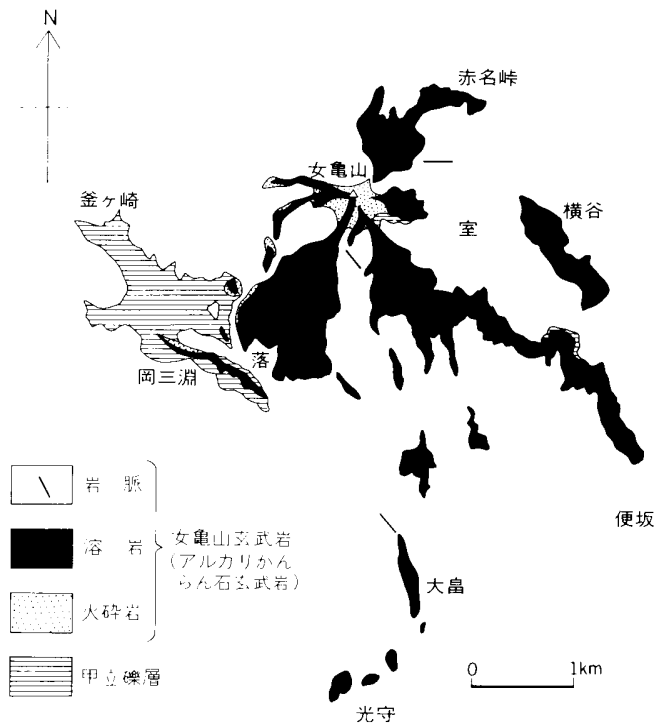


第 18 図 甲立礫層と女亀山玄武岩の柱状図 <作木村岡三淵>

に、女亀山山頂付近から北東向き赤名峠方面・東向き室-横谷方面・南東向き大畠-光守方面・南西向き岡三淵の落方面及び西向き釜ヶ西方面に向かって流れだしており、少なくとも6筋を数えることができた。これらは山頂付近から互いに離れて流下しているので前後関係の確認はできないが、2回の噴出に限るとは必ずしもいえない。

女亀山玄武岩は逆帯磁しており（鷹村，1973），その全岩 K-Ar 年代値は鷹村（1969）の晩期玄武岩に相当する溶岩で $1.8 \pm 0.2 \text{Ma}$ （松浦，1986）である。

岩相 女亀山玄武岩はアルカリかんらん石玄武岩溶岩・火砕岩及びび岩脈からなる。溶岩流は植生・表土に覆われており、表面の構造を観察することができない。下底面は女亀山頂上から南に約5 km離れた作木村光守下原で、赤土化した崖錐堆積物の表面を厚さ約20cmの女亀山玄武岩の降下火山灰が覆い、その上に厚さ1.7mほどのクリンカーと2m+の塊状溶岩が重なっているのが観察される。溶岩は灰色ないしわずかに褐色味を帯びた灰色を呈する。また完晶質な部分では灰白色を呈し、一見変質岩のように見えることがある。溶岩の大部分は緻密で気泡が少ない。また捕獲岩片として、基盤岩の花崗岩をこ



第19図 広島-島根県境女亀山周辺における甲立礫層と女亀山玄武岩の分布

くまれに含有することがある。女亀山山頂の北東部と南部の標高 700m 付近には比較的気泡に富む溶岩が露出している。気泡は厚さ 1-10mm、長さ 1-5cm の伸びたアムーパー状で、空洞内に金雲母の径 1-5mm の自形結晶が晶出することがある。溶岩中にはごくまれに径 4-6mm のかんらん石巨斑晶を認めることがあるが、超塩基性岩などの捕獲岩は発見していない。

火砕岩はスパターないしスコリアからなる凝灰岩と、降下火山灰が固まった凝灰岩がある。スパターは女亀山山頂付近の数 100m の範囲内でのみ分布し、一部は溶結している。溶岩餅やスコリアの大きさは山頂付近の溶結したもので径 30cm を超えるものから、南西尾根上で溶岩に覆われた所では径 1cm 内外となる。降下火山灰凝灰岩は女亀山の南-南西地域で厚くなり、作木村岡三淵では厚さ 8m 以上に達する。この付近に堆積したものは暗褐色を呈し、弱い層理を認めることができる(第17図)。火山灰凝灰岩は柔らかいので溶岩流に覆われる部分を除くと大部分が削剥されてしまっている。

玄武岩岩脈は女亀山東方-南方の 3 箇所と川本町芋畑で基盤岩に貫入するのを観察した。脈幅はいずれも 20-30cm 位で板状となる。溶岩に比べると変質が進んでおり、粘土化して柔らかくなっている。

噴出孔の推定 女亀山山頂付近に岩滓丘らしい形を残すこと、またこの周辺でのみ溶結したスパターが分布すること。溶岩流が山頂付近から周辺部に向かって流下していることなどから現在の女亀山山頂付近に噴出の主要な中心があったことはほぼ疑いない。しかし現在の山頂付近は北斜面が崩壊して急傾斜しており、火口を思わせる窪地などは残っていない。

岩石記載 アルカリかんらん石玄武岩<GSJ R 23206>

産地・産状：作木村岡三淵東方，溶岩

全岩K-Ar年代：1.8±0.2Ma

斑晶：かんらん石（ピコタイト微晶を含有）

微斑晶-石基：斜長石・単斜輝石

石基（副成分）：かんらん石・鉄鈦・金雲母・アルカリ長石・燐灰石

かんらん石は長径 0.5-2.5mm の斑晶と長径 0.05-0.1mm の石基結晶とがある。かんらん石斑晶は褐色のピコタイトの微小な結晶を包有するが、石基のかんらん石はピコタイトを含まない。斜長石は長径 0.05-0.6mm の短冊状自形結晶をなす。斜長石の大きさは斑晶かんらん石の小さなものと同様なものから、石基の大きさのものまで連続しているので、岩石全体としてはシリイット組織をなす。

単斜輝石は径 0.02-0.4mm の半自形-他形結晶を示す。以上の鉱物の隙間に他形の副成分鉱物が含まれる。鉄鈦は径 0.05mm 前後の粒状になるものと長径 0.01mm の板状になるものがある。金雲母は径0.05-0.2mmでX = 無色，Y ≒ Z = 淡褐色を示す。

XI. 2. 3 都野津層群

地層名 IMAMURA (1957)

模式地 島根県江津市都野津

分布・層厚 都野津層群及びその相当層は島根県西部の益田市，浜田市，江津市，大田市及びその周辺の日本海に近い丘陵上に不連続に散在する。赤名図幅地域北隣の三瓶山図幅西部の小松地付近の標高



1 m

第 20 図 都野津層群の礫層に貫入する川本ミネットの岩脈（左側）<川本町畑野北西>

200-300mの丘陵上に都野津層群水上層が分布する（服部ほか，1983）。本図幅地域内では北西部の島根県川本町畑野周辺の標高270mの等高線に沿って南北約1.5km，東西約0.8kmの範囲に分布する。ただ上位にミネット溶岩が重なるので露出はミネット溶岩の縁をなす場所に限られる。層厚約10m。

層序・貫入関係 川本町畑野地域内で白亜紀流紋岩類の邑智層群と古第三紀前期の乙原花崗岩及び古第三紀の流紋岩岩脈をほぼ水平な不整合面で覆う。上位にはミネット溶岩が重なる。また分布の北西端でミネットの岩脈が貫入して，接触部の礫の向きを水平から垂直に，即ち貫入面に平行に回転させている（第20図）。

岩相 未固結-半固結の礫・砂・シルト及び粘土層からなる。典型的な部分では下位から大礫層・中-細礫層・砂層（薄い礫層を挟む）及び粘土層の順に重なるが，砂層及び粘土層を欠く所も多い。礫は細粒花崗岩・花崗閃緑岩・白亜紀後期流紋岩溶結凝灰岩などの基盤岩類に由来する亜角礫である。

