

55 (521.85) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

高知 (13) 第24号

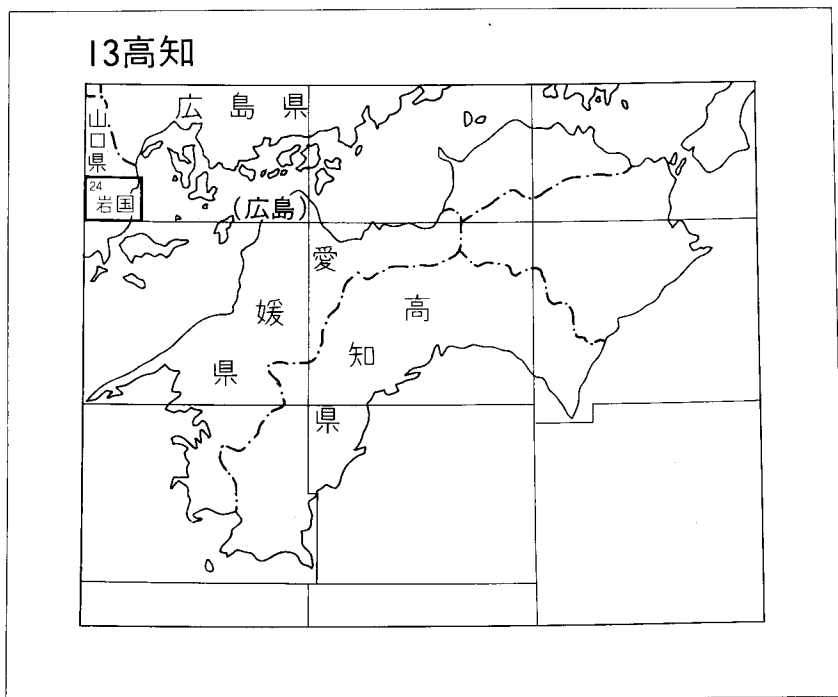
# 岩 国 地 域 の 地 質

東元定雄・濡木輝一  
原 郁夫・佃 栄吉・中島 隆

昭 和 58 年

地 質 調 査 所

位置図



( )は1 : 200,000図幅名

## 目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	2
III. 玖珂層群	6
III. 1 研究史	7
III. 2 概 要	8
III. 3 層 序	9
III. 3. 1 錢壺山層	10
III. 3. 2 小泊チャート層	10
III. 3. 3 六呂師泥岩層	10
III. 3. 4 荒瀬泥岩層	11
III. 3. 5 米山チャート層	12
III. 3. 6 コセンドウ山チャート層	13
III. 3. 7 空山泥岩層	13
III. 3. 8 藤ヶ谷泥岩層	13
III. 3. 9 相ノ谷チャート層	14
III. 3. 10 仏峠泥岩層	14
III. 3. 11 未区分層	14
III. 4 岩 相	14
III. 4. 1 黒雲母スレート帯の岩相	16
III. 4. 2 雲母片岩帯の岩相	19
III. 4. 3 縞状片麻岩帯の岩相	20
III. 5 化学組成	22
III. 6 地質構造	24
III. 6. 1 黒雲母スレート帯の地質構造	24
III. 6. 2 黒雲母片岩帯及び縞状片麻岩帯の構造	26
IV. 領家変成帯	27
IV. 1 概 説	27
IV. 2 領家変成作用	29
IV. 3 広島花崗岩類による接触変成作用	33
V. 中生代火成岩類	34
V. 1 概 説	34
V. 2 領家古期花崗岩類	38
V. 2. 1 大畠片麻状花崗閃緑岩	38

V. 2. 2	蒲野片麻状花崗閃緑岩	39
V. 2. 3	田尻花崗岩	41
V. 2. 4	天ヶ岳ミグマタイト	41
V. 3	領家新期花崗岩類	44
V. 3. 1	木部花崗岩	44
V. 3. 2	滑花崗岩	45
V. 3. 3	祖生花崗閃緑岩	45
V. 3. 4	差川花崗閃緑岩	46
V. 4	末区分領家花崗岩類	47
V. 5	広島花崗岩類	48
V. 5. 1	土生花崗閃緑岩	48
V. 5. 2	下久原花崗岩	49
V. 5. 3	瀬越複合岩	50
V. 5. 4	中山川複合岩	50
V. 5. 5	岩国花崗岩	51
V. 6	岩脈類	52
V. 6. 1	塩基性岩脈類	52
V. 6. 2	酸性岩脈類	52
V. 6. 3	酸性岩脈群	53
V. 6. 4	ひん岩岩脈	54
VI.	新生界	55
VI. 1	小国層	55
VI. 2	段丘堆積物	55
VI. 3	崖錐堆積物	56
VI. 4	沖積層	56
VII.	活断層及び地震	57
VII. 1	活断層	57
VII. 2	地震	67
VIII.	応用地質	67
VIII. 1	概説	67
VIII. 2	金属及び非金属鉱床	68
VIII. 2. 1	タングステン・銅鉱床	68
VIII. 2. 2	マンガン鉱床	69
VIII. 2. 3	石灰石鉱床	69
VIII. 3	石材	70
VIII. 4	鉱泉	70

文 献	70
Abstract	74

### 図・表・図版目次

第1図 岩国図幅地域の埋谷面図	2
第2図 蓮華山付近の地形	2
第3図 高位山頂小起伏面の一例, 高照寺山	3
第4図 本州西部における中・古生層の地質構造区分	4
第5図 山口県東部地域の地質概略図	8
第6図 岩国図幅地域の玖珂層群の地層区分図	9
第7図 玖珂層群地質断面図	10
第8図 玖珂層群柱状図	12
第9図 錦川地域広域地質構造調査試錐柱状図	13
第10図 玖珂層群の礫質泥岩	15
第11図 玖珂層群の層状チャート	16
第12図 点紋黒色(炭質)泥岩	18
第13図 玖珂層群の砂岩	19
第14図 泥岩起源の縞状片麻岩	20
第15図 礫質泥岩起源の縞状片麻岩	21
第16図 礫質泥岩及び砂岩起源の縞状片麻岩	21
第17図 層状チャート起源の縞状片麻岩	22
第18図 通津断層の露頭写真	26
第19図 雲母片岩帯の層状チャートの褶曲型スケッチ	26
第20図 線構造の下半球投影図	27
第21図 鉱物組合せによる泥岩—砂岩源変成岩の分帯	30
第22図 岩国図幅地域の玖珂層群の変成分帯図	31
第23図 堇青石の顕微鏡下のスケッチ	31
第24図 西南日本内帯における深成岩帯の分布	34
第25図 岩国図幅地域の花崗岩類及び岩脈類分布図	35
第26図 白亜紀火成岩類の相互関係図	35
第27図 領家古期花崗岩類の珪長質鉱物のモード組成	38
第28図 大畠片麻状花崗閃緑岩中の暗色包有物	39
第29図 天ヶ岳ミグマタイトの珪長質混合相	42
第30図 天ヶ岳ミグマタイト中の泥岩質レスタイトブロック	42
第31図 天ヶ岳ミグマタイトの珪長質鉱物のモード組成	43

第32図	領家新期花崗岩類の珪長質鉱物のモード組成	43
第33図	木部花崗岩中の岩脈状アグマタイト	44
第34図	祖生花崗閃緑岩と広島花崗岩類(下久原花崗岩)との接触部	46
第35図	珪質縞状片麻岩を貫く片麻状花崗閃緑岩岩脈	47
第36図	広島花崗岩類の珪長質鉱物のモード組成	48
第37図	粗粒斑状黒雲母花崗岩(下久原花崗岩)	49
第38図	小国層の露頭写真	55
第39図	岩国三角州の沖積層柱状図	56
第40図	岩国三角州の沖積層東西方向の断面図	57
第41図	岩国幅地域の活断層図	58
第42図	岩国市伊房付近の地質概略図と小畑断層	59
第43図	伊房地区の地形	59
第44図	小畑断層の鏡面	60
第45図	大竹断層と横ずれ谷(近延地区)	61
第46図	大竹断層と横ずれ谷(甘木地区)	61
第47図	甘木峠断層と横ずれ谷	62
第48図	甘木峠断層の露頭写真	63
第49図	岩国断層と横ずれ谷	64
第50図	岩国断層の露頭写真	64
第51図	長野断層と横ずれ谷	65
第52図	長野断層遠望	65
第53図	岩国活断層系	66
第1表	岩国幅地域の地質総括表	5
第2表	岩国幅地域の玖珂層群の層序区分と対比表	11
第3表	黒雲母スレート帯の泥岩類の化学組成	23
第4表	縞状片麻岩類の化学組成	24
第5表	領家変成帯の分帯対比表	28
第6表	岩国幅地域の白亜紀花崗岩類対照表	36
第7表	岩国幅地域の白亜紀花崗岩類のカリウム・アルゴン年代	38
第I図版	玖珂町北方の断層地形	
第II図版	玖珂層群の礫質泥岩の顕微鏡写真	
	1・2・3 黒雲母スレート帯の礫質泥岩	
	4 礫質泥岩源縞状片麻岩	
第III図版	黒雲母スレート帯の玖珂層群泥岩の点紋ホルンフェルスの顕微鏡写真	

- 1 堇青石点紋を含む泥岩
- 2 白雲母点紋を含む泥岩
- 3 堇青石点紋を含む炭質泥岩
- 4 堇青石と紅柱石の斑状変晶を含む炭質泥岩

第IV図版 点紋ホルンフェルスの顕微鏡写真

- 1 堇青石の斑状変晶
- 2 紅柱石の斑状変晶

第V図版 黒雲母スレート帯の泥岩及び泥岩源雲母片岩の顕微鏡写真

- 1 黒雲母スレート
- 2 黒雲母スレート
- 3 白雲母黒雲母片岩
- 4 白雲母黒雲母千枚岩

第VI図版 雲母片岩及び縞状片麻岩の顕微鏡写真

- 1 白雲母黒雲母片岩
- 2 縞状黒雲母片麻岩

第VII図版 領家花崗岩類の顕微鏡写真

- 1 含ざくろ石黒雲母花崗岩(大晶片麻状花崗閃緑岩優白岩相)
- 2 蒲野片麻状花崗閃緑岩
- 3 天ヶ岳ミグマタイトの珪岩質混合相
- 4 滑花崗岩

## 岩国地域の地質

東元 定雄<sup>\*1)</sup>・濡木 輝一<sup>\*2)</sup>  
原 郁夫<sup>\*3)</sup>・佃 栄吉<sup>\*4)</sup>・中島 隆<sup>\*1)</sup>

岩国地域の地質調査は、昭和55年度・昭和56年度の特定地質図幅の研究として行われたもので、東元定雄・原郁夫が北半部の玖珂層群を、濡木輝一が傾家変成岩類と変成作用を、濡木輝一・原郁夫・中島隆が花崗岩類を、佃栄吉が活断層を担当し、全体のとりまとめ及び総合調整は東元が行った。

本図幅地域の調査研究及びとりまとめに当たっては、昭和30年以來の濡木による傾家変成岩類・花崗岩類についての研究資料と成果、原及び広島大学大学院生横山俊治・瀬尾孝文両氏による昭和51年以來の玖珂層群及び傾家変成岩類・花崗岩類についての研究資料と成果、及び金属鉱業事業団による昭和51年以來の錦川地域広域地質構造調査の解析結果が活用された。

調査研究の過程において、山口大学村上允英教授から多くの有益な御教示を賜わり、金属鉱業事業団、藤ヶ谷鉱山株式会社及び株式会社喜和田鉱山、また広島大学大学院生横山俊治氏及び瀬尾孝文氏からは野外調査の御援助と未公表資料の提供を受けた。これらの方々に対し、厚く感謝する。岩石薄片は中国出張所藤本アヤ子技官によって作成された。

### I. 地 形

岩国地域は、東経 132°00'~132°15'、北緯 34°00'~34°10' の範囲で、山口県東部に位置し、岩国市、玖珂郡美川町、周東町、玖珂町、由宇町、熊毛郡熊毛町、大和町、光市及び柳井市にまたがっている。

地形的には周防高原の東端部に当たる標高 400-700m の山地と、標高 300m以下の緩やかに起伏する丘陵(ないし山麓緩斜面)地域とに大別される。最高地点は物見ヶ岳山頂で、海拔 693.8mである。

標高400-700mの山地は、ほとんど玖珂層群から構成されており、図幅地域北半部から南東部にかけて広がっている。この山地は、錦川とその支流の藤ヶ谷川、二鹿川、御庄川、島田川支流の東川などによって開析されており、河谷沿いの山腹は急傾斜面となっている。しかし、物見ヶ岳付近では海拔 600-700m、高照寺山では海拔 600-650mの浸食小起伏面が山頂部に見られ、米山では海拔 400-450m、峯山では海拔 450-500m、大將軍山一銭壺山では海拔 400-540mの小起伏面が見られる(第1・3図)。

これらの浸食小起伏面のうち、海拔 600-700 mの平坦面は吉備高原面に、海拔 400-540mの平坦面は世

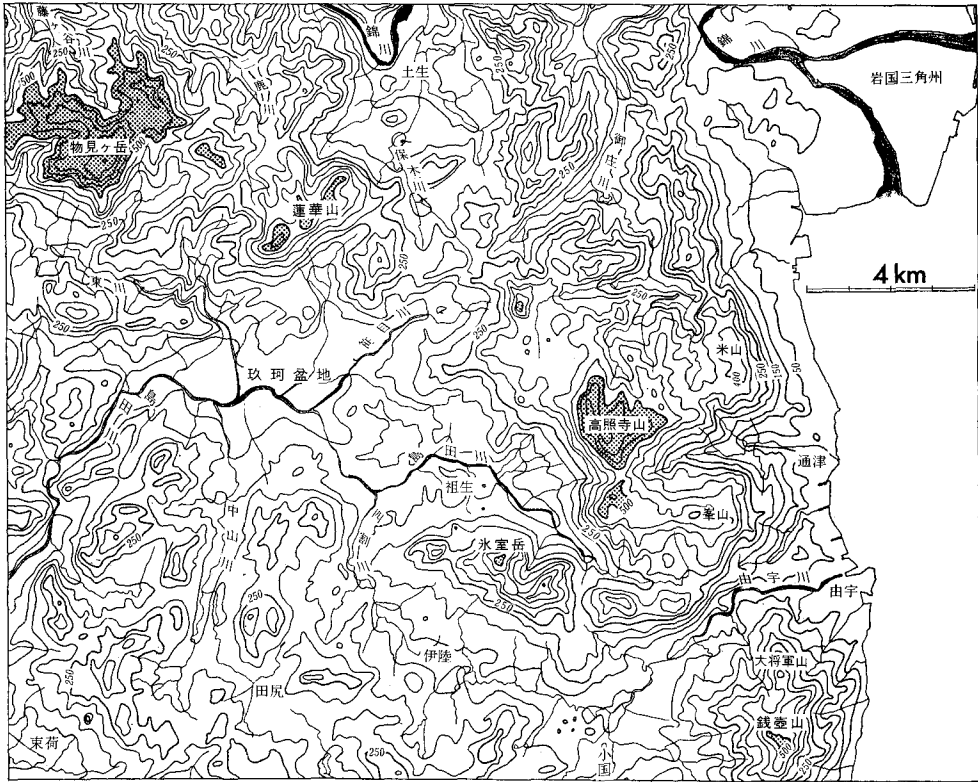
<sup>\*1)</sup> 中国出張所

<sup>\*2)</sup> 岡山大学 昭和55・56年度地質調査所併任

<sup>\*3)</sup> 広島大学 昭和55・56年度地質調査所併任

<sup>\*4)</sup> 環境地質部





第1図 岩国図幅地域の埋谷面図



第2図 蓮華山付近の地形(周東町上久原) 標高の低い丘陵は広島花崗岩類からなり、高い部分は玖珂層群からなる



第3図 高位山頂小起伏面の一例 高照寺山（周東町落合）山頂の平頂の平坦面（浸食小起伏面）は吉備高原面

ら  
羅台地面に対比され、前者は鮮新世に、後者は鮮新世末—更新世初めに形成されたと考えられている（藤原，1977，1979，1980）。なお、両平坦面は一括して吉備高原面と総称されることもある（藤原，1977）。

一方、海拔300m以下の丘陵や山麓緩傾斜地は瀬戸内海沿岸部、土生付近、玖珂—高森付近、祖生付近、伊陸付近、東荷付近などに発達する。いずれの地域も花崗岩類から構成されている。ふつう山麓緩斜面の上位には玖珂層群からなる急斜面をもつ山地がある。

これらの低位浸食小起伏面は瀬戸内面（貝塚，1950）に属し、更新世前期に形成されたと考えられている（藤原，1977，1979，1980）。

本図幅地域には北東-南西方向の断層が卓越し、その中には河谷の流路及び尾根を系統的に変位させている活断層もある。

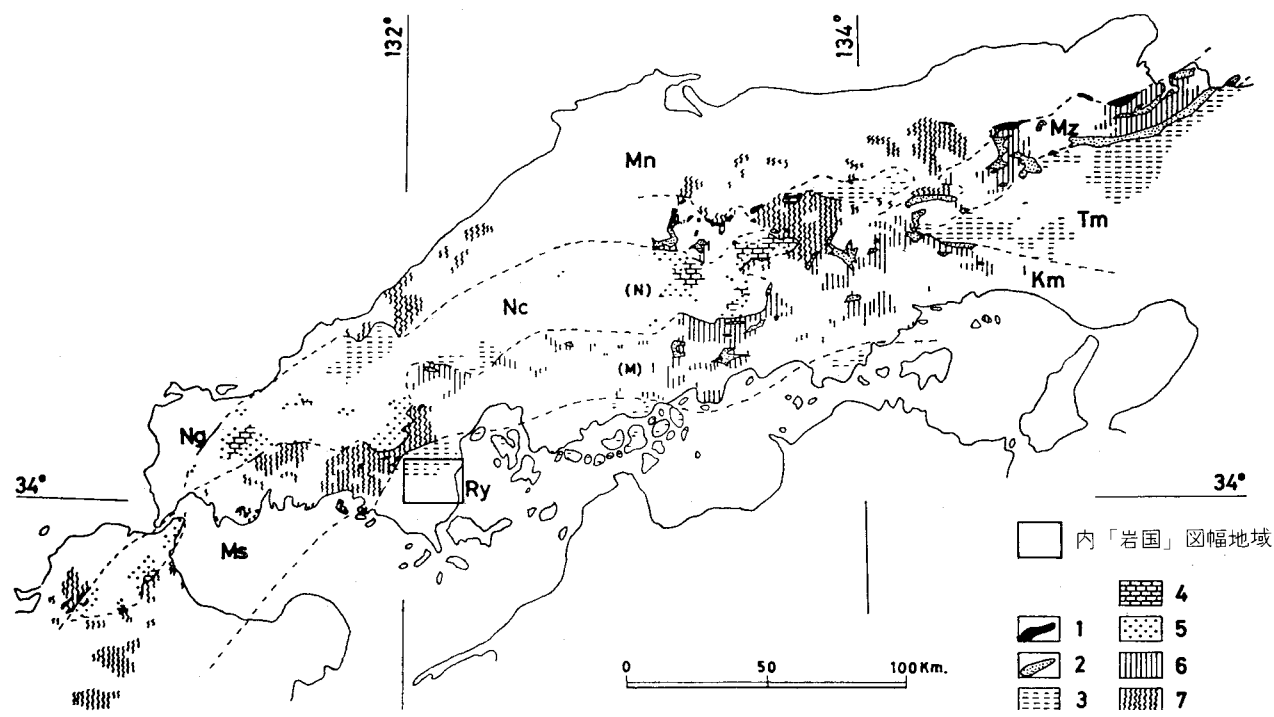
由宇川南岸部の小国付近には、標高100-150mの台地が発達し、そこには更新世頃の礫層が分布している。

崖錐堆積物は花崗岩地帯と玖珂層群地帯との境界付近の低位側（山麓緩斜面）に発達する。

平地は、錦川河口の三角洲及び本地域中央部の玖珂盆地が主要なものである。

## II. 地 質 概 説

本図幅地域は西南日本内帯の西よりに位置し、領家帯に属している。海底地すべり堆積相（オリストストローム）を多量に含む泥岩層とチャート層とからなる玖珂層群、領家花崗岩類及び広島花崗岩類が広く分布し、資源的には我国の主要タングステン鉱床区であるとともにマンガン鉱床密集地域でもある。また、明瞭な横ずれ地形を示す活断層の見られる地域でもある。



第4図 本州西部における中・古生層の地質構造区分 (長谷, 西村, 1979による)

1: 超塩基性岩類 2: 夜久野コンプレックス 3: 二疊—三疊系 4・5: 中央非変成帯の古生層 (4: 石灰相 5: 非石灰相) 6: 舞鶴—上郡帯 7: 三郡変成岩 Mn: 北変成帯 Nc: 中央非変成帯 (N): 北帯 Ms: 南変成帯 (M): 中帯 Mz: 舞鶴帯 Tm: 丹波帯 Km: 上郡帯 Ng: 長門構造帯 Ry: 領家帯

第1表 岩国図幅地域の地質総括表

地質時代		地質系統	地史
新生代	第四紀	沖積層 崖錐堆積物 段丘堆積物 小国層	瀬戸内面形成 世羅高原面 (400-550m) 形成 吉備高原面 (600-700m) 形成
	第三紀		
中生代	後期白亜紀	広島花崗岩類 { 岩国花崗岩 中山川複合岩 瀬越複合岩 下久原花崗岩 土生花崗閃緑岩	ひん岩岩脈 六呂師花崗斑岩岩脈群, 西長野石英斑岩岩脈群貫入 ホルンフェルス化及びスカルン鉱床生成 広島花崗岩類の貫入 高塔山珪長岩岩脈群の貫入 領家新期花崗岩類の片状構造形成 領家新期花崗岩類の貫入 領家古期花崗岩類の片状構造形成 縞状片麻岩の形成(珪線石生成) 領家古期花崗岩類の貫入 黒雲母スレート・雲母片岩の形成
	前期白亜紀	領家新期花崗岩類 { 差川花崗閃緑岩 祖生花崗閃緑岩 滑花崗岩 木部花崗岩	
		領家古期花崗岩類 { 天ヶ岳ミグマタイト 田尻花崗岩 蒲野片麻状花崗閃緑岩 大島片麻状花崗閃緑岩	
中生代	ジュラ紀-三疊紀	玖珂層群 { 仏峠泥岩層 相ノ谷チャート層 藤ヶ谷泥岩層・空山泥岩層 コセンドウ山チャート層・米山チャート層 荒瀬泥岩層・六呂師泥岩層 小泊チャート層 錢壺山層	多量の海底地すべり堆積物(オリストストローム)と チャート層とを主体とする地層の堆積, チャート層中の同時成層状マンガン鉱床の生成

本図幅地域の地質及び地史の概要は第1表に示した。

本図幅地域の地質は、三疊-ジュラ紀の玖珂層群とその変成岩類、白亜紀の領家花崗岩類及び広島花崗岩類、塩基性-酸性岩脈類、及び第四紀堆積物から構成されている。

玖珂層群は、チャート、礫質泥岩(海底地すべり堆積物)及び泥岩を主とし、砂岩、石灰岩、塩基性岩類を伴う地層で、本図幅地域北半部から南東部にかけて分布する。本層群は、以前は泥岩層中に挟まれる石灰岩中の紡錘虫化石から上部二疊系とされていたが、チャート層中のコノドント化石の研究から中-上部三疊系とされるようになった。しかし、最近、本図幅地域北方の玖珂層群とされている地層から

ジュラ紀の化石が見いだされ、玖珂層群にはジュラ系が含まれることが明らかになった。本図幅地域では、まだジュラ紀化石の報告はないが、本報告では玖珂層群を三畳—ジュラ系として記述する。

本図幅地域の玖珂層群は、全般に領家変成作用を受けている。再結晶作用は南に向かって強くなる。それを反映して岩石組織も変化する。ここでは、それによって、欽明路峠—大応山線以北を黒雲母スレート帯、その南側、高照寺山—空山線までを雲母片岩帯、更に、その南側を縞状片麻岩帯と呼ぶことにする。出現する鉱物から推定される変成度は黒雲母スレート帯→雲母片岩帯→縞状片麻岩帯の順に上昇しており、構成鉱物の粒度もその順に増大する。

この変成岩類は領家花崗岩類及び広島花崗岩類による接触変成作用を重複して受けている。特に、広島花崗岩類によるホルンフェルス化は広範囲に及んでいる。

領家花崗岩類は本図幅地域南部に、広島花崗岩類はその北側に分布する。領家花崗岩類は片状構造を持つが、広島花崗岩類は片状構造を持たない。両者が接する場合には、後者が前者を貫いている。貫入時代はともに白亜紀と考えられる。

領家花崗岩類は古期と新期に大別される。領家古期花崗岩類は大<sup>おお</sup>晶<sup>お</sup>片<sup>は</sup>麻<sup>ま</sup>状<sup>じょう</sup>花<sup>か</sup>崗<sup>が</sup>閃<sup>せん</sup>緑<sup>りょく</sup>岩<sup>がん</sup>、蒲<sup>が</sup>野<sup>まの</sup>片<sup>は</sup>麻<sup>ま</sup>状<sup>じょう</sup>花<sup>か</sup>崗<sup>が</sup>閃<sup>せん</sup>緑<sup>りょく</sup>岩<sup>がん</sup>、田<sup>た</sup>尻<sup>じり</sup>花<sup>か</sup>崗<sup>が</sup>岩<sup>がん</sup>及び天<sup>てん</sup>ヶ<sup>が</sup>岳<sup>だけ</sup>ミ<sup>ミ</sup>グ<sup>グ</sup>マ<sup>マ</sup>タイ<sup>タイ</sup>ト<sup>ト</sup>で、一般に片状構造が顕著であり、変成岩類の片状構造にはほぼ調和的に貫入している場合が多い。

領家新期花崗岩類は中程度—弱い片状構造を持つ花崗岩類で、領家変成岩類や領家古期花崗岩中に非調和的に進入しており、側岩に及ぼした接触変成作用は明瞭に確認される。木<sup>き</sup>部<sup>ぶ</sup>花<sup>か</sup>崗<sup>が</sup>岩<sup>がん</sup>、滑<sup>なめ</sup>花<sup>か</sup>崗<sup>が</sup>岩<sup>がん</sup>、祖<sup>そ</sup>生<sup>せい</sup>花<sup>か</sup>崗<sup>が</sup>閃<sup>せん</sup>緑<sup>りょく</sup>岩<sup>がん</sup>及び差<sup>さ</sup>川<sup>がわ</sup>花<sup>か</sup>崗<sup>が</sup>閃<sup>せん</sup>緑<sup>りょく</sup>岩<sup>がん</sup>がこれに属する。

広島花崗岩類は片状構造を持たない、塊状の非調和性の貫入岩で、花崗岩、花崗閃緑岩、細粒花崗岩、斑状花崗岩、アブライト、花崗斑岩など、組成・組織の異なる種々の岩相から構成されている。土<sup>は</sup>生<sup>せい</sup>花<sup>か</sup>崗<sup>が</sup>閃<sup>せん</sup>緑<sup>りょく</sup>岩<sup>がん</sup>、下<sup>か</sup>久<sup>く</sup>原<sup>げん</sup>花<sup>か</sup>崗<sup>が</sup>岩<sup>がん</sup>、瀬<sup>せ</sup>越<sup>ご</sup>複<sup>ふく</sup>合<sup>ごう</sup>岩<sup>がん</sup>、中<sup>ちゅう</sup>山<sup>ざん</sup>川<sup>がわ</sup>複<sup>ふく</sup>合<sup>ごう</sup>岩<sup>がん</sup>及び岩<sup>い</sup>国<sup>こく</sup>花<sup>か</sup>崗<sup>が</sup>岩<sup>がん</sup>がこれに属する。本岩類は、本図幅地域の中央部や東部などに分布し、玖珂層群につぐ広い露出面積を持つものである。試錐資料や接触変成帯の広がりから、玖珂層群分布地域の地下にも、かなり広範囲に潜在すると判断される。

岩脈類は非常に多く見られる。領家変成作用を受けた古期岩脈類と領家変成作用後に貫入した新期岩脈類とが識別される。前者は輝緑岩質ないし斑れい岩質の角閃岩で、片状構造を持ち、少数発達している。一方、新期岩脈類としては、酸性岩脈類、ひん岩岩脈及び斑れい岩岩脈がある。酸性岩脈類は非常に多く、岩脈密集域を形成して発達する傾向がある。ひん岩岩脈は少数であり、斑れい岩岩脈はまれである。

第四紀の地層としては、小国層、段丘堆積物、崖錐堆積物及び沖積層がある。

### III. 玖 珂 層 群

本図幅地域に分布する玖珂層群は、全域にわたって領家変成作用を受けており、黒雲母スレート帯、雲母片岩帯及び縞状片麻岩帯の変成岩に変化している。領家花崗岩類による接触変成作用を受けたものもある。その後、更に広島花崗岩類による接触変成作用を受け、広範囲にわたってホルンフェルスになっている。しかし、本報告では、層序・岩相の記載に当たっては、原岩名が使用され、地質図上では原

岩で区分されている。

### III. 1 研究史

本図幅地域に分布する玖珂層群は、古くは神津・中村(1911)による20万分の1地質図幅「広島」に、秩父古生層及び片麻岩系として分布が示された。また、同図幅説明書には、古生層と片麻岩系とは通津北西で漸移すること、古生層は片麻岩系との境界近くで黒雲母片岩になっていること、片麻岩系は古生層が変成したものであることなどが報告されている。

木下(1936)は、玖珂町鞍掛山付近に分布する玖珂層群泥質岩中に発達する紅柱石と堇青石の斑状変晶について報告した。

岩生(1936, 1938)は、柳井地方の領家変成岩類・花崗岩類の研究の一環として、本図幅地域南東部の領家変成岩類についても岩石学的記載を行った。

小島・岡村(1952)は、山口県東部の基盤岩類を領家帯と三郡帯と区分し、領家帯の原岩層を玖珂層群、三郡帯の原岩層を都濃層群と命名し、両者の境を末武川構造線とした。その際、領家帯を弱変成岩からなる領家外縁帯と領家帯プロパーとに分け、更に、領家帯プロパーを黒雲母片岩帯と縞状片麻岩帯とに区分し、領家外縁帯と黒雲母片岩帯の境を岩国市海土路一駄床線付近に引き、黒雲母片岩帯と縞状片麻岩帯との境を通津東西線(断層)とした。

KOJIMA(1953)は北部の三郡帯と領家帯との間に中間非変成帯(intermediate non-metamorphic zone)を設けた。また、玖珂層群の時代を、挟在する石灰岩レンズ中の紡錘虫化石から、二疊紀とした。

NUREKI(1960)及び岡村・濡木(1962)は、岩徳線以南の領家変成岩類・花崗岩類について研究し、領家変成岩類を第5表のように分帯するとともに、片状熱変成岩や縞状片麻岩の岩石構造の解析を行った。

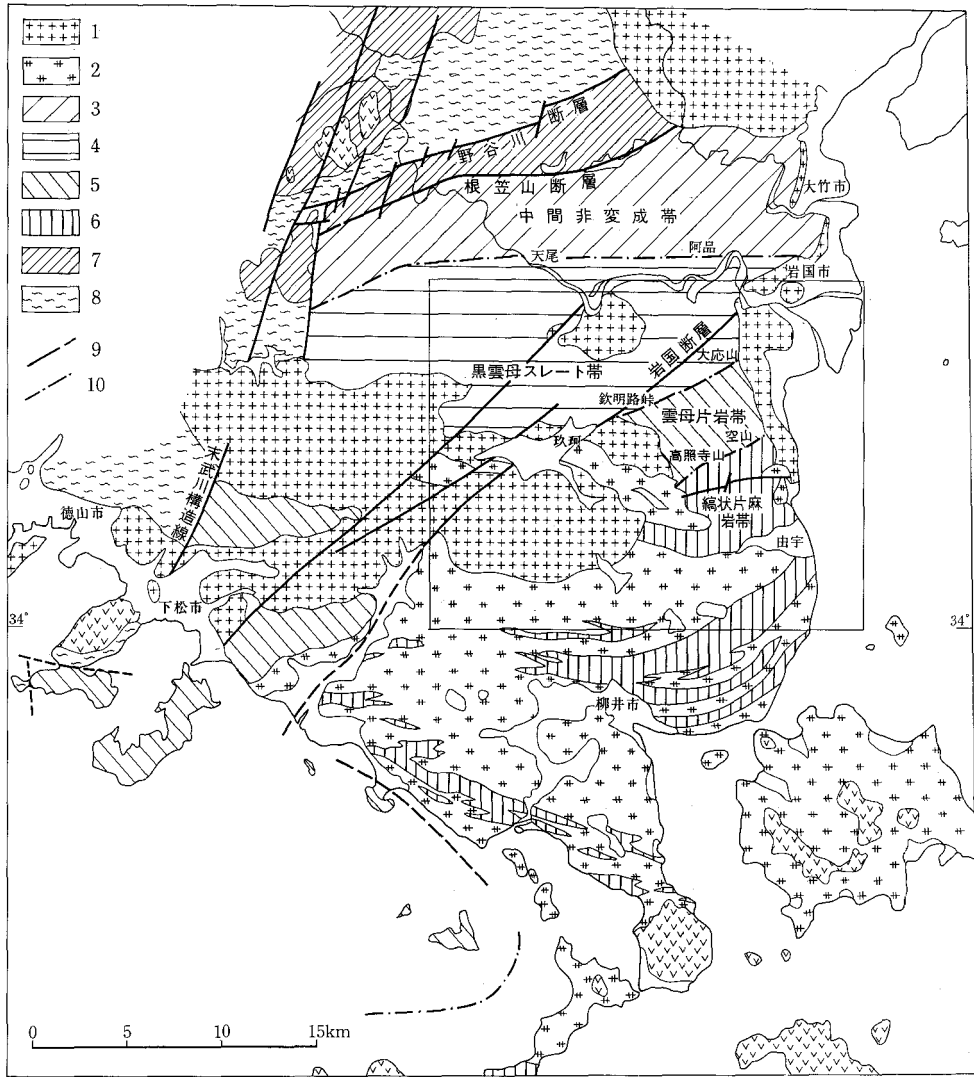
濡木(1963)は岩国市柱野付近に分布する礫質泥岩について記載を行い、その起源について、輝緑岩礫と石英礫は外来礫であるが、レンズ状ないし棒状をなして挟在するチャート礫は泥岩と同時に堆積したチャート層が堆積環境の急変によってレンズ状体ないし棒状体となったものであると考えた。

豊原(1974, 1976, 1977)は、本図幅地域北側の領家外縁帯のチャート層のコノドント化石の研究から、変成度の高い部分を含めて“領家帯”の地層のかなりの部分が三疊系であるとし、玖珂層群を再定義し、三疊系のみを玖珂層群とした。

本図幅地域北西部の玖珂層群は、TOYOHARA(1977)がコノドント化石群の研究から中—上部三疊系(Anisian—Norian)とした地層の延長部に当たる。

金属鉱業事業団(1981)は、本図幅地域内の二鹿付近のチャート層から Carnian のコノドント化石を報告している。

なお、早坂・原(1981)は、本図幅地域北方の美和町黒瀬に分布する玖珂層群の泥岩層と互層する酸性凝灰岩層から前期ジュラ紀の放散虫化石群を見出した。この事実は玖珂層群の泥岩層がジュラ系である可能性を示唆する。玖珂層群は三疊系チャート層とジュラ系泥岩層とが混在せしめられることによって形成されたものであるかもしれない。しかし、本図幅地域の泥岩層からはまだジュラ紀化石の報告はないので、本報告では、本図幅地域の玖珂層群を三疊—ジュラ系としておく。



第5図 山口県東部地域の地質概略図 山口県地質図〔(山口県, 1975)を簡略化, 一部修正〕枠は岩国図幅の位置  
 1: 白亜紀花崗岩類 2: 領家花崗岩類 3: 中間非変成帯 4・5・6: 玖珂層群 (4: 黒雲母スレート帯, 5: 雲母片岩帯, 6: 縞状片麻岩帯) 7: 上部二畳系 8: 三郡変成岩類 9: 断層 10: 領家変成帯分帯境界

### III. 2 概 要

玖珂層群は山口県東部に分布する三畳—ジュラ系で、分布範囲は東西 30 km、南西 30 km に及び、その西縁は末武川構造線(小島・岡村, 1952)によって三郡変成岩類と境され、北縁は根笠山断層(豊原, 1976)によって二畳系美川層群と境されている。南部では領家花崗岩類の貫入を受けており、また、北東部、東部、南西部などでは広島花崗岩類の貫入を受けている。

