

55 (521.13) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告
5 万分の 1 地質図幅
鹿児島 (15) 第 25 号

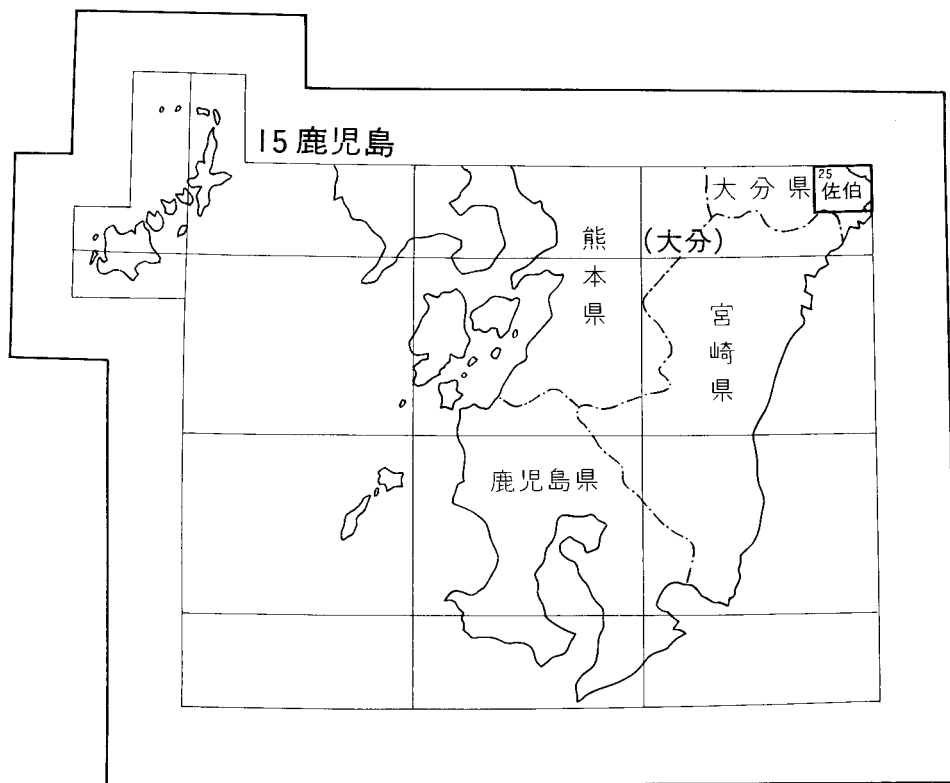
佐 伯 地 域 の 地 質

寺岡易司・奥村公男
村田明広・星住英夫

平成 2 年

地 質 調 査 所

位 置 図



()は1 : 200,000図幅名

目 次

I. 地 形	(奥村公男)	1
II. 地質概説	(寺岡易司)	5
III. 秩父帯中・古生界	(村田明広)	9
III. 1 研究史		9
III. 2 尺間山層		11
III. 3 床木層		18
III. 4 地質構造		21
IV. 四万十帯白亜系—下部四万十層群—	(寺岡易司・奥村公男)	23
IV. 1 研究史		23
IV. 2 佐伯亜層群		26
IV. 2. 1 椎葉層		27
IV. 2. 2 十根川層		29
IV. 2. 3 日の影層		34
IV. 2. 4 堅田層		39
IV. 3 蒲江亜層群		43
IV. 3. 1 槇峰層		43
IV. 3. 2 八戸層		49
IV. 4 産出化石と時代		50
IV. 5 砂岩組成		52
IV. 6 変成作用		58
IV. 7 地質構造		60
V. 第四系	(星住英夫)	66
V. 1 阿蘇火砕流堆積物		66
V. 1. 1 阿蘇-4 A 火砕流堆積物		66
V. 1. 2 阿蘇-4 T 火砕流堆積物		67
V. 2 段丘堆積物		67
V. 3 沖積層		68
V. 4 埋立地		68
VI. 応用地質	(村田明広・奥村公男)	68
VI. 1 マンガン鉱床		69
VI. 2 含銅硫化鉄鉱床		69
VI. 3 水銀鉱床		70
VI. 4 石灰石鉱床		70

VI. 5 粘土鉱床	70
VI. 6 砕石	70
VI. 7 温泉	71
文 献	71
Abstract	74

図・表 目 次

第 1 図 佐伯及び隣接地域の埋谷面図	2
第 2 図 佐伯及び隣接地域の水系図	3
第 3 図 上小倉南東から山梨子付近の山地を望む	4
第 4 図 佐伯城址からの佐伯市街及び大入島の遠望	5
第 5 図 豊後水道周辺の地質構造区分図	7
第 6 図 九州東部秩父帯の地質構造区分図	10
第 7 図 斗賀野・尺間山兩層のチャート・碎屑岩ユニットの模式柱状図	11
第 8 図 尺間山層の層状チャート	12
第 9 図 尺間山層の砂岩泥岩互層	12
第 10 図 彦岳チャート層と網代石灰岩・塩基性火山岩層の分布	13
第 11 図 網代石灰岩・塩基性火山岩層の中のオーライト	15
第 12 図 網代石灰岩・塩基性火山岩層の凝灰角礫岩	15
第 13 図 佐伯地域の秩父帯におけるコノドント・放散虫化石産地	16
第 14 図 床木層の石灰岩チャート互層	19
第 15 図 床木層の枕状溶岩	19
第 16 図 石灰岩礫を含む床木層の塩基性火山岩	20
第 17 図 床木層の含礫泥岩	20
第 18 図 白谷付近の秩父・四万十両帯境界部を西方の尾根から望む	22
第 19 図 佐伯地域の地質構造区分図	24
第 20 図 四万十帯白亜系柱状図作成位置図	25
第 21 図 佐伯亜帯中部の椎葉層及び十根川層柱状図	26
第 22 図 褶曲した椎葉層の泥岩砂岩薄互層	28
第 23 図 椎葉層の泥岩砂岩薄互層	28
第 24 図 佐伯亜帯北部の椎葉層柱状図	29
第 25 図 椎葉層の泥岩	30
第 26 図 椎葉層の泥岩上に重なる十根川層の砂岩	30
第 27 図 十根川層の砂岩	31
第 28 図 佐伯亜帯北部の十根川層柱状図	31

第 29 図	佐伯亜帯北縁部の十根川層柱状図	32
第 30 図	十根川層の細礫岩	33
第 31 図	日の影層柱状図	34
第 32 図	日の影層の泥岩	35
第 33 図	日の影層の酸性凝灰岩	35
第 34 図	日の影層に挟在する赤色の層状チャート	36
第 35 図	第 34 図に示す赤色層状チャート付近の日の影層図柱状図	36
第 36 図	日の影層中に見られる上方粗粒化の岩相変化	37
第 37 図	同斜褶曲をなす日の影層の泥岩砂岩薄互層	38
第 38 図	大入島の日の影層及び堅田層柱状図	38
第 39 図	佐伯亜帯南部の堅田層柱状図	39
第 40 図	堅田層の砂岩中に挟在する泥岩砂岩薄互層	40
第 41 図	堅田層の厚層理砂岩	40
第 42 図	佐伯亜帯南縁部の堅田層柱状図	41
第 43 図	堅田層の砂岩層下底に見られる大型のフルートカスト	42
第 44 図	泥質基質中に泥岩砂岩互層のブロックが含まれる堅田層のスランプ堆積物	42
第 45 図	砂岩及び泥岩砂岩薄互層のブロックからなる堅田層のスランプ堆積物	43
第 46 図	蒲江亜帯における槇峰・八戸両層の分布と地域区分	44
第 47 図	槇峰層柱状図	45
第 48 図	槇峰層の泥岩中の砂岩レンズ	45
第 49 図	槇峰層の泥質千枚岩と凝灰質千枚岩	46
第 50 図	槇峰層のチャートと赤色泥岩からなる海岸の急崖	46
第 51 図	層状チャートとその上位に重なるチャート赤色泥岩互層	47
第 52 図	槇峰層の枕状溶岩の産状	48
第 53 図	槇峰層の枕状溶岩とその上位に重なるチャート・泥岩	48
第 54 図	八戸層柱状図	49
第 55 図	佐伯及び隣接地域の四万十帯における放散虫化石産地	51
第 56 図	佐伯及び隣接地域の四万十帯白亜系砂岩の石英-長石-岩片図	53
第 57 図	佐伯及び隣接地域の四万十帯における長石質砂岩と石質砂岩の分布	54
第 58 図	佐伯及び隣接地域の四万十帯白亜系砂岩におけるカリ長石と斜長石の量的関係	56
第 59 図	佐伯及び隣接地域の四万十帯白亜系砂岩のカリ長石/長石比	57
第 60 図	九州四万十帯北東部の変成分帯	58
第 61 図	佐伯及び隣接地域における特徴的な変成鉱物の分布	59
第 62 図	十根川層の砂岩に見られるぶどう石-方解石-石英細脈	60
第 63 図	佐伯地域の四万十帯地質構造図	61
第 64 図	堅田層中の断層	62

第 65 図	椎葉層の泥岩と十根川層の砂岩を画する断層	62
第 66 図	明瞭な級化層理を示す堅田層の砂岩と泥岩砂岩薄互層	63
第 67 図	日の影層の泥岩砂岩薄互層からなる背斜構造	65
第 68 図	弥生町江良付近の断層地形	65
第 1 表	佐伯地域の地質総括表	6
第 2 表	佐伯地域の尺間山・床木両層産放散虫化石	17
第 3 表	佐伯及び隣接地域の四万十帯白亜系産放散虫化石	52-53
第 4 表	佐伯及び隣接地域の四万十帯白亜系砂岩の平均組成	55
第 5 表	直川温泉の化学組成	71
Fig. 1	Tectonic framework of the Saiki District and adjoining areas	75
Table 1	Summary of the geology of the Saiki District	76

佐伯地域の地質

寺岡易司*・奥村公男**

村田明広***・星住英夫†

佐伯地域の地質研究は、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。野外調査は昭和62・63の両年度にわたって行われ、秩父帯の中・古生界を村田、四万十帯の白亜系を寺岡と奥村、第四系を星住が担当した。白亜紀放射虫化石の同定は、近畿・中部地域地質センターの栗本史雄技官による。なお、四万十帯の調査には短期間ながら地質部の宮崎一博技官も参加した。報告書執筆の分担は次のとおりであり、寺岡が全体の調整を行った。

- | | |
|-------------|-----------|
| I. 地形 | 奥村 |
| II. 地質概説 | 寺岡 |
| III-V. 地質各説 | 上記の各調査担当者 |
| VI. 応用地質 | 村田・奥村 |

本研究に際し、秩父帯中・古生界から産出した放射虫化石は新潟大学の松岡 篤講師に、コノドント化石は横浜国立大学の小池敏夫教授に、紡錘虫化石は名古屋大学の小沢智生助教授にそれぞれ同定していただいた。大分県商工振興課の稻積英明参事からは休廃止鉱山に関する資料の提供を受け、また佐伯市商工観光課の方々には野外調査の便宜をはかっていただいた。上記の諸氏に対し深く感謝する。

研究に用いた岩石薄片の作成は、地質標本館の宮本昭正・佐藤芳治・野神貴嗣及び木村 朗の各技官による。

I. 地 形

(奥村公男)

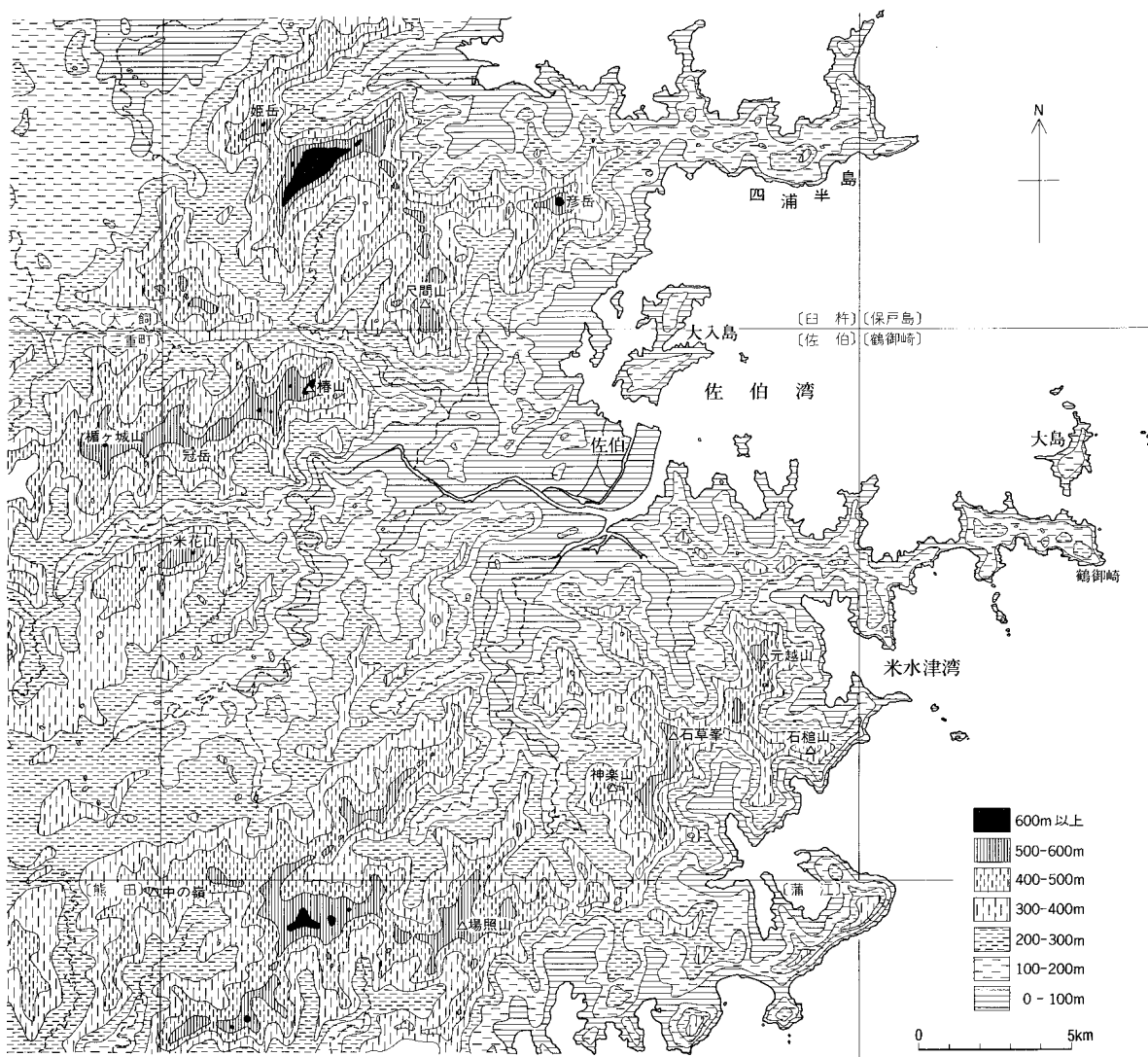
佐伯地域は^{さいき}大分県南東部に位置し、北東隅に^{さいき}佐伯湾が、南東隅には^{よのうづ}米水津湾の一部が入る。九州を北東-南西に横断している九州山地が豊後水道に達した地域であり、山地が海岸に迫り、急崖に縁取られた海岸線が複雑に入り組んだりアス海岸を形成している。豊後水道に面した海岸部は日豊海岸国定公園に、佐伯湾に面した海岸部は豊後水道大分県立自然公園に指定されている。

行政的には、本地域の中央部に佐伯市があり、それを取り巻いて^{のつ}弥生町、^{ほんじょう}野津町、^{かまえ}本匠村、直川村、^{よのうづ}蒲江町、^{つるみ}米水津村、鶴見町が含まれる。

地質的には西南日本外帯の秩父帯と四万十帯にまたがり、主に中・古生界からなる。

佐伯及び隣接地域の埋谷面図を第1図に示す。この図から分かるように、北東隅と南東隅の海域を除

* 首席研究官, ** 地質部, *** 東京大学 (昭和62-63年併任), † 九州地域地質センター



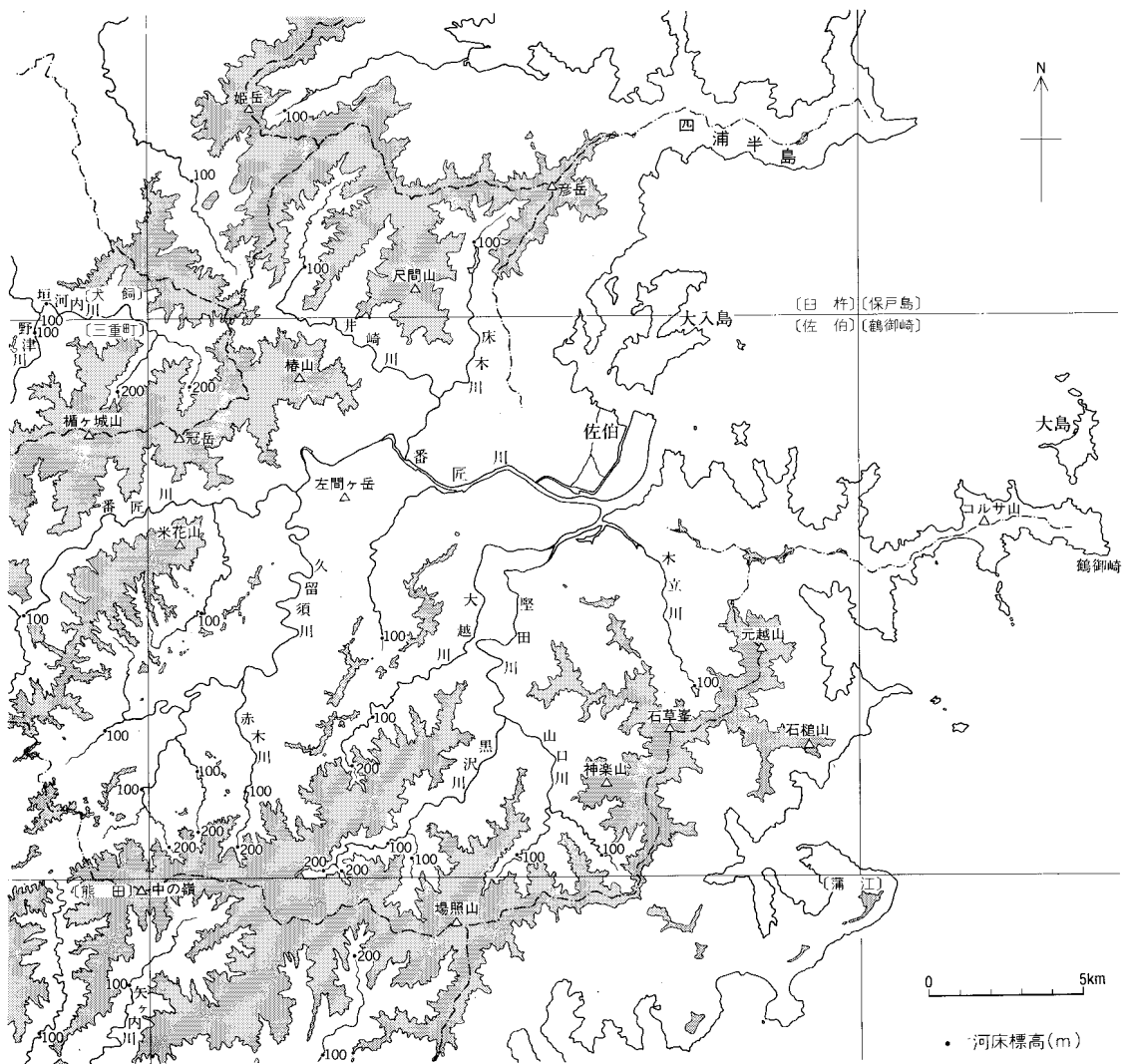
第1図 佐伯及び隣接地域の埋谷面図
5万分の1地形図を用い、幅500m未満の谷を埋めた。[]内は5万分の1地形図名

く本地域は地形の上で次のように区分できる。

- はいだて
佩楯山地
- ばんしょう
番匠川低地
- ぼでり
場照山地

これらの山地と低地は、地質構造を反映し、北東—南西あるいは東北東—西南西に延びている。

本地域の河川は大部分が番匠川水系に属する。番匠川は、上流から久留須川、床木川、堅田川、木立川などの支流を集め、本地域中央部を西から東に流れて、佐伯湾に流れ込む（第2図）。本地域北西隅の一部は佩楯山地の主稜線の北側に当り、大野川水系に属す。



第2図 佐伯及び隣接地域の水系図
 [] 内は5万分の1地形図名

佩楯山地は北隣^{ようら}臼杵地域で海に突出し四浦半島を、場照山地は東隣^{つるみぎ}の鶴御崎の半島を形成している。これらの半島は多くの場所で急崖に縁どられ、複雑に出入りするリアス海岸となっている。大入島は本地域で一番大きい島であり、佐伯港から約1 kmの佐伯湾上に浮かぶ。これらの半島や島の地形はいずれも北側が緩く、南側が急である。こうした地形の違いは、地層が北に傾斜し、ケスタ地形を呈しているためである。

佩楯山地

本地域の北西部を占め、九州山地の最東端部に当たる。佩楯山は西隣三重町地域にあって、標高753.8 mである。東方延長は北隣臼杵地域の南部を経て四浦半島に続く。本地域では椿山の658.8 m

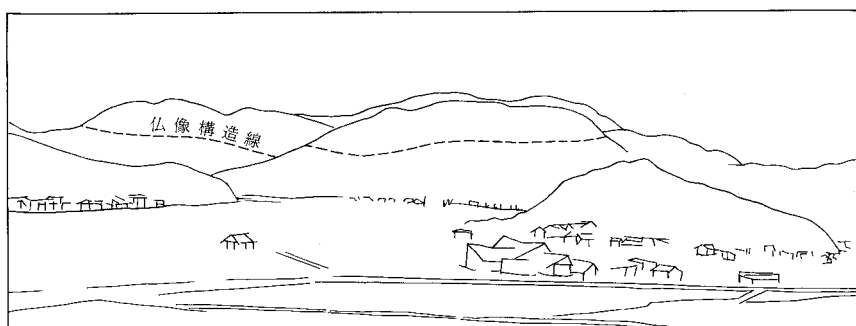
が最高標高点である。この山地は秩父帯に属し、チャートや砂岩が多く、この山地を横切る井崎川の両岸には急崖が続く。山地の南縁は仏像構造線の位置にほぼ一致する（第3図）。

番匠川低地

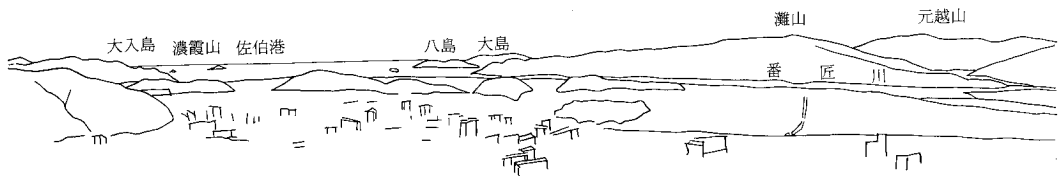
番匠川とその支流沿いに開けた東西に延びた小規模な平地で、地域の西部では標高 200 m 程度、東方に向かって標高を下げ、佐伯湾に接する河口で幅 7 km の平地ができています。この低地には四万十帯白亜系が広く露出し、これを第四紀の段丘堆積物、阿蘇火砕流堆積物及び沖積層が覆っている。佐伯市街と番匠川の間に残丘ができており、そこにも白亜系が露出している（第4図）。河口の付近は広く沖積層が分布するとともに、埋立が進み港や工業団地が作られている。

場照山地

この山地は南隣蒲江地域の場照山（標高 661 m）から東方に延び、佐伯地域内では陸地岬（^{からじ}540.6 m）・石草峯（579.7 m）・元越山（581.5 m）に連なり、更に東に延びて鶴御崎の半島につながる。場照山地も四万十帯白亜系からなり、稜線の北側の河川は番匠川水系に属し、南側の河川はどれも小規模で、直接海に注ぐ。



第3図 上小倉南東から山梨子付近の山地を望む
仏像構造線は秩父帯と四万十帯の境界をなす断層



第4図 佐伯城址からの佐伯市街及び大入島の遠望

島嶼

本地域の島嶼のうち、最大のものは佐伯湾内の大入島であり、南北約4km、東西3kmである。この島は南北方向の中央部で幅約200mにくびれており、本地域には南半部だけが入る。最高標高点は島の南部の三角点193.5mであり、海岸沿いにはわずかの平地があり、集落ができています。大入島以外の島は小さいが、面積の割に標高が高く、八島（標高98.0m）、片白島（45m）、三栗島（23m）、竹ヶ島（22.6m）などは周囲を急崖で取り囲まれている。いずれも無人島である。

II. 地質概説

(寺岡易司)

佐伯地域は九州の東端部に位置し、西南日本外帯の秩父・四万十両帯にまたがる。秩父帯と四万十帯は北傾斜の大規模な衝上断層である仏像構造線によって画され、秩父帯には中・古生界が分布する。一方、四万十帯には下部四万十層群（四万十累層群中の白亜系部分）が広く露出する。これらのほか、河川や海岸沿いには第四紀の阿蘇火砕流堆積物・段丘堆積物及び沖積層が断片的に分布する。第1表に本

第1表 佐伯地域の地質総括表

構造区分		秩父帯		四万十帯北帯			岩相						
		南部 三宝山帯	南縁部 三宝山帯	佐伯亜帯		蒲江亜帯							
時代			北半部	南半部									
	新生代	第四紀	完新世	沖積層			礫, 砂, シルト及び粘土 礫, 砂, シルト及び粘土 普通輝石含有紫蘇輝石普通角閃石 アイサイト						
更新世		阿蘇火砕流堆積物											
中生代	白亜紀	後期	宇津々断層	仏像構造線	佐伯亜帯群 堅田層 日の影層	八戸層 槇峰層	砂岩, 砂岩泥岩互層を伴う 千枚岩, 泥岩及び泥岩砂岩互層, 砂岩・塩基性火山岩・チャートを伴う						
								前期	佐伯亜帯群 十根川層 椎葉層	塚原断層	含礫泥岩, 塩基性火山岩, 石灰岩及びチャート		
		ジュラ紀										榎野断層	チャート, 砂岩及び砂岩泥岩互層, 珪質泥岩・泥岩・礫岩・酸性凝灰岩・塩基性火山岩・石灰岩を伴う
		古生代						二疊紀					

----- 断層 ~~~~~ 不整合

地域における層序の概要を示す。

本地域の北西隅を占める秩父帯は、宇津々断層を境として、北側の南部三宝山帯と南側の南縁部三宝山帯とに区分され（第5, 6図）、これらにはそれぞれ尺間山層と床木層が分布する。

尺間山層は主としてチャート・砂岩及び砂岩泥岩互層からなり、珪質泥岩・泥岩・塩基性火山岩・石灰岩・礫岩及び酸性凝灰岩を伴う。本層の基本的層序は、チャートを主とする地層上に碎屑岩層が重なるもので、珪質泥岩はチャートの直上にくる。このようなチャート・碎屑岩ユニットは最大 500 m の層厚を持ち、北傾斜の断層によって繰り返し露出し、北東-南西方向の带状構造を示す。尺間山層産化石としては、石灰岩から二疊紀中期の紡錘虫とコノドント、チャートから二疊紀-三疊紀後期のコノドント及び三疊紀-ジュラ紀中期の放散虫、珪質泥岩からジュラ紀前-中期の放散虫、泥岩からはジュラ紀

系)、南帯には上部四万十層群(古第三系-下部中新統)が分布し、地層の時代・層相・構造などにより、両帯は幾つかの亜帯に細分される。

佐伯地域は大部分が四万十帯北帯に属し、佐伯・蒲江両亜帯にまたがる。そして、本地域の下部四万十層群は、下位の佐伯亜層群と上位の蒲江亜層群に大別され、これらはそれぞれ佐伯亜帯と蒲江亜帯に分布し、塚原断層で画されている。

