

550.85 (084.32) (523.1) (1:75,000) : (083)

脇町圖幅地質説明書

通商産業技官 平山 健

目 次

I. 緒 言	1
II. 地 形	1
III. 地 質	3
III. 1 概 説	3
III. 2 各 説	5
III. 2. 1 三波川変成岩類および蛇紋岩	5
III. 2. 2 花崗閃綠岩類	15
III. 2. 3 和泉砂岩統	18
III. 2. 4 火山岩類	24
III. 2. 5 洪積層・沖積層	25
IV. 應用地質	26
IV. 1 概 説	26
IV. 2 各 説	27
IV. 2. 1 銅 鋳	27
IV. 2. 2 溝 俺 鋳	29
IV. 2. 3 亞 炭	29
IV. 2. 4 陶土・瓦用粘土・建築用石材	30
IV. 2. 5 鋳 泉	31
V. 参考文献抄	31

正誤表

頁	行	正	誤	
5		和泉砂岩統柱状図	花崗質砂岩層 (A)	花崗岩質砂岩層 (A)
11	15		東山村東山鉾山付近	東山村鉾山付近
30	12		12 行目に 21 行目の 「熱量は次の通りである。」 を入れる。	
英文 8	8		Greenish grey	<u>C</u> reenish grey

2018.02.06 (PDF ファイル化)

縦行 XVI・横行 30
図幅番号 第 231 号

脇町圖幅地質説明書

(昭和25年)
12月稿)

通商産業技官 平 山 健

I. 緒 言

脇町図幅の地質調査は昭和17年7月に着手し、1部の野外調査を行つたが、第2次世界大戦のために一時中止の状態に置かれ、その間各種の資料が戦災によつて失われた。戦争終了後、昭和21年秋から再び調査を開始し、昭和23年末に一應の完了を見たものである。

本調査の内徳島縣麻植郡森山村亞炭炭田調査には、本所の上村不二雄の補助があり、また白垩系和泉砂岩統中の化石採集・収録には徳島縣麻植郡川島中学校篠原勇の協力を受けている。

II. 地 形

脇町図幅内の地域は次の4部分に分けることができる。すなわち南部の背陵山岳地帯、中央の阿讃山脈地帯、北部の丘陵地帯および吉野川によつて構成されている沖積平野地帯とである。これ等の4地帯は洪積世後の古吉野川および現在の吉野川を中心にして、その影響を多分に受けながら生成されたものと考えられる。

中央山脈の主脈は南の劍山図幅内を東西に連互しているが、1部は鮎喰川の谷によつて北方に分岐し、脇町図幅南部の山地を構成している。この山地は海拔1,200mの高越山を主峯として、西方にはさらに1,500m以上の連峯があるが、東方に向つて次第に高度を減じ、徳島市眉山におよぶ壯年地形で、開析はやや進んでいる。そしてこの山地を構成する海拔500m内外の連山は、第四紀以前に構成された小起伏の平坦面を思わせ、南側の劍山図幅内では、高度1,000m内外の侵蝕面に連続する侵蝕階段平坦面の1部ではないかと思われる。北面すなわち吉野川平野に臨む側は東西に走る断層崖であつて、徳島縣麻植郡川島町・同郡牛島村等には断層地塊の1部が小丘と

なつて残つている。吉野川沿岸ならびに鮎喰川流域には、山麓に2段の河成段丘があつて、時に複合段丘を形成している。図幅内の西半部には比高100 mの2段の段丘があるが、東半部では古期の段丘は山地斜面の局部に僅かに残つているだけである。

鮎喰川はこの山地の東部を南西方から北東方に蛇行して吉野川に合流しているが、局部的に100 m以下の段丘を作つている。鮎喰川下流の徳島縣名東郡石井町および國府町附近では、壯年期の山地の沈降した地形を示している。脇町図幅内の吉野川は流路が緩慢で、広大な三角形の沖積平野を構成している。この沖積平野の南北両端は東西方向の断層崖であつて、陥没した断層谷は第四紀以後海面下に没して、後再び隆起して現在見られる2段の段丘を形成したと考えられる。すなわちこの三角形の沖積平野は、吉野川河口の埋没谷であつて、それを挟む南北の山地は、隆起して生成したために所々に段丘状の平坦部を残したものである。半田川・貞光川・穴吹川および川田川等の吉野川支流は、この山地に源を發して北に流れる必従河川である。

阿讃山脈は吉野川の南岸の山岳地帯と同様に、第四紀以後に隆起した山地であつて、南側には東西に走る直線状の見事な断層崖が形成されている。この断層崖は西側の琴平図幅内で、徳島縣三好郡晝間町附近に断層面をよく現わしているし、また徳島縣阿波郡土成村附近においても、やや複雑な齟齬新層崖として現われている。土成村附近では、断層線は金清谷に沿つて走り、これと吉野川平野との間の高度約300 m以下の丘陵地は1つの断層地塊であつて、ケルンパッド・ケルソルの地形がよく現われ、複雑な谷形を示している。地質学的に見ても金清谷附近では、岩石の走向・傾斜がともに著しく乱れ、変動のあつたことを示している。

阿讃山脈は西の琴平図幅からこの図幅を横切つて東に延び、撫養附近で海中に没するが、西方が高く東方が低い。西部の竜王山附近では標高1,000 mに達し、中部では750 m、東部では450 m内外である。しかも山頂はほとんど同じ平面内に並んでいて準平原が東方に傾いたことを暗示している。その間にやや突起した諸峯はこの準平原の侵蝕残丘と見ることができて、現在この準平原は中位の起伏をもつた壯年山地となつており、高度500~600 mの小起伏面の存在によつて特徴づけられている。地層が南東に傾斜しているために、北西の斜面は傾斜が急であり、南東の斜面は傾斜が著しく緩い。この緩い侵蝕面は山麓階の性質を示し、その上部には山麓面として山頂にいたる急斜面をみる場合が多い。

このような地形的特徴は西部に著しく現われ、東部ではやや不明瞭である。また阿讃山脈から南に流れて吉野川に入る諸支流や小谷の口には、いずれも小規模な扇状地が形成されている。流下する水は扇状地の頂部を流れるために河床は高く、従つて少量の増水にも洪水の災害をおよぼしている。

阿讃山脈の北麓には和泉砂岩統の基底に近い黑色頁岩層が分布し、そのために山貌は緩く、傾斜もまた緩慢になる。この傾斜の緩くなる地帯は、東西方向に直線状に走るので、一見断層崖のやうに見えるが、これは岩質の変化によるものと考えられる。

阿讃山脈の北側は花崗閃緑岩類から成つている丘陵性の山地で、侵蝕は進み老年期に近い山貌を呈している。花崗閃緑岩上に噴出岩が存在する場合には、特徴的な小丘の火山地形を呈している。丘陵地の間を流れる小さい流れは、山地から流下した溪流の延長であり、その沿岸には河成段丘を残し、また扇状地を形成している。これ等の段丘と吉野川流域に見られる段丘との時代的な関係は、古生物学的見地からは不明であるが、構成している物質は非常に類似している。

海岸地帯の沖積平野は大部分が侵蝕平野であるが、白鳥本町附近の平野は海湾が埋没した平野と思われる。平野の海岸には各所に低い沙丘が発達するが、いずれも極めて小規模である。

III. 地 質

III. 1 概 説

脇町図幅のほぼ中央部を吉野川に沿つて中央構造線が東西に走り、いわゆる西南日本内帯と外帯とにわけている。内帯は和泉砂岩地帯(阿讃山脈地帯)とその北部に分布している花崗閃緑岩地帯にわけられ、外帯はそのほとんど全部が結晶片岩類で構成されている。

この地域で最も古い岩石はいわゆる外帯の結晶片岩類であつて、新居浜図幅で三波川統として記載されたものの東方への連続である。従来この結晶片岩類は三波川系または三波川統として、大崩壊・別子の両統にわけられていたが、この図幅では結晶片岩類を主とした変成岩類を一括して三波川変成岩類と呼ぶ。この岩石の源岩の時代は現在の所明らかでないが、一般に古生層の変成相を主とするものと考えられている。

岩石の種類は緑色片岩・黒色片岩を主とし、緑色千枚岩・黒色千枚岩・石英質の片岩類・片状砂岩・蛇紋岩等を少量伴っている。一般に東西方向に近い片理を持ち、背斜構造あるいは向斜構造がみられる。原岩の層理と片理は大部分の地域で一致しているように観察され、両者が斜交する箇所は局部的であるから、全体的の構造は片理面によつて明らかになる。

三波川変成岩類は、中央構造線によつて上部白堊紀の和泉砂岩統と界している。和泉砂岩統は和泉・淡路等におけるものと岩質は同じで、礫岩・砂岩・頁岩を主とし、花崗質砂岩・凝灰岩・珪化作用を受けた砂岩・頁岩等を含んでいる。その基底から等斜構造で甚しい擾乱を見せずに累層するが、西部では1向斜が認められる。向斜の南側、吉野川に近い部分は断層によつて甚しい擾乱を受け、層序も構造も明らかでない。東部では向斜軸は東北東方向の逆断層によつて切られ、南部の擾乱帯に移っている。東部においても擾乱帯の層序・構造は明らかでない。

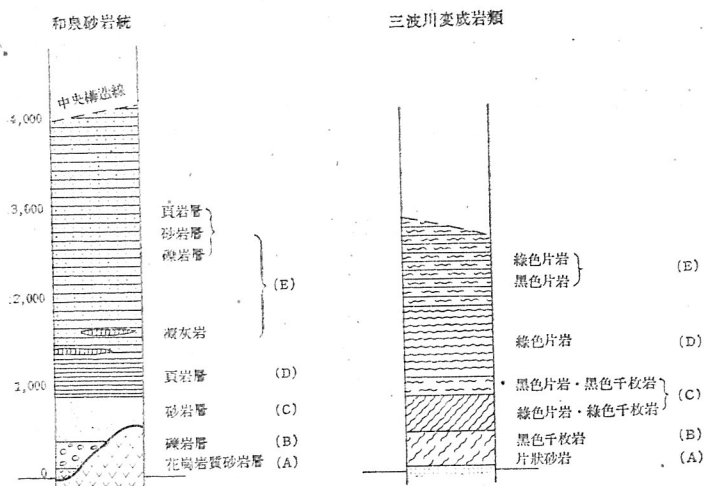
花崗閃緑岩類は和泉砂岩統によつて不整合に被覆され、上部白堊紀以前に貫入を完了したものである。岩質から見ると領家変成岩帯に属し、そのうちの新期の角閃石-黒雲母花崗閃緑岩質のものが多い。局部的には黒雲母花崗閃緑岩や黒雲母花崗岩があり、半花崗岩を伴い、さらに捕獲岩的な性質を持った塩基性火成岩・文象斑岩があり、また場所によつては破碎作用・鉍化作用を受けたと思われる岩石も存在する。

白堊紀以後の火山活動の結果として、和泉砂岩統のなかや、花崗閃緑岩類のなかに噴出した火山岩類を小規模ながら見ることができる。これらの火山岩類は二上火山帯に属するものであろう。

洪積層は新旧の2層にわかれ、吉野川流域ならびに北部の海岸地帯に段丘として存し、古洪積層は100 m を越える山地に分布する。新洪積層は海岸および吉野川沿岸に分布し、高距100 m 以下の階段状段丘を形成している。

現世層は海岸および吉野川流域に沖積平野を作っている。

三波川変成岩類および和泉砂岩統の柱状図を概念的に次に掲げる。



III. 2 各 説

III. 2. 1 三波川変成岩類および蛇紋岩

三波川変成岩類は、ほぼ東西方向の一般的片理を持つた結晶片岩で構成されている。この結晶片岩類は見掛け上、下部から上部に向つて次のようにわけることができる。この分層の拠り所は、片理面における観察にもとづくものであるが、原岩の層理と片理面とが全体として一致していることは既に述べた。

- 上 部 E. 綠色片岩と黑色片岩との互層
 D. 綠色片岩
 C. { 黑色片岩と黑色千枚岩
 綠色片岩と綠色千枚岩
 B. 黑色千枚岩
 下 部 A. 片狀砂岩

