

5 萬分の 1 地質図幅説明書

東 茂 住

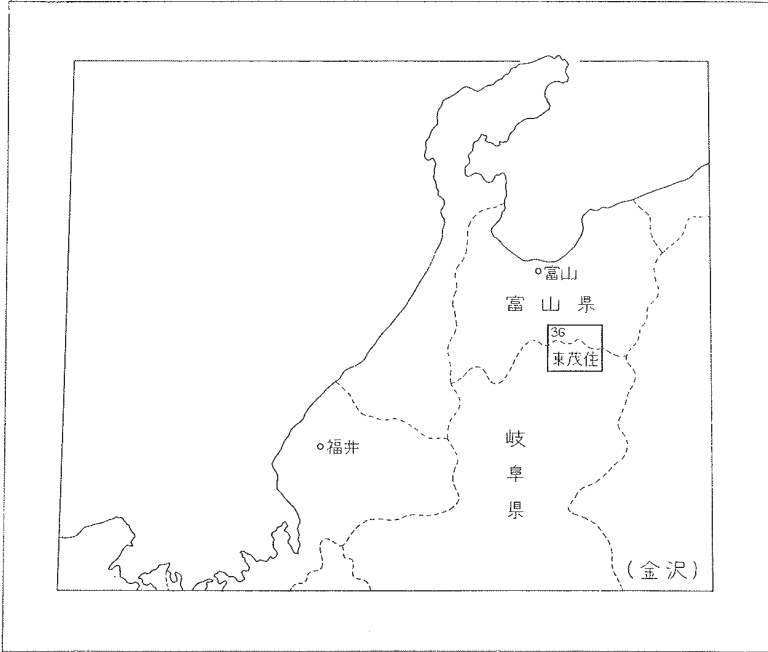
(金沢一第 36 号)

通商産業技官 河 合 正 虎
通商産業技官 野 沢 保

地質調査所

昭和 33 年

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	5
II. 1 概 説	5
II. 2 飛驒変成岩類	8
II. 2. 1 黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩	9
II. 2. 2 黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩	10
II. 2. 3 角閃岩および閃緑岩質片麻岩	10
II. 2. 4 斑 斨 岩	11
II. 2. 5 晶質石灰岩	12
II. 2. 6 透輝石閃緑岩	13
II. 2. 7 黒雲母片岩および黒雲母透輝石片岩	15
II. 2. 8 アプライトおよびペグマタイト質岩	16
II. 3 船津花崗岩類	17
II. 3. 1 船津花崗閃緑岩	19
II. 3. 2 切雲谷花崗閃緑岩	26
II. 3. 3 ソンボ谷花崗閃緑岩	27
II. 3. 4 有峰花崗閃緑岩	28
II. 3. 5 薄波花崗閃緑岩	29
II. 4 玢岩質および煌斑岩質岩	29
II. 5 中 生 界	31
II. 5. 1 手取層群	31
II. 5. 2 石英斑岩類	51
II. 6 新 生 界	52
II. 6. 1 第三紀の火成岩類	52
II. 6. 2 第 四 系	53

III. 応用地質	57
III. 1 金属鉱床	57
III. 1. 1 栃洞坑	58
III. 1. 2 茂住坑	60
III. 1. 3 下之本坑	62
III. 1. 4 吉城鉱山	63
III. 1. 5 長棟鉱山	68
文献	69
Abstract	1

1: 50,000 地質図幅

説 明 書

(昭和 32 年稿)

東 茂 住

(金沢一第 36 号)

本図幅調査は昭和 29 年度事業として行われた。おもに手取層群が分布する地域を河合が担当し、飛驒變成岩類ならびに船津花崗岩類の分布する地域を野沢が担当した。

現地調査に際して、三井金属鉱業株式会社より神岡鉱山近傍の資料を供与され、同社・神岡営林署・富山営林署・大山町役場および北陸電力株式会社から調査上の便宜が与えられた。

I. 地 形

本地域は飛驒高原の北部に位置する。域外の東に接近して飛驒山脈に属する黒部五郎岳・北ノ俣岳・太郎山および薬師岳等からなる標高 2, 500m 級の高峯群がほゞ南北に走り、本地域は北ノ俣岳および太郎山等の西山腹を含み、飛驒山脈北部西翼に当る。図版 1 は域内から薬師岳を望んだものである。本地域の東部では海拔 1, 700m 以上の諸峯が聳え、地形は急峻をきわめ満壮年期の地貌を呈する。

西部に至るにつれて、山嶺は漸次に高さを減じ、中部以西では一般に海拔 1, 400m 以下の高原性山岳地帯を形成する。

飛驒山脈の高峯群が域内をはずれているので、山嶺は特定の方向を示すことが少なく、ほゞ中央部を弯曲しながら東西に走る北ノ俣岳・寺地山・大多和峠・横岳・高幡山・池ノ山を結ぶ山嶺が、岐阜・富山両県の境界をなしている。

河川の流路は、地形を反映して西または北に向かうのが普通である。高原川は遙か南方の穂高岳・焼岳等に源を発し、南東方域外の双六岳・三ツ俣蓮華岳等を源とする



a: 葉師岳 b: 太郎兵衛平 (太郎山)

図版1 葉師岳

有峰南東の峠 (1,802 m) から北東を望む

金木戸川を合わせる。金木戸川は域内の南東部をよぎって域外に出て、南西方で高原川に合流する。高原川は北進して本域の西部を過ぎ、寺地山を源流とする跡津川を併わせ、北西部の束猪谷の西方域外において高山市の南から北進する宮川と合して、ここから神通川になる。

神通川は高幡山を源流とする長棟川^{ながとがわ}を併せて富山平野に達し、東笠山や西笠山に源を有する熊野川を併せて富山湾に注ぐ。神通川はその上流の主要集水域を岐阜県内に有し、下流は県境を横切って富山県に達する。

北東域の真川・和田川および小口川はいずれも前述の県境の東半部山嶺を分水嶺とし、東側の高峯に並走して北に向かって流れ、常願寺川に合流して富山湾に達する。

河川はいずれも山岳地帯に急峻な峡谷を刻み、断崖や絶壁をつくり、V字谷を形成する急流である。図版2に金木戸川の峡谷を示した。河川は断層の影響をうけることが多い。その好例は跡津川で、断層に沿って流路を種々の方向に転じている。

本地域の南半部には広く飛驒変成岩類および船津花崗岩が基盤として露出する。飛驒変成岩類の分布地域は高峯には乏しいが、嶮な悪地形をつくり、しばしば崩壊地などの荒廢地を生じている。図版3は跡津川下流に見られる崩壊地である。船津花崗岩の分布地域は飛驒変成岩類の分布地域には劣るが、なお嶮で、かつ高い山岳をつくる。



a: 神岡鉱山水力発電所貯水池 b: 神岡営林署軌道用トンネル入口
c: 手前の屋根は神岡営林署金木戸事務所

図版2 金木戸川峡谷(場所 金木戸川上流, 西に向かって写す)

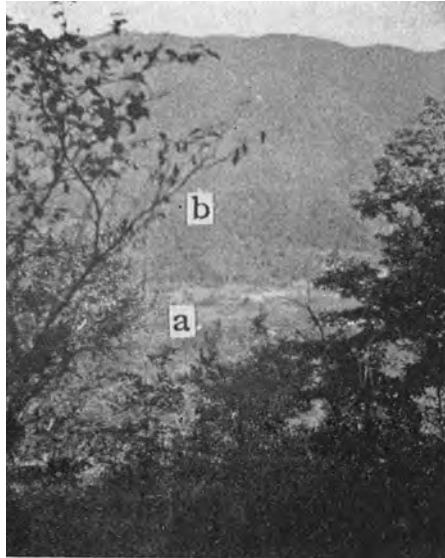


a: 砂防堰堤 b: 工事用見張小屋

崩壊地は500m近い長さに亘っている。岩石は飛騨変成岩類

図版3 跡津川の崩壊地

(跡津川部落南方から北北西に向かって写す)



- a：有峰東谷の沖積平原
 b：この附近の緩い斜面には礫層が分布する

図版4 有峰盆地
 (有峰南東の山腹から写す)

北半部に分布する手取層群の地域は、基盤の露出に比較して嶮岨の度合が劣るが、山頂部を安山岩類や石英斑岩類が占めているところ、河畔に基盤が露出する近傍の地域、あるいは河川の上流地域等では手取層群の分布地域でもきわめて嶮岨である。

河川の流域にはまれに小起伏の山地がある。そのおもなものは有峰・森茂一打保附近などに見られるもので、海拔1,000～1,300m附近にある小規模な平坦面には礫層が分布し、洪積世の堆積盆地の存在を示す。図版4に有峰盆地の平坦面を示す。東猪谷附近の高原川流域には幾つかの階段状をした平坦面^{註1)}があり、段丘堆積物によって構成され、もっとも高位のものは海拔400～600m(比高200～400m)にある。

註1) 佐藤伝蔵は南方の船津附近のものについて述べている¹²⁾。

II. 地 質

II. 1 概 説

この附近の組織的な地質調査は、坂市太郎¹⁾によって始められた。大塚専一³⁾は域外の北方を調査し、加藤鉄之助⁹⁾は飛驒山脈を中心として調査し、野田勢次郎は神岡鉱山¹⁰⁾を調査した。佐藤伝蔵が野田とともに20万分の1地質図幅高山¹⁶⁾を調査するに及んで、本地域の概要が明らかとなった。1920年頃から神岡鉱山附近に関して種々

第1表 地質系統の総括

地 質 時 代		層 序	地 殻 変 動 および火成活動
新 生 代	第四紀	沖 積 層	(上昇)
	現世 洪積世	礫 層	
	第三紀	安 山 岩 類	粗粒玄武岩 地塊運動 横山・祐延両衝上 珪長岩の貫入と溢流 (沈降) 海退(上昇) 海進(沈降)
中 生 代	白 堯 紀	石 英 斑 岩 (?)	
		手 取 層 群	
	ジュ ラ 紀	跡 津 川 累 層	
		長 棟 川 累 層	
東 坂 森 累 層	?		
先 ジュ ラ 紀	古 生 代 (?)	船 津 花 崗 岩 類	変成作用
	時 代 未 詳	飛 驒 変 成 岩 類	

の研究が行われ、各大学の卒業論文のための研究も多い。1948年頃以降は種々の研究が急速に行われ、本地域の地質はさらに明瞭となってきた。

本地域を構成する地質系統を大別して、基盤岩類・中生界および新生界とする。第1表に本地域の地質系統を総括した。

基盤を構成するものは飛驒変成岩類および船津花崗岩である。変成岩類は南部地域において神岡鉱山の諸鉱床の母岩をなし、また船津花崗岩は飛驒変成岩類と密接な関係をもっているため、多くの地質学者によって研究され、資料も多い。

手取層群は粗粒の堆積物で、岩質変化の著しい堆積物である。手取層群中には大きくみて2つの顕著な不整合^{註2)}が知られる。この不整合は場所によっては整合(?)になることもある。下部は海成層を含み、九頭竜亜層群とよばれ、中部および上部は陸成層を主として一部に半鹹半淡成層を含み、それぞれ石徹白および赤岩亜層群とよばれる。

本地域の手取層群は古くからその存在が知られたが、鉱床とは直接の関係がないため、不便な山岳地帯に分布するので、研究が遅れていた。

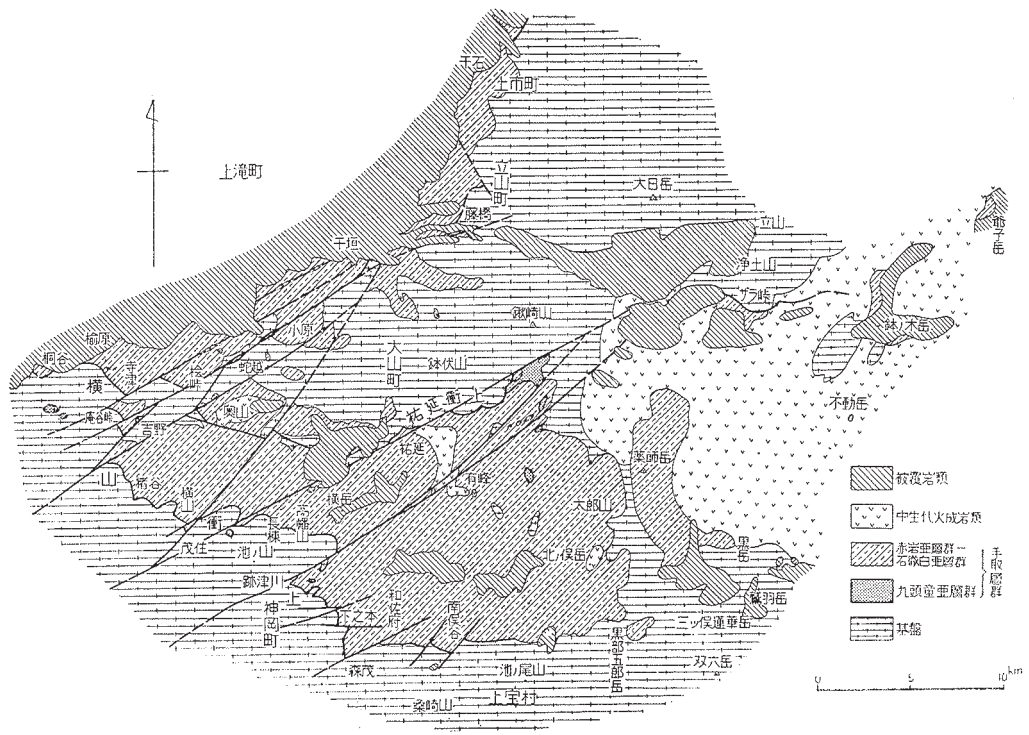
手取層群の詳細な区分は今村外治(1933, 1937)によって行われた。最近においては、本調査に加えて前田四郎¹⁰⁷⁾による常願寺川流域の調査、野沢保および坂本亨による5万分の1五百石地質図幅調査^{註3)}が行われ、柴田秀賢・原喜久男⁹⁵⁾および平山健⁹⁵⁾らによる北アルプス山岳地帯の調査などによって、本地域近傍、とくに北方への手取層群の分布、地質構造および層序などが明らかとなった。

本地域の手取層群は北方に連続した部分と密接な関係があるので、第1図にこれらの地域の略図を示した。この附近の手取層群は僅かの海成層と、大部分の陸成層とからなる。海成層は今村外治(37)47)が桐谷南方で発見した桐谷層と、本地域の東坂森累層とがあり、九頭竜亜層群に属する。陸成層は石徹白亜層群—赤岩亜層群である。

石英斑岩類には2通りのものがあり、1つは赤岩亜層群に密接に伴うものであり、他はこれより新期に貫入したものであり、これは鉱床の生成と関係があると信ぜられる。

註2) 下位の不整合は上田良一・松尾秀邦⁶³⁾および前田四郎⁶⁸⁾⁷⁴⁾⁷⁷⁾により、上位の不整合は前田⁷⁵⁾⁷⁸⁾によって報告された。

註3) 調査中、未刊、その要約は20万分の1富山県地質図に示されている¹¹²⁾。



第1図 図幅地域周辺部の手取層群の分布図(河合・坂本・野沢・前田・平山・沢村・村山・森らによるものの総括である)

図幅地域の西部神岡町横山の河床には、手取層群と基盤との間には衝上断層が存在し、三浦仲平^{註4)}によって発見された。これは横山衝上^{すげのぶ}とよばれる。北域の祐延には祐延衝上がある。新生界には、第三系に当る粗粒玄武岩と安山岩類とがあり、第四系には洪積統の礫層と沖積層とがある。礫層および沖積層は、山地の急斜面の中腹等にきわめて小規模な分布を示すことがあるが、このようなものは地質図から省略した。

II. 2 飛驒変成岩類

本岩は、本図幅地域の南西部に広い露出を占め、本図幅地域においても、また本邦においても、もっとも古い基盤岩類の一つで、西南日本内帯北部にほぼ NE-SW 方向に連なるものである。本図幅地域は、西隣の白木峰図幅とならんで、そのもっとも大きな中央部の分布地域となっている。

本岩の分布は、東側は、ほぼ ENE または N-S 方向の境界で船津花崗岩に接し、北側は、不整合または断層をもって中生層に接する。本図幅地域内での分布の南端、鹿間南方では、境界が ENE から NNE へまがる部分に相当する。

本岩の構造は、大きくみると、ほぼ NNW に走る。これは、飛驒変成岩の構造が、全体としては NE-SW 方向へつながりながら、部分的に階段状に変化しているので、その南北性の部分に相当するものである。本岩は、さらに細部では、複雑な構造をもつ。その著しいものの一つは、栃洞坑附近で見られるような小褶曲で、褶曲軸は NNE 方向に走り、SW 方向に傾斜している。これは、すぐ東側に NNE 方向の断層があり、それにひきずられたような形態で、同種の断層と褶曲構造は、小規模にはさらに吉ヶ原などでも知られる。

本岩は岩相の変化に富むが、おもなものは、黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩・黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩・角閃岩・閃緑岩質片麻岩・斑斨岩・晶質石灰岩・透輝石閃緑岩・黒雲母片岩・黒雲母透輝石片岩および各種のアプライト質、ペグマタイト質岩石である。

本岩には、全体にわたってミロナイトの発達著しく、ことに、栃洞坑・前平南西方・跡津川沿岸・大津山・東茂住・西茂住・中山などに発達する。本岩のミロナイト

註4) 東大卒論(1925年)

は、緑簾石および緑泥石の発達が著しく、岩石は緑色を帯びる。緑簾石は、しばしば脈状に発達する。鏡下では、石英および長石の再結晶が認められる。本岩のミロナイトは、船津花崗岩類との接触部附近にも広く発達し、船津花崗岩類のミロナイトにつづき、性質もよく似ているように思われるので、同一のミロナイト化作用に属するものと考えられる。

II. 2. 1 黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩

本岩は、本図幅地域内の飛驒変成岩にもっとも多い岩相で、その大部分を占める。岩相の変化が著しく、包有物に富み、黒雲母および角閃石によって著しい片理があらわれる。本岩のなかで、もっとも多い岩相は、粗粒、優白色、時に赤桃色になり、比較的均質であって、高原川沿岸各地・大津山・奥山などに好露出が観察されるものである。しばしば、優白帯と優黒帯とが幅数 cm または数 10cm の細かな縞状構造をつくる。

鏡下でみると、本岩は、おもに黒雲母・角閃石・斜長石・石英および微斜長石からなり、ごく少量のチタン石・ジルコン様鉱物・燐灰石・褐簾石および鉄鉱を伴う。構造はミグマタイト質で、かなり大きな角閃石および斜長石と、その一部を交代し、間隙をうめる細粒の微斜長石・斜長石および石英がグラノプラスト構造を呈する。角閃石は、一般に緑色、多色性著しく、長さ 2～10mm の長柱状半自形、しばしば双晶し、篩状構造を呈して他の鉱物を包有することもある。また、黒雲母と密接に関係して産出する。二屋などで見られるように、中央部に透輝石をもち、その周囲が緑色角閃石にとりまかれ、周縁の一部には、黒雲母片を附着させている例もある。黒雲母は、ほとんど常に緑泥石・緑簾石・葡萄石化する。斜長石は、大きさ 2～6mm、自形または半自形、集片双晶がよく発達し、累帯構造はほとんどなく、変質の著しいことが多い。成分は、ほぼ灰曹長石であるが、細粒のものでは、著しく曹長石成分に富むものも含まれる。微斜長石は、岩石によって量の増減があり、まれには大きき 1cm に近い変晶状となるが、多くは細粒である。石英は大きき 1cm に達する他形で、しばしば虫状に片理方向にのびる。チタン石は、大きき 5mm に達することもあり、自形、しばしば局部的に濃集する。褐簾石は、常に緑簾石に伴ない、比較的まれであるが、大きき 5mm に達する自形をつくる。

II. 2. 2 黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩

本岩は、黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩のなかに、入りまじって挟まれ、相互に漸移する。高原川沿岸木地屋・割石・二屋・土などで好露出が観察されるが、分布は、飛驒變成岩全体にわたり、黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩について多い。本岩もまた、岩相の変化が著しく、包有物に富み、黒雲母によって著しい片理があたえられる。しばしば、優白帯と優黒帯とが幅数 cm または数 10cm の細かな縞状構造をつくる。本岩のなかでもっとも多い岩相は、中粒、優白質または赤桃色の比較的均質な岩相である。

鏡下でみると、本岩はおもに黒雲母・斜長石・石英および微斜長石からなり、燐灰石・鉄鉱・ジルコン様鉱物を少量ふくむ。また、まれにはチタン石および褐簾石の少量もあらわれることもある。構造および造岩鉱物の主要な性質は、黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩の場合と同一で、こゝでも黒雲母はほとんど葡萄石・緑泥石化している。微斜長石は、黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩よりいくらか多いようで、その斑晶状の巨晶は、大きさ 12mm 以上に達するものがあり、鹿間・栃洞附近・西茂住附近などに多い。

II. 2. 3 角閃岩および閃緑岩質片麻岩

閃緑岩は、本図幅地域内の飛驒變成岩では、大部分中粒または細粒で、角閃岩に漸移する性質のものなので、一括してとりあつかう。もちろん、閃緑岩の一部には、斑斨岩質のものも多少ふくまれる。

本岩は、飛驒變成岩全体のなかに、広く小岩体としてふくまれる。本岩は、かなり大きな岩体をつくることもあるが、レンズ状に黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩のなかにふくまれることが多い。円山坑・土附近などでは、優白色の花崗岩質の部分を含えながらも、径数 100m にわたって分布する。レンズ状岩体は、幅数 cm から数 m、長さ数 10cm から数 m のことが多い。また、レンズ状岩体は、しばしば、優白色と幅数 cm の縞伏互層の部分を含くむ。その他、アプライトまたはペグマタイト質岩石のなかに、アグマタイト質の角礫としてふくまれることもあり、栃洞坑・円山坑、その他高原川沿岸各地でみだされる。また、後に述べるような岩脈状包有物（玢岩およ

