
5 萬分の 1 地質図幅説明書

海 南

(京都一第 88 号)

地質調査所

昭和 31 年

550.85 (084.32) (521.73) [1:50,000] (083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

海 南

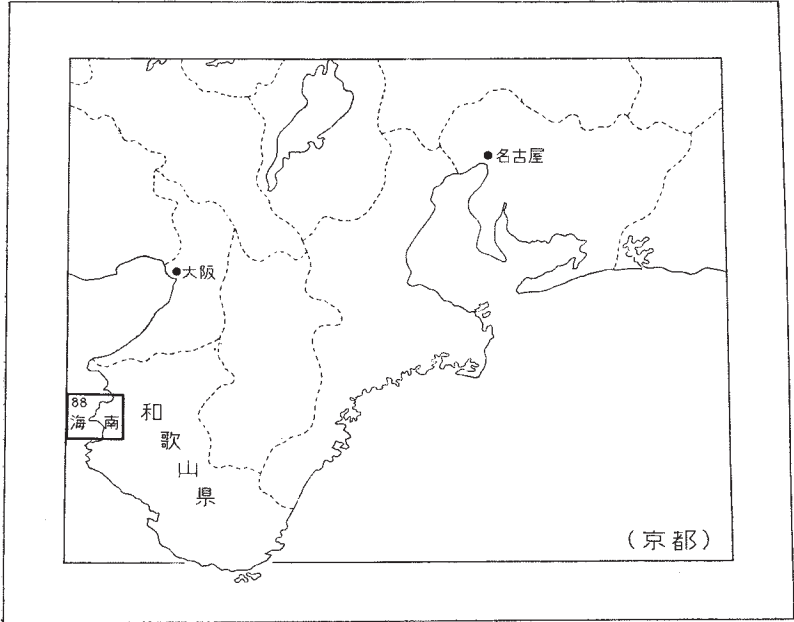
(京都一第 88 号)

通商産業技官 平 山 健
通商産業技官 田 中 啓 策

地 質 調 査 所

昭和 31 年

位置図



() は 1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 説	2
II. 2 古 生 界	5
II. 2. 1 ゴトランド系	5
II. 2. 2 二疊系—湯浅町北方の秩父系	5
II. 2. 3 時代未確定の古生界—湯浅町南西方の秩父系	10
II. 2. 4 時代未確定の古生界—南帯の古生界	13
II. 3 古生界変成相—長瀨変成岩類	13
II. 4 時代未詳中生界—四万十累層群	17
II. 4. 1 石 垣 層	17
II. 4. 2 由 良 層	17
II. 4. 3 寺 杣 層	18
II. 5 白 堊 系	18
II. 5. 1 領石層群	19
II. 5. 2 下部物部川亞層群	24
II. 5. 3 上部物部川亞層群	32
II. 5. 4 外和泉層群	38
II. 6 第 四 系	45
II. 6. 1 更 新 統	45
II. 6. 2 現 世 統	45
II. 7 火成岩類	46
II. 7. 1 長瀨帯の火成岩類	46
II. 7. 2 秩父累帯の火成岩類	48
II. 8 名南風半島の変成岩類	50
II. 9 地質構造	50
II. 9. 1 長瀨帯の地質構造	50

II. 9. 2 古生界の地質構造	52
II. 9. 3 白堊系の地質構造	53
II. 9. 4 時代未詳中生界の地質構造	57
III. 応用地質	58
III. 1 陶 石	58
III. 2 珪 石 (人造珪砂)	59
III. 3 セメント用軟珪石	60
III. 4 鋳 泉	60
参考文献	60
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和 30 年稿)

海 南

(京都一第 88 号)

この図幅調査は昭和 25 年 (1950) 8 月から行われ、有田川以北の地域は平山が約 25 日間の調査で完成し、以南の地域は田中が担当して約 70 日間の調査をもって完成した。

I. 地 形

この図幅地域は和歌山県海草郡・有田郡の一部を含み、西は紀伊水道に臨んだ和歌山県西海岸の一部である。東隣動木図幅地内から西流する有田川が地域の中央部に東西方向の平野をつくり、この平野には有田川にほぼ平行に東西方向の断層が伏在し (その一部は北側の山地に見られる)、これを境として南北の両山地を構成する岩類が異なっている。

両側の山地とも開析の進んだ晩壮年期の地形を呈し、最高点でも 600 m に達しておらず、なだらかな起伏を示している。北側の山地では山稜がほぼ東西方向に伸びており、長峯山脈を初めとして東西方向に並んだ山背が特徴的に見られる。これに対して南側の山地では山陵の並列が顕著でなく、東西方向の山脈も見られず、南北方向の断層により多くの地塊に分かれた地質構造が反映して複雑な地形を示している。また南部の海岸に近い地域の地形には隆起した海岸のように思われるところも認められる。

南北の山地における以上のような地形的な差異は、岩質と地質構造との相違に密接に関係していると思われる。すなわち北側の山地を構成している古生界変成相および塩基性火成岩類は、南側の山地を構成する中生界に較べて岩質的に侵蝕に堪える力が強く、また地塊化も進んでおらず、このために岩層の走向と一致して生じた東西方向の山稜の配列が余り乱されていないのであろう。なおこのような状態は、有田川以南においても、湯浅町の北西方 (すなわち紀勢西線と海岸線との間の地域) の非変成古

生界からなる丘陵性の山地にも見られる。これに対して南側の山地の中生界は侵蝕作用が進み、また地塊化も著しく進んでいて山稜の配列もまちまちである。

II. 地 質

II. 1 概 説

本図幅地域の地質は西南日本外帯に特徴的な地質系統の帯状配列を示し、北から長瀬帯・秩父累帯・四万十累帯に区分され、各帯はENE-WSW方向をとる。これらの帯を境するものは北からいわゆる御荷鉾構造線（ほゞ有田川に沿って走る）と仏像一糸川構造線とである。長瀬帯は古生界変成相（長瀬変成岩類）および塩基性火成岩類によって占められる。秩父累帯は西方から東方へ向かって幅を減じ、井関—中村構造線によって北側の秩父累帯主部と南帯とに区分される。秩父累帯主部はさらにいくつかの帯からなり、各帯は一般に東方へ向かって楔状に狭くなっていく傾向を示す。秩父累帯主部には北側に古生界が分布し、南側に広大な白堊系複向斜盆地があり、また蛇紋岩その他の特殊な火成岩がみられる。南帯も南隣御坊図幅地内にある部分をも加えると大局的には東方へ向かって楔状に尖滅していく傾向をもつ。この帯を構成する地層は古生界である。四万十累帯は時代未詳中生界からなり、東隣動木図幅地内のものを加えると、北帯・南帯に区分される。このうち海南図幅には北帯だけが分布する。本図幅における地質系統・地史は第1表のように総括される。

古生界のうち、白堊系の北側に分布する秩父系はおもに粘板岩・砂岩・チャート・千枚岩類・輝緑凝灰岩類から構成され、また石灰岩を処々に挟み、このうちから有孔虫などの化石が産出する。この秩父系の大部分は明らかに二畳系に属する。地層は一般に南へ急傾斜する同斜褶曲構造を形成する。古生界はまた白堊系中に衝入して狭小な帯状に分布し、そのうちにはゴトランド紀石灰岩もある。南帯の古生界はおもに砂岩・粘板岩からなり、化石は未発見であるが、二畳系に対比されるであろう。地層は一般に見掛上南へ急傾斜する。以上の古生界は白堊系堆積前にすでに烈しい地殻変動を蒙り、とくに秩父系には千枚岩化・粘板岩化のような動力変成作用を受けているところがみられる。

第1表 地質系統・地史一覽表

地質年代	長瀨帯	秩父累帯		四万十累帯	地殻運動 火成活動
		主 部	南 帯		
新 生 代	第四紀				造構造運動
	第三紀				
中 生 代	新白垩紀	外和泉河群			造構造運動 深成活動 火山活動
	古白垩紀	?			
		上部物部川群			
		下部物部川群			
白垩紀	鎮石層		四万十累帯群 寺袖層 白良層 石垣層	火山活動	
ニッパ紀—三疊紀					
古 生 代	二疊紀	秩父系	中部二疊系?		火山活動
	フランド	石灰岩			火山活動

有田川に沿って走るいわゆる御荷鉢構造線から北側の紀の川に沿って走る中央構造線までの地域は、結晶片岩類・准片岩類・千枚岩類で構成されており、その北半部の岩石は従来三波川系の名で呼ばれ、その南半部、すなわちこの海南図幅地域の岩石は御荷鉢系の名で呼ばれていた。南北両地域を構成する岩石は(1)古生界の変成相と思われる岩石と、(2)古生界が変成作用を受ける以前に古生界に貫入していて、変成作用によって古生界とともに結晶片岩または准片岩などになり、古生界の変成相と区別し難くなっている火成岩類、および(3)古生界の受けた変成作用の継続中またはその後に貫入し、(1)、(2)と区別のつきやすい塩基性火成岩類とである。この図幅では以上の(1)、(2)、(3)の岩石が分布する地帯を長瀨帯と呼び、(1)、(2)の

岩石を長瀨変成岩類と呼び、(3)の岩石はこれを別個に長瀨帯の塩基性火成岩類として取扱うことにする。この幅幅地域内の長瀨変成岩類は緑色片岩・緑色准片岩・黒色片岩・黒色千枚岩・珪岩・石英片岩・片状砂岩および晶質石灰岩などからなっているが、再結晶作用は不完全で、真に結晶片岩と呼ぶべき岩石はほとんど北部に限られていて比較的少ない。岩層はほぼ E-W の走向で南または北へ傾斜し、その間に塩基性火成岩類・蛇紋岩などが貫入している。長瀨変成岩類のうちで分布地域を異にする同種類のもの（例えば海南市附近の黒色片岩と下津町附近の黒色千枚岩）をみると、その成分鉱物の種類では大差はないが、再結晶作用には強弱の差があって、再結晶の状態は概して北部に強く、南部に弱い。しかしながら局所的には南部にあっても強い所があり、また北部にあっても弱い所も認められる。

時代未詳中生界は四万十累層群に相当し、一般に砂岩頁岩互層からなる地層であって、下位からチャート・輝緑岩を伴ない四国の東川層に相当する石垣層、鳥ノ巣型石灰岩を含み四国の西川層に相当する由良層、御坊幅地域から続寺柚層に区分され、全体として三疊紀から下部白堊紀にわたるものであろう。地層は一般に北へ転倒傾斜する。

白堊系は北側の秩父系と顕著な傾斜不整合関係にあり、南側の古生界とは断層関係にある。白堊系は砂岩・頁岩・礫岩が交互に累重する地層であって、多くの層準に菊石類やイノセラムスその他の貝化石を含み、また下部には場所によって植物化石を多く含む。下部白堊系と上部白堊系との間には平行不整合関係が推定され、前者には半鹹半淡水成堆積物と海成堆積物とが区別され、後者は全体が海成層である。下部白堊系は下位から高知統領石層群・有田統下部物部川亜層群・宮古統上部物部川亜層群に区分される。上部白堊系は外和泉層群として一括され、ギリヤーク統からヘトナイ統下部階にわたる。白堊系は基盤の古生界に較べ著しい構造的差異を有しているが、第三紀前期に最終的な地殻変動を蒙って、1つの複向斜構造を形成している。さらに下部白堊系と上部白堊系との間には著しい構造的差異は認められないが、構造形態については多少の差異がみられる。すなわち、下部白堊系は大局的にみると強い褶曲度をもち、同斜状急傾斜を示す褶曲構造を呈するが、その形態は場所によって幾分異なる。それに反して上部白堊系は下部白堊系に較べて一般に褶曲度が若干弱く、同斜状褶曲をする程度が劣り、幾分緩漫な褶曲構造を形成することもある。白堊系の複向斜

構造はそれに伴う小褶曲構造および多くの断層によって複雑化し、褶曲軸面は一般に南へ急傾斜する。

更新統には古期および新期の段丘堆積物があり、現世統には海岸・河川の沿岸に分布する沖積層と丘砂がある。

火成岩類は長瀨帯・秩父累帯の地域に分布する。こゝには便宜上両帯に分けて記述する。

長瀨帯に分布する塩基性火成岩類は角閃岩・変輝緑岩・変斑礫岩・橄欖岩および蛇紋岩などであって、岩株状または岩床状に数多く各所に露出し、多くは塊状を呈しているが、時には片状を呈する部分があり、また後期の交代作用でその性質を変えたものも局部的に見られる。これらの塩基性火成岩類は長瀨帯の北半部（従来三波川系とされていた和歌山図幅地域など）に非常に少ないようである。

秩父累帯の火成岩類には花崗閃緑岩類・蛇紋岩および輝緑岩・粗粒玄武岩の岩脈などがある。そのうち花崗閃緑岩類は白堊紀以前のものであって、これと蛇紋岩とは白堊系の分布する地域に地質構造と密接な関係をもって出現している。

秩父累帯における変成岩類は緑色片岩・片麻岩などであって、これらも白堊系の分布地域に地質構造と関連をもって露出する。

II. 2 古 生 界

II. 2. 1 ゴトランド系

湯浅町南西方の名南風^{なばえ}の半島南岸において、直径7～8mの白色結晶質石灰岩塊が花崗閃緑岩に捕獲されている。この石灰岩は部分的に多少赤色を帯び、このような部分から化石が発見され易く、化石には *Halisites kitakamiensis* SUGIYAMA, *Favosites* sp. がある。したがって、この石灰岩の年代はゴトランド紀中期である。

II. 2. 2 二畳系—湯浅町北方の秩父系

本図幅地域に分布する古生界のうちで、二畳系であると確定できるものは湯浅町北方の秩父系のみである。この秩父系は大部分が砂岩・粘板岩・チャートからなるが、

最下部は千枚岩類を主とし、中部には輝緑凝灰岩類が発達し、最上部は粗粒岩によって特徴づけられる。厚さは正確には不明であるが、ほゞ 2,800m に及ぶであろう。

砂岩には、一般に黒灰色～灰色を呈し、塊状、厚成層、堅硬、中粒のもの、淡緑色を呈し、塊伏、堅硬、珪質、細～中粒のものなどがあり、また一部には石灰質のものもある。

粘板岩はしばしば波状の乱れた層理を示し、多数の石英脈・方解石脈を含み、また石灰質砂岩・変質輝緑岩・緑泥石化頁岩（原岩は凝灰質岩と考えられる）の擾乱されたためにきれぎれになっている小岩塊を層状に含んで偽礫岩状構造を示すことがあり、また石灰質となることもある。なお時に粘板岩化されていない頁岩もみられる。

チャートは一般に暗灰・灰・白・緑・赤色などを呈し、約 5 cm の厚さでもって整然とした板状をなしている。赤色塊状含放散虫チャートは比較的少ない。波状の乱れた層理を示すチャートは断層に近いところか、地層が擾乱されているところに多い。

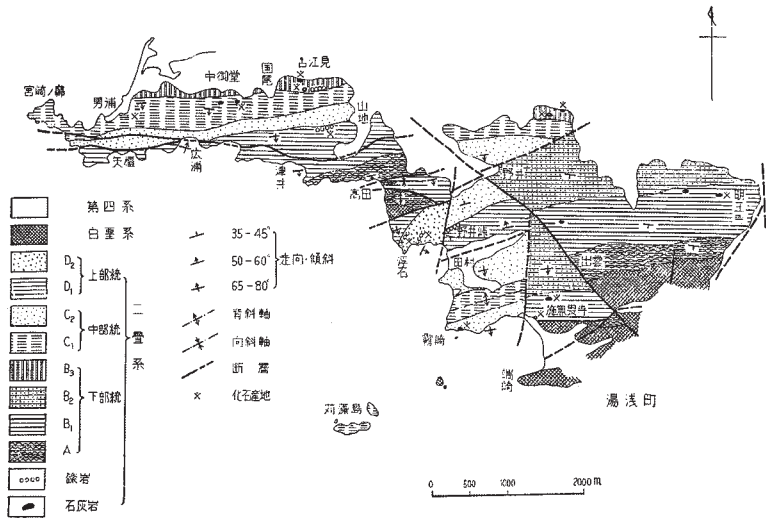
石灰岩は白色結晶質であり、一般に小さいレンズ状をなして介在し、輝緑凝灰岩類と相伴うこともあるが、単独に存在することもある。石灰岩から産出する化石は有孔虫が普通であるが、その他に珊瑚・腕足類・ストロマトポロイドなどもみられる。

輝緑凝灰岩類は、輝緑岩（一部には典型的な粗面玄武岩もみられる）および同質の火山碎屑岩からなる。輝緑岩は部分的には方解石脈を多数に含んで白色を帯び、成分的には蛇炭岩に近いものになっていることがある。輝緑岩は一般に岩床状あるいは熔岩流状に分布し、同質火山碎屑岩は凝灰岩・集塊角礫岩様の性状を示す。なお輝緑凝灰岩類はチャート・石灰岩を伴うことがある。

層 相

この地域の秩父系は、層序的關係・岩相・化石によって、下位から A・B・C・D に区分される。A と B、B と C との關係は整合であり、C と D との間には下位の諸層の剝削があった。各層の概略的分布は第 1 図に示されている。

A 白堊系によって不整合に覆われ、一般に黒色千枚岩ないし千枚岩質粘板岩・片状砂岩・珪質砂岩からなり、またチャートを挟み、稀には輝緑岩をも含む。千枚岩は緑色を帯びることもある。砂岩には淡緑色、塊状、珪質、細粒のものど片状を呈するものどがあり、後者には多量の緑泥石粒が含まれる。A の厚さは少なくとも 300 m 以上である。



第1図 湯浅町北方古生界地質図

B₁ 砂岩・粘板岩を主とし、チャート・輝緑岩を伴ない、また上部には有孔虫の化石をかなり含む石灰岩レンズを処々に挟む。約 500 m の厚さを有する。

B₂ 砂岩・粘板岩から構成されるが、むしろ砂岩の方が優勢である。チャートは B₁ の場合と同程度に挟まれるが、輝緑岩はきわめて稀であり、また石灰岩レンズも含まれていないことは B₁ の場合と異なる。厚さは少なくとも 500 m 以上に達する。

B₃ 砂岩・粘板岩・チャートからなり、輝緑岩・輝緑凝灰岩を少しく挟む。最上部には局部的に礫岩がみられる。また石灰岩レンズも処々に介在し、有孔虫・ストロマトポロイド・腕足類の化石が稀に産出する。礫岩は箕島町古江見南方において少なくとも 2 層存在し、厚さは 5 m 以下である。この礫岩はおもにチャートの円礫～垂角礫からなり、基質は砂質である。B₃ の厚さは少なくとも 200 m 以上である。なお B₃ と B₂ との直接的関係は不明であるが、古生物によって示される層序の間隙がないので一応整合と考えられる。

有田川以北で御荷鉾線以南の地域を構成する古生界は、粘板岩・砂岩・輝緑凝灰岩および珪岩で構成されており、走向は E-W を示し、南へ傾斜して露出し、南側は沖積層下に推定される断層で有田川以南の古生界とは断ちきられているようである。こ

の部分の古生界は時代が明らかでないが、岩相や、動木図幅地内の古生界の分布状態からみて、上記Bに相当するものではないかと思われる。

この古生界分布地域のうち海草郡田殿村船坂東方の谷には、N85°Eの走向で、60°南へ傾いた厚さ約30mの花崗質砂岩が、黒色粘板岩中に介在する。黒色粘板岩はこの北方約50mの地点で約40mの間破碎作用を蒙り、断層線の通過していることを示しているが、花崗質砂岩附近ではこの砂岩も粘板岩とともに破碎作用を受けた形跡は少ない。この砂岩は有色鉱物の少ない珪質のもので、主として石英と集片双晶の多く見られる斜長石などからなっていて絹雲母の結晶を時に含んでいる。この砂岩はあるいは中生界のもので、断層によって古生界中に挟みこまれたものである疑もある。