各層の多くは各種の岩石の互層であり、またその層厚も一定していないので、以上の分層は主要な岩種によつて行つたのであつて、地質図に黑色片岩・綠色片岩と分層したなかにも互層する所や移化しあつた所も多いのである。これはこの変成岩類の原岩が、各種の水成岩・凝灰岩のような火山噴出物を主要な構成岩石とし、それらが互層しあつていたこと、さらにまたそれらのほかに、岩床狀のまたは岩株狀の塩基性火成

岩体が存在したことを考えると、当然のことであろう。塩基性火成岩が存在したことは、麻植郡高越鉾山の南方に小範圍に分布するやや塊状の綠色岩や、劍山図幅地内の名西郡上分上山村樫平西方の道路にみられる綠色岩中に、火成岩の組織を残すものや、石英片岩質の岩石を捕獲岩の形で含有するものもあること等でほぼ確実であるが、しかしその貫入の時期については多くの問題があり、未だ解明されていない。和食図幅地内から和歌山縣東部に広く分布しているいわゆる御荷鋤系の変成度の低い綠色片岩をみると、そのほとんど全部が片理面（この片理面は、その綠色片岩の上下に存在している黑色片岩の片理と平行で、黑色片岩の部分では原岩の層理と一致していると考えられるが）に平行に長く連続して存在しているが、僅かながら、片理の明瞭でないレンズ状の綠色岩体も見られ、その周辺部は1部がまわりの黑色片岩のもつ片理と斜交しているようにみえる。このような事実と鏡下にみられる事実等から、現在この地域にみられる綠色片岩のほとんど大部分は、凝灰質の岩石と水成岩の層理にほぼ平行に貫入した塩基性火成岩岩床であつて、岩株状に貫入した塩基性火成岩体は、未だ片状を呈することなく大体塊状を呈し、片状になつたとしてもその程度は低いと考えられる。三波川変成岩類は御荷鋤系よりも全体としては再結晶作用が進み、含有されている鉍物の種類からみても変成作用は進んだ傾向にあるが、岩株状に貫入した塩基性火成岩にだけ原岩の組織の名残りがみられる。

この地域の岩石を細分すると、次の通りである。

- | | | | |
|---|-------|---|--------------------|
| E | 綠色片岩 | b | 陽起石-綠簾石-綠泥石-曹長石片岩 |
| | | a | 曹長石-綠簾石-角閃石片岩 |
| E | 黑色片岩 | b | 石墨-絹雲母-曹長石-石英片岩 |
| | | a | 紅簾石-絹雲母-石英片岩 |
| D | 綠色片岩 | c | 綠簾石-絹雲母-藍閃石片岩 |
| | | b | 紅簾石-絹雲母-石英片岩 |
| | | a | 陽起石-綠簾石-綠泥石-曹長石片岩 |
| C | 黑色片岩 | b | 黑色片岩および黑色千枚岩 |
| | 黑色千枚岩 | a | 方解石-スティルプノメレン-石英片岩 |
| C | 綠色片岩 | b | 陽起石-曹長石片岩および千枚岩 |
| | 綠色千枚岩 | a | 陽起石-綠泥石-綠簾石-曹長石片岩 |
| B | | | 黑色千枚岩 |
| A | | | 片状砂岩 |

A 片状砂岩

片状砂岩は背斜構造の底部において、上部の厚い黒色千枚岩層に被覆されて緩傾斜で露出するか、または薄層として黒色千枚岩中に介在する。東部の名東郡上八万村赤坂の川床の小露出は前者に属し、僅かに南に傾斜して、東西の方向に細長く露出する。名西郡阿野村本名附近の鮎喰川川床にも、同様な状態で露出する。名東郡佐那河内村尾境附近に露出するものは後者の例であつて、数層の薄層をなし、前2者に比べて片理の方向への連続性が強い。南東隅の断層によつて囲まれた地域のものも、後者に属するものである。西半部では背斜構造が南方に移動するために、区幅内には露出せず、南隣剣山区幅のなかに広く分布りしている。

片状砂岩と黒色千枚岩層との境界は明瞭に境される場合もあり、また岩質的に両者の中間のものがみられる場合もある。

岩石は灰白色ないし暗灰色で、硬砂岩に類似し、片理の発達は著しくない。石英・曹長石の碎残擬斑晶が存在し、石英脈が発達している。主成分鉱物は石英・曹長石・絹雲母で、副成分鉱物として黒色炭質物・黒雲母・燐灰石・緑簾石・褐簾石・輝石等を含んでいる。碎残擬斑晶は石英・曹長石を主とするが、普通輝石の碎残擬斑晶を持つ場合がある。これ等は片理の方向にやや延長配列し、その間は石英・曹長石の細粒で充填され、それ等の間に存在する副成分鉱物は片理の方向に配列することが多い。石英以外の斑晶中には包裹物が多く、あるものは絹雲母化作用・高陵土化作用を受けて汚濁している。石英は波状消光が著しいが、脈状石英は波状消光をすることがなく、細長い形を呈している。

B 黒色千枚岩

片状砂岩層の上部に存在する厚層で、南部に多く見られる。上部の緑色千枚岩・緑色片岩・黒色片岩・黒色千枚岩帯とは、両者が薄い互層となつて移化する。移化する部分の厚さは50 cm 内外の場合もあるが、数 m におよぶ場合もみられる。前者は美馬郡口山村丸山西方の場合であり、後者は麻植郡中枝村宗田附近がその例である。本岩石中には緑色の千枚岩質の薄層や、絹雲母-石英片岩の薄層を挟有している。前者

1) 御山園幅内の麻植郡堀山村宮平附近の真光川川床には、片理と層理の斜交する片状砂岩層、露出している。

の成分鉱物は微細で識別に困難であるが、緑泥石・陽起石を主とし、後者は時に石英片岩に化し、絹雲母が片理を構成する主要鉱物であり、光沢の強い岩石を作っている。

黒色千枚岩は細かい褶曲をして数 mm の間隔の偽劈開 (false cleavage) が見られる。また数 cm 内外のレンズ状の石英脈または層状の石英脈が発達している。黒色～暗灰色の岩石で、絹雲母光沢を持っている。石英・絹雲母・石墨様の黒色物等が主成分鉱物として見られ、少量の燐灰石・緑簾石・緑泥石・斜黠簾石・方解石・礬石等を含んでいる。

C 緑色片岩・緑色千枚岩・黒色片岩および黒色千枚岩

黒色千枚岩層の上部に緑色片岩・緑色千枚岩を主体として分布する。主体の緑色片岩は緑簾石を多量に含み、黄緑色を呈し、また黄緑色の條線を作っているのが特長であり、点紋は見られない。この岩石の下部は下の黒色千枚岩との互層帯であつて、黒色千枚岩と緑色千枚岩とを含んでいる。緑色片岩の上部には、黒色片岩 (時に千枚岩質の部分をさむ) があつて、高越山南側からほぼ西の方へ美馬郡半田町南方まで連続するが、東部においては見られない。緑色片岩の近くではやや千枚岩質の所が多く、上部では微細な点紋を持つようになつて、上部E帯の黒色片岩と類似の岩層となる。このすぐ上のD帯の緑色片岩との境界は、場所によつて異つて一定しないが、大体において漸移する傾向が強い。ただし石英片岩がくる場合には互層は見られない。

岩質は肉眼的には類似して細分は困難であるが、鏡下における鉱物組合せからは、次の種類にわけることができる。

緑色片岩・緑色千枚岩

a) 陽起石-緑泥石-緑簾石-曹長石片岩

黄緑色～草緑色を呈し、時にやや濃い緑色の部分が縞状に互層している。緑簾石・緑泥石・陽起石・曹長石を主成分鉱物とし、石英・絹雲母・白チタン 鉱等を副成分とする。緑色の比較的濃色部は緑泥石・陽起石で特徴づけられ、やや淡色の部分は緑簾石・緑泥石を主とし、さらに白色に近い縞状部は曹長石の量が多い。これらの有色鉱物は片理の方向に帯状に集合している。名西郡鬼籠野村柵野附近のように、藍閃石を含むことがある。緑簾石は短柱状または細粒をなし、時に異帯構造を示している。周

辺部は複雑折が高く、鉄分に富む結晶である。角閃石は半自形で内部は細片状の陽起石に变じ、また外輪部も陽起石に変化しているものが多い。曹長石は不規則な円形を示し、片理の方向にやや延長し、かつアルバイト双晶をなし、点紋となつてゐることはない。陽起石は片理面内に並ぶ主要な鉱物成分の1つで通常繊維状であるが、角閃石の周辺部にあるものや、角閃石から変化したと思われるものは、短柱状または不規則な板状をしている。緑泥石も片理面に配列された主要素の1つで、細かい繊維状を呈する。

b) 陽起石-曹長石片岩

この岩石は上の陽起石-緑泥石-緑簾石-曹長石片岩中に薄層としてあるか、または黒色片岩と細かい互層をして発達する。暗緑色の岩石で、陽起石が繊維状に片理の方向になり、曹長石が粒状にその間を満している。副成分鉱物は緑簾石・緑泥石・石英等である。

黒色片岩・黒色千枚岩

a) 方解石-スティルブノメレン-石英片岩

陽起石-緑泥石-緑簾石-曹長石片岩中に幅1 m 以下の薄層としてある。黒色の縞状を呈し、風化すれば茶褐色となる。緑色片岩と互層して石英脈に貫かれている場合もある。石英・方解石・スティルブノメレン・緑泥石を主成分とし、緑簾石・燐灰石・曹長石を副成分鉱物とする。スティルブノメレンはフィルム状を呈し、不規則に分布する。方解石は石英と同様に自形を呈せず、方解石脈として片理を切つている場合が多い。

b) 黒色片岩および黒色千枚岩

既述の黒色千枚岩と同質の岩石であるが、上部のものは細かい曹長石の点紋を持つてゐる場合がある。高越山南側のものがそれである。東部ではこの層的位置には黒色片岩は見られず、緑色片岩は上位Dの緑色片岩に漸移する。

D 緑色片岩

C帯の諸岩石に漸移的な関係で緑色片岩の厚層があらわれる。この岩石はほとんど緑色片岩でできていて黒色片岩を混えないが、また混えても極めて少量の薄層としてである。上部Eの互層帯とは漸移して明瞭な境界はなく、地質図でも黒色片岩の混入

してくる下限と思われる所を、両者の境界としたに過ぎない。すなわちこのD帯は、下部C帯の黒色片岩と漸移して、遂に緑色片岩ばかりになるのであるが、介在する1層の紅簾石-石英片岩を境として、やや異なる岩質を持つ2部分にわかれている。すなわちその紅簾石-石英片岩層の下部は藍閃石が多く含まれ、特徴のある色彩を持っている部分が多い。藍閃石はその紅簾石-石英片岩に近い比較的上部の所に多く、下部には少なくなる。また藍閃石は図幅の中央部から東部にかけて多く、西半部では目立たなくなり、地質図では西半部においても2部分にわけてあるが、2部分の差別は明らかでない。点紋はこのD帯の下部では微細で量的にも少ないが、上部に行くに従って中粒となり、量的にも増加する。この地方の含銅硫化鉄鉱床は、ほとんど全部この地層中に存在するようである。

a) 陽起石-綠簾石-綠泥石-曹長石片岩

D帯のうちで最も広く分布する岩石である。下部では点紋が小さく、かつ小形であるが、上部に行くに従って大形になる。中央から東半部では藍閃石を含み、岩質が変化している。黄緑色または緑色の岩石で、主成分鉱物は綠泥石・綠簾石・曹長石であり、副成分鉱物としては陽起石・絹雲母・榍石・磷灰石・方解石等がある。曹長石は0.2~0.8 mm の点紋を形成し、楕円形を呈するものが多い。包裹物として綠簾石・榍石・陽起石を持ち、石英を含む場合もある。配列は直線的である場合が多いが、時に曲線を描き、点紋の回轉した形跡を残す場合も認められる。曹長石中には残晶と思われるものも存在するが、その状態は前記の諸岩石の場合ほど明瞭でない。綠泥石は主として点紋の間を充填し、綠泥石は包裹物としてあらわれるほか、石基中にもやや大形の結晶が見られる。粒状または短柱状の結晶で複屈折の高いものも多く、包裹物として存在するものは斜鋸簾石に近い性質のものが多い。絹雲母は綠泥石とともに石基中であつて、片理構造を構成する主要な鉱物である。

