
5 萬分の 1 地質図幅説明書

動 木

(京都一第 89 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

動 木

(京都一第 89 号)

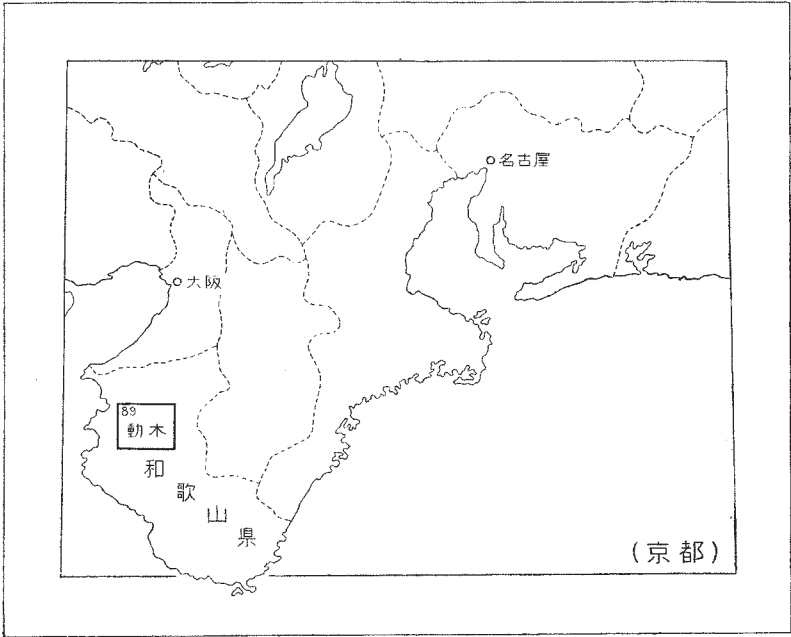
通商産業技官 平 山 健

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 秩父系	5
II. 2. 2 南帯の古生界	6
II. 3 古生界変成相—長瀨変成岩類	7
II. 3. 1 珪礫質および石灰質岩石類	8
II. 3. 2 塩基性岩石類	9
II. 4 時代未詳中生界—四万十累層群	12
II. 4. 1 石垣層	12
II. 4. 2 井谷層	13
II. 4. 3 湯川層	14
II. 5 白堊系	15
II. 5. 1 上部物部川亜層群	16
II. 5. 2 外和泉層群	17
II. 5. 3 地質構造	29
II. 6 第四系	33
II. 6. 1 更新統	33
II. 6. 2 現世統	33
II. 7 火成岩類	33
II. 7. 1 長瀨帯の火成岩類	33
II. 7. 2 御荷鉾構造線以南の火成岩類	36
参考文献	36
Abstract	1

1:50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和30年稿)

動 木

(京都一第89号)

本図幅調査は昭和27年(1952)3月から行われ、御荷鉾構造線以北の地域は平山が約40日の調査で完成し、以南の地域は田中が担当して約70日の調査をもって完成した。

I. 地 形

本図幅地域は紀伊半島の西部に位置し、大台ヶ原から釈迦ヶ岳を経て、伯母子岳へ続く連峯で構成されている紀伊山脈の西部に当り、この地域は伯母子岳(1,342m)から西方へ延びた山地で構成されている。しかし紀伊水道に近いこの地域では、急峻な山形を呈して屹立する山地はもはや少なくなり、おおむね晩壮年期の比較的緩傾斜の山地からなっており、地域の南東部の水ヶ宝形山附近が僅かに壮年期の地形を呈し、高度も1,000m近くに達しているが、残余の地域はおおむね800m以下の山地であり、殊に地域の北西の半分には侵蝕も進み、丘陵性の性質をさえ示すような晩壮年期の地形が著しい。

岩層の分布がおおむね北東—南西方向の帯状であるため、高度分布もほゞそれに沿ってはいるが、岩質が地形に明瞭に影響しているものは、南東部の高地が比較的侵蝕に堪える時代未詳の中生界で構成されている点のみであって、その北側に帯状に分布している白堊系や、さらにその北側の古生界などの場合にも、その岩質と地形の間に特徴のある関係を示しておらず、また、さらに北側に広く分布している長瀨変成岩類の地域でも、山脈がほゞ岩層の走向に並走する(例えば長峯山脈のように)状態が見られるだけである。

有田川が伯母子岳から西流して図幅地域内を西方へ貫流しており、その流路は曲流が甚だしい。これは岩質がほゞ一様であるため侵蝕が平均して行われ、河流は侵蝕度

のほゞ同じの岩石面を彫刻しつつ、その時々により流路を変え、曲流の形をつくったものと思われる。有田川の支流も規模は小さいがいずれも曲流している場合が多く、流路の選定は上記と同様な条件の下に行われたことがうかゞえる。地域のほゞ中央西半部に見られる早月谷川は、御荷鉾構造線に沿って生じた構造谷であるが、北部を西流する貴志川は有田川と同様な性質の川であって、曲流が甚だしい。

II. 地 質

II. 1 概 説

本図幅地域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る。各帯は西部においてENE-WSW方向をとり、東方へ向かって漸次NE-SW方向をとる。各帯を境するものは、北からいわゆる御荷鉾構造線・仏像一糸川構造線である。仏像一糸川構造線はいくつかの断層を含み、南または北へ比較的急傾斜する擾乱帯である。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（一部は長瀬変成岩類と同様な変成作用を蒙っている）によって占められる。この地帯は従来御荷鉾系の岩石で構成されている地域とされていたが、従来の三波川系・御荷鉾系で構成されている地域を一括して、長瀬帯と呼ぶことにしたため、この地域は全長瀬帯のほゞ南半部に相当する。秩父累帯はほゞ一定の幅をもって分布し、井関一中村構造線^{註1)}によって北側の秩父累帯主部と南帯とに区分される。秩父累帯主部には北側に古生界秩父系が分布し、南側に白堊系複向斜盆地があり、これは図幅地域最東部において消える。南帯は中部において消滅し、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の地層からなり、北帯と南帯とに区分される。本図幅地域における地質系統・地史は第1表のように総括される。

古生界のうち、北側の秩父系はその南側において、図幅地域西半部では、上部白堊系と断層によって接し、東半部では顕著な傾斜不整合をもって上部白堊系に覆われ、さらに最東部では時代未詳中生界と断層によって境される。秩父系は主として砂岩・粘板岩・チャートからなり、輝緑凝灰岩類・千枚岩類を伴ない、また石灰岩を含み、

註1) 白堊系の地質構造のところで述べる。

第1表 地質系統・地史一覽表

地質年代	長 瀬 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 堊 紀	-----		四 万 十 累 帯 群 { 湯 川 層 井 谷 層 石 垣 層	火 山 活 動 造 構 造 運 動
	古 白 堊 紀	外 和 泉 層 群			
	古 白 堊 紀	上 部 物 部 川 巫 層 群			
	白 堊 紀 - 三 疊 紀	?			
古 生 代	二 疊 紀	秩 父 系 (下 部 二 疊 系)	中 部 二 疊 系		火 山 活 動 火 山 活 動
		長 瀬 帯 変 成 岩 類			

大部分が二疊系下部統に対比される。南帯の古生界は砂岩・粘板岩を主とし、チャート・石灰岩に乏しく、また輝緑凝灰岩類を欠き、二疊系中部統に対比される。この古生界は大部分が逆転して急傾斜をもって南へ傾斜している。

長瀬帯を構成する岩石には水成岩・火山碎屑岩（両者とも多分古生界）の変成相と、それらに貫入し、一部変成している塩基性火成岩とがある。その貫入の時期は少なくとも2時期が考えられる。すなわち(1)は水成岩・火山碎屑岩が、広域変成作用を受ける以前に貫入したという疑いをもちうるものであり、(2)は変成作用の継続中か、またはそのあとで貫入したと思われるものである。(1)のうちで現在火山岩の組織を残しているのは、きわめて局部的にみられるものばかりで、それ以外に変成作用を受ける以前に貫入したものがあつたとしても、それは火山碎屑岩から変成された岩石と、野外においても鏡下においても区別が全くつかなくなっている。こゝではこのような岩石は

火山砕屑岩の変成相として取扱っている。

以下に長瀨変成岩類として取扱う岩類は、水成岩・火山砕屑岩の変成相、および上記のような源岩の不明な岩石である。火成岩の性質の見られる岩石はすべて長瀨変成岩から除外して別個に取扱う。

長瀨変成岩類はほゞ東西の走向で南または北へ傾斜して露出している。岩質的には塩基性岩類と珪礫質および石灰質岩類とである。

南部には源岩が火山砕屑岩と考えられる緑色准片岩が多く、珪質岩および結晶質石灰岩を僅かに混えており、中部では珪礫質岩石を源とする黒色千枚岩・黒色片岩が多く、緑色片岩・珪質岩は僅かに薄層として見られるばかりであり、北部ではふたゝび緑色准片岩や緑色片岩が増加する傾向が見られる。

岩石の変成度は、全体としては南部から北部へ向かって高くなっているが、局部的には例外もある。しかし地域内は、どこも緑泥石や緑簾石で特徴づけられる低変成度の岩石で構成されていて、南北両端の地域でも変成度の大きな差異は認められない。たゞし、南部の緑色准片岩層のなかには凝灰岩の組織をそのまま残すものがあり、御荷鉾構造線を隔てた南側の古生界と差異のない岩質の部分もある。

岩石のほとんど全部が変成岩であるために、局所的な小褶曲は見られるけれども、地域全体の褶曲系については明らかでなく、また断層系についても、北東部に存在して御荷鉾構造線を切る断層以外確認されるものはなく、したがってこの地域の地質構造および層序は明らかでない。

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る。下位から、チャート・輝緑凝灰岩類を伴ない四国の東川層に相当する石垣層、鳥巢型石灰岩を含み四国の西川層に相当する井谷層、および寺杣層に相当すると考えられる湯川層に区分される。本累層群は全体として三疊系から下部白堊系にわたるものであろう。地層はかなり褶曲している。

白堊系は顕著な傾斜不整合をもって秩父系を覆っている部分があり、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・イノセラムスその他の貝化石を含み、大部分が上部白堊系である。白堊系は下位から宮古統上部物部川亜層群と、ギリヤーク統からヘトナイ統下部階に至る外和泉層群とに区分される。白堊系は基盤の古生界との間に著しい構造的差異を示し、第三紀前期の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。この複向斜構造は小褶曲構造および断層の発達によって複雑になっている。

更新統には古期・新时期丘堆積物があり、現世統は河川沿岸に沖積層としてみられる。

火成岩類は古生界・長瀬変成岩類・四万十累層群中に露出しているが、酸性岩類は少なく、ほとんどすべてが塩基性火成岩類である。すなわち古生界の秩父系のなかや、四万十累層群の石垣層中に輝緑岩が分布し、また蛇紋岩が構造と密接な関係をもって露出している。

長瀬帯のうちで火成岩として取扱うことのできる岩石は、変輝緑岩・変斑岩・橄欖岩および蛇紋岩などと、僅かに露出する変朽した珪長斑岩・粗粒玄武岩とである。このうち変朽した珪長斑岩・粗粒玄武岩を除いた4岩類は互に相伴なって岩株として露出している。変朽した珪長斑岩は薄い岩床の形で見られ、粗粒玄武岩は小さな岩脈の形を呈している。長瀬帯の火成岩類はその南半部に多く分布し、北半部にはほとんどない。個々の岩体は不規則な形態をとってはいるが、全体としては片理の方向に伸びた扁平状を呈している。前にふれたように大部分の火成岩の貫入の時期は、古生界が受けた変成作用の継続中か、またはその後と見られるが、それは火成岩体の一部に周囲の水成岩と同様な傾向の変成作用を受けているのが見られること、および変成作用を受けていない火成岩体が、結晶片岩の破片を捕獲岩として持っていること、などの現象から推定したのである。変朽した珪長斑岩の貫入時期は変成作用の後であろう。粗粒玄武岩は広域変成作用の起る以前に、すでに古生界に貫入していたかも知れないが、長瀬帯中には局部的にその性質を残すものが見られるにすぎない。

