

550.85 (084.32) (523.1/.4.5) [1 : 50,000] (083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

三 島

(高知一第 41 号)

地質調査所

昭和 39 年

5 萬分の 1 地質図幅説明書

三 島

(高知一第 41 号)

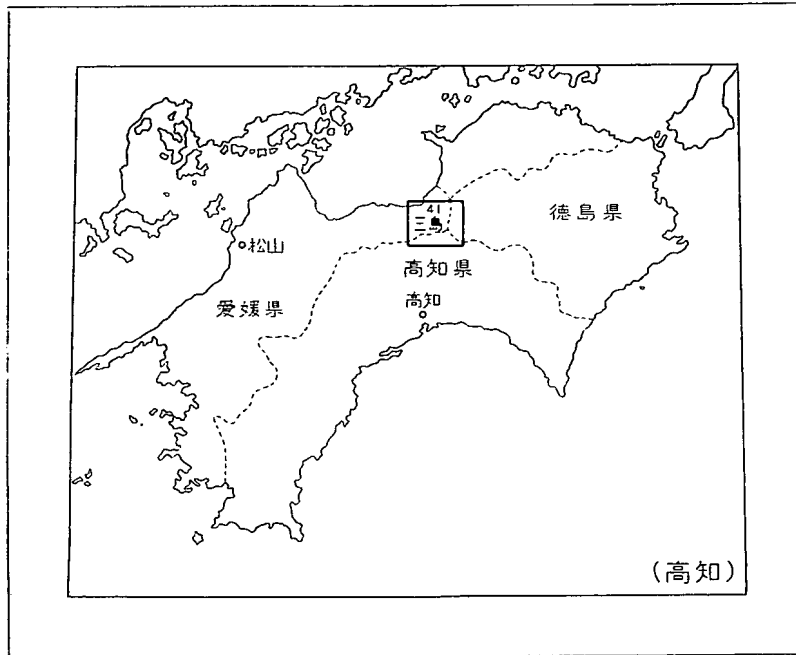
調査員 土 井 正 民

地質調査所

昭和 39 年

目 次

位置図



()は 1:500,000 図幅名

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 説	2
II. 2 三波川変成帯	4
II. 2. 1 層序	4
II. 2. 2 構造	8
II. 2. 3 変成岩類	9
II. 2. 4 火成岩類	10
II. 3 和泉層群	11
II. 3. 1 下部砂岩頁岩互層 (酸性火山碎屑岩類を含む)	11
II. 3. 2 頁岩層 (砂岩を伴なう)	13
II. 3. 3 上部砂岩頁岩互層	13
II. 3. 4 対比および地質時代	14
II. 3. 5 和泉層群の構造	15
II. 4 洪積層	17
II. 5 冲積層	17
III. 応用地質	17
III. 1 概 説	17
III. 2 含銅硫化鉄鉱	18
III. 2. 1 新宮鉱山	18
III. 2. 2 佐々連鉱山	21
III. 2. 3 主要鉱床一覧	25
文 献	28
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和 34 年稿)

三 島

(高知一第 41 号)

本図幅は筆者が住友金属鉱山株式会社佐々連鉱業所に在勤中、昭和 27 年から 32 年の間、含銅硫化鉄鉱床調査の必要上調査した結果を基礎にして、地質調査所の依頼により、図幅としてとりまとめたものである。

中央構造線以北の和泉層群は、昭和 34 年矢部之男氏をわずらわし、その結果を集録した。

本調査には元佐々連鉱業所長大喜多義一氏、ならびに同所平田洋一・石川順一の各氏の協力を受けた。

I. 地 形

三島図幅は愛媛県の東端部を中心として、それに隣接する高知県の北部、徳島県の西部を含む地域である。図幅の南部の愛媛・高知の県境、高知・徳島の県境をなしている四国中央山脈は東西に連亘して、西から玉取山 (1,331 m)・佐々連尾山 (1,405 m)・三傍示山 (1,158 m)・野鹿池山 (1,295 m)・黒滝山 (1,210 m) の高峯が四国の背嶺をなしている。一方北部においては中央構造線の南側にこれと平行に法皇山脈が翠波峯 (892 m)・平石山 (825 m) を主峯としてほぼ東西に走っている。四国中央山脈と法皇山脈の間に銅山川が多少の蛇行を示しつつ東流し、愛媛県外では伊予川の名称になり吉野川に合流している。法皇山脈の北側は瀬戸内海の燧灘に臨み、その東部は阿讃山脈の西端部が丘陵性の山容を示しながら燧灘に没している。

註) 筆者は住友金属鉱山株式会社次長。



図版 1 燈灘に面する和泉層群の山容（斜線）と



図版 2 中央構造線に沿う遠望（谷の左和泉層群，右三波川帯）

II. 地 質

II. 1 概 説

図幅地域の北端に近い瀬戸内海海岸沿いに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分けている。内帯は主として和泉層群（阿讃山脈地帯）が占め外



はるかに三波川帯の山嶺を望む

帯はすべて三波川変成岩類で構成されている。

この地域でもっとも古い岩石は外帯の結晶片岩類、すなわち三波川変成岩類で、7.5 万分の 1 新居浜図幅で三波川統と記載されたものの東方への連続である。従来この三波川変成岩類は時代の変遷に従って分類名称を異にしているため、これを一括すると下表のように対比される。

地層	太片麻岩系	三波川別子層	三波川別子統	三波川別子統	吉野川群	大川小歩危層	大川小歩危層	大川小歩危層	大川小歩危層
下部	古	大	統	統	群	層	層	層	層
上部	統	層	統	統	群	層	層	層	層
	1891~1901年 中島謙三	1901~1920 小川琢治	1920~1932 小沢儀明	1931~ 佐藤弋止	1951~ 小島丈児	本説明書 土井正民			

本図幅地域では層位学見地から、東隣の川口図幅の吉野川横谷を標準とした層序区分を基準として記載する。

三波川変成岩類の原岩の時代は未だ明らかでないが、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・黒色千枚岩・珪質片岩・砂質片岩などである。またこれら変成岩を貫いて蛇紋岩の小露出もみられる。本図幅地域を中心とした四国中央部の三波川変成帯中には、北から薬師背斜・富郷向斜・中七番背斜のほぼ N75° W に走る主要構造軸があり、これがために現在の地形との関係からこの地域の地層の走向は全般的にみて S 字型の大褶曲を示している。片理面と層理面との関係は大局的にみて両者は平行に近いと見做してよい。

地層の分布状態は上記の各構造軸が西に傾くために図幅地域の西側には上部の地層

群，東側には下部の地層群が発達し，変成度については下部の地層群に比較して上部の地層群ほど高くなっていることが著しい特徴である。

和泉層群は観音寺図幅に分布する阿讃山脈の西端部の連続で，その縁辺相が本図幅地域内に分布しているに過ぎない。岩種としては砂岩・頁岩を主とし凝灰質岩・凝灰岩などがみられる。この和泉層群は中央構造線に接近しているために地層の擾乱が多く，かつ和泉地向斜の縁辺部に相当するため岩相は不安定で，そのうえ化石の産出をみないため累層の状態を明らかにすることは困難である。しかし全体としてはENE方向で東へゆるく傾下する舟底型構造を示し，断層としてはほぼNNW-SSE方向が多い。

洪積層は法皇山脈の山麓にある中央構造線上付近に階段地，扇状地を形造っている。現世層は釜灘沿いに小規模な沖積平野を形造っている。

II. 2 三波川変成帯

三波川変成帯は本図幅地域の大部分の地域を占め，中央構造線以南に分布し，その南の延長は本山図幅地域の吉野川にまで及ぶ南北20kmの幅を示している。変成帯は緑色片岩・黒色片岩・黒色千枚岩・砂質片岩・珪質片岩などによって構成され，変成帯の層厚は7,000mを超えるものと推定される。この変成帯の原岩の堆積の時期については未だ明らかでないが，上部古生代末ないし二畳紀の間に形成されたものと考察されている。三波川変成帯は広域変成作用を蒙り変成度は下部のものと較べて上部ほど一般に高くなっている。変成度の高い地域には岩石中に曹長石の斑状変晶を生じ，いわゆる点紋帯を形成している。これに対して下部のものは点紋が認められないので無点紋帯と呼ばれることもある。広域変成作用の時期については古生代以後白堊紀以前の中生代と考えられている。

II. 2. 1 層 序

吉野川横谷に発達する変成帯の層序区分に基づいて，本図幅地域中の層序を下部から次の5層に区分する(第1表)。

大歩危層・川口層・小歩危層・三縄層(別子層)・富郷層

しかし吉野川横谷に於ては，三縄層上部から富郷層に及ぶ地層は発達していない。

第 1 表

層 序		岩 相	層 厚 (m)	変成度		
三 波 川 変 成 帯	富郷層	黒色片岩および砂質片岩層を主とする。きわめてうすい緑色片岩・珪質片岩層を含む。	800	強 度 中 度	点 紋 帯	
	三(別)縄子層	上部	黒色片岩・砂質片岩・角閃片岩・珪質片岩を主とする。			3,000
		中部	黒色片岩・緑色片岩・珪質片岩の各層からなる。とくに緑色片岩は厚層をなし含銅硫化鉄鉱層を介在することが多い。下部にうすい砂質片岩層を挟有する。			
	下部	黒色片岩層を主とし緑色片岩層を伴ない硫化鉄鉱薄層を含む。				
	小歩危層	砂質片岩層を主とし黒色片岩を伴ないときに緑色片岩の薄層を含む。	500	低 度	無 点 紋 帯	
川口層	黒色片岩・緑色片岩を主とし珪質片岩・砂質片岩の各層からなる。	1,200				
大歩危層	砂質片岩層を主とし一部黒色片岩層も挟有する。まれに礫岩片岩をみる。	1,500				

大歩危層 本図幅地域中の最下位の地層で吉野川沿いの大歩危峡谷と，その支流である白川上流に広く露出している。砂質片岩を主体として構成され，一部に黒色千枚岩～片岩・含礫片岩の薄層を介在している。この地層は大歩危峡谷で大歩危背斜とよばれる背斜構造を示し，その背斜軸は東西方向を取り軸傾斜は西に15°を示すため，本層は剣ノ山・三傍示山の山腹に没入している。

大歩危層には緑色片岩がほとんど存在しないため，含銅硫化鉄鉱床も知られていない(本文ではとくにことわりのない場合は鉱床は含銅硫化鉄鉱床を意味する)。

川口層 この地層は大歩危層の上位に整合的であって大歩危背斜の両翼部に分布している。八丁山断層以東では伊予川(銅山川)流域と白川上流に広く露出している。また八丁山断層以西ではこの地層の下限は明らかでないが，宇摩郡新宮村一帯に露出している。川口層は黒色千枚岩ないし黒色片岩・緑色片岩・砂質片岩の互層からなっ

