

550. 85(084. 32) (521.81/83) [1: 50,000](083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

智 頭

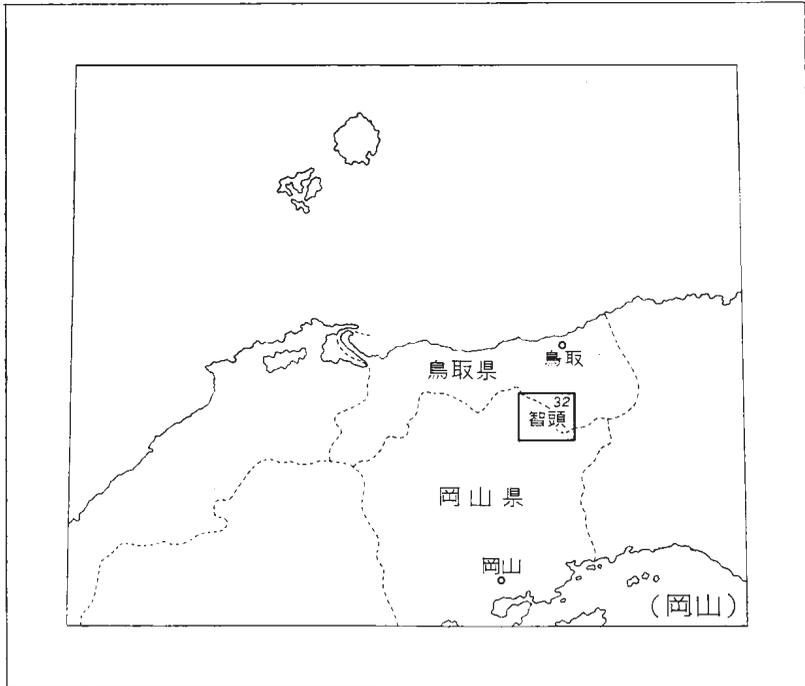
(岡山一第 32 号)

通商産業技官 山 田 直 利

地質調査所

昭和 41 年

位置図



()は 1: 500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	4
II. 1 概 説	4
II. 2 三郡変成岩類	8
II. 2. 1 分布および産状	9
II. 2. 2 岩石の記載	13
II. 3 接触変成岩	16
II. 4 後期中生代火山岩類 (碎屑岩を含む)	19
II. 5 後期中生代侵入岩類	23
II. 5. 1 第1期侵入岩類	24
II. 5. 1. 1 斑禰岩～閃緑岩	25
II. 5. 1. 2 斜長石玢岩	30
II. 5. 1. 3 文象斑岩類	32
II. 5. 1. 4 その他の侵入岩	35
II. 5. 2 第2期侵入岩類	35
II. 5. 2. 1 智頭花崗岩	36
II. 5. 2. 2 用瀬花崗岩	38
II. 5. 2. 3 倉見花崗岩	41
II. 5. 2. 4 その他の侵入岩類	41
II. 6 岩 脈	42
II. 7 新第三系	43
II. 7. 1 鳥取層群	43
II. 7. 1. 1 春谷礫岩層	44
II. 7. 1. 2 郡家礫岩層	45
II. 7. 1. 3 河原火山岩層	45
II. 7. 2 人形峠層	45

II. 7. 3 “鮮新世”火山岩類	47
II. 7. 3. 1 余戸玄武岩熔岩	49
II. 7. 3. 2 岩渕玄武岩熔岩	51
II. 7. 3. 3 凝灰角礫岩類	51
II. 7. 3. 4 八本越安山岩熔岩	53
II. 7. 3. 5 五輪原玄武岩熔岩	54
II. 7. 3. 6 黒岩玄武岩熔岩	55
II. 8 第四系	57
III. 応用地質	58
III. 1 金属鉱床	58
III. 1. 1 銅・鉛・亜鉛	58
III. 1. 2 モリブデン・タングステン	59
III. 1. 3 マンガン	59
III. 2 非金属鉱床	63
III. 2. 1 珪石	63
III. 2. 2 石灰岩	64
III. 3 石材	65
文献	65
Abstract	1

智 頭

(岡山一第 32 号)

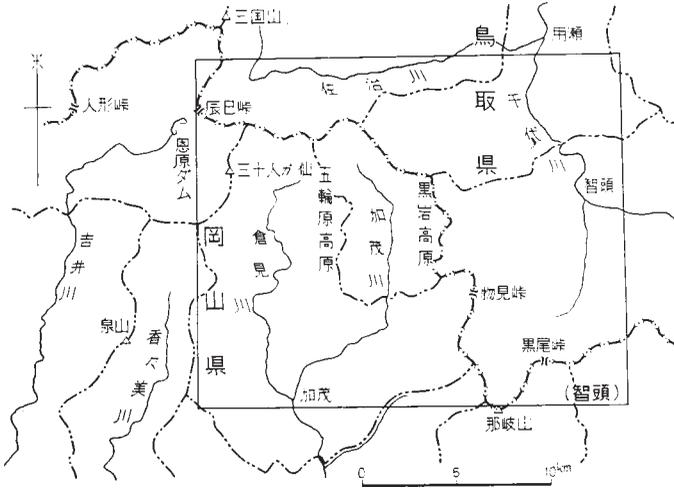
本図幅の野外調査は、昭和33年度から35年度にわたって実施され、延調査日数は約150日であった。この調査は、村山正郎・一色直記・坂本亨各技官による北隣の「鳥取北部・南部」図幅地域の調査と、相協力して行なわれた。本調査の開始と相前後して、原子燃料公社および鳥取県地下資源開発局による調査がはじめられた。これらの機関から提供された未公表の貴重な資料は、本調査の完成に益するところ大であった。野外調査に当たっては、鳥取県地下資源開発局・原子燃料公社人形峠出張所・鳥取県智頭町役場・同佐治村役場・岡山県加茂町役場・同上斉原村役場から、種々の便宜を与えられた。なお、本図幅および説明書には、鳥取県申請の受託調査によって得られた資料も加えられている。

本図幅および説明書作成に当たって、岩石薄片324枚・同研磨片3枚を使用した。製作は本所技術部村上正技官・安部正治技官・佐藤芳治技官によるものである。また、火山岩の化学分析は技術部倉沢一技官、顕微鏡写真の撮影は企画課正井義郎技官によって行なわれた。

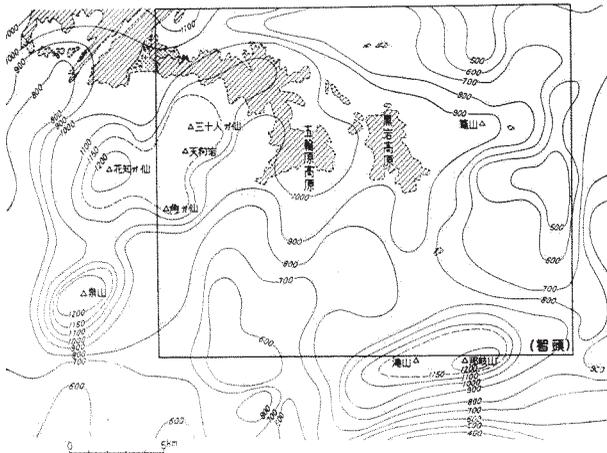
I. 地 形

本図幅地域は、中国地方の中央から北に偏して、ほぼ東西に縦走する中国脊梁山地の東部を占め、山陰（鳥取県側）と山陽（岡山県側）とを分かち分水脊がこの地域の中央部を、ほぼ北西―南東方向に走っている（第1図）。山稜部の高度は海拔800～1,250mに達し、これを大小の河川が細かく刻み、全体として早壮年期の地形が発達している。河川に沿う沖積平野の発達はきわめて貧弱である。

本地域およびその周辺の山地の切峰面を第2図に示した。これには、本地域西縁部および南縁部の山地に発達する高位平坦面（海拔1,150～1,250m）と、中央部の



第 1 図 図幅周辺地域の地形略図



第 2 図 智頭図幅およびその周辺地域の切峰面図
斜線部は鮮新世火山岩類 網目部は人形峠層の分布地域を示す

低位平坦面（900～1,100m）とが示されている。

高位平坦面（または脊梁面）は、中国地方の各地で認められる高位侵食平坦面⁴⁾に相当するものであり、おそらく隆起準平原遺物であろう。ここには主として後期中生代の花崗岩類が露出し、新第三系およびそれ以後の被覆岩層をまったく残していない。西縁部の高位平坦面は、現在、三十人ガ仙（海拔1,165m、花崗岩）・天狗岩（1,196m、斑禰岩）・角ガ仙（1,152.7m、花崗岩）と南北へ続く山稜部に認められ、さらに西方の花知ガ仙（1,247.5m、花崗岩）および南方の泉山^{いすみがせん}（1,209m、斑禰岩）の山頂平坦面に続く。これらの山頂高度には著しい定高性があり、また山頂部付近の緩斜平坦面と対照的に山腹に急斜面が発達する。図幅地域南縁部の高位平坦面は、本図幅地域をわずかに南に離れた那岐山^{注1)}（1,240.3m、後期中生代の安山岩）およびそれから西方につづく稜線部によく発達している。

低位平坦面は、加茂川を挟んで西側の五輪原高原および東側の黒岩高原に模式的に認められる。これらの山頂高度は、五輪原高原が海拔1,000～1,100m、黒岩高原が900～1,000mで、いずれも南方に向かって緩く傾き、その表面はきわめて起伏に乏しい。これらの高原上に露出するものはおもに玄武岩熔岩（“鮮新世”火山岩類の最上部）であるが、高原の周囲は河川の谷頭侵食によって著しく下刻されて基盤の花崗岩（北部では変成古生層）が広く露出している。上記“鮮新世”火山岩類の基底面は、高度750mから1,000mにまたがるかなりの起伏があり、おそらく前述の高位平坦面（隆起準平原面）が、ある程度開析をうけて形成された地形面であろう（第13図参照）。この開析された旧河谷に沿って、火山岩類があいついで流入、堆積して、次第にその起伏を埋め、最後にこれら全体を覆った厚さ100～200mの玄武岩熔岩が、その後の侵食に対して強く抵抗したために、周囲の花崗岩地帯との間に地形の逆転を生じ、現在みられるようなメサ（卓状丘）地形がつくられたものと考えられる。この点については後に地質の項で詳述する。

一方、河川による侵食は鳥取県側と岡山県側とで対照的な地形をつくっている。すなわち、脊梁山地の北側は急斜面をもって佐治川に臨み、その比高は最大800mに達する部分がある。佐治川は、本地域の北縁部を古生層の一般走向にほぼ順応して直線状に東流し、用瀬町内で千代川と合し、これから北流して約20km北方の鳥取市

注1) 那岐山の南斜面は急崖をもって津山盆地に臨み、辻村太郎⁹⁾により那岐山断層崖とよはれた。

で日本海に注ぐ。これに反して脊梁山地の南側では、倉見川・加茂川などの谷頭はきわめて緩やかであり、中流部ではやや深い峡谷をつくるが、これらは本地域南方の津山盆地内で吉井川と合流し、さらに延々約50km南流して岡山市付近で瀬戸内海に注ぐ。本地域では、これらの河川に沿う沖積平野は、加茂町および智頭町に狭少に発達することどまり、また河岸段丘もごく局部的に認められるにすぎない。崖錐地形は加茂町大ガ山東側山麓、同白金山付近および佐治村高山付近にやや広く発達している。

Ⅱ. 地 質

Ⅱ. 1 概 説

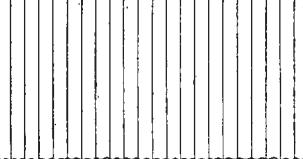
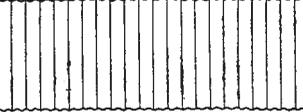
本図幅地域の地質は、生成時代の古いものから、(1) 三郡変成岩類、(2) 後期中生代火山岩類(碎屑岩を含む)、(3) 後期中生代侵入岩類、(4) 中新世の鳥取層群、(5) 鮮新世初期の人形峠層、(6) “鮮新世”火山岩類、および(7) 第四系、から構成されている。これらの地質関係を総括して第1表に示した。

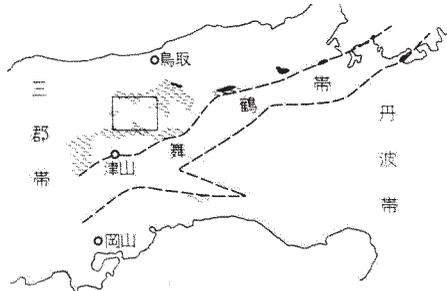
本地域最古の岩層である三郡変成岩類^{注2)}は、古生代後期の地向斜堆積物(多量の塩基性火山岩類を含む)が、低温、高圧の条件下で広域変成作用をうけて生成したものであり、北九州から中国地方東部にまで広い範囲にわたって分布する。本地域は、この三郡変成帯(または三郡帯)とよばれている地帯の東端部近くに位置している(第3図)。三郡変成岩類の変成作用の時期は、山口県内で美禰統(中・上部三疊系)に不整合に覆われる¹²⁾ことから、中部三疊紀以前であることが明らかである。一方その原岩の時代は、岡山県内において寺岡易司²⁰⁾・光野千春²⁾などにより下部石炭系ないしそれ以前であるとされているが、吉村典久³⁸⁾は広島県府中市東方に分布する二疊系のあるもの(山野層群)が、千枚岩化作用をうけていることを報告している。本図幅地域内では三郡変成岩類中から化石を発見することができず、非変成古生層の分布がなく、また他地域との原岩層序の対比も困難なので、その原岩の時代を明らかにすることができない。

三郡変成岩類の生成後、本地域南東方の舞鶴帯地区では、古生代末期から中生代初

注2) 小林貞一⁸⁾により福岡県三郡山地付近を模式地として命名された。

第 1 表 地質総括表

時代	地 層	備 考	
第 四 紀	沖積層 ・ 崖錐堆積層		
	河岸段丘堆積層		
第 三 紀		隆起・削剝	
	鮮新世 火山岩類	五輪原・黒岩玄武岩熔岩 八本越安山岩熔岩 凝灰角礫岩類 岩瀨玄武岩熔岩 余戸玄武岩熔岩	
	人形峠層		
	中新世	準平原化作用(?)	
	鳥取層群	河原火山岩層 郡家礫岩層 春谷礫岩層	沈降・海侵
中 生 代		隆起・削剝	
	後期中生代 火山岩類	那岐山安山岩 大畑流紋岩 岸道谷凝灰角礫岩 津川川礫岩層	岩脈 後期中生代侵入岩類 花崗閃綠岩・アダメ口岩 文象斑岩・斑粉岩など
		隆起・削剝	
古 生 代	三郡変成岩類 黒色千枚岩・珪質千枚岩・ 緑色千枚岩など	広域変成作用	



第3図 中国・近畿地方の地質構造区分と智頭図幅の位置
波印は三郡変成岩類の露出地域 黒色部は超塩基性岩

期にかけて著しい造構造運動と火成活動とがあり，上部二畳系および上部三畳系の堆積や酸性および塩基性～超塩基性岩類の進入が知られている。しかし，本地域にはこの時期の運動は及ばず，中生代の後期に至ってはじめて烈しい火成活動の舞台となった。

本地域における後期中生代の火成活動は，陸上で行なわれた火山活動と，その噴出物および三郡変成岩類の両者を貫く花崗岩類の進入とで代表される。これらの活動の正確な時期を決める資料は本地域内では得られないが，いずれにせよ，中生代の後期から第三紀初頭にいたる，ある時期に，中国地方全域，ひいては西南日本内帯の各地に起こった激しい火成活動の一員であることは確かであろう。

本地域のこの時期の火山活動は，三郡変成岩類を不整合に覆う基底礫岩層（津川川礫岩層）の堆積に引き続くもので，主として，大量の安山岩物質（那岐山安山岩類）を噴出させたが，その活動の初期には一部に流紋岩物質－熔結凝灰岩を含む－（大畑流紋岩）の活動も認められる。上記礫岩中の花崗岩礫の存在は，火山活動以前にすでに固結を終えていた花崗岩の存在を示唆するものであるが，現在はその露出をみだすことができない。なお，最近，広島県周辺地区における吉田博直²⁶⁾³⁷⁾⁴¹⁾などの研究によって，ほぼこの時期に相当する火山岩類が，下位の，流紋岩を主とする累層とこれを不整合に被覆する安山岩類（最上部白堊系）とに大別され，また兵庫県周辺³³⁾⁴³⁾でもほぼこの2つに対比される2回の火山活動のあったことが知られるようになった。鳥取・岡山県境部に位置する上記火山岩類が，このいずれの活動に属するもので

あるかは、今後の検討をまたねばならない。

本図幅周辺地域における、上記火山岩類よりも新期の侵入岩類は、その分布・進入様式および岩相の特徴によって次の3種に区分することができる²⁷⁾²⁸⁾²⁹⁾³¹⁾³²⁾⁴²⁾⁴⁵⁾。すなわち、(1) 進入位置が上記火山岩類の分布と密接な関係があり、常に小岩体を形成し、斑禰岩から文象斑岩にいたる幅広い岩相変化を示し、多くの場合半深成岩の特徴をもつもの、(2) 鳥取・岡山県境部付近およびそれ以南の地域に底盤状に分布し、花崗閃緑岩およびアダメロ岩を主岩相とするもの、および(3) 日本海沿岸部に沿ってENE-WSW方向の長大な底盤状の分布を示し、きわめて優白色の黒雲母アダメロ岩を主岩相とするもの、の3者である。これら相互の関係は、(1) がしばしば(2)・(3) による捕獲、熟変成を蒙っているのもっとも古く、また(3) は(2) を貫くことがあるのもっとも新しいと考えられる。したがって、これら(1)・(2)・(3) の侵入岩類を以下それぞれ、第1期侵入岩類・第2期侵入岩類・第3期侵入岩類とよぶ。

本図幅地域内でもっとも広く分布するものは、上記の第2期侵入岩類に属する智頭花崗岩(角閃石黒雲母花崗閃緑岩)と用瀬花崗岩(黒雲母アダメロ岩)であり、この中に点々と第1期侵入岩類に属する斑禰岩・斜長石玢岩・文象斑岩などの小岩体が捕獲されている。第3期侵入岩類に相当するものは本地域には分布しない。

なお、中国地方の後期中生代侵入岩類は、かつて木野崎吉郎¹³⁾によりその随伴鉱床の特徴から山陽花崗岩区と山陰花崗岩区とに区分され、また小島丈児¹⁶⁾²⁴⁾などにより、おもに中国地方中東部において因美花崗岩複合体、広島花崗岩複合体および中央深成岩群の3つのグループに分けられている。本地域のものは、おそらく上記の山陰花崗岩区に属するものであり、またその主要部は因美花崗岩複合体に含められるものと考えられるが、これらとの対応関係はまだよく確かめられていない。なお、とくに鳥取県およびその近傍地域の花崗岩類に関しては、柴田秀賢²⁵⁾・杉山隆二⁵²⁾・相馬徳蔵³⁰⁾などによる研究があるが、それらの結論は本図幅および「奥津」・「青谷・倉吉」・「鳥取北部・鳥取南部」の各図幅および説明書に述べられている見解と、いずれもかなりの相違点がある。

上記の花崗岩を主とする後期中生代侵入岩類の進入により、かつて本図幅全域を占めていた三郡変成岩類はいくつかのブロックにその分布を寸断され、一部ではルーフ・

ベンダント状の小岩体として花崗岩中にとり残されかつ全般的に接触変成作用を蒙ってホルンフェルスとなった。また、前述の後期中生代火山岩類も接触部の諸処でホルンフェルス化を受けたことが確かめられている。

これまで述べてきた後期中生代の火成活動の後、本地域は隆起し続け、長い期間にわたって風化侵食を蒙った。中新世に入ると、山陰地方の沿岸部は各所で湾入状の沈降・海進をうけ、多量の火山岩類を含む地層が堆積した。鳥取市近傍から本地域北縁部にまで及んで分布する鳥取層群⁴⁵⁾の生成がこれに相当する。本地域では主としてその最下部の礫岩層が露出するにすぎない。鮮新世のある時期に至って、上記の中新統堆積地域のみならず、その基盤をなしていた古期諸岩類分布地域にもまたがって、各種の火山岩類が噴出した。本地域では、この火山活動以前に中国準平原面（現在の高位平坦面）がかなりの程度開析され、その旧河谷部にまず人形峠層（鮮新世初期）が堆積し、引き続いて安山岩の爆発的噴火が^{みくにがせん}三国山付近を中心として行なわれ、最後に橄欖石玄武岩～粗面玄武岩の熔岩が穏やかに流出した。第四系の発達は本地域内ではきわめて貧弱である。

最後に、本地域の地質構造について触れておく。三郡変成岩類はほぼE-W性の緩やかな背斜構造（一部では複背斜構造）を示し、その線構造もおおむねこの背斜軸の方向と一致している。花崗岩はこの基本的な構造をほとんど乱さずに進入している。また、本地域南半部にはE-WないしENE-WSW傾向の平行する断層群が顕著に認められ、それらは主として、花崗岩と三郡変成岩類、花崗岩と後期中生代火山岩類、あるいは異なった花崗岩体を境するものである。図幅地域南端部の津川川流域では、ほとんどホルンフェルス化を受けていない三郡変成岩類が、この傾向の断層によって花崗岩類と直接している。これらの断層に沿う破砕帯は、加茂町庄原付近・同古屋南方・^{がんだうや}同岸道谷南西方・智頭町奥本付近などで確認される。

II. 2 三郡変成岩類

本図幅地域の主として北半部には、黒色千枚岩や珪質千枚岩などを主体とする変成岩類が比較的広く露出している。これらはその岩相上の特徴から三郡変成岩類の一員と考えられる。三郡変成帯における本地域の位置関係はすでに第3図に示した。本岩類の原岩は、おもに粘板岩・チャートおよび塩基性火山岩である。これらは全体と

して東西性の背斜軸をもつ緩やかな褶曲構造に支配されており、片理や線構造の発達も全域にわたって顕著である。

最近、中国地方東部のいくつかの地域で、三郡変成岩類が低温、高压の条件下で行なわれた“藍閃変成作用”の産物であることが明らかとなり、部分的にその変成分帯も試みられている³⁴⁾³⁵⁾³⁶⁾⁵³⁾⁵⁴⁾。しかし、本地域の三郡変成岩類は、後期中生代の花崗岩の侵入による複変成作用のため、ほとんど全面的にホルンフェルス化しているので、本来の広域変成岩としての変成相の解明や変成分帯は、本地域内ではほとんど不可能である。

II. 2. 1 分布および産状

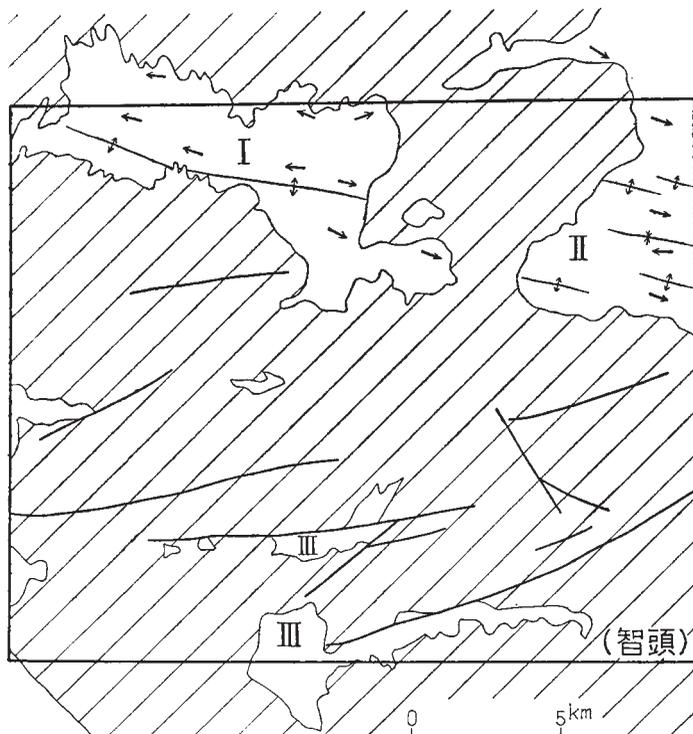
本地域内では、第4図に示したように互いに隔てられたいくつかのブロックとして分布する。そのうち、I（佐治地区）とII（智頭地区）とが主要なものであり、この両者の間には用瀬花崗岩が介在するにもかかわらず、互いに一続きの構造を示している。III（津川－河井地区）およびこれ以外のルーフ・ペンダント状の小露出については、このような構造上の関係は確かめられない。以下にこれら各地区の千枚岩類の層序および地質構造について述べる。なお、この項で「千枚岩類」という場合には、広域変成作用ののち、ふたたび接触変成作用をうけた岩石もすべて包括される。

I 佐治地区^{15) 23) 36)}

本地区の千枚岩類は、南および東側を花崗岩によって切られ、北側は「鳥取南部」図幅地域内で新第三紀系火山岩類に被覆されて露出を絶っている。

本地区の千枚岩類は緑色千枚岩類を挟有することで特徴づけられ、これを有効な鍵層として、見掛上下位から上位へ、下部千枚岩層・緑色千枚岩層・上部千枚岩層の3層に区分される。そしてこれらは、本地区の中央部をWNW-ESE方向に走る背斜軸をもった背斜構造（これを江波背斜とよぶ）をつくっている。

- ①下部千枚岩層：比較的単調な黒色千枚岩の厚層からなり、まれに珪質千枚岩の薄層を挟有する。本層の下部には、緑色千枚岩および石灰岩の、それぞれ1枚の薄層（いずれも用瀬町江波西方）を挟有しているが、両者とも走向方向の連続性に乏しい。本層は江波背斜の軸部付近を占めているため、その下限は不明



第4図 三郡変成岩類の分布、褶曲軸および線構造
斜線部は中生代およびそれ以後の岩石の分布地域

である。加瀬木－江波間では現在露出する限りで厚さ1,000mを超えるものと推定される。

- ②緑色千枚岩層：江波背斜の北翼部では、厚さは最大50mで走向方向に約5kmにわたって追跡されるが、両翼部では厚さ最大30m、延長は2kmにすぎない。本層は上記の下部千枚岩層の上位にあり、上盤側では上部千枚岩層最下部の珪質千枚岩（一部では黒色千枚岩）と接する。本層は、玄武岩熔岩・同火山碎屑岩などを原岩とする。火山碎屑岩源のものは著しく千枚岩質であるが、熔岩源と考えられるものはほとんど塊状のままである。しかし、全般的に再結晶作用が進んでいるので、個々の岩石についてその原岩を決定することは非常に困難である。
- ③上部千枚岩層：珪質千枚岩および黒色千枚岩から構成され、両者は量的にほぼ匹敵する。本層は江波背斜の両翼部に露出し、緑色千枚岩層の上位にあるか、

緑色千枚岩層を欠く場合には直接下部千枚岩層の上位に位置する。本層の珪質千枚岩は塊状チャートおよび縞状チャートを原岩とし、マンガン鉱床の主要な母岩となっている（例えば、北翼部の山王・福岡、南翼部の奥ノ谷・大ガ平など）。この珪質千枚岩は、北翼部の佐治川北岸では厚さ100mを超え、さらに北方の「鳥取南部」図幅地域内に連続して露出するが、南翼部の江波南方では厚さ10~30mの薄層として黒色千枚岩中に5枚以上も挟有される。