C₁ 輝緑凝灰岩が顕著に発達することが特徴であり、処々に輝緑岩を伴ない、またチャート・砂岩・粘板岩を挟む。輝緑凝灰岩は西方から東方へ向かって厚さを減ずる。また集塊角礫岩状を示すものが箕島町国尾南東および同町男浦西方から宮崎ノ鼻南方にかけて少なくとも1帯認められる。有孔虫の化石を稀に有する石灰岩レンズを少し含む。C₁は200～400m内外の厚さを有する。なお湯浅町西方の荻藻島を構成する輝緑凝灰岩類はC₁に属するものと考えられる。

C₂ 粘板岩・チャート・砂岩からなり、輝緑凝灰岩類は伴なわれていない。石灰岩レンズはきわめて稀に含まれ、それから有孔虫がきわめて稀に産出する。厚さは200m内外から400m以上に及ぶ。

D₁ (浮石層下部) C₂と同様に粘板岩・チャート・砂岩の互層であり、輝緑凝灰岩類・石灰岩を含まない。基底部には、厚さ2、3m内外の礫岩が箕島町山地に2層、野井峠南方に1層みられる。この礫岩は半拳大以下の円礫～亜角礫からなり、基質は灰色泥質細粒砂である。礫にはチャート・砂岩・粘板岩・輝緑岩・石灰岩のほかに花崗岩・流紋岩などの火成岩がある。そのうち石灰岩礫は他の礫に較べて多量に含まれ、一般に径2cm以下の大きさであり、淘沙分級が悪く、かつ余り磨滅を受けていない。石灰岩礫には有孔虫が含まれるが、個々の礫に含まれる有孔虫はそれぞれ異なった年代を示す。したがって不整合面は観察されないが、D₁の基底部の堆積当時これらの異なった化石群を含む諸層が削剥されたことがいえる。D₁の厚さは少なくとも400m以上である。

D₂ (浮石層上部) 厚い灰色塊状中粒砂岩によって特徴づけられる。粘板岩は少し

含まれ、チャートはきわめて稀であって、上部に厚さ 5 m のものが 1 層挟まれるにすぎない。本層は D₁ を整合に覆い、下限に厚さ 2, 3 m の礫岩がある。この礫岩は D₁ の礫岩と同様に石灰岩や花崗岩・流紋岩などの火成岩の礫を含み、この種の礫岩はさらに中部にも 1 層介在する。これらの礫岩中の石灰岩礫にも有孔虫の化石が含まれている。D₂ の上限は不明であるが、厚さは少なくとも 300m 以上である。D₂ は顕著な粗粒岩によって特徴づけられるので、秩父系中の他の諸層とは容易に区別される。

化石および対比

秩父系の産出化石^{註1)} およびそれらの産出層準・産地は次の通りである。

B₁ 田栖川村施無畏寺西方海岸の石灰岩

Pseudofusulina cfr. *vulgaris* var. *globosa* SCHELLWIEN, *P.* sp.

同北方の石灰岩

Pseudofusulina cfr. *vulgaris* SCHELLWIEN, *P.* sp., *Schwagerina* cfr. *kagemoriensis* (FUJIMOTO), *S.* sp.

藤並村明王寺の石灰岩 *Schwagerina* sp.

B₃ 箕島町古江見の石灰岩 *Pseudofusulina* sp.

同南方の石灰岩 石灰藻・海綿・蘇虫・ストロマトポロイド・腕足類

C₁ 箕島町男浦の石灰岩 *Neoschwagerina* cfr. *craticulifera* (SCHWAGER)

C₂ 田栖川村霧崎の石灰岩 *Yabeina* cfr. *katoi* (OZAWA)

D₁ 箕島町山地の礫岩 (石灰岩礫)*

Triticites sp., *Schwagerina* sp., *Neoschwagerina* sp., *Yabeina* sp., *Lepidolina* (?) sp., *Mizzia* sp.

D₂ 田栖川村浮石の礫岩 (石灰岩礫)

Neoschwagerina spp.

*含まれる化石が礫によって異なる。すなわち、礫には *Triticites-Schwagerina* を含むもの。*Neoschwagerina* を含むもの、*Yabeina-Lepidolina* (?) を含むものがある。

上記の産出化石によって、B₁ ~ B₃ は二疊系下部統に、C₁, C₂ は同中部統に、D₁, D₂ は同上部統に対比される。A は化石を産出していないが、層序的位置ならびに B₁ の産出化石が二疊系下部統の中部に特徴的のものであることから判断すると、二疊系下

註 1) 有孔虫化石の鑑定は磯見博技宮による。

部統に含められるであろう。B₂とB₃との直接的関係は不明であるが、B₁は下部統の中部に、B₃は下部統の上部に相当し、B₁からB₃にわたる間には古生物によっては大きな層序的間隙が認められないので、B₂とB₃とは整合関係にあると考えてよい。浮石層(D₁, D₂)は層序的位置・岩相から考えて、九州の球磨層にほぼ相当するであろう。なお輝緑凝灰岩類は二畳系中部統の下部に顕著に発達し、花崗岩礫を含む礫岩は同上部統に、花崗岩礫を含まない礫岩は同下部統の最上部にみられる。

II. 2. 3 時代未確定の古生界一湯浅町南西方の秩父系

湯浅町南西方に分布する秩父系は、南北100m内外の狭い幅をもって断続している。この秩父系は分布上北から天皇山帯・小浦帯・柄杓井帯および西広帯の4帯に区別され、そのうち西広帯は白堊系の向斜構造の南翼に、他の3帯は北翼に分布する。秩父系はすべて白堊系に衝入しており、その断層に沿ってときどき蛇紋岩が現出している。また秩父系は同じく衝入している花崗閃緑岩類と密接な関係をもって分布する(第2図参照)。

衝入帯にみられる秩父系は場所によって岩相を異にするが、一般に粘板岩・砂岩・チャートからなり、さらに千枚岩質岩を伴うことがある。以下、岩相については特殊の場合についてのみ記述する。地層の走向はほぼE-W、傾斜は一般に南である。

天皇山帯の秩父系

この帯の秩父系は、北側においては白堊系西広層の礫岩・石英質砂岩と、走向ほぼE-W、傾斜70～80°Sの断層をもって接し、南側においては、白堊系湯浅層に属する砂岩頁岩互層と走向N80°E、傾斜60°Sの断層をもって接し、この境に沿って厚さ約0.7mの断層角礫帯が認められる。この秩父系は、石灰質砂岩・含放射虫緑泥石化頁岩(原岩は凝灰質岩と考えられる)および変質輝緑岩の小岩塊を層状に含み、また網状の石英脈を多く含む粘板岩によって特徴づけられる。

小浦帯の秩父系

この帯の秩父系は南広村小浦から名南風の半島北岸を経て鷹島東部に亘り、一般に北側では西広層の下部砂岩層^{註2)}または下部頁岩層と、南側では上部砂岩層と接する。

註2) 西広層は後述のように、下位から基底礫岩層・下部砂岩層・下部頁岩層・上部砂岩層・上部頁岩層に区分される。

この帯の南縁には蛇紋岩がみられる。小浦の秩父系は千枚岩・珪質千枚岩を伴う。名南風半島北岸の秩父系は2つの小地塊に分かれて分布する。そのうち東方のものは走向N70° E, 傾斜70° Nの断層によって西広層の下部砂岩層と接する。西方のものはその東側の西広層の下部砂岩層と走向N25° W, 傾斜85° Wの断層によって境され、なお西側の変成岩類との境界はほぼNNW-SSE方向の断層である。こゝには石灰岩・珪質千枚岩がみられる。鷹島東部の秩父系は走向N50° E, 傾斜ほぼ垂直の断層によって北側の西広層の下部頁岩層と境され、この断層面には厚さ約1 mの断層角礫帯がみられる。

柄杓井帯の秩父系

この帯の秩父系は南広村池ノ上北方から柄杓井を経て名南風の半島南岸北部に至るまで断続しながら分布し、一般に西広層の上部砂岩層中に衝入している。池ノ上北方の秩父系の北側には圧砕された花崗閃緑岩類・角閃石岩がある。柄杓井の秩父系は千枚岩質粘板岩を伴う。名南風半島南岸北部のものは北側の花崗閃緑岩類および南側の有田層に属する頁岩（礁状石灰岩レンズを含む）と断層関係にある。

西広帯の秩父系

この帯の秩父系は西広北方から名南風半島の南岸南部を経て鷹島西部に至り、一般に北側の西広層の下部頁岩層あるいは上部砂岩層、南側の上部砂岩層と断層によって接し、また南縁には蛇紋岩が露出する。さらに秩父系は南側に現出している花崗閃緑岩類と断層によって境され、またはこれに貫入されている。

名南風半島の南岸南部の秩父系は緑色珪質岩によって特徴づけられる。この緑色珪質岩はおもに砂岩質、頁岩質であるが、礫岩（礫の大部分を占める緑色岩は微粒塩基性岩起源のものである）の部分もあって、曹達交代作用またはアジノール化を受けている。また緑色珪質岩は著しく擾乱されて、圧砕角礫岩を伴う。この緑色珪質岩はなお西方にも追跡される。さらに走向N40° E, 傾斜ほぼ垂直の断層を境として、この緑色珪質岩の西側にある秩父系には、粘板岩・砂岩・礫岩（礫には緑色細粒酸性凝灰岩が多く、そのほかにチャート・砂岩・花崗岩などがある）からなる地層と、これと走向N65° E, 傾斜ほぼ垂直の断層（第2図には省略）によって接する擾乱された帯灰赤褐色珪質頁岩とがある。鷹島西部のものは黒色千枚岩を含む。

湯浅町南西方の秩父系はその分布的位置・岩相・衝入構造の意義から判断すると、

湯浅町北方の秩父系に相当する部分を含むであろう。しかしこの地区の秩父系の年代は不明である。

II. 2. 4 時代未確定の古生界—南帯の古生界

図幅地域南部には、断層によって北側の白堊系と南側の時代未詳中生界との間に挟まれて古生界が東西に細長く分布する。この古生界は黒灰色・灰色・暗青緑色を示す中粒～細粒砂岩を主とし、粘板岩を挟む。地層は見掛上南へ40～60°内外傾斜するが、転倒しているものと考えられる。

この古生界は年代決定に有効な化石を産出していないが、その延長にあたる動木図幅地域においては中部二畳紀を指示する有孔虫・珊瑚の化石を含む。したがって海南図幅における南帯の古生界はおそらく二畳系に対比される部分を含むであろう。

II. 3 古生界変成相—長瀨変成岩類

本岩石は図幅地域の北半部に広く分布し、南側は有田川に沿う北傾の断層によって古生界と境されている。構成岩類は北部では結晶片岩類であり、中部・南部では准片岩および千枚岩類が多く、南限となっている断層の近くでは南側の変成作用をほとんど受けていない古生界と差異のない岩類も含まれている。その間の変成度の変化は漸移し、断層などによって変成度が急激に変化するところは見られない。この地域の変成岩類は、化石によって時代の決定がされていないが、この地域の南部を構成する古生界に岩質が漸移するものであり、したがって古生界の変成相と考えられる。

北部、主として海南市以北の地域を構成する岩石は緑色片岩・黒色片岩を主とする。海南市の北側にN80°Wの方向に断層が推定され、この地域は2地区に分かれている。断層の北側のものは東隣の動木図幅地域内では黒色片岩・黒色千枚岩のなかに薄い片状砂岩層が数多く介在しているのを特徴とし、断層の南側のものと較べてその岩質は異なっているが、本図幅地域内ではそのような特徴はなく、断層の両側の地区の岩質は類似している。海南市の北側の丘陵性の山地には片状砂岩の薄層が見られ、また海南市の南東部には僅かに石英片岩が挟有されている。片理はE-Wに近い走向を示し、一般に南へ傾斜する。

緑色片岩は陽起石・緑簾石・曹長石・石英・斜長石・ジルコン・チタン石・緑簾石・普通角閃石・曹長石・石英・斜長石・絹雲母・炭質物などからなっている。片状を呈する砂岩は縞状構造が発達し、石墨・石英・曹長石・絹雲母などからなり、緑泥石・方解石・リュウコクシンなどを含み、砕残鉱物として石英・斜長石・ジルコン・チタン石・緑簾石などが残存している。この地域で見られる片状砂岩には完全な砂岩よりも粘板岩質の砂岩から変ったと思われるものが多く、炭質物と絹雲母の縞状を呈するなかに石英・斜長石などが斑状に散在し、それらの周囲をとりまくように絹雲母・炭質物が生成している。石英片岩はおもに絹雲母石英片岩で、局部的に燐灰石・緑泥石・緑簾石・赤鉄鉱・紅簾石・柘榴石・藍閃石などを含む。赤鉄鉱を多くもった部分はやゝ赤色を呈する。以上の岩石は走向の方向にも移化しあい、傾斜の方向にも互に重なりあって存在し、例えば緑色片岩と黒色片岩との中間の性質をもつものや、黒色片岩と片状砂岩との中間の性質をもつものが多い。それは以上の岩石が塩基性熔岩および同火山砕屑岩・泥質岩・砂質岩・珪質岩を源岩とするものであって、源岩にこれらの中間の性質をもっていたものがあつたためであろう。

中央部、主として下津町以北の地域を構成する岩石は黒色千枚岩・緑色准片岩を主とし、時に緑色片岩・黒色片岩・石英片岩を挟有し、また下津町の南部と北部の黒色千枚岩の地域には結晶質石灰岩が挟まれている。この地域は北部の地域とともに黒色片岩・黒色千枚岩の分布が広く、南部（下津以南の地域）に較べてその岩質が相当異なっている。この地域の岩類はE-Wの走向で、北方では南傾、南方では北傾している。黒色千枚岩は細かい炭質物・絹雲母・曹長石・石英で構成され、そのなかに石英・斜長石のやゝ大形の結晶が散在する。片理は局部的に彎曲し、波状を呈し、また細かい褶曲を示すのがしばしば見られる。緑色准片岩は片状輝緑凝灰岩ともいふべき岩石で、緑簾石・陽起石・緑泥石・曹長石などの微細な結晶からなっており、これらの中に輝石や斜長石のやゝ大形の破片を含んでいる。海南市南方藤白坂の途中や塩津東方の海岸線に露出するものの一部は、微細な陽起石・炭質物・緑簾石の並行配列で片理が形成されたもので、泥質岩と均質な凝灰岩とが混っている部分が低度の變成作用を蒙つたものである。仁義村赤石越のものには無色の纖維状角閃石が片理の方向に並列し、その間にやゝ大形の粒状の単斜輝石が非常に多量に散在していて、變成作用

はやゝ進んでいるようである。またこの岩石中のあるものには片理に平行に石英・曹長石から構成された帯状部やレンズ状部がある。この岩石は凝灰岩から変成されたものと考えられるが、なお疑問がある。加茂村大窪南方のものや大崎町弁天島北方の対岸、宮原村蕪板などのものは無色または淡緑色の陽起石の微細な結晶からなり、微細な緑簾石の結晶の集合が散在している。時にレンズ状の曹長石・石英・方解石の集合部がパッチ状に見られる。岩石はやゝ塊状で凝灰岩から変成されたものである。大崎村ツブネ鼻のものは変成度が高い緑色片岩で、主成分鉱物は緑簾石・陽起石・緑泥石であるが、部分的には双晶の見られる曹長石の大形の破片や粒状の角閃石・単斜輝石・斜黝簾石が見られる。それらの結晶は包有物が全く見られず、きわめて清澄である。緑簾石には輝石から変化したものも見られ、陽起石は部分的に藍閃石様の多色性を呈する。仁義村曾根田北方の准片岩には緑泥石に伴ってスティルプノメレンの針状、柱状の結晶が見られる。石英片岩は北部地域に存在するものと肉眼的には区別することが困難なものが多いが、一般に粒度が細かく、再結晶作用は進んでいない。沖の島北部の緑色准片岩中の石英片岩の薄層には、紅簾石が多量に含まれていて美しい紅色を呈している。岩石の再結晶度は低く、構成する石英粒は微細であるが、片理の方向に著しく伸びており、結晶軸配列の方向性が非常に強い。紅簾石の結晶はきわめて微細で、片理の方向に平行に集合して縞状に配列されている。この岩石はそのほか絹雲母・磁鉄鉱などを伴っている。

南部、下津町以南で南限の断層までの地域を構成する岩石は大部分緑色准片岩であって、その間に少量の黒色千枚岩・黒色片岩・珪岩を挟有している。この地域の岩層の片理の走向は大体においてE-Wで北に傾斜しているが、その角度は変化が著しく40～80°である。緑色准片岩は片状輝緑凝灰岩ともいべき岩石で、外見上千枚岩のように片理によって剥げることはないが、かすかに片理の見られる細粒の岩石が多く、暗赤紫色の部分と互層することもあり、また紫灰色の角礫状の包有物(径5 cm以下)をもつものもある。成分鉱物は前記中央部地域のものと同様しているが、南限の断層に近い部分のものや、前記角礫を含むものには原岩がガラス質凝灰岩であったことを示す構造がそのまま残っている。この地域には北部・中央部両地域よりも塩基性火成岩が多く存在し、それと岩質的に区別のつきがたい部分があり、また互に移化する部分もあると思われるので、地質図上に両者の分布範囲を正確に塗色することが

困難な部分も多い。

この地域の南東隅に近い生石村丹生東方のものはやゝ紺青の色を帯び、含まれている角閃石は陽起石質または藍閃石質となり、特徴のある多色性を示し、いずれも柱状の細かい結晶となっている。片理に平行なレンズ状の石英粒の集合部が多く見られ、そこには聚片双晶の見られる斜長石破片や方解石が伴なわれている。その他の部分は微細な緑簾石・角閃石・炭質物の集合体であって、角閃石などと炭質物の配列とが片理を構成する主要因である。同村下六川・田殿村田口北方などに見られるやゝ塊状の緑色岩はガラス質の凝灰岩の性質をそのまま残している。この岩石は塊状の塩基性火成岩体に接している。成分鉱物として直径0.1 mm内外の粒状の単斜輝石が単独または時に集合して散在し、陽起石の針状結晶を有し、曹長石・緑簾石の結晶も見え、緑泥石の他形結晶も見られる。そのなかにはペンニナイトに変化しているものも多い。斜長石は全く残っていない。田口北方のものでは凝灰質岩の組織が微細な結晶片岩構造へ移行する途中の段階を、鏡下に見ることができる。生石村釜中に見られる同様な凝灰岩の組織を残すものには径1～4cmの灰色の角礫を含み、この角礫は玄武岩質の火成岩と思われるもので、粒状の普通輝石・緑泥石・ペンニナイトに変質した橄欖石を斑晶とし、石基は褐色の繊維状の鉱物で構成されている。かすかに斜長石の仮像を思わせる部分が見られる。石基を構成する鉱物はきわめて微細でパンペリヤイト (Pumpellyite) 様であるが確認し得ない。田殿村猪の谷池北方に見られる緑色の片岩類は変成度の低い地帯に位置するが、岩石の再結晶度はやゝ高い。宮原村滝附近の岩石はやはり変成度が高く、結晶片岩となっている。主成分鉱物は緑簾石・緑泥石・炭質物・曹長石などであって斜黝簾石・方解石などを含んでいる。時に曹長石は彎曲しており、鉱物生成の時期およびその状態をある程度暗示しており、また双晶した斜長石の破片が残存している。この岩石の原岩も凝灰質のものであったと思われる。箕島駅の北側高圧線の下附近には砂質珪岩様の岩石と黒色千枚岩の互層とが見られるが、これらの原岩はほぼ全体に凝灰質を帯びていたらしく、鏡下では緑簾石が生成しており、また輝石・斜長石の結晶が碎残擬斑晶状に存在し、これらが線状の炭質物などと共存しているのが見られる。有田川河口北方の苅藻島東岸に露出する片理の明瞭な緑色片岩は陽起石緑泥石片岩であって、細長くて両端が繊維状の淡緑色陽起石が片理の方向に並列して岩石の大部分を構成し、その間を不規則な形の無色に近い緑泥石が埋めてお

