

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

鹿児島（15）第 24 号

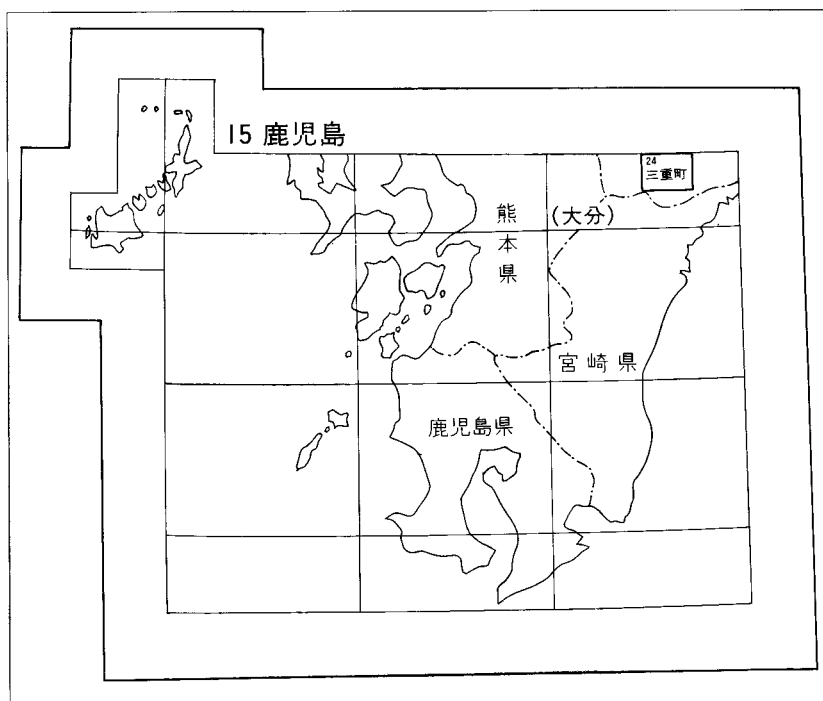
三 重 町 地 域 の 地 質

酒井 彰・寺岡易司・宮崎一博
星住英夫・坂巻幸雄

平成 5 年

地 質 調 査 所

位置図



() は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	(酒井 彰) 2
II. 地質概説	(酒井 彰・寺岡易司・宮崎一博・星住英夫) 4
III. 秩父累帯黒瀬川帯の変成・深成岩類とシルル系	(宮崎一博) 8
III. 1 本匠変成岩類	10
III. 2 三国庄砕花崗岩類	11
III. 3 ホルンフェルス	16
III. 4 シルル系奥畑層	18
III. 5 千枚岩類	18
III. 6 超塩基性岩類	21
IV. 秩父累帯黒瀬川帯の上部二畳系-下部ジュラ系	(酒井 彰) 21
IV. 1 上鷲谷層	24
IV. 2 鷲谷層	26
IV. 3 片内層	26
IV. 4 犬鳴層	27
IV. 5 蕨野層	27
IV. 6 内山層	30
IV. 7 内田層	30
IV. 8 化石と時代	32
IV. 9 地質構造	33
V. 秩父累帯南帯のジュラ系-下部白亜系	(酒井 彰) 34
V. 1 奥川内層	34
V. 2 小園層	35
V. 3 彦ノ内層	35
V. 4 尺間山層	36
V. 5 床木層	40
V. 6 化石と時代	42
V. 7 地質構造	43
VI. 秩父累帯黒瀬川帯の上部中生界	(寺岡易司) 44
VI. 1 新開層	44
VI. 2 山部層	46
VI. 3 佩楯山層	49
VI. 4 須久保層	53

VI. 5	東谷層	53
VI. 6	田野層群	55
VI. 6. 1	椎原層	55
VI. 6. 2	山頭層	55
VI. 6. 3	野津市層	57
VI. 7	化石と時代	57
VI. 8	地質構造	59
VII.	大野川地溝帯上部白亜系—大野川層群— (寺岡易司)	61
VII. 1	柴北層	61
VII. 2	犬飼層	62
VII. 3	地質構造	63
VIII.	四万十帯白亜系—下部四万十層群— (寺岡易司)	64
VIII. 1	椎葉層	65
VIII. 2	十根川層	68
VIII. 3	日の影層	69
VIII. 4	堅田層	70
VIII. 5	化石と時代	70
VIII. 6	地質構造	72
IX.	第三系 (星住英夫)	72
IX. 1	見立層	72
IX. 2	祖母山火山岩類	74
IX. 3	酸性貫入岩類	77
IX. 4	大野火山岩類	78
IX. 4. 1	牟礼礫岩	78
IX. 4. 2	白岩山火砕流堆積物	78
IX. 4. 3	小倉木凝灰岩	79
IX. 4. 4	代三五山安山岩	80
X.	第四系 (星住英夫)	80
X. 1	小野市礫層	80
X. 2	向野礫層	80
X. 3	今市火砕流堆積物	81
X. 4	知田火砕流堆積物	81
X. 5	平石礫層	82
X. 6	阿蘇火山噴出物	82
X. 6. 1	阿蘇-2 サイクルの噴出物	83
X. 6. 2	阿蘇-3/2間の降下火砕物	83

X. 6. 3	阿蘇-3サイクルの噴出物	85
X. 6. 4	阿蘇-4/3間の降下火砕物	85
X. 6. 5	阿蘇-4サイクルの噴出物	86
X. 7	段丘堆積物	88
X. 7. 1	中位段丘堆積物	88
X. 7. 2	低位段丘堆積物	88
X. 8	降下火山灰層	89
X. 9	沖積層	89
XI.	応用地質 (坂巻幸雄)	89
XI. 1	金属鉱床	89
XI. 1. 1	層状マンガン鉱床	90
XI. 1. 2	ニッケル-クロム鉱床	94
XI. 1. 3	錫鉱床・銅-鉛-亜鉛鉱床	95
XI. 2	非金属鉱床	95
XI. 2. 1	ドロマイト鉱床	95
XI. 2. 2	石灰石鉱床	96
XI. 2. 3	大理石鉱床	96
文 献		96
Abstract		102

図・表・図版目次

第 1 図	三重町及びその周辺地域の埋谷面図	3
第 2 図	上津小野西方のチャートからなる尾根	4
第 3 図	九州東部から四国西部地域の地質構造区分図	5
第 4 図	秩父累帯黒瀬川帯の深成岩類・変成岩類・シルル系の分布	9
第 5 図	片状蛇紋岩と本匠変成岩類のざくろ石角閃岩の境界	10
第 6 図	本匠変成岩類のざくろ石角閃岩	11
第 7 図	本匠変成岩類	12
第 8 図	本匠変成岩類の薄片写真	13
第 9 図	三国圧砕花崗岩類のモード組成	14
第 10 図	角閃石黒雲母花崗閃緑岩	14
第 11 図	三国圧砕花崗岩類の薄片写真	15
第 12 図	砂岩起源の黒雲母ホルンフェルス	16
第 13 図	角閃石ホルンフェルス及び黒雲母ホルンフェルスの薄片写真	17
第 14 図	千枚岩類	19

第 15 図	千枚岩類の薄片写真	20
第 16 図	三重町及びその隣接地域の地質概略図及び化石産地	23
第 17 図	淡緑色酸性凝灰岩・砂岩の礫大クラストを含む上鷲谷層の含礫泥岩	24
第 18 図	上鷲谷層の灰色砂岩と黒色泥岩	25
第 19 図	上鷲谷層の赤色ハイアロクラスタイトと赤色層状チャート	25
第 20 図	淡緑色チャート・砂岩のクラストを含む片内層の含礫泥岩	27
第 21 図	蕨野層の灰色石灰岩	28
第 22 図	蕨野層の層状石灰岩	29
第 23 図	蕨野層のハイアロクラスタイト	29
第 24 図	内山層の赤紫色溶岩とハイアロクラスタイト	30
第 25 図	主に砂岩クラストを含む内山層の含礫泥岩	31
第 26 図	内山層のハイアロクラスタイト中の灰色層状チャートクラスト	31
第 27 図	砂岩・チャートの礫大クラストを含む小園層の含礫泥岩	35
第 28 図	平行葉理の発達した彦ノ内層の泥岩	36
第 29 図	尺間山層の模式柱状図	37
第 30 図	尺間山層の黒色層状チャート	38
第 31 図	尺間山層の砂岩とチャート礫岩	38
第 32 図	尺間山層の淡緑灰色層状珪質泥岩	39
第 33 図	尺間山層の再堆積ハイアロクラスタイト	39
第 34 図	チャート、砂岩及び砂岩泥岩互層のクラストを含み、強く剪断された床木層の含礫泥岩	40
第 35 図	床木層の暗灰色石灰岩礫岩	41
第 36 図	床木層の層状珪質泥岩と塊状珪質泥岩	41
第 37 図	床木層中の逆断層	43
第 38 図	秩父累帯黒瀬川帯上部中生界の分布	45
第 39 図	新開層柱状図	46
第 40 図	山部層柱状図	47
第 41 図	山部層 Ya 1 部層の中礫岩	47
第 42 図	山部層 Ya 4 部層の中層理砂岩	48
第 43 図	佩楯山層柱状図	50
第 44 図	佩楯山層 Ha 1 部層の大礫岩	50
第 45 図	佩楯山層 Ha 3 部層の赤色礫岩	51
第 46 図	佩楯山層 Ha 4 部層の小礫岩	51
第 47 図	佩楯山層 Ha 4 部層の斜層理砂岩	52
第 48 図	須久保層柱状図	53
第 49 図	東谷層柱状図	53
第 50 図	田野層群柱状図	56

第 51 図	椎原層 Sb1 部層の大礫岩	57
第 52 図	黒瀬川帯上部中生界の砂岩組成	58
第 53 図	犬飼及び隣接地域の白亜系構造図	60
第 54 図	犬飼層 IIc の砂岩がち砂岩頁岩中互層	62
第 55 図	犬飼層 IIc の頁岩がち頁岩砂岩中互層	63
第 56 図	四万十帯白亜系柱状図作成位置図	64
第 57 図	三重町・熊田・佐伯・蒲江及び鶴御崎地域の四万十帯白亜系砂岩組成	65
第 58 図	椎葉層柱状図	66
第 59 図	椎葉層の含礫泥岩	67
第 60 図	石灰岩礫を含む椎葉層の泥岩	67
第 61 図	十根川層柱状図	68
第 62 図	日の影層及び堅田層柱状図	69
第 63 図	祖母・傾地域の第三系地質概略図	73
第 64 図	祖母山火山岩類の溶結凝灰岩に見られるユータキシティック組織	76
第 65 図	秩父累帯の砂岩に貫入する花崗斑岩	77
第 66 図	白岩山火砕流堆積物中のスパイラクル	79
第 67 図	平石礫層と阿蘇-4A 火砕流堆積物	83
第 68 図	三重町地域での阿蘇-2 サイクル及び阿蘇-3/2 間の降下火砕物の柱状図	84
第 69 図	阿蘇-3B 火砕流堆積物を覆う阿蘇-4A 火砕流堆積物	84
第 70 図	阿蘇-4A 火砕流堆積物の柱状節理	87
第 1 表	三重町地域の地質総括表	6
第 2 表	三重町地域から産出した二疊紀放散虫化石	33
第 3 表	三重町地域から産出した三疊紀-ジュラ紀初期放散虫化石	33
第 4 表	三重町地域から産出したジュラ紀-白亜紀初期放散虫化石	42-43
第 5 表	山部層産化石	48
第 6 表	佩楯山・須久保両層産化石	52-53
第 7 表	東谷層 H1 部層産化石	54
第 8 表	佐伯・三重町両地域の佐伯亜層群産放散虫化石	71
第 9 表	祖母山火山岩類・酸性貫入岩類の層序表	75
第 10 表	知田火砕流堆積物の FT 年代測定値	82
Table 1	Summary of the geology of the Miemachi District	103
第 I 図版	秩父累帯黒瀬川帯から産出した放散虫化石	111
第 II 図版	秩父累帯南帯から産出した放散虫化石	113

第Ⅲ図版 秩父累帯南帯から産出した放散虫化石 115

三重町地域の地質

酒井 彰*・寺門易司**・宮崎一博*

星住英夫*・坂巻幸雄***

三重町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2・3年度の2年度にわたって行い、秩父累帯黒瀬川帯の変成・深成岩類とシルル系を宮崎、秩父累帯の先上部中生界を酒井、秩父累帯黒瀬川帯の上部中生界・大野川地溝帯の上部白亜系及び四万十帯白亜系を寺岡、第三系及び第四系を星住がそれぞれ担当した。報告書執筆の分担は次のとおりである。酒井が全体の調整を行った。

I. 地形	酒井
II. 地質概説	酒井・寺岡・宮崎・星住
III. 秩父累帯黒瀬川帯の変成・深成岩類とシルル系	宮崎
IV. 秩父累帯黒瀬川帯の上部二畳系-下部ジュラ系	酒井
V. 秩父累帯南帯のジュラ系-下部白亜系	酒井
VI. 秩父累帯黒瀬川帯の上部中生界	寺岡
VII. 大野川地溝帯上部白亜系	寺岡
VIII. 四万十帯白亜系	寺岡
IX. 第三系	星住
X. 第四系	星住
XI. 応用地質	坂巻

本研究に際し、森林基本図の入手に当たっては、元大分県庁商工観光部参事の稲積英明氏に便宜を図って頂いた。また、九州通産局資源部の和田幸太郎氏にはドロマイト鉱床についての資料提供を受けた。記して謝意を表する。

神戸信和(元地質標本館)及び小野晃司(元環境地質部)の両氏からは未公表試料の提供を受けた。白亜紀放射状化石の同定は地質部の栗本史雄技官による。また、研究に使用した岩石薄片は、宮本昭正・阿部正治・佐藤芳治・野神貴嗣・大和田 朗・青山秀喜の各技官により作成された。

*地質部

**元地質部(現広島大学)

***地質標本館

Keywords: geologic map, 1:50,000, Miemachi, Oita, Chichibu, Kurosegama, Shimanto, Paleozoic, Mesozoic, Miocene, metamorphic rocks, granitic rocks, melange, chert-clastic sequence, Cretaceous, Onogawa Group, Saiki Subgroup, Mitate Formation, volcanic rocks, Pyroclastic Flow Deposit, Aso Volcanic Products, modal sandstone composition, radiolaria, ammonite, pelecypod, Usuki-Yatsushiro Tectonic Line, Butsuzo Tectonic Line, Kabunuki Fault

I. 地 形

(酒井 彰)

三重町地域は、東経 131° 30′-131° 45′、北緯 32° 50′-33° 0′ の範囲に位置し、行政的には大分県大野郡野津町・三重町・大野町・緒方町・清川村、みまみあまへ ほんじょう南海部郡本匠村・直川村・宇目町に属する。

三重町地域は九州山地の北東部に当たり、本地域の主部は東北東-西南西方向の標高 600-700 m の稜線が連なる山地地形をなし、本地域の南西端では標高 1,100m を超え、西隣たけたの竹田地域内の標高 1,602m の傾山かたむきやまに連なる。また、本地域北西部には、標高 250 m 以下の丘陵地が広がっている。本地域の主要河川に沿ってほぼ標高 200 m 前後まで阿蘇火山から噴出した火砕流堆積物が谷地形を埋谷し、台地を形成している。北西部を流れる大野川に沿って河成段丘が発達している。第 1 図に三重町及びその周辺地域の埋谷面図を示す。

本地域の河川は、北に流れる大野川、東に流れるほんじょう番匠川、南に流れる北川及びそれらの支流からなる。西の傾山から東北東に延び三国峠に至る山地は、北側の大野川水系と南側の北川水系を分ける分水嶺となっている。そして、三国峠付近から北東はいだてさんに佩楯山に至りさらに東北東に延びる山地は、北側の大野川水系と東南側の番匠川水系を分け、一方、三国峠から東南東方向に酒利岳さかりだけに至り、その東方で南に向きを変える稜線は、東側の番匠川水系と南西側の北川水系とを分けている。本地域は地形的に大きく以下の二つの地域に分けられる。

傾山-佩楯山山地

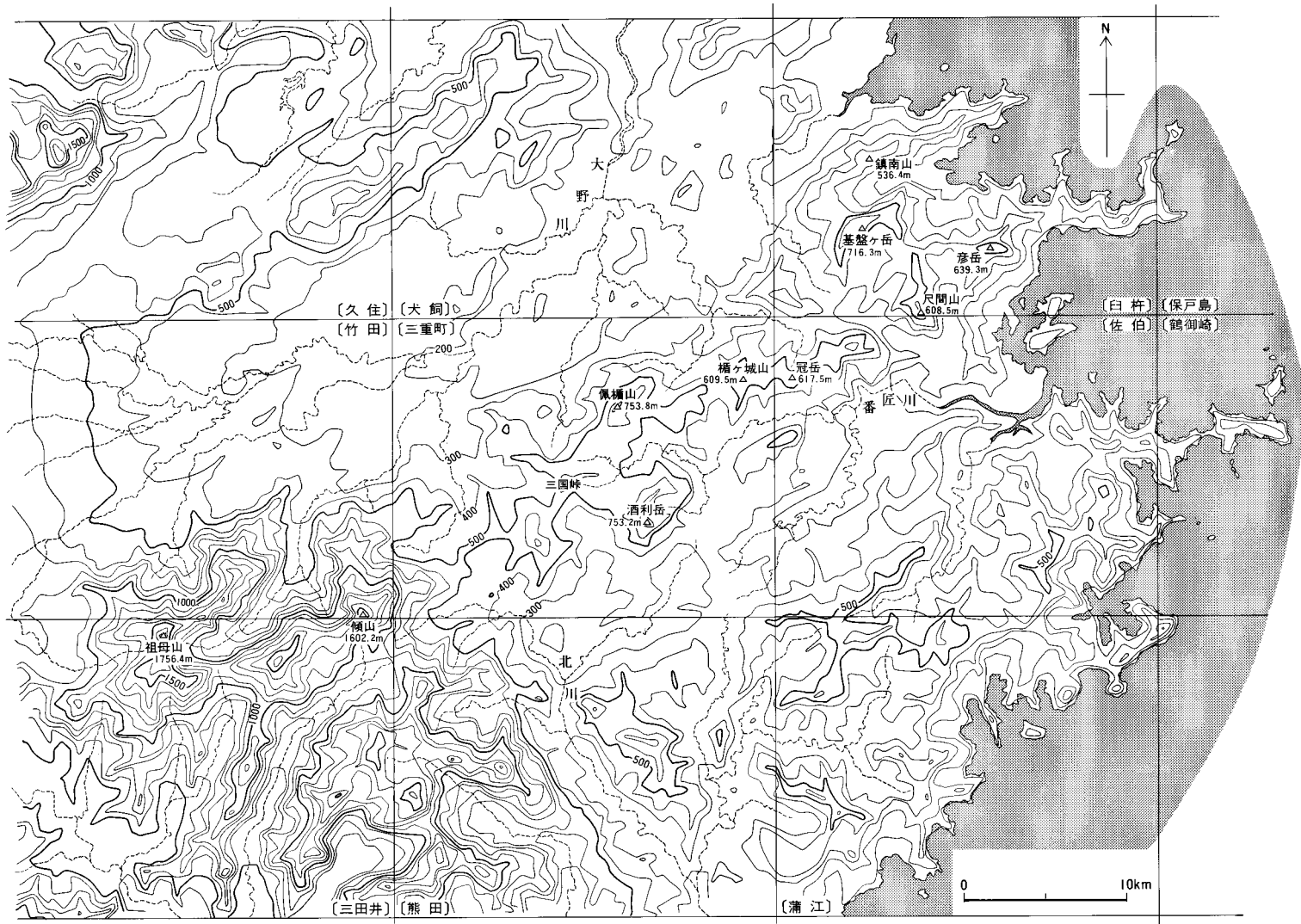
本地域の主部を占めて北東-南西方向に連なる山地で、西隣の竹田地域に位置する標高 1,602 m の傾山から東に向かって高度を下げ、本地域の南西部から中央部の佩楯山 (753.8 m) までは 600-700 m 前後の稜線が連なる。佩楯山からは東北東に石峠山 (621.9m)、楯ヶ城山 (609.5m) と 600m 前後の稜線が連なり、東隣の佐伯地域の冠岳 (618 m) をへて、東北隣の臼杵地域の尺間山 (609 m) から四浦半島に連なる。この山地は地質的に秩父累帯に属し、チャートや砂岩が多く、比較的険しい地形を形成している。

この主稜線から三国峠付近で分岐した稜線は、酒利岳の東方で 300-400 m に高度を下げ、東北東方向と南方に連なる。この地域には四万十帯の地層が分布している。

チャートがよく連続して分布する秩父累帯南帯の尺間山層や彦ノ内層分布域では、チャートが稜線を形成し険しい地形を示すことが多く、チャートクラストの形態や傾斜が地形に明瞭に表れることがある(第 2 図)。

大野川盆地

本地域の北西部を北東に向かって流れる大野川や三重川沿いに広がる標高 100-250 m の地域である。そこには秩父累帯北縁部や大野川地溝帯の白亜系が分布し、それを覆って第三紀の大野火山岩類、第四



第1図 三重町及びその周辺地域の埋谷面図 幅1kmの谷を埋谷、等高線は100m間隔



第2図 上津小野西方のチャートからなる尾根

紀の段丘堆積物・阿蘇火山噴出物及び沖積層が分布している。なお、大野川地溝帯と秩父累帯を分ける白杵-八代構造線は、ほとんど阿蘇火山噴出物に覆われているが、地形によくあらわれている。

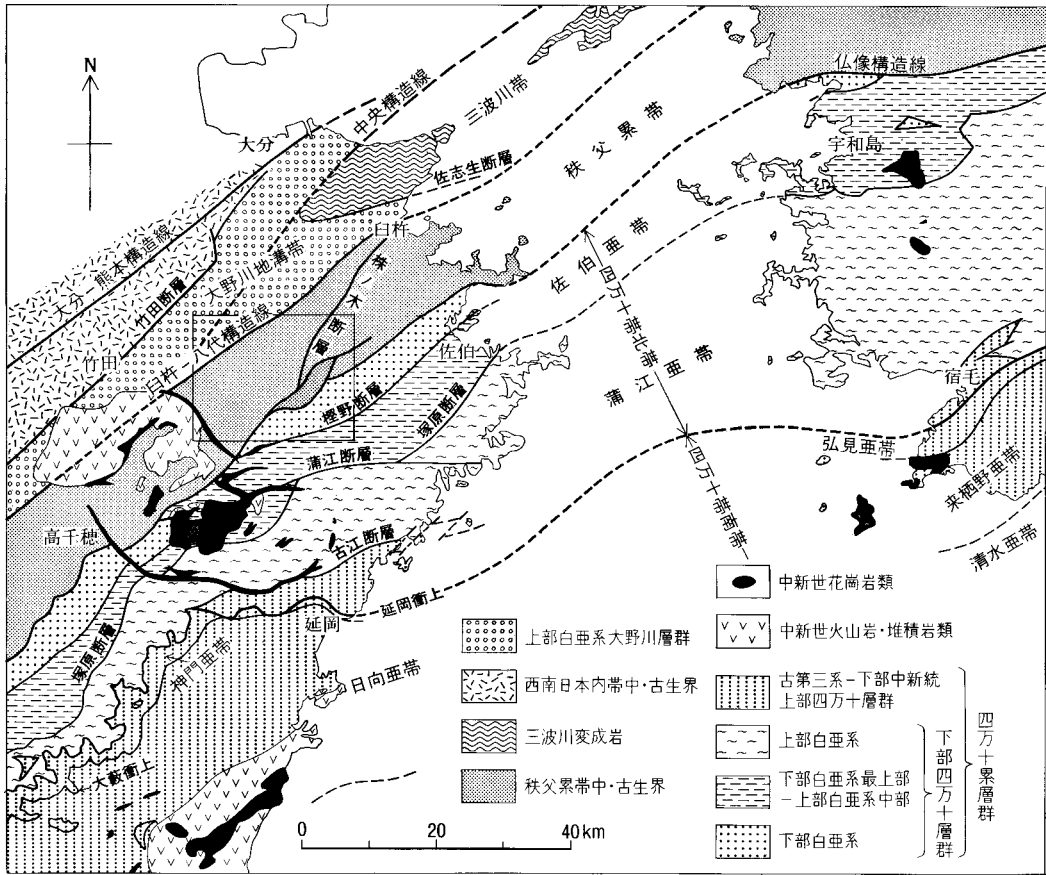
II. 地質概説

(酒井 彰・寺岡易司・宮崎一博・星住英夫)

三重町地域は九州山地東部に位置し、地質構造の上から大野川地溝帯、秩父累帯及び四万十帯に大きく区分される(第3図)。地体構造区分からすると、大野川地溝帯は、西南日本の内帯と外帯にまたがり、南東側の秩父累帯とは白杵-八代構造線によって画される。秩父累帯とその南東側に位置する四万十帯は仏像構造線で境される。これらの各帯には古生代から新生代にかけてのさまざまな地質体が分布する。またこれらのうち、秩父累帯の先第三系の地質体は、北東隣の白杵地域から北北東-南南西に本地域まで延びる株ノ木断層によって斜断されている。

本地域に分布する地質系統をまとめて第1表に示す。

大野川地溝帯には上部白亜系大野川層群が分布し、本地域ではその下部亜層群上部と中部亜層群下部の地層が断続的に露出する。秩父累帯は北側の黒瀬川帯と南側の南帯に区分される。秩父累帯北帯は欠如していると考えられる。黒瀬川帯を構成する地質体は、先シルル系の三国庄碎花崗岩類、本匠変成岩類及びホルンフェルス、シルル系の奥畑層、千枚岩類からなる先三畳系の弱変成岩類、上部二畳系-下部ジュラ系のメラングジュ地質体(上鷲谷層・片内層・犬鳴層・蕨野層・内山層・内田層)及びモノチスを含む上部三畳系鷲谷層に区分される。これらの地質体と不整合または断層関係で接して、アンモナイト・



第3図 九州東部から四国西部地域の地質構造区分図
寺岡ほか(1990)に加筆

二枚貝などの大型化石を多産する浅海-汽水成上部中生界が数地帯に分かれてレンズ状に分布する。上部中生界は、最上部ジュラ系の新開層、下部白亜系の山部層・佩楯山層・須久保層及び東谷層、上部白亜系の田野層群からなり、大局的には新しい地層ほど北側に分布する傾向がある。

秩父累帯南帯には、二畳紀の巨大石灰岩体を含む下部ジュラ系の奥川内層、下-中部ジュラ系の小園層、中-上部ジュラ系の彦ノ内層、上部ジュラ系-下部白亜系の床木層からなるメランジュ地質体と、チャート・砕屑岩-シーケンスからなる中-上部ジュラ系の尺間山層が分布している。これら各層は、それぞれ断層関係にあり、北西から南東に順次带状に分布し、その上限の時代は次第に新しくなる傾向が認められる。

秩父累帯とその南側の四万十帯北帯は仏像構造線によって画される。三重町地域の四万十帯北帯には、佐伯亜帯に属する下部四万十層群佐伯層群が分布する。本亜層群は、泥岩を主とする椎葉層、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、幾つもの地帯に分かれて繰り返し露出している。椎葉・十根川両層から白亜紀パラングニアン-パレミアンの、日の影・堅田両層からはアルビアン-セノミアンの放散虫化石を産

第1表 三重町地域の地質総括表

時代		地体構造区分		西南日本				西 南 日 本		外 帯				
		内 帯	三波川帯	秩 父 帯	累 帯	四 万 十 帯	北 帯	大野川地溝帯	黒瀬川帯	南 帯	佐伯垂帯	蒲江垂帯		
新 生 代	第四紀	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	知田火砕流堆積物											
		中新世	今市火砕流堆積物											
中生代	古第三紀	大野火山岩類		相模山火山岩類		酸性貫入岩類								
	後期白亜紀	マストリヒチアン												
		カンパニアン												
		サントニアン	大野川層群	上部重層群*									下部四十層群	蒲江重層群*
		コニアシアン	中部重層群	田野層群								佐伯重層群	堅田層	
		チューロニアン	下部重層群									日の影層		
	前期白亜紀	セノマニアン	最下部重層群*									十根川層	椎葉層	
	ジュラ紀	アルビアン			東谷層	須久保層					床木層			
		アプチアン			溜水層*						尺間山層			
		パレミアン			佩橋山層						彦ノ内層			
白亜紀	オーテリビアン			山 部 層						小園層				
	ベリアシアン			新 開 層						奥川内層				
	後 期			内田層	内山層	藏野層	犬鳴層	片内層	*鎌雨山層	奥川内層				
中生代	中 期			上黨谷層						尺間山層				
	前 期			千枚岩類						尺間山層				
古 生 代	三 疊 紀	白杵―八代構造線										仏像構造線		
	二 疊 紀													
	石 炭 紀													
	デボン紀													
	シルル紀													
先シルル紀			ホルンフェルス	三國庄砕花崗岩類	本匠変成岩類									

*三重町地域には露出しない

出する。

第三系は、中新統見立層、祖母山火山岩類、酸性貫入岩類及び大野火山岩類からなる。見立層は礫岩・砂岩からなり、秩父累帯の先第三系上に不整合に重なって祖母山火山岩類に覆われる。祖母山火山岩類は、祖母-傾山系を構成する火山岩類であり、酸性火山岩類からなる前期火山岩類と、カルデラ（傾山カルデラ）形成後の、安山岩を主とする後期火山岩類に分けられる。中新世酸性貫入岩類は、花崗斑岩-石英斑岩からなり、カルデラ縁辺を限る環状断層に沿って、祖母山火山岩類と秩父累帯の先第三系に貫入している。大野火山岩類は、主として本地域北方の犬飼地域から北西方の久住地域にかけて分布するが、これは下位より牟礼礫岩、白岩山火砕流堆積物、小倉木凝灰岩、代三五山安山岩、三宅山火砕流堆積物からなる。本地域にはその一部が分布するのみであり、三宅山火砕流堆積物を欠く。牟礼礫岩は、大野火山岩類基底部の礫岩・砂岩層である。白岩山火砕流堆積物は、流紋岩質で大部分が溶結凝灰岩からなる。小倉木凝灰岩は、流紋岩質及び安山岩質の凝灰岩と砂岩などからなる水成の堆積物である。代三五山安山岩は、輝石安山岩質の厚い溶岩からなる。

第四系は、河成礫層、今市・知田の両火砕流堆積物、それに阿蘇火山噴出物、段丘堆積物や沖積層からなる。河成礫層としては、宇目町で盆地を埋積する小野市礫層、大野火山岩類からなる山地の裾野に発達する向野礫層、祖母・傾山系の北麓に発達する平石礫層がある。今市火砕流堆積物は、久住地域で広大な火砕流台地を構成する輝石デイサイトの火砕流堆積物である。この岩体は逆帯磁しており、松山逆磁極期最後の逆磁極期に噴出したもので、本地域にはごく断片的に分布するのみである。知田火砕流堆積物は、黒雲母流紋岩質の非溶結の軽石流堆積物で、 $0.66 \pm 0.13 \text{ Ma}$ のFT年代が得られている。阿蘇火山噴出物のうち、本地域には阿蘇-2サイクルの降下火砕物、3/2間降下火砕物、阿蘇-3サイクルの降下軽石層と火砕流堆積物、4/3間の降下火砕物、最後に阿蘇-4サイクルの火砕流堆積物が到達している。阿蘇-3サイクルの阿蘇-3B火砕流堆積物は、輝石安山岩質のスコリア流堆積物で、直下に3W降下軽石層を伴っている。阿蘇-4サイクルの阿蘇-4A火砕流堆積物は、角閃石デイサイト質の軽石流で阿蘇火山噴出物中最大規模である。本地域北西部では低地を埋積して火砕流台地を構成している。阿蘇-4T火砕流堆積物は、層厚が薄いにもかかわらず遠方まで流走する拡散型大規模火砕流で、阿蘇-4A火砕流堆積物の直上のみならず、地形的高所にまで分布している。段丘堆積物は主に北西部の大野川とその支流域にできた浸食段丘面上の砂礫層であり、中位と低位に区分される。沖積層は、三重町でやや広い分布を示すほか、各河川にそって断片的に分布している。

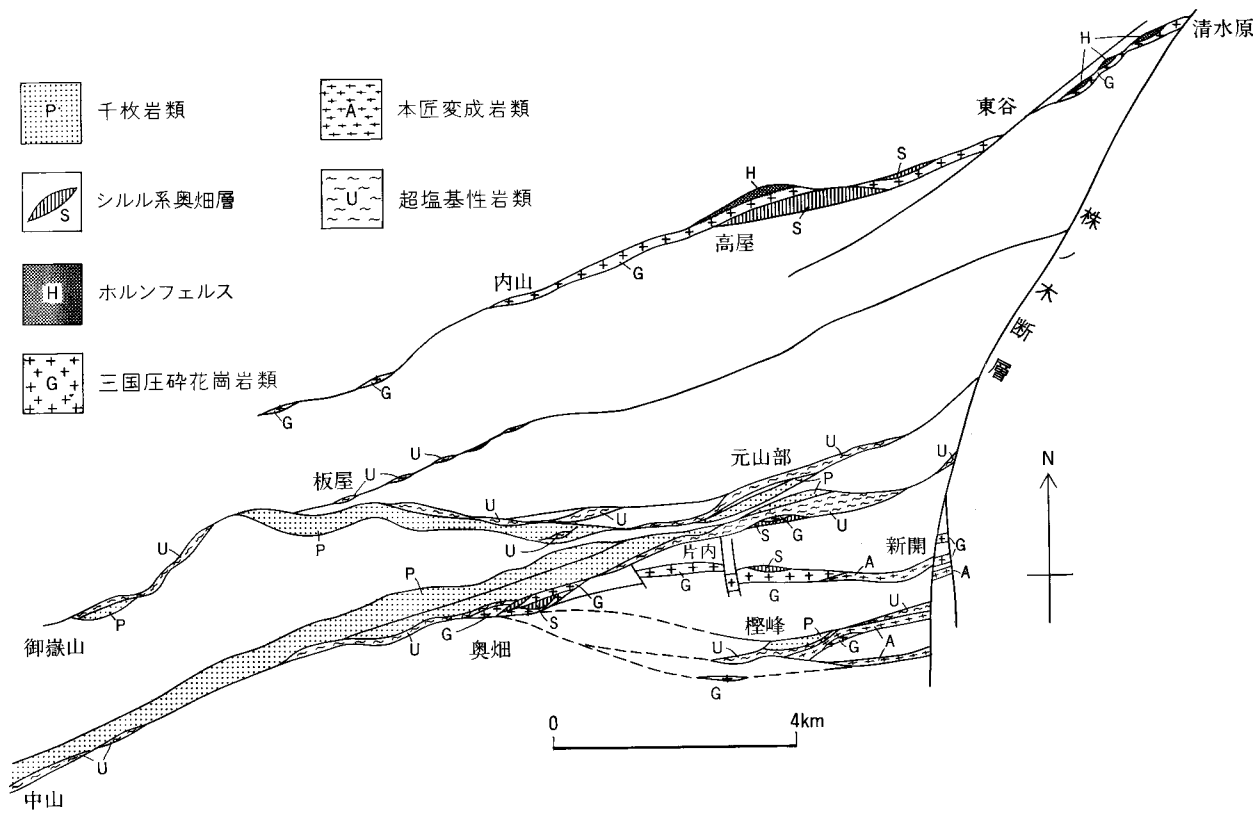
Ⅲ. 秩父累帯黒瀬川帯の変成・深成岩類とシルル系

(宮崎一博)

三重町地域の秩父累帯黒瀬川帯の変成・深成岩類及びシルル系は、上部二畳系-下部ジュラ系メランジュ中に東北東-西南西の走向をもつ高角断層によって挟まれ、細長い帯をなして分布する(第4図)。本地域の西部では黒瀬川帯の変成・深成岩類及びシルル系は3列認められる。これらは東に向かうにつれ枝分れし、北北東-南南西の走向をもつ株ノ木断層によってその分布が断たれる。従来、本地域の黒瀬川帯の構成岩石と考えられていたものには、野田(1961)によりシルル系とされた奥畑層、宮地ほか(1963)により先シルル系とされた本匠変成岩類と三国圧砕花崗岩類がある。本地域の黒瀬川帯の変成・深成岩類及びシルル系は、それらのほかに、超塩基性岩類と新たにホルンフェルスと千枚岩類を加えた以下の地層・岩石から構成される。

- 1) 本匠変成岩類
- 2) 三国圧砕花崗岩類
- 3) ホルンフェルス
- 4) シルル系奥畑層
- 5) 千枚岩類
- 6) 超塩基性岩類

宮地ほか(1963)によれば、三国圧砕花崗岩類と本匠変成岩類はそれぞれ三滝火成岩類と寺野変成岩類に対比される先シルル系である。ただし、三国圧砕花崗岩中のカリ長石について330Ma(早瀬・石坂, 1967)、黒雲母については245Ma(早瀬・石坂, 1967)のK-Ar年代が得られている。シルル系奥畑層は野田(1961)によりシルル紀の珊瑚類、ストロマトポラ等の化石を産出することが知られている。本地域に分布するホルンフェルス、千枚岩類、超塩基性岩類は、野田(1961)や宮地ほか(1963)では黒瀬川帯を構成する岩石に含まれていなかった。近年、少量試料による変成岩の放射年代測定法による黒瀬川帯の研究が進んだ(丸山・植田, 1975; 磯崎・板谷, 1990, 1991)。これにより黒瀬川帯を構成する岩石として、185Maより古い年代をもつ低温高压型変成岩類が存在することが明らかとなった。千枚岩類は、本報告により、低温高压型の変成作用を特徴づける藍閃石を含むことが明らかになった。この低温高压型変成岩類の時代については年代測定や化石の産出がないため、確証はないが、上述の185Maより古い年代を持つ黒瀬川帯の低温高压型変成岩類の一員と考えられる。ホルンフェルスはこれまで、九州、四国、紀伊半島の黒瀬川帯からその産出が知られていない岩石である。関東山地の跡倉ナップには、それを構成



第4図 三重町地域における秩父累帯黒瀬川帯の深成岩類・変成岩類及びシルル系の分布

する金勝山石英閃緑岩に伴ってホルンフェルスが存在する(牧本・竹内, 1992). このホルンフェルスは先二畳系とされ, 他の跡倉ナップを構成する岩石と共に, 黒瀬川構造帯の構成物と考えられている(平島, 1984 ; Hara *et al.*, 1990). 本地域では, ホルンフェルスは先シルル系の三国庄砕花崗岩類に密接に伴うことから, 関東山地のホルンフェルスと同様, 黒瀬川帯を構成する岩石の一員と考えた. この岩石の時代については未詳であるが, 先シルル系と推定される. 超塩基性岩類は, 黒瀬川帯を構成する他の地層・岩石との間の境界断層沿いや黒瀬川帯と南帯のジュラ紀メランジュとの境界断層沿いに分布する. Maruyama (1981) は, 黒瀬川帯を構成する地層・岩石に伴う超塩基性岩類も黒瀬川帯を構成する岩石の一員と考えている. 本報告でも, 超塩基性岩類を黒瀬川帯の構成物とした.

III. 1 本匠変成岩類 (Hma, Hmg)

本匠変成岩類は, 本匠村檜峰付近に分布する角閃岩(第5図)及び黒雲母片麻岩に対して命名された(宮地ほか, 1963). 宮地ほか(1963)はこれを四国の黒瀬川帯の寺野変成岩類に対比している.

本岩類は本匠村檜峰から本匠村新開南方にかけ最上部ジュラ系新開層を取り巻くような形で分布する. また, 本匠村山部から新開にかけても分布する. このほか本匠村新開付近に小規模な岩体が分布する.

角閃岩・黒雲母片麻岩と少量のざくろ石単斜輝石片麻岩からなる. 本岩類は超塩基性岩類とは断層関係にある.

角閃岩及びざくろ石単斜輝石片麻岩(Hma) 角閃岩は中-粗粒・暗緑色で, 塊状のものから縞状構造の発達するものまである. 縞状構造は, 普通角閃石からなる優黒質層と斜長石からなる優白質層からなる.



