

55 (521.81/.82+521.84) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

岡山(12)第41号

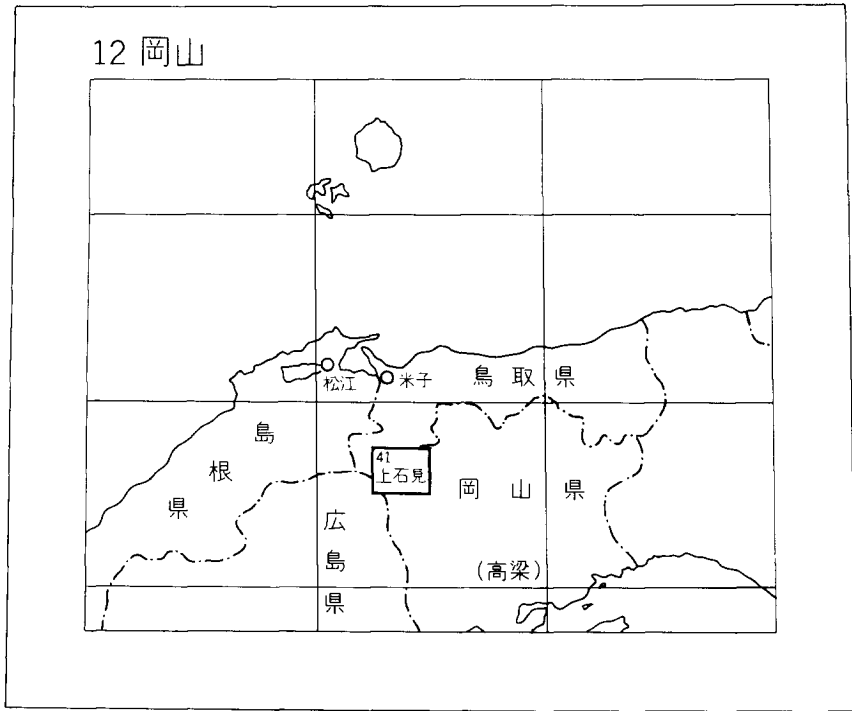
上 石 見 地 域 の 地 質

服 部 仁

昭 和 53 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 .....	5
III. 古生層 .....	8
III. 1 概要と分布 .....	8
III. 2 岩 相 .....	10
III. 3 時 代 .....	11
III. 4 層 序 .....	11
III. 5 構 造 .....	13
III. 6 古生層の受けた変成作用 .....	16
III. 6. 1 結晶片岩 .....	17
III. 6. 2 千枚岩 .....	19
III. 6. 3 三郡変成作用のまとめ .....	22
IV. 蛇紋岩類および粗粒はんれい岩 .....	23
IV. 1 概要と分布 .....	23
IV. 2 岩相および他岩との関係 .....	24
IV. 3 顕微鏡下における特徴 .....	25
IV. 4 形成時期 .....	26
IV. 5 クロム鉱床との関係 .....	26
IV. 6 化学組成 .....	26
V. 白亜紀の堆積岩類と火山岩類 .....	26
V. 1 概要と分布 .....	26
V. 2 油野層 .....	27
V. 2. 1 岩相および層序 .....	27
V. 2. 2 油野層の構造 .....	31
V. 2. 3 油野層の堆積の場と火山活動 .....	31
V. 3 三国山流紋岩類 .....	32
V. 3. 1 三国山-京坊峠地区 .....	32
V. 3. 2 豊栄地区 .....	33
V. 3. 3 神郷地区 .....	34
V. 3. 4 新見地区 .....	35
V. 3. 5 天銀山地区 .....	37
V. 4 千屋火山岩類 .....	38
V. 5 高尾安山岩類 .....	40
V. 5. 1 高尾地区 .....	40
V. 5. 2 雄山-剣森山地区 .....	40
V. 6 その他の火山岩類 .....	41
V. 7 白亜紀の火山活動に関する考察 .....	41
VI. 白亜紀後期および暁新世の迸入岩類 .....	42
VI. 1 概 要 .....	42
VI. 2 はんれい岩 .....	43

VI. 3	石英閃緑岩および閃緑玢岩	44
VI. 4	花崗閃緑岩	44
VI. 5	微文象花崗岩	45
VI. 6	閃緑岩と微文象花崗岩との混成岩	46
VI. 7	花崗斑岩	47
VI. 8	鳥取花崗岩	48
VI. 8. 1	生山岩体	48
VI. 8. 2	菅生岩体	48
VI. 8. 3	笹尾岩体	49
VI. 9	白亜紀後期および暁新世の侵入岩類に関する考察	49
VI. 9. 1	ステージ1の火成活動	49
VI. 9. 2	ステージ2の火成活動	50
VI. 9. 3	ステージ3の火成活動	50
VI. 9. 4	ステージ“0”の火成活動	51
VI. 9. 5	花崗岩礫を含む礫状岩	51
VI. 9. 6	その他の関連事項	51
VII.	岩脈*	52
VIII.	中新世の備北層群	52
IX.	鮮新世のかんらん石玄武岩	54
X.	高位礫層など	54
XI.	河岸段丘堆積層	55
XII.	第四紀の火山灰層*	56
XIII.	崖錐堆積層	56
XIV.	沖積層	58
XV.	応用地質	58
XV. 1	金属鉱床	58
XV. 1. 1	クロム鉱床	58
XV. 1. 2	銅・鉛・亜鉛鉱床	59
XV. 1. 3	山砂鉄	60
XV. 1. 4	モリブデン	60
XV. 1. 5	マンガン	60
XV. 2	非金属鉱床	60
XV. 2. 1	石灰石	60
XV. 3	鉱泉	61
XV. 4	断層・破砕帯など	61
	文献	62
	Abstract	67

付図 岩脈・断層および破砕帯分布図（袋に挿入）

\* 地質図幅には表わされていない

## 上石見地域の地質

服部 仁\*

本地質図幅は、昭和35～37および40～41年における183日間の野外調査とその後の室内研究の結果をとりまとめたものである。古生層および白亜紀火山岩類と堆積岩類に関して礒見博、蛇紋岩およびはんれい岩に関しては猪木幸男、また備北層群および高位礫層については坂本亨の3技官の協力を得た。

岩石の検鏡に用いた薄片の数は約840枚であり、技術部特殊技術課薄片係が作成した。本文に用いた写真は正井義郎技官によって調製された。

現地の地質調査に際して、鳥取県地下資源開発局・鳥取県日野郡日南町役場・岡山県商工部工業課・岡山県新見市役所、高瀬鉱業所、および足立石灰鉱業所から便宜を受けた。これらの機関の協力に感謝する。

なお、本地質図幅作成のために行った地質調査の結果の一部は、10万分の1鳥取県地質図(鳥取県, 1966)、および50万分の1地質図幅「岡山」(広川ほか, 1973)に使用されている。

### I. 地 形

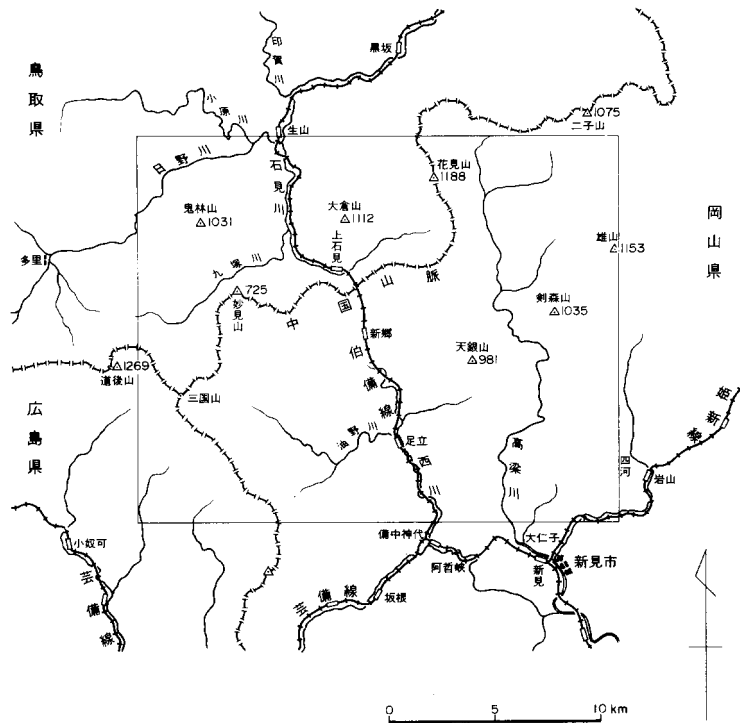
本図幅地域は、岡山県北西部との広島県北東部の一部を占め山陽側の北端に位置するとともに、山陰側の鳥取県南西部の一部を包含している(第1図)。図幅地域の東寄り(たかはし)を南下する高梁川の源流は花見山北東方から発している。

山陰・山陽をわける分水界の中国出脈は、北東方(かたご)の二子山から1,100m前後の高度を保ちながら(はなみ)花見山(小栗ヶ山)(くわひらだわ)(鉾平峠)(あかしだわ)と南下し、若干高度を落しつつ西南西方の背稜部、すなわち谷田峠(たんだ)、高旗山(たかはた)、鷹ノ巣山(みょうけん)、妙見山(たかはし)につながる。妙見山付近で屈曲し再び南下しながら高度を上げつつ、1,100mをこす三国山(鳥取・岡山・広島の3県の境界)に達し、そこから西方の道後山(どうごやま)に少しづつさらに高度を上げてゆく。この山岳地帯はほとんど白亜紀の流紋岩ないし安山岩の火砕岩類からなり、その起伏は概してなだらかである。しかし横断面をみると、北側の山腹の地形は急峻であって、谷はしばしば厚く堆積した崖錐によって埋められている。

山陰側において、石見川(いわみ)、日野川などによって浸蝕されて残存し、鋭角の円錐形(おおくらやま)をなす大倉山(きりん)や鬼林山(きりん)は山陽側には例の少ない偉容をみせている(第2図)。「一般に小さな谷の発達した急斜面とその下に広がる山麓緩斜面とがみられる」地形は小奴可地形<sup>1)</sup>と呼ばれ(三野, 1942, p. 245)、晩壯年期の山地で中間適応単位への解体が進んだものとして区分され、一例として大倉山と花見山の周辺の地形図が紹

\* 地質部

1) 小奴可は第1図にみられるように、本図幅地域南西隅から2～3km西方にある。



第1図 本「上石見」図幅地域の位置図



第2図 緩やかな起伏の稜線が広がるなか、ひと際目立つ山につづく。(三國山南方の三角点 1,158m近く)



第3図 高地平坦面の一例. 標高約900mの矢ノ峯高原.  
(剣森山山頂近くから撮影)



て突出する円錐型の地形 (鬼林山). 左端の嶺は西方の道後  
から北および北東方を撮影)

介されている（吉川ほか，1973，p. 184-185）．これらの山体は花崗閃緑岩からできている．

日野川北岸の一部山頂には準平原化した地形面上に流出した玄武岩からなる台地があり，メサ地形を示している．

山陽側の山岳地形は緩慢な起伏をつづけるが，それらのなかには準平原の痕跡とみられる平坦な山頂面を沢山見つけることができる．高梁川の流域において，千屋・剣森山付近の標高1,000m前後の山塊，矢ノ峯高原の900m（第3図），内ノ草・奥組付近の600mと南下するにつれて，平坦な山頂面の高度が低くなっているのも特徴の一つに加えられるであろう．1,000m前後の高さの平坦な山頂面は，吉川ほか（1973，p. 210-211）により，背梁山地の山頂付近に分布している浸蝕小起伏面で，道後山面と呼ばれるものに相当する．

河岸段丘は日野川とその支流において2段以上認められているが（服部・片田，1964，p. 41），高梁川沿岸など山陽側の本図幅地域内においてはあまり発達していない．

生山<sup>しょうやま</sup>付近における石見川<sup>いわみ</sup>には，花崗岩の節理によってつくられた断崖および河床に浸蝕欧穴の景観をみせる石霞溪<sup>せつか</sup>がある．

本図幅地域内の花崗岩類は一般にいちじるしく風化しており，各所においてその白い地肌をみせている．自然の削剝作用によって生じた場合が多く（第4図），なかには山砂鉄採掘のため人為的に山塊を崩壊させた場合もみられる．山砂鉄採取後に生じた膨大な量の廃砂は谷などを埋めるように積まれており，人工的崖錐というべきであろう．



第4図 写真中央の盆地は谷田峠南方の和忠付近．著しくなっている．左側の急立する山体は大倉山．



## II. 地質概説

本図幅地域は主として白亜紀の火山岩類とこれらを貫く花崗岩類によって占められるが、本地域北西縁と南方中央部には結晶片岩および千枚岩化した古生層（三郡変成岩）が分布し、多量の蛇紋岩類を伴っている。南東縁には第三紀中新世の堆積岩類（備北層群）が以上の諸岩石を不整合におおって僅かに分布する。また北西部には、第四紀の火山灰層が薄く広がっている。

本図幅地域の諸岩石は次のように区分される。

1. 古生層
2. 蛇紋岩類
3. 白亜紀の堆積岩類と火山岩類
4. 白亜紀後期および暁新世の侵入岩類
5. 第三紀中新世の堆積岩類
6. 第三紀鮮新世の火山岩類
7. 第四紀の火山灰層

本図幅地域の地史を総括して第1表に示す。

古生層は蛇紋岩類や白亜紀後期および暁新世の侵入岩類に貫かれたり、あるいは白亜紀の火山岩類におおわれるため寸断されて、ほぼ北西—南東に延びて分布する。古生層はシルル紀にはじまったいわゆる“本州（秩父）地向斜”の堆積物からなり、二疊紀後期から三疊紀初期の三郡変成作用を受けている。古生層は本図幅地域北西縁では、アルバイト斑状変晶を含む点紋帯の結晶片岩であり、他の区域では千



風化した花崗斑岩部分が激しい浸食により削剥されて低地  
（高瀬鉾山から撮影）

第1表 地質総括表

地質時代 (m.y.)		堆積岩類	火山岩類	深成岩など	備考
新 紀	第四紀	沖積層	崖錐堆積層		
	現世 (0.01)				
	更新世 (1.8)	段丘堆積層	高位礫層	火山灰層	大山火山・三瓶火山
	鮮新世 (5)	礫岩・砂岩	かんらん石玄武岩		準平原化
中生代	中新世 (22.5)	備北層群	岩脈		<スカルンおよび 鉱脈>
	(55)			鳥取花崗岩 花崗斑岩 はんれい岩 ~花崗閃緑岩	深成岩および 浅成花崗岩類の進入
	暁新世 (65)				
中生代	白亜紀	礫岩・砂岩・泥岩	高尾安山岩類		陥没・激しい火山活動
	(141)	油野層	千屋火山岩類 ・三國山流紋岩類		火山活動
	ジュラ紀 (195)				
	三疊紀 (230)			蛇紋岩類	<クロム鉱床> 広域変成作用 (三郡変成作用)
古生代		地向斜堆積物 (砂岩・泥岩, 石灰岩, チャート)	珪長質火山岩 苦鉄質~中性火山岩		

地質時代の数字 (m.y.) は VAN EYSINGA (1975) による。

枚岩質の変成岩になっている。なかでも、とくに南縁付近では、古生層の変形はきわめて貧弱で、変成作用を全く受けなかったかのごとく古生層の再結晶は軽微である。

変成鉱物の組合せからみると、変成度は北から南へ低下し、再結晶作用が南ほど弱いということとうまく対応する<sup>2)</sup>。したがって、本地域内の古生層は厳密には変成古生層とよぶべきものである。この点に関しては、すでに橋本 (1964) が中国地方における三郡変成岩以外の非変成古生層<sup>3)</sup> のなかに三郡変成岩があると述べているし、また50万分の1地質図幅「岡山」(広川ほか, 1973) においても三郡変成岩の分布域が明示されている。

層序の上では、古生層は北から南に向って上位の地層が現われ、他方岩相からみると、下位の砂岩・泥岩を主体とする地層から上位に向けて、苦鉄質—中性火山岩にとむ地層、石灰岩にとむ地層、および珪質・凝灰質岩石と砂岩・泥岩の互層へと移化する。石灰岩にとむ地層には数枚のチャートが挟在し、一部のチャートは2.5kmにわたって追跡可能である。

2) 北隣「根雨」図幅地域内の古生層で非片状岩(服部・片田, 1964, 第2図, 図版3および4)とされたものは、その後の調査により、中生代末期火山岩類の凝灰角礫岩を誤認したものであることがわかった。したがって、本「上石見」図幅地域より北方の古生層はすべて点紋帯の結晶片岩である。

3) KOJIMA (1953) による三郡変成帯の山陽支脈と山陰支脈には含まれた中央非変成帯

厚い石灰岩層は水平方向の広がりが大きくなく、両端の形状は垂直に近い面（傾斜断層の関係ではない）で断絶し、レンガを想像させる直方体に近いブロック状岩体をなす。2枚の厚い石灰岩層のうち、上位の石灰岩層の最上部のみが両側面に縁を広げて分布する。

本図幅地域の古生層にみられ堆積相の経時変化や地層の連続性から判断すると、堆積の場がやや深い海からさんご礁を生むような浅い海へと変化し、しかも比較的平穏な環境であった。したがって、メランジを形成するような構造変形の場合、すなわち、古い地質時代に噴出・貫入していた大洋性火山岩や蛇紋岩類が海溝に運ばれ、そこで陸地から供給された新しい堆積物と大規模に混和するような図式を、本地域の古生層の堆積環境に想定する必然性はないように考えられる。

これらの地向斜堆積物の形成時期は化石による時代考証ができないので正確にはわからないが、古生代後期の石炭紀から二疊紀のものであろう。古生層全体の層厚は約4,600mと推定されるが、詳しい構造解析が進めば、徳山（1971）が指摘したように、実際にはもっと薄くなるのかも知れない。

二疊紀末期から三疊紀初頭に起った広域的な変形・変成作用（三郡変成作用）によって、古生層は褶曲・変形し、三郡変成岩となって全体に隆起した。これと相前後して超苦鉄質岩（蛇紋岩類）が貫入した。蛇紋岩類の貫入・分布形態は、古生層の内部構造を明瞭に切り、古生層の一部に接触変成作用を与えているものの、マクロにみると古生層の構造と調和的關係にある、とみなしうる。この地域付近で有名なクロム鉱床はすべて蛇紋岩類中に胚胎する。

白亜紀に入ると火山活動が活発になり、三郡変成作用とそれに引き続く上昇によって陸化していた古生層（三郡変成岩）と蛇紋岩類からなる基盤の凹地を埋めるように、火山物質を多量に含む礫岩・砂岩・泥岩・凝灰岩（本文中で**油野層**と命名）が堆積した。油野層の岩石は赤褐色を呈し、蛇紋岩類の破片を含んでいる。

引き続き流紋岩を主とし、少量のデイサイト・安山岩を伴う激しい火山活動が起り、広範囲に流紋岩などの火砕岩や溶岩が形成された（**三國山流紋岩類**および**千屋火山岩類**）。この流紋岩類などの火山活動期には、ところどころに小さな湖沼ができたらしく、水中に堆積したと思われる厚さ数m程度の層灰岩をしばしば挟んでいる。層灰岩の層理（ときには級化層理をなす）の傾斜角度は一般に30度位までであり流紋岩類の傾動・変形は著しくない。

これに対して、流紋岩類などを不整合におおう安山岩類（**高尾安山岩類**）は比較的水平に近い内部構造を有する。

以上の火山岩類は69-59m. y. と年代の決定された進入岩類によって接触変成作用を受けているので、白亜紀末期までにはすでに形成されていたものと推定される。中国地方におけるいわゆる後期中生代の火山岩類については多数の研究（たとえば村上・長谷、1967および長谷、1967による総括）があり、時代・対比などについて考察が進んでいる。しかし、中国山脈付近の本図幅地域の火山岩類に関してはこれまで大塚（1897）、山田（1951）や光野・大森（1963）による地質図があるものの、相互対比の資料に乏しく、油野層・三國山流紋岩類・千屋火山岩類・高尾安山岩類を、他地域の標準的層序とどう対比させたら良いかは今後の問題であろう。油野層は、岩相上からインクストーンと呼ばれるものに類似しており、1つの可能性として、関門層群の脇野亜層群あるいは稲倉層に対比できることを指摘したい。

白亜紀の火山岩類噴出の終末期近くになると、はんれい岩・閃緑岩・花崗閃緑岩・微文象花崗岩・花

崗斑岩などが相前後して貫入し、火山岩類や古生層（三郡変成岩）に接触変成作用を与えた。これらの侵入岩類は1つの岩体内でも、岩質や岩相の変化がきわめてはげしく、なかには混成岩的なものや浅成相もみられる。本文では、はんれい岩・閃緑岩・花崗閃緑岩などをステージ1の火成活動の産物、微文象花崗岩・花崗斑岩をステージ2の火成活動の産物に区分する。

幾分遅れて底盤状の粗一中粒黒雲母花崗岩が貫入し、周囲に大規模な接触変成作用を与えた。これをステージ3の火成活動と呼ぶ。この花崗岩は従来小鴨花崗岩あるいは第3期侵入岩類（村山ほか、1961）と呼ばれていたものに相当し、北隣「根雨」図幅地域では侵入岩類Ⅱに区分している（服部・片田、1964）。しかし、10万分の1鳥取県地質図（鳥取県、1966）において**鳥取花崗岩**の名称がつけられて以来、鳥取花崗岩と呼ぶようになっている。本地域に至近の鳥取花崗岩の放射性年代測定値は59-64 m. y. であり、上昇・固結までがきわめて短時間に終了しており、その侵入環境は地表水が混和しマグマが急冷するような条件であったらしいと推定されている（HATTORI and SHIBATA, 1974）。

ステージ1の火成岩は北隣「根雨」図幅内の侵入岩類Ⅰに相当するが、ステージ2の花崗斑岩などの帰属ははっきりしない。ステージ3の鳥取花崗岩の浅成相である可能性もないわけではない。

鳥取花崗岩の上昇・固結に伴って、花崗岩体内のみならず白亜紀以前形成の岩石内には沢山の割目ができ、ある地区では顕著な節理系を形成した。これらの割目を埋めるように多数の安山岩質ないし玢岩質の岩石が貫入し、岩脈を形成した。岩脈（地質図には省略、第24図および付図に示される）は、北隣「根雨」図幅地域内の岩脈群のような顕著な方向性はないが、本地域南縁近くでは東西性に近い岩脈群をなす。

その後、削剝につづく沈降運動によって海進があり、古瀬戸内海が生まれ中期中新世の備北層群がたまった（多井、1957）。本図幅地域南東縁に礫岩・砂岩からなる地層が分布するが、これが備北層群の一部に相当する。

その後、この地域は隆起・準平原化が進み（三野、1933・1935；大塚、1937）、平坦面ができたり、局部的に礫岩・砂岩が堆積したり、あるいは台地上にかんらん石玄武岩が噴出した。

日野川や高梁川沿岸の段丘堆積層は第四紀になってから堆積した。これと相前後して、大山火山あるいは三瓶火山からの火山灰が薄く本地域の現地形面にほぼ平行におおった。

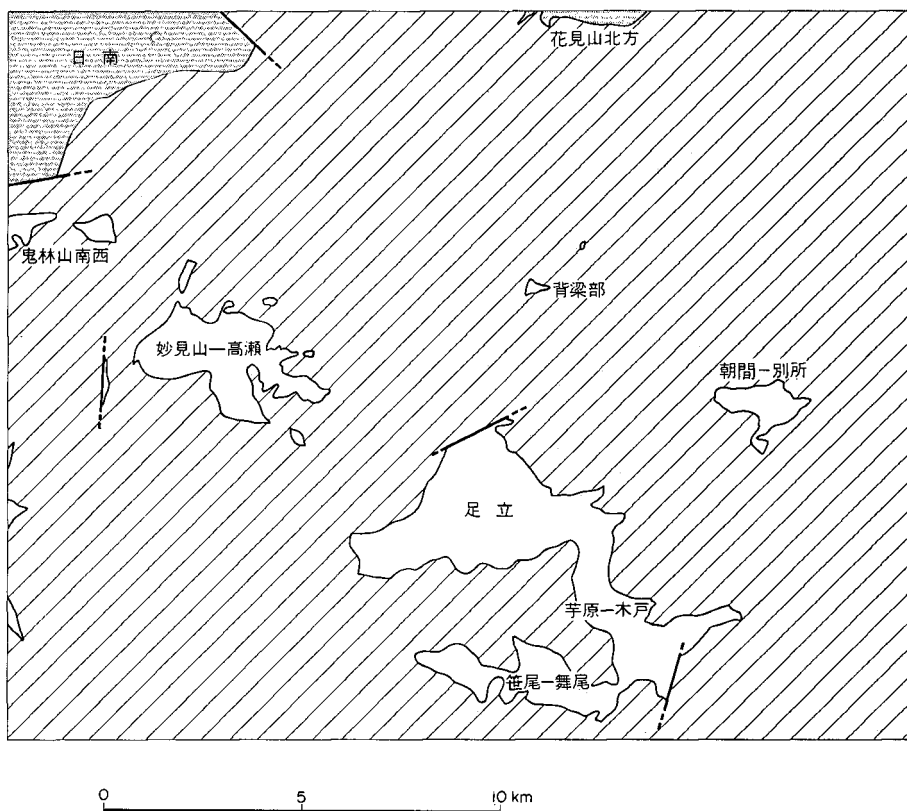
### Ⅲ. 古 生 層

#### Ⅲ. 1 概要と分布

本層は露出面積が狭く図幅地域面積の1割にも達せず、各所に散在するにすぎない（第5図）。

これらの小分布地区のうちでもやや広い面積を占めるものとしては、本図幅地域北西部における日野川上流域の①**日南**地区、妙見山から高瀬付近にかけての②**妙見山—高瀬**地区、および図幅地域中央部から南縁に広がる**足立・芋原—木戸・笹尾—舞尾**の3つの小地区の古生層が主要なものである。