本層群は主としてチャート層と泥岩層との互層からなる。チャート層は主に層状チャートから構成さ

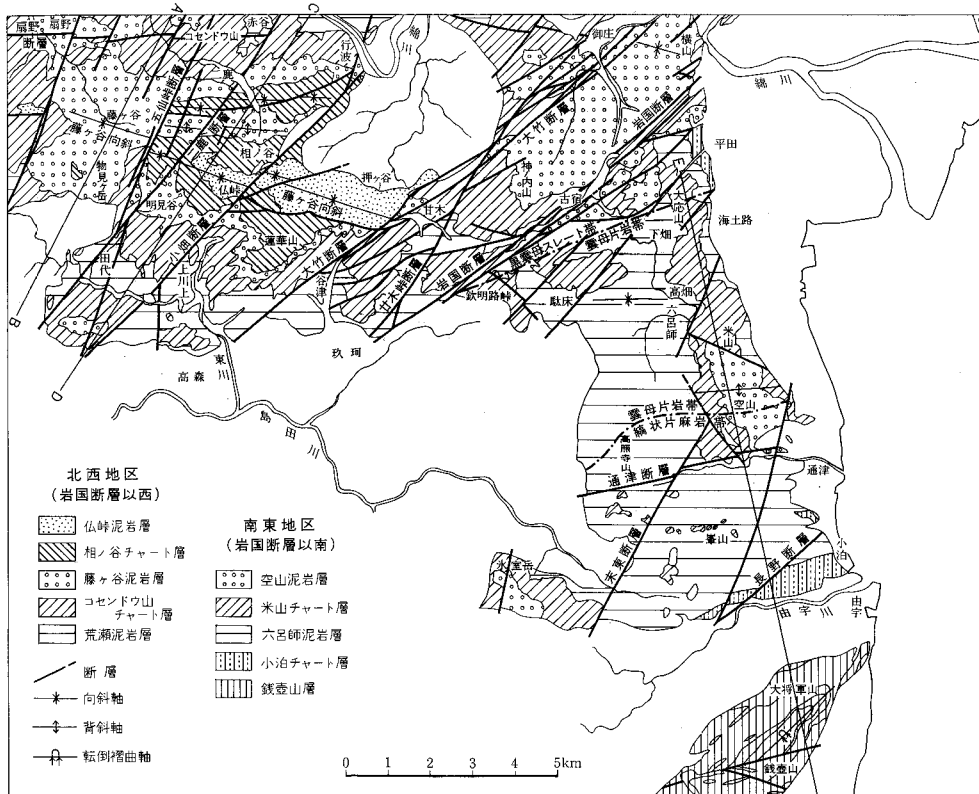
れている。泥岩層は礫質泥岩を主とする地層で、後背地を含めた規模の大きい地殻の変動に伴って生じた、変動時堆積物(オリストストローム)といえることができる。これを玖珂オリストストロームと呼ぶことにする。玖珂オリストストロームはその中にチャートのクラストやチャート層のレンズを多く含むので、泥岩層と互層する厚いチャート層もその構成員である可能性がある。

玖珂層群は、白亜紀に高温型の広域変成作用(領家変成作用)を受け、黒雲母スレート帯から雲母片岩帯へて縞状片麻岩帯にわたる変成岩類に変化した。第5図に示したように黒雲母スレート帯の北限は本図幅地域のすぐ北側を通ると推定され、変成度は南へ行くに従って上昇し、変成鉱物の粒度もそれに従って大きくなる。

本図幅地域は、このような玖珂層群分布地域のほぼ中央部に位置し、黒雲母スレート帯から縞状片麻岩帯にまたがっている。また、地質構造的には玖珂背斜(原ほか, 1979)の南翼部以南に位置し、層序的には玖珂層群の中部から下部にかけての地層から構成されている。

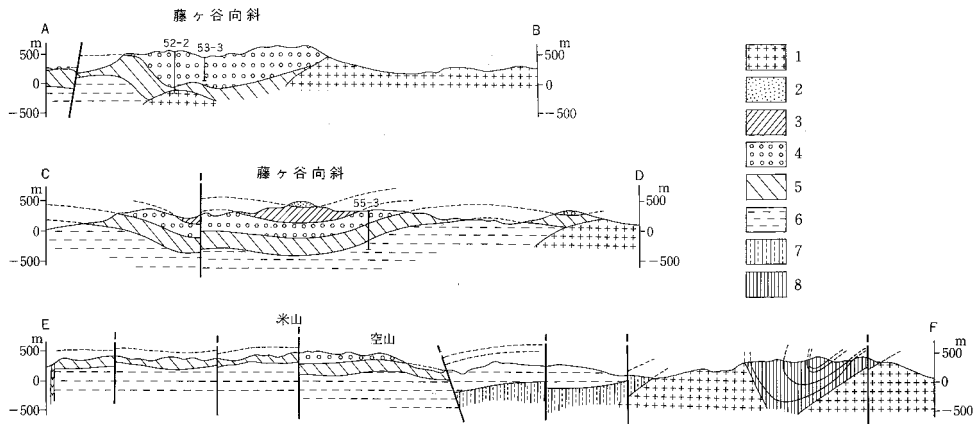
### III. 3 層 序

本図幅地域では、北東-南西系の断層が顕著なためと、鍵層がないため、玖珂層群の正確な層序の把



第6図 岩国図幅地域の玖珂層群の地層区分図





第7図 玖珂層群地質断面図

1: 白亜紀花崗岩類 2: 仏峠泥岩層 3: 相ノ谷チャート層 4: 藤ヶ谷泥岩層(A-B, C-D), 空山泥岩層(E-F) 5: コセンドウ山チャート層(A-B, C-D), 米山チャート層(E-F) 6: 荒瀬泥岩層(A-B, C-D), 六呂師泥岩層(E-F) 7: 小泊チャート層 8: 銭壺山層 (試錐52-2, 53-3, 54-3については第9図参照)

握は難しい。しかし、岩相の特徴から第6図と第2表のような区分と対比を行った。層序区分に当たっては、断層による分断の顕著な岩国断層付近を境にして、それ以西を北西地区、それ以南を南東地区とした。この北西地区と南東地区とは領家変成作用の弱い地域と強い地域とにほぼ相当する。両地区の岩層の対比は、北西地区の荒瀬泥岩層と南東地区の六呂師泥岩層とが岩相の特徴が似ていることから両者を同一層準として行った。なお、領家花崗岩中に小岩体としてとりこまれている玖珂層群は末区分とした。

### Ⅲ. 3. 1 銭壺山層

本層は由宇町有家から大將軍山・銭壺山をへて柳井市中山にかけて分布する。チャート層・泥岩層及び砂岩層から構成され、特に、泥岩層と互層する顕著な砂岩層によって特徴づけられる。砂岩・泥岩互層には塩基性岩類のレンズを含む礫質泥岩層も挟在する。本層はWSW-ENE方向の褶曲軸をもつ一つの転倒向斜を形成しており、有家付近に軸部が、大將軍山付近に高角度で北傾斜する北翼、そして銭壺山付近にゆるく北へ傾斜する南翼が発達している。層厚は850m+である。

本層のような岩相を持つ地層は由宇川以北では見られないので、本層は由宇川以北の地層とは別の層準——恐らく小泊チャート層よりも下位の層準——の地層と考えられる。

### Ⅲ. 3. 2 小泊チャート層

本層は由宇川以北では最下位の地層で、岩国市小泊から由宇町中村にかけての地域及び岩国市平田付近に分布する。主としてチャート層からなり、薄い泥岩層を挟む。小泊・中村地区のものは走向ほぼ東西で北に傾斜する。平田付近のものは全体としてほぼ水平な地層で、わずかに西に傾斜する。層厚は、下限が分らないので不明であるが、小泊・中村付近では100m以上と推定される。

### Ⅲ. 3. 3 六呂師泥層

本層は小泊チャート層を整合的に覆って、由宇川北方から岩国断層に至る地域に広く分布する。本層

第2表 岩国図幅地域の玖珂層群の層序区分と対比表

	北西地区	南東地区	岩相
ジュ ー ラ ー 三 疊 系	仏峠泥岩層		主として礫質泥岩と泥岩からなり、砂岩・チャート・石灰岩のレンズを挟む。
	相ノ谷チャート層		主としてチャート層からなり、泥質岩層を挟む。 (層状マンガン鉱床を伴う)
	藤ヶ谷泥岩層	空山泥岩層	主として礫質泥岩と泥岩からなり、砂岩・チャート・石灰岩のレンズを挟む。
	コセンドウ山チャート層	米山チャート層	主としてチャート層からなり、泥質岩層を挟む。 (層状マンガン鉱床を伴う)
	荒瀬泥岩層	六呂師泥岩層	主として礫質泥岩と泥岩からなり、砂岩・チャート・石灰岩・塩基性岩類のレンズを挟む。他の泥岩層より砂岩が多く、しばしば塩基性岩類を含む点で特徴がある。
		小泊チャート層	主としてチャート層からなり、泥質岩層を挟む。
		錢壺山層	チャート層と泥岩・砂岩の互層とからなる。優勢な砂岩層を伴う点で特徴がある。

北西地区：岩国断層の西側の地域、主に黒雲母スレート帯の岩石からなる。

南東地区：岩国断層の南側の地域、主に雲母片岩帯及び縞状片麻岩帯の岩石からなる。

は礫質泥岩と泥岩とを主とする地層で、しばしば砂岩やチャートの薄層、及び砂岩・チャート・石灰岩及び塩基性岩類のレンズ状岩体を挟む。泥岩は砂岩あるいはチャートと細かく互層する縞状泥岩もある。礫質泥岩は本層上部に多く、下部で少ない傾向がある。砂岩はひんぱんに薄層またはレンズ状をなして泥岩中に挟在する。塩基性岩類は六呂師周辺と峯山南方とに多く見られ、縞状のものと塊状のものがあるが、いずれも泥岩層中に調和的に挟まれている。石灰岩はレンズ状あるいは紡錘状をなして泥岩中に挟まれており、周辺部がスカルン化している場合もある。

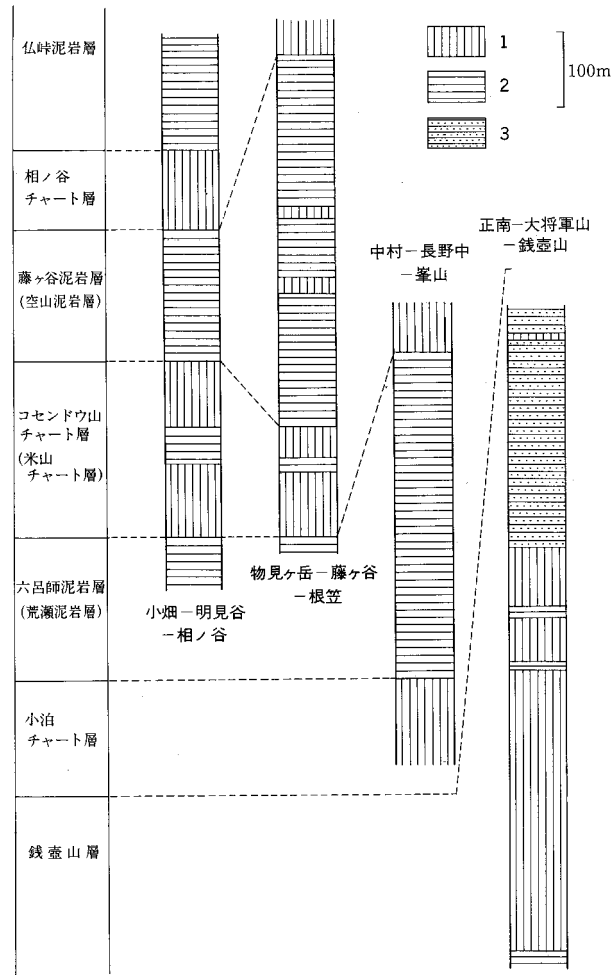
本層は南部の峯山付近では走向東西で緩く北に傾斜する。通津断層で切られ、その北では南傾斜となる。空山付近では、ほぼ水平ないしわずかに東傾斜となり、その北では緩やかな背斜・向斜を示しながら<sup>しもはた</sup>下畑北方まで連続する。層厚は峯山付近では300-400mと推定される。六呂師付近では下位の地層が露出していないので不明である。

### Ⅲ. 3. 4 荒瀬泥岩層

本層は北西部地区の最下位の地層で、本図幅地域の北縁の<sup>あかたに</sup>赤谷付近とその東方及び本図幅北方の荒瀬・多田付近にかけて分布する他、高森北方の田代から川上をへて<sup>やつ</sup>谷津に至る地域に分布する。本層は礫質泥岩と泥岩とを主とし、しばしば砂岩層を挟む。また、しばしば石灰岩・チャート・砂岩・塩基性岩類のレンズ状岩体も挟在する。

本層の模式地は赤谷北東方1kmの岩国市荒瀬付近であるが、そこでは砂岩が本図幅地域より多くなり、塩基性岩類のレンズ状岩体が多く見られる。このような本層の特徴、すなわち、砂岩をひんぱんに挟み、塩基性岩類のレンズを含み、石灰岩・チャート・砂岩のレンズ状岩体を多く含むなどの岩相特性は、六呂師泥岩層の岩相と似ている。したがって本報告では本層を六呂師泥岩層に対比した。

本層の層厚は、荒瀬付近では、下位の地層が露出していないため下限は分からないが、300m以上あり、本図幅地域北縁部にはその一部が分布する。田代から谷津にかけての地域でも、下限が分からない



第8図 玖珂層群柱状図

1: チャートを主体とする地層 2: 泥質岩を主体とする地層 3: 砂岩と泥質岩を主体とする地層

が、150m 以上は露出している。

### Ⅲ. 3. 5 米山チャート層

本層は、南東地区で、六呂師泥岩層を整合的に覆って、通津西方の<sup>もどろ う はた</sup>本呂尾・畑付近から<sup>ひうちわ</sup>火打岩・米山をへて大応山付近にかけての地域、<sup>ひむろだけ</sup>駄床北方、及び氷室岳付近に広く分布する。峯山付近の山頂部のチャート層及び五瀬ノ湖付近からその北方にかけて分布するチャート層も本層に属するものと考えられる。

本層は主としてチャート層からなり、しばしば泥岩層（厚さ10-30 m）を挟む。泥岩層は泥岩のみからなる場合もあるが、ふつう礫質泥岩と泥岩とからなる。

本層の層厚は<sup>こうはた</sup>高畑北方や駄床北方で厚く、200 m 程度であるが、火打岩付近では100m、氷室岳付近で

100-150m, 五瀬ノ湖北方では70-100mである.

### Ⅲ. 3. 6 コセンドウ山チャート層

本層は、北西地区で、荒瀬泥岩層を整合的に覆って、本図幅地域北部の行波からコセンドウ山をへて扇野に至る地域及び持国から近延東方にかけての地域、南部の田代北方から上川上をとて谷津上・甘木山にかけての地域、及び欽明路峠付近から古宿に至る地域に分布する。

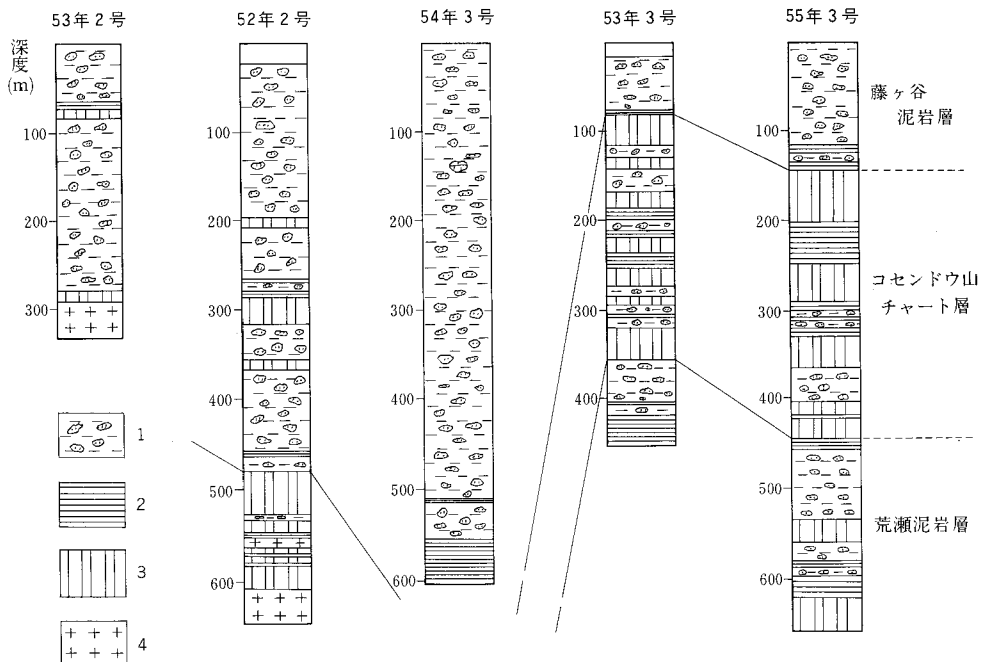
本層は主としてチャート層からなり、4-5枚の泥岩層(厚さ5-40m)を挟む。層厚はコセンドウ山付近では200-300m, 田代東方では250-300m, 蓮華山南方では50-100m, 古宿西方では200m程度である。挟在する泥岩層は主として泥岩からなるが、ふつう礫質泥岩を伴い、時には礫質泥岩が泥岩より多いこともある。

### Ⅲ. 3. 7 空山泥岩層

本層は、南東地区で、米山チャート層を整合的に覆って、空山付近、氷室岳付近、下畑北西方などに分布する。本層は主として礫質泥岩と泥岩とからなり、薄いチャート層や砂岩・チャート・石灰岩のレンズ状岩体を挟む。本層は、上限は分からないが、空山付近では200m程度の厚さをもっている。

### Ⅲ. 3. 8 藤ヶ谷泥岩層

本層は、北西地区で、コセンドウ山チャート層を整合的に覆って、藤ヶ谷付近を中心に、北は扇



第9図 錦川地域広域地質構造調査試錐柱状図 (金属鉱業事業団, 1981による)

1: 礫質泥岩(オリストストローム) 2: 泥岩 3: チャート 4: 花崗岩類試錐地点は地質図参照

野、東は二鹿<sup>ふたしか</sup>東方及び相ノ谷<sup>あい たに</sup>北方、南は物見ヶ岳<sup>あけ み だに</sup>付近にかけての地域、明見谷<sup>あけみ</sup>部落付近から蓮華山の南山腹にかけての地域、及び神ノ内山<sup>こう うち</sup>から岩国市横山に至る地域に分布する。本層は主として礫質泥岩からなり、薄い泥岩層やチャート層、及び石灰岩・砂岩・チャートのレンズ状ないし紡錘状岩体を挟む。本層の層厚は膨縮があり、藤ヶ谷<sup>きわだ</sup>北方や喜和田鉦山<sup>きわだ</sup>付近では第8図に示したように、500-600 m+であるが、蓮華山南山腹では50 m程度となる。神ノ内山から横山にかけての地域では200m以上と推定される。

### Ⅲ. 3. 9 相ノ谷チャート層

本層は藤ヶ谷泥岩層を整合的に覆って、岩国市相ノ谷<sup>あい たに</sup>付近から明見谷<sup>あけみ</sup>部落北方に至る地域、二鹿南方から熊ヶ山にかけての地域、及び本図幅地域西縁の美川<sup>せいじろ</sup>町清代周辺地域に分布する。本層は主としてチャート層からなり、3-4枚の泥岩層を挟む。挟在する泥岩層は厚さ10-30 mで、泥岩と礫質泥岩からなる。本層の層厚は相ノ谷付近では100-200mである。

### Ⅲ. 3. 10 仏峠泥岩層

本層は相ノ谷チャート層を整合的に覆って、仏峠<sup>ほとけとうげ</sup>西方から仏峠<sup>おし たに</sup>付近をへて押ヶ谷南方にかけて分布する。本層は主として礫質泥岩と泥岩からなり、チャート層及び石灰岩・チャート・砂岩のレンズ状岩体を挟む。押ヶ谷南西方では厚さ30-50mの2枚のチャート層を挟む。本層の層厚は、上限が分からないので不明であるが、仏峠西方では150m+、押ヶ谷南方では250m+である。

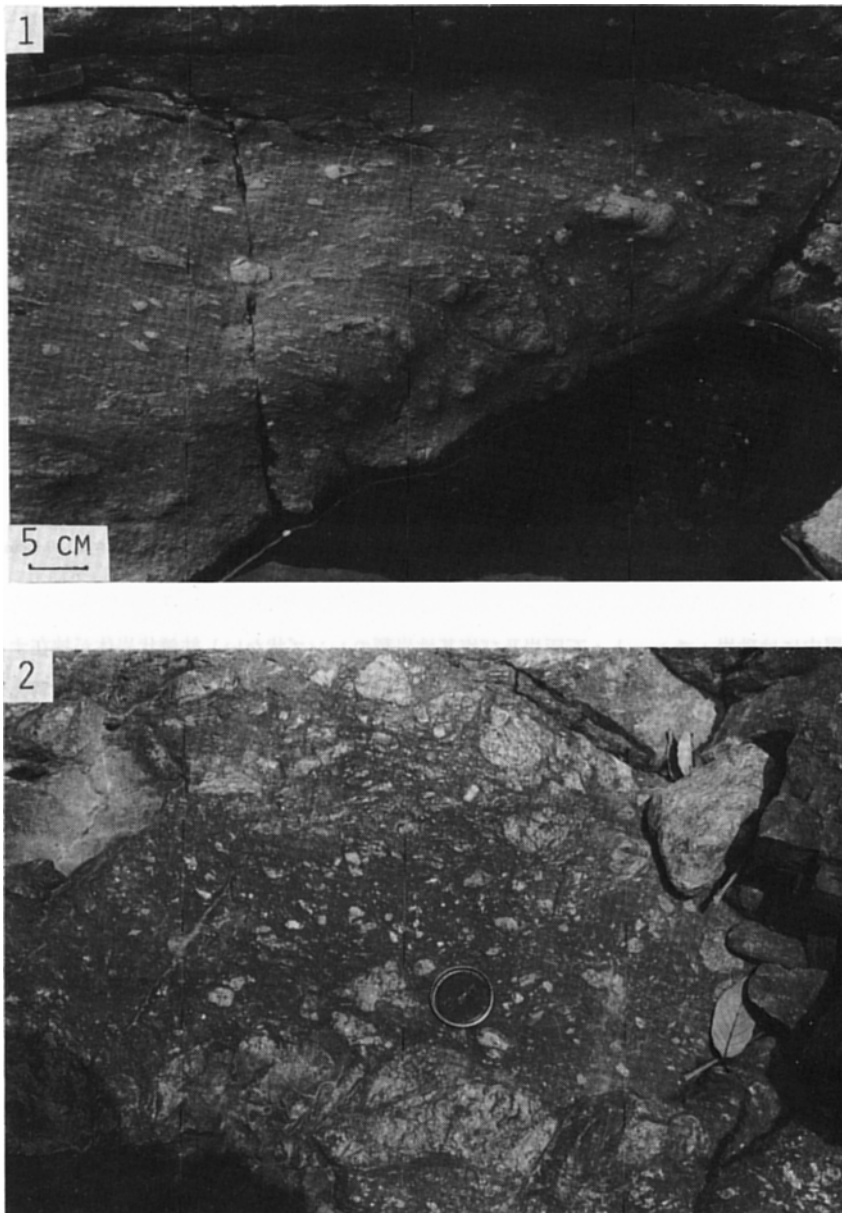
### Ⅲ. 3. 11 末区分層

本層は、本図幅地域南部に分布する領家古期花崗岩類中にレンズ状小岩体として包有されているものである。それらのレンズ状小岩体の規模は、幅50 cm×長さ1 m位のものから、幅200 m×長さ700 m位のものまでであるが、大規模なものは少なく、大部分は幅2-5 m、長さ10-30 mまたはそれ以下である。岩質はほとんどは層状チャート起源の縞状片麻岩であり、一部が礫質泥岩・泥岩ないし砂岩起源の縞状片麻岩である。まれに石灰岩も見られる。レンズ状岩体は周囲の領家古期花崗岩類の片状構造にほぼ調和的に胚胎されており、ふつう両者の境界部には薄い細粒優白質花崗岩が認められる。細粒優白質<sup>てん だけ</sup>花崗岩はレンズ状岩体内部にも縞状片麻岩の層理面に沿って発達していることが多い。なお、天ヶ岳<sup>てん だけ</sup>ミグマタイト中には、無数の、様々の程度にミグマタイト化された、縞状片麻岩のレンズ状一角礫状の小岩体が包有されているが、それらは地質図には示さなかった。

## Ⅲ. 4 岩 相

上述のように、本図幅地域の玖珂層群は泥岩層とチャート層との互層からなるが、泥岩層は主として礫質泥岩からなり、チャート層は主として層状チャートからなる。

礫質泥岩は、泥質基地中に様々な形・大きさ・岩種の岩片を含む岩石の総称で、アペニンで *argille scagliose* (例えば SESTINI, 1967) と呼ばれる岩石にほぼ相当し、pebbly mudstone (CROWELL, 1957) より



第10図 玖珂層群の礫質泥岩（岩国市二鹿） 1：礫は大部分砂岩 一部がチャート，中礫—細礫が多く，まれに大礫がある 2：礫は大部チャート 一部が砂岩 大礫がかなり入っている

は広義に使用している。いずれにせよ，その組織・構造・規模などから判断して，変動時の堆積物であり，長時間にわたる地殻変動に伴う，大規模な海底地すべりによって生じた地層，すなわち，オリストストローム (FLORES, 1955) であるといえる。

層状チャートはふつう1-5 cm の珪質部と0.5 cm 以下の泥質部との規則的互層からなるもので，その形成が堆積時にさかのぼると考えられる顕著な層内褶曲や根なしの褶曲がしばしば発達する。



第11図 玖珂層群の層状チャート（岩国市二鹿）厚さ2-5cmの灰白色チャート層と、厚さ0.1-0.5cmの暗灰色—黒色泥岩層との規則的互層

泥岩層中には砂岩・チャート・石灰岩及び塩基性岩類のレンズ状ないし紡錘状岩体が挟在する。そのうち石灰岩は上部古生界に対比され、海底地すべりの際基盤の削剝によって供給されたと考えられる。塩基性岩類もレンズ状をなし、石灰岩を伴うことがあるので、基盤岩起源のものがあると考えられる。

これらの岩石は三疊紀—ジュラ紀に堆積し、その後、恐らくは白亜紀に領家変成作用を受けて、黒雲母スレート帯から縞状片麻岩帯にわたる変成岩に変化した。更に、領家新期花崗岩類や広島花崗岩類による接触変成作用を重複して受けて複変成岩になっているものも多い。

### Ⅲ. 4. 1 黒雲母スレート帯の岩相

**礫質泥岩** 本岩は黒色ないし暗灰色の泥質基地中に砂岩・チャートなどの岩片（礫，クラスト）が散乱するものである。基地の部分はふつう弱い片状構造を示す。これはスレート劈開とみなされる。この劈開面には線構造が認められることが多い。本岩はホルンフェルス化を受けると褐色味を帯びた色調を示し、ホルンフェルス化が強い場合には暗褐色—暗紫色となり、点紋を生じる。点紋はゴマ粒大から大豆大、時には径1cmか超えるものもあるが、ふつうは小豆大のものが多い。

礫は灰白色—暗灰色で、ふつう基地よりも淡色である。礫の形は極めて多様で、角ばったものから長円形—球形に近いものまであり、引き裂かれたものや伸びたものもある。また、大きさも多様で、砂粒大のものから地質図に表現できるほどの大きさのものまである。角礫状以外の岩片は層理面（層面スレート劈開面）に調和的に挟在し、一般に褶曲軸方向に伸びている。

礫の岩種は砂岩とチャートが圧倒的に多い。泥岩礫も研磨面や鏡下での観察からするとかなり多いが、淡色のシルト質ラミナを伴う場合を除いて野外で織別することは難しい。石灰岩や塩基性岩類の礫もまれに見られる。石英粒が含まれていることもある（第Ⅱ図版）。

これらの礫は不規則に混じりあっていて、同じ種類の礫が同一層準に規則的に配列するようなことは

ない。しかし、チャート礫はチャート層の近くの泥岩層中に多く、砂岩礫はチャート層から離れた層準で多い傾向がある。

鏡下では、泥質基地部は主に石英、斜長石、白雲母及び黒雲母からなり、少量の緑泥石、石墨、鉄鉱を伴う。少量の電気石やざくろ石が見られることもある。石英は碎屑物起源のものと再結晶して生じた細粒結晶とがモザイク状集合をなす。白雲母は細かい鱗片として層面スレート劈開に平行に配列するものと、比較的大きい結晶として劈開面とは無関係に発達するものがある。黒雲母は白雲母と伴っており、劈開面にほぼ平行に配列するものや、ランダムに配列するものがある。ホルンフェルス化が強くなると構成鉱物の粒度が大きくなり、黒雲母が多くなり、粗粒の白雲母が多くなる。また、点紋を生じる。点紋は大きさ 0.1 mm 位から 1 cm 位まであり、まれに堇青石から構成されている場合もあるが、ふつうは白雲母及び黒雲母に変質してしまっている(第Ⅲ, Ⅳ図版)。白雲母及び黒雲母からなる点紋もその外形から判断して、元々は堇青石から構成されていたと考えられる。

砂岩礫は主に石英・斜長石・カリ長石の砂粒からなり、少量の黒雲母・白雲母・ジルコンなどを伴う。チャート礫は主として細粒石英のモザイク状集合体からなり、少量の白雲母、時には黒雲母の小鱗片を伴う。

**泥岩** 本岩は暗灰色の通常の泥岩、淡灰白色の珪質泥岩及び炭質物を多く含む黒色泥岩に大別されるが、大部分は通常の泥岩である。

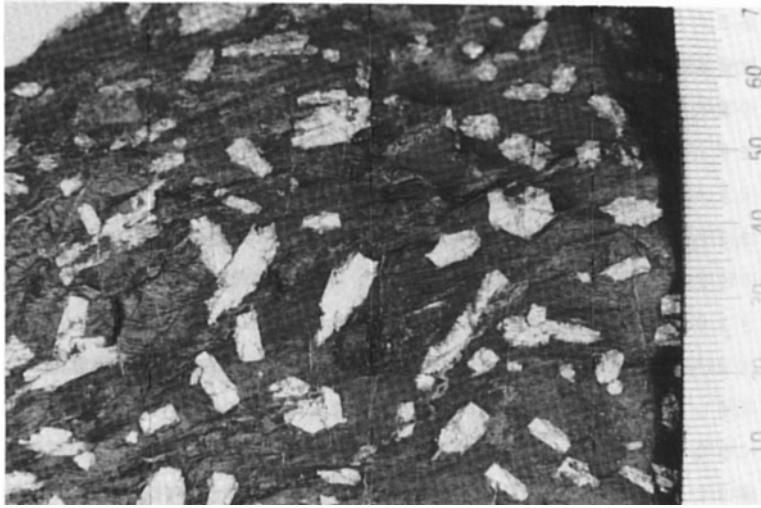
暗灰色泥岩は細粒・緻密な岩石で、ふつう弱い片状を示し、スレート劈開面(層面スレート劈開面)には線構造が認められる。ホルンフェルスになっていることが多く、ホルンフェルス化の強い場合には暗褐色となり、点紋を生じる。

鏡下では、主に石英・白雲母・黒雲母・斜長石からなり、少量の緑泥石・鉄鉱・石墨を伴う。石英は碎屑源のものと再結晶によって生じたものがある。白雲母は細粒鱗片状をなし、黒雲母や緑泥石とともに劈開面にほぼ平行に配列する。黒雲母も細粒鱗片状をなし、白雲母を伴って劈開面にほぼ平行に配列する。ホルンフェルス化を受けると黒雲母が増加し、粗粒の白雲母が生じる。それらは劈開面とは無関係にランダムに配列する。ホルンフェルスが強くなると再結晶作用は更に完全になり、構成鉱物の粒度は増大するとともに、点紋を生じる。粗粒の白雲母の量は更に多くなり、黒雲母の粒度も大きくなる。電気石やざくろ石も生じる。点紋は 0.1 mm 位から 1 cm 位まであり、小さい点紋は黒雲母からなるが、大きい点紋は堇青石やそれを置換えた白雲母からなる。

珪質泥岩は灰白色―帯褐淡青色の細粒・緻密な岩石である。色調を異にする薄いラミナの細かい互層からなることが多く、弱い片状をなす。本岩はチャート層の近くで見られることが多く、チャート層中に挟在する薄い泥岩層中では少量ではあるが、ふつうに見られる。鏡下では、主として細粒の石英と白雲母からなり、少量の緑泥石や黒雲母を伴う。ホルンフェルス化の強いものでも黒雲母の量は多くない。

炭質泥岩は黒色細粒の岩石で、石墨を多く含む。泥質岩層中に厚さ 1-2m、時に 5 m 程度の地層として挟まれており、厚いチャート層の近くに発達することが多い。ホルンフェルス化を受けると、本岩は通常の泥岩や礫質泥岩よりも大きな点紋を生じやすく、ホルンフェルス化の強い所では長さ 1-2 cm、時に 5-10 cm の堇青石や紅柱石の点紋(斑状変晶)を生じている。一般に劈開面が強く発達しており、そ





第12図 点紋黒色(炭質)泥岩(周東町明見谷) 点紋は堇青石と紅柱石(現在は大部分白雲母に変化)

れに沿って剥離しやすい。時に細礫を伴うことがあり、礫質泥岩と漸移することがある。鏡下では、主として石英・石墨・白雲母からなり、少量の黒雲母・鉄鉱などを伴う。鉄鉱はふつう黄鉄鉱で、ホルンフェルス化の強い場合は磁硫鉄鉱のこともある。堇青石や紅柱石の斑状変晶は自形ないし半自形を示す。ふつうはその大部分または全部が白雲母に変化している(第Ⅲ・Ⅳ図版)。

**チャート** 本図幅地域のチャートは大部分が層状チャート(bedded chert)で、一部が塊状チャート(massive chert)及び縞状チャート(banded chert)である。

層状チャートは、ふつう厚さ1-3 cmの珪質部と厚さ0.5 cm以下の泥質部との規則的互層からなるものである。珪質部の厚さは5-10 cmのこともあり、泥質部の厚さも1-2 cmのこともある。また、時には珪質部と泥質部とがほぼ似た厚さのこともある。

層状チャートはしばしば顕著な層内褶曲や根なしの褶曲を示し、層内不連続面もよく見られる。層内褶曲の軸面は屈曲しており、褶面も定向性を示さないことが多い。

層状チャートの珪質部は、細粒・緻密・堅硬で、色は灰白色—暗灰色、時に白色、クリーム色、赤褐色などを示す。鏡下では、細粒石英のモザイク状集合体からなり、ごく少量の白雲母及び黒雲母の小鱗片を伴う。しばしば石英細脈も見られる。基地の石英粒の大きさはふつう0.02-0.05 mmである。石英細脈の石英粒はそれより少し大きく、径0.05-0.1 mmである。

泥質部は、褐色味を帯びた暗灰色—黒色を示し、ふつう細粒緻密である。鏡下では石英・白雲母・黒雲母・斜長石・石墨などからなる。ホルンフェルス化を受けた所ではしばしば点紋を生じ、ざくろ石を生じている。

塊状チャートは、ふつうマンガン鉱床の下盤に厚さ1-2 mのレンズ状岩体として見られ、まれにはマンガン鉱床のない所でも厚さ1-2 mのレンズとして層状チャート中に地層に調和的に挟在する。鏡下では、主として細粒石英のモザイク状集合体と石英細脈とからなり、ごく少量の白雲母と黒雲母の小鱗片を伴う。



第13図 玖珂層群の砂岩（岩国市古宿） 灰白色粗粒砂岩中に黒色泥岩の角ばった岩片を含む

縞状チャートは薄い珪質ラミナと泥質ラミナとが細かく互層するもので、チャート層と泥岩層の境界部に薄層として見られることがある。鏡下では主として細粒石英からなる縞と相対的に雲母類(大部分は白雲母)が多い部分とからなる。

**砂岩** 本岩は、側方への連続性に乏しい薄層またはレンズ状ないし紡錘状岩体として泥岩層中に挟在する。本岩は、暗灰色―灰白色で、ふつう塊状をなし、明瞭な層理を示さない。大部分は中粒砂岩で、時に粗粒部を挟み、粗粒部に黒色泥岩の角礫状岩片を含むことがある。鏡下では石英と長石の砂粒とそとの間を埋める細粒石英、黒雲母及び白雲母からなる。碎屑性の黒雲母も少量見られ、しばしばジルコンも見られる。石英と長石の砂粒は一般に円磨度が低く、角ばっているものが多い。

**石灰岩** 本岩は、白色・灰白色・暗灰色を示し、再結晶して糖晶質となっている。石灰岩体の形は紡錘状またはレンズ状で、ふつう周囲の泥質岩の褶曲軸の方向に伸長している。泥質岩との境界は明瞭で、個々の岩体の側方への連続性は全くない。鏡下では主として方解石の等粒状結晶からなる。一部の岩体では脈状ないしレンズ状のドロマイトを伴うこともある。

**塩基性岩類** 本岩の暗緑色の細粒の岩石で、レンズ状―紡錘状をなして泥質層中に挟在する。しばしば石灰岩の小岩片を含んでいる。鏡下では、陽起石質角閃石・斜長石・緑泥石・緑れん石・方解石・スフェン・鉄鉱が認められる。

### Ⅲ. 4. 2 雲母片岩帯の岩相

本図幅地域では欽明路峠―大応山線以南の玖珂層群の岩石は片状構造や線構造の発達が顕著となり、構成鉱物の再結晶は一層完全になっている。ここでは、片状構造・片理として記載できるような特徴を持つようになる(第Ⅸ図版)。滝ノ下付近までの岩石は細粒で、むしろ片岩というよりは千枚岩に近いが、それ以南では変成鉱物も大きくなり、縞状構造も見られるようになり、片岩と呼ぶべき特徴を示すようになる(第Ⅴ, Ⅵ図版)。チャートでは片理の発達は著しくないが、片理面に平行な黒色の薄い縞が顕著