佐伯亜層群は、下位から上位へ、椎葉・十根川・日の影及び堅田の4層からなる。椎葉・日の影両層は泥岩を主とする地層であり、一方、十根川層と堅田層では砂岩が卓越する。これらのうち、椎葉層と十根川層及び日の影層と堅田層はそれぞれ整合関係で接し、前2者は檜野断層の北側に、後2者はその南側に露出する。佐伯亜層群のほとんど大部分は砂岩・泥岩及びこれらの互層からなるが、層準によっては礫岩・赤色泥岩・珪質泥岩・チャート及び酸性凝灰岩も見られる。泥岩や酸性凝灰岩から産する放散虫化石によると、椎葉・十根川両層はバラングニアン-バレミアン(下部白亜系中部)、日の影・堅田両層はセノマニアン(上部白亜系下部)にそれぞれ対比される。ただし、直川断層以南の椎葉・利根川両層の時代は不明であり、これらは同断層以北のものより若い可能性もある。日の影層中にごくまれに挟在するチャート及び赤色泥岩の中には、白亜紀前期中頃を示す放散虫化石を産するものがあり、これらはおそらく異地性岩体であろう。

蒲江亜層群は、泥質岩に富み、さまざまな形・大きさの塩基性火山岩・チャート・赤色泥岩・石灰岩などの岩体を含む下位の槇峰層と、砂岩の卓越する上位の八戸層とからなる。なお、本地域では両層は断層関係にあり、槇峰層の泥質岩には含礫泥岩と称すべきものが多く、部分的には千枚岩化している。本亜層群でも2,3の層準に礫岩が挟在し、槇峰層ではごくまれに酸性凝灰岩が見られる。化石としては、槇峰層の泥質岩からサントニアン-カンパニアン中頃を示す放散虫が得られており、チャートや赤色泥岩からは白亜紀前期-後期初頭の放散虫を産する。産状や化石から判断すると、槇峰層に含まれる前記の岩体は異地性のものであろう。ただし、塩基性凝灰岩の薄層が泥質岩と整合的に交互している場合もあり、塩基性火山岩の一部が砕屑岩の堆積とほぼ同時期の火山活動の産物とみなされる。八戸層からはまだ化石が得られていないので、その詳しい時代は不明であるが、少なくとも蒲江亜層群が白亜紀後期後半の堆積物であることは確かである。

佐伯亜層群と蒲江亜層群は時代を異にするだけでなく、砂岩組成・広域変成の度合・地質構造などの点でも違いが認められる。すなわち、佐伯亜層群は長石質砂岩、蒲江亜層群は火山岩片に富む石質砂岩でそれぞれ特徴づけられ、変成度の上では前者がぶどう石-パンペリー石帯にはいるのに対し、後者はぶどう石-パンペリー石帯とアクチノ閃石帯の両方にまたがる。佐伯・蒲江両亜層群とも北東-南西方向の走向断層で寸断され、地層の繰り返しが頻繁で、北傾斜を示すのが普通であるが、地層や断層の傾斜は佐伯亜層群の方が概して大きく、また褶曲構造も比較的よく見られる。仏像構造線は30-45°Nの傾斜を持つ断層であり、北側の秩父帯と南側の四万十帯では層相や構造方向の点で著しい違いがあるので、その位置は明確である。

これまで述べてきたように、佐伯地域には秩父帯から四万十帯にかけ、二疊系-白亜系が分布しているわけで、地層の時代は南の地帯ほど若くなり、地層の主要堆積場が時代とともに北から南へ段階的に移っていったことが分かる。四万十帯においては、佐伯亜帯北半部の椎葉層と十根川層、同南半部の日

の影層と堅田層及び蒲江亜帯の槇峰層と八戸層がそれぞれペアーをなし、それらが時代を異にする別個の大規模な上方粗粒化層を形成している。

佐伯地域では第三系を欠き、更新世の阿蘇火砕流堆積物や段丘堆積物が中・古生界を覆って主要河川に沿って断片的に分布する。前者は約7万年前に阿蘇火山から噴出した大規模な火砕流堆積物（阿蘇-4）であって、紫蘇輝石含有紫蘇輝石普通角閃石デイサイト質の溶結凝灰岩及び非溶結のガラス火山灰や軽石からなる。段丘堆積物は礫・砂・シルト・粘土からなり、阿蘇火砕流堆積物と接する場合はその上位にくる。以上のほか、第四系としては礫・砂・シルト及び粘土からなる沖積層があり、これは河川や海岸沿いの低地に分布し、佐伯の市街地付近ではかなりの面積を占める。

III. 秩父帯中・古生界

(村田明広)

九州の秩父帯は北縁を臼杵-八代構造線、南縁を仏像構造線で画されており、その構造区分は研究者によって異なる。本報告ではMURATA (1981) に従い、秩父帯を黒瀬川帯と三宝山帯に大きく2分し、後者を北部・南部及び南縁部三宝山帯に細分する（第6図）。佐伯地域においては、その北西隅に南部三宝山帯と南縁部三宝山帯が帯状に配列し、北東-南西方向に延びている。そして、南部三宝山帯には尺間山層、南縁部三宝山帯には床木層が分布する。

III. 1 研究史

九州東部の三宝山帯の研究は山上 (1896) の20万分の1地質図幅「大分」に始まる。大分県 (1951) の20万分の1大分県地質図には、この地帯における岩相分布の大綱が示され、それについての記述は大分県総務部企画調査課編 (1951) にある。なお、秩父・四万十両帯の境界をなす仏像構造線は津井-夏木山線として図示されてる。

藤井 (1954) は三重町地域以東の秩父帯中・古生界の層序・構造について報告した。それによると、津久見石灰岩分布域より南の地帯は、チャート・砂岩の卓越する明治帯と石灰岩の多い中野帯に区分され、両帯の境界は宇津々構造線とされた。仏像構造線は中野帯の南縁をなす津井-床木-白谷-板屋構造線として示されている。藤井 (1954) は明治帯の石灰岩から二畳紀の紡錘虫を見だし、この地帯の地層を古生層とした。また、中野帯は九州西部八代地域の神・瀬帯に対比し、化石未発見ながらそこに分布する地層も古生層とみなした。

佐伯地域の三宝山帯研究は、大分県 (1951, 1958, 1971) と藤井 (1954) によるものだけである。しかし、九州東部の三宝山帯に関しては、海岸沿いに好露頭がある臼杵地域で多くの重要な研究が行われ

にし、津久見から四浦半島にかけて、四国中央部の三宝山帯（松岡，1984）におけると同様、北から南に向かって少しずつ砕屑岩の時代が若くなる極性があることを明らかにした。西（1989）も同じ地域でこのことを確認し、更に堆積時の断層や褶曲について解析を行った。

III. 2 尺間山層 (Sc, Ss, Sb, SlS, Sm, cg)

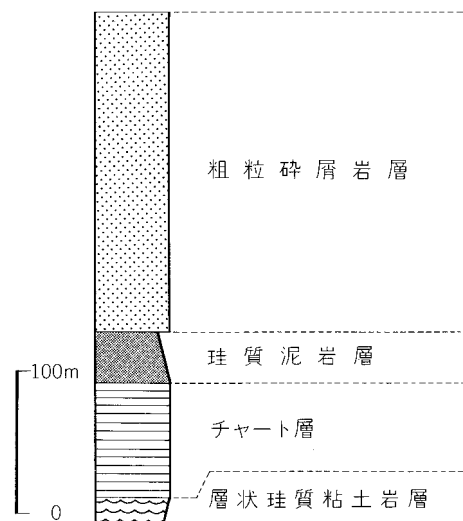
尺間山層という地層名は神戸・寺岡（1968）が北隣の白杵地域における藤井（1954）の明治帯古生層南半部に対して与えたものである。神戸・寺岡（1968）は明治帯北半部の地層を彦ノ内層と呼んで尺間山層と区別したが、両層はチャートの量は異なるものの同じ岩相であり、時代もほとんど重なるため、本報告では一括して尺間山層と呼ぶことにする。尺間山層は南部三宝山帯に分布し、北側の津久見石灰岩層と白岩山衝上断層（MURATA, 1981）で、南側の床木層とは宇津々断層（藤井，1954）でそれぞれ画される。

尺間山層は主としてチャート・砂岩・砂岩泥岩互層からなり、泥岩・珪質泥岩・礫岩・酸性凝灰岩を伴う。まれに石灰岩や塩基性火山岩からなる地層が含まれる。

尺間山層はチャート・珪質泥岩・砂岩または砂岩泥岩互層という一連のチャート・砕屑岩ユニット（松岡，1984）の特徴を持つ（第7図）。泥岩・礫岩は砕屑岩部に含まれる。珪質泥岩はチャートの直上に載る。しかし、それは層厚が薄く浸食に弱いため、露出が悪い場合には確認することができないが、ほとんどのチャートに伴われていると考えられる。また、本地域では確認していないが、他地域の結果によると、三疊紀前期には珪質粘土岩がチャートに挟まれていると考えられる。このチャート・砕屑岩という一連の層序を持った地層が北傾斜の衝上断層で繰り返し分布するため、チャートと砂岩または砂岩泥岩互層とが交互に広く分布することになる。

尺間山層の層厚は最大 500 m に達する。

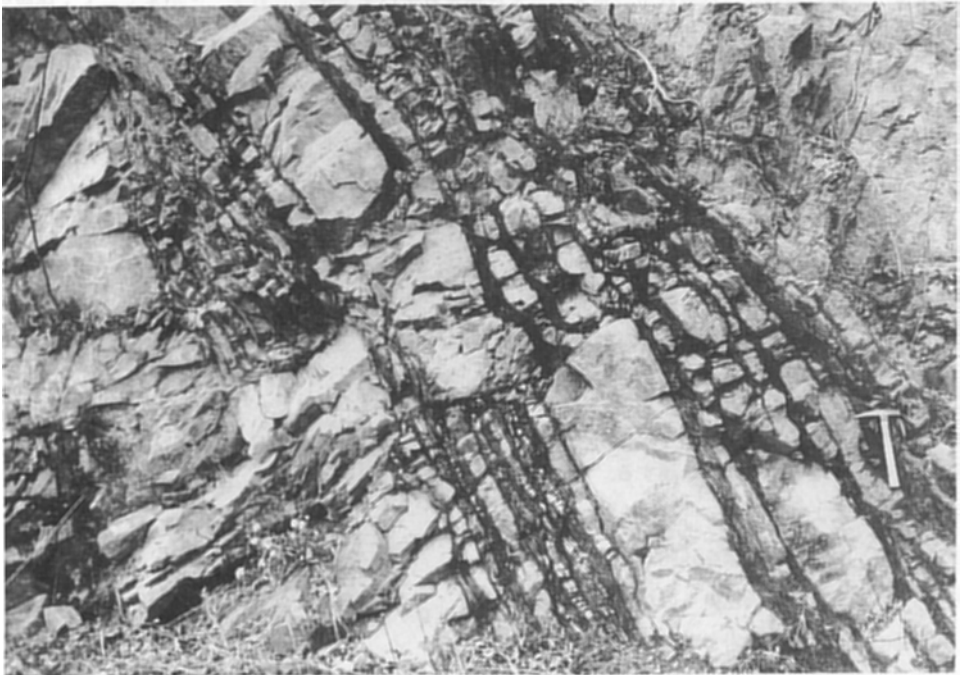
チャートは灰白・青灰・灰緑・赤などさまざまな色を呈する放散虫層状チャートである（第8図）。チャートの層厚は数mから最大 150 m に達するが、チャート層内でも断層や褶曲による繰り返しがあるため、実際はかなり薄いと考えられる。冠岳から中ノ谷峠東方にかけては、連続性のよい厚いチャート層が分布し、これは更に北東の白杵地域内の彦岳に達する。これは藤井（1954）により彦岳チャート層と呼ばれたものであり、マンガン鉱床を胚胎している（第10図）。珪質泥岩は緑灰色のものが多く、放散虫を多量に含み、放散虫岩と呼べるようなものである。珪質泥岩は数 m から数 10 m の層厚を持ち、淡青-灰白色でラミナを持つ酸性凝灰



第7図 斗賀野・尺間両層のチャート・砕屑岩ユニットの模式柱状図
松岡（1986）による



第8図 尺間山層の層状チャート（本匠村宇津々北西1.5km）



第9図 尺間山層の砂岩泥岩互層（本匠村白谷北西1.5km）

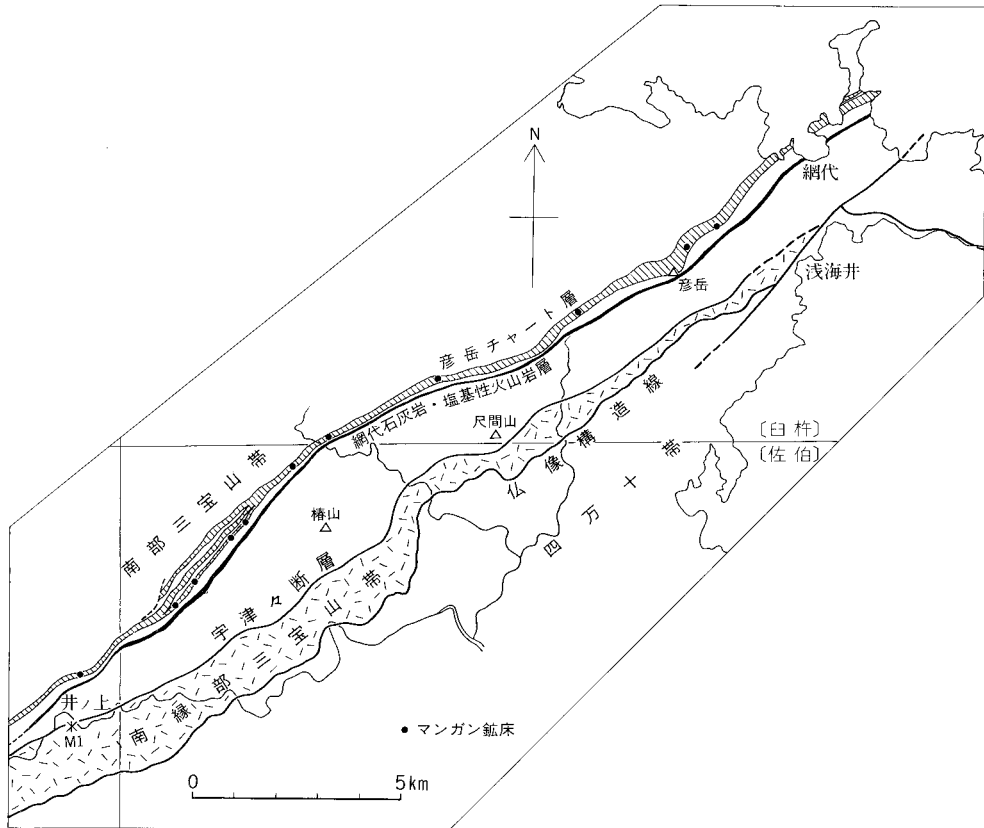
岩を伴うことがある。

砂岩は暗灰-灰色を呈する中-粗粒・塊状の長石質砂岩である。砂粒はかなり角ばり、淘汰が悪い。砂岩のモードについてはIV.5で述べる。

泥岩は黒色で砂質のラミナを挟むことがあり、まれに放散虫を産する。砂岩泥岩互層は2 cm-数10 cmの砂岩層と1-30 cmの泥岩層とが互層するもので、砂岩は上述の塊状のものと同じ性質を持つ(第9図)。砂岩泥岩互層中の砂岩にはしばしば級化層理がみられる。砂岩・砂岩泥岩互層を主とする地層の全体の厚さは最大400 mに達する。

礫岩は尺間山層中の少なくとも2層準にあり、垣河内南方から中ノ谷峠東方にかけ砂岩に挟まれて分布する。中ノ谷峠南方750 mの林道沿いの礫岩は厚さが50 mある。礫はチャート・石灰岩・泥岩・砂岩などからなり、径30 cm以下で比較的角ばっており、基質は砂岩である。

尺間山層は基本的にはチャートと碎屑岩の組合せからなるが、石灰岩・塩基性火山岩からなる地層もあり、^{おなから}小半北方から中ノ谷峠東方にかけ彦岳チャート層の南側に分布する(第10図)。本報告ではこの地層を網代石灰岩・塩基性火山岩層と呼ぶ。本層の臼杵地域における分布は藤井(1954)や神戸・寺岡



第10図 彦岳チャート層と網代石灰岩・塩基性火山岩層の分布
西縁部のM1はコノドントの産地、マンガン鉱床の分布は吉村(1952, 1969)による

(1968)に示されている。佐伯地域ではこの地層は厚さ 20-100 m であるが、きわめてよく連続する。白杵地域でもこの層準を横断するすべての調査ルートで確認でき、その薄さにもかかわらず三重町地域東部から白杵地域にかけ 25 km にわたって追跡できる。したがって、本報告では網代石灰岩・塩基性火山岩層を一つの層序単位として扱うが、松岡 (1986) や西 (1989) は本層を構成する石灰岩・塩基性火山岩を礫とみなしている。

網代石灰岩・塩基性火山岩層の南縁は断層で画され、砂岩層と接すると考えられる。小半北方の川沿いの露頭では、本層は薄いチャート層に覆われ、その北側に小規模な断層を介して上位のジュラ紀の珪質泥岩と接する。そしてこの珪質泥岩は砂岩及び砂岩泥岩互層に覆われる。網代石灰岩・塩基性火山岩層は、前述のチャート・碎屑岩ユニットのチャート同様に碎屑岩層に覆われていた可能性があり、その場合には他で見られたような厚い三畳紀のチャート層を欠くことになる。なお、神戸・寺岡 (1968) は石灰岩は塩基性火山岩よりも下位であると述べたが、むしろ上位に位置することのほうが多い。

石灰岩は灰白色でスパーライト質のものが多く、海百合の破片などを含む。冠岳東方 1.1 km の尾根上ではオーライト (oolite) に富む石灰岩が見られる。佐伯地域の三宝山帯の岩石は一般に変形の程度はきわめて弱いが、このオーライトは変形しており、短軸と長軸の軸比が 1 : 2 に達する (第 11 図)。まれに石灰岩とチャートが互層する場合がある。

塩基性火山岩は、溶岩・凝灰角礫岩・凝灰岩からなる。溶岩の中には枕状構造を持つものやアミグデュール組織を持つものがある。斑晶としては単斜輝石・かんらん石 (仮像)・斜長石などが多く、まれにチタン輝石も含まれる。凝灰角礫岩には石灰岩の礫を多量に含むものがある (第 12 図)。

尺間山層のチャートからは、以下のような二畳紀 (Locs. 5, 19) 及び三畳紀中-後期 (Locs. 2, 11, 15, 18) のコノドントを産する。なお、化石産地は第 13 図に示してある。

Loc. 5 *Neogondolella* sp. (Permian type)

Loc. 19 *Neogondolella* sp. (Permian type), *Anchignathodus* sp.

Loc. 2 *Epigondolella bidentata* MOSHER

Loc. 11 *Neogondolella foliata* (BUDUROV)

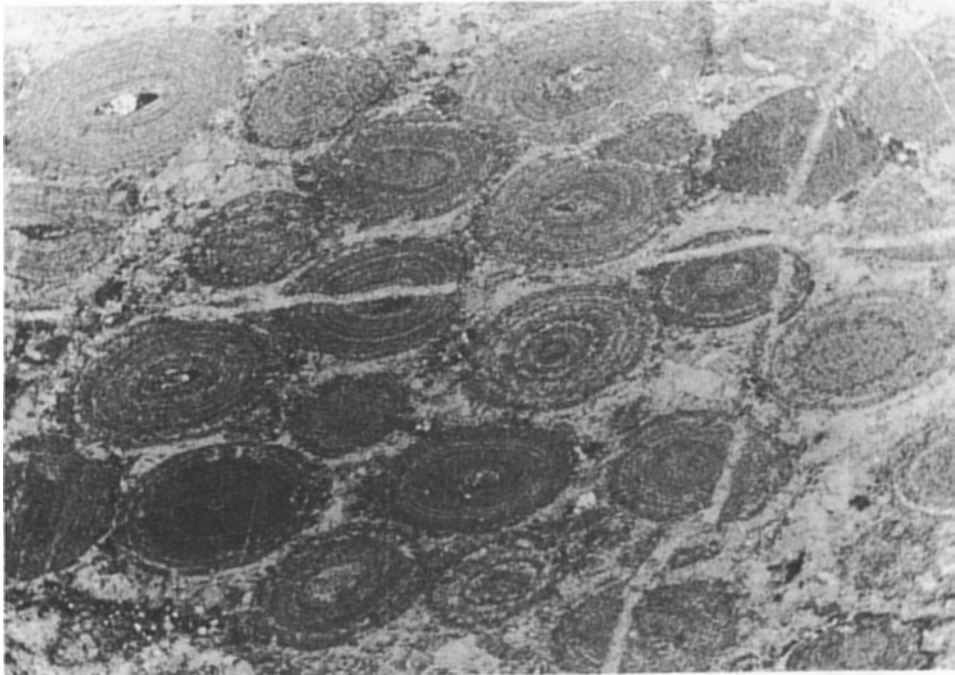
Loc. 15 *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE)

Loc. 18 *Epigondolella bidentata* MOSHER, *Misikella hernsteini* (MOSHER),

Neogondolella steinbergensis (MOSHER)

白谷北方から尺間北方にかけて延びるチャート層は尺間北西方の Loc. 19 で二畳紀のコノドントを、白谷北方の Loc. 18 で三畳紀のコノドントを産する。吉田・村田 (1985) が彦岳南方で示したように二畳紀のチャート層が三畳紀のものに伴われて分布していると思われる。三畳紀のチャートと二畳紀のチャートとの直接の関係は明らかではないが、本来、後者が前者に整合あるいは不整合で覆われていたと考えても矛盾はない。白杵地域では尺間山層のチャートから三畳紀-ジュラ紀中期の放散虫が得られている (吉田・村田, 1985 ; 松岡, 1986 ; 西, 1989)。

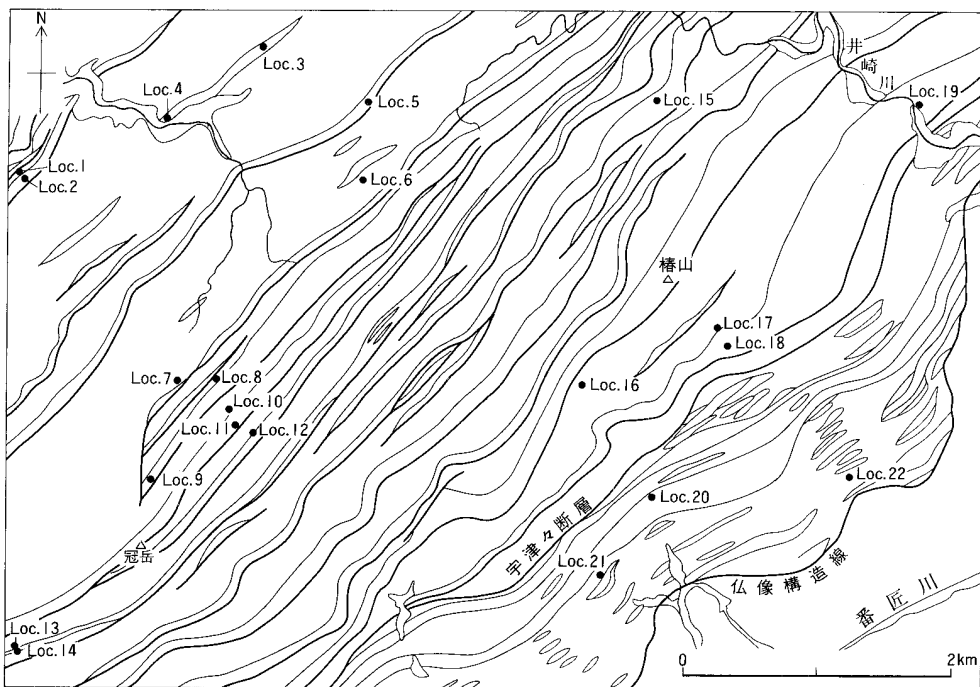
珪質泥岩からは以下のようなジュラ紀前期の後期の *Laxtorum* (?) *jurassicum* 帯 (MATSUOKA & YAO, 1986) からジュラ紀中期の前期の *Tricolocapsa plicarum* 帯、ジュラ紀中期の後期の *Tricolocapsa conexa* 帯、ジュラ紀後期の前期の *Stylocapsa* (?) *spiralis* 帯の放散虫が得られている



第 11 図 網代石灰岩・塩基性火山岩層の中のオーライト（冠岳北東 1.2km）
変形により右上から左下の方向に伸びている。図に示す部分の幅は 1.2cm



第 12 図 網代石灰岩・塩基性火山岩層の凝灰角礫岩（本匠村小半北西 1.2km）
白色部は石灰岩礫



第13図 佐伯地域の秩父帯におけるコノドント・放散虫化石産地
岩相境界は地質図と同じ

(第2表)

Loc. 3 *L. (?) jurassicum* 帯-*T. plicarum* 帯中部

Loc. 8 *T. plicarum* 帯上部-*T. conexa* 帯下部

Loc. 1 *T. plicarum* 帯最上部-*T. conexa* 帯中部

Loc. 13 a, b *T. conexa* 帯下部-中部

Locs. 10, 12 *T. conexa* 帯中部

Locs. 7, 9 *T. conexa* 帯中部-上部

Loc. 17 *S. (?) spiralis* 帯

また泥岩は以下のような *T. plicarum* 帯, *T. conexa* 帯, *S. (?) spiralis* 帯の放散虫を産する (第2表).

Loc. 4 *T. plicarum* 帯

Loc. 6 *T. conexa* 帯-*S. (?) spiralis* 帯

Loc. 16 *S. (?) spiralis* 帯

網代石灰岩・塩基性火山岩層の石灰岩は小半北方の Loc. 14 で *Parafusulina japonica* (GÜMBEL), *Neoschwagerina* sp. の二畳紀中期の紡錘虫を産する. また, 同じ試料から *Neogondolella asiatica* IGO, *N. cf. serrata* (CLARK & ETHINGTON), *Anchignathodus minutus* (ELLISON) のコノドント

第2表 佐伯地域の尺間山・床木両層産放散虫化石。化石産地は第13図に示す
Tricolocapsa sp. C は松岡 (1982), *Pseudodictyomitra* sp. C は八尾ほか (1982) による

層序区分 放散虫化石	産地 (Loc.)	尺間山層														床木層		
		1	3	4	6	7	8	9	10	12	13a	13b	16	17	21	22		
<i>Archaeodictyomitra amabilis</i> AITA						○	○											○
A. sp.																		
<i>Archicapsa pachyderma</i> (TAN SIN HOK)			○															
<i>Canoptum</i> spp.																		
<i>Cyrtocapsa mastoidea</i> YAO				○														
<i>Eoxitus</i> spp.																		
<i>Hsum hisuikyoense</i> ISOZAKI & MATSUDA			○															
H. cf. <i>hisuikyoense</i> ISOZAKI & MATSUDA		○																
H. <i>maxwelli</i> PESSAGNO													○					
H. <i>matsuokai</i> ISOZAKI & MATSUDA			○															
H. (?) <i>inexploratum</i> BLOME																		○
H. sp.		○				○												
H. spp.			○															○
<i>Parahsum</i> cf. <i>cruciferum</i> TAKEMURA			○															○
P. sp.																		○
<i>Parvingula</i> cf. <i>mashitaensis</i> MIZUTANI			○															
P. sp.																		
<i>Protunuma fusiformis</i> ICHIKAWA & YAO				○														
P. <i>turbo</i> MATSUOKA																		
P. (?) <i>ochiensis</i> MATSUOKA																		
<i>Pseudodictyomitra</i> sp. C																		
P. sp.																		
<i>Ristola</i> sp.																		
<i>Sethocapsa</i> sp.			○			○												
<i>Spongocapsula</i> sp.						○												
<i>Stichocapsa convexa</i> YAO			○															
S. <i>decora</i> RÜST																		
S. <i>robusta</i> MATSUOKA							○	○										
S. cf. <i>robusta</i> MATSUOKA																		
<i>Stichocapsa</i> sp.		○																
<i>Stylocapsa</i> (?) <i>spiralis</i> MATSUOKA																		
<i>Tricolocapsa plicarum</i> YAO				○														
T. cf. <i>plicarum</i> YAO		○																
T. <i>conexa</i> MATSUOKA																		
T. cf. <i>conexa</i> MATSUOKA																		
T. <i>tetragona</i> MATSUOKA		○																
T. (?) <i>fusiformis</i> YAO				○														
T. sp. C																		
T. sp.		○																
<i>Unuma</i> cf. <i>echinatus</i> ICHIKAWA & YAO																		
<i>U. laticostatus</i> (AITA)																		
<i>U. typicus</i> ICHIKAWA & YAO			○															
U. spp.		○		○														
<i>Wrangellium</i> sp.																		
<i>Thanarla</i> sp.																		
<i>Xitus</i> sp.																		