その他の古生層は、白亜紀の火山岩類におおわれて谷間に僅かに顔をのぞかせたり、あるいは白亜紀後期および晩新世の侵入岩類に貫かれてルーフペンダント状に尾根部に残存するなど、それらの露出面



第5図 古生層（結晶片岩・千枚岩）の分布地区の区分。  
灰色部分は結晶片岩，白抜きは千枚岩。

積はきわめて小さい。

古生層を構成する岩石は程度の差こそあれほとんど再結晶作用を受けていて、堆積当時の組織がそのまま保存されてはいない。すなわち、三郡変成作用による変形や変成鉱物の晶出、さらに花崗岩類の貫入による接触変成作用の影響を受けている。したがって、厳密には変成古生層というべきである。

図幅地域北部の日南地区や花見山北方地区の古生層は、肉眼ではっきり識別できる程の白い斑点、すなわち斜長石斑状変晶を含む点紋帯の結晶片岩であり、本図幅地域内の古生層のなかではもっとも再結晶作用が進んでいる。

その他の諸地区では、千枚岩質であったりあるいは塊状の岩石では全く変成作用を受けていないままの未変成古生層のようにみえることもある。

本文では、古生層のうち、前者の点紋帯の結晶片岩を**結晶片岩**および後者の弱変成～千枚岩質岩石を**千枚岩**のように2つに区分して記載を行うことにする。

結晶片岩および千枚岩は花崗岩類との接触部周辺ではホルンフェルス化している。

### III. 2 岩 相

結晶片岩および千枚岩は乳白色、灰色、灰緑色、緑色、褐色、黒色など多彩な色調を呈するが、原岩は肉眼および顕微鏡下の観察によって以下のように推定される。

粗粒—細粒砂岩	: 帯黄灰色, 淡褐色
シルト岩—泥岩	: 帯黄褐色, 褐色, 黒色
チャート	: 灰色, 桃色, 赤褐色
石灰岩	: 乳白色, 灰白色, 灰色
苦鉄質—中性火山岩	: 緑色, 暗緑色, 帯緑灰色
珪質および凝灰質岩石	: 乳白色, 帯緑灰色, 暗灰色, 淡褐色

地質図には、古生層のすべてがこのような原岩に基づいて細分できるほど精査していないので、砂岩・泥岩、苦鉄質—中性火山岩、石灰岩、石灰岩レンズ、チャート（灰色および赤色系）、および珪質および凝灰質岩石と砂岩・泥岩の互層のようにまとめて表現している。

砂岩にとむ地層にはまれであるが、級化層理がみられる。

チャートはしばしば赤味を帯び、また黒色粉末状のMnの酸化鉱物を含むことがある。

石灰岩は100mオーダーの厚さに及ぶ巨大なブロック状をなしたり、まれに厚さ数10cm、長さ数m程度のレンズ状として、砂岩・泥岩中や火山岩中に挟まれる。

苦鉄質—中性火山岩を原岩とする結晶片岩は白い斜長石斑状変晶を含む暗緑色岩であり、原組織は全く判らない。しかし千枚岩のなかには、塊状・均質で、石基の中に自形の斜長石がそのまま残存したり、また有色鉱物の外形がそのまま保存されていることもあるので、まれには原岩が溶岩流であったと判別できる。しかし大抵は変形と再結晶のため、溶岩か凝灰岩か区別はつかない。

また著しく変形した火山岩原の千枚岩中に泥岩や砂岩の微小岩片（顕微鏡下でのみ識別できる位細粒）が不規則にとり込まれていることがあり、機械的に混和したものとみられる。同様に泥岩中に砂岩の微小岩片が入る場合もある。これら顕微鏡下で認められる組織が、千枚岩化のさいの変形によって生じたものか、原岩堆積時のスランプ構造なのか、あるいは後者に前者の変形が相乗してできた複雑な構造なのか、何れともはっきりしない。

以上の複雑な構造と異なり、原岩の組織が保存され変形のごく弱い千枚岩で、とうてい機械的混和があったとは考えられないようなまに近いシルト岩—細粒砂岩中に、火山岩の微小岩片（中性—珪長質）の認められることがある。

地質図上で“珪質および凝灰質岩石と多量の砂岩・泥岩を含む”と区分したものは種々の岩相がからみ合っていて細分し難いので一括して表現してある。この岩相はしばしば塊状であり、千枚岩化の程度は一般に低く、細粒砂岩・シルト岩・泥岩はまれに級化層理を示し、珪質岩と細かい互層をなす。両者の層厚は一定しておらず、前者が厚かったり、後者が主体となることもあり、しかも上下および水平方向の変化にとむ。砂岩・シルト岩中にはしばしば珪長質—中性火山岩の微小岩片が含まれており、マトリックス内にはガラスの破片らしいものも少なくない。すなわち全体が凝灰質なのである。珪質岩は均

質・塊状で、ガラス状割れ目を作るのが特徴といえよう。しかし様々の色調と組織をもち、他岩と混和したような印象も与える。もし、砂岩・泥岩と互層していないと、この塊状の珪質および凝灰質岩石はほとんど変形を受けていないので、塊状の白亜紀の流紋岩質凝灰岩と見誤り易い。

### Ⅲ. 3 時 代

本図幅地域の古生層からはほとんど化石を産しない

足立地区あしだちの重藤しげとう一足立間にのびる薄い石灰岩層からはまれに化石を産出するが、変形および再結晶していて、海百合の莖らしきもの以外は見出されていない。したがって、化石によって地質時代は決められない。

本図幅で古生層としたものがすべて強弱の差はあるものの、三郡変成作用によって千枚岩・結晶片岩化しているこれら変成岩<sup>4)</sup>の破片が変成作用と相い前後して貫入したものであると思われる蛇紋岩類の破片とともに、白亜紀火山岩類の中に碎屑岩片としてとり込まれている。したがって、三郡変成作用は白亜紀の火山活動より以前であったことは確かである。

### Ⅲ. 4 層 序

本図幅地域の古生層には、全地域に共通する鍵層が認められない。しかし、しいてとりあげるならば、赤色チャート、石灰岩、および珪質および凝灰質岩石になろう。

日南地区では主に泥岩原の石墨片岩からなるが下位には砂岩が多く、一部では級化層理が発達し、地層の上下関係判定に役立つ。しばしば波長数m位の緩い褶曲構造が認められるが、級化層理からみて地層の逆転構造はないようである。本図幅地域から西方に若干はずれるが、大谷—木谷付近の上位の層準にはやや厚い緑色片岩があり、その付近では小レンズ状の蛇紋岩も貫入している。またこの緑色片岩では斜長石斑状変晶が径数mmをこえる。この日南地区では、北東から南西に向って地層は若くなり、みかけの地層の厚さは約2,600mと見積られる。花見山北方地区の古生層は緑色片岩と黒色片岩の互層からなる点紋帯の結晶片岩である。

妙見山—高瀬地区では、地層は緩くうねっており、西部では細粒砂岩が多く、東部では火山岩が厚くなる。妙見山付近では厚さ約70cmの石灰岩レンズが淡緑色火山岩中に挟まれるが、東方の中村付近では厚さ1m以上、長さ数mをこす石灰岩レンズが細粒砂岩～シルト岩中に挟まれる。上位の層準では、珪質および凝灰質岩が砂岩・シルト岩と互層する。

吉田付近から東方の芋原付近まで連続分布する足立地区では、中間部にあたる足立付近において厚い石灰岩層<sup>5)</sup>をはらみ、西および東方へは急に厚さを減じ、石灰岩層は発達しない。本村—重藤ほんむらにおける南北の柱状断面（第6図）をとってみると、そこでは足立付近の2枚の厚い石灰岩層とは全く異なる岩

4) この中には、点紋帯の結晶片岩が含まれるので、いわゆるアルパイト斑状変晶はすでに三郡変成作用によって形成されており、白亜紀の火山岩類を貫く花崗岩類によって結晶成長したものでないことは疑う余地がない。

5) この中には、苦鉄質火山岩や砂岩、シルト岩からなる数10mオーダーの薄い地層がしばしば挟まれているが、地質図には表現されていない。

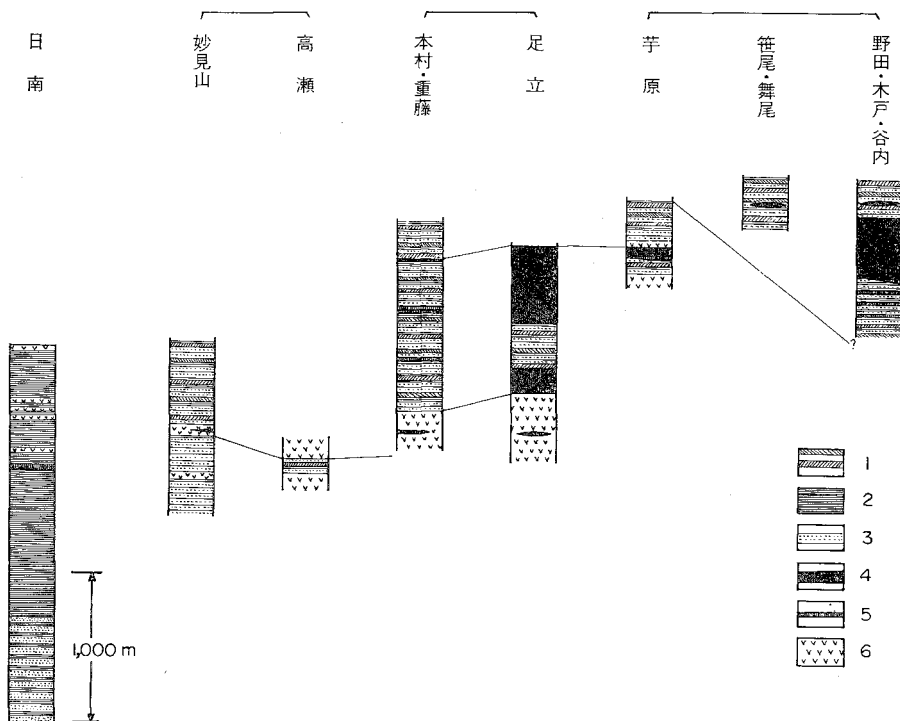
相の砂岩・泥岩・チャート・珪質および凝灰質岩の互層からなっている。なかでも東西に細長くのびてつながる赤色チャートは、足立付近の厚い石灰岩層のところで消滅する。この石灰岩層の端部は傾斜断層でたち切られたかのように直方体のレンガに似た形状を示しその厚い石灰岩層の側面へ、赤色チャートは直角に近い形でアバットするようにみえる。上記の互層は、赤色チャートの接し方で判るように、石灰岩層のほぼ同時異相とみなすことができる。東側の芋原付近に向けては石灰岩は膨縮しながらも、数10m~100m程度の厚さでつづく。

足立地区の下位層はおもに火山岩原の地層からなり、桃色チャートや厚さ10m前後の石灰岩レンズが挟まれる。

芋原から谷内にいたる芋原—木戸地区では激しく褶曲していて細部は判らないが、野田・小谷付近の石灰岩層と桃色を呈するチャートなどの分布から、第6図の柱状図に示されるような層序が考えられる。

笹尾—舞尾地区の古生層は谷内の西方において芋原—木戸地区の古生層とつながるものの、褶曲変形による複雑な構造のため相互対比の決め手に欠ける。笹尾—舞尾地区の砂岩・泥岩にはときおり級化層理がみられる。地層は通常20-40°、最大65°の傾斜をもっているが、級化層理からみて逆転は起っていない。

中国山脈麓の奥谷や明石峠にごく僅か露出する背梁部の千枚岩の原岩は、安山岩質火山岩と珪質およ



第6図 古生層の各地区別の柱状図と層序の対比。

1 : 珪質・凝灰質岩 2 : 泥岩 3 : 砂岩

4 : 石灰岩 5 : チャート 6 : 苦鉄質—中性火山岩



び凝灰質岩であるが、層序上の位置はまったく判らない。

また千屋南方の朝間一別所地区の千枚岩はホルンフェルス質になり、一部の泥岩層を除くと、全体が珪質であり、きわめて少量の安山岩質を挟んでいる。

本図幅地域南西緑近くには、蛇紋岩類とともに笹尾―舞尾地区の岩層に似た古生層が僅か露出する。

第6図は本図幅地域の古生層層序を各分布地区別大まかにまとめ、大胆な相互対比を試みたものである。

日南地区は結晶片岩で、その原石は2,600m<sup>6)</sup>近い厚さの泥岩・砂岩にとむ地層からなり、千枚岩からなる他地区の原岩と大きな違いをみせている。

千枚岩の方は、各地区とも厚さ1,500m以内の地層からなり、上下および水平方向の変化を考慮に入れても、全体の層厚は2,000m内外であろう。地層は一般に南に向かって上位層が現れる。

もし野田・小谷付近の石炭岩層を足立付近の石灰岩層の層準とは異なる、より上位の地層とみなし、芋原付近から連続して南へつづく地層を単純に累積して全体の層厚を求めるならば、さらに1,000m位厚く見積らねばならなくなる。

日南地区の結晶片岩と、千枚岩からなる他地区の層序関係は推測の域を出ないが、次のように考えることができる。

① 本図幅地域北部を占め、北方の「根雨」図幅に広がる底盤状の黒雲母花崗岩の貫入・上昇にともない古生層がもち上げられたため、南部の千枚岩より相対的に下位層が北部で広く露出する。

② 芋原―木戸地区南部の小谷南方で、白亜紀の流紋岩と断層で接する古生層の破砕された角礫状岩石のなかから、点紋帯の結晶片岩の破片を発見している。この辺りの古生層、つまり千枚岩は、最上位の層準にあたり、変形も軽微であるところから、この千枚岩をおおってさらに上位の地層が累積していたとしても、より弱変形の地層であろう。点紋帯の結晶片岩は現地表下から断層に沿ってもち上げられた可能性がある。つまり、千枚岩の下には点紋帯の結晶片岩が存在するかも知れない。

以上の推定が正しいとすると、足立地区などの下位層を占める火山岩原の千枚岩より下の層準に日南地区の古生層がつづくのかも知れない。そうすると、本図幅地域の古生層の全層厚はおよそ2,000m＋2,600mつまり4,600m位に達することになる。

### III. 5 構造

日南地区から南東に向けて散在する各地区内における古生層（結晶片岩・千枚岩）ののびの方向は、マクロにみてNW-SE方向からE-Wへゆるやかに変化し、野田―谷内付近ではNEの要素が強くあらわれてくる。

褶曲構造はmmオーダーの波長のいわゆるちりめんじわ（層理面 $S_1$ と軸面劈開 $S_2$ とによって生ずる微細構造）から100mオーダーの波長をもつ褶曲が存在しているらしい。しかし実際には、野外観察で判別しうる褶曲構造は波長数m程度の規模のものであり、それ以上の長波長の褶曲構造は決め手となる鍵層に恵まれないため確認できていない。

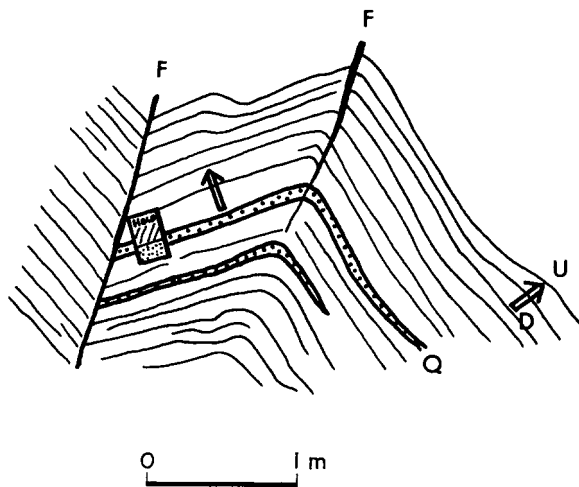
6) 花見山北方地区の層序対比が可能でないで、この中に加えていない。

ちりめんじわを生ずる褶曲構造は一般に結晶片岩よりも再結晶作用のあまり進んでいない細粒の千枚岩によく観察される。ちりめんじわによって示される線構造は、まわりの褶曲構造を規制する褶曲軸と一致するが、ときおり千枚岩の層理面（＝片理面）上でもう一つ別のやや波長の長い数cmから数10cmオーダー以上の褶曲構造が認められ、これによってうねり、ちりめんじわの線構造も変位するつまり2軸の褶曲軸をもつ場合がある。両者が同時に観察できるのはまれなので、特別に注記のない限り大抵はちりめんじわの線構造を褶曲軸とみなして記載している。

日南地区では、北東端の断層に近いところや花崗閃緑岩体の近くでは地層の乱れが僅かに認められるが、一般的傾向として、南西に向けて上位の地層に移るに従い、層理面（＝片理面）は走行 $N30^{\circ}-70^{\circ}W$ とほぼ一様で、傾斜は $10^{\circ}-40^{\circ}$ 位である。1mオーダーの褶曲構造（褶曲軸は $S20^{\circ}-40^{\circ}E$ へ $30^{\circ}-40^{\circ}$ の落し）のある付近の地層は急傾斜をなす（第7図）。線構造は上記の長い波長の褶曲軸により大きくうねり、線方向 $N40^{\circ}W$ 、落しの角度 $10^{\circ}-25^{\circ}$ から線方向 $N80^{\circ}W$ 、落しの角度 $40^{\circ}$ と変化するが、一般的には線方向NWないしW、落しの角度 $30^{\circ}$ 前後のものが多い。日南地区最南端のE-W方向の断層に近いところでは地層は走向 $N70^{\circ}W$ 、傾斜 $60^{\circ}-80^{\circ}S$ のように立ってくる。

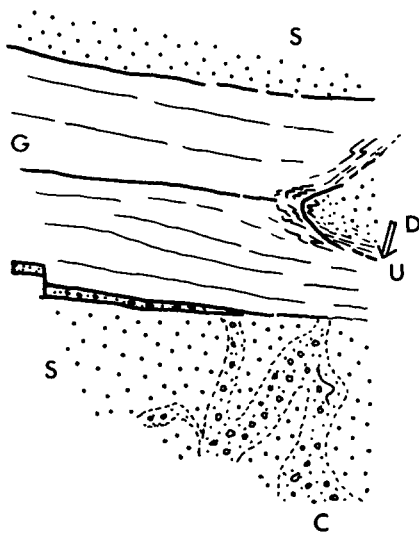
妙見山—高瀬地区は火山岩類におおわれたり花崗岩類の貫入をうけて小刻みに寸断させるためか、規則性がみられない。層理面の走向は $N20^{\circ}-80^{\circ}W$ と変化するが、ほぼNW方向を指すものが多い。しかし傾斜は一様でない。線構造も大きく変化するが、1mオーダーの褶曲構造は妙見山の北方で、線方向N、落しの角度 $45^{\circ}$ 、若杉では線方向 $N70^{\circ}W$ 、落しの角度 $60^{\circ}$ と、両地点で大きくちがっている（第8図）。

若杉の褶曲軸と対照的なのが、本図幅地域から約3km西方へ、若杉から西北西へ約6km離れた西隣「多里」図幅地域内の多里湯河付近の類似岩に観察される褶曲軸である。この湯河付近のチャートと砂岩・泥岩互層には級化層理も認められ、逆転層はなく、層理面の走向 $N20^{\circ}E$ 、傾斜 $25^{\circ}E$ ないし走向 $N80^{\circ}E$ 、傾斜 $40^{\circ}-70^{\circ}S$ であり、本図幅地域の構造と大きく異なる。湯河付近の褶曲軸は $S60^{\circ}-80^{\circ}E$ 落しの角度 $20^{\circ}-35^{\circ}$ であり、東方の若杉へ向う途中であたかも一本の線構造が急激に直角に折れ曲り、西落ちに移化するかのように見える。



第7図 日南地区（結晶片岩）における褶曲構造・軸面断層および級化層理を示す露頭のスケッチ。矢印の大きさは級化層理の1単層の厚さを示す。鳥取県日野郡日南町小原川（地点655）。

- U：上 方
- D：下 方
- F：断 層
- Q：石英レンズ



第8図 古生層（千枚岩）中の褶曲変形と砂岩内にみられる級化層理を示す露頭のスケッチ。鳥取県日野郡日南町若杉（地点335）。

- U：上方
- D：下方
- C：礫質岩
- S：砂岩
- G：灰緑色火山岩

足立地区では、厚い石灰岩層がほぼ東西にのびており、この石灰岩層の北側では $30^\circ$ 以下の低角度の傾斜を、南側では $50^\circ$ 以上の急傾斜を示す。この石灰岩層を中心に西側では走向 $N70^\circ W$ からE-W、東側ではE-Wから $N70^\circ E$ のように、足立の石灰岩層を中心にしたゆるい弓なり状を示す。傾斜は南へ傾くものばかりでなく、北へ急傾斜するものもあり、東西系の10ないし100mオーダーの長波長の褶曲軸が存在するものと推定される。線構造は $N80^\circ W-S80^\circ W$ の方向へ $25^\circ$ 位落すものが多いが、石灰岩層よりも上位層にあたる足立地区南部の古生層では $S50^\circ E$ 方向へ $10-20^\circ$ 落すものが見出される。

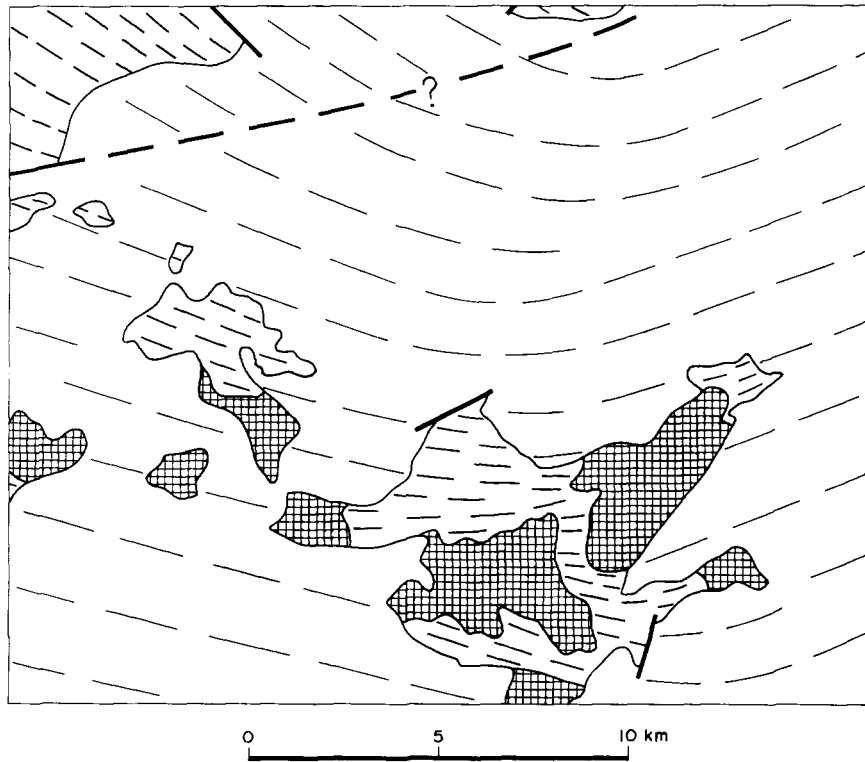
芋原—木戸地区では層理面の走向 $N60^\circ W-E-W$ が優勢であるが、野田の石灰岩層近くや谷内付近では明らかに走向 $N30^\circ -70^\circ E$ を示すものが多くなる。線構造は $N70^\circ E-E$ へ $10^\circ -20^\circ$ 落す傾向が強い。

笹尾—舞尾地区では層理面は大きく変化するものの走向NW- $N70^\circ W$ が多く、地層ののびの方向と一致するように見える。線構造は岩体の西部で、線方向 $N30^\circ W$ および $S30^\circ E$ へそれぞれ正反対の向きに $20^\circ$ 位の落しをもち、東部の木戸・野田近くでは、 $N80^\circ W$ へ $15^\circ$ あるいは $S80^\circ E$ へ $12^\circ$ 位落しており、東西性が顕著となる。

千屋南方の朝間—別所地区の地層は、数100mオーダーの規模の波長をもち南西へゆるく落す軸によって褶曲しているようであるが詳しいことは判らない。

背梁部地区の奥谷では線構造が日南地区の線構造に近い傾向を示すが、データが十分でないので対比は可能でない。

以上の古生層の分布・層理面・褶曲構造・線方向などのデータから、本図幅地域における古生層の構造に一般的な規則性を求めることは困難なことである。しかし、大まかな傾向としては古生層がNW-SE方向にのびて分布するということと、地表では白亜紀火山岩類におおわれて露出は寸断されるものの、地下の比較的浅所でつながっているらしいことは確かであろう。この考えに立つてもう少し詳しく古生層を眺めてみると、現地表に露出・分布する諸岩体の分布形態そのもの、つまりマクロのみかけの分布形状が、古生層細部の内部構造（層理や線構造によって示される）をも反映しているように見える。すなわち、本図幅地域西部におけるNW-SE性から中央部のE-W性をへて、東部のNE-SW性をへ



第9図 古生層（三郡変成岩）と蛇紋岩類の調和性を示す地質構造概念図。

と移化し、大きく開いたV字型にもとえられる弓なり状構造を形づくるように読みとれる。このような弓なり状構造はおそらく三郡変成作用のときにできあがったものであり、この構造とほぼ調和的に分布している蛇紋岩類の貫入時の場を規制したにちがいない（第9図、概略は既に猪木・坂本，1977中に記述されている）。