り、チタン石の結晶がやゝ多量に存在しているものと、陽起石・無色角閃石の細かい結晶と緑泥石とからなるものが混って存在している。その組織を見ると凝灰岩から准片岩を経て片岩になる過程の各段階のものが存在していて、斑晶の少ない凝灰岩から変成されたものと思われる。

この地域の黒色千枚岩と石英質岩（石英片岩・珪岩など）は中央部地域のものと同様である。

II. 4 時代未詳中生界—四万十累層群

本累層群のうち、吉見坂—三本松峯を通る断層の東側の地層は石垣層であり、西側の地層は北部の由良層と南部の寺杣層とに区分される。これら各層相互の層位的関係は直接には不明である。しかし石垣層は最下位にあり^{註3)}、由良・寺杣両層は南隣の御坊図幅地域において非整合関係にあつて、かつ由良層は寺杣層の下位にあるとされているが^{9), 22), 28)}、本図幅地域では整合関係にあるようである。地蔵峯南方に厚さ2～3 m 内外の礫岩・礫質砂岩があり、この北側と南側とでは岩相を異にするので、こゝではこの礫質岩を含めた南側の地層を寺杣層、北側の地層を由良層とする。

II. 4. 1 石 垣 層

石垣層は砂岩のやゝ優勢な砂岩・頁岩の互層からなり、ときどき厚さ10m以上の砂岩層を挟む。本層は一般に北方に傾斜している。石垣層は層序的位置・岩相から判断すると四国の東川層に相当し、おそらくユラ系中部統から三畳系にわたるものであろう。

II. 4. 2 由 良 層

由良層は頁岩に富むが、砂岩を若干伴ない、また多くの礁状石灰岩レンズと僅かな礫岩を含む。砂岩は一般に灰色・暗灰色を呈し、中～細粒、塊状であるが、また細かく成層する場合もある。石灰岩は一般に白色を呈し結晶質であり、部分的には鯛状であり、また暗灰色を呈して瀝青質である場合があり、いずれも油臭を放ち、鳥巢型石

註3) 動木図幅参照

灰岩化石群に属する石灰藻・ストロマトポロイド・珊瑚などの化石を含む。産出化石には *Pycnoporidium lobatum* YABE & TOYAMA, *Stromatopora (Parastromatopora) japonica* YABE, *Stylinia* sp. がある。地層は北へ40～60°内外に傾斜し、転倒している。

由良層は、層序的位置・層相・化石内容から考察すると四国の西川層に相当し、ユラ系上部統に対比されるであろう。

II. 4. 3 寺 杣 層

寺杣層には、下限に礫質岩があり、全体としては由良層の場合と異なって砂岩が優勢であり、頁岩が少なく、また珪質頁岩が若干介在し、白色結晶質石灰岩レンズも稀に含まれる。礫岩はチャート・砂岩のほかに頁岩の小円礫から構成される。砂岩・頁岩の性状は由良層の場合に類似する。珪質頁岩は暗灰色・灰色を呈し、明瞭な層理を示すこともあり、また塊状のこともあって、放散虫 *Cenosphaera* sp. などを含む。なお地質図に記入してある石灰岩の少し南方（御坊図幅内）において、頁岩から *Inoceramus* sp., *Cucullaea* sp. が産出する。地層は50～70°内外北へ傾斜し、転倒している。

寺杣層は、層序的位置からみると下部白堊系下部統に対比される可能性があり、また本層中に *Inoceramus*, *Cucullaea* が産出することも、この可能性を幾分支持するであろう。

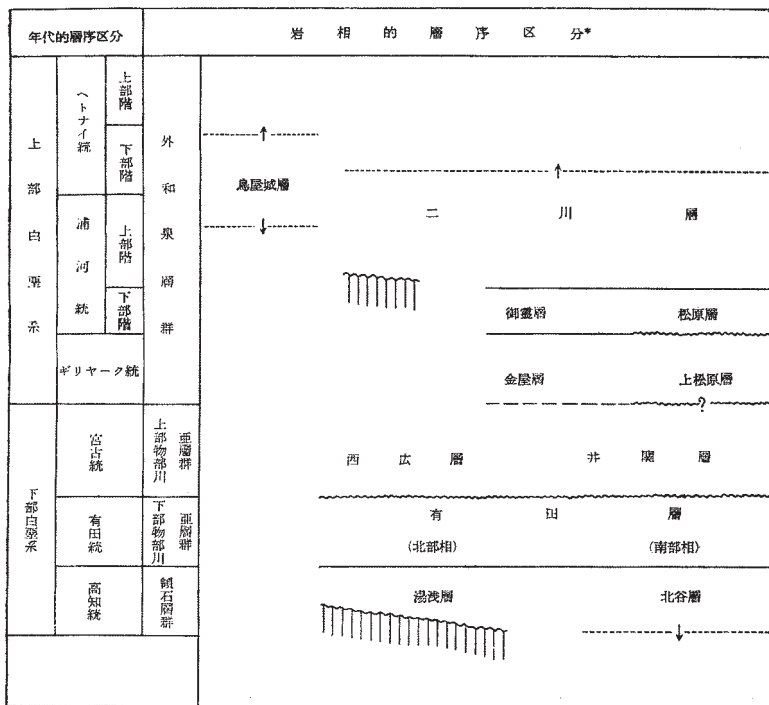
II. 5 白 堊 系






白堊系の層序は第2表に示される。下部白堊系においては、北部・南部を通じて一定の整合・不整合関係によって地層が分類されるが、時代^{註4)}ごとに岩相・化石相が北部・南部において顕著に異なっているので、それぞれの地層には北部相と南部相とが明瞭に区別される（第3図参照）。これに反して上部白堊系^{註5)}については、時代ごとに不整合が北部に存在する場合、あるいは南部に存在する場合があるが、北部・南部を通じて岩相・化石相に著しい差異が認められない（第4図参照）。

註4) こゝにいう時代とは世の単位である。

註5) 動木図幅参照

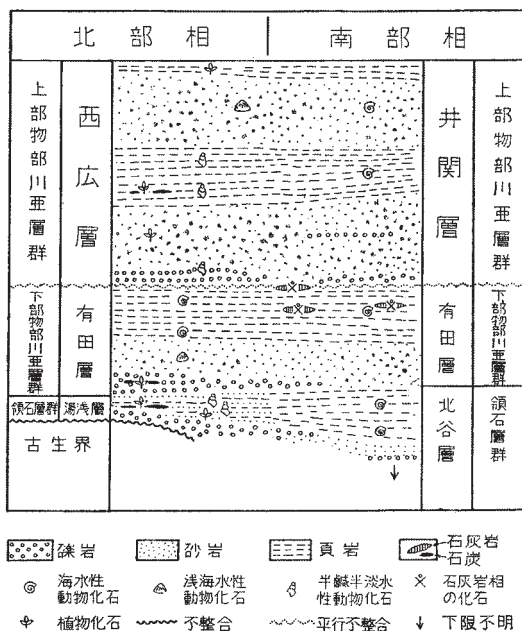
第2表 湯浅町附近, 有田川流域の白堊系層序



-  傾斜不整合、基盤(秩父系)
 -  平行不整合
 -  整合
 -  関係不明
 -  上限・下限不明
- * 大略的には北部相を左側に、南部相を右側に示す

II. 5. 1 領石層群

領石層群は上位の有田層と整合関係にあり、北部では顕著な傾斜不整合をもって秩父系を覆う。層厚は一般に 100 m 内外、場所によっては 150 m に及ぶ。本層群は砂

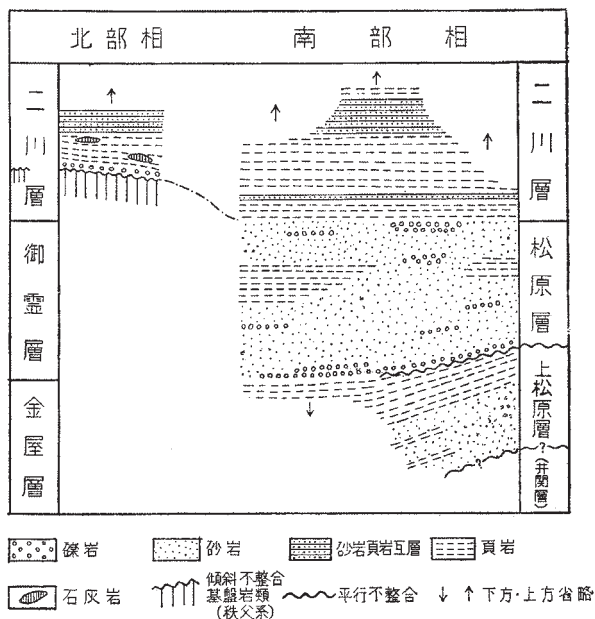


第3図 下部白堊系層相変化概念図

岩・礫岩・頁岩からなり、南北方向に岩相・化石内容の著しい変化が認められ、半鹹半淡水成層を主とする北部相の湯浅層と、海成層からなる南部相の北谷層とに区別される（第3図参照）。湯浅層は白堊系分布地域の北西部に、北谷層は北谷附近の小区域に分布する。

湯浅層

層相 湯浅層は顕著な不整合をもって秩父系をおろし厚さ 50～100 m 内外の地層である。砂岩・礫岩を主とし頁岩を伴う瀕海ないし入江性、一部陸成と考えられる堆積物である。しかし詳細にみると、南北方向に岩相・化石内容について多少の差異が認められる。すなわち北部（端崎附近を除く湯浅町北方および高田）では、どちらかという堆積物に陸成の要素が多く（おもに瀕海～入江性）、上部には半鹹半淡水性貝化石が含まれないで、植物化石層・炭層が介在し、厚さも薄い。それに反して南部（端崎附近・湯浅町南西方）では、堆積物にどちらかという海成の要素が多くなり



二川層の北部相は動木図幅に分布する

第4図 上部白壁系(外和泉層群)層相変化概念図

(おもに瀬海～浅海), 植物化石層が含まれるが, 半鹹半淡水性貝化石が多産し, 厚さも大きくなる(第3図・第5図参照)。

本層は下位から基底礫岩層・砂岩頁岩層に区分され, 両層間の関係は整合であり, 岩相変化は漸移的である(第5図参照)。

基底礫岩層は厚さ20 m内外の礫岩を主とする地層である。礫岩は古生界から由来したチャート・珪岩・砂岩・粘板岩・千枚岩類・石灰岩・輝緑凝灰岩類・長瀨変成岩類のなかの, 変成度の低いものに類似の緑色変成岩類および花崗岩類などの亜角礫～円礫からなり, 淘汰が不良であり, 成層状態も余り良くない。礫の大きさは一般に半拳大ないし径2～3 cm内外, 時には人頭大あるいはそれ以上に達する。

砂岩頁岩層は30～100 m内外の厚さを有し, 砂岩・頁岩から構成され, どちらかという砂岩に富み, また礫岩を処々に, 石炭薄層を稀に挟む。なお頁岩および砂岩中から半鹹半淡水性貝化石が, さらにおもに頁岩中から植物化石が多量に産出する。

る。なお砂岩頁岩層から植物化石が産出する。

天皇山附近の湯浅層 湯浅層は北側の西広層に衝上し、この断層は天皇山スラストと称せられている。この区域は砂岩頁岩層の標式的発達地であり、この地層はこゝでは少なくとも 100 m 内外の厚さを有し、瀕海ないし浅海性貝化石および植物化石に富む。最下部に植物化石層があり、貝化石層は少なくとも 5 層準に認められ、そのうち上位のものが化石を最も多く産出する。地層の走向は東方から西方へ向かって WNW-ESE から次第に NNW-SSE へ偏倚し、傾斜は 30 ~ 40° W 内外である。

北谷層

北谷層は北谷附近の背斜軸部に露出し、上位の有田層と整合関係にある。本層は下限が不明であるが、少なくとも約 150 m の厚さを有し、その岩相は後述の有田層南部相に類似する。

下位から砂岩層と頁岩層とに区分され、各層の關係に整合的である（第 5 図参照）。

砂岩層は厚さが少なくとも約 30 m あり、塊状、青灰色～灰色の中粒砂岩からなり、最下部には局部的に細礫礫岩を伴なう。礫岩はチャート・砂岩・粘板岩などの礫を含み、淘汰は比較的良好である。**頁岩層**は厚さ 120 m 内外を示し、頁岩から構成され、中部に砂岩頁岩細互層、上部に中粒砂岩を少し伴ない、また頁岩中から海棲貝化石が少量産出する。頁岩は石灰質の薄層や団塊を含むことがあり、また有田層南部相と同様に珪質なことがある。

化石および対比

湯浅層の砂岩頁岩層には、領石型貝化石群・領石型植物化石群に属する化石が多量に含まれ、また稀には物部川型貝化石群に属するものも含まれる。産出化石には次のようなものがある。

天皇山

Mollusca :

Barbatia shinanoensis (YABE & NAGAO), *Ostrea* (*Crassostrea*) cfr. *yoshimoensis* KOBAYASHI & SUZUKI*, *O.* cfr. *ryosekiensis* K. & S., *Ostrea* sp., *Lopha* sp., *Exogyra* 2 spp., *Anomia pseudotruncata* Y. & N., *Modiola* (?) *ishidoensis* Y. & N., *Polymesoda* (*Isodomella*) *shiroiensis* (Y. & N.) *, *P.* (*I.*) *otsukai* (Y. & N.) *, *P.* (*I.*) sp., *Polymesoda* (*Paracorbicula*) *sanchuen-*

sis Y. & N., *Glauconia* (?) *neumayri* YABE*

Plant :

Onychiopsis elongata (GEYLER) YOKOYAMA, *Cladophlebis exiliformis* (GEYLER), *Nilssonia schauburgensis* (DUNKER) NATHORST, *Ptilophyllum pecten* (PHILLIPS) MORRIS, *Zamiophyllum Buchianum* (ETTINGHAUSEN), *Sphenopteris* (?) *elegans* (YOK.)

高 田

Cladophlebis exiliformis

端 崎

Ostrea sp.

北谷の頁岩層からは、北谷において

Exogyra sp., *Cerithium* (*Circocerithium*) aff. *reticulatum* NAGAO が産出する。

* 豊富に産出する種

湯浅層は層序的位置・岩相・化石内容からみて領石層群に相当し、下部白堊系下部統（高知統）に対比される。湯浅層は上位の有田層北部相とともに1つの堆積輪廻を示し、さらに前者はこの堆積輪廻の下部を占める1つの小輪廻を示す。また北谷層も有田層南部相の下位にある別の1つの堆積小輪廻を示す。したがって、北谷層はその下限は不明ではあるが、層序的位置から湯浅層に対比され、さらに湯浅層の基底礫岩層は北谷層の砂岩層に、湯浅層の砂岩頁岩層は北谷層の頁岩層に対比されるであろう。湯浅層が岩相的層序において2分されることは四国の領石層群に類似する。なお岩相・化石内容における湯浅層と北谷層との対立は、北谷層が三角貝を産出しておらず、また頁岩を主とするが、高知県における領石層群の半鹹半淡水成層と浅海成層（山ノ神層）との対立に類似する。なお北部相湯浅層と南部相北谷層との比較は第3表に示される。

II. 5. 2 下部物部川亜層群

本図幅地域の下部物部川亜層群は有田層といわれている。有田層は下位の領石層群と整合関係にあり、また上位の上部物部川亜層群によって平行不整合に覆われる。本層は150～250m内外の厚さを有し、おもに公海性の浅海性砂岩・細砂質頁岩・頁岩

第3表 領石層群北部相・南部相の比較

	北部相——湯浅層	南部相——北谷層
層厚	薄い (50~100 m 余り)	厚い (150 m 以上)
堆積環境	主として瀕海~入江性	主としてやゝ深い公海性
岩相	粗粒のものが多く	細粒のものが多く
礫岩	多い, 礫が大きい, 淘汰が不良	少ない, 礫が小さい, 淘汰が良好
砂岩	一般に暗緑色	一般に青灰色
頁岩	少ない, しばしば緑色を帯びる, 石火質団塊を含まない	多い, しばしば珪質となる, 石灰質団塊を含む
石炭層	ある	ない
動物化石	瀕海~半鹹半淡水性貝化石に富む	海水性貝化石を少し含む
植物化石	多い	発見されていない

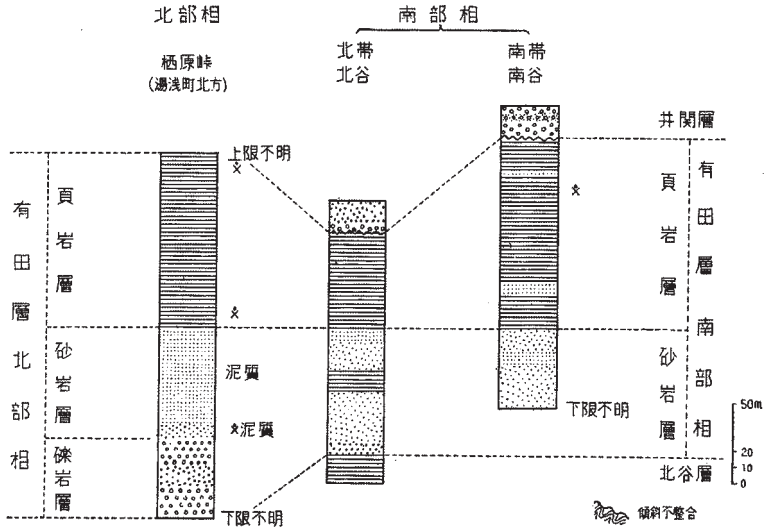
から構成され、一般に頁岩に富む。なお下部は砂岩に富み、北部では厚い瀕海成礫岩が発達し、南部では礁状石灰岩が介在している。また三角貝・菊石類などの化石は北部に多く、イノセラムスはむしろ南部にしばしばみられる（第3図参照）。このように本層は南北方向に岩相・化石内容を幾分異にするので、こゝでは北部相と南部相とに区別する。

有田層北部相

層相 北部相は、西広層のうち最も南側に位置するものおよびその東方延長にあたる井関層の北方に分布し、湯浅町北方において標式的に露出する。北部相は下位の湯浅層を整合に覆い、また上位にくる上部物部川亜層群は大部分が西広層であり、これとの間の堆積環境の変化は著しく急激である。厚さは150~250 m内外である。下位から礫岩層・砂岩層および頁岩層に区分され、各層間の関係は整合的であり、岩相変化は漸移的である（第6図参照）。

礫岩層^{註6)} は最大80 m内外の厚さを有し、淘汰不良の礫岩を主とし、砂岩を伴なう。とくに中部には厚さ約10~20 mの粗~中粒砂岩・砂質頁岩が介在し、石炭薄層が挟まれ、また砂質頁岩から植物化石が産出する。礫岩層の主体をなす礫岩はおもにチャート・珪岩・砂岩・粘板岩のほか、多少の千枚岩類・石灰岩・輝緑凝灰岩類、さらに長瀾変成岩類のなかの変成度の低いものに類似する緑色変成岩類・花崗岩類などの礫からなり、成層状態が不良である。礫は一般に半拳大、時には人頭大に達し、

