

550.85(084.32)(522.6) [1 : 50,000] (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

福岡(14)第88号

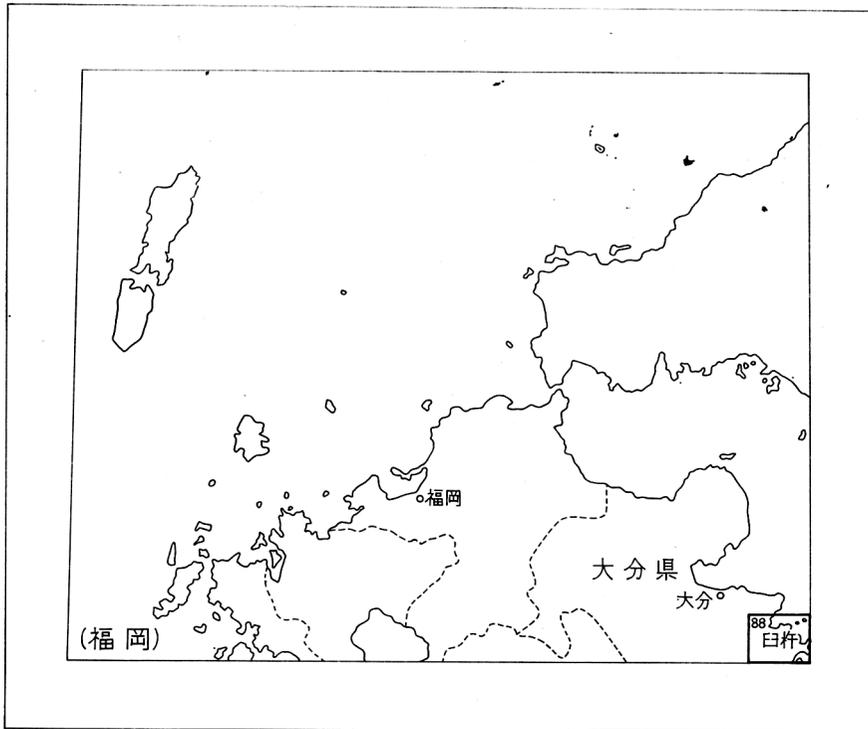
臼杵地域の地質

通商産業技官 神 戸 信 和  
通商産業技官 寺 岡 易 司

昭和 43 年

地 質 調 査 所

位置図



( ) は 1 : 500,000 図幅名

# 目 次

I. 地 形 .....	1
II. 地 質 .....	3
II. 1 概 説 .....	3
II. 2 古生界 .....	7
II. 2. 1 津久見島の古生層 .....	8
II. 2. 2 無垢島の古生層 .....	9
II. 2. 3 鎮南山帯の古生層 .....	10
II. 2. 4 津久見帯の古生層 .....	13
II. 2. 5 明治帯の古生層 .....	20
II. 2. 6 中野帯の古生層；床木層 .....	25
II. 3 火成岩 .....	25
II. 3. 1 白杵川火成岩類 .....	25
II. 3. 2 蛇紋岩 .....	28
II. 4 三波川変成岩類 .....	28
II. 5 中生界 .....	29
II. 5. 1 三疊系；基盤ヶ岳層 .....	29
II. 5. 2 ジュラ系—白堊系；津井層 .....	30
II. 5. 3 白堊系 .....	31
II. 6 新生界 .....	51
II. 6. 1 洪積層 .....	51
II. 6. 2 阿蘇火山火砕流堆積物 .....	51
II. 6. 3 沖積層 .....	51
III. 応用地質 .....	51
III. 1 概 説 .....	51
III. 2 金属鉱床 .....	51
III. 3 非金属鉱床 .....	56
III. 4 鉱 泉 .....	60
III. 5 石 材 .....	60
文 献 .....	61
Abstract .....	1



## 臼杵地域の地質

本地域(臼杵図幅地域)の野外調査研究は昭和35年から36年にわたって実施された。調査研究にあたっては株ノ木断層以南の中・古生界を神戸信和、同断層以北の白堊系および臼杵川火成岩類を寺岡易司、三波川変成岩類を河内洋佑がそれぞれ担当した。新生界と無垢島の中・古生界は共同して調査研究にあたり、前者については神戸が、後者については寺岡が記述した。白堊紀化石は田中啓策技官、無垢島および臼杵市周辺の古生層産紡錘虫化石は磯見博技官によってそれぞれ鑑定され、臼杵川火成岩類の検鏡は野沢保技官によってなされた。本地域内三波川変成岩類および六カ迫鉱泉の記述は河内洋佑技官によるものである。なお、石灰石およびドロマイトの記述にさいしては井上秀雄技官から資料の提供を受けた。

### I. 地 形

本地域は九州の東海岸に面し、豊後水道をへだてて四国を望むことが可能で、比較的地形が峻峻で球摩山地の東方に位置し、0~716.3mの山地から構成されている。岩石は南部から北部へ向かって四万十帯四万十層群、秩父帯古生層、大野川盆地の東部に位置する白堊紀層および三波川変成岩類の順序で分布する。これらの岩石はおおむね東北東-西南西の方向性をもって配列するが、この方向性は山地の伸びを支配し、さらに西南日本外帯を通じてみられる一般的方向性と一致する。臼杵半島<sup>注1)</sup>および大入島の方向性は如実にこれを物語っている。本地域



第1図 津久見市中ノ内西方の山地から彦ノ内層の山地を望む

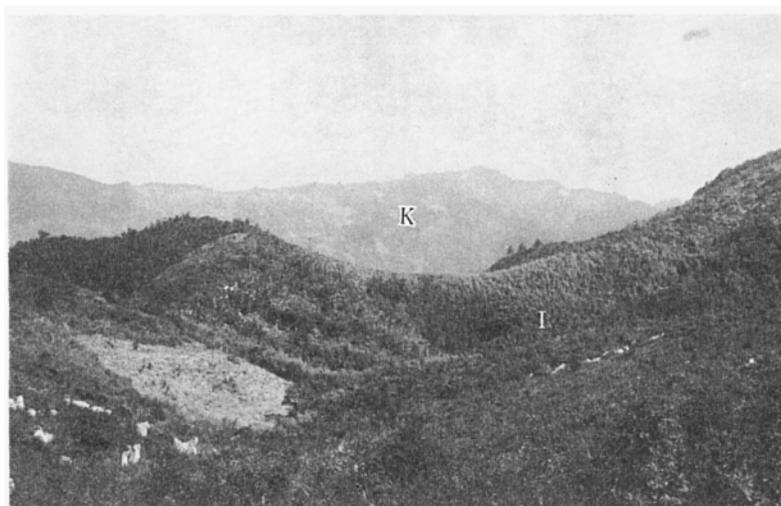
注1) 藤井浩二(1954a)がかつて、津久見市と臼杵市との間で東北東方向に延びる半島を臼杵半島と呼んだ。

内で津久見市網代から東方に延びる半島では、例外的に半島の伸びに南に向かう湾曲性が認められるが、これはまったく地層あるいは岩石の湾曲方向に支配されたものとして珍しい。

本地域内でもっとも広く、かつ高地を占めて分布する岩石は古生層のもので、本地域の中部および南部の主要山地を構成し、ついで三波川変成岩類が本地域北西隅に高い位置を占めて分布する。白堊紀層および四万十層群は概して低い山地を形成している。これを要するに古生層および三波川変成岩類の分布する山地は地壘山地を形成し、白堊紀層および四万十層群は地溝帯を形成していると考えられる。地壘山地と地溝帯との地形的な相違は遠くからこれを望むことができる。これらの地形的特徴のなかで、古生層のチャートは概して峻しい崖をなして連続性に富み遠くから望むことができる（第1図）。



第2図 津久見市中ノ内西方の山地から基盤ヶ岳を望む



第3図 津久見層（I）の石灰岩にみられるドリローネ（基盤ヶ岳）および後方山地は奥川内層（K）



第4図 津久見層の石灰岩にみられるドリーネ（基盤ケ岳）

さらに本地域内には石灰岩がきわめて多く、二疊系津久見層の石灰岩はもっとも頭著で、胡麻柄山、基盤ケ岳を連ねる稜線に分布し、この辺一帯はきわめて平坦な地形を呈し、典型的なカルスト地形がみられ、大小のドリーネが観察される。これの南西延長方向の隣接犬飼図幅地域内には有名な風連鐘乳洞が知られている（第2, 3, 4図）。

海岸線は小さな入江に富み、きわめて複雑な沈降海岸の特徴をそなえている。臼杵湾の東北東方向は臼杵—八代構造線に起因すると考えられ、津久見湾の東北東方向は同じく断層に起因するものと考えられる。

## II. 地 質

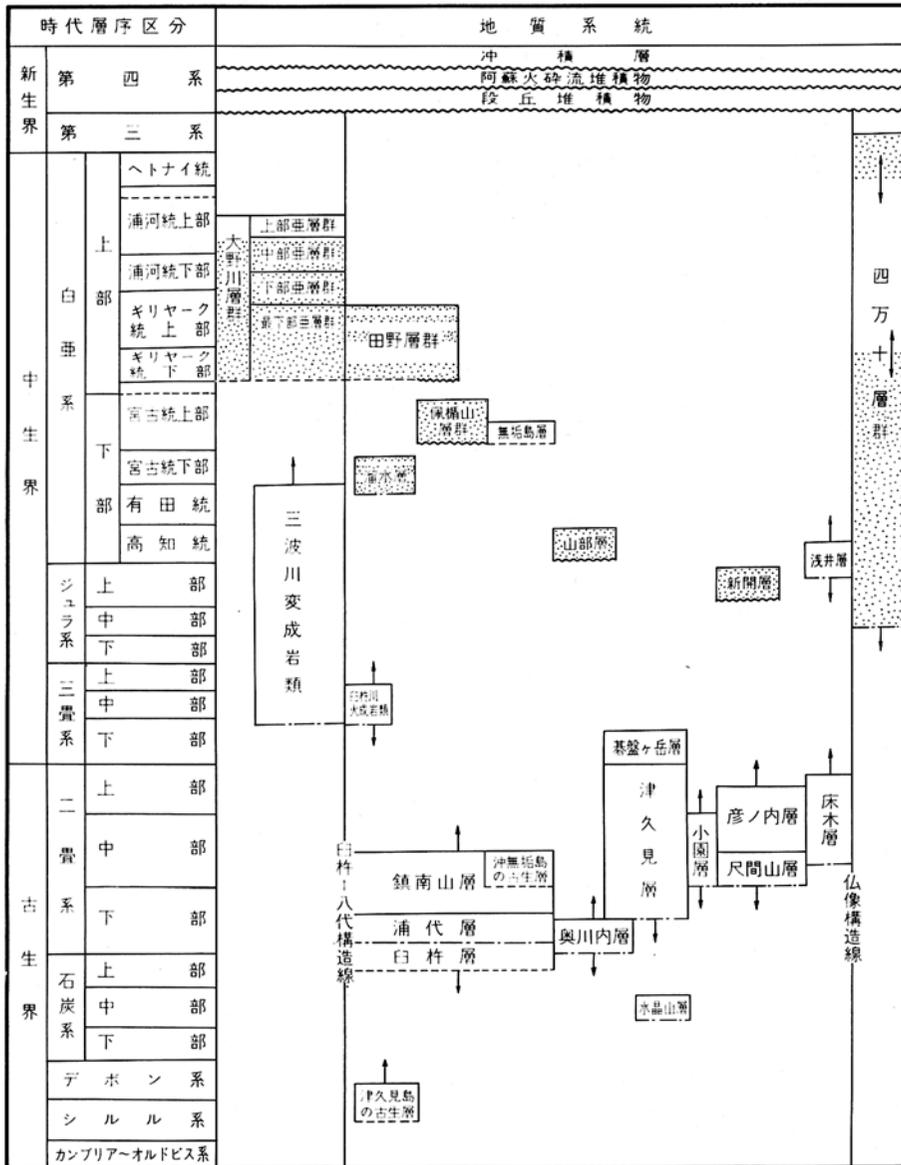
### II. 1 概 説

本地域は三波川帯・秩父帯および四万十帯にまたがり、西南日本外帯に属する。三波川・秩父両帯は臼杵—八代構造線、秩父・四万十両帯は仏像構造線によってそれぞれ境され、これら各帯に分布する中生界以前の地質系統は外帯特有の帯状配列を示し、新生界に被覆されている（第1表、第5図）。

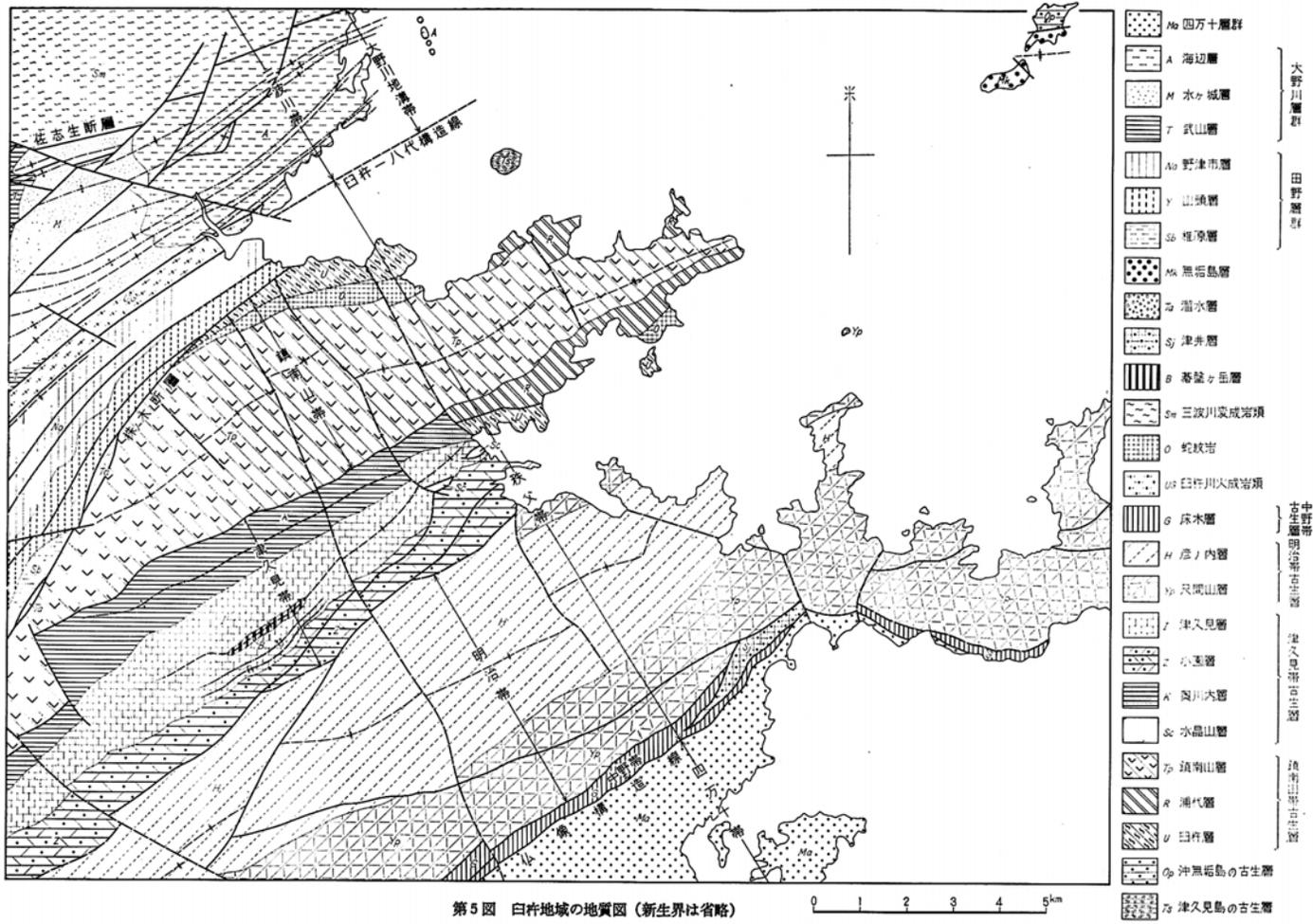
三波川帯の北部には結晶片岩類、南部には大野川層群が分布する。この結晶片岩類は佐賀関半島を構成する三波川変成岩類の一部で、大野川層群とは佐志生断層で画される。佐志生断層は、中央構造線そのものではないが、三波川変成岩類と和泉層群とを分かち市ノ川時階の中央構造線の九州における表現であり、一方、三波川・傾家両帯を画する中央構造線、つまり鹿塩時階のそれは大野川層群によって被覆され、位置的には佐賀関半島の北側を通過して傾山北方（竹田図幅地域の南東部）にのび、そこで臼杵—八代構造線に合流すると考えられる（寺岡、1964, 1967a, b）。