び煌斑岩質岩脈の項参照)で、角閃岩または細粒の閃緑岩質片麻岩となっているものがあり、鹿間その他で観察される。一般に片理が著しい。

鏡下でみると、本岩の大部分は、産状に多少の差があっても、いずれも比較的良好な性質を呈する。本岩はおもに角閃石・黒雲母および斜長石からなり、少量の鉄鉱・燐灰石・チタン石などをふくむ。角閃岩および細粒の閃緑岩質片麻岩では、角閃石は一般に緑色で、大きさ0.2～2.0mm、自形または塊状半自形、しばしば双晶し、多色性が著しい。黒雲母は、ほとんど常に緑泥石・葡萄石化するが、時にはかなり多量に露われ、角閃石と同じくらいの量になる。斜長石は柱状半自形で、大きさ0.5～1.5mm、または塊状半自形で大きさ0.1～1.0mm、集片双晶は一般には著しいが、小粒のものにあつては、しばしばないこともある。成分は、ほぼ中性長石または曹灰長石である。燐灰石は、しばしば著しく多量で、鉄鉱や角閃石・黒雲母の周囲に濃集する。一般にはまれであるが、西漆山の斑斨岩体の附近の細粒閃緑岩には、緑色角閃石の緑をもった透輝石もみいだされる。

本岩のやゝ粗粒な岩相の鏡下の性質は、黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩とほとんど同じであるが、優黒色で、角閃石が多く、微斜長石をふくまない。

角閃岩および閃緑岩質片麻岩は、黒雲母角閃石花崗閃緑岩などの飛驒変成岩に移化する。また、本岩は飛驒変成岩のなかにあつて、その構造は周囲の飛驒変成岩の構造に平行し、分布形もほぼこれに従うことが多い。それ故、本岩の大部分は、飛驒変成岩の原岩の一部と考えられる。しかし、一部には、飛驒変成作用またはそれに関係する深成作用に由来する斑斨岩、または岩脈起原の岩石もふくまれているようである。

II. 2.4 斑 斨 岩

本岩は、飛驒変成岩中処々に塊状の小岩体をなして散点する。神岡町前平・鹿間南方・西漆山などの岩体は代表的で、なかでも前平の岩体は、径500mに達する分布をもつ。そのほか、牧平・二屋・大津山附近などにも、小規模な露出が知られる。

本岩は、粗粒で、角閃石の巨晶をふくみ、しばしば優白色のアプライト質脈を伴なう。角閃石は、鹿間南方の岩体では、大きさ10cmに達し、一部は櫛歯状にならび、いわゆる“Gabbro pegmatite”をつくる。

鏡下でみると、本岩はおもに緑色角閃石および斜長石からなり、鉄鉱および燐灰石を少量伴ない、普通は変質が著しいので、透角閃石・緑簾石・緑泥石・方解石などを生ずる。角閃石は、一般に緑色で、大きき5cmに達することもあり、自形または斜長石に対して他形、しばしば双晶する。また、中心部はやゝ褐色、周縁部は緑色ではっきりした境目のない累帯構造をつくることもある。斜長石は、大きき2cmに達する自形で、集片双晶がよく発達し、一般に変質が著しい。多くは累帯構造が発達し、成分は中心部ではゞ曹灰長石である。土や二屋附近の岩体で、しばしばみられるように、変質した黒雲母片が、かなり多量にふくまれることがある。

本岩の一部には、脈状または塊状に、細粒で緻密な変輝緑岩様の外観をもった優黒色部を伴うことがある。また、一部には、斜長石・石英およびごく少量の緑色角閃石・チタン石または透輝石の小粒をふくむアプライト様岩脈の発達があり、鹿間南方の岩体においても観察される。本岩の大部分の苦土鉱物は、緑色角閃石からなるが、その代わりに透輝石または橄欖石をふくむものの転石が、大洞山山腹などでみいだされるので、この種のものも分布すると考えられる。

本岩と周囲の飛驒変成岩類との関係は、著しく複雑である。本岩の分布形態は、周囲の飛驒変成岩を切るようにみえるが、その境界附近でみると、相互に漸移することがあるばかりか、西漆山や鹿間南方の岩体では、周囲の飛驒変成岩の構造に平行な片状構造を示す部分さえある。それ故、本岩の少なくとも一部は、飛驒変成岩の変成作用の以前またはその途中で形成された火成岩のように思われる。しかし、細粒の角閃岩層をペグマタイト質岩脈が貫ぬいて、角閃石は大きき10cm以上に肥大し、斑岩様の外観をもつにいたるものもあるので、塩基性堆積岩に由来するものも含まれるのではないかと思われる。

II. 2.5 晶質石灰岩

本岩は、本図幅地域内の飛驒変成岩に多いばかりでなく、飛驒変成岩全体に特徴的に多い。本岩は、東茂住・西茂住・奥山東方・土・東漆山・二屋・吉原・大津山附近・栃洞坑内外などでよく観察される。本岩の分布形態は、多くはレンズ状で、個々の岩体は、長さ数mから数10mまで、幅数10cmから数10mのものまでである。もっとも大きいものの一つに栃洞坑鉱床が胚胎している。このように径数100mにわたっ

て、巨大な晶質石灰岩の肥大し、濃集している部分は、もめたり、褶曲軸部にあたったりすることがあるので、本岩の形態には、堆積後の変形作用、ことに飛驒変成作用に関係して、変成をうけたものもあると考えられる。このような例は、小規模には、高原川沿岸・二屋、その他で観察される。また、本岩は、しばしば幅数 cm または数 m の互層をつくり、黒雲母透輝石片岩・透輝石閃緑岩などの優黒帯と美しい縞状構造をつくるものが、高原川沿岸・土下流・切雲谷などで観察される。

本岩には、しばしば各種の包有物がふくまれる。珪質の角閃石石英閃緑岩・透輝石スカルン・黒雲母透輝石片岩などである。スカルンの包有物は、多くは幅数 cm または数 m の帯状をなして石灰岩中にあることが多い。これらの包有物は、相互に平行し、周囲の飛驒変成岩の構造にも平行することが多い。

本岩は、ほとんど巨晶の方解石からなる糖晶質であるが、一般に南方から北方へゆくにつれて粒度が減じてゆく傾向がある。南の栃洞坑附近では、径 10mm 前後、茂住坑附近では、径 2mm 前後になり、粒度の変化はかなり著しい。一般に粒度の粗いものでは白色、細かくなると灰色がかってくる傾向がある。

本岩は、方解石のほかに、少量の透輝石・白色雲母・黒鉛・緑泥石などをふくむ。これらの包有物は、石灰岩中の特定の帯に濃集する場合が多い。黒鉛は、径 3mm 前後の鱗片であるが、鱗片の配列が一定の方向をもつことは、部分的に知られるが、一般に少ない。緑泥石は、しばしば塊状にふくまれ、コンドロド石または橄欖石後の変質仮晶と考えられる。

石灰岩と花崗岩質片麻岩との間には、後に述べる透輝石閃緑岩が発達することが多い。両者の直接接触部には、スカルンができる。スカルン帯は、一般に狭く、幅数 cm のことが多い。スカルンには、透輝石および柘榴石がほとんど常にみいだされるが、珪灰鉄鉱・コンドロド石などをもふくむ。珪灰石はあることとないことがあり、その条件は明らかではない。また、スカルン帯には、しばしば緑簾石の発達が著しい。

石灰岩は、しばしば破碎される。変位運動に際して変形をうけやすく、Boudinage 構造は、切雲谷・二屋などでよく観察される。

II. 2. 6 透輝石閃緑岩

本岩は、飛驒変成岩中の晶質石灰岩にほとんど常に伴うもので、晶質石灰岩の多

い地域には広く発達する。その代表的な露出地の一つは、栃洞坑付近で、径 2km 以上にわたって分布し、前平から伊西峠に到る道路によく観察される。その閃長岩質な部分は、伊西閃長岩質岩石とも呼ばれる。そのほか、本岩は、各地の石灰岩に伴なって、吉原・切雲谷・二屋・漆山・土・大津山附近・奥山東方などにみられる。いずれも石灰岩をとりまいて反応縁のように、帯状に幅数 m ～数 10m に発達する。まれには、石灰岩のないレンズもある。

本岩は、中粒または粗粒、優白色、部分的には線構造または片理があらわれるが、一般には、線構造も片理もないことが多く、包有物をとりまいて流理様構造を生じたりする。本岩は、包有物に富み、晶質石灰岩のほかに、黒雲母透輝石片岩・透輝石岩・角閃岩・石英閃緑岩などが著しい。一般に、著しく不均質で、粒度・造岩鉱物などに変化が著しく、一つの薄片のなかでも、苦土鉱物の部分的濃集がめだつ。

鏡下でみると、本岩は、おもに透輝石、斑状変晶状の斜長石およびそれらの間隙を埋める小粒の石英、微斜長石および斜長石からなり、少量の鉄鉱・チタン石および燐灰石をふくむ。石英と微斜長石は、部分により量の増減が著しい。構造は、一般に斑晶状の透輝石および斜長石と、それらの間隙を埋めるグラノプラスト構造を呈する石英および長石の細粒集合からなる。透輝石は、塊状半自形、大きさ 5 ～ 12mm、無色であるが、とくに岩石がペグマタイト質になり、微斜長石に富む場合、周辺部は緑色を帯びる。鉄鉱その他を包有し、篩状構造を呈したり、一群の小粒結晶が、光学的方位を平行にして並ぶこともある。斑晶状の斜長石は、半自形、大きさ 5mm 前後、周縁は熔蝕され、変質は著しい。双晶は著しく、集片双晶がしばしば屈曲し、成分は、ほぼ中性長石である。チタン石は、一般に自形、大きき 5mm に達し、しばしば集合し、透輝石や鉄鉱の周縁をとりまくこともある。燐灰石もまた、他の苦土鉱物の縁辺またはその附近に多い。

本岩の包有物では、透輝石岩は、径数 10cm の小岩塊で、ほとんど透輝石ばかりからなり、少量の変質した斜長石片がはさまれていることもある。透輝石は、このほか、帯状に濃集して、斜長石に富んだ優白帯と透輝石に富んだ優黒帯とが、幅 2 ～ 5 cm の縞状互層をつくることもある。角閃石石英閃緑岩は、まるみを帯びた径数 cm または数 10cm の小岩塊のことが多く、細粒、優白色で、おもに斜長石、斜長石に他形の緑色角閃石および石英からなり、少量のチタン石をふくむ。これらの包有物は、

いずれも透輝石閃緑岩に移化するが、包有物の周辺は、しばしば粗粒、優白色のペグマタイト質の狭い帯によってとりまかれる。また、栃洞坑附近で、球状構造をもつ転石がみだされたが、構造および造岩鉱物の性質は、透輝石閃緑岩と同一であるので、本岩の一部の包有物と考えられる。

本岩は、角閃石花崗閃緑岩質片麻岩に接することが多く、境目は、かなりはっきりしている。

本岩は、石灰岩と花崗岩質片麻岩との間の相互作用によって形成された岩石で、飛驒変成岩の著しい特徴の一つをつくる。本岩にあらわれる流理様構造は、流理であるかどうか明らかでない。

II. 2.7 黒雲母片岩および黒雲母透輝石片岩

黒雲母片岩は、本図幅地域では、高原川沿岸土下流に径数 10m のレンズ様の小岩体がみだされるにすぎないが、飛驒変成帯北縁には多い岩相である。本岩は、黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩に接し、せまい幅の漸移帯をへだてる。本岩は、黒雲母・斜長石および石英の細粒のグラノプラスト構造を呈する集合からなり、各鉱物は、それぞれ大きさ 0.1 ~ 0.4mm の塊状半自形である。しばしば、多量の微斜長石が間隙を埋めたり、斜長石を交代したりする部分もある。その他、少量の燐灰石・チタン石および鉄鉱をふくむ。

黒雲母透輝石片岩は、石灰岩および透輝石閃緑岩に伴なって、栃洞坑内外、長棟川奥山東方などで、少量づつ小岩塊としてふくまれる。本岩の分布形態は、層状またはレンズ状、幅数 cm ~ 数 m のことが多い。本岩は、灰褐色または柘榴石が発達して、赤褐色となる。本岩は、おもに大きさ 0.2mm 前後の黒雲母・斜長石および石英からなり、少量の燐灰石・鉄鉱およびチタン石を伴う。透輝石は、塊状半自形、黒雲母はそれに他形、斜長石は集片双晶がよく発達し、成分はほぼ中性長石である。しばしば、柘榴石の小粒が形成され、時にはそれが径 1cm の集合をつくることもある。さらに本岩と石灰岩と接する場合に、おもに柘榴石からなる反応緑様の赤色帯が発達することがあり、奥山東方などでよく観察される。

II. 2. 8 アプライトおよびペグマタイト質岩石

本岩は、本図幅地域内の飛驒変成岩中に広くみいだされるが、ことに、栃洞坑一鹿間、大津山附近などには著しく多い。

本岩は、各種の岩相をふくみ、他の飛驒変成岩のなかに、おもに脈状、レンズ状、またはしみこんだような不規則な形で分布する。飛驒変成岩が船津花崗岩質岩石に接する附近にあっては、船津花崗岩類に由来すると思われるアプライトおよびペグマタイト質岩石と本岩とは、しばしばまぎらわしい。

本岩には、アプライト質片麻岩・黒雲母角閃石アプライト質片麻岩・黒雲母アプライト質片麻岩・透輝石アプライト質片麻岩などのように片理をもつもの、優白色アプライトおよびペグマタイト、角閃石アプライトおよびペグマタイト、透輝石アプライトおよびペグマタイト、文象花崗岩・黒雲母細粒花崗岩・黒雲母角閃石細粒花崗閃緑岩・緑簾石花崗閃緑岩のような片理のないものもふくまれる。

アプライト質片麻岩は、前平その他でみいだされ、長さ5mm前後にまで虫状にのばされた石英が特徴で、微斜長石および斜長石とともに本岩の大部分を構成する。微斜長石が増加して岩石が赤桃色になったり、緑簾石を混えて薄緑色を帯びたりする。黒雲母角閃石アプライト質片麻岩および黒雲母アプライト質片麻岩は、鹿間南方・土附近などでみいだされ、細かな片状または幅1cm以下の縞状構造をつくる。ほとんど緑泥石化した黒雲母・緑色角閃石・微斜長石・石英および斜長石からなり、少量のジルコン様鉱物・褐簾石および燐灰石をふくむ。

透輝石アプライト質片麻岩は、石灰岩および透輝石閃緑岩に伴って、周囲の岩石中に進入する。栃洞坑内外でよく観察される。本岩は、おもに透輝石・斜長石・石英および微斜長石からなり、少量のチタン石および燐灰石を伴なう。石英および微斜長石は、増減の変化が著しく、モンゾニ岩質または閃長岩質となる。片状構造は、流理のようにみえるが、本当に流理かどうか明らかでない。

優白色アプライトおよびペグマタイトは、飛驒変成岩の周縁などで、多少擾乱を受けた部分に多い。栃洞坑・大津山附近などでよく観察される。常に脈状またはレンズ状で、アグマタイト質の角閃岩・細粒閃緑岩・黒雲母角閃石花崗閃緑岩などの角礫の間を埋めることもある。優白色、粗粒または細粒、おもに斜長石・石英および増減の

甚だしい微斜長石からなる。

角閃石アプライトおよびペグマタイトは、円山坑・木地屋などで、角閃岩または細粒閃緑岩のなか、およびその附近に発達する。本岩は、おもに綠色角閃石・斜長石・石英および微斜長石からなり、ペグマタイトにおいては、微斜長石がよく発達して、岩石が赤桃色になる。ペグマタイトでは、角閃石は大きさ 10cm に達することもある。

文象花崗岩は、円山坑・鹿間南方の斑斨岩体附近などにみいだされる不規則な形の岩脈で、苦土鉱物をほとんどふくまず、文象構造が著しい。

黒雲母細粒花崗岩は、栃洞坑などでみいだされ、赤桃色細粒のアプライト質花崗岩で、岩脈状のように思われるが、分布形はよくわからない。本岩は、おもに黒雲母・微斜長石および斜長石からなり、少量の燐灰石・ジルコン様鉱物を混じえる。

黒雲母角閃石花崗閃緑岩は、栃洞坑・土・大津山附近などにみいだされ、脈状またはレンズ状に、黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩のなかにふくまれる。綠色角閃石およびほとんど緑泥石・葡萄石化した黒雲母・斜長石・石英および微斜長石からなる。綠色角閃石は少ないか、ほとんどないことも少なくない。

緑簾石花崗閃緑岩はまれで、木地屋附近に少量みいだされ、分布形も明らかでない。本岩は、おもに緑簾石・褐簾石・微斜長石・斜長石および石英を主とするが、石英は比較的少ない。微斜長石は、斑状変晶状で、大きさ 10mm に達するが、斜長石は一般に細粒で、石英とともにグラノプラスト構造をつくる。褐簾石は、緑簾石に密接に伴ない、つままれたり、漸移したりする。

II. 3 船津花崗岩類

本図幅地域において、古生代末または中生代初めの深成作用に関係して生成したと考えられる花崗岩類を、一括して船津花崗岩類と呼ぶことにする。これらの岩石は、よく似た岩石学的性質をもつが、生成が同一の深成作用に属するかどうか、未だに確かめられていない。

本図幅地域に露われる船津花崗岩類は、船津花崗閃緑岩・切雲谷花崗閃緑岩・ソノボ谷花崗閃緑岩・有峰花崗閃緑岩および薄波花崗閃緑岩^{註5)}である。

註5) 春日井昭ら¹⁰⁴⁾の長棟川花崗岩にほゞ相当する。

第2表 飛驒変成岩および船津花崗岩類の化学成分

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO ₂	42.10	58.34	49.27	75.48	62.90	51.34
TiO ₂	1.94	0.83	0.88	0.12	0.56	0.90
Al ₂ O ₃	15.03	21.54	15.65	13.99	16.44	17.17
Fe ₂ O ₃	3.80	0.63	1.07	0.34	1.87	2.06
FeO	8.95	1.77	7.59	0.42	3.21	5.64
MnO	0.15	0.05	0.15	0.04	0.08	0.14
MgO	9.07	0.93	8.12	0.18	2.78	6.18
CaO	11.72	8.51	9.25	0.83	5.27	6.49
Na ₂ O	1.82	6.04	2.38	3.82	3.13	2.26
K ₂ O	2.00	0.72	2.70	4.45	2.23	2.07
H ₂ O+	1.72	0.14	2.32	0.12	1.23	3.66
H ₂ O-	0.16	0.12	0.20	0.08	0.08	0.44
P ₂ O ₅	1.57	n. d.	0.18	n. d.	0.11	0.10
Cr ₂ O ₃	-0	0	0.06	0	n. d.	0
CO ₂	-0	n. d.	0	n. d.	n. d.	1.58
Total	100.03	99.62	99.82	99.87	99.89	100.03

(分析:地質調査所化学課 前田憲二郎)

(1) 飛驒変成岩 角閃岩 神岡町前平

おもに、緑色角閃石および斜長石からなり、燐灰石・鉄鉱・チタン石および緑泥石化した少量の黒雲母を副成分とする。燐灰石は、副成分としては著しく多い。

(2) 飛驒変成岩 透輝石閃緑岩 神岡町円山坑

おもに、透輝石・斜長石および石英からなり、チタン石および鉄鉱を副成分とする。本分析試料は、透輝石閃緑岩のなかでやゝペグマタイト質の粗粒部で、透輝石もやゝ緑色をおびる。

(3) 飛驒変成岩 黒雲母透輝石片岩 神岡町円山坑

透輝石閃緑岩中に包有されるレンズ状岩体で、おもに、黒雲母・透輝石・斜長石および微斜長石からなり、燐灰石を副成分とする。黒雲母は、多少緑泥石化している。

(4) 船津花崗岩類 船津型斑状花崗閃緑岩 上宝村広河原

おもに、黒雲母・微斜長石・斜長石および石英からなり、ごく少量の燐灰石および鉄鉱をふくむ。黒雲母は、多少緑泥石化する。本分析試料は、やゝペグマタイト質の部分で、一般の船津型岩石より、Na₂Oに乏しく、K₂Oに富む(船津図幅説明書所載の本岩の分析結果参照)。

(5) 船津花崗岩類 下之本型角閃石花崗閃緑岩 上宝村金木戸川籠渡場下流

おもに、黒雲母・角閃石・斜長石・石英および微斜長石からなり、少量の燐灰

石および鉄鉱をふくむ。黒雲母は、多少緑泥石化する。

(6) 玢岩 上宝村金木戸川籠渡場上流

船津花崗岩類の下之本型角閃石花崗閃緑岩中の岩脈。おもに、褐色角閃石・斜長石および多少緑泥石化した斜長石をふくんだ基質からなる。玢岩岩脈の代表的な例である。

II. 3. 1 船津花崗閃緑岩

本岩は、本図幅地域の南東部に広く分布し、さらにのびて、檜岳・上高地・船津および飛騨古川の諸図幅地域に続く。本岩の分布は、大きくみると、飛騨変成帯の南縁と不変成古生層との間に、ほゞ北東から南西へ、廻々屈曲しながら帯状に分布するものである。本図幅地域では、本岩の北西の境界は、飛騨変成岩とほゞ NNE の境界線で接し、北方は、ほゞ E-W の境界線で、中生層に覆われたり、断層関係にあったりする。

本岩は、岩相の変化に富み、多様な包有物を多量にふくんでいる。おもな性質に従って、2つに分けられる。1つは赤桃色で、多くは微斜長石斑晶を伴う花崗閃緑岩で、船津型と呼ぶ。他の1つは、やゝ優黒色で、多くは角閃石結晶が発達して、線構造をもつ花崗閃緑岩または石英閃緑岩で、下之本型と呼ぶ。