II. 2 古 生 界

II. 2. 1 秩 父 系

秩父系は図幅地域最東部におけるNW-SE方向の断層の東側と西側とで、岩相・地層の傾斜を異にする。

この断層の西側に分布する秩父系は、一般に逆転して南方へ傾斜している。最下部は千枚岩類が顕著であることによって特徴づけられ、黒色千枚岩・千枚岩質粘板岩を

主とし、淡緑灰色珪質細粒砂岩・粘板岩を伴ない、さらに稀にはチャートを挟む。主部は黒灰～灰色、中～細粒の砂岩・粘板岩・チャートの交互層からなり、処々に輝緑凝灰岩類・石灰岩を含む。輝緑凝灰岩類は輝緑岩（一部には粗面玄武岩もみられる）および同質火山砕屑岩からなる。輝緑岩は一般に岩床状または熔岩流状に分布し、同質火山砕屑岩は凝灰岩・集塊角礫岩様の性状を示す。砂岩はかなりの厚層をなして介在する場合がある。化石としては、五西月村大西南方の石灰岩から *Schwagerina* sp.^{註2)}、ストロマトポロイドを産出する。地層は一般に南へ60～70°内外傾斜し、これは大部分が転倒している。たゞし場所によって、特に最も東の部分では北へ傾斜している。この区域の秩父系は海南図幅のものと同様にして岩相・産出化石から判断すると二畳系下部統に対比され、そのうち最下部は海南図幅の秩父系におけるAに相当し、また主部はBに相当するであろう。

この地域最東部の断層以東の秩父系は大部分が粘板岩からなり、ときどきチャート・砂岩・石灰岩を挟み、さらに稀には輝緑凝灰岩をも含む。またチャートが一般に赤色を呈することも特徴的である。北部では千枚岩質粘板岩が発達する。地層は見掛上北へ50～60°内外傾斜する。この区域の秩父系は化石を産出しないためにその時代は不明である。

II. 2. 2 南帯の古生界

これは種々の厚さの砂岩・粘板岩・砂岩粘板岩細互層の交互層からなり、チャート・石灰岩を少しく、礫岩を稀に含む。砂岩は一般に暗灰色・灰色を呈し、時には青灰色を呈することもあり、一般に塊状、中～細粒である。石灰岩からは有孔虫・珊瑚・ストロマトポロイドの化石が産出する。地層は一般に逆転して60～80°内外南へ傾斜している。

この古生界は西部の川口東方を通るほぼN-S方向の断層の東側と西側とで岩相を幾分異にする。すなわちこの断層の東側においては、どちらかという砂岩が優勢であり、石灰岩がきわめて稀であり、さらに礫岩薄層も含まれる。この礫岩はレンズ状に介在し、1 m内外の厚さを有し、おもに径2～3 cm以下の砂岩・チャート・粘板岩の円礫ないし亜角礫からなる。これに反して同断層の西側においては、どちらか

註2) 古生界の有孔虫の鑑定は磯見博技官による。

いうと粘板岩が優勢であり、石灰岩が処々に介在する。東側における岩倉村粟生の石灰岩は *Neoschwagerina* cfr. *craticulifera* (SCHWAGER) を含み、西側における石垣村糸川の石灰岩から *Pseudofusulina japonica* (GÜMBEL), *Schwagerina* (l. s.) sp., *Neoschwagerina craticulifera*, *Huangia* sp.^{註3)}, ストロマトポロイドが産出する。南帯の古生界は上記の産出化石によって二畳系中部統に対比される。

II. 3 古生界変成相—長瀬変成岩類

図幅地域内の北半部に広く分布し、南東側は北傾の断層（いわゆる御荷鉾構造線）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が多く、中部および南部では准片岩および千枚岩類が多く、南限の断層附近では、変成作用をほとんど受けていない秩父系とほとんど差異のない岩類も含まれている。その間変成度は北から南へ漸次低くなるのが一般の傾向である。しかしながら局部的には変成度の不規則な変化も認められる。この地域の変成岩類はその南に分布する秩父系に岩質が漸移すると思われるので、これの変成相と考えられる。変成岩類の分布する地域は、その中央部をNW-SE方向に切る推定断層で大きく2区域に分かれている。西側の区域ではその南半部は緑色准片岩を主とし、黒色千枚岩・珪岩を伴った岩類で構成され、北半部は厚い黒色千枚岩のなかに、緑色片岩と珪岩または石英片岩などを僅かに挟むもので構成されている。走向はおおむねE-Wで南へ傾斜する所が多い。前記断層の東側の区域も西側と同様に、その南半部は緑色准片岩層で構成されている。この緑色准片岩類は西側区域のものと同質であるが、西半部に比べて珪岩が少ない。この部分はNE-SW方向およびほぼE-W方向の2断層で、中央部以北と境されていると推定される。E-Wの断層以北すなわち中央部および北部は西半部とは岩質をやや異にし、黒色千枚岩中に数多くの片状砂岩層を挟有した厚層で構成され、その一部には含礫片岩を挟んでいる。北部に近い部分には緑色片岩がやや多く見られ、図幅地域の北西部では緑色片岩の厚層が見られる。図幅地域の東端に近い所ではNW-SE方向の断層で切られ、御荷鉾構造線の転位で判るように、東側が北へ移動している。変成岩類の岩質はこの断層の両側で差はない。御荷鉾構造線が変成岩類の岩層配列と斜交しているので、この

註3) 湊正雄博士鑑定

地域の南部を占める緑色准片岩を主とする部分は地域東部では欠如しているが、この部分を除くと本図幅地域の變成岩類は、南から北へどこもほぼ同様な岩層配列を示しているものとみなされ、そして西隣海南図幅から連続するものである。

地域中に露出する長瀨變成岩類を岩質および産状から大別すれば、**珪礬質および石灰質岩石類・塩基性岩石類**となる。この兩種の岩石類は走向方向にも、傾斜方向にも移化しあい、各種の中間の性質を持つものも多い。

II. 3. 1 珪礬質および石灰質岩石類

黒色千枚岩・黒色片岩は南から北にかけて分布している。炭質物・絹雲母・石英・斜長石を主とし、緑泥石・方解石などを含む。南部のものは千枚岩質で再結晶はすまず、結晶は微細であるが、北部では再結晶がやゝ進み、結晶は径0.05～0.1 mmとなっている。黒色千枚岩も黒色片岩も偽劈開面を持ち、縮緬のような小さい皺が目立っている。黒色片岩中には不規則なレンズ状に石英・斜長石の集合した部分が見られる。その部分は砂岩が変動時にひきちぎられてレンズ状になったものの変成物かも知れない。たゞし黒色片岩中には後述するように明白な礫岩片岩もみられるので、このような部分も礫質の部分であったかとも考えられる。この種岩石の分布は四国西端の八幡浜附近から東方へ、点々として長瀨帯のなかに連続していて、この地域のものもその一部分と思われる。この地域ではこの種の岩層のなかに楕円体の礫が明白に存在するものがあるので、礫質な岩石が變成作用を受けたものも相当含まれていると推定される。きわめて局部的ではあるが、礫岩から變成されたと思われる**含礫片岩**が見られる。海草郡下神野村神野市場から北方永谷への道や、永谷から福田へ下る道に露出するほか、同郡国吉村「田」から北方丸山へ行く道に転石としてみられる。神野市場北方では黒色千枚岩ないし黒色片岩のなかに20～30 mの幅で介在している。礫は扁平な楕円体で長径10 cm、短径2 cm以下のものが多い。礫の質は砂岩・珪岩がほとんど全部を占め、火成岩源のものは全く見られず、不規則な流状の黒色部がほぼ片理に平行に挟まれている。この部分は粘板岩質の礫が変形したものであろう。

珪質岩は珪岩ないし絹雲母石英片岩などで、黒色片岩または千枚岩中に層状にみられ、灰白色・白色・淡緑色・赤色などを呈し、剝理性がやゝ強い。鏡下ではおもに石英からなり、珪岩は一般に炭質物を少量含み、赤色のものは赤鉄鉱を含み、淡緑色の

ものは緑泥石の細片を含む。絹雲母石英片岩は他に緑簾石・方解石などを含む。

片状を呈する砂岩は図幅地域中央のNW-SE方向の推定断層以東の区域の中央以北の部分に多く、黒色千枚岩・黒色片岩と互層している。縞状構造を呈し、片理がかすかに見られる。微細な石英粒で固結され、炭質物・絹雲母・方解石・緑泥石などを含み、碎屑鉱物として石英・斜長石・曹長石・輝石・ジルコン・チタン石・緑簾石などの粒状の結晶が含まれている。図幅地域内の片状砂岩にはむしろ泥質砂岩から変わったと思われるものが多く、炭質物と絹雲母で形成された縞状構造が碎屑鉱物を取りまいて流状に見られる部分がある。

結晶質石灰岩は黒色千枚岩に薄層として挟有され、南部の地域に多い。灰白色で片理をもち、緑泥石などを含む。

II. 3. 2 塩基性岩石類

長瀨変成岩類中の塩基性岩石類のなかには、凝灰岩・片状輝緑凝灰岩・陽起石片岩および輝緑片岩などがふくまれる。これらの岩石は地域の南部では源岩と思われる凝灰岩の性質をそのままよく残している。中央部では凝灰岩の性質をほとんど失って、再結晶した鉱物で構成されているが、しかし再結晶度は一般に低く、鉱物は細粒でまた外観も完全な結晶片岩というよりも、准片岩という程度と思われるものが多い。北部では全体としての再結晶度は進み、結晶片岩となっているものも多く見られる。これらの岩石中には、後から貫入した火成岩体に関連して生じたソーダに富んだ熱水溶液の交代作用を受けた部分もあるが、野外でその部分を識別することは困難な場合も多い。

凝灰岩の性質を持っている岩石は御荷鉾構造線に近い部分、すなわち有田郡生石村・五西月村・八幡村北部にかけて分布し、野外で片理の僅かに見られる緑色、緻密な岩石で、ほとんど一様の外観を呈しており、僅かに局部的に径2 mm以下の白色の稜角のある斑点が見られる部分がある。鏡下にみれば2種の岩質が区別される。その1種はガラス質のもので、ガラス質凝灰岩に特有な三日月形ないし凹形の輪廓をもった破片を、多量に含む組織を残している。三日月形などの破片は、ガラス中に形成されていた気泡をとりまく輪状の部分がこわれて、三日月形または凹形の破片となり、これらが集まって特徴のあるガラス質凝灰岩組織を示したものである。個々の三日月形などの破片は淡褐色でやゝ緑色を帯びた緑泥石様の鉱物になっている。この組織は一

部では押しつぶされて破片が片理の方向にやゝ並んでいる所もある。破片以外の部分ほ無色または淡緑色の緑泥石で埋められ、そのなかに普通輝石が自形ないし半自形で多数散在し（時には方解石に全く変化しているときもある）、無色の角閃石が繊維状または帚状をなして存在し、また少数の斜長石が自形・半自形の結晶をなし、絹雲母化作用、ソシュール石化作用を受けたり、緑泥石に変わったりして存在している。その他斜長石の大形の単一結晶が10個以上の細かい結晶にわかれ、汚濁してみられることもある。野外において白色斑点として見られるのは斜長石の大形結晶で、変質しているものが多い。このようなガラス質凝灰岩は中央部以北では全くみられない。この凝灰岩質岩石には灰色の1～5 cm位の角礫を含む部分がある。その角礫はガラス質の組織を示さず、斑状を呈する。緑泥石を主とし、パンペリヤイトを含む石基のなかに普通輝石の自形または半自形の大小の斑晶、時に橄欖石の斑晶、短冊状または短柱状の斜長石の形の斑晶が、時に全く緑泥石化したり、ソシュール石化したりしたものを含む。この部分は輝緑岩・玄武岩などの岩片が、ガラス質凝灰岩中に包有された火山角礫岩質の源岩から変わったものと思われる。このような角礫質の部分は中央部にも存在するが、それは変成作用をやゝ強く受け、源岩の組織がなにかば失われている。

凝灰岩質の岩石のうちで第2種のもは肉眼的には第1種のもとの差異はないが、鏡下において繊維状の無色角閃石（陽起石質または透角閃石質）と緑泥石の集合とからなり、そのなかに輝石の細粒が数多く散在している。この種のものには斜長石やその仮像、あるいは斜長石からの変質物も全く見られない。三日月形のガラス質物が少量みられることがある。この種の岩石の源岩も火山岩ではなく、おそらく凝灰岩のあまりガラス質でなかった部分と考えられる。このような種類の岩石は南部の地域よりも北へ向かうにつれて多くなり、岩質も片岩に近くなって変成度は高まり、陽起石准片岩または陽起石片岩というべきものとなり、全体として第1種のものより広く全域にわたってみられる。第2種のなかにいれうるものもその岩質は一定でなく、無色角閃石が並列して岩石はやゝ片状を呈し、大小の粒状に近い普通輝石が多数散在するもの（有田郡生石村下六川東方のもの）や、普通輝石が少なく無色角閃石の結晶が黝簾石に全く変質したもの（有田郡五西月村長峯峠南東のもの）などがある。後者の一部には緑簾石脈が片理を切って貫ぬいているのが見られる。

