

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

5 萬分の 1 地質図幅説明書

川 口

(高知一第 42 号)

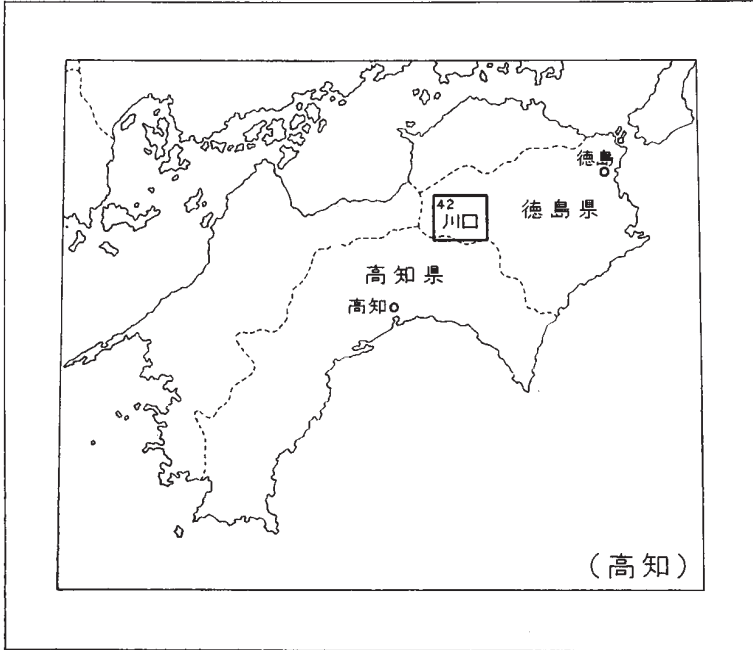
広島大学 小 島 文 児

岡山大学 光 野 千 春

地質調査所

昭和 41 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 三波川帯	3
II. 2. 1 層 序	4
II. 2. 2 堆積相と火成活動	9
II. 2. 3 地質構造	12
II. 2. 4 岩 石	14
II. 3 弱変成岩帯	16
III. 応用地質	16
文 献	16
Abstract	1

川 口

(高知一第 42 号)

本図幅は筆者らが、昭和 23 年頃から協同で調査した結果に基づき、昭和 33 年地質調査所の依頼により作成した。なお図幅東部地区については、鈴木堯士・中川正男の両氏の協力を得て調査した結果が含まれている。

I. 地 形

本地域は四国中央山地に属し、先行性の吉野川本流と支流とによって深く開析され、高度差 1,200m 前後に及ぶ急峻な地形を示している。地質構造方向に斜交する顕著な横谷は、吉野川本流とその支流の祖谷川・松尾川で、いずれも、砂質片岩層を横断する部分で深い溪谷をつくっている。吉野川本流の大歩危・小歩危、祖谷川の祖谷溪、松尾川の竜カ岳はその代表的なものである。脊梁山脈ほこれらの横谷によっていくつもの山群に分断され、国見山 (1,409m) ・中津山 (1,446m) ・腕山 (1,332m) ・寒峰 (1,604m) ・烏帽子山 (1,669m) ・風呂塔 (1,401m) ・石堂山 (1,619m) ・矢筈山 (1,848m) などの独立峰が散在する。さらに本地域の南東端部には剣山から西方に延びる連嶺があり、三嶺 (1,893m) はその最高峰である。祖谷川の upstream 部はこの連嶺の北側に沿った縦谷である。

山腹斜面は、下部は横谷の急速な下刻により急傾斜な V 字谷を示しているが、谷底から 500m 前後の高度から上は比較的緩傾斜となり、一部に平坦面が保存されている。

図幅地域北西部の大和川・黒沢の平坦面 (海拔 400~600m)、腕山 (約 1,300m)、中

津山（1,450mの湿原）などがこれである。

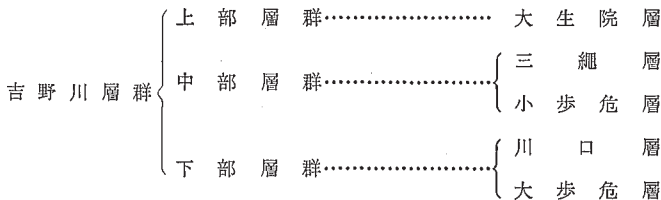
河谷の方向は結晶片岩の劈開方向と横走節理系に支配されており，断層線谷の顕著なものは存在しない。

Ⅱ．地 質

Ⅱ．1 概 説

本図幅地域の大部分は，三波川帯に属する結晶片岩類で構成され，わずかに南東隅にいわゆる御荷鉾緑色岩類と秩父累帯北帯の弱変成岩類とがあらわれている。

四国の三波川帯の層序と地質構造の大要をはじめて明らかにしたのは，小川琢治（20万分の1地質図幅高知，同説明書，1902）で，小川は結晶片岩系を上位の別子層と下位の大崩壊層おほぼけとに区分し，吉野川横谷部の観察に基づいて，別子層が大崩壊層の上位にあることを認めた。その後，小沢儀明（1926）は，結晶片岩系の“大顛倒”を前提として，三波川系を下位の別子統と上位の大崩壊統とに分けた。小島（1951）は光野らとの協同調査に基づいて，結晶片岩系を下位の西祖谷層群と上位の吉野川層群とに分け，両者の境を南日浦不整合と名づけ，さらに吉野川層群を上・中・下の部層群に区分した。小島の下部層群・中部層群はそれぞれ，小川の大崩壊層・別子層にほぼ対比される。その後，小島丈児・秀敬・吉野言生（1956）は白滝・別子地方おおいょういんの調査によってこの層序を補訂し，上部層群を大生院層と名づけた。一方，土井正民は佐々連地方の調査によってほぼ小島に一致する層序を立てたが，上部層群は富郷層とみさとと命名した（1961）^{注1}。筆者らはその後の調査結果に基づき，本地域を含めた四国中央部三波川帯の結晶片岩系を次のように区分する。



注1) 隣接の5万分の1地質図幅「三島」（土井，1964）はこの層序に従っている。

これは、西祖谷層群を川口層に相当するとみなしたため、したがって、南日浦不整合は下部層群と中部層群との間の不整合である。

本図幅地域内の三波川帯結晶片岩系は、低変成度（緑泥石帯または緑色片岩相）の結晶片岩を主とし、これらは原岩と化学組成に基づいて、礫質片岩・砂質片岩・泥質片岩（黒色片岩）・珪質片岩（石英片岩）・石灰質片岩（結晶質石灰岩）・塩基性片岩（緑色片岩）に分けられる。これに対し、図幅地域の北縁部および東部の山稜部にあらわれる結晶片岩は、曹長石質斜長石の斑状変晶（点紋）をほとんど普遍的に含み、粒度も大きく、鉱物組成も変わって、変成度の比較的高い結晶片岩となっている。これらは点紋片岩帯として区別した。点紋片岩帯は明らかに無点紋結晶片岩の上位を占めて露われている。