大野川層群（松本、1936 a, b；寺岡、1964, 1967 a, b）は、臼杵湾岸から大野川流域を

第1表 地質系統表



~~~~~不整合関係    - - - - -断層関係    - - - - -関係不明    [点線]隣接地域に分布し、本地域に分布しない地層



第5図 臼杵地域の地質図（新生界は省略）

へて阿蘇山南方にかけてのびる延長約 93km の地帯（最大幅約18km）に、東方へ沈下する複向斜構造をなして分布し、時代的にはギリヤーク統から浦河統上部階にわたるきわめて厚い特異な地層群であり、最下部・下部・中部および上部亜層群に大別される<sup>注2)</sup>。本地域で見られるのは中部亜層群のごく一部と上部亜層群だけで、これらは浦河統上部階下部に属する。なお、本層群の分布地帯は南北両縁とも断層で限られ、地質的には地溝帯とみなされるので、これを大野川地溝帯と呼称する（寺岡，1967 b）。

白杵一八代構造線に沿って白杵川火成岩類（松本，1936 a, b）が衝入している。この構造線は津留において白杵湾にはいり、その後はおそらく三ツ子島と津久見島のほぼ中間を通過して無垢島の北方にのび、四国の御荷鉾構造線に連なるものと考えられる。九州東部でみると白杵一八代構造線は大野川層群と田野層群（ギリヤーク統）または古生層を境する北落ちの断層として表現されているが、これは基盤構造を規定する重要な構造線であり、上記の両層群堆積後はもちろんのこと、堆積中にも活動した証拠があり、その起源は少なくとも白堊紀中頃以前にさかのぼるとみなされる。

株ノ木断層以北の秩父帯には田野層群（藤井，1954 a, b），それ以南の秩父帯には主として古生層が分布する。なお、上記の断層に沿って溜水層（有田統？～宮古統下部階）が幅狭くはさまこまれている。また、白杵の東北東約17 km に位置する無垢島（第 6 図）には古生層と無



第 6 図 沖無垢島東岸から地無垢島を望む

垢島層とが分布し、後者は三重町図幅地域の秩父帯に発達する佩楯山層群（宮古統上部階）に対比される。

かつて藤井（1954 a）は本地域の秩父帯古生層を研究して、北から白杵帯古生層・鎮南山帯古生層・津久見帯古生層・明治帯古生層・中野帯古生層のように細分したが、本地域調査研究

注2) 大野川層群や後述の溜水層および田野層群の主要露出地は、本地域の西方に位置する犬飼・三重町・竹田図幅地域にある。これら諸層の記述にさいしては必要に応じ上記諸地域の調査で得られた未発表資料も付記する。なお、詳細については近く公表される「寺岡易司：九州大野川盆地付近の白堊紀層，地質調査所報告」を参照されたい。

の結果から、秩父帯古生層地域の地質を下記のように総括する。

まず地帯構造区分については、藤井によって名付けられた白杵帯と鎮南山帯を一括して、北から鎮南山帯・津久見帯・明治帯および中野帯に区分され、各帯はそれぞれ断層で境されている。つぎに岩相層序区分についてのべる。いずれの構造帯に属するかは不明であるが、鎮南山帯の北方の白杵湾に位置する津久見島の古生層（時代未詳）、および鎮南山帯の北東方に位置する無垢島の古生層（二疊紀 *Pseudofusulina* 帯ないし *Parafusulina* 帯）がある。鎮南山帯に属する地層として下位から、白杵層（時代未詳）、浦代層（二疊紀 *Pseudofusulina* 帯ないし先 *Pseudofusulina* 帯）、鎮南山層（二疊紀 *Pseudodusulina* 帯）の3層を新たに区分し、命名する。

津久見帯に属する地層として、水晶山層（石炭紀）・奥川内層（時代未詳）・小園層（二疊紀 *Parafusulina* 帯—*Neoschwagerina* 帯）・津久見層（二疊紀 *Pseudofusulina* 帯—*Parafusulina* 帯？—*Neoschwagerina* 帯—*Yabeina* 帯）の4層を区分し、新たに水晶山層および津久見層を命名する。明治帯に属する地層として下位から、尺間山層（二疊紀 *Parafusulina* 帯）および彦ノ内層（二疊紀 *Neoschwagerina* 帯？—*Yabeina* 帯）の2層に区分し新たに命名する。秩父地帯の南縁部をしめる中野帯の地層を床木層（時代未詳）と新たに命名する。

秩父帯の津久見帯においては、二疊系の津久見層に整合に重畳して三疊系基盤ヶ岳層が、中野帯では古生層に挟まれて中生界津井層（ジュラ紀—白堊紀）が分布する（橋本, 1962, 1966; KAMBE, 1963）。これらの秩父帯のなかの古生層および中生層相互の関係を論ずるならば、浦代層と鎮南山層、津久見層と基盤ヶ岳層、尺間山層と彦ノ内層とは整合関係にあり、津久見層と小園層とは同時異相であるが、これを除けば、各地層相互の間は断層関係である。

鎮南山層・津久見層および彦ノ内層はそれぞれ複向斜構造を呈している。また、鎮南山層の下位に引続く浦代層は著しく千枚岩化しており、このことは松本達郎（藤井, 1954 a）も指摘しているように三波川変成岩類の原岩を考究するさいに注意すべき事実である。津久見層はそれ自体複向斜構造を呈し、津久見層は本邦でも有数のセメント工業に資源を提供する石灰岩を豊富に胚胎している。津久見層の上部および基盤ヶ岳層にはドロマイトが多く知られ、これも稼行されている。石灰岩に富む床木層、チャート・砂岩に富む尺間山層および砂岩・粘板岩に富む彦ノ内層の分布する中野帯および明治帯は南西方の三重町図幅地域をとおり、三田井図幅地域の南半部および鞍岡図幅地域に及んでいる。なお、床木層および尺間山層のチャートに随伴して規模は小さいが幾つかのマンガン鉱床を賦存する。秩父帯の南方には仏像構造線で境されて、四万十帯の四万十層群（未区分の中生界）が分布する。白杵川の流域には洪積統の段丘堆積物が分布し、さらに白杵川・未広川に沿った地域、津久見市上青江（小園東方）そのほかの小地域をしめて阿蘇火山火砕流堆積物が分布する。各河川の流域には沖積層が分布する。

## II. 2 古 生 界

本地域内の古生界はいわゆる西南日本外帯の秩父帯の古生層に属し、本地域の大部分を占めて東北東から西南西の方向をとりながら分布する。古生層を通覧すると、構成岩石、構造的位

置および地質時代により、北部から津久見島の古生層、無垢島の古生層、鎮南山帯の白杵層・浦代層・鎮南山層、津久見帯の水晶山層・奥川内層・小園層・津久見層、明治帯の尺間山層・彦ノ内層、中野帯の床木層に分かれる。

津久見島の古生層は本地域における最北辺の古生層で、本地域内においては一番古い地層であろうと考えられる。無垢島の北端には紡錘虫を産出する石灰岩を挟有する古生層（二疊紀 *Pseudofusulina* 帯ないし *Parafusulina* 帯）がわずかに分布する。

白杵層（時代未詳）は白杵半島の最北辺および最南辺のわずかな地域を占めて分布し、鎮南山向斜<sup>注3)</sup>のもっとも外側に分布する地層であるが、浦代層あるいは鎮南山層とは断層あるいは蛇紋岩で境される。浦代層（二疊紀 *Pseudofusulina* 帯ないし先 *Pseudofusulina* 帯）あるいは鎮南山層（二疊紀 *Pseudofusulina* 帯）は鎮南山向斜の主部をなすもので両層は漸移の関係にある。鎮南山層は輝緑凝灰岩および輝緑岩をほかの地層に比べより多く挟有し、かつ浦代層とともに千枚岩化作用をうけている。最近山本博達（1965）は浦代層の岩石を変成岩と考えている。

奥川内層は津久見帯の北辺部に分布し見掛上津久見層（二疊紀 *Pseudofusulina* 帯—*Parafusulina* 帯?—*Neoschwagerina* 帯—*Yabeina* 帯）の下位をしめる。しかし、その岩相は周辺の古生層より新しくみえる。津久見層は津久見帯の主部に分布し、石灰岩を主とする地層で、紡錘虫化石を豊富に含有する。さらに地層の傾斜と紡錘虫化石との生層序により一つの向斜構造を示し、南部は北傾斜の等斜背斜褶曲構造を呈するものと考えられる。

津久見帯の南部には津久見層の南側に狭長なる部分を占めて、チャート・砂岩・粘板岩・石灰岩・輝緑凝灰岩・輝緑岩からなる小園層（二疊紀 *Parafusulina* 帯—*Neoschwagerina*）が分布し、その大部分は津久見層と同時異相の関係にあるものと考えられ、その地質構造は津久見層のそれと較べるとやや複雑で、北東部では向斜構造を、南西部では等斜向斜褶曲構造を呈する。

津久見帯の複向斜構造の南側には断層で境されて明治帯の彦ノ内層（二疊紀 *Neoschwagerina* 帯?—*Yabeina* 帯）が分布し、さらに明治帯の南部を占めて彦ノ内層の下位に整合関係をもって尺間山層（二疊紀 *Parafusulina* 帯）が分布する。彦ノ内層は砂岩・粘板岩・礫岩・チャートからなる地層で、複向斜構造を呈するものである。尺間山層はチャート砂岩・粘板岩・石灰岩・輝緑凝灰岩からなり、明治帯向斜構造の南翼を占めている。尺間山層および彦ノ内層はその含有化石帯からその大部分は鎮南山帯の小園層あるいは津久見層と同時異相の関係にある。

明治帯の南側に断層でへだて、秩父帯の最南辺の狭長な地帯を占めて中野帯に属する床木層（時代未詳）が分布する。床木層の南側は仏像構造線により境されて、時代未詳中生層の四万十層群と接する。

## II. 2. 1 津久見島の古生層

白杵の東北東約 6 km に位置し、深江の北北西約 2 km にあたる津久見島は、白杵—八代構造

注3) 鎮南山向斜：白杵層・浦代層・鎮南山層は楠屋鼻・鎮南山を通る軸によって一つの大向斜構造を呈する。本地域ではこの向斜を鎮南山向斜と呼ぶ。

線の南側に位置し秩父帯に属する。津久見島は周辺わずか 3.5 km の小さな島であるにもかかわらず標高は166.2mにも及び、構成岩石の侵食に対する抵抗の強さを物語っている。

津久見島には主として緑色チャート・緑色凝灰岩質砂岩および粘板岩・珪質砂岩および珪質粘板岩・酸性凝灰岩および熔岩<sup>注4)</sup>が互層して分布する（第7図）。これらの岩石はEWあるいは



第7図 縞状チャート津久見島の古生層（津久見島南岸）

は N 60°W の走向を示し、北に45～50°傾斜する。津久見島の南部にはこれらの岩石の走向方向に蛇紋岩が貫いている。分布がわずかなので蛇紋岩は地質図から省略した。古生物学的資料がないので断定はできないが、津久見島の古生層は岩相上鞍岡図幅地域の祇園山層あるいは三重町図幅地域の奥畑層にきわめて類似しており、シルル系～デボン系の可能性が強い。

## II. 2. 2 沖無垢島の古生層

無垢島は臼杵の東北東約 17 km に位置し、沖無垢島と地無垢島からなる。古生層は沖無垢島に露出し、白堊系無垢島層とは断層関係にある。

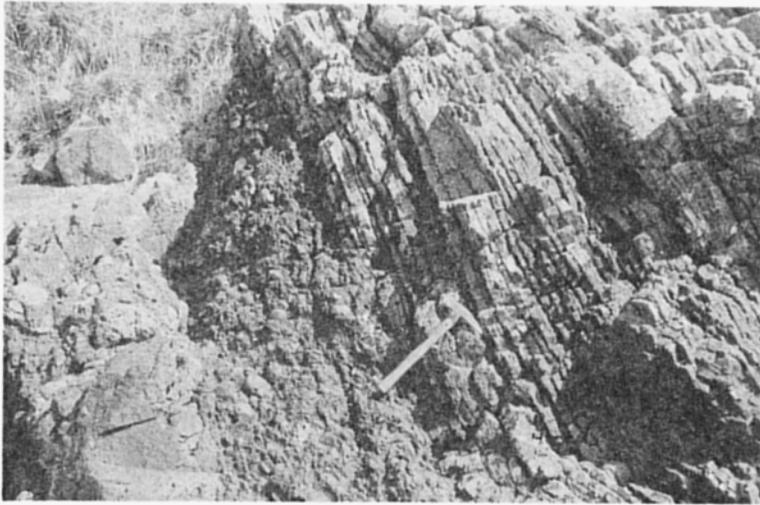
古生層は東西方向の断層によって2分される。北部の古生層は玄武岩質熔岩や同質火砕岩からなるいわゆる輝緑凝灰岩とチャートとを主とし、少量の粘板岩・砂岩・石灰岩を伴い、全体として南傾斜を示す。これに対し南部のものは、粘板岩・砂岩・チャート・礫岩・輝緑凝灰岩からなり、幾筋もの断層または破砕帯によって寸断され、複雑な構造を示す。石灰岩は島の北東部を占める輝緑凝灰岩中にレンズ状小岩体をなして含まれ、それから *Schwagerina* sp., *Misellina* sp. (primitive form), *Schubertella* sp.などを産する。これらの紡錘虫化石は *Pseudofusulina* 帯ないし *Parafusulina* 帯を指示するものと考えられる。チャートの多くは淡緑色・灰色・乳白色の縞状チャートであるが、南部では赤色で塊状を呈するものもある。礫岩には、花崗岩・花崗斑岩・流紋岩・安山岩・砂岩・粘板岩・チャートなどの円礫が砂泥ないし泥質の基質で膠結され

注4) 酸性凝灰岩および熔岩の顕微鏡観察は広川治・沢村孝之助両技官による。

たものと（第8, 9図）、石灰岩および輝緑凝灰岩の礫ばかりからなる石灰岩礫岩（第10図）の2種類があり、少なくとも前者は2層（厚さ1～2m）、後者は1層（厚さ約25m）認められ、いずれもチャートと整合関係をもって接している。外来礫を含む礫岩がチャートに富む地層中に介在していることは注目すべき事実であり、かかる礫岩は岩質や産状からして一種の *turbidite* とみなされる。南部の古生層は化石を産しないが岩相から判断すると、おそらく北部の古生層と同様二畳系に属するものであろう。

### II. 2. 3 鎮南山帯の古生層

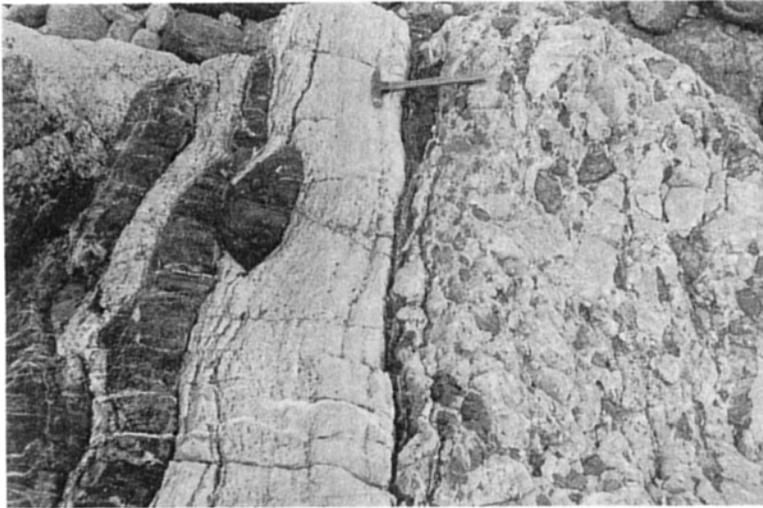
鎮南山帯の古生層として、下位から、白杵層（時代未詳）・浦代層（二畳紀 *Pseudofusulina*



第8図 火成岩田礫を含む礫岩とこれを覆う縞状チャート  
礫岩の下部は砂泥質 上部は泥質の基質をもつ沖無垢島の古生層（沖無垢島西岸）



第9図 第8図に示した礫岩の上部



第10図 石灰岩礫岩と赤色チャート（暗色部）  
礫は石灰岩と輝緑凝灰岩からなる沖無垢島の古生層（沖無垢島東岸）

帯ないし先 *Pseudofusulina* 帯）・鎮南山層（二疊紀 *Pseudofusulina* 帯）の3層が識別される。

### 白 杵 層

本層は鎮南山向斜の最北辺の白杵市海浜および板知屋周辺，および最南辺の津久見市徳浦，堅浦および黒島周辺に分布する。本層はかつて，藤井により白杵帯の古生層と呼ばれたもので，黒色粘板岩および砂岩を主とする地層からなり，ときにチャートの薄層や石灰岩の小レンズを挟有する。黒色粘板岩はしばしば千枚岩状を呈する。砂岩は黒色粘板岩の小破片を有することが多く，塊状緻密で，石灰質のこともあり，まれに千枚岩質である。

本層には，輝緑凝灰岩がまったくなく，チャートに乏しいことから鎮南山層と区別される。

**地質構造** 鎮南山向斜の南翼ではN65～85°Eの走向で，60～80°Nの傾斜であるが，北翼ではN50～80°Eの走向で，40～80°NないしSの傾斜を示し，さらに部分的には小褶曲をくりかえしている。

**地質時代** 白杵層にはわずかにレンズ状の石灰岩が含まれ，海百合の茎が藤井により発見されたことはあるが，時代決定に役立つ化石を認めることができないので，地質時代を正確に決定することはできない。しかし鎮南山向斜の最下位をしめ，かつ岩石の一部が千枚岩化しているため，二疊紀前期あるいはそれよりも古い時代に及ぶものと考えられる浦代層とほぼ同時か，あるいは古い時代の地層であろう。ことによると一部に石炭系またはそれ以前の地層を含むかも知れない。

### 浦 代 層

津久見市浦代・釜戸・楠屋，白杵市坪江・深江周辺には緑色千枚岩・黒色千枚岩が鎮南山層の下位を占めてかなり広く，そして鎮南山向斜の南北両翼端部を占めて分布する<sup>注5)</sup>。本地域

では本層をその標式的露出地にちなみ浦代層と呼ぶことにする。

下部は緑色千枚岩を主とし、黒色千枚岩・チャート・砂岩・石灰岩および輝緑凝灰岩からなり、上部は黒色千枚岩・チャート・砂岩および輝緑凝灰岩から構成されている。下部は一般に緑色千枚岩に富んでいるが、ときに黒色千枚岩やチャートときわめて細かく互層（一般にそれぞれの厚さ1～10cm内外）している。チャートは連続性にとみ、この互層は小規模の波状褶曲を呈することや、砂岩・石灰岩および輝緑凝灰岩を挟有することがある。上部は黒色千枚岩を主とし、厚さ2～30 cm、ときに50cm～5 mのチャートを挟有する。砂岩・黒色千枚岩質粘板岩と細い縞状互層を呈することもある。この互層はしばしば小規模の波状褶曲を呈する。本層は上位の鎮南山層とは整合漸移の関係にあると考えられる。

藤井が指摘したように、この千枚岩帯のなかから石英千枚岩（赤色、白色、灰色）・石墨絹雲母千枚岩・緑泥緑簾千枚岩が識別され、また部分的には結晶片岩ともいべきものもある。

**地質構造** 走向N45～85°Eを呈し、傾斜は南翼では50～80°SないしNで、北翼では一般に20～80°Nである。傾斜はきわめて変化にとみ、褶曲の複雑性を物語っている。

**地質時代** 下部の地層のなかにレンズ状の石灰岩が認められたが検鏡の結果、結晶度が比較的高く、化石は認められない。したがって、浦代層の地質時代を直接に決定することはできないが、浦代層が層序上、鎮南山層の直接下位に整合に続くと考えられ、鎮南山層の少なくとも一部が二疊紀前期の *Pseudofusulina* 帯に属することから、浦代層は二疊紀前期の一時期あるいはそれより下位に及ぶと考えられる。

## 鎮南山層

白杵半島から白杵市内畑、鎮南山、姫岳、西神野北方、津久見市葛畑、松川にわたって最大4 kmに及ぶ幅をもって、輝緑凝灰岩・チャート・粘板岩・千枚岩質粘板岩・砂岩および石灰岩からなる地層が鎮南山向斜の軸部を占めて広く分布する。藤井はかつてこの地層を鎮南山帯古生層の主部として扱ったが、本文では鎮南山層と呼ぶ。

本層は輝緑岩・輝緑凝灰岩およびチャートを主とし、粘板岩・千枚岩質粘板岩・砂岩および石灰岩を伴う。藤井の研究によると、いわゆる輝緑凝灰岩は meta-basalt, dolerite, basalt で集塊角礫岩質のものと熔岩質のものに分かれるという。これらの塩基性岩は、赭色、緑色ないし濃緑色を呈し、一般にチャートと密接な関連をもち、まれに鎮南山北方および姫岳北方ではレンズ状石灰岩を随伴する。また塩基性岩は一般に連続性に富み、赭色、緑色ないし濃緑色凝灰岩質粘板岩を伴うことがある。チャートは赤色、乳白色、黒色あるいは緑色のものがあり、厚さは1 cm内外のものから、10～20mに及ぶものがある。またチャートは薄い粘板岩と縞状互層を呈したり、微褶曲構造を呈することがあり、一般に連続性にとんでいる。一部のチャートから放散虫が検出された。黒色粘板岩はしばしば千枚岩状を呈し、1 cm内外のチャートと細互層したり、砂岩と互層することもあるが、まれに赭色あるいは緑色の凝灰岩質粘板岩と互層す

注5) 白杵市大泊北西方には下部の緑色千枚岩の北縁に上部の黒色千枚岩に酷似の地層があり、上部の繰返しか、あるいは下部に引続く地層か判然としない。

ることもある。砂岩は黒色粘板岩の小破片を含有し、厚さが10mに及ぶこともある。石灰岩は輝緑岩に伴って産出することがあり、レンズ状を呈し、多少結晶質白色で、厚さは5～10m内外である。

**地質構造** 鎮南山層は走向N40～85°Eで、傾斜は20～80°N、あるいはSで走向・傾斜の変化に富んでいる。鏡南山向斜は日豊本線に沿った徳浦～板知屋方向の断層の東と西とは性質を異にし、断層の東では非対称向斜、西では等斜向斜を呈する。鎮南山向斜は大きくみれば一つの向斜構造に過ぎないが、地層の測定の結果あらわれる北あるいは南方向の傾斜を考慮に入れるならば複向斜構造である。地層は一般に擾乱しており、整然とした地層の疊重を示すことが少ない。また本層は徳浦～板知屋方向の断層と平行したいくつかの断層により切られ、北西方に分布する白堊系とは株ノ木断層で境される。

**地質時代** 本層にはわずかに輝緑凝灰岩あるいは砂岩・粘板岩にはさまれてレンズ状の石灰岩が挟在し、藤井の研究によれば田井ヶ迫、深田における石灰岩(Loc. 537)から *Pseudofusulina* sp., *Triticites* sp. が発見され、鎮南山層の少なくとも一部は *Pseudofusulina* 帯で、二疊紀前期に属することは疑いない。

## II. 2. 4 津久見帯の古生層

津久見帯の古生層として、水晶山層（石炭紀中期）・奥川内層（時代未詳）・小園層（二疊紀, *Parafusulina* 帯—*Neoschwagerina* 帯）・津久見層（二疊紀 *Pseudofusulina* 帯—*Parafusulina* 帯?—*Neoschwagerina* 帯—*Yabeina* 帯）の4層が識別される。

### 水晶山層

最近の横山鶴雄（1965）の研究によれば、津久見市水晶山の東方および南方において、津久見帯中央部の石灰岩から、*Fusulinella* spp., *Staffella* sp. 等の紡錘虫を発見し、石炭系に属せしめ、二疊系の石灰岩とは断層関係にあるとみなした。

この石灰岩は、灰色で鯛状を呈し、緻密かつ無層理で、約30mの厚さといわれている。

本文においては、この石炭系を水晶山層と呼ぶこととし、津久見層とは区別する。水晶山層の地質時代は上記の紡錘虫から石炭紀中期に属すると考えられる。

### 奥川内層

本層は鎮南山層の南側に断層をへだて、津久見市水晶山北方、鬼丸、奥川内、臼杵市姫岳、忠野、大野郡野津町西神野北方および山ノ口西方にわたって分布する。また津久見層の北側で見掛け上整合関係をもって下位に連なって、北東-南西の方向をとりながら、約0.5～1.5 kmの幅で西隣の犬飼図幅地域にまで達する。

本層は砂岩粘板岩互層を主とし、粘板岩チャート互層・砂岩・粘板岩・チャートおよび輝緑

注6) 輝緑凝灰岩を含む地層を地質図幅では便宜上、奥川内層に含めたが鎮南山層が断層関係で繰り返して出現しているかも知れない。

凝灰岩<sup>注6)</sup>からなっている。本層はそれぞれの地層が擾乱のすくない整然とした地層の重畳関係を示すのを特徴とする。粘板岩は黒色を呈し、砂岩と互層することが多く擾乱が少ないが、まれに千枚岩質である。チャートは一般に暗灰色を呈し、縞状を呈することが多い。

**地質構造** 本層の走向は全般に東北東から西南西に向かっているが傾斜は津久見市長野から奥川内に向かう道路の南側と北側とでは異なり、南側では40-70°Sに傾斜するが北側では60-70°Nに傾斜している。このことから、本層は背斜構造を呈するものと考えられる。

**地質時代** 本層は二畳紀前期～中期に属する津久見層の見掛上、下位に位置するが、岩相は鎮南山層、津久見層、尺間山層および彦ノ内層より若く、むしろ四万十層群に酷似する。このように外観上からは地質時代を想定することができるが、本層からは含有化石が未発見であり、奥川内層の時代はつまびらかでない。

### 小 園 層

本層は本地域の中央部ないし南西部において、津久見層の南側に整合ないし同時異相の関係をもって、狭長な地域を占めて分布する。本層の南側は断層をへだてて明治帯の彦ノ内層と接する。

本層は粘板岩を主とし、砂岩粘板岩互層・チャート・石灰岩・輝緑岩ないし輝緑凝灰岩からなっている。本層はその構成岩石において鎮南山層に類似しているが、変成度は鎮南山層よりも弱い。

本層の命名は藤井（1954 a）の研究によるもので、本文においてもこれを適用した。その分布はほぼ藤井のそれと一致するが、小園・胡麻柄山地域では藤井の称する小園層の一部を津久見層に、中村・大村地域では藤井の称する津久見石灰岩層の一部を小園層に含めた。なお本地域の南西部の、大野郡野津町においては、藤井は津久見石灰岩層と明治帯古生層とは断層関係とした。本調査研究においてはこの地域にも、胡麻柄山や大村地域と同様に、津久見層の南側に狭長な地域を占めて小園層が分布することを知り断層関係ではないと考えるに至った。

**地質構造** 本層の走向はおおむねN40-70°Eを示し、南あるいは北に40-80°傾斜する。小園・井無田・西之内・願寺の地域ではN70°E方向で南西に傾く向斜軸を有する褶曲構造を示す。胡麻柄山・中村・大村地域では、津久見層の石灰岩中の紡錘虫化石の産出状況によって、地質断面図に示すような、北傾斜の等斜背斜および向斜構造を呈するものと考えられる。このようなことと、津久見層および小園層の紡錘虫化石を考慮に入れるならば、津久見層と小園層とは同時異相の関係にあると考えられる。

**地質時代** 藤井（1954 a）の研究によると、小園層には下位から *Cancellina faunule* を含む石灰岩と、*Neoschwagerina faunule* を含む石灰岩とを識別した。井無田の *Cancellina faunule* を含む石灰岩から、*Cancellina neoschwagerinoides* TORIYAMA, *Schubertella* sp., *Neoschwagerina* sp. (Primitive type) の産出が知られている。本調査研究では、つぎの石灰岩からそれぞれ紡錘虫化石を産出した。

下青江（小園東方）(Loc. 112) : *Schwagerina* sp.

井無田 (Loc. 111) : *Pseudofusulina* sp.

井無田西方 (Loc. 114) : *Parafusulina* sp., *Pseudofusulina* sp.

西之内西方 (Loc. 120) : *Neoschwagerina* sp.

願寺東方 (Loc. 134) : *Schubertella* sp.

井崎川上流 (Loc. 423) : *Schubertella* ? sp.

野津町地域 (宇藤木西方) (Loc. 430, 431) : *Neoschwagerina* sp.

以上のような紡錘虫化石から考察すると、小園層はほぼ“*Parafusulina* 帯”から“*Neoschwagerina* 帯”にわたるもので、その地質時代はほぼ中期二畳紀に属する。

### 津久見層

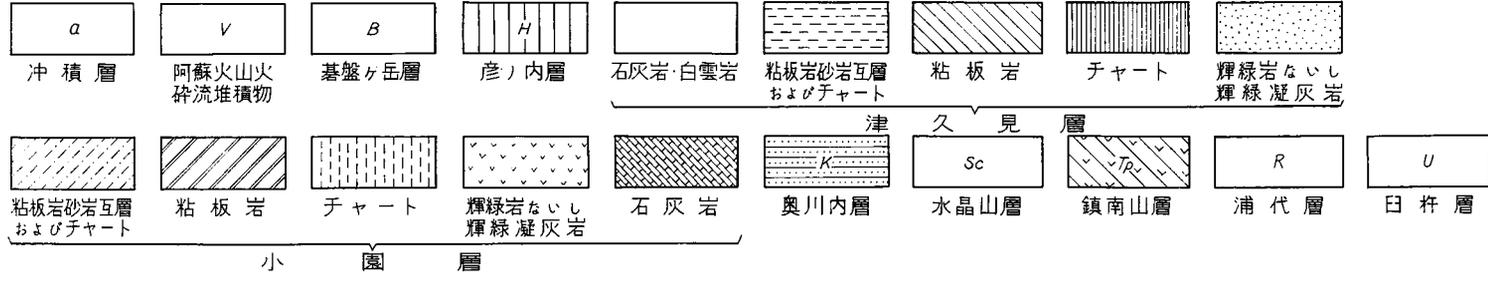
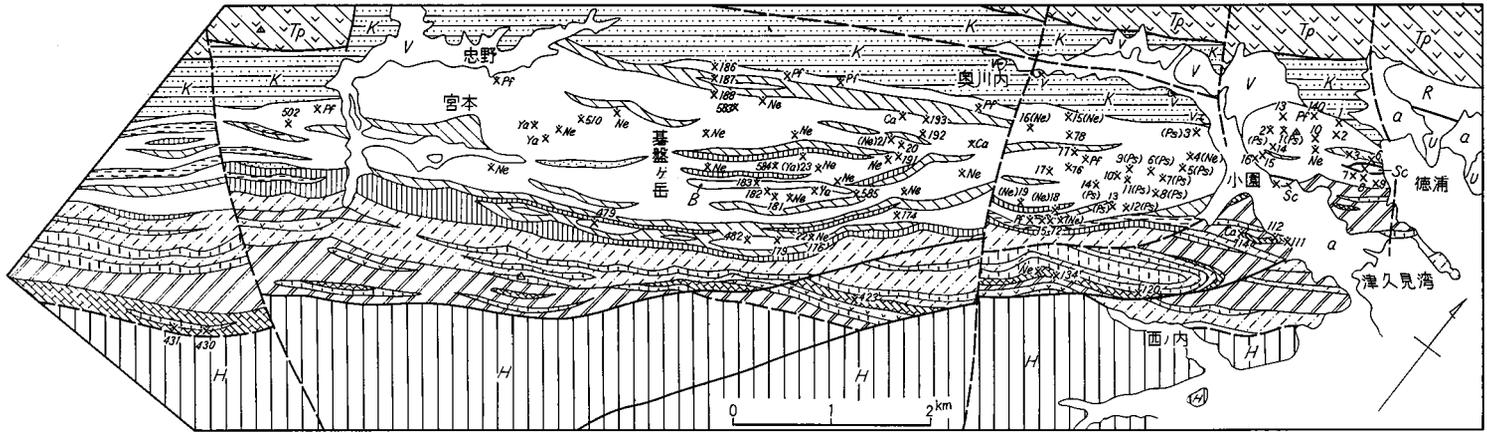
本層は本地域の中心部を通り、東北東から西南西にわたって、およそ 2 km の幅をもって帯状に分布し、さらに西南西に延びて、その幅は狭くなるが西隣の犬飼図幅地域を通り、三重町図幅地域に及んでいる。すなわち、東は津久見市水晶山にはじまり、胡麻柄山、基盤ヶ岳および白栴市宮本をへて、犬飼図幅地域の野津町泊および清水原を通り、三重町図幅地域の野津町仲野、白岩まで続き、一旦断層で断ち切られるが、三重町中津留および稲積山付近まで延長 30 km に及んでいる。

本層の北側には、見掛け上、下位を占めて、整合関係で奥川内層が分布し、南側には本層と同時異相と考えられる小園層が分布する。

本層は厚層の石灰岩を主とし、ドロマイト・砂岩粘板岩互層・粘板岩・チャート・輝緑岩ないし輝緑凝灰岩からなっている。本層の主部は石灰岩からなり、石灰岩に挟まれて、いくつかの層準にドロマイトを胚胎する。本層の比較的下位を占めて、砂岩粘板岩互層・粘板岩・チャート・輝緑岩ないし輝緑凝灰岩が分布するが、とくに、本層の南縁を占めて、しかも最下位の層準に比較的に厚いチャートが分布し、鍵層となる。この地層は日本でも屈指の石灰石鉱床を胚胎し、そして古くから石灰石産地として知られる津久見市にちなみ津久見層と命名する。津久見層は藤井の津久見石灰岩層 (藤井, 1954 a), 井上の上部石灰岩層 (井上, 1964 b) にほぼ相当する。

石灰岩は灰白色、灰色ないし暗灰色を呈し、一般に塊状である。本層の石灰岩からは多数の紡錘虫を産出し、地質構造と地質時代の決定に役立っている。砂岩粘板岩互層・粘板岩・チャート・ドロマイト・輝緑岩ないし輝緑凝灰岩の厚さは石灰岩より一般にうすく、石灰岩中に交指の関係で挟在することが多く、それぞれの厚さは増減に富んでいる。津久見層を一覧すると、その変成度は鎮南山層より弱く、明治帯の彦ノ内層より強いといえる。さらに構成岩石のおのおのについては彦ノ内層の岩石と区別することは困難である。ドロマイトの産状やその他については井上秀雄 (1953, 1955 a, b, 1964 a, b) によって研究されている。

**産出化石** 津久見層の石灰岩からは古くから紡錘虫化石を産出することが知られているが、今回の調査研究により 2, 3 の新事実を加えることができた。すなわち、神戸は津久見層産紡錘虫化石を磯見博の協力を得て鑑定し、次のように種属を識別した (第11図参照)。



X<sub>Ya</sub> : *Yabeina* faunule, X<sub>Ne</sub> : *Neoschwagerina* faunule, X<sub>Ca</sub> : *Cancellina* faunule, X<sub>Pf</sub> : *Pseudofusulina* faunule (藤井浩二・1954)  
 X<sub>1~23</sub>(Ya) : *Yabeina* zone (Ne) : *Neoschwagerina* zone, (Ps) : *Pseudoschwagerina* zone (井上秀雄・1960)  
 X<sub>1~16</sub> (横山鶴雄・1965) X<sub>72~585</sub> (神戸信和・1967)

第11図 水晶山層・小園層・津久見層・基盤ヶ岳層化石産地

|          |                                                                                                             |
|----------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Loc. 72  | <i>Schwagerina</i> sp., <i>Parafusulina</i> ? sp.                                                           |
| Loc. 75  | <i>Neoschwagerina</i> sp.                                                                                   |
| Loc. 76  | <i>Neoschwagerina</i> sp.                                                                                   |
| Loc. 77  | <i>Neoschwagerina</i> sp.                                                                                   |
| Loc. 78  | 小型有孔虫                                                                                                       |
| Loc. 140 | <i>Paraschwagerina</i> sp.                                                                                  |
| Loc. 174 | <i>Neoschwagerina</i> sp.                                                                                   |
| Loc. 176 | <i>Neoschwagerina</i> sp.                                                                                   |
| Loc. 177 | <i>Neoschwagerina</i> sp.                                                                                   |
| Loc. 181 | 小型有孔虫                                                                                                       |
| Loc. 182 | <i>Nankinella</i> sp.                                                                                       |
| Loc. 186 | <i>Verbeekina</i> sp.                                                                                       |