片状輝緑凝灰岩は多くは緑色ないし緑紫色を呈するが、赤紫色を呈する部分が野外

で特徴的である。薄層としては南部にもみられるが、典型的な露出は北部に近い海草郡南野上村宝年寺山から深谷を経てさらに東方へ連続しているものである。鏡下では凝灰岩質構造が僅かに認められ、輝石・斜長石の残晶を含み、緑簾石・緑泥石・陽起石・曹長石の微細な結晶で構成されている。

輝緑片岩は陽起石緑簾石曹長石片岩・緑簾石緑泥石曹長石片岩などで、その多くは輝石の残晶を含み、再結晶した細かい鉱物で構成され、片理が強い。緑簾石・緑泥石・曹長石を主成分とし、陽起石を混え、藍閃石・無色角閃石・斜鋳簾石・チタン石・磁鉄鉱・方解石などを生成し、稀に輝石はエヂリン輝石の性質を帯びている。本岩は緑簾石・緑泥石・曹長石・石英などの細脈で貫ぬかれているが、殊に曹長石脈が顕著である。曹長石は時に集合して細かいレンズ状を呈している。曹長石脈もレンズ状のものも変成作用を受けているが、脈には明白に片理を切っている部分もある。変成作用を受けた部分では脈が變形し流状に波打ったり、レンズ状のものが片理の方向にゆがめられたり、全く片理方向に並列したりしている。それらを形成する曹長石には緑簾石などが捕獲されている。このように曹長石が著しく存在しているが、この地域には北部においても完全な点紋状を呈する曹長石は見られない。

陽起石片岩は海草郡亀川村下河原・同郡東野上町沖野々などに見られ、こゝでは変成度は進み、ほぼ完全な片岩となっている。すでに述べた南部の凝灰岩質のものが片岩となったものであるが、この岩石のみを見たのでは源岩の推定は困難で、南部の岩質から変成の道程を追うことによって推定されるものである。

以上のように変成度は大体南側から北側へ向かって進んでいるが、南側にあっても変成度が進み、北側にあっても低い部分も見られる。有田郡生石村下六川附近の凝灰岩質の岩石中に緑簾石緑泥石曹長石片岩が含まれ、また南野上村宝年寺山北方に片状輝緑岩があることなどはその例である。

構造は、長瀬帯の岩石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）は見られず、全く不明である。現在見られる構造要素は変成作用の継続中またはその後生成したものである。

本図幅内では海南図幅の北東隅から連続している北西-南東方向の推定断層が地域を2つに分割している。この断層は主として北半部の岩層の差異から推定されたものであり、断層の露出する箇所はない。この断層の東側の地域はNE-SW方向と、E-W

方向の2つの断層で切られている。この断層も露頭はみいだされていない。図幅地域の北東隅に近い所にNW-SE方向の断層が存在する。この断層によって御荷鉾構造線が水平的に約1,800 m 喰い違っている。本断層は長谷毛原村毛原中附近に露出している。こゝでは断層面は南西へ傾き粘土を伴う約2 mの幅の破砕帯を生じている。

御荷鉾構造線は図幅地域の西半部ではその露頭が見られないけれども、東半部では数カ所においてその正確な地点を決定しうる露出が見られる。なかでも長谷毛原村石ヶ峯の東側の谷では良好な露出があって、ここでは変成相の石墨絹雲母千枚岩が古生層の珪質岩に衝上しており、幅1.1mの破砕帯を現わし、このなかには粘土のほかには珪質岩が圧砕岩となって角礫状に挟まれており、古生層珪質岩の断層面は鏡肌となっていて、その面はN40°~50°Eの走向で、40°~50°北西へ傾き、面上にはN50°Wの方向で北西へ40°~50°傾いた条線が見られる。御荷鉾構造線はこのように全体としては1本の衝上断層として見られるが、局部的にはその主断層にほぼ平行な数多くの副断層が存在するらしく、有田郡五西月村寺原に見られる変成相の岩層中に介在する変成作用を受けていないと思われる古生層の薄層などは、副断層によって挟みこまれたものであるかも知れない。

II. 4 時代未詳中生界—四万十累層群

四万十累層群地域は断層によって北帯と南帯とに区分され、北帯には井谷層・湯川層が、南帯には石垣層が分布する。これら3層の層序的關係については、石垣層・井谷層・湯川層の順に下位から上位となる。

II. 4. 1 石 垣 層

石垣層は石垣村に標式的に発達し、北側の湯川層とは断層によって接する。おもに砂岩頁岩互層からなり、砂岩の厚層のほかにはチャートを多く挟み、また輝緑凝灰岩類を伴う。

砂岩のうち、砂岩頁岩互層を構成するものは一般に灰色・暗灰色、一部は緑灰色・青灰色を呈し、中～細粒である。他方厚層をなす砂岩(地質図に記入されている)は一般に上記と同様の色を呈し、中粒であるが、ときには粗粒となって角礫状の頁岩・植物質微片を多量に含み、さらに稀には石英質のものもある。仏像—糸川構造線の近くに

ある砂岩には処々に方解石脈が網目状に発達している。チャートは一般に無層理，赤色・緑色を呈するが，一部は板状を示し，灰青緑色を呈することがある。赤色チャートはしばしば輝緑凝灰岩類と相伴っている。なおチャートには一般に放散虫化石が含まれ，そのうち赤色含放散虫チャートには *Cenosphaera* sp., *Spongodiscus* sp. が多く，そのほかに Cyrtioidea も若干含まれ，またその他の色のチャートにも non-cyrtioidea が若干みられる。輝緑凝灰岩類は輝緑岩および同質火山碎屑岩からなり，輝緑岩は層理に平行に岩床状または熔岩流状に分布し，銅鋳を胚胎することがある。

石垣層は後述する湯川層と異なって，その地層の擾乱の程度が大きく，ときどき鉱化作用を受けており，このことは特に輝緑岩が存在する附近において著しい。本層中の化石としては，チャートに含まれる放散虫以外には，たゞ八幡村湯川川中股谷において頁岩中にイノセラムスの破片が僅かに産出するにすぎない。

本層は，その詳細な層序が不明であるが，大局的には下部と上部とで岩相を幾分異にする。下部は大局的にみると本層分布地域の北部（石垣村上修理川から岩倉村粟生，五村川合・上二沢を経て八幡村上湯川に至る）と南部（石垣村宇井南方から川上村初湯川を経て寒川^{そう}に至る）とに分布する。砂岩頁岩互層を主とし，砂岩の厚層を少しく伴わない，また多くの赤色，緑色チャートを挟み，処々に輝緑凝灰岩類（大部分が輝緑岩である）を含む。なお粟生南方の輝緑岩は銅鋳を胚胎する。本層の上部は大局的にみると上修理川南方から石垣村宇井・五村七滝を経て和田尾山にかけて分布する。砂岩に富む砂岩頁岩互層からなり，砂岩の厚層を下部よりも多く挟む。また上部には，下部と異なってチャートが少なく，その色は緑色・灰色であって，赤色チャートがみられない。なお前記のイノセラムスを産出する層準は本層の上部に含まれる。

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することによってジュラ系（おそらく上部統を除く）から三畳系にわたるものであろう。なお石垣層は詳細な年代の決定に有効な化石を産出していないが，イノセラムスの産出によって本層の上部はむしろジュラ系（おそらく上部統を除く）に対比されるであろう。

II. 4. 2 井 谷 層

井谷層は北側の上部白堊系と断層をもって接し，南側の湯川層に整合に覆われる。また井谷層は石垣層との関係が直接には不明であるが，石垣層の層序的上位にくる。

本層は井谷附近において標式的に発達し、多くの礁状石灰岩レンズを伴うことによって特徴づけられる。本層はおもに頁岩から構成され、処々に砂岩頁岩細交互層・砂岩（厚さは一般に5～10 m内外であって、石垣層や後述の湯川層に介在する砂岩の厚層に較べてはるかに薄いので、地質図には図示されていない）を挟み、また多くのチャートを伴う。

砂岩は一般に灰色を呈し、時には頁岩と同様に石灰質となることがある。チャートは暗灰色・淡青灰色を呈し、赤色・緑色のものが介在しないことは石垣層と異なり、むしろ後述の湯川層に類似する。石灰岩は見掛上3～4帯にわたって介在し、灰色を呈し、部分的に鯛状であり、油臭を放つ。石灰岩には次のような鳥巢型石灰岩化石群に属する石灰藻・ストロマトポロイド・珊瑚などの化石を多量に含む。

Petrophyton tenue YABE, *Stromatopora* (*Parastromatopora*) *japonica* YABE, *Milleporidium* sp., *Thamnasteria* sp., *Chaetetopsis crinata* NEUMAYR, *Cenosphæra* sp.

地層の擾乱の程度は全般として石垣層の場合に近く、後述の湯川層の場合よりも甚だしい。また仏像—糸川構造線の近くではかなりの幅にわたって著しく擾乱された頁岩が発達する。このうちには砂岩・チャートの礫状になったものを層状に多量に含んでいる。

井谷層は層序的位置・岩相・化石内容からみると、海南図幅の由良層、四国の西川層に相当し、ジュラ系上部統に対比されるであろう。

II. 4.3 湯川層

湯川層は湯川川沿岸において標式的に発達し、井谷層を整合に覆う。井谷層の厚い頁岩の上位に突然に現われる礫岩に始まって、幾分厚い砂岩となるところを湯川層の下限とする^{註4)}。この礫岩は3 m内外の厚さを有し、径2～3 cm内外の砂岩・チャートの円礫～垂角礫から構成され、基質は砂質頁岩である。本層はおもに石垣層の場合と類似の砂岩頁岩互層からなる。しかし本層には石垣層、とくにその上部と異なっていて、砂岩の厚層が少なくて、むしろ頁岩の厚層（一部は地質図に記入されている）が処

註4) このような岩相変化は井谷層・湯川層にそれぞれ相当する海南図幅の由良層・寺杣層間にも認められる。なお御坊図幅地内では寺杣層と由良層とは平行不整合関係にある（館林寛吾：紀州由良附近の鳥巢統其他に就て，地球，Vol. 8, No. 5, 1930）。

処に介在し、チャートがきわめて少なく、また輝緑凝灰岩類もみられない。チャートが一般に灰色を呈し、赤色、緑色のチャートが存在しないことも石垣層と異なり、むしろ井谷層に類似する。なお白色石灰岩レンズもきわめて稀に含まれているようである。砂岩の性質は石垣層の場合に類似し、厚層をなすものには cross-lamination が認められることもある。また本層と石垣層とを境する断層の近くでは、砂岩中に方解石脈が網目状に発達していることが多い。化石としては、八幡村奥野附近の頁岩にイノセラムスの破片が少しく含まれるにすぎない。

湯川層は層序的位置・岩相からみると寺杣層に相当することによって、下部白堊系下部統に対比されるであろう。

四万十累層群は、その詳細な構造が不明であるが、全体にわたって褶曲している。褶曲度は場所によって多少異なり、正常の褶曲構造を示す場合と、褶曲軸面が南へ傾斜する同斜ないし同斜状褶曲構造を呈する場合とがある。また本累層群には、地層の走向にほぼ平行な方向をとる小規模の断層が多数発達している。本累層群地域は帯状構造の方向にほぼ平行な方向をとる断層、すなわち川合—湯川断層によって北帯と南帯とに区分される。両帯は地層の分布・走向について若干の差異を示す。すなわち北帯は井谷層・湯川層、南帯は石垣層によって占められ、また地層の走向は北帯において ENE-WSW であるのに対して、南帯においては E-W に近くなる。北帯は、図幅地域の四万十累層群の大局的な構造・地層の分布状態から判断すると向斜部に相当する。湯川層にみられる褶曲構造は一般に正常の形態をとり、井谷層は一般に逆転して北へ傾斜する。次に南帯の地層については、褶曲度が場所によって異なり、西部では褶曲度が強く、したがって一般に軸面が南へ傾斜する同斜状ないし同斜褶曲構造が発達し、それに反して東部においては正常の褶曲構造を示す場合が多い。なお南帯のうち、北部・南部のチャートが多い部分は背斜部に相当し、中部の砂岩に富む部分は向斜部を占める。このように四万十累層群地域を大局的にみると、南帯は背斜部に、北帯は向斜部に相当する。





II. 5 白 堊 系

白堊系の層序は第 2 表に示される。ギリヤーク統一浦河統下部階は海南図幅の場合

と異なっておもに南部相である。また浦河統上部階—ヘトナイ統下部階も水平方向に岩相変化を示し、そのうち浦河統上部階は北方において基盤の秩父系を直接覆っている。

第2表 白聖系の層序

年代的層序区分			岩相的層序区分*	
上部 白聖系	ヘトナイ統	上部階	外和	鳥屋城層
		下部階		
	浦河統	上部階	泉層群	二川層
	下部階			
	ギリヤク統			(御霊層) 松原層
下部 白聖系	宮古統	上部物部川	亜層群	(金屋層) 上松原層
				井関層