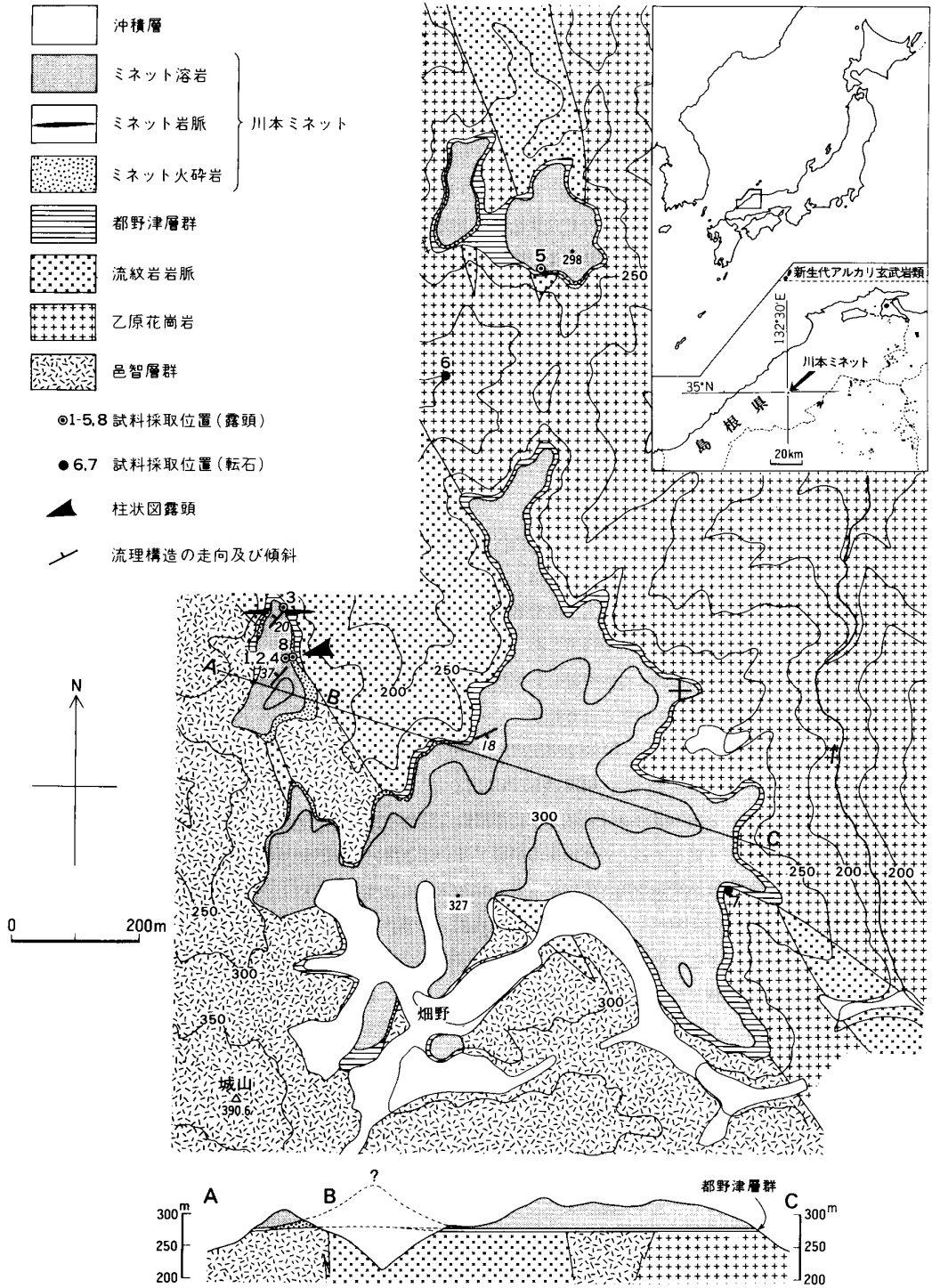
XI. 2. 4 川本ミネット

川本町畑野付近で砂礫層を覆うアルカリ岩溶岩の分布を最初に示したのは山陰中生代末火成活動研究グループ（1979）であった。しかし岩石名はアルカリ玄武岩とされていた。その後松浦（1985）はこの岩石がサニディンと金雲母に富み，玄武岩相当の珪酸分にもかかわらず花崗岩よりもカリウムに富む特異な岩石即ちミネットであることを指摘した。ほぼ同じ頃，永尾ほか（1985）も本岩の特徴について報告している。永尾ほか（1986）はやや詳しい鉱物記載を行って，川本ミネットの金雲母の化学的特徴がマントル由来の金雲母に似ていることを指摘している。

分布・層厚 分布は島根県川本町畑野周辺の南北約1.5km，東西約0.8kmの範囲に北と南の2か所に分かれて分布する（第21図）。層厚は60m以上。

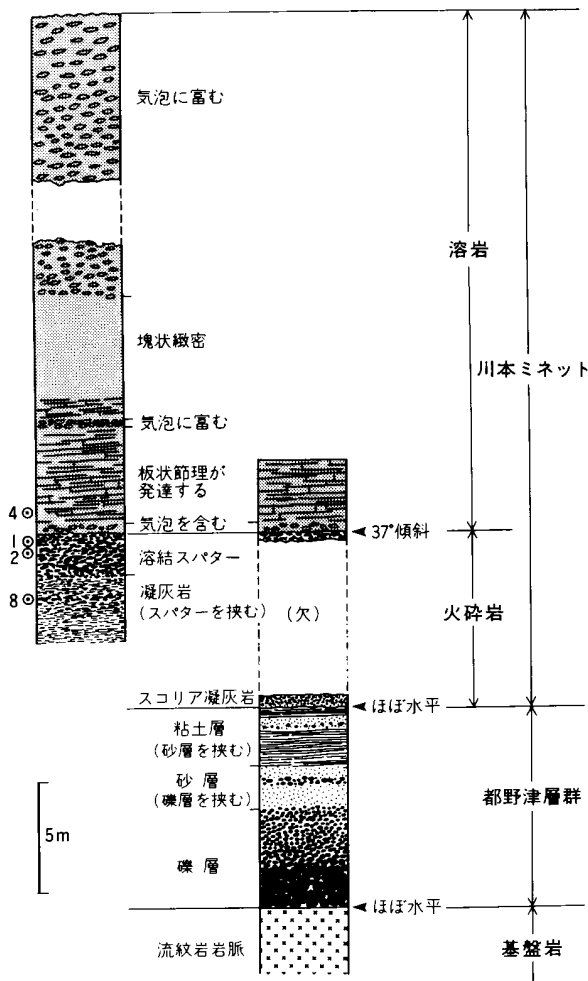
層序・貫入関係 分布地域のほぼ全域で都野津層群に整合に重なり，南部岩体の北西部ではミネットの岩脈が都野津層群に貫入する。分布地域の南縁では一部を除いて基盤岩類に直接アバットする。ミネット溶岩の残留磁気は地質調査所九州地域地質センターの星住英夫技官により，逆帯磁していることが確認された。全岩K-Ar年代は $2.09 \pm 0.09\text{Ma}$ （松浦・宇都，1986）である。

岩相 ミネットは下位の火砕岩及び岩脈と上位の溶岩からなる。火砕岩は南部岩体の北西部と北部岩体の一部にのみ小規模に分布する。岩脈は南部岩体の北西部に1本のみ確認した。その他の大部分は溶岩からなる。ミネットの典型的な層序を第22図に示す。火砕岩は褐色を呈し，底部からスコリア凝灰岩・凝灰岩及び溶結スパターの順に重なる。底部のスコリア凝灰岩には下位の都野津層群の砂や礫を10-30%ほど含む。凝灰岩からスパターの部分では径1cm内外の破砕された基盤の角礫を多量に含む。第23図に示す溶結スパターは径3-5cm，厚さ1cmほどの溶岩片が溶けた状態でひきちぎられて放出され，堆積した様子をよく示している。柱状図の露頭では火砕岩は底部ではほぼ水平に堆積しているが上部に向かって傾き，最上部では北西に37°も傾斜している。南部岩体北西部で確認した岩脈は幅5-7mで東西方向にほぼ垂直に貫入している。これは上面を溶岩に覆われているので，溶岩を噴出した主要な噴出孔とは別の副次的なものと考えられる。溶岩は灰色を呈し，流理構造を示す。流理面と平行に金雲母の底面が多数配列するので岩石の割れた表面は，ランプロファイアー特有の輝きがある。溶岩は気泡に富む部分と，気泡がなく緻密な部分とがあるが，それ以外の岩石学的な特徴は両者とも同じであ



第21図 川本町畑野付近における都野津層群と川本ミネトの分布及び断面図

試料番号と地質調査所標本登録番号の対応は以下の通り。No.1 (GSJ R23209), No.2 (GSJ R23212), No.3 (GSJ R23211), No.4 (GSJ R23208), No.5 (GSJ R23213), No.6 (GSJ R23205), No.7 (GSJ R23214), No.8 (GSJ R23222)。



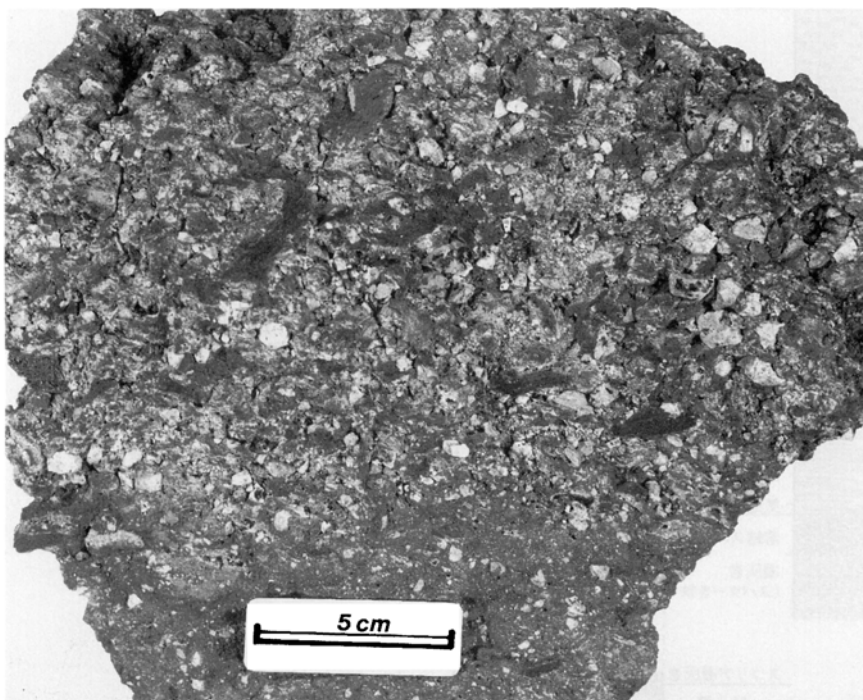
第22図 川本ミネットの代表的な柱状図
(位置は第21図中に矢印で示す)

る。

ミネットは石基部分の特徴によって3つの岩相に区分することができる。まず石基の大部分がガラスで長石を含まない火砕岩と、反対に石基の大部分が長石（大部分はサニディン）でガラスを全く含まない溶岩に分けられる。溶岩は更に石基長石の大きさが他の石基鉱物と同じ位のもの（サニディン I⁷⁾と、大きく成長して輝石など他の石基鉱物をポイキリティックにとり込む oikocryst（サニディン II⁸⁾）になるものに区別される。以下の記述では前者が溶岩の大部分を占めるので主岩相と呼び、後者をサニディン粗粒相と呼ぶ。第3表に各岩相の斑晶と石基の鉱物組合せと粒径を示す。以下に3種類の岩相について鏡下の特徴を記述する。

7) サニディンが大部分を占めるがまれにアノソクレスや中性長石も含む。本報告では大部分がサニディンである長石の意味に用いる。

8) 他の石基鉱物に比べると粒度が粗いが、晶出時期は石基ステージ末期と考えられる。



第23図 川本ミネットの溶結スパター

(i) 火砕岩 (溶結スパター)

火砕岩は全体の74-79vol.%を褐色のガラスが占める(第IV図版I)。斑晶の大部分は板状自形の金雲母からなり全体の8-9vol.%を占める。金雲母は新鮮でZ=無色、Y≒Z=淡褐色を示す。透輝石質輝石は短柱状自形の石基(一部微斑晶)として8-15%含まれる。輝石と鉄鈦(1 vol.%前後)は溶岩に比べると含有量が少ない。長石は全く含まれない。

(ii) 溶岩 (主岩相)