### III. 6 古生層の受けた変成作用

本図幅地域の古生層の蒙った変成作用は、三郡変成作用および花崗岩類の貫入による接触変成作用の2種類に区分される。

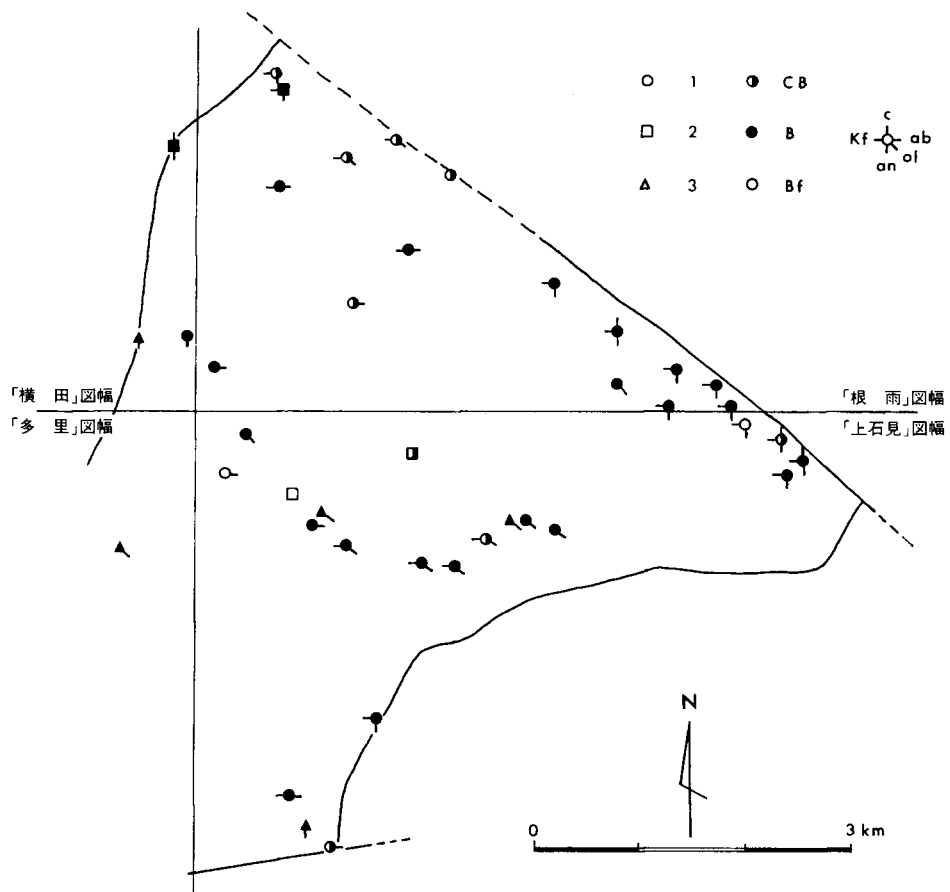
花崗岩類は、地質図あるいは地質断面図に示されるように、地表下では地表分布面積よりもはるかに大きな広がりをもつ。したがって、古生層はしばしば花崗岩類の上にルーフペンダント状で僅かに残

存するのである。その好例が、妙見山—高瀬地区の古生層の場合であり、一般に古生層は広範囲にわたって接触変成作用の影響を受けている。

本文では、先づ最初に日南地区におけるアルバイト斑状変晶を含む点紋帯の結晶片岩と花崗岩類による接触変成作用との関係、次いで他地区における千枚岩とその千枚岩の受けた接触変成作用について各地区別に述べ、終りに三郡変成作用について簡単なまとめを行う。

### III. 6. 1 結晶片岩

日南地区の結晶片岩に観察された変成鉱物の組み合わせを模式的に示したのが第10図である。この地区では南側が白亜紀火山岩類と断層関係で接し、東南側（鬼林山方面）および北西側（多里—横田方面）



第10図 日南地区の古生層（結晶片岩）に与えた花崗岩類の接触変成作用。

1：砂・泥岩 2：チャート 3：苦鉄質火山岩 CB: 緑泥石+黒雲母 B: 黒雲母 Bf: 黒雲母を含まない Kf: カリ長石 c: 堇青石 ab: アルバイト ol: オリゴクレイス an: アンデシン

は花崗閃緑岩により貫かれ、さらに北東側は底盤状の粗粒黒雲母花崗岩（鳥取花崗岩）に貫かれ、一部では断層で接する。

原岩別に砂泥質、珪質および苦鉄質の3種類に区分して鉱物組み合わせを示したが、砂泥質岩の区分でも、同一露頭内の僅かな原岩組成のちがいのため鉱物組み合わせはしばしば変化する。

接触変成作用をまぬかれた中核部における結晶片岩の鉱物組み合わせは次の通りである。

<珪質岩>

(主) ざくろ石—緑泥石—スチルブノメレン—白色雲母—石英

(副) 不透明鉱物

<砂泥質岩>

(主) ざくろ石—緑泥石—白色雲母—石英—アルバイト

(副) 電気石、石墨

<苦鉄質岩>：未確認

(接触変成作用の影響がもっとも軽微なものでも、緑れん石—黒雲母—帯青緑色ホルンブレンド—オリゴクレイス質アルバイトからなり、スフェーンと不透明鉱物を伴う)

接触変成作用をまぬかれた三郡変成岩は、第10図の中核部から南西方の多里地方の滑<sup>ぬめら</sup>—木谷に向けて約1.5kmの幅で、3-4kmつづく(MIYAKAWA, 1961)。その延長区域内には、黒雲母と共存するステイルブノメレン含有泥質片岩(MIYAKAWA, 1964)やパロア閃石を含む緑色片岩(橋本, 1972; HASHIMOTO, 1973)の産出が知られている。

日南地区の結晶片岩のうけた接触変成作用は、一般的に次のようにまとめることができる。

- i) 黒雲母の晶出は、中核部の1km内外を除きほぼ全域に及ぶ。
- ii) 黒雲母と緑泥石の共存は花崗岩類との接触部から離れた所ばかりでなく、至近の所でも砂質原の結晶片岩にはみられる。後者は花崗岩類中の黒雲母がしばしば緑泥石化しているの、同じような成因で後生のものかも知れない。
- iii) アルバイト斑状変晶は接触部近くでアンデシンのモザイク集合体に再結晶するが、接触部から遠ざかるに従い元の形状がそのまま保存されているものが多くなる。しかし形状はそのままでも、それらの組成はオリゴクレイスやアンデシンに変質したものが多<sup>7)</sup>。

接触部から1.5km離れると、アルバイト組成をもつ元の斑状変晶がそのまま残っている。黒雲母が晶出する場合でも、アルバイトとして残存する。

原岩が苦鉄質火山岩源の場合は以上のように単純ではなく、黒雲母晶出の初期段階つまり日南地区の中核部近くで、アルバイト斑状変晶はオリゴクレイス質に変っている。

- iv) カリ長石はアルバイト斑状変晶のみならず、他の斜長石を交代して生ずるほか、粗粒黒雲母花崗岩体至近では粗粒黒雲母花崗岩内のカリ長石にきわめて良く似たパーサイト質のカリ長石が多量にできており、花崗岩物質の浸透があつたらしい。

交代性のカリ長石は顕微鏡下で、もやもやした不均質なまだらが出ており、上記のパーサイト質のものとは比べて新鮮な感じを与えない。このカリ長石の晶出範囲は黒雲母よりやや狭いが、花崗岩との接触部から1km余りまで及んでいる。しかし北西側の花崗閃緑岩の方では、カリ長石は交代性のもほとんどみられず、接触地点においても全然晶出していない。

- v) 白雲母の消失は、原岩が砂泥質岩の場合黒雲母花崗岩体至近においてのみ認められる。
- vi) 堇青石の晶出は黒雲母花崗岩体近くにおいてのみ認められる。
- vii) ざくろ石の産出に規則性はない。
- viii) 角閃石類を含む岩石の場合、東端の粗粒黒雲母花崗岩至近および西端の花崗閃緑岩との接触部では褐色ホルンブレンド、南端の花崗閃緑岩近くでは緑色ホルンブレンド、および中核部では

7) 斜長石の組成は、薄片内においてレイクサイド・セメントおよび石英の屈折率と比較することによって推定した概略のものであり、浸液法によって組成決定するような厳密なものではない。

帯青淡緑色ホルンブレンドである。

- ix) 苦鉄質火山岩あるいは砂質岩中に他形の単斜輝石が含まれるが、花崗岩類から1km以内にあるものの、その晶出時期は判らない。
- x) 黒雲母花崗岩体至近の砂泥質岩原の接触変成岩は片麻岩質になる。

以上の観察事実に基づき、物質の浸透を含めて接触変成作用の強さは次のように考えられる。北東側の粗粒黒雲母花崗岩体が最も強く、北西側の花崗閃緑岩が軽微であり、南東側の花崗閃緑岩がその中間程度といえよう。このように花崗岩類の3つの岩体ごとに接触変成作用の強さが異なるのは、各岩体の容積・温度・熱容量などの差はもとより、接触部の形態、すなわち接触面の傾斜角度にも関与していよう。北西側では接触面は鉛直に近く、北東側ではかなり緩傾斜とみなすことができる。

### Ⅲ. 6. 2 千枚岩

千枚岩からなる各地区では、花崗岩類との接触部にごく近いあたりを除けば、千枚岩の構造や顕微鏡下における組織も残っており、千枚岩の原岩となった砂岩・シルト岩あるいは火山岩の構造すらしばしば良く保存されている。

鬼林山南西地区の2つの小分布域の千枚岩は、白亜紀の流紋岩質火砕岩におおわれているが、花崗岩類とは直接に接していない。2つの小分布域のうち東方の場合で北寄りの苦鉄質千枚岩では、含まれる角閃石類が帯青緑色ないし緑色を呈するホルンブレンドであり、また斜長石はアルバイトよりもCaにとむオリゴクレス質のものである。アルバイトからなる斜長石細脈が多数生じているが、この細脈中には褐色ホルンブレンドを含むものがある。この苦鉄質千枚岩は北東方の花崗閃緑岩の貫入によって接触変成作用を受けたのかも知れない。鬼林山南西地区の西方小分布域の場合、その北寄りの部分では、同様に接触変成作用の影響を受けているが、同一分布域内でも僅か数100mしか離れていない南寄りの苦鉄質千枚岩では単斜輝石の残晶があり、アクチノ閃石化したり、マトリックス内にもアクチノ閃石が生ずる程度の変化しか認められない。苦鉄質火山岩（ほとんど凝灰質らしいが、一部には均質で自形結晶からなる溶岩らしいものもみられる）と互層する砂泥質岩は火山岩の微小岩片（安山岩およびデイサイト）を含み、また級化層理を示す。

<苦鉄質岩>

スフェーン+緑泥石+緑れん石+アクチノ閃石+オリゴクレス質斜長石

<砂泥質岩>

石墨+スフェーン+緑泥石+白色雲母+アルバイト+石英

の組合せからなる。

妙見山—高瀬地区では、木谷—大原—鷹ノ巣山を結ぶ線より北側の千枚岩が何れも花崗岩類の熱の影響を受けている。若杉東方から三室にのびる花崗斑岩は、100m位の至近距離に近づいても千枚岩に接触変成作用を与えていない。

本地区の北寄りで、花崗閃緑岩に近づくと、緑色ホルンブレンドが普通に出現する。とくに至近の部分では褐色ホルンブレンドが細脈内のみでなくマトリックス内にも晶出し、黒雲母およびアンデシン質斜長石とともにモザイク状集合体をなし、典型的なホルンフェルスの組織に変わる。この段階でも原岩の組織を示す碎屑粒はモザイク状集合体に移化しないで残っていることが多い。

妙見山—高瀬地区の南寄りで、花崗岩類の接触変成作用を受けなかった千枚岩には、パンペリー石が見受けられる。それらの千枚岩の鉱物組み合わせは次の通りである。

<苦鉄質岩>

スフェーン+パンペリー石+スチルプノメレン+アルバイト

スフェーン+（残留単斜輝石）+アクチノ閃石+パンペリー石+緑泥石+白色雲母+方解石+アルバイト

パンペリー石+白色雲母+緑泥石+方解石

の組合せが普通。

<デイサイトないし流紋岩質凝灰岩>

スフェーン+緑れん石+スチルプノメレン+緑泥石+石英+アルバイト

スフェーン+パンペリー石+スチルプノメレン+石英+アルバイト

とくにパンペリー石+石英からなる細脈中にパンペリー石は多く生じている。

<珪質岩>

スフェーン+パンペリー石+スチルプノメレン+石英

スフェーン+スチルプノメレン+緑泥石+アルバイト+石英

<砂泥質岩>

石墨+緑泥石+白色雲母+石英+アルバイト（±スフェーン，不透明鉱物）

これらの接触変成作用をまぬかれた千枚岩では、顕微鏡下におけるmmオーダーあるいはそれ以下の微褶曲が発達しており、また原岩の碎屑粒の形状もきわめて良く保存されている。ごくまれに黒雲母の碎屑粒がみられるが、微細粒の黒雲母様鉱物集合体や緑泥石に変化することもある。

足立地区では花崗岩類から1.5km以上隔っており、ホルンフェルス化した千枚岩は全くみられない。しかし顕微鏡下でみると細脈の鉱物組合せは、黒雲母+石英+アルバイト、帯青淡緑色ホルンブレンド+緑れん石、あるいは緑れん石+アルバイトからなるものがきわめて多い。パンペリー石は本村付近の緑色千枚岩から産出することが知られているが（関・光野，1961）、これは例外的なようで、パンペリー石は一般にはほとんど晶出せず大抵は緑れん石である。

足立地区の千枚岩は一般にあまり再結晶・再構成しておらず、碎屑粒の黒雲母片も形状が良く保存されている。普通にみられる鉱物組合せは次の通りである。

<苦鉄質岩>

スフェーン+緑れん石+方解石+スチルプノメレン+アルバイト

スフェーン+緑れん石+アクチノ閃石+緑泥石+アルバイト

<砂泥質岩>

石墨+緑泥石+白色雲母+石英+アルバイト

スチルプノメレン+白色雲母+石英

<珪質岩>

ざくろ石+白色雲母+緑泥石+石英

芋原—木戸地区では、東側が蛇紋岩類やこれに伴うはんれい岩と白亜紀後期および暁新世の黒雲母花崗岩に接するので、接触変成岩が増加する。とくに、後者の黒雲母花崗岩の影響は強く、黒雲母出現の範囲は1km離れた所まで及んでいる。

接触変成作用を受けなかった千枚岩中の顕微鏡下でみえる細脈は、スチルプノメレン+アルバイト+石英、スチルプノメレン+緑泥石+石英、およびパンペリー石+アルバイト+石英、のそれぞれの組合せが主であり、緑れん石を主とする足立地区の細脈と異っている。蛇紋岩体近くでは、緑れん石+アク



チノ閃石+方解石+石英あるいは緑色ホルンブレンド+緑泥石の組合せがみられる。

芋原—木戸地区の千枚岩は何れも微褶曲構造をもち、 $S_1$ 、 $S_2$ ともに顕微鏡下で良く観察できる。しかし再結晶はあまり進んでおらず、とくに砂岩・シルト岩原の千枚岩中では碎屑粒の黒雲母の残晶が変質することなくなまなましく残っている。

接触変成作用をまぬかれたと思われる千枚岩の鉱物組合せは、次の通りである。

<苦鉄質岩>

緑れん石+アクチノ閃石+緑泥石+アルバイト

スフェーン+スチルプノメレン+白色雲母+緑泥石+アルバイト

<砂泥質岩>

スフェーン+緑れん石+パンペリー石+緑泥石+白色雲母+アルバイト+石英

石墨+ (残留黒雲母) +緑泥石+白色雲母+アルバイト+石英

スチルプノメレン+方解石+緑泥石+白色雲母+アルバイト+石英

<珪質岩>

緑れん石+ザクロ石+緑泥石+白色雲母+アルバイト+石英

笹尾—舞尾地区では、笹尾南部の黒雲母花崗岩周辺の千枚岩内に黒雲母が晶出しているが、国鉄伯備線の沿線付近から東方の谷内にかけては、接触変成作用は全く及んでいない。接触変成作用をまぬかれたこの地区の千枚岩は、肉眼でみた場合しばしば塊状で、本図幅地域内ではもっとも変形が弱く原岩の状態に近い千枚岩の部類に入る。顕微鏡下で、 $S_1$ および $S_2$ 面の発達には認められるものの、再結晶作用はきわめて弱い。砂岩・シルト岩の碎屑粒である黒雲母の残留破片はほとんどそのまま残っているような状態である。

この地区の特徴は、このように再結晶が軽微であること、鉱物の再構成も進んでいないこと、および砂泥質岩中にフェルサイトともいふべきデイサイトないし流紋岩質火山岩の微小岩片の多いことや単斜輝石を含む安山岩の岩片も含まれ、その上まれではあるが級化層理も観察されることである。

顕微鏡下において観察される細脈は、石英+緑泥石+アルバイト、あるいは石英+方解石+緑泥石からなる特徴のない組合せのもので、これまで述べた他地区と著しくちがっている。

伯備線沿線付近より以東の千枚岩を構成する鉱物はあまりにも微粒であるので、碎屑粒を除くと鉱物の同定は容易ではないが、次のような組合せを示すものと思われる。

<苦鉄質岩>

スフェーン+アクチノ閃石+緑泥石+アルバイト

<流紋岩質岩>

緑泥石+方解石+石英+アルバイト

緑泥石+白色雲母+アルバイト+石英

<砂泥質岩>

石墨+スフェーン+ (残留黒雲母) +緑泥石+白色雲母+アルバイト+石英

<珪質岩>

白色雲母+アルバイト+石英

千屋南方の朝間—別所地区は、南側が黒雲母花崗岩に接し、西および北西方には微文象花崗岩があり、千枚岩はほとんどホルンフェルス化しており、接触変成作用をまぬかれた千枚岩はきわめて少ない。しかしホルンフェルス化した千枚岩でも、変形構造の $S_1$ および $S_2$ 面は顕著に残っている。

ホルンフェルス化した千枚岩中ではもとより、黒雲母の晶出していない千枚岩中でも、細脈には緑れん

石＋黒雲母＋カリ長石＋オリゴクレイスからなるものがあり、花崗岩類の影響はほぼこの朝間一別所地区全体に及んでいたことが判る。

背梁部地区の奥谷における安山岩溶岩を原岩とする緑色千枚岩には、球顆状構造が保存されているが緑れん石の細脈がよく発達している。

この緑色千枚岩の鉱物組合せは、スフェーン＋帯青緑色ホルンブレンド＋アンデシンであり、おそらく北方1km以内に露出する花崗閃緑岩の熱の影響を受けているものと思われる。

背梁部地区の明石峠近くの珪質千枚岩は、緑泥石＋石英からなる。

以上、千枚岩に区分した各分布地区の古生層について変成鉱物を中心に述べたが、ここで全体像を把握するため、大雑把に千枚岩の特徴をまとめてみよう。

- ① 花崗岩類による接触変成作用は、
  - (i) 鬼林山南西地区の北寄り
  - (ii) 妙見山―高瀬地区の北寄り
  - (iii) 芋原―木戸地区の東側で矢谷寄り
  - (iv) 笹尾―舞尾地区の笹尾の南側

において著しい。

② 接触変成作用をまぬかれた千枚岩内の細脈の鉱物組合せは、花崗岩類との接触部近くに黒雲母、ホルンブレンド、あるいはカリ長石からなるものが多い。

③ 接触変成作用をまぬかれた千枚岩内で、火成岩体から離れており、熱などの影響が全く無かったとみられる場合の細脈には、石英＋スチルプノメレン＋緑泥石＋アルバイト、石英＋パンペリー石、石英＋緑泥石＋方解石などがある。

④ 緑れん石を主とする細脈の位置づけは良く判らないが、上記の②と③の中間的な性質をもつのかも知れない。

⑤ 原岩の碎屑粒（石英、斜長石、黒雲母、単斜輝石など）の残存状態やマトリックスの再結晶の程度からみて、変成作用は、舞尾→芋原→木戸→足立→妙見山―高瀬の順に強く進行しており、舞尾では再結晶がきわめて軽微であり未変成の原岩に近いといえる。

⑥ 苦鉄質千枚岩の変成鉱物は、妙見山―高瀬地区および芋原―木戸地区においてパンペリー石＋アクチノ閃石であり、足立地区において緑れん石＋アクチノ閃石の組合せが特徴的であり、舞尾地区では緑泥石＋アクチノ閃石からなる。

緑れん石を主とする足立地区の千枚岩の変成作用をどう位置づけたら良いか判断できないが、マクロにみて本図幅地域の千枚岩にしるされる変成度は、北から南へ低下すると解釈される。

### Ⅲ. 6. 3 三郡変成作用のまとめ

本図幅地域北部に露出する日南地区などの結晶片岩（点紋帯）を含めて、接触変成作用を蒙らなかった三郡変成作用全体について概観してみると次のようにまとめられる。

層序的には、北の方で下位の地層が占め、南へ行くに従って上位の地層が現われる。変成度は北の方がもっとも高く、アルバイト斑状変晶を含む点紋帯であり、南下するにつれて変成度は低くなり、つ



室、高瀬、吉田、油野、足立、田曾、内ノ草、舞尾、矢ノ峯、馬塚へと点々と続いている。これらの諸岩体はほぼ東西に近い軸をもつ、ゆるやかな正弦曲線の波形に似た形状で断続しながら、全体として幅2~3kmの帯状をなして分布する。粗粒はんれい岩は、このようになぞらえた正弦曲線の丁度屈曲点、すなわち勾配が零になるような辺りに貫入している。

このゆるいねりの波形分布形態は、古生層（千枚岩）の弓なり構造と類似しており、マクロの地質構造からは両者の関係は調和的であるといえよう（第9図）。

帯状配列をなす蛇紋岩体は、西半分の区域においておもに白亜紀火山岩類に不整合でおおわれ、一部では花崗斑岩に貫かれたりあるいはその中に捕獲岩塊としてとり囲まれる。本図幅地域南寄りの中央部では、古生層が足立地区、芋原—木戸地区、および笹尾—舞尾地区に広がっているが、古生層とともに蛇紋岩類の露出面積も広がる。さらに粗粒はんれい岩は蛇紋岩類や古生層を貫きその分布範囲を大きくしている。矢ノ峯付近では、標高900mに近い平坦面が北東—南西にのびており、その山体の形状にほぼ一致した幅1.5~3km、長さ6kmに達する巨大な蛇紋岩類の岩体となってそびえている。この矢ノ峯岩体の北側は白亜紀火山岩類におおわれ、西側は古生層に貫入し、南東側は黒雲母花崗岩に貫かれ接触変成岩となっている。矢ノ峯岩体の伸長方向にあたる剣森山西方の山腹斜面には白亜紀火山岩類と花崗岩類とに挟まれた蛇紋岩の小岩塊がある。また、矢ノ峯岩体から2km南方にもう1つ別の系列をなす岩体が、馬塚東方で桜南方の稜線沿いに広がっている。

本図幅地域北西部の古生層（結晶片岩）の日南地区内、矢戸北西方および矢戸南方の東楽楽福神社南には幅10mオーダーのレンズ状をなす蛇紋岩の極小岩塊が貫入しており、いちじるしく滑石化している。

#### IV. 2 岩相および他岩との関係

蛇紋岩は脂肪光沢をもち、帯緑黒色を呈するものから、暗灰色、淡緑灰色のものまであり、やや暗色の斑点の目立つこともある。割れ方も、塊状緻密堅固のものから、細かく破片状になり易いものまで様々である。滑石化は、結晶片岩内の小岩体の場合を除くと、きわめて軽微である。

蛇紋岩を貫く細粒はんれい岩はきわめて緻密堅固で、暗灰色ないし黒色を呈する。粗粒はんれい岩は風化していない新鮮な場合でも壊れ易くルーズな感じを与え、通常淡灰色で汚れた緑色を帯び、径数mmに達する単斜輝石の結晶を含むのが特徴である。この単斜輝石は剥離性を有し、肉眼でもそれがよく確認できるいわゆるダイアレイジである。細粒はんれい岩は蛇紋岩を貫き、接触面ではより細粒のドレライト質になったり、あるいは両者の間に断層すべり面ができています。これらの関係は足立付近や足立西方の重藤へ通ずる道路において良く観察される。

粗粒はんれい岩は蛇紋岩を貫く。両者の関係は田曾<sup>たそ</sup>南西1kmの小道において、粗粒はんれい岩が急冷相をなして蛇紋岩に接するのが観察される。また、田曾の1km南方の小道では、細粒はんれい岩と粗粒はんれい岩が交互に入り込んだ層状構造をなし、流理構造のようにみえる。粗粒はんれい岩は古生層中に直接貫入するが、内ノ草付近の粗粒はんれい岩には片状構造がみられる。

蛇紋岩類と古生層（千枚岩）との関係は、足立から重藤へ至る道路や芋原周辺において観察される。

しかし、大抵は接触部において蛇紋岩の方に細かく割れる節理が発達したり、断層や断層粘土が介在するので、現在の露頭条件から両者の直接の関係を知るのは難しい。おそらく蛇紋岩が貫入したと、あるいは貫入と同時に、両者の間に転位が生じ、このような破断面が出来たのであろう。古生層の方はほとんど接触変成作用を受けないが、古生層の試料を薄片でみると、緑れん石を主とする細脈が多量にできているので、蛇紋岩貫入のさい何んらかの影響を受けたのであろう。

蛇紋岩を貫く細粒はんれい岩は、まれに古生層も直接貫くことがあり、芋原北方の場合アクチノ閃石を主成分鉱物とする苦鉄質千枚岩がホルンフェルス質になり、多量の緑色ホルンブレンドが晶出する。古生層がこれらの蛇紋岩類や粗粒はんれい岩に貫かれるあたりでは、古生層の構造は局部的に乱される。

