

55 (521.42+521.53) (084.32M) (083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

金沢(10)第35号

白木峰地域の地質

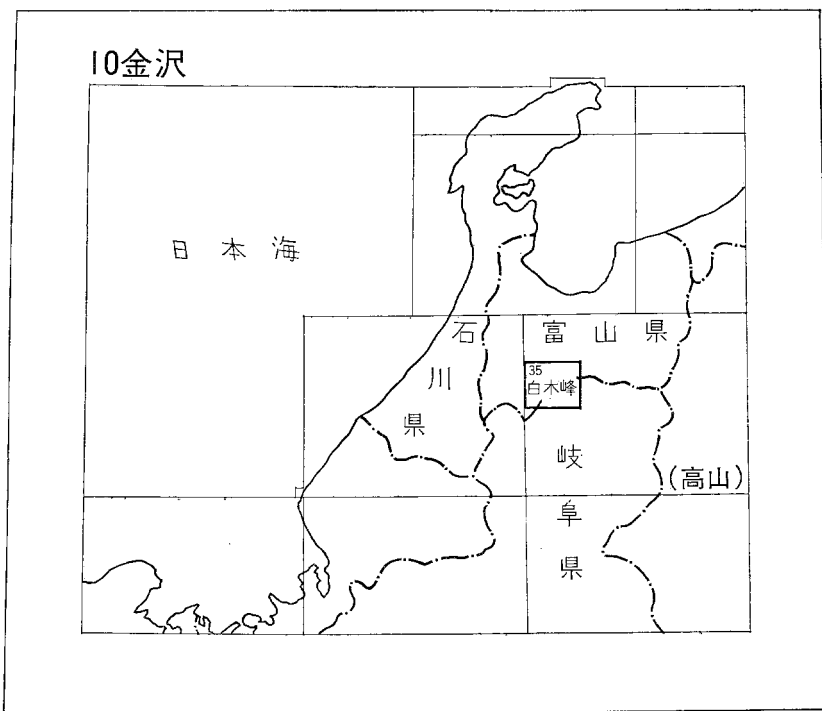
野沢 保・坂本 亨

加納 隆・稲月恒夫

昭和56年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	2
II. 地質概説	5
III. 飛驒変成岩類	8
III. 1 概説	8
III. 2 構造	9
III. 3 岩相	10
III. 4 化学組成	12
III. 5 原岩	13
III. 6 変成作用	14
III. 7 変質作用及びミロナイト化作用	16
III. 8 地層区分	16
III. 9 三合谷層	17
III. 10 小鳥川層	18
III. 11 二屋層	19
III. 12 万波層	20
III. 13 杉原層	21
III. 14 唐堀山層	23
III. 15 白木峰層	25
III. 16 小白木峰層	25
III. 17 金剛堂層	27
III. 18 水無層	28
III. 19 西又層	29
III. 20 日尾谷層	30
III. 21 真川谷層	30
III. 22 悪瀬谷層	34
III. 23 上百瀬層	35
III. 24 島地層	35
III. 25 高清水層	36
IV. 花崗岩類	39
IV. 1 天生花崗岩	39
IV. 2 閃緑岩及び斑れい岩	41
IV. 2. 1 飛驒変成岩類中の閃緑岩及び斑れい岩質岩石	41
IV. 2. 2 大牧閃緑岩	42

IV. 3	水無花崗岩	42
IV. 4	船津花崗岩類	44
IV. 4. 1	総説	44
IV. 4. 2	庄川花崗岩	48
IV. 4. 3	薄波花崗岩	49
IV. 4. 4	打保花崗岩	49
IV. 4. 5	森安花崗岩	51
IV. 4. 6	船津花崗岩	52
IV. 4. 7	小花崗岩体	52
V.	古期岩脈	53
VI.	手取層群	54
VI. 1	桐谷累層	54
VI. 2	長棟川累層	56
VI. 2. 1	庵谷峠礫岩層	57
VI. 2. 2	猪谷砂岩頁岩互層	58
VII.	珪長岩	58
VIII.	新第三系	59
VIII. 1	刀利礫岩層及び白中流紋岩	59
VIII. 1. 1	刀利礫岩層	59
VIII. 1. 2	白中流紋岩	59
VIII. 2	北陸層群	60
VIII. 2. 1	楡原累層	61
VIII. 2. 1. 1	今生津礫岩層	62
VIII. 2. 1. 2	芦生砂岩層	62
VIII. 2. 2	岩稻累層	63
VIII. 3	檜峠層	63
VIII. 4	新期岩脈	64
IX.	塩屋層	65
X.	第四系	66
X. 1	河岸段丘堆積物	66
X. 2	崩積層	67
X. 3	湿原堆積物	67
X. 4	河床堆積物	68
XI.	資源地質	68
XI. 1	磁鉄鉱	68
XI. 2	黒鉛	69

XI. 3 その他	71
XII. 災害地質	71
文献	72
Abstract	76

図・表 目 次

第1図 白木峰図幅地域及びその周辺の接峰面図	2
第2図 金剛堂山山頂の平坦地	3
第3図 猪谷南方, 片掛付近の中位段丘	3
第4図 神通川, 神通峡付近の河岸段丘	4
第5図 牛首断層, 利賀村水無から北東方を望む	5
第6図 飛驒山地及びその付近の基盤岩分布図	8
第7図 飛驒変成岩類, 宮川岩体の構造模式図	10
第8図 角閃石黒雲母石英斜長石片麻岩とその中の <i>ptygmatic</i> な石英長石脈	19
第9図 不純な石灰岩	21
第10図 細粒黒雲母石英斜長石片麻岩と細一中粒角閃石石英斜長石片麻岩	22
第11図 黒雲母角閃石斜長石片麻岩と花崗岩質岩脈	24
第12図 細粒黒雲母石英斜長石片麻岩・細粒角閃石石英斜長石片麻岩・細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩の3者の細互層とその片理に平行する天生花崗岩の <i>lit-par-lit injection</i>	26
第13図 単斜輝石石英斜長石片麻岩	28
第14図 細粒黒雲母石英斜長石片麻岩・細粒角閃石石英斜長石片麻岩・細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩よりなる細互層と天生花崗岩	32
第15図 細粒角閃石石英斜長石片麻岩と細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩よりなる細互層	32
第16図 細粒黒雲母石英斜長石片麻岩・細粒角閃石石英斜長石片麻岩・細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩よりなる細互層の片理に斜交する天生花崗岩	33
第17図 コランダム黒雲母斜長石微斜長石片麻岩	37
第18図 中粒角閃石石英斜長石片麻岩	37
第19図 天生花崗岩の <i>ptygmatic</i> 脈	39
第20図 水無花崗岩とその中の黒雲母片麻岩の原地性包有物との接触部	43
第21図 打保花崗岩, 最外帯のトーナル岩中の脈状苦鉄質包有岩塊	50
第22図 神通峡付近の手取層群の構造	55
第23図 手取層群庵谷峠礫岩層の礫岩	57
第24図 利賀地溝付近の新第三系概念図	61
第25図 楡原累層の岩相・層厚変化	62
第26図 栃折峠付近からみた利賀谷の景観	66
第27図 ニコイの湿原とその中央の円丘	67
第28図 白木峰図幅地域及びその付近における磁鉄鉱床の分布	69
第29図 白木峰図幅地域及びその付近における黒鉛鉱床の分布	70
第30図 地すべり警告	72

第1表	地質総括表	6
第2表	飛驒変成岩類の化学組成	12
第3表	黒雲母片麻岩，角閃石片麻岩及び単斜輝石片麻岩の互層の容量比	31
第4表	天生花崗岩の化学組成	40
第5表	船津花崗岩類の化学組成	47
第6表	桐谷累層の化石	56

白木峰地域の地質

野沢 保*¹⁾・坂本 亨*¹⁾

加納 隆*²⁾・稲月恒夫*³⁾

本図幅地域の地質の研究は、野沢保及び坂本亨が1958年から1960年の間に野外調査を実施した。しかし、そのとりまとめにあたって、野沢の担当した飛驒変成岩類の岩層区分について問題が生じ、1969年及び1970年に野沢は本図幅地域南部の飛驒変成岩類を再調査した。1970年代後半には、加納隆・稲月恒夫もこの地域の飛驒変成岩類の研究に入った。

最初に野沢及び坂本が調査にあたって以来、本地質図幅作製に用いる地形図は2度にわたって大きな改訂が加えられた。そのため旧地形図にのせられた調査結果を新しい地形図にうつす段階で、若干の誤りを生じた可能性をのこしている。

本稿の執筆分担は、おおむね次の通りである。

地形	(坂本 亨)
地質概説	(野沢 保)
飛驒変成岩類	(野沢 保・加納 隆・稲月恒夫)
花崗岩類	(野沢 保)
古期岩脈	(野沢 保)
手取層群	(坂本 亨)
珪長岩	(野沢 保)
新第三系(除新期岩脈)	(坂本 亨)
新期岩脈	(野沢 保)
塩屋層	(野沢 保)
第四系	(坂本 亨)
資源地質	(野沢 保)
災害地質	(野沢 保)

上記の飛驒変成岩類のうち白木峰・小白木峰・真川谷・上百瀬・島地及び高清水の各層については、加納隆が主に執筆し、残りについては野沢保が分担した。

また、地質図については、おおむね本稿の執筆分担と同じであるが、飛驒変成岩類の水無・西又・日尾谷及び悪瀬谷の各層については稲月恒夫が主に担当した。

全体のとりまとめは野沢がおこなった。

協力関係 本研究にあたって、特に、刀利礫岩層及び臼中流紋岩については須藤定久の、塩屋層については須藤定久・山田直利の、珪長岩については山田直利の各技官の教示をうけた。また、岩石の化学分析には、北島三郎、斎藤正雄、前田憲一郎、大森江い及び川野昌樹があたった。検鏡に使用した薄片は、大野正一、村上正、宮本昭正、安部正治及び佐藤芳治技官が製作した。コランダムの特写写真は正井義郎技官が撮影した。

謝辞 長期にわたった本研究の間、飛驒変成岩類及び船津花崗岩類については、愛知教育大学仲井豊氏、広島大学鈴木盛久氏、地学団体研究会ひだグループ、数次にわたって文部省科学研究補助金をうけた総合研究飛驒グループなどの教示・討論・協力をうけた。北海道大学前田仁一郎氏には島地層の鉱物組合せについて教示をうけた。また、打保花崗岩については秋田大学大坪友英、塩屋層については大坪友英氏及び京都大学原山智氏の教示

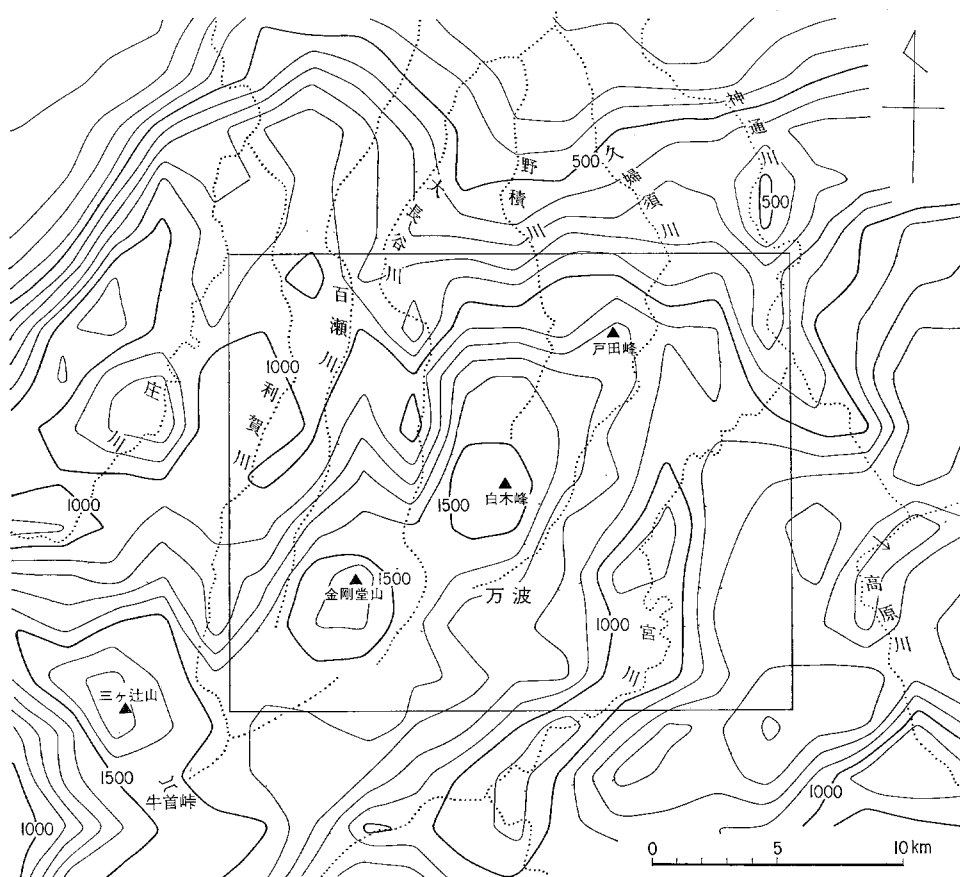
*1) 地質部 *2) 山口大学 *3) 北海道大学

・協力をうけた。手取層群の礫岩の写真は、新潟大学伊田強氏からおくられた。化学分析の一部は、デンカ分析センターをわずらわせた。

ここにあわせ記して、あつく謝意をあらわすものである。

I. 地 形

「白木峰」地域は、北緯 $36^{\circ}20' - 36^{\circ}30'$ 、東経 $137^{\circ}00' - 137^{\circ}15'$ の間をしめ、富山県・岐阜県の県境をつくる山岳地帯に位置している。地域内では戸田峰 (1227.1m)、白木峰 (1592m)、金剛堂山 (1637.9m) を連ねさらに三ヶ辻山 (1764.4m) へと続く北東-南西方向の山列が最高所を形成し、飛騨山地の北縁をなしている。この山地では広い範囲にわたって小起伏面が発達するが、そのうち高位のものは、白木峰・金剛堂山及びその南西の山地の山頂部をしめる。海拔高度1,400-1,600m程度で、分布は断続的である。白木峰ではこの山頂部の小起伏面に湿原が発達している。低位の小起伏面は、白木峰—金剛堂山を連ねた山列の南側に広がるもので、高度1,000-1,200mの間をしめ、万波盆地からその南側及び北東側に広く発達し、飛騨高原と呼ぶにふさわしい景観を示している。宮川は、この高原状の小起伏面をい



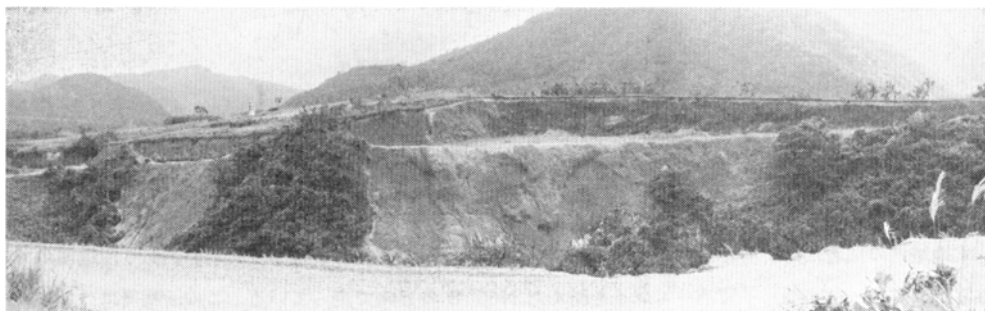
第1図 白木峰図幅地域及びその周辺の接峰面図



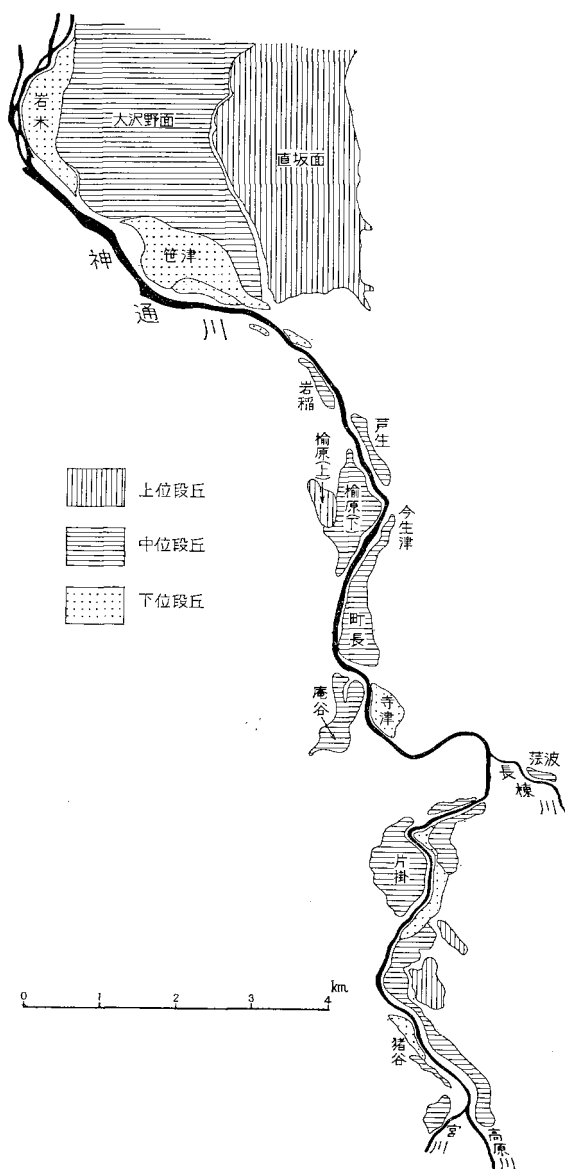
第2図 金剛堂山山頂の平坦地

ちじるしく破壊し、比高500-900mの深い峡谷を穿って北流する。戸田峰—白木峰—金剛堂山の山列から北側では、このような高原状の小起伏面はみられない。

河川は、戸田峰—白木峰—金剛堂山を連ねた山列より北側では、南北性の直線的な流路をとり、東から久婦須川・野積川・大長谷川・百瀬川・利賀川といずれも3-4kmの間隔をおいて並走し、北流している。上記の山列のすぐ南では、南北性河川の源流部が高度1,000-1,200mの小起伏面に達し、万波盆地・原山本谷・水無谷のような北東-南西の方向性をもつ広く開けた河谷をつくっている。この北東-南西方向の河谷は、手取層群や花崗岩・片麻岩を切る同方向の断層と関連しており、同方向に走る右ずれの活断層として“牛首断層”が想定されている（松田，1966；野沢，1978）。北流する各河川は、戸田峰—白木峰—金剛堂山をつらねた山列を深い峡谷を穿って貫流する。それより北では、各河川は勾配もゆるくなり沿岸に細長い平地を発達させるが、さらに北方で「八尾」地域内に入り岩稲累層のつくる山地にさしかかると、再び深い峡谷をつくり遷急点を形成するようになる。



第3図 猪谷南方，片掛付近の中位段丘



第4図 神通川，神通峡付近の河岸段丘

本地域東部で深い峡谷を穿ち、著しく蛇行しながら北流する宮川の沿岸には、小規模な河岸段丘が2-3段に分れて点在する。宮川と高原川とが合流して神通川となった猪谷以北では、明瞭な3段の段丘が認められる（第3・4図）。

本地域内の顕著な活断層としては、地域東南隅にその一部がみられる跡津川断層群があり、地域内では宮川（高牧一種蔵間）—菅沼—ニコイを結んだ $N60^{\circ}E$ の方向で走っている。この活断層については松田（1966）・野沢（1978）の詳しい報告があるが、全体として右横ずれの運動を示し（水平変位は約



第5図 牛首断層，利賀村水無から北東方を望む

3km，垂直変位は北側の相対的上昇で1km以下)，最近の変位速度は1-数m/1000年くらいと考えられている。前述の牛首断層は，跡津川断層群の北に7-8kmの間隔をおいて並走するもので，その垂直変位としては，先に述べた高位・低位の2つの小起伏面がもともと一連のものであったとすれば，小起伏面の形成以後，北西側の200-300mの相対的上昇が考えられる（坂本，1966）。

II. 地質概説

本図幅地域は，西南日本内帯の北縁東よりに位置し，おもに時代未詳の変成岩類，三疊紀—ジュラ紀の深成岩類，ジュラ紀—白亜紀前期の堆積岩類，新第三紀及び時代未詳の新生代火山岩及び堆積岩よりなる（第1表）。

時代未詳の変成岩類は，飛驒変成岩類とよばれる。飛驒変成岩類は飛驒帯の主要な構成岩類である。飛驒帯は，西南日本内帯の基盤岩類のつくる帯状構造の最北帯にあたり，富山県宇奈月から島根県隠岐にいたる長大な分布をしめる。本図幅地域の飛驒変成岩類は，飛驒帯の隠岐をのぞいた本土部分のほぼ中央に位置し，飛驒変成岩類のなかで最大の岩体をつくり，宮川岩体¹⁾とよばれる。飛驒変成岩類は，

1) 神通川岩体あるいは西部岩体ともよばれる。一般に岩体名は地理学的名称をつけた方がわかりやすいので，主な分布地域の最大の河川名をとった。

第1表 地質総括表

時代		層 序	地 史
第四紀	完新世	河川堆積物 湿原堆積物	↑ 飛驒山地の隆起
	更新世	崩積物 河岸段丘堆積物	
	?	塩屋層	
新第三紀	鮮新世	北陸層群 { 氷見累層 音川累層 八尾累層 } 岩稻原累層	海進 安山岩質の火山活動 積成盆地の形成
	中新世		
		刀利礫岩層及び白中流紋岩	流紋岩質の火山活動
白亜紀		手取層群 { 長棟川累層 桐谷累層 }	陸化・削剝 内陸盆地の形成
ジュラ紀			海進
三疊紀		船津花崗岩類 飛驒変成岩類	削剝 岩脈 複変成作用
古生代			
先カンブリア紀		飛驒変成岩類	変成作用

おもに片麻岩類及び晶質石灰岩からなる。

三疊紀—ジュラ紀深成岩類は、船津花崗岩類とよばれる。船津花崗岩類は、おもに飛驒帯に分布し、一部は飛驒外縁帯にはみだす巨大なバソリスで、主要岩相は石英閃緑岩から花崗岩にまでおよんでいる。

ジュラ紀—白亜紀層は手取層群と呼ばれる。手取層群は、飛驒山地の飛驒帯及び飛驒外縁帯に広く分布し、飛驒変成岩類、船津花崗岩類及び古生層を不整合におおう。模式地の飛驒山地西部では、本層は下位から九頭竜亜層群・石徹白亜層群・赤岩亜層群と層序的に3分されているが、本図幅地域を含めた飛驒山地北東部では、下位の九頭竜亜層群に相当する海成のジュラ系が断片的に、上位の石徹白・赤岩

亜層群に相当する陸成の下部白亜系が広大な面積をしめて発達している。本図幅地域は、この飛驒山地北東部の手取層群分布地域の西端にあたっており、手取層群の分布の西南縁は横山衝上断層によって画されている。

北陸地方に発達する中新世初期—更新世前期の地層は北陸層群として一括されている。この地層は、下部は火山岩層を主とし、中・上部は海成の碎屑岩層を主とするものであるが、このうち本図幅地域内には下部（基底部の碎屑岩よりなる楡原累層と、その上位の火山岩を主とする岩稲累層）のみが見られる。北陸層群下部は、飛驒山地の北縁に沿って飛驒変成岩類・船津花崗岩類を不整合におおい、北北東—南南西に連続していることが多いが、本図幅地域内では、このほかに北北東—南南西に並走する断層によって両側を切られた“利賀地溝”を形成して、飛驒山地内部に分布するものも認められる。

北陸層群の下位には、利賀地溝内において中新世初期の月長石流紋岩及びそれに伴う礫岩層が断片的に認められる。この地層は、西隣の「下梨」図幅地域内に広く発達し、かつて太美山層群と総称されていた流紋岩類の一部にあたるものである。

北陸層群より若い地層としては、巨礫岩と凝灰岩からなる塩屋層が、宮川沿岸で基盤の花崗岩類にアバットする形で小範囲に分布している。また、第四紀後期の地層は、河岸段丘や崖錐を形成して、主要河川ぞいに発達するほか、湿原—小湖沼の堆積物としても一部の山間盆地や山頂の小起伏面上に認められる。

本図幅地域には、跡津川断層系に属する東北東—西南西の断層群と北陸地方からつづく北北東—南南西の断層群が発達し、地質構造及び地形に大きな影響をあたえている。特に跡津川系の断層は活断層として有名である。

次に本図幅地域の地史を概観する。この地域でもっとも古い岩石は飛驒変成岩類で、その原岩年代は地質学的には確定していないが、同位体組成からは少なくとも一部には先カンブリア紀層のふくまれる可能性がある。飛驒変成岩類の原岩は、三疊紀末までに数次の変成作用をうけた。最も大規模であったのは、低圧型の変成作用で二疊紀末—三疊紀に最高に達したらしい。飛驒変成岩類には、この主要な変成作用に先立って、先駆的あるいは別の古い変成作用が1—2回あったらしく、その古いものは先カンブリア紀の可能性が強い。

中生代における飛驒変成岩類の主要な変成作用にひきつづいて、あるいはその終了前から、飛驒帯全域にわたって船津花崗岩類の深成作用がおき、飛驒変成岩類をとりかこみ、あるいはその中に小岩体をつくった。手取層群の礫岩の礫から判断すると、この頃地表では、珪長質火山岩をふくむ火山活動が盛んであった（野沢, 1979）。

中期ジュラ紀—前期白亜紀には、飛驒帯の一部に沈降域が生じ、後造山期性の厚い粗粒堆積物（手取層群）がたまった。沈降域は初期には海域であったが、その後次第に陸域と化していった。飛驒山地全体としては、この陸成の下部白亜系が広い面積を占めている。本図幅地域内では、ジュラ紀後期に（一部？）が海域化したほか、とくに前期白亜紀になって手取層群上部の厚い粗粒陸成層が堆積した。本地域内及びその周辺の手取層群上部層は、船津花崗岩類を不整合におおっている。

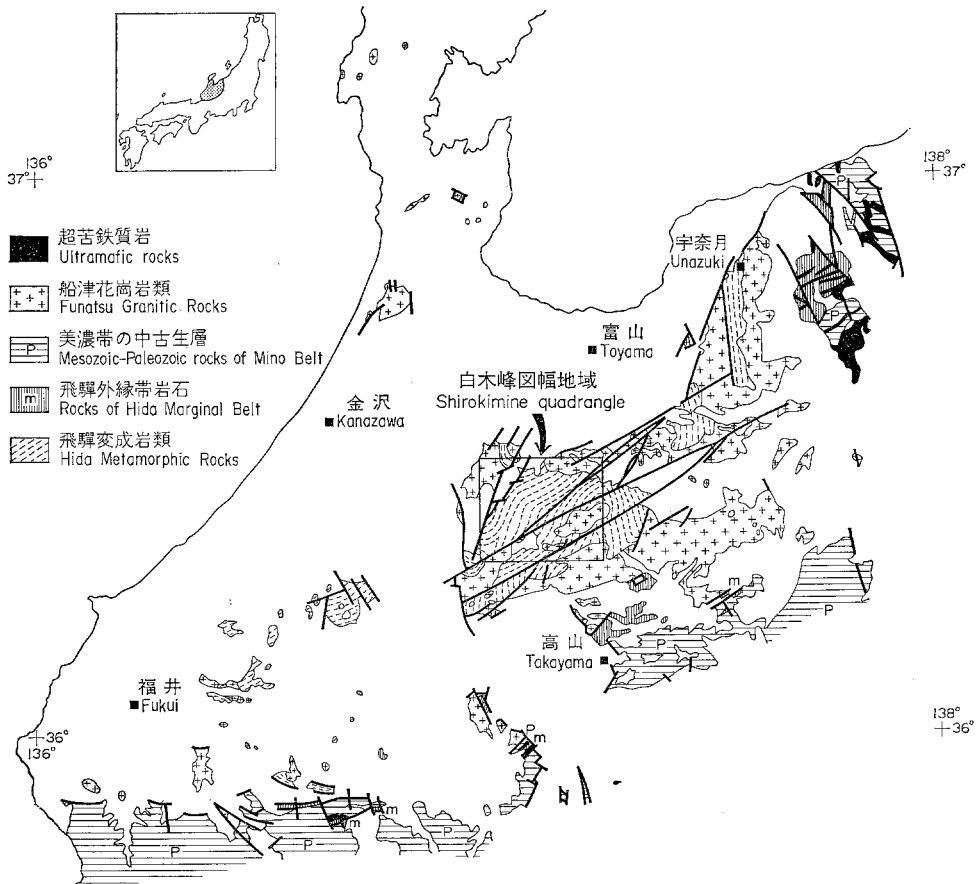
新第三紀に入ると、グリーンタフ造山運動の一環として、北陸地方にも南縁部（及び能登半島北部）を中心として激しい火山活動が生じ、溶岩や火砕岩を噴出し、岩脈を進入させた。その一部は飛驒山地