| Loc. 187 | <i>Neoschwagerina</i> sp., <i>Misellina</i> sp.                                                             |
| Loc. 188 | <i>Misellina</i> sp., <i>Neoschwagerina</i> ? sp.                                                           |
| Loc. 191 | <i>Neoschwagerina simplex</i> (OZAWA), <i>Neoschwagerina craticulifera</i> (SCHWAGER), <i>Misellina</i> sp. |
| Loc. 192 | <i>Neoschwagerina</i> sp., <i>Verbeekina</i> sp.                                                            |
| Loc. 193 | <i>Neoschwagerina</i> sp.                                                                                   |
| Loc. 479 | <i>Neoschwagerina</i> sp.                                                                                   |
| Loc. 482 | <i>Neoschwagerina</i> sp., <i>Parafusulina</i> sp.                                                          |
| Loc. 502 | <i>Neoschwagerina</i> sp.                                                                                   |
| Loc. 510 | <i>Neoschwagerina</i> sp., <i>Parafusulina</i> ? sp.                                                        |
| Loc. 583 | <i>Neoschwagerina craticulifera</i> (SCHWAGER)                                                              |
| Loc. 584 | <i>Neoschwagerina</i> sp.                                                                                   |
| Loc. 585 | <i>Neoschwagerina</i> sp., <i>Verbeekina</i> sp.                                                            |

上記の新事実のほか、すでに藤井 (1954 a), 井上 (1964 b), 横山鶴雄 (1965), 鳥山隆三 (1967) により研究されており、それぞれの研究にもとづく化石産出地点を地図上 (第11図にこれらを一括して産地を示す) に示し、さらにそれぞれの見解をここに略述する。

藤井 (1954 a) は筆者の津久見層にほぼ相当する津久見石灰岩層の紡錘虫化石を考究し、津久見市奥川内一与四郎ルートにおける層序と化石の産出を基準とし、ほかの化石産地における化石種の共存関係によって下位から次の5つの化石群を識別している。

1. *Pseudofusulina* faunule : *Pseudofusulina vulgaris* var. *fusifformis* (SCHELLWIEN), *Pseudofusulina* sp., *Triticites* aff. *kagaharensis* FUJIMOTO, *Rugosofusulina* sp., *Pseudoschwagerina* sp., *Schubertella* sp.
2. *Neoschwagerina iisakai* TORIYAMA or *Cancellina kobayashii* TORIYAMA faunule : *Cancellina*

*kobayashii* TORIYAMA, *Neoschwagerina iisakai* TORIYAMA, *Cancellina neoschwagerinoides* TORIYAMA.

3. *Neoschwagerina craticulifera* (SCHWAGER) faunule : *Neoschwagerina craticulifera* (SCHWAGER) var. *rotunda* DEPRAT, *Verbeekina* sp., *Schwagerina* spp.
4. *Neoschwagerina margaritae* DEPRAT faunule : *Neoschwagerina margaritae* DEPRAT (多産), *Pseudodoliolina* sp., *Neoschwagerina minoensis* DEPRAT em. OZAWA, *Verbeekina* sp., *Neoschwagerina craticulifera* SCHWAGER, *Schwagerina* sp.
5. *Yabeina slobosa* (YABE) faunule: *Yabeina globosa* (YABE), *Yabeina katoi* OZAWA.

藤井は上記5つの動物化石群<sup>注7)</sup>はいわゆる“*Pseudofusulina*”帯から“*Yabeina*”帯にわたるもので、下部二畳系から中部二畳系に属するものと考えている。ただし、*Parafusulina kaerizuensis* type の *Parafusulina* がいまだ検出されないので、地質構造による欠如か、堆積の間隙を意味するか未解決の問題として結論した。

最近、鳥山(1967)は藤井の研究結果を再検討し、次のような見解を公表した。*Pseudofusulina* faunule を *Pseudofusulina vulgaris fusiformis* (SCHELLWIEN), *Psf.* sp., *Triticites kaeharensis* FUJIMOTO, *Rugosofusulina* sp., *Pseudoschwagerina* sp., *Schubertella* sp. として一部改め、*Pseudoschwagerina* zone に属することを認めた。2の faunule を *Misellina iisakai* or *N. kobayashii* faunule: *N. kobayashii* (TORIYAMA), *Misellina iisakai* TORIYAMA, *Cancellina neoschwagerinoides* TORIYAMA として一部改め、鍋山階の後期に属すると考えている。3の faunule を *Neoschwagerina craticulifera* faunule: *N. craticulifera rotunda* DEPRAT, *Verbeekina* sp., *Schwagerina*, 4の faunule を *Neoschwagerina margaritae* faunule: *N. margaritae* DEPRAT (abundant), *N. minoensis* OZAWA, *N. craticulifera* (SCHWAGER), *Pseudodoliolina* sp., *Verbeekina* sp., *Schwagerina* sp., 5の faunule を *Yabeina globosa* faunule: *Y. globosa* (YABE), *Y. katoi* (OZAWA) として一部改め、3, 4, 5の faunule を赤坂階に属すると考えている。

井上(1964 b)はその研究において、津久見層にほぼ相当する上部石灰岩層の紡錘虫化石産地(第11図の No. 1~23)から次のような種属を識別した。

- No. 1 *Schwagerina* sp. (Ps)<sup>注8)</sup>
- No. 2 *Schwagerina* sp. (Ps)
- No. 3 *Triticites* sp. (Ps)
- No. 4 *Neoschwagerina* cfr. *craticulifera* (SCHWAGER), *Eoverbeekina* sp., *Verbeekina* sp. (Ne)
- No. 5 *Rugosofusulina* sp. (Ps)
- No. 6 *Schwagerina* sp. (Ps)
- No. 7 *Schwagerina* sp. (Ps)

注7) 化石産地を示す地図(第11図)上には、1の faunule を Pf, 2の faunule を Ca, 3および4の faunule を Ne, 5の faunule を Ya として図示した。

注8) No. 1 (Ps)は井上による *Pseudoschwagerina* zone を、No. 4 (Ne)は *Neoschwagerina* zone を、No. 23 (Ya)は *Yabeina* zone を示すものである。

- No. 8 *Schwagerina* sp. (Ps)  
 No. 9 *Schwagerina* ? sp. (Ps)  
 No. 10 *Pseudofusulina* sp.  
 No. 11 *Pseudofusulina* sp., *Schwagerina* sp. (Ps)  
 No. 12 *Schwagerina* sp. (Ps)  
 No. 13 *Schwagerina* sp. (Ps)  
 No. 14 *Pseudofusulina* cfr. *vulgaris* (SCHELLWIEN) (Ps)  
 No. 15 *Everbeekina* sp. (Ne)  
 No. 16 *Neoschwagerina* cfr. *simplex* (OZAWA), *Cancellina* sp. (Ne)  
 No. 17 *Paraschwagerina* sp., *Schwagerina* sp.  
 No. 18 *Neoschwagerina* sp. (Ne)  
 No. 19 *Schwagerina* sp. (Ne)  
 No. 20 *Neoschwagerina* spp.  
 No. 21 *Neoschwagerina* sp. (Ne)  
 No. 22 *Neoschwagerina* sp. (Ne)  
 No. 23 *Yabeina* spp. (Ya)

横山 (1965) は水晶山周辺の津久見石灰岩層を研究し、一部分から *Fusulinella* sp., *Staffella* sp. を発見し、その部分を石炭系として分離した。そのほかの石灰岩を下位から、二畳紀下部層、二畳紀中部層および二畳紀上部層に区分し、それぞれの部分からは次のような紡錘虫化石および珊瑚化石が発見された。

#### 二畳紀下部層

- Loc. 13 *Pseudofusulina vulgaris*, *Pseudofusulina* sp.  
 Loc. 2 *Pseudofusulina* ? sp.  
 Loc. 7 *Pseudofusulina* cf. *ambigua*, *Pseudofusulina* sp.  
 Loc. 16 *Pseudoschwagerina* sp., *Stylidophyllum* sp.

#### 二畳紀中部層

- Loc. 1 & 15 *Neoschwagerina* spp.  
 Loc. 3 *Neoschwagerina* sp., *Pseudofusulina* sp.  
 Loc. 10 *Yabeina globosa*, *Neoschwagerina* sp.  
 Loc. 14 *Neoschwagerina* sp., *Waagenophyllum* cf. *indicum*.  
 Loc. 8 & 9 *Neoschwagerina* sp.  
 Loc. 6 *Neoschwagerina douvillei*, *Verbeekina* sp.

**地質構造** 津久見層は厚い層理に乏しい石灰岩を主とするので、走向および傾斜をほかの地層のように示し難い。しかし挟有される粘板岩や砂岩によって走向および傾斜を知ることができる。それによると、本層の南側では概して東北東-西南西に向かう走向を示し、50~70°Nの傾斜を示し、北側では東北東-西南西の走向を示し、南傾斜を示すことが多い。さらに、紡錘

虫化石の分布を検討<sup>注9)</sup>すると、南側から山頂に向かう化石帯と、北側から山頂に向かう化石帯とが一部相違するが、ほぼ同様な化石層序を示す。

この化石層序と走向・傾斜の変化を合わせ考えると、大局的には津久見層は水晶山、胡麻柄山、基盤ヶ岳を結ぶ線を軸として一つの大きな向斜構造を呈し、この向斜構造を津久見向斜と呼ぶ。さらに、紡錘虫化石の分布を詳細に検討<sup>注10)</sup>すると、幾つかの小さい向斜および背斜が推定される。

本層の南側の中村付近では、山頂に向かって、地層はすべて北傾斜で、見掛上最下位の石灰岩から著しく進化した *Neoschwagerina* sp. を産出する。このことは地層の逆転を意味するものであり、地質断面図に示すような、北傾斜の等斜背斜および向斜褶曲構造を呈するものである。このような褶曲構造は北東方の与四郎および胡麻柄山方面や、南西方の大村方面にも追跡される。このような構造と小園層の含有化石とにより津久見層と小園層とは同時異相の関係にあることが考察される。

**地質時代** 津久見層からは上述のような紡錘虫化石を産出し、下位より *Pseudofusidina* 帯、*Parafusulina* 帯 *Neoschwagerina* 帯および *Yabeina* 帯に属することが判明し、その地質時代は前期二畳紀より後期二畳紀に及ぶものである。

## II. 2. 5 明治帯の古生層

明治帯の古生層として、下位から、尺間山層（二畳紀 *Parafusulina* 帯）および彦ノ内層（二畳紀 *Neoschwagerina* 帯？—*Yabeina* 帯）の2層が識別される。

### 尺間山層

本層は彦ノ内層の南部において、津久見市字浜・落浦および南海部郡上浦町蒲戸付近から西方ないし西南西に延びて、津久見市網代・彦岳付近を通り、南海部郡弥生村尺間山・川中付近に及んで分布する。本層の北側には、本層の上位に整合的に重畳する彦ノ内層が分布し、南側には断層によってへだてられて、中野帯の床木層が分布するが、上浦町津井西方では、断層で境されてジュラ紀後期あるいは白堊紀最下階の津井層と接する。さらに、津井北東方では、直接に仏像構造線をへだてて、四万十層群と接する。

本層は、チャートを主とし、砂岩粘板岩互層・砂岩・粘板岩・礫岩・石灰岩および輝緑岩ないし輝緑凝灰岩からなる。本層は鎮南山層・小園層あるいは津久見層に較べて、千枚岩化や、じょうらんの度が低く、彦ノ内層と同様に成層の具合がよく観察できる。四万十層群と比較した場合には層理の発達が少ない。チャートは一般に顕著な山稜を形成し、一部にマンガン鉱床を胚胎し、かつ珪石を採石している部分もある。この地層を、チャートが標式的に露出する尺間山にちなみ、尺間山層と命名する（第12図）。

粘板岩は黒色ないし暗灰色を呈する。部分的に千枚岩状を呈し、剥け易い。砂岩は灰緑色、

注9), 10) 藤井浩二 (1954a) および井上秀雄 (1964b) の地質図および化石産出地を参照のこと。



第12図 尺間山層のチャート（津久見湾白石燈台）



第13図 尺間山層の砂岩粘板岩互層（津久見市場ノ浦西方）

暗灰色ないし灰白色を呈する。一般に塊状を示し、堅硬でちみつ質である。砂岩は細粒，中粒ないし粗粒で，しばしば黒色粘板岩の小破片に富んでいる。礫岩は，津久見市網代西方に砂岩粘板岩互層にはさまれて分布し，わずか1m内外の厚さで，チャートの小礫に富んでいるが，連続性に乏しい(第13図)。チャートは尺間山層にとくに著しく，数層準に位置し，その厚さはそれぞれ変化に富んでいるが地質図幅において認められるように，100～200mあるいはそれ以上の厚さに達するものがなん枚か認められる。またチャートはきわめて連続性に富んでいる。この連続性に富んだチャート層の一部には藤井が彦岳チャート層と呼んでいるものも含まれる。チャートは一般に暗灰色，乳白色を呈し，黒色粘板岩，ときに緑色凝灰岩質粘板岩と1～10cm内外の細互層を形成し，縞状層理が明瞭で，その微褶曲構造を識別することができる。

石灰岩は輝緑岩ないし輝緑凝灰岩に随伴して、津久見市江ノ浦、福良、彦岳北東方、弥生村竹越峠南西方、川中北東方において、わずかに一層準認められるのみである。これらの石灰岩はレンズ状を呈し、連続性に乏しい。厚さは最大10～15mに達している。石灰岩は一般に灰白色で、鏡下で検すると、一般に0.04～0.12mmの方解石粒に富み、粒度変化に富んでおり、つぎの産地からはそれぞれ紡錘虫あるいは蘇虫類の化石を産出する。

津久見市江ノ浦 (Loc. 233) : 蘇虫類

彦岳北東方 (Loc. 312) : *Schwagerina* ? sp.

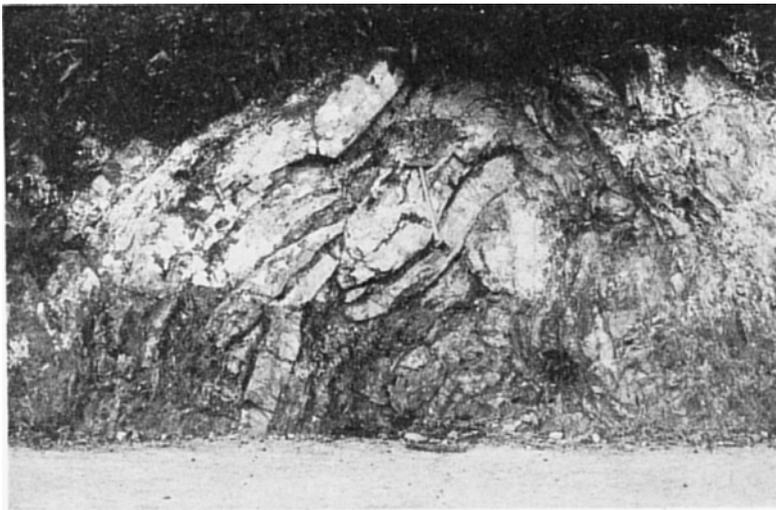
弥生村竹越南西方 (Loc. 319) : *Schwagerina* ? sp.

弥生村床木北方 (Loc. 343) : 蘇虫類および小型有孔虫

尺間山層のなかの輝緑岩あるいは輝緑凝灰岩の大部分は、石灰岩の上位を占めて分布し、石灰岩と同様に連続性に乏しい。輝緑岩ないし輝緑凝灰岩は緑色あるいは赤褐色を呈し、石灰岩と細互層をなすこともある。

**地質構造** 一般に走向は東北東から西南西に走り、50～70°Nに傾斜するのを常とするが、まれには20～30°あるいは80°の緩、急傾斜が認められ、一部には南傾斜も認められる。尺間山層は、彦ノ内層の項に記述する明治向斜の南翼に主として分布する。しかしながら、津久見市観音崎、赤崎、千怒崎、津久見浦には、チャートを主とし、尺間山層に酷似する岩相が分布するが、明治向斜から判断して、その北翼に尺間山層の一部が出現しているものと考えられる(第14, 15図)。

津久見市網代および上浦町津井を結ぶ以東に、津久見湾および佐伯湾にのぞんで、一種特徴ある弧状をえがいて、小さい半島が突出しているが、この弧状は今までに記した東北東方向の構造性とは異なるもので、この半島に分布する尺間山層の構造は、東北東方向の走向は少なく、むしろ西北西の走向が、上浦町夏井、長田、最勝海および津久見市久保泊付近にかけて多く認められ、上浦町福泊、蒲戸、津久見市落浦および田浦付近では東北東方向の走向を示し、



第14図 尺間山層の砂岩粘板岩互層にみられる背斜構造 (津久見市荒代)



第15図 尺間山層の砂岩粘板岩互層にみられる褶曲構造（津久見市場ノ浦西方）

したがって地層が佐伯湾に向かって弓なりの構造を呈するのである。すなわち、地質構造が明らかに半島の地形および海岸の地形を支配しているものといえる。

**地質時代** 東に隣接する保戸島図幅内の保戸島の石灰岩は、尺間山層の石灰岩の東方延長とみなされ、保戸島の石灰岩からは藤井（1954 a）により *Parafusulina* sp. の産出が知られ、本地域の尺間山層石灰岩からは *Schwagerina* sp., 小型有孔虫および蘇虫類を産出した。このような含有化石から本層の一部分は少なくとも、中期二畳紀前半の *Parafusulina* 帯に属する。

### 彦ノ内層

本層は本地域の南半部において、津久見市片鼻・日見・浜・広浦付近から西南西に延びて、彦ノ内・鍛治屋・鏡峠付近を通り、弥生村宇藤木付近に及んで分布する。本層の北側には断層をへだてて、津久見帯の小園層が分布するが、東方の赤崎および千怒崎付近では尺間山層が下位に整合関係をもって分布する。本層の南側には、整合関係をもって下位に尺間山層がひろく分布する。

本層は砂岩粘板岩互層を主とし、砂岩・粘板岩・礫岩およびチャートからなる。本層は鎮南山層・小園層あるいは津久見層に較べて、千枚岩化やじょうらんの度が低く、尺間山層と同様に成層の具合がよく観察できる。この地層を彦ノ内層と呼ぶこととする。

粘板岩は砂岩とともに本層の主要な構成岩石で、地質図幅には「砂岩および粘板岩」として表現しているところに分布するほかに、粘板岩がとくに顕著に、主として厚さ10m以上の単層として分布している場合には「粘板岩」として表現してある。粘板岩は黒色ないし暗灰色を呈する。部分的に千枚岩質を帯び、剥げ易い性質がある。一般に一樣な岩石のため、層理は識別し難いが、粒度変化あるいは砂岩の挟在により層理を識別することができる。

砂岩は粘板岩とともに本層の主要な構成岩石で、地質図幅では「砂岩および粘板岩」として

表現しているところに分布する。砂岩は緑灰色、暗灰色ないし灰白色を呈する。一般に塊状、堅硬およびちみつき質で、細粒、中粒ないし粗粒で、ときに黒色粘板岩の5 mm内外の小破片に富んでいる部分もある。また灰白色で一见アルコーズ質砂岩に酷似する部分もある。砂岩を鏡下で検すると大小様々の石英粒、斜長石粒、カリ長石粒、絹雲母粒、方解石粒、ジルコン粒、チタン石粒、柘榴石粒、緑泥石粒、鉄質物および粘板岩、チャートの小破片などからなる。藤井の研究にしたがうと washed graywacke 型といわれる。砂岩を肉眼的ないし顕微鏡的に観察し、大別すると次の3型に区別することができる。すなわち、1) 緑灰色ないし暗灰色を呈し、塊状、堅硬および緻密質で、粘板岩粒に乏しい砂岩、2) 緑灰色ないし暗灰色を呈し、塊状、堅硬で、粘板岩粒に富んでいる砂岩、3) 灰白色を呈し、粗粒で、石英粒、長石粒とともに富んでいる砂岩の3型である。砂岩はチャートとともによく雨水の浸食にたえ山の稜線を形成することが多い。礫岩は砂岩にはさまれて分布し、本層のなかでは砂岩粘板岩互層の優勢な部分において、1層準ないし2層準にみられるが、いずれも近接した層準である。本層の礫岩を東方から列記すると、まず津久見市江浦北方の赤崎へ向かう道路沿いに砂岩粘板岩互層にはさまれて5 m内外の厚さで分布し、チャートの礫に富んでいる。同じく5 m内外の厚さで、チャートの礫に富み、基質は砂岩の礫岩層が津久見市浜から日見へ向かう山道で観察することができる。さらに西方では津久見市彦ノ内から竹越峠へ向かう山道に、2 m内外の厚さを有し礫の径は1 cm内外で、黒色粘板岩に富み、乳白色チャートの円礫あるいは角礫を有し、基質は砂岩である礫岩が分布する。さらに津久見市鍛冶屋南方の谷では、黒色粘板岩およびチャートの直径5 mmないし3 cmの円礫、あるいは角礫に富んだ礫岩が2層準に位置するが、向斜構造により繰り返して分布する。さらに弥生村床木から北北西に向かう谷および弥生村尺間神社から津久見市中ノ内に通ずる尾根道にわずかに礫岩が分布する。これらの礫岩層はほぼ連続するものと考えられ、礫岩の下位には不整合は認められず明らかに層間礫岩である。チャートは一般に暗灰色、乳白色を呈し、ときに黒色粘板岩や緑色凝灰岩質粘板岩と1~10 cm内外の細互層を形成し、縞状層理が明瞭でその微褶曲構造を識別することができる。

**地質構造** 一般に走向は東北東から西南西に走り、50~70°NあるいはSに傾斜するのを常とするが、まれには20~30°あるいは80°の緩、急傾斜が認められる。本層の岩相の分布状況および地層の走向・傾斜を合わせ考察すると、津久見市千怒および鏡峠を結び付近には一つの向斜軸があり、尺間山層とともに複向斜構造を呈するものと考えられる。これを明治向斜と呼ぶ。

**地質時代** 本地域の彦ノ内層には石灰岩が挟有されず、化石も発見されないが、藤井(1954 a)によれば、この地域の南西方に隣接する三重町図幅地域の犬野郡野津町岩屋の南谷の石灰岩から *Yabeina* sp. の産出を報告しており、この石灰岩を含む彦ノ内層の南西方延長と考えられるので、本層の地質時代の少なくとも一部分は後期二疊紀の *Yabeina* 帯に属する。本層が中期二疊紀前半の尺間山層から整合関係をもって重畳することから、本層の地質時代はさらにさかのぼり、中期二疊紀後半の *Neoschwagerina* 帯にまで及んでいるものと考えられる。

## II. 2. 6 中野帯の古生層：床木層

中野帯の古生層として、本地域においては床木層があげられる。本層は本地域の南東部において、上浦町長田から、浅海井西方をへて、弥生村床木に及んで、北側は断層をへだてて尺間山層と接し、南側は仏像構造線をへだてて四万十層群と接し、狭長な地域を占めて分布する。

本層は石灰岩を主とし、砂岩粘板岩互層・砂岩・粘板岩・礫岩・チャート・輝緑岩ないし輝緑凝灰岩からなる。この地層を床木層と呼ぶ。

粘板岩は黒色ないし暗灰色を呈し、一般に千枚岩状を呈し、剥げ易い性質がある。砂岩は灰緑色ないし暗灰色を呈し、堅硬でちみつ質である。佐伯市宇戸北北西の谷には、厚い石灰岩層の南に位置して、粗粒砂岩に挟まれて、チャートや黒色粘板岩の礫に富んだ礫岩層がある。チャートは一般に暗灰色、乳白色を呈し、しばしば黒色粘板岩や緑色凝灰岩質粘板岩と1~10cm内外の細互層を形成し、縞状層理が明瞭である。石灰岩は一般に灰白色で、これを鏡下で検すると、0.04~0.12mmの方解石粒に富み、磁鉄鉱の細脈が多く、方解石粒の配列により葉状層理を識別できる。本層の石灰岩は連続性に富み、10~50m内外の厚さを有し、きわめて膨縮し、最大の厚さを示す佐伯市狩生北西方の谷ではかつて石灰岩が採石されたことがある。上浦町長田では10m内外の厚さをもって分布し、チャート・粘板岩および輝緑凝灰岩と互層することが多いが、上浦町浅海井以西ではチャート・粘板岩を挟有することはあるが、輝緑凝灰岩はほとんどみられない。したがって、本層の石灰岩はほかの岩相と互層するので一般に層理が顕著である。輝緑岩ないし輝緑凝灰岩は長田および床木にみられるのみで、緑色ないし赤褐色を呈する。

**地質構造** 一般に走向は東北東から西南西に走り、50~70°Nの傾斜を示す。北側は断層でへだてられて尺間山層と、南側は仏像構造線をへだてて四万十層群と接して、狭長な構造帯を占めて分布するのを特徴とする。浅海井西方では、本層および尺間山層とそれぞれ断層関係をもって、ジュラ紀後期あるいは白堊紀最下部階の津井層が出現する。

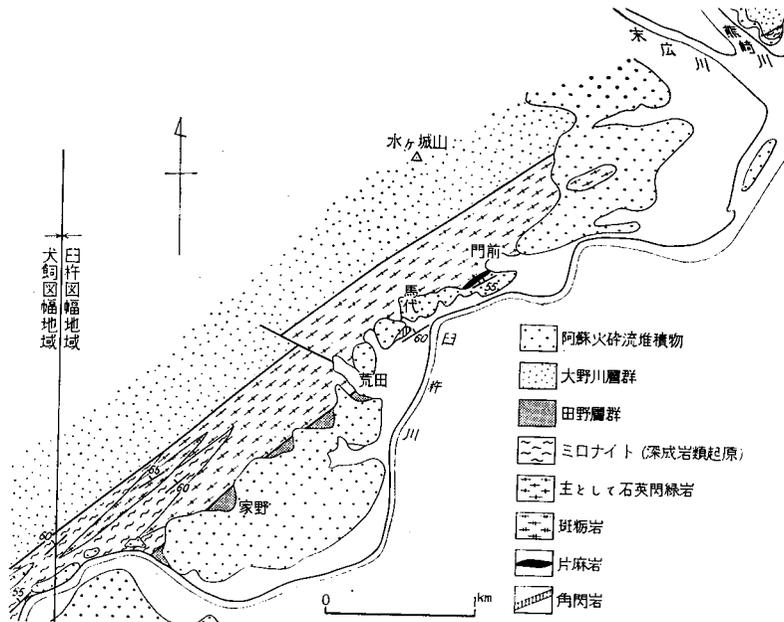
**地質時代** 本層からはまだ化石が発見されていないが、岩相および構造から判断して、本層は高知県佐川盆地周辺に分布する三宝山層群の一部に対比しうるものとする。三宝山層群は秩父古生層（中期二疊紀以降）、三宝山石灰岩（ラディノカーニック）、斗賀野統（斗賀野層・西山層・奈良谷層—そのうち奈良谷層はジュラ紀中期を示す—）を包括するものである。

## II. 3 火 成 岩

### II. 3. 1 白杵川火成岩類

犬飼岡幅地域の東部から白杵湾岸にかけては白杵—八代構造線にそって古期岩類が露出し、これは千枚岩類からなる生ノ原層（犬飼岡幅地域だけに分布する）と白杵川火成岩類とに大別され、両者は断層関係にある（松本、1936a, b）。

本地域における白杵川火成岩類は約 500 m の幅をもって帯状分布を示し、深成岩類およびこ



第16図 白杵川火成岩類の分布と岩相

れを原岩とするミロナイトからなり、ごく少量の変成岩類を伴う（第16図）。

深成岩類としては斑禰岩・石英閃緑岩・トータル岩・花崗閃緑岩などがあり、これらは一般に片状を呈し、破碎構造を示す場合が多い。

斑禰岩：家野の北西に分布する。本岩は粗粒，暗色のもので，少量の破碎をまめがれた斜長石および角閃石と著しく破碎された基質からなり，褐色の細脈によって網状に貫かれている。角閃石は柱状半自形，2～3 mm，陽起石質で，変質し，劈開にそってこわれ，ねじまげられている。斜長石は塊状，2～3 mm，著しく変質し，われたりゆがんだりしている。基質は緑簾石・斜長石などの小粒の集合からなる。細脈は陽起石からなり，片状構造を切る。

石英閃緑岩：深成岩類の主体をなすもので，家野付近から門前東方にかけて広く分布する。本岩はおもに角閃石・斜長石および石英からなり，少量の鉄鉱を含む。角閃石は2～4 mm，篩状で半自形，双晶する。多色性はX：薄い褐色，Y・Z：緑色である。斜長石は3～6 mm，著しく変質している。石英は1～2 mm，塊状で波状消光が著しい。局部的には緑泥石および葡萄石が小結晶または細脈をなしてはいつている。

トータル岩：石英閃緑岩中に不規則なかたちの小岩体をなしてはいつており，荒田以東においてよくみられる。本岩は細粒，明色，比較的均質な花崗岩質岩である。おもに斜長石と石英の粒状集合からなり，少量の緑簾石をまじえる。また，ごく少量の鉄鉱や燐灰石を含む。斜長石は塊状半自形，0.2～0.5 mm，集片双晶の発達著しい。変質しているが成分はほぼ灰曹長石である。石英は粒状，0.1～0.4 mm，比較的少量に含まれている。緑簾石は少量で，0.01～0.03 mmの小粒が集合して0.1 mm前後の団塊をつくることある。

花崗閃緑岩：石英閃緑岩を貫く岩脈として産出する。灰白色，細粒の石英質岩石で，主として石英と斜長石からなり，少量の微斜長石と白雲母をまじえる。斜長石は1～2 mm，半自形，集片双晶がよく発達し，比較的新鮮であるが，われたり，ゆがんだりしている。成分はほぼ灰曹長石である。石英は1～2 mm，塊状，波状消光が著しい。微斜長石はまれで，0.5～1.0 mm，他形，格子状構造が発達している。白雲母は0.1～0.2 mmで散点的に含まれる。著しく破砕された再結晶細粒部が脈状に発達し，これは石英および屈折率のひくい長石からなる。

岩脈をなすものとしては上述の花崗閃緑岩のほか，緑簾石石英岩・斜長石石英岩などとも称すべき種々の岩石があり，これらは馬代や門前付近によく発達する。なお，いずれも破砕構造を示すが，岩体の伸長方向についての規則性は認めない。

ミロナイトは熊崎川以東と家野付近から犬飼岡幅地域にかけて露出し，前記の深成岩類と指交したり，圧砕されているがかなりもとの構造を残している深成岩類のレンズ状岩体を含んでいる。本岩は淡緑色の緻密な岩石で，片状を呈し，片理面は北西に数10°傾斜している。破砕の著しく進んだものは主としてこまかい白雲母・石英および緑簾石の集合体からなり，壁土をこねたようなミロナイト構造がよく発達する。産状および岩質からして，ミロナイトの原岩は上述のような深成岩類であろう。

変成岩類としては角閃岩と片麻岩があり，これらはいずれもごく小範囲に分布する。変成岩類と深成岩類が接する露頭は認められなかったが，前者はおそらく後者中に捕獲岩としてとりこまれたものであろう。なお，変成岩の片理面は北面に数10°傾斜している。

角閃岩：馬代に露出する。本岩は細粒で暗色を呈し，角閃石と斜長石からなり，少量の鉄鉱，チタン石および燐灰石を伴う。角閃石は塊状で0.1～0.2 mm，多色性著しく，X：うすい褐色，Y・Z：草緑色である。なお，鉄鉱を包有する。斜長石は0.1～0.3 mm，塊状，多くの場合双晶をなす。多少変質しているが成分はほぼ中性長石である。主として葡萄石からなる白色の細脈が発達し，これはしばしば片理面を切っただけで切っている。