を産する。

臼杵地域の本層からは *Schwagerina* (?) sp. の産出が報告されている (神戸・寺岡, 1968)。なお、四浦半島北東の保戸島に分布する石灰岩は *Parafusulina* sp. を産するが (藤井, 1954)、別の層準の可能性があるのでここでは含めない。小半北方で網代石灰岩・塩基性火山岩層の北側に接して分布する珪質泥岩は周囲のチャート・砕屑岩層の珪質泥岩と同じ時代を示しており、網代石灰岩・塩基性火山岩層の上に不整合でのっていた可能性がある。

以上のことから尺間山層のチャートは時代的には二畳紀からジュラ紀中期まで達し、珪質泥岩・砂岩・砂岩泥岩互層はジュラ紀前期から後期を示す。なお、網代石灰岩・塩基性火山岩層は二畳紀中期を示す。

松岡 (1986) は四浦半島で尺間山層の時代を放散虫化石に基づいて検討し、珪質泥岩・砂岩泥岩互層は、北側のものが *T. plicarum* 帯、そして南に向かって *T. conexa* 帯、*S. (?) spiralis* 帯と徐々に若くなっていく時代の極性があることを示した。また、西 (1989) も北側の *T. conexa* 帯から南側の *S. (?) spiralis* 帯、*C. carpatica* 帯にかけての時代極性を同じ地域で認めている。佐伯地域では、少なくとも垣河内付近の泥岩は *T. plicarum* 帯であり、それより南側のものはより若い *S. (?) spiralis* 帯を示すが、化石産地が少なく、南に向かって徐々に若くなる時代極性があるかどうかは不明である。

III. 3 床 木 層 (Ym, Ys, ba, ls, ch)

床木層は神戸・寺岡 (1968) が命名したものである。これは南縁部三宝山帯に分布し、石灰岩・塩基性火山岩の卓越する地層で、津井層 (橋本, 1962 a) を除いた藤井 (1954) の中野帯古生層に相当する。北縁は宇津々断層、南縁は仏像構造線でそれぞれ画される。

床木層は主として含礫泥岩・石灰岩・塩基性火山岩・チャートからなり、泥岩・砂岩・礫岩を伴う。床木層の北半部には厚い層状の石灰岩や塩基性火山岩がある。小半から風戸北東まで追跡される 2 層の石灰岩は厚さがそれぞれ 100 m に達する。一方、南半部では含礫泥岩中に長さ数 km に達する石灰岩・チャート・塩基性火山岩のレンズ状岩体が含まれており、これらは異地性岩体と考えられる。

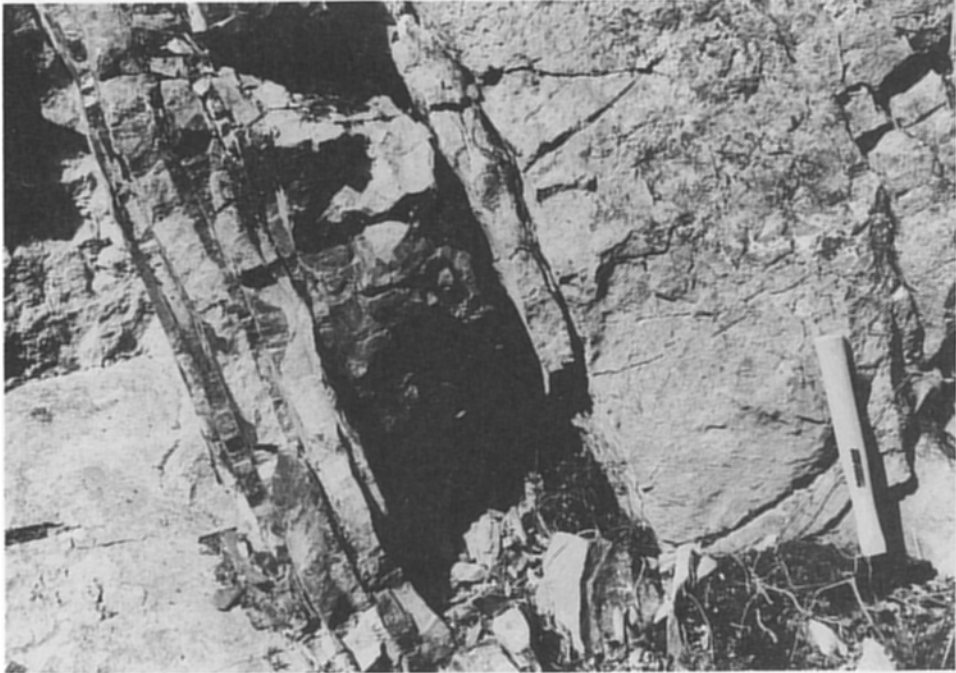
石灰岩には白色スパーライト質のものが多く、化石に乏しい。また、チャート/ジュールを含んだり、チャートと互層をなすことがある (第 14 図)。石灰岩は塩基性火山岩とも互層をなすことがある。

塩基性火山岩は溶岩・凝灰岩などで、宇津々南西では枕状構造が観察される (第 15 図)。凝灰岩は石灰岩の礫を含むことがある (第 16 図)。小半から風戸北東にかけ、厚い 2 層の石灰岩に挟まれて分布する塩基性火山岩は、最大層厚が 200 m に達する。これには、塊状の溶岩が多く、宇津々では一部にアンカラマイトと呼べる単斜輝石・かんらん石 (仮像) の斑晶を多く含むものがある。

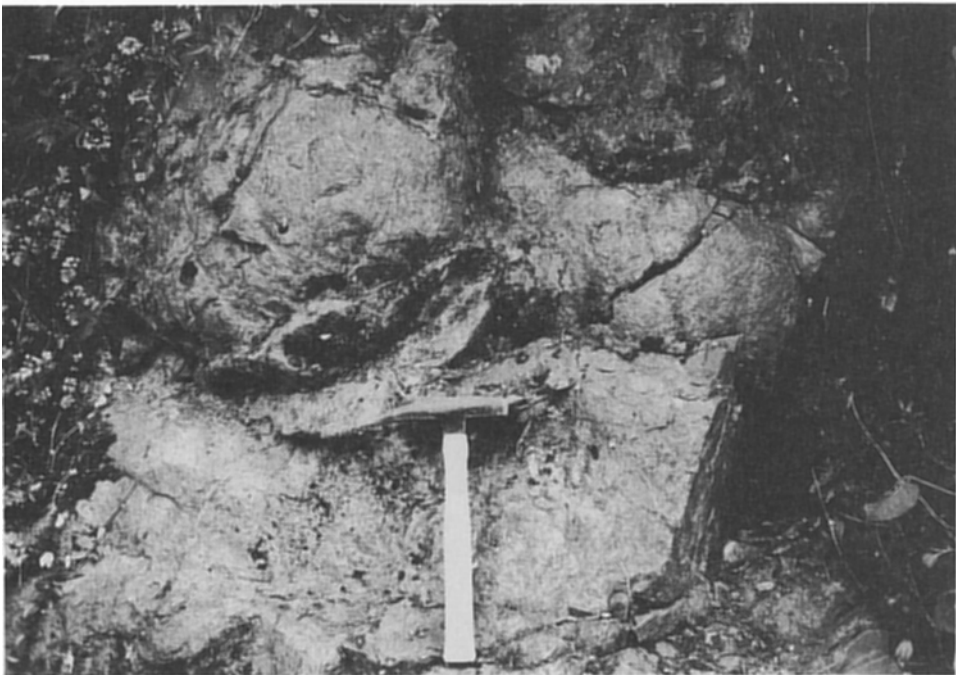
チャートは青灰-灰白色または赤色の放散虫層状チャートであり、尺間山層のものに比べ連続性に乏しい。

含礫泥岩は泥質の基質中に砂岩・チャート・石灰岩・塩基性火山岩などの礫を含むもので (第 17 図)、スランプ起源のものが多くと考えられる。泥岩は灰黒色で風化すると細片状にこわれやすい。

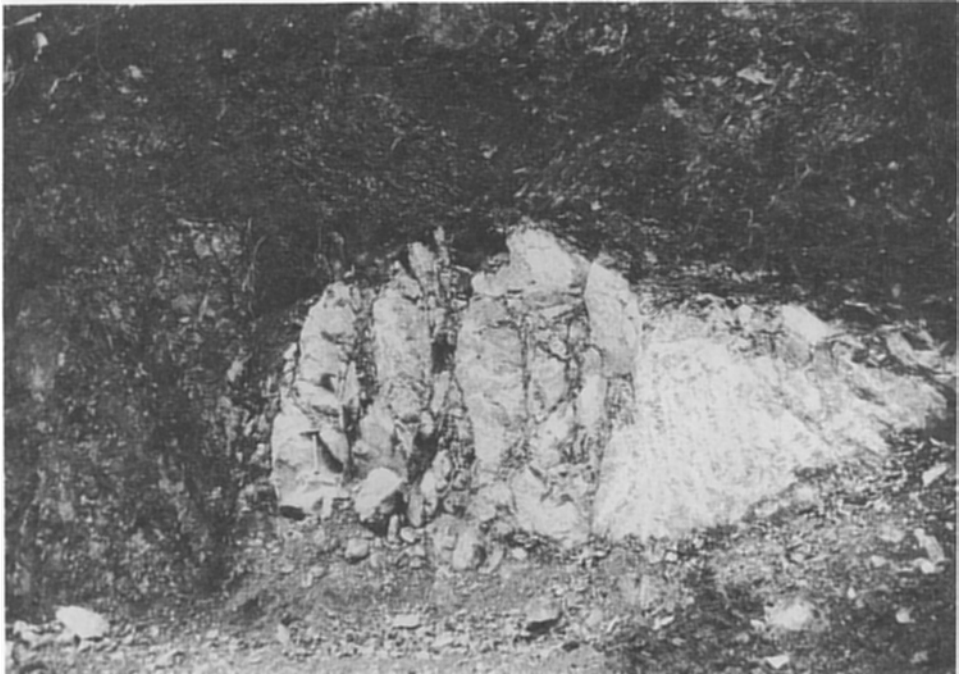
砂岩は含礫泥岩中に厚さ数 m 程度の岩体として含まれており、これも礫である可能性が大きい。砂



第 14 図 床木層の石灰岩チャート互層 (本匠村小半東方 1km)
淡灰色部は石灰岩, 暗灰色部はチャート



第 15 図 床木層の枕状溶岩 (本匠村小半東方 2.1km)



第 16 図 石灰岩礫を含む床木層の塩基性火山岩（本匠村白谷北方 0.7km）
石灰岩の左下隅にハンマー



第 17 図 床木層の含礫泥岩（米花山）

岩は暗灰色塊状の中-粗粒砂岩で、尺間山層のものに比べてやや石英が多い。小半の道路沿いに分布する砂岩は、チャートアテナイトと呼べるほどチャート粒子を多く含む。この砂岩は礫岩を伴うが、その礫はチャートと石灰岩からなり、基質はチャートアテナイトである。白杵地域の津井層の砂岩はチャート粒子に富むため、小半の砂岩も津井層に対比される可能性があるが、確証がないため床木層に含めておく。

西隣三重町地域の Loc. M1 (第 10 図) では石灰岩から三疊紀後期のコノドント *Epigondolella bidentata* MOSHER を産する。また、白谷北方の Loc. 20 の石灰岩はメガロドンを産する。泥岩は白谷西方の Loc. 21 でジュラ紀後期の *S. (?) spiralis* 帯の放散虫を、白谷北東の Loc. 22 では白亜紀前期の放散虫を産する (第 2 表)。

床木層の時代はジュラ紀後期から白亜紀前期であり、それよりも古い三疊紀からジュラ紀中期の石灰岩・塩基性火山岩・チャートを異地性岩塊として含むと考えられる。

床木層の塩基性火山岩中にもぶどう石やパンペリー石、そしてまれにアクチノ閃石が見られる (第 61 図) が、塩基性火山岩が偏在するため全体の様子が分からない。なお、砂岩は四万十帯の砂岩に比べてぶどう石が生じている割合が低い。

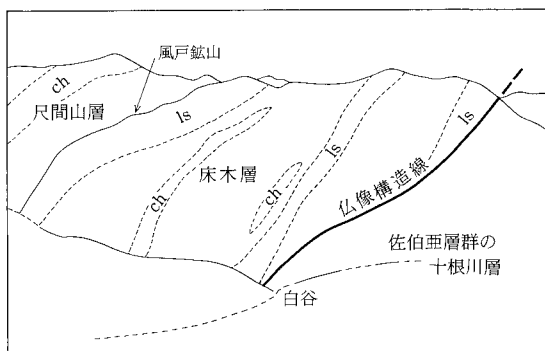
III. 4 地質構造

秩父帯は南縁を仏像構造線で画され、本地域では宇津々断層を境として、尺間山層の分布する南部三宝山帯と床木層の分布する南縁部三宝山帯とに 2 分される (第 6 図)。

仏像構造線は米花山の南側斜面から北東へ延び、白谷 (第 18 図)・尺間を経て床木北方に達する。断層露頭は確認されていないが、北側の床木層と南側の四万十帯白亜系は著しく岩相を異にするので、構造線の位置の推定は容易である。仏像構造線は西部では北東に延びるが、尺間南方でその走向をほぼ南北に変え、尺間東方で北東走向に復帰する。仏像構造線は北傾斜の衝上断層であり、そのトレース (trace) と地形との関係から推定すると、本地域西部では傾斜が 45° 以下、東部では 30° 程度である。仏像構造線の延びの方向は床木層の走向にほぼ平行であるが、四万十帯白亜系のそれとは尺間付近で大きく斜交している。なお、大分県地質図 (1951) に尺間付近に描かれている仏像構造線を変位させる横すべり断層は存在しない。MURATA (1981) は九州の仏像構造線による衝上岩体^{ごまやま}を胡麻山ナップ (デッケ) と呼んだ。

宇津々断層は、藤井 (1954) が宇津々構造線あるいは宇津々-井上構造線と呼んだ断層に当たる。断層の北側には尺間山層の砂岩やチャートが分布し、南側には床木層の石灰岩・塩基性火山岩が分布するため、その位置は分かりやすい。宇津々断層は小半から北東へ延び、ツル・風戸北方を通して尺間へ達する。宇津々断層はそのトレースから推定すると $45\text{--}60^\circ$ 程度北へ傾斜している。断層露頭はまだ確認されていない。

宇津々断層は尺間山層の帯状構造を斜断している。このことは断層と網代石灰岩・塩基性火山岩層とに挟まれる地層と断層の斜交から分かる。つまりこの区域には尺間北西方で厚いチャートが 5 層分布しているが、本地域の西部や三重町地域では薄いチャートが 2 層しか認められない。宇津々断層は仏像構



第 18 図 白谷付近の秩父・四万十両帯境界部を西方の尾根から望む
ls: 石灰岩, ch: チャート

造線に伴ってできた北傾斜の衝上断層であると考えられる。

尺間山層は一般に北東走向を持ち、北に 60° から 90° 傾斜しており、まれに逆転して南方傾斜を示すことがある。砂岩泥岩互層中の級化層理からみると、本層を構成するチャート・碎屑岩ユニットは北上位を示し、北傾斜の衝上断層で繰り返して、覆瓦構造を作っている (MURATA, 1981)。一般にチャート層は互いにほぼ平行して分布しているが、一部斜交している場合もある。彦岳チャート層は尺間より東では厚い 1 枚のチャート層として追跡されるが、中ノ谷峠南方より南西では 3 層識別され、それぞれのチャート層の直上には珪質泥岩がのっている。これらはいずれも北上位を示しており、チャート層が衝上断層で繰り返し、東方で 1 層に見えるチャート層内には衝上断層が存在すると考えられる。既述の

ように彦岳チャート層はマンガン鉱床を胚胎しているが、中・谷峠南方より南西では、3層のチャート層のうち最も南側のチャート層にマンガン鉱床があり、北側の2層からは見いだされていない。

宇津々北方ではチャート層が北側に分布するチャート層に覆われて切られる分布を示す。また、尺間の北西のチャート層は非常に厚くなっているが、これはチャート層内の衝上断層や褶曲の影響で見掛け上厚くなっているものと考えられる。

南縁部三宝山帯の床木層の走向は北東であるが尺間南方で北北東になり、尺間東方でまた北東に復帰する。

IV. 四万十帯白亜系—下部四万十層群—

(寺岡易司・奥村公男)

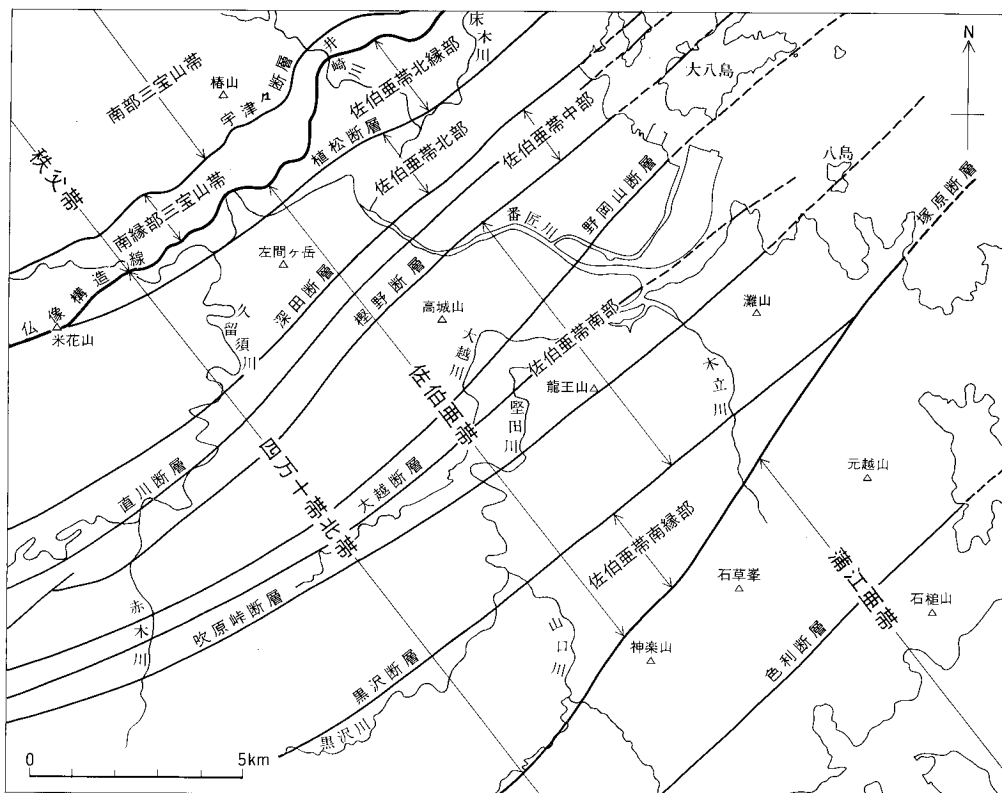
佐伯地域の四万十帯白亜系（下部四万十層群）は、下位の佐伯亜層群と上位の蒲江亜層群とに大別される。両亜層群とも多くの走向断層で切られて北東-西南方向の顕著な帯状構造を示し、地層の繰り返しが著しい。そこで、記載の便宜上、まず初めに本地域の構造区分を第19図に示す。この図から分かるように、四万十帯北帯は、塚原断層を境として、北側の佐伯亜帯と南側の蒲江亜帯に大きく2分される。佐伯亜帯は更に北縁部・北部・中部・南部及び南縁部に区分され、これらはそれぞれ断層で画されている。第1表では北縁部-中部を佐伯亜帯北半部、南部及び南縁部を同南半部としてある。九州東部の四万十帯北帯からまだ大型化石は見いだされていないが、放散虫化石は多くの地点から得られている。佐伯及び隣接地域における主な放散虫化石産地は、各層序区分単位の分布状況とともに、第55図に示す。また、四万十帯白亜系柱状図の作成位置は第20図に示してある。

IV. 1 研究史

佐伯地域を含む九州四万十帯北東部の研究史は、今井ほか（1979, 1982）、奥村ほか（1985）、奥村・寺岡（1988）に詳しく述べられている。従って、ここでは佐伯地域の四万十帯に関する1960年代以降の研究及びそれと密接な関連があるものに限って記述する。

佐伯地域の四万十帯の本格的な調査研究は、橋本（1962 a）に始まる。この研究では、津井から佐伯を経て蒲江にいたる海岸部（大入島を含む）の地質図が示され、四万十帯北帯における岩相配列の大綱が明らかにされた。この海岸部に分布する地層群は、下位から蒲江・米水津及び番匠川の3層群に区分され、蒲江層群はジュラ系(?)-白亜系(?)、他の2層群は白亜系(?)とされた。その後橋本（1966）は佐伯以北の海岸部を再調査し、番匠川層群を大入島・小福良^{おぶくら}・^{ひるぼし}・碓干及び浅海井の4累層に分け、それらの詳しい岩相と構造について報告した。

橋本 勇は1950年代後半から1960年代初頭にかけて、九州の四万十帯各地の調査研究を精力的に進め、



第 19 図 佐伯地域の地質構造区分図

その成果は橋本（1962b）の論文で総括されている．それによると，四万十帯は北部地帯と南部地帯に大きく 2 分され，北部地帯は佐伯帯（上部ジュラ系-上部白亜系？）と蒲江帯（三畳系？-下部白亜系？），南部地帯は延岡帯（上部白亜系？-下部中新統あるいは上部漸新統），高隈山帯（ジュラ系？-下部白亜系？），日南帯（古第三系）及び熊毛帯（古第三系？-下部中新統あるいは上部漸新統？）からなる．カッコ内は分布する地層である．なお，本報告でいう佐伯亜帯は橋本（1962 a）の佐伯帯北部に，蒲江亜帯は佐伯帯南部と蒲江帯を合わせたものにそれぞれ相当する．

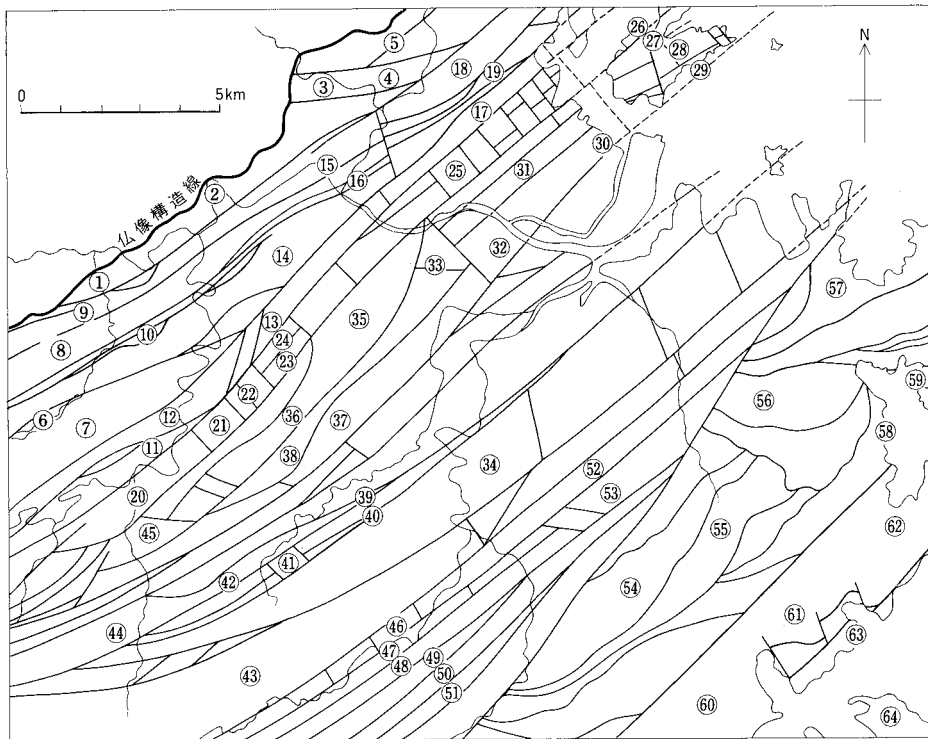
今井ほか（1971）は九州の四万十帯北東部についての研究を公表した．その際，四万十帯北帯を諸塚帯，そこに分布する地層群を諸塚層群（ジュラ系-白亜系）と呼び，同層群はアクチノ閃石相からぶどう石-パンペリー石相の広域変成作用を受けていることを示し，層序的には下位から長瀬・槇峰・八戸・日ノ影・椎葉及び十根川の 6 層に区分した．そして，諸塚層群の南縁は低角衝上断層である延岡構造線により，また同層群の下部（下位の 3 層）と上部（上位の 3 層）は塚原断層によってそれぞれ画されるとした．このような層序・構造・変成作用に関する見解は，諸塚層群全体を白亜系とみなすなど若干の訂正はなされたが，今井ほか（1975, 1979, 1980, 1982），寺岡ほか（1981）でも受け継がれた．寺岡ほか（1974），岡田（1977），寺岡（1977, 1979）は四万十帯の砂岩組成を検討し，それが時代的にも地域的にも変化し，層序・構造区分に役立つことを示した．なお，寺岡（1977）は四万十帯を構成する四

万十累層群の白亜系部分を下部四万十帯層群，第三系部分を上部四万十帯層群と呼称した。

勘米良・坂井（1975），坂井（1978），坂井・勘米良（1981）は耳川・五ヶ瀬川流域の四万十帯の研究を行い，同帯形成史を論述した．これら一連の研究によると，白亜系の諸塚層群が先フリッシュ相の槇峰層（大洋盆堆積物）とそれを整合に覆うフリッシュ相の藤の木・日ノ影両層（海溝充填積物）からなり，3層が断層のため諸塚帯内に繰り返し露出しているとした．その後坂井（1985）は，多くの地点で日ノ影層から *Holocryptocanium barbui*-*H. geysersense* 群集（NAKASEKO and NISHIMURA, 1981）を見だし，地層の繰り返しを強調した．ただし，上記の放散虫群集が得られたのは今井ほか（1971）の諸塚層群上部からである．なお，坂井・勘米良（1981）では，今井ほか（1971）の長瀬層西半部は藤の木層，同東半部と槇峰層M1部層は古第三系北川層群とされている．北川層群は橋本（1961）の命名によるものであり，これから小山内ほか（1984）は古第三紀，おそらく始新世のものと考えられる放散虫群集を見だした．

安武ほか（1984）は佐伯地域東縁部を調査し，諸塚層群中には地質図に表現できるような断層がほとんどなく，ENE-WSW と NNW-SSE の 2 方向の重複褶曲が発達していること，また，北ないし北西からの海底地送りによるスランプ堆積物が多いことなどを示した．

奥村ほか（1985）は蒲江地域の槇峰層から *Dictyomitra koslovae* で特徴付けられる放散虫群集（寺岡・栗本，1986 の *D. koslovae* 群集）を見だし，今井ほか（1971）によって諸塚層群上部とさ



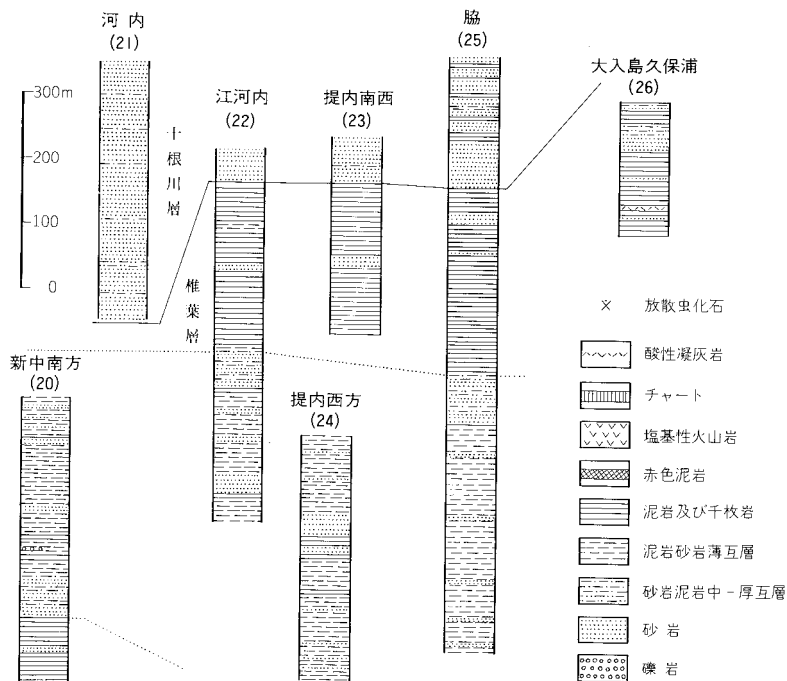
第 20 図 四万十帯白亜系柱状図作成位置図
番号は各柱状図に付してある番号に対応する