-  傾斜不整合基盤(古生界)
-  平行不整合
-  整合
-  上限 下限不明
- * 大局的には北部相を左側に、南部相を右側に示す
- () 海南図幅のみに分布する地層

II. 5. 1 上部物部川亜層群

本図幅地域の上部物部川亜層群は井関層であって、図幅地域南西部において北側の筏立北方と南側の上松原南方とに僅かに分布するにすぎない。

筏立北方の井関層は北側の二川層、南側の二川層および松原層と断層によって接する。こゝには多くの瀕海性貝化石を含む塊状粗粒砂岩が厚く発達し、一部には礫岩も

伴なわれる。産出化石には *Polymesoda (Costocyrena) radiatostriata* (YABE & NAGAO), *Polymesoda (Isodomella) sp.*, *Corbicula (Paracorbicula) sanchuensis* YABE & NAGAO などがある。この地層の上位には砂岩頁岩互層が厚くつき、また下位には頁岩がくる。前述の顕著な砂岩は海南図幅における上部砂岩層に相当する。

上松原南方の井関層は南側の古生界と断層関係にある。こゝでは、しばしば砂岩の薄層を挟み石灰質団塊を含む頁岩が 200 m 近くの厚さを占め、この下位には僅かの塊状細粒砂岩を経て成層した中～粗粒砂岩がくる。この厚い頁岩は海南図幅における上部頁岩層に相当する。

前記の化石のほかに、本層からは *Gervillia forbesiana* D'ORBIGNY, *Bakevella (?) shinanoensis* YABE & NAGAO が知られている⁸⁾。このように本層から産出する化石は領石型・物部川型貝化石群の要素を示している。したがって井関層は層序的位置・岩相・化石内容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。

II. 5. 2 外和泉層群

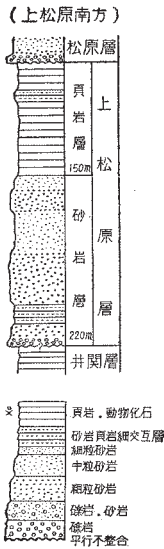
外和泉層群は本図幅地域における白堊系分布地域の大部分を占め、南北両側の古期岩層中に地溝状をなして分布する。本層群は 2,000m 内外の厚さに達し、下部白堊系を平行不整合に覆う可能性がある。厚い砂岩・頁岩が交互に累重する地層であって、どちらかというとな部が粗粒堆積物に、中部が細粒堆積物に、上部がふたたび粗粒堆積物に富む。下位からギリヤーク統と考えられる上松原層、浦河統下部階の松原層、浦河統上部階—トナイ統下部階の二川層および鳥屋城層に区分される。外和泉層群の堆積状態・岩相は水平的に、とくに北部と南部とで幾分異なる。

上松原層

上松原層^{註5)}は本図幅地域の西部において上位の松原層を挟んで両側に分布し、井関層を平行不整合に覆う可能性がある。

本層は標式的発達地の松原南方において 400 m 近くの厚さを示し、互に整合な下

註 5) 上松原層は従来井関層に含まれた。



第1図 上松原層層序柱状図

部の砂岩層と上部の頁岩層とに区分される(第1図参照)。砂岩層は最下部の厚さ約8mの礫岩に始まり、僅かの粗粒砂岩・砂岩頁岩細交互層を経て、その上位に厚い砂岩がつづく。この砂岩は一般に灰色、塊状、粗～中粒であり、局部的に礫岩質となる。最下部の礫岩は成層状態がきわめて不良であり、淘汰が余り良好でない半拳大以下の円礫から構成される。礫には主として古期岩層から由来した砂岩・チャートおよび花崗岩類などがあり、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角礫も多い。したがって、不整合面は観察されないが、本層と井関層との関係は平行不整合であると推察される。また礫岩には石灰質団塊が多く含まれている。砂岩層の厚さは220m内外である。上部の頁岩層は約150mの厚さを有し、主として頁岩から構成され、上限近くに僅かの砂岩頁岩細交互層を伴う。石垣村糸川附近において本層上部の頁岩からイノセラムスの化石を稀に産出する。

北側の上松原層においても前述の場合と同様に、下部の砂岩層と上部の頁岩層とが区別される。しかし全体として南側の本層に較べて頁岩が多く、さらに下部には処々に層理が余り発達しない砂質頁岩が介在する。本層下部の細粒砂岩から保存不完全な貝化石が稀に産出する。

上松原層は年代決定に有効な化石を産出していないが、層序的位置から判断すると海南図幅の金星層に相当し、上部白堊系下部統(ギリヤーク統)に対比されるであろう。

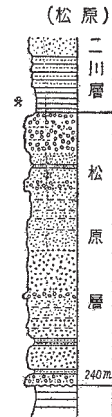
松原層

層相 松原層は石垣村松原—上松原間において標式的に発達し、下位の上松原層とは侵蝕間隙が短い軽微な平行不整合関係にある。本層は250m内外の厚さを有し、海南図幅における御霊層と同様に砂岩を主とする粗粒浅水性堆積物であり、そのほか処々に礫岩・砂岩頁岩互層・頁岩を挟む。北部におけるものは南部のものよりも粗粒であり、かつ礫岩をより多く伴う。松原層は同時堆積物の御霊層と岩相を若干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。松原層の層相は第2図に示され

る。

本層の主体を構成する砂岩は一般に灰白色・淡青灰色あるいは灰色を呈し、粗～中粒である。また砂岩は植物質微片に富む柔軟な細粒砂岩、または砂質頁岩・砂岩頁岩細交互層・頁岩の厚さ1 m以下、一般に0.3～0.5 m内外の薄層を頻繁に挟んで種々の厚さに成層する。この点について本層の砂岩は井関層の場合と異なり、むしろ御霊層の場合に類似する。砂岩中に介在する細粒岩薄層は本層下部においては一般に0.1 m以下の厚さであるが、上部においてはその厚さも2～3 m内外となり、かつ頻繁に介在するようになる。なお本層の砂岩には雲母の微片が多量に含まれている。

基底にはレンズ状に消長する礫岩がみられ、その厚さは10 m以上に達することがある。礫岩はさらに種々の層準に介在するが、とくに上部、最上部にレンズ状に著しく発達し、20～30 mの厚さに及ぶことがある。これらの礫岩はチャート・砂岩・粘板岩・長瀨変成岩類のうち変成度の弱いものに類似する緑色変成岩類（変質斑礫岩・変質凝灰岩・変質輝緑岩など）・花崗岩類・石英斑岩などの円礫からなる。礫の大きさは一般に拳大～半拳大以下であるが、しばしば人頭大に達することがある。礫岩は淘汰が良好でなく、成層状



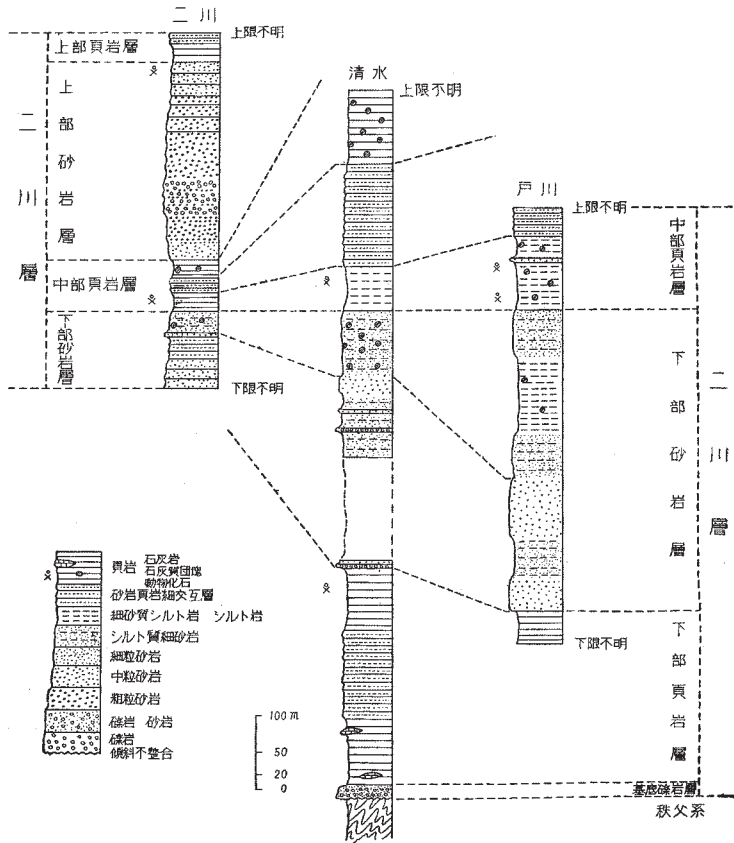
第2図 松原層層序柱状図

態も余り良くない。なお基底礫岩には、上記の礫のほかに石灰質団塊および直接下位の地層から由来した頁岩の角礫が多い。したがって本層と上松原層とは、上記の基底礫岩および明瞭な侵蝕面の存在によって平行不整合関係を示す。この平行不整合の状態は川口南西方および上松原東方において観察される。また基底礫岩に石灰質団塊が多いことは、御霊層の下限を示す礫岩や上松原層の基底礫岩の場合に類似する。

本層上部には稀に白色酸性凝灰岩の薄層がみられる。また本層の上限は厚さ15 m内外の含化石塊状灰色細粒砂岩（これは部分によっては泥質となり、また細礫をまばらに含む）あるいは成層した中～細粒砂岩であり、なお場所によっては厚さ20～30 m内外の礫岩のこともある。

化石は稀に産出するにすぎない。本層下部に介在する頁岩からイノセラムス・菊石類・海胆などが稀に産出し、本層の上限を占める細粒砂岩中に二枚貝がまばらに含まれる。

化石および対比 松原における本層下部から *Inoceramus (Sergipia) akamatsui* YEHARA, *I. cfr. ezoensis* YOKOYAMA が産出する。また筏立附近の本層最上部は *Lime* sp. などの貝化石、筏立北方の本層最上部も二枚貝・菊石類・海胆などの化石を含む。なお本層から *Inoceramus cfr. uwajimaensis* YEHARA, *Gaudryceras densplicatum* (JIMBO), *Holcodiscoides* (?) sp., *Scaphites puerculus* (JIMBO) も知られている^{8), 10)}。松原層は上記の化石によって上部白垩系中部統下部(浦河統下部階)に



第3図 二川層層序柱状図

対比される。また本層は層序的位置・岩相から考察すると御霊層に相当する。しかし松原層は御霊層に較べて厚さをはるかに薄く、一般的に粗粒堆積物がより優勢であり、また御霊層の中部を占めるような顕著な頁岩が発達していない。

二 川 層

二川層^{註6)}は城山村二川・八幡村清水および鳥屋城村長谷川附近において標式的に発達する。本層は北側の秩父系を顕著な傾斜不整合をもって覆い、さらに南側の松原層分布地域にもみられ、松原層と整合関係にある。

層相 二川層は厚い砂岩頁岩の交互層からなり、僅かの礫岩を伴ない、また下部には多数の石灰岩レンズを含む。本層には一般に graded bedding がよく発達する。岩相は一般に西方から東方へ向かって細粒となる傾向がある。化石は種々の層準に産出し、局部的には多く含まれ、産出化石にはイノセラムス・二枚貝・菊石類のほか珊瑚・腕足類などがある。本層は、その上限が侵蝕のために不明であるが、900 m 余から最大 1,200 m 余の厚さに達し、西方から東方へ向かって厚さを増す。二川層は下位から基底礫岩層・下部頁岩層・下部砂岩層・中部頁岩層・上部砂岩層および上部頁岩層に区分され、各層の関係は整合である（第3図参照）。本層全体の厚さが西方から東方へ向かって増すように、各層の厚さも一般に西方から東方へ向かって大きくなる。

基底礫岩層（地質図の Ft₁ に含まれる）：本層は場所によって秩父系の異なった層準を覆う。礫岩を主とする礫岩・砂岩の交互層であって、20 m 以下の厚さを有し、場所によってはほとんど欠如していることがある。礫岩は淘汰が不良であり、層理がほとんどみられず、秩父系から由来したチャート・砂岩・千枚岩などの半拳大以下の亜角礫から構成され、基質は暗緑色、砂質である。なお城山村境川において秩父系と不整合の状態が明瞭に観察される。