となる。鏡下では石英粒の片理面方向への伸長や微粒の雲母や黒色鉱物(石墨)の平行配列が見られる。

砂岩は雲母片岩帯の南限近くでも片理の発達は著しくない。礫質泥岩では基地の部分は片理や縞状構造の発達が顕著であるが、礫状構造はよく保存されている。しかし、その中に含まれている砂岩やチャートの礫は角ばったものは少なくなり、ほとんどがレンズ状ないし棒状になっているので、片理形成に伴って圧延や引伸しを受けたものと考えられる。塩基性岩類は、泥岩程顕著でないが、片理面や縞状構造が発達する。

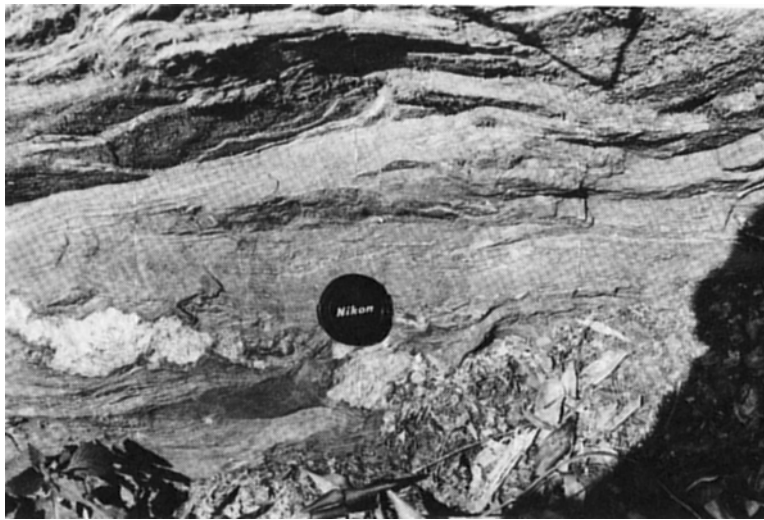
雲母片岩中の雲母類のゲフェーゲ図はBテクトナイトの特性を示し、チャートや泥岩中の石英ゲフェーゲ図は層面片理面を対称面の1つとする斜方性対称を示す。また線構造は高い集中度を示し、線構造は褶曲軸の方向とも極めてよい一致を示す。これらの事実は、変形条件下で雲母や石英が晶出したことを意味している(NUREKI, 1960)。

雲母片岩帯の泥質片岩にもしばしば点紋が認められる。それはしばしば堇青石や紅柱石の自形斑状変晶である。これらは定向配列を示さないので、片理形成後に貫入した花崗岩類の接触変成作用の産物であると考えられる。

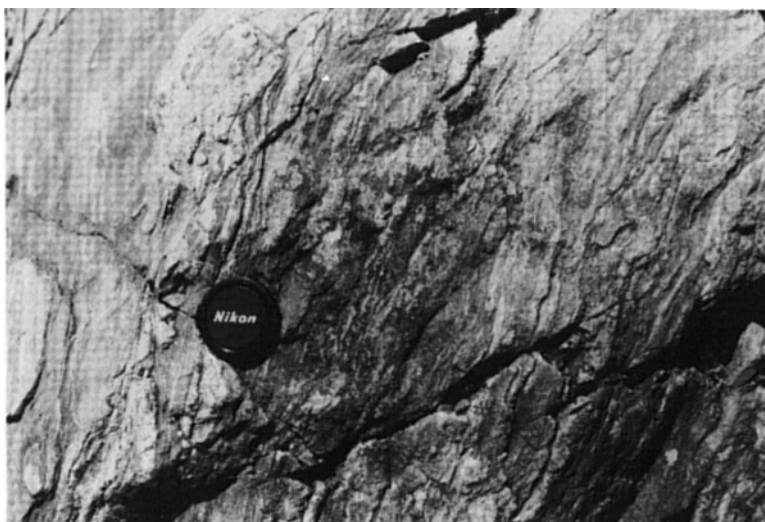
### Ⅲ. 4. 3 細状片麻岩帯の岩相

本図幅地域の玖珂層群は高照寺山—空山線付近以南では縞状片麻岩となっている。

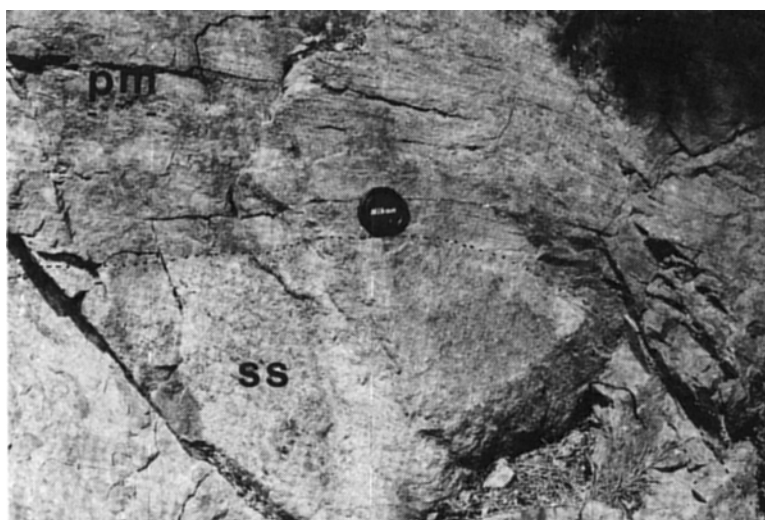
泥質縞状片麻岩及び砂質縞状片麻岩(縞状黒雲母片麻岩)は、泥岩・礫質泥岩及び砂岩が片麻岩化したもので、一般に珪長質の部分と雲母質の部分とが縞状を呈する。泥岩起源のものは1-3mmの淡褐色の縞と帯褐晴灰色の縞との細かい互層からなり、砂岩起源のものは1-2cmの淡褐紫色の縞と1mm程度の暗褐色の縞とからなる。礫質泥岩は原岩の組織を野外でも識別できる程度に残したまま片麻岩化している(第15・16図)。礫質泥岩の基地の部分は優黒色部と優白質部との細かい互層からなるが、礫の部分は片麻状組織が基地の部分程細かくなく、色も淡色である。鏡下では、砂岩源のものが粗粒で、雲母



第14図 泥岩起源の縞状片麻岩(柳井市奥畑北方) 1-3mmの淡色縞と暗色縞とからなる縞状構造が顕著



第15図 礫質泥岩起源の縞状片麻岩(柳井市奥畑北方) 礫は変形を受けてはいるが、外形は容易に識別できる



第16図 礫質泥岩及び砂岩起源の縞状片麻岩(柳井市奥畑北方) 下半部(ss)が砂岩起源の片麻岩、元来は礫質泥岩中の巨礫で、縞状構造の発達程度は周囲の泥質部に比べて弱く、外形の変形も著しくない。pmは礫質泥岩。縞状構造がよく発達している

類が少なく、泥岩源のものが細粒で雲母類が多い(第VI図版)。構成鉱物から、石英・斜長石・黒雲母を主とするものと、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・珪線石・堇青石を主とするものとに大別される。前者は砂岩源のものに多い。堇青石と珪線石は共存する場合が多いが、いずれか一方のみ存在することもある。ふつう、ざくろ石を伴っており、所によっては量が多いこともある。

珪質縞状片麻岩は、チャートを原岩とするもので、大部分は層状チャート起源である。片麻岩化され



第17図 層状チャート起源の縞状片麻岩(柳井市奥畑北方) 厚さ 1-2cm の珪質部と厚さ 0.1-0.5cm の泥質部の規則的互層 片麻岩に変化しても原岩の層状構造はよく残存している

でも原岩の層状構造をよく保存しており、石英質の部分と黒雲母質の部分とが規則的に重なっている。主要構成鉱物は石英と黒雲母で、堇青石・斜長石・白雲母・カリ長石・ざくろ石・珪線石を伴う。雲母や長石は元来泥質縞であった部分に多い。

石灰岩はすべて再結晶して糖晶質になっており、主として方解石からなる。岩体周辺部が再結晶スカルンに変化し、透輝石・ざくろ石・緑れん石・珪灰石などの集合となっていることもある。

塩基性岩類は角閃岩となっている。細粒で、片理がよく発達する。鏡下では、主として角閃石と斜長石からなり、黒雲母を伴う。

### III. 5 化学組成

本図幅地域の黒雲母スレート帯の泥岩類及び縞状片麻岩類の化学組成を第3表と第4表とに示した。第3表の1-5は泥岩、6・7は炭質泥岩、第4表の1-3は角閃岩、4は砂岩起源の縞状片麻岩、5-10は泥岩起源の縞状片麻岩の化学組成である。

黒雲母スレート帯の泥岩と泥岩起源の縞状片麻岩を比べると、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  及び  $\text{K}_2\text{O}$  については大きな差はない。 $\text{CaO}$  は一般に前者よりも後者の方が多い。 $\text{H}_2\text{O}(+)$  は第3表の3・4とその他のものとの間にかなりの差があるが、これは花崗岩類の接触変成作用の影響によるものと考えられる(東元ほか, 1976)。 $\text{K}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (モル比)及び  $\text{MgO}/\text{MgO}+\text{FeO}$ (モル比)は両者の間に著しい差はない。 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}$ (モル比)は後者が著しく小さい。これは縞状片麻岩となっている泥質岩が黒雲母スレート帯の泥岩よりも  $\text{CaO}$  に富むことを反映している。 $\text{CaO}$  の差は、第4表の6(Cを多く含む)を除けば、分析したすべての泥岩と泥岩起源の縞状片麻岩とについて言えることである。この差が原岩の差によるのかあるいは傾家変成作用の程度の差によるのかは分からない。しかし、

第3表 黒雲母スレート帯の泥岩類の化学組成

No.	1	2	3	4	5	6	7
	5-70	5-208	5-243	5-519	110802	110601	111002
SiO <sub>2</sub>	68.05	63.67	64.43	63.43	60.82	78.04	72.82
TiO <sub>2</sub>	0.55	0.62	0.61	0.61	0.84	0.67	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.75	16.80	16.64	17.22	18.38	11.93	12.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.85	1.38	1.08	1.18	2.19	0.40	1.00
FeO	3.74	4.00	4.98	4.80	3.69	0.07	1.65
MnO	0.12	0.12	0.19	0.10	0.11	0.02	0.05
MgO	1.93	2.37	2.51	2.12	2.52	0.55	1.32
CaO	0.48	1.38	0.26	0.64	0.52	0.02	0.01
Na <sub>2</sub> O	2.13	2.33	2.18	2.32	1.30	0.10	0.35
K <sub>2</sub> O	3.52	3.78	4.02	3.93	4.35	3.62	3.50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.15	0.11	0.12	0.18	0.01	0.01
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.76	2.18	0.42	0.77	3.15	1.51	2.24
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0.10	—	0.28	0.72	0.17	0.35
C	0.47	0.50	0.42	0.77	0.83	2.66	3.88
CO <sub>2</sub>	0.07	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	0.06	0.19	0.22	0.16	0.00	0.00	0.06
Total	99.61	99.65	98.07	98.45	99.60	99.77	99.91
(mol. ratio)							
$\frac{K_2O}{Na_2O+K_2O}$	0.52	0.51	0.55	0.53	0.69	0.95	0.86
$\frac{Al_2O_3}{Na_2O+K_2O+CaO}$	1.93	1.60	1.99	1.98	2.37	2.85	2.77
$\frac{MgO}{MgO+FeO}$	0.48	0.51	0.47	0.44	0.55	0.93	0.59

1-5: 泥岩 (1-4: 玖珂郡美川町藤ヶ谷 5: 岩国市相ノ谷) 6, 7: 炭質泥岩 (6, 7: 玖珂郡周東町明見谷)  
(分析者) 東元ほか (1976) による。

瀬戸内海塩飽諸島嶺家帯の泥質岩起源の変成岩についても同様な傾向がある(濡木ほか, 1982)ので、後者による可能性が大きい。

本図幅地域の黒雲母スレート帯の泥岩の化学組成は、西南日本内帯の古生界粘板岩の化学組成(原村, 1961, 1962)とよく似ている(東元ほか, 1976)。一方、内帯古生界粘板岩と本図幅地域の泥岩起源の縞状片麻岩とを比べると、K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O(モル比)はほぼ同じであるが、CaO は後者が少なく、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+CaO は後者が著しく小さい。

黒雲母スレート帯の炭質泥岩は通常の泥岩に比べると著しい相異がある。泥質岩起源の縞状片麻岩のうちにもCを多く含むものがあるが、それと他のものとの間には、黒雲母スレート帯の泥岩と炭質泥岩との間に認められるような顕著な差はない。

角閃岩(現在は黒雲母普通角閃石斜長石岩)の化学組成は、久野の分類(KUNO, 1968)に従えば、第4表の1と2とはソレアイト系列、3はアルカリ系列に相当する(NUREKI, 1974)。このような相異は原岩の相異を示していると考えられるが、系列を異にする塩基性岩の共存する理由についてははっきりしたことは分からない。

第4表 縞状片麻岩類の化学組成

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Specimen	TN-1	TN-2	TN-3	TN-9	TN-10	TN-11	YN-38	TN-7	TN-5	YN-28
SiO <sub>2</sub>	51.80	50.26	46.29	83.40	69.54	61.55	61.46	53.19	69.41	62.67
TiO <sub>2</sub>	3.47	1.83	0.88	0.56	0.66	0.53	0.85	0.82	0.49	1.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.79	11.16	13.33	5.45	14.15	17.39	17.90	21.60	12.36	16.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.95	1.11	2.54	1.02	0.62	0.31	0.71	2.71	1.38	0.59
FeO	10.76	12.09	8.08	2.69	3.28	3.97	4.44	3.43	2.11	4.79
MnO	0.17	0.09	0.14	0.14	0.03	0.06	0.10	0.09	0.10	0.18
MgO	8.08	6.26	10.30	2.83	1.62	1.59	1.88	2.43	2.59	2.80
CaO	8.33	12.20	11.27	0.94	2.06	0.67	1.68	2.52	1.16	2.67
Na <sub>2</sub> O	0.50	1.50	2.59	0.98	2.50	2.77	2.84	5.45	1.31	2.65
K <sub>2</sub> O	2.23	0.85	1.03	1.77	2.85	5.46	5.16	5.16	4.38	4.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.08	0.04	0.10	0.29	0.01	0.10	0.03	0.04	0.02
H <sub>2</sub> O*	1.73	1.52	2.73	0.15	0.83	2.11	2.14	1.71	2.19	2.60
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.03	0.26	0.35		0.25	0.60	0.25	0.13	0.69	0.28
C	—	—	—	0.15	1.13	2.41	n.d.	0.39	1.50	n.d.
total	99.89	99.21	99.57	100.18	99.81	99.43	99.51	99.66	99.71	100.48
(mol. ratio)										
$\frac{K_2O}{Na_2O+K_2O}$	0.75	0.27	0.21	0.54	0.43	0.56	0.54	0.38	0.69	0.50
$\frac{Al_2O_3}{Na_2O+K_2O+CaO}$				1.04	1.29	1.48	1.34	1.12	1.37	1.18
$\frac{MgO}{MgO+FeO}$	0.58	0.48	0.70	0.66	0.47	0.42	0.43	0.56	0.69	0.51

1-3, 角閃岩(塩基性岩源) (1: 山口県玖珂郡周東町末東, 7202021-24. 2: 山口県玖珂郡由宇町延安, 7202021-25. 3: 岩国市長野舞々, 6603014-3) 4: 黒雲母片麻岩(砂質岩源) 山口県玖珂郡由宇町清水, 7202021-21, 5-10: 黒雲母片麻岩-白雲母黒雲母片麻岩(泥質岩源). (5: 岩国市通津本呂尾, 56011028-2. 6: 岩国市通津本呂尾, 680602-11. 8: 山口県玖珂郡周東町末東, 7202021-4. 9: 山口県玖珂郡周東町末東, 7202022-3)

(分析者) 1-6, 8, 9: 橋本 (NUREKI, 1974 による) 7, 10: IKEHARA & FUKUI (HONMA, 1974 による)

### III. 6 地質構造

本図幅地域の玖珂層群は、顕著な NNE-SSW 系及び NE-SW 系断層群によって分断されていることと、露頭では急傾斜であるが、チャート層の追跡によって知られる地質構造が全体として非常に緩やかなことが特徴であると言える。地層が緩傾斜であることは、由宇川南方の銭壺山層を除けば、全域に共通なことであるが、黒雲母スレート帯と、雲母片岩帯及び縞状片麻岩帯とは片状構造・縞状構造・線構造などの発達程度に相異があるので、黒雲母スレート帯と雲母片岩帯・縞状片麻岩帯とを区別して記述する。

#### III. 6. 1 黒雲母スレート帯の地質構造

断層は NNE-SSW 系と NE-SW 系とが顕著である。その他、E-W 系・N-S 系・NW-SE系の断層も

ある。一般に、E-W 系断層が NNE 系や NE 系断層よりも古い。また、N-S 系や NNE 系断層は NE 系断層よりも古い。NE 系断層は本図幅地域で最も新しい断層で、そのうちには谷川の流路を系統的に変位させている活断層もある。

主要な断層は、扇野断層、五仙峠断層、二鹿断層、小畑断層、大竹断層、甘木峠断層、岩国断層などである。それらのうち、小畑断層・大竹断層・甘木峠断層及び岩国断層は活断層であるので、後述する。

扇野断層は走向東西、傾斜 65-80°N の断層で、北側のブロックが相対的に約 100m 落ちている。走向方向の変位は分からない。断層破砕帯は 1-2m で、破砕帯は固結している。

五仙峠断層は走向 N15-20°E、ほぼ垂直な断層で、東側のブロックが相対的に下に落ちている。断層破砕帯中には石英脈が入っている。一般に、喜和田鉦山や藤ヶ谷鉦山付近では、NNE 系の断層が多く見られ、変位が分かるものでは、東側のブロックが下に落ち、北に変位しているものが多い。それらのなかには断層破砕帯の中に石英脈が入っているものが多い。そのような断層は鉦化作用前のものと考えられる。

二鹿断層は走向 N35-40°E、ほぼ垂直である。この断層は五仙峠断層より後のもので、東側のブロックを下に落している。

蓮華山北方、甘木山付近などには走向ほぼ東西で、傾斜 50-60°N の断層がある。これらは NE 系断層に切られてはいるが、断層破砕帯が固結しておらず、新しい NE 系断層に随伴して生じた副生断層の可能性がある。

褶曲は、微小褶曲から波長数 km のものまである。

大きな褶曲としては、藤ヶ谷付近を通り、ほぼ東西に走る軸を持つ、複向斜(藤ヶ谷向斜)がある。この北翼部には、熊ヶ山付近に軸を持つ向斜と、それと相ノ谷部落との間に軸を持つ背斜とがある。この複向斜のために、コセンドウ山付近でほぼ水平なチャート層(コセンドウ山チャート層)は喜和田鉦山付近で、急傾斜で泥岩層の下にもぐり、明見谷部落南方で地表に現れる。

蓮華山付近、甘木山付近では地層は全体としてほぼ水平である。甘木東方から岩国市横山に至る間では、横山と大島との間に褶曲軸を持つ向斜がある。

小規模な褶曲は無数に見られる。そのうちチャート層の層内褶曲や根なしの褶曲は堆積時のスランプ構造の 1 つと考えられるが、泥岩層に一般に見られる褶曲は軸方向に規則性があり、堆積後の造構造運動によるものと判断される。このような褶曲は波長数 m 以下の鉛直褶曲で、軸面はほぼ垂直である。褶曲軸の方向は E-W ~ N80°W で、喜和田鉦山西方では西落ち、二鹿断層より東方では水平に近い。本図幅地域ではこのような小規模な鉛直褶曲の発達極めて顕著なため、ほとんどの露頭では、層理面は走向東西で、北または南に急傾斜することが多い。

スレート劈開面は、泥岩や礫質泥岩の基地の部分に発達しており、その上には弱いながら線構造も認められる。線構造の方向は、褶曲軸の方向と一致する。また、泥質岩には弱いながら層面スレート劈開に斜交する劈開も見られる。



### Ⅲ. 6. 2 黒雲母片岩帯及び細状片麻岩帯の構造

断層は北部地域では NE-SW 系断層の発達が顕著で、中部及び南部でも少数ではあるが、NE-SW 系、NW-SE 系、N-S~NNE-SSW 系、E-W 系などの断層が見られる。

それらのうち主要なものは、通津断層、末東断層及び長野断層である。

通津断層は、種々の傾斜(低角度—高角度)の衝上性の断層が集中した断層帯(第18図)で、何組かの様式を異にする断層運動の重複によって形成された衝上断層であると考えられる。

末東断層は走向 N20-30°E、ほぼ垂直で、通津断層を切っている。

長野断層は活断層であるので、後述する。

大構造として、岩国市高畑付近を通り、緩く東へ落す複向斜軸と、空山付近を通り、緩く東へ落す複背斜軸とが推定される。

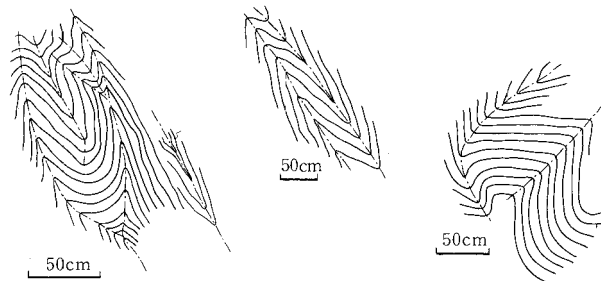
通津断層以南では地層は緩傾斜で、末東断層以東では緩く北に傾斜しており、末東断層以西では、通津断層に近い所では北傾斜、氷室岳付近では南傾斜である。

由宇川以南の錢壺山層は NE-SW 方向の褶曲軸をもつ 1 つの転倒向斜を形成している。軸面は北に傾斜しており、有家付近に軸部が、大將軍山付近に高角度で北傾斜する北翼、そして錢壺山付近に緩く北へ傾斜する南翼が発達している。

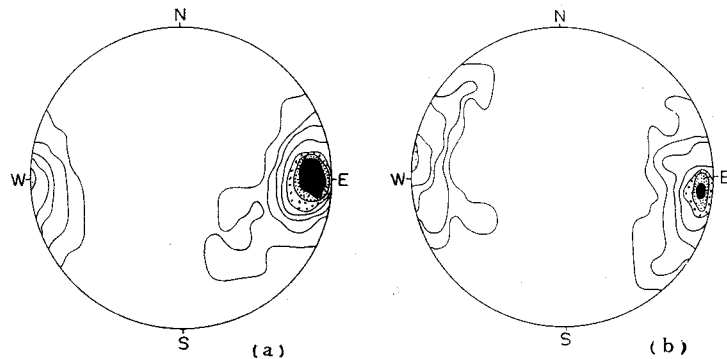
雲母片岩帯の層状チャートの褶曲では、しばしば隣りあう褶曲の軸面でも平行ではないが(第19図)、褶曲軸の方位は大へんよく一致している。泥質岩源の片岩には局部的にずれ劈開 strain-slip cleavage が



第18図 通津断層の露頭写真 (周東町祖生—岩国市通津間の県道傍、周東町と岩国市の境界の東方約 750m 地点)  
走向 N70°E、南へ傾斜した低角度断層に伴う破碎帯



第19図 雲母片岩帯の層状チャートの褶曲型スケッチ (NUREKI, 1960による)



第20図 線構造の下半球投影図 (NUREKI, 1960) (a): 雲母片岩帯の線構造 測定数 531, 14-12-10-7-5-3-1% (b): 縞状片麻岩帯の通津断層—由宇川間の線構造 測定数 160, 17-15-12-9-6-3-1%

発達することがあるが、これにも広域的な定方位性は見られない。

しかしながら、線構造は、雲母片岩帯では高い集中度を示して一定方向をとっており、褶曲軸の方向と平行である。由宇川以北の縞状片麻岩帯では、第20図に示したように、線構造は著しい定方位を示す。一方銭壺山層では、線構造は多くの場所で鮮明ではなく、集中度も弱い。

石英のゲフェューゲ図は、雲母片岩帯では、線構造と層面片理面に関して明瞭な斜方形対称を示すが、縞状片麻岩帯の岩石へ移るにつれて、非対称的になって行く (NUREKI, 1960)。このことから、NUREKI (1960) は、領家変成作用を前期の低温で変形運動を主とする変成作用と、後期の高温の変成作用を主とする変成作用とに分け、前期の変成作用によって黒雲母スレート帯及び雲母片岩帯の岩石が形成され、後期の変成作用によって雲母片岩帯の岩石の一部が縞状片麻岩様となったものと結論した。

## IV. 領家変成帯

### IV. 1 概 説

本図幅地域は西南日本の領家変成帯の模式地の1つであり、領家変成岩類が広い分布を示す。

小島・岡村(1952)は、山口県東部の古生界を広く研究した際に、本図幅地域及び周辺地域に分布する領家変成岩類の原岩層を玖珂層群と命名し、領家帯を、弱変成岩からなる領家外縁帯と、黒雲母片岩帯と縞状片麻岩帯からなる領家帯プロパーとに区分した。また、領家帯の北限及び西限は末武川構造線とし、それを境にして三郡変成岩類と接するとした。

KOJIMA(1953)は、領家帯と三郡帯との間に中間非変成帯(intermediate non-metamorphic zone)が存在することを報告したが、領家帯と中間非変成帯との境界は明示しなかった。

その後、山口県東部の岩国・柳井地方の領家帯は、岡村(1957, 1960)、NUREKI(1960)、岡村・濡木(1962)によって研究されたが、それらはいずれも領家帯プロパー以南あるいは縞状片麻岩帯以南の変成岩類及び花崗岩類についての研究である。1953年以降、本図幅地域の領家外縁帯の変成岩についての研究はなく、領家帯と中間変成帯との境をどこにおくか、あるいは、領家帯をどう分帯するかという定義上の問題が、未解決のまま残されている。

第5表 領家変成帯の分帯対比表

地域	筑波 (杉, 1930)	駒ヶ根 (端山, 1956)	段戸 (小出, 1949)	柳井一岩国		
				(小島ほか, 1952) (岡村, 1960)	(濡木, 1960)	本報告
領家外縁帯	点紋 黒雲母粘板岩			領家外縁帯	領家外縁帯	黒雲母 スレート帯
領家帯 プロパー		黒雲母帯	片状ホルンフェ ルス帯	黒雲母片岩帯	片状ホルンフェ ルス帯	雲母片岩帯
	ホルンフェルス	堇青石帯	漸移帯	縞状片麻岩帯	漸移帯	縞状片麻岩帯
	進入片麻岩	第一 珪線石帯	縞状片麻岩帯	一部進入片麻岩	ミグマタイト帯	
		第二 珪線石帯	進入片麻岩			
				一部交代性 花崗岩		
花崗岩	黒雲母花崗岩	片状花崗岩類	古期花崗岩類	片麻状花崗岩	片麻状花崗岩	片麻状花崗岩類

この表は岩生(1958)の第2表, 岡村・濡木(1962)を一部改正。

従来, 領家帯プロパーを分帯する際, “片状ホルンフェルス帯”, “漸移帯”などの名称が用いられていたが, 次に述べるような理由から, 本報告では用いないことにする。“片状ホルンフェルス帯”の典型的な岩石は, 縞状チャートの石英ケフェューグの特徴(NUREKI, 1960)によって明らかのように, テクトナイトである。したがって, “ホルンフェルス”という名称は適当でない。次に“漸移帯”という名前は岩石学的に意味があいまいなので適当でない。

このような点を考慮して本報告では, 本図幅地域の領家帯を“黒雲母スレート帯”, “雲母片岩帯”及び“縞状片麻岩帯”に区分することにする。黒雲母スレート帯と雲母片岩帯との境は欽明路峠—大応山線とし, 雲母片岩帯と縞状片麻岩帯との境界は高照寺山—<sup>そらやま</sup>空山線とする。黒雲母スレート帯の北限, すなわち, 領家帯と中間非変成帯との境界は, 広島花崗岩類による接触変成作用の重複がある地域が多いことから, 正確に決めることは難しい。しかし, 岩国市阿品と天尾とを結ぶ東西線以南では広島花崗岩類によるホルンフェルス化が認められない地域においても, 泥質岩中に劈開面に平行に伸長した細粒の黒雲母が認められるので, 本報告では, 領家帯の北限を阿品—天尾東西線としておく。この境界線は本図幅地域の少し北方を通る。したがって, 本図幅地域の玖珂層群はすべて領家帯に含まれると考えられる(第5図参照)。

これらの領家帯の各帯の境界は, 玖珂層群の層理とは大きく斜交している。このことは, 領家変成作用の応力配置や温度構造が, 玖珂層群の層理の示す地質構造に大きく斜交していたことによる。しかしながら, 本図幅地域においては南へ向かって下位層準が卓越する傾向があり, 縞状片麻岩類は層序の最下位層準を占める関係にあるということが出来る。

黒雲母スレート帯の北側の中間非変成帯の岩石にも、細粒の白雲母や緑泥石の定向配列によるスレート劈開が発達したものが多く、肉眼的には、黒雲母スレート帯の岩石とほとんど差が認められない。また、野外で観察される地質構造は連続的である。しかし、黒雲母スレート帯では、スレート劈開形成に黒雲母が加わっている点で相異がある。

雲母片岩帯の典型的な岩石では、図版V・VIに示したように、再結晶作用が進んで、石英・斜長石・黒雲母・白雲母などの粒度が大きくなり、片理がよく発達し、しばしば変成分化作用によって生じた縞状構造が発達する。また、線構造の発達も顕著である。堇青石や紅柱石の点紋がしばしば見られ、時には堇青石や紅柱石の大きな自形の斑状変晶が見られる。

しかし、雲母片岩帯の北限近くでは、片状構造の発達と再結晶作用は顕著ではあるが、構成鉱物の粒度が小さく、千枚岩と呼ぶ方が適当な岩石が多い。一方、南方の縞状片麻岩帯の近くでは、構成鉱物の粒度が大きくなり、縞状構造が顕著になり、片状構造が弱くなった岩石も見られる。

雲母片岩帯におけるこのような構成鉱物や組織の改変は、泥岩や礫質泥岩の基地の部分で顕著である。砂岩やチャートではそれ程著しくない場合が多い。また、泥岩の片岩化が顕著な所でも、礫質泥岩の礫状構造や層状チャートの層状構造はあまり強い変形作用を受けることなしに保存されている。

雲母片岩帯と縞状片麻岩帯との境界は、鉱物組合せによるアイソグラッドで、第22図に示したV帯の北限に当たる。

縞状片麻岩帯では、構造鉱物が粗粒化すると同時に、珪線石やざくろ石が広範に出現する。片麻岩特有の複雑な褶曲や縞状構造がよく発達する。それでもなお、礫質泥岩の礫状構造や層状チャートの層状構造は著しい変化なしに保存されており、野外で容易に識別することができる(第15・16・17図参照)。

地層の褶曲構造については、由宇川北方の縞状片麻岩帯では著しい改変があったとは考えられないが、由宇川以南の銭壺山層は顕著な褶曲構造を示すので、その形成に領家花崗岩類の貫入が影響した可能性はある。

本図幅地域では、領家変成作用の最盛期に領家古期花崗岩類が変成岩類の構造にはぼ調和的に貫入し、それに少し遅れて、領家新期花崗岩類が非調和的に貫入している。ともに貫入場所は、変成岩類との関係が分かる所では、縞状片麻岩帯に限られている。領家古期花崗岩類が周囲の縞状片麻岩に及ぼした接触変成作用ははっきりしないが、領家新期花崗岩類が側岩に対して及ぼした接触変成作用は明瞭に確認できる。

その後、広島花崗岩類の貫入があり、変成岩類はそれによる接触変成作用を重複して受けた。広島花崗岩類は底盤状岩体で、玖珂層群分布地域の地下にもかなり広範囲に潜在すると推定され(金属鉱業事業団, 1981)、それによるホルンフェルス化は広範囲に及んでいる。

領家変成作用の時期は、玖珂層群堆積後で広島花崗岩類の貫入前であるが、広島花崗岩類のカリウム・アルゴン年代は86-103Maであるので、少なくとも100Maよりは古いと考えられる。

## IV. 2 領家変成作用

本図幅地域の領家帯の岩石が受けた変成作用は、領家変成作用と広島花崗岩類による接触変成作用と

分帯 鉱物	I	II	III	IV	V	V'	VI
斜長石	An(12 ~ 20)		(13 ~ 25)		(16 ~ 25)		
正長石							
緑泥石	-----						
白色雲母 I	-----						
白色雲母 II		-----					
黒雲母	-----						
堇青石 I				-----			
堇青石 II					-----		
紅柱石 I				-----			
紅柱石 II					-----		
珪線石及び フィプロライト						-----	
ざくろ石	-----						

(+石英; 石墨その他の副成分鉱物)

第21図 鉱物組合せによる泥岩—砂岩源変成岩の分帯 領家変成作用はI→V→VI, 情花崗岩(領家新期花崗岩類)による接触変成作用はV', 広島花崗岩類による接触変成作用はII→III→IV

に大きく分けられる。この2つの変成作用は変成時期が異なり、諸処で重複しているため、領家変成作用を明らかにするためには、まず、広島花崗岩類による接触変成作用の効果を除かなければならない。更に NUREKI(1974)が既に報告したように、領家新期花崗岩類による接触変成作用が領家変成作用に重複している。これらすべての変成作用は、互によく似た低圧・高温型の鉱物組合せを生じているので、重複した変成作用を識別するのが難しい。

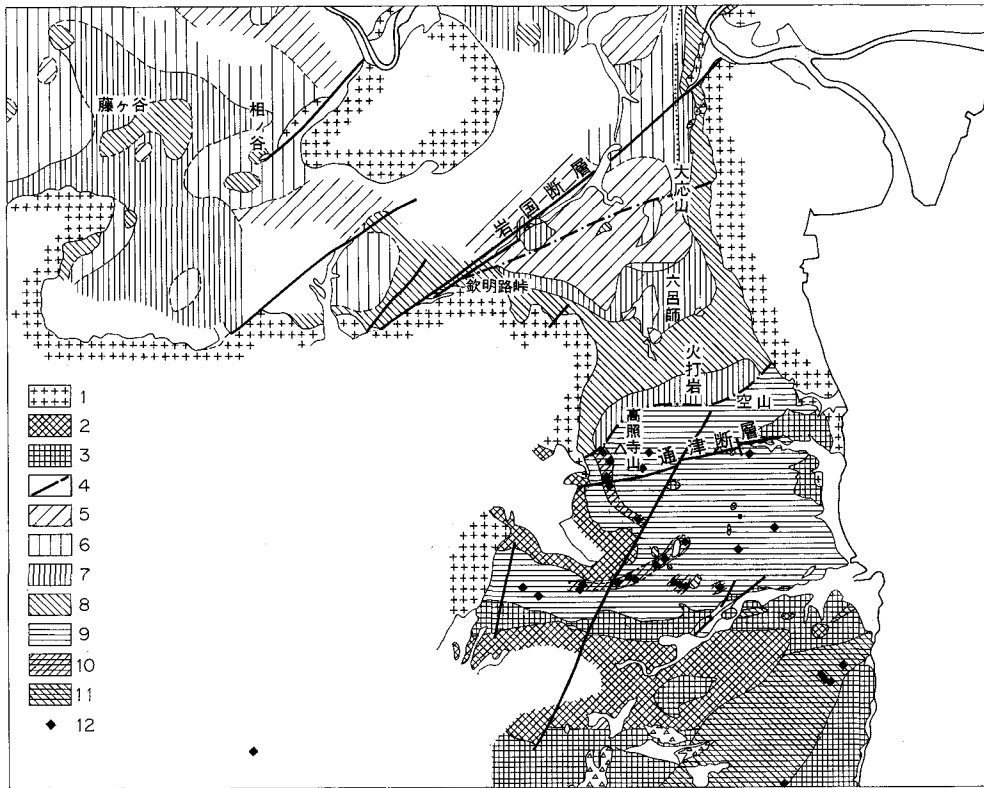
そこで、領家変成作用と他の接触変成作用とを、鉱物組合せの上で、便宜的に、一連のものとして取扱い、1つの変成分帯図(第21・22図)にまとめてみた。第21図では変成作用の前後関係は無視されている。また、この分帯は泥岩—砂岩源の変成岩類の鉱物組合せによるものである。各帯の分布は第22図に示した。なお、第21図に示した主成分鉱物の他に、副成分鉱物として石墨、燐灰石、電気石、鉄鉱、ジルコンなどが伴われる。

第21図に示したように、I帯は本図幅地域で最も低温を示唆する鉱物組合せであり、VI帯は最も高温を示唆する鉱物組合せである。

次に、第21図に示した各帯の主な鉱物を簡単に説明しておく。

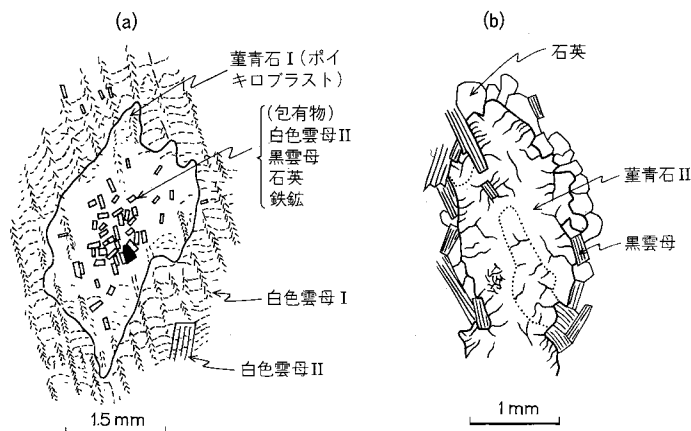
白色雲母 I : ふつう 0.01 mm 前後の微細な雲母で、恐らく絹雲母であろう。しばしば淡緑色の多色性が認められる。スレート開開や片理に沿って定向配列する。

白色雲母 II : 雲母片の(001)に沿う長さが 0.1 mm-数 mm のものを総称しているため、化学組成はかなり変動しているはずである。恐らく、大部分が白雲母であろう。



第22図 岩国図幅地域の玖珂層郡の変成分帯図

1: 広島花崗岩類 2: 領家新期花崗岩類 3: 領家古期花崗岩類 4: 断層 5-11: 鉱物組合せによる変成分帯 石英斜長石・黒雲母は各帯に共通。(5: I帯, 白色雲母 I + 緑泥石, 6: II帯, 白色雲母 I + 白色雲母 II + 緑泥石, 7: III帯, 白色雲母 I + 白色雲母 II, 8: IV帯, 白色雲母 II + 堇青石 I + 紅柱石 I, 9: V帯, 無色雲母 II + 堇青石 II + カリ長石 + 紅柱石 II, 10: V'帯, 白色雲母 II + 堇青石 II + カリ長石 + 紅柱石 II + フィプロライト + 珪線石, 11: VI帯, 白色雲母 II + 堇青石 II + カリ長石 + フィプロライト + 珪線石) 12: フィプロライト + 珪線石の産地



第23図 堇青石の顕微鏡下のスケッチ

(a): 堇青石 I (ポイキロプラスト) 産地; 岩国市六呂師東郷側: 堇青石 II (斑状変晶) 産地; 岩国市通津本呂尾

堇青石 I : 不定形のポイキロプラスト(第23図 a)で, 多量の石英, 白色雲母 I と II, 黒雲母, 鉄鉱, 石墨などを包有し, マトリックスの微細構造が乱されずにポイキロプラストに包まれている.