れた日の影・椎葉・十根川の3層(①)が同下部とされた槇峰・八戸両層(②)よりも時代的には古いことを明らかにした。この結果に基づき、寺岡ほか(1985)は①を佐伯亜層群、②(今井ほか, 1971の槇峰層M1部層を除く)を蒲江亜層群とし、佐伯亜層群の分布する四万十帯北帯(諸塚帯)北半部を佐伯亜帯、蒲江亜層群の分布する同南半部を蒲江亜帯と命名した。奥村・寺岡(1988)でも上記の層序・構造区分が用いられている。なお、坂井(1978), 坂井・勘米良(1981)の槇峰層と日ノ影層は佐伯・蒲江両亜帯にわたって分布することになる。

これまでの研究で蒲江亜層群についてはかなり良く分かっているが、佐伯亜層群に関しては不明な点が多く、その層序・時代・構造などの解明が本報告の大きな課題となる。

IV. 2 佐伯亜層群

佐伯亜層群は寺岡ほか(1985)の命名によるもので、今井ほか(1971)の諸塚層群上部(日の影層・椎葉層・十根川層)や橋本(1962a)の番匠川層群に相当し、佐伯亜帯に分布する。従来、本亜層群の層序はよく分かっていなかったが、佐伯地域の調査とその際に得られた放射虫化石により、この地層群が下部白亜系の椎葉層・十根川層及び上部白亜系の日の影層・堅田層に4分されることが判明した¹⁾。これらの地層名のうち、堅田層は新称であり、他の三つは今井ほか(1971)のものを再定義して用いる。新しい層序区分と今井ほか(1971)のそれとのおおまかな対応関係は次のようである。佐伯亜帯中部の



第21図 佐伯亜帯中部の椎葉層及び十根川層柱状図

カラム内の番号は第20図のそれに対応する

¹⁾ 椎葉・十根川両層のうち、化石によって下部白亜系であることが確認されたのは佐伯亜帯の北部と北縁部のものである。同亜帯中部の椎葉層と十根川層は時代不明であり、日の影層及び堅田層とそれぞれ同時異相の関係にあって、上部白亜系に属する可能性もある。

椎葉層＝椎葉層 S2 部層，十根川層（佐伯亜帯中部のものを除く）＝十根川層北半部，日の影層＝日の影層 H2 部層，堅田層＝日の影層 H1 部層・椎葉層 S1 部層・十根川層南半部。また，橋本(1962 a, 1966) の大入島累層北半部・小福良累層北半部・晞干累層及び浅海井累層は椎葉・十根川両層に，佐伯累層・大入島累層南半部及び小福良累層南半部は日の影・堅田両層にそれぞれ入る。

IV. 2. 1 椎葉層 (S, Sa)

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，佐伯亜帯の中部と北部に露出する(第 21, 24 図)。下限は断層のため不明である。本層は多くの走向断層に切れられ幾つもの幅狭い地帯に分かれて分布しており，しかも適当な鍵層がないので，全体の詳しい層序・層厚はよく分からない。しかし，場所や層準によって岩相の違いが認められる。

佐伯亜帯中部の椎葉層では，泥岩砂岩互層 (Sa) を挟んで，その上下に泥岩層 (S) が発達する。下部泥岩層は赤木川流域の檜野断層沿いにごくわずか露出し，シルト質泥岩からなり，まれに砂岩を挟む。そこでの層厚は 100 m 内外であるが，西隣の三重町地域では少なくとも 300 m 以上ある。下部泥岩層の上位には泥岩砂岩互層が整合に重なる。この中部の地層は泥岩砂岩薄互層を主とし，しばしば砂岩・泥岩を挟み，ごくまれに礫岩も含む。なお，椎葉層だけでなく，他の四万十帯白亜系を通じ，薄互層としたものはほとんど大部分が泥岩がちないしは泥岩と砂岩がほぼ等量である。直川村上直見以西では中部層が幅 800 m にわたって分布するが，断層で寸断され，かつ小褶曲を繰り返しているので，層厚はよく分からない(第 22 図)。薄互層を構成する泥岩や砂岩の単層の厚さは数 cm-15 cm 程度である。このような薄互層は堤内付近^{ひさきうち}までみられるが，単層の厚さは東方に行くにつれ薄くなる傾向があり，番匠川以东では 0.5-3 cm の場合が多く(第 23 図)，葉理泥岩と称すべきものが少なくない。佐伯市脇付近では互層部の厚さが約 400 m ある。砂岩は中-細粒のもので，中部層の底部部や最上部を初めいりんな層準に挟在し，その厚さは通例 15 m 以下，ときに 30 m を超える。礫岩は赤木川以西に分布し，2, 3 の地点で最大径 1 m の転石として認められた。これは砂岩・泥岩・チャート・石灰岩・酸性火山岩・花崗岩類などのよく円磨された礫を含む中礫岩で，最大礫径は 15 cm である。なお，この礫岩の西方延長は三重町地域によく露出する。上部泥岩層は直川村江河内南方から佐伯湾岸にかけて露出し，中部の互層とは整合関係にある。これは泥岩を主とする地層で，少量の砂岩や泥岩砂岩互層を伴い，250-300 m の層厚を持つ。大入島の北岸ではかなり厚い砂岩のはさみがあり，また厚さ 5 m の酸性凝灰岩も見られる。佐伯亜帯中部の椎葉層は極めて化石に乏しく，上直見の薄互層から保存不良の放散虫が得られたにすぎない。

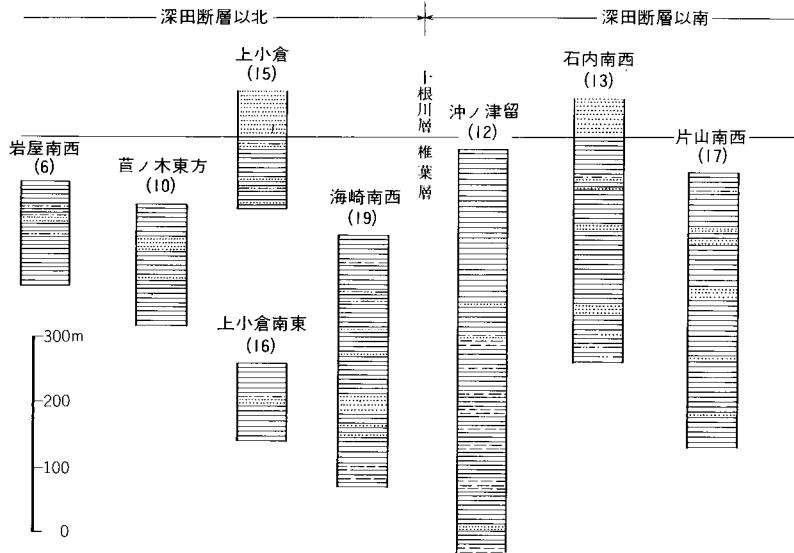
佐伯亜帯北部では椎葉層が十根川層中に断層で挟み込まれ，帯状またはレンズ状をなして 6 列にわたって露出する。これらのうち，直川村横川から同村下直見にかけての分布地がもっとも幅広く，そこでは層厚約 600 m で，泥岩が主体をなすが，下半部には泥岩砂岩薄互層がかなり頻繁に挟在する。薄互層の多い地層は本匠村波寄南方の植松断層沿いでも見られる。上記以外の分布地における椎葉層は，大部分が泥岩からなり，ときおり厚さ 2-15 m の砂岩を挟む。しかし，海崎南西には厚さ約 30 m の側方によく連続する砂岩層がある。佐伯亜帯の中部及び北部を通じ，椎葉層の泥岩は整然とした層理をもつのが普通である(第 25 図)。ただし，深田断層のすぐ南側に露出する椎葉層は，西隣の三重町地域に入



第 22 図 褶曲した椎葉層の泥岩砂岩薄互層（直川村柚ノ原）
砂岩層はブーディン化している



第 23 図 椎葉層の泥岩砂岩薄互層（佐伯市脇）



第24図 佐伯亜帯北部の椎葉層柱状図
凡例は第21図と同じ

ると急速に分布の幅を広げ (第55図), その中には砂岩・チャート・石灰岩などのブロックを含む含礫泥岩が挟在する. また, この地層の成層した泥岩からは, *Archaeodictyomitra brouweri*, *A. conica*, *A. cf. pseudoscalaris*, *Holocryptocanium barbui*, *H. geysersense*, *Pseudodictyomitra cf. carpatica*, *Sethocapsa sp.*, *Thanarla cf. pulchra* などの保存の良い放散虫化石が見いだされた (第3表). 佐伯地域では化石の産出がまれである.

岩相層序や十根川層との関係からみると, 佐伯亜帯北部の泥岩砂岩薄互層の比較的多い部分は佐伯亜帯中部の中部層に, 一方泥岩が大部分を占める部分は同上部層にそれぞれ対比される可能性がある. この場合, 上部層の厚さは北部の方が大きいということになる. 椎葉層全体の層厚は少なくとも1,200m以上あるものと推定される.

IV. 2. 2 十根川層 (T, Ta, Tm)

十根川層は砂岩に富む地層で, 下位の椎葉層とは整合関係にあり, 佐伯亜帯の中部から北縁部にかけて露出する (第21, 28, 29図). 分布の北限は仏像構造線に画され, 上限は不明である. 本層の場合も多くの走向断層で切られ, 同じ様な岩相の地層が繰り返し露出しており, 全体の詳しい層序・層厚を把握することは困難である. しかし, 椎葉層との整合関係や断片的に認められる岩相層序などを総合すると, 佐伯亜帯中・北部には主として十根川層のなかでも比較的下位の地層, 同北縁部には上位の地層が露出しているものと考えられる. 全体の層厚はおそらく2,000mを超えるであろう.

佐伯亜帯中部では直川村江河内付近から佐伯市脇にかけ, 十根川層の基底部が見られる. 椎葉層から本層への岩相変化は急であり, ほとんど漸移相を欠き, 泥岩上に直接砂岩の厚層が載っている. 第26図に示す露頭では境界面を挟んで上下の層理が斜交し, 不整合のような見掛けを呈する. これはスラン



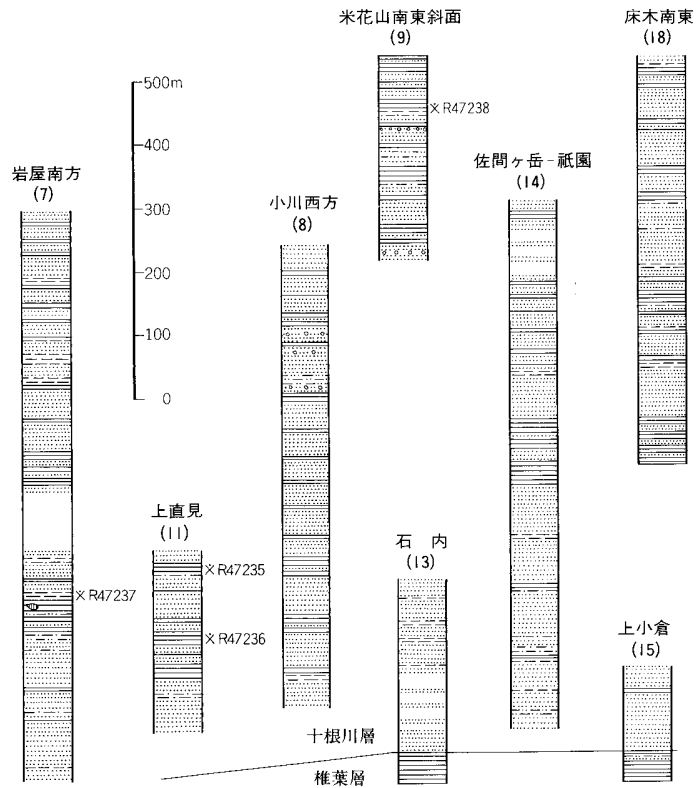
第 25 図 椎葉層の泥岩 (直川村沖、津留北方 0.5km)



第 26 図 椎葉層の泥岩 (S) 上に重なる十根川層の砂岩 (T) (佐伯市番匠大橋の南東 0.8km)



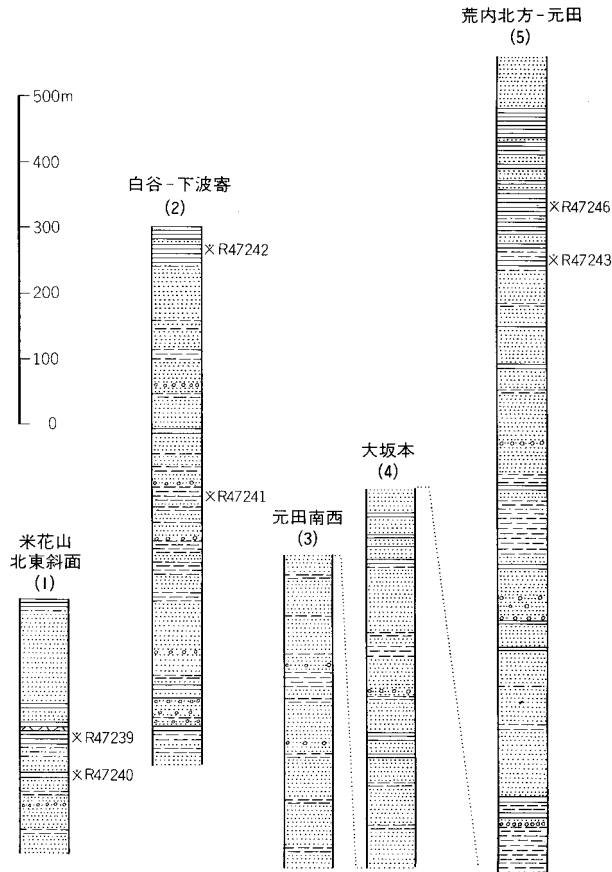
第 27 図 十根川層の砂岩 (佐伯市番匠大橋の南東 0.6km)



第 28 図 佐伯亜帯北部の十根川層柱状図
凡例は第21図と同じ

ブ構造の1種であろう。なお、本地域の四万十帯では、厚い砂岩層が泥岩層を覆う場合、このような現象がしばしば認められる。基底部の砂岩は厚さ数10mで、泥岩を頻りに挟む砂岩層（第27図）がそれに引き続く。更に上位の地層は河内付近や佐伯市野口以東に断層に囲まれて露出し、大部分が層理の乏しい砂岩からなる。

佐伯亜帯北部では弥生町の石内南西・上小倉などに十根川層の基底部が露出しており、どこでも椎葉層との境界で岩相が急変する。北部における本層は砂岩を主とするが、層準によっては泥岩または泥岩砂岩薄互層のはさみが多く、その厚さはしばしば20-30m、まれに50mに達する。はさみがごく少なく、ほとんどが厚層理ないし塊状の砂岩からなる部分の厚さは通例数10m以下である。上直見や本匠村^{べいかさん}米花山南斜面などでは泥岩のはさみから時代決定に有効な放散虫化石を産出する。直川村神ノ原北北西約1.3kmの地点では泥岩中に径1mのチャート岩塊が、横川南方の河岸では赤色泥岩の薄層が含まれ、後者からは放散虫化石を多産する。この化石群集は泥岩層のものと同じ時代を示す。小川川流域では佐伯亜帯北部の北限近くに薄い細礫岩が2、3層あり、また神ノ原では泥質基質を持つ中礫岩が見られる。



第29図 佐伯亜帯北縁部の十根川層柱状図
凡例は第21図と同じ

植松断層以北の佐伯亜帯北縁部に分布する十根川層は、同断層以南のものに比べ、概して厚層理ないし塊状砂岩からなる部分が厚く、はさみとしては泥岩より泥岩砂岩薄互層がよく発達する。また、礫岩がいろんな層準に挟在することも特徴的である。弥生町植松北方の山地では、薄互層を主とする泥岩砂岩互層部が 100 m 以上に達する層準が 2 つ認められ、下位の互層部には連続性のよい厚さ数 m の礫岩が挟在する。このほかの場合、礫岩は 0.2-2 m の厚さで、砂岩中にレンズ状にはいつているのが普通で、含礫砂岩と称すべきものも少なくない。礫はチャート・石灰岩・砂岩・泥岩・酸性火山岩・塩基性火山岩などの垂角-垂円礫からなり、礫径はたいてい 1 cm 以下である（第 30 図）。小川川流域における佐伯亜帯北部の礫岩も上記のような産状・岩質を示す。十根川層最上部の地層は仏像構造線のすぐ南側に分布するが、それには礫岩がなく、泥岩がよく発達し、米花山では厚さ 1 m 内外の酸性凝灰岩が挟在する。そして、泥岩からは保存のよい多数の放散虫化石を産出する。

十根川層全体を通じ、砂岩は中-細粒で、粗粒砂岩は礫岩のまわりにごく少量見られるだけである。また、砂岩中にはしばしばぶどう石・方解石・石英からなる白色の細脈がはいっており（第 62 図）、このことや細礫岩を伴うなどの点で諸塚山地域の十根川層砂岩（今井ほか、1982）とよく似ている。十根川層から産する放散虫化石群集は、椎葉層産のものと同様でバラングニアン-パレミアンを指示すると考えられる。なお、十根川層の群集には *Archaeodictyomitra apiarium*, *A. cf. lacrimura*, *A. cf. puga*, *Cyrtocapsa* (?) sp., *Parvicingula* sp., *Xitus cf. plenus*, *Zhamoidellum* sp. など含まれる（第 3 表）。

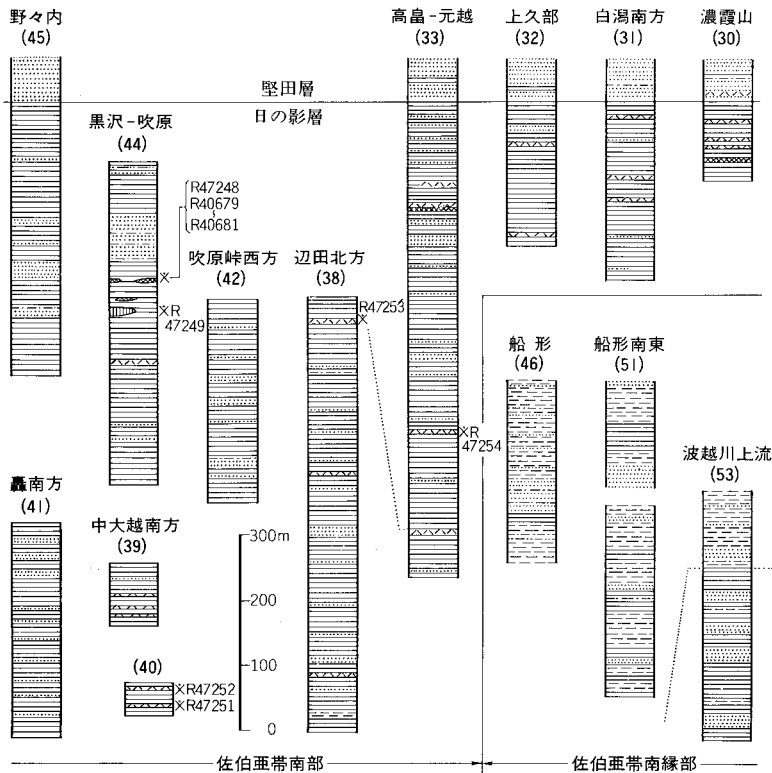


第 30 図 十根川層の細礫岩（弥生町植松北方 1 km）

IV. 2. 3 日の影層 (H, Ha)

日の影層は樫野断層以南に分布する佐伯亜帯の上部白亜系の下部を構成する地層であり、上位の堅田層とともにサンドウィッチ状の帯状構造をなしている。本層は場所や層準によって岩相を異にするが、全体としては泥岩が卓越する（第 31, 38 図）。下限は断層のため不明であり、断片的な岩相層序を組み合わせてみると、層厚は少なくとも 2,200 m 内外に達すると推定される。

佐伯亜帯南部の日の影層（佐伯市の中大越付近と川井北東のものを除く）は泥岩を主とし、砂岩を伴い、酸性凝灰岩やまれに赤色泥岩・チャート・珪質泥岩を挟んでいる。最も連続性のよい層序が見られるのは佐伯市高城山付近から南西に延びる地帯である。ここでは層厚約 1,300 m で、6 層準に酸性凝灰岩がある。泥岩中の砂岩のはさまは多くの場合厚さ 10 m 以下で 30-100 m 間隔を持って挟在し、日の影層の上限に近づくときより頻繁にはいる。一般に泥岩は整然とした層理を示し、砂岩は膨縮しながらも側方にかなりよく追跡される。なお、断層近くの擾乱した部分を除くと、このことは日の影層全体を通じていえる。第 31 図に示すように、砂岩や凝灰岩の挟在頻度に多少の地域差はあるが、他の分布地帯における日の影層の岩相も上記のものと同大差ない。酸性凝灰岩は四万十帯白亜系のいろんな層準に挟在し、特に日の影層に多い。これはチャート様の見掛けを呈する灰白色の細粒緻密な岩石であり、こまかく成層してしばしば明瞭な級化層理を示す（第 33 図）。厚さは様々で、20 cm から数 m に及ぶ。赤色泥岩やチャートは日の影層の最上部に含まれ、いずれも分布はごく限られる。赤色泥岩は直川村吹原から本地域西縁にかけての地帯・高城山北東及び佐伯港に近い濃霞山で見られ、厚さは 4 m 以下であ



第 31 図 日の影層柱状図 凡例は第 21 図と同じ



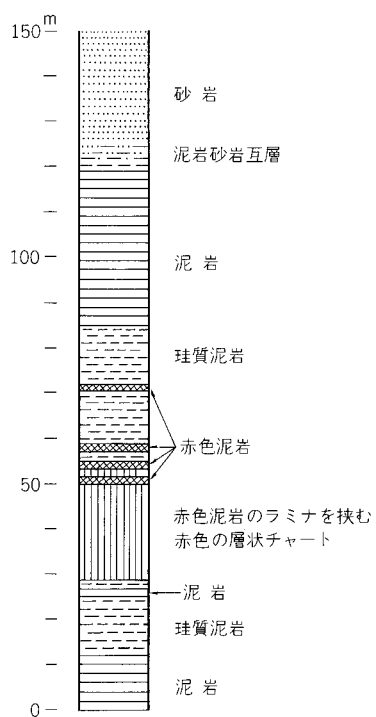
第 32 図 日の影層の泥岩 (直川村黒沢)



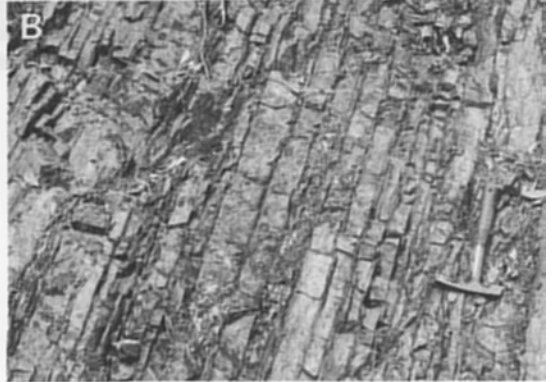
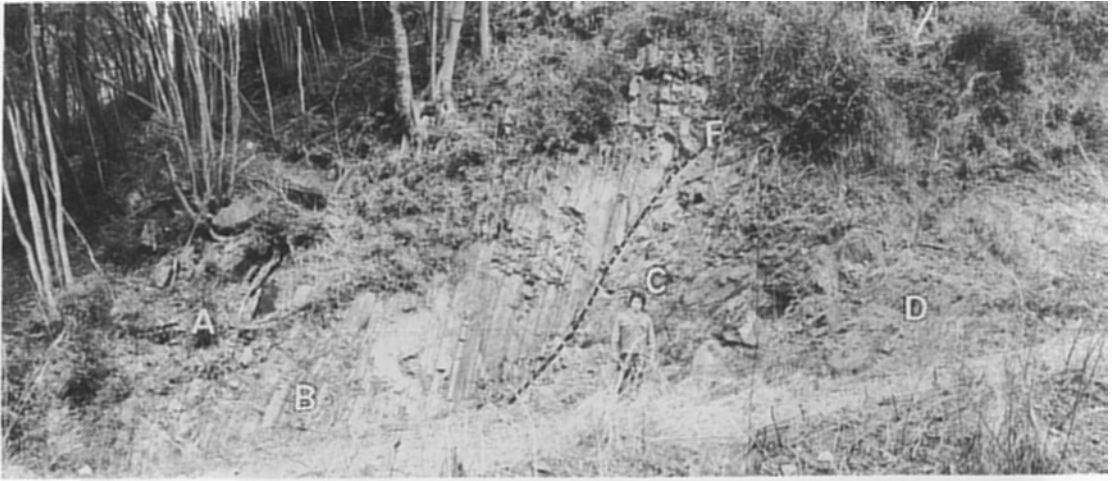
第 33 図 日の影層の酸性凝灰岩 (高城山南西 1.5 km)



第 34 図 日の影層に挟在する赤色の層状チャート (直川村黒沢北北東 0.7km)



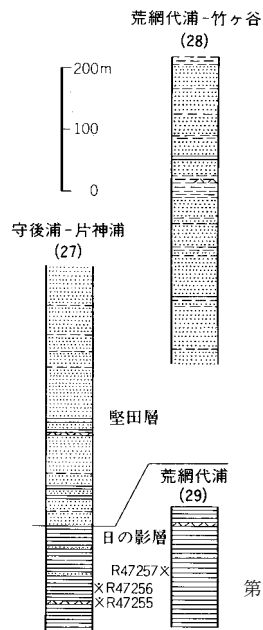
第 35 図 第 34 図に示す赤色層状チャート付近の日の影層柱状図



第 36 図 日の影層中に見られる上方粗粒化の岩相変化 (佐伯市波越南東 3.5km)
 A : 砂岩, B : 砂岩がら砂岩泥岩薄互層, C : 泥岩がら泥岩砂岩薄互層, D : 泥岩, F : 小規模な断層



第 37 図 同斜褶曲をなす日の影層の泥岩砂岩薄互層 (佐伯市黒沢ダム北方 0.5 km)
向斜軸面が人物の足元を通る



第 38 図 大入島の日の影層及び堅田層柱状図
凡例は第 21 図と同じ

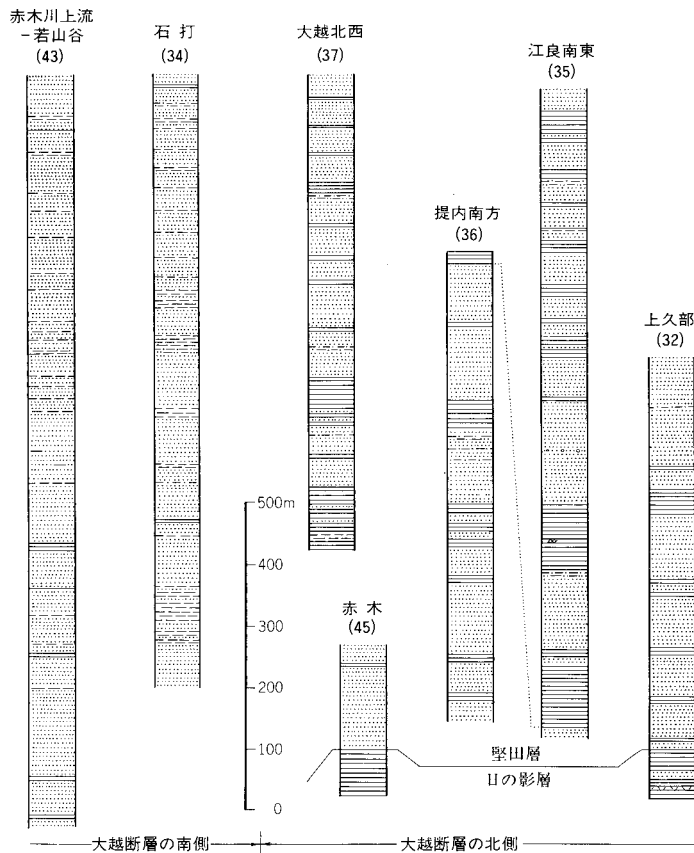
る。チャートは直川村黒沢北方だけに露出する。これは赤色の層状チャートで、約 20 m の厚さを持ち、赤色泥岩や珪質泥岩を伴っている (第 34, 35 図)。

