

# 地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

鹿児島(15)第34号

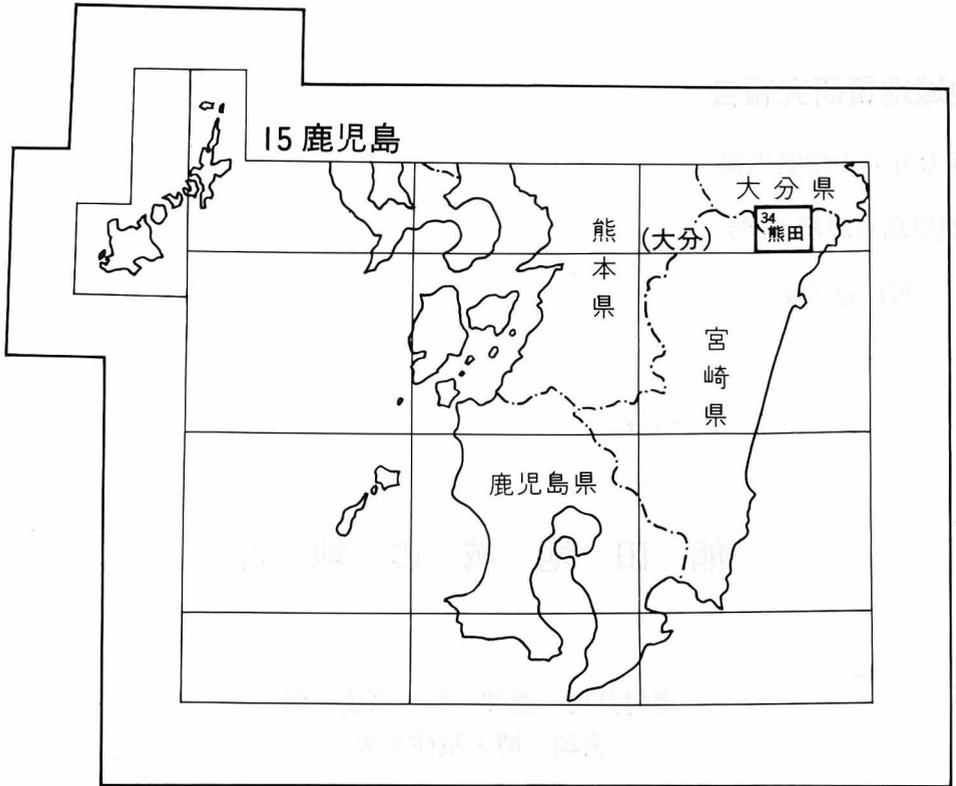
NI-52-5-8

## 熊田地域の地質

奥村公男・酒井 彰・高橋正樹  
宮崎一博・星住英夫

平成 10 年

地 質 調 査 所



( )は 1 : 200,000 図幅名

5 万分の 1 地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1 : 50,000

15-23 竹田 Taketa NI-52-5-11 (1977)	15-24 三重町 Miomachi NI-52-5-7 (1993)	15-25 佐伯 Saiki NI52-5-3 (1990)
15-33 三田井 Mitai NI-52-5-12 (1958)	15-34 熊田 Kumata NI-52-5-8 (1998)	15-35 蒲江 Kamae NI-52-5-4, 53-35-16 (1985)
15-43 諸塚山 Morotsukayama NI-52-6-9 (1982)	15-44 延岡 Nobeoka NI52-6-5 (未刊行, unpublished)	15-45 島浦 Shimaura NI-52-6-1 (未刊行, unpublished)

延岡 Nobeoka  
1:75,000 (1939)

## 目 次

I. 地 形	(奥村公男) 2
II. 地質概説	(奥村公男・酒井 彰・高橋正樹・宮崎一博・星住英夫) 5
III. 秩父累帯南帯のジュラ系-下部白亜系	(酒井 彰) 10
III. 1 彦ノ内層(Hk)	11
III. 2 尺間山層(Sk)	11
III. 3 床木層(Yk)	12
III. 4 化石と時代	14
III. 5 地質構造	15
IV. 四万十累層群	(奥村公男・酒井 彰・宮崎一博) 16
IV. 1 下部四万十層群佐伯亜層群	16
IV. 1. 1 椎葉層(S, Sa)	17
IV. 1. 2 十根川層(T)	20
IV. 1. 3 日の影層(Hm)	20
IV. 1. 4 堅田層(K, Ka)	20
IV. 2 下部四万十層群蒲江亜層群	21
IV. 2. 1 槇峰層(Mm, Ma)	23
IV. 2. 2 八戸層(Y)	23
IV. 3 上部四万十層群北川亜層群	27
IV. 3. 1 別府層(B)	29
IV. 3. 2 浦尻層(Ujm, Uja)	29
IV. 4 化石と時代	29
IV. 5 地質構造	31
IV. 6 低度広域変成作用	32
V. 新第三系見立層(M)	(奥村公男) 35
VI. 大崩山火山深成複合岩体	(高橋正樹) 39
VI. 1 祖母山火山岩類	39
VI. 1. 1 祖母山デイサイト火砕流堆積物(Sd)	40
VI. 1. 2 傾山無斑晶質流紋岩溶岩(Kr)	40
VI. 1. 3 傾山デイサイト火砕流堆積物(Kd)	43
VI. 2 小型深成岩体(Op <sub>g</sub> )	43
VI. 3 岩脈(gp, fs)	46
VI. 4 大崩山花崗複合岩体	51
VI. 4. 1 大崩山花崗岩 I (Ogd, Og <sub>1</sub> )	54

VI. 4. 2 大崩山花崗岩 II (Og <sub>2</sub> )	67
VII. 大崩山バソリス周囲の接触變成岩類 (宮崎一博)	74
VII. 1 黒雲母帯 (m <sub>1</sub> )	74
VII. 2 堇青石帯 (m <sub>2</sub> )	76
VII. 3 斜方輝石帯 (m <sub>3</sub> )	79
VIII. 第四系 (星住英夫)	83
VIII. 1 段丘堆積物-1 (t <sub>1</sub> )	84
VIII. 2 阿蘇火山噴出物	84
VIII. 2. 1 阿蘇-3火砕流堆積物 (A <sub>3</sub> )	84
VIII. 2. 2 阿蘇-4火砕流堆積物 (A <sub>4</sub> , A <sub>4W</sub> , A <sub>4T</sub> )	85
VIII. 3 段丘堆積物-2 (t <sub>2</sub> )	86
VIII. 4 沖積層 (a)	86
IX. 応用地質 (奥村公男)	86
IX. 1 錫・亜鉛・硫化鉄などの非鉄金属鉱床	87
IX. 2 マンガン鉱床	89
IX. 3 含銅硫化鉄鉱床	89
IX. 4 非金属資源	90
IX. 5 温泉	90
IX. 6 地質災害	90
文 献	91
Abstract	95

## 図・表目次

第 1 図 熊田地域とその周辺地域の埋谷面図	2
第 2 図 熊田地域の埋谷面図と地質	3
第 3 図 熊田地域の地形区分図	4
第 4 図 九州東部から四国西部地域の地質構造区分図	6
第 5 図 熊田地域の秩父累帯・四万十累帯の主要断層と地層の一般走行・傾斜	8
第 6 図 尺間山層の模式柱状図	11
第 7 図 尺間山層の層状チャート	12
第 8 図 尺間山層の砂岩の見かけ上位に重なるチャート礫岩	13
第 9 図 床木層の塩基性火砕岩を基質とするメラランジュ	15
第 10 図 椎葉層の泥岩	17
第 11 図 椎葉層の黒色泥岩	18
第 12 図 椎葉層の砂岩泥岩互層	18

第 13 図	椎葉層のホルンフェルス化してブーダン状の砂岩泥岩互層	19
第 14 図	椎葉層の礫岩	19
第 15 図	日の影層の泥岩砂岩互層及び泥岩	21
第 16 図	堅田層の砂岩と砂岩泥岩互層の互層	22
第 17 図	堅田層の砂岩泥岩互層に貫入した石英斑岩岩脈	22
第 18 図	槇峰層の泥質岩	24
第 19 図	槇峰層の泥岩砂岩互層	25
第 20 図	槇峰層の層状チャート	26
第 21 図	槇峰層の枕状溶岩	27
第 22 図	八戸層の砂岩	28
第 23 図	熊田及び隣接地域の変成分帯図	33
第 24 図	熊田及び隣接地域における特徴的変成鉱物の分布	34
第 25 図	傾山-新百姓山における見立層の礫岩	36
第 26 図	夏木山の稜線に露出する見立層	36
第 27 図	桑原山山麓における見立層	37
第 28 図	和久塚付近の見立層	38
第 29 図	大崩山山頂よりみた桑原山	40
第 30 図	強溶結した祖母山デイサイト火砕流堆積物と下位の見立層砂岩との不整合境界部	41
第 31 図	強溶結した祖母山デイサイト火砕流堆積物中に発達する柱状節理	41
第 32 図	強溶結した祖母山デイサイト火砕流堆積物中にみられる本質レンズ	42
第 33 図	傾山無斑晶質流紋岩溶岩中にみられる流理構造	42
第 34 図	強溶結した傾山デイサイト火砕流堆積物	43
第 35 図	斑状細粒斜方輝石黒雲母花崗閃緑岩中に含まれる、多数の母岩の捕獲岩	44
第 36 図	斑状細粒斜方輝石黒雲母花崗閃緑岩と母岩との境界部	44
第 37 図	祝子川上流上祝子付近の斑状細粒斜方輝石黒雲母花崗閃緑岩体の内部構造	45
第 38 図	北川町飛石森谷谷に産するタフィサイト・珪長岩複合岩脈の産状	46
第 39 図	北川町深瀬万地谷に産するタフィサイト・珪長岩複合岩脈の産状	47
第 40 図	タフィサイト・珪長岩複合岩脈における両者の関係	48
第 41 図	タフィサイト・珪長岩複合岩脈と母岩との境界	49
第 42 図	珪長岩岩脈と大崩山花崗岩 I との貫入境界部	50
第 43 図	花崗斑岩中にみられる堆積岩起源高度変成岩の包有岩	50
第 44 図	花崗斑岩岩脈と母岩との貫入境界	51
第 45 図	祝子川ダム付近からみた大崩山花崗複合岩体	52
第 46 図	上祝子付近からみた大崩山花崗複合岩体	53
第 47 図	上祝子・鹿川越付近よりみた大崩山花崗複合岩体	53
第 48 図	上鹿川付近からみた大崩山花崗複合岩体	53

第 49 図	大崩山側から見下ろした大崩山花崗複合岩体	54
第 50 図	大崩山花崗複合岩体の壁部貫入境界	55
第 51 図	砂岩を母岩とする捕獲岩	56
第 52 図	部分融解によりミグマタイト化した母岩と大崩山花崗岩 II との境界	56
第 53 図	壁部境界に発達する花崗岩中の優白質境界層	57
第 54 図	大崩山花崗岩体の天井部貫入境界	58
第 55 図	天井部貫入境界における捕獲岩の産状	58
第 56 図	天井部を構成する四万十累層群砂岩中に貫入した花崗岩の岩床	59
第 57 図	大崩山花崗岩 I における主要構成鉱物モード組成の高度変化	59
第 58 図	大崩山花崗岩 I における斜長石-カリ長石-石英モード組成三角図	60
第 59 図	大崩山花崗岩 I における包有岩の種類と分布密度の高度変化	60
第 60 図	大崩山花崗岩 I 中にみられる, 堆積岩起源高度変成岩の包有岩	61
第 61 図	大崩山花崗岩 I 中にみられる二重包有岩	62
第 62 図	大崩山花崗岩 I の下位における暗色包有岩の分布密度	63
第 63 図	大崩山花崗岩 I の上位における暗色包有岩の分布密度	63
第 64 図	大崩山花崗岩 I 中にみられる, 斜長石斑晶の目立つ火成岩起源の暗色包有岩	64
第 65 図	角閃石モンズンニと母岩の大崩山花崗岩 I との境界部	65
第 66 図	大崩山花崗岩体内部におけるアプライト・ペグマタイト産状の高度変化	66
第 67 図	天井部境界直下アプライト・ペグマタイト複合岩中の晶泡	66
第 68 図	天井部境界直下の石英・白雲母・電気石ペグマタイト	68
第 69 図	アプライト・ペグマタイト複合岩床の産状	69
第 70 図	アプライト・ペグマタイト複合岩床	69
第 71 図	アプライト・ペグマタイト複合岩床中に発達した層状構造	70
第 72 図	アプライト・ペグマタイト複合岩床中に発達した, レンズ状のペグマタイト晶洞	70
第 73 図	アプライト・ペグマタイト水平脈	71
第 74 図	塊状アプライト	71
第 75 図	アプライト・ペグマタイト岩脈	72
第 76 図	岩脈状アプライト・ペグマタイトの方向と冷却節理の走向・傾斜のステレオ投影図	72
第 77 図	藤河内花崗岩体の産状	73
第 78 図	藤河内花崗岩岩体中の斑状細粒黒雲母花崗岩の大型包有岩の産状	73
第 79 図	大崩山花崗岩 I と大崩山花崗岩 II との境界部	73
第 80 図	大崩山花崗岩 I と大崩山花崗岩 II の境界部の産状	74
第 81 図	黒雲母帯の砂岩泥岩互層を原岩とする変成岩	75
第 82 図	黒雲母含有変成シルト岩の薄片写真	76
第 83 図	堇青石帯の砂岩泥岩互層を原岩とする変成岩	77
第 84 図	堇青石帯の剪断された泥岩砂岩互層を原岩とする変成岩	78

第 85 図	堇青石黒雲母ホルンフェルスの薄片写真	78
第 86 図	ざくろ石堇青石黒雲母ホルンフェルスの薄片写真	79
第 87 図	斜長石輝石堇青石黒雲母ホルンフェルスの捕獲岩を多量に含む斜方輝石花崗閃緑岩	80
第 88 図	砂岩起源の堇青石黒雲母ホルンフェルスに生じた花崗岩質スポット	81
第 89 図	極細粒斜方輝石黒雲母花崗岩質リューコゾームと斜方輝石堇青石黒雲母 ホルンフェルス質メソゾームからなるミグマタイト	82
第 90 図	斜方輝石堇青石黒雲母ホルンフェルスの薄片写真	82
第 91 図	極細粒斜方輝石黒雲母花崗岩質リューコゾームの薄片写真	83
第 92 図	木浦鉦山の坑口	88
第 1 表	熊田地域の地質総括表	7
第 2 表	熊田地域の秩父累帯南帯から産出した放散虫化石	14
第 3 表	熊田地域の四万十累帯から産出した放散虫化石	30
Fig. 1	Tectonic framework of the Kumata and adjoining areas	96
Table 1	Summary of the geology of the Kumata District	97

## 熊田地域の地質

奥村公男\*・酒井 彰\*\*・高橋正樹\*\*\*・宮崎一博\*\*・星住英夫\*\*

熊田地域の地質の研究は、地震予知のための特定観測地域「伊予灘及び日向灘周辺」の地質調査研究の一環として実施された。野外調査は平成6-8年度の3年度にわたって実施され、秩父累帯の中生界を酒井、四万十累帯佐伯亜帯の下部-上部白亜系を酒井・奥村、四万十累帯蒲江亜帯の上部白亜系と見立層を奥村・宮崎、北川帯を奥村、新第三系大崩山火山深成複合岩類を高橋、そして、第四系を星住が担当した。高橋は今回の調査のほかに、大崩山一帯の新第三紀火成活動に関する積年の調査研究の成果を利用した。

報告書執筆の分担は次のとおりである。地形を奥村、地質概説を奥村・酒井・高橋・宮崎・星住、秩父累帯南帯のジュラ系-下部白亜系を酒井、四万十累帯群を奥村・酒井・宮崎、中新世見立層を奥村、大崩山火山深成複合岩類を高橋、大崩山バソリス周囲の接触変成岩類を宮崎、第四系を星住、応用地質を奥村、全体の調整を奥村が行った。

本研究に際し、休廃止鉱山と現在の採石の情報や森林基本図の入手にあたって、大分県については大分県商工観光課と稲積英朋氏(同課元課長補佐)、宮崎県については宮崎県商工業課及び元同課の宍戸章氏(現宍戸地学研究所)に便宜を図っていただいた。深く感謝する。

本研究には、周辺地域の地質調査に当たって共同研究者であった今井 功・寺岡易司・杉山雄一の各氏が当時調査した資料の提供を受け、利用した。この資料には、現在はコンクリートに覆われていて見ることのできない道路沿いの露頭など貴重な資料が含まれている。研究に使用した薄片は地質標本館の宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣・大和田朗・佐藤卓見の各技官により作成された。

---

\*国際協力室 \*\*地質部 \*\*\*茨城大学理学部

Keywords : geologic map, 1 : 50,000, Kyushu, Oita Prefecture, Miyazaki Prefecture, Kumata, Chichibu Terrane, Shimanto Terrane, Mesozoic, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Miocene, granitic rock, ring dike, melange, Saiki Subgroup, Kamae Subgroup, Kitagawa Subgroup, Okue-Yama, Katamuki-Yama, Mitate Formation, Butsuzo Tectonic Line, Sobosan Volcanic Rocks, Okueyama volcano-plutonic complex, Okueyama Batholith, Aso Pyroclastic Flow Deposit, Kiura Mine.

# I. 地 形

(奥村公男)

熊田地域は、東経  $131^{\circ} 30' - 131^{\circ} 45'$ 、北緯  $32^{\circ} 40' - 32^{\circ} 50'$  の範囲を占め、行政的には北半部が<sup>みねのみやま</sup>大分県 南海部郡、南半部は宮崎県東臼杵郡に属する。

地形的には、九州を北東-南西方向に横断する九州山地の東部に当たり、全体に山地である(第1図)。

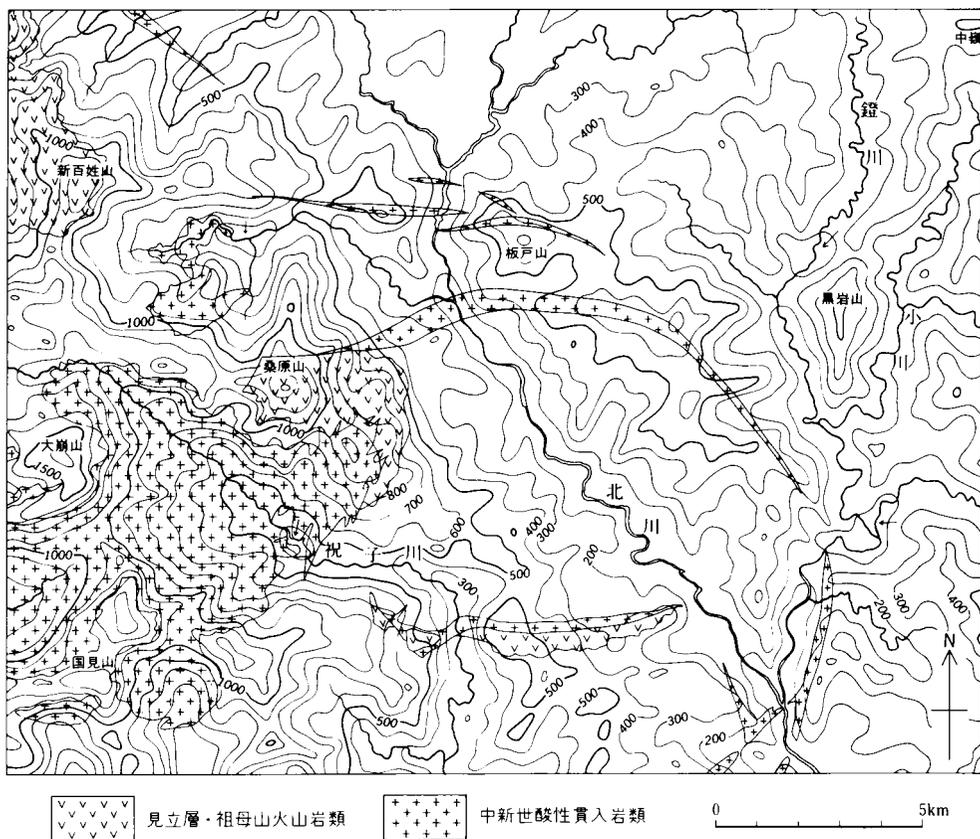


第1図 熊田地域とその周辺地域の埋谷面図 5万分の1地形図を用いて、埋谷間隔は500m

この山脈を横切って、地域の東部から順に五ヶ瀬川の支流日之影川と綱の瀬川最上流部、祝子川、北川、<sup>ほうりがわ</sup> 鑑川がほぼ北から南に流れている。北川は北隣の三重町地域の<sup>あぶみ</sup>大分県南海部郡宇目町に源を發し、本地域南東隅の熊田で小川を合流する。大崩山の北側を水源とする祝子川は、延岡の平野部を東に流れてきた五ヶ瀬川に合流し、五ヶ瀬川はさらに河口付近で北川を合わせて、日向灘に注いでいる。

この地域の最高標高地点は、地域西縁部の大崩山の1,643 mである。地域のほぼ中央を北から南に流れる北川を境として、地域の西半部には1,000 m以上の山がそびえるが、東半部には高くても600 m止まりの山並みが連なる。大崩山から南北に延びる稜線は、北に向かい五葉岳(西隣三田井地域、標高1,569.7 m)、夏木山(1,386 m)、新百姓山(1,273 m)、杉ヶ越を経て傾山(北西隣竹田地域、1,602.2 m)に続いている。この尾根は地域の南半部で祝子川水系、北半部で北川水系を西側の五ヶ瀬川水系と分けている。この山地は祖母傾国定公園に指定されている。全体にほとんどが山地であり、平坦部は、北川や鑑川流域の流路近くに限られる。いずれも小面積であり川沿いに点在する。

この地域西部の500 m以上の山地は、新第三紀の火成岩類からなり、北方の(1)祖母山-傾山山地と(2)南方の大崩山地に分けられる(第2図)。周辺も含めて大局的に見ると、本地域の中央から東の地域は、日



第2図 熊田地域の埋谷面図と地質

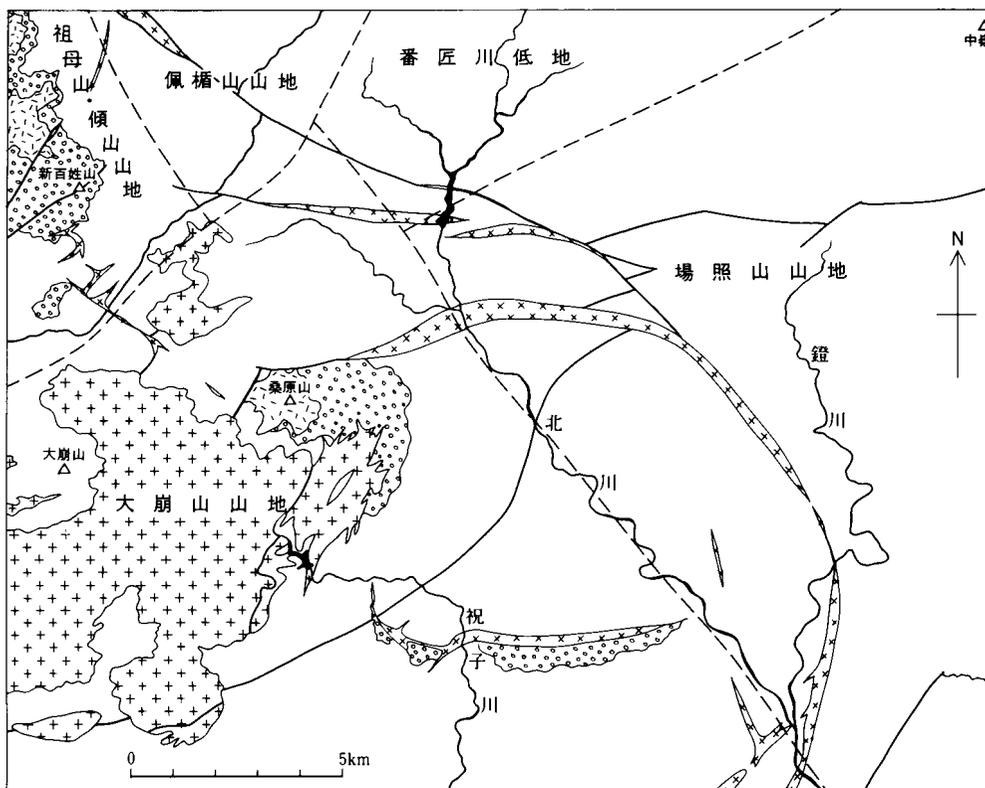
本列島の地帯構造配列を反映して、九州山地の延びの方向と同じ北東-南西に延びた地形配列が認められる。すなわち、北西から、(3)佩楯山<sup>はいだてさん</sup>山地、(4)番匠川<sup>ばんぢがわ</sup>低地、(5)場照山<sup>ばてり</sup>山地に分けられる(第3図)。

### 祖母山-傾山山地

本地域の北西隅の一部を占め、北西隣竹田地域の傾山(標高 1,602 m)から北東-南西に延びる山地で、500 m 以上の山々からなる。最高標高点は北西隣竹田地域の祖母山の 1,756.4 m である。この地域は谷底にわずかに露出する秩父累帯の地層を基盤とし、その上位に不整合関係で中新世の見立層の礫岩が重なる。さらに上位には、不整合に祖母傾山の中新世火山岩類が重なり、稜線や山体の高所を構成している。

### 大崩山山地

北川の西側の山地であり、大部分の地域が切峰面図の 1,000 m 以上の範囲に入る。祖母山-傾山山地とは標高約 940 m の杉ヶ越の鞍部で境される。この地域はさらに、祝子川の上流金山谷付近を境として、杉ヶ越から南東に新百姓山・夏木山・桑原山・黒原山に続く北部山地と、大崩山から続く南部山地に分けられる。北部山地は祖母山-傾山山地と似た地質構成であり、新百姓山(1,272.5 m)、夏木山(1,386 m)、黒原山(889.7 m)には見立層が、桑原山(1,407.9 m)にはさらにその上位に祖母火山岩類が載っている。



第3図 熊田地域の地形区分図 凡例は第5図と共通

火山岩が分布する峰は円錐型に突出し、見立層が分布する峰は鋸状の凹凸の大きい尾根を作っている。

南部山地は、大崩山(標高 1,643.3 m)を最高標高点とし、南に鹿川越(約 1,050 m)の鞍部を隔てて鬼の目山(1,491 m)、国見山(1,391.5 m)、榎峠(1,244.8 m)に続く稜線しかがわを形成している。この山地の稜線部は比較的緩やかで、山腹の途中付近を境に急崖が始まり、川底は比較的開けている。この地形変曲線は地形図に崖線が描かれていることが多い。川底には貫入岩類が露出し鹿川や祝子の集落ができています。地形図の崖線から上には、四万十累層群の堆積岩を原岩とするホルンフェルスが露出している。従って、前記の 1,200 m 以上の突出した峰は深成岩のルーフを作っているホルンフェルスから構成され、鹿川越のような鞍部には深成岩が出ている。

### 佩楯山山地

本地域東部の 700 m 以下の尾根が北東-南西に延びる地域であり、北隣三重町地域の中央部を占め、酒井ほか(1993)は傾山-佩楯山山地と呼んだ。東方延長は四浦半島に続く。地質的に秩父累帯に属し、チャートや砂岩が多く、遠望すると急崖が認められる。

### 番匠川低地

本地域の北縁部を占め、北川の最上流部に当たる標高 200-300 m の緩やかな起伏の地域であり、北東-南西に延びる。北東隣佐伯地域では佐伯湾に注ぐ番匠川がこの低地を東流する事から番匠川低地と呼ばれた(寺岡ほか, 1990)。この地域には四万十累帯佐伯亜帯の地層が分布し、それを覆って川沿いに第四紀の段丘堆積物、阿蘇火砕流堆積物や沖積層がとびとびに分布する。

### 場照山山地

本地域の東部の北川と鑑川の間山地 500-600 m の尾根が北東-南西に続き、西隣の蒲江地域の場照山(661 m)を経て鶴御崎の半島に延びる山地である。宮崎県と大分県の県境になっている。地質は四万十累帯白亜系の砂岩と砂岩泥岩互層が卓越する。

## II. 地 質 概 説

(奥村公男・酒井 彰・高橋正樹・宮崎一博・星住英夫)

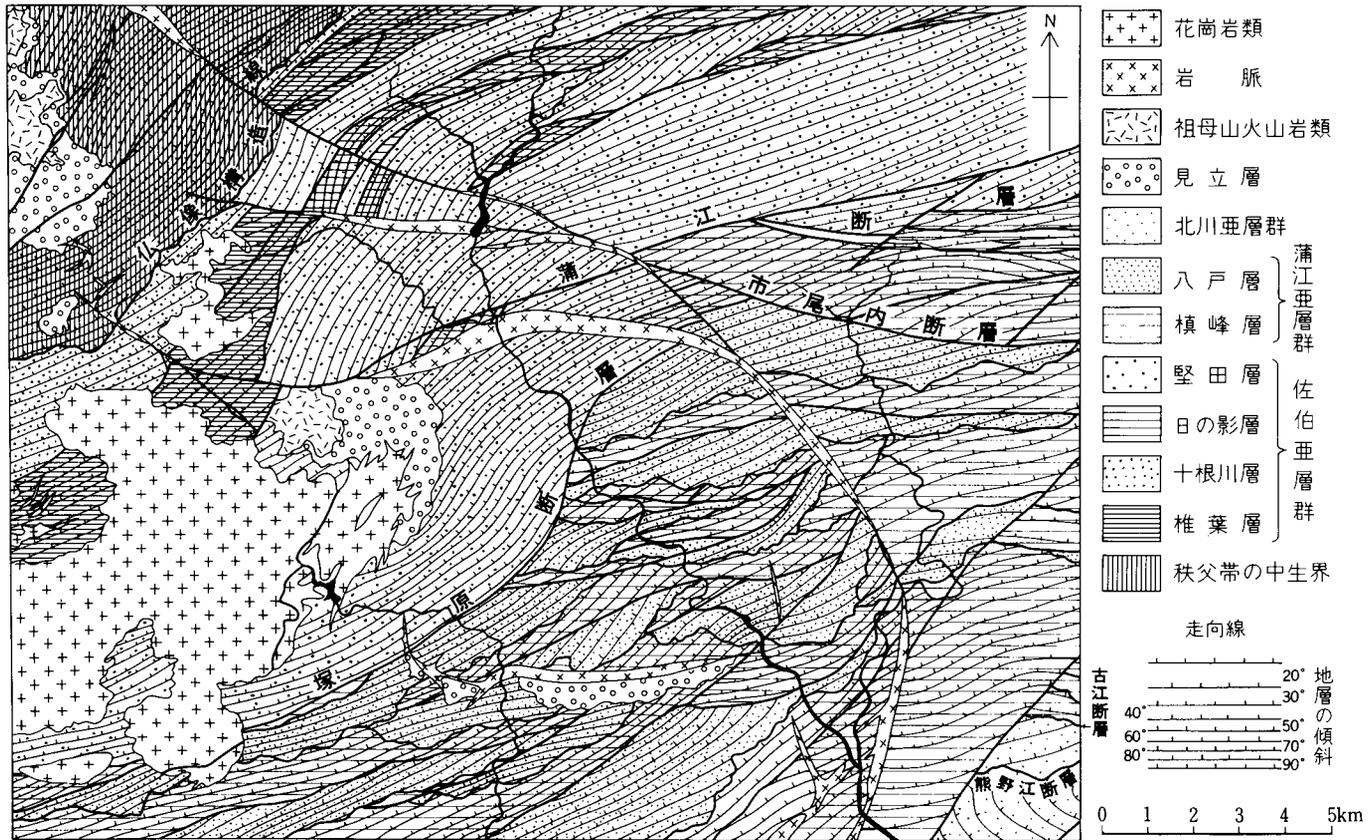
熊田地域は九州の東部に位置し、地質構造的に、西南日本外帯の秩父累帯と四万十累帯に属する(第 4 図)。秩父累帯と四万十累帯は日本列島の骨格を形成する付加体堆積物から構成されている。両累帯は、西南日本の列島に沿って走る北傾斜の衝上断層である仏像構造線によって境される。秩父累帯には主に