内部にまで及んでいる。なお、北陸層群では、基底に非火山性の礫岩—砂岩層が広く連続的に発達しており、火山活動に先立って、広い範囲にわたる沈降域が生じ、水域を形成したものと見られる。また、新第三紀を通じての飛驒山地北縁部の基本的な構造運動は、東北東—西南西の軸をもった南上りの傾動運動であったと考えられる。また、現在も活動をつづけている跡津川断層群（及びそれと並走する断層群）の運動は新第三紀に始まったものとみられる。

III. 飛驒変成岩類

III. 1 概説

本岩類は、本図幅地域で広い分布をしめ、およそ半ば以上に達している。本図幅地域は、本岩類宮川岩体のほぼ中央から西部へかけて、その大半をふくんでいる（第6図）。



第6図 飛驒山地及びその付近の基盤岩分布図
Distribution of basement rocks in the Hida Mountains and the adjacent area

宮川岩体は、本図幅地域付近で、東北東—西南西方向にのび、北と南の両縁を船津花崗岩類によってはさまれる。その他、本岩体の内部にも、大小の花崗岩体が散点するが、これらも、ほとんど船津花崗岩類かあるいは天生花崗岩である。後期白亜紀—古第三紀の花崗岩類の出現する可能性は小さくないが、現在、たしかな証拠のあるものは、本図幅地域からは知られていない。

本岩類の構造は、大きくみると、ほぼ南北方向に軸をもった褶曲をくりかえしながら、東北東—西南西に走り、北へ傾く（相馬，1976；加納，1980）。本岩類の岩種は、主に、アルミナ質・苦鉄質及び石灰質の多様な石英長石質片麻岩及び晶質石灰岩で、石英長石質でない片岩・片麻岩は比較的少ない。本岩の原岩及び変成年代はよくわかっていないが、一部は先カンブリア紀層、一部は中・下部古生層を原岩とし、先カンブリア紀をはじめとする数次の変成作用を受けたらしい。変成作用は、大半の岩石では低圧型変成相系列で角閃岩相に達している。しかし、一部には、グラニュライト相やエクロジイト相と考えられる組合せもみだされている。同位体年令では、およそ180Maに大きな集中があり、更に後期先カンブリア紀年令まで測定されているので、グラニュライト相やエクロジイト相の変成岩は先カンブリア紀変成作用の残存ではないかと考えられている。

なお、180Maの変成年代は船津花崗岩類の年代にも一致する。船津花崗岩類の **emplacement** に関係して変成作用があったのであろう。また、船津花崗岩類のおそらく活動末期に、全花崗岩類と共に、本岩類も著しい変質作用を受けている。

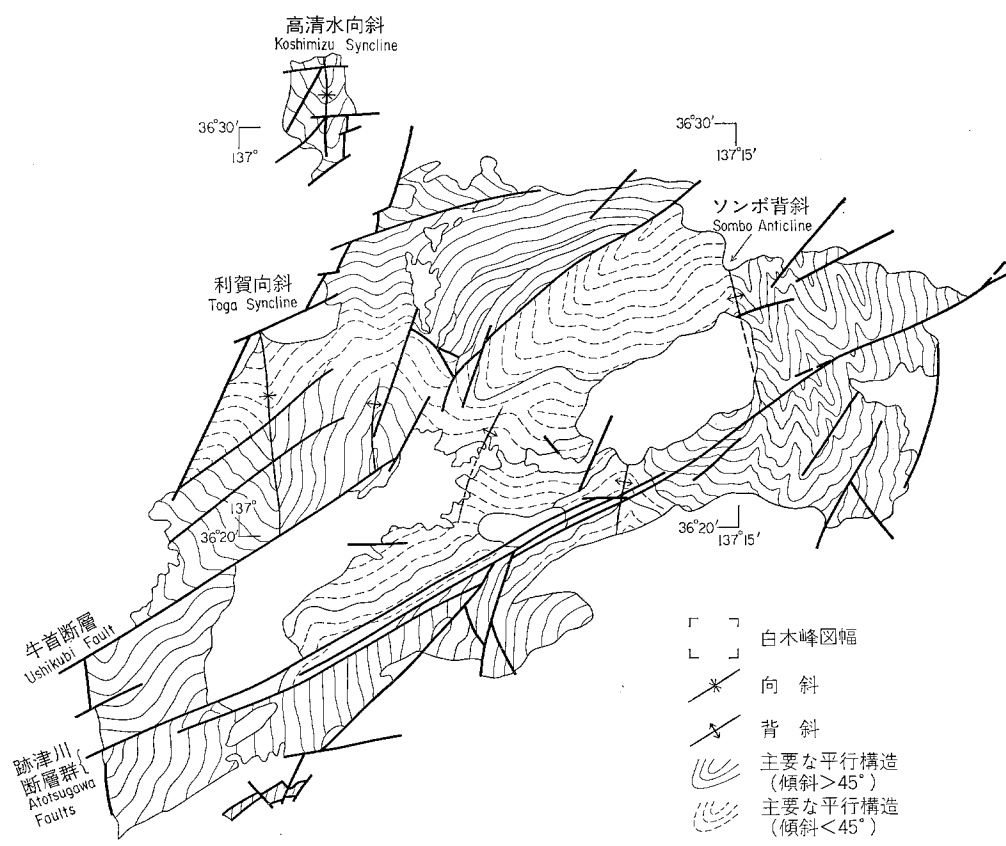
III. 2 構造

宮川岩体は、その東縁と南縁ぞいに著しく褶曲し、急斜した帯が幅数 km にわたってとりまく。その北西側には、変化に富むが比較的ゆるやかな構造の部分が発達する（第7図）。東縁帯は、ほぼ**ソノボ背斜**を境に、その東方に、ほぼ南北に軸をもつ複雑な褶曲構造を発達させる。南縁帯は、ほぼ跡津川断層群を境に、その南方に、主に宮川以西の地域に、ほぼ南北に軸をもつ急立した等斜褶曲を発達させる。本図幅地域には、この東縁帯及び南縁帯のごく一部と、それにかこまれた宮川岩体の主体部の大半が分布する。

宮川岩体の主体部、ソノボ背斜と跡津川断層群にかこまれた地域、では、褶曲はゆるやかにひらき、半波長5-8km、傾斜も変化しながらも一般にゆるやかである。主体部の西部、百瀬川上流には、北おちでほぼ南北方向の軸をもち、北へ開いた向斜構造があり、東西約4km、南北約7kmにわたる**利賀向斜**を形成する（相馬・広田，1970）。また、本図幅地域の東縁には、ソノボ背斜の北端がのぞく。ソノボ背斜は、北おちで北北西—南南東よりのほぼ南北方向の軸をもち、打保花崗岩に中断されるが、およそ8km近い長さで幅せまく発達する。これら東西の2つの褶曲構造の間には、いくらか不規則で、ゆるやかな、小規模な褶曲構造がみとめられる。宮川ぞいの三川原付近、森安谷及び西瀬戸谷である。

この主体部は、とくに、跡津川断層群と牛首断層にはさまれた地域は、傾斜も、大半の地域でゆるやかで、20-40°、北西に傾く。ただ、利賀向斜部はいくらか急斜するが、これも、北へゆくほど褶曲がひらき、傾斜がゆるくなる。牛首断層の北方では、地層はふたたび急斜してくる。

主体部から少しはなれて、本図幅地域の北西隅、清水地域では、南おちでほぼ南北方向の軸をも



第7図 飛驒変成岩類、宮川岩体の構造模式図
 (図の左下方「白山」図幅地域及び右方「東茂住」図幅地域については、主に金属探鉱事業
 団(1977)から編集した)
 Idealized structural map of Miyagawa mass, Hida Metamorphic Rocks

ち、かなり閉じた**高清水向斜**が発達する。傾斜も60-70°と急斜する。

飛驒変成岩類の構造は、跡津川断層群、牛首断層あるいは、西部で第三紀層に近づいて発達する第三紀層固有の断層系などによって著しく乱されている。

III. 3 岩 相

本岩類は多様な岩相をふくんでいる。その大半は石英長石質片麻岩である。石英長石質片麻岩もふくめて本岩類は、特徴的な構成鉱物によって、3種類に分けられる。なお、飛驒変成岩類と常に密接な関係をもって出現する小花崗岩を天生花崗岩と総称し、本岩類の一部としてとりあつかっておく。

- A. 変成岩
 - a. アルミナ質変成岩
 - b. 苦鉄質変成岩
 - c. 石灰質変成岩
- B. 天生花崗岩

天生花崗岩については別にのべるとして、変成岩のおもな鉱物組合せは次の通りである。ただし、石英長石質片麻岩は、純粋に石英と長石だけからなる変成岩はほとんどないので、それぞれの特徴的鉱物にしたがって、いずれかの項にまとめたのべておく。

a. アルミナ質変成岩及びそれに準ずる石英長石質変成岩

黒雲母・斜長石・石英±微斜長石±黒鉛

ざくろ石・黒雲母・斜長石±石英±微斜長石±黒鉛

珪線石・ざくろ石・黒雲母・斜長石±石英±黒鉛

黒雲母・ざくろ石・珪線石・堇青石・十字石・石英・斜長石（まれに、紅柱石又は白雲母）

黒雲母・珪線石・堇青石・十字石・石英・斜長石（まれに紅柱石または白雲母）

黒雲母・ざくろ石・十字石・石英・斜長石

コランダム・黒鉛・白雲母・斜長石±微斜長石

単斜輝石・黒雲母・斜長石±石英±微斜長石±黒鉛

角閃石・黒雲母・斜長石±石英±微斜長石±黒鉛

b. 苦鉄質変成岩及びそれに準ずる石英長石質変成岩

角閃石・斜長石±石英

黒雲母・角閃石・斜長石±石英±黒鉛

ざくろ石・角閃石・斜長石±黒雲母±石英±微斜長石

単斜輝石・角閃石・斜長石±石英

c. 石灰質変成岩及びそれに準ずる石英長石質変成岩

単斜輝石・斜長石・石英±微斜長石（伊西岩）

黒雲母・単斜輝石・斜長石・石英±微斜長石

角閃石・単斜輝石・斜長石・石英

晶質石灰岩及びドロマイト

スカルン：次にあげる鉱物の1種または数種がふくまれる。

単斜輝石・珪灰石・フォルステライト・コンドロダイト・スカポライト・ヴェスヴ石・ざくろ石・

金雲母・緑れん石

石灰岩は地質図では著しく分布が広いようにみえるが石英長石質岩層のはさみが多いので、石灰岩そのものの量は図上の分布よりかなり少ない。また、石灰岩の一部にはドロマイトがふくまれるが、量としてはごくわずかである。

本岩類は、岩相の特徴として、その不安定性をあげることができる。不安定性の内容は主に次の2つである。

i) 中間的・混合岩相の発達

本岩類には、淘汰のよい堆積岩に由来すると思われる変成岩はほとんどない。石英長石質片麻岩といっても、いつも苦鉄質・アルミナ質などの変成鉱物を多様な程度でふくんでいるし、石灰岩はほとんどの場合、黒鉛とか主に珪酸塩のスカルン鉱物を散点させている。Al₂O₃やK₂Oの含有量の高いアルミナ質変成岩も少ない。角閃石で特徴づけられる火山岩原と考えられる岩石についても溶岩は少ないらし

第2表 飛驒変成岩類
Chemical composition of

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	56.96	59.92	61.00	51.50	53.08	64.48	56.98	63.95	69.63	73.22
TiO ₂	1.00	0.50	0.59	0.92	0.92	0.44	0.73	0.72	0.49	0.16
Al ₂ O ₃	18.89	18.22	17.94	18.12	19.17	18.49	16.32	14.20	12.02	14.07
Fe ₂ O ₃	2.79	1.25	1.50	1.82	2.23	2.80	0.82	0.98	0.58	0.40
FeO	6.42	3.07	3.14	6.31	4.94	6.43	5.46	4.66	3.15	0.94
MnO	0.06	0.19	0.24	0.30	0.13	0.02	0.11	0.10	0.06	0.10
MgO	0.93	2.70	2.98	3.66	2.19	1.38	5.12	1.80	1.33	0.34
CaO	4.73	5.95	6.79	8.16	8.19	1.70	4.35	7.13	6.92	1.77
Na ₂ O	3.84	3.08	3.13	3.73	2.80	1.80	4.57	2.88	2.49	2.76
K ₂ O	1.69	2.69	0.68	1.72	2.58	1.70	2.24	1.12	1.52	4.89
P ₂ O ₅	0.37	0.23	0.26	0.45	0.33	0.01	0.05	0.22	0.16	0.12
H ₂ O(+)	1.53	1.60	1.32	1.16	2.34	0.12	1.52	0.74	0.58	0.65
H ₂ O(-)	0.44	0.34	0.33	0.48	0.54	0.06	0.18	0.12	0.14	0.12
Fe										
S										
C							0.03	0.30	0.29	0.05
CO ₂							0.59	0.56	0.27	0.34
Ig. loss										
Total	99.65	99.74	99.90	98.33	99.44	99.43	99.07	99.48	99.63	99.93

1. ざくろ石黒雲母石英斜長石片麻岩 TN58071808D 岐阜県吉城郡宮川村三川原(小鳥川層)
2. ざくろ石角閃石黒雲母石英斜長石片麻岩 TN58071808A₁ 産地, 地層, 同上
3. 同上 TN58071808A₂ 産地, 地層, 同上
4. 透輝石黒雲母角閃石石英斜長石片麻岩 TN58072406 岐阜県吉城郡宮川村ニコイ(二屋層)
5. ざくろ石角閃石黒雲母石英斜長石片麻岩 TN58072404B 産地, 地層, 同上
6. ざくろ石珪線石片麻岩 GS16 岐阜県吉城郡宮川村桑谷(杉原層)
7. 細粒黒雲母石英斜長石片麻岩 KM213 岐阜県吉城郡宮川村, 万波川, 白木谷合流点より上流約1km(杉原層)
8. 細粒角閃石石英斜長石片麻岩 KM305 岐阜県吉城郡宮川村, 白木谷, 万波川合流点より上流約1.2km(杉原層)
9. 細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩 KM301-2 岐阜県吉城郡宮川村, 白木谷, 万波川合流点より上流約300m(杉原層)
10. 細粒黒雲母微斜長石石英片麻岩 73KM152 岐阜県吉城郡宮川村, 久婦須川林道万波川, 白木谷合流点より下流約100m(唐堀山層)
11. 角閃石黒雲母石英斜長石片麻岩 TN58101904 富山県^{おおい}婦負郡細人村猪谷川上流(唐堀山層)
12. 黒雲母石英斜長石片麻岩 TN59100503 富山県東砺波郡利賀村百瀬, 西又谷(西又層)
13. ざくろ石白雲母黒雲母石英斜長石片麻岩 TN59100613C 富山県東砺波郡利賀村百瀬, 日尾谷(日尾谷層)

く、石英長石質あるいは石灰質物質の入りまじった不純な岩相が多い。

ii) 岩相変化の頻繁さ

石灰岩をのぞいて、1つの岩相が数10mの厚さに達することはほとんどない。石灰岩でも珪質のはさみなしに数10mの厚さに達することはほとんどない。また、規則的なあるいは不規則な細互層がしばしば発達する。石灰岩にはしばしば1-2cmの幅で石英質層と美しい規則的互層をするものがある(第9図)。

III. 4 化学組成

本岩類は、アルミナ質変成岩についていうと、一般にCaO富み、K₂Oに乏しい傾向が著しく、Al₂O₃/Na₂O+K₂O+CaO比もおおよそ1.5前後で、小さい(第2表)。この点は、本邦の領家変成岩や古生層の泥質岩にくらべてかなり特異である。石英長石質変成岩についていうと、「飛驒古川地域の地質」

の 化 学 組 成

Hida Metamorphic Rocks

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
64.82	65.32	55.10	53.42	69.03	60.39	58.22	62.00	69.36	48.92	55.06	59.25
0.42	0.81	1.42	0.83	0.52	0.73	0.68	0.68	0.50	1.62	0.68	0.67
16.83	16.72	20.49	18.14	12.09	15.66	17.43	14.14	10.98	21.74	20.05	17.92
1.67	1.83	1.64	1.58	0.82	0.97	0.98	1.01	0.92	6.63	1.15	1.78
2.70	2.47	8.21	5.86	2.85	4.54	6.00	3.57	3.02	6.66	8.64	3.55
0.08	0.08	0.14	0.11	0.07	0.10	0.13	0.09	0.12	0.11	0.24	0.01
1.43	1.25	2.02	2.42	1.08	2.16	2.57	1.70	1.34	1.72	1.37	2.26
4.00	3.83	2.49	9.43	8.35	7.50	4.99	8.31	10.52	3.86	5.87	5.45
3.72	4.16	4.29	3.80	2.31	3.78	4.57	2.23	1.95	5.64	2.94	5.49
2.47	1.57	2.01	1.92	1.75	1.61	2.51	3.86	0.19	1.74	0.34	1.81
0.16	0.26	0.09	0.18	0.14	0.27	0.21	0.21	0.14	0.14	0.23	0.28
1.00	0.98	1.51			0.96		1.03				1.08
0.22	0.25	0.10			0.21		0.26				0.17
	0.10										
	0.11	<0.01	0.05	0.01		0.24	<0.01	0.03	0.06	0.04	
					0.59		0.49				0.01<
					0.30						0.18
			2.03	0.84		1.07		1.25	1.29	2.82	
99.52	99.74	99.51	99.77	99.86	99.77	99.60	99.58	100.32	100.13	99.43	99.90

14. 細粒角閃石石英斜長石片麻岩 73KM136-1 富山県婦負郡八尾町, 久婦須川林道久婦須川ダム 下流約 600m (真川谷層)
15. 細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩 73KM136-2 富山県婦負郡八尾町, 久婦須ダム下流約 600m (真川谷層)
16. 細粒角閃石単斜輝石石英斜長石片麻岩 73KM136 富山県婦負郡八尾町, 久婦須林道終点 (真川谷層)
17. 細粒黒雲母石英斜長石片麻岩 73KM139 産地, 地層名, 同上
18. 細粒黒雲母石英斜長石片麻岩 73KM133-4 富山県婦負郡八尾町, 久婦須ダム下流約 1.5km (真川谷層)
19. 角閃石透輝石微斜長石石英斜長石片麻岩 TN59093004B 富山県婦負郡八尾町, 大長谷 (真川谷層)
20. 十字石含有紅柱石ざくろ石珪線石堇青石白雲母黒雲母斜長石片麻岩 TG124 富山県東砺波郡利賀村, 草嶺北方約 1 km
21. ざくろ石珪線石黒雲母石英斜長石片麻岩 73TG170 富山県東砺波郡利賀村, 高峯北方約 1 km
22. 中粒角閃石片麻岩 TG133 富山県東砺波郡利賀村, 草嶺北方約 1.2km

分析者

- 1, 4, 5, 11, 12, 13及び19: 大森江い
 2, 3, 7, 8, 9, 10, 16及び22: 川野昌樹
 14, 15, 17, 18, 20及び21: デンカ分析センター
 6: 斎藤正雄・北島三郎

このべたように, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$ の比が大きく, グレイワッケの領域に入る (第2表).

Al_2O_3 が相対的に少ないことは, 珪線石などのアルミノ珪酸塩の变成鉱物が普遍的に広く産出しながら, 実際に分布する量は少ないことによく対応する.

III. 5 原 岩

上述の变成岩類の各岩種に対応する原岩としては, 一応次のようなものが考えられる.

- a. アルミナ質变成岩及びそれに準ずる石英長石質变成岩

泥岩

砂質泥岩

泥質砂岩

石灰質泥質砂岩及び石灰質泥岩

珪長質溶岩または凝灰岩

b. 苦鉄質変成岩及びそれに準ずる石英長石質変成岩

中性または苦鉄質溶岩または凝灰岩

中性または苦鉄質凝灰質砂岩またはタファイト

c. 石灰質変成岩及びそれに準ずる石英長石質変成岩

石灰岩

石英質石灰岩または石灰質砂岩

石灰質泥質砂岩

ドロマイト

本岩類の岩種・化学組成・構造・産状などから原岩を推定することがある程度可能である。原岩の大半をしめるのは、淘汰のわるい砂質岩石で、石灰質、泥質及び苦鉄質火山岩質物質をそれぞれ少量ずつまじえた岩相と考えられる。岩相が著しく不安定であることは、原岩が近接した供給源から、堆積盆または供給源の絶えない変動などの不安定な条件下で堆積した可能性を考えさせる。石英長石質岩石が多いのにチャート起源と考えられる変成岩はほとんどない。また、確実に礫岩に由来すると考えられる変成岩もみだされていなかったことも、理由はよくわからないが、特徴の一つである。また、本岩類には黒鉛にとんだ特定の岩層以外にも、黒鉛が少量ずつひろく、ほとんどの堆積岩原の変成岩の中にふくまれているのも特徴の一つである。

これらの特徴からみると、本岩類の原岩は、飛驒帯南方にひろく発達する美濃帯の中古生層の単純な延長とは考えにくい。より古い時代に属するものであろう。しかし、Sr初生値からみると、本岩類の大半は0.705~0.706と低く、古生代のマントルに由来する物質を起源とすると考えてよいであろう (SHIBATA *et al.*, 1970)。

本岩類の時代は、ジュラ紀-白亜紀の手取層群におおわれるという事実以外に直接的な地質学的証拠はなかったが、最近、宇奈月地方の中圧型の飛驒変成岩類の中から、石灰紀の化石が発見され (HIROI *et al.*, 1978)、従来飛驒変成岩類とされていたものの少なくとも一部は、古生層に由来することが明らかになった。ただし、この部分は、本来、飛驒帯ではなくて、別の構造帯に属する可能性があるともいわれる (広井, 1979)。

また、本図幅地域の加賀沢では、角閃石片麻岩をつらぬく花崗岩質脈群の全岩アイソクロン年令で、後期先カンブリア紀を示す年令がえられている (SHIBATA and NOZAWA, 1980)。これからも、本岩類の少なくとも一部に先カンブリア紀層のふくまれている可能性は大きいものと思われる。

III. 6 変成作用

本岩類は、III. 3章でのべた鉱物組合せからわかるように、大半は角閃岩相で、紅柱石、珪線石タイプの低圧型変成相系列に属するものと思われる。本図幅地域の北西隅、高清水地域からは、十字石・紅柱

石・ざくろ石・珪線石・堇青石・白雲母・黒雲母・斜長石という組合せがみいだされており (ASAMI and ADACHI, 1976; 浅見, 1979), 低圧中間群に属するらしい。

本岩類は、アルミナ質変成岩において、 Al_2O_3 が比較的乏しいという化学的特性をもっているため、アルミナ珪酸塩鉱物は容易に出現せず、例えば、珪線石は、高清水、島地、野積川上流、百瀬川上流一水無、蟹寺、小豆沢 (近藤, 1942)、三川原などからわずかにみいだされるにすぎない。これらの地域では、共通して、珪線石・ざくろ石・黒雲母・斜長石・石英という組合せが多く、また、これら珪線石の産出地点は、ほとんど宮川岩体全域に偏ることなく分布している。

このような低圧型変成作用の問題とは別に、より高圧型の変成作用が低圧型変成作用以前にあったのではないかという問題がある。宮川岩体全体についていうと、本図幅地域の南隣飛驒古川図幅地域からは、コランダム・微斜長石 (SUZUKI and KOJIMA, 1970)、ざくろ石・単斜輝石・斜方輝石 (SUZUKI, 1977) などグラニュライト相の可能性のある組合せがみいだされている。その他、エクロジイト様岩石が同じく飛驒古川図幅地域月ヶ瀬 (SUZUKI, 1973) 及び本図幅地域百瀬・水無 (INAZUKI, 1981) から報告されている。これらのグラニュライト相やエクロジイト相の可能性のある鉱物組合せの存在は、低圧型とは別のより高圧型の変成作用がそれ以前にあったことを示している。

飛驒帯にはこのほかに、十字石や藍晶石をふくむ中圧型の変成岩が宇奈月地方にあり (ISHIOKA, 1949)、それが最近、飛驒帯ではなくて別の構造帯に属するのではないかという見解のあることは前述の通りである (p. 14)。

同位体年令でみると、K-Ar年令は黒雲母ではおよそ180Maに、角閃石ではおよそ180-220Maに集中する (野沢, 1968; 柴田・野沢, 1978)。Rb-Sr年令やU-Pb年令には、250Ma付近、450Ma付近などの小さな集中と、いくつかの先カンブリア紀年令が知られている (ISHIZAKA and YAMAGUCHI, 1969; SHIBATA *et al.*, 1970)。このうち、180-220Maの年令は、船津花崗岩類の年令ともほぼ一致する。本岩類の現在みられる主要な鉱物組合せをつくった低圧型の変成作用の年令と考えてよいであろう。グラニュライト相やエクロジイト相の変成作用がいつなのか直接的な証拠はないが先カンブリア紀ではないかという意見が多い。

宇奈月地方の中圧型変成岩も、石炭紀の化石を産することによってその変成作用は当然石炭紀以降であり、この変成岩が船津花崗岩類の熱的影響を受けていることから考えると (広井, 1978)、変成作用の時期は180Ma以前となる。その変成作用が重複変成作用の一つとして、飛驒変成岩類にも影響をあたえている可能性は小さくないと思われる。

船津花崗岩類の深成作用は飛驒変成作用の解明をむつかしくしている原因の一つである。船津花崗岩類は後にのべるように多様な emplacement の様式をもつが、そのうちのマグマ性侵入の場合、低圧型の接触変成作用を与えることが古生層との接触部でたしかめられている (野沢ほか, 1979)。したがって、両者の識別はかなりむつかしい。しかし、稲月 (1980) の調査した百瀬・水無地域のように、花崗岩体の分布と関係のある変成鉱物の分布がみいだされ両者の識別が可能な場合もある。

さらに、高清水層の十字石・堇青石・紅柱石などをふくむ低圧中間群と思われる鉱物組合せについてのべたが、高清水層は後述するように、庄川花崗岩の上にルーフペンダント様になっているのでその変成作用の性質には庄川花崗岩の接触作用の影響を考慮に入れられないわけにはいかない。まだ詳細はよくわ

かっていない。

そのような問題をさておいても、飛驒変成岩類のもっとも若い主要な変成作用の時期と船津花崗岩類の深成作用の時期が、同位体年令では、K-Ar, Rb-Sr年令共におよそ180Maに著しく集中することは、低圧型変成作用と花崗岩の随伴性を物語っているように思われる。

また、180Maの著しい集中は、広域にわたって、変成作用と深成作用がごく短い時間の間に一斉におきたことを意味するものとして注目に値する（参照：加納，1975）。

III. 7 変質作用及びミロナイト化作用

前章で本岩類の後退的変成作用にふれたが、そのうちで、ぶどう石・緑泥石・緑れん石・沸石などの再結晶作用は、船津花崗岩類の活動末期におきる変質作用とほとんど区別がつかない。本岩類には、上のべたような変質鉱物が、既存の鉱物を交代したり、独立にあるいは石英と共に細脈をつくったりしてよく発達している。

本岩類の一部は船津花崗岩類、特に船津型の岩石に接する付近において、しばしば著しいミロナイト化作用をうける。このような部分には、微斜長石が滲透していて、共にミロナイト化をうけていることがあり、眼球片麻岩様の岩石がつくられる。

これらの変質作用及びミロナイト化作用は、本岩類に、構成鉱物の外形の不明瞭さをあたえ、岩石全体を不鮮明な、多くは緑がかかった色調にかえている。このぼんやりとした不鮮明さは本岩類の肉眼的特徴の一つである。

III. 8 地層区分

本岩類は化石を産出しないばかりか、岩相は頻繁に変化し、入りくんで分布し、適当な鍵層もみいだされていないので、地層区分は容易でない。それで本図幅では、層位学的意味づけは不充分であるが、記載の便宜上、次のような区分をした。

まず、本図幅地域のほぼ中央を北東-南西に切る牛首断層によって北西半と南東半に2分した。牛首断層の変位量はおそらく水平に2km以内、垂直に数100mにすぎないと推定されるが、断層をはさんだ両側の地層は必ずしもよく対比できない部分があるので、とりあえず2分して記載する。北西半・南東半を通じて、地層区分にはまず石灰岩及び石灰質変成岩に富む地層を手がかりにした。石灰質層のない場合は、黒雲母を主要苦鉄質鉱物とする変成岩に富んだ層をとりだした。角閃石に富んだ変成岩は多少とも黒雲母をふくむ場合が多くまぎらわしいが、黒雲母に富んだ変成岩層は角閃石をとまわらないで黒雲母だけを主要苦鉄質鉱物とすることが多いからである。