ている。緑色片岩中には多くの小規模な鉱床を胚胎している。そのうち新宮鉱山は代表的な鉱床である。

小歩危層 この地層は川口層の上位に整合的に分布し、大歩危背斜の北翼部にあたる複背斜構造の向斜部を示す白川・小歩危峽に現われ、さらに南翼は大歩危駅南方から西に延び、高知県大豊村立川付近に現われている。とくに大歩危背斜の北翼で本層の上位にある三縄層の境を追うと徳島県仙野・双子布の南側からさらに銅山川沿いに良好な露出を見せて奥ノ院川口・薬師峠へと連なり、薬師断層に達して分断され、この断層以南では地層の連続が3km東に変位して中之川・西ノ谷に現われ、さらに三足の山北斜面、笹ヶ峯北方を走り八丁山断層で切断されている。小歩危層は砂質片岩を主として黒色片岩・緑色片岩の薄層を挟んでいる。この砂質片岩は大歩危層のものと較べると一般に粒度が細かく炭質物が多い。三足山山麓から中之川にかけた砂質片岩層の下部から石英斑岩質の小礫がみだされている。鉱床としては佐連(大谷)旧坑が砂質片岩に挟在する緑色片岩中にみられるだけである。

三縄層(別子層) 小歩危層の上位に整合的に分布する地層で、八丁山断層以西では本図幅地域中もっとも広範囲に分布している累層で、かつ多数の鉱床を胚胎する重要なものであるため、便宜上本層を上中下の3区分をして下部から説明する。

三縄層下部 小歩危層の上位にあつて黒色片岩を主体として、その間に数枚の緑色片岩と砂質片岩との薄層を挟んでいる。この緑色片岩層中には小規模な鉱床が知られている。なお本層下部に属する鉱床は他の地層の鉱床と較べて閃亜鉛鉱の含有量が多い。

三縄層中部 三縄層下部の上位にあつて薬師背斜の両翼から中七番背斜の北翼にかけてS字型に広く分布している。この地層は緑色片岩・珪質片岩を主体とし黒色片岩の累層からなっている。だいたいこの地層から曹長石の斑状変晶が肉眼的に認められ、下部の地層に較べて変成度が次第に高くなる傾向を示している。この緑色片岩層中またはこれと接する他の岩層との間に鉱床の存在が多く知られている。とくに薬師背斜の南翼部に佐々連鉱山がある。

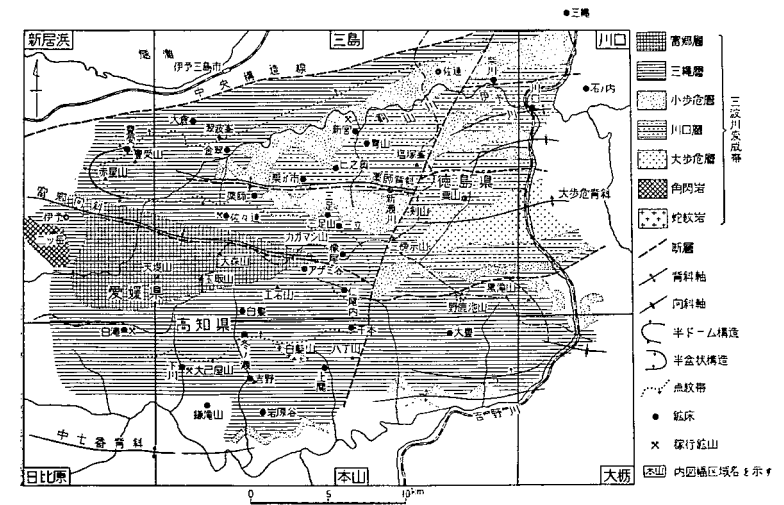
三縄層上部 中部層の上位にあつて変成度はさらに高い黒色片岩・緑色片岩・珪質片岩の累層からなっているが、とくに緑色片岩は曹長石と角閃石との斑晶を多く生じ、色調も中、下部の緑色片岩に対して暗緑色を呈している。上部ならびに上部と中

部との境付近には角閃岩質岩類・蛇紋岩類の小露出がある。鉱床としては中七番背斜の北翼部の緑色片岩層中に白髪旧坑(高知県本山町)が知られている。

以上三縄層の概要を説明したが、三縄層中部から上部にかけて、いわゆる点紋帯が認められるが変成分帯は必ずしも地層の層準と一致しているとは限らないが、全般的にみて中部より上部へと移行するにしたがって変成度は高くなっている。

富郷層 三縄層の上位にあり、本図幅地域では四国中央山脈の大森山・玉取山を中心とする旧富郷村に広い分布を示し、富郷向斜部を形造っている。黒色片岩を主体として構成され、まれに緑色片岩・珪質片岩・石灰岩の薄層を挟在している。またこの地層は蛇紋岩によって貫かれている。この富郷層のなかにはまだ鉱床の存在は確認されていない。

以上のように三波川変成帯の地層群を概観すると、下部の大歩危層より上部の富郷層に至る各地層は、複雑な褶曲構造を示すことなく比較的単調な背斜―向斜―背斜の大きな波をうっているような構造を示しているものと考えられるが、局部的とくに三縄層上部の地層中には規模は小さいが複雑な褶曲構造を示す箇所もある。



第1図 四国中央部三波川変成帯地質構造ならびに鉱床分布図

II. 2. 2 構 造

伊予三島市の南方を東西に走る中央構造線は西南日本を内帯と外帯とにわかれ、内帯には和泉層群が、外帯には三波川変成帯が分布している。新居浜図幅地域の東の延長である別子・白滝の各鉱床群を胚胎する結晶片岩層は、走向 $N70^{\circ}W$ 、傾斜 $40\sim 60^{\circ}N$ を示しつつ高知・愛媛両県境の南、工石山付近を走り走向を $E-W$ から $N60^{\circ}E$ に転じ、椽尾山付近から反転して走向 $N70^{\circ}W$ 、傾斜 $40\sim 60^{\circ}S$ を示し、西に向かい佐々連鉱山付近を通り銅山川を渡って新居浜図幅に入り、赤星山付近でさらに反転して走向は $N70^{\circ}E$ 、ときに $E-W$ 、傾斜 $40\sim 70^{\circ}N$ を示しながら中央構造線に沿って徳島県に延びている。このように本図幅地域の中央部においていわゆる S 字型を示す褶曲部が存在している。

この S 字褶曲部には 2 つの背斜軸と 1 つの向斜軸とがみられる。すなわち北から順に薬師背斜・富郷向斜・中七番背斜と呼ばれる各褶曲軸である。このうち中七番背斜軸は本図幅地域には露出しない。

薬師背斜は吉野川横谷にみられる大歩危背斜の西の延長にあたり、薬師峠を通り赤星山で半ドームを形造って土居町南西部で没している。この背斜軸は $N80^{\circ}W$ の方向をとり、傾斜は $10^{\circ}\pm W$ を示している。薬師背斜の南に富郷向斜部が広い舟底型をなしている。この向斜部は汗見川流域の白髪鉱山付近で、地層が反転して中七番背斜の南翼に連なっている。

断層としては結晶片岩帯の北縁をなす中央構造線と、上述の薬師・富郷の背向斜軸部に現われる薬師断層・津根山断層がある。津根山断層は東は野鹿池山付近から西に延び、佐々連尾山の北側を通っているが、椽尾山南側の S 字型褶曲部の東端ではあまり変位していないように考えられる。各断層線の南側の地塊が落ちた様子を示している。

またこれら 2 断層と斜交するものとして三傍示山一八丁山を結ぶ $NNE-SSW$ の断層（八丁山断層）が考えられ、断層の西側の地塊が落ちた様子を示している。これは上記の薬師・津根山両断層を切っているが中央構造線にたいする影響は認められない。これらの諸断層は中央構造線生成に伴う派生的断層であると思われる。

II. 2. 3 変 成 岩 類

砂質片岩 原岩は砂岩を主とするもので大歩危層・小歩危層に著しい発達を示しているが、三縄層・富郷層中にも発見されている。一般に灰白色を呈し弱い片状構造を示している。成分鉱物としては石墨・石英・斜長石（曹長石化）・絹雲母を主とし緑泥石・緑簾石・方解石、ときに電気石を随伴している。しかし変成度の高い富郷層中にみられるものは片理が発達し、かつ各鉱物の結晶度が粗くなり、とくに曹長石の斑状変晶に富み色調も灰褐色を帯びている。この部分の成分鉱物は、曹長石・石英・石墨・白雲母を主とし、柘榴石・緑簾石・黝簾石・緑泥石・燐灰石・電気石を随伴している。

黒色片岩 原岩は泥質岩を主とするもので本図幅内に遍ねく分布している。曹長石の斑状変晶の有無によって無点紋黒色片岩と点紋黒色片岩とに類別されることもある。無点紋黒色片岩は石英・石墨・絹雲母からなり、ときに緑泥石・曹長石を伴ない、きわめて細粒で片理が発達している。大歩危層から三縄層下部にかけて広く分布している。点紋黒色片岩は曹長石・石英・石墨・絹雲母からなり、緑泥石・柘榴石・榍石を伴なう。無点紋の黒色片岩に較べると粗粒で曹長石の点紋中に異物を包含することがある。

緑色片岩 塩基性の火成岩または凝灰岩から変質したものと考えられるもので、黒色片岩に次いで広い分布を示している。この片岩は鉄苦土鉱物を主成分としているため緑色を呈しているが、色調も成分鉱物の割合で一定でなく、この変成帯の下部から上部に向かうに従って色調は緑灰色～緑色～暗緑色と変化をみせている。

緑色片岩の主成分は緑泥石・角閃石・緑簾石・藍閃石でこれらの鉱物の組み合わせと変成度の差異によって種々の名称が与えられている。

無点紋帯に現われるもの

角閃石緑泥片岩 淡緑～緑色を呈し角閃石（陽起石質）を多量に含み緑泥石・藍閃石・緑簾石・曹長石を伴なっている。片理が発達し再結晶度は低いため微細な結晶であるが、再結晶作用は完全に近く行なわれている。この種の岩石は川口層・三縄層下部に多く発達している。とくに三縄層下部の点紋帯の近くには藍閃石の含有が多い。

点紋帯に現われるもの

曹長石・角閃石・緑簾石・緑泥片岩 緑～濃緑色を呈し、陽起石質角閃石・緑泥石緑簾石曹長石を主成分鉱物として、他に石英・藍閃石・磁鉄鉱・柵石を伴っている。一名点紋緑色片岩と呼ばれ片理は発達して三縄層中部に広く分布している。この種の緑色片岩には多くの鉱床を胚胎しているのでこの地域では重要な岩石である。