千枚岩類の主要な片理^{注3)}（層面片理面 S_1 ）は、一般に原岩の層理と一致し、その走向はWNW-ESEないしE-W方向であり、南北へ比較的緩やか（ $0\sim 70^\circ$ 、普通は $20\sim 30^\circ$ ）に傾斜する。江波背斜の軸部付近では、この片理面は緩い背斜・向斜を繰り返している。また、背斜の両翼部でも局部的な小褶曲のため走向・傾斜が上記の一般傾向からかなり乱されることがある。この現象はとくに縞状チャート源の千枚岩にしばしば認められる。背斜軸は、地層の分布状態からみて、東部ではほとんど水平、西部では西方に緩く傾斜するものと思われる。線構造は一般に良好に発達し、地層の走向・傾斜が局部的に乱される場合でもほとんど一定の方向、すなわち $N75^\circ W10^\circ W$ または $S75^\circ E10^\circ E$ を示している。そして西部では一般に西落し、東部では西落しまたは東落しという傾向が認められ、上述の背斜軸の傾斜の傾向とよく一致している（第4図参照）。

II 智頭地区¹⁵⁾

本地区の千枚岩類は東方および北方に連続し、山陰地方東部としては三郡変成岩類のもっとも広い露出地域をなす。従来比較的詳しい研究の行なわれている若桜地区³⁵⁾³⁶⁾は、本地区の東方延長部に相当する。本図幅地域内では緑色千枚岩層を欠き、佐治地区の下部千枚岩層相当層の上に直接上部千枚岩層相当層がのる。

- ①下部千枚岩層：佐治地区と同じくほとんどすべて黒色千枚岩から構成され、わずかに1枚の片状砂岩層（厚さ5m）を挟有するにすぎない。板井原一上板井原間の、複背斜の中央部に露出する。
- ②上部千枚岩層：黒色千枚岩と珪質千枚岩との互層からなり、複背斜の北翼部お

注3) 千枚岩類の片理には、普通、原岩の層理面または葉理面に平行な層面片理面 (bedding schistosity plane, S_1) とこれと交わる斜交劈開面 (transversal cleavage plane, S') とがある (図版II-1参照)。主要な線構造 (L) は、 S_1 と S' との交線であり、これに沿って石墨・絹雲母・緑泥石などが線状に配列する。この線構造は S_1 面上にみられるちりめんじわの方向 (Micro corrugation axis) に一致する。

よび南翼部に露出する。珪質千枚岩はとくに北翼部に発達し、1枚の厚さ10～50mである。本図幅地域内では少なくとも7枚以上の珪質千枚岩が黒色千枚岩中に挟有され、大村鉱山はじめ多くのマンガン鉱床の母岩となっている。珪質千枚岩は佐治地区と同じく、塊状チャートと縞状チャートとを原岩としており、両者は互いに移行する。

本地区に認められる複背斜構造は、ほぼWNW-ESE方向の2本の背斜軸と1本の向斜軸とを含み、全体として、佐治地区の江波背斜の東方延長と考えることができる。複背斜の北翼部では、走向N50～80°W、傾斜20～40°Nの単斜構造であるが、中央部では走向・傾斜ともに著しく変化する。しかし、線構造はほとんど一定して、S75°E10～20°E（まれにN80°W10～30°W）の方向を示している。南翼部は比較的急傾斜（50～70°S）であるが、花崗岩の進入のため本図幅地域内では露出部分が少ない。

Ⅲ 津川一河井地区、その他

岡山県勝北町津川川流域の千枚岩類は、南隣の「津山東部」図幅地域における苦田累層¹⁹⁾に連続するものであり、津山盆地周辺の三郡変成帯²²⁾の一部をなす。本図幅地域内では、北側で花崗岩の進入をうけ（一部は断層関係）、南側で後期中生代火山岩類により不整合に被覆される。主として黒色千枚岩から構成され、数枚の珪質千枚岩を挟有する。勝豊鉱山の銅鉱床はこの珪質千枚岩が用瀬花崗岩と接触した付近に生成したものである。これら千枚岩類の層序および構造については不明な点が多いが、片理（S₁）の走向はほぼE-W、傾斜は東部で20～50°S、西部で30～40°Nである。

上記の津川川北方の、岡山県加茂町河井地区に露出する千枚岩類も、上述の津川地区と同じく黒色千枚岩を主とし、花崗岩にとりかこまれて露出している。この西方に当たる白金山には、厚さ50m以上の結晶質石灰岩層が露出し、千枚岩類の上盤側にあつて走向E-W、傾斜30°Sの片理を示し、かつて大規模に採掘されたことがある。しかし、孤立した山塊をつくっているため、東西方向の延長は確認できない。

以上のほか、加茂町角ガ仙付近や阿波村大カ山北方には、千枚岩類の小岩体が花崗岩上のルーフ・ペンダントとして残存している。

II. 2. 2 岩石の記載

本地域の千枚岩類のうち、花崗岩による接触變成作用の影響が比較的少ない部分は佐治地区北部、智頭地区東部および津川地区の一部である（第5図参照）。以下にこれらの地区の千枚岩類について記載する。

黒色千枚岩^{注4)}

本岩は緑泥石絹雲母石墨千枚岩で代表される。肉眼的に粒度の非常に細かい岩石で石墨黒色を呈し、著しく剝離性に富む。鏡下でみると層面片理面 (S_1) は平滑でなくちりめん状の微褶曲を示し、この微褶曲の軸面に平行に無数の斜交劈開面 (S') が発達する（図版 II -1参照）。黒色千枚岩の多くは、泥質部と砂質部とが細かく互層する葉理状千枚岩であり、まったく葉理を示さない千枚岩は比較的少量である。葉理状黒色千枚岩はしばしばパッチ状または角礫状の砂質部を含むことがある。

無葉理状黒色千枚岩（および葉理状黒色千枚岩の泥質部）は、おもに、石英・曹長石^{注5)}・石墨・絹雲母・緑泥石などの變成鉱物からなり、副成分鉱物として、チタン石・電気石・金紅石・燐灰石および不透明鉱物を含む。肉眼的な感じよりも石墨や不透明鉱物は割合少量である。石英は非常に微粒で、平均粒径約0.005mmである。

絹雲母・緑泥石・石墨および汚濁状の不透明鉱物は片理面 (S_1) に沿って配列し、 S_1 が斜交劈開面 (S') によって細かくずれている場合には、その部分で湾曲し、 S' に平行な配列をするようになる。絹雲母は一般に緑泥石よりも多量に存在し、鱗片状で長さ0.01~0.02mm、無色または淡褐色を呈し、上述の湾曲部で著しく折れ曲って波動消光を示す。緑泥石は長さ約0.02mm、淡緑色を呈し、多色性に乏しく、伸長方向に正の消光を示す。泥質部にも原岩の碎屑鉱物が少量残存していることがあり、それはおもに、やや大型の白雲母（しばしば屈曲し、かつ鱗片状絹雲母によってふちどられる）や石英（径0.05mm以上）である。

葉理状黒色千枚岩の砂質部には、石英・斜長石・微斜長石・白雲母・黒雲母・不透明鉱物などの碎屑鉱物が多量に存在し、その多くは汚濁、湾曲し、破碎され、しばし

注4) 佐治地区三王滝付近の黒色千枚岩の化学分析値が原村寛³⁹⁾によって発表されており、そのうち2箇は本図幅地域内の標本である。ただし、この論文では単に粘板岩とのみ記されている。

注5) 鏡下で識別されにくいのが、X線粉末写真では長石のピークが認められるので、一応曹長石であろうと推定した。

ば著しい波動消光を示す。これらの平均粒径は0.1～0.2mmで、細粒砂岩と呼ぶべきものである。砂質部中の変成鉱物としては、石英（径0.02mm±）・絹雲母・緑泥石・石墨などが主要なものである。

黒色千枚岩中にはレンズ状の石英の分結脈を多数介在することが多い。このような石英脈中の石英は、粒度が揃い（径0.02～0.2mm）で、互いに縫合組織を呈し、少量の絹雲母・緑泥石・石墨などを伴う。このほかに、片理面を切る細脈として、緑泥石脈・石英脈・曹長石脈などが認められる。

片状砂岩

本岩は、智頭地区の坂井原—上板井原間の黒色千枚岩中に、厚さ5m程度の薄層として挟有されるほかには、ほとんど認められない。本岩は上下の黒色千枚岩とは明瞭な境界をもつ。一般に片理が弱く、片理に直角な節理系がよく発達し、この節理に沿って石英脈が直線状に走っている。原岩の、石英・斜長石・微斜長石・白雲母・緑泥石・不透明鉱物などの碎屑鉱物に富み、これらの平均粒度は0.2～0.3mmで、細粒～中粒砂岩に相当する。これら碎屑鉱物の充填部には、細粒の石英（径0.01mm±）・絹雲母・緑泥石・石墨などが再結晶している。本岩中には泥質岩の細破片またはレンズが含まれることがあり、このような泥質部だけは著しく千枚岩化している。

珪質千枚岩

黒色千枚岩に次いで多量に存在し、塊状チャートおよび縞状チャートを原岩としている。この両者は密接に伴い、部分的には相互に移化することが多い。

塊状チャートを原岩とするものは、灰白色を呈し、微弱な片状構造を示すことがある。本岩はほとんど石英からなり、ごく少量の絹雲母・緑泥石および微細な不透明鉱物を含む。石英は、ほぼ径0.005mmの等粒状結晶であるが、これ以外にやや粗粒の石英からなる脈が不規則に発達している。

縞状チャートを原岩とするものは、規則正しく互層する、厚さ1～2cmの珪質部と厚さ1～5mmの千枚岩質泥質部とからなる。珪質部は暗灰色または青灰色を呈し、塊状、緻密で、石英および少量の絹雲母・緑泥石・石墨・微粒の不透明鉱物からなる。本岩の珪質部は上述の塊状チャート源のものに較べて、やや絹雲母や不透明鉱物に富

み、その原岩はチャートというより珪質頁岩に近いものである。石英の粒度は不揃いで、径0.005mm以下から0.02mm以上のものまでが混在する。本珪質部中にはしばしば、放散虫の遺骸と思われる楕円体状（長径0.1~0.2mm）の石英の集合体が含まれ、楕円体の内部は均等に再結晶した石英（径0.01mm±）の粒状集合体となり、その外縁を絹雲母によって囲まれている（図版II-2参照）。珪質部と互層する泥質部は、黒色を呈し、片理（ S_1, S'_1 ）・線構造が発達し、石墨・緑泥石・絹雲母・石英などからなる。本岩の層理を切って、石英脈・緑泥石石英脈・方解石脈などの細脈が不規則に発達する。

緑色千枚岩

本岩は、佐治地区の、森坪から細尾にいたる佐治川流域（江波背斜北翼部）と、江波南西方（南翼部）とに分布する。いずれも花崗岩による接触変成域に包含されるため、元来の広域変成作用による組織・構成鉱物が著しく改変され、再結晶した角閃石や黒雲母を多量に含む堅硬、緻密な緑色ホルンフェルスに変化している。ここで緑色千枚岩とよんだものは、玄武岩～粗粒玄武岩（大部分熔岩、一部は侵入岩床か？）・玄武岩凝灰岩～凝灰角礫岩および石灰質縞状凝灰岩を原岩としているが、これらの野外での相互関係は明らかでない。

玄武岩～粗粒玄武岩起源の変成岩は、佐治村加瀬木および同細尾付近に分布し、片理を欠くか、あるいは弱片状で、暗緑色を呈する。原岩の斑晶鉱物としては、普通輝石がもっとも多量で、斜長石がこれに次ぐ。ただし普通輝石斑晶は、三郡変成作用と其後の接触変成作用によって、ほとんど完全に角閃石や黒雲母の集合体におきかえられており、わずかにその結晶の輪廓から判断されるにすぎない。

凝灰岩～凝灰角礫岩起源の変成岩は、佐治村加茂および同加瀬木付近に分布する。凝灰岩起源のものはとくに片理および線構造の発達が良好であり、このような構造はホルンフェルス化されてもよく残存している。また、凝灰角礫岩起源の変成岩の場合には、玄武岩角礫が片理面に沿ってレンズ状に引きのばされていることが多い（図版III-1）。このような変成岩が風化、侵食をうけると、硬いレンズ状部だけが風化面に突出して、岩石全体としてきわめて凹凸に富んだ外観を呈するようになる。「佐治石」という名で観賞に供せられている緑色岩の多くは、このような成因によるものである

う。

石灰質縞状凝灰岩起源の変成岩は、佐治村細尾・用瀬町江波南西方などに分布する。原岩は塩基性凝灰岩と石灰質堆積岩との細かい互層であったと考えられる。本岩はすべてホルンフェルス化している。

結晶質石灰岩

鳥取県用瀬町江波西方（厚さ約5m）と岡山県加茂町白金山（厚さ約50m）とに露出するが、いずれも花崗岩の接触変成作用を蒙っている。

II. 3 接触変成岩

この項で記述する接触変成岩は、これまで述べてきた三郡変成岩類が後期中生代にいたって花崗岩の侵入をうけ、そのために接触変成作用^{注6)}を蒙って生じた複変成岩である。花崗岩の侵入に際して、本来の三郡変成岩類の地質構造は、接触部にごく近い部分をのぞいて、ほとんど乱されていない。三郡変成岩類は花崗岩体に近接するに従って、黒雲母・白雲母・角閃石・石英などを新たに生ずるようになり、次第に再結晶作用が進んで粒度が増大し、剝理性および線構造を失い、ついには塊状、緻密のホルンフェルスに変化する。しかし、本来の片理はかなり高変成度のホルンフェルスにまで残存し、また肉眼的にはほとんど塊状のようにみえても、鏡下では微粒の不透明鉱物などの配列によって、かつての片理を認めることができる。

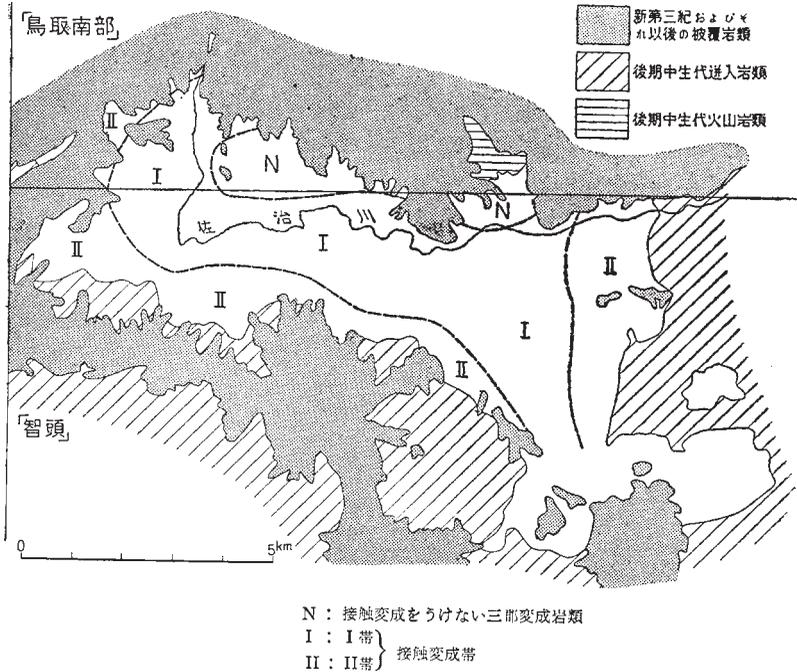
佐治地区の接触変成岩は、後期中生代侵入岩類（ここではおもに用瀬花崗岩）に向かって外側から内側へ、泥質岩（＝黒色千枚岩）を基準としてつぎの2帯に区分される。

I 帯：黒色千枚岩中に黒雲母が晶出しはじめるが、緑泥石が未だ残留する。

II 帯：再結晶作用が進み、上記の緑泥石が消失する。

第5図に、佐治地区の変成分帯の概略を示した。本地区では、接触変成作用を免れた地帯は佐治川北岸の比較的狭小な範囲（その大部分は「鳥取南部」図幅地域内）に限られる。本地区の主要部は上記のI帯に相当し、II帯は花崗岩体との接触部から

注6) 後期中生代火山岩類（碎屑岩を含む）もまた、かなりの範囲にわたって接触変成作用を蒙っている。これらの接触変成岩については、便宜上、該火山岩類の項において記述する。



第 5 図 佐治地区の接触変成岩の変成分帯

約 1 km の部分を占める。他の地区に関しては、分布が狭小なためこのような分帯を行なうことができない。

以下に、主として佐治地区の接触変成岩につき、原岩の種類に従って記述する。

泥質岩源ホルンフェルス

I 帯では黒色千枚岩の構成鉱物・組織はほぼそのまま残留しており、外観上は黒色千枚岩とほとんど変わりが無い。I 帯における最初の黒雲母の晶出は、細脈・レンズまたは斑点をなして不均等に行なわれ、それぞれの内部で鱗片状集合体をつくる。このような黒雲母は、きわめて微細（長さ0.01mm±）で、多色性が弱く、X=非常に淡い黄色～ほとんど無色、Y≒Z=淡黄褐色である。

II 帯では、黒色千枚岩中の緑泥石が消失し、石英-斜長石-黒雲母、または石英-斜長石-黒雲母-白雲母の組合せが普通となる。再結晶した石英は、径約0.01mmの

寄木状組織をつくる。黒雲母は岩石全体にわたって晶出し、千枚岩の片理に平行なものと、これを切るものがあり、長さ約0.1mmで、多色性が著しく、X=淡黄色、Y≒Z=黄褐色またはやや赤味を帯びた褐色、である。その他副成分として、燐灰石・電気石・チタン石・金紅石・不透明鉱物およびまれに尖晶石・鋼玉が含まれる。

Ⅱ帯のうち、花崗岩との接触部にごく近い部分にはつぎのような鉱物組合せがあらわれる。

石英－カリ長石－黒雲母－白雲母

石英－カリ長石－斜長石－黒雲母－白雲母

石英－カリ長石－堇青石－黒雲母－白雲母

石英－斜長石－黒雲母－直閃石^{注7)}

珪質岩源ホルンフェルス

一般の珪質千枚岩は、接触変成作用をうけても鉱物組合せにほとんど変化がない。接触部に近づくと、石英の粒度がやや増大（径0.01～0.02mm）して、それがほぼ等粒寄木状を呈し、ごくまれに少量の黒雲母が晶出する程度である。これに反して、縞状チャートの泥質薄層部では、柘榴石・黒雲母・白雲母などが新たに晶出する。

塩基性岩源ホルンフェルス

本図幅地域内の塩基性岩（緑色千枚岩）はすべて接触変成作用を蒙っているので、緑色千枚岩からⅠ帯への変化を実際に確かめることができない。Ⅰ帯、Ⅱ帯を通じて本岩のもっとも代表的な変成鉱物組合せは、陽起石－黒雲母－斜長石－（石英）であり、上記鉱物以外には、原岩の普通輝石・斜長石（曹長石化および絹雲母化）・鉄鉱、および三郡変成作用で生じた緑泥石・曹長石・チタン石・緑簾石などが残存している。泥質岩に較べて、本岩中の緑泥石は比較的低い変成度（Ⅰ帯の中間）で消失する傾向にある。石英は少量局部的に晶出し、細粒寄木状組織をつくる。副成分鉱物として、方解石・絹雲母・金紅石などが含まれる。

本岩中の陽起石は、千枚岩の片理とは無関係の方向に伸長した、針状または長柱状を呈し、かつての普通輝石斑晶をおきかえてそれを残晶として包有するか、あるいは

注7) 佐治村森坪西方約500mの水車小屋裏の用瀬花崗岩との接触部で採取した標本。

石基またはマトリックスをおきかえ、しばしば放射状または平行連晶状の集合物をなす(図版Ⅲ-2参照)。一般に多色性に乏しく、Z=ほとんど無色～淡緑色であるが、結晶の外縁部では淡青緑色を呈することが多い。花崗岩とごく接近した部分には、陽起石の代わりに緑色普通角閃石が晶出している。本岩中の黒雲母は、一般に鱗片状の集合をなし、その多色性は、X=ほとんど無色～淡いクリーム黄色、Y≒Z=黄褐色を呈し、変成度が高まるとY≒Z=オレンジ黄色を呈する。

石灰質岩源ホルンフェルス

用瀬町江波西方の石灰岩源ホルンフェルスは、前述のⅡ帯に属し、方解石(一部ドロマイト?)および少量の緑泥石(伸長方向に負の消光)・透角閃石からなる。加茂町白金山の石灰質ホルンフェルスは、主として珪灰石・透輝石からなる部分と、石英・透輝石からなる珪質の部分との互層である。

佐治地区の塩基性岩(緑色千枚岩)中には、塩基性凝灰岩と石灰質堆積岩との細かい互層を原岩とするホルンフェルスがあり、この石灰質の部分は、柘榴石-透輝石-緑簾石-斜長石、透輝石-緑簾石-斜長石、透輝石-陽起石(または普通角閃石)-斜長石、などの鉱物組合せを示している。

Ⅱ. 4 後期中生代火山岩類(砕屑岩を含む)

本岩類のおもな分布地域は、本図幅地域南縁部の那岐山(標高1,240m)およびそれから東西へ連なる山稜部であり、そのほか、北方の加茂町上加茂地区の矢筈山付近・物見峠西方、および阿波村尾所西方などにも本岩類の狭少な分布がみられる。

那岐山地区の後期中生代火山岩類は、南隣の「津山東部」図幅地域¹⁹⁾で変朽安山岩とよばれたものの北方延長部に相当する。「津山東部」図幅地域内では、この変朽安山岩は古生層および斑禰岩-閃緑岩(いわゆる夜久野塩基性岩類)を被覆し、新期花崗閃緑岩^{注8)}に貫かれて、それによる接触変成作用をうけ、かつ中期中新世の勝田層群により不整合に被覆されることが知られている。本図幅地域では、三郡変成岩類を不整合に覆い、一部では後期中生代進入岩類(用瀬花崗岩の粗粒相)によって直接

注8) 「津山東部」図幅説明書では中新世(?)とされているが、勝田層群よりも新期であるという証拠はない。本図幅でいう後期中生代進入岩類の一員と考えるのがもっとも妥当であろう。

に貫入・接触をうける。那岐山頂に露出する部分を含めて、本岩類の大半は安山岩の熔岩および火山砕屑岩からなり、これらを**那岐山安山岩類**とよぶ。津川川南方流域では、那岐山安山岩類が三郡変成岩類を覆う基底部に顕著な礫岩層が発達し、これを**津川川礫岩層**とよぶ。また智頭町大畑南方の那岐山山腹部およびその東方には、那岐山安山岩類の基底部およびそれよりやや上位の部分に流紋岩凝灰岩の薄層が挟有され、これを**大畑流紋岩**とよぶ。

上加茂地区の後期中生代火山岩類は、白金山・矢筈山・岸道谷を連ねる東西方向の狭長な分布を示し、南側は花崗岩によって貫入され、北側は三郡変成岩類と断層または不整合関係(?)で接する。本岩類の主体をなすものは、凝灰角礫岩と安山岩類とであり、この凝灰角礫岩をとくに**岸道谷凝灰角礫岩**とよぶ。

津川川礫岩層

木層は、津川川上流南方の山腹(「智頭」・「津山東部」両図幅地域の境界部)に模式的に分布し、標高700~800mのほぼ水平に近い不整合面をもって三郡変成岩類を被覆する。層厚は普通20~40mであるが、東方に向かって薄化尖滅する。本層の上位には那岐山安山岩類が整合にのる。本層はおもに礫岩からなり、礫は径2~10cmの亜円礫で、淘汰は比較的良好である。礫種は、黒色千枚岩・珪質千枚岩・粘板岩・砂岩・チャートなどが大部分であるが、しばしば粗粒優白色花崗岩(後述)・文象斑岩などの礫が存在する。充填物は、これら礫を構成する岩石の破片であり、よく膠結している。これと同様な礫岩は、上加茂地区矢筈山南方において花崗岩(用瀬花崗岩の細粒相)に捕獲された小岩体としても露出しており、三郡変成岩類のほかに花崗岩の礫をかなり多く含んでいる(図版I-1参照)。この捕獲岩状の礫岩は、著しいホルンフェルス化を受け、礫・充填物の両者ともに再結晶して細粒寄木状の石英を多量に生じている。

本層の礫岩(および後述の岸道谷凝灰角礫岩)に含まれる花崗岩礫を検討すると、肉眼的には粗粒優白質(ときに淡紅色)の花崗岩であるが、これを鏡下でみると、いずれも著しい圧碎作用を蒙り、石英は波動消光が顕著で、しばしば縫合組織を示し黒雲母はほとんど緑泥石化し、また方解石脈が縦横に走っている。これらの特徴は、本地域およびその周辺に広範に露出する後期中生代の花崗岩類にはまったく認められ

ないもので、この種花崗岩礫の起源はさらに古い時代に遡って考える必要があろう。

岸道谷凝灰角礫岩

本岩は、上加茂地区岸道谷付近に模式的に分布し、北側の三郡変成岩類をおそらく不整合に覆うものと考えられるが、南側の花崗岩（用瀬花崗岩の粗粒相）とはおもに断層で接する。本岩は、三郡変成岩類・安山岩・流紋岩凝灰岩・同熔結凝灰岩・玢岩・粗粒玄武岩などの角礫～亜角礫を含み、充填物は凝灰質で、上記岩石の破片と火山ガラスの破片とからなり、一部に熔結構造が認められる。本岩は全般的に著しく緻密、堅硬なホルンフェルスとなっており、礫と充填物はいずれも再結晶して新たに石英・黒雲母・陽起石などが多量に晶出している。

阿波村尾所西方に小規模に分布する凝灰角礫岩は、模式地のものとはほぼ同様であるが、花崗岩礫（粗～中粒、優白質で、圧砕作用が著しく、ときに片状構造を呈す）を多量に含む点を特散とする。本岩の充填物は安山岩凝灰岩であり、ホルンフェルス化をうけて、原岩の普通輝石はほとんどすべて陽起石に変化している。

大畑流紋岩

本岩は智頭町大畑部落南方の、那岐山北側斜面を模式地とする。模式地では三郡変成岩類を直接に被覆し、上位を那岐山安山岩類に覆われる。層厚は不明であるが、おそらく数10m程度であろう。模式地から東方では、これと同様なものが那岐山安山岩類中に小規模に挟有されている。本岩は、主として、石英や斜長石の斑晶に富む流紋岩熔結凝灰岩からなり、一部に非熔結の部分もみられる。また本岩中には、しばしば、三郡変成岩類や流紋岩の捕獲岩片が含まれる。上加茂地区に分布するものは、主として流紋岩～石英安山岩質の凝灰岩であるが、一般にホルンフェルス化が著しいため、熔結構造の有無が確かめられない。物見峠西方では、本岩の下位に凝灰角礫岩の薄層があり、これが三郡変成岩類を被覆している。

本岩の主体をなす熔結凝灰岩（図版IV-1参照）は、斑晶として融食された石英・破片状の斜長石（ほぼ灰曹長石成分）・黒雲母・褐色普通角閃石・鉄鉱、および、まれに普通輝石・斜方輝石などを含む。これら斑晶鉱物のうち、有色鉱物はほとんど完全に変質して、緑泥石・絹雲母・緑簾石・チタン石などの集合物に変わっており、ま

た花崗岩との接触部付近では、これらから新たに鱗片状黒雲母が晶出している。本岩のマトリックスは、微晶質ないし隠微晶質で、石英・緑泥石・絹雲母などからなる。一般に、扁平化された軽石片・ガラス片の平行配列によるユータキサキサイト組織が顕著であり、また部分的に微球顆構造が発達している。