溶岩の主岩相は全体の54-56vol.%を占める石基のサニディンIで特徴付けられる(第V図版1, 2)。斑晶の大部分は最大径1cmに達する金雲母で、全体の8-11vol.%を占める。金雲母斑晶はまれに緑色スピネルを包有することがある(第IV図版2)。このほか少量の金雲母が石基にも存在する。透輝石質輝石は微斑晶-石基として24-29 vol.%を占める。輝石の微斑晶は柱状に伸びるものがあり、一部は淡褐色を呈する。鉄鈦はほとんどが石基鉱物として6-9 vol.%含まれ、量的には主成分鉱物となる。

主岩相のうち気泡に富む溶岩にはまれに第V図版3に示すような粗粒部を含むことがある。そこではサニディンが大きく成長してサニディンIIとなり、かつ周辺部周辺の主岩相の部分には含まれないエジリンオーゾイトを含むなど、次に述べるサニディン粗粒相に酷似する。

(iii) 溶岩 (サニディン粗粒相)

サニディン粗粒相は特定の溶岩流でなく、同じ溶岩流内で主岩相の一部から漸移している。サニディ

第3表 川本ミネットの岩相別鉱物組成と粒径

岩 相	斑 晶	石 基 鉱 物
溶 岩	金雲母 (径 1.3-10 mm) 透輝石質輝石 (径 0.3-1.3 mm) [燐灰石] (径 0.3-0.8 mm)	サニディンII (径 0.3-3 mm*) 透輝石質輝石 (径 0.03-0.3 mm) チタン磁鉄鉱 (径 0.01-0.05 mm) 金雲母 (径 0.03-0.3 mm) 燐灰石 (径 0.05-0.3 mm) エジリンオーゾライト(径 0.02-0.1 mm) 沸石 (径 0.05-0.3 mm) [炭酸塩鉱物] (径 0.1-0.5 mm)
	主 岩 相 金雲母 (径 0.3-10 mm) 透輝石質輝石 (径 0.3-1 mm) [燐灰石] (径 0.3-1.3 mm) [チタン磁鉄鉱] (径 0.2-0.3 mm)	サニディンI (径 0.03-0.2 mm) 透輝石質輝石 (径 0.03-0.3 mm) チタン磁鉄鉱 (径 0.01-0.1 mm) 金雲母 (径 0.03-0.3 mm) 燐灰石 (径 0.1-0.3 mm)
火砕岩	溶結スパター 金雲母 (径 0.3-3 mm) [透輝石質輝石] (径 0.3-0.5 mm)	ガラス 透輝石質輝石 (径 0.01-0.3 mm) チタン磁鉄鉱 (径 0.01-0.03 mm) 金雲母 (径 0.03-0.3 mm)

[] はまれに含まれる鉱物
 * 石基ステージの晶出

ン粗粒相の溶岩中に占める割合は約 10% 以下であろう。この岩相は長径 3 mm に達する oikocryst 状のサニディンII で特徴付けられる (第V図版4)。斑晶と石基の金雲母及び透輝石質輝石は溶岩の流理と平行に配列するのに対して、サニディンII は流理に斜交して大きく成長し、雲母や輝石を平行配列のままポイキリティックに包有している。このことはサニディンII が溶岩の流れが停止した後に晶出した結晶で、石基内で流理方向に長軸を描えて配列するサニディンI よりも晶出時期が遅れたを示している。

サニディン粗粒相にはこのほかにエジリンオーゾライト・沸石、まれには炭酸塩鉱物を含むことがある。エジリンオーゾライトは石基の透輝石質輝石の端面に帽子状の平行連晶として成長し、沸石はサニディンII の結晶内の一部を置換する (第IV図版3, 4)。

全岩化学組成 川本ミネットの全岩化学組成と ROCK (1984) による世界のミネットの平均値を第4表に示す。ミネットの特徴は珪酸分が玄武岩相当 (SiO_2 ; 50.6-51.8 wt%) であるのに対してカリウムが著しく高い (K_2O ; 4.1-7.1wt%) ことである。また、 TiO_2 (1.94-2.67wt%) や P_2O_5 (1.33-1.73wt%) も普通のアルカリ玄武岩に比べると異常に高い。 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ は (重量比) 1.4-2.6 に達し、ノルム長石組成が計算できるものでは $\text{or} : \text{ab} : \text{ne} : \text{an} = 49.1 : 28.3 : 0.5 : 22.1$ ないし $62.2 : 20.0 : 16.4 : 1.4$ (mol%) となる。これらの特徴は川本ミネットがアルカリ岩系列の中でもカリウム系列に属することを示す。岩相による化学組成の顕著な違いは認められないが、サニディン粗粒相では主岩相や溶結スパターに比べるとやや K_2O 、 TiO_2 及び P_2O_5 に富み Na_2O に乏しい。川本ミネットの化学組成を世界のものと比べると各成分ともほぼ平均値に近いが、マグネシウムがやや乏しく、鉄に富む。

第4表 川本ミネットの岩相別化学組成と世界のミネットの平均値 (ROCK, 1984による)

Loc No. GEMS No.	火 碎 岩		溶 岩			世界のミネット 140 個の平均組 成
	結晶凝灰岩	主 岩 相		サニディン粗粒相		
		塊状緻密部	気泡に富む部分	6	永尾ほか(1986)	
	1 GSJ R 23209	4 GSJ R 23208	5 GSJ R 23213	GSJ R 23205		Rock (1984)
SiO ₂	51.77	51.52	50.63	51.08	51.24	51.36
TiO ₂	2.33	1.98	1.94	2.58	2.67	1.46
Al ₂ O ₃	14.50	14.28	14.89	13.22	12.39	12.65
Fe ₂ O ₃	7.33*	6.96*	7.38*	3.95	3.73	3.04
FeO	—	—	—	3.18	3.94	4.10
MnO	0.09	0.10	0.11	0.11	0.10	0.14
MgO	4.22	4.97	4.86	4.77	4.49	7.27
CaO	6.87	8.54	8.45	8.74	8.03	6.37
Na ₂ O	3.04	3.10	2.83	2.32	2.74	1.91
K ₂ O	5.18	4.37	4.08	6.00	7.12	6.08
P ₂ O ₅	1.43	1.33	1.51	1.73	1.63	1.08
H ₂ O(+)	1.94**	1.77**	2.77**	1.71	1.08	2.12
H ₂ O(-)	—	—	—	0.77	0.49	CO ₂ =2.23
total	98.70	98.92	99.45	100.16	99.65	99.81
ノルム ne	—	—	—	0.21	5.68	0.00
method	XRF	XRF	XRF	wet chem.	wet chem.	wet chem.

* total iron as Fe₂O₃, ** ignition loss

分析者: 松浦浩久 (No.1,4,5), 大森江い (No.6)

XII. 第 四 系

赤名図幅地域内は中国山地脊梁に当たるので、第四系は極めて貧弱で、わずかに小規模な河成段丘・降下軽石堆積物・崖錐堆積物及び現河成堆積物が分布する。

XII.1 河成段丘堆積物

堆積物の表面の浸食程度から古期の上位段丘と新期の下位段丘に区分した。

上位段丘で最も広いものは赤名図幅地域南西部の瑞穂町の出羽川流域のもので下亀谷・淀原地域の北東-南西約3 km, 北西-南東約1 kmに分布し、これに相当する段丘面が和田・高見・八色石に点在している。段丘堆積物は中礫位の礫・砂・シルト及び粘土からなる。基盤の阿須那花崗岩を水平不整合に覆い、数枚の降下軽石に覆われる。層厚は1-10mである。淀原地域では段丘崖には基盤の花崗岩が露出している。神戸川の upstream になる赤来町下赤名付近には、径1-30cmの淘汰不良の亜円礫及び砂層が分布する。赤名^{あか}神社脇の崖には風化した赤名花崗閃緑岩を覆って約8mの礫層が重なり、最上部に径1cm位の黄色降下軽石堆積物が載っている。下位段丘の堆積物は塩谷川上流部の赤来町塩谷と江の川本流沿いの大和村都賀行・大浦・都賀本郷南部に比較的ルースな薄い礫層が堆積している。

XII.2 降下軽石堆積物

赤名図幅地域北東部の島根県飯石郡赤来町下赤名及び上赤名地域には段丘堆積物及び基盤岩類を降下軽石堆積物が覆っている。この堆積物は径0.2-1cmの黄色軽石からなり、30cm-1mの厚さを持つ。表面を黒ボク土壌が覆うことが多い。林・三浦(1986)は赤名付近には三瓶池田降下軽石層(服部ほか(1983)の上山ベースサージに相当)及び三瓶浮布降下軽石層(同じく三瓶降下軽石堆積物)が分布すると報告している。

西部の瑞穂町高見段ノ原(地質図では省略)には段丘堆積物上に2枚の縄文時代の遺跡包含層と3枚の降下軽石火山灰層が重なる。三浦・林(1986)は3枚の降下軽石火山灰を検討した結果、最下部の軽石を4-5万年前の三瓶雲南降下軽石(林・三浦, 1986)、中位の軽石を三瓶池田降下軽石層、最上位の火山灰層を約2万年前の始良Tn火山灰に同定した。また遺跡は中位と最上位の軽石・火山灰層の間と最上位の火山灰層の上位に挟まれていることを確認した。

XII.3 崖錐堆積物及び現河成堆積物(沖積層)

崖錐堆積物は瑞穂町唐溪山^{からたに}山西斜面・高野山東斜面・八色石及び下亀谷にやや面積の広いものが分布する。地質との関係について見ると深成岩類分布地域の方が白亜紀-古第三紀火山岩類の分布地域よりも多く規模も大きい傾向が読み取れる。江の川の両岸は断崖になるので小規模ながら地質に関係なく崖錐が発達している。

現河成堆積物は谷底の河川に沿った狭い地域に分布している。一般に谷川が深成岩類の分布地域を流れる部分で小規模な沖積平地をなし、白亜紀-古第三紀火山岩類分布地域内に入ると谷が狭まって沖積層がなくなる。沖積層の厚さは極めて薄い。例えば出羽川上流の下田所・出羽及び原付近は赤名図幅地域内では比較的沖積平地の幅が広いが、出羽川の川床は阿須那花崗岩の岩盤が露出しており、沖積層は氾濫原の部分に限られている。