第1表 熊田地域の地質総括表

時代		地域		秩父累帯	四万十累帯北帯		四万十累帯南帯			
		秩父累帯南帯	佐伯亜帯	蒲江亜帯	北川亜帯	神門亜帯	日向亜帯			
新 生 代	第四紀	完新世	沖積層							
		更新世	阿蘇火山噴出物・段丘堆積物							
	新第三紀	鮮新世								
		中新世	大崩山火山深成複合岩体 (大崩山花崗複合岩体・小型深成岩体・岩脈) 祖山火山岩類							
			見立層							
	古第三紀	漸新世		仏像構造線						
		始新世							日向亜層群*	
		晩新世						北川亜層群	神門層*	
	中 生 代	後期白亜紀	マストリヒチアン		延岡衝上					
			カンパニアン			浦江亜層群	八戸層			
サントニアン						榎峰層				
コニアシアン										
チューロニアン										
セノマニアン						堅田層				
アルビアン						佐伯亜層群	日の影層			
前期白亜紀		アプチアン								
		バレミアン								
		オーテリビアン								
		バランギニアン ベリアシアン								
ジ ュ ラ 紀		後期		床木層						
		中期		尺間山層						
	前期		彦ノ内層							
三 疊 紀										

\* 熊田地域周辺に分布



第5図 熊田地域の秩父帯・四万十帯の主要断層と地層の一般走行・傾斜

の南東隅の狭い地域だけが、四万十累帯南帯に属し、古第三系上部四万十層群の北川亜層群が分布する。

佐伯亜層群は、泥岩を主とする椎葉層、砂岩が卓越する十根川層、泥岩を主体とする日之影層及び砂岩が卓越する堅田層に分けられる。蒲江亜層群は主に片理の発達した泥岩からなる槇峰層と砂岩卓越の八戸層からなる。北から南へ、(1)十根川層と椎葉層、(2)日之影層と堅田層、(3)槇峰層と八戸層の帯状配列が認められ、(1)と(2)は檜野断層、(2)と(3)は塚原断層と蒲江断層に画されている。この中では、泥岩卓越層と砂岩卓越層は断層関係で接し、繰り返し分布する。椎葉・十根川両層からはバランギニアン-パレミアンの、日之影・堅田両層からはアルピアン-セノマニアンかたの放散虫化石が報告されている。

北川亜層群は全体に有律の砂岩優勢砂岩泥岩互層からなり、しばしば、斜交層理や級化層理が見られ、時としてスランプ層を挟む。また、大小さまざまな規模の褶曲が発達し、東隣の蒲江地域の海岸に近い崖では広く逆転層が認められる。南隣の延岡地域では古第三紀を示す放散虫が報告されている。

新第三系は、中新世の見立層と大崩山火山深成複合岩体の火山岩や貫入岩類からなり、祖母山・傾山山地の高所に分布する。

見立層は秩父累帯や四万十累帯を構成する地質体を不整合に覆い、祖母山火山岩類に覆われる。主に礫岩層からなり、時に、砂岩層を挟み、北西に10-20°緩く傾斜している。礫種は基盤の地質によって大きく異なり、秩父累帯ではチャートや石灰岩に富み、四万十累帯では砂岩と泥岩が卓越する。

大崩山火山深成複合岩体は、中期中新世のバイアス型カルデラ群の内部構造が、その後の浸食による開析の結果露出したもので、カルデラ形成に関連した火山岩類と、それらに貫入した深成岩類からなる。大崩山火山深成複合岩体では、まず大量の火砕流(祖母山デイサイト火砕流群)が噴出して祖母山コールドロンが陥没した。次いで大量の溶岩(傾山無斑晶質流紋岩)が流出して溶岩台地が形成され、その後再び大量の火砕流(傾山デイサイト火砕流群)が噴出して、傾山コールドロンの沈降がみられた。これらのコールドロン群の形成の後、主として輝石安山岩質の厚い溶岩流と火砕流・降下火砕堆積物からなる平坦な地形の成層火山群が噴出し、最後に、大規模な環状岩脈から大量の火砕流(国見岳流紋岩火砕流)が流出して、大崩山コールドロンが陥没し、バソリス状の花崗岩体(大崩山花崗複合岩体)が貫入して活動は終了した。

祖母山火山岩類のK-Ar年代としては、12.7-12.8 Maが、花崗岩類のK-Ar年代としては13.7-13.89 Maが得られており、両者は誤差の範囲内ではほぼ一致している。大崩山火山深成複合岩体は、100万年以内の比較的短期間にその活動を終了したのかもしれない。大崩山火山深成複合岩体の活動は、大崩山花崗複合岩体の貫入をもって終了している。大崩山花崗複合岩体は、珪長岩貫入→国見岳流紋岩溶結凝灰岩(火砕流)噴出及びタフィサイト貫入→花崗斑岩貫入→大崩山コールドロンの沈降と続いた一連の活動の最後に、先行するすべての火成岩類を切って貫入している。花崗岩体と母岩との貫入境界は直線的で明瞭である。

大崩山花崗複合岩体は、それぞれが独立した、大崩山岩体、藤河内岩体及びそれらに付随した小岩体からなるが、地下では連続し、大型のバソリス状岩体を形成している。これらは、中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩-黒雲母花崗岩からなる大崩山花崗岩Ⅰと、それに貫入する粗粒黒雲母花崗岩からなる大崩山花崗岩Ⅱによって構成される。大崩山花崗岩Ⅰは、垂直方向に岩相の違いがみられ、下位の黒雲母角閃石花崗閃緑岩が上位の黒雲母花崗岩へと変化する。包有岩には、苦鉄質包有岩、堆積岩源変成岩、二重包

有岩などがあり、下位ほどその分布密度が高い。アプライト・ペグマタイトにも垂直方向での変化がみられ、天井部貫入境界の直下にはアプライト・ペグマタイトの、また岩体中位にはアプライト・ペグマタイト複合岩床の卓越がみられるが、下位にいくほどその発達は弱くなる。

新第三紀大崩山花崗岩 I・II 及び小型深成岩体(古期花崗岩類 I)の貫入により、本地域の北西部に分布する秩父累帯・四万十累帯・新第三紀見立層・祖母山火山岩類は、広範囲に接触変成作用を受けている。この接触変成作用により広く堅硬なホルンフェルスになっており、泥質岩に、黒雲母・堇青石・斜方輝石が生じている。本地域の接触変成岩をこれらの変成鉱物の出現により深成岩に近い方から外に向かって、斜方輝石帯・堇青石帯・黒雲母帯の 3 帯に分帯した。

第四系は、阿蘇火山噴出物、河岸段丘堆積物及び沖積層からなる。

阿蘇火山噴出物は、阿蘇火山の 4 回の大規模な活動の産物の内、後半の阿蘇-3 と阿蘇-4 火砕流堆積物が認められた。給源から 40-60 km も離れているため、火砕流堆積物は火砕流台地をなさず、谷沿いに点在している。阿蘇-3 火砕流堆積物は主に安山岩質の溶結凝灰岩からなり、約 12 万年前に噴出、阿蘇-4 火砕流堆積物はデイサイト質の溶結凝灰岩と火山灰からなり、8-9 万年前に噴出したと考えられている。

段丘堆積物は、1 と 2 が区分される。段丘堆積物 1 は北川沿いや小川沿いの小規模な段丘において、阿蘇火砕流堆積物の下位、あるいはほぼ同じ高度に分布する。段丘堆積物 2 は本地域の河川沿いに分布し、阿蘇-4 火砕流堆積物よりも低い高度にあり、より新しいと推定する。

### III. 秩父累帯南帯のジュラ系-下部白亜系

(酒井 彰)

熊田地域及びその周辺地域の秩父累帯南帯の本格的な研究は、藤井(1954)に始まり、通商産業省(1967)、神戸・寺岡(1968)、Murata(1981)などがあり、最近では寺岡ほか(1990,1992)、酒井ほか(1993)がある。

本地域の秩父累帯南帯に属する地質体は、本地域の北西隅の宇目町木浦内から藤河内上流にかけての地域を占め、彦ノ内層、尺間山層及び床木層が北から南へ順次帯状に配列する。尺間山層は、チャート・碎屑岩シーケンスからなり、他の 2 層は泥質基質のメランジュからなる。なお、メランジュには様々な規模の各種岩石・堆積物を含むが、本報告では幅・長さともに 50 m 以上で地質図に示すことができるものを岩体、それよりも小規模で砂粒よりも大きいものを岩塊と呼ぶ。これらの各層は、北東-南西方向の断層に切られて帯状分布をしており、北西から南東に順次その上限の時代が新しくなる傾向が認められる。酒井ほか(1993)は、三重町地域南西隅の環状岩脈の内側(南西側)に分布する地質体を尺間山層としたが、本報告では、岩相の特徴から彦ノ内層であることがわかったので訂正する。本地域の彦ノ内層は環状断層の内側にのみ分布する。すなわち、環状断層によってその内側が陥没し、その内と外とで割裂

レベルが異なることにより分布の変位が生じたと考えられる。

これらの各層は、新第三系見立層に不整合に覆われる。

### Ⅲ. 1 彦ノ内層(Hk)

神戸・寺岡(1968)の命名による。

本地域の北西隅、宇目町べにがら谷の流域にわずかに分布する。本層は泥質基質のメランジュからなり、砂岩泥岩互層・砂岩・チャート・珪質泥岩の岩塊を含む。岩体としてはチャートが幾つか見られるのみである。砂岩は量としては多いが泥岩を頻繁に挟んでおり、まとまった岩体として示すことはできない。南東縁部では砂岩が厚くなりチャート・碎屑岩シーケンス(松岡, 1989)のように見えるが、チャートの連続性はあまり良くない。砂岩泥岩互層は単層の厚さ 5-50 cm の砂岩勝ちの砂岩泥岩互層である。数 10 m-200 m の厚さの泥岩が数枚挟まれるが、層準は特定できない。彦ノ内層全体でみると、砂岩泥岩互層が最も多く、チャートより多い。

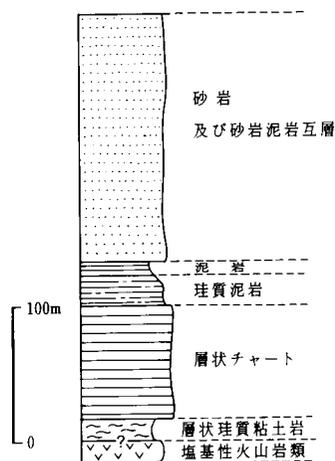
環状断層の内側に分布しているので、程度の差はあれホルンフェルス化していて、放散虫化石は産出しなかった。

### Ⅲ. 2 尺間山層(Sk)

神戸・寺岡(1968)の命名による。

寺岡ほか(1990)は、神戸・寺岡(1968)の彦ノ内層及び小園層の一部を含めて尺間山層としたが、本報告では酒井ほか(1993)に示されたように岩相と地質時代に違いが認められることから、ほぼ神戸・寺岡(1968)の層序区分に従う。本層は宇目町奥江から木浦内の西方山腹にかけて分布する。

尺間山層は、チャート・碎屑岩シーケンス(松岡, 1989)からなり、それが断層で繰り返す。チャート・碎屑岩シーケンスの基本的な岩相層序は、下位から層状珪質粘土岩・層状チャート・珪質泥岩・



第6図 尺間山層の模式柱状図  
松岡(1989)に加筆。層状珪質粘土岩は本地域では確認されていない(酒井ほか, 1993)。

泥岩・砂岩泥岩互層及び砂岩の順に重なる(第6図)。本地域では、層状珪質粘土岩は確認できなかった。チャート・碎屑岩シーケンスは、層状珪質粘土岩の基底またはチャートの基底の断層で切れ、繰り返す。西山川と中岳川の間稜線をなすチャートが一番見かけの厚さが厚く、それも含めよく連続するチャート岩体が環状断層の外側では三重町地域にかけて10岩体以上(第7図)、内側で6岩体認められる。このことは、チャート・碎屑岩シーケンスが少なくともチャート岩体の数だけ繰り返していることを示す。また、木浦内から御泊に越える道路沿いには、砂岩の見かけの上位にチャート砂岩-角礫岩が分布する。杉ヶ越の道路から北西に延びる国有林の林道沿いにも、厚さ10-20mのチャート礫岩が砂岩中に4枚認められる。礫岩は、5-10mm径のチャートの角礫だけからなり、基質も角ばった中-粗粒砂大のチャート片からなる砂岩である。チャート砂岩もほとんどがチャート岩片からなり、砂粒は角ばっているにもかかわらず、基質は少ない(第8図)。

チャートは灰色・淡緑色・赤色及び黒色を呈する、一般に単層の厚さが1-5cmの層状チャートである。泥岩は黒色ないし暗灰色で、剪断されていることが多い。砂岩は灰色を呈し、中-粗粒の長石質アレナイトである。中岳川上流域の木浦内付近では、砂岩よりも砂岩泥岩互層の量が多くなる。珪質泥岩は灰色または淡緑色で5-10cm程度の単層の厚さで層状を呈するものと、塊状のものがある。塩基性火山岩類は、一般に溶岩と火砕岩から構成されている。

本層の珪質泥岩から放散虫化石が産出した(第2表)。

### III. 3 床木層(Yk)

神戸・寺岡(1968)の命名による。



第7図 尺間山層の層状チャート (西山川の林道沿い)



第8図 尺間山層の砂岩の見かけ上位に重なるチャート礫岩（御泊-木浦内林道）  
 a 図のように一見して塊状に見えるが層理面を持つ。b 図は a 図の中央右端の拡大。最大径 1-1.5 cm のチャートの角礫をチャートの砂粒が埋めている。

秩父累帯南帯を構成する地質体のうち最外縁部に位置する地質体である。本層の南縁は仏像構造線で南側の四方十累帯の白亜系十根川層と境される。北側は宇津々断層(寺岡ほか, 1990)の延長断層で尺間山層と接する。その分布幅や岩体・岩塊の量比は場所により変化する。環状岩脈の外側、すなわち奥江から木浦内入口にかけての地域では、本層は幅 700-800 m から 1 km の幅で分布し、塩基性火山岩類と石

第2表 熊田地域の秩父累帯南帯から産出した放散虫化石

登録番号(GSJ R-)	66006	66005
	地質図中の放散虫産出地点番号	1
岩種	sm	sm
地層名	Sk	Yk
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rüst)		cf.
<i>Hsuum brevicostatum</i> (Ozoldova)		cf.
<i>Hsuum</i> spp.	X	X
<i>Parvicingula</i> sp.		X
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.		X
<i>Stichocapsa robusta</i> Matsuoka	X	X
<i>Thanarla conica</i> Pessagno		X
<i>Tricolocapsa tetragona</i> Matsuoka	cf.	
<i>Tricolocapsa</i> sp.		X
<i>Willriedellum crystallinum</i> Dumitrica		X

sm : 珪質泥岩 Sk : 尺間山層 Yk : 床木層

灰岩の岩体が卓越する。一方、岩脈の内側では、宇目町木浦内から桑原川最上流にかけて分布する床木層は、分布幅が1kmを越え、石灰岩とチャートの岩体が主で、塩基性火山岩類は地質図に図示できる大きさのものはなかった。

床木層は、岩体を除くと石灰岩・チャート・珪質泥岩・塩基性火山岩類・砂岩などの様々な大きさの岩塊を含む泥質基質のメラングジュからなる。一部には塩基性火砕岩を基質とし、石灰岩やチャートの岩塊を含むメラングジュも見られるが、量的にはわずかである(第9図)。チャートや砂岩、石灰岩などの岩塊は、角ばった礫・岩塊として泥質基質中に含まれる。

石灰岩の巨大岩体は中岳川に沿って分布しており、石灰岩特有の急崖を形成している。石灰岩には淡灰色のものと黒色のものがあり、大切峠に分布する岩塊は黒色を呈する。両石灰岩とも、ホルンフェルス化を受けており、径3-10mmの結晶粒になっている。

今回、珪質泥岩から放散虫化石が産出した(第2表)。

### III. 4 化石と時代

本地域のチャート・珪質泥岩・泥岩について、放散虫化石の抽出を試みた。本地域の彦ノ内層は環状岩脈の内側に分布しているので、ホルンフェルス化を強く受けており、同定に耐える放散虫は産出しなかった。尺間山層の珪質泥岩(奥江-木浦内の道路沿い、GSJ R-66006)と、床木層の珪質泥岩(中岳中腹の林道、GSJ R-66005)から放散虫が産出したが、保存は良くない(第2表)。共に中期-後期ジュラ紀を指示する。

酒井(1993)によれば、各層の泥岩から産出した放散虫化石により、彦ノ内層は中期ジュラ紀、尺間山



第9図 床木層の塩基性火砕岩を基質とするメラングジュ（木浦鉱山上方の林道）  
上方は層状チャート、ハンマーの部分やその向こう、手前は石灰岩の岩塊

層は中期ジュラ紀-後期ジュラ紀前期，床木層は後期ジュラ紀-前期白亜紀とされている。

以上に述べたように，秩父累帯南帯では北から南に向かって地質体の上限の時代が次第に若くなる傾向が認められる。

### Ⅲ. 5 地質構造

秩父累帯南帯中下部ジュラ系-下部白亜系の地質体は，東北東-西南西走向で $60^{\circ}$ 以上傾斜し，北東-南西ないしは東北東-西南西走向の急斜した逆断層に境されて帯状に分布している。彦ノ内層や尺間山層で確認出来る限りでは北傾斜北上位の同斜構造を示す。また，尺間山層にはチャートの下盤側に断層が多く，チャートの走向と斜交するため，チャートが見かけ状次第に薄くなり，砂岩と砂岩が接している場合がある。

秩父累帯南帯と四万十累帯を境する仏像構造線は， $40-50^{\circ}$ 北に傾斜した逆断層であり，他の境界断層に比べ傾斜が緩い。

褶曲は，西山側沿いの林道や杉ヶ越の途中の林道などで，堆積構造から逆転層の存在が確認されたが，褶曲軸の位置や褶曲の規模などは小褶曲を除き明確なものは確認できなかった。

## IV. 四万十累層群

(奥村公男・酒井 彰・宮崎一博)

熊田地域では北西隅に分布する秩父累帯の地質体を除き、その大部分を四万十累帯に属する地質体が占めており、顕著な帯状配列を示す。秩父累帯南帯とその南側の四万十累帯は仏像構造線によって画される(第4図)。

四万十累帯を構成する四万十累層群は、白亜系の下部四万十層群と古第三系-下部中新統の上部四万十層群に大別され、前者は同累帯の北帯に、後者は南帯に分布する。本地域の大部分には、白亜系下部四万十層群の佐伯亜層群と蒲江亜層群が分布し、東南部の小面積にのみ、上部四万十層群に属する古第三系北川亜層群が分布している。下部四万十層群と上部四万十層群とは延岡衝上で境される(寺岡ほか、1994)。

本地域の四万十累帯に関しては、小スケールの地質編さん図を除くと、従来ほとんど研究報告がない。しかし、周辺地域の四万十累帯についてはこれまで多くの調査が行われており、その研究史は奥村ほか(1985)、寺岡ほか(1990)などに述べられている。齋藤ほか(1996)は椎葉村地域の地域地質研究報告の中で、最近の研究成果について、詳しく総括している。また、亜層群より細かい区分には、新しいユニット名称を提案している。熊田地域の報告にあたっては、混乱を避けるため、既に出版されている近隣する三重町、佐伯、蒲江の各地域の地層名称と共通にした。

本地域には下部四万十層群が広く分布し、椎葉・十根川・日の影・堅田の4層からなる佐伯亜層群と槇峰・八戸両層からなる蒲江亜層群に区分されている(寺岡ほか、1990)。両亜層群は、佐伯亜層群が四万十累帯北帯の北部(佐伯亜帯)、蒲江亜層群が同帯の南部(蒲江亜帯)に位置し、両者は佐伯地域で塚原断層(寺岡ほか、1990)、蒲江地域で蒲江断層(奥村ほか、1985)と呼ばれる断層で境される(第4図)。一方、上部四万十層群の北川亜層群は、本地域の南東隅にわずかに分布し、北側の蒲江亜層群とは蒲江地域で古江断層と呼ばれる低角度の衝上断層で境される。本亜層群は古第三紀の主として砂岩勝ちの砂岩泥岩互層びゅうからなり、別府層と浦尻層に区分される。

### IV. 1 下部四万十層群佐伯亜層群

佐伯亜層群は、泥岩を主とし、砂岩や礫岩部を伴う椎葉層、砂岩の卓越する十根川層、主として泥岩からなる日の影層及び砂岩を主とする堅田層に区分される。これらはそれぞれ断層関係で接し、日の影層と堅田層とは幾つもの地帯に分かれて繰り返し露出している。酒井ほか(1993)によれば、椎葉・十根

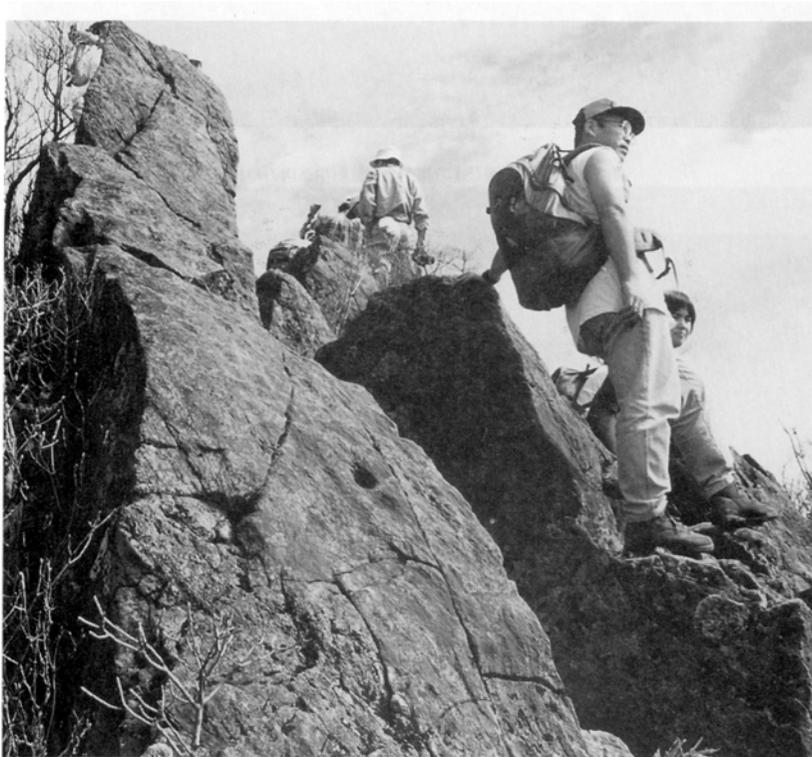
川両層から白亜紀バランギニアン-パレミアンの、日の影・堅田両層からはアルビアン-セノマニ안의放射虫化石を産出する。

本地域の四万十累帯白亜系砂岩は大部分が中-細粒であり、堅田・十根川両層によく発達し、椎葉層や日の影層中にもある。これら佐伯亜層群の砂岩は大部分が長石質ワッケであり、蒲江亜層群のものが中-酸性火山岩片に富む石質ワッケであるのとは著しく対照的である(寺岡ほか, 1990; 寺岡・奥村, 1992)。

#### IV. 1. 1 椎葉層(S, Ss)

椎葉層は、泥岩を主とするが、泥岩卓越部(S)と礫岩を伴う砂岩泥岩互層卓越部(Ss)に分けられる。断層のため上下限とも不明である。

本層は北東-南西方向の断層で北西側・南東側をそれぞれ境されて、約2 kmの幅をもって宇目町田原から中岳林道沿い及び藤河内を経て深成岩類を隔てて、大崩山山頂部(第10図)に分布する。泥岩卓越部(S)は、黒色泥岩と単層の厚さが2-5 cmの泥岩勝ちの砂岩泥岩互層からなる。黒色泥岩は比較的層理が明瞭なことが多い(第11図)。砂岩泥岩互層・砂岩・礫岩からなる砂岩泥岩互層卓越部(Ss)は、厚さ5-30 cmの砂岩泥岩互層が最も多く、塊状砂岩と厚さ10 mの礫岩を挟む。砂岩泥岩互層は余り変形していないが、厚さは頻繁に変わり一定の傾向を示さない(第12図)。しかし、強くホルンフェルス化した地域



第10図 椎葉層(S)の泥岩 (大崩山山頂部)  
堅いホルンフェルスになって、大崩山の山頂部を構成している

ではブーダン構造を示す砂岩泥岩互層が観察される(第 13 図)。礫岩は多くは小-中礫岩である(第 14 図)。礫はよく円磨された砂岩・泥岩・チャート・酸-中性火山岩・花崗岩類などからなる。本地域の椎葉層からは放散虫化石は産出しなかった。



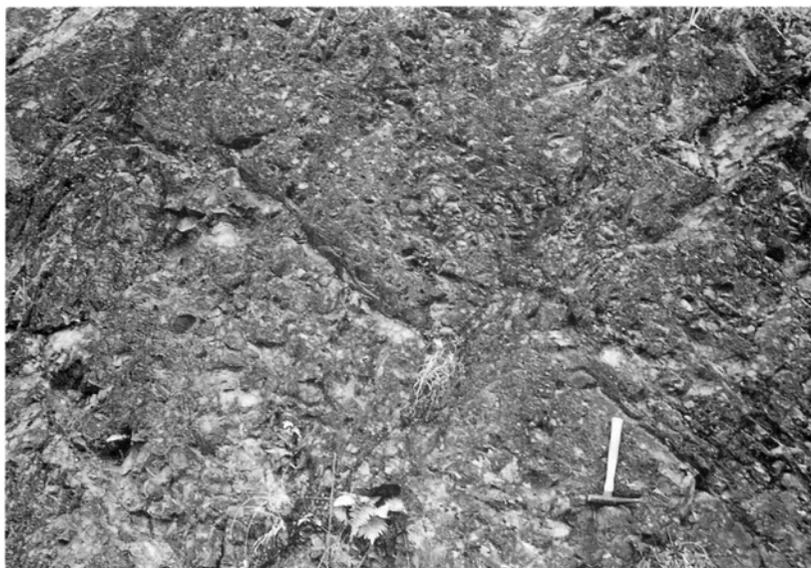
第 11 図 椎葉層 (S) の黒色泥岩 (中岳南方の林道)



第 12 図 椎葉層 (Sa) の砂岩泥岩互層 (中岳林道)



第 13 図 椎葉層 (Sa) のホルンフェルス化してブーダン状の砂岩泥岩互層 (藤河内)



第 14 図 椎葉層 (Sa) の礫岩 (cg, 中岳林道) 最大径 15cm でチャートや砂岩の礫が多い

#### IV. 1. 2 十根川層(T)

十根川層は砂岩卓越層で、下部四万十層群を構成する地質体の中では常に最も北側に分布する。本地域では、三重町地域との境界付近の宇目町中岳川流域、中岳林道沿い、木浦内から藤河内に越える道路及び林道沿い、藤河内上流のキャンプ場を起点とする林道沿いに、北西縁を仏像構造線で、南東側の椎葉層とは北東-南西方向の断層で境されて砂岩卓越部のみが狭長に分布する。三重町地域や佐伯地域のようには泥岩卓越部は分布しない。佐伯地域では椎葉層と整合関係(寺岡ほか, 1990)、三重町地域では断層関係(酒井ほか, 1993)で接する。主に塊状の灰色中粒砂岩からなり、砂岩泥岩互層や泥岩を伴う。

本地域の十根川層からは化石未発見である。しかし、佐伯地域では、泥岩・赤色泥岩から多数の放散虫が得られている。

#### IV. 1. 3 日の影層(Hm)

日の影層は、上位の堅田層とともに佐伯亜層群の上半部を構成し、同亜層群下半部の椎葉層とはどこでも断層関係にある。本層は泥岩を主とし、砂岩・泥岩砂岩互層を伴う地層であり(第15図)、幾筋もの走向断層で切れ、繰り返して露出する。宇目町蔵小野と宮野では厚さ約10mの赤色泥岩を、中岳林道では10m内外の赤色-灰色泥岩を挟む。

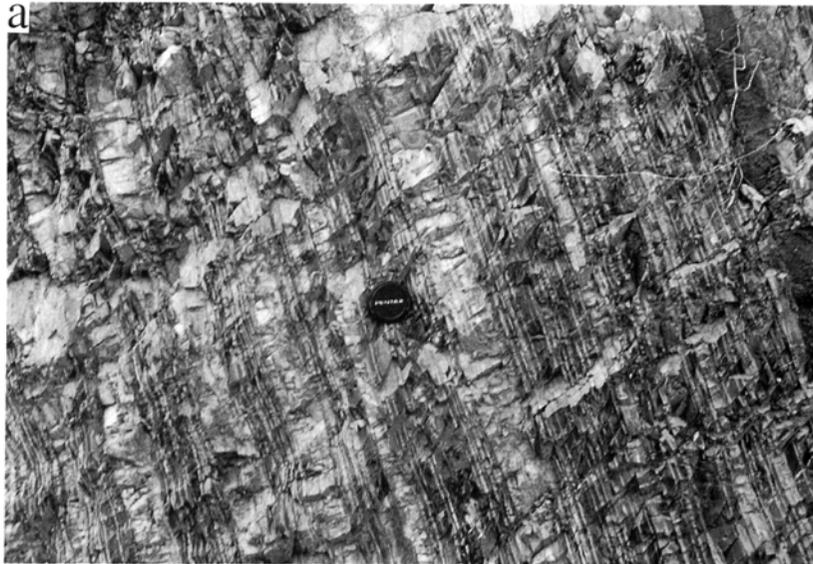
日の影層のうち、泥岩砂岩互層や層理の明瞭な泥岩部ではしばしば小褶曲やスランプ構造が認められる。