那岐山安山岩類

本岩是那岐山周辺に模式的に分布し、津川川礫岩層または大畑流紋岩の上に重なるか、あるいは直接三郡変成岩類を不整合に被覆する。層厚は、かりにほとんど水平だと仮定すれば300m以上、侵食で削られた部分を加えればさらにそれ以上と推定される。

本岩は主として、輝石安山岩熔岩・橄欖石輝石安山岩熔岩、およびそれらの火山碎屑岩類から構成される。これらは全般的に著しい変質作用を蒙っている。すなわち斑晶の斜長石（曹灰長石～中性長石）は石英・曹長石・方解石・絹雲母・緑泥石などに、輝石は緑泥石・緑簾石・方解石・チタン石・石英などに、橄欖石は蛇紋石・イデイングサイトなどに、それぞれ置きかえられる。これらの斑晶鉱物のうち、普通輝石だけは比較的変質を免れていることが多い。石基は、短冊状の斜長石・単斜輝石・鉄鉱などが間粒状組織（Intergranular texture）を示し、しばしばガラスを含み、また少量の石英がこれらの間隙を充たすことがある。石基中の変質鉱物としては、石英・チタン石・緑泥石・方解石・緑簾石などが認められる。那岐山頂に露出する安山岩（図版IV-2参照）は著しい杏仁状構造を示し、杏仁は内部が緑泥石（一部は緑簾石）、周縁部は石英からなる。

本岩は、那岐山地区ではホルンフェルス化の現象があまり明瞭でないが、まれに、安山岩の石基部が再結晶して微細な鱗片状黒雲母（多色性は、 $X =$ ほとんど無色、 $Y \approx Z =$ 淡黄褐色）が多量に晶出することがある。

上加茂地区に分布する安山岩類は模式地のものとやや岩相を異にする。すなわち、矢筈山およびその西方の山稜部を構成するものは、主として角閃石安山岩であり、その斑晶は斜長石（中性長石～灰曹長石）・鉄鉱および角閃石（ほとんど緑泥石とチタン石の集合体に変化）からなり、石基部には斜長石・緑泥石・チタン石などのほか、これらの鉱物間を多量の石英が充填している。また、白金山南方に分布するものは、

輝石安山岩・褐色普通角閃石輝石安山岩の熔岩およびそれらの凝灰岩であり、花崗岩類の進入により全般的に再結晶して、石英・黒雲母・陽起石などの変成鉱物が多量に晶出している（図版V-1参照）。

II. 5 後期中生代進入岩類

本岩類は、三郡変成岩類および後期中生代火山岩類を貫いてこれらに接触変成作用を与え、鳥取層群（中新統中・下部）・人形峠層（鮮新統下部）および“鮮新世”火山岩類により不整合に被覆される。本岩類は、本図幅地域の大半を占めて分布する花

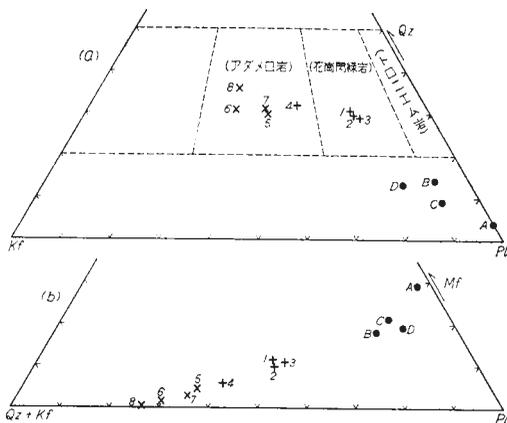
第2表 中生代後期進入岩類一覧表

第1期進入岩類	斑禰岩・閃緑岩・閃緑玢岩・石英閃緑岩 (R) 斜長石玢岩 文象斑岩・花崗斑岩・花崗閃緑玢岩・珪長岩 } (G _{1g}) 細粒黒雲母花崗閃緑岩 (G _{1b})
第2期進入岩類	智頭花崗岩（角閃石黒雲母花崗閃緑岩など, G _{2a} ） 用瀬花崗岩（黒雲母アダメロ岩, G _{2b} ・G _{2c} ・G _{2a} ） 倉見花崗岩（斑状アダメロ岩, G _{2p} ） その他 (G _{2h} ・G _{2m})

崗閃緑岩・アダメロ岩などの底盤状花崗岩体（第2期進入岩類）と、これよりやや早期に進入・固結した斑禰岩～閃緑岩・玢岩・文象斑岩などの小岩体群（第1期進入岩類）とに大別される。これらの進入岩類を総括して第2表に示した。また、これらの代表的標本について鉱物容量比の測定^{注9)}を行ない、その結果を第6図および第3表・第4表に掲げた。花崗岩類の分類、命名^{注10)}は、F. CHAYES^{注11)}の提唱した方式に従い、一部これを変更した。

注9) 測定にはポイントカウンターを用い、細粒岩に対しては1枚の薄片から1,000～1,300点、粗粒岩に対しては互いに直交する切断面から製作した3枚の薄片から合計3,000～4,000点をとって、それぞれの集計から100分率を求めた。なお、ペルト石はカリ長石とし、また2次の鉱物はできるかぎり原鉱物にもどして判定した。

(注) 注10), 注11)の説明は次頁にあり。



(a) : Qz (石英) - Kf (カリ長石) - Pl (斜長石) ダイアグラム
 (b) : Mf (苦鉄質鉱物) - Qz + Kf (石英 + カリ長石) - Pl (斜長石) ダイアグラム
 ● : 斑礫岩～閃緑岩 (第 3 表参照)
 + : 智頭花崗岩 } (第 4 表参照)
 × : 用瀬花崗岩 }

第 6 図 図幅地域に分布する後期中生代侵入岩類の鉱物容量比

II. 5. 1 第 1 期侵入岩類

本岩類は、第 2 表に掲げたように、斑礫岩から文象斑岩にいたる各種の岩相を含み、その進入の時期は斑礫岩類がもっとも早く、斜長石矽岩がこれに次ぎ、文象斑岩類がもっともおそい。しかし、これら相互の漸移的な岩相もまたしばしば認められ、上記の生成順序がつねに明確であるとはいえない。また、これらと細粒黒雲母花崗閃緑岩 (G_{1b}) との时期的関係は不明である。本岩類は第 2 期侵入岩類中の捕獲岩状小

注10) 石英-カリ長石-斜長石容量比において石英が20~50% (CHAYESは20~40%)の範囲にあるものを総称して広義の花崗岩とよび、そのうち、100×カリ長石/カリ長石+斜長石が0~10, 10~33, 33~67に相当するものをそれぞれ、トロニエム岩・花崗閃緑岩・アダメロ岩とよぶ。この比が67を超えるもの(狭義の花崗岩)は日本ではごくまれにしか産出しないので、とくに名称を与えない。本図幅および説明書においては、花崗岩という名称は上述の広義のものに対して用い、実際には智頭花崗岩・用瀬花崗岩などと、できるかぎり岩体名を付けて狭義の花崗岩との混同を避けた。

注11) CHAYES, F.: A provisional reclassification of granite, *Geological Magazine*, Vol.94 (1957), pp.58~68.

岩体か、あるいは、三郡変成岩類を貫く岩脈として産出する。分布上の規則性はあまり明瞭でないが、本地域南部では第2期進入岩類中に本岩類の小岩体群がE-W～ENE-WSWの方向性をもって配列し、これらが後期中生代火山岩類と密接に相伴って分布する。本岩類は、一般に斑状組織が顕著で、石基部にはしばしば微文象組織が発達し、また同一岩体内部では岩相が急激に変化することが多い。上記の特徴から、本岩類は典型的な浅所進入岩であり、かつ、周辺地域の資料をもあわせて考えると、後期中生代火山活動に引き続き地下火山的な活動によって生成したものと推定される。

II. 5. 1. 1 斑禰岩～閃緑岩

本岩類は、主として、第2期進入岩類中に包有される小岩体として産出し、本地域西縁部の天狗山付近、中央部の堂錦峠付近、南縁部の津川川上流流域、同真賀野南方などの地域に分布する。また、本地域北部の三郡変成岩類分布地域にも、本岩類の小岩脈が各処に分布する。これらの岩脈のあるものは、母岩の三郡変成岩類と同様に第2期進入岩類による接触変成作用をうけているので、その進入時期は第2期進入岩類の進入以前と考えられる。なお、本岩類と後期中生代火山岩類との直接の関係は両者の露出が隔てられているので、確認できない。第3表に、本岩類の代表的な標本について、鉱物組成と構成鉱物の光学的性質を表示した。

天狗岩斑禰岩

加茂町・上斉原村境界の天狗岩（標高1,196.7m）を最高頂とする径約1.5kmの岩体を構成し、南側は用瀬花崗岩（G₂b）、北側は智頭花崗岩（G₂d）に接する。岩石は、優黒質、中粒、塊状で、著しく堅硬である。本岩体の内部における岩相変化はかなり著しい。すなわち、第3表に例示されるように、輝石・斜長石を主成分とする斑禰岩と、石英・カリ長石を相当量含む石英閃緑岩とがあり、このような鉱物組合せの変化に対応して、斜長石や輝石などの性質もまた大きく変化している。本岩体に対する周囲の花崗岩からの直接の影響はほとんど認められない。

鏡下ではほぼ等粒粒状組織を示し、2次的変質をほとんどうけていない。斜長石は長さ2～5mmの長方形の自形～半自形をなし、曹灰長石～亜灰長石質の中核部、亜灰長石～中性長石質の外殻部、灰曹長石質の縁辺部（石英またはカリ長石と接する

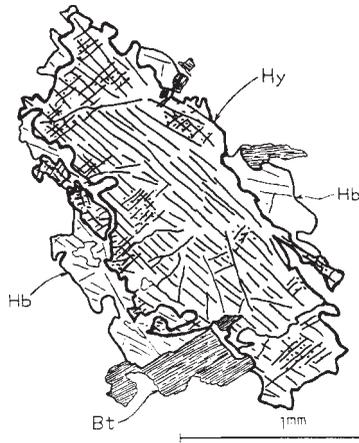
第3表 斑瀾岩～閃緑岩の鉱物容量比および主要構成鉱物の光学的性質

	天狗岩斑瀾岩		堂峠錦斑瀾岩	市ノ瀬閃緑岩	
	A (CZ.62)	B (CZ.63)	C (CZ.690)	D(CZ.552)	
鉱物容量比 (%)	斜長石	68.2	64.6	66.1	59.8
	石英	3.1	11.9	6.7	10.2
	カリ長石	0.1	5.4	6.5	10.5
	普通輝石	15.5	5.3	6.6	1.9
	斜方輝石	6.1	4.0	7.0	0.0
	緑色普通角閃石	0.1	2.3	1.4	8.9
	黒雲母	3.5	4.7	4.5	5.8
	鉄 鈹	3.2	1.3	1.2	1.5
	その他	0.2	0.5	—	1.4
	色指数	28.6	18.1	20.7	19.5
斜長石 An %	78~40	74~28			
斜方輝石	屈折率 γ	1.704±0.001	1.721±0.001		
	光軸角 2V	(-)62°~58°	(-)50°~48°	(-)59°~51°	
	光学的分散 ^{注12)}	$r > v$	$r > v$	$r > v$	
	En % (モル比)	68~66	55~53	67~58	
黒雲母 屈折率 γ	1.651±0.001	1.659±0.001	1.646±0.001		

A : 上齊原村天狗岩北西方約 200 m
 B : 上齊原村天狗岩北北西方約 1 km
 C : 智頭町堂錦峠北東方約 900 m
 D : 智頭町市ノ瀬北西方約 1 km (採石場)

場合のみ) からなる顕著な累帯構造を示す。斜方輝石は第7図に示したように、その外縁が不規則に融食されて、緑色普通角閃石および黒雲母によって囲まれることが多い。普通輝石もこれと同様に角閃石や黒雲母で縁どられるか、あるいは斜長石中に包有される。黒雲母の多色性は、X=淡黄色、Y≒Z=やや赤味を帯びた褐色で、黒雲母のなかには鉄鈹の包有物が多い。石英やカリ長石は、これらすべての鉱物の間隙を充填している (図版V-2参照)。

注12) 斜方輝石の化学組成の推定はHESS H. H. : Orthopyroxenes of the Bushveld type, ion substitution and changes in unit cell dimensions. *American Journal of Science*, Bowen Volume (1952), p.173による。



第 7 図 天狗岩斑糲岩中の斜方輝石 (Hy)・緑色普通角閃石 (Hb)・黒雲母 (Bt) の相互関係を示すスケッチ

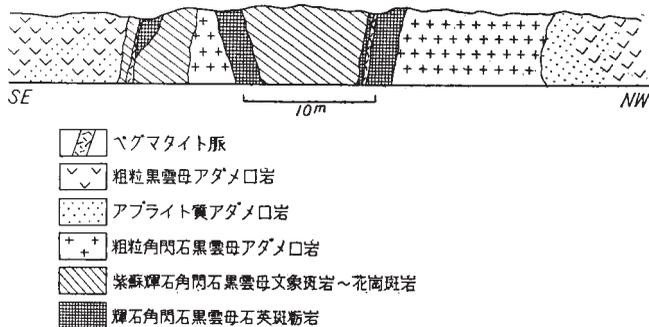
堂錦峠斑糲岩

鳥取・岡山県境の脊梁部に、南北0.5km・東西1.5kmの岩体を構成し、智頭花崗岩 (G_{2d}) 中に包有される。岩石は、優黒質、細粒、塊状で、しばしば斑状構造を呈する。第3表に示したのは、細粒優黒色石基中に長さ2~4mmの斜長石斑晶の散在する両輝石斑糲岩である。これを鏡下でみると、斑晶斜長石は卓状で累帯構造に富み、苦鉄質鉱物の微細な包有物を多く含むが、石基斜長石は短冊状で新鮮である。苦鉄質鉱物の相互関係は天狗岩斑糲岩の場合とほぼ同様である。特徴的な性質として、斜方輝石の一つの結晶のなかで著しい累帯構造があり、中核部では $2V = (-) 59^\circ$ 、外縁部で $(-) 51^\circ$ という例が認められる。なお、本岩体中には、斜方輝石を欠いた普通輝石含有角閃石黒雲母石英閃緑岩も含まれている。本岩体と智頭花崗岩との直接の接触関係は観察されなかった。

図幅地域南縁部の小岩体群

加茂町戸賀から津川川北方流域・智頭町真賀野にかけて、主として用瀬花崗岩の粗粒相 (G_{2c}) 中に、斑糲岩類の小岩体がそれぞれほぼ東西性の伸長方向をもって散在する。これらは、単独の小岩体として花崗岩に包有されていることもあるが、多く

の場合は、第8図に例示されるように、文象斑岩・花崗斑岩・斜長石玢岩などと複合岩体を構成している。このような場合、斑糲岩類とこれら斑岩・玢岩類との境界はおおむね明瞭、直線的であり、一露頭で漸移するようなことはない。これら複合岩体は、花崗岩脈あるいは花崗岩に由来するアブライト脈・石英脈によって各処で貫かれている。



第 8 図 智頭町真加野南方の道路沿いの切割りのスケッチ

本岩類は、岩体ごとに、あるいは岩体内部で著しくその岩相を変え、暗緑色～暗灰色、細粒～粗粒、等粒粒状～斑状と、さまざまに変化し、鉱物組合せも下記^{注13)}のような多くの種類が認められる。

鉄鉱-橄欖石-斜方輝石-普通輝石-褐色普通角閃石-斜長石

鉄鉱-橄欖石-斜方輝石-普通輝石-褐色普通角閃石-黒雲母-斜長石-石英

鉄鉱-斜方輝石-普通輝石-褐色普通角閃石-緑色普通角閃石-黒雲母-斜長石
-石英

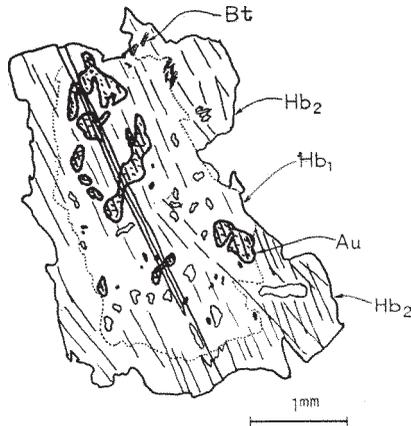
鉄鉱-普通輝石-緑色普通角閃石-斜長石-石英-カリ長石

褐色普通角閃石-黒雲母-斜長石-石英

苦鉄質鉱物は上記の順序に内側から外側に配列し、不連続反応系列による不完全なコロナ構造をつくる(第9図)。これら苦鉄質鉱物の多くは、花崗岩による接触変成作用のため、鱗片状黒雲母・針状淡緑色～淡青緑色角閃石・緑泥石・チタン石・緑簾石・リュウコクシーンなどになっている。元来の黒雲母と2次約に生成した黒雲母

注13) 苦鉄質鉱物についてはその反応系列の順に並べた。また、橄欖石の多くはその仮像から推定したものである。

とのちがいを述べると、前者が比較的粗粒、他形～半自形、ポイキリティックで、多少とも緑泥石化しているのに対し、後者は細粒、レピドブラスティック、新鮮でありまたその多色性は、前者がX=淡黄色、Y≒Z=やや赤味を帯びた褐色であるのに対して、後者はX=淡クリーム黄色、Y≒Z=淡黄褐色～淡緑褐色である。



Au : 普通輝石 Hb₁ : 褐色普通角閃石
Hb₂ : 緑色普通角閃石 Bt : 黒雲母

第9図 津川川炭山北方の斑縞岩中の苦鉄質鉱物の不連続反応関係を示すスケッチ

三郡変成岩類を貫く閃緑岩岩脈

岩脈の走向はまちまちであるが、そのなかでも、千枚岩の片理および褶曲軸にほぼ直交するNNE-SSWの方向と、片理にほぼ調和的なものが卓越している。本岩は、細粒～中粒閃緑岩と閃緑玢岩とに分けられる。

佐治村細尾部落付近の小岩脈は、細粒暗緑色の普通輝石褐色普通角閃石黒雲母閃緑岩で、普通輝石は角閃石中に残晶として包有されるか、あるいは短冊状の斜長石と組み合ってオフィティック組織をつくる。佐治村加瀬木西方のやや大きな岩体は、中粒の緑色普通角閃石黒雲母石英閃緑岩からなる。両者とも、接触変成作用をうけて繊維

状の淡緑色角閃石、鱗片状の淡褐色黒雲母が生じている。

智頭町市ノ瀬の岩脈（第3表D）は、本地域内で花崗岩による接触変成作用をまめかれたほとんど唯一の岩脈で、現在石材として盛んに稼行されている。この岩脈は走向N40° Eほとんど垂直で、幅50m、延長500m以上に及ぶ。岩石は中粒、ほぼ等粒粒状の**普通輝石緑色普通角閃石黒雲母石英閃緑岩**で、相当量のカリ長石・鉄鈹および少量の斜方輝石を含む。斜長石は長柱状で、亜灰長石から灰曹長石にいたる著しい累帯構造を示し、石灰質の中核部には2次的に絹雲母・緑簾石などが生じている。普通輝石は角閃石中の包有物である場合が多く、 $2V = (+) 54^\circ$ である。角閃石は $2V = (-) 73 \pm 2^\circ$ である。黒雲母は独立の結晶をなし、その多色性は、 $X =$ 淡黄色、 $Y = Z =$ 濃褐色であり、緑泥石・チタン石・緑簾石などが2次的に生じている。なお、本岩中には、かなりよく消化された径1cm±の暗色塩基性包有物が含まれる。また本岩の節理に沿って幅1～3cmの石英脈が走っている。

用瀬町川中南西方の岩脈は、**橄欖石含有普通輝石緑色普通角閃石黒雲母石英閃緑岩**からなり、石英と少量のカリ長石とが合して微文象組織を示すことがある。橄欖石は常に普通輝石中に包有され、現在は蛇紋石およびチタン石の集合物に変わっている。

輝石閃緑玢岩は佐治川上流の三王滝付近など数カ所に露出し、いずれも幅10m以下の岩脈をなす。千枚岩類との接触部には、しばしば細粒の急冷周縁相が認められる。本岩は、斜長石（長さ2～4mmの短柱状）・普通輝石・鉄鈹などを斑晶にもち、石基は短冊状斜長石・石英・カリ長石および変質した苦鉄質鉱物からなる。石基の一部は微文象組織を呈する。接触変成作用により、普通輝石斑晶は2次的な黒雲母・角閃石・緑簾石などに、斜長石は絹雲母・石英・曹長石・緑泥石・黒雲母などにおきかえられ、また周縁相では石基部にも2次的な黒雲母と緑簾石とが大量に再結晶している。

II. 5. 1. 2 斜長石玢岩

本岩は、本地域中央部の堂錦峠付近、大カ山北方、西縁部の角カ仙付近、南縁部の津川川上流地域などに、いずれも小岩体として分布する。これらは、三郡変成岩類あるいは後期中生代火山岩類を貫き、かつ、いずれも第2期の底盤状花崗岩によって捕獲され、接触変成作用を蒙っている。津川川上流では、本岩が数カ所で文象斑岩に貫かれている。本岩と斑糲岩類との直接の関係は確かめられていない。

本岩の代表的な岩相は、**角閃石黒雲母斜長石玢岩**であり、堂錦峠および大カ山北方の岩体を構成する。肉眼的に、淡紅色～白色の斜長石斑晶が灰色、緻密、珪長質の石基中に散在する。斜長石斑晶は比較的まだらに散点する程度であり、有色鉱物斑晶はこれよりもずっと少量である。また、径1cm内外の暗色包有物が含まれることが多い。斑晶の斜長石は、長柱状で累帯構造に乏しく、ほぼ灰曹長石成分を有し、カオリン・絹雲母などの2次鉱物が多量に生じている。斜長石斑晶は、しばしば集合して、グロメロポーフィリティック組織をつくることがある。斑晶の角閃石および黒雲母はほとんどが緑泥石・緑簾石・チタン石などに変わっている。石基部は細粒、完晶質、珪長質で、主として、長さ約0.05mmの小型短冊状斜長石と、その間隙を充填する石英とからなる。石英は、普通径0.2～0.5mmの球状体の単位で同時消光するが、そのなかに無数の斜長石微晶を包有し、全体として非常にモヤモヤした消光を示すことが多い。岩体の一部では、石基にカリ長石が含まれ、石英と合して微文象組織を呈することがある。

上記の暗色包有物は、鏡下では、緑泥石化した黒雲母・短冊状斜長石・少量の石英・チタン石・鉄鉱などからなり、このなかにも斑晶状の斜長石が散点することがある。このような斑晶斜長石は、斜長石玢岩自身の斑晶斜長石よりもかなり石灰質であるのが普通である。したがって、この包有物は、本岩のやや早期に固結した、より塩基性の部分を示すもの（同源捕獲岩）と考えられる。

花崗岩との接触部付近では、上述の有色鉱物斑晶の部分に、新たに鱗片状黒雲母や針状淡青緑色角閃石などが再結晶している。また石基部では、モヤモヤした石英が次第に減少して新鮮な石英におきかえられ、ついには径0.01mm内外の寄木状石英の集合物に変わっている。

角ガ仙岩体は、**輝石角閃石黒雲母斜長石玢岩**からなり、上記のものよりもやや苦鉄質鉱物の斑晶に富むため、暗灰色を呈する。斑晶としては、累帯構造の著しい斜長石（中核部は曹灰長石～中性長石、周縁部は灰曹長石）および普通角閃石（緑色および褐色）がもっとも多く、黒雲母・チタン鉄鉱・単斜輝石（褐色普通角閃石中の包有物）・斜方輝石（著しく変質）などが少量存在する。石基は上述のものと大差がない。

津川川上流地域に分布する多数の小岩体は、**輝石角閃石黒雲母斜長石玢岩**・褐色普通角閃石石英斜長石玢岩・黒雲母斜長石玢岩などの、多様な岩相を呈する。ここでは

本岩と文象斑岩との接触部が明瞭に観察できる（図版 I -2）。他の岩体に較べて接触変成作用の影響が強く、苦鉄質鉱物の斑晶はほとんどその仮像を残しているにとどまる。石基は、短冊状灰曹長石、モヤモヤした消光を示す球状の石英・新鮮な間隙充填の石英、少量の変質した苦鉄質鉱物などからなり、しばしば、放射状に配列した石英の集合からなる微球顆状構造（径0.3～0.5mm）を示すことがある。

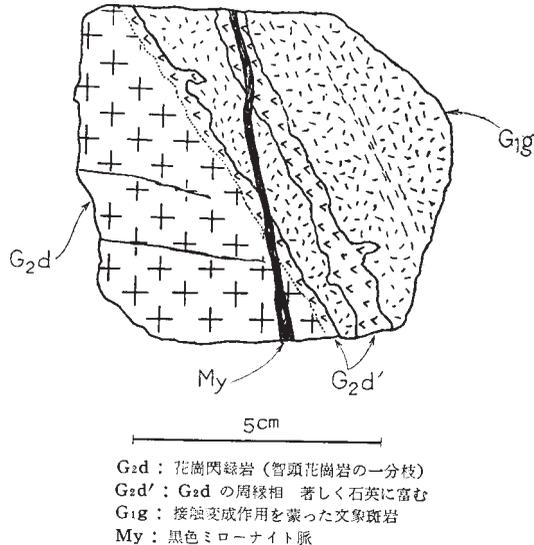
II. 5. 1. 3 文象斑岩類

ここで文象斑岩類と一括したものの中には、狭義の文象斑岩のほか、花崗斑岩・石英斑岩・花崗閃緑玢岩・珪長岩などの、一連の珪長質半深成岩類が含まれている。これらの岩相は互いに密接な共存関係を示し、またしばしば相互に移化する。これらは、前述の斑礫岩類および斜長石玢岩を貫き、底盤状の花崗岩類によって捕獲・接触変成を蒙っている。また、小岩脈として三郡変成岩類を貫くものもある。花崗岩類中に包有されるものは、下記の西宇塚付近のもののをのぞき、いずれもきわめて小規模である。

西宇塚文象斑岩

智頭町西宇塚北方に分布し、全体として智頭花崗岩（G₂d）中に捕獲されている。本岩は、全般的に、変質作用・破碎作用・鉍化作用などが顕著であるが、そのうちでやや変質の程度の弱い部分の岩相は以下のとおりである。斑晶は石英・斜長石・カリ長石および少量の黒雲母からなり、石基は珪長質で、微文象組織を示す石英・カリ長石および斜長石からなる。斑晶の石英は自形～融食形、斜長石は自形卓状で絹雲母化・緑泥石化・炭酸塩化などを受ける。カリ長石（正長石？）斑晶は自形卓状で、細かいペルト石構造を示す。黒雲母斑晶はほとんど緑簾石・白雲母・鉄鉍などの集合物に変化している。

西宇塚から物見峠へ通じる林道沿いの切りでは、本岩体を幅10m±の角閃石黒雲母花崗閃緑岩（智頭花崗岩の1分枝）が岩脈状に貫く状態が観察できる。接触面は大きくみると、直線状であるが、さらに細かくみると、第10図のように、かなり入りこんでおり、またこれに沿って花崗閃緑岩の幅1cm程度の細脈が文象斑岩を貫いている。このような花崗閃緑岩の周縁相および脈状部は、花崗閃緑岩の本体に較べて