本岩は、主要造岩鉱物では、黒雲母が不安定でほとんど変質していること、全岩体にミロナイトが発達すること、化学成分で、 Na_2O に富み、5%にものぼることなどを岩石記載学的特徴としている。

岩石の記載

本岩を次のように区分して記載する。

- | | |
|------|-----------------|
| 船津型 | 1. 眼球片麻岩 |
| | 2. 斑状花崗閃緑岩 |
| | 3. 中粒花崗閃緑岩 |
| | 4. アプライトとベグマタイト |
| 下之本型 | 1. 角閃石花崗閃緑岩 |
| | 2. 角閃石石英閃緑岩 |
| 包有物 | 1. 飛騨変成岩 |

2. 角閃岩および閃緑岩

3. その他

船津型岩石と下之本型岩石との関係は明らかではない。金木戸川広川原の接触部附近でみると、前者は後者にペグマタイト質岩相をもって接し、前者のペグマタイト脈が後者を切る。また、後者のなかに、かなり広い範囲にわたって前者が小岩体として包有され、後者に漸移することもある。それ故、こゝでは一応後者は前者の早期相としておく。

船津型

眼球片麻岩 本岩は、飛驒変成岩と船津花崗閃緑岩との境界に沿って分布し、鹿間・前平・和佐保附近に広く、また、僅かであるが、伊西峠東方、大滝附近などにもみだされる。基質は、ミロナイト化していることが多い。

本岩の“眼球”は、大きさ1～4cmの赤桃色のレンズ状を呈し、その一部は、船津花崗閃緑岩のペグマタイト脈につながっているものもある。また、この“眼球”は、船津花崗閃緑岩の主体の方へ近づくに従って、次第に微斜長石の自形の単結晶に漸移する傾向がある。

本岩は、神岡町東町(本図幅地域外)附近では、船津型の斑状花崗閃緑岩に移化する。また一方では、飛驒変成岩の黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩に移化する。また、ごく僅かなので地質図には示していないが、大滝附近でもほぼ同様で、一方は下之本型の角閃石花崗閃緑岩に、他方では、飛驒変成岩の角閃石花崗閃緑岩質片麻岩に移化する。たゞし、これらの移化関係は、附近の岩石が多くの場合、ミロナイト質なので、飛驒変成岩と船津花崗閃緑岩の本来の接触関係を示すものかどうかかわからないことを附記しておく。

鏡下でみると、本岩は、緑色角閃石、ほとんど緑泥石・葡萄石化した黒雲母・微斜長石・斜長石および石英からなり、少量の鉄鉱・燐灰石などをふくむ。“眼球”は、微斜長石の単晶または微斜長石・斜長石および石英の集合で、微斜長石の単晶は大きさ2cm以上に達する。細粒の石英と長石を主とする基質には、グラノブラスト構造が発達する。著しく変質した斜長石片や、黒雲母片がふくまれ、屈曲したり、つぶされたりしている。斜長石は、大きさ1mm前後、成分はほぼ灰曹長石である。緑色角閃石は、大きさ2mm前後、半自形、黒雲母を伴うことが多い。黒雲母は常に緑泥

石・緑簾石・葡萄石化する。

斑状花崗閃緑岩 本岩は、船津型岩石の大部分をしめ、金木戸川広川原附近および和佐保東方に分布する。

本岩は、赤桃色、斑状粗粒で、包有物に富み、他の船津型岩石とは漸移する。部分的に弱い片理を生ずる。また帯状にミロナイト化した部分が処々にふくまれる。

鏡下でみると、本岩はおもに緑泥石化した黒雲母・微斜長石・斜長石および石英からなり、少量の鉄鉱・燐灰石・チタン石およびジルコン様鉱物をふくむ。しばしば、プロトクラスト構造が発達し、また、飛驒変成岩らしい包有物の周辺には、弱い片理を伴う。黒雲母は大きさ 5mm 前後の半自形、ほとんど緑泥石・葡萄石化し、鉄鉱・燐灰石などの副成分鉱物を附着させていることが多い。微斜長石は、大きさ 2.5cm に達する自形または半自形の斑晶で、カールスパット式双晶およびペルト石構造が著しく、斜長石および石英の小粒を包有する。斜長石は、大きさ 1～3mm、多少とも変質し、集片双晶が著しく、成分はほぼ灰曹長石である。時には、大きさ 5mm の斑晶状になり、不規則な累帯構造を示すこともある。

中粒花崗閃緑岩 本岩の分布は、ごく局部的で、伊西峠附近・天蓋山南方などに、斑状花崗閃緑岩のなか、またはそれと下之本型岩石との中間に狭く発達する。

本岩は赤桃色で斑晶のない中粒の岩石で、比較的均質で包有物も少ない。

鏡下でみると、本岩はおもにほとんど緑泥石化した黒雲母・微斜長石・斜長石および石英からなり、少量の鉄鉱・燐灰石およびチタン石をふくむ。構造は一般に花崗岩質である。黒雲母は、大きさ 3mm 前後、ほとんど常に緑泥石・葡萄石化する。微斜長石は他形または半自形、大きさ 3mm 前後である。斜長石は大きさ 3mm 前後、集片双晶が著しく、成分はほぼ灰曹長石である。石英は他形、波状またはブロック状消光が著しい。

アプライトとペグマタイト 本岩類はおもに岩脈として、船津花崗閃緑岩および周囲の飛驒変成岩を貫ぬく。

岩脈状のアプライトおよびペグマタイトは、幅 0.2～3.0m で、赤桃色、ペグマタイト状の粗粒からアプライト状の細粒まで、1つの岩脈中で変化することもある。これらのアプライトおよびペグマタイト脈のなかには、壁岩との境界が直線状にはっきりしていながら、内部に壁岩片またはその残存構造をとどめているものもあり、少な

くとも一部の脈は、交代性の起原をもつと考えられる。

鏡下でみると、アプライト脈は、細粒のアプライト構造をもち、おもに微斜長石および石英からなり、少量の白雲母・斜長石片などをふくむ。斜長石片はかなり多量になることもあり、一般には変質が著しい。

ペグマタイト脈は、大きさ 2cm 前後の巨晶の微斜長石および石英からなる。ごく少量の雲母のほか、ほとんど他の鉱物をふくまない。微斜長石には、カールスバッド式双晶が発達し、しばしば、ペルト石構造や文象構造が発達する。なお、本図幅地域内では発見されていないが、船津花崗閃緑岩には、脈と同種の鉱物構成のポケット状のペグマタイトも知られている。

天蓋山南方および伊西附近には、脈状でないアプライト質岩石も発達している。しばしば縞状構造が発達し、斜長石片がふえたり、少量の緑色角閃石がふくまれたり、一部の石英が長くのびたりする。

下之本型

角閃石花崗閃緑岩 本岩は下之本型岩石の主体をなし、金木戸川沿岸および山之村一帯に広く分布する。船津型岩石のなかにも、天蓋山南方などで、小岩体をなして包有されていることがある。

本岩は、一般に粗粒または中粒のやゝ優黒色の岩石で、線構造または片理が著しい。岩相は変化に富み、著しく細粒になったり、優白色になったり、部分的に線構造または片理を失ったりする。本岩の線構造または片理は、長さ 1cm に達する長柱状の角閃石によって示されるもので、その方向はかなり変化に富み、全体的傾向は明らかでない。

鏡下でみると、本岩はほとんど緑泥石化した黒雲母・角閃石・斜長石・微斜長石および石英からなり、少量の鉄鉱・燐灰石・チタン石・褐簾石およびジルコン様鉱物をふくむ。本岩には、岩相の変化に応じて、粗粒の閃緑岩質構造のものから、角閃岩または細粒閃緑岩に近い細粒のものまでふくまれる。角閃石は緑色角閃石で、大きさ 3 mm 前後、長柱状、自形または塊状半自形、しばしば双晶し、多色性が著しい。黒雲母は半自形、大きさ 2mm 前後で、ほとんど常に緑泥石・緑簾石・葡萄石化する。斜長石は、大きさ 15mm に達することもあり、自形または半自形で、変質が著しい。成分は、ほぼ灰曹長石または中性長石で、集片双晶と僅かな累帯構造がめだっている。

微斜長石は、まれには大きき 15mm に達する半自形の斑晶状となり。斜長石や角閃石などを包有することもあるが、一般には大きき 3mm 前後で量も少ない。褐簾石は時に大きき 10mm に達する自形をなし、やゝ不規則な累帯構造が著しく、緑簾石を伴なう。一般にはまれである。本岩は、局部的には、角閃石がほとんどなくなり、緑泥石化した黒雲母だけが含まれるものも、金木戸川上流などでみいだされる。

本岩は船津型のアプライトやペグマタイトによって貫ぬかれるほかに、細粒でやゝ優黒色の閃緑岩質岩脈が、アプライト脈のように本岩を貫ぬいたり、片理方向にのびて、本岩と漸移したりすることがある。このような脈は、幅数 cm または数 10cm で、部分的に集中している。

角閃石石英閃緑岩 本岩の分布は狭く、角閃石花崗閃緑岩中の角閃岩または細粒閃緑岩の周辺に発達することが多く、やゝ優黒色、中粒で包有物は比較的少ない。本岩は角閃石花崗閃緑岩に移化する。

鏡下でみると、本岩は、おもに角閃石、ほとんど緑泥石化した黒雲母・斜長石および石英からなり、少量の鉄鉱・燐灰石などをふくむ。岩石全体が、時に著しく変質し、緑泥石・緑簾石および方解石が多量に形成される。構造は、一般に閃緑岩質で、斜長石は角閃石または黒雲母に対してしばしば自形である。黒雲母は大きき 2mm 前後、半自形、ほとんど緑泥石・葡萄石化している。角閃石は緑色角閃石で、半自形、大きき 2～5mm、多色性が著しい。斜長石は大きき 3mm 前後、ほぼ自形、ほとんど変質し、方解石や緑泥石が交代する。集片双晶が著しく、成分はほぼ中性長石または灰曹長石であるが、周縁部は微弱な累帯構造を示し、曹長石成分に富んだ、変質していない帯にとりまかれるものもある。石英は、他形で、比較的少ない。このほか、ごく少量の微斜長石がふくまれることもある。まれに、透輝石がふくまれ、周縁から緑色角閃石に交代されているものがある。

包有物

船津花崗閃緑岩の包有物は、おもに飛驒変成岩・角閃岩・閃緑岩および岩脈状岩類である。岩脈状岩類以外の包有物は、それぞれ特定の岩石に包有される傾向がある。

飛驒変成岩 本岩は、船津花崗閃緑岩全体については、かなり多い包有物であるが、本図幅地域内では、伊西峠および和佐保附近の船津型岩石に、僅かに黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩が、帯状またはレンズ状にふくまれるにすぎない。本岩は、船津型

岩石に漸移する。

角閃岩および閃緑岩 本岩類は、連続的に変化する一連の包有物で、一般に、角閃岩—閃緑岩—石英閃緑岩（—花崗閃緑岩）という漸移関係にある。本岩類は、船津花崗閃緑岩全体を通じて、もっとも多い包有物である。しかし、下之本型岩石には、角閃岩は比較的少なく、閃緑岩が多い。

角閃岩は、和佐保附近、または金木戸川沿いに、しばしばみいだされ、径数 m ～数 10m の小岩体で、角閃石による線構造の著しい、細粒、優黒色の岩石である。

鏡下でみると、角閃岩はおもに角閃石および斜長石からなり、少量の鉄鉱・燐灰石およびチタン石をふくむ。石英・微斜長石・緑泥石化した黒雲母などが、ごく少量ふくまれることもある。構造は一般に角閃岩質であるが、しばしば細粒閃緑岩質の構造に近づく。角閃石は緑色角閃石で、塊状半自形、大きさ 0.5mm 前後、多色性が著しく、双晶の発達もまれでない。しばしば、さらに大きくなり、篩状構造をもち、長石を包有する。斜長石は、大きさ 0.3mm 前後、半自形、集片双晶、累帯構造が著しい。変質作用が著しくて、成分ははっきりしないが、ほゞ中性長石または曹灰長石と考えられる。変質によって方解石・緑簾石および緑泥石が多量に形成される。

閃緑岩はもっとも普通の包有物で、角閃岩包有物に伴ったり、単独で露われたりする。船津花崗閃緑岩全体に多いが、とくに下之本型岩石には、ほとんど全体にわたって分布する。分布形は不規則で、大きさ数 m または数 10m のことが多い。本岩は一般に優黒色、不均質で、粗粒から細粒まで変化に富み、しばしば線構造または片理をもつ。本岩は、石英閃緑岩または花崗閃緑岩に漸移することが多いが、かなりはっきりした境界をもって接することもある。

鏡下でみると、本岩はおもに角閃石および斜長石からなり、少量のほとんど緑泥石化した黒雲母・石英・微斜長石・鉄鉱および燐灰石をふくむ。本岩の構造は、閃緑岩質から角閃岩質のものまで漸移的にふくまれ、多くは片理または線構造が著しい。中粒の閃緑岩質の岩石では、角閃岩は緑色角閃石で、大きさ 8mm に達するものもあり、半自形、しばしば双晶し、不均一な消光をすることもある。多色性が著しい。斜長石は大きさ 5mm 前後の半自形、成分は中性長石または灰曹長石で、一般に変質が著しい。石英は少量で、角閃石や斜長石の間を埋める。

さらに細粒の岩石では、角閃石は緑色角閃石で、大きさ 0.5mm の不規則な塊状半

自形、多色性が著しい。ほとんど緑泥石・葡萄石化した黒雲母を伴なう。斜長石は大きさ 1mm 以下の塊状半自形、時に大きき 6mm に達する柱状の自形をなすことがある。集片双晶および累帯構造が発達し、多くは変質した中心部と比較的新鮮な周縁部とからなり、中心部はほぼ中性長石らしいが、周縁部は灰曹長石である。

このほか金木戸川沿いには、まれに斑斕岩質の構造をもつ小岩塊があり、角閃石・斜長石のほかに多量の黒雲母をふくむ。黒雲母はすべて緑泥石化する。

また、角閃岩および細粒閃緑岩の包有物には、玢岩および煌斑岩質岩石の項でのべる岩脈状の包有物があり、幅 1～4m、角閃岩では、鹿間でみられるように、周縁は細粒閃緑岩で、中心部は角閃岩のものがあつたり、吉城鉱山や金木戸川沿いにしばしば見られるように、細粒閃緑岩の小塊が帯状に配列するものに到るまで、相互に漸移する一連の岩石である。

その他の包有物 以上のほか、船津花崗閃緑岩には、岩脈状岩類が包有されるが、玢岩および煌斑岩質岩石の項でのべる。

ミロナイト

船津花崗閃緑岩には、岩石全体にわたって、処々にミロナイト帯がみいだされる。北俣川沿岸・広河原・大滝・和佐保附近などでは、本岩は幅数 10～数 100m にわたりミロナイト化し、緑色のやや細粒の岩石になっている。

鏡下でみると、ミロナイトには、再結晶した石英や長石の細粒のほかに、多量の緑簾石・緑泥石が形成され、石英脈・緑簾石脈または緑泥石緑簾石脈が細かく発達する。主要造岩鉱物は、われたり、つぶれたり、ねじれたりし、苦土鉱物はほとんど変質する。しばしば方解石および白雲母なども形成される。

ミロナイト帯をはなれても、ミロナイトの小さなレンズが、しばしば挟まれる。多くは淡緑色、細粒、ほとんど再結晶した緑簾石・緑泥石・石英および長石からなる。

本岩のミロナイトは、いずれも再結晶作用が著しく、プロトクラスト構造に近い様相を呈している。ミロナイト化作用の方向に、船津花崗閃緑岩のペグマタイト脈が侵入していたりするので、ミロナイト化作用は、本岩の深成作用の一部として起きたものと考えられる。

接 触 作 用

本岩が飛驒変成岩に接する場合は、東町・和佐保・大滝などで観察される。東町お

よび和佐保では、船津型岩石が飛驒変成岩の透輝石閃緑岩・黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩などに接する。接触部はミロナイト化作用が著しくはっきりしないが、眼球片麻岩をへだて、“眼球”は、飛驒変成岩へ近づくと減少して、飛驒変成岩に漸移する。大滝附近では、下之本型の角閃石花崗閃緑岩が、角閃石花崗閃緑岩質片麻岩に接する。両者は、岩相が著しく類似し、僅かに飛驒変成岩中には、石灰岩の包有物のある点、境界附近に僅かに眼球片麻岩がある点などによって区別せられるものである。

これらの関係からは、両者は漸移するものようにも見え、時期的には船津花崗閃緑岩の方が若いように思われるが、本質的な関係は明らかでない。

深成作用

船津花崗閃緑岩は、南隣の船津図幅地域で上部古生層を貫ぬき、本図幅地域内でジュラ紀または白堊紀に属する中生層によって覆われる。それ故、本岩の深成作用は、おそらく中生代初頃、またはそれ以前からはじまったもので、中生代中頃には遅くとも終わったものと考えられる。本岩の主要な形成作用は、船津図幅地域内の事実とあわせて、次のように考えられる。本岩は、斑岩類によって先駆され、飛驒変成岩および古生層を交代し、晩期においては貫入を起した。初めに下之本型岩石が、晩期に船津型岩石が形成された。本岩の形成に関係して、本岩の分布地域には、著しい変位運動がおり、本岩および飛驒変成岩の一部に著しい影響をあたえた。その結果生じたミロナイトをみると、眼球片麻岩の、“眼球”の部分はミロナイト化されず、基質だけがミロナイト化されているので、深成作用の完了前におこっているものと考えられる。本岩形成の後期には、別にのべる玢岩および煌斑岩質岩脈が、著しく活動した。

II. 3.2 切雲谷花崗閃緑岩

本岩は、切雲谷上流・大洞山西部に分布し、飛驒変成岩にとりまかれて、径数 km の小岩体をつくる。本岩は、本図幅地域の外へ、さらに南西方へのびるが、その分布形については未だよくわかっていない。しかし、少なくとも、南東側の飛驒変成岩との境界線は、ほぼ NE で、変成岩の構造にほぼ平行しているようである。

本岩は、船津花崗閃緑岩の船津型岩石とほとんど同じと考えられる、赤桃色の斑状花崗閃緑岩を主とし、周縁の一部に、下之本型に相当する片状の角閃石花崗閃緑岩を

ふくむ。

本岩は、優黒色の包有物に富み、閃緑岩質包有物が多く、なかには、弱い片理をもつものもある。

本岩の鏡下の性質は、それぞれ船津花崗閃緑岩の船津型斑状花崗閃緑岩および下之本型角閃石花崗閃緑岩とほとんど同じなので、省略する。

本岩は、船津花崗閃緑岩と同一深成作用に属すると考えられる。

II. 3.3 ソンボ谷花崗閃緑岩

本岩は、神岡町および坂下村の境界にまたがり、ソンボ谷・漆山岳西部に分布し、飛驒変成岩にとりまかれて、径数 km の小岩体をつくる。本岩は、本図幅地域の外へ、さらに西方へのびる。西方の神通川流域で打保花崗岩^{うつぼ}と呼ばれているものは、本岩の延長上にあたるが、本岩と連続するものかどうか明らかでない。

本岩は、船津花崗閃緑岩の下之本型角閃石花崗閃緑岩・船津型斑状花崗閃緑岩とほとんど同一と考えられる角閃石花崗閃緑岩および斑状花崗閃緑岩からなっている。ソンボ谷に沿ってみると、谷の中部では、角閃石花崗閃緑岩が発達し、南へゆくとき斑状花崗閃緑岩になる。角閃石花崗閃緑岩は、幅約 800m で帯状に斑状花崗閃緑岩の北方をとりまく。

角閃石花崗閃緑岩の鏡下の性質は、船津花崗閃緑岩の下之本型の同種岩石とほとんど同一で、かなりの量の黒雲母をふくみ、その黒雲母は、ほとんど緑泥石・葡萄石化していることや、しばしば美しい 3mm 以上の自形のチタン石をふくむことなどがめだっている。しばしば弱い片理があらわれる。

斑状花崗閃緑岩の鏡下の性質は、船津花崗閃緑岩の船津型の同種岩石と同一であるが、斜長石もしばしば 8mm 以上に達し、一般に粗粒である。

両岩石の関係は、ソンボ谷中流で、チタン石のめだつ角閃石花崗閃緑岩が、N-S または NNE 方向の片理をもち、赤桃色の粗粒の斑状花崗閃緑岩によって貫ぬかれる。しかし、節理は共通するものもあるので、両者は一つぎの深成作用に属すると考えられる。

本岩と周囲の飛驒変成岩との関係は明らかでない。

本岩の深成作用は、岩相の類似性からみると、船津花崗閃緑岩と同一と考えられ

る。初めに角閃石花崗閃緑岩が、晩期に斑状花崗閃緑岩が形成されたと思われる。なお、本岩内部にも玢岩質岩脈があり、別に玢岩質および煌斑岩質岩脈の項でのべるように、本岩の深成作用に伴う火山岩質岩脈と考えられる。

II. 3.4 有峰花崗閃緑岩

本岩は、本図幅地域の北西部に、中生層によって覆われたり、断層で境したりしながら、小規模に露出する。本図幅地域の北西隣の五百石・槍岳および立山図幅地域での分布はひろい。本図幅地域では、熊野川・小口川・和田川・真川および有峰などに露出する。

本岩は、岩相の変化に富み、各種の包有物を多量にふくむ。本岩は、船津花崗閃緑岩の下之本型岩石によく似ているが、本岩体の南部の一部を除いて、大部分に角閃石が乏しい点は異なっている。