佐伯亜帯南縁部の日の影層には泥岩砂岩薄互層がよく発達するが、波越川上流域では泥岩の卓越する地層も見られる。後者は300 m以上の層厚を持ち、厚さ15-30 mの砂岩を4層挟んでいる(第31図)。これの上位には泥岩砂岩薄互層を主体とする地層が整合に重なり、境界部では上方粗粒化の岩相変化が認められる(第36図)。波越川上流域以外の佐伯亜帯南縁部及び中大越付近と川井北東の同亜帯南部の日の影層はいずれも薄互層を主とし、砂岩や泥岩を伴っている。薄互層は通例1-10 cmの厚さを持って泥岩と砂岩が細かく互層するもので、しばしば同斜褶曲を示す(第37図)。

日の影層全体を通じてみると、薄互層卓越層(Ha)を挟んでその上下に泥岩を主とする地層(H)が発達している。化石としては佐伯亜帯南部の泥岩や酸性凝灰岩から、*Holocryptocanium barbui*, *H. geysersense*, *Novixitus cf. weyli*, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala*, *Thanarla elegantissima*, *T. veneta*などを産する(第3表)。この群集は白亜紀後期の初頭を指示する。一方、赤色泥岩・珪質泥岩及びチャートからは白亜紀前期の放散虫化石群集も得られている。

IV. 2. 4 堅田層 (K, Km)

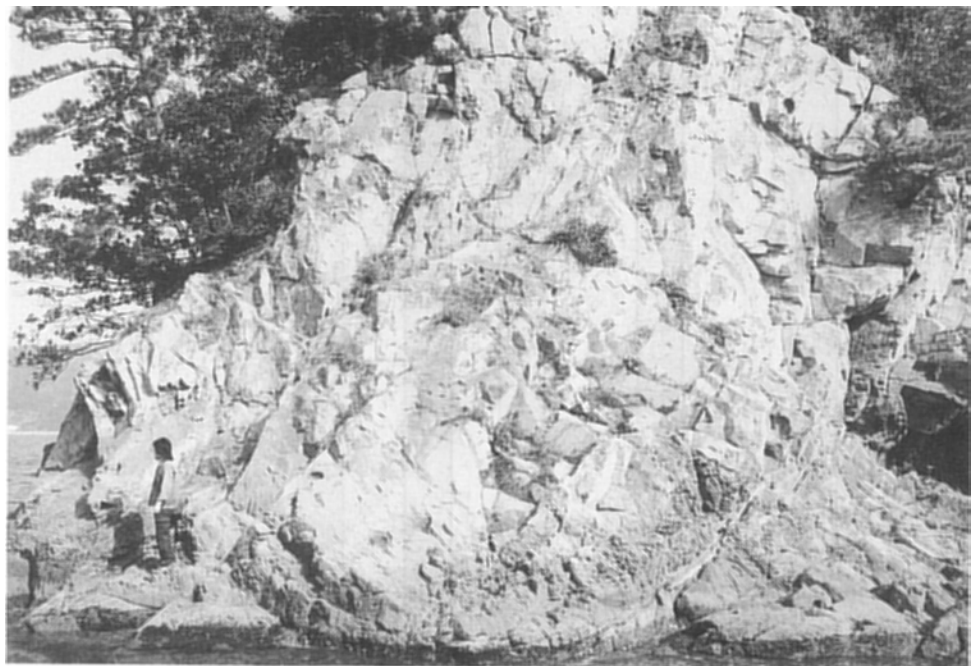
堅田層は四十帯白亜系の中で最も分布の広い地層であり、層序的には佐伯亜帯層群の最上部をしめる。これは日の影層上に整合に重なり、全体として砂岩が卓越する(第38, 39, 41図)。ただし、実際には多くの場合下位層とは断層で画され、整合関係が保存されているのは野岡山断層以北の地域だけであり、



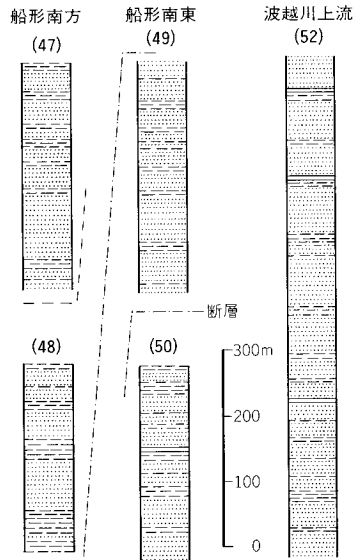
第39図 佐伯亜帯南部の堅田層柱状図
凡例は第21図と同じ



第 40 図 堅田層の砂岩中に挟在する泥岩砂岩薄互層 (佐伯市片白島)



第 41 図 堅田層の厚層理砂岩 (佐伯市三栗島)

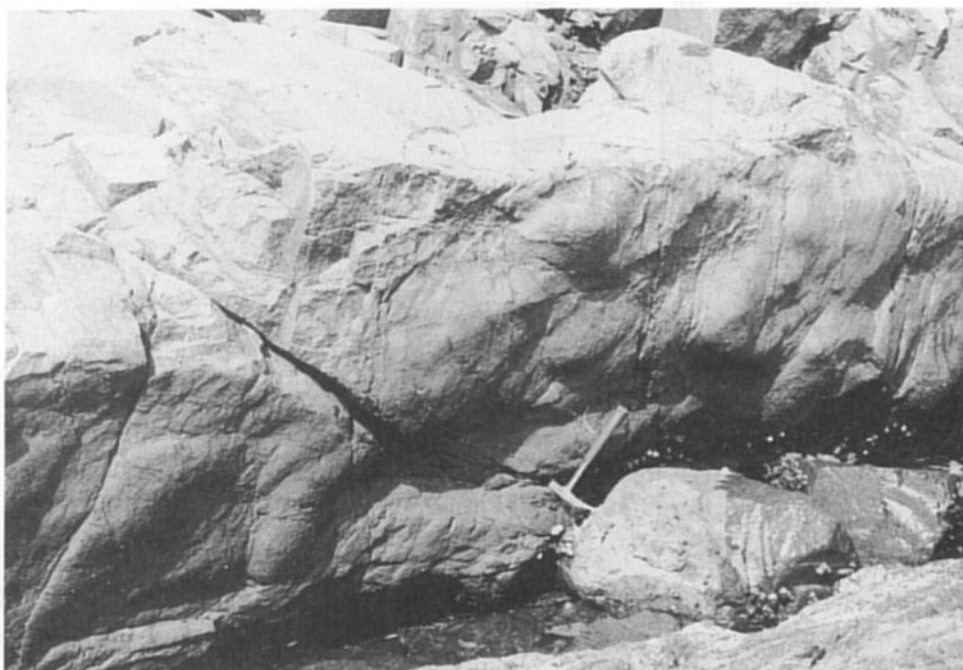


第 42 図 佐伯亜帯南縁部の堅田層柱状図
凡例は第 21 図と同じ

また岩相も場所によって異なる。

佐伯亜帯南部の堅田層のうち、大越断層付近を境としてその北側のものは砂岩を主とし、はさみとして泥岩がはいるのが普通である。このような地層の層序が最もよく見られるのは佐伯市檜野から直川村河内南東にかけての地帯である。ここでは断層のため下限不明で、層厚は約 1,800 m あり、はさみのごく少ない厚い砂岩部と泥岩ないし砂岩・泥岩部が交互している。泥岩は多くの場合厚さ 20 m 以下であるが、100 m に達するものも 2 層準にあり、上位の泥岩厚層中にはごくまれに赤色泥岩が含まれる。このような厚い泥岩層を挟む地層は野岡山断層のすぐ北側に繰り返し露出する。日の影層上に整合に重なる堅田層最下部も上記のような岩相を持っており、それは直川村の細川内・赤木及び佐伯市の高島・上久部・市街地周辺などに分布する。大入島でも堅田層は下位層と整合関係にあるが、ここでは酸性凝灰岩が 2 層あり、また同島や片白島では砂岩中のはさみとして泥岩砂岩互層が多い(第 40 図)。大越断層以南の佐伯亜帯南部では、同断層以北の場合に比べ、堅田層の砂岩(第 41 図)中のはさみが概して薄く、しかもその大部分が泥岩砂岩薄互層からなる。連続した地層が最も幅広く分布する赤木川上流から若山谷にかけての地域では層厚が 1,200 m に達する。佐伯亜帯南縁部でも砂岩が堅田層の主体をなすが、その割合は同亜帯南部の場合より低く、泥岩砂岩薄互層が頻繁に挟在する。

既述のように堅田層はほぼ大越断層と黒沢断層を境とする 3 つの地帯で岩相が異なる。しかし、これら各帯の地層が層序的な上下関係にあるのか、又は同時異相の関係にあるのかについての確証はない。基底部が北側の地帯だけに露出していることや各帯の層厚を積算すると莫大な値になることなどを考え合わせると、地帯によって地層の層序的範囲に多少の違いはあるだろうが、大部分は同時異相の関係にあるものと推定される。堅田層の砂岩は中-細粒であり、露出のよい海食崖でみると、まれながら大型のソールマークや斜交層理などの堆積構造を持っている(第 43 図)。また、厚い塊状砂岩の基底部やその直下にはときおり第 44, 45 図に示すようなスランプ堆積物が見られる。堅田層産の化石としては 2 地点の泥岩から時代決定に有効な放散虫が得られており、その群集は日の影層の泥岩や酸性凝灰岩から産するものと同じで、白亜紀後期の初頭を示す。



第 43 図 堅田層の砂岩層下底に見られる大型のフルートカスト (佐伯市片白島)
流向は写真の左下から右上



第 44 図 泥質基質中に泥岩砂岩互層のブロックが含まれる堅田層のスランプ堆積物 (佐伯市八島)



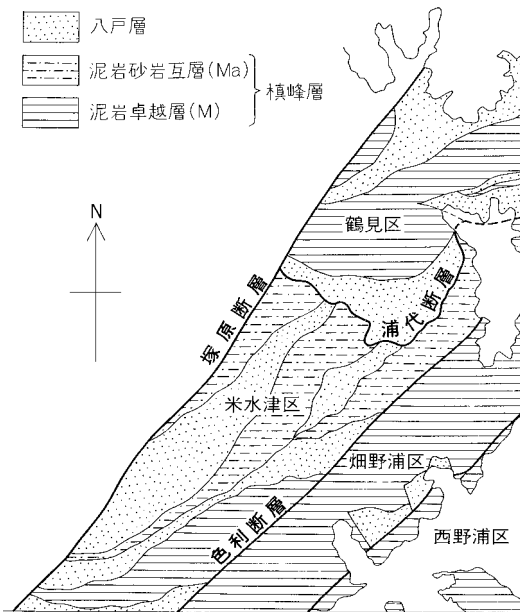
第 45 図 砂岩及び泥岩砂岩薄互層のブロックからなる堅田層のスランプ堆積物（佐伯市大入島東端）

IV. 3 蒲江 亜 層 群

蒲江亜層群は寺岡ほか（1985）の命名によるもので、橋本（1962 a）の蒲江・米水津両層群にはほぼ相当する。これは蒲江亜帯に分布し、北側の佐伯亜層群とは塚原断層、南側の古第三系北川層群とは南隣の蒲江地域において古江断層により画される。蒲江亜層群は下位の槇峰層と上位の八戸層からなり、これらは本地域では断層関係にある。槇峰・八戸両層の名称は今井ほか（1971）による。しかし、本報告では奥村ほか（1985）の再定義に従い、槇峰層は今井ほか（1971）の槇峰層 M2 部層及び八戸層 Y2・Y1 b 両部層を一括したものであり、また八戸層は今井ほか（1971）の八戸層 Y1 a 部層に相当する。佐伯地域の蒲江亜層群は多数の走向断層で切られて覆瓦構造を形成しているので、記載の便宜上、その分布地を第46図に示すように、北から鶴見・米水津・畑野浦・西野浦の4区に分ける（第46図）。

IV. 3. 1 槇峰層 (M, Ma)

槇峰層は本地域の南東部に分布し、蒲江町畑野浦から米水津村にかけて海食崖に良く露出している。分布の北限は鶴見町沖松浦を通り北東から南西方向に延びる塚原断層であり、南限は南隣蒲江地域の古江断層である。

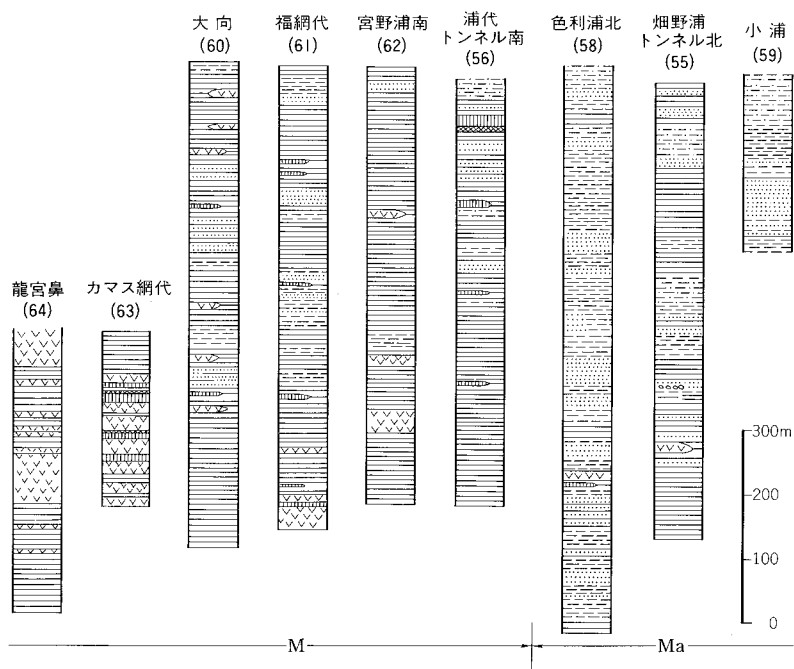


第 46 図 蒲江亜帯における槇峰・八戸両層の分布と地域区分

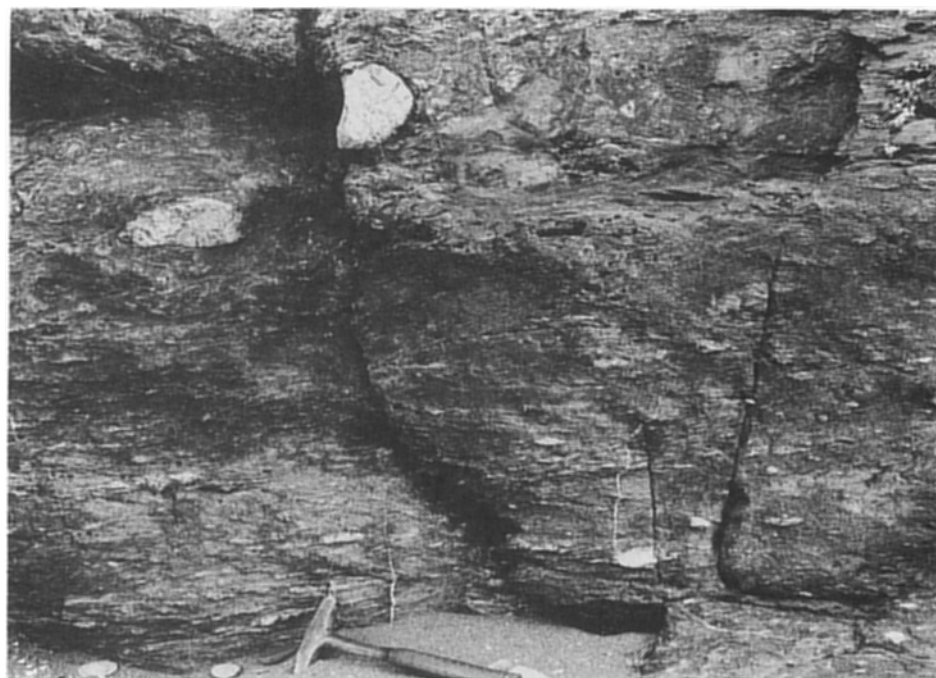
槇峰層は主に片理の発達した泥岩からなり、しばしば泥岩砂岩互層・塩基性火山岩・チャートを伴う。地質図では本層の碎屑岩を泥質岩の卓越する地層 (M) と泥岩砂岩互層の卓越する地層 (Ma) とに区分して示した。また、チャートや赤色泥岩は、放散虫化石から決定された時代が周囲の泥岩よりも古いことが多いので、これらと似た産状を示す塩基性岩とともに異地性岩体とした。西野浦・燗野浦・鶴見区では泥岩が卓越し、しばしば塩基性火山岩やチャートを伴う。米水津区では泥岩砂岩互層が多く分布する。

本地域の槇峰層は上下限を断層で断られているのみならず、地質図に示していない小規模の断層も多く認められる。適当な鍵層がないので、断層を越えて地層の対比はできない。断層で囲まれたいくつかの地塊における槇峰層の柱状図を第 47 図に示す。これによると、地質図で連続として表現した層厚は最大でも 900 m 以下である。

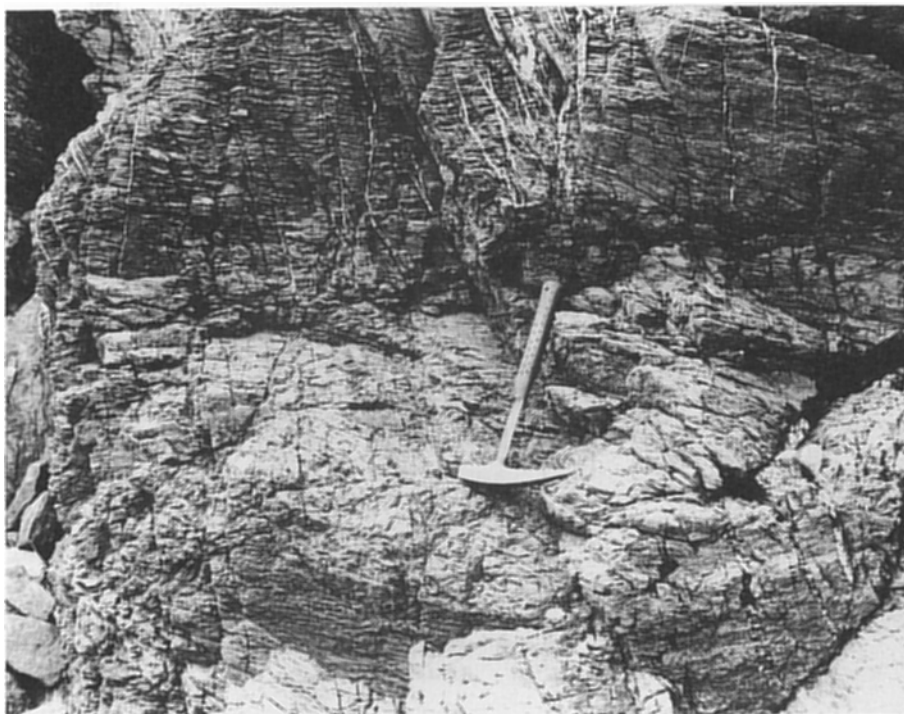
泥岩卓越層 (M) は南から蒲江町スノ本、米水津村燗野浦及び鶴御崎半島の稜線に分布する。層厚は 500 m 以上である。主に泥質岩からなり、塩基性火山岩・チャート・赤色泥岩・砂岩・泥岩砂岩互層を挟む。これらのうち大規模のものは地質図に示した。このほか、露頭でレンズと確認できるもの (第 48 図) まである。西野浦区の蒲江町スノ本や燗野浦区の蒲江町尾浦及び米水津村色利浦に分布する泥質岩は顕著な片理を示し、千枚岩になっている。片理面は層理面とよく一致する。片理面に平行あるいは交差する石英の分結脈が入っていることがある (第 49 図)。片理の発達した地域の塩基性火山岩にはアクチノ閃石が生じている。一方、鶴見町浦代浦や東隣鶴御崎では片理の発達が弱く、塩基性火山岩中



第 47 図 槇峰層柱状図
凡例は第 21 図と同じ



第 48 図 槇峰層の泥岩中の砂岩レンズ
(蒲江町尾浦南方)



第 49 図 槇峰層の泥質千枚岩と凝灰質千枚岩（蒲江町尾浦南方）
片理を切って石英分結脈が入っている



第 50 図 槇峰層のチャートと赤色泥岩からなる海岸の急崖（蒲江町尾浦南方）

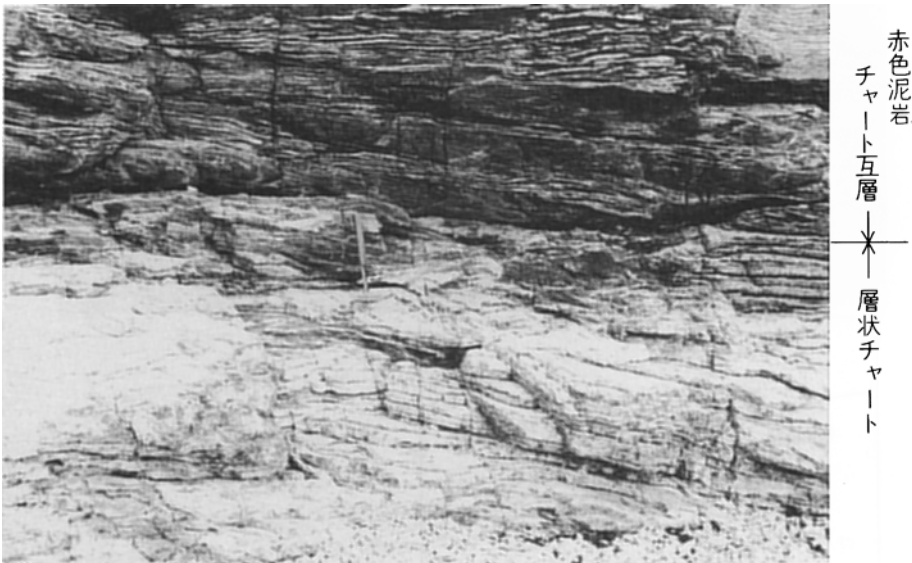
にはぶどう石やパンペリー石が生じている。

泥岩砂岩互層 (Ma) は米水津区だけに分布し、層厚は約 800 m である。主に泥岩がちの泥岩砂岩互層からなり、まれにチャートと塩基性火山岩を挟む。しばしば中-細粒の砂岩層を含む。砂岩の層厚は最大でも 50 m 以下である。泥岩砂岩互層は大部分が剪断されており、砂岩はちぎれて厚さ 1-10 cm、長さ 3-30 cm のレンズをなす場合が多い。この剪断された泥岩砂岩互層中には、ときとして厚さ 2-4 m、長さ 5-10 m の大きな砂岩塊も見られる。岩塊状のチャート・塩基性火山岩及びごくまれに石灰岩が含まれることもある。石灰岩は石草峯山頂の南南西約 1.3 km の地点だけに露出する。これはよく成層した灰色の石灰岩で、Ma の泥岩中に厚さ約 5 m のレンズ状岩体として含まれる。畑野浦区石草峯東方の泥岩砂岩互層中には厚さ 50 cm 以下の礫岩層を挟む。礫はチャート・砂岩・泥岩からなり、最大長径 5 cm の円礫である。基質は粗粒砂岩で、多数の泥岩片を含む。

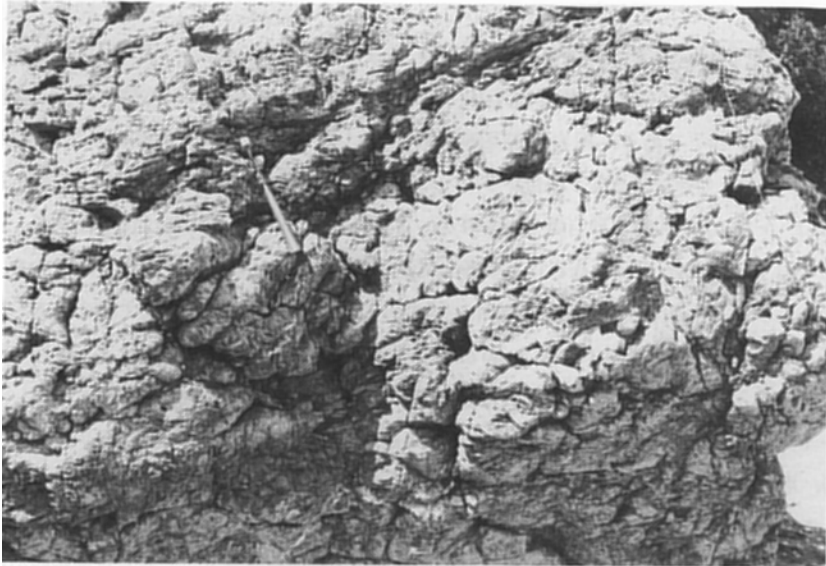
チャート は M と Ma の両方に含まれ、主に 1-5 cm の厚さを持って細かく成層し、赤色泥岩や塩基性凝灰岩、塩基性溶岩と近接して産することが多い。一般には、下位から枕状溶岩・玄武岩凝灰岩・チャート・赤色泥岩・泥岩の順に累重している (第 50, 51 図)。塩基性火山岩は短距離の内に消滅することが多いが、チャートはより長く、赤色泥岩は更に長く側方に追跡できる。これらは堆積時の層序関係を維持している異地性岩体である。厳密には赤色泥岩の上位に重なる泥岩の一部も異地性岩体として扱うべきであるが、周囲の泥岩と区別ができない。

塩基性火山岩 には玄武岩溶岩・玄武岩質凝灰岩・ドレライトが識別される。この内、規模の大きいものはスノ本、尾浦、色利浦及び小浦に分布する。スノ本や尾浦の岩体は厚さ約 70 m である。

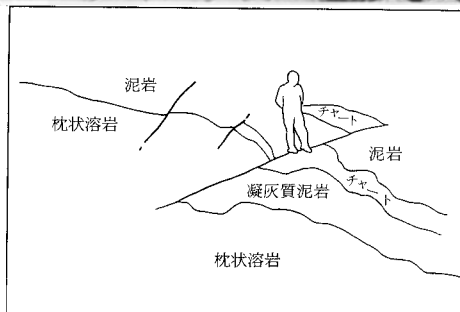
小浦南方には断層に上下限を境された厚さ 200 m 以上の岩体が分布する。主に枕状溶岩からなり、間に厚さ 5 m 程度の泥岩を数層挟む。枕の長径は 20-80 cm で、枕の間を淡灰色の石灰岩が埋めている。



第 51 図 層状チャートとその上位に重なるチャート赤色泥岩互層 (第 49 図のクローズアップ)



第 52 図 槇峰層の枕状溶岩の産状 (蒲江町福網代南東方)
写真左上方が上位



第 53 図 槇峰層の枕状溶岩とその上位に重なるチャート・泥岩
(蒲江町福網代南東方)

ることがある。尾浦の塩基性火山岩では、下位から枕状構造を持つ玄武岩溶岩（第 52 図）、玄武岩質凝灰岩・赤色泥岩あるいは凝灰岩とチャートの互層、チャートを経て泥岩に移り変わる関係がみられる（第 53 図）。泥岩砂岩互層中の塩基性火山岩は一般に小規模でレンズ状の分布をしている。塩基性火山岩の上位の泥岩中には厚さ 2-10cm のマンガニ鉄鉱層がしばしば見られる。

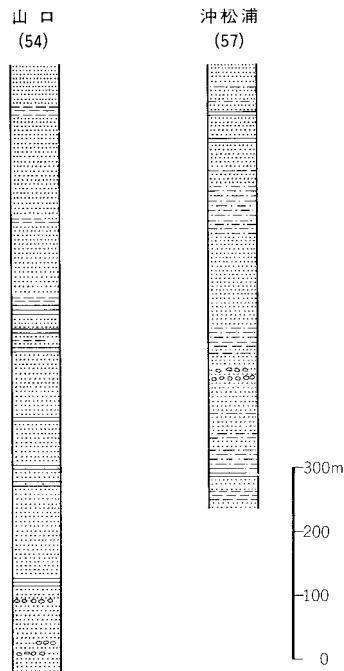
楨峰層のチャートや赤色泥岩からは、佐伯亜層群産のものと同じような白亜紀前期-後期初頭の放散虫化石群集が得られており、泥岩や珪質泥岩からは、*Alievium* sp., *Amphipyndax* cf. *enesseffi*, *A. plousios*, *A. stocki*, *Archaeodictyomitra* (?) cf. *regina*, *Dictyomitra formosa*, *D. koslovae*, *D. cf. napaensis*, *Praeconocaryomma* cf. *universa*, *Pseudoaulophacus florensensis*などを産出する（第 3 表）。後述のように、この放散虫群集は白亜紀後期のサントニアンからカンパニアン中頃にかけての時代を指示する。