結晶片岩系の地質構造は、地質図幅および断面図に示されるとおり、小縮尺でみると比較的緩傾斜の波状褶曲を繰り返している。しかし、国見山・中津山の南斜面をとおりる地帯では岩層は南に単斜し、図幅地域北縁の地帯では北に単斜する。

図幅地域南西縁の有瀬から釣井に及ぶ地帯では、低角度の滑り面（劈開面）と南に著しく倒れた小褶曲が発達し、泥質片岩は葉片状に剝離し、顕著な剪断帯の存在を示している。この地帯は小島・鈴木（1958）の清水構造帯^{きよみず}で、地質図幅には強剝離性片岩帯として他から区別した。この帯から南の三波川帯では再結晶粒度が低下し、三波川南縁帯とよばれる。しかし図幅地域東半では、清水構造帯が識別されず、層序・地質構造ともに主部から南縁帯に漸移する。

図幅地域の南東端近く、三嶺の北斜面には広くいわゆる御荷鉾緑色岩類が分布する。比較的塊状の変斑礫岩・変輝緑岩・集塊凝灰岩を主とし、片状緑色岩を伴う。三嶺の南斜面は、秩父累帯北帯の弱変成の砂岩・粘板岩・チャートからなる。これらの岩石は御荷鉾緑色岩中にも散点する。

蛇紋岩の小岩体が御荷鉾緑色岩帯中と、図幅地域北西端の佐馬地付近にみいだされる。

本図幅地域は鉱床にきわめて乏しい。

II. 2 三波川帯

本図幅地域の大部分を占める結晶片岩の地帯は、地体構造上区分された西南日本外

帯三波川帯に相当する。三波川帯の南限は、本図幅地域では便宜上、御荷鉾緑色岩を主とする地帯の北限とする。図幅地域西半では三波川帯は、主部・清水構造帯（強剝離性片岩帯）・南縁帯に分けられる。

II. 2. 1 層 序

前節で述べたように、結晶片岩系は吉野川層群と命名され、上・中・下の3部層群に分けられ、それぞれ下位から、下部層群は大歩危層・川口層に、中部層群は小歩危層・三縄層に分けられる。上部層群（大生院層）は本地域に露われていない。なお三縄層はさらに下部・主部・上部の3部層に区分される。以下、各層について標式地・分布・岩石内容・特徴・地質構造・層厚などを記載する。

大歩危層 吉野川本流大歩危峡谷を標式地とする。大歩危を中心にして東西に広がるが、背斜軸は東西に落すので、東・西いずれも上位の層群の下に伏没する。本図幅地域内では、大歩危層は松尾川竜カ岳付近まで追跡される。本層は大部分が砂質片岩で構成され、泥質片岩の薄層をはさむ。泥質片岩は大歩危峡谷ではまれで、祖谷溪で増す。砂質片岩は一部で珪質になったり、淡緑色を帯びることがある。塩基性片岩はまったく欠く。本層の上端近くに数層の顕著な礫質片岩が存在し、大歩危溪谷入口舟着場付近から国見山南斜面、祖谷溪を経て、松尾川流域の山風呂付近まで、延長約12kmにわたって連続する。礫は大部分が花崗斑岩ないし石英斑岩で、片理面方向に圧延され、礫の粒度は国見山南斜面で長径30cm以上に達するが、それより東方および西方で減ずる。礫質片岩は、このほか、薄層が祖谷溪眠谷付近と西宇付近にみいだされる。

大歩危層は、大歩危堂床谷と祖谷溪眠谷とを結ぶ線を背斜軸として、この線から南では40～50°のほぼ一定の角度で南へ傾斜する平板状の岩層からなり、この線から北は小褶曲をしながら緩く北に傾斜する。現在見られる限り、大歩危層の最下底は大歩危峡谷堂床谷口の背斜軸部の砂質片岩である。上端は、大歩危入口および祖谷川一宇付近で川口層に整合的に移過する。すなわち、大歩危層上端部約50mにわたって砂質片岩中に泥質片岩の薄層が互層し、上位に向かって砂質片岩の量を減じ、川口層の泥質片岩に移る。層厚は、大歩危峡谷で約1,500mである。

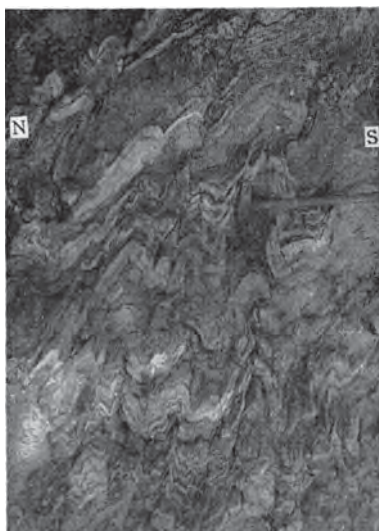
川口層 吉野川本流川口付近を中心として白川口一猫坊間を標式地とする。この地区では、川口層はドーム状背斜の心部を占めてあらわれている。これに対比される岩