第 10 図 智頭花崗岩と文象斑岩との接触関係を示すスケッチ

より優白質で、とくに石英に富むことが特徴的である。一方、接触部付近の文象斑岩は、やや優黒質となっており、本来の組織も著しく改変させられている。鏡下でも、斑晶と石基との区別が非常に不明瞭になり、新たに細粒寄木状の石英・カリ長石・灰曹長石および鱗片状の黒雲母が再結晶し、また一部には淡青緑色角閃石の集合物も生じている。このような新生黒雲母は、X=淡黄色、Y=Z=緑褐色～暗褐色の多色性を呈し、微弱ながら接触面に平行な配列を示す。また、第9図に示されたような黒色ミローナイト脈は、鏡下でみると、径0.02mm内外の粒状の石英・灰曹長石および鱗片状黒雲母から構成され、黒雲母の配列による顕著な片状構造を示す。このなかには、母岩のカリ長石や斜長石の斑晶が破碎・撓曲をうけながらも残存していることがある。黒雲母の多色性も上述の文象斑岩中のものと同様である。以上のような事実からみると、花崗閃緑岩の貫入による再結晶作用は、花崗閃緑岩の主体がほぼ固結し接触部に沿ってミローナイト脈が形成されるようになった段階まで、引き続いて行なわれたものと考えられる。

花崗岩中の小捕獲岩体

主として本地域南縁部の、知和、津川川上流地域、真賀野付近などに分布し、斑糲岩や斜長石玢岩と相伴って産する。岩相としては、角閃石黒雲母文象斑岩がもっとも多く、輝石角閃石黒雲母文象斑岩がこれに次ぎ、微文象組織を示さない黒雲母角閃石花崗斑岩・黒雲母角閃石花崗閃緑玢岩・普通輝石含有角閃石黒雲母花崗閃緑玢岩が局部的にみられる。本岩類と斜長石玢岩との境界は、おおむねクリーン・カットであるが、細かくみると図版I-2に示したように文象斑岩が不規則な脈状あるいはパッチ状に斜長石玢岩のなかに入りこんでいて、その接触部では数mmの幅で両者がやや片状（ミローナイト様）を呈することが多い。

鏡下でみると（図版VI-1参照）、本岩類の斑晶は、石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・角閃石・鉄鉱および、まれに普通輝石・斜方輝石・褐簾石などからなる。黒雲母は、X=淡黄色、Y≒Z=暗褐色～茶褐色の多色性を示すが、大部分は緑泥石・リューコクシーンなどに変わり、さらに再結晶作用によってできた鱗片状黒雲母（Y≒Z=緑褐色～褐綠色）によっておきかえられる。角閃石は、長柱状をなし、X=淡黄色、Y=褐綠色、Z=緑色の多色性を示すが、黒雲母の場合よりもさらに変質が烈しい。普通輝石および斜方輝石は、常に角閃石中に包有された結晶であり、斜方輝石の場合は緑泥石様鉱物の集合体に変化しているのが普通である。石基の微文象組織は、花崗岩との接触部付近では消失して、径0.02mm内外の石英とカリ長石の細粒寄木状組織に改変させられている。

三郡変成岩類を貫く岩脈

佐治村加瀬木―細尾地区、用瀬町江波地区および上板井原地区などに分布し、文象斑岩と珪長岩とがある。これらは、三郡変成岩類の走向に直交するほぼ南北性、直立の小岩脈であることが多いが、加瀬木、細尾付近では変成岩類の構造とほとんど調和的な比較的緩傾斜の貫入岩床である。

黒雲母文象斑岩は、緻密、堅硬、風化面では淡紅色～赤褐色、新鮮な面では灰白色～青灰色を呈す。斑晶が比較的少量なため、風化面では結晶質チャートと誤認されやすい。斑晶はいずれも長さ1mm内外またはそれ以下の、卓状斜長石・カリ長石・石英・黒雲母（緑泥石化）および鉄鉱からなる。石基は主として石英・カリ長石・斜

長石からなり、微文象組織で特徴づけられる。

珪長岩は、細粒、ほぼ等粒状（径0.1mm内外）の斜長石・石英および少量の黒雲母（緑泥石化）・鉄鉱からなり、斑状組織および微文象組織を示さない。斜長石は角のとれた半自形状を示し、絹雲母化・炭酸塩化作用がすすんでいる。

角閃石黒雲母文象斑岩は、佐治村尾際南方において千枚岩中に貫入し、かつ用瀬花崗岩に貫かれている。本岩は灰緑色を呈し、長さ5mm内外の柱状角閃石および斜長石の斑晶が肉眼的に顕著である。鏡下では、斑晶は斜長石・褐色普通角閃石（結晶の縁辺部は緑色）・黒雲母・鉄鉱（チタン鉄鉱？）からなり、まれに斜方輝石斑晶の仮像と思われる緑泥石様鉱物の集合体も認められる。石基は、石英・カリ長石・斜長石および少量の角閃石・黒雲母からなり、微文象組織を示す。接触変成作用によって、本岩中には、針状淡緑色角閃石・淡緑褐色黒雲母・緑廉石などが大量に再結晶している。

II. 5. 1. 4 その他の进入岩

細粒黒雲母花崗閃緑岩 (G_{1b})

本地域西緑部の、上斉原村遠藤付近に小範囲に分布し、周囲を智頭花崗岩 (G_{2a}) によって囲まれている。これと類似の岩石は、西隣の「奥津」図幅地域において、前記の文象斑岩類としばしば漸移関係にあり、また、第2期进入岩類による接触変成作用を受けていることがある。本地域では、これと接触する智頭花崗岩との前後関係が明らかでないが、上記の資料から一応これを第1期进入岩類に含めた。本地域内でみると、本岩の鉱物容量比は、石英≒斜長石>カリ長石≫黒雲母である。

II. 5. 2 第2期进入岩類

本岩類は、本図幅地域を含めて、中国脊梁山脈東部地区に分布する花崗岩類の主体をなすもので、三郡変成岩類および後期中生代火山岩類を貫いて顕著な接触変成作用を与え、また第1期进入岩の小岩体を捕獲岩状に数多く包有している。

本岩類は、その岩相上の特徴と相互関係とから、智頭花崗岩・用瀬花崗岩・倉見花崗岩の3岩体に大別される。これらのうち、智頭花崗岩（花崗閃緑岩質）と用瀬花崗岩（アダメロ岩質）が第2期进入岩類の主要な構成要素であり、前者は図幅地域中央

部にENE-WSWの延長方向をもつ幅5～10kmの岩体を形成し、後者はその南北に広く分布する。両者は明瞭な岩相上の差をもって接触するのが普通であるが、しばしば境界部の数10～数100mの範囲内で移化しあう場合がある。したがってその進入時期に大きなずれはなく、岩相から判断して用瀬花崗岩の方が比較の後期の進入によるものと推定される。倉見花崗岩はカリ長石巨晶によって特徴づけられるアダメロ岩で、他の花崗岩体とは明瞭に識別されるが、それらとの前後関係は不明である。

智頭花崗岩および用瀬花崗岩の代表的標本について鉱物容量比の測定を行ない、その結果を第4表および第6図に掲げた（注9）、10）、11）参照）。

第4表 第2期進入岩類の代表的標本の鉱物容量比

	智 頭 花 崗 岩				用 瀬 花 崗 岩			
	1	2	3	4	5	6	7	8
斜長石	47.5	48.3	49.8	39.8	35.4	29.6	34.3	26.6
石英	26.9	26.9	25.8	30.1	28.6	31.0	30.4	36.1
カリ長石	14.3	14.7	13.5	24.1	31.4	38.0	31.8	35.7
黒雲母	7.6	6.2	6.6	4.1	4.4	0.8	3.1	0.3
角閃石	3.2	3.1	3.5	0.1	—	—	—	—
その他	0.5	0.8	0.8	1.8	0.2	0.6	0.4	1.3
色指数	11.3	10.1	10.9	6.0	4.6	1.4	3.2	0.3

1. 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（CZ.607）：智頭町智頭駅東方約600m
2. 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（CZ.684）：智頭町波多北西方約1.5km
3. 普通輝石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩（CZ.64）
：上齊原村三十人ガ仙北西方約1.5km
4. 角閃石含有黒雲母アダメロ岩（CZ.160）：加茂町戸賀北方約11km、採石場
5. 細粒黒雲母アダメロ岩（CZ.37）：用瀬町旧社村小畑、採石場
6. 中粒黒雲母アダメロ岩（CZ.35）：用瀬町旧社村山口、採石場
7. 粗粒黒雲母アダメロ岩（CZ.586）：智頭町河津原南方約1km
8. アブライト質アダメロ岩（CZ.692）：智頭町三田西方約1.5km

II. 5. 2. 1 智頭花崗岩

本岩体は、本地域北東部の因美線智頭駅付近を模式地とし、ここから西南西方向に

延びて、同美作加茂駅付近にまで連続的に分布する。本岩体は、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とし、普通輝石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩・角閃石含有黒雲母アダムロ岩・斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩などの岩相を一部に含むが、これら相互は漸移関係にあり、地質図幅では、これらを区分しなかった。以下にこれらの岩相について記載する。

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（第6図および第4表の1, 2）

本岩は、智頭花崗岩の模式地での岩相であり、同時にこれが本岩体の主要部を構成する。

塩基性包有物に富むことが特徴で、このため、風化した露頭面では黒っぽい色調を呈する。これら包有物は、径数cm～数10cmの球状ないし不規則状を呈し、その配列にはまったく方向性がない。また、これらがさらに消化されてきたと思われる径1cm以内の苦鉄質鉱物のクロットが、岩石全体に含まれている。

鏡下でみると（図版VI-2参照）、岩石はほぼ等粒粒状組織を示し、その鉱物容量比は、斜長石 ≧ 石英 ≧ カリ長石 ≧ 黒雲母 ≧ 緑色普通角閃石、色指数は約10である。斜長石は卓状、半自形～自形で、著しい累帯構造を示し、その中核部は烈しく絹雲母化作用をうけている。石英とカリ長石とは斜長石の間隙をみだし、両者が微文象組織をつくることはない。カリ長石は、細かい不規則なペルト石構造を示すが、微斜長石構造は明瞭でない。黒雲母は、X=淡黄色、Y≒Z=濃褐色の多色性を示すが、緑泥石・チタン石・緑簾石などに変質していることが多い。角閃石は柱状をなし、普通はX=淡褐黄色、Y=褐緑色、Z=濃緑色の多色性を示すが、まれに中核部だけがZ=色を呈する。副成分鉱物としては、鉄鉱・ジルコン・褐簾石などが多い。

塩基性包有物は、斜長石・緑色普通角閃石・黒雲母および少量の石英からなり、しばしば普通輝石がレリクト状に角閃石中に包有されている。斜長石は自形を呈することが特徴であり、しばしば斑晶状の卓状斜長石と、細かい短冊状斜長石とが明瞭に区別され、後者は角閃石などと組合ってオフィティック組織をつくる。

上記の模式的な岩相のほか、つぎのような岩相が局部的に分布する。

普通輝石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩

県境の堂錦峠付近、上斉原村天狗岩北方などの、おもに斑糲岩類に近接する地域に

分布し、斑糲岩類による汚染作用を蒙った部分と思われる。模式的な岩相に較べてやや細粒、優黒質である。角閃石中に普通輝石が残っていない場合でも、普通輝石を交代してできたと思われる針状淡緑色角閃石（陽起石？）の集合体が緑色普通角閃石中に包有されることが多い。また、細かい斜長石のほかにも、やや粗粒、柱状の斜長石が斑晶状に含まれることがある。

角閃石含有黒雲母アダメロ岩（第6図および第4表の4）

加茂町西部の暮床・堂ヶ原・奥田付近などの、用瀬花崗岩に近接する地域に分布し智頭花崗岩と用瀬花崗岩との中間的な岩相である。露頭では、角閃石はごく少ないかあるいはまったく認められず、塩基性包有物も比較的少ないので、用瀬花崗岩との識別は非常に困難である。鉱物容量比からはアダメロ岩（注10）参照）に含められ、色指数は約6である。黒雲母は、 $X = \text{淡黄色}$ 、 $Y \approx Z = \text{濃褐色}$ の多色性を示すが、これが部分的に $X = \text{非常に淡い黄色}$ 、 $Y \approx Z = \text{緑色}$ の黒雲母に移化することがあり、また緑色黒雲母だけの鱗片状集合物もみられる。これらはすべて多少とも緑泥石化作用をうけており、ときには褐色黒雲母が緑泥石化作用をうけたのちにふたたび鱗片状の緑色黒雲母を生じた、と解釈される場合もある。一般に、模式的な岩相よりもカリ長石に富み、カリ長石と石英とは部分的に微文象組織を形成することがある。

斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩

智頭花崗岩体の内部に局部的に散在し、やや大型の斜長石による斑状組織で特徴づけられる。主岩相の間には普通明瞭な境界はない。図幅地域南端部の津川川流域にもこの岩相が認められ、花崗斑岩ともいふべき明瞭な斑状構造を示すが、角閃石を含んでいない。

II. 5. 2. 2 用瀬花崗岩

本岩体は、本図幅地域北東部の用瀬町地区を模式地とし、智頭花崗岩を南北からとりかこむような形で広く分布する。本岩体を構成する岩相は、細粒～中粒黒雲母アダメロ岩（ G_{2b} ）が主要なものであり、そのほか粗粒黒雲母アダメロ岩（ G_{2c} ）とアブライト質黒雲母アダメロ岩（ G_{2a} ）を含む。模式地付近では、細粒相と中粒相とが

ほぼ匹敵する面積を占めるが、両者は複雑にまじりあい、互いに移化することもあれば、比較的明瞭な境界で接することもある。西部の、加茂町北部および阿波村北部地区では中粒相はるかに卓越し、一部に細粒相を含むにすぎない。南部の黒尾峠地区では主として粗粒相が分布する。これらの各岩相は、しばしば小規模の脈状あるいは晶洞状のペグマタイトや、アプライト脈・石英脈などを伴い、またそれ自体がアプライト質の岩相に移化する。

本岩体中の石英脈は、用瀬町旧社村地内で屋住珪石として稼行されており、加茂町倉見北方でもかつて探鉱されたことがある。また用瀬町洗足山南方の輝水鉛鉱石英脈や、加茂町仏香のタングステン含有黄鉄鉱石英脈（グライゼン化作用を伴う）も、本岩中に胚胎した鉱床である。本岩は石材としても良質であり、用瀬町内の数カ所で見事に稼行されている。

細粒～中粒黒雲母アダメロ岩 (G_{2b}) (第6図および第4表の5, 6)

用瀬花崗岩の主体をなすもので、灰白色、塊状であり、風化すると淡紅色を呈することがある。細粒相は、長径1mm内外の黒雲母を多量に含むことと、しばしば黒雲母の集合した径1cm内外の暗色クロットを包有することで特徴づけられる。中粒相は、長径2～3mmの互いに独立した黒雲母の結晶を含み、径約5mmの石英や長石によるほぼ等粒粒状の組織を呈する。両者とも、鉱物容量比は、斜長石≒カリ長石≒石英≫黒雲母で、全体がアダメロ岩（注10）参照）に相当するものであるが、細粒相に較べて中粒相の方が、ややカリ長石に富み著しく黒雲母に乏しい。

鏡下でみると（図版Ⅱ-2参照）、黒雲母は、X=淡黄色、Y≒Z=濃褐色の多色性を示すが、カリ長石に融食された部分の多色性は、Y≒Z=緑褐色となる。三郡変成岩類との接触部付近では、汚染作用によって黒雲母の量が増加し、その多色性もY≒Z=やや赤味を帯びた褐色となる。斜長石は、普通、卓状自形～半自形を呈し累帯構造は微弱である。しばしば細粒斜長石と粗粒斜長石とが共存し、前者についてのみ著しい累帯構造を呈することがある。石英は、丸みのつよい粒状を呈し、それらがいっしょに集合する傾向が強い。カリ長石はもともと粗粒で、ポイキリティックに斜長石や石英を包有し、また常にペルト石構造を示す。微斜長石には特有の格子状構造が普通に認められるが、ときにはそれが不明瞭で単にモヤモヤした消光を示すにすぎ

ないものもある。カリ長石とカリ長石とが接するときには、その接触部に沿って細かい粒状の曹長石がそれぞれ異なった光学的方位をもって配列することが多い。副成分鉱物としては、ジルコン・褐簾石・鉄鉱などが含まれる。

粗粒黒雲母アダメロ岩 (G_{2c}) (第6図および第4表の7)

塊状粗粒で、常に淡紅色の風化面を呈することで特徴づけられる。鉱物容量比は上記の細粒相と大差がない。鏡下では、黒雲母はX=淡黄色、Y=Z=暗褐色～緑褐色の多色性を示し、ジルコンを多量に含み、それによる多色性ハロが顕著である。斜長石は卓状～長柱状をなし、まれに絹雲母化された中核部をもつことがあるが、普通は累帯構造に乏しく、またしばしば細粒の石英によって一部がおきかえられている。石英は粒状集合物を形成し、また波動消光が顕著である。カリ長石は、もっとも粗粒で、しばしば斑状を呈し、常にペルト石構造を示す。ペルト石構造における曹長石葉片部は、細～中粒相に較べると著しく幅が広く、結晶によってはカリ長石部よりも量的に卓越することがある。本岩が著しい淡紅色を示す原因は、カリ長石中(曹長石葉片部をのぞく)に含まれる微細な包有物(赤鉄鉱か?)の存在によるものと思われる。以上のほか、まれに少量の角閃石を含み、また副成分鉱物としてジルコン・褐簾石・緑簾石・蛍石などを含む。蛍石は斜長石をおきかえてできていることが多い。

アプライト質アダメロ岩 (G_{2a}) (第6図および第4表の8)

智頭町新見南方に模式的に分布し、細粒～中粒の黒雲母アダメロ岩^{注14)}と密接に相伴い、それらと移化関係にある。細粒(粒径0.5～1mm)で、淡紅色～灰白色を呈する。鉱物容量比は石英≧カリ長石>斜長石≫黒雲母で、用瀬花崗岩のなかではもっとも石英に富み、もっとも黒雲母に乏しい。

鏡下では、黒雲母中のジルコンによる多色性ハロが顕著であり、斜長石はしばしば細かい白雲母の集合体によっておきかえられている。カリ長石は格子状構造が不明瞭であり、微細な包有物が多く、著しく汚濁している。

注14) 地質図幅でアプライト質アダメロ岩として塗色された部分には、このような細～中粒相も一括されている。

II. 5. 2. 3 倉見花崗岩

本岩体は、加茂町倉見地区を模式地とし、そのほか、加茂町古屋付近、智頭町大屋付近にも小規模に分布する。大屋付近のものは東方に連続して、東隣の坂根図幅地域内で広い面積を占める模様である。これらのうち、倉見岩体は粗粒黒雲母アダメロ岩、古屋岩体・大屋岩体は粗粒角閃石黒雲母アダメロ岩からなるが、いずれも長径2~4 cmの短柱状、淡紅色のカリ長石を多量に含むことを特徴とする。一般に径20cm以下の塩基性包有物に富み、またしばしば晶洞状ペグマタイトを含む。本岩と他の花崗岩類との識別は容易であり、その境界は一般に明瞭であるが、これらとの進入の前後関係を知る手がかりは野外で得られなかった。本岩は倉見および古屋地区で用瀬花崗岩と断層によって境され、その付近で著しく破碎、粘土化を蒙っている。

本岩の鏡下での性質を以下に述べる。黒雲母は比較的大型のものと、小型で集合物をつくるものがあり、その多色性は、X=淡黄色、Y≒Z=濃褐色であるが、大部分の結晶は著しく屈曲しかつ変質して、緑泥石・チタン石・緑簾石などに変わっている。カリ長石に接する周縁部の黒雲母は、著しく融食されてミルメカイト状を呈する。角閃石は少量含まれることがあり、伸長方向に淡青緑色を呈する。斜長石は大型で長柱状のものから、小型で短柱状~粒状のものまでの各段階があり、その中核部は絹雲母化作用を烈しく蒙っていることが多い。カリ長石は、以上の結晶や粒状の石英結晶の間隙を充填しており、斑状をなす大型のカリ長石もその周縁部中にはこれらの多数の結晶をポイキリティックに包有している。

カリ長石中に包有された斜長石や石英は、しばしばいくつかの結晶個体が同一の光学的方位を示し、あたかもそれらを交代してカリ長石が成長したかのようにみえる。カリ長石のペルト石構造は顕著であるが、格子状構造は不明瞭であり、モヤモヤした波動消光を示すにすぎない。微細な包有物のために汚濁した感を呈する。副成分鉱物としては、黒雲母中のジルコン・燐灰石のほかに、比較的大型の褐簾石結晶が、ほとんど普遍的に含まれる。

II. 5. 2. 4 その他の進入岩類

粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (G₂h)

本地域では、図幅地域北西端の辰己峠付近に、人形峠層に不整合に被覆されて小範

圃に露出するにとどまるが、西隣の奥津図幅地域では広大に分布し、第2期進入岩類の重要な部分（奥津図幅では粗粒角閃石黒雲母花崗岩と命名した）を占める。本岩は一般的に粗粒で、淡紅色のカリ長石に富み、しばしば暗色包有物を含む。恩原川上流の、三郡変成岩類との接触部付近には、本岩の周縁相がみられる。ここには、黒雲母花崗斑岩やアブライト質の部分などがあり、また黄鉄鉱の鉱染が著しい。

両雲母花崗閃緑岩 (G_{2m})

本地域北西部の、佐治村栃原西方に小規模に露出する。他の花崗岩類との関係は不明である。本岩は、細粒、優白色で、白雲母の多いことを特徴とする。鏡下では、斜長石・石英・カリ長石・白雲母・黒雲母・電気石・柘榴石などからなる。白雲母は比較的大型結晶をなし、斜長石やカリ長石をおきかえて成長していることが多い。電気石は、O=淡青色、E=ほとんど無色の多色性を示す。細かい黒雲母・白雲母・柘榴石・電気石などは、相集って細脈をなしていることが多い。

II. 6 岩 脈

これまで述べてきた後期中生代進入岩類の固結以後の岩脈としては、輝緑岩・玢岩・石英斑岩・珪長岩などがある。これらは、おもに第2期進入岩類を貫くが、一部は三郡変成岩類をも貫いている^{注15)}。岩脈の分布は第2期進入岩類分布地域のほぼ全域にわたっているが、そのうちでもとくに岩脈の密集するところと、そうでないところとがある。けれども、この分布状態は第2期進入岩類の区分とは無関係のようであり一応すべての種類の花崗岩を岩脈が貫いている。岩脈の幅は普通1～10m位で、まれに20m前後のものがある。脈幅の広いものでは、中核部が周縁部に較べてやや粗粒であり、また接触部に沿って狭い幅の明瞭な優黒質急冷周縁相を生じていることが多い。接触部に平行に流理構造を示すこともしばしばである。岩脈の走向にはあまり顕著な規則性がないが、そのなかでもE-W性のものももっとも多く、N-S性のもの

注15) 三郡変成岩類を貫く岩脈のあるものは、千枚岩層と同様に第2期進入岩類による接触変成作用の影響が認められるので、これらは第1期進入岩類に含めて記載した。けれども、第2期進入岩類からかなり遠ざかった地域の岩脈については、このような関係を確かめることができない。したがってこのような岩脈については、便宜的に、岩相上から閃緑岩～閃緑玢岩・文象斑岩などは第1期進入岩類に、輝緑岩・玢岩・珪長岩などは本項で述べる後期中生代進入岩類形成後の岩脈のなかに含めて、地質図に塗色してある。後者に含めた岩脈は、智頭町の智頭駅北方から板井原・杉森付近にかけて数多く露出している。

がこれに次ぐ。一般にほぼ直立ないし急傾斜である。以下に本地域の岩脈の主要なものにつき、記載する。

輝緑岩：本岩は用瀬町山口・屋住付近その他数カ所に露出する。暗緑色，完晶質，細粒で，鏡下ではオフィティック組織を示し，普通は斑状組織をもたない。主要な構成鉱物は，斜長石・普通輝石・鉄鉱であるが，これに橄欖石・斜方輝石・褐色普通角閃石などが加わり，さまざまな組合せを示す。しかし，このうちで橄欖石と斜方輝石は変質のためわずかに仮像として認められるにすぎない。一般に変質作用が烈しく，緑泥石・緑簾石・チタン石・方解石・葡萄石・石英などが大量に生じている。

玢岩：本地域の岩脈の大半を構成する。暗灰色～灰色で，斜長石斑晶が肉眼的に顕著である。斑晶鉱物の組合せは，斜長石－普通輝石－鉄鉱，斜長石－普通輝石－褐色普通角閃石－鉄鉱，斜長石－褐色普通角閃石－鉄鉱，斜長石緑色普通角閃石－鉄鉱など，さまざまであり，これに少量の石英が加わることがある。石基は小型短冊状斜長石・石英・角閃石などからなり，まれにカリ長石が加わって石英とともに微文象組織を呈する。変質作用は輝緑岩の場合と同様である。

石英斑岩：加茂町倉見北方約4kmの地点に露出し，用瀬花崗岩を貫く幅10mの岩脈をなす。本岩脈の主体は，灰白色，斑状を呈し，斑晶は斜長石・石英・カリ長石および少量の黒雲母からなり，石基は著しく珪長質で微文象組織を示す。本岩脈はその両側で灰緑色の急冷周縁相（幅約70cm）をもつ。この周縁相は斑晶として石英・カリ長石を欠き，また石基は主体に較べてより細粒～隠微晶質である。

珪長岩：主として用瀬町上板井原付近に露出し，幅数m～20m程度の岩脈として黒色千枚岩を貫く。本岩は優白質，細粒，珪長質で，まれに石英の小型斑晶を含み，しばしば鉄染状の黄鉄鉱を伴っている。

Ⅱ. 7 新 第 三 系

本図幅地域の新第三系は，中新世中・下部の鳥取層群，鮮新世下部の人形峠層および“鮮新世”火山岩類とに大別される。

Ⅱ. 7. 1 鳥 取 層 群

鳥取層群は中新世に鳥取市周辺に生じた沈降盆地内の一連の堆積物であり，大量の

火山岩類を挟有することで特徴づけられる。本層群は、北隣の「鳥取南部」・「鳥取北部」図幅地域⁴⁵⁾において命名され、その層序は、下位から、郡家礫岩層^{こうげ}・河原火山岩層^{かわぼら}・円通寺礫岩砂岩層^{えんつうじ}および雲山砂岩泥岩互層の4層に区分され、また郡家礫岩層に時代的にほぼ相当するものとして春谷礫岩層^{つくだに}が命名されている。そして、本層群の時代は、全体として中新世の初期～中期と考えられた。

本地域では、上記の層序のうち、春谷礫岩層の主要部と郡家礫岩層および河原火山岩層のごく一部が分布するにすぎない。

II. 7. 1. 1 春谷礫岩層^{つくだに}

本層は、本図幅地域北端部から北隣の「鳥取南部」図幅地域にかけて、佐治谷の北斜面に局地的に分布する礫岩層（ときに砂岩層を挟む）であり、本図幅地域の佐治村春谷部落付近でもっともよく観察される。

本層は、下位の三郡変成岩類およびそれを原岩とするホルンフェルスを不整合に覆う。また、北隣図幅地内では後期中生代の流紋岩凝灰岩をも不整合に覆っている。本層の基底面は、全体としてみるとかなりの傾斜（平均12°内外）で南へ下り、海拔220～500mの間に位置して、南端部では佐治川本流の河岸にまで達している。上位は、北隣図幅地内で海拔約500mの高さで“鮮新世”火山岩類に覆われている。層厚は100m以内で、おそらくは数10m程度であろう。