この岩石中には暗緑色、塊状で片理の見られない岩石もあり、麻植郡三山村桶根地奥野井間、および同村西野峯西北に小規模に露出する。この岩石は含柘榴石-綠泥石-綠簾石-角閃石片岩ともいふべき性質の岩石である。

周辺の岩石が曹長石の点紋によつて特徴づけられているのにもかかわらず、この塊状の岩石には点紋がみられない。肉眼的な特徴は柘榴石の1 mm 内外の斑晶が見られることである。主成分鉱物は陽起石・綠泥石・綠簾石であつて、副成分鉱物は斜鋸簾石

・柘榴石・黝簾石・柵石・石英磁鉄鉱などである。柘榴石は筈状の結晶で、石英粒にとりかこまれ、斜黝簾石は小さい自形結晶として産する。

b) 紅簾石-絹雲母-石英片岩

紅色の珪質岩でD帯中に2層見られ、数10 cm から10数 m の層厚をもつて東西方向に連続して露出する。紅簾石を失つて石英片岩に移化する場合もあり、また時に藍閃石を含有する場合もある。紅簾石・絹雲母・石英を主成分とし、無色角閃石・チタン鉄鉱・燐灰石・黒雲母様鉱物・赤鉄鉱・柘榴石・緑簾石を伴っている。紅簾石・チタン鉄鉱の多い部分と、石英・絹雲母を主とする部分とによつて、縞状を呈することが多い。紅簾石は長柱状を呈し、片理の方向にならび、時に集合体を作っている。石英は片理の方向に延長して配列する。柘榴石は小粒で片理に平行して線状にならび自形を保っているものが多い。時に赤鉄鉱および方解石をやや多量に含有するものがある。

c) 緑簾石-絹雲母-藍閃石片岩

本岩は暗緑濃紺青色で紅簾石を含有する石英片岩層の附近に多く産する。中央部の麻植郡三山村高越鉱山附近には広く分布するが、同郡東山村鉱山附近・同郡阿野村・持部・折木・倉目附近等の露出地においては薄層をなしている。さらに東方名東郡加茂名町大浦附近から、東隣徳島県幡地内の徳島市眉山附近にかけては、やや厚い層として分布している。藍閃石・緑簾石・曹長石を主成分とし、絹雲母・石英・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・金紅石・柘榴石・柵石等を副成分とする。藍閃石は0.4~1.2 mm の柱状結晶である。

E 緑色片岩と黒色片岩との互層

図幅内にあらわれる結晶片岩の見掛け上の最上位に、位置的には主として吉野川沿岸に、すなわち結晶片岩分布区域の北部に帯状に分布するが、中央の高越鉱山附近では向斜構造のために、特種な、帯状でない形態をとつてあらわれる。この地層は従来は別子層の上部と考えられていた部分であつて、緑色片岩・黒色片岩とも大形の点紋で特徴づけられている岩石である。両者は数 m~数10 m の単位層からなる互層をなして分布する。両種の岩石が接する附近は細かい互層となる場合が多く、明瞭に両者

が境する所は少ない。

黒色片岩

a) 紅簾石-絹雲母-石英片岩

黒色片岩中に多く存在するからここに記述するが、緑色片岩中にも見られる。薄層またはレンズ状に挟有され、下部のD帯のものに比べて連続性が少ない。主要な露出地は麻植郡三山村楠根地の東方、同村紙漉南方等である。岩質はD帯のものと同様である。

b) 石墨-絹雲母-曹長石-石英片岩

緑色片岩とやや細かく互層して露出する。曹長石の点紋と、時に含まれる径1mm内外の柘榴石の斑晶とで特徴づけられる。露出地は三山村楠根地附近である。主成分鉱物は石英・絹雲母・曹長石・石墨で、燐灰石・緑泥石・緑簾石・斜黝簾石・方解石・柘榴石が副成分鉱物である。点紋曹長石は0.5~2mmの眼球状またはレンズ状で、石墨・石英・柘榴石等を包裹している。包裹物として塵埃状の黒色物が線状になつておることがあり、その場合には小さな褶曲状の模様を描き、1種のヘリサイト構造を思わせる。点紋の周囲は絹雲母・石英等で取り囲まれていることが多い。絹雲母は0.1mm内外の繊維状の結晶で、配列方向は岩石の片理の方向を示している。柘榴石は微細な結晶をしていることが多いが、1部では1mm内外の斑晶となつて散在する。

緑色片岩

a) 曹長石-緑簾石-角閃石片岩

岩石としてはやや塊状で緑色~暗緑色を呈するが、産出状態は層状である。主成分鉱物は角閃石・緑簾石・斜黝簾石であつて、角閃石は半自形の結晶で陽起石に変化している部分があるが、中心部は緑褐色で、周辺部は緑色である。斜黝簾石は粒状または短柱状である。柘榴石・緑泥石が少量存する。

b) 陽起石-緑簾石-緑泥石-曹長石片岩

E帯の最も主要な岩石で分布も一番広い。D帯のものに基だ似ていて岩質的に差異はないが、点紋の大きさがこととなり、本岩石のものははるかに大形である。点紋は岩石全体に一樣に分布することもあるが、時に片理に沿つた幅10数mmの縞状の集合

部を形成し、その場合岩石の80~90%を点紋が占めることもある。成分鉱物とそのおのおのの性質はD帯のものと同様である。

蛇紋岩

蛇紋岩は麻植郡森山村附近と、名東郡國府町内御田附近に小さい岩株として露出するほか、麻植郡東山村地内に轉石として見られる。ほとんど葉片狀の蛇紋石のみからなっているが、時に鉄鈹の細粒を含むことがある。

三波川変成岩類の地域を地質構造上から概観すれば、この地域は東西方向の片理を持つた累層で、南部に背斜を、北部に向斜を持つ波狀褶曲が、構造の基本となつてゐると見ることができる。褶曲構造の典型的なのは、図の中央部、やや東よりの地域に見られ、ここでは背斜の軸は、図幅南縁の名西郡阿野村本名附近を東西に走り、吉野川に近い北部すなわち川島町南方附近に東西方向の1向斜があつて、その間で上記のAからEまでの地層がよく観察され、層序的に見た結晶片岩地域の標式とみることができる。以上のような構造は、これと斜交する断層で少しづつ轉位してはいるが、さらに東方に延長し、名西郡阿野村馬地・大地・西竜山附近を通る背斜軸、さらにその東部では、入田村赤阪附近にあらわれているほとんど水平な片狀砂岩層で代表される背斜、および図幅最東部の國府町附近の同様な構造としてあらわれ、さらに東隣徳島図幅内に延びて、徳島市眉山附近におよんでいる。図幅南東部の名東郡上八万村附近の地塊中、同村太里に露出する片狀砂岩層は、前記の背斜が北東—南西の断層によつて繰返されたものの1部と思われるが、その周りの黑色千枚岩層は細かい褶曲を示して、背斜構造は必ずしも明瞭ではない。

図幅南東部の佐那河内村大久保から二秀峯におよぶ地域、同じく鬼籠野村猪頭から南西の一坂におよぶ地域、その北東にある佐那河内村谷又附近の黑色片岩・黑色千枚岩からなる地域は層序的にみると、Aの片狀砂岩よりもさらに下部のものであるとの疑いがあるが、この地域は断層にかこまれているために層序関係が不明であり、東隣の徳島図幅においても構造的に解明ができないために、ここには一應Aの上部の黑色片岩地帯、すなわちBと記載してあるが、将来南隣和食図幅からさらに精細に調査することが望ましい。

図幅地西半部の穴吹川附近以西の地域では、背斜軸は南隣の劍山区幅中にあつて、²⁾ その北翼だけが分布する。また上部の向斜構造は貞光町の北東に見られるが、地層は

擾乱し、あまり判然としたものではない。穴吹川から高越山におよぶ地域では、走向が北西—南東に変じているが、前記の構造の続きである。図幅中央部、すなわち麻植郡三山村・中枝村附近は他と構造を異にし、三山村高越・久宗両鉱山附近に見られるように、この附近には上部の緑色片岩層が向斜構造をしてあらわれていて、含銅硫化鉄鉱床はこの部分に胚胎している。基本形態では吉野川沿いに走る北部の向斜構造が、この部分では南方に移動して、かつゆるくわん曲した向斜構造としてあらわれたものであろう。高越および久宗の鉱床の東方に当る東山・広石・持部等の鉱床でも、坑内では同様な向斜があらわれ、この地帯は現在高越・久宗地帯よりやや北よりであるが、元来は同一地帯であつたものと考えられる。

断層中で最も古いと思われるものは、背斜の南翼を緑色片岩層のほぼ南限に沿つて走る走向断層であつて、図幅内では南東部のみに認められる。この走向断層は比較的緩い傾斜で北に傾いている。背斜構造の南北両翼においての岩石の分布は、その断層のために非対称となつて、北翼では下部の黒色千枚岩層から上部の緑色片岩まで逐次連続してあらわれるが、南翼では中部の緑色片岩までが分布し、それ以南では上部の緑色片岩帯を欠いて、下部の黒色千枚岩が小褶曲を持つた厚層として繰返している。図幅南東隅の佐那河内村に緑色片岩が2層分布しているが、これもこの走向断層によつて繰返したものであろう。入田村船原北方を通る走向断層は、上部の緑色片岩を切つてはいるが、これも前記の走向断層とその撥を一にするものと考えられる。この断層によつて、緑色片岩中の含銅硫化鉄鉱床を胚胎する部分が失われたために、この附近の地塊では鉱床が見られないのであろう。

走向に斜交する断層は南東—北西の方向のもの、北東—南西のものとの2系統が見られる。この2系統のものが交わる場合には、前者は多くの場合後者によつて切られている。南東—北西方向の断層は図幅東半部に多くみられ、これによつて背斜構造を呈する岩石は、西側の落ちた階段構造を示し、従つて含銅硫化鉄鉱床を含む地帯も高越—久宗、東山—広石—持部、折木—倉目地区に分れて少しづつ北方に轉位し、遂に図幅外の徳島市眉山附近の露頭に続くのである。これ等の断層のなかで、川田山の河岸に見られるものはD帯の岩石中を走るために、露頭のみでの観察では明瞭でないが、含銅

2) 背斜軸は貞光町の南方では、銅山圖幅中の美馬郡端山村宮平附近を、その東方穴吹川附近では、さらに南方にずれて同郡古宮村古宮附近を、それぞれ東西に走っている。

硫化鉄鉱体の状態を考えれば、南西側の落ちた断層と解釈するのが最も妥当であろう。南西—北東方向の断層は西半部に多く見られ、これ等は正断層と思われるものであつて、その多くは地層の水平分布に1,000 m 内外のずれを起しているが、川田町から高越山南側を通過して西方に延びるものは、図幅中央の構造の異なる部分を形成したやや大規模なものと考えられる。南東隅の鬼籠野村から上八万村におよぶ断層は、鬼籠野村猪の頭の道路傍で見られるように、北西から押上げた逆断層で低角度のものである。

III. 2. 2 花崗閃緑岩類

花崗閃緑岩類は北部に広く分布する。和泉砂岩層によつて不整合に被われるが、不整合面は引田町附近から五名村を経て枋所村附近まで、ほとんど直線状に東北東方向に延び、引田町城山・翼山・福栄村端・多和村力石・塩之江村塩之江附近に露頭として観察できる。またこの岩類は二上火山帯に属する若い火山岩類に貫入されている。以上の事実から、この花崗閃緑岩類が、上部白堊紀以前の貫入岩体であることは明らかであるが、それ以外にこの岩体の貫入の時代を決定しうる地質学的確証は得られない。

花崗閃緑岩類は、全地域にわたつてほとんど一樣な岩相を示す角閃石黒雲母花崗閃緑岩であつて、その1部、すなわち北部の富田村から川東村におよぶ地帯や塩之江村南部附近では、破碎作用を受けて異なる岩相であるかの状態を示し、また引田町北方の海岸には、角閃石を含まない黒雲母花崗閃緑岩があらわれる。また局部的には細粒の黒雲母花崗岩（塩之江村岩部・田中村小囊附近にみられるもの）や半花崗岩が分布する。なお花崗閃緑岩地域には岩脈状に塩基性火成岩類と、それに伴ういわゆる文象斑岩とが見られる。