堇青石 II : 丸味のある不定形で, 時に斑状変晶(第23図 b)となっているが, 包有物は一般に少ない.

斑状変晶の場合は消光位のわずかに異なる数この粒が集合している.

紅柱石 I : 長柱状(数 mm-2 cm)の結晶が肉眼で認められ, 結晶の断面は正方形ないし菱形, 薄片で見ると, ほぼ完全に二次的な白雲母片の集合体に変っている例がほとんどで, まれに結晶の中央に紅柱石が残存していることがある. 新鮮な紅柱石もある.

紅柱石 II : 標本を見てもほとんど認められないが, 鏡下では丸味のある不定形で, 斑状変晶(径1-3 mm)として認められる. しばしば少量の黒雲母, 鉄鉱を包有する. ふつう多色性が明瞭である. 結晶の周縁は白雲母と石英で囲まれている例が多い.

本図幅地域内で欽明路峠—大応山線よりも北側の地域にはV帯, V'帯, VI帯は現れない. V帯, V'帯, VI帯の分布は領家花崗岩類の分布域に限られる. 欽明路峠—大応山線以南のI帯に属する岩石は, 石英結晶の格子走向配列で表示されるように, テクトナイトであるが, この定向性はII帯, III帯の岩石ではかなり乱され, IV帯の岩石では消滅している(NUREKI, 1960). しかし, V帯の通津断層付近の岩石にはI帯の定向性がなお認められる(NUREKI, 1960). 第22図の各帯の分布をみると, II帯・III帯・IV帯は広島花崗岩類の分布や岩脈類の存在に強く関係づけられている. 特にIII帯の分布には興味がある. III帯はV帯に接しているが, 他方では, その内部にI帯・II帯・IV帯が含まれるので, 接触変成岩的であり, 領家変成岩類らしい広域性がない.

V帯はIII帯とIV帯の境界をさえぎって分布している. V帯にはIII帯やIV帯の岩石は含まれない. V帯の岩石が広島花崗岩類に接すると, 二次的な低下変質を受けているので, V帯の鉱物組合せはIII帯やIV帯よりも先に形成されたと考えられる.

V帯の泥岩—砂岩源変成岩には特徴的にカリ長石・堇青石 II・紅柱石 IIが含まれる. 堇青石 IIと紅柱石 IIの産状は, 上述のように, それぞれ堇青石 Iと紅柱石 Iの産状と著しく異なる. 黒雲母はI帯の岩石では微細片が少量散在し, III帯・IV帯・V帯で急に量が増す. 特にV帯の黒雲母は粗粒である. また, 層状チャート起源変成岩中の石英粒について, 岩石薄片における平均粒径を調べると, I帯とII帯の岩石は0.02-0.05 mm, III帯とIV帯では, 0.03-0.07 mmなので著しい変化はないが, V帯の岩石になると急に0.1-0.3 mmとなり, 由宇川以南の岩石では0.3 mm以上に達する.

上述のような各帯の特徴から, 本図幅地域の領家変成帯はI帯(=黒雲母スレート帯—雲母片岩帯)とV帯—VI帯(=縞状片麻岩帯)に2大別される. V帯—VI帯はI帯の岩石の一部が2度にわたり領家変成作用を受けたことによって形成されたもので, II帯・III帯・IV帯の岩石はI帯の岩石が広島花崗岩類によって接触変成岩化されたものであろう.

NUREKI(1974)は由宇川以北の泥岩—砂岩源片麻岩類(V帯)の一部に雲母類を交代したフィブロライトや, フィブロライトとは別に単独の珪線石が出現する岩石があること, この種の岩石が滑花崗岩(領家新期花崗岩)を囲んで帯状に分布することに注目して, フィブロライト/珪線石<sup>1)</sup>は滑花崗岩による接触変成作用によって形成されたと解釈した. この帯状分布は第22図でV'帯として図示されている. しか

1) フィブロライトと珪線石, あるいは, フィブロライトか珪線石のどちらか, という意味.

しながら、本図幅地域のV帯の岩石を多く検鏡した結果によると、フィブロライト/珪線石を含む泥岩—砂岩源片麻岩は縞状片麻岩帯の諸処に産出することが明らかになった(第22図)、それらの多くは領家新期花崗岩類による熱変成岩としては説明しにくい場所からも産出している。しかし、現在のところ、フィブロライト/珪線石を含む岩石の分布は、“帯”としてまとめられる段階でないので、第22図には産地のみを図示しておくことにした。

由宇川以北の泥岩—砂岩源縞状片麻岩にはしばしば紅柱石Ⅱが含まれる。紅柱石Ⅱは恐らく準安定にフィブロライト/珪線石と共生している(NUREKI, 1974)。しかし由宇川以南の泥岩—砂岩源片麻岩類にはフィブロライト/珪線石が含まれることがあるが、紅柱石Ⅱはまだ見いだされないで、紅柱石が不安定になったと考え、この地域をVI帯としてV帯から独立させた。由宇川以北の地域の一部にもVI帯が含まれる可能性がある。ただし、紅柱石が不安定になった事実がまだ具体的に説明できないので、VI帯は暫定的な提案である。

上述のように、本図幅地域の領家帯では、中部地方で端山(1956)が例示したような堇青石帯から珪線石帯への移行、第一珪線石帯から第二珪線石帯への移行はそのままでは当てはまらない。本図幅地域のフィブロライト/珪線石を含む岩石の起源は恐らく多角的で、複雑なことが予想される。

なお、本図幅地域の領家変成帯の変成度については、黒雲母スレート帯—雲母片岩帯(I帯)が緑色片岩相中温部、縞状片麻岩帯は角閃岩相に相当し、V帯が中温部、VI帯が高温部程度であろうと推察される。

#### IV. 3 広島花崗岩類による接触変成作用

岩国断層以南の地域では、上述のように、Ⅱ帯・Ⅲ帯・Ⅳ帯が広島花崗岩類による接触変成帯で、Ⅳ帯が最高の変成度(角閃岩相に相当)を示している。Ⅳ帯の泥岩—砂岩には紅柱石Ⅰと堇青石Ⅰが出現するが、カリ長石は共生しない。V帯の泥岩—砂岩源片麻岩類が広島花崗岩類に接するところ、例えば岩国市保津町では、多量の鱗片状白雲母・黒雲母・石墨からなる点紋あるいは縞が生じているが、V帯を特徴づける堇青石Ⅱとカリ長石はなお残存していて、Ⅳ帯の特徴は現われていない。

Ⅱ帯からⅣ帯までの各帯の分布をみると、各帯それぞれがいろいろの分布を示している。岩国断層に近い地域で、Ⅰ帯の中にⅡ帯・Ⅲ帯・Ⅳ帯がそれぞれ狭い範囲に分布するのは、いずれも石英斑岩や花崗斑岩などの岩脈の周縁部に発達したものである。また、岩国市六呂師から火打岩へかけての地域は、Ⅳ帯が広く分布し、西側と東側の接触変成帯が連続している。このことは雲母片岩帯が広島花崗岩類のループになっていることを暗示している。

岩国断層の北側から西側へかけての地域では、Ⅰ帯が岩国市柱野、三蔵山、運華山、コセンドウ山などの地域に点々とみられるが、分布は狭い。Ⅳ帯は、玖珂町欽明路、周東町田代、美川町藤ヶ谷、岩国市持国、同相ノ谷などに分布しているが、Ⅳ帯の分布も狭い。

玖珂郡周東町瀬越付近では花崗岩と直接しているのはⅢ帯で、藤ヶ谷のⅣ帯は地表では花崗岩から700m以上離れて、Ⅲ帯の内部に広がっている。相ノ谷のⅣ帯はⅡ帯の内部に広がっている。持国のⅣ帯も花崗岩の接触部から700m近く離れてⅢ帯に囲まれている。岩国市土生付近の花崗岩体について



は、西半部の接触部は断層により接触変成帯の幅が極めて狭く、かつ低温を示す鉱物組合せで、東半部はⅡ帯か恐らくⅢ帯が直接していると予想される。

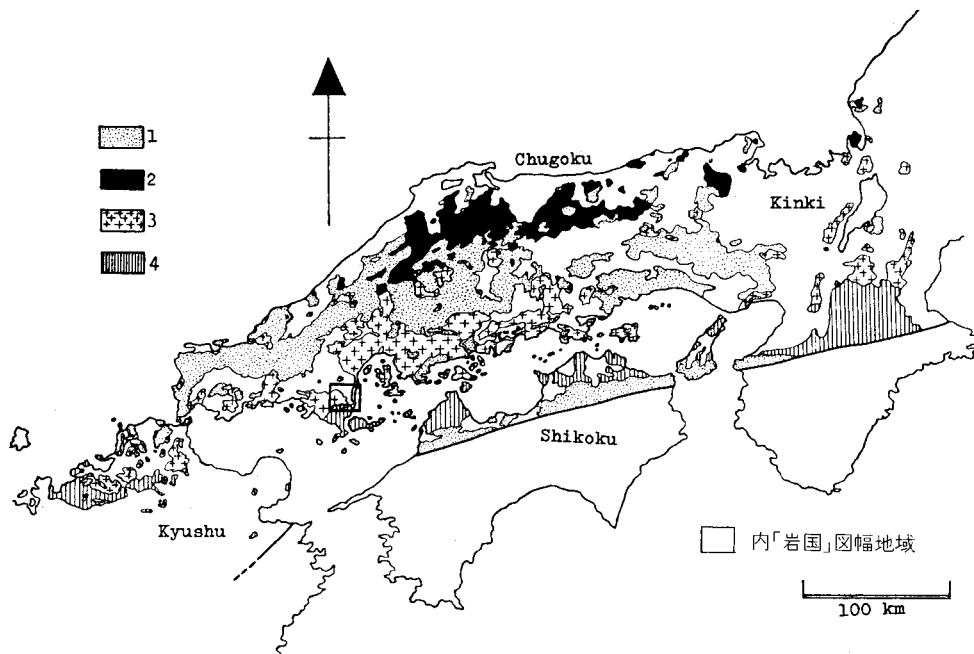
このように、本図幅地域の北部では接触変成帯の分布が大へん複雑で、現在の地表における花崗岩類との接触境界に平行でない場所が多い。これは花崗岩類の地下における広がりやを反映したものと考えられる。

## V. 中生代火成岩類

### V. 概 説

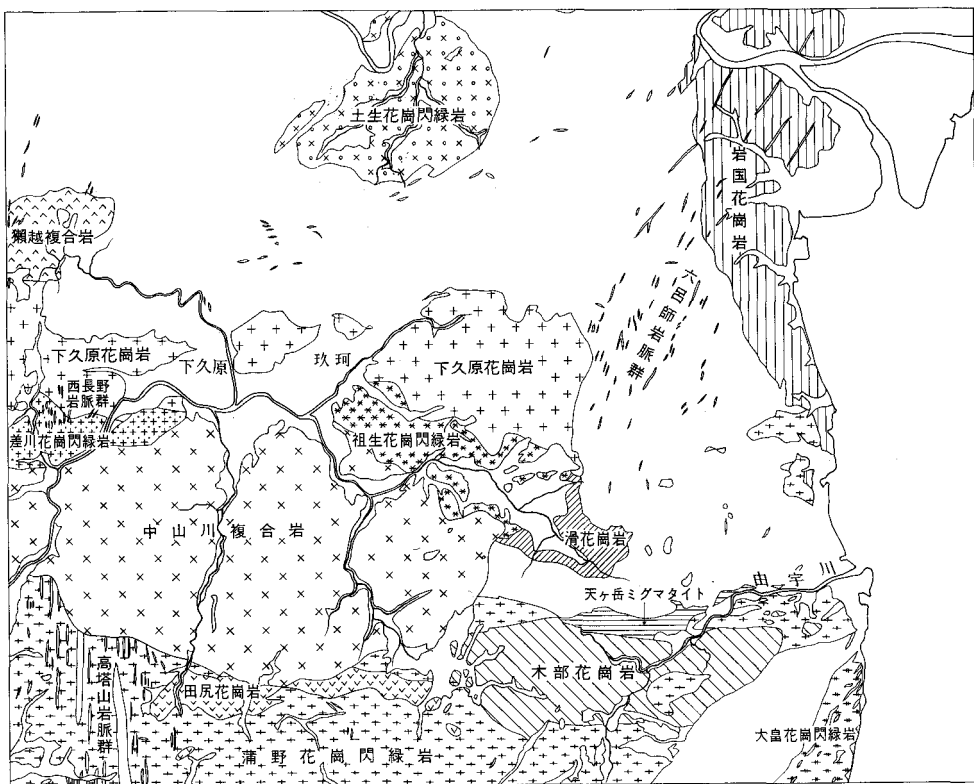
本図幅地域は、第24図に示したように、西南日本の深成岩類の帯状配列では、領家帯と広島帯との境界部に位置し、両帯の花崗岩類、すなわち、領家花崗岩類と広島花崗岩類とが広い分布を示す。その他、岩脈類も、一般には小規模ではあるが、多く見られる。岩脈類の多くは領家変成作用後のものであるが、一部は領家変成作用前のものもある。

これらの火成岩類については、1950年代に入って本格的に岩石学的あるいは構造地質学的研究が行われるようになり、1950年代の後半から今日に至るまで、主に岡村(1957, 1960, 1962)、濡木(1960, 1974)、村上(1964, 1971, 1974a, 1974b, 1981)などによって報告されてきた。1968年に発行された山口県5万分の1地質図「岩国」(山口県, 1968)においては、それらの研究に基づいた深成岩類の区分がなされている。本報告では、従来の研究の成果を踏まえて、より詳細に岩体・岩相区分を行った。

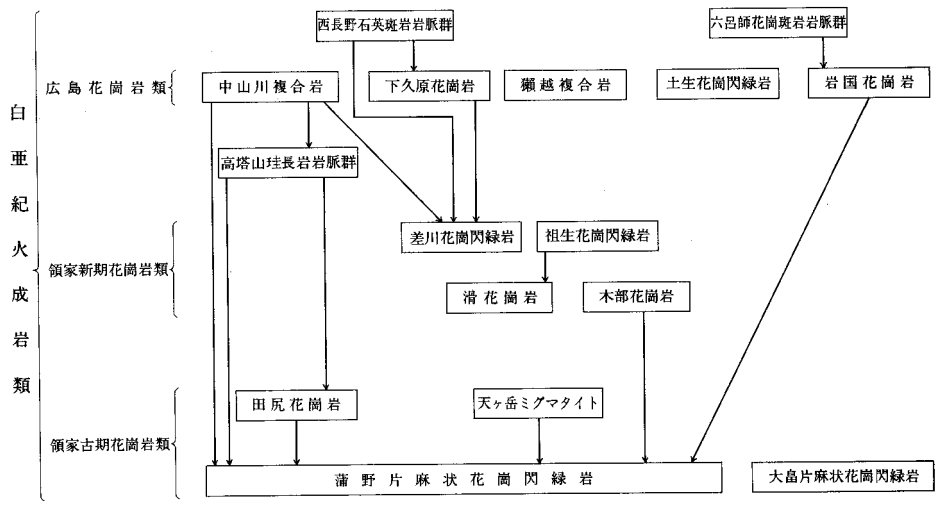


第24図 西南日本内帯における深成岩帯の分布 (村上, 1974による)

1: 後期中生代—古第三紀堆積岩火山岩層 2: 山陰帯花崗岩類 3: 広島帯花崗岩類 4: 領家帯花崗岩類



第25図 巖圍郡地域の花崗岩類及び岩脈類分布図



第26図 白亜紀火成岩類の相互関係図 矢印は貫入関係を示す

第6表 岩国図幅地域の白亜紀花崗岩類対照表

	片状構造	岩相変化	主岩相	有色鉱物のモード比	黒雲母(B):角閃石(H)	石英		特徴的な随伴鉱物	
						波動消光	サブグレイン化		
領家古期花崗岩類	大島片麻状花崗閃緑岩	強	顕著	粗粒—中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩・トーナル岩	2.5-19.0	B>H	強	強	
	蒲野片麻状花崗閃緑岩	強(西部) 弱	顕著	粗粒・中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩・トーナル岩, 粗粒黒雲母花崗閃緑岩	6.5-20.0	B>H	強	強	
	田尻花崗岩	中	中	細粒白雲母黒雲母花崗岩	5.3-12.0	B	強—中	強—中	ざくろ石 珪線石 青石
	天ヶ岳ミグマタイト	強	顕著	中粒白雲母黒雲母花崗岩・花崗閃緑岩, 珪岩質ミグマタイト, 泥岩質—砂岩質ミグマタイト	0.5-20.0	B	強	強	ざくろ石 珪線石 青石
領家新期花崗岩類	木部花崗岩	中	少	粗粒黒雲母花崗岩	4.0-9.0	B	強	強	
	滑花崗岩	中	少	粗粒—中粒白雲母黒雲母花崗岩・花崗閃緑岩	6.5-10.5	B	強	強	ざくろ石 珪線石 青石
	祖生花崗閃緑岩	弱	少	細粒含角閃石黒雲母花崗閃緑岩	4.5-13.0	B>>H	強	強	
	差川花崗閃緑岩	弱	少	細粒含角閃石黒雲母花崗閃緑岩	10.0-13.5	B>>H	強	強	
広島花崗岩類	土生花崗閃緑岩	無	少	中粒—細粒黒雲母花崗閃緑岩・花崗岩, 中粒斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩	8.0-23.5	B	弱	無	
	下久原花崗岩	無	少	粗粒斑状黒雲母花崗岩	6.0-11.5	B	弱	無	
	頼越複合岩	無	中粒: 少 細粒: 中	中粒斑状黒雲母花崗閃緑岩・中粒黒雲母花崗岩, 細粒黒雲母花崗岩・アブライト	6.0-11.5	B	弱	無	
	中山川複合岩	無	粗粒: 少 細粒: 中	粗粒黒雲母花崗岩, 細粒黒雲母花崗岩, 細粒斑状黒雲母花崗岩, 黒雲母花崗斑岩	1.0-8.5	B	弱	無	
	岩国花崗岩	無	少	粗粒黒雲母花崗岩, 粗粒角閃石黒雲母花崗岩	3.5-5.1	B B>H	弱	無	

本図幅地域の花崗岩類及び岩脈類の分布の概要は第25図に示した。また、それらの特徴と活動順序を簡略化して第6表と第26図に示した。なお、それぞれの岩体はかなりの岩相変化を示すことが多いが、そのような場合は、主要な岩相名をもって岩体名としている。また、花崗岩類の区分に当たっては、片状構造の有無によって区別し、片状構造を持つものを領家花崗岩類とし、片状構造を欠くものを広島花崗岩類とした。領家花崗岩類は、片状構造の強弱・周囲の変成岩類及び花崗岩類相互の貫入関係から、領家古期花崗岩類と領家新期花崗岩類とに区分した。

領家古期花崗岩類は大島片麻状花崗閃緑岩、蒲野片麻状花崗閃緑岩、田尻花崗岩及び天ヶ岳ミグマタイトからなる。これらの花崗岩類は比較的著しい片状構造を有することが特徴で、その片状構造は周囲の変成岩類の片状構造に調和的である。

大島片麻状花崗閃緑岩は、岡村(1957)によって命名され、縞状片麻岩類と混成漸移関係にあり、交代性ミグマタイト質岩石として記載されている。蒲野片麻状花崗閃緑岩は、小島・岡村(1952)により命名された。本岩の岩相上の特徴は大島片麻状花崗岩と酷似するが、本岩は変成岩類との接触部でミグマタイト相を作らず貫入岩としての性格を示すことで大島片麻状花崗閃緑岩と区別されてきた。田尻花崗岩

は蒲野片麻状花崗閃緑岩内部に存在し、片状構造は蒲野片麻状花崗閃緑岩のそれと一致している。岡村(1957)は田尻花崗岩を細粒花崗岩と呼び、蒲野片麻状花崗閃緑岩体の固結末期に形成されたもので、領家新期花崗岩類に属するものとしている。しかし、片状構造の平行性と固結過程の同時性が認められることから、ここでは領家古期花崗岩類に属するものとした。天ヶ岳ミグマタイトは、従来の地質図では識別されていないが、山口県地質図(1968)の木部花崗岩の北縁部とその北側のチャート層の一部を含めた位置に分布している。

領家新期花崗岩類は木部花崗岩、滑花崗岩、祖生花崗閃緑岩及び差川花崗閃緑岩からなる。これらの花崗岩類は領家古期花崗岩類の片状構造とは斜交する岩体の境界を持つ非調和性貫入岩類で、中程度一弱い片状構造を持つ。この片状構造は東西性のものが多いが、岩体周辺部では岩体の境界に調和的であるように見える。

木部花崗岩は岡村(1957)により命名された。片状構造にほぼ平行な多数のカリ長石の長柱状斑状結晶の発達によって特徴づけられる黒雲母花崗岩である。滑花崗岩は NUREKI(1960)により命名された。粗粒の含ざくろ石白雲母黒雲母花崗岩で、高温の接触変成帯を伴う(NUREKI, 1974)。祖生花崗閃緑岩と差川花崗閃緑岩とは、村上(1964)及び山口県地質図(1968)で細粒花崗岩とされているものに相当する。

広島花崗岩類は土生花崗閃緑岩、下久原花崗岩、瀬越複合岩、中山川複合岩及び岩国花崗岩からなる。これらの花崗岩類は、上記の領家花崗岩類が片状構造を持つ岩石であるのに対して塊状である。また、広島花崗岩類と領家花崗岩類とが接する場合には、前者が後者を急傾斜の接触面をもって貫いており、後者に対して接触変成作用を及ぼしている。

本図幅地域の広島花崗岩類は山陽帯に広く分布する中国バソリスの一部で、一括して広島花崗岩と呼ばれている。MURAKAMI(1971)は上記の花崗岩類のうち岩国花崗岩を除いたものを一まとめにして玖珂花崗岩類と呼んだ。

土生花崗閃緑岩は、MURAKAMI(1971)の分類とは若干異なり、主岩相と周辺相に分けた。下久原花崗岩は祖生・差川両花崗閃緑岩体以北に分布する粗粒斑状ないし等粒状黒雲母花崗岩を指す。瀬越複合岩は更にその北に分布し、MURAKAMI(1971)のアプライト質花崗岩にほぼ相当する。中山川複合岩は祖生・差川両岩体以南に分布する。岩国花崗岩は岩国から通津付近までの瀬戸内海沿岸部に分布する。

本図幅地域の花崗岩類の K-Ar 年代は第 7 表に示したとおりである。広島花崗岩類についての値は、疑問のあるものもあるが、全体的には中国帯の他地域の広島花崗岩類と大差はなく、ほぼ妥当なものと判断される。一方、領家花崗岩類の値は広島花崗岩類のそれよりも小さく、両岩類の貫入関係の野外観察結果と矛盾する。この原因は、領家花崗岩類の貫入・定置の時期と冷却・隆起過程における Ar の固定の時期との間に差異があったためと推定される。したがって、領家花崗岩類の貫入時期は、ここに示した K-Ar 年代より前で、白亜紀後期頃に貫入・定置した広島花崗岩類より前といえよう。

岩脈類は領家変成作用前の古期岩脈類と領家変成作用後の新期岩脈類とに大別される。古期岩脈類は塩基性岩類起源のもので、角閃岩となっており、少数見られる。一方、新期岩脈類は酸性岩脈類(珪長岩、石英斑岩、花崗斑岩、花崗岩及びアプライト)、ひん岩岩脈及び斑れい岩岩脈である。酸性岩脈類は非常に多く、岩脈密集域を形成して発達する傾向がある。ひん岩岩脈は少数であり、斑れい岩岩脈はまれである。

岩 体	試料番号	産 地	岩 石	鉱 物
蒲野片麻状花崗閃緑岩	80080509	由宇町正南	角閃石黒雲母花崗閃緑岩	黒 雲 母
田 尻 花 崗 岩	80080303	大和町黒杭	白雲母黒雲母花崗岩	"
木 部 花 崗 岩	80080308	柳井市伊陸	黒雲母花崗岩	"
"	G-164	柳井市稔籾	中粒黒雲母アダメロ岩	"
滑 花 崗 岩	80080309	周東町祖生字滑	含角閃石黒雲母花崗岩	"
祖 生 花 崗 閃 緑 岩	SO 83	周東町祖生字新宮	角閃石黒雲母花崗閃緑岩	"
土 生 花 崗 閃 緑 岩	YS 1	岩国市保木	角閃石黒雲母花崗閃緑岩	"
"	TK 2	岩国市竹安	黒雲母花崗閃緑岩	"
獺 越 複 合 岩	Fujigatani	美川町藤ヶ谷	白雲母アダメロ岩	白 雲 母
下 久 原 花 崗 岩	G-320	周東町西長野	中粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩	黒 雲 母
中 山 川 複 合 岩	SW 82	周東町四割	黒雲母花崗斑岩	"
岩 国 花 崗 岩	AO 71	岩国市青木町	角閃石黒雲母花崗閃緑岩	"

\*新しい壞変係数を使って再計算した値.

## V. 2 領家古期花崗岩類

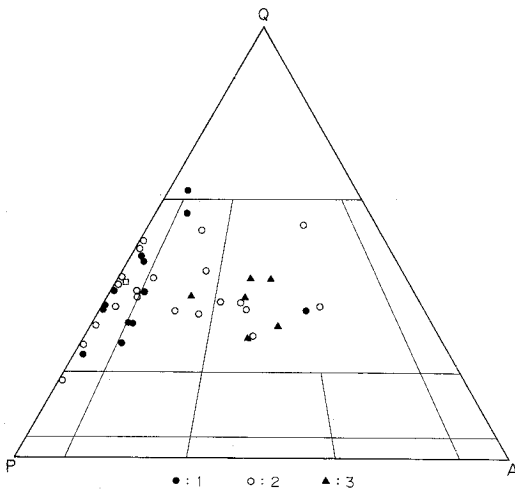
### V. 2. 1 大晶片麻状花崗閃緑岩

本岩は、由宇町有家付近から天神にかけて、錢壺山層の東側に分布する。主岩相は粗粒—中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩ないしトータル岩で、局部的にカリ長石に富む優白質岩相が見られる。一般に著しい片状構造を有し、岩相変化が著しい。多数の縞状片麻岩のレンズを包有する。それらのレンズ状包有岩は片状構造に平行に伸びており、規模は厚さ数 cm 位のものから数 10m のものまでである。本岩と錢壺山層との境界は明瞭で、両者の境界面は錢壺山層の原岩層の構造に少し斜交している。

片状構造は主として黒雲母集合体（クロット）の形態定向配列によって規定されるが、その方向は走向 NNE-SSW で西に傾斜しており、岩体境界面にほぼ平行である。しばしば、片状構造に平行に伸びた扁平な暗色包有物が認められる。

主岩相は花崗閃緑岩ないしトータル岩で、主として斜長石、石英、黒雲母及びカリ長石からなり、少量の角閃石を含む。まれに少量の輝石を含むこともある。カリ長石の量は一般に少なく、ほとんど含まれないこともある。副成分鉱物としては磷灰石、緑れん石、ジルコン及び不透明鉱物を伴う。

斜長石は径 3-4 mm の半自形粗粒結晶と径 0.5 mm 前後の粒状結晶とがある。ほとん



第27図 領家古期花崗岩類の珪長質鉱物のモード組成  
Q: 石英 P: 斜長石 A: アルカリ長石 1: 大晶片麻状花崗閃緑岩 2: 蒲野片麻状花崗閃緑岩 3: 田尻花崗岩

## 白亜紀花崗岩類のカリウム・アルゴン年代

K (%)	scc Ar 40Rad /gm × 10 <sup>-6</sup>	Atm Ar 40Rad (%)	年 (Ma) 代	備 考	
7.28	2.61	92.1	89.5 ± 4.5	河野・植田 (1966)	
6.71	2.35	90.8	88.9 ± 4.4		
7.08	2.43	91.8	86.3 ± 4.3		
7.71			87*		
7.38	2.53	91.2	86.6 ± 4.3		
6.85	2.40	91.8	83 ± 4		
6.87	2.84	92.7	103 ± 5		
6.92	2.73	92.4	99 ± 5		
9.12		14.2	96.8 ± 2.9*		SHIBATA & ISHIHARA (1974)
7.59			88*		河野・植田 (1966)
5.36	1.83	85.7	86 ± 4		
4.34	1.63	89.8	94 ± 5		

\* 印以外は測定 Teledyne Isotopes U.S.A.



第28図 大晶片麻状花崗閃緑岩中の暗色包有物 (由宇町大畑) 偏平な暗色包有物が片状構造に平行に配列している

ど累帯構造を示さない。石英は径 5-6mm の他形結晶で、一般に著しい波動消光を示す。黒雲母は径 1-1.5 mm の半自形結晶の集合体をなし、片状構造にほぼ平行に配列する。カリ長石は径 3-4 mm の他形結晶で、間隙充填的である。斜長石・黒雲母を包有することが多い。パーサイト構造を示さない。

優白質岩は、主として石英、カリ長石及び斜長石からなり、少量の黒雲母、白雲母、ざくろ石、珪線石、燐灰石及びジルコンを伴う。ざくろ石は径 0.3-1 mm の自形結晶をなし、白雲母・石英・珪線石などを包有する。石英は径 3mm 前後の他形結晶で、顕著な波動消光を示す。

### V. 2. 2 蒲野片麻状花崗閃緑岩

本岩は、柳井地方の領家帯の領家古期花崗岩類のうちで最も広い分布面積をもつ岩石(岡村, 1957)

で、本図幅地域でも、南部に広く分布する他、通津付近にも小分布を示す。

本岩は岩相変化に富み、花崗閃緑岩質ないしトータル岩質のものを主とするが、石英閃緑岩質のもの、花崗岩質のものもある。片状構造は一般には顕著であるが、弱いものもある。一般に多数の縞状片麻岩のレンズ状岩体を包有しており、暗色包有物もしばしば認められる。それらはいずれも片状構造に平行に入っている。縞状片麻岩の包有岩体は大部分は珪質縞状片麻岩であるが、泥質岩源のものもかなりあり、まれには角閃岩や石灰岩もある。その規模は様々で、長さ 2-3 m、厚さ 1 m 位のものから長さ 500 m 以上、厚さ 200 m 以上のものまでである。

本岩は東部地域では縞状片麻岩帯の玖珂層群中に、その層理面にほぼ調和的に貫入している。本岩と玖珂層群との境界は一般に明瞭であり、本岩の片状構造はその境界面にほぼ平行に発達する。通津付近では、広島花崗岩類に貫かれており、由宇から伊陸<sup>いから</sup>に至る地域では木部花崗岩及び天ヶ岳ミグマタイトによって、伊陸から田尻西方にかけての地域では田尻花崗岩によって、また、西部地域では多数の南北系珪長岩岩脈群によって貫かれている。

通津付近に分布する本岩は、粗粒一中粒の黒雲母花崗閃緑岩ないしトータル岩で、局部的には優白質岩も伴われる。一般に、主として黒雲母の定向配列によって表わされる片状構造が著しいが、岩体内部では弱いものもある。片状構造の走向は NE, NW, E-W と変化に富み、傾斜も様々である。これは、通津付近の本岩が複雑な内部構造を持つことを示していると考えられる。

由宇町横町から横道にかけての地域及び柳井市日積付近に分布する本岩は、主岩相は粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩ないしトータル岩である。全般的に、黒雲母の集合体の定向配列による顕著な片状構造が発達する。片状構造の方向は、銭壺山層の近くでは走向 NW ないし WNW で南傾斜、由宇川沿いの地域では走向ほぼ E-W で、南または北に緩く傾斜し、日積地区では走向 E-W ないし WSW-ENE で、南に傾斜する。

柳井市奥畑付近に分布する本岩は中粒—粗粒の含角閃石黒雲母花崗閃緑岩ないしトータル岩及び中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩である。局部的に優白質岩を伴う。多数の縞状片麻岩のレンズ状岩体を包有する。レンズ状包有岩の中には石灰岩もあり、その石灰岩体は周辺部がスカルン化し、少量の灰重石を含んでいる。片状構造の発達は顕著な部分もあるが、一般には中程度である。片状構造は走向ほぼ E-W で、北に傾斜するものが多い。

柳井市伊陸付近から大和町東荷付近にかけて分布する本岩は、一般に岩相変化が著しく、主岩相は粗粒—中粒黒雲母花崗閃緑岩ないしトータル岩であるが、花崗岩質のものもかなりあり、優白質岩も他地域より多い。片状構造は一般には顕著であるが、花崗岩質のものや優白質岩相では弱い。本地域では本岩は、田尻花崗岩に貫かれており、また、無数の縞状片麻岩の小岩体を包有している。片状構造の走向は東西性のものが多く、傾斜は 60°N、垂直である。

大和町東荷北方<sup>くろぐい</sup>の黒杭<sup>くまげ</sup>付近から熊毛町小松原及び北東方の周東町前場<sup>まえば</sup>にかけての地域では、本岩は主として粗粒黒雲母花崗閃緑岩からなる。本岩は一般に片状構造の発達が弱く、岩相変化に乏しい。また、縞状片麻岩の包有岩体はまれにしか見られず、優白質岩は少ない。本岩は、岡村(1957)が塊状黒雲母花崗閃緑岩としたものに相当するが、岡村も指摘しているように、周囲の片状構造の著しい花崗閃緑岩類とは漸移的であり、岩体の構造も相互に連続的である。本岩は多数の南北系珪長岩岩脈に貫入されている。

本図幅地域に分布する蒲野片麻状花崗閃緑岩は、上述のように、多様な岩相からなるが、卓越する岩相は片状構造の顕著な花崗閃緑岩ないしトーナル岩と、主として西部地域に分布する片状構造の弱い花崗閃緑岩とである。片状構造の顕著な花崗閃緑岩ないしトーナル岩は、主として斜長石、石英、黒雲母及びカリ長石からなり、少量の角閃石を伴う。副成分鉱物は燐灰石、ジルコン、褐れん石、スフェン及び不透明鉱物である。

斜長石はふつう径 0.5-5 mm の半自形結晶をなし、集片双晶を示すものが多い。ふつう累帯構造を示さない。石英は径 1-3 mm の他形結晶で、顕著な波動消長を示し、サブグレイン化している。カリ長石は径 1-3 mm の他形結晶で、パーサイト構造を示す。黒雲母は径 0.2-1 mm の他形ないし半自形結晶の集合体をなし、定向配列をなす。黒雲母結晶はざくろ石・褐れん石・ジルコンなどを包有することがある。角閃石は径 0.5-1 mm の他形ないし半自形結晶で、一部が緑泥石に変化していることがある。

片状構造の顕著でない花崗閃緑岩は、主として斜長石、石英、カリ長石及び黒雲母からなり、ごく少量の角閃石を伴う。副成分鉱物は燐灰石、褐れん石、ジルコン及び不透明鉱物である。