角閃片岩 暗緑色を呈し片理はやゝ発達し生長した緑色角閃石の結晶と、曹長石の点紋を含んでいるのが特徴である。本図幅地域中では一般の点紋緑色片岩に較べると分布は限られ、佐々連鉱山の南側から元之庄と、高知県の白髪鉱山から東にわたる三縄層上部に分布している。主成分鉱物は緑色角閃石・曹長石、これに次いで緑簾石・緑泥石・絹雲母で、他に石英・柵榴石・藍閃石・黒雲母・柵石・磁鉄鉱・電気石を伴っている。本岩は岩層内で著しい小褶曲構造を示すことが多い。

珪質片岩 本岩は石英および方解石を主成分鉱物とするもので、各種鉱物の混入割合によって種々な名称がある。すなわち

- i 絹雲母石英片岩
- ii 緑簾石石英片岩
- iii 赤鉄鉱（鏡鉄鉱）石英片岩
- iv 紅簾石石英片岩— $\left. \begin{array}{l} \text{紅簾石} \\ \text{角閃石} \end{array} \right\} > \text{方解石絹雲母片岩}$
- v 柵榴石石英片岩

などがこの地域で見られるものである。

本岩の分布は三波川変成帯の下部より中・上部の三縄層・富郷層中に介在して多くは緑色片岩類と接して分布している。点紋帯では一般に曹長石・白雲母・緑簾石・磁鉄鉱・鏡鉄鉱・柵榴石・角閃石・電気石を含有し、無点紋では藍閃石・緑簾石・赤鉄鉱・スティルプロメレインを含有している。

珪質片岩中にはときに結晶質石灰岩がレンズ状に存在することがある。

II. 2. 4 火成岩類

蛇紋岩 本図幅地域内の各所に小露出がある。三波川変成帯の上・中部の三縄層・富郷層中に多く、層理に平行に近く進入している。暗緑灰色を呈し成分鉱物はアンチゴライトを主とし、陽起石・滑石・緑簾石・クロム鉄鉱・方解石、ときに電気石を含んでいる。本岩体中またはその周辺の結晶片岩層中に陽起石の脈を生じていること

もある。

玢岩 本図幅地域中火山岩はきわめてまれで、わずかに愛媛県新宮村馬立付近と高知県大豊村刈谷にほゞ東西に連続する幅 0.3～0.6 m の岩脈がある。暗灰黒色の緻密な石基に斜長石・輝石の斑晶がある。本岩脈は第三紀の石樋山付近の火山岩と関係あるもので、いずれも結晶片岩層を切っている。

II. 3 和泉層群

本図幅地域の上部白堊系和泉層群は、観音寺図幅西部地域のそれをも含めて上位から下位に向かって次の層序でみられる。

上部砂岩頁岩互層

頁岩層（砂岩を伴う）

下部砂岩頁岩互層（酸性火山砕屑岩類を含む）

上記各層間の関係は整合的と考えられる。

II. 3. 1 下部砂岩頁岩互層（酸性火山砕屑岩類を含む）

本層の主要露出地域は観音寺図幅地域にあり、本層全体を概観すると上・中・下部層に3分される可能性があるが、明確な境界を引くことは困難であるので、本層を一括して下部砂岩頁岩互層と呼称する。本図幅地域内には本層の上部が露出し、一部に中部層が分布している。本層は記載の便宜上、観音寺図幅地域中に発達するものについても一括して記載する。

本層はおもに砂岩頁岩の互層からなり、相当量の酸性火山砕屑岩類（酸性凝灰質岩・凝灰質砂岩・凝灰質頁岩）を伴うことをもって特徴とする。

砂岩は露頭面では一般に暗灰色、中粒～粗粒であるが、新鮮な面ではしばしば暗青緑色を呈する。緻密・堅硬であるが、風化の進んだ部分では斜長石の微粒が表面に浮き出し特徴ある岩相を示すことがある。本層中の標式的粗粒砂岩を鏡下で観察すると、石英および長石類（斜長石・カリ長石）などの角粒が全体の約95%を占めているが、まれには火山岩（安山岩質）の組織をもった破片が認められる。この砂岩は堆積岩石学的には graywacke 型に属する。砂岩は常に頁岩と互層するが、本層の下部を示す部分、つまり川之江市石ノロ・脇ノ山・城ガ谷・安坂を結ぶ線以北では一般に

粗粒砂岩が優勢で、砂岩は数 10cm、頁岩は 10cm 内外の厚さで互層する場合が多い。しかし前述の線以南、つまり上位の地層ではしばしば砂岩と頁岩との厚さがほぼ等しい互層、または頁岩勝ちの互層となり、各単層自体の厚さも薄くなる傾向がある。そして砂岩自体も幾分凝灰質になるところが多い。

頁岩は一般に黒色を呈するが、やゝ凝灰質のものは風化の度合によってはチョコレート色ないし、まれには灰白色を呈し、剝理性に富み、凝灰質砂岩と互層する。ときには甚だしく風化分解して粘土化していることがある。チョコレート色を呈する頁岩はしばしば炭化した植物破片が認められる。全体として本層下部の互層における頁岩は黒色であり、中・上部における互層中の頁岩はチョコレート色を呈することが多い。また川之江市長持一棒賀間の河床に発達している頁岩中には、一見珪岩のような見掛けを示す部分があり堅硬であるが、これらの頁岩は風化分解すると、チョコレート色～灰白色を呈するようになるのかも知れない。

酸性凝灰質岩は本層の中部に発達し、川之江市切山一棒賀間、長持一棒賀間、通谷一池ノ奥間など、その主要部分は観音寺図幅地域中に露出している。本図幅地域中にはわずかに川之江市半田付近にみられる。構造的には浅い舟底型半ドーム状構造などを形成する褶曲帯に多く発達しており、通常凝灰質頁岩を伴なって現われる。風化の進んだものでは白色を呈するが、一般には灰白色である。とくに緻密、堅硬なものは一見珪岩ようを呈するものもある。

凝灰質砂岩は層位的には本層全般にわたって処々発達しているが、地理的には川之江市椿堂・余木崎を通る断層以西においてとくに著しい。余木崎一早苗出間、古城付近、柴生^{ぼう}・横川・上分南方の沢などがその代表的露出地である。風化した粗粒凝灰質砂岩は多孔質な白色凝灰岩のようであるが、肉眼でも相当量の石英粒が認められるのが特徴である。全体的傾向として粗粒凝灰質砂岩は本層の下部に、中粒凝灰質砂岩は中部ないし上部に多く認められるので、本図幅地域中での本岩は中粒のものが多い。本層の下部は走向 NE-SW 性、傾斜は 40～50° SE であるが、本層の中部は前述のように小さな舟底型・半ドーム状・背斜・向斜などの構造をなして本層上部の地層に連続する。このような構造のため層厚の算定はきわめて困難であるが、おそらく全層厚 3,000 m 以上であろう。

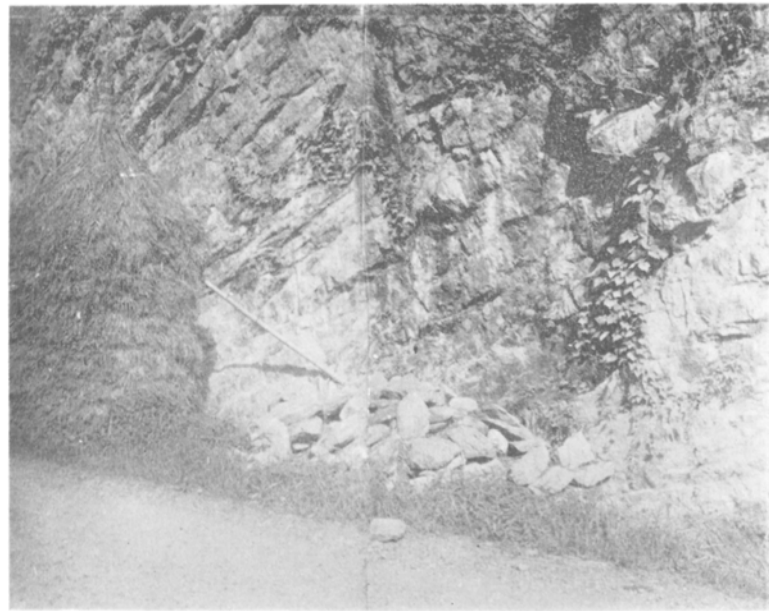
II. 3. 2 頁岩層（砂岩を伴なう）

本層は川之江市肥窪・椿堂を結ぶ線以東に発達し、下部砂岩頁岩互層とは整合関係にある。岩相は変化の度合からみると、下部砂岩・頁岩層に比べ水平的にも垂直的にも比較的安定している。おもに黒色頁岩からなるが、頁岩勝ちの互層をなすこともある。とくに川之江市久保内・金見山を結ぶ断層以東では単層の厚さ 10 数 cm から数 10 cm のほど等量の互層をなす所がある。黒色頁岩中には薄い凝灰質岩が挟まれることもあり、風化すれば玉葱状構造をなすことが多い。また黒色頁岩中に挟在する砂岩は中粒～細粒で、緻密、堅硬である。頁岩・砂岩ほど等量の互層中の砂岩はしばしば粗粒となることがある。この場合には **graded bedding** を示すことがある。本層の層厚はほど 500m 以上あるものと考えられる。

II. 3. 3 上部砂岩頁岩互層

本層は本図幅地域中に発達している和泉層群の最上部を占め、下位の頁岩層とは整合関係にある。全体的にみれば砂岩・頁岩の互層と云い得るが、ほとんど砂岩のみが発達している所もある。すなわち、川之江市葱尾一七田間の国道沿いの本層基底部付近、595.4 m 高地に達する沢などである。他の場所においては一般に単層の厚さ 5～10cm 内外の薄い砂岩・頁岩の互層からなる。砂岩は一般に暗灰色であるが、風化の進んだ所では帯緑褐色～褐色になり、粗粒～細粒、緻密、堅硬である。砂岩勝ち互層中での砂岩は一般に細粒である。葱尾一七田間の国道沿いの本層基底部はおもに細粒砂岩からなるが、なかに 10 数 cm～20 cm 位の数枚の暗灰色、緻密、堅硬な酸性凝灰岩が挟まれている。鏡下で観察すると、径 0.1 mm 以下の石英や斜長石の破片とそれを充填する隠微晶質の基質とからなる。斜長石は自形短冊状を示すことが多い。基質部には細かい粒状の石英や緑泥石・絹雲母・鉄鉱物・炭酸塩鉱物などがみられる。優黒色縞状部は主として褐鉄鉱 (?) からなる。また本岩は網目状の方解石脈に富んでいる。

頁岩は一般に黒色であるが、風化の進んだ所ではチョコレート色を呈するところもある。本図幅地域内では本層の上限が不明のためと露出不良とにより、層厚は不明である。



図版 3

II. 3. 4 対比および地質時代

本図幅地域に分布する和泉層群中には現在まで化石の産出をみないので、対比および地質時代を論ずる積極的資料はない。しかし観音寺図幅地域内の和泉層群の概察によって、香川県三豊郡豊浜町落合付近の砂岩頁岩互層中から次の動物化石を発見した。

(a) *Inoceramus balticus* BÖHM var. *Toyajoanus*

NAGAO and MATSUMOTO

Inoceramus cfr. *ezoensis* YOKOYAMA

Inoceramus sp.