第5図 片状蛇紋岩と本匠変成岩類のざくろ石角閃岩の境界(本匠村檜峰東方1.5km, 道路沿い)

Sp: 片状蛇紋岩, Amp: ざくろ石角閃岩



第6図 本匠変成岩類のざくろ石角閃岩（本匠村檜峰東方1.5km, 道路沿い）

部分的にざくろ石や単斜輝石を含む。中粒の縞状構造の発達する角閃岩は、主に普通角閃石・斜長石から構成される。粗粒で弱い縞状構造の発達する角閃岩は径2mmのざくろ石を含む（第6図, 第8図a）。鏡下では、自形ないし半自形のざくろ石を含む（第8図a）。普通角閃石は黄褐-褐色で、径1mmの半自形結晶である。塊状の中粒角閃岩は、鏡下では、径0.5mmの単斜輝石を含む。普通角閃石は淡黄褐-淡褐色で、径0.5mmの半自形結晶である。塊状の中粒角閃岩では単斜輝石を含む。鏡下では、中粒の縞状構造の発達する角閃岩の普通角閃石は緑-青緑色で径0.1mmの半自形結晶である。斜長石は一部が細粒の白色雲母に置換される。少量の緑れん石・不透明鉱物を含む。特徴的にぶどう石・パンペリー石の細脈が発達する。

ざくろ石単斜輝石片麻岩は主にざくろ石・単斜輝石・斜長石から構成される（第7図a）。全体に圧砕されており、鏡下では、ざくろ石・単斜輝石には割れ目が発達する。ぶどう石・パンペリー石脈が発達する。ざくろ石の一部は緑泥石に置換される。このほか、少量の褐色普通角閃石・黒雲母・ルチル・不透明鉱物を含む。

黒雲母片麻岩 (Hmg) 石英・斜長石からなる優白質の層と黒雲母からなる優黒質の層の縞状構造が発達する（第7図b）。主要構成鉱物は石英・斜長石・黒雲母・白雲母であり、これにざくろ石が加わるが多い。鏡下では、ざくろ石は、径1mm程度の自形ないし半自形結晶である（第8図b）。石英・斜長石は粒径0.5mmの他形結晶である。黒雲母・白雲母は厚さ0.5mmで、定向配列を示す。斜長石の一部は細粒の白色雲母に置換され、黒雲母とざくろ石は部分的に緑泥石に置換される。ぶどう石・パンペリー石脈が発達する。

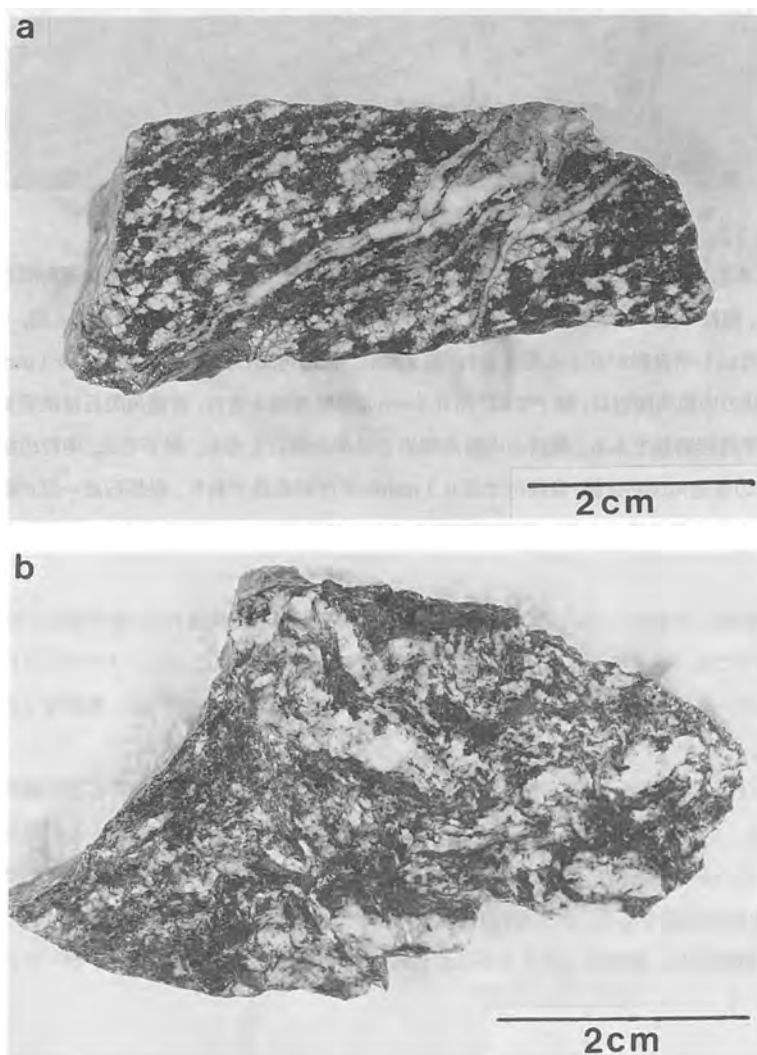
III. 2 三国圧碎花崗岩類 (Mgr)

三国圧碎花崗岩類は、三重町奥畑付近、三重町片内付近と本匠村檜峰付近に分布する圧碎花崗岩類で

ある(宮地ほか,1963)。同様の岩体は野津町東谷から三重町内山にかけての地域に比較的まとまって分布する。また、野津町清水原付近にも小規模なものが分布する。本岩類は宮地ほか(1963)によって四国黒瀬川帯の三滝火成岩類に対比されている。

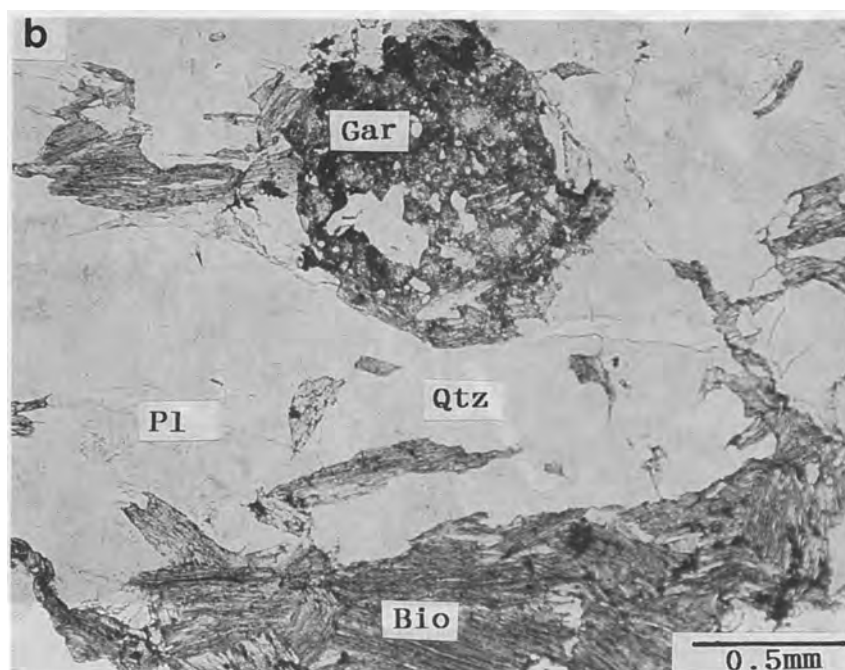
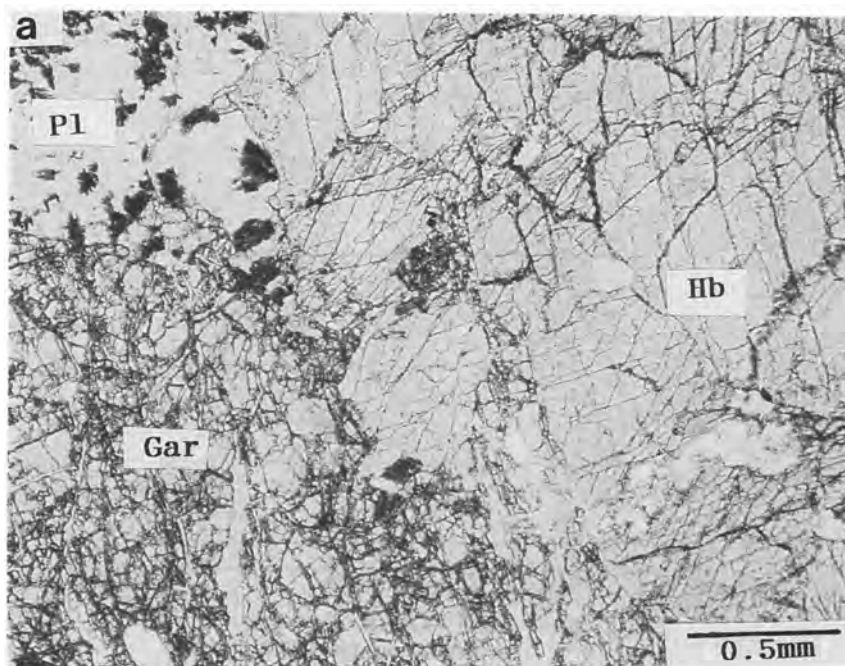
本岩類は超塩基性岩類やシルル系奥畑層とは断層関係にある。野田(1961)によれば、本匠変成岩類とは貫入関係にある。三重町片内付近では、本岩類中に本匠変成岩類の黒雲母片麻岩が少規模な捕獲岩体として包有されている。

本岩類の大部分は粗粒黒雲母花崗岩ないし中-粗粒黒雲母花崗閃緑岩であるが、部分的に普通角閃石を含み中-粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩のところもある(第9, 10図)。これらの岩石には全体に圧碎構造が



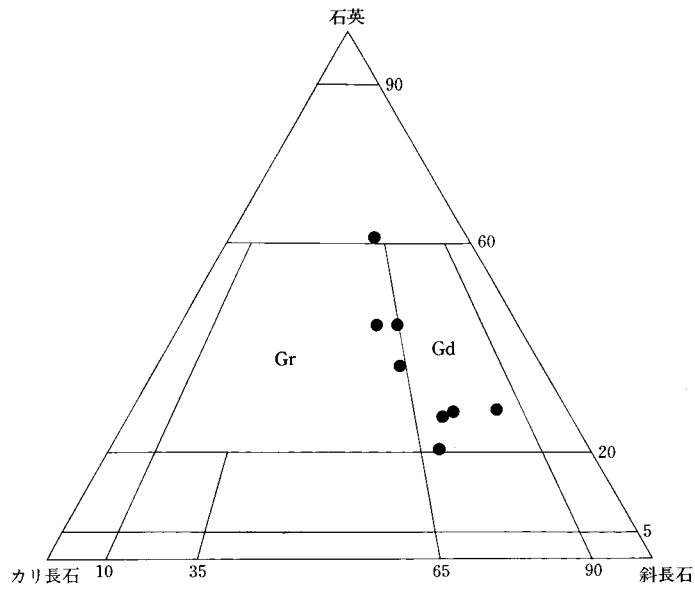
第7図 本匠変成岩類

- a: ざくろ石単斜輝石片麻岩 (GSJ R 59926, 本匠村樫峰東方2km), 暗色部はざくろ石, 緑泥石, 単斜輝石からなる。白色部は斜長石, 石英よりなる。白色脈はぶどう石脈。
- b: 黒雲母片麻岩 (GSJ R 59927, 本匠村新開南方250m), 暗色部はおもに黒雲母, 白色部は石英, 斜長石からなる。



第8図 本匠変成岩類の薄片写真

- a : ざくろ石角閃岩 (GSJ R 59928, 本匠村樫峰東方 1.5 km, 道路沿い), Gar : ざくろ石, Hb : 普通角閃石, Pl : 斜長石
 b : ざくろ石を含む黒雲母片麻岩 (GSJ R 59927, 本匠村新開南方 250 m), Gar : ざくろ石, Bio : 黒雲母, Qtz : 石英, Pl : 斜長石

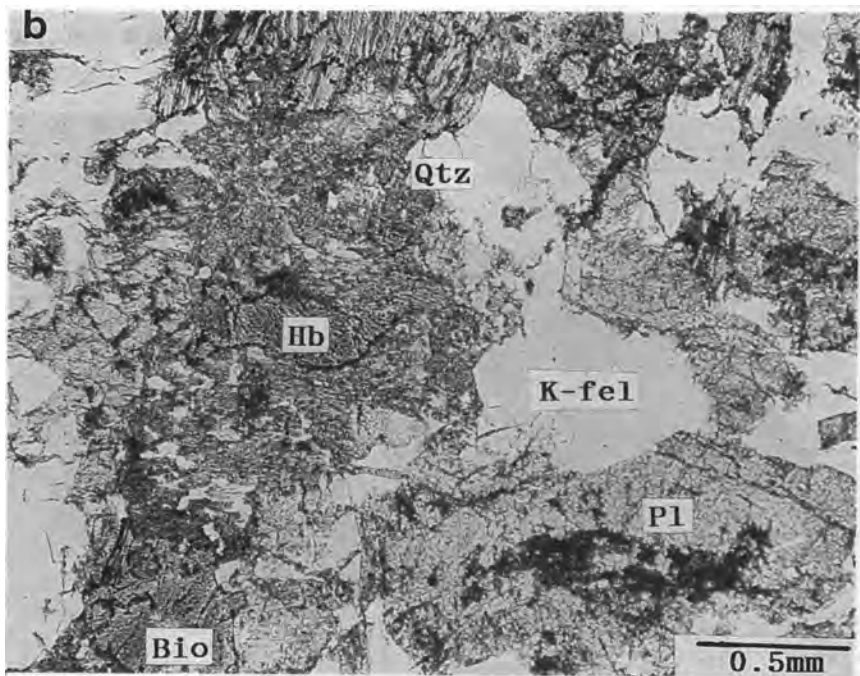
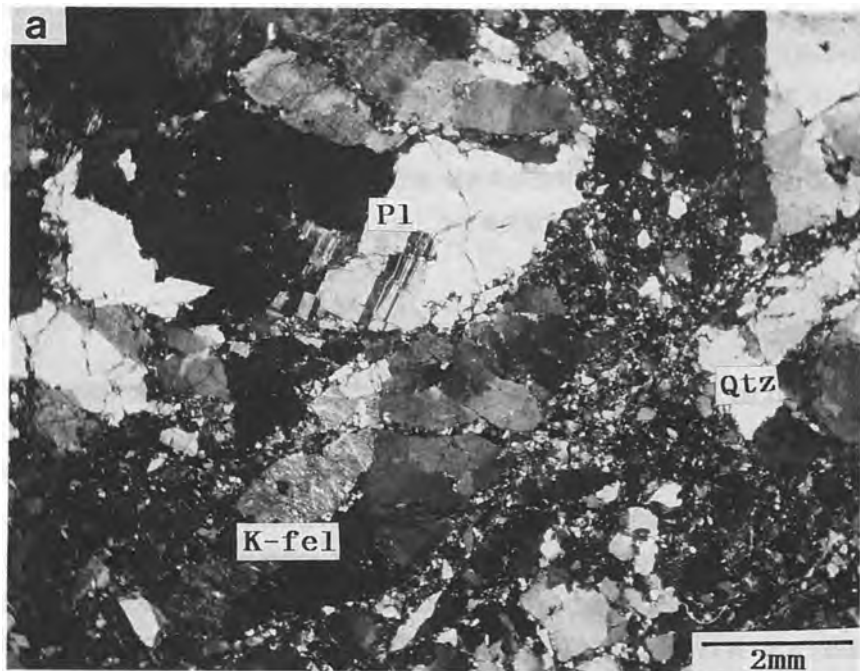


第9図 三国庄碎花崗岩類のモード組成
Gr：花崗岩, Gd：花崗閃緑岩



第10図 角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (三重町内山)

発達し(第11図a), 斜長石・カリ長石が斑状に見えるところもある。粗粒黒雲母花崗岩ないし中-粗粒黒雲母花崗閃緑岩の主要構成鉱物は, 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母で, そのほか少量の不透明鉱物・りん灰石・ジルコンを含む。鏡下では, 斜長石は細粒の白色雲母に置換されている。カリ長石にはパー



第11図 三国圧砕花崗岩類の薄片写真

a : 圧砕構造の発達する黒雲母花崗岩 (GSJ R 59929, 野津町細枝東方1.25 km)

Pl : 斜長石, K-fel : カリ長石, Qtz : 石英

b : 角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R 59930, 三重町内山)

Hb : 普通角閃石, Bio : 黒雲母, Pl : 斜長石, K-fel : カリ長石, Qtz : 石英

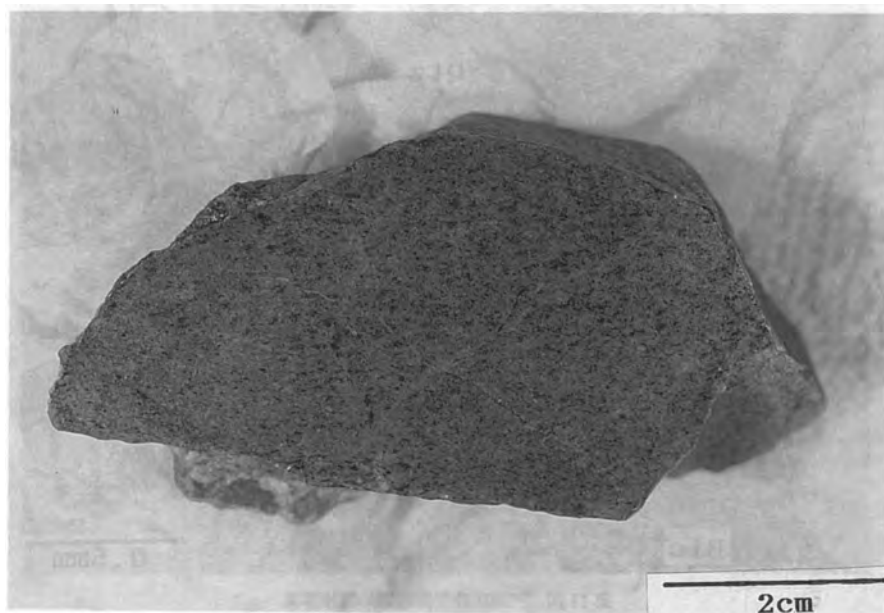
サイト構造が発達する。黒雲母は部分的に緑泥石によって置換されている。圧砕作用の進んだものでは、カリ長石・斜長石は径数mmの丸みをおびた結晶として認められ、石英は圧砕されて細粒な結晶の集合体となっている。特徴的にぶどう石の細脈が発達する。中-粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の主要構成鉱物は、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・普通角閃石である(第11図b)。そのほか少量のりん灰石・ジルコン・不透明鉱物を含む。鏡下では、普通角閃石は淡黄緑-緑色半自形結晶である。斜長石は細粒の白色雲母に置換され、カリ長石にはパーサイト構造が発達する。ぶどう石細脈が発達する。

III. 3 ホルンフェルス (Hr)

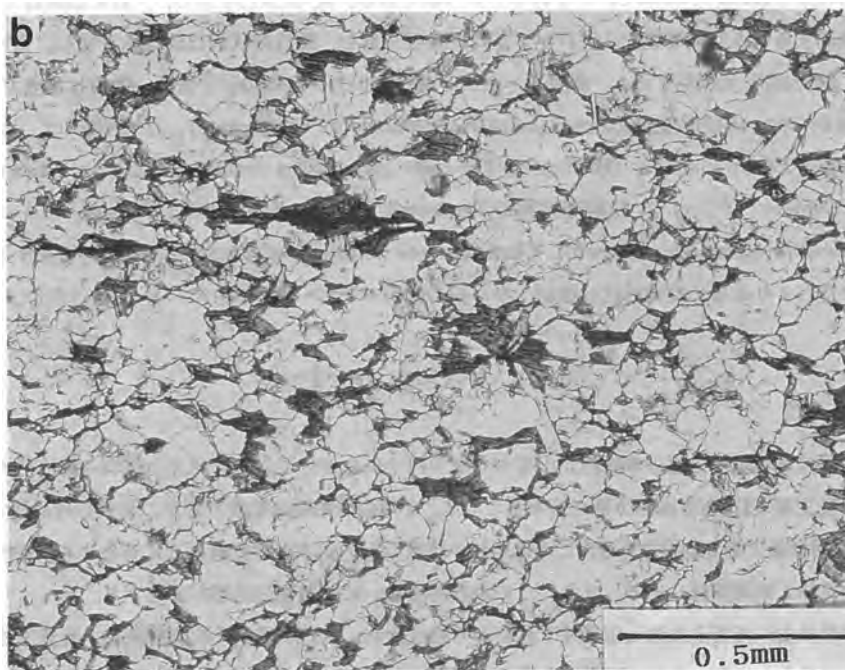
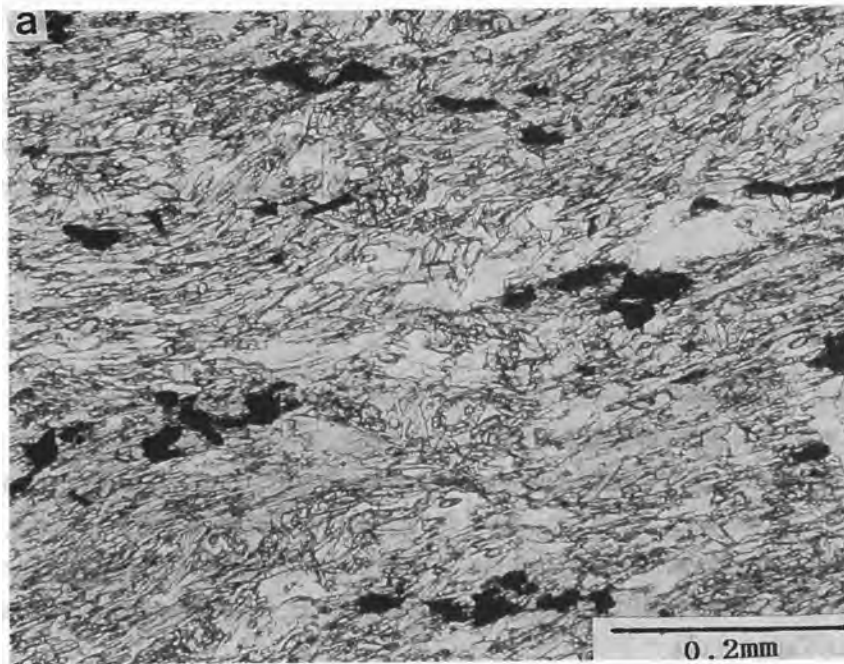
ホルンフェルスは、野津町清水原から野津町東谷にかけてと、三重町高屋付近に小規模なレンズ状岩体として分布している。高屋付近では北側の下部白亜系東谷層と断層で画される。南側の三国圧碎花崗岩類とは、境界付近の本岩が圧砕されていることより、断層関係と推定される。本岩は主に黒雲母ホルンフェルスからなる。小規模ではあるが、野津町東谷東方では角閃石ホルンフェルスも分布する。

角閃石ホルンフェルス 暗緑色の緻密な岩石で、面構造はあるが剥離性はない。塩基性凝灰岩を原岩とすると推定される。鏡下では、緑-青緑色で $0.1 \times 0.02\text{mm}$ の針状の普通角閃石と 0.05mm の斜長石を主要構成鉱物とする(第13図a)。この他に少量の石英・黒雲母・緑れん石・不透明鉱物を含む。普通角閃石は定向配列を示す。ぶどう石の細脈が発達する。

黒雲母ホルンフェルス 黒褐-褐色塊状の岩石で、黒色の黒雲母の点紋が存在する(第12図)。泥岩ないし



第12図 砂岩起源の黒雲母ホルンフェルス (GSJ R 59931, 野津町細枝東方1.25 km)
斑状暗色部は黒雲母の濃集したところ。



第13図 角閃石ホルンフェルス及び黒雲母ホルンフェルスの薄片写真

- a: 角閃石ホルンフェルス (GSJ R 59932, 野津町細枝東方 1.25 km)
 屈折率の高い柱状鉱物は普通角閃石. 間を埋める白色部は斜長石.
- b: 黒雲母ホルンフェルス (GSJ R 59931, 野津町細枝東方 1.25 km)
 暗色部は黒雲母. 白色部は石英, 斜長石, 白雲母.

砂岩を原岩とすると推定される。石英・斜長石・黒雲母・白雲母を主要構成鉱物とし、少量の不透明鉱物・電気石を伴う（第13図b）。まれに、カリ長石を含む場合もある。鏡下では、石英・斜長石は0.05 mmの他形結晶で、黒雲母・白雲母は厚さ0.05 mmの板状結晶である。斜長石の一部は細粒の白色雲母に、黒雲母は部分的に緑泥石に、またカリ長石は部分的に白雲母に置換されている。ぶどう石の細脈が発達する場合がある。一部に雲母様鉱物に完全に置換された堇青石仮像と思われるものが含まれる場合がある。

III. 4 奥畑層 (Oh)

奥畑層は、三重町奥畑付近に分布するシルル系に対して、野田（1961）が命名したものである。同様の地層は三重町片内付近、三重町高屋から三重町石場ダム付近、本匠村元山部南方にも分布する。本層は石灰岩・酸性凝灰岩・泥岩及び砂岩からなる。三重町奥畑付近では、三国圧砕花崗岩類と断層関係で接し、2列のレンズ状岩体として分布している。レンズ状岩体は大きいもので最大幅200 mである。三重町片内付近では本層は最大幅50 mのレンズ状岩体で、断層で北側の上部三疊系-下部ジュラ系片内層と接し、南側の三国圧砕花崗岩類とは断層で境される。野田（1961）は三国圧砕花崗岩類と奥畑層の関係を不整合であると推定している。

石灰岩は厚さ数mから40 mで、いずれもレンズ状である。灰-灰黒色を呈し、一般に結晶質であるが、まれに後述するような珊瑚類、ストロマトポラの化石を含む。酸性凝灰岩は淡緑色を呈し、緻密な岩石である。砂岩は灰-灰黒色を呈し、斜長石・石英・酸性火山岩の碎屑粒子を含む。泥岩は黒色である。

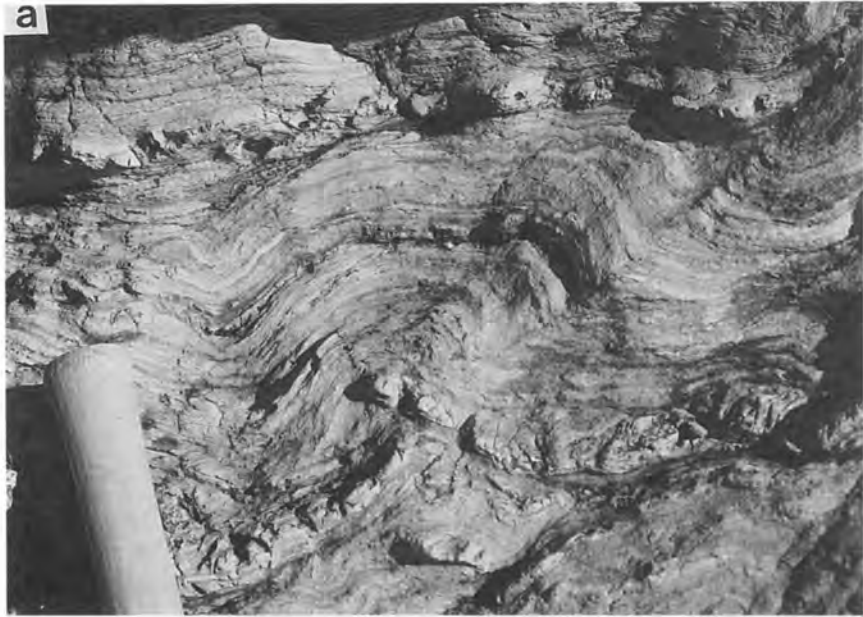
奥畑層からは、床板珊瑚類の *Schedohalysites kitamiensis* (Sugiyama), *Heliolites* cf. *harrandi* (Hoernes), *Propora affinis* (Billings), *Favosites gotlandicus farma gotlandica* Lamark, *F. asper* D'Orbigny, *F. sp.*, 四射珊瑚類の *Tryplasma japonica* Sugiyama, *T. sp.*, ストロマトポラの *Actinostroma astroides* (Rosen), *Clathrodictyon onukii* Sugiyama などの化石を産出する。これらの産出化石より本層の地質時代は後期シルル紀の前期ルドロー期とされている（野田, 1961）。

III. 5 千枚岩類 (Pp, Pb)

千枚岩類は本地域中央部の本匠村元山部から清川村^{とや}十矢にかけてと本匠村元山部から清川村大白谷にかけて、東北東-西南西方向の2帯に分布している。2列の分布幅は膨縮するが、北側の列は最大幅300 m、南側の列は最大幅600 mである。このほかに小規模なものが本匠村檜峰付近に分布する。千枚岩類は周囲の地質帯と断層関係にある。また、この境界断層沿いに超塩基性岩類が分布する。

千枚岩類は主に泥質千枚岩と塩基性千枚岩から構成され、まれに珪質千枚岩を挟む。泥質千枚岩と塩基性千枚岩とはともに数m単位で互層する場合がある。三重町奥村畑付近では波長1 kmで東西方向に軸を持つ緩いアンチフォーム・シンフォームをなす。泥質千枚岩・塩基性千枚岩とも共役褶曲が発達する。

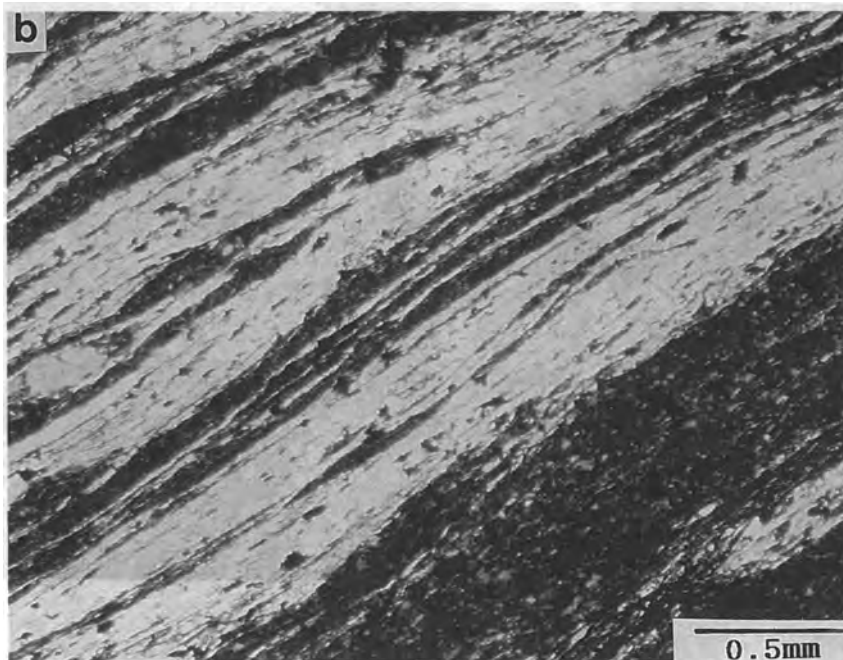
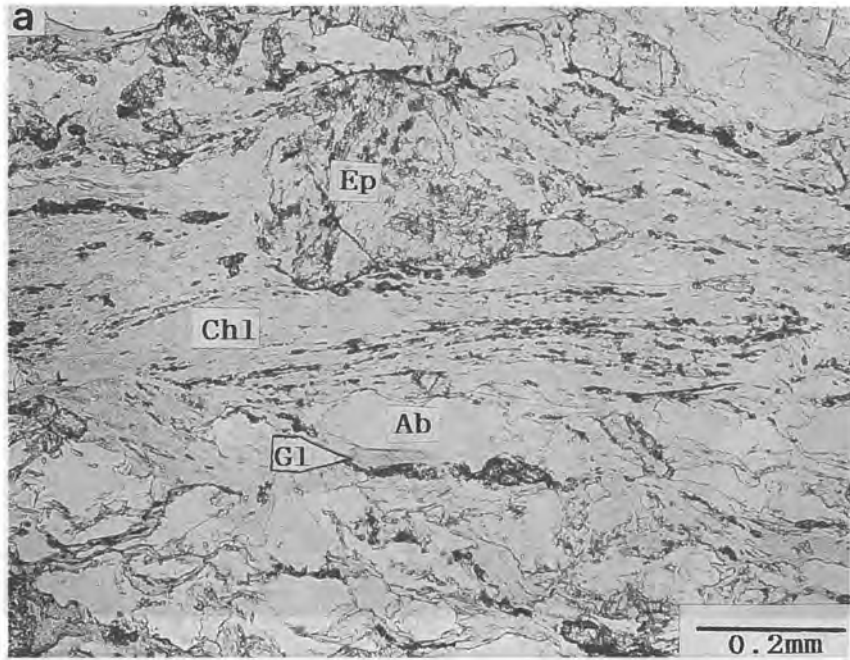
塩基性千枚岩 (Pb) 濃青緑-淡色緑色で片理がよく発達する（第14図a）。塩基性凝灰岩を原岩とすると推定される。構成鉱物は、アルパイト・石英・緑泥石・緑れん石・アクチノ閃石・炭酸塩鉱物・不透明



第14図 千枚岩類

- a : 共役褶曲の発達する塩基性千枚岩 (三重町板屋南東1 km)
- b : 泥質千枚岩 (本匠村樫峰東方1.5 km, 道路沿い)

鉱物で、淡緑色のものではこれにパンペリー石が加わる。濃青緑色のものではこれに藍閃石が加わる (第15図a)。鏡下では、アルバイト・石英は0.02 mmの他形結晶である。アクチノ閃石は 0.1×0.005 mmの針状結晶で定向配列をなす。緑れん石は0.05 mmの粒状の結晶である。パンペリー石は細粒の結晶の集



第15図 千枚岩類の薄片写真

- a : 藍閃石を含む塩基性千枚岩 (GSJ R 59933, 三重町板屋南東1 km)
 G1 : 藍閃石, Ep : 緑れん石, Chl : 緑泥石, Ab : アルバイト
- b : 泥質千枚岩 (GSJ R 59934, 三重町中ノ茶屋南方1 km)
 白色部はおもに白色雲母, 暗色部は石英, アルバイトからなる

合体となっている。藍閃石は径0.01 mmの柱状結晶で紫-青色の多色性を示し、Z=bである。

泥質千枚岩 (Pp) 黒-灰黒色で片理の発達する岩石である(第14図b)。泥岩を原岩とすると推定される。構成鉱物は石英・アルバイト・白色雲母・緑泥石・緑れん石・炭質物・炭酸塩鉱物・不透明鉱物である(第15図b)。鏡下では、石英・アルバイトは0.02 mmの粒状結晶で、白色雲母・緑泥石は厚さ0.02 mmの板状結晶である。白色雲母・緑泥石は定向配列する。

III. 6 超塩基性岩類 (u)

超塩基性岩類の大部分は片状の蛇紋岩であるが、少量の塊状蛇紋岩・単斜輝石岩も存在する。このほか片状の蛇紋岩中のレンズ状岩塊として塩基性岩類が存在する。片状の蛇紋岩は、黒瀬川帯の他の構成岩石の境界断層沿い(第5図)や黒瀬川帯と南帯のジュラ系メランジュとの境界断層沿いに分布する。塊状の蛇紋岩や単斜輝石岩は、片状の蛇紋岩中にレンズ状の岩塊として存在している。

超塩基性岩 比較的規模の大きいものは本匠村元山部付近に2列存在する。このほかに、三重町奥畑付近、三重町中ノ茶屋から板屋付近、三重町松谷から板屋付近、清川村大白谷付近、清川村御嶽山付近、本匠村檜峰付近にまとまって分布する。小規模なものは黒瀬川帯の各構成岩石間の境界断層に沿って分布する。片状の蛇紋岩は構造岩塊として結晶片岩・塩基性岩類を含む。

片状蛇紋岩の面構造は蛇紋岩の帯状構造に調和的なものが多い。片状及び塊状蛇紋岩は主に蛇紋石からなり不透明鉱物を含む。単斜輝石岩はへき開の発達する粗粒(2-3 mm)の単斜輝石からなり、少量の蛇紋石・緑泥石・不透明鉱物を含む。

塩基性岩類 片状の蛇紋岩中に数m径のレンズ状の構造岩塊として含まれる。斑れい岩及び緑泥石ざくろ石岩、単斜輝石ぶどう石岩がある。斑れい岩は中粒の角閃石単斜輝石斑れい岩で、主に普通角閃石・単斜輝石・斜長石から構成される。普通角閃石は黄褐-褐色で、径0.5 mmの他形結晶である。単斜輝石を内部に包有する。斜長石は部分的に細粒のパンペリー石の集合体に置換されている。このほかに少量の緑泥石・不透明鉱物を含む。

IV. 秩父累帯黒瀬川帯の上部二畳系-下部ジュラ系

(酒井 彰)

三重町地域の秩父累帯黒瀬川帯の本格的調査は藤井(1954)に始まる。彼はこの地帯の地層を鎮南山帯の古生層に対比した。野田(1960)は三国峠付近の地質について報告し、シルル系奥畑層とその周辺の地質について記載した。稲積総合観光(株)(1978)は、巨大な石灰岩クラストからなる稲積山周辺の地質と

化石について報告した。Murata (1981) は、臼杵・犬飼・佐伯・三重町に分布する秩父累帯のデッキ構造を論じ、併せて地質と化石について報告している。安藤ほか (1981) は、佩楯山南方の黒瀬川帯中に *Monotis* を含む上部三畳系の小分布のあることを報告している。

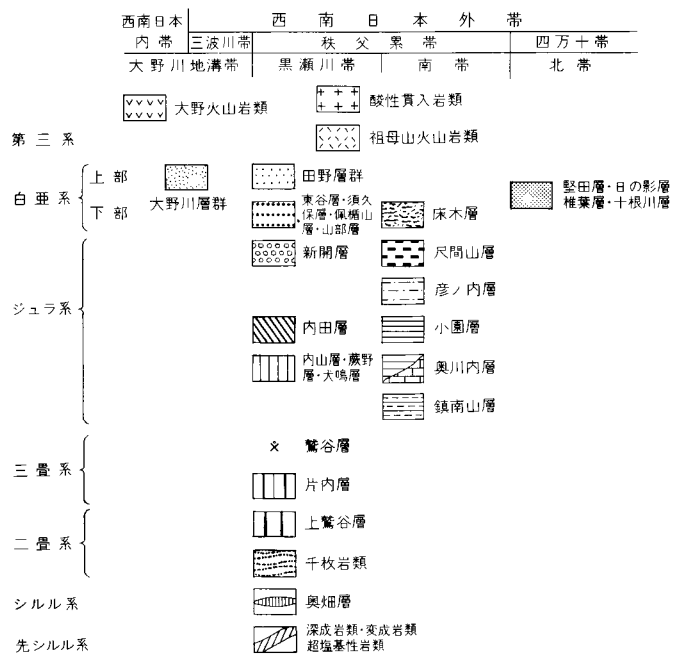
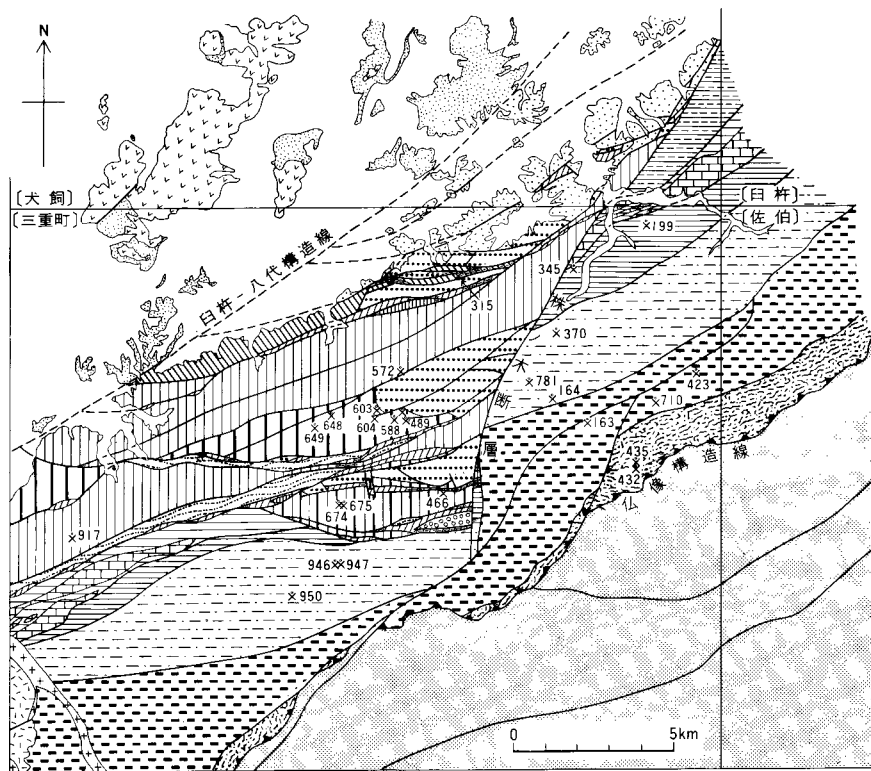
秩父累帯の地質構造帯区分については、北・中・南の3帯に区分されたのが初めてである(石井ほか, 1955)。その後、研究者により様々な区分がなされている。八尾 (1985) は、それまでの秩父累帯の研究を総括し、北・中・南帯に区分した。そして中帯は黒瀬川構造帯レンズ状部及びその周辺の結晶片岩類、上部古生界、中-上部三畳系、中-上部ジュラ系及び白亜系が分布する地帯、北帯は三波川帯の南側で、中帯の北側の地帯、南帯は中帯より南側で、仏像構造線以北の地帯とした。その際、従来の中帯南縁部に分布するメラングジュ相ジュラ系を中帯からはずし、南帯のメンバーとした。Murata (1981) は、九州の秩父累帯について研究し、北から南へ、秩父・黒瀬川・三宝山の3帯に区分した。最近、磯崎・板谷 (1991) は、黒瀬川帯を内帯先ジュラ系の巨大クリッペと推定している。

三重町地域では黒瀬川構造帯レンズ状部の間にメラングジュ相の上部二畳系、上部三畳系及び下部ジュラ系が分布する。メラングジュ相ジュラ系を黒瀬川帯あるいは中帯に含めないとする見解があるが(八尾, 1985; 磯崎・板谷, 1991), そうすると、これらメラングジュ相の地質体は南帯または北帯のメンバーが地窓状に分布していることになる。本報告では、このような地質構造を論ずるにたるデータを得られなかったので、これらの地質体と黒瀬川構造帯レンズ状部の地質体が分布する地帯を、一括して黒瀬川帯と呼ぶ。一方、その南側の地帯で南縁を仏像構造線で画される地帯には、メラングジュ相下部ジュラ系-下部白亜系と中-上部ジュラ系のチャート・砕屑岩シーケンスが分布する。この地帯を Murata (1985), 寺岡ほか (1991) では三宝山帯としているが、地層区分が異なる部分があるので、寺岡ほか (1992) にしたがって、本報告では南帯と呼ぶ。すなわち、三重町地域の秩父累帯は、黒瀬川帯と南帯の2帯に区分される。

三重町地域の株ノ木断層以西において、藤井 (1954) により鎮南山帯古生層及び片内層と呼ばれたメラングジュからなる地質体を黒瀬川帯の上部二畳系-下部ジュラ系と呼ぶ。南側の秩父累帯南帯の地質体とは黒瀬川帯を構成する深成・変成岩類または超塩基性岩類を挟み込む断層で境される(第16図)。泥質基質のメラングジュからなり、チャート・塩基性火山岩類・珪質泥岩・砂岩などのクラスト¹⁾を含むが、それらの量比・規模は各層で異なる。含まれるクラストの規模や卓越する岩種及び放散虫化石の示す地質時代に基づき、北から内田層、内山層、蕨野層、上鷲谷層、鷲谷層、犬鳴層及び片内層に区分した。産出する放散虫化石及び大型化石から、上鷲谷層は上部二畳系、鷲谷層及び片内層は上部三畳系、他の4層は下部ジュラ系とみなされる。

なお、寺岡ほか (1992) では蕨野層を秩父累帯南帯を構成する地質体としたが、本報告では黒瀬川帯に属する弛質体として再定義する。犬飼地域では、黒瀬川帯は野津町岩瀬東方の臼杵川火成岩類を挟み込む断層以北にあたる。したがって、その断層より北側に分布する鎮南山層とされた地質体は蕨野層とみなせるので、蕨野層に一括する。

1) 本報告では、メラングジュをクラストと基質に区分する。クラストの大きさを表現する場合は、径2mm-3mを礫、径3-50mを岩塊、径50m以上の地質図に図示可能なものを岩体と呼んで区別する。



第16図 三重町及びその隣接地域の地質概略図及び化石産地
化石産地の番号は第2,3及び4表に対応。

IV. 1 上鷲谷層 (新称, Kw)

白亜系佩楯山層分布域の西方に分布し、主にチャート・珪質泥岩・砂岩・酸性凝灰岩の礫・岩塊及びチャートの岩体を含む泥質基質のメランジュからなる二疊紀後期の地質体を上鷲谷層と新称する。藤井(1954)の鎮南山帯古生層の一部に相当する。

上鷲谷層は、東側の白亜系佩楯山層と一部断層、一部不整合関係で接している。分布の南限は佩楯山層の南限を画する断層の西方延長で、その西方は平原北西方から若山までは超塩基性岩類、若山より西では千枚岩類と一部超塩基性岩類を挟む断層で境される。一方、北側の蕨野層とは、一部に超塩基性岩類を挟み、下鷲谷から松谷の集落を通り板屋を経て大無礼に至り、さらに西へ本谷から小原に至り阿蘇火山噴出物に覆われる北に急斜する逆断層を介して接する。すなわち、上鷲谷層は西方に向かって分布幅を狭め、大無礼でいったん尖滅し、その西方で再び露出する分布形態を示す(第16図)。

上鷲谷層は泥質基質のメランジュからなる。クラストは、チャート・砂岩・珪質泥岩・塩基性火山岩類などで、このほか緑色の酸性凝灰岩が含まれる(第17図)。また、中ノ茶屋から山中に下る道路沿いには礫岩が分布する。本層中には大規模な岩体は少なく、小規模なチャート岩体が地質図上にわずかに図示できるだけである。

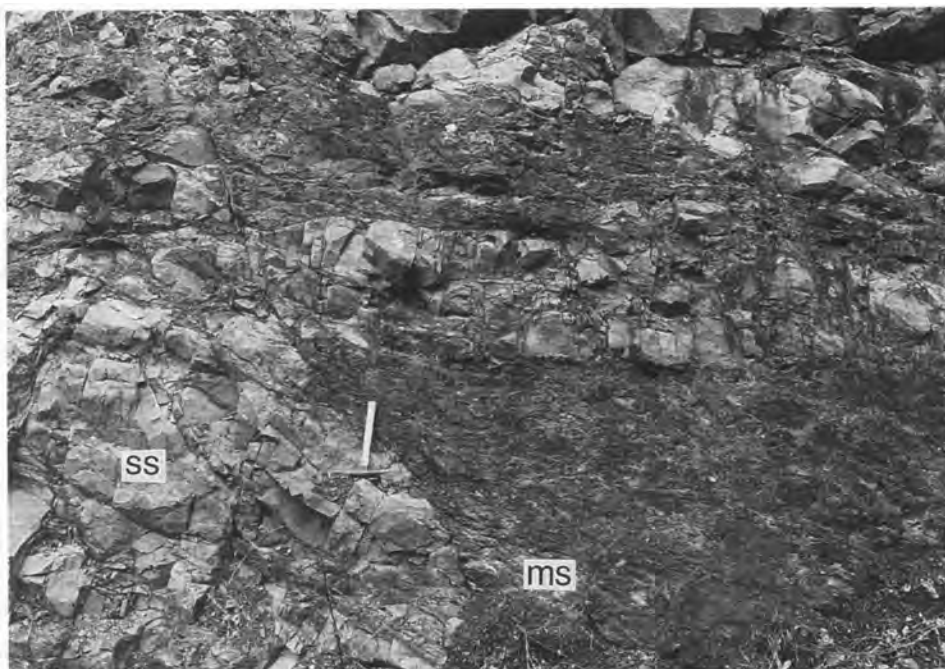
砂岩は灰色を呈し塊状または層状で、量的には多いが礫・岩塊規模のものがほとんどである(第18図)。

チャートは幅100 m以下のレンズ状の岩体で、ハイアロクラスタイトを下位に伴うことがある(第19



第17図 淡緑色酸性凝灰岩・砂岩の礫大クラストを含む上鷲谷層の含礫泥岩(松内南方旧国道沿い)

atf : 酸性凝灰岩, ss : 砂岩



第18図 上鷲谷層の灰色砂岩と黒色泥岩（鷲谷）
ss：砂岩，ms：泥岩



第19図 上鷲谷層の赤色ハイアロクラスタイトと赤色層状チャート（下鷲谷-元山部林道）
ハンマーの部分が高イロクラスタイト。

図). また珪質泥岩はチャートに連続して分布することが一般的である. 塩基性火山岩類は小規模に分布し, 幅 100 m に達する岩体は認められない. 大半がハイアロクラスタイトからなり, 風化していることが多い. 緑色の酸性凝灰岩は細粒で, 元山部の泥岩中に岩塊として含まれるものからは二畳紀の放散虫化石を産する (第 2 表).