下部頁岩層（地質図の Ft₁）：本層は北部相と南部相とに区別される。北部相は境川・八幡村宮川口附近に標式的に露出し、350 m 内外の厚さを示す。南部相は鳥屋城村長谷川附近に標式的に分布し^{註7)}、その厚さは 600 m 以上に達する。さらに南部相は松原層分布地域中にも僅かに現出しており^{註8)}、松原層を整合に覆う。北部相・南部相はいずれも頁岩を主とし、ときどき石灰質団塊を含み、また砂岩頁岩交互層を伴ない、処々にイノセラムス・菊石類などの化石を比較的多く産出する。頁

註6) 本層の大部分はかつて金屋層・鳥屋城層とされた。

註7) 長谷川附近に発達する二川層はかつて有田層とされた。

註8) ここに分布する二川層はかつて松原層に含まれた。

岩は一般に粒度が幾分異なった泥質岩の細互層であるために、整然とした層理を示す。なお北部相には石灰岩レンズが多く含まれる。本層は下部・中部・上部に区分され、各部は漸移的な岩質変化を示し、また各部の層厚は、本層全体の厚さが北部相よりも南部相において大きいように、南部相の方へ向かって大きくなる。

下部は主として頁岩からなる。北部相は約 90 m の厚さを有し、稀に石灰質団塊を含み、また石灰岩レンズを少なくとも 2 層準挟む。下位の層準を占める石灰岩は本層最下部近くに多く介在し、一般に淡褐灰色～灰白色を呈し、砂質ないし砂礫質であり、石灰藻・蘇虫などの化石を含むことがある。二川においては、基底礫岩層が存在しないで、この層準の石灰岩が不整合をもって直接に秩父系の千枚岩を覆う。この石灰岩は淡褐灰色を呈し、一般に大きさ 2 cm 内外の淘汰不良の砂岩・チャート・千枚岩などの垂角礫を多量に含む。上位の層準を占める石灰岩体は少数であり、一般に白色を呈し、結晶質であり、かつ砂礫質でない点において下位の層準の石灰岩と区別される。頁岩中からは化石が発見されていない。南部相は少なくとも 250 m 内外の厚さを有し、松原層に近い部分においては幾分粗粒となって砂質頁岩が卓越し、また厚さ 10 m 内外の成層中粒砂岩・砂岩頁岩細互層を挟む。扁平な石灰質団塊が局部的に少しく含まれる。頁岩中からイノセラムス・菊石類・海胆・二枚貝・単体珊瑚・蔓脚類などの化石がまばらに産出する。

中部は青灰色・灰色・暗灰色を呈する細粒砂岩と頁岩との細互層であって、化石を産出していない。厚さは北部相において 180 m 内外、南部相において 80～130 m 内外である。

上部は頁岩を主とし、稀に砂岩頁岩細互層を挟み、処々に柔軟な球状の石灰質団塊を含む。イノセラムスの化石が比較的多く産出する層準が 2, 3 あり。厚さは北部相において 100 m 内外、南部相においては 220 m 以上に達する。

下部砂岩層（地質図の Ft₂）：本層は八幡村清水・戸川において標式的に露出し、その厚さは西方の二川において 250 m 内外であるが、東方へ向かって増大し、戸川では 400 m 内外に達する。細粒砂岩～シルト岩からなり、局部的に頁岩薄層を頻繁に、また礫岩薄層をも僅かに挟む。岩相は水平方向にかなり変化し、東方ではシルト質細砂岩～シルト岩が厚く発達する。

細粒砂岩は一般に青灰色・灰色を呈するが、きわめて稀に緑色を呈することがあり一般に塊状であるが、時には不明瞭な層理を示すこともある。この砂岩は部分的にシルト質となり、風化すると黄色を帯びた灰色を呈し、さらに黄褐色となって玉葱状に破砕する。この風化の状態は後述の鳥屋城層を構成する主要岩相であるシルト質細砂岩の場合に類似する。なお砂岩は植物質微片を多量に含むことがあり、また多量の石灰質団塊を含むこともある。要するに本層の砂岩は下位の白堊系諸層の砂岩とは容易に区別される。

本層の下部は細粒砂岩に富み、局部的に厚さ2～3 m内外の礫岩を挟み、また下限にも場所によって厚さ約6 mの礫岩を伴なう。これらの礫岩は砂岩・チャート・粘板岩・花崗岩・石英斑岩などの円礫から構成され、淘汰が一般に良好である。礫の大きさは一般に半拳大以下であるが、稀には人頭大に達することもある。二枚貝・腕足類などの化石が少しく含まれる。本層の上部は一般にシルト質細砂岩～シルト岩が優勢となり、球状の石灰質団塊を一般には少しく、局部的にはかなり含む。また団塊および母岩中に菊石類・二枚貝・巻貝・海胆などの化石を少しく含む。化石はどちらかというとな層の下部よりも上部により多くみだされる。

中部頁岩層（地質図の Ft₃）：本層は清水において標式的に露出する^{註9}。厚さは西方の二川において70 m内外であるが、東方の清水においては300 m内外に及ぶ。おもに頁岩および砂岩頁岩細互層からなり、石灰質団塊を含み、化石を少しく産出する。頁岩・砂岩頁岩細互層の性状は下部頁岩層の場合に類似する。本層は下部・中部・上部に区分され、各部は岩質の漸移的变化を示す。また各部の厚さは西方から東方へ向かって増大する。

下部は厚さ30～100 m内外の頁岩からなり、部分的に細砂質シルト岩となることがあり、場所によって球状の石灰質団塊を少しく含む。団塊よりむしろ母岩中からイノセラムス・その他の二枚貝・菊石類・腕足類などの化石を少しく産出する。

中部は砂岩頁岩細互層であって、扁平な石灰質団塊を局部的に含む。化石は発見されていない。厚さは30～140 m内外である。

上部は約20 mから100 m以上に及ぶ厚さを示し、頁岩を主とし、部分的には細砂質シルト岩となり、またしばしば砂岩頁岩細互層を挟む。頁岩は下部の場合と異なって層理が余り発達していない。一般に扁平な石灰質団塊が多く含まれ、化石は産出してない。

上部砂岩層（地質図の Ft₄）：本層は二川において標式的に露出し、270 m内外の厚さに達する。緑灰色～灰白色、粗～中粒の砂岩によって特徴づけられ、下部に厚さ50 m内外の礫岩～極粗粒砂岩を挟む。この礫岩は半拳大以下のチャート・砂岩・アプライトなどの礫からなり、淘汰が一般に良好であり、層理は余り発達していない。この厚い礫岩～極粗粒砂岩より下位の砂岩は一般に塊状であるのに反して、上位の砂岩は一般に厚さ0.3 m以下の頁岩・植物質微片に富む砂質頁岩を頻繁に挟んで種々の厚さに成層する。この点について本層を構成する砂岩は下部砂岩層の砂岩と容易に区別され、むしろ松原層の場合に類似する。本層の最上部からイノセラムスが稀に産出する。

上部頁岩層（地質図の Ft₄に含まれる）：これは頁岩とその上位にくる砂岩頁岩細互層からなり、40 m内外の厚さを有する。化石は発見されていない。

註9) 中部頁岩層の少なくない部分はかつて金屋層に含められた。

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

1. 下部頁岩層下部

歡喜寺

Inoceramus cfr. *naumanni* YOKOYAMA, *Gaudryceras* (?) sp., *Loricula* sp.

長谷川

Inoceramus cfr. *ezoensis* YOKOYAMA, *I.* sp. (Group of *I. ezoensis*),

Simple coral

上松原

Inoceramus japonicus NAGAO & MATSUMOTO

2. 下部頁岩層上部

宮 川

Inoceramus sp.*

大 藏

Inoceramus sp. (Group of *I. ezoensis*), *I.* sp.*

沼 谷

Inoceramus cfr. *ezoensis*, *I.* sp. (Group of *I. ezoensis*)

金屋南方約 500 m

Inoceramus sp.

金屋南方約 1,000 m

Inoceramus sp.

長谷川

Inoceramus japonicus, *I. ezoensis*, *I.* sp.

3. 下部砂岩層

立 石

Hyphantoceras aff. *oshimai* (YABE), *Eutrephoceras* sp.,

Acila sp., *Semifusus* (*Trochofusus*) *tuberculatus* NAGAO, Echinoidea

行者松

Hyphantoceras aff. *oshimai* (YABE), *Baculites* sp., *Acila* sp.*,

Grammatodon sachalinensis (SCHMIDT), *Lima* sp., *Anomia* sp.*,

Lucina (*Myrtea*) *ezoense* NAGAO,

Pseudoperissites cfr. *bicarinata* NAGAO & OTATSUME,

Tonna sp.,

Pentacrinites sp.*, Echinoidea

日物川

Rhynchonella sp.*

床山

Inoceramus sp.

4. 中部頁岩層下部

岩野河北東約 800 m

Inoceramus japonicus

清水北方約 500 m

Grammatodon sachalinensis, *Anomia* sp., *Terebratulina* sp.

久野原

Grammatodon sachalinensis, *Inoceramus* sp.

井谷西方約 1,000 m

Gaudryceras (?) sp., *Terebratulina* sp.

5. 上部砂岩層

二川南方

Inoceramus schmidtii MICHAEL

*豊富に産出する種

下部頁岩層の下部・上部および中部頁岩層の下部は浦河統上部階を特徴づける *Inoceramus japonicus* を産出する。次に下部砂岩層には北海道の上部白堊系から産出する貝化石が若干みられる。上部砂岩層の最上部にはヘトナイ統下部階を特徴づける *Inoceramus schmidtii* が含まれる。したがって本層の大部分が上部白堊系中部統上部（浦河統上部階）に、最上部、すなわち上部砂岩層・上部頁岩層が上部白堊系上部統下部（ヘトナイ統下部階）に対比される。

鳥屋城層

鳥屋城層は周囲の地層、すなわち北側の秩父系および南側・東側の二川層と断層関係にある。鳥屋城層と二川層との層序的關係は断層のために直接には不明であるが、鳥屋城層と二川層の上部とは同時異相である。

層相 本層はおもに暗灰色塊状シルト質細砂岩～細砂質シルト岩からなり、上部は下部に較べて粗粒となり、最上部に厚い砂岩・砂岩泥岩細互層を伴う。本層は特異な岩相によって下位の白堊系諸層（二川層の下部砂岩層を除く）とは容易に区別される。一般に石灰質団塊に富み、団塊・母岩には菊石類・イノセラムス・その他の貝化

石などが豊富に含まれる。本層は、その下限、上限ともに不明であるが、1,100m以上の厚さに達する。下位から細砂質シルト岩層・シルト質細砂岩層・砂岩層に区分され、各層は漸移的關係にある（第4図参照）。

層序	層厚(m)	柱状図	化石層序	主要岩相	随伴岩相	石灰質団塊	化石
鳥屋城層	130+		×	上限不明 成層灰色中-粗粒砂岩所 所シルト質細砂岩を伴う 堅硬砂岩互層	成層灰色シルト質細砂岩	未 発 見	極 稀
	600±		×	砂岩薄層をところどころに挟んで種々の厚さに成層する 無層理 不明瞭な層理を示す	←S ₁ 白色粗-中粒砂岩	極 稀 散 在	稀 稀 散 在
			×		←S ₂ 灰色成層細-中粒砂岩		
			×		←暗灰色細砂質シルト岩		
400+		×	無層理であるか時 時砂岩薄層を挟んで成層する 不明瞭な層理を示す 下限不明	←暗灰色細砂質シルト岩	部分的にシルト質細砂岩を伴う	丸 豊 い 団 塊 富 扁 散 平 な 団 塊 在	稀 で あ る が 局 部 的 に 散 在
		×		←S ₃ 灰色成層中-粗粒砂岩			

第4図 鳥屋城層層序柱状総括図

細砂質シルト岩層：本層は少なくとも400 m以上の厚さを示し、細砂質シルト岩を主とし、部分的にシルト質細砂岩となる。細砂質シルト岩はしばしば植物質微片を含み、また不明瞭な層理を示すことがあり、風化すると灰色・黄褐色を呈し、稀に玉葱状構造に破碎する。本層の下半部はやゝ不明瞭な層理を示し、扁平な石灰質団塊をまばらに含むのに反して、上半部は一般に無層理であるが、時には灰色砂岩薄層を挟んで成層することがあり、球状の石灰質団塊を豊富に含む。化石の産出は少なく、菊石類・二枚貝などの化石が一般に母岩から産出する。