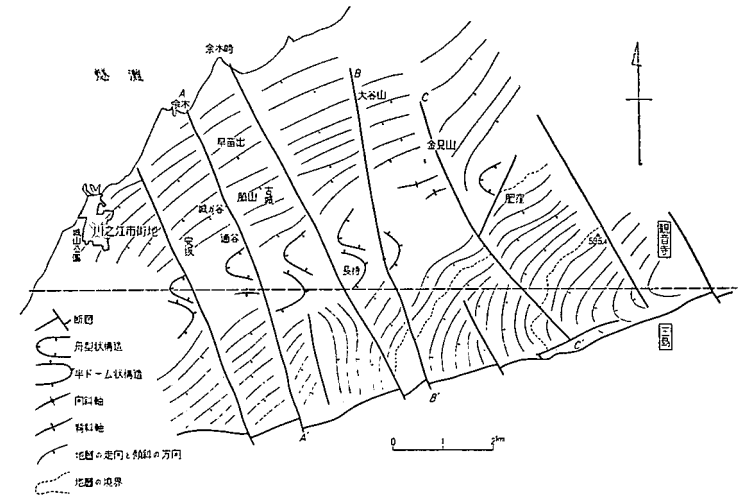
また中川典は上記化石産地より上位の地層（海老済頁岩層^{えびすくい}）中から次の動物化石を報告している。

(b) *Inoceramus* spp. (cfr. *I. balticus* *I. ezoensis* var. *vanuremiformis*),

Aemiaster sp.

(a) の化石産地は下部砂岩頁岩互層の上部層に、(b) は頁岩層に相当することは観音寺図幅内の概察によってほぼ妥当のように考えられる。

以上の結果からこの地域の和泉層群を従来の模式地である淡路島南部および和泉山脈のそれに対比すれば、下部砂岩頁岩互層とその上位の頁岩層はそれぞれ志知頁岩層・童子畑層以下の層準にほぼ相当することも考えられる。また上部砂岩頁岩互層はそれぞれ北阿万砂岩層・葛畑砂岩礫岩層を含むそれ以上の層準に対比できるものと考えられる。したがって下部砂岩頁岩互層および頁岩層の地質時代はほぼ下部ヘトナイ世全般、上部砂岩頁岩互層は上部ヘトナイ世の下部を示すものと考えられる。



第 2 図 和泉層群の地質構造概念図

II. 3. 5 和泉層群の構造

本図幅内の和泉層群の分布は狭小であるが、観音寺図幅地域内の和泉層群をも含めて地質構造を概観すると、阿讃山脈の西端部を占めるという地理的な環境と、中央構造線に接近しているという地質構造上の条件と相まって、他の和泉層群分布地にみられるような比較的単調な向斜構造と異なり、特異な地質構造^{註1)}をなしていると考え

註1) 大局的には南翼の欠如した複向斜構造の一つの型を表現するもの。

られる。この構造を見掛け上複雑に見せているのは下部砂岩頁岩互層中の中部にみられる半ドーム状・舟底型・背斜・向斜などの構造^{註2)}である。これらの小さな構造は本図幅地域および観音寺図幅地域の北東地域では複向斜構造の一員を構成するが、和泉垂地向斜全体からみたときには、その縁辺部という特殊な環境によって生じた局所的な構造であると考えられる。

下部砂岩頁岩互層の下部は一般に走向 N50~60° E、傾斜 40~50° SE で和泉垂地向斜の一般走向・傾斜とほぼ一致しているが、中部は第2図にみられるように、川之江市肥窪北方から上分にかけて多少のふれはあるが、全体としては WSW-ENE 方向の軸をもった半ドーム状・舟底型構造などをなす場合が多い。上部は川之江市平山一余木間の断層以西では下部と同じく走向は N50~60° E で中央構造線の方角と斜行し、傾斜は南落ちであるが、上記断層以東では走向は NW-SE、傾斜は NE のことが多い。頁岩層は、本図幅地域以外、川之江市肥窪の南部では、走向 N50~70° E、傾斜 40~50° S であるが、本図幅地域内に入ると、川之江市一徳島池田町間の国道沿いの頁岩層の下部は走向が N-S 性に近づくとはいえ、N10~20° E である。

頁岩層の上部（川之江市葱尾付近から東方）では走向は N-S~NW-SE 性、傾斜は E~NE 落ちとなる。この傾向は上部砂岩層にも見られる。観音寺図幅地域内の和泉層群をも含めて大局的に上記3層の構造を考察すると、走向は NE-SW 性、南下するにつれて次第に N-S 性に近づき、中央構造線に接近した地域では逆に NW-SE 性になると考えられる。以上の考察から和泉層群の構造は中央構造線に近接して、ほぼこれを平行な向斜軸をもつ、南翼の大部分を欠如する向斜構造であろうと思われる。この向斜構造はほぼ等間隔の NNW-SSE 方向の階段状の断層により切断されていて、そのうちのおもなものは三波川変成帯まで延びている。その好例は川之江市横川一平山間の道路上で観察される。

前述の下部砂岩・頁岩の中部にみられる小さな構造形成の時期については明らかな証拠はないが、これらの地域が和泉垂地向斜の縁辺相の一部にあたること、またこの層準には火山碎屑物質が相当多量に堆積したことを考えると、これらの構造は基盤の動揺によって積成作用進行中すてに形成されつつあったと考える方が妥当のように思

註2) 大部分は観音寺図幅地域内にあり、その西端の片鱗が川之江市地ノ奥・上分東方の丘陵地に認められるにすぎない。

われる。一方 NNW-SSE 方向の断層の運動時期は本図幅地域内では向斜構造形成後であったという以外の証拠はみられないが、中川典は観音寺図幅地域内にある菩提山麓において、これらの断層群の一部と思われるものが鮮新—洪積統相当層の礫層^{註3)}を断っていると報告している。

II. 4 洪 積 層

本層の堆積物は中央構造線の北側に沿って扇状地をなして細長く分布している。おもに砂礫層および泥土からなる。その砂礫の大部分は三波川変成帯より供給された結晶片岩類である。しかし、三島市野々首、上柏付近では本堆積物の下に和泉層群が潜在していると思われるので、この付近での砂礫層中には和泉層群の砂岩礫が比較的多く含まれている。この堆積物の地質時代は永井浩三によれば中期更新世といわれている。

II. 5 沖 積 層

本層は上記扇状地堆積物の北側、燈灘沿いおよび現在の河川に沿って分布し、礫・砂・泥土からなる。

III. 応 用 地 質

III. 1 概 説

図幅地域内には古くから鉱山が探鉱、開発されて、銅・硫化鉄・アンチモニー・マンガシ・砂金が知られているが、銅・硫化鉄以外はいずれも小規模のものである。

三波川変成帯には同帯の生成と同生的関係にある層状含銅硫化鉄鉱床が賦存し、川口層・三縄層に多くの鉱床が知られているが、比較的規模の大きい鉱床は三縄層中部の層準に胚胎されている。アンチモニーは三波川変成帯の弱線部の割れ目を充填し

註3) 齊藤実・中山一義による三豊層群の河内累層最下部の礫岩に相当すると思われ、彼らはこの礫岩の時代を最上部鮮新世と考えているようである。

た浅熱水性鉱脈である。含輝安鈦石英細脈がみられその規模^{註4)}は小さいものである。三波川変成帯の含赤鉄鈦珪質片岩の特殊褶曲部にマンガン鈦の濃集部が局部的にみられる。砂金は銅山川沿いの小歩危層の砂質片岩帯中の溪流または銅山川沿いに標本的に採集される。産地が砂質片岩帯のみに局限されていることは興味深い。その他蛇紋岩の露出地に局部的に滑石が見られる。

鈦泉としては銅山川沿いの法皇山脈西部の山麓平野付近に炭酸土類含有重曹の冷泉が知られているが、湧出量は僅少である。

III. 2 含銅硫化鉄鈦

この地域には層状含銅硫化鉄鈦鈦床が三波川変成帯中に地層と同生的関係で胚胎され、多くの露頭、旧坑が知られているが現在稼行されている鈦床は新宮・佐々連の2鈦山である。休止中の主要鈦床と層序との関係は第2表の通りである。

第2表 三波川変成帯の層序構造と鈦床分布

層序	構造		津根山断層以南	備考
	北翼	南翼		
富郷層	—	—	—	
三細層 (別子層)	上部	いんがに弥谷	白髪アザミ谷	
	中部	大倉	佐々連・椋尾	
	下部	金翠・奥院・古野	薬師・三足・三立	閃亜鉛鈦を多く含んでいる
小歩危層	佐連(大谷)	—		一般に磁硫鉄鈦を含むことが多い
川口層	新宮・ヒノ奥・粟市・柴川・粟山	新瀬川		
大歩危層	—	—		

III. 2. 1 新宮鈦山

新宮鈦山は愛媛県宇摩郡新宮村にあり四国山脈の北斜面海拔440mに位している。

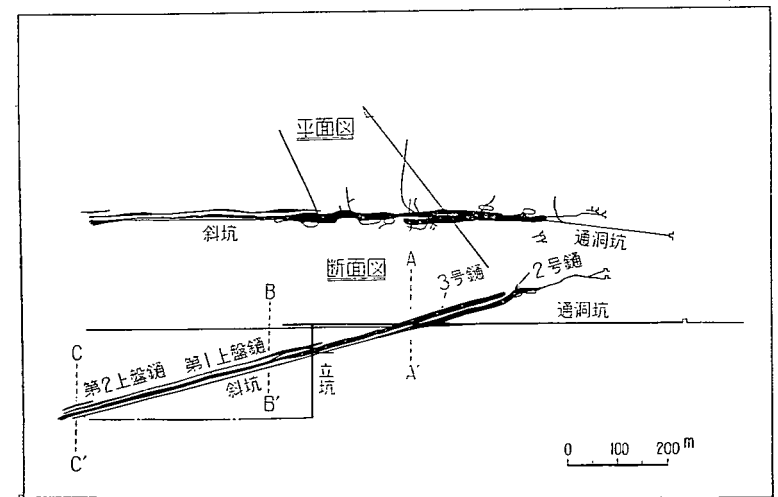
註4) 芝尾鈦山旧寒川町・富郷村の町村界付近の法皇山脈北斜面900m付近に2カ所の旧坑がある。黒色片岩中に発達する断層(E-W)に沿うアンチモニー脈で傾斜70°Sで脈幅膨縮著しく不定。大富鈦山・芝尾鈦山の東方法皇山原の南斜面にある芝尾の平行脈。幅30cm, 13%Sbを示すところがある。珪質微晶の集合体をなす石英脈である。