礫岩は緑色砂岩を基質とし酸性深成岩類・チャート・砂岩・中-酸性火山岩類の 1-5 cm 径の亜円礫から構成される. その分布は連続しない. また, 砂岩泥岩互層のクラストが礫岩の見かけの上位に分布する.

本層は, 一見黒瀬川帯の白亜系の地層に似るが, 浅海成の白亜系と比べると泥岩は細粒で, 泥岩・砂岩ともに淘汰が良い.

本層のチャート・珪質泥岩・酸性凝灰岩・泥岩には, 放散虫化石が含まれる (第 16 図, 第 2 表, 第 I 図版).

IV. 2 鷲谷層

安藤ほか (1987) 命名.

鷲谷層は分布範囲がごく狭いため, 地質図には図示されていない. その位置を第 16 図に示す. 安藤ほか (1987) によれば, 分布地域は佩楯山の南西 1.4km の松尾川の支流上流の小谷である. 暗灰-暗緑灰色の中-細粒砂岩を主とし一部砂質シルト岩を含む. 砂岩は一般に淘汰が悪く泥質基質に富むことが多い. 層理は不明瞭であるが砂岩単層の厚さは数 10 cm オーダーである. 全層厚は約 50 m である.

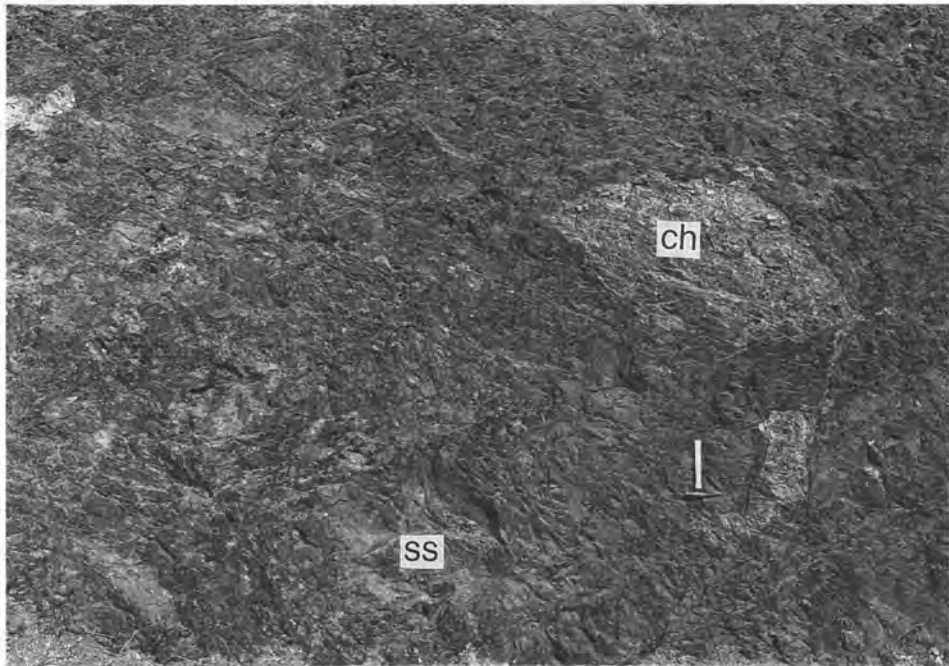
安藤ほか (1987) は, 本層と周囲の含礫泥岩との間に少なくとも顕著な断層は見られないとし, 異地性の岩体 (ブロック) の可能性が高いとしている. しかし, 鷲谷層は上部二畳系上鷲谷層分布域に露出しており, 鷲谷層分布域の西南約 500 m の上鷲谷層の泥岩から二畳紀放散虫が産出していること, またその周辺のメランジュ相からはジュラ紀以降の化石の産出は確認されていないことから, 異地性の岩体とは考えにくい. したがって, 鷲谷層は, 境界断層は確認していないが, 二畳系上鷲谷層中に断層で挟み込まれた地層であり, 両層の時代関係から本来両層は不整合関係にあったと考える.

IV. 3 片内層 (再定義, Ku)

藤井 (1954) の片内層と檜峰帯古生層を合わせたものにほぼ相当する.

東縁は株ノ木断層で限られ, 新開北方では北側の山部層と不整合または断層関係で接し, その西方延長の小木浦では, 断層を介して三国圧碎花崗岩と接する. 南側は秩父累帯南帯の奥川内・小園・彦ノ内の各層と, 超塩基性岩類や三国圧碎花崗岩を部分的に挟み込む断層で境される (第 16 図).

本層は泥質基質のメランジュからなる. クラストは塩基性火山岩類・チャート・珪質泥岩及び砂岩からなる. 新開北方の塩基性火山岩類及びチャートの岩体を除いてクラストの規模は小さい. 砂岩は灰色塊状中-粗粒砂岩で, 檜峰や新開北方の塩基性火山岩類岩体の南側に小規模に分布する. 含礫泥岩中の珪質泥岩や砂岩の礫は角ばっている (第 20 図). 石灰岩は片内北方に見られる (藤井, 1954). 泥質基質は本匠村新開-松葉間の道路沿いでは剪断が強いが, 三国峠付近の旧国道沿いでは弱い.



第20図 淡緑色チャート・砂岩のクラストを含む片内層の含礫泥岩（櫻峰）
ch：チャート，ss：砂岩

本層の石灰岩は紡錘虫（藤井，1954），泥岩及び珪質泥岩は放散虫化石を含む（第16図，第3表，第I図版）。

IV. 4 犬鳴層（新称，In）

藤井（1954）の鎮南山帯古生層の一部に相当する。

本匠村下腰越から清川村の御嶽山おんたけさんにかけて，2帯の千枚岩類の間に分布し，分布地域の東部では狭長に，奥畑から西方では次第に幅を広げ御嶽山付近では約4kmの南北幅で分布する。

主に泥質基質のメランジュからなり，奥畑から御嶽山にかけてチャートを含む塩基性火山岩類の幅500-1000 mの岩体が分布する。塩基性火山岩類は赤紫-赤褐色を呈し，粘土から粗粒砂の粒度のハイアロクラスタイトが卓越する。石灰岩を全く含まないことと塩基性火山岩類の岩塊・岩体の量が他の地質体に比べ多いことが本層の特徴である。

本層の珪質泥岩は放散虫化石を含む（第16図，第3表，第I図版）。

IV. 5 蕨野層（再定義，Wr）

寺岡ほか（1992）の蕨野層を以下のように再定義する。すなわち，蕨野層は，黒瀬川帯に分布し泥質基質のメランジュからなり，ドロマイト含有石灰岩クラストを含むことを特徴とする地質体である。寺岡

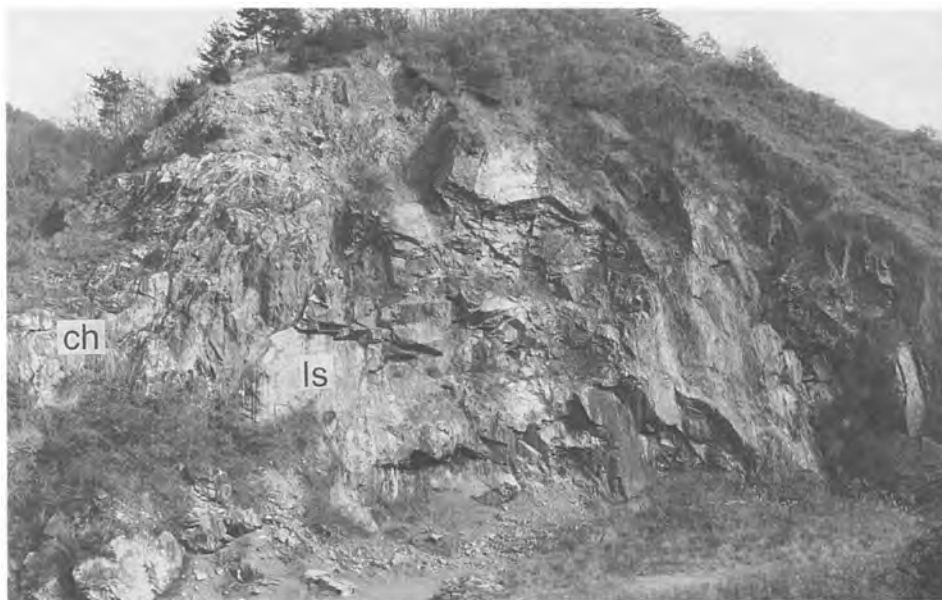
ほか(1992)では蕨野層を秩父累帯南帯を構成する地質体としたが、本報告では、犬飼地域の野津町岩瀬付近の白杵川火成岩類を挟み込む北東-南西に走る断層の北西側の地域を黒瀬川帯に含める。したがって、この断層の北西側の鎮南山層とされた地層は蕨野層に一括される。本地域では、野津町蕨野南方の川登ドロマイト鉱山付近から出羽・三重町下鷺谷・宝河内・板屋をへて清川村大無礼まで分布する。南側の白亜系佩楯山層とは南に急斜する正断層で境され、下鷺谷から大無礼までは北に急斜し、超塩基性岩類を挟み込む断層で南の鷺谷層と画される。北側の内山層、下部白亜系の佩楯山・東谷両層や上部白亜系田野層群とは、北に急斜した断層で境される。

本層中のクラストは、石灰岩・ドロマイト・塩基性火山岩類・チャート及び砂岩からなる。全体に図示できる規模の岩体は少なく、礫・岩塊規模のものが多く。また、宝河内の林道沿いでは単層の厚さが3-10 cmの層状酸性凝灰岩の岩塊が分布している。

蕨野層の石灰岩体は、蕨野南方から佩楯山北方付近までは小規模なレンズ状岩体として分布するが、松尾川東岸から内山南方の採石場跡付近まで幅約100m、長さ約4kmの石灰岩体が分布する。内山南方の採石場の石灰岩は灰色塊状で層状チャートを伴う(第21図)。一方、松尾川東岸や西岸尾根の採石場跡では、赤紫色ハイアロクラスタイトや溶岩の見かけの上位に赤紫色・緑色層状石灰岩が露出しており(第22図)、一部ではチャートと石灰岩の互層も見られる。

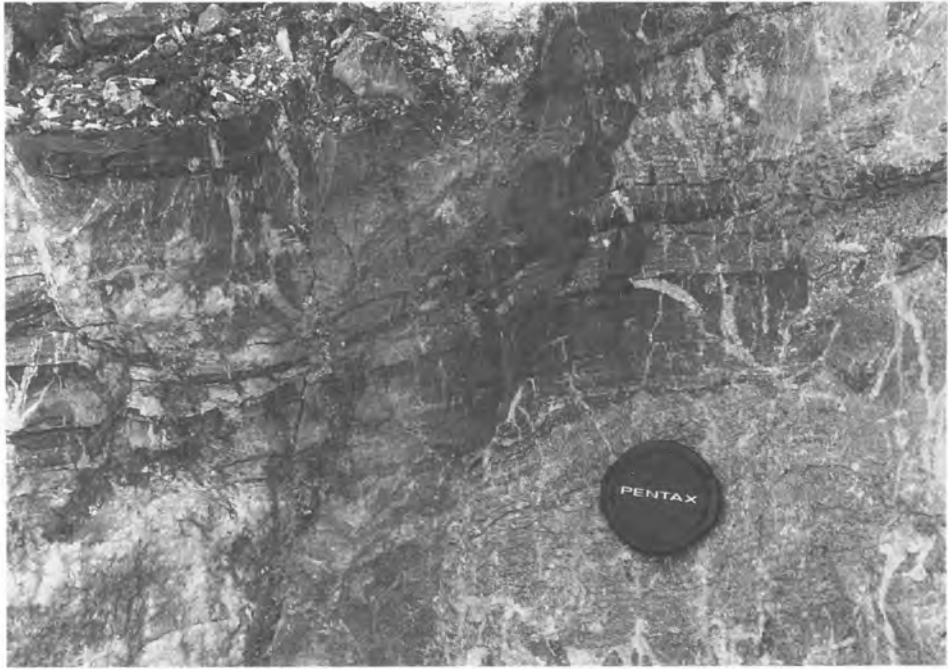
塩基性火山岩類は一般に風化が進んでいるが、須久保と出羽をつなぐ林道沿いには比較的新鮮な塩基性火山岩類が露出しており、2-5cm径の緑色・赤紫色の角礫が明瞭なハイアロクラスタイトも見られる(第23図)。

本層のチャートは放散虫化石を含む(第16図、第2表、第I図版)。



第21図 蕨野層の灰色石灰岩 (内山南方の採石場跡)

ls : 石灰岩, ch : チャート



第22図 炭野層の層状石灰岩（楓桶山西方山腹採石場跡）



第23図 炭野層のハイアロクラスタイト（須久保-出羽林道）
径2.5cmの角礫と砂粒大の基質からなる

IV. 6 内山層 (新称, Uy)

藤井 (1954) の鎮南山帯古生層の一部に相当する。

三重町内山観音付近に模式的に発達し、東は高屋南方から西方は清川村宇田枝南方まで分布する。塩基性火山岩類の大規模な岩体と、泥質基質の多い砂岩・チャート・塩基性火山岩類・酸性凝灰岩の礫・岩塊を含むメランジュからなる。内山層の塩基性火山岩類は内山付近では塊状で赤紫色または赤褐色を呈する溶岩とハイアロクラスタイトからなる (第24図)。砂岩は灰色中粒で、大きさは礫または岩塊大で、角ばったブロック状のことが多い (第25図)。

チャートは泥質基質中に様々な規模のものが含まれるが、一部では、塩基性火山岩類の大規模岩体中のハイアロクラスタイトに数m径の灰色層状チャートが含まれることがある (第26図)。酸性凝灰岩は淡緑色を呈し、径数cm-数10cmの角礫として泥質基質中に含まれる。

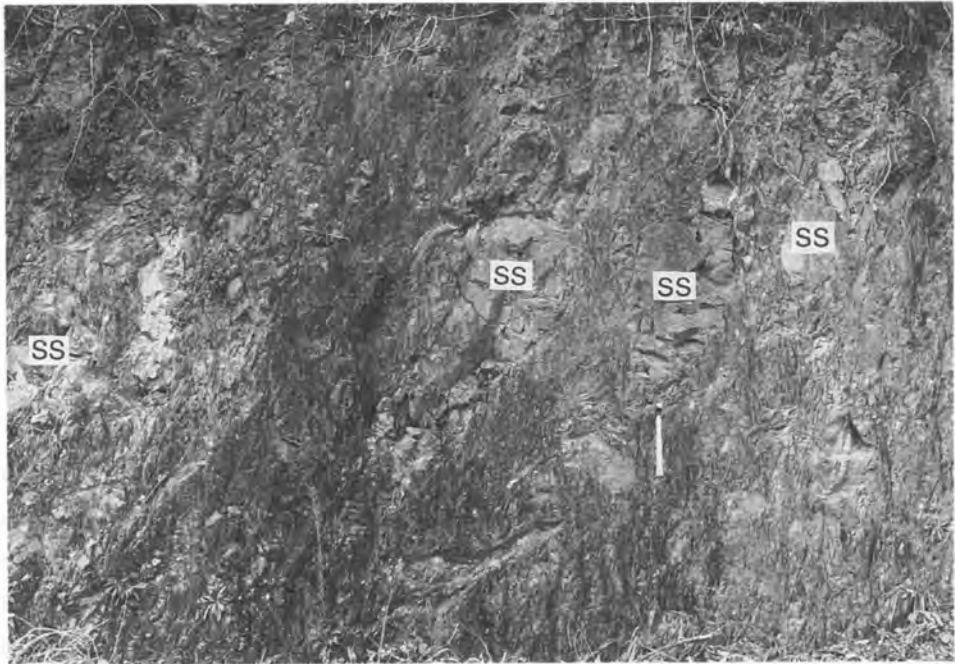
IV. 7 内田層 (新称, Ud)

藤井 (1954) の鎮南山帯古生層の一部に相当する。

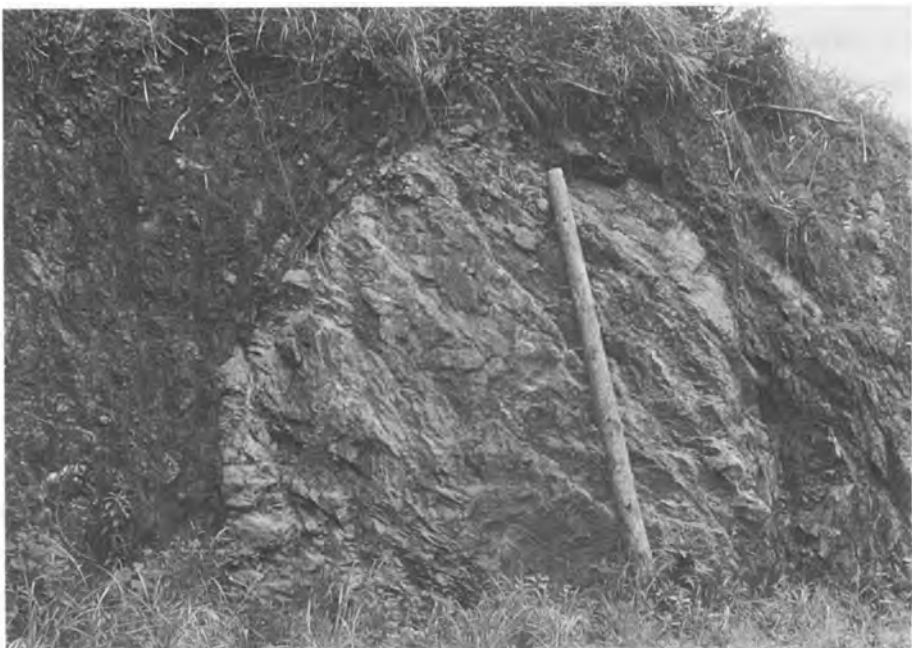
内田層は、一部先シルル系の三国圧碎花崗岩類を挟んで南側の内山層と断層で接し、北側は下部白亜



第24図 内山層の赤紫色溶岩とハイアロクラスタイト (内山観音)



第25図 主に砂岩クラストを含む内山層の含礫泥岩 (羽飛-宝川内)
ss : 砂岩



第26図 内山層のハイアロクラスタイト中の灰色層状チャートクラスト (内山東方林道)

系東谷層や上部白亜系田野層群と断層関係にある。石場ダム北方では、東北東-西南西方向の断層で東谷層と交互に繰り返して露出し複雑な分布を示す。内田層はメランジュからなり、そのクラストは砂岩泥岩互層、砂岩及びチャートが多い。泥質基質の含礫泥岩の分布はわずかである。砂岩及び砂岩泥岩互層の砂岩は、灰色-緑灰色の細-中粒砂岩である。チャートは灰色・黒色・緑色・赤色・赤紫色で単層の厚さ2-5cmの層状チャートである。一般に変形が強く、再結晶していることが多い。内田層は、砂岩泥岩互層とチャートのクラストが分布の大半を占めており、泥質基質が少ない。このことは、黒瀬川帯のメランジュ相の中では特異である。

本層の珪質泥岩は放散虫化石を含む(第16図, 第3表, 第I図版)。

IV. 8 化石と時代

上鷲谷層の泥岩・珪質泥岩及びチャートから、*Follicuculus scholasticus* morphotype I, *F. scholasticus* morphotype II, *F. charveti*, *Albaillella triangularis*, *Pseudoalbaillella* aff. *longicornis*, *Ishigaum* sp., *Nazarovella* sp. などの比較的保存の良い放散虫が産出している(第16図, 第2表, 第I図版)。これらの放散虫化石は、中期二畳紀の後期から後期二畳紀を示し、チャートと泥岩から産出する放散虫化石の間に大きな時代差は存在しない。これらの放散虫化石から上鷲谷層の時代は後期二畳紀と考えられる。

片内層からは、檜峰西方の国道沿いに露出する泥岩から *Canoptum* sp., *Capnuchosphaera* sp. などの後期三畳紀を示す放散虫が、また新開北方のチャートに伴う珪質泥岩から *Canutus* sp., *Pantanellium* sp. などの放散虫化石が産出した(第16図, 第3表, 第I図版)。また、藤井(1954)は、片内層分布域の片内北方の厚さ10-20mの石灰岩レンズから *Millerella* (?) sp. を報告している。以上のことから片内層は石炭紀前期の石灰岩体を含む後期三畳紀-前期ジュラ紀の地質体と考えられる。

安藤ほか(1987)によれば、鷲谷層の上部20mから、*Monotis scutiformis* (Kiparisova), *M. ochotica densistriata* (Teller), *M. ochotica ochotica* (Keyserling) を産する。これらの化石から、本層の時代は後期三畳紀のノーリアンと考えられる(安藤ほか, 1987)。

野津町白岩西方の道路沿いの蕨野層のチャートから二畳紀コノドントの報告がある(Murata, 1981)。今回、蕨野層の2地点のチャートから二畳紀の放散虫化石(第16図, 第2表, 第I図版)を見いだしたが、泥質岩からは放散虫化石は得られなかった。

犬鳴南方の犬鳴層及び石場ダムから田中へぬける道路沿いの内田層のいずれもチャート岩体に伴われる珪質泥岩から前期ジュラ紀の放散虫化石が産出している(第16図, 第3表, 第I図版)。

本城山西方山腹に露出する内山層の小石灰岩レンズには二畳紀紡錘虫が含まれる(神戸, 未公表資料)。

現在までに泥質岩から放散虫が産出したのは、上鷲谷層と片内層のみである。犬鳴層と内田層の珪質泥岩からは、*Bagotum* sp., *Canoptum* sp., *Hsuum* sp. などの最前期ジュラ紀の放散虫化石が産出しているため、その時代は前期ジュラ紀と考えられる。

蕨野層はチャートから二畳紀の放散虫、また内山層は石灰岩から二畳紀紡錘虫が産出しているのみである。したがって、直接的な証拠はないが、両層を犬鳴層や内田層と同様、下部ジュラ系に対比しておく。

第2表 三重町地域から産出した二畳紀放射虫化石

ms: 泥岩, atf: 酸性凝灰岩, sm: 珪質泥岩, ch: チャート, ()は登録番号, GSJ Rを省略してある, 化石産地は第16図に示す.

種名	上 鷲 谷 層						炭 野 層	
	489 (59968)	588 (59978)	603 (59980)	604 (59981)	648 (59982)	649 (59983)	552 (59975)	572 (59976)
	atf	ms	sm	sm	ch	sm	ch	ch
<i>Albaillella triangularis</i> Ishiga, Kito & Imoto			○					
A. sp.			○					
<i>Deflandrella</i> sp.				○				
<i>Follicucullus charveti</i> Caridroit & De Wever				○				
<i>F. scholasticus</i> Ormiston & Babcock morphotype I Ishiga	○		○	○	○	○	○	○
<i>F. scholasticus</i> Ormiston & Babcock morphotype II Ishiga	○					○		
<i>Ishigaum</i> sp.				○				○
<i>Nazarovella</i> sp.				○			○	○
<i>Nazarovispongus</i> (?) sp.		○	○				○	○
<i>Pseudoalbaillella</i> aff. <i>longicornis</i> Ishiga & Imoto		○						

第3表 三重町地域から産出した三畳紀-ジュラ紀初期放射虫化石

ms: 泥岩, sm: 珪質泥岩, ()は登録番号, GSJ Rを省略してある, 化石産地は第16図に示す.

種名	片 内 層			犬 鳴 層	内 田 層
	674 (59984)	675 (59985)	466 (59967)	917 (60007)	315 (59958)
	ms	ms	sm	sm	sm
<i>Bagotum</i> sp.				○	○
<i>Capnuchosphaera</i> sp.	○				
<i>Canoptum</i> sp.	○	○			○
<i>Canutus</i> sp.			○		
<i>Hsum</i> sp.				○	○
<i>Napora</i> sp.			○	○	
<i>Pantanelium</i> sp.			○		
<i>Tripocyclina</i> sp.			○		

IV. 9 地 質 構 造

黒瀬川帯の上部二畳系-下部ジュラ系は, 多くの東西ないしは東北東-西南西方向の断層に切られて帯状構造を呈し, 各帯内部の構造も複雑である. 地質体の走向は一般に東北東-西南西である. 傾斜は北傾斜がほとんどであるが, 南傾斜も存在する. 有効な鍵層が存在しないので褶曲構造はよくわからない. 上部中生界との境界断層は高角の正断層であるが, 深成・変成岩類や超塩基性岩類を挟み込む断層は, その分布から北傾斜の高角逆断層と推定される.

先シルル系の深成・変成岩類やシルル系奥畑層は, メランジュからなる地質体の走向方向とやや斜交

する方向の断層に挟まれて分布し、また園田・原(1984)が指摘したように、一部では上部中生界の構造的下位に“シート状”岩体として分布しているようにも見える。磯崎・板谷(1991)は、黒瀬川帯を内帯の先ジュラ系の巨大クリッペと推定し、九州では削剝レベルが浅いと考えている。しかし、本地域では、先ジュラ系の中にメランジュ相ジュラ系が分布することは明らかである。少なくとも白亜紀またはそれ以降に生じた、または再動した高角断層で境され、クリッペの証拠は確認できない。

Murata(1981)は、黒瀬川帯と南帯の境をなす断層を樫峰断層と呼んだ。しかし、これら両帯の境界は一本の断層ではなく、複数の断層が収束して境界をなしている。

秩父累帯南帯と黒瀬川帯を比べてみると、断層の分布密度の違いが明瞭で、黒瀬川帯のほうが断層の分布密度が高い。東北東-西南西走向で北に急斜した高角逆断層と、それらとほぼ同じ走向で北または南に傾斜した正断層とが並走しているためである。逆断層の形成時期は、地質体の時代から考えて前期ジュラ紀以降、最後期ジュラ紀以前が考えられる。一方、正断層系は最上部ジュラ系-下部白亜系を変位させていることから、後期白亜紀以降に形成されたとみなされる。このような正断層系の構造運動は秩父帯南帯では認められていない。

V. 秩父累帯南帯のジュラ系-下部白亜系

(酒井 彰)

三重町地域及びその周辺の秩父累帯南帯の本格的な研究は、藤井(1954)に始まり、神戸・寺岡(1968)、Murata(1981)などがあり、最近では寺岡ほか(1990, 1992)がある。

本地域の秩父累帯南帯には、奥川内層、小園層、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・砕屑岩シーケンスからなる中-上部ジュラ系であり、他の4層は泥質基質のメランジュからなる。

V. 1 奥川内層 (Ow)

神戸・寺岡(1968)命名、寺岡ほか(1992)により再定義。

三重町地域北東部の野津町清水原付近と、西部の三重町奥畑付近から大白谷にかけての、2地域に分かれて分布する。

本地域北東部の清水原付近では、主にドロマイトを含む灰色石灰岩と砂岩泥岩互層のクラストを含む含礫泥岩を基質とするメランジュからなる。奥畑-大白谷地域では、南から北に見かけの下位から、岩体規模の石灰岩と礫・岩塊大の塩基性火山岩類・チャート・砂岩のクラストを含むメランジュ、稲積山の

山体を構成する巨大な石灰岩体，その上位に厚さ約100 mの砂岩泥岩互層クラスト，さらにその上位に幅50-90 mで良く連続するチャートクラストを含むメランジュが分布する．泥質基質は奥畑付近では強く剪断されているが，大白谷や清水原付近ではあまり変形していない．

石灰岩は灰色塊状のミクライトまたは紡錘虫などの化石を含むスパライトである．砂岩泥岩互層は単層の厚さが10-30 cmの砂岩がち互層である．互層を構成する砂岩は灰色細-中粒である．

石灰岩には紡錘虫化石を含む（稲積総合観光（株），1978）．

V. 2 小園層 (Oz)

藤井（1954）の命名による．

野津町清水原から岩屋付近と三重町奥畑南方から大白谷にかけて分布する．泥質基質のメランジュからなる．クラストとしては，チャートが最も多く，ほかに砂岩・石灰岩・珪質泥岩からなる．チャート岩体は，あまり連続しない．石灰岩には灰色のミクライトと黒色の石油臭のする“鳥の巣式”石灰岩があるが，後者は径数m-50 mの大きさである．礫大の砂岩・チャートクラストは角礫状を呈することが多い（第27図）．小園層は全体的に強く剪断されている．チャートからコノドント，含礫泥岩及び珪質泥岩から放散虫が産出している（第16図，第4表，第II図版）．

V. 3 彦ノ内層 (Hk)

神戸・寺岡（1968）の命名による．

株ノ木断層に切られ，野津町垣河内から石峠山と宇目町小野市北方から三重町大白谷の2地域に分か



第27図 砂岩・チャートの礫大のクラストを含む小園層の含礫泥岩（長谷林道）
ss：砂岩，ch：チャート

れて分布する。本層はメランジュからなり、砂岩泥岩互層・砂岩・チャート・珪質泥岩のクラストを含み、まれに酸性凝灰岩のクラストも認められる。また、南縁部にはチャート・碎屑岩シーケンス(松岡, 1989)が分布することがある。砂岩泥岩互層は単層の厚さ5-50 cmの砂岩がち砂岩泥岩互層である。また、黒色泥岩が数層準に挟在し、特に尺間山層との境界をなす断層に沿って分布する黒色泥岩は良く連続する。この黒色泥岩には平行葉理が発達する(第28図)。また、南縁の黒色泥岩に沿って数カ所で礫岩の分布が認められる。宇曾河内北方の林道沿いに、中粒砂岩に挟まれて、径1-10 cmの円-亜円礫からなる厚さ約30 mの礫岩が分布する。礫種は主に砂岩・チャート・泥岩で、わずかに石灰岩もある。本層分布地域の南部において、層状チャートから珪質泥岩・泥岩・砂岩泥岩互層まで、チャート・碎屑岩シーケンス(第29図)のほぼ完全な層序が観察されることがある。また、チャート岩体を側方に追跡すると珪質泥岩に移化するのが観察される。彦ノ内層全体でみると、砂岩泥岩互層クラストがチャートより多い。泥岩・酸性凝灰岩・チャートには放散虫化石が含まれる(第16図, 第4表, 第Ⅱ図版)。

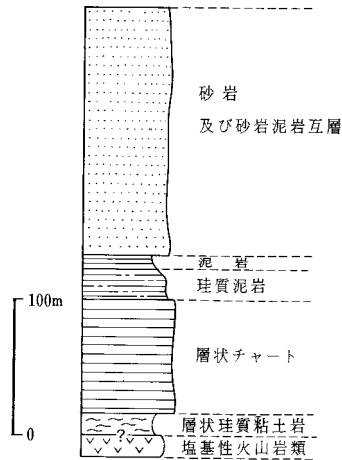
V. 4 尺間山層 (Sk)

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、本報告では岩相と地質時代の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



第28図 平行葉理の発達した彦ノ内層の泥岩 (白岩南方林道)



第29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。

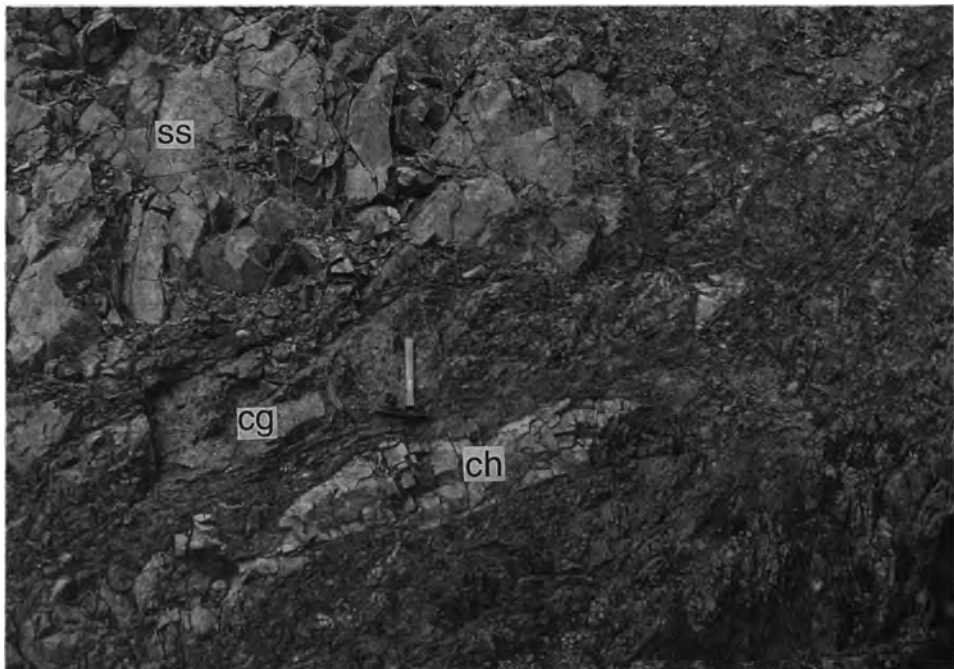
本匠村井ノ上から宇目町木浦内にかけて分布する。

尺間山層は、チャート・砕屑岩シーケンス(松岡, 1989)からなり、それが断層で繰り返す。チャート・砕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・泥岩・砂岩泥岩互層及び砂岩の順に重なる(第29図)。本地域では、層状珪質粘土岩は確認できなかった。今回、珪質粘土岩の下位に発達すると推定される塩基性火山岩類の分布が認められた。チャート・砕屑岩シーケンスは、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られ、繰り返す。尺間山層分布域の東部では、基本的な岩相層序のうちの層状珪質粘土岩や層状チャートがシーケンスの基底を切る断層により欠如している場合が多い。その結果、チャートの分布が少なくなっている。例えば、虫月から松葉へ通じる道路沿いには厚い塊状砂岩が発達している。本来は基本層序が断層により繰り返すと考えられるが、実際にはチャートが欠如しており、砂岩も塊状であるため、繰り返しを確認することは困難で、一見厚い塊状の砂岩が分布することになる。一方、地域南西部の宇目町の城山付近から中岳川及びその上流域に分布する尺間山層は、チャートが10列以上帯状に配列しており、層状珪質粘土岩を除いたチャート以上の岩相層序が観察できる。また、宇目町西山から御泊にかけての西山川沿いに塩基性火山岩類が分布しており、北側のチャートとの間に厚さ数mの含礫泥岩を挟んでいる。

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。黒色を呈するチャートは、単層の厚さ1-5cmで成層する層状チャート中に、厚さ10-20cmの厚層のチャートの単層が50cm-2mの間隔で繰り返し挟まれる(第30図)。また厚層のチャートは均質に見えるものと、2-3mm間隔の平行葉理が発達しているものがある。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、細-粗粒の長石質アレナイトである。東部地域では塊状砂岩が多いが、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。今回、大石岳北方の林道沿いの露頭で、塊状の砂岩中に厚さ2-3mのチャート礫岩の挟みを確認した(第31図)。チャート礫岩は、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



第30図 尺間山層の黒色層状チャート（大石岳北方林道）



第31図 尺間山層の砂岩とチャート礫岩（大石岳北方林道）

ss：砂岩，cg：チャート礫岩，ch：チャート．礫岩の低位はチャートクラストを含む含礫泥岩



第32図 尺間山層の淡緑灰色層状珪質泥岩 (大石岳北方林道)



第33図 尺間山層の再堆積ハイアロクラスタイト (西山川)

である。珪質泥岩は灰色または淡緑色で5-10 cm程度の単層の厚さで層状を呈する(第32図)ものと、塊状のものがある。塩基性火山岩類は、一般に溶岩とハイアロクラスタイトから構成されているが、平行葉理や斜交葉理などの堆積構造をもつ再堆積ハイアロクラスタイト(reworked hyaloclastite)が観察されることがある(第33図)。

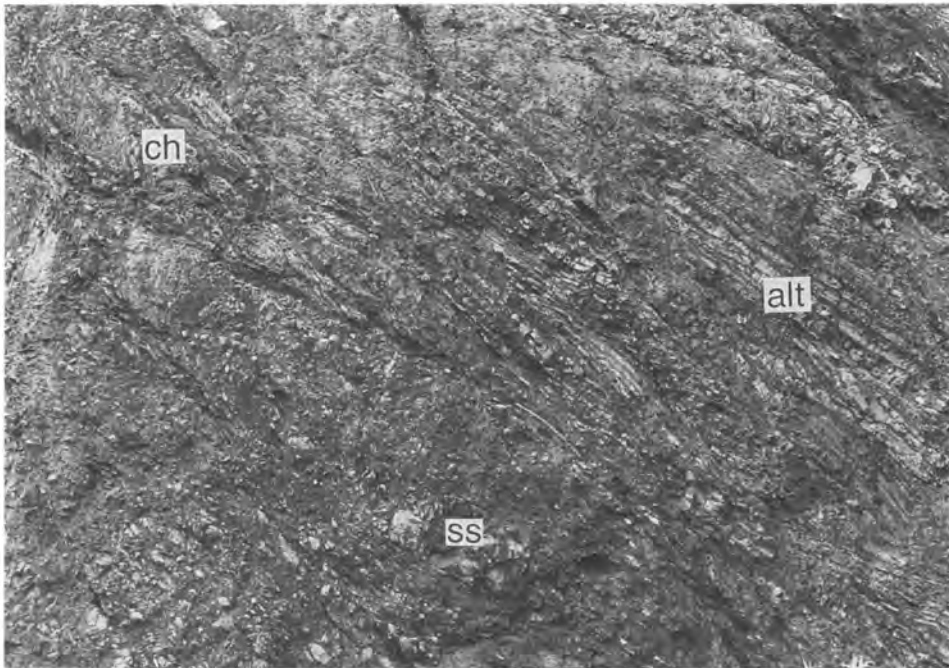
尺間山層では、泥質基質のメランジュは一般に小規模にしか分布しないが、葛羅^{つづら}の上流域や弘島屋^{はらいどや}ではチャートの小規模岩体を含む泥質基質のメランジュが比較的広く分布する。

本層のチャートからコノドントが報告されている(Murata, 1981)。また、泥岩・珪質泥岩・チャートは放散虫化石を含む(第16図, 第4表, 第II図版)。

V. 5 床木層(Yk)

神戸・寺岡(1968)の命名による。

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四万十帯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)で尺間山層と接する。その分布幅は場所により膨縮し、東隣の佐伯地域から本匠村鹿淵付近までは約3km前後であるが、本匠村虫月から酒利岳までは幅約300mになり、宇目町上津小野付近では約6kmにわたり床木層が欠如し、中岳川では600-700mの幅になる。



第34図 チャート, 砂岩及び砂岩泥岩互層のクラストを含み、強く剪断された床木層の含礫泥岩 (松内北方林道) ch: チャート, ss: 砂岩, alt: 砂岩泥岩互層



第35図 床木層の暗灰色石灰岩礫岩（鹿瀬）



第36図 床木層の層状珪質泥岩と塊状珪質泥岩（板屋南方林道）

床木層は、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クラストを含む泥質基質のメランジュからなる。佐伯地域から本匠村鹿淵付近までは、幅300-500 mの比較的規模の大きい石灰岩や塩基性火山岩類の岩体が分布する。本匠村虫月から酒利岳までは石灰岩は幅100 m前後の規模であり、チャート・塩基性火山岩類・砂岩は幅50 m以下の大きさである。宇目町長淵付近ではチャート・塩基性火山岩類は分布するが石灰岩は見られない。メランジュの泥質基質は彦ノ内層や尺間山層の場合よりも強い剪断を受けている(第34図)。

石灰岩の巨大岩体は番匠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、鹿淵には暗灰色の石灰岩礫岩が露出し、石灰藻などの化石を含む(第35図)。チャートや砂岩のクラストは、角ばった礫・岩塊として泥質基質中に含まれる。珪質泥岩は塊状のものと層状のものがある(第36図)。

石灰岩からコノドントが報告されており(Murata,1981)、珪質泥岩から放散虫化石が産出した(第16図, 第4表, 第Ⅲ図版)。

V. 6 化石と時代

三重町稲積山及びその周辺に分布する奥川内層の石灰岩の37地点から紡錘虫化石が報告されており、石灰岩体は下部二疊系下部から中部二疊系上部に対比されている(稲積総合観光(株), 1978)。また、清水原の石灰岩からは二疊紀紡錘虫の報告がある(寺岡ほか, 1992)。小園層のチャート(1地点)・彦ノ内層のチャート(2地点)及び床木層の石灰岩(1地点)から三疊紀コノドントが報告されている(Murata, 1981)。今回、各層のチャート・珪質泥岩・泥岩及び含礫泥岩から放散虫化石を見いだした(第16図, 第4表, 第Ⅱ, Ⅲ図版)。

表及び図版には示していないが、彦ノ内及び尺間山層のチャートから三疊紀の放散虫が産出している。

本地域の奥川内層からは放散虫化石が得られなかったが、寺岡ほか(1992)によれば、本層の上部の時代は前期ジュラ紀の後半である。石灰岩の下位にメランジュが存在することを考慮し、奥川内層の時代は前期ジュラ紀としておく。

小園層からは、含礫泥岩及び珪質泥岩から *Bagotum* sp. が産出したのみである。これは寺岡ほか(1992)の放散虫化石の報告と矛盾しない。したがって、小園層の時代は前期ジュラ紀の後半から、中期ジュラ紀の前半または中葉とみなされる。

彦ノ内層の泥岩から産出した放散虫化石は中期ジュラ紀から後期ジュラ紀前半を指示する。

尺間山層の泥岩から産出した放散虫化石は中期ジュラ紀から後期ジュラ紀前半の時代を示す。

床木層の地質時代は、他地域では後期ジュラ紀から前期白亜紀前半であるが、本地域の床木層の珪質泥岩は、*Archaeodictyomitra conica*, *Holocryptocanium* cf. *barbui*, *Pseudodictyomitra* cf. *nakasekoi*, *P.* cf. *carpatica* などの前期白亜紀の後半の時代を指示する放散虫を含む。

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時代が段階的に若くなる傾向が認められる。

V. 7 地質構造

秩父累帯南帯の下部ジュラ系-下部白亜系の地質体は、東北東-西南西走向で 60° 以上傾斜し、北東-南西ないしは東北東-西南西走向の北に急斜した逆断層で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基底面を迂り面とする断層が多い。

秩父累帯南帯と四万十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。また、堂ノ間付近では、床木層の走向方向に斜交する逆断層が見られる(第37図)が、この断層は四万十帯との境をなす仏像構造線に連続している。このような断層の存在は、仏像構造線が1本の断層ではなく、複数の弧状の断層からなっていることを推定させる。

株ノ木断層は北東隣の臼杵地域の臼杵市街付近から南南西に延び、本地域では野津町清水原から白岩・本匠村下腰越・新開を通り酒利岳北方まで延びる。そして酒利岳北方で北東-南西方向の高角断層に切られる(第16図)。黒瀬川帯の上部中生界が株ノ木断層の西側に顕著に発達することから、株ノ木断層が西落ちであることは明らかである。また、黒瀬川帯の南縁を画す高角逆断層が本断層により約 10 km ずれていることから、株ノ木断層は左横ずれ成分も持つと考えられる。

褶曲は字目町弘鳥屋付近の尺間山層中に翼の開いた背斜があるが、小褶曲を除きほかに明瞭な褶曲構造は確認できなかった。



第37図 床木層中の逆断層 (本匠村虫月)
ls : 石灰岩, ms : 泥岩. ハンマーの部分が破砕帯.