帯状分布をなす蛇紋岩体は、本図幅地域内の各地において種々の岩質からなる白亜紀火山岩類におおわれる。それらの不整合面近くの基底部には、しばしば礫岩、砂岩、凝灰岩などが堆積し、基盤の蛇紋岩類の岩片をとり込んでいる。そして、これらの堆積層は多くの場合赤褐色ないし淡紅色を呈するのが特徴である。

#### IV. 3 顕微鏡下における特徴

蛇紋岩：蛇紋岩化の程度はさまざまであるが、一般に網目状構造が発達し、割れ目に囲まれた中核に他形のかんらん石が残存する。また他形の単斜輝石も残っており、これらのまわりをトレモラ閃石や緑泥石がうめる。大抵0.5mm位の黄褐色のピコタイト質スピネルが散在する。ときにはピコタイトの一部で、その内部が暗赤色ないし不透明になる。

細粒はんれい岩（単斜輝石褐色ホルンブレンドはんれい岩）：一般にほぼ等粒で、直径0.2-0.3mmの結晶粒からなり、自形短冊状斜長石と自形に近い褐色ホルンブレンドが特徴である。単斜輝石は褐色ホルンブレンドより少量で、しばしば砂時計構造の消光をなす。その他少量のスフェーンがみられるが、これらの鉱物は何れも変質しており、とくに斜長石はいちじるしく変質してソーシュライトに移化する。褐色ホルンブレンドは一部淡緑色ホルンブレンドやアクチノ閃石になる。単斜輝石は一部オフィティック状を示すが、周縁部からジグザグ状の入りくんだ境界線をもって褐色ホルンブレンドに移化したり、あるいは両鉱物ともに淡緑色ホルンブレンドに変ることもある。また一部の岩石には、淡赤褐色を呈する金雲母を含むものが認められる。この細粒はんれい岩は肉眼でみて塊状であり、顕微鏡下においても機械的変形作用を受けたとみられる構造をもたない。

粗粒はんれい岩（変質単斜輝石はんれい岩）：平均粒径3mm位で、しばしば5mmを超すものが認められる。おもに斜長石と単斜輝石からなる。著しくソーシュライト化が進み、その上破砕構造が発達するので、斜長石は原形をとどめない。トレモラ閃石、緑れん石、および蛇紋石は多量に生じている。単斜輝石は剝離性いわゆるパーティングの発達するダイアレイジで、しかも弯曲状のものが多く、この粗粒はんれい岩は細粒はんれい岩とは異なり、一般に著しく機械的変形作用を受けており、マイロナイト質である。

#### IV. 4 形成時期

以上の観察事項から、蛇紋岩は三郡変成作用の終末期に一部蛇紋岩化したかんらん岩として貫入し、古生層の受けた変形運動を多少経験したものと想像される。蛇紋岩を貫く細粒はんれい岩は、蛇紋岩よりもやや遅れて貫入しており、一部において古生層に接触変成作用を与えている。粗粒はんれい岩は、細粒はんれい岩と同様に蛇紋岩中に貫入しており、両者は大体同時期の形成とみられる。しかし細粒はんれい岩が蛇紋岩体内に限って産出するのに対し、粗粒はんれい岩が蛇紋岩類の分布域を切る形で貫入していることおよび急冷相をもって蛇紋岩に接すること、さらに一部においてマイロナイト質の変形破碎構造もあって、幾分冷却した蛇紋岩類やまわりの古生層と摩擦を生じながら機械的に押し込んで上昇してきたらしいことなどから判断すると、細粒はんれい岩よりも後期に形成したかも知れない。

#### IV. 5 クロム鉱床との関係

本図幅地域内のクロム鉱床に関しては、番場(1950)、山田ほか(1953)、山田(1955)、および河合・東元(1963)による詳しい記載がある。しかし現在稼行中のクロム鉱床は高瀬鉱山のみである。

高瀬鉱山では海拔675mの新坑において、諸岩相の相互関係がよく観察される。とくにクロム鉱体と細粒はんれい岩との関係は、すでに河合・東元(1963)によって指摘されているように、細粒はんれい岩が蛇紋岩を切るのみでなく、クロム鉱体をも明瞭に切っている。したがって、クロム鉱体は蛇紋岩を構成する付随鉱物としてのクロム鉄鉱およびピコタイトが、細粒はんれい岩によって貫かれる以前の段階において、すでに局所的に集積しクロム鉱床を形成していたとみなせる。

#### IV. 6 化学組成

山田正春ほか(1953)および河合・東元(1963)中のデータからみると、本図幅地域における蛇紋岩の化学組成は、 $\text{SiO}_2$  31.8-40.9%、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  0-3.4%、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  4.0-7.2%、 $\text{FeO}$  1.5-3.7%、 $\text{MgO}$  35.4-43.5%、 $\text{I.g. loss}$  10.0-18.8%のように広い範囲にまたがっている。しかし、全Fe量が10%を超えることはない。代表的な蛇紋岩とクロム鉱石の化学組成を第2表に示した。

### V. 白亜紀の堆積岩類と火山岩類

#### V. 1 概要と分布

本図幅地域は白亜紀になり激しい火山活動の場におかれた。先づ、古生層(三郡変成岩)と蛇紋岩類からなる基盤の凹地を油野層が埋めた。油野層の分布域は狭く、しかも一個所のみである。この地層を構成する礫岩・砂岩は凝灰岩などとともに優勢な火山物質からなり、赤褐色を呈するのが特徴である。

第2表 高瀬鉱山における蛇紋岩およびクロム鉱石の化学分析値

蛇 紋 岩			ク ロ ム 鉱 石		
高 瀬 坑	新 3 号 坑		西 1 坑	中 央 4 坑	中 1 坑
37.06	38.89	SiO <sub>2</sub>	6.76	5.88	3.46
0.00	0.00	TiO <sub>2</sub>			
1.68	2.20	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.67	27.35*	21.21*
4.36	4.01	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			
3.64	3.59	FeO	16.19	11.25	16.29*
0.06	0.02	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37.02	39.24	39.53*
0.50	0.13	MnO	0.04	0.06*	0.03
40.99	40.72	MgO	18.29	16.62	17.27
0.04	0.04	CaO			
10.82	10.02	Ig. loss	2.36	0.27	1.00
99.15*	99.62	Total	98.33	100.67*	98.79*
大 森 江 い*		分 析 者	竹 田 栄 蔵		

山田ほか (1953) および河合・東元 (1963) から引用。ただし、原文献には分析者名や数字に誤りがあったので、本表で訂正した (\* 印)。

油野層につづく上位の火山岩類は広大な分布面積を占め、①おもに流紋岩およびデイサイト質溶岩・火砕岩からなる三国山流紋岩類と千屋火山岩類、および ②おもに安山岩からなる高尾安山岩類に2大別される。高尾安山岩類は上記①の火山岩類の上に不整合関係でおおっている。

油野層と上記2種類の火山岩類の地質年代は一般に後期中生代として取扱われるが、本文ではすでに地質概説 (p. 7) で述べた理由から白亜紀と明記することにした。

油野層が約2km×2kmの小さな地表面積しかもたないのに対して、火山岩類の場合同質の岩相が延々と10km以上も途切れることなく連続するなど、1つの分類区分の規模はきわめて大きい。記述の都合上、各地区ごとに第12図の通りの名称を付けることにする。

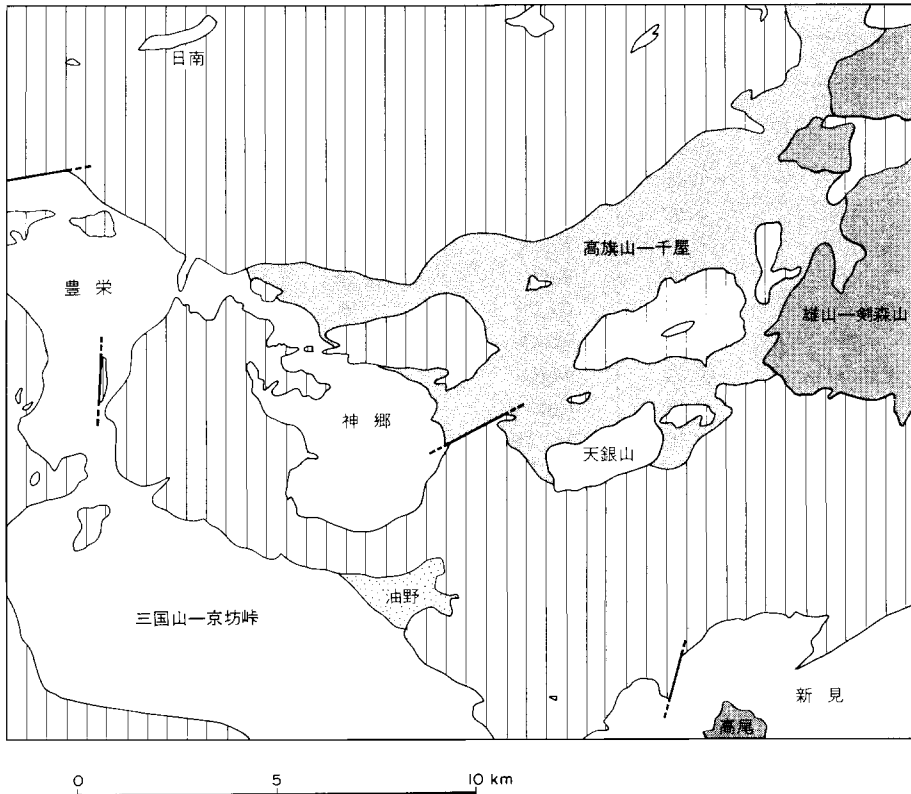
本地質図幅地域北西部から南東部にかけて三国山流紋岩類 (VRp) が10km以上の幅をもって断続しながら、1つの帯状分布をなす。このなかにはとよさかえ、三国山—京坊峠、神郷および天銀山のそれぞれの分布地区が識別される。最南東端のにいみ地区では、おもに流紋岩溶岩 (VRI) からなり、南隣「新見」図幅地域内のこうじろ—備中神代駅—新見市街地—河本ダムの方につづく。

他方、千屋火山岩類 (VDR) は本図幅地域中央部の高旗山付近から北東方の千屋付近へ、北東—南西方向にのびる1つの帯状分布をなす。高尾安山岩類は本地域南東端の小地区と北東部の高所に広く分布するが、特徴的な分布形状を示さない。

## V. 2 油 野 層 (y)

### V. 2. 1 岩相および層序

油野層は足立西方の油野川沿いの約2kmの間に露出し、さらに上油野から三室<sup>みむろ</sup>に向かう道路沿い約1kmにおいても観察される。



第12図 白亜紀の堆積岩類（油野層）と火山岩類の区分と名称。斑点部分は油野層，白抜きは流紋岩類，灰色部分はデイサイトと流紋岩類，濃い灰色部分は安山岩類。

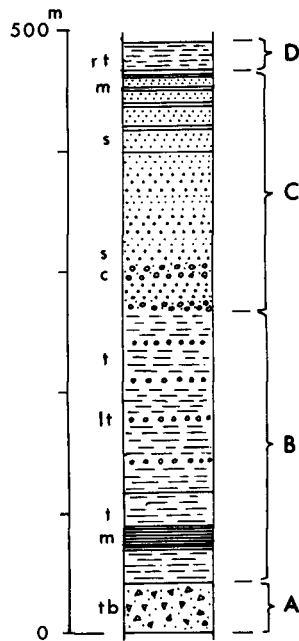
油野層の層理面は油野川沿いではほぼ走向北西—南東，傾斜南西へ $15-30^\circ$ をもち，南西に向かって上位の地層があらわれる。油野層の模式的層序はこの区域で組立てており，第13図に示す通りである。

下部においては，(A)約40mの厚さの角礫を主体とする角礫岩および赤褐色凝灰岩よりなり，その上には(B)約220mの主に泥岩・凝灰岩と火山礫凝灰岩との互層が続き，さらに上位の地層(C)は約200mの厚さを持ち，円礫を特徴とする礫岩・砂岩・凝灰岩の互層からなる。本層の上限は確認されていないが，露頭が途切れ南西方へ若干離れた場所でみかけの最上位に相当する厚さ約20mの赤褐色凝灰岩(D)が上限とみられる。

全体の層厚は計算するとおよそ485mであり，後に述べる本層の向斜構造を考慮に入れると，実際にはもう少し薄いかもしれない。

(A)：最下部の角礫岩層などは，下油野南方の旧坑寄庫<sup>よくら</sup>鉦山付近に良い露頭がある角礫岩はきわめて不均質であり，いちじるしい風化も影響しているらしく，全体に赤褐色がかっている。基盤の蛇紋岩との直接の境界は判らないが，基底部では，礫は長径10cm以下の角礫で，不規則な形状の石灰角礫岩とよべそうなもので，灰色石灰岩と少量の淡紅色チャートからなり，蛇紋岩も千枚岩の礫もみられない。寄庫鉦山から約40m北西方へ離れた，基底部より数mほど上位の地点では，礫は大きいもので径2-3cm，通常数mm以下の大きさで，蛇紋岩・千枚岩・チャートの順に少なくなり，マトリックスは





第13図 油野層の模式柱状図 (A, B, C および D 層).

- c : 礫岩
- s : 砂岩
- m : 泥岩
- tb : 凝灰角礫岩
- lt : 火山礫凝灰岩
- t : 凝灰岩
- r : 赤褐色を帯びる部分

やや石灰質で淡緑灰色の凝灰質でもある。

(B) : 泥岩・凝灰岩と火山礫凝灰岩との互層部分では、下部に厚さ約20mの炭質物を含む暗灰色～黒色の泥岩層があり、局部的に赤褐色を帯びる。泥岩を挟む上下付近の厚さ5m位の互層、さらに上部の厚さ1-2mの凝灰岩と2-30cmの火山礫凝灰岩との互層では、凝灰岩や火山礫凝灰岩は何れも新鮮な面では淡緑色を示すが、一般に細かく割れ易く、風化したり湿れた面では赤褐色を帯びる。礫は通常径1cm以下の角礫状の石灰岩、蛇紋岩、赤褐色凝灰岩、淡緑色凝灰岩からなり、流紋岩片も少なくない。まれに安山岩の岩片も含まれる。顕微鏡下では、カリ長石・黒雲母・ピコタイトの破片や珪長質軽石の破片も沢山みられる。

以上の岩石片のうち、淡緑色凝灰岩や流紋岩は本互層部分の堆積時における流紋岩質火山活動の本質物質かもしれない。

(C) : 円礫を特徴とする礫岩・砂泥質岩・凝灰岩との互層。上記Bの互層との直接の関係は露頭が途絶えて確認できない。本互層部分の最下位は河床においてみられ、表面には欧穴が生じている。この最下位の礫岩の礫だけはやや角ばっており、赤褐色凝灰岩、淡緑色凝灰岩、蛇紋岩、千枚岩などからなり、一見して油野層の基底部A層に似る。本互層の主要部分は、下部においては礫層が主体で厚さ7mの礫層のなかに薄い砂岩を挟み、中部では粗粒砂岩に厚さ20cm位の薄い凝灰岩を挟み、上部では厚さ20-50cmの細粒砂岩中に少量の薄い暗赤褐色の凝灰岩を挟む(第14図)といったように、変化にとむ互層からなる。礫岩中の礫は何れも径1-2cm以下の円礫からなり、本C層最下位の礫層中の礫と同じである。

本互層部分の一般的傾向は、礫岩を主体とする下部層から上位に向けて、次第に細粒化することである。顕微鏡下では、砂岩中にはチャートの破片のほかに流紋岩や軽石に加えて、少量の安山岩片やピコ



第14図a, b 油野層の砂岩と泥岩の互層部分 (C層上部). 岡山県阿哲郡神郷町  
油野川沿岸 (地点929).

タイト粒も認められる。

(D)：上油野の合流点から三室方面へ300-400m進むあたりまでは、同じような層理面をもつ赤褐色凝灰岩が露出する。これが油野層の最上位に相当する。しかしC層との関係、あるいはさらに上位の地層との直接の関係は確認されていない。本凝灰岩は厚さ20m位とみられ、局部的に火山礫にとむ薄層部分や、厚さ2m位で石灰岩の角礫にとむ部分がある。また、ここでは層理面と60°位で交わる板状節理（節理面の走向N30°W、傾斜20°E）が発達する。

油野層分布域の最西端と、流紋岩体との直接の境界はわからない。その付近の流紋岩は、石英や長石の結晶を多量に含む溶結凝灰岩であるが、火山礫凝灰岩部分の礫に赤褐色系凝灰岩が混入することはほとんどない。他方、境界付近から上油野寄りの道路上数100mでは、赤褐色凝灰岩、火山礫凝灰岩の互層で、局部的に火山角礫岩（安山岩質）が挟まれ、層理面は走向N30°-40°E、傾斜50°-70°SEである。これらの地層はみかけ上D層の下部にくる。しかし岩相から対比すれば、これらの地層はAおよびB層に相当する。

### V. 2. 2 油野層の構造

下油野から上油野にかけて、油野川沿い約2kmにみられる比較的単純な構造に比べて、上油野から北西に向けての約1km、とくに流紋岩凝灰岩や溶結凝灰岩（三国山流紋岩類）に接する付近では油野層西端の構造はきわめて乱れている。そこでは、幅1.5-2mの断層粘土を伴う走向N40°-50°W、傾斜70°NEの顕著な断層や幅20cmの破碎岩を伴う走向N20°W、傾斜65°Wの断層が認められる。その付近の厚さ5m以下の淡緑色凝灰岩と赤褐色凝灰岩との互層がもめていたり、成層するものでも走向N50°W、傾斜25°SWおよびN-S、20°Wを示すなど層理はいちじるしく変わる。断層から南東側で上油野との中間地点あたりまでは、模式的層序を組み立てた区域とは異なり、地層は逆方向に傾いており、油野層内に褶曲構造が存在するらしい。詳しくはわからないが、上油野の少し西側には、ほぼ南北性で南へ傾斜する褶曲軸をもった向斜構造が存在するものとみられる。

### V. 2. 3 油野層の堆積の場と火山活動

油野層は旧寄庫鉱山付近のみならず、旧鍋倉鉱山への途中においても基底部がきわめて良く発達し、また本層の最上部は流紋岩におおわれ、一部では断層が発達する。しかし、水平的な広がりはいささく、とくに東端は蛇紋岩体や古生層にアバットするものとみられる。油野層の堆積の場はV字谷のような狭い凹地であったと考えられる。

旧寄庫鉱山付近から西方へ、下油野の合流点付近までの油野層下部A層や、あるいは上油野から北西方数100mあたりの火山角礫岩には多くの安山岩質溶岩片が含まれる。また、マトリックスや碎屑岩片が流紋岩類であるBおよびC層においても、顕微鏡下でみると有色鉱物にとむ安山岩の岩片がしばしば観察される。

以上のことから、油野層形成には流紋岩の火山活動が活発であり、その初期においては安山岩の火山活動もあったらしい。礫岩・砂岩の礫などが、中位から上位にかけてのC層にみられるごとく円磨度が進み、比較的淘汰もよいこと、およびC層内においても上位の地層ほど礫岩の量が減少し、逆に砂岩に

とむようになり、C層全体の傾向としては上位に向けて粒度が小さくなる。C層の堆積環境はAおよびB層の時期と比べると、水流が早くなり、運搬距離も長くなったらしい。以上のように本油野層の下部から上部にかけて、堆積環境に若干の変化が認められるのである。

### V. 3 三国山流紋岩類 (VRpおよびVRI)

#### V. 3. 1 三国山—京坊峠地区 (VRp)

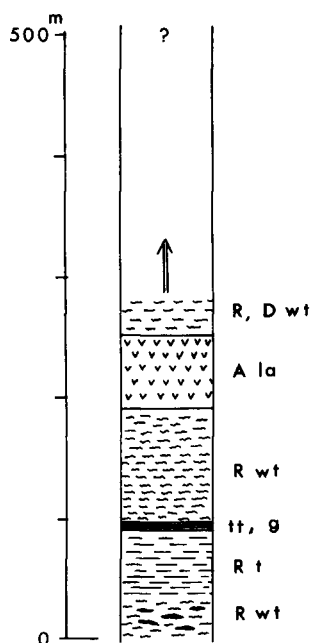
この地区は三国山流紋岩類の標式地である。本地区は標高1,100mをこす三国山付近で分布がもっとも狭くなるが、もともとは次に述べる豊栄地区とひとつづきである。記述の都合上、三国山付近で分割した。

本地区の北側は基盤の蛇紋岩類を不整合におおい、空隙にとむミアロリチック花崗斑岩に貫かれ、南東側では油野層や基盤の蛇紋岩類や古生層をおおったり、また笹尾付近では黒雲母花崗岩に貫かれる。南西部では花崗斑岩に貫かれる。三国山南東の標高900-1,000m付近では、ホルンブレンドにとむ花崗閃緑岩ないし閃緑岩に貫かれる。

花崗岩類による接触変成帯の幅は、南西部の花崗斑岩（この岩石の南側は花崗閃緑岩）側においてもっとも広く、数100m以上に及ぶが、他の花崗岩類の場合はきわめて軽微である。たとえば、本地区北方の花崗斑岩の場合100mの幅も認められない。三室付近の花崗斑岩の場合は特異で、流紋岩側と花崗斑岩側それぞれの典型的な岩相をもつ双方から、接触部と思われるあたりへ近づくとつれて、両者の区別がつかなくなり、漸移するような印象を与える。

本地区では、三室南東2km付近から南西へ向け青笹を経て広島県東城町別尺<sup>べつしやく</sup>および頭地<sup>かしらじ</sup>に通ずる山道に沿って好露頭が連続する。この横断ルートの最北東端は標高520mで、基盤岩の蛇紋岩体を直接おおうが、そのあたりでは、南へ5°位の傾斜をもつ、黒曜石のレンズを沢山含み外来片をほとんど含まない流紋岩溶結凝灰岩である。この地点から南西方へ高度が上り、見かけ上、上位の火砕岩に移ると本質および異質岩片を沢山含み、未溶結の石質流紋岩凝灰岩が続く。標高600mで、谷が2つに分岐するあたりには、厚さ2.5mの級化層理をもつ層灰岩がある。その層理面は走向N-S、傾斜15°Eである。ここから青笹の手前、標高700mまでの水平距離で800mの間は強く溶結した結晶質流紋岩凝灰岩が主体で、この溶結構造の面に沿ってレンズ状をなす空洞があり、空洞のまわりは一部メノウ化している。垂直距離を流紋岩火砕岩の層厚とみなすと、ほぼ100mになる。青笹付近は石英の少ない、細粒の短冊状斜長石にとむ安山岩により占められる。安山岩はひどく変質し、もとの有色鉱物は顕微鏡下で判別できないが、肉眼でみた形状は細長でホルンブレンドにみえる。安山岩質岩石は最大60mの厚さをもつが、貫入岩体なのか溶岩かはっきりしない。安山岩のみかけ上位で、峠あたりまでは、カリ長石に乏しいデイサイト質の溶結凝灰岩が露出する。峠から別尺あたりまで、溶結構造が顕著で、緑れん石、方解石、白色雲母など多量の変質鉱物を伴うデイサイトからなる。

このルートにおける単純化した模式柱状図（第15図）から、全体の層厚は260m位と確認できる。もし仮りに、本岩体が一樣に南へ5°位傾斜するとみなすと、峠から別尺間のデイサイトにとむ部分の厚さは250mと計算される。すなわちデイサイトにとむ流紋岩からなる本地区火山岩類上部の火砕岩層は、峠以



第15図 三国山流紋岩類の模式柱状図. 三室  
付近一青笹一別尺の間.