XIII. 応用地質

XIII.1 金属鉱床

本図幅地域内の金属鉱床は銅・鉛・亜鉛、マンガン、タングステン及び山砂鉄がある。現在稼行中のものはない。

XIII.1. 銅・鉛・亜鉛

銅ヶ丸鉱山 銅・亜鉛

島根県邑智郡邑智町今津

鉱床は白亜紀後期流紋岩類の邑智層群と古第三紀前期の乙原花崗岩の接触部に胚胎する鉱脈型である。鉱脈は黄銅鉱・黄鉄鉱及び閃亜鉛鉱を含む石英脈で、主脈は N55-75° E 方向に 2 本平行する。このほか南北系の鉱脈があつて、主脈との交叉部に富銅体をなしていた（村山・服部，1961）。銅ヶ丸鉱山の歴史は相当に古く、室町時代には既に採掘されていたという（服部，1962）。本鉱山が最も盛んに採掘していたのは1888年から1908年までの約20年間である。1909年には施設を火災で失って閉山した。

曾ヶ谷鉱山 銅・鉛

島根県邑智郡智町曾ヶ谷（銅ヶ丸鉱山の南約500m）

地質及び鉱脈は銅ヶ丸鉱山と同じで、鉱床としても銅ヶ丸鉱床の支脈の一部であると考えられる。採掘跡が N40-50° E 方向に40m以上掘られているので、これが主脈であったのであろう。

からだに **唐溪鉱山** 銅

島根県大和村大楨谷，唐溪山北側中腹

鉱床は白亜紀後期流紋岩類の邑智層群に発達する N80° W 方向の節理に沿う裂か脈である（島根県経済部，1951）。銅ヶ丸鉱山と違って深成岩体乙原花崗岩は地表に露出していないが、邑智層群に顕著な再結晶組織があることと乙原花崗岩が邑智層群をとり囲んで分布することから、本鉱床の地下に乙原花崗岩が潜在すると考えられる。鉱石鉱物は黄銅鉱を主とし、方鉛鉱及び閃亜鉛鉱を伴う。

鉱床は都賀行の薪炭業 遠藤早太郎・榎行父子によって大正時代初め頃発見されたという。採掘は1928-1941年の間続き、鉱石を掘り尽くして1942年に閉山した。

八色石鉱山 銅

島根県邑智郡川本町八色石トンネル北方

地質及び鉱脈は唐溪山鉱山と同じ。昭和初め頃採掘していたらしいほかは詳細不明。

戸河内鉱山 鉛

島根県邑智郡羽須美村戸河内伴蔵山西方

古生界羽須美層戸河内砂岩部層を切る小断層に沿う鉱脈。走向は N10° E 方向，傾斜はほぼ垂直で約30 m 掘進している。鉱石鉱物は方鉛鉱。1918-1919年頃採掘していた。

XIII. 1.2 マンガン

島根県邑智郡瑞穂町西部の冠山北側中腹と，大和村長藤及び羽須美村下戸河内において昭和前期の頃採掘していたという。記録がないが，本報告には地元の人の話として一応書き留めておく。鉱石の種類・鉱脈の方向・規模・などの詳細は不明である。

XIII. 1.3 タングステン

志方ヶ原鉱山

島根県邑智郡大和村志方ヶ原

鉱床は古第三紀前期の乙原花崗岩中のペグマタイト。ペグマタイトは走向 N50-60° E，傾斜 48° S で幅10-20cmの脈が 5-6 本あるという（島根県経済部，1951）。鉱石鉱物は鉄マンガン重石。1940-1945年頃採掘していたらしいが詳細は不明。

XIII. 1. 4 山砂鉄

明治初年頃までは赤名図幅地域内でも盛んに山砂鉄の採掘が行われており、現在でも当時の鉱滓が各地に散乱するのが見られる。山砂鉄は深成岩類の風化帯を鉄穴流し法によって造岩鉱物としての磁鉄鉱を分離選鉱したものである。近代製鉄業の成立とともに採掘されなくなった。

XIII. 2 非金属鉱床

赤名図幅地域内の非金属鉱床は石炭、石灰石及びセリサイトがある。現在はセリサイトのみが稼行されている。

XIII. 2. 1 石炭

新第三紀中新統の備北層群について島根県邑智郡瑞穂町高見及び羽須美村戸河内に鉱区設定して探鉱されたらしい。石炭化度は亜瀝青炭に達するものの、炭層は厚さが3 cm前後しかなく採掘には至っていない。

XIII. 2. 2 石灰石

古生界羽須美層上部の上ヶ畑頁岩部層中に挟在する石灰岩の小岩体が採掘された。石灰岩体は連続せずにレンズ状に断続するので地域ごとに小規模に採掘された。採掘されたのは広島県双三郡作木村下作木撰荷地・天楽・芝坂及び江の川左岸の島根県邑智郡羽須美村上ヶ畑地域である。上ヶ畑地域の石灰岩は羽田ほか（1950）による詳細な調査によって、推定鉱量約146万t、確定鉱量約100万t、可採鉱量約50万tとされた。作木地域のものを合わせても可採鉱量は100万tに満たないと推定される。

肥料用として明治初め頃から採掘されていたらしい。明治中期の銅ヶ丸鉱山の最盛期には鉱石の精錬用としても出荷され、大正年間にはセメント工場も計画された。このとき江の川上流の熊見に水力発電所（現存）が建設されたがセメント工場は実現しなかった。1960年頃採掘を止めたという。

XIII. 2. 3 セリサイト

赤名図幅地域内のセリサイトは古第三紀中期の阿須那花崗岩の南部に分布する。鉱床は島根県邑智郡瑞穂町下田所永明寺付近から岩屋にかけての地域に脈状-ポケット状の鉱体をなして散在する。現在は岩屋地域で稼行が続けられている。鉱石はほとんど純粋なセリサイトのみからなる。

XIII. 3 砕石及び川砂利

XIII. 3. 1 砕石

赤名図幅地域内の砕石は古生界角谷層の砂岩・白亜紀後期流紋岩類及び古第三紀中期作木火山岩類を対象に路盤用及び骨材用に採掘されている。

XIII. 3. 2 川砂利

川砂利は江の川本流と出羽川が合流する付近の川原に堆積するものを対象に羽須美村下口羽で採掘されている。

XIII. 4 石 材

石材は古第三紀前期の高野山斑れい岩を対象に瑞穂町布施で採掘されたことがある。現在は採掘されていない。

XIII. 5 温泉

温泉は島根県邑智郡大和村魚切谷と同郡羽須美村口羽にある。泉質は魚切谷が含炭酸食塩泉で口羽は鉄泉である。温度はいずれも低い。

文 献

- 地質調査所 (1953) 300万分の1日本地質図 (英文)。
——— (1956) 200万分の1日本地質図。
遠藤誠道 (1959) 日本群島上部白亜紀層産化石植物群について (演旨)。地質雑, vol.65, p.456。
羽田重吉・影山邦夫・尾崎次男・向井清人 (1950) 島根県邑智郡口羽村上ヶ畑石灰石調査報告。地下資源協会, 22p。
服部 仁・鹿野和彦・鈴木隆介・横山勝三・松浦浩久・佐藤博之 (1983) 三瓶山地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 168p。
服部富雄 (1962) 銅ヶ丸鉱山むかしむかし。地質ニュース, no.90, p.14-17。
長谷 晃 (1964) 古生界。広島県地質図説明書, p.31-59。広島県, 182p。
林 正久・三浦清 (1986) 三瓶雲南軽石層の鉱物特性と分布の広域性。山陰地域研究, 自然環境, no.2, p.17-26。
東元定雄 (1975) 中国山地中央部大朝地域の広島花崗岩と山陰花崗岩について。地調月報, vol.26, p.513-518。
広川 治・服部 仁・猪木幸雄・一色直記・坂本 亨・寺岡易司・上村不二雄・山田直利・小野千恵子 (1973) 50万分の1地質図幅「岡山」。地質調査所。
———ほか編 (1978) 100万分の1日本地質図, 第2版。地質調査所。
飯泉 滋・沢田順弘・先山 徹・今岡照喜 (1985) 中国・四国地方の白亜紀-古第三紀火成活動一火成岩類の対比を中心として。地球科学, vol.39, p.372-384。
今村外治 (1953) 船佐地区及び三次・三良坂・庄原地区。今村外治・梅垣嘉治・小島丈児, 地質巡検

- 案内書, 上根・船佐・三次・三良坂・庄原・勝光山, p.19-41, 広大地鉄教室, 49p.
- 今村外治・迎三千寿・吉田博直・多井義郎・藤井 守・橋本雅己・松田 清・森岡 昇 (1953) 広島県双三郡三良坂町地方の第三紀層について. 日本地質学会西日本支部会報, no.13, p.1-2.
- IMAMURA, S. (1957) A new Miocene Sassfras from Shimane Prefecture, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser.C, vol.2, p.53-61.
- 今岡照喜 (1986) 山陰西部における古第三紀火成活動. 広大地学研報, no.26, p.1-109.
- 鹿野和彦・松浦浩久・服部 仁・山田直利・東元定雄 (1988) 20万分の1地質図幅「浜田」. 地質調査所.
- 北野直志 (1986) 作木陥没体. 村上允英・今岡照喜編, 西中国および周辺地域の酸性-中性火成活動. 山口大学教養部紀要, 村上允英教授記念号, p.263-265.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩のK-A dating (V) - 西南日本の花崗岩類 -. 岩鉄, vol.56, p.191-211.
- 松原秀樹 (1959) 島根県江川下流域の地質および放射能異常概査報告. 地調月報, vol.10, p.741-747.
- 松田高明 (1979) 山陰中央部・第三系中部のフィッション・トラック年代. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨, p.132.
- (1980) 山陰中-西部の白亜紀-古第三紀火成岩類のフィッション・トラック年代. 日本地質学会第87年学術大会講演要旨, p.124.
- (1981a) 接触変成による fission track のアニーリング-川本花崗閃緑岩を例にして-. フィッション・トラック年代決定法の改良と相互検討, 昭和55年度科研費総研A報告書, p.37-40.
- (1981b) フィッション・トラック年代からみた古第三紀田万川帯. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, p.132.
- ・小田基明 (1982) 島根県川本町周辺の白亜紀-古第三紀火成岩類の地質. 地質雑, vol.88, p.31-42.
- MATSUDA, T. (1982) Fission-track Geochronology of Late Cretaceous to Early Neogene Igneous Rocks in San'in Belt, Southwest Japan. *Abstracts for Workshop on Fission-Track Dating, June 30, 1982, Nikko, Japan*, p.37-41.
- 松尾秀邦 (1975) 本邦の新植代に見られる二・三の事項について. *Ann. Sci. Kanazawa Univ.*, vol.12, p.73-90.
- (1977) 植物化石, 日本標準化石図譜, p.116-145 及び p.204-210. 朝倉書店, 東京. 242 p.
- (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.31-38.
- (1982) 西南日本における後期白亜紀の酸性噴出岩に伴う化石植物群について. 化石, vol.32, p.29-31.