図版 1A
大歩危峡谷の砂質片岩の平板状
単斜層（大歩危南縁撓曲帯）

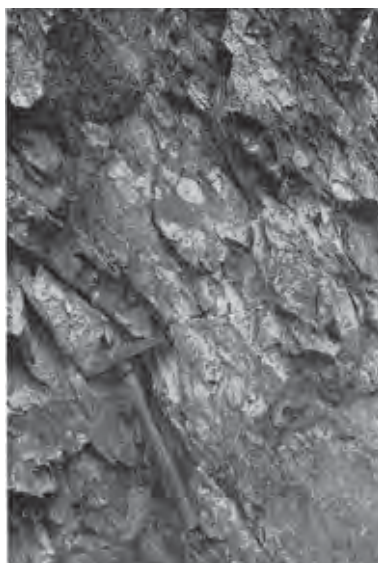


図版 1B
祖谷溪眠谷における砂
質片岩の小褶曲（大歩
危背斜部）



図版 2A

出合東方細野付近の川口層砂質片岩と泥質片岩との互層部における小褶曲と劈開



図版 2B

祖谷溪一宇の大歩危層礫質片岩

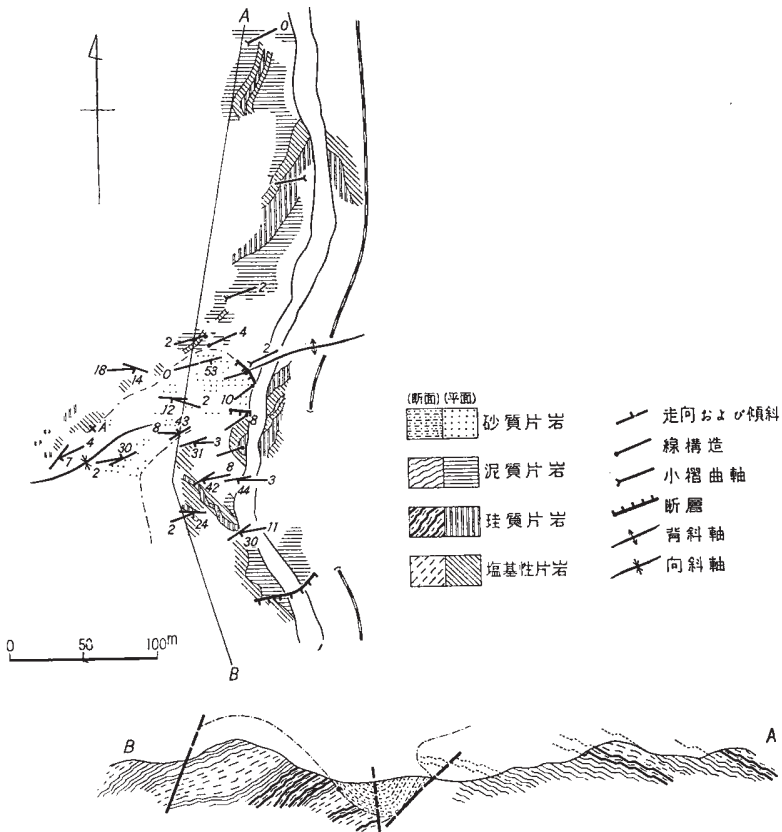
層は、吉野川本流に沿い上名・下名付近^{注2)}、上名から東北東に一宇^{おいや}を経て小祖谷に至る地帯、祖谷川善徳南方などにあらわれている。泥質片岩が卓越するが、砂質片岩もはさまれ、さらに厚さ数10m以下の数層の塩基性片岩層が存在する。川口層の顕著な特徴は、これらの緑色片岩層中にスティルプノメレイン石英片岩が普遍的にはさまれることである。これに対し、三縄層に多産する紅簾石石英片岩はまれである。スティルプノメレイン石英片岩は、その層厚、傾度ともに模式地の川口・出合地方で大きい、下名や祖谷川善徳・小祖谷地方の川口層相当層では減少する。

川口層は標式地ではドーム状背斜を形成し、小褶曲が著しい。この背斜軸は国政付近を通るが、層序はこの軸の南と北とで対称的にならない。すなわち、国政の背斜軸部には塩基性片岩があらわれており、それから南方、小歩危層下底までには1層の塩基性片岩があるだけであるのに対して、北翼では数層の塩基性片岩が砂質片岩と

注2) 下名付近および祖谷川善徳南方の川口層相当層は、これまで小島によって西祖谷層群と名づけられていたものである。

もにはさまれている。川口付近では川口層の下限はあらわれていない。川口層の下底は下名—一字—日比原の川口層相当層で確かめられるのであって、前述のように、大歩危層がその上端で、砂質片岩と泥質片岩の互層部を経て、川口層に整合的に移過する。上名・下名地区の川口層相当層は北部では南傾斜の平板状の単斜層であるが、柿野尾付近以南は小褶曲が顕著で、地質図からも読みとれるように、下名の部落付近に向斜軸、南日浦付近に背斜軸が認められる。この南日浦付近の背斜軸を境とした南と北の層序は、川口ドーム状背斜以上に非対称である。

南日浦付近は、川口層とその上位の小歩危層との関係を検討するのにもっとも適し



第1図 南日浦付近地質図

た地区なので、その地質図および地質断面図を第1図に示す。この図にみられるように、南日浦部落下で川口層の緑色片岩と赤鉄鉱石英片岩の互層が背斜をつくるが、小歩危層の砂質片岩はむしろ向斜状の構造を示し、全体としては緩く南に傾斜する。また、南日浦部落から吉野川に流下する谷の標高240mの地点では、川口層の緑色片岩が小歩危層の砂質片岩に直接する露頭がみいだされる。

これと同じような関係は、祖谷川善徳南方と小祖谷でも見られる。これらを総合して、川口層と小歩危層とは傾斜不整合の関係にあると考えられる。この不整合を**南日浦不整合**ということにする^{注3)}。不整合面直上の砂質片岩はきわめて粗粒であるが、明らかな基底礫岩は存在せず、ときに、よく圧延された泥質片岩と珪質片岩の小礫粒が散点する。片理面の方向は不整合面付近で著しく不規則である場合と、不整合面を横切って連続する場合とある。

川口層の層厚は、川口ドームで約500m、上名・下名付近で約800mである。

小歩危層 小歩危峡谷の砂質片岩を主とする岩層であるが、岩石内容を標式的に示しているのは、図幅地域北西端近くの猫坊・仙野地区である。小歩危層は川口層を覆って川口ドームの周縁を囲み、さらにこの相当層は、図幅地域南西部で川口層相当層を不整合に覆ってあらわれている。砂質片岩が卓越するが、泥質片岩をはさみ、またスティルブノメレイン石英片岩を伴って塩基性片岩も存在する。小歩危層は、川口ドーム内と小歩危地区および図幅地域南西部では、小褶曲に富むが大きく見て緩傾斜の構造を示し、川口ドーム北縁では北傾斜の平板状の単斜層である。

小歩危層は、前述のように、川口層とは全体として不整合の関係にあり、ことに小祖谷・下名・善徳などでは傾斜不整合の関係が示されている。しかし、川口ドーム北縁では、川口層と小歩危層とは構造的にも層序的にも漸移関係を示し、不整合を考える根拠はみあたらない。すなわち、小歩危層下底で川口層の一部が欠除する地域は、川口を通る東北東方向の一線から南の地帯である。とくにこの欠除の大きい部分は、ほぼ大歩危堂床谷を通る背斜の地帯であって、この地帯では、大歩危層の砂質片岩の上に小歩危層に相当する砂質片岩が重なって、全体として一連の厚い砂質片岩層を形成し、両層を区別することができない。吉野川本流西宇以北・祖谷溪眠谷以北・松尾