現在日本鈦業株式会社によって経営されている。

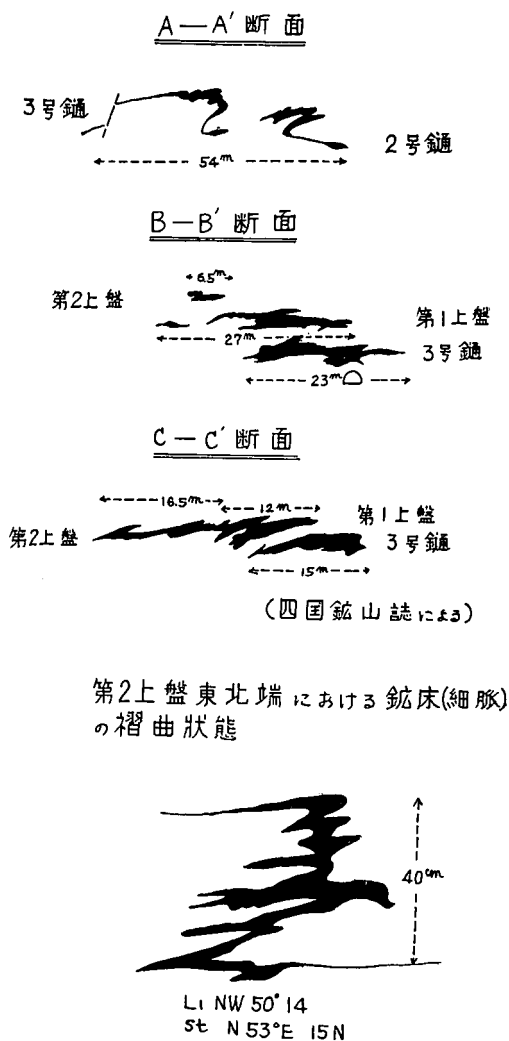
地質概要 薬師背斜の北翼部に砂質片岩を主とする小歩危層と下位の川口層とが発達している。川口層は黒色片岩・砂質片岩・緑色片岩の互層からなっている。鈦床は緑色片岩層に胚胎されている。この付近の地層の走向はN40~80°E, 傾斜14~30°NWを示している。線方向はN40~70°W, その落しは14~30°Wである。

鈦床 新宮鈦床は緑色片岩中に胚胎される小規模な鈦床で、鈦床の走向延長に較べてその傾斜延長の長いことが特徴的である。現在まで開発された鈦床は露頭のある2号鍾からはじまり、その上盤3m付近に存在する潜頭の3号鍾を主体として、順次深部に下降するに従って下盤の鈦床が劣化して、その反対に上盤の鈦床が肥大優勢になる傾向を示して出現している。鈦床の傾斜延長は露頭部から1,200mでその間に竿状の2号鍾, 3号鍾, 第1上盤鍾, 第2上盤鍾, 第3上盤鍾など5鈦床以上が知られている。鈦床付近の走向はN30~50°E, 傾斜は15°±NWを、線方向はN50°W, 傾斜14°Wを示している。鈦床の落しはこの線方向にほぼ平行に近く下底部に連続している。鈦床の上盤側に赤鉄鈦珪質片岩の薄層が介在することがある。単位鈦床の規模としては走向方向に最大27m, 平均12m±, 厚さの最大4m, 平均2m±である。

鈦床と地質構造 新宮鈦床を胚胎する緑色片岩層は一般にN70°Eの走向を示して



第3図 新宮鈦山鈦床図



第4図 新宮鉛床断面図 (鉛床に直交)

いるが、この鉛床付近では地層が撓曲して N-S~N30°E の走向に変わっている。鉛床付近の母岩は著しい層内微褶曲—小褶曲をなしているのが特徴的である。この褶曲構造は鉛床自体にも及んでいる。おそらく鉛床生成後のこの褶曲運動に伴って鉛床が所在した撓曲部に著しい絞り応力が加わり、一連の鉛床が小複褶曲部に集積され、見掛上雁行形式をとっているものと思われる。一般に鉛床の上盤側に赤鉄鉛質片岩があるが、ある部分では鉛石中に巻き込まれ、または鉛床の下盤側に現われている。

鉛石 黄鉄鉛と黄銅鉛とからなっている。この鉛床にはハネ込み現象はあまり見当たらずそのため黄銅鉛の集中した個所は少ないようである。しかしこの鉛床の南側のヒノ奥鉛床は塊状硫化鉄中に上鉛(黄銅鉛)が集中することがあり、その周辺には磁硫鉄鉛を伴っている。川口層に属する鉛床は一般に磁硫鉄鉛・閃亜鉛鉛を含有する鉛床が多いが、新宮鉛床では未だ磁硫鉄鉛は認められていない。

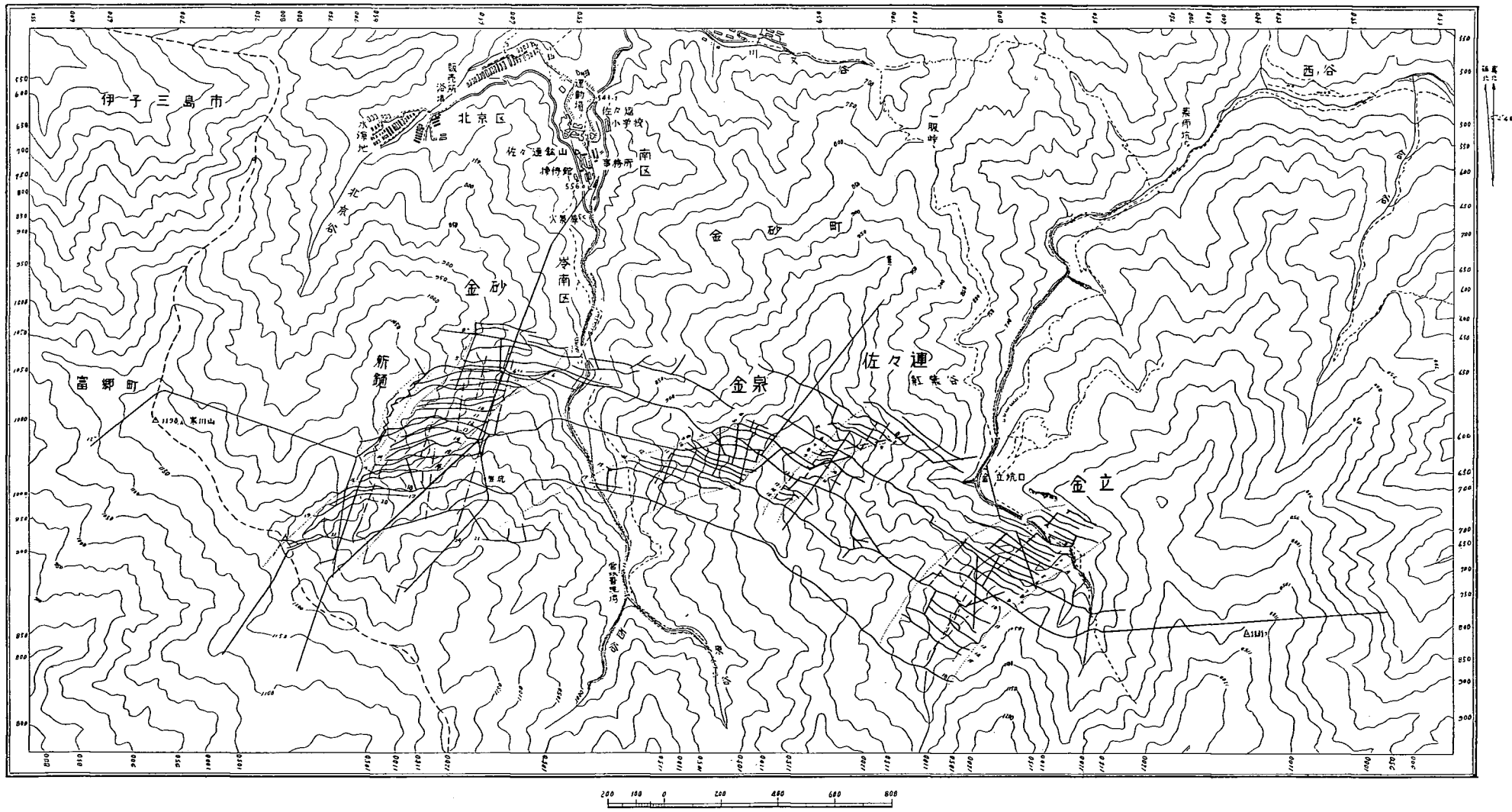
生産 昭和35年従業員約125名で、昭和25年以降の生産額は下記の通りである。

年 別	鉛量 (t)	品位 (銅)	含有量 (t)
昭和 25 年	9,559	1.42	135.7
26 年	9,880	1.74	171.9
27 年	11,532	1.64	189.1
28 年	11,540	1.54	177.7
29 年	12,080	1.67	201.7
30 年	13,160	1.60	210.6
31 年	13,760	1.50	206.4
32 年	15,990	1.50	239.9
33 年	15,840	1.50	237.6
34 年	19,840	1.40	277.8
35 年	26,090	1.40	365.3