斜長石は径 0.5-4 mm の半自形結晶をなし、一般に強い累帯構造を示す。集斑状結晶をなすことがある。石英は径 2-5 mm の他形結晶で、著しいサブグレイン化を示すが、波動消光は顕著でない。カリ長石は径 3-6 mm の他形結晶で、ふつうパーサイト構造を示さない。斜長石とカリ長石とが接する場合ふつうミルメカイトが発達している。黒雲母は径 0.2-1 mm の他形半自形結晶の集合体で、弱い定向配列を示す。角閃石は長径 0.3-0.5 mm の半自形結晶で、ふつう黒雲母に伴っている。

### V. 2. 3 田尻花崗岩

本岩は細粒優白色の白雲母黒雲母花崗岩で、柳井市伊陸いからから周東町田尻たじりをへて国長付近くにながにかけてかなり広く分布する他、大和町黒杭北方、塩田付近、柳井市大迫付近、岩国市通津付近でも小分布を示す。本岩は蒲野片麻状花崗閃緑岩中に見られることが多い。伊陸から田尻西方にかけて分布する岩体は、蒲野片麻状花崗閃緑岩の片状構造にほぼ調和的に分布しているが、小規模な岩体はしばしばそれに斜交している。本岩は細粒黒雲母の定向配列による片状構造を持つ。片状構造の方向はほぼ東西で、蒲野片麻状花崗閃緑岩の片状構造と平行である。両者の岩体境界面が東西性でない場合でも、片状構造は岩体境界を横切って連続しているように見える。

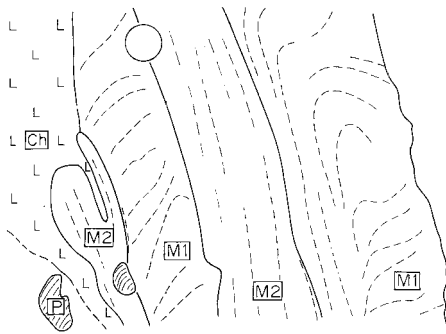
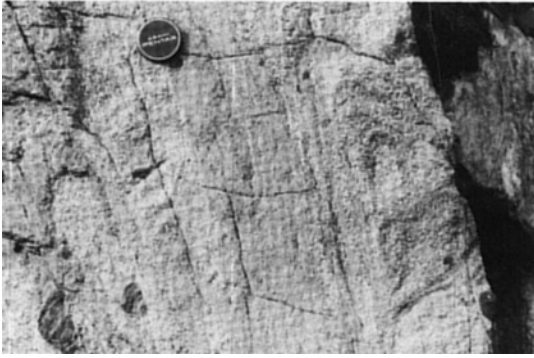
本岩は、主として石英、斜長石、カリ長石、黒雲母及び白雲母からなり、少量のざくろ石、珪線石、堇青石、燐灰石、ジルコン及び不透明鉱物を伴う。

石英は径 1-2 mm の他形結晶で、波動消光を示す。斜長石は径 0.2-2 mm の半自形結晶で、集片双晶が発達し、弱い累帯構造を示す。カリ長石は径 1-2 mm の他形結晶で、斜長石との境界部ではミルメカイトが発達する。黒雲母は径 0.1-1 mm の他形半自形結晶の集合体で、定向配列する。白雲母は径 0.5 mm 前後の他形結晶集合体で、珪線石と共存することがある。珪線石は繊維状をなし、白雲母と共存することが多い。

### V. 2. 4 天ヶ岳ミグマタイト

本岩は変成岩物質と花崗岩物質とが様々な割合で混じり合うことによって形成された産状・構造を呈





第29図 天ヶ岳ミグマタイトの珪岩質混合相  
 (由宇町天ヶ岳南方) M1, M2: 珪岩質混合相 (層状)  
 Ch: 珪岩質レスタイトブロック P: 泥岩質レスタイトブ  
 ロック M1がM2を切っている

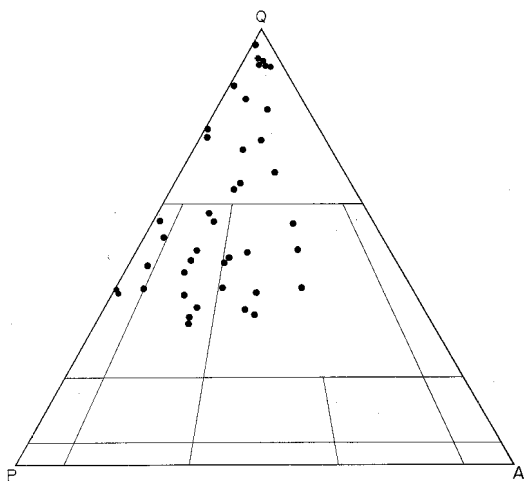
することで特徴づけられる岩石で、由宇町  
 かきづか てらきこ  
 笠塚から寺迫にかけて、縞状片麻岩帯の玖  
 珂層群と木部花崗岩及び蒲野片麻状花崗閃  
 緑岩との間に分布する。本岩は縞状片麻岩  
 の層理面を部分的に切っていることもある  
 が、一般にはほぼ調和的に貫入している。  
 岩体南部では、本岩は蒲野片麻状花崗閃  
 緑岩を貫き、木部花崗岩に貫かれている。本  
 岩中には極めて多くの縞状片麻岩の包有岩  
 が含まれている。片状構造は一般に顕著で  
 あり、その走向はほぼ東西で、北に傾斜し  
 ている。

本岩は、花崗岩物質と混合した変成岩物  
 質の種類及び割合によって、多様な岩相を  
 示す。最もふつうに見られる岩相は珪質縞  
 状片麻岩との混合相——珪岩質混合相——  
 で、泥質—砂質片麻岩との混合相もしばし  
 ば見られる。

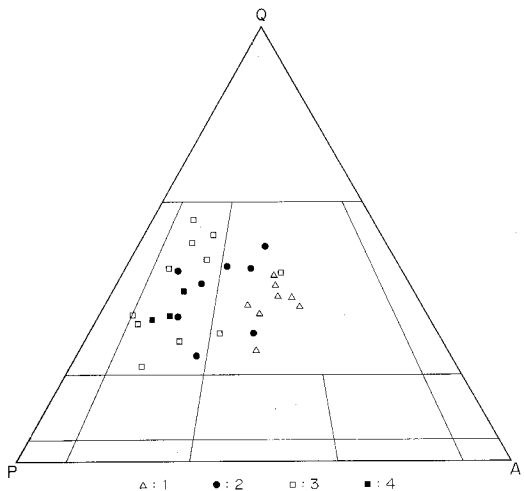
珪岩質混合相は、変成岩物質と花崗岩物  
 質との混合比率の違いによって形成された  
 層状構造が発達する。各層の厚さは数 mm



第30図 天ヶ岳ミグマタイト中の泥岩質レスタイトブロック (由宇町天ヶ岳南方)  
 泥岩質レスタイトブロックは層理面や割目に沿って優白質花崗岩質相の浸入を受けている



第31図 天ヶ岳ミグマタイトの珪長質鉱物のモード組成  
Q, P, A: 第27図と同じ



第32図 傾家新期花崗岩類の珪長質鉱物のモード組成  
Q, P, A: 第27図と同じ 1: 木部花崗岩 2: 滑花崗岩  
3: 粗生花崗閃緑岩 4: 差川花崗閃緑岩

程度から数10 cm 位までであり，互にほぼ平行に配列する．変成岩物質を主とする層は暗灰色—灰色で，細粒である．花崗岩物質の割合が多い層程淡色となり，より粗粒となる．

泥岩—砂岩源変成岩との混合相は，花崗岩物質が変成岩の層理面に沿って注入し，細かく互層する場合と，泥岩—砂岩源変成岩をレスタイトブロックとしてとりこみ，その周りにミグマタイトを形成している場合とがある．

珪岩質混合層や泥岩—砂岩質混合層は，しばしば脈状またはプール状の優白質花崗岩に切られている．

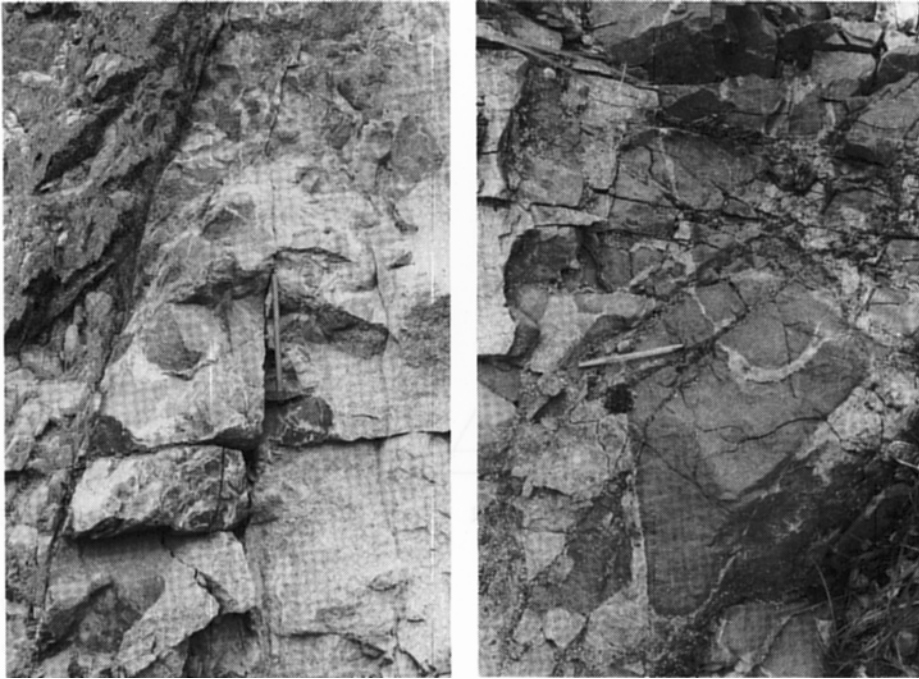
ミグマタイトの構成鉱物は縞状片麻岩に近いものから花崗岩に近いものまでである(第31図)．

花崗岩的様相の強い部分では中粒白雲母黒雲母花崗岩・花崗閃緑岩で，主として石英，斜長石，カリ長石，黒雲母及び白雲母からなり，少量のざくろ石，珪線石及び不透明鉱物を伴う．石英は径0.5-1.5mmの他形結晶で，著しい波動消光を示し，サブグレイン化している．斜長石は径0.5-3.5mmの自形—半自形結晶をなし，集片双晶をなし，弱い累帯構造を示す．カリ長石は径1-1.5mmの他形結晶をなし，パーサイト構造をもつ．黒雲母は径0.2-1mmの半

自形結晶をなし，不透明鉱物・石墨を包有する．白雲母は径0.5-1mmの半自形結晶で黒雲母と伴うことが多い．

珪岩質混合層では変成岩の割合が多くなるに従って，石英の量が多くなる．珪岩的様相が強い層では石英が容量比で80%を越すものもある．珪岩質混合層の石英には黒雲母，長石，ざくろ石などの包有物を含むものと含まないものがあるが，花崗岩的様相が強くなるに従い，すなわち，斜長石やカリ長石が増加するにつれて，包有物を含む石英が減少する．

泥岩—砂岩質混合層では変成岩の割合が多い層では花崗岩質様相の強い層に比べ，黒雲母の量が多い．



第33図 木部花崗岩中の岩脈状アグマタイト (由宇町小横東方)

### V. 3 領家新期花崗岩類

#### V. 3. 1 木部花崗岩

本岩は柳井市伊陸いからから由宇町正南せいなんにかけて分布する。その他、正南付近では小岩体も見られる。本岩の主岩相は粗粒の黒雲母花崗岩で、定向配列するカリ長石の長柱状斑晶の発達によって特徴づけられる。岩体周辺部にはカリ長石斑晶をほとんど含まない中粒—細粒相が伴われる。本岩は蒲野片麻状花崗閃緑岩、銭壺山層及び天ヶ岳ミグマタイトを貫いている。本岩は黒雲母及びカリ長石斑晶の定向配列による中程度—弱い片状構造を持つ。片状構造は、岩体北部では走向ほぼ東西で、北に傾斜し、岩体南部では走向ほぼ東西、南傾斜である。しかし、岩体周辺部では一般に片状構造が明瞭でないため、周囲の岩体の片状構造と連続するかどうかは分からない。一般に暗色包有物は少なく、縞状片麻岩の包有岩もないが、由宇ゴルフ場東方の由宇町小横しょうしんでは、幅数 m の岩脈様アグマタイトが見られる(第33図)。このアグマタイトは周囲の木部花崗岩の片状構造を切り、かなり高角度で傾斜している。

本岩は主としてカリ長石、石英、斜長石及び黒雲母からなる。ごく少量の白雲母を伴うことがある。副成分鉱物としても磷灰石、ジルコン及び不透明鉱物を伴う。

カリ長石は長径 5-10 mm の自形性の強い長柱状斑状結晶で、ふつうカールスパッド双晶を示し、パーサイト構造が発達する。カリ長石は常に斜長石・石英・黒雲母の小結晶を多数包有する。石英は径 1-3 mm の他形結晶で、比較的強い波動消光を示す。斜長石は径 2-4 mm の半自形結晶をなすものと、径 1-1.5 mm の短柱状結晶をなすものがあり、集片双晶が発達する。累帯構造は弱い。ミルメカイ

トが見られることがある。黒雲母は径 1 - 1.5 mm の半自形結晶の集合体で、長石や石英の周囲を取り巻くように発達することが多い。

アグマタイトを形成する優黒質部は細粒の変石英閃緑岩で、鏡下ではカミングトン閃石、淡緑色普通角閃石、褐色普通角閃石、黒雲母、鉄鉱などの有色鉱物が認められる。このアグマタイトはもともと褐色普通角閃石石英閃緑岩の岩脈であったであろうと推察される。

### V. 3. 2 滑花崗岩

本岩は粗粒一中粒の白雲母黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩で、<sup>すえひがし</sup> 周東町末東から<sup>べつとう</sup> 別東にかけて分布する。縞状片麻岩帯の玖珂層群を貫いており、接触部付近には厚さ数 m - 30 m の優白質相が発達している。岩体西部で本岩は祖生花崗閃緑岩及び広島花崗岩類と接している。主岩相では黒雲母の形態定向配列による中程度の片状構造が発達するが、周辺相(優白質相)では一般に片状構造は弱い。

主岩相をなす白雲母黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩は、主として石英、斜長石、カリ長石、黒雲母及び白雲母からなる。ふつう少量のざくろ石を伴う。珪線石を含むこともある。副成分鉱物として、燐灰石、ジルコン及び不透明鉱物を含む。

石英は径 0.2 mm 位のものから 5 - 6 mm のものまであり、弱い波動消光を示す。斜長石は径 0.5 - 5 mm の粒状結晶で、弱い累帯構造を示す。カリ長石は斜長石や石英よりも一般に粗粒で、しばしば径 5 mm 以上に達するが、鏡下でも肉眼的にも斑状構造は目立たない。カリ長石は微斜長石構造が顕著に発達したパーサイトである。黒雲母は 0.3 - 2 mm の他形—半自形結晶の集合体で、定向配列することが多い。白雲母は径 1 - 3 mm のものと 0.2 mm 前後のものがある。細粒の白雲母は斜長石やカリ長石に包有されている。ざくろ石は径 0.3 - 1 mm の自形—半自形結晶で、包有物はほとんど認められない。珪線石は繊維状をなし、白雲母の一部や斜長石の一部を交代したように現われる。

優白質周辺相は、中粒の含ざくろ石白雲母花崗岩で、主として石英、カリ長石、斜長石及び白雲母からなり、少量の黒雲母を伴うことがある。ふつう、ざくろ石、珪線石及び堇青石を含んでおり、副成分鉱物として燐灰石、ジルコン及び不透明鉱物を伴う。

石英は径 1 - 3 mm の他形粒状結晶で、弱い波動消光を示す。カリ長石は径 0.3 - 3 mm の他形結晶で、斜長石・白雲母・石英・ざくろ石などを包有する。斜長石は径 0.2 - 1 mm の他形—半自形結晶で、弱い累帯構造を示す。白雲母は径 0.1 - 1 mm の他形—半自形結晶で、しばしば帯状集合体を形成して定向配列することがある。ざくろ石は径 0.3 - 1 mm の粒状結晶で、包有物をほとんど含まない。珪線石は繊維状をなし、白雲母と密接に伴う。堇青石は白雲母と共存することが多く、大部分ピナイト化している。

### V. 3. 3 祖生花崗閃緑岩

本岩は細粒の含角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、周東町祖生から<sup>やないだしも</sup> 玖珂町柳井田下にかけて西北西—東南東に延びた岩体をなす。本岩体は、北側と南側とは広島花崗岩類の貫入を受けており、東側は滑花崗岩に接している。本岩体と滑花崗岩との貫入関係は、両者の接触面が確認できなかったためはっきりしないが、本岩体の近くに分布する滑花崗岩が粗粒相からなることから判断して、本岩体が滑花崗岩を貫いているものと考えられる。



第34図 粗生花崗閃緑岩と広島花崗岩類（下久原花崗岩）との接触部（周東町山田）  
R：粗生花崗閃緑岩（細粒） H：広島花崗岩類（粗粒）

本岩は一般に岩相変化が少なく，大部分は，やや丸味を帯びた石英粒と斜長石の粗粒目形結晶による弱い斑状組織を持つ細粒花崗閃緑岩からなる．局部的に中粒相を伴い，まれに，脈状の細粒優白質花崗岩も見られる．

本岩には黒雲母の形態定向配列による弱い片状構造が発達する．片状構造は，走向ほぼ東西で，急傾斜のものが多い．

本岩は主として斜長石，石英，カリ長石及び黒雲母からなり，少量の角閃石を伴う．副成分鉱物として，燐灰石，褐れん石，スフェン，ジルコン及び不透明鉱物を含む．

斜長石は径0.5-5mmの半自形-自形結晶で，累帯構造が著しい．ふつう集片双晶をなす．比較的大きな斜長石結晶は，累帯構造の発達した小さい斜長石結晶を包有することがあり，石英や黒雲母を包有することもある．しばしば累帯構造を切る破断面が発達する．石英は径1-7mmの他形結晶で，一般に波動消光が著しく，サブグレイン化している．カリ長石は径1-5mmの他形結晶でしばしば斜長石・黒雲母・石英などを包有する．斜長石との間にはふつうミルメカイトが見られる．黒雲母は径0.2-3mmの他形-半自形結晶で，しばしばキンクバンドが発達する．黒雲母は集合体をなし，定向配列を示すことが多い．角閃石は黒雲母を伴って，ごく少量認められる．

#### V. 3. 4 差川花崗閃緑岩

本岩は細粒の含角閃石黒雲母花崗閃緑岩で，周東町差川付近<sup>ようだ</sup>から用田にかけて分布する．本岩体は北側と南側は広島花崗岩類に貫入されており，東端は断層で切られている．本岩には黒雲母の形態定向配列による弱い片状構造が発達する．片状構造は走向ほぼ東西で，急傾斜である．

本岩は，一般に岩相変化が少なく，大部分は石英と斜長石のやや粗粒の結晶による弱い斑状組織を持つ細粒花崗閃緑岩からなり，局部的に優白質花崗岩を伴う．

本岩の主成分鉱物は斜長石、石英、カリ長石及び黒雲母で、少量の角閃石を伴い、副成分鉱物として燐灰石、ジルコン、褐れん石、スフェン及び不透明鉱物を伴う。

斜長石は長径 0.5 - 6 mm の自形性の強い柱状結晶で、一般に累帯構造の発達が著しく、集片双晶の発達が著しい。石英は径 1 - 5 mm の他形結晶で、著しい波動消光を示し、サブクレイン化している。カリ長石は径 0.3 - 1.5 mm の他形一半自形結晶で、微斜長石構造を示す。黒雲母は径 0.2 - 2.5 mm の他形一半自形結晶で、連鎖状をなして片状構造にほぼ平行に配列する。

本岩の岩石学的特徴は祖生花崗閃緑岩のそれとよく似ている。両者共広島花崗岩類に属する下久原花崗岩体と中山川複合岩体とに狭まれて分布しており、元来は一連の岩体であったものが NE-SW 系断層(岩国断層の西方延長)によって分断・変位されたものである可能性が高い。

#### V. 4 未区分領家花崗岩類

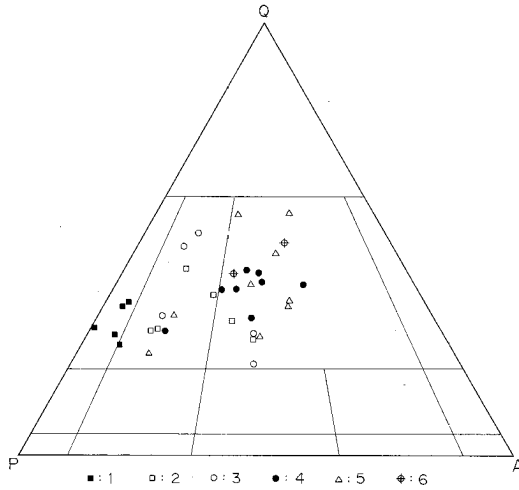
本図幅地域の通津川付近以南に分布する縞状片麻岩帯の玖珂層群中には、片状構造を持つ花崗岩類の岩株状ないし岩脈状の小岩体がしばしば見られる。

それらのうち、岩国ゴルフ場北西方の小岩体は、中程度の片状構造を持つ含角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主とするもので、通津付近に分布する蒲野片麻状花崗閃緑岩と似た岩相を示す。由宇町清水付近及び峯山付近に分布する小岩体は含ざくろ石白雲母黒雲母花崗岩で、弱い片状構造を有し、しばしば珪線石や堇青石を含む。これらは滑花崗岩の周辺相に似ている。その他蒲野片麻状花崗閃緑岩や、天ヶ岳ミグマタイトの近くに分布する縞状片麻岩中には多数の岩脈状ないしシート状の優白質花崗岩類が見られる。これらは弱い片状構造を持つ含ざくろ石白雲母黒雲母花崗岩ないし花崗閃緑岩で、蒲野片麻状花崗閃緑岩中や天ヶ岳ミグマタイト中にしばしば見られる脈状優白質岩に似ている。



第35図 珪質縞状片麻岩を貫く片麻状花崗閃緑岩脈 (柳井市奥畑北方)

## V. 5 広島花崗岩類



第36図 広島花崗岩類の珪長質鉱物のモード組成  
 Q, P, A: 第27図と同じ 1: 土生花崗閃緑岩周辺相 2:  
 同主岩相 3: 下久原花崗岩 4: 獺越複合岩 5: 中山  
 川複合岩 6: 岩国花崗岩

本岩類は、土生花崗閃緑岩、下久原花崗岩、獺越複合岩、中山川複合岩及び岩国花崗岩から構成されている。これらは、下久原花崗岩と獺越複合岩とが接している以外互に独立した岩体として分布している。このため、土生岩体、下久原・獺越岩体、中山川岩体及び岩国岩体相互の貫入前後関係は分からない。第7表に示したK-Ar年代から見れば、土生花崗閃緑岩、獺越複合岩、岩国花崗岩、下久原花崗岩、中山川複合岩の順序のようである。しかし、獺越複合岩は下久原花崗岩よりも後期のような産状を示すし、中山川複合岩の値は最末期相の花崗斑岩の値であるので、第7表のK-Ar値

がそのまま、各花崗岩体の貫入の前後関係を示すとは考えられない。また、概説の項でも述べたように、花崗岩体の貫入・定置とArの固定の時期との間にはずれがあると推察される。したがって、各岩体の貫入時期は、互に著しい差はなく、100-90Maと考えられる。

### V. 5. 1 土生花崗閃緑岩

本岩は本図幅地域の岩国市土生を中心、長軸方向約5km、短軸方向約3kmのほぼ円形をなして分布する。本岩は玖珂層群中に、その構造を切って貫入しており、周囲の岩石に接触変成作用を与えている。

本岩は主岩相と周辺相とに大別される。

主岩相は中粒—細粒の黒雲母花崗閃緑岩—花崗岩で、周辺相は中粒斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。周辺相は岩体北縁部にかなり広く分布する他、地質図には示していないが、岩体南縁部のごく一部にも主岩相と玖珂層群との間に狭く分布する。主岩相と周辺相との関係は漸移的で、幅数m以下の漸移帯を介して互に移化する。

主岩相をなす中粒—細粒黒雲母花崗閃緑岩—花崗岩は、主として斜長石、石英、カリ長石及び黒雲母からなり、副成分鉱物として燐灰石、ジルコン、スフェン及び不透明鉱物を伴う。

斜長石は径0.5-5mmの半自形結晶で、一般に著しい累帯構造を示す。カリ長石と接する結晶の縁部ではミルメカイトを形成している。石英は径1.5-3mmの他形結晶で、弱い波動消光を示す。カリ長石は径1-5mmの他形結晶で、ときに間隙充填の産状を示す。パーサイト構造が発達する。黒雲母は径0.2-1.5mmの半自形結晶で、岩石中にランダムに散在する。

周辺相をなす中粒斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩は長径0.5-2cmの長柱状角閃石斑晶によって特徴づ

けられる岩石で、一般に主岩相より多量の有色鉱物を含む。主成分鉱物は斜長石、石英、カリ長石、黒雲母及び角閃石で、副成分鉱物として燐灰石、ジルコン、スフェン及び不透明鉱物を伴う。

斜長石は長径 0.2-6 mm の半自形結晶をなし、ふつう強い累帯構造を示す。石英は径 1.5-3 mm の他形結晶で、弱い波動消光を示す。カリ長石は径 0.8-1 mm の他形結晶で、間隙充填的である。黒雲母は径は0.5-3 mm の半自形結晶で、岩石中にランダムに分布する。角閃石は粗粒の自形結晶として斑晶をなすほかに、基地の部分には径0.5-3.5mm の半自形結晶として含まれる。

### V. 5. 2 下久原花崗岩

本岩は、周東町上長野付近から<sup>しもくはら</sup>下久原付近・<sup>しもだに</sup>玖珂町下谷・<sup>かみだに</sup>上谷付近をへて岩国市<sup>ながれだ</sup>流田・<sup>かのうぎ</sup>叶木にかけて分布する。本岩は、岩体北側及び東側では玖珂層群を貫き、南側では<sup>ながれだ</sup>領家新期花崗岩類を貫いている。周東町<sup>みょうじ</sup>明神では<sup>みょうじ</sup>瀬越複合岩と接している。

本岩の主岩相は粗粒斑状黒雲母花崗岩で、一般に自形性の強い粗粒カリ長石が発達し、顕著な斑状組織を呈する。斑状カリ長石の粒径は一般に長径 2-4 cm であるが、5 cm を越えることもある。玖珂町上谷や岩国市流田一葉木では、カリ長石と共に、石英も斑状になり、その径は 2 cm に達する。モード分析では、ほとんどが花崗岩の領域に入るが、花崗閃緑岩の領域に入るものもある。

本岩には、ところどころに、カリ長石や石英の斑状結晶をほとんどあるいは全く含まない岩相がある。このような“等粒状”<sup>しもそうづ</sup>岩相は、周東町下相津付近・<sup>の</sup>欽明路峠から<sup>の</sup>笹見川にかけての<sup>の</sup>地域・周東町野<sup>の</sup>地の北などで認められる。野外で見ると、ひとつの露頭内においても、斑状岩相と“等粒状岩相”が接して産することもまれではなく、両岩相間の移化は急激なこともあれば、漸移的に斑状結晶の量が変化していくこともある。

本岩の主岩相をなす粗粒斑状黒雲母花崗岩は、主として石英、斜長石、カリ長石及び黒雲母からなり、副成分鉱物として燐灰石、ジルコン、褐れん石及び不透明鉱物を伴う。



第37図 粗粒斑状黒雲母花崗岩(下久原花崗岩) (周東町上長野) 斑晶は微斜長石



石英は、斑晶をなす場合もあるが、ふつう径 1-6 mm の他形結晶で、弱い波動消光を示す。斜長石は径 1-3 mm の半自形結晶で、一般に弱い累帯構造を示し、集片双晶が発達する。長径 6 mm 前後の斑状長柱状結晶をなすこともある。カリ長石との接触部ではミルメカイトが発達する。カリ長石は、径 1-8 mm の他形結晶と径 1 cm 以上の斑状結晶とがある。斑状結晶はふつう微斜長石で、自形性が強い。細粒のカリ長石はふつうパーサイト構造を示す。黒雲母は径 0.3-5 mm の半自形結晶で、ランダムに分布する。

### V. 5. 3 瀬越複合岩

本岩は周東町瀬越<sup>おそごえ</sup>に分布する。中粒相と細粒相とからなり、中粒相は細粒相を取り巻くように分布する。岩体の東側と北側とでは玖珂層群を貫き、南側では下久原花崗岩と接している。本岩と下久原花崗岩との関係は、両者の接触面が見いだされなかったためはっきりしないが、本岩は下久原花崗岩を貫いているような分布を示す。細粒相と中粒相とは狭い漸移帯を介して漸移する場合と細粒相が中粒相を明瞭な境界をもって切っている場合とがある。

本岩の中粒相は主として中粒斑状黒雲母閃緑岩からなるが、岩体北東部では中粒黒雲母花崗岩も認められる。細粒相は主として細粒黒雲母花崗岩からなる。

中粒相の主体をなす中粒斑状含角閃石黒雲母花崗閃緑岩は、ふつう 1 cm 前後のカリ長石の斑晶を少量含んでいるにすぎないが、所によっては長径 2-4 cm のカリ長石斑晶を多く含むこともある。斑状カリ長石はいずれも微斜長石で、自形性が強い。本岩の主成分鉱物は斜長石、石英、カリ長石及び黒雲母であり、副成分鉱物として燐灰石、ジルコン、スフェン及び不透明鉱物を伴う。

斜長石は径 0.3-3 mm の短柱状—長柱状結晶をなすほか、長径 5 mm 前後の斑状結晶をなすこともある。ふつう強い累帯構造を示し、集片双晶をなす。石英は径 0.5-3 mm の他形結晶で、弱い波動消光を示す。カリ長石は径 0.8-40 mm の自形—半自形斑状結晶と径 1-3 mm の他形結晶とがある。斑状結晶は微斜長石パーサイト構造をもつものと、微斜長石構造であるがパーサイト構造をもたないものがある。黒雲母は径 0.3-2 mm の半自形結晶で、岩石中にランダムに分布する。

細粒相を構成する細粒黒雲母花崗岩は、細粒均質な岩相の他、しばしばアプライト(細粒優白質相)を伴う。また、やや粗粒で弱い斑状を示すものも見られる。局部的には閃長岩相も見られる。

細粒黒雲母花崗岩の代表的な岩相は、主として、石英、斜長石、カリ長石及び黒雲母からなり、副成分鉱物として燐灰石、ジルコン、スフェン及び不透明鉱物を伴う。

石英は径 0.5-1.5 mm の他形粒状結晶で、弱い波動消光を示す。斜長石は径 0.5-1.5 mm の半自形—自形結晶で、一般に累帯構造を示し、しばしばカールスバッド双晶をなす。カリ長石は径 0.3-2 mm の他形結晶で、パーサイト構造や微斜長石構造を示す。黒雲母は径 0.2-1 mm の他形—半自形結晶で、岩石中にランダムに分布する。

### V. 5. 4 中山川複合岩

本岩は熊毛町小松原・周東町差川<sup>さずがわ</sup>付近から氷室岳にかけて、東西約 11 km、南北最大約 6 km の範囲に、だ円状をなして分布する。本岩は北側で差川花崗閃緑岩及び祖生花崗閃緑岩を貫き、南側では蒲野

片麻状花崗閃緑岩、高塔山珪長岩岩脈群及び田尻花崗岩を、そして東側では縞状片麻岩帯の玖珂層群を貫く。本岩と側岩との接触面は一般に明瞭で、急傾斜である。本岩と蒲野片麻状花崗閃緑岩との接触部付近では本岩は粗粒黒雲母花崗岩からなることが多いが、本岩は明瞭な急傾斜の境界面をもって、著しい岩相変化を示すことなしに——少量のペグマタイト相を伴うことはあるが——蒲野片麻状花崗閃緑岩を貫いている。

本岩は粗粒相と細粒相とに大別される。粗粒相は粗粒黒雲母花崗岩からなり、細粒相は細粒黒雲母花崗岩、細粒斑状黒雲母花崗岩及び黒雲母花崗斑岩からなる。

粗粒黒雲母花崗岩は、中山川複合岩体の主体をなす岩石で、紅色のカリ長石を含む場合が多く、山陽帯に広く分布する広島花崗岩の主岩相に似た外観を呈する。一般には岩相変化が少なく、等粒状であるが、細粒相の近傍ではやや粗粒の球状石英が発達し、弱い斑状組織を示すことが多い。また、局部的には自形性の強いカリ長石斑晶を含み、下久原花崗岩の主岩相に似た外観を示すものもある。

細粒相は、竜ヶ岳西方から二井寺山・西光寺山をへて失櫃峠にかけて広く分布するほか、周東町差川付近、柳井市門前付近、田尻山東方などでも小分布を示す。本岩相は一般に細粒黒雲母花崗岩と細粒斑状黒雲母花崗岩とを主とし、比較的粗粒の石英と長石の斑晶を持つ黒雲母花崗斑岩を伴う場合が多いが、西光寺山付近から周東町下南北方にかけての地域では黒雲母花崗斑岩が卓越する。本岩相と粗粒黒雲母花崗岩とは斑状粗粒花崗岩相を介して漸移する場合が多い。しかし、本岩相に属すると考えられる細粒黒雲母花崗岩または黒雲母花崗斑岩が岩脈状をなして粗粒黒雲母花崗岩を貫いていることもある。

粗粒黒雲母花崗岩は、主として石英、斜長石、カリ長石及び黒雲母からなり、副成分鉱物として燐灰石、ジルコン、スフェン及び不透明鉱物を伴う。

石英は径 1-8 mm の他形結晶で、弱い波動消光を示す。斜長石は径 1-4 mm の半自形結晶で、弱い累帯構造を示し、集片双晶が発達する。カリ長石は径 3-8 mm の他形—半自形結晶で、パーサイト構造を示す。斜長石との接触部ではミルメカイトが発達する。カリ長石の結晶と結晶との間には粒間曹長石が生じている場合が多い。黒雲母は径 0.5-3 mm の半自形結晶をなし、岩石中にランダムに分布する。

細粒黒雲母花崗岩は、主として石英、斜長石、カリ長石及び黒雲母からなり、副成分鉱物として燐灰石、スフェン、ジルコン及び不透明鉱物を伴う。等粒状のものでは主成分鉱物の粒径は 1-3 mm であり、斑状のものはその中に 5-7 mm の自形性の強い斜長石斑晶を含む。石英は一般に弱い波動消光を示す。斜長石は細粒のものも斑晶をなすものがある。ともに弱い累帯構造を示す。斜長石とカリ長石の間ではミルメカイトが発達する。カリ長石はパーサイト構造を示す。黒雲母は一般に少量で、半自形結晶として、ランダムに分布する。

花崗斑岩相の岩石は、径 5-8 mm の石英、カリ長石及び斜長石の斑晶と、石英・カリ長石・斜長石及び黒雲母からなる細粒の石基とからなる。斑晶石英は径 2-6 mm の丸味を帯びた他形結晶で、弱い波動消光を示す。カリ長石斑晶は径 5-8 mm の半自形—自形結晶で、パーサイト構造を示す。斑晶斜長石は径 2-4 mm の半自形—自形結晶で、弱い累帯構造を示す。石基の部分は粒径 1 mm 以下の等粒状結晶集合体からなる。

### V. 5. 5 岩国花崗岩

本岩は、岩国市街地付近から平田・藤生をへて通津にかけて南北に細長い形で分布する。本岩は、岩

体西側で、玖珂層群を貫き、南部では蒲野片麻状花崗閃緑岩を貫く。

本岩は粗粒黒雲母花崗岩と粗粒角閃石黒雲母花崗岩とからなる。粗粒黒雲母花崗岩は岩国市海土路町<sup>みどろ</sup>以北と同市保津町<sup>ほうづ</sup>から通津にかけての地域に分布し、粗粒角閃石黒雲母花崗岩は藤生町<sup>ふじゅう</sup>付近から青木町<sup>あおぎ</sup>にかけて分布する。両者の境界付近では、角閃石も含むものと含まないものとが明瞭な境界なしに混在し、互に漸移する。

本岩の大半を構成する粗粒黒雲母花崗岩は、片状構造を示さず、暗色包有物及びペグマタイトはともに極めて少ない。玖珂層群との接触部付近では、所により若干有色鉱物の量が減り、カリ長石に富むようになり、また、岩体南部の蒲野片麻状花崗閃緑岩体の近くではやや細粒で優白質になるが、一般には岩相変化は少ない。主成分鉱物は石英、斜長石、カリ長石及び黒雲母で、副成分鉱物として燐灰石、褐れん石、スフェン及び不透明鉱物を伴う。主成分鉱物の粒径はおおむね 5 mm-1 cm 程度である。石英は他形で、弱い波動消光を示す。斜長石は自形一半自形結晶で、累帯構造を示し、集片双晶が発達する。しばしば中心部がセリサイト化している。カリ長石は一般に他形で、微斜長石パーサイトである。カリ長石の結晶と結晶の間には粒間曹長石が生じていることが多い。黒雲母は半自形で、ときおり緑泥色に変質している。