- 松浦浩久 (1984) 島根県中部地域花崗岩類の放射年代. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 404.
- (1985) 島根県川本町に分布するミネットの火山. 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, p.296.
- (1986) 広島県女亀山のアルカリ玄武岩のK-Ar年代, 地質雑, vol.92, p.235-237.
- (1989) 山陰地方中部に分布する白亜紀後期-古第三紀火成岩類の区分と放射年代. 地調月報, vol.40, p.479-495.
- ・宇都浩三 (1986) 島根県川本町に分布するミネット溶岩の全岩K-Ar年代. 地調月報, vol.37, p.77-79.
- MIDDLEMOST, E. A. K. (1972) A Simple Classification of Volcanic Rocks. *Bull. Volcanologi-que*, vol.36, p.382-397.
- 三浦 清・林 正久 (1986) 島根県下に見られる二, 三の縄文遺跡とテフラの産状. 山陰地域研究, 自然環境, no.2, p.1-15.
- 村上 久・飯泉 滋 (1985) 作木火山岩類. 島根県地質地図説明書編集委員会 島根県の地質, p. 71-73. 島根県, 646p.
- 村上允英 (1969) 山陰西部における新第三紀堆積盆地との関連よりみた後期中生代-古第三紀火山岩層の構造. 日本地質学会第76年学術大会総合討論会資料「グリーンタフに関する諸問題」, p. 77-83.
- (1974) 西南日本内帯における後期中生代-古第三紀酸性火成岩類の進入と構造との関係-特に西中国を例にして. 地団研専報, no.18, p.9-31.
- (1985) 中国地方西部における中生代後期-古第三紀火成活動史. 地質雑, vol.91, p.723-742.
- ・今岡照喜編 (1986) 西中国及び周辺地域の酸性-中性火成活動. 山口大学教養部紀要, 村上允英教授記念号, 419p.
- 村山正郎・服部富雄 (1961) 島根県銅ヶ丸鉱山調査報告. 地質調査所資料, no.1129.
- 永尾隆志・松田高明・松本徂夫・飯泉 滋・小田基明 (1985) 島根県川本町に分布する Potassic rock と構成鉱物について (演旨). 火山第2集, vol.30, p.105.
- ・松本徂夫・松田高明・飯泉 滋・小田基明 (1986) 島根県川本地域の新生代ミネット. 岩鉱, vol.81, p.423-426.
- 中村栄三 (1979) 島根県那賀郡旭町地域の古第三紀火山性陥没構造について. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨, p.275.
- NAKAMURA, E. (1982) A new finding of alkaline rocks in the Paleogene Tertiary of the inner side of Southwest Japan and its geological significances. *Bull. Hiruzen Res. Inst.*, no.7, p.1-10.
- 野村律夫 (1989) 備北層群中の Foram. Sharp Line について. 山陰地域研究, 自然環境, no.5, p. 35-44.

- 岡本和夫・川谷卓哉・中川恭子・原 博之・坂之上一 (1986) 島根県瑞穂町高見地域の中新世備北層群産貝化石群の特性. 瑞浪市化石博物館専報, no.6, p.143-154.
- 大西郁夫 (1988) 中国地方の第四紀層. 地質学論集, no.30, p.127-144.
- ONISHI, I (1987) Quaternary system in Chugoku District. In: ITHATRA, M. and KAMEI, T. (Eds.), *Proceedings of the First International Colloquium on Quaternary Stratigraphy of Asia and Pacific Area, Osaka, 1986*. p.84-100.
- 大和栄次郎 (1959) 島根県・広島県江川中流地域の地質および放射能探査概報・地調月報, vol.10, p.737-740.
- ROCK, N. M. S. (1984) Nature and origine of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh : Earth Sciences*, vol.74, p.193-227.
- 坂之上一・高安克己 (1984) 島根県邑智郡瑞穂町の中新統より産出した大型巻貝 *Globularia* について. 島根大地質研報, vol.3, p.171-176.
- 山陰中生代末火成活動研究グループ (1979) 島根県中央部邑智町周辺の白亜紀-古第三紀火成岩類. 地質学論集, no.17, p.249-258.
- 山陰第四紀研究グループ (1969) 山陰海岸地域の第四系. 地団研専報, no.15, p.358-366.
- 西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ (1967) 西南日本内帯における後期中生代の火成活動と構造発達史. 地団研専報, no.13, p.1-50.
- 柴田 賢・石原舜三 (1974) 広島花崗岩中央部の黒雲母K-Ar年代の南北変化. 地質雑, vol. 80, p.431-433.
- 島根県経済部編 (1951) 島根県地下資源概査報告書. 122p.
- 杵山哲男・松浦浩久 (1989) 島根県邑智郡羽須美村から産出した石炭紀四射サンゴ化石について. 日本古生物学会第138回例会 (長崎大学) 講演予稿集. p.9.
- ・—————・石橋 澄 (1989) 中国地方中央部の上部古生界羽須美層から産出した石炭紀四射珊瑚化石と玄武岩類. 地調月報, (準備中).
- 鈴木 敏 (1897) 20万分の1地質図幅「濱田」及び同説明書. 地質調査所. 136p.
- 多井義郎 (1964) 新生界. 広島県地質図説明書, p.103-123. 広島県, 182p.
- (1984) 新第三系 (4) 中国山地と山陽側地域. 今村外治・長谷 晃・多井義郎・小島丈児編 日本地方地質誌「中国地方 (第2版)」, p.271-287. 朝倉書店, 東京. 383p.
- TAKAGI, T., KAGAMI, H. and IIZUMI, S. (1989) Petrography and geochemistry of two contrasting I-type granites, the Mitsumori and Ikuridani Granites, San'in Belt, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.95, p.905-918.
- 鷹村 権 (1969) 広島県女亀山・比婆山地の新生代玄武岩類の岩石学的研究. 岩鉱, vol.61, p.140-157.
- (1973) 中国地方新生代玄武岩類の岩石学的並びに岩石化学的研究. 広大地学研報, no.18, p.1-167.

- 高安克己・坂之上 (1985) 新第三系 (6), 中国山地. 島根県地質図説明書編集委員会 島根県の地質, p.119-120. 島根県, 646p.
- 上村不二雄・坂本 享・山田直利 (1979) 若桜地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図), 地質調査所, 91p.
- YOKOYAMA, T. (1957) Notes on some Carboniferous corals from Taishaku District, Hiroshima Prefecture, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser.C*, vol. 2, p. 73-82, 3 pls.
- 吉田博直 (1961) 中国地方中部の後期中生代の火成活動. 広大地学研報. no.8, p.1-39.
- (1964) 白亜紀火山岩類. 広島県地質図説明書, p.73-86. 広島県. 182p.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Okayama (12) No. 50



GEOLOGY

OF THE

AKANA DISTRICT

By

Hirohisa MATSUURA

(Written in 1989)

(Abstract)

OUTLINE

The Akana District is located between 34°50'N and 35°N and between 132°30'E and 142°45'E, where the central divide of Chugoku Region, the Chugoku Mountains is stretched.

Geologically, the district is largely occupied by Late Cretaceous to Paleogene felsic rocks which belong to the voluminous igneous rocks in the Inner zone of Southwest Japan.

The geologic succession in this district is summarised in Figure 1.

LATE PALEOZOIC

In the mapped district, the Hasumi Formation is the oldest rocks and distributed in the southeastern part of the district. The Hasumi Formation is subdivided into the Togōchi Sandstone Member (500 m in thickness) and the Uegahata Shale Member (350 m in thickness) in ascending order. The Togōchi Sandstone Member consists of wacke-type sandstone with intercalation of shale beds. The Uegahata Shale Member is composed of shale and mudstone with small amount of chert, basalt and limestone. The limestone yields four species of fossil rugose corals (Plates I,

II and III) indicating Middle Carboniferous age. However, chert and matrix shale and mudstone are quite barren of reliable index fossils. The Hasumi Formation is probably assigned to Carboniferous to Permian age.

The Tsunotani Formation crops out in the central part of the district, and is composed of wacke-type sandstone and shale. The formation may be lithologically correlated with that of the Togochi Sandstone Member, though the age is unknown.

LATE CRETACEOUS TO PALEOGENE FELSIC IGNEOUS ROCKS

Late Cretaceous volcanic rocks

Late Cretaceous volcanic rocks include the reddish brown colored andesites, the Takada Rhyolites, the Shinzōjiyama Rhyolites and the Ōchi Group.

The reddish brown colored andesites are a thin bed of andesite lava and pyroclastic rocks with tuffaceous sandstone (< 30 m in thickness), which unconformably overlies the Hasumi Formation and underlies the Takada Rhyolites. The andesites crop out only in a small area of the southeastern part of the district.

The Takada Rhyolites, the Shinzōjiyama Rhyolites and the Ōchi Group are all Late Cretaceous volcanic formations that consist mainly of rhyolite to dacite pyroclastic flow deposits. They pile up over 2,000 m in thickness. The Takada Rhyolites are dated at 92 ± 4 Ma by zircon fission track method.

Late Cretaceous Shikijiki Granite

The Shikijiki Granite, medium-grained hornblende-biotite granite, crops out in the southeastern part of the district. The granite is intruded into the Takada Rhyolites, and its biotite K-Ar age is about 84.7 ± 42 Ma.