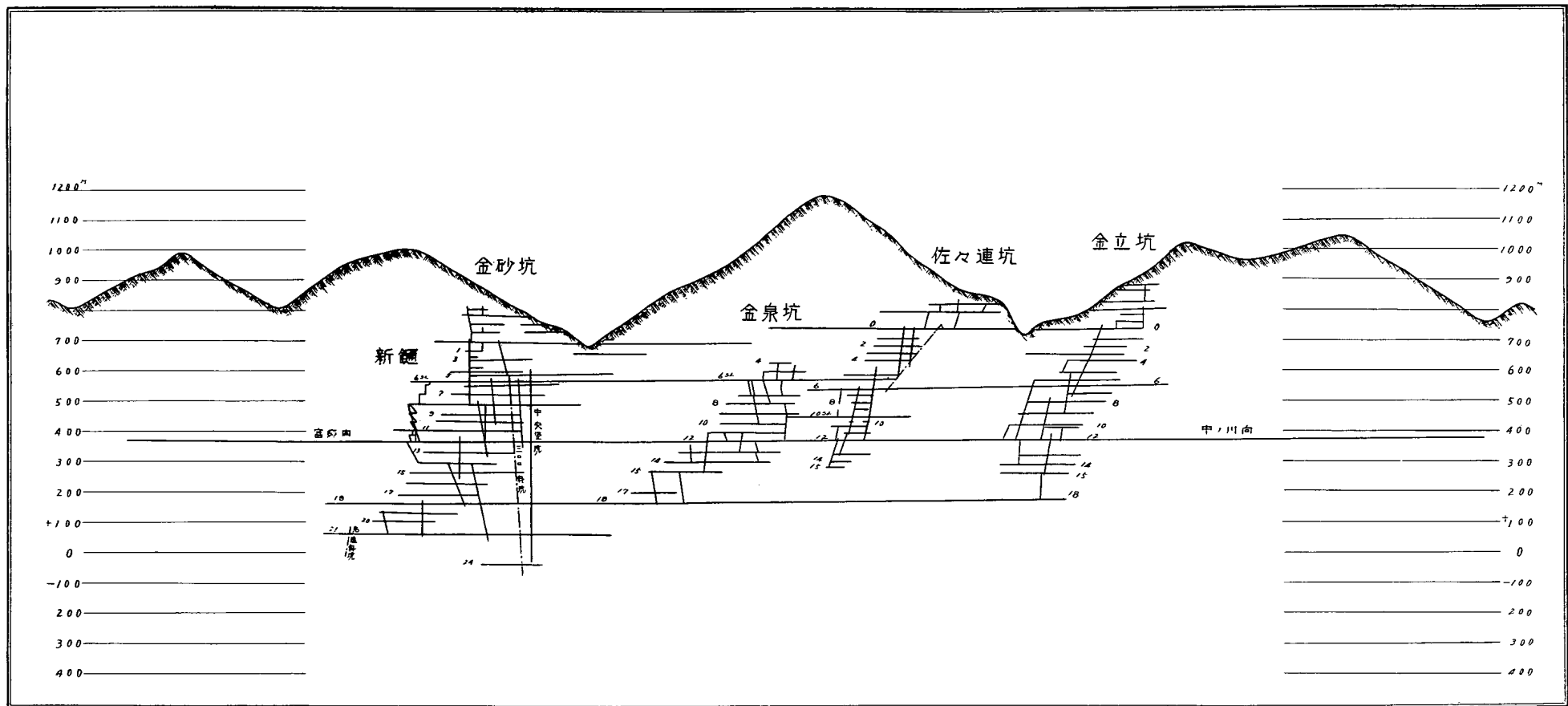
硫黄 (S) 品位は平均 34~35% である。

III. 2. 2 佐々連鉛山

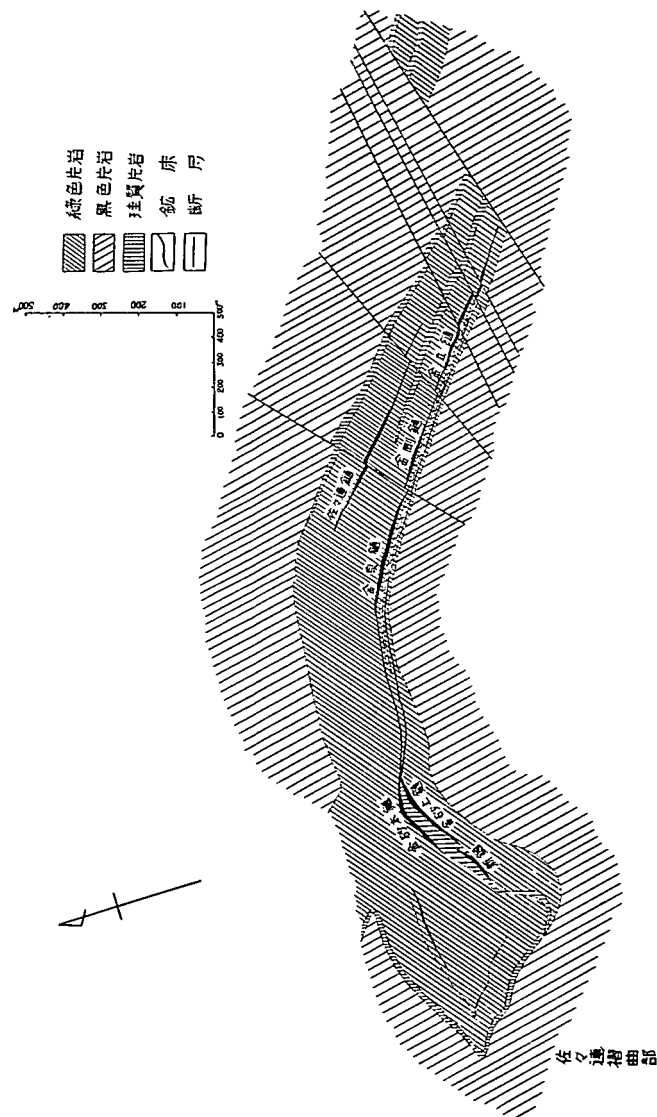
伊予三島市金砂町、四国山脈の北側高距 560 m に位置している。鉛床の発見は元禄 2 年と伝えられているが、本格的採鉛を開始したのは明治 30 年以降である。大正 7 年岩城鉛業株式会社によって金立・佐々連の両鉛体が開発され、その後昭和のはじめ金砂鉛体の採鉛に着手した。昭和 25 年住友金属鉱山株式会社の経営に移り現在に



第 5 図 佐々連山付近地形ならびに坑内図 (1961.4. 現在)



第 6 図 佐々連鉱山坑内截面図 (1961. 4. 現在)



至っている。この間深部開発が進められ新鍾・金泉・金剛の各鉱体を捕捉し、また金砂鉱体の鉱況の優勢と相伴なって生産も飛躍的に増加し、その結果本邦における重要な銅山のひとつとなった。

地質概要 鉱山付近の地質は三縄層中部に属する緑色片岩・黒色片岩・珪質片岩の累層からなり薬師背斜の北翼を形成している。佐々連鉱床群を胚胎する緑色片岩層は佐々連緑色片岩層と呼ばれている。この地層は金砂鍾西部の富郷探鉱坑道において大規模なZ字型褶曲を示し東に向かって走向はN65°WからN80°Eとなり、さらにE-WからN50°~65°Wで佐々連鉱床群の東に及んでいる。そしてこの層厚は東に向かって次第に減じ珪質片岩・黒色片岩の各層に移り変わっている。

佐々連鉱床群 佐々連鉱床群はいずれも佐々連緑色片岩層中に存在し、金砂上鍾・本鍾・新鍾・金泉鍾・金剛鍾・佐々連鍾・金立鍾の各鉱体の総称である。金砂・佐々連・金立の各鍾は単独に開発され、一見雁行状に配列するようであるが、各所における鍾押探査の結果ほぼ3層準に層理に平行して存在する一連の鉱床であることが判明した。すなわち

- (1) 金砂上鍾—(金泉上鍾)—新鍾
- (2) 金砂本鍾—金泉鍾—金剛鍾—金立鍾
- (3) 佐々連鍾

の3系列である。

このうち最上位の(1)は佐々連緑色片岩の上盤境近くに位置しているが、西端尖減点では下盤に位する母岩(珪質片岩)の褶曲構造の支配を受け特異な尖減を示す。東に向かうと上盤側の緑色片岩層は、次第に薄くなると同時に鉱床の下盤側に黒色片岩層を挟むようになる。鉱床は次第に劣勢化し金泉—金立の上盤側付近では微弱な散点黄鉄鉱として連続する。

(2)は金砂地区では(1)との層準の間に珪質片岩を挟むが、金砂本鍾と上鍾とは東方に進むに従って次第に接近し、ときに癒着状になり、または複雑な褶曲構造を示しているが、両者の区別は明らかなようである。さらに東部では(1)(2)の間隔が増し本鍾は次第に劣勢となりガリ鉱状として連続し、ふたたび肥大して金泉鍾となり同じ状況を繰り返えしながら金剛・金立の各鍾が同一層準として連続している。

(3)は佐々連緑色片岩層の下盤境から90m付近の層準に存在するが、東西の各

延長は貧弱なガリ状鉱となっている。

鉱床規模 稼行の対象となる単位鉱体についてみると、その富鉱部の落しの方向はほぼN40°~50°E、傾斜45°SWを示し、また母岩の線構造もこれに一致しているのでこの方向をL₂と呼んでいる。鉱床の規模を一括すると次の通りである。

鉱床規模

錫別	露頭—最下底坑道 (m)	走向延長 (m)
金砂上錫	1,200	200~300
金砂本錫	1,200	250
新錫	300	30
金泉錫	1,100	200~250
金立錫	850	150
佐々連錫	900	150~200

鉱石 塊状鉱は主として黄鉄鉱の集合体で、その間隙を黄銅鉱で埋めるものをとくに上鉱と呼び、鉱石鉱物が少なく脈石鉱物の比較的多いものを上ガリと呼んでいる。黄鉄鉱・黄銅鉱が散点して緑泥石岩中に入るもの、または縞状をなしているものをガリ鉱と呼んでいる。ときに斑銅鉱の集合体もハネ込み状をなして現われる。その他鉱石に伴なわれて磁鉄鉱・鏡鉄鉱・バラ輝石が産出することもある。

生産 現在従業員約840名で生産実績は下記の通りである。

年別	鉱量(粗鉱) t	品位(銅) %	含有量 t
昭和 25 年	31,238	1.78	556
26 年	45,948	1.97	905
27 年	60,197	1.96	1,180
28 年	81,077	1.96	1,589
29 年	126,823	1.80	2,283
30 年	144,580	1.82	2,631
31 年	176,222	1.72	3,031
32 年	167,198	2.07	3,461
33 年	154,916	2.37	3,671
34 年	176,735	1.62	2,863
35 年	186,129	1.79	3,332

鉱石化学組成(塊状鉱)