本層の礫岩を構成する礫は、普通は直径数cm～10数cmの垂円礫～円礫で、淘汰はかなりよい。礫の種類は、種々の花崗岩礫および流紋岩礫が主で、千枚岩類の礫をまじえる。流紋岩礫は熱変成作用をうけており、著しく堅硬なため石英斑岩のようにみえるが、本地域周辺に分布する後期中生代の火山岩類に相当することは間違いない。基質は、褐色を帯びた花崗岩質の粗粒砂であり、かなりよく膠結している。

佐治村加茂部落北方の佐治川左岸沿いには、本層の基底部（縁辺部）と考えられる異常な礫岩が、千枚岩類を直接覆って局地的に露出する。本礫岩の礫は黒色千枚岩のみからなり、すべて角礫であってまったく淘汰をうけていない。基質も同じく千枚岩の細破片を主材とし、よく膠結して、風化面において赤褐色の特徴ある色調を呈している。

本層と、鳥取層群の模式的層序との、直接の関係は判明しないが、上記の分布・構

造・岩相・上位層との関係からみて、鳥取層群最下部の郡家礫岩層と時代的にほぼ同一のものと考えて差支えあるまい^{注16)}。

II. 7. 1. 2 郡家礫岩層

鳥取層群の基底礫岩層である本層は、「鳥取南部」図幅地域東端部の郡家町を模式地として命名され、鳥取層群分布地域の南縁部に沿ってENE-WSW方向に狭長に分布する。本図幅地域のものは、本礫岩層の西端部に位置し、佐治川北岸の森坪―高山間に露出する。ここでは、本層は三郡変成岩類およびそれを貫く用瀬花崗岩の両者を不整合に覆い、上位の河原火山岩層に整合に覆われる。層厚は20～30m程度で、基底面はほぼ水平である。主として礫岩からなるが、森坪東方では2枚の軽石凝灰岩の薄層を挟有している。礫岩の礫は、主として径5～20cmの安山岩の円礫～亜円礫であり、これを褐色～灰緑色の凝灰質物質および少量の花崗岩質粗粒砂が充填する。花崗岩直上の部分にかぎり礫および基質は花崗岩質である。

II. 7. 1. 3 河原火山岩層

模式地の河原町付近では、本層は玄武岩・安山岩および粗面安山岩質の、火山砕屑岩および同様な岩質の熔岩からなる火山性の累層で、厚さは500mにも達する。本図幅地域ではその南端部がごくわずかに露出するにすぎず、前記の郡家礫岩層を整合に覆い、著しく風化した安山岩熔岩および同凝灰岩からなる。

II. 7. 2 人形峠層

人形峠層⁽⁷⁾¹⁸⁾²¹⁾²⁹⁾³²⁾⁴⁴⁾⁴⁷⁾⁵⁰⁾⁵¹⁾は、本地域西隣の「奥津」図幅地域の人形峠（鳥取・岡山県境）を模式地として命名された、鮮新世初期（あるいは中新世末期）の陸成堆積層であり、後期中生代に形成された花崗岩類を基盤として、その上に東西方向に

注16) 春谷礫岩層と郡家礫岩層とを比較したとき、両者の主要な相違点は、礫岩を構成する礫の種類が異なること（郡家礫岩層中で大きな割合を示す玄武岩・安山岩礫が春谷礫岩層中にはない）、層厚が異なること（春谷礫岩層の方が厚い）、および、鳥取層群はその分布の南縁で北へ傾いているのに春谷礫岩層の基底面は南へ傾いていること、などである。けれども、郡家礫岩層でもその下半部には玄武岩・安山岩の礫が少なく、先新第三系の礫が大半を占めることからみて、構成礫の種類およびその割合は地域的、層準的に変化があるものとみなし、かつ、その分布範囲が、郡家礫岩層の分布の示す方向性の延長上に位置することを重視して、一応、本図幅説明書では春谷礫岩層を、郡家礫岩層に時代的に対応するものとして扱った。あるいは、郡家礫岩層の下半部に当たる部分が局地的に著しく厚くなったものかも知れない。なお、春谷礫岩層は、その凝固の程度からみて、先新第三系に属するとはみなしがたい。

のびた狭長な分布を示している。本層の堆積当初には、いわゆる“中国準平原”（現在の高位平坦面）はすでにかかなりの程度まで開析され、準平原面上には比較的緩やかな河谷地形が発達していたものと思われる（地形の項参照）。人形峠層は、人形峠より恩原を経て辰巳峠にいたる旧河谷（久保恭輔⁴⁴⁾の人形谷）を埋めて堆積したものであろう。模式地での層序²¹⁾は、下位から上位へ、含ウラン基底礫岩層（A層、厚さ2～3m）・泥岩砂岩互層（B層、厚さ10m）・砂岩礫岩泥岩互層（C層、厚さ50m±）であり、C層が“鮮新世”火山岩類によって整合に被覆されている。

本図幅地域の辰巳峠地区の人形峠層は、上記旧河谷の東端部に相当し、かつて恩原層¹⁸⁾とも呼ばれたこともある。本層は花崗岩類を直接不整合に覆い、かつ、“鮮新世”の安山岩凝灰角礫岩類によってほぼ整合に、しかし明瞭な岩相の不連続をもって覆われる。不整合面の標高は、人形峠地区では海拔約720mであるが、この面は東方に向かって緩く傾き、辰巳峠地区では670～680mにまで下る。層厚も、これに応じて辰巳峠地区では100mを超えるまでに厚くなる。また、南北断面では、不整合面が旧河谷の中央部に向かって著しく傾斜し、舟底型を呈している。辰巳峠地区からさらに東方でこの旧河谷がどうなるかは不明である。

辰巳峠地区の人形峠層は、泥岩・シルト岩・アーコーズ砂岩・礫岩などの不規則な互層からなり、人形峠地区に較べて泥岩が著しく卓越するという特徴をもつ。本層の一部には層間異常あるいは偽層が認められ、また、アーコーズ砂岩中に泥岩の偽礫を多量に含むことがある。構造はほぼ水平であることもあるが、多くは10～20°の傾斜を示し、ときには60°の傾斜を示すこともある。このような構造は、上記の堆積状態からみて、堆積当時に形成されたものと考えられる。礫岩は、花崗岩礫を主とし、これに三郡変成岩起源のホルンフェルスおよび変質した玢岩などの礫をまじえ、花崗岩質砂によって膠結される。まれに、新鮮な普通輝石紫蘇輝石安山岩の亜角礫を主材とする礫岩がある。また、恩原部落北方地点での試錐柱状図（第11図①）では、泥岩中に数枚の厚い軽石凝灰岩層が挟有されている。これらのことから、人形峠層の堆積中にすでに一部では火山活動がはじまっていたと考えられる。

恩原部落北方約300mの地点（恩原川左岸、「奥津」図幅地域内）の泥岩からは、保存良好な植物化石を多産する^{18) 32)}。

なお、本層との直接の関係は判らないが、本地域の“鮮新世”火山岩類の基底部お

よびそれに近い層準に、本層と類似の碎屑岩の薄層^{注17)}が局地的に存在することがある(第11図)。その代表的な露頭はつぎのとおりである。

- A) 佐治村尾際，東谷上流（基底面の標高は海拔815m）：砂岩・泥岩の互層，厚さ10m以上，亜炭の薄層を挟み，花崗岩を覆い，凝灰角礫岩に覆われる（第11図⑤）。
- B) 佐治村余戸，高谷の南西方への支流（790m）：凝灰質砂岩（厚さ約10m）とその上位のシルト岩（約15m），余戸玄武岩を覆い，凝灰角礫岩に覆われる（第11図⑧）。
- C) 佐治村余戸，高谷本流（790m）：砂岩・礫岩・泥岩の互層（30m以上），花崗岩を覆い，上位の凝灰角礫岩に移化する（第11図⑨）。
- D) 加茂町倉見，ヒガ谷から南西に上る谷（825m）：砂岩・礫岩・泥岩の互層（25m以上），花崗岩を覆い，凝灰岩により覆われる（第11図⑩）。

II. 7. 3 “鮮新世”火山岩類

鳥取・岡山両県を境する中国脊梁地域から北方の日本海沿岸にかけて，比較的新鮮な火山岩類が広範囲に分布している。これらの火山岩類は，北隣の「鳥取南部」図幅地域において中新世の鳥取層群およびそれ以前の岩層を明瞭な不整合関係で覆い⁴⁵⁾，また，北西の「倉吉」図幅地域では大山火山の噴出物により不整合関係で覆われる³¹⁾ことが知られている。一方，本岩類と下位の人形峠層（鮮新世初期）との整合関係は，本図幅および西隣の「奥津」図幅地域³²⁾で明瞭である。したがって，ここでは一応この火山岩類を一括して“鮮新世”火山岩類と呼んでおく。

本図幅地域の“鮮新世”火山岩類は，中部～北西部の脊梁地区に分布し，主として花崗岩類（一部は三郡変成岩類）を不整合に覆うが，北西部では人形峠層の上に整合に重なっている。本岩類は，下半部が安山岩質の凝灰角礫岩類（2枚の玄武岩熔岩を挟有する）から，上半部が玄武岩熔岩から構成される。

佐治村余戸部落南方から県境の八本越に至る路線では本岩類の代表的な層序がみられる（第12図および第11図の⑦，⑧参照）。すなわち，下位から上位へ，④玄武岩

注17) 地質図幅では便宜上人形峠層と同様の凡例で塗色した。なお，D) はその拡がり不明なので“鮮新世”火山岩類中に含めた。

熔岩（厚さ40m）－⑤砂岩・泥岩の互層（30m）－③安山岩凝灰角礫岩～凝灰岩（70m）－④玄武岩熔岩（50m）－②安山岩凝灰角礫岩～凝灰岩（40m）－①安山岩熔岩（100m以上）－⑥玄武岩熔岩，の順に重なっている。ここにみられる3つの異なった層準の玄武岩熔岩を，それぞれ模式地の名をとって，②余戸玄武岩（B₁）・④岩渕玄武岩（B）・⑤五輪原玄武岩（B₃）と呼び，①を八本越安山岩（A）とよぶことにする。③・②はとくに地層名をつけず，一括して単に凝灰角礫岩類（Tb）と呼ぶ。なお，この路線よりはるか南東方の黒岩高原を構成する玄武岩熔岩は，⑥の五輪原玄武岩と一連のものと思われるが，現在は加茂川本流の下刻によって露出がへだてられているので，一応別個に黒岩玄武岩（B₄）と呼ぶ。

周辺地区の“鮮新世”火山岩類との関係について次に述べる。本図幅でいう凝灰角礫岩類は「奥津」・「倉吉」両図幅における丹戸凝灰角礫岩（いわゆる“高清水層”¹⁷⁾¹⁸⁾²¹⁾の一部や“中津河層”²¹⁾を含む）に連続するものであり，また八本越安山岩熔岩も岩質および下位層との関係からみて，「奥津」図幅地域において丹戸凝灰角礫岩を整合に覆う中津河安山岩類に対比されることはまちがいない。一方，本地域の玄武岩類に対比される可能性をもつものとしては，人形峠地区において人形峠層を整合に覆う丹戸凝灰角礫岩類中に挟有される高清水玄武岩類，日本海沿岸におもに分布する亀尻玄武岩，「鳥取南部」図幅西部地区に分布する種々の玄武岩類などがあるが，これらとの関係は十分に明らかではない。

つぎに，本岩類噴出当時の古地形について述べる。第13図に示されるように，当時の分水嶺は八本越南方をNE-SW方向に走っており，現在のWNW-ESE方向の分水嶺とは大きく斜交している。凝灰角礫岩類はこの旧分水嶺の両側にまたがって分布しているが，旧分水嶺の北側の方が比較的厚く，南側では南方へ向かって薄化尖滅するようである。最下位の熔岩である余戸玄武岩は旧分水嶺以北にのみ分布が限定され，かつての北流する河谷に沿って分布しているようにみえる。次の岩渕玄武岩も同じく旧分水嶺以北に限られる。最後に噴出した五輪原玄武岩および黒岩玄武岩は，これらとはちがって，主として旧分水嶺以南に広範囲に分布し，南に向かって傾斜する比較的緩やかな河谷を埋め立てたような分布形態を示す。これらのことから考えると，火山活動の中心は次第に北から南へ移り，玄武岩熔岩の流出のため起伏は次第に平坦化されて行ったが，最後の玄武岩流出時の地表面もまだかなりの起伏をもっている。

たことがわかる。したがって、現在五輪原高原や黒岩高原でみられる平頂な台地の地形は、火山活動以前の地形を保存したのではなく、むしろ熔岩流出によって形成された火山地形と考えるべきであろう（地形の項参照）。

本岩類の代表的岩石の化学分析値およびノルムを第5表に示した。この値でみると、余戸玄武岩をのぞくすべての玄武岩類は珩酸に不飽和の玄武岩ないし粗面玄武岩（久野久の分類^{注18)}によるⅢbおよびⅣb型）であり、また著しいノルム霞石を含む。このような性質から、これらの玄武岩類は環日本海アルカリ岩石区³⁾に特徴的なアルカリ玄武岩であると考えられる。余戸玄武岩のみは、ノルム石英をもち、また他の玄武岩類とちがって斜長石斑晶を多量に含む。一方、凝灰角礫岩類中の安山岩礫および八本越安山岩熔岩は、すべて久野の定義によるカルク・アルカリ岩系に属する。

II. 7. 3. 1 余戸玄武岩熔岩 (B₁)

鳥取県佐治村余戸南方の大谷上流を模式地とし、これより北西方にかけて分布する。本岩は花崗岩および三郡変成岩類を不整合に覆い、厚さは最大40mで、南方に向かって基底面が高まるにつれ薄化尖滅する模様である（第12図参照）。本岩の上位には直接に凝灰角礫岩類のがのることが多いが、凝灰角礫岩類との間に、人形峠層類似の砂岩・シルト岩の薄層が介在することがある（第11図の⑦・⑧参照）。

本岩は暗灰色を呈し、長柱状の斜長石斑晶（長さ5mm以下）および粒状黄褐色の変質した橄欖石斑晶に富む。石基は完晶質中粒（粗粒玄武岩質）のものからガラス質のものまであり、しばしばマイアロリティック孔隙に富む。その代表的岩石を以下に記載する。

普通輝石橄欖石玄武岩 (CZ. 437)：佐治村余戸南方大谷上流，余戸玄武岩熔岩の下部，化学分析試料（第5表，1），（図版Ⅷ-1）

IVb→c型に属する。斑晶は斜長石・橄欖石・普通輝石・磁鉄鈦およびチタン鉄鈦からなる。斑晶斜長石は累帯構造に富み、また、その中核部には輝石・橄欖石・鉄鈦などの微粒包有物を含むことが多い。中核部の組成は $An > 60$ である。橄欖石はほとんどアンチゴライト様鉱物の集合に変わっている。石基は完晶質中粒で、間粒状（Intergranular）組織を呈する。主要な鈦物は斜長石・単斜輝石・橄

注18) 久野久：火山及び火山岩，岩波書店，1954

第 5 表 智頭図幅“鮮新世”火山岩類の化学成分およびノルム

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	52.52	46.96	59.82	57.94	46.48	47.20	47.52	46.26
TiO ₂	1.33	1.49	0.83	1.21	1.74	1.73	1.47	1.94
Al ₂ O ₃	16.68	16.14	17.61	16.25	15.29	16.07	16.95	15.54
Fe ₂ O ₃	3.36	2.75	2.93	4.75	4.23	4.81	4.06	4.49
FeO	5.52	6.53	1.94	2.41	5.98	5.53	5.67	6.38
MnO	0.18	0.14	0.12	0.13	0.16	0.21	0.13	0.20
MgO	5.76	9.72	2.19	2.81	10.12	9.38	7.65	9.42
CaO	7.92	9.12	4.94	4.70	10.11	10.02	10.20	9.87
Na ₂ O	4.04	3.22	4.15	4.71	3.60	3.31	3.98	3.67
K ₂ O	1.04	1.15	2.45	2.38	1.39	1.03	0.77	1.63
P ₂ O ₅	0.58	0.40	0.44	0.22	0.49	0.47	0.66	0.43
H ₂ O(+)	0.83	0.78	0.79	0.88	0.20	0.26	0.47	0.32
H ₂ O(-)	0.39	1.30	1.37	1.18	0.41	0.23	0.36	0.21
Total	100.59	99.70	99.62	99.57	100.20	100.25	99.89	100.36
Q	1.08	—	13.59	9.05	—	—	—	—
C	—	—	0.17	—	—	—	—	—
or	6.12	6.79	14.69	14.08	8.24	6.07	4.56	9.63
ab	34.18	23.44	35.08	39.85	17.48	24.26	26.74	16.34
an	24.31	26.20	21.64	16.16	21.45	25.95	26.12	21.11
ne	—	2.05	—	—	7.03	2.03	3.75	7.96
wo	4.66	6.86	—	2.37	10.63	8.64	8.40	10.46
en	14.34	4.80	5.45	7.00	8.00	6.63	6.07	7.74
fs	5.49	1.49	—	—	1.56	1.11	1.56	1.71
fo	—	13.60	—	—	12.05	11.72	9.09	11.01
fa	—	4.66	—	—	2.59	2.02	2.56	2.67
mt	4.68	3.99	4.24	4.70	6.14	6.97	5.88	6.50
hm	—	—	0.02	1.52	—	—	—	—
il	2.52	2.84	1.58	2.30	3.31	3.30	2.79	3.69
ap	1.38	0.87	1.04	0.54	1.18	1.11	1.58	1.01

1. 普通輝石橄欖石玄武岩 (CZ. 437) : 鳥取県八頭郡佐治村余戸南方, 余戸玄武岩 (熔岩流)
2. 普通輝石橄欖石玄武岩 (CZ. 132) : 岡山県苫田郡加茂町岩淵, 岩淵玄武岩 (熔岩流)
3. 紫蘇輝石角閃石安山岩 (CZ. 408) : 鳥取県八頭郡佐治村栃原南方, 凝灰角礫岩中の角礫
4. 橄欖石角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CZ. 130) : 岡山県苫田郡加茂町岩淵, 八本越安山岩 (熔岩流)
5. 橄欖石粗面玄武岩 (CZ. 163) : 岡山県苫田郡加茂町五輪原, 五輪原玄武岩 (熔岩流)
6. 橄欖石玄武岩 (CZ. 372) : 岡山県苫田郡阿波村コウロ山, 五輪原玄武岩 (熔岩流)
7. 橄欖石玄武岩 (CZ. 358) : 岡山県苫田郡阿波村黒岩高原, 黒岩玄武岩 (熔岩流)
8. 橄欖石粗面玄武岩 (CZ. 360) : 岡山県苫田郡阿波村黒岩高原, 黒岩玄武岩 (熔岩流)

分析者: 倉沢一技官

橄欖石・鉄鈹であり、短冊状斜長石の間隙を埋める少量のアルカリ長石および燐灰石も認められる。石基橄欖石は単斜輝石の反応縁により縁どられている。

II. 7. 3. 2 岩淵玄武岩熔岩 (B₂)

岡山県苫田郡加茂町北部の岩淵国有林の因幡谷を模式地とし、これより北方地域にかけて分布する。模式地では直接花崗岩を覆い、凝灰角礫岩類によって覆われるが、脊梁以北ではこの熔岩の続きが凝灰角礫岩類中に挟み込まれる。本岩はおそらく1枚の熔岩流であり、模式地での基底面の標高は880~900m、厚さは40~50mであり、この基底面は模式地を通る南北断面についてはほとんど水平である(第12図)。模式地から西方では本熔岩は側方に次第に薄化し、根知谷上流では凝灰角礫岩類中に尖滅することが明らかである。

本岩は、暗灰色、細粒、緻密で、一見無斑晶熔岩のようにみえるが、よくみると径1mm以内の橄欖石斑晶を多量に含んでいる。本岩の大部分を占めるのはIVb型の普通輝石橄欖石玄武岩(分析試料)であるが、このほかにIIIb型の橄欖石玄武岩も認められる。以下に本岩の鏡下の性質について述べる。

普通輝石橄欖石玄武岩 (CZ. 132) : 加茂町岩淵上流, 合流点から西方へ約200mの地点, 化学分析試料(第5表, 2) (図版 VIII 2)

IVb型に属するアルカリ玄武岩である。斑晶は多量の橄欖石・これより少量の普通輝石($2V = (+) 50 \pm 2^\circ$)・磁鉄鈹およびチタン鉄鈹からなり、微斑晶として少量の斜長石が含まれる。橄欖石は周縁および内部がかなり変質して、アンチゴライトおよびサポナイト様鈹物を生じている。石基は完晶質細粒で、間粒状組織を呈し、短冊状斜長石・粒状橄欖石・単斜輝石・鉄鈹およびこれらの間隙をみたすアルカリ長石からなる。石基にはまた、少量の金雲母($X = \text{無色}, Y \rightleftharpoons Z = \text{淡褐黄色}$)およびパーガス角閃石($Z = \text{褐色}$)が含まれる。斑晶と石基のいずれにおいても、橄欖石と単斜輝石との間に反応関係は認められない。

II. 7. 3. 3 凝灰角礫岩類 (Tb)

本岩類は“鮮新世”火山岩類の下半部の主体をなすもので、西隣の「倉吉」・「奥津」両図幅で命名された丹戸凝灰角礫岩類(模式地は鳥取県東伯郡三朝町丹戸南方)に連続する。本図幅地域では、図幅北西部の辰巳峠地区で人形峠層を整合に覆い、そ

れより東方では、直接花崗岩を覆うかあるいは下位の花崗岩との間に余戸玄武岩熔岩または岩渕玄武岩熔岩を介在する。本岩類の上位には、図幅北西端では中津河安山岩熔岩が、八本越付近では八本越安山岩熔岩が、それぞれ覆っているが、図幅地域中央部では主として五輪原玄武岩熔岩が直接に覆っている。

本岩類が花崗岩を直接覆う場合でも、その基底部に、人形峠層類似のアーコーズ砂岩・泥岩・礫岩などが数m～30m程度の厚さで局部的に介在することがあり、また余戸玄武岩熔岩を覆う場合もほぼ同様である。これらの碎屑岩層については、人形峠層の項でふれた。

本岩類は、カルク・アルカリ岩系の安山岩質の凝灰角礫岩および火山礫凝灰岩を主体とし、このなかに凝灰岩や軽石凝灰岩が厚さ数10cm～数mの厚さで何枚も挟まれている。これらの凝灰角礫岩は、黄褐色～淡黄色を示し、充填物があまりよく膠結していないので、露頭では礫が突出してみえる。充填物は凝灰質物質からなり、ときに少量の石英砂を混じえる。凝灰角礫岩の礫は、径10～30cmのものが多く、まれに50cm以上のものがある。普通は角礫であるが、しばしば亜角礫～亜円礫のことがあり、火山円礫岩と称すべきものもまれに認められる。

安山岩礫を鏡検すると、角閃石紫蘇輝石安山岩 (**VIe**型)・角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩 (**VIe**型) および普通輝石紫蘇輝石安山岩 (**Vd**および**Ve**型) などである。以下にこれらを簡単に記載する。

角閃石紫蘇輝石安山岩礫 (CZ. 408) : 佐治村枅原南方, 化学分析試料 (第5表, 3)

斑晶は短柱状斜長石・褐色普通角閃石 ($\alpha = 1,667$, $\gamma = 1,695$, X = 淡黄褐色, Y = 褐色, Z = 緑褐色)・紫蘇輝石 ($\alpha = 1,693$, $\gamma = 1,704$, $2V = (-) 64^\circ$, $En_{67}Fs_{33}$) および磁鉄鈷からなる。角閃石斑晶はしばしば微細な紫蘇輝石および磁鉄鈷の集合物によって縁どられている。石基は短冊状斜長石とこれより少量の磁鉄鈷・斜方輝石・角閃石・燐灰石などからなり、また孔だの内縁に沿って緑泥石が生じている。

普通輝石紫蘇輝石安山岩礫 (CZ. 128) : 加茂町岩渕から八本越へ上る谷

斑晶は斜長石 ($\alpha \text{ min} = 1,549$, $\gamma \text{ max} = 1,565$, $An_{43} \sim_{55}$)・普通輝石・紫蘇輝石 ($\alpha = 1,690$, $\gamma = 1,702$; $En_{69}Fs_{31}$) および磁鉄鈷からなる。石基は完晶質で短冊状斜長石・磁鉄鈷・変質した苦鉄質鈷物・これらの間だをみたく石英および黒雲母からなる。

II. 7. 3. 4 八本越安山岩熔岩 (A)

本熔岩は鳥取県佐治村と岡山県加茂町とを境とする八本越（峠）付近を模式地とし標高1,115mの三角点を最高とする山稜を構成する。模式地では標高980mの高さで前述の凝灰角礫岩類を覆い、約1,040mの高さで五輪原玄武岩熔岩に覆われる。八本越から南に向かって、本熔岩の基底面は緩く南に傾き、一度は凝灰角礫岩類と五輪原熔岩との間に薄化尖滅するが、阿波村仏谷以南においてふたたび出現する（基底面の標高は約850m）。模式地付近での本熔岩の厚さはおそらく100mを超えるものと思われるが、仏谷以南では50m以下となる。

本岩は、灰色～暗灰色の石基中に長径2～5mmの白色斜長石斑晶を多量に含む。斑晶の大きさや量には部分によってかなりのばらつきがある。岩質上でも、検鏡したかぎり、橄欖石角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩と角閃石紫蘇輝石安山岩とが区別されるので、本岩は2枚以上の熔岩から構成されているのかも知れない。以下に、代表的岩石について記載する。

橄欖石角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩 (CZ. 130) : 加茂町岩淵から八本越に至る路線、本熔岩の最下部、化学分析試料 (第5表, 4) (図版VII-2)

VId型に属する。斑晶としては斜長石がもっとも多く、紫蘇輝石 ($2V = (-) 64 \sim 67^\circ : \text{En}_{72}\text{Fs}_{28} \sim \text{En}_{70}\text{Fs}_{30}$) ・普通輝石・磁鉄鉍がこれにつぎ、橄欖石・角閃石は非常に少量である。斜長石 (中核部は $\text{An} > 50$) は比較的新鮮で、累帯構造に乏しい。普通輝石斑晶は石基の輝石によって、また橄欖石は石基の斜方輝石によって縁どられている。角閃石はほとんど完全にオパサイト化している。石基は完晶質で、小型短冊状斜長石・斜方輝石・単斜輝石・磁鉄鉍・燐灰石などからなる。

角閃石紫蘇輝石安山岩 (CZ. 131) : 標高1,115.2mの三角点から西北方約250mの山稜 (県境) , 本熔岩の上部

VIId (?)型に属する。斑晶として、斜長石 (長径約5mm) と紫蘇輝石 ($2V = (-) 55 \sim 59^\circ : \text{En}_{66}\text{Fs}_{34} \sim \text{En}_{58}\text{Fs}_{42}$) が多く、少量のオパサイト化した褐色普通角閃石および磁鉄鉍を含む。石基は完晶質で、小型短冊状斜長石・変質した輝石 (?) ・磁鉄鉍および少量のアルカリ長石・黒雲母からなる。

なお、本熔岩とは露出がへだてられているが、図幅北西隅の恩原川上流地域には本岩と類似の安山岩熔岩が分布し、「奥津」・「倉吉」両図幅地域において中津河安山岩類

と命名されている。この岩石も大型斜長石斑晶（長径約5mm）に富み、両輝石角閃石安山岩および紫蘇輝石角閃石安山岩の岩質を示す。中津河安山岩類の噴出の中心は、おそらく北方の三国山付近（「鳥取南部」図幅地内）にあったと考えられ、八本越安山岩もまたこの付近から流出した熔岩が南東方へ流れ来たものであるかも知れない。