今回、宇目町宮野の赤色泥岩(GSJ R-66008)から放散虫化石が産出した。東隣の佐伯地域では、日の影層の泥岩・赤色泥岩・チャート・酸性凝灰岩からは多くの地点で放散虫化石が見いだされており、その群集からして、赤色泥岩やチャートは異地性岩体とみなされている(寺岡ほか, 1990)。

#### IV. 1. 4 堅田層(K, Ka)

堅田層は九州四万十帯北東部の白亜系のなかで最も分布の広い地層である。熊田地域では日の影層とサンドウィッチ構造をなしてほぼ3列に分かれて分布する。日の影層との整合関係は佐伯地域で認められ(寺岡ほか, 1990)、南側の蒲江亜層群とは断層で画される。本層は砂岩及び砂岩泥岩互層を主とし、泥岩や泥岩勝ち砂岩泥岩互層は薄い挟みとしてかなり頻繁に挟在しており、層準によっては厚さが数10mにおよぶ。日の影層と断層関係で繰り返すため本層がどのような岩相層序からなるのかは不明である。一番北側に分布する本層では、宇目町七年谷や国道326号線沿いで見られるように、砂岩または砂岩泥岩互層と泥岩がそれぞれ300-500mの厚さで繰り返す。2列目の宇目町南田原から大平にかけての地域では砂岩または砂岩勝ち砂岩泥岩互層が10-30m、泥岩が数m、単層の厚さ1-5cmの泥岩勝ち砂岩泥岩薄互層が数mという組合せで繰り返す場合がある。南側の北川ダムから北川町袖ヶ内にかけて広く分布する地域では砂岩や単層の厚さ5-20cmの砂岩泥岩互層が優勢となる(第16, 17図)。また、宇目町小長谷では砂岩中に厚さ数mの礫岩が分布する。この礫岩は比較的円磨された径3cm前後の砂岩・チャート・泥岩などの礫からなる。

本地域の中岳林道(GSJ R-66010)と宇目町桑原(GSJ R-66007)の黒色泥岩から放散虫化石が得られた。東隣の佐伯地域では、泥岩から時代決定に有効な放散虫化石が得られている。



第 15 図 日の影層の泥岩砂岩互層(a)及び泥岩(b) (小藤南方)  
この岩相の部分には小褶曲がみられる(b)

#### IV. 2 下部四万十層群蒲江亜層群

蒲江亜層群は寺岡ほか(1985)の命名によるもので、橋本(1962 a)の蒲江・米水津両層群にほぼ相当する。北側の佐伯亜層群とは塚原断層、南側の古第三系北川亜層群とは東隣蒲江地域で命名された古江断



第 16 図 堅田層の砂岩(ハンマーの部分)と砂岩泥岩互層の互層 (宇目町下赤の林道)  
小断層やすべり面で変位し、層理面が斜交している



第 17 図 堅田層(K)の砂岩泥岩互層に貫入した石英斑岩岩脈 (尾原北方林道)

層の延長断層で境される。蒲江亜層群は片理の発達した泥岩や千枚岩からなる榎峰層と、砂岩と砂岩泥岩互層からなる八戸層から構成される。両者は断層で画されており、地域内で何回も繰り返し露出する覆瓦構造を形成している。

榎峰層と八戸層の名称は、今井ほか(1971)によるが、地層区分は奥村ほか(1985)の再定義に従う。

#### IV. 2. 1 榎峰層 (Mm, Ma)

奥村ほか(1985)による。今井ほか(1971)の榎峰層 M2 部層と八戸層 Y2・Y1b 部層を統合。

榎峰層は本地域の南部に分布し、分布の北限は、大崩山コールドロンの外縁である環状断層の外側では蒲江断層、内側では塚原断層である。南限は蒲江地域から延びる古江断層である。古江断層は下部四万十層群と上部四万十層群を境する断層であり、新しい定義による延岡衝上の一部を構成している。

榎峰層は主に片理の発達した泥岩からなり、しばしば泥岩砂岩互層や塩基性火山岩、チャートを伴う。地質図では泥岩や千枚岩の卓越する地層 (Mm) と泥岩砂岩互層が多く挟まれる地層 (Ma) を区別して表示した。また、北東隣の佐伯地域において寺岡ほか(1990)が指摘しているように、チャートや赤色泥岩から産出する放散虫化石は、泥岩中のものよりも古い時代を示すことがおおいので、これらと似た産状を示す塩基性火山岩とともに岩塊として扱った。本地域の榎峰層は上下限を断層で絶たれているのみならず、地質図に描いていない小規模の断層も多い。さらに、有効な鍵層が無いので層序を解明することは困難である。したがって、榎峰層の見かけの層厚は 1,000m を越える。

**泥岩卓越層 (Mm)** 東隣の蒲江地域から続く海岸沿いの山地に広く分布する。西方延長は環状岩脈の内側(大崩山コールドロン内)にも分布するが、砂岩が卓越する八戸層の割合が多く、榎峰層は少ない。環状断層の外側では片理の発達が強く、千枚岩(第 18 図)になっているが、内側では接触変成作用を受けている部分が多く、片理の発達も弱い。本地域の北川町切込川林道沿いの珪質泥岩 (GSJ R-66009) から放散虫化石が得られた。

**泥岩砂岩互層 (Ma)** 本地域東部の環状岩脈付近に分布し、主に泥岩優勢の泥岩砂岩互層からなる。互層する砂岩層の厚さは 1-10 cm 程度で、露頭規模の折り畳み褶曲(第 19 図)が見られる。また、剪断を受けて砂岩がレンズ化していることも多い。まれに 10 m 程度の細粒砂岩層を挟むが、連続しないので地質図には表現できない。

**チャート (c)** 清蔵が谷や八戸北方の谷にまとまって分布するほか、小規模のものが、泥岩卓越層 (Mm) 中に分布する。いずれも、1-10 cm 程度の単層からなる層状チャート(第 20 図)であり、全体の厚さも 1m 以下のことが多く、連続しない。

**塩基性火山岩 (b)** 塩基性火山岩としたものには、玄武岩溶岩、玄武岩凝灰岩、ドレライトが識別され、赤色泥岩及びチャートに近接して産することが多い。規模の小さいものはほぼ全域の榎峰層中で見られるが、規模の大きいものは、北川沿いの下赤南方、宗太郎から下塚、鏡山から続く山地及び飛石北東方に見られる。大規模のものでは枕状溶岩(第 21 図)が観察できる。

#### IV. 2. 2 八戸層 (Y)

奥村ほか(1985)による。今井ほか(1971)の八戸層 Y1a 部層に相当する。



第 18 図 槇峰層の泥質岩 (Mm) (a: 北川町下塚 b: 北川町赤松谷入り口)  
一般に、(a) 南の槇峰層は片理が強く、(b) 北及び環状岩脈内のは弱い



第 19 図 槇峰層の泥岩砂岩互層 (Ma) (北川町葛葉南西林道)  
1-5cmの互層が多く、(a)ときに、厚さ1m以上の砂岩レンズを含み、(b)小規模の褶曲が見られる



第 20 図 槇峰層の層状チャート (C) (赤松谷入り口)  
(b)はクローズアップ



第 21 図 槇峰層の枕状溶岩（北川町飛石） 枕の直径は 30-50cm 程度

環状岩脈の内側の山地や海岸沿いの山地の稜線部や高所に広く分布する。南限を  $20-40^{\circ}$  の緩い角度の断層に切られ、北限は  $60-90^{\circ}$  の急角度の断層に切られていることが多い。八戸層は、主に中粒から粗粒の砂岩からなり、1-3 m の単層からなり成層する。ときに、砂岩泥岩互層を挟む。10 m 以上の厚い砂岩層(第 22 図-a)の下部は、粗粒で、泥岩岩片や細礫を含むことがある。

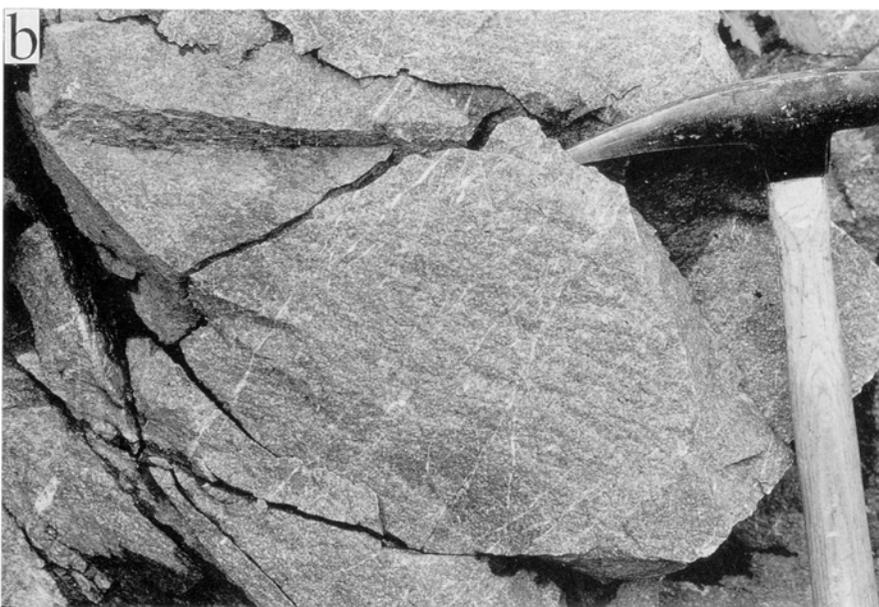
八戸層の砂岩には、白色の細い鈹物脈が入っていることが多く、主にぶどう石や方解石からなる(第 22 図-b)。

八戸層からは時代決定に有効な放射虫化石が見つかっていない。

#### IV. 3 上部四万十層群北川亜層群

北川亜層群は、蒲江亜層群の南側に分布する古第三紀の砂岩優勢の砂岩泥岩互層を主とする地層で、本地域では南東隅にわずかに分布するだけであるが、主体は本地域の東側の蒲江地域や南東側の島浦地域、南方の延岡地域に分布する。蒲江亜層群とは低角度の衝上断層で境される。この断層を蒲江地域では古江断層と呼んだ(奥村ほか, 1985)。南限は、本図幅地域外であるが、やはり低角度の衝上断層で境される。かつてはこの衝上断層を延岡衝上と呼んだが(奥村ほか, 1985)、今回は改めて、橋本(1961)が延岡地域で用いた高平山衝上と呼ぶ。

奥村ほか(1985)によると北川<sup>びゅう</sup>亜層群は低角度の断層を境にして下位から、(1)千枚岩質泥岩と泥岩の卓越する頁岩砂岩互層からなる別府層、(2)主として砂岩層からなる宮の浦層、(3)砂岩泥岩互層からなる浦尻層が区別されている。適当な鍵層がなくかつ化石の産出が少ないので正確な層序関係は分からない



第 22 図 八戸層の砂岩 (北川町深崎)

a : 2m 以上の厚い中-粗粒砂岩層が砕石に利用されている

b : 中粒-粗粒砂岩からなり、ぶどう石・方解石などの鉱物細脈が生じている

が、本報告でもこの区分に従う。本地域には海岸ほど露出は良くないが、別府層と浦尻層の北半部が追跡できた。

#### IV. 3. 1 <sup>びゅう</sup>別府層 (B)

本層は、北川町和戸内山東方の 300 m 以下の小山に帯状に分布する。千枚岩質の泥岩及び泥岩の卓越する泥岩砂岩互層を主体とし、片状砂岩を伴う。北側に分布する蒲江亜層群の槇峰層とは、片理が弱く、砂岩薄層を頻繁に挟むことで区別される。上部を構成する砂岩泥岩互層中の砂岩は部分的にレンズ状になっていることが多い。見かけの層厚は図学的に 500 m 程度と見積もられる。

#### IV. 3. 2 浦尻層 (Ujm, Uja)

本層は、本図幅地域南東隅にあたる北川町家田の 300 m 以下の小山に分布する。蒲江地域から東西方向に帯状分布してきた本層は、北川付近で蒲江地域から続く北東-南西方向の断層に断たれる。断層の西側の地層は南に移動して、本図幅の南側の延岡図幅地域に現れる。

奥村ほか(1985)は、浦尻層を 2 本の東西方向の断層を境として、3 地帯に区分した。本地域には北側の熊野江亜区と中央の奥方亜区の延長部に相当する。地質図では、奥方亜区に分布する泥質岩と主とする部分を Ujm、熊野江亜区に分布する砂岩泥岩互層と砂岩を主とする部分を Uja として表示した。本層の北縁部では北傾斜の逆転層が観察できる。この逆転層は、東隣蒲江地域(奥村ほか, 1985)で大きなアンチフォーム状の横倒し向斜の北翼部であることを記述している。

奥方亜区に分布する泥岩 (Ujm) は、主に泥岩-シルト岩からなり、数 mm から数 cm の厚さの極細粒-細粒砂岩層を頻繁に挟む。砂岩層には一般に級化構造が見られる。層厚は 200-300 m と見積もられている。

熊野江亜区に分布する砂岩優勢層 (Uja) は、主に有律の砂岩泥岩互層からなる。砂岩層は 10-30 cm 程度の厚さのもが多く、級化構造を持っている。最も厚い砂岩層は 1 m を超える。砂岩の下底には生痕やソールマークが認められる。互層中の泥岩層は 1-5 cm である。全体の層厚は 2,000 m 以上と推定されている。

### IV. 4 化石と時代

#### 下部四万十層群

本地域の四万十累層群中の泥質岩及び珪質岩から放散虫化石の抽出を試みた結果、日の影層の赤色泥岩(字目町宮野, GSJ R-66008)、堅田層の黒色泥岩(字目町桑の原, GSJ R-66007)及び珪質泥岩(中岳林道, GSJ R-66010)、槇峰層の珪質泥岩(北川町切込川, GSJ R-66009)の 4 地点から放散虫化石が産出した(第 3 表)。槇峰層からの放散虫化石はアルビアン-セノマニアンを示すが、他の 3 地点からのものは時代を限定できる種が産出せず、前期白亜紀から後期白亜紀前半を指示するにすぎない。

北隣の三重町地域及び東隣の佐伯地域の白亜系の各層の多くの地点において、泥質岩から放散虫化石が産出する。

第3表 熊田地域の四万十累帯から産出した放散虫化石

登録番号(GSJ R- )	66008	66007	66010	66009
地質図中の放散虫産出地点番号	3	4	5	6
岩種	rm	ms	sm	sm
地層名	Hm	K	K	M
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.		X	X	X
<i>Cryptamphorella macropora</i> Dumitrica				X
<i>Dictyomitra formosa</i> Squinabol				X
<i>Dictyomitra montisserei</i> (Squinabol)		X		
<i>Dictyomitra</i> spp.	X			
<i>Diacanthocapsa</i> sp.		X		X
<i>Holocryptocanium barbui barbui</i> Dumitrica	cf.			
<i>Thanarla conica</i> Pessagno	X	X		
<i>Thanarla veneta</i> Pessagno		X		
<i>Patellula</i> spp.			X	X
<i>Preconocaryomma</i> sp.		X	X	
<i>Pseudoaulophacus</i> sp.		X		
<i>Pseudodictyomitra leptoconica</i> (Foreman)				X
<i>Pseudodictyomitra</i> spp.				
<i>Sethocapsa</i> sp.	X		X	
<i>Spongocapsula perampla</i> (Rüst)		X		
<i>Stichomitra communis</i> Squinabol		X		
<i>Stichomitra</i> spp.	X		X	
<i>Xitus spicularius</i> (Aliev)		X		

rm : 赤色泥岩 ms : 黒色泥岩 sm : 珪質泥岩 Hm : 日の影層 K : 堅田層 M : 槇峰層 }

寺岡ほか(1990)及び酒井ほか(1993)によれば、放散虫化石は産出層準・岩相によって種の構成を異にしており、次のような群集に分けられる。

(1) *Archaeodictyomitra apiara*, *A. brouweri*, *A. conica*, *A. cf. lacrimura*, *A. pseudoscalaris*, *A. cf. puga*, *Parvicingula* sp., *Pseudodictyomitra lodogaensis*, *Sethocapsa* sp., *Thanarla cf. pulchra*などで特徴づけられる。この群集は椎葉層の泥岩及び十根川層の泥岩・赤色泥岩から産出し、また日の影層のチャートや赤色泥岩の一部からも見いだされており、寺岡・栗本(1986)の *Archaeodictyomitra brouweri* 群集(バランギニアン-パレミアン)に相当する。

(2) *Holocryptocanium barbui*, *H. geysersense*, *Pseudodictyomitra carpatica*, *P. pentacolaensis*など(1)との共通種もあるが、*Archaeodictyomitra vulgaris*, *A. simplex*, *A. cf. sliteri*, *Novixitus weyli*, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala*, *Squinabolium fossilis*, *Thanarla elegantissima*, *T. veneta*など新しい要素が加わる。この群集は日の影・堅田両層のいろいろな岩相の地層から産出し、Nakaseko and Nishimura(1981)の *Holocryptocanium barbui*-*H. geysersense* 群集(アルビアン-セノマニアン)、または寺岡・栗本(1986)の *Archaeodictyomitra vulgaris* 群集(アルビアンと *H. barbui* 群集(セノマニアン)を合わせたものに相当する。

(3) *D. formasa*, *D. koslove* など *Dictyomitra* 属の化石に富み, *Aliveium*, *Pseudoaulophacus*, *Amphipyndax* などを多く伴っている群集で, 槇峰層の珪質泥岩や泥岩から産する. これは *D. kosloveae* の存在で特徴づけられ, 寺岡・栗本(1986)の *D. kosloveae* 群集に相当するもので, 宇和島地域ではサントニアン-カンパニアン前帯から産出する(寺岡ほか, 1986). 山崎(1987)によると, 和泉層群ではこの種が *D. duodecimcostata* (*D. formosa* と同義)とともにカンパニアン中頃まで多産する. したがって, (3)の群集はサントニアン-カンパニアン前帯を示すものとみなされ, 時代的には Nakaseko and Nishimura (1981)の *Patef-lula planoconvexa*-*Artostrobium urna* 群集と *Amphipyndax enesseff*-*A. tylotus* 群集の両方にまたがる.

泥岩や酸性凝灰岩から産出する放散虫群集によると, 佐伯亜層群の椎葉・十根川両層はバランギニアン-バレミアン, 同じく日の影・堅田両層はアルビアン-セノマニアン, 蒲江亜層群はサントニアン-カンパニアン中頃という時代的範囲にはいる. ただし, 九州西部の佐伯亜帯の地層からは, コニアシアンを指示するイノセラムス・アンモナイト(松本ほか, 1973)及び放散虫・有孔虫(米田・若松, 1987)も得られており, 広域的にみれば, 佐伯亜層群の上限はコニアシアンまでのびることになる. また化石の産出層準を考慮すると, これらの下限が上記の時代より若干古くなる可能性は否定できない. 八戸層の時代については確証がない. しかし, 蒲江亜層群が全体として白亜紀後期後半の堆積物であることは明らかである. チャートや赤色泥岩から産する放散虫化石はまわりの地層からのものより古い時代を示す場合が多く, これらの岩石は塩基性火山岩とともに, 大部分が異地性岩体をなすものと推定される.

#### 上部四万十累層群

小山内ほか(1984)は, 本地域の南隣延岡地域の北川亜層群浦尻層泥岩中から *Theocotyle ficus*, *Calocyclus* sp., *Podocyrtis* sp., *Heliodiscus* sp. などの古第三紀始新世と推定される放散虫化石群集を報告した. また, Mackenzie *et al.*(1990)は北川亜層群中の軸面劈開の発達した砂岩泥岩互層の泥岩部から分離したイライトの K-Ar 年代として  $48 \pm 1$  Ma を報告している. さらに, 北川亜層群の砂岩は石英に富む第三紀型砂岩(1979)であることから, 暁新世から始新世前期の堆積物であると推定されている(寺岡ほか, 1994).

### IV. 5 地質構造

本地域の四万十累帯は, 大部分が白亜系下部四万十層群の分布する四万十累帯北帯に属し, 北縁を仏像構造線, 南縁を延岡衝上で画される. 北帯は, さらに諸塚断層を境として, 北半の佐伯亜帯と南半の蒲江亜帯に分けられる. 佐伯亜帯には佐伯亜層群の十根川・椎葉・日の影・堅田の4層が, 蒲江亜帯には, 槇峰層と八戸層が北東-西南方向の顕著な帯状構造をなして分布する. 四万十累帯南帯に属するのは, 本地域の南東隅だけである. 上部四万十層群の北川亜層群が分布する.

本地域の四万十累層群の傾斜は大部分が北傾斜で, 一般走向は, 環状岩脈の外側では, ほぼ東西から東北東-西南西の直線的であるが, 内側で深成岩の東側では, 岩体の縁を取り巻くように南北が目打ち, 全体として南に凸の屈曲構造を呈している(第5図). いずれも断層で上下限を断たれ顕著な帯状構造を

呈し、同じ地層が繰り返し露出する。

断層は、ほぼ地層の走向に平行したものが多く、北東-南西のほぼ直立した断層があり、東西性の断層に変位を与えている。

**佐伯亜帯** 佐伯亜帯の下部四万十層群の各層とも多くの走向断層または斜走断層によって切られ、何回も繰り返しあらわれるが、北から南に十根川・椎葉及び日の影・堅田層という順に分布し、日の影・堅田層は断層で繰り返す。また佐伯亜層群の南に断層を介して上部白亜系中-上部の蒲江亜層群が分布する。このような地層配列は仏像構造線と大きく斜交しており、東から西へいくにつれ、四万十累帯の白亜系は秩父累帯南帯の中生界によって北側の地層から順次構造的に覆い隠されていくように見える。

四万十累帯内の走向断層はほとんどの場合北に急傾斜している。地質体を画する断層の周辺では地層は走向が変化したり、まくれ上りのためか褶曲していることが多い。褶曲は比較的タイトな褶曲か同斜褶曲をなし、波長 250-500m の褶曲を繰り返すが、褶曲軸はそれほど連続しない。

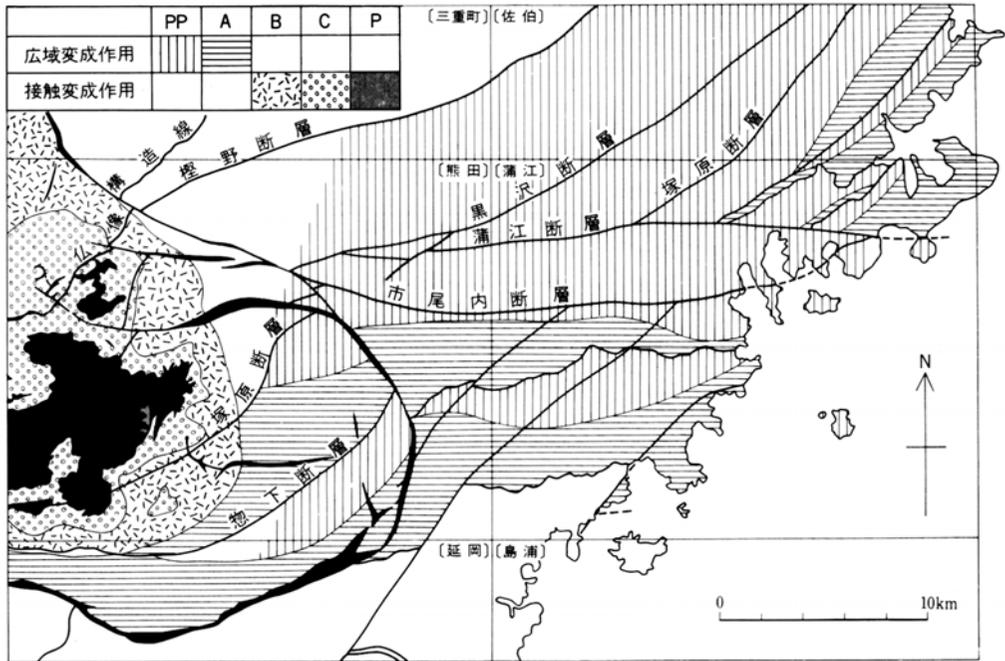
**蒲江亜帯** 主に千枚岩からなり、延岡衝上に近い地域(南側)で千枚岩の片理も顕著であり、一般の傾斜も緩い。部分的には $10^{\circ}$ 程度の地域もある。砂岩からなる八戸層は南限の断層の傾斜が緩く、一般に $30-40^{\circ}$ であるが、北限の断層の傾斜が $60-80^{\circ}$ と急角度である。槇峰層に含まれる塩基性岩やチャートは数 10 m 程度の薄いものが多く、かつ厚さが変化したり、断層に切られたりして長くは連続しない。塩基性岩中の変成鉱物によると、全体に片理の顕著な南部にアクチノ閃石が生じている傾向があるが、断層で繰り返されてぶどう石とパンペリー石も見られる。埋没深度もほぼ類似の地層が繰り返し露出しているためである。

**北川亜帯** 本地域の北川亜帯は小面積の分布であるが、東隣蒲江地域(奥村ほか, 1985)によると、熊野江断層とこれにほぼ平行な東西方向の低角度断層によって、北から別府区、宮野浦区、浦尻区が区別されている。別府区に分布する別府層は、ほぼ東西方向の走向で、北に $25-55^{\circ}$ 傾斜している。熊野江断層の南側の熊野江区の浦尻層は、堆積時の変形と思われる小規模の褶曲や逆転構造が見られるほか、浦尻層は大規模な転倒向斜が認められている(奥村ほか, 1985)。

#### IV. 6 低度広域変成作用

本地域の周辺も含めてより広くみると、秩父累帯の中・古生層と四万十累層群は、深成岩の貫入に先行して、すでに低度の広域変成作用を受けている(今井ほか, 1971)。北東隣の佐伯地域(寺岡ほか, 1990)や東隣の蒲江地域(奥村ほか, 1985)では、佐伯亜層群と蒲江亜層群の北部がぶどう石-パンペリー石相、蒲江亜層群の南部の片理の強く生じた地域がアクチノ閃石の生成で特徴づけられる緑色片岩になっている(第 23 図)。

本報告の第 VI 章で述べるように、本地域の見立層以前の地層は、大崩山深成複合岩の貫入を受けて、その周囲が幅広くホルンフェルスになっている。このため、ホルンフェルス形成以前の広域変成岩は分かりにくくなっているが、深成岩から離れた部分にその片鱗をうかがい知ることが出来る。第 24 図に示す特徴的な変成鉱物の分布から分かるように、アクチノ閃石は南半部の槇峰層で片理の顕著な地域に、



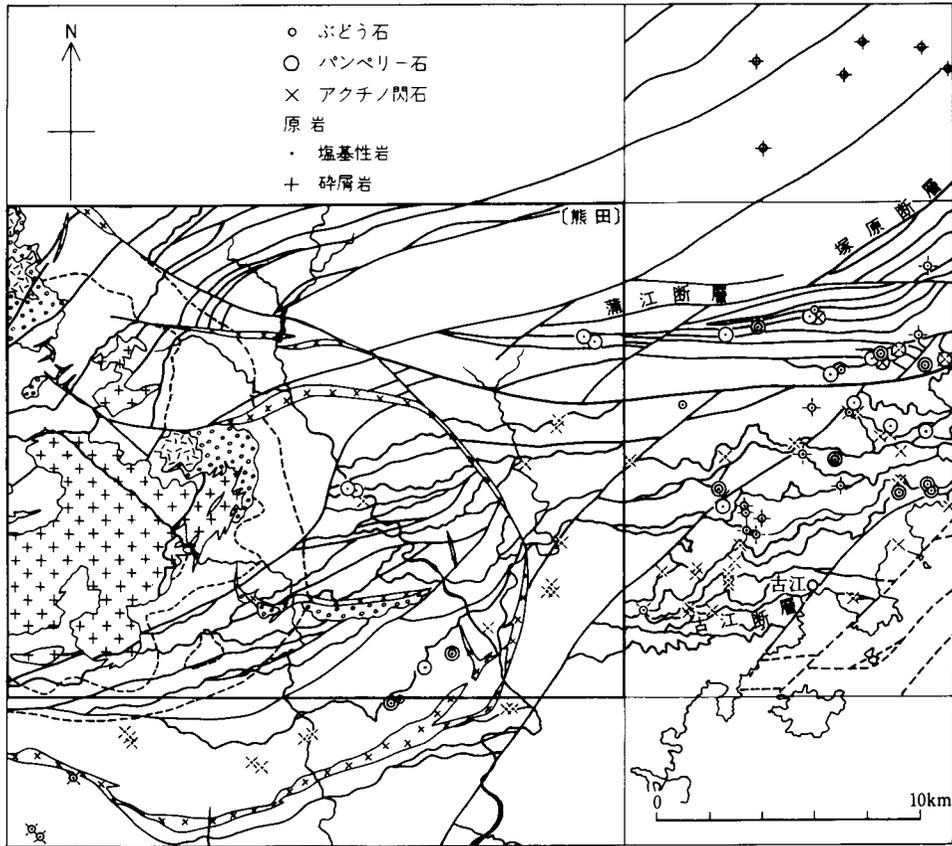
第 23 図 熊田及び隣接地域の変成分帯図

PP: ぶどう石-パンペリー石帯 A: アクチノ閃石帯 B: 黒雲母帯 C: 堇青石帯 P: 斜方輝石帯 黒色部: 中新世深成岩類

ぶどう石とパンペリー石はそれ以外の四万十累層群中に生じている。本地域とその周辺地域の広域変成岩と接触変成岩の分布を地質図中と第23図に示す。これらの低度の広域変成作用の結果生じた鉱物は塩基性火山岩中に生じているが、まれに砂岩中にぶどう石が認められるほかは、砂岩や泥岩中では見られない。したがって、佐伯亜層群のように塩基性火山岩をまれにしか含まない地域の変成度の詳細は分からない。

これらの変成岩の分布は、槇峰層上部がぶどう石-パンペリー石相、下部が緑色片岩相の変成作用をうけており、断層で繰り返し露出していると解釈した。見かけ上の下位に当たる南部にアクチノ閃石帯は広く分布するのは、繰り返しているものの、南部ほど槇峰層下部が多く露出していることになる。