片麻岩：門前に露出する。本岩は細粒の片麻岩で，柘榴石・緑泥岩・斜長石・微斜長石および石英からなり，少量の葡萄石や方解石および微量の鉄鉱を伴う。柘榴石は3～4 mmのまるみをおびた篩状結晶で，われめに富み，赤紅色を呈する。緑泥石は黒雲母を交代したものでらしく，0.2～0.8 mm，不規則な外形をもち，淡黄色の部分がある。包有物として黒雲母が鱗片状にならんでいたりする。斜長石は0.2～0.3 mm，著しく変質している。もとは集片双晶も発達していたようである。微斜長石は0.2～0.3 mm，塊状半自形，比較的新鮮で，不規則なペルト石構造がみとめられる。石英は0.1～0.4 mmで波状消光が著しい。この片麻岩はおそらく泥質砂岩源の柘榴石黒雲母片麻岩が後退変成作用を受けたものであろう。

白柞川火成岩類はまわりの上部白堊系と断層関係にあり，その時代についての直接的証拠はない。各地の秩父帯には構造帯にそってシルル～デボン系や変成岩類を伴う火成岩類が知られている。白柞川火成岩類は秩父帯北縁にそって分布するわけだが，産状，岩質などからすると，秩父帯内の構造帯に出現する上記の火成岩数と同等に扱うべきものであろう。そして白柞

川火成岩類に伴う変成岩類は構造運動によって地下深部からつきあげられた古期岩類の断片と考えられる。

### Ⅱ. 3. 2 蛇 紋 岩

蛇紋岩は鎮南山帯の白杵層と鎮南山層との境界、白杵層と浦代層との境界あるいは株ノ木断層に沿った地域において、狭長な岩体をなして出現する。これらの大部分は断層に沿って出現したものと考えられる。岩石はほとんど完全に蛇紋岩化しており、初成鉱物をとどめるものは少なく、軟弱かつ割れ目に富み、著しく崩れ易い。

### Ⅱ. 4 三波川変成岩類<sup>注11)</sup>

本地域内に分布する三波川変成岩類は、佐賀関半島をつくるものの一部である。

佐賀関半島の変成岩類は下部から、(1)泥質片岩(砂質片岩をはさむ)150m+ (下限不明)、(2)苦鉄質片岩(石灰質片岩レンズを含む)40m、(3)蛇紋岩100~150m、(4)泥質片岩(砂質片岩をはさむ)150m (上限不明)一断層一、(5)泥質片岩(砂質片岩をはさむ)850m+ (下限不明)、(6)苦鉄質片岩および珪質片岩60~350m、(7)泥質片岩(砂質片岩をはさむ)75~550m、(8)苦鉄質片岩370m(半島西部では尖滅)、(9)珪質片岩(苦鉄質片岩を伴う)320~950m、(10)砂質片岩135~230m、(11)苦鉄質片岩と泥質片岩の厚い互層1,750m (上限不明)からなる。

砂質片岩および泥質片岩中の級化層理によれば、みかけの層序と真の層序とは一致している。

これらの変成岩類は、半島の軸部を通る東北東-西南西方向の軸をもった背斜構造をしており、最下部の2者には、層序とくすかに斜交して点紋の発達する部分があり、それより変成度はほぼ層序的に上部へ向かって低下する。

本地域内には、これらの変成岩類のうち、(9)、(10)、(11)が北西隅のわずかな地域を占めて分布する。すなわち、佐賀関半島の三波川変成岩類のなかで層序的には最上部で、変成度からはもっとも低い部分に相当する。

本地域内の地質構造は、走向東北東-西南西で、南へ急傾斜ないし直立した単斜構造である。しかし、一部ではかなり乱れている。南限は佐志生断層で境されて、大野川層群と接する。

変成鉱物としてローソン石・パンペリー石・ひすい輝石などは出現しない。苦鉄質片岩ではアルカリ角閃石が普通にみられるが、細粒で、アクチノ閃石に周囲をとりかこまれていることが多い。このほか、石英・曹長石・エピソード・緑泥石・スチルブノメレン・スフェン・方解石などがある。まれにチタン普通輝石質輝石が残存鉱物としてみられる。

泥質および砂質片岩では、変成鉱物として石英・曹長石・緑泥石・白雲母・エピソード・電気石(青石)・スチルブノメレン・スフェン・石墨がみられ、ざくろ石・ジルコンなどが残存鉱物としてみられる。

注11) 三波川変成岩類の地質調査研究および記述は地質部河内洋佑技官による。

## II. 5 中 生 界

本地域の中生界としては、下部三畳系の碁盤ヶ岳層、ジュラ系上部ないし白堊系最下部の津井層、下部白堊系の溜水層と無垢島層、上部白堊系の田野層群と大野川層群、および確証はないがおそらく白堊系と考えられる四万十層群がある。四万十層群は四万十帯、大野川層群は三波川帯南部を占めてかなり広く露出する。これに対しほかの諸層は秩父帯に属し、いずれも狭長な分布を示す。

### II. 5. 1 三畳系：碁盤ヶ岳層

本層は藤井（1954 a）の二畳系津久見石灰岩層から分離されたもので、津久見市碁盤ヶ岳南東方の向斜軸部に分布する。

本層の大部分は白雲岩質石灰岩からなり、基底部近くの白雲岩質石灰岩の径1.5 mの団塊から小型の二枚貝化石を産出する。これは最初井上秀雄が貝化石の断面を発見したのはじまり、本地域調査研究において確かめられた。二枚貝化石を含む団塊の下位には約2 mの厚さの黒色粘板岩・白雲岩質石灰岩と石灰岩の互層が順次ひきつづく。二枚貝化石を含む団塊から約12m位下位のところに紡錘虫化石 *Nankinella* sp. (Loc. 182) を産出する。小型二枚貝類のなかに *Gervillia* cfr. *exporrecta* (LEPSIUS) に酷似するものが認められる。上に述べた2 mの黒色粘板岩を基底として、上位に重畳する二枚貝を含む白雲岩質石灰岩および白雲岩を碁盤ヶ岳層と新たに命名する。構造、化石および層序上の位置を考慮して、碁盤ヶ岳層を宮崎県高千穂町に分布する下部三畳系上村層 (KAMBE, 1963) に対比する。なお、碁盤ヶ岳層の下位に引きつづく白雲岩質石灰岩と石灰岩の互層は二畳系津久見層の一部分で、これと碁盤ヶ岳層の関係は整合である (第17, 18図)。



第17図 三畳系碁盤ヶ岳層のなかにみられる貝化石を含むドロマイトの団塊 (碁盤ヶ岳)



第18図 三畳系基盤ヶ岳層 (B) および津久見層 (I) (基盤ヶ岳)

## II. 5. 2 ジュラ系—白堊系：津井層<sup>注12)</sup>

本層は南海部郡上浦町津井，浅海井近傍に分布し，尺間山層と床木層に挟まれて狭い範囲に分布する。本層は砂岩・粘板岩および鳥巢式石灰岩からなっている。砂岩は，チャート粒に富む塊状砂岩で，しばしば粘板岩と互層する。

橋本によれば砂岩から多数の斧足類，腹足類と少数の菊石化石の産出が知られている。粘板岩は暗黒色ないし暗灰色を呈し，塊状緻密で層理に乏しい。鏡下では石英・長石・絹雲母・緑泥石・鉄質物等の結晶の細粒を識別することができる。石灰岩は暗黒色ないし暗灰色を呈するいわゆる鳥巢式石灰岩で，20～30mの層厚をもってかなりよく連続し津井層の北半部によく発達する。本岩は鯛状構造を呈し，一般に方解石脈に富んでいる。橋本（1962）によれば石灰岩から珊瑚，層孔虫，石灰藻，ういの棘などの化石を産出する（Loc. 307, 375）。二畳系の石灰岩とは岩石の風化面の感じと色調および含有化石により容易に識別される。

**地質構造** 一般に N55°E の走向と 80°N の傾斜を呈し，単斜構造を示し，北側の二畳系尺間山層と床木層および南側の床木層とは断層で境されている。

**地質時代** 西南日本外帯においては珊瑚，層孔虫，石灰藻，ういの棘などの化石を含むいわゆる鳥巢式石灰岩は上部ジュラ系—下部白堊系に含まれている。また，本層産菊石は松本達郎によると白堊系最下階の *Eodesmoceras* に似る由である。したがって津井層の地質時代はジュラ期後期あるいは白堊紀最前期の一時期に属するものと考えられる。

注12) 本層は先年橋本勇(1962, 1966)により発見されたもので地質図および説明は橋本の論文に負っているところが多い。

## II. 5. 3 白 堊 系

### 溜 水 層

溜水層は主として犬飼図幅地域南東隅の野津川地域に分布し、その最下部は有田統に属する可能性が強いが、主体は宮古統下部階に属する。本地域では乙見と株ノ木北方においてそのごく一部が株ノ木断層にそって幅狭くはさみこまれているにすぎない。乙见到分布する本層は砂岩礫岩互層からなる。礫岩はよく円磨された花崗岩類・流紋岩・安山岩・砂岩・粘板岩・チャート・片状ホルンフェルスなどの大～中礫を含む<sup>注13)</sup>。砂岩の多くは中～細粒アルコーズ砂岩で、なかには黒雲母に富み、著しい剥離性を示すものもある。株ノ木北方のものはほとんど頁岩ばかりからなり、全般的に擾乱が甚だしい。

溜水層は模式地（野津川流域）においても断層によって寸断され、上下限とも不明であるがそこでみると、1,000m内外の層厚をもち、その下半部では礫岩・砂岩、上半部では頁岩が卓越し、全体として1堆積輪廻を示しており、三角貝・その他の二枚貝・アンモナイト・ペレムナイト・ウニ・海百合・植物などの化石を産する。本地域に分布する砂岩礫岩互層は溜水層全体からみるとその下部、同じく頁岩はその上部にあたる。

### 無 垢 島 層

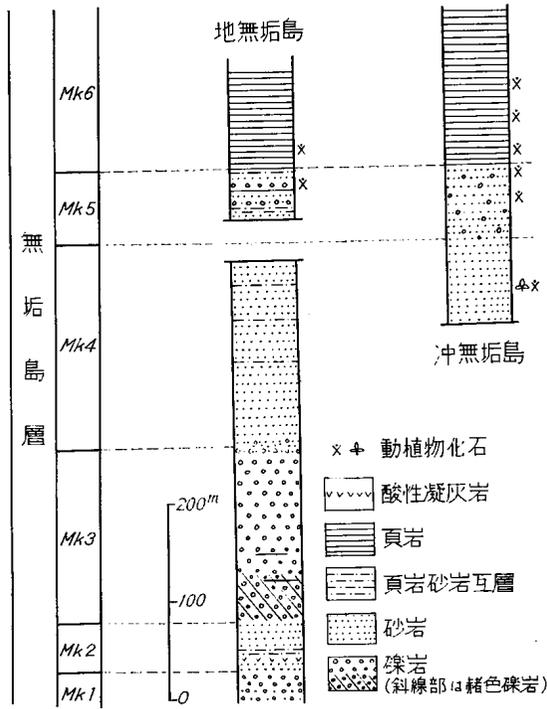
無垢島層は非対称向斜をなして分布し、地無垢島に南翼の、沖無垢島に北翼の地層が露出する。向斜軸は両島の間を通り、東方に沈下している。地層の傾斜は南翼で35°～数10°N、北翼では65～80°Sの場合が多く、古生層と断層接触する部分では逆転している。本層は上下限とも不明であるが、陸上に露出するかぎりでは、粗粒相にはじまり細粒相でおわっており、全体として1堆積輪廻を示し、約690mの層厚を有する。無垢島層は第19図に示すように6部層に区分される。

**Mk 1** 部層：地無垢島の南西端に露出する礫岩を主とし、砂岩を伴う地層がこれで、層厚は30m以上ある。礫岩はよく円磨された細～中礫を含み、しばしば砂岩と互層または指交する。礫や砂粒にはチャートが圧倒的に多い。おそらく本部層の主体は海中にあり、陸上でみられるのはそのごく一部なのだろう。

**Mk 2** 部層：砂岩に富む部層で次のように細分される。1) (12m) 淡灰色の粗～中粒砂岩からなり、最上位に厚さ0.6mの酸性凝灰岩がある。砂岩は全般的に凝灰質でときに細礫を含み、下部においては斜層理の発達が著しい。2) (13m) 頁岩がち頁岩砂岩薄互層からなり、植物片や炭質物を含む。3) (25m) 石英細脈に富む灰色の中～細粒砂岩からなる（第20図）。上限近くには礫岩が挟在し、Mk 3 部層に漸移する。

**Mk 3** 部層：下部（45m）は赭色礫岩、上部（135m）は淡緑色礫岩からなり、両者間の岩

注13) 礫の大きさを示す用語として巨礫 (boulder)・大礫 (cobble)・中礫 (径32mm以上の pebble)・小礫 (径 32mm 未満の pebble) および細礫 (granule) を用いる。また、互層を薄互層 (20cm 未満)・中互層 (20cm 以上, 80cm 未満) および厚互層 (80cm 未満) とに大別する。カッコ内の数字は優勢な岩層の平均層厚。



第19図 無垢島層柱状図

質変化は漸移的である。なお、局部的にはごく少量の砂岩や頁岩を挟有する。赭色礫岩は円磨度の低い大小さまざまな礫が砂質基質で膠結されたもので、基質のみならず礫自体も汚染されて赭色を呈する（第21図）。礫の大きさは大部分が大礫以下でときおり巨礫が散点する。この礫岩は淘汰がきわめて悪いわけであるが、明らかに水中堆積物であり、礫の粗密や平行配列な



第20図 石英細脈に富む砂岩  
無垢島層Mk2部層（地無垢島）



第21図 赭色礫岩  
無垢島層Mk3部層（地無垢島）



第22図 赭色礫岩  
無垢島層Mk3部層（地無垢島）

そのため層状を呈する場合が多い（第22図）。上部を構成するのは塊状の小～中礫礫岩で、下部のものに較べ概して礫の円磨，淘汰がよい。部層全体としてみると，上位になるにつれ礫径が減少する傾向がある。また，礫のほとんどは砂岩・粘板岩・チャートおよび塩基～酸性火山岩からなる。

**Mk 4 部層**：灰～暗灰色のよく成層した中～細粒砂岩からなり，層準によって頁岩の薄層を挟むこともある。断層のため地無垢島では上限，沖無垢島では下限が不明なので全体の層厚は測定できないが，少なくとも 200m以上に及ぶものと推定される。砂岩からごくまれに保存不良の海棲二枚貝や植物の化石を産出する。

**Mk 5 部層**：砂岩を主とし，その岩質は Mk 4 部層のものと変わらないが，礫岩を挟有する

点で下位の部層と区別される。上下限の確認される沖無垢島では層厚約70mで、チャート礫に富む厚さ0.1~0.5mの細~小礫岩を頻繁に挟む。なお、まれながら石灰岩礫もみられる。礫岩と砂岩はしばしば指交する。地無垢島では小~中礫岩や頁岩が1~数mの厚層をなして介在するほか、頁岩砂岩互層も発達する。上記のように、本部層は向斜の両翼で岩相を異にするわけであるが、南翼では断層による地層の欠除があるため層厚変化は認定できない。化石<sup>注14)</sup>は沖無垢島では砂岩中に、地無垢島では頁岩中に密集して含まれ、下記のようなものが採取された。*Pterotrigonia hokkaidoana* (YEHARA), *Ostrea* sp., *Anomia* sp., *Pholadomya* sp., *Turnus* (*Xylophagella*) sp., *Veniella japonica* NAGAO, その他若干の二枚貝および巻貝など。

**Mk 6** 部層：基底部が塊状の砂質頁岩からなるほかは灰黒色のよく成層した頁岩からなり、陸上にある部分は約 160m の層厚を有する。頁岩は石灰質団塊や方解石細脈に富み、アンモナイト、ベレムナイト、二枚貝、巻貝、ウニなどの化石を含む。化石は保存がわるく、*Ostrea* sp., *Cardium ishidoense* YABE & NAGAO, *Hypophylloceras* (?) sp., *Washiaster* (?) sp. が同定されたにすぎない。

無垢島層は化石や岩相からして三重町図幅地域の秩父帯に分布する佩楯山層群（宮古統上部階）に対比される。両者の岩相・層序を詳しく検討してみると、無垢島層は佩楯山層群のなかでもその下部を構成する腰越層にもっともよく対比される。いずれにおいてもチャート礫に富む礫岩や赭色岩が発達している。ただし、無垢島層は腰越層に較べ全般的に堆積物が細かく、かつ層厚が約半分であり、凝灰岩を挟むなどの差異はある。なお、佩楯山層群は腰越層・須久保層および東谷層とに3分される。

### 田野層群

田野層群は三重から野津市周辺をへて白杵に至る三日月形（最大幅約3.8 km）の地帯に分布し、その南縁では佩楯山層群と傾斜不整合関係、溜水層および古生層と断層関係にあり、北縁では白杵一八代構造線またはこれにそって衝入した古期岩類によって大野川層群と画されている。阿蘇火砕流堆積物による被覆が甚だしく、しかも断層や褶曲による地層の欠除・繰り返しがあるため詳しい層序は把握しにくい。本層群は顕著な基底礫岩にはじまり砂岩頁岩互層・頁岩・頁岩砂岩互層をへて砂岩で終わる層厚 2,590m以上の地層群で、少なくとも8層準に酸性凝灰岩（3~10m）を挟み、全体としてほぼ完全な1堆積輪廻を示しており、下位から椎原層（630m以上）、山頭層（600m）および野津市層（1,360m以上）に3分される。なお、各層は整合的に累重する。椎原層の下部からギリヤーク統下部階を、野津市層から同上部階を指示する化石を産出するので、田野層群はギリヤーク統を代表するものとみなされる。

本地域に分布する田野層群は上記した3層のそれぞれ一部からなり、白杵一八代構造線と株ノ木断層にはさまれた低地に点々と露出する。そして、SW-NE方向にのびる幾筋もの断層で切られて帯状分布を示し、とくに分布の南半部では複雑な小褶曲を繰り返している。大局的にみると南側に下位の地層が、北側に上位の地層があらわれる。ただし、白杵川火成岩類近くで

注14) 当初東京大学名誉教授小林貞一先生の御教示を仰ぐことができた。記して感謝の意を表する。

は軸面が南側に倒れた向斜構造をなす。

**椎原層** 礫岩を主とする Sb 1 部層 (360m以上) と頁岩砂岩互層からなる Sb 2 部層 (270m以上) とに区分され、本地域には後者だけが分布する。なお、両部層は断層関係にある。Sb 2 部層は頁岩または頁岩細粒砂岩薄互層と中粒砂岩がそれぞれ 0.5～3 m、ときに10mをこえる厚さをもって交互する頁岩がち互層からなり、ごくまれに保存不良の海棲二枚貝を産出する。頁岩中には植物片が少なくない。三重町図幅地域に分布する Sb 1 部層からはギリヤーク統下部階を示指する *Inoceramus concentricus nipponica* NAGAO & WATSUMOTO を産出する。

**山頭層** Y1 部層 (220m) と Y2 部層 (380m) とに区分される。本地域では両部層が断層で画されているが犬飼・三重町図幅地域では整合関係にある。

**Y1 部層**：中粒砂岩を主とし頁岩または頁岩砂岩互層を伴う。互層の発達する上下位の部層が細かく褶曲しているのに対し、砂岩を主とする本部層は比較的整然とした構造を示す。

**Y2 部層**：砂岩と頁岩がさまざまな厚さをもって交互する互層からなり、全体としてみると砂岩がち中互層が卓越している。部層の上限ちかくの層準には酸性凝灰岩が挟在しており、これは広範にわたって追跡され、良好な鍵層となる。

**野津市層** 4 部層に区分され、これらのうち本地域には下位の 3 部層が分布する。酸性凝灰岩が少なくとも No 2 部層の下部に 3 層、No 3 部層に 4 層挟在する。

**No 1 部層**：よく成層した中粒砂岩からなる層厚数10mの部層で、なかほどの層準に少量の礫岩・粗粒砂岩を挟んでいる。礫岩は流紋岩・花崗岩類・チャート・粘枚岩・砂岩などの小～中礫を含む。

**No 2 部層**：ほとんど頁岩からなり、凝灰岩のほかときおり厚さ数10 cm 以下の砂岩を挟む。頁岩はよく成層した灰黒色のもので、次のような動物化石を多産する。すなわち、*Mesopuzosia* cf. *yubarensis* (JIMBO), *Subprionocyclus neptuni* (GENITZ)<sup>注15)</sup>, *Scalarites* sp., *Dentalium otatumei* NAGAO, *Acila* sp., *Nanonavis sachalinensis* (SCHMIDT), *Inoceramus hobetsensis* NAGAO & MATSUMOTO, *Propeamusstium cowperi yubarensis* (YABE & NAGAO), *Lucina* (*Myrtea*) cf. *ezoensis* NAGAO, *Yoldia* cf. *hobetsuensis* NAGAO & OTATUME, *Hemiaster* sp. など。本部層がもっとも広く分布する犬飼図幅地域でも走向断層で切られて地層の欠除があるが、そこでみると少なくとも 750m以上の層厚を有する。

**No 3 部層**：頁岩と中～細粒砂岩の中互層からなる厚さ約 450m の部層で、凝灰岩を 4 層挟む。本地域に点々と露出するものは部層全体からみるとその下部を占める地層で、*Inoceramus* sp. その他の二枚貝化石を産出する。なお、本部層や No 2 部層にはしばしば植物片が含まれている。

## 大野川層群

### 層序

大野川層群は層相変化に富む地層群なので、その区分にあたっては、堆積輪廻に基づいて亜

注15) 本種の同定は松本達郎教授・野田雅之氏による。記して謝意を表する。

層群・層（累層）および部層に分ける‘縦の区分’と、岩相の差異によって部層をいくつかの相に分ける‘横の区分’の2方式を組合せて行なう。本層群は4亜層群に大別されるわけであるが、これらのうち本地域で見られるのは中部亜層群の上部を構成する武山層のごく一部と上部亜層群の水ヶ城層および海辺層である（第23図）。

**武山層** 本層は砂岩からなる T1 部層と頁岩を主とする T2 部層とに区分され、これらの上限はそれぞれ酸性凝灰岩  $t_{26}$  および  $t_{27}$  の上面をもって画される<sup>注16)</sup>。T2 部層は化石に富み、*Otoscapites* sp., *Polyptychoceras* sp., *Inoceramus* cf. *amakusensis* NAGAO & MATSUMOTO, *I. nannammi* YOKOYAMA, *I. yokoyamai* NAGAO & MATSUMOTO<sup>注17)</sup>、ウニなどを産出する。本地域で見られるのは T2 部層の最上部だけであり、末広川流域に分布するものの下部は中～粗粒砂岩、上部は頁岩からなり、臼杵川流域のものは頁岩細粒砂岩薄互層を主とし中～粗粒砂岩を伴う。

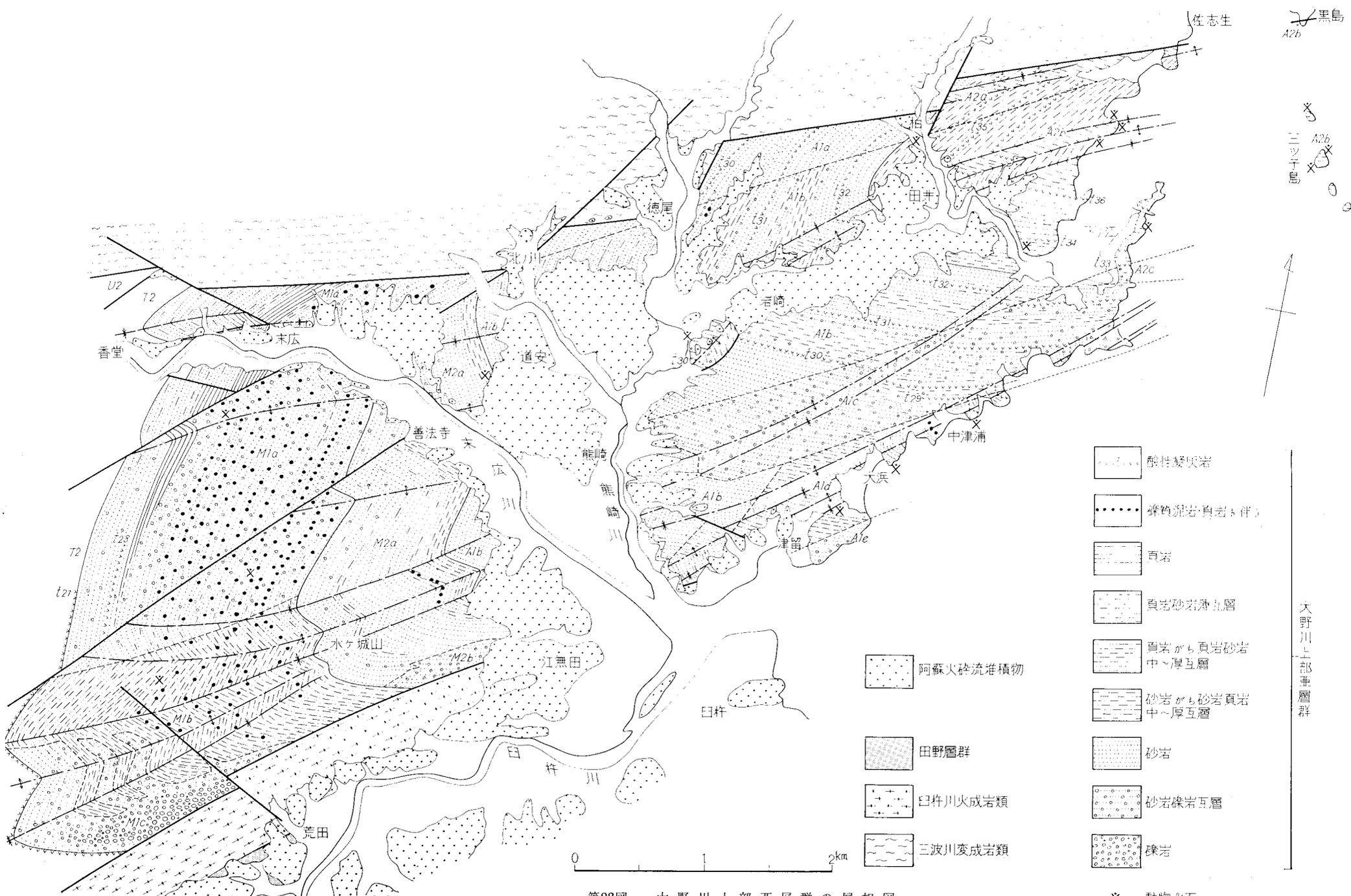
**水ヶ城層** 本層は武山層上に整合的に重なり、M1 部層と M2 部層に区分される。層厚は水ヶ城向斜の軸部でもっとも厚い。

**M1 部層**：層厚は末広川ぞいで約 1,000m、最厚部では約 1,450m あり、M1a, M2b および M1c に相区分される。酸性凝灰岩を 1 層 ( $t_{28}$ ) 挟む。

**M1a** 末広川流域に分布し、次のような層序を示す。1) 部層の下部を占め、砂岩を主とする。阿原断層付近を境として、北部では砂岩の大部分が中～細粒で中層理を示し、頁岩薄層を頻りに挟む。一方、M1b に近接した部分を除くと、南部では砂岩単層が厚く、かつ粗粒砂岩に富み、頁岩のはさみはまれで、しばしば細～中礫岩を伴う。2) 頁岩からなりごく少量の砂岩を挟む。北端部では上下位の地層と漸移関係をもって接し、150m 近い層厚を有するが、南にいくにつれ急速に薄くなり、ついには尖滅する。末広川南方でみると、この頁岩は 3) の礫岩を挟む粗粒砂岩に覆われ、両者の間には漸移的岩相がほとんどみられない。そして粗粒砂岩中には頁岩の偽礫が少なくない。1) から 2) への岩相変化は緩慢である。これらの事実からして、2) は南にいくにつれ順次 3) によって置換され、両者の間には侵食面が介在するとみなされる。ただし、この場合の侵食面は時代を異にする同時侵食面の集積であって、不整合面ではない。このような現象は大野川層群を通じ岩相が側方に急変する部分、例えば後述の M1b と M1c または A1d と A1e の境界部などによくみられる。3) 砂岩・礫岩・礫質泥岩および頁岩からなる。全体としてみると砂岩がもっとも多く礫岩がこれに次ぐ。砂岩は通例粗～中粒である。礫岩は砂質、ときに砂泥質の基質をもち、小～大礫まれに巨礫を含んでおり、数m以下の厚さをもって挟在する。礫質泥岩は 1～数m、まれに 10m 以上の厚層をなして他の岩層と交互し、ときに礫岩や頁岩と指交ないしは相互に移化する。ここでいう礫質泥岩とは、淘汰のわるい泥質基質中に頁岩・砂岩の岩片や外来礫が散点もしくは部分的に密集して含まれる岩石で、基質のみならず包有岩片にも種々の変形構造がみられる。産状や内部構造からして礫質泥岩は明らかに Slumping の産物である。礫岩や礫質泥岩の発達には北部よりも南部のほうが著しい。礫

注16) 大野川層群中には少なくとも36層準に酸性凝灰岩が伏在しており、これらは下位のものから順次番号をつけて表示される。

注17) 本種の同定は松本達郎教授・野田雅之氏による。



第23図 大野川上部亜層群の層相図

-  酸性凝灰岩
-  礫質泥岩(頁岩と伴)
-  頁岩
-  頁岩砂岩薄互層
-  頁岩がも頁岩砂岩中~厚互層
-  砂岩がも砂岩頁岩中~厚互層
-  砂岩
-  砂岩礫岩互層
-  礫岩
-  阿蘇火砕流堆積物
-  田野層群
-  日杵川火成岩類
-  三波川変成岩類

X 動物化石

黒島  
A2b

三ツ千島  
A2b

大野川上部亜層群

は花崗岩類を主とする深成岩・流紋岩・安山岩・チャート・粘板岩・砂岩・石灰岩・石英・片麻岩・片状ホルンフェルス・千枚岩・結晶片岩・角閃岩などからなる。また、同時侵食礫も少なくない。粘板岩・砂岩・片岩・千枚岩・角閃岩および石灰岩礫は概して角ばっており、他の礫はよく円磨されている。量的には火成岩の円礫が圧倒的に多い。礫質泥岩に伴う頁岩から、*Scaphites* sp., *Gaudryceras* cf. *denseplicatum* (JIMBO), *Inoceramus yokoyamai* NAGAO & MATSUMOTO, *Nanonavis sachalinensis* (SCHMIDT), *Propeamussium cowperi yubarensis* YABE & NAOGAO, *Hemiasper* sp.などを産する。

**M1b** 頁岩砂岩互層を主とし礫質泥岩を挟む。岩相変化は垂直方向よりもむしろ水平方向のほうが甚だしい。すなわち、北から南にいくにつれ全体として細粒化し、かつ互層を構成する各単層が薄くなるわけで、北部では砂岩がち厚～中互層が、南部では頁岩がち薄互層が主体をなす。礫質泥岩は数層準に挟在し、これらは M1a の礫質泥岩の南方延長であるが、なかには円礫よりも角礫のほうが多いものもある。円礫が一般に中礫以下の大きさであるのにたいし、主として結晶片岩からなる角礫はしばしば巨礫としてはいつている。石灰質片状岩 (1.5×3.5 m) や最大径が数 10 cm の点紋片岩の巨礫もみられる。本相の頁岩からごくまれにイノセラムス・その他の二枚貝・ウニを産する。

**M1c** 白杵一八代構造線のすぐ内側に発達する礫岩の多い粗粒相がこれで、露出するかぎりでは M1 部層の下半部を占める。礫岩は構造線から遠ざかるにつれ急速に減少し、砂岩がふえて頁岩をはさむようになる。南縁部では下限付近を除くとほとんど礫岩ばかりからなる。M1b との境界部付近には頁岩砂岩薄互層の岩塊が同時侵食礫としてとりこまれている。礫岩は粘板岩礫に富むきたない感じの小～中礫礫岩で、礫としてはこのほか千枚岩・砂岩・チャート・塩基性岩・流紋岩・安山岩およびごく少量の石灰岩・花崗岩類・角閃岩などが含まれる。中～酸性火山岩やチャートは円礫としてはいい、他の礫は概して角ばったものが多い。

**M2** 部層：最大層厚は約650mあり、M2a と M2b とに相区分される。

**M2a** 本部層の主体をなすもので、主部と最上部 (50～80m) とに細分される。主部は砂岩からなりごく少量の礫岩や頁岩を伴う。砂岩は通例 1～3 m の厚さをもって成層する粗～中粒砂岩で、ときおり頁岩薄層を挟む。向斜軸部では翼部よりも概して砂岩単層が厚く、かつその基底部にはしばしば細礫礫岩がみられる。また、軸部では 2 層準に砂岩頁岩互層が挟在し、上位のものには礫質泥岩がはさまる。礫岩はよく円磨された小～中礫を含み、厚さ 2 m 以下の層をなしてかなりよく連続する。最上部は頁岩と砂岩が同量ないし若干前者が優勢な中～薄互層からなり、植物片に富み、まれながら二枚貝化石を産する。また、軸部では礫質泥岩を挟む。最上部の互層は広範にわたって追跡され、良好な鍵層となる。

**M2b** 白杵一八代構造線のすぐ内側に露出する砂岩礫岩互層がこれで、層序的には M2 部層の下半部を占める。本相の礫岩は M1c のものと岩質および発達状況の点でよく似ている。

**海辺層** 本層は陸上に分布する大野川層群の最上部を占めるもので、A1 部層と A2 部層とに区分され、全体の層厚はほぼ熊崎と下ノ江を通る断面で最大値を示す。本層の主要露出地は末広川下流域に広がる沖積平野によって水ヶ城層のそれとへだてられているが、両層の整合関

係は水ヶ城山東斜面や善法寺北方で確認される。酸性凝灰岩が A1 部層に 4 層 ( $t_{29} \sim t_{32}$ )、A2 部層に 4 層 ( $t_{33} \sim t_{36}$ ) あり、良好な鍵層となる。

**A1** 部層：2,500m内外の最大層厚を有し、A1a～A1e の 5 相に分けられる。

**A1a** 北川から柏にかけて分布する粗～中粒砂岩がこれで、ごく少量の細礫礫岩や頁岩を挟む。A1 部層全体の層厚は A1b の北縁部から本相にかけて急速に薄くなる。

**A1b** 下ノ江向斜の軸部付近に分布し、層序的には A1 部層全体にまたがる。ほぼ  $t_{30}$  を境としてその上下でかなり岩相を異にする。下部は砂岩からなり、ところによって頁岩薄層を挟む。水ヶ城山東斜面や善法寺北方に露出する基底部では粗粒砂岩もあるが、大部分の砂岩は中粒である。熊崎東方の山地ではほとんど砂岩ばかりからなり、まれに結晶片岩の角礫を含む。これに対し北ノ川や徳尾付近では頁岩の夾みが多い。上部は砂岩・砂岩がち砂岩頁岩中～厚互層および少量の礫岩からなる。大局的にみれば下位から上位へむかって、1) 互層、2) 砂岩、3) 互層および 4) 砂岩というような層序が認められる。ただし互層部は北にいくにつれ順次砂岩部におきかえられる。一般に互層部の砂岩は中～細粒、砂岩部のは粗～中粒である。凝灰岩の直上ではとくに粗く、しばしば細礫礫岩を伴う。礫岩は 1～3 m の厚さをもって少なくとも 4 層準に介在する。本岩はよく円磨された火成岩の小～中礫を含み、砂質ときに砂泥質の基質をもつもので、かなりよく連続する。なお、まれながら砂岩中には結晶片岩の角礫が散点的に含まれる。1) の互層を形成する頁岩は植物片や炭質物に富み、保存不良の二枚貝化石を産出する。

**A1c** 熊崎東方から下ノ江南方にかけてのびる幅約 600m の地帯に分布し、層序的には A1 部層でのほぼ上位 3 分の 2 を占める。本相の岩相は A1b のそれに下記のような礫岩が加わったもので、A1b における垂直的岩相変化の傾向はそのまま本相でも認められる。ただし礫岩を除外すると、本相は A1b よりも細粒堆積物に富み、A1b と A1d との中間的な岩相を示す。なお、これら各相が同時異相であることは凝灰岩を追跡することによって実証される。A2c は A1c の礫岩と同じものによって特徴づけられ、しかも露出範囲がきわめて狭いので、以下では礫岩に重点をおき両相をまとめて記述する。全体としてみると、礫岩よりも砂岩や砂岩頁岩互層のほうがはるかに優勢であって (第 24 図)、しばしば slump 層を挟む。そして礫岩はどちらかというとな部よりも南部、下部よりも上部においてよく発達する傾向があり、必ずしも砂岩卓越乱に多いとはかぎらない。一般に礫岩の厚さは 3 m 以下で、その下底には顕著な侵食面が認められる。下ノ江南方の海岸でよくわかるように、礫岩は層状、レンズ状、ポケット状など種々の産状を呈し、礫が砂岩または互層中に点在することもある (第 25 図)。層状をなす場合でも比較的狭い範囲で厚さの膨縮があり、礫の密度、大きさなどの変化も甚だしい。淘汰はきわめてわるく、大小さまざまな礫が雑然とはいつている。大部分の礫は角ばった結晶片岩・千枚岩・粘板岩・石灰岩・砂岩・礫岩・安山岩・チャートなどからなるもので、大～巨礫も少なくない。とくに結晶片岩礫が多く (第 26 図)、なかには長径が 5 m をこえる巨大なものもある。なお、礫としてはいる砂岩のなかには淡青緑色ときに凝灰質の砂岩があり、また礫岩は砂岩および安山岩円礫を含んでいる。これらは岩質からして中生層に由来したものであろうが、少なく



第24図 背斜構造をなす砂岩 薄い頁岩や礫岩を挟む  
海辺層 A1c (下ノ江南方 0.8km の岬)



第25図 砂岩頁岩互層中に含まれる巨大な泥質片岩礫 (S)  
海辺層 A2c (下ノ江南方の海岸)

とも現在みられる大野川層群の砂岩や礫岩とは異質である。円礫は非常に少なく、これらは一般に中礫以下の大きさで、チャート・花崗岩類・流紋岩・安山岩・片麻岩・片状ホルンフェルス・石英などからなる。以上のような外来礫のほか同時侵食礫も少なくない。



第26図 結晶片岩角礫に富む礫岩  
海辺層 A1c (下ノ江南方の海岸)