注3) 小島(1951)の南日浦不整合と内容は同じであるが、その時は西祖谷層群と小歩危層間の不整合とみなした。

川の砂質片岩は、いずれも、大歩危層と小歩危層両方の砂質片岩の合体したもので、この部分では川口層がまったく欠除しているとみなされる。

小歩危層は上位の三縄層下部層に整合的に移過する。層厚は猫坊・仙野地区で約400mである。

三縄層 標式地は吉野川本流に沿い、中西から図幅地域外の中央構造線までの部分であるが、本層は図幅地域北縁から東部の山稜部にかけて広く分布する。本層は、主として塩基性片岩とこれに互層する珪質片岩とからなる厚層を主部（緑色片岩）層として、3部層に区分される。下部層は泥質片岩が卓越し、これに砂質片岩と塩基性片岩・珪質片岩がはさまれる。上部層は泥質片岩・塩基性片岩・珪質片岩・砂質片岩の互層である。本地域の三縄層は下部層および主部層に相当する。主部層は中央構造線に近い地帯ではおもに塩基性片岩の厚層からなるが、これを離れて南方の山稜部にたどると、塩基性片岩が減少し、珪質片岩と泥質片岩との割合が増す。珪質片岩中にはしばしば赤鉄鉱・紅簾石が含まれるが、スティルプノメレインはまれで、川口層から小歩危層にかけて普遍的な顕著なスティルプノメレイン石英片岩層はみいだされない。藍閃石質角閃石をしばしば含む。ほぼ主部層に相当する層準から上位は、曹長石質斜長石の斑状変晶を含んだ粗粒の点紋片岩となっている。ただし、点紋片岩帯の下限の層準は必ずしも一定ではない。本地域では点紋片岩帯の構造は下位の無点紋片岩帯の構造と調和的で、小褶曲は多いが全体としてみると緩傾斜の波状褶曲を示す。層厚は500～1,000mであるが、上限はあらわれていない。

吉野川層群の上部層群（大生院層）は本地域にあらわれていない^{注4)}。

II. 2. 2 堆積相と火成活動

前項で記述した三波川帯結晶片岩系の層序を表記すると第1表ようになる。本図幅地域内の結晶片岩系は吉野川層群の下部および中部層群からなり、全層厚は2,900～3,700mである。各層の図幅地域内における分布を第2図に示す。この図で、大歩危背斜部の大歩危層と小歩危層との境界線は推定で書入れてある。

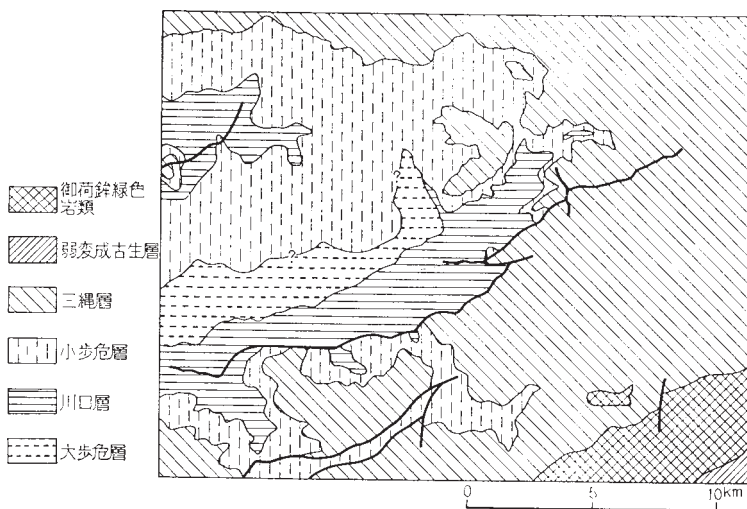
吉野川層群は下部層群と中部層群とで、それぞれ異なった特性をもった堆積相の変

注4) 西隣の5万分の1地質図幅「三島」の富郷層は上部層群に相当する。

第1表 結晶片岩系の層序

層群	部層群	層名	岩相特徴	層厚 m	変成様式	
吉野川層群	上部	大生院層	泥質片岩・砂質片岩からなり、塩基性片岩・珪質片岩に乏しい	(図幅地域内に現われない)	曹長石質斜長石の斑状変晶(点紋)を含み、粗粒、緑簾石角閃岩相	
	中部	三縄層	上部	泥質片岩・砂質片岩・塩基性片岩・珪質片岩の互層		(図幅地域内に現われない)
			主部	厚い塩基性片岩・珪質片岩と泥質片岩の互層で、砂質片岩をはさむ		500 }
			下部	泥質片岩を主とし、砂質片岩・塩基性片岩・珪質片岩をはさむ	1,000	
	下部	小歩危層	砂質片岩を主とし、泥質片岩・塩基性片岩(スティルプノメリン石英片岩を含む)をはさむ (南日浦不整合)	400	緑色片岩相(浅相)	
	下部	川口層	泥質片岩を主とし、塩基性片岩・珪質片岩(スティルプノメリン・赤鉄鉱を含む)・砂質片岩をはさむ	500 } 800		
			大歩危層	砂質片岩からなり、泥質片岩・礫質片岩をはさむ。塩基性片岩を含まない	1,500	

化を示している。下部層群では、粗粒碎屑物質を大部分とする大歩危層から泥質の川口層に移行するとともに、地向斜海底火山活動が開始している。中部層群も堆積相が小歩危層の粗粒碎屑物質から三縄層の泥質物質の卓越する岩相に移行し、三縄層で火山活動がもっともはげしくなる。このことと、下部層群と中部層群との間に広い地域にわたって不整合が存在する事実とを考えあわせると、下部層群と中部層群とは地向斜形成過程における性質を異にする、別個の運動時期を代表すると考えねばならない。



第2図 地層分布図

大歩危背斜部およびそれ以南の地帯では、川口層堆積後に隆起削剝の時期があり、その後、小歩危層の粗粒物質の堆積が行なわれた。しかし、川口ドーム以北の地帯では、むしろひきつづいて堆積が進行していたと考えられ、川口層に特徴的なスティルプノメレイン石英片岩層をはさむ塩基性片岩層が小歩危層中にまでみだされている。

川口層（一部小歩危層にかかる）の火成活動と三縄層の火成活動とは、ともに塩基性堆積物をもたらしたが、塩基性片岩に伴う珪質片岩その他にかなり特徴的な差異が認められる。すなわち、川口層では珪質片岩中にスティルプノメレインが普遍的で、紅簾石・藍閃石がまれであるが、三縄層ではこの逆となっており、また、キースラーガーが川口層ではまれで、かつ小規模であるのに対して、三縄層では多数かつ大規模なものが含まれている。