Early Paleogene plutonic rocks

Early Paleogene plutonic rocks are composed of the Akana Granodiorite, the Takanoyama Gabbro and the Ombara Granite. They are distributed in the northern part of the district. The Akana Granodiorite and the Ombara Granite are intruded into the Late Cretaceous volcanic rocks, and the Takanoyama Gabbro is included in the Ombara Granite. The Akana Granodiorite is composed of medium- to coarse-grained hornblende-biotite granodiorite with small inclusions of quartz diorite and tonalite. The Akana Granodiorite was dated at 64.3 ± 32 Ma by biotite K-Ar method. The Ombara Granite consists of medium- to coarse-grained hornblende-bearing biotite granite accompanied with hornblende-biotite granodiorite. The Ombara Granite was dated at 56.1 ± 2.8 (muscovite) to 65.2 ± 2.7 (biotite) Ma by K-Ar method. The Takanoyama Gabbro is coarse-grained biotite-bearing hornblende-orthopyroxene gabbro.

Middle Paleogene volcanic rocks

The middle Paleogene volcanic rocks are distributed in the southeastern part (Sakugi Volcanic Rocks) and in the northwestern part (Sakurae Group). The Sakugi Volcanic Rocks have a compositional range of basic andesite to rhyolite (SiO_2 ; 53-70 wt%) and consist of lava, pyroclastic rocks and lacustrine tuffaceous sediments. Its total thickness exceeds 1,000 m. The Sakurae Group is mainly distributed in the Kawamoto district immediately west of the district, and its upper

Geologic Age		Sedimentary and Volcanic Rocks (Deposits)				Intrusive Rocks				
		Strata	Thickness	Main Lithologic Facies	Sedimentary Environments					
C e n o z o i c	Quaternary	Pleistocene-Holocene	Fluvialite and talus deposits	less than 10m	Mud, sand and gravel	Valley bottom				
		Pleistocene	Pumice fall deposits	less than 1m	dacite pumice (ash)	Land				
			Terrace deposits	1 - 10m	Gravel, sand, silt and clay	River bed				
	Neogene	Pliocene	Latest	Mengameyama Basalt (1.8 Ma)	Kawamoto Minette (2.0Ma)	50-100m	Alkali basalt and minette lava and pyroclastic rocks	Land	Alkali basalt and minette dikes	
				Kōtachi Gravel Bed	Tsunozu Group	10-20m	Gravel, sand, silt and clay	Lake or pond		
		Miocene	Late	Bihoku Group				20-120m	Mudstone including fossil marine molluscus and lenticular sub-bituminous coal	Open sea bottom
			Middle							
		Oligocene	Early							
	Paleogene	Eocene	Sakugi Volcanic Rocks (38Ma)	Sakurae Group	Nakano F. (41 Ma)	1,000 - 2,000m	Andesite to rhyolite lava and pyroclastic rocks intercalating lacustrine tuffaceous sandstone and mudstone	Land	Ijimi Granite (31-32Ma)	
					Takahori-yama F.				Asuna Granite (36-41Ma)	Kuchiwa Diorites (49Ma?)
		Paleocene							Microdiorite Felsite, rhyolite Porphyrite, basalt Granite porphyry	dikes
Mesozoic	Cretaceous	Late	Shinzōji-yama Rhyolites	Yatani Formation	Takada	1,000-2,000m	Rhyolite to dacite welded tuff (partly non-welded) with lava intercalating lacustrine tuffaceous sandstone and conglomerate	Land	Shikijiki Granite (85Ma)	
				Ochi Group	Rhyolites					
				Ichihara Formation (92Ma)						
				Reddish brown colored andesites		30m	Andesite lava, pyroclastic rocks and tuffaceous sandstone			
Paleozoic	Carboniferous to Permian		Uegahata Shale Member		350m	Shale and mudstone with chert, basalt and limestone (including fossil Carboniferous rugosas)	Sea floor			
		Tsunotani Formation	Hasumi Formation	Togōchi Sandstone Member	500m	Sandstone				

(Ma); radiometric age

Fig.1 Summary of geology of the Akana district.

part extends eastwards into this district. The Sakurae Group of this district is composed of dacite to rhyolite tuff and lacustrine sediments. Radiometric age of the Sakugi Volcanic Rocks was determined as 38.3 ± 1.9 Ma by hornblende K-Ar method, and the Sakurae Group was dated at 40.7 ± 2.4 Ma by zircon fission track method.

Middle Paleogene plutonic rocks

The middle Paleogene plutonic rocks include the Kuchiwa Diorites, the Asuna Granite and the Mitsumori Granite in the southern part of the district, and the Ijimi Granite in the northern part. These plutonic rocks are characterized by fine- to medium-grained porphyritic and/or micrographic texture. The former three plutonic rocks are intruded into the Sakugi Volcanic Rocks. The biotite K-Ar ages of the Asuna Granite range from 36.0 ± 1.8 to 41.2 ± 1.9 Ma, and the hornblende K-Ar age of the Kuchiwa Diorites is 49.3 ± 7.5 Ma. The Sakugi Volcanic Rocks and these three plutonic rocks are close to each other in age, suggesting that they form a volcano-plutonic complex.

Late Paleogene plutonic rocks

The Late Paleogene plutonic rocks include the Kawamoto Granodiorite, and the Kambatagawa Granodiorite. They are composed of fine- to medium-grained hornblende-biotite granodiorite. Radiometric ages of the Kawamoto Granodiorite range from 33 ± 2 (zircon, fission track method) to 35.5 ± 1.8 (hornblende, K-Ar method) Ma.

NEOGENE

Early to Middle Miocene Bihoku Group

The Bihoku Group is sporadically distributed in the southern part of this district. The group (20 m to over 120 m thick) consists of conglomerate, sandstone, and mudstone, and yields early and middle Miocene marine molluscus.

Latest Pliocene lacustrine deposits

The lacustrine deposits are distributed around Mengame Yama (Kotachi Gravel Bed), and in the north-western part (Tsunozu Group). The deposits are composed of gravel, sand, silt and clay beds, and range from 10 to 20 m in thickness.

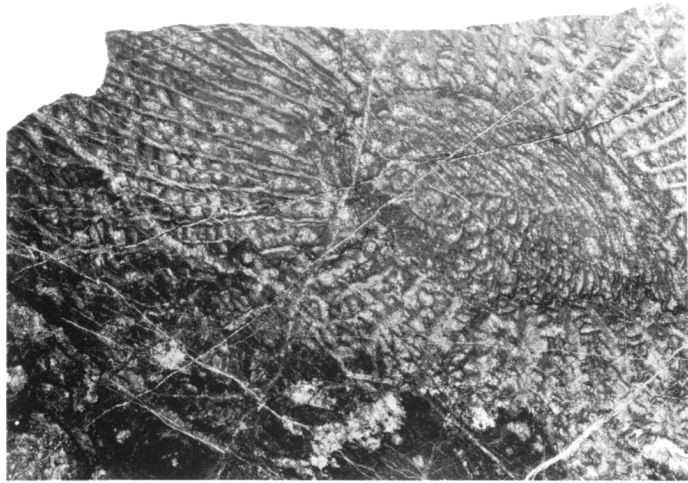
Latest Pliocene alkali volcanic rocks

There occur two alkali volcanic rocks : alkali olivine basalt in the Mengame Yama area (Mengameyama Basalt), and minette in the Kawamoto area (Kawamoto Minette). The Mengameyama Basalt is intercalated in the Kotachi Gravel bed, and dated at 1.8 ± 0.2 Ma by whole rock K-Ar method. The basalt consists of several lava flows, a pyroclastic cone composed of spatter, scoria tuff and tuff, and satelitic dikes.

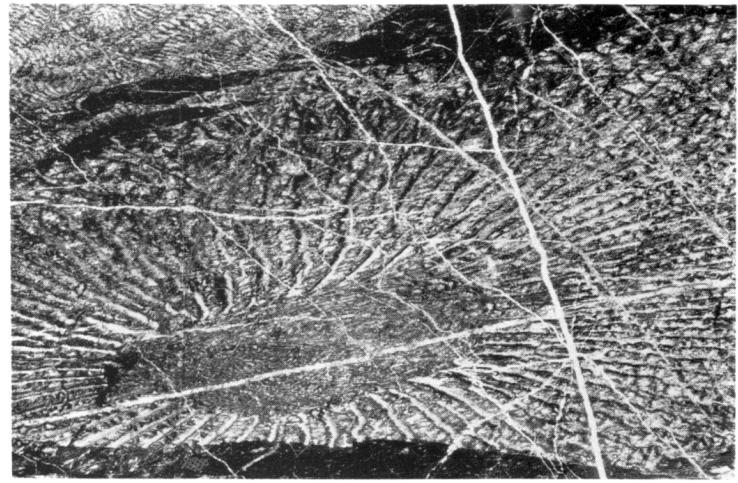
The Kawamoto Minette (mica lamprophyre) overlies the Latest Pliocene Tsunozu Group and Late Cretaceous to Paleogene felsic basement rocks. The whole rock K-Ar age of the minette is 2.09 ± 0.09 Ma. The minette consists of lava flow, pyroclastic cone and a dike. The minette includes phlogopite and diopsidic pyroxene as phenocrysts and sanidine, diopsidic pyroxene, Timagnetite and subordinate apatite and phlogopite as groundmass minerals (Plates IV, V). Aegirine-augite and zeolite are sometimes present in the groundmass. The minette is rich in K_2O (4.1-7.1 wt%), TiO_2 (1.9-2.7 wt%), P_2O_5 (1.3-1.7 wt%) and H_2O (1.7-2.8 wt%) as compared with common alkali basalts with comparable SiO_2 contents (50.6-51.8 wt%) .

QUATERNARY

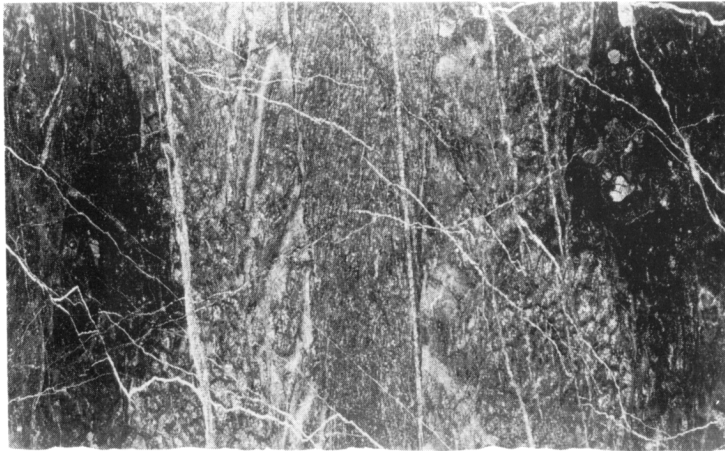
The Quaternary deposits in the district include terrace deposits, pumice-fall deposits, talus deposits and fluvial deposits. The terrace deposits along the Izuha Gawa (river), Kando Gawa, Shiotani Gawa and Gō-no-Kawa, and are divided into the upper terrace deposits and the lower terrace deposits. The pumice-fall deposits are distributed in the north-eastern part of the district, and possibly derived from the Sambe San (volcano) which is located about 15 km north of the district. The talus deposits and the fluvial deposits occur on the wall and floor bottom of valleys.