花崗閃緑岩類はその大部分が風化作用を甚だしく受けて、北部の丘陵地ではその作用が花崗閃緑岩塊の相当深部にまでおよんでいる。従つて岩石の新鮮なものが見られるのは、香東川の川床、多和村力石から船石を経て長尾町に通ずる縣道等である。

角閃石-黒雲母花崗閃緑岩

粗粒、灰白色の岩石で一般には均質であるが、多和村から長尾町への縣道に露出する部分では、斑状の部分が見られる。斜長石・石英・微斜長石・黒雲母・角閃石を主成分とし、燐灰石・風信子鉱・磁鉄鉱・褐礫石・緑泥石・梶石等を副成分鉱物とする。

斜長石は灰曹長石または中性長石に属し、2~3 mm の半自形結晶であるが、卓状の結晶も見られる。主としてアルバイト双晶を示し、カールスバッド双晶は少なく、果帯構造は著しくない。絹雲母化作用・高陵土化作用を受け、全体にわたり2次的変化を受けていることが多い。微斜長石は2 mm 内外の結晶で、他の鉱物の間隙をうめっている。特有の格子構造を示し、斜長石の微細な結晶を包裹する。斜長石と微斜長石との接する部分には、ミルメカイトを形成している。石英は他の鉱物の間隙充填物として産し、塵埃状物質を多数包裹するが、包裹物は時に線状に配列し、波状消光が著しい。黒雲母は板状の結晶で、時に緑泥石に変化している。小片が多数集合して斜長石の小結晶と共存することもある。屈折率は高く、 $(r=1.672-1.678)$ 、 $X=$ 淡黄色、 $Y=Z=$ 黒褐色、 $X<Y=Z$ 、の濃い多色性を持つている。角閃石 ($r=1.703 \pm$) は他形の結晶が多く、黄綠色または緑色の種類である。

角閃石-黒雲母花崗閃緑岩の特種な岩相と思われるものに、黒雲母花崗閃緑岩と呼ぶべきものがある。これは引田町北方の海岸に露出するのであるが、これと主体をなしている角閃石-黒雲母花崗閃緑岩との直接の関係は、漸移するように観察されるのであるが、岩石の風化が甚しく、判然としない。この岩石中には黒雲母が著しく集合して黒色帯を作り、甚だ不均一な岩質を示している。ここでは黒雲母に富む黒色帯と、白色の珪長質部とが幅70 cm 内外の縞状を呈し、このような縞状の岩相は30 m 以上におよび、この岩相をとりまく周囲の岩石は、一般に著しく黒色の不均一な部分を持つている。肉眼的には粗粒ないし中粒で花崗岩質を示し、円形あるいはレンズ状の捕獲岩が比較的多い。鏡下では斜長石・石英・微斜長石・黒雲母を主成分とし、鱗灰石・榍石・風信子鉱・磁鉄鉱・緑泥石・柘榴石等が副成分鉱物として見られる。斜長石は大形のもの小形のもの2種類があり、ともに灰曹長石でアルバイト・カールスバッド双晶をしている。大形のは大きさ2~3 mm で自形ないし半自形を呈し、普通の花崗岩類中に見られるものである。小形のは大きさ1~2 mm で、やや粒状を示すものがあるが、多くは細長い卓状を示す。周辺部は灰曹長石で新鮮であるが、中央部にやや塩基性の内核を持つている。この部分は高陵土化作用・絹雲母化作用を受けて2次的に変化していることが多い。なかには見掛け上は大形の単一結晶であるが、十字ニコルで見ると数個の小結晶が不規則に結合している場合もあり、この場合おのおの小さい結晶は主として中心部が塩基性で、それをとりまいて酸性の

斜長石が発達する。中心の塩基性の部分は不規則な形で、2次的変化が著しく、周辺の酸性部に蚕食されつつある様子を示すものがある。微斜長石は特有の格子構造を持ち、不規則な間隙充填物としてあるが量的には非常に少ない。石英は間隙充填物で波状消光が強く、微細な包裹物を散在させている。文象構造が時に見られる。黒雲母は板状で、また不規則な形を呈するものもある。 $r=1.663-1.665$, $X=$ 淡黄色, $Y=Z=$ 赤褐色, $X<Y=Z$ 。この岩石中には時に柘榴石の小結晶がみられる。

黒雲母花崗岩

上記の花崗閃緑岩のなかに極めて小部分ではあるが、やや半花崗岩質な細粒の黒雲母花崗岩がある。務所村仲和田・相津南東・塩之江村岩部・田中村小叢南方・多和村船石・石田村小倉西方・引田町安戸池北方等に露出するものであり、上記の主体をなす花崗閃緑岩体と判然とした境界で接していて、両者が漸移する関係は認められぬようである。肉眼的には細粒、均一な花崗岩質の岩石であるが、露出地のいづれでも風化していることが多く、岩質の変化について詳細な観察ができない。斜長石・石英・黒雲母・微斜長石を主とし、隣灰石・風信子鉍・褐簾石・緑泥石・榍石等を副成分として持っている。斜長石は1~2mmの大きさで自形ないし半自形を示すものが多い。灰曹長石または中性長石で累帯構造が著しい。結晶の中心部は塩基性で、絹雲母化作用ないし高陵土化作用を受けて変化している場合が多いが、変化した部分の形も卓状を示していることが多い。微斜長石は常に間隙充填物で格子構造を示し、ポイキリティックになつた場合もある。石英も間隙をうめて産する。黒雲母は大きなもので1.5mmで板状結晶であるが、量的な変化があつて、部分的には半花崗岩のように減少する。 $r=1.657-1.662$, $X=$ 淡黄色, $Y=Z=$ 淡褐色時に赤褐色, $X<Y=Z$

以上の花崗閃緑岩類は北西部の由佐村附近から東方にかけて、局部的ではあるが著しい破碎作用を受けており、鉍物は自形を失つて、花崗岩質の組織も失われている。鏡下で見ると斜長石が双晶面において裂け、黒雲母・角閃石も歪によつて変形している。富田村附近では恐らく高陵土化作用ないしは陶土化作用のために、岩石は一見半花崗岩質となるが、これは破碎作用と同時に鉍化作用を受けた結果と思われ、不規則な節理が無数に発達している。鉍化作用を受けた部分、例えば由佐村附近の香東川川床では、節理に沿つて幅2~4cm位帯状に紅色の部分を持ち、その部分には淡緑色の緑泥石が生じている。その他三本松町南方や引田町附近でもこの状態が著しい。なお

北半部では、斜長石が紅色を呈している部分も各所において見られる。これらの破碎作用および鉍化作用を受けたと思われる部分は北半部に近く、ほぼ東西の方向に分布する傾向がある。また塩之江村南方の道路上には、鹿塩片麻岩類似の岩石が見られるが、これは附近の小規模な構造線によつて、生成された局部的なものと思われる。

半花崗岩

幅数 cm ないし 4~5 m の半花崗岩が岩脈状に各所で、角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩ならびに後に述べる変質輝緑岩を貫いている。肉眼的には中粒~細粒の白色岩石で、細かい黒雲母を少量伴っている。主成分は石英・正長石・斜長石で、副成分鉍物は黒雲母・白雲母・燐灰石・風信子鉍等である。石英は粒状で微細な包裹物を含み、微斜長石は格子構造が著しい。斜長石は灰曹長石で、半自形の柱状結晶をなし、アルバイト双晶がみられる。黒雲母・白雲母は鱗片状で少量である。

塩基性火成岩類および文象斑岩

図幅地内花崗閃緑岩類中には、各所に岩脈状にこれらの岩石が見られるが、これらが集合して数 100 の平行に近い露出をみせているのは大川郡引田町北方の海岸である。ここでは一般走向、N 40° W 傾斜 40~90° 東、幅 50 cm~10 m 内外で、延長 30 m 以上に亘っている。これらの岩石は成因的には、従来單なる岩脈または複成岩脈と考えられていたものであるが、野外で、また鏡下に見れば、それはむしろ花崗岩の生成以前に既に存在していた輝緑岩質岩石・粗粒玄武岩質岩石・玢岩状の岩石が、半花崗岩質の網状脈によつて示されるアルカリ物質の交代作用の下でその性質を変え、変質輝緑岩から半花崗岩質組織を持つ文象斑岩におよぶ一連の岩列になつたものであると考えられる。

その詳細については、本岩石を取扱つた報告書、地質調査所報告第 141 号を参照されたい。

III. 2. 3 和泉砂岩統

本統は上部白堊系に属し、阿讃山脈の地域を構成している。南側は中央構造線を隔てて三波川変成岩類と接しているが、この直接の関係は図幅内では、吉野川に沿つて発達する沖積平野に被われて見る事ができない。北側は花崗閃緑岩類を不整合に被覆している。西部と東部では岩相がことなるが、両者の層序を示すと次の通りである。

西 部		見掛の層厚	東 部	
E	黒色頁岩・緑灰色砂岩の互層 (頁岩・砂岩の珪化帯を含む)	2,500 m±	E ₂	黒色頁岩・緑灰色砂岩の互層 (頁岩・砂岩の珪化帯を含む)
			E ₁	黒色頁岩・緑灰色砂岩・緑色燧灰岩・礫岩の互層 (頁岩・砂岩の珪化帯を含む)
D	黒色頁岩層	500 m±	D	黒色頁岩層
C	緑灰色砂岩層	30—500 m	C	緑灰色砂岩層
B	基底礫岩層	5—300 m	B	基底礫岩層
A	花崗質砂岩層	3—100 m		

A 花崗質砂岩層

和泉砂岩統は、従来花崗岩を不整合に被うか、または断層で接しており、その基底は礫岩層であるとされていた。ところが脇町図幅の地域では、礫岩層の下にさらに花崗質砂岩層がある場合のあることが明らかになった。すなわち、徳島縣阿波郡五名村拂川附近から多和村の力石西方、および香川縣綾歌郡安原村下切北方附近には、花崗閃緑岩類に由来する花崗質砂岩層が、数 m 時に 100 m 以上の厚さに存在する。花崗閃緑岩との境界面はほとんど直線状であるが、上に重なる礫岩層の境界は不規則な凹凸の多いいわゆる不整合面らしい状態である。この砂岩層は黒雲母の細片を少量混えている以外、有色鉱物が甚だ少ない。石英・長石等の細粒から成っており、石英と長石の比率は長石が 10% 内外で、石英が 90% 内外である。固結の程度は弱い。成分鉱物は円形を帯びた粒状のものが多い。野外で花崗岩類が風化したものであるか、あるいは砂岩として沈積したものであるかの区別が困難な場合もあるが、このような場合にも基底に近い部分に、しばしば大きさ数 cm の半花崗岩質の岩石の円礫を含んでいることがある。この砂岩層は層理は明らかでないが、時には雲母が線状に排列して水成岩らしい様子を示している。花崗質砂岩層のある近くでは、礫岩は存在しないか、もしくは存在しても薄い層となっている傾向がある。香川縣大川郡多和村力石附近では、花崗質砂岩層は陶土化作用を受け灰白色となっている。

B 基底礫岩層

下部に花崗質砂岩層が存在する場合は別として、花崗閃緑岩を不整合に被い、香川

縣大川郡引田町城山附近から西南西の方向に連続して、香川縣香川郡塩之江村下田井附近まで露出する。層厚は 20 m から 300 m におよぶことがあり、膨縮が甚だしい。途中 3 カ所でほぼ南北の方向の正断層で断たれるが、水平移動の距離は、1,000 m が最大であつて、容易に追跡することができる。礫は径最大 50 cm の円礫で、花崗岩類が最も多く、粘板岩・チャート・珪岩等をも含み、主として花崗質の砂粒で堅く膠結されている。礫岩層は東部において厚く、西部において薄く、礫の大きさも西方に向つて次第に小さくなる。香川縣大川郡小海村北谷の本層中からは、*Astarte* sp., *Trigonia* sp. nov. が江原眞伍によつて記載されている。