本岩は、岩相の変化に富み、中粒または細粒、優白色からやや優黒色のものをふくみ、数10cmまたは数mの幅で縞状互層をする部分もある。

鏡下でみると、本岩は、熊野川・小口川および和田川の沿岸では、おもに黒雲母・微斜長石・斜長石および石英からなり、少量の鉄鉱・燐灰石およびゼルコン様鉱物をふくむ。本岩の一部には、大きさ4mmに達する黒雲母・斜長石およびそれらの間を埋め、その一部を交代するグラノプラスト構造を呈する細粒の石英および長石からなる部分もまじえている。一般に黒雲母は、ほとんど常に緑泥石・緑簾石・葡萄石化しているが、大きさ1～4mmの半自形のことが多い。斜長石は、大きき1.5～5.0mm、半自形、変質が著しい。成分は、ほぼ灰曹長石で、しばしば微斜長石に交代される。微斜長石は、増減が著しく、ほとんど見当たらない部分もある。

有峰・真川などの岩体では、緑色角閃石がふくまれ、一般に均質となり、包有物も減り、下之本型岩石とほとんど同一となる。

本岩には、熊野川・小口川・和田川沿いの岩石に包有物が多く、角閃岩・閃緑岩および黒雲母片岩質の岩石などが数多くふくまれる。

本岩の深成作用は、船津花崗閃緑岩の一部に似ているように思われるが、くわしくは明らかでない。その時期は、中生代手取統以前であることしかわかっていない。

II. 3.5 薄波花崗閃緑岩

本岩は、本図幅地域内では、太田薄波附近に小規模に分布するにすぎないが、薄波および太田薄波を中心に、帯状にNE-SW方向に五百石・八尾・白木峰の各図幅地域につづくものである。本岩には、弱い片理または線構造があり、太田薄波附近でNNE、さらに下流北西方でENEであって、すぐ南に近接する飛驒変成岩の構造とほぼ平行である。

本岩は、岩相の変化に著しく富み、太田薄波およびその下流では、明らかに下之本型に似た、片状、やや優黒色、粗粒または細粒、しばしば赤桃色の岩石で、下流へ向かって、次第に眼球状または斑状の、船津型岩石に似た岩石に漸移する。太田薄波より上流では、さらに長棟川上流に分布する飛驒変成岩類をしばしば多量にふくみ、これと漸移する。

本岩を鏡下でみると、おもに黒雲母・角閃石・微斜長石・斜長石および石英からなり、少量のチタン石・燐灰石および褐簾石からなる。黒雲母は、ほとんど緑泥石(緑簾石)・葡萄石化しているが、大きさ3mm前後の半自形である。角閃石は、緑色角閃石で、大きさ5mmに達する自形または半自形で、しばしば双晶し、他の鉱物を包有することもある。斜長石は、変質の著しいことが多いが、大きさ8mmに達し、半自形、集片双晶は著しいが、累帯構造はない。微斜長石は、これらの鉱物の間を埋めて、径10mm以上に達する斑状変晶状に発達することが多い。

本岩には、アプライト質の細粒角閃石花崗閃緑岩・角閃岩・閃緑岩、径8mmに近い透輝石をもつ透輝石閃緑岩などが包有される。

本岩は、本図幅地域外の延長部分でみると、眼球片麻岩など船津花崗閃緑岩に著しく類似した岩相をふくんでいる。

II. 4 玢岩質および煌斑岩質岩石

本岩は、船津花崗岩およびそれに続いて分布する飛驒変成岩のなかに、かなり普遍的に発達し、岩脈状の外形をもつ。玢岩・煌斑岩および角閃岩などをふくむ。これらのうちで、あるものは明らかに船津花崗岩を切るが、他のものは船津花崗岩によって

逆に貫ぬかれ、多少とも交代作用をうけ、玢岩質であり、さらに角閃岩質岩石に移化している。前者は、明らかに岩脈で、優黒色、緻密、壁岩の節理に平行して貫入する傾向があり、壁岩と共通しない節理をもち、急冷縁がある。後者は、一種の包有物で、優黒色から優白色、緻密なものからやや粗粒のものまであり、1つの岩脈のなかでも変化が著しい。また多少とも優白色の花崗岩質細脈の貫入をうけており、節理は壁岩と共通し、急冷縁はない。このような2種の岩石は漸移する。例えば、壁岩の1組の節理に平行に進入し、他の1組の節理によって共通に切られるものがある。

鏡下でみると、玢岩質岩脈は、石英・黒雲母・褐色角閃石および斜長石を斑晶とし、石基はおもに斜長石からなる。斑晶の石英は少量で、熔蝕されてまるい形をとる。黒雲母はまるみをおびた自形で、2mm前後、褐色角閃石は自形、3mmに達することもあるが、いずれも変質していることが多い。斜長石は、自形5mmに達し、成分はほぼ中性長石で、双晶および累帯構造が著しい。石基の斜長石は、拍子木状、0.5mm前後、しばしば2mm前後に達し、斑晶の斜長石と区別がつかなくなる。成分は、ほぼ中性長石または灰曹長石である。しばしば変質が著しい。

玢岩質岩石は、しばしば輝石を包有し、煌斑岩質となる。煌斑岩質岩脈は、金木戸川・籠渡場附近・広河原などで知られ、おもに角閃石・普通輝石・黒雲母・斜長石および石英からなり、少量の鉄鉱・ジルコン様鉱物などを合む。主要鉱物は増減が著しく、籠渡場では普通輝石・石英および斜長石からなり、広河原のものは、透輝石・褐色角閃石および斜長石からなり、石英も少ない。構造は玢岩と同じである。角閃石は、淡褐色、長柱状、自形、大きさ0.1～0.4mm、双晶および境目の不明瞭な累帯構造が著しい。輝石は自形、大きさ0.3～0.6mm、双晶および累帯構造が著しい。斜長石は、斑晶と石基のものとなり、斑晶では自形、大きき2mm、双晶が著しく、成分はほぼ中性長石または灰曹長石である。しばしば周縁から変質する。石基のものはさらに変質の著しいことが多く、0.2mmくらいの細粒のこともあるが、一般には2mmに近い拍子木状で、斑晶とほとんど同じであることが多い。石英はまれで、まるみをおびた斑晶で大きさ0.8mm前後、周縁から熔蝕されたり、細粒の苦土鉱物が附着していたりする。

以上の玢岩質岩石は、次第に包有物状の外観をもつものに移化して、おもに自形の斜長石と少量の角閃石または黒雲母後の緑泥石とからなるようになり、遂には、角閃

岩質岩石になる。角閃岩質岩石や、それがさらに著しくなって閃緑岩質になり、またさらにすゝんで、径 10cm 前後の楕円形の断面をもった小岩塊の帯状配列にいたるまでの各段階は、全木戸川籠渡場附近や、神岡町鹿間などでよく観察することができる。

角閃岩や細粒閃緑岩の性質は、船津花崗岩の包有物の項で述べたのと同じである。

なお、玢岩質岩脈の一部は、安山岩質になり、中生代を貫ぬく岩脈のある種類と区別がつきにくい。

これらの煌斑岩をふくむ岩脈類の火成活動は、船津花崗岩の深成作用の途中ではじまり、深成作用の終結後までつづいたものと考えられる。この種の岩脈は、船津花崗岩によって貫ぬかれる船津圏幅地域内の古生層中には、ほとんど分布しないことなど考えあわせると、これらの岩脈の火成活動は、船津花崗岩の深成作用の一部をなすものと考えられる。

II. 5 中生界

本地域の中生界には手取層群と石英斑岩類とがある。

第3表に中生界の層序を示す。表中には、標式地における手取層群の区分、桐谷層および常願寺川流域の手取層群の区分をも併せて示した。

II. 5.1 手取層群

本地域の手取層群は九頭竜亜層群および石徹白亜層群—赤岩亜層群である。

九頭竜亜層群

本地域の九頭竜亜層群は東坂森累層である。

東坂森累層 本累層の標式地は有峰北方の東坂森谷(圏幅地域外)である。

本累層は下から真川砂岩礫岩層および有峰頁岩層に区分される。

真川砂岩礫岩層: 本層は古期の花崗岩を不整合に被覆し、真川河畔および猪根谷奥に僅かに分布し、厚さは数 10m に過ぎない。しかし、東坂森谷では域内のものに較べて分布が広く、厚さも 30 ~ 200m に変化する。

本層は場所によって岩質変化および厚さの変化が著しいが、大別して下部および上部に2分される(たゞし、地質図には区分して示さなかった)。

第3表 中生界の層序

標準区分	標式地 (九頭竜川および手取川流域)	久婦須川および常願寺川 流域の区分	本國國內の区分	域内の地殻変動		
被覆岩類	西谷流紋岩 (第三系)	第三系	安山岩類 (第三系)	地塊運動 衝上新層の完成		
白 堊 系	上部 白堊系	面谷流紋岩類	石英斑岩 (?)	凝灰岩の換有 (火山活動) 特殊な礫岩の堆積 (局部的な不整合?) 火山活動旺盛		
	下部 白堊系	平家橋累層	(?)		砂津川累層 長種川累層	
		手 取 層	赤岩層			白岩川層
	大道谷層		長尾山層		和佐府互層 南俣谷礫岩層 (延長岩の噴出)~?	
	北谷層		志鷹谷層			猪谷互層 鹿谷時礫岩層
	赤岩層 下部		常願寺川層		急遽な礫岩の堆積	
	石敢白亜層群	牛負砂岩質岩層	有峰質岩層		削剝(隆起) 海進(沈降)	
	上 部 統 群	九頭竜 亜層	牛負礫岩層		真川砂岩礫岩層	削剝(隆起)
		下穴馬累層				
		荒島谷累層				
中 部 統						
下 部 統						
基盤	片麻岩	片麻岩および花崗岩	船津花崗岩			

註) 久婦須川流域は今村外治, 手取川および常願寺川流域等は前田四郎の研究による。

下部層は礫岩を主とし、砂岩および頁岩を伴なう。礫岩は一般に人頭大～拳大の角礫からなる。礫種は花崗岩・片麻岩・珪質岩・粘板岩および砂岩などである。基底に近い部分では花崗岩礫がきわめて豊富であり、礫も大きく、径 2m に達するものも珍しくないが、上部になるにつれて大きさを減じ、花崗岩以外の礫もやゝ量を増し、亜角礫の部分も現われ、充填する砂も量を増す。

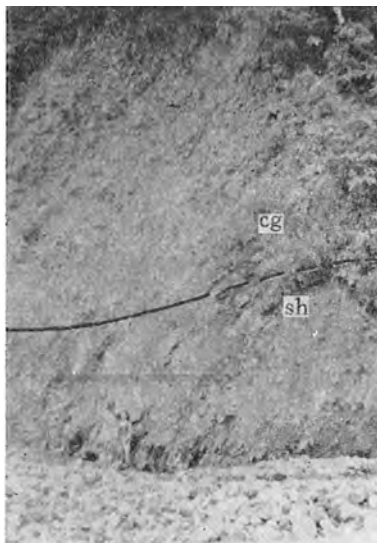
砂岩は一般に灰色～白色で、含礫～粗粒のものが多く、角粒の花崗岩質の部分が顕著で、中粒～細粒のものは少ない。細礫礫岩—含礫砂岩中には二枚介の破片を含む。頁岩は灰色～暗灰色を呈し、一般に砂質である。砂岩および頁岩は上部になるにつれて、その量を増し、かつ細粒となる傾向がある。下部層の厚さは折立峠東方で約 30m、東坂森谷では 50～60m である。

上部層は下部層から漸移し、急激に礫の量を減少し、砂岩および頁岩を主とし、礫岩を挟む。砂岩は中粒～粗粒のものを主とし、含礫砂岩は僅かとなり、代わって細粒砂岩も量を増し、角粒のものが減少する。頁岩は下部層のものに比較して砂質のものが少ない。礫岩は礫の大きさが拳大～胡桃大の亜角礫ないし円礫となるほかは、下部層上部のものと同大差がない。上部層の厚さは折立峠北東方では約 50m、東坂森谷奥では数 m～150m である。

有峰頁岩層：本層は域内の真川河畔および猪根谷に小範囲に分布するに過ぎない。本層は域外の東坂森谷で、真川砂岩礫岩層に整合し、厚さは 150～200m に達する。猪根谷においては厚さは 150m 以上と推定される。

猪根谷奥に現われる本層は、上位の庵谷峠礫岩層によって不整合に被覆されて、4カ所の小区域に分割されて露出する。このうち 1カ所の露頭は北からの圧迫によって(祐延衝上の影響をうけて)、不整合面において迂りによる断層関係にある。図版 5 にこれを示す。有峰頁岩層は主として頁岩からなり、砂岩を伴なう。頁岩は暗灰色～黒色で、しばしば暗灰色の砂質頁岩を伴なう。砂岩は灰色～暗灰色を呈し、細粒～中粒である。砂岩は一般に数～10 数 cm であるが、時に 1m 内外のものがある。また頁岩・砂質頁岩および細粒砂岩が縞状に細互層することもある。猪根谷の本頁岩層から *Ataxioceras* sp. および *Inoceramus?* sp. が採取された。真川中流の本頁岩層からも菊石が採取されたという。

今村外治³⁷⁾⁴⁷⁾は北西方域外の桐谷南方の海成層を桐谷層とよび、その下部を牛負礫



cg : 鹿谷峠礫岩層 (最大礫径 70cm)
 sh : 有峰頁岩層 (黒色頁岩がもめて
 いる。この辺の一般走向 N45°
 W・15°Wくらい)

黒線は断層 (この辺 N50°E・10°N くらいの断層面で約
 10 cm くらいの断層粘土がみえる。少し西方で N55°E・
 50°N の断層面あり)

図版 5 有峰北東部猪根谷の有峰頁岩層 (猪根谷の北岸)

岩層 (厚さ 140m 以上), 上部を牛負砂岩頁岩層 (厚さ 40m 以上) として区分した。牛負砂岩頁岩層から “*Perisphinctes*” spp. および *Trigonia (Laevitrigonia) sagawai* YEHARA その他の介化石が採取されている。また最近数個の菊石が発見され、そのうちの 1 個は *Dichotomospinctes kiritaniensis* SATO (MS)^{註6)} と鑑定された。

有峰頁岩層は層相が類似し、かつ地域的にも近接しているので、牛負砂岩頁岩層に対比される。したがって、有峰頁岩層の地質時代は上部ジュラ紀の後半である。

註6) これによると地質時代は上部ジュラ紀の中期 (Oxfordian 後期ないし Kimmeridgian 前期) を指す (佐藤正による)。その後に、真川砂岩礫岩層下部から Kimmeridgian ~ Tithonian を示す *Myophoiella (Promyo phorella) cf. orientalis* KOBAYASHI & TAMURA, *M. (P.) aff. obsoleta* KOB. & TAM., *M. (P.) sp.* (以上中野光雄鑑定) 等が、有峰頁岩層から *Ataxioceras aff. torquatus* (SOWERBY) (Kimmeridgian), “*Propeamusium*” sp., “*Clumys*” sp. 等が産出した。

石徹白亜層群—赤岩亜層群

これに属する地層は、本域の北半部に広く分布し、構造盆地を形成する手取層群の大部分を占める陸成層である。この地層は堆積輪廻を考慮して、下から長棟川累層および跡津川累層に区分される。

長棟川累層 本累層は東坂森累層・船津花崗岩および飛驒變成岩類を不整合に被覆し、一部では衝上断層によってこれらの古期岩類と接する。

本累層からは多数の植物化石を産する。第4表に跡津川累層産のものとともに、これらを示した。

本累層は下から庵谷峠礫岩層および猪谷互層に区分される。

庵谷峠礫岩層^{註7)} 本礫岩層は長棟川累層の基底礫岩である。主として手取層群の周辺部に露出し、本域の北西部から北東部にかけては一般に不整合関係で、また一部では断層によって基盤と接する。南東部の北俣川流域でも不整合で基盤を被覆する。図版6にこれを示す。この礫岩はこゝから西に向かつては、断層によって基盤と境されて東猪谷西方に至るまで不整合関係を認めない。厚さは一般に100～200mであるが、真川上流では薄層となり僅か数mの礫岩(礫の大ききは胡桃大以下)ないし含礫砂岩になる。

本礫岩層は礫岩を主とし、砂岩・頁岩および凝灰岩を伴う。

礫岩は花崗岩および閃緑岩の礫を多く含み、片麻岩類の礫がこれにつぎ、石灰岩・粘板岩・珪岩・砂岩および石英斑岩の礫を伴ない、これらを花崗質の砂で充填する。このうち花崗岩や閃緑岩の礫はもっとも多量で、これらのうちには片状構造の顕著なものや不顕著のものがある。いずれも船津花崗岩類の岩石である。片麻岩類や石灰岩の礫は場所によって含まれる比率が異なり、その附近の基盤の岩石を反映するのが常である。片麻岩類および石灰岩の礫は明らかに飛驒變成岩類の岩石であって、比較的基底部に多い。花崗岩・閃緑岩および片麻岩の礫は一般に人頭大～拳大で、まれに径70cmまたはそれ以上に達し、比較적으로よく円磨された亜角礫ないし円礫である。石灰岩の礫は地域的にその量の変化が大きく、有峰の足谷入口附近にはしばしば人頭大のものが含まれるが、その他の地域ではほとんど認められない。古生層から導かれた礫は一般に胡桃大以下で、本礫岩層の上部ではやや量を増すが、下部ではきわめて

註7) 今村外治³⁷⁾⁴⁷⁾は庵谷峠礫岩とよんだ。庵谷峠は太田薄波の西方の域外。

第 4 表 植 物

化石種名	地層名		庵谷峠礫岩層		猪 谷		猪 谷		
	産	地	北ノ俣川	有峰北部	祐延	猪根谷	北ノ俣川	岩谷井	和南横山 佐部府東部
<i>Marchantites Yabei</i> KRYSITT									
<i>Equisetites</i> sp.				○					○
<i>Coniopteris</i> cf. <i>hymenophylloides</i> (BRONGNIART)									
<i>Onychiopsis elongata</i> (GEYLER)									○
<i>Adiantites Sewardi</i> YABE							?		
<i>Sphenopteris</i> cf. <i>nitidula</i> (YOKOYAMA)							○		
<i>S.</i> sp.									
<i>Cladophlebis argutulum</i> (HEER)									
<i>C. Browniana</i> (DUNKER)							?		
<i>C. denticulata</i> (BRONGN.)									
<i>C. distans</i> (HEER)									
<i>C. lobifolia</i> (PHILLIPS)								○	
<i>C.</i> cf. <i>lobifolia</i> (PHILLIPS)									
<i>C.</i> sp.							○	○	○
<i>Nilssonia</i> cf. <i>Kotoi</i> YOKOYAMA									
<i>N.</i> sp.									?
<i>Pseudocycus</i> (?) <i>acutifolia</i> OISHI									
<i>Ptilophyllum</i> ? sp.									○
<i>Sagenopteris</i> ? sp.									
<i>Ginkgoites digitata</i> (BRONGN)									
<i>Ginkgoidium</i> cf. <i>Nathorsti</i> YOKOYAMA								○	
<i>Czekanowskia</i> cf. <i>rigida</i> HEER								○	
<i>Podozamites</i> cf. <i>Griesbachi</i> SEWARD								?	?
<i>P. lanceolatus</i> (LIND. and HUTTON)								○	○
<i>P. Reinii</i> GEYLER								○	?
<i>P.</i> sp.									○
<i>Xenoxylon latiporosum</i> (CRAMER)			○		○				?