註6) 礫岩層はこれまで湯浅層の上部とされたが、こゝでは有田層の下部とする。



第6図 有田層層序柱状図

垂角礫～円礫であり、淘汰が不良である。

砂岩層は厚さ70 m内外を示し、塊状砂岩から構成され、下部は中粒砂岩に、上部は細粒砂岩に富む。砂岩が一般に黝青色を帯びる点は、湯浅層の砂岩が一般に緑色を帯びることと異なる。また砂岩は泥質を帯びることが多く、この場合には一般に植物質微片を多量に含み、また三角貝・海胆・菊石類のほか浅海性貝化石を豊富に含み、稀には植物化石をも産出する。砂岩層は場所によっては非常に薄くなることがある。

頁岩層は頁岩・細砂質頁岩などの細粒岩からなり、ときどき菊石類・イノセラムス・海胆・その他薄殻二枚貝化石をまばらに含み、またきわめて稀には植物化石をも産出する。厚さは100 m余りである。頁岩質岩は一般にほぼ均質な粒度の泥岩からなるために層理が明瞭でなく、黒色を呈するが、しばしば多少青色を帯び、さらに場所によっては石灰質となり、石灰質団塊を含むことがある。

なお各層における化石の産出は一般に南方へ向かって減少する傾向がある。

湯浅町北方の北部相 この区域の有田層は湯浅層・西広層とともに急傾斜の同斜状褶曲構造を呈し、背斜部は礫岩層、向斜部は頁岩層によって占められる。湯浅町から

栖原へ通ずる県道においては、北部層が峠附近に向斜軸をもつ1つの転倒向斜構造をつくり、各層が標式的に露出する。湯浅町北方においては、頁岩層が北側の西広層に衝上し、またおそらく礫岩層が北側の頁岩層に衝上しているようである。なお吉川附近の礫岩層は石炭薄層・植物化石を含む。

高田および栖原の北部相 両区域の北部相は他の区域のものと異なった岩相を示し、前述のような化石を多量に含む砂岩層が発達しておらず、頁岩層には石灰質団塊が含まれる。高田における礫岩層は他の区域のそれと異なって、長瀨変成岩類のうちの変成度の低いものに類似する緑色変成岩類、基盤の秩父系に属する緑色千枚岩質岩からの供給が多く、そのために著しく緑色を呈する。

栖原北方の北部相は古生界と断層をもって境し、最下部に発達する厚さ10 m内外の礫岩は、他の区域のものと異なって古生界から由来した種々の岩石の淘汰不良の小角礫からなる。頁岩層は擾乱を受けており、稀にイノセラムス・菊石類・海百合の破片を産出する。

湯浅町南西方の北部相 白木附近の北部相は天皇山スラストの延長にあたる断層によって西広層に衝上する。小浦北方の背斜部を占める砂岩層は、湯浅町北方の化石に富む砂岩層と異なって、堅硬中～細粒砂岩と柔軟泥質砂岩との整然とした互層からなり、幾分南部相の特徴を示す傾向がある。

有田層南部相

層相 南部相は西広層のうち最南部に露出するもの、およびその東方延長にあたる井関層のそれぞれ南方に分布し、これらの地層によって平行不整合に覆われる。また南部相は北谷層を整合に覆い、これとは岩相上急激な境界を示すが、北谷層に類似した層序・岩相を示す。南部相は少なくとも200 m内外の厚さを有し、砂岩・頁岩からなるが、比較的頁岩に富む。下位から砂岩層・頁岩層に区分され、両層の関係は整合的である（第6図参照）。

砂岩層は局部的に発達する細礫礫岩に始まり、おもに青灰色塊状～成層中粒砂岩によって構成され、また少しの頁岩や薄層理をもつ暗灰～灰色細粒砂岩を挑む。厚さは約80 mである。最下部の細礫礫岩の礫にはチャート・砂岩・粘板岩などの種類がある。砂岩はしばしば植物質微片を含むが、一般に黝青色を呈しないで青灰色を帯び、また薄層理を示す暗灰～灰色細粒砂岩が存在することは北部相の場合と異なる。

化石は未発見である。

頁岩層は厚さが少なくとも 120 m 内外の、層理が明瞭な頁岩によって代表される地層であり、薄層理を呈する暗灰～灰色細粒砂岩を少し伴ない、また上部に礁状石灰岩レンズをも含む。頁岩は黒色を呈して青色を帯びることがほとんどなく、粒度を若干異にする泥質岩の細互層からなるために明瞭な薄層理を有する。この点において南部相の頁岩は北部相の場合と異なる。なお頁岩はしばしば珪質、堅硬となり、また層理が整然としないて擾乱されており、一見古期岩層の様相を呈することもある。化石は頁岩中にまばらに含まれ、それもイノセラムスが多く、さらに石灰岩には鳥巢型石灰岩化石群が多量に含まれる。

南部相は南北方向に岩相を若干異にし、分布上北帯と南帯とに区別される。

北帯の南部相 北帯の南部相は南広村唐尾から南金屋、湯浅町南谷・北谷を経て三本松峯北方にかけて分布する。北帯の頁岩層には珪質頁岩が比較的稀であり、また頁岩中に介在する石灰岩は暗灰色を呈し、部分的に鯛状であり、かつ油臭を放ち、珊瑚・ストロマトポロイド・石灰藻・海胆の棘などの化石を豊富に産出する。また頁岩中にはイノセラムスの破片が少し含まれることがある。

南金屋においては、石灰岩が西広層の石英質礫質砂岩ないし極粗粒砂岩によって不整合に覆われている状態が観察される。南谷では、背斜の南翼において南部相が井関層の基底礫岩によって平行不整合に覆われているのが明瞭に認められる。また名南風の半島南岸には、厚さ約 10 m の油臭を放つ暗灰色砂質礁状石灰岩の厚さ約 10 m のレンズが露出し、これには鳥巢型石灰岩化石群が豊富に含まれ、さらに直径 0.3 m 内外の algal columns が処々に認められる。石灰岩を含む頁岩は石灰質である。この有田層は南北両側の古生界と断層とによって接する（第 2 図参照）。

南帯の南部相 南帯の南部相は南広村井関から地蔵峯・湯浅町垣内地附近を経て三本松峯南方にかけて分布する。南帯の南部相は北帯の場合と異なって、頁岩はしばしば珪質であり、層理が整然としておらず、またしばしば擾乱されているために古期岩層にやゝ類似する様相を呈する。また頁岩中に介在する石灰岩レンズはきわめて小さく、暗灰色を呈しきわめて砂質であり、鳥巢型石灰岩化石群を含まずイノセラムスの破片を多く含み、また有孔虫をも含む。このように岩相・化石内容について南帯の石灰岩は北帯のものとは異なる。この種の石灰岩は井関東方、垣内地に露出し、厚さは

最大 5 m 内外である。なお頁岩中にはイノセラムスが諸所にまばらに含まれる。

化石および対比

有田層北部相は多くの Barremian 期を指示する菊石類化石，物部川・宮古型動物化石群に属する貝化石を含み，なおきわめて僅かではあるが，北海道上部白堊系から産出する貝化石をも含む。そのほか海胆の化石が多く，領石型植物化石が稀に含まれる。有田層南部相は頁岩からイノセラムスなどの化石を僅かに産出するにすぎないが，介在する礁状石灰岩には鳥巢型石灰岩化石群に属する化石が豊富に含まれる。

有田層北部相および南部相の産出化石およびその産出層準・産地は次の通りである。

A. 有田層北部相

1. 礫岩層

田栖川村吉川

Onychiopsis elongata (GEYLER) YOKOYAMA, *Cladophlebis exiliformis* (GEYLER)

湯浅町磯脇

Zamiophyllum Buchianum (ETTINGHAUSEN)

2. 砂岩層

湯浅町北方^{註7)}

Cephalopoda :

Australiceras sp. indet. aff. *A. argus* ANDERSON, *Shasticrioceras nipponicum* MATSUMOTO*, *S.* cfr. *poniente* AND., *Barremites* cfr. *pseudodifficile* (D'ORB.), *Toxoceras* (?) sp., *Hamulina* sp.

Pelecypoda :

Nuculana 2 spp., *Portlandia* sp., *Grammatodon yokoyamai* YABE & NAGAO, *Pinna* sp., *Gervillia forbesiana* D'ORB., *Exogyra* sp., *Trigonia hokkaidoana* YEHARA, *Plicatula* aff. *sessilis* STOLICZKA, *Spondylus* sp., *Modiola* (?) *ishidoensis* Y. & N*., *Goniomya* sp., “*Astarte*” aff. *subsenecta* Y. & N., *Lucina* (*Myrtea*) cfr. *ezoensis* NAGAO, *Panopaea* aff. *gurgites* (BRONGNIART)

Gastropoda :

“*Turbo*” sp., *Cerithium sanchuensis* YABE & NAGAO

Echinoidea :

Toxaster sp., *Washitaster macroholucus* NISHIYAMA*, *Enallaster*

註7) 多くの化石産地を一括する。

cfr. *obliquatus* CLARK, *E. cfr. böhmi* LORIOLO, *E. yuasensis* TANAKA & OKUBO, *E. cfr. nexilis* (NISHIYAMA)

南広村白木

Pinna sp., *Gervillia forbesiana*, *G. metaforbesiana* AMANO & MATSUMOTO, *Bakevella haradae* (YOKOYAMA), *Exogyra* sp., *Trigonia kikuchiana* YOK., *T. hokkaidoana**, *Chlamys* sp., *Lima* cfr. *ishidoensis* Y. & N., “*Astarte*” aff. *subsenecta*.

3. 頁岩層

湯浅町北方

Cephalopoda :

Pseudocrioceras (?) cfr. *stentor* ANDERSON, *Heteroceras* aff. *astieri* (D'ORB.), *Cymatoceras* aff. *neokomiense* (D'ORB.)

Pelecypoda :

Nuculana sanchuensis YABE & NAGAO*, *Nuculana* sp., *Yoldia* sp., *Grammatodon yokoyamai*, *Cucullaea acuticarinata* NAGAO, *C. cfr. ezoensis* Y. & N., *C. sp.*, *Bakevella pseudorostrata* (Y. & N.), *Inoceramus* sp. a*, *Pecten (Propeamusium) cooperi* var. *yubariensis* Y. & N., “*Astarte*” cfr. *subsenecta*

Echinoidea :

Washitaster barremicus TANAKA & OKUBO

Brachiopoda

Plant :

Nageopsis sp.

高城山北西

Exogyra sp. *Trigonia kikuchiana*, *Asaphis* sp.

吉見坂

Nuculana sanchuensis, *Grammatodon yokoyamai*, Echinoidea

田栖川村栖原

Uncoiled Ammonite, *Inoceramus* sp., *Pentacrinus* sp.

B. 有田層南部相

1. 北帯 : 頁岩層

南谷 *Inoceramus* sp.

三本松峯北方約 800 m

Simple coral

2. 南帯 : 頁岩層

井関東方 *Inoceramus* sp.

地蔵峯 *Inoceramus* sp.

垣内地 *Inoceramus* sp.

三本松峯南方約 800 m

Inoceramus sp., *Cerithium* (*Circocerithium*) aff. *reticulatum* NAGAO

3. 北帯:石灰岩

南金屋

Calcareous algae :

Solenopora sp., *Girvanella* sp., *Lithothamnium* (?) sp.

Coral :

Cladocoropsis mirabilis FELIX, *Stylina higoensis* EGUCHI, *Thamnasteria yuraensis* EGUCHI, *T.* sp., *Dimorpharaea* (?) sp., *Spongiomorpha* (*Heptastylopsis*) *asiatica* YABE & SUGIYAMA, *Chaetetopsis crinita* NEUMAYR

Stromatoporoid :

Stromatopora (*Parastromatopora*) *japonica* YABE*, *S. (P.) memoria-naumanni* YABE*

西広南東約 800 m

Calcareous algae :

Pycnoporidium lobatum YABE & TOYAMA, *Girvanella* sp.

Coral :

Cladocoropsis mirabilis, *Thamnasteria* sp., *Dimorpharaea* (?) sp., *Spongiomorpha* (*Heptastylopsis*) *asiatica*

Stromatoporoid :

Stromatopora (*Parastromatopora*) *japonica**, *S. (P.) memoria-naumanni**, *S. (P.) kiiensis* YABE & SUGIYAMA, *S. (P.) mitodaensis* Y. & S.

4. 南帯:石灰岩

名南風半島

Solenopola rothopletzi (YABE), *Pycnoporidium lobatum*, *Stromatopora* (*Parastromatopora*) *japonica**, *Stylina higoensis*

垣内地

Inoceramus sp.,

* 豊富に産出する種

有田層は層序的位置・岩相・化石から判断すると下部物部川亜層群に相当し、下部白堊系中部統（有田統）の代表的地層である。本層の年代が菊石類によって Barremian であることはすでに指摘されている²³⁾。有田層は鎧石層群とともに1つの堆積輪廻を示し、前者はそのうちの上部を占める1つの堆積小輪廻を示す。岩相的層序からは、北部相の礫岩層・砂岩層は南部相の砂岩層に、北部相の頁岩層は南部相の頁岩層に対比される。このように、有田層が岩相的層序上大局的に2分されることは四国・九州の下部物部川亜層群の場合に類似している。なお本層の北部相・南部相の比較は第4表に示される。

第4表 有田層北部相・南部相の比較

	北 部 相	南 部 相
堆 積 環 境	瀕海性から浅海性を経て、やゝ深海性に至る	北部相に較べて全体としては深い
岩 相	粗粒のものが南部相に較べて多い	細粒のものが北部相に較べて多い
礫 岩	下部に顕著に発達する	稀
砂 岩	一般に靑青色を呈し、塊状、泥質である	一般に青灰色・灰黒色を呈し、層理を示す、暗灰色薄層理細粒砂岩がある
頁 岩	しばしば靑色を帯びる、粒度が大、一般に層理が不明瞭	しばしば珪質となる、粒度が小、層理が明瞭
石 灰 岩	ない	ある
石灰質団塊	一般にきわめて稀	場所によつてはまばらに含まれる
化石の産状	全体として多い、比較的密集する	全体として少ない、散在する
動物化石の種類	浅海水性のもの（三角貝・殻の巻が解けた菊石類・海胆など）豊富	より深い海水性のもの（イノセラムスなど）に富む
動物化石の大きさ	一般に大型	一般に小型
植物化石	処々に僅かにみられる	未発見

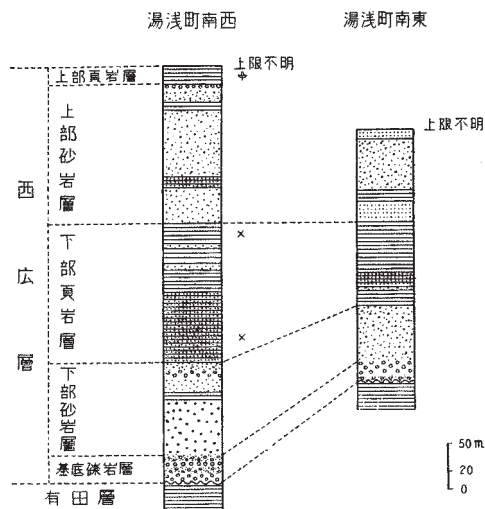
II. 5.3 上部物部川亜層群

上部物部川亜層群は下位の下部物部川亜層群と短い侵蝕間隙を示す平行不整合関係にある。本亜層群は450 m内外の厚さを有し、下部物部川亜層群に較べて粗粒岩に富み、基底礫岩に始まって、厚い砂岩層・頁岩層が交互して累重する地層であり、水平的に、すなわち東西および南北方向に著しい岩相変化が認められる。白堊系分布地

域の北西部に発達する西広層はおもに半鹹半淡水成層であり、南部・東部に分布する井関層は海成層である（第3図参照）。両層の東西方向における漸移場所は、藤並村土生一湯浅町山田を結ぶ南北線にあたる。

西 広 層

層相 西広層は一般に有田層北部相とともに分布して、これを平行不整合に覆い、両者間の岩相変化は顕著である。厚さは約450 mである。本層は石英質砂岩・アルコーズ砂岩を主として、種々の厚さに成層しつつ、礫岩・頁岩を挑み、また石炭薄層



第7図 西広層層序柱状図

を含む半鹹半淡水性堆積物であるが、場所によっては上部に浅海成砂岩が発達する。本層は湯浅層と同様に、処々に半鹹半淡水性貝化石および植物化石をかなり多く含む。また上部には、場所によって浅海性貝化石がみいだされる。西広層は下位から基底礫岩層・下部砂岩層・下部頁岩層・上部砂岩層・上部頁岩層に区分され、各層の関係は整合的である（第7図参照）。

基底礫岩層は礫岩・礫質砂岩からなり、30 m内外の厚さを有するが、最南部ではきわめて薄くなるか、または欠除している。化石は未発見である。

下部砂岩層は石英質砂岩・アルコーズ砂岩によって代表され、少しの頁岩・礫岩を

挟み、化石をほとんど産出していない。厚さは100～150 m内外である。

下部頁岩層は頁岩に富み、石炭薄層を挑み、半鹹半淡水性貝化石を豊富に産出する層準を少なくとも2層準含む。また処々に砂岩薄層が介在する。厚さは100～150 m内外である。

上部砂岩層は約150 mの厚さを有し、石英質砂岩・アルコーズ砂岩を主とし、少しの頁岩を伴ない、上限近くには局部的に細礫礫岩ないし礫質砂岩を有する。化石は未発見である。上部砂岩層は南方へ向かって浅海成砂岩に移化する。この砂岩はおもに青灰色塊状中～細粒砂岩であって、三角貝などの浅海性貝化石を含む。

上部頁岩層は、少なくとも厚さ約20 mの頁岩からなり、少しの植物化石を産出する。上限は侵蝕のために不明である。

本層を特徴づける岩相は石英質砂岩・アルコーズ砂岩である。石英質砂岩は白色を呈し、風化すると黄白色・帯赤白色となり、極粗粒から細粒にわたり、一般に塊状であるが、時には頁岩薄層を挟んで種々の厚さに成層することがある。この砂岩はおもに余り磨滅されていない石英粒によって構成され、その石英粒は全体の80～90%内外を占め、残りはおもに斜長石粒である。その他、緑色の絹雲母・黒色の鉄質物が含まれるが、これらは粗粒の砂岩には少なく、細粒のものほど多い。アルコーズ砂岩は一般に中粒～細粒であり、構成する長石と石英との量はほぼ同じであって、両者は全体のほぼ80～90%を占める。

頁岩には石英質～長石質頁岩と黒色頁岩とがある。前者は本層に特徴的であり、一般に淡緑色～白色を呈し、風化すると淡チョコレート色となり、柔軟である。黒色頁岩はしばしば石灰質であり、また有田層の頁岩と異なって植物質微片を多量に含むことがある。礫岩は、一般にチャート・珪岩・砂岩・粘板岩、さらに花崗岩・石英斑岩・玢岩などの火成岩の礫からなり、基質はおもに石英粒である。なお基底礫岩は上記の礫のほかには有田層から由来した頁岩の小角礫をも含む。以上のように本層の粗粒岩には火成岩からの物質の供給が多い。

湯浅町南西方の西広層（第2図参照）この区域は西広層の標式的発達地である。この西広層は、他の区域のものに較べて一般に粗粒であり、石英質砂岩が顕著に発達し、また上部砂岩層の浅海成砂岩が西広西方の海岸において標式的に露出し、さらに西広の東方にも分布して三角貝をおびたゞしく産出する。基底礫岩層は北側では顕著