以上は堆積相と火成活動の層序による変遷であるが、時代ごとの地理的差異についてもある程度認めることができる。下部層群は分布が局部的なので、堆積相の地理的変化はあまり明らかでないが、川口ドームの川口層と下名地区の川口層相当層とはやや違いがあり、前者では塩基性片岩が発達し、それに伴う珪質片岩はほとんどすべてスティルプノメレイン石英片岩であるのに対して、後者では塩基性片岩が薄く、珪

質片岩が卓越し、スティルプノメレインは顕著でない。中部層群の小歩危層砂質片岩層は大歩危背斜以北で厚く、以南では薄くて、泥質片岩と互層する。三縄層も北部では塩基性片岩を主とし、厚層をなすが、南部では珪質片岩が卓越し、また石灰質片岩があらわれる。

これらの事実から判断すると、三波川帯地向斜の堆積の中心は現在の歩危背斜地帯以北にあったとみなされる。

III. 2. 3 地質構造

三波川帯結晶片岩系の地質構造は、比較的緩傾斜の波状褶曲を示す地帯と、それらの地帯の境界部に存在する平板状の単斜構造を示す地帯からなりたっている。前者は大きくみて複背斜帯あるいは複向斜帯に相当し、後者は複背斜帯と複向斜帯との境界部の撓曲帯に相当する（小島，1963）。三波川帯主部の南縁は清水構造帯で、その南に三波川南縁帯が接する。これらの構造区分は図幅地域西半で顕著であり、東半では構造分化が不明確である。図幅地域西半を基準にして、三波川帯の各構造区について略記する。

大歩危北縁撓曲帯 大歩危複背斜帯と図幅地域外（5万分の1図幅「池田」）の北縁点紋複向斜帯との境界帯で、吉野川本流大佐古・中傍示付近以北の部分で典型的に示されているように、北傾斜の平板状の単斜層で、川口層上部以上の岩層が参加している。吉野川本流に沿う地区の層面片理面平均値^{注5)}はN70°W, 33°Nである。劈開は、局部的に低角度の粗劈開がみられるほか、細密劈開が発達（平均N84°E, 66°S）し、これによって層面片理面上に線構造（ちりめんじわ）があらわれる。線構造はほとんど東西で水平（平均N88°W, 1°）である。

大歩危複背斜帯 大歩危北縁撓曲帯以南で、大歩危堂床谷一祖谷溪眠谷の線（狭義の大歩危背斜の軸）までの地帯で、吉野川本流地帯ではこれをさらに、川口背斜部・小歩危向斜部・大歩危背斜部に区分することができる。

川口背斜部は西隣りの5万分の1「三島」図幅地域内の新宮付近から、本図幅地域内の出合付近までのドーム状の背斜部で、川口層と小歩危層が参加している。川口層中

注5) 以下平均値というのは、とくにことわらないかぎり、各構造区の吉野川本流に沿う部分で多数測定した数値を用い、等面積投影法で統計的にきめた値（投影点の集中点）を示す。

での背斜構造は非対称的で、北翼が厚い。岩層は小褶曲し、粗劈開・細密劈開ともに著しく、泥質片岩は粗劈開面で剝離する。劈開面は平均 $N77^{\circ} E$, $37^{\circ} S$ で、小褶曲軸および線構造は平均 $N87^{\circ} E$, 8° である。

小歩危向斜部は小歩危峡谷の小歩危層砂質片岩層の小向斜で、小褶曲著しく、劈開が発達している（平均 $N76^{\circ} E$, $83^{\circ} N$ ）。小褶曲軸および線構造は平均 $S77^{\circ} W$, 5° である。

大歩危背斜部は大津・西宇・堂床谷地区および祖谷溪眠谷以北の大歩危層砂質片岩層の地帯で、小褶曲著しく、劈開も発達し、とくに大津・西宇付近の砂質片岩と泥質片岩との互層地帯では劈開面に沿い剝離する。劈開面は平均 $N81^{\circ} E$, $80^{\circ} S$ で急傾斜、小褶曲軸および線構造は $N80^{\circ} E$, 5° で水平に近い。

大歩危複背斜帯は吉野川本流付近で幅がもっとも大きく、その東西で狭くなる。この西方延長は5万分の1「三島」図幅地域内の薬師背斜に相当し、東方延長は穴吹川中流部の野々脇背斜である。背斜軸は吉野川本流から祖谷川にかけて水平に近く、これより東方では東へ、西方では西へ落す。

大歩危南縁撓曲帯 大歩危堂床谷—祖谷溪眠谷の1線は狭義の大歩危背斜の軸に相当するが、この大歩危背斜は著しく非対称的で、その北翼にあたる前述の大歩危背斜部は小褶曲と劈開構造に富むが、南翼は一変して平板状の単斜層となる。この構造は柿野尾・一字・日比原を通る線までつづく。この地帯を大歩危南縁撓曲帯とよび、地質構造上、大歩危複背斜帯とその南方の津根山複向斜帯（5万分の1「三島」図幅地域内の富郷向斜）との境界帯である。この撓曲帯は、東方では日比原付近で消滅するが、西方へは「三島」図幅地域の薬師背斜の南翼部となって連続し、佐々連鉱床群を含む。したがって、本図幅地域内ではこの撓曲帯に含まれる岩層は大歩危層と川口層下部であるが、「三島」図幅地域にはいると三縄層もこの構造に参加している。層面片理面は平板状で、平均 $N71^{\circ} E$, $44^{\circ} S$ （柿野尾南方では $N78^{\circ} E$, $48^{\circ} S$ ）、小褶曲と粗劈開構造を欠く。大歩危では急傾斜の細密劈開が発達し、 $N76^{\circ} E$, $83^{\circ} N$ および $N81^{\circ} E$, $81^{\circ} N$ を示す。線構造は平均 $N84^{\circ} E$, 11° である。

下名向斜部 津根山点紋複向斜帯の東方延長に当たる小向斜部が下名付近の川口層にみられる。西隣り「三島」図幅地域の富郷向斜の延長である。しかし、川口層を不整合に覆う小歩危層以上では向斜構造は認められず、また、祖谷川流域ではこの位置

に、冥地—善徳—高野の断層が存在する。小褶曲および劈開（平均 $N77^{\circ} E, 77^{\circ} N$ ）が著しく、小褶曲軸および線構造は平均 $N79^{\circ} E, 0^{\circ}$ である。