このような考え方で見かけ上、下位の、すなわち南東側の地層から列記すると次のようになる。

(南東半)

さんごうだに さんごうだに おどりがわ ふたつや まんなみ
三合谷層 小鳥川層 二屋層 万波層 杉原層 唐堀山層

(北西半)

白木峰層 小白木峰層 金剛堂層 水無層 ^{にしのみた}西又層 ^{ひおのたに}日尾谷層 真川谷層 ^{あくせだに}悪瀬谷層 ^{かみももせ}上百瀬層
島地層 ^{こうしみず}高清水層

上記の地層名のうち、三合谷層・小鳥川層・二屋層・水無層及び西又層は、「飛騨古川地域の地質」で命名したものであり、高清水層は加納（1979）の高清水層群と同一である。その他の名称は新称である。

III. 9 三 合 谷 層

本層は、宮川支流三合谷付近を模式地とし、南隣飛騨古川図幅地域に広く分布するが、本図幅地域では南東隅にわずかに分布するにすぎない。本図幅地域には東北東—西南西にのびる本層の北縁の一部が分布し、大半の地域では、ほぼ分布方向と同じ走向で、ゆるく北に傾く。

本層は、多様な石英長石質片麻岩を主とするが、黒雲母に富むものと角閃石に富むものが多い。本図幅地域においては、大半が角閃石に富む片麻岩で、少量の角閃石・黒雲母片麻岩や石灰岩の薄層をふくむ。

本層は、船津花崗岩に近接していて、本層の中にも、花崗岩の小岩体がいくつも分布しているし、花崗岩質物質の滲透した部分もある。逆に、付近の船津花崗岩中には、本層に由来すると思われる残存包有物が多い。

白雲母黒雲母斜長石石英微斜長石片麻岩 TN63081203 岐阜県吉城郡宮川村 丸山南方 丸山谷、
三合谷層

本岩は、不均質な明色、細粒で、平行構造も部分的に弱くなる。付近にうすい赤桃色の花崗岩の小岩体があり、花崗岩の影響がありそうである。鏡下でみると、本岩は、微斜長石、石英及び斜長石を主とし、少量の黒雲母、さらに少量の白雲母ならびに微量の褐れん石、鉄鉱、チタン石及び燐灰石からなる。微斜長石は、ほぼ1mm前後の塊状であり、時に長さ5mmに達する半自形の斑状結晶をつくる。斜長石は、半自形、径1-2mm、変質が著しいが、成分はオリゴクレースのようである。黒雲母は小片で、径0.1-0.3mm、緑泥石及びぶどう石にほとんど交代される。白雲母は、斜長石の中に小片として散点する。

黒雲母角閃石石英斜長石片麻岩 TN60091511B 岐阜県吉城郡宮川村 三合谷、三合谷層

本岩は、黒雲母にとんだやや粗粒の片麻岩と互層する。石英長石質な細層と角閃石にとんだ細層が縞状構造をつくる。本岩は鏡下でみると、主に角閃石、黒雲母、斜長石及び石英を主とし、斜長石が著しく変質して、緑れん石や白雲母をつくる。一般に葉理が強い。角閃石は、半自形、径0.1-0.3mm、うすく青色がかった緑色で、集合して産出する傾向が強い。黒雲母は、径0.1-0.3mm、緑色がかった褐色である。斜長石は半自形、径0.2-0.5mm、変質が著しいので成分はわからない。

Ⅲ. 10 小 鳥 川 層

本層は、南隣飛驒古川図幅地域では小鳥川沿岸に広く分布するが、本図幅地域では、その北端部分が宮川沿岸に小規模に分布するにすぎない。

本層は、三合谷層の北側、すなわちみかけ上の上位にあり、三合谷層とは整合的で、境界は漸移的である。また、本層は森安花崗岩及び船津花崗岩に貫かれる。

本層は、全体としてほぼ東西にのび、およそ20-40°北へ傾く。ほぼ南北方向で、北落ちの軸をもつゆるやかな背斜構造を示す。本層の片理は、石灰岩以外の地層では地層の層理や分布形態と平行する。石灰岩はしばしば部分的によくもめていて、地層の形態と層理は平行せず、片理はないことが多い。

本層は、主に石灰岩及び単斜輝石片麻岩からなり、一部に黒雲母や角閃石で特徴づけられる石英長石質片麻岩を発達させる（小林、1953）。

単斜輝石斜長石石英片麻岩 TN79120103 岐阜県吉城郡宮川村 三川原, 小鳥川層

本岩は、単斜輝石片麻岩、伊西岩ともよばれるものの一種で、比較的細粒で、平行構造はあるが弱い。鏡下でみると、主に単斜輝石、石英及び斜長石からなり、微量のチタン石、鉄鉱及び燐灰石をふくむ。単斜輝石は塊状半自形、径1-2mm、周辺は一部角閃石に交代される。斜長石は、半自形で径1-1.5mm、成分はアンデシンである。

ざくろ石黒雲母石英斜長石片麻岩 TN 58071808D 岐阜県吉城郡宮川村 三川原（化学組成、第2表 1）、小鳥川層

本岩は、肉眼でも識別できるようなざくろ石に富んだいくらか明色の帯と、黒雲母に富んだやや暗色の帯の幅0.5-0.7mmの細互層からなる。鏡下でみると、ざくろ石に富んだ帯では、篩状塊状、径1-3mm、のざくろ石が時にはくさり状につらなり、径0.1-0.5mmの褐色の黒雲母をともなう。斜長石は、径2-3mm、成分はほぼオリゴクレスである。黒雲母に富んだ帯は、黒雲母がふえ、ざくろ石がへり、石英も量がへって形が小さくなる。

ざくろ石角閃石黒雲母石英斜長石片麻岩 TN 58071808A₁及び A₂ 岐阜県吉城郡宮川村 三川原（化学組成、第2表 2及び3）、小鳥川層

正確には、A₁：ざくろ石黒雲母石英斜長石片麻岩 A₂：角閃石石英斜長石片麻岩である。

本岩は、単斜輝石片麻岩にはさまれたいくらかアルミナ質の岩層であるが、褐色のA₁の片麻岩を、その平行構造と斜交する方向に、うす緑色のA₂の幅1.5cmの細脈が、約3cm間隔で規則正しく縞状に交代するものである。鏡下でみると、A₁は、ざくろ石、黒雲母、斜長石及び石英を主とし、少量の角閃石、微量のチタン石、鉄鉱及び燐灰石をふくむ。ざくろ石は、篩状半自形、径2-4mm、黒雲母は褐色で、径1-2mm、斜長石は、半自形、径0.5-1.0mm、成分はアンデシンである。

A₂では、黒雲母はすべて緑泥石化し、篩状半自形の径3-5mmの角閃石があらわれる。石英がわずかにふえ、斜長石は著しく変質する。

Ⅲ. 11 二 屋 層

本層は、南隣飛驒古川幅地域からつづいて、本幅地域の南縁にほぼ東西にのびて分布する。

本層は、みかけ上、南側の小鳥川層の上位にのるが、その関係は整合的かつ漸移的である。本層は、打保・森安及び船津の各花崗岩につらぬかれ、新第三紀檜峠層に不整合におおわれる。

本層の構造は、一般にゆるやかで、ゆるく北へ傾き、走向はほぼ東西である。部分的には、ほぼ南北に軸をもつゆるやかな褶曲をくりかえす。すなわち、森安谷では背斜構造、その東方宮川ぞいでは背斜構造、更に東方ニコイ付近では再び向斜構造となる。褶曲の半波長はおよそ5kmと考えられる。

本層は、小鳥川層と万波層という二つの石灰質層にはさまれて、特徴的な岩種に乏しく、雑多な石英長石質片麻岩を主としている。黒雲母に富む変成岩や角閃石に富む変成岩が部分的に発達するが、厚くつづくことはない(第8図)。

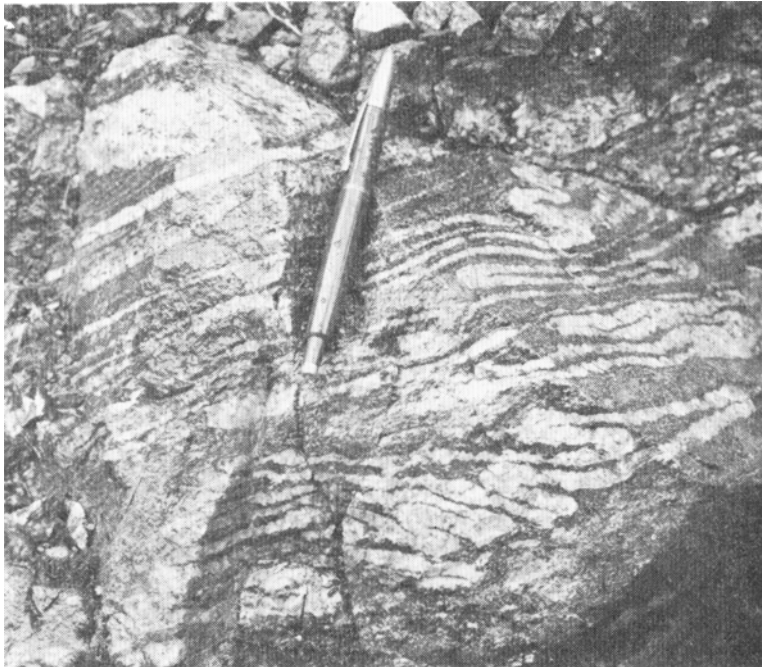
なお、本層については、次のような角閃石の K-Ar 年令が測定されている(柴田・野沢, 1978)。

70101301 : 217±7Ma

産地 岐阜県吉城郡宮川村森安谷

岩石 角閃石斜長石片麻岩

記載 主に角閃石及び斜長石からなり、少量の燐灰石及び鉄鉱をともなう。角閃石は無色に近い草緑色である。



第8図 角閃石黒雲母石英斜長石片麻岩とその中の pygmatic な石英長石脈
(宮川村森安谷, 二屋層)

単斜輝石黒雲母角閃石石英斜長石片麻岩 TN 58072406 岐阜県吉城郡宮川村 ニコイ (化学組成, 第2表 4), 二屋層

本岩は, 明暗の幅5-6cmの縞状片麻岩の暗色帯である。鏡下でみると, 本岩は, 主に黒雲母, 角閃石及び斜長石からなり, 少量の単斜輝石及び石英ならびに微量のチタン石, 鉄鉱及び燐灰石をともなう。単斜輝石は, 比較的大きな角閃石の核部に残存する。黒雲母は, 径0.5-1.0mm, 褐色である。角閃石は多くは他形で小さいが時に2-4mmの篩状塊状結晶をつくる。うすい緑色であるが中心はいくらか褐色である。斜長石は塊状半自形, 径1-2mm, 成分はほぼアンデシンである。

ざくろ石角閃石黒雲母石英斜長石片麻岩 TN 58072404B 岐阜県吉城郡宮川村 ニコイ (化学組成, 第2表 5), 二屋層

本岩は細粒やや暗色, 平行構造はあまり著しくない。石灰岩の薄層をはさむ。鏡下でみると, 本岩は, 主に黒雲母, 角閃石, ざくろ石, 斜長石及び石英からなり, 微量のチタン石, 鉄鉱及び燐灰石をふくむ。黒雲母は, 径0.5-1.5mm, 赤褐色で, ぶどう石に著しく交代される。角閃石はごく少量で, 他形, 径1-3mm, 中心は褐色を呈し周辺は緑色をおびている。斜長石は, 径2-3mm, 変質が著しいが, 成分は, オリゴクレーヌーアンデシンである。

III. 12 万波層

本層は, 本図幅地域のほぼ中央, 万波川の上流地域の比較的高位でしかも比較的起伏に乏しい盆地状の地域を中心に, ほぼ東西にのびる。西方は牛首断層に切られ, 東方は打保花崗岩に貫かれる。西方の延長は, 白木峰層につづくものかもしれないが, 牛首断層を境にして, 構造がかなりくいちがっているので別の地層と考えておく。また, 本層の南限近くでは, 新第三紀檜峠層が不整合におおい, 本層と南の二屋層との境界をかくしている。

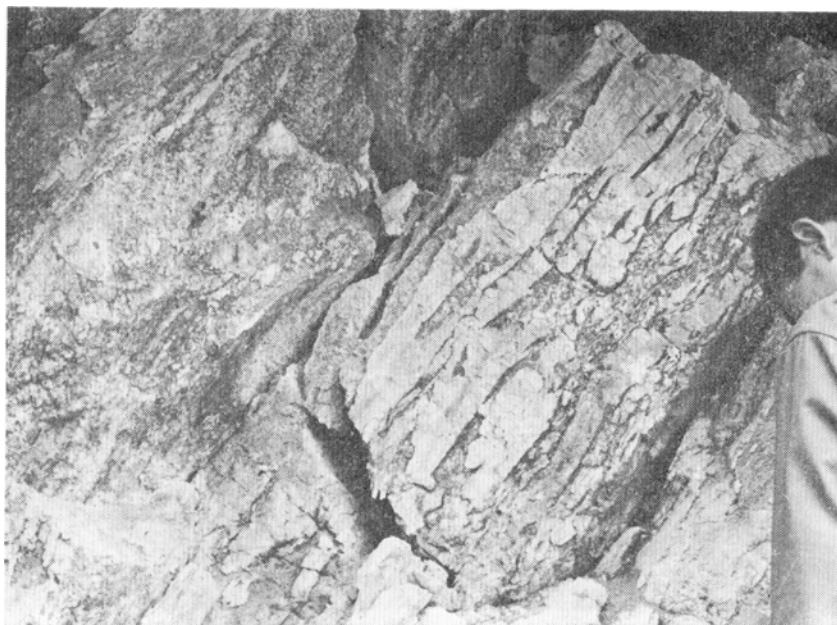
本層は, 一般にゆるい傾斜で, ほぼ北へ傾く。本層の一部, 真谷上流では, 南の二屋層の森安谷で顕著にあらわれた背斜構造の影響があらわれる。しかし, 全体としてはほぼ万波川ぞいに, 北東-南西方向に軸をもった向斜構造の軸部付近が露出しているようにみえる。

本層は, 主に雑多な石英長石質片麻岩からなるが, 上下の二層, 杉原層及び二屋層にくらべて, 著しく石灰質で, 石灰岩や単斜輝石片麻岩に富む(第9図)。そのほか, 角閃石黒雲母片麻岩や黒雲母片麻岩もふくまれる。

ざくろ石黒鉛角閃石黒雲母石英斜長石片麻岩 TN 68090313 岐阜県吉城郡宮川村 戸谷, 万波層

本岩は単斜輝石片麻岩と共存し, 細粒, 暗色で, 平行構造が著しく, 不規則に明色の薄層をはさむ。本岩は鏡下でみると, 主に, 黒雲母, 角閃石, 黒鉛, 斜長石及び石英を主とし, 少量のざくろ石, 微量のチタン石, 褐れん石及び燐灰石をふくむ。黒雲母は褐色で, 多少緑泥石化し, 径0.1-0.4mm, 黒鉛片と密接にともなう。角閃石は比較的少量で, 半自形, 径1-5mm, 篩状で, 緑色だが, 中心部はいくらか褐色がかっている。黒鉛は, かなり多量で, 長さ0.5-1.0mm, 他の苦鉄質鉱物によく付着したり, 独立に, 美しい定向配列をしたりする。ざくろ石は少量で小さく, 径0.1-0.5の小粒が散点する。斜長石は, 比較的新鮮で, 径約0.5mm, 成分は, アンデシンである。

角閃石単斜輝石微斜長石石英斜長石片麻岩 TN 72111502 岐阜県吉城郡宮川村 大谷, 万波層



第9図 不純な石灰岩 (宮川村方波, 万波層)

本岩は、幅10-15cmの明暗の縞状片麻岩の暗色部で、中粒、平行構造はかなり著しい。本岩は鏡下でみると、主に単斜輝石、角閃石、斜長石、石英及び微斜長石からなり、微量の黒鉛、チタン石及び燐灰石をふくむ。単斜輝石は、径0.5-1.0mm、不規則な塊状で、周辺及び結晶内部から角閃石に交代されている。角閃石は、径0.5-2.0mm、斜長石に対して他形、緑色だが核部は褐色がかっている。斜長石は著しく変質して、径0.5-1.0mm、成分はわからない。微斜長石は少量であるが、ところどころに斑状変晶状に発達し、新鮮で径2-3mmに達することもある。

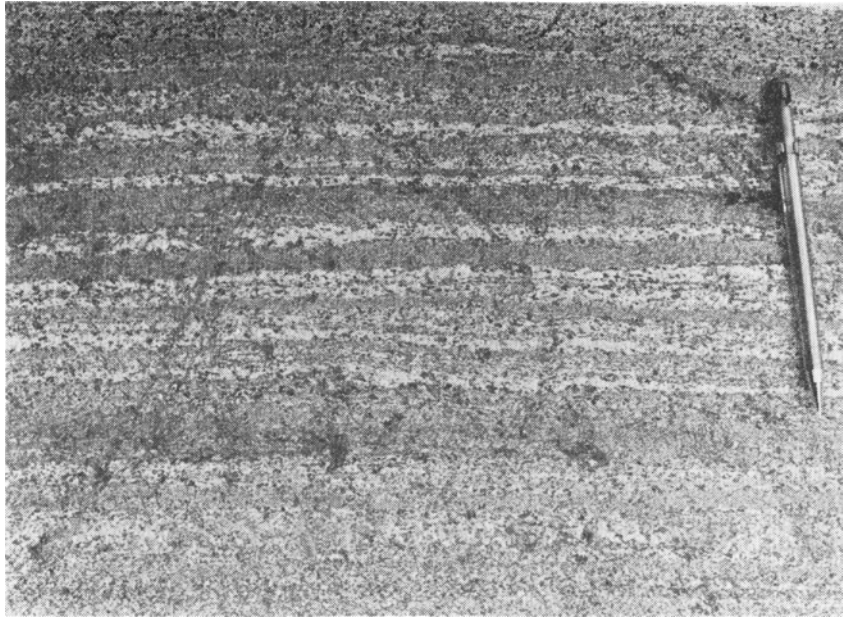
III. 13 杉原層

本層は、本図幅地域中央から西方へ、杉原を中心にほぼ東西方向にのびる。本層は、西方を牛首断層に切れ、南西部を打保花崗岩に貫かれる。

本層は、大きくみると、南北方向に軸をもった複向斜構造の一部のように見える。本層の西部、みかけ上、万波層の上にほぼ整合的にかさなってくる部分では、万波川中流部を中心に、ほぼ北東-南西方向の軸の向斜構造、また東端のソング谷付近では、北北東-南南西方向の軸をもった背斜構造が顕著で、その中間の地域もほぼ南北方向の軸をもった小褶曲がいくつかあるようである。

本層の傾斜は、万波層より急立し、60-80°の部分が多い。

本層は、雑多な石英長石質片麻岩を主とするが、一般に黒雲母に富んだ片麻岩層によって特徴づけられ、角閃石に富んだ上位の唐堀山層や、石灰岩・石灰質片麻岩に富んだ下位の万波層と区別される。本層は、黒雲母片麻岩を主とし、珪線石・ざくろ石・黒雲母片麻岩をともなう(第10図)。その他、角閃石片麻岩、角閃石黒雲母片麻岩なども部分的に発達し、少量の石灰岩や単斜輝石片麻岩もふくまれる。



第10図 細粒黒雲母石英斜長石片麻岩と細一中粒角閃石石英斜長石片麻岩（やや優白質の部分）よりなる細互層（万波川の白木谷合流点より上流約1km, KM213と同一地点, 杉原層）

ざくろ石珪線石片麻岩 GS16 岐阜県吉城郡宮川村 桑谷（化学組成, 第2表 6）杉原層
本岩については, 原試料が紛失しているため詳細は不明である（採集者, 近藤信興）。

細粒黒雲母石英斜長石片麻岩 KM213 岐阜県吉城郡宮川村 万波川, 白木谷合流点より上流約1km（化学組成, 第2表 7）, 杉原層

本岩は, 細粒, 径0.5-2.0mm, 緻密な塊状—やや弱い片理を有する岩石で, 茶褐色を呈する。

鏡下では, ほぼ等粒状のグラノプラスチック組織を呈する。主として黒雲母・石英・斜長石よりなり, 少量の角閃石（±）・カリ長石（±）・燐灰石・黒鉛・鉄鉱物・チタン石及びジルコンを含む。斜長石はオリゴクレースである（An%=17-25）。黒雲母は $Z' \approx Y'$ = 茶褐色, X' = 淡黄色の多色性を示し, $\gamma \approx \beta = 1.645-1.654$ である。角閃石とカリ長石は, ほとんど含まれず, あるいは存在しても少量である。角閃石は緑褐色—淡黄色の多色性を示す。カリ長石は石英・斜長石の粒間を埋める。

細粒角閃石石英斜長石片麻岩 KM305 岐阜県吉城郡宮川村 万波川, 白木谷合流点より上流約1.2km（化学組成, 第2表 8）, 杉原層

本岩は, 細粒ほぼ等粒状, 径0.5-2.0mm, 塊状のやや片理の弱い岩石で, 暗青色を呈する。角閃石には定向配列が認められ, しばしば片理面上に他鉱物に比べ大きな柱状結晶（長さ5-10mmに達することがある）の配列による線構造が認められる。

鏡下では, グラノプラスチック—レピドプラスチック組織を示す。主として角閃石・石英・斜長石よりなり, 比較的少量の黒雲母・カリ長石（±）・単斜輝石（±）・クリノゾイサイト（±）・チタン石・燐灰石・黒鉛及び鉄鉱物を含む。斜長石はオリゴクレース—アンデシン（An%=23-38）である。

カリ長石を多量に含む岩相では斜長石の変質が著しい。角閃石は片理にそってやや伸長し, ポイキロプラスチックに斜長石・石英を包有する。多色性は X' = 淡黄色, Y' = 緑褐色—黄緑褐色, Z' = 緑褐色で, $2V_x = 70-76^\circ$, $C \wedge Z = 16-21^\circ$, $\alpha = 1.670$, $\gamma = 1.692$, $\gamma - \alpha = 0.022$ である。黒雲母は $Z' \approx Y'$ = 茶褐色, X' = 淡黄色を示す。単斜輝石は無色—淡黄緑色を呈し, ポイキロプラスチックに斜長石・石英を包有し, 一部は淡緑色角閃石に変

化している。カリ長石は格子状微斜長石構造を呈し、粒間を埋め、または汚濁した斜長石を交代する ($2Vx=54-74^\circ$)。

細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩 KM301-2 岐阜県吉城郡宮川村 白木谷、万波川合流点より上流
約300m (化学組成, 第2表 9), 杉原層

本岩は、細粒等粒状、径0.5-2.0mm、塊状で、緑色—黄緑色を呈する。

鏡下では、グラノプラスチック組織を呈する。主として単斜輝石・石英・斜長石よりなる。カリ長石をかなり多量に含む岩相 (73KM136-2・KM301-2) とほとんど含まない岩相 (73KM133-4) とがある。このほか、緑れん石—クリノゾイサイト・角閃石・チタン石・燐灰石・黒鉛及び鉄鉱物が含まれる。斜長石はオリゴクレーン—アンデシン ($An\%=28-51$) である。カリ長石を多量に含む岩相中のものは変質が著しい。単斜輝石はポイキロプラスチックに石英・斜長石を包有し、サーラ輝石—フェロサーラ輝石の光学性を示し、無色—淡黄緑色、 $2Vz=58-62^\circ$, $C\wedge Z=42-46^\circ$, $\alpha=1,702$, $\gamma=1,733$, $\gamma-\alpha=0.031$ である。単斜輝石の一部は緑色—黄緑色の多色性を有する角閃石に置換される。カリ長石は他鉱物の粒間を埋め、斜長石の一部を置換する。格子状微斜長石構造を示し、 $2Vx=70-86^\circ$, $\Delta=0.37-0.75$ である。

本岩に伴って、チタン石・方解石・クリノゾイサイト・単斜輝石・グロッシュュール・柱石・斜長石及び石英あるいは方解石・単斜輝石・グロッシュュール及び石英よりなる岩石が産出することがある。

粗粒黒雲母微斜長石斜長石石英片麻岩 73KM152 岐阜県吉城郡宮川村 久婦須川林道、万波川・白木谷合流点より下流約100m (化学組成, 第2表 10), 杉原層

本岩は、片理の発達した中粒—粗粒 (粒度は普通径2-5mm程度) の岩石である。片理面は黒雲母の定向配列による。黒雲母に富むやや優黒質の部分と優白質の部分があり、縞状—シュリーレン状を呈する。

鏡下では、グラノプラスチック—レピドプラスチック組織を示す。カリ長石は他鉱物に比べて粗粒の卵形斑状変晶をなす。本岩は主として黒雲母、カリ長石、斜長石及び石英よりなり、鉄鉱物を含む。黒雲母は $Z\prime\equiv Y\prime$ = 茶褐色—赤褐色、 $X\prime$ = 淡黄色の多色性を示し、 $\gamma\equiv\beta=1,655-1,664$ である。カリ長石は粒間を埋め、あるいは斜長石を置換し、格子状微斜長石構造を有する strings perthite である ($2Vx=68-86^\circ$, $\Delta=0.58-0.79$)。斜長石は石英・黒雲母を包有し、 $An\%=19-37$ を示す。

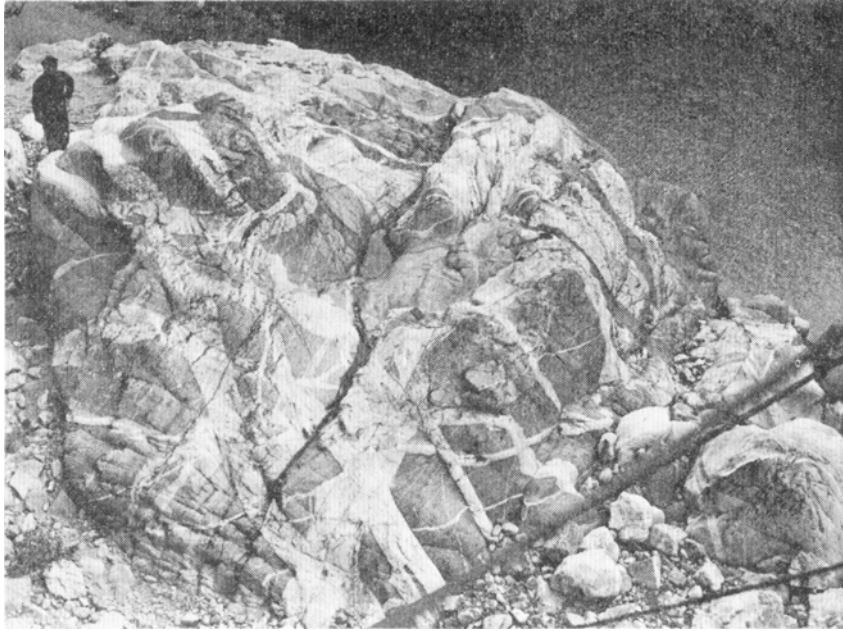
III. 14 唐堀山層

本層は、本図幅地域北東部、唐堀山付近を中心に、東北東—西南西方向にのびた分布を示し、北西側は牛首断層に切られ、北東側は薄波花崗岩によって貫かれる。本層は、みかけ上、杉原層の上位に、ほぼ整合的にのる。

本層は、大きくみると、南北方向に軸をもつ複向斜構造の一部と考えられるが、西部は、万波層と杉原層にみとめられた万波川ぞいの向斜構造、東部は、杉原層で著しいソノボ谷ぞいの背斜構造の影響をうける。地層の傾斜は、みかけ上、下位の万波・杉原両層より急立し、北西側では 70° 以上になる場合が多い。

本層は、主に雑多な石英長石質片麻岩からなるが、一般に角閃石に富んだ岩石が多いのが特徴で、角閃石片麻岩や角閃石黒雲母片麻岩が広く分布し、黒雲母片麻岩及びごく少量の珪線石ざくろ石黒雲母片麻岩、石灰岩、単斜輝石片麻岩などをともなう。

本層の角閃石片麻岩や角閃石黒雲母片麻岩の中には、平行構造をまったく欠いた角閃石斜長石岩すなわち閃緑岩に相当する岩石が、レンズ状あるいはシート状に分布することがある。これらの平行構造を



第11図 黒雲母角閃石斜長石片麻岩と花崗岩質岩脈 (HD1203A, 本文に記載がある) この花崗岩質岩脈の1グループがおおよそ7億年のRb-Sr全岩アイソクロン年令を示す (細入村加賀沢, 唐堀山層)