II. 7. 3. 5 五輪原玄武岩熔岩 (B₃)

本岩は、岡山県加茂町・同阿波村境界の五輪原高原（標高1,070mを最高とし、1,000m前後の小起伏面がよく発達している）を模式地とし、これより北方の山稜部にも連続して分布する。本熔岩北端部の八本越および南東端の阿波村ドロ谷では本岩は八本越安山岩の上位にのるが、他の大部分の地域では凝灰角礫岩類を覆い、また五輪原南方の大ガ山では直接花崗岩を覆う。本熔岩の基底面の標高は、北端部の八本越付近では約1,040mであるが、南方に向かって急激に低まり、模式地付近では900m前後となる。

本熔岩は、模式地付近で少なくとも100m、おそらくは120m以上の厚さをもつものと推定されるが、これ全部が均一な熔岩ではない。加茂町倉見北方のヒガ谷から1,069mの三角点に至る路線でみると、熔岩の基底部の標高は約950m、これから1,020mまでは多量の橄欖石斑晶（径1～2mm）に富む**IIIb**型の玄武岩～粗粒玄武岩（CZ. 163）が露出し、これより以高に露出するのは橄欖石・普通輝石の斑晶のほかには多量の斜長石を含む**IVb**型の玄武岩（CZ. 164）である。つぎに、この**IIIb**型の下部熔岩と**IVb**型の上部熔岩との分布の特徴をみると、前者は第12図の旧分水嶺以南の東方に緩く傾く谷間の部分を埋めたてて分布している（したがって基底面にはかなりの起伏がある）のに対して、後者はほとんど水平にこれを覆い、その分布も旧分水嶺より北方の八本越にまで及んでいる。以下に、これらの代表的熔岩について記載する。

橄欖石粗面玄武岩（CZ. 163）：加茂町地内、標高1,069mの三角点から南南東約300mの地点、五輪原玄武岩の下部熔岩、化学分析試料（第5表、5）（図版IX-1）

IIIb型に属する。暗灰色石基中に多量の橄欖石斑晶（径1～2mm）を含む。分析値では多量のノルム霞石を有する。鏡下では、斑晶は橄欖石（ $\alpha = 1.667$, $\gamma = 1.705$: Fo₈₇Fa₁₇）および磁鉄鉱からなる。橄欖石は非常に新鮮で、また輝石

の反応縁をもたない。石基は完晶質，細粒で，間粒状組織を示し，小型短冊状斜長石・単斜輝石・橄欖石・磁鉄鉱・アルカリ長石および少量の燐灰石・金雲母および沸石様鉱物からなる。アルカリ長石は斜長石結晶の間だをみだし，沸石様鉱物は同じく斜長石の間だにプールの小集合体をなしている。

橄欖石玄武岩 (CZ. 372) : 阿波村通称コウロ山 (標高1,018m) の南西麓，下部熔岩，化学分析試料 (第5表, 6) (図版IX-2)

III b型に属する。灰色，完晶質の石基中に長径2~3mmの橄欖石斑晶を多量に含む。鏡下でみると，斑晶は橄欖石 ($\alpha=1,680$, $\gamma=1,720$: Fo76Fa24) および磁鉄鉱からなり，橄欖石は周辺部が著しくイデイングサイト化している。石基は中粒で間粒状組織を示し，斜長石・単斜輝石・橄欖石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・アルカリ長石および少量の燐灰石・金雲母からなる。

橄欖石玄武岩 (CZ. 136) : 加茂町1,069mの三角点から北東方へ約700mの地点，下部熔岩

上記の岩石とほぼ同様であるが，石基に少量ながらパーガス角閃石 (多色性：淡褐色~褐色) を含む。

普通輝石橄欖石玄武岩 (CZ. 164) : 加茂町五輪原，標高1,069mの三角点，上部熔岩

IV b型に属する。暗灰色，緻密な石基中に長さ1mm前後の長柱状斜長石微斑晶を多量に含む。苦鉄質鉱物の斑晶が非常に少ないので安山岩と誤認されやすい。鏡下でみると，微斑晶として斜長石・橄欖石・普通輝石 ($2V = (+) 50 \pm 2^\circ$) を含む。石基は完晶質，細粒で，小型短冊状の斜長石・橄欖石・単斜輝石・磁鉄鉱および少量の燐灰石・黒雲母からなる。

普通輝石橄欖石玄武岩 (CZ. 339) : 加茂町・阿波村・佐治村の境界，八本越南東方約300mの地点，上部熔岩

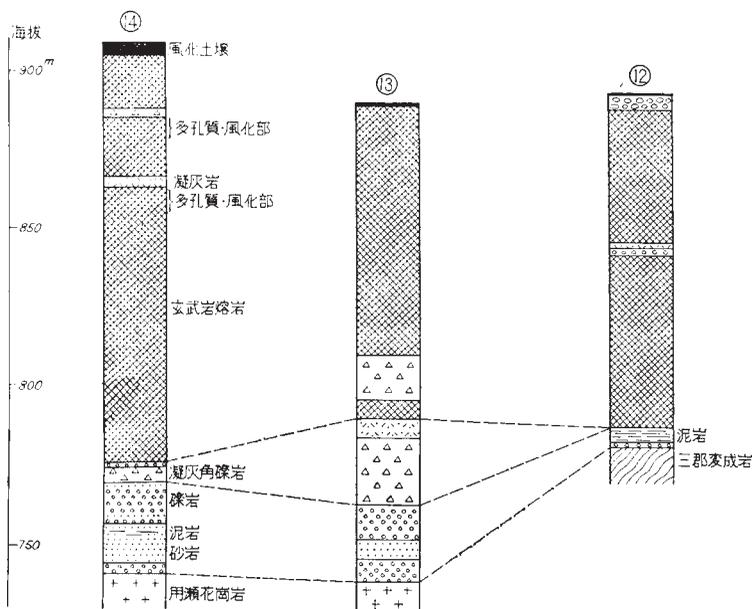
IV b型に属する。橄欖石・普通輝石の斑晶および斜長石の微斑晶を含む。石基は完晶質，細粒で間粒状組織を示し，斜長石・単斜輝石・橄欖石・磁鉄鉱・アルカリ長石および少量の燐灰石・金雲母・パーガス角閃石からなる。

I. 7. 3. 6 黒岩玄武岩熔岩

本岩は，鳥取県用瀬町・同智頭町・岡山県阿波村の境界をなす黒岩高原 (標高900~950mの小起伏面がよく発達している) 一帯に広く分布し，高原の北部では三郡

変成岩類を、中央部では用瀬花崗岩を、南部では智頭花崗岩を、それぞれ不整合に覆う。本岩の下位、不整合面の直上には、局部的に安山岩凝灰岩・凝灰角礫岩などの火砕岩層が10～20m程度の厚さで挟有されることがあるが、本高原一帯は自然露頭が著しく貧弱なために、これら凝灰岩類^{注19)}を側方に追跡することはほとんど不可能である。

本岩は、第12図の旧分水嶺よりも南側にのみ分布し、その基底面の標高は旧分水嶺に近いところでは900m前後であるが、南西方に向かって著しく低まり、南部では750～800mとなる。黒岩高原よりかはるか南方の積山（物見峠南方）では基底面は720mにまで下っている。黒岩高原で作られた試錐柱状図（第14図）をみると、不整合面が変成岩地帯から花崗岩地帯に入ると急激に低下する状態が明瞭である。なお、この柱状図では玄武岩および火砕岩層の下位に礫岩・砂岩・泥岩などの互層が挟



第14図 黒岩玄武岩熔岩の試錐柱状図（原子燃料公社の資料による）
⑫～⑭の地点は第12図に示した

注19) 地質図幅では便宜上黒岩玄武岩に含めて塗色した。

有されており、人形峠層類似の局地的堆積層と思われるが、これに相当する自然露頭は発見できなかった。また、熔岩の内部に風化帯を伴う多孔質部が1～2枚認められることは、本熔岩の活動が少なくとも2～3回にわたって行なわれたことを意味する。熔岩の厚さは全体で200m以上と推定される。

本岩は、自然露頭でみる限りほとんど均質な、Ⅲb型の橄欖石粗面玄武岩～玄武岩である。したがって、岩質的には五輪原玄武岩の下部熔岩の延長とみなすことができる。風化面では灰色、新鮮な面では黒色～暗灰色を示し、著しく緻密、堅硬で、斑晶として長径1～2mmの橄欖石のみを含む。橄欖石斑晶の量は部分によってかなり変化するのである。ごくまれに、IV b型の普通輝石橄欖石玄武岩が認められる。以下に、代表的岩石についてのみ記載する。

橄欖石玄武岩 (CZ. 358) : 阿波村黒岩高原南部、標高908.3mの三角点から北東方へ約500mの道路沿いの露頭、黒岩熔岩の下部、化学分析試料 (第5表, 7) (図版X-1)

Ⅲb型に属する。斑晶の橄欖石は小型かつ少量であり、かなり変質してアンチゴライトおよびサボナイト様鉱物を生じている。少量の斜長石微斑晶を含むことがある。石基はほとんど完晶質で、間粒状組織を示し、斜長石・橄欖石・単斜輝石・磁鉄鉱および少量のアルカリ長石からなるが、ガラスから生じたと思われる緑泥石を少量含んでいる。

橄欖石粗面玄武岩 (CZ. 360) : 阿波村黒岩高原中央部、標高890mの道路沿いの露頭、黒岩熔岩の上部、化学分析試料 (第5表, 8) (図版X-2)

Ⅲb型に属する。分析値では多量のノルム霞石を有する。斑晶の橄欖石 ($\alpha = 1.665$, $\gamma = 1.702$; $\text{Fo}_{84}\text{Fa}_{16}$) は長径2mm前後のものが多く、石基は完晶質、細粒で、間粒状組織を示し、斜長石・橄欖石・単斜輝石・磁鉄鉱・アルカリ長石および少量の燐灰石・金雲母および沸石様鉱物からなる。金雲母と沸石様鉱物とは比較的大型の単斜輝石とともにプール状の小集合物を形成している。

II. 8 第四系

本地域の第四系は、主要河川に沿って分布する沖積層、山麓部の崖錐堆積層および河岸段丘礫層からなり、いずれも貧弱である。河岸段丘礫層は智頭町湯屋南方 (厚さ3m以上の礫層) と加茂町小中原 (礫層とその上位のアーコーズ砂層, 厚さ10m以

上) とにやや明瞭なものがあり、前者は崖錐堆積層に覆われている。

Ⅲ. 応用地質

本図幅地域の地下資源は、おもに、三郡変成岩類中に胚胎したマンガン鉱床（いわゆる八頭マンガン）と、後期中生代の花崗岩類の活動に伴って生成した銅・鉛・亜鉛・モリブデン・タングステン・珪石などの鉱床である。これらのうち現在稼行中のものは、勝豊鉱山（含銅珪酸塩鉱）・大村鉱山（マンガン鉱）・八頭鉱山（珪石）の3鉱山である。

Ⅲ. 1 金属鉱床

Ⅲ. 1. 1 銅・鉛・亜鉛

勝豊鉱山⁹⁾

位置・交通 岡山県勝田郡奈義町馬桑，県境の黒尾峠の南約500m，鳥取・津山を結ぶ国道54号線から西へ約200m入ったところで，交通の便はよい。

沿革 昭和12年に発見され，その後新望鉱山KK・帝国鉱業開発KK・三井鉱業KKの手を経て，昭和28年千原鉱業KKが買収した。昭和34年現在，従業員20名で，坑道および露天採掘により稼行している。

地質 鉱床付近は，三郡変成岩類，これを覆う後期中生代の那岐山安山岩類，およびこれらを貫く粗粒淡紅色黒雲母アダメロ岩（用瀬花崗岩の粗粒相）からなる。三郡変成岩類は黒色千枚岩と，これに挟有される数枚の珪質千枚岩とからなり，走向はN50°~90°W（平均はN70°W），傾斜は南へ20°~70°（平均は40°）であるが，これらはすべて花崗岩の貫入をうけてホルンフェルス化している。

鉱床 花崗岩との接触部付近のホルンフェルス中に胚胎する，黄銅鉱を主とする不規則鉱染状鉱床である。鉱床は珪質千枚岩中に多いが，これに接する黒色千枚岩中にも胚胎し，不規則状石英脈を伴う。鉱石は，黄銅鉱のほか，少量の方鉛鉱・閃亜鉛鉱・藍銅鉱・黄鉄鉱などを伴う。

品位・産額 かつては銅鉱として稼行されていたが，現在は含銅珪酸鉱として製錬用の溶剤に利用されている。良鉱の品位はCu1.5%，SiO₂85%，Ag50gr/tで，

月産500tを産している。

金盛 鉍山⁶⁾，^{注20)}

鳥取県智頭町，因美線なぎ駅の北方約500mの山腹に位置し，戦時中一時稼行されたが現在はまったく廃山し，坑道（大切坑および1，2，3号坑）はほとんど水没している。母岩は中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（智頭花崗岩）と，それを貫く玢岩岩脈（E-W75° W）とからなる。鉍床はこの岩脈中に胚胎した熱水交代鉍床で，ほぼ垂直の鉍筒状をなしている。鉍石は，黄銅鉍・方鉛鉍・閃亜鉛鉍および緑泥石からなる雑鉍である。

その他

岡山県苫田那加茂町^{みつこう}仏香には黄銅鉍石英脈を採掘した坑道（水没）がある。母岩は細粒黒雲母アダメロ岩（用瀬花崗岩の細粒相）で，著しいグライゼン化作用をうけて絹雲母・黄鉄鉍を生じている。鉍脈は幅5～10cm，N60° Wほぼ垂直の石英脈で，部分的に晶洞状を呈し，このなかに黄銅鉍・斑銅鉍・孔雀石などを伴う。かつてタングステンを採掘したといわれているが詳らかではない。

III. 1. 2 モリブデン・タングステン

日進 鉍山⁷⁾，^{注21)}

鳥取県八頭郡用瀬町鳥井野，洗足山の南西山腹に位置し，現在は廃山となっている。母岩は中粒黒雲母アダメロ岩（用瀬花田岩）と，これに貫かれる黒色千枚岩（ホルンフェルス化）とからなり，鉍床はホルンフェルスとの接触部にごく近い花崗岩中に胚胎する。鉍床は鉄マンガン重石輝水鉛鉍石英脈で，脈幅10～50cm，走向・傾斜はN15～25° W，40～50° Wである。輝水鉛鉍は鱗片状結晶の集合体（径2～3cm）をなしてかなり多量に含まれるが，鉄マンガン重石は小塊状，微量である。

III. 1. 3 マンガン

概説 鳥取県八頭郡下の三郡変成岩中に胚胎するマンガン鉍床は，その分布範囲もきわめて広く，中国地方における一つのまとまった鉍床区を形成している。このマン

注20) 本鉍山の記載は主として鳥取県地下資源開発局安田満夫技師の報告によった。

注21) 本鉍山の記載は主として鳥取県地下資源開発局西村善博・小川康彦技師の報告によった。

ガン鉱床に関しては、昭和24年に行なわれた地質調査所および広島通産局の総合的調査⁷⁾があり、その後昭和28年に地質調査所小松・上野・土井の3技官によってさらに詳しく調査¹⁵⁾された。以下の記述は、上記の2報告書に負うところが多い。なおこれらの鉱床は戦時中および戦後にかなり盛大に稼行されたが、最近は衰微の一途をたどり、昭和35年現在、本図幅地域内ではわずかに大村鉱山のみが営業中であった。

本地域の三郡変成岩類は、緑色千枚岩を有効な鍵層として、これより下位の下部千枚岩層（主として黒色千枚岩）と上位の上部千枚岩層（黒色千枚岩中に多量のチャート源千枚岩を挟有）とに大まかに区分される。そしてこれらは、N70°~90° W方向を軸とする一大背斜構造を形成し、下部千枚岩層は背斜の中軸部に、上部千枚岩層はその両翼部に分布している。マンガン鉱床の大部分はこの上部千枚岩層中の珪質千枚岩中に胚胎し、背斜軸の南北両翼部の、大局的にはほぼ同一層準の母岩中に産出する。鉱床のおもな分布は、北翼部の佐治地区およびそれから用瀬花崗岩をへだてて東側の大村地区、ならびに両翼部の社地区とである。

佐治地区

この地区では、佐治谷に沿って西から東へ、山王・中・北谷・城山・春谷・福園・ヒッポウ谷（加瀬木南方）および大内谷（江波北方）の鉱床が配列する。これらのうち、ヒッポウ谷・大内谷の両鉱床は下部千枚岩層中に胚胎するが、他はすべて背斜構造の北翼部を構成する上部千枚岩層中に胚胎し、大局的にはほぼ同一層準に属すると考えられる。母岩の一般走向はN60°~90° W、傾斜はまちまちであるが概して20°~40° Nであり、N65°~75° W、5°~20° Wの線構造が顕著である。母岩はすべて軽度の接触変成作用を蒙っている。本地区では山王・中の両鉱床がもつとも規模が大きいがいずれも廃山となっている。

山王鉱床^{注22)} 佐治川本流の右岸（三王滝北方約500m）にある。珪質千枚岩中の塊状チャート部に胚胎し、小褶曲軸の落しに平行ないくつかの小レンズ状鉱体の集合である。各鉱体は走向N65° W、傾斜40° N、落しN40°~80° Wであり、幅3~5 m、長さ7~8 m、1鉱体は40~150 tの鉱量をもつ。鉱床は加蘇型で、菱マンガン鉱・テフロ石・バラ輝石・アラバンド鉱などを主成分とする。これらのうち、菱マンガン鉱は鉱体の中心部に、バラ輝石はその縁辺部に多い。なお、酸化帯には酸化マン

注22) 本鉱床の記載は主として鳥取県地下資源開発局安田満夫技師の調査報告書によった。

ガン鉱を生じている。本鉱床は、戦時中および戦後の1時期に移行され、5本の坑道により坑内の主鉱体はほとんど採掘済みと考えられる。

中鉱床^{注23)} 佐治川の支流シマン谷の左岸にある。黒色千枚岩中に挟まれた厚さ2m以下の珪質千枚岩中に胚胎し、鉱体は厚さ20cm以下、走向N65° W、傾斜15°~30° N、落しN40° W、走向方向に50m、傾斜方向に10mの延長をもつ。鉱石はおもにバラ輝石からなり、上盤の黒色千枚岩中には酸化マンガン鉱を生じている。

北谷鉱床 北谷分岐点下流の佐治川左岸にある。母岩は珪質千枚岩と黒色千枚岩との互層で走向E-W、傾斜40° Nを示す。坑道埋没のため鉱床の性質は詳らかでない。

城山鉱床 佐治谷の南斜面、城山の頂上近くに位置する。塊状チャートの厚層中に胚胎し、ズリ石ではバラ輝石および酸化マンガン鉱が認められるが、坑道埋没のため詳細は不明である。

春谷鉱床 春谷部落東方の佐治川左岸に位置する露頭で、探鉱の跡がある。走向N75° W、傾斜30°~50° Nの黒色千枚岩中に胚胎し、鉱体の厚さは約1mで、酸化マンガン鉱を主体とする。

福園鉱床 福園部落北方の佐治川支流西側山腹に位置する。縞状チャート源珪質千枚岩中に胚胎し、母岩の走向N85° W、傾斜30°~50° Nである。鉱体の厚さは3~4m、富鉱部は1~2mで、バラ輝石および酸化マンガン鉱からなる。

ヒッポウ谷鉱床 加瀬木南方ヒッポウ谷上流の山腹に位置する。黒色千枚岩に挟まれる塊状チャート源珪質千枚岩中に胚胎し、鉱体の厚さ30°~50cm、走向E-W、傾斜50° Sである。鉱床はほとんど酸化マンガン鉱に変わっていて、詳細は不明である。

大内谷鉱床 加瀬木から江波へ越える峠から50m南方に位置する。鉱床は黒色千枚岩（著しくホルンフェルス化）の下盤のチャート中に胚胎し、鉱体の走向はN70° W、傾斜は10°~30° Nである。富鉱部の厚さは1m以下であるが、鉱石の種類は詳らかでない。

社 地 区

この地区では、用瀬町旧社村地内江波部落南方から県境付近（一部は岡山県阿波村

注23) 注22) に同じ。

北部)にかけて、奥谷・^{とちがなる}栃平・セイモンガレオ・茅谷・中津見・^{たいがなる}大平・オオロ谷・仏谷などのマンガン鉱床が分布する。これらは一括して因幡社水谷鉱山とも呼ばれ、そのうちでも奥谷・大平両鉱床がもっとも規模が大きく、昭和33~34年頃まで稼行されていた。

この地区の鉱床の母岩はすべて、前記の背斜構造の南翼部を構成する上部千枚岩層であり、鉱床はそのうちでもとくに珪質千枚岩中および珪質千枚岩と黒色千枚岩との境界部にもみ胚胎する。これを原岩層序からみると、栃平・水谷・セイモンガレオ・茅谷の各鉱床(西から東へ)の母岩がもっとも下位の、大平鉱床の母岩はそのやや上位の、オオロ谷・仏谷(いずれも岡山県側)鉱床はそれよりさらに上位の層準を示す。中津見鉱床は、用瀬花崗岩上のホループペンダント状千枚岩岩体中に胚胎しているため、これらの層準との対比はできない。鉱床の母岩は一般にN70~80°W, 30~70°Sの走向・傾斜と、S70°E, 10~25°Eの線構造を示す。なお、これらはいずれも強度の接触変成作用をうけて、黒雲母ホルンフェルスに変わっている。

奥ノ谷鉱床 用瀬町江波部落南方、奥ノ谷の左岸に位置する。鉱床は、黒色千枚岩源ホルンフェルスを上盤、縞状および塊状チャート源ホルンフェルスを下盤とし、この境界に沿ってほぼ整合的に胚胎する。鉱体の走向はN50~80°W, 傾斜は南北に変化し、母岩のN60°W, 10°NWの褶曲軸の方向に延長する。富鉱部は幅30~70cmで延長方向に約500m追跡され、これに1号から8号までの坑道が達している。鉱石はバラ輝石を主体とし、菱マンガン鉱およびテフロ石を混じえ、平均品位はMn約30%である。本鉱床からは昭和27年当時年間320tを出鉱していた。

なお、本鉱床とほぼ同一層準にあると考えられる、**栃平鉱床**(奥ノ谷鉱床の北西方約500mの露頭)・**セイモンガレオ鉱床**(奥ノ谷鉱床の東方約400mの露頭)・**茅谷鉱床**(奥ノ谷鉱床の東方約1kmの地点、坑道あり)については詳細は明らかでない。

大平鉱床 智頭町・用瀬町境界の山稜部に位置する。チャート源ホルンフェルスと黒色千枚岩源ホルンフェルスとの境界に沿って胚胎した鉱床で、N70°W方向の延長をもつ見掛上雁行する3条の鉱体からなる。地表下約3mまでの酸化帯の下部はおもに石英とバラ輝石との混合体からなる。

オオロ谷鉱床 黒岩高原の西側山腹(阿波村北部)に位置し、縞状チャート源ホルン

ンフェルス中の厚さ約50cmの塊状チャート源ホルンフェルス（N25° W, 60° NEの走向・傾斜をもつ）に胚胎し、主として酸化マンガン鉱からなる露頭に試掘した跡がある。この鉱床の加茂川をへだてた対岸にも**仏谷鉱床**（五輪原高原東側山腹）があるが、詳細は不明である。

大村地区

用瀬町旧大村地内の赤波南方から杉森および板井原へ至る溪谷に沿って、北から南へ、大成（「鳥取南部」図幅地内）・松下・上段・大立岩・大熊・オイシガ谷・大村・滝谷・妙ガ谷などの鉱床が分布する。これらは一括して大村鉱山とも呼ばれ、大村鉱床だけは現在もなお出鉱中である。

この地区の鉱床の母岩は、すべて背斜構造の北翼部を構成する上部千枚岩層からなり、走向N30~90°（平均N60° W）、傾斜20~50° Nで、S70~80° E、15~20° SEの線構造を示す。鉱床はとくに上部千枚岩層中の塊状チャート部に胚胎し、鉱床母岩のチャートの層準は、上位から下位へ、大成鉱床、松下・上段鉱床、大立岩・大熊鉱床、オイシガ谷鉱床、大村鉱床、滝谷鉱床、妙ガ谷鉱床の順序である。これらの母岩は用瀬花崗岩による強度の接触変成作用を受けて黒雲母ホルンフェルスとなっており、花崗岩との接触部の直近に胚胎したもの（妙ガ谷鉱床）もある。鉱床は一般に母岩の微褶曲構造の烈しい部分で富鉱体を形成し、褶曲軸や線構造の方向は富鉱体の落としと一致する。鉱石は加蘇型で、佐治地区山王鉱床とほぼ同様である。

大村鉱床 板井原と杉森へ分かれる分岐点より上流の右岸に位置する。辻中鉱業KK（大阪府牧岡市石切町155）の所有である。鉱床は、黒色千枚岩を上盤、珪質千枚岩を下盤とする塊状チャート層に胚胎し、S70~40° E、20° Eの落としを示す幅4~6m、長さ6~15mのレンズ状小鉱体が雁行配列する。鉱石はテフロ石・菱マンガン鉱・バラ輝石を主体とし、テフロ石を主とする上鉱の品位はMn40~43%・SiO₂18~30%、バラ輝石を主とする並鉱の品位はMn30~37%・SiO₂25~45%である。産額は昭和33年度672t、34年度357tで、東化工KK高岡営業所に送られていた。

Ⅲ. 2 非金属鉱床

Ⅲ. 2. 1 珪石

八頭鉱山⁷⁾

位置・交通 鳥取県八頭郡用瀬町旧社村屋住南方の中津見谷沿いにあり、鉱山から因美線いなばやし駅までトラック道路約4kmが通じており、交通の便はよい。

沿革 昭和11年から終戦時までは社珪石鉱業所が稼行していたが、昭和31年伯耆珪石KKの所有となった。昭和35年現在、従業員15名で、坑通および露天採掘により出鉱していた。

地質・鉱床 優白色中粒黒雲母アダメロ岩（用瀬花崗岩）中の石英脈が稼行の対象となっている。石英脈はN10° Eほぼ直立で、幅は平均2.5m、最大7.3mであり、南北への延長合計150mが稼行されているが、石英脈自身は延長2kmに達するものと推定される。石英脈の中央部は高品位であるが、周辺部は無数の石英細脈が分岐して花崗岩をとりこんだようになっている。微量の硫化鉄や方鉛鉱を含むが、いずれも鉱況に影響する量ではない。

産額・用途 採掘場にて数mmの大きさに粉碎し、鑄型材料として月産約200tを米子方面に送っている。

その他 本図幅地域の花崗岩中には小規模の石英脈を伴うことがまれでないが、いずれも稼行の対象となっていない。ただ、加茂町倉見北方から峠を越えて岩渕国有林の谷に下る径路の近くには、用瀬花崗岩を貫く幅6m、N30~40° E、60° Eの走向・傾斜をもつペグマタイト質石英脈の露頭があり、採掘された跡を留めている。

III. 2. 2 石 灰 岩

加茂町宝尾部落北方の白金山（標高592m）の山頂部は結晶質石灰岩によって構成され、この北西側の山麓にはこの石灰岩を稼行して石灰をつくった跡がある。石灰岩層の下盤は黒色千枚岩源ホルンフェルスからなり、南側はおそらく断層関係で後期中生代火山岩類と接し、これらが全体として花崗岩類中に捕獲されてルーフ・ペンダント状をなしている。石灰岩層は厚さ数mm～数cm程度の珪質層を無数に挟有し、その層理はE-W、30° Sの走向・傾斜を示す。この構造から判断して石灰岩層の厚さは50mを超えるものと思われる。鏡下でみると、石灰質部はおもに珪灰石・透輝石などから、珪質層は石英・透輝石などから構成され、またこれらを貫く方解石脈および緑簾石脈が認められる。