C 緑灰色砂岩層

基底礫岩層を整合に被つている緑灰色の砂岩層は、東部と西部でその層厚が異つていて、西部ではやや薄いが連続して露出している。時には頁岩・礫岩の薄層を挟み、層厚は 30~500 m である。本砂岩は緑灰色・黝灰色または灰白色で、細粒ないし中粒で、石英・長石が多く、淘汰は余り進んでいない。かつて江原眞伍は香川縣大川郡小海村の北谷附近の本層と思われる岩石中から、*Astarte* sp., *Cucullaca* cfr. *striatella* MICH. を報告し、また徳島縣川島町の篠原勇は *Parallelodon Sachalinensis* (SCHMIDT) に比較されるもの、*Lucina* (*Myrtea*) *ezoensis* NAGAO, *Cucullaca* sp., *Grammatodon* sp. を採集した。なお香川縣大川郡福栄村與田山北方の同層中には二枚貝を産し、木田郡奥鹿村戸川に二枚貝、同郡塩之江村下所には炭化した植物化石を産する。

D 黑色頁岩層

本層は下部砂岩層を整合に被い、約 2,000 m の層厚で東西に連続している。黑色微粒で層理の判然としない泥岩質のものであり、風化すれば細片に破碎し易い。本層中にも化石が知られていて、その名称および産地は次の通りである。

香川縣大川郡相生村坂元鉄路南方

Bostrychoceras awajiense (YABE) em SASAI

二枚貝

(以上 篠原 勇)

徳島縣阿波郡大俣村大影北方にも、同村黒川附近にも菊石類を産出するが、保存状態は良好でない。

E₁ 黑色頁岩・緑灰色砂岩・緑色凝灰岩・礫岩の互層

本層は上記の黑色頁岩層を整合に被う累層で、層厚は約2,500 m 以上であり、等斜構造を示すが、その累層のなかの構造は見掛け上は簡単に思われるが、各種の化石の産出も不十分で、その層序・構造を明らかにし得なかつた。この累層は東部と西部で岩相が著しく異つている。西部では砂岩・頁岩の互層であるが、東部ではさらに礫岩および凝灰岩をまじえている。砂岩は下部の砂岩とほとんど同じで緑灰色を呈し、細粒ないし中粒である。ただし礫岩に接近する場合には礫質となる。この砂岩からも二枚貝・古代アマモ・巻介・単体珊瑚・海胆等が知られている。頁岩は黑色、細粒の泥岩質で、その厚さは薄いもので5 cm、厚いものでは10 m で変化が多い。この頁岩からも多数の化石を産し、板野郡御所村御所では二枚貝・巻介等が見られ、また同村宮川内・泉谷・大山村大山町附近・阿波郡大俣村日開谷・同郡土成村浦池等でも各研究者によつて各種の化石が見出されている。礫岩は図幅の中央よりもやや東寄り、香川県大川郡福栄村附近から東に分布するが、間もなく急激にその厚さを増して沈積環境の変化を示している。礫は拳大から豆粒大の大きさで、粘板岩・珪岩・チャート等を主とし、砂質物で凝固されている。礫の大きさも西の方では細粒であるが、東の方に行くに従つてその形は大きくなり、またその量も増加する。ここで特に注意しておきたいことは、礫に花崗岩質のものが少なく、古生層に由来すると思われる岩石の多いことである。凝灰岩は量が少なく、厚さ30 m 内外の層として大坂越附近に3層あらわれ、さらに南部の板野郡大山村大山町北方にも見られる。これらが同一層位にあるものかどうかは、現在の所確かではないが、野外ならびに鏡下における観察では、一應同一岩層としてとり扱つてさしつかえないように思われる。肉眼的には緑灰色を呈し、中粒の岩石で、不規則な形をした緑色部が散在する。酸性斜長石・石英・方解石・緑泥石が主成分で、これらの鉱物中には例えば斜長石のように、ほとんど自形で、斑晶状にあらわれるものもある。

E₂ 黑色頁岩・緑灰色砂岩の互層

この互層帯は下部では厚さ1~4 m の単位層の互層であるが、中部以上ではその単位層の厚さが数 cm ないし数10 cm としてあらわれる。そして中部では頁岩が増加する部分もある。地質構造の部分で詳述するが、この地層の上部に1向斜があつて、

その向斜軸までは等斜褶曲構造の累層である。この累層も中部と同様な互層である。この互層中にも、多くの化石が各所から知られており、上部白堊系中の化石産地として著名な所も多い。次に主要な化石とその産地を列記する。(主として篠原勇による)。

徳島縣板野郡北灘村菖蒲谷 古代アマモ

同縣同郡 大坂越 二枚貝・海胆

同縣同郡 御所村峠 二枚貝・巻介

同縣同郡 宮川内

Bostrycoceras awajiense (YABE) em SASAI

Archaeozostera sp.

Lucina codakin

Turrilites sp.

Pravitoceras sp.

Ananchytes

Holaster

徳島縣板野郡松島村泉谷 古代アマモ・巻介・腕足類

同縣同郡 松島村大山寺西北 菊石・二枚貝・海胆

同縣同郡 大山村大山町北方

Bostrycoceras awajiense (YABE) em SASAI

Turrilites sp.

Neophylloceras cfr.

Hetoniense matumoto. M. S.

Hamites sp.

Inoceramus sp.

Cladophlebis acutipennis OISHI

Acila sp.

同縣同郡 松坂村大寺北方

同縣同郡 板西町大寺 菊石

板東町檜北方 菊石

同縣阿波郡大俣村樟根地 二枚貝

同縣同郡 同村日開谷 菊石・単体珊瑚・古代アマモ

同縣同郡 八幡町水田 海胆

同縣同郡 土成村浦池 *Piastochilus* sp., *Postellaria japonica*, 古代アマモ

徳島縣阿波郡土成村 西原北方 *Tersarolax* sp., 二枚貝

香川縣大川郡相生村川段 *Bostrycoceras* sp.

西部では上に述べたE層を E₁ 層と E₂ 層とに区別することが困難である。すなわち西部には礫岩・凝灰岩が発達せず、Dの黑色頁岩層の上部には、直ちに砂岩と頁岩の互層の厚い等斜構造の累層があらわれるからである。和泉砂岩統の厚さは見掛け上3,000 m におよぶのであるが、あるいはその間には走向断層・等斜構造等があつて、それによつて同一の層が繰返して現われるのかもしれない。西部では、東部におけるほど化石の産地が知られておらず、層序も明らかでないが、主要な化石産地を挙げれば下の通りである。

香川縣香川郡塩之江村木綿織 二枚貝

同縣同郡 安原上西村別子 古代アマモ

徳島縣美馬郡郡里村石佛

Bostrycoceras awajiense (YABE) em SASAI

Hamites sp.

同縣同郡同村平帽子

Bostrycoceras awajiense (YABE) em SASAI

Hamites sp.

同縣同郡同村上中野

Polypty choceras aff

Neophylloceras cf *hetonaiense* MATSUMOTO

同縣同郡岩倉村岩倉

Bostrycoceras awajiense (YABE) em SASAI

以上述べたように、和泉砂岩統はその産出する化石の種類およびその箇所から、層序構造を明白にすることは困難であるが、岩相から考えてこの附近を構成する岩石は、その西方はやや深い海中に、東方はやや浅い海中に比較的静かに堆積した海成層であるらしく、東に礫岩が多く含まれ、また半鹹半淡の河口・入江等に繁茂したと考えられる古代アマモが多く産することは、その事実を示している。なお古代アマモを含む地層は、大体において下部黑色頁岩層の上部約1,500 m の附近にある。

和泉砂岩統は基底から上部まで、ほとんど同走向・同傾斜の単調な等斜構造をして

いる。ただし西半部では、西隣池田図幅内から続く向斜軸が見られる。この向斜軸まで、下部からの累層は等斜褶曲を繰返すものであろう。この向斜軸はその南側をほぼ並走する断層³⁾と阿波郡江原町冬知附近で斜交し、冬知以東では見られない。この断層はほとんど同一方向にさらに東の方に延びて、図幅の東縁に近い板野郡板東町卯辰越の北側の露出まで続くものと思われる。卯辰越北側の新道で見られる地層が、南側に撓曲した状態は、この断層が北側から圧力を受けた状態を示している。この断層以南の吉野川沿岸の和泉砂岩統は、地層の擾乱が甚だしく、その構造を明らかにすることができない。走向・傾斜の状態からみると、この地域は、恐らく鱗片状に重畳する比較的上部に属している頁岩・砂岩の互層で、構成されているものであろう。和泉砂岩地帯では上記のほか、基底部に数本の断層があつて、北西—南東の方向に、また北東—南西の方向に地層がずれている箇所が見られるが、いずれも小規模で、地質図上の水平のくい違いに1,000 m を越えるものはない。

III. 2.4 火山岩類

この地方に見られる火山岩類は、花崗閃緑岩を貫いて噴出した黒雲母石英安山岩と、それに伴う集塊岩、あるいは凝灰質岩石、および和泉砂岩地帯に露出する石英粗面岩とで、いずれも二上火山帯に属する火山岩であろうと思われる。

黒雲母石英安山岩は香川県木田郡西植田村土佐山・同村中谷・同郡田中村下所北方等に露出する。また大川郡多和村力石・同郡富田村原房西方のものは陶土化作用を受け、純白に変質しているが、黒雲母安山岩または石英粗面岩から変質したものと思われる。集塊岩・凝灰質岩石は木田郡東植田村城・同郡田中村巖山およびその南方、同村下所北方・大川郡多和村助光附近に露出する。石英粗面岩は木田郡臨之江村内場・椋川・同郡奥鹿村中山西方に小さい露出を見るのみである。

黒雲母石英安山岩

灰白色ないし青灰色で一般に斑晶が多く、結晶度が高い。斜長石・黒雲母を斑晶とし、石基は斜長石・磁鉄鉱・燐灰石・石英・緑泥石・硝子（または玻璃）等である。斑晶の斜長石は通常2 mm 内外の自形柱状結晶であるが、時には大きさ4 mm を越

3) この断層は池田図幅内、三好郡三野町“瀧の奥”の南方の崖での観察によれば、北北西方向から低角度で押上げた衝上断層と思われる。

えることがある。融蝕され、不規則な形態を示すものもある。中性長石または灰曹長石に属する。小数ではあるが、石英の斑晶が見られ、この斑晶は円味を帯びたもので、時に波状消光を示し、塵埃状の黒色物質が線状に包裹されている場合がある。黒雲母は褐色または赤褐色で、短柱状結晶としてあらわれ、また不規則な小片の集合体として産することもある。赤褐色の部分は多色性が著しい。石基は中粒で斜長石（灰曹長石）・緑泥石・磁鉄鉱等が主で、ガラス質物質で充填されている。

白色陶土化した岩石は流状構造を示し、層理の発達する部分があり、肉眼で斜長石・絹雲母・緑泥石が認められ、多和村力石のものには柘榴石の斑状の結晶がある。

石英粗面岩

石英粗面岩は和泉砂岩層の基底に近い黒色頁岩中に、東西方向の岩脈状になつて露出する。灰白色または灰褐色の岩石で、和泉砂岩中の黒色頁岩を捕獲している。東西方向に流動したらしい跡を残している。風化作用を受けた部分が多いが、斑晶は石英が主で、少量の斜長石（灰曹長石）が見られる。石基はガラス質で石英・灰曹長石等を含み、副成分鉱物として磁鉄鉱・燐灰石等を持っている。この岩石には石英粗面岩のように見えているが、陶土化作用の生成物であろうと思われる部分もある。

集塊岩・凝灰質岩石

前記の土佐山・力石・原房を除く火山岩の露出地には、集塊岩あるいは凝灰質岩石が露出していて、特に木田郡氷上村嶽山・大川郡多和村助光附近には、突起した小丘として特徴のある地形を作っている。

角礫にはガラス質物質・珪化作用を受けた花崗岩・花崗質砂岩・砂岩等が数mm～数10cmの大ききで含まれ、凝灰質物質で固結されている。集塊岩・凝灰質岩石のある所には、黒雲母石英安山岩に伴つて貫入角礫（intrusive breccia）を見る場合が多い。

なお、大川郡五名村長野北方の谷には両輝石安山岩の轉石を見るが、その出所は明らかでない。

III. 2. 5 洪積層・沖積層

図幅地内の各河川の流域ならびに海岸線附近には、洪積統に属する砂・礫・粘土層が著しく発達し、その1部は山地の谷間にも残留して台地状の地形を呈している。

吉野川沿岸ならびに吉野川を挟んだ山地には新旧2段の河成段丘があるが、旧期の

ものは恐らく洪積世前半の後期、新期のものは洪積世後半のものと推定される。

新旧の両層とも砂・礫・粘土層を主体とし、岩質は洪積層下の岩層のいかんによつて異つてゐる。従つて場所によつて変化に富んでいて、例えば結晶片岩地帯には結晶片岩の礫が多く、和泉砂岩地帯には同砂岩に由来するものが多く、また花崗岩地帯のものは花崗質の砂や礫が多い。岩相も場所によつて一定しないので、独立した露出箇所を対比することは困難である。厚さは旧期のものが約 20~40 m、新期の層が約 10~30 m である。徳島縣麻植郡森山村附近の新期の洪積層は亞炭を挟み、その附近には次のような化石を産する。

Palaeoloxodon sp.