	Cu	S	SiO ₂	Fe	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Zn
金砂上錫	7.53	44.21	4.45	40.52	0.45	0.90	0.00	0.09
金泉錫	5.22	47.59	2.60	41.80	0.38	0.38	0.00	0.69
	Co	Ni	Se	Te	Na ₂ O ₃	K ₂ O	Pb	Mn
	0.055	0.0028	0.0092	0.0009	0.04	0.08	0.0043	0.017
	0.12	0.033	0.0074	0.0013	0.05	0.07	0.0050	0.011
	Au	Ag	Ti	Cr	Ge	Sb	Sn	Ba
	0.3	23	0.018	0.0000	0.0007	0.0004	0.0001	0.001
	0.4	17	0.018	0.0000	0.0002	0.0002	0.0005	0.001
	As	Cd	Bi	V	SO ₃	CO ₂		
	0.0007	0.0000	0.0000	0.0096	0.64	0.84		
	0.0009	0.0000	0.0000	0.0084	0.29	0.45		

別子鉱業所分析課にて分析

III. 2. 3 主要鉱床一覧

本図幅地域中に存在する主要な含銅硫化鉄鉱床(旧坑)を一括すると、第3表の通りである。

第 3 表

鉱山名	所在地	鉱床	概要
栗山	徳島県三好郡山城町		川口層の厚さ10m内外の緑色片岩層中に2~3枚の鉱床が見られる。走向N65~85°E、傾斜40~50°NまたはSを示し全般としては10°±N、線方向おおよそ東西で5°±Wに落している。上鉱10cm内外、ガリ鉱30cm。磁硫鉄鉱を含有する。
柴川	徳島県三好郡山城町		小歩危層下部川口層の境付近の砂岩片岩中に挟在する緑色片岩の薄層中に胚胎し走向N80°E、傾斜50°N、線方向N50°W、10cm前後の上鉱で磁硫鉄鉱を含有し高品位である。
佐(大)連谷	徳島県三好郡山城町		小歩危層緑色片岩の薄層中に胚胎する走向N30°E、傾斜30~40°N、線方向N40°W、20°Wを示す縞状のガリ鉱が多く、ときに硫化鉱をみる幅20~30cm。
古野	愛媛県宇摩郡新宮村		三縄層下部層の無点紋緑色片岩中に胚胎する塊状硫化鉱で幅3cm程度、Cu2.01、S30.23%、閃亜鉛鉱を含む部分がある。また一部微弱なガリ鉱が見られる。一般走向N60~80°E、傾斜20~40°N。
金翠	愛媛県伊予三島市金砂町		三縄層下部層緑色片岩中に胚胎し走向E-W、ときにN40°E、傾斜50°N、線方向N50~60°W、NW25°傾斜、縞状鉱を主とし塊状硫化鉱を挟む。幅20m閃亜鉛鉱の含有が多い。
大倉	愛媛県伊予三島市		三縄層中部点紋帯の黒色片岩・珪質片岩の互層帯の珪質片岩の薄層中で存在する鉱床で幅6cmの硫化鉱をみる。走向はN-S、傾斜20~30°E。
新瀬川	愛媛県宇摩郡新宮村		川口層の緑色片岩の薄層中に貧弱なガリ状鉱として胚胎。走向N70°W、傾斜20°S、脈幅2cm程度。鉱石は磁硫鉄鉱を主体としている。
ヒノ奥	愛媛県宇摩郡新宮村		川口層の緑色片岩中に胚胎し走向N70~80°E、傾斜10~30°N、線方向N60~65°W、5°W傾斜、10cm前後の硫化鉱で磁硫鉄鉱を含有している。
三足	愛媛県宇摩郡新宮村		三縄層下部層の無点紋緑色片岩中に胚胎し走向N60°W、傾斜25°S、線方向N75°W、12°±Wに落す。上鉱およびガリ鉱からなり最大幅上鉱10cm、ガリ50cm。
三立	愛媛県宇摩郡新宮村		三縄層下部層の黒色片岩中に厚さ3~4mの無点紋緑色片岩が介在しその上盤側と黒色片岩層の境に胚胎する鉱床で鉱幅部分的に30cmに肥大するも連続性に乏しく2~3cm程度。走向N60°W、傾斜50°S、線方向N80°W、35°Wである。
栗ヶ市	愛媛県伊予三島市金砂町久保ヶ市 愛媛県宇摩郡新宮村		川口層緑色片岩中に胚胎、走向E-W、N80°W、傾斜15~30°N、線方向N60°W、5~10°W傾斜、含銅硫化鉱幅平均10cm程度。
栗師	愛媛県伊予三島市金砂町		三縄層下部層の無点紋緑色片岩中に胚胎し走向N50°W、傾斜45°S、線方向N70°W、傾斜15°W、最大上鉱幅10cm程度、ガリ鉱を伴わない閃亜鉛鉱を含有する。
白髪	高知県高岡郡本山町冬瀬		三縄層上部層の角閃片岩中に胚胎し走向N80°W、傾斜45°N、線方向N40°E、傾斜30°Eを示す。現在見られる部分で上鉱最大40cm、上ガリ50cm、ガリ100cmである。母岩は一般に複雑な褶曲を示し鉱石は粗粒である。
アザミ谷	高知県高岡郡大豊村		三縄層上部層の角閃片岩中に胚胎し走向N80°E、傾斜25°N、褶曲著しく急傾斜を示す部分あり。線方向東西、傾斜5°W、上鉱幅10cm内外、ガリ最大30cm。鉱石は粗粒である。

文 献

- 1) 中島謙造：本邦石油産地調査報文，地質要報，No. 1, 1896
- 2) 小川琢治：20 万分の 1 高知図幅，および地質説明書，地質調査所，1902
- 3) 佐川栄次郎：阿波北部及び伊予西部含銅黄鉄鉱床地質調査報文，地質要報，No. 1, 1910
- 4) 西尾銈次郎：結晶片岩中に存在する含銅硫化鉄鉱の成層状態について，日本鉱業会誌，Vol. 26, 1910
- 5) 小沢儀明：四国の結晶片岩系の層位と構造，地質学雑誌，Vol. 33, No. 394～395, 1926
- 6) 坪井誠太郎・富田 達・他：四国結晶片岩系の岩石学的研究（予報），地質学雑誌，Vol. 36, No. 429, 1930
- 7) 小林貞一：和泉山脈の和泉砂岩層，地質学雑誌，Vol. 38, No. 459, 1931
- 8) 鈴木 醇：日本結晶片岩，岩波講座，1932
- 9) 江原真伍：中央線の構造と瀬戸内海の成因，日本学術協会報告，Vol. 7, 1932
- 10) 堀越義一：本邦結晶片岩中の藍閃石（予報），地質学雑誌，Vol. 43, No. 496, 1935
- 11) 佐藤戈止：四国の結晶片岩層について（摘要），地質学雑誌，Vol. 43, No. 518, 1936
- 12) 笹井博一：淡路島の和泉砂岩層，地質学雑誌，Vol. 43, No. 515, 1936
- 13) 堀越義一：愛媛県別子付近の岩石地質概報，地質学雑誌，Vol.44, No. 521, 1937
- 14) 堀越義一・神山貞二：結晶片岩中における鉱物配列褶曲軸，キースラーガーについて，地質学雑誌，Vol.45, No. 535, 1938
- 15) 佐藤戈止：7 万 5 千分の 1 新居浜図幅，および地質説明書，地質調査所，1938
- 16) 加藤武夫：変成岩中に胚胎する硫化鉄鉱床の成因について，日本学術協会報，No. 13, 1938
- 17) 西尾 滋：別子鉱山の含銅黄鉄鉱石の研究（英文），東大工紀要，Vol. 23, No. 1, 1940

- 18) 堀越義一：別子型鉄床の形態的研究，学術振興会第 2 小委報告，No. 1, 1940
- 19) Nagao, T. & Matsumoto, M. : A Monograph of the Cretaceous Inoceramus of Japan, 北大紀要，Vol. 4, 6, No. 1, 1940
- 20) 小林貞一：西南日本中生代地史の総合研究，第 6 常置委員会研究抄録，第 2 輯，1941
- 21) 小林貞一：四国地方，日本地方地質誌，1950
- 22) 神山貞二：キースラーガーの母岩の線状構造の問題に関連して，地質学雑誌，Vol. 56, No. 249, 1950
- 23) 小島丈児：四国中央部結晶片岩地域の層序と構造，地質学雑誌，Vol.57, No. 668, 1951
- 24) 今井秀喜：鉄床の位置と地質構造，Vol. 68, No. 1952
- 25) 田中啓策・松本達郎・前田保夫：淡路島最南部の和泉層群，地質学雑誌，Vol. 43, No. 684, 1952
- 26) 堀越義一：別子型鉄床の雁行性とその探鉄について，鉄山地質，Vol. 3, No. 7, 1953
- 27) 光野千春：愛媛県新宮鉄床周辺の地質及び鉄床について，地質学雑誌，Vol. 59, No. 695, 1953
- 28) 土井正民：佐々連鉄山に於ける鉄床の雁行性と探鉄成果について，鉄山地質，Vol. 3, No. 10, 1953
- 29) 平山 健：7 万 5 千分の 1 「脇町」図幅，および地質説明書，地質調査所，1953
- 30) 木村 正・小村幸二郎：愛媛県西部地域含銅硫化鉄鉱調査報告，地質調査所月報，Vol. 5, No. 10, 1954
- 31) 竹田英夫：愛媛県佐々連鉄山付近の地質と鉄床（予報），広島大学地学研究報告，No. 4, 1954
- 32) 木村 正・岸本文男：愛媛県新宮鉄山硫化鉄鉄床，地質調査所月報，Vol. 3, No. 11, 1954
- 33) 堀越義一・木村 正・小村幸二郎：日本の層状含銅硫化鉄鉄床総覧，鉄山地質，特別 1 号，1954
- 34) 土井正民・石川順一：佐々連鉄山，鉄床と地質構造，日本鉱業会技術叢書，II，