寺岡ほか(1994)は、東隣蒲江地域と北東隣佐伯地域の上部四万十累層群砂岩から抽出した碎屑性カリ長石の K-Ar 年代を測定している。これによると、十根川層のものは  $95.7 \pm 2.7$  Ma、堅田層のものは  $73.4 \pm 2.3$  Ma、槇峰層のものは  $53.9 \pm 1.6$  Ma を示している。カリ長石の K-Ar 系閉鎖温度は約  $150^{\circ}\text{C}$  とされているので、本地域の下部四万十累層群がぶどう石-パンペリー石相 ( $200\text{--}250^{\circ}\text{C}$ ) やアクチノ閃石緑色片岩相 ( $250\text{--}300^{\circ}\text{C}$ ) の変成温度のもとでリセットされたと推定している。すなわち、これらの測定値は、堆積後埋没し、変成作用を受けた後で温度が閉鎖温度以下に低下した時期を示している。化石による年代と同様に、秩父累帯から離れるほど新しくなる。



第24図 熊田及び隣接地域における特徴的変成鉱物の分布 凡例は第5図と共通

### アクチノ閃石帯

代表的には、塩基性火山岩中にアクチノ閃石-エピドート-緑泥石-チタナイト-不透明鉱物土方解石±石英の組合せが生じている。蒲江亜層群の内、南部の槇峰層がこれに属する。一般に、泥岩中に片理が強く、しばしばキンクバンドが生じ、石英の分結脈も出来ている。

### ぶどう石-パンペリー石帯

塩基性火山岩中にぶどう石とパンペリー石の産出で特徴づけられる地帯で、槇峰層の北部が多く見られる。この帯の砂岩中では、まれにぶどう石を含む組合せが認められ、白色の鉱物細脈をなしている。しかし、緑色片岩相の砂岩中では、見られない。代わって、エピドートを含む鉱物脈が見られる。

## V. 新第三系見立層(M)

(奥村公男)

見立層は西隣の三田井図幅地域において加藤(1920)により見立鉱山の鉱床の母岩を覆う礫岩層に対して初めは見立礫岩として定義された。その後、三田井図幅(齊藤ほか, 1958)では、同地域西部に広く分布し、上位には砂岩を含むことを明らかにし見立層と呼んだ。本報告では、三田井図幅に準拠し、宮崎県日之影町見立付近を模式地とし、礫岩を主体とし砂岩を伴う地層を見立層と呼ぶ。

見立層は、北西隣竹田地域と西隣三田井地域境界部の傾山周辺から本地域北東隅の新百姓山にわたる山地や本地域の桑原山の山腹の高所にまとまって分布するほか、大崩周辺や本地域中央部の和久塚山にも分布する。見立層は、秩父累層群や四万十累層群の岩石を不整合に覆い、祖母火山岩類に覆われる。

その時代についてはこれまで、古生代二疊紀(加納ほか, 1962)、中生代白亜紀(加藤, 1920)、古第三紀(松本ほか, 1963)、新第三紀中新世(斎藤ほか, 1958; 小野ほか, 1977; 酒井ほか, 1993)などの諸説が出された。これまで知られていた見立層の分布は大崩山花崗岩類の近傍に限られ、いずれも熱変成作用を受けて堅固なホルンフェルスになっており、時代推定を困難にしてきた。見立層を中新統と推定した主な理由は、(1)見立層がその上位の祖母山火山岩類の噴出に引き続いて堆積したこと、(2)見立層が不整合に覆う下位の秩父累帯や四万十累帯の岩石に比べて変形が弱くかつ緩傾斜であることをあげている。本地域の和久塚には大崩山花崗岩類から離れた露出が見つかり、ほとんど接触変成作用を受けていない。本報告では中新世に堆積したと考えた。

なお、見立層の礫岩はフルンフェルスになっており、堅くて、模様と色彩がおもしろいので、石材として切り出されている(村尾, 1992)。

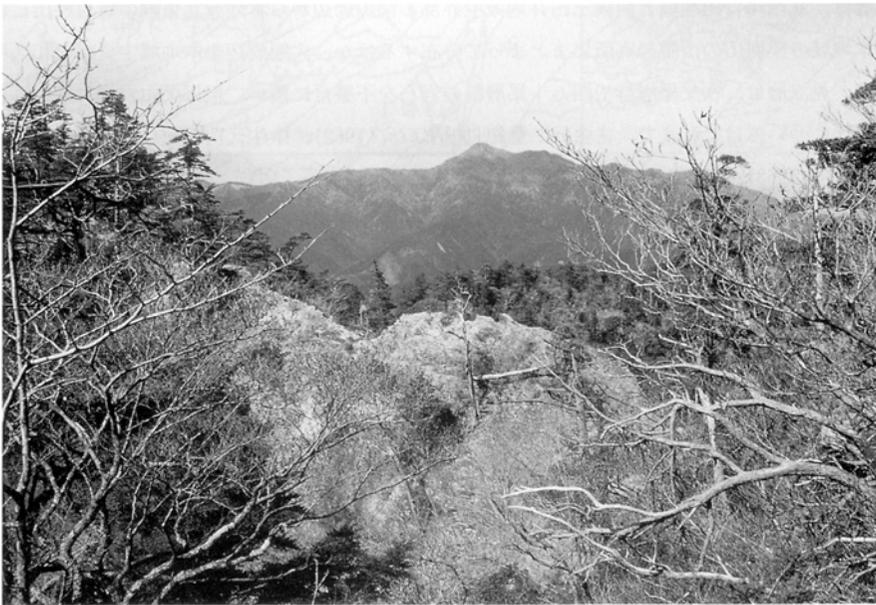
熊田地域では (1)傾山-新百姓山、(2)黒原山-桑原山、(3)香花谷-和久塚に分布が分かれている。

### 傾山-新百姓山

見立層の分布域としては最大であり、日之影町側の谷底(第 25 図)や山腹の 600 m から 1,200 m の高所を鉢巻き状に取り巻いて分布する。下位は、秩父累帯の地層であり、緩い角度で北に傾斜する不整合関係で重なる。見立層は祖母山や傾山の山頂を含めて高所を構成する新第三紀の火山岩類に不整合関係に覆われる。不整合面は対極的に見ると北に緩く傾斜する。見立層分布の基底高度は、分布地域北部のべにがら谷で 620 m、杉ヶ越の県道沿いで約 800 m、新百姓山で 1,200 m(第 26 図)である。新百姓山から南に延びる稜線上の標高 1,162 m の峰でいったん分布はとぎれるが、さらに南の夏木山の 1,200 m 以上の山頂部にも孤立した分布がある。



第 25 図 傾山-新百姓山における見立層の礫岩 (日之影町夏木林道) 花崗岩の礫が多い



第 26 図 夏木山の稜線に露出する見立層 (夏木山山頂付近から北方を望む)  
チャート礫を主とする礫層が、鋸状の凹凸した尾根を作っている

層厚は 40 m 内外，下部は礫岩から始まり全体に礫岩が多くまれに薄い砂岩層をレンズ状に挟む。礫は亜円-亜角礫で径 3-20 cm，不揃い。基質は砂質。種の岩石種は近くの基盤と同じものが卓越する。傾山周辺では，チャート，石灰岩，緑色岩や深成岩礫の巨礫(1 m 以上のものあり)も報告されている(斎藤ほか，1958)。砂岩は分級悪く，中-細流で淡灰色。ほぼ水平。傾山南部から見立にかけて，上部に向かって細流になり，最上部に酸性凝灰岩を帯びる部分あり。層厚は 100 m 以下(斎藤ほか，1958)。

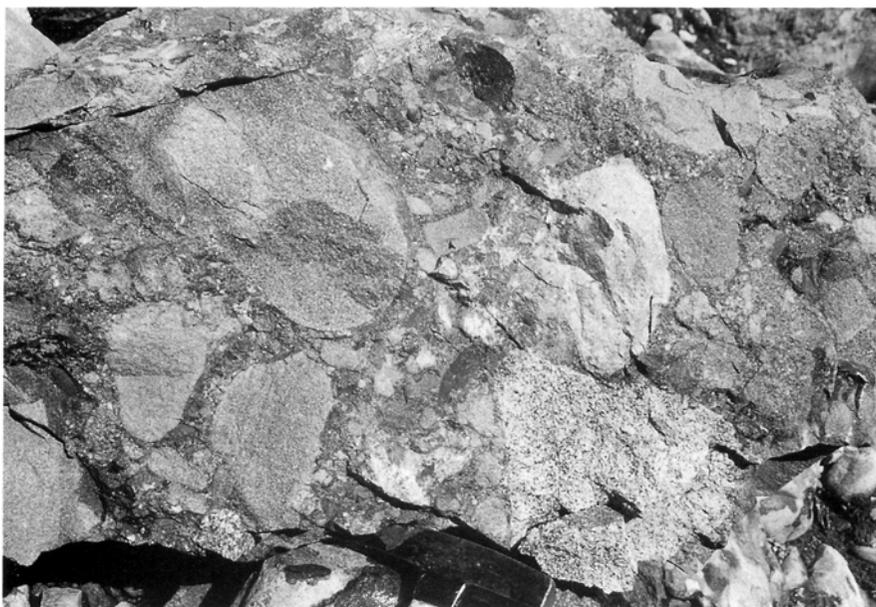
## 桑原山-黒原山

祝子川から下赤に越える山道や途中から桑原山に登る道に分布する。仁田ノ内西方の道路沿いには礫岩層からなる急崖ができています。花崗岩に接近しているためホルンフェルスになっている(第 27 図)。四十累層群の堆積岩を不整合に覆い、不整合面は黒原山西方で 800 m、仁田ノ内西方で 450 m であり、大局的には北西に緩く傾斜している。見立層分布の最高標高点は桑原山登山道で 1,050 m である。礫種は砂岩が多く、まれに深成岩や石灰岩が見つかる。礫径は 5-20 cm で、途中に砂岩層を挟む。地層は緩く北西に傾斜し、走向は矢立峠西方で N70° E、20° N である。

## 和久塚

熊田図幅地域南部の和久塚山から桧山にかけて、貫入岩脈の南側に沿って、標高 220 m 以上の高所に分布する。分布の最高標高は、和久塚の 591 m である。北川町深崎<sup>こうか</sup>から南に延びる香花谷沿いの建設中の林道の工事現場に良く露出する(第 28 図)。香花谷において、東西に延びる花崗斑岩の岩脈に架かる滝を林道が登り切った地点の標高約 230 m の谷底に沿って幅約 100 m の細長い地帯に露出する。東方延長は木口谷の最上流部の谷底に露出するが、さらに東の北川本流の屋形原付近には見られない。西方延長では建設中の林道沿い、河原谷上流に露出する。厚さは 300 m を越える。

見立層基底の不整合面は、現地形と似て凹凸しており、香花谷では谷底から比高 300 m の高さにある林道の工事現場の屈曲に応じて繰り返して不整合面が認められる。礫種は主に砂岩と泥岩からなり、深成岩や石灰岩、緑色岩は認められない。礫径は、5-10 cm が多く、基質は砂である。



第 27 図 桑原山山麓における見立層 (北川町黒原南西の林道)  
石灰岩を多く含み、接触変成作用を受けて、アクリノ閃石ができています



第 28 図 和久塚付近の見立層（香花谷から登る林道，黒原-俵野線）  
広域林道の新設によって，見立層の大規模な露頭が現れた  
a：10m 近い垂直な露頭，緩く傾斜している b：クローズアップ

大崩山花崗岩類から離れており、接触変成作用の影響が認められず、ハンマーで容易に礫が取り出せる程度の緩い固結度である。ほかの産状に比べて、宮崎層群基底の礫岩や庵川礫岩と類似の固結度である。道路の工事に当たって、パワーシャベルで削れた部分が多い。林道の壁面は、ほぼ垂直な 10 m 以上の崖のまま維持されている。中に砂層をはさみ、緩く北に傾斜する。

## VI. 大崩山火山深成複合岩体

(高橋正樹)

大崩山火山深成複合岩体は、開析が進んだ結果その地下構造が地表に露出している、中期中新世のバياس型カルデラ群である(Takahashi, 1986)。大崩山火山深成複合岩体では、まず大量の火砕流(祖母山デイサイト火砕流群)が噴出して祖母山コールドロン(18×13 km)が陥没した。次いで大量の溶岩(傾山無斑晶質流紋岩)が流出して溶岩台地が形成され、その後再び大量の火砕流(傾山デイサイト火砕流群)が噴出して、傾山コールドロン(12×6 km)の沈降がみられた。これらのコールドロン群の形成の後、主として輝石安山岩質の厚い溶岩流と火砕流・降下火砕堆積物からなる平坦な地形の成層火山群が噴出し、最後に、大規模な環状岩脈から大量の火砕流(国見岳流紋岩火砕流)が流出して、大崩山コールドロン(33×23 km)が陥没し、バソリス状の花崗岩体(大崩山花崗複合岩体)が貫入して活動は終了した。祖母山火山岩類は、こうした一連の活動によって生じた噴出岩類の総称である(松本・宮久, 1973; 小野ほか, 1977)。

祖母山火山岩類の K-Ar 年代としては、 $12.8 \pm 0.5$  Ma(傾山無斑晶流紋岩)、 $12.7 \pm 0.4$  Ma 及び  $12.4 \pm 0.4$  Ma(祖母山安山岩)が(村尾・松本, 1991)、また花崗岩類の K-Ar 年代としては  $13.8 \pm 0.9$  Ma(黒雲母: 大崩山岩体)(柴田, 1978)及び  $13.7 \pm 0.8$  Ma(全岩: 大崩山岩体)(Shibata and Ishihara, 1979)が得られており、両者は誤差の範囲内でほぼ一致している。大崩山火山深成複合岩体は、100 万年以内の比較的短期間にその活動を終了したのかもしれない。

### VI. 1 祖母山火山岩類

祖母山火山岩類の主要な部分は、隣接する三田井、竹田両図幅内に分布しており、本図幅内では、標高 800-1,000 m 以上の山岳地域の稜線部に、基盤を不整合に覆ってわずかにその分布が認められるに過ぎない。北西部の祖母山火山岩類本体に連続する地域では、標高 800 m 以上に分布し、下位の斑状溶結凝灰岩(層厚 100 m 以上)が、上位の流理構造の発達した無斑晶質流紋岩溶岩(層厚 200 m 以上)に覆われる。また、南部の桑原山山頂付近では標高 1,200 m 以上に出現し、下位の斑状溶結凝灰岩(層厚約 150 m)

が、上位の角礫質溶結凝灰岩(層厚 250 m 以上)に覆われる(第 29 図)。斑状溶結凝灰岩は祖母山デイサイト火砕流堆積物(第 30, 31, 32 図)に、無斑晶質流紋岩溶岩は傾山無斑晶質流紋岩溶岩(第 33 図)に、また、角礫質溶結凝灰岩は傾山デイサイト火砕流堆積物(第 34 図)に、それぞれ対比できる。桑原山付近では、下位の祖母山デイサイト火砕流の上位に、傾山無斑晶質流紋岩溶岩を欠いて傾山デイサイト火砕流堆積物が直接堆積しており、傾山周辺地域に噴出し溶岩台地を形成した無斑晶質流紋岩溶岩は、南部の桑原山付近にまでは到達しなかったことを示している。これらの火山岩類は、いずれも大崩山花崗複合岩体の貫入による熱変成作用を受け、ホルンフェルス化している。

#### VI. 1. 1 祖母山デイサイト火砕流堆積物(Sd)

最大長径 10 cm 以下の本質レンズが発達した、斑状鉱物の目立つデイサイト質溶結凝灰岩である。基質にはユータキシティック組織がみられるが、ほとんど脱ガラス化している。また、熱変成を受けたものでは、再結晶作用が進み基質組織が不明瞭となるとともに、微細な黒雲母集合体が生成している。斑状鉱物は、自形-破片状の斜長石、石英、カリ長石、黒雲母であり、副成分鉱物として、ジルコン、燐灰石、ざくろ石、チタン鉄鉱などを含む。多くの場合変質が進み、長石はセリサイト化、アルバイト化、炭酸塩化、粘土鉱物化などが著しい。黒雲母も大部分緑泥石化している。

#### VI. 1. 2 傾山無斑晶質流紋岩溶岩(Kr)

斑晶をほとんど含まない無斑晶質流紋岩溶岩である。石基は脱ガラス化して潜晶質となっており、各



第 29 図 大崩山山頂よりみた桑原山(標高 1,407 m)

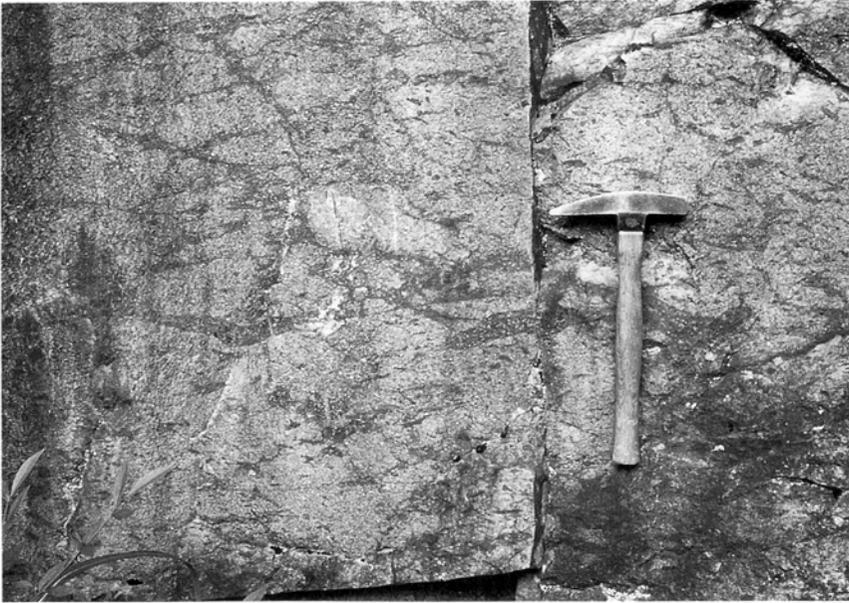
熱変成を受けた祖母山火山岩類が、周囲から突出した屋根状部を構成している。その下位の急崖部は大崩山花崗岩体からなる



第 30 図 強溶結した祖母山デイサイト火砕流堆積物と下位の見立層砂岩との不整合境界部 (三田井地域傾山麓桑原谷) 写真の縦方向が約 5m に相当



第 31 図 強溶結した祖母山デイサイト火砕流堆積物中に発達する柱状節理 (三田井地域傾山麓タカハタ谷) 節理の幅は約 80cm



第 32 図 溶結した祖母山デイサイト火砕流堆積物中にみられる本質レンズ(フィアンメ) (三田井地域傾山麓山桑原谷)



第 33 図 傾山無斑晶質流紋岩溶岩中にみられる流理構造 (三田井図幅内傾山麓山桑原谷)



第 34 図 強溶結した傾山デイサイト火砕流堆積物（竹田図幅内傾山山頂付近）  
無斑晶質流紋岩溶岩などのラピリや角礫に富む

鉱物の判別は困難である。流理構造は、主に構成鉱物の粒度の差に原因する。球顆がみられる場合には、放射状のカリ長石と石英から構成される。一般に変質が著しく、セリサイト化、アルバイト化、炭酸塩化、緑泥石化、粘土鉱物化が進んでいる。

### VI. 1. 3 傾山デイサイト火砕流堆積物 (Kd)

斑状鉱物に乏しく、多数の角礫やラピリを含むデイサイト質溶結凝灰岩である。角礫やラピリは、主に先行する斑状デイサイト質溶結凝灰岩やデイサイト-流紋岩質溶岩からなる。基質にユータキシティック組織がみられることもあるが、完全に脱ガラス化し、潜晶質となっている。また、本質レンズはカリ長石と石英の集合体に変化している。少量含まれる斑状鉱物は、斜長石、カリ長石、石英、黒雲母などである。熱変成作用を被っているものには、再結晶作用により微細な黒雲母が生成されている。変質が進んでいることが多く、セリサイト、アルバイト、炭酸塩、緑泥石、粘土鉱物などが生じている。

## VI. 2 小型深成岩体 (Opg)

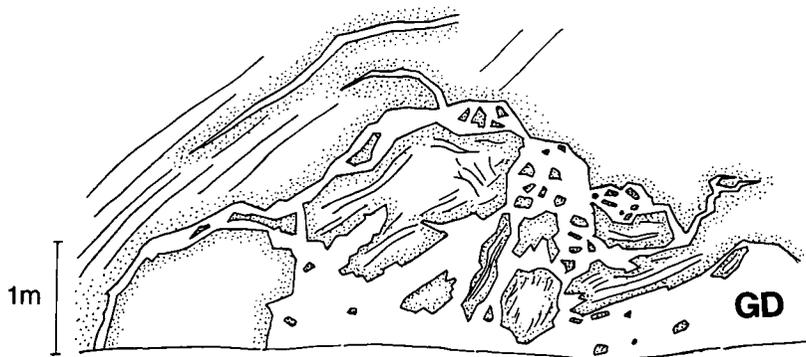
本図幅内に分布する中新世長質貫入岩類は、大部分が大崩山火山深成複合岩体のうち最後の大崩山コールドロンの形成に関わったものであり、岩脈、小型深成岩体、大型のバソリス状深成岩体からなるが、このうち小型深成岩体（古期花岡岩類）は Takahashi (1986) の Older Granitoids I に相当するもので、大崩山コールドロン形成期以前の貫入岩体である可能性もある。

祝子川上流下祝子付近には、斜方輝石を特徴的に含む斑状細粒黒雲母花崗閃緑岩が分布している。本岩体は、露頭サイズから地質図スケールのものに至るまで、大小さまざまな多数の母岩の捕獲岩あるいはセプタを含む、きわめて複雑な内部構造を有する。花崗岩状のものから斑岩状のものまで岩相は変化に富み、一部は明らかに花崗斑岩岩脈に移化している。全体として、単純な岩株というよりは、コノリスともよぶべき形態を示す(第 35, 36, 37 図)。本岩体は、大崩山花崗複合岩体による熱変成作用を被っており、本岩体に接する母岩(四万十累層群の砂岩・泥岩)の一部はミグマタイト化している。

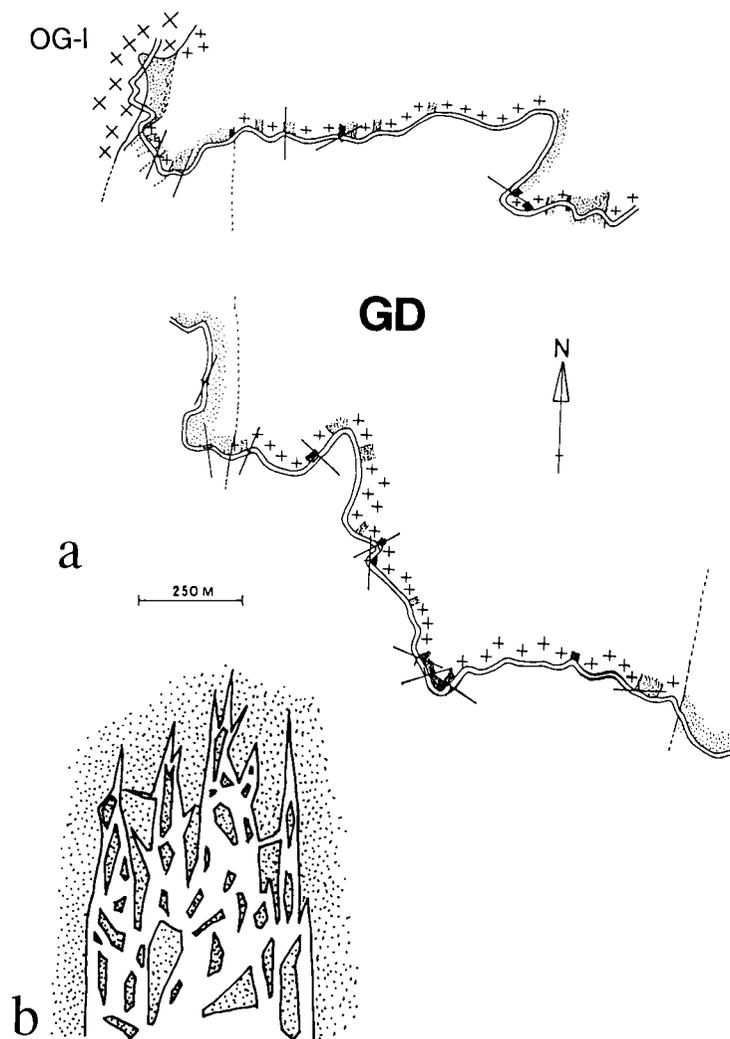
本花崗閃緑岩は、斜方輝石+黒雲母という高温型苦鉄質 S タイプに特徴的な有色鉱物組合せを有し、ざくろ石を含むなど同じく S タイプの性格を備える祖母山コールドロンや傾山コールドロン起源の火山岩類と類似した性質を示すことから、それらとほぼ同時期に活動したものである可能性も考えられる



第 35 図 斑状斜方輝石黒雲母花崗閃緑岩中に含まれる、多数の母岩(四万十層群の砂岩・泥岩)の捕獲岩 (上祝子付近)



第 36 図 斑状細粒斜方輝石黒雲母花崗閃緑岩(GD)と母岩(四万十層群の砂岩・泥岩)との境界部  
母岩は捕獲岩として多数取り込まれている



第 37 図 祝子川上流上祝子付近の斑状細粒斜方輝石黒雲母花崗閃緑岩体の内部構造  
 a: 母岩である四万十層群の砂岩・泥岩を、多数の大型捕獲岩やセプタとして取り込んでおり、きわめて複雑な内部構造を呈する。GD: 斑状細粒斜方輝石黒雲母花崗閃緑岩、OG-I, 大崩山花崗岩 I, 打点部: 四万十層群砂岩, 黒色部: 四万十層群泥岩。  
 b: 内部構造の模式図。打点部は母岩を構成するホルンフェルス化した四万十層群の堆積岩類。

が、貫入時期の詳細については不明である。

#### 斑状細粒斜方輝石黒雲母花崗閃緑岩

主要構成鉱物は、斜長石、カリ長石、石英、黒雲母、斜方輝石で、副成分鉱物として、ジルコン、燐灰石、電気石、磁硫鉄鉱、チタン鉄鉱などを含む。斜長石(長径 0.7-4.0 mm)、黒雲母(長径 1.0 mm 以下)、斜方輝石(長径 1.0 mm 以下)はしばしば大型の自形結晶となり、斑状組織がみられる。石基に相当する部分は花崗岩質(粒径 0.1-0.4

mm)であるが、全体として粒度が不均質で、細粒他形部分と中粒半自形部分が不規則に分布する。カリ長石中のパーサイトの発達はあまりよくない。熱変成作用により微細な再結晶黒雲母や角閃石が生成している場合がある。Sタイプ・チタン鉄鉱系列に属する。

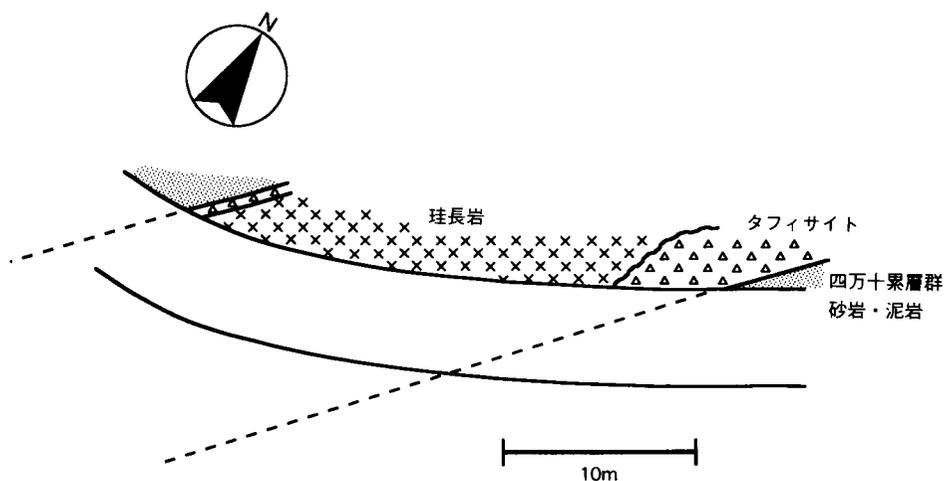
### VI. 3 岩脈(gp, fs)

岩脈には、大崩山コールドロンの外縁を縁取る環状岩脈及びこれと関連した多数の岩脈類がある。本地域の環状岩脈は、隣接する延岡、諸塚山地域のものとは比べるとやや連続性に乏しく、また複雑に分岐しているが、地下では一連の岩脈として連続しているものと推定される。岩脈類の分布は、すべて環状岩脈より内側の大崩山コールドロン内に限られる。コールドロン内には、環状断裂に沿って内側ブロックが沈降した際に多数の断裂が生じ、それらがマグマによって満たされて岩脈類が形成されたものと思われる。

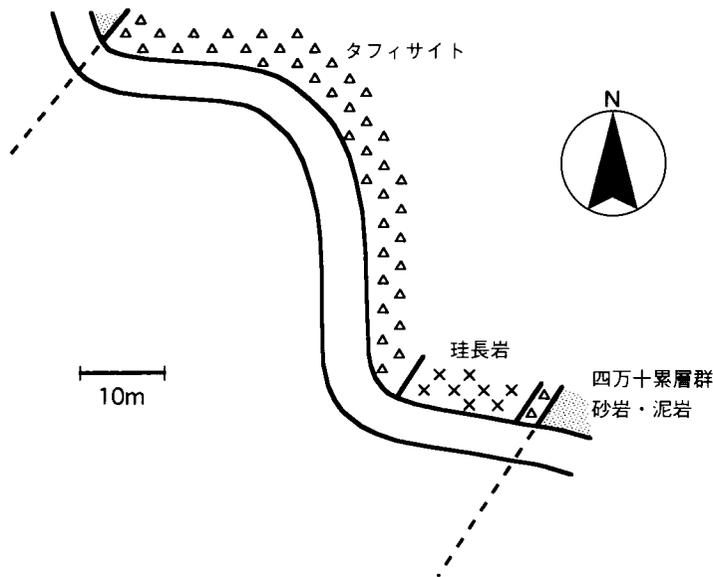
環状岩脈やそれに関連した岩脈類の一部には、花崗斑岩にともなう、斑晶に乏しい珪長岩やタフィサイトの岩脈がみられる。

環状岩脈に付随した珪長岩とタフィサイトの複合岩脈は、北川町深瀬地域の万地谷、北川町飛石地域の森谷谷などでみられ、厚さは、森谷谷で約10m(第38図)、万地谷で約60m(第39図)である。いずれの場合も、珪長岩がタフィサイトに貫かれており、タフィサイト中には、母岩である四万十累層群の堆積岩類に加えて、長径数cmから数10cmに及ぶ珪長岩の角礫が大小多数含まれている(第40図)。森谷谷では、タフィサイトに、さらに角礫岩を含まないタフィサイトが貫入している(第41図)。タフィサイトの貫入は、複数回あったものと推定される。また、複合岩脈と母岩との貫入境界は、直線的できわめて明瞭である(第41図)。万地谷のものは母岩との境界がほぼ垂直であるが、森谷谷のものは、北西側境界が約45°の角度で、環状岩脈の内側に向かって傾斜している。