シルト質細砂岩層：これはおもにシルト質細砂岩からなり、処々に細砂質シルト岩を伴ない、またやゝ厚い砂岩を3枚挟む。石灰質団塊を含み、母岩・団塊から多くの菊石類・二枚貝・巻貝などの化石が、さらに海胆の化石も稀に産出する。団塊がしばしば化石を含む点は細砂質シルト岩層の場合と異なる。なお向斜北翼の東部では岩相が水平的に変化して細砂質シルト岩が優勢となる。厚さは600 m内外である。本層を特徴づけるシルト質細砂岩は一般に植物質微片を含み、細砂質シルト岩の場合に較べて、風化すると黄色を帯び、著しく玉葱状に破碎する傾向がある。前述の3枚の砂岩層を下位から、 S_1 、 S_2 および S_3 ^{註10)}に区別する。そのうち S_1 は厚さ5 m内外の灰色、中～細粒成層砂岩であって、少しの植物質微片を含む。 S_2 は10～30 m内外の厚さを有する灰色、細～中粒成層砂岩であり、少しの植物質微片および多くのサンドパイプを含み、また稀に二枚貝の化石を産出する。 S_3 は S_2 より約50 m上位にあつて、厚さ10～30 m内外の、層理が不明瞭な白色、粗～中粒砂岩であり、緑泥石・植物質微片を多量に含む。シルト質細砂岩層のうち、 S_1 より下位の部分は上位の部分に較べて幾分細粒となるが、細砂質シルト岩層よりも多少粗粒である。またシルト質細砂岩層は普通に団塊を含み、団塊は細砂質シルト岩層の上半部に較べて少なくなるが、後者と異なつて一般に化石を含む。本層は、団塊・化石を含み、化石は母岩および団塊から産出し、これらの産出は一般に下位から上位へ向かつて減少する傾向がある。なおシルト質細砂岩層における岩相および団塊・化石の産出頻度の詳細な垂直変化は第4図に示される通りである。

砂岩層：本層は少なくとも130 m以上の厚さを有し、下半部は灰色、堅硬、中～細粒砂岩と細砂質シルト岩ないしシルト質細砂岩との細互層であり、上半部は灰色、粗～中粒成層砂岩からなり、処々にシルト質細砂岩を挟み、また部分的に礫岩質となる。上限には、ふたたび鳥屋城層に特徴的な岩相であるシルト質細砂岩が10 m余りの厚さを占め、処々に灰色、堅硬な砂岩薄層を挟んで成層する。本層には化石が稀であり、上半部において礫質となっている砂岩中から二枚貝などの化石が少しく産出する。

化石および対比 鳥屋城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. 細砂質シルト岩層

金屋

Inoceramus sp., *Grammatodon sachalinensis* (SCHMIDT)

Polyptychoceras (?) sp.

2. シルト質細砂岩層下部 (S_1 より下位)

註10) 地質図に記入されてある砂岩 (sd) は大きい層間間隔をもって介在する S_1 および S_2 である。

向斜南翼

Epigoniceras cfr. *cala* (FORBES), *Bosrychoceras awajiense* YABE em. SASAI*, *B. japonicum* (YABE)*, *Pravitoceras sigmoidale* YABE, *Polyptychoceras* sp., *Solenoceras* sp., *Baculites* sp.*, *Inoceramus schmidti* MICHAEL, *I. balticus* BOEHM var. *toyajoanus* NAGAO & MATSUMOTO *Grammatodon sachalinensis*, *Lucina* (*Myrtea*) *ezoensis* NAGAO, *Scurria* cfr. *cassidarius* (YOKOYAMA), *Aphrodina* cfr. *pseudoplana* (YABE & NAGAO), *Pseudoperissites* cfr. *bicarinata* NAGAO & OTATSUME. *Dentalium* cfr. *cooperi* GABB var. *ezoense* NAGAO

向斜北翼

Epigoniceras cfr. *cala*, *Bostrychoceras* cfr. *awajiense*, *B. japonicum*, *Pravitoceras* cfr. *sigmoidale*, *Polyptychoceras* sp., *Baculites* sp., *Inoceramus* cfr. *balticus* var. *toyajoanus*, *Grammatodon sachalinensis*, *Pecten* (*Propeamusium*) *cooperi* WARING var. *yubarensis* YABE & NAGAO, *Scurria* cfr. *cassidarius*

3. シルト質細砂岩層中・上部 (S₁ より上位)

向斜南翼

*Bostrychoceras japonicum**, *Baculites* sp.*, *Grammatodon* sp., *Ataphrus* cfr. *teshioensis* NAGAO, *Micraster* sp.

向斜北翼

Bostrychoceras japonicum, *Grammatodon sachalinensis*, *Exogyra* sp., *Pecten* (*Propeamusium*) *cooperi* var. *yubarensis*

4. 砂岩層

向斜南翼

Exogyra sp.

* 豊富に産出する種

細砂質シルト岩層からは年代決定に有効な化石が産出していないが, *Gaudryceras tenuiliratum* YABE, *Hauericeras gardeni* (BAILY) が報告されている¹¹⁾。シルト質細砂岩層はヘトナイ統下部階を特徴づける *Inoceramus schmidti* および同階に普通にみられるイノセラムス・菊石類の化石, さらに函淵層群(大部分がヘトナイ統に対比される)から産出する貝化石を含む。したがって細砂質シルト岩層はおそらく上部白堊系中部統上部(浦河統上部階)に, シルト質細砂岩層は明らかに上部白堊系上部統下部(ヘトナイ統下部階)に対比される。なおシルト質細砂岩層は岩相・化石内容にお

いて和泉層群最下部の化石を多産する地層（淡路島の湊頁岩層，和泉山脈の汗の谷頁岩層）とは幾分共通性を有し，後者の上位にはさらにヘトナイ統下部階に対比される地層がかなりの厚さをもってつく。したがって鳥屋城層の砂岩層もまたヘトナイ統下部階に対比されると考えても無理はないであろう。

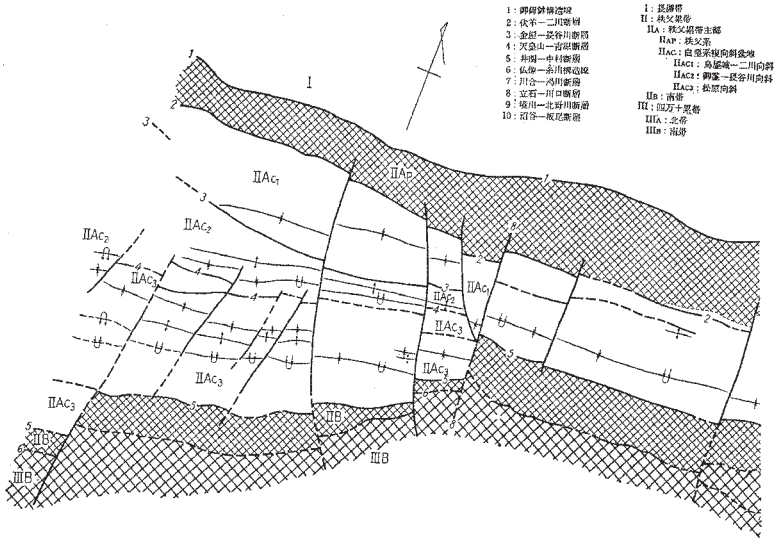
なお鳥屋城層の細砂質シルト岩層は，年代的にみると二川層の中部頁岩層（あるいは下部砂岩層をも含める）に対比されるが，前者には層理の発達不良であるのに反して，後者には頁岩や砂岩頁岩細互層が多く，層理が発達している。また鳥屋城層のシルト質細砂岩層・砂岩層は年代的に二川層の上部砂岩層に対比されるが，岩相についてかなりの差異を示し，前者は細粒であり，石灰質団塊・化石に富むが，後者は粗粒となり，団塊を欠き，化石にもきわめて乏しい。このように鳥屋城層は二川層上部の同時異相である。

II. 5. 3 地質構造

白堊系は古生界との間に顕著な構造的差異を示し，第三紀前期の最終的な造構造運動を受けて，複向斜構造を形成している。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とこれを切る方向をもつ両系統の断層群とである。次に白堊系にみられる褶曲構造および断層について述べる（第5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 NE-SW 方向をとる。また褶曲軸面は一般に南方へ向かって急傾斜を示す。この傾向はとくに西部の南側に顕著であり，そのために背斜の北翼および向斜の南翼はしばしば逆転していることがある。他方東部の北側では褶曲軸面がしばしば北方へ急傾斜し，そのために背斜の南翼および向斜の北翼が逆転していることがある。褶曲度は一般に比較的強いが，場所によって若干異なっている。すなわち白堊系地域は南北方向に配列する3帯（各帯は向斜構造を形成する）に区分される。そのうち北帯では褶曲度が最も弱く，地層は一般に緩慢な向斜構造を呈するが，場所によっては幾分急傾斜の同斜状小褶曲構造を示す。それに反して中帯では褶

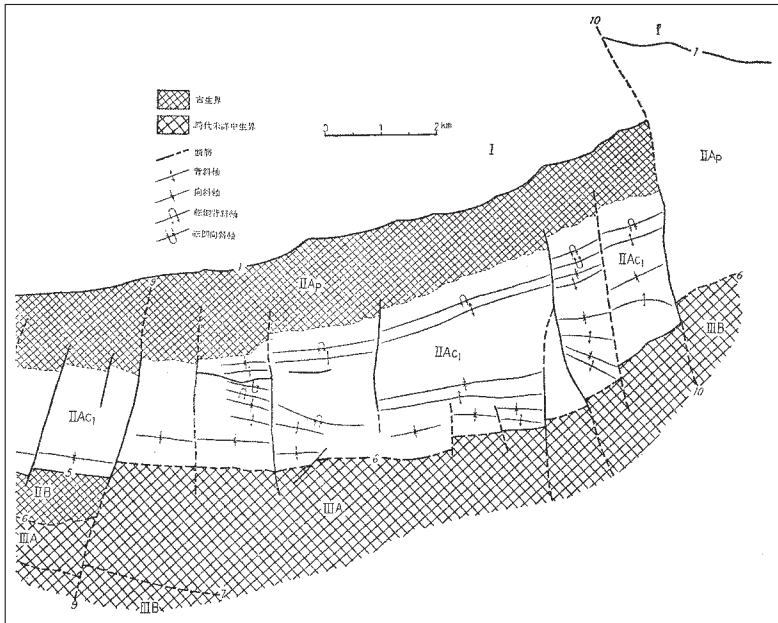


第 5 図 白 堊

曲度が北帯の場合よりも強く、地層は幾分急傾斜の同斜状小褶曲構造を伴う向斜構造を形成する。南帯における地層の褶曲度は北帯と中帯との場合の中間の程度を示す。

断 層

褶曲軸にほぼ平行な方向の断層と、褶曲軸に著しく斜交する方向の断層とがある。前者は褶曲構造形成の変動に伴って生じた断層であり、一般に南へ比較的急傾斜し、衝上断層に近い性状を示すものである。次に褶曲軸に著しく斜交する方向の断層はほぼ N-S・NNW-SSE・NNE-SSW 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、または全く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、どちらかという側方転位を僅かに生じたと考えられる断層と、どちらかという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



系地質構造図

内外の小単位とがある。以上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。次にこれらのうち重要な断層について述べる。

褶曲軸にほぼ平行な方向の断層には、北から伏羊-二川断層・金屋-長谷川断層・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 内外の間隔を有し、東方へ向かって収斂する傾向を示す^{註11)}。

伏羊-二川断層 北側の秩父系と南側の鳥屋城層・二川層とを境し、さらに東方では二川層中を走る。断層の南側の白堊系の傾斜は一般に正常であるが、立石西方では断層の近くで鳥屋城層が逆転して北へ傾斜しているため、本断層は北傾斜の衝上断層であると考えられる。

金屋-長谷川断層 北側の鳥屋城層と南側の二川層とを境する。鳥屋城山南方において走向 N40° W, 傾斜 80° S, 走向 N65° W, 傾斜 45° S の断層面が観察され、また長谷川東方では幅約 100 m にわたって鳥屋城層が逆転し南へ傾斜する。したがって本断層は南傾斜、比較的高角度の衝上断層である。

註 11) 金屋-長谷川断層はまた西方へ向かって北側の断層と交叉するようになる。

天皇山-吉原断層 海南図幅からつゞき、吉原を経て川口北方に至り、北側の二川層と南側の上松原層または松原層とを境する。

井関-中村断層 白堊系と南側の古生界とを境し、褶曲軸に著しく斜交する方向の断層によって切れ、東方へ向かうほど北へずれる。

褶曲軸に著しく斜交する方向の断層には、西から立石-川口断層・境川-北野川断層・沼谷-板尾断層があり、これらの間隔は一般に7～9 km内外である。

立石-川口断層 この断層の東側において白堊系分布地域が急激に狭くなり、また金屋-長谷川断層・天皇山-吉原断層が消滅する。

境川-北野川断層 断層の西側では上部白堊系はENE-WSWの走向をとるのに反して、東側においては三宝山帯が消滅し、上部白堊系はNE-SW方向をとるようになる。

沼谷-板尾断層 西方から連続してきた白堊系は本断層の東側に分布しない。またこの断層を境として、仏像-糸川構造線の両側にある秩父系・時代未詳中生界は東側と西側とで著しく異なる。