粗粒角閃石黒雲母花崗岩は、角閃石を含む点を除けば、上記の粗粒黒雲母花崗岩とよく似ている。すなわち、大部分がほぼ様な等粒状の岩相を示し、暗色包有物及びペグマタイトはともに極めて少ない。また、モード比で約 3 % の角閃石を含むが、その他の構成鉱物の種類・産状・特性もほぼ同じである。

## V. 6 岩脈類

### V. 6. 1 塩基性岩脈類

本岩脈類は、傾家変成作用を受けて角閃岩となっているものと、傾家変成作用後に貫入した斑れい岩とがある。

角閃岩岩脈は、輝緑岩起源のものと斑れい岩起源のものがある。いずれも片状構造を持つ。輝緑岩質岩脈は岩国市六呂師<sup>ろくろし</sup>付近、同市長野から清水にかけての地域などで、黒雲母片岩帯または縞状片麻岩帯の岩石を貫いて発達する。本岩脈は暗緑色、細粒の岩石で、弱い片状構造を示し、主として径 0.1-0.5 mm の角閃石と斜長石からなり、少量の黒雲母を伴う。斑れい岩起源の角閃岩は縞状片麻岩帯の岩石及び傾家古期花崗岩類を貫いてまれに見られる。本岩脈は弱い片状構造を持つ暗緑色の岩石で、主として径 1mm 程度の斜長石と角閃石からなり、少量の黒雲母を伴う。

傾家変成作用後の斑れい岩岩脈は岩国市古宿南西方、氷室岳南方などに見られる。本岩脈は主として斜長石と角閃石とからなる細粒斑れい岩からなり、片状構造は全く認められない。氷室岳南方のものは縞状片麻岩を貫く岩脈で、広島花崗岩類に切られている。

### V. 6. 2 酸性岩脈類

本岩脈類は、本図幅地域内で、特定の地域に密集して発達するほか、散在しても多く見られる。構成岩類は珪長岩、石英斑岩及び花崗斑岩が圧倒的に多いが、物見ヶ岳周辺やその北方ではアブライトもし

ばしば見られる。また、周東町明見谷部落北東方、岩国市廿木北方、岩国市二軒屋、及び古宿東方などには細粒黒雲母花崗岩の岩脈状の小岩体が見られる。

酸性岩脈群の主な密集地域は、熊毛町小松原<sup>たかとうやま</sup>の高塔山付近から大和町石原にかけての地域、岩国市六呂師付近から岩国市山手町にかけての地域及び周東町西長野南方地域の3カ所である。それら3地域の岩脈群を、密集地の代表的地名と構成岩脈の岩種とから、それぞれ、高塔山珪長岩岩脈群、六呂師花崗斑岩岩脈群、及び西長野石英斑岩岩脈群と呼ぶことにする。

その他、周東町久杉<sup>くすぎ</sup>付近、蓮華山付近、岩国市廿木付近などでも酸性岩岩脈が多く見られる。

酸性岩脈群の貫入時期は、いずれも後期白亜紀と考えられるが、高塔山珪長岩岩脈群は領家変成作用後で、広島花崗岩類(中山川複合岩)より前である。六呂師花崗斑岩岩脈群と西長野石英斑岩岩脈群とは広島花崗岩類貫入後である。

上記3地域以外の所に分布するものでは、花崗岩岩脈は広島花崗岩類と同時期、アプライト岩脈はそれより少し後と考えられる。花崗斑岩、珪長岩はいずれも広島花崗岩類貫入後のものである。しかし、それらも後期白亜紀の酸性岩漿活動によって生じたと考えられる。

次に主な岩脈群について記述する。

### V. 6. 3 酸性岩脈群

#### 高塔山珪長岩岩脈群

大岩脈群は、本図幅地域南西部に、高塔山付近から大和町石原にかけて、南北5 km、幅3 kmの範囲に分布する。

本岩脈群の構成岩脈は、淡青色、細粒の珪長石で、岩脈はいずれも、走向ほぼ南北、ほぼ垂直である。本岩脈群は蒲野片麻状花崗閃緑岩の構造を切って貫入しており、北端は広島花崗岩類(中山川複合岩)によって切られている。個々の岩脈は幅数m程度から300 mを越すものまである。岩脈周辺部では走向方向に平行な流理構造が発達していることが多く、幅の広い岩脈では岩体内部にも流理構造が発達するゾーンが幾つか観察されることがある。このような、岩体内部の流理構造の発達するゾーンは、岩脈が重複岩脈を形成しながら成長したことを示す1つの証拠と考えられる。そのようなゾーンにはセプタ状に片麻状花崗岩類が挟在することもある。

本岩脈の代表的岩相は、肉眼的に径1-2 mmの斜長石と石英の小斑晶が認められる、細粒、均質な珪長岩である。小斑晶をなす斜長石は径1-2.5 mmで自形性が強く、弱い累帯構造を示す。石英は径1-2 mmの丸味を帯びた他形粒状結晶である。少量のカリ長石及び黒雲母の小斑晶も見られる。石基は細粒の石英、カリ長石、斜長石及び黒雲母からなり、ふつう顕著な微文象組織を示す。しばしば球顆組織も認められる。

#### 六呂師花崗斑岩岩脈群

本岩脈群は、岩国市六呂師を中心に、南は高照寺山<sup>こうしょうじ</sup>付近から北は岩国市山手町にかけて、北北東-南南西方向に延長約11 km、幅約3 kmの範囲に分布する。本岩脈群を構成する岩脈は石英・斜長石・カリ長石の斑晶に富む花崗斑岩で、斑晶の大きさはふつう5 mm前後である。側岩は北部では岩国花崗岩、南部では雲母片岩帯及び黒雲母スレート帯の玖珂層群である。岩国花崗岩と玖珂層群との境界部で

は両者を同時に貫くものもある。玖珂層群を貫く岩脈の中には、玖珂層群中の NNE-SSW 系断層に沿って貫入しているものもある。岩脈の卓越方向は N20-30°E で、岩脈密集域の伸長方向とほぼ一致する。少数ではあるが、東西方向や南北方向の岩脈もある。岩脈の傾斜はいずれもほぼ垂直である。岩脈の幅は岩国花崗岩中のものは10-30 m である。玖珂層群中の岩脈は幅20-30m のものも少数であるが、大部分は幅 10m 以下である。岩国花崗岩中の岩脈は、瀬戸内面を構成する低位丘陵地域で、北北東-南南西に延びる稜線を形成する傾向がある。

本岩脈群を構成する花崗斑岩は、上述のように、多量の斑晶を含んでいる。斑晶の大きさは2-7 mm で、一般に径 5 mm 前後のものが多い。石基は、一般には微晶質で微文象組織を示す。しかし、石基が顕晶質で微花崗岩質の組織を示すものも少数ある。

斑晶は、石英、斜長石、カリ長石及び黒雲母である。石英は径 2-6 mm の丸味を帯びた他形粒状結晶をなす。斜長石は径 2-7 mm の半自形結晶で、一般に著しい累帯構造を示す。カリ長石は径 2-5 mm の半自形結晶で、パーサイト構造を示す。黒雲母は径 1-3 mm の半自形結晶である。

石基は、細粒の石英、斜長石、カリ長石及び黒雲母からなる。微文象組織を示す場合、微球顆状組織も共存して見られることが多い。

石基が等粒状を示す場合は、石英・長石及び黒雲母の粒径は 0.1-1 mm である。石英は他形結晶をなす。斜長石は半自形結晶で、著しい累帯構造を示す。カリ長石は他形結晶で間隙充填的である。黒雲母は半自形結晶である。

#### 西長野石英斑岩岩脈群

本岩脈群は、周東町西長野の南方に分布する、石英斑岩岩脈を主体とする南北系の岩脈群である。本岩脈群は、差川花崗閃緑岩及び下久原花崗岩を貫いている。本岩脈群には、ひん岩岩脈が伴われる。ひん岩岩脈を石英斑岩岩脈が貫いて複合岩脈を構成している場合があり、その複合岩脈は更に別の石英斑岩岩脈を切断している。

石英斑岩岩脈は、一般に岩脈周辺部で細粒となり、流理構造が発達する。岩脈の中央部は流理構造は見られず、径 2-3 mm の石英・長石などの斑晶を含んでいる。

代表的な石英斑岩は、鏡下では、石英・斜長石・カリ長石及び黒雲母の斑晶と、微晶質の石基とからなる。

斑晶の石英は径 0.5-2 mm の他形-半自形粒状結晶をなす。斜長石は径 0.5-3 mm の自形-半自形結晶で、ほとんど累帯構造を示さない。カリ長石は 0.5-2 mm の半自形-自形結晶で、パーサイト構造を示す。黒雲母は径 0.5-1 mm の細長い半自形結晶をなす。

石基は径 0.05-0.1 mm の石英・カリ長石・斜長石及び黒雲母の集合体からなる。まれに径 0.2 mm 前後の微球顆が生じていることもある。

#### V. 6. 4 ひん岩岩脈

ひん岩岩脈は少数であり、いずれも小規模である。その貫入時期は、大部分は広島花崗岩類より後である。藤ヶ谷鉦山の坑内には広島花崗岩類によるホルンフェルス化を受けたひん岩脈が見られるが、その他の所ではホルンフェルス化を受けたものは見つかっていない。ひん岩脈と酸性岩脈との関係は、一



第38図 小国層の露頭写真（柳井市日積北小国）

般には確認されていない。しかし、周東町西長野南方では石英斑岩と同時成のような産状を示すものがある。

ホルンフェルス化を受けていないひん岩は、径 1-2 mm の長柱状斜長石斑晶と、細粒の、主として拍子木状の斜長石からなり、少量の角閃石を伴う石基とからなる。ホルンフェルス化を受けているひん岩は、石基に細粒の黒雲母を多く生じている。

## VI. 新生界

### VI. 1 小国層

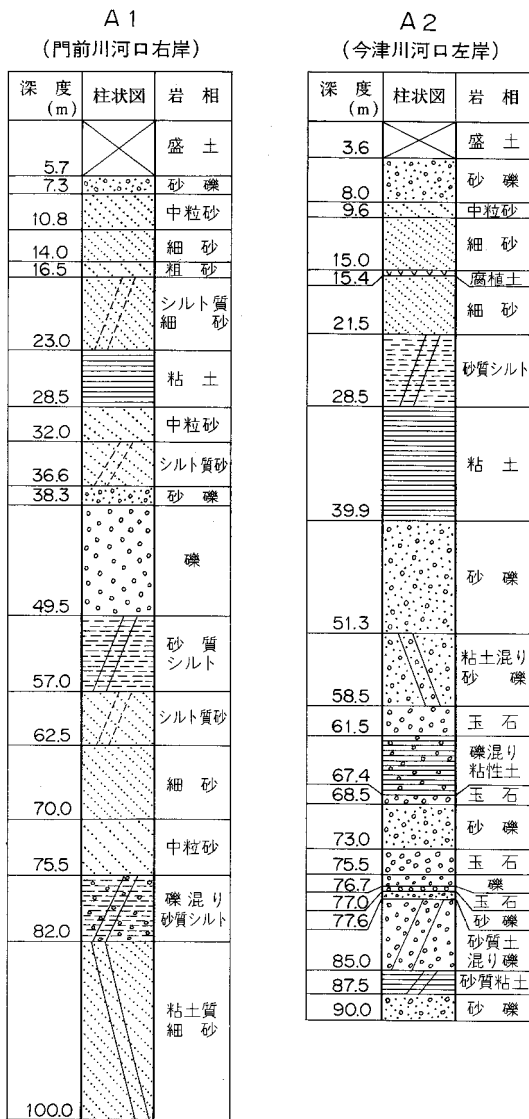
本層は、本図幅地域南部の、柳井市日積ひずみの小国おぐに付近、大里付近、下長野付近などに、領家花崗岩類及び銭壺山層を覆って分布する。基盤の高度は海拔 70-80m で、瀬戸内面に属すると考えられる低位平坦面を覆っている。

本層は、ほとんど礫層からなり、所により薄い砂層や粘土層を挟んでいる。礫層は一般に淘汰が悪く、層理面ははっきりしない。礫種は花崗岩類と縞状片麻岩類とで、特に珪質縞状片麻岩の礫が多い。礫は固く、軟化していない。層厚は 40m 程度である。

本層は、瀬戸内面形成後に堆積したもので、更新世中期-後期と考えられる。

### VI. 2 段丘堆積物

岩国市平田の不燃物処理場付近及び同市古宿東方には、玖珂層群を覆う小規模な礫層が見られる。所により薄い砂層や粘土層を挟むが、一般に淘汰が悪く、層理面ははっきりしない。礫種は花崗岩類、チ



第39図 岩国三角州の沖積層柱状図 (尾原, 1967による)  
試錐地点は地質図参照

的多い。その他のものは礫を主とした河床堆積物からなる。

錦川河口部(岩国三角州)の沖積層は、第39・40図に示したように、砂層・シルト層・礫層・粘土層の互層である。三角州の先端部では層厚は100m以上ある。そのうち、浅層部(深度40m付近まで)はN値2-13で、地層は軟弱である(尾原, 1967)、海岸から離れた所では砂層と礫層が多く、シルト層や粘土層は少ない(渡辺, 1967)。

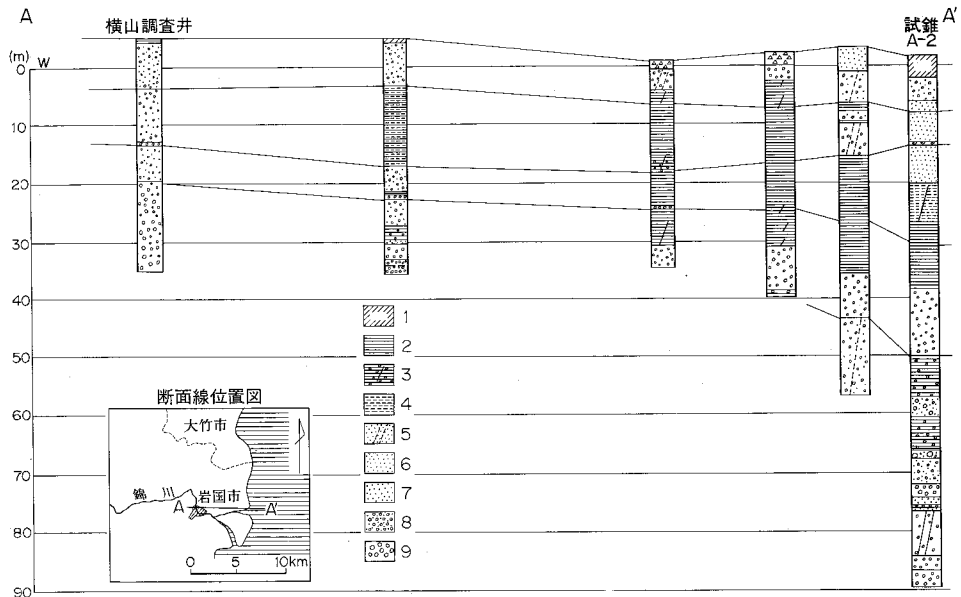
ャート、礫質泥岩、泥岩などで、いずれも風化によって軟化している。層厚は平田付近のものが約30m、古宿東方のものが約20mである。これらも瀬戸内面形成後のもので、更新世中一後期の地層と考えられる。

### VI. 3 崖錐堆積物

本図幅地域では、玖珂層群分布地域は標高の高い山地を形成し、花崗岩類からなる地域は標高の低い山地ないし丘陵地を形成するが、両者の境界付近には山麓緩斜面が広く発達する。このような山麓緩斜面は本図幅地域の各地に見られ、そこには常に厚い崖錐堆積物が分布する。それらは礫、砂、シルト及び粘土からなる。礫種は玖珂層群の岩石と花崗岩類とで、前者が大半を占める。花崗岩類も急傾斜の山地を形成することがある。その場合にも、山麓緩斜面に崖錐堆積物が発達する。

### VI. 4 沖積層

沖積層の主な分布地域は、錦川河口部及び玖珂盆地である。由宇山河口付近や柳井市伊陸付近でもかなり広く分布する。その他、地域内の各河川に沿って小規模に発達する。いずれも礫、砂、シルト及び粘土からなる。河口部の沖積層は砂と粘土が比較



第40図 岩国三角州の沖積層東西方向の断面図 (渡辺, 1967による)

1: 盛土 2: 粘土 3: 礫混り砂質粘土 4: シルト 5: シルト質粘土 6: 砂 7: 粗砂 8: 砂礫 9: 玉石

## VII. 活断層及び地震

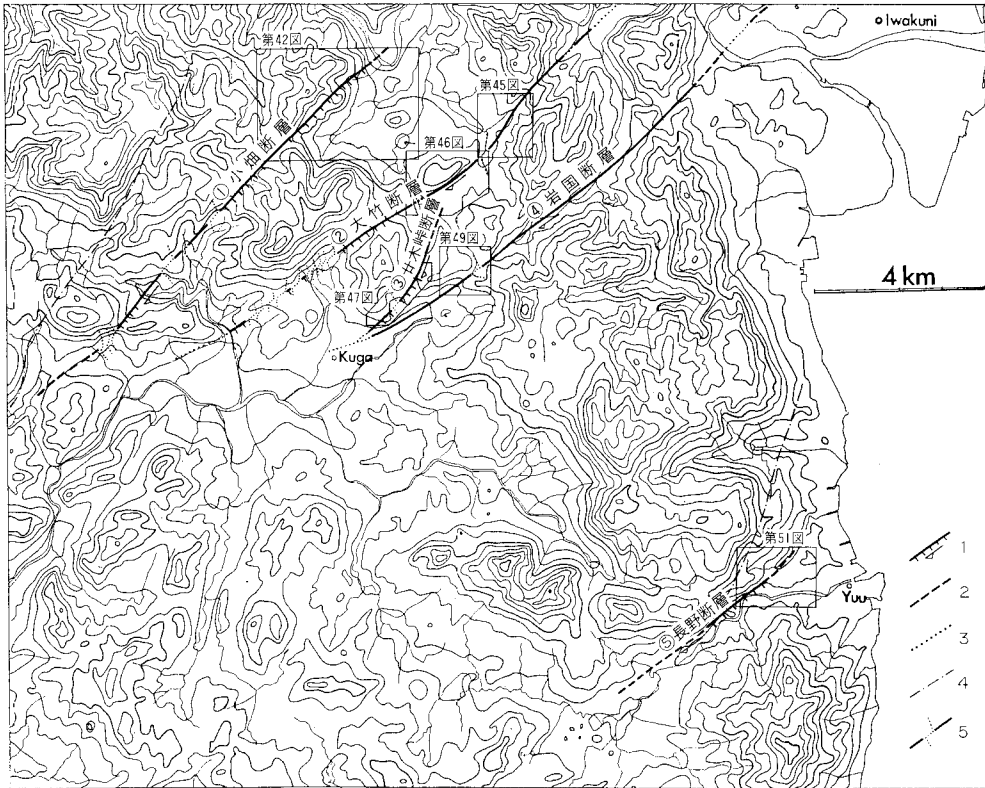
### VII. 1 活断層

本図幅地域には横ずれ変位地形の極めて明瞭な活断層が発達しており、近隣の図幅地域に比べ、その発達密度はかなり高い(第I図版)。第41図に示すように、北から小畑断層、大竹断層、甘木峠断層、岩国断層、長野断層の5本の活断層が認められ、由宇町西部の長野断層以外は図幅北西部に集中して分布している。断層の走向は一般に  $N40-60^{\circ}E$  であるが、甘木峠断層のみ  $N10-40^{\circ}E$  と北へふっている。傾斜は一般に北傾斜で、その大きさは場所により  $30^{\circ}$ —垂直と変化している。

各断層はその通過地点において、定向性をもつ山頂高度(吉備高原面: 藤原, 1977, 1980)が急激に変化したり、河川上流部に閉塞した小盆地(甘木地区など)が存在することなどから、いずれも全体として断層の北西側地域が隆起するという、垂直変位成分をもっていることが分かる。また、横ずれ谷・尾根の発達が顕著で、その系統的なオフセットの形態から、すべての断層が右ずれ変位成分をもっていることが読みとれる。後に詳述するように、本図幅の活断層はいずれも走向変位成分が垂直変位成分より、数倍大きい右横ずれ断層である。

活断層研究会(1980)では既に本図幅内の活断層について、20万分の1の地形図にその分布を示し、記載している。それと本報告とは活断層の確実度の認識において一部に違いがある。第41図に実線で示してあるのが活断層研究会のいう確実度Iに当たり、一点鎖線が確実度II—IIIに相当する。佃ほか(1982)





第41図 岩国図隔地域の活断層図

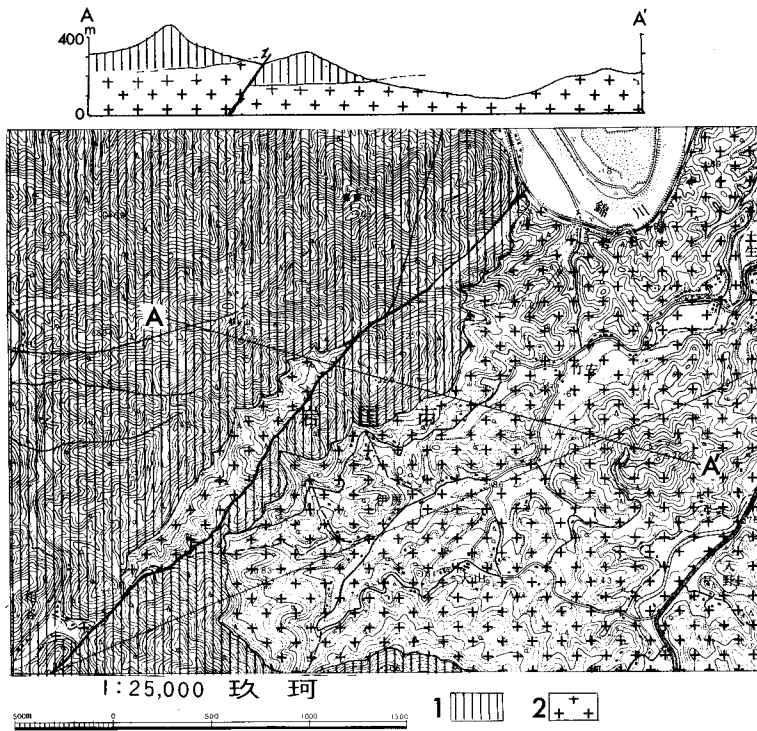
- 1: 活断層 (矢印は走向ずれの方向 ケバは落下側を示す) 2: 活断層 (不明瞭な部分) 3: 活断層 (伏在部分)  
4: 推定活断層 5: 横ずれ谷

では本図幅と同じ判断基準で、50万分の1の地質図の上に本地域の活断層を示している。今回の調査では新期の断層運動を明確に証拠づける第四紀層の変形は確認できなかったが、前述のように、鍵地形面としての浸食小起伏面(吉備高原面)の変位が明確であること、横ずれ谷や尾根が明瞭かつ系統的に発達することなどから、本地域の活断層の活動性はかなり高いと考えられる。

おばた  
小畑断層 (活断層研究会, 1980)

本地域北部の岩国市行波から南西へ延び、相ノ谷、周東町小畑、末法への連続して発達する断層である。走向は N 45E で、傾斜は垂直から 30° 程度の北西傾斜まで変化している。

この断層は地質図にも明瞭に表われている。伊房地区の地質概略図(第42図)からは花崗岩類の上面が垂直方向へ150m程度変位しているのが読み取れる。断層の両側の地形をみてみると、断層の北西側には山頂高度に約 450m の定高性の認められる山地があり、南東側には 330m の山頂高度をもつ山地が発達している(第42図)。両者とも接触変成作用を受けた玢瑁層群であり、両者の高度差は浸食作用に対する抵抗性の違いによるものとは考えにくい。この定高性のある山地は、解析された吉備高原面と考えられているので、これらをほとんど同じ高さにあった鍵地形面として、断層による変位量を見積ると約120

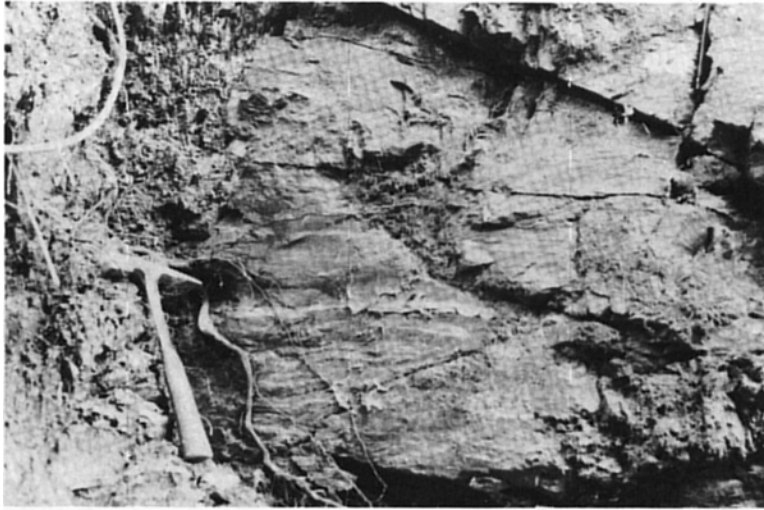


第42図 岩国市伊房付近の地質概略図と小畑断層

1: 玖珂層群 2: 広島花崗岩類国土地理院発行2万5千分の1地形図「玖珂」を使用



第43図 伊房地区の地形 (ニツ山から西方を望む) 白線は小畑断層の位置を示す



第44図 小畑断層の鏡面 (岩国市相ノ谷南方)

mとなる。この値が花崗岩類上面の変位量とほぼ同等のものであることは注目される。

相ノ谷<sup>あい たに</sup>南西の仏峠<sup>ほとけとうげ</sup>から小畑へ至る地域では断層の右ずれ変位を示す横ずれ谷が数多く発達し、その屈曲量は最大で500mに達する(第41図)。小畑から末法までの間でも地形面高度が90mあまり、断層の南東側で低下しているのが認められる。更に末法の北方においても小河川の右ずれが明瞭である。以上のように地形解析から推定されるこの断層の変位量は最大で北西側隆起120m、右ずれ500mである。

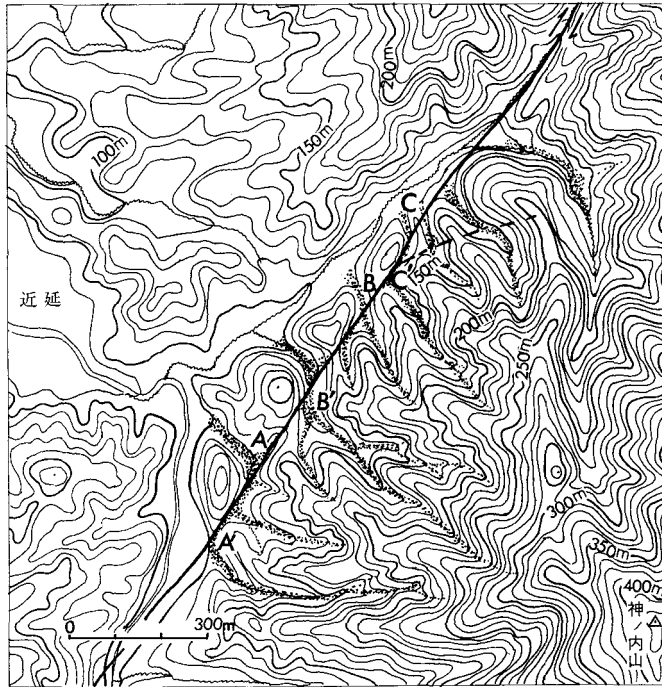
この断層の露頭はいたるところで確認される。第44図は相ノ谷の南の玖珂層群中に現われた断層面である。断層面上の条線の方向はS36°W、8°であった。これは上で求めた断層変位量と極めて調和的である。

この断層を南西方向に追跡すると末法あたりからは変動地形が不明瞭となるが、更に南西方向へ連続し、西隣「徳山」図幅地域の熊毛断層(活断層研究会、1980)に続くと考えられる(第53図)。なお、活断層研究会(1980)は小畑断層を確実度Ⅱとしているが、上に述べたことから、これは確実度Ⅰとして認定できるものである。

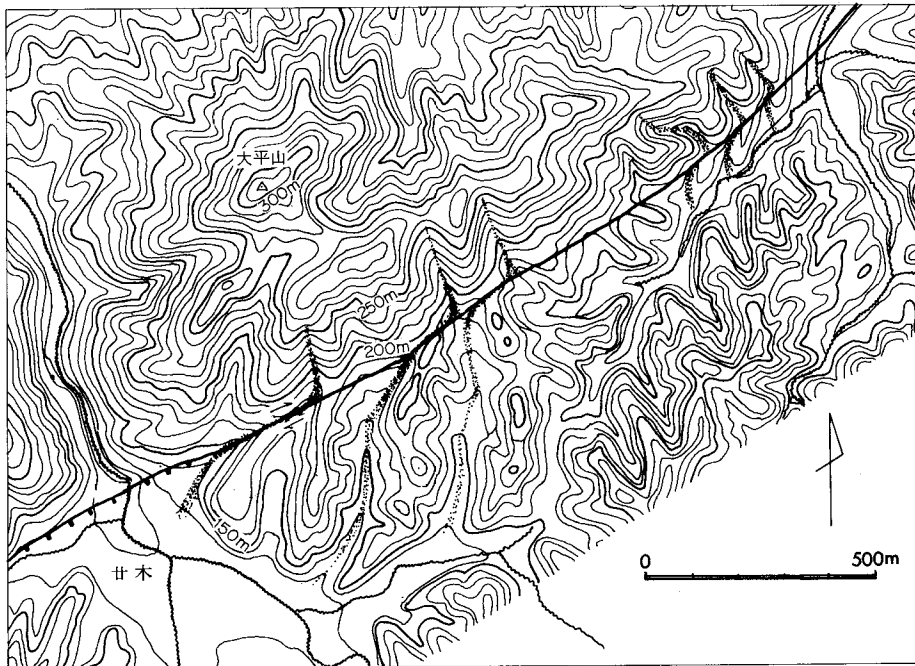
#### 大竹断層(新称)

本断層は本図幅北隣の「大竹」図幅地域内大竹市小方から南西に延び、本地域北端部の岩国市大谷から玖珂町宇谷まで追跡される。活断層研究会(1980)の小方—小瀬断層と同一のものであるが、大竹市北部を通過する断層としてここでは簡単に「大竹断層」と呼ぶ。断層の走向は北部の大竹市付近でN30°E、本図幅地域ではN50°Eとなる。断層の総延長はおおよそ25kmに達する。

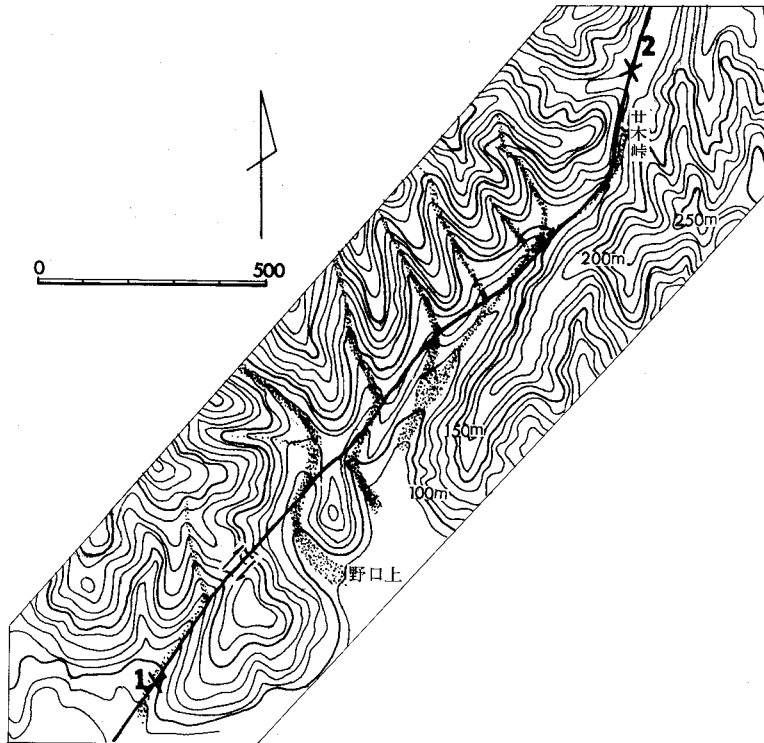
本図幅地域内では、断層変位地形が極めて明瞭かつ直線的に連続する。河川の屈曲はほぼ全域に認められる。第45図は岩国市近延付<sup>ちかのぶ</sup>近の変位地形を示している。支流の小河川が不自然に主流の上流側に向けて屈曲しており、屈曲量はA、B、Cでそれぞれ210m、240m、100mである。甘木<sup>はたき</sup>地区においても河川の屈曲は明瞭である(第46図)。大平山の南には南東側落ち100mの断層崖が発達している。甘木の小盆



第45図 大竹断層と横ずれ谷 (近延地区)



第46図 大竹断層と横ずれ谷 (甘木地区)



第47図 甘木峠断層と横ずれ谷 ×印は断層露頭を示す

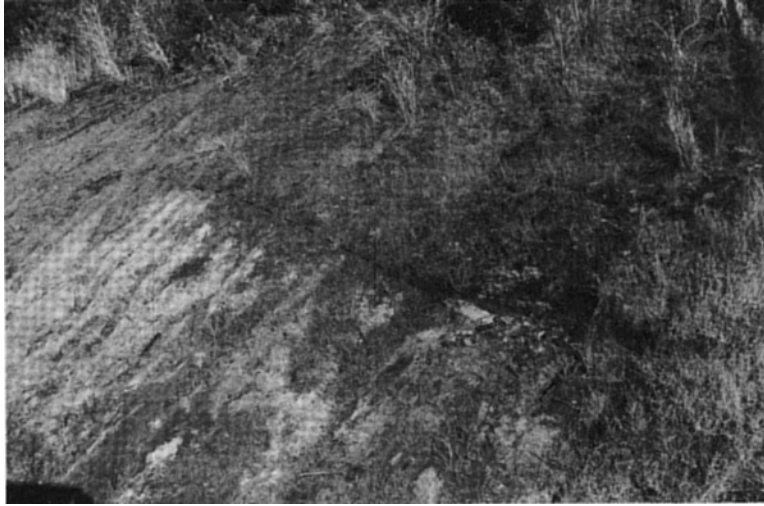
地は北西へ流れる保木川ほうきの上流部が下流側(断層の南東側)の隆起によって閉塞されて生じたものであろう。これは前述の大平山の南の断層崖の形成と調和的である。甘木から南西の玖珂町宇谷に至る部分でも、10本あまりの河川が屈曲が認められ、そのうち最大のもは 430m に達する。宇谷の北の 100m あまりの急斜面は断層崖と考えられる。

本地域内で地形的に見積られる最大変位量は、北西側隆起 100m、右ずれ 430m で、大竹断層は水平ずれ成分が 4 倍以上の右ずれ活断層である。

#### 甘木峠断層(新称)

甘木山の南東側に発達する断層で、地質図上にも明瞭に示されている。この断層は大竹断層と岩国断層に挟まれ、それらとはやや斜交して発達している。活断層研究会(1980)の甘木山断層と全く同じものであるが、地質図に示すように甘木山付近には多くの断層がありそれらとの混同を避けるため、甘木峠断層と新称することにした。走向は甘木の南から甘木峠の付近までが  $N 10-20^{\circ}E$  で、峠より南西ではしだいに東へ回転して、 $N 40^{\circ}E$  となり岩国断層に収れんする。延長は約 4km である。

リニアメントは第47図に示すとおりかなり明瞭で、谷及び尾根の屈曲点や尾根上の鞍部が直線的に連続している。北の大竹断層に近づくあたりではリニアメントが不明瞭となり、地形的な追跡は困難となる。



第48図 廿木峠断層の露頭写真（玖珂町野口上，第47図の露頭1）写真上側の黒色泥岩と下側の花崗岩が接している

断層露頭は2カ所で確認された。第47図の第1地点では断層はN35°Eの走向で70°南東に傾斜している。ここでは玖珂層群の黒色泥岩と花崗岩が断層で接している。断層を挟んで両側の岩石が1m程著しく破碎され、風化が進み粘土化している(第48図)。第2地点の断層は玖珂層群中に発達し、走向・傾斜はN30°E，50°SEである。

廿木峠断層は本図幅地域の他の活断層と比べて走向がやや斜交するものの、変位のセンスは同じ右ずれである。谷の屈曲で推定される水平方向の最大変位量は約200mである。

#### 岩国断層(活断層研究会，1980)

岩国市川西から南西に延び、柱野を通り、欽明路道路に沿って連続し、玖珂町に達する延長約11km、走向N45-60°Eの右横ずれ断層である。この断層も他の断層同様北西隆起の垂直成分を有する。