こうした複合岩脈とは別に、大崩山山頂付近にも、小規模な珪長岩岩脈が認められ、その一部は花崗



第38図 飛石地域森谷谷に産するタフィサイト・珪長岩複合岩脈の産状



第 39 図 深瀬地域万地谷に産するタフィサイト・珪長岩複合岩脈の産状

岩体の貫入により切られている(第 42 図)。これらの珪長岩中には、しばしば流理構造がみられ、その走向・傾斜は、岩脈のそれと調和的である。

本地域では、花崗斑岩と珪長岩、タフィサイトの関係は明らかでないが、隣接する諸塚山図幅内では、タフィサイトに花崗斑岩が直接貫入している。

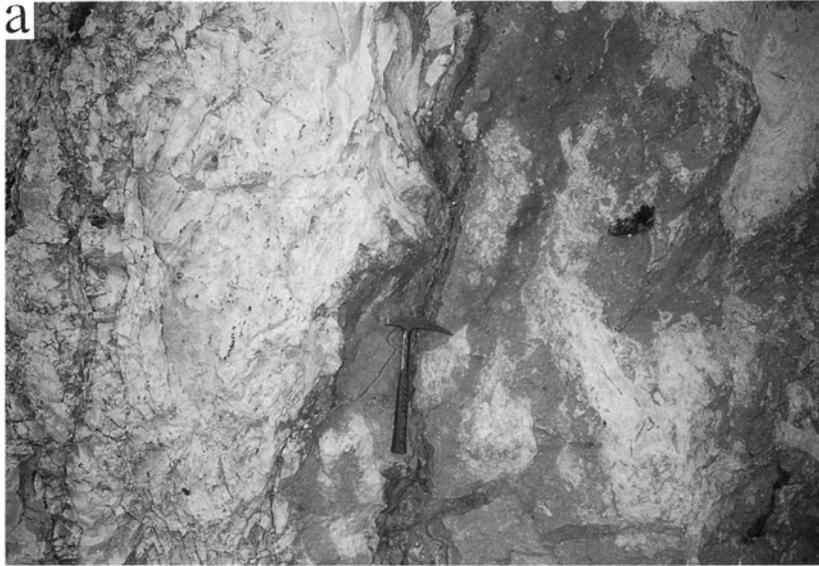
岩脈の貫入順序は、珪長岩→タフィサイト→花崗斑岩である。まず、マグマ溜り最上部の斑晶に乏しい珪長質マグマが液体として環状断裂に沿って貫入し、冷却固化して珪長岩岩脈となる。次いで、激しく発泡して粉体化したマグマが、同一の火道を通って上昇し、一部は噴火して火砕流(国見岳流紋岩質火砕流; Takahashi, 1986)となり、一部は岩脈中に留まって、タフィサイト岩脈となった。そして最後に、マグマ溜りの相対的下位にあった斑晶質マグマが液体として上昇貫入し、固化して花崗斑岩岩脈を形成したものと推定される。花崗斑岩が貫入する以前は、タフィサイト岩脈は、環状断裂に沿って、もっと広範囲に分布していたものと思われる。これらの岩脈を通しての火砕流の噴出の結果、大崩山コールドロンが形成された。

岩脈を構成する、珪長岩、タフィサイト、花崗斑岩は、大部分が顕著な熱水変質を受けている。また、大崩山花崗複合岩体近くの岩脈は、いずれも熱変成作用を受け、ホルンフェルス化している。

#### 珪長岩及びタフィサイト(fs)

珪長岩は少量の長径 1 mm 程度の石英斑晶以外に斑晶をほとんど含まず、潜晶質の石基のみからなる。粒度の差に原因する、流理構造がみられる場合がある。多くは著しく変質しており、セリサイト、アルバイト、炭酸塩、緑泥石、粘土鉱物、黄鉄鉱などが生じている。

タフィサイトは、潜晶質の基質中に、数 mm 程度の珪長岩や母岩である四万十累層群の砂岩・泥岩などの破片、鉱物破片などが多数含まれる。全体として変質が著しく、セリサイト、アルバイト、炭酸塩、緑泥石、粘土鉱物、

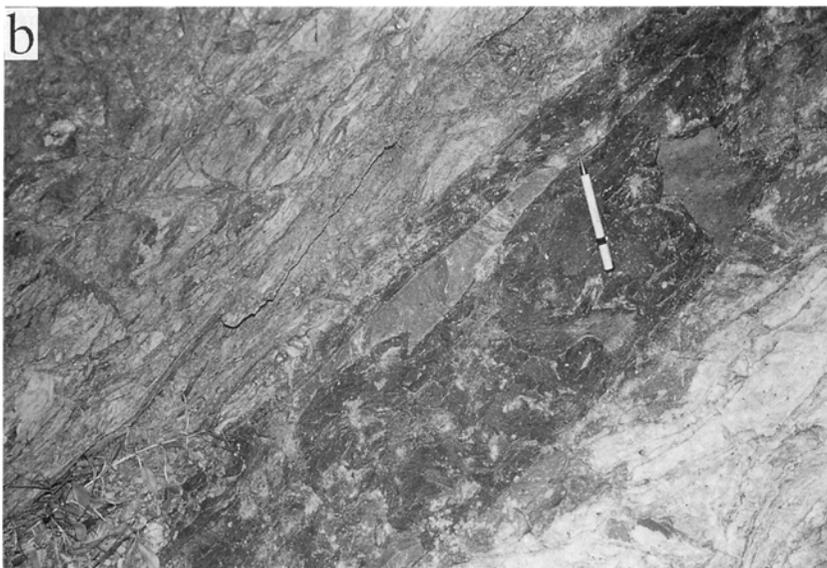
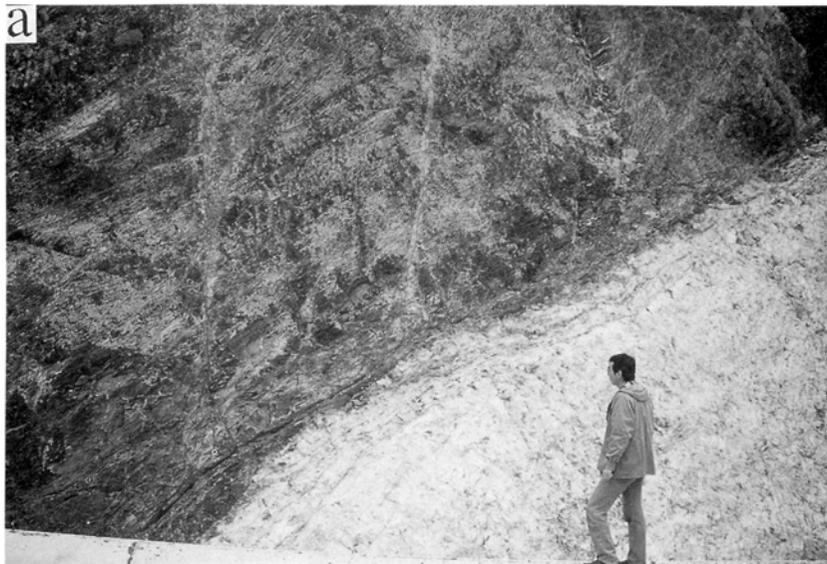


第 40 図 タフィサイト・珪長岩複合岩脈における両者の関係 (森谷谷)  
 a: タフィサイト(灰色部)と珪長岩(白色部)の境界。珪長岩が角礫として取り込まれている。  
 b: タフィサイトが珪長岩中に貫入している。

黄鉄鉱などが生じている。

#### 花崗斑岩(gp)

花崗斑岩は、環状岩脈の一部では特に幅が広く、最大で約 500 m にも達する。斑晶量は、ほぼ 22-48 vol.% であ



第 41 図 タフィサイト・珪長岩複合岩脈と母岩(四万十累層群の砂泥互層)との境界 (森谷谷)  
 a: 母岩の層理面とほぼ平行に貫入している。右側の白色部が複合岩脈のうちの珪長岩。  
 b: 同境界部の拡大写真。左側が母岩。珪長岩(白色部)にタフィサイト(灰色部)が貫入し、さらに角礫を含まないタフィサイト(黒色部)が貫入している。

るが、部分的に斑晶が乏しく石基が細粒となって、珪長岩に近いみかけを示すものも認められる。一方、石基が粗粒となり、斑状細粒花崗岩の様相を呈するものも存在する。また、長径 1-2 cm ほどの、大型のカリ長石斑晶が垂直方向に配列して、流理構造を呈する場合が多い。花崗斑岩中には、長径数 cm-20 cm 程度の、変成した堆積岩の包有岩がしばしば認められる(第 43 図)。これらの高度変成岩包有岩の中には、ざくろ石を含むものもある。花崗斑岩と母岩の堆積岩との境界は、直線的できわめて明瞭である(第 44 図)。北川上流の上赤付付近に貫入する、幅 500



第 42 図 珪長岩岩脈(右上)と大崩山花崗岩 I との貫入境界部 (宇土内小谷源流部、標高 1,300m 付近) 花崗岩が珪長岩の流理構造を切っている



第 43 図 花崗斑岩中にみられる堆積岩起源高度変成岩の包有岩 (北川町上赤付近)



第 44 図 花崗斑岩岩脈と母岩(四十万類層群の砂泥互層)との貫入境界 (北川町上赤付近)  
花崗斑岩は、母岩の構造を明瞭に切って貫入している

m 余りの岩脈の境界部では、細粒の石基を持つ黒雲母花崗斑岩からなる縁辺部に、粗粒花崗岩質の石基を持つ黒雲母花崗斑岩が貫入し、一種の複合岩脈が形成されているのがみられる。

斑晶として長径 1 cm 以下の自形斜長石、カリ長石、石英、黒雲母などを含む。石英にはしばしば丸味を帯びた融食組織がみられる。また、角閃石や斜方輝石、まれに単斜輝石などがみられる場合もある。副成分鉱物は、ジルコン、燐灰石、チタン鉄鉱などである。斑晶量は 48 vol.% から無斑晶質に近いものまで、また石基は細粒花崗岩質、微花崗岩質から潜晶質のものまで粒度変化に富む。石基が微文象組織を示すものも認められる。一般に変質が著しく、斑晶斜長石やカリ長石はセリサイト化、アルバイト化、粘土鉱物化、また斑晶苦鉄質鉱物は緑泥石化している。また、炭酸塩が生じていることも多い。

#### VI. 4 大崩山花崗複合岩体

大崩山火山深成複合岩体の活動は、大崩山花崗複合岩体の貫入をもって終了している。大崩山花崗複合岩体は、珪長岩貫入→国見岳流紋岩質溶結凝灰岩(火砕流)噴出及びタフィサイト貫入→花崗斑岩貫入→大崩山コールドロンの沈降と続いた一連の活動の最後に、先行するすべての火成岩類を切って貫入している。大崩山コールドロンは、バイアス型カルデラの一種であると考えられるが、一般にバイアス型カルデラの活動は、地下への再生マグマ溜りの貫入をもって終了している。本岩体は、冷却固化した大崩山コールドロンの再生マグマ溜りそのものであると推定されている(Takahashi, 1986)。

大崩山火山深成複合岩体における大崩山花崗複合岩体の露出は、本図幅以外にも、隣接する三田井、竹田の各図幅内において認められる。これらの露出や、金属探鉱事業団(1967, 1969, 1970)による、祖母山コールドロン内や傾山コールドロン内、及び木浦鉱山周辺におけるボーリング掘削の結果、また熱変成帯の分布などから、本岩体は、地下では、少なくとも、北西-南東約 40 km、北東-南西約 20 km の連

続した広がりを持つ、大型のバソリス状岩体であると考えられる。木浦鉱山では、環状岩脈の内側に位置する木浦内落水地区で掘削が行われ、深さ標高約-80 mで花崗岩体に到達している(通商産業省, 1970)。

大崩山花崗複合岩体は、本地域では、西部の鬼の目山、大崩山、桑原山、木山内岳などの急峻な山岳地域にその分布がみられる。

### 岩体の形態

大崩山岩体は、祝子川上流の上祝子、二股川西谷上流、曾木川杉の内谷上流、及び隣接する三田井地域網の瀬川上流の上鹿川などの南部では、急傾斜で母岩と接する壁部貫入境界を、また鬼の目山、大崩山、桑原山、木山内岳などの中央部では、水平で平坦な天井部貫入境界を有している。また、木山内岳から藤河内にかけて分布する藤河内岩体では、北東に向かって緩やかに傾斜する貫入境界を持つ。さらに、大崩山北部の金山谷、瀬戸口谷、西方の宇土内谷、桑原山西方武平谷上流、藤河内鋸切谷、七年谷上流などの天井部に、多くの小規模岩体として出現している。岩体全体としては、急傾斜の側面と、平坦な天井を備えた、洗面器を伏せたような形態を示している。急峻な山岳地域の山稜部には、天井部を構成する母岩(主に四万十累層群の堆積岩類)が良好に保存されており、バソリス状花崗岩体頂部の三次元的形態を、天井部境界から最大高度差約 1,000 m にわたって、きわめて良く観察することができる(第 45, 46, 47, 48, 49 図)。

### 壁部貫入境界

壁部貫入境界面は、露頭スケールでは、直線的で、きわめて明瞭に母岩を切っており、部分的にそれらを取り込んでいる(第 50, 51 図)。上祝子付近では、斜方輝石黒雲母花崗閃緑岩体の貫入にともなって



第 45 図 祝子川ダム付近からみた大崩山花崗複合岩体

手前の湖水(標高約 300 m)の右側は、斜方輝石黒雲母花崗閃緑岩体。正面が大崩山(標高 1,643 m)。大崩山の急斜面は、標高 1,300 m 付近まで大崩山花崗岩体からなり、その上位の平坦な山稜が天井部を構成する四万十累層群のホルンフェルス化した堆積岩類からなる。



第 46 図 上祝子付近からみた大崩山花崗複合岩体

左手から 2 番目の三角錐が大崩山。大崩山中腹標高 1,300 m 以下の急崖は花崗岩からなり、その上位の緩斜面を有する山稜が、天井部を構成する四万十累層群のホルンフェルス化した堆積岩類からなる。両者の境界は、ほぼ平坦で水平方向に広がっている。天井部境界から、下位に向かって最大 1,000 m におよぶ、バソリス状花崗岩体頂部の立体的断面を観察することができる。



第 47 図 上祝子・鹿川越付近よりみた大崩山花崗複合岩体

左手の三角錐が大崩山。右手は本山内岳(標高 1,401 m)。山体上部の緩斜面を有する比較的平坦な山稜は、天井部を構成する四万十累層群のホルンフェルス化した堆積岩類よりなる。その下位の急崖部が大崩山花崗複合岩体である。天井部境界から最大 1,000 m の高度差で、バソリス状花崗岩体の頂部が保存よく露出している。



第 48 図 上鹿川付近からみた大崩山花崗複合岩体

左手の山稜は日隠山(標高 1,544 m)、中央及び右手の山稜は大崩山山頂より続く尾根である。緩傾斜面を有する平坦な山稜は、天井部を構成する四万十累層群のホルンフェルス化した堆積岩類からなる。その下位の急崖部が大崩山花崗岩体である。花崗岩体の天井部境界の高度は、日隠山で約 1,000 m、中央の尾根で約 1,300 m、右手の尾根で同じく約 1,300 m である。



第 49 図 大崩山側から見下ろした大崩山花崗複合岩体

眼下の平坦地は大崩山花崗岩からなる鹿川盆地。右側の山は釣鐘山(標高 1,396 m)。左側の山稜部及び釣鐘山上部は、ホルンフェルス化した母岩の四万十累層群堆積岩類より構成される。正面の谷入口付近が花崗岩と堆積岩の壁部貫入境界にあたる。遠方の鋸刃状の山稜の連なりは、花崗斑岩の環状岩脈である。

形成されたとと思われる接触変成ミグマタイトの構造を切って貫入しており、ミグマタイトの形成後に貫入・定置したことが明らかである(第 52 図)。本地域で観察可能な境界面露頭は、上祝子の場合も、西谷上流の場合も、いずれも後述する大崩山花崗岩Ⅱと母岩との境界であるが、隣接する三田井図幅内では、後述する大崩山花崗岩Ⅰと母岩との壁部貫入境界面をみることができる。そこでも、境界面は直線的できわめて明瞭に母岩を切っているが、境界面から幅 20 m 以内は、本体の角閃石黒雲母花崗閃緑岩が、より珪長質な黒雲母花崗岩に漸移しており、境界面に接する幅 20 cm 以内は、特に優白質となっている(第 53 図)。

#### 天井部貫入境界

天井部境界は、標高 1,200-1,300 m 付近に、多少の凹凸は認められるけれども、ほぼ水平で平坦な面として広がっている。天井部貫入境界面も、露頭スケールでは、直線的で、きわめて明瞭に母岩を切っている(第 54 図)。また、母岩は、開口割れ目によって破壊され、部分的に岩体内に取り込まれている(第 55 図)。天井部境界の上位の母岩内には、しばしば下位の岩体から分岐した、水平な花崗岩岩床が発達する(第 56 図)。これは、天井部の母岩がはがされ、岩体内に取り込まれようとしているところを示している。

大崩山花崗複合岩体は、本体を構成する大崩山花崗岩Ⅰとこれに貫入する大崩山花崗岩Ⅱとから構成される。

#### VI. 4. 1 大崩山花崗岩Ⅰ (Ogd, Ogi)

大崩山花崗複合岩体の本体を構成する。標高 1,000 m 付近を境にして、下位は斜長石量がカリ長石量よりも多い角閃石黒雲母花崗閃緑岩-花崗岩、上位が斜長石量よりもカリ長石量に富む黒雲母花崗岩である(第 57, 58 図)。



約第 50 図 大崩山花崗複合岩体の壁部貫入境界 (上祝子付近, 標高 350m)  
a: 花崗岩(白色部)は大崩山花崗岩Ⅱ(粗粒黒雲母花崗岩)で, 母岩は四万十累層群の砂岩からなる. 手前左側の転石の横幅約 3m  
b: 同境界部の拡大写真. 貫入境界面は直線的できわめて明瞭であり, 母岩の構造を切っている.



第 51 図 砂岩を母岩とする捕獲岩 (上祝子付近, 標高350m付近)  
母岩の砂岩が開口割れ目によって破壊され, 岩体中に取り込まれ手いる. 写真の縦方向が約2mに相当する.



第 52 図 部分融解によりミグマタイト化した母岩(四万十累層群砂岩・泥岩)と大崩山花崗岩Ⅱとの境界 (上祝子付近, 標高350m付近)  
ミグマタイトの構造を花崗岩が切って貫入している. ミグマタイトの形成は, 大崩山花崗岩Ⅱの貫入以前であったことがわかる.



第 53 図 壁部境界に発達する花崗岩中の優白質境界層 (三田井地域上鹿川付近, 標高 400 m)

- a : 花崗岩 (白色部) は大崩山花崗岩 I で, 母岩は四万十累層群の砂岩.  
花崗岩と母岩の双方を切ってアプライト脈が貫入している.
- b : 同境界部の拡大写真.  
貫入境界面は直線的できわめて明瞭であり, 境界面から 20cm 程度の幅で, 特に優白質な部分が発達している.



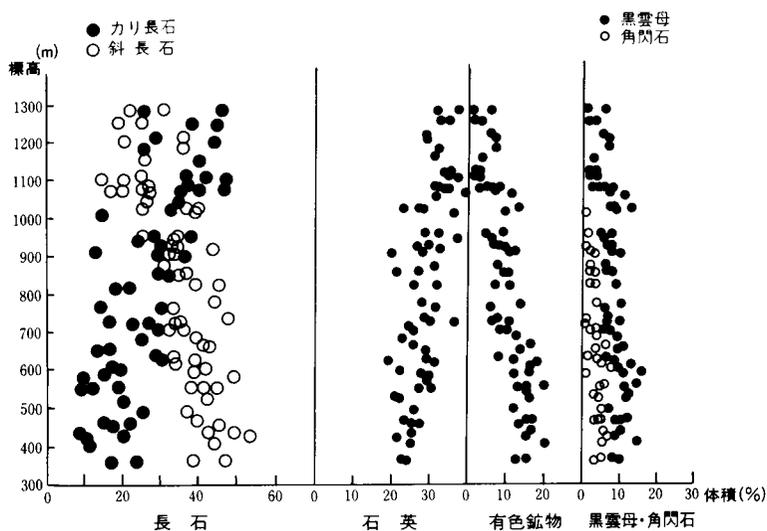
第 54 図 大崩山花崗岩体の天井部貫入境界（鬼の目山北東部，標高 1,300 m）  
ほぼ水平な境界面は直線的できわめて明瞭である。母岩は四万十累層群の砂岩。



第 55 図 天井部貫入境界における捕獲岩の産状（鬼の目山北東部，標高 1,300 m）  
天井部貫入境界において，開口割れ目によって破壊され，岩体中に取り込まれようとしている母岩の四万十累層群砂岩。

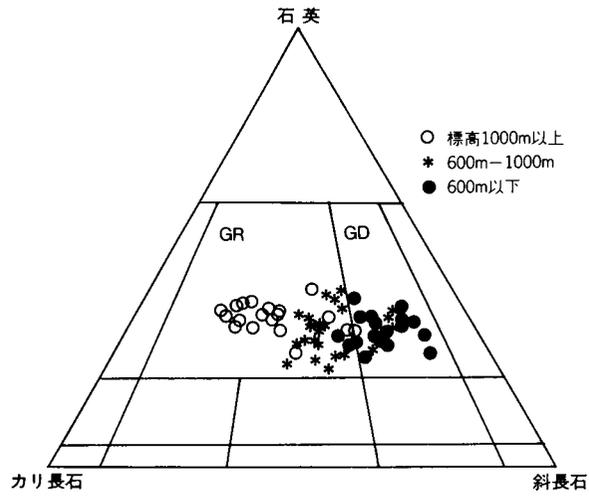


第 56 図 天井部を構成する四万十累層群砂岩中に貫入した花崗岩の岩床 (大崩山西方, 宇土内谷本谷, 標高 1,250 m) 下位の砂岩ブロックが花崗岩体中へ沈降することにより形成された

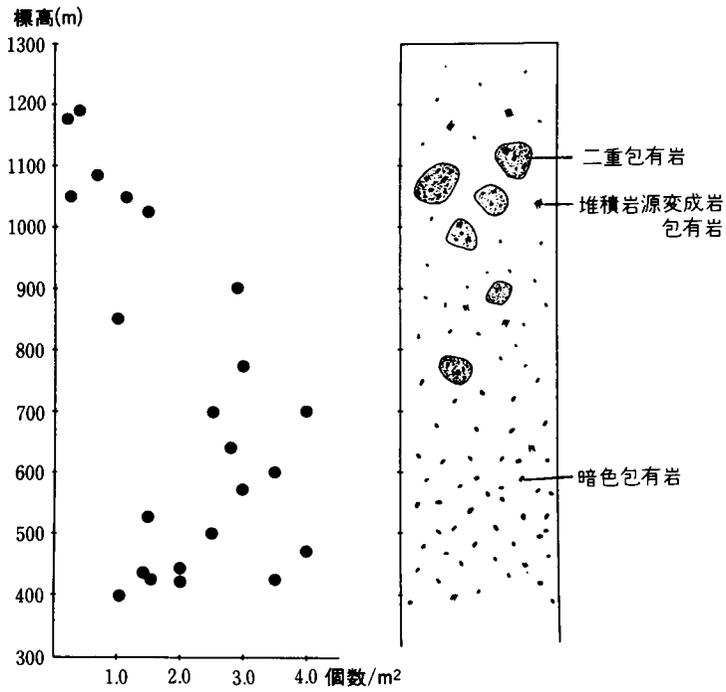


第 57 図 大崩山花崗岩 I における主要構成鉱物モード組成の高度変化  
 有色鉱物量は上位に向かって減少し, 標高 1,000 m 付近で角閃石が消失する. また, 標高 1,000 m 以上では, 斜長石量よりカリ長石量の方が多くなる. 石英量は上位に向かって増加する.

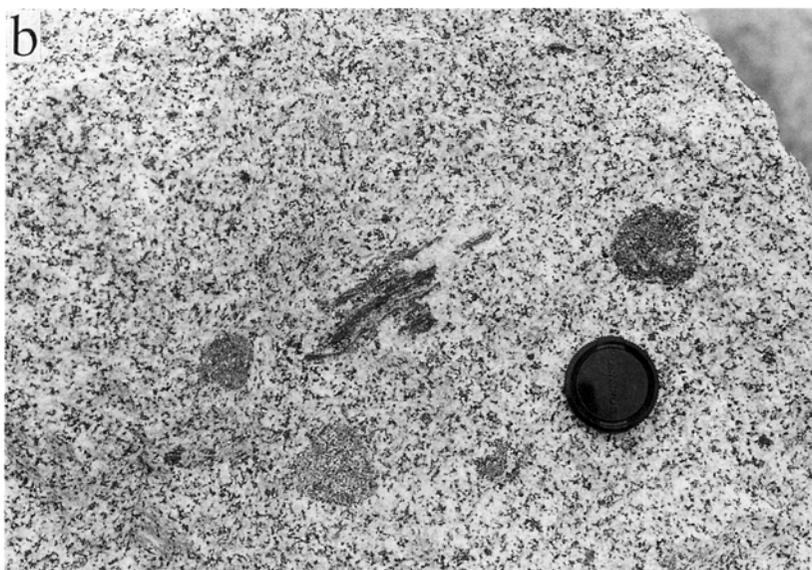
包有岩は, 長径が数 cm-15 cm 程度で, 主として暗色包有岩であるが, 一部に堆積岩起源の高度変成岩や母岩のホルンフェルスなども含まれる(第 59, 60 図). また, 暗色包有岩中に変成堆積岩を含有する二重包有岩も認められる(第 61 図). 二重包有岩は一般に大型のものが多く, 最大のもので長径数 m にも及ぶ. 包有岩の分布密度は下位で高く(長径 10 cm 以上の包有岩の個数が 1 m<sup>2</sup> あたり 1.0 個以上), 上位で低い(1.0 個以下)(第 59, 62, 63 図). 二重包有岩は, 包有岩の分布密度が低い岩体中位-上位でみられることが多い. 暗色包有岩の岩相は, 原岩やマグマとの反応度の違い等を反映して一様ではなく, 色指数・粒度・組織ともに著しく変化するが, 火成岩起源のものが卓越している(第 64 図). また, 苦鉄質鉱物と



第 58 図 大崩山花崗岩 I における斜長石-カリ長石-石英モード組成三角図  
下位の花崗閃緑岩が上位の花崗岩へと移化する



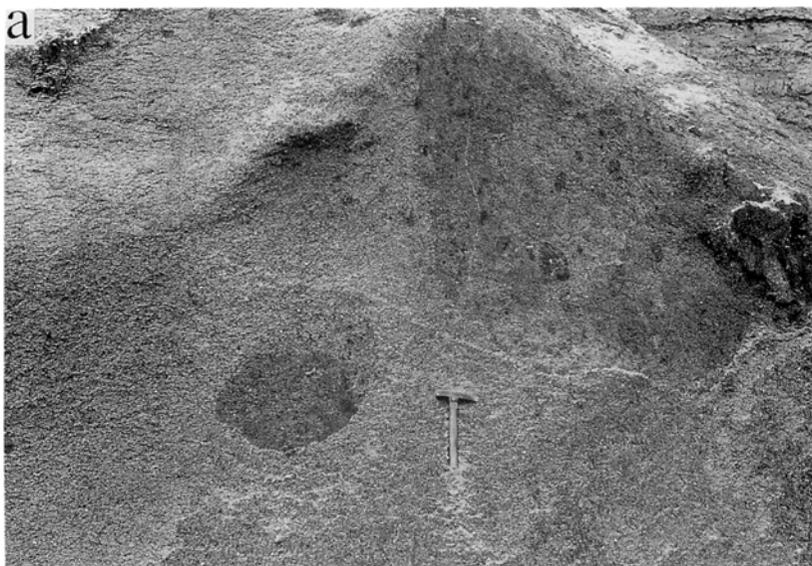
第 59 図 大崩山花崗岩 I における包有岩の種類と分布密度の高度変化



第 60 図 大崩山花崗岩 I 中にみられる，堆積岩起源高度変成岩の包有岩（上視子付近，標高 440 m）  
 a：比較的大型の堆積岩起源高度変成岩 b：小型の堆積岩起源高度変成岩

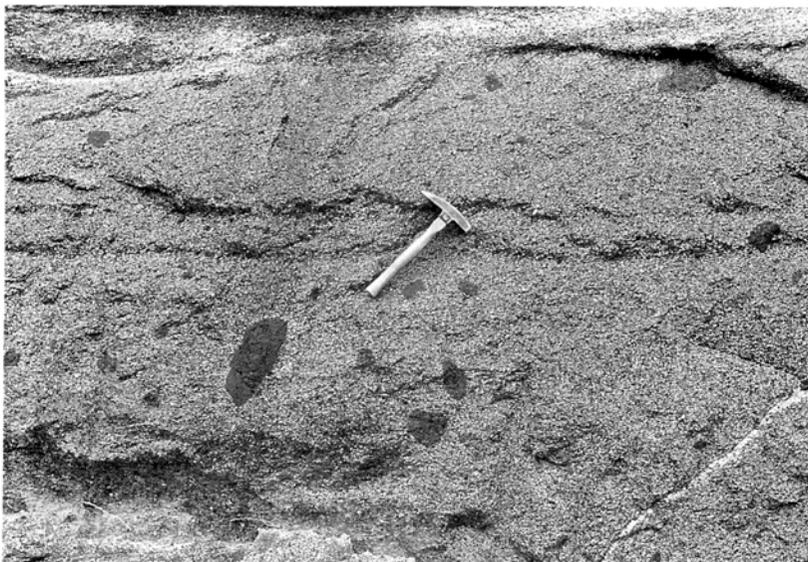
して，黒雲母以外に角閃石や斜方輝石，単斜輝石を含むものと含まないものとがみられる．斑状のものは斜長石斑晶を含み，多少とも再結晶した火成岩組織を示す．

岩体内部には，まれに石英をまったく含まない角閃石モンゾニ岩が出現する場合がある．岩体は長径 10 m 以下と小規模で，周辺の花崗岩との境界は比較的明瞭であるが，貫入関係は認められない(第 65 図)．角閃石モンゾニ岩中には，包有岩は含まれない．



第 61 図 大崩山花崗岩 I 中にみられる二重包有岩

- a : 大型の二重包有岩 (大崩山中腹, 標高 800 m).  
b : 堆積岩起源高度変成岩の包有岩を有する二重包有岩 (大崩山中腹, 標高 710 m).  
二重包有岩と母岩の花崗岩との境界部には優白質縁が発達している.