- R : 流紋岩
- D : デイサイト
- A : 安山岩
- la : 溶岩
- t : 凝灰岩
- w : 溶結構造をもつ
- tt : 層灰岩
- g : 級化層理をもつ

東の20mにこの250mを加えると270mに達し、全体の層厚は500m位と見積れる。

この点については、東城町<sup>やぶ</sup>藪谷や大古屋<sup>おご</sup>谷から北方の稜線にかけてデイサイト溶結凝灰岩にとむ流紋岩溶結凝灰岩が露出し、標高差だけからみでも300mをこえることから、デイサイトにとむ火砕岩層が270mの層厚をもつとみなしてもおそらく間違いはない。

本地区内の安山岩質岩石は上油野南西の大谷川沿いで、標高909mの三角点東方の標高600-700mあたりや、三室から真西へのびる林道上で三国山寄りの標高750m-800mあたりにも多量に露出する。したがって、青笹付近の安山岩は、三国山から南東にのびる稜線の北東側で、稜線にほぼ平行に細く帯状をなしてのび、比較的広く分布するとみなせる。本地区内には、赤褐色を帯びる火砕岩や堆積岩は全く見出されない。

### V. 3. 2 豊栄地区 (VRp)

本地区は南部において、三国山付近で三国山—京坊峠地区に、また東部において、妙見山・鷹ノ巣山をへて神郷地区につながる。北端は東西性の断層を境に古生層（結晶片岩）と接する。北東部および西部の境界は花崗閃緑岩による貫入関係であり、とくに<sup>こうきか</sup>上坂付近では接触部から幅500mにわたりいちじるしくホルンフェルス化した流紋岩がみられる。

若杉東方および南方では、ミアロリチック花崗斑岩と接するが、ホルンフェルス化はほとんどみられない。

本地区内の局所的な現象らしいが、古生層（千枚岩）との境界がいちじるしく破砕をうけ断層になった所が2カ所ある。井原北方700mでは東西性で幅数10m以上の破砕帯が、また若杉の谷沿いの走向N 10° E、垂直で粘土を伴い幅2mにわたる断層がある。両地点には大きな断層が存在するものの、まわり

の地質状況からみて、火山岩類は何れも角礫岩あるいは凝灰角礫岩からなることおよび以下に述べる礫の性質から、不整合面の近いことを裏づけられ、断層による落差はほとんど考えなくても良い。

井原北方の角礫岩は淘汰がきわめて悪く、礫は千枚岩、細粒はんれい岩、蛇紋岩などからなり、マトリックスは流紋岩質である。他方、若杉の河床では、マトリックスが安山岩質で、礫は石灰岩、千枚岩、チャート、はんれい岩、蛇紋岩、および種々の火山岩からなる。

主要な岩石は流紋岩質火砕岩であるが、基盤岩に近い部分には角礫岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩、級化層理をもつ細粒の層灰岩および紫色の凝灰岩ないし泥岩がよくみられる。井原から東方の東西方向の谷沿いには、中～細粒火山礫凝灰岩が多くみられ、破片には赤褐色の火山礫を含む。また井原集落で、谷が3方向に分岐する付近では、粗粒の火山礫凝灰岩と細粒凝灰岩とが厚さ5～20cmの互層をなし、級化層理が発達する。細粒凝灰岩の一部は紫色を帯びた灰色を示すが、風化部分では赤褐色になっている。紫色を帯びた細粒凝灰岩は5枚位認められるが、何れも厚さ2～3mで横へは広がらず消滅する。級化層理によって示される層理面は走向N80°W、傾斜50°Sである。

猪子原から大坂にいたる道路沿いで、橋が本谷を横切る周辺500mの3カ所において上記の級化層理をもつ細粒凝灰岩（層灰岩）が観察された。単層一枚の厚さは15～40cmである。層理面はほぼ走向NE-SWで、傾斜15°-20°SE。大坂寄りの地点における凝灰岩だけは特に暗灰色の泥質岩で、風化部分では紫色から赤褐色へ変化する。

以上述べた級化層理をもつ凝灰岩（層灰岩）は、南北にのびた豊栄地区の東半分が多く、しかも基盤岩の古生層（千枚岩）に近い部分に発達する。その上、標高500m前後の低い場所に限られる。

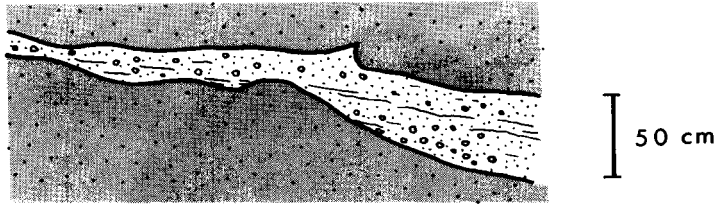
これに対して、三国山西方の標高900-1,100m付近の蛇紋岩類を不整合におおう所では、マトリックスが赤褐色の角礫岩や同じく赤褐色の凝灰岩が発達する。また、井原西方の本図幅地域最西端で、古生層（千枚岩）を不整合におおう標高600m付近にも多くの赤褐色凝灰岩がみられる。これらの赤褐色岩を挟む前後の火山岩は単斜輝石を含む安山岩であるが、その他は流紋岩質火砕岩である。

基底部とみられる場所が、井原、猪子原および若杉のように標高500m前後かそれより低い所から、1,000mを越える三国山付近のような高所まで上っている。たとえ凝灰岩の層理面、とくに級化層理をもつ層灰岩を手がかりに水平に復元しても、基底面が一樣でなかったことがわかる。

### V. 3. 3 神郷地区 (VRp)

本地区の岩石は妙見山付近で前記の豊栄地区のものとなつがる。妙見山から鷹ノ巣山にかけて古生層（千枚岩）をおおって僅かに露出し、ごく一部では花崗斑岩や花崗閃緑岩に貫かれる。凝灰角礫岩は全くみられず、アブライトの岩相に似た溶岩が多い。とくに大原—鷹ノ巣山間には古生層を貫く幅1～2mの流紋岩岩脈がきわめて多い。しかし岩脈は周縁部が流紋岩ないしフェルサイト質であるが、中心部がやや粗粒で花崗斑岩の急冷相に似るので、本火山岩類の流紋岩とは関係がなく花崗岩類からの枝別れかもしれない。

本地区での主部は、高瀬梅田、柳原、吉田から以東で本村付近までのびる。柳原—吉田間では多量の火山礫を含む流紋岩凝灰岩からなり、溶結構造が発達する。構成岩片には、安山岩、デイサイト、流紋岩などがある。溶結構造によって示される面は、走向南北性で東へ15°～20°傾斜するものが多いが、逆



第16図 神郷地区内の流紋岩溶結凝灰岩に挟まれた円礫層。  
岡山県阿哲郡神郷町高瀬梅田東部（地点088）。

方向に傾くものもあり、一様ではない。本村の北西1kmの所から北西方向に刻まれた谷沿いにも好露頭が続く。ここでは岩片は少なく、結晶にとむ流紋岩の溶結凝灰岩からなる。

高瀬柳原（地点081）や梅田東部（地点088）には、流紋岩溶結凝灰岩中に円礫層がみられる。前者の場合、層厚15m以内の円礫層が2枚あり、2層の間には厚さ1m位の流紋岩溶結凝灰岩が介在する（層理面はN30°W, 25°E）。地点088の場合は第16図のように厚さ50cm以内であり、側方に尖滅する（層理面N30°E, 15°E）これら礫岩の礫は径数mm～数cmの円礫で、まわりの流紋岩と同じ岩質のものからなり、まれに蛇紋岩（前者の場合）を含む。マトリックスは流紋岩質の凝灰岩である。

本岩体は高瀬梅田、中村および柳原付近で古生層をほぼ水平におおように分布し、また溶結凝灰岩の示す層状構造の傾斜は大きくても20°位で、また挟まれる礫層も25°東へ傾くなど、全体としてはゆるく東へ傾斜するものと考えられる。なお、高瀬鉱山や旧吉田鉱山付近では、本火山岩類は蛇紋岩類にアバットする。層厚は標高差から類推すると、大まかに300m位と見積もれるが、むろん確かな数字ではない。

#### V. 3. 4 新見地区（VRpおよびVRI）

本図幅地域の南東隅に分布し、北側および西側は古生層や蛇紋岩類をおおい、北東側および東隣図幅地域内の国鉄姫新線岩山駅（きしん）から北に入った四河付近（しごう）では閃緑岩に貫かれる。本地区の南縁は本図幅地域内にはみられず、新見市街地・川面峠（かうもどわ）・阿哲峠をへてさらに南にのびている。

本地区はおもに流紋岩からなり、カリ長石に乏しいデイサイトは僅かである。しかも奥組（おくぐみ）よりも北および西側の基盤に近い部分および姫新線沿いの法木付近（ほうき）を除くと、ほとんど流紋岩溶岩からなる。流紋岩溶岩には流理構造が発達し、その流理面は一般に南ないし南東に30°位傾斜する。下熊谷の大露岩は溶岩円頂丘のような形状をみせる（第17図）。流紋岩溶岩の特徴は、①しばしば淡紅色ないし赤褐色を帯びること、②きわめて強くひきのばされたため千枚岩のような線構造をみせたり（第18図）、③直径5mm位の杏仁が多くできていたり、小さな空洞にとむことである。

奥組より北方は、流紋岩溶岩（直径数mmの高温型石英斑晶を含む）の下位層に相当する流紋岩質の細粒凝灰岩、凝灰角礫岩、溶結凝灰岩などが露出し、基盤の蛇紋岩体に近づくと、円礫で特徴づけられる礫岩層が分布する（第19図）。この礫岩中の礫は非常に円磨され、直径1-10cm位の千枚岩、チャート、蛇紋岩などからなる。マトリックスは流紋岩質の凝灰岩である。この付近には層灰岩がみられるが、礫岩との関係はわからない。尾根を越えて西方馬塚側の東西方向の谷に入ると、同じく基盤の蛇紋岩をおおって、厚さ2m位の礫岩層が分布し、上記の礫岩層によく似ている。この礫岩の上には厚さ10



第17図 新見地区内の流紋岩溶岩からなる、溶岩円頂丘をおもわせるような巨大岩塊。新見市下熊谷（地点162近く）。



第18図 新見地区内の流紋岩溶岩にみられる流理構造。新見市法木（地点131）。





第19図 新見地区内の流紋岩凝灰岩に挟まれた円礫層。新見市奥組北方（地点189）。

m位の砂岩質の粗粒凝灰岩がのり、さらにその上にはもう1枚の礫岩があり赤褐色を帯びている。付近には多量の赤色凝灰岩の転石がみられる。

基底部の礫岩が標高500m近い場所に分布し、その上位にくる溶結凝灰岩などが標高360mの奥組あたりの低所まで降りており、構造は単純でなく、これらの層厚を知ることは難しい。しかし、標高差から判断すると、少なく見積っても250m程度になる。熊谷付近の溶岩の厚さも、流理面の傾斜を無視して単純に標高差のみから同じように推定すると250m位と見積もれる。したがって、新見地区における層厚は礫岩30m、溶結凝灰岩など250m、および溶岩250mの合計約530mとみなされる（第20図）。

流紋岩に貫入した閃緑岩も、貫入を受けた流紋岩も同じように変質していてわかりにくい。新見地区の流紋岩類が蒙った花崗岩類による接触変成作用はきわめて軽微であったとみられる。

本図幅地域の外になるが、関連事項として次の3区域の火砕岩についてふれておこう。

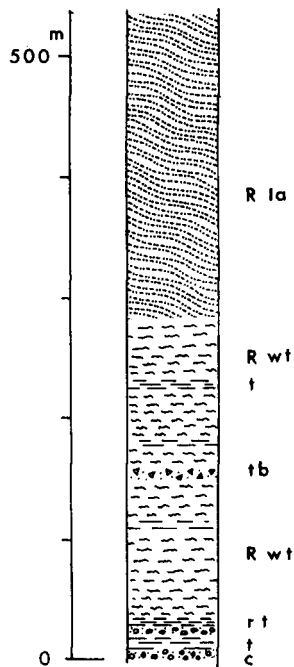
姫新線岩山駅付近から北西の四河（第1図）にいたる約2kmの間には、流紋岩溶岩、流紋岩火山礫凝灰岩、安山岩火山礫凝灰岩、級化層理をもつ層灰岩、流紋岩溶結凝灰岩が断続しながら露出し、その北端は閃緑岩によって貫かれる。層理面は全般的に立っていて、逆転部分も少なくない。

熊谷から姫新線沿いに新見市大仁子に至る区域は、淡紅色ないし赤褐色を帯びる流紋岩溶岩からなる。

阿哲峡のなかの伯備線布原駅付近から川面峠西方の街道までの、南向きの北側斜面には流紋岩溶岩、流紋岩火山礫凝灰岩、級化層理をもつ層灰岩、泥岩（厚さ15m以上）などがほぼ東西にのび、川面峠北西の伯備線直上あたりで安山岩におおわれる（小倉，1928，p. 33-35参照）。

### V. 3. 5 天銀山地区（VRpおよびVRI）

本地区は幅1km長さ3kmで東西にのびており、北側に優勢なデイサイトが分布するため区分したも



第20図 新見地区の三国山流紋岩類の柱状図。

- R : 流紋岩
- tb : 凝灰角礫岩
- t : 凝灰岩
- la : 溶岩
- w : 溶結構造をもつ
- c : 礫岩
- r : 赤褐色を帯びる部分

のである。芋原近くの基底部付近には、ごく僅かに円礫層が露出し、その上には火山礫凝灰岩がのる。主な岩相は流紋岩溶岩であるが露頭に乏しく、詳しいことはわからない。天銀山東方では、微文象花崗岩や閃緑岩に貫かれてホルンフェルス化している。

#### V. 4 千屋火山岩類 (VDR)

本火山岩類は本図幅地域中央部から鳥取県・岡山県の県境中国山脈に沿って北東にのびる。東側は次に述べる高尾安山岩類（雄山一剣森山地区）におおわれ、北側は花崗閃緑岩に貫入される。これに対して、南側は古生層（千枚岩）や蛇紋岩類の矢ノ峯岩体をおおい、一部では断層を介して接する。

本火山岩類の特徴は、①カリ長石に乏しいデイサイト質の岩石ないし流紋岩からなり、しばしば安山岩溶岩や凝灰岩を挟むこと、および②級化層理をもつ層灰岩や泥岩などの層理が40°以上の高傾斜をなし、しかも傾斜の方向が一定していないこと、である。

三井山西および北西方で、本火山岩類が古生層をおおう基底部分に安山岩が多く、流紋岩の溶岩も挟まれるなど複雑な岩相がからみあっている。三坂西方には暗赤褐色を帯びるデイサイトないし流紋岩の凝灰岩（厚さ10m以上）が露出し、大部分は溶結構造をもっている。なかにはカリ長石にとむ流紋岩の溶岩も挟まれている。これらの珪長質火山岩は走向N10°-20°W、傾斜10°-20°Wを示しており、北東側ほど上位の層準があらわれる。また赤褐色小岩片を含むデイサイト質火山礫凝灰岩がとくに三坂付近でも三井山寄りの斜面に沢山みられる。なかでも、三坂集落至近で崖錐におおわれるあたりには、走向N10°W、垂直、幅1mの安山岩脈に貫かれる礫岩がある。この礫岩は数mの広がりしかないが、まわりは赤褐色小岩片を含むデイサイト火山礫凝灰岩である。この礫岩のマトリックスはシルト質砂岩である

が、礫は径数mm-3cmの円礫で、チャート、千枚岩、デイサイトなどが認められる。

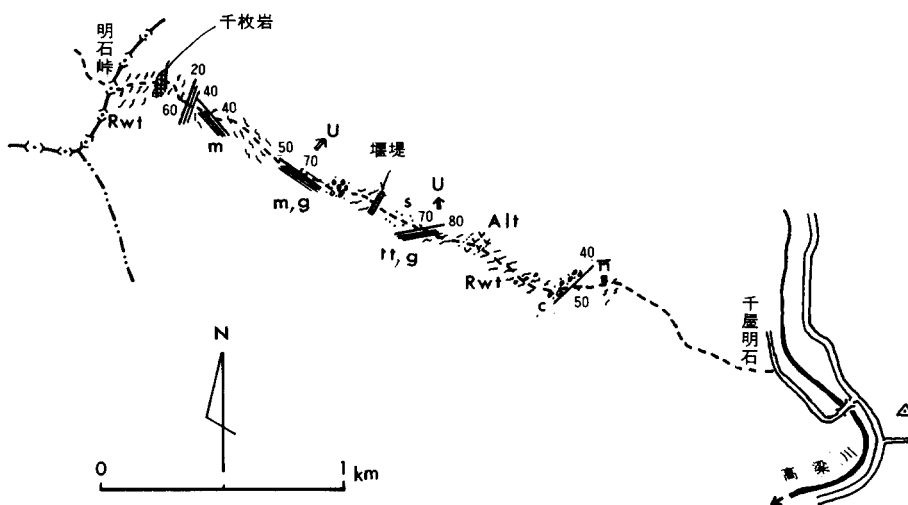
三ヶ市から奥谷への途中にも、赤褐色を帯びたデイサイトの火山礫凝灰岩層と淡紅色を帯びた流紋岩溶岩（厚さ約10m）が観察される。

明石峠近くの標高1,000mあたりには古生層（千枚岩）がごく少量露出し、中一細粒の凝灰岩がアバットする。千屋からこの明石峠へ至る谷には、露頭に恵まれないが、多様の岩相がみられる（第21図）。

このルートには級化層理をもつ中一細粒層灰岩層が多く、1枚の単層は厚いもので50cm位である。谷の中ほど、堰堤を挟んで標高580-700mの間には、走向 $N60^{\circ}-90^{\circ}W$ 、傾斜 $70^{\circ}N$ をもった地層が発達し、炭質化した黒色の植物化石を含む泥岩がみられる。地層の逆転はみられない。火山礫凝灰岩の礫はきわめて丸く、ほぼ同質の流紋岩であり、なかには径20cmに達する礫もある。これに対して、標高520mで神社付近からやや奥まった所には、多様の円礫を含み、幾分濁汰の良い礫岩がある。その層厚はわからない。礫は安山岩、流紋岩溶岩、チャート、優白質花崗岩などからなり、マトリックスは暗灰色の安山岩物質からなる。径20cm以上の花崗岩の礫は、著しく破碎されていて、パーサイトおよびアンチパーサイトを含む特異な岩石である（後述のステージ“0”の火成活動参照、p. 51）。このルートにおける級化層理の一般的な傾向は、走向NW-SEないしE-Wで、傾斜 $40-70^{\circ}E$ を示すものの、西端の明石峠近くの古生層に接する所や神社あたりでは、一般的な層理面に直交する傾向をもっている。したがって、以上のデータから、このルートにおける火砕岩類などの層厚を推定することは難しい。異質岩片を多量に含むこと<sup>たるじ</sup>からみて、本火山岩類の基底部は意外と浅所にあり、層厚は薄い<sup>さねだに</sup>のかもしれない。

千屋<sup>たるじ</sup>成地から南方の道路ではデイサイトと安山岩の火砕岩が多く、流紋岩質の岩石は少ない。

千屋<sup>さねだに</sup>実谷より奥の谷で、標高898mの三角点の北方には、厚さ1cm位の淡灰色と暗灰色の層灰岩が互層しており、走向 $N40^{\circ}E$ 、傾斜 $20^{\circ}NW$ を示し、まわりの流紋岩質火山礫凝灰岩の傾向と一致する。



第21図 千屋明石一明石峠間の千屋火山岩類の各岩相を示すルートマップ。

Rwt: 流紋岩溶結凝灰岩 tt: 層灰岩 m: 泥岩 s: 砂岩

c: 礫岩 Alt: 安山岩火山礫凝灰岩 g: 級化層理をもつ

U: 上方

用郷<sup>ようごう</sup>北方<sup>おんぜん</sup>で雄山南西方の流紋岩火砕岩の中には、厚さ4～50cmの層灰岩が挟まれ、南北方向の走向で、西へ30°位傾斜する。また淡紅色を帯びた凝灰角礫岩もみられる。

蓬<sup>よもぎ</sup>南方では、単層の厚さが2-4cmの層灰岩が15m位成層しており、走向N-S、傾斜50°-60°Eを示す。

蓬東方1kmにおける黄褐色を帯びた暗灰色の粗一細粒層灰岩の互層は、走向N-S、傾斜40°Eであり、南方の用郷あたりの類質層灰岩とは逆方向に傾いている。

蓬北東では、ほぼ東西方向の流理をもつ淡紅色を帯びた流紋岩溶岩が多い。

以上述べたように、本火山岩類は多様な岩相と複雑な構造を有し、一般的傾向はとらえにくい。各所で花崗岩類に貫かれるため、本火山岩類の内部構造は乱されたにちがいない。このような事情にもかかわらず、もし強いて一般的傾向をまとめると、千屋火山岩類の西部は赤褐色の火山礫凝灰岩など基盤近くに特徴的な岩相が分布し、中位にかけて、礫岩、角礫凝灰岩、級化層理をもつ層灰岩、泥岩などを有する火砕岩の岩相があらわれ、上位には北東端に分布する流紋岩溶岩につながるようにみえる。

## V. 5 高尾安山岩類 (TA)

### V. 5. 1 高尾地区

高尾安山岩類は本図幅地域南端の高尾から、新見市街地西方を通り阿哲峽<sup>こうもなわ</sup>に面する川面峠<sup>かわもとのとうげ</sup>につづいており、本地域内にはその北端部が僅かに露出するにすぎない。高尾安山岩類は新見地区の流紋岩火砕岩（三国山流紋岩類）をおおうのであるが、今の所直接の不整合関係は川面峠において観察されるだけである。そこでは流紋岩火砕岩の基盤凹凸面上に、暗赤褐色化した孔隙にとむ安山岩溶岩がのり、直上の塊状安山岩溶岩に移化する。高尾安山岩類は、川面峠南西1kmの阿哲峽において、文象斑岩の貫入を受けホルンフェルス化している。

典型的な岩石は暗灰色ないし帯緑黒色の溶岩であり、単斜輝石と短冊状自形斜長石からなる安山岩で、一部は有色鉱物にとみ玄武岩質になる。まれに残晶状あるいは蛇紋石化したかんらん石がみられる。

本地区の高尾安山岩類の厚さは100m程度とみられる。

### V. 5. 2 雄山—剣森山地区

本地区では暗灰色ないし帯緑黒色の安山岩溶岩と火砕岩からなり、本図幅地域東端北寄りの区域で、標高700m位より高所に分布する。火山礫凝灰岩は用郷南方、雄山山頂付近、および大井野北方や東隣図幅地域内の大佐町伏谷にみられるが、大抵は緻密・細粒の凝灰岩あるいは溶岩である。凝灰岩の層理はあまりはっきりしないが、大井野北北西で測りえたものとしては、走向N20°W、傾斜15°WあるいはN60°W、40°SWのデータがある。

黒雲母花崗岩や微文象花崗岩に貫かれた接触部付近では、軽微のホルンフェルス化がみられるのみで、貫入岩の影響をほとんど受けていない。

模式的岩相は本図幅地域内にはなく、大佐町伏谷<sup>あそうぶち</sup>から阿曾淵<sup>あそがふち</sup>の間の連続露頭にみられる。そこでは赤褐色化した安山岩類を含む火山礫凝灰岩なども少なくない。

安山岩溶岩は、顕微鏡下では何れも短冊状の自形斜長石と流理構造とが特徴的である。有色鉱物は大概緑泥石化しているが、おもに、①単斜輝石（少量のからん石を伴う）、②緑色ホルンブレンド、および③ホルンブレンド+単斜輝石からなる、の3種類に区別される。しかし、それぞれの岩石の分布域と相互関係はわかっていない。

本地区の高尾安山岩類の厚さは、単純に標高差からみて400m位と推定される。

## V. 6 その他の火山岩類

### 日南地区（VDR）

本地区の火山岩類は、日野川北岸で南向きの谷斜面に細長く露出するのみで、おもに凝灰角礫岩からなり、完全にホルンフェルス化している。

多量の結晶片岩の角礫を含み、局部的には亜円礫も含む礫岩状で、礫の乏しい砂質部分もみられる。また、安山岩の岩片も少量含まれる。結晶片岩の礫はアルバイト斑状変晶をもつもので、アルバイト斑状変晶はホルンフェルス化のためアルバイトからなる細粒モザイク集合体になったり、あるいは形状はそのままでも斜長石の組成がオリゴクレイスイないしアンデシン質に移化している。

マトリックスもホルンフェルス化してははっきりしないが、珪長質火山岩や安山岩の小岩片も認められる。

本火山岩類と古生層（結晶片岩）と直接接する露頭はないが、1m位の至近距離において本岩は水平方向へ広がっておらず、両者の境界はほぼ垂直に近い。ホルンフェルス化のため詳細が判らないので断言できないが、火道礫岩の可能性がある。

他火山岩類との対比はつけられないが、岩質からVDR相当とみなした。

## V. 7 白亜紀の火山活動に関する考察

流紋岩を主体とする豊栄、神郷、および新見の3地区の三国山流紋岩類とデイサイトと流紋岩からなる千屋火山岩類には、基底部や基底部から離れた層準にも円礫を含む火山礫凝灰岩あるいは礫岩層および層灰岩があり、層灰岩はしばしば級化層理をなす。礫には基盤の岩石が、また砂質凝灰岩中の砕屑片には蛇紋岩の随伴鉱物であるピコタイトが含まれる。また炭質物を含む泥岩すら介在するのである。これらの岩石は、流紋岩質火山活動に伴って、明らかに水中において運搬作用をうけ、水中に堆積したものとみられる。したがって、各所においてこの火山活動の間に湖沼が生れたのであろう。

三国山—京坊峠地区の三国山流紋岩類中にも僅かではあるが層灰岩が介在する。

以上述べた層灰岩はどの地区でも一様な層理を示すわけではなく、また層序上の位置づけも判明していないので、鍵層とすることができない。

蛇紋岩が基盤の場合には、凝灰角礫岩、礫岩などは大抵赤褐色を帯びており、また基盤が近くに露出していない場合でも赤褐色を帯びた火砕岩には、蛇紋岩に特有のピコタイトが含まれ、しばしば方解石を伴う。油野層が多量の赤褐色岩石からなる特殊な堆積環境を示唆しているが、この油野層と比較する

と規模は2桁位小さいけれども、三国山近く、井原西方、馬塚近く、あるいは三坂や三ヶ市などの赤褐色を帯びた岩石も類似の環境で形成されたものであろう。

油野層によって代表される堆積の場と火山活動とが、その後の三国山流紋岩類によって示される流紋岩主体の火山活動に移ってゆく。もし、この過程における地質現象が本図幅地域における模式的な一連の火山活動であり、かつこの現象が唯一回のサイクルしか存在しなかったと仮定すれば、豊栄や新見地区の三国山流紋岩類も、さらに千屋火山岩類も、それぞれ同一時期における火山活動の産物とみなすことができる。

流紋岩質火山活動のなかで、溶岩は本図幅地域北東端にも僅か露出するが、圧倒的に新見地区内に多い。もし溶岩分布域が流紋岩質火山活動の中心で噴出口に至近であるとみなすと、新見地区の熊谷から新見市街地あたりがもっとも噴出口に近かったといえよう。