複向斜構造

白堊系の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。北から鳥屋城-二川向斜・御霊-長谷川向斜・松原向斜に区分され、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12)}、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。さらに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おらず、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。

鳥屋城-二川向斜 浦河統上部階の北部相、ヘトナイ統下部階が分布し、大局的には西方から東方へ向かって次第に下位の地層が現出する傾向がある。主として向斜の北翼が保存され、褶曲度は余り強くない、褶曲軸もしばしば沈降することがある。立石-川口断層の西側では、この地方の白堊系中褶曲度が最も弱く、緩慢な向斜をつくり、向斜軸は東方へ沈降する。この向斜部は褶曲軸に著しく斜交する断層によって幾つかの地塊に分かたれ、各地塊は東方へ向かうほど南方へずれている。立石-川口断層の東側では、向斜主軸がかなり南側に位置するために大部分が北翼に相当する。境川-北野

註12) 鳥屋城-二川向斜はまた西方へ向かって楔状に尖滅する。

川断層以西においては単純な同斜状向斜構造を呈し、同断層以東では一般に向斜主軸が多少不明瞭であるが、北翼は小褶曲を行い、またその北部では褶曲軸面が北へ傾斜する場合が多い。立石-川口断層以東では多くのN-SないしNW-SE方向の断層によって多くの地塊に分かれ、各地塊は東方へ向かうほど北へずれる。

御霊-長谷川向斜 大部分が浦河統上部階の南部相によって占められ、向斜の南翼に相当する。地層は褶曲度が幾分強く、急傾斜の同斜状小褶曲構造を示す。

松原向斜 上部物部川亜層群・ギリヤーク統・浦河統おのおのの南部相が分布する。地層は褶曲度が余り強くなく、南へ急傾斜する同斜状向斜構造を形成し、向斜の主軸はむしろ南側に位置する。北翼は褶曲の波長がきわめて短い小褶曲（地質図には示されていない）を行う抑揚単斜構造を呈し、南翼の構造は単純である。

II. 6 第四系

II. 6. 1 更新統

有田川・早月谷川の沿岸に2段の段丘が分布する。高位段丘面の沖積面との比高は30～40 m内外、低位段丘面の比高は10 m内外である。これらの段丘を構成する堆積物は粘土・砂・礫からなり、その厚さは最大10 m内外である。

II. 6. 2 現世統

河川の堆積物としてみられ、礫・砂・粘土からなる。

II. 7 火成岩類

II. 7. 1 長瀬帯の火成岩類

角閃岩および角閃片岩 長瀬帯の中央部以南の緑色片岩・准片岩中に分布しているが、肉眼的に他の緑色岩類と区別することは難しく、その分布区域は明白でない。塊状の部分と片状の部分があり、時に角閃石の3 mmの斑晶が見られる。角閃石のほか、緑簾石・緑泥石・普通輝石・斜長石・石英・磁鉄鉱・榍石などを含んでいる。海草郡南野上村黒沢山南方・有田郡五西月村西ヶ峯などに見られる角閃岩は緑色を呈

し、これらには径 1 mm 内外の無色の角閃石斑晶で時に撓曲したものが見られ、基地の角閃石はその並列状態を波状に乱されている。

変輝緑岩および変斑礫岩 古生界を変化させた変成作用の継続中またはその直後に貫入し、継続中の変成作用・交代作用で変成されたものであるが、変成作用を受けていない部分も残っている。野外では草緑色ないし暗緑色を呈し、塊状の部分も認められるが、一般にやゝ片状を帯びていて、凝灰岩質起源の緑色片岩・緑色准片岩と区別し難いことも多い。比較的微晶質のもの（変輝緑岩）が多く、粗晶質のもの（変斑礫岩）も存在するが、両者は密接に伴っている。エヂリン輝石・普通輝石を多量に含み、角閃石・斜長石などを残存鉱物としていることもある。普通は輝石・緑簾石・曹長石・緑泥石・黝簾石・透角閃石・陽起石・藍閃石・蛇紋石・榍石・リュウコクシン・鉄鉱物などが組合って構成されている。輝石は透輝石質またはエヂリン輝石質で、多くは無色、一部は淡褐色または帯緑色を呈する。時にオフィティック構造を示すが一般に 0.7 mm 内外の自形ないし半自形を呈し、周辺部はウラル石・透角閃石、時に藍閃石に変化している。

有田郡石村下六川や有田郡八幡村沼南西には粗粒玄武岩質のものがきわめて局部的に露出している。本岩の石基は初生の短冊状（0.2 mm × 0.03 mm）の斜長石結晶と細粒の輝石・緑簾石・緑泥石などで構成されており、そのなかに径 0.6 mm 内外の聚片双晶のある斜長石が普通輝石の自形結晶（0.2 mm × 0.4 mm）とともに散在している。この斑晶状の斜長石はソシュール石化し、淡緑色の角閃石の細片や緑泥石を包有している。普通輝石の斑晶は少量で、時に 10 数片に分かれ、全体として自形を呈する場合もあり、時にやゝ緑色を帯びたものも見られる。本岩は古生界中に岩脈状に存在したものが、変成作用をまぬがれて残ったものであろう。同郡西五月村遷ヶ峯にも、斑晶をほとんど含まないが、本岩細粒部に酷似した岩石が見られる。

変斑礫岩は西五月村西ヶ峯南方に露出し、普通輝石・斜長石の残留結晶をもっている。斜長石は比較的新鮮であるが、淡緑色角閃石・緑泥石などを包有し、内部がやゝソシュール石化されているものが多い。海草郡長谷毛原村小西南西の変斑礫岩は輝石の 1 mm 以上の不規則な形の斑晶を含むが、斜長石は全くソシュール石化して僅かに短冊状の形をとゞめるにすぎない。八幡村「谷」のものには曹長石・石英が多量に含まれ、変斑礫岩質から閃緑岩質の部分まで認められる。この岩石では曹長石化作用の時

期が、変成作用の終了前であったことが鏡下でよく認められる。

有田郡五西月村有原北方の変輝緑岩は緑簾石・緑泥石・曹長石を含んだやゝ片状の岩石で、エヂリン輝石の残留結晶を含む。この輝石の周辺部は藍閃石に変化していることがある。輝石が変化して生じたと思われる緑簾石の大形結晶も見られる。この岩石にも曹長石の脈状のものを有することがあって、この脈状のものには黄褐色のスティルプノメレンが針状、繊維状または鱗状の結晶をなして生成し、またこれが集合して束状や放射状に配列する場合もある。本岩においても、他の変輝緑岩において斜長石はほとんど見られないことが多い。しかし微細な斜長石やソシュール石を主とする優白色部が、そのなかに緑簾石などを混えて不規則な形をなして散在していることがある。このような部分には斜長石の結晶であったような外形を残し、源岩に斜長石が含まれていたことを示しているものがある。スティルプノメレン・藍閃石などを含む岩石は蛇紋岩に近い所に存在することが多く、蛇紋岩の進入に影響され、交代作用を受けたものであろうと思われる。

有原北方の蛇紋岩に近い区域には斑斨岩がほとんど完全に蛇紋岩化したものが露出している。この岩石は全体として篩眼状を呈し、そのおのおの篩眼はほゞ円形をたもち、周辺部は2次的に生成した鉄鉱物でふちどられている。斜長石はそのまゝの形で蛇紋石におきかえられ、時に繊維状のアンチゴライトで構成されている。輝石は完全に蛇紋石に変わっているものもあり、輝石の部分をポイキリティックに残しているものも見られる。

橄欖岩および蛇紋岩 変成相の地域のほゞ中央部以南に塩基性火成岩体に伴って、または単独に露出している。橄欖岩は暗緑色で緻密、堅硬、塊状であるが、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り、処により片状を呈する。主成分鉱物は橄欖石・透輝石質の普通輝石で、劈開に沿って磁鉄鉱が生成している。蛇紋岩化作用によって生成した鉱物は榧石・アンチゴライト・クリソタイル・透角閃石・滑石・黝簾石・鉄鉱などである。蛇紋岩の露出に近い部分の変斑斨岩や変輝緑岩の一部は蛇紋岩進入の影響によって蛇紋岩化作用を受けて変質したり、またそれらの岩石中には進入の影響によって生成したと思われる曹達を含んだ鉱物が見られる。

変朽した珪長斑岩 海草郡細野村北野附近にはほゞ東西方向に幅約 20 m の変朽し

珩長斑岩が結晶片岩中にはゞ片理に平行にみられる。白色に変質して、石英粒が斑点として風化面に凸出している。鏡下に見ると石英の0.1～0.5 mmの結晶が散在し、方解石がパッチ状に不規則な形でみられる。斜長石の大形結晶の仮像らしいものがソシュール石で埋められている。石基は粘土鉱物や微細な方解石に全く変化している。風化が甚だしく岩質も明白を欠くが、斑状の珩長質石であったと考えられる。

II. 7. 2 御荷鉾構造線以南の火成岩

火成岩には輝緑岩と蛇紋岩とがある。輝緑岩は秩父系および四万十累層群の石垣層中にみられる。蛇紋岩は安諦村^{あて}板尾西方において、二川層の下部砂岩層と四万十累層群の井谷層とを境する断層、すなわち仏像-糸川構造線に沿って露出する^{註13)}。その貫入時期は不明であるが、現在の位置を占めるようになった時期は西南日本外帯の地質構造発達史から考察すると、白堊紀後、おそらく第三紀前期であろう。

参 考 文 献

- 1) 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.
- 2) 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
- 3) H. Yabe：Cretaceous stratigraphy of Japanese Islands, Sci. Rep. Tōhoku Imp. Univ., Ser. II, Vol. 9, No. 1, 1927
- 4) 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
- 5) 井上重一：鳥屋城層に就いて（演旨），地質学雑誌，Vol. 40, No. 477, 1933
- 6) 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
- 7) 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
- 8) T. Kobayashi：The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands, Jour. Fac. Sci. Imp. Univ.

註13) 地質図では蛇紋岩が貫入しているように記されているが、実際は蛇紋岩と周囲の地層との関係は不明である。

Tōkyō, Sect. II, Vol. 7, Pt. 7, 1941

- 9) 松本達郎：西南日本外帯地質構造発達史に関する新知見—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
- 10) 小島丈児：西南日本外帯のいわゆる御荷銚系について，地質学雑誌，Vol. 56, No. 657, 1950
- 11) T. Matsumoto : The Cretaceous system in the Japanese Islands, The Japanese Society for the Promotion of Science, Ueno, Tōkyō, 1953
- 12) O. 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
- 13) 平山健・田中啓策：5 万分の 1 地質図幅「海南」同説明書，近刊

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

Scale 1 : 50,000



TODOROGI

Kyōto, No. 89

BY

KEN HIRAYAMA & KEISAKU TANAKA

(Written in 1955)



(Abstract)

GENERAL FEATURES

The Todorogi sheet-map area is located at the western part of Kii Peninsula, central Japan, and includes the western part of the Kii mountain range.

The area is constructed from the mountaineous land extended from Obako-dake (1,342 m), in the east neighbouring area but the mountain land is almost not so high and steep except the region of Mizugahokei-yama in the southeastern part of the area. The southeastern half of this mountainland is represented by the Mesozoic and Paleozoic strata trending generally in E-W direction, and shows the altitudes ranging from 400 to 1,100m, while the

northwestern half is formed by the metamorphic rocks (derived from the Paleozoic strata) and is formed by comparatively flat-topped ranges less than 900 m high, as most of these metamorphic rocks are less resistant against the erosion, and the northern part is nearly in old stage in topographical features.

The river Arita, Kishi and their tributaries meander through the area from east to west. These meandering features depend upon the resistance of the rocks to the denuding agencies.

GEOLOGY

The area of this sheet map is in the Outer Zone of Southwest Japan, showing the characteristic zonal distribution 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, so-called " Mikabu tectonic line " and " Butsuzō tectonic line ".

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 Paleozoic occurs in both sides of the Cretaceous area.