第 62 図 大崩山花崗岩 I の下部における暗色包有岩の分布密度 (上視子付近, 標高 440 m)  
長径 10 cm 以上の暗色包有岩が, 1 m<sup>2</sup> 当たり 3-4 個程度の分布密度で見られる。



第 63 図 大崩山花崗岩 I の上部における暗色包有岩の分布密度 (三田井地域宇土内谷, 標高 1020 m)  
長径 10 cm 以上の暗色包有岩の分布密度は, 1 m<sup>2</sup> 当たり 1 個以下である。



第 64 図 大崩山花崗岩 I (角閃石黒雲母花崗閃緑岩)中にみられる，斜長石斑晶の目立つ火成岩起源の暗色包有岩 (上祝子付近，標高 400 m)

a : 比較的大型の斑状暗色包有岩 b : 小型の斑状暗色包有岩

#### 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩

主要構成鉱物は，自形-半自形の斜長石(長径 0.7-4.5 mm)，自形-他形のカリ長石(マイクロ・パーサイト；最大長径 1.0 cm)，半自形-他形の石英(1.0-2.0 mm)，自形-半自形の黒雲母(長径 1.5 mm 以下)，自形-半自形の緑色角閃石(長径 1.0-2.5 mm)からなる。副成分鉱物は，ジルコン，燐灰石，褐廉石，チタン鉄鉱，磁硫鉄鉱である。I タイプ・チタン鉄鉱系列に属する。



第 65 図 角閃石モンゾニ岩と母岩の大崩山花崗岩 I との境界部 (三田井地域上鹿川付近, 標高 650 m)  
左側優黒質部が角閃石モンゾニ岩で右側優白質部が角閃石黒雲母花崗閃緑岩. 両者の境界は比較的明瞭である.

#### 中粒黒雲母花崗岩

主要構成鉱物は, 自形から半自形のカリ長石(マイクロ・パーサイト; 最大長径 1 cm), 自形-半自形の斜長石(長径 0.7-3.5 mm), 半自形-他形の石英(1.0-2.5 mm), 自形-半自形の黒雲母(長径 1.5 mm 以下)からなる. 副成分鉱物は, ジルコン, 燐灰石, 褐廉石, チタン鉄鉱, 磁硫鉄鉱である. I タイプ・チタン鉄鉱系列に属する.

#### 中粒角閃石モンゾニ岩

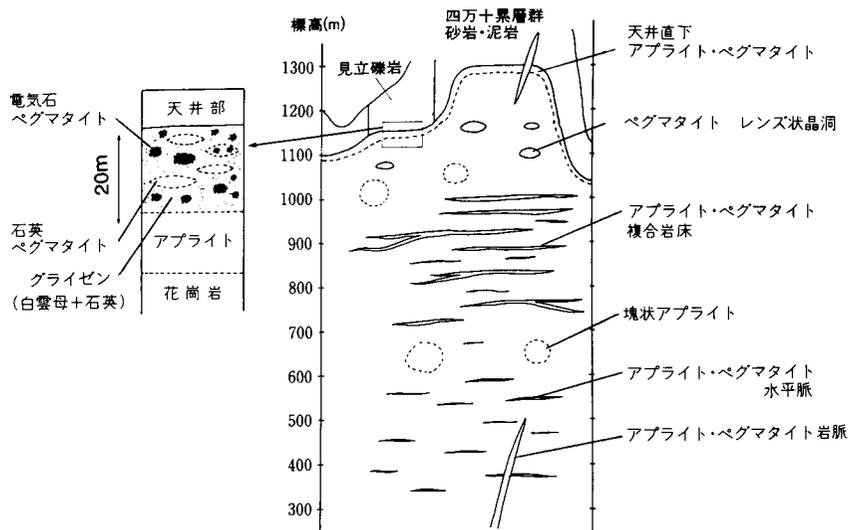
主要構成鉱物は, 自形-半自形の斜長石(長径 1.0-3.0 mm), 他形のカリ長石(マイクロ・パーサイト), 自形-他形の角閃石(0.7-3.0 mm)からなり, 石英を含まない. 自形角閃石の Z 軸色は, 核部が褐色で周縁部が青緑色であり, 他形角閃石のそれは青緑色である. 副成分鉱物として, ジルコン, 燐灰石, スフェーン, エピドート, チタン鉄鉱を含む. 斜長石は, しばしば変質してアルバイトやエピドートが生成されている. チタン鉄鉱系列に属する.

#### アプライト・ペグマタイト

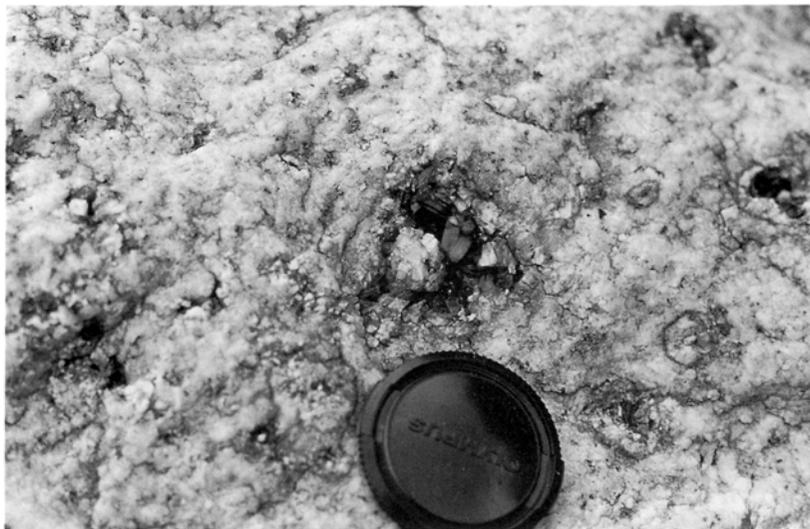
大崩山花崗岩 I 中には, さまざまなアプライト・ペグマタイトが良く発達している. アプライト・ペグマタイトは, (1)天井部貫入境界直下のアプライト・ペグマタイト, (2)アプライト・ペグマタイト複合岩床, (3)アプライト・ペグマタイト水平脈, (4)塊状アプライト, (5)アプライト・ペグマタイト岩脈などに区分される(第66図). アプライトはカリ長石, 石英, 斜長石, 黒雲母, 白雲母, ざくろ石, 電気石などから, またペグマタイトは, カリ長石, 石英, 黒雲母, 白雲母, 電気石などから構成される.

##### (1) 天井部境界直下アプライト・ペグマタイト

天井部境界直下には, しばしばアプライト・ペグマタイトの複合岩体が発達する. 厚さはさまざまで,



第 66 図 大崩山花崗岩体内部におけるアプライト・ペグマタイト産状の高度変化



第 67 図 天井部境界直下アプライト・ペグマタイト複合岩中の晶泡

$H_2O$  に富むマグマの発泡により生じた気泡が形成した孔隙で、中に自形の石英やカリ長石、黒雲母などが成長している。

薄いものは厚さ 1m 以下であるが、厚いものは厚さ 10m 以上にも達する。アプライト中にペグマタイトの水平脈やレンズ状晶洞が発達したもので、気泡状孔隙中に自形の石英、長石や黒雲母が成長した晶泡が特徴的である(第 67 図)。隣接する三田井地域では、見立礫岩からなる天井部の直下に、厚さ 20m に及ぶ、石英・白雲母・電気石ペグマタイト及びグライゼンがみられる(第 66, 68 図)。このタイプのアプ

ライト・ペグマタイトでは、特に電気石の発達特徴的である。

#### (2) アプライト・ペグマタイト複合岩床

アプライト・ペグマタイト複合岩床は、標高 700-1,000 m の間に、特に良く発達する。厚さは数 m から 10 m で、長さは一般に数 100 m 以下の、薄く引き延ばされたレンズ状の形態を示す(第 69 図)。本体からは、しばしば多数のアプライト・ペグマタイトの支脈が分岐している(第 70 図)。また、主に粒度差に原因する水平な層状構造の発達もみられる(第 71 図)。ペグマタイトのレンズ状晶洞の発達がみられる場合もある(第 72 図)。周囲の花崗岩との境界は一般に明瞭であるが、不明瞭で漸移的な場合もみられる。

#### (3) アプライト・ペグマタイト水平脈

岩体の中位-下位には、厚さ 10 cm 以下の、独立したアプライト・ペグマタイト水平脈がみられる(第 73 図)。長さは数 m 程度で連続性はあまりよくない。

#### (4) 塊状アプライト

脈状のアプライトの他に、長径数 m 以下の塊状のアプライトが存在する。このタイプのアプライトと周囲の花崗岩との境界部は、不明瞭で漸移的なことが一般的である(第 74 図)。

#### (5) アプライト・ペグマタイト岩脈

これまで述べてきたアプライト・ペグマタイトの全てを切って、直線的な境界をもつ、アプライト・ペグマタイト岩脈が貫入している(第 75 図)。幅は 1 m 以下が普通である。この岩脈の走向・傾斜には、冷却節理のそれと良く一致するものが多いので(第 76 図)、岩体固化冷却中に、冷却節理に沿って貫入した最末期のステージのものと考えられる。

#### 黒雲母アプライト

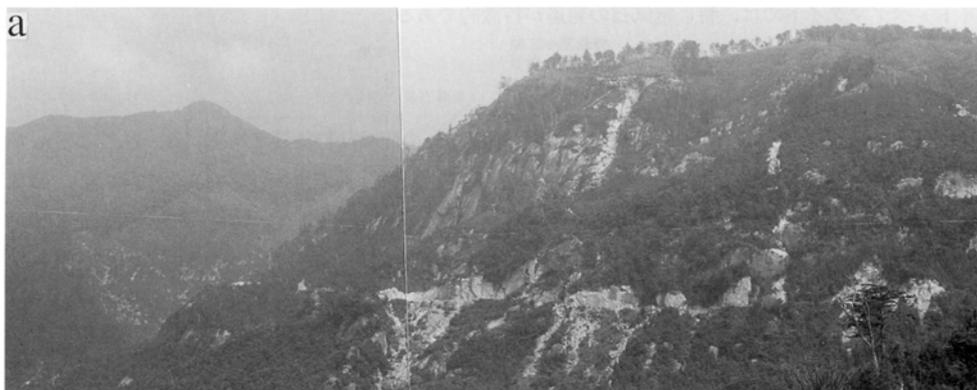
主要構成鉱物は、他形-半自形のカリ長石、他形-半自形の斜長石、他形-半自形の石英、少量の自形-半自形の黒雲母であり、白雲母、ざくろ石、電気石を含む場合がある。ほぼ等粒状で、粒径は 0.3-1.0 mm のものが一般的である。

#### 藤河内花崗岩体

大崩山岩体の北東延長部が谷沿いに浸食を受け露出したもの(第 77 図)。基本的には、大崩山花崗岩 I の上部相と同じであり、暗色包有岩をほとんど含まない、中粒-細粒の黒雲母花崗岩からなる。ただし、一部で斑状細粒黒雲母花崗岩を取り込んでいるのが観察される(第 78 図)。

### VI. 4. 2 大崩山花崗岩 II

本図幅内の大崩山花崗岩体の南縁部に分布している、粗粒優白質の黒雲母花崗岩である。大崩山花崗岩 I との境界は明瞭であり、大崩山花崗岩 I 中に発達しているシュリーレンや暗色包有岩などを明らかに切って貫入している(第 79, 80 図)。本岩体中には、暗色包有岩はほとんど含まれず、またアプライト・

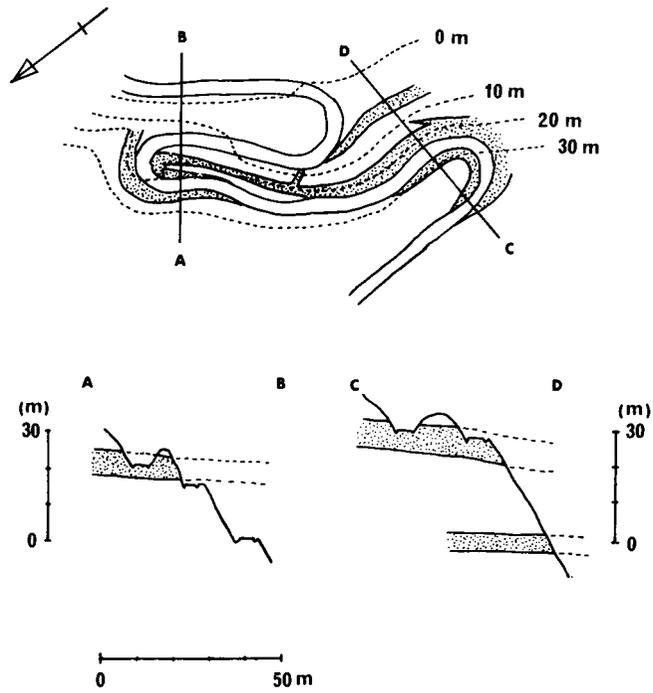


第68図 天井部境界直下の石英・白雲母・電気石ペグマタイト

a: 天井部境界直下ペグマタイトの発達している尾根(宇土内谷北壁)。急崖が終わる尾根直下のあたり(標高1,300m付近)に天井部境界がみられる。

b: 貫入境界部の拡大写真。左上暗色部が母岩の見立層の礫岩、右下白色部がペグマタイト。

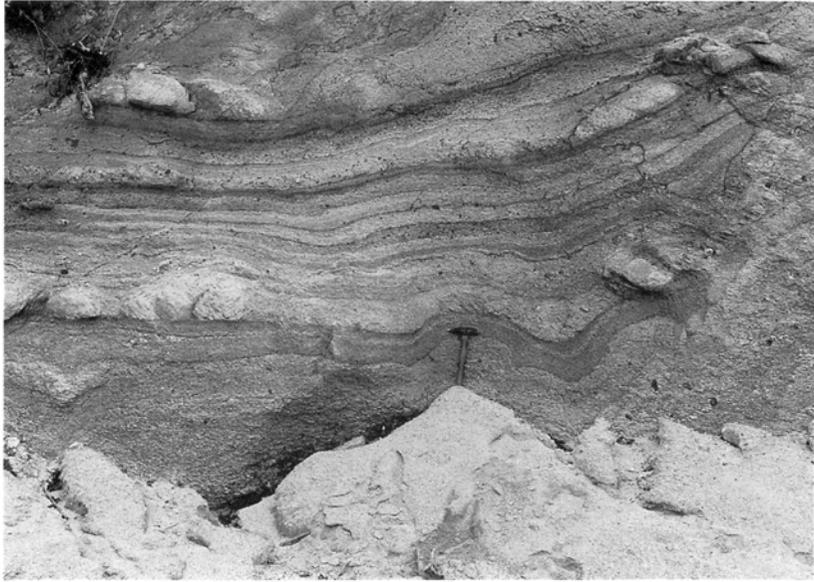
c: 天井部境界直下に発達する石英・白雲母・電気石ペグマタイト。



第 69 図 アプライト・ペグマタイト複合岩床の産状 (大崩山中腹, 標高 800-840 m)  
 上は平面図, 下は A-B 及び C-D に沿った断面図. 数字についた破線は等高線.



第 70 図 アプライト・ペグマタイト複合岩床 (大崩山中腹, 標高 820 m)  
 層厚 5m ほどで, 多数のアプライト・ペグマタイト水平脈を伴っている.



第 71 図 アブライト・ペグマタイト複合岩床中に発達した層状構造（大崩山中腹，標高 930 m）  
層状構造は，構成鉱物の粒度差や黒雲母量の違いなどにより形成されている。



第 72 図 アブライト・ペグマタイト複合岩床中に発達した，レンズ状のペグマタイト晶洞（大崩山中腹，標高 890 m）大型で自形の石英，カリ長石などが成長している。



第73図 アブライト・ペグマタイト水平脈 (上祝子付近, 標高 580 m)

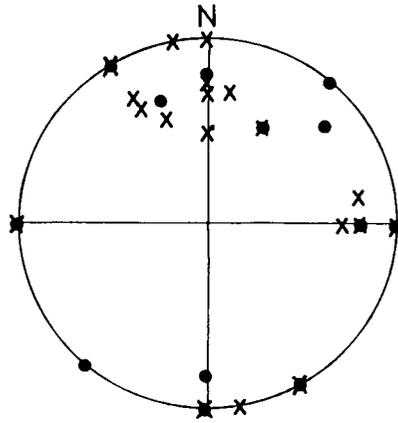


第74図 塊状アブライト (三田井地域鹿納谷, 標高 1,020 m)  
優白質部がアブライト。形態は不規則塊状で、周囲の花崗岩とは漸移的な境界で接している。



第 75 図 アブライト・ペグマタイト岩脈 (三田井地域上鹿川, 標高 480 m)

直線的な境界で周囲の花崗岩と接している。しばしば、アブライト・ペグマタイト水平脈を切る。岩脈の走向・傾斜は、冷却節理のそれとほぼ一致する。

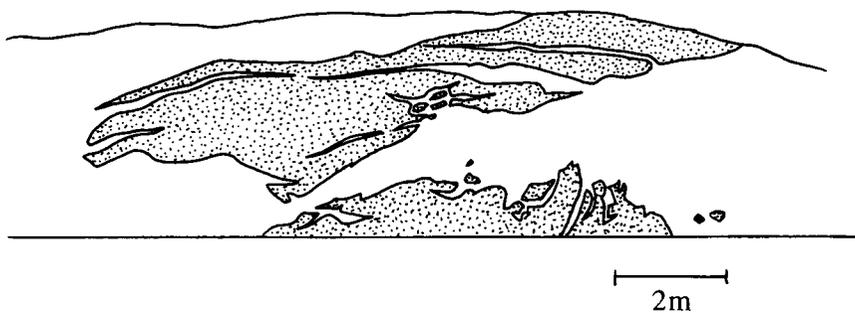


● アブライト・ペグマタイト岩脈  
 X 冷却節理

第 76 図 岩脈状アブライト・ペグマタイトと冷却節理の走向・傾斜のステレオ投影図  
 両者はよく一致する



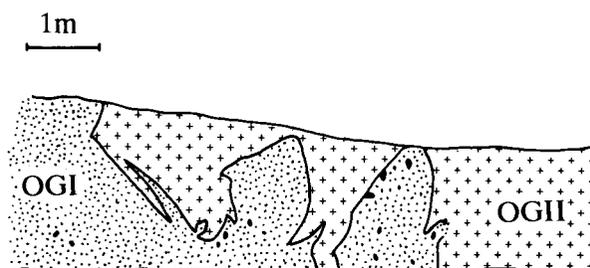
第 77 図 藤河内花崗岩体の産状 (桑原川上流鋸切谷)  
急崖部が花崗岩体でその上位がホルンフェルス化した四方十層群の堆積岩類。花崗岩体の最頂部が露出している。



第 78 図 藤河内花崗岩岩体中の大型の斑状細粒黒雲母花崗岩の包有岩の産状 (藤河内, 標高 400 m)  
打点部が斑状黒雲母花崗岩



第 79 図 大崩山花崗岩 I と大崩山花崗岩 II との境界部 (下祝子・落水谷下流, 標高 420 m)  
大崩山花崗岩 I (ここでは中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩) (左上の灰色部) 中のシュリーレンなどの構造を切つて, 大崩山花崗岩 II (粗粒黒雲母花崗岩) (右下の白色部) が貫入している。両者の境界は明瞭である。



第 80 図 大崩山花崗岩 I と大崩山花崗岩 II の境界部の産状 (上祝子付近, 標高 450 m)  
大崩山花崗岩 II が, 大崩山花崗岩 I 中の暗色包有岩を切って貫入している

ペグマタイトの発達も悪い。ただし、隣接する三田井図幅内では、大崩山花崗岩 I と、それに貫入した大崩山花崗岩 II の双方を切って、さらにアプライト・ペグマタイト岩脈が貫入しているのが観察される。

#### 粗粒黒雲母花崗岩

主要構成鉱物は、自形-他形のカリ長石(マイクロパーサイト; 最大長径 1.5 cm), 自形-半自形の斜長石(長径 1-2 mm), 半自形-他形の石英(1-5 mm), 自形-半自形の黒雲母(1.5 mm 以下)であり、まれに少量の緑色角閃石を含む。副成分鉱物は、ジルコン、燐灰石、チタン鉄鉱である。I タイプ・チタン鉄鉱系列に属する。

## VII. 大崩山バソリス周囲の接触変成岩類

(宮崎一博)

新第三紀大崩山花崗岩 I・II 及び小型深成岩体(古期花崗岩類 I)の貫入により、本地域に分布する秩父累帯・四万十累帯・新第三紀見立層・祖母山火山岩類は、広範囲に接触変成作用を受けている。この接触変成作用により泥質岩に、黒雲母・堇青石・斜方輝石が生じている。本地域の接触変成岩をこれらの変成鉱物の出現により黒雲母帯・堇青石帯・斜方輝石帯の 3 帯に分帯した。

### VII. 1 黒雲母帯(m<sub>1</sub>)

黒雲母帯は、本地域の大崩山花崗岩 I・II を取り巻くように、最大幅 4.5 km で分布している。黒雲母帯の幅は、延岡市桧山西部・大分県南海部郡宇目町七年山東部及び同新百姓山周辺で、特に広い。この周辺には、地下浅所にバソリス状の花崗岩が分布していると考えられる。北方町桧山周辺での黒雲母帯

の分布と大崩山花崗岩体 I・II の分布から、黒雲母帯は花崗岩体から約 2.5 km の距離まで分布すると推定される。

黒雲母帯の外側では、四万十帯の泥岩・砂岩は砂質千枚岩・泥質千枚岩で、片理に沿って割れやすい岩質である。黒雲母帯にはいると、泥岩・砂岩はへき開が顕著でなくなり、貝殻上に割れる。ただし、へき開の発達が悪いことを除けば、非変成の頁岩や千枚岩と区別が付かない。また、後述する董青石帯との境界近くの黒雲母帯の砂岩泥岩互層では、泥岩層も再結晶により強靱になり、砂岩泥岩層特有の凸凹が顕著でなくなる(第 81 図)。

本帯の変成岩は、再結晶の程度が著しく悪く、シルト岩では、碎屑物粒子が多く見られる。砂岩では、碎屑物粒子の粒界を細粒の白雲母・黒雲母が充填している。黒雲母帯の認定は、鏡下で変成黒雲母が確認できる泥質岩の分布を用いて決定した。この帯の泥質変成岩の黒雲母は、大変細粒であり、また、酸化緑泥石との識別も難しい。そこで、比較的多量の黒雲母が存在する岩石の分布する領域を黒雲母帯とした。

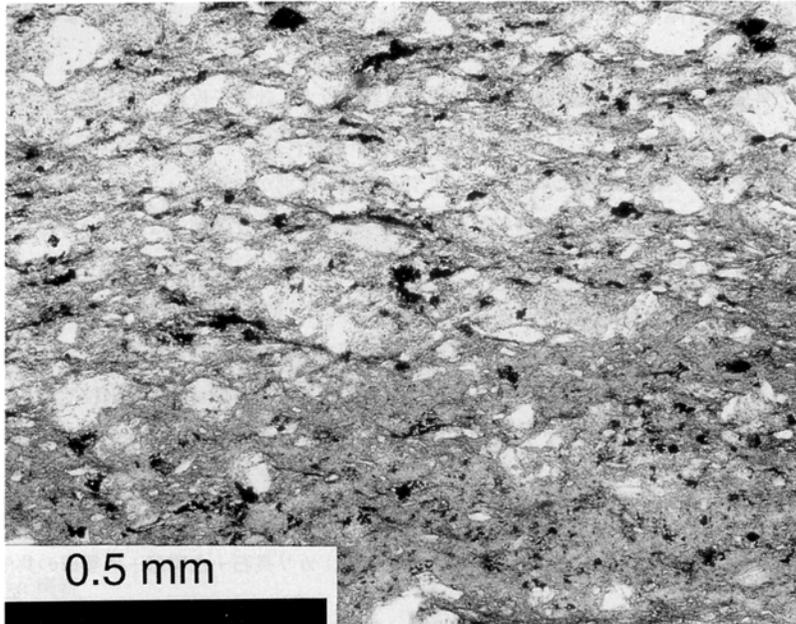
本帯の泥質変成岩は、低温部では黒雲母+白雲母+緑泥石の共生で特徴づけられ、高温部では黒雲母+白雲母の共生で特徴づけられる。砂質岩起源の変成岩では、カリ長石+白雲母+黒雲母の共生が普通に見られる。

黒雲母含有変成シルト岩(K3-71a, 北川町荒茂南東約 2.0km, 第 82 図)

主成分鉱物は、黒雲母・白雲母・石英・斜長石・カリ長石である。副成分鉱物として、緑泥石・燐灰石・電気石・



第 81 図 黒雲母帯の砂岩泥岩互層を原岩とする変成岩 (北川町和久塚西方 2.9 km の祝子川沿い)



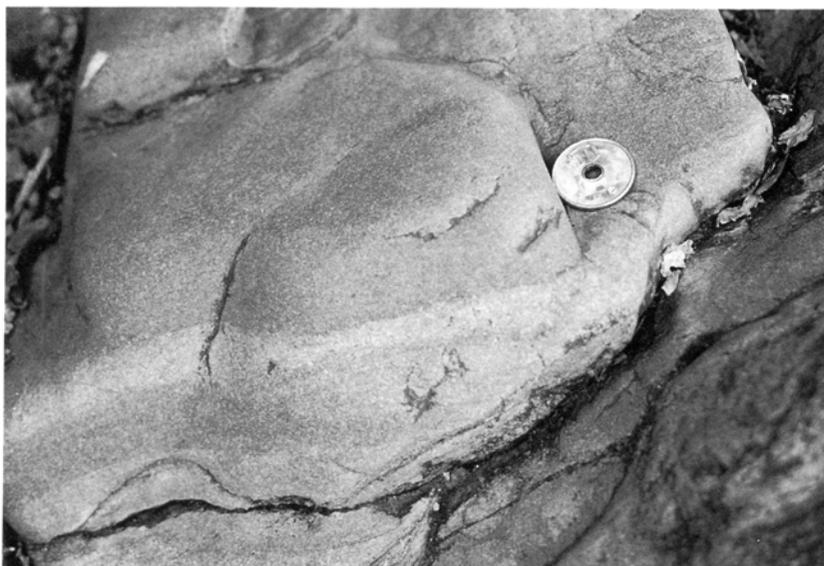
第 82 図 黒雲母含有変成シルト岩の薄片写真 (K3-71a, 北川町荒茂南東約 2.0 km)  
 白色の角張った粒子は、石英・斜長石・カリ長石の砕屑粒子

不透明鉱物を含む。石英・斜長石・カリ長石は、砕屑物粒子の形態を残している。黒雲母は、0.01 mm 以下の極細粒結晶の集合体として産す。葉理面に平行に黒雲母の密集した薄層が生じている。薄層内の黒雲母の結晶方位は、特定の方向にそろっていない。砕屑性のカリ長石の周囲に生じている極細粒の黒雲母もある。黒雲母の Z 軸色は、黄褐色である。白雲母は、厚さ 0.02 mm 以下の板状結晶で、葉理にほぼ垂直な C 軸を持ったものが多い。砕屑性の斜長石を置換する極細粒の白雲母も存在する。緑泥石は、葉理を切る石英脈の中に少量産する。

## VII. 2 堇青石帯(m<sub>2</sub>)

堇青石帯の岩石は、本地域に分布する大崩山花崗岩 I・II の分布をとりまくように分布している。堇青石帯の分布は、見かけの幅が最大 3.0 km 程度である。貫入面からの正確な距離は、貫入面の傾斜が分からないと見積もることができない。北川町祝子川ダム下流域で見られるように、標高の低いところで、見かけの分布が広がることより、花崗岩類の貫入面がかなり傾斜している部分もある。北方町桧山北西での堇青石帯の分布と大崩山花崗岩 I・II の分布から、花崗岩体の貫入面から堇青石帯の分布距離を見積ると、600-700 m となる。堇青石帯の分布は、延岡市桧山南東の桧山谷沿いに見られるように、花崗岩類の分布から離れて、島状に分布するものもある。この部分にも地下浅所にバソリス状の花崗岩の存在が推定される。

堇青石帯の変成岩類は、砂岩泥岩互層などの堆積構造を良く保存している。新鮮な露頭では、泥質岩と砂質岩の違いが有色鉱物の量の違いで識別できる(第 83 図)。ただし、泥岩砂岩互層特有の凸凹はほとんど見られなくなる。岩石組織は、本帯内において急激に変化する。低温部では、岩石の見かけは黒雲



第 83 図 堇青石帯の砂岩泥岩互層を原岩とする変成岩（北川町祝子川ダムサイト下）  
暗色部は、黒雲母・堇青石を多量に含む泥質部、白色部は石英・カリ長石・斜長石を多量に含む砂質部。

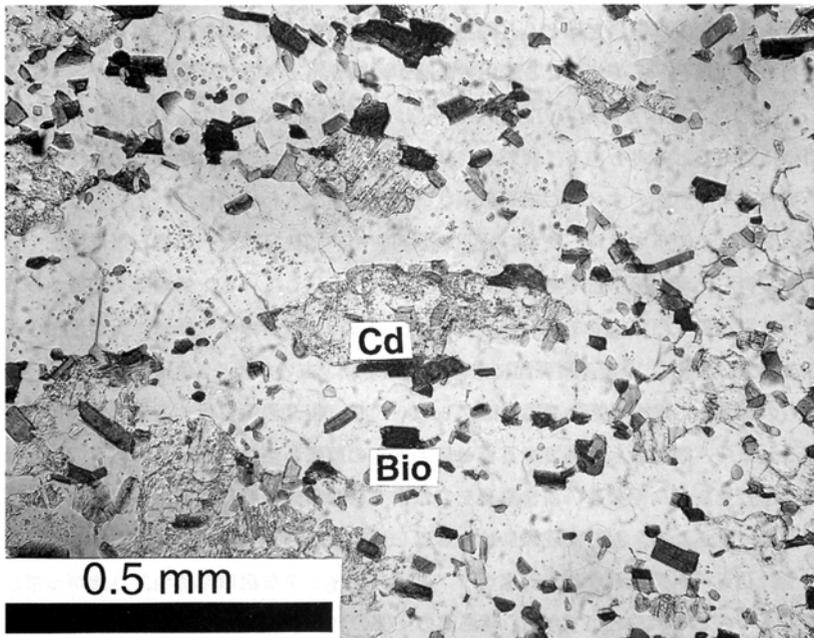
母帯の黒雲母を含む変成堆積岩とほとんど同じである。高温部では、黒雲母・堇青石からなる赤紫黒色の層と斜長石・カリ長石・石英からなる優白質の層が幅数 m から数 cm 単位で繰り返す縞状構造が発達する(第 84 図)。北方町国見山南方の谷沿いの花崗岩体に近いところでは、縞状構造が特に発達し、黒雲母片麻岩様に見えるところもある。ただし、縞状構造の発達は、原岩の組織を強く反映している可能性もある。堇青石帯高温部のすべての岩石に縞状構造が発達するわけではない。