1a



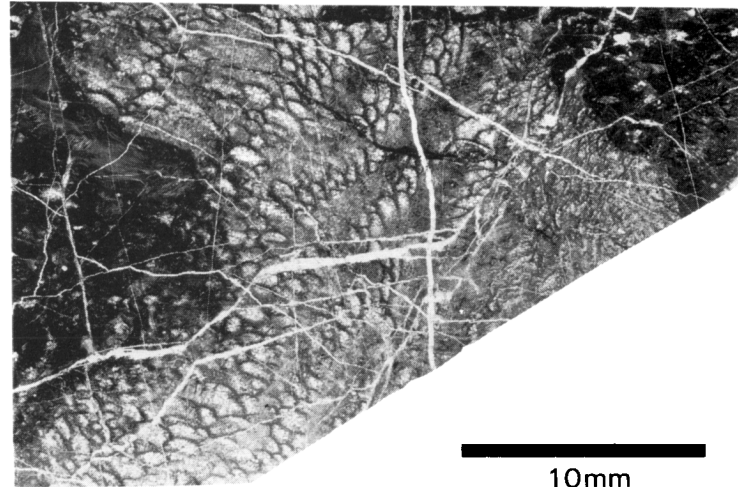
2a



1b



10mm



2b

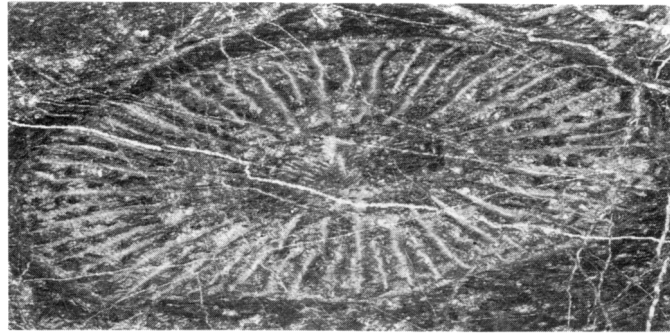


10mm

羽須美層の石炭紀四射珊瑚化石 (I)

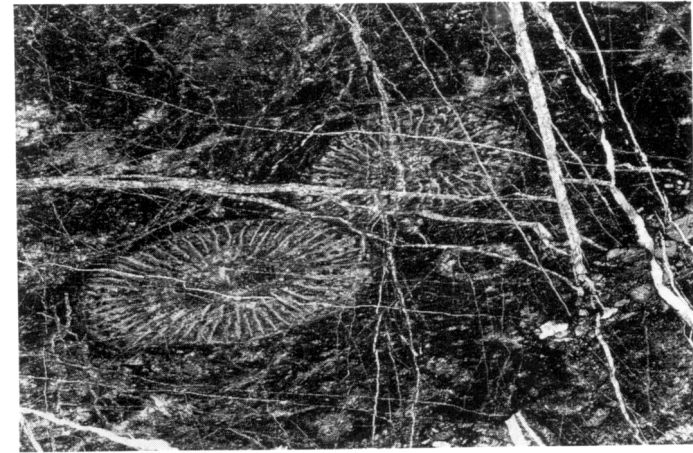
Carboniferous rugose corals from the Hasumi Formation, Shimane Prefecture

Figs. 1a. *Echigophyllum* sp. cf. *E. awa* GF. D 20150b (福岡大学理学部地学教室標本登録番号) **1b.** *Echigophyllum* sp. cf. *E. awa* GF.D 20150c **2a.** *Echigophyllum* sp. cf. *E. awa* GF.D 20149a **2b.** *Echigophyllum* sp. cf. *E. awa* GF.D 20149b 1,2ともaとbのスケールは同じ



1a

5mm

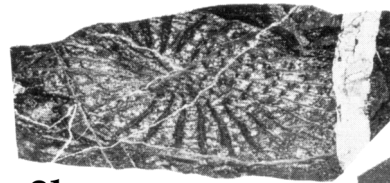


1b

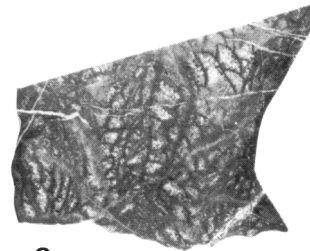
10mm



3



2b



2c

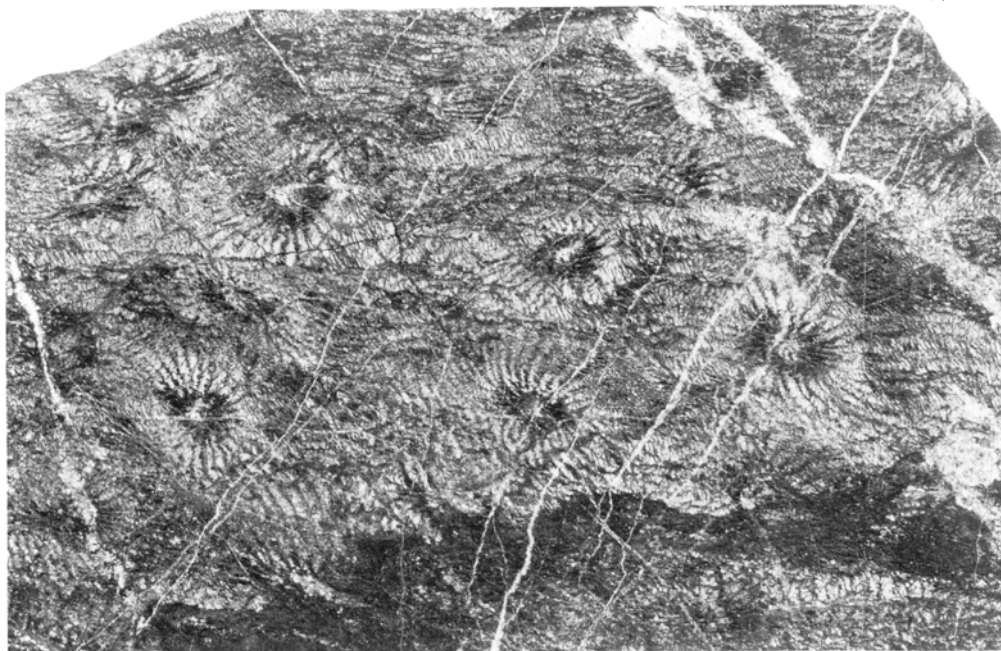


2a

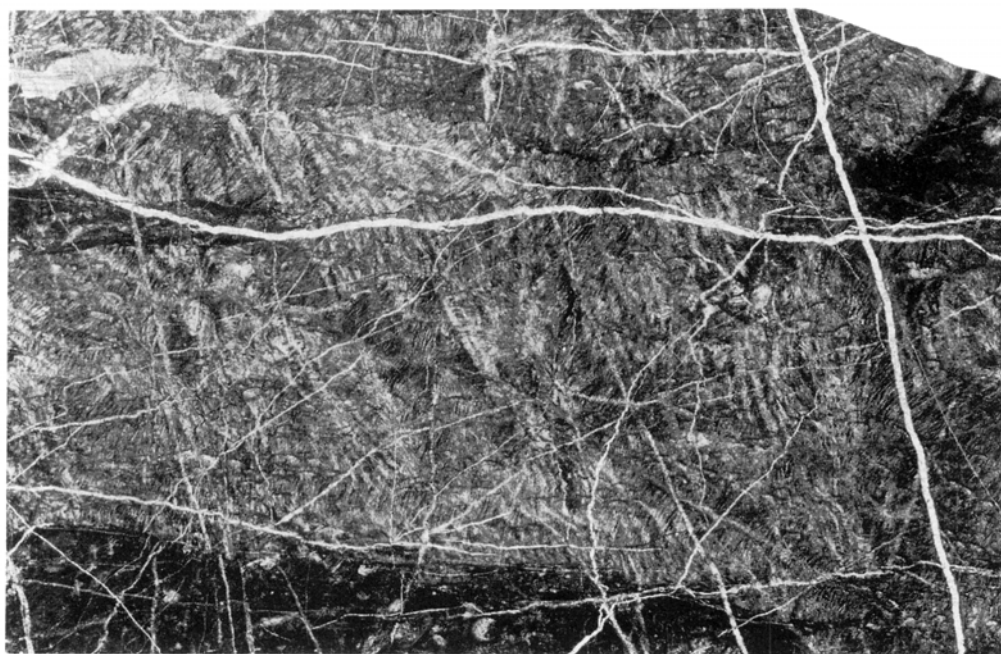
羽須美層の石灰岩から産した石炭紀四射珊瑚化石 (II)

Carboniferous rugose corals from the Hasumi Formation, Shimane Prefecture (II)

Figs. 1a. b. *Akiyoshiiphyllum* sp. GF. D 20145a **2a.** *Dibunophyllum*? sp. GF. D 20146b **2b.** *Dibunophyllum*? sp. GF.D 20146c **2c.** *Dibunophyllum*? sp. GF.D 20146d **3.** *Echigophyllum* sp. cf. *E. awa* GF.D20148a
1b, 2a-c, 3のスケールは同じ