に発達するが、南側ではほとんど欠けている。

湯浅町北方の西広層 この区域の本層を構成する砂岩は、湯浅町南西方のものに較べて全体としてや細粒となり、粗粒のものが稀である。吉川附近の下部砂岩層には炭化木^{註8)}が含まれる。藤並村熊井附近においては石英質砂岩よりもアルコーズ砂岩が卓越し、かつ礫岩が著しく発達し、また下部頁岩層には石炭薄層・植物化石が含まれる。藤並村岡田・土生附近においては石英質砂岩がほとんど消失し、アルコーズ砂岩が多少分布して、次第に井関層に移化する。

湯浅町南東方の西広層 この区域の西広層では、石英質砂岩は湯浅町南西方の場合に較べて発達が悪く、細粒となり、下部のみに発達するにすぎない。石英質砂岩はさらに東方へ向かって次第に減少してゆき、遂に山田・南谷附近においては基底部のみに認められるにすぎない。この区域の西広層の基底部には北側には礫岩が顕著に発達するが、南側にはほとんど存在しない。

井 関 層

層相 井関層は一般に有田層南部相とともに分布し、これを平行不整合に覆い、約450 mの厚さに達する。本層は基底礫岩に始まって、厚い砂岩・頁岩・礫岩の互層からなる海成層であり、一般に粗粒堆積物を主とする点是有田層と異なって、むしろ上位の御霊層・松原層に類似する。また西広層と異なって、井関層の堆積物に graded bedding がよく発達することも御霊層・松原層に類似する。化石の産出が少なく、おもに頁岩からイノセラムス・海胆などの破片が産出するにすぎない。

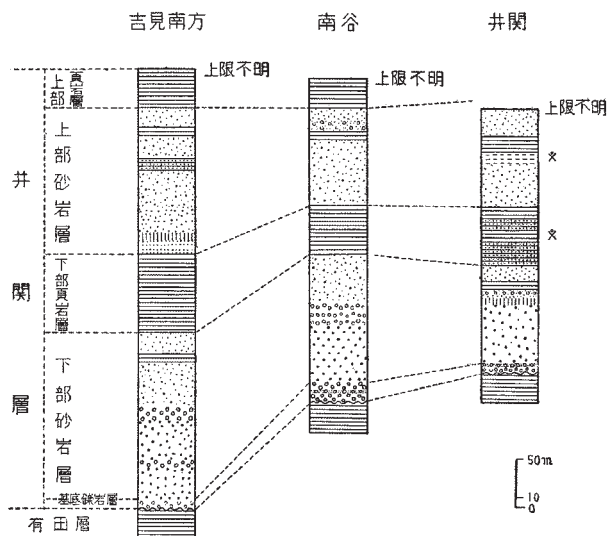
井関層は下位から基底礫岩層・下部砂岩層・下部頁岩層・上部砂岩層・上部頁岩層に区分され、各層の関係は整合的である(第8図参照)。一般に各層の厚さ、したがって全体の厚さが東方から西方に向かって減少する。

基底礫岩層は厚さ約10～20 mを示し礫岩からなる。

下部砂岩層は厚い塊状～厚成層の粗～中粒砂岩によって代表され、処々に礫岩を挟み、とくに中部には厚さ20 m近くの礫岩、また上部には頁岩・砂岩頁岩細互層を少し挟む。厚さは約100～170 m内外である。

下部頁岩層は厚さ約50～80 m内外を示し、頁岩によって構成され、場所によって

註8) 西広層から産出する樹幹化石には、*Cyathocaulis naktonensis* OGURA (木状羊歯)、*Podocarpioxylon worburnense* STOKES (松柏類)(松下進:近畿地方1953)、*Tempshya* sp. (木状羊歯?)⁴⁾がある。



第8図 井関層層序柱状図

は砂岩と互層する部分をかなり伴うことがある。頁岩中から保存不完全なイノセラムス・海胆などの破片が若干産出する。

上部砂岩層は厚成層の粗～中粒砂岩を主とし、礫岩・細粒砂岩・頁岩・砂岩頁岩細互層を挟み、厚さは100～150 m内外である。頁岩中には保存不完全なイノセラムスの破片が含まれる。

上部頁岩層は侵蝕のために上限が不明であるが、少なくとも40 mの厚さを有し、頁岩からなる。

本層を構成する砂岩は一般に粗～中粒であり、灰白色・灰色ないし淡青灰色を呈し、いわゆる graywacke に相当する。砂岩は一般に塊状であるが、頁岩を挟んで種類の厚さに成層することがあり、また処々に植物質微片を縞状に含み、さらに稀には石炭薄層を含む。暗灰色を呈する砂岩は一般に細粒であり、細かい層理を示す。このように砂岩の色は湯浅層・有田層北部相の場合と異なる。礫岩はチャート・珪岩・砂岩・粘板岩のほかに、石英斑岩・玢岩・花崗岩類などの礫からなり、なお基底礫岩には有田層から由来した頁岩の小角礫も含まれる。本層の粗粒岩には火成岩からの供給物が多いが、しかし西広層に較べるとむしろ水成岩類からの供給が多い。頁岩は一般

に粒度をやゝ異にする泥質岩の細互層であって、整然とした薄層理を示す。

井関附近の井関層 この区域には井関層が標式的に発達する。下部頁岩層には、他の区域の場合に較べて砂岩薄層が多く介在し、10～30cm内外の厚層理を示す砂岩頁岩互層が発達する。井関層は非対称向斜構造を形成し、北翼の傾斜は40～50°であるが、南翼の傾斜は70°内外である。上部頁岩層は侵蝕されて存在しない。北翼は南翼よりも厚く、北翼の厚さは250 m内外、南翼の厚さは200 mに満たない。

その他の区域の井関層 井関層は井関西方において標式的に発達するが、むしろ御霊村吉見南方において全層序に近いものがみられる。また南谷・北谷では本層が有田層を平行不整合に覆う状態が明瞭に観察され、また南谷では基底礫岩および下部砂岩層中の礫岩が他の区域に較べて厚く発達する。

化石および対比

西広層は領石型貝化石を多く、領石型植物化石を少し産出し、さらに物部川・宮古型貝化石をも含む。それらの化石およびその産出層準・産地は次の通りである。

1. 基底礫岩層または下部砂岩層最下部

西広東方約700 m

Bakevella (?) cfr. *shinanoensis* (YABE & NAGAO), *Exogyra* sp., *Polymesoda* (*Isodomella*) *shiroiensis* (Y. & N.), *P. (I.) shiroiensis* var. *alata* (Y. & N.), *Natica* (*Amauropsis*) *sanchuensis* Y. & N.

2. 下部頁岩層

白 木

Bakevella (?) cfr. *shinanoensis*, *B. pseudorostrata* YABE & NAGAO, *Mellania cancellata* Y. & N.

池ノ上

Exogyra sp.

名南風

Natica (*Amauropsis*) *sanchuensis**

鷹 島

Bakevella (?) *shinanoensis*, *Vanikora japonica* NAGAO, *Mellania cancellata*

南谷西方一本松

Exogyra sp., *Polymesoda* (*Isodomella*) *shiroiensis* *P. (I.) shiroiensis* var. *alata*, *Natica* (*Amauropsis*) *sanchuensis*, *Natica* (*Euspira*) sp.

3. 上部砂岩層

南広村八幡神社

Sphenopteris (?) sp.

池ノ上

Nilssonia schauburgensis(DUNKER) NATHORST, *Plillophyllum pecten*
(PHILLIPS) MORRIS

西広東方約700m

Trigonia kikuchiana YOKOYAMA, *T. pocilliformis* YOK*., *T. hokkaidoana*
YEHARA, “*Astarte*” cfr. *subsenecta* YABE & NAGAO

* 豊富に産出する種

井関層については、井関西方の下部頁岩層・上部砂岩層から保存不完全なイノセラムス・海胆の破片を産出し、また山田東方において頁岩中に保存不完全なイノセラムスの破片を産出するにすぎない。

西広層・井関層はともに層序的位置・岩相・化石からみて上部物部川亜層群に相当し、下部白堊系上部統(宮古統)に対比される。両層はいずれも1つの堆積輪廻を、さらに見掛上2つの堆積小輪廻を示し、下位から基底礫岩層・下部砂岩層・下部頁岩層さらに上部砂岩層・上部頁岩層に区分され、それぞれが岩相層序的に対応する。なお北部相の西広層と南部相の井関層との比較は第5表に示される。

第5図 上部物部川亜層群北部相・南部相の比較

	北部相—西広層	南部相—井関層
堆積環境	主として半鹹半淡水性	海水性
粗粒岩への供給物質	火成岩源のものが多く	西広層に較べて水成岩源のものが多く
砂岩	白色を呈し、石英質・アルコーズ	青灰色・灰色を呈し、グレイワック、 graded bedding がよく発達する、暗灰色薄層理細粒砂岩がある
頁岩	白色石英質～長石質頁岩がある	
動物化石	半鹹半淡水性貝化石が多い	海水性化石が少し含まれる
植物化石	処々に少しみられる	未発見

II. 5. 4 外和泉層群

外和泉層群は吉見坂—三本松峯を通る断層の東側に分布する。本層群は下部白堊系

を平行不整合に覆う可能性があり、下位からギリヤーク統に対比されると考えられる金屋層・上松原層、浦河統下部階御霊層・松原層、同統上部階一へトナイ統下部二川層・鳥屋城層^{註9)}に区分される。本層群は厚い砂岩・頁岩が交互に累重する地層であり、どちらかという下部が粗粒岩に、中部が細粒岩に、上部がふたたび粗粒岩に富む。また本層群には、下部白堊系の場合と同様に岩相・堆積状態について北部と南部とに対立が認められる（第2表・第4図参照）。

金屋層

金屋層は僅かに御霊村丹生図および徳田附近の小区域に分布するにすぎない^{註10)}。本層は上位の御霊層と整合関係にあり、その下限は不明であつて、北側の鳥屋城層とは断層をもって接すると推察される。金屋層は少なくとも100 m以上の厚さを有し、種々の厚さの砂岩・頁岩・砂岩頁岩細互層の互層からなる。最上部は0.3～0.5 mごとに互層する砂岩頁岩互層をつくり、上位の御霊層と岩相の緩慢な変化をもって漸移する場合があります、また比較的急激な変化をもって移り変わる場合もある。本層の砂岩は一般に緑灰色を帯び、中～細粒であり、頁岩は一般に細かい層理が明瞭であつて、かつ砂質であることが多い。なお保存不完全なイノセラムスが稀に頁岩中から産出する。

本層は対比に有効な化石を産出していない。かつて金屋層とされた地層は金屋^{註11)}西方、すなわち本図幅地域東部の小区域のみに分布すると考えられる。またかつて報告されたギリヤーク世を指示する“*Sharpericeras aff. naviculare*” (MANTELL^{註12)})の明確な産地は不明である。その後この化石はギリヤーク世新期を指示する *Romaniceras* に属するものであろうとされている^{註13)}。要するに、層序的位置および上記の化石から判断すると、本層を上部白堊系下部統（ギリヤーク統）に対比してもさしつかえはないであろう。

上松原層

上松原層^{註14)}は本図幅地域の南東部に僅かに分布し、下位の井関層とは平行不整合

註9) 二川層と鳥屋城層との直接関係は不明であるが、動木図幅地域において両層は同時異相であり、鳥屋城層はむしろ二川層の上部に相当する。

註10) これまで金屋層とされていた地層の大部分は後述の御霊層や二川層に属する。

註11) 金屋は動木図幅西端部にある。

註12) この化石は YABE, H. (1927), 井上重一 (1933) に引用されている。

註13) 文献28) の p. 78 参照

註14) 上松原層は東隣動木図幅地域に標式的に発達する。

関係にあると推定される。厚さは400 m内外である。下部は灰色の粗～中粒砂岩に富み、この砂岩は塊状のことが多いが、ときどき頁岩薄層を挟んで種々の厚さに成層し、また植物質微片を縞状に含むことがある。礫岩が局部的に介在し、本層の下限をなす厚さ10 m内外の礫岩は半拳大以下の砂岩・チャートおよび花崗岩類などの円礫からなり、また石灰質団塊を含み、さらに直接下位の地層から由来したと考えられる頁岩の大きさ3～4 cm内外の角礫をおびたしく含んでいる。それに対して上部は主として層理が明瞭な頁岩からなる。

本層は対比に有効な化石を産出していないが、層序的位置から考察すると、金屋層と同様に上部白堊系下部統（ギリヤーク統）に対比されるであろう。

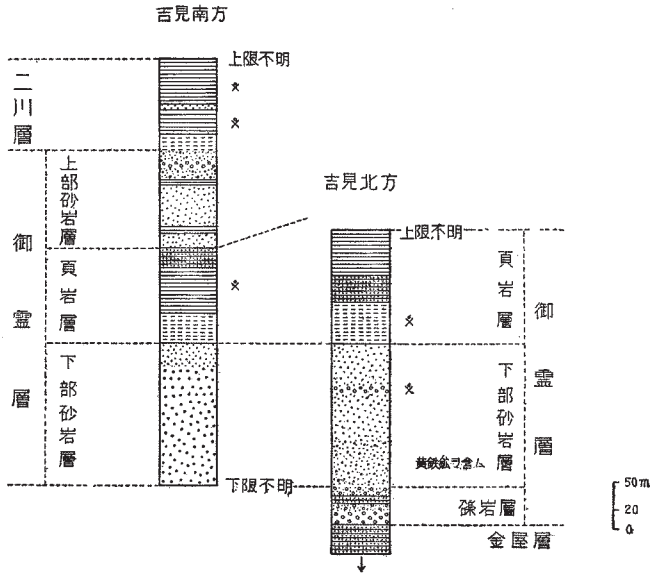
御 霊 層

層相 御霊層^{註15)}は下位の金屋層・上位の二川層と整合関係にあり、二川層への岩相変化は比較的急激である。御霊層は砂岩を主体とする厚さ400 m内外の粗粒浅海性堆積物であって、中部に化石に富む厚い泥質堆積物を挟み、graded beddingがよく発達する。本層は次記の松原層と同時の堆積物であるが、両層は岩相を若干異にし御霊層は北部相であるのに対して松原層は南部相である（第4図参照）。下位から礫岩層・下部砂岩層・頁岩層・上部砂岩層に区分され、各層の関係は整合である（第9図参照）。

礫岩層は最大40 m内外の厚さを有するが、場所によっては甚だしく薄くなる。巨礫礫岩・礫質砂岩を主とし、砂岩頁岩互層を伴なう。化石は未発見である。礫岩は一般にチャート・砂岩・粘板岩・千枚岩・石灰岩などのほかに、花崗岩類・アプライト・石英斑岩などの礫からなる。礫は淘汰分級が不良であり、余り円磨されておらず、拳大以上の大きさに達することが多い。礫岩はまた石灰質団塊（黄鉄鉱を含む）をも多量に含んでいる。

下部砂岩層は厚さ150 m内外を示し、成層～塊状、極粗粒～中粒砂岩からなり、少しの礫岩を挟み、まれにイノセラムス・海胆などの化石を含む。下部砂岩層の主体を構成する砂岩は灰白色・灰色、時には淡青灰色を呈し、一般に粗～中粒であり、薄い頁岩・植物質微片を縞状に含む砂質頁岩・砂岩頁岩細互層を挟んで種々の厚さに成層している。砂岩の色は、むしろ井関層や後述の松原層のものに類似し、湯浅層・有

註15) 本層の大部分はかつて鳥屋城層・金屋層とされ、また一部が領石統とされた。



第9図 外和泉層群層序柱状図

田層北部相のものとは明らかに異なり、また金屋層のものとも区別される。さらに砂岩中には植物質微片がかなり含まれ、また石炭薄層が介在することがある。

頁岩層は100～120 m内外の厚さを有し、頁岩・砂質頁岩を主とし、砂岩頁岩細互層を伴なう。頁岩質岩からイノセラムスが多量に、また菊石類なども普通に産出する。頁岩層を構成する頁岩・砂質頁岩は有田層北部相のものよりもむしろ井関層のものに類似し、粒度のやゝ異なった泥質岩の細互層であり、整然とした層理を示す。また局部的には石灰質団塊をやゝ多量に含み、最上部には局部的に海緑石を多く含む砂岩薄層が少し介在する。

上部砂岩層は100 m内外の厚さを有し、砂岩を主とする。砂岩は下部砂岩層の砂岩に較べて幾分細粒で、一般に中～細粒であり、また頁岩質岩の薄層を挟んで成層する程度も劣り、塊状であることが多い。さらに数 m 内外の頁岩を少し伴なう。最下部には局部的に海緑石が多く含まれることがあり、最上部は粗粒となって粗粒砂岩が卓越し、厚さ8 m 内外の礫岩をレンズ状に挟有する。化石は発見されていない。

吉見北方の御霊層 この区域には御霊層が標式的に発達する。丹生図東方の愛宕山

(地形図における海拔 132 m の地点) の東側に、厚さ 40 m 余りの礫岩層が顕著に発達し、これにつゞく上位の下部砂岩層の下部、厚さ約 50 m の部分は、黄鉄鉱を含む淡青灰色縞状中～粗粒砂岩によって占められる。この砂岩は植物質微片の葉層 (lamina) を多数に挟むために縞状を呈し、かつ黄鉄鉱の立方体の結晶を多量に含む。植物質微片に富む葉層が発達している部分、すなわち縞が濃くて密集している部分ほど黄鉄鉱の結晶が多量に含まれ、しかも大形となる傾向がみられる。頁岩層の頁岩には石灰質団塊がまばらに含まれる。

吉見南方の御霊層 吉見南方においては、本層は井関層と断層をもって境し、礫岩層が欠けている。下部砂岩層には、吉見北方の場合と異なって礫岩がほとんど介在せず、また植物質微片も少ない。頁岩層には、吉見北方の場合と異なって石灰質団塊がほとんど含まれず、化石の産出も少ない。

化石および対比 産出化石およびその産出層準・産地は次の通りである。

1. 下部砂岩層

吉見北方約 700 m

Inoceramus uwajimensis YEHARA*, *Acila* sp., Simple coral, Echinoidea, Ammonoidea, Shark teeth

2. 頁岩層

高瀬

Polyptychoceras cfr. *obstrictum* (JIMBO)

丹生図南方

Polyptychoceras sp., *Gauthiericeras* (?) sp.

鳥尾池 (吉見北方) 北方

*Inoceramus uwajimaensis**

鳥尾池

Inoceramus (*Sergipia*) *akamatsui* YEHARA, *Neohylloceras* (?) sp. *Polyptychoceras* sp.

権ノ木西方約 500 m

*Inoceramus uwajimensis**

鳥尾池南方

Polyptychoceras sp., *Gauthiericeras* sp.