堇青石帯の認定は、鏡下で堇青石を含む岩石の分布を用いて決定した。堇青石帯低温部では、泥質岩に生じている堇青石の量は極少量であり、大部分、ピナイト化している。低温部を特徴づける鉱物組合せは、堇青石+黒雲母+白雲母である。低温部では、白雲母・黒雲母の粒径は、黒雲母帯のものと同程度変わらない。白雲母は、原岩の葉理面に垂直な  $c$  軸を持つものが多く、堇青石の紡錘形の長軸も葉理面に平行なものが多い。黒雲母帯との境界部から 200-300 m 程高温側に行くと構成鉱物の粒径は、急激に大きくなる。また、肉眼でも識別できるほどの大きさの堇青石斑状変晶が生じ、その量も多くなる。白雲母はほとんど見られなくなり、カリ長石を含むようになる。高温部では、カリ長石+堇青石+黒雲母の共生が普通に見られる。泥質変成岩には、しばしば縞状構造が発達するが、鏡下で、黒雲母は定向配列を示さず、石英・斜長石・カリ長石はグラノブラスティックな組織を持つ。したがって、堇青石黒雲母ホルンフェルスと呼ぶことができる。高温部の一部の岩石には、ざくろ石が生じている。この場合、ざくろ石+堇青石+黒雲母の共生で特徴づけられる。カリ長石は、あってもごく少量含まれるにすぎない。堇青石帯高温部でも、堇青石を置換して多量の白雲母が生じている場合がある。これは、後退変成作用が進行したためと考えられる。

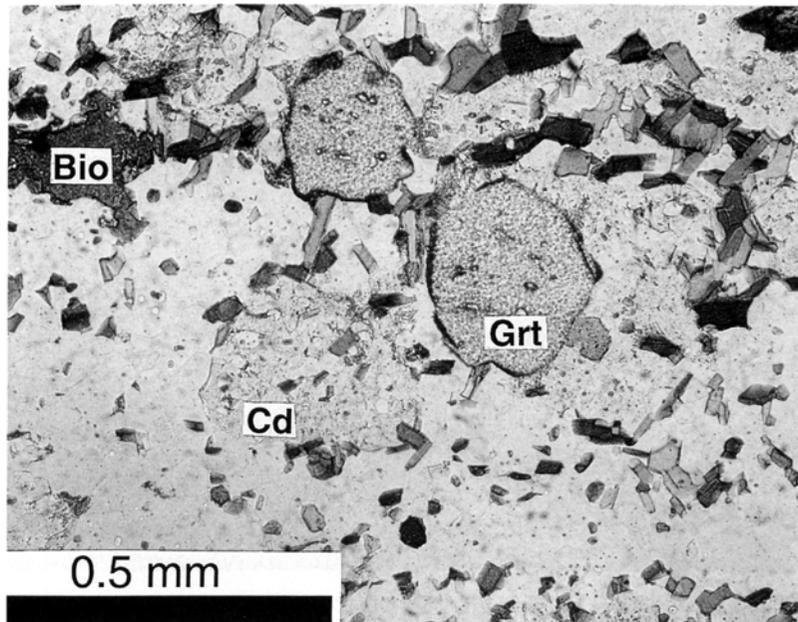


第 84 図 堇青石帯の剪断された泥岩砂岩互層を原岩とする変成岩（延岡市桧山東方約 1.7 km の桧山谷沿い）

レンズ状の白色部は、剪断された砂質部、もともとの葉理面にほぼ平行に黒雲母の濃集した暗色の薄層と石英・斜長石・カリ長石が多く含まれる白色の薄層からなる縞状構造が発達する。



第 85 図 堇青石黒雲母ホルンフェルスの薄片写真  
 (K2-142 北方町国見山南西約 1.5 km の杉の内谷沿い)  
 Cd : 堇青石 Bio : 黒雲母



第 86 図 ざくろ石堇青石黒雲母ホルンフェルスの薄片写真 (K3-80a, 北方町国見山南東約 2.0km の西谷沿い) Grt: ざくろ石 Cd: 堇青石 Bio: 黒雲母

堇青石黒雲母ホルンフェルス (K2-142, 北方町国見山南西約 1.5km 杉の内谷沿い, 第 85 図)

主成分鉱物は、石英・斜長石・カリ長石・堇青石・黒雲母である。副成分鉱物として、緑泥石・白雲母・燐灰石・電気石・ジルコン・不透明鉱物を含む。石英・斜長石・カリ長石は、粒径 0.1 mm 程度で等粒状であり、全体としてグラノプラスチックである。斜長石は、アルバイト式双晶を示す。黒雲母は、粒径 0.1 mm 程度で、Z 軸色は、褐色ないし暗褐色である。堇青石は、径 0.5 mm 程の斑状変晶で、内部に多量の石英・斜長石・黒雲母をボーキリティックに包有する。外形は、他形で、固有の結晶面の発達は見られない。堇青石を置換して、細粒の白雲母・緑泥石が生じている。

ざくろ石堇青石黒雲母ホルンフェルス (K3-80a, 北方町国見山南東約 2km 西谷沿い, 第 86 図)

主成分鉱物は、石英・斜長石・黒雲母・堇青石・ざくろ石である。副成分鉱物として、カリ長石・白雲母・緑泥石・燐灰石・電気石・ジルコン・不透明鉱物を含む。石英・斜長石は、粒径 0.1 mm 程度の等粒状で、全体としてグラノプラスチックである。カリ長石は、0.05mm 以下の細粒のものが少量存在するにすぎない。黒雲母は、粒径 0.1 mm 程度で、Z 軸色は、褐色ないし暗褐色である。堇青石は、石英・斜長石・黒雲母を多量に含むボーキロプラストであり、外形は他形である。ざくろ石は、粒径 0.5mm 以下で、丸みを帯びた斑状変晶である。堇青石を置換して、細粒の白雲母・緑泥石が生じている。

### VII. 3 斜方輝石帯 (m<sub>a</sub>)

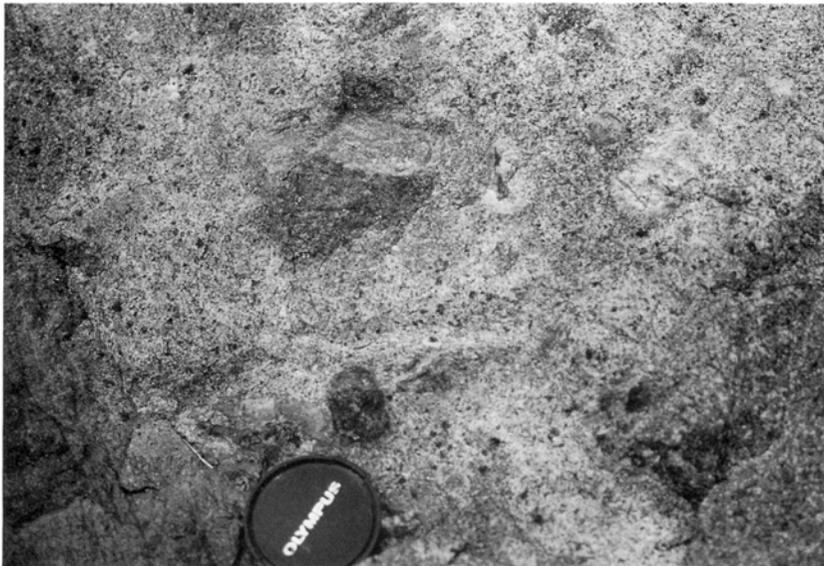
この帯は本地域で最も変成度の高い帯であるが、その分布は限られている。斜方輝石帯の分布は、祝子川ダム周辺において最も広く、最大幅 500 m 程度である。この付近では、小型深成岩体(古期花崗岩

類)・大崩山花崗岩 I・II が貫入している。祝子川南方の落水谷付近では、大崩山花崗岩の貫入面から幅約 200 m 程で分布し、標高 1,000 m 以上には出現しない。また、国見山南方の杉の内容谷いの大崩山花崗岩 II との接触部付近にもわずかながら分布する(地質図中には示していない)。いずれの場所でも、前述した堇青石帯の変成岩に移化する。このほかに、祝子川ダムから北川町黒原山北西にかけて分布する小型深成岩体(古期花崗岩類)にも、斜方輝石堇青石黒雲母ホルンフェルスの捕獲岩が多量に含まれる(第 87 図)。捕獲岩は、数 cm 程度のものから、幅数 10m 程度のスラブ状のものまでである。

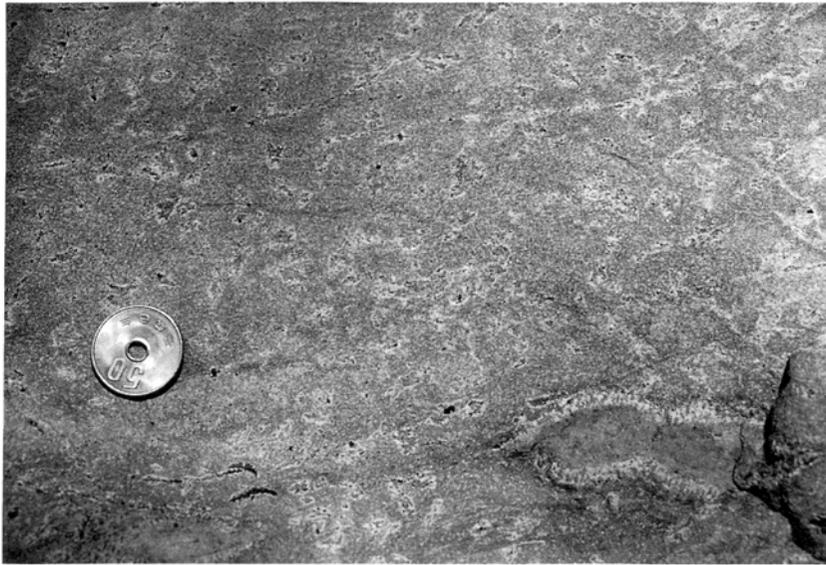
本地域では、この帯でも原岩の堆積組織を保持しているものが見られる。砂岩泥岩の細互層の組織を残したまま、斜方輝石堇青石黒雲母ホルンフェルスになっている。また、場所によりミグマタイトも見られる。

斜方輝石堇青石黒雲母ホルンフェルスは、後述のミグマタイトの分布する祝子川の河床から祝子川ダムサイトに向かう川沿いに分布している。大崩山花崗岩 I や小型深成岩体(古期花崗岩類)が貫入している。この部分では、後述のミグマタイトのように露頭規模で、花崗岩質の部分が変成岩と不均一な入り交じった状態ではなく、数 10 m 以上にわたって、原岩の堆積構造が保存され、変成砂岩頁岩互層ないし変成シルト岩が連続する。標本スケールでは、原岩の構造にほぼ調和的な、厚さ数ミリから数 cm の花崗岩質の薄層やスポットが生じている(第 88 図)。同様な産状は、祝子川南方の落水谷から桧山に向かう林道沿いにも見られる

ミグマタイトという言葉は、高変成度の変成岩地域において、花崗岩質の優白色の部分(リュウコゾーム)と変成岩質の部分(メソゾーム)が、露頭スケールで入り交じった不均一な岩石に対して使用される



第 87 図 斜長石輝石堇青石黒雲母ホルンフェルスの捕獲岩を多量に含む斜方輝石花崗閃緑岩(北川町祝子川ダムサイト北約 1.2km の上祝子-下赤林道沿い)  
暗色の包有物は、斜方輝石堇青石黒雲母ホルンフェルス



第 88 図 砂岩起源の堇青石黒雲母ホルンフェルスに生じた花崗岩質スポット（北川町祝子川ダムサイト上流約 1.0km の祝子川沿い）  
白色のスポットが花崗岩質スポット。スポットの核には、粗粒の黒雲母が生じている場合が多い。

(Ashworth, 1985). 本地域のミグマタイトは、祝子川ダムサイト上流約 800 m の河床南岸に露出している。ミグマタイトの分類(Ashworth, 1985; Mehnert, 1968)に従うと、層状にリュコゾームとメソゾームが繰り返すストロマティックミグマタイトである。ミグマタイトのリュコゾームは、メソゾームに見られる原岩の葉理にほぼ平行である(第 89 図)。メソゾームとリュコゾームの境界には、斜方輝石・堇青石・黒雲母からなるメラノゾームが形成されている場合がある。また、ミグマタイトを貫く、アブライト脈がある。

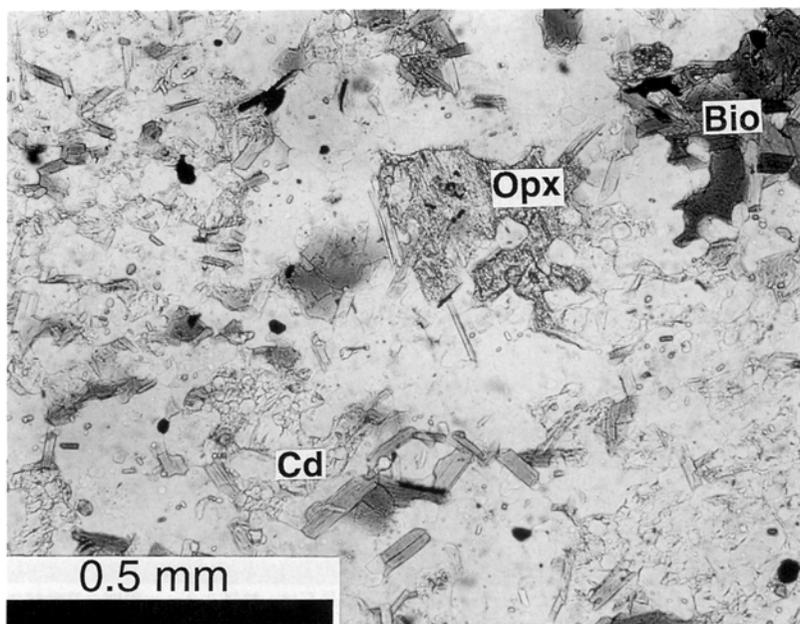
斜方輝石帯は斜方輝石を含む泥質・砂質変成岩の分布を用いて決定した。この帯の泥岩起源変成岩の構成鉱物の粒径ならびに組織は、堇青石帯高温部の堇青石黒雲母ホルンフェルスのそれとほぼ同じである。特徴的鉱物組合せは、カリ長石+斜方輝石+堇青石+黒雲母である。ただし、一部の岩石において、カリ長石を全く欠くものがある。本帯においても、堇青石を置換して、多量の白雲母が生じている場合がある。

斜方輝石堇青石黒雲母ホルンフェルス(K 3-64, 北川町祝子川ダム上流約 1.0 km の祝子川河床, 第 90 図)

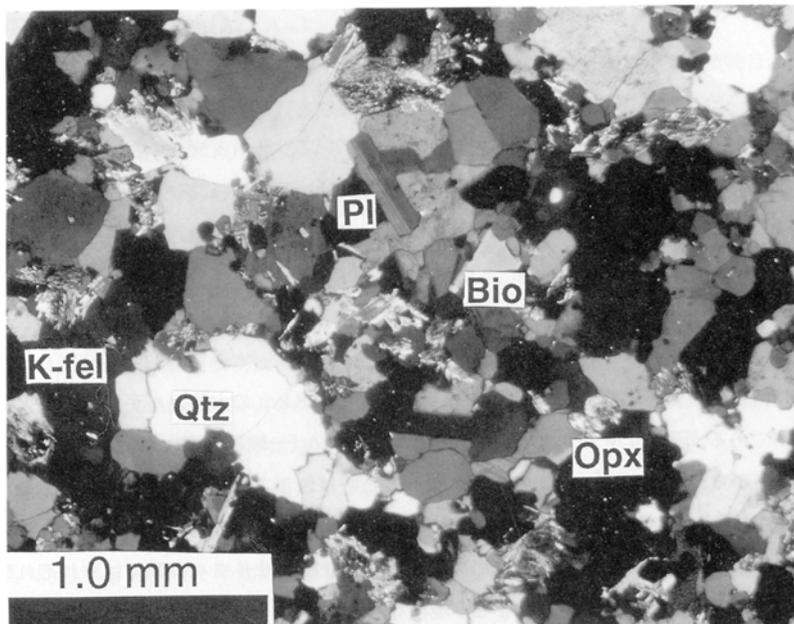
主成分鉱物は、石英・カリ長石・斜長石・斜方輝石・堇青石・黒雲母である。副成分鉱物として、白雲母・燐灰石・電気石・ジルコン・不透明鉱物を含む。石英・カリ長石・斜長石は、粒径 0.2 mm 程度の等粒状で、全体としてグラノプラスチックである。斜長石は、アルパイト式双晶をなす。黒雲母は、粒径 0.2 mm 程度で、Z 軸色は、赤褐色である。斜方輝石は、粒径 0.2 mm 程度の他形結晶として産する。場所により、斜方輝石は、周囲より黒雲母に置換される。堇青石は、石英・斜長石・黒雲母を多量に含むポイキロブラストであり、外形は他形である。堇青石を置換して、細粒の白雲母が生じている場合がある。



第 89 図 極細粒斜方輝石黒雲母花崗岩質リュウコゾームと斜方輝石堇青石黒雲母ホルンフェルス質メソゾームからなるミグマタイト（北川町祝子川ダムサイト上流約 1.2km の祝子川沿い）  
 白色部は、極細粒斜方輝石黒雲母花崗岩質リュウコゾーム、暗色部は、斜方輝石堇青石黒雲母ホルンフェルス質メソゾーム、



第 90 図 斜方輝石堇青石黒雲母ホルンフェルスの薄片写真（K3-64，北川町祝子ダムサイト上流約 1.0km の祝子川沿い） Opc：斜方輝石 Cd：堇青石 Bio：黒雲母



第91図 極細粒斜方輝石黒雲母花崗岩質リウコゾームの薄片写真 (K3-62a, 北川町祝子川ダムサイト  
上流約1.2kmの祝子川河床) Qtz:石英 Pl:斜長石 K-fel:カリ長石 Opx:斜方輝石

極細粒斜方輝石黒雲母花崗岩質リウコゾーム(K3-62a, 北川町祝子川ダム上流約1.2kmの祝子川河床, 第91図)

主成分鉱物として、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・斜方輝石を含む。副成分鉱物として、ジルコン・緑泥石・燐灰石・不透明鉱物を含む。石英・斜長石・カリ長石は、最大径1.0mm程度で等粒状である。カリ長石の一部はパーサイトである。また、石英・斜長石の粒間を充填するものがある。斜長石は、アルバイト式双晶を示し、細粒のものは、自形性が強い。一部の斜長石には、ミルメカイトが認められる。黒雲母は、0.1×0.2mm程度の板状結晶である。斜方輝石は、粒径0.2mm程度の他形結晶で、周囲から黒雲母・緑泥石に置換される。

## VIII. 第四系

(星住英夫)

本地域内の第四系は段丘堆積物、阿蘇火山噴出物および沖積層からなる。段丘堆積物は河成であり、阿蘇-4火砕流堆積物より古い段丘堆積物-1と阿蘇-4火砕流堆積物より新しい段丘堆積物-2とからなる。

## VIII. 1 段丘堆積物-1(t<sub>1</sub>)

段丘堆積物-1は、本地域内の北川上流部沿いに分布している。北川支流の中岳川沿いでは阿蘇-4火砕流堆積物とほぼ同じ高度に分布する。また、小川ぞい葛葉では阿蘇-4火砕流の直下に礫層が観察される。岩相は細-中礫サイズの円礫を主体として砂及び泥を伴っている。

## VIII. 2 阿蘇火山噴出物

阿蘇火山は、九州中央部に位置する南北約 25 km、東西約 18 km の大型カルデラと中央火口丘群からなる複成火山である。阿蘇カルデラを給源とする噴火サイクル(一輪廻の噴火活動)が約 30 万年前以降 4 回あり、古い方から、Aso-1, Aso-2, Aso-3, Aso-4 と呼ばれる。それぞれの噴火サイクルは大規模火砕流堆積物を主体としていて、Aso-1 以外の 3 つのサイクルの噴出物は岩相や岩質などのことなるいくつかのサブユニットに分けられる。また、この 4 回の大規模な噴火サイクルの間にはそれぞれ数万年程度の時間間隔があり、主に降下火砕物からなる小規模な噴火サイクルを間に挟む(小野ほか, 1977; 小野・渡辺, 1983)。

本図幅地域は、阿蘇カルデラから東南東へ約 40-60 km の位置にある。本地域では、Aso-3 及び Aso-4 サイクルの火砕流堆積物が谷沿いに点在するのみであり、火砕流台地をなしていない。

### VIII. 2. 1 阿蘇-3 火砕流堆積物(A<sub>3</sub>)

阿蘇-3 火砕流堆積物は、噴出順に 3A, 3B, 3C の 3 つのサブユニットから構成される。それぞれの火砕流堆積物は本質物として、3A はデイサイト軽石、3B は斑晶の少ない安山岩スコリア、3C は多斑晶の安山岩スコリアを含んでいる(小野ほか, 1977)。これら 3 つのサブユニットの中で、3B 火砕流堆積物が最も大規模で噴出量が多く、最も遠方にまで到達している(小野ほか, 1977; 寺岡ほか, 1990)。阿蘇-3 火砕流堆積物に先だって、デイサイト質の 3W 降下軽石が噴出しているが、本地域には到達していない。阿蘇-3 火砕流堆積物の噴出年代として松本ほか(1991)は、阿蘇-3 火砕流堆積物の本質レンズから、123 ± 6 ka の K-Ar 年代測定値を得た。本火砕流は、およそ 12 万年前に噴出したのであろう。

### 阿蘇-3B 火砕流堆積物(A<sub>3</sub>)

本地域には、阿蘇-3 火砕流堆積物の 3 つのサブユニットのうち、最大規模の阿蘇-3B 火砕流堆積物が本地域北縁部にわずかに分布する。

本地域での阿蘇-3B 火砕流堆積物は、大部分が溶結しており暗灰色基質中に黒色ガラスレンズを含む、堅固な岩石である。堆積物の基底部は非溶結であり、大きさ 10 cm 以下の黒色スコリアと灰褐色ガラス質細粒火山灰基質からなる。スコリアは安山岩質で不均質なスポンジ状に発泡しており、斑晶はごく少量の斜長石・紫蘇輝石・普通輝石を含むのみで、無斑晶に近い。

## VIII. 2. 2 阿蘇-4火砕流堆積物 (A<sub>4</sub>, A<sub>4w</sub>)

阿蘇-4サイクルの噴出物は、火砕流堆積物のみが知られている。阿蘇-4火砕流堆積物は、阿蘇火山の噴出物中で最も規模が大きく、最も遠方まで流走している。阿蘇カルデラの東側では、阿蘇-4火砕流堆積物は岩相・岩質から大きく3つのサブユニットに区分されている。阿蘇-4A火砕流堆積物は、阿蘇-4火砕流堆積物のほとんど大半を占める厚いサブユニットで、下半部が強く溶結することが多い。阿蘇-4B火砕流堆積物は阿蘇カルデラの東側近傍にのみ分布するサブユニットで、阿蘇-4A火砕流堆積物を覆って強溶結の火砕流台地を形成している。阿蘇-4T火砕流堆積物は、堆積物が極めて薄くかつ広い分布をする特徴を持った非溶結の火砕流堆積物であり、阿蘇-4A火砕流堆積物を各地で覆っている。一方、阿蘇カルデラの西側では阿蘇-4火砕流堆積物は、8つのサブユニットに区分されている (Watanabe, 1978)。このうち下位から、Yame pumice-flow (八女軽石流) は4A火砕流堆積物に、Tosu orange pumice-flow (鳥栖オレンジ軽石流) は4T火砕流堆積物にあたる。

阿蘇-4火砕流堆積物の噴出年代を、町田ほか(1985)は日本周辺海域を含む広域テフラ層序から 70 ka とした。大村ほか(1988)は、<sup>238</sup>U-<sup>230</sup>Th 法により 80±2 ka の年代測定値を報告している。また、松本ほか(1991)は、89±7 ka の K-Ar 年代測定値を報告している。以上から阿蘇-4火砕流の噴出はおよそ 8-9 万年前と考えられる。

### 阿蘇-4A火砕流堆積物 (A<sub>4w</sub>, A<sub>4</sub>)

本地域内での阿蘇-4A火砕流堆積物は、北川水系沿いの谷底に点在して分布する。阿蘇-4A火砕流堆積物は、下部が強溶結しており上に向かって徐々に溶結度が下がり弱溶結部を経て、上部は非溶結の軽石流堆積物となるのが通常であるが、本地域内では北川町八戸などいくつかの地域を除いて、上部の非溶結部は削割されて失われている。強溶結部は、暗灰色基質中に長さ 1-5 cm 程度の黒色ガラスレンズを含む堅固な岩石である。弱溶結部では灰色-暗灰色基質中に灰白色の偏平化した軽石を含む。溶結部では径 1-2 m の柱状節理が発達する。非溶結部 (A<sub>4</sub>) は、灰白色火山灰基質中に多量の軽石を含む。軽石は、灰色-白色で大きさ 2-20 cm に達し、粗い長孔状の気泡を持つ。基質は、細粒ガラス火山灰と径 1-4 mm の結晶片からなる。斑晶は主に大きさ 1-4 mm 程度の短柱-長柱状の斜長石・普通角閃石であり、少量の紫蘇輝石を含む。

北川町鏡の南方では、阿蘇-4A火砕流堆積物の基底部に非溶結の火山灰流堆積物が厚さ 1 m 以上認められた。この部分は大きな (>1 cm) 軽石を含まず、また普通角閃石の量がほかの阿蘇-4火砕流堆積物に比べて少ないという特徴がある。阿蘇カルデラの西に分布する阿蘇-4火砕流堆積物は、岩相などの違いもふまえて8つのサブユニットに区分されている。このうち下から2番目の Koei ash flow (肥猪火山灰流) は、厚さ数 m 程度で、堆積物中に軽石が少なく大部分が細粒火山灰からなり、斑晶は普通角閃石に乏しいという特徴がある (Watanabe, 1978)。また、本地域北方の大分市でも阿蘇-4A火砕流堆積物の基底部にクーリングギャップを挟んで、強溶結の普通角閃石に乏しい火山灰流堆積物が認められ、肥猪火山灰流に対比された (吉岡ほか, 1997)。以上のことから、本地域での阿蘇-4A火砕流堆積物基底での非溶結火山灰流堆積物も、肥猪火山灰流に対比される可能性が高いと考える。

### 阿蘇-4T火砕流堆積物(A<sub>4T</sub>)

阿蘇-4T火砕流堆積物(鳥栖オレンジ軽石流)は、堆積物が極めて薄くかつ広い分布をする特徴を持った拡散型大規模火砕流である(Watanabe, 1978; 渡辺, 1986)。堆積物は基本的に非溶結で、橙灰色の基質に黄橙色-赤橙色の良く発泡した軽石を含むのが特徴的である。本地域でも厚さが2 m程度と薄く、橙灰色基質中に大きさ1-8 cmの橙色軽石を含む非溶結の堆積物である。本地域での分布はごくわずかであり、本地域北縁の宇目町田代、小長谷で見つかっているのみである。断片的にしか本火砕流が認められないのは、堆積物が薄いため容易に浸食されて失われやすいためであろう。

### VIII. 3 段丘堆積物-2(t<sub>2</sub>)

段丘堆積物-2は、本地域内の河川沿いに点在し、阿蘇-4火砕流堆積物よりも低い位置にあり、より若いものと判断される。岩相は細-中礫サイズの円礫を主体として砂及び泥を伴っている。またこの他に本地域西部の山間部に点在する礫層は阿蘇-4火砕流との関係は不明だが、ここでは便宜的に段丘堆積物-2に含めて地質図に表示した。なお、赤木(1961)は本地域南西部の上鹿川付近にはペディメントが発達するとしているが、これも段丘堆積物-2に含めて表示した。

### VIII. 4 沖積層(a)

本地域内の沖積層は、主要な河川沿いに分布し谷底を埋積している。堆積物は細-中礫サイズの円礫を主体とし、砂及び泥を伴っている。

## IX. 応用地質

(奥村公男)

熊田図幅地域内には木浦鉱山が、周辺には尾平や土呂久などの鉱山があり、錫を主とし砒素・アンチモニー・タングステンやそれに伴って金・銀・銅・鉛・亜鉛・ビスマス・モリブデンなどの多金属を産した鉱山地帯であり、宮久(1955, 1969)は尾平鉱床区と呼んだ。また、この地帯は、九州中部を横断するマンガン鉱床地帯(吉村, 1952, 1969)にもあたる日本有数の鉱山地帯であった。昭和41年から昭和45年にかけては金属鉱物探鉱促進事業団によって祖母傾山地域の広域調査が実施された。しかし、最近まで続いた新木浦鉱山のエメリー鉱の採掘も休止したので、現在採掘中の鉱山はない。国道からも離れた山岳地帯であるため、セメント骨材の採石も交通の便の良い北川下流部に限られている。

## IX. 1 錫・亜鉛・硫化鉄などの非鉄金属鉱床

熊田地域には木浦鉱山に代表される、錫・亜鉛・硫化鉄などの非鉄多金属鉱床が古くから知られている。これらは、新第三紀深成岩類と成因関係をもつ接触交代鉱床で、地域の北西隅を北東-南西に通る仏像構造線の北側に分布する秩父累帯南帯の床木層南縁部の石灰岩の分布地域に沿って北東-南西の地帯に分布している。

### 木浦鉱山(大分県南海女部郡宇目町木浦内)

木浦鉱山の開発の歴史は古く、江戸時代の慶長年間に旧竹田藩により錫山の開発が始まっている(大分県総務部企画調査課, 1951)。その後、盛衰を繰り返し、かつ採掘する鉱石の種類を変えながら最近まで稼働していた。

本鉱山は本地域北西隅の北川水系の最上流にあたる中岳川上流にあり、天神原山(文献では太平山)の山腹にいくつもの坑口が開かれている(第92図)。鉱床群は秩父累帯南縁部の床木層の石灰岩に沿って分布し、宇目町木浦内から藤河内まで南北10数kmの広い範囲に認められる。最盛期には西部の東洋木浦鉱山、中部の新木浦鉱山、東部の瓜谷鉱山に分かれていたが、終わりの頃にはすべて新木浦鉱山に統合され、錫鉱と砒鉱を採掘していた(宮久, 1962)。さらに、金属鉱床が枯渇した後は、木浦エメリー会社となって道路舗装の滑り止めや耐磨耗材として、コランダムやスピネルからなるエメリー鉱石を採掘した(吉村ほか, 1962; 皆川ほか, 1996)。