Anodonta woodiana (LEA)

Viviparus cfr. *japonicus* (MARTENS)

この化石から判断して大塚彌之助の duI に属する淡水または浅海性の沈積層であると考えられる。なお炭層附近の地質については、森山炭鉱・徳島炭鉱調査概報がある。

洪積層地帯の 1 部には侵蝕作用の結果できた特異な侵蝕地形を呈するものがあり、徳島縣阿波郡林町附近の土柱は著名で、天然記念物に指定されている。

沖積層は礫・砂・粘土から成つていて、河岸・河口・海岸およびその他の平野を作り、厚さは各所において異つてゐる。本層が最もよく発達している所は吉野川河口附近で、最大幅約 10 km におよぶ三角形の平野となつてゐる。この平野は地形学的に考察すれば吉野川の溺谷を埋めたものと思われ、洪積世以後連続して形成されたものと考えられる。總じて第四紀層は河川に沿つて水平層を形成しており、第四紀以後には著しい地殻変動は認められない。

IV. 應用地質

IV. 1 概説

三波川変成岩類中には、いわゆる別子式層状含銅硫化鉄鉱床が賦存している。そのなかには 100 年以上に亘つて稼行されたものもあつたが、多くは今次大戦の終結とともに休山の状態となり、現在(昭和 22 年 9 月)稼行しているものは高越鉱山のみで

ある。(昭和17年当時は、久宗鉦山および高越鉦山の支山として東山坑・広石坑・持部坑・折木坑等においても、残鉦の処理を行っていた) これらの鉦床はいずれも三波川変成岩類の上部、緑色片岩帯D中に賦存するもので、従来この種の鉦床は成因上、角閃岩と密接に関係あるものと考えられていたこともあるが、この図幅の地域内には角閃岩は見られない。三波川変成岩地帯には旧坑が各所に存在しており、その多くは沿革不明のものであるが、地質状態からみて、含銅硫化鉄を目的としたものらしく、そのうちには硫化鉦の産出をみたものもある。

三波川変成岩類中には、小規模であるが、満俺鉦を産する。鉦石は炭酸満俺鉦で、点紋の少ない緑色片岩・黒色片岩の互層帯中に産出している。

吉野川沿岸の新期洪積層中には亜炭が挟在し、麻植郡森山村山谷においては近年まで採行されたが、品質は劣り、量的にも少ない。

このほかは、図幅内に建築用石材・陶土・屋根瓦用粘土等が採取され、また冷鉦泉が浴用に供せられているが、いずれも著しいものではない。

IV. 2 各 説

IV. 2. 1 銅 鉦

高越鉦山

本鉦山は徳島縣麻植郡三山村大張にある。発見の時期は詳らかでないが、明治29年頃から小規模ながら出鉦していた。それ以来経営者は度々変つたが、出鉦を続けながら昭和7年日本鉦業株式会社の手へ歸して、今日におよんでいる。

鉦山附近を構成する岩石は主に緑色片岩で、その間に黒色片岩の薄層を挟有する。吉野川南岸に広い地域に亘つて、東西方向に配列している三繩・三好・東山・広石・持部・折木等の諸鉦床も、緑色片岩帯に含まれるものであるが、地質構造は比較的簡單で、北に傾斜した單斜構造であつて、坑内の下部に向斜構造が見られるのみであるのに較べて、高越鉦山附近は東西方向の軸を持つた向斜構造をなし、構造が複雑である。すなわち向斜軸は楠根地から東方中枝村宮倉附近に達していると思われ、鉦体はほとんどその軸上に位置している。向斜軸は約20°内外の傾斜で西方に沈み、東は三山村迎坂から中枝村照尾を横切る断層によつて、また西側は高越山頂から三山村井上附近を横切る断層によつて、それぞれ切られている。向斜軸附近では小褶曲を伴つて、

走向・傾斜ともに乱れている。鉍体は、陽起石-緑簾石-緑泥石-曹長石片岩・緑簾石-絹雲母-藍閃石片岩・紅簾石-絹雲母-石英片岩等の互層のなかにあつて、薄く長いレンズ状を呈する。鉍体に近い上下盤には紅簾石-絹雲母-石英片岩があり、鉍体の下方近くには藍閃石-絹雲母-石英片岩が存在することが多い。その間にある点紋緑色片岩には硫化鉍が鉍染しているが、これはガリ鉍と呼ばれている。地表では鉍体の走向は東西ないし N 60° W であり、坑内で見られる地下の状態は擾乱が甚しく一定していない。傾斜は全体としては向斜の型を採つてゐるが、褶曲作用の結果場所によつて不規則である。鉍体の形態も不規則であり、それは西部において著しい。鉍体は現在判明している所では南北の方向に約 1,200 m 東西の方向に 30~300 m におよんでゐる。10~15 m の間隔で上下盤にわけられるが、判然と区別されるものではなくて、レンズ状の鉍体が重なり合つて生成された形態である。鉍幅は上下ともに 10~200 cm で、平均 20 cm 内外であり、褶曲作用の甚だしい部分、ことに褶曲作用の頂部の近くでは厚い層に達している。鉍体の分岐現象は坑内の各所でみられ、鉍体は大小に分岐している。この現象は褶曲部において著しく、時には小規模ではあるが、走向を切るものもある。このような鉍体の分岐現象を「ハネコミ」と呼んでいる。鉍石は黄鉄鉍を主とし、黄銅鉍・斑銅鉍を含む。脈石は石英・磁鉄鉍・方解石・柘榴石・赤鉄鉍等である。斑銅鉍は褶曲部ならびに断層に沿つた部分と局部的なハネコミに小量見られるのみである。鉍山の記録によれば、鉍石品位は次の通りである。

鉍石	Ag	Cu	Fe	Mn	Zn	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	S	
	gr/ton	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
塊 鉍	19	3.71	34.05	0.08	1.92	12.97	3.97	0.05	1.10	39.68	備考 Au, Pb, Sb, As, Bi, Ni, BaSO ₄ は各鉍とも tr である
粉 鉍	15	2.90	36.09	0.12	3.13	10.02	3.53	0.16	1.65	38.50	
ガリ鉍	9	1.08	25.91	0.09	0.52	32.54	9.46	0.28	1.81	24.03	

鉍量は鉍山側の調査によれば次の通りである(1949年度の調査)。

鉍量の種類	鉍量	Cu含有量	S含有量
確定	47.万 t	0.74 %	12.29 %
推定	30 "	0.69 "	11.30 "
合計	77 "	0.72 "	11.89 "

生産量は次の通りである。

年 度	鉦 量 ton	銅 品位 %	硫黄品位 %	銅 量 kg	硫黄量 ton
1940	14,766	4.03		595,420	
1941	11,548	4.37		505,730	
1942	8,205	4.40		361,425	
1943	9,211	3.00		275,897	
1944	9,731	3.40		330,554	
1945	4,416	3.08		135,836	
1946	16,556	1.07	11.71	177,291	1,939
1947	21,221	0.98	11.16	198,122	2,368
1948	30,734	0.89	14.14	274,782	4,372
1949	33,186	0.94	15.91	311,948	5,280

精鉦および沈澱銅はそのまま直接佐賀関製煉所に送り、硫黄採集後の焙鉦も佐賀関に送っている。

IV. 2. 2 満 庵 鉦

白竜鉦山

徳島縣入田村小久保の縣道から、牛馬車を通ずる村道を南方に進んだ山腹に、白竜鉦山の試掘坑がある。明治25年頃に試掘されたことがあり、昭和9年郡伊平が鉦業権を取得して、断続して試掘しているが結果は良好ではなく、現在少量の鉦石を得ているのみである。

鉦山附近の地質は綠色片岩・黑色千枚岩の互層で、綠色千枚岩を挟んでいる。走向は N 80° W、傾斜は 20~40° で南に傾いており、岩層は等斜構造をなし、この附近では褶曲は著しくない。鉦体は片岩類中に小レンズ状または「イモ」状に胚胎する炭酸満庵鉦で、少量の二酸化満庵を伴っている。肥厚した部分での厚さは約 25 cm で、長さは約 5 m である。鉦石は菱満庵鉦を主とし、脈石としては僅かに石英を見るだけである。品位は Mn 25~30% である。確定鉦量 120 t、推定鉦量 2,000 t (1942年)といわれるが明確ではない。

IV. 2. 3 亞 炭

森山炭鉦・徳島炭鉦

両炭鉱は徳島縣麻植郡森山村字山谷・三谷にわたる約3 km²の地を占め、徳島本線鴨島駅の東南、約1.4 kmに当り、その間はトラック運輸の可能な道路がある。この地区は吉野川沖積平野に接し、沖積層から成る緩傾斜の丘陵地形を呈している。洪積層は2段の段丘を形成しているが、亜炭層を含む層は新期のもので duI に属し、礫層・粘土層・砂層から成る淡水性の沈積物である。

亜炭層は粘土層中に介在し、地表から約15 mの深さにあり、東部では3層ないし5層が見られ、西部では3層である。木質亜炭で厚さ約1.5 mであるが、最厚部は3 m以上に達している。走向は東西ないし N 65° W で、5°内外の傾斜で北に傾いている。中央を北東—南西方向で約40°南方へ傾いた正断層で切られる。断層の落差は約10 mで稼行に支障はない。炭質は褐色または黒褐色で、光沢のない樹木質である。本所分析係で行った森山・徳島両地区の標本15個の平均の含有物およびその発

成 分	徳 島 地 区	森 山 地 区	炭量は両地区合せて約60万tの確定量がある。
水 分	10.24 %	7.94 %	両炭鉱は昭和22年末に休山し、以後稼行されていないが、戦争中は年間7,000 t内外の出炭をみた。
灰 分	40.21	54.72	
揮 発 分	33.45	27.75	
固 定 炭 素	16.07	9.44	
硫 黄	0.32	0.30	
発 熱 量	2642 <small>カロリー</small>	1780	なお両炭鉱については

熱量は次の通りである。

昭和22年3月準精査が行われ、地質調査所炭田調査速報第12号として発表された。

IV. 2. 4 陶土・互用粘土・建築用石材

陶土・互用粘土は個人経営で規模も小さい。陶土としては香川縣大川郡富田村原房西方、および同郡多和村中山附近の黒雲母石英安山岩の陶土化した鉱石を採掘して用い、互用粘土としては、徳島縣坂西町川端附近の洪積層中の粘土が多く用いられている。建築用石材としては、結晶片岩地域各所の緑色片岩および徳島縣坂野郡大坂越附近の和泉砂岩統の砂岩が用いられているが、大規模な採掘は行われていない。