吉見西方

Inoceramus uwajimensis, *Grammatodon sachalinensis* (SCHMIDT), *Gauthi-*

ericeras sp*, Echinoidea, *Pecten (Propeamusium) cooperi* WARING var.
yubarensis YABE & NAGAO

吉見南方約 800 m

Inoceramus cfr. *uwajimensis*

* 豊富に産出する種

これらの化石のうち、*Inoceramus uwajimensis* は浦河統下部階の特徴種であり、*I. (Serigipia) akamatsui* も一般に浦河統下部階に産出するものである。したがって御霊層は層序的位置・岩相・化石からみて、外和泉層群の松原層にはゞ相当し、上部白堊系中部統下部（浦河統下部階）に対比される。

松原層

松原層^{註 16)}は短い侵蝕間隙を示す平行不整合をもって上松原層を覆い、上位の二川層とは整合的累重関係にある。松原層は同時堆積物の御霊層と岩相を幾分異にし、前者が南部相であるのに対して後者は北部相である（第 4 図参照）。松原層は御霊層と同様に、主として砂岩から構成されているが、御霊層の中部にみられるようなイノセラムスを多産する厚い頁岩層を伴わない。厚さは 250 m 内外である。なお本層の主体をなす砂岩の性状は御霊層のものに類似する。礫岩は処々に介在し、砂岩・チャート・粘板岩・花崗岩類・石英斑岩などの拳大～半拳大以下の円礫を含む。

本図幅地域の松原層からは化石を産出していないが、動木図幅の本層には *I. (Serigipia) akamatsui* が産出し、また *Inoceramus* cfr. *uwajimensis* が報告されており²²⁾、また松原層は後述の浦河統上部階二川層の下位にある。したがって本層は層序的位置・化石によって上部白堊系中部統下部（浦河統下部階）に対比される。

二川層

層相 二川層^{註 17)}は下位の御霊層・松原層を整合に覆い、これらからの岩相変化は比較的急激である。二川層は 300 m 以上の厚さを有し、頁岩を主とし、部分的には砂質頁岩を含み、また砂岩頁岩細互層を少しく、砂岩を稀に挟む。頁岩質岩中にはしばしば石灰質団塊がかなり含まれ、さらに海緑石粒が含まれることもある。頁岩質岩

註 16) 松原層は動木図幅地域において標式的に発達する。

註 17) 本図幅地域の二川層は、動木図幅において標式的に発達する二川層の下部、すなわち下部頁岩層に相当し、鳥屋城村長谷川附近に分布する二川層のつゞきである。なお本図幅地域の二川層はかつて金屋層・鳥屋城層、さらに額石統に含まれた。

中からイノセラムス・その他の貝・菊石類・海胆・単体珊瑚などの化石が産出し、これらは場所によっては豊富である。

本層は下部・中部および上部に区分され、おのおのの関係は整合である。下部は70～150 m内外の厚さを有し、頁岩を主とし、稀に砂岩頁岩細互層を挟み、最下部は場所によって砂質頁岩となることがある。また頁岩中には局部的に石灰質団塊が多く含まれ、化石も頁岩中からかなり産出する（第9図参照）。中部は砂岩頁岩細互層によって代表され、厚さは40 m内外である。化石は発見されていない。上部は厚さが少なくとも150 m以上の頁岩からなる。石灰質団塊が多量に含まれ、化石の産出は少ない。

化石および対比 二川層の産出化石、およびその産出層準・産地は次の通りである。

1. 下部：頁岩

椎ノ木南方約400 m

Gaudryceras (?) sp., *Polyptychoceras* cfr. *haradanum* (YOKOYAMA),
Polyptychoceras sp., *Pseudoxybeloceras* (?) sp., *Inoceramus* cfr. *ezoensis*
YOKOYAMA, *Inoceramus* sp*., Echinoidea

吉見

Polyptychoceras cfr. *pseudogaultinum* (YOK.), *Inoceramus* sp., Echinoidea

吉見南方約700 m

Inoceramus cfr. *ezoensis*, *I.* sp., *Anomia* sp.

2. 上部：頁岩

吉見南方約600 m

Inoceramus cfr. *naumanni* YOK.

吉見北東約700 m

Simple coral

* 豊富に産出する種

以上のように、本層は浦河統上部階において普通にみられるイノセラムス・菊石類の化石を含むが、浦河統上部階を特徴づける化石を産出していない。しかし本層は層序的位置・岩相から考察すると、動木図幅における二川層の下部頁岩層に相当し、後者からは浦河世新期を指示する *Inoceramus japonicus* NAGAO & MATSUMOTO が産出する。したがって本図幅地域の二川層は上部白堊系中部統上部（浦河統上部階）に対比される。

鳥屋城層

鳥屋城層は図幅地域東部において、段丘堆積物に覆われて有田川沿岸に露出し、断層によって北側の秩父系と接し、また南側の金屋層とも断層によって境されるようである。

鳥屋城層は暗灰色塊状細砂質シルト岩からなり、時にはシルト質細砂岩を伴ない、とくに後者の岩相は風化すると玉葱状構造を示して破碎する。これらの地層は一般に石灰質団塊を多く含み、また植物質微片を若干含む。本層は特異な岩相によって下位の諸層とは容易に区別される。

本層は化石を産出していないが、層序的位置・岩相からみて、動木図幅において標式的に発達する鳥屋城層の下部、すなわち細砂質シルト岩層に相当する。この細砂質シルト岩層からは *Gaudryceras tenuiliratum* YABE, *Hauericeras gardeni* (BAILY) が報告されている²⁸⁾。また鳥屋城層の上部、すなわちシルト質細砂岩層はヘトナイ統下部階において普通にみられる化石を産出する^{註18)}。したがって本図幅の鳥屋城層は層位的位置・化石から判断すると、上部白堊系中部統上部（浦河統上部階）に対比されるであろう。

II. 6 第四系

II. 6. 1 更新統

段丘堆積物が有田川流域の山麓部その他に分布する。主として砂・礫・粘土からなり、少なくとも 10 m 内外の厚さを有する。段丘面は高度によって 2 段に区別され、そのうち高位段丘面の高度は 40～60 m 内外、低位段丘面の高度は 30～40 m 内外、場所によっては 10～40 m 内外であり、両者の高度差は約 20～30 m である。

II. 6. 2 現世統

礫・砂・粘土が河川・海浜の堆積物をつくる。また箕島町北西の海岸には細長い砂丘の分布がみられる。

註 18) 動木図幅参照

II. 7 火 成 岩 類

II. 7. 1 長瀨帯の火成岩類

角 閃 岩

図幅地域内では角閃岩の分布はきわめて狭く、有田川河口に近い荇藻島の一部や塩津西側の海岸に露出しているのみである。両者ともに周囲を構成している変輝緑岩・変斑礫岩に混って見られ、角閃岩として貫入したのか、または変成作用の状態によって角閃岩になったものか明らかでない。

本岩は角閃石・緑泥石を含み、青緑色ないし暗緑色の塊状または片状の岩石で、角閃石は長さ 1 cm 位までの斑晶となり、岩石が斑状を呈する場合もある。主成分鉱物は角閃石で、緑泥石・緑簾石・普通輝石・エヂリン輝石・黝簾石・曹長石・リュウコクシン・チタン石などを伴っている。角閃石は淡緑色の普通角閃石および陽起石で部分的には褐色に変化しているものも見られる。

本岩に類似した鉱物成分で片状を呈し、角閃片岩というべき岩石も局部的に見られる。

変輝緑岩および変斑礫岩

これらの岩石は輝緑岩または斑礫岩として貫入したと思われる岩石が広域変成作用の影響で変質し、元来含まれていた輝石・角閃石・斜長石などを残存鉱物として含有し、塩基性火成岩としての構造を残すものである。比較的微晶質のものを変輝緑岩とし、やゝ粗粒のものを変斑礫岩としているが、両者は密接に伴なうことが多く、分布区域を区別することは難しい。分布範囲は海南市以南の地域に多く、有田川以南の地域にはほとんど全く見られない。塊状のこれらの岩石は草緑色ないし暗緑色で、鏡下にみると変輝緑岩と変斑礫岩との間には成分鉱物に特別な差異はなく、いずれも輝石を多量に含み、その間隙は黝簾石・緑簾石・透角閃石・陽起石・緑泥石・蛇紋石・チタン石・リュウコクシン・曹長石・鉄鉱物などの微晶の集合で、時にソシユール石で埋められている。初生の斜長石は稀に見られるのみである。輝石は透輝石質またはエヂリン輝石質で、多くは無色・帯緑色、時に淡褐色である。自形ないし半自形を呈

し、周辺部はウラル石・透角閃石・藍閃石などに変化している。

宮原村「道」の北部に露出する変輝緑岩はやゝ塊状を呈し、角礫状の、灰色の包有物を多く含む。包有物は石英粒からなったものや凝灰岩の組織をもつものなどあって、小さな空隙が緑泥石や沸石で埋められているものもある。石英脈が貫ぬき、その脈状石英の多くは不規則な波状消光を示す。生石村下六川のものは短冊状の斜長石(0.2×0.03 mm)の結晶を多く有し、その一部はソシュール石となっている輝石輝緑岩であって、輝石はやゝオフィティックな構造を示している。この輝石のなかにはエヂリン輝石もみられ、僅かではあるが藍閃石の結晶もあって、曹長石の存在とともに曹達に富む性質の交代作用を受けたことを示している。生石村釜中のものは斜長石が少なく、輝石・角閃石がほとんど緑泥石に変わったと思われる変輝緑岩である。加茂村沓掛の変輝緑岩は初生の斜長石の結晶が見られず、原岩が輝緑岩であったかは疑わしく、橄欖岩のような岩石から変成されたものであるかも知れない。この岩石中の輝石は多くの場合原形を保っているが、数多の小部分に分かれ、その間は緑泥石の繊維状の集合で埋められているものもある。石基の部分は微細な透角閃石・緑簾石・緑泥石・陽起石・蛇紋石・リュウコクシン・鉄鉱物などの微晶の集合であり、そのなかに曹長石・石英のやゝ大きな結晶が局部的にやゝ集合している。これを切って双晶をなす曹長石や石英で構成された細脈が存在している。この細脈中には方解石が生成し、またこの細脈の鉱物中にも、石基中に散在する曹長石・石英中にも、透角閃石その他の鉱物が包有されていて、岩石全体が曹長石・石英などの成分を含んだ溶液の侵入を受けて曹長石化作用を受けた様子が見えている。塩津村塩津の海岸(殊に西側の海岸)に見られるものは、角閃石斑岩質のものと角閃石の多い変輝緑岩質のものであって、緑色の角閃石の斑晶が多く見られ、その一部は褐色を呈し、また一部は緑泥石に変化している。リュウコクシンで囲まれた鉄鉱物が斑晶状に散在し、自形を保ったチタン石・黝簾石・柘榴石の斑晶状の結晶が見られる。石基は角閃石・緑簾石・緑泥石などの微細な結晶からなっていて、その間に主として曹長石と石英との結晶が石基の一部や角閃石・緑泥石などを包有して生成している。後生の曹長石の結晶中に包有されたり、またその附近にあった角閃石の一部は濃緑色のものになっている。この海岸にみられる一部の岩石には、曹長石・石英が多量に生成して閃緑岩質を呈するものもあって、塩基性火成岩体から閃緑岩質岩石に移化してゆく状態が、野外においても鏡

下においてもよく観察される。鏡下では脈状にはいった曹長石も、また単独の曹長石結晶もひずみを受けて彎曲し、なかには捕獲された緑泥石や緑簾石結晶が線状に配列しており、この曹長石化作用の時期が變成作用の終了前であったことを示す部分もある。仁義村松尾附近のものは角閃石輝緑岩で、短柱状斜長石を残し、曹長石化作用はほとんど認められない。宮原村小原峠のものは角閃石輝石斑岩岩であって、曹長石化作用を受けている。田殿村不動滝北方のものや有田川河口北部の荇藻島南半部のものには角閃石斑岩岩で、褐色角閃石の長さ 10 mm 位の結晶で特徴づけられるが、初生の斜長石はソシユール石化作用を受け、僅かにその形を留めるだけである。微弱な曹長石化作用もみられ、またあとから脈として侵入した曹長石を主とする脈状部も見られる。

橄欖岩および蛇紋岩

橄欖岩および蛇紋岩は變成相地域のほとん中央部に、小さい多数の岩体として露われている。橄欖岩は黒色または暗緑色で緻密、堅硬である。主成分は橄欖石・単斜輝石で一部には斜方輝石を含むものもある。単斜輝石は多くは透輝石質の普通輝石であり、劈開に沿って磁鉄鉱が多量に包有されている。橄欖岩は種々な程度に蛇紋岩化作用を蒙り、次第に緑灰色・灰色に変化し、脂感を生じて軟弱となる。蛇紋岩化作用による變成鉱物にはチタン石・クリソタイル・アソチゴライト・透角閃石・滑石・黝簾石・鉄鉱などが見られる。橄欖岩と蛇紋岩とは単独の岩体として變成相の岩石類や變成緑色岩類中に明瞭な境をもって露出することが多い。しかし斑岩岩や輝緑岩の周辺部が橄欖岩・蛇紋岩に移化していることもあり、橄欖岩と蛇紋岩の貫入は、少なくともその一部は輝緑岩ないし斑岩岩に伴ったものと思われる。

II. 7. 2 秩父累帯の火成岩類

花崗閃緑岩類

花崗閃緑岩類は湯浅町南西方に分布し、古生界とともに白堊系中に衝入している。岩石はきわめて不均一であって、花崗閃緑岩を始めとして石英閃緑岩・閃緑岩・角閃石岩の部分が含まれ、そのうち花崗閃緑岩が代表的である。

花崗閃緑岩は中粒であり、常に甚だしく圧碎作用を蒙っており、その長石類は一般に絹雲母化またはソウシュライト化し、有色鉱物はほとんど常に全く緑泥石化されて

いる。

花崗閃緑岩類中の塩基性緑色岩の部分は角閃石岩・変質輝緑岩・変質斑岩などであって、一般に激しい圧砕作用を蒙っている。

花崗閃緑岩類には優白質、優黒質の部分が岩脈をなしていることが多い。これらは一般に周囲の岩石に対して明瞭な境界を示しているが、優黒質の部分はときには周囲の岩石に対して漸移することもあり、捕獲岩のように不規則な形を呈することもある。優白質の部分は花崗岩・ペグマタイト・アブライトなどである。これらの優白質、優黒質の部分は一般に圧砕作用を著しくは受けていない。なお花崗閃緑岩類はプレーナイト・緑簾石・石英・方解石などの脈に貫ぬかれており、これらの脈は一般に著しい圧砕作用は受けていない。

また花崗閃緑岩類はゴトランド紀石灰岩および古期岩層の砂岩質、頁岩質の水成岩を捕獲し、古生界に貫入している。

花崗閃緑岩類が白堊系中に貫入していることは認められず、さらに白堊系はなんら熱変質を蒙っていない。花崗閃緑岩類の貫入時期は精確には不明であるが、しかしこの種の火成岩の貫入時期は二畳紀古世以後、三畳紀中世後期以前であると考えられている^{註19)}。

花崗閃緑岩類は一般に周囲の岩石（古生界・白堊系・蛇紋岩・名南風の變成岩類）と断層関係にある。名南風の半島頸部においては花崗閃緑岩類は北側の古生界に属する緑色珪質岩と断層によって接する。その東端における断層面の走向はN70～80°EまたはN70～80°W、傾斜は70～80°Nであり、西端における断層面の走向はN65°E、傾斜はほぼ垂直である。

蛇 紋 岩

蛇紋岩は湯浅町南西方に発達している衝入構造に伴って3帯に露出し、なお箕島町広浦においては古生界中にみられる。蛇紋岩は一般に滑らかな面が発達して片状にもめていることが多いが、塊状のこともあり、なお部分的には珪化作用を蒙り、または炭酸塩化作用によって石灰質となり、淡黒色を呈することがある。蛇紋岩はプレーナイト・方解石などの細脈に貫ぬかれている。

衝入帯にみられる蛇紋岩は、白堊系を直接に貫ぬいている所がみられないで、多く

註 19) 市川浩一郎その他 (1953) : 坂州不整合について, 徳島大学学芸紀要 (自然科学), Vol. III

の場合接する水成岩とは滑り面をもって境しており、また水成岩に直接の接触変質を与えていない。蛇紋岩はおそらく白堊系が地殻変動を蒙った時期に断層に沿って深部から浅部にもたらされたものであろう。

輝緑岩・粗粒玄武岩の岩脈

輝緑岩・粗粒玄武岩の岩脈が名南風半島において花崗閃緑岩類中にそれぞれ1条みられる。前者の幅は0.3 m内外、後者の幅は2 m内外である。いずれもなら圧砕作用を受けておらず、アプライトの脈に貫ぬかれている。これらの岩脈の貫入時期は不明であるが、おそらく花崗閃緑岩類のそれよりはるかに後期であろう。

II. 8 名南風半島の変域岩類

この変成岩類は名南風半島の北岸においてきわめて狭い区域に露出し、周囲の岩石(古生界・花崗閃緑岩類)と断層をもって境される。変成岩類には緑色片岩・雲母片岩・珪化角閃岩ないし片麻状石英角閃石岩・角閃石岩・片麻岩・含柘榴石緑簾石白粒岩・方解石～磁鉄鉱の集合物からなる岩石などがある。これらの岩石の片理の方向は一定でないが、走向N30° E、傾斜30° NWまたは走向NW-SE、傾斜ほぼ垂直である場合が多い。

この変成岩類は基盤岩類の一部として白堊系中に衝入している点から、白堊紀よりも古く、太古代のものとの疑いをもっている人もある。

II. 9 地質構造

II. 9. 1 長瀬帯の地質構造

長瀬変成岩類は変成作用を蒙っているので、変成作用以前に存在した構造要素(褶曲・断層など)は明らかでなく、現在見られる構造は変成作用の継続中か、または変成作用の後に生成されたものである。

長瀬変成岩類は図幅地域の北東隅に推定されるNW-SE方向(N75° W)の断層で2地域に分かれる。この推定断層は東隣動木図幅地内から続くものであるが、本図幅

地域ではよい露出が見られず、また断層を挟む両地域の岩質の差異が動木図幅におけるほど明白でないため、その存在は判然としない。この断層以南の地域では片理の方向（これは層理の方向と一致していると思われるが）を見ると北側が南傾し、南側は北傾している。この間には構造線の存在は現実には確認されていないが、南北両側では岩質を甚だしく異にするので向斜とは考えられず、構造線の存在によると思われる。中央部の黒色変成岩体のなかに、その片理と斜交するような境界をもって地質図上にあらわれている緑色変成岩体、すなわち加茂郷附近から南東に延びて加茂村村附近にわたって分布する岩層があるが、この岩層は東方に連続しない。この岩層の消滅は源岩の岩質の変化によるものか、断層によるものか明らかでない。

この地域の断層構造については岩石が変質していることと、古生界変成相の緑色変成岩類と、片状の火成岩体との区別が困難な場合が多いこと、などによって明らかにすることのできない場合が多い。

有田川に沿って変成度の低い岩層中を東西に走る断層は、北傾の幅約1mの破碎帯をもつものである。この断層は東西方向に長く連続し、四国地方から当地域を経て動木・高野山・吉野山各図幅地域にいたるものと思われ、いわゆる御荷鉾構造線に当たるものであるが、古生界の変成相と非変成相との間を必ずしも通るのではなく、本地域でも断層の両側の岩石がともに低度の変成作用をうけたものである場合が多い。たゞし両側の岩石で変成度の差が余り見られない場合でも、本図幅地域では地質図に示すようにその岩層は著しく異なっている。

長瀨変成岩類を貫ぬいている塩基性火成岩体には、一部に片状構造をもつものがあり、その片理の方向や性質は、長瀨変成岩類のなかに見られるものと一致しており、両者の境界では連続するものとみなされるので、この火成岩の貫入の時期は古生界の受けた変成作用の終了以前であると思われる。地質図で見られるように、この地域の岩層の走向は貫入した塩基性火成岩体の周辺でもほとんど東西方向を乱されておらず、火成岩体が貫入した時に周囲の岩層は層理の方向をほとんどそのまま保ち、貫入後の変成作用を火成岩とともに受け、層理に沿って片理を生じた状態を示していると思われる。

II. 9. 2 古生界の地質構造

古生界とくに秩父系と、秩父累帯における白堊系との間には著しい構造的差異があり、秩父系は少なくとも白堊系堆積前すでに烈しい地殻変動を受けている。すなわち白堊系に較べて強烈な変形を示し、多数の衝上断層が発達して多くの衝上地塊に分かれており、さらに秩父系は粘板岩化・千枚岩化のような動力変成作用を蒙っている^{註20)}。