VI. 秩父累帯黒瀬川帯の上部中生界

(寺岡易司)

九州東部の秩父累帯黒瀬川帯には、古生代から中生代中頃にかけての地層群を不整合に覆って、アンモナイト・二枚貝などの大型化石に富む浅海-汽水成上部中生界が幾つもの地帯にわかれてレンズ状の分布を示す。この上部中生界の本格的調査は藤井(1954)に始まり、神戸・寺岡(1968)、寺岡(1970)に引きつがれ、その層序・構造の大綱が明らかになった。産出化石については、田村(1960)、Matsumoto and Noda(1968)、Noda(1972,1977)、太田・田中(1980)、田中・太田(1980)、Ohta(1981)、松本ほか(1982)、田代・松田(1982)、田代ほか(1983)、Tanaka *et al.*(1984)、Tanaka(1989)などの研究があり、上部中生界各層の時代が論じられてきた。最近、寺岡ほか(1992)は犬飼地域の秩父累帯白亜系の再検討を行った。以上のような多くの研究にもかかわらず、上部中生界の層序・層相・時代・構造などに関してはまだ問題点が少なくない。

三重町地域の上部中生界は、最上部ジュラ系の^{しんかい}新開層、下部白亜系の^{やまぶ}山部層、^{はいだてやま}佩楯山層、^{すくぼ}須久保層及び^{ひがしだに}東谷層、上部白亜系の田野層群に大きく区分され、その分布域は第38図に示すように5区に分けられる²⁾。各層の砂岩モード組成は第52図に一括して図示してある。なお、中ノ茶屋南方や石場ダム北岸の頁岩層のように、層序的位置不明の地層が断層に沿ってはさみ込まれている場合があり、これらの主なものは未区分下部白亜系として地質図に示してある。

VI. 1 新開層 (Sn1-2)

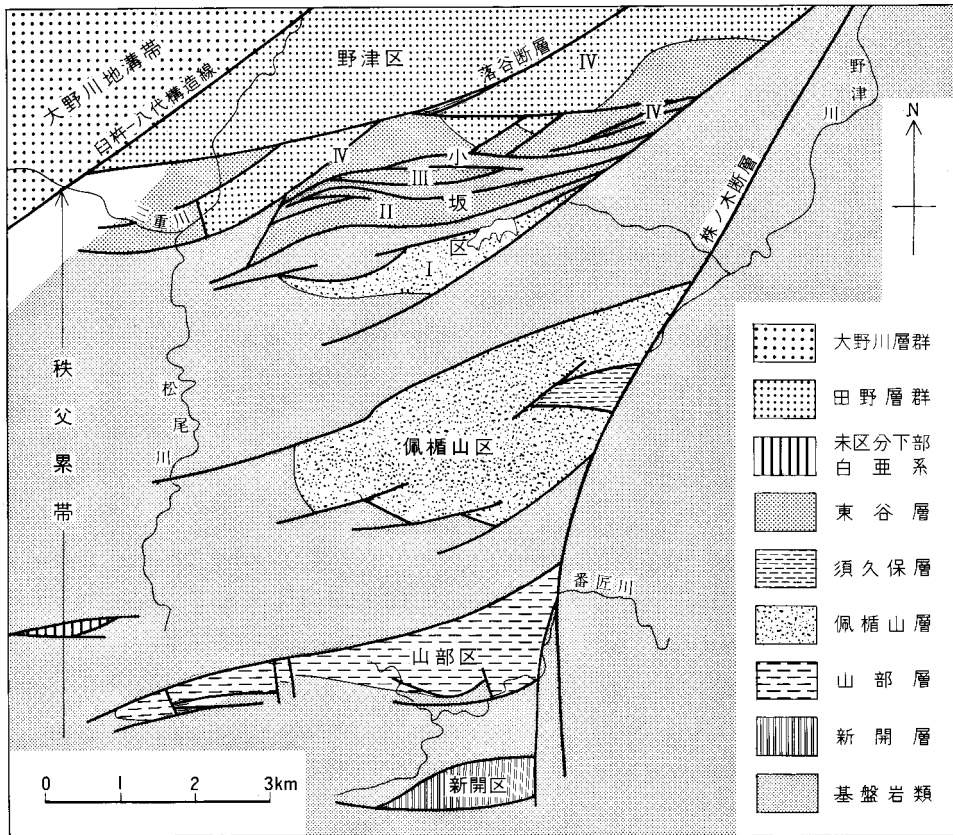
新開層(藤井, 1954)は新開区に分布し、上方細粒化の岩相変化を示す。下限は断層のため不明であるが、層厚約380mで、Sn1・Sn2の2部層に区分される(第39図)。

Sn1部層 新開層の基底礫岩層に当たるもので、寺岡(1970)のSk1部層に相当する。露出するかぎりでは、層厚160m内外で、礫岩を主とし、砂岩・頁岩及びこれらの薄互層を伴う。最下位の頁岩砂岩互層中には厚さ2mのレンズ状砂質石灰岩が含まれ、頁岩からは放散虫(ほとんどが *Spumellaria*)を多産する。頁岩は本部層の中程の層準にも3-4mの厚さをなして挟在する。砂岩は中粒で、礫岩層の上位に重な

2) 第VI, VII及びVIII章では堆積岩の記載に際し、次のような用語を使用する。

互層：薄互層(-20cm)、中互層(20-80cm)及び厚互層(80cm-)。括弧内は単層の平均層厚。薄層理、中層理及び厚層理という区分もこれに準ずる。

礫：細礫(2-4mm)、小礫(4-32mm)、中礫(32-64mm)、大礫(64-256mm)及び巨礫(256mm-)。カッコ内は礫径。なお、細礫は granule、小礫と中礫は pebble、大礫は cobble 及び巨礫は boulder にそれぞれ相当する。

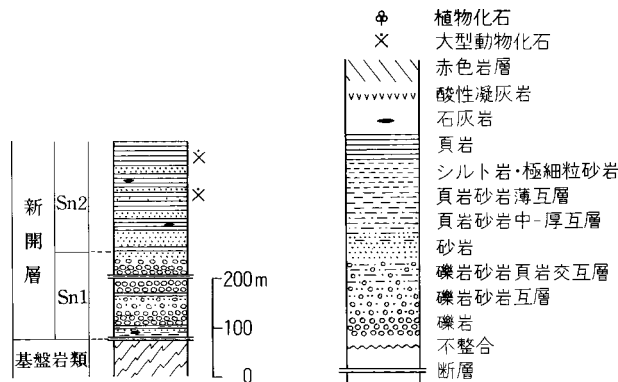


第38図 秩父累帯黒瀬川帯上部中生界の分布

り、礫岩または含礫砂岩と互層する場合が多い。礫岩は淡緑色の砂質基質をもち、亜円・円形の小-大礫、ときに巨礫(最大径40 cm)を含む。礫の大部分は花崗岩・花崗斑岩・アブライト・石英閃緑岩・閃緑岩・流紋岩・安山岩などの火成岩からなり、砂岩・チャート・石灰岩などの堆積岩礫を少量伴う。礫をなす石灰岩は角ばり、深成岩はしばしば圧碎構造を示す。

Sn2部層 寺岡(1970)のSk2・Sk3両部層をあわせたものであり、Sn1部層上に整合に重なる。層厚は約220 mで、頁岩と砂岩からなり、まれに石灰岩のレンズ状岩体を含む。砂岩は中-細粒の長石質ワックで、数m-15 m、ときに30 mを超える厚さをもって頁岩中に挟在し、層序的には上位になるにつれ減少する傾向がある。砂岩中の長石量は45%内外に達し、カリ長石/長石比は0.25以下であり、岩片としては酸-中性火山岩・チャート・泥岩などが含まれる。頁岩は一般によく成層し、しばしば炭質物を含み、ときに泥質のスランブ堆積物を挟む。石灰岩は灰-暗灰色でウーライト構造を呈する場合が多く、スランブ堆積物中にさまざまな大きさの岩塊(最大径10 m)としてはいる。

石灰岩から *Stylina sugiyamai* Eguchi (?), *Montlivalentia* (?), *Tosastroma tokunagai* Yabe & Sugiyama (?), *Milleporidium fasciculatum* Yabe & Sugiyama (?), *Nerinea* sp., *Cidarids* の刺,



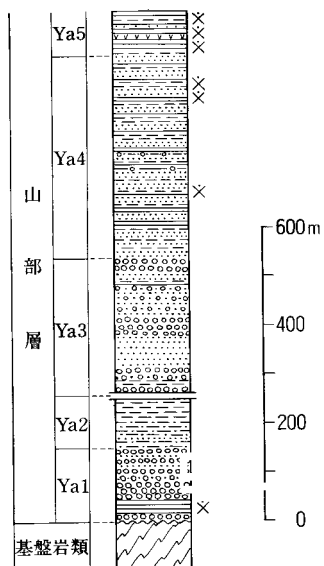
第 39 図 新開層柱状図
凡例は第 40, 43, 48 及び 49 図と共通

石灰藻などを産する (田村, 1960). 一方, 頁岩からは *Entolium* cf. *kimurai* Tamura, *Lucina* aff. *tsunoensis* Kimura, *Chlamys* aff. *iboibo* Kimura & Tamura, *C.* (?) sp., *Amonotis* (?) sp., *Burmesia* (?) sp., *Hartwellia* (?) sp., *Belemnopsis* (?) sp. などの貝化石 (太田・田中, 1980) や放散虫を産出する. 田中ほか (1985) は, *Archaeodictyomitra apiara* (Rüst), *Cinguloturris carpatica* Dumitrica, *Parvicingula hsui* Passagno, *Eucytidium* (?) *ptyctum* Riedel & Sanfilippo, *Mirifusus mediodilatatus* (Rüst) など 36 属, 26 種の放散虫を識別している.

VI.2 山部層 (Ya1-5)

山部層 (藤井, 1954) は下部中生界を不整合に覆う山部区の海成-汽水成下部白亜系で, 分布の幅は東に向かって広くなり, 東縁は断層で画される. 本層は Ya1-5 の 5 部層に区分され, 全体の層厚は 1,000 m 内外に達する (第 40 図). 構造的には 2 向斜・1 背斜からなる複向斜を形成し, 背斜軸に沿って東西方向の顕著な断層がある. なお, ここに示す山部層の層序が従来のもの (藤井, 1954; 寺岡, 1970; 太田・田中, 1980; Tanaka, 1989) と著しく異なるのは, これまで本層が単純な向斜構造をなしているのみならず, 断層による地層の変位をあまり考慮しないで層序がたてられていたためである.

Ya1 部層 山部層の基底礫岩層に当たるもので, 層厚は約 150 m あり, 複向斜南翼の西部に分布し, 三国峠北方にも Ya2 部層とともに小範囲に露出する. 本部層は厚さ数 m の礫岩に始まり, 層厚約 30 m の頁岩層 (Tanaka, 1989 の元山部層に相当) をへて, 厚い礫岩層がひき続く. 後者の上半分にはときおり砂岩が挟在する. 頁岩層からは *Berriasella* aff. *patula*, *Pseudoostorella* sp., *Tithoniceras* sp. 及び *Thurmanniceras* (?) sp. を産する (Noda, 1972; Tanaka, 1989). 礫岩は砂質, ときに砂泥質の基質をもち, 花崗岩・花崗斑岩・アブライト・閃緑岩・流紋岩・安山岩・チャート・砂岩・泥岩・緑色片岩などのよく円磨された中-大礫, ときに巨礫 (最大径 30 cm) を含む (第 41 図). 下位の礫岩中には大小さまざまな角ばった頁岩の同時浸食礫が多い.



第40図 山部層柱状図



第41図 山部層 Ya1 部層の中礫岩 (本匠村片内東方1.5 km)

Ya2部層 Ya1部層上に整合に重なり、上限は断層のため不明で、100 m以上の層厚をもつ。下部では砂岩がちの中-薄互層、上部では砂岩と頁岩がほぼ等量の薄互層が主体をなす。頁岩中にはしばしば保存不良の植物化石や炭質物が見られる。



第42図 山部層 Ya4部層の中層理砂岩 (本匠村片内東方1.6km)

第5表 山部層産化石

種名	層序区分	Ya1	Ya2-3	Ya4	Ya5
<i>Berriasella</i> aff. <i>patula</i> Schneid		○			
<i>Pseudoostella</i> sp.		○			
<i>Thurmanniceras</i> (?) sp.		○			
<i>Tithonoceras</i> sp.		○			
<i>Bakevelloides</i> (<i>Yoshimopsis</i>) <i>nagatoensis</i> Ohta				○	○
<i>Crassostrea</i> aff. <i>yoshimoensis</i> Kobayashi & Suzuki				○	○
<i>Ostrea</i> cf. <i>ryosekiensis</i> Kobayashi & Suzuki					○
<i>Leptosolen</i> sp.				○	
<i>Eomiodon nipponicus</i> Ohta				○	○
<i>E. matsumotoi</i> Ohta				○	○
<i>Hayamina</i> sp.				○	○
<i>Isodomella matsumotoi</i> Ohta				○	○
<i>Tetoria</i> (<i>Yoshimoa</i>) <i>yoshimoensis</i> Ohta				○	○
<i>Pulsides nagatoensis</i> Ohta				○	○
<i>Astarte</i> (<i>Yabea</i>) sp.					○
<i>Pterotrignia</i> sp.					○
<i>Melanoides</i> (<i>Kumania</i>) <i>kawaguchiensis</i> Ohta				○	

Ya3部層 礫岩・砂岩からなり、まれに頁岩・頁岩砂岩薄互層を挟む。断層のため下限不明で、層厚は少なくとも280 mあり、全体としては砂岩がちである。礫岩はYa1部層の場合とほぼ同じような礫組成を示す中-大礫岩であり、砂岩と互層するほか、3層準に厚層をなして挟在する。本部層からYa4部層にかけ砂岩がよく発達するが、それは灰-灰白色の中-細粒砂岩であり、一般に基質が少なくカリ長石／

長石比が大きい。岩片としては酸性火山岩が圧倒的に多く、安山岩・チャート・泥岩・砂岩・片状岩などもみられる。なお、中粒砂岩の基質量は5-15%である。Ya3部層の砂岩は概して層理の発達がわるく、石英25-45%、長石30-40%、岩片20-36%の組成を示し、斜長石がカリ長石を量的にうまわる。

Ya4部層 砂岩と頁岩砂岩互層・頁岩が4-30 m、ときに数10 mの厚さをもって交互する砂岩がちの地層であり、層厚は400 m内外ある。互層は薄互層の場合が多いが、砂岩層の直上では厚-中互層もみられる。砂岩はよく成層し(第42図)、組成的には石英に著しく富み、カリ長石/長石比が異常に大きく(最大0.8)、成熟度の高いのが特徴である。本部層のなかほどの層準には細-小礫、ときに中礫を含む砂泥質基質の礫岩ないしは含礫泥岩が2-3層挟在する。Ya4・Ya5両部層からは第5表に示すような汽水生貝化石を産出する(藤井, 1954; 太田・田中, 1980; Ohta, 1981; Tanaka, 1989)。

Ya5部層 頁岩を主とし、頁岩砂岩薄互層や砂岩を伴うもので、約80 mの層厚をもつ。この部層には貝化石密集層があり、また厚さ50 cm内外の酸性凝灰岩が数層挟在する。

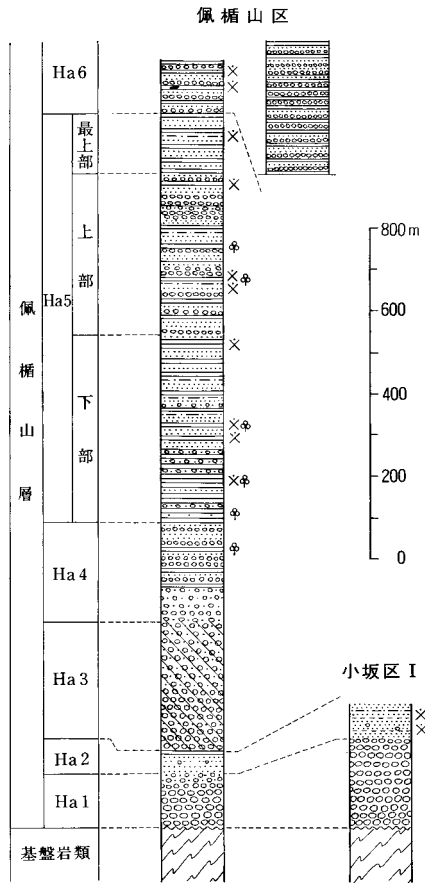
VI. 3 佩楯山層 (Ha1-6)

佩楯山層(藤井, 1954)は佩楯山区に向斜構造をなして模式的に分布するほか、一部は小坂区^{おさか}Iでもみられる。かつて寺岡(1970)は、これを佩楯山層群と呼び、腰越層と須久保層に2分したが、ここでは須久保層Su3部層を除いたものを佩楯山層とする。本層は二疊系を傾斜不整合に覆い、粗粒堆積物に富む地層であり、層厚約2,000 mで、Ha1-6の6部層に分けられる(第43図)。各部層は整合関係にあり、小坂区にはHa1・Ha2の両部層だけが分布する。

Ha1部層 佩楯山層の基底礫岩に当たり、佩楯山区で約130 m、小坂区では200 m内外の層厚をもつ。本部層は塊状の礫岩からなり、まれに砂岩・頁岩を挟む。礫岩は中-大礫、ときに巨礫(最大径60 cm)を含み、一般に淘汰不良である(第44図)。多くは亜角-円礫であるが不整合面の直上では角礫も少なくない。上限ちかくなると礫の円磨や淘汰がよくなり、次第に粒度を減じてHa2部層の砂岩に移化する。基質は砂質で、淡緑-赤緑色、ときに赤色を呈する。礫としてはチャート・砂岩・泥岩・千枚岩・塩基性火山岩類が多く、流紋岩・安山岩・花崗岩類・斑れい岩などもみられる。このような礫構成は佩楯山・小坂両区に共通しているが、礫径は概して小坂区の方が大である。

Ha2部層 暗緑色の砂岩で特徴づけられ、まれに細-小礫岩やシルト質頁岩を挟む部層で、層厚は佩楯山区で40 m、小坂区では80 mを超える。砂岩は一般に中-細粒であるが、ときおり礫を散点的に含む。砂粒としては岩片が圧倒的に多く75%以上に達し、長石は数%以下である。岩片の大部分はチャート・泥岩・千枚岩・玄武岩からなる。また、この砂岩は輝石・緑れん石などの有色鉱物に富み、他の白亜系のものとは容易に区別される。Tanaka(1989)によると、小坂区Iの本部層から第6表に示すような海生動物化石を産する。

Ha3部層 赤色の礫岩と砂岩からなり、約300 mの層厚をもつ。下部はほとんどが塊状の礫岩で占められているのに対し、上部では礫岩(厚さ3-40 m)と砂岩(数m以下)が交互する。砂岩の上位にはときに赤色のシルト岩・頁岩もみられる。礫岩は細-大礫を含み、その淘汰・円磨は概してよくない(第45図)。花崗岩類礫がほとんどみられない点を除くと、礫組成はHa1部層の場合によく似ている。砂岩は粗-細粒



第 44 図 佩楯山層 Ha 1 部層の大礫岩 (三重町高屋)



第45図 佩楯山層 Ha 3 部層の赤色礫岩 (佩楯山南西 1.5 km)



第46図 佩楯山層 Ha 4 部層の小礫岩 (佩楯山南西 0.5 km)
礫の大部分はチャートからなる。左下部に 10 円硬貨

で、カリ長石を欠く。

Ha 4 部層 礫岩・砂岩・頁岩からなり、量的には礫岩が最も多く、砂岩がこれに次ぐ。ただし、向斜北翼では東にいくにつれ砂岩が減少して頁岩が増える傾向があり、須久保付近では礫岩中に頁岩が頻繁に挟在し、砂岩はごく少ない。層厚は 250 m ある。Ha 3 部層が赤色岩からなるのに対し、本部層以上の



第 47 図 佩楯山層 Ha 4 部層の斜層理砂岩（佩楯山南西 0.5 km）

地層を構成する礫岩・砂岩は淡緑-灰色，頁岩は黒色を呈する．そして礫岩は大部分の礫がチャートからなる細-小礫岩である（第 46 図）．一方，砂岩は堆積岩，特にチャートの粒子に富む石質の中-細粒砂岩で，長石に乏しく，ときにカリ長石を欠く．岩片として酸性火山岩も含まれるがその量はごく少ない．Ha 4 部層の砂岩は中層理を示し，その中に斜交層理の発達することが多い（第 47 図）．

Ha 5 部層 佩楯山層のなかで最も分布が広く，1,000 m ちかい層厚をもつ部層であり，層相のうえから下部，上部及び最上部とに細分される．下部（450 m）は頁岩卓越層に始まり，その上位に砂岩・頁岩層が引き続く．礫岩もいろんな層準に挟在するが特に下半部に多い．上部（360 m）は南北両縁を断層で画されて下腰越付近に分布しており，礫岩・砂岩を主とし頁岩を伴う．最上部（140 m）は砂岩・頁岩からなり，その露出も下腰越付近だけに限られる．

佩楯山層上半部やこれと断層関係にある須久保層からはこれまで多数の動物化石が報告されており（藤井，1954；寺岡，1970；田中・太田，1980；松本ほか，1982；田代・松田，1982；田代ほか，1983；Tanaka *et al.*，1984；Tanaka，1989），それらは新しい層序区分にしたがって第 6 表に示してある．なお，表示したアンモナイトのほか，Noda（1977）は Ha 5 部層下部から *Ancyloceras* (*Ancyloceras*) *aff. vandenhekkii* Astier の産出を報告している．産出化石からして，Ha 5 部層の下部と最上部は海成層，上部は汽水成層とみなされる．Ha 4・Ha 5 両部層の頁岩からは *Cladophiebis* sp.，*Onychiopsis* sp.，*Nils-sonia* sp. などのシダ植物化石も得られている．

Ha 6 部層 下腰越東方では Ha 5 部層上に整合に重なり，須久保付近では断層にかこまれて分布する．層厚は 300 m を超える．この部層は礫岩・砂岩・頁岩の交互層からなり，ごくまれに石灰岩のレンズ状小岩体を含み，海生動物化石を産出する．

第6表 佩楯山・須久保両層産化石

種名	佩楯山層						須久保層
	Ha1	Ha2	Ha3-4	Ha5			
				下部	上部	最上部	
<i>Crioceratites</i> cf. <i>koehlini</i> (Astier)				○			
<i>Uhligia</i> sp.				○			
<i>Idiohamites</i> cf. <i>subspiniger</i> Spath							○
<i>I.</i> cf. <i>favrinus</i> Pictet							○
<i>Hamites</i> cf. <i>tenuicostatus</i> Spath							○
<i>Pedioceras</i> sp.		○					
<i>Protanisoceras</i> (?) cf. <i>iternotuberculatus</i> (Leymry)							○
<i>Heminautilus lallierianus</i> d'Orbigny			○				
<i>Cymatoceras</i> spp.		○					
<i>Nucula</i> (<i>Leionucula</i>) <i>haidatensis</i> Tashiro & Matsuda						○	○
<i>Mesosacella insignis</i> (Nagao)						○	○
<i>Portlandia</i> cf. <i>sanchuensis</i> (Yabe & Nagao)				○			
<i>Cosmetodon nipponicus</i> (Nagao)				○			○
<i>Nanonavis pseudocarinata</i> Tashiro & Matsuda						○	○
<i>N.</i> <i>yokoyamai</i> (Yabe & Nagao)		○		○			○
<i>Modiolus sukuboensis</i> Tashiro & Matsuda						○	○
<i>M.</i> aff. <i>subsimplis</i> d'Orbigny				○			
<i>Amygdalum ishidoensis</i> (Yabe & Nagao)		○					
<i>Pinna</i> aff. <i>robinaldina</i> d'Orbigny						○	○
<i>P.</i> sp.		○		○			
<i>Pterinella shinoharai</i> Hayami				○		○	
<i>Gervillaria haradae</i> (Yokoyama)		○		○			○
<i>Gervillia</i> (<i>Gervillia</i>) <i>forbesiana</i> d'Orbigny		○		○		○	
<i>Inoceramus anglicus</i> Woods							○
<i>Entolium</i> sp.				○			
<i>Parvamussium</i> sp.						○	
<i>Neithea</i> (<i>Neithea</i>) <i>matsumotoi</i> Hayami						○	○
<i>N.</i> (<i>N.</i>) <i>atava</i> (Römer)		○		○			○
<i>Plicatula kiiensis</i> Hayami		○		○			○
<i>P.</i> sp.		○				○	
<i>Ostrea</i> sp.					○	○	
<i>Rastellum</i> (<i>Arctostera</i>) <i>carinatum</i> (Lamarck)		○				○	○
<i>Nipponitrigonia</i> aff. <i>sakamotoensis</i> (Yehara)							○
<i>Pterotrigonia</i> (<i>Pterotrigonia</i>) cf. <i>yokoyamai</i> (Yehara)		○		○		○	○
<i>P.</i> (<i>P.</i>) <i>pocilliformis</i> (Yokoyama) A form				○		○	○
<i>P.</i> (<i>Ptilotrigonia</i>) <i>tanakai</i> Tashiro & Matsuda							○
<i>Astarte</i> (<i>Astarte</i>) <i>subsenecta</i> Yabe & Nagao		○		○		○	○
<i>A.</i> (<i>Yabea</i>) <i>akatsui</i> Hayami						○	○
<i>A.</i> (<i>Y.</i>) <i>shinanoensis</i> Yabe & Nagao		○		○			
<i>A.</i> (<i>Nicaniella</i>) <i>sukuboensis</i> Tashiro & Matsuda							○
<i>Bungoella yabeiformis</i> Tashiro & Matsuda							○
<i>Pachythaerus nagaoi</i> (Matsumoto)						○	○
<i>P.</i> <i>kagaharaensis</i> (Yokoyama)		○		○			
<i>Granocardium</i> (?) (<i>Ethmocardium</i>) sp.							○
<i>Protocardia</i> sp.					○		
<i>Globocardium</i> sp.		○					
<i>Leptosolen</i> sp.							○
<i>Eomiodon</i> aff. <i>matsumotoi</i> Ohta					○		
<i>Ptychomya dersiostata</i> Nagao				○	○		
" <i>Corbicula</i> " sp.					○		
<i>Hayamina bungoensis</i> Ohta				○	○	○	
<i>Tetoria</i> (<i>Haidatina</i>) <i>koshigoensis</i> Ohta					○		
<i>Costocyrena otsukai</i> (Yabe & Nagao)					○		
<i>Pulsides</i> sp.					○		
<i>Panopae</i> (<i>Myopsis</i>) <i>plicata</i> (Sowerby)				○			○
<i>Pholadomya</i> (<i>Pholadomya</i>) sp.		○		○		○	○
<i>P.</i> (<i>Bucardiomya</i>) sp.							○
<i>Goniomya</i> (<i>Goniomya</i>) cf. <i>subarchiaci</i> Nagao						○	○
<i>G.</i> sp.				○			○
<i>Laternula</i> (?) sp.							○
<i>Platymyoidea nipponica</i> Tashiro & Matsuda							○
<i>Plectomya amabeana</i> Tashiro & Matsuda						○	○
<i>P.</i> cf. <i>aritagawana</i> Hayami							○
<i>Heteraster macroholcus</i> (Nishiyama)				○			
<i>H.</i> <i>bungoensis</i> Tanaka & Noda				○		○	
<i>Pseudowastaster mysticus</i> Tanaka				○			

IV. 4 須久保層 (Su)

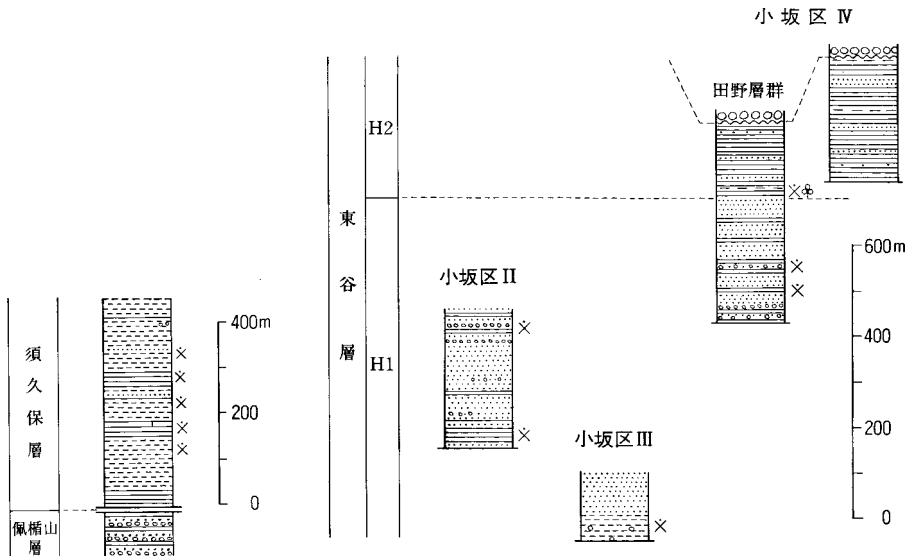
松本ほか (1982) は, 寺岡 (1970) の須久保層 Su3 部層から *Inoceramus anglicus*, *Idiohamites* cf. *sub-spiniger* などのイノセラムス・アンモナイトの産出を報告し, 佩楯山区にアルビアン地層が存在することを明らかにした. この地層を田代ほか (1983) は佩楯山層群の IV 層, Tanaka (1989) は須久保層とし, 佩楯山区を南北に横断する断層にはさまれた幅狭い地帯に分布するものとした. 本報告でいう須久保層はほぼ上記の Su3 部層に相当するアルビアン地層である.

須久保層は佩楯山区東部の向斜軸部に分布し, 佩楯山層と断層関係にある. 上下限とも不明で層厚は少なくとも 450 m あり, 細粒砂岩・シルト岩及び頁岩からなる (第 48 図). 量的には細粒砂岩・シルト岩が優勢であり, 頁岩は厚さ 30-50 m の層をなして 3 層準に挟在するほか, 薄いはさみとしてはいる. 上部の細粒砂岩中にはごくまれに小礫岩があり, その礫はチャートを主とし, 基質は石灰質砂岩からなる. 須久保層からは多くの海生動物化石を産する (第 6 表).

VI. 5 東谷層 (H1-2)

本層は寺岡 (1970) の東谷層と小坂帯の須久保層 Su2 部層を合わせたもので, 小坂区に分布し, Tanaka (1989) の小坂・東谷両層に相当する. 東谷層は, 断層のため下限不明で, 上部白亜系田野層群に不整合に覆われており, 砂岩に富む H1 部層と頁岩を主とする H2 部層に 2 分される.

H1 部層 基盤岩類の帯状衝出体のため分布が断続的であるが (第 38 図), 岩相層序や H2 部層との関係からして, 小坂区Ⅲの地層が下部, Ⅱのものが中部, Ⅳのものが上部に当たり, 全体の層厚は少なくとも 700 m ありと推定される (第 49 図). 露出する限りでは下部の地層は泥質細粒砂岩・シルト岩に始ま



第 48 図 須久保層柱状図

第 49 図 東谷層柱状図

り、中-細粒砂岩で終わっている。下位の細粒岩は部分的ながらかなり石灰質で、海生動物化石を多産し、おもにチャートからなる細-小礫をときおり散点的に含む。また、植物片・炭質物もみられる。中部と上部の地層は中-細粒砂岩を主とし、頁岩・礫岩を伴う。礫岩はいろんな層準にあるが、特に中部の最上部と上部の最下部に多く、1-5 mの厚さをもって砂岩・頁岩と交互する。これはチャート礫を主とする細-小礫岩で佩楯山層 Ha 4-6 部層の礫岩とほとんど区別できない。一方、下部や H2 部層のものも含め、東谷層の砂岩は佩楯山層の砂岩に比べ岩片に乏しく、石英・長石に富んでおり、両者は著しく組成を異にする(第52図)。岩片としては酸-中性火山岩が多い。頁岩は砂岩中の薄いはさみとしてはいるほか、厚さ3-20 m、ときに40 m近い層をなして挟在し、海生動物化石を産する。H1 部層からはこれまで多くの化石が報告されており(藤井, 1954; 寺岡, 1970; Tanaka, 1989)、それらは新しい層序区分にしたがって第7表に示してある。

第7表 東谷層H1部層産化石

種名	地域区分		
	II	III	IV
<i>Nuculopsis (Palaeonucula) ishidoensis</i> (Yabe & Nagao)	○	○	
<i>Pinna</i> cf. <i>robinaldina</i> d'Orbigny		○	
<i>Gervillia</i> aff. <i>forbesiana</i> d'Orbigny		○	
<i>Gervillaria osakaensis</i> Tanaka (MS)	○	○	
<i>G.</i> sp.		○	
<i>Neithea atava miensis</i> Tanaka (MS)	○		
<i>N.</i> sp.	○	○	
<i>Isognomon</i> cf. <i>choshiensis</i> Hayami	○		
<i>Rastellum (Arctostrea) carinatum</i> (Lamarck)	○	○	○
<i>Amphidonte (Amphidonte) cf. subhalioidea</i> (Nagao)			○
<i>A.</i> sp.	○	○	
<i>Pterotrigonia (Pterotrigonia) pocilliformis</i> (Yokoyama) B form	○	○	
<i>P.</i> cf. <i>hokkaidoana</i> (Yehara)	○		
<i>Nipponitrigonia</i> cf. <i>kikuchiana</i> (Yokoyama)	○	○	
" <i>Cardita</i> " sp.	○		
<i>Astarte (Astarte) subsenecta</i> Yabe & Nagao	○	○	
<i>A. (A.) semicostata</i> Nagao	○		
<i>A. (Trautsholdia) minor</i> (Nagao)	○	○	
<i>Anthonya</i> sp.	○		
<i>Laevicardium</i> cf. <i>ishidoensis</i> (Yabe & Nagao)	○		
<i>Pachythaerus</i> cf. <i>kagaharaensis</i> (Yokoyama)	○	○	
<i>Goshoraia</i> sp.	○	○	
<i>Ptychomya densicostata</i> Nagao	○	○	
<i>P. densicostata hasei</i> Tanaka (MS)	○		
<i>Pachytraga</i> sp.	○	○	
<i>Panopea (Myopsis) cf. plicata</i> (Sowerby)	○		
<i>Myopholas</i> sp.	○	○	
<i>Plectomya</i> cf. <i>aritagawana</i> Hayami	○	○	
<i>Caestocorbula minima</i> Hayami	○	○	
<i>C. shikamai</i> Hayami	○	○	
<i>Rasatrix</i> cf. <i>suzukii</i> Hayami	○	○	
<i>Mesocallista</i> sp.	○	○	
<i>Hayamina</i> sp.			○
<i>Pygurus (Pygurus) posteroexpansus</i> Tanaka	○		

H2 部層 秩父累帯下部白亜系の最上部を占める地層であり、H1 部層上に整合に重なって小坂区IVに分布する。本部層は主として頁岩からなり、ときおり厚さ 20 m 以下の中-細粒砂岩や頁岩砂岩薄互層を挟む。断層のため連続的な層序はみられないが全体の層厚は 300 m 内外に達するものと推定される。化石としては、入北南方の基底部頁岩から保存不良の *Cucullaea* sp. その他の二枚貝・巻貝・植物化石が、また広瀬北方に向斜構造をなして露出する頁岩から *Pterotrignia hokkaidoana* (Yehara), *Chlamys* sp., *Propeamusium cowperi yubarensis* Yabe & Nagao, *Portlandia* (?) sp., *Pentacrinus* sp., ウニ、アンモナイトなどが得られている (寺岡, 1970)。

VI. 6 田野層群

田野層群は藤井 (1954) の田野層に相当する上部白亜系であり、東谷層を傾斜不整合に覆い、^{しいばる}椎原層、^{やます}山頭層及び^{のついで}野津市層からなる (寺岡, 1970)。この地層群は、白杵-八代構造線を介して大野川地溝帯の上部白亜系大野川層群と接し、三重町・犬飼・白杵の 3 地域にわたって分布しており (第 53 図)、第 50 図のような層序を示す。三重町地域には上記 3 層のそれぞれ一部が露出しているにすぎない。

VI. 6. 1 椎原層 (Sb 1-2)

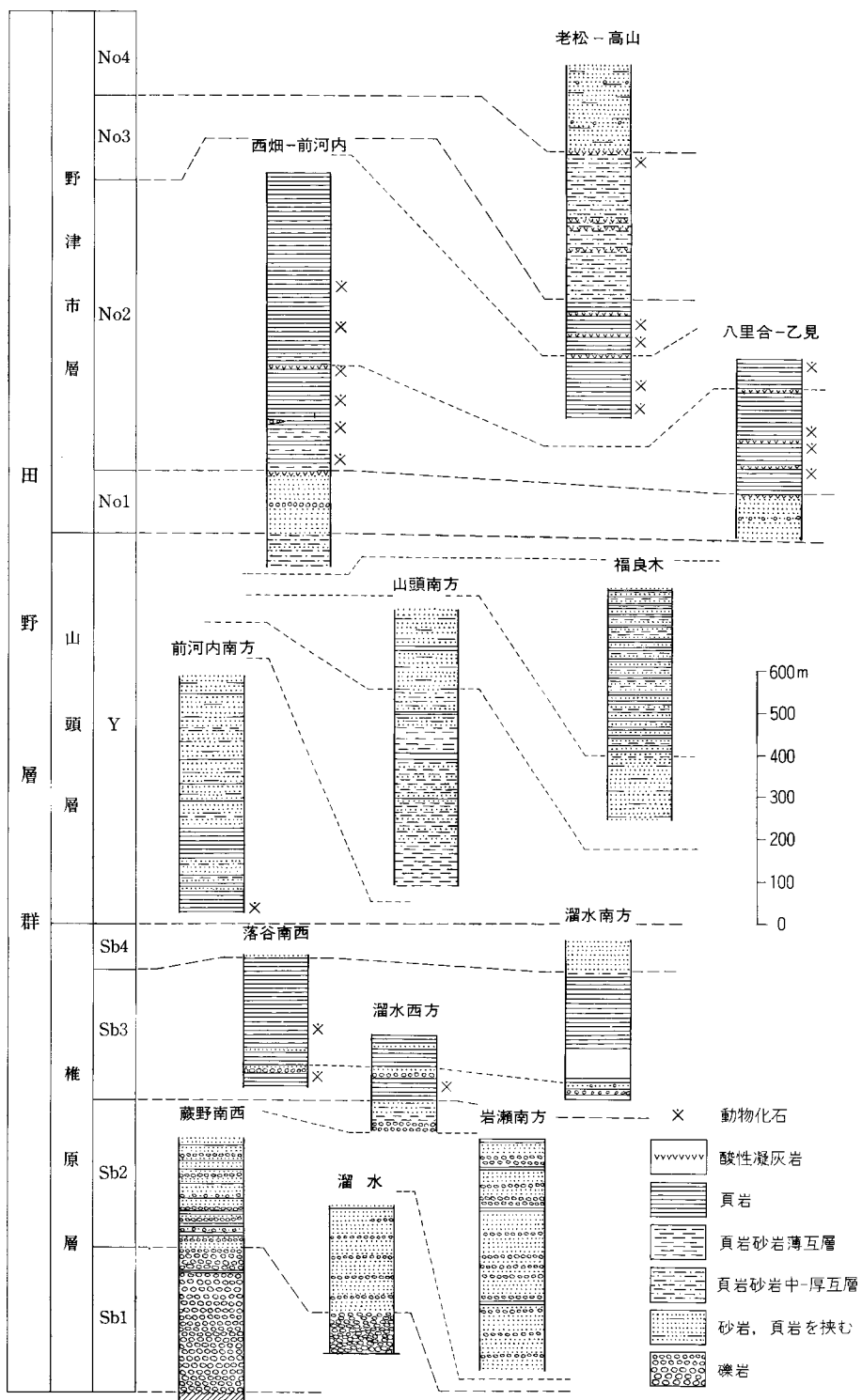
本層は礫岩層に始まり、砂岩・礫岩層及び頁岩層をへて砂岩層で終わる累層で、Sb 1-4 の 4 部層に細分される。三重町地域には下位の 2 部層だけが露出する。