欠く閃緑岩質岩石も鏡下では変成岩の構造を示すものが多い。本岩は、加賀沢の6億年余りのSr年令を示す花崗岩脈の露頭 (第11図) では、その花崗岩脈に切られているので、先カンブリア紀と考えられる古期変成作用において、少なくとも、主要な偏圧の作用した時期が過ぎてから後に進入したものである。

なお、本層については、次のような角閃石のK-Ar年令が測定されている (柴田・野沢, 1978)。ここにあげられた年令は重複変成作用によって若返ったものもあるようである。

76111203A : 223 ± 8Ma

産地 富山県婦負郡細入村加賀沢
本岩については別項に記載がある。

70072104A : 174 ± 6Ma

産地 岐阜県吉城郡宮川村小豆沢
岩石 角閃石斜長石石英片麻岩
記載 主に角閃石, 斜長石及び石英からなり, 少量の燐灰石, チタン石及び緑れん石をふくむ。角閃石は草緑色の普通角閃石で中心部はいくらか褐色である。

70072108B : 195 ± 8Ma

産地 岐阜県吉城郡宮川村小豆沢
岩石 黒雲母角閃石斜長石片麻岩
記載 主に角閃石, 黒雲母 (緑泥石・ぶどう石化) 及び斜長石からなり, 少量の燐灰石及びチタン石をとまなう。角閃石は草緑色の普通角閃石である。

角閃石黒雲母石英斜長石片麻岩 TN 58101904 富山県婦負郡細入村 猪谷川上流 (化学組成, 第2表 11), 唐堀山層

本岩は、やや暗色で、縞状構造が不規則に発達する。鏡下でみると、本岩は、主に、黒雲母、角閃石、斜長石及び石英からなり、微量のチタン石、鉄鉱及び燐灰石をふくむ。黒雲母は、径1-2mm、褐色、半自形、角閃石は少量で、塊状半自形、径1-2mm、緑色で中心がいくらか褐色がかっている。斜長石は、径1-2mm、半自形、多少変質するがオリゴクレーヌである。斜長石が細かなわれめにとみ、不均質なものは、花崗岩の熱影響をうけた場合によくみられる現象であるが、この場合、薄波花崗岩の主体からはかなりはなれている。しかし、小規模な花崗岩侵入体は付近にいくらかあるので、そのせいかもしれない。

黒雲母角閃石斜長石片麻岩 HD1203A 富山県婦負郡細入村 加賀沢, 唐堀山層

本岩は、粗粒、暗色、平行構造はあまり著しくない。本岩を貫く花崗岩質岩石のSr全岩アイソクロン年齢が6億年余りとなったので、本岩はそれより古いことはたしかである。

しかし、本岩のK-Ar角閃石年齢は223Ma(柴田・野沢, 1978)である。船津花崗岩類活動期の若返りがあったのであろう。

本岩は、鏡下でみると、角閃石、黒雲母及び斜長石を主とし、少量の鉄鉱、チタン石及び燐灰石をふくむ。角閃石は、径3-5mmのほぼ自形、ポイキロプラスト状に他の鉱物を包有し、全体は褐色だが、周縁部だけやや緑色がかってくる。黒雲母は、長さ2-3mm、褐色で、多少ぶどう石化する。斜長石は、塊状、径3-4mmで、成分はアンデシンである。しばしば著しく変質した部分がみだされる。

III. 15 白木峰層

本層は、本図幅中央部の久婦須川から大坂谷にかけて走る北東—南西方向の大規模な断層に沿って分布する。本断層は、幅数mから数10mの断層粘土帯・破砕帯をともない、本層を万波層・加賀沢層・唐堀山層からへだてている。

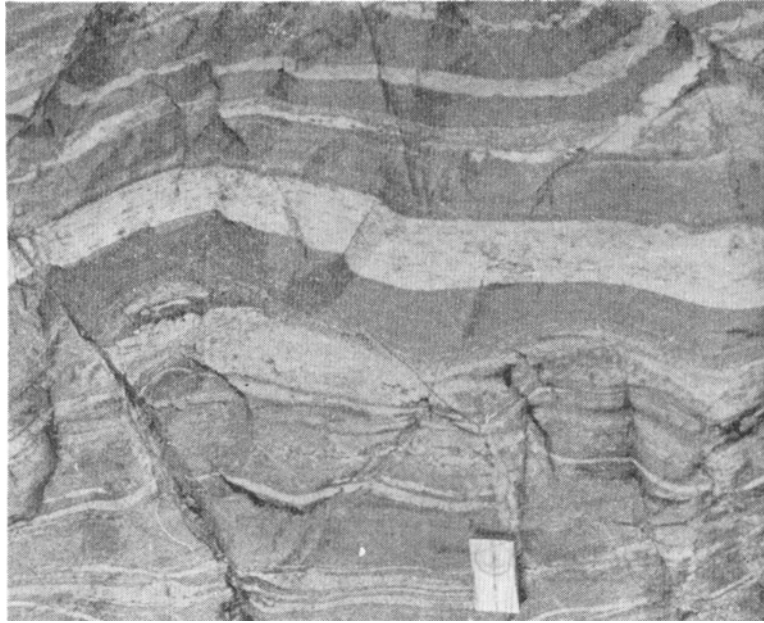
本層は、おおむね北東—南西に走り、北西に傾斜する。北東端と南西端はこの断層によって切られ、中央部付近で広い分布を示す。

本層は、主として石灰岩と石英長石質岩より構成されるが、他層に比べて石灰岩の占める割合が著しく大きいことで特徴づけられる。石英長石質岩は、主に石英、斜長石、カリ長石、斜長石、及び±黒雲母よりなり、石灰岩中に不規則な脈状—レンズ状あるいは石灰岩と互層をなして産出する。中央部付近での本層の見かけの厚さは数100mに達するが、この中には石英長石質部が相当量含まれ、すべてが石灰岩からなるというわけではない。

石灰岩は大部分が方解石よりなる晶質石灰岩で、しばしば鱗片状の黒鉛が含まれる。また、層状—ブーディン状のドロマイト質部分が含まれ、その中にはフォルステライト・斜ヒューム石・蛇紋石・透角閃石・金雲母などが見いだされる。

III. 16 小白木峰層

本層は、みかけ上、白木峰層の上位に整合的にのる。小白木峰南方では、大坂谷—小坂谷に沿って走る北東—南西方向の断層により切られ、万波層と境される。また小白木峰南西方では、白木峰層を欠き、



第12図 細粒黒雲母石英斜長石片麻岩・細粒角閃石石英斜長石片麻岩・細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩の3者の細互層とその片理に平行する天然花崗岩のlit-par-lit injection (野積川上流, 白木峰北方約2km, 小白木峰層)

一部断層により金剛堂層と接している。白木峰西方では、薄波花崗岩類似の花崗岩質（おそらく船津花崗岩類）の小岩塊・岩脈により貫かれる。大谷上流では、本層中に眼球片麻岩・ミロナイトの小岩体が存在する。

本層は、白木峰の北東方では白木峰層と同様に北東―南西にのびて分布し、北西傾斜を示す。白木峰南西方では、北―北北西に開いたゆるやかな向斜構造をなし、小白木峰西方の大長谷川の河谷の付近では背斜構造をなしている。背斜の西翼は、大長谷川西方で一部を断層で切られるため、ほとんど現れていない。金剛堂層は、本層の西南方延長部に相当する。本層の分布は、白木峰北東方では狭く、南西方ではこうした向斜・背斜をくりかえしながら著しく広がっている。

本層を構成する主要な岩相は以下の通りである。

粗粒黒雲母微斜長石斜長石石英片麻岩

細粒黒雲母石英斜長石片麻岩

細粒角閃石石英斜長石片麻岩

細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩

石灰岩

以上の中で、木層には粗粒黒雲母微斜長石斜長石石英片麻岩が最も多い。これらの中にはさまれて、細粒の黒雲母石英斜長石片麻岩、角閃石石英斜長石片麻岩、単斜輝石石英斜長石片麻岩、あるいはそれらの細互層よりなる片麻岩（第12図）が産出する。

石灰岩は、厚さ数m-数10mの薄層—レンズ状岩層としてこれらの岩石にはさまれる。白木峰西方には、本層中で最も大きな分布を示す石灰岩層が存在する。石灰岩層の傾斜と地形の傾斜とがほぼ一致するため、地質図上での分布は著しく広いが、実層厚は数10m程度である。

本層の原岩は、泥質—砂質岩を主体とし、石灰岩と泥質—砂質岩・苦鉄質—中性火山岩質物質・石灰質の砂質岩の互層をまじえた地層と考えられる。

Ⅲ. 17 金剛堂層

本層は、本図幅地域南西部の金剛堂山東方に、西瀬戸谷を中心にほぼ北北東—南南西方向にのびる。本層は、南東側を牛首断層に切られ、一部は水無花崗岩に貫かれ、一部は新第三紀檜峠層に不整合におおわれる。本層はみかけ上、水無層、西又層及び小白木峰層の下位にくるもので、それらの地層とはほぼ整合的である。万波層とはほとんど接する部分がないので関係は明らかでない。もし、金剛堂層と小白木峰層の間に介在する石灰岩層が万波層の延長と考えられるなら、金剛堂層はみかけ上、万波層の下位にくることになるが、本稿では、一応、牛首断層より北西側の地層は、その南東側の地層より、みかけ上の上位にくるものとしておくことにする。なお、この石灰岩層は、金剛堂層の西側にみかけ上、上位にのる水無層の石灰岩に相当するものかもしれない。たしかな証拠がないので、一応、金剛堂層に属させておく。

本層の構造は、ほぼ西瀬戸谷を中心に、北北東—南南西方向の軸で、南方に開いた脊斜構造を示す。褶曲の半波長は5-8kmと考えられる。なおこの褶曲はかなり閉じた形をしているようで、一部では、褶曲の両翼とも北西側に傾く部分があり、等斜褶曲状になっている。なお、金剛堂層の褶曲構造の西隣では、水無層・西又層・日尾層及び悪瀬谷層が北へ傾いた軸をもった向斜構造、“利賀向斜”をつくる。蝶つがい状の関係にあるのかもしれない。

本層は、雑多な石英長石質片麻岩を主とするが、黒雲母に富んだ片麻岩が優勢なのが特徴で、黒雲母片麻岩を主とし、少量の珪線石ざくろ石黒雲母片麻岩の他、角閃石片麻岩、単斜輝石片麻岩（第13図）石灰岩などをふくむ。

ざくろ石黒雲母石英斜長石片麻岩 TN 59100613B 富山県東砺波郡利賀村 金剛寺谷支谷、金剛堂層

本岩は、ざくろ石斑状変晶のめだつ明色の岩層で、平行構造も著しい。本岩は、鏡下でみると、主に黒雲母、ざくろ石、斜長石及び石英からなり、少量の鉄鉱、チタン石、微量の燐灰石をふくむ。黒雲母は褐色で、径1mm前後の小片であって、多少緑泥石化する。ざくろ石は、径2-4mm、塊状で、不完全な半自形だったり、篩状構造が発達したりしている。斜長石は塊状で、径1.0-1.5mm、多少とも変質するが、成分はオリゴクラスである。チタン石はほとんどリウコクシンになっている。

黒雲母角閃石微斜長石石英斜長石片麻岩 TN 61082605 富山県婦負郡八尾町 大長谷、金剛堂山東方、金剛堂層

本岩は、比較的明色、粗粒で、平行構造も著しい。本岩は、鏡下でみると、角閃石、黒雲母、斜長石及び石英



第13図 単斜輝石石英斜長石片麻岩 縞状構造の一つの縞の中にある斜交構造が何を意味するのかわからない(八尾町大長谷, 西瀬戸谷, 金剛堂層)

を主とし、少量の微斜長石、微量の燐灰石及びチタン石をふくむ。角閃石は、やや青味をおびた緑色の半自形で、しばしば径5mmにも達する。黒雲母はほとんど緑泥石化するが、径1.0-1.5mm、角閃石と接していることが多い。斜長石は、塊状半自形、径1.0-1.5mm、変質が著しいが成分はほぼオリゴクレスである。微斜長石は、径1mm以下の塊状でわずかに分布し、ミルメカイトをつくる。これらの結晶の間に、径0.1mm前後の石英とアルカリ長石の細粒の集合体がつくったり、大きな結晶をとりまいたりして発達する。

III. 18 水 無 層

本層は、本図幅地域の南西隅に、利賀向斜の東翼にわずかに分布するにすぎず、その南端は牛首断層によって切られ、南西方へ変位させられ、南西隣白川村図幅地域に広い分布をしめる。また、本層の東

翼相当部は西隣下梨図幅地域で広い分布をしめる。

本層は、みかけ上、南東方の金剛堂層の上のり、その関係は整合的漸移である。本層は、比較的急立し、40-60°で北西に傾く。

本層は、大半は石灰岩からなり、少量の単斜輝石片麻岩の部分がふくまれる。(鈴木, 1956, 1959; 稲月, 1980)。

III. 19 西 又 層

本層は、本図幅地域の南西隅に、利賀向斜の軸部をしめ、南隣飛驒古川、南西隣白川村及び西隣下梨の各図幅地域へつづいている。本層は、みかけ上、南東側の水無層の上位にかさなり、その関係は整合的のようである。

本層は、40-60°の傾斜で、北に開いた向斜構造をつくる。向斜構造の軸はほぼ南北で、かなり閉じた褶曲の形をもっている。

本層は、多様な石英長石質片麻岩を主とするが、黒雲母片麻岩、珪線石ざくろ石黒雲母片麻岩、角閃石片麻岩、ざくろ石角閃石片麻岩、石灰岩及び単斜輝石片麻岩をふくんでいる。

本層は、小規模な花崗岩によって、各所で交代されたり、混入されたりしている。これらの花崗岩は、大部分、赤桃色で、船津花崗岩類に関係するものが多いように思われる。これらの花崗岩のあたえる接触作用はまだ充分解明されたわけではないが、花崗岩の分布に関して鉱物組合せが変化することが、稲月(1980)によって、石灰珪長質変成岩について明らかにされている。例えば珪灰石をふくむ組合せは、花崗岩体にごく近いところでしかみいだせず、一様な変成度分布をしているももとの飛驒変成岩類の変成鉱物組合せとは区別ができるという。ついでにいうと、本層の石灰珪長質変成岩は、主にグロシユール、緑れん石、珪灰石、単斜輝石、アクチノ閃石、ヴェスヴ石、方解石、石英、斜長石及び柱石からなっている。

黒雲母石英斜長石片麻岩 TN 59100503 富山県東砺波郡利賀村 百瀬、西又谷 (化学組成, 第2表 12), 西又層

本岩は、中粒、明色で、平行構造は著しくなく、石灰岩や角閃石黒雲母片麻岩をともなって産出する。本岩を鏡下でみると、主に、黒雲母、斜長石及び石英からなり、少量の緑れん石ならびに微量の鉄鉱及び燐灰石をふくむ。黒雲母は、径0.1-0.3mmの小片で、斜長石の塊状結晶の間にとりまくように分布することが多く、緑色である。斜長石は、塊状半自形、径2-5mm、成分はアンデシンである。

角閃石黒雲母石英斜長石微斜長石片麻岩 TN 74092311A 富山県東砺波郡利賀村 百瀬 西又谷, 西又層

本岩は、暗色、細粒で、不規則な縞状構造の暗色部である。鏡下でみると、本岩は、主に、黒雲母、角閃石、微斜長石、斜長石及び石英を主とし、微量の燐灰石及び鉄鉱をふくむ。黒雲母は、緑色で、長さ1-2mm、新鮮である。角閃石は、比較的少量であるが、径2-3mmの結晶をつくる。篩状構造がよく発達し、緑色であるが、核部はいくらか褐色がかった緑色である。微斜長石は、径0.5-1.0mmの団塊状で、周縁にミルメカイトをつくる。斜長石は比較的少量で、径0.5-1.0mmの半自形で、成分はオリゴクレーヌーアンデシンである。

III. 20 日 尾 谷 層

本層は、本図幅地域南西部、百瀬川中流及び日尾谷を中心に、利賀向斜の軸部で厚く、翼部でうすく分布する。本層は、みかけ上、下位の西又層、上位の悪瀬谷層とほぼ整合的に接するが、南端は、牛首断層に平行する断層で切りとられる。

本層は、利賀向斜を形成し、ほぼ南北から北北西—南南東方向へゆるくまがる軸を中心に、北側へゆく程、褶曲も開いた形となり、傾斜もゆるくなってくる。利賀向斜の軸部を胴切りにして、牛首断層とそれに平行するいくつかの断層が走るがいずれも北おちのため、断層ごとに褶曲が開き、傾斜がゆるくなっているようにみえる。

本層は、利賀向斜軸端部では多少雑多な石英長石質片麻岩をまじえるが、その他の地域では、石灰岩及び単斜輝石片麻岩がきわめて優勢である。石灰質変成岩の他には、黒雲母片麻岩、角閃石黒雲母片麻岩、角閃石片麻岩などがふくまれる。本層中には、赤桃色の花崗岩の小岩体が分布する。本層の変成岩の中には、花崗岩質物質の交代滲透をうけた部分が少なくない。

ざくろ石白雲母黒雲母石英斜長石片麻岩 TN 59100613C 富山県東砺波郡利賀村 百瀬、日尾谷
(化学組成、第2表 13)、日尾谷層

本岩は、細粒、やや暗色で、平行構造が著しい。鏡下でみると本岩は、主に、黒雲母、白雲母、斜長石及び石英からなり、少量のざくろ石、微量の黒鉛、鉄鉱及び燐灰石からなる。きわめて不規則な縞状構造があり、比較的粗粒の黒雲母・ざくろ石に富んだ暗色帯と、細粒の黒雲母・ざくろ石をふくみ、石英長石質の明色帯が漸移的に並存する。暗色帯では、黒雲母は、半自形、径0.5-1.0mm、褐色で、ざくろ石は、径2-4mm、塊状でいくらか篩状である。白雲母はこの暗色帯だけにある。石英はほとんどない。斜長石は、径1-2mm、半自形、われめと不規則な細粒化がわずかにみられるのは、付近の小花崗岩体の熱影響かもしれない。成分はよくわからない。

明色帯は、著しく細粒で、黒雲母は、径0.1-0.3mm、斜長石の塊状結晶をとりまくように分布する。斜長石は、径0.5-1.0mm、半自形塊状で、暗色帯の斜長石と同じ様相を呈する。明色帯にはところどころに、径0.1mm前後の石英とアルカリ長石の粒状集合がプールをつくったり、斜長石の塊状結晶をとりまいたりしている。

黒雲母角閃石斜長石片麻岩 TN 59100606A 富山県東砺波郡利賀村 百瀬、日尾谷、日尾谷層

本岩は石灰岩中にはさまれる珪質層である。鏡下でみると、本岩は、主に、角閃石、斜長石及びほとんど緑泥石化した黒雲母からなる。角閃石は、緑色で、半自形、長さ1-3mmである。斜長石は、塊状、径1-15mmで、変質が著しいが、成分はほぼアンデシンである。黒雲母は、径0.5-1.5mm。ほとんど変質しつくしている。全岩にわたって変質が苦しく、方解石片が散点している。

III. 21 真 川 谷 層

本層は、みかけ上、小白木峰層の上位に整合的にのり、白木峰層・小白木峰層と同様に北東—南西方向にのびて分布し、おおむね北西傾斜を示す。本層の分布は、北東方向（真川谷から久婦須川方向）に向うにつれて東西方向にまがり、走向もそれにしたがって、北傾斜に近くなる。北東端は久婦須川から猪谷川に沿って走る断層により切られる。南西部では、大長谷川に沿って分布する花崗岩（おそらく船津

第3表 黒雲母片麻岩，角閃石片麻岩及び単斜輝石片麻岩の互層の容量比

	1	2	3	4
石英	17.5	8.9	35.8	29.7
斜長石	53.5	51.4	44.2	36.0
カリ長石	tr.	3.6	0.2	10.1
黒雲母	25.6	1.7	—	—
角閃石	1.8	29.9	0.2	0.1
単斜輝石	—	0.7	16.8	19.3
緑れん石 クリノゾイサイト	0.1	0.4	1.5	1.9
チタン石	0.3	0.6	0.4	0.9
黒鉛	tr.	2.0	0.5	1.0
鉄鉱	0.2	tr.	tr.	0.1
その他	1.0	0.8	0.4	0.9
合 計	100.0	100.0	100.0	100.0

その他 緑泥石 白雲母 燐灰石 ジルコン ぶどう石 方解石
褐れん石

- 1 細粒黒雲母石英斜長石片麻岩 (73KM139)
- 2 細粒角閃石石英斜長石片麻岩 (73KM136-1)
- 3 細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩 (73KM133-4)
- 4 同上 (73KM136-2)

各岩石の記載は，いずれも化学組成の記載されている試料なので，その項をみられたい。

花崗岩類)の小岩体により切られる。この花崗岩体の進入位置は，白木峰西方からつづく北に開いた小さな向斜構造の軸部にあたっており，向斜の西翼は花崗岩体のためほとんど失われている。悪瀬谷層及び日尾層は，本層の西南方延長に相当すると考えられる。

本層を構成する主要な岩相は以下の通りである (第3表)。

- 細粒黒雲母石英斜長石片麻岩
- 細粒角閃石石英斜長石片麻岩
- 細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩
- 石灰岩

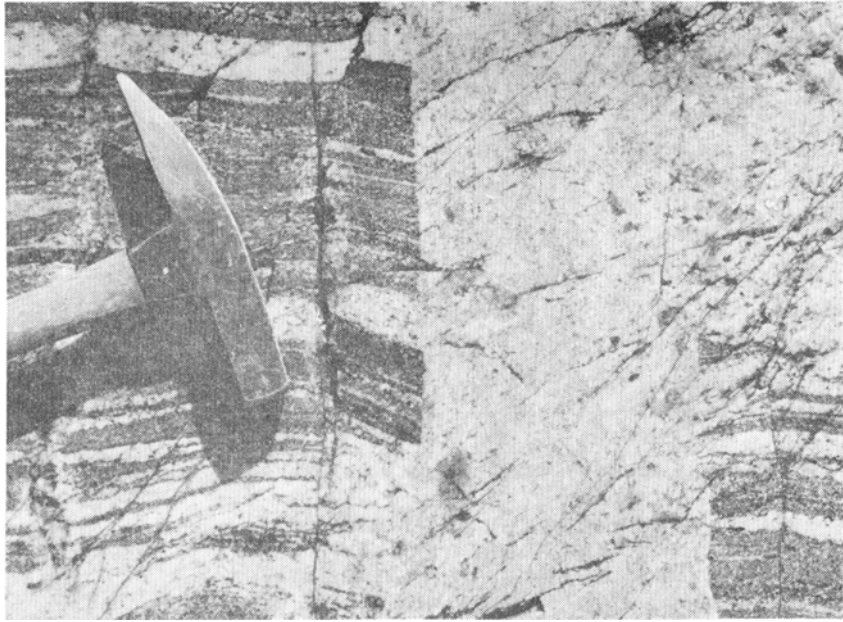
以上の中で，本層にはおのおの厚さ1-数cmの細粒黒雲母石英斜長石片麻岩，細粒角閃石石英斜長石片麻岩及び細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩の3者またはそのうちの2者よりなる細互層がよく発達する(第14, 15及び16図)。石灰岩は，少量ながらこれらの互層にはさまれた厚さ数mの薄層—レンズ状岩層として産出する。

本層の原岩は，大部分が泥質—砂質岩・苦鉄質—中性火山岩質物質及び石灰質の砂質岩の互層よりなり，若干の石灰岩をまじえた地層と推定される。

なお本層については，次のような角閃石の K-Ar 年令が測定されている (柴田・野沢，1978)。

76111005C : 216±8Ma

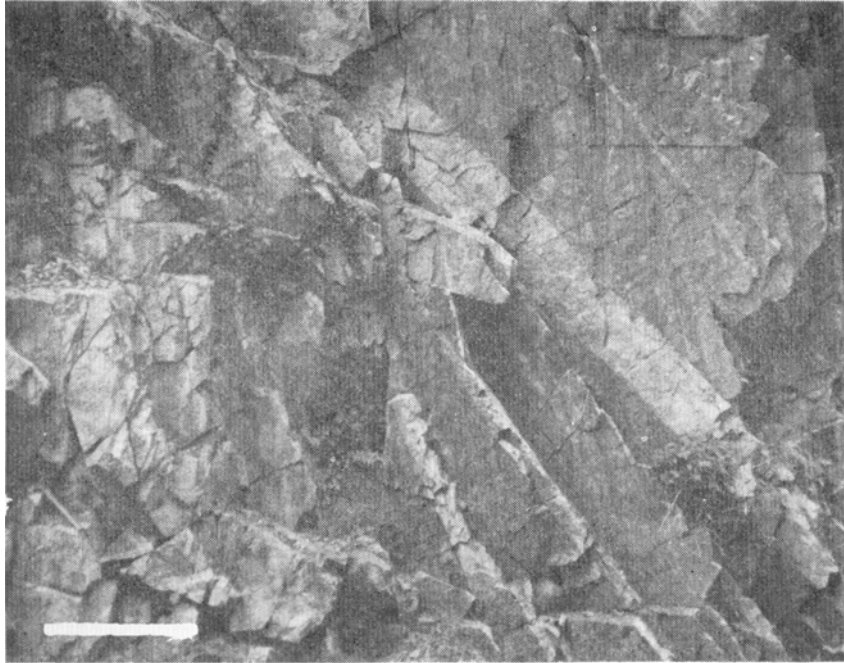
- 産地 富山県婦負郡八尾町大長谷，杉谷
- 岩石 角閃石斜長石石英片麻岩



第14図 細粒黒雲母石英斜長石片麻岩・細粒角閃石石英斜長石片麻岩・細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩よりなる細互層と天生花崗岩（優白質部） 天生花崗岩は片麻岩の片理に直交する部分とそこから派生する平行脈とがある（野積川上流，白木峰北方約3km，真川谷層）



第15図 細粒角閃石石英斜長石片麻岩と細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩よりなる細互層 中央を斜めに切る優白質脈，下端の優白質部及び上端の細脈は天生花崗岩（野積川上流，白木峰北方約3km，真川谷層）



第16図 細粒黒雲母石英斜長石片麻岩・細粒角閃石石英斜長石片麻岩・細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩よりなる細互層の片理に斜交する天生花崗岩（優白質部）（久婦須川林道，久婦須川ダム下流約600m，真川谷層）

記載 主に角閃石，斜長石及び石英からなり，少量の黒雲母，チタン石，燐灰石及び黒鉛（？）をふくむ．角閃石は緑色で中心部はいくらか緑褐色である．

細粒角閃石石英斜長石片麻岩 73KM136-1 富山県婦負郡八尾町 久婦須川林道久婦須川ダム下流約600m（化学組成，第2表 14），真川谷層

本岩の岩石学的性質は，杉原層の同名岩KM305に同じ．

細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩 73KM136-2 富山県婦負郡八尾町 久婦須川ダム下流約600m（化学組成，第2表 15），真川谷層

本岩の岩石学的性質は，杉原層の同名岩，KM301-2に同じ．

角閃石片麻岩（73KM136-1）・黒雲母片麻岩（73KM139）・単斜輝石片麻岩（73KM136-2）の互層した縞状片麻岩富山県婦負郡八尾町 久婦須川ダム下流約600m（化学組成，第2表16），真川谷層

細粒黒雲母石英斜長石片麻岩 73KM139 富山県婦負郡 八尾町久婦須川林道久婦須川ダム下流約600m（化学組成，第2表 17），真川谷層

本岩の岩石学的性質は，杉原層の同名岩，KM213に同じ．

73KM133-4 富山県婦負郡八尾町 久婦須川林道久婦須川ダム下流約1.5km (化学組成, 第2表18), 真川谷層

本岩の岩石学的性質は, 杉原層の同名岩, KM301-2に同じ.

角閃石単斜輝石微斜長石石英斜長石片麻岩 TN 59093004B 富山県婦負郡八尾町 大長谷, 大谷 (化学組成, 第2表19), 真川谷層

本岩は, やや不規則な縞状構造を呈する. 分析試料は, 幅約0.7cmの明暗の縞の両者をふくんでいる. 鏡下では, 本岩は, 主に, 単斜輝石, 角閃石, 斜長石, 石英及び微斜長石からなり, 明色帯では石英と微斜長石が大きさと量をます. 鏡下でも, 単斜輝石の定向配列は著しい. 単斜輝石は, 長さ0.5-1.5mmのいくらかのびた不規則な塊状を示し, 周辺部及び内部からも斑点状に角閃石に交代される. 斜長石は, 径0.5-1.0mm, 半自形, 成分はアンデシンである. 明色帯では, 微斜長石がふえ, 斜長石は変質作用をうける. 微斜長石は, 半自形, 径1-3mm, 格子状構造の美しいものがある.