- 1955
- 35) 斎藤 実・中山一義：香川県の地質（そのⅡ），三豊層群（メタセコイア層）の層序について（予報），香川農大術報告，Vol. 3, No. 1, 1954
- 36) 中川 典：愛媛県川之江東方の地質（特に和泉砂岩層の層序と構造），日本地質学会関西支部報 No. 26, 西日本支部報 No. 16 合併号, 1955
- 37) 中山 勇：結晶片岩の鉱物の伸び平行配列と造構造運動について，地球科学，No. 28, 1956
- 38) 永井浩三：東予の中央構造線に沿う地帯の最近の地殻運動，愛媛大学紀要，Ⅱ部，A2 巻，2 号，1955
- 39) 平山 健・田中啓策：7 万 5 千分の 1「徳島」図幅，および地質説明書，地質調査所，1955
- 40) 土井正民：佐々連，鉱床学の進歩（渡辺武男編），1956
- 41) 木村 正・岸本文男：新宮，鉱床学の進歩（渡辺武男編），1956
- 42) 鈴木 醇：広域変成作用に伴なう鉱床，鉱床学の進歩（渡辺武男編），1956
- 43) 小島丈児：変成作用と鉱床の形成，鉱床学の進歩（渡辺武男編），1956
- 44) 堀越義一：層状含銅硫化鉄鉱床，鉱床学の進歩（渡辺武男編），1956
- 45) 渡辺武男・立見辰雄：層状含銅硫化鉄鉱床の成因論，鉱床学の進歩（渡辺武男編），1956
- 46) 渡辺武男・関根良弘：岩漿作用と鉱床の生成，鉱床学の進歩（渡辺武男編），1956
- 47) 西尾 滋：鉱山地質学，鉱床学の進歩（渡辺武男編），1956
- 48) 神山貞二：線構造問題，鉱床学の進歩（渡辺武男編），1956
- 49) 堀越義一：線構造と鉱床，鉱床学の進歩（渡辺武男編），1956
- 50) 小島丈児：三波川帯，鈴木醇還暦記念論文集，1956
- 51) 堀越義一：別子式鉱床，鈴木醇還暦記念論文集，1956
- 52) 土井正民・石川順一・平田洋一：四国中央部結晶片岩帯の地質構造と佐々連鉱山付近の鉱床について，鉱山地質，Vol. 6, No. 19, 1956
- 53) 小島丈児・秀 敬・吉野言生：四国三波川帯におけるキースラガーの層序学的位置，地質学雑誌，Vol. 62, No. 724, 1956

- 54) 渡辺武男：日本の層状含銅硫化鉄鉱床並びに層状マンガン鉱床の成因について，鉱山地質，Vol. 7, No. 24, 1957
- 55) 四国通産局：四国鉱山誌，1957
- 56) 堀越 叡：佐々連鉱山の線構造と鉱床の形態，鉱山地質，Vol. 8, No. 27, 1958
- 57) 磯見 博：20 万分の 1 地質図幅「高知」，地質調査所，1958
- 58) 今井秀喜：西南日本外帯における層状含銅硫化鉄鉱床とマンガン鉄鉱床の成因及びそれに関連する一，二の問題，鉱山地質，Vol. 9, No. 33, 1959
- 59) 土井正民：佐々連鉱山付近の地質と佐々連鉱床群について，鉱山地質，Vol. 9, No. 35, 1959
- 60) 平田洋一：佐々連鉱山の地質と鉱床，日本地質学会 66 年会鉱床討論会講演，1959
- 61) 渡辺武男：層状鉱床の成因論と探査，日本鉱業会誌，Vol. 75, No. 855, 1959
- 62) 土井正民：別子および佐々連鉱山の地質構造と鉱床の層準及びそれに伴う探鉱，日本鉱業会誌，Vol. 75, No. 855, 1959

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1: 50,000

MISHIMA

Kōchi, No. 41

By
MASATAMI DOI

(Written in 1959)

(Abstract)

TOPOGRAPHY

The Mishima sheet covers an area lying in the central part of Shikoku. This area has chiefly the rugged mountains located in the central part of the towering mountain range cutting across the main island of Shikoku in eastwesterly direction and partly the coastal range not far from the sea on the north coast.

GEOLOGY

The area is divided into two tectonic zones, the Inner and Outer, by the Median Dislocation Line running in east-west direction on the northern part of this sheet. The Inner Zone consists of the Izumi group and the Outer Zone, of crystalline schists of the so-called "Sambagawa metamorphic zone".

Sambagawa metamorphic zone

Stratigraphy: The metamorphic zone is divided into the following formations

- upper Tomisato formation
- Minawa formation
- Koboake formation
- Kawaguchi formation
- lower Ooboake formation

The **Tomisato formation** consists mainly of spotted black schist, intercalating several layers of spotted green schist, spotted schistose sandstone, quartz schist and rarely lenticular limestone.

The **Minawa formation** is mostly composed of green schist, quartz schist, and black schist intercalating schistose sandstone. With regard to the metamorphic grade of this formation, the spots generally increase their quantities toward upper horizon, but on the contrary, lower horizon has no spots because of the low grade of metamorphism. This formation inserts a great many cupriferous pyrite deposits, especially in the middle of the formation where the large deposits are found.

The **Koboake formation** consists mainly of schistose sandstone, intercalating black schist.

The **Kawaguchi formation** is mostly composed of green schist, black schist and schistose sandstone. In the beds of green schist several small cupriferous pyrite deposits are located and sometimes pyrrhotite ores are found in the deposits.

The **Ooboake formation** consists of schistose sandstone and schistose conglomerate, being spread in thin layers.

Structure: There is an anticline plunging west in the north and a syncline in the south, and consequently the upper formations are distributed in the west and the lower formations occur as the core of anticlinal zone in the east. There are two faults parallel to the above-mentioned folding axes and these faults may be derived from the Median Dislocation which may have occurred at the time of Median Dislocation. In addition, across these faults there is a fault trending towards NE-SW.

Metamorphic rocks: Black schist is mainly of graphite-albite-sericite schist. In the middle-high grade metamorphic zone, that is the Tomisato and the upper-middle Minawa formation, albite porphyroblasts are scattered on the schistosity plane showing the spots of about 0.2~0.3 mm in diameter.

Green schist is found in various combinations. In the high grade metamorphic zone, green schist showing dark green color is composed of albite spots and occurs as albite-epidote-hornblende schist consisting of hornblende, epidote, clinozoisite and others. The aggregation of the spots in band is occasionally observed. In the middle grade metamorphic zone, green schist is represented by actinolite-epidote-chlorite schist carrying albite spots arranged mostly parallel to the schistosity. In the low grade metamorphic zone, green schist is represented by actinolite-chlorite-epidote schist carrying graucophane occasionally. Albite never occurs as spots of porphyroblast.

Quartz schist is observed in many varieties throughout this metamorphic zone as follows:

- Sericite-quartz schist
- Epidote-quartz schist
- Hematite-magnetite-quartz schist
- Piedmontite-quartz schist
- Piedmontite-hornblende-calcite-sericite-quartz schist
- Garnet-quartz schist

Schistose sandstone is gray, bluish gray or brown in color. The rocks belonging to the Ooboke and the Koboke formations are composed of quartz, sericite and black carbonaceous rocks. In the high grade metamorphic zone, the rock is composed of porphyroblastic albite, quartz, sericite and carbonaceous rocks, a few garnets, epidote, muscovite, clino-zoicite, tourmaline and others.

Izumi group

This group is divided in descending order as follows, within an observable scope.

1. Upper alternation of sandstone and shale
2. Shale member accompanied with sandstone
3. Lower alternation of sandstone and shale accompanied with acidic pyroclastic rocks

Fossiliferous strata are absent within this sheet-map area, but this group presumably corresponds to the lower Hetonaian and the lower half of the upper Hetonaian of Japanese stratigraphic classification of Cretaceous, judging from the occurrence of *Inoceramus balticus* BÖHM, *I. balticus* var. *toyajoanus* NAGAO and MATSUMOTO, and *I. cfr. ezoensis* YOKOYAMA in this group developed in "Kan-onji" sheet-map area, situated on the northern realm.

Lower alternation of sandstone and shale: This member is mainly composed of sandstone and shale and occasionally inserted with acidic pyroclastic rocks, such as tuffaceous rocks, tuffaceous sandstone and tuffaceous shale. Sandstone is generally dark gray in color, dark bluish green in the fresh condition and medium to coarse grain in size, consisting almost of quartz and plagioclase. Shale is generally black in color. Tuffaceous shale affected by the weathering is sepia in color, and rarely whitish gray.

Sandstone is rather predominant than shale in the lower part of this member, and intercalations of tuffaceous rocks are frequently observed in the middle part of this member.

For the sake of complicated structure, lithological sequence and thickness of this member are hardly established and calculated. However, the thickness may be estimated to be more than 3,000 m.

Shale member: This member is mainly composed of black shale, but sometimes of alternations of predominant shale and sandstone, and is rarely intercalated with tuffaceous shale. Tuffaceous shale forms frequently the onion structure by the weathering. Sandstone in black shale member is dark green in color, fine to medium in size, compact and hard, and forms graded bedding in some cases. The thickness may attain over 500 m.

Upper alternation of sandstone and shale: This member conformably overlies just described shale member and consists of alternation of sandstone and shale in general, but is mainly composed of sandstone in some places. Sandstone is fine to coarse-grained, dark gray in color, and turns greenish brown or brown by the weathering. The basal part of this member is mainly composed of fine sandstone, and characterized by intercalation of several layers of acidic tuff of dark gray in color.

Fan deposits

The deposits are distributed on the northern side along the Median tectonic line toward the west from Kawaguchi, Kawanoe-shi.

They consist mainly of sand and gravel which are usually various kinds of schists supplied from the hinterland.

Gravels are cobble to boulder-sized and are of angular shape in general. Although there are none of effective data for the determination of geologic age, the deposits may belong to the middle Pleistocene.

Alluvium

It consists of sand, clay and gravel, and is distributed along river, coast and the northern side of fan deposits just described above.

ECONOMIC GEOLOGY

Copper ore

Many cupriferous pyrite deposits are found in the Sambagawa metamorphic zone. These deposits occur in bedded form parallel to the schistosity of the country rocks. The ore deposits are considered to be syngenetic with the submarine volcanic activities in the Sambagawa geosyncline, and as a result to be deformed by orogenic movement and dynamo-metamorphism after the deposition of ores. The ore is massive, fine-grained and generally associated with the banded ore formed by impregnation. Ore is cupriferous pyrite, mixed with chalcopyrite, bornite and zinblend.

Sazare mine is located in Mishima city, Ehime prefecture. The ore deposits are found in a series of spotted green schist belonging to the Minawa formation and lie on the south limb of the main anticline called the Yakushi anticline. Both sides of ore bodies can be traced for distance of about 2,500 m. In 1960, the Sazare mine milled nearly 186,000 tons of copper ore grading 1.8 percent copper and 19 percent of sulphur.

Shingu mine is situated in Shingu village, Ehime prefecture. The ore deposits are found in a layer of non-spotted green schist belonging to the Kawaguchi formation and lie on the north limb of the Yakushi anticline. The form of ore body shows a pole having the short strike and the ore shoot of over 1,200 m, being parallel to minor folding axes of the country rocks. In 1960, this mine produced 26,000 tons of copper ore grading 1.6 percent of copper and 35 percent of sulphur.

昭和39年2月12日印刷

昭和39年2月19日発行

工業技術院
地質調査所

印刷者 笠井朝義

印刷所 笠井出版印刷社

© 1964 Geological Survey of Japan

EXPLANATORY TEXT OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Masatsugu Saitō, Director

MISHIMA

(Kōchi-41)

By

MASATAMI DOI

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1 9 6 4