**A1d** 津留付近から中津浦にのびる幅 700m 内外の地帯に分布し、陸上に露出するのは  $t_{30}$  より下位の部分である。部分的には頁岩または砂岩を主とすることもあるが (第27図), 多くの場合中～細粒砂岩と頁岩がそれぞれ数 10 cm 以下の厚さをもって交互する中～薄互層からなり (第28図), 概して北部では砂岩がち, 南部では頁岩がちである。粗粒砂岩もときおり挟在し, 大浜では角礫に富む細～小礫礫岩を伴っている。中津浦では頁岩中に礫質泥岩がある。本相の頁岩から *Polyptychoceras* sp., *Inoceramus amakusensis* NAGAO & MATSUMOTO, *Propeamusium cowperi yubarensis* YABE & NAGAO, ウニ, 腕足介などの化石を産する。

**A1e** 白杵一八代構造線のすぐ内側に発達する粗粒相で, その主体は海中に没している。津



第27図 砂岩 (淡色部) を挟むよく成層した頁岩  
海辺層 A1d (大浜の海岸)



第28図 砂岩頁岩薄互層  
海辺層 A1d (中津浦の海岸)



第29図 砂岩に含まれる頁岩砂岩薄互層の同時侵食礫 (ハンマーの置かれている暗色部)  
全体的に割れ目が多いのは白杵一八代構造線に近いためである  
海辺層 A1e (津留東方の海岸)

留東方の海岸に露出する本相は粗～中粒砂岩を主とし、しばしば層状ないしレンズ状の礫岩を挟んでいる。また、A1d でみられるような頁岩砂岩薄互層が2層準にあり、これと同質なものは、同時侵食礫として砂岩や礫岩中に多数とりこまれ、なかには長径が4 m 近いものもある(第29図)。礫岩には大小さまざまな亜円～角礫が雑然とはいっており、これらは粘板岩・砂岩・千枚岩・花崗岩類・チャート・流紋岩などからなる。礫の最大径は50 cm 内外である。この礫岩はA1c のそれと多くの点で似ているが、後者よりも花崗岩類の礫がはるかに多く(第30図)、



第30図 花崗岩礫に富む礫岩  
海辺層 Ale (津留東方の海岸)

かつ結晶片岩礫を欠く。

**A2** 部層：下ノ江付近から佐志生にかけての白杵湾岸によく露出し、三ツ子島や黒島にもあらわれる。陸上に露出するかぎりでは三ツ子島のものが最上位の地層であり、最大層厚は少なくとも 1,200m以上に達する。本部層は A2a, A2b および A2c とに相区分される。

**A2a** 柏東方に分布する砂岩がち砂岩頁岩中～厚互層がこれで、砂岩の厚層やごく少量の細礫礫岩を伴う。三波川変成岩類に近い部分ほど粗粒岩の発達が良い。

**A2b** 観察されるかぎりでは本部層の主体をなすもので、頁岩砂岩互層からなる。最下位の厚さ 100m内外の部分では砂岩がち、それより上位では概して頁岩がちである。互層は砂岩と



第31図 直立した頁岩（ないし頁岩砂岩薄互層）砂岩厚互層  
海辺層 A2b (三ツ子島)



第32図 下ノ江向斜軸部における逆転した頁岩砂岩中互層  
海辺層 A2b (佐志生南方の海岸, 沖にみえるのは三ツ子島)

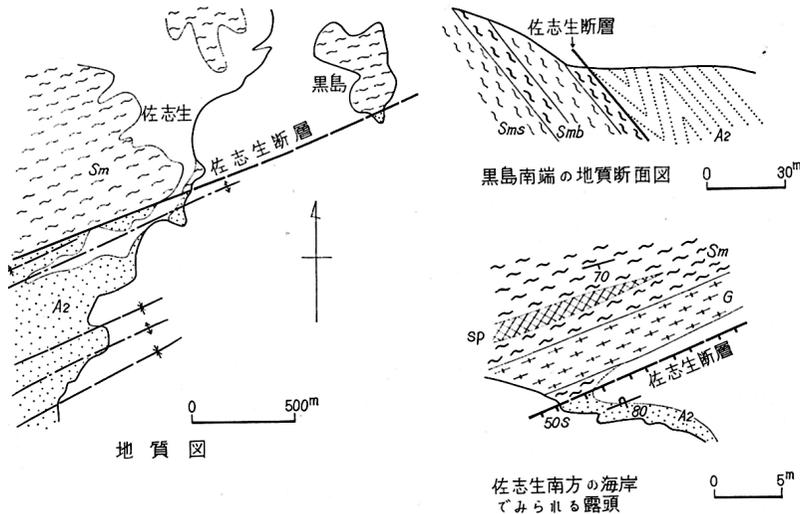
頁岩または頁岩砂岩薄互層がそれぞれ 0.3～2 m、ときに 4 m近い厚さをもって交互する中～厚互層である (第31, 32図)。頁岩は植物片や炭質物に富み、ところによっては炭化木 (三ツ子島では径 5 cm、長さ 50 cm のものがみられる)・炭質頁岩・石灰質団塊・Sand pipeなどを含んでいる。砂岩の大部分は中～細粒のもので、そのなかにはしばしば頁岩や薄互層の岩片が同時侵食礫としてはいつている。頁岩から *Polyptychoceras pseudogaultinum* (YOKOYAMA), *Inoceramus amakusensis* NAGAO & MATSUMOTO, *I. yokoyamai* NAGAO & MATSUMOTO, *Acila (Truncacila) sp.*, *Hemiaster sp.*などを産する。なお、一般に化石の産出頻度は低いですが、三ツ子島北端では例外的に保存のよいイノセラムスを多産する。

**A2c** 下ノ江の海岸に露出し、層序的には A2 部層の最下部に当たる。これは A2b の最下部にみられるような砂岩がち砂岩頁岩互層に礫岩が加わったもので (第25図)、後者は前述のように A1c の礫岩とまったく同じである。

### 地質構造

大野川層群は南北両縁を断層で切られ、東方に沈下する複向斜構造をなしている (第34図)。北縁を限る佐志生断層は、佐志生付近でよくわかるように (第33図)、南に 50～55°傾く断層面をもち、幅 1～2 mの破碎帯を伴う。一方、南側の白杵川火成岩類との境界をなす断層は北に 70°内外傾斜する断層面をもち、これに伴う破碎帯の幅はときに 10m をこえ、付近の地層は広範にわたって擾乱している。

複向斜軸部に発達する褶曲は小切畑向斜、水ヶ城向斜および下ノ江向斜とこれらの間に介在する背斜とに大別される。上記の 3 向斜は西から東へむかって雁行状に配列し、いずれも軸面が北に倒れた非対称向斜で、これらの主部はそれぞれ武山層・水ヶ城層および海辺層からなる。柏以东では佐志生断層のちかくに背斜と向斜が認められるが、後者はおそらく下ノ江向斜

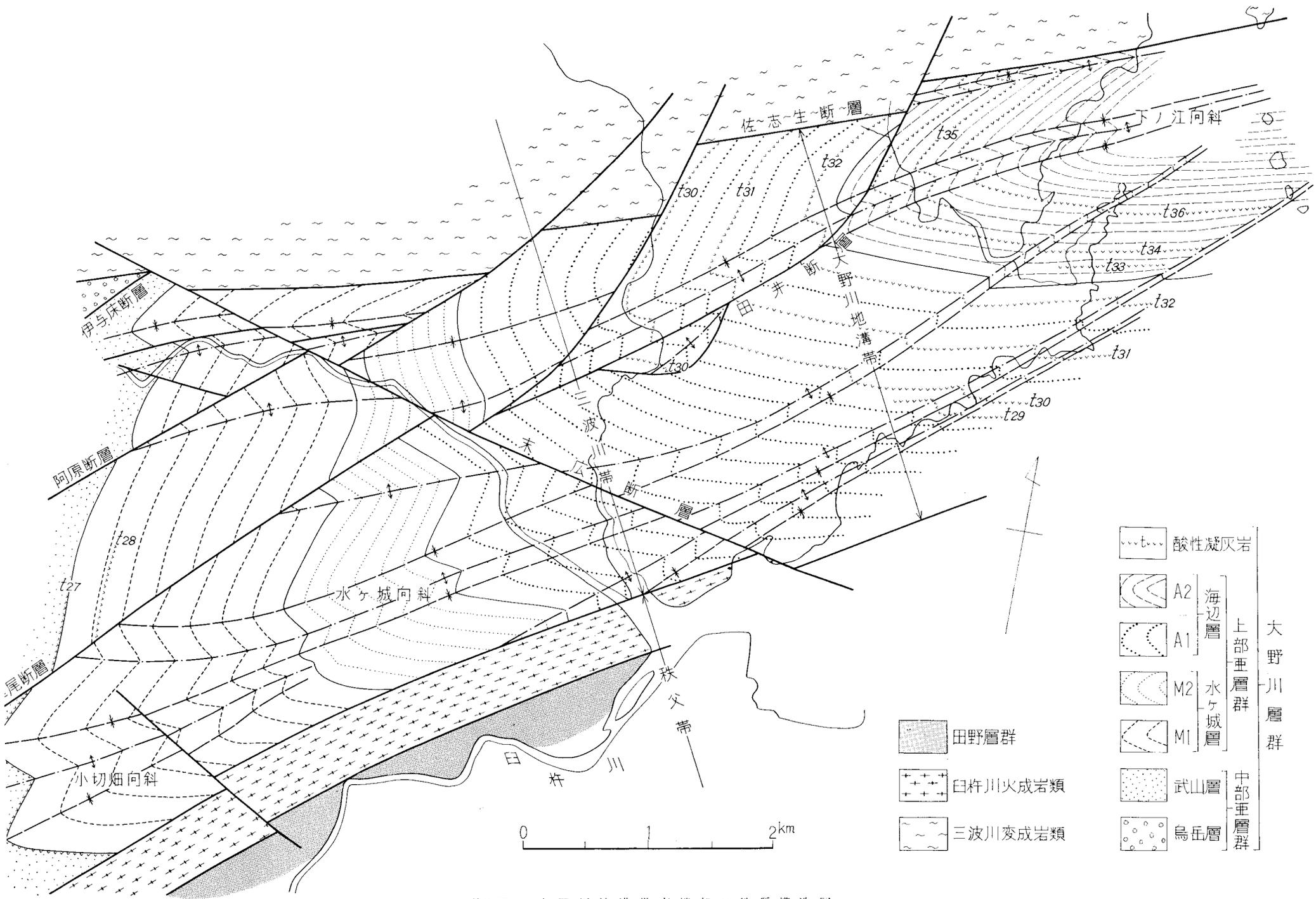


第33図 佐志生付近における三波川変成岩類と大野川層群の関係  
 Sm: 三波川変成岩類 (Smb: 泥質片岩 Sms: 珪質片岩)  
 G: 片状斑輝岩 Sp: 蛇紋岩 A2: 大野川層群海辺層 A2部層

の東側に発達する向斜の一部であろう。なお、水ヶ城・下ノ江両向斜はいずれも1背斜・2向斜からなり、小切畑向斜の主部は西隣の犬飼図幅地域にある。軸面の傾きは場所によって異なるが、小切畑向斜の東端部や水ヶ城山周辺の水ヶ城向斜では70~85°S、田井以東の下ノ江向斜では50~70°Sを示す場合が多く、いずれにおいても西端に近づくと同軸面がたつ傾向がある。また、軸のプランジは各向斜とも30~45°E程度である。複向斜軸部や南翼部の褶曲は概して頂部がとがった背斜と底部がゆるやかな弧をえがく向斜とからなり、いわゆる櫛型褶曲の形態を示す。北翼部では褶曲と断層の複合した構造が発達しており、断層を境としてしばしば地層の走向が急変する。主要断層としては田井断層・上津尾断層・阿原断層および伊与床断層とがあり、各断層とも場所によって落差を異にするが、いずれも北傾斜の断層面をもつ逆断層である。なお、複向斜構造を斜断する末広断層は横ずれ断層である。北翼部の褶曲は直立ないし南に倒れた軸面をもっており、とくに阿原断層の北側に発達する褶曲では軸面の倒れが甚だしく、北に60°内外傾斜する。以上においては記載の便宜上、複向斜軸部の褶曲と翼部のそれを区別し、それぞれの一般的特徴を記述したわけであるが、これらは成因的に密接な関係がある。次に地層の傾斜の地域的変化を検討してみると、比較的緩傾斜の地帯と急傾斜の地帯が識別され、これらは複向斜軸の延長方向にのびている。すなわち、複向斜南翼部のうち津留西方から中津浦にかけての地帯では30~50°の傾斜を示すのに対し、その北側では70°以上であり、しばしば地層が逆転している。一方、香堂北方から北ノ川に至る急傾斜帯を除くと、北翼部ではほとんど数10°以下の傾斜を示す。

## 対 比

大野川層群は白杵湾岸から阿蘇山南方にかけて白杵一八代構造線の北側に断続しながら露出



第34図 大野川地溝帯東端部の地質構造図

する上部白堊紀層を一括したもので、これは大野川流域に分布する松本（1936 a, b）および松本・他2名（1962）の大野川層群のみならず、祖母山南西方の河内付近に露出するギリヤーク統<sup>注18)</sup> および阿蘇山南方の見岳山層（田村・沢村, 1964）をも包含する。本層群中にはイノセラマスで特徴づけられる化石帯が少なくとも4帯、すなわち *Inoceramus hobetsensis* 帯, *I. teshioensis* 帯, *I. uwajimensis* 帯および *I. amakusensis* 帯が識別される。見岳山層は大野川層群の最下部を構成するものであるが、これは田村・沢村（1964）が指摘したように化石・岩相からして御船層群（松本, 1939；田村・田代, 1966, 1967）の基底層および下部本に対比される。これらのことを考え合せると、大野川層群はギリヤーク世から浦河世にわたる時代の堆積物であり、最下部亜層群と下部亜層群下部はギリヤーク統、下部亜層群中～上部と中部亜層群下部は浦河統下部階、中部亜層群中～上部と上部亜層群は浦河統上部階下部にそれぞれ属するものと推定される。ただし、現在臼杵湾に没している部分には浦河統上部階上部に相当する地層があるかもしれない。

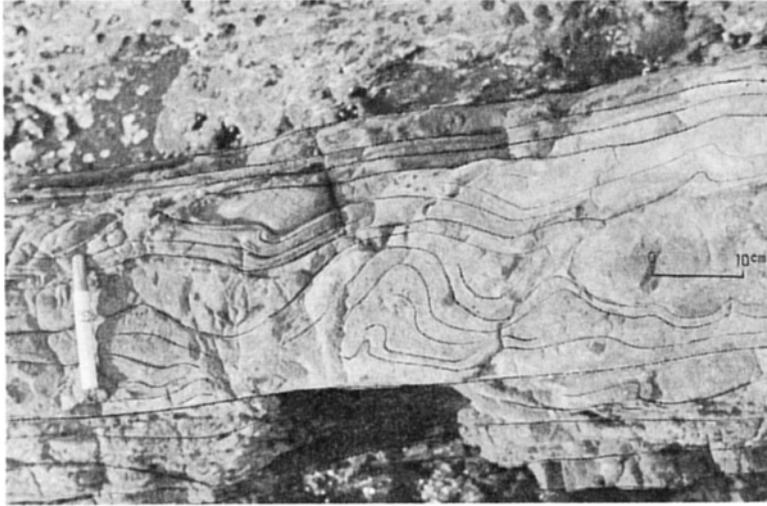
### 堆 積

大野川層群を構成する各累層はいずれも相対的に粗粒な堆積物にはじまり、細粒なものでおわっており、これらはそれぞれ1堆積輪廻を示す。また、亜層群それ自体も累層単位の輪廻をいくつか包含するより高次の1堆積輪廻を示すわけで、亜層群のなかでは上位の累層ほど細粒堆積物に富み、かつ層相の側方変化に乏しいという一般的傾向があり、また中部および上部亜層群の場合には最下位の累層において硬質泥岩を主とする slump 堆積物の発達が著しい。このような観点からすると、上部亜層群の上部を構成する累層は海辺層ではなく、現在海中に没しているさらに上位の輪廻層で代表される可能性が強い。

本地域の大野川層群には graded bedding（第32図）がよく発達しており、slump structure・convolute lamination（第35図）・sole mark など種々の堆積構造がみられる。また、粗粒岩層の下底にはしばしば顕著な侵食面が認められ、その下部には同時侵食礫が少なくない。slump structure には様々なものがあるが大別すると、種々の岩層がこまかく寸断されて雑然とまざりあい、岩片や基質中に小褶曲が発達しているタイプと（第36, 37図）、複雑な褶曲を示すが断裂はあまり著しくなく、変形した地層がもとの内部構造をかなりよく残して比較的良好に連続するタイプとに分けられる。前者のような構造をもつ代表的な堆積物は硬質泥岩であり、これがとくに多いのは M1a や M1b である。一方、後者のようなタイプのものは A2b の南半部や A2c および A1c でよくみられる。slump structure が発達しているということは堆積当時の海底面がかなり傾斜していたことを示す。sole mark の代表的なものとしては、flute cast（第38図）・furrow flute cast・groove cast・load cast・生痕などがある。層群全体としてみると flute cast が圧倒的に多いが、下ノ江付近の A2 部層では groove cast も頻繁にみられ、両者が共存することも少なくない。第39図は地層を水平にもどした場合<sup>注19)</sup> の sole mark の方向を示したものである。本図からわかるように、大部分の堆積物は北側から供給され、それを運んだ水流の向

注18) 田原層（斉藤・神戸・片田, 1958）を除く。

注19) まず褶曲軸を水平にもどし、次に走向線を軸として地層を回転する。



第35図 細粒砂岩中にみられる convolute lamination  
海辺層 A2b (下ノ江の海岸)

きは層準や場所によってかなりちがっている。資料は少ないが水ヶ城層においては、中部亜層群以下の諸累層の場合と同様に、lateral (または oblique) current から longitudinal current への移行がみられ、後者は南西に向かっている。これに対し海辺層では lateral current がかなり南方まではりだし、A2b の南部において東南東方向の流れが卓越するなど、他の諸累層の場合とはちがう特異な流系を示す。

M1c・M2b および A1e を構成する粗粒物質は南側の秩父帯から供給されたもので、このことはこれら各相における岩相の側方変化および北側に位置する諸相との関係から容易に推察さ



第36図 Slump structure  
淘汰のわるい泥質基質中に砂岩や頁岩の岩片が含まれている  
海辺層 A2b (黒島の南端)



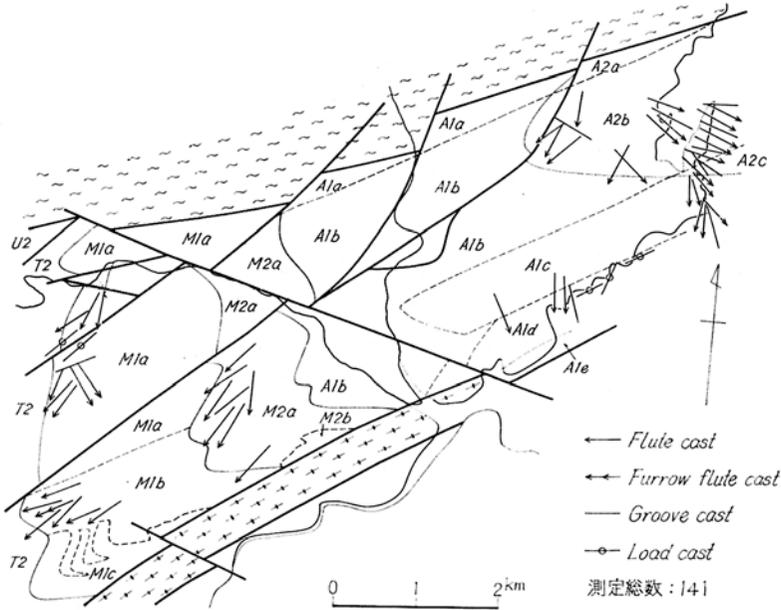
第37図 Slump structure  
 細礫の散点する泥質砂岩中に slump overfold を示す頁岩砂岩薄互層が含まれている  
 海辺層 A1c (下ノ江南方の海岸)



第38図 砂岩層の下底にみられる flute cast 水流は左から右へ  
 海辺層 A2b (下ノ江の海岸)

れる。南側の源地から由来した粗粒物質は各種の古期堆積岩・千枚岩・塩基～酸性火山岩および花崗岩類からなる。礫のなかにはきわめてよく水磨された円礫（主として中～酸性火山岩からなる）もあるが、これらの多くはおそらく秩父帯に発達する上部中生層中の礫岩から洗いだされたものであろう。なお、犬飼幅地域東部から本地域にかけては白杵―八代構造線にそい千枚岩類（生ノ原層）や白杵川火成岩類が衝入岩体としてはいつており、これらのうち前者の礫は局部的ながら中部亜層群中に多量にはいつているが、後者のそれはどの層準にもみだされない。

北側から供給された碎屑物は中～酸性火山岩・同質火砕岩・花崗岩類を主とする深成岩・各種の堆積岩・千枚岩・結晶片岩（点紋片岩を含む）・片状ホルンフェルス・片麻岩などからな



第39図 大野川上部亜層群における sole mark の方向

る。片岩類や古期堆積岩の礫（最大径は数mにも及ぶ）は一般に角ばり，他の変成岩や大部分の火成岩の礫がよく円磨されているのと著しい対照をなす。岩質，円磨度，大きさなどからして，前者は主として三波川帯から，後者は領家帯やその北側の地帯から供給されたものと推察される。

層相の側方変化はきわめて顕著で，各部層はいくつかの相に区分されるわけであるが，これら相互の境界は複向斜軸や臼杵—八代構造線にほぼ平行してのびており，同構造線ちかくには M1c・M2b および A1e で代表されるような縁辺礫岩が発達している（第23，34図）。これら事実や層厚変化の傾向からして，本層群の堆積および変形は臼杵—八代構造線の活動または同線付近を境とする基盤の著しい差別的運動によって強く支配されたものとみなされる。一方，犬飼図幅地域でよくわかるように，三波川変成岩類南縁（佐志生断層で画される）のかたちは大野川層群の層相分化や大局的な地質構造のうえにあまり反映されていない。この事実は三波川変成岩類が現在みられるようなかたちをもって全般的上昇をおこなったのは大野川層群の堆積後，おそらくその基本的構造ができたあとであることを意味する。なお，その時期は既述のように市ノ川時階（和泉層群後—久万層群前）である。しかし中・上部亜層群中には三波川帯から由来したとみなされる古期堆積岩（主として粘板岩）や片岩類の碎屑物が含まれ，上位の層準になるにつれ前者が減少して逆に後者が増加する。このことは大野川層群堆積の少なくとも後期には三波川帯にも粗粒物質の供給源が出現し，そこにまず非変成古期岩層（主として粘板岩）があらわれ，時代とともに上昇・侵食が進行して順次深部の変成岩類が露出していったことを示す。

#### 四万十層群

四万十層群は本地域の南東部に分布し、砂岩・粘板岩およびこれらの互層からなり、ごく少量の礫岩を伴う。なお、秩父帯古生層とは岩相や変形度のちがいによって容易に区別される。

本地域の四万十層群は砂岩に富んでおり、著しく厚い砂岩層は佐伯市代後、宮ノ内近傍の海岸部を北東-南西方向に、大入島においては唐船鼻から片神へかけての山地を北東-南西方向に、さらに上浦町浅海井の海岸から南東方の山地へかけて北東-南西方向に分布している。砂岩は以上の地域に分布するばかりではなく、砂岩粘板岩互層あるいは砂岩粘板岩細互層として本地域内のどこにでもみられるものであるが、なかんずく砂岩粘板岩互層として地質図に塗色した部分は砂岩あるいは粘板岩の各単層が1 m以上の厚さを有する互層で、砂岩の方が粘板岩よりずっと厚くそして豊富に分布している。砂岩粘板岩互層は大入島よりむしろ上浦町浅海井、浪太、佐伯市晙干、車、宇戸、河内、弥生村床木にかけて仏像構造線に近接した部分に多く認められ、海岸部では著しい崖を形成することが多い。砂岩・粘板岩細互層は砂岩と粘板岩がそれぞれ10 cm～1 mの厚さをもって交互するものである（第40、41図）。これらの互層は秩父帯古生層のものに較べ、より整然とした重畳を示し、走向および傾斜をすみやかに測定することができる。すなわち、四万十層群のうけた擾乱が比較的少なかったことを示すものである。粘板岩は砂岩との互層としてみだされるほかに、とくに南部においては厚層をなして挟在し、幅100～200mにわたって分布する場合もある。大入島では地質図幅に記してあるように砂岩層の南北両側に認められる。彦島においても識別することができ、大入島でも観察することができるが、粘板岩は砂岩に較べ低地に分布し、海岸の窪みによく観察することができる。砂岩と粘板岩が雨水からうける侵食の差を判定することができる。さらに上浦町浪太、浅海井、佐伯市風無、宮内、代後、指夫にて粘板岩の単層を認めることができる。粘板岩は一般に黒色を呈し、



第40図 四万十層群の砂岩粘板岩細互層（上浦町夏井）



第41図 四万十層群の砂岩粘板岩細互層（上浦町津井）

粒度変化により層理を観察することができる。一般に剥理性を有し、したがって崩壊しやすい。剥理面は光沢を有する。砂岩は一般に暗青色を呈し、中粒ないし粗粒で塊状ならびに緻密で、堅硬であるがときに成層することがある。砂岩はしばしば黒色粘板岩の直径1 cm内外の不規則状の小破片を含んでいる。砂岩を鏡下で観察すると、石英粒、長石粒、粘板岩粒、絹雲母粒、鉄質物に富んでいる。仏像構造線の近くにはチャートの礫に富んだ礫岩層の薄層を2層準認めることができる。

**地質構造** 本層群は一般にN50~75°Eの走向を示し、60~80°NあるいはSに傾斜する。海岸部および山間部では北傾斜が多く、島嶼では南傾斜が多い。このことからするといくつかの背斜および向斜が推定されるが、確たる鍵層もなくこれを識別することは容易ではない。なお上浦町夏井、長田の海岸では尺間山層および床木層が一般的走向を西南西-東北東から西北西-東南東に転じるように、四万十層群の一般走向も西北西-東南東に転じている。四万十層群は著しい擾乱帯を伴う衝上断層（仏像構造線）で秩父帯の中古生層（津井層あるいは尺間山層および床木層と境されている。この衝上断層付近では擾乱により岩石が軟弱になっておりくずれ易い。前記走向の変移転付近には津久見市網代から上浦町津井を通る南北方向の断層が認められ、また、佐伯市古江付近にも南北方向の断層が認められる。さらに、大入島には砂岩粘板岩細互層を走向方向に切る走向断層がある。

**地質時代** 本地域の四万十層群は西南日本外帯の仏像構造線以南に広く分布する四万十層群の一部分で、その時代は古生物学的資料がまったくないので確定できない。

橋本勇（1962, 1966）は佐伯市周辺の四万十層群を下位から大八島累層、小福良累層、嵯干累層、浅海井累層に区分した。

本地域の四万十層群のうち、ほぼ上浦町浪太、佐伯市古江、宇戸を結ぶ線以南の地層が大八島累層、小福良累層、嵯干累層に、それ以北の地層は浅海井累層にそれぞれ相当する。橋本は

時代決定に有効な化石を未発見であるが、これらの累層を含む番匠川層群を白堊紀?と推定している。

## II. 6 新 生 界

本地域内の新生界は古い方から洪積層、阿蘇火山火砕流堆積物および沖積層に分かたれる。

### II. 6. 1 洪 積 層

本地域内の洪積層は段丘堆積物として臼杵川流域に分布し、厚さ約30mの段丘を形成して分布する。本段丘堆積物は礫・砂および粘土から構成され、円礫および角礫が著しく、なかんずく巨礫が多い。

### II. 6. 2 阿蘇火山火砕流堆積物

阿蘇火山火砕流堆積物は臼杵川流域、津久見市平岩付近および南海部郡弥生村宇藤木付近に分布する。これは角閃石の斑晶をふくむ流紋石英安山岩の火砕流であり、小野晃司(1965)のAso-III Aにあたる。現存する堆積物の大部分は熔結凝灰岩であるが、溶結していない部分は発泡のよい軽石と、その間をうめるガラス火山灰の基質とからなる。軽石凝灰角礫岩である。

### II. 6. 3 沖 積 層

沖積層は各河川の流域を占めて分布し、礫・砂および粘土からなり、耕地として利用されていることが多い。

## III. 応 用 地 質

### III. 1 概 説

本地域内の鉱座資源は金属鉱床に基づくものと、非金属鉱床に基づくものとの2系統に大別することができる。金属鉱床としては二畳系の尺間山層あるいは鎮南山層のチャートと密接な関係をもって産出するマンガングラン資源があり、非金属鉱床としては二畳系の床木層あるいは津久見層の石灰石資源、津久見層のドロマイト資源ならびに尺間山層および鏡南山層の珪石資源がおもなものである。とくに石灰石資源はセメント原料のおもなもので、本地域内の津久見市には大規模なセメント工場もあり、津久見市周辺は本邦における主要な石灰石産出地である。

### III. 2 金 属 鉱 床

#### マンガングル

日本の各地には数多くのマンガングルとマンガングル山が知られ、明治時代から今日に至るまで大小の規模で開発が続けられ、日本の産業の発展に寄与するところが大きい。本地域もその例にもれず秩父帯の鎮南山層および尺間山層のなかには古くから知られるいくつかのマンガ

ン鉱山がある。すなわち、明治時代に発見されかつ開発された千怒鉱山、鏡鉱山、大正から昭和にかけて発見されかつ開発された臼杵鉱山、風成鉱山、熊野戸鉱山（後年の高平鉱山）、彦ノ内鉱山、乙見鉱山、蔵富鉱山（青江鉱山）などが知られている。これらの鉱山分布図を眺めると秩父帯にはマンガン鉱床の南北2つの鉱床帯が識別されるといわれている。すなわちその一つは秩父帯北帯の輝緑岩・輝緑凝灰岩など塩基性岩にとむ古生層のなかで輝緑岩質岩石と密接な随伴関係をもつと考えられる穴内型、富里型、北見型マンガン鉱床帯で、吉村豊文による臼杵地域がこれに相当する。ほかの一つは秩父帯南帯の珪岩にとむ古生層に胚胎する真名子型マンガン鉱床帯で吉村豊文による佐伯地域がこれに相当する。さらに吉村豊文・木下亀城によれば臼杵地域のうち本地域地区は風成鉱山、臼杵鉱山および田井迫鉱山を含む風成マンガン鉱床帯および蔵富鉱山、姫嶽鉱山および乙見鉱山を含む青江マンガン鉱床帯に分かたれている。また、佐伯地域のうち本地域地区は田浦鉱山および久保泊鉱山を含む四浦マンガン鉱床帯、浅海井鉱山、千怒鉱山および彦内鉱山を含む彦岳マンガン鉱床帯および床木鉱山、鏡鉱山を含む明治マンガン鉱床帯に分かたれている。

本地域のマンガン鉱山のうちで過去に1,000t以上出鉱したものは千怒鉱山および風成鉱山である。また、鉱床の型体としては千怒鉱山が吉村豊文の真名子型マンガン鉱床の代表であるといわれ、大分県下のマンガン鉱床の大部分がこの真名子型に属するといわれている。

以下に本地域内の各鉱山につき詳述する（木下，1961；吉村，1952）。

## 臼 杵 地 域

### 風成マンガン鉱床帯

#### 風 成 鉱 山

位置：大分県臼杵市および津久見市にまたがり、臼杵市中心部の東方約5kmに位置し、日豊本線臼杵駅で下車し、バスで風成で下車し、南へ徒歩約1kmで鉱山に達することができる。

地質および鉱床：周辺の地質は鎮南山層の古生層に属する珪岩・砂岩および千枚岩質粘板岩の互層を主とする地層である。鉱床は粘板岩を上盤に、珪岩を下盤とし、北方に傾斜する鉱床でその最大鍾幅は3mに達し、平均鍾幅は約80cmで走向方向に連続し、露頭は随所にみられ、穴内型または真名子型の鉱床であるといわれている。

鉱石：栗色炭マンを主とし、赤盤をはさんだ灰色炭マンも多い。鱈節鉱もブラウン鉱もみることができる。鉱石の品位はMn40%である。

沿革および現況：風成鉱山は大分県下では早期に開発されたもので、大正5～8年の間に山田武氏により4,500t、昭和3～9年の間に渡辺俊雄氏により1,500tの鉱石を産出している。昭和15年から富田産業株式会社が2,800tの鉱石を産出し、その後風成鉱山株式会社の経営に移り、昭和32年1月竹中鉱業株式会社が鉱業権を取得したが、昭和35年巡回当時休山中であった（福岡通産局鉱山部，1959；木下，1961；大分県総務部企画調査課，1951；大分県，1958；地質調査所，1954；吉村，1952）。

## 青江マンガン鉱床帯

### 蔵富鉱山（青江鉱山）

位置：大分県津久見市上青江に位置し、日豊本線津久見駅から西に約 6 km で鉱山に達する。途中までバスの便がある。

地質および鉱床：周辺の地質は鎮南山層の古生層に属する珪岩・砂岩および千枚岩質粘板岩の互層を主とする地層である。鉱床は珪岩と千枚岩質粘板岩との境に近く強大な珪化帯を伴う鉱床で、N60～70°E の走向と70°S の傾斜を有する脈状に近いレンズ状の鉱体で、その最大脈幅は 5m に達し、露頭は地表 600m にわたって点々として存在するといわれる。

鉱石：富里型鉱石を産し、珪石の混合したブラウン鉱および鱗節鉱を主成分とし、富鉱部にはチョコレート鉱も混じえている。鉱石の品位は Mn30～40% である。

沿革および現況：本鉱山の発見の端緒はつまびらかでないが、本鉱山はマンガン鉱をはじめ海外に輸出した最初の鉱山である。さらに八幡製鉄所の設立以来、製鋼用として同所に二酸化マンガンを出荷した。鉱業権者は明治年間に堀三太郎氏、大正年間に松本大吉氏と移り、休山の期間をへて宮崎昇氏（宮崎産業株式会社）の手に移ったがふたたび休山した。昭和18年に原田種一氏の経営に移り昭和18～20年に最盛期を迎えたが終戦により休山の止むなきに至った。昭和23年原田氏は再開し、昭和29年 4 月まで稼行したが休山に至り、昭和30年に西日本マンガン株式会社をへて同年大拓興産株式会社が鉱業権を譲受け稼行中であつたが昭和35年巡回当時休山中であつた（福岡通産局鉱山部，1959；木下，1961；大分県総務部企画調査課，1951；大分県，1958；地質調査所，1954；吉村，1952）。

## 佐伯地域

### 四浦マンガン鉱床帯

#### 田浦鉱山

位置：大分県津久見市田ノ浦に位置し、津久見港より海上 13km の距離にあり、海路による交通および運搬がもっとも便利である。

地質および鉱床：周辺の地質は尺間山層の古生層に属する珪岩・砂岩および粘板岩を主とする地層で珪岩の発達はとくに著しい。鉱床は全般に脈状鉱床で、一部は褶曲により鉱体の肥大部を形成し、母岩は青盤化した珪岩および珪紋岩質輝緑岩といわれ、赤盤化は弱く、真名子型鉱床と考えられている。

鉱石：炭マンを主とし、蛇紋石質の灰色炭マンで緑黒色を帯びている。一部は多少の赤盤を鉱染して紫褐色を呈する。品位は Mn33～35% として知られている。

沿革および現況：昭和15年から戸高又兵衛氏の経営にかかわり稼行されていたが昭和36年巡回当時休山中であつた（木下，1961；大分県総務部企画調査課，1951；地質調査所，1954；吉村，1952）。

#### 久保泊鉱山

位置：大分県津久見市久保泊に位置し、津久見港より海上 13km の距離にあり、海路による交通および運搬がもっとも便利である。

地質および鉱床：周辺の地質は尺間山層の古生層に属する珪岩・砂岩および粘板岩を主とする地層である。鉱床は珪岩と粘板岩との境界付近にあり、著しく褶曲したマンガン鉱体を示し、中央の向斜部がもっとも肥大した鉱体で、その両側の背斜部は薄い板状の鉱体で、真名子型鉱床であるといわれる。

鉱石：チョコレート鉱と栗色炭マンを混じえた灰色炭マンを主とし、背斜向斜の移り変わる部分には白炭マンを随伴する。鉱石の品位は Mn40% である。

沿革および現況：ながらく戸高又兵衛氏の経営するところで休山に至らず昭和35年巡回当時稼行中であった（木下，1961；大分県総務部企画調査課，1951；大分県，1958；地質調査所，1954；吉村，1952）。

### 彦岳マンガン鉱床帯

#### 浅海井鉱山

位置：大分県南海部郡上浦町浅海井に位置し、日豊本線浅海井駅から北西 2 km の地点の、津久見市と南海部郡との境界をなす山稜にほどちかい南側の斜面にある。

地質および鉱床：周辺の地質は尺間山層の古生層に属する珪岩・砂岩および粘板岩を主とする地層である。珪化帯はあまり著しいものがないが石打の大露頭は唯一のもので、赤白珪石の顕著な下盤珪岩が露出し、鉱床は南北の 2 鉱体に分かれ、いずれも津久見市千怒鉱山の東方延長と考えられている。南鉱床は 0.3～0.5m 幅の波状鉱脈を呈し、露頭付近の二酸化マンガンを多少採掘され、赤盤化が著しくない点から、真名子型鉱床の酸化帯ではないかと考えられている。北鉱床は赤盤化不顕著ではないが広範囲に行なわれており、鉱石は金属がかった二酸化マンガンの北見型鉱床と考えられている。

鉱石：南鉱床の酸化は  $\text{MnO}_2$  7.5% 程度の富鉱で、小指鉢坑の炭マンは真名子型の Mn 42% 程度の栗色炭マンであったといわれる。北鉱床は北見型鉱床の特性を有し、Mn 55% 程度の純良板銅から貧鉱部では黒珪石を伴っているといわれる。

沿革および現況：本鉱山は千怒鉱山と並びもっとも早期に開発されたにもかかわらず著しい盛況の期を迎えず連続幾代にもわたって稼行して今日に至っている。したがって鉱業権者の変転もはなはだしい。明治20年ごろから開発されたといわれ、近時福岡鉱産株式会社が鉱業権を取得し、昭和35年巡回当時稼行中であった。（福岡通産局鉱山部，1959；木下，1961；大分県総務部企画調査課，1951；地質調査所，1954；吉村，1952）

#### 西谷鉱山

位置：大分県南海部郡上浦町浅海井に位置し、日豊本線浅海井駅より東南東約1.5kmの地点の、佐伯市と南海部郡との境界をなす山稜にほどちかい北側の斜面にある。

地質および鉱床：周辺の地質は床木層の古生層に属する石灰岩が優勢で、珪岩および粘板岩を挟有する地層である。鉱床は珪岩とその珪化帯に伴って出現し、二筋のマンガン鉱床が認め

られるという。

鉱石：真名子型の灰色炭マンが主で品位は  $Mn32\%$ 前後である。

沿革および現況：浅海井鉱山の一部として稼行されたことがあるといわれ、昭和35年巡回当時休山中であった。(福岡通産局鉱山部, 1959)

### 千 怒 鉱 山

位置：大分県津久見市千怒南方約 2 km の、南海部郡と津久見市との境界の山稜の北側斜面に位置する。千怒部落までは日豊本線津久見駅下車にてバスの便がある。

地質および鉱床：周辺の地質は尺間山層の古生層に属する珪岩・砂岩および粘板岩からなる地層で、津久見市日見の海岸から南西方向に延びた顕著な珪岩がめだっている。鉱床はこの顕著な珪岩のなかに大きく褶曲して賦存し、北見型、真名子型および大和型の型式に属するといわれている。

鉱石：炭マン、酸化マンガン鉱、バラ輝石、ブラウン鉱、緑マンガン鉱およびハウスマン鉱を主とし、品位は  $Mn 35\sim 40\%$ 、 $MnO_2 65\%$  である。

沿革および現況：本鉱山は明治16年から着手され、明治26年に採掘鉱区となり、大正5年戸高倉十郎氏が稼行し、大正15年白石琢二氏が継承し盛況を呈した。昭和15年山下倉慶氏が継承した。さらに昭和31年に福岡商會が鉱業権者となり昭和36年巡回当時稼行中であつた。(福岡通産局鉱山部, 1959; 木下, 1961; 大分県総務部企画調査課, 1951; 大分県, 1958; 地質調査所, 1954; 吉村, 1952)

### 明治マンガン鉱床帯

### 鏡 鉱 山

位置：大分県南海部郡弥生村床木部落北方約 2 km に位置し、日豊本線上岡駅または佐伯駅下車が便利である。

地質および鉱床：周辺の地質は尺間山層の古生層に属する珪岩、砂岩および粘板岩からなる地層で、千怒鉱床を胚胎する一連の珪岩すなわち津久見市日見の海岸から南西方向に延びる顕著な珪岩にマンガン鉱床を賦存し、さらに南西方向では池谷鉱山および高平鉱山が稼行されている。鉱床は扁豆状を呈し、脈幅は0.3～3 mで、傾斜は南に70°傾斜しているといわれている。

鉱石：酸化マンガン鉱、炭マンおよびバラ輝石を主とし、品位は  $Mn40\%$ である。

沿革および現況：明治27年ごろ御手洗虎太氏により二酸化マンガンが採掘されたといわれ、明治37年ごろ安部仲吉氏に移り、その後、石崎、草野、松尾、亀井、大村の諸氏に鉱業権が受け継がれ、採掘、休山のときをへて昭和33年3月に広畑興業株式会社の経営するところとなり現在に至り、昭和35年巡回当時稼行中であつた。(福岡通産局鉱山部, 1959; 木下, 1961; 大分県総務部企画調査課, 1951; 地質調査所, 1954; 吉村, 1952)