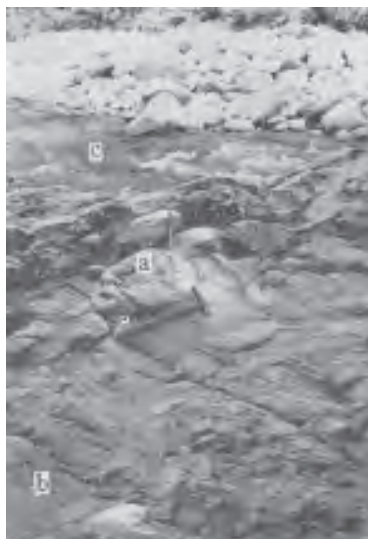
a



cg: 庵谷峠礫岩層 gr: 船津花崗岩類
 白線は不整合面 (N85° E・40° N ~ E-W・48° N)

図版6 北ノ俣川の河畔にみられる庵谷峠礫岩層
 北ノ俣川中流の西岸 (NW に向かって写す)

b



a: 船津花崗岩類の礫 b: 砂質部
 c: 北ノ俣川
 北ノ俣川中流の西岸

少量である。珪長岩の礫は一般に拳大一胡桃大のもので、諸所に含まれるが量は多くない。砂岩は古生層からもたらされ、他のものと同様に、本礫岩層の上部では僅かに存在し、手取層群の再蝕礫と思われるものも含む。

砂岩は淡灰～白色を呈し、角粒の石英や長石を多く含み、花崗質で粗粒ないし含礫砂岩が多い。頁岩は一般に灰色～暗灰色を呈し、砂質のものが多く、また炭質頁岩もある。砂岩や頁岩は本礫岩層の上部では比較的に顕著であるが、下部では不顕著であって、いずれも一般に数 m 以下の薄層をなし連続性に乏しい。凝灰岩は白色を呈し、厚さ数 cm ～ 10 数 cm の薄層が、有峰東部では本層の上部の頁岩中に挟有される。

本層中には諸所に化石樹幹 *Xenoxylon latiporosum* (CRAMER) の破片を含む。図版 7 は転石中の化石樹幹を示した。



図版 7 鹿谷峠礫岩層中の化石樹幹
場所：祐延ダムの北東方山地、祐延衝上に
接近した地域の庵谷峠礫岩層中

猪谷互層^{註8)}: 猪谷互層は庵谷峠礫岩層の上位にあって、これと漸移関係にある。手取層群の周辺部によく分布する庵谷峠礫岩層の内側を占めるのが常である。本層の厚さは一般に200～350mであるが、真川の上流では僅か10数mとなる。

本層は主として砂岩と頁岩との互層からなり、礫岩を伴なう。

砂岩は淡灰色、帯青灰色～白色を呈し、一般に花崗質で中粒ないし含礫の砂岩であり、細粒のものは少ない。それぞれの厚さは数m以下である。

頁岩は一般に暗灰色～灰黒色を呈し、時に灰色や黒色のものを含み、砂質のものや炭質頁岩を挟有する。頁岩中には多量の植物化石を埋蔵する(第3表参照)。それぞれの厚さは1m以下のものが多い。

礫岩は一般に本層の下部に多く、上部では少ないが、東部の真川河畔から北ノ俣川^{きたのまた}にわたる一帯ではきわめて優勢で、庵谷峠礫岩層のものとよく類似するが、時には黒色粘板岩の角礫を少量ながら含むことがあり、かつ礫の大きさが庵谷峠礫岩層のものよりやや小さい傾向がある。東部地域の礫岩は礫の大きさが人頭大のこともあるが、一般には夏蜜柑大以下で、基質の砂は豊富で含礫砂岩質であるため、庵谷峠礫岩層のものと区別ができる。

跡津川累層 本累層は一般に長棟川累層に整合し、本地域における石徹白亜層群一赤岩亜層群の上位輪廻を示す堆積物である。下から南俣谷礫岩層および和佐府互層に区分される。

南俣谷礫岩層: 本礫岩層は猪谷互層を整合に被覆し、西部地域では漸移的關係にあるが、北ノ俣川上流では局部的に不整合關係の存在する疑いもある。図版8はこの露頭を示した。有峰南東部では地層のオーバーラップによって、本礫岩層が直接に船津花崗岩類を不整合に被覆している。本層中および本層の上下位に接する層準にはしばしば厚さ数10～数100mの珪長岩が岩床状をなして挟有される。その好例は有峰ないし祐延の岩体および南俣山北方山地に露出するものである。珪長岩の産出状況は詳らかではないが、部分的には南俣谷礫岩層の礫岩が不整合に被覆している。図版9および第2図にこの關係を示した。

本礫岩層は礫岩・砂岩および頁岩からなり、時に凝灰岩を挟有する。

註8) 今村外治³⁷⁾⁴⁷⁾は猪谷層とよんだ。



ss : 砂岩～砂質頁岩 (猪谷互層)
cg : 礫岩 (南俣谷礫岩層)

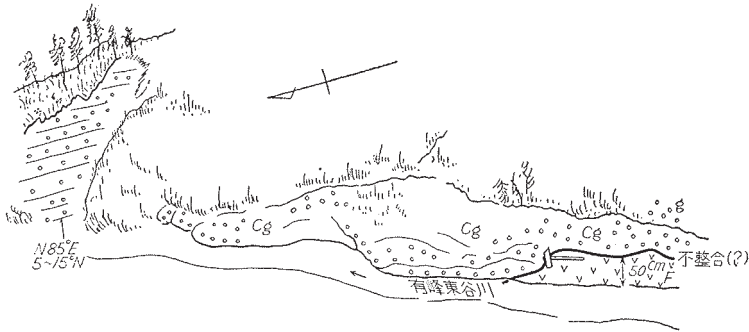
図版 8 北ノ俣川上流に見られる南俣谷礫岩層

礫種は黒色粘板岩 (一部に千枚岩質のものを含む) がもっとも多く, 部分的には 30～90%を占める。続いて花崗岩礫が 10～60%を占めるところもある。いずれも角礫が大部分である。ss と cg との境には不整合 (?) 的なところもある。



g : 崩土および礫
cg : 礫岩 (南俣谷礫岩層)
F : 珪長岩 (石英斑岩類)
白線は不整合 (?)

図版 9 有峰東谷における南俣谷礫岩層と珪長岩との関係
(有峰東谷の東岸)



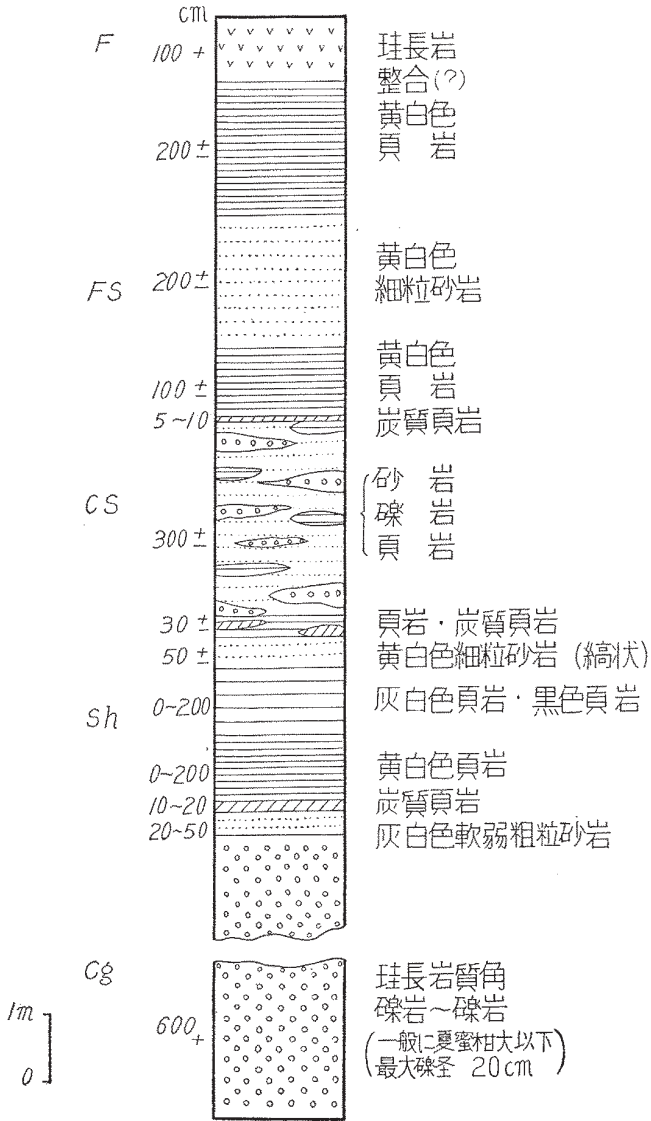
g: 崩土および礫 cg: 角礫岩-礫岩 (南俣谷礫岩層) F: 珪長岩 (石英斑岩類)

珪長岩は鱗状 (流状構造?) であつて、その面は $N50^{\circ}E \sim N55^{\circ}E \cdot 15^{\circ}N$ である。不整合面 (?) の上位約 6 m は珪長岩質角礫岩-礫岩 (ほとんど珪長岩の礫大以下の角礫からなる) で、それに不整合 (?) 関係で 8 m 以上の細礫礫岩 (黒色粘板岩の胡桃大以下の角礫を多く含む) がのつている。

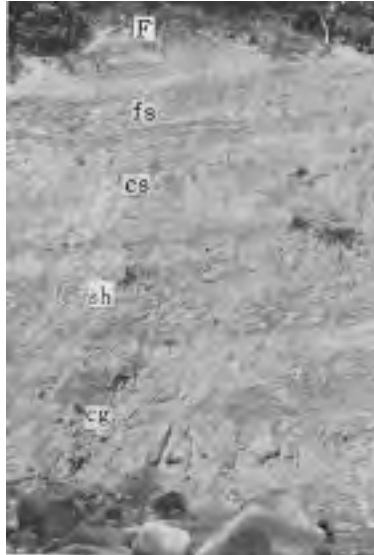
第2図 有峰東谷における南俣谷礫岩層と珪長岩との見取図 (有峰東谷東岸)

礫岩は黒色粘板岩・花崗岩・閃緑岩・片麻岩・珪長岩ないし石英斑岩・灰色頁岩・砂岩およびチャートなどの礫を含み、これらの砂で充填したものである。著しい特徴は黒色粘板岩および珪長岩の角礫が比較的に顕著なことである。黒色粘板岩や珪長岩の角礫は礫岩層中の礫の大部分を占めることもあり、またその量がきわめて少ないこともあって変化は著しい。図版 10 および第3図は珪長岩に接近した地域 (有峰東谷) における南俣谷礫岩層中の珪長岩の礫を含むものを示した。礫の大きさは東部地域でもっとも大きく、夏蜜柑大~胡桃大であるが、西部になるにつれて次第に大きさを減じ、中部以西では一般に胡桃大以下となる。礫の大ききの減少につれて、一般に黒色粘板岩の礫も量および大きさを減じ、時には径数 mm の小礫の礫岩中に、粘板岩の小粒 (1 ~ 2 m) を含むに過ぎないところもある。

砂岩および頁岩は猪谷互層のものと同様である。東部地域で礫岩が顕著であるときは、砂岩および頁岩は劣勢であると同時に、砂岩は粗粒、頁岩は砂質の部分が多くなる。西部に至るにつれて、砂岩は細粒となつて、頁岩とともにその量を増加し、礫岩・砂岩および頁岩が交互する。凝灰岩は淡灰色~白色または黄白色を呈し、酸性で、時に砂質である。



第3図 有峰東谷における南俣谷礫岩層の地質柱状図(符号は図版10と共通)



F: 珩長岩
 fs: 細粒砂岩
 cs: 砂岩・礫岩・頁岩
 sh: 頁岩
 cg: 礫岩～角礫岩

図版 10 有峰東谷における南俣谷礫岩層の露頭
 いずれも珩長質である。符号は第 4
 図と共通（有峰東谷西岸）

本礫岩層は東部地域では厚くて約 150m を算するが、西部になるにつれて厚さを減少し、約 70m となる。

和佐府互層: 本層は南俣谷礫岩層と漸移する。本地域の手取層群の最上部で、構造盆地の中央部を占めて広く分布する。

本層は砂岩および頁岩の互層からなり、礫岩および凝灰岩を挟有する。

砂岩・頁岩および礫岩は猪谷互層のものと同様であるが、僅かに固結の程度が低い。礫岩が真川の流域で顕著であることは、猪谷互層と同様である。凝灰岩は淡灰白色～白色または黄白色を呈し、酸性である。頁岩中には植物化石を多量に埋蔵するが、猪谷互層と異なり種類はあまり多くない(第 3 表参照)。

本層の厚さは 500m を超える。

対比：長棟川累層からは植物化石を豊富に産し、種類も石徹白亜層群からのものと甚だしい相違は示さない。これらのうちに、手取層群からは石徹白亜層群から後の地層に産出が限られる *Xenoxylon latiporosum* (CRAMER) や *Podozamites Reintii* GEYLER が認められる。とくに *Xenoxylon latiporosum* は長棟川累層の下部の庵谷峠礫岩層中にも多量に含まれている。岩質および化石の類似から長棟川累層は石徹白亜層群にあたることは明らかである。

跡津川累層から産する植物化石によって、適確な地質時代を示すことは不可能であるが、跡津川累層中にはしばしば凝灰岩を含み、これと密接な関係をもつ珪長岩がある。これらのことは、跡津川累層が赤岩亜層群に対比される可能性のあることを暗示する。

手取層群の地質構造

本地域の手取層群は一般に E-W ~ ENE-WSW 方向の小褶曲をくり返し、これを種々の方向の断層群が切断して、複雑な地塊構造が形成されている。

九頭竜亜層群 九頭竜亜層群の有峰頁岩層は、北東部に限って小範囲に、断層で他の岩石と接しあるいは赤岩亜層群の下位から現われるのみで、全体としての地質構造を詳らかにすることはできない。この近傍の赤岩亜層群の基盤の大部分が船津花崗岩であることからみて、長棟川累層堆積前には有峰頁岩層は船津花崗岩類の窪地に限って小範囲に残存していたことが判る。そして、跡津川累層の堆積後における地塊運動によって、現在見られるような分布を示すに至った。

石徹白亜層群—赤岩亜層群 本地域の石徹白亜層群—赤岩亜層群は、全体として、盆地状構造を形成し、一部は域外に連なり、域外の北方から帯状構造をして北東に連なる(第1図参照)。

本地域の地質構造に対して、もっとも大きな影響を与えるものは、横山および祐延両衝上と SW-NE 方向の断層群とである。

横山衝上^{註9)}は手取層群とその南ないし西側の基盤との境を画する。南東部の北ノ俣川上流では、基盤と長棟川累層の下部の庵谷峠礫岩層との境は不整合である(図版6a 参照)。この不整合面は西の延長部の南俣谷では見掛上の正断層で、走向 N70°

註9) 三浦仲平(1925)が発見した(東大卒論)。

W, 傾斜 $88 \sim 90^\circ$ N の断層面を示し, $7 \sim 10$ cm の破碎帯を伴なう。南俣谷から西方では横山衝上は南傾斜に移り代わり, 岩井谷東部の神岡鉦山下之本坑の坑内では, 断層面の走向は $N55^\circ W \sim N85^\circ W$ で, 傾斜は $35 \sim 70^\circ S$ となり, 数 cm ～数 m の厚さの破碎帯を伴なう。森茂北部において衝上断層は走向を北西に転じて南西に傾き, 低角度であるために, 佐古の付近には 2 つのクリップと 1 つの半窓とを生じている。大多和から横山衝上の走向は WNW に向かい, 大津山北方では地窓が現われる。この地窓に開口した神岡鉦山の持ヶ壁坑は, 坑道が $N35^\circ W$ で南に向かってのび, 入口から約 190m 奥に走向 $N75 \sim 85^\circ E$, 傾斜 $30 \sim 35^\circ S$ の横山衝上が認められる。横山附近では衝上は NW に向かい, 高原川の河畔^{註 10)}では断層走向は $N45^\circ W$, 傾斜は $35^\circ W$ である。図版 11 はここで見られる衝上を示した。中山南方では断層の走向は E-W, 傾斜は $25 \sim 35^\circ S$ となる。図版 12 は中山西方のソソボ谷入口 (域外) に見られる横山衝上である。中山の西方宮川の南岸 (域外) で見られる横山衝上の走向は E-W で, 傾斜は $15^\circ S$ である。この



m : ミロナイト化した船津花崗岩
 a1 : 猪谷互層
 f : 横山衝上の衝上面 ($N45^\circ W \cdot 35^\circ W$)

図版 11 高原川河畔 (横山) に見られる横山衝上 (横山千貫橋の北側)

註 10) 千貫橋の東側。



cg：庵谷峠礫岩層
 gr：船津花崗岩（ミロナイト化す）
 白線は横山衝上線。白線で囲まれたcgの上面が
 衝上面で、断層角礫も断層粘土も認められない。
 衝上面はこゝでは $N65^{\circ}W \cdot 20^{\circ}S$ を示す。

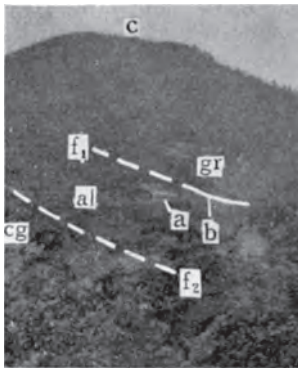
図版 12 ソンボ谷入口に見られる横山衝上

断層は北西に向かって連なり、後に生成した断層によって切断され、北西域外の桐谷南方に達する。そして域内の太田薄波南西方にはクリツベが存在する。

このようにして、南東部地域では手取層群と基盤との境界である不整合面はそのまま残り、北西になるにつれて基盤は上昇して、手取層群との間に迂りが起り見掛上の正断層を生じ、さらに転位量が増すと推し被せ構造を形成するに至った。このために、横山衝上に接近した手取層群は擾乱をうけた。横山衝上の近接地域の手取層群の走向は衝上の方向とほぼ一致し、そのためにENE-WSW方向の褶曲軸はN-Sに方向を

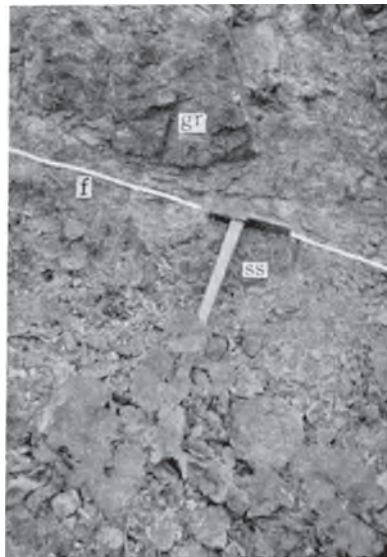
転ずることもある。またしばしば地層が転倒し、あるいは派生した断層によって地層が引きづられて複雑な褶曲構造を示す。すなわち、岩井谷付近では褶曲軸は弯曲し、逆転した褶曲構造によって猪谷互層はレンズ状の露出を呈し、横山衝上に沿って庵谷峠礫岩層の小露出が現われることがある。衝上によって地層がはげしく転倒し、それに伴って引きつり上げられた庵谷峠礫岩層の小露出は、岩井谷東部・大津山北東方・横山南東方および図幅地域に接した直ぐ西側域外のソボ谷入口等で見られる。

祐延衝上は祐延堰堤傍で確認される。図版 13 にこれを示す。この西方の延長部は不明であるが、東方の延長部は有峰北方に現われる。猪ノ子谷奥の有峰頁岩層と庵谷峠礫岩層との間の低角度断層（図版 5 参照）は、祐延衝上に伴って生じたものであろう。有峰北方から祐延衝上は断層に切断されて転位し、北東方域外のザラ峠附近を通ると思われる。祐延衝上は、手取層群を擾乱させ、有峰北方では NE-SW 方向の褶曲軸を湾曲させて、2つの向斜と1つの背斜構造を生じ、また局部的には地層を逆転



(a) 祐延堰堤

- a: 貯水池用建物
- b: 堰堤ぎわの祐延衝上の露頭位置
- c: 東笠山
- f₁: 祐延衝上
- f₂: NE-SW 性の断層
- gr: 船津花崗岩
- al: 猪谷互層
- cg: 庵谷峠礫岩層



(b)

- gr: 船津花崗岩
- ss: 砂岩（猪谷互層）
- f: 祐延衝上 (N50° E・30 ~ 35° N)

図版 13 祐 延 衝 上



- a: 山腹の窪地に僅かに礫層と沖積層があり、そこに水田と人家がある。
 b: 山腹の窪地にも礫層と沖積層がある。佐古西端の水田
 c: 跡津川部落

図版 14 跡 津 川 峡 谷

V字谷をなして北岸の中腹に3段に道がついている。
 (佐古から跡津川部落を望む)

させている。

衝上断層以外の断層群も手取層群を擾乱させている。そのうち、もっとも大きく影響を与えたものはNE-SW方向の断層群である。手取層群とともに横山・祐延両衝上をも甚だしく転位させる。この種の断層で顕著なものは、跡津川断層^{註11)}(跡津川一有峰)・茂住断層(茂住谷一祐延)および森茂一和佐府のものなどである。跡津川断層は大多和峠より以東では2本に分岐する。図版14は跡津川峡谷を示した。この峡谷は4kmにわたって断層に沿って真直ぐにのびている。これらENE-WSW方向の断層群は、本地域内でもっとも新期に生成された。

NE-SW方向の断層群は、上述の断層群より古く、E-W方向のものより新しい。前述の断層群はいずれも衝上よりは新期に生成されて衝上を切断するものである。しかし、大多和附近を通るNNE-SSW方向の断層は、手取層群を大きく転位させ東側が落ちているが、横山衝上によって切断されている。

後期中生代の地殻変動^{註12)} 手取層群の地質構造や堆積環境などをよく理解するために、後期中生代の地殻変動を考察する。

註11) 辻村太郎はこの断層の延長は24～30km以上とした²²⁾。

註12) 本地域の後期中生代の地殻変動は小沢儀明¹⁸⁾¹⁹⁾²⁰⁾²³⁾ および小林貞一³⁰⁾⁴⁰⁾⁴⁴⁾⁴⁶⁾⁵⁰⁾⁵³⁾⁵⁸⁾はジュラ紀末と考えた。

飛驒高原西部に分布する手取層群は、造山期の堆積物¹⁰⁵⁾¹⁰⁷⁾¹¹⁰⁾¹¹¹⁾であることが知られている。本地域の手取層群も層序・岩質変化および地質構造などからみて、造山期の堆積物である。

九頭竜亜層群は粗粒の堆積物から始まる。本地域におけるものは真川砂岩礫岩層である。このような顕著な礫岩を堆積させた環境、すなわちある種の地殻の動揺が存在したことを示す。東坂森累層は、この種の地殻運動に伴った沈降ないし海進によって堆積したものである。本地域の石徹白亜層群の基底礫岩に当る庵谷峠礫岩層も顕著な礫岩からなり、その基底部では基盤岩類を反映して、花崗岩礫のみでなく片麻岩礫も伴うが、上部になるにつれてほとんど花崗岩礫のみからなる。東方地域(域外)に花崗岩が広大な分布を占めること、真川流域を中心とした東部地域の長棟川累層は粗粒である事実とともに、庵谷峠礫岩層の礫種の変化は、東方から物質が急激に供給されたことを暗示する。そして、真川流域で跡津川累層がオーバーラップによって直接に基盤を覆うに至ったものであろう。船津花崗岩の分布地域に狭小な範囲で東坂森累層が現われることは、長棟川累層堆積以前に顕著な不整合―隆起運動による一と、長棟川累層堆積中にも地殻の沈降の推移があったことを示す。

珪長岩の貫入ないし溢流が手取層群堆積中に起っていることは、この時期に火山活動も地殻変動の一翼を負っていると思われる。

各地の手取層群の上に、基盤の岩類を衝上させた衝上断層^{註13)}は、諸所で知られているが、本地域にも横山・祐延両衝上がある。両衝上は赤岩亜層群堆積後、すなわち上部白堊紀後に生成したことは明らかである。また北方地域(図幅地域外)では横山衝上が新第三系^{註14)}に被覆されることからみて、白堊紀末期に生成されたと予想される。以上のことを総括すると、本地域において認められる後期中生代の地殻変動は、次のように要約される。