Sb 1 部層 田野層群の基底礫岩層に当たり、東谷層のいろんな層準の地層を覆って小坂区IVに分布する。層厚は約 350 m ある。本部層はほとんどが塊状の礫岩からなり、上部になるとまれに砂岩・頁岩を挟む。礫岩はよく円磨された中-巨礫 (最大径 80 cm) が淡緑色ときに赤色の砂質基質で膠結されたもので、淘汰は概してよくない (第 51 図)。礫としては花崗岩類や中-酸性火山岩が多く、そのほか砂岩・泥岩・チャート・緑色岩・変質角閃岩・片状ホルンフェルスなどもみられる。巨礫の大部分は花崗岩類からなる。正確な産地は不明であるが、大山付近の頁岩のはさみからイノセラムスの *Birostrina nipponicus* Nagao & Matsumoto が得られている (藤井, 1954 ; 松本ほか, 1962)。

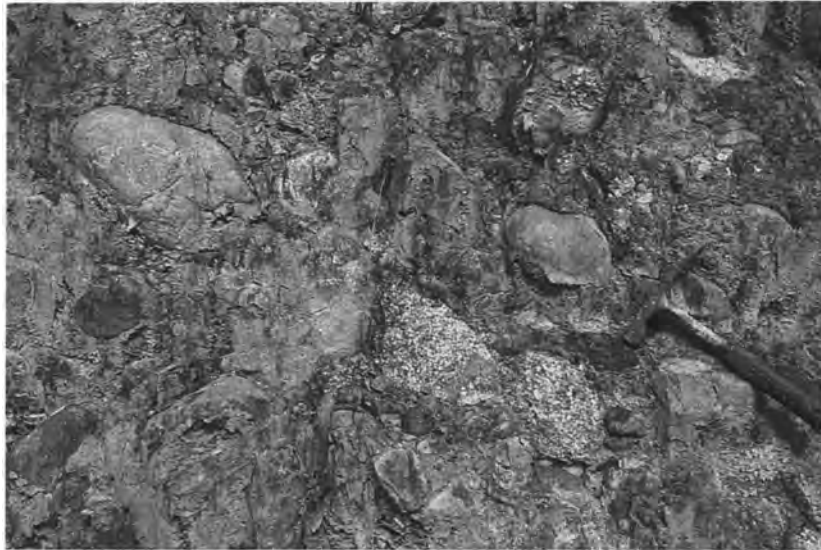
Sb 2 部層 砂岩・中-大礫岩を主とし、頁岩を伴うものであり、850 m 以上の層厚をもつ。三重町地域では分布がごく限られ、大山と三重川沿いの広瀬で最下部の地層が小範囲露出しているにすぎない。

VI. 6. 2 山頭層 (Y)

本層は小坂・野津両区に分布し、椎原層と断層関係、野津市層とは整合関係にある。これは中-細粒砂岩と頁岩がさまざまな厚さをもって交互する地層であり、層準による違いはあるが、概して砂岩がちである。断層による地塊化が著しく、しかも露出が悪く、適当な鍵層がないので、全体の層序はよくわからない。しかし、層厚はおそらく 1,700 m 以上あるだろう。三重町地域では落谷断層のすぐ北側の野津区にややまとまった露出があり、そこでは頁岩・頁岩砂岩薄互層・砂岩の頻繁な繰り返しからなる。椎原・山頭両層の砂岩はいずれも長石質ワッケに属するが、山頭層のものが概して長石に乏しく岩片に富み、カリ長石/長石比が小さい。



第50図 田野層群柱状図 (寺岡ほか, 1992)



第51図 椎原層Sb1部層の大礫岩（三重町細枝）

VI. 6. 3 野津市層 (No 1-2)

本層は野津区に分布しており、下位から上位へ、砂岩層・頁岩層・頁岩砂岩互層・砂岩層という層序を示し、No 1-4の4部層に区分される。全体の層厚は1,600mを超えると推定される。三重町地域では下位の2部層だけがみられる。

No 1部層 中粒砂岩を主とし、中程の層準に小-中礫岩・粗粒砂岩、最上部に厚さ10m内外の酸性凝灰岩がある。層厚は約150mである。本部層は山頭層と整合関係で接し、入北北西の山稜部に露出する。

No 2部層 大部分が頁岩からなり、層厚900m以上で、酸性凝灰岩を少なくとも6層挟む。本地域では、頁岩・頁岩砂岩薄互層からなる最下部の地層がNo 1部層とともに露出しており、そのなかに厚さ5mの中礫岩が挟在している。犬飼地域の本部層からは後述のようなアンモナイト・イノセラムスを産する。

VI. 7 化石と時代

既述のように、黒瀬川帯の上部中生界からは種々の化石を産出する。それらからして、山部層上半部及び佩楯山層Ha 5部層上部の汽水成層を除くと、大部分の地層は海成層とみなされる。

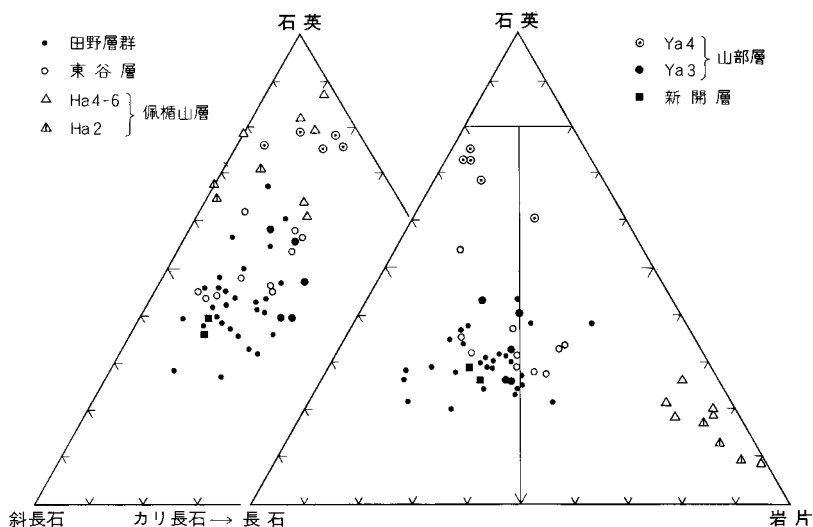
新開層は、鳥ノ巣型の含化石石灰岩を挟んでおり、碎屑岩からの二枚貝化石も考慮し、藤井(1954)以来、本層の時代は後期ジュラ紀とされてきた。田中ほか(1985)は、Sn 2部層に属する頁岩から多数の放散虫化石を見だし、その群集はチトニアンを示す可能性が高いとしている。したがって、新開層は最上部ジュラ系に対比されるものと考えられる。なお、Tanaka(1989)は、新開区の向斜軸部に上部三畳系カーニアの地層(檜峰層)が断層に囲まれて分布するとしているが、その存在は確認できなかった。

山部層の基底礫岩層に当たる Ya 1 部層中の頁岩からはベリアシアンを示す *Berriasella aff. patula* などのアンモナイトを産する (Noda, 1972 ; Tanaka, 1989). 一方, Ya 4・Ya 5 両部層は領石型汽水生貝化石群を含むが, これだけでは時代の確定が困難である. 産出化石や全体の層序・層厚を考え合わせると, 山部層の時代はベリアシアンから少なくともバラングニアンに及ぶものとみなされる. ただし, 上限は一部オーテリビアンにはいるかもしれない.

佩楯山層 Ha 5 部層産の *Crioceratites cf. koechlini*, *Heminautilus lallierianus* などの頭足類 (松本ほか, 1982 ; Tanaka, 1989), *Heteraster maroholcus*, *Pseudowashitaster mysticus* などのウニ (Tanaka et al., 1984) はバレミアン前期を指示する. 一方, 小坂区 I に分布する Ha 2 部層産化石 (Tanaka, 1989) のなかにはバレミアン-アプチアンのレンジをもつ *Pedioceras* sp. が含まれている. したがって, 佩楯山層の大部分はバレミアンに対比するのが妥当である.

須久保層は佩楯山層と断層関係で接する. 本層からは *Inoceramus anglicus*, *Idiohamites cf. sub-spiniger*, *I. cf. farrenus*, *Hamites cf. tenuicostatus* などのイノセラムス・アンモナイトを産出し (松本ほか, 1982), その時代はアルビアンである.

東谷層からは多くの海生動物化石を産出するが, まだ時代を確定できるものはいまだされていない. Tanaka (1989) は, 本報告で東谷層とした地層を小坂層と東谷層に分け, 前者をバレミアン-アプチアン, 後者をアルビアンとみなしている. しかし, 小坂層も含めた東谷層の岩相層序はバレミアン佩楯山層とはかなり異なり, また砂岩組成の点で両層間には著しい違いが認められる. 東谷層の堆積物は概して細かく, 小坂区 II に分布する H1 部層下部には, 須久保層のものによく似た化石に富む石灰質の細粒砂岩・シルト岩がある. これらの事実や上部白亜系との不整合関係からして, 東谷層はおそらくアルビアンの地層であり, 時代的には須久保層と一部オーバーラップする可能性がある.



第 52 図 黒瀬川帯上部中生界の砂岩組成

田野層群のうち、椎原層 Sb 1 部層からは *Birostrina nipponicus*, 野津市層 No 2 部層からは *Subprionocyclus neptuni*, *Inoceramus (Inoceramus) hobetsensis*, *Mytiloides teraokai* などを産し、この地層群がセノマニアンからチューロニアンにかけての堆積物であることは明らかであり、大野川層群の最下部亜層群と同時異相の関係にある(藤井, 1954; 松本ほか, 1962; Matsumoto and Noda, 1968; 寺岡, 1970).

VI. 8 地質構造

秩父累帯黒瀬川帯の上部中生界地域は、南から北へ、新開・山部・佩楯山・小坂^{おさか}・野津の5区に分けられ、南の地区ほどより古期の地層が分布している(第38図)。これら各区の間には基盤岩類が露出し、東縁は株ノ木断層その他の断層で画される。

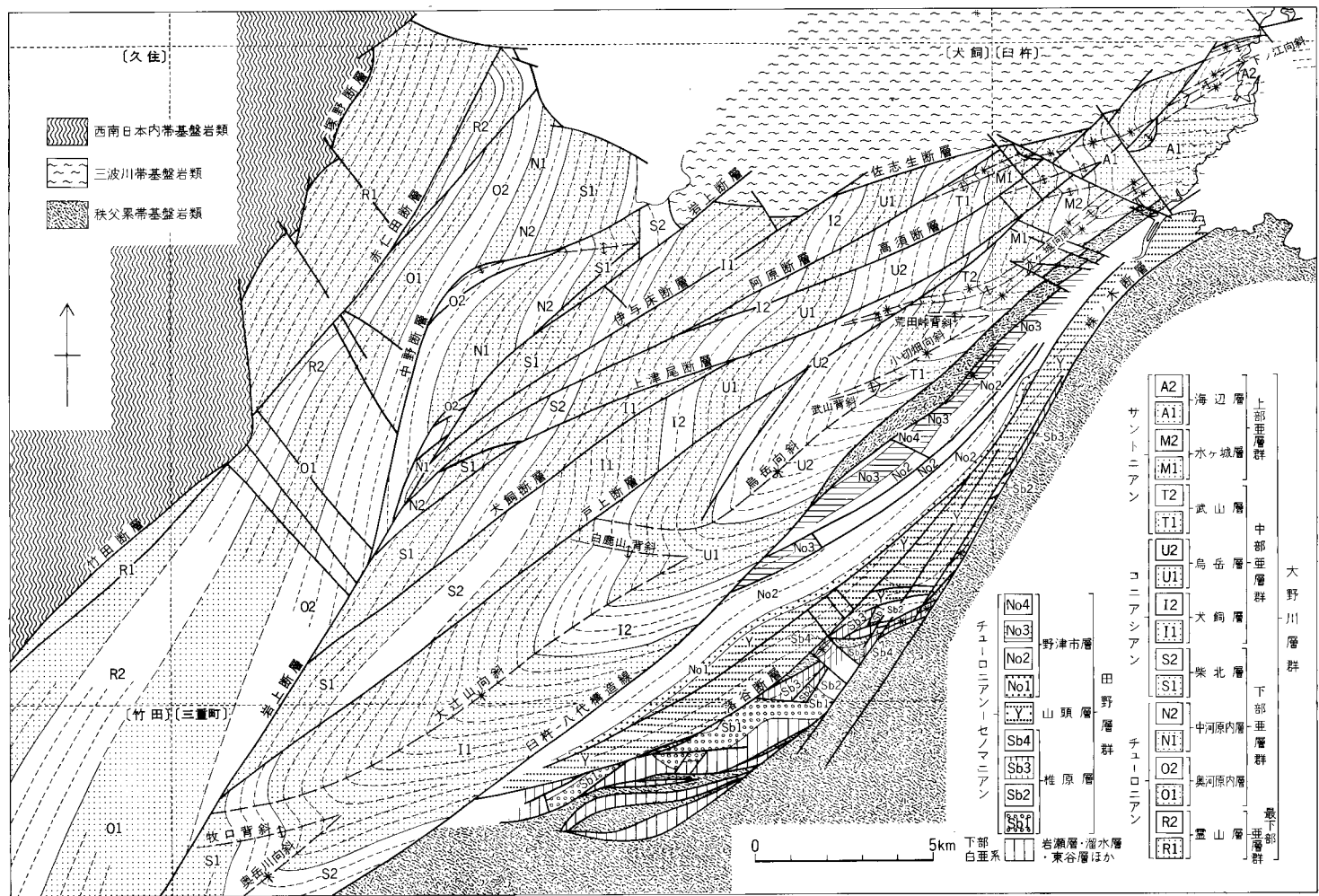
新開区の最上部ジュラ系新開層は、南翼が直立ないし逆転し、軸面が北に倒れた向斜構造をなしており、基盤岩類とは断層関係にある。しかし、基底礫岩は南北両翼に露出し、分布縁を限る断層による地層の欠除はあまり大きくない。

山部区には下部白亜系下部の山部層が分布し、東方にゆるく沈下する複向斜構造をなしている。褶曲軸部の背斜軸に沿う断層をはじめ、幾つもの断層による地層の欠如・繰り返しはあるが、南翼西部では基底の不整合が認められる。断層の近くを除くと、地層の傾斜は40°以下が普通であり、褶曲軸面はほとんど直立している。

佩楯山区にはバレミアン佩楯山層及びこれと断層関係にあるアルビアン須久保層が東方に沈下する向斜構造をなして分布し、断層のためかなり地塊化している。なお、佩楯山層と須久保層では褶曲軸に若干のずれがある。地層は多くの場合25-50°傾斜し、西から東にいくにつれ褶曲のプランジが増大する。佩楯山層と基盤岩類は向斜軸部の西端で不整合、その他では断層関係にある。本区は向斜軸を斜断してENEないしNE方向に延びる北傾斜の顕著な断層によって大きく2分され、その北部に佩楯山層のHa 5部層下部以下の地層が分布しているのに対し、南部には主として本層上半部と須久保層が露出しており、下半部の地層としてはHa 3・Ha 4両部層のそれぞれ一部がみられるだけである。

小坂区は基盤岩類の衝出によって分断され、最も南の小坂区Ⅰに佩楯山層のHa 1・Ha 2両部層、ⅡとⅢに東谷層、Ⅳに東谷層と田野層群が分布する。佩楯山層は基盤岩類を不整合に覆い、Ⅰ向斜・Ⅰ背斜を形成している。小坂区Ⅱ・Ⅲの東谷層もほぼ水平な軸をもって褶曲を繰り返しているのに対し、Ⅳのそれは緩く北に傾き、田野層群の椎原層と傾斜不整合または断層関係で接する。ただし、落谷断層の近くでは東谷層が局部的に南傾斜になり、向斜構造がみられる。

野津区に分布する田野層群の山頭・野津両層は北に傾くのが普通であるが、落谷断層に近接した部分では小褶曲が発達し、走向断層によって寸断されている。



第 53 図 犬飼及び隣接地域の白亜系構造図 (寺岡ほか, 1992 を一部修正)

VII. 大野川地溝帯上部白亜系—大野川層群—

(寺岡易司)

大野川層群は、南縁を白杵—八代構造線、北縁を竹田・塚野・佐志生の諸断層で画される大野川地溝帯に分布する上部白亜系であり、北東に沈下する非対称の複向斜構造をなして白杵湾岸から阿蘇山南方にかけて分布する(第53図)。これについてはYehara(1924)、松本(1936)、神戸・寺岡(1968)、野田(1969)、寺岡(1970)・小野ほか(1977)など多くの研究があり、最近寺岡ほか(1992)によって総括されている。

寺岡(1970)・寺岡ほか(1992)によると、大野川層群はセノマニアンからサントニアンにわたる極めて厚い海成の地層群であって、著しい層相の側方変化を示し、複向斜軸部に位置する最大層厚部は時代とともに西から東へ移動している。層序的には最下部・下部・中部及び上部の4亜層群に、層相のうえで北縁相・北部相・中軸相と大きく区分される。

三重町地域では、下部亜層群上部の柴北層と中部亜層群下部の犬飼層のそれぞれ一部が露出する。両層はいずれもコニアシアン(*Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis*)帯にはいり、主として犬飼地域に分布する。本地域の地層は大野川層群のうちの中軸相に属する。以下の層序・相区分は寺岡ほか(1992)による。

VII. 1 柴北層(S1-2)

本層は砂岩の卓越する下位のS1部層と頁岩・砂岩からなる上位のS2部層に区分される。

S1部層 層厚は地層が最も薄くなる北縁相で約1,300 m、中軸相では断層のため不明である。本部層はS1a-dの4相に分けられ、三重町地域では矢田北東にS1c、宇田枝付近にS1dが露出する。S1cは粗—中粒砂岩を主とし、しばしば厚さ3 m以下の礫岩を挟み、少量の頁岩を伴う。礫岩は砂質、ときに砂泥質の基質をもち、花崗岩類を主とする深成岩・流紋岩・安山岩・砂岩・泥岩・千枚岩・チャート・石英・片麻岩・片状ホルンフェルス・結晶片岩などの小—大礫を含む。礫の大部分はよく円磨されているが、泥岩と千枚岩は角ばった巨礫としてはいることもある。粗粒砂岩や礫岩のなかにはしばしば頁岩・砂岩の同時浸食礫が含まれる。宇田枝付近のS1dも砂岩卓越相であるが、これには頁岩・頁岩砂岩中—薄互層がかなり頻りに挟在し、礫岩はごく少ない。頁岩から*Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis* Yehara, アンモナイトなどの化石が得られている。露出東端部では酸性凝灰岩が1層みられる。

S2部層 下部亜層群のなかで最も堆積物が細くなる部層であり、層厚は北縁相で約350 m、中軸相では1,200 m内外である。本部層はS2a-dの4相に区分され、三重町は鍋倉付近から中尾にかけ

S2dが露出する。S2dは頁岩卓越相であり、少なくとも3層の酸性凝灰岩を挟む。頁岩は層準によっては厚層をなして発達することもあるが、多くの場合中-細粒砂岩と頁岩がち厚-中互層をなし、放散虫化石を多産する。酸性凝灰岩は本部層だけでなく上・下位の部層中にも1-数mの厚さをもって挟在するが、これは暗灰-灰白色を呈し、緻密・堅硬で、しばしば粒度を異にする部分が細かく互層して級化層理を示す。中尾では凝灰岩の直下に大礫岩が1層みられる。

Ⅶ. 2 犬飼層 (I1)

犬飼層は砂岩の卓越するI1部層と砂岩頁岩互層を主とするI2部層に2分され、三重町地域に分布する地層はI1部層の下半部に当たる。

I1部層 層相の側方変化が著しい地層であり、場所によっては礫岩・頁岩も発達し、しばしば含礫泥岩その他のスランプ堆積物を挟む。本部層はI1 a-dの4相に区分され、分布の北端部で約2,000 m、複向斜軸部では4,000 m以上の層厚をもつ。三重町地域では、小倉木付近と大野川沿いにI1 c、久田から玉田にかけI1 dが露出する。

沈墮及びその南西の緒方川河岸に露出するI1 c最下部の地層は粗-中粒砂岩からなり、頁岩やまれに礫岩の薄層を挟む。なお、沈墮の砂岩にはフルートキャストをはじめ種々の底痕がよくみられる。小倉木付近でも砂岩が卓越するが、上位になるにつれ頁岩のはさみが増え、大野川西岸では砂岩がち中互層(第54図)、川辺ダム下流側では頁岩がち中互層(第55図)になる。後者の砂岩には級化層理・底痕・コンボリュート葉理・カレントリップルなどの堆積構造がよく発達し、また頁岩には炭質物・石灰質団塊が含まれる。



第54図 犬飼層I1cの砂岩がち砂岩頁岩中互層 (大野川岩戸北東1km)



第55図 大飼層I1cの頁岩がち頁岩砂岩中互層 (川辺ダム下流側)

久田-玉田付近のI1dは、砂岩と頁岩が通例20-150 cmの厚さで交互する中-厚互層からなる。層準によっては砂岩または頁岩が優勢になるが、全体としてはこれらはほぼ同量である。砂岩は中-細粒で、頁岩中にはしばしば植物片・炭質物が含まれ、まれながらイノセラムスその他の二枚貝化石がみられる。

VII. 3 地質構造

大野川層群は北東に沈下する複向斜構造をなして大野川地溝帯に分布し、秩父累帯の中・古生界とは白杵-八代構造線で画される。三重町地域における本構造線はごく一部を除き新生界に覆われているが、三重町の三重原・市場・久原をへて南西にのび、清川村の伏野・六種を通過する。寺岡(1970)によると、複向斜の軸は白杵-八代構造線側に偏在してそれにほぼ平行に走り、阿蘇山南方から白杵湾岸に至る全長約93 kmの軸部には、西から笹原川・奥岳川・大辻山・鳥岳・小切畑・水ヶ城・下ノ江の7向斜が左雁行状に配列し、それぞれの末端部の間には小規模な背斜が介在している。三重町地域でみられるのは奥岳川・大辻山両向斜と牧口背斜である(第53図)。

奥岳川向斜の軸は奥岳川沿いに宮津留から玉田にかけて延び、その北翼で地層が数10°傾斜しているのに対し、南翼では逆転している場合が多い。大辻山向斜も主部では南翼が逆転した非対称向斜であるが、その西端部にあたる本地域のものは直立した軸面をもっている。この向斜の軸は豊肥線牧口駅のすぐ北側を通過して岩戸・百枝にのび、大飼地域の大峠山西斜面に達する。大辻山向斜北翼のS1部層とI1部層は断層関係にある。牧口背斜は大辻山向斜の南側にあり、玉田北方で奥岳川向斜と合体してともに消滅する。

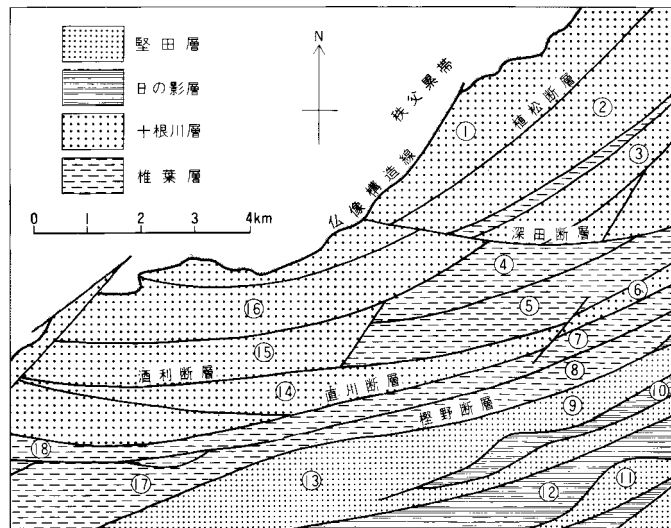
VIII. 四万十帯白亜系—下部四万十層群—

(寺岡易司)

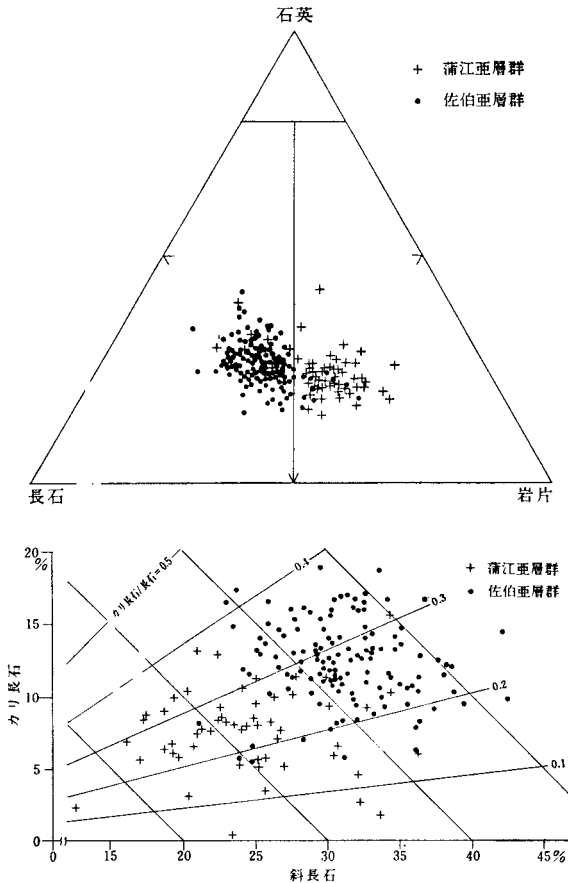
四万十帯を構成する四万+累層群は、白亜系の下部四万+層群と古第三系-下部中新統の上部四万十層群に大別され、前者は同帯の北帯に、後者は主として南帯に露出する。東隣の佐伯地域には下部四万十層群が広く分布し、椎葉・十根川・日の影・堅田の4層からなる下位の佐伯亜層群と槇峰・八戸両層からなる上位の蒲江亜層群に区分されている(寺岡ほか, 1990)。位置的には、佐伯亜層群が四万十帯北帯の北部(佐伯亜帯)、蒲江亜層群が同帯の南部(蒲江亜帯)を占め、両者は塚原断層で境されている。

三重町地域ではその南東部が四万十帯にはいり、そこに佐伯亜層群の上記4層が顕著な帯状配列を示す。本地域の四万十帯に関しては、小スケールの地質編さん図を除くと、従来ほとんど報告されていない。しかし、周辺地域の四万十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。

佐伯地域においては、局所的ながら椎葉層と十根川層、日の影層と堅田層の整合関係が認められるが、三重町地域ではこれらがいずれも断層関係で接し、幾つもの地帯に分かれて繰り返し露出しており、適当な鍵層がないので、地域的な地層の対比や全体の層序・層厚はよくわからない。そこでまず初めに各



第56図 四万十帯白亜系柱状図作成位置図
番号は第58, 61及び62図の柱状図に付してある番号に対応



第 57 図 三重町・熊田・佐伯・蒲江及び鶴御崎地域の四万十帯白亜系砂岩組成 (寺岡ほか, 1990)

層の分布状況を第56図に示し、地層の上下関係にあまりとらわれず、これらの柱状図を地域分けて第58, 61, 62図に配列してある。なお、本地域の四万十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)。このことは第57図によく示されており、各亜層群のなかでは砂岩組成に関し有意な層序的差異は認めがたい。

VIII. 1 椎葉層 (S, Ss)

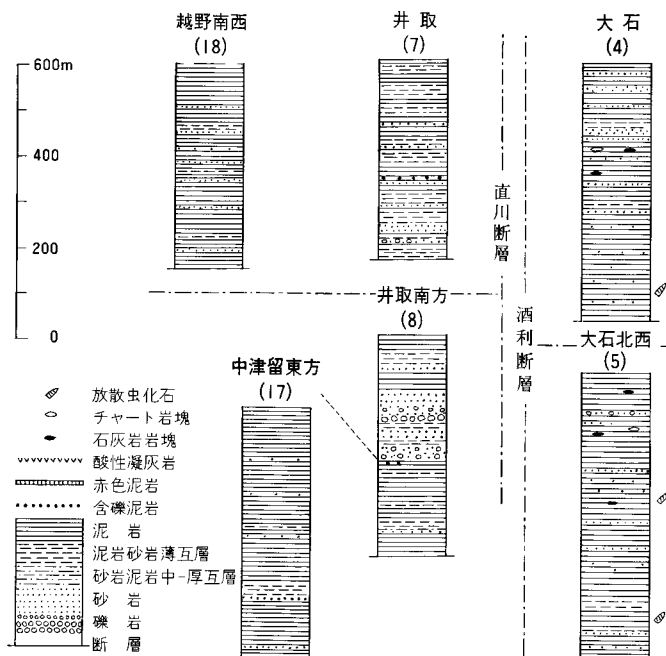
椎葉層は四万十帯白亜系の最下部をなすもので、泥岩を主とし、断層のため下限不明である(第58図)。三重町地域では3帯に分かれて露出する。

直川・樫野両断層に挟まれ、0.7-2 kmの幅をもって東西にのびる本層は、走向断層によって2分される。南半の地層中には砂岩・礫岩からなる粗粒岩層 (Ss) があり、その他の部分はほとんどが泥岩で構成

され、ごく少量の泥岩砂岩薄互層や砂岩を伴う。井取南方でみると、粗粒岩層は砂岩を主とし、厚さ2-10 mの礫岩を数層挟んでおり、約150 mの層厚をもつ。礫岩の多くは小-中礫岩であるが、大-巨礫を含むものもある。礫はよく円磨された砂岩・泥岩・チャート・石灰岩・酸-中性火山岩・花崗岩類などからなる。この粗粒岩層は断続的ながら断層に沿って広く追跡され、田原では井取付近におけるよりも層厚が大きく、礫岩の発達が著しい。粗粒岩層の下位にある泥岩層は西に向かって分布幅が広がり、中津留付近では1,000 m近い層厚をもつ。直川断層に接する北半の地層は場所によって岩相を異にする。すなわち、佐伯地域西部では主として泥岩砂岩薄互層からなるが、本地域にはいと薄互層と泥岩の交互層になり、西に向かって泥岩が増加していく。井取付近でははさみとして砂岩のほか、小礫岩や外来の中-大礫岩を含む含礫泥岩(第59図)も見られる。越野南方の泥岩からは保存のよい放散虫化石が得られた。

河内付近から大津留にかけ、酒利断層の北側に分布する椎葉層も走向断層によって2分される。南北いずれの地層も厚さ数100 mで、泥岩を主とし、砂岩を伴っており、ときに石灰岩・チャート・砂岩の岩塊を含む。砂岩は通例2-10 mの厚さをもって挟在し、南半部ではまれに礫質になる。岩相層序からみると、層序的範囲を若干異にするにしても、南北の地層はほぼ同層準のものと推定される。石灰岩やチャートは小礫程度のサイズから径2 m近い岩塊として泥岩中に散点的に含まれる(第60図)。酒利・深田両断層間の椎葉層泥岩からは数地点で放散虫化石が見いだされている。

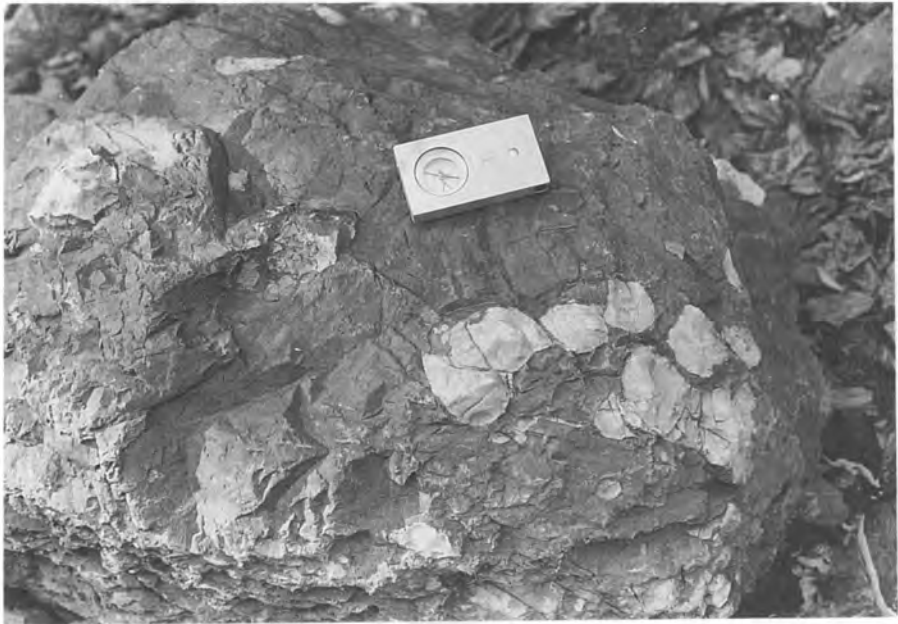
佐伯地域では深田断層以北の十根川層中に、椎葉層が断層によって幅狭く挟み込まれ、何列にもわたって露出する。本地域でもその一部が竹ノ脇の北西側で見られるが、これには砂岩・頁岩砂岩互層のはさみが多い。



第58図 椎葉層柱状図
凡例は第61及び62図と共通



第59図 椎葉層の含礫泥岩（直川村井取）

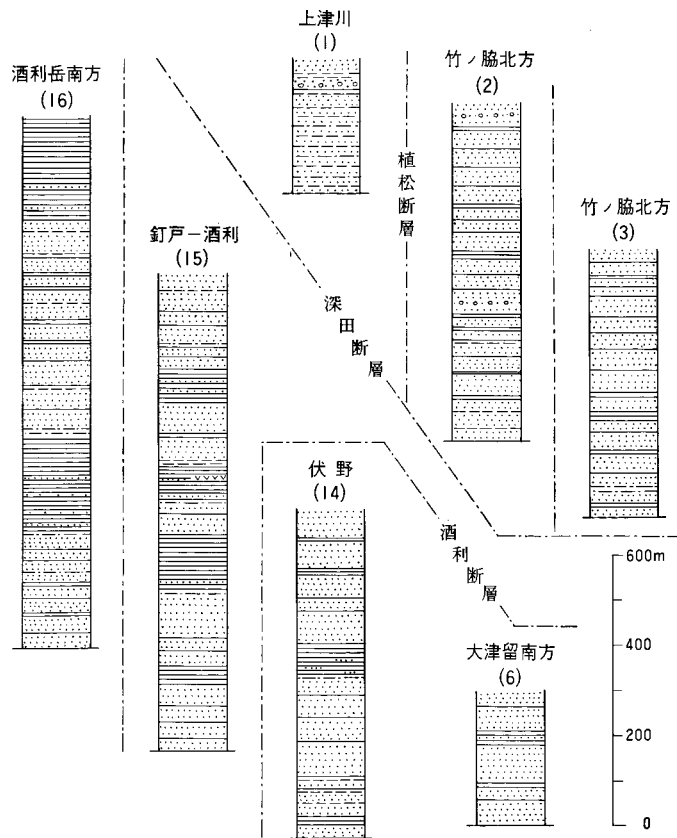


第60図 石灰岩礫を含む椎葉層の泥岩（直川村大石西方1km）

VIII. 2 十根川層 (T, Tm)

十根川層は直川断層以北に分布する砂岩卓越層であり、北縁を仏像構造線で画される。佐伯地域では椎葉層上に整合に重なるところもあるが、本地域ではどこでも断層関係で接し、しかも走向断層によって寸断されているため、層序がよくわからない。岩相的には深田断層以南、深田・植松両断層間及び植松断層以北との3地区に分けられる(第56, 61図)。佐伯地域における資料を考慮すると、北側の地区ほどより上位の地層が露出している可能性が強い。

深田断層以南では、泥岩が砂岩中に薄いはさみとしてはいるほか、層準によっては厚層をなして挟在し、その厚さが200m内外に達することもある。この地区は走向断層によって幾つもの地帯に細分されるが、概して北の地帯ほど泥岩層が厚い。断層による地層の繰り返しがかなりあるにしても、大局的には南から北に向かって地層が若くなると推定される。なお、酒利北西の泥岩層中には厚さ1mの酸性凝灰岩が見られる。



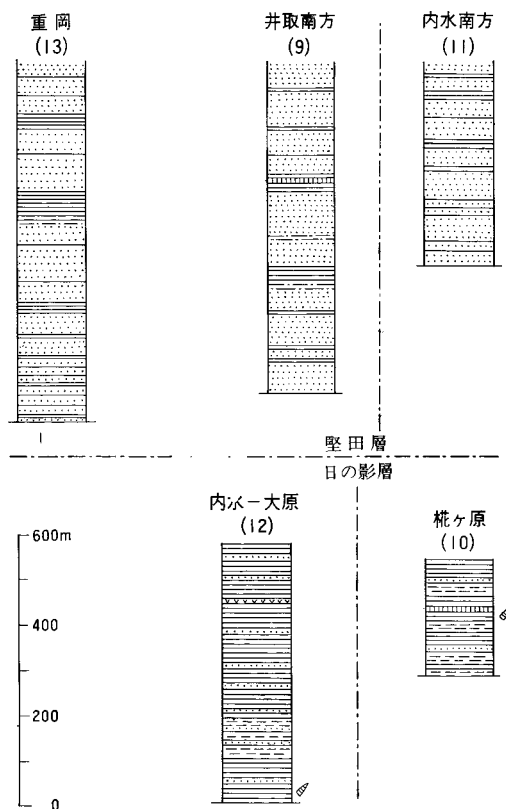
第61図 十根川層柱状図

深田・植松両断層間の十根川層にも泥岩がかなり頻繁に挟在するが、その厚さは通例10m以下である。一方、植松断層の北側に分布するものは砂岩と泥岩砂岩薄互層の交互層からなる。これら両地区の地層にはまれながら礫岩がある。礫岩は厚さ1-5mの層状またはレンズ状岩体としてはいい、チャート・石灰岩・砂岩・泥岩・酸-塩基性火山岩などの細-小礫岩を含む。

三重町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、前記3区の各延長部における泥岩・赤色泥岩から多数の放散虫が得られている。

VIII. 3 日の影層 (H)

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・十根川両層とはどこでも断層関係にある。これは泥岩を主とし、砂岩・頁岩砂岩互層を伴う地層であり(第62図)、幾筋もの走向断層で切られ、檜原断層以南の佐伯亜帯に繰り返し露出する。枕ヶ原では厚さ3mの赤色泥岩、内水付近では10m内外の酸性凝灰岩を挟む。佐伯地域の本層中にはまれながら赤色チャートの層状岩体があり、また凝灰岩は少なくとも10層準にわたって挟在する。日の影層の泥岩・赤色泥岩・チャー



第62図 日の影層及び堅田層柱状図

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をなすものと考えられる。

VIII. 4 堅田層 (K)

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が、三重町地域では日の影層とサンドウィッチ構造をなして幅狭い分布を示す。日の影層との整合関係は佐伯地域で認められ、南側の蒲江亜層群とはどこでも断層で画される。本層は砂岩に富み、礫岩を欠く点を除くと十根川層によく似た岩相を示す(第62図)。泥岩は薄いはさ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10 mに達し、井取南方では赤色泥岩を含んでいる。佐伯地域では酸性凝灰岩があり、泥岩からは時代決定に有効な放散虫化石が得られている。

VIII. 5 化石と時代

四万十帯白亜系産の大型化石としては、井取南方で椎葉層中の粗粒岩層直下から二枚貝の破片が見いだされただけである。これは含礫泥岩中に散点的に含まれている。一方、放散虫化石は、佐伯及び隣接地域における多くの地点で、白亜系の各層の泥質岩から産出する。三重町地域では、越野南方及び大石・見明付近の椎葉層泥岩、大原南方の日の影層泥岩から保存のよいものが得られている。三重町地域から佐伯地域にかけての佐伯亜層群産放散虫化石を層序単位・岩相別に示すと第8表のようになる。なお、この表は寺岡ほか(1990)の第3表を簡略化し、若干の新資料を加えて作成したものである。

第8表からわかるように、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見いだされており、寺岡・栗本(1986)の *Archaeodictyomitra brouweri* 群集(バラングニアン-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*, *Squinabollum 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。

チャートや赤色泥岩以外の地層から産出する放散虫群集によると、時代的には椎葉・十根川両層がバラングニアン-パレミアン、日の影・堅田両層がアルビアン-セノマニアンという範囲にはいると考えら

第8表 佐伯・三重町両地域の佐伯亜層群産放散虫化石

種名	層序区分	椎葉層		十根川層		日ノ影層				堅田層
	岩相	泥岩	赤色泥岩	泥岩	チャート	赤色泥岩	珪質泥岩	泥岩	酸性凝灰岩	泥岩
<i>Acaeniotyle diaphorogona</i> Foreman			×							
<i>Alievium</i> sp.								○		○
<i>Archaeospongoprimum</i> sp.		○	○	○						
<i>Archicapsa</i> sp.				○						
<i>Amphipyndax</i> sp.				○			○			
<i>Archaeodictyomitra apiara</i> (Rüst)				○		○				
<i>A. brouweri</i> (Tan Sin Hok)		○	×	○						
<i>A. conica</i> (Aliev)		○		○						
<i>A. lacrimura</i> (Foreman)		×	×	×						
<i>A. pseudoscalaris</i> (Tan Sin Hok)		○		○						
<i>A. puga</i> Schaaf				×						
<i>A. sliteri</i> Pessagno								×		
<i>A. simplex</i> Pessagno					×		○			
<i>A. vulgaris</i> Pessagno					○		○			
<i>A. spp.</i>		○	○	○	○	○	○	○	○	○
<i>Cryptamphorella</i> sp.		○		○						○
<i>C. (?)</i> sp.		○	○	○						
<i>Cyrtocapsa (?)</i> sp.				○						
<i>Diacanthocapsa</i> sp.		○		○				○		
<i>Dictyomitra</i> sp.										○
<i>D. (?)</i> sp. A					○	○				
<i>Hemicryptocapsa capita</i> Tan Sin Hok				○						
<i>H. polyhedra</i> Dumitrica			×	×						
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica		○	○	○	○	○	○	○	○	○
<i>H. geysersense</i> Pessagno		○		○	○	○	○	○	○	○
<i>Mita</i> sp.			○							
<i>Novixitus weyli</i> Schmidt-Effing								×		
<i>N.</i> sp.								○		○
<i>Parvicingula</i> sp.				○						
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozynyak)		×		○				○		×
<i>P. lodogaensis</i> Pessagno			○	×	×					
<i>P. pentacolaensis</i> Pessagno			×					○		
<i>P. pseudomacrocephala</i> (Squinabol)								○		
<i>P. vestalensis</i> Pessagno				×						
<i>P. sp. A</i>				○						
<i>P. spp.</i>		○		○	○		○	○		
<i>Sethocapsa</i> sp.		○		○	○		○			
<i>Squinabollum fossilis</i> (Squinabol)				○	×	×			○	×
<i>Stichocapsa (?)</i> sp.				○						
<i>Stichomitra</i> sp.									○	
<i>Stylocapsa (?)</i> sp.				○						
<i>Thanarla elegantissima</i> (Cita)								○	×	○
<i>T. praeveneta</i> Pessagno										×
<i>T. pulchra</i> (Squinabol)		×		×	×					
<i>T. veneta</i> (Squinabol)								×	○	○
<i>Xitus plenus</i> Pessagno				×						
<i>X.</i> sp.				○						
<i>Zhamoidelium</i> sp.				○						

× : cf.