### 高 平 鉱 山

位置：大分県南海部郡弥生村宇藤木東南東方向約 1 km の地点にあり、日豊本線佐伯駅からバスの便があり、また道路の改装に伴って大分駅方面からの交通も便利である。

地質および鉱床：周辺の地質は尺間山層の古生層に属する珪岩、砂岩および粘板岩からなる地層で、千怒鉱床、鏡鉱床、池谷鉱床を胚胎する一連の顕著な珪岩に賦存する鉱床である。

鉱石：二酸化マンガンおよび炭マンを主とし、品位は Mn 35～40%である。

沿革および現況：明治38年ごろ発見され、昭和13年高橋喜六氏の所有となり、昭和33年10月から日本産業社との共有となり今日に至り、昭和35年巡回当時稼行中であつた。(大分県, 1958 ; 地質調現所, 1954 ; 吉村, 1952)

### III. 3. 非金属鉱床

#### 石灰石

石灰石は本地域内の秩父帯に大小のレンズ状形態をなして、あるいは東北東から西南西に延びた地層をなして分布する。とくに顕著なものは秩父帯の中央部を占める津久見層の石灰石で幅1 km以上に及んで水晶山から胡麻柄山、碁盤ヶ嶽をへて、犬飼岡幅地域南東部から、三重町岡幅地域に至っている。これについて秩父帯の最南縁を占めて分布する床木層の石灰石が大きい。ほかにも、古生界の浦代層、鎮南山層、白杵層および中生界の津井層のなかに、小規模のレンズ状石灰石が賦存するが現在稼行の対象とはなっていない。もっぱら津久見層および床木層の石灰石が稼行の対象となっている。以下に本地域内の石灰石鉱山のそれぞれにつき記述する(第42図)。(昭和39年現在の井上秀雄技官による資料および大分県, 1958, 大分県の地下資源参照)

#### 日鉄津久見鉱山

採掘鉱石：石灰石

位置：津久見市字小園一長野山, 小園山

地質：津久見層



第42図 津久見層石灰岩の採石現場(津久見市水晶山付近)  
井上秀雄技官提供

沿革および現況：昭和25年9月株式会社岩崎鉱業所から鉱区を譲り受け、昭和25年10月から日鉄鉱業株式会社により開発着手し、27年1月諸設備を完了し出鉱をはじめ、現在に至る。従業員は約110名で、もっぱらグロリーホールにより採掘され、ゼーゼル機関車により船積場まで搬出される。

#### **津久見鉱山**

採掘鉱石：石灰石

位置：津久見市字青江一水晶山

地質：津久見層

沿革および現況：昭和13年4月浅野セメント株式会社門司工場津久見採石所として開発経営されたが、昭和20年5月津久見の石灰石業者が合併設立した津久見鉱業株式会社の採掘場となり、昭和22年4月日本セメント株式会社に所属することとなったが、昭和25年7月津久見鉱業株式会社として独立し現在に至る。従業員は約100名で、本鉱山はわが国最初のグロリーホール採掘法を採用したところである。

#### **貝島鉱山**

採掘鉱石：石灰石

位置：津久見市字志手および平岩一水晶山

地質：津久見層

沿革および現況：大正9年4月志手採石所を貝島合名会社が買収し、採掘に着手し、大正14年11月貝島石灰工業株式会社を設立し、これを継承した。昭和6年8月貝島乾餾株式会社と合併し貝島化学工業株式会社と改称し、昭和12年11月小園山採掘を開始し、昭和15年1月平岩山採掘を開始した。昭和20年津久見地区石灰石業者合併し、津久見工業株式会社を設立したがまもなく昭和22年3月解散し、同年6月より貝島化学工業株式会社として発足、今日に至っている。従業員は約210名で、露天機械掘により採掘されている。

#### **徳浦鉱山**

採掘鉱石：石灰石

位置：津久見市字平岩一水晶山

地質：津久見層

沿革および現況：昭和13年6月より徳浦石灰工業所により開発着手され、従業員約90名で露天機械掘により採掘されている。

#### **米庄鉱山**

採掘鉱石：石灰石

位置：津久見市字徳浦一天神峯・権現山

地質：津久見層

沿革および現況：文久元年8月より石灰製造用として石灰石の採掘を開始、大正15年輕質炭酸カルシウムの製造を始め、逐次充実をはかり、昭和13年権現山採石所を開くに至り現在のごとき規模となり、米庄石灰工業所と呼ぶ個人企業にて目下石灰石の販売、炭カル・カルフレッ

クス、石灰の製造販売を行なっている。従業員は約60名で露天機械掘を行なっている。

#### 小野田津久見鉱山

採掘鉱石：石灰石

位置：津久見市宇志手、徳浦および平岩一水晶山

地質：津久見層

沿革および現況：大正8年創業を開始し、大分セメント株式会社津久見工場が設立され、はじめ同工場の原料採掘場として採掘が開始されたが、昭和13年7月大分セメント株式会社は小野田セメント株式会社に合併され、今日に至っている。採掘は露天機械掘とグローリーホールとにより行なわれており、採掘切羽は第一、第二鉱山にそれぞれ分かれ、従業員は約320名である。

#### 大分 鉱 山

採掘鉱石：石灰石

位置：津久見市宇鬼丸

地質：津久見層

沿革および現況：昭和29年11月古河鉱業株式会社および豊国セメント株式会社の共同出資により大分鉱業株式会社を創立し、採掘、運搬、船積設備等を設け、昭和32年11月より操業を開始し、出鉱をはじめた。従業員は約40人で、グローリーホールにより採掘されている。

#### 戸高津久見鉱山

採掘鉱石：石灰石

位置：津久見市宇徳浦

地質：津久見層

沿革および現況：昭和33年6月から戸高鉱業社により石灰石採掘のため準備が行なわれ、昭和34年7月から出鉱を開始した。従業員は約40名で露天機械掘が採用されている。

#### 狩山 鉱 山

採掘鉱石：石灰石

位置：佐伯市宇狩生

地質：秩父帯最南部の狭長なる地帯に幅約150m、南西方向に8km以上にわたり床木層の石灰岩が分布している。灰白色を呈し、硬く、緻密質で、黄銅鉱あるいは苦土橄欖石を伴っている。狩生鉱山の石灰石はセメント用として採石され、その化学成分は下記の通りである。(地質調査所, 1950, 日本鉱産誌Ⅲ—X石灰岩(附)頁岩138頁参照)

| Ig. loss. | CaO    | MgO   | SiO <sub>2</sub> | FeO <sub>3</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|-----------|--------|-------|------------------|------------------|--------------------------------|
| 41.23%    | 51.98% | 0.84% | 4.14%            | —                | 0.89%                          |

沿革および現況：狩生採石場は日本セメント株式会社佐伯工場に属し、昭和8年1月に着工したが、昭和13年浅野セメント株式会社に合併され、昭和22年にいたり日本セメント株式会社と改名現在にいたった。従業員は約40人で採掘を行ない、佐伯工場で消費されている。(大分県, 1958; 地質調査所, 1950)

## ドロマイト

本地域内におけるドロマイトは石灰石の分布区域に包含され二畳系津久見層と三畳系碁盤ヶ嶽層のそれぞれ一部分に限られている。これらはすなわち津久見市西南方の胡麻柄山および碁盤ヶ嶽を含む八戸高原の石灰岩に挟まれてその走向に平行して塊状またはレンズ状をなして賦存している。なお当地方のドロマイトは西隣の犬飼図幅および南西隣の三重町図幅におよび小規模に稼行されている。(井上, 1953, 1955 a, b, 1964 a, b; 大分県, 1958; 地質調査所, 1950; 和田・浜地, 1951; 窯業原料協議会, 1947)

### 五十川八戸鉱山

採掘鉱石：ドロマイト

位置：津久見市八戸

地質：ドロマイトは津久見層あるいは碁盤ヶ嶽層中に同一の走向の脈状またはレンズ状をなして数条点々と発達している。これらのなかで薄い脈または小さいレンズは石灰石採掘のみに苦土質部として取扱われるが、ある程度の規模を有するものはドロマイト鉱床として数ヶ所稼行されている。一鉱体で延長100m, 厚さ30mのものは大きい方である。鉱床は母岩との境が漸移的で、しかも鉱体内でもドロマイト化の程度が変化に富んでおり MgO 含有量も10%~18%で、採掘場全体としてのドロマイトの賦存率は25%程度である。製鋼用として採石されている。

沿革および現況：昭和13年3月五十川勇太郎氏五十川ドロマイト鉱業所を設立開発着手、昭和26年以來五十川鉱業株式会社と改称、ドロマイト採掘および販売に従事している。従業員は約30名で、昭和32年露天掘採掘を坑内掘に切替え、深部の鉱床採掘を計っている。

### 珪石

本地域の古生界に属する床木層、尺間山層、彦ノ内層、津久見層、小園層、臼杵層、鎮南山層、浦代層には大小の珪岩層が発達しているが、なかんずく、尺間山層、鎮南山層の珪岩の発達はとくに著しく、鎮南山層の珪岩は良質の赤白珪石を産出するが、第2次大戦末まで盛んに稼行され、現在はほとんど休止の状態にあり、稼行されているのはもっぱら尺間山層の珪岩に産出する赤白珪石に類似する白珪石のみで四浦珪石と呼ばれているものである。(大分県総務部企画調査課, 1951; 大分県, 1958; 地質調査所, 1950; 窯業原料協議会, 1947)

### 四浦珪石

本地域の尺間山層のなかで四浦半島北側の落浦、仁宅、鳩ノ浦に幅広く分布する珪岩は板状珪岩、灰青色珪岩、白色珪岩および青白色珪岩に区別され、白色珪岩および青白色珪岩のみが稼行対称となっている。半島北側はリアス式海岸であるため地形は急峻で陸路運搬は困難であるが、海路による運搬がきわめて便利である。鉱床は一般走向傾斜と同じく、北西から南西方向に走り、一般に北西落しである。とくに現稼行地四浦半島では急傾斜の北斜面に鉱床が分布するので、走向延長約4kmにわたり珪岩が露出し、大規模な切羽が作られている。鉱床は、珪岩あるいはチャートに胚胎する低温交代鉱床並びに熱水鉱床で粘板岩や砂岩との境の部分にとくに発達し鉱床を形成したものと考えられている。尺間山層には赤白、青白、白珪石などが

ありとくに白珪石が多く四浦珪石と呼ばれているが、これは赤白化、青白化のもので検鏡すると一様に白色にみえるもののなかにチャート質珪石と脈石英とが斑紋状に混在しているのが認められ本質的には赤白、青白珪石と変わらないものと考えられている。耐火煉瓦用として利用されることが多く、硝子用の白珪石とは異なるものである。分析品位は次の通りである。(大分県, 1958)

| 四浦珪石 | Ig.loss | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO   | MgO   |
|------|---------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|
|      | 0.46%   | 95.02%           | 1.12%                          | 1.12%                          | 0.72% | 0.48% |

四浦半島では以下の鉱山会社により珪石の開発が進められている。(大分県, 1958)

#### **日鉄津久見鉱業所四浦鉱山**

沿革および現況：昭和12年五島仙古採掘権を取得、昭和15年高橋質雄買収し一時開発したが昭和19年日鉄に移り、現在に至っている。鳩の浦、仁宅の2切羽から露天掘にて出鉱している。

#### **東裕鉱業株式会社四浦鉱業所**

沿革および現況：昭和28年高橋質雄より買収し、稼行し現在に至っている。深良津（第一、第二）、仁宅の切羽から露天掘により採掘されている。

#### **平田珪石鉱業株式会社**

沿革および現況：昭和31年採掘権を取得、開発稼行し現在に至っている。落の浦の第一、第二切羽から露天掘により出鉱している。

#### **高橋組鉱業所高橋四浦鉱山**

沿革および現況：昭和28年から開発、現在に至っている。仁宅切羽から露天掘により出鉱している。

#### **戸高鉱業社四浦鉱山**

沿革および現況：落浦にて採掘中である。

### III. 4 鉱 泉

#### **六カ迫鉱泉**

本地域北四隅に近く、臼杵市六カ迫にある炭酸泉で、三波川結晶片岩の砂質片岩と苦鉄質片岩・泥質片片互層の境界付近から湧出する冷泉を飲用、あるいは沸かして浴用に供している。

### III. 5 石 材

本地域の臼杵川・末広川流域および津久見市平岩周辺には阿蘇火山火砕流堆積物が分布する。その大部分は流紋石英安山岩質の、熔結凝灰岩であり暗灰色を呈し、美観を欠き、緻密性・強度・耐久力の優秀性はないが、一般に幅広い柱状節理を有し、採石および加工が容易であり、かつ軽くて運搬が有利なために、便利な石材として随所で採取されて、広く土木用、建築用として利用されている。

## 文 献

- 浅野五郎・田中信也 (1961) : 大分県津久見石灰岩の地質構造とそれに伴った現象, 鉱山地質, Vol.11, No.49, p.7~18
- 藤井浩二 (1954 a) : 大分県臼杵地域の層序と構造, 地質学雑誌, Vol. 60, no. 709, p. 413~427
- 藤井浩二 (1954 b) : 大分県臼杵地域の層序と構造, 地質学雑誌, Vol. 60, no. 710, p. 494~500
- 福岡通産局鉱山部編 (1959) : 九州の金属鉱業, 372p., 九州地方鉱山会
- HUZIMOTO, H. (1937) : Some Fusulinids from Kawanoborimura, Kyushu, Japan, *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.14, nos.3~4, p.117~125.
- 橋本勇 (1962) : 大分県佐伯市附近の時代未詳層群の層序と構造(1), 九州大学教養部地学研究報告, no.9, p.1~12
- 橋本勇 (1966) : 大分県佐伯地方の時代未詳中生層, 九州大学教養部地学研究報告, no.13, p.15~24
- 井上秀雄 (1953) : 大分県津久見青江, 宮崎産業株式会社苦灰石鉱床, 地質調査所月報, vol.4, no.6, p.59~62
- 井上秀雄 (1955 a) : 大分県五十川鉱山苦灰石鉱床, 地質調査所月報, vol.6, no.3, p.27~32
- 井上秀雄 (1955 b) : 大分県下のドロマイトについて, 石膏と石灰, no.19, p.20~25
- 井上秀雄 (1964 a) : 大分県津久見石灰岩中の燐灰石, 石灰石, no.90, p.6~11
- 井上秀雄 (1964 b) : 大分県津久見石灰岩中のドロマイト鉱床, 地質調査所月報, vol.15, no.9, p.1~30
- KAMBE, N. (1963) : On the boundary between the Permian and Triassic systems in Japan with the description of the Permo-Triassic formations at Takachiho-cho, Miyazaki Prefecture in Kyushu and the Skytic fossils contained, *Geol. Surv. Japan Report*, no.198, p.1~66.
- 木下亀城編 (1961) : 九州地方, 日本地方鉱床誌, no.9, p.695, 朝倉書店
- 清原清人 (1963) : 九州地方の古生代石灰岩層の構造地質学的研究, 地質調査所月報, vol.14, no.10, p.25~50
- 松本達郎 (1936 a) : 九州大野川盆地の地史学的研究 (その1), 地質学雑誌, vol.43, no.517, p.758~786
- 松本達郎 (1936 b) : 九州大野川盆地の地史学的研究 (その2), 地質学雑誌, vol.43, no.518, p.815~852
- 松本達郎 (1939) : 熊本県御船地方の地質学的研究 (特に白堊系を中心として), 地質学雑誌, vol.46, no.544, p.1~12

- 松本達郎 (1958) : 筑紫山地変成岩地域の地質, 鈴木醇教授還暦記念論文集, p. 141~161
- 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, p. 423, 朝倉書店
- 牟田邦彦 (1957) : 三カ所含銅硫化鉄鉱床に伴う輝緑岩とその成因について, 鉱山地質, vol. 7, no. 26, p. 254~264
- 長峯久止 (1951) : 大分県佐賀関半島の結晶片岩の層序及び構造 (手記), 広島文理科大学卒論, 39p.
- 長峯久止・小島丈児 (1952) : 大分県佐賀関半島結晶片岩地域の層序及び構造 (演旨), 地質学雑誌, vol. 58, no. 676, p. 273
- 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.
- 大分県 (1951) : 20 万分の 1 大分県地質図
- 大分県 (1958) : 大分県の地下資源, 58 p.
- 小野晃司 (1965) : 阿蘇カルデラ東部の地質, 地質学雑誌, vol. 71, no. 842, p. 541~553
- 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」および同説明書, 77 p., 地質調査所
- 鈴木達夫 (1936~1937) : 7 万 5 千分の 1 地質図幅「日振島」および同説明書, 11 p., 地質調査所
- 地質調査所編 (1950) : 日本鉱産誌 B III, 主として窯業原料となる鉱石, 185 p., 東京地学協会
- 地質調査所編 (1954) : 日本鉱産誌 B I—C, 主として金属原料となる鉱石, 290p., 東京地学協会
- 田村実・沢村昌俊 (1964) : 上部白堊系見岳山層, 熊本大学教育学部紀要, no. 12, 第 1 分冊 (自然科学), p. 15~22
- 田村実・田代正之 (1966) : 熊本市南方の上部白堊系, 熊本大学教育学部紀要, no. 14, 第 1 分冊 (自然科学), p. 24~35
- TAMURA, M. & TASHIRO, M. (1967) : Cretaceous Trigoniids from the Mifune Group, *Mem. Fac. Education, Kumamoto Univ.*, no. 15, Sec. 1 (Natural Science), p. 13~23.
- 寺岡易司 (1964) : 九州大野川盆地の白堊系, 地質学雑誌, vol. 70, no. 826, p. 391
- 寺岡易司 (1967a) : 大野川層群の堆積について, 地質学雑誌, vol. 73, no. 2, p. 137
- 寺岡易司 (1967b) : 中九州東部の基盤構造, 変成帯, 総合研究「日本の変成帯形成史の総合的研究」研究連絡紙, no. 4, p. 18~19
- TORIYAMA, R. (1967) : The Fusulinacean Zones of Japan, *Mem. Fac. Scie. Kyushu Univ.*, Ser.D. Geology, vol. 18, no. 1, p. 1~260.
- 対馬坤六・小野晃司 (1958) : 20万分の 1 地質図幅「大分」地質調査所
- 和田利雄・浜地忠男 (1951) : 大分県北海部郡津久見町, 南津留村, 大野郡田野村, 川登村附近苦灰石鉱床調査報告, 地質調査所月報, vol. 2, no. 2, p. 41~45
- 山上万次郎 (1896) : 20万分の 1 地質図幅「大分」および同説明書, 81 p., 地質調査所

- 山本博達 (1965) : 九州中部の時代未詳片状岩, 岩石構造 (構造岩石研究会機関紙), no. 7,  
p. 16~18
- 窯業原料協議会編 (1947) : 窯業原料第1集 (調査報告その1), 272 p., 学術図書
- 横山鶴雄 (1965) : 津久見石灰岩 (東部地区) の層序と構造, 広島大学地学研究報告, no. 14,  
p. 185~195
- 吉村豊文 (1952) : 日本のマンガン鉱床, 567 p., マンガン研究会資料



# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Fukuoka (14) No.88



## GEOLOGY OF THE USUKI DISTRICT

By

Nobukazu KAMBE & Yoji TERAOKA

(Written in 1967)

---

(Abstract)

GEOLOGY

### 1. General Remarks

The Paleozoic and Mesozoic formations are distributed in the major part of this area, and these formations accompanied with the igneous and metamorphic rocks show the zonal arrangement, stretching east-northeast, which is characteristic of the Outer Zone of Southwest Japan.

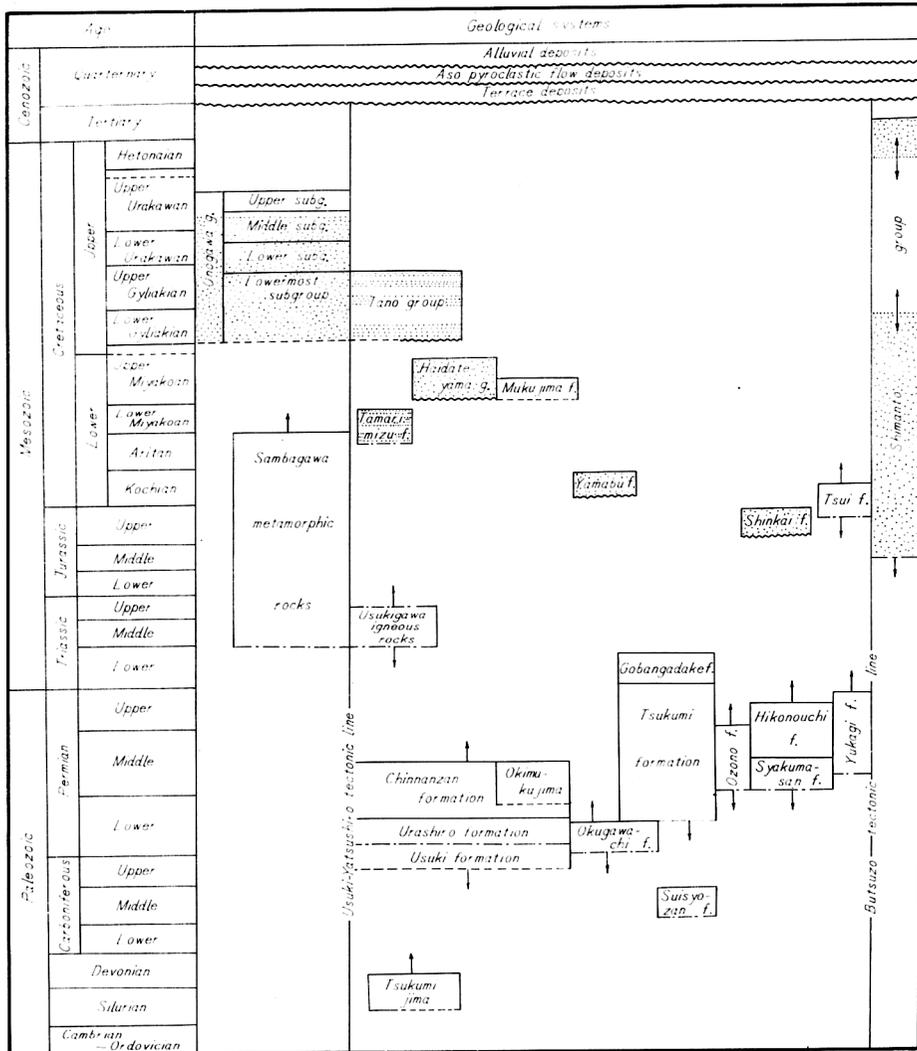
Tectonically, this area is divided into three terrains ; namely the Sambagawa, the Chichibu and the Shimanto terrains. The Sambagawa terrain is bounded on the Chichibu terrain by the Usuki-Yatsushiro tectonic line and the Chichibu terrain on the Shimanto terrain by the Butsumo tectonic line.

In the northern part of the Sambagawa terrain there are distributed the Sambagawa metamorphic rocks and in the southern part, the Upper Cretaceous Onogawa group. These

rocks are bounded by the Sashu fault. The Onogawa group shows a synclinerium plunging to north-east. Along the Usuki-Yatsushiro tectonic line the Usukigawa igneous rocks occur.

In the northern part of the Chichibu terrain the Upper Cretaceous Tano group and the Lower Cretaceous Tamarimizu and Mukujima formations are narrowly distributed. There are situated the Paleozoic formation at Tsukumijima and the Paleozoic formation (later stage of Early Permian or early stage of Middle Permian) at Okimukujima. The main part of this terrain is divided into four belts; these are the Chinnanzan belt (the Usuki formation, the Urashiro formation ranging from Early Permian to more older, and the Chinnanzan formation assigned as Early Permian), the Tsukumi belt (the Middle Carboniferous Sui-

Table 1



~ ~ ~ ~ ~ Unconformity      - - - - - Fault      - - - - - Uncertain      . . . . . Not exposed in the Usuki area

shozan formation, the Okugawachi formation, the Middle Permian Ozono formation, the Tsukumi formation ranging from Early Permian to Late Permian and the Lower Triassic Gobangadake formation), the Meiji belt (the Middle Permian Shakumasan formation and the Hikonouchi formation ranging from Middle Permian to Late Permian) and the Nakano belt (the Yukagi formation of unknown age and the Jurassic–Cretaceous Tsui formation).

These belts trend from ENE to WSW and three belts besides of the Nakano belt are characterized by the synclinal structures.

In the southeastern part of this area, the Butsuzo tectonic line bounds the Chichibu terrain with the Shimanto terrain where the Shimanto group distributes.

Covering these basal rocks, there are distributed the terrace deposits of Pleistocene along the river Usuki, Aso pyroclastic flow deposits and the Alluvium deposits along the rivers in this area. Table 1 shows the geologic successions with some remarks of the rocks in this area.

## 2. Paleozoic

### Paleozoic formation of Tsukumijima

There is distributed the Paleozoic formation at Tsukumijima, 6 km far away east–north–easterly from Usuki city and is mainly composed of green chert, acid tuff, sandstone and clayslate, of which the latter two are tuffaceous and siliceous.

These rocks are characteristically very hard and clearly stratified. From the standpoint of rock facies, these rocks are allied to the Silur–Devonian Gionyama and Okubata formations in the central Kyushu, though fossils are not yet obtained from Tsukumijima.

### Paleozoic formation of Okimukujima

At Okimukujima, 17 km far away east–north–easterly from Usuki city, there is distributed the Paleozoic formation, which is divided into two parts by a fault. In the northern part, this formation is mainly composed of chert and so-called schalstein (basaltic lava and pyroclastics) accompanying with a small amount of clayslate, sandstone and limestone. It inclines southward in appearance.

On the contrary in the southern part, this formation consists of clayslate, sandstone, chert, conglomerate and schalstein. Its structure is complicated. Two kinds of conglomerates are interbedded. One includes the well–rounded pebbles of granite, granite–porphyry, rhyolite, andesite, sandstone, clayslate and chert. The pebbles of another are only limestone and schalstein. It is characteristic that the conglomerate with the exotic pebbles is intervened in chert beds.

From lenticular limestone in schalstein are discovered the fusulinid fossils such as *Schwagerina* sp., *Misellina* sp. (primitive form), *Schubertella* sp. etc., indicating *Pseudofusulina* zone or *Parafusulina* zone. Duing to these fusulinid zone, this Paleozoic formation is later stage of Lower Permian or early stage of Middle Permian in age.

## **Paleozoic formations in the Chinnanzan belt**

### **Usuki formation**

This formation is distributed in the northernmost part of north wing and in the southernmost part of south wing of the Ghinnanzan syncline. This formation is mainly composed of black clayslate and sandstone, and often intercalates thin beds of chert and small lenticular limestone. Black clayslate is often phyllitic. Sandstone includes small patches of black clayslate.