第1段階:東坂森累層の堆積前の不整合で示される隆起(削剝),第2段階:東坂森累層の堆積(基底礫岩を伴った)による急激なる沈降と海進,第3段階:長棟川累層の堆積前の削剝で示される隆起,第4段階:庵谷峠礫岩層で示される急激な基盤

註13) 藤本治義²⁸⁾は手取川上流で衝上断層を発見し、前田四郎¹⁰⁸⁾は常願寺川流域で藤橋衝上を記載した。荒島岳図幅内には大納および伊勢の両衝上が知られる¹⁰⁷⁾¹¹⁰⁾¹¹²⁾。根尾図幅内には徳山衝上等がある¹¹⁰⁾。

註14) この新第三系は八尾層群(中新統)とよばれている³⁴⁾⁴⁷⁾。

の剝削と地層の堆積，第5段階：珪長岩の溢流と南俣谷礫岩層で示される特殊な堆積環境（黒色粘板岩礫と珪長岩礫で示される），第6段階：横山・祐延両衝上の生成と手取層群の褶曲の生成，第7段階：断層群を生成した地塊運動などの現象があった。このうちのあるものは相互に密接に伴ない。あるいは場合によってはとくに著しく表現された。そしてこれらの諸段階を通じて本地域の地殻は激しく動揺した。

II. 5.2 石英斑岩類

本岩類には2通りのものがある。1つは手取層群中に岩床状に分布するものであって、とくに南俣谷礫岩層と密接な関係をもつ珪長岩であり、他は明らかに手取層群堆積後に貫入した石英斑岩である。

珪長岩

珪長岩に属するものは長棟川および跡津川両累層中に岩床状に挟まれ、場所によってはこれらを通りぬき、あるいは熔岩として溢流した。本岩の活動の全貌は明らかではないが、南俣谷礫岩層堆積と相前後してもっとも激烈であった。本岩の顕著な露出は有峰一祐延および打保谷に現われるものである。

有峰一祐延における珪長岩はもっとも厚い部分では500mを超え、場所によっては手取層群の岩石に接触変質を与えて絹雲母の生成が見られるが、局部的には南俣谷礫岩層によって不整合関係(?)で被覆され(図版9および第2図参照)、あるいは整合(?)に被覆されるようである。打保谷の岩体も同様な産状と思われる。長棟川上流の本岩は、岩床状をなすものであるが、一部では明らかに手取層群を貫ぬく岩脈である。

岩石は淡黄白色～青灰色を呈し、一般に細粒～微粒である。肉眼では顕著な石英を認めないのが普通であるが、まれに石英の斑晶が顕著な部分もある。おもに石英および微斜長石からなり、変質が著しく、緑泥石・白雲母・鉄鉱等の2次の鉱物に富み、時に粗粒となり大きさ3mmに達する長石の斑晶を含む場合もあるが、これらの斑晶は、いずれも、まったく緑泥石などに変質してしまっている。

石英斑岩

石英斑岩はいずれも岩脈として手取層群やその基盤に貫入しにものである。本地域では南部地域に多く、北部地域のもの主として珪長岩に属する。本岩に属するもの

の好例は、神岡鉱床下之本坑の坑内に現われ、鉱床の生成と密接な関係^{註15)}を有するものである。

岩石は淡灰色～淡黄灰色を呈し、斑晶は長さ8mmに達する熔蝕された石英および自形の斜長石からなり、両者の比は部分的に変化が著しい。石基は細粒の石英片・カリ長石からなり、緑泥石などの2次的鉱物にとみ、斑晶も石基も変質をうけている。

石英斑岩は横山衝上生成後に貫入したのものもあるが、時には珪長岩と密接な関係を有するものもあり、貫入の時期によって区別することが難しいので、こゝでは珪長岩とともに一括して塗色した。

II. 6 新 生 界

本地域における新生界には第三紀の火成岩類および第四系がある。

II. 6.1 第三紀の火成岩類

第三紀における火成岩類は粗粒玄武岩および安山岩類である。

粗粒玄武岩

粗粒玄武岩は手取層群を貫ぬいて有峰の東谷奥に2カ所と、大多和東方山地に1カ所、岩頭をなして露出するに過ぎない。

岩石は暗灰色粗粒で、斑晶は著しく変質した塊状半自形の普通輝石と、おそらくこれが、2次的に変化したと思われる方解石および緑泥石の集合体からなり、石基は斜長石(中性長石)の拍子木状結晶の集合からなり、その間を鉄鉱粒および緑泥石などが充填している。

本岩の貫入の時期は詳らかではないが、こゝでは仮に第三紀とした。

安山岩類

安山岩類は本地域の山嶺部を占めてかなり広く分布する熔岩と、岩脈として貫入した小岩体とがある。

註15) 加藤武夫²¹⁾³²⁾は横山衝上後に烈しい火山活動が起り、下之本坑の金銀鉱脈はこの時に生じた熱水鉱床で、この地方に諸所に発達する石英斑岩や石英粗面岩の岩脈は、この火山作用の遺物であるとした。

安山岩類には普通輝石角閃石石英安山岩と含柘榴石角閃石安山岩とがある。いずれも貫入の時期は詳らかでないが、仮に第三紀とした。

普通輝石角閃石石英安山岩 熔岩として東笠山－西笠山から西笠山南画山腹にかけて分布するものが、もっとも広域を占める。他の大部分の熔岩および岩脈は、いずれも本岩に属する。

岩石は帯緑暗灰色～灰黒色を呈し、部分的には変朽安山岩となっている。

斑晶は約 1mm の半自形をなし、淡色の角閃石、約 2mm 皿の半自形の斜長石（曹灰長石）および円味を帯びて熔蝕された石英からなり、時に周辺部が緑色角閃石に変化した普通輝石を産し、そして輝石は著しく巨大となり、数を増し、これに反して緑色角閃石が減少することがある。石英中には黒雲母片が包有される場合も少なくない。石基は石英・斜長石およびカリ長石の小片からなっている。石基および斑晶の斜長石は緑泥石化することが多い。

柘榴石含有角閃石安山岩 柘榴石含有角閃石安山岩に属するものは、打保谷北方の熔岩および祐延堰堤東側の断層面に貫入した岩脈である。

岩石は暗灰色～青灰黒色を呈する。斑晶は約 3mm の斜長石・角閃石および柘榴石からなる。角閃石は一般に長さ 5mm、打保谷北方ではしばしば長さ 5cm のものを含み、変質してオパサイト縁に取り巻かれた緑泥石および方解石の集合体になる。柘榴石は丸味を帯びた半自形を呈し、鉄鋇および緑泥石片を包有し、割れ目に富み、一部は周辺部が熔蝕をうけている。

石基は細かな柱状斜長石およびカリ長石からなり、副成分鋇物として燐灰石・鉄鋇およびチタン石 (?) の小片がある。

II. 6. 2 第四系

第四系に属するものは礫層および沖積層である。

礫 層

礫層は山間の小盆地および河川の沿岸に小規模に分布する。そのうちで著しいものは有峰のもので、厚さが約 50m に達する。小丘陵状山地に分布し、かつて湖沼が存在したことを暗示する。有峰では、礫は大きさが一般に夏蜜柑大～拳大で、礫種には手取層群の岩石や珪長岩が多く、一般に亜角礫ないし円礫である。礫を充填する砂は



図版 15 有峰における礫層 (峠谷入口附近から南西に向かって写す)

比高約 70 ~ 100m の小丘陵状山地に礫層がみえる。
有峰北東部 (和田川の西岸)

比較的豊富であり、礫層中には薄い砂や粘土を挟む。図版 15 は有峰の礫層からなる小丘陵を示したものである。下之本一和佐府近傍の小丘陵状山地の緩い斜面にも点々と礫層の分布が見られる。この地域では、船津花崗岩・手取層群の岩石および安山岩の礫を多く含み、安山岩礫にはしばしば巨礫 (径数 m) のことがある。

河川の沿岸には段丘堆積物がある。礫層を主とし、薄い砂や粘土を挟む。礫種は基盤の岩石および供給源の基盤などによって、一様ではない。また淘汰の程度や礫の大きさも、その近傍の地形その他の影響を受けているので、地域によって相違がある。

高原川の流域には数段の段丘¹²⁾が見られ、平地をなしあるいは山腹に緩い斜面がつくられる。高原川流域の礫層は一般に花崗岩・片麻岩および手取層群の岩石などを礫として含み、厚さは 10 数 m のことが多い。その上位に、上流から運ばれた浮石質熔岩の砂や礫 (胡桃大以下の小角礫) がしばしば堆積している。浮石質の砂礫層は一般に 10 数 m 以下である。



図版 16 真川上流の礫層 (寺地山北方の峡谷)
こゝでは厚さ 30～50m, 角礫の
大きさは最大 1～2m である。

河川の上流や急峻な地形を呈する近傍で見られる礫層は、扇状地または崖錐性を帯びた堆積物があり、角礫を多く含み、巨礫を認めることがある。図版 16 は真川上流 (寺地山北側の峡谷) に見られるその好例を示した。

沖 積 層

沖積層は河川の流域に小規模に分布する。礫層からなる小丘陵の山稜の平坦面の上にも、諸所に小規模に分布している (図版 14 参照)。図版 17 は図幅地域北西端における礫層の上位に見られる沖積地を示した。分布がきわめて狭い沖積層は、地質図には省略している。

本地域の水蝕は比較的に急速に進行していて、各所で岩石が崩落している。もっとも激しい跡津川流域では、降雨によって山腹の道路上にしばしば落石を認める。図版 18 は跡津川上流の和佐府で生じた川岸の崩壊である。



海拔400m 附近の段丘面（礫層が分布する）にある沖積層（水田がある）を示す。
 ので地質図に示した。a は高原川の支流猪谷川（域外）、高原川の河床は海拔200m、県道は
 図版17 段丘堆積物



図版18 川岸の崩壊
 a にあった礫（径約3m）がbに転落した
 （場所：跡津川上流北岸の下之本坑坑口附近）



地質図には省略した。この南東方の段丘（海拔 550m 附近）上の沖積層はかなり広い
 海拔 280m くらい。（場所：小糸東部山地）
 （礫層）の上位の沖積層

III. 応用地質

III. 1 金属鉱床

本図幅地域内には、栃洞・茂住・下之本の 3 山をふくむ神岡鉱山および吉城鉱山が、現在稼行され、他に休山中の長棟鉱山などがある。

これらの諸鉱床は、鉱床の型式から 2 分される。1 つは、栃洞・茂住両鉱床で、著しく規模が大きく、おもに飛騨変成岩中の石灰岩に関係する交代鉱床である。他の 1 つは、吉城・下之本両鉱床で、規模は小さく、中生層または船津花崗閃緑岩を貫ぬく熱水性鉱脈である。上記両型式の鉱床は、大きくみると、ほぼ同一鉱化作用に属する可能性が強い。また、母岩と両型の分布とは、密接な関係があると考えられる。

各鉱床相互の関係をみると、栃洞と茂住は、鉱床および鉱石の性質が類似し、両者の間には、小規模な同種鉱床が連続して散点することなどから、明らかに同一鉱化作用に属する。吉城と下之本は鉱床の型式をやゝ異にするようであるが、いずれも E-W 方向に走る鉱脈で、同じ岩相の石英斑岩脈を伴ない、両者の間には、同じ E-W 方向に走る断層および石英斑岩脈があり、ほぼ同一鉱化作用に属する可能性を示している。

両型の鉱床の相互関係をみると、栃洞・茂住鉱床の一部が脈状であること、また鉱脈型の鉱床に関係する石英斑岩脈は、交代鉱床にもあらわれ、ことに栃洞の場合、吉城・下之本と雁行する岩脈が存在することなどから、両者は大きくみて同一鉱化作用に属すると考えられる。しかし、両者には、鉱床型式や鉱石の違いもあって、確かでない。

これらの諸鉱床の形成時代は、下之本鉱床が中生層をつらぬくほかは、母岩の時代が確立していないのでわからない。しかし、鉱床に関係する断層系が中生層中のものに共通するものがあつたり、例えば、栃洞では中生層を切る石英斑岩と平行で、同じ岩相の岩脈が鉱床中にあり、その一部を鉱石が交代していることなどから、本図幅地域内の一群の鉱床は、中生代手取統堆積以後の形成にかゝるもので、中生代末または第三紀の生成ではないかと考えられる。

III. 1.1 栃洞坑（神岡鉱山）

位置および交通 岐阜県吉城郡神岡町二十五山附近にあり、高山線猪谷駅の南方約30km、神岡鉄道を通ずる。また、高山線高山および飛驒古川駅からバスの便もある。

沿革 戦国時代末弘治年間に、和佐保新兵衛によって、はじめて開発され、銀・銅・鉛を産出したという。明治19年から三井家の所有となり、本格的開発に着手した。それ以来、亜鉛・鉛・硫酸・銀・蒼鉛・砒素・カドミウム・黒鉛など、いずれも本邦屈指の産額をしめてきた。第2次世界大戦中の乱掘により、一時大いに産額が劣えたが、数年にして戦前以上に増産されるようになった。

地質 鉱床の附近はおもに飛驒変成岩類からなり、角閃石花崗閃緑岩質片麻岩・角閃岩・斑岩・晶質石灰岩・透輝石閃緑岩質片麻岩およびアプライトなどの岩相をふくむ。また、石英斑岩・安山岩および玢岩の岩脈も著しく多い。これらの飛驒変成岩類は、二十五山を中心とした背斜構造をつくり、ほぼN20°E、40°S方向の軸をもち、その結果、SW方向に凸面をむける。その背斜構造にふくまれる小さな褶曲の軸部附近では、石灰岩層が厚く、それに鉱床が形成される。附近の飛驒変成岩類は、ミロナイトが多く、割れ目の発達著しい。

鉱床 鉱床は、飛驒変成岩が船津花崗閃緑岩に接する附近で、構造ももめ、背斜

構造の形成された部分の晶質石灰岩に関係する高熱交代鉱床で、本邦有数の規模をもつ。

鉱床は二十五山を中心に、 $1.5 \times 1.0\text{km}^2$ の地域に、1～9番をはじめ、数10の鉱体がふくまれる。これらの鉱体の形成は、石灰岩およびその背斜構造に支配される。個々の鉱体は、レンズ状をなし、いずれもほぼ $N20^\circ E$ に延び、 $40^\circ S$ に落し、母岩の背斜構造の軸にほぼ一致する。これらの鉱体のうち、最大の9番鉱体は、最大 $260 \times 60\text{m}^2$ の水平断面をもち、傾斜延長500m以上に達する。一部の鉱床は、E-W、NEおよびNW方向などに走る断層に伴なう、大きな割れ目を埋めている。

栃洞坑の北には、蛇腹・円山、さらに漆山と旧時採掘された鉱体がある。蛇腹・円山はいずれも白地は少なく、柰地が大部分をしめる。蛇腹坑は、灰重石を産することが特徴である。円山鉱体は、 $700 \times 300\text{m}^2$ の鉱床地域中に7鉱体があり、一部開発されているが、未開発部分が多い。蛇腹・漆山両鉱体は休山中である。

鉱石は、柰地と白地に分かれ、柰地鉱床は、方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱などで、脈石は灰鉄輝石がもっとも多量で、緑簾石・緑泥石・方解石・珪灰石・珪灰鉄鉱・柘榴石などをふくむ。白地は中熱水性で、レンズまたは脈状をなして柰地中に侵入し、交代するもので、鉱石は方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱を主とし、輝銀鉱・自然銀を伴ない、脈石は石英および方解石を主とし、沸石や氷長石などを伴なう。小規模だが品位が高い。

品位・鉱量・産額

品位（日本鉱産誌）

	栃洞	円山
Ag	43g/t	17g/t
Pb	0.63%	0.18%
Zn	5.7%	5.1%

鉱量（1952年4月1日現在 日本鉱産誌）

	栃洞	円山
鉱量	22,585,900t	8,042,500t
Ag	33g/t	27g/t
Pb	0.45%	0.32%

Zn	5.1%	4.6%	
産額			
	1953年	1954年	1955年
粗鋳	741,400t	763,601t	685,263t
Pb	0.5%	0.5%	0.6%
Zn	4.5%	4.5%	4.5%
Ag	34g/t	34g/t	32.2g/t
Au	0.1g/t	0.1g/t	0.5g/t

開山以来の産額 111,150,000t

Pb	Zn	Ag
0.91%	5.3%	57.7g/t

その他 栃洞・茂住・下之本の神岡3山の鋳石から、精錬の副産物として黒鉛および次のような金属が採取される。

	蒼鉛	カドミウム	黒鉛	鉛
	産額 kg	産額 kg	産額 kg	品位
1953	37,207	65,258	435	81
1954	36,520	59,223	488	81
1955	36,316	47,684	386	80

たゞし黒鉛は、栃洞および茂住坑の鋳石中で、鋳床の原岩の晶質石灰岩中に含まれていた黒鉛が、鋳石による交代作用をまぬがれてのこったものである。

III. 1.2 茂住坑（神岡鋳山）

位置 岐阜県吉城郡神岡町と富山県上新川郡大山町との県境にまたがり、池山北西地域にある。高山線猪谷駅から神岡鉄道によって東茂住に達し、自動車道路6.5kmによって、採掘事務所につく。

沿革 天正17年金森宗貞により発見され、金・銀・鉛・銅などを採掘したという。明治17年三井家の所有になってから本格的開発がはじめられ、増谷坑・池山坑な

どを稼行し、明治中期より鉛谷坑および持ヶ壁坑の開発に着手し、末期には、天戸平坑・中小屋坑などを開発した。その後、変動を経て、現在7号鍾どの池山鉱床群を主要稼行対象とするにいたっている。

地質 鉱床は、飛驒変成岩が中生層に入り込んだ、不整合および断層関係で接する附近にあり、構造はもめ、割れ目やミロナイトがよく発達する。またN-S, NW-SE, E-Wなどの断層がよく発達する。

母岩は、栃洞とほぼ同じである。しかし、構造は栃洞のように大規模な褶曲構造があるのではなくて、NNW方向の断層の、おもに下盤附近に石灰岩がひきづられたような小褶曲をつくり、軸部で肥大する。この部分に鉱床が形成されている。

鉱床 鉱床はほぼN-S方向にならび、北から、北20号・北15号・乙北・乙零号・南2号・南3号・南5号・甲などの鉱体が、走向延長1km以上、個々の鉱床の傾斜延長は、400m以上に達するものもある。これらは、いずれも前記石灰岩の褶曲軸部に形成されていて、石灰岩と同じような形や落しをもち、一部は断層によってひきづられたような不規則なレンズ状である。

また、鉱床の一部は、鉱脈状であり、その北端は中生層を貫ぬくという。

鉱床の脈石は、栃洞と同じく、柰地および白地からなる。鉱石は、閃亜鉛鉱・方鉛鉱を主とし、黄銅鉱・マチルド鉱・フライベルグ鉱・硫カドミウム鉱・磁鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱なども少量含有し、坑内上部および露頭附近では、カラミン・緑鉛鉱・孔雀石などの酸化2次鉱物もみいだされる。

茂住周辺には、池山・播磨谷・新盛・元池・銅平・中小屋・天戸平・増谷・鉛谷・持ヶ壁などの旧時開発された鉱体および未開発鉱体がある。

品位・鉱量・産額

品位	Ag	Pb	Zn		
	31g/t	2.4%	8.6%		
鉱量	確定	2,070,000t			
	推定	1,740,000t			
産額					
	粗鉱	Pb	Zn	Ag	Au
1953年	116,882t	1.9%	8.2%	29g/t	0.1g/t

1954年	122, 513t	2.1%	8.0%	30g/t	0.1g/t
1955年	122, 624t	2.5%	6.5%	28.7g/t	0.07g/t
開山以来の産額 14,730,000t					
Ag	Pb	Zn			
50g/t	3.3%	8.0%			

III. 1.3 下之本坑(神岡鉱山)

位置 岐阜県吉城郡神岡町山之村にあり、高山線猪谷駅から神岡鉄道で土にいたり、土からトロッコまたは徒歩、約15kmで採掘事務所につく。あるいは、高山線高山駅または飛騨古川駅から、バスにて神岡町船津にいたり、さらに自動車道路約25kmによる。

沿革 明治35年、住民により発見せられ、明治37年三井家の所有となる。

地質 鉱床附近は、下之本型の船津花崗閃緑岩とその北にN70°E、50～70°Sの逆断層をもって接する中生層からなる。この逆断層は、横山衝上運動に関係するものと考えられるもので、逆断層面には、石英斑岩の岩脈が侵入している。船津花崗岩は、この附近で一部ミロナイト質である。中生層は手取統で、礫岩・砂岩・泥岩およびそれらの互層からなり、一般に、E-W、20～70°Nであるが、断層面に近づくと多少もめる。岩脈には流紋岩質のものもあり、近接して平行である。

鉱床 鉱床は、船津花崗閃緑岩と中生層間の逆断層面に沿って形成された中熱水性鉱脈で、走向延長1, 200m以上、傾斜延長400m以上にわたり、いずれもほぼ東西に走り、逆断層面に平行する。

脈幅は、平均10cm、最大1mに達し、レンズ状に分散したり、断層破碎帯中に分岐したりしている。おもな鉱脈は下鍾および田代鍾で、その他下鍾の南側に大正坑、田代鍾の延長上約1, 000mに打保坑、さらに南方11,500mに大鼠坑がある。田代鍾および下鍾のみが現在稼行されている。

鉱石はアンチモン鉱物をもつことを特徴とし、エレクトラム・フライベルグ鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱・車骨鉱・毛鉱・硫砒鉄鉱・黄鉄鉱などからなり、脈石は石英を主とし、少量の緑泥石・燐灰石をふくむ。