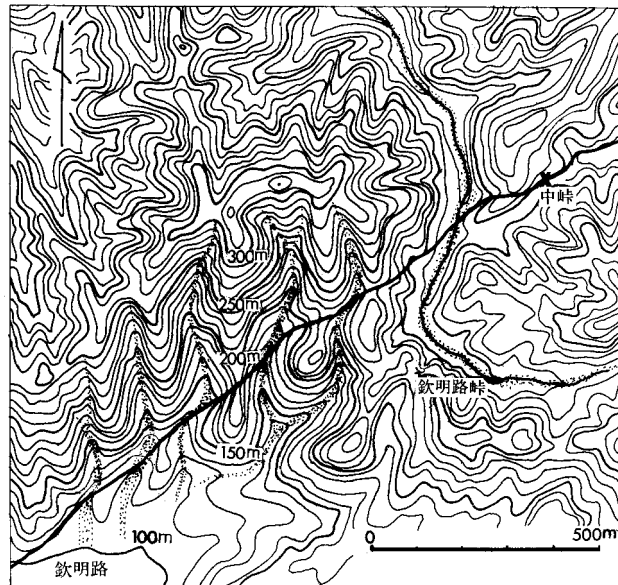
断層変位地形は特に欽明路地区で明瞭である(第49図)。谷及び尾根の右ずれ屈曲は顕著で、屈曲量は最大で200m程度と求められる。

断層露頭はほぼ全域で確認できる。中峠の旧道脇の露頭(第49図及び第50図)では走向・傾斜N80°E40°Nで見掛け上は低角逆断層のように見える。この付近では断層は北へ比較的緩く傾斜しているが、これは極めて局地的な現象である。玖珂層群の断層運動による変形は著しく、特に泥質岩の変形は強い。

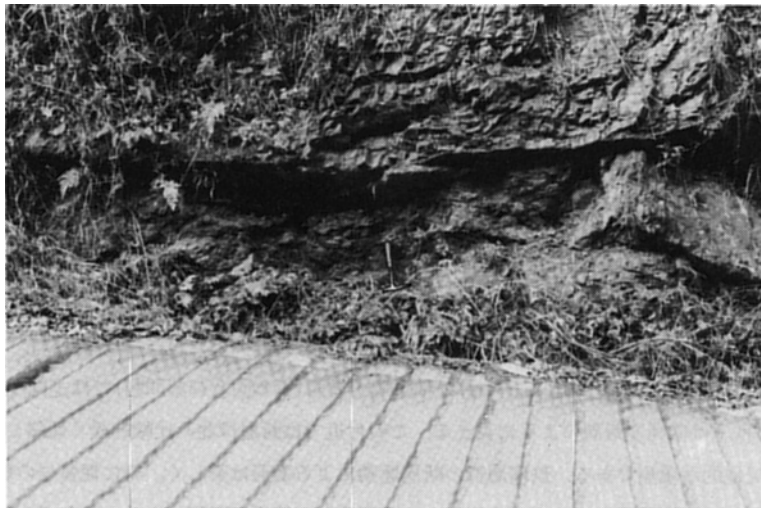
岩国市川西付近の地質図をみると、花崗岩と玖珂層群との境界が断層により一見左ずれに変位しているように見えるが、実は、岩相境界面がかなり低角で西へ傾斜していることと、この断層が北西側隆起の成分をもっているために、そう見えるのであって、この断層が全体として右ずれ断層であることは全く矛盾しない。

#### 長野断層

前述の断層群とは少し離れて、本地城南東部の由宇町長野より南西に中村を<sup>ごうせい</sup>通って峯清へ至る、走向



第49図 岩国断層と横ずれ谷（欽明路地区） ×印は第50図の断層露頭位置

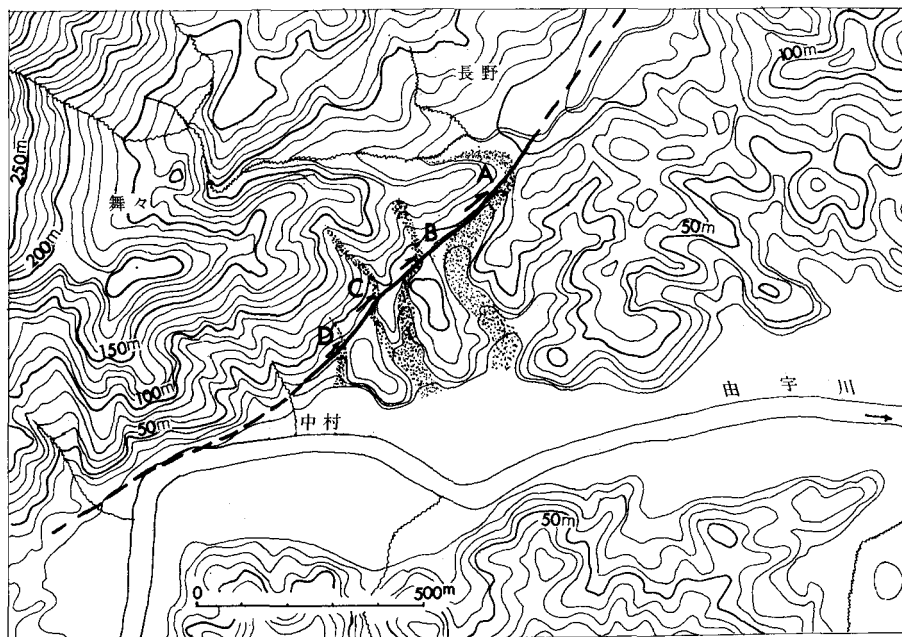


第50図 岩国断層の露頭写真（欽明路峠北方）断層の上盤はチャート 下盤は黒色泥岩

N45°Eの右ずれ断層である。

第51図に示すとおり、中村の周東大規模農道に沿って断層が走るところで、谷及び尾根の横ずれ地形が顕著である(第52図)。4本の谷では、一番東の谷(A)の屈曲量が最も大きく250m程度で、西へ行くに従って谷の規模も小さくなり、屈曲量も減少していく。

地形的にはこの断層も北西側隆起の成分があると思われる。



第51図 長野断層と横ずれ谷 (中村・長野地区)

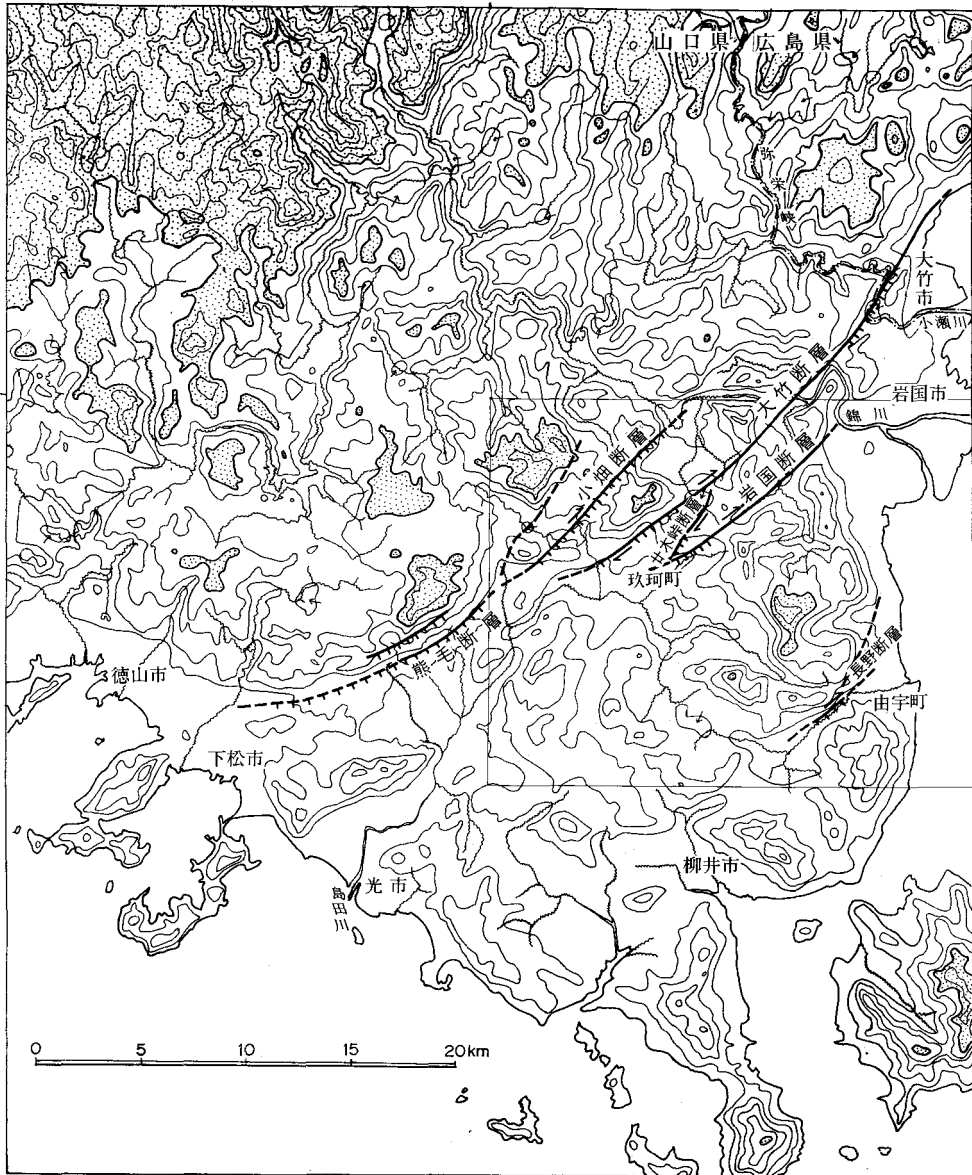


第52図 長野断層遠望 由宇町大將軍山から北方を望む 右横ずれ谷の発達がよく分かる (第51図参照)

#### その他のリニアメント

本図幅地域内には上記の活断層以外にも多くのリニアメントが存在する。本地域北西部小畑断層の西方の周東<sup>たしろ</sup>町田代を通るリニアメントは活断層としたものと同様に NE-SW 方向を向いている。また、地質図上に明瞭に示される、玖珂層群を切る断層の位置と一致している。図幅南東部の長野断層の北の通津を通る NE-SW 方向のリニアメントは地形的にその両側で山頂高度に大きな違いが認められる。これ





第53図 岩国活断層系 枠は岩国図幅の位置 太い実線は活断層を示す 矢印は走向ずれ方向 ケバは落下側を表わしている

らの2つのリニアメントは他の活断層としたりニアメントと比べ変動地形が不明瞭であることから確実度を1ランク落して推定活断層とした(第41図)。

岩国市西部から通津に至るところには、北北西-南南東方向のかなりはっきりとした崖が認められる。これは地形学的には吉備高原面と瀬戸内面の境界となっている。また、地質図上では玖珂層群と花崗岩の境界と一致している。しかし、その境界には断層は存在せず、このリニアメントは明らかに玖珂層群と花崗岩とで削剝に対する抵抗性が違うためによる組織地形である。

### まとめ——岩国活断層系(新称)

本図幅地域に発達する活断層群は周辺図幅地域にも発達し、全体として1つの活断層系を構成している。この活断層系は本図幅内を主な分布領域としているので、これを「岩国活断層系」と名付ける(第53図)。

大竹断層は北隣の「大竹」図幅地域内南大竹市西部のおがた小方付近まで連続している。大竹断層は更に北東方向へ連続して海岸線を決定しているように見えるがよく分からない。小畑断層は本地域西縁地域でその連続が不明瞭となるが西隣の「徳山」図幅に発達する熊毛断層(活断層研究会, 1980)にほぼ連続するものとみられる。この岩国活断層系の周辺には活断層の発達はみられず、岩国活断層系は1つの独立した活断層系としてとらえることができよう。

岩国活断層系は全体として、延長約40kmの大きさをもつ活断層系で、水平変位成分が垂直変位成分の3-4倍の右ずれ断層群により構成されている。地形的に求められた変位量は最大で右ずれ500m、南東側落ち150mと見積られた。

## VII. 2 地 震

本図幅地域は地震予知連絡会の指定した特定観測地域<sup>2)</sup>「伊予灘および日向灘周辺」<sup>3)</sup>に含められている。本図幅地域内に震源をもつ地震の記録は全くないが、本地域東方の瀬戸内海に震源が位置するM7級の地震が過去に何回か発生している。1686年(貞享2年)には由宇町東方海域(北緯34.0°, 東経132.3°)を震源とするM7.0の地震が起った。この地震によって広島・松山などでは相当な被害を受けたが、本図幅地域内での被害記録はない。しかし、本地域でも震度V程度の震動はあったものと推定されている(宇佐美, 1975)。1905年(明治38年)には、安芸灘(北緯34.2°, 東経132.3°)を震源とするM7.6の「芸予地震」が発生した。この地震による被害は広島市、呉市及び松山市周辺で大きかったが、山口県では震度もIV程度で、被害は軽微であった(今村ほか, 1905; 宇佐美, 1975)。この地震による被害は広島市、呉市などでは沖積層が厚く発達する地域や新しい埋立地で顕著であった。

## VIII. 応 用 地 質

### VIII. 1 概 説

本図幅地域は我が国の主要タングステン鉱床区の一つであるとともに、マンガン鉱床密集地域としても著名である。その他、小規模ではあるが石灰石鉱床もある。現在、タングステン鉱床を対象として喜和田鉱山と藤ヶ谷鉱山が、石灰石を対象として御庄石灰鉱山が稼行中である。

<sup>2)</sup> 選定基準は、(i) 過去に地震があつて、最近大地震が起きていない地域、(ii) 活構造地域、(iii) 最近地殻活動の活発な地域、及び (iv) 社会的に重要な地域である(昭和53年8月31日決定)。

<sup>3)</sup> 「伊予灘および日向灘周辺」地域はM7級の地震がしばしば発生し、この地域の地震活動がおおよそ30-40年ぐらいの間において活発化する傾向があるという理由で指定された。

石材及び砕石関係では、木部花崗岩を石材用に1カ所で、三畳系チャートを砕石用として2カ所で採取している。本地域南部の大規模農道沿いの地域や周東町・玖珂町・岩国市などでは風化花崗岩(マサ土)の採取場があるが、いずれも常時操業ではなく、需要がある時に随時採掘されている。

鉱泉は域内の3カ所にある。いずれも花崗岩類中の裂かから湧出する放射能泉である。

## VIII. 2 金属及び非金属鉱床

### VIII. 2. 1 タングステン・銅鉱床

スカルン型鉱床と鉱脈とがある。

スカルン型鉱床としては喜和田、藤ヶ谷、蓮華山(長慶)、伊陸などの鉱床がある。いずれも玖珂層群の石灰岩を交代して生成した高温交代鉱床である。鉱石鉱物は灰重石と黄銅鉱である。鉱石は、一般に、磁硫鉄鉱、閃亜鉛鉱などの硫化鉱物、及び多量のスカルン鉱物を伴う。スカルン鉱物は灰鉄輝石、ざくろ石、角閃石、緑れん石、珪灰石、螢石、白雲母、石英、方解石などである。現在、喜和田鉱山と藤ヶ谷鉱山とが稼行中であり、伊陸鉱山と蓮華山鉱山は休山中である。

鉱脈型鉱床は、祖生鉱山で見られる。母岩は広島花崗岩類の下久原花崗岩で、走向 N-S~N20°E、傾斜 50-70°W、幅 10-50 cm の石英脈とそれに伴うグライゼンからなる。石英脈中には灰重石、鉄マンガン重石、黄銅鉱、黄鉄鉱が含まれ、グライゼン中には灰重石が散点する(小松・高島、1956)。

#### 喜和田鉱山

位置及び交通：岩国市二鹿にある。岩日線北河内駅きたごうちから南方 2 km で二鹿、その西方 1.5 km に鉱山事務所、更に西方 1.5 km に現場事務所がある。

沿革：江戸時代には錫鉱を採取していたが、明治に入って銅鉱の稼行が行われるようになり、更に明治44年以後はタングステン鉱が主稼行対象となった。

鉱床：玖珂層群泥質岩層中の紡錘状ないしレンズ状の石灰岩体の一部または全部を交代して生成したスカルン型タングステン鉱床である。スカルン鉱体は、ふつう、含灰重石石英脈を伴っており、石英脈とスカルン鉱体とが交差する部分に品位の高い優勢な鉱床が生じている。現在までに 100 個以上のスカルン鉱体が見いだされているが、一般に規模が小さく、大きなものでも 1-5 万 t 程度である。主要鉱石鉱物は灰重石で、その他に黄銅鉱及び錫石も採取される。鉱石は灰重石、黄銅鉱、磁硫鉄鉱、黄鉄鉱、閃亜鉛鉱、錫石、灰鉄輝石、ざくろ石、緑れん石、螢石、珪灰石、角閃石、白雲母、斜長石、石英、方解石などからなる(滝本、1939a, 1939b; 東元、1974; 長原、1978; 金属鉱業事業団、1981)。

#### 藤ヶ谷鉱山

位置及び交通：玖珂郡美川町藤ヶ谷にある。岩徳線周防高森駅すおうたかもりの北北西方直距 6.5 km に当たり、高森からは川上、田代を当て山元に達する。鉱床は周東町と美川町との境界の五仙峠ごせんたおの周辺に存在し、五仙峠の南、周東町側に主坑道(明見谷抗)と現場事務所とが、五仙峠の北西、美川町側に鉱山事務所と選鉱場とがある。

沿革：明治20年から大正9年までは喜久鉱山と称し、大正5年までは銅鉱を、大正5-9年はタングステン鉱を稼行した。その後、藤ヶ谷鉱山と改称し、昭和12-23年、昭和26-35年に操業し、昭和42年再開し、現在に至っている。

鉱床：喜和田鉱山と同様に玖珂層群泥質岩層中の紡錘状—レンズ状石灰岩の全部または一部を交代して生成したスカルン型タングステン鉱床である。スカルン鉱体付近には多数の含灰重石石英脈が見られ、石英脈が石灰岩を切る付近に富鉱体を形成している。鉱体の規模は一般に小さく、大きなものでも5-10万t程度である(秤, 1960; 桑原・中村, 1975)。鉱石鉱物及びスカルン鉱物は喜和田鉱山とほぼ同じであるが、本鉱山の方が黄銅鉱と錫石が少なく、スカルン鉱物の帯状配列がより明瞭であるなどの相違点もある(Ito, 1962; 山田ほか, 1973; 東元, 1974; SATO, 1980)。

## Ⅷ. 2. 2 マンガン鉱床

本図幅地域には多数のマンガン鉱床がある。いずれも玖珂層群のチャート層中に胚胎する堆積鉱床で、次のような特徴をもっている。

1. 鉱床は層状またはレンズ状をなし、チャート層の構造に調和的に賦存する。
2. 鉱体の上盤側には層状チャートがあり、下盤側には厚さ1-2mの塊状チャート層がくることが多い。
3. 鉱床は母岩と一緒に褶曲したり、断層で切られたりしている。
4. 鉱石は炭マン型と珪マン型とがあり(宮本, 1953)、一般に母岩のホルンフェルス化が弱い場合は炭マン型、強い場合には珪マン型である。
5. 珪マン型の鉱床の場合、硫化鉱物(磁硫鉄鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱など)の鉱化作用を重複して受けていることがある(宮本, 1953; 東元・谷山, 1959; 東元, 1963)。

本図幅地域でのマンガン鉱床の開発は昭和13年頃に始まり、第2次大戦中から昭和30年頃にかけて盛んに開発された。しかし、昭和30年代の中頃から休山が相次ぎ、昭和41年には全部休山し、現在に至っている。この間、生産実績のある鉱山は31鉱山で、昭和14-41年の生産額は約7万tであった。

本図幅地域で比較的大きい鉱山は久杉、高森、第2蓮華、末広、蓮華、古宿、畑などの各鉱山であった。各鉱山とも鉱体の数は多いが、個々の鉱体の規模は小さく、久杉鉱山柳宗鉱床が走向延長130mである他は100m以下であり、30m以下のものが多い(宮本, 1953; 吉村, 1952, 1969)。

## Ⅷ. 2. 3 石灰石鉱床

本図幅地域の石灰岩はかつては肥料用として方々で採掘されたが、現在は工業用及び骨材用として御庄石灰鉱山<sup>みしょう</sup>で稼行されているのみである。

御庄石灰鉱山は山陽新幹線新岩国駅の東方1.5kmに位置し、昭和21年から生産を始めた。鉱床は玖珂層群泥質岩層中に挟在する紡錘状石灰岩体である。鉱体は上部岩体と下部岩体とであり、規模はそれぞれ250m×100m×50m、100m×50m×50mである。鉱石は結晶質石灰岩で、パルプ用石灰岩、鋳物用石灰岩及び道路舗装用タンカルとして利用されている。

### VIII. 3 石 材

本図幅地域内には岩国市守内<sup>しゅうち</sup>、岩国市柱野<sup>はしら</sup>及び柳井市下長野に採石場がある。岩国市守内と柱野とは、それぞれ 150 t/H、300 t/H の砕石プラントを設置し、玖珂層群のチャート層を採掘し、道路用、生コン用、一般土木建築用、高張力パイル用などの砕石を生産している。柳井市下長野の採石場では、領家新期花崗岩(木部花崗岩)を採掘し、間知石、切石などに利用している。

### VIII. 4 鉱 泉

本図幅地域内には由宇温泉、玖珂温泉及び通化寺温泉<sup>つうけいじ</sup>がある。いずれも放射能泉で、由宇温泉は山陽本線由宇駅西方 5 km の由宇町峯清にあり、領家新期花崗岩類(木部花崗岩)中の裂かから湧出する。玖珂温泉は岩徳線玖珂駅南方 1.5 km の玖珂町太田にあり、また、通化寺温泉は岩徳線周防高森駅南方 2.5 km の周東町上久原通化寺にあり、ともに広島花崗岩類中の裂かから湧出する。角(1975)によれば、泉温、湧出量及び pH は、由宇温泉が17°C、120 l/m、6.8、玖珂温泉が16°C、10 l/m、6.0、通化寺温泉が16°C、60 l/m、6.7である。

## 文 献

- CROWELL, J. C. (1957) Origin of pebbly mudstones. *Geol. Soc. America, Bull.*, vol. 68, p. 993-1010.
- FLORES, G. (1955) Discussion in Beneo, E., Les resultants des études pour la recherche exploration in Sicilie. *5th World Petroleum Cong. Rome., Proc.*, sect. 1, p. 259-275
- 藤原健蔵(1977) 中国四国地方の地形概観. 日本地誌, vol.16, 二宮書店, 東京, p.14-34.
- (1980) 中国地方の侵食小起伏面研究の諸問題. 西村嘉助先生退官記念論文集, p.159-164.
- ・河内伸夫(1979) 小瀬川流域の侵食小起伏面. 弥栄峡の自然, 名勝弥栄峡総合学術調査委員会, p. 139-163.
- 秤 信男(1960) 山口県藤ヶ谷鉱山の地質鉱床, とくに鉱床の形態および構造規制に関する 2, 3 の問題について. 鉱山地質, vol.10, p.94-104.
- 長谷 晃・西村祐二郎(1979) 中国地方の緑色岩類. 地質学雑誌, vol. 85, p. 401-412.
- 原 郁夫・東元定雄・三上貴彦・西村祐二郎・沖村雄二・沢田武美・武田賢治・横山俊治・横山忠正(1979) 弥栄峡地域の中・古生界. 弥栄峡の自然, 名勝弥栄峡総合学術調査委員会, p. 283-324.
- 原村 寛(1961) 古生層の粘板岩の化学組成Ⅱ 長野県辰野・塩尻地方. 地質学雑誌, vol. 67, p. 671-675.
- (1962) 古生層の粘板岩の化学組成Ⅲ 西南日本内帯の 3 地域. 地質学雑誌, vol. 68, p. 29-32.

- 端山好和(1956) 変成作用における水蒸気圧の役割について. 地球科学, vol.26・27, p.19-28.
- 早坂康隆・原 郁夫(1982) 中国帯からのジュラ紀放射虫化石の発見とその構造地質学的意味. 日本地質学会89年学術大会講演要旨集, p.556.
- 東元定雄(1963) 重複鉍化鉍床について. 広大地学研報, no.12, p.94-112.
- (1974) 山口県玖珂地区の地質とタングステン鉍床. 地質ニュース, no.243, p.56-61.
- ・谷山徹雄(1959) 山口県蓮華山周辺磁硫鉄鉍床調査. 未利用鉄資源, 第5輯, p.333-335.
- ・大森江い・後藤隼次(1976) 山口県玖珂地区の堆積岩および花崗岩の化学組成. 地調月報, vol.27, p.471-481.
- 今村明恒・小藤文次郎ほか(1905) 震災予防調査会報告, no.53, 87 p.
- ITO, K.(1962) Zoned skarn off Fujigatani mine, Yamaguchi Prefecture. *Japan. Jour. Geol. Geor.*, vol.33, p.169-190.
- 岩生周一(1936) 山口県柳井地方の花崗岩類と領家式変成岩類との野外における諸関係. 地質学雑誌, vol.43, p.660-691.
- IWAO, S.(1938) Quartzose biotite schists from the Yanai district: a study in mineralization. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol.15, p.105-124.
- 岩生周一(1958) 領家帯. 鈴木醇教授還暦記念論文集. P.101-122.
- 貝塚爽平(1950) 中国地方西部の地形. 東大地理学研究, vol.1, p.87-98.
- 活断層研究編(1980) 日本の活断層——分布図と資料. 東京大学出版会, 363 p.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩類の K-A dating(V)——西南日本の花崗岩類——. 岩鉍, vol.56, p.191-211.
- 木下亀城(1936) 山口県玖珂町鞍掛山の紅柱石と堇青石. 広島地学同好会誌, vol.6, no.3, p.122-124, no.4, p.171-173.
- 金属鉍業事団(1981) 錦川地域調査報告書. 通商産業省, 150 p.
- 小出 博(1949) 段戸花崗閃緑岩類及び段戸変成岩類. 地団研専報, no.3. 39 p.
- KOJIMA, G. (1953) Contributions to the knowledge of mutual relations between three metamorphic zones of Chugoku and Shikoku, southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural features of each metamorphic zone. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol.1, p.17-46.
- 小島丈児・岡村義彦(1952) 柳井地方. 地質巡検案内書, 18 p.
- 小松 彊・高島 清(1956) 山口県祖生鉍山銅・灰重石鉍床概査報告. 地調月報, vol.7, P.191-195.
- 神津俣祐・中村新太郎(1911) 20万分の1地質図幅「広島」および同説明書. 地質調査所, 77 p.
- KUNO, H.(1968) Differentiation of basalt magma. *Basalts*, vol.2, John Wiley & Sons Inc., p.623-688.
- 桑原利夫・中村 貢(1975) 藤ヶ谷灰重石鉍床の富鉍部生成機構についての一考察. 鉍山地質, vol.25, p.123-134.
- 宮本弘道(1953) 山口県玖珂地方マンガン鉍床調査報告. 地調月報, vol.4, p.657-663.

- MURAKAMI, N. (1971) An example of the mechanism of emplacement of the Chugoku Batholith—  
The Kuga Granites, southwest Japan. *Pacific Geol.*, no. 3, p. 45-56.
- (1974a) Some problems concerning late Mesozoic to early Tertiary igneous activity on the  
inner side of southwest Japan. *Pacific Geol.*, no. 8, p. 139-151.
- 村上允英 (1974b) 西南日本内帯における後期中生代—古第三紀酸性火成岩類の進入と構造との関係。  
地団研専報, no. 18, p. 9-31.
- (1981) 益田—松山間に分布する中生代火成岩類及び含有鉍物の化学組成——とくに益田—柳  
井間の深成岩類——. 山口大教養紀要, vol. 15, p. 33-74.
- ・久保田恵彬・丸山時則 (1964) 広島花崗岩中の共存長石及び関連する 2, 3 の地質学的問題。  
地質学雑誌, vol. 70, p. 143-153.
- 長原正治 (1978) 山口県喜和田鉍山の地質鉍床と探鉍. 鉍山地質, vol. 28, p. 373-384.
- NUREKI, T. (1960) Structural investigation of the Ryoke metamorphic rocks of the area between  
Iwakuni and Yanai, southwestern Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 3, p. 69-141.
- 濡木輝一 (1963) 岩国市柱野付近で見いだされた礫質泥岩の起源. 広島大地球学研報, no. 12, p. 235-  
249.
- NUREKI, T. (1974) Contact metamorphism in the So-o district, Yamaguchi Prefecture, Japan—with  
special reference to the occurrence of sillimanite. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 11, p. 251-281.
- 濡木輝一・浅見正雄・柴田次夫・大平恵一 (1982) 瀬戸内海塩飽諸島南西部の領家帯. 地質学雑誌,  
vol. 88, p. 499-510.
- 尾原信彦 (1967) 岩国地区の地質概況と第四紀地質. 岩国地区地下構造調査報告書, 地質調査所, p. 6  
-18.
- 岡村義彦 (1957) 山口県柳井地方領家変成岩類および花崗閃緑岩類の構造. 地質学雑誌, vol. 63, p.  
684-697.
- OKAMURA, Y. (1960) Structural and petrological studies on the Ryoke gneiss and granodiorite complex  
of the Yanai district, southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 3, p. 143-213.
- 岡村義彦・濡木輝一 (1962) 柳井地方の領家変成帯. 地質巡検旅行案内書, 22 p.
- SATO, K. (1980) Tungsten skarn deposit of the Fujigatani mine, southwest Japan. *Econ. Geol.*, vol. 75,  
p. 1066-1082.
- SESTINI, G. (1968) Notes on the internal structure of the major Macigno Olistostrome (Oligocene,  
Modena and Tuscany Appennines). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. 87, p. 51-64.
- SHIBATA, K. and ISHIHARA, S. (1974) K-Ar ages of the major tungsten and molybdenum deposits  
in Japan. *Econ. Geol.*, vol. 69, p. 1207-1214.
- SUGI, K. (1930) On the granitic rocks of Tsukuba district and their associated injection rocks. *Japan.  
Jour. Geol. Geogr.*, vol. 8, p. 29-112
- 滝本 清 (1939a) 山口県書和田鉍山付近の地質鉍床. 地質学雑誌, vol. 46, p. 47-57.
- (1939b) 山口県喜和田鉍山付近の地質鉍床. 九州鉍山誌, vol. 10, p. 8-21, p. 61-78.

- 豊原富士夫(1974) 山口県東部・玖珂層群および領家変成岩類の時代について. 地質学雑誌, vol. 80, p. 51-53.
- (1976) 山口県東部の三郡——山口帯——“領家帯”の地質構造. 地質学雑誌, vol. 82, p. 99-111.
- TOYOHARA, F. (1977) Early Mesozoic tectonic development of the northwestern Chichibu geosyncline in west Chugoku, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, sec. II*, vol. 19, p. 253-336.
- 宇佐美龍夫(1975) 資料・日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 327 p.
- 渡辺和衛(1967) 岩国地区の地下構造について. 岩国地区地下構造調査報告書, 地質調査所, p. 20-23.
- 山田孝雄・東元定雄・山口 弘・赤塚久兵衛(1973) 山口県玖珂山地中央部藤ヶ谷鉱山付近の古生層——スカルン型灰重石鉱床の胚胎層準に関連して——. 大阪教育大紀要Ⅲ(自然科学), vol. 21, p. 199-204.
- 山口県(1968) 山口県地質図(5万分の1). 33シート.
- 吉村豊文(1952) 日本のマンガン鉱床. 567 p.
- (1969) 日本のマンガン鉱床補遺・後編. 1004 p.



**QUADRANGLE SERIES**

SCALE 1 : 50,000

**Kochi (13) No.24****GEOLOGY****OF THE****IWAKUNI DISTRICT**

By

Sadao HIGASHIMOTO, Terukazu NUREKI, Ikuo HARA  
Eikichi TSUKUDA and Takashi NAKAJIMA

(Written in 1982)

---

  
(Abstract)

## GENERAL REMARKS

The mapped district is situated in the eastern part of the Yamaguchi Prefecture, and covers about 425 square kilometers between lat. 34°00' and 34°10'N, and long. 132°00' and 132°15'. Geologically, the district lies in the Ryōke Belt which is basement rocks zonally arranged in the Inner Side of Southwest Japan. Topographically, the district is composed of relatively high mountains which is part of the Suoh Plateau, clusters of low hills and gentle slopes developed on the foot of the relatively high mountains, and restricted plains. The relatively high mountains are composed of metamorphic rocks of the Kuga Group. Some of the mountains have a flat top or an erosion surface of peneplain with low relief called the Kibi Plateau. The terrain of clusters of low hills and gentle slopes is composed of the Cretaceous granitic rocks. Most of the terrain is less than 300 meters in altitude, and belongs to the Setouchi Surface. The plains are developed mainly in the Iwakuni delta and the Kuga basin where Alluvium is distributed.

There are two of the leading tungsten mines of Japan in the district. The area is also noticeable by the occurrence of distinct active faults.

Table 1. Summary of geology in the Iwakuni District

Age		Geological system	Remarks
Cenozoic	Quaternary	Alluvium	Setouchi surface
		Talus deposits	
	Pleistocene	Terrace deposits Oguni F.	
Mesozoic	Cretaceous	Hiroshima Granitic Rocks	Porphyrite dikes Granite porphyry, quartz porphyry and felsite dikes Contact metamorphism; skarn deposits Intrusion of Hiroshima Granites Takatoyama felsite dike swarm Gneissosity of Younger Ryōke Grs. Intrusion of Younger Ryōke Granites Gneissosity of Older Ryōke Grs. Formation of banded gneisses Intrusion of Older Ryōke Granites Formation of biotite slates and mica schists Regional metamorphism
		Younger Ryōke Granitic Rocks	
	Early	Older Ryōke Granitic Rocks	
		Triassic-Jurassic	
			Sedimentation of a succession composed mainly of olistostromes with pelitic matrix, and chert beds Chert beds intercalate syngenetic bedded manganese deposits

## GENERAL GEOLOGY

The mapped district is underlain by the Kuga Group of Triassic-Jurassic age, the Ryoke Granites, the Hiroshima Granites and the dikes of acidic to basic rocks of Cretaceous age, and the Quaternary sediments, such as, the Oguni Formation, terrace deposits, talus deposits and Alluvium. The geological succession in the district is summarized in Table 1.

Table 2. Stratigraphic division of the Kuga Group

Northwestern Part		Southeastern Part		Lithologic features
Stratigraphic Unit	Thickness (m)	Stratigraphic Unit	Thickness (m)	
Hotoketōge Mudstone F.	150–250			Predominant pebbly mudstone and subordinate mudstone; with intercalated chert beds, and lenses and clasts of sandstone, chert and limestone
Ainotani Chert F.	100–200			Chert with intercalated mudstone beds (Bedded manganese deposits)
Fujigatani Mudstone F.	50–600	Sorayama Mudstone F.	200+	Predominant pebbly mudstone and subordinate mudstone; with intercalated chert beds, and lenses and clasts of sandstone, chert and limestone
Kosendōyama Chert F.	200–300	Yoneyama Chert F.	70–150	Chert with intercalated mudstone beds (Bedded manganese deposits)
Arase Mudstone F.	150+	Rokuroshi Mudstone F.	300–400	Predominant pebbly mudstone and subordinate mudstone; with intercalated chert and sandstone beds, and lenses and clasts of sandstone, chert, limestone and basic rocks
		Odomari Chert F.	100+	Chert with intercalated mudstone beds
		Zenitsuboyama F.	850+	Chert beds and alternating sandstone and mudstone (pebbly mudstone and mudstone); sandstone is relatively dominant

### Kuga Group

The Kuga Group is composed mainly of chert and mudstone, and divided into ten formations. The Group has undergone mineralogical reconstruction by the Ryōke metamorphism and contact metamorphisms by the Ryōke Granites and the Hiroshima Granites. The mapping and the stratigraphic divisions were, however, made with the original rock facies.

The Group is complicatedly faulted, especially in an area adjacent to the Iwakuni Faults. Therefore, the exact correlation of beds is difficult. Then the terrain of the Kuga Group is divided into two parts bounded by the Iwakuni Fault, the northwestern part and southeastern part. The Group in each part was further subdivided as in Table 2. Correlation of successions in both parts is made, based on the similarity of rock facies between the Arase Mudstone Formation and the Rokuroshi Mudstone Formation.

The Mudstone Formations, such as the Arase, Rokuroshi, Fujigatani, Sorayama and Hotoketōge Formations are composed mainly of pebbly mudstones and mudstone. They bear frequent intercalating thin beds of chert. The pebbly mudstones that are predominant in the Formation include lenses and clasts of sandstone, chert, limestone and basic rocks. The lenses and the clasts are various in size and shape. They are angular to rounded, lenticular, spherical, rod-shaped, spindle-shaped, and so on, and millimeters to hundreds meters or more long. The limestone yields Late Permian fusulinid, and the chert does Triassic conodont. The mudstone is subordinate in amount, and may be of Triassic or Early Jurassic. The Formations must be olistostrome.

The Chert Formations, such as the Zenitsuboyama, Odomari, Kosendōyama, Yoneyama, and Aiotani Formations, consist chiefly of bedded chert, associated with small amounts of massive chert and banded chert in places. The Formations also contain intercalating thin beds of mudstones. The bedded chert is generally composed of rhythmically alternating chert bed measuring 1 to 5 centimeters thick and thin mudstone seam measuring less than 5 millimeters thick. Intraformational folds are frequently found in the chert beds.

The Kuga Group is gently folded, and lies nearly flat as a whole.

### **Metarmorphisms**

The Kuga Group has suffered the Ryōke Metamorphism, a regional metamorphism of high-temperature type, and changed to the rocks of the Biotite Slate Zone, the Mica Schist Zone and the Banded Gneiss Zone. The grade of metamorphism increases from north to south.