III. 22 悪瀬谷層

本層は, 本図幅地域の西部中央付近に分布し, 日尾層に, みかけ上, 整合的にのる. 本層の北西側は第三紀層と断層あるいは不整合関係で接する. 本層の北側の一部は, 花崗岩の小岩体によって貫入される.

本層は, 利賀向斜の最北部をしめ, みかけ上の最上位の地層で, もっともよく開いた向斜構造を示し, かつ傾斜もゆるやかで, おおよそ30°前後で北に傾く.

本層は雑多な石英長石質片麻岩を主とするもので, 黒雲母片麻岩, 黒雲母角閃石片麻岩, 角閃石片麻岩, 単斜輝石片麻岩及び石灰岩の薄層からなる. 石灰岩と単斜輝石片麻岩の多い日尾層とは容易に区別される. 本層中には, 赤桃色の花崗岩の小岩体が多数分布する. 本層の変成岩の中には, 花崗岩質物質による交代滲透をうけた部分が少なくない.

白雲母黒雲母微斜長石石英斜長石片麻岩 TN 72112404 富山県東砺波郡利賀村 悪瀬谷, 悪瀬谷層

本岩は, 細粒, 明色で, 平行構造は著しくない. 本岩は, 鏡下でみると, 黒雲母, 白雲母, 斜長石, 石英及び微斜長石を主とし, 微量のチタン石, 鉄鉱及び燐灰石をふくむ. 黒雲母と白雲母は, いずれも少量で, 径0.1-0.2mm, 黒雲母の方が多く, 多少とも緑泥石化する. 微斜長石は, 半自形, 径0.1-0.3mm, 斜長石も, 半自形, 径0.1-0.3mmだが, 変質が著しく成分はよくわからない. 石英とアルカリ長石の径0.1mm以下の細粒の集合が, 大きな結晶の間をとりまいている.

角閃石黒雲母石英微斜長石斜長石片麻岩 TN 76111103 富山県東砺波郡利賀村 上百瀬, 悪瀬谷層

本岩は, 細粒, やや暗色で, 平行構造が著しい. 付近に花崗岩の小岩体があり, 多少の影響をうけているかもしれない. 本岩は, 鏡下でみると, 主に黒雲母, 角閃石, 斜長石, 微斜長石及び石英からなり, 微量の鉄鉱, 褐れん石及び燐灰石をふくむ. 黒雲母は, 小片で, 径0.1-0.2mm, 褐色で多少緑泥石化する. 角閃石は緑色で黒雲母片を包有して発達し, 塊状で径1.0-1.5mm, しばしば不規則な他形を示す. 斜長石は, 半自形塊状で, 径1.0-1.5mm, 成分はオリゴクレーヌーアンデシンである. 微斜長石も石英も, ほぼ同じ大きさの塊状である. これらの塊状の結晶の間を径0.1-0.2mmの細粒の石英・アルカリ長石の集合がうめる.

Ⅲ. 23 上 百 瀬 層

本層は、みかけ上、真川谷層の上位に整合的にのる。その東端は、猪谷川に沿って走る断層により切られる。東部の野積川—久婦須川間では、薄波花崗岩の貫入により分布を限られる。北西部では、田頭付近を通る東北東—西南西方向の断層により島地層と境される。また大長谷川沿いでは、薄波花崗岩及びそれに関連した花崗質岩の小岩体により貫入される。西端の百瀬川流域では、北東—南西方向及び東北東—西南西方向の断層により第三紀岩稲累層と境される。

本層の分布は、大局的に見ると西部は北東—南西方向にのび北西傾斜を示し、東部では東西方向に近くなり北傾斜を示している。

本層を構成する主要な岩相は以下の通りである。

- 細粒黒雲母石英斜長石片麻岩
- 細粒角閃石石英斜長石片麻岩
- 細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩
- 粗粒黒雲母微斜長石斜長石石英片麻岩
- 石灰岩

以上の中で、本層北半部には鱗片状黒鉛を多く含む細粒黒雲母石英斜長石片麻岩と細粒角閃石石英斜長石片麻岩（前者が比較的多い）またはその互層よりなる片麻岩が卓越し、南半部では粗粒黒雲母微斜長石斜長石石英片麻岩が卓越する。

石灰岩は、厚さ数m—数10mの薄層—レンズ状岩層として上記の片麻岩中にひんばんにはさまれている。

本層の原岩は、泥質—砂質岩を主体とし、これに苦鉄質—中性火山岩質及び・石灰質の砂質岩ならびに石灰岩をまじえた地層と推定される。

Ⅲ. 24 島 地 層

本層は、田頭付近を通る東北東—西南西方向の断層により上百瀬層と境され、その北部に分布する。西方及び北方は、新第三紀楡原累層及び岩稲累層により不整合におおわれる。東方は、薄波花崗岩の侵入により分布が限られる。

本層分布域の東部（野積川流域側）では、片麻岩類の片理は、北西—南東走向—東西走向、北東または北傾斜を示し、西部の大長谷川流域側では南北—北北西—南南東走向、東傾斜を示すことが多い。全体としては、北—北東方向に開いたゆるやかな向斜構造の存在が推定されるが、軸部を上記の断層により切られるため、明瞭ではない。

本層を構成する主要な岩相は以下のとおりである。

- 細粒黒雲母石英斜長石片麻岩
- 細粒角閃石石英斜長石片麻岩

細粒単斜輝石石英斜長石片麻岩
粗粒黒雲母微斜長石斜長石石英片麻岩
ざくろ石珪線石黒雲母石英斜長石片麻岩
石灰岩

以上の中で本層分布域東部（野積川側）では、細粒単斜輝石片麻岩と細粒角閃石片麻岩及びその互層（前者が多い）と石灰岩が多く、細粒黒雲母片麻岩とざくろ石珪線石黒雲母石英斜長石片麻岩がはさまれる。

中央部の谷折峠南西方には北西—南東方向にのびる厚い石灰岩層が分布する。

西方の大長谷川東岸の一部と西岸地域では、細粒黒雲母片麻岩類を主体とする岩石が分布する。また内名東方には、これらにざくろ石珪線石黒雲母石英斜長石片麻岩がはさまれる。本層西端部にも、石灰岩層が分布する。

なお本層には、野積川側と大長谷川側の2カ所に、少量ながら高清水層に多産するものと同質のざくろ石・珪線石・黒雲母を含む組合せが知られている。野積川山葵谷からは基青石・ざくろ石・斜長石及び石英の組合せ（前田仁一郎談）などの高アルミナ質の変成岩が産出する。

本層の原岩は、東部（みかけ上、本層の上位層）は、石灰質の砂質岩、苦鉄質—中性の火山岩質岩石及びそれらの互層ならびに石灰岩を主体とし、泥質岩をまじえる地層であり、中央部（本層中位）は石灰岩を主体とする地層であり、西部（本層下位）は、泥質—砂質岩を主体に石灰岩をはさむ地層であるとそれぞれ推定される。

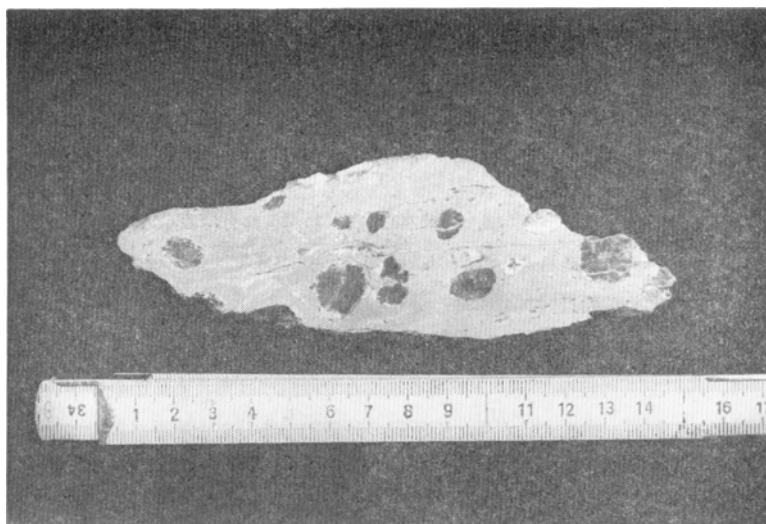
III. 25 高 清 水 層

本層は、本図幅北西端の百瀬川と利賀川の河谷にはさまれた^{たかみね}高峰を中心とする山稜部に分布し、その北方延長は八尾図幅地域に連続している。島地層とは、新第三紀層及び庄川花崗岩類によりへだてられており直接に接していない。

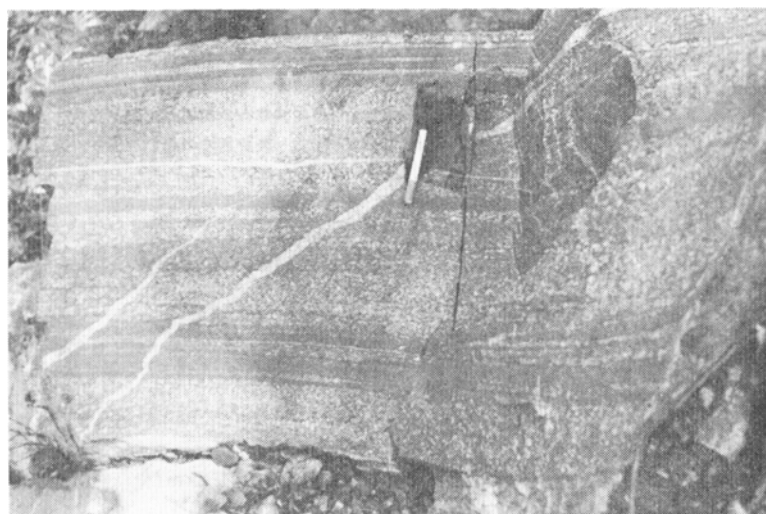
本層は、標高600-800m以上の山稜部に主として分布し、その下方、利賀川と百瀬川の河谷には庄川花崗岩が露出する。本層はその花崗岩に貫かれるが、花崗岩体との境界は比較的凹凸に乏しく、全体として花崗岩体上のルーフペンダントとなっていると考えられる。東方及び南東方では、北北東—南南西及び北東—南西方向の断層により新第三系岩稜層と接する。また北方の八尾図幅地域内では、10-30°北に傾斜した不整合により新第三系楡原累層におおわれ、北端を限られる。

本層の構造は、草嶺付近では東西から西北西よりの走向・北傾斜を示し、北方の八尾図幅地域では次第に南北性走向・東傾斜となる。また高峰付近では東西性の、桁折峠付近では南北から北東—南西よりの走向・北西傾斜の構造がそれぞれ卓越する。本層は小断層により分断されており、縞状構造の走向・傾斜のばらつきが大きく、単位岩層を全域を通して追跡することはできないが、大局的に見ると北ないし北北東方向・北落ちの軸をもった向斜構造をなすものと考えられ、高峰周辺にはその軸部付近が現れているものと思われる。

本層を構成する主要な岩相は以下のとおりである。



第17図 コランダム黒雲母斜長石微斜長石片麻岩 団塊状結晶はコランダム (利賀村草嶺北方, 高清水層)



第18図 中粒角閃石石英斜長石片麻岩 (TG133) (利賀村草嶺北方約1.2km, 高清水層)

黒雲母石英斜長石片麻岩

ざくろ石珪線石黒雲母石英斜長石片麻岩

十字石含有紅柱石ざくろ石珪線石堇青石白雲母黒雲母斜長石片麻岩 (ASAMI and ADACHI, 1976)

コランダム黒雲母斜長石微斜長石片麻岩 (稲月, 1977及び1979) (第17図)

カミングトン角閃石斜長石片麻岩 (KOBAYASHI, 1954)

中粒角閃石石英斜長石片麻岩 (第18図)

単斜輝石カリ長石石英斜長石片麻岩

粗粒黒雲母カリ長石斜長石石英片麻岩

石灰岩

以上の中で草嶺及びその北方には、ざくろ石珪線石黒雲母石英斜長石片麻岩・十字石含有紅柱石ざくろ石珪線石堇青石白雲母黒雲母斜長石片麻岩などアルミノ珪酸塩鉱物に富む岩石を多産する。また高峰北方付近にも同様の岩石が産出する。これらはかつて kinzigite といわれた (KOBAYASHI, 1954; 青木・小林, 1956)。また八尾図幅地域内の高沼・高清水付近では、これらの岩石と石灰岩にはさまれて、黒鉛の集合体があり、かつて稼行された。石灰岩は、厚さ数mから数10m、最大250mの岩層として各種片麻岩にはさまれる。とくに栃折峠付近には、分布幅最大250-300mに達する厚層が発達する。ただしこの中にも珪質部が相当量含まれており、すべてが純石灰岩というわけではない。

本層の原岩は、高アルミナ質の泥質岩を多産することで特徴づけられる。このほか石灰岩を多量に含み、泥質一砂質岩・苦鉄質一中性火山岩質・石灰質の砂質岩をまじえた地層が原岩となっていたと考えられる。

十字石含有紅柱石ざくろ石珪線石堇青石白雲母黒雲母斜長石片麻岩 TG124 富山県東砺波郡利賀村草嶺北方約1km (化学組成, 第2表 20) 高清水層

本岩は、細粒等粒状で比較的塊状を呈する中間質一優黒質の岩石である。

鏡下では、等粒状グラノブラスティック組織を示す。本岩は、主としてざくろ石、珪線石、堇青石、白雲母、黒雲母及び斜長石よりなり、紅柱石、十字石、磁鉄鉱及び石英(±)が含まれる。珪線石は最大2cmに達する短柱状斑状変晶をなす。堇青石はしばしばピナイト化する。白雲母はポイキロブラスティックな板状結晶をなす。白雲母、紅柱石、珪線石及び堇青石よりなる長径0.5-1.0cmの斑状集合体がしばしば含まれ、紅柱石はこの中の不規則な形態のレリク状結晶として存在する。黒雲母は茶褐色一淡黄色の多色性を示す。

ざくろ石珪線石黒雲母石英斜長石片麻岩 73TG170 富山県東砺波郡利賀村 高峰北方約1km (化学組成, 第2表 21), 高清水層

本岩は、細粒緻密な優黒質岩で、珪線石・黒雲母の定向配列による片理を有する。

鏡下では、針状珪線石によりネマトブラスティック一レピドブラスティック組織を示す。本岩は黒鉛、ざくろ石、珪線石、黒雲母、石英及び斜長石よりなる。ざくろ石は最大径1.5cmに達する自形斑状変晶をなす ($n=1, 801$, $a_0=11, 538\text{\AA}$)。黒雲母は茶褐色一淡黄色の多色性を示す。

中粒角閃石片麻岩 TG133 富山県東砺波郡利賀村 草嶺北方約1.2km (化学組成, 第2表 22), 高清水層

本岩は、片理の発達した中粒一粗粒(粒度2-5mm程度)の岩石で、しばしば角閃石に富む優黒質部と優白質部とによる、厚さ数cm-10数cm単位の縞状構造を呈することがある。

鏡下では、グラノブラスティック一レピドブラスティック組織を示す。主として、角閃石、石英及び斜長石よりなり、黒雲母、カリ長石及び鉄鉱物が含まれる。角閃石は濃緑色一淡黄色の多色性を示す。黒雲母は緑褐色一茶褐色一淡黄色の多色性を示す。カリ長石は石英・斜長石の粒間をうめる他形結晶である。

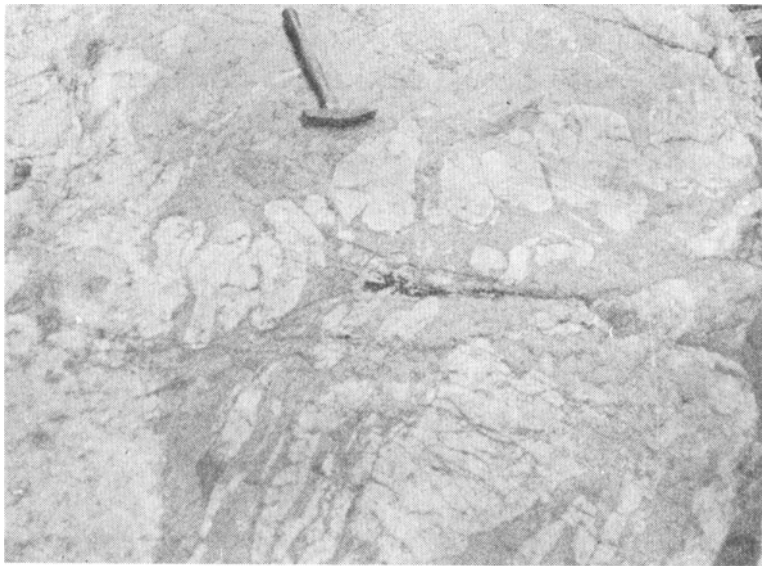
IV. 花 崗 岩 類

IV. 1 天 生 花 崗 岩

飛驒変成岩類の中には、平行構造が全くないか或は著しく弱く、一般に明色で粗粒の花崗岩質岩石が、小規模にしかし広くほとんどの地域でみいだされる。本岩は、本図幅地域ばかりでなく、飛驒変成帯全域に分布するが、全体からみると、東方で少なく西方へゆくにつれてふえる傾向があり、本図幅地域とくにその西半はかなり多数の本岩の小岩体をふくんでいる。

本岩は、壁岩の飛驒変成岩類の層理あるいは片理に整合的なレンズ、またはそれらを切る岩脈あるいは不規則な外形の塊状をなし、レンズまたは岩脈の幅は、多くは数10cmまたは数m、塊状の場合も径数m以下のことが多い（第19図）。したがって、本岩は5万分の1縮尺の地質図では、ほとんど表現されることはない。

本岩の岩相は多様であるが、一般には長石、石英及び斜長石を主とし、雲母類をわずかにふくむものが多いが、周囲の変成岩類の性質に応じ、それぞれ少量のざくろ石、チタン石、褐れん石、燐灰石、鉄鉱などをふくむ。主要構成鉱物の量比も著しく変化し、微斜長石の量の変化が大きい。径2cmに近い斜長石の巨晶をふくむ場合もあり、斜長石が微斜長石に交代される過程のものもある。長石は、しばしばうすい青紫—灰色を呈し、岩石全体にくすんだ色調をあたえる。そのため本岩は、“灰色花崗岩”とよばれることもある（佐藤ほか、1967）。本岩は、構造も多様で、ペグマタイト質の粗粒岩相から、アプライト質の細粒岩相まであり、異なる粒度の岩脈が共存したり、一つの脈中で変化することもまれで



第19図 天生花崗岩のptygmatic 脈（野積川上流、白木峰北方約3km、真川谷層）

第4表 天生花崗岩の化学組成
Chemical composition of Amo Granite

	1	2	3
SiO ₂	75.22	73.61	72.66
TiO ₂	< 0.03	< 0.03	0.11
Al ₂ O ₃	13.94	14.31	14.26
Fe ₂ O ₃	0.19	0.22	0.30
FeO	0.29	0.31	0.73
MnO	0.01	0.01	0.02
MgO	0.06	0.16	0.08
CaO	2.69	2.12	2.39
Na ₂ O	3.39	2.73	3.89
K ₂ O	3.50	5.59	4.08
P ₂ O ₅	0.02	< 0.02	0.04
S	0.04	0.02	0.01
Ig. loss	0.60	0.54	0.80
Total	99.95	99.62	99.37

- 1 花崗岩 73KM133-2 富山県婦負郡八尾町 久婦須川ダム下流約 1.5km
 2 花崗岩 73KM136-3 富山県婦負郡八尾町 久婦須川ダム下流約 600m
 3 花崗岩 73N218-3 富山県婦負郡八尾町 野積川支流東又谷
 分析者：デノン分析センター

ない。また、しばしば、周囲の変成岩に由来する平行構造が、脈内部にのこっていることがある。

本岩の化学組成は、分析例でみると（第4表）、CaOに富み、アルカリの変動が著しいことなど、鏡下の観察で見られる多様性に対応して、多様である。共通した化学的特徴はまだ充分にたしかめられていない。

本岩がレンズ状の場合、石英長石質片麻岩との区別はときにまぎらわしい。とくに、単斜輝石斜長石石英片麻岩はしばしば平行、構造が貧弱で、識別がむつかしい。この種片麻岩とされているものの中には、天生花崗岩の石灰質岩相の可能性をもっているものもふくまれるであろう。

本岩と水無花崗岩及びそのほかの小花崗岩との区別も場合によっては困難である。これらの花崗岩類は、少なくともその一部は飛驒変成岩類に対し交代性の emplacement をしているの、しばしば本岩に類似した様相を呈するからである。

また、本岩と船津花崗岩類とは、主要な岩相ではカリ長石の色がちがうが、船津花崗岩類にもカリ長石が赤桃色にならない小岩体があり、まぎらわしい場合もある。

本岩の形成作用は、主に交代性 emplacement であるらしい (AOKI, 1964)。一部は流動したと考えられる。

本岩の形成時代はあきらかでない。しかし、飛驒変成岩類の複変成作用のうち、古い方の変成作用に関係するものらしい。何故なら、前述のように、加賀沢付近でみいだされた6億年余の花崗岩質脈も、カリ長石の斑晶に乏しいが、本岩の一員である可能性が大きいからである。

天生花崗岩 73KM133-2 富山県婦負郡八尾町 久婦須川林道久婦須川ダム下流約 1.5km
 (化学組成, 第4表 1)

準片麻岩の片理を貫く斜交脈（粗粒ペグマタイト質岩相）

73KM136-3 富山県婦負郡八尾町 久婦須川林道 久婦須川ダム下流約600m

（化学組成，第4表 2）

準片麻岩の片理を貫く斜交脈（細粒及び粗粒岩相の混在する脈岩相）

73N218-3 富山県婦負郡八尾町 野積川支流東又谷 合流点の上流約1.5km

（化学組成，第4表 3）

準片麻岩の片理と平行な片状細粒アプライト質岩相

本岩は，灰色—暗青灰色を呈するカリ長石を多量に含む優白質岩で，粗粒塊状のペグマタイト質岩相—細粒アプライト質岩相，片理を有する細粒片状アプライト質岩相などの岩相変化がある．粗粒塊状岩相の出現頻度が比較的大きい．

鏡下では，塊状岩相は全他形グラノプラスティック組織を，片状岩相はグラノプラスティック—レピドプラスティック組織を示す．粗粒相のカリ長石は最大径1-3cmに達し，その粒間をやや細粒（径0.5-1.0cm）の斜長石・石英が埋める．粒界にはモルタル組織が認められることがある．

主構成鉱物は，カリ長石，石英，斜長石及び少量の黒雲母で，副成分として少量の白雲母，チタン石，褐れん石，燐灰石及び鉄鉱物が含まれる．鉱物容量比は，多くの岩石でほとんど花崗岩領域におちる．カリ長石は格子状微斜長石構造の発達した strings-stringlets perthite で $2Vx=73-90^\circ$ ， $\Delta=0.79-1.0$ の微斜長石である．石英は波動消光・ブロック消光が著しい．斜長石は累帯構造を示さず，変質汚濁することが多く，一部はカリ長石に置換される．オリゴクレーヌ—アンデシンが多い（ $An\%=23-38$ ）．黒雲母は $X^\prime=$ 淡黄色・ $Y^\prime \div Z^\prime=$ 茶褐色の多様性を示し， $\beta \div \gamma=1,649-1,655$ である．

IV. 2 閃緑岩及び斑れい岩

本図幅地域では，飛驒変成岩類中に小岩体をつくって，閃緑岩及び斑れい岩質岩石が分布する．また，船津花崗岩類の庄川花崗岩の中には大岩体をつくる大牧閃緑岩が発達するが，その一部も本図幅地域に分布する．

IV. 2.1 飛驒変成岩類中の閃緑岩及び斑れい岩質岩石

飛驒変成岩類，とくに苦鉄質変成岩に富んだ岩層，例えば三合谷層，加賀沢層などには，しばしば平行構造の全くない閃緑岩質あるいは斑れい岩質の小岩体がしばしばみいだされる（春日井，1960）．これらの小苦鉄質岩体は，幅数mのシートまたはレンズ状で，平行構造の著しい角閃石（±黒雲母）斜長石片麻岩などにはさまれ，平行構造を欠くので，飛驒変成岩類の偏圧作用後の進入岩体と考えられる．しかし，鉱物の性質などは周辺の平行構造をもつ角閃石片麻岩と同じなので，一応飛驒変成岩類の一員としておく．図上には小さいので示していない．そのほか飛驒変成岩類の分布地域には，他地域ではしばしば塊状の閃緑岩や斑れい岩がみいだされるが，本図幅地域には図上で示すほどの岩体は発見されていない．

閃緑岩 HD1203A 富山県婦負郡細入村加賀沢

本岩は，唐堀山層の項でのべた6億年余のSr全岩アイソクロン年令の花崗岩脈に貫かれる一連の苦鉄質変成岩層の中にあるほとんど平行構造をもたない閃緑岩質岩石である．ほかの多少とも平行構造のある閃緑岩質の黒雲母角閃石斜長石片麻岩に整合的にはさまれる．それらの片麻岩と境界は明瞭であるが，鉱物構成はよく似てい

る。

本岩は、鏡下では、主に、角閃石と斜長石からなり、少量の黒雲母をまじえ、微量の鉄鉱、チタン石及び燐灰石をふくむ。角閃石は径2-5mmのほぼ自形で、しばしば集合し、緑褐色で周縁は緑色をます。黒雲母は、長さ2-3mm、部分的にぶどう石に交代される。斜長石は、径2-4mm、塊状、成分はラブラドライトで、部分的に変質する。

IV. 2. 2 大牧閃緑岩

本図幅地域の北西隅に小面積をしめて、苦鉄質深成岩が分布する。本岩は西隣下梨図幅地域につづき、庄川沿岸に大牧を中心に、東北東-西南西方向に、幅約1.2km、長さ6kmにわたってのびる大岩体の一部である。本岩の周囲はすべて庄川花崗岩でとりかこまれている。

本岩は、閃緑岩から花崗閃緑岩にいたる多様な岩相をふくむが、細粒の石英閃緑岩がもっとも普遍的のようである。本岩の複雑な多様性は、それ自身のもので、本岩をとりこみ本岩内部のいたるところで進入・滲透している庄川花崗岩に由来するものがある。

本岩が庄川花崗岩に貫かれる境界は、かなり鋭い境界のこともあり、せまい幅の漸移帯をもつこともあり、複雑に入りこんで漸移することもある。また、岩体周辺や花崗岩質アブライトの多い部分で、微斜長石が形成されたり、石英・長石質の優白色部が不規則に発達するのも庄川花崗岩からの滲透によるものであろう。

本岩にはしばしば角閃石の平行配列による平行構造があらわれる。その規則性はまだ充分たしかめられていない。

本岩の一部、特に花崗岩質物質の多い部分はしばしばミロナイト化する。ミロナイト化は緑泥石・緑れん石を形成して、岩石にうぐいす色の色調を与える。そのような部分にはぶどう石脈も多い。

本岩の代表的な岩型、細粒石英閃緑岩を鏡下でみると、主に緑色普通角閃石、黒雲母、斜長石及び石英を主とし、少量のチタン石及び鉄鉱をふくむ。緑色普通角閃石は、半自形、径1-3mm、篩状構造がよく発達する。黒雲母は、褐色で、径1-4mm、緑泥石化がすすんでいる。斜長石は長柱状半自形、長さ1-5mm、変質が著しいが、成分はほぼアンデシンである。

IV. 3 水無花崗岩

本花崗岩は、本図幅地域の南西部から南隣飛驒古川図幅地域及び南西隣白川村図幅地域へかけて、飛驒変成岩類の中に、幅約5km、長さ約15kmの北東-南西方向にのびる分布をしめる。本図幅地域には、その岩体の北端がわずかにのぞくにすぎない。

本岩は、全体として不均質で、大半の部分においては、多量の飛驒変成岩類の原地性包有岩塊をもっている（第20図）。このような原地性包有岩塊は、数10mから約100mの大きさを持ち、包有岩塊相互に、その片理・層理を平行に維持している場合が少なくない。花崗岩の部分は、鏡下では、主に、微斜長石、斜長石及び石英からなり、ごく少量の黒雲母あるいはまれに角閃石からなる。その量比は変化にとみ、著しく付近の変成岩包有物の影響をうけ、厳密にいうなら、花崗岩からトータル岩質の場合まである。しかし、どの場合も苦鉄質鉱物に乏しく明色の部分が多い。構造も不均質で、一般には平行構造は



第20図 水無花崗岩とその中の黒雲母片麻岩の原地性包有物との接触部 このような入りくんだ状態が水無花崗岩のほぼ全体にわたって発達する。周縁部だけではない。ミグマタイトというべきかもしれない(利賀村水無南方の林道ぞい)。
Mizunashi Granite and autochthonous inclusion of Hida metamorphic Rocks