品位・鉱量・産額

品位 (日本鉱産誌)

Pb	Zn	Au	Ag
4.5%	4.0%	12g/t	1,400g/t

鉱量 (日本鉱産誌 1952. 4. 1 現在) 48,142t

Au	Ag	Pb	Zn
12g/t	782g/t	5.3%	—

産額

	1953 年	1954 年	1955 年
粗鉱	1,564t	1,459t	1,279t
Au	10.3g/t	10g/t	11g/t
Ag	770g/t	1,070g/t	1,025g/t

なお、神岡鉱山の各鉱床について、同鉱山の資料によって、第4～8図をかゝげておく。

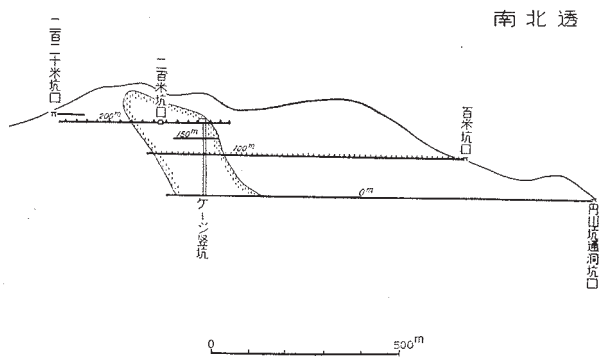
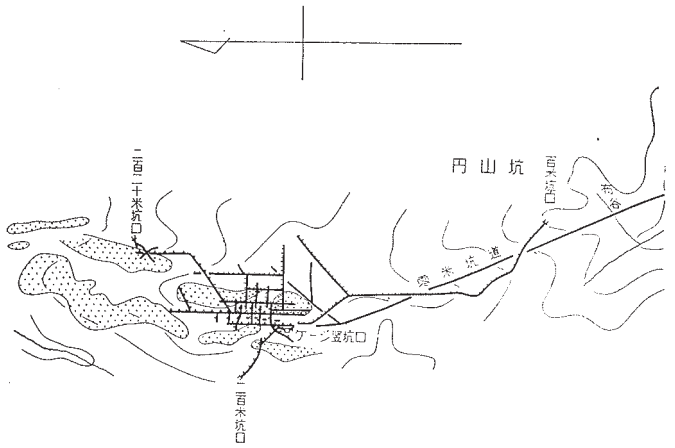
III. 1.4 吉城 鉱 山

位 置 岐阜県吉城郡神岡町山之村にあり、高山線猪谷駅から神岡鉄道で神岡町船津にいたり、さらに約20km、自道車道路にて採掘事務所にいたる。

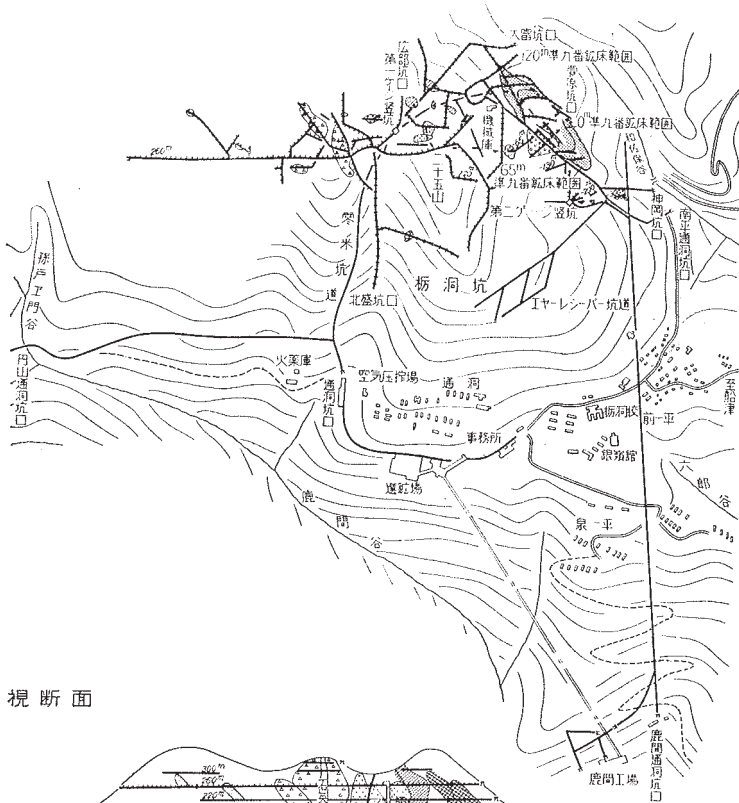
地 質 鉱床附近には、下之本型の船津花崗閃緑岩が分布し、鉱床に接して、鉱床にほぼ平行する石英斑岩脈が進入している。

鉱 床 鉱床は中熱水性鉱脈で、ほぼE-W方向の吉城新坑鍾・本鍾・新栄鍾およびNE方向の岡田鍾からなる。走向延長100～450m、脈幅30～60cmである。

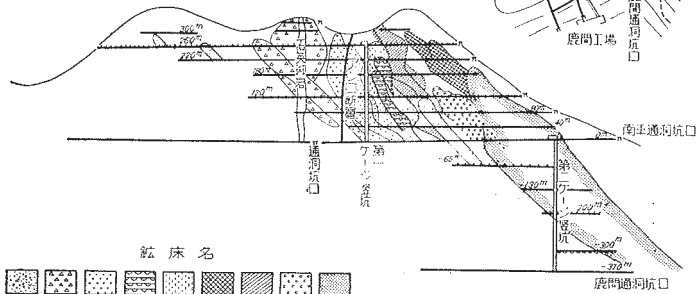
鉱石は、石英脈中にレンズ状に濃集するもので、おもに閃亜鉛鉱・方鉛鉱からなり、黄鉄鉱・硫砒鉄鉱・黄銅鉱を伴ない、まれに菱鉄鉱もある。脈石はほとんど石英からなり、少量の方解石・鉄苦灰石を伴なう。



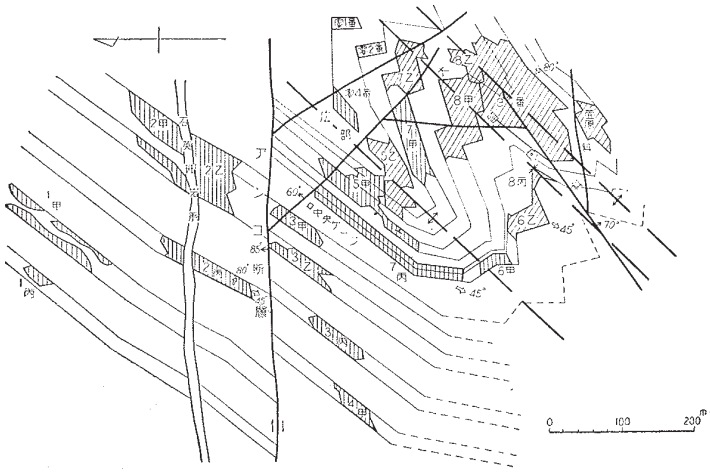
第4図 橋洞・円山



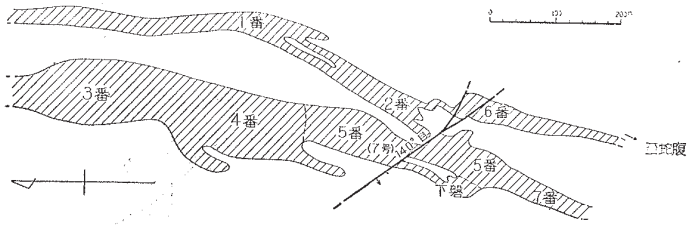
視断面



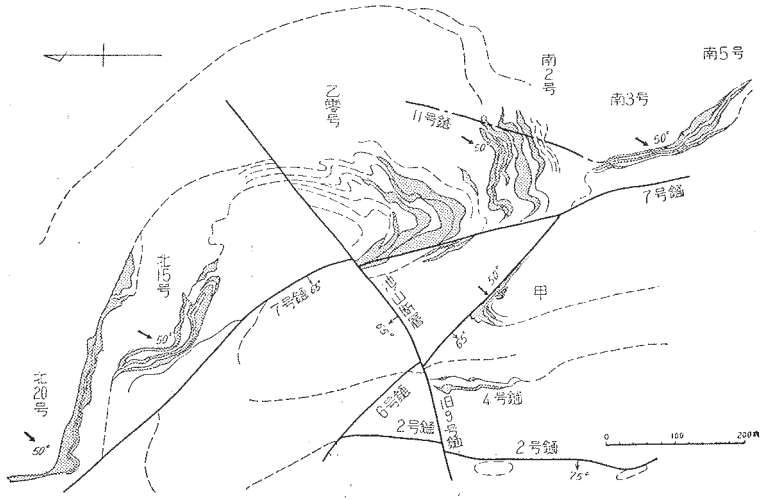
坑内外関係図



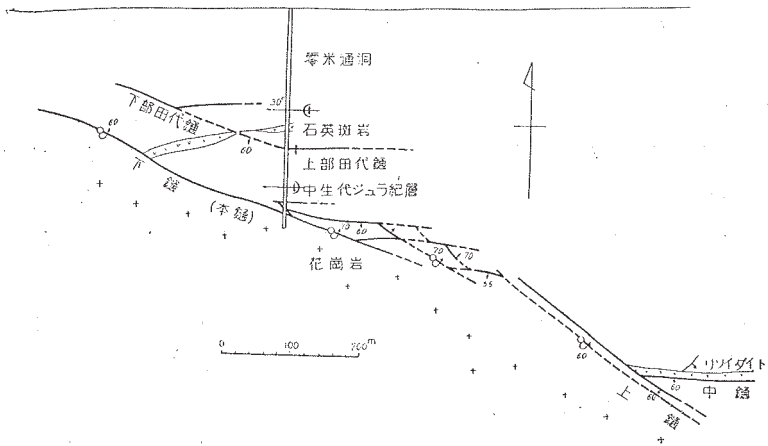
第5図 棚洞坑鉄床配置概念図



第6図 山坑鉄床配置概念図 (100m準)



第7图 茨在坑鉄床配置概念图



第8图 下之本坑鉄脈配置图(0m準)

品位・産額

品位

	走 向	傾 斜	延 長	平均幅	平 均 品 位			
					Au g/t	Ag g/t	Pb %	Zn %
吉城新坑 鍾	N80° E	80° N	100m	30 cm	2.8	166	1.3	3.3
本 鍾	N85° E	70° N	450m	40 cm	9.0	580	8.3	6.3
新 栄 鍾	E-W	55° N	100m	60 cm	2.5	270	5.0	3.0
岡 田 鍾	N45° E	70° N	50m	15 cm	5.0	300	5.0	3.0

産額

	1951 年	1954 年
粗鋳	523t	309t
Zn	1.9%	5.2%
Pb	1.9%	8.4%
Ag	155g/t	1,040g/t

なお、1938～1942 年間には、粗鋳 10,588t を産出した。

III. 1.5 長棟 鋳 山

位置および沿革 富山県上新川郡大山町にあり、高山線猪谷駅から神岡鉄道で東茂住にいたり、北東方へ徒歩約 20km、長棟川上流の旧採掘場跡に達する。

沿 革 往時、本鋳山は盛んに稼行せられたといわれ、千軒平などの地名をのこすが、詳細は明らかでない。天正年間に、大山佐平次が池ヶ原銀山と称して稼行したという。その後、明治 15～16 年、池本長五郎により、明治 41 年～大正 2, 3 年、渡辺治三郎によって採掘せられ、その後、田村正一の手にわたり大正 9 年 4 月休山してこんにちにいる。

地質および鋳床 鋳床附近は、中生層手取統に属する砂岩・礫岩・泥岩またはそれらの互層からなり、NW-SE、30° S に走り、これらを貫ぬいて、石英斑岩および玢岩岩脈が N-S 方向に進入する。

鋳床は、この石英斑岩脈に平行する約 3 條の熱水性鋳脈からなり、鋳石はおもに方鉛鋳・閃亜鉛鋳・黄銅鋳・黄鉄鋳で白鉛鋳をふくむ。脈石はおもに石英および方解石

である。

品位・鉱量・産額

品位 (日本鉱産誌)

Pb 4.2% Zn 4.3%

産額

	明治 42 年	43 年
採掘高	156,900 貫	722,730 貫
銀	2,548 匁	52,693 匁
鉛	12350 斤	177,533 斤

文 献

- 1) 坂市太郎：飛驒四近地質報文，地質要報，第 3 号，1887
- 2) Yokoyama, M. : Jurassic Plants from Kaga, Hida and Echizen, Jour. Coll. Soc. Imp. Univ. Japan, Vol. 3, Art. 1, 1889
- 3) 大塚専一：20 万分の 1 地質図幅「富山」，ならびに同説明書，地質調査所，1890
- 4) 比企 忠：神岡鉱山産の鉱物 (雑) ，地学雑誌，Vol. 4, No. 46, 1892
- 5) 篠本二郎：飛驒国神岡鉱山の鉱物，地学雑誌，Vol. 7, No. 86, 1895
- 6) 篠本二郎：飛驒国神岡鉱山の鉱物，地学雑誌，Vol. 8, No. 88, 1896
- 7) 石原初太郎：飛驒国神岡鉱山大富及東平鉱床 (雑) ，地質学雑誌，Vol. 5, No. 55, 1898
- 8) 平林 武：飛驒国産金地 (I) ， (II) ，地質学雑誌，Vol. 12, Nos. 140 ~ 141, 1905
- 9) 加藤鉄之助：飛驒山脈の地質について，地質学雑誌，Vol. 21, Nos. 246 ~ 248, 1914
- 10) 野田勢次郎：神岡鉱山，地質要報，No. 46, 1914
- 11) Y. : 神岡鉱山のシェーライト (雑) ，地質学雑誌，Vol. 21, No. 244, 1914
- 12) 佐藤伝蔵：飛驒高原川の本郷段階 (雑) ，地学雑誌，Vol. 28, No. 344,

1916

- 13) 佐藤伝蔵：神岡軌道線路の中生代化石産地(雑), 地学雑誌, Vol. 28, No. 344, 1916
- 14) 佐藤伝蔵：神岡鉱山の石英斑岩および岩脈, 地学雑誌, Vol. 29, No. 339, 1917
- 15) 佐藤伝蔵：飛騨山脈の片麻岩, 地学雑誌, Vol. 29, No. 339, 1917
- 16) 佐藤伝蔵・野田勢次郎：20万分の1地質図幅「高山」, ならびに同説明書, 地質調査所, 1920
- 17) Yabe, H. : Note on Some Mesozoic Plants from Japan, Korea and China, Sci. Rep. Tōhoku Imp. Univ., 2nd Ser., Vol. 7, No. 1, 1922
- 18) Ozawa, Y. : The Post-Palaeozoic and Later-Mesozoic Movements in the Inner Zone of Japan, Jour. Fac. Sci. Tōkyō Imp. Univ., Sec. 2, Vol. 1, Pt. 2, 1925a
- 19) 小沢儀明：秋吉台の地史と地形と地下水 (1), (2), (3), 地理学評論, Vol. 1, Nos. 1~3, 1925b
- 20) 小沢儀明：西南日本内帯における第三紀以前の地殻変動, 地理学評論, Vol. 2, No. 2, 1926
- 21) 加藤武夫：本邦における造山作用・鉱床生成の関係, 附本邦鉱床の標式, 地球, Vol. 5, No. 3, 5, 6, 1926
- 22) 辻村太郎：断層谷の性質並びに日本列島一部の地形学的断層構造(予報), 地理学評論, Vol. 2, No. 3, 1926
- 23) 小林貞一：手取統について, 地質学雑誌, Vol. 34, No. 401, 1927
- 24) Yabe, H. : Cretaceous Stratigraphy of the Japanese Islands, Sci. Rep. Tōhoku Imp. Univ., 2nd Ser., Vol. 11, No. 1, 1927
- 25) Ozawa, Y. : Geologic History of Southwestern, Japan during Mesozoic Time, Proc. 3rd, Pan-Paci. Sci. Congr. Tōkyō(1926), Vol. 1, 1928
- 26) 渡辺万次郎：神岡鉱山栴洞鉱床の硫化作用と露天化作用, 岩石鉱物学雑誌, Vol. 2, No. 1, p. 1~5, 1929
- 27) Watanabe, M. : Study on the Ore-Deposits of the Kamioka Mines. Am.

- Rep. New York, Saito Hoonkai, No. 6, 1929
- 28) 藤本治義：手取川流域に発見せる著るしい衝上断層，地質学雑誌. Vol. 37, No. 446, 1930
 - 29) Oishi, S. : Fossil Plants from Japan and Korea, Sci. Rep. Hokkaidō Imp. Univ., 2nd Ser., Vol. 14, No. 2 A, 1931
 - 30) 小林貞一：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, Vol. 38, No. 458, 1931
 - 31) 小林貞一：西南日本地体構造と中生代古地理に関する一考証（其の1），地質学雑誌, Vol. 38, No. 458, 1931
 - 32) 加藤武夫：南朝鮮および西南日本における中生代末期の火山活動，火山, Vol. 1, No. 2, 1932
 - 33) 松田亀三：神岡鉱山産魚眼石（雑），地質学雑誌, Vol. 39, No. 470, 1932
 - 34) 渡辺万次郎・井関貞和：神岡鉱山産閃亜鉛鉱と黄銅鉱との共生，岩石鉱物学雑誌, Vol. 7, No. 6, 1932
 - 35) 大石三郎：手取統について（演旨），地質学雑誌, Vol. 40, No. 477, 1933
 - 36) 片山信夫：神岡産閃亜鉛鉱結晶（雑），地質学雑誌, Vol. 40, No. 480, 1933
 - 37) 今村外治：富山県下神通川流域の中生層について（演旨），地質学雑誌, Vol. 40, No. 477, 1933
 - 38) 市川 渡：神通川およびその支流高原川流域の地形，地理学評論, Vol. 9, No. 2, 1933
 - 39) 犬塚英夫：神岡鉱山（栃洞南9番）産魚眼石について，地質学雑誌, Vol. 40, No. 481, 1933
 - 40) 大石三郎：手取統特にその化石帯について，地質学雑誌, Vol. 40, Nos. 481, 482, 1933
 - 41) 大石三郎：手取統特にその化石帯についての正誤表，地質学雑誌, Vol. 41, Nos. 484, 487, 1934
 - 42) 吉村豊文：神岡鉱山産赤銅鉱（雑），地質学雑誌, Vol. 41, No. 488, 1934
 - 43) 小林貞一：本邦中生層に関する2, 3の新事実，地質学雑誌, Vol. 42, No. 499, 1935

- 44) 小林貞一：西南日本地体構造と中生代古地理に関する一考証(其の2), 地質学雑誌, Vol. 42, No. 503, 1935
- 45) 杉 健一：飛驒神岡附近の片麻岩類に伴なう特異なアプライトおよびベグマタイト, 博物学雑誌, Vol. 34, No. 58, 1936
- 46) 小林貞一：西南日本中生代地史に関する諸件(Report of Progress), 地質学雑誌, Vol. 43, No. 513, 1936
- 47) 今村外治：神通川流域の地質について, 富山博物同好会誌, No. 3, 1937
- 48) Kobayashi, T : The Geological Age of the Mesozoic Land Floras in Western Japan Discussed from the Stratigraphic Standpoint, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol.16, Nos. 1 ~ 2, 1938
- 49) 池辺展生：衝動・衝上・押し被せ等の言葉について(雑), 地学雑誌, Vol. 51, No. 602, 1939
- 50) 小林貞一：西南日本の地体構造, 地学雑誌, Vol. 51, No. 604, 1939
- 51) Ōishi, S. : The Mesozoic Floras of Japan, Jour. Fac. Sci. Hokkaidō Imp. Univ., Ser. 4, Vol. 5, Nos. 2 ~ 4, 1940
- 52) Ōishi, S. : On the Occurrence of a *Dipteridacenus* Fern from the Tetori Series of Toyama Pref., Jour. Fac. Sci. Hokkaidō Imp. Univ., Ser. 4, Vol. 6, No. 2, 1941
- 53) Kobayashi, T. : The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Japanese Islands, Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tōkyō, Sec. II, Vol. 5, Part 7, 1941
- 54) 小林貞一：東亜中生代気候論(演旨), 地質学雑誌, Vol. 49, No. 586, 1942
- 55) 近藤信興：飛驒地方の火成岩と片麻岩類との関係について, 地学雑誌, Vol. 54, No. 635, 1942
- 56) 小林貞一・東大中期生：飛驒高原の地質に関する新事実と飛驒変動の問題(演旨), 地質学雑誌, Vol. 54, No. 638, 1948
- 57) 西脇親雄・塩原幹治：神岡鉱山における鉱物分布状態の顕微鏡的研究, 地質学雑誌, Vol. 54, No. 639, 1948
- 58) 小林貞一：日本群島地質構造論, 中巻前篇, 1948