IV. 3. 2 八戸層 (Y)

八戸層は鶴見区と米水津区に広く分布する。鶴見区では元越山の稜線部と鶴見町沖松浦の海岸部、米水津区では神楽山-石草峯の稜線に分布する。畑野浦区では畑野浦と尾浦間の稜線に小規模に分布する。

八戸層は、主に砂岩からなる地層で、塩基性火山岩及び赤色泥岩を欠き、下部に薄い礫岩層を挟む（第 54 図）。

最も広く分布する米水津区の神楽山付近で、層厚は約 900 m に達する。ときとして、厚さ 10-20 m の砂岩泥岩互層や泥岩を挟む。砂岩泥岩互層は、単層の厚さが砂岩 5-20 cm、泥岩 2-5 cm 程度のことが多い。この互層は層理面を保存している時と、剪断を受けてちぎれ、砂岩がレンズ状に細かく砕かれ、



第 54 図 八戸層柱状図
凡例は第 21 図と同じ

泥質基質に入っていることがある。本層の砂岩泥岩互層はまれに薄い珪質泥岩を挟む。

本層の砂岩は主に中一細粒、まれに粗粒で、1-3 m の厚さで成層する。塚原断層に近接して分布する本層最上部の塊状砂岩には、しばしば薄い鱗片状の泥質岩片が含まれる。厚い塊状砂岩には、まれに直径 5-20 mm のチャートと泥質岩の円礫からなる礫岩が挟まれる。この礫岩の基質は淘汰の悪い中粒の砂岩である。本層の砂岩には、主にぶどう石と方解石で充填された微細な白色鉱物脈が見られる。

八戸層からはまだ時代決定に有効な化石が得られていない。

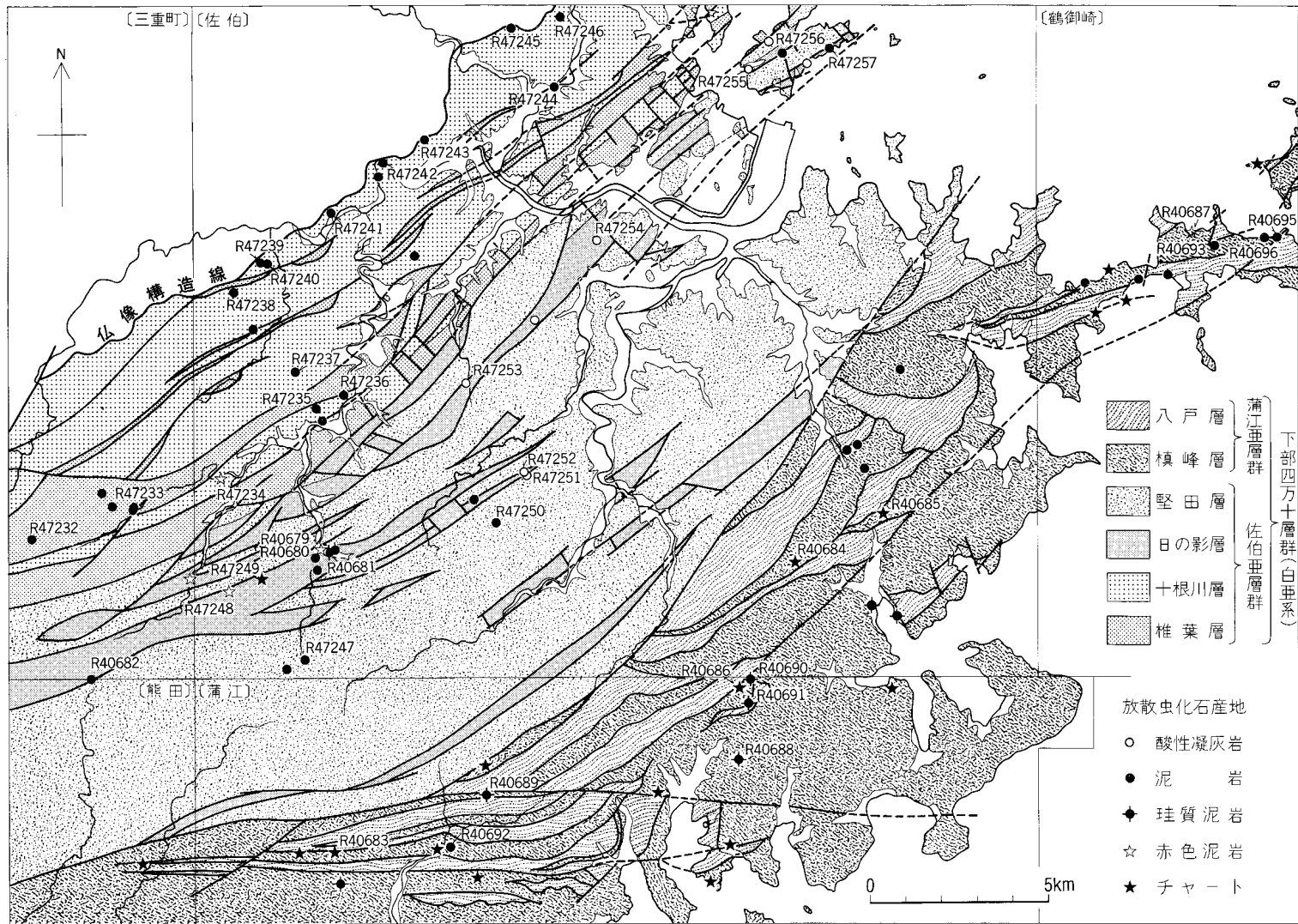
IV. 4 産出化石と時代

佐伯及び隣接地域の四万十帯白亜系からはまだ大型化石が得られていない。しかし、放散虫化石はいろいろな岩相の地層から産し、産出頻度を岩相別にみると、チャートが最も高く、赤色泥岩・珪質泥岩・酸性凝灰岩・泥岩の順に低くなる。主な化石産地を第 55 図に示す。本図の範囲内においては、1,002 地点で 2,430 個の試料を採取し、156 地点、208 試料から放散虫化石を見いだした。ただし、この場合は産出の多寡を問わない、実際には産出個体数が少なかったり、保存の悪いことが多く、第 3 表には 43 地点からの放散虫化石を層序単位・岩相別に示してある。なお、この表では佐伯地域の調査研究の際に見いだされた化石のほか、奥村ほか (1985)、奥村・寺岡 (1988) が既に報告したのも新しい層序区分に従って表示してある。

第 3 表から分かるように、放散虫化石は産出層準や岩相によってかなり種構成を異にしており、次のような 3 群集に大別できる。

① *Archaeodictyomitra apiarium*, *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、*Holocryptocanium barbui*, *H. geysersense*, *Pseudodictyomitra carpatica* などを含む。この群集は椎葉・十根川両層の泥岩から産し、部分的ながら日の影層の赤色泥岩や槇峰層のチャートからも見いだされている。① の群集は四国西部宇和島地域の四万十帯で、寺岡・栗本 (1986) が *Archaeodictyomitra brouweri* 群集 (バラングニアン-パレミアン) としたものに相当する。

② *Holocryptocanium* に属する種、*P. carpatica*, *P. pentacolaensis* など ① と共通種もあるが、上述のような ① の特徴種に代わって *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、槇峰層中のチャート・赤色泥岩からも得られており、NAKASEKO and NISHIMURA (1981) の *Holocryptocanium barbui*-*H. geysersense* 群集 (アルピアン-セノマニアン) に入る。寺岡・栗本 (1986) は *H. barbui*-*H. geysersense* 群集を *Archaeodictyomitra vulgaris* 群集 (アルピアン) と *H. barbui* 群集 (セノマニアン) に 2 分しているが、日の影・堅田両層の場合、種の構成からみると、泥岩・酸性凝灰岩から産する群集は *H. barbui* 群集に相当し、*A. vulgaris* 群集に属すると考えられるものはチャート・赤色泥岩・珪質泥岩から見いだされている。



第 55 図 佐伯及び隣接地域の四万十帯における放散虫化石産地
 [] 内は 5 万分の 1 地形図名

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

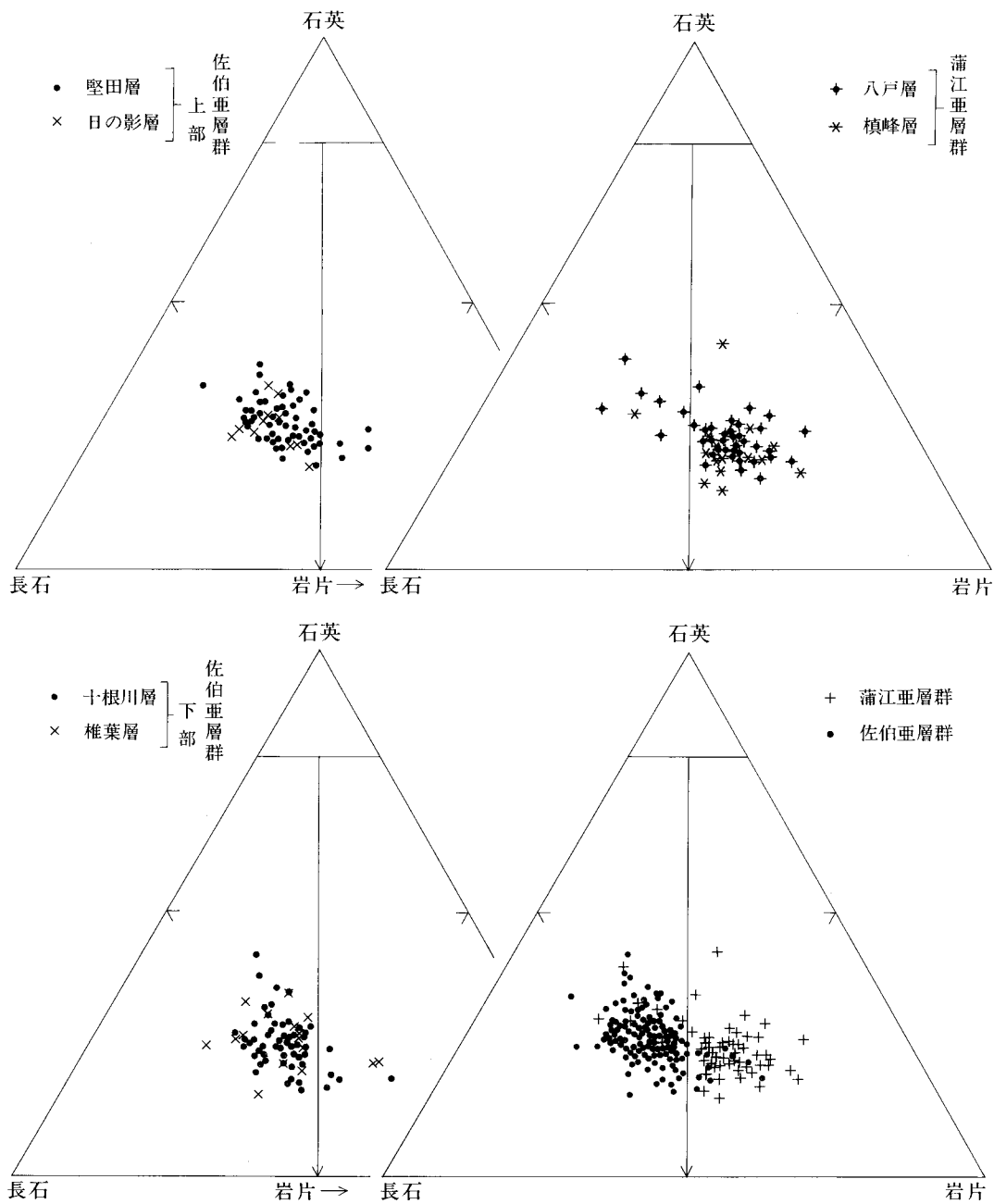
泥岩や酸性凝灰岩から産出する放射虫群集によると, 佐伯亜層群の椎葉・十根川両層はバランギアン-パレミアン, 同じく日の影・堅田両層はセノマニアン, 蒲江亜層群の槇峰層はサントニアン-カンパニアン中頃という時代的範囲にはいる. ただし, 椎葉・日の影・槇峰の3層の場合は基底が不明であり, また化石の産出層準を考慮すると, これらの下限が上記の時代より若干古くなる可能性は否定できない. 八戸層の時代については確証がない. しかし, 蒲江亜層群が全体として白亜紀後期後半の堆積物であることは明らかである. チャートや赤色泥岩から産する放射虫化石はまわりの地層からのものより古い時代を示す場合が多く, これらの岩石は塩基性火山岩とともに, 大部分が異地性岩体をなすものと推定される. なお, 塩基性火山岩のなかには, 産状からした, 砕屑岩の堆積とほぼ同時期の火山活動の産物とみなされるものもある.]

IV. 5 砂岩組成

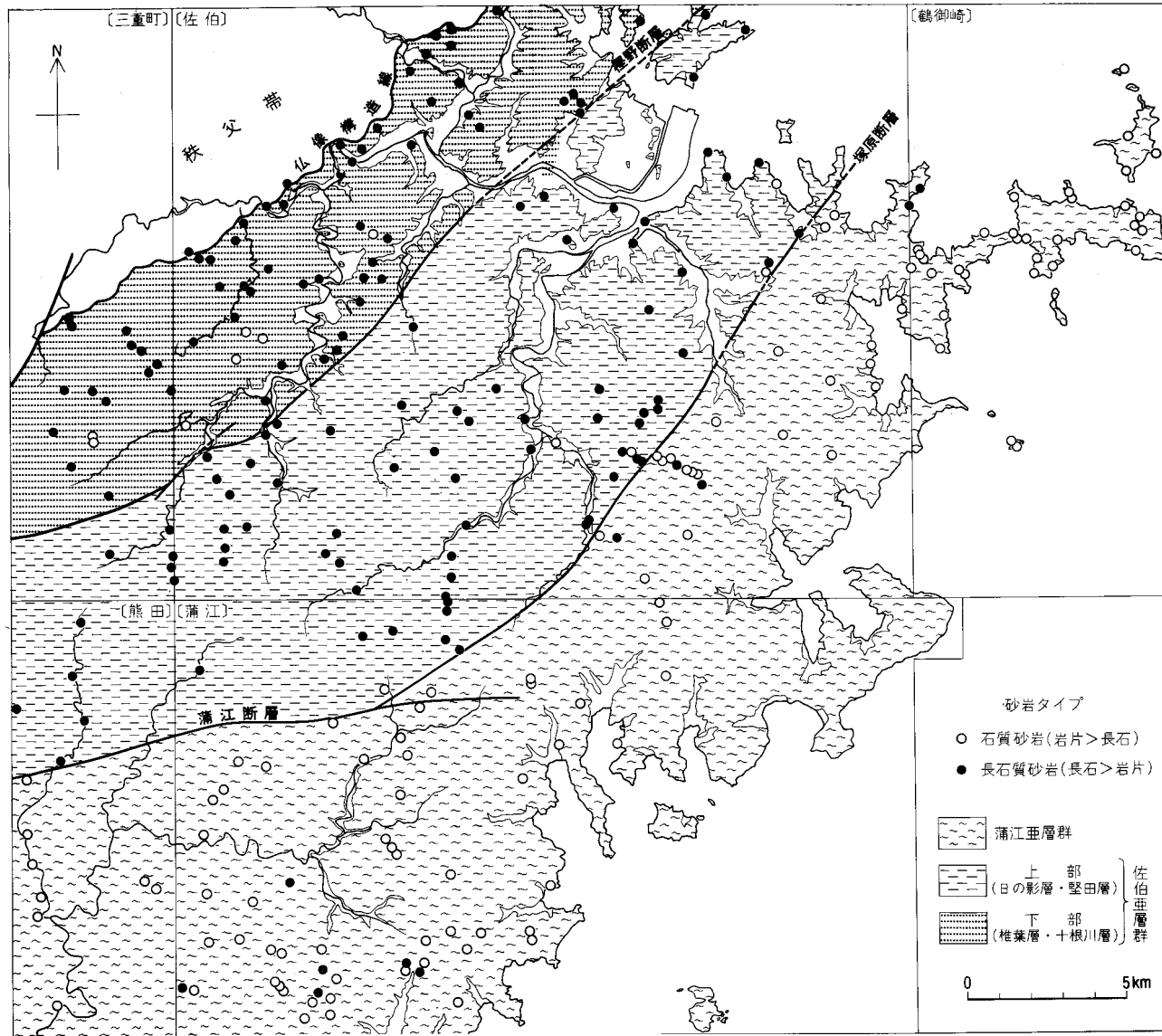
四万十帯では砂岩組成が時代だけでなく地域によっても変化し, 大まかな地層区分や構造区分に役立つことが知られている. 九州や四国西部の場合, 白亜系と第三系, 白亜系の中では佐伯亜帯と蒲江亜帯で著しく砂岩組成が異なる (寺岡, 1977, 1979; 今井ほか, 1979, 1982; 奥村ほか, 1985; 寺岡ほか, 1986; 奥村・寺岡, 1988; 寺岡・栗本, 1989). 以下に述べるように, このことは佐伯地域においても認められる. ただし, この地域には第三系が分布しない.

砂岩試料は厚さ数 10 cm 以上の砂岩単層の中粒の塊状砂岩から採取し, 次の手法でモード分析を行った. すなわち, コバルチ亜硝酸ナトリウム溶液でカリ長石を染色した薄片を用い, ポイントカウンティングにより基質・石英・カリ長石・斜長石及び岩片の量比を求める. ポイント数は各薄片につき 1,000 点である. 分析した佐伯地域の試料は 138 個であるが, 本文や図表類にはこれらのデータだけでなく, 隣接する蒲江・鶴御崎両地域 (奥村ほか, 1985; 奥村・寺岡, 1988) 及び三重町地域や熊田地域のそれぞれ一部のものも示してある. なお, 以下で各鉱物・岩片の量というのは, 基質を除いたフレームワークグレンにおけるそれぞれの百分率である. 砂岩にはいろいろな粒度のものがあつて, 一般に粒度が著しく異なると, 基質の量や鉱物組成がかなり違ってくるが, ここでは中粒砂岩についてのべる.

四万十帯白亜系砂岩は 10-30%, 平均 19.1% の基質を持ち, 基質 15% を境界値とする分類によれば, 大部分がワッケに属する (第 4 表). 基質 15% 未満のアレナイトは, 佐伯及び隣接地域から採取された 275 試料の約 7% にすぎず, その多くは佐伯亜層群から得られている. 基質の量は粒度が細くなると



第 56 図 佐伯及び隣接地域の四万十帯白亜系砂岩の石英-長石-岩片図



第 57 図 佐伯及び隣接地域の四万十帯における長石質砂岩と石質砂岩の分布

第 4 表 佐伯及び隣接地域の四万十帯白亜系砂岩の平均組成

砂岩主要構成要素 層序区分	基質	石英	長石		岩片	石英/長石	カリ/長石	岩片/長石	
			カリ長石	斜長石					
蒲江 亜層群	八戸層 [91]	19.4% (2.8)	22.5% (4.9)	8.3% (2.7)	24.2% (4.6)	45.1% (7.8)	0.71 (0.19)	0.25 (0.07)	1.46 (0.45)
	槇峰層 [38]	20.6 (2.7)	21.8 (5.8)	6.0 (3.2)	25.6 (4.6)	46.6 (7.3)	0.72 (0.25)	0.19 (0.10)	1.54 (0.44)
	全 体 [129]	19.8 (2.8)	22.3 (5.2)	7.6 (3.1)	24.6 (4.6)	45.6 (7.7)	0.71 (0.21)	0.23 (0.08)	1.49 (0.45)
佐伯 亜層群	堅田層 [55]	19.0 (2.9)	27.2 (4.4)	11.9 (2.6)	30.9 (4.1)	30.0 (6.5)	0.64 (0.12)	0.28 (0.05)	0.72 (0.24)
	Hの影層 [12]	18.7 (2.4)	27.6 (3.5)	10.9 (4.1)	34.4 (3.6)	27.1 (3.5)	0.62 (0.11)	0.24 (0.09)	0.60 (0.11)
	十根川層 [56]	18.1 (3.1)	25.0 (5.1)	12.7 (2.7)	30.4 (3.4)	31.9 (5.9)	0.59 (0.14)	0.29 (0.05)	0.76 (0.21)
	椎葉層 [23]	18.6 (3.4)	27.2 (5.5)	9.9 (3.1)	32.3 (4.9)	30.7 (7.5)	0.66 (0.16)	0.23 (0.06)	0.76 (0.31)
	全 体 [146]	18.5 (3.0)	26.4 (4.9)	11.8 (3.0)	31.2 (4.1)	30.6 (6.4)	0.62 (0.14)	0.27 (0.06)	0.73 (0.24)

[]内は試料数, ()内は標準偏差

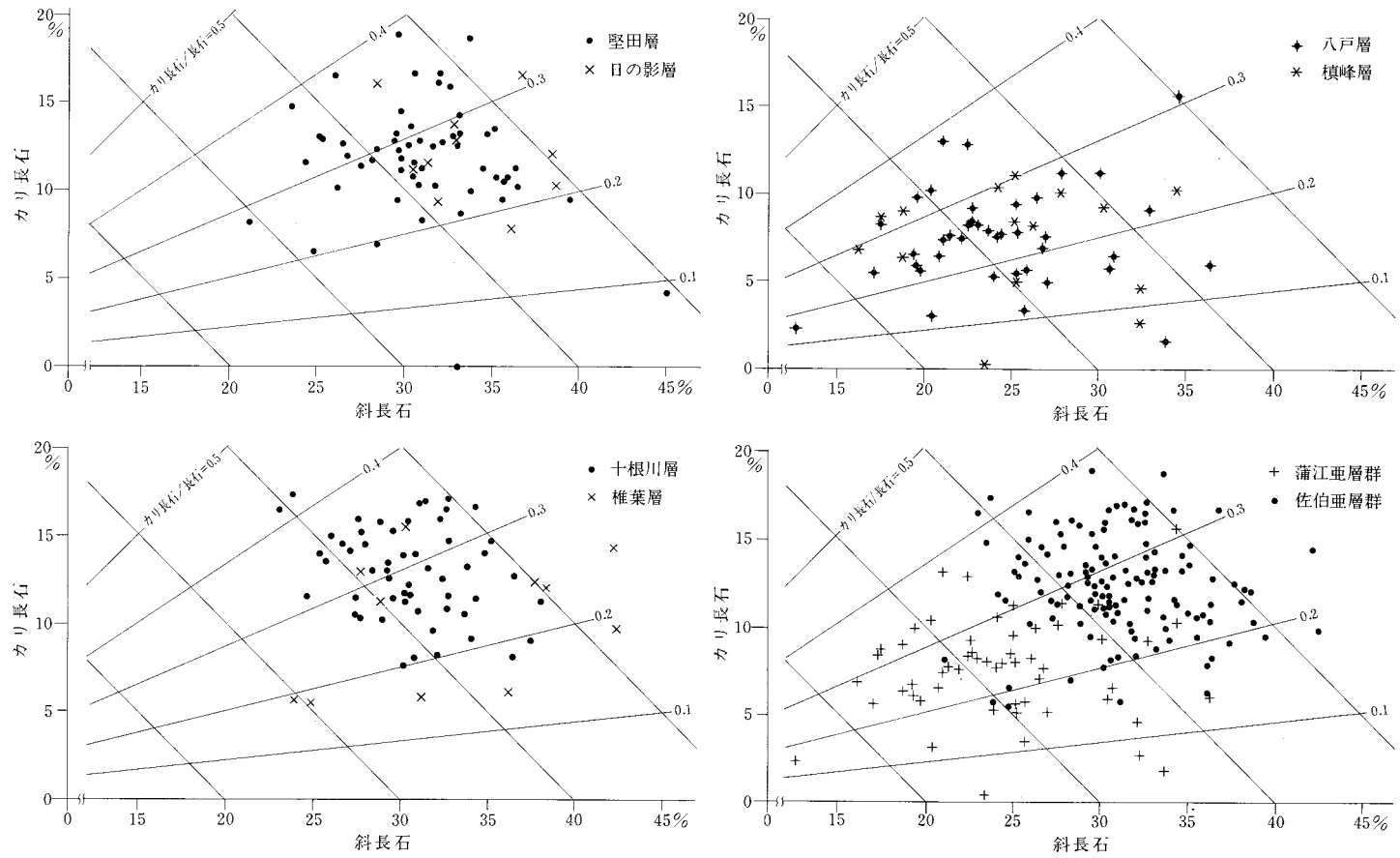
増加する傾向がある。

砂岩における石英・長石・岩片の量比を第 56 図、長石と岩片の量的関係を第 57 図に示す。これらの図や第 4 表から分かるように、佐伯亜層群は長石質砂岩、蒲江亜層群は石質砂岩でそれぞれ特徴づけられる。もちろん例外もあるが、全体としてみれば両亜層群の境界は砂岩組成の上でも明瞭である。佐伯亜層群の中では、石英・長石・岩片比でみるかぎり、砂岩組成上の有意な時代的差異は認められない。この亜層群の砂岩は、若干の例外もあるが、石英 17-40%、長石 35-55%、岩片 20-40% の範囲にはいる。一方、蒲江亜層群砂岩の場合も層準による違いはなく、大部分のものが石英 15-30%、長石 20-40%、岩片 40-60% の組成範囲におさまる。

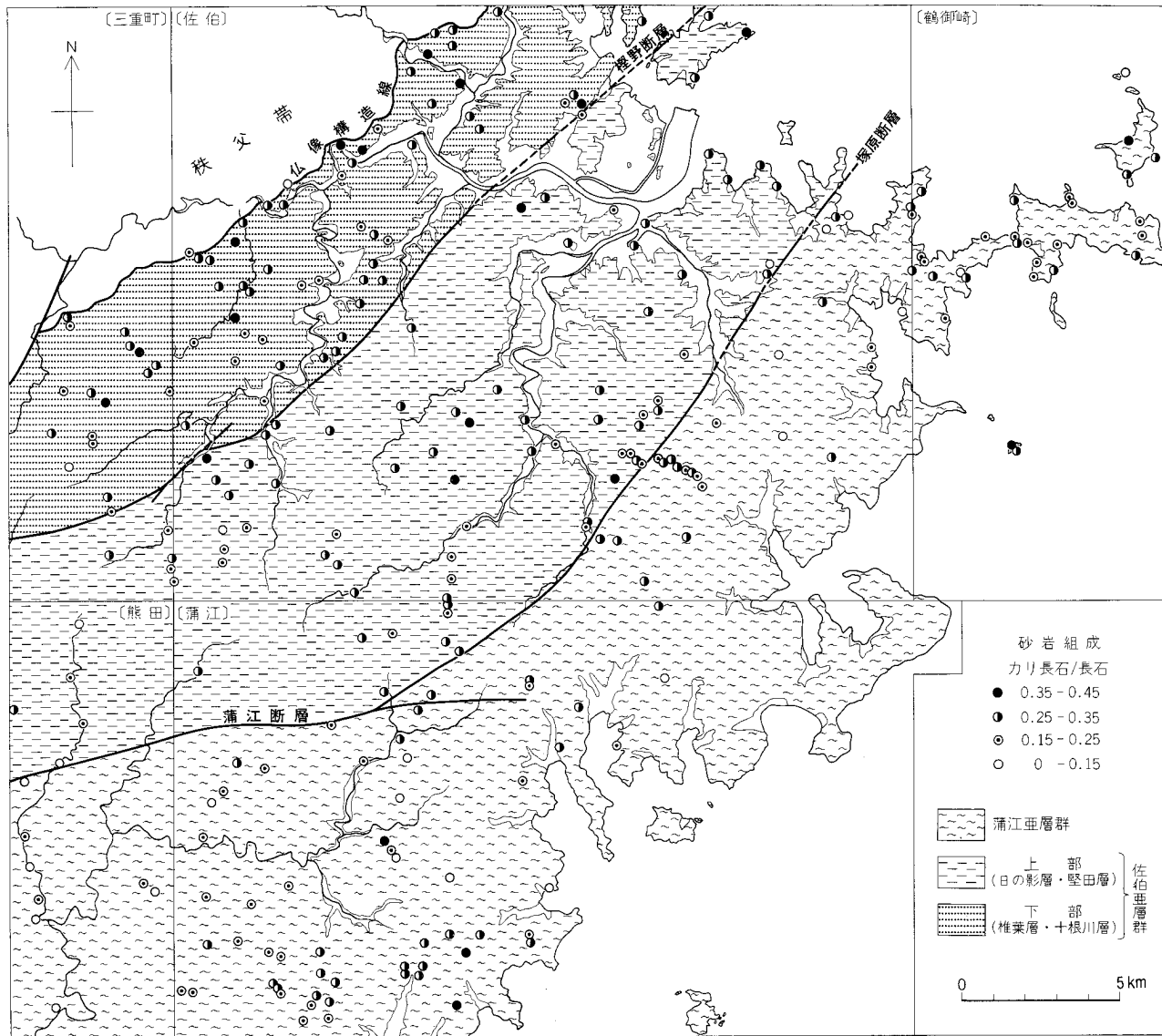
砂岩中の長石はカリ長石と斜長石からなる。カリ長石としては正長石が多く、微斜長石は全体の 3 分の 1 以下であり、パーサイト・微斜長石パーサイトもある。斜長石はほとんどが曹長石化し、部分的ながら絹雲母・緑泥石・方解石などの二次鉱物を生じていることが多く、累帯構造は認められない。カリ長石は斜長石より少なく、長石全体の 40% を超えることはごくまれである。第 58, 59 図及び第 4 表にカリ長石と斜長石の量的関係を示してある。これらの図表から分かるように、佐伯亜層群の砂岩では一般にカリ長石が 5-19%、斜長石が 22-40% 含まれているのに対し、蒲江亜層群の場合はそれらが 2-13%、16-35% 程度である。次に長石の中に占めるカリ長石の割合についてみると、それぞれの累層内でもバラつきが大きく、かつ各層における変動範囲はオーバーラップしているが、カリ長石/長石比の平均値は、泥質岩の卓越する地層（椎葉層・日の影層・槇峰層）に比べ、砂岩優勢な地層（十根川層・堅田層・八戸層）の方が大きい傾向があり、また佐伯亜層群におけるよりも蒲江亜層群の場合が小さい。