IV. 2.5 鈹 泉

香川県香川郡塩之江村の塩之江鈹泉は、淡黄色の硫黄泉であるが、冷泉で湧出口は現在ただ1個所であり、湧出量も極めて少ない。

V. 文 献

- 1) 平山 健(1947) 徳島縣森山地区調査速報, 地質調査所速報, 第12号。
- 2) 堀越義一(1937) 愛媛縣別子附近の岩石地質概報, 地質学雑誌, 44卷, 521号。
- 3) 堀越義一(1938) 別子附近産変成岩中の二, 三の組成鈹物の性質(その1, 角閃石族), 地質学雑誌, 45卷, 534号。
- 4) 堀越義一(1938) 結晶片岩中における鈹物配列褶曲軸, キースラッガーについて, 地質学雑誌, 45卷, 535号。
- 5) 堀越義一(1938) 別子附近産変成岩中の二, 三の組成鈹物の性質(その2, 綠簾石族), 地質学雑誌, 45卷, 535号。
- 6) 堀越義一(1938) 別子附近産縞状透輝石角閃岩, 地質学雑誌, 45卷, 539号。
- 7) 堀越義一(1926) 四國東部の地形考察と地殻変動の意義, 地球, 6卷, 1号。
- 8) 堀越義一(1926) 阿波大崩壊峽谷, 地学雑誌, 38卷, 449号。
- 9) 今井秀喜, 堀越義一(1949) 西南日本外帯中の別子型鈹床生成に関する一考察, 地質学雑誌, 55卷, 648号, 649号。
- 10) 河田喜代助(1936) 結晶片岩層と和泉砂岩層との接触地及び和泉砂岩層の結晶片岩塊について, 地質学雑誌, 43卷, 514号。
- 11) 河田喜代助(1939) 紀ノ川流域における中央構造線の性質(演旨), 地質学雑誌, 44卷, 525号。
- 12) 河田喜代助(1939) 紀ノ川流域の中央線に沿う性質, 矢部教授記念文集, 1卷39号。
- 13) 河野義礼(1940) 香川県白鳥本町附近の岩脈群をなすスペシャル岩及び文象斑岩について, 岩石鉱物学雑誌, 23卷, 4号。
- 14) 小林貞一(1935) 西南日本地帯構造と中性代古地理に関する一考証, 地質学雑誌, 42卷, 500号, 503号, 604号, 43卷, 514号, 44卷, 528号, 45卷536号。
- 15) 小林貞一(1937) 西南日本中生代地史に関する諸件(演旨), 地質学雑誌, 44卷, 525号。
- 16) 小林貞一(1931) 層序論より見たる西南日本中生代の地殻変動, 地質学雑誌,

- 38, 卷 458 号。
- 17) 小林貞一(1931) 和泉山脈の和泉砂岩層, 地質学雑誌, 38 卷, 459 号。
 - 18) 小林貞一(1938) 西南日本中生代地殻変動に関する一私見, 地質学雑誌, 45 卷, 537 号。
 - 19) 小林貞一(1939) 西南日本の地体構造, 地学雑誌, 51 卷, 604 号。
 - 20) Kobayashi, T.: (1941) The Sakawa Orgenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Islands, 東大紀要 第 2 類 第 517。
 - 21) 小林貞一(1941) 西南日本中生代地史の総合的研究, 第六常置委員会研究抄録 2 輯。
 - 22) 小林貞一(1948) 日本群島地質構造論, 上卷, 目黒書店。
 - 23) 小林貞一(1948) " " 中卷前篇, " "
 - 24) 小島丈兒(1948) 結晶片岩形成の地質学的条件について, 地学団体研究会誌, 2 卷 2 号。
 - 25) 小島丈兒(1948) 含ステイルプノメレン緑色片岩における鉱物形成の順序について, 地質学雑誌, 54 卷, 636 号。
 - 26) 小島丈兒(1948) 黒色片岩の緑色岩化と緑色片岩の時代についての一考察, 地質学雑誌, 54 卷, 636 号。
 - 27) 小島丈兒(1949) 四國吉野川地方結晶片岩中にみ出された傾斜不整合, 地質学雑誌, 55 卷, 648 号, 649 号。
 - 28) 小島丈兒(1950) 四國中央部結晶片岩地域の層序と構造(演旨), 地質学雑誌, 56 卷, 656 号。
 - 29) 小島丈兒(1950) 西南日本外帯のいわゆる御荷鉢系について, 地質学雑誌, 56 卷, 657 号。
 - 30) 小島丈兒(1950) 四國吉野川地方の大歩色砂岩, 片岩層中の碎屑物質について, 地質学雑誌, 56 卷, 657 号。
 - 31) 郡場 寛(1931) 白堊紀和泉砂岩の化石, コダイアマモ(新称)に関する考察, 地球, 15 卷, 3 号。
 - 32) 久野 久(1935) 讃岐國, 國府台附近における熔岩噴出順序について, 地質学雑誌, 42 卷, 505 号。
 - 33) 松本達郎(1947) 西南日本外帯地質構造発達史に関する新知見, 地質学雑誌, 53 卷, 622 号, 627 号。
 - 34) 小川琢治(1899) 日本群島地質構造論, 地学雑誌, 11 卷, 126 号, 127 号, 128 号, 129 号。
 - 35) 小川琢治(1902) 日本群島地質構造論, 地学雑誌, 14 卷, 157 号。
 - 36) 小沢儀明(1926) 四國の結晶片岩系の層位と構造, 地学雑誌, 33 卷, 394 号。

- 395号。
- 37) 佐川栄次郎(1911) 四國含銅黄鉄鉱床汎論, 地質学雑誌, 23卷, 267号。
- 38) 佐藤才止(1936) 四國の結晶片岩層について(摘要), 地質学雑誌, 43卷, 518号。
- 39) 佐藤源郎(1935) 七万五千分之一地質図, 高松, 同説明書。
- 40) 柴田秀賢(1933) 西南日本内帯の紅簾片岩中の柘榴石, 地質学雑誌, 40卷, 478号。
- 41) 篠原 勇(1941) 阿波國吉野川南岸の洪積層, 地質学雑誌, 48卷, 574号。
- 42) 杉 健一(1933) 阿波國三好郡三名村下名産石英千枚岩中における注目すべき岩石学的性質, 地質学雑誌, 40卷, 473号。
- 43) 鈴木 醇(1923) 本邦産藍閃片岩について, 地質学雑誌, 31卷, 364号。
- 44) 鈴木 醇(1925) 本邦産紅簾片岩について, 地質学雑誌, 32卷, 377号。
- 45) Suzuki, J.: (1927) On a Conglomerate Schist from Iya Valley in So-hikoku, Proc. Imp. Acad., Vol- 3, No. 10。
- 46) 鈴木 醇(1928) 四國祖谷谷の含礫片岩について, 地質学雑誌, 35卷, 420号。
- 47) Suzuki, J.: (1930) Petrological Study of the Crystalline Schist System of Shikoku, Japan. Geo. Scie. Hokkaido, I. U. Ser. Vol. 4, 1, No. 1。
- 48) 鈴木 醇(1931) 四國結晶片岩系の岩石学的研究, 岩石鉱床礦物学雑誌, 5卷, 5号。
- 49) 鈴木 醇(1932) 日本の中生代における凝灰岩層, 地質学雑誌, 39卷, 471号。
- 50) 鈴木 醇(1938) 本邦古期岩石類の特異性, 岩石鉱床礦物学雑誌, 19卷, 2号, (別冊)。
- 51) Suzuki, J.: (1939) On the Age of the Sanbagawa System, Proc. Imp. Acad. Tokyo, 15。
- 52) 坪井誠太郎(1929) 四國結晶片岩系の岩石学的研究(予報)(演旨), 地質学雑誌, 36卷, 429号。
- 53) 辻村太郎(1924) 西南日本中央線の地形的意義, 地質学雑誌, 31卷, 366号, 367号, 368号, 369号, 370号。
- 54) 八木次男(1932) 和泉砂岩の研究(予報), 岩石鉱床礦物学雑誌, 7卷, 5号, 6号。
- 55) 江原眞伍(1920) 四國および淡路の白堊紀層について, 地質学雑誌, 27卷, 326号。
- 56) 江原眞伍(1925) 和泉砂岩層について, 地球, 4卷, 5号。
- 57) 江原眞伍(1926) 四國の雁行構造と日本孤の成因, 日本学術協会報告, 11卷, 3号。
- 58) Yehara, S.: (1940) On the Echelon Structure of Shikoku and Origin

of Japanese Arcs. Jap. Journ. Geol. Geogr. Vol. 8, No. 1, 2.

- 59) 平山 健 (1951) 香川県白鳥本町附近の所謂スベッサルタイト及び文象斑岩
について, 地質調査所報告, 第 141 号。

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1:75,000

WAKIMACHI

Zone 30 Col. XVI

Sheet 231

By

KEN HIRAYAMA

(Written in 1949)

(Abstract)

TOPOGRAPHY

Topographically, the area included in this sheet is divided into four segments of nearly equal dimension: first, the upland in the southern part of the area; second, the Asan-range in the middle part; third, the highland in the northern part; and fourth, the alluvial plain of the Yoshino river. These four kinds of topographical features were formed under the influences of the agencies of former and present Yoshino river. The upland in the southern part, with the altitude of 200 meters in the east and about 1,500 meters in the west, represents the northern flank of the backbone of Shikoku Island; and is in the mature stage of erosion. Its slope, gently slanting eastwards, suggests a former peneplain. This peneplain continues to the erosion surface of about 1,000 meters in altitude, in the area immediate south of this sheet. The upland is limited in the north by a straight fault-scarp, along which there is a row of several hills representing

the remnants of faulted blocks. Along the Yoshino river and its largest tributary Akui, there are two stepped river terraces at submontane. In the eastern part of the area, the older terrace is locally observed. The present broad and triangular plain along the Yoshino river is a reclaimed drowned valley of the former Yoshino river. The meandering Akui river is of an antecedent nature and its valley at the lower reaches shows marked modifications caused from this subsidence. Other tributaries from the southern upland are the consequent rivers after the subsidence. The Asan-range on the northern bank of the Yoshino river is the uplifted mountain after the Diluvial age. It is bounded by a straight faultscarp in the south. Occasionally complicated splinterings of the faultscarp are observable from the presence of some minor fault blocks carrying kernbut and kerncol, and of complicated valley systems. The flattopped Asan-range, about 1,000 meters high, gently slants eastwards into Naruto Strait. Protrude peaks on the range are the remnants of the higher peneplain, previously existed. The most characteristic features of this range are "Piedmonttreppe" and "Piedmontflache" on its southern slope, formed by the erosion on the stratified rocks dipping southeastward. Northern part of the range is hilly due to the existence of soft black shale. Lithological change between the hard sandstone and the soft black shale can be seen on the topography with a steep slope between them. The area, occupied by this black shale, conglomerate and granodioritic rock, is hilly and is well dissected by streams lasting from Diluvial age. Where the effusive rock exists on the granodioritic rock, there is a characteristic feature, represented by small protrude peak. Along the coast of the Inland Sea, small scaled dunes are observed.

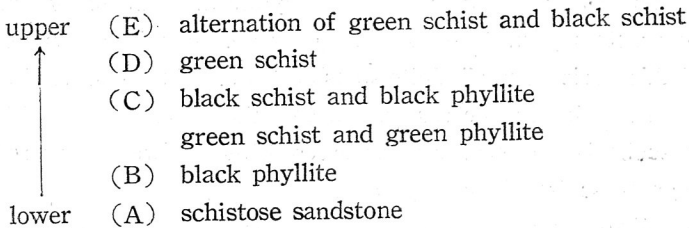
GEOLOGY

The area is divided into two tectonic units, the Inner and Outer, by the Median Dislocation Line, which can not be seen

actually in this area, being hidden under the alluvial plain along the Yoshino river. Inner Zone consists of granodioritic rocks and the Izumi sandstone series (Senonian), resting unconformably on the former, the Outer Zone consists of crystalline schists of the so-called "Sambagawa metamorphic rocks."

Sambagawa Metamorphic Rocks

The rocks have almost eastwest schistosity, dipping to the north or the south. The apparent succession of the schistose rocks is as follows, though the relation between the schistosity and stratification planes is not clear.



(A) Schistose Sandstone: The rock is exposed with low angles in the cores of anticlines, and is covered by the thick black phyllite or interbedded in black phyllite. It is dark or grey in colour with rather indistinct schistosity and is composed of porphyroblastic quartz and albite, minute scales of sericite, black carbonaceous substances, a few quantity of blastoporphyrific common augite and other accessories.

(B) Black phyllite: Black phyllite forms a thick bed covering the schistose sandstone. In this rock, minor foldings and false cleavages are especially frequent. It consists chiefly of quartz, sericite and graphite, carrying abundant minute lenses and veinlets of quartz. In this bed, green phyllite and sericite-quartz schist are interbedded as many thin layers. The former is composed chiefly of chlorite and actinolite, and the latter changes to quartz schist in occasion.