ないが、中には、変成岩の平行構造の残存と思われる構造がわずかにみとめられる部分もある。

本岩には、包有物の少ない部分もあり、一般に中粒、赤桃色で、船津花崗岩類に類似している。このような部分も、鏡下の性質は、包有物の多い部分とほとんど同一である。

本岩はこのように、強く交代性 emplacement の特徴をもっているが、特異なのはそれだけでなく、Sr. 初生値も0.711前後に達し（柴田賢談）、船津花崗岩類の0.705前後の値とくいちがう。また Rb-Sr 全岩アイソクロン年令も311Maになる。

本岩は、船津花崗岩類の原地性包有岩塊に著しく汚染された特異な岩相かもしれないが、本稿では、一応な別の岩体と考えておく。

花崗岩 TN 65081702A 岐阜県吉城郡河合村水無山

本図幅地域の水無花崗岩は風化が著しいため、新鮮な試料が入手できず、参考までに、約2km南方の飛驒古川図幅地域の試料を記載する。

変成岩と花崗岩が交互にあらわれる複雑な地域であるが、本岩は粗粒、赤桃色で、石灰質片麻岩に不明瞭な境界で接する。本岩は鏡下でみると、わずかに緑泥石化した黒雲母をふくむほかは、主に斜長石、石英及び微斜長石からなり、微量のチタン石、褐れん石及びジルコン様鉱物をふくむ。斜長石は著しく変質し、径2-4mm、成分はわからない。微斜長石は、径0.5-6.0mm、美しい格子状構造を発達させる。特異なのは、これらの巨晶の間をぬうように、石英とアルカリ長石の0.1-0.2mmの細粒集合が発達していることで本岩はその形成直後あるいは後の時代に、なんらかの変形・変成作用をうけたのではないかと考えられる。この意味では、天生花崗岩の一部に類似したものがある。

IV. 4 船津花崗岩類

IV. 4. 1 総説

概説 船津花崗岩類というのは、飛驒帯において三疊紀—ジュラ紀の形成と考えられる一連の花崗岩類の総称である。本岩類は、主に飛驒変成岩類にともなって、ほとんど飛驒帯全域に分布し、飛驒山地では、主に飛驒変成岩類の主な岩体をはさんで、その南縁と北縁に広く分布するが、変成岩地域内部にも、いくつか大小の岩体が分布する。

本岩類の主な岩相は次の2型に分類される。

┌ 下之本型：石英閃緑岩・トータル岩・角閃石花崗閃緑岩
└ 船津型：黒雲母花崗閃緑岩・花崗岩

現実には、この両型に分類しにくい岩型もあらわれる。例えば、下之本型岩石に船津型岩石が接して、船津型岩石から物質添加のおこなわれた岩石や、累帯構造をつくる岩体の漸移的な境界部岩石とか、船津花崗岩類と飛驒変成岩類の相互作用によって生じた岩石などがあって単純でないからである。

これらの主岩相のほかに、少量の閃緑岩及び斑れい岩がともなわれることはすでにのべた。そのほか、船津花崗岩類の深成作用にともなう古期岩脈が、船津花崗岩類の中にも飛驒変成岩類の中にも多数分布している。

本図幅地域の花崗岩類は、いくつかの岩体に分かれて分布している。その大半は、飛驒変成岩類を貫き、一部でジュラ紀—白亜紀の手取層群及び新第三紀層におおわれる。すべての岩体について、そのほ

かには、同位体年令をのぞくと、三疊紀—ジュラ紀の形成であるという時代の証拠があるわけではない。しかし、本図幅地域にはみいだされていないが飛驒帯に分布する白亜紀—古第三紀花崗岩類ならびに天生花崗岩、水無花崗岩及び若干の小花崗岩体をのぞくと、飛驒變成岩類に密接している大半の花崗岩質岩石は、産状、岩相、化学組成、同位体組成などが共通し、船津花崗岩類に属すると考えるのが妥当のように思われる。

本岩類と天生花崗岩との区別は、まれに困難である。本岩類にも、天生花崗岩と同じく、交代作用によってemplacedした部分もあり、壁岩の飛驒變成岩類の組成によって多様な汚染作用をうけ、ざくろ石にとんだり、チタン石にとんだりする部分があるからである。

分布 本岩類は、本図幅地域の北縁では、利賀川ぞいに庄川花崗岩及び百瀬川・久婦須川・神通川ぞいに薄波花崗岩が分布し、南縁では、南東隅、菅沼南東方に船津花崗岩が少量分布する。そのほか、南縁に近い飛驒變成岩地域には、比較的大きな岩体が分布し、宮川上流^{しのび}忍—森安谷付近に森安花崗岩、中央部では、宮川中流打保付近には打保花崗岩がある。

本岩類は、一般に、飛驒變成岩類に接する側に下之本型岩石、その外側に船津型岩石が分布する傾向があるが、本図幅地域ではこのような傾向は、薄波花崗岩や打保花崗岩ではみとめられるが、そのほかの岩体ではあまり顕著でなく、船津型岩石が直接飛驒變成岩類に接している場合が少なくない。不完全な zoned pluton である。

各岩体間の相互関係 本岩類の接触関係をみると、飛驒變成岩類に対しては、多様な emplacement の様式を示すが、交代性またはミロナイト性貫入の場合が多い。しかし、一部では、例えば百瀬川上流では(稲月, 1980)、船津花崗岩類の一部と思われる小花崗岩体による接触變成作用がみとめられているので、現在みられる emplacement は交代性またはミロナイト性でも、古い段階では、かなり著しい接触變成作用をあたえるようなマグマ性の貫入があり、後の段階で交代性の滲透作用やミロナイト性の変位運動が境界部で重ねておこったのであろう。

下之本型岩石と船津型岩石の関係は、船津型岩石の方がいつも若い。船津型岩石は下之本型岩石に対してマグマ性貫入関係、交代性 emplacement あるいは小さな断層関係にある。交代性 emplacement の場合には、微斜長石にとんだ赤桃色花崗岩でしかも角閃石がふくまれるという中間的な岩型が発達する。微斜長石は船津型岩石から交代滲透したもので、角閃石はもともとの下之本型岩石のなごりなのであろう。

本岩類は、飛驒變成岩類や中・新生代の岩石によっていくつかの岩体にへだてられている。その相互関係はよくわからないことが多い。

前述した閃緑岩及び斑れい岩の少なくとも一部及び後述する古期岩脈は、本岩類の中に分布するものについては、本岩類と密接な成因的關係にあつたものと考えてよいであろう。しかし、飛驒變成岩類の中に分布するものについてはあきらかでない。それでも、古期岩脈については、産状や岩相の類似から、すべて本岩類の中の岩脈と同じ火成作用に属するものと考えておく。

岩相 下之本型岩石の岩相は、一般に中粒または粗粒、まれに平行構造をもち、鏡下でみると、主に角閃石、斜長石及び石英からなり、時に少量の微斜長石及び黒雲母が加わる。副成分鉱物として、しばしばチタン石、燐灰石、鉄鉱などをふくみ、まれに褐れん石をふくむこともある。平行構造は、主に角

閃石の平行配列によるが、苦鉄質のレンズ状包有岩塊の平行配列によって強調されることが多い。

船津型岩石は、一般に赤桃色または白色で、中粒または粗粒、しばしば微斜長石の斑晶がよく発達する。一般に平行構造に乏しい。主に、黒雲母、微斜長石、石英及び斜長石からなり、副成分鉱物として、燐灰石、鉄鉱及び微量のジルコン様鉱物、チタン石、褐れん石などもふくまれることがある。

両型岩石共、鉄鉱物は磁鉄鉱で、磁硫鉄鉱をとめない、イルメナイトをふくまない。

アブライトは船津型岩石に関係して多数形成されている。ペグマタイトは、本来船津型岩石には多いが、本図幅地域内ではあまり著しいものはない。

変質作用 本岩類は、全般に著しい変質作用をうける。黒雲母はほとんど緑泥石・ぶどう石化し、微斜長石は比較的新鮮なこともあるが、斜長石はほとんど常に変質し、白雲母や粘土鉱物をつくることが多い。肉眼的にも鏡下でも、ぶどう石・緑泥石・緑れん石などの細脈がよく発達する。これらの変質作用のため、肉眼でも、しばしば岩石がうす緑がかった色調の部分がみとめられたり、各鉱物の外形が鮮明に境されず、全体としてぼんやりした印象をあたえるという肉眼的特徴がある。なお、この特徴には次のべるミロナイト化作用も関係すると思われる。

ミロナイト化作用 本花崗岩の一部の接触帯には幅ひろくミロナイト化作用をうけた部分がある。例えば、薄波花崗岩の船津型岩石は、飛驒変成岩類に接する部分およそ幅約100mにわたってミロナイト化し、蟹寺付近そのほかでは、美しい“眼球片麻岩”状岩石を形成している。ミロナイト化作用はこのような接触帯のみならず、岩体内部にもしばしばみいだされる。ミロナイト化作用は、一般に船津型岩石に著しい。船津型岩石の終末期生成物と思われるアブライトの中には、ミロナイトを切って進入し、自らはミロナイト化作用をうけていない岩脈があるので、ミロナイト化作用は船津花崗岩の活動の末期、ペグマタイトやアブライトの活動に前後しておきたものと考えられる。

接触部をはなれた船津型岩石でも、肉眼に顕著でなくても、鏡下でみると、多少とも変形した微斜長石、石英や斜長石の比較的大きな結晶とその間をうめる細粒の微斜長石、石英及び斜長石からなる構造の部分がしばしばみいだされる。船津型岩石は、全体としてミロナイト質ということが出来る。船津花崗岩類の **emplacement** には、マグマ性貫入や交代作用が比較的早期に大きな役割をはたしていたとしても、終末期にはミロナイト化作用がおおくの部分で重複しておおったのであろう。

なお、下之本岩石も、周辺部でミロナイト化することがまれに小規模にある。下之本型岩石の岩体内部ではほとんどミロナイト化作用の影響はみとめられない。

包有岩塊 本岩類の包有岩塊としては、苦鉄質岩塊と飛驒変成岩類に由来する原地性岩塊がある。苦鉄質岩塊は、層状、レンズ状あるいは団塊状で、特に下之本型岩石には、濃集した部分もふくまれる。その中には、いわゆる **ovoidal xenolith** とよぶべきものや、後述する古期岩脈の花崗岩化された残りもふくまれる。それぞれの起源については、大方はたしかでない。

原地性包有岩塊は、本岩類が交代性の **emplacement** をしている境界付近に多く、もとの飛驒変成岩類の層位学的位置を保持したまま、すなわち、もよりの飛驒変成岩類の構造方向と平行の配列、構造をもったまま包有されている場合が多い。飛驒変成岩類との接触部をはなれると、原地性包有岩塊はほとんどなくなるが、石灰岩だけは接触帯からかなりはなれた地域にも孤立してのこっている場合がある。

化学組成 本岩類の化学組成の一般的特徴は、日本産花崗岩の平均組成 (ARAMAKI *et al.*, 1972) に

第5表 船津花崗岩類の化学組成
Chemical composition of Funatsu Granitic Rocks

	1	2	3	4	5
SiO ₂	74.22	66.38	59.42	62.65	60.62
TiO ₂	0.15	0.43	0.52	0.69	0.65
Al ₂ O ₃	13.96	16.17	17.11	16.42	17.70
Fe ₂ O ₃	0.76	2.00	3.02	3.00	2.80
FeO	0.51	1.98	2.71	3.14	2.55
MnO	0.02	0.07	0.10	0.12	0.13
MgO	0.23	1.34	2.33	2.70	1.67
CaO	1.16	3.75	4.05	4.40	4.26
Na ₂ O	3.42	4.01	4.72	3.59	4.52
K ₂ O	4.81	2.69	1.30	1.85	2.83
P ₂ O ₅	0.21	0.27	0.35	0.18	0.33
H ₂ O(+)	0.48	0.67	3.02	1.13	1.12
H ₂ O(-)	0.14	0.22	0.60	0.08	0.34
Total	100.07	99.98	99.25	99.95	99.52

- 1 細粒黒雲母花崗岩 TN58072702 岐阜県吉城郡宮川村 打保, 塩屋大谷 (打保花崗岩)
 - 2 黒雲母花崗閃緑岩 TN58072703 産地, 岩体名, 同上
 - 3 黒雲母トータル岩 TN58071910 岐阜県吉城郡宮川村 大瀬 (打保花崗岩)
 - 4 角閃石黒雲母トータル岩 TN47101601 岐阜県吉城郡宮川村 洞 (打保花崗岩)
 - 5 黒雲母トータル岩 TN58072409 岐阜県吉城郡宮川村 菅沼谷上流, 田中 (船津花崗岩)
- 分析者
1, 2, 3 及び 5: 大森江い
4: 前田憲一郎

くらべると, 一般にSiO₂, FeO及びMgOに乏しく, Al₂O₃, Na₂O及びK₂Oにとんでいる. また, Na₂OはK₂Oに比較して一般に多い (第5表).

深成作用とその時代 本岩類の形成過程は次のように考えられる. はじめに, 下之本型岩石がマグマ性の貫入をおこした. ごく一部で交代作用もあり, ミロナイト化作用もおきた. ひきつづいて, 船津型岩石がマグマ性貫入と広域的な交代性 emplacement をおこし, 終末期にはミロナイト化作用が全般におこり, 周縁部ではミロナイト性貫入をする部分も広く発達した. ミロナイト化作用の段階には, 変質作用が本岩類自身及び接触する飛驒変成岩類に影響をあたえた.

マグマ性貫入と交代性 emplacement の場合, どのような接触変成作用を飛驒変成岩類にあたえるかまだ充分明らかにされていない. 古生層に対するマグマ性侵入の場合, 比較的高温の角閃岩相の接触変成作用をあたえることは知られているところであるし (野沢ほか, 1979; 野沢, 1979), 本図幅地域でも, 船津花崗岩類の一部と考えられる小花崗岩体による接触変成作用がたしかめられている (稲月, 1980). しかし, 船津花崗岩類の大岩体の飛驒変成岩類に対する接触作用はあまりよくわかっていない. 本岩の emplacement 様式が入りこんでいたり, 重複していたりしてわかりにくいかもしれない.

本岩類の形成時代については, 地質学的には, 石炭紀層を貫き, ジュラ紀-白亜紀の手取層群に不整合におおわれることしか証拠がない. 同位体年令では, K-Ar 年令も Rb-Sr 全岩アイソクロン年令も

およそ180Maに集中する (SHIBATA *et al.*, 1970). ただし, 下之本型岩石の角閃石にはK-Ar年令で215, 211Maなどがあるので, 深成作用の一部は180Ma以前からはじまっていたのであろう (柴田・野沢, 1978). いずれにせよ, ほぼ三畳紀—ジュラ紀の形成と考えてよいようである.

IV. 4. 2 庄川花崗岩

本花崗岩は, 本図幅地域北西隅, 利賀川沿岸から北西方へ庄川沿岸にかけて広く分布する花崗岩体で, 飛驒帯北縁をふちどる花崗岩類の重要な一岩体である. 本花崗岩体は東方で, 飛驒變成岩類及び第三紀層の地塊をへだてて薄波花崗岩につながるようにみえる. しかし, 薄波花崗岩が船津型と下之本型からなっているのに, 庄川花崗岩は, 主に船津型にいたる岩相からなるがいくらか様相もちがいが, 岩体内に巨大な閃緑質岩体を包有するなど, 薄波花崗岩とは異なる点がいくつもあるので, 一応独立した岩体としておく.

本花崗岩の分布は, ほぼ北東—南西方向にのび, 幅約6km, 長さ約14kmに達し, 主要岩体は一部をのぞいて周囲を第三紀層にとりかこまれる. 本花崗岩はその中に飛驒變成岩類の清水層とよばれる岩体を取りこみ, またその南東端の一部でわずかに飛驒變成岩類の主要岩体に接する. 本図幅地域には本花崗岩の南東側の一部が露出している.

本花崗岩の南方では, 第三紀層をへだてて飛驒變成岩類の中に赤桃色の花崗岩の小岩体が散点する. これらの小花崗岩群の中にも本花崗岩に関するものが少なくないと考えられるが, 一応別にとりあつかっておく.

本花崗岩と飛驒變成岩類清水層との関係を利賀川河岸でみると, 700-400mの北へゆくほど下降する比較的凸凹の少ない境界線をもって, 上が飛驒變成岩類, 下に本花崗岩が分布する. 境界線に近い部分の本花崗岩は, 飛驒變成岩類の残存岩片を多くふくんでいる部分や, 變成岩類によって汚染された部分が多い. それから下方は, 海拔400-200mの利賀川の谷底まで, 包有物の少ない比較的細粒の岩相がつづく. この地域で, 本花崗岩が飛驒變成岩類をルーフ・ペンダントとしていることは, ほぼまちがいないようにみえる.

本花崗岩には, しばしばごく弱い平行構造があらわれる. その方向は, 北東—南西が多いようで, 本花崗岩の分布方向にほぼ平行である.

本岩は, 赤桃色で中粒から細粒まで変化する花崗岩で, 飛驒帯南縁に分布する典型的な船津型岩石にくらべて一般に細粒である. ごく一部に角閃石をふくむ花崗閃緑岩もみいだされる. 中粒の花崗岩は, 岩体の周辺に多く, 細粒花崗岩が岩体の内部に多い. 岩体内部にはまた, 文象構造をもった部分も広く発達し, アプライトやペグマタイトも多く, 浅成の様相を呈する.

本岩を鏡下でみると, 中粒斑状花崗岩は, 主に黒雲母, 微斜長石, 斜長石及び石英からなり, 少量の白雲母, 微量の鉄鉱及び燐灰石をふくむ. 黒雲母は, 径0.5-2.0mm, 緑色で部分的に緑泥石化する. 微斜長石は, しばしば斜長石を交代して斑晶状に成長し, 径10mmに達する. 斜長石は, 多少とも変質するが成分はほぼオリゴクレーヌである.

岩石の大半をしめる細粒花崗岩は, 一般にアプライト質で, 細粒の黒雲母, 微斜長石, 斜長石及び石英からなり, 少量の白雲母をふくむ. 一部に文象構造が発達する. 黒雲母は, 径1.0-1.5mm, 緑色で

変質が著しい。微斜長石は、他形または半自形、径1.0-1.5mmである。斜長石は変質が著しく、内部に白雲母片を散点させたりしているが、成分はほぼオリゴクレスである。

細粒黒雲母花崗閃緑岩 TN72112804 富山県東砺波郡利賀村 草嶺

本岩は細粒赤桃色で、付近にはペグマタイト質脈が多い。鏡下でみると、本岩は主に、黒雲母、微斜長石、斜長石及び石英を主とし、少量の鉄鉱及び燐灰石をまじえる。黒雲母は、径10-15mm、ほとんど緑泥石化しているが、もともと緑色であったようである。微斜長石は、半自形または他形で他鉱物の間隙をうめる。斜長石は、自形または半自形、径2-3mm、変質が著しく、多量の白雲母をふくみ、成分はほぼオリゴクレスである。石英は、径2-4mm、波動消光が著しい。一部に文象構造が発達する。

IV. 4. 3 薄波花崗岩

本花崗岩は、本図幅地域北東部、野積川、久婦須川及び宮川沿岸に広く分布する花崗岩体で、庄川花崗岩とともに飛驒帯北縁をふちどる花崗岩帯の重要な構成員である。本花崗岩は、北隣八尾及び東隣東茂住の両図幅地域にわずかにはみ出し、北東隣五百石図幅地域へひろくつづいている。

本花崗岩は、「五百石図幅」において“薄波花崗閃緑岩”と命名したが、その後花崗岩類の命名法をかえたので“薄波花崗岩”とあらためたものである。本花崗岩は、春日井ほか（1956）の長棟川花崗岩、小林ほか（1956）の八尾花崗岩、加納隆（1974）の小口川—熊野川深成岩などと多様によばれている。

本花崗岩の分布は、ほぼ東西方向に、幅2-5km、長さ約25kmにわたってひろがり、飛驒変成岩類に貫入または断層関係で、中生層及び第三紀層に不整合におおわれるか断層関係で接する。本図幅地域には、本花崗岩の西端が露出している。

本花崗岩は下之本型及び船津型岩石からなっている。船津型岩石は下之本型岩石を貫き、下之本型岩石の中へ微斜長石斑状変晶をしみこませている。

本花崗岩の飛驒変成岩類への関係は、野積川と久婦須川沿岸地域では下之本型岩石がマグマ性の貫入をし、宮川とその西方地域では船津型岩石が主にミロナイト性貫入をし、しかも微斜長石斑状変晶を變成岩中にしみこませている。しかし、本花崗岩体の中には、飛驒変成岩類のものと思われる石灰岩が大きなレンズ状にのこっている部分もあり、もともと emplacement の初期には交代性で、後の段階でマグマ性、さらにミロナイト性の emplacement をしたものかもしれない。

花崗閃緑岩 TN 70112701B 富山県婦負郡八尾町 久婦須川、発電所下流

本岩の付近は、下之本型と船津型が入りこんでいるが、本岩は船津型と考えられる赤桃色、粗粒の岩石で、付近には同種岩石の斑状のものもある。本岩は鏡下でみると、黒雲母、斜長石、石英及び微斜長石よりなり、微量の鉄鉱及び燐灰石をふくむ。黒雲母は少量で、小さく、径0.5-1.5mm、緑色らしいがかなり緑泥石化する。斜長石は、半自形、径2-5mm、かなり変質し、内部から微斜長石に交代されている。成分はオリゴクレスである。微斜長石は、径3-6mm、しばしば、斑晶状になる。

IV. 4. 4 打保花崗岩

本花崗岩は、本図幅地域南東部にあって、宮川沿岸打保付近から、ほぼ東北東方向へ、おおよそ飛驒変成岩類の主要構造方向にのびた岩体で、飛驒変成岩類の宮川岩体のほぼ中央部を貫く。本花崗岩は、幅約4km、長さ約12kmの大きさを持ち、船津花崗岩類の他の岩体と共通する性質が多いので船津花

崗岩類の一員と考える。船津花崗岩類としては、飛驒変成岩類の内部に分布する岩体の中で勿論最大である。

本花崗岩は、角閃石トーナル岩、角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び黒雲母花崗岩を主岩相とするもので、上記の順に外側から中心へ配列した累帯深成岩 (zoned pluton) を形成する。累帯深成岩としては、外帯の角閃石トーナル岩は岩体の北側にかたよって分布するが南側にも少量ついているので、不完全な累帯構造といえることができる。本花崗岩の累帯構造からはみ出した形で西南方打保谷に分布する舌状の部分は、主体部との関係が明らかでないが、花崗閃緑岩に近い性質をもつ。

外帯の角閃石トーナル岩は、飛驒変成岩類を比較的鋭い境界で貫く。トーナル岩内部には桑野では境界に平行な角閃石の配列が著しい。中間帯の角閃石黒雲母花崗閃緑岩も一部で飛驒変成岩類に直接接触する。打保谷の舌状分岐部分では、飛驒変成岩類との関係は交代性漸移のようで、花崗岩体内部に多数の飛驒変成岩類の原地性包有岩塊がのこっている。

外帯の角閃石トーナル岩と中間帯の角閃石黒雲母花崗閃緑岩との境界は、大瀬では比較的鮮鋭な貫入関係だし、ソノボ谷では小さなスリップ面である。しかし、一部で、両者の漸移的な中間岩相も境界付近にあるので、交代・漸移的になっている部分もあるかもしれない。中間帯の角閃石黒雲母花崗閃緑岩と中央部の黒雲母花崗岩との境界はしばしば識別がむつかしくて充分明らかでない。

本花崗岩の角閃石トーナル岩には、主に角閃石の配列による平行構造がみとめられる。おおむね分布外形に平行である。角閃石黒雲母花崗閃緑岩については、部分的に平行構造がみとめられるが角閃石トーナル岩ほど著しくなく、規則性も明らかでない。

本花崗岩では、特に角閃石トーナル岩には苦鉄質の大小の包有岩塊が数多くふくまれる。径10cm位の小岩塊が帯状に配列したり (第21図)、径数mの大塊がふくまれていたりする。角閃石黒雲母花崗閃



第21図 打保花崗岩、最外帯のトーナル岩中の脈状苦鉄質包有岩塊 (利賀村打保谷)

緑岩や黒雲母花崗岩中にもふくまれるが、数も量も少なく、一般に小さい。

本花崗岩の周囲の飛驒變成岩類にあたる接触變成作用はほとんど識別されていない。もしあったとしても、弱くかつせまいのであろう。

細粒黒雲母花崗岩 TN 58072702 岐阜県吉城郡宮川村 打保, 塩屋大谷 (化学組成, 第5表 1)
累帯構造の中央部

本岩は優白質細粒で、方向性もなく包有物も乏しい。鏡下でみると、主に緑泥石化した黒雲母、微斜長石、斜長石及び石英からなり、ごく少量の鉄鉱、燐灰石及びジルコン様鉱物をふくむ。全体に細粒、等粒状、アブライト質で、ミルメカイトがよく発達する。黒雲母は径0.5-1.0mmで、ほとんど緑泥石化する。微斜長石は、半自形で、径0.5-2.0mm、微斜長石構造がよく発達し、不規則な累帯構造がある。斜長石は半自形、径0.2-2.0mm、変質して白雲母を形成するが、成分はほぼオリゴクレスである。

黒雲母花崗閃緑岩 TN 58072703 岐阜県吉城郡宮川村 打保, 塩屋大谷 (化学組成, 第5表 2)
累帯構造の中間帯, 角閃石を含まない部分。

本岩は、中粒、優白質、一部不均質である。鏡下では、主に黒雲母、微斜長石、石英及び斜長石よりなり、少量のチタン石及び燐灰石、ならびにごく少量の鉄鉱及びジルコン様鉱物をふくむ。黒雲母は、径0.5-2.0mm、著しい緑色で、一部緑泥石化する。微斜長石は他形、径2-4mm、細かなベルト石構造が発達する。斜長石は、半自形、径1.0-3.0mm、多少変質して白雲母を生じ、部分的に微斜長石に交代されるが、もともとの組成はオリゴクレス-アンデシンと考えられる。チタン石は鉄鉱をコロナ状にとりまいたり、自形の径2mm前後の結晶をつくったりする。

黒雲母トータル岩 TN 58071910 岐阜県吉城郡宮川村 大瀬 (化学組成, 第5表 3)
累帯構造外帯, 角閃石の代りに黒雲母を含む部分。

本岩は中粒、やや優黒色、弱い方向性がある。鏡下では、主に黒雲母、斜長石、微斜長石及び石英からなり、少量の鉄鉱及びごく少量の燐灰石及びジルコン様鉱物をふくむ。黒雲母は、径2-6mm、変質著しく、緑泥石、緑れん石及びぶどう石が交代する。斜長石は長柱状半自形、径2-6mm、変質が著しいが、成分はアンデシンと考えられる。微斜長石は、他形、径1cmをこえることもあり、微斜長石構造がよく発達する。石英も他形で、微斜長石と石英は斜長石にくらべて量的に少ない。石英・白雲母・ぶどう石細脈が発達する。

角閃石黒雲母トータル岩 TN 47101601 岐阜県吉城郡宮川村 洞 (化学組成, 第5表 4)

本岩は打保花崗岩の細粒花崗岩が主に分布する地域にとりのこされた外帯のトータル岩の一部らしい。典型的な下之本型とはいいいくいが、このような岩型は薄波花崗岩の下之本型にも多い。本岩は、暗色、中粒、部分的に弱い平行構造がある。鏡下でみると、本岩は黒雲母、角閃石、石英及び斜長石を主とし、微量のチタン石、鉄鉱及び燐灰石をふくむ。黒雲母は緑色で、径2-3mm、多少変質する。角閃石は、半自形、径2-5mm、緑色で、核部が多少褐色がかる。しばしは黒雲母を包有する。斜長石は、半自形、径1-3mm、成分はほぼオリゴクレスである。

IV. 4. 5 森安花崗岩

本花崗岩は、本図幅地域南縁中央部から、南隣飛驒古川図幅地域にはみ出して分布する小岩体で、飛驒變成岩類の岩体の南縁近くに位置するものである。本花崗岩は、船津型岩石からなり、下之本型をともしなわない。

本花崗岩はいくらか東西方向にのびた長さ約4kmの不規則な外形をもつ。

本花崗岩と周囲の飛驒變成岩類との関係は比較的単純なマグマ性貫入で、鋭い境界をもった接触部が森安谷ぞいで観察される。接触變成作用はほとんどみとめにくい。

本花崗岩類の主要岩相は、明色、粗粒の黒雲母花崗岩で、船津型岩石の主要岩相によくにているが、比較的均質で、斑晶がめだたず、包有物に乏しく、またマグマ性貫入で飛驒變成岩類に接している点などかなり特異である。中井・氏家（1959）の自動車による放射能探査によると、船津花崗岩類一般が10,000cpm（count per minute）であるのに、本岩は20,000-22,000cpmに達し、飛驒帯の諸花崗岩体中最高である。その鉱物学的理由はまだたしかめられていない。