III. 3 石 材

本地域の花崗岩および閃緑岩は各処で石材として稼行されている。以下にこれを岩石の種類別に記述する。

用瀬花崗岩 因美線いなばやしろ駅から用瀬町江波部落に至る路線に沿って、細粒～中粒、優白色、黒雲母アダメロ岩が数カ所で採掘されている。

智頭花崗岩 加茂町暮床部落付近および志田部落付近の数カ所で、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩が採掘されている。

閃緑岩 智頭町市ノ瀬部落北方の千代川の右岸山麓で、三郡変成岩類を貫く普通輝石緑色普通角閃石黒雲母石英閃緑岩の岩脈が採掘されている。

文 献

- 1) 巨智部忠承 (1896) : 20万分の1地質図幅「生野」および同説明書, 地質調査所
- 2) 八巻準次 (1903) : 美作国勝田郡地質調査概報, 地質学雑誌, vol. 10, no. 120, p. 267~274, 309~319, 357~364
- 3) Tomita, T. (1935) : On the chemical composition of the Cenozoic alkaline suite of the Circum-Japan Sea region. *Shanghai Sci. Inst. Jour.*, Sec. 2, vol. 1, p. 227~306.
- 4) 大塚弥之助 (1937) : 中国山地の概形とその地質時代, 地学雑誌, vol. 49, no. 578, p. 156~162
- 5) 辻村太郎 (1942) : 断層地形論考
- 6) 鳥取県 (1949) : 昭和24年度鳥取県東部地区地下資源調査報告
- 7) 鳥取県 (1949) : 昭和24年度鳥取県中部地区地下資源調査報告
- 8) 小林貞一 (1950) : 中国地方, 朝倉書店
- 9) 上治寅次郎・菱川 収 (1950) : 勝田郡地下資源調査報告, 岡山県地下資源調査報告書, no. 1, p. 142~177
- 10) 鳥取県林務課 (1950) : 17万5千分の1鳥取県地質図

- 11) 山田節三 (1951) : 7万5千分の1地質図幅「久世」, 地質調査所
- 12) 長谷 晃 (1951) : 山口県の三畳系, 地質調査所特別号「日本三畳系の地質」, p. 72~89
- 13) 木野崎吉郎 (1953) : 中国地方の花崗岩とタングステン及びモリテン鉱床について, 広島大学地学研究報告, no. 3, p. 61~75
- 14) 岡山県 (1954) : 20万分の1岡山県地質図
- 15) 小松 彊・他2名 (1957) : 鳥取県八頭郡下のマンガン鉱床調査報告(概報), 地質調査所月報, vol. 8, no. 6, p. 31~48
- 16) 小島丈児・吉田博直 (1957) : 中国地方中東部の中生代末深成火成活動, 総合研究「日本の後期中生代の研究」連絡紙, no. 5, p. 1~3
- 17) Katayama, N. and Sato Y. (1957) : Sedimentary environment of the uraniferous bed of Ningyo Pass. *Sci. Pap. College of General Education, Univ. Tokyo*, vol. 7, p. 131~144.
- 18) 藤原清丸・他2名 (1957) : 鳥取・岡山両県境人形峠付近のウラン鉱調査報告—その1, 人形峠周辺の概査報告—, 地質調査所月報, vol. 8, no. 8, p. 35~44
- 19) 河合正虎 (1957) : 5万分の1地質図幅「津山東部」および同説明書, 地質調査所
- 20) 寺岡易司 (1958) : 岡山県成羽町南域に分布する三郡変成岩類の源岩の時代, 地質学雑誌, vol. 64, no. 758, p. 620~621
- 21) 久保恭輔・村野 徹 (1958) : 人形峠新第三系とウラン鉱床, 第2回原子力シンポジウム報文集, 化学材料編, p. 152~160
- 22) 光野千春 (1959) : 中国地方東部の三郡変成帯概報, 地質学雑誌, vol. 65, no. 761, p. 49~65
- 23) 宮川邦彦 (1959) : 鳥取県八頭郡佐治村付近の三郡変成岩について(演旨), 地質学雑誌, vol. 65, no. 766, p. 450
- 24) 小島丈児 (1959) : 岡山県下の火成岩類(特に深成岩類), 岡山県地下資源調査報告書, no. 11, p. 34~35
- 25) 柴田秀賢・猿山光男 (1959) : 鳥取県三朝町付近の地質及び岩石, 岡山大温泉

- 研究所報告, no. 25, p. 1~12
- 26) 今村外治・他2名 (1960) : 広島県双三郡作木村地方の地質, 特に上部白堊紀摺滝植物化石群の層位について (演旨), 地質学雑誌, vol. 66, no. 778, p. 466
- 27) 山田直利 (1960) : 中国東部の白堊紀火成活動その1—鳥取・岡山県境付近の変質火山岩類と花崗岩類の関係 (演旨), 地質学雑誌, vol. 66, no. 778, p. 476
- 28) 村山正郎 (1960) : 中国東部の白堊紀火成活動その2—鳥取県中部地域の花崗岩類 (演旨), 地質学雑誌, vol. 66, no. 778, p. 476
- 29) 村山正郎・他2名 (1961) : 倉吉—人形峠地域の地質, ウラン—その資源と鉱物-, 朝倉書店, p. 400~405
- 30) 相馬徳蔵・杉山隆二 (1961) : 人形峠鉱床付近に分布する花崗岩, ウラン—その資源と鉱物—朝倉書店, p. 405~408
- 31) 村山正郎・大沢 稔 (1961) : 5万分の1地質図幅「青谷」・「倉吉」および同説明書, 地質調査所
- 32) 山田直利 (1961) : 5万分の1地質図幅「奥津」および同説明書, 地質調査所
- 33) 兵庫県 (1961) : 15万分の1兵庫県地質鉱産図および同説明書
- 34) 関 陽太郎・光野千春 (1961) : 岡山県の三郡変成岩中のパンペリー石, 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 46, no. 1, p. 26~27
- 35) 宮川邦彦 (1961) : 鳥取県若桜町付近の三郡変成岩, 地質学雑誌, vol. 67, no. 793, p. 549~560
- 36) Miyakawa, K. (1961) : General considerations on the Sangun metamorphic rocks on the basis of their petrographical features observed in the San-in provinces, Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 9, no. 2, p. 345~393
- 37) 吉田博直 (1961) : 中国地方中部の後期中生代の火成活動, 広島大地学研究報告, no. 8, p. 1~39
- 38) 吉村典久 (1961) : 中国地方中部大賀台地の古生層の層序と構造, 広島大地学研究報告, no. 10, p. 1~36

- 39) 原村 寛 (1962) : 古生層の粘板岩の化学組成II, 西南日本内帯の3地域, 地質学雑誌, vol. 68, no. 796, p. 29~32
- 40) 村上允英 (1962) : 中国西部における後期中生代火成活動 (討論会演旨), 地質学雑誌, vol. 68, no. 802, p. 376~379
- 41) 吉田博直 (1962) : 中国地方の白亜紀~古第三紀の火成活動 (1) —中国地方中部地域の火成活動— (討論会演旨), 地質学雑誌, vol. 68, no. 802, p. 379~382
- 42) 村山正郎・他3名 (1962) : 東中国地方の白亜紀 (~古第三紀) 火成活動 (2) —山陸地方— (討論会演旨), 地質学雑誌, vol. 68, no. 802, p. 380~382
- 43) 市川浩一郎・他4名 (1962) : 近畿地方の白亜紀後半を中心とする火成活動 (討論会演旨). 地質学雑誌, vol. 68, no. 802, p. 382~385
- 44) 久保恭輔 (1962) : 鳥取・岡山県下人形峠付近のウラン鉱床, 原子燃料公社探鉱部研究報告, no. 2
- 45) 村山正郎・他2名 (1963) : 5万分の1地質図幅「鳥取北部」・「鳥取南部」および同説明書. 地質調査所
- 46) 岡山県 (1963) : 15万分の1岡山県地質図および同説明書
- 47) 藤田 崇 (1963) : 岡山県北部人形峠近傍の第三系 (演旨). 地質学雑誌, vol. 69, no. 814, p. 313
- 48) 倉沢 一・他4名 (1963) : 山陰・鳥取県の鮮新世火山岩類の化学的性質 (演旨), 地質学雑誌, vol. 69, no. 814, p. 325
- 49) 一色直記・他4名 (1963) : 鳥取県中部の鮮新世火山岩類の岩石学的性質 (演旨), 火山, Ser. 2, vol. 8, no. 1, p. 48
- 50) 藤田 崇 (1963) : 岡山県人形峠近傍の新第三系層序, 大阪工大紀要, 理工篇, vol. 9, no. 1, p. 1~14
- 51) 藤田 崇 (1964) : 岡山県下の三朝層群の2・3の基本的問題, 大阪工大紀要, 理工篇, vol. 9, no. 2, p. 1~12
- 52) 杉山隆二 (1964) : 山陰の温泉の地質 (その2), 温泉工学会誌, vol. 2, no. 1, p. 32~43

- 53) 橋本光男 (1964) : 岡山県勝山町付近の三郡変成岩 (演旨) , 地質学雑誌, vol. 70, no. 826, p. 417
- 54) 橋本光男 (1964) : 三郡変成岩の岩石学の総括. 国立科学博物館研究報告, vol. 7, no. 3, p. 323~337

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

CHIZU

Okayama, No. 32

By

NAOTOSHI YAMADA

(Written in 1965)

(Abstract)

GEOLOGY

The area mapped lies in the northeastern part of the Chūgoku district, the western end of Honshū island. The high mountain range called "the Chūgoku mountain range" runs in the central part of the area with NW-SE trend. Geologic sequences in the area are summarized in Table 1.

Table 1

Pleistocene to Recent		Alluvial deposits and talus deposits River terrace deposits
Neogene	Pliocene	<p>“Pliocene” volcanic rocks</p> <ul style="list-style-type: none"> { Kuroiwa basalt lava { Gorimbara basalt lava { Happingoshi andesite lava { Andesite tuff-breccias { Iwabuchi basalt lava { Yodo basalt lava
	Miocene	<p>Ningyō-tōge formation</p> <p>Tottori group</p> <ul style="list-style-type: none"> { Kawabara volcanic member { Kōge conglomerate member { Tsukudani conglomerate member
Late Mesozoic		<p>Dyke rocks</p> <p>Diabase, porphyrite, quartz porphyry and felsite</p>
		<p>Late Mesozoic intrusive rocks</p> <ul style="list-style-type: none"> { Second stage intrusives such as granodiorite, adamellite, etc. { First stage intrusives such as gabbro, porphyrite, granophyre, etc.
		<p>Late Mesozoic volcanic rocks</p> <ul style="list-style-type: none"> { Nagisan andesites { Obatake rhyolite { Gandōya tuff-breccia { Tsugawa-gawa conglomerate
Late Paleozoic		<p>Sangun metamorphic rocks</p> <p>Black phyllite, siliceous phyllite, green phyllite, etc., and contact-metamorphosed rocks from these phyllites</p>

PALEOZOIC

Paleozoic rocks occupy the northern and southern parts of the area mapped. They are mainly composed of black phyllite, siliceous phyllite and green phyllite, however almost all of them are subjected to contact metamorphism by the later granites and are changed into hornfelsic rocks. Such the phyllites likely belong to the Sangun metamorphic belt which forms one of the most fundamental geotectonic units of the Inner Zone of Southwest Japan. The age of Sangun metamorphism is determined only as pre-late Mesozoic in the area. In other areas of the Chugoku district, however, it is definitely determined as post-early Carboniferous and pre-middle Triassic.

The general trend of the above phyllites is E-W to ENE-WSW with relatively gentle dips. An anticlinal fold with axis of such a trend is recognized in the northern part of the area. In this part, the phyllites can be roughly divided, stratigraphically, into the following three formations, from apparently lower to upper, although the middle formation thins out toward the east and the west:

Lower phyllite formation; composed of black phyllite with subordinate siliceous phyllite and green phyllite, having thickness more than one thousand meters, and distributed in the axial part of the anticline.

Green phyllite formation; composed of metamorphosed basalt lava and basic pyroclastic rock with subordinate calcareous sediment, having thickness of nearly 50m and distributed on both the northern and southern wings of the anticline.

Upper phyllite formation; mainly composed of siliceous phyllite and black phyllite, having thickness of several hundred meters or more, and distributed on both the northern and southern wings of the anticline.

Sangun metamorphic rocks

They are divided, based upon their original rock types, into black phyllite, siliceous phyllite, green phyllite and, subordinately, calcareous

phyllite and sandstone phyllite.

Black phyllite is derived from clayslate with frequent intercalation of sandy lamina, and the color owes to the presence of graphite and opaque minerals. It is mainly composed of quartz, albite, sericite and chlorite. In the sandy part, clastic grains of quartz and feldspar remain without any appreciable influence of recrystallization.

Siliceous phyllite is derived from chert which is mostly massive but sometimes banded with the thin pelitic layers, and composed of quartz and subordinate sericite, chlorite and opaque minerals.

Green phyllite is derived from various basic volcanic rocks such as basalt lava, dolerite sheet, basic tuff, tuff-breccia, etc. Its mineralogical composition can not be determined because it is wholly changed into the actinolite-biotite hornfels by the later intrusives.

These rocks show, distinctly, both the bedding-plane schistosity (S_1) and the transversal cleavage schistosity (S'). At the same time, lineation is fairly developed in most parts being parallel to the intersection of the above two kinds of schistosity. General trend of the lineation is ESE-WNW, dipping eastward or westward with the plunge of less than 15 degrees. It is very interesting that this trend coincides fairly well with that of the axis of the before mentioned anticline.

Contact-metamorphic rocks

Above described Sangun metamorphic rocks are subjected to contact metamorphism by the late Mesozoic intrusives, and, consequently, they are more or less changed into hornfelsic rocks. Near the intrusive mass, the schistosity and lineation of the Sangun metamorphic rocks become obscure and the metamorphic minerals such as biotite, amphibole, plagioclase, etc. are newly recrystallized.

The contact-metamorphic aureole in the northern part of the area can be divided into the following two zones, based upon the progressive mineralogical change in pelitic rocks:

Zone I; characterized by the appearance of biotite and by the stable existence of chlorite. Metamorphic minerals are merely

sporadically found.

Zone II; characterized by the disappearance of chlorite. The rocks of this zone are over-all recrystallized.

Typical mineral assemblages of contact-metamorphic rocks in Zone II are as follows;

quartz-plagioclase-biotite(-muscovite)	}	in pelitic rocks
quartz-potash feldspar-plagioclase-biotite-muscovite		
quartz-potash feldspar-biotite-muscovite-cordierite		
quartz-plagioclase-biotite-anthophyllite		
quartz-biotite	}	in siliceous rocks
quartz-biotite-muscovite-garnet		
actinolite-biotite-plagioclase(-quartz)	}	in basic rocks
hornblende-biotite-plagioclase(-quartz)		
garnet-diopside-epidote-plagioclase	}	in calcareous rocks
wollastonite-diopside		
calcite-chlorite-tremolite		

MESOZOIC

The altered volcanic rocks of acidic to intermediate composition associated with a small amount of non-volcanic sedimentary rocks and, also, the intrusive rocks ranging from basic to acidic in composition are widely distributed in the area, and the former is fairly intruded by the latter. Such volcanism and intrusions seem to belong to the late Mesozoic (probably Cretaceous) igneous activities which occurred in almost all the areas of the Chūgoku district, although, in the area, the age of these activities can be determined only as post-Paleozoic and pre-Neogene.

Late Mesozoic volcanic rocks (including clastic sedimentary rocks)

They are exposed in the southern part of the area, and constitute the high mountaineous ridges called Nagisan and Yahazu-yama.

In the vicinity of the Nagisan, they are roughly divided into, from the lower to the upper, Tsugawa-gawa conglomerate, Ohata rhyolite

and Nagisan andesites, although the first two are only poorly developed.

Tsugawa-gawa conglomerate overlies the Sangun metamorphic rocks with nearly horizontal unconformity surface, and is 20 ~ 40m in thickness. Pebbles of the conglomerate are mostly black phyllite and, subordinately, granite and granophyre of unknown age.

Ohata rhyolite either overlies directly the Sangun metamorphic rocks or is intercalated in the lower horizon of Nagisan andesites. It mainly consists of hornblende-biotite rhyolite tuff which is mostly welded.

Nagisan andesites constitute the main part of the late Mesozoic volcanic rocks in the area, and they cover either the metamorphic rocks unconformably or Tsugawa-gawa conglomerate conformably. They seem to be 300m or more in thickness and consist of both lavas and pyroclastic rocks of pyroxene andesite ~ olivine-pyroxene andesite in composition.

In the vicinity of the Yahazu-yama, the volcanic rocks consist of Gandōya tuff-breccia, hornblende andesite lava and associated pyroclastic rocks and, subordinately, rhyolite tuff ~ welded tuff, although the relationship among these is not so clear as that in the vicinity of the Nagisan.

The above described volcanic rocks are more or less altered in almost all parts and some of them are fairly subjected to the thermal effect of the late Mesozoic granites to such an extent that they are recrystallized into biotite-actinolite hornfelses.

Late Mesozoic intrusive rocks

In the area mapped, the intrusive rocks occupy the most extensive area. They are intruded into both the Sangun metamorphic rocks and the late Mesozoic volcanic rocks, and unconformably covered by the Neogene rocks. They are roughly divided into the two groups as shown in Table 2, based upon their modes of occurrence and rock features.

The rocks of the first group are either intruded into the Sangun metamorphic rocks as small dykes or captured in the granitic rocks of the second group as small bodies of irregular shape. These rocks are closely associated with the late Mesozoic volcanic rocks in the field, and some of them seem to be of subvolcanic nature. The petrographic

Table 2 List of the late-Mesozoic intrusive rocks

	Representative rock type
First stage	Olivine-pyroxene-hornblende-biotite gabbro Hornblende-biotite-quartz diorite Hornblende-biotite-plagioclase porphyrite Hornblende-biotite granophyre Biotite granophyre Biotite felsite
Second stage	Medium-grained hornblende-biotite granodiorite (“Chizu” granite) Fine to coarse-grained biotite adamellite (“Mochigase” granite) Porphyritic hornblende-biotite adamellite (“Kurami” granite)

characters of them can be enumerated as follows;

- 1) remarkable variation of rock features both in a single body and in different bodies
- 2) porphyritic texture in most cases
- 3) micrographic intergrowth of quartz and feldspar in some cases
- 4) recrystallization of pale-green amphibole, greenish-brown biotite, quartz, potash feldspar, etc. by the thermal effect of the granitic rocks of the second group.

The rocks of the second group constitute the main part of the late Mesozoic igneous rocks and they occupy more than three quarters of the area mapped. They are intruded into the Sangun metamorphic rocks in the northern and southern parts of the area and into the late Mesozoic volcanic rocks in the southern part. They also capture the rocks of the first group as xenolithic bodies of small scale in different parts of the mass. Among them, Chizu granite and Mochigase granite are the most extensive and the former seems to be slightly older than the latter, although the change of rock facies near the contact between the two is mostly gradational and only rarely sharp. Concerning Kurami granite, the relation to the above two granites can not be definitely determined

in the area.

Chizu granite is exposed in the central part of the area and show elongated form with ENE-WSW trend. It is mostly medium-grained and is dark grey in color owing to the presence of abundant mafic minerals and, also, basic ovoid inclusions. Modal ratio of the constituent minerals of the granite is plagioclase \gg quartz $>$ potash feldspar \gg biotite $>$ green hornblende, then the rock may petrographically be called granodiorite.

Mochigase granite is widely exposed on both the northern and southern sides of Chizu granite. It is fine to coarse-grained and is pale pink in color in most cases owing to the presence of abundant pink-colored potash feldspar. Quartz, potash feldspar and plagioclase are nearly equal in volume, then it may be called adamellite. Kurami granite is narrowly exposed in both the central and eastern parts of the area. It is coarse-grained and is characterized by the presence of pink-colored potash feldspar of 2 ~ 4cm in length.

The final stage of the late Mesozoic igneous activities is represented, in the area, by the numerous small dykes of diabase, porphyrite, quartz porphyry, etc. They are intruded into both the Sangun metamorphic rocks and the late Mesozoic intrusive rocks, especially the granitic rocks of the second group.

NEOGENE TERTIARY

Neogene rocks in the area mapped are divided into the Tottori group of early to middle Miocene in age, the Ningyō-tōge formation of early Pliocene and the "Pliocene" volcanic rocks.

Tottori group

Tottori group is the name of one of the Miocene deposits which are distributed in the coastal area of the San'in district. It is classified in the vicinity of Tottori-shi into the basal conglomerate members (Tsukudani conglomerate and Kōge conglomerate), the Kawabara volcanic

member and the upper clastic members in ascending order. In the area mapped, the Tottori group excluding the upper clastic members are narrowly distributed in its northern margin.

Tsukudani conglomerate member overlies unconformably the Sangun metamorphic rocks. It is several ten meters in thickness, and is composed only of materials derived from the pre-Neogene rocks such as black phyllites, granites and thermally metamorphosed rhyolites.

Kōge conglomerate member, which seems to be roughly contemporaneous with the Tsukudani conglomerate member, overlies unconformably both the Sangun metamorphic rocks and the Mochigase granite and is, in turn, overlain by the Kawabara volcanic member, conformably. It is 20 ~ 30 m in thickness and contain abundant volcanic materials such as pumices and andesite pebbles as contrasted with the Tsukudani conglomerate member.

Kawabara volcanic member crops out only poorly in the area, and is composed of altered andesite lavas and associated pyroclastic rocks.

Ningyō-tōge formation

It was named in the vicinity of the Ningyō-tōge in the western adjacent sheet-mapping area "Okutsu", and is famous for the formation containing the most promising uranium resources in Japan. It is considered to have deposited, probably in early Pliocene time, in the valley-shaped basin with the elongation of E-W trend on the peneplanated land surface.

In the northwestern corner of the area mapped, the eastern marginal part of the formation crops out, and it overlies unconformably the granitic rocks at nearly 700m altitude. It is mainly composed of mudstone, siltstone, arkose sandstone and conglomerate, and is nearly 100 m in maximum thickness. It is also overlain, nearly conformably, by the andesite tuff-breccias which correspond to the lower part of the "Pliocene" volcanic rocks.

"Pliocene" volcanic rocks

They are distributed in the western and central parts of the area mapped and also extend toward the north and the west. They overlie both the pre-Neogene rocks and the Miocene Tottori group unconformably and the Ningyō-tōge formation conformably. In the northwestern adjacent sheet-mapping area "Kurayoshi", they are unconformably overlain by the pyroclastic deposits of the Daisen volcano of Pleistocene age. Considering such occurrences and the dissected topography, they may be Pliocene in age.

In the area mapped, they are roughly divided into the two parts, namely the lower part and the upper part. The lower part mainly consists of andesite tuff ~ tuff-breccia ~ volcanic conglomerate and andesite lava named Happingoshi andesite, and is also intercalated with a small quantity of basalt lava named Yodo basalt and Iwabuchi basalt. The upper part consists of a large quantity of olivine basalt ~ trachybasalt named Gorimbara basalt and Kuroiwa basalt, and forms a mesa-shaped topography owing to its high resistivity to the erosion.

The chemical compositions and norms of the representative rocks are shown in Table 5 in text. According to this, the most parts of the basalt lavas in the area can be said to the alkali olivine basalt magma suite which is typically developed in the so-called Cenozoic Circum-Japan Sea Alkali Province.

QUATERNARY

The Quaternary rocks is only poorly developed in the area mapped. They consist of alluvial deposits which are narrowly distributed along the rivers, talus deposits and a less quantity of river terrace deposits.

ECONOMIC GEOLOGY

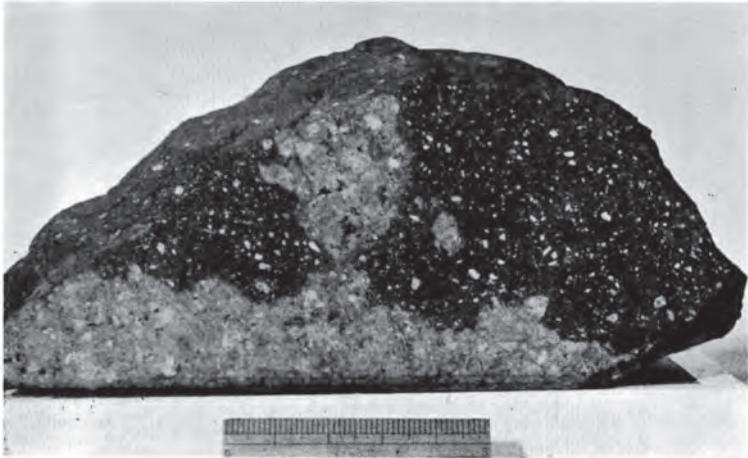
Useful mineral resources are rather scanty in the area mapped. At present, manganese ore (Ōmura mine) which germinated in the

upper phyllite formation of the Sangun metamorphic rocks, especially in its siliceous part, copper ore (Katsutoyo mine) which germinates in the contact-metamorphosed phyllites, and silica stone (Yazu mine) from quartz vein in Mochigase granite are worked on small scale. Besides these, copper-lead-zinc ore, molybdenum-tungsten ore and marble have been once explored and worked.