木浦鉱山の産出鉱物は多種多様であり、大分県側だけでも115種類が揚げられている(野田, 1984)。錫石・硫砒鉄鉱・砒鉄鉱・硫テルル蒼鉛鉱・灰重石などの鉱石鉱物のほかに、異極鉱・スコロド石・バラシンレサイト・カリビブ石・毒鉄鉱・チロル石・銅アダム石・アルセニオンデライト・水亜鉛銅鉱などの二次鉱物も見つかっている(皆川・足立, 1960)。最近でも新記載が続いている(桑野ほか, 1992, 1996)。大分県総務部企画調査課(1951)によると、新木浦鉱山の名前は、鉛・亜鉛鉱、銀鉱、銅床、錫鉱、重石、砒鉱、硫化鉄鉱の項に見いだすことができる。出鉱量はともかく、ある時期には採掘されたものと思う。

**銀** 大砂坑、大谷坑などから産出した鉛・亜鉛鉱石から分離した。

**銅** 松木平旧坑などから錫鉱として採掘されたが、黄銅鉱・孔雀石・藍銅鉱・赤銅鉱を含んでいた。

**錫** 歴史を通して木浦鉱山の主要鉱石である。昭和25年当時採掘されていた新木浦鉱山大谷坑では、粘板岩を上盤として鉱脈が石灰岩との境界に沿って、N60-70°E方向に延びていた。鉱石としては磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・錫石・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・灰重石などよりなり、錫石は特に上盤中に多かった。

**鉛・亜鉛** 大谷・御物などから産し、錫石に伴う硫砒鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱を採掘した。

**重石** 爪谷・葎ヶ迫・大谷の各鉱体から産し、粘板岩と石灰岩の境界に層状をなす接触鉱床で、ざくろ石・ばら輝石・珪灰石を伴った。

**砒鉱** 主に第一次大戦以降に採掘されるようになり、横平・爪谷・大切・大谷の各坑から砒鉱採掘した記録がある。戦後の一時期も農薬の原料として砒鉱を採掘した。粘板岩と花崗斑岩の接触部に沿って産し、鉱石は主に硫砒鉄鉱で、ざくろ石・斧石・石英・方解石を伴った。



**硫化鉄鉱** 戦後の一時期に硫化鉄鉱を採掘した。昭和 24 年には主に大谷抗から精鉱にして年間に 2,400 トンの出鉱記録を残している。鉱床は大谷の鉱床で粘板岩を上盤として石灰岩を下盤とし、間に脈状をなして N60°-70°N に走り、北に 60° 傾斜した。

#### **新木浦エメリー鉱山**

エメリーはコランダムやスピネル、磁鉄鉱を主要構成鉱物とする鉱石で、金属鉱床が枯渇してあと、木浦エメリー会社により採掘され、道路舗装の滑り止めや耐磨耗材として出荷されたが、現在は休止している。

最初の発見者である吉村・吉川・青木(1962)の記述によると、エメリー鉱床は囲山抗から葎ヶ迫抗にかけて分布する石灰岩の中-下位に胚胎し、層状やレンズ状の複雑な脈状をなして産する。葎ヶ迫では厚さ最大 4.5 m、延長 15 m のレンズ状をなし、鉱石は黒色あるいは濃緑色を帯びた黒色で、非常に緻密堅硬である。磁鉄鉱・鉄スピネル・コランダムを多く含み部分的にチタン石を含み、白雲母や斜長石の小脈が縦横に走っている。また、副成分としてざくろ石・電気石・堇青石・黒雲母・チタン石・石英・方解石を報告している。

#### **その他の鉱山**

宮崎県に残されている記録によると、大崩山周辺にも地質図に示すような鉱山が見つかる。このうち、銅・砒素・アンチモニー・亜鉛・錫などを産して桧山・八万嶽・祝子川・国見などの鉱山は大崩山花崗岩の近くの四万十累層群を原岩とするホルンフェルス中に胚胎しており、木浦鉱山と同様に大崩山花崗岩と成因関係をもつ熱水交代鉱床あるいは接触鉄鉱床であろう。規模は小さく詳細は不明である。地質図中には概略の位置を記入した。

## **IX. 2 マンガン鉱床**

本地域は、吉村(1952)の九州中部を横断するマンガン鉱床地帯にもあたり、北隣の三重町地域までは多くのマンガン鉱床があった(酒井ほか, 1993)。本地域の東部の蒲江地域には泥質岩中に黒色で比重の大きい酸化マンガン鉱が見つかるが、鉱山として稼行記録を持つものはない。

## **IX. 3 含銅硫化鉄鉱床**

宮崎県庁の資料によると、含銅硫化鉄鉱床として北川町八戸に片倉八戸鉱山、下塚に矢ヶ内鉱山があげられており、調査でも現地でも昔の鉱山の話聞いた。深崎西方の河原谷の入り口から 500 m 付近の旧鉱山の跡とされた場所には八戸鉱山から出たと思われる鉱滓やずりが見つかる。宮崎県(1981)によると、八戸鉱山は明治から昭和の中頃まで稼行し、鉱床は四万十累層群の泥岩砂岩中の塩基性火山岩類を母岩とし 2 枚あり、いずれも網状ないし鉱染状である。鉱石は主に黄鉄鉱からなり黄銅鉱・磁鉄鉱を伴った。

## IX. 4 非金属資源

### コンクリート骨材

北川中流部には四万十累層群の砂岩優勢部が露出しており、互層の少ない部分をコンクリート骨材として採取している。北川町替崎付近の砂岩は、比重が 2.68，吸水率が 0.47%，すり減り減量が 7.8% 程度である(宮崎県，1981)。

### 建築装飾石材

見立層の礫岩は接触変成作用を受けて堅いホルンフェルスになっており、板状に切り出して磨くと礫の色と模様がおもしろい石材になる。尾平付近の見立層は切り出され商品になっている(村尾，1992)。

### 硯石

北川村(1964)によると、北川町八戸北方の谷に分布する赤色泥岩は、江戸末期から硯石として知られていた。戦後も谷の左岸中腹で採掘され、延岡市で硯が制作され、紅溪石、八戸石、延岡硯として売り出された。戦後も小規模に採取されたが、掘削するにつれて原石が硬質になり中止したらしい。

### 陶石

北側町飛石の花崗斑岩岩脈は一部粘土化が進み、白色の陶石になっていることが知られているが、規模は小さく、商業的に採掘されたことはない。

## IX. 5 温泉

北川村(1964)には北川町下祝子や下赤の花崗斑岩の近くに炭酸泉の記述があるが、現在利用されているのは、宇目町藤河内のものである。町営の施設(湯とびあ)があり、一般に利用されている。泉源は施設の上流 500m 付近の割れ目からの湧水を引いてきて利用している(湯とびあ管理者談)。

## IX. 6 地質災害

本図幅地域は全体が急峻な山地であり、道路は川沿いの崖を削って作られている。また、集落は本流に小谷が注いでできた小さな平坦地に作られていることが多く、谷川の多くは土石流危険河川に指定されている。

豪雨に伴う小規模な災害は毎年のように起きているが、1976年8月には、12日から16日にかけて累積718mm(延岡市で観測)の降雨があり、15-16日に本地域東部の北川町下塚で裏山が50mの中腹から崩壊した。このため15名の死者がでている(九州土木地質図編集委員会，1986)。崩壊した地点は四万十累層群の蒲江亜層群の泥質岩からなる。最近では砂防ダムも作られ、大規模の被害は出ていない。

## 文 献

- 足立富男(1996) 大崩山周辺の鉱物, 地学研究, vol. 45, p. 27-31.
- 赤木祥彦(1961) 宮崎県鹿川盆地の地形. 地理科学, no. 1, p. 29-32.
- Ashworth, J.R. (1985) *Migmatites*. Blackie & Son limited, New York, 302p.
- 橋本 勇(1961) 宮崎県延岡市附近の時代未詳層群の層序と構造とくに古第三系日向層群と延岡・紫尾山構造線について. 九大教養地学研報, no.7, p.37-56.
- 橋本 勇(1962a) 大分県佐伯市附近の時代未詳層群の層序と構造(I). 九大教養地学研報, no. 9, p. 1-12.
- 橋本 勇(1962b) 九州南部における時代未詳層群研究の総括. 九大教養地学研報, no. 9, p. 13-69.
- 藤井浩二(1954) 大分県臼杵地域の層序と構造(I, II). 地質雑, vol. 60, p. 413-427, p. 494-500.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男(1971) 九州四万十帯北東部の地質構造と変成分帯. 地質雑, vol. 77, p. 207-220.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男・神戸信和・小野晃司(1982) 諸塚山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 71p.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男・小野晃司(1979) 神門地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 44 p.
- 神戸信和・寺岡易司(1968) 臼杵地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 63p.
- 加納 博・吉田秀俊・蛭子貞二(1962) 薄衣式(古生代)礫岩としてのいわゆる見立礫岩について—含花崗礫岩の研究(その12). 地質雑, vol. 68, p. 209-218.
- 加藤武夫(1920) 見立礫岩. 地質雑, vol. 27, p. 514.
- 北川村(1964) 北川村村史. 宮崎県東臼杵郡北川村, 111p.
- 桑野範之・浜崎和博(1996) 大分県南海部郡木浦鉱山地区観音滝旧坑産ダフト石, 地学研究, vol. 44, p. 247-249, (日本地学研究会)
- 桑野範之・大久保正記・渡辺隆人・岩野庄市朗(1992) 宮崎県黒葛原鉱山及び大分県木浦鉱山地区産洋紅石, 地学研究, vol. 41, p. 140-143, (日本地学研究会)
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢(1985) 阿蘇4火山灰一分布の広域性と後期更新世示標層としての意義一. 火山, 第2集, vol. 30, p. 49-70.
- Mackenzie, J.S., Taguchi, S. and Itaya, T. (1990) Cleavage dating by K-Ar isotopic analysis in the Paleogene Shimonto Belt of eastern Kyushu, S. W. Japan. *Mineral Petrol. Econ. Geol.*, vol. 85, p. 161-167.
- 松本達郎・大塚裕之・大木公彦(1973) 鹿児島県下の四万十帯から産出した白亜系化石. 地質雑, vol. 79, p. 703-704.
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳(1991) 阿蘇火砕流のK-Ar年代. 地球化学会年会講演要旨集, 1991, p. 111.

- 松本徂夫・橋本 勇(1963a) 宮崎県見立地域の層序と構造. 九大教養部地学研報, no.10, p.39-54.
- 松本徂夫・橋本 勇(1963b) 見立層基底の不整合について. 地質雑, vol.69, p.378-387.
- 松本徂夫・宮久三千年(1973) 九州・祖母山火山岩体にみられるカルデラ形式の陥没構造. 地質雑, vol.79, p.99-111.
- 松岡 篤(1989) ジュラ紀テレーンをつなぐ鍵-チャート・砕屑岩シーケンス. 構造地質, no.34, p.135-144.
- 皆川鉄雄・足立富男(1996) 木浦エメリー鉱床に伴われる興味ある鉱物について, 地学研究, vol.44, p.233-240, (日本地学研究会)
- 宮久三千年(1962) 大分県新木浦錫鉱床に伴う金-テルル-蒼鉛-砒鉱石. 鉱山地質, vol.12, p.1-7.
- 宮久三千年(1969) 尾平式鉱床の地質学的研究(II) 花崗岩類の主成分と鉱化作用の関係. 愛媛大学紀要, 自然科学Dシリーズ(地学). 第七巻, p.9-20.
- 宮久三千年・稲積英朋・島田充克(1975) 大分県木浦スカルン帯夏木谷露頭の自然蒼鉛巨晶とホセ鉱. 地学研究, vol.27, p.209-26.
- 村尾 智(1992) 見立礫岩を石材にする風間鉱山, 地質ニュース, no.459, p.61-62, (実業公報社)
- 村尾 智・松本哲一(1991) 尾平鉱床区祖母山火山岩類のK-Ar年代. 地調月報, vol.42, p.497-502.
- Murata, A. (1981) Large decke structures in the Kurosegawa and Sambosan Terranes in Kyushu, Southwest Japan. Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II, vol.20, p.277-293.
- Nakaseko, K. and Nishimura, A. (1981) Upper Jurassic and Cretaceous radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan. *Sci. Rep. Coll. Gen. Educ. Osaka Univ.*, vol.30, p.133-203.
- 野田雅之(1984) 祖母山・傾山地域の鉱物. 祖母傾国定公園学術調査報告, 大分県環境保健部, p.31-37.
- 大分県(1951) 20万分の1大分県地質図. 大分県.
- 大分県(1958) 20万分の1大分県地質図. 大分県.
- 大分県(1971) 20万分の1大分県地質図. 大分県.
- 大分県総務部企画調査課編(1951) 大分県の地質と地下資源. 114p.
- 奥村公男・寺岡易司・杉山雄一(1985) 蒲江地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 58p.
- 奥村公男・寺岡易司(1988) 鶴御崎地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 36p.
- 大村明雄・河合貞行・玉生志郎(1988) 238U-230Th 放射非平衡系による火山噴出物の年代測定. 地調月報, vol.39, p.559-572.
- 小野晃司・松本徂夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和(1977) 竹田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 145p.
- 小野晃司・渡辺一徳(1983) 阿蘇カルデラ. 月刊地球, vol.5, p.73-82.
- 小山内良人・若松 暉・日邊暁子(1984) 宮崎県延岡市北東部の四万十累層群の層序および地質構造. 鹿児島大理学紀要(地学・生物), no.17, p.67-88.
- 斎藤 真・木村克己・内藤一樹・酒井 彰(1996) 椎葉村地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地

- 質図幅), 地質調査所, 133p.
- 斎藤正次・神戸信和・片田正人(1958) 5万分の1地質図幅「三田井」及び同説明書. 地質調査所, 77p.
- 酒井 彰・寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・坂巻幸雄(1993) 三重町地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 115p.
- 坂井 卓(1978) 宮崎県五ヶ戸流域の四万十川層群の地質構造と層序. 九大理学研報(地質), vol.13, p. 23-38.
- 柴田 賢(1978) 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時性. 地調月報, vol.29, p.551-554.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1979) Rb-Sr whole-rock ages and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 13, p.113-119.
- 高橋正樹(1985) 大崩山 zoned pluton: 火山体直下の固結した重力方向分化大規模珪長質マグマ溜り. *MAGMA*, no. 73, p.123-133.
- Takahashi, M. (1986) Anatomy of a middle Miocene Valles-type caldera cluste: geology of the Okueyama volcano-plutonic complex, southwest Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 29, p.33-70.
- Takahashi M. (1987) Solidification Process of the Okueyama Granitic Complex, Kyushu, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci, Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 21, p.283-308,
- 寺岡易司・今井 功・奥村公男(1981) 20万分の1地質図幅「延岡」. 地質調査所.
- 寺岡易司・栗本史雄(1986) 宇和島地域の四万十帯白亜系層序・大型化石と放散虫化石の層序的分布に関連して. 地調月報, vol.37, p.417-458.
- 寺岡易司・栗本史雄(1989) 20万分の1地質図幅「宇和島」. 地質調査所.
- 寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・吉岡敏和・酒井 彰・小野晃司(1992) 大飼地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 129p.
- 寺岡易司・奥村公男(1992) 四万十帯北帯の構造区分と白亜系砂岩組成. 地質学論集, no.38, p.261-270.
- 寺岡易司・奥村公男・村田明広・星住英夫(1990) 佐伯地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 78p.
- 寺岡易司・柴田 賢・奥村公男・内海 茂(1994) 九州東部-四国西部の四万十帯層群中の碎屑性カリ長石および白雲母の K-Ar 年代. 地質学雑誌, vol.100, p.477-485.
- 寺岡易司・鈴木盛久・林 武広・奥村公男(1995) 九州東部榎峰-神門地域の四万十帯層群における堆積岩化学組成の層序的变化. 広島大学教育学部紀要, 第II部, vol.17, p.83-94.
- 通商産業省(1967) 祖母傾山地域. 昭和41年度広域調査報告書, 20p.
- Watanabe, K. (1978) Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso caldera, Southwest Japan, I: *Geol. Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, no.27, Nat. Sci., no. 27, p.97-120.
- 渡辺一徳(1986) 阿蘇カルデラ起源, 鳥栖オレンジ軽石流の流動・堆積機構. 文部省科学研究費自然災害特別研究, 計画研究「火山噴火に伴う乾燥粉体流(火砕流等)の特質と災害」報告書, p.115-128.
- 山崎哲司(1987) 四国・淡路島西武の和泉層群の放散虫群集. 地質雑, vol.93, p.403-417.

- 米田茂夫・若松 暉(1987) 鹿児島県北薩地域の四万十累層群の層序と地質構造. 地質雑, vol. 93, p. 881-895.
- 吉村豊文(1952) 第 10 章九州地方. 日本のマンガン鉱床, マンガン研究会, p.498-525.
- 吉村豊文(1969) 第 10 章九州地方. 日本のマンガン鉱床補遺(後編 日本のマンガン鉱山), 吉村豊文教授記念事業会, p. 852-870.
- 吉村豊文・古川浩士・青木義和(1962) エミリー鉱床. 鉱山地質, vol. 12, p. 346-352.
- 吉岡敏和・星住英夫・宮崎一博(1997) 大分地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 65p.

## QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kagoshima (15) No. 34

---

## GEOLOGY OF THE KUMATA DISTRICT

By

Kimio OKUMURA, Akira SAKAI, Masaki TAKAHASHI,  
Kazuhiro MIYAZAKI and Hideo HOSHIZUMI

(Written in 1997)

---

### (ABSTRACT)

The Kumata District stretches over both Miyazaki and Oita Prefectures, and the geology belongs to the Chichibu and Shimanto Terranes of the Outer Zone of Southwest Japan (Fig. 1). These terranes are separated by the Butsuzo Tectonic Line, a large thrust fault which dips to the north and trends along the Southwest Japan Arc. The Chichibu Terrane occupies the northwest corner of the Kumata District, and is underlain by Mesozoic strata. The greater part of the district belongs to the Northern Belt of the Shimanto Terrane, where the Lower Shimanto Group of Cretaceous age is mainly distributed. In the southeast corner of the district, the Upper Shimanto Group of Paleogene age is exposed.

Tertiary sediments are exposed in the mountainous area in the northwestern part of the district. The Tertiary is composed of the Miocene Mitate Formation, Sobosan Volcanic Rocks and acid intrusive rocks. Quaternary deposits are also found along the rivers. Table 1 shows a summary of the geology of the district.

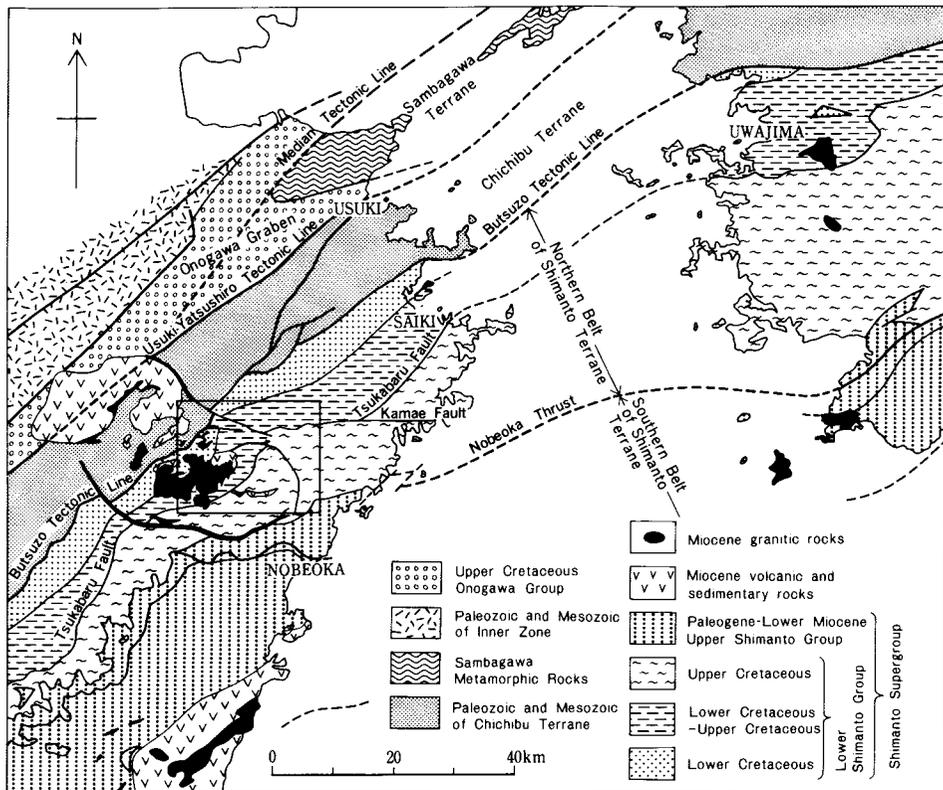


Fig. 1 Tectonic framework of the Kumata and adjoining areas

## MESOZOIC OF THE CHICHIBU TERRANE

The Mesozoic of the Chichibu Terrane is divided into the Hikonouchi, Shakumasan, and Yukagi Formations showing a zonal arrangement from northwest to southeast in this sequence in the Kumata District. These formations are separated from each other by NE-SW to ENE-WSW trending faults. The Shakumasan Formation consists of a chert-clastic sequence. The Hikonouchi and Yukagi Formations are made up of melange. Radiolarian fossils identified in mudstone, siliceous mudstone and chert in these formations indicate the following ages; the Hikonouchi Formation is Middle Jurassic, the Shakumasan Formation is Middle to early Late Jurassic, and the Yukagi Formation is Late Jurassic to Early Cretaceous in age. The younger the strata, the more southward they are exposed in the area.

## CRETACEOUS LOWER SHIMANTO GROUP

The Shimanto Terrane occupies the southernmost part of Southwest Japan along the Pacific Coast. It is distributed as a thick sedimentary complex named the Shimanto Supergroup comprising of the Cretaceous Lower Shimanto Group and the Paleogene to Lower Miocene Upper Shimanto Group.

In the Kumata District the Lower Shimanto Group is widely exposed, and is cut by many strike-slip faults, showing a clear zonal structure with a northeast-southwest trend. The strata dip mostly to the north but occasionally form isoclinal folds. The group is roughly divided into

Table 1 Summary of the geology of the Kumata District

Age	Structural division	Chichibu Terrane		Northern Belt of Shimanto Terrane		Southern Belt of Shimanto Terrane				
		Southern Belt		Saiki Subbelt	Kamae Subbelt	Kitagawa SB.	Mikado SB.*	Hyuga SB.*		
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvial deposits							
		Pleistocene	Aso Volcanic Products, terrace deposits							
	Neogene	Pliocene								
		Miocene	Okueyama Volcanic-plutonic Complex (Okueyama Plutonic Complex) Sobosan Volcanic Rocks							
			Mitate Formation							
	Paleogene	Oligocene								
		Eocene								
		Paleocene						Kitagawa Sg	Makimine Sg*	Hyuga Sg*
	Mesozoic	Late Cretaceous	Maastrichtian							
			Campanian							
Santonian										
Coniacian										
Turonian										
Early Cretaceous		Cenomanian								
		Albian								
		Aptian								
		Barremian								
		Hauterivian Valngnian Berriasian								
Jurassic	Late	Hikonouchi Formation	Shakumasan Formation	Yukagi Formation						
	Middle			Saiki Subgroup						
	Early			Tonegawa F. Shiiba F.	Katata F. Hinokage F.	Kamae Subgroup	Yato F. Makimine F.			
Triassic										

Unconformity

\* exposed in the adjacent area

Sg : Subgroup SB : Subbelt

the lower Saiki subgroup distributed in the Saiki Subbelt and the upper Kamae subgroup in the Kamae Subbelt (Fig. 1).

The Saiki Subgroup consists of clastic rocks with acid tuff layers, with rare allochthonous blocks of chert, and is divided into the Shiiba, Tonegawa, Hinokage and Katata Formations in ascending order. The Shiiba and Hinokage Formations are mudstone-dominated sequences, conformably covered by the Tonegawa and Katata Formations which are mainly in sandstone, respectively. The lower two formations contain radiolarian fossils in mudstone of Valanginian to Barremian age, and from the mudstone and acid tuff of the Hinokage and Katata Formations a Cenomanian.

The Kamae Subgroup is separated from the Saiki Subgroup by the Tsukabaru Fault which dips to the north, and is composed of the Makimine and Yato Formations in ascending order. These formations are in faulted contact with in the district. The Makimine Formation is composed mainly of phyllite and mudstone with sandstone, including many allochthonous blocks of basic volcanic rocks, chert and limestone. Acidic tuff layers also occur in the lower part. The basic volcanic rocks are basalt lava, partly with pillow structure and volcanoclastic rocks, and are often found to be overlain by chert and red mudstone. The mudstone from neighboring areas yields radiolarians which indicate an age of Santonian to middle Campanian, while the chert contains the same assemblages as those in the Saiki Subgroup. The Yato Formation is a sandstone-dominated sequence without any allochthonous blocks. It is considered to be upper Upper Cretaceous in age although there is no direct evidence from fossils. The sandstone in the Saiki Subgroup is characterized by feldspathic wacke, and that the Kamae Subgroup is marked by lithic wacke rich within acid to intermediate volcanic rock fragments. In terms of regional metamorphism, the Saiki Subgroup belongs to the prehnite-pumpellyite zone, while the Kamae Subgroup ranges from the actinolite zone to the prehnite-pumpellyite zone.

## PALEOGENE UPPER SHIMANTO GROUP

The Upper Shimanto Group is bounded to the south by the Nobeoka Thrust, and is divided into three units as shown in Table 1. The Kitagawa Group is distributed within a small area in the southeast corner of the district. The Kitagawa Group is made up mainly of rhythmically alternating sandstone and mudstone with laminations, graded bedding and slump structures. Overtaken strata are recognized regionally. The Urajiri Formation yields radiolarians indicating a Paleogene age from mudstones in the neighboring district.

## TERTIARY

The Mitate Formation rests unconformably on the Mesozoic of the Chichibu and Shimanto Terranes in the mountainous area in the northwestern part of the district. It consists mainly of boulder-bearing cobble and pebble conglomerate with sandstone beds. This formation is covered unconformably by the Sobosan Volcanic Rocks, and intruded by the Okueyama Volcano-plutonic Complex. The Mitate Formation is probably of Miocene age.

The Okueyama Volcano-plutonic Complex consists of nested three cauldrons with volumi-

nous silicic pyroclastic flow deposits, andesitic stratovolcanoes, a ring dike of granite porphyry, and related granitic intrusions, which was constructed during the short time-span of middle Miocene (ca. 14Ma). The volcanic activity began with the eruption of voluminous Sobosan Dacite Pyroclastic Flows and collapse of the Sobosan Cauldron ( $18 \times 13$ km), which was followed by the effusion of large-scale lava flows of the Katamukiyama Aphyric rhyolite, and the eruption of voluminous Katamukiyama Dacie Pyroclastic Flows which caused the formation of the Katamukiyama Cauldron ( $12 \times 6$ km). Then, the Sobosan andesite lava flows, pyroclastic flows and air-falls were extruded to construct stratovolcanoes which covered the two cauldrons. Finally, voluminous Kunimidake Rhyolite Pyroclastic Flows were erupted from the ring fracture which was filled with felsite, tuffisite, and granite porphyry, which were intruded in this order. The block inside the ring fracture was subsided to form the Okueyama cauldron ( $33 \times 23$ km). The Okueyama Granitic Complex, a batholithic granitic mass, was intruded beneath the Okueyama Cauldron.

The Okueyama Granitic Complex occurs as isolated plutonic masses, but it forms a continuous body with batholithic dimension judged from the extent of contact aureoles and results of several drill-holes. The largest among them is the Okueyama granitic body which comprises the Okueyama Granite I and II. The Okueyama Granite I, consisting of medium-grained biotite granite to hornblende biotite granodiorite, is the main mass and intruded by the minor Okueyama Granite II, comprising coarse-grained biotite granite. The roof and wall is well preserved in the Okueyama granitic body and the dissection by deep valleys displays the excellent section of the upper-most 1,000m of top of a granitic batholith. The intrusive contacts are clean-cut everywhere and blocks of the wall and roof rocks are sometimes captured in the granite.

The Okueyama Granite I is a vertically zoned pluton; the upper biotite granite (a few hundreds meters from the roof) grades into the lower hornblende biotite granodiorite. Inclusions consist of mafic inclusions, metamorphosed sedimentary rocks, and double enclaves; mafic inclusions are most abundant and enriched in the lower horizon. The aplite with miarolitic cavities and pegmatite are present under the roof. The aplite-pegmatite sheet complex is well developed in the middle horizon, but aplite and pegmatite masses are only sporadically distributed in the lower horizon.

## QUATERNARY

The Aso-3B Pyroclastic Flow Deposit of the Aso-3 cycle of about 120ka is not partly welded of pyroxene andesitic acoria flow. The Aso-4A and Aso-4T Pyroclastic Flow Deposits are products of the Aso-4 cycle of about 80ka. The Aso-4A Pyroclastic Flow Deposit is not densely welded deposit of hornblende dacite pumice flow. The Aso-4T Pyroclastic Flow Deposit is orangecolored, not partly welded deposit of hornblende dacite pumice flow.

The terrace deposits are composed of gravel, sand and mud occur not only above the Aso Pyroclastic Flow Deposits but also beneath them.

## **ECONOMIC GEOLOGY**

Two types of metal mines are known in the Kumata District. One consists of skarn ore genetically related to the Tertiary plutonic rocks and situated in limestone bodies within the Chichibu Terrane. The other is composed of cupriferous sulfide and manganese ore deposits embedded in Mesozoic rocks near to the basic volcanic rocks of the Shimanto Terrane. These mines have now been closed.

文献引用例

奥村公男・酒井 彰・高橋正樹・宮崎一博・星住英夫(1998) 熊田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 100p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Okumura, K., Sakai, A., Takahashi, M., Miyazaki, K. and Hoshizumi, H. (1998)  
*Geology of the Kumata district*. With Geological Sheet Map at 1:50000,  
Geol. Surv. Japan, 100p. (in Japanese with English abstract 6p.).

---

---

平成 10 年 3 月 19 日 印 刷

平成 10 年 3 月 25 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 前 田 典 千 代

印刷所 前田印刷(株)筑波支店

茨城県つくば市東新井14-3

---

---

© 1998 Geological Survey of Japan