1



2

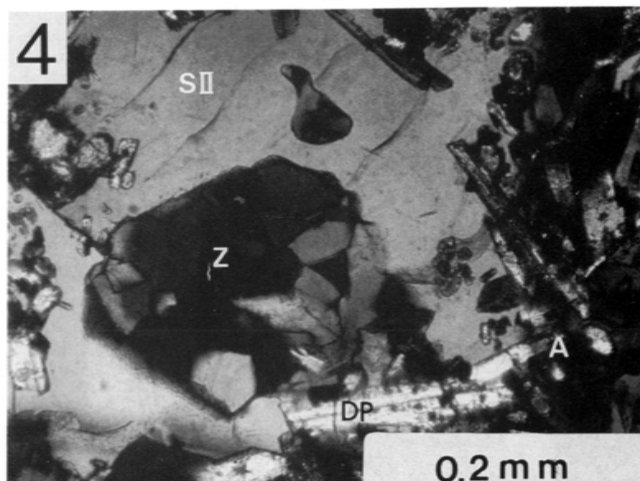
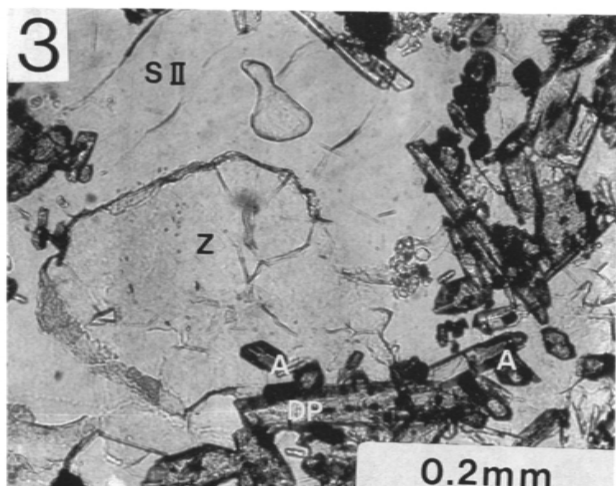
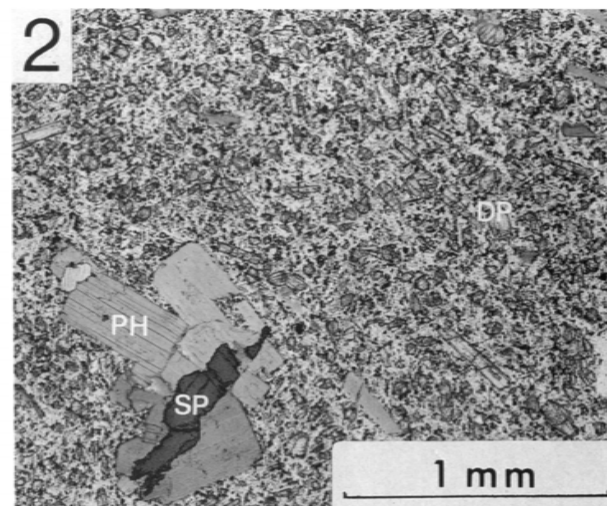
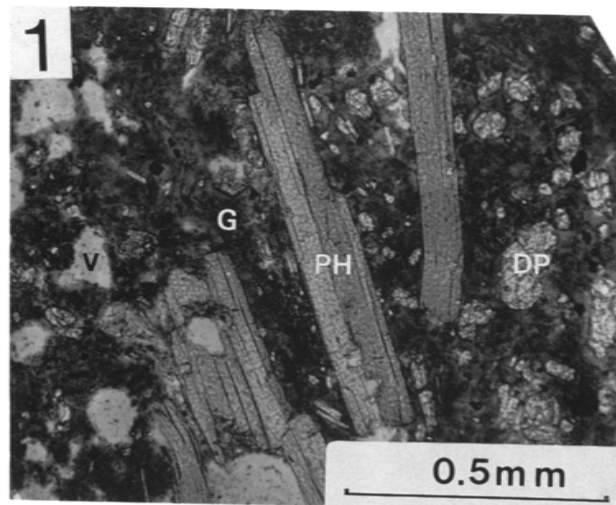
10mm

羽須美層の石灰岩から産した石炭紀四射珊瑚化石 (Ⅲ)
Carboniferous rugose corals from the Hasumi Formation, Shimane Prefecture (Ⅲ)

Figs. 1. *Pseudopavona taisyakuana* GF.D 20140a

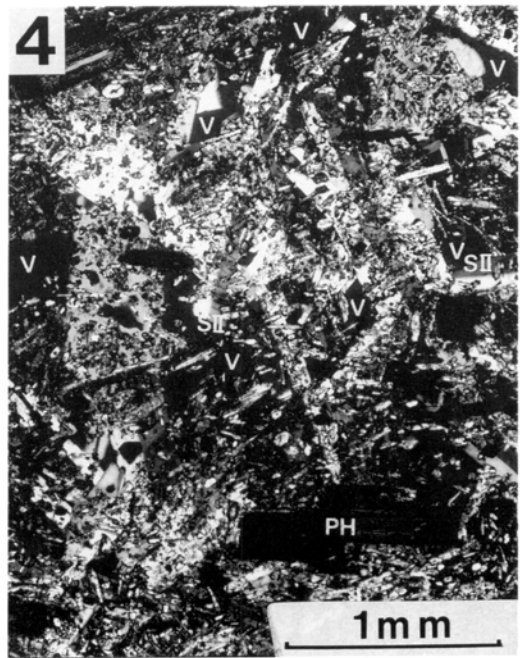
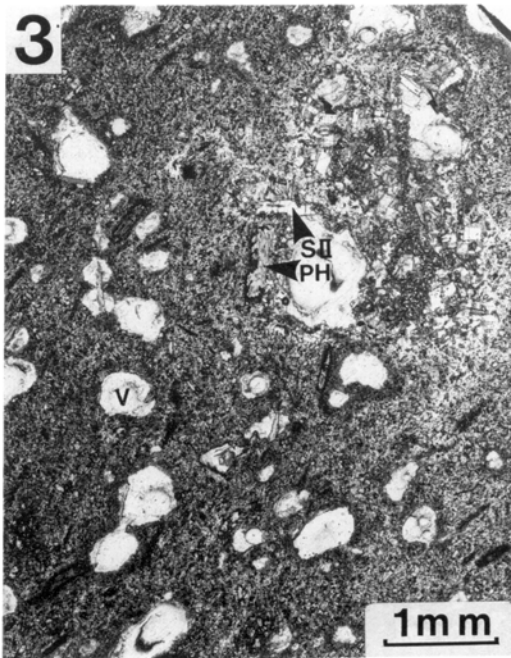
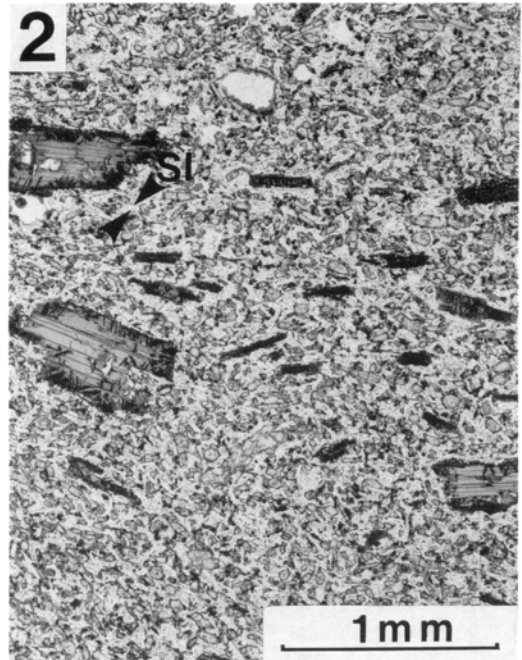
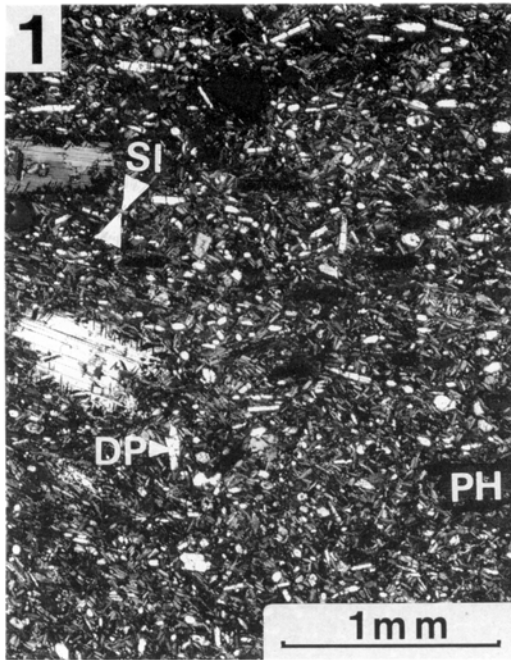
2. " GF.D 20141

1と2のスケールは同じ



川本ミネットの顕微鏡写真 (I) Photomicrographs of main lithofacies of the Kawamoto Minette (I)

A : エジリンオーゾジャイト(aeoivre-augite), DP : 透輝石質輝石 (diopsidic clinopyroxene), G : ガラス(glass), PH; 金雲母 (phlogopite), S I : サニデイン I (sanidine type I), SII : サニデイン II (sanidine type II), SP : スピネル(green spinel), V : 気泡(vesicle), Z : 沸石 (zeolite) 1. 溶結スパター中の溶岩破片 (lava fragment in the welded spatter) 2. 溶岩の主岩相 (main facies of the lava) 3, 4. 溶岩のサニデイン粗粒相 (large-sanidine facies of the lava) 沸石を含む (zeolite-bearing) (1, 2, 3: 下方ポーラのみ lower polar only, 4: 直交ポーラ crossed polars)



川本ミネットの顕微鏡写真 (II)

Photomicrographs of main lithofacies of the Kawamoto Minette (II)

1, 2. 溶岩の主岩相 (main facies of the lava) 3. 溶岩の主岩相の一部にサニディン粗粒相と同じ組織・鉱物組成の部分を含むもの (main facies having a large-sanidine domain (sanidine type II-bearing) of the lava) 4. 溶岩のサニディン粗粒相 (large-sanidine facies of the lava)

石基及び斑晶の金雲母と透輝石質輝石は流理面をなして配列するが、サニディン II はその長軸を流理面に斜行して成長している。

Note randomly oriented sanidine type II (oikocryst) grows in the foliated phenocryst and groundmass phlogopite and diopsidic-clinopyroxene crystals.

文献引用例

松浦浩久 (1990) 赤名地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 73p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

MATSUURA (1990) *Geology of the Akana district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 73 p. (in Japanese with English abstract 5 p.).

平成 2 年 3 月 5 日 印 刷

平成 2 年 3 月 8 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 山 岸 真 純

印刷所 (株) 三 秀 舎

東京都千代田区内神田 1-12-2

© 1990 Geological Survey of Japan