南日浦背斜部 南日浦付近の川口層中の背斜で、ほぼ龍谷複背斜部の東方延長に相当する。しかし、小歩危層以上では背斜構造は明瞭でない。小褶曲・劈開（平均 $N88^{\circ} E, 45^{\circ} N$ ）ともに顕著で、小褶曲軸および線構造は平均 $N86^{\circ} E, 8^{\circ}$ である。

清水構造体 吉野川沿いに徳島・高知県境の南方で、小歩危層砂質片岩は南方へ倒れた小背斜をつくり、その下翼側から著しい剪断運動を示す清水構造帯がはじまる。構造帯中では、小褶曲を示す部分が強剝離性泥質片岩中に島状に残り、褶曲軸面およびこれに平行な粗劈開面は水平に近い低角度で南方に倒れていることが多い。さらにこれに斜交して高角度の細密劈開が認められ、それによる劈開褶曲が発達する。岩石構造はきわめて複雑である（小島・鈴木1958）。清水構造帯は祖谷川流域では釣井付近までたどることができる。

以上の構造区分は吉野川本流以西の四国中央部三波川帯では明確で、この地方ではさらに清水構造帯の南に三波川南縁帯の結晶片岩類が存在する。しかし本図幅地域内では、中央から東部にかけて、これらの構造分化は不明確になる。すなわち、大歩危複背斜帯における川口背斜部・小歩危向斜部・大歩危背斜部の区別は祖谷溪と松尾川との間で消滅し、大歩危南縁撓曲帯の平板状単斜構造は日比原付近までしかたどられず、下名向斜部・南日浦背斜部の構造も図幅地域中央以東ではまったく認められない。したがって図幅地域東半では、全体として緩傾斜の波状褶曲帯が広く広がっている。

II. 2. 4 岩 石

礫質片岩 大歩危層中に砂質片岩と互層してあらわれる。とくに大歩危峡谷入口から国見山南斜面を経て一字に至る部分の、大歩危層上端近くのもの著である。礫は層面片理面に沿って圧延されているが、構造軸aとb方向との差はほとんど認められない。礫の粒度は径2~20cmがふつうであるが、国見山南斜面の海拔1,200m付近には径数10cmに及ぶものがある。礫粒の原岩種は花崗斑岩ないし石英斑岩が大部分で、祖谷溪ではこれが全体の90%以上を占める。そのほか石英閃緑岩・花崗岩質アプライト・石英玢岩・玢岩・安山・珪質岩・砂岩・粘板岩が少量認められる。火成岩類は破碎再結晶作用をうけ、石英・曹長石・絹雲母・緑泥石・スティルプノメレイ

ン・パンペリー石・方解石などを生じている。

砂質片岩 大歩危層の大部分と小歩危層および川口層・三縄層の一部に砂質片岩が存在する。点紋片岩帯以外では原砂粒が残留している。原砂粒には石英・斜長石・カリ長石・普通輝石・電気石が多く、そのほか普通角閃石・柘榴石・褐簾石・緑簾石・チタン石・ジルコンが認められる。大歩危層・小歩危層を通じて普通輝石が普遍的に存在することは注目すべきである。電気石は南部地区に多い。基地は石英・曹長石・白雲母を主とし、緑泥石・パンペリー石・スティルブノメリン・方解石などを含む。大歩危層中の淡緑色砂質片岩中にはパンペリー石がとくに多く、比重が2.9に達する岩石がある。点紋片岩帯では再結晶粒度が大きくなり、原砂粒は残留せず、パンペリー石は認められない。

泥質片岩 構成鉱物は石英・曹長石・白雲母・緑泥石・炭質物を主とし、変成分化による白黒の縞模様が顕著である。地質構造上の位置により岩石構造が著しく異なる。撓曲帯では平板状で、しばしば斜交細密劈開が認められる。背斜帯ないし向斜帯では、層面片理面に斜交する粗劈開および細密劈開が発達し、劈開片の微褶曲著しく、岩石はふつう粗劈開面で剝離する。清水構造帯の強剝離性泥質片岩は薄紙状に剝離する。点紋片岩帯では粒度が大となり、柘榴石・黒雲母・緑簾石を含むことがある。点紋状の曹長石質斜長石斑状変晶中には石墨片が多数包有され、点紋変成前の岩石構造を保存することがある。

塩基性片岩 地向斜海底火成活動による塩基性熔岩および火成碎屑岩を原岩とする結晶片岩であるが、一般に火成鉱物の残留を認めない。構成鉱物としては、曹長石・石英・緑泥石・緑簾石・パンペリー石・陽起石質角閃石・白雲母・チタン石・方解石のうち数種を含む。点紋片岩帯では粒度が大となるとともに、柘榴石・黒雲母・緑色角閃石などを含むことがある。

珪質片岩 塩基性片岩と常に密接に伴ってあらわれる。石英を主とし、緑泥石・緑簾石・紅簾石・白雲母・スティルブノメリン・赤鉄鉱・藍閃石質角閃石・柘榴石・方解石・曹長石のうち数種を含む。スティルブノメリンを主成分とするものは川口層と小歩危層の一部に普遍的で、紅簾石を含むものは三縄層に多い。点紋片岩帯では粗粒となり、曹長石質斜長石の斑状変晶中で赤鉄鉱による原岩石構造が認められることが多い。

石灰質片岩 地質図には示していないが、珪質片岩の一部は著しく石灰質になり、方解石を主成分とすることがある。スティルプノメレイン石英片岩と紅簾石石英片岩にこの例が多い。そのほか、三波川帯南縁近くで珪質片岩または泥質片岩中にレンズ状に産する。灰白色、片状である。

蛇紋岩 本図幅地域内では、祖谷川上流の御荷鉾緑色岩類地帯の北縁と、北西端大和川付近に小岩体が存在する。蛇紋石を主とし、滑石・方解石を伴う。

Ⅲ.3 弱変成岩帯

図幅地域南東端付近に、幅4kmで東北東—西南西にのびるいわゆる御荷鉾緑色岩類と、その南に接して三嶺連峰の弱変成チャート・粘板岩・砂岩の層がある。後者は秩父累帯北帯に属し、古生代後期の地層とみなされる。

御荷鉾緑色岩類は変斑礫岩・変輝緑岩・玄武岩質集塊凝灰岩・玄武岩などからなり、大部分の塊状、一部片状である。輝石および角閃石の残晶を認め、破碎構造を示す。石英・曹長石・方解石・緑泥石・パンペリー石、その他が再結晶鉱物として見られる。

Ⅲ. 応用地質

本地域には鉱床乏しく、現在稼行中のものは存在しない。

層状含銅硫化鉄鉱床に属するものとして、川口南方約1km、未貞国道下に旧坑がある。泥質片岩中に挟在する塩基性片岩中にあり、黄鉄鉱を主とし、少量の黄銅鉱を伴う。脈石鉱物は石英・方解石・緑泥石である。