- 59) 野沢 保：岐阜県ひだ地方の鱗状黒鉛鉱床，地質学雑誌，Vol. 54, No. 639, 1948
- 60) 岩船達三：神岡鉱山における鉱床生成と地質構造について（演旨），地質学雑誌，Vol. 55, Nos. 648～649, 1949
- 61) 野沢 保：ひだ神岡鉱山地方の Diopside Syenite 中の包裹岩塊について（演旨），地質学雑誌，Vol. 55, Nos. 648～649, 1949
- 62) Kobayashi, T. : The Akiyoshi and Sakawa Orogenesis on the Southwestern Side of the Pacific Basin, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 21, No. 14, 1949
- 63) 上田良一・松尾秀邦：福井県九頭竜川上流地域の地質，特に中生層について（予報）（演旨），地質学雑誌，Vol. 56, No. 656, 1950
- 64) 佐藤信次：ひだ神岡鉱山地方の変成史火成史（演旨），地質学雑誌，Vol. 56, No. 656, 1950
- 65) 小林貞一：侏羅紀日本の研究発祥の地，自然と社会，Nos. 3～4, 1950
- 66) 野沢 保：伊西閃長岩の成因について（演旨），地質学雑誌，Vol. 56, No. 656, 1950
- 67) 西脇親雄・塩原幹治：神岡鉱山産の 2, 3 の銀鉱物について（演旨），地質学雑誌，Vol. 56, No. 656, 1950
- 68) 前田四郎：手取層群中に重要な不整合の発見，鉱物と地質，Vol. 3, No. 4, 1950
- 69) 横山次郎：日本地方地質誌，「中部地方」，1950
- 70) Ogura, Y., Kobayashi, T. & Maeda, S. : Discovery of Erect Stumps of *Xenoxylon latiporosum* in the Jurassic Tetori Series in Japan, Trans. Proc. Palacont Soc. Japan, N. S. No. 4, 1951
- 71) 佐藤信次：神岡鉱山地方のひだ変成岩中のアプライト質乃至ペグマタイト質細脈及び小岩体の成因（演旨），地質学雑誌，Vol. 57, No. 670, 1951
- 72) 小林貞一：白山をめぐる地域の地質，特に手取統について，白山をめぐる地域の地質（石川県土木課），1951

- 73) 前田四郎：九頭竜川上流の手取累層群を主とする地質案内，白山をめぐる地域の地質，1951
- 74) 前田四郎：岐阜県庄川上流牧戸地方の手取累層群の地質案内，白山をめぐる地域の地質，1951
- 75) 近藤信興：岐阜県跡津川ダム地点調査帳告，地質調査所月報，Vol. 3, No. 8, 1952
- 76) 前田四郎：福井県九頭竜川上流地域の手取統の層位学的研究，地質学雑誌，Vol. 58, No. 684, 1952
- 77) 前田四郎：岐阜県庄川上流地域の手取統の層位学的研究，地質学雑誌，Vol. 58, No. 679, 1952
- 78) 野沢 保：ひだ神岡鉱山附近の伊西閃長岩質学石の成因について，地質学雑誌，Vol. 58, No. 685, 1952
- 79) 野沢 保：黒鉛によるひだ変成帯の分帯（演旨），地質学雑誌，Vol. 58, No. 682, 1952
- 80) 野沢 保：ひだ神岡産コンドロ石について，岩碓 Vol. 36, Nos. 176～185, 1952
- 81) 天野昌久・遠藤誠道：大道谷植物化石について（演旨），地質学雑誌，Vol. 58, No. 682, 1952
- 82) 前田四郎：手取累層群に双子葉植物化石および赤色凝灰岩の発見とその意義（演旨），地質学雑誌，Vol. 58, No. 682, 1952
- 83) 松本達郎：日本の白堊紀と造山期の問題（演旨），地質学雑誌，Vol. 58, No. 682, 1952
- 84) 松本達郎：侏羅紀，地史学下巻，1953
- 85) 木村達明：手取統の植物群（演旨），地質学雑誌，Vol.59, No.694, 1953
- 86) 松尾秀邦・喜田惣一郎：福井県足羽川上流における足羽植物群（上部白堊系）の産出および Angiosperm Series について（演旨），地質学雑誌，Vol. 59, No. 694, 1953
- 87) ひだぐる一ふ：ひだ変成帯団体研究，地球科学，No. 13, 1953
- 88) 野沢 保：ひだ山地で発見された球状岩，地質学雑誌，Vol. 59, No. 693,

1953

- 89) Matsumoto, T. : Cretaceous System in the Japanese Islands, 1953
- 90) 河合正虎・山田直利・平山健・今井功・加藤誠：福井県大野郡荒島岳の周辺に分布する中生界の地質並に石英粗面岩類との関係について(演旨), 地質学雑誌, Vol. 60, No. 711, 1954
- 91) 山田直利・加藤誠・河合正虎・平山健：福井県大野郡荒島岳南方に分布する谷戸口片麻岩塊の構造および中生界との関係について(演旨), 地質学雑誌, Vol. 60, No. 711, 1954
- 92) 前田二郎・他：飛騨地区中生界の層序と化石(演旨), 地質学雑誌, Vol. 60, No. 711, 1954
- 93) 野沢 保：ひだ船津花崗岩の进入(演旨), 地質学雑誌, Vol. 60, No. 711, 1954
- 94) 小林英夫・他：富山県八尾南方の花崗岩の構造(演旨), 地質学雑誌, Vol. 60, No. 711, 1954
- 95) 柴田秀賢・原喜久男：北アルプスの花崗岩類(予報), 地質学雑誌, Vol. 60, No. 703, 1954
- 96) 松尾秀邦：北陸地方における上部白堊系足羽統(Asuwa Series)の創説について(演旨), 地質学雑誌, Vol. 60, No. 711, p. 283, 1954
- 97) Matsuo, H. : Discovery of *Nelumbo* from the Asuwa Flora(Upper Cretaceous) in Fukui Prefecture in the Inner Side of Central Japan, Trans. Proc. Palaeont. Soc. Jap., N. S., No. 14, 1954
- 98) 平山健・他3：北アルプス黒部・片貝・早月川流域地質概査報告, 地質調査所月報, Vol. 6, No. 1, 1955
- 99) 河合正虎：東茂住図幅の地質一特に手取層群の地質構造について(演旨), 地質学雑誌, Vol. 61, No. 718, 1955
- 100) 野沢 保：神岡鉱山附近でのひだ変成岩と船津花崗岩との関係(演旨), 地質学雑誌, Vol. 61, No. 718, 1955
- 101) 諏訪兼位・石岡孝吉・服部仁：富山県小口川上流産の球状岩について(演旨), 地質学雑誌, Vol. 61, No. 718, 1955

- 102) 小林英夫・他 7：飛驒変成帯北縁の八尾町南方に分布する花崗岩類の構造，地質学雑誌，Vol. 62, No. 725, 1956
- 103) 野沢保・礪見博：船津附近に見られるひだ変成岩と船津花崗閃緑岩と古生層との関係（ひだ変成帯の覚え書），地質学雑誌，Vol. 62, No. 725, 1956
- 104) 春日井昭・山田敬一・青木 斌：北部飛驒変成帯の深成岩，地質学雑誌，Vol. 62, No. 728, 1956
- 105) 河合正虎・他 6：北陸および飛驒の中生界（演旨），地質学雑誌，Vol. 62, No. 730, 1956
- 106) 野沢 保：ひだ船津花崗閃緑岩中の煌斑岩質岩脈について（演旨），地質学雑誌，Vol. 62, No. 730, 1956
- 107) 河合正虎：飛驒山地西部における後期中生代の地殻運動について（演旨），地質学雑誌，Vol. 62, No. 733, 1956
- 108) 前田四郎：富山県常願寺川流域の手取層群の層序と構造，千葉大学文理学部紀要，Vol. 3, No. 1, 1956
- 109) 関根良弘：わが国の鉱床生成期・生成区とそれらの 2, 3 の問題 (1)，地球科学，Nos. 26～27, 1956
- 110) 河合正虎・礪見博・片田正人・河田清雄・村山正郎・山田直利：飛驒高原およびその周辺部に見られる後期中生代の地殻変動および酸性岩類の火成活動について（演旨），地質学雑誌，Vol. 63, No. 745, 1957
- 111) 河合正虎・平山健・山田直利：5 万分の 1 地質図幅「荒島岳」，および同説明書，地質調査所，1957
- 112) 富山県：20 万分の 1 富山県地質図および同説明書，富山県庁編，1957
- 113) 野沢 保：ひだ船津花崗閃緑岩とその中の岩脈との関係，地質学雑誌，Vol. 63, No. 746, 1957

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

HIGASHIMOZUMI

Kanazawa, No. 36

By

MASATORA KAWAI & TAMOTSU NOZAWA

(Written in 1957)

(Abstract)

GEOLOGY

The area of the Higashimozumi sheet-map is located at the north-eastern portion of the Hida plateau, in the northern central Japan. The rocks occurring in this area are the Hida metamorphic rocks, Funatsu granitic rocks, Jurassic-Cretaceous Tetori group, Cretaceous quartz porphyry and Cenozoic rocks. The classification of rocks and their geological successions are summarized in the next Table 1.

Table 1 Classification of Rocks and their Succession of
the Higashimozumi Sheet-map

Geological age		Stratigraphy	Crustal movement & Igneous activity	
Cenozoic	Quaternary	Recent	(Upheaval)	
		Diluvium		
		Alluvium		
	Tertiary	Andesites	{ Dolerite { Block movement Yokoyama & Sukenobu thrusts Intrusion & effusion (Subsidence) of felsite(?) Regression (Upheaval) Transgression (Subsidence) Dykes of porphyritic & lamprophyric rocks	
Mesozoic	Cretaceous	Quartz porphyry (?)		
		(Deficit)		
		Tetori group		Atotsugawa formation (Akaiwa subgroup (?))
				(Felsite)
	Nagatogawa formation (Itohiro subgroup)			
	(Deficit)			
	Jurassic	Higashisakamori formation (Kuzuryū subgroup)		
	(Deficit)			
Pre-Jurassic	Paleozoic (?)	Funatsu granitic rocks		
	Unknown age	Hida metamorphic rocks		

- - - : Unconformity - · - · : Conformity · · · · : Gradual change ? : Unknown

Two thrust faults are recognized in this area : one is the Yokoyama thrust running from east to northwest in the central part of the area, the other is the Sukenobu thrust stretching from east to west in the northeastern part. These thrusts and many faults were formed by the crustal movement of late Cretaceous, as the essential components of tectonic features of this area.

1) Hida Metamorphic Rocks

These rocks comprise biotite-hornblende granodioritic gneiss, biotite granodioritic gneiss, amphibolite, dioritic gneiss, gabbro, crystalline limestone, diopside diorite, biotite schist, biotite-diopside schist and pegmatitic and aplitic rocks of various kinds.

The structure of these rocks runs in the direction of NNW-SSE, but is partly disturbed as seen near Tochibora.

Biotite-hornblende granodioritic gneiss is most abundant. Facies of this rock is transitional, from fine- to coarse-grained, from leucocratic to melanocratic. This rock comprises mainly biotite, green hornblende, plagioclase and microcline. Biotite is always altered to chlorite and prehnite.

Biotite granodioritic gneiss is also abundant. It is similar to biotite-hornblende granodioritic gneiss, but bears porphyroblasts of microcline, sporadically.

Lenses, small masses or alternative bands of amphibolite or diorite are found abundantly. Schistosity is conspicuous in these rocks. These rocks comprise mainly green hornblende, plagioclase and quartz.

Small masses of hornblende gabbro are formed sporadically. A zonal development of so-called "gabbro pegmatite" is seen near Shikama. Rarely, diopside or olivine-bearing varieties are found.

Limestones are abundant and often large in scale. They are generally lenticular in shape. Some parts are converted to skarn consisting of diopside, garnet, wollastonite, lievrite, chondrodite, etc.

Diopside diorite is formed between limestone and granodioritic gneiss. It comprises diopside, plagioclase and quartz. It is one of the characteristic rock facies for Hida metamorphic rocks. A boulder of orbicular diopside diorite was found near Tochibora.

Rarely, small lenses of biotite schist or diopside-biotite schist are found.

Aplitic and pegmatitic rocks form abundant lenses or pools. They are aplitic gneiss, biotite-hornblende aplitic gneiss, biotite aplitic gneiss, diopside aplitic gneiss, leucocratic aplite and pegmatite, hornblende aplite and pegmatite, graphic granite, fine-grained

biotite-hornblende granodiorite and epidote granite.

2) Funatsu Granitic Rocks

These rocks comprise Funatsu granodiorite, Kirimodani granodiorite, Sombodani granodiorite, Arimine granodiorite and Usunami granodiorite.

Funatsu granodiorite is heterogeneous and rich in various inclusions of the Hida metamorphic rocks, amphibolite, diorite, etc. It is divided into two types, Funatsu type and Shimonomoto type. The former, chief representative of Funatsu granodiorite, is porphyritic biotite granodiorite with microcline phenocrysts, and reddish pink in color, non-schistose, rich in inclusions of Hida metamorphic rocks. Besides the porphyritic granodiorite, the Funatsu type comprises medium-grained granodiorite, aplite, pegmatite and "augen gneiss" at the contact with Hida metamorphic rocks.

The latter, namely Shimonomoto type, poor in inclusions of Hida metamorphic rocks, is rather uniform and non-porphyritic. This type comprises schistose hornblende granodiorite as a chief representative and hornblende-quartz diorite in small quantity. Inclusions are mainly amphibolite, diorite and dike rocks.

Chemically, Funatsu granodiorite is characterized by the high content of Na_2O which generally reaches to 5 per cent.

Funatsu granodiorite intrudes the Hida metamorphic rocks and the Paleozoic formation, showing a remarkable mylonitic border.

The other granodiorites of Kirimodani, Sombodani, Arimine and Usunami are, roughly speaking, similar to Funatsu granodiorite.

3) Porphyritic and Lamprophyric Rocks

Porphyritic dykes intrude the Funatsu granitic rocks and the neighbouring Hida metamorphic rocks. Some of them comprise brown hornblende, common augite or biotite and become lamprophyric in character.

Some of these porphyritic and lamprophyric rocks are invaded by ramifying granitic veinlets and metamorphosed to amphibolitic and dioritic rocks. These dykes might have been formed during

the plutonism of Funatsu granitic rocks.

4) Tetori Group

This group is the continuous sediment series from late Jurassic to Cretaceous, and is divided into the Kuzuryū (upper Jurassic), Itoshiro (upper Jurassic-lower Cretaceous) and Akaiwa subgroups (Cretaceous) in ascending order. The group in this area is divided into the Higashisakamori formation of the Kuzuryū subgroup, Nagatogawa formation of the Itoshiro subgroup and Atotsugawa formation of the Akaiwa subgroup(?).

Higashisakamori formation This formation is distributed narrowly in the neighbourhood of Arimine and the upper stream of the Ma-gawa (river). It is a marine deposit, and is divided into the Magawa sandstone conglomerate and Arimine shale members in ascending order.

The **Magawa sandstone conglomerate member** is underlain by the Funatsu granitic rocks and Hida metamorphic rocks. It is composed of conglomerate, sandstone and shale, and varies from 30 to 200m in thickness.

The **Arimine shale member** comprises black shale, intercalating sandstone. It rests conformably over the Magawa sandstone conglomerate member. The thickness varies from 150 to 200 m. This member is correlated with a part of the Kuzuryū subgroup according to the presence of fossils such as *Ataxioceras* sp. and *Inoceramus?* sp. at the Inone-dani (valley).

Nogatogawa formation This formation is exposed widely in the northern part of the sheet-map area. It is a fresh-water sediment, and is divided into the Ihoridanitōge conglomerate and Inotani alternation members in ascending order.

The **Ihoridanitōge conglomerate member** is the basal conglomerate of Nagatogawa formation and covers the Hida metamorphic rocks, Funatsu granitic rocks and Higashisakamori formation. The thickness varies generally from 100 to 200 m, but is only several meters at the upper stream of Ma-gawa. The member consists of conglomerate intercalated with sandstone and shale. The boulders of

conglomerate are composed chiefly of granite and diorite, and partly of gneiss, clayslate, chert, crystalline limestone, sandstone, felsite and others. The matrix is granitic sand. This member contains a fragment of *Xenoxylon latiporosum* (CRAMER), so it is correlated with the Itoshiro subgroup.

The **Inotani alternation member** is conformably underlain by the Ihoridanitōge conglomerate member. It is composed of an alternation of sandstone and shale intercalating conglomerate in most places, but of an alternation of conglomerate or coarse-grained sandstone and shale in the eastern part of the area. The thickness varies generally from 200 to 300 m, but is less than 20 m in the upper stream of Ma-gawa. The member bears *Podozamites Reinii* GEYLER, *Xenoxylon latiporosum* (CRAMER) and the so-called "Tetori flora". Therefore, this member is correlated with the Itoshiro subgroup.

Atotsugawa formation This formation covers the Nagatogawa formation conformably or the Funatsu granitic rocks by overlapping. It is a fresh-water sediment, and is divided into the Minamimatadani conglomerate and Wasabu alternation members in ascending order.

The **Minamimatadani conglomerate member** is composed of conglomerate, sandstone and shale, and its upper or lower part is accompanied with felsite in some places. The cobbles or pebbles of conglomerate are composed chiefly of clayslate, felsite, granite, diorite and gneiss, and partly of sandstone, gray shale and chert. Among the pebbles or cobbles of conglomerate, felsite and angular black clayslate are characteristic of this member. They are rich in many places and are poor in others. The thickness of the member varies from 70 to 150 m.

The **Wasabu alternation member** is unconformably underlain by the Minamimatadani conglomerate member, and is distributed in the central part of the occurrences of Tetori group. It is composed of alternations of sandstone and shale including conglomerate and acidic tuff. The member yields *Onychiopsis elongata* (GEYLER), *Podozamites Reinii* GEYLER and other plants. The thickness is more

than 500 m.

The Nagatogawa and Atotsugawa formations are folded with an axis running from east to west, but form a basin-structure as a whole.

The Yokoyama thrust body consists of the Hida metamorphic rocks and Funatsu granitic rocks, and it rides over the Tetori group. The displacement phenomenon is gradually disappeared at the eastern part and at last, the thrust plane changes to the unconformity in the upper stream of the Kitanomata-gawa (river). The Sukenobu thrust body consists of the Funatsu granitic rocks, and rides over the Tetori group and felsite. The Tetori group is disturbed in the proximities of two thrust lines, and the axial lines of folding are often curved by this crustal movement. Along the Yokoyama thrust, the Ihoridanitōge conglomerate member is squeezed out between the thrust body and the Inotani alternation member or Atotsugawa formation in some places. The Tetori group is cut by many faults of N-S, E-W and NE-SW trends, and is subjected to the block movements of the later stage of Cretaceous disturbance.

5) Quartz Porphyry

Quartz porphyry is composed chiefly of felsite and partly of tuffaceous rock and other quartz porphyritic rocks, and occurs mostly as lava flows, sheets and dykes. The lava flows or sheets occur mainly in the upper Nagatogawa-lower Atotsugawa formations and rarely in other horizons. Conspicuous bodies of quartz porphyry are exposed in the environs of Arimine and Utsubo-dani (valley). The dykes penetrate into the Tetori group and also the crushed zone of Yokoyama thrust.

The felsite is covered unconformably by the felsite-bearing conglomerate of the Minamimatadani conglomerate member in the Higashi-dani (valley) of Arimine.

The intrusion of quartz porphyry is continued through several stages from the age of Ihoridanitōge conglomerate member to early Tertiary.

6) Cenozoic Rocks

The Cenozoic rocks comprise dolerite, andesites, gravel bed and alluvium.

Dolerite

Dolerite is intruded into the Tetori group at the Higashi-dani of Arimine and at the northeastern part of Ottawa.

Andesites

Andesites occur as lava flows and dykes in several parts of the area. The lava covers the Funatsu granite, the Tetori group and quartz porphyry. The rock types are chiefly augite-hornblende dacite and partly garnet-bearing hornblende andesite.

Gravel bed

It is distributed narrowly in many parts of the mapped area. This bed seems to be lake deposits or river terraces. The thickness is more than 70 m in Arimine.

Alluvium

It is distributed narrowly along the river sides.

ECONOMIC GEOLOGY

In the area mapped, several important metal deposits are found. They are Kamioka mine (comprises ore bodies of Tochibora, Mozumi and Shimonomoto), Yoshiki mine and Nagato mine. The last one is now stopped in mining.

The ore deposits are divided into two types, large metasomatic deposits in crystalline limestone of Hida metamorphic rocks and small hydrothermal veins traversing the Mesozoic formations or Funatsu granitic rocks. Ore bodies of Tochibora and Mozumi belong to the former type and those of Shimonomoto, Yoshiki and Nagato belong to the latter.

Tochibora and Mozumi

These are two of the most important lead-zinc deposits in Japan. Ore minerals are mainly galena and zincblende. Gangue minerals

form two types of aggregation; one comprises hedenbergite, epidote, chlorite and garnet, the other comprises calcite and quartz. The former is called “Mokuji” , and the latter, “Shiroji”.

Content of metals in crude ore is as follows :

	Tochibora	Mozumi
Ag	43 g/t	31 g/t
Ph	0.63 %	2.4 %
Zn	5.7 %	8.6 %

Annual production in recent years is as follows (in crude ore):

	Tochibora	Mozumi
1953	741,400t	116,882t
1954	763,601	122,513
1955	685,263	122,624

Besides lead and zinc, bismuth, cadmium and graphite are also produced in these mines.

Shimonomoto

It is a gold-quartz vein which is characterized by minerals of freibergite, galena, zincblende, chalcopryrite, bournonite, electrum, jamesonite, arsenopyrite, pyrite, etc.

Content of metals in crude ore is as follows :

Pb 4.5% Zn 4.0% Au 12g/t Ag 1,400g/t

Annual production in recent years is as follows (in crude ore):

1953	1,564 t
1954	1,459
1955	1,279

Yoshiki

It is a mesothermal quartz vein containing zincblende, galena, pyrite, arsenopyrite and chalcopryrite.

Content of metals in crude ore is as follows :

Au 2.8g/t Ag 116g/t Pb 1.3% Zn 3.3%

Annual production in recent years is as follows (in crude ore):

1951	532 t
1954	309

Nagato

It is a hydrothermal quartz vein containing galena, zincblende, chalcopyrite, pyrite and cerussite.

Content of metals in crude ore is as follows :

Pb 4.2% Zn 4.3%

Production in recent years is not known.

昭和 33 年 8 月 25 日印刷

昭和 33 年 8 月 30 日発行

工業技術院
地質調査所
著作権所有

印刷者 田中春美

印刷所 田中幸和堂印刷所