IV. 4. 6 船津花崗岩

本花崗岩は、船津花崗岩類船津型のもっとも大きな代表的岩体で、飛驒變成岩類の宮川岩体の南縁に、幅2-6km、長さ約40kmにわたって分布する。本図幅地域には、その岩体西部の北端がわずかに露出するにすぎない。本花崗岩は、主岩相は本来、赤桃色、粗粒、微斜長石斑晶の斑状花崗岩であるが、本図幅地域に分布するのは、周辺部のいくらか特異な岩相である。

本花崗岩は、本図幅地域においては、飛驒變成岩類に対して、漸移的な境界をもち、赤桃色の花崗岩質の地域へ入っても、飛驒變成岩類のレンズ状や層状の原地性包有岩片が相互に整合的な関係を保ちながら多数のこっているのが特徴的である。交代性の emplacement をした部分なのであろう。

黒雲母トーナル岩 TN 58072409 岐阜県吉城郡宮川村 菅沼谷上流（化学組成、第5表 5）

船津花崗岩中の不均質なやや苦鉄質の部分

本岩は、中粒、やや暗色、弱い平行構造がある。鏡下では、主に黒雲母、斜長石、微斜長石及び石英からなり、少量の角閃石と微量のチタン石、燐灰石、鉄鉱及びシリコン様鉱物をともなう。黒雲母は、径1-3mm、緑がかった褐色で多少変質する。斜長石は、かなり自形に近い半自形、径2-5mm、累帯構造を呈し、核部でアンデシン、外縁でオリゴクレスである。微斜長石は、半自形、径3-5mm、斜長石を部分的に交代する。ミルメカイトがよく発達する。

IV. 4. 7 小花崗岩体

飛驒變成岩類の中には、大小の花崗岩体が分布する。その中でも、打保花崗岩や森安花崗岩のように船津花崗岩類に属することが、かなりたしかなものもあるが、さらに小さな花崗岩体については、どのような深成作用に属するものかわからないものが多い。これらの小花崗岩体は、一般には、明色、細粒で、著しく不均質ことが多い。小花崗岩体は、本図幅地域の飛驒變成岩類の全域に分布するが、特にその西半、大長谷、百瀬谷あるいは利賀谷では著しく多く、變成岩と入りくんで分布し、個々の地域で變成岩と花崗岩と量の多い方で地質図を書いた部分も少なくない。

本岩と飛驒變成岩類との境界は、一応、明瞭であることが多いが、入りくんだ境界線をたどってみると、本岩が交代性の emplacement をした疑いが濃い。本岩の飛驒變成岩類にあたる接触影響もよくわかっていない。百瀬一水無地域では、稲月（1980）によって、小花崗岩体のまわりでの變成度の変化がたしかめられているが、すべての小花崗岩体がこのような接触影響をあてるかどうか、たしかでない。ミロナイト化作用をうけ、眼球片麻岩様になっているものもある。

V. 古 期 岩 脈

飛驒変成岩類及び船津花崗岩類の分布地域には、多数の火山岩質岩脈が分布する。これらの岩脈の中には、北陸地方第三紀中新世火山岩類に属すると考えられる新期岩脈もふくまれるが、そのほかに、壁岩の飛驒変成岩類や船津花崗岩類と密接な関係を持ち、多少とも変成作用をうけた古期岩脈がある（野沢, 1957）。これらの古期岩脈は、特徴として、壁岩と共通の節理をもち、壁岩から花崗岩質細脈が入りこんでいたり、変成作用をうけて、アクチノ閃石、ぶどう石、緑れん石、緑泥石、アルバイトなどが再結晶している点で、新期岩脈と区別される。変成作用には多様な程度のものがあって、著しいものは普通角閃石を生じ、閃緑岩様になり、壁岩との境界も不鮮明になってくる。

本図幅地域においても古期岩脈は多数で、地質図に示した数よりはるかに多い。岩脈は集中分布することがあり、地質図に表現しつくせないからである。

古期岩脈の分布にはとくに規則性や集中性に乏しく、その方向も規則的ではない。また、その大きさも多様であるが、一般に幅0.1-2.0mのものが多い。形は直線的であったり、屈曲したりする。変成作用の著しいものほど屈曲の著しくなる傾向がある。

古期岩脈の岩相は多様であるが、およそ流紋岩質岩石と安山岩質岩石に2大別できる。著しく変質したり、変成したりした岩脈については原岩はよくわからないが、古期岩脈の大半は安山岩質で、流紋岩質のものはごくわずかのようである。なお、安山岩質としたものの中には、玄武岩質のものもある。

古期岩脈のうち、船津花崗岩類の中に分布するものは、船津花崗岩類の深成作用にともなうもの、すなわち、synplutonic dike と考えてよいであろう。飛驒変成岩類の中に分布するものについては、直接的な証拠があるわけではないが、岩相や産状の類似から、大半は同様に考えてよいように思われる。

流紋岩質岩脈 流紋岩質古期岩脈は、大長谷の杉谷や打保谷などでわずかにみいだされる。岩石は多様で、黒雲母、長石、石英などの斑晶の著しいものから非斑状のものまであり、変成の程度も、白雲母片岩とよんでよいものからわずかに白雲母やアルカリ長石を再結晶させているものまである。

一部には黒雲母デイサイトもふくまれる。

白雲母アルカリ長石石英片岩（流紋岩質岩脈） TN 70072003 岐阜県古城郡宮川村 塩屋大谷

本岩は、万波層の石灰岩を貫く幅約1.2mの岩脈で、かなり屈曲する。鏡下では、細粒で平行配列の著しい白雲母とアルカリ長石からなる。少量の径0.3mm±の微斑晶状石英もみとめられる。

変成黒雲母流紋岩 TN 74092204B-2 富山県婦負郡八尾町 野積谷上流

本岩は、上百瀬層を貫く幅約2.5mの岩脈で、比較的直線的な形態をもつ。淡緑色で、周縁帯は灰白色に変質する。中心部を鏡下で見ると、ほとんど緑泥石化した黒雲母、変質の著しい斜長石及び溶食の著しい石英が斑晶としてのこり、それぞれ3mm前後の大きさをもつ。石基は細粒の白雲母及びアルカリ長石・石英の集合体からなる。

安山岩質岩脈 安山岩質岩脈は多様な岩相を呈している。一般に変質・変成作用が著しいので充分確かでないが、斜長石あるいは斜長石と角閃石を斑晶にした安山岩が多い。そのほか、単斜輝石安山岩、単斜輝石・斜方輝石安山岩などもあり、かんらん石後と思われる変質斑晶をもつものもある。まれに玄武岩質のものもふくまれる。

安山岩質岩脈は、周囲の船津花崗岩類からさまざまな程度の変成作用をうける。また飛驒変成岩類の中でも、船津花崗岩類形成期に前後すると考えられる変成作用をうける。もっとも著しく変成作用を受けた岩石は、弱い片理を生じ細粒の角閃石片麻岩あるいは角閃岩になり、いくらか弱い変成作用を受けたものは、アクチノ閃石・緑れん石・緑泥石・ぶどう石などが発達し、もっとも変成作用の弱いものでは、ぶどう石だけがみだされる。一般には、早期に貫入した岩脈ほど著しい変成作用をうけるのであろう。

変成安山岩 TN 740902A 富山県東砺波郡利賀村 上百瀬東俣谷

本岩は幅1.2m。暗緑色、西又層の単斜輝石片麻岩を貫く。境界は一見、鋭く直線的である。本岩は、鏡下でみると、斜長石及びおそらく角閃石を斑晶とし、拍子木状の斜長石が石基に多量にふくまれる。本岩は著しい変成作用を受け、長さ2mmをこえる斜長石斑晶も石基も、アクチノ閃石質角閃石と細粒の長石にほとんど交代されている。もともと角閃石であったらしい斑晶も完全に変質している。その他、少量の赤鉄鉱、緑泥石なども形成される。

変成安山岩 TN 74092610H 富山県東砺波郡利賀村 上百瀬日尾谷

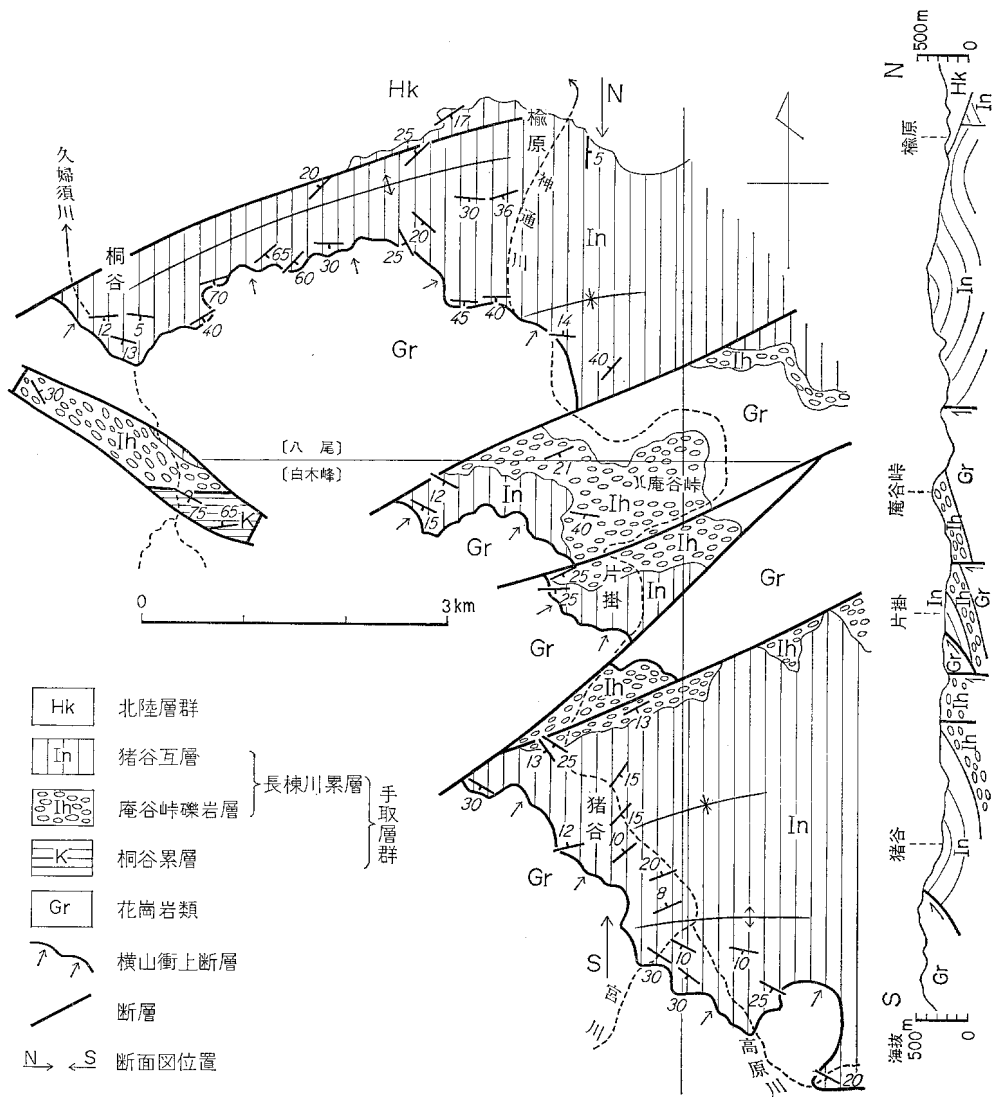
本岩は、幅約2m、暗灰色、日尾層の石灰岩をつらぬく。本岩は鏡下でみると、径2mm前後の輝石斑晶後らしい変質物とまれにふくまれる溶食形の斑状石英をのぞくと、すべて著しく再結晶し、緑泥石と長石の細粒の集合となり、かろうじて拍子木状の斜長石の原形をたどることができる。多量の鉄鉱をふくむ。

VI. 手 取 層 群

飛驒山地北東部には、「東茂住」地域北半部を中心として手取層群が広く分布している。この手取層群は大きくみて、断片的に分布する海成の下部層（桐谷累層・東坂森累層—模式地の九頭竜亜層群上部に相当、上部ジュラ系）と広大な面積をしめて広がる陸成の上部層（長棟川累層・跡津川累層—模式地の石徹白・赤岩亜層群に相当、下部白亜系）とに2分される。「白木峰」地域の北東部は、この手取層群分布地域の西端にあたっており、久婦須川沿岸に局地的に分布する桐谷累層を除いて、他はすべて長棟川累層に属している。第22図には、図幅地域及びその周辺の手取層群の概況を示した。

VI. 1 桐 谷 累 層

八尾町南部、桐谷南方の久婦須川沿岸には、北西—南東にのびる幅400-500mの地溝内に手取層群が分布している。始めてこの地層を発見した今村（1933・1937）はこの地層を桐谷層と命名し、同時にこの中から産出する多くの海棲動物化石について報告した。その後前田（1958）はこの手取層群を下位から桐谷頁岩砂岩互層・牛負礫岩層・卯ノ花砂岩頁岩互層及び久婦須礫岩砂岩層に4分し、かつ海棲動物化



第22図 神通峡付近の手取層群の構造 (東茂住・五百石・八尾図幅及び前田・長崎 (1966) の資料を使用)

石の産出は最下位の桐谷頁岩砂岩互層に限られることを見出した。本説明書では、前田の桐谷頁岩砂岩互層にほぼ相当する部分を桐谷累層とよび、他は便宜的に長棟川累層に一括して記述する。

桐谷累層下部 (砂岩・礫岩層) は、粗粒砂岩を主とする地層で、多くの礫岩層をはさむほか、しばしば炭質の黒色頁岩層 (0.3m厚) もみられる。礫岩層は各砂岩単層 (3-5m厚) の基底に断続するもので、厚さは普通1m、ときに2mに達する。礫は花崗岩・片麻岩などの10cm大以下の垂円礫を主とする。砂岩は、灰褐色ないし赤褐色を呈する塊状の粗粒砂岩で、上部ではいく分細粒となる。トダニ (Loc. 001) では、やや石灰質の中粒砂岩中に貝化石が5-10cmの厚さの層状に密集した部分があり、その中

第6表 桐谷累層の化石

<i>Nipponitrigonia sagawai</i> (YEHARA)	多
<i>N. sp.</i>	多
<i>Myophorella sp.</i>	小
<i>Gupiteria</i> (?) <i>sp.</i>	普通
<i>Nucula sp.</i>	普通
<i>Nuculana sp.</i>	普通
<i>Astarte sp.</i>	少
<i>Pholadomya</i> (?) <i>sp.</i>	少
<i>Plicatula sp.</i>	少
<i>Mytilus</i> (?) <i>sp.</i>	普通
<i>Comptonectes</i> (?) <i>sp.</i>	少
Gastropod spp. (<i>Natica</i> 様のもの)	普通
(<i>Cerithium</i> 様のもの)	普通

トダニ (Loc. 101) 産出, 矢部之男氏同定

から第6表のような化石を産した。一般にこの砂岩は植物化石をわずかに含んでいる。

桐谷累層上部（黒色頁岩層）は、塊状の黒色頁岩からなり、しばしば菊石化石を産する。1956年夏には、トダニのすぐ北方での道路工事中に数個体の菊石化石が発見され、その中の1個体は *Dichotomospinctes kiritaniensis* NARUSE (M.S.) と同定された²⁾。

桐谷累層は、その分布の北縁で逆転を伴うが全体として同斜構造を示し、南から北へ順次上位層がかさなっている。下限は断層によって片麻岩に接する。上限も断層によって長棟川累層に接するとみられる³⁾。この地域での桐谷累層の層厚は約300mである。

桐谷累層はその産出化石からみて、時代的にはジュラ紀新世（キンメリッジ世—オクスフォード世）の地層と考えられる。また、福井県九頭竜川上流地域の手取層群の層序と比較すると、九頭竜層群の上半部に対比されるものであろう。

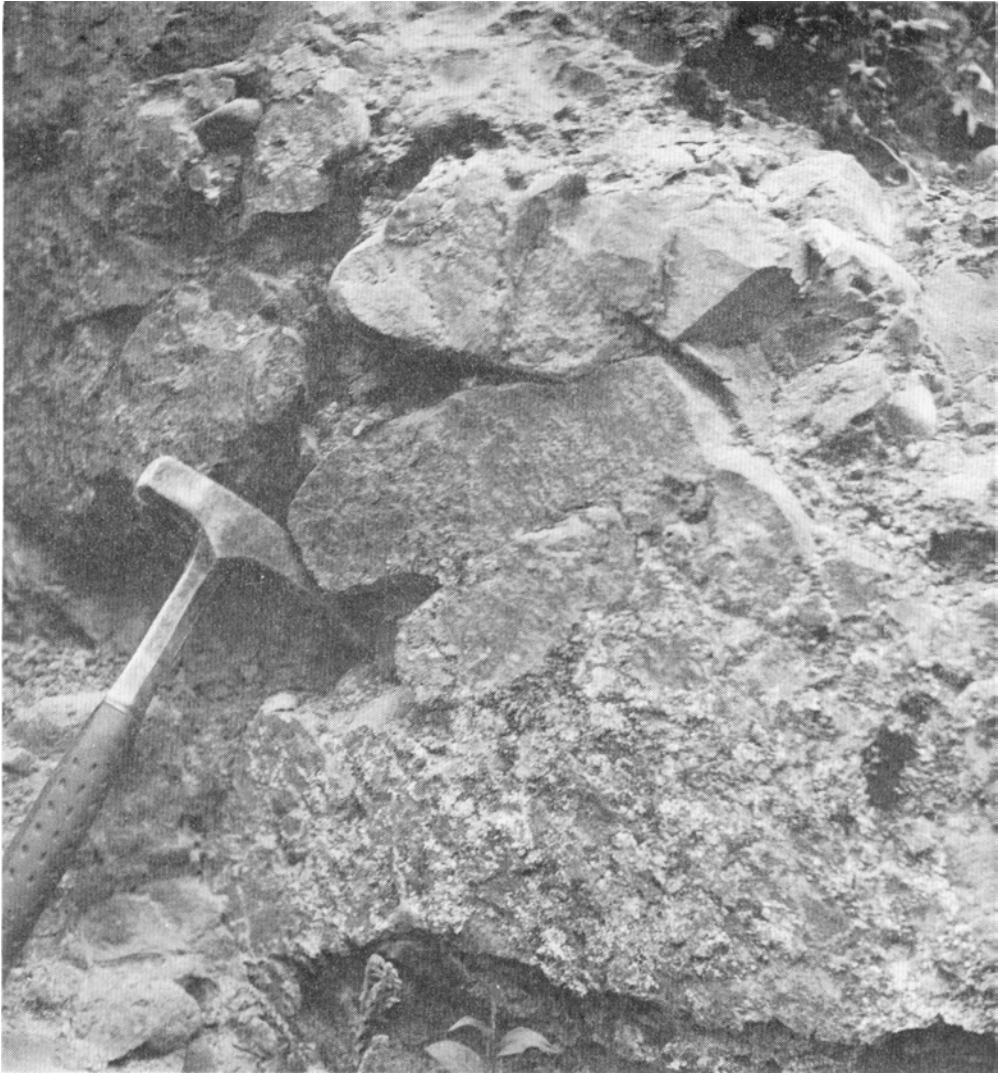
VI. 2 長棟川累層

本累層はおもに神通川沿岸に分布し、一部は桐谷地溝内にもみられる。

神通川沿岸に分布する本累層は、その分布の西縁を横山衝上断層によって画されている。横山衝上断層は、全体としては北西—南東の方向性をもっているが、各地で東北東—西南西方向の断層に切られ、断層の北北西側が東北東へズレている。「白木峰」地域内の長棟川累層は、上記のような断層に切られて、3つのブロックに分れて分布している。各ブロック内の地層は、猪谷付近でみられる小規模な緩い褶曲構造を除いて、いずれも北から南へ傾き、下部には淘汰の悪い礫岩層（庵谷峠礫岩層）が、上部には砂岩・頁岩の規則正しい互層を主とした地層（猪谷砂岩頁岩層）が発達している。庵谷峠礫岩層下底の不整合は、北のブロックでは庵谷峠の北斜面（おもに「八尾」地域内）で、南のブロックでは神通河岸の小糸・伏木付近でみられる。

2) 佐藤正氏による。

3) 前田 (1958) の認めた不整合は、その位置からみて桐谷累層下部の礫岩層の基底にみられる小規模な侵食面であらう。



第23図 手取層群庵谷峠礫岩層の礫岩 圧縮による礫の変形が認められる（猪谷北方，庵谷峠南麓，卯田強氏撮影）

VI. 2. 1 庵谷峠礫岩層

本層はおもに地域北東隅の庵谷峠を中心として発達しているが、一部は猪谷北方の小糸付近にも分布している。いずれも基盤の花崗岩上に不整合にかさなり、不整合面は南へ傾く。例えば、庵谷峠ではその北斜面では中腹から上が礫岩層であるが、南側では峠の下の神通河床までが礫岩層からなっている。本層の層厚は約250mであり、上位には猪谷砂岩頁岩互層が整合にかさなる。

本礫岩層は、きわめて淘汰の悪い大小雑然とした礫からなっており、礫の最大径は3m以上に達する。礫岩は片麻岩・花崗岩類の30cm大の亜円礫を主材としており、ごくまれにチャートの細礫などを含むにすぎない。礫は雑然と密集し、その配列に方向性を示さない。礫の一部には後生的な変形の認めら

れるものもある（第23図）。礫間の基質は花崗岩質の粗粒砂からなる。風化面では礫が丸く突出していることが多い。

桐谷地溝内に分布する長棟川累層も上記とほとんど同様な岩相の礫岩層を主としており、最上部の一部（「八尾」地域内）に砂岩・頁岩の互層がわずかに発達するにすぎない。

VI. 2. 2 猪谷砂岩頁岩互層

「白木峰」地域内の本層は、神通川沿岸の低地沿いに分布する。下位の庵谷峠礫岩層とは整合・漸移している。両者の漸移部は猪谷川と神通川との合流点付近でみられるが、ここでは礫岩層と砂岩・頁岩互層とが約3mごとの厚さで繰返している。本層の上限は横山衝上断層で絶たれる。本地域内での層厚は約200mである。

本層は主として砂岩がちの砂岩・頁岩互層よりなり、ときに礫岩層を伴う。砂岩は、淡灰色ないし黄灰色を呈する花崗岩質の中粒―極粗粒砂岩で、一般に0.5-1mの厚さの単層をなしているが、ときに3m以上の厚層となることもある。頁岩は、暗灰色ないし黒色を呈し、一般に砂質である。しばしばみられる炭質頁岩中には植物破片が多い。ふつう0.1-0.3mの厚さの単層をなしている。

猪谷付近では、不明白ではあるが、下位から砂岩・頁岩の厚さ約0.3mごとの規則的な互層、砂岩がちの互層（砂岩2-3m厚、頁岩0.3m厚）及び極粗粒砂岩（0.5-1m厚）と炭質頁岩（0.1m厚）の互層の順でかさなっている。本層の最上部には、猪谷川・大谷の奥などでふたたび礫岩層をはさむ層準が発達してくる。なお、互層中には多数の小断層が発達している。

本層の頁岩中からは植物化石を多産し、大石（1933）は次のものを報告している。

吉野：*Podozamites*? sp.

蟹寺：*Cladophlebis browniana* (DKR.)

Onychiopsis elongata (GEYL.)

Podozamites lanceoratum (L. & M.)

VII. 珪 長 岩

万波峠南西方及び万波付近には、飛驒変成岩類をつらぬいて、珪長岩脈が分布する。本岩脈は、比較的大きく、幅50-300m、長さ1km前後に達するものもある。貫入方向はあまり規則的ではないが、東北東―西南西方向が優勢である。本岩脈は、白色、比較的均質である。

本岩脈は、鏡下でみると、少量の石英、斜長石及び黒雲母を斑晶とし、石基には、微球顆構造もみとめられる。全体に変質が著しく、カオリン化がすすんでいる。

本岩脈の貫入時代はわかっていない。岩相の類似からは濃飛流紋岩を貫く珪長岩脈に対比される可能性が大きい。

なお、同様な岩脈が、宮川中流、打保駅対岸、塩屋北方にも見出される。ここではほぼ南北方向のび、幅約100m、長さ約500mで、岩相は万波峠のものに似ているが、黒雲母が少ないようである。

VIII. 新 第 三 系

VIII. 1 刀利礫岩層及び臼中流紋岩

「白木峰」地域西部の利賀川沿岸では、利賀地溝西縁の断層に沿って、明らかに岩稲累層の火山岩類とは異なった流紋岩溶結凝灰岩が断片的に分布している。かつて、坂本（1966）はこれを先新第三紀の太美山層群に属するものとして扱った。その後、西隣の「下梨」地域（太美山層群の模式地を含む）に発達する火山岩類の層序学的研究が進展した結果、従来“太美山層群”として一括されていた珪長質火山岩類が、下位の太美山層群と上位の臼中月長石流紋岩とに区分されるに至った（須藤，1979）。「白木峰」地域内に分布する上述の流紋岩溶結凝灰岩は、岩質の類似性からみて、「下梨」地域の臼中流紋岩に相当する。

一方、「下梨」地域では、上述の臼中流紋岩と密接に伴って、オーソコーツァイト礫を多量に含む礫岩層が広く発達する。この礫岩層（刀利礫岩層）はかつては北陸層群基底の楡原累層に属すると見なされてきたものであるが、須藤（1979）により、刀利礫岩層と臼中流紋岩とを併せた層序単位が、北陸層群より下位にあり、かつ、北陸層群に不整合に切られるものであることが明らかにされた。「白木峰」地域内では、利賀地溝西縁に断層ではさまれた小岩体として断片的に分布する砂岩・礫岩層が、岩相及び層序関係の点で、上述の刀利礫岩層の東方延長と考えられる。

VIII. 1. 1 刀利礫岩層

本地域内の刀利礫岩層は、利賀川沿岸で利賀地溝西縁の断層にはさままれて分布し、北部の大豆谷付近と南部の阿別当付近でやや広い。層序的な関係は、あまり明確ではないが、阿別当付近で臼中流紋岩と本層とが上下関係にあるのが観察される。本層は、粗粒ないし中粒の花崗岩質砂岩を主としており、下部に礫岩をはさむ。礫岩の礫としては、赤色または白色のオーソコーツァイト円礫（径3-10cm程度）や花崗岩・片麻岩礫が多く、珪長質火山岩の礫をまじえる。砂岩は一般に灰白色ないし赤紫色を呈し、塊状で淘汰がよい。上部では青灰色シルト岩のはさみもみられる。

本層からは、多少の植物破片を除いて化石は未発見である。

VIII. 1. 2 臼中流紋岩

「白木峰」地域内の臼中流紋岩は、利賀地溝西縁に沿って、断層にはさまれた小岩体として、利賀川沿岸の北島・上島・坂上付近などに分布する。この他、地溝内でも、菅沼・入谷などにきわめて小さな分布がみられる。岩質としては、模式地のものとよく似た流紋岩溶結凝灰岩と、それとは多少岩質の異なった流紋岩溶結凝灰岩とがある。なお、本地域の臼中流紋岩からは、月長石はまだ発見されていない。

流紋岩溶結凝灰岩 I（模式地と同様な岩質のもの、利賀村北島及び坂上）

斑状鉱物：石英・アルカリ長石，石英は半自形の六方錐形または破片状で，石基の入り込みが著しいものがある。

アルカリ長石は，半自形またはこれのこわれた破片状で，1mm程度の長さ。相当量含まれる。

石基：三日月状または楔状の無色—淡褐色のガラスの集合物からなる。石基中の脱ガラス化作用が著しい。その著しい部分では，アルカリ長石と思われる微晶を生じている。

これと同様の岩石は，阿別当の南でもみられるが，ここでは少量の斜長石（半自形の卓状で，一般に2次変質作用が著しい）を含んでいる。

流紋岩溶結凝灰岩Ⅱ（利賀村坂上）

斑状鉱物：斜長石・石英・黒雲母・アルカリ長石。斜長石は半自形の卓状またはその破片で，一般に新鮮。累帯構造の認められるものもある。成分は灰曹長石程度。石英は半自形で複六方錐に近い形のものもあるが，多くは破片状。割れ目が多く，微細な包有物を含む。石基の入り込んだような“融食形”を示すものもある。黒雲母は板状斑晶として含まれるが，細長く伸びたもの，撓曲したものなどもある。淡褐色—暗褐色の多色性を示す。燐灰石の小晶を含むことがある。アルカリ長石はわずかに含まれ，半自形で卓状を呈する。