秩父系の地質構造

褶曲構造 秩父系は全体として同斜褶曲構造を形成する。その褶曲軸面はほぼ E-W ないし ENE-WSW 方向に走り、南方へ向かって急傾斜する。また褶曲軸の間隔は一般に白堊系の場合に較べてかなり大である。

秩父系の褶曲構造は大局的にみると少なくとも 2 背斜・2 向斜によって示されるようである。すなわち北から宮崎ノ鼻―山地間の地層は向斜部に、高田附近の地層は背斜部に、浮石―田村北方附近の地層は向斜部に、田村南方の地層は背斜部に相当する(第 2 図参照)。この褶曲構造は、その形成時期を決定する直接の資料はないが、褶曲構造の形態が白堊系のそれと不調和を示し、白堊系の褶曲とは別個の地殻変動に基づくものであって、秩父系は白堊系堆積前にすでに褶曲運動を蒙ったと考えられる^{註21)}。

断層 (第 1 図参照) 秩父系中に発達する断層には、地層の走向とほぼ平行な断層と、この種の断層および褶曲構造を切る断層とがある。

前者の断層には、この地域の資料から直接にはわからないが、白堊系堆積前に成生したと考えてよい衝上断層と、白堊系堆積後の変動に関連して生じた断層とがある。白堊系堆積後の変動に関連して生じた断層には、高田―浮石間における 3 条の断層がある。なお矢櫃―津井を通る断層は南に傾斜する衝上断層である。前記の系統の断層と褶曲構造とを切る後生断層はほぼ N-S, NW-SE, NE-SW 方向をとる。この系統の断層については直接の資料から白堊系堆積前に成生したといえる断層はないが、明らかに白堊系堆積後の後生変形と関連して生じた断層がある。後者の断層は白堊系中に発達するほぼ同方向の断層と同一系統のものであって、たとえば野井―出雲を通る断

註 20) 秩父系の千枚岩類などの礫が白堊系の礫岩中にはいつている。

註 21) 高田においてみられるように、白堊系の基盤(秩父系)の表層部には白堊系の褶曲構造形成の時期にもさらに褶曲を蒙った部分がある。

層がこれに属する。

衝入構造 湯浅町南西方において、秩父系は花崗閃緑岩類・名南風の変成岩類とともに向斜構造をなす下部白堊系中に衝入構造の形態をとって現出している。これらの衝入帯は北から天皇山帯・小浦帯・柄杓井帯・西広帯に区分される。これらの帯のうち、小浦帯・柄杓井帯は東部においてはいずれも幅が狭くて、大部分が秩父系によって占められ、千枚岩類に富む。しかしこの両帯は西部では合して1つの衝入帯をなし、秩父系は千枚岩類に乏しく、花崗閃緑岩類が広く現出し、また名南風の変成岩類も介在する。なお衝入構造は白堊系が蒙った造構造運動に関連して成生されたものである。

南帯における古生界の地質構造

古生界は急傾斜をもって南方へ転倒傾斜しているようである。

II. 9. 3 白堊系の地質構造

白堊系は基盤の古生界との間に顕著な構造的差異を示し、複向斜構造を形成する。下部白堊系と上部白堊系との間には著しい構造的差異がなく、いずれも白堊紀後、おそらく第三紀前期の最終的な造構造運動を受けている。この複向斜構造を支配する要素は、一般に急傾斜の同斜状褶曲構造と、褶曲軸の方向に近い方向ならびにこれを切る方向をもつ両系統の断層群とである（第10、11図参照）。

褶曲構造

褶曲軸面はほぼ E-W ないし ENE-WSW 方向に走り、西方から東方へ向かって次第に方向を偏して、東部では遂に NE-SW 方向をとる^{註22)}。また褶曲軸面は一般に南方へ向かって急傾斜を示し^{註23)}、そのために背斜の北翼および向斜の南翼では地層はしばしば転倒していることがある^{註24)}。

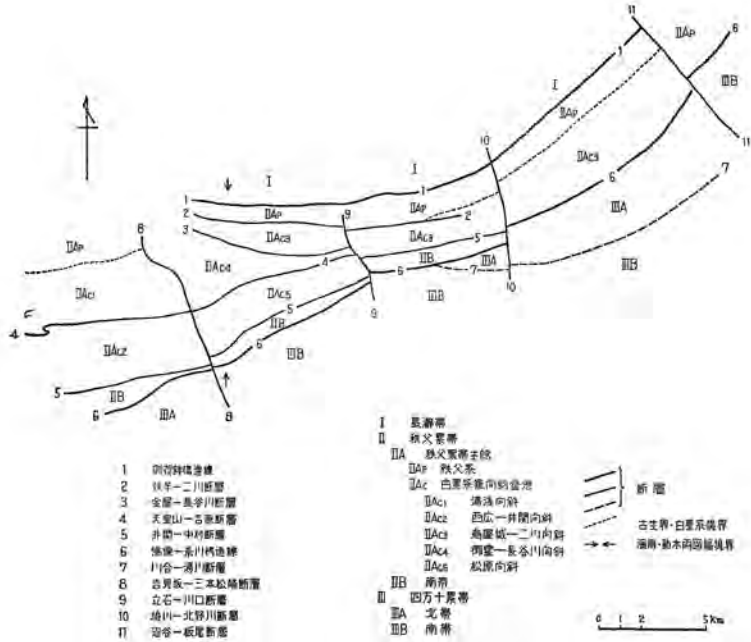
褶曲度は一般に強いが、時代的にも地域的にも若干異なる。

まず下部白堊系の分布地域においては、北部では褶曲度がきわめて強く、したがっ

註22) 動木図幅参照

註23) 動木図幅地域東部では局部的に褶曲軸面が北へ急傾斜する場合がある。

註24) 地質図に記入されている地層の傾斜方向と地層境界面の傾斜方向とが、地質図学的にいくちがっている場合がしばしばある。このことは、地層の一般的、正常な傾斜が記入されているのに対して、地層境界面附近における地層の傾斜が局部的に転倒しているためである。

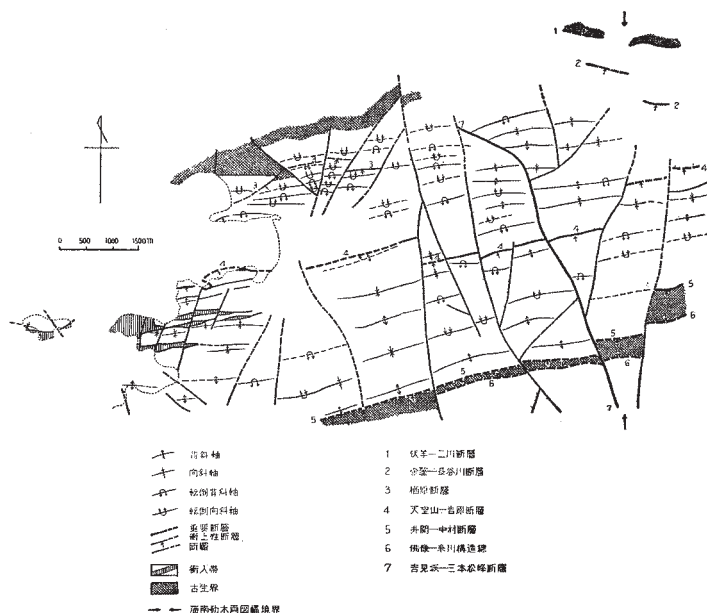


第10図 古生界・中生界地質構造概念図

て地層は急傾斜の同斜状褶曲構造を形成し、それに伴う衝上断層が発達している。また褶曲軸の間隔は狭く、一般に200～300 m内外である。しかし南部へ向かうにつれて一般に褶曲度が弱くなり、したがって地層が急傾斜の同斜状褶曲構造をなす程度が弱くなって、褶曲構造も正常の形態をとる場合がしばしばある。また褶曲軸の間隔も広くなり、一般に600～800 m内外である。

次に、上部白堊系は下部白堊系に較べて、褶曲度が幾分弱くなる。すなわち地層は急傾斜の同斜状褶曲構造をなす程度が弱くなって、緩慢な褶曲構造を呈する傾向が強くなる。またしばしば褶曲軸が沈下してベーズンまたはドーム状構造を示すことがある。さらに詳細にみると褶曲度は場所によって異なる。すなわち上部白堊系分布地域^{註25)}は南北方向に配列する3帯(各帯は向斜構造をなす)に区分され、そのうち北帯では褶曲度が最も弱く、それに対して中帯では褶曲度が北帯の場合よりも強い。南

註25) 上部白堊系は一部分が海南図幅の東部に分布するが、大部分は動木図幅に分布する。



第11図 白堊系地質構造図

帯における地層の褶曲度は北帯と中帯との中間の程度を示す。

断層 白堊系中に発達する断層には、褶曲軸の方向にほぼ近い方向をとるものと、褶曲軸の方向に著しく斜交する方向をとるものがある。前者は褶曲構造形成の変動に伴って生じた断層であり、断層面は一般に南へ比較的急傾斜し、衝上断層に近い性質を示すものであって、それによって地層の繰返し・欠除がみられる。この種の断層は背斜部に相当するところにみられることが多い。次に褶曲軸の方向に著しく斜交する方向をとる断層はほぼ N-S, NE-SW, NW-SE 方向に走り、前記の断層系および褶曲構造を切っていて、大規模のものは余りみられないが、中・小規模のものは頻繁にある。この系統の断層は白堊系の褶曲構造形成の変動に関連して生じたものか、または後生的のものであるかは明らかでないが、中・小規模のものは大部分がこの変動に関連して生じたものであろう。この種の断層には、むしろ側方転位を僅かに生じたと考えられる断層と、むしろかなりの垂直転位を行ったと推察される断層とが区別される。この系統の断層の間隔には 7～9 km 内外の大単位と、0.5～1.5 km 内外の小

単位とがある。

これらの両系統に属する顕著な断層によって、白堊系の複向斜構造はいくつかの単元に区分される。次にこれらの重要な断層について述べる。

褶曲軸の方向には、 \times 近い方向をとる断層には、北から伏羊—二川断層・金屋—長谷川断層・栖原断層・天皇山—吉原断層・井関—中村断層がある。これらの断層は一般に1.5～3 km 内外の間隔を有するが、一般に東方へ向かって収斂する傾向を有する^{註26)}。

伏羊—二川断層 北側の秩父系と南側の鳥屋城層とを境し、北へ傾斜する衝上性断層である。

金屋—長谷川断層 北側の鳥屋城層と南側の金屋層とを境する。

栖原断層 西方においては白堊系の基底部をのせた基盤の1地塊片が北側の白堊系に衝上し、東方では下部白堊系中の新旧両層を境する断層である。この断層は栖原スラストといわれている。

天皇山—吉原断層 天皇山北方の海岸においては南側の湯浅層が北側の西広層に衝上し、そこに基盤の古生界が衝入している。またその西方白木の海岸では北側の有田層と南側の西広層とを境する衝上断層面が観察され、その走向はN60°E、傾斜は40°Nであり、西広層は断層に近い約20 mの幅にわたって擾乱されている。さらに山田附近に幅約40 mの擾乱帯、吉見南方には南へ傾斜する約5 mの擾乱帯がこの断層に沿ってみられる。この断層は天皇山スラストといわれているもの、およびその延長に相当する。

井関—中村断層 白堊系と南側の三宝山層群とを境する。

褶曲軸の方向に著しく斜交する方向をとる断層には、西から吉見坂—三本松峯断層・立石—川口断層・境川—北野川断層・沼谷—板尾断層があり、そのうち本図幅地域にあるのは吉見坂—三本松峯断層だけである。これらの断層はいずれもNNW-SSE方向をとり、それらの間隔は一般に7～9 km 内外である。

複向斜構造

白堊系が示す複向斜構造は前記の主要な断層によっていくつかの単元に区分され、各単元には地層の分布状態・構造上の差異がみられる。吉見坂—三本松峯断層の西側は北側の湯浅向斜と、南側の西広—井関向斜とに区分される。同断層の東側は金屋—

註26) 金屋—長谷川断層はまた西方で伏羊—二川断層と交叉する。

長谷川断層・天皇山一吉原断層によって北から鳥屋城一二川向斜・御霊一長谷川向斜・松原向斜に区分される。これらの3つの向斜は一般に東方へ向かって楔状に尖滅し^{註27)}、また北側のものほどより若い地層が分布し、相対的により落下している。またこれら3つの隣り合っている向斜の間には背斜の部分が保存されていないで、上記の断層が通っている。次に各単元の地質構造について記述する(第10, 11図参照)。

湯浅向斜 ほとんど大部分が領石層群・物部川層群の北部相によって占められる。地層は褶曲度が著しく強く、急傾斜の同斜状褶曲構造を呈する。衝上断層が発達し、そのうち主要なものは栖原断層である。

西広一井関向斜 領石層群・物部川層群の南部相が主として分布する。湯浅向斜に較べて地層の褶曲度は一般に弱くなるが、しばしば急傾斜の同斜状褶曲構造を呈する。さらに南部へ向かうにつれて褶曲度が弱くなってゆき、正常な褶曲構造を示すことが多い。なお西広附近は正常な向斜構造をつくり、地層は一般よりも緩く傾斜するが局部的にはかなりの幅にわたって逆転することがあり、また褶曲軸の方向にほぼ平行な衝上断層が発達し、それに伴って基盤岩が衝入している。一般に西部ではNE-SW方向の断層、東部ではNNW-SSE方向の断層が優勢である。

鳥屋城一二川向斜 浦河統上部階の北部相^{註28)}・ヘトナイ統が分布し、主として向斜の北翼が保有されている。

御霊一長谷川向斜 ギリヤーク統・浦河統下部階両者の北部相、浦河統上部階の南部相によって占められる。地層は褶曲度が幾分強く、むしろ比較的急傾斜の同斜状小褶曲構造を伴う向斜構造をつくる。

松原向斜 上部物部川亜層群・ギリヤーク統・浦河統の南部相が分布する。地層の褶曲度が余り強くなく、向斜主軸がむしろ南側に位置する同斜状向斜構造を形成する。北翼は小褶曲を行い、南翼の構造は簡単である。

II. 9. 4 時代未詳中生界の地質構造

時代未詳中生界は、その詳細な構造が不明であるが、明らかに褶曲構造を形成しており、その形態は同斜状の場合と正常の場合とがある^{註29)}。なお本図幅地域の時代未

註27) 鳥屋城一二川向斜はまた西方へ向かって楔状に尖滅する。

註28) 大部分が動木図幅に分布する。

註29) 動木図幅参照

詳中生界は四万十累帯の北帯を占め、地層は一般に北へ転倒傾斜している。

III. 應用地質

本図幅地域には地下資源の著しいものはない。有田川以北の地域を構成する古生界変成相中では片状の珪岩（石英片岩の部分もある）を珪石または人造珪砂として、また結晶質石灰岩を石灰工業原料として、絹雲母石墨片岩をセメント原料として採掘しており、海草郡田殿村には小規模の鉱泉がある。

有田川以南の古生界・中生界地域においては、地下資源として秩父系の輝緑岩中に胚胎される黄銅鉱、同じく秩父系中に介在する石灰岩、西広層の石英質砂岩がある。そのうち稼行されているものは石灰岩・石英質砂岩であって、前者は箕島町中御堂において石灰工業原料として小規模に採掘されており、石英質砂岩は湯浅町南西方において陶石として採掘されている。

III. 1 陶石

南広村小浦附近における西広層の石英質砂岩が陶石として採掘されている。この附近の石英質砂岩はかつて徳川時代に紀州藩によって南紀男山焼の主原料とされた。この石英質砂岩は昭和9年に初めて陶石となることがわかり、その後採掘が小規模のため世間にはほとんど知られていない。しかし昭和24年末には岐阜県の陶器工業界に年間800t内外を出荷している。

小浦附近の石英質砂岩は西広層の下部砂岩層に属し、この附近の地層の走向はほぼE-W、傾斜は一般に60°S内外である。石英質砂岩は肉眼的には白色、堅硬、塊状、粗粒であり、顕微鏡下では構成鉱物のうち石英が90%内外を占め、残りが長石類などである。また黒色の鉄質物・緑色の絹雲母を含み、しばしば鉄化合物によって赤く汚染されている。現在の採掘場所は小浦南西方の高度約30mの小丘にあって、130m²内外の面積を有し、北部・中部・南部の3部分に区分される。そのうち中部が最もよく稼行に堪え、品質は良好であるが、その南側部は緑色粘土鉱物を含むために品質が

低下する。

石英質砂岩のうち、陶石として最良のものは白色を呈し、長石・粘土鉱物を含まない部分である。最良の品質を示すものの成形試験の結果、含水能（成形時の含水率）は 23.3%、乾燥収縮率は 1.0% であって、可塑性は多少あるが天草陶石よりも劣る。また焼成試験の結果、天草陶石に優る白色を呈し、焼縮率は 10.7% であり、ほとんど収縮しないで強い吸水性をもち、かつ磁器化しないで焼締りが良好でない。定量分析の結果は次の通りである。

灼熱減量	1.48%
珪酸	87.88%
礬土	7.70%
酸化鉄	0.28%
石灰	0.14%
苦土・アルカリ	痕跡
合計	97.38%

要するに、この陶石は珪酸分に富み、可塑性に乏しく、天草陶石に較べてアルカリ分が少ない。また焼成試験の結果は、純白色を呈するので、可塑性原料・融剤を添加すると優良な磁器または白色陶器原料として使用できる。現在稼行中の採掘場における品質良好の部分の埋蔵量は 6 万 t 内外である（以上一部は男山陶石鉱業所の資料に基づく）。

III. 2 珪石（人造珪砂）

海草郡下津町字畑の北方の珪岩が日本珪石鉱業株式会社の手で採掘されている。幅 3～4 m、ほぼ垂直な珪岩の白色部を採掘するもので、山頂部で垂直距離 30～40 m の間を 3 段に分けて採掘している。稼行している部分は東西方向に延長約 50 m であるが、全体としては品位は良好でなく、大部分は粉砕して人造珪砂として産出される。調査当時（1950 年 8 月）は休山中であったが、その頃の月産は 700 t 内外とのことであった。

III. 3 セメント用軟珪石

海南市南西、紀勢西線に沿った冷水上山海岸で、大阪窯業セメント株式会社が冷水採掘場上山礫業所として石墨絹雲母片岩を採掘し、ロールクラッシャーで粉碎し、調査当時年間約 3,000t の原石をセメント用軟珪石として搬出していた。

III. 4 鈹 泉

海草郡田殿村大谷北方に大谷鈹泉がある。アルカリ性炭酸泉で固形成分 0.028g, Fe, Ca, Na, Mg, K, Al_2O_3 , 遊離炭酸などを含み、浴用に用いられている。湧出量は毎分 2l 内外である。

参 考 文 献

- 1) M. Yokoyama : Mesozoic plants from Kozuke, Kii, Awa and Tosa, Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Vol. 7, Pt. 3, 1894
- 2) 金原信泰 : 20 万分の 1 地質図幅「和歌山」同説明書, 地質調査所, 1902
- 3) H. Yabe : Note on some Cretaceous fossils from Anaga on the Islands of Awaji and Toyajō in the Province of Kii, Sci. Rep. Tōhoku Imp. Univ., Ser. II, Vol. 4, No. 1, 1915
- 4) S. Endō : 紀伊湯浅附近産植物化石 *Tempshya* 属につきて, 地球, Vol. 6, No. 2, 1926
- 5) 長尾 巧 : 紀州有田郡中生層の或事実について, 地質学雑誌, Vol. 33, No. 396, 1926
- 6) 中村新太郎 : 日本産化石産地表 (2. 和歌山県), 地球, Vol. 5, No. 6, 1926
- 7) H. Yabe : Cretaceous stratigraphy of Japanese Islands, Sci. Rep. Tōhoku Imp. Univ., Ser. II, Vol. 9, No. 1, 1927
- 8) 宮崎健三 : 紀州山地に於ける高度分布の統計的研究, 地理学評論, Vol. 6, No. 9, 1930
- 9) 館林寛吾 : 紀州由良附近の鳥巢統其他に就て, 地球, Vol. 13, No. 5, 1930
- 10) 杉山敏郎 : 紀州有田郡由良町附近に發達する中生層の或る事実について, 地