From the lithologic aspect being barren of schalstein and accompanying with a little amount of chert, this formation is distinguished from the Ghinnanzan formation. In the southern wing this formation is bounded on the Urashiro formation by a fault and in the northern wing this on the Urashiro formation by serpentine bodies.

From this formation significant fossils are not yet discovered except Crinoid stems. This formation may belong to the age older than the Urashiro and Ghinnanzan formations.

### **Urashiro formation**

This formation occupies the part in the both wings of the Ghinnanzan syncline. This formation is divided into two members. The lower member is mainly composed of green phyllite, accompanied with black phyllite, chert, sandstone, limestone and schalstein. Green phyllite alternates thinly with black phyllite, chert, sandstone, limestone and schalstein, and these alternations present the waving minor folds. The upper member comprises black phyllite, chert, sandstone and schalstein. These rocks make often present of thin-banded alternations with each other and sometimes present the waving folds.

In this formation quartz phyllite, graphite-sericite-phyllite, chlorite-epidote-phyllite and partly crystalline schist are recognizable.

This formation is conformable to the upperjacent Ghinnanzan formation. No fossils are found, but the stratigraphic relation between this and the Chinnanzan formation suggests that this formation may belong to Early Permian or more older in age.

### **Chinnanzan formation**

This formation occupies the axial part of the Ghinnanzan syncline, showing the maximum broadness of 4 km. This formation is composed of schalstein, chert, clayslate, phyllitic clayslate, sandstone and limestone. So-called schalstein consists of meta-basalt, dolerite and basalt, which are closely related to tuffaceous clayslate, chert and limestone. Chert, of which the thickness attains 1 cm to 20 m, consists the banded alternation with thin clayslate and presents the minor folds. Clayslate makes the alternation with chert, sandstone and tuffaceous clayslate. Sandstone includes the small patches of black clayslate and attains to 10 m thick. Limestone is more or less crystalline and from 5 m to 10 m thick.

The structure of this formation makes a present of asymmetrical syncline in the eastern

part, but on the contrary shows a isoclinal syncline in the western part. This formation is bounded on the Cretaceous formations by the Kabunoki fault in the northwestern part and on the Okugawachi formation by another fault.

As to the age it is known that this formation belongs to Early Permian by the fossils such as *Pseudofusulina* sp., *Triticites* sp. found in limestone.

### **Paleozoic formations in the Tsukumi belt**

#### **Suishozan formation**

From three localities of limestone at the eastern and the southern parts of Suishozan in Tsukumi city, recently Dr. T. YOKOYAMA discovered the fusulinid fauna such as *Fusulinella* spp. and *Staffella* sp. which belong to Middle Carboniferous.

This limestone, about 30 m thick, is bounded on Permian Tsukumi formation by fault and is grayish, oolitic, compact, and massive.

Now it is proposed that this limestone is called as Middle Carboniferous Suishozan formation.

#### **Okugawachi formation**

This formation occupies the narrow belt, showing broadness of about 0.5 km to 1.5 km, between the Chinnanzan and Tsukumi formations. It is bounded on the former by a conspicuous fault and conformable upwards to the latter. This formation shows an asymmetrical anticline.

This formation is mainly composed of sandstone and clayslate, accompanying with the alternations of clayslate and chert, sandstone, clayslate, chert and schalstein. Although the Okugawachi formation underlies conformably the Tsukumi formation, in respect to rock facies the former is rather similar to the Upper Mesozoic Shimanto group than the surrounding Paleozoic formations. According to no discovery of fossils, the age of this formation is not ascertain.

#### **Ozono formation**

This formation, continuing conformably upwards to the Tsukumi formation, occupies the southern narrow belt which is bounded on the Hikonouchi formation of the Meiji belt by a fault.

This formation is mainly composed of clayslate, accompanying with the alternation of sandstone and clayslate, chert, limestone, diabase or schalstein. These composing rocks are allied to that of the Chinnanzan formation, but the metamorphism of the Ozono formation is scarce.

This formation shows isoclinal folds and corresponds to the southern wing of the Tsukumi syncline (synclinorium).

Limestones in this formation contain *Cancellina* and *Neoschwagerina* faunule, such as

*Cancellina neoschwagerinoides* TORIYAMA, *Schubertella* sp., *Neoschwagerina* sp., *Schwagerina* sp., *Pseudofusulina* sp. and *Parafusulina* sp.

This fossil evidence indicates that the geological age of this formation is Middle Permian. Judging from the structure and fossil evidences, most of this formation is the same age but different facies to the Tsukumi formation.

### **Tsukumi formation**

This formation, showing the broadness of 2 km, occupies the central part of the Tsukumi syncline, situating between the Okugawachi and Ozono formations. Above this formation the Triassic Gobangadake formation accumulates conformably.

The Tsukumi formation is mainly composed of thick limestone accompanying with dolomite, alternation of sandstone and clayslate, clayslate, chert and diabase or schalstein. Limestone, being grayish white, gray or dark gray in color and generally massive, includes abundant fusulinids such as *Pseudofusulina vulgaris fusiformis* (SCHELLWIEN), *Triticites kagaharensis* FUJIMOTO, *Neoschwagerina kobayashii* (TORIYAMA), *Misellina iisakai* TORIYAMA, *Cancellina neoschwagerinoides* TORIYAMA, *Neoschwagerina craticulifera rotunda* DEPRAT, *N. margaritae* DEPRAT, *N. minoensis* OZAWA, *N. craticulifera* (SCHWAGER), *Yabeina globosa* (YABE) and *Y. katoi* (OZAWA).

From the above-mentioned fusulinids *Pseudofusulina*, *Parafusulina*, *Neoschwagerina* and *Yabeina* zones are recognized in this formation. Consequently this formation ranges from Early Permian to Late Permian in age.

## **Paleozoic formations in the Meiji belt**

### **Shakumasan formation**

This formation is situated at the southern part of the Meiji belt which is bounded on the Yukagi formation belonging to the Nakano belt by a fault, but near Tsui in Kamiura-cho on the Late Jurassic or Earliest Cretaceous Tsui formation by a fault. The Hikonouchi formation distributes widely conformably downwards to the Shakumasan formation, in the northern part of the Meiji belt. On the other hand, in the north-eastern part of Tsui, the Shakumasan formation is directly bounded on the Shimanto group by the Butsuzo tectonic line.

The Shakumasan formation is mainly composed of chert, accompanying with alternation of sandstone and clayslate, sandstone, clayslate, conglomerate, limestone and diabase or schalstein. Clayslate is black or dark gray, and partly phyllitic. Sandstone is dark green or dark gray in color; massive, hard and compact in occurrence; and fine-, medium- or coarse-grained. Sandstone includes the small patches of black clayslate. Conglomerate is intercalated in the alternation of sandstone and clayslate, and is scarce in continuation. Chert, dark gray or milky white, is conspicuous in this formation. The thickness of chert attains occasionally to 100 m or 200 m. Chert yields manganese ore deposits. Chert often forms banded alternation with black clayslate or greenish tuffaceous clayslate. Its minor

folding structure is conspicuous. Diabase or schalstein occurs accompanying with limestone of which the thickness is 10 m to 15 m in maximum. Limestone occurs in the upper part of this formation and yields the fossils such as bryozoans, fusulinids: *Schwagerina* sp., *Parafusulina* sp.

This formation occupies mainly the southern wing of the Meiji syncline but in the neighbourhood of Kannonzaki and Chinuzaki there occurs chert belonging to the northern wing.

By the above-mentioned fossils the Shakumasan formation is assigned as Early stage of Middle Permian (*Parafusulina* zone).

### **Hikonouchi formation**

This formation, continuing conformably downwards to the Shakumasan formation, is distributed in the northern part of the Meiji belt.

This formation is mainly composed of alternation of sandstone and clayslate, accompanying with sandstone, clayslate, conglomerate and chert. Sandstone and clayslate are the main constituents. Clayslate is black or dark gray and partly phyllitic. Sandstone is greenish gray, dark gray and grayish white; massive, hard and compact; fine-, medium- and coarse-grained; partly arkose; often includes small patches of black clayslate. Composing minerals of sandstone are quartz, feldspar, potassium-feldspar, sericite, calcite, zircon, titanite, garnet, chlorite, clayslate and chert. Conglomerate beds intercalated in sandstone are observable in one or two horizons. Pebbles of conglomerate are mainly chert with diameter of 5 mm to 3 cm.

This formation occupies widely the axial part of the Meiji syncline.

No fossils are discovered from this formation in this area, but in the Miemachi district, south-western extension of this area, it is known that *Yabeina* sp. from the same formation as this formation is obtained. By this fossil evidence and the stratigraphy, it is ranged from Later stage of Middle Permian (*Neoschwagerina* zone) to Late Permian (*Yabeina* zone) in age.

## **Paleozoic formation in the Nakano belt**

### **Yukagi formation**

This formation occupies the narrow belt which is sandwiched between the Meiji belt and the Shimanto terrain by faults.

This formation is mainly composed of limestone, alternation of sandstone and clayslate, sandstone, clayslate, conglomerate, chert and diabase or schalstein. Clayslate is black or dark gray in color and phyllitic. Sandstone is dark green or dark gray in color, and hard and compact. Conglomerate with the pebbles of chert and black clayslate, is inserted between coarse-grained sandstone. Chert is generally dark gray and milky white in color and forms often fine banded alternation with black clayslate or greenish tuffaceous clayslate. Limestone, of which the thickness is from 10 m to 50 m, is pale gray and the grain size of calcite in limestone is generally from 0.04 mm to 0.12 mm. Limestone alternates with chert,

clayslate and schalstein.

This formation may be correlated with a part of the Sambosan group (undifferentiated strata including the Permian, the Triassic and the Jurassic) in Kochi Prefecture, owing to the resemblance of rock facies as well as the tectonic position.

### 3. Igneous rocks

#### Usukigawa igneous rocks

The Usukigawa igneous rocks occupy the narrow belt along the Usuki-Yatsushiro tectonic line, and are composed of plutonic rocks and mylonites derived from plutonic rocks, accompanying with a little amount of amphibolite and gneiss. The plutonic rocks comprise gabbro, quartz-diorite, tonalite and granodiorite, and more or less schistose.

#### Serpentine

Serpentine occurs as numerous slender bodies intruded in the Paleozoic formations or localized along faults, mostly in the Chinnanzen belt and along the Kabunoki fault.

### 4. Sambagawa metamorphic rocks

The Sambagawa metamorphic rocks occupy the small part situated at the northwestern part of this area. These rocks are a part of the Sambagawa metamorphic rocks widely distributed in the Saganoseki peninsula.

In this area the Sambagawa metamorphic rocks are divided into siliceous schist with mafic schist, psammitic schist and alternation of mafic and pelitic schists in ascending order. These schists are situated at the upper part of the Sambagawa metamorphic rocks in the Saganoseki peninsula where these rocks make a present of an anticline structure. In this area three parts belong to the southern wing and the grade of metamorphism is not so conspicuous as the lower part.

### 5. Mesozoic

#### Early Triassic (Gobangadake formation)

The Gobangadake formation occupies the axial part of the Tsukumi syncline, trending from northeast to southwest, in the Tsukumi belt, with a conformity downwards to the Permian Tsukumi formation and is composed of dolomite, limestone and black clayslate.

Small pelecypods such as *Gervillia* cfr. *exporrecta* (LEPSIUS) are discovered from the nodule of dolomitic limestone situated at 2 m above the base of this formation. From the stratigraphical, paleontological and tectonical evidences, this formation may be correlated with the Early Triassic Kamura formation in the central Kyushu.

### **Jurassic-Cretaceous (Tsui formation)**

The Tsui formation is sandwiched between the Shimanto group and the Shakumasan formation or the Yukagi formation and is situated at the Nakano belt.

This formation is composed of sandstone, clayslate and limestone. Sandstone is massive, mainly composing of grains of chert and often alternates with clayslate. Sandstone yields pelecypods, gastropods and ammonites. Clayslate is dark gray in color and massive and compact in occurrence. Limestone is dark gray and so-called Torinosu type. Limestone is 20 m to 30 m thick and is developed in the northern part of this formation. Corals, stromatoporoids, calcareous algae and spines of echinoids are found in limestone. It is known that ammonite is allied to *Eodesmoceras* sp. (Earliest Cretaceous).

From the above-mentioned fossil-evidences the Tsui formation may be correlated to Late Jurassic or Earliest Cretaceous.

### **Cretaceous**

The Cretaceous deposits in this area are represented by the Tamarimizu formation, Mukujima formation, Tano group and Onogawa group in ascending order. The last occurs in the Sambagawa terrain and the remainders occupy the Chichibu terrain. The above-mentioned strata exclusive of the Mukujima formation, are widely developed in the Inukai and Miemachi sheet-map areas adjoining west of this area.