The Chichibu supergroup in the north is composed mainly of slate, sandstone and chert with subordinate schalstein and limestone, and phyllitic rocks appear in its lower part. The limestone contains *Schwagerina* and stromatoporoids. The supergroup is, in the main, referable to the Lower Permian. The strata is much disturbed and generally overturns to the south. East of a great

Table 1

Geological Age	Nagatoro Terrain	Chichibu Terrain		Shimanto Terrain	Crustal Movement & Igneous Activity
		Main Part	Southern Subterrain		
Cenozoic	Quaternary				Tectogenesis
	Tertiary				
Mesozoic	Paleocene-Neotretaceous	Sotoizumi Group	Upper Monobegawa Subgroup	Shimanto Supergroup	Yukawa Formation Idani Formation
Triassic-Jurassic					Volcanism
Paleozoic	Nagatoro Metamorphic Rocks	Chichibu Super group (Lower Permian)	Middle Permian		Volcanism
					Volcanism

fault of NW-SE trend running in the eastern part of the map the supergroup is almost composed of slate bearing a minor amount of chert and limestone, and inclines steeply to the north and its age is uncertain.

The Paleozoic in the south consists chiefly of sandstone and slate interbedded with a little chert and limestone. Fusulinids and corals, such as *Neoschwagerina*, *Pseudofusulina*, *Schwagerina* and *Huangia* are produced from such limestone. It is identified to the middle Permian. The strata generally overturns to the south.

2. Nagatoro Metamorphic Rocks—Metamorphic facies of the Paleozoic formation.

The northwestern part viz, the Nagatoro terrain is chiefly constructed from metamorphic rocks extending from the west neighbouring Kainan sheet area. In the metamorphic rocks, those derived from the sedimentary and pyroclastic rocks of the Paleozoic are called the Nagatoro metamorphic rocks. Besides these rocks, some igneous rocks (partly metamorphosed similarly to the Paleozoic strata) crop out in this region.

The Nagatoro metamorphic rocks are extensively distributed in the E-W direction, and the dip varies to the north or south following the folded structures developed in this region. The southern part is chiefly represented by the green semischists derived from pyroclastic rocks, and intercalates black phyllites, siliceous rocks and crystalline limestone. In the central part, black phyllite and black schist derived from argillaceous rocks partly intercalated with thin layered green schist and siliceous rocks are dominant. In the northern part especially in its north-western portion, green schists derived from pyroclastic rocks are rather abundant.

The main members of the Nagatoro metamorphic rocks are classified as follows :

Siliceous, argillo-siliceous and calcareous members.

- Black quartz schist and black phyllite
- Sericite-quartz schist
- quartzite
- Schistose sandstone
- Conglomerate schist
- Crystalline limestone

Basic members

- Tuff and volcanic breccia
- Schistose schalstein
- Diabase schist
- Actinolite schist

Special attention is attracted to some basic members due to the presence of some soda-bearing silicates, such as albite, glaucophane and aegirine-augite.

Siliceous, argillo-siliceous and calcareous members

Black quartz schist and black phyllites consist chiefly of graphite-sericite-quartz schist bearing albite, chlorite and calcite as sub-constituents. Sericite-quartz schist have apatite, chlorite, epidote, hematite, garnet and glaucophane as minor constituents. Quartzite and black phyllite in the southern part of this terrain are resemble to the schists above mentioned, but generally lower grade in metamorphism. Schistose sandstone is constituted of quartz, albite, carbonaceous substances, sericite and a little chlorite, calcite and leucoxene, containing augite, zircon and sphene as relict minerals. Conglomerate schist is interbedded in the black schist at the northern central part. The thickness is about 20m. The pebbles are flattened to elongated forms less than $6 \times 10 \times 2$ cm in size. They are derived from arenaceous and cherty rocks, none of igneous kinds. Irregular lenses of black phyllitic substances are scattered and they are assumed to be transformed from argillaceous pebbles. Crystalline limestone is interbedded as thin layers in black phyllites.

Basic members

In the southern part of this terrain along the Mikabu tectonic line tuff and volcanic breccia almost non-metamorphosed are recognized. In the middle part, rocks are slightly recrystallized in minute grains and have schistose structure. In the north, recrystallization is more proceeded. Some parts of these metamorphic rocks are pyro-metasomatized primarily due to the action of some diffused special soda-rich hydrothermal solution which may has concerned with the presence of ultrabasic intrusives.

Tuff is yellowish green in colour, slightly schistose. In some parts, primary texture of vitritic tuff is left as it was. Greyish angular specks are often included in the green semischists, and these specks show the characters of basaltic rocks. Actinolite semischist is intercalated or mixed with the tuff of vitritic nature.

The actinolite semischist consists of actinolite, zoicite crystals and chlorite of secondary origin, and some of them have pyroxene crystals, too. The actinolite semischists in the southern part changes gradually to actinolite schist in the north. Schistose schalstein consists of minute crystals of epidote, chlorite, actinolite and albite, bearing pyroxene and plagioclase as relicts. Diabase schist is characterized by the pyroxene crystals (partly aegirine-augite) of relict nature and the other constituents are epidote, chlorite, albite, actinolite, glaucophene, colourless amphibole, clinozoicite, sphene, magnetite and calcite.

Albite veins are intruded and scattered in this rock in the form of many minute lenticular forms as well as net work veins.

Tectonically, the Nagatoro terrain remained obscure due to intensive regional metamorphism, so that the original structures of the parent rocks are almost concealed.

A fault extending NW-SE direction, cuts the Mikabu tectonic line at Hasekebara in the northeastern part of this map. By this fault, the line is dislocated about 1,800m, horizontally.

3. Unknown Mesozoic

The Shimanto supergroup is a thick series of sandstone and shale in alternation, carrying a subordinate chert. The supergroup is divided into the Ishigaki, Idani and Yukawa formation in ascending order. The stratigraphical relation between the Ishigaki and Idani formations is uncertain due to fault but a conformity is recognized between the Idani and Yukawa formations.

Sandstone dominates in the Ishigaki and Yukawa formations, while shale very much in the Idani formation.

Red chert and schalstein appear only in the Ishigaki formation.

Reef-limestone characterizes the Idani formation, and contains corals, stromatoporoids and calcareous algae. Fragments of *Inoceramus* are rarely found in the upper part of the Ishigaki formation, and Yukawa formation. It is probable that the Ishigaki formation is referable to the Triassic or Jurassic, the Idani formation to the Upper Jurassic and the Yukawa formation to the Lower Cretaceous. The strata are folded and in some places, is oclinally folded to the south.

4. Cretaceous

The Cretaceous deposits in the present area are mainly occupied by the Upper Cretaceous Sotoizumi group and locally by the Lower Cretaceous, namely Upper Monobegawa subgroup.

Upper Monobegawa Subgroup It is called the Izeiki formation, and consists mainly of massive coarse-grained sandstone with a subordinate shale. The sandstone, partly conglomeratic, contains littoral shells such as *Polymesoda* and *Corbicula*, and *Gervillia forbesiana*. The strata in the present area are referable to the upper part of the Izeiki formation proper (Aptian-Albian).

Sotoizumi Group The group probably overlies the Upper Monobegawa subgroup with a disconformity, and the lower and upper part are rather rich in coarse clastics and the middle parts rich in fine clastics. The thickness is less than 2,000m. The group is subdivided into the Gyliakian (Cenomanian-Turonian) Kamimatsubara formation, the Lower Urakawan (Coniacian) Matsubara formation and the Upper Urakawan-Lower Hetonaian (Santonian-Maestrichtian) Futakawa and Toyojō formations in ascending order.

The Kamimatsubara formation is assumed to be disconformable to the Izeiki formation. The basal part is occupied by ill-sorted conglomerate and its lower part consists mainly of gray and massive, coarse-to medium-grained sandstone, and its upper

part of shale. Fossils are not found. It is about 400m thick.

The Matsubara formation overlies with a disconformity of short erosion-interval. Bluish gray or grayish white, coarse- to medium-grained sandstone frequently interbedded with shale is predominant in the formation. Ill-sorted conglomerate is found locally in the basal part and moreover in the succeeding several horizons. *Inoceramus*, ammonites and echinoids are contained sporadically in shale. It is known that *Inoceramus* cfr. *uwajimensis*, *I. (Sergipia) akamatsui*, *Gaudryceras denseplicatum* and *Scaphites puerculus* are found. The thickness is nearly 250m.

The Futakawa formation covers the Paleozoic Chichibu. supergroup with an angular unconformity in the north, while the Matsubara formation with a conformity in the south. The thickness is more than 900 m, and attains even 1,200 m or so. It begins with shale, then grades into sandstone, superjacent shale and sandstone, and ends with shale. In the formation, as a rule, graded bedding is well developed. Basal conglomerate is found locally in the north. Of the lower shale member, the middle part is occupied by thin bedded alternation of sandstone and shale, and it's lower part are interbedded with several reef-limestones. This member yields *Inoceramus* and other bivalves, echinoids and simple corals. The lower sandstone member is composed mainly of grayish fine-grained sandstone, frequently silty and noduliferous. The sandstone sometimes crumbles in an onion-structure by weathering. A few of ammonites, bivalves and brachiopods are found in the member. The middle shale member shows the same rock-sequence as that of the lower shale member, but is noduliferous and free of limestone. This yields sporadically molluscan remains such as ammonites, *Inoceramus* and other bivalves, and brachiopods. The upper sandstone member is characterized by the dominance of greenish gray coarse- to medium-grained sandstone with a subordinate conglomerate, and rarely contains

Inoceramus. The uppermost shale member is shale followed by thin bedded alternations of sandstone and shale.

The important fossils of the formation are *Inoceramus japonicus* from the lower and middle shale members and *I. schmidti* from the upper sandstone member. Accordingly, the upper sandstone and uppermost shale members are assigned to the Lower Heto-naian Series (Campanian-Maestrichtian), and subjacent members to the Upper Urakawan series (Santonian-Campanian).

The Toyajō formation is characterized by silty fine-grained sandstone or fine sandy siltstone, massive and gray in colour. But the rocks turn yellowish and crumble in an onion structure by weathering. The upper part is more coarse-grained than the lower. It is noduliferous and fossiliferous, and the upper part is especially rich in molluscs such as ammonites, *Inoceramus* and other shells, and echinoids. The thickness is no less than 1,100m. The important fossils are *Bostrychoceras awajiense*, *B. japonicum*, *Pravitoceras sigmoidale*, *Inoceramus schmidti*, *I. balticus* from the upper part. Furthermore, it is known that *Gaudryceras tenuiliratum* and *Hauericeras gardeni* occur in the lower part. Chronologically, the upper part is correlated to the Lower Heto-naian series and the lower part probably to the Upper Urakawan series. The present formation is, in consequence, an equivalent to the upper part of the Futakawa formation.

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

5. Quaternary

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

Recent deposits occur along the rivers.

6. Igneous Rocks

In the Nagatoro metamorphic terrain, numerous masses of basic and ultrabasic intrusives are developed, which are now represented by amphibolite, metagabbro, metadiabase, peridotite and serpentinite, showing their long axes roughly parallel to the regional strike of the country rocks. These igneous rocks include the Nagatoro metamorphic rocks as xenolithic layers or blocks in some places; nevertheless the igneous rocks are partly schistose in structure. It may be safely assumed that they were intruded after or during the metamorphism of the country rocks.

A small sill of felsophyre occurs in the northern part of this terrain, and small sheets of basaltic rocks cut these metamorphic rocks in the southern part.

Amphibolite is accompanied by metagabbro and metadiabase, but their mutual relation is not conspicuous. It is massive but partly schistose, and dark green in colour. Hornblende, epidote, albite, plagioclase, quartz, glaucophane, leucoxene and sphene are the constituents. Hornblende is mostly pale green, but partly brownish. In some parts, hornblende is altered to glaucophane along cleavages and margins.

Metadiabase and **Metagabbro** are pyroxene-bearing varieties modified from diabase or gabbro. Their constituents are pyroxene, zoicite, epidote, tremolite, actinolite, chlorite, serpentine and sphene. Protogeneuous plagioclase is hardly found.

The presence of some soda-bearing silicates, such as aegirine-augite, glaucophane attracts special attention. Some of the metagabbro and metadiabase are cut by the net work veins of

albite and quartz, and transformed into dioritic rocks in appearance. Flaky crystals of stilpnomelane are recognized in some of these veins.

Peridotite and **Serpentinite** crop out mainly in an intimate relation to the metadiabase and metagabbro as many small masses. In the southern part, serpentinite crop out along the Butsuzō tectonic line in a small mass. Peridotite is always massive in appearance but serpentinite is partly schistose and talcose.

昭和31年7月1日印刷
昭和31年7月6日発行

著作権所有 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

TODOROGI

(Kyōto-89)

By

KEN HIRAYAMA & KEISAKU TANAKA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1956