れる。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，佐伯亜帯群の上限はコニアシアンまでのびることになる。

VIII. 6 地質構造

三重町地域の四万十帯は，地体構造区分の上からみれば，北帯北半の佐伯亜帯に属し，そこには佐伯亜帯群の椎葉・十根川・日の影・堅田の4層がE-WないしNE-SW方向の顕著な帯状構造をなして分布する。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，下部白亜系の椎葉・十根川両層は檜原断層の北側に，下部白亜系最上部-上部白亜系下部の日の影・堅田両層はその南側に露出が限られる。なお，隣接地域では佐伯亜帯群の南に断層を介して上部白亜系中-上部の蒲江亜帯群が分布する。下部白亜系両層についてみると，全体として十根川層の方がより北に位置している。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。

四万十帯内の走向断層はほとんどの場合北に数 10° 傾いている。深田断層以南の地層はENEないしE-Wの一般走向をもって北に $40-85^{\circ}$ 傾き，北上位を示すのが普通である。ただし，酒利断層や直川断層の近くではしばしば逆転しており，また田原付近では褶曲もみられる。一方，深田断層の北側では地層の走向がNEになり，植松断層までは傾斜 $35-80^{\circ}$ Nで北上位であるが，それ以北では波長 $250-500$ mの褶曲を繰り返している。四万十帯の白亜系は低度の広域変成作用を受けており，佐伯・三重町両地域の佐伯亜帯群はぶどう石-パンペリー石帯に属する（寺岡ほか，1990）。

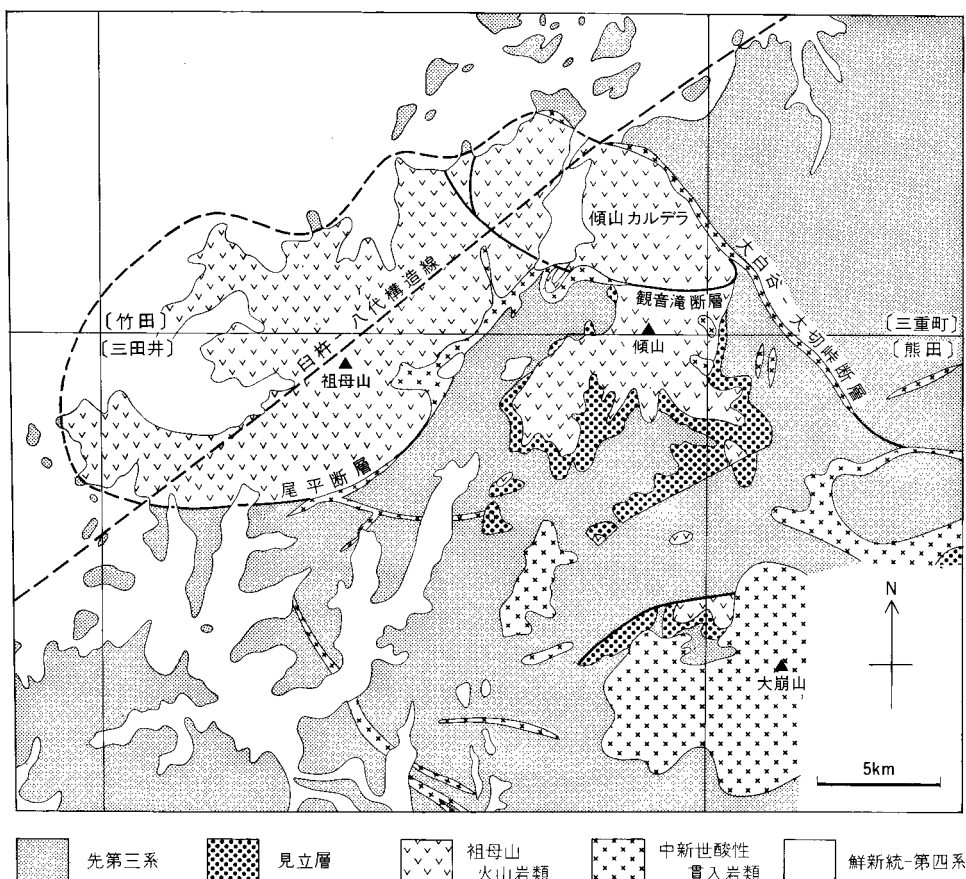
IX. 第三系

（星住英夫）

本地域の第三系は，中新統の見立層・祖母山火山岩類・酸性貫入岩類及び大野火山岩類からなる。見立層・祖母山火山岩類は，南西地域に近隣地域からの延長部が分布し，中新世酸性貫入岩類は，大白谷-大切峠断層に沿って貫入した花崗斑岩-石英斑岩からなる（第63図）。

IX. 1 ^み見立層 (M)

見立層は，南西隣の三田井地域の宮崎県日之影町見立鉾山付近を模式地とし，礫岩を主体とし砂岩を



第 63 図 祖母・傾地域の第三系地質概略図 (小野ほか, 1977 を一部修正, 簡略化)

伴う地層であり(斎藤ほか, 1958), 見立礫岩として加藤(1920)により定義された。見立層の分布の大部分は三田井・熊田地域の大部分-宮崎県境の山岳部にあつて, 本地域ではその延長部がわずかに分布するのみである。見立層は四万十累層群や秩父累帯の岩石を不整合に覆い, 祖母山火山岩類に覆われる。見立層の時代については, 古第三系であるとの考え(永井, 1956; 松本・橋本, 1963a, b)と, 少なくとも一部は二畳系であるとの考えもある(加納ほか, 1962)。斎藤ほか(1958)は三田井地域において, 見立層と上位の祖母山火山岩類とは時間間隔がほとんどないと考え(後述), 見立層を中新統に位置づけた。小野ほか(1977, p-12)は竹田地域において, 見立層に覆われる四万十累層群が第三紀中頃の変動によって著しく変形・変位しているのに対して, 見立層は全体としては緩傾斜で四万十累層群を傾斜不整合で覆うことから, 見立層が祖母山火山岩類と同じく中新統である可能性を指摘した。本報告でもこれらの考えに従い, 見立層を中新統とする。

見立層は, 主分布域の三田井地域で秩父累帯のジュラ系及び四万十累層群を水平ないし緩傾斜で覆い, 円礫を砂質物が膠結した礫岩を主体とし上部には砂岩を伴う。礫岩の礫種は, 砂岩・粘板岩・チャート・

石灰岩・花崗閃緑岩などからなり、近傍の基盤岩に由来する。砂岩は中粒-細粒の石英砂からなり、明瞭な層理を示す。見立層の層厚は100m以下であり、ほぼ全域にわたってホルンフェルス化している(斎藤ほか, 1958)。

本地域内での見立層は礫岩からなり、本地域南西隅において祖母山火山岩類と秩父累帯の間に挟まれ断片的に露出している。礫岩は数cm以下の円礫と砂質の基質からなる。全体にホルンフェルス化を受けて黒色緻密となり、肉眼では一見塊状の岩石に見える場合もある。層厚は20-50m程度である。

IX. 2 ^{そぼさん} 祖母山火山岩類 (Sve, Svl)

祖母山火山岩類は、祖母山・傾山などからなる山岳地を構成する中新統の火山岩類である。見立層及びそれ以前の地層を覆い、中新世貫入岩類に貫かれ熱変成を受けている。祖母山火山岩類と下位の見立層の層序関係について、斎藤ほか(1958)は、祖母山火山岩類の分布が見立層の堆積盆とほぼ一致すること、見立層上部の砂岩の最上部が凝灰質であること、両者がほぼ整合に重なる露頭があることから時間間隙はあまりないと考えた。一方、松本・橋本(1963a, b)は、祖母山火山岩類の基底が見立層と不規則な境界で接する露頭を見だし、これを不整合の証拠とみなして傾山不整合と呼んだ。本地域内では、両者の関係を確かめられる露頭は見いだせなかった。

祖母山火山岩類は、先カルデラ期の前期火山岩類と後カルデラ期の後期火山岩類から構成される。デイサイト-流紋岩を主とする前期火山岩類はI・II・III期に、安山岩を主としデイサイトを伴う後期火山岩類はIV・V・VI期に細分されている(第9表)(通商産業省, 1967; 松本・宮久, 1973; 小野ほか, 1977)。それによるとまず前期の第I期の活動は、強溶結のデイサイト質火砕流堆積物を主とし、降下火山灰・溶岩流を伴う、第II期は無斑晶流紋岩(リソイダイト)からなり、第III期はデイサイト質-流紋岩質の降下火砕岩・火砕流堆積物・凝灰角礫岩からなり溶岩を伴う活動である。後期の第IV期は、斑晶に乏しい輝石安山岩質、一部斑状輝石安山岩質の溶岩と凝灰角礫岩から構成される。第V期は、斑状輝石安山岩質の溶岩・火砕岩からなり斑晶に乏しい輝石安山岩も一部に見られる。最後の第VI期は、デイサイト溶岩・安山岩-デイサイト質凝灰角礫岩・無斑晶質輝石安山岩からなる。前期と後期の間には傾山カルデラの形成があり、その陥没量は46km³に達する(松本・宮久, 1973)。

Takahashi (1986) は、祖母山火山岩類とこれに貫入する花崗岩質岩体をまとめて“Okueyama volcano-pluton complex”(大崩山火山・深成複合岩体; 高橋, 1985)と呼び、コールドロンや成層火山体を形成する8つの活動ステージを考えた。

祖母山火山岩類のK-Ar年代値として、12.8 ± 0.5Ma(無斑晶流紋岩, 前期火山岩類), 12.7 ± 0.4Ma, 12.4 ± 0.4Ma(輝石安山岩, 後期火山岩類)が得られている。これらの値は、祖母山火山岩類を貫く花崗岩類の年代値(約14Ma, 後述)と逆転するが、誤差を考慮すれば両者はほぼ同時期に活動したと結論できる(村尾・松本, 1991)。

本地域内での祖母山火山岩類は、前期火山岩類に属するデイサイトないし流紋岩質の溶結火砕流堆積物と無斑晶流紋岩質溶岩と、後期火山岩類に属する安山岩質火砕岩・溶岩からなり、全域にわたって熱変成を受けている。

第9表 祖母山火山岩類・酸性貫入岩類の層序表 (小野ほか, 1977 に加筆)

新 第 三 紀 (中 新 世)	中新世酸性貫入岩類		黒雲母花崗岩 花崗斑岩・石英斑岩 細粒花崗閃緑岩 珪長岩 (貫入関係)	
	祖母山 火山 岩 類	後期 火山 岩 類 (後カル デラ 期)	第Ⅵ期火山岩類	無斑晶質輝石安山岩溶岩 安山岩(ーデイサイト)質凝灰角礫岩 デイサイト溶岩
			第Ⅴ期火山岩類	斑状輝石安山岩溶岩 (無斑晶輝石安山岩溶岩) } 互層 安山岩質凝灰角礫岩
			第Ⅳ期火山岩類	無斑晶質輝石安山岩溶岩 斑状輝石安山岩溶岩 } 互層 安山岩質凝灰角礫岩
		前期 火山 岩 類 (先カル デラ 期)	第Ⅲ期火山岩類	(休止期・カルデラ形成) デイサイト質凝灰角礫岩 デイサイトー流紋岩質溶結凝灰岩 流紋岩ーデイサイト溶岩 デイサイト質凝灰角礫岩
			第Ⅱ期火山岩類	リンサイト
			第Ⅰ期火山岩類	デイサイト質凝灰岩ー凝灰角礫岩 デイサイト質溶結凝灰岩ー溶岩互層 デイサイト質凝灰岩ー凝灰角礫岩
	見立層		礫岩(一部砂岩) (傾山不整合)	
	先第三紀	先第三系	(見立不整合)	

前期火山岩類(Sve)は、地域南西隅の見立層あるいは基盤岩の直上にある部分と、観音滝断層と大白谷-大切峠断層に囲まれた傾山カルデラの内側の地域に分布する。両者とも流紋岩溶岩および溶結凝灰岩からなり、溶岩はいずれの地域でも最下部に露出する。溶岩は、青灰色-桃灰色緻密でほとんど無斑晶である。溶結凝灰岩は、厚さ2mm-1cm、長さ5mm-10mm程度の扁平な本質レンズを顕著に含むユータキソティック組織を示す(第64図)。レンズは灰色-暗緑灰色で、大きさは所により変化する。またレンズが引き延ばされた二次流動組織を示す部分もある。溶結凝灰岩の葉理面は岩体の中心方向へ約20-80°傾いている。

後期火山岩類(Svl)は、傾山カルデラ内において安山岩質の溶岩・凝灰岩からなる。ホルンフェルス化により溶岩と凝灰岩の肉眼での区別が困難なことがある。大部分は斑晶の少ない安山岩質であるが、一部に斜長石と輝石に富む斑状の安山岩もある。



第64図 祖母山火山岩類の溶結凝灰岩に見られるユータキシティック組織（三重町白谷南方1kmの林道）
 a：暗色部が本質レンズ。b：明色部が本質レンズ，本質レンズは二次流動により引き延ばされている。

単斜輝石斜方輝石安山岩 GJSJ R60089 (ME4023)

産地・産状：三重町白谷南方の宇目町との町境の尾根，溶岩。

斑晶：斜長石・斜方輝石・単斜輝石。

石基：シリカ鉱物・斜長石・鉄鉱。

斑晶・石基ともその一部に粘土鉱物が生成している。

IX. 3 中新世酸性貫入岩類 (Yp)

中新世酸性貫入岩類は、祖母山火山岩類や祖母山火山岩類をとりまく断層に貫入した珪長岩・細粒花崗閃緑岩・花崗斑岩・石英斑岩・花崗岩などの総称である。小野ほか(1977)は、これを新第三紀貫入岩類と呼んだが、層序関係及び年代値から中新統であることは明らかなのでこのように言いかえる。本地域南方には底盤状の大崩山花崗岩があり、本地域内の貫入岩は、これをとりまく環状岩脈の一部をなしている。大崩山花崗岩からは $13.8 \pm 0.9\text{Ma}$ (黒雲母：柴田, 1978), $13.7 \pm 0.8\text{Ma}$ (全岩：Shibata and Ishihara, 1979) の K-Ar 年代値が得られている。

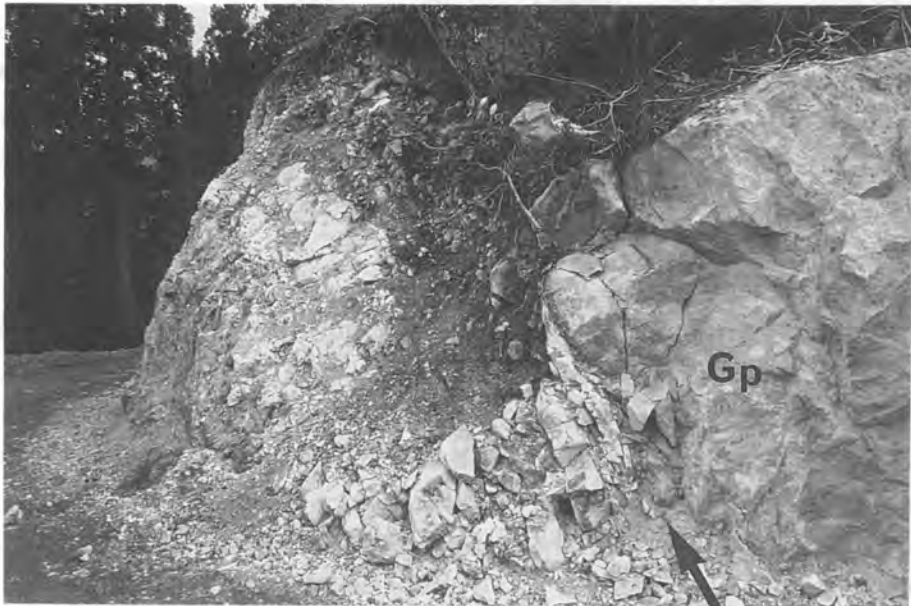
本地域内の貫入岩類は主に花崗斑岩(第65図)からなり、一部は石英斑岩である。花崗斑岩は、大きさ 2-8mm 程度の石英・斜長石・カリ長石を含む。有色鉱物としては、斜方輝石・黒雲母・単斜輝石・角閃石が認められる。また副成分鉱物として、鉄鉱・アパタイト・ジルコンを含む。この他に、本地域南西部では見立層や秩父累帯の岩石が広くホルンフェルス化しており、地下浅所に花崗岩体が伏在しているのであろう。

黒雲母斜方輝石花崗斑岩 GSJ R60090 (ME3851)

産地：三重町白谷の南 1.5 km の林道沿い。

斑晶：斜長石・石英・カリ長石・斜方輝石。

石基：石英・黒雲母・鉄鉱・輝石・アパタイト。



第65図 秩父累帯の砂岩に貫入する花崗斑岩 (三重町白谷の南1.5kmの林道沿い)

Gp：花崗斑岩、矢印が貫入面

IX. 4 大野火山岩類

大野火山岩類に関する研究は、松本唯一(1933)に始まる。松本(1933)は、現在の竹田市木原山から犬飼町西部にいたる東西30kmにおよぶ地域に広がる流紋岩及び安山岩を“大野火山区”と呼び、下位から鎧ヶ岳熔岩類(流紋岩)・代三五山層灰岩・代三五山熔岩(安山岩)に区分した。小野(1963)は、松本(1933)の鎧ヶ岳熔岩類が層位・岩質の異なる2つの別の流紋岩(溶結凝灰岩)であることを明らかにした。そして、大野火山岩類として再定義して、下位から白岩山流紋岩・代三五山安山岩・三宅山流紋岩・かんらん石安山岩岩脈とこれらに伴う堆積岩類に区分した。寺岡ほか(1992)は、犬飼地域の大野火山岩類について調査し、下位から牟礼礫岩・白岩山火砕流堆積物・小倉木凝灰岩・代三五山安山岩・三宅山火砕流堆積物の5部層に区分した。本報告でも、この部層区分に従う。本地域での分布は犬飼地域との境界部に限られ、最上部の三宅山火砕流堆積物を欠いている。

柴田・小野(1974)は、大野火山岩類をK-Ar法により年代測定し、およそ13-15Maの値を得た。また、玉生(1978)は、三宅山流紋岩のガラスから $13.6 \pm 1.4\text{Ma}$ のFT年代値を、巽ほか(1980)は、代三五山安山岩から $13.2 \pm 0.7\text{Ma}$ のK-Ar年代測定値を得ている。すなわち、大野火山岩類の噴出年代は中新世中期となる。

IX. 4. 1 牟礼礫岩(Oc)

白岩山火砕流堆積物の下位にあつて大野火山岩類の最下部を占める礫岩砂岩層を牟礼礫岩と呼ぶ(寺岡ほか, 1992)。三重町牟礼から犬飼地域木ノ元山南麓にかけて良好に露出し、砂岩・泥岩・安山岩・結晶片岩などの円-亜円礫と砂質の基質からなり、レンズ状に砂岩を挟有している。基底は露出しておらず、地表での厚さは最大30-40mである。牟礼礫岩の地表での露出は限られているが、白岩山火砕流堆積物中のスパイラルくに円礫が多量に含まれており(第66図)、火砕流直下に礫層があることを示している。また、久住町赤川(宮原地域)でのボーリングにより、白岩山火砕流堆積物の直下に厚さ230mの泥岩・砂岩・礫岩の互層の存在が知られている(新エネルギー総合開発機構, 1988)。

IX. 4. 2 白岩山火砕流堆積物(Os)

小野(1963)は、松本(1933)の鎧ヶ岳熔岩のうち、代三五山安山岩の下位に位置する流紋岩溶岩(溶結凝灰岩)と付随する凝灰角礫岩・凝灰質砂岩を白岩山流紋岩として定義した。本地域では厚さは最大80mで、非-強溶結の火砕流堆積物からなる。本火砕流分布域の大部分では、大野川層群などの基盤岩を直接覆う強溶結の火砕流堆積物から始まる。火砕流の基底部1-数mは灰色ガラス質であるのに対し、火砕流本体は脱ガラス化して白色石質の岩石となっている。両者とも基質中に長さ4mm-10cm、厚さ0.5mm-2cmの本質レンズが平行に並ぶユータキシティック構造を示すが、本質レンズが基質と同色のために肉眼では見えにくい。石質部では本質レンズのみが粘土化脱落し、容易に構造を確認できることがある。強溶結部で径20-50cm、弱溶結部で径1-2mの柱状節理が特徴的に見られる。大野町岩上などでは、強溶結の火山灰流からなる黒色塊状の緻密なガラス質岩となっている。非溶結部は大きさ4cm以下の白



第 66 図 白岩山火砕流堆積物中のスパイラクル (犬飼町山内, 犬飼地域)
 S: 砂質の礫岩と火山灰の混合物。 P: 非-弱溶結の火山灰。 外側へ向かって強溶結部へ漸移する。 Pの外側は強溶結の火砕流堆積物で、スパイラクルへ向かって柱状節理が発達している。

色軽石と同質のやや砂質の基質からなる。斑晶として、大きさ2mm以下の石英・斜長石・黒雲母・斜方輝石を含む。

IX. 4. 3 こぐらき 小倉木凝灰岩 (Ok)

白岩山火砕流堆積物を覆い、代三五山安山岩に覆われる水成の凝灰岩・凝灰質砂岩などからなる地層を小倉木凝灰岩と呼ぶ(寺岡ほか, 1992)。松本(1933)の代三五山層灰岩にあたる。代三五山安山岩の下位に広く分布し、大野町小倉木周辺(犬飼地域)で良好に露出する。小倉木凝灰岩は流紋岩質軽石凝灰岩

を主とし、安山岩質スコリア凝灰岩・凝灰質砂岩・細粒ガラス質凝灰岩・シルト岩などからなる。いずれも成層構造や斜交層理が発達するなど水成相を示す。

本地域内では、軽石凝灰岩・細粒ガラス質凝灰岩・凝灰質砂岩などからなり、層厚は、最大50m程度である。軽石凝灰岩は、大きさ1-5cm、最大15cmの細かく管状に発泡した白色軽石と同質の火山砂からなる。しばしばスコリアや、白色ガラスの混じった縞状スコリアを伴う。岩質は流紋岩質で無斑晶質、あるいは大きさ2mm以下の黒雲母または単斜輝石・斜方輝石を含む。また、細粒ガラス質凝灰岩中にはしばしば、大きさ4-20mmの火山豆石を含む。火山豆石は同心円状の内部構造を持ち、球に近いものからやや扁平なもの、壊れてかけらとなったものなどがある。

IX. 4. 4 ^{だいさんごやま}代三五山安山岩 (Od)

小野(1963)は、三宅山東麓(久住地域)及び代三五山周辺(犬飼地域)に分布する厚い輝石安山岩溶岩を代三五山安山岩と呼んだ。代三五山安山岩は、小倉木凝灰岩を覆う厚い一枚の輝石安山岩溶岩で、最下部・最上部に凝灰角礫岩を伴っていて、中心部では径10-30cmの柱状節理が、その外側では5-10cm間隔の水平に近い板状節理が顕著に発達する(寺岡ほか, 1992)。

本地域では、北西端部の大野町岩上にわずかに分布するのみである。岩石は、斑晶として径1-4mmの斜長石・単斜輝石・斜方輝石を含む緻密な黒色-灰黒色の安山岩で、一部で石基の結晶度の違いによる流理構造が見られる。

X. 第四系

(星住英夫)

X. 1 ^{おのいち}小野市礫層 (Og)

本地域南部の宇目町小野市南方に発達する円礫層を小野市礫層と呼ぶ(新称)。基盤岩類を覆い、阿蘇-4火砕流堆積物に覆われるほかは層序関係は不明である。堆積物は、円-亜円礫と砂質の基質からなる。層厚は最大50m程度である。礫種は砂岩・チャート・安山岩などからなる。ここでは時代を決定する証拠はないが、他の礫層と同時期と考え、下部更新統とした。

X. 2 ^{むこうの}向野礫層 (Mg)

本地域北部-犬飼地域南部の三重町向野を中心として分布する淘汰の悪い礫層と付随する砂・シルト

層を向野礫層と呼ぶ(寺岡ほか, 1992)。今野(1948)が亜炭の産出を報告した“田原園層”は、本層にあたる。本地域内では大野火山岩類の南側の標高150-200 mの地域に分布する。淘汰の悪い亜円-亜角礫を主とし、砂・シルト層を伴う。礫種は輝石安山岩・砂岩・泥岩・溶結凝灰岩・花崗岩類などからなる。

首藤(1953)は本層と大野火山岩類が指交関係にあると考え、合わせて千歳層と呼んだ。しかし、小倉木東方や代三五山南西で、小倉木凝灰岩を削り込んで覆うことや代三五山安山岩由来とみられる礫を含むことから、本層は大野火山岩類を不整合に覆っていると考え。また、本層は千歳村田原園(大飼地域)で知田火砕流(0.66 ± 0.13 Ma, 後述)に覆われているので、ここでは下部更新統とした。

X. 3 今市火砕流堆積物 (I)

今市火砕流(小野, 1963)は、主として久住地域に広がる大部分が強溶結の火砕流堆積物であり、台地を形成している。その延長部は竹田・別府地域など中部九州東部地域に広がる。本火砕流堆積物のK-Ar年代値として、0.84 ± 0.02 Ma, 0.96 ± 0.02 Ma³⁾が得られている(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1989)。本火砕流堆積物は逆帯磁であり、今市火砕流の噴出は松山逆磁極期中のハラミヨ・イベント後の逆磁極期(0.78-0.99 Ma; Shackleton *et al.*, 1990)に、起こったことになる。

鎌田ほか(1992)は、今市火砕流堆積物と類似した岩相で近似の放射年代を持つ火砕流堆積物(宇都・須藤, 1985; 星住ほか, 1988)の火山ガラスや有色鉱物の屈折率を精密測定し、これらが同一の火砕流堆積物であることを示した。その結果今市火砕流堆積物は、推定分布面積約1000 km², 推定体積約40 km³という巨大なものであることがわかった。さらに、今市火砕流の噴出源を堆積物の分布高度からみて、九重火山北方の猪牟田カルデラ(約1Maに耶馬溪火砕流を噴出; Kamata, 1989)と推定している。

本地域での今市火砕流堆積物は、北西部の清川村岩戸付近に断片的な分布があり強溶結部のみが残存している。堆積物は厚さは10m程度で、脱ガラス化した灰色基質中に、長さ2-10cm, 厚さ2mm-1cmの著しく偏平化した本質ガラスレンズを含み、顕著なユータキシティック組織を示す。本質レンズは脱ガラス化作用が進んでいる。斑晶として、径2mm以下の斜長石・普通輝石・紫蘇輝石などを含む。

X. 4 知田火砕流堆積物 (Ci)

知田火砕流堆積物は、竹田地域の知田から本地域・大飼地域へと点在する、非溶結の黒雲母流紋岩質火砕流堆積物である(寺岡ほか, 1992)。小野ほか(1977)の小園火砕流にあたる。本地域内では、北西部の大野川流域に断片的に分布している。本火砕流は各地で阿蘇-4火砕流堆積物に覆われ、大野火山岩類・向野礫層を覆う。厚さは最大で5m以上である。模式地の緒方町知田の本堆積物の軽石から0.66 ± 0.13MaのFT年代が得られた(第10表, 新出値)。

知田火砕流堆積物は、細粒ガラス火山灰基質と白色-淡桃色軽石からなり全域で非溶結である。軽石は、

3) 原著では、複数回の測定から求められた年代値を中央値・誤差ともに単純平均している。ここでは、地質調査所で採用している平均式を用いて再計算した。

第 10 表 知田火砕流堆積物の F T 年代測定値

試料番号	岩石	測定鉱物	年代値 (Ma)	自発核分裂飛跡 ΣN_s (個)	ρ_s ($10^4/cm^2$)	誘導核分裂飛跡 ΣN_i (個)	ρ_i ($10^4/cm^2$)	$P(\chi^2)$ (%)	熱中性子フルエンス ΣNd (個)	ρ_d ($10^4/cm^2$)	結晶数 (個)	ウラン 濃度 (ppm)	測定法
GSI R60091 (TK 2852)	黒雲母 流紋岩 軽石	ジルコン	0.66±0.13	26	2.64	1269	1.29	91	1329	8.63	30	120	ED2

産 地：大分県大野郡緒方町知田 (竹田地域)
 測定者：(株)京都フィッシュン・トラック 榎原 徹
 熱中性子線量測定用標準ガラス：NBS SRM612
 $\xi_{\text{air}}=370\pm 4$ (Danbara *et al.*, 1991)
 年代値 $T=\ln(1+\lambda_0 \cdot \xi \cdot \rho_d \cdot \rho_s / \rho_i) / \lambda_0$

産 状：非溶結の軽石堆積物
 原子炉：立教大学原子炉 TRIGA MARK II
 エッチング条件：KOH:NaOH=1:1(mol)etchant, 225°C, 38hours
 ^{235}U の全壊変定数： $\lambda_0=1.480 \times 10^{-10}/\text{yr}$
 ρ_s と ρ_i の相関性 $r: 0.512$

1-5cm 最大 10cm で長孔状の気泡を持つ。斑晶として、径 2mm 以下の斜長石・黒雲母と少量の普通角閃石を含む。大飼地域では、火砕流堆積物の下位に降下軽石層が認められた。軽石は白色 - 黄灰色、大きさ 1-5cm で火砕流中のものと同質である (寺岡ほか, 1992)。

本堆積物と岩質が類似した火砕流堆積物として、由布川火砕流堆積物がある。由布川火砕流堆積物は、別府地域の別府川流域を中心に広がる約 0.6Ma に噴出した黒雲母流紋岩質の大規模火砕流である (星住・鎌田, 1991)。知田火砕流の軽石の形態的特徴・斑晶組み合わせが由布川火砕流と酷似することや、同年代であること、堆積物の分布などからみて、由布川火砕流が大野山地を越えて本地域に達した可能性がある。知田火砕流堆積物と由布川火砕流堆積物の化学組成や屈折率による確認が必要であろう。

X. 5 平石礫層 (Hg)

平石礫層は、竹田地域北東部において基盤岩類の起伏を埋積して阿蘇火砕流の堆積面よりもやや高い面を形作る礫層である (小野ほか, 1977)。知田火砕流堆積物を覆い、阿蘇火砕流堆積物に覆われる。本地域では、その東方延長部が分布する。緒方川南岸地域では、阿蘇-4A 火砕流の堆積面に埋没し、谷に沿って露出している。一方、中津無礼川東岸では直接基盤岩類を覆って阿蘇-4A 火砕流の堆積面よりも高所に分布している。堆積物は、2-30cm 程度の円礫-亜円礫と砂質の基質からなり、砂層や凝灰質シルト層を挟むことがある (第 67 図)。

X. 6 阿蘇火山噴出物

阿蘇火山は九州中央部に位置し、直径 20km の大型のカルデラと中央火口丘群を持つ複成火山である。その中心は、本地域西端から西方約 40km に位置する。阿蘇カルデラ地域を給源とする大規模な火砕流を含む噴火サイクル (一輪廻の噴火活動) が 4 回あり、これを古い方から、阿蘇-1、阿蘇-2、阿蘇-3、阿蘇-4 と呼ぶ。阿蘇-2、-3、-4 の各サイクルはいくつかのサブユニットに分けられる。また、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)。



第 67 図 平石礫層と阿蘇-4A 火砕流堆積物 (清川村天神)
礫層の間に凝灰質シルト層を挟む。左上の暗色部が阿蘇-4A 火砕流堆積物の非-弱溶結部。

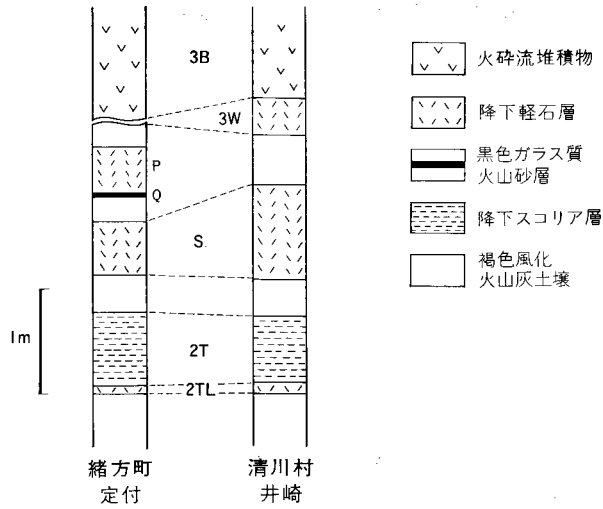
本地域には、阿蘇-2サイクルの降下火砕物、3/2間降下火砕物、阿蘇-3サイクルの降下軽石層と火砕流堆積物、4/3間の降下火砕物、最後に阿蘇-4サイクルの火砕流堆積物が到達している。このうち前2者は薄いため地質図には表示していない。

X. 6. 1 阿蘇-2サイクルの噴出物

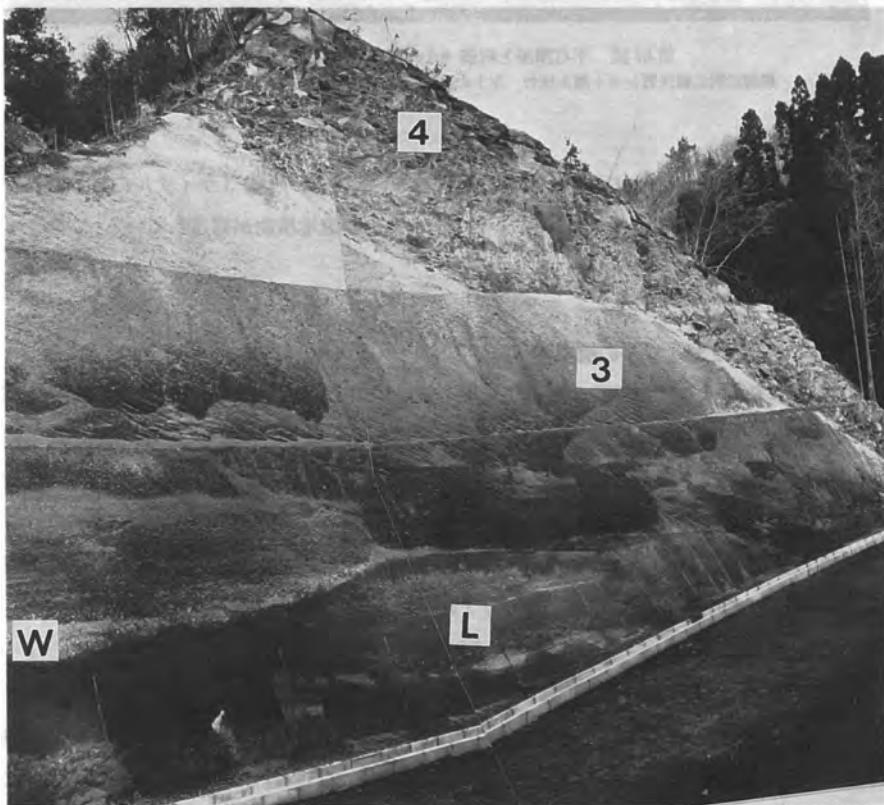
本地域では、阿蘇-3火砕流堆積物下位の風化火山灰土壌中に、阿蘇-2サイクルの降下火砕物が認められる(第68, 69図)。阿蘇-2火砕流堆積物は、到達していない。降下火砕物層は、基底部に降下軽石層があって残りの主部は降下スコリア層からなる。基底部は2TL降下軽石層で、阿蘇-2火砕流に先立つ阿蘇-2サイクル初期の噴出物、主部は2T降下スコリア層で、火砕流の後の噴出物である(小野ほか, 1977)。ここでの2TL降下軽石層は、白色の径2-4mm程度の軽石からなり粘土化が進んでいる。2T降下スコリア層は径2-4mm程度の茶灰色-赤褐色のスコリアからなる。

X. 6. 2 阿蘇-3/2間の降下火砕物

阿蘇-3サイクルの噴出物と阿蘇-2サイクルの噴出物との間の風化火山灰土壌中には降下火砕物層が認められる(第68図)。この阿蘇-3/2間の降下火砕物は、小野ほか(1977)によりその層序が明らかにされている。下位からS, R, QPO, Uの噴火ユニットがあり、ユニット間には風化火山灰土壌を挟んでいる。S, R, Uは降下軽石層、QPOは一連の噴出物であり、Qは、黒色ガラス質火山砂、Pは降下軽石層、Oは成層した細粒火山灰-降下軽石層である。降下火砕物のユニットは東へ行くほど確認できるユ



第 68 図 三重町地域での阿蘇-2 サイクル及び阿蘇-3/2 間の降下火砕物の柱状図



第 69 図 阿蘇-3B 火砕流堆積物を覆う阿蘇-4A 火砕流堆積物 (清川村井崎)
 崖の高さはおよそ 20 m。4：阿蘇-4A 火砕流堆積物 (ほとんど最下部まで強溶結)、3：阿蘇-3B 火砕流堆積物 (非溶結のスコリア流堆積物)、W：阿蘇-3W 降下軽石層 (白色軽石層、右へ薄くなる)、L：風化火山灰土壌 (3/2 間の降下火砕物、2 丁降下スコリア層、2TL 降下軽石層を含む)

ニットが減り、本地域では風化のためかOははっきりせず、R及びUは見つかっていない。

X. 6. 3 阿蘇-3サイクルの噴出物 (A₃)

阿蘇-3サイクルの噴出物は下位から、3W降下軽石層、3A火砕流、3B火砕流、3C火砕流のサブユニットから構成される(小野ほか, 1977)。3W降下軽石層は、白色-灰白色軽石からなり、本地域西部での層厚は30cm程度である。3A火砕流は流紋岩質の軽石流堆積物であり、カルデラ東側では竹田地域中央部以西に分布し、本地域には到達していない。3B火砕流は斑晶をごくわずかに含む安山岩質のスコリア流堆積物である。本地域を経て大野川を下り別府湾岸の坂の市町まで、また大分県北部の豊岡地域に達するなど(星住・森下, 1993)、阿蘇-3サイクル中で最も規模が大きい。3C火砕流は多斑晶の発泡度の低いスコリアを本質岩塊とする安山岩質の火砕流で、竹田地域と本地域の境界付近まで追跡される。本地域内での阿蘇-3サイクルの噴出物の圧倒的大部分は3B火砕流であり、基底部の3W降下軽石層及び3Cの石相を示す部分は3Bに含めて地質図に図示してある。

阿蘇-3火砕流の噴出年代として、100 ± 40kaのFT年代(本質ガラスレンズ)が報告されている(岡口, 1978)。また、松本哲一ほか(1991)は、阿蘇-3火砕流堆積物の本質レンズから、123 ± 6kaのK-Ar年代値を得た。本火砕流は、およそ12万年前頃に噴出したのであろう。

阿蘇-3B火砕流堆積物 (A₃)

本地域では、北西部の大野川及びその支流の流域において阿蘇-4火砕流堆積物の下位に断片的に露出する。また、南部の宇目町田原においても小規模な露出が発見された。

大野川流域での阿蘇-3B火砕流堆積物は、灰褐色ガラス質細粒火山灰基質とスコリアからなり少量の軽石を伴う。スコリアは安山岩質、軽石は流紋岩質であるが、どちらも斑晶はごく少量の斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱を含むのみで、無斑晶に近い。スコリアは黒色-暗褐色で大きさ10cm以下で不均質なスポンジ状に発泡する。こぶし大よりも大きなスコリアでは中心部に気泡が集中することがある。白色の条線をもつ縞状スコリアも少量含まれる。軽石は大きさ10cm以下で淡褐色で、よく発泡し細管状の気泡により絹糸状光沢を示す。本質あるいは類質岩片として、緻密な黒色のガラス質岩片を少量含む。異質岩片は少量であり、砂岩など基盤岩を主としている。以上のような岩相の特徴は、犬飼地域(寺岡ほか, 1992)・別府地域(星住ほか, 1988)での特徴とよく一致する。

竹田地域との境界付近の緒方町西白寺北方では、大きさ1-4mmの斑晶(斜長石・輝石)に富む発泡度の低いスコリアを含むスコリア流堆積物がある。このような特徴は阿蘇-3C火砕流堆積物の特徴と一致する。小野ほか(1977)によると竹田地域東部では、阿蘇-3C火砕流は単一の独立したユニットではなく、3Bから3Cへと漸移したり、3B火砕流の頂部に3Cのスコリアが混在するだけであつたりする。西白寺の3Cもこのような部分なのであろう。

X. 6. 4 阿蘇-4/3間の降下火砕物 (A₃₋₄)

阿蘇-3サイクルと阿蘇-4サイクルの間には降下火砕物からなる、多数の小規模な噴火サイクルが知られている(小野ほか, 1977; 星住, 1990)。本地域では断片的に阿蘇-4火砕流堆積物の下位にこれらの降