その後は、本地域の高尾安山岩類を形成するような火山活動に引継がれるのである。

## VI. 白亜紀後期および暁新世の侵入岩類

### VI. 1 概 要

本侵入岩類は本図幅地域の北部においてまとまった大きな岩体をなして分布するが、他の場所では1つの岩体は大抵幅2km延長数kmより小さく、なかには地質図に表現しえない位小規模のものもある。本侵入岩類は苦鉄質のものから珪長質のものまであり、かんらん石を含むはんれい岩、閃緑岩、閃緑玢岩、花崗閃緑岩、微文象花崗岩、花崗斑岩、粗粒花崗岩などの様々の岩質からなる。それぞれの岩体内には、これらの諸岩種が複雑にからみあって産出する例も少なくないが、主な岩質と貫入順序とから本侵入岩類は第22図のような岩体に区別される。

本侵入岩類の各岩体相互の間で貫入関係が確認できるのは、次に述べるようにごく限られている。

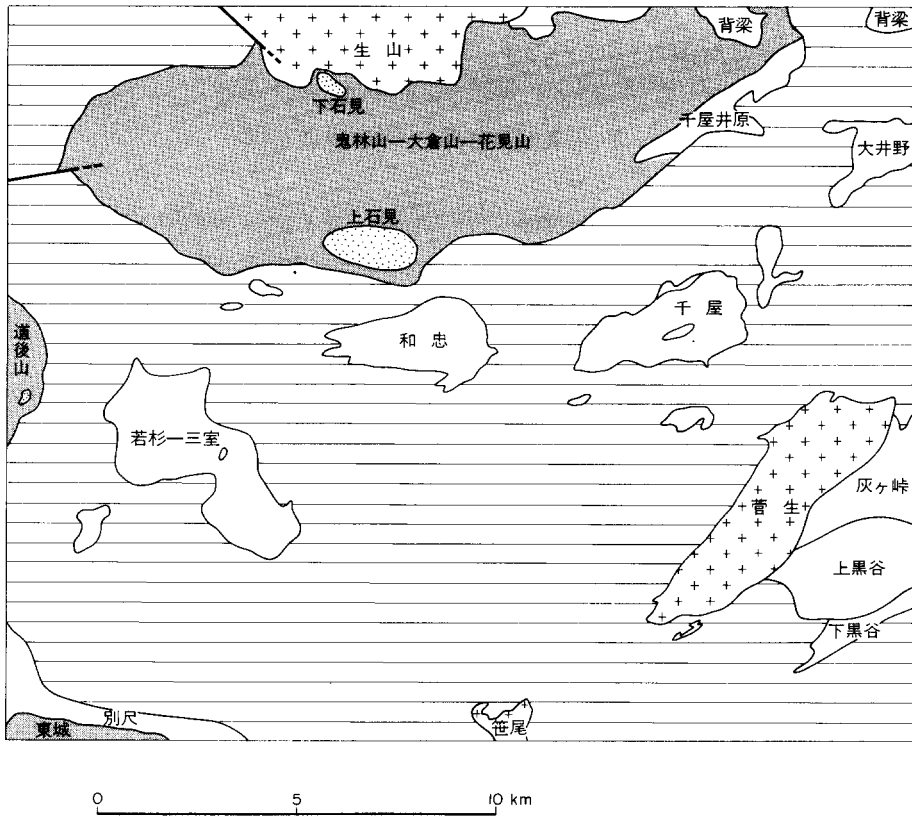
① 大倉山北方において、粗粒黒雲母花崗岩(生山岩体)が花崗閃緑岩(鬼林山—大倉山—花見山岩体)を貫く。

② 本図幅地域東南部において、中粒黒雲母花崗岩(菅生岩体)が石英閃緑岩・閃緑岩(灰ヶ峠岩体)を貫く。

③ 本図幅南西隅において、花崗斑岩(別尺岩体)が花崗閃緑岩(東城岩体)中へ貫入する。

北隣「根雨」図幅地域においては、底盤状の粗粒黒雲母花崗岩を主体とする鳥取花崗岩を侵入岩類IIとよび、それより早期形成の他の侵入岩類を侵入岩類Iと2大別している(服部・片田, 1964)。本図幅地域北部においてこのような2大別は可能であるが、中央から南部にかけて各岩体の分布面積も小さくなり、また上記の「根雨」図幅地域の模式的岩質から逸脱するので、両地域全体にわたる相互対比は難しい。

本侵入岩類は古生層(結晶片岩・千枚岩)、蛇紋岩類および白亜紀火山岩類中に貫入し、接触部分において変成作用を与えている。変成作用を受けた接触部分の幅(黒雲母の出現)は、生山岩体、鬼林山—大倉山—花見山岩体、菅生岩体、笹尾岩体および別尺(東城)岩体のまわりにおいて広く、数100mを



第22図 白亜紀後期および暁新世の進入岩類の岩体区分。斑点部分：はんれい岩，  
灰色部分：花崗閃緑岩。

こえる。

## VI. 2 はんれい岩 (GA)

本岩はまとまったものとしては上石見と下石見付近においてそれぞれ1kmをこす岩体をなし、また西隣「多里」図幅地域内の道後山付近にも産する。しかし、その分布は後述の花崗閃緑岩中に限られており、小さなものでは握り拳大のゼノリス状まで多種のものがみられる。

本岩内への花崗閃緑岩の貫入関係は、上石見から郡家への伯備線沿いの路上において良く観察される。

本岩は優黒質で黒褐色を帯びた光沢をもち、中粒である。顕微鏡下では自形で著しい累帯構造をもった斜長石が特徴で、最大でも長径2~3mm位である。もう1つの特徴は、ごく少量の石英とカリ長石が粒間をうめて存在することと、なかにはミルメカイトや微文象構造すら認められることである。単斜輝石は他形ないし半自形を示し、かんらん石は全くの他形である。ホルンブレンドはやや褐色を帯びた緑色ホルンブレンドであり、また黒雲母は橙色ないし赤褐色を呈し、両鉱物はともにしばしば単斜輝石

やかんらん石のまわりをとりまくように成長している。不透明鉱物はシラー包有物様にホルンブレンド中に晶出したり、また単斜輝石とシンプレクタイト様連晶をなすこともある。

### VI. 3 石英閃緑岩および閃緑玢岩 (QD)

本岩に塗色した部分は、本図幅地域北東部の千屋井原岩体、南東部の灰ヶ峠岩体と下黒谷岩体、および三国山近くや妙見山東方の小岩体である。数m位の範囲内での岩相変化が著しく、花崗閃緑岩質のものからはんれい岩質まで認められる。しかし主な岩質は緑色を帯びた優黒色の岩相であり、肉眼でみても、有色鉱物の輪郭がはっきりせず、緑泥石化変質が進んでいるという印象を与える。

本岩は必ず白亜紀の火山岩類分布域にあらわれる。三国山近くでは、まわりの火山岩類をホルンフェルス化するが、他の場合は貫入した本岩も、貫入を受けた火山岩類の方も変質しており、ホルンフェルス化の程度はわかりにくい。

単斜輝石、ホルンブレンドおよび黒雲母（緑泥石）の構成比が多様であるが、本岩の特徴は累帯構造をもつ自形・短冊状斜長石とこれらの斜長石の粒間をうめるカリ長石と石英のなす顕著な微文象構造が発達することである。

### VI. 4 花崗閃緑岩 (GD)

本岩は幅数kmをもち東北東—西南西にのびる帯状の大きな岩体をなす。この帯内には5-6kmごとに、標高1,000mをこえる山体からなる鬼林山、大倉山、および花見山が屹立している。本岩体は鬼林山南西で三国山流紋岩類によって隔てられるものの、同質の岩石が西隣「多里」図幅地域内の道後山へつづいている。本岩体は南縁部において、千屋火山岩類をホルンフェルス化している。その幅は300mに及ぶ。

もう1つ別の岩体が広島県東城町に広く分布し、本図幅地域南西隅にその岩体（東城岩体）北端の一部をのぞかせる。

本文では模式的な鬼林山—大倉山—花見山岩体を中心に記述する。本岩体は先に述べたかんらん石含有のはんれい岩をしばしば包有する。本岩の模式地は風化の進んでいない堅固な露頭に恵まれた大倉山南西方の立岩（地点442）付近である。

本岩は中粒で帯緑暗灰色を示し、ときどき斑状のカリ長石が淡紅色を帯びたベイジュ色を呈する。顕微鏡下では長さ3mm位の自形状斜長石のいちじるしい累帯構造が特徴である。石英は粒状のものが多く、しばしば融食状およびカリ長石と文象構造を示す。カリ長石はパーサイト質である。無色鉱物の大体の容積比は、石英25%、カリ長石20%、斜長石45%である。緑色ホルンブレンドと黄褐色黒雲母が主な有色鉱物であるが、両者あわせて8%位であり、黒雲母の $\frac{1}{2}$ 位は緑泥石化している。不透明鉱物はイルメナイトおよび磁鉄鉱であり、他に少量の褐れん石、緑れん石およびりん灰石を伴う。典型的な岩石では、ホルンブレンドと黒雲母の量比はほぼ同じであるが、前者が若干少ないが、逆にホルンブレンドにとむものもある。



本岩体には以上述べた岩質のほか、大倉山山頂<sup>8)</sup>付近にみられるようなとくに斑状構造が著しく、石英にとむものやカリ長石に乏しい石英閃緑岩質の岩相もみられる。

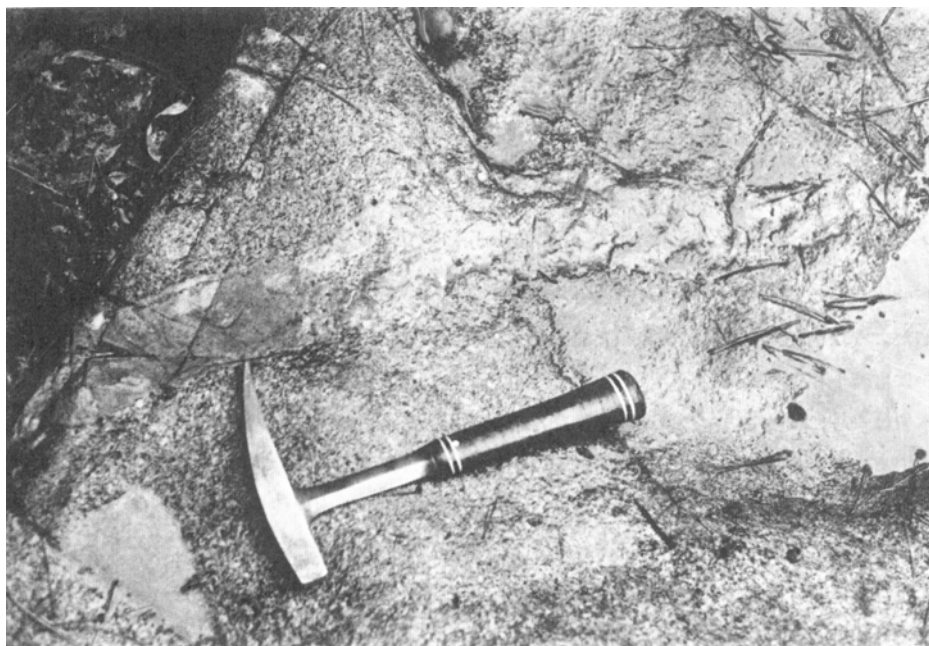
とくに本岩体北東部においては斑状構造が強く、花崗閃緑岩ともいべき浅成相とみられる岩相が広がり、また千屋井原岩体のように閃緑玢岩質岩石がまとまって分布するようになる。北隣「根雨」図幅地域に入ると花崗閃緑岩はほとんどなくなり、代って閃緑岩・閃緑玢岩やはんれい岩が多量に出現する。これらの閃緑岩・閃緑玢岩と本岩体の典型的な花崗閃緑岩とが漸移関係にあるように考えられる。

東城岩体はいくらか桃色を帯びたカリ長石を含むホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩であり、ホルンブレンドに乏しい部分もみられる。藪谷では本岩が花崗斑岩（別尺岩体）に貫かれるのが良く観察される（第23図）。

大倉山南西方立岩における本岩（地点442）の黒雲母の K-Ar 年代は $69 \pm 6$  m. y. であり、モード分析および化学分析値を第3表に示した（HATTORI and SHIBATA, 1974）。

## VI. 5 微文象花崗岩 (M)

本岩は本図幅北東端から北隣「根雨」図幅内にかけて主要な分布域をもつもの（背梁岩体）である。本図幅地域内では他岩との関係ははっきりしないが、北方では閃緑岩を貫くことが確認されている（服部・片田, 1964, p. 21）。



第23図 花崗閃緑岩（東城岩体）へ貫入する花崗斑岩の岩脈（別尺岩体からの枝別れ）。広島県比婆郡東城町藪谷（地点314）。

8) この付近には転石として、珪質ホルンフェルス状岩石がみられる。産状が判らないためゼノリスと解釈したが、白亜紀の流紋岩か古生層の珪質岩がルーフペンダントとして残存している可能性も考えられる。

第3表 花崗閃緑岩のモードおよび化学分析値  
主成分は大森江い，微量成分は柴田賢  
によって分析された。  
HATTORI and SHIBATA (1974) から引  
用。岩石試料番号：442。鳥取県日野  
郡日南町立岩産。

ホルンブレド	5.1%
黒雲母	2.7
緑泥石	1.3
不透明鉱物	1.1
石英	23.8
カリ長石	21.0
斜長石	44.0
その他	1.0
色指数	11.2

SiO <sub>2</sub>	65.67%
TiO <sub>2</sub>	.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.96
FeO	2.68
MnO	.09
MgO	1.79
CaO	4.02
Na <sub>2</sub> O	3.28
K <sub>2</sub> O	3.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.13
H <sub>2</sub> O(+)	.95
H <sub>2</sub> O(-)	.11
Total	99.67%
Rb	133 ppm
Sr	225

本岩は細粒でしばしば淡紅色を示すが，黒雲母の緑泥石化がいちじるしく，新鮮な岩石でも肉眼でみて汚染された感じを与える。顕微鏡下では微文象構造が特徴的である。斜長石は0.6-0.8mmの大きさの自形結晶で，いちじるしい累帯構造を示す。石英は微文象構造をなすものと，融食状斑晶をなすものがある。磁鉄鉱は普通にみられるが，まれに直径1.5mmに達することがある。磁鉄鉱の赤鉄鉱化は顕著である。

#### VI. 6 閃緑岩と微文象花崗岩との混成岩 (H)

本混成岩として区別したのは，上黒谷岩体と千屋岩体の一部であるが，岩石としては実際には既に前述したような花崗閃緑岩，微文象花崗岩，および石英閃緑岩・閃緑玢岩やさらに後に述べる花崗斑岩のなかにも若干存在する。

本岩は一般に細粒で，やや黄褐色を帯びた暗灰色の岩石であり，きわめて不均質かつ全体に風化が進んでいる。ゼノリスのように閃緑岩質岩石の輪郭がぼやけたり，微文象花崗岩へ漸移したりしており，多くの場合優黒質部分と優白質部分とがはっきり区別できない。本混成岩は地質図上において明瞭な線によって識別してあるが，その境界線は任意的である。

顕微鏡下においては微文象構造がよく発達し，褐れん石を伴うことも特徴である。前に述べたように閃緑玢岩 (QD) には小規模な微文象構造がみられるが，これを粗粒化し，その容量比が大きくなるとほぼ本岩に類似させることができる。

## VI. 7 花崗斑岩 (Gp)

本岩は北東方から大井野岩体、千屋岩体、和忠岩体、<sup>わたが</sup>若杉—三室岩体、および別尺岩体の5岩体にまとめられるが、これらの岩体以外にも小岩体としておもに白亜紀火山岩類の分布域に貫入している。風化浸食が進み、凹地を形成するので(第4図)良い露頭に恵まれない。このため、岩体の正確な形状はとらえにくく、境界線は不規則な入りくんだ輪郭となっている。

本岩は一般にやや淡紅色を帯びた淡灰白色ないし淡褐色の細粒斑状花崗岩であり、微文象構造をもったりあるいは丸味を帯びた石英斑晶が目立つ浅成相の岩石である。しかし局部的にはやや粗粒の花崗閃緑岩や、逆に優白質に移化する所もある。また本岩にはときおり小さな空洞ができていて、その空洞のまわりが淡黄褐色を呈し、いわゆるミアロリチックな岩石になることもある。ゼノリスには白亜紀火山岩類の流紋岩・デイサイト・安山岩もしばしば含まれる。一般に、白亜紀火山岩類が本花崗斑岩によってホルンフェルス化することはほとんどないかあっても軽微である。しかしゼノリスとしてとり込まれたりあるいは別尺岩体の場合は特別である。別尺岩体周辺では数100mに及ぶホルンフェルス帯が認められるが、この場合は東城岩体の影響も付加されていると思われる。

本文で花崗斑岩とよんだ岩石は、流紋岩溶岩のようにマトリックスが細粒でなく、またスフェルリチック構造もない完晶質の斑状岩である。本花崗斑岩には微文象構造があつたりなかつたり、また細粒・斑状のマトリックスからアブライト質まで変化するなど多様である。しかしどの岩石にも褐れん石が含まれ、黒雲母は大抵緑泥石化し、ホルンブレンドはほとんど含まれない。

高瀬鉦山の坑内で観察できる本花崗斑岩の岩脈とその周縁の急冷相である流紋岩との関係は、新鮮な岩石であるが故に記述するにふさわしいであろう。ここでは若杉—三室岩体から派生する幅8m位の花崗斑岩の岩脈(走向N65°E, 傾斜30°SE)状で蛇紋岩類やクロム鉦体を切るのが坑道内や試錐コアによって確認される。岩脈の中心部は斑状・粗粒・完晶質の典型的な花崗斑岩で、周縁に向って淡緑色を帯び細粒化する。幅50cmの周縁相は細粒・優白質の石英・長石斑晶を含む流紋岩(アブライト質ではない)に変る。この流紋岩は顕微鏡下において、流紋岩溶岩の中の流理構造を欠く岩相にきわめて良く似る。つまり1本の岩脈のなかで、しかもきわめて新鮮な岩石同志で比較できたため、花崗斑岩と流紋岩の漸移関係が明らかになったのである。したがって、野外においてこのような岩脈内の現象に似た明白な漸移関係の認められる場合は問題がないのであるが、細粒相の流紋岩だけが岩脈として貫入していると、花崗斑岩からの枝別れなのか、あるいは白亜紀火山岩類の流紋岩に由来するものなのか、全く判断できない。たとえば、若杉—三室岩体と和忠岩体の間で、大原—中村付近の古生層(千枚岩)に多数貫入している流紋岩岩脈の帰属が明らかでない。

三室西方において、本花崗斑岩と白亜紀の三国山流紋岩類の流紋岩との境界がはっきりしなくて漸移的にみえるのも、ここに記述したように両者は本来区別することの無意味な同一起源物質の異相なのかも知れない。

## VI. 8 鳥取花崗岩 (G)

本岩からなるものとして、以下の3岩体が識別される。

### VI. 8. 1 生山岩体<sup>しょうやま</sup>

本岩体は鳥取花崗岩本体の南縁に相当し、その本体は東北東に広がる底盤状のもので、大山火山におおわれるものの、全体としてその広がりには180km×30kmに達するものと見積られている (HATTORI and SHIBATA, 1974)。

本図幅地域内では、西側が断層で古生層 (結晶片岩) と接し、東および南側はおおむね花崗閃緑岩体に貫入する。典型的な岩相は桃色のカリ長石にとむ粗粒黒雲母花崗岩であるが、少量の斑状花崗岩やペグマタイトおよびアブライトもみられる。正確な位置を確認していないが、本図幅地域北端中央付近の下花口北東においてペグマタイト中の石英が珪石として以前採掘された。花崗閃緑岩体との接触付近では、幅10m以上にわたり、中一細粒、優黒質、不均質の混成岩様閃緑岩ができています。しかし、接触面では本花崗岩の急冷相とみられる花崗斑岩、微文象花崗岩あるいはアブライトが直接接することもあつた。また、接触部から2km以内の花崗閃緑岩内には、幅20-30cmのアブライト岩脈がしばしば貫入している。

粗粒黒雲母花崗岩は平均5mm以上の粒径をもち、主成分鉱物として、石英、斜長石、カリ長石および黒雲母からなる。カリ長石はしばしば長さ2cmにも達する自形・斑状になり、マイクロクリン・パーサイト質である。すでに北隣「根雨」図幅において記載されたように (服部・片田, 1964, 図版IVおよびV; HATTORI and SHIBATA, 1974, Appendix), カリ長石とカリ長石の間には大抵細粒で、オリゴクレイス質の粒状あるいはモザイク状の集合体からなるフィルムが発達し、両カリ長石がこのフィルムを介在させることなく直接に接することはほとんどない。副成分鉱物は褐れん石、スフェーン、ジルコン、ルチルおよび磁鉄鉱 (一部赤鉄鉱化) である。主成分鉱物の大体の容量比は黒雲母2.5%, 石英37%, カリ長石22%, 斜長石38%である。

### VI. 8. 2 菅生岩体

本岩体は蛇紋岩類からなる矢ノ峯岩体の東側で、高梁川の流れに沿った菅生から坂本・野田にかけて分布する。西側では蛇紋岩類に接触変成作用を与え、北側では高尾安山岩類 (雄山一剣森山地区) をホルンフェルス化し、また南側では古生層 (千枚岩) をホルンフェルス化している。とくに野田の石灰岩は粗粒・糖状の大理石になっている。しかし東側は灰ヶ峠集落において石英閃緑岩・閃緑岩からなる灰ヶ峠岩体との間に、粗粒・片麻状構造を示す混成岩的な花崗閃緑岩を生じている。灰ヶ峠岩体内には北東-南西方向の断層が何本かみられるので、おそらく本岩体が後から貫入したため混成相を生み、また貫入・上昇に伴って断層を形成したのであろう。

本岩体はおもに桃色のカリ長石にとむ中粒黒雲母花崗岩からなるが、しばしばホルンブレンドを含んだり、斜長石が累帯構造を示したり、さらに石英が微文象構造をなしたり変化にとんでいる。また褐れ

ん石はどの岩石にも含まれる。

### VI. 8. 3 笹尾岩体

本岩体は笹尾の南に直径1km位の範囲に露出するにすぎないが、三国山流紋岩類の流紋岩溶結凝灰岩を広い範囲にわたって強くホルンフェルス化している。中新世備北層群の礫岩・砂岩におおわれており、風化が進んでいる。顕微鏡下では、菅生岩体のホルンブレンドを含まない花崗岩と区別のつかない位似ているが、斜長石の累帯構造がいちじるしいこと、および石英が丸味を帯びた粒状で融食状を示す点で若干異っている。

## VI. 9 白亜紀後期および暁新世の進入岩類に関する考察

本図幅地域内の進入岩類は大別すると3つに区分できる。すなわち、①はんれい岩から花崗閃緑岩までの優黒質岩にとむもの、②浅成で岩相変化にとむ、主に花崗斑岩からなるもの、および③粗粒で桃色カリ長石にとむ黒雲母花崗岩である。

これらの3大区分に基づき、各岩体の相互関係を北隣「根雨」図幅の場合と比較すると第4表のようにまとめられる。それぞれをステージ1、ステージ2、およびステージ3の火成活動と仮称することにする。ステージ1および2の火成活動は進入岩類Ⅰに、ステージ3は進入岩類Ⅱに対比することができる。また、より古期とみられる花崗岩類をステージ“0”のものと呼ぶことにする。

### VI. 9. 1 ステージ1の火成活動

本「上石見」図幅地域北部においては、それぞれの岩体が北方へつながっているため、花崗閃緑岩を除くと北隣「根雨」図幅地域における模式的区分である進入岩類ⅠおよびⅡとの対比はほとんど問題がない。

第4表 白亜紀後期および暁新世の進入岩類の相互対比試案

区分 (ステージ)	岩 質	本「上石見」図幅地域				北隣「根雨」図幅地域		
		南端	南 東 部	中 央 帯	北 部			
3	粗一中粒花崗岩	笹尾	菅 生		生 山	鳥取花崗岩 (G <sub>7</sub> ) <sup>☆1</sup>	進入岩類Ⅱ	
2	花崗斑岩 微文象花崗岩	別尺	上黒谷	若杉・三室・和忠 千屋・大井野	背 梁	文象斑岩 (G <sub>3</sub> ) <sup>☆2</sup>		
1	花崗閃緑岩	東 城		道 後 山	鬼林山・大倉山・花見山  千屋井原	石英閃緑岩 ・閃緑粉岩 (G <sub>2</sub> ) <sup>☆3</sup>	進入岩類Ⅰ	
	石英閃緑岩 ~閃緑粉岩		灰ヶ峠・下黒谷					
	はんれい岩							下石見・上石見
0	圧砕性花崗岩			千屋火山岩類内 の礫岩中の礫		片麻状花崗閃緑岩 (G <sub>1</sub> )	時代未詳	

横の実線：貫入関係の明らかなもの

参考資料：服部・片田(1964), HATTORI and SHIBATA (1974)

☆1 : 59-64 m.y.

☆2 : 64.7 m.y.

☆3 : 69 m.y.