このほか、腕山東方の川口層泥質片岩緑色片岩互層中に小鉱床がある。鉱石は珪質である。

文 献

- 1) 鈴木 敏 (1895) : 20 万分の 1 徳島図幅および地質説明書, 地質調査所
- 2) 小川琢治 (1902) : 20 万分の 1 高知図幅および地質説明書, 地質調査所
- 3) 小沢儀明 (1926) : 四国の結晶片岩系の層位と構造, 地質雑, Vol. 33, no. 394, 395

- 4) 鈴木 醇 (1928) : 四国祖谷溪谷の含礫片岩に就いて, 地質雑, vol. 35, no. 420
- 5) SUZUKI, J. (1930) : Petrological study of the crystalline schist system of Shikoku, Japan, *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV*, vol. 1, no. 1.
- 6) 小島丈児 (1950) : 西南日本外帯のいわゆる御荷鉾系について, 地質雑, vol. 56, no. 657
- 7) 小島丈児・光野千春 (1950) : 四国吉野川地方の大歩危砂岩片岩層中の碎屑物質について, 地質雑, vol. 56, no. 658
- 8) 小島丈児 (1951) : 四国中央部結晶片岩地域の層序と構造, 地質雑, vol. 57, no. 668
- 9) 小島丈児 (1951) : 三波川変成の諸問題, 地球科学, no. 6
- 10) 小島丈児・他2名 (1956) : 四国三波川帯におけるキースラーガーの層序学的位置, 地質雑, vol. 62, no. 724
- 11) 小島丈児 (1958) : 三波川帯, 鈴木醇教授還暦記念論文集
- 12) 小島丈児 (1958) : 三波川変成帯の形成, 北海道地質要報, no. 36
- 13) KOJIMA, G. and SUZUKI, T. (1958) : Rock structure and quartz fabric in a thrusting shear zone : the Kiyomizu Tectonic Zone in Shikoku, Japan, *Jour. of Sci., Hiroshima Univ., Ser. C*, vol. 2, no. 3.
- 14) 小島丈児 (1963) : 三波川結晶片岩帯の基本構造について, 広大地研報, no. 12
- 15) 土井正民 (1959) : 佐々連鉦山附近の地質と佐々連鉦床群について, 鉦山地質, vol. 9, no. 35
- 16) 土井正民 (1961) : 別子付近の三波川変成帯とこれに伴う含銅硫化鉄鉦床 (I), その研究の史的変遷と現況について, 鉦山地質, vol. 11, no. 50
- 17) 土井正民 (1964) : 5万分の1地質図幅「三島」, および同説明書, 地質調査所

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000



KAWAGUCHI

Kōchi, No. 42

By
GEORGE KOJIMA & CHI HARU MITSUNO

(Written in 1964)

(Abstract)

TOPOGRAPHY

The mapped area belongs to the central range of Shikoku. The mountain range is divided into several groups of mountains by antecedent valleys, such as Yoshinogawa, Iyagawa, and Matsuogawa, which run in the direction of N-S across the structural trend of the crystalline schists. Canyons develop where the antecedent valleys cross the thick

beds of psammitic schist, e. g. Ōboke and Koboke of the Yoshinogawa valley and Iyadani of the Iyagawa valley. The relief attains 1200 m or more. Although the slope of valley is steep, showing the V-shaped cross-section, the topography of low relief has been preserved near the summit.

GEOLOGY

The area consists mainly of crystalline schists of the Sambagawa metamorphic belt, a distinct geotectonic division of Southwest Japan. On the southeast margin of the mapped area occurs so-called Mikabu greenrocks and weakly metamorphosed chert, sandstone, and slate of the Upper Paleozoic, which belong to the northern zone of the Chichibu belt.

Sambagawa metamorphic belt Stratigraphy

The crystalline schist system is divided into the following formations in descending order:

Yoshinogawa group	{	Upper group	Ōjōin formation
		Middle group	{ Minawa formation Koboke formation
		Lower group	{ Kawaguchi formation Ōboke formation

Among these formations, the area of the present sheet comprises those from the Ōboke up to the Minawa formations.

The lowermost part of the crystalline schist system is represented by a thick formation of psammitic schist, named the **Ōboke formation**, occupying the central part of the western half of the sheet-map area. Several distinct beds of psephitic schist occur near the uppermost of the formation. Most parts of pebbles of the psephitic schist are quartz-porphry or granite-porphry. The formation forms an asymmetric anticline with an axis extending from Ōboke to Iyadani. The uppermost part of the formation is represented by the alternation of psammitic and pelitic schists, and is overlaid with pelitic schist of the Kawaguchi formation. The thickness is ca. 1500m.

The **Kawaguchi formation** occurs in the Kawaguchi district, forming the core part of a dome-shaped anticline. Formations equivalent to the Kawaguchi formation are distributed along the southern margin of the Ōboke formation and as inliers along the valleys of Yoshinogawa and Iyagawa. The formation consists mainly of pelitic schist with subordinate amounts of psammitic and basic schists. The basic schist is characterized by the presence of intercalated beds of stilpnomelane-quartz-schist. The thickness of the formation is ca. 500m in the Kawaguchi district and ca. 800m in the Shimomyō district.

In the southern part of the Kawaguchi dome and at the inliers distributed near Shimomyō and the valley of Iyagawa, the Kawaguchi formation is overlaid unconformably with the Koboke formation. This unconformity is named the **Minamihiura unconformity**. The Kawaguchi formation is lacking in the anticlinal zone from Ōboke to Iyadani, where the psammitic beds of the Koboke formation cover directly the Ōboke formation. On the other hand, at the northern periphery of the Kawaguchi dome, the Kawaguchi formation seems to be overlaid conformably with the Koboke formation, and beds of basic schist with intercalated stilpnomelane-quartz-schist, which characterizes the Kawaguchi formation, are also found in the Koboke formation.

The **Koboke formation** occurs along the periphery of the Kawaguchi dome. Formations equivalent to the Koboke formation are distributed in the southwestern part of the sheet-map area, covering the Kawaguchi formation unconformably. The formation is characterized by the predominance of psammitic schist with subordinate amounts of pelitic and basic schists. The thickness is estimated at ca. 400m on the north of the Kawaguchi dome.

The **Minawa formation** is distributed along the northern margin of the sheet-map area and near the summits. The formation consists of alternating beds of pelitic, psammitic, basic, and siliceous schists, among which basic schist is predominating in the northern district, while siliceous schist is characteristic in the southern part of the metamorphic belt.