下火砕物が保存されている。数多くのユニットのうち、下位から **K**, **IH**, **DCBA** の3サイクルの降下火砕物が良く保存されており、ユニット間には風化火山灰土壌が挟まれている。**K**は、**I**は降下軽石層、**H**は**I**に引き続き降下した軽石・火山灰互層である。**DCBA**は、一連の噴出物で阿蘇-4/3間の降下火砕物中で最大規模である。**D**は降下軽石層、**C**は軽石・火山砂互層、**B**は黒色ガラス質火山砂、**A**は降下軽石層である。このほかにも風化により痕跡だけが残っているユニットがいくつかある。

X. 6. 5 阿蘇-4 サイクルの噴出物

阿蘇-4 サイクルの噴出物は、火砕流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-4 火砕流堆積物は岩相・岩質からいくつかのサブユニットに区分される。竹田地域では**4A**, **4B**の2つのサブユニットに(小野ほか, 1977), 阿蘇カルデラ西側で8つのサブユニットに(Watanabe, 1978), そして別府・犬飼・佐伯地域で**4A**, **4T**の2つのサブユニットに(星住ほか, 1988; 寺岡ほか, 1992; 寺岡ほか, 1990)分けられた。**4A**はWatanabe (1978)のYame pumice-flow(八女軽石流)に、**4T**はWatanabe (1978)のTosu orange pumice-flow(鳥栖オレンジ軽石流)にあたる。本地域での阿蘇-4 火砕流堆積物は、**4A**, **4T**の2つのサブユニットからなり、間に風化浸食間隙は認められない。Watanabe (1978)の残りの6つのサブユニットはカルデラ西側にあつて、本地域には分布していない。小野ほか(1977)の**4B**は、竹田地域では**4A**の非溶結部の上に堅固な溶結凝灰岩を形成しているが、本地域には及んでいない。

阿蘇-4 火砕流の噴出年代として、玉生(1978)は、本質ガラスレンズのFT年代を測り、 $84 \pm 25\text{ka}$ を得た。町田ほか(1985)は、日本周辺海域を含む広域テフラ層序から7万年前とした。大村ほか(1988)は、 ^{238}U - ^{230}Th 年代測定法により $80 \pm 2\text{ka}$ を報告している。また、松本ほか(1991)は、気相再結晶部を用いて $89 \pm 7\text{ka}$ のK-Ar年代値を報告している。以上から阿蘇-4 火砕流の噴出はおおよそ8-9万年前と考えられる。

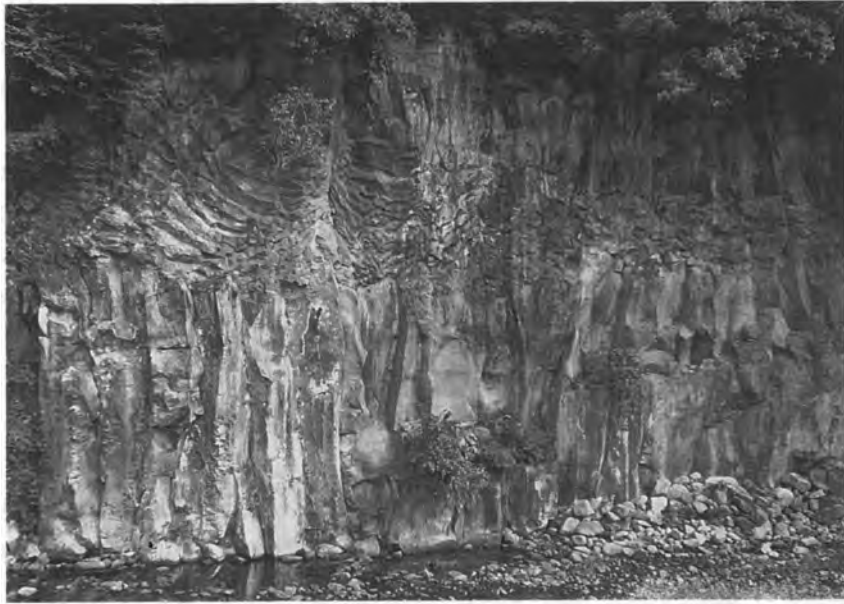
阿蘇-4A 火砕流堆積物 (**A_{4w}**, **A₄**)

阿蘇-4A 火砕流堆積物は、阿蘇-4 火砕流の圧倒的大部分をなしている。本地域では、北西部の大野川流域を中心とする低地(大野川盆地)では、広く火砕流台地を形成し、中津無礼川・松尾川などに沿って本地域内の九州山地東部に入り込んでいる。また本地域南部では、番匠川・横川川・市園川・田代川・長淵川などに沿って堆積物が点在している。分布地域による岩質・岩相の差異は認められない。

堆積物は非溶結部と溶結部からなる。通常、非溶結部は堆積物の底部のごく薄い部分と上半部を占め、溶結部は堆積物の下部を占める。火砕流堆積物全体が薄い時には非溶結部のみからなる。また、逆に浸食により非溶結部が失われて溶結部のみからなる場合もある。

非溶結部 (A₄**)**は、灰黒色-灰白色火山灰基質中に多量の軽石を含む。軽石は、灰黒色-白色で大きさ2-20cm、時に40cm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1-4mmの結晶片からなる。結晶片は主に短柱-長柱状の斜長石・普通角閃石であり、微量の紫蘇輝石を含む。

溶結部 (A_{4w}**)**は、弱溶結部及び強溶結部からなる。弱溶結部では灰色-暗灰色基質中に灰白色の扁平化



第70図 阿蘇-4A火砕流堆積物の柱状節理 (犬飼町山内, 犬飼地域)
上下に整然とした柱状節理(コロネード)があって, 中央部は不規則な向きの細かい節理(エンタブラチャー)となっている。崖の高さは約25m。

した軽石を含む。強溶結部との境界付近では灰白色の偏平化した軽石と, 黒色のガラスレンズが共存する。強溶結部では, 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。溶結部では径1-2mの柱状節理が発達する(第70図)。

本堆積物の基底に異質岩片集積部が見られることがある。厚さは3m以下で, 側方へ変化する。大きさ1-20cmの砂岩・安山岩などの異質角礫を主体とし, 少量の本質軽石を含み, 基質は細粒物に乏しい。

阿蘇-4T火砕流堆積物(A4T)

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(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2m程度と薄く, 橙灰色基質中に大きさ1-8cmの橙色軽石を含む。本地域での分布は, 大野盆地地域では大野町岩上, 三重町久原付近, 三重町内田から野津町竹脇にかけて点在している。本地域南部では, 宇目町悪所内, 大原に分布がある。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ることと, 阿蘇-4火砕流原面上には阿蘇-4火砕流以降の降下火砕物や風化火山灰土壌が厚い(西部地域では4-5mに及ぶ)ために露出していないのであろう。堆積物は大部分の地域では4A火砕流の上に重なるが, 悪所内では, 4A火砕流の分布域から離れて高所に分布しているのが見つかった。ここでは厚さ1mの非溶結の火山灰流だが直下に厚さ2mの細粒物に乏しい異質岩片集積部を伴う。

阿蘇-4A火砕流との境界は, はっきりしている場合と漸移的に見える場合がある。例えば宇目町大原で

は、阿蘇-4A火砕流と阿蘇-4T火砕流の境界部は明瞭で4Tの最下部に軽石が濃集している。また、三重町中小坂では、4Tの下部は成層しており、4Aと異なった岩相を示す。一方、三重町松尾、久原や大野町岩上、さらに犬飼地域の大野町中原、後田、千歳村舟木などでは、灰黒色の弱溶結相から灰橙色の弱溶結相さらに非溶結の典型的な4Tの岩相へと漸移している。このような場所では4A全体が溶結して上部非溶結相を欠き、4A・4Tが単一の冷却ユニットをなしている。このような関係が確認されるのは、火砕流台地の平坦な頂部ではなくて、谷埋めの部分であり堆積物が厚いところである。このような部分では4Aの冷却に時間がかかり、まだ溶結が進行している段階で、4T火砕流が重なったために4A全体が溶結し、4Tもその下部が溶結して漸移的に見えるのであろう。同様に別府地域の日出生台などでも、4Aの溶結部のすぐ上に4Tが重なるのが確認されている(星住ほか, 1988)。

X. 7 段丘堆積物

本地域を流れる河川、主に大野川に沿って、段丘面が発達している。これらの段丘は河成の浸食段丘である。本地域の下流側の犬飼地域では段丘面高度とテフラとの関係から、段丘面を最終間氷期に形成された中位段丘と、最終氷期以降に形成された低位段丘に区分し、さらに中位をⅠ、Ⅱ、Ⅲに、下位をⅠ、Ⅱに細分している(寺岡ほか, 1992)。本地域での段丘面区分もこれに従う。本地域での中位段丘は、北部地域に限られ、中位Ⅰ面を欠いている。低位段丘面は大野川とその支流に沿って広く分布する。大野川とその支流沿以外の小河川では段丘面の発達は余り良くなく、一部に低位段丘があるのみである。

X. 7. 1 中位段丘堆積物 (tm₂, tm₃)

本地域での中位段丘は、犬飼地域の境界部の三重町牟礼に小規模な分布があるのみである。ここでは高度から、中位Ⅱ段丘と中位Ⅲ段丘に区分できる。中位Ⅰ段丘に相当する段丘堆積物は、阿蘇-4火砕流堆積物の下位に埋没しており、一部に狭小な露出があるのみで地質図には表現していない。中位Ⅱ段丘は、阿蘇-4火砕流堆積物の非溶結部を削り込んで形成された浸食段丘であり、犬飼地域の野津原町吉熊では、礫層の上位に堆積間隙を挟んで九重第1軽石層(Kj-Pl)を挟む火山灰層を載せている(寺岡ほか, 1992)。中位Ⅲ段丘は中位Ⅱ段丘を更に下刻して形成された浸食段丘である。中位Ⅱ、Ⅲ段丘については直接年代を示すデータは得られていないが、中位Ⅱ段丘は阿蘇-4火砕流堆積物の非溶結部のみを浸食していることから阿蘇-4火砕流堆積物直後、中位Ⅲ段丘についてはそれ以降の最終間氷期に形成されたと考えられる。

X. 7. 2 低位段丘堆積物 (tl₁, tl₂)

本地域での低位段丘は大野川とその支流で広く分布し、それ以外の小河川では一部に分布するのみである。段丘面は、高度から低位Ⅰ段丘及び低位Ⅱ段丘に細分される。低位Ⅰ段丘は大野川とその支流で広く発達し、現河床との比高は30-40 m程度である。小河川での低位Ⅰ段丘は、比高はそれほどなく10 m程度である。低位Ⅱ段丘は、低位Ⅰ段丘を下刻して形成された段丘面であり、大野川とその支流で発達する。堆積物は中礫-大礫大の歪円礫-歪角礫を主とし、層厚は1-2 m程度である。低位段丘の形成時期

については最終氷期極相期から一部は完新世に形成されたと考えられる。

X. 8 降下火山灰層

本地域の岩石や地層の表面には厚く降下火山灰層が重なる。特に北西部地域の阿蘇-4火砕流堆積物原面上では特に厚く数mに達する。火山灰層の大部分は風化した茶褐色の風化火山灰土壌(ローム)であるが、その間に数枚のテフラが認められる。本地域で認められる主なテフラは下位から、九重第1軽石層(Kj-Pl)、アカホヤ火山灰層(Ah)、米窪スコリア層(KS)である。このうちKj-Plは特に厚く1mを越えることがある。Kj-Plの噴出年代は30-35kaとされている(町田, 1980)。このほかにKj-Plと阿蘇-4火砕流堆積物との中間付近に厚さ5-8cm程の降下軽石層がしばしば認められる。淡橙色-黄色で大きさ4mm程度の軽石からなる。給源は不明である。

X. 9 沖積層 (a)

本地域の沖積層はすべて河川成で、谷底を埋積して分布している。本地域北西部の大野川、奥岳川、中津無礼川などでは、下方浸食が激しく沖積層の発達はよくない。大野川下流の大分市戸次本町付近では約2kmの幅で沖積層が広がっている。一方三重川では、小坂付近では下方浸食が激しいものの、それより上流側では、余り下方浸食しておらず沖積層が広く発達する。その他の東部から南部にかけての山岳地域を流れる河川沿いには小規模な分布がある。堆積物は、円-亜円礫と砂質の基質から構成されている。

XI. 応用地質

(坂巻幸雄)

XI. 1 金属鉱床

三重町地域の金属鉱床としては、秩父累帯中のチャートに伴われる層状マンガン鉱床と、秩父累帯黒瀬川帯の超塩基性岩類に伴われるニッケル-クロム鉱床が主なものである。その他、本地域の南西隅に旧藩時代の錫坑の跡が残っている。これらはいずれも極めて小規模な鉱体を、個人ないしは小企業が事業主体となって稼行していたもので、遅い例でも1960年前後には既に経済的価値を失って閉山しており、現在では、口碑を含めて操業の痕跡すら判らなくなっている。また、三重町地域の南西方に隣接する祖

母山-傾山一带は、新第三紀の酸性貫入岩類・火山岩類に関連した鉱脈型-スカルン型鉱床が発達している。かつては錫鉱・鉛-亜鉛鉱・砒鉱等を多産した著名な鉱床地帯(尾平鉱床区)であった。この鉱床区の東縁は三重町地域の南西隅にあたるが、ここでも関連鉱山はすべて廃山になっている。

したがって、ここでは文献に基づき主な鉱山の概況を述べ、今回の調査で現況が確認できたものに関してはその旨を付記する。

XI. 1. 1 層状マンガン鉱床

層状マンガン鉱床は、秩父累帯中に発達するチャートに伴われる堆積性の鉱床である。三重町地域の鉱床群の東方延長は、隣接の犬飼・佐伯・臼杵の諸地域を経て四国の鉱床群に達し、西方の延長は竹田・三田井・諸塚山地域を経て、八代地域の鉱床群に連なる。

三重町地域の秩父累帯は、黒瀬川帯と南帯に区分されるが、マンガン鉱床はその双方に存在する。黒瀬川帯では、チャートの発達は相対的に良くないが、鉱床周辺ではいわゆる「赤白珪石」の存在が特に著しい。南帯では、チャート自体の分布が広がるのにつれて、鉱床の密度も増している。

マンガン鉱床が特定の層準に存在するのかどうかについては、議論がある。鉱業家の経験則として、鉱床の付随しやすいチャートとそうでないチャートがあるといわれていて、おおまかには、この地域にもその傾向があるともいえる。栃木県葛生地域では、ドロマイト層準の下位にマンガン鉱床を伴うチャートの発達する層準があるとされている(井上, 1965)。また、寺岡ほか(1990)は、臼杵地域から佐伯地域にかけて、尺間山層中の連続性のよい厚いチャート(彦岳チャート層)にマンガン鉱床が胚胎するとしている。本地域には彦岳チャート層の延長が分布するが、マンガン鉱床はそれに限定されず、複数のチャートクラスト中に胚胎している。例えば、本地域東部の本匠村井ノ上や西南部の西山鉱山とその周辺では、複数のチャートクラストに鉱床が存在する。

マンガン鉱床の分布は、秩父累帯南帯ではその大部分が尺間山層、わずかに彦ノ内層に、黒瀬川帯では内田層、内山層及び犬鳴層に限定され、胚胎するチャートクラストも幅100m以上、長さ2kmを超えるものに限られる。

稼行されたマンガン鉱床は、母岩の微褶曲の軸部や小断層等に沿って、鉱層が塊状に肥大した部分であることが多く、大きなものでは厚さ数m、延長数10mにも及ぶが、小鉱床の場合は、径1-2m程度の「玉」を数個採掘しただけで終わったものもある。一般的にみて、鉱床下盤側は厚さ数10cm程度の塊状チャート(鉱山用語では「親石」)、上盤側には層状チャート(同、「千枚珪岩」)、場所によっては珪質泥岩-泥岩等が分布するのが普通であるが、この上下関係が逆転している場合も稀ではなく、その場合には、母岩のチャートの逆転構造が推定されている。

鉱石は、ブラウン鉱、緑マンガン鉱や、さらに「炭マン(主として菱マンガン鉱)」「チョコレート鉱(主としてハウスマン鉱)」「二酸化鉱(クリプトメレン、軟マンガン鉱、水マンガン鉱、パーネス鉱等)」等の野外名で呼ばれている一連の非変成相のものから成るが、本地域西部では、中新世の酸性貫入岩類の熱的影響によって、一部にバラ輝石、テフロ石を生じている。

以下に各鉱山について記述する。1-5は秩父累帯黒瀬川帯、6-12は秩父累帯南帯に位置する。

1. 三重郷鉾山秋葉山鉾床

三重町内山。内田層のチャートの岩稜からなる標高340 mの秋葉山の北側斜面の中腹、標高290-300 mの地点にあり、山頂の秋葉山神社に至る参道に沿う。赤白珪石の採掘に伴って発見された二酸化鉾を、1948-49年に約200トン出鉾した。鉾体の延長は約40 m、坑道総延長は約100 m。旧大分県試登4216, 4646号(吉村, 1952)。現況は、崩落・埋没した旧坑口の痕跡、小規模な手選場跡と地山化したズリ捨て場跡が僅かに認められるだけである。

2. 三重郷鉾山本城山鉾床

三重町本城。前記秋葉山鉾床の西南西1.9 km。内山層分布域内の標高440 mの本城山には、山稜部と北向き山腹斜面に2条のチャートが発達するが、鉾床は山頂三角点の北西直距250 m、後者の北縁の存在する。走向はN70° E、塊状の赤白珪石を伴う二酸化鉾、ブラウン鉾と伝えられる(吉村 1952, 1969)。現況は、チャートの急崖の下部、標高290 m地点にマンガンの「焼け」が観察されるものの、明確な稼行の痕跡は発見できなかった。

3. 犬鳴鉾山

清川村犬鳴部落の南南東350 m、標高275-290 m地点の山腹にあり、村指定の有形文化財・内平石塔群が登り口の目標である。犬鳴層中のほぼ東西に走る幅約50 mのチャート中に胚胎した鉾床で、1933年に約150トンを出鉾した。旧大分県試登3682号(吉村, 1952)。現況は、緩傾斜の下盤塊状チャートと上盤の層状チャートとの境界部にある10数cmの鉾床露頭に対して、近接する4箇所の坑口から掘進した旧坑が残っているが、最長のもので10数mで崩落している。地表にはこれに対応する小陥没地形のほか、浅い谷に向かって約200 m³のズリが残されている。

4. 河原内鉾山

清川村御嶽山の東向斜面。600.9 m三角点の南東200 m、標高490-505 m地点にある。犬鳴層中の東北東-西南西方向に連続する幅約100 mのチャートを母岩とする。旧称御嶽鉾山。かつて、二酸化鉾数100トンを産出したという。旧大分県試登3618号(吉村, 1952)。現在観察できる範囲では、走向N50° E・傾斜60° N、幅100 m弱のチャート中に、赤白珪石様の塊状チャートを見かけの上盤、白色の層状チャートを見かけの下盤として、幅数cmの二酸化鉾露頭が連続する。採掘されたのは微褶曲軸部の肥大した鉾体で、採掘跡から判断される平均幅は約30 cm、最大幅は約2 mに達している。延長約50 mにわたって4箇所の崩落した坑口とそれらを結ぶ線状の陥没部があり、かつての主坑道の位置を示しているほか、坑口付近に総計約200 m³のズリが残置されている。

5. 御嶽鉾山

清川村轟部落の南東約1.5 km。前記河原内鉾山と同じチャートの南西方延長に約2 kmの範囲にわたって、3箇所のマンガン鉾体があり、総称して御嶽鉾山という。その東部鉾体のみが本地域内に属し、境界部の標高約420 m地点に位置する。旧大分県採登201号。塊状チャートと層状チャートの境界部に発達する鉾床であって、東部・中部両鉾体を併せて、1938-1958年にわたって約1,500トンを出鉾した。鉾石はブラウン鉾、菱マンガン鉾(アズキ炭マン)を主体とするが、西方約1.5 kmを北北西-南南東に走る花崗斑岩岩脈があるため、鉾体の一部は若干熱変成を受け、バラ輝石・テフロ石を生じている所もある(吉村, 1952, 1969)

6. 井上(本匠) 鉍山

南海部郡本匠村井ノ上, 楯ヶ城山の南面, 標高約 340m の地点にあり, 井ノ上部落の中心部からは, 北北東 900 m に位置する。尺間山層の東北東-西南西の一般走向を持つチャート中の鉍床で, ベメント石を主体とした鉍石を産した(吉村, 1969)。

現況は, 約 50 m 四方, 比高約 20 m の範囲にわたって 6 箇所旧坑口が散在するが, いずれも入坑可能な部分は坑口から約 10 m 程度の立入部分に限られる。鉍体の一般走向は $N70-80^{\circ} E$ ・傾斜 $60^{\circ} N$ で, 見かけの上盤に当たる塊状チャートと, 見かけ下盤の珪質泥岩-やや泥質の層状チャートとの間に, 幅 10 cm 程度の鉍染状の二酸化鉍鉍体が観察される。坑口前面の谷には, 約 200m³ のズリが残されている。

7. 因尾鉍山

本匠村因尾, 原地先。楯ヶ城山から南に伸びる支稜の先端部に近く, 原部落の中央からは北北東約 1 km の地点にある。枝尾根を隔てて, おのおの標高 240m の所に位置する西坑(別称: 南坑)と, 東坑(同: 北坑)とがある。両者間の距離は約 300 m であるが, 坑道の連絡はない。尺間山層中の北東-南西の一般走向を持つ幅 100 m 前後の同一のチャートに属している。このチャートは, 井上鉍山の鉍床を胚胎するチャートの南方を併走しているものである。

鉍体は, 赤白珪石状の塊状チャートと, 赤色の層状チャートとの境界部に発達し, ブラウン鉍を主体に, チョコレート鉍, 栗色炭マン, 灰色炭マン等からなる。富鉍部には緑マンガン鉍を産し, また, 局部的には辰砂と自然水銀の存在が記録されている。最盛期は第 2 次大戦中で, 戦後は 1960-61 年に探鉍が試みられた。既採掘鉍量は, 西坑で約 7,000 トン, 北坑で約 4,000 トンと推定される。旧大分県採登 196 号(大町・大分県, 1964: 吉村, 1969)。

西坑の現況は, $N60^{\circ}-70^{\circ} E \cdot 80^{\circ} N$ の鉍体の一般走向・傾斜にしたがって, 延長約 80 m の範囲に, ごく短い立入坑道とヒ押坑道を合わせて 10 箇所旧坑口があるが, 2 箇所を除いて崩落している。地表は採掘跡の崩落を反映して変形し, 中央部は開口して深さ約 15m の立坑になっている。鉍体の厚さは平均約 1m であるが, この部位での観察では約 4m に達していて, 塊状チャートは鉍体の北側(見かけ上盤側)に位置する。東坑では, 中ノ追左岸の山腹に $N45^{\circ}-60^{\circ} E \cdot 60^{\circ}-80^{\circ} N$ の面に沿って, 延長約 120 m, 比高約 30 m の範囲に 4 箇所旧坑口跡がある。別に, 最下底からはほぼ北に向かって, 見かけ下盤の層状チャート中を掘進した, 入坑可能な立入坑道があり, 約 50 m で着鉍している。しかし, この部位での鉍体の幅は, 採掘跡で見える限りでは 20 cm 程度の貧鉍である。

8. 大伴(田原) 鉍山

南海部郡宇目町小野市, 越野部落北西方の大石岳の南東側斜面, 標高約 580 m の地点に約 600 m を隔てて東西 2 箇所旧坑口がある。1941-43 年ごろから開発が進められたが, 高品位鉍に乏しく詳しい状況は不明である。尺間山層に属するチャート中の, 赤色層状チャートに伴われるブラウン鉍が主体であった。旧大分県試登 4626, 4474 号(吉村, 1952)。現況は把握に至っていない。

9. 猪谷(猪ヶ谷, 城山) 鉍山

宇目町木浦内, 皿内部落の南方を東北東-西南西に走る, 最高点を城山とするチャートの山稜があるが, 猪谷鉍山はその北東部の稜線近く, 標高 400 m 地点にある。鉍床は, 尺間山層のチャート中の微褶曲軸部に胚胎し, 緩傾斜である。1928-1944 年ごろの稼行によって, 総計で二酸化鉍約 500 トン, 「栗色炭マン」

鉱約1,000トンを出鉱したと見積られている。露頭延長は約200m、坑道延長も同程度。大分県試登4074号(吉村, 1952)。

現況は、稜線を隔てて北側・南側に各1箇所の旧坑口(入坑可能部は各5m, 0m)があるほか、埋没坑口あるいは坑道陥没部と思われる線状-摺鉢状の地表変状部が、約100m四方の範囲に散在する。坑口の周りには総計約150m³のズリが残っている。露頭では、上盤相当の白色-赤色層状チャートが観察されるが、下盤の塊状チャートは見られない。

10. 葛葉鉱山

宇目町葛葉部落の中心部に位置し、東北東-西南西方向に走る彦ノ内層のチャートの山稜の北麓、標高310mの地点にある。1940年に約20トンの産出記録があり、鉱石種は二酸化鉱と、高品位のチョコレート鉱であった。大分県試登3838, 4603号(吉村, 1952)。

現況は、埋没した坑口跡1箇所と、約100m³のズリが認められるだけである。

11. 西山(戸高西山, 真藤城, 皿内) 鉱山

宇目町木浦内、西山部落の北方を北東-南西方向に走る尺間山層の数枚のチャートのうち、ほぼ中央部のものに伴われる鉱床で、部落中心部から北西方に1.4km、標高450-480mの南西向急斜面にある。部落から約1km地点までは、林道が通じている。

南帯中では最大規模の鉱床で、1928年に発見され、1940-44年の最盛期には、地元の鉱業家戸高氏によって総計約1,500トンの出鉱をみたという。戦後も1957-58年に新鉱床探査事業の対象となり、約10,000トンを出鉱した。大分県試登3663号、採登362号(吉村, 1952; 森山, 1960; 九州地方鉱山会, 1959; 大町ほか, 1964)。鉱床は、チャートの南縁部に位置し、下盤の塊状チャートと上盤の層状チャートの間に胚胎している。傾斜は緩く、微褶曲や小破碎帯に規制されて膨縮する。鉱石は、露頭部の二酸化鉱に加えて、ブラウン鉱、ベメント石、緑マンガ石、菱マンガ鉱、チョコレート鉱、少量のバラ輝石、テフロ石などからなる。

現況は、延長約100m、比高約35mの範囲内に、埋没した坑口跡3箇所、開坑しているが水没している坑口4箇所、10数mまで入坑可能な坑口2箇所と、コンプレッサ室と推定される基礎等が残され、坑口下方斜面には約2,000m³のズリが堆積している。最上部の坑口では、鉱体の形状をそのままどめた掘り上がり採掘跡が、高さ約10mの崖面に残されており、吉村(1952)の1坑区域に相当すると推定される。

12. 小鹿倉鉱山

宇目町木浦内・西山。西山鉱山のチャートの北東方延長に相当し、標高510-530mの尾根上にそれぞれ約650mの距離をおいて3箇所の露頭がある。標高470m付近から立入坑道を掘進、下部でも採鉱を行った。1915年の発見以降、終掘までの出鉱量は約9,000トンと見積られている。最終鉱業権者は戸高氏で、西山鉱山とは姉妹鉱山であった。露頭近傍は二酸化鉱、本体部ではブラウン鉱、チョコレート鉱、下部で栗色炭マンを主として産した。鉱体は、西山鉱山と同様、塊状チャートと層状チャートの間に胚胎し、微褶曲構造に支配されて膨縮し、厚い部分では幅7mに達したとされる。旧大分県採登134号(吉村, 1952, 1969; 森山, 1960; 大町ほか, 1964)。

XI. 1. 2 ニッケル-クロム鉱床

秩父界帯黒瀬川帯の超塩基性岩類に胚胎する。以下に主な鉱山について述べる。

1. 鷲谷鉱山

三重町上鷲谷、国道326号線新道の中茶屋トンネル南口の東方550-700 mにあり、松尾川最上流部の谷を挟んで両岸に採掘跡がある。標高はいずれも250 m。西側(左岸側)には蛇紋岩中を掘進した旧坑口が近接して3箇所あって、最長約6 mにわたって入坑できるが、東側は坑口と見られる付近が風化した蛇紋岩の崩土で埋まっていて、詳細は判らない。蛇紋岩体の幅は約40 m、一般走向はN70°Wである。

この鉱山はわが国で初めてクロム鉄鉱が発見された所として、採集家の間では著名である。明治元年(1868)にはすでに陶器の染料として採掘されていたが、1892年頃には掘り尽くされた。その後、1940年頃にも一時稼行されたが、見るべき生産はなかった。鉱床の規模は、径1-2 m程度の「玉」であったらしい。細粒自形の結晶が産出したこともある。稼行対象とされたのはクロム鉄鉱だけであったが、縁辺部には、蛇紋石、滑石、菱苦土石、堇泥石、クロムざくろ石などの産出も報じられている(上野、1900; 通商産業省、1948)。

また、明治初期にはこの南西方、奥畑地区にもクロム鉄鉱の小鉱体が発見されたとの記載がある(篠本、1895)。

2. 若山鉱山

三重町若山、若山部落から東へ約700 m、標高490 mの地点に埋没した坑口跡がある。他は未確認であるが、全体として7箇所の坑口と1箇所の露天掘切羽があった旨の記載がある。東西方向に約3 km連続する、幅50 m前後の蛇紋岩中の鉱体であって、坑口直下には約120 m³のズリが残っている。1935年に発見されたが、本格的に採鉱されたのは第2次世界大戦中の1938-43年の間だけであった。平均品位はNi 0.4%で、当時としても貧鉱に属し、生産額の記録は残っていない。

鉱床は、蛇紋岩岩体の中の、蛋白石化の著しい変質帯中の珪化網状脈で、もともとは蛇紋岩中の微量成分であったニッケルが、その後の安山岩岩脈の貫入に伴う炭酸塩化・珪化に際して濃集したものと考えられている。主要鉱石鉱物としては、クロム鉄鉱、針ニッケル鉱、黄鉄エッケル鉱、砒ニッケル鉱、磁鉄鉱、白鉄鉱。一部に辰砂、黄鉄鉱を産するが、いずれも微粒である。脈石鉱物は玉髓・蛋白石、白雲石、菱苦土石で、これらに鉱石鉱物が混在していわゆる珪ニッケル鉱や翠ニッケル鉱をなす。緑色の含ニッケル二次鉱物も存在するが、詳細な記載は行われていない(松隈、1943、1949; 木下、1945: 通商産業省、1948)。

3. もとやまぶ元山部鉱山

本匠村元山部。若山鉱山から北東方約1.3kmに位置する。鉱床の性状は鷲谷鉱山と良く似ており、蛇紋岩中に含まれるクロム鉄鉱を稼行したものである。標高420 mの県道ぎわに、東側の山腹に向かって2条の坑道が掘進されているが、いずれも奥行数m-10数m程度のものである。残鉱はなく、坑口付近に約50 m³の変質した蛇紋岩のズリが残っている。

4. きんごう近郷鉱山

清川村大白谷、近郷部落の南端、標高340 mの地点に、東北東-西南西に伸びる蛇紋岩の小岩体があり、クロム鉄鉱を稼行し、また堇泥石の大塊を産したとの記録がある。現況は、小沢の東(右岸)側斜面の最

下部に、採掘跡の疑いのある僅かなくぼみ地形があるのみである。

5. 白山鉬山

清川村宇田枝、^{とや}十矢部落の西側尾根上の御嶽山に通じる林道際、標高380 m地点に、東北東-西南西に延びる幅約50 mの蛇紋岩岩体の露頭があって、その延長上にトレンチ跡の疑いのある僅かな窪みがある。1943-44年に、白山鉬山と称してニッケル鉬を採鉬、露天掘で試験操業したとの記録がある。1944年の粗鉬出鉬量は約50トン(Ni 0.55%)に過ぎず、鉬石鉬物も確認されなかった(通商産業省, 1948)。

XI. 1. 3 錫鉬床・銅-鉛-亜鉛鉬床

南側と南西側に隣接する熊田・三田井地域内には、新木浦・尾平・土呂久・見立などの著名な錫鉬床が密集しているが、本地域内では、南西隅の宇目町木浦内、弘鳥屋部落の北側一帯に、旧藩時代の錫坑群の跡がある。大分県商工労働部工鉬課(1960)によれば、鉬床はチャートと泥岩の境界部に胚胎する、幅数10cmの硫化鉄鉬の鉬染部を追ったもので、肉眼的には錫鉬は認められない。脈の走向はN70°-80°E、傾斜は70°Nであった。

また、三重町大白谷では、本地域と竹田地域との境界から沢沿いに約300 m上流に(竹田地域内)、大白谷鉬山があった(大分県商工労働部工鉬課, 1958)。鉬床は花崗斑岩岩脈の裂か中に胚胎した鉬脈型鉬床で、一部は岩脈の東側に分布する石灰岩とのスカルン鉬床で、方鉛鉬・閃亜鉛鉬・黄銅鉬等を産した。

弘鳥屋旧坑も花崗斑岩岩脈からは直距で500 m程度の位置であり、両鉬床とも中新世の酸性貫入岩類の活動に関連して形成されたと推定できる。

XI. 2 非金属鉬床

三重町地域内の非金属鉬床で稼行対象となったものは、ドロマイト、石灰石及び大理石であり、いずれも秩父帯に属する。石灰石の採掘の中心は、北東隣の臼杵地域内の津久見地区であって、臨海部の有利性を活かしての採掘とセメント製造が盛んである。当地域での採掘は、小規模なもので、採石を除きいずれも休山あるいは廃山となっている。

XI. 2. 1 ドロマイト鉬床

ドロマイト鉬床は、蕨野層と奥川内層の石灰岩中に胚胎している。

1. 川登鉬山

大野郡野津町清水原。三重町地域の北東縁に近く、野津川の西方約700 m、標高約300 mの山体そのものを採掘している。ドロマイト鉬体は蕨野層中の幅約100 m、延長が北東-南西方向に約500 mの石灰岩の北縁に沿って幅数m-30 m程度の層状ないしレンズ状をなして胚胎し、膨縮が著しい。石灰岩との境界はおおむね明瞭である。開坑は1917年に遡り、数次の変遷を経て、1961年以降は現鉬業者の津久見ドロマイト鉬業(株)が操業している。MgO 18%以上の原石を、粉碎・サイジングの後袋詰めし、苦土石灰(農業用土壌改良材)として出荷している。採掘量は年間およそ17,000トン前後と見積られる(和田・濱地, 1951; 井上, 1955a, b; 池田ほか, 1964)。

この鉱床ゾーンの北東延長, 犬飼地域の蕨野層中の石灰岩中のドロマイト鉱床として, 南西側から足立田野, 姫野, 宮崎田野の3鉱山があったが, 現在いずれも廃山になっている。

また, 野津川東岸には, 川登鉱山の東方2.0 kmにある今俣鉱山(1964-1985?)を含めて, 3箇所の採掘跡がある。これらは奥川内層のレンズ状の石灰岩に伴われるドロマイトを採掘したものであるが, 現在では廃山になっている。

2. 白山鉱業所

三重町大白谷, 奥川内層に属する稲積山石灰岩の西縁部に当たり, 稲積山の三角点から稜線沿いに西南西へ1.7 km, 標高520 mの尾根上に主鉱体があり, その南斜面に, 水ヶ迫, タンノノージ, 権現, 北斜面に, 近郷向の各衛星鉱体がある。ドロマイトは石灰岩中に, それと調和的に層状をなして存在し, 主鉱体の場合, 走向延長約500 m, 厚さ0.4-2 mである。白-灰白色緻密で, 石灰岩との境界も明瞭なので, 識別はさほど困難ではない。平均品位はMgOとして18%程度である。大分鉱業開発(株)により, 1963年以降小規模に採掘され, 鉱石は三重町で粉碎後, ドロマイト肥料として出荷されていた(岡野, 1964)。現在は採掘されていない。

XI. 2. 2 石灰石

三重町松尾川流域に3箇所の採石場がある。すなわち佩楯山山頂から西方2 kmの山腹, 松尾と下鷲谷間東岸山腹及び下鷲谷西方稜線上で510.0 m三角点の東方約700 mの地点である。いずれも蕨野層中の赤紫色と緑灰色の石灰岩を小規模に採石し, 紫雲石等の名称で販売している。

また, 三重町松谷部落北方700 m, 改修済みの国道326号線の陸橋下, 標高230 m地点の旧採石場は, 蕨野層の赤色の層状チャートと, 厚さ約20 mの灰色石灰岩を採取した跡であるが, 稼行の詳細は明らかでない。

XI. 2. 3 大理石

白谷大理石丁場は, 大白谷のドロマイト鉱床の南西1.5 km, 白谷部落の中心部にある。現在, 4箇所の掘り場跡が残っているが, 廃山になって久しく, すべて荒廃している。奥川内層の石灰岩が, その西側の花崗斑岩岩脈によって熱変成を受け, ザラメ状に再結晶した大理石になったものである。この熱変成帯は幅約1.8 kmで, 再結晶部では, 石灰石と再結晶したドロマイトとの区別が非常に難しくなり, 熱変成帯中ではあたかもドロマイトが消失したかのように見える(岡野, 1964)。

文 献

安藤寿男・野田雅之・佐藤裕一郎(1987) 九州東部黒瀬川帯からの上部三疊系 *Monotis* 層の発見とその意義。地学雑, vol. 96, p.33-37.

Danhara, T., Kasuya, M., Iwao, H. and Yamashita, T. (1991) Fission-track age calibration using internal and external surfaces of zircon. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 97, p. 977-985.