The **Tamarimizu formation** appears intermittently along the Kabunoki fault and consists of arkose sandstone alternating with conglomerate in the southern fraction and shale in the northern. Conglomerate includes rounded pabbles and cobbles of igneous, older sedimentary and metamorphic rocks. In the type locality outside this area the formation is about 1,000 m thick, showing a cycle of sedimentation, and its main part may be referred to the Lower Miyakoan stage (Aptian).

The **Mukujima formation**, more than 690 m thick, occurs in Muku-jima and forms a syncline plunging to the east. The stratigraphic succession is as follows (see Fig. 4) ;

Mk1 member : the part exposed on land, 30 m thick, consisting of conglomerate with pebbles of chert and volcanic rocks and very coarse-grained sandstone. This member seems to be the basal constituent of the formation and its main part lies beneath sea water.

Mk2 member : composed of coarse- to medium-grained, often cross laminated sandstone with a layer of acid tuff in the lower part (12m), thin-bedded alternation of shale and sandstone in the middle part (13m) and medium- to fine-grained sandstone in the upper part (25m).

Mk3 member : the lower part (45m) comprising red conglomerate and the upper part (135m) of pale green conglomerate. Both conglomerates contain pebbles and cobbles of sandstone, slate, chert, various volcanic rocks and others.

Mk4 member (over 200m) : consisting mostly of well-stratified, medium- to fine- grained

sandstone with interbeds of shale in some places and carrying rarely marine shells and plants.

Mk5 member (70m) : comprising mainly sandstone similar to that of the underlying member, occasionally accompanied with granule to pebble conglomerate and shale. This member is rich in fossils such as *Pterotrigonia hokkaidoana* (YEHARA), *Ostrea* sp., *Anomia* sp., *Pholadomya* sp., *Turnus* (*Xylophagella*) sp. and *Veniella japonica* NAGAO.

Mk6 member (over 160m) : consisting mostly of shale, in which *Ostrea* sp., *Cardium ishidense* YABE & NAGAO, *Hypophylloceras* (?) sp., *Washiaster* (?) sp. and other fossils are included.

The Mukujima formation corresponds to the lower part of the Haidateyama group distributed in the Miemachi sheet-map area, being referred to the Upper Miyakoan stage (Albian).

The **Tano group** overlying unconformably the Haidateyama group, represents the Gyliakian series (Cenomanian-Turonian) and comprises the Shiibaru formation (over 630m), the Yamazu formation (600m) and the Notsuichi formation (over 1,360m) in ascending order. In this area this group occurs on the north side of the Kabunoki fault and its stratigraphic succession is not complete. Though it shows a considerably complicated structure owing to folding and faulting, as a rule the younger strata are displayed to the north and the older to the south.

The Shiibaru formation is divided into the Sb1 and Sb2 members; the former, being not observable in this area, consists mostly of conglomerate and contains *Inoceramus concentricus nipponicus* NAGAO & MATSUMOTO indicating the Lower Gyliakian stage (Cenomanian), while the latter consists of shale alternating with sandstone in various manners.

The Yamazu formation is divisible into two members. The Y1 member is composed mainly of medium-grained sandstone, frequently intercalating shale, whereas the Y2 member is composed of sandstone alternating with shale. At the top of the formation occurs a layer of acid tuff.

The Notsuichi formation is partitioned into the No1, No2, No3 and No4 members in ascending order, and each of them comprises medium-grained sandstone with pebble conglomerate, shale, medium-bedded alternation of shale and sandstone, and sandstone with shale, respectively. But the uppermost member is not exposed in this area. Acid tuff is intercalated in several horizons. The No2 member contains abundantly fossils such as *Mesopuzosia* cf. *yubarensis* (JIMBO), *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ), *Scalarites* sp., *Inoceramus hobetsensis* NAGAO & MATSUMOTO, *Nanonavis sachalinensis* (SCHMIDT), *Propeamssium cowperiyubarensis* (YABE & NAGAO), *Hemiaster* sp. and others. From the No3 member are obtained marine vivals including *Inoceramus* sp.. Consequently, this formation is assigned to the Upper Gyliakian stage (Turonian).

The **Onogawa group** occurs in the Onogawa graben bounded by the Usuki-Yatsushiro tectonic line on its south side and by the Sashu fault and the others on its north side. This group stretches from this area to the south of the Mt. Aso with a general trend of NE-SW, and forms an asymmetrical synclinorium plunging to the northeast. Roughly speaking, the axial part of the synclinorium, in which the strata are thickest, is situated near the above-

mentioned tectonic line, and occupied by several major synclines with subordinate anticlines placed in echelon. Both the wings of the synclinorium are modified by many faults and minor folds. The group is a tremendously thick sequence of marine sediments, showing the noticeable lateral changes in lithofacies and thickness, and ranges from the Lower Gyliakian stage (Cenomanian) to the Upper Urakawan stage (Santonian). Based on major cycle of sedimentation this group can be divided into the Lowermost, Lower, Middle and Upper subgroups, and each of them comprises three or two formations. In this area are exposed only the Upper subgroup (the Mizugajo and Amabe formations) and a fraction of the Middle subgroup (the uppermost part of the Takeyama formation) (Figs. 5 and 6). These formations are referred to the Upper Urakawan stage.

The Takeyama formation, about 1,200 m in maximum thickness, is divided into the T1 and T2 members. The former consists of sandstone and the latter of shale with subordinate sandstone. This shale contains fossils such as *Otoscaphtes* sp., *Polyptychoceras* sp., *Inoceramus* cf. *amakusensis* NAGAO & MATSUMOTO, *I. naumanni* YOKOYAMA and *I. yokoyamai* NAGAO & MATSUMOTO. Acid tuff occurs at the top of each member.

The Mizugajo formation is divided into the M1 and M2 members, and each of them attains about 1,450 m and 650 m thick in the axial part of the synclinorium.

The M1 member can be differentiated into M1a, M1b and M1c facies.

M1a : composed of coarse- to medium-grained sandstone, conglomerate, pebbly mudstone and shale, in some places shale being predominant. Pebbly mudstone shows slump structures and contains, as well as conglomerate, pebbles and cobbles, sometimes boulders, of various kinds of igneous, older sedimentary and metamorphic rocks, the last including crystalline schists, schistose hornfels and gneiss. From this facies are obtained *Scaphites* sp., *Gaudryceras* cf. *denseplicatum* (JIMBO), *Inoceramus yokoyamai* NAGAO & MATSUMOTO, *Hemiaster* sp. and others.

M1b : represented by alternation of shale and sandstone, with pebbly mudstone containing occasionally angular boulders of metamorphic rocks with maximum diameter of several meters. This facies becomes finer southward on the whole. Inocerami and echinoid are sporadically included in shale.

M1c : developed near by the Usuki-Yatsushiro tectonic line, consisting of conglomerate and sandstone. This conglomerate increases rapidly to the south and is characterized by the predominance of not well-rounded pebbles of older sedimentary rocks.

The M2 member is classified into M2a and M2b facies.

M2a : the main part made up mostly of coarse- to medium-grained sandstone, intercalating conglomerate and alternation of shale and sandstone in parts, while the uppermost part (50m~80m) of medium- to thin-bedded alternation of shale and sandstone.

M2b : composed of coarse-grained sandstone intercalating frequently pebble conglomerate akin to that of the M1c in lithologic aspect and occurrence.

The Amabe formation occupies the uppermost part of the Onogawa group and is divided into the A1 and A2 members, and the maximum thickness of the former attains to

about 2,500 m and the latter more than 1,200 m, respectively. In each member there are four layers of acid tuff.

The A1 member is partitioned into five facies.

A1a : exposed along the Sashu fault, comprising coarse- to medium-grained sandstone, with conglomerate and shale.

A1b : the lower half consisting mostly of medium-grained sandstone, whereas the upper half comprising coarse- to medium-grained sandstone, alternation of sandstone and shale, and conglomerate with rounded pebbles. Marine shells are rarely found.

A1c : characterized by peculiar conglomerate, containing abundantly angular pebbles to boulders of crystalline schist, phyllite, slate, sandstone, chert, limestone and andesite, and sporadically rounded pebbles of volcanic rocks, granite, schistose hornfels and gneiss. The maximum diameter of boulder attains to several meters. Excluding conglomerate, the present facies resembles the A1b in stratigraphic succession.

A1d : represented by alternation of sandstone and shale, becoming finer to the south as a whole. *Polyptychoceras* sp., *Inoceramus amakusensis* NAGAO & MATSUMOTO and other fossils are included.

A1e : composed of sandstone alternating with conglomerate rich in pebbles of granitic rocks and slate, being the coarse-grained facies developed along the Usuki-Yatsushiro tectonic line.

The A2 member, its upper limit being not observable, is divided into A2a, A2b and A2c facies.

A2a : exposed in a narrow belt hard by the Sashu fault, comprising alternation of sandstone and shale, with thick beds of coarse-grained sandstone.

A2b : composed of medium- to thick-bedded alternation of shale and sandstone, containing *Polyptychoceras pseudogaultinum* (YOKOYAMA), *Inoceramus amakusensis* NAGAO & MATSUMOTO, *I. yokoyamai* NAGAO & MATSUMOTO, *Hemiaster* sp. and other fossils. Except for the basal part shale is predominant and sandstone is mostly of medium- to fine-grained. Plant fragments and carbonaceous matters are often found.

A2c : exposed in a very small tract and composed of alternation of sandstone and shale, occasionally intercalating the same as conglomerate of the A1e.

As shown in Figs. 5 and 6, the facies boundaries within each member run nearly parallel to the axis of the synclinorium and to the Usuki-Yatsushiro tectonic line. The facies change and the geologic structure indicate that the sedimentation and the deformation of the Onogawa group were fundamentally controlled by the activity of the above-mentioned tectonic line, but a little by the upheaval of the Sambagawa metamorphic rocks. In general, each formation itself represents a cycle of sedimentation. Throughout the sequence under consideration are frequently developed various sedimentary structures such as graded bedding, sole marks (flute casts, groove casts, load casts and others), convolute lamination and slump structures. Judging from the facies distribution and the paleocurrent directions indicated by sole marks (Fig. 8), it is suggested that the coarse elastics of the M1c, M2b and A1e were

mainly supplied from the Ghichibu terrain, whereas the sediments of the other fades were derived mostly from the northern source area where the Sambagawa and the Ryoke metamorphic rocks were locally exposed.

### **Shimanto group**

Shimanto group occupies the southeastern part of this area situated at the Shimanto terrain.

This group in the area is mainly composed of sandstone, clayslate and the banded alternation of these rocks intercalating conglomerate. The group is distinguished from the Paleozoic sediments by rock-facies and its clear stratification-plane.

No fossils are discovered, but the group in the area may be correlated to Cretaceous in age.

## **6. Cenozoic**

### **Diluvium Gravel bed**

Gravel beds are distributed in the area drained by the Usukigawa and is composed of gravel, sand and clay.

### **Aso pyroclastic flow deposits**

Aso pyroclastic flow deposits are distributed in the areas along the Usukigawa, near Hiraiwa in Tsukumi city and near Utogi in Yayoi village. These rocks consist of welded tuff and pumice tuff-breccia.

### **Alluvium**

Alluvial deposits are seen along the several streams in this area. They are composed of gravel, sand and clay which are supplied from the region of the Paleozoic formations, the Mesozoic formations and the igneous rocks.

## **ECONOMIC GEOLOGY**

### **Manganese**

Manganese ore deposits and outcrops are found in the Paleozoic formations. Stratigraphically, three main ore-bearing formations may be recognized, viz., the Chinnanzen, the Shakumasan and the Yukagi formations. These are economically important and seem to belong to the western elongation of the well-known manganese district "Nomura" and "Uwa" in Ehime prefecture. Manganese deposits are lenticular bodies embedded in chert or siliceous clayslate. The ores consist mainly of manganese oxide, carbonate and rhodonite.

**Limestone**

Limestones are mainly known in the Tsukumi, the Yukagi and the Tsui formations. Above all, the limestones in the former two formations are thickest, workable and important for the cement industry.

**Dolomite**

Dolomites are restricted in the Gobangadake and the Tsukumi formations. Dolomites occur with close relation to limestones in these formations and are workable on small scale.

**Quartzite**

Quartzites, developing in the Shakumasan and the Chinnanzan formations, are thickest, but those in the former are only workable.

**Mineral spring**

Rokugasako mineral spring occurs in the Sambagawa terrain, is carburetted spring and useful for drinking and bath.

**Building stone**

Aso pyroclastic flow deposits are quarried at some places as building stones for local use. It is not good in appearance, but has wide-spaced joints adequate to extract, small weight easy to carry, and moderate hardness convenient to trimmings.

---

---

昭和43年 10月 7日 印刷  
昭和43年 10月 14日 発行

工業技術院  
地質調査所

印刷者 小宮山 幸 造  
印刷所 小宮山印刷工業株式会社

---

---

© 1968, Geological Survey of Japan