花崗閃緑岩の鬼林山—大倉山—花見山岩体は北東端において分布面積が小さくなり、その上花崗閃緑玢岩のような浅成相となる。他方、石英閃緑岩・閃緑玢岩は大きな広がりを見せ、その一部ははんれい岩にとむ。この花崗閃緑岩の岩体は概観すると、北東方に向ってルーフペンダント状の白亜紀火山岩類におおわれて岩体の頂部が露出する。ここでは花崗閃緑岩岩体は浅成の周縁相に変わるとともに、有色鉱物にもとむようになる。つまり、花崗閃緑岩と石英閃緑岩・閃緑玢岩とは1つの火成活動の産物でありながら、進入場所の違いによって若干組成と岩相に差を生じたもので、同時異相と解することができる。大倉山山頂付近にごく僅か転石としてみられる、カリ長石に乏しい浅成相の石英閃緑岩質岩石は本花崗閃緑岩岩体北東部において考えられた花崗閃緑岩の漸移相に類似している。

これに対して典型的な花崗閃緑岩の岩相からなる大倉山や鬼林山付近の南縁では、やや急な傾斜面をなして白亜紀火山岩類に接するのであって、浅成相はみられず、急冷相の幅は数mオーダーときわめて狭い。

本図幅地域西から西隣「多里」図幅地域に広がる道後山岩体および南西部の東城岩体にも、有色鉱物にとむはんれい岩や閃緑玢岩がしばしばみられるので、ここに述べた1つの火成活動のなかの同時異相と同様の関係にあるものとみられる。

### VI. 9. 2 ステージ2の火成活動

このステージの火成岩は花崗斑岩が中心となる。本図幅地域の中央を東西に点在する若杉—三室・和忠・千屋・大井野の4岩体は岩相変化にとむ、いかにも浅成相という印象を与える岩石類からなるが、混成相あるいはその要素の強い上黒谷岩体や背梁岩体の文象斑岩や微文象花崗岩に対比することは正しくないかも知れない。別尺岩体は混成相がなく、中央帯の花崗斑岩に近い性質をもっている。

花崗斑岩の問題点はとくに周縁相の細粒部が白亜紀火山岩類の流紋岩と識別できなくなることである。このような花崗斑岩によって貫入を受ける側が、大井野岩体のように安山岩の場合とか、あるいは高瀬鉱山坑内で岩脈状の花崗斑岩が急冷相の流紋岩に漸移するような場合はとくに問題はない。しかし、三室西方、和忠付近、および天銀山周辺の小岩体、さらに本図幅地域南隣の備中神代駅—阿哲峡間における、白亜紀火山岩類の流紋岩類とこのような花崗斑岩との関係は明白ではない。

本花崗斑岩によって白亜紀火山岩類の流紋岩がホルンフェルス化しているのは和忠東方や千屋岩体の一部に発見されているし、別尺岩体の場合もはっきりしている。したがって、流紋岩噴出と浅成相の本花崗斑岩進入活動との間の時間的隔りは決して短かったわけではない。

本文で一括している花崗斑岩は、精査を行えば、④白亜紀の流紋岩溶岩の一部がいくらか粗粒・完晶質化し花崗斑岩質岩相になり、互いに漸移する、⑤後期貫入のタイプの花崗斑岩でその周縁急冷相に流紋岩が現われる、および⑥次に述べるように、鳥取花崗岩の斑状岩の一部は本花崗斑岩に似るので、鳥取花崗岩本体（生山岩体）から遊離した小岩体とみなせるらしい、の以上の3種類に区分できるかも知れない。

### VI. 9. 3 ステージ3の火成活動

鳥取花崗岩に属する粗粒黒雲母花崗岩にはペグマタイト・アプライトの他に、少量ではあるが斑状花

崗岩・花崗斑岩・文象斑岩などが伴っている（服部・片田，1964）．本図幅地域の花崗斑岩のうち，前記ステージ2の◎は，粗粒黒雲母花崗岩と同一時期に進入した花崗斑岩に対比可能かも知れない．

#### VI. 9. 4 ステージ“0”の火成活動

本図幅地域において圧砕性花崗岩に区分できるものは，白亜紀の千屋火山岩類内の，千屋明石北西方における礫岩中の礫にのみ見出される．圧砕構造をもった完晶質岩という岩質の範囲内ならば，蛇紋岩体に伴う粗粒はんれい岩がそれに相当するわけであるが，カリ長石を含まない点で異なる．上記の圧砕性花崗岩の礫の性質は，「根雨」図幅地域東部における古生層内に貫入している片麻状花崗閃緑岩に似る．

#### VI. 9. 5 花崗岩礫を含む礫状岩

花崗岩礫を含む岩石は上記のステージ“0”のものだけである．しかし，本図幅地域から数km北方において，進入岩類Ⅰおよび進入岩類Ⅱの間に形成したと考えられた，花崗岩類の礫を含む火道礫岩の後谷および内井谷進入角礫岩や凝灰角礫岩の金持礫岩（服部ほか，1967）に相当する火成活動は，類似した地質環境にあるだけに本図幅地域においてもそれらの存在が期待されたがまだ判明していない．

#### VI. 9. 6 その他の関連事項

以上大胆な推論を加えながら，本「上石見」および北隣「根雨」図幅における進入岩類の相互対比を試みたが，次に放射性年代について若干触れておこう．

ステージ1の火成活動に区分した花崗閃緑岩の黒雲母のK-Ar年代が $69 \pm 6$ m. y.，ステージ2とみなした文象斑岩の黒雲母のK-Ar年代が $64.7 \pm 2.1$ m. y.，およびステージ3の粗粒黒雲母花崗岩の黒雲母のK-Ar年代 $59-64 \pm 3$ m. y. とRb-Sr年代が $63.6$ および $59.7$ m. y. であり，Rb-Sr アイソクロン年代が $64.8 \pm 2.0$ m. y. である（HATTORI and SHIBATA, 1974）．

ステージ1のはんれい岩などの苦鉄質岩は放射性年代測定された花崗閃緑岩とほぼ同一の火成活動の産物とみられるので，ステージ1の火成活動の終焉，つまり冷却固結は69m. y. 前後，ステージ2の火成活動は65m. y.，ステージ3の火成活動は59m. y. までに終了していたと考えられる．したがって本文に述べた進入岩類の相互対比に従うと，本図幅地域内のすべての進入岩類は69-59m. y. の間に火成活動を終息させていたことになる．地質時代でいえば，白亜紀末期から暁新世前半の時期にあたる．

本進入岩類に伴う鉱床はきわめて少ない．かつて山砂鉄として採掘された本進入岩類中の不透明鉱物は磁鉄鉱，イルメナイト，およびこれらの赤鉄鉱化したものである．採掘の規模は花崗岩類の風化の程度にも左右されまちまちであるが，「鉄穴流し」の丁場としての水利条件に恵まれない山稜地帯を除くと，以上述べた進入岩類の各岩体のどこにでも採掘場跡が見出される．大規模に採掘したらしい場所にはかんたんな製鉄，いわゆるタタラ吹きが行われたらしく，鉄滓が堆積している．タタラの作業所は進入岩類内に限られておらず，たとえば油野奥の大谷川上流においてもその跡がみられる．

「鉄穴流し」の丁場跡の存在からわかるように，本進入岩類の鉄鉱物は強い酸化作用を受けたらしく，磁鉄鉱や赤鉄鉱が多い（HATTORI and SHIBATA, 1974）．ISHIHARA（1971）の区分法によれば本図幅地域のすべての進入岩類はモリブデン鉱床生成区の性質をもっているといえよう．

金属鉱山として、以前稼行されたのは大倉山南麓における大倉鉱山と白奄鉱山の銅・鉛・亜鉛の鉱石であり、また野田近くの新見鉱山の銅鉱のみである。

したがって、鉱化作用の面からみればこれらの侵入岩類はきわめて不毛ということができる。

## VII. 岩脈（地質図には省略、付図オーバー・レイ図に示す）

本図幅地域内の岩脈は大別して次の3種類がある。

- ① 流紋岩ないしフェルサイトで、おもに白亜紀火山岩類や古生層（千枚岩）を貫く。
- ② 花崗岩類の岩体から派生する枝別れの岩脈で、アブライト、花崗斑岩、微文象花崗岩などであり、花崗岩類形成以前の岩石あるいは花崗岩類を貫く。
- ③ 安山岩質の岩脈であり、古生層から花崗岩類までを貫いている。

これら岩脈のうち、③の安山岩質岩脈は幅1m位のものがもっとも普通であり、厚くても4mをこえない。本図幅地域北部は、山岳地帯のため踏査ルートが限られることも一因となって、安山岩質岩脈はほとんど見つかっていない（第24図）。

安山岩質岩脈はNW-SE性のものが多いが、本図幅地域南東部ではE-W性からENE-WSW、性の傾向が強くあらわれている。しかし北隣「根雨」図幅地域内、とくに鳥取花崗岩分布域における北部のWNW-ESE性および南部のNNW-SSE性のような顕著な岩脈群と比べると、本「上石見」図幅地域内の岩脈群は明瞭でない。

安山岩は、鏡下では、砂時計型の消光を示す斑晶状の単斜輝石がみられ、石基はピロタキシティック組織を示し不透明鉱物も含まれる。有色鉱物が帯褐緑色ホルンブレンドからなる角閃石安山岩や、ホルンブレンドと単斜輝石の両方を含むものも認められる。

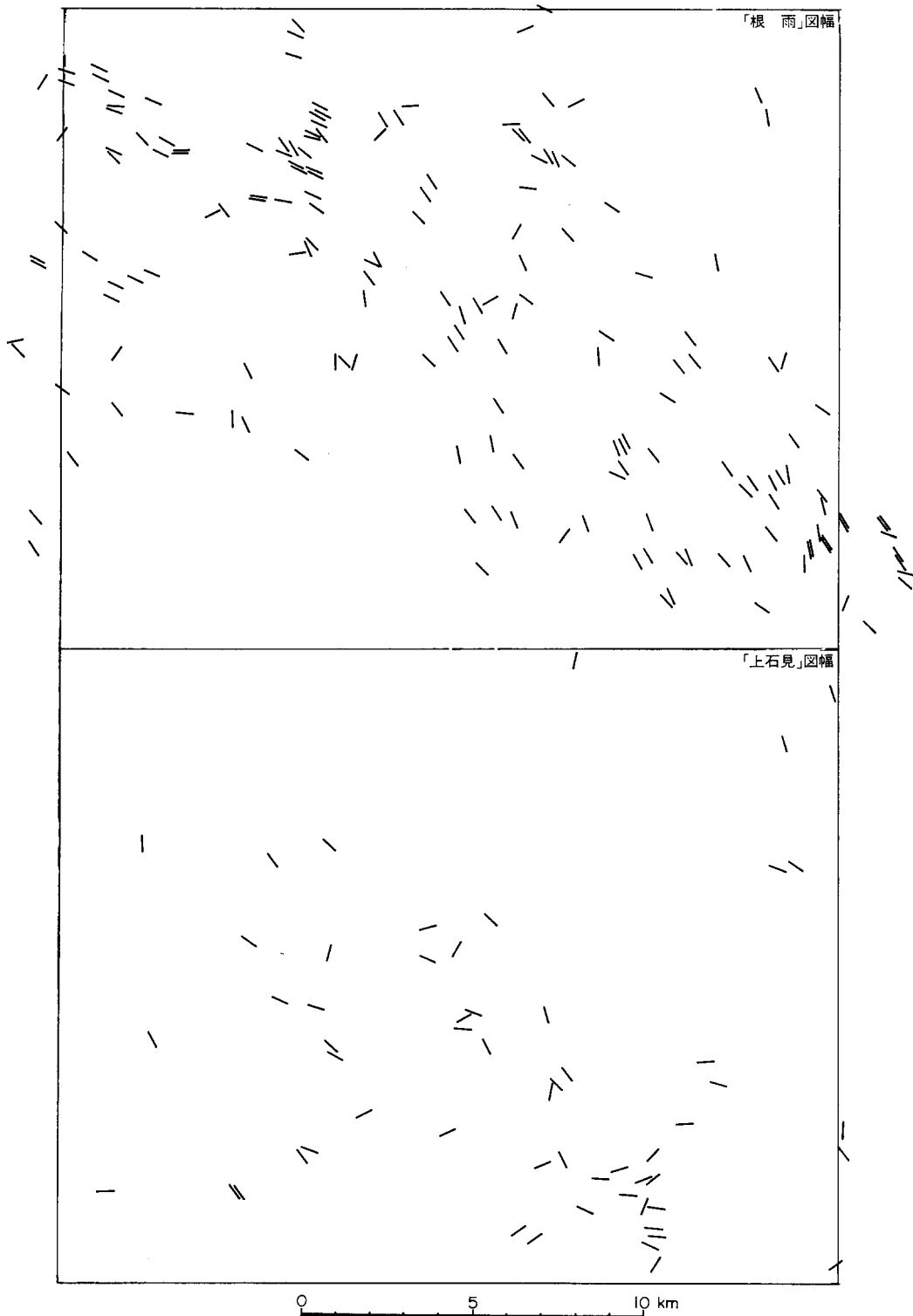
## VIII. 中新世の備北層群（m）

本層群は、本図幅地域南縁の上市一笹尾付近および下熊谷において、谷底または山腹の緩傾斜地に断片的に分布する。もともと起伏のかなり烈しい地形を埋めて堆積したものとみられ、基底面の凹凸はいちじるしい。

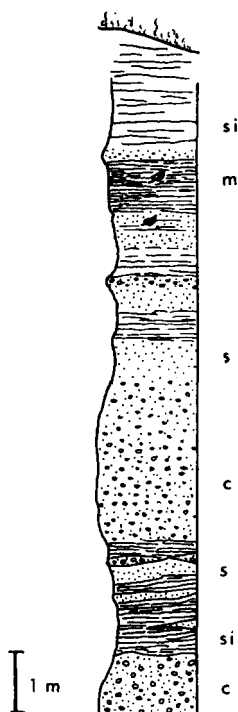
本図幅地域はほとんど礫岩からなっており、砂岩や泥岩は、層厚数m以上の礫岩内に10cmから100cmまでの薄層として互層状に挟まれたり（舞尾付近）、あるいは礫岩の上位に僅かに分布するにすぎない（笹尾付近）。本層群の層厚は不定であるが、笹尾付近がもっとも厚く、全体で30m内外に達する程度である。礫岩はかなり固結が進んでおり、また亜円礫を主としているので、崖錐堆積層や段丘堆積層など新期の礫層とは明らかに区別できる。

礫岩は普通20-30cm大の亜円礫ないし円礫を主としているが、しばしば1m大の巨礫も含まれる。一般に礫は密集し、その配列に方向性を示さない。礫種は古生層（千枚岩）を主とするが、花崗岩類や流紋岩も含まれる。構成礫の種類や容量比には、局地的変化が多い。舞尾付近の砂岩と互層する礫岩では、とくに下部（基底面の直上とみられる）において、現地性の古生層（千枚岩）や蛇紋岩に伴うはん





第24図 安山岩質一閃岩質岩脈の分布. 北隣「根雨」図幅内の資料は服部・片田 (1964, 第10図) から引用.



第25図 備北層群の礫岩と砂岩・シルト岩の互層を示す柱状図。岡山県阿哲郡神郷町笹尾南方。

c: 礫岩 si: シルト岩  
s: 砂岩 m: 泥岩

れい岩の角礫(3-5cm大)が密集する露頭もみられる。

笹尾南西方では、角礫質の礫岩の上位に、礫岩と砂岩・シルト岩の互層(層厚約11m)がみられる(第25図)。この互層内の礫岩の礫はどれも円礫ないし亜角礫であり、礫の大きさは下部では3-20cm、中部では2-10cm、上部では2cm以下と、上位に向って礫の大きさが減少する。上部では礫岩はほとんど消失し、粗粒砂岩と炭質物(植物化石が認められる)を含む淡褐色シルト岩・泥岩が主となる。このシルト岩は走向N40°E、傾斜10°SEの層理をもっている。

本図幅地域東南縁の下熊谷で標高300mあたりには、きわめて狭い区域に白亜紀の三国山流紋岩類の流紋岩溶岩をおおって、淡黄褐色の砂岩を主とする砂岩・礫岩の互層が分布する。上部層は崖錐堆積層あるいは所属不明の角礫層に不整合でおおわれている。本互層の層厚は数m位で、層理は走向N40°E、傾斜5°NWを示す(第26図)。礫岩は厚さ30cm以内であるが、礫は亜円礫—円礫状の流紋岩、花崗岩類および暗褐色泥岩からなり、マトリックスはアルコーズ質の砂である。細粒砂質の部分には炭質物が含まれる。

本層群は本図幅地域内では化石によって時代考証がなされたわけではないが、その岩相・層序・分布からみて、新見市街地付近に広く露出する新第三系—備北層群—の北端部を構成するものであろう。

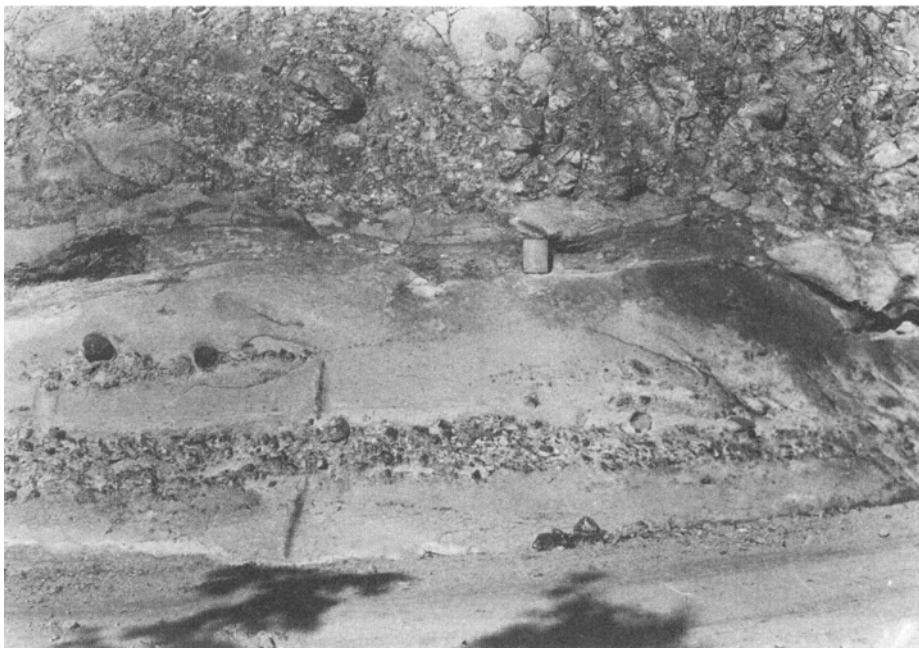
## IX. 鮮新世のかんらん石玄武岩 (Vb)

本岩は本図幅地域北西縁の日野川北岸において、標高500mより高所に分布し、頂部は平坦な地形面を形成している。基盤は古生層(結晶片岩で、一部はホルンフェルス化している)であるが、本岩との不整合面は観察できない。しかし、本岩は分布状態からみて、日南町尾郷付近(本岩の分布区域北東方3km)のようにほぼ水平の流理をもつ溶岩からなり、その基底部には礫岩や火山礫凝灰岩がある(服部・片田, 1964, p. 35)、全体の層厚は60mになるものと推定される。

本岩は緻密・細粒で暗灰色—灰色を示し、なかに約1mm大の暗緑色—褐色のかんらん石斑晶がみられる。顕微鏡下では、斑状であり粗面構造が目立つ。かんらん石斑晶は無色で劈開に乏しく、割れ目に沿いあるいは周縁部から黄褐色—帯橙褐色のイデイングス石に変質する。石基は短冊状斜長石、少量のかんらん石、単斜輝石、不透明鉱物からなる。

## X. 高位礫層など (g)

本図幅地域内の中国山脈の東および南東側の山腹や谷斜面には、亜角礫ないし亜円礫状の礫と、ややルーズなシルト・砂のマトリックスからなる、厚さ数m以下の礫層が各所でみられる。礫種は近くの地



第26図 備北層群とみられる砂岩・礫岩の互層と、これらをおおう所属不明の角礫層。新見市下熊谷（地点162）。

質を反映したものである。

地質図に表わすほど規模は大きくないが、たとえば、本図幅地域北東縁の大佐町伏谷付近、中央部に近い三ヶ市、天銀山西麓、柳原一吉田間には、崖錐堆積層とは明らかに異なる礫層が分布する。この礫層の分布する標高はまちまちであり、いわゆる山砂利層（三野、1935）とはちがうかも知れない。

この礫層に類似するもので、まとまった分布と層厚をもつものを高位礫層として地質図上に明示した。本高位礫層は本村一油野間においてのみ識別された。標高500m内外の山稜部に分布し、中央のもっとも分布の広い部分では小面積の平坦面を残している。層厚は25m位とみられる。礫種は古生層（千枚岩）と流紋岩類を主として、大きさは普通径30cm以下であるが、最大のものは径1m大に達する。マトリックスは細粒の砂である。

## XI. 河岸段丘堆積層 (te)

日野川沿岸においては、地形図からも河岸段丘面がはっきり認められるが、その河岸段丘堆積層の露頭が河床近くの崖で観察される。河岸段丘堆積層はおもに円一壱円礫と砂からなり、シルトが層状に礫層のなかに挟まれる。層理はほぼ水平である。しかし、油野川沿岸や上油野から三室付近<sup>9)</sup>までの河岸、あるいは高梁川沿いの千屋明石、馬場、朝間、千原および上市付近には河岸段丘面らしいのがみら

9) 三室集落に至近の河岸では、約4m位の礫層の中にごく少量のクロム鉱石の濃集する薄層部分があり、河岸段丘砂鉱床となっている。



第27図 写真中央の河岸段丘面とみられる標高520mをこすなだらかな稜線. 新見市千屋明石. (剣森山西側山腹から撮影)

れるが、崖錐堆積層も発達しているので、崖錐面と区別するのがしばしば困難になる (第27図).

## XII. 第四紀の火山灰層 (地質図には省略)

道路の切割りや峠の露頭の最上部に、帯褐黄色の凝結していないルーズな軽石層がときおりみられる。本層の分布は僅かしか確認されていないが、その層厚を北隣「根雨」図幅地域の資料 (服部・片田, 1964, p. 39) ととも並べたのが第28図である。

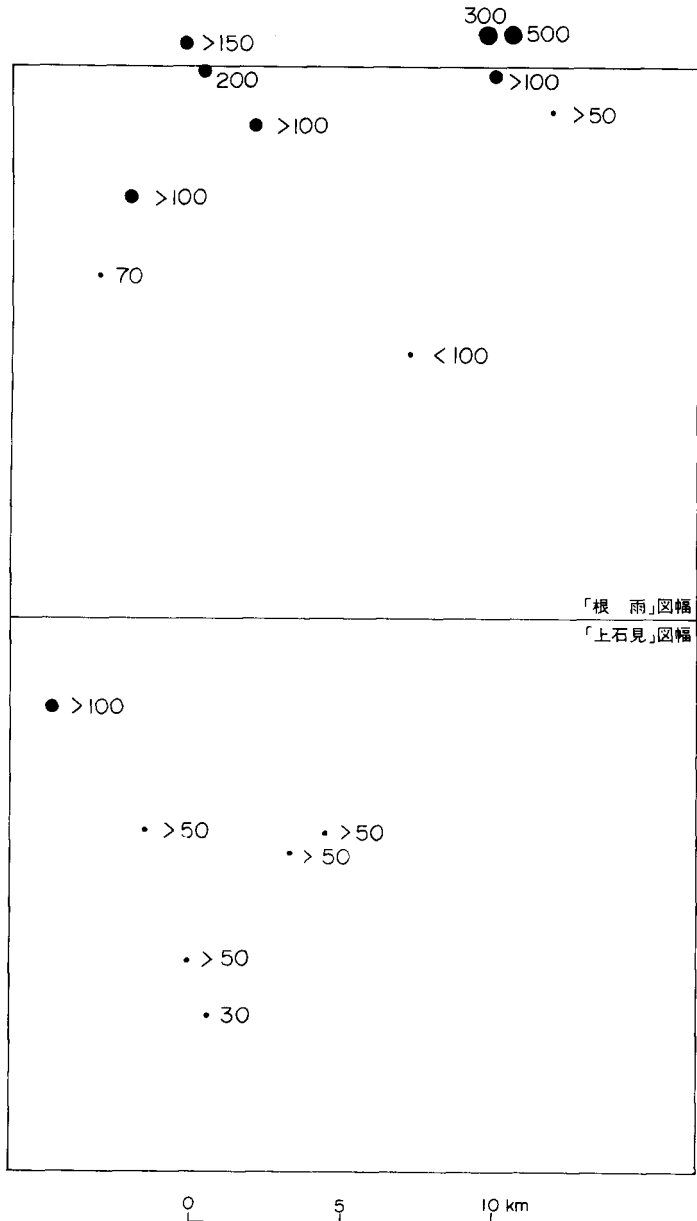
本層は、一般に山腹斜面の北側に厚く堆積するらしいが、マクロにみて北西方に向って地層は厚くなる<sup>10)</sup>。本層が崖錐堆積層におおわれる露頭もみられるが、河岸段丘堆積層との関係は、本図幅地域において明らかにすることはできなかった。しかし、三室付近では、河岸段丘堆積層らしい地層が、この火山灰層におおわれている。

北隣「根雨」図幅地域における火山灰層は大山火山に由来すると考えられたが、本地域の火山灰層は三瓶火山のものかも知れない。

## XIII. 崖錐堆積層 (ta)

本図幅地域の各所に分布するが、基盤地質の表示を優先させる場合には地質図上に表現することを避

10) 100cm以上の厚さのある火山灰層堆積地点 (日南町東楽楽福祉社東方) から、大山火山まで北東へ35km、三瓶火山まで西へ60kmの直線距離がある。



第28図 火山灰層の分布と層厚 (cm). 北隣「根雨」図幅の資料は服部・片田 (1964, 第16図) から引用.

けた. したがって, 実際の崖錐堆積層の分布は地質図上における分布面積よりもかなり広い.

本層は中国山脈の山陽側の東および南東斜面, あるいは山陰側においても, 谷を埋めるばかりでなく, 山腹斜面沿いの麓にも広く裾をひいて分布する. 本層の構成物質はその周辺の地質を反映し, 場所ごとに異なっている.