- Hara, I., Shiota, T., Takeda, K., Okamoto, K. and Hide, K. (1990) Sambagawa terrane. In Ichikawa, K. *et al.* (eds.), *Pre-Jurassic terranes of Japan*, p. 137-163.
- 早瀬一・石坂恭一 (1967) Rb-Srによる地質年齢 (1), 西南日本. 岩鉱, vol. 58, p. 201-212.
- 平島崇男 (1984) 関東山地北東部, 寄居地域の緑色岩メランジュ. 地質雑, vol. 90, p. 629-642.
- 星住英夫 (1990) 阿蘇-4/3 降下火砕物-阿蘇-4 噴出以前の阿蘇火山活動史. 火山学会講演予稿集, 1990, no. 1, p. 92.
- ・鎌田浩毅 (1991) 由布川火砕流の噴出年代. 火山, vol. 36, p. 393-401.
- ・森下祐一 (1993) 豊岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 75 p.
- ・小野晃司・三村弘二・野田徹郎 (1988) 別府地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 131 p.
- 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.
- 池田 稔・浦上六郎・坪内和正・大町道人・村田和穂・生野雄一郎・稲積英明 (1965) ドロマイト鉱床調査各論, 野津地区. 国内鉄鋼原料調査報告, 第 3 報 (1964 年版), 通商産業省, p. 386-388.
- 稲積総合観光 (株) (1978) 大分県大野郡三重町稲積鍾乳洞学術調査報告. 12 p.
- 井上秀雄 (1955a) 大分県五十川鉱山苦灰石鉱床調査報告. 地調月報, vol. 6, p. 171-176.
- (1955b) 大分県下のドロマイトについて. 石膏と石灰, no. 19, p. 1030-1035.
- (1965) 大分県津久見市石灰石およびドロマイト鉱床. 石灰石, vol. 93, p. 136-153.
- 磯崎行雄・板谷徹丸 (1990) 四国中央部および紀伊半島西部黒瀬川地帯北縁の弱変成岩の K-Ar 年代—西南日本における黒瀬川帯の広がりについて—. 地質雑, vol. 96, p. 623-639.
- ・——— (1991) 四国中西部の黒瀬川クリップと黒瀬川内帯起源説. 地質雑, vol. 97, p. 431-450.
- Kamata, H. (1989) Shishimuta caldera, the buried source of the Yabakei pyroclastic flow in the Hohi volcanic zone, Japan. *Bull. volcanol.*, vol. 51, p. 42-50.
- 鎌田浩毅・檀原 徹・山下 透・竹村恵二・星住英夫 (1992) 中部九州の今市火砕流堆積物の給源カルデラの推定, 及び大阪層群アズキ火山灰と今市火砕流堆積物との対比. 火山学会講演予稿集, 1992, no. 2, p. 109.
- 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, 63 p.
- 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—含花崗質礫岩の研究 (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.
- 木下亀城 (1945) ニッケル資源 (内地). 学振 58 小委総合報告, no. 5.
- 今野圓藏 (1948) 山形及大分兩縣下の亞炭と含亞炭層 (演旨). 地質雑, vol. 54, p. 134-135.
- 九州地方鉱山会 (1959) 九州の金属鉱業. 福岡通商産業局鉱山部, 372 p.
- 町田 洋 (1980) 岩戸遺跡のテフラ (火山灰). 坂田邦洋「大分県清川村岩戸における後期旧石器文化の

- 研究], 広雅堂書店, p.443-454.
- 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.
- 牧本 博・竹内圭史 (1992) 寄居地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 136 p.
- Maruyama, S. (1981) Kurosegawa melange zone in the Ino district to the north of Kochi City, central Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.87, p.569-583.
- 丸山茂徳・植田良夫 (1975) 四国東部の黒瀬川構造帯に伴う超塩基性岩岩体中の結晶片岩とそのK-Ar年代. 岩鉱, vol.70, p.47-52.
- 松隈寿紀 (1943) 大分県若山鉍山のニッケル鉍床. 岩鉱, vol.29, p.168-191.
- (1949) ニッケル鉍物ノート. 九州鉍山誌, vol.17, p.275-279.
- 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.
- 松本唯一 (1933) 似而非阿蘇熔岩類 (其の一). 火山, vol.1, p.1-16.
- 松本達郎 (1936) 九州大野川盆地の地史学的研究 (I, II). 地質雑, vol.42, p.758-786, p.815-852.
- Matsumoto, T. and Noda, M. (1968) An interesting species of *Inoceramus* from the Upper Cretaceous of Kyushu. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no.71, p.317-325.
- 松本達郎・野田光雄・宮久三千年 (1962) 日本地方地質誌「九州地方上朝倉書店, 240 p.
- ・小島郁生・田代正之・太田喜久・田村 実・松川正樹・田中 均 (1982) 本邦白亜系における海成・非海成層の対比. 化石, no.31, p.1-26.
- ・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.
- 松本徭夫・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.
- ・——— (1963b) 見立層基底の不整合について. 地質雑, vol.69, p.378-387.
- ・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武の陥没構造. 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.
- 宮地貞憲・富田 達・野田光雄 (1963) 大分県三重町・本匠村の先カンブリア紀岩類. 九大教養部地学研報, vol.10, p.21-37.
- 森山善蔵 (1958) 西山鉍山のマンガン鉍床に関する研究 (第1報). 大分大学芸学部研究紀要 (自然科学), no.7, p.26-34.
- (1960) 小鹿倉鉍山のマンガン鉍床とその周辺の地質について. 大分大学芸学部研究紀要 (自然科学), no.9, p.103-116.
- 村尾 智・松本哲一 (1991) 尾平鉍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.
- 永井浩三 (1956) 石槌山第三紀層の地質時代と西部日本古第三紀の古地理. 愛媛大紀要, 第2部, 自然科学 (地学), vol.2, p.145-154.
- 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 (1969) 大野川層群の化石層序学的研究. 九大理研報 (地質), vol.10, p.1-10.
- Noda, M. (1972) Ammonites from the Mesozoic Yamabu Formation, Kyushu. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S. no.88, p.462-471.
- (1977) A brief note on *Ancyloceras* from the Haidateyama Formation, Kyushu. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no.104, p.418-423.
- 野田光雄 (1961) 大分県三国峠附近の地質—とくにゴトランド系について—. 九大教養部地学研究報告, vol. 7, p. 1-7.
- Ohta, Y. (1981) Some Lower Cretaceous Corbiculidae and Neomiodontidae (Bivalvia) from Japan. *Bull. Fukuoka Univ. Education*, no. 31, p.103-134.
- 太田喜久・田中 均 (1980) 大分県佩楯山地域の地質 (I), 後期中生界新開層並びに山部層の層序と地質構造. 福岡教育大紀要, no. 30, p.75-90.
- 大分県商工労働部工鉱課 (1958) 磁硫鉄鉱床調査各論. 祖母傾山地区 I 大白谷地区, 未利用鉄資源, 第4輯 (1957年版), 通商産業省, p.470-472.
- (1960) 磁硫鉄鉱床調査各論. 傾山地区, 未利用鉄資源, 第7輯 (1959年版), 通商産業省, p. 412-414.
- 岡口雅子 (1978) 阿蘇火砕流堆積物中の黒曜石のフィッシュン・トラック年代. 火山, 第2集, vol. 23, p. 231-240.
- 岡野武雄 (1964) ドロマイト鉱床調査各論, 三重町西部地区. 国内鉄鋼原料調査報告, 第2報 (1963年版), 通商産業省, p.446-449.
- 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, 58 p.
- 大町道人・稲積英明 (1967) マンガン鉱床調査各論. 大野郡南部地区, 国内鉄鋼原料調査報告, 第5報 (1966年版), 通商産業省, p.104-107.
- ・大分県 (1964) マンガン鉱床調査各論. 佐伯地区 因尾鉱山周辺, 国内鉄鋼原料調査報告, 第2報 (1963年版), 通商産業省, p. 281-282.
- 大村明雄・河合貞行・玉生志郎 (1988) ^{238}U - ^{230}Th 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 (1963) 5万分の1地質図幅「久住」及び同説明書. 地質調査所, 124 p.
- ・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, 145 p.
- 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, 77 p.
- 篠本二郎(1895) クロム鉄鉱発見. 地質雑, vol.2, p.200-201.
- Shackleton, N. J., Berger, A. and Peltier, W. R. (1990) An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, vol.81, p.251-261.
- 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.
- 柴田 賢・小野晃司(1974) 九州中部, 大野火山岩類のK-Ar年代. 地調月報, vol.25, p.663-666.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構(1989) 昭和63年度全国地熱資源総合調査(第3次)広域熱水系流動調査 鶴見岳地域. 火山岩分布・年代調査報告書要旨. 133 p.
- 新エネルギー総合開発機構(1988) 久住地域(第2次). 地熱開発促進調査総合報告書, no.18, 239 p.
- 首藤次男(1953) 豊州累層群の地史學的研究(I)(II). 地質雑, vol.59, p.225-240, p.372-384.
- 園田研之・原 郁夫(1984) 大分県三国峠地域の秩父帯の地質構造. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p.555.
- 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 cluster: geology of the Okueyama volcano-plutonic complex, southwest Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol.29, p.33-70.
- 玉生志郎(1978) ガラスによるフィッション・トラック年代測定. 地質学会第85年学術大会講演要旨, p.288.
- 田村 実(1960) 鳥の巢層群及び類似層の層位学的研究. 熊本大教育学部紀要, no. 8, p. 1-40.
- Tanaka, H. (1989) Mesozoic formations and their molluscan faunas in the Haidatayama area, Oita Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser.C, vol. 9, p.1-43.
- 田中 均・藤田 宏・宮本隆実・長谷 晃(1985) 大分県佩楯山南方の新開層から後期ジュラ紀放射虫化石の発見. 地質雑, vol.91, p.569-571.
- ・太田喜久(1980) 大分県佩楯山地域の地質(II), 前期白亜系佩楯山層群の層序と地質構造. 福岡教育大紀要, no.30, p.91-102.
- Tanaka, K., Noda, M. and Tanaka, H. (1984) Echinoids from the Cretaceous Haidateyama Group, eastern Kyushu. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., vol.136, p.445-454.
- 田代正之・松田智子(1982) 本邦白亜紀三角貝(プレトロリゴニア類)の産出層序. 高知大学術研報,

- vol.31, p.25-60.
- 田代正之・田中 均・松田智子(1983) 大分県佩楯山白亜系の層序. 高知大学学術研究報告, vol.32, p.47-54.
- 巽 好幸・鳥居雅之・石坂恭一(1980) 瀬戸内火山岩類の火山活動時期および分布範囲について—瀬戸内火山岩類の年代測定, その5—. 火山, 第2集, vol.25, p.171-179.
- 寺岡易司(1970) 九州大野川盆地付近の白亜紀層. 地調報告, no.237, 87 p.
- ・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.
- ・宮崎一博・星住英夫・吉岡敏和・酒井 彰・小野晃司(1992) 犬飼地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 129 p.
- ・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.
- ・———・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, 78 p.
- 通商産業省(1948) ニッケル鉱, クローム鉄鉱. 日本鉱産誌 I-C, p.116-190, p.216-217, p.236-237.
- (1967) 祖母傾山地域. 昭和41年度広域調査報告書, 20 p.
- 上野朔郎(1900) 豊後国鷲谷の「クローム」鉄鉱. 地質雑, vol.7, p.247-249.
- 宇都浩三・須藤 茂(1985) 豊肥地熱地域の火山岩のK-Ar年代. 地調報告, no.264, p.67-83.
- 和田利雄・濱地忠夫(1951) 大分県北部郡南津留村・大野郡田野村・川登村附近苦灰石鉱床調査報告. 地調月報, vol.2, p.105-109.
- Watanabe, K. (1978) Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso caldera, Southwest Japan, I: Geology. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, no.27, Nat. Sci., p.97-120.
- 渡辺一徳(1986) 阿蘇カルデラ起原, 鳥栖オレンジ軽石流堆積物の粒度組成. 火山学会講演予稿集, 1986, no.2, p.76.
- Yehara, S. (1924) On the Izumi-sandstone group in the Onogawa basin (Prov. Bungo) and the same group in Uwajima (Prov. Iyo). *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol.3, p.27-39.
- 米田茂夫・岩松 暉(1987) 鹿児島県北薩地域の四万十帯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.
- (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.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kagoshima (15) No.24



GEOLOGY

OF THE

MIEMACHI DISTRICT

By

Akira SAKAI, Yoji TERAOKA, Kazuhiro MIYAZAKI
Hideo HOSHIZUMI and Yukio SAKAMAKI

(Written in 1992)

(Abstract)

The Miemachi District is situated in east Kyushu, and geotectonically extends over the Onogawa Graben, the Chichibu Terrane and the Shimanto Terrane, which are bounded by the Usuki-Yatsushiro Tectonic Line and the Butsuzo Tectonic Line, respectively. Table 1 shows a summary of the geology of the district.

The Onogawa Graben stretching over both the Ryoke and Sambagawa Terranes is underlain by the Upper Cretaceous Onogawa Group. The Chichibu Terrane is roughly divided into the Kurosegawa and Southern Belts. Pre-Silurian metamorphic and plutonic rocks, Silurian and Upper Triassic strata, and Upper Permian to Lower Jurassic melange units are distributed in the Kurosegawa Belt. The Southern Belt is underlain by Lower Jurassic to Lower Cretaceous melange units and Middle to Upper Jurassic chert-clastic sequence. The southeastern part of the district belongs to the Northern Belt of the Shimanto Terrane, where the Lower Shimanto Group of Cretaceous age occurs. The Tertiary is composed of the Miocene

Table 1 Summary of the geology of the Miemachi District.

Tectonic Division		Outer Zone of Southwest Japan						
		Inner Zone of S.W.J.	Sambagawa Belt	Chichibu Terrane		Northern Belt of Shimanto Terrane		
Age		Onogawa Graben	Kurosegawa Belt	Southern Belt	Saiki Subbelt	Kamae Subbelt		
Cenozoic	Neogene Quaternary	Holocene	Alluvium					
		Pleistocene	Aso Volcanic Products, terrace deposits					
			Chida P.F.D. Imajichi P.F.D.	Hiraishi G.B.			Onoichi G.B.	
		Pliocene		Mukono G.B.				
	Miocene	Ono V.R.	Sobosan Volcanic Rocks	Mitate F.	Acid intrusive rocks			
	Mesozoic	Late Cretaceous	Maastrichtian					
			Campanian					
			Santonian					Kamae Subgroup*
			Coniacian	Upper Subgroup*				
			Turonian	Middle Subgroup				
Cenomanian			Lower Subgroup	Tano Group				
Early Cretaceous		Albian	Higashidani F.	Sukubo F.				
		Aptian	Tamarimizu F.*					
		Barremian	Haidateyama F.					
		Hauterivian	Yamabu F.					
	Berriasian	Shinkai F.						
	Jurassic	Late						
Middle								
Early		Uchida F.	Uchiyama F.	Warabino F.	Washidani F.	Innaki F.	Katauchi F.	
							Chinaman F.*	
Paleozoic	Triassic							
	Permian							
Carboniferous								
Devonian								
Silurian								
Pre-Silurian								

Usuki-Yatsushiro Tectonic Line

Butsuzo Tectonic Line

Lower Shimanto Group

Saiki Subgroup

Katata F.

Hinokage F.

Tonegawa F.

Shiiba F.

Yukagi F.

Hornfels

Mikuni Cataclastic Granites

Honjo Metamorphic Rocks

P.F.D. : Pyroclastic Flow Deposit

G.B. : Gravel Bed

V.R. : Volcanic Rocks

F. : Formation

*Unexposed in the district.

Mitate Formation, acid intrusive rocks and the Sobosan and Ono Volcanic Rocks. The Quaternary consists of the Onoichi, Mukono and Hiraishi Gravel Beds, the Imaichi and Chida Pyroclastic Flow Deposits, the Aso Volcanic Products, river terrace deposits and alluvial deposits.

METAMORPHIC ROCKS, IGNEOUS ROCKS AND SILURIAN IN KUROSEGAWA BELT OF CHICHIBU TERRANE

Metamorphic rocks, igneous rocks and Silurian strata of the Kurosegawa Belt crop out in ENE-WSW trending narrow belts, and are in high-angle fault contact with Upper Permian to Lower Jurassic melange units. They are the Honjo Metamorphic Rocks, the Mikuni Cataclastic Granites, hornfels, the Silurian Okuhata Formation, phyllites and ultrabasic rocks. These rocks are separated from each other by ENE-WSW trending high-angle faults.

The Honjo Metamorphic Rocks, the Mikuni Cataclastic Granites and the hornfels are considered pre-Silurian in age. The metamorphic rocks consist mainly of amphibolite and biotite gneiss. Amphibolite and biotite gneiss sometimes contain garnet. The Mikuni Cataclastic Granites are composed mainly of cataclastic coarse-grained biotite granite and cataclastic biotite granodiorite. The hornfels consists mainly of biotite hornfels and hornblende hornfels. The Okuhata Formation consists of limestone, acid tuff, sandstone and mudstone, and yields from limestone coral and stromatopora, which indicate Late Silurian age. The phyllites consist mainly of pelitic phyllite and basic phyllite. Basic phyllite sometimes contains glaucophane. They are regarded as pre-Triassic high pressure metamorphic rocks. The ultrabasic rocks are composed mainly of serpentinite and pyroxenite, and occur along faults marking boundaries between individual units of the Kurosegawa Belt and between the Kurosegawa and Southern Belts.

PERMIAN TO LOWER JURASSIC IN KUROSEGAWA BELT OF CHICHIBU TERRANE

In the Kurosegawa Belt Permian to Early Jurassic melange units and Upper Triassic strata are distributed. These are divided into the Kamiwashidani, Washidani, Katauchi, Inunaki, Uchiyama and Uchida Formations. The Kamiwashidani Formation consists of melange with mudstone matrix containing clasts of such rocks as chert, siliceous mudstone, sandstone, basic volcanic rocks, limestone, acid tuff and conglomerate. The Washidani Formation is composed of sandstone and sandy siltstone, and is distributed in a small area. The Katauchi, Inunaki, Uchiyama and Uchida Formations consist of melange with mudstone matrix containing clasts of such rocks as basic volcanic rocks, chert, siliceous mudstone, limestone and sandstone. The Warabino Formation is composed of melange including clasts of such rocks as chert, limestone, dolomite, basic volcanic rocks and

sandstone. These Formations except for the Washidani Formation yield radiolarian fossils from mudstone, siliceous mudstone and chert. The fossils indicate that the Kamiwashidani and Katauchi Formations are Late Permian and Late Triassic to Early Jurassic in age, respectively, and that the Inunaki, Warabino, Uchiyama and Uchida Formations are Early Jurassic. The Washidani Formation contains *Monotis* indicative of the Upper Triassic.

JURASSIC TO LOWER CRETACEOUS IN SOUTHERN BELT OF CHICHIBU TERRANE

In the Southern Belt of the Chichibu Terrane Jurassic to Lower Cretaceous melange units and Middle to Late Jurassic chert-clastic sequence are distributed. They are the Okugawachi, Ozono, Hikonouchi, Shakumasan and Yukagi Formations, showing a zonal arrangement from northwest to southeast in this order. These formations are separated from each other by NE-SW to ENE-WSW trending faults. The Ozono and Yukagi Formations are composed of melange with mudstone matrix including clasts of such rocks as basic volcanic rocks, limestone, chert, sandstone and siliceous mudstone. The Okugawachi Formation consists of melange with mudstone matrix, and is characterized by the presence of huge clasts of limestone. The Hikonouchi Formation is composed mainly of melange including clasts of such rocks as interbedded sandstone and mudstone, sandstone, mudstone, chert, siliceous mudstone and conglomerate, with chert-clastic sequence. The Shakumasan Formation consists of chert-clastic sequence. Radiolarian fossils from mudstone, siliceous mudstone and chert of those formations indicate following ages. The Okugawachi Formation is Early Jurassic in age. The Ozono Formation is Early to Middle Jurassic. The Hikonouchi Formation is of Middle to early Late Jurassic. The Shakumasan Formation is Middle to Late Jurassic in age. And the Yukagi Formation is of Late Jurassic to Early Cretaceous. Limestone clasts contain Permian fusulinids and conodonts, while chert clasts contain Permian to Early Jurassic radiolarians. The younger the strata, the more southward they occur.

UPPER MESOZOIC IN KUROSEGAWA BELT OF CHICHIBU TERRANE

Upper Mesozoic strata of brackish to shallow marine origin occur in several separate areas in the Kurosegawa Belt, and are considerably faulted and folded with east-west trending axes. They comprise the uppermost Jurassic Shinkai Formation, the Neocomian Yamabu Formation, the Barremian Haidateyama Formation, the Albian Sukubo and Higashidani Formations and the Cenomanian to Turonian Tano Group. The younger the strata, the more northward they occur on the whole.

The Shinkai Formation, over 380 m thick, is in fault contact with older

granitic and metamorphic rocks, and forms an easterly plunging syncline. It consists mainly of conglomerate in the lower part, and shale and sandstone in the upper part, containing limestone blocks. The formation is dated by radiolarian fossils from shale.

The Yamabu Formation is composed of sandstone, conglomerate and shale, showing an upward-fining in lithology, and is folded into a synclinorium plunging eastward. The total thickness is about 1,000 m. *Berriasella* aff. *patula*, *Pseudoostorella* sp. and other ammonites are obtained from the basal part, whereas brackish water shells known as the Ryoseki Fauna are collected from the upper half.

The Haidateyama Formation as well as the Yamabu Formation unconformably covers pre-Cretaceous rocks with a basal conglomerate, and forms an east-plunging syncline together with the Sukubo Formation. The Haidateyama Formation is a thick sedimentary sequence rich in conglomerate and sandstone, especially in the lower and uppermost parts, with subordinate shale. Some of coarse-grained clastic rocks are red to purple in the lower part. The total thickness attains 2,000 m. The formation yields *Crioceratites* cf. *koechlini*, *Uhligia* sp., *Pedioceras* sp., *Heminautilus lallierianus*, *Heteraster macroholcus*, *Pseudowashitaster mysticus* and many marine molluscan fossils, but brackish shells are also found at some horizons.

The Sukubo Formation, over 450 m thick, is in fault contact with the Haidateyama Formation. It consists of fine-grained sandstone, siltstone and shale, and contains such fossils as *Inoceramus anglicus*, *Idiohamites* cf. *subspiniger*, *I.* cf. *farrenus* and *Hamites* cf. *tenuicostatus*. The Higashidani Formation, around 1,000 m thick, is separated from the basement rocks by faults, and is unconformably overlain by the Tano Group. It is composed mainly of sandstone with shale and conglomerate in the lower part, and shale with sandstone in the upper part. Many marine molluscan fossils are obtained from the formation, but they are not always sufficient to determine the precise age.

The Upper Cretaceous of the Chichibu Terrane is represented by the Tano Group comprising the Shiibaru, Yamazu and Notsuichi Formations in ascending order. The total thickness attains 5,000 m. The Shiibaru Formation consists mainly of conglomerate and sandstone in the lower part and shale in the upper part, and yields *Briostrina nipponicus*. The Yamazu Formation is made up of sandstone alternating with shale in various proportions. The Notsuichi Formation is a shale-dominated sequence containing such fossils as *Subprionocyclus neptuni*, *Inoceramus* (*Inoceramus*) *hobetsensis* and *Mytiloides teraokai*. Parts of the individual formations intermittently crop out in the Miemachi District.

CRETACEOUS IN ONOGAWA GRABEN

The Cenomanian to Santonian Onogawa Group occurs in the Onogawa Graben on the north of the Chichibu Terrane, forming an asymmetric synclinorium which

plunges to the northeast. The group is an extraordinary thick sequence composed of sandstone, shale and conglomerate with occasional intercalations of acid tuff, showing remarkable lateral changes in sedimentary facies. The strata of the district are a part of the axial facies characterized by the predominance of turbidites, and belong to the Coniacian *Inoceramus* (*Inoceramus*) *uwajimensis* zone.

CRETACEOUS IN SHIMANTO TERRANE

The Shimanto Terrane of the district is underlain by the Saiki Subgroup of the Cretaceous Lower Shimanto Group. The subgroup is cut by many strike faults to form a conspicuous zonal structure with east-west to northeast-southwest trend, and is divided into the Shiiba, Tonegawa, Hinokage and Katata Formations in ascending order, which are in fault contact with each other. The strata dip north in general but are locally folded.

The Shiiba and Hinokage Formations are mudstone-dominated sequences, while sandstone is predominant in the Tonegawa and Katata Formations, frequently alternating with mudstone. A small amount of conglomerate is found in the Shiiba and Tonegawa Formations. Chert and limestone also occur in mudstone of the Shiiba Formation as allochthonous blocks of various sizes. The sandstone of the Saiki Subgroup is feldspathic wacke with a feldspar content of 44.1% and a K-feldspar/feldspar ratio of 0.26 on the average. The Shiiba and Tonegawa Formations yield from mudstone radiolarian fossils indicating Valanginian to Barremian age. On the other hand, the radiolarian assemblage from mudstone and acid tuff of the Hinokage and Katata Formations is late Albian to Cenomanian in age.

CENOZOIC

The Miemachi District is lacking in the Paleogene, and is underlain by Neogene to Quaternary volcanic rocks and sediments as shown in Table 1.

The Mitate Formation overlies unconformably the Shakumasan Formation of the Chichihu Terrane, and consists mainly of conglomerate. This formation is probably of Miocene age.

The Miocene Sobosan Volcanic Rocks are large volcanic complex resulted from a cycle of igneous activity together with acid intrusive rocks intruding into them. The Sobosan Volcanic Rocks comprise the early stage volcanic rocks and the late stage ones. The former are composed mainly of dacitic or rhyolitic lavas and pyroclastics, while the latter consist mainly of andesite lavas and pyroclastics. The Miocene acid intrusive rocks such as granite porphyry and quartz porphyry intrude into the Sobosan Volcanic Rocks.

The Middle Miocene Ono Volcanic Rocks comprise the Mure Conglomerate, the Shiraiwasan Pyroclastic Flow Deposit, the Koguraki Tuff and the Daisangoyama

Andesite in ascending order. The Shiraiwasan Pyroclastic Flow Deposit consists mainly of dense-welded rhyolitic pyroclastic flow deposit. The Koguraki Tuff is represented by rhyolite / andesite tuff and sandstone, followed by pyroxene andesite lava of the Daisangoyama Andesite.

The Onoichi, Mukono and Hiraishi Gravel Beds are of Pleistocene age. The Imaichi Pyroclastic Flow Deposit is a large-scale pyroclastic flow deposit of pyroxene dacite effused at about 0.8 Ma, and the overlying Chida Pyroclastic Flow Deposit is of biotite rhyolite effused at about 0.7 Ma.

The Aso Pyroclastic Flows are extensively distributed in the district, especially its southern half. The Aso-3B Pyroclastic Flow Deposit of the Aso-3 cycle of about 120 ka is non- to partly welded deposit of pyroxene andesite scoria flow. The Aso-4A and Aso-4T Pyroclastic Flow Deposits are products of the Aso-4 cycle of about 80 ka. The Aso-4A Pyroclastic Flow Deposit is non- to densely welded deposit of hornblende dacite pumice flow. The Aso 4T Pyroclastic Flow Deposit is orange-colored, non- to partly welded deposit of hornblende dacite pumice flow.

The river terraces are at least of four different altitudes along the Ono Gawa and some other rivers. Their deposits are composed of gravel, sand and mud, and occur not only above the Aso Pyroclastic Flow Deposits but also beneath or within them.

ECONOMIC GEOLOGY

In the district are known nickel and chromium ore deposits related to ultrabasic rocks in the Kurosegawa Belt of the Chichibu Terrane, and were mined manganese ore deposits related to cherts in the Inunaki, Uchiyama, Uchida, Hikonouchi and Shakumasan Formations of the Chichibu Terrane. Dolomite, limestone and marble in the Warabino and Okugawachi Formations of the Chichibu Terrane were mined. But all mines of them are closed except one or two limestone mines.

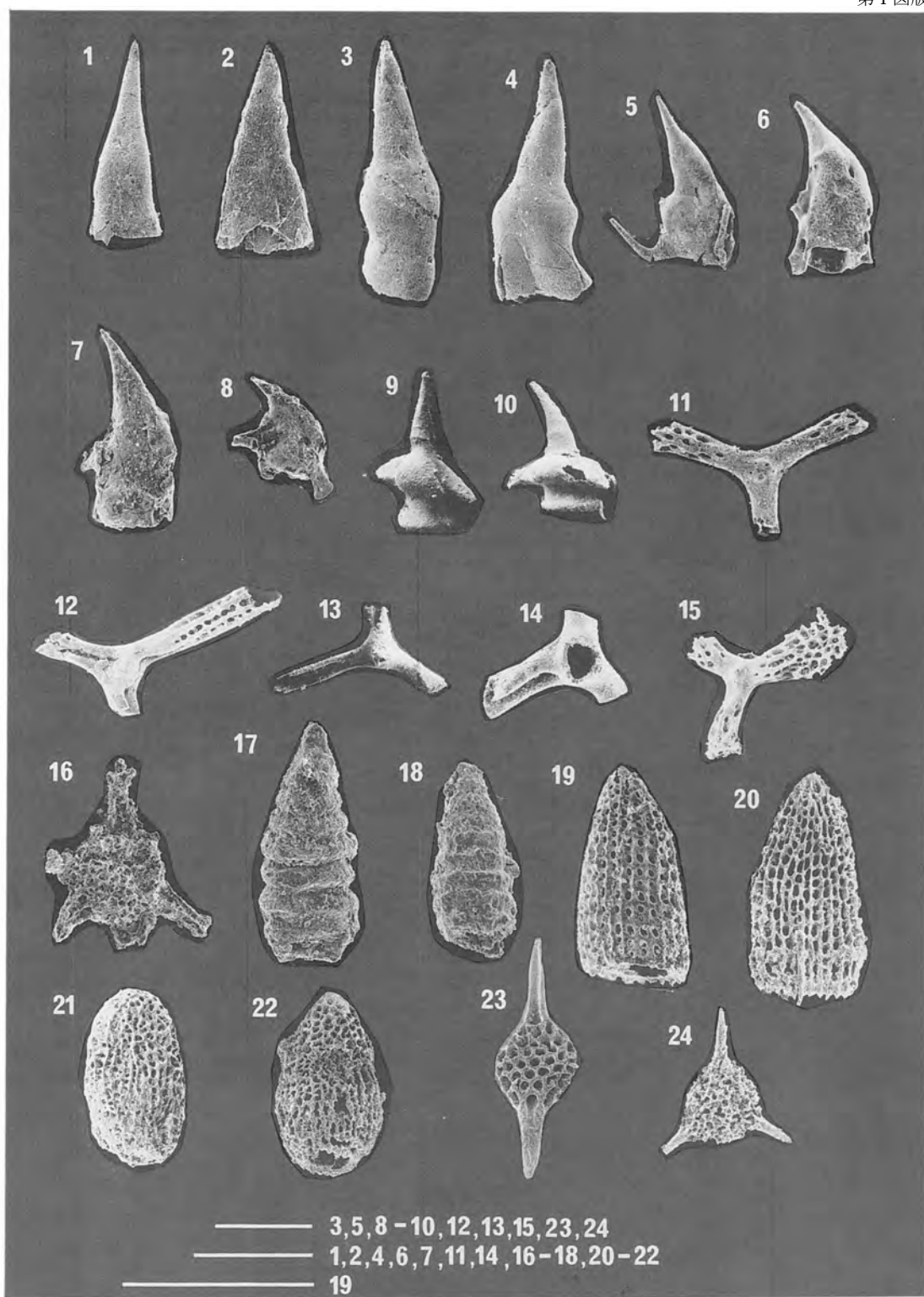
图 版

(第 I 图版 - 第 III 图版)

第 I 図版 秩父累帯黒瀬川帯から産出した放散虫化石

1. *Follicucullus scholasticus* Ormiston & Babcock morphotype I Ishiga
上鷲谷層, 604 (GSJ R 59981)
2. *Follicucullus scholasticus* Ormiston & Babcock morphotype I Ishiga
蕨野層, 572 (GSJ R 59976)
3. *Follicucullus scholasticus* Ormiston & Babcock morphotype II Ishiga
上鷲谷層, 489 (GSJ R 59968)
4. *Follicucullus scholasticus* Ormiston & Babcock morphotype II Ishiga
上鷲谷層, 649 (GSJ R59983)
5. *Follicucullus charceti* Caridroit & De Wever, 上鷲谷層, 604 (GSJ R 59981)
- 6,7. *Alboillemma triouguloris* Ishiga, Kito & Imoto, 上鷲谷層, 603 (GSJ R 59980)
8. *Albailicella* sp., 上鷲谷層, 603 (GSJ R 59980)
- 9,10. *Pseudoalbailicella* aff. *lougicornis* Ishiga & Imoto, 上鷲谷層, 588 (GSJ R 59978)
11. *Deflaudrella* sp., 上鷲谷層, 604 (GSJ R 59981)
12. *Nasarovella* sp., 蕨野層, 572 (GSJ R 59976)
13. *Nazarovispougus* (?) sp., 上鷲谷層, 588 (GSJ R 59978)
14. *Nazarovispougus* (?) sp., 上鷲谷層, 604 (GSJ R59981)
15. *Ishigaum* sp., 上鷲谷層, 604 (GSJ R 59981)
16. *Capuuchosphacra* sp., 片内層, 674 (GSJ R 59984)
17. *Canoplum* sp., 片内層, 674 (GSJ R 59984)
18. *Canoptum* sp., 片内層, 675 (GSJ R 59985)
19. *Cauutus* sp., 片内層, 466 (GSJ R 59967)
20. *Hsuum* sp., 犬鳴層, 917 (GSJ R 60007)
21. *Bagotum* sp., 内田層, 315 (GSJ R 59958)
22. *Bagotum* sp., 犬鳴層, 917 (GSJ R 60007)
23. *Pantanellium* sp., 片内層, 466 (GSJ R 59967)
24. *Tripocyclina* sp., 片内層, 466 (GSJ R 59967)

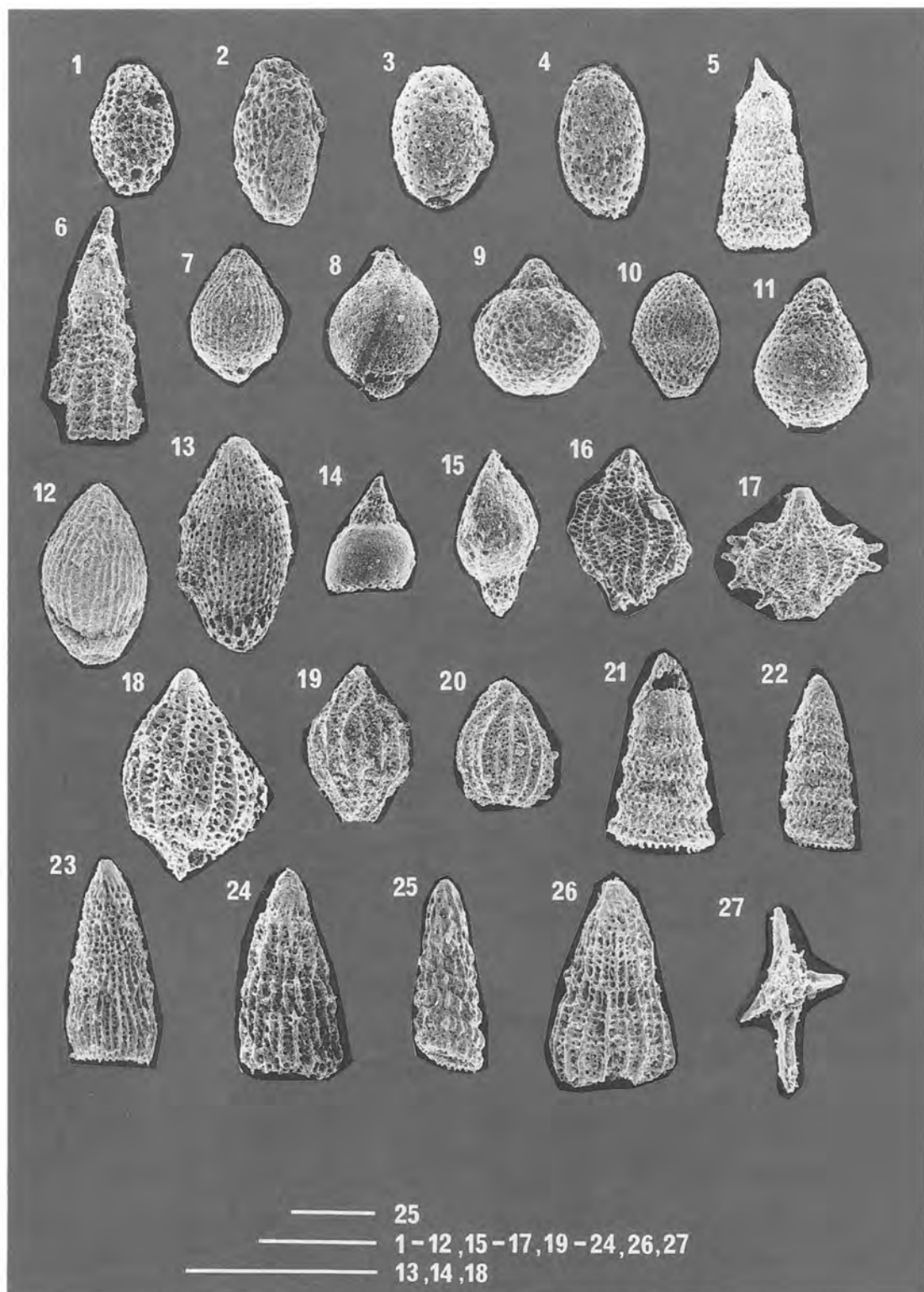
数字は産地番号, () は登録番号, スケールは 100m μ



第II図版 秩父累帯南帯から産出した放散虫化石

1. *Bagotum* sp., 小園層, 199 (GSJ R 59956)
2. *Bagotum* sp., 小園層, 345 (GSJ R 59959)
3. *Archicapsa* sp., 彦ノ内層, 370 (GSJ R 59960)
4. *Archicapsa* sp., 彦ノ内層, 947 (GSJ R 60009)
5. *Laxtorum* (?) *jurassicum* Isozaki & Matsuda, 彦ノ内層, 947 (GSJ R 60009)
6. *Hsuum* (?) *matsuokai* Isozaki & Matsuda, 彦ノ内層, 947 (GSJ R 60009)
7. *Tricolocapsa plicarum* Yao, 彦ノ内層, 950 (GSJ R 60010)
8. *Tricolocapsa fusiformis* Yao, 彦ノ内層, 950 (GSJ R 60010)
9. *Tricolocapsa rusti* Tan Sin Hok, 彦ノ内層, 370 (GSJ R 59960)
10. *Tricolocapsa* sp., 彦ノ内層, 946 (GSJ R 60008)
11. *Stichocapsa convexa* Yao, 彦ノ内層, 370 (GSJ R 59960)
12. *Stichocapsa plicata semiplicata* Matsuoka, 小園層, 199 (GSJ R 59956)
13. *Stichocapsa* sp., 彦ノ内層, 947 (GSJ R 60009)
14. *Eucyrtidiellum nuumaense* Yao, 彦ノ内層, 947 (GSJ R 60009)
15. *Cyrtocapsa mastoidea* Yao, 彦ノ内層, 950 (GSJ R 60010)
16. *Unuma echinatus* Ichikawa & Yao, 彦ノ内層, 370 (GSJ R 59960)
17. *Unuma echinatus* Ichikawa & Yao, 彦ノ内層, 950 (GSJ R 60010)
18. *Protunuma* sp., 彦ノ内層, 370 (GSJ R 59960)
19. *Protunuma* sp., 彦ノ内層, 781 (GSJ R 59995)
20. *Protunuma* sp., 彦ノ内層, 946 (GSJ R 60008)
21. *Dictyomitrella* (?) *kamoensis* Kido, Kawaguchi, Adachi & Mizutani,
彦ノ内層, 950 (GSJ R 60010)
22. *Dictyomitrella* (?) *kamoensis* Kido, Kawaguchi, Adachi & Mizutani,
彦ノ内層, 947 (GSJ R 60009)
23. *Hsuum* sp., 彦ノ内層, 947 (GSJ R 60009)
24. *Hsuum* sp., 彦ノ内層, 950 (GSJ R 60010)
25. *Hsuum* sp., 彦ノ内層, 950 (GSJ R 60010)
26. *Hsuum* sp., 彦ノ内層, 947 (GSJ R 60009)
27. *Zartu* sp., 彦ノ内層, 947 (GSJ R 60009)

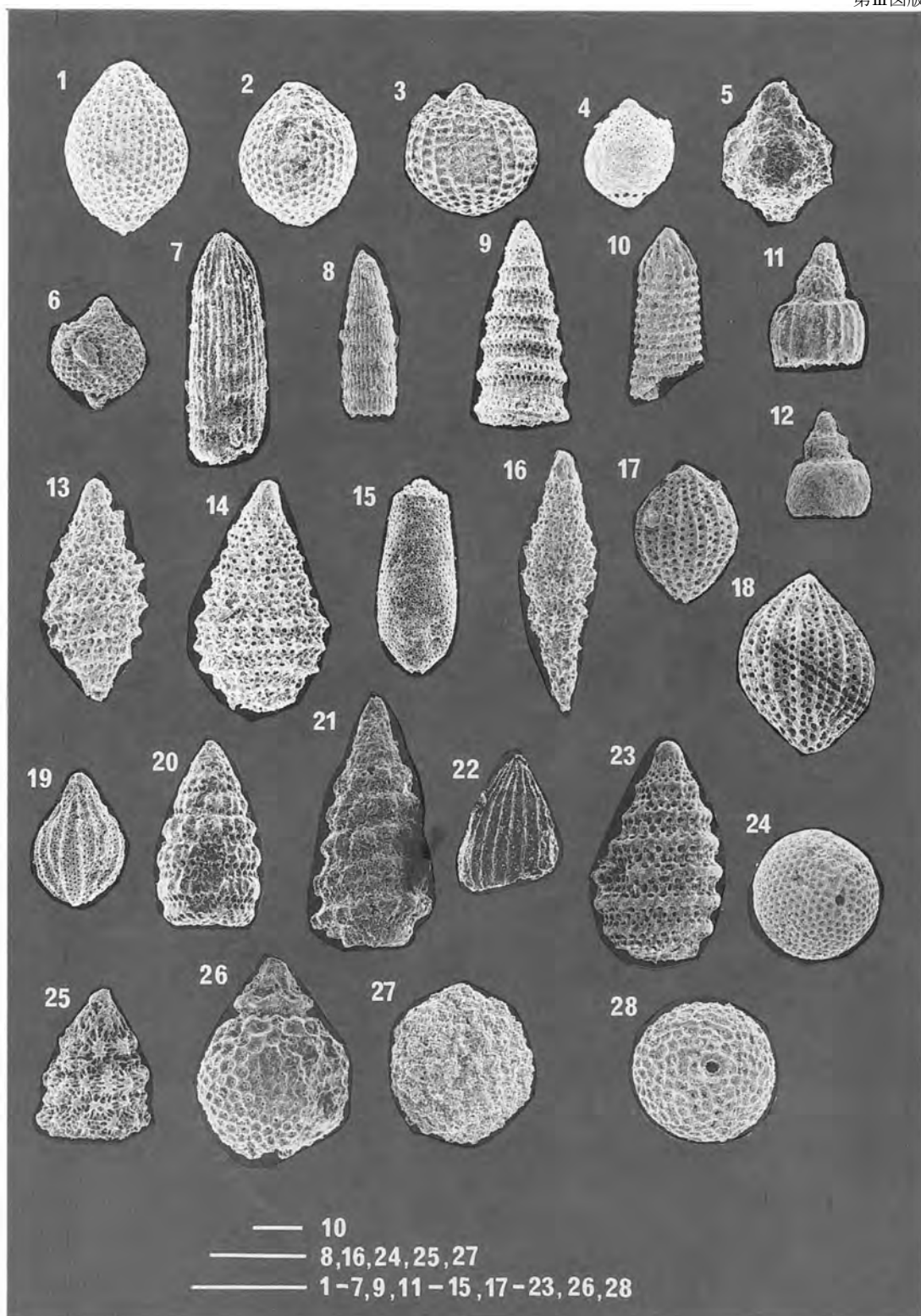
数字は産地番号, () は登録番号, スケールは100m μ



第Ⅲ図版 秩父累帯南帯から産出した放散虫化石

1. *Tricolocapsa plicarum* Yao, 尺間山層, 710 (GSJ R 59986)
2. *Tricolocapsa conexa* Matsuoka, 尺間山層, 423 (GSJ R 59962)
3. *Tricolocapsa tetragona* (Matsuoka), 尺間山層, 423 (GSJ R 59962)
4. *Tricolocapsa fosiformis* Yao, 尺間山層, 722 (GSJ R 59981)
5. *Tricolocapsa rusti* Tan Sin Hok, 尺間山層, 722 (GSJ R 59981)
6. *Willilliedellum* sp., 尺間山層, 722 (GSJ R 59981)
7. *Archaeodictyomitra* sp., 尺間山層, 710 (GSJ R 59986)
8. *Archaeodictyomitra* sp., 尺間山層, 164 (GSJ R 59948)
9. *Dictyomitrella* (?) *kamoensis* Kido, Kawaguchi, Adachi & Mizutani, 尺間山層, 710 (GSJ R 59986)
10. *Ristra altissima* (Rust), 尺間山層, 164 (GSJ R 59948)
11. *Eucyrtidiellum phyctum* Riedel & Sanfillipo, 尺間山層, 710 (GSJ R 59986)
12. *Eucyrtidiellum unumaense* Yao, 尺間山層, 164 (GSJ R 59948)
13. *Parvicingula dhimenaensis* Baumgartner, 尺間山層, 164 (GSJ R 59948)
14. *Parvicingula* sp., 尺間山層, 710 (GSJ R 59986)
15. *Guexella nudata* (Kocher), 尺間山層, 710 (GSJ R 59986)
16. *Eucyrtis* sp., 尺間山層, 164 (GSJ R 59948)
17. *Protunuma ochiensis* Matsuoka, 尺間山層, 164 (GSJ R 59948)
18. *Protunuma ochiensis* Matsuoka, 尺間山層, 710 (GSJ R 59986)
19. *Protunuma* sp., 尺間山層, 423 (GSJ R 59962)
20. *Pseudodictyomitra* cf. *nakasekoi* Taketani, 床木層, 435 (GSJ R 59966)
21. *Pseudodictyomitra* cf. *carpatica* (Lozyniak), 床木層, 432 (GSJ R 59965)
22. *Archaeodictyomitra conica* (Aliev), 床木層, 435 (GSJ R 59966)
23. *Parvicingula boesii* (Parona), 432, (GSJ R 59965)
24. *Holocryptocanium* cf. *barbui* Dumitrica, 床木層, 432 (GSJ R 59965)
25. *Xitus* sp., 床木層, 432 (GSJ R 59965)
26. *Sethocapsa uterculus* (Parona), 床木層, 432 (GSJ R 59965)
27. *Praeconocaryomma* sp., 床木層, 432 (GSJ R 59965)
28. *Holocryptocanium* cf. *barbui* Dumitrica, 床木層, 435 (GSJ R 59966)

数字は産地番号, () は登録番号, スケールは 100 μ



文献引用例

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.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Sakai, A., Teraoka, Y., Miyazaki, K., Hoshizumi, H. and Sakamaki, Y. (1993) *Geology of the Miemachi district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 115p. (in Japanese with English abstract 7p.) .

平成5年2月22日印刷

平成5年2月26日発行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 宮 本 勝 則

印刷所 株式会社エリート印刷

茨城県牛久市柏田町3269

© 1993 Geological Survey of Japan