砂岩に含まれる岩片は大部分が火山岩からなり、量的には酸性のものが圧倒的に多く、中性火山岩がこれに次ぎ、玄武岩はごくまれである。これらのほかには、花崗岩・文象斑岩・斑岩・ひん岩・チャート・粘板岩・千枚岩・砂岩・片岩などの岩片が少量含まれる。石英粒は単結晶のものが普通で、波動消光を示す場合でも一般に弱い。

秩父帯では南部三宝山帯尺間山層に砂岩がよく発達しており、これの平均組成（試料数 7）は、基質 17.3%（標準偏差 2.0）、石英 40.1%（1.5）、カリ長石 16.6%（5.3）、斜長石 21.4%（1.0）、岩片 22.0



第 58 図 佐伯及び隣接地域の四十帯白亜系砂岩におけるカリ長石と斜長石の量的関係



第 59 図 佐伯及び隣接地域の四万十帯白亜系砂岩のカリ長石/長石比

% (4.5), 石英/長石 1.09 (0.20), カリ長石/長石 0.42 (0.08), 岩片/長石 0.61 (0.22) である。したがって、尺間山層の砂岩は、四万十帯北縁部に分布する佐伯亜層群のものに比べ、概して石英に富み、岩片に乏しく、石英/長石比及びカリ長石/長石比が高いといえる。

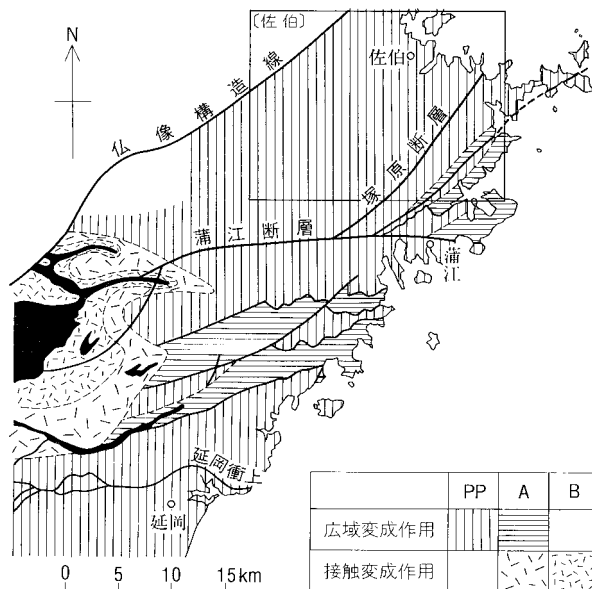
IV. 6 変成作用

本地域とその周辺地域の四万十累層群は低度の広域変成作用を受けており、ぶどう石-パンペリー石帯とアクチノ閃石帯が認められる(第60図)。本地域では槇峰層のうち片理の発達が顕著な部分はアクチノ閃石帯、その他の下部四万十層群はぶどう石-パンペリー石帯に属する。佐伯及び隣接地域における特徴的な変成鉱物の分布を第61図に示す。

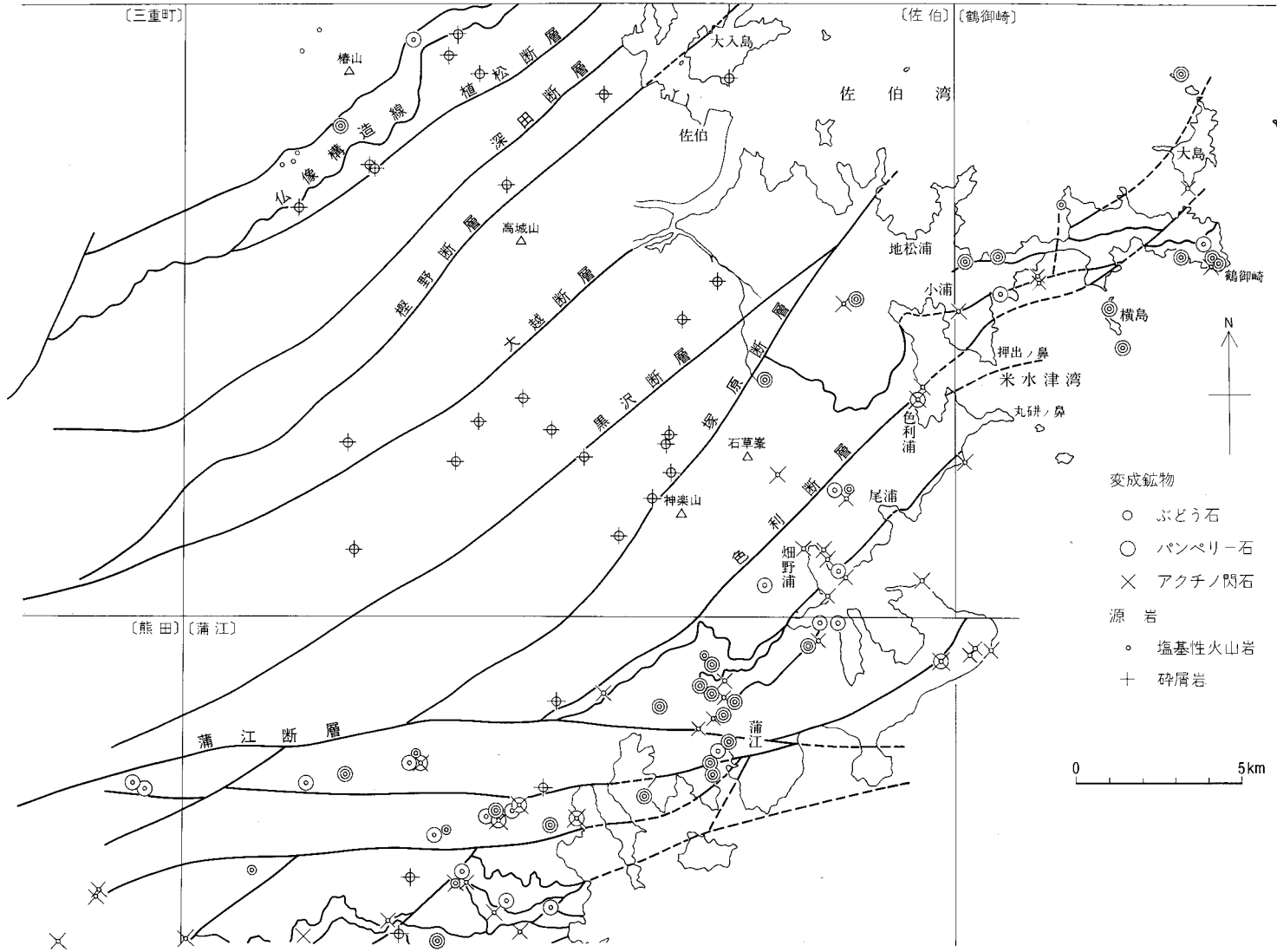
アクチノ閃石帯 本帯はアクチノ閃石-緑れん石-緑泥石の鉱物組合せで特徴付けられる地帯で、ぶどう石やパンペリー石を欠くかあるいは非常にまれである。西野浦区及び畑野浦区の槇峰層の泥岩卓越地域(地質図ではMの地域)がこれに属する。泥質岩に顕著な片理が発達している地域とほぼ一致する。

塩基性火山岩には緑泥石・緑れん石・アクチノ閃石を主とし、曹長石・方解石・チタナイト・石英・不透明鉱物などの変成鉱物が生じている。斜長石はすべて曹長石に変わっているが、普通輝石は部分的に残っていることが多い。砂岩と泥質岩中には白雲母・緑泥石・方解石・石英・曹長石・チタナイト・不透明鉱物が生じている。本帯の砂岩にはぶどう石脈が見られない。

ぶどう石-パンペリー石帯 ぶどう石とパンペリー石の産出で特徴付けられる地帯で、佐伯亜層群や蒲



第60図 九州四万十帯北東部の変成分帯 (奥村・寺岡, 1988を一部修正)
 図中の枠は佐伯地域
 PP: ぶどう石-パンペリー石帯, A: アクチノ閃石帯, B: 黒雲母帯,
 黒色部: 中新世花崗岩類



第 61 図 佐伯及び隣接地域における特徴的な変成鉱物の分布



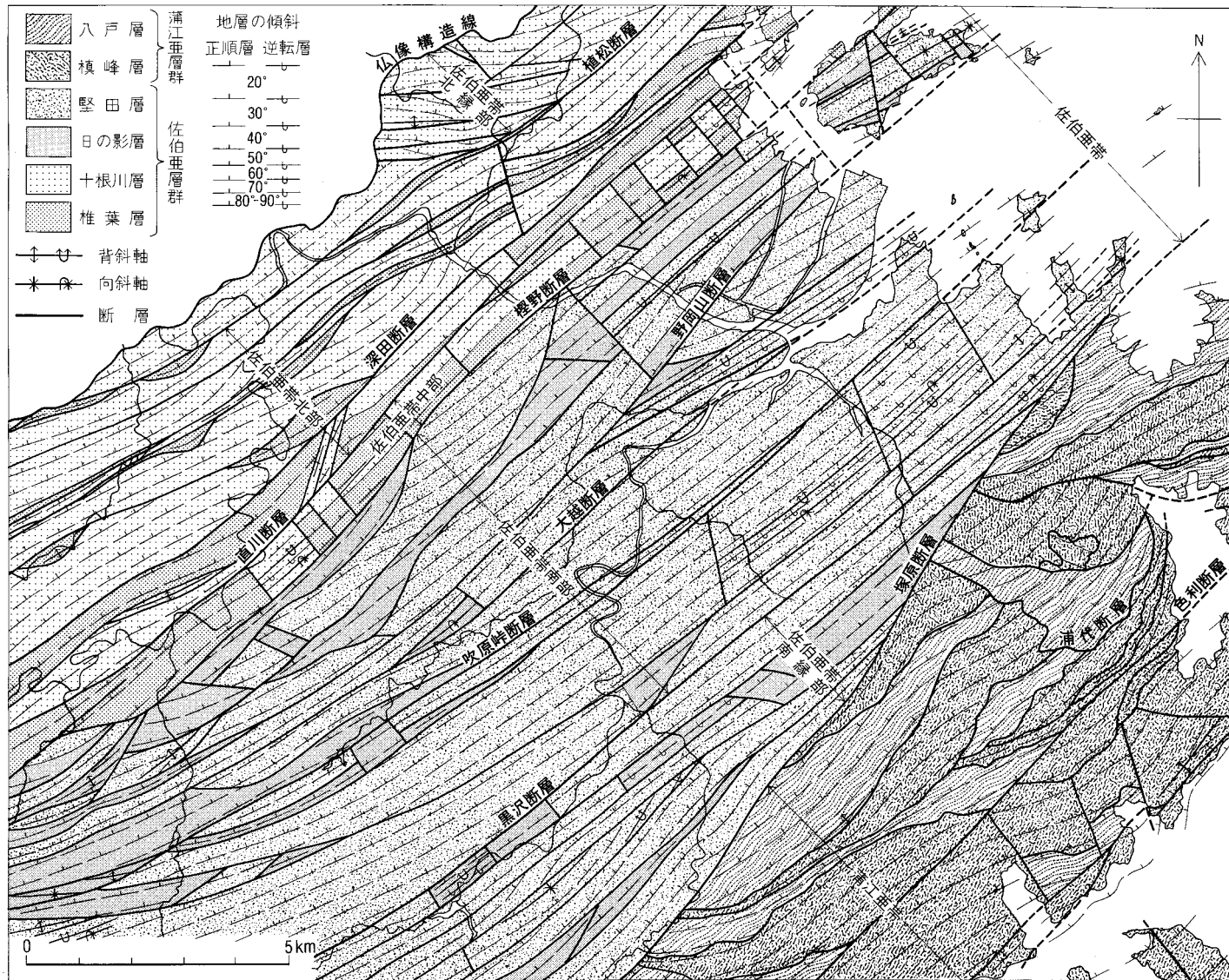
第 62 図 十根川層の砂岩に見られるぶどう石-方解石-石英細脈 (佐伯市番匠大橋の南東 0.6km)

江亜層群の八戸層及び槇峰層の泥岩砂岩互層卓越地域 (地質図では Ma としてある) と泥岩卓越地域のうち片理の発達が弱い地域がこの帯に属する。

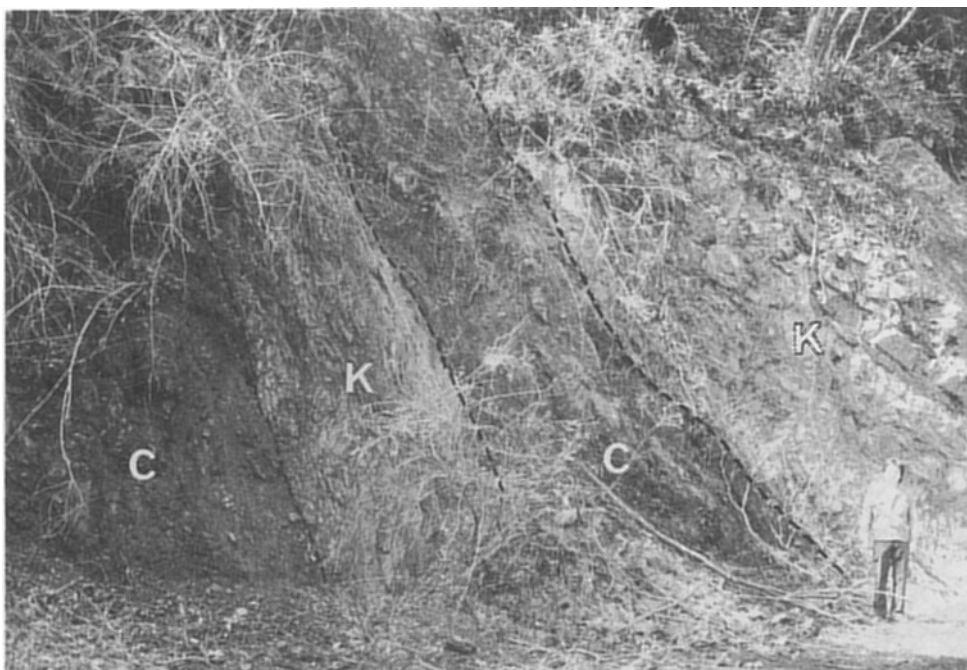
塩基性火山岩を原岩とするものでは、緑泥石・緑れん石・ぶどう石・方解石・パンペリー石・曹長石・石英・チタナイト・不透明鉱物が生じている。一般に片理の発達は弱く、普通輝石の斑晶を残していることが多い。米水津区と鶴見区の塩基性火山岩中でもまれに斑晶の周辺では、緑泥石-アクチノ閃石の組合せが見られることがある。更に、非常にまれにはアクチノ閃石帯に近接したぶどう石-パンペリー石帯中でも、アクチノ閃石-緑れん石-緑泥石の組合せが見られることがある。十根川層と八戸層の砂岩には白色の細脈が多く、これは一般にぶどう石・方解石・石英からなる (第 62 図)。泥質岩中の変成鉱物組合せはアクチノ閃石帯の場合と同じである。

IV. 7 地質構造

四万十帯北帯は北縁を仏像構造線、南縁を延岡衝上で画され、塚原断層を境として、北側の佐伯亜帯と南側の蒲江亜帯に大別される (第 5 図)。佐伯地域には佐伯亜帯と蒲江亜帯北半部が入り、それらにはそれぞれ佐伯亜層群と蒲江亜層群が分布する。両亜層群とも北東-南西方向の一般走向を持ち、多くの走向断層に切られて顕著な帯状構造を呈し、地層の繰り返しが著しい (第 63 図)。しかし、大局的な地層の分布状況を見ると、樫野断層を境とする佐伯亜帯北半部と南半部及び蒲江亜帯では地層の時代が大きく異なり、南のものほど若い。なお、このような地層の地域的時代変化は秩父帯でも認められる。



第 63 図 佐伯地域の四万十帯地質構造図



第 64 図 堅田層中の断層 (佐伯市黒沢ダム西南西 1.5km)
 K: 堅田層の泥岩砂岩薄互層, C: 砂岩角礫を含む断層粘土



第 65 図 椎葉層の泥岩 (S) と十根川層の砂岩 (T) を画する断層 (F) (弥生町上小倉南東 1km)



A



B

第 66 図 明瞭な級化層理を示す堅田層の砂岩 (A) と泥岩砂岩薄互層 (B) (Aは佐伯市城南麓, Bは佐伯市中山団地)

既述のように、仏像構造線は $30-45^{\circ}$ N の傾斜を持つ衝上断層であり、秩父帯の地層はそれとほぼ同じような一般走向を示す。これに対し四万十帯側の構造は部分的ながら同線と大きく斜交しており、佐伯亜帯北縁部は西に向かって幅を減じ、米花山では秩父帯が直接同亜帯北部と接する。佐伯・蒲江両亜帯を画する塚原断層は、堅田川支流の山口川上流から北東に延び、佐伯市の神楽山北斜面・木立を経て鶴見町沖松浦で海中に没する北傾斜の逆断層である。本断層は四万十帯の一般的な構造方向に斜交して走り、その両側で構造がかなり異なる。

佐伯亜帯では大部分の走向断層が北に $40-70^{\circ}$ 程度傾いており、直立ないし南傾斜を示すものはごく少なく、断層破碎帯の幅は様々である（第 64, 65 図）。このような走向断層によって佐伯亜帯群は寸断され、同じ様な層準の地層が何列にも渡って帯状又はレンズ状に露出する。地層の傾斜は $45-70^{\circ}$ が普通である。一方、蒲江亜帯でも槇峰層と八戸層が走向断層のため繰り返し露出しているが、一般に地層の傾斜は $20-60^{\circ}$ で、佐伯亜帯の場合よりも概して小さく、地域的には南に行くにつれ緩くなる傾向がある。このことは断層についてもいえる。ただし、元越山北斜面の槇峰層中にはほとんど水平な断層があり、またその南斜面を構成する八戸層の上下を画する断層もごく低角である。蒲江亜帯では断層の傾斜が緩いため、断層関係にある槇峰層と八戸層の境界は地形に支配されて地質図上ではかなり湾曲しているが、地層の走向は比較的安定している。

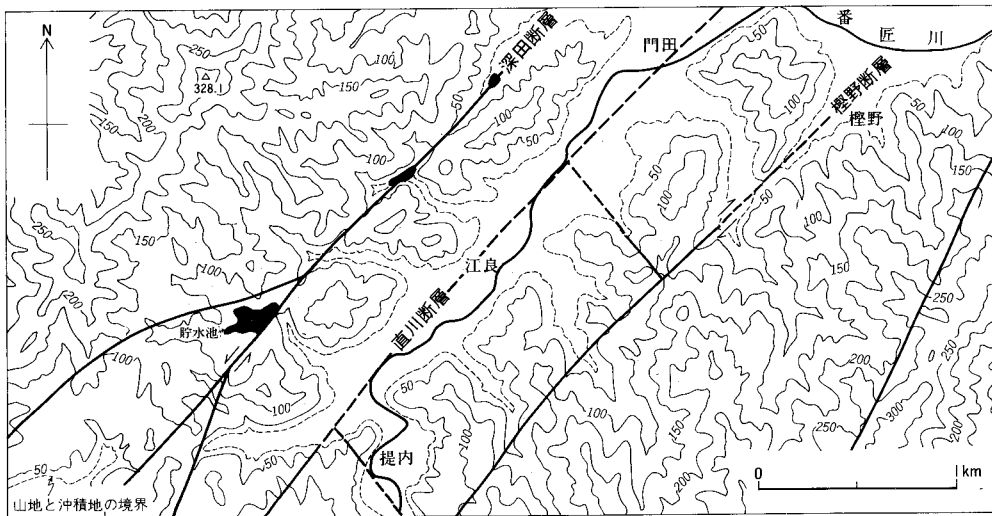
佐伯・蒲江両亜帯を通じ、本地域では帯状構造に直交ないし斜交する数多くの胴切断層がみられる。このタイプの断層はいずれも傾斜が急であり、走向断層と組合わさってあみだくじ状の断層網を形成している。このような構造は特に佐伯亜帯中部によく発達している。胴切断層を境として、地層の分布が急変するだけでなく、しばしば褶曲構造の断絶または不連続がみられる。

四万十帯の白亜系は一般に北傾斜を示し、南に傾くことは少ない。しかし、このことはほとんどの地層が北上位であることを意味しない。砂岩や泥岩砂岩互層の級化層理（第 66 図）を丹念に観察してみると、直川断層以南の佐伯亜帯では、北に傾く一連の地層の中にも南上位の逆転層が含まれ、北傾斜の軸面を持つ転倒褶曲の存在することが分かる。第 63 図にしめすように、褶曲構造は多くの場所で見られるが、佐伯亜帯の北部や北縁部及び蒲江亜帯では比較的少なく、佐伯亜帯の中部から南縁部にかけての地帯、特に東半に多い。もちろん、図示した以外に露頭スケールの小規模な褶曲は無数にあり、このようなものは泥岩砂岩薄互層中によく発達する（第 22, 37, 67 図）。地表でみる限り野岡山断層以北では、転倒褶曲のほか軸面の立った褶曲もかなりある。これに対し同断層以南の佐伯亜帯における褶曲は、地松浦付近・その他一部の地域のものを除くと、軸面が両翼の地層とほぼ同程度北に傾く転倒褶曲である。

これまでに述べた断層や褶曲は四万十帯白亜系の帯状構造の形成時に出現したもので、それらの起源はおそらく白亜紀にさかのぼると推定される。しかし、走向断層の中には比較的新しい時代に横ズレ断層として再活動したとみなされるものもある。その代表例として、弥生町江良付近の深田・樫野両断層と地形との関係を第 68 図に示す。本図から分かるように、両断層は地形によく現れており、断層に沿って谷や稜線の屈曲が認められる。屈曲の状況からして、深田断層は左横ズレ、樫野断層は右横ズレの変位センスを持つものと考えらる。



第 67 図 日の影層の泥岩砂岩薄互層からなる背斜構造 (佐伯市川井北東)



第 68 図 弥生町江良付近の断層地形
等高線 (50m 間隔) は 2 万 5 千分の 1 地形図「植松」に基づく

V. 第四系

(星住英夫)

本地域の第四系は番匠川水系と本地域北西隅の大野川水系垣河内川及び海岸沿いの低地に分布し、阿蘇-4 火砕流堆積物、段丘堆積物及び沖積層からなる。

V. 1 阿蘇火砕流堆積物 (A_{4w}, A₄, A_{4T})

阿蘇火山は九州中央部に位置し、直径 20 km 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 60 km 余りのところにある。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が 4 回あり、これを古い方から、Aso-1, Aso-2, Aso-3, Aso-4 と呼ぶ(小野ほか, 1977)。各サイクルの間にはそれぞれ数万年程度の時間間隙があり、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。

本地域には最も新しい Aso-4 サイクルの阿蘇-4 火砕流堆積物が分布する。阿蘇-4 火砕流堆積物は竹田地域で 4 A, 4 B の二つのサブユニットに(小野ほか, 1977)、阿蘇カルデラ西側で八つのサブユニットに(WATANABE, 1978)、そして別府地域で 4 A, 4 T の二つのサブユニットに(星住ほか, 1988)区分された。4 A は WATANABE (1978) の Yame pumice-flow (八女軽石流) に、4 T は WATANABE (1978) の Tosu orange pumice-flow (鳥栖オレンジ軽石流) に当たる。本地域の阿蘇-4 火砕流堆積物は 4 A, 4 T の二つのサブユニットからなり、それぞれ阿蘇-4 A 火砕流堆積物、阿蘇-4 T 火砕流堆積物と呼ぶ。小野ほか(1977)の阿蘇-4B 及び WATANABE (1978) の残りの六つのサブユニットは本地域内に分布していない。

阿蘇-4 火砕流の噴出年代として、玉生(1978)は阿蘇-4 火砕流堆積物中の本質レンズの FT 年代を測り、 8.4×10^4 年を得た。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 $80,000 \pm 2,000$ 年を報告している。

本地域の阿蘇-4 火砕流堆積物の直下には、厚さ 2 m 以上の褐色風化火山灰層が認められることがある。小野ほか(1977)は竹田地域で Aso-3 サイクルと Aso-4 サイクルとの間に風化土壌を挟んだ 10 枚以上の降下火砕物を記載している。しかし、本地域ではこれらの降下火砕物は認められない。

V. 1. 1 阿蘇-4A 火砕流堆積物 (A_{4w}, A₄)

阿蘇-4 A 火砕流堆積物は番匠川水系の番匠川・床木川・井崎川・小川川・久留須川・提内川・赤木川・大越川・堅田川・山口川と、大野川水系の垣河内川に沿って分布する。標高は番匠川水系で 10-130 m、垣河内川で 150 m 前後である。本地域東部の木立川や海岸沿いには分布しない。阿蘇-4 A 火砕流

堆積物は非溶結部及び溶結部からなる。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。野外で上部の非溶結部が認められないことがあるが、これは侵食により失われたためであろう。

非溶結部 (A₄) は灰白色火山灰基質中に多量の軽石を含む。軽石は灰・白色で大きさ 2-20 cm、時に 40 cm に達し、粗い長孔状の気泡を持つ。基質は細粒ガラス火山灰と大きさ 1-4 mm の結晶片からなる。結晶片は主に斜長石・普通輝石で短柱-長柱状である。

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-暗灰色基質中に灰白色の偏平化した軽石を含む。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 1-2 m の柱状節理が発達する。

普通輝石含有紫蘇輝石普通角閃石デイサイト溶結凝灰岩<GSJ R51836>

産地・産状：本匠村笠掛。暗灰色でガラス光沢のある強溶結の火砕流堆積物

斑状結晶：斜長石・普通角閃石（帯緑褐色）・鉄鉱・紫蘇輝石・普通輝石

結晶片は大きさ 3mm 以下で、自形-破片状をなす

基質：ガラス破片・ガラスレンズ・微小な結晶片・石質岩片

ガラス破片はカスプ状-平板状-粒状で清澄、ほとんど脱ガラス化していない。ガラスレンズは一部に軽石構造を残している。ガラス破片及びガラスレンズは偏平化し互いに密着している。

V. 1. 2 阿蘇-4T 火砕流堆積物 (A_{4T})

阿蘇-4 T 火砕流堆積物の分布地は、その性格から二つに分けられる。一つは阿蘇-4 A 火砕流堆積物の直上か、すぐ近くのほぼ同じ標高のところである。具体的には、大越川沿いの鍛冶屋及び久留須川沿いの神ノ原^{こののはる}・向船場で阿蘇-4 A 火砕流堆積物の直上、小川川沿いの苜ノ木^{ちしやのき}、番匠川沿いの尾岩及び山口川沿いの三軒屋北方では直接基盤岩を覆って分布する。もう一つは阿蘇-4 A 火砕流堆積物の分布しない標高 250-300 m の緩斜面上である。これは木立川の畑野浦トンネルの北にのみ分布する。阿蘇-4 T 火砕流堆積物の分布は断片的であるが、阿蘇-4 A 火砕流堆積物の上部非溶結部と同様にかかなりの部分が侵食により失われているのであろう。