図版 I



1. 津川川礫岩（後期中生代火山岩類の基底礫岩，加茂町矢筈山南万）中の花崗岩礫
他の礫はおもに黒色千枚岩（スケールの長さ 5cm）



2. 斜長石玢岩（暗色部）中に滲みこんだ文象斑岩（明色部）（加茂町津川川北方）

図版 II



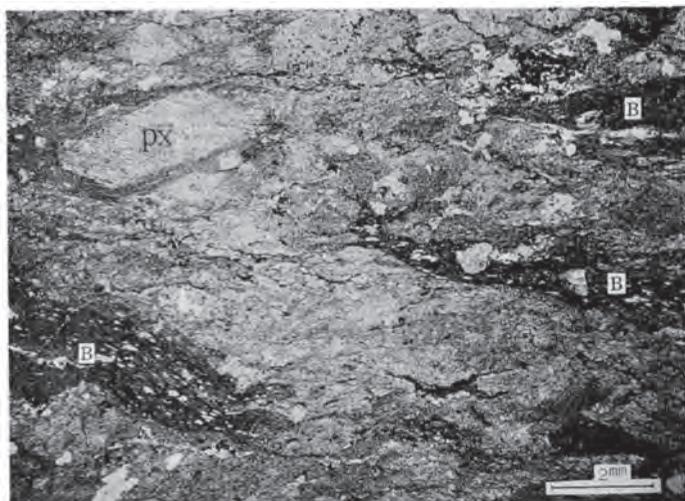
S_1 : 層面片理面 S' : 斜交劈開面

1. 黒色千枚岩の片理 (用瀬町大畑谷) (単一ニコール)



2. 縞状チャート起源の千枚岩にみられる放射虫遺骸 (佐治村河本北方) (単一ニコール)
黒色部は泥質層

図 版 III



px : 陽起石と黒雲母の集合体に変化した輝石残斑晶

B : レンズ状に引き伸ばされた玄武岩火山礫

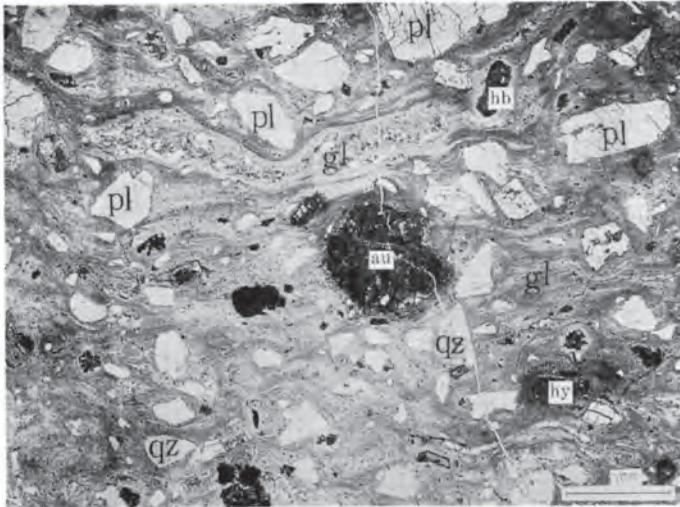
1. 凝灰角礫岩起源の緑色千枚岩がさらにホルンフェルス化したもの
(佐治村加茂南東方) (十字ニコル)



px : 陽起石の繊維状集合体に変化した普通輝石(?) 残斑晶

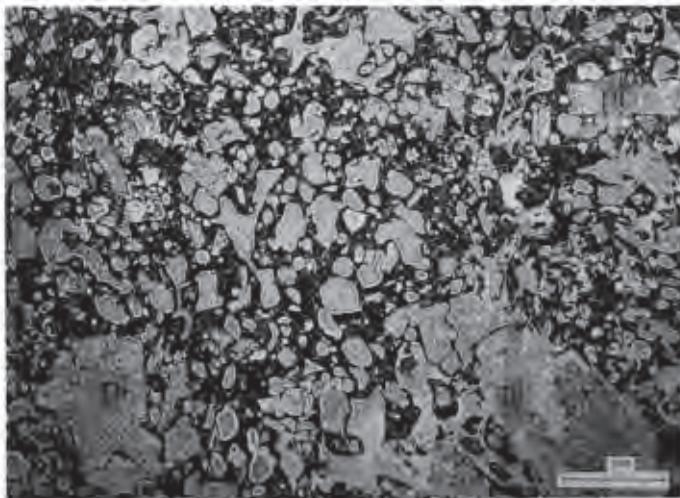
2. 輝石玄武岩起源のホルンフェルス (佐治村細尾) (十字ニコル)

図版 IV



au : 変質した普通輝石
 hb : 黒雲母の反応縁をもつ褐色普通角閃石
 qz : 石英
 gl' : 結晶作用がすすんで石英とカリ長石の集合体に変ったガラス質レンズ
 hy : 変質した斜方輝石
 pl : 斜長石
 gl : 熔結したガラス片

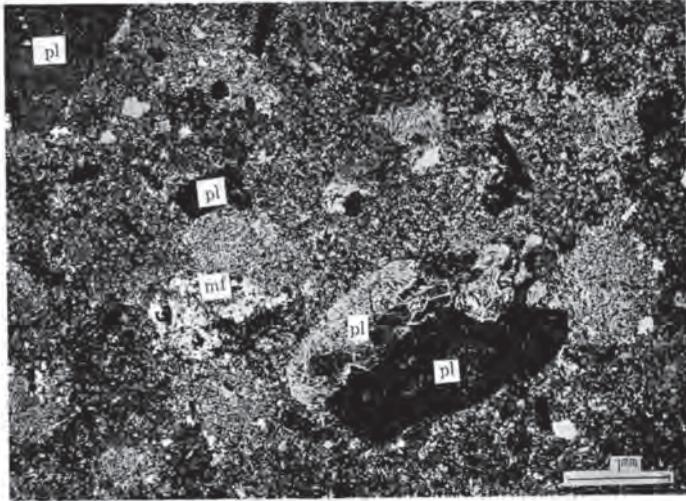
1. 黒雲母含有輝石角閃石流紋岩熔結凝灰岩; 奈義町木地山の火流紋岩 (単一ニコール)



pl : 斜長石斑晶

2. 多孔質安山岩熔岩; 那岐山頂的那岐山安山岩 (単一ニコール)
 アメーバ状の孔隙中に緑泥石 (内側) と石英 (外側) とが生じている

図版 V

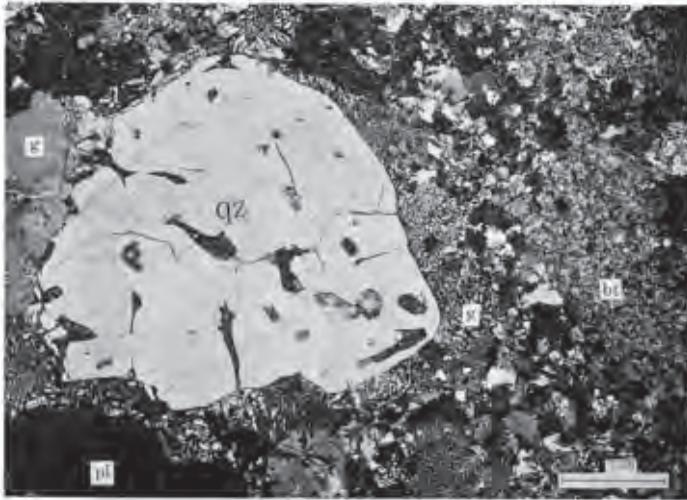


pl : 変質した斜長石斑晶 mf : 苦鉄質鉱物をおきかえた黒雲母と陽起石の集合体
 1. 安山岩熔岩起源の陽起石黒雲母ホルンフェルス (加茂町白金西麓) (十字ニコル)
 石基も全面的に再結晶している



pl : 斜長石 au : 普通輝石 hy : 斜方輝石
 2. 黒雲母角閃石輝石石英斑岩 (上斉原村天狗岩) (CZ. 62) (十字ニコル)

図版 VI

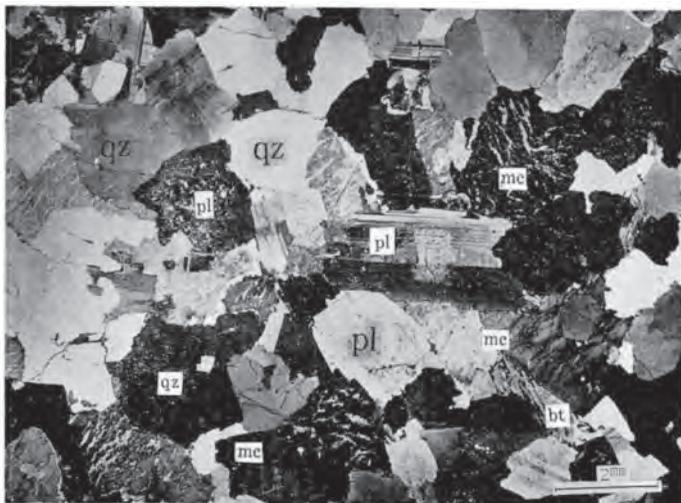


qz : 石英 pl : 斜長石
 bt : 苦鉄質鉱物をおきかえた緑色黒雲母の鱗片状集合物
 g : 石英とカリ長石との微文象状共生部
 1. 文象斑岩 (加茂町津川川北方) (十字ニコル)

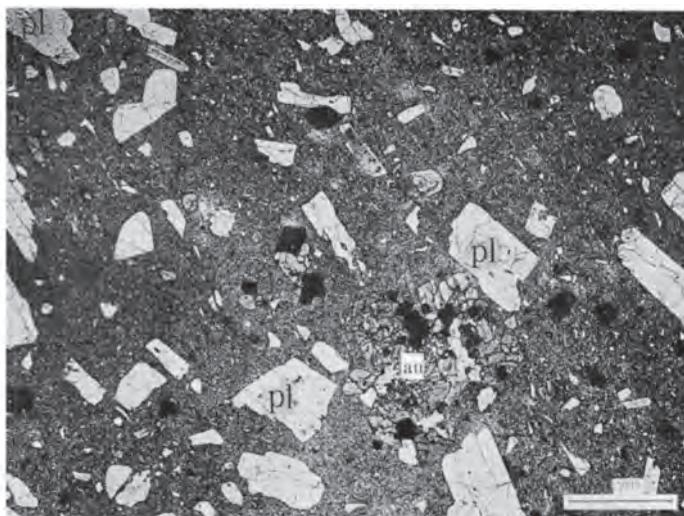


pl : 斜長石 (累帯構造を示す) qz : 石英 kf : カリ長石
 bt : 黒雲母 hb : 緑色普通角閃石 b : 塩基性包有物
 2. 角閃石黒雲母花崗閃緑岩 ; 智頭駅東方の智頭花崗岩 (CZ. 609) (十字ニコル)

図版 VII

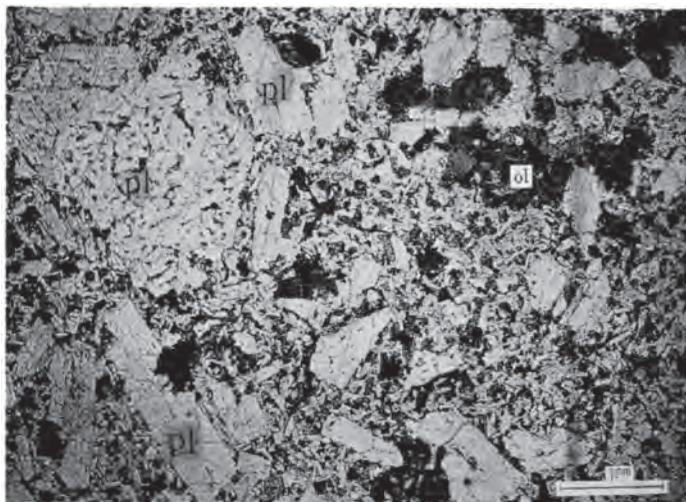


pl : 斜長石 qz : 石英 mc : 微斜長石 (曹長石葉片に富む) bt : 黒雲母
1. 黒雲母アダメロ岩 ; 用瀬町山口の用瀬花崗岩の中粒相 (CZ. 35) (十字ニコル)



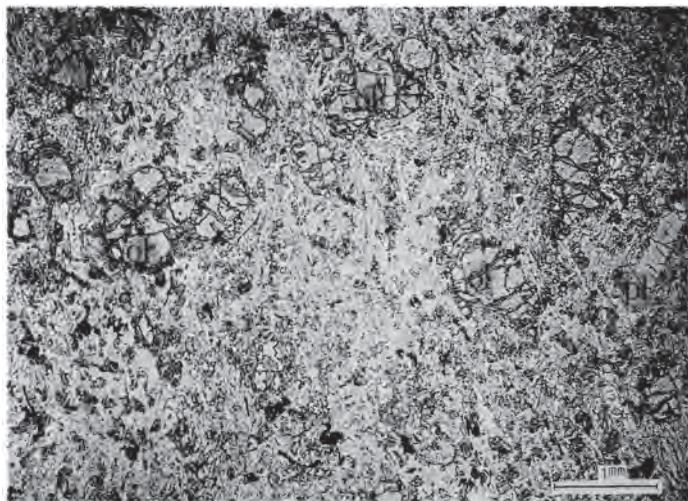
pl : 斜長石 au : 普通輝石
2. 橄欖石角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 ; 加茂町岩渕の八本越安山岩熔岩
(CZ. 130) (単一ニコル)

図版 VIII



ol : アンチゴライト様鉱物に変化した橄欖石 pl : 斜長石

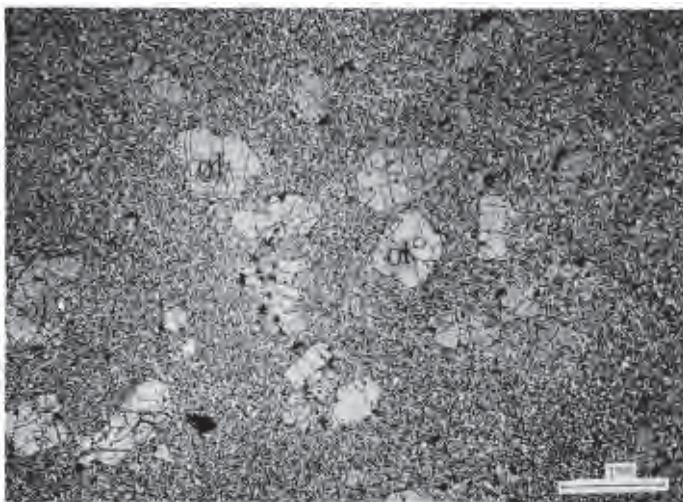
1. 普通輝石橄欖石玄武岩；佐治村余戸南方の余戸玄武岩熔岩 (CZ. 437) (単一ニコル)
左上方の大型斜長石は微細な普通輝石・鉄鉱などの包有物を多く含む



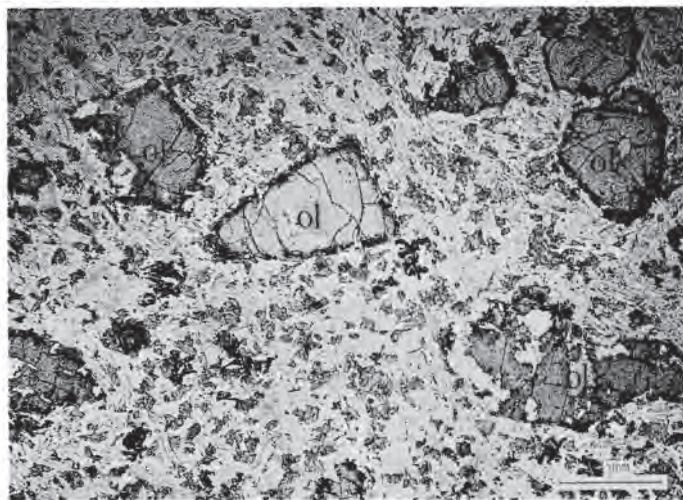
ol : 橄欖石 pl : 斜長石

2. 普通輝石橄欖石玄武岩；加茂町岩淵上流の岩淵玄武岩熔岩 (CZ. 132) (単一ニコル)

図版 IX

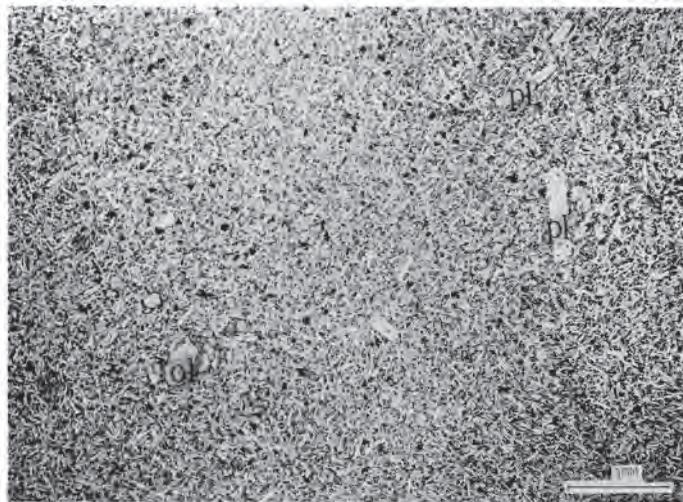


1. 橄欖石粗面玄武岩；加茂町五輪原玄武岩熔岩の比較的下部 (CZ. 163)
斑晶は新鮮な橄欖石 (ol) のみからなる (単一ニコル)

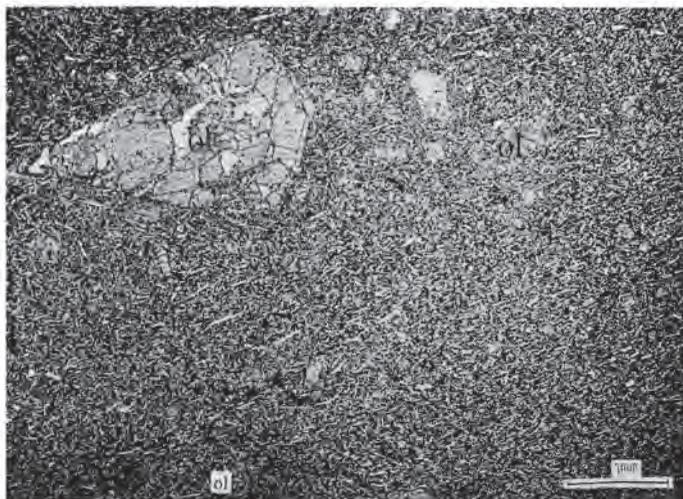


2. 橄欖石玄武岩；阿波村コウロ山の五輪原玄武岩熔岩の比較的下部 (CZ. 372)
斑晶の橄欖石 (ol) の周辺部は著しくイディングサイト化している (単一ニコル)

図 版 X



1. 橄欖石玄武岩；阿波村黒岩玄武岩熔岩の比較的下部 (CZ. 358) (単一ニコル)
少量の橄欖石斑晶 (ol) と斜長石微斑晶 (pl) を含む



2. 橄欖石粗面玄武岩；阿波村黒岩玄武岩熔岩の比較的上部 (CZ. 360) (単一ニコル)
斑晶は橄欖石 (ol) のみである

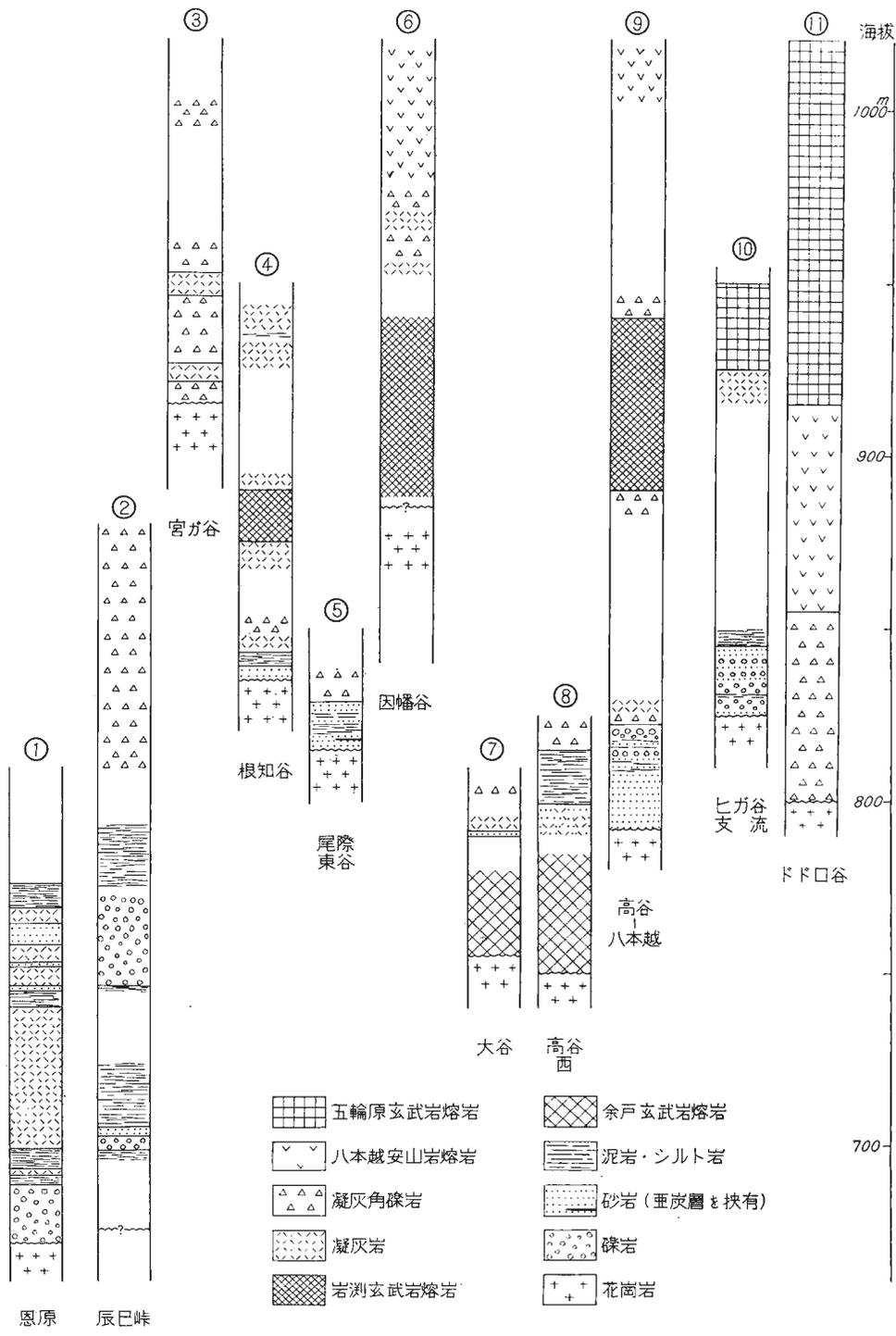
昭和 41 年 3 月 17 日 印刷

昭和 41 年 3 月 25 日 発行

工 業 技 術 院
地 質 調 査 所

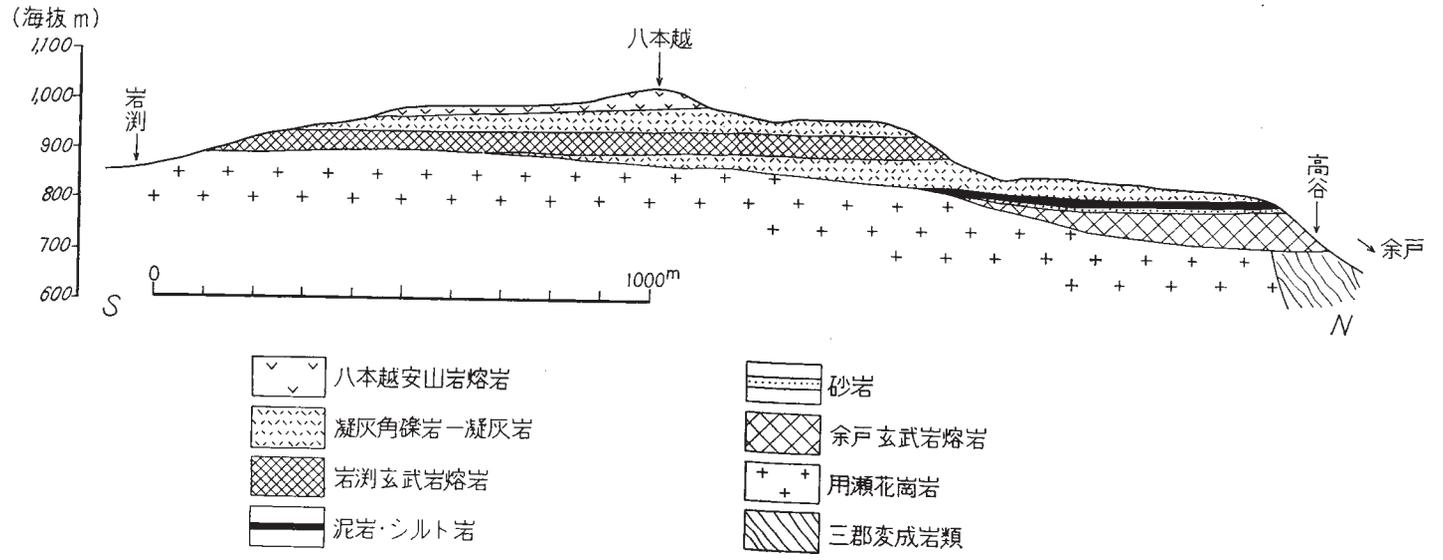
印刷所 笠井出版印刷社

© 1966, Geological Survey of Japan

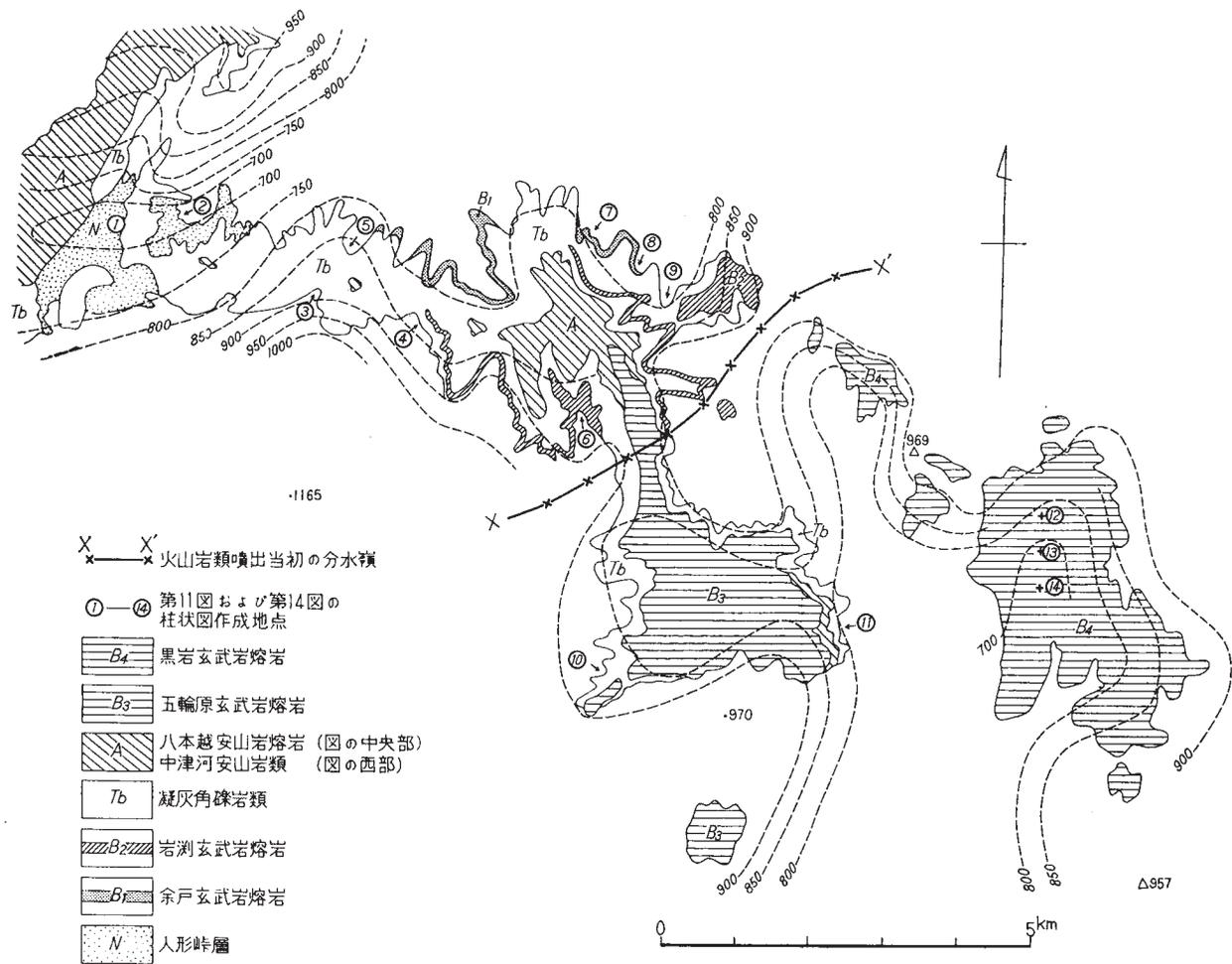


第11図 人形峠層および“鮮新世”火山岩類の地質柱状図

①は原子燃料公社による試錐柱状図であるが他はすべて露頭から作成した ①~⑪の地点は第 13図に示した



第 12 図 「鮮新世」火山岩類の模式地における南北断面



第13図 “鮮新世” 火山岩類の分布とその基底面の等高線図