(C) Green schist and green phyllite, black schist and black

phyllite: These rocks lie on the above-mentioned black phyllite, the phyllitic members occur especially in the lower zone. The main type is green schist, with yellowish green bands of epidote. **Actinolite-chlorite-epidote-albite schist** is the common green schist in this horizon, often with glaucophene. Albite never occurs as "spots" — rounded or ovoidal porphyroblasts. One of the other types of the green schists is **actinolite-albite schist**, occurring as thin interbedded layers in the above-mentioned green schist or in black phyllite. In the former schist, **calcite-stilpnomelane-chlorite-quartz schist** is interbedded in one-meter-wide bands. The black schist and black phyllite are almost of the same characters with those of the (B) zone. But in the upper part of this horizon, small albite spots are observed to be scattering through the rock. In the eastern part of the area mapped, this spotted schist is not seen, and the green schist is directly covered by the green schist of the (D) zone.

(D) Green schist: This zone comprises spotted green schist, piedmontite-bearing schist, glaucophene-bearing schist, and others. The spotted green schist is represented by **actinolite-epidote-chlorite schist** carrying albite-spots, 0.2-0.8 mm in diameter. The spots include small crystals of epidote, titanite, actinolite, etc., arranged mostly parallel to the schistosity, though sometimes, in curved rows indicating rotations of the spots. Generally, the spots increase their sizes as well as their quantities towards upper horizons, where they reach as much as nearly 80-90% of the rock volume. All of the cupriferous pyrite mines in the area mapped are situated in this horizon.

Piedmontite-sericite-quartz schist occurs as thin bands less than 15 meters in thickness, but well continues in the horizontal direction in the field. The rock is pink in colour, siliceous, and carries piedmontite, quartz, sericite, and a few amount of hematite, garnet and others. Occassionally it grades into quartz schist. **Epidote-sericite-glaucophene-albite schist** occurs as thin layers,

except in the vicinity of the Kōtsu mine where it is exposed widely.

(E) Black schist and green schist: These rocks appear in intimate alternation and are distributed chiefly in northern part of the crystalline schists area along the Yoshino river. Both are characterized by albite-spots.

Black schist— This is mainly **graphite-sericite-albite-quartz schist** with albite-spots of about 0.5–2 mm in diameter, “Augen” or lense-formed, containing graphite, quartz and garnet inclusions. Garnet porphyroblasts are scattered occasionally through the rock. **Piedmontite-sericite-quartz schist**, of much the same with that in horizon (D), is interbedded as thin layers in the spotted schists.

Green schist— Alternating with the spotted black schist, **actinolite-epidote-chlorite-albite schist** is the main member of the upper horizon of the crystalline schists. Spots increase in quantity and in size in the northern part of the area. The aggregation of the spots in bands is occasionally observed; more than 90% in volume of the rock is composed of albite-spots. The characters of the albite-spots are same as those above-mentioned. Garnet is found occasionally as porphyroblasts of 1.5 mm in diameter. One of other types of the green schists is **albite-epidote-hornblende schist**, consisting of hornblende, epidote, clinozoisite and others. The rock is partly, rather massive. Hornblende is subhedral, always altered to actinolite.

SERPENTINE It occurs as intrusive sheets and bosses in the “Sambagawa metamorphic rocks.” Judging from their occasional development of schistosity usually in peripheral parts, it is thought that they were subjected to the same regional metamorphism with the crystalline schists.

STRUCTURE The structure is most complicated in the “Sambagawa metamorphic rock” region. There is an anticline in the south and a syncline in the north. The southern wing of the anti-

cline is cut by a strike fault, which is the oldest structural line in this area. Two sets of later faults cut these folded rocks and the strike fault. One is of NW-SE direction, comprising many parallel faults particularly in the eastern part of the area. By these faults the eastern part manifests the step by step block movements. Faults of the other set are overthrusts of low angle, running from NE to SW or from NW to SE.

Granodioritic Rock

This is unconformably covered by the Izumi sandstone series at its southern boundary, and is intruded by volcanic rocks.

Hornblende-biotite granodiorite is the main rock which occupies about 90% of the area. It has porphyritic texture. Locally it has unusual appearances due to later cataclastic movements and mineralizations. It is composed chiefly of plagioclase (oligoclase to andesine), quartz, microcline, dark brown biotite ($r=1.672-1.678$) and hornblende. The rock is partly biotite granodiorite in character, as at the northern coast of Hiketa-machi. There, basic ovoidal xenoliths are occasionally found. In some places biotite clusters as elliptic form or lenticular masses or bands. Plagioclase (chiefly oligoclase), quartz, microcline, and reddish or hazel brown biotite ($r=1.663-1.665$) are the principal constituents.

There are small masses of rather fine-grained, aplitic **biotite granite**. It occurs as enclosing in the above-mentioned granodiorite, but the relative age of two masses in contact is difficult to determine. The granite carries plagioclase (usually oligoclase to andesine), quartz, microcline, biotite ($r=1.657-1.662$), as essentials.

Aplite veins cut through the granodioritic rocks as well as basic rocks as describing below. At the northern coast of Hiketa-machi, aplitic veins occur in network. These are observed only in the basic rocks and never in the granodiorite. Lath-shaped plagioclase, characteristically present, may be remnants of the surrounding basic rocks left in the course of the metasomatic action.

In the granodioritic area there occur dark, compact, **basic rocks** and grey or milky white, compact **granophyre**. Both are independent simple or composite dike-forms. In field observation the joint system in these rocks are continuous, not independent, to those of the surrounding granodiorite. One of the characteristic features under the microscope in both kinds is a presence of lath-shaped plagioclase with dusty, calcic core and clear, sodic periphery, irregularly shaped hornblende and biotite; all of these mineral behaviors may suggest some metasomatized effects upon the original rocks. From the facts in the field as well as under the microscope, these rocks are the metasomatized products of doleritic, diabasic and porphyritic rocks, existed before the intrusion of granite. The basic igneous rocks were subjected to metasomatic actions due to certain, ichors emanation, now represented by aplitic veins traversing basic rocks in network, and acquired petrographic characters of meta-dabase to granophyre.

Izumi Sandstone Series

Izumi sandstone series is bounded by the Median Dislocation Line to the "Sambagawa metamorphic rocks" and covers the granodioritic rocks with an erosional unconformity. The series belongs to Senonian and consists of the following strata:

upper ↑	western part	eastern part
	(E) alternation of black shale and greenish grey sandstone	(E ₁) alternation of black shale and green grey sandstone
	(D) black shale	(E ₂) black shale, greenish grey sandstone, green tuff, conglomerate.
	(C) greenish grey sandstone	(D) black shale
	(B) basal conglomerate	(C) greenish grey sandstone
	(A) arkosic sandstone	(B) basal conglomerate
lower		

Arkosic sandstone attains a thickness of several to 100 meters in the western half of the sheet, but usually this sandstone bed

is missing in the eastern half of the region. Where the arkosic sandstone is lacking, the **basal conglomerate** directly covers the granodioritic rock. It attains 50-300 meters in thickness and contains pebbles chiefly of granitic rocks with some amount of clay-slate, chert and quartzite pebbles. The thickness of the bed increases eastward and decreases westward. At Kitadani, Koumi village, Okawa dist., Kagawa Pref., *Astarte* sp. and *Trigonia* sp. have been informed to occur from this horizon. **Greenish grey sandstone**, resting on the basal conglomerate conformably, attains 30-500 meters in thickness and interbeds some layers of black shale. It is fine-to medium-grained and its colour turns grey by weathering. Marine fossils are embedded abundantly in the sandstone, collected and described ones being listed in p. 20 in the Japanese text. **Black shale** lying on this sandstone, has a thickness of about 500 meters. It is black in colour, fine-grained and has no clear bedding planes. By weathering it turns white and crumbles into fine angular pieces on exposures. It also enclosed richly marine fossils. On this black shale, **alternations of black shale, greenish grey sandstone, green tuff and conglomerate** are widely exposed, attaining more than 2,500 meters in thickness. The strata are probably repeated by many isoclinal foldings, though the fossils, from these strata, are not enough to make clear the structure and the stratigraphy. In the western part, rocks involved in these strata, are sandstone and shale in alternation. In the east, conglomerate and **tuffaceous sandstone** intervened in these strata. The tuffaceous sandstone is as much as 30 meters thick. It is green in colour and contains pumiceous part and liparitic tuff. Sandstone has the same appearance as that of the lower horizon and locally grades to conglomeratic. In this sandstone, a few marine shells and *Archeozostera* have been found. Black shale is fine, argillaceous, and is intercalated with varying thickness. It contains prolific fossils, of which collected and described ones are listed in p. 22-23 of the Japanese text. The

interbedding of the conglomerate appears first in Fukuei village, Okawa dist., Kagawa Pref., and increase its thickness eastwards. Pebbles are less than a fist in size, consisting chiefly of clayslate, quartzite, and chert of the Palaeozoic formation. Absence of granitic pebbles is noticeable. Upper part of this alternation consists of sandstone and black shale. Lithologically they are similar to the sandstone and the shale in the lower horizons. They contain many fossils (cf. list in p. 23 in the Japanese text).

STRUCTURE In the Izumi sandstone region isoclinal structures prevail, though in its southwestern part there appears a synclinal axis trending from west to east. Intersecting this synclinal axis there is an overthrust running almost from west to east through the whole area of the sheet. The strata to the south of this thrust are so complicated in structure that their structural relation with the rocks to the north of the thrust is not distinct. Some slippings of the basal conglomerate of the Izumi sandstone, rather of small scale, never exceeding 1,000 meters in horizontal difference, are present in several places.

Volcanic Rocks

Volcanic rocks in this area are **biotite-quartz andesite** in lava-flows with **agglomerate** or **agglomerate-tuff**, and **liparite** in dike forms trending E-W direction. Sometimes, the andesite changes to white kaoline. Kaoline from Chikaraishi, Okawa districts has phenocrystic garnet crystals.

Pleistocene Series

Pleistocene series consists of higher and lower terrace deposits, composed of sand and gravel mixed with a considerable amount of clay. Some lignite seams are contained and *Palaeloxodon* sp. were found in the lower terrace deposit. The lower and the higher deposits attain in thickness about 10-30 meters, and 20-40 meters respectively.

Recent

Recent deposit comprises the river terrace, alluvium and sand-dune.

ECONOMIC GEOLOGY

Copper Ore

Many cupriferous pyrite deposits, Kōtsu, Hisamune, Higashiyama, Hiroishi, Mochibe and Oriki are found in the green schist of (D) zone of the "Sambagawa metamorphic rocks," as bedded forms nearly parallel to the schistosity. The ore is massive, fine-grained and generally associated with banded ore. Principal ore is cupriferous pyrite, mixed with chalcopyrite and bornite, having quartz, magnetite and hematite as gangues. The ore-deposition is considered to be of metasomatic genesis and impregnation with occasional fissure fillings, and be related to basic intrusives, though in the case of this area basic intrusives are not observed. Copper content of the ore is 1.0% in average (1946-1949) and more than 12% of sulphur are contained in the ore from the Kōtsu mine. The Kōtsu mine is situated in Miyama village, Oe district, Tokushima Pref. The ore body extends 1,200 meters from north to south and 30 to 300 meters from west to east. The thickness of the ore body is about 20 cm in average. The reserve of ore is considered about 777,000 tons in 1949. Amount of production of copper is 312,000 kg in 1949. Other mines except the Hisamune mine, had been closed since 1945.

Manganese Ore

Rhodochrosite with pyrolusite occurs as lense-form in some schists of the "Sambagawa metamorphic rocks." It is of small scale and of no economic value.

Lignite

Some lignite seams are contained in the Pleistocene bed near Mori-yama village, Oe district, Tokushima Pref.

Building Stone

The green schist of the "Sambagawa metamorphic rocks" and the sandstone of the Izumi sandstone series are quarried at several places for tomb-stones or building stones of local uses.

Mineral Spring

A cold sulphur spring from a fracture zone traversing the granodioritic rock is present at Shionoe village, Kagawa dist., Kagawa Pref. and is utilized for mineral bath.

昭和28年9月25日印刷

昭和28年9月30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