久留須川沿いの直川村向船場や大越川沿いの佐伯市鍛冶屋では、阿蘇-4 A 火砕流堆積物に阿蘇-4 T 火砕流堆積物が整合的に直接重なり、間に風化侵食間隙は認められない。阿蘇-4 T 火砕流堆積物は全く非溶結で橙灰色の基質に、黄橙-赤橙色のよく発泡した軽石を含むのが特徴的である。本地域においても橙灰色基質中に大きさ 1-8cm の橙色軽石を含む。層厚は 1-2m である。

V. 2 段丘堆積物 (t)

本地域の段丘堆積物は番匠川水系と海岸近くの小河川沿いに局部的に分布する。段丘堆積物のうち、阿蘇-4 火砕流堆積物より新期であることが明らかなものを低位段丘堆積物、阿蘇-4 火砕流堆積物との層序関係が明らかでないものを未区分段丘堆積物と呼ぶ。ただし、地質図ではこれらを段丘堆積物 (t)

として一括してある。本地域には阿蘇-4 火砕流堆積物よりも旧期であることが明らかな段丘堆積物は見いだされていない。

未区分段丘堆積物は番匠川上流・大越川上流・木立川や海岸沿いの小河川沿いなどに分布する。これらはいずれも阿蘇-4 火砕流堆積物の分布しない地域である。堆積物は厚さ 1-5 m 程度で礫・砂・シルト・粘土からなる。

低位段丘堆積物は番匠川に沿って分布する。床木川沿いの弥生町床木では阿蘇-4 A 火砕流堆積物を覆っている。その他の多くの場所では河川に沿って、阿蘇-4 火砕流堆積物よりも低い面を形成している。堆積物は礫・砂・シルト・粘土からなり、厚さは 1-5m 程度である。

V. 3 沖積層 (a)

本地域の沖積層は番匠川水系と垣内川のほか海岸に沿って分布する。沖積層は現河床堆積物と氾濫原・谷底平野・海岸堆積物に分けられる。現河床堆積物は主に番匠川水系の下一中流部の現河床を構成し、礫及び砂からなる。氾濫原堆積物は礫・砂・シルト・粘土からなり、現河床の周囲の低地を占める。谷底平野堆積物は主に砂及びシルトからなり、谷を刻む小河川沿いに分布する。海岸堆積物は淘汰の良い未固結の砂層からなり、海岸線に沿って分布する。

V. 4 埋立地 (r)

地形的には佐伯港付近でかなり広く埋立工事が行われたと推定される。しかし、佐伯港付近は早くから海軍基地として開発されたため、昭和 20 年の部分修正測量に基づく国土地理院 (1945) の 5 万分の 1 地形図で、既に現在とほぼ同じ海岸線が描かれている。昭和 20 年以降の埋立地は、佐伯市街南方における番匠川の水路改変に伴うものと海崎南方 (貯木場) とがある。そのほかはいずれも入江の奥に漁港を建設したときの小規模のものである。

VI. 応用地質

(村田明広・奥村公男)

現在本地域内で稼行中の金属鉱山は皆無である。しかし、秩父帯及び蒲江亜帯の調査中に何か所かで坑道やズリ捨て場の跡が見つかり、薄いマンガン鉄鉱層も認められた。また、番匠川の北岸地域には水銀鉱床があり、戦中まで採掘されていた。

秩父帯南縁部三宝山帯の石灰岩はセメント原料として採掘されている。秩父帯南部三宝山帯と四万十帯の砂岩はコンクリート骨材として各地で採取されている。また、四万十帯蒲江亜帯の槇峰層の泥岩は色利浦東方で採取され、セメント原料として利用されている。

VI. 1 マンガン鉱床

楨峰層の塩基性火山岩には、しばしばマンガン鉄鉱の薄い鉱層が伴われる。マンガン鉄鉱層は、主に塩基性火山岩の中または上盤の泥岩あるいはチャート中に産する。厚さは最大でも 5-20 cm であり、膨縮し連続しない。秩父帯南部三宝山帯では彦岳チャート層の中に点々とマンガン鉱床が存在する。これは臼杵地域内で彦岳マンガン鉱床帯（吉村，1952；神戸・寺岡，1968）とされたものの南西延長に当たる。北東より住吉鉱山，下払鉱山，垣尾鉱山，冠森鉱山が知られている。マンガン鉱床は上記の層状チャート層に伴われてレンズ状あるいは層状を呈し，各地で採鉱跡が残っているが，現在いずれも閉山している。彦岳チャート層以外にもこれと同層準のチャート層が多く存在するにもかかわらず，マンガン鉱床の分布が前者に限られるのは注目に値する。

住吉鉱山：本鉱山は南海部郡弥生町宇藤木にあり，中ノ谷トンネル東口から南東 600 m の谷沿いに位置する。吉村（1969）によれば，鉱床はチャート中にみられ，不規則な形をしており，ブラウン鉄を産した。

下払鉱山：本鉱山は南海部郡弥生町宇藤木にあり，中ノ谷峠南方の 409.5 m の三角点から南東へ 700 m のところにあり，中ノ谷峠から南方に延びる尾根の東側斜面に位置する。山道沿いに現在も鉱口が残されている。吉村（1969）によると本鉱山はチャートに伴われるブラウン鉄を産した。品位は Mn 24-47% である。大正年間に約 1 万トン採掘されたが，その後長く休山した。昭和 35 年に戸高鉱業社が再開し数百トン出鉱した。

垣尾鉱山：本鉱山は大野郡野津町垣河内にあり，冠岳（617.5 m）三角点の北東 1.2 km，標高 480 m の沢沿いに位置する。本鉱山は垣河内鉱山とも呼ばれた。鉱床はチャートに伴われており，ペメント石を含む黒珪石とされており，ブラウン鉄を伴う（吉村，1969）。鉱石の品位は Mn17-34% で，昭和 28 年より 2,500 トン出鉱した。

冠森鉱山：本鉱山は南海部郡本匠村にあり，冠岳三角点の東北東 350 m に位置する。チャートに伴われるが詳細は不明である。この付近の沢で黒く焼けた鉱石の転石を見ることができた。

VI. 2 含銅硫化鉄鉱床

大分県総務部企画調査課編（1951）では米水津村付近の含銅硫化鉄鉱床として色利浦・宮野浦・尾浦などの鉱山の名が挙げられている。尾浦では集落北方の山地と南方の海岸で小規模な坑口跡を確認した。どちらも泥岩中の塩基性火山岩のなかもしくは上位に当り，小規模のものである。出鉱量などの具体的な資料も見つからない。

VI. 3 水銀 鋳 床

佐伯市坂・浦から弥生町門田にかけては、かつて多数の小規模な水銀鋳床が稼行されていた。鋳床は四万十帯白亜系の佐伯亜層群中の裂罅充填鋳床であり、地層の走向とほぼ平行に北東-南西に配列する。海岸から約 8 km の距離までであり、主要鋳床は標高 10-50 m の範囲にある (GHQ, 1947)。この地域は断層が多数走る地域であり、断層破砕帯付近の砂岩は赤褐色を呈することが多い。

1938 年以前は、番匠川の北側（佐伯市街地の北方海岸寄り）の鋳床群を鶴望鋳山、番匠川の南側（弥生町門田）を大分水銀鋳山と呼んでいたが、1938年以降は統合され、大分水銀鋳山と呼ばれた。1945 年に閉山した。

鋳床は裂罅充填鋳床でいづれも小規模で低品位のものである。大分県総務部企画調査課編（1951）によると鋳体は砂岩や泥岩の地層面にほとんど平行あるいは直交する断層に沿い、断層破砕帯を充填し、あるいは周囲の堆積岩を交代したものである。

鋳石は辰砂を主とするが、富鋳部ではまれに天然水銀も見られた (GHQ, 1947)。不純物は硫化鉄鋳・方解石・石英であり、まれにカルセドニーとオパールを伴うことがある。鋳脈は巾 10-15 cm 程度が多いが、数条の断層が平行に発達するときは 4.5-6 m に達することがある。1938-1945 年の間に、Hg 0.056% を含む粗鋳を 36,770 トン出鋳した。

VI. 4 石 灰 石 鋳 床

風戸鋳山で南縁部三宝山帯の石灰岩が採掘されている。本鋳山は南海部郡本匠村風戸にあり、番匠川に沿う白谷から北へ 600 m のところに位置する。厚さ約 180 m の北傾斜の石灰岩層が、主に山の北側斜面で採掘されている。北側には厚い塩基性火山岩が分布し、南側には主に含礫泥岩が分布している。

VI. 5 粘 土 鋳 床

米水津村宮野浦には砂岩・赤色泥岩・塩基性火山岩をほとんど含まない槇峰層の泥岩が分布しており、セメント原料用粘土鋳物として大規模に採掘されている。出鋳量は月に 1-4 万トン程度である。組成は SiO₂ 67.6%, Al₂O₃ 15.9%, Fe₂O₃ 4.0%, CaO 0.9%, MgO 1.5% 程度である (畑野浦鋳業所説明小冊)。

VI. 6 砕 石

秩父帯中・古生界の石灰岩・砂岩・チャートは堅固で、採石にしたときの形状も扁平でないので、各地で採石として利用されている。大規模な採石場は主に南部三宝山帯の中である。

四万十帯白亜系の十根川・堅田両層の砂岩も採石として利用されているが、泥岩を挟むことが多い。

現在では、十根川層の砂岩が海岸部の佐伯市大石崎で、堅田層の砂岩が佐伯市蛇崎と市福瀬で採掘されているだけである。

VI. 7 温泉

本地域で利用されている温泉は、直川村赤木の直川温泉だけである。これは四万十帯白亜系を基盤とする、赤木川沿いの沖積層分布域にあり、自然湧水していたという。九州大学温泉治療学研究所報告（1980）によると、泉源での温度は、気温 21℃ のとき 13.7℃ である。また、化学組成からは単純硫黄泉（硫化水素型）あるいは弱アルカリ性低張性冷鉱泉に相当する（第 5 表）。

第 5 表 直川温泉の化学組成
九州大学温泉治療研究所（1980）による

温泉名	直川温泉	
採取年月日	1980. 5. 1	
温度	13.7℃ (気温 21℃)	
湧出量	4l/分 (自然湧水)	
pH	7.7	
化 学 組 成 mg/l	Na ⁺	46.2
	K ⁺	1.1
	Mg ²⁺	2.4
	Ca ²⁺	15.5
	Cl ⁻	4.2
	SO ₄ ⁻	5.7
	HCO ₃ ⁻	86.5
	H ₂ SiO ₃	30.4
	HBO ₂	1.7

文 献

- 藤井浩二（1954） 大分県臼杵地域の層序と構造（1），（2）。地質雑， vol. 60, p. 413-427, 494-500.
- GHQ（1947） Mercury resources of Japan. General Headquarters, Supreme Commander for the Allied Powers, Natural Resources Section, Rep., no. 91, 63 p.
- 橋本 勇（1961） 宮崎県延岡市付近の時代未詳層群の層序と構造—とくに古第三系日向層群と延岡・紫尾山構造線について—。九大教養地学研報， no. 7, p.37-56.
- （1962 a） 大分県佐伯市附近の時代未詳層群の層序と構造（I）。九大教養地学研報， no. 9, p. 1-12.
- （1962 b） 九州南部における時代未詳層群研究の総括。九大教養地学研報， no. 9, p. 13-69.
- （1966） 大分県佐伯地方の時代未詳中生層。九大教養地学研報， no. 13, p. 15-24.
- （1977） 九州東部秩父累帯の津井・尺間山・床木 3 層について。九大理学研報（地質）， vol. 12, p. 157-163.
- 星住英夫・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.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男（1971） 九州四万十帯北東部の地質構造と変成分帯。地質雑， vol. 77, p. 207-220.
- ・————・————（1975） 九州四万十帯の構造区分。地団研専報， no. 19, p. 179-189.
- ・————・————・神戸信和・小野晃司（1982） 諸塚山地域の地質。地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，71 p.
- ・————・————・小野晃司（1979） 神門地域の地質。地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，44 p.
- ・————・小野晃司・松井和典・奥村公男（1980） 50 万分の 1 地質図幅「鹿児島」。地質

調査所.

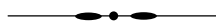
- 神戸信和・寺岡易司 (1968) 5 万分の 1 地質図幅「白杵」及び同説明書, 地質調査所, 63 p.
- 勘米良亀齡・坂井 卓 (1975) 四万十累層群の形成場は現在の海底ではどのような所に対応するか?
GDP 連絡紙, II-1-(1), 構造地質, no. 3, p. 55-64.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢 (1985) 阿蘇 4 火山灰一分布の広域性と後期更新世示標層としての意義一. 火山, 第 2 集, vol. 30, p. 49-70.
- 松岡 篤 (1982) 高知県佐川・仁淀地域における中・上部ジュラ系の放散虫化石層序. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 237-253.
- (1984) 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. 地質雑, vol. 90, p. 455-477.
- (1986) 大分県津久見地域の秩父累帯南帯の中生層. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 7, p. 219-223.
- MATSUOKA, A. and Yao, A. (1986) A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of Japan. *Marine Micropaleontology*, vol. 11, p. 91-105.
- 村田明広 (1981) 黒瀬川-三宝山帯の古地理と大規模衝上断層—九州中央部五ヶ瀬地域を例として—. 地質雑, vol. 87, p. 353-367.
- MURATA, A. (1981) Large decke structures of the Kurosegawa and Sambosan terrains in Kyushu, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, vol. 20, p. 277-293.
- NAKASEKO, K. and NISHIMURA, A. (1981) Upper Jurassic and Cretaceous radiolaria from the Shiman to Group in Southwest Japan. *Sci.Rep.Coll. Gen. Educ. Osaka Univ.*, vol. 30, p. 133-203.
- 西 琢郎 (1989) 九州東部秩父累帯の岩相層序・地帯区分及び碎屑岩層中のメソスコピックな小変形構造の予察的検討. 構造地質研究会誌, no. 34, p. 111-122.
- 岡田博有 (1977) 九州四万十累層群砂岩の予察的研究—とくに砂岩帯 (petrographic zone) の提唱—. 九大理学研報 (地質), vol. 12, p. 203-214.
- 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.
- ・———— (1988) 鶴御崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 36 p.
- 小野晃司・松本徭夫・宮地三千年・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.
- 大分県 (1951, 1958, 1971) 20 万分の 1 大分県地質図. 大分県.
- 大分県総務部企画調査課編 (1951) 大分県の地質と地下資源. 114 p.
- 大村明雄・河合貞行・玉生志郎 (1988) ²³⁸U-²³⁰TH 放射非平衡系による火山噴出物の年代測定. 地調月報, vol. 39, p. 559-572.
- 小山内良人・岩松 暉・日邊暁子 (1984) 宮崎県延岡市北東部の四万十累層群の層序および地質構造. 鹿兒島大理学紀要 (地学・生物), no. 17, p. 67-88.

- 坂井 卓 (1978) 宮崎県五ヶ瀬川中流域の四万十川層群の地質構造と層序. 九大理学研報 (地質), vol. 13, p. 23-38.
- (1985) 九州四万十帯の放散虫化石 (予報). MTR Newsletter, no. 1, p. 51-57.
- ・勘米良亀齡 (1981) 宮崎県北部の四万十帯の層序ならびに緑色岩の層序・構造的位罫. 九大理学研報 (地質), vol. 14, p. 31-48.
- 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. 日本地質学会第 85 年学術大会講演演旨, p. 288.
- 寺岡易司 (1977) 西南日本中軸帯と四万十帯の白亜系砂岩の比較—四万十地向斜堆積物の供給源に関連して—. 地質雑, vol. 88, p. 795-810.
- (1979) 砂岩組成からみた四万十地向斜堆積物の起源. 地質雑, vol. 85, p. 753-769.
- ・池田幸雄・鹿島愛彦 (1986) 宇和島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 91 p.
- ・今井 功・奥村公男 (1981) 20 万分の 1 地質図幅「延岡」. 地質調査所.
- ・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.
- ・———— (1989) 20 万分の 1 地質図幅「宇和島」. 地質調査所.
- ・奥村公男・今井 功 (1974) 九州耳川地域の四万十帯累層群砂岩—四万十帯の構造区分に関連して—. 楠見 久先生退官記念論文集, p. 133-151.
- ・————・栗本史雄 (1985) 九州四万十帯北東部の白亜系. 日本地質学会第 92 回学術大会講演要旨, p. 145.
- 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., Nat. Sci., no. 27, p. 97-120.
- 安武由充・岩松 暉・松本一英 (1984) 大分県佐伯市南東部における四万十帯の地質および構造. 鹿児島大理学紀要 (地学・生物), no. 17, p. 51-66.
- 山上萬次郎 (1896) 20 万分の 1 地質図幅「大分」及び説明書. 地質調査所, 81 p.
- 山崎哲司 (1987) 四国・淡路島西部の和泉層群の放散虫群集. 地質雑, vol. 93, p. 403-417.
- 八尾 昭・松岡 篤・中谷登代治 (1982) 西南日本のトリアス紀・ジュラ紀放散虫化石群集. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 27-43.
- 吉田英一 (1985) 大分県佐伯市北東部の地質および仏像構造線の再検討. 地質雑, vol. 91, p. 867-877.
- ・村田正文 (1985) 大分県佐伯市北東部における二疊紀放散虫化石生層序. 地質雑, vol. 91, p. 525-533.
- 吉村豊文 (1952) 日本のマンガン鉱床. マンガン研究会, 568 p.
- (1969) 日本のマンガン鉱床, 補遺, 前編・後編. 九大理学研報, vol. 9, 特別号, 1004 p.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kagoshima (15) No. 25



GEOLOGY

OF THE

SAIKI DISTRICT

By

Yoji TERAOKA, Kimio OKUMURA,
Akihiro MURATA and Hideo HOSHIZUMI

(Written in 1989)

(Abstract)

The Saiki District is situated at the eastern extremity of Kyushu, and geotectonically extends over the Chichibu and Shimanto Terranes of the Outer Zone of Southwest Japan (Fig. 1). These terranes are bordered by the Butsuza Tectonic Line, a large thrust fault dipping north. The Chichibu Terrane occupies the northwestern corner of the district, and is underlain by the Paleozoic and Mesozoic. The greater part of the district belongs to the Northern Belt of the Shimanto Terrane, where is distributed the Lower Shimanto Group of Cretaceous age. Quaternary deposits also are found along rivers and seashore. Table 1 shows a summary of the geology of the district.

Paleozoic and Mesozoic of Chichibu Terrane

The Paleozoic and Mesozoic of the Chichibu Terrane are divided into the Shaku-

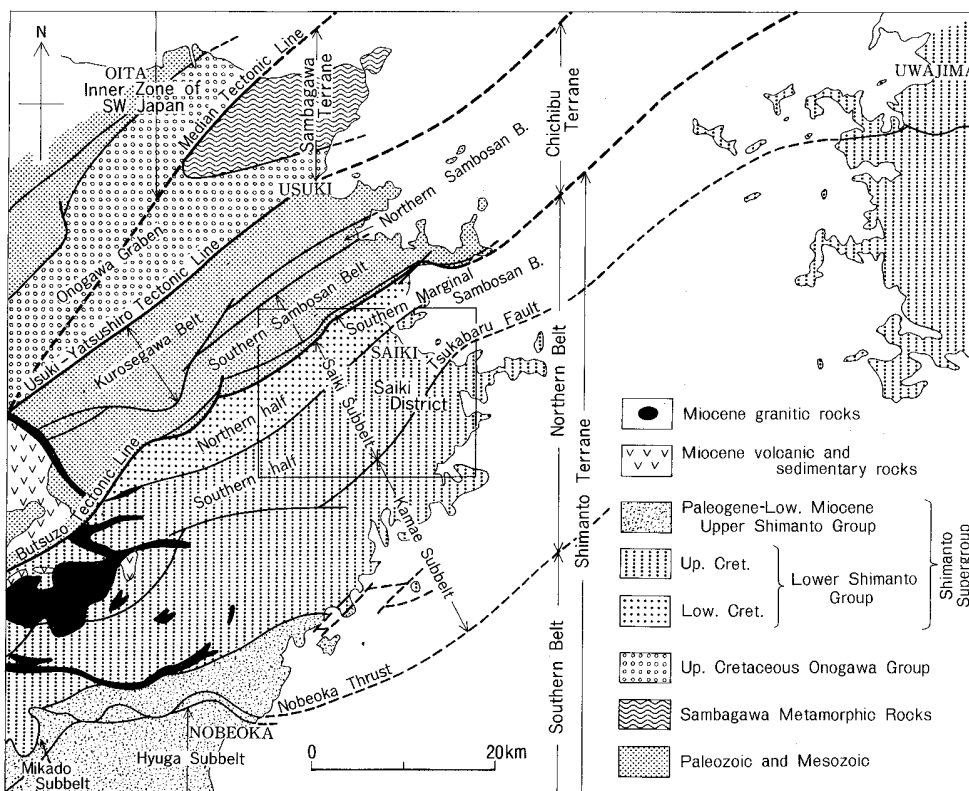


Fig. 1 Tectonic framework of the Saiki District and adjoining areas.

masan Formation in the Southern Sambosan Belt and the Yukagi Formation in the Southern Marginal Sambosan Belt, which are bounded by the Utsutsu Fault with a north dip.

The Shakumasan Formation is represented by a chert-clastic sequence. The sequence, less than 500 m thick, consists of bedded chert, siliceous mudstone and coarse clastic rocks such as sandstone and alternating sandstone and mudstone in ascending order, and is repeatedly exposed by thrusts, forming imbricate structure with a southeastward vergence. Conodont and radiolarian fossils contained indicate that the bedded chert ranges in age from Permian to Middle Jurassic, and that the siliceous mudstone and coarse clastic rocks are of Early to Late Jurassic age. These rocks tend to become gradually younger southeastward. The Shakumasan Formation also includes a bed composed of Permian limestone and basic volcanic rocks.

The Yukagi Formation consists mainly of pebbly mudstone and mudstone including allochthonous blocks of limestone, basic volcanic rocks and chert. The age of the blocks is probably Triassic to Jurassic. The mudstone yields Late Jurassic and Early cretaceous radiolarians.

Table 1 Summary of the geology of the Saiki District.

Structural division	Chichibu T.		Northern Belt of Shimanto Terrane			Lithology	
	Age	Southern Sambosan B.	Southern Marginal Sambosan B.	Saiki Subbelt			Kamae Subbelt
				Northern half	Southern half		
Cenozoic	Quaternary	Alluvial deposits				Gravel, sand, silt and clay	
	Holocene	Terrace deposits					Gravel, sand, silt and clay
		Aso Pyroclastic Flow Deposits				Augite-bearing hyperthene-hornblende dacite	
	Tertiary						
Mesozoic	Cretaceous	Late	Utsutsu Fault	Butsuzo Tectonic Line	Kamae Subgroup	Yato F.	
						Makimine F.	
	Early	Saiki Subgroup				Katata F.	
						Hinokage F.	
	Jurassic	Late				Kashino Fault	Tonegawa F.
							Shiiba F.
Middle	Saiki Subgroup	Tsukabaru Fault					
Early	Shakumasan Formation		Yukagi Formation				
Triassic							
Paleoz.	Permian						

----- Fault ~~~~~ Unconformity

Cretaceous Lower Shimanto Group

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

In the Saiki District the Lower Shimanto Group is widely exposed, and is cut by many strike faults, showing a conspicuous zonal structure with a northeast-southwest trend. The strata dip mostly north but occasionally form isoclinal folds. The group is roughly divided into the lower Saiki Subgroup in the Saiki Subbelt and the upper Kamae Subgroup in the Kamae Subbelt (Fig. 1).

The Saiki Subgroup consists of clastic rocks with acid tuff layers, rarely including allochthonous blocks of chert, and is divisible into the Shiiba, Tonegawa,

Hinokage and Katata Formations in ascending order. The Shiiba and Hinokage Formations are mudstone-dominated sequences, being conformably covered by the Tonegawa and Katata Formations dominant in sandstone, respectively. The lower two formations yield from mudstone such fossils as *Archaeodictyomitra apiarium*, *A. brouweri*, *A. conica*, *A. pseudoscalaris*, *A. cf. puga*, *Holocryptocanium barbui*, *H. geysersense*, *Parvicingula sp.*, *Pseudodictyomitra carpatica*, *P. lodogaensis*, *Sethocapsa sp.* and *Thanarla cf. pulchra*. This radiolarian assemblage is of Valanginian to Barrenian age. On the other hand, from mudstone and acid tuff of the Hinokage and Katata Formations are obtained *Archaeodictyomitra vulgaris*, *A. simplex*, *A. cf. sliteri*, *Holocryptocanium barbui*, *H. geysersense*, *Novixitus weyli*, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala*, *Squinabollum fossilis*, *Thanarla elegantissima*, *T. veneta* and other radiolarians, which indicate the Cenomanian.

The Kamae Subgroup is separated from the Saiki Subgroup by the Tsukabaru Fault dipping north, and comprises the Makimine and Yato Formations in ascending order. These formations are in fault contact in the district. The Makimine Formation is composed mainly of phyllite and mudstone with sandstone, including many allochthonous blocks of basic volcanic rocks, chert and limestone. Acid tuff layers also occur in the lower part. The basic volcanic rocks are basalt lava partly with pillow structure and volcanoclastic rocks, and are often found to be overlain by chert and red mudstone. The mudstone yields the *Dictyomitra koslovae* assemblage (Santonian to mid Campanian) including *Dictyomitra formosa*, *D. koslovae* and other radiolarians, while the chert contains the same assemblages as those from the Saiki Subgroup. The Yato Formation is a sandstone-dominated sequence without any allochthonous blocks. It is considered to be the upper Upper Cretaceous though no fossils.

Modal analysis of sandstone samples more than 275 reveals that the Saiki Subgroup is characterized by feldspathic wacke, and that the Kamae Subgroup is marked by lithic wacke rich in acid to intermediate volcanic rock fragments. In terms of regional metamorphism, the Saiki Subgroup belongs to the prehnite-pumpellyite zone, while the Kamae Subgroup ranges from the actinolite zone to the prehnite-pumpellyite zone.

Quaternary

The Quaternary in the district comprises the Aso Pyroclastic Flow Deposits, terrace deposits and alluvium.

The Aso Pyroclastic Flow Deposits as well as the terrace deposits sporadically occur along the Kakikawachi Gawa, The Banjo Gawa and their tributaries, and are divided into the Aso-4A in the lower and the Aso-4T in the upper. The Aso-4A Pyroclastic Flow Deposit, the largest unit in the Aso-4 cycle about 70,000 years ago, varies from non- to densely welded deposit of augite-bearing hypersthene-hornblende dacite pumice flow. The Aso-4T Pyroclastic Flow Deposit is a characteristically orange-colored, non-welded deposit of augite-bearing hypersthene-hornblende dacite pumice flow. The terrace deposits, less than 5 m thick, and the alluvium are

composed of gravel, sand silt and clay.

Economic Geology

In the Saiki District are known manganese ore deposits in the Chichibu Terrane, and mercury and cupriferous iron sulfide ore deposits in the Shimanto Terrane, but all mines of these deposits have been closed. The manganese ore deposits are embedded in a chert bed of the Shakumasan Formation, and contain mainly braunite and bementite. The mercury ore deposits including cinnabar and rare native mercury occur as metalliferous veins along faults in the Saiki Subgroup. The cupriferous iron sulfide ore deposits are found in and just above basic volcanic rocks of the Makimine Formation, but their details are obscure. Limestone of the Yukagi formation and mudstone of the Makimine Formation are mined mostly as a raw material for cement. There are some quarries producing crushed rocks in both the Chichibu and Shimanto Terranes.

文献引用例

寺岡易司・奥村公男・村田明広・星住英夫（1990） 佐伯地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，78 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

TERAOKA, Y., OKUMURA, K., MURATA, A., and HOSHIZUMI, H. (1990) *Geology of the Saiki district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50000, Geol. Surv. Japan, 78 p. (in Japanese with English abstract 5 p.).

平成 2 年 3 月 16 日 印 刷

平成 2 年 3 月 20 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印 刷 者 木 村 篤 義

印 刷 所 創文印刷工業(株)

東京都荒川区西尾久 7-12-16

© 1990 Geological Survey of Japan