花崗岩類の分布区域では、岩石の風化と浸蝕による白い地肌や、自然の崩壊による崖錐堆積層が発達する。しかし、これとは別に、山砂鉄採掘のため人為的に崩壊させた場所も少なくなく、その土砂・廃砂の集積によってできた人工の崖錐堆積層がみられる。簡単な製鉄、すなわちタタラ吹きを行った場所では、残滓が廃砂とともに捨てられ、一部では両者が互層するというまことに奇妙な人工の崖錐堆積層が存在するのである。

## XIV. 沖 積 層 (a)

現河川の堆積層で、礫・砂・シルトなどからなる。崖錐堆積層が厚く分布したり河岸段丘堆積層と区別がつけられる場合は、地質図上に示してあるが、そうでないときやあるいは複雑で細かい地質を表現しなくてはならない場合には、本沖積層を省いている。

## XV. 応 用 地 質

本図幅地域内では、かつてクロム鉱床と山砂鉄が盛んに採掘された。その他、規模はさきわめて小さいが数カ所において金属鉱床が開発されたという記録がある（VI. 9. 6, p. 51-52参照）。しかし、現在稼行中の鉱床はクロムの高瀬鉱山の1カ所のみである。非金属鉱床としては、現在でも、石灰岩が大規模に採取されている。

本文では、これらの鉱産資源のほか、断層・破碎帯などに関する環境地質の調査結果も簡単ではあるが資料として記述する。

### XV. 1 金 属 鉱 床

#### XV. 1. 1 クロム鉱床

クロム鉱床は蛇紋岩体のなかに産し、鉱石は塊状鉱あるいは斑状鉱をなし、おもにクロム鉄鉱からできている。塊状鉱の鉱石は新鮮な面では金属光沢をもち、暗緑色ないし褐色を呈する。これまでの採掘記録や資料（番場、1950；山田ほか、1953；山田、1955；番場、1958；西村、1962；河合・東元、1963）をまとめてみると、第11図にみられる通り、本地域内では少なくとも20カ所以上の採掘場跡がある。ここでは、現在稼行中の高瀬鉱山のみについて記述する。

**高瀬鉱山**—おもに河合・東元（1963）による。

位置および交通；岡山県阿哲郡神郷町柳原にあり、伯備線新郷駅までおよそ6.5kmの道のりがある。鉱山の事務所は柳原集落の西端にあり、坑口は高瀬山（904m）の北側山腹670mから740mにかけて10カ所以上つけられている。

沿革および現況；本鉱山は大正末期に発見され、以降昭和10年まで露頭付近の採掘が行われた。昭和10年7月広瀬安次が買収して本格的開発に着手し、東鉱体、中央鉱体および西鉱体が採掘された。第1

鉱体の発見ともない、昭和32年電力が入れられ、生産量はいちじるしく増大した。現在は、東1号坑、新2号坑、新3号坑、高瀬坑および新口坑で稼行中。80-100t/日の能力の比重選鉱設備がある。

地質および鉱床；鉱体は蛇紋岩類からなる高瀬岩体の比較的下部に賦存する。すなわち、高瀬岩体の下位（標高650-635m以下）には古生層（千枚岩）が分布しており、鉱体はその上位50-80mの間に胚胎されている。鉱体賦存面は岩体と古生層との境界面にはほぼ調和的である。鉱床の母岩は大部分蛇紋岩である。これらの岩石を花崗斑岩（幅約8m）の岩脈が貫く。本鉱山の鉱床は、東鉱床、中央鉱床および西鉱床に区分される。東鉱床は走向E-W、傾斜0-10°Sであり、鉱体の伸びの方向はS30°Wへ5-10°S落しており、延長60m、厚さ1-3mである。中央鉱床は低角度断層によって、上部鉱体と下部鉱体とに分割されている。上部鉱体の走向N30°W、傾斜10-20°SW、延長40m、厚さ1m位である。下部鉱体は6つの小鉱体に細分されるが、それらのうち中央北部鉱体は、走向N-SないしN20°W、傾斜水平ないし10°Wであり、鉱体の伸びの方向はN45°Wへ5°N落しており、延長110m、厚さ2m位である。母岩の蛇紋岩およびクロム鉱石の化学分析値を第2表にかかげた。鉱石は大部分クロム鉄鉱およびピコタイト質のスピネルからなり、脈石鉱物はごく少量で、アンチゴライトと滑石である。

産額；鉱石の品位はCr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>37-40%であり、昭和35年~38年頃は年間15,000tを超える生産量があった。現在は年間の生産量はかなり低下し、おもに耐火炉材用に出荷されている模様である。

#### **XV. 1. 2 銅・鉛・亜鉛鉱床**

銅・鉛・亜鉛鉱床については5つの鉱山についての採掘記録が知られている。鉱床の形体としては、鉱脈、レンズ状鉱体あるいは接触変成作用によるスカルの鉱体の3種類である。もっとも盛んに操業されたのは、大倉鉱山であり、1962年頃から新石見鉱山と改称されている。現在稼行中の鉱山は1つもない。

**大倉鉱山（新石見鉱山）**——土井（1952）、地質調査所（1956, p. 123およびp. 244-245）、および鳥取県（1966）による。

大倉山南麓に位置し、伯備線上石見駅から西方へ約500mの所から比高300m登ると旧坑口がある。花崗閃緑岩中の裂隙充填鉱脈であり、小規模ながら浮遊鉱場まであった。鉱床の母岩は絹雲母化作用を受け、一部は鉱染している。鉱床は50~60mの間隔で雁行配列する多数の鉱脈群からなり、走向N30°E、傾斜30°Wで平均脈幅0.3m、走向延長約20mの主脈が2本ある。鉱石は方鉛鉱を主とし、閃亜鉛鉱、黄銅鉱、黄鉄鉱、輝銀鉱などを伴い、脈石鉱物は石英からなる。粗鉱の高品位部は金1.4g/t、銀660g/t、鉛40%、亜鉛40%、銅6%であった。生産鉱量についての詳しい統計がないけれど、1954年において粗鉱月産30tで1962年までに数万tを出荷したといわれる。徳川時代には幕府直轄の銀山として稼行された。

#### **白竜鉱山**

大倉鉱山に隣接するが、記録は全くない。

**新見鉱山および坂本鉱山**——地質調査所(1956, p. 286-287)および光野・大森(1963, p. 31)による。

両鉱山はともにクロム鉱石も採掘しているが、前者は蛇紋岩の矢ノ峯岩体内に、後者は馬塚岩体内にあり、レンズ状鉱床あるいは鉱脈である。主に黄銅鉱を採掘したが、新見鉱山では硫砒鉄鉱も産出した。

**福栄鉱山**——地質調査所(1956, p. 244-245)による。

きわめて古い時代に盛んに操業されたいが、鉱山の位置や産状についての記載はない。古生層(千枚岩)中の石灰岩レンズが花崗閃緑岩の貫入を受けてスカルン化し、そこに接触交代鉱床を形成したらしい。鉱山の位置は妙見山東方1-2km付近と推定される。鉱石は黄銅鉱、磁鉄鉱などである。

### **XV. 1. 3 山砂鉄**

本図幅地域内の花崗岩類は、はんれい岩から花崗斑岩までのほとんどすべての風化分解部分において、水利条件に恵まれない山岳地帯を除いた地区で、山砂鉄のための採掘が行われた。

北西隣「横田」図幅地域内の島根県島上地区とりがみや北隣「根雨」図幅地域内の鳥取県印賀地区いんがほど、およびただしい数の「鉄穴流し」の丁場はみられないが、それでも大倉山と花見山に囲まれた谷間の神戸ノ上地区かぶとのかみは、かつてかなり大規模に稼行されたらしく、鉄穴内の地名からもその史実がうかがい知れる。

### **XV. 1. 4 モリブデン**

光野・大森(1963, p. 26)によれば、本図幅地域南西部の三室付近にモリブデンが産出すると記されている。しかし詳しいことは判らない。蛇紋岩類などを貫く花崗斑岩のなかに見つかったのかも知れない。

### **XV. 1. 5 マンガン**

原口・土井(1951)によると、妙見山南東方の大原付近における古生層(千枚岩)からマンガンが採掘されたという。重藤北方のチャートにも若干マンガン鉱が含まれるが、採掘されたかどうかかわらない。

## **XV. 2 非金属鉱床**

### **XV. 2. 1 石灰石**

本図幅地域内の石灰石鉱床は伯備線足立駅付近の足立地区と、新見駅北方6-7kmの野田地区の2地区にわかれている。以下の記載は河田・武司(1963)を要約したものである。

#### **<足立地区>**

本地区では2つの大きな石灰岩層がある。南側の石灰岩層は東西方向の走向をもち、40-70°南へ傾斜しており、東西1,700m、南北1,200mに広がる巨大なブロックである。この中には厚さ数10m位の緑色



千枚岩や少量の泥質千枚岩が挟まれている。したがって、石灰石鉱床としては、1枚の厚さが150-300m位の単位で区切られることになる。鉱石は淡灰色、微晶質で、ときには淡青色縞模様を呈する。この地区では足立鉱山（足立石灰工業株式会社）がグローリーホール採掘により、また大阪鋼灰鉱山（大阪鋼灰株式会社）が露天掘りにより稼行中である。

本村近くの、北側の石灰岩層は伯備線によって東と西とに分割される。東側の石灰石鉱床は延長1,000m、幅300mあって、現在、中国足立鉱山（中国鉱業株式会社）が露天・傾斜階段掘り方式で稼行中。

### <野田地区>

本地区では、古生層（千枚岩）が花崗岩に貫かれたため、いちじるしくホルンフェルス化し、挟まれている石灰岩は白色・粗粒の結晶質石灰岩に移化している。この地区では、おもに備北粉化鉱山（備北粉化工業株式会社）が傾斜面採掘・坑内採掘により稼行中。

以上2地区の石灰石は鉱石として不純物がきわめて少なく、硫黄と燐の含有量もまた少なく、純粋の方解石に近い化学組成をもっている（第5表）。

第5表 石灰岩の化学分析値。河田・武司（1963）から引用。

分析者：岡山県工業試験所

分析試料：AS-8 足立鉱山 486ベンチ

AS-11 足立鉱山 三角山

Y-3 井村上市，結晶質  
3~5 mm

Y-4 井村上市，結晶質  
2~4 mm

	AS-8	AS-11	Y-3	Y-4
SiO <sub>2</sub>	0.06	0.52	0.10	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.08	0.07	0.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.07	0.09	0.08
MgO	0.71	0.27	0.32	0.40
MgCO <sub>3</sub>	1.49	0.57	0.67	0.84
CaO	53.74	55.86	55.92	54.36
P	0.03	0.02	0.02	0.02
S	0.02	0.02	0.02	0.02

## XV. 3 鉱 泉

本図幅地域内には3カ所から鉱泉が湧出する。

1. 伯備線生山駅東方の粗粒黒雲母花崗岩（鳥取花崗岩に属する生山岩体）の節理系割目から湧出し、日野川をまたいで西方の駅前旅館へ給水される。

2. 花見山東方の千屋井原の神社近くでは、河床に75mの井戸を掘削し、24mあたりから取水している。鉱泉は25℃近い温度があり、千屋温泉として知られている。周囲の地質は花崗閃緑岩からなり、N80°E方向の節理が目立つけれど、鉱泉の湧出と関係があるか否かわからない。

3. 日南町矢戸北西方約1km、道路から2-300m西へはずれた沢の中から、地表水よりも若干暖い感じの水が石墨片岩の割目から少量湧出する。この水には硫黄臭が感じられる。

## XV. 4 断層・破砕帯など

地質図上に記入しなかった岩脈とともに、断層・破砕帯および崩壊地形の位置が、オーバーレイの付



第29図 三国山流紋岩類からなる山体が、北西—南東方向  
た崩壊地形。広島県比婆郡東城町大古屋谷。(三

図にまとめられている。

岩脈は2種類区分したが、そのうち珪長質の岩脈（花崗斑岩、アプライト、流紋岩など）の方は、侵入岩類の周辺に比較的多くみられ、それらの岩体からの枝別れらしい、一般に不規則な形で貫入しており、節理などの割目がすでに存在していてそれに沿って貫入したようにはみえない。

これに対して、安山岩質の岩脈（第24図は略図）の壁には、しばしば断層粘土や節理が目立っており、構造変形の特殊な面（断層や節理）に沿って貫入したように見える。したがって、この岩脈の存在は、断層面が介在していた可能性を示唆している。

地質図上では、断層と破砕帯は地質図作成上意味のあるものとして、5カ所のみが利用されているにすぎない。そこで、野外で観察したすべての断層など40カ所を付図にまとめた。もちろん、実際にはその数はずっと多いはずである。断層と破砕帯の区別は任意であり、ここでは断層粘土の伴うものを断層とし、粘土のない角礫状のものを破砕帯として記載した。

崩壊地形として記入したのは、山林伐採の後の滑らかな起伏を示す山腹において、荒々しく角ばっている地表面である（第29図）。これはごく最近生じた崖錐の最上部にあたるかも知れない。割目のように見える崩落面の走向はN40°Wである。

## 文 献

- 番場猛夫（1950） 中国地方背梁の超塩基性火成岩について（I）。北海道地質要報，no. 14，p. 1-7。  
———（1958） 北海道および中国地方のクロム鉱床の特性。鈴木醇教授還暦記念論文集，p.



にのびて緩慢な起伏の山稜を示す。その一部の山腹に生じ  
国山南方の三角点1,158m付近から南東方を撮影)

441-450.

地質調査所 (1956) 主として金属原料となる鉱石——銅・鉛・亜鉛——. 日本鉱産誌, BI-b, 686 p.

土井啓司 (1952) 鳥取県大倉鉱山鉛・亜鉛鉱床概査報告. 地調月報, vol. 3, p. 340.

原口九万・土井啓司 (1951) 岡山県阿哲郡地下資源調査報告. 地下資源調査報告書(3), 岡山県, p. 1-8.

長谷 晃 (執筆責任者・1967) 西南日本内帯における後期中生代の構造発達史——とくに火成活動と関連して——. 西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ編, 地団研専報, no. 13, p. 33-41.

橋本光男 (1964) 三郡変成岩の岩石学の総括. 国立科博研報, vol. 7, p. 323-337.

—— (1972) 中国地方の三郡変成岩の鉱物相概観. 国立科博研報, vol. 15, p. 767-775.

HASHIMOTO, M. (1973) Barroisites from the Sangun metamorphic terrane of the Nichinan-cho district, southwest Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, vol. 68, p. 177-182.

HATTORI, H. and KATADA, M. (1963) Trachytic rocks near Mt. Daisen, Tottori prefecture, western Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, vol. 50, p. 199-207.

服部 仁・片田正人 (1964) 5万分の1地質図幅「根雨」および同説明書. 地質調査所, 62 p.

——・——・遠藤勝寿 (1967) 金持礫岩およびそれに関連する角礫状岩脈. 地調月報, vol. 18, p. 719-792.

HATTORI, H. and SHIBATA, K. (1974) Concordant K-Ar and Rb-Sr Ages of the Tottori Granite,

- Western Japan (with chemical analyses by E. OHMORI). *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 25, p. 157-173.
- 広川 治・服部 仁・猪木幸男・一色直記・坂本 亨・寺岡易司・上村不二雄・山田直利・小野千恵子編 (1973) 50万分の1地質図幅「岡山」地質調査所。
- 猪木幸男・坂本 亨 (1977) 多里地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 53 p.
- ISHIHARA, S. (1971) Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner Zone of Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 77, p. 441-452.
- 河田茂磨・武司秀夫 (1963) 新見市井村地区の石灰石鉱床調査報告および新見阿哲地区石灰石鉱山の移行状況. 中国地方の工業用鉱物資源, 第2輯, p. 166-169 ; p. 169-184.
- 河合正虎・東元定雄 (1963) 岡山県阿哲郡神郷町高瀬鉱山のクローム鉄鉱鉱床. 中国地方の工業用鉱物資源, 第2輯, p. 1-9.
- KOJIMA, G. (1953) Contributions to the knowledge of mutual relations between three metamorphic zones of Chugoku and Shikoku, etc. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 1, p. 17-46.
- 三野与吉 (1933) 中国地方における準平原. 地学雑誌, vol. 45, p. 165-173.
- (1935) 岡山県成羽南方地域における砂礫層と平坦面との関係. 地学雑誌, vol. 47, p. 31-41 ; p. 74-84.
- (1942) 地形原論. 古今書院, 517 p.
- 光野千春・大森尚泰 (1963) 15万分の1岡山県地質図説明書. 岡山県, 49 p.
- 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, p. 345-393.
- MIYAKAWA, K. (1964) A peculiar porphyroblastic albite schist from Nichinan-cho, Tottori prefecture, southwest Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 12, p. 1-16.
- 村上允英・長谷 晃 (執筆責任者・1967) 西南日本内帯における後期中生代火山岩層の層序と対比. 西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ編, 地団研専報, no. 13, p. 1-24.
- 村山正郎・山田直利・大沢 穠 (1961) 倉吉一人形峠地域の地質. ウラン, 朝倉書店, p. 400-405.
- 西村善博 (1962) 鳥取県日野郡日南町若杉地区クローム鉱体調査. 中国地方の工業用鉱物資源, 第1輯, p. 149-152.
- 小倉 勉 (1928) 7万5千分の1地質図幅「庄原」および同説明書. 地質調査所, 114 p.
- 大塚専一 (1897) 20万分の1地質図幅「大山」および同説明書. 地質調査所, 108 p.
- 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, p. 156-162.
- 關陽太郎・光野千春 (1961) 岡山県三郡変成岩中のパンペリー石. 岩鉱, vol. 46, p. 26-27.
- 多井義郎 (1957) 日本の新生代の堆積区とその変遷 (2), ——山陰地域——. 新生代の研究, no.

24-25, p. 20-27.

徳山 明 (1971) 中国地方東部の二疊系とその変形. 地質学論集, no. 6, p. 21-32.

鳥取県 (1966) 10万分の1鳥取県地質図説明書. 鳥取県, 109 p.

VAN EYSINGA, F. W. B. (1975) *Geological Time Table*, 3rd ed. Elsevier, Amsterdam.

山田正春 (1955) 岡山県阿哲郡のクローム鉄鉱床および上房郡水田鉱山のクローム鉄鉱床調査報告. 地下資源調査報告書(9), 岡山県, p. 10-38.

—————・時津孝人・竹田栄蔵 (1953) 岡山県阿哲郡下のクローム鉄鉱及び蛇紋岩調査報告. 地下資源調査報告書(4), 岡山県, p. 65-80.

山田節三 (1951) 7万5千分の1地質図幅「久世」. 地質調査所.

吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊 (1973) 日本地形論. 東京大学出版会, 415 p.

## QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Okayama (12) No. 41

---

# GEOLOGY OF THE KAMI-IWAMI DISTRICT

By

Hitoshi HATTORI

(Written in 1976)

---

(Abstract)

## GEOLOGY

### OUTLINE

The mapped area lies in the central part of the Chugoku district, western Japan. The central divide between San-in (Japan Sea side) and San-yo (Inland Sea side), the high mountainous range called "the Chugoku Mountain Range" runs across this area from the northeastern corner to the middle west. The divide in this area is composed mainly of rigid masses of Cretaceous volcanic rocks with a small amount of Cretaceous-Paleocene intrusive rocks.

Succession of geological events in this area is summarized in Table 1. Most widespread are the Cretaceous volcanic rocks and the Cretaceous-Paleocene intrusive rocks. Metamorphic rocks (Sangun Metamorphic Rocks) derived from Paleozoic geosynclinal formations and Triassic ultramafics (commonly serpentinites) are covered or intruded by the predominant volcanics or intrusives mentioned above. Miocene sedimentary rocks (Bihoku Group) occupy a small space near the southern periphery of this area.

### PALEOZOIC

Paleozoic rocks were more or less metamorphosed by late Paleozoic-Triassic diastrophism and changed to the **Sangun Metamorphic Rocks**, which are composed of crystalline

Table 1

Geologic Age (m.y.)	Sedimentary Rocks		Volcanic Rocks	Plutonic Rocks, etc.	Remarks
Recent (0.01)	Alluvium	Talus deposits			
Pleistocene (1.8)	River terrace deposits	Highland gravel beds	Volcanic ash layer		Daisen volcano, Samba volcano
Pliocene (5)	Conglomerate		Olivine basalt		Peneplanation
Miocene (22.5)	Bihoku Group		Dyke		
					Tottori Granite Granite porphyry
Paleocene (65)					Gabbro ~ granodiorite
Cretaceous (141)	Conglomerate ~ mudstone		Takao Andesites		Subsidence, with violent volcanism
	Yuno Formation		Mikuni-san Rhyolites · Chiya Volcanic Rocks		
Jurassic (195)					
Triassic (230)				Serpentinite	
Paleozoic	Geosynclinal sediments		Felsic volcanic rocks Mafic-intermediate volcanic rocks		Regional metamorphism (Sangun Metamorphism)

schists (porphyroblastic albite-bearing) and phyllites. The original rocks are sandstone, mudstone, chert, interstratified mafic-intermediate volcanic rocks, limestone, felsic volcanics-siliceous rocks, and are exposed along an arcuate structure stretching from NW-SE (northwestern part of this area) through E-W (south-central) to NE-SW (northeast). This structure is nearly identical with internal features as shown in their bedding, schistosity, and lineation. The rocks become stratigraphically younger from north to south, thus the upper beds cropping out in the south. Triassic intrusion of ultramafics and mafics (serpentinites, microgabbro and diallage gabbro) was made roughly along a trend of the arcuate structure. When contact metamorphic effect imposed upon the Sangun Metamorphic Rocks by later intrusives is disregarded, reconstitution of the original sedimentary sequences during the regional metamorphism (Sangun) is strong in the north and becomes weak to the south. Particularly, reconstitution is extremely weak in the southern margin of this area, giving an impression that very subtle recrystallization is recognizable. Characteristic mineral assemblages of mafic volcanic rocks are bluish-green hornblende + epidote + albite in the north, pumpellyite (or epidote) + actinolite in the middle, and chlorite + actinolite in the south,

suggesting the general lowering in metamorphic grade down to the south, which is in good accordance with the degree of reconstitution.

## MESOZOIC

After the intrusion of ultramafics and uplift on large scale, volcanic activities started in early Cretaceous, and about 500m-thick sedimentary piles mainly composed of volcanic materials accumulated within a few kilometer-wide basin (**Yuno Formation**). The sequences are distinguishable from their reddish brown to pink color, and similar sequences elsewhere in the Chugoku district are called "Inkstone" and referred to the Wakino Subgroup or the Inakura Group of early Cretaceous. Overlying the Yuno Formation, the **Mikuni-san Rhyolites** and the allied rocks were formed in all over this area, and are mainly composed of rhyolite welded tuff, white tuff (tuffite), and rhyolite lava with small amounts of andesite lava and tuff breccia, and dacitic rocks. Occasionally thin layers of tuffite-mudstone and conglomerate are found interbedded in rhyolite welded tuffs. Some tuffite shows graded bedding, providing a key in determining up or down side of strata.

Takao Andesites overlie the rhyolitic sequences mentioned above. All the volcanic rocks (**Mikuni-san Rhyolites**, **Chiya Volcanic Rocks** and **Takao Andesites**) are intruded by later plutonic or hypabyssal gabbroic to granite-porphry, and altered to thermally metamorphosed facies at the immediate margin of intrusions, thus indicating that the volcanic rocks erupted before the Cretaceous-Paleocene intrusives.

## CRETACEOUS-PALEOCENE INTRUSIVES

In or after the late stage of the Cretaceous volcanic activities, successive intrusion of gabbroic to granitic magma rose up and invaded into the preexisted rocks, i.e. Sangun Metamorphic Rocks, Ultramafics, and the Cretaceous volcanic rocks. The earlier intrusives were olivine-bearing gabbro, diorite, diorite-porphryrite and granodiorite, and the last one was a batholithic granite called "the **Tottori Granite**". Hypabyssal granitic rocks composed of granite-porphry, granophyre, micrographic granite often exhibit gradual change to rhyolite on the margin. According to radiometric dating, the Tottori Granite is considered to have emplaced in a rapid cooling condition, yielding 59-64 m.y. by both K-Ar and Rb-Sr methods, and the granodiorite of the earlier phase gave 69 m.y. (HATTORI and SHIBATA, 1974).

## TERTIARY

Shortly after consolidation of the Tottori Granite, mafic to intermediate dykes intruded, and particularly in the southern margin of this area are likely to swarm in an E-W direction. During Miocene sea transgression, this area submerged locally and thin sedimentary sequences deposited, composed largely of conglomerate and small amounts of sandstone and mudstone. In Pliocene, olivine basalt extruded on peneplane surface in the northwestern corner of this area.

## QUATERNARY

Along the River Hino and the River Takahashi, river terrace deposits consisting of gravel and sand are occasionally observed. Volcanic ash layer reaching 100cm-thick, covers along the present topographic surface. The ash was supplied either from Daisen volcano or Sambe



volcano.

## ECONOMIC AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

Once there were so many chromian mines in the Ultramafics, but at present only Takase mine works. Other important resources are limestone and iron sand. Iron sand was obtained by panning loose materials of all the weathered granitic rocks in current water, thus indicating that the granitic rocks commonly contain magnetite. Topographic surface of the granitic bodies is usually smooth and moderate, and apparently looks occupying lower-level of altitude compared to the neighbouring geology, demonstrating that the granitic rocks were deeply eroded owing to noticeable weathering. In some places, artificial erosion of the granitic rocks was made for separating iron sand, and huge piles of waste granitic sand were heaped like talus or debris.

Faults recognized in the field are about 40 which are shown on Appendix Map together with dykes.

---

昭和 53 年 3 月 1 日 印刷

昭和 53 年 3 月 6 日 発行

工業技術院地質調査所

川崎市高津区久本135

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

---

©1978 Geological Survey of Japan