- 球, Vol. 17, No. 5, 1932
- 11) 井上重一: 和歌山県有田川流域の地質 (1・2), 地球, Vol. 19, No. 5~6, 1933
 - 12) 井上重一: 鳥屋城層に就いて (演旨), 地質学雑誌, Vol. 40, No. 477, 1933
 - 13) 堀越義一: 紀伊湯浅町西南の火成岩塊について (演旨), 地質学雑誌, Vol. 42, No. 501, 1935
 - 14) 堀越義一: 紀伊半島湯浅附近火成岩塊中のプレーナイトの脈, 地質学雑誌, Vol. 42, No. 502, 1935
 - 15) 小林貞一: 湯浅由良地方の地質構造所見, 地質学雑誌, Vol. 42, No. 506, 1935
 - 16) 小林貞一・堀越義一・東大中期生: 紀伊湯浅由良地方の地質に関する観察事項, 地質学雑誌, Vol. 42, No. 505, 1935
 - 17) 堀越義一: 紀伊湯浅町附近の火成岩, 地質学雑誌, Vol. 43, No. 511, 1936
 - 18) M. Shimakura: Studies on fossil wood from Japan and adjacent lands, Contribution II. The Cretaceous Woods from Japan, Saghalien and Manchoukuo, Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Ser. II, Vol. 19, No. 1, 1937
 - 19) 鈴木達夫: 75, 000 分の 1 地質図幅「御坊」, 地質調査所, 1939
 - 20) T. Kobayashi: The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands, Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tōkyō, Sec. II, Vol. 7, Pt. 7, 1941
 - 21) 小林治夫: 和歌山県飯盛鉱山附近の地質鉱床, 地質学雑誌, Vol. 49, No. 589, 1942
 - 22) 松本達郎: 西南日本外帯地質構造発達史に関する新知見一和歌山県有田川流域の地質学的研究, 九州大学理学部研究報告, 地質学之部, Vol. 2, No. 1, 1947
 - 23) 松本達郎: 和歌山県湯浅町附近古白堊系菊石類化石について, 九州大学理学部研究報告, 地質学之部, Vol. 2, No. 1, 1947
 - 24) 小島丈児: 西南日本外帯のいわゆる御荷鉾系について, 地質学雑誌, Vol. 56, No. 657, 1950
 - 25) S. Nishiyama: Two new species of the Toxasteridae from Japan, Short Papers Inst. Geol. & Pal. Tōhoku Univ., No. 1, 1950
 - 26) 市川浩一郎・石井健一・田中啓策: 和歌山県湯浅地方よりゴトランド紀石灰岩の発見, 地球科学, No. 11, 1953

- 27) G. Kojima : Contributions to the knowledge of mutual relations between three metamorphic zones of Chūgoku and Shikoku, Southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural features of each metamorphic zone, Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C, Vol. 1, No. 3, 1953
- 28) T. Matsumoto : The Cretaceous system in the Japanese Islands, The Japanese Society for the Promotion of Science, 1953
- 29) 田中啓策・大久保雅弘 : 有田層（下部白堊系）から産出したウニについて, 地質学雑誌, Vol. 60, No. 705, 1954

**EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN**

Scale 1 : 50,000



KAINAN

Kyōto, No. 88

By

KEN HIRAYAMA & KEISAKU TANAKA

(Written in 1955)

(Abstract)

TOPOGRAPHY

This sheet-map area occupies the western part of the Wakayama Prefecture in the central part of Honshū. The Arita river flowing from the east, runs through the middle part of this area, and a narrow plain extends along this river. Under this alluvial plain, the presence of fault nearly parallel to the course of the river is presumed, and the rocks as well as the structure in the areas to the north and the south of the river are different with each other. The difference of the geology characterizes the topographical features of the both areas, although the topographical features in the both areas are of nearly old

stage in appearance. In the northern area, the mountain ridges trend generally in the E-W direction—for example, the Nagamine mountain range—, while in the southern area, mountains are dissected and separated to many blocks. This complicated feature in the southern area is caused by the block movements of the earth crust. In the northern area, however, there are only a few prominent faults and consequently, the arrangements of the rocks are not severely disturbed.

GEOLOGY

The area of this sheet-map is located in the Outer Zone of Southwest Japan, showing the characteristic zonal arrangement of the rocks of each geological age.

From the north, the area is tectonically divided into the Nagatoro terrain, the Chichibu terrain and the Shimanto terrain, and these three terrains are bounded by two faults, namely, the Mikabu tectonic line and the Butsuzō tectonic line respectively.

The Nagatoro terrain is composed mainly of the Nagatoro metamorphic rocks and metamorphosed igneous rocks, the Chichibu terrain is composed essentially of the Paleozoic overlain widely by the Cretaceous strata, and the Shimanto terrain is composed of the so-called Unknown Mesozoic.

The geological successions and history are summarized in Table 1.

1. Paleozoic

The Chichibu supergroup consists mainly of sandstone, slate, chert and a few amount of fusulinid-bearing limestone. The supergroup in the northern side of the Cretaceous area is assigned to the Permian and subdivided into three divisions. Of the lower division, its lower part is occupied by phyllitic rocks,

All these Permian strata are severely disturbed by isoclinal folds and numerous faults, and incline steeply to the south.

The Paleozoic is squeezed out tectonically, and is now recognized in some parts of the Cretaceous area. Excepting the Gotlandian *Halysites*-bearing limestone, the geological age of the Chichibu supergroup in these parts is not clear.

The Paleozoic in the south is composed mainly of sandstone with a subordinate slate, and tilted steeply southwards.

2. Nagatoro Metamorphic Rocks —Metamorphic Facies of the Paleozoic Formation

The Median Dislocation Line runs about 8km north of the northern border of this sheet-map. The area between the Line and the Arita river is the Nagatoro terrain including “ the Sambagawa and Mikabu terrains ” used in former days and is consisted mainly of the metamorphic facies of the Paleozoic strata. The rocks occurring in the Nagatoro terrain of the area mapped are black and green schists and phyllites derived from argillaceous and pyroclastic rocks intercalating siliceous and arenaceous rocks. Basic igneous rocks, such as metagabbro, metadiabase, peridotite and serpentinite, are intruded into these strata. Some of them include the schists and phyllites as xenolithic layers or blocks ; nevertheless the rocks are somewhat crystalline and partly schistose in structure. Consequently it may probably be safely assumed that the intrusion of these rocks was after or during the metamorphism of the country rocks.

The kinds of the metamorphic rocks are somewhat different from the north to the south in this terrain. In the northern part, the rocks are chiefly green and black schists, intercalating thin layers of schistose sandstone and quartz schists.

The green schists include actinolite-epidote-albite schist,

epidote-chlorite-calcite schist and epidote-amphibole-albite schist. Black schists consist chiefly of graphite-sericite-quartz schist having albite, chlorite and calcite as sub-constituents. Schistose sandstone is composed of quartz, albite, carbonaceous material, sericite and a little chlorite, calcite and leucoxene, but quartz, plagioclase, common augite, zircon and sphene are scattered as relict minerals. Quartz schists consist chiefly of sericite and quartz, containing apatite, chlorite, epidote, hematite, piedmontite, garnet and glaucophane as minor constituents. The characters of the rocks occurred in the middle part are similar to the schists above mentioned, but the metamorphic grade is lower in general. Main members are black phyllites and green semischists (schistose schalstein), intercalating the green schists, black schists, quartz schists and thin layers of crystalline limestone. The strikes of the rocks are almost E-W direction, the dips being to the south in the northern part and to the north in the southern part. In Okinoshima, a thin layer of piedmontite-quartz schist is observed. In this rock, recrystallization proceeds not so far, but minute crystals of piedmontite are arranged in bands, and the quartz crystals show a strong orientation of c-axes. The southern part (southern part of Shimozu-machi) is occupied by green semischists (schistose schalstein) intercalating a little quantity of black phyllites and quartzites. The original rock of the semischists is assumed mainly to be vitritic tuff. In some parts of them, the texture of vitritic tuff is left as relicts. Greyish angular xenoliths are often included in the green semischists, and show the characters of basaltic rocks. The black phyllites and quartzites (partly quartz schists) are similar in their character to the rocks of middle part. In this area the strikes of the rocks are also E-W, and the dips are to the north.

The structure of the Nagatoro terrain remained obscure, because the original structures of the parent rocks are almost wholly concealed by the regional metamorphism. (e.g. the diffe-

rence between the metamorphic facies of the Paleozoic tuffs and the schistose parts of the basic intrusives is often difficult to recognize.)

3. Unknown Mesozoic

The Shimanto supergroup is represented by a thick series of alternating sandstone and divided into the Ishigaki, Yura and Terazoma formations in ascending order. Sandstone dominates rather in the Terazoma formation, and shale is abundant rather in the Yura formation, that contains reef limestone yielding corals, stromatoporoids and calcareous algae. The Yura formation is probably referable to the upper Jurassic and the Terazoma formation to the lower Cretaceous. The strata are usually overturned to the north.

4. Cretaceous

The stratigraphic sequence of the Cretaceous formation is as shown in Table 2.

Ryōseki group Its rock-facies is variable from north to south.

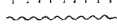
The northern facies, Yuasa formation covers the Paleozoic Chichibu supergroup with angular unconformity. The formation is a brackish deposits, beginning with basal ill-sorted conglomerate followed by an alternation of dark green sandstone and shale, containing plant remains and shell assemblage. The fossil shells are *Polymesoda shiroiensis*, *Corbicula sanchuensis* and *Ostrea (Crassostrea) yoshimoensis*, and represent the so-called Ryoseki fauna. The plant fossils are *Onychiopsis elongata*, *Cladophlebis exiliformis*, *Nilssonia Schaumburgensis* and *Zamiophyllum Buchianum*, and belong to the elements of the so-called Ryōseki flora. The thickness of the northern facies is about 100 meters.


The southern facies, Kitadani formation is marine sediments consisting of shale accompanied by bluish gray sandstone in the

Table 2 Cretaceous formations in the Yuasa district and Aritagawa Valley


Rock-stratigraphic classification		Time-stratigraphic classification		
Major division	Subdivision ^a	Japanese standard	Correlation to the European Standard	
Sotoizumi Group	Toyajō Formation	Upper Stage	Maestrichtian	
		Lower Stage		Campanian
	Futakawa Formation	Upper Stage	Santonian	
	Goryō Formation	Matsubara Formation	Lower Stage	Coniacian
	Kanzya Formation	Kanimatsubara Formation	Gyljakian Series	Turonian Cenomanian
Upper Monobegawa Subgroup	Nishihiro Formation	Izeki Formation	Miyakooan Series	Albian Aptian
Lower Monobegawa Subgroup	Arita Formation (Northern Facies) (Southern Facies)		Aritan Series	Barremian
Ryōseki Group	Yuasa Formation	Kitadani Formation	Kōchian Series	Neocomian

 Clino-unconformable, Basement (Paleozoic)

 Disconformable

 Conformable

 Feature of formational boundary uncertain

 Upper and lower limits uncertain

* In general the northern facies is shown in the left and the southern facies in the right

lowest part, and is more than 150 meters thick. Marine shells are found sporadically in shale.

Lower Monobegawa subgroup This is called the Arita formation. It is underlain conformably by the Ryōseki group, and composed mainly of shale accompanied by subordinate sandstone. The thickness is 150 to 200 meters. The rock-facies shows some lateral changes on its northern and southern extension.

The northern facies begins with ill-sorted conglomerate and grades through bluish, massive and muddy sandstone, into shale showing frequently bluish in colour. The sandstone is rich in

neritic shells, ammonites and echinoids. The shale contains thin-shelled bivalves, ammonites and echinoids sporadically. Plant remains are found rarely in several horizons. The shells are *Trigonia pociliformis*, *T. hokkaidoana*, *T. kikuchiana* and so forth, and the ammonites are *Shasticrioceras nipponicum*, *Heteroceras*, *Hamulina* and *Barremites* cfr. *pseudodifficils*, and the echinoids are *Washitaster* and *Enallaster*. The fauna represents the so called Monobegawa fauna, and the ammonites indicate the Barremina age.

The southern facies is composed of chiefly black shale bearing well defined bedded sandstone in the lower part and reef limestone in the upper. *Inoceramus* and thin-shelled bivalves occur sporadically in shale, and corals and stromatoporoids are present abundantly in some parts of limestone.

Upper Monobegawa subgroup The subgroup overlies the Arita formation with a disconformity suggesting short erosion interval. It is about 450 meter thick, and begins with basal conglomerate, which, in turn, is succeeded by sandstone and superjacent shale in twice thick repetition. It shows lateral change in its rock-facies and biofacies, and is divided into the brackish Nishihiro formation in the north and west, and the marine Izeki formation in the south and east.

The Nishihiro formation is characterized by the predominance of white quartzose and arkose sandstone and feldspathic shale. Brackish shell beds and plant beds are interbedded. The shell beds contain some of the so-called Ryōseki fauna such as *Polymesoda shiroiensis* and *Gervillia shinanoensis*, and plant remains belong to the elements of the so-called Ryōseki flora. The upper part of the formation is locally represented by neritic facies with *Trigonia pociliformis* and *T. kikuchiana*.

In the Izeki formation, compared with the Nishihiro formation, stratification is well developed and sandstone is bluish gray, being classified as graywacke, and the source material of the

coarse-grained sediments consists chiefly of sedimentary rocks. Fragments of *Inoceramus* and echinoid are only found sporadically in shale.

Sotoizumi group This probably covers the lower Cretaceous with a disconformity. The lower and upper parts are rather rich in fine clastic material.

The Gyliakian Kanaya formation crops out in a small area. It consists mainly of greenish gray sandstone intercalating sandy shale, and is more than 100 meters in thickness. Fossil found are only fragments of *Inoceramus* in shale. It is known that *Romaniceras* indicating the upper Gyliakian age is yielded from the formation. The Kamimatsubara formation, the southern equivalent of the Kanaya formation, probably overlies the Izeki formation with disconformity. The basal part is occupied by conglomerate. Grayish white sandstone is dominant on the lower part and shale on the upper part. This formation is about 400 meters thick.

The lower Urakawan Goryō formation lies conformably on the Kanaya formation, and is nearly 400 meters thick. In the formation, stratification is well developed, and bluish gray or grayish white, coarse-to medium-grained sandstone interbedded with shale predominates. A boulder-bearing conglomerate is locally found in the lowest part. The middle part is occupied by a thick fossiliferous shale containing molluscs such as *Inoceramus uwajimensis*, *I. (Sergigia) akamatsui* and *Polyptychoceras*. The Matsubara formation is equivalent to the Goryō formation in the southern part, and covers the Kamimatsubara formation with a disconformity of short erosion interval. It is not less than 250 meters thick and is composed mainly of the same rock-facies as those of the Goryō formation, but almost free of the thick shale in the middle part. *Inoceramus* cfr. *uwajimensis* and *I. (Sergipia) akamatsui* are known to be found.

The Futakawa formation in the present area is equivalent to

the lower part of the Futakawa formation proper in the east neighbouring map, and is in a conformable relation to the Goryō and Matsubara formations. It is more than 300 meters thick, and is composed chiefly of fossiliferous shale. The fossil remains are *Inoceramus* cfr. *ezoensis*, *I.* cfr. *naumanni* and *Polyptychoceras*. The Toyajō formation in the area is comparable to the lower part of the Toyajō formation, delineated in the east neighbouring map, and is characterized by fine sandy siltstone, massive and gray in colour, but turning yellowish and crumbling in an onion-structure by weathering. The strata are noduliferous and known by the presence of *Gaudryceras tenuiliratum* and *Hauericerias gardeni*. Chronologically the Futakawa formation is referable to the upper Urakawan series and the Toyajō formation probably to the same series, too.

A significant tectonic difference is recognized between the Cretaceous and the Paleozoic. The Cretaceous rocks form a synclinal structure caused by an intensive tectonic movement of early Tertiary. The synclinal structure is much disturbed by minor foldings and numerous faults. The axial plane of folding, as a rule, inclines steeply to the south, and also the strata are frequently overturned. The strike of faults varies from E-W or N-S, NE-SW to NW-SE. Those of E-W direction are usually thrusts.

5. Quaternary

Pleistocene series consists of older and younger terrace-deposits, which are composed of sand and gravel mixed with a considerable amount of clay.

Recent deposit comprises alluvium and dune sand.

6. Igneous Rocks

Basic igneous rocks distributed in the area to north of the Arita river

Amphibolite seems to have been appeared as a facies of the basic igneous rocks at the duration of the metamorphism, which changed the Paleozoic strata to phyllites and schists. So, at many places, the amphibolite is accompanied by metagabbro and metadiabase, but its relation is uncertain. The amphibolite is massive and partly schistose and dark green in colour. Albitization appears in some parts and shows somewhat soda-bearing character in mineral. The constituents of the amphibolite are hornblende, epidote, chlorite, common augite, aegirine-augite, albite, glaucophane, leucoxene. Hornblende is mostly pale green, but partly bluish in colour.

Metadiabase and metagabbro At the time of the same metamorphism, gabbro and diabase have been changed to metagabbro and metadiabase. In general, they are pyroxene metagabbro and metadiabase. Their constituents are pyroxene, zoisite, actinolite, chlorite, serpentine and sphene. Primary plagioclase is hardly found. Besides, the presence of some soda-bearing silicates, such as glaucophane, aegirine-augite, attract special attention. Some of the metagabbro and metadiabase are cut by the network veins of albite and quartz, and are changed by albitization to dioritic rocks in appearance, and partly have stilpnomelane crystals.

Peridotite and serpentinite crop out chiefly in the central part of this area as many small masses. They occur in an intimate relation to the metagabbro and metadiabase. Peridotite is always massive in appearance, but the serpentinite is partly schistose and talcose.

Igneous rocks on the southern side of the Arita river

Granodiorites comprise crushed granodiorite, quartz diorite, diorite and so forth, of which the first is dominant. These are squeezed out in the Cretaceous area. The age of intrusion is presumed to be post early Permian and pre-late middle Triassic.

Serpentinites occurred in the Cretaceous area are squeezed out

by the orogenic movements, and found frequently in the Paleozoic area.

Dyke rocks of diabase and dolerite are intruded into the granodiorites.

7. **Metamorphic Rocks on the Southern Side of the Arita River**

These metamorphic rocks are squeezed out by the orogenic movement, and now appears in the Cretaceous area composed of green schists, gneisses and so forth.

ECONOMIC GEOLOGY

Quartzose sandstone of the Cretaceous Nishihiro formation in the southwest of Yuasa is quarried on a small scale for the use of pottery.

Quartzite and quartz schist cropping out in Hata, Shimozumachi are quarried for the ceramic use on a small scale.

Graphite sericite schist in Shimizu, Kainan City is supplied for the cement material used by local factory.

A cold spring is present at Otani, Tazono-mura, Kaisō district, and is utilized for mineral bath.

昭和31年7月25日印刷
昭和31年7月31日発行

著作権所有者 工業技術院
地質調査所

印刷者 向喜久雄
印刷所 一ツ橋印刷株式会社

EXPLANATORY TEXT OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

KAINAN

(Kyōto-88)

By

KEN HIRAYAMA & KEISAKU TANAKA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1956