The rocks of the Kuga Group are, moreover, affected by contact metamorphisms of the Ryōke Granites and the Hiroshima Granites. The contact aureole by the Ryōke Granites is narrow, but that by the Hiroshima Granites is very widespread. Spotted cordieritic biotite hornfels is widely distributed, and the porphyroblasts of cordieritic and andalusite in euhedral form are frequently found.

### **Ryōke Granites**

The Ryōke Granites are divided the Older Ryōke Granites and the Younger Ryōke Granites. The older ones have generally strong gneissose structure, and intrude subconcordantly in the Kuga Group of the Banded Gneiss Zone. The younger ones have weak or moderate gneissosity, and intrude discordantly in the Kuga Group of the Banded Gneiss Zone and the Older Ryōke Granites.

The Older Ryōke Granites are divided into the Obatake Gneissose Granodiorite, the Gamano Gneissose Granodiorite, the Tajiri and the Tengadake Migmatites. The Obatake Gneissose granodiorite occurs in the southeastern corner of the mapped district. The Gamano Gneissose Granodiorite is widely distributed in the southern part of the district. It consists of coarse-grained hornblende-biotite granodiorite to tonalite, biotite granodiorite and hornblende-biotite quartz diorite. The Tajiri Granite is fine-grained biotite granite intruding into the Gamano Gneissose Granodiorite of south-central part of the district. The Tengadake Migmatite is a mixture of banded gneisses and granitic materials, and occurs as an east-westerly elongated body to the south of Tengadake.

The Younger Ryōke Granites are divided into the Kibe Granite, the Namera Granite, the Soō Granodiorite and the Sasugawa Granodiorite. The Kibe Granite occurs around Kibe in the southern part of the district, and consists of coarse-grained biotite granite containing characteristic coarse-grained euhedral crystals of potassium-feldspar. The Namera Granite occurs to the southeast of Mt. Himuro-dake, and consists of coarse- to medium-grained muscovite-biotite granite to granodiorite. It often contains a small amount of garnet. The Soō Granodiorite occurs in the central part of the district, and consists of fine-grained hornblende-bearing biotite granite. It is intruded by the Hiroshima Granites. The Sasugawa Granodiorite occurs to the west of Shimokuhara, and consists of fine-grained hornblende biotite granite. It is very similar to the Soō Granodiorite.

### **Hiroshima Granites**

The Hiroshima Granites are distributed in the coastal region, the central part, and the north-central part of the district. The Granites are divided into the Habu Granodiorite, the Shimokuhara Granite, the Osogoe Complex, the Nakayamagawa Complex and the Iwakuni Granite. All of them are discordant intrusives, and have no gneissose structure. The Habu Granodivite occurs as an elliptical stock round Habu in the north-central part of the district, and consists of fine- to medium-grained biotite granodiorite to granite and medium-grained porphyritic hornblende-biotite granodiorite. The Shimokuhara Granite occurs in the central part of the district intruding into the Kuga Group and the Soō and the Sasugawa Granodiorites. It is composed mainly of coarse-grained biotite granite. The Osogoe Complex occurs to the south of Mt. Monomiga-dake, and consists of medium-grained porphyritic biotite granodiorite, biotite granite, fine-grained biotite granite and aplite. The complex may be the ore-bringer of the tungsten ore deposits of the Fujigatani and the Kiwada Mines. The Nakayamagawa Complex occurs in an area between the Gamano Gneissose Granodiorite and the Soō and Sasugawa Granodiorites. It cuts discordantly the Soō and Sasugawa Granodiorites, and the Banded Gneisses around Mt. Himuro-dake. The Complex is composed of coarse-grained biotite granite, fine-grained biotite granite, medium-grained porphyritic biotite granite and granite porphyry. The Iwakuni Granite occurs in the coastal region from Iwakuni to Tsuzu, and consists of coarse-grained, biotite granite and hornblende-biotite granite.

The Hiroshima Granites are of 100 to 86 Ma or early Late Cretaceous in age.

### **Dike Rocks**

Many dikes of felsite, quartz porphyry and granite porphyry occur in the district. Dikes of aplite, granite, basic rocks and porphyrite are also found. The dikes of felsite, quartz porphyry and granite porphyry tend to develop making dike swarms. The most conspicuous dike swarms are the Takatōyama felsite dike swarm and the Rokuroshi granite porphyry dike swarm. The Takatōyama felsite dike swarm occurs in the southwestern part of the district, and consists of N-S elongating fine-grained felsite dikes. The dikes intrude into the Gamano Gneissose Granodiorite, and cut by the Nakayamagawa Complex of the Hiroshima Granites. The Rokuroshi granite porphyry dike swam is distributed in the eastern part of the district, and consists of NNE-SSW elongating biotite granite porphyry dikes. The dikes intrude into the Kuga Group and the Iwakuni Granite of the Hiroshima Granites.

### **Quaternary**

The Quaternary sediments in the district are composed of the Oguni Formation, terrace deposits, talus deposits and Alluvium. The Oguni Formation occurs around Oguni in the southern part of the district, and consists mainly of gravel bed intercalating thin seams of sand, silt and clay in places. It is about 40 meters thick. The terrace deposits are found to the west of Hirata, and consists mainly of gravel bed. The talus deposits are distributed on the gentle slopes developed on the foot of the relatively high mountains. The deposits consists of angular to subangular pebbles and boulders of the rocks from the Kuga Group and granites, sand and mud. The Alluvium is distributed along the rivers, and in the Iwakuni Delta and the Kuga Basin. The deposits are composed of gravel, sand, silt and clay. The Alluvium

developed in the Iwakuni Delta is composed of an alternation of gravel, sand, silt, and clay beds, and is more than 100 meters thick.

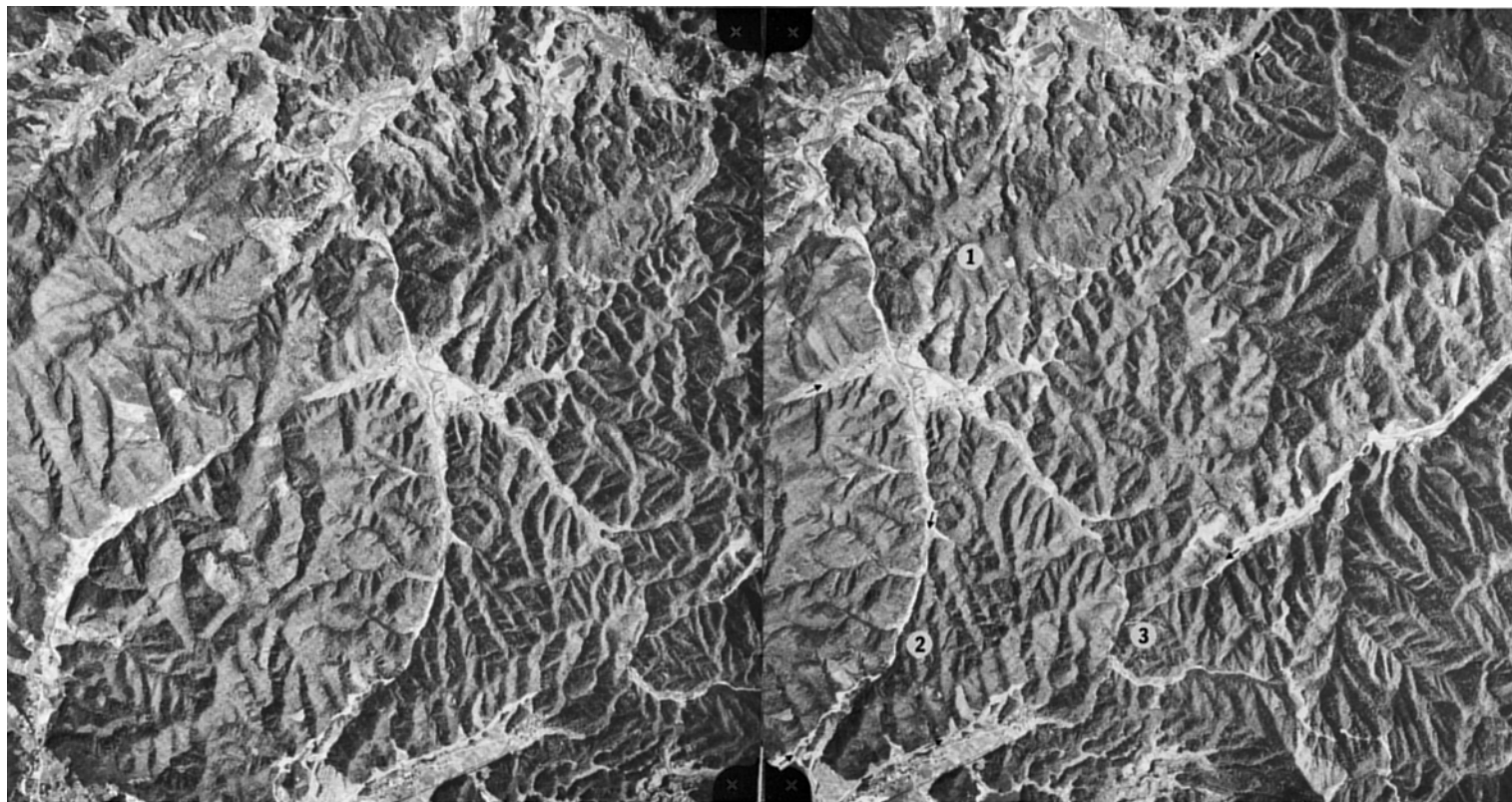
### ACTIVE FAULTS

In the mapped district, there are five active faults named the Obata Fault, the Ōtake Fault, the Hatakitoge Fault, the Iwakuni Fault and the Nagano Fault. They form the main part of “the Iwakuni Active Fault System”. Each active fault has a trend of ENE-WSW to NE-SW, and shows the right lateral dislocation with a small amount of the vertical displacement of the northwest side up.

### ECONOMIC GEOLOGY

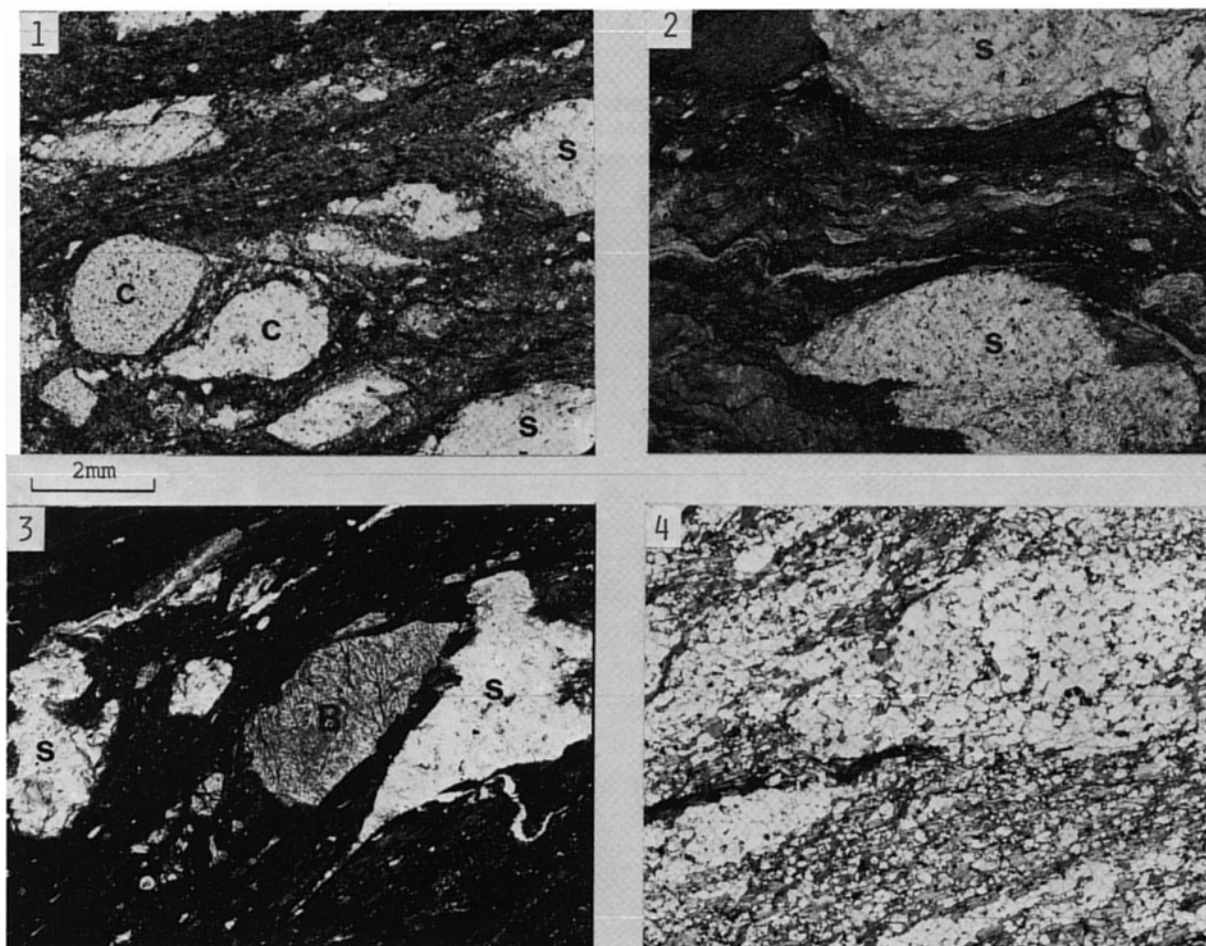
There are conspicuous tungsten ore deposits, many manganese ore deposits and limestone in the mapped district. Two tungsten mines, the Kiwada Mine and the Fujigatani Mine, are working. The ore deposits of the mines are of a skarn type scheelite deposits associated with a small amount of chalcopyrite. The ore deposits are situated in the mudstone formations of the Kuga Group, and are thought to have been formed by replacement of limestone bodies in the mudstone beds. The manganese ore deposits are syngenetic bedded manganese deposits situated concordantly in chert beds of the Kuga Group. The ores are composed of manganese silicates and manganese carbonates. The ore deposits are innumerable but generally small in scale. The limestones included in the Mudstone Formations of the Kuga Group have ever been worked in many places in the district, but now only the Misho Limestone Mine is working.

The Chert Formations of the Kuga Group are quarried at two places for crushed stones, and the Kibe Granite is quarried at Taketsune to the southwest of Kibe for building stones.



玖珂町北方の断層地形

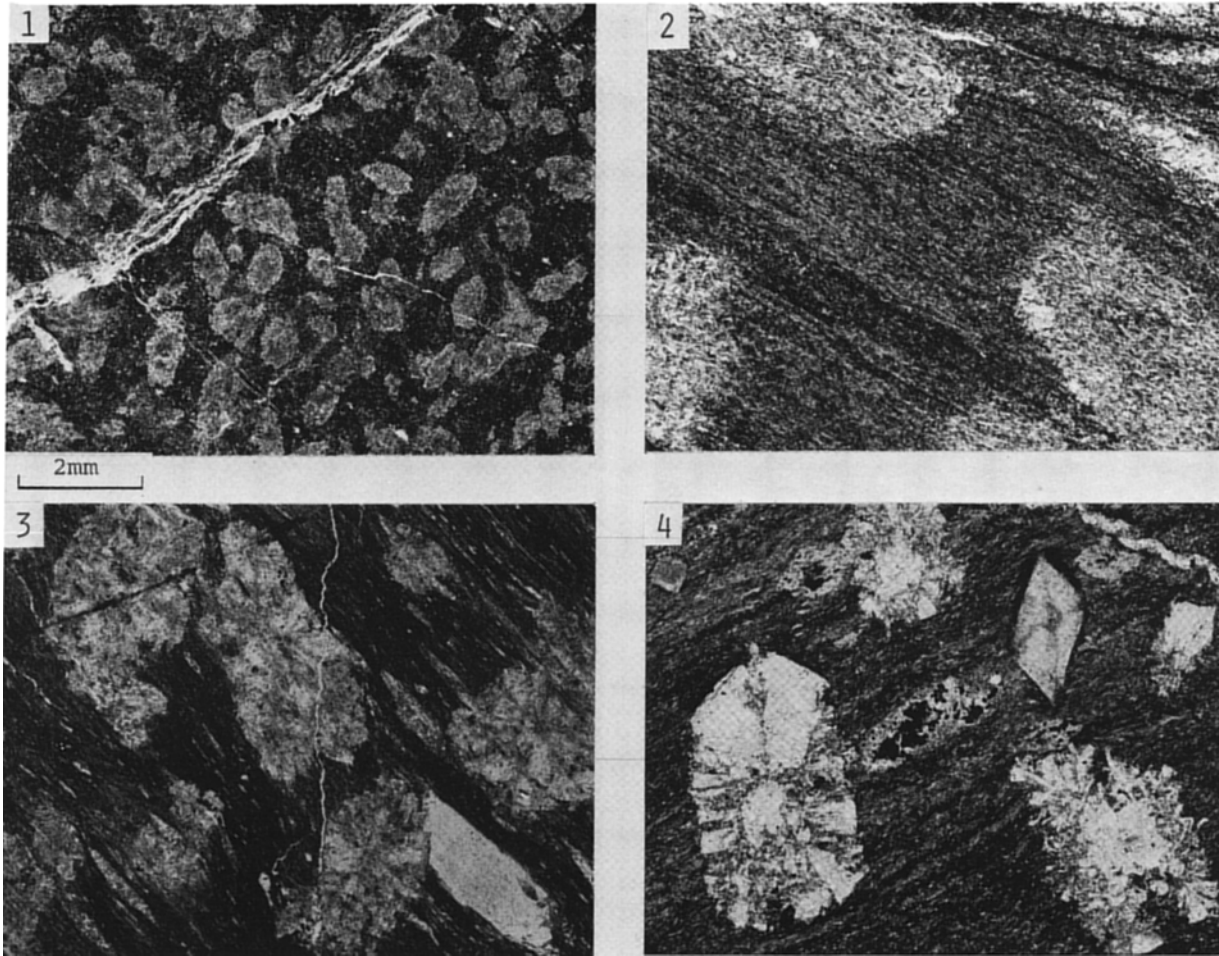
1: 大竹断層 2: 甘木峠断層 3: 岩国断層 (国土地理院発行空中写真 OG-75-5X C2-8 及び9から転写)



玖珂層群の礫質泥岩の顕微鏡写真（オープンニコル）

1-3 は黒雲母スレート帯の礫質泥岩 4 は礫質泥岩起源の縞状片麻岩 1: 岩国市二鹿(54-3-94) 2: 周東町上川上 (80091801) 3: 岩国市御庄神ノ内 (MT01) 4: 柳井市伊陸南山 (82032201). S: 砂岩クラスト G: チャートクラスト B: 塩基性岩クラスト 4 の縞状片麻岩中のレンズ状粗粒部は恐らく砂岩クラスト起源と考えられる. 縞状片麻岩化しても礫形の著しい変化は示さない

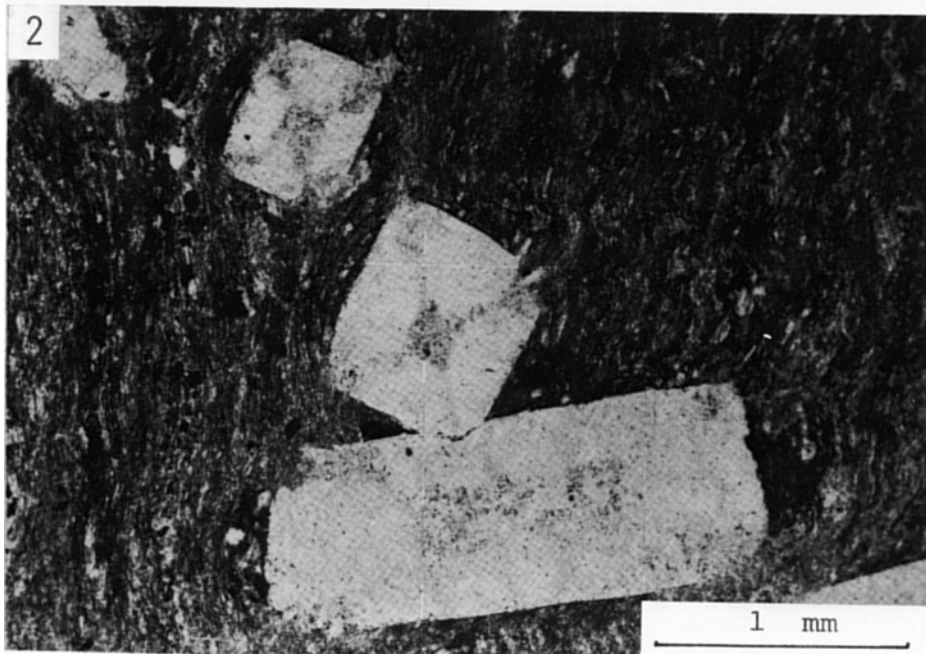
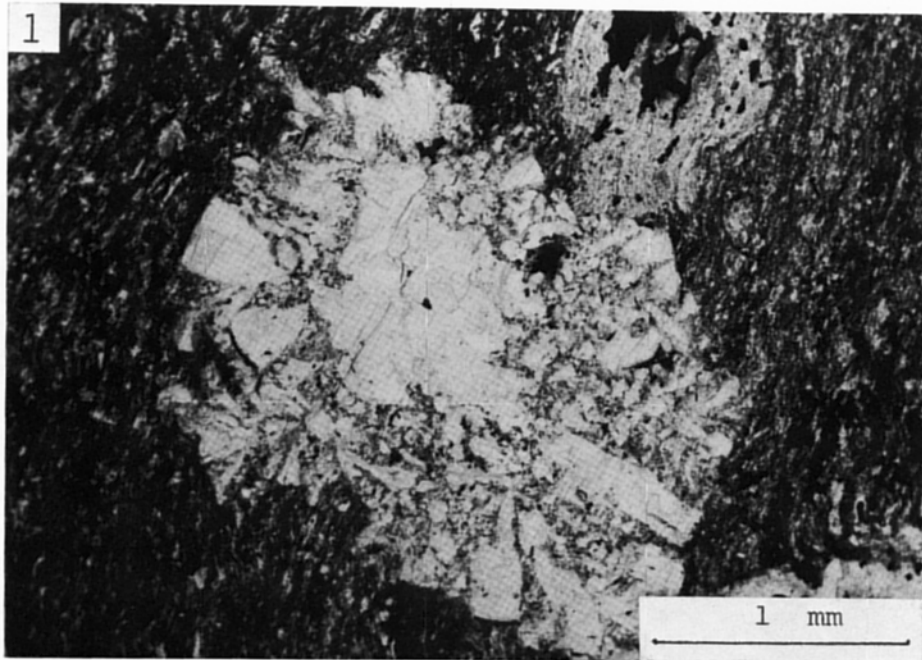




黒雲母スレート帯の玖珂層群泥岩の点紋ホルンフェルスの顕微鏡写真（オープンニコル）

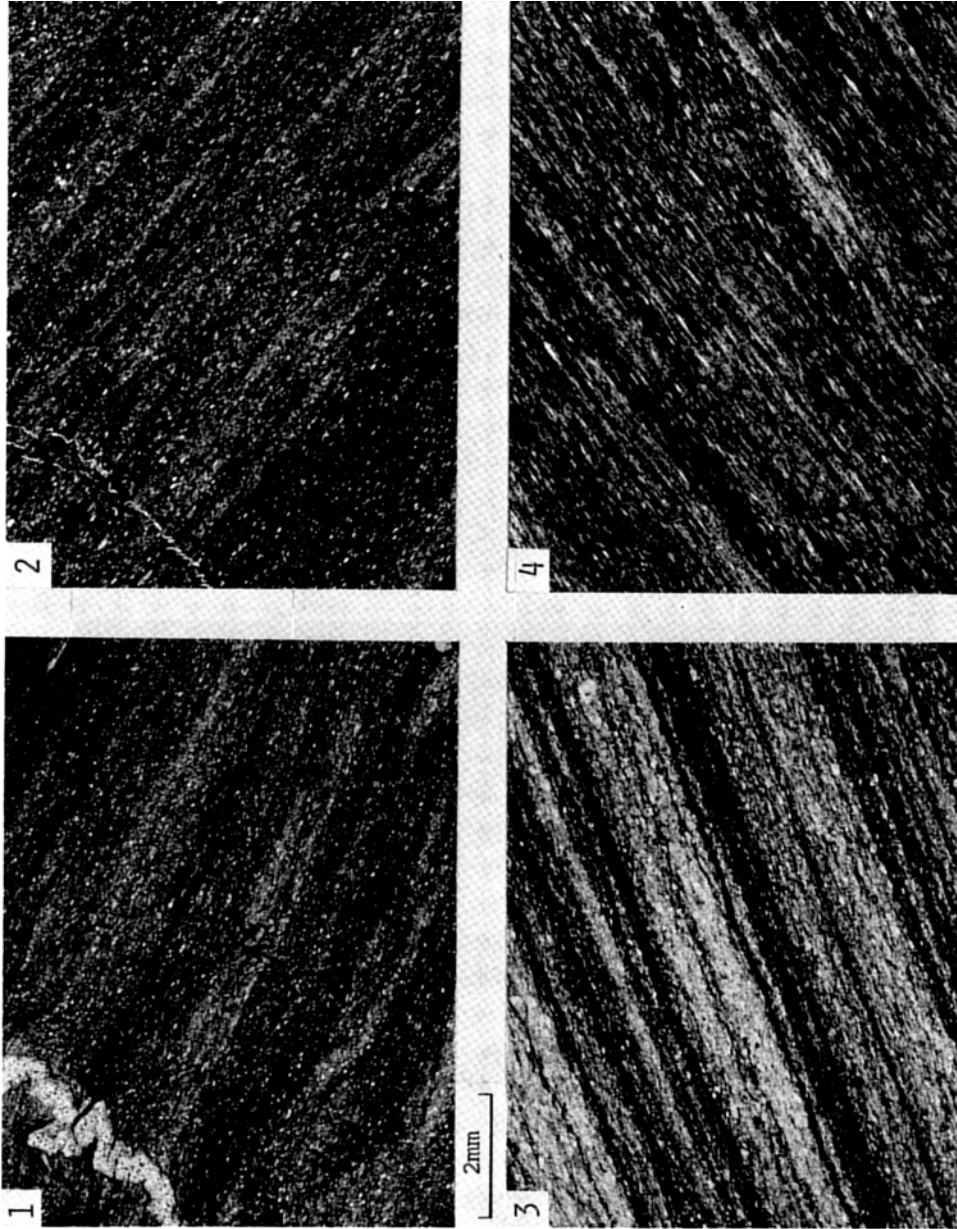
1：堇青石点紋を含む泥岩（周東町明見谷，55-3-46） 2：白雲母点紋を含む泥岩（岩国市二鹿）52-2-75 3：堇青石点紋を含む炭質泥岩（周東町明見谷）55-3-43 4：堇青石と紅柱石（ひし形）の斑状変品を含む炭質泥岩（美川町藤ヶ谷）7-245，堇青石及び紅柱石の点紋はいずれも大部分が白雲母に変化している．2の小判形白雲母点紋も堇青石から変化した可能性が強い

第IV図版



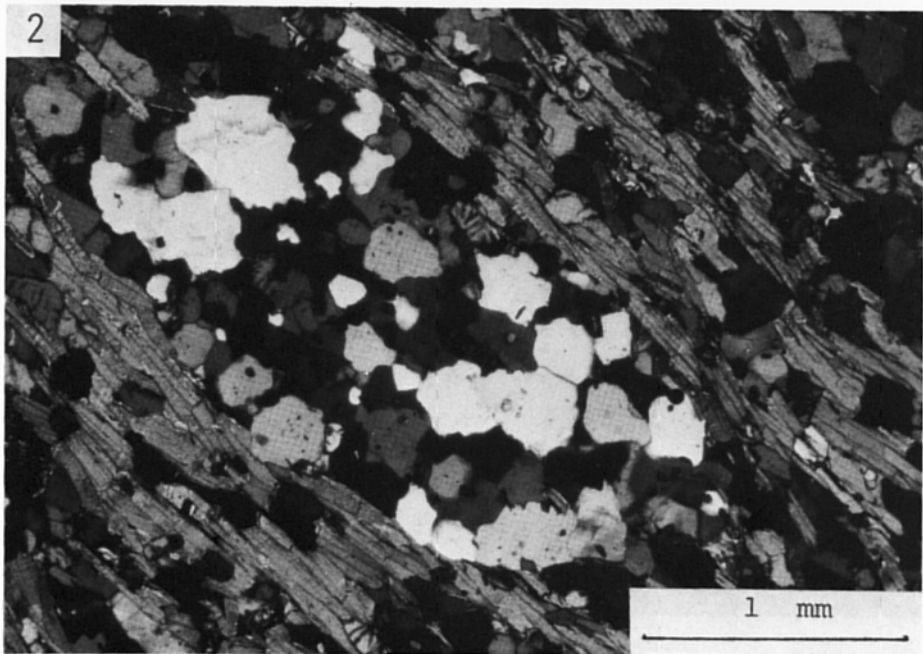
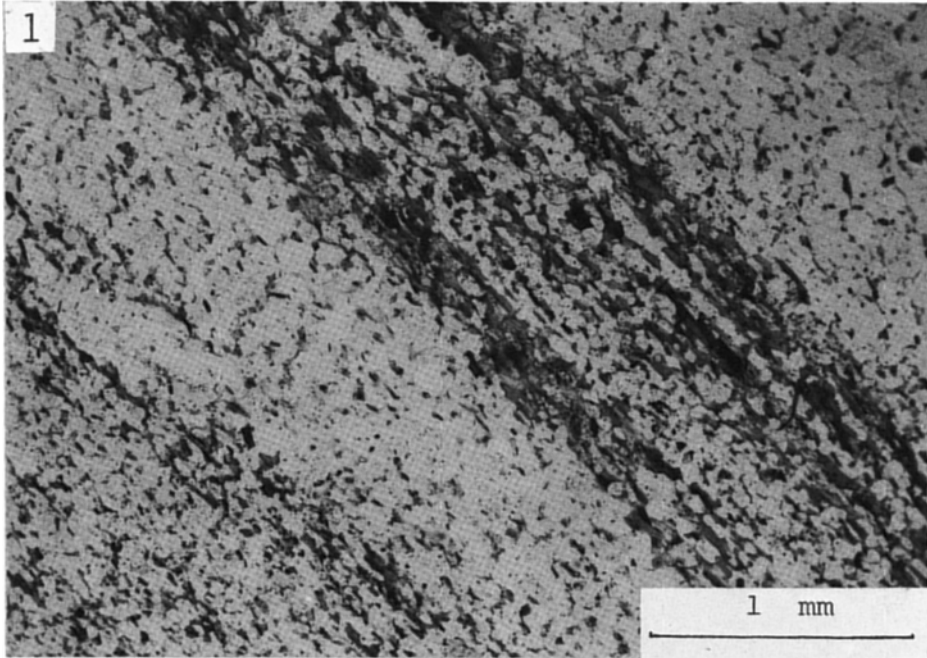
点紋ホルンフェルスの顕微鏡写真 (オープンニコル)

1: 堇青石の斑状変晶 (美川町藤ヶ谷) 7-245 2: 紅柱石の斑状変晶 (美川町藤ヶ谷) 7-245 いずれもほとんど白雲母に変化している 2の空晶石には黒色微細鉱物の特徴的配列が認められる



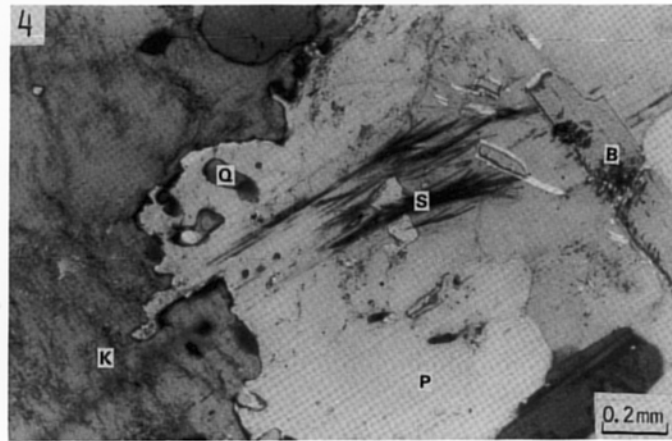
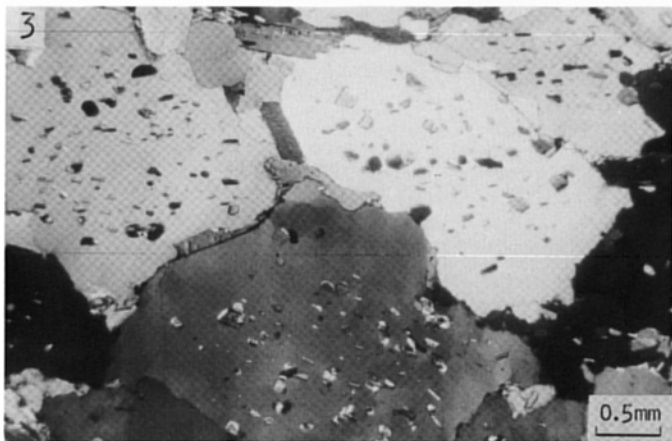
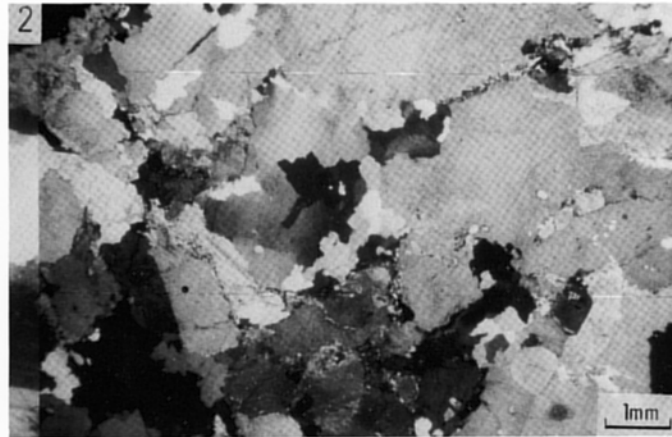
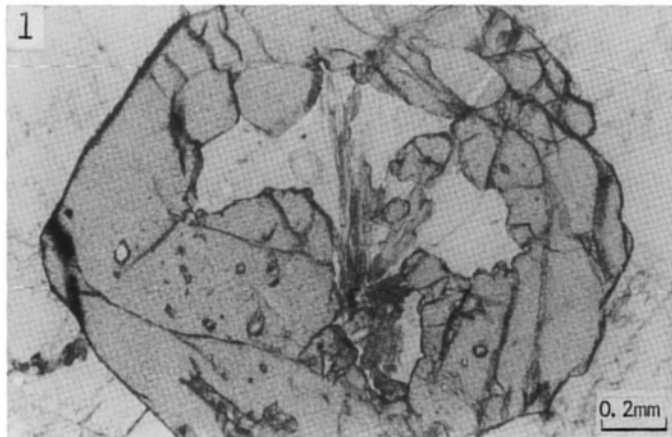
黒雲母スレート帯の泥岩及び泥岩源雲母片岩の顕微鏡写真 (オープンニコル)  
1: 黒雲母スレート (岩国市柱野) 80080606 2: 黒雲母スレート (岡東町上川上) K103002 3: 白雲母黒雲母片岩 (岩国市六呂師東郷) FI-83 4: 白雲母黒雲母千枚岩 (岩国市下畑) 80080801

第VI図版



雲母片岩及び縞状片麻岩の顕微鏡写真 (1 はオープンニコル, 2 はクロスニコル)

1: 白雲母黒雲母片岩 (岩国市六呂師東郷) FI-83 再結晶作用は完全 雲母類は片理面に沿って平行配列し, 変成分化作用による縞状構造が発達 2: 縞状黒雲母片麻岩 (周東町別東東方) 81031205



領家花崗岩類の顕微鏡写真 (1 はオープンニコル, 2-4 はクロスニコル)

1: 含ざくろ石黒雲母花崗岩中の繊維状珪線石を包有するざくろ石 (大晶片麻状花崗閃緑岩優白質岩相) (由宇町有家) 52405 2: 蒲野片麻状花崗閃緑岩の著しくサブグレイン化した石英 (柳井市竹常) 82032205 3: 天ヶ岳ミグマタイトの珪岩質混合相 (由宇町天ヶ岳南方) 52541-1 石英は包有物を含む核部と包有物を含まない外縁部とから構成される包有物は形態定向配列をする 4: 滑花崗岩 (周東町末東) 52524 繊維状珪線石(S)・石英(Q)・黒雲母(B)を包有する斜長石(P), Kはカリ長石

※文献引用例

東元定雄・濡木輝一・原 郁夫・佃 栄吉・中島 隆(1983) 岩国地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 79p.

HIGASHIMOTO, S., NUREKI, T., HARA, I., TSUKUDA, E. and NAKAJIMA, T. (1983) *Geology of the Iwakuni district. Quadrangle Series, Scale 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 79 p. (in Japanese with English abstract 6 p.).*

---

---

昭和58年3月4日 印刷

昭和58年3月9日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

---

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業(株)

東京都新宿区天神町78

---

---

© 1983 Geological Survey of Japan