Siliceous schist of the Minawa formation contains often piedmontite and hematite, and stilpnomelane is rarely found. The main part of the formation is characterized by the presence of porphyroblast (spot) of acid plagioclase. The thickness of the formation is 500~1000 m.

The crystalline schist system of the area consists of two cycles of sedimentation, namely, from the Ōboke to the Kawaguchi formations and from the Koboke to the Minawa formations. In each cycle, the sedimentation begins with coarse clastic materials, then changes into pelitic facies, which is characterized by the insertion of basic vulcanism. Between these two cycles of sedimentation, denudation occurred in the anticlinal zone of the Ōboke and the Kawaguchi formations, while, to the north of the anticlinal zone, the sedimentation proceeded without break. The second cycle of sedimentation began with coarse clastic sediments of the Koboke formation and covered the whole area of the Sambagawa belt, but the lithologic facies is not uniform throughout the belt, namely, in the northern district, there were accumulated thick beds of clastic materials and basic volcanic rocks, while, in the southern marginal district, fine sediments and siliceous and calcareous deposits are predominating in place of coarse and basic volcanic materials.

The difference in character of the vulcanism is suggested by the petrographic differences of chemical sediments intimately associated with basic volcanic materials. In the product of the first cycle, stilpnomelane-quartz-schist is characteristic and cupriferous pyritic deposit is scarcely found, while, in the formations of the second cycle, quartz-schist is characterized by the presence of piedmontite, hematite, and glaucophanic amphibole and pyritic deposits are abundant.

Geologic structure

In the western half of the sheet-map area, the terrain of crystalline schists can be differentiated into several structural units, namely, Northern Ōboke flexure zone, Ōboke anticlinorium, Southern Ōboke flexure zone, Shimomyō syncline, Minamihiura anticline, and Kiyomizu tectonic zone (zone of highly fissile schists).

The Northern Ōboke flexure zone demarcates the Ōboke anticlinorium on the north, representing the zone of flexure between the anti-

clinorium and the synclinorium zone of spotted schists along the Median Dislocation Line. The zone is characterized by the predominance of monoclinical beds of platy schists.

The Ōboke anticlinorium can be differentiated into the Kawaguchi dome-shaped anticline, the Koboke syncline, and the Oboke anticline proper. The schist beds form wavy folds with lower inclination on a small scale map, but, on the mesoscopic scale, small or micro-folds predominate, accompanied by cleavage which crosses the bedding schistosity surface at high angles.

To the south of the axis of the Ōboke anticline proper, there develop monoclinical beds of platy schists with consistent inclination to the south. This zone is named the Southern Ōboke flexure zone, which represents the zone of flexure between the Ōboke anticlinorium and the Tsuneyama synclinorium. The latter is the western extension of the Shimomyō syncline in this sheet-map area. To the south of the syncline, an anticline is observed in the Kawaguchi formation, being named the Minamihiura anticline. The structure of anticline and syncline is restricted within the Kawaguchi formation, and the Koboke and Minawa formations covering the Kawaguchi formation unconformably show lower inclination to the south.

The Kiyomizu tectonic zone is defined by highly fissile schists and intervening folded blocks of more competent rocks, representing a zone of intense shear movement between the Sambagawa metamorphic belt proper and the southern marginal zone.

The structural differentiation of the metamorphic terrain above-mentioned can not be discriminated on the eastern half of the sheet-map area. In this district, the beds of crystalline schists are rather flat, but, on the mesoscopic scale, small or micro-folds develop accompanied by cleavage.

Metamorphic rocks

Psephitic schist: Near the uppermost horizon of the Ōboke formation, beds of psephitic schist are intercalated. Pebbles are flattened on the bedding schistosity surface, showing no appreciable elongation within the surface. The long diameter of the pebbles ranges from 2 to 20 cm.

Most parts of the pebbles are occupied by quartz-porphry and granite-porphry, while small amounts of quartz-diorite, granite-aplite, porphyrite, andesite, quartz rock, sandstone, and slate are contained. Cataclastic structure and recrystallization develop. Quartz, albite, white mica, chlorite, stilpnomelane, pumpellyite, and calcite have been formed.

Psammitic schist: As clastic grains, quartz, plagioclase, potash-feldspar, augite, and tourmaline are abundant, and common hornblende, garnet, allanite, epidote, titanite, and zircon are also contained. The matrix consists of quartz, albite, and white mica, accompanied by chlorite, pumpellyite, stilpnomelane, and calcite in some cases. In the zone of spotted schist, the grain-size increases and no clastic grains are observed.

Pelitic schist: Main constituents are quartz, albite, white mica, chlorite, and carbonaceous matter. Compositional banding is distinct. In the spotted schist zone, the grain-size increases and garnet, biotite, and epidote are often contained.

Basic schist: The schist is believed to have been derived from products of geosynclinal vulcanism, but no pyrogenetic minerals are found in general. The rock is composed of several mineral species among the following minerals : chlorite, epidote, pumpellyite, actinolitic amphibole, white mica, titanite, calcite, quartz, and albite. In the spotted schist zone, the grain-size increases, and garnet, biotite, and green or bluish-green hornblende are often contained.

Siliceous schist: The rock occurs often intimately associated with basic schist. It consists mainly of quartz, and contains several mineral species among the following list: chlorite, epidote, piedmontite, white mica, stilpnomelane, hematite, magnetite, glaucophanic amphibole, garnet, calcite, and albite.

Calcareous schist and serpentinite are locally found.

Crystalline schists without plagioclase porphyroblast are believed to have been metamorphosed under the condition of the greenschist facies (quartz-albite-muscovite-chlorite subfacies), while, within the spotted schist zone, the metamorphic temperature was elevated and the rocks show the mineral assemblages of the epidote-amphibolite facies.

Zone of weakly metamorphosed rocks

So-called Mikabu greenrocks consist of meta-gabbro, meta-diabase, basalt, and basaltic agglomerate. The rocks are generally massive, but partly phyllitic. Blastoporphyritic augite and common hornblende are contained. Cataclastic structure develops. Recrystallized parts contain quartz, albite, chlorite, pumpellyite, and calcite.

ECONOMIC GEOLOGY

Ore deposits are very scarce in the area of this sheet. Small scale deposits of the type of bedded cupriferous pyritic deposit exist in the vicinities of Kawaguchi and Kainayama.

昭和41年3月10日印刷

昭和41年3月17日発行

工業技術院
地質調査所

印刷者 小宮山幸造

印刷所 小宮山印刷工業㈱

© 1966, Geological Survey of Japan