この他，これと同種の岩石で，斑状鉱物に石英や長石を含まず，普通輝石の仮晶を有するもの（利賀村坂上）などもある。

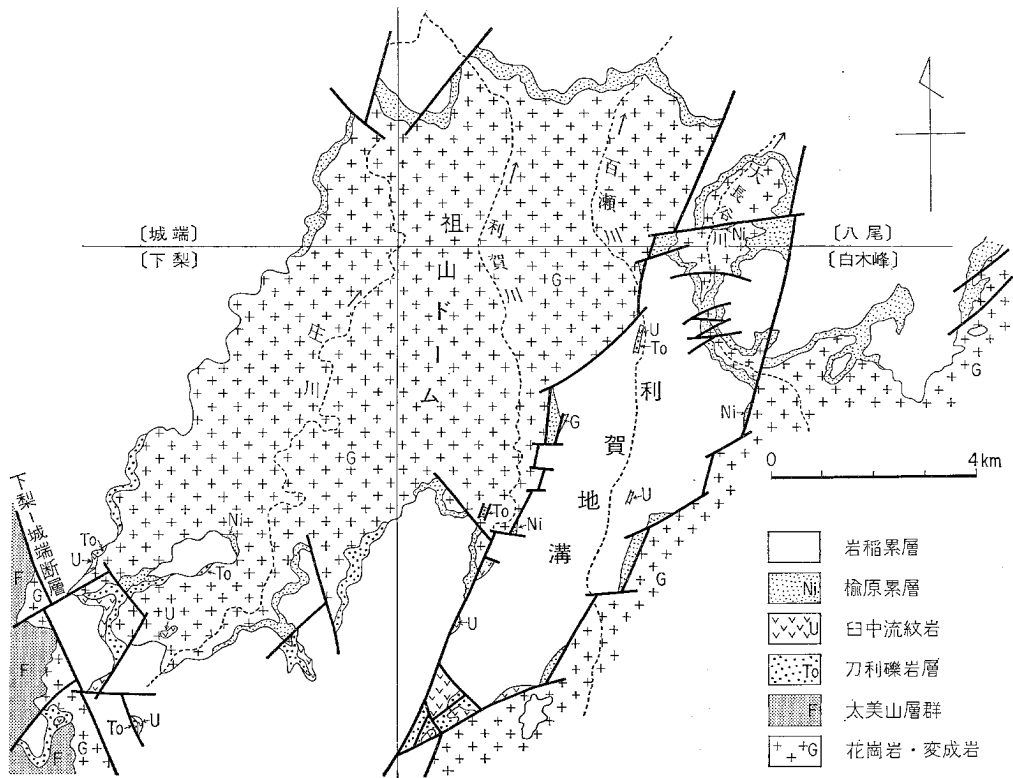
白中流紋岩の年代については，模式地の細尾峠付近の月長石流紋岩について，K-Ar法による年代測定の結果，2,500万年前及び2,400万年前という値がえられている（植田・青木，1970）。この年代測定値からみると，本地域の白中流紋岩も漸新世末ないし中新世初頭に形成されたものであろう。

なお，利賀村坂上付近ではこの溶結凝灰岩が小規模に採掘されており，坂上石と呼ばれて，土木・建築用石材に小範囲で利用されている。

VIII. 2 北 陸 層 群

「白木峰」地域の北部は，新第三紀に生じた富山積成盆地の南縁にあたっており，北陸層群の下部—楡原累層及び岩稻累層の下半部—が「八尾」地域からの延長として分布している。本地域内の北陸層群は，大きくみて3つのブロックに別れて分布している。地域北縁に分布するものは，「八尾」地域で広く標式的に発達する北陸層群の最下部であり，北方へ傾く同斜構造を示す。西縁部のもは，「下梨」地域の第三系からの連続で，南砺波山地の中部で先第三系の基盤を核とし北東—南西の方向性をもったドーム状の隆起部—^{そやま}祖山ドーム—の南翼にあたっており，南方へ傾いている。また，第三のブロックは，前記二者の中間に位置し，東西両側を北北東—南南西に走る複雑な断層群に画されて本地域の北西部を斜断している地溝—^{とが}利賀地溝—を形成して分布しているものである。

利賀地溝は祖山ドームの東—南東限を画する構造であるが，同時にこの地溝を境として東西両地域では北陸層群下部の発達状況が著しく異なっている。すなわち，北陸層群の下部は，この地溝より東方では北方へ傾いた単斜構造をもって飛騨山地北縁の狭長な地域にのみ分布しているのに反し，西方では大きな背斜構造をつくり，その南翼は多少波うちながら南方へ広がっている。利賀地溝は，南方では利賀川沿岸の中口付近で終っており，北方では「八尾」地域に入ると明瞭な地溝の形を示さなくなる。しかし，そのさらに北方の八尾町西部地域では，この地溝の延長部の東に接して第三系の構造が擾乱して



第24図 利賀地溝付近の新第三系概念図（下梨図幅地域内については須藤定久氏の未公表資料によった）

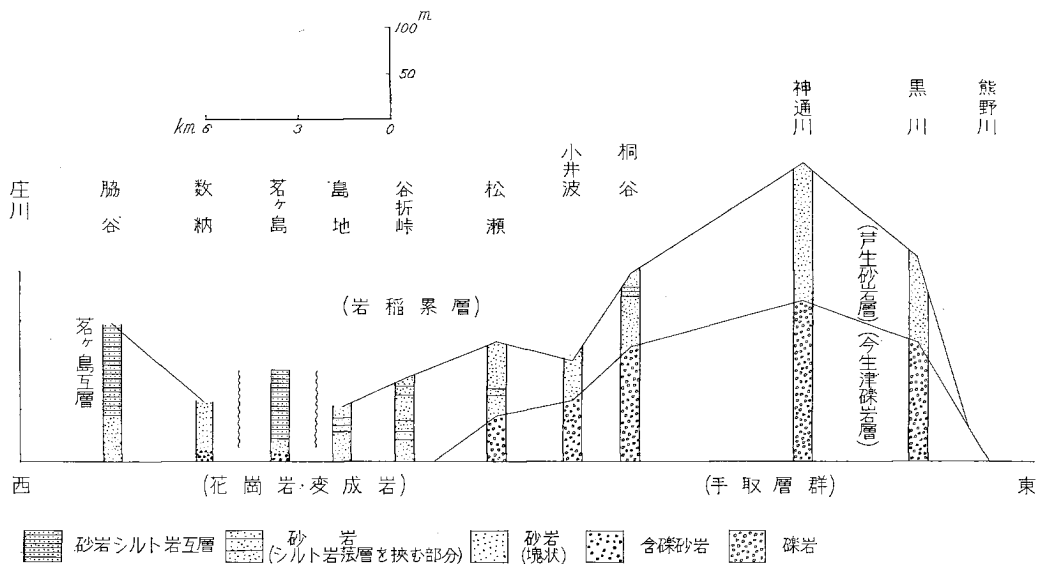
いる地帯がある。利賀地溝は、その内部に発達する複雑な断層群の存在や、その東西縁部に臼中流紋岩などの小ブロックが点々と連なること、さらにその東西両側において北陸層群下部の分布・構造に大きな差異が認められることなどの諸点からいって、一種の構造帯としての性格を有するものと考えられる（坂本, 1966）。以上の構造については第24図に概念的に示した。

なお、楡原累層・岩稻累層の形成時代については、本地域内ではそれを決定する証拠は見出されていない。しかし、北隣の「八尾」地域との関係からいって、その時代は中新世初期とみなしうる。

Ⅷ. 2. 1 楡原累層

北陸層群の最下部層であり、片麻岩・花崗岩類の上に不整合にかさなる。本地域内では、北縁部及び西縁部で岩稻累層の下位に連続的に分布するほか、利賀地溝の東西両縁の断層に沿っても小規模なブロックとして挟み込まれた断片的な分布を示している。

「八尾」地域内の本累層は、模式的には今生津礫岩層・芦生砂岩層・^{あしう}若ガ島砂岩シルト岩互層に3分されるが、本地域内では野積川沿岸の桂原付近にやや著しい礫岩—今生津礫岩層のつづき—がわずかにみられるのを除いて、大部分は塊状の砂岩層からなっている。この砂岩層は、基底部でわずかに礫質な



第25図 楡原累層の岩相・層厚変化 (坂本・野沢, 1960による)

いし角礫質となり、また上部でときにシルト岩と互層することもあるが、それらはいずれも小規模なものであり、地質図では一括して芦生砂岩層として示した。

「白木峰」地域、「八尾」地域を通じての本累層の岩相・層厚の変化の概要は、第25図に示した。このような岩相・層厚の変化状況は、当時楡原付近に河口をもつ三角州が存在したとする津田 (1955) の推定とよく一致している。

本累層からは化石はまだ発見されていない。

VIII. 2. 1. 1 今生津礫岩層

「白木峰」地域内では、「八尾」地域からの延長が、北縁の野積川沿岸にわずかにみられるにすぎない。礫岩は花崗岩・片麻岩・石英斑岩などの7-8cm大以下の亜円一亜角礫とチャート小礫とを主材とし、礫の配列は無方向で雑然と密集している。ときに花崗岩質の白色砂岩層をはさみ、また上方では礫岩と砂岩とが互層して、芦生砂岩層へ移化する。厚さは約50mである。

VIII. 2. 1. 2 芦生砂岩層

野積川沿岸に分布する前項で述べた礫岩層を除いて、本地域内の楡原累層はすべて芦生砂岩層として一括した。本層の上下を通じての岩相変化は、谷折峠付近でもっともよく観察される。

本砂岩層の基底部では、一般に基盤の花崗岩の上に不明白な不整合面をへだてて直接に、塊状で淘汰のわるい (多くは花崗岩角礫が散在した) 花崗岩質粗粒砂岩がかさなっている。この上位には、塊状で層理のほとんど発達しない灰白色花崗岩質の粗粒ないし中粒砂岩がかさなる。砂岩は上方へ次第に細粒・均質となり、かつ、青灰色のシルト岩薄層をはさむようになる。谷折峠のルートでは、本層上部に

青灰色・塊状のシルト岩がよく発達しているが、他の場所ではこのような岩相はあまりみられない。また、谷折峠付近では、青灰色シルト岩中にチョコレート色を呈する厚さ5-30cm程度の泥岩薄層が多数はさまれたり、20cm大の石灰質団塊がまれに含まれたりしている。

地域西部の利賀村付近では、本層はやや青味をおびた灰白色を呈し、淘汰のよい塊状の細粒砂岩を主とする。この地域では礫岩層はほとんど発達しない。

芦生砂岩層の厚さは谷折峠のルートでは約80mである。その他の地域では露出が断片的であるためはっきりしないが、谷折峠と同程度ないしそれ以下とみられる。

VIII. 2. 2 岩稻累層

岩稻累層は、「白木峰」地域内では、利賀地溝内及びその東西両側の3ブロックに分れて分布している。東部地域の本層は北方へ単斜し、西部地域のは南方へ傾く。利賀地溝内のは東西両縁を断層で切られ、基盤の飛騨変成岩・花崗岩と接している。これらの岩稻累層はいずれも、安山岩凝灰角礫岩及び安山岩溶岩を主とし、ときに軽石質凝灰岩をはさむ火山性の地層である。利賀地溝内では安山岩溶結凝灰岩がかなりの割合をしめている。大部分の場所では下位の楡原累層の上に整合にかさなるが、一部では直接に基盤の花崗岩を不整合におおっていることもある。

本層の層厚は、北隣の「八尾」地域内では700-1,000mであるが、本地域内では上位層が欠如しているためその全層厚は不明である。しかし、本地域内でみられる限りでは、東部地域では約300m、利賀地溝内で約500m、西部地域では約700mに達する。

化石としては、利賀村細島付近で本層下部にはさまれる凝灰質砂岩層から、保存不良の葉片が見出されたにすぎない。

「白木峰」地域に発達する岩稻累層の代表的な岩石としては次のようなものがある。この他、地域北縁の岩石は、「八尾」図幅説明書（坂本・野沢、1960）に記載したものの連続である。

普通輝石安山岩（利賀村細島付近）

斑晶：斜長石・普通輝石・鉄鉍。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉍、ピロタキシティック組織を呈する。

二次鉱物：炭酸塩鉱物・緑泥石・チタン石・石英。

普通輝石しそ輝石安山岩（利賀村利賀の東方）

斑晶：斜長石・しそ輝石・普通輝石・鉄鉍、斜長石はときに虫喰い状構造を呈し、単斜輝石の包有物を有する。

一般に累帯構造が著しい。斜長石と普通輝石はときに集斑晶をつくる。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・燐灰石、ガラス基流晶質組織を呈する。

二次鉱物：炭酸塩鉱物、鉄サボナイト。

VIII. 3 楢峠層

「白木峰」地域南縁部の山地で、主として山頂部をしめて分布する火山岩層である。基盤の飛騨変成岩類の上に不整合にかさなる。この不整合面にはかなりの凹凸があり、本地域内では300m内外の高度差が認められる。

本火山岩層の基底には、基底面がもっとも低下している河合村二ツ屋北方（楯峠から南へ下る谷間）で、火山性物質を含まない暗灰色の軟弱な含礫砂岩がはさまれる。この砂岩は、大小の花崗岩・片麻岩角礫を多量に含んだ淘汰のわるいものであるが、同時に砂岩中には細かいラミナも発達し、急崖下の静水中の堆積物とみられる岩相を呈している。このような基底堆積物の分布ははなはだ局限されている。

本層の主部は厚さ300-400mに達するが、その大部分は普通輝石しそ輝石安山岩の溶岩からなり、西半部の下部では同質の凝灰角礫岩もみられる。これらの溶岩・凝灰角礫岩の岩相は、前項で述べた岩稲累層のものと同様である。形成の時期も直接の証拠はないが、岩稲累層と同様に中新世初期とみられる。しかし、あるいはより新期の鮮新世—更新世前期の火山岩であるかも知れない。

VIII. 4 新 期 岩 脈

岩稲累層と同時期とみられる安山岩・玄武岩の岩脈が利賀地溝内及びその付近に多数みだされる。この種の岩脈は、利賀地溝内ばかりでなく、飛驒変成岩類や船津花崗岩類の分布地域の中にも広く分布し、本図幅地域内では一般に西方に、第三紀層の分布地域に近づくほど多くなる傾向が著しい。新期岩脈は、百瀬谷上流などで典型的に露出し、平行して数本が進入していることもまれではない。

新期岩脈は、一般に壁岩の節理や小断層面に進入することが多く、進入後も同じ断層がうごいて粘土層が形成されていたりする。岩脈の方向は、本図幅地域の東半ではあまり規則的ではないが、西半では、東北東—西南西方向が優勢である。これは、牛首断層など比較的若い断層運動の方向とも一致し、第四紀に活動したといわれるこの跡津川方向の断層と同じ方向の断裂運動が第三紀においてもあったことを示すものとして興味ぶかい。

新期岩脈の大きさは古期岩脈と大差なく、幅0.1-2.0m、形は直線的の例が多い。

新期岩脈の岩相は多様で、角閃石安山岩、単斜輝石安山岩、斜方輝石安山岩、単斜輝石斜方輝石安山岩、かんらん石安山岩などのほかに、少数ではあるが玄武岩もある。なお、いずれの場合も変質が著しい。

また、飛驒山地には、新期岩脈で珪長質のものがまれにみだされるが、本図幅地域からはまだみだされていない。

単斜輝石角閃石安山岩 TN 74092311B 富山県東砺波郡利賀村井ノ谷

本岩は幅約50cm、暗灰色、水無層の石灰岩をつらぬく。本岩は、鏡下でみると、長さ2mmに達する単斜輝石の斑晶と、長さ0.2mm前後の角閃石の長柱状結晶及び拍子木状の斜長石の石基からなる。その他にも斑晶であったらしい変質鉱物があるが、かんらん石かどうかたしかでない。少量の鉄鉱及びリウコクシンをふくむ。

単斜輝石安山岩 TN 74092305 富山県東砺波郡利賀村上百瀬東俣谷

本岩は、径3mmをこえる斜長石を斑晶とし、石基は主に拍子木状斜長石からなり、径0.1mm前後の単斜輝石の粒状結晶及び鉄鉱をふくむ。緑泥石による変質交代が著しい。

IX. 塩屋層

宮川中流、打保対岸、塩屋付近には小面積をしめて、火山岩と礫岩を主とする特異な地層が発達し、塩屋層と名づけられている（大坪・野沢，1981）。本層は、ほぼ南北にのび、幅約0.5km、長さ約1.5kmで、打保花崗岩の分布地域にあり、宮川へ傾く西むきの斜面に分布している。

本層は、海拔およそ330mから500mまでの斜面に分布するが、上部には打保花崗岩の巨礫をふくむ礫岩が分布し、下方、宮川に近い部分には凝灰岩が分布する。海拔およそ500mの数地点で打保花崗岩との不整合面がみだされる。観察された不整合面は60-80°Eの傾斜で打保花崗岩の方が上盤側で、この不整合面に、うすい砂層や凝灰岩層をはさんだ礫岩がアバットしている。谷ぞいの地形も考慮すると、本層とそれに接する打保花崗岩の一部は地送りによって、横転しているのではないかと考えられる。

塩屋南東方では、海拔約500mの不整合面から南へはなれるほど基質も砂質から凝灰岩質に漸移し、礫も花崗岩ばかりだったのから火山岩をふくむようになる。宮川河岸では、ほぼ水平に溶結構造が発達し、溶結はみかけ上の下位ほど著しい。宮川河岸では地塊の横転はなさそうである。

礫岩の礫及び凝灰岩中の岩片は、打保花崗岩に由来するトーナル岩、花崗閃緑岩及び花崗岩が大半をしめ、アプライト、石英脈片及び火山岩質岩片をふくむが、飛驒變成岩類はきわめてまれである。花崗岩礫は、角礫または亜角礫、5-10cmのものが多いが、しばしば径10mに達する巨礫までふくまれる。

凝灰岩質基質は、不整合面をはなれると優勢となり、軽石がふえる。凝灰岩質部分にはところどころで岩片にとんだ部分があり、亜角礫の花崗岩のほか安山岩及び流紋岩質の岩片がふくまれる。

宮川河岸の低位部に分布する凝灰岩は、表層は風化して灰白色だが、下位層は新鮮で赤褐色である。本岩を鏡下でみると、デイサイトで、自形で新鮮な斜長石、石英、黒雲母及び変質しているがおそらく角閃石と思われる鉱物を斑晶とし、その他に波状消光の著しい石英、セリサイト化の著しい斜長石及びカリ長石の角ばった結晶片を捕獲結晶としてふくんでいる。石基は溶結構造の著しい vitroclastic な構造を呈する。ガラスは比較的新鮮である。石質岩片として、いくらかミロナイト化し、緑泥石化したトーナル岩、花崗閃緑岩、比較的新鮮な安山岩及びドレライトをふくむ。軽石は、平らにのばされ、ガラス化しているが、斜長石と黒雲母の斑晶が認められる。

塩屋東方の谷では、岩体の北部が観察される。ここでは、海拔500m付近の不整合面とそれにつづく花崗岩質物質にとんだ礫岩は塩屋南東方の林道で観察される南部岩体と同じであるが、みかけ上、下位にくる凝灰岩は黒雲母斑晶のめだつ赤紫色の流紋岩である。

本層は礫岩の礫がごくせまい範囲に限られる供給源、打保花崗岩、にほとんど由来していることや、凝灰岩に包有される外来岩片もまた、ほとんど打保花崗岩に由来することから考えると、局地的な原地性崖錐堆積物及びこの地域で噴出した火山岩と考えられる。

本層は、飛驒變成岩類地域内部に孤立して分布し、時代もわからず、どの堆積・火成作用に対比されるかもたしかでない。しかし、本層が宮川の流路がほぼ現在の形に下刻されて以後の堆積物であることや、岩相、ことに新鮮なガラスの様子などから、比較的若い時代のものと推定される。

X. 第四系

X. 1 河段丘堆積物

「白木峰」地域内の河岸段丘は、神通川—宮川の沿岸、とくに猪谷以北の神通峡付近で、手取層群分布地内によく発達している。神通峡付近の段丘は、上・中・下の3段に識別されるが、中位のものがもっとも連続性がよい（第4図）。片掛付近でみられる広い段丘がこれにあたる。

上位段丘は、猪谷北東方の神通川右岸、海拔280-340mの間に分布するもので、表面の開析はかなり進んでいる。堆積物は、下半部は角閃石安山岩の角礫を主とした火山岩礫よりなる礫層であり、上半部はいくつ層した暗褐色の安山岩質粗粒砂を主としている。堆積物の厚さは最大で50-60mに達する。

中位段丘は、神通峡の両岸によく連続するもので、段丘面の海拔高度は200-240mである。堆積物は主として暗褐色、塊状の安山岩質中粒—粗粒砂からなり、ときに吉野付近などでは角閃石安山岩の円礫などがまじっている。堆積物の厚さは約20mである。

下位段丘は、猪谷付近及びその北方の小糸—吉野間で狭長な分布を示すにすぎない。

神通峡沿岸の河岸段丘堆積物中の火山性物質は、いずれも高原川上流地域からもたらされたものである。

猪谷以南の宮川沿岸では、小規模な河岸段丘が2—3段に分れて断続的に分布する。その堆積物はいずれも花崗岩・片麻岩の礫からなっている。これらの段丘面と神通川沿岸の段丘面との対比は困難である。

この他、利賀川・百瀬川・大長谷川及び万波付近にも小規模な段丘が点在している。これらはいずれも各河川の支流の出口に発達するもので、崖錐的な性格のものである。



第26図 栴折峠付近からみた利賀谷の景観

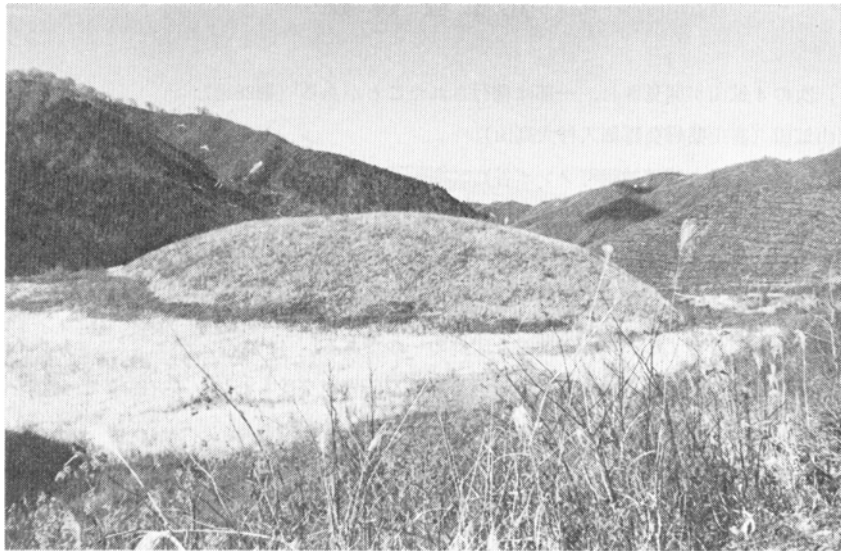
X. 2 崩 積 層

猪谷付近で見られるような山腹の緩斜地をつくって発達する淘汰のわるい大小雑多な角礫の集合した礫層を主とする。花崗岩・片麻岩及び手取層群砂岩の10-30cm大の角礫を主とする。猪谷南方では、中位段丘を構成する砂層の上に、手取層群の砂岩・頁岩の角礫よりなる崩積層がかさなっているのがみられる。

また、本地域西部の利賀村付近では、岩稲累層の火山岩類がつくる山地の中腹に、著しく風化した安山岩角礫よりなる崩積層が、緩傾斜地をつくって分布している（第26図）。

X. 3 湿 原 堆 積 物

「白木峰」地域内には各地に小規模な湿原が発達しているが、そのうち地域東南部のニコイ（池ヶ原）の湿原（第27図）については下畑（1977）の報告がある。これによると、湿原堆積物としては、上位に泥炭層（最厚4m以上）があり、その下位に（泥炭まじりの）砂礫層が発達し、地表下約3mの層準に



第27図 ニコイの湿原とその中央の円丘

は火山灰の混入が認められるという。この堆積物中には珪藻化石も含まれる。池ヶ原の堆積物は、約7,000年前（またはそれ以前）以降に形成されたものであり、この期間にこの小盆地は池と湿原の環境を繰り返したものと推定されている（下畑，1977）。

この他、白木峰—小白木峰の山頂の草原と湿原が入りまじった平坦地でも、散在する小池の周辺に泥炭層の発達が見られる。

X. 4 河床堆積物

大長谷川・百瀬川・利賀川の沿岸及び万波付近に細長くつらなつた沖積地が発達している。その堆積物は、花崗岩・片麻岩の10-20cm大の垂円礫を主とする。宮川はこの地域では深い峡谷をつくって蛇行しており、その沿岸には平地はほとんど発達しない。

XI. 資源地質⁴⁾

本図幅地域には、磁鉄鉱及び黒鉛の鉱床がそれぞれいくつか賦存する。しかし、現在稼行しているものはない。

XI. 1 磁鉄鉱

かつて、次の4鉱山が開発され、一部は稼行されたことがある（第28図）。

大高山鉱山（富山県婦負郡細入村大高山）

神通鉱山（岐阜県吉城郡神岡町ソソボ谷）

加賀沢鉱山（同県同郡宮川村西加賀沢）

菅沼鉱山（同県同郡同村菅沼）

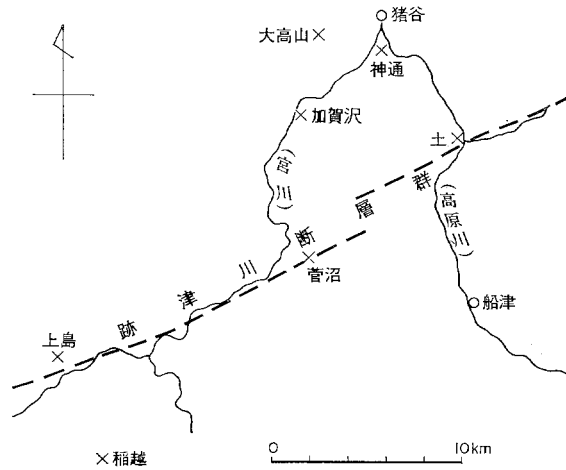
これら4山のうち、大高山・神通及び加賀沢鉱山は高山線猪谷駅南方で一帯をつくり、菅沼鉱山は跡津川断層群にそって分布する一連の磁鉄鉱々床群の一つである。

これらの諸鉱床は、いずれも飛騨変成岩類中の晶質石灰岩を交代したスカルン鉱床で、主にヘデンベルグ石及びざくろ石を脈石とし、鉱石は主に磁鉄鉱及び磁硫鉄鉱である。

鉱床は、晶質石灰岩を上盤または下盤とし、石灰岩及びそれに接する片麻岩の平行構造にほぼ平行なレンズ状で、厚さ0.5-1.0m、長さ10m以下の場合が多い。鉱石品位は、平均Fe：40-50%、中には55%に達する部分もあったという。

大高山鉱山は薄波花崗岩のなかのこされた唐堀山層の石灰岩を交代する。鉱石は磁鉄鉱を主とするものと磁硫鉄鉱を主とするものとあり、脈石はいずれもヘデンベルグ石、鉱床は、厚さ0.2-0.8mであったという。稼行状況の記録に乏しい。

4) 本項は、主に下記の文献によつた。安斎（1951, 1952）、堀田・武田（1953）、丹羽・浅野（1960）、富成・丹羽（1960）、山田（1976）及び金属鉱業事業団（1977）。



第28図 白木峰図輻地域及びその付近における磁鉄鉱鉱床（×印）の分布

神通鉱山は、杉原層中の石灰岩層を交代するもので、鉱石は磁鉄鉱、脈石はヘデンベルグ石、鉱床は、レンズ型、長径5-10m、厚さ約0.5m、いくつかの鉱体からなる。昭和26年に開発され、同28年に休山した。

加賀沢鉱山も、唐堀山層中のうすい石灰岩を交代するもので、鉱石はレンズ状鉱体の中心部で磁鉄鉱、周辺部で磁硫鉄鉱にとみ、脈石は主にヘデンベルグ石、一部でざくろ石をまじえる。鉱床は、長径10m以下の場合が多いが、厚さは2-3mに達するものもあった。本鉱山は比較的規模が大きく、明治初年から開発され、昭和30年休山するまで、数万トンの鉱石を稼行し、休山時の推定鉱量はFe46%として3,650トンという。

菅沼鉱山は、小島川層の石灰岩を交代するもので、角閃石スカルンをともなう磁硫鉄鉱・磁鉄鉱を採掘し、幅0.3m前後の連続性に乏しい小規模のもので、品位は、Fe：42%であったという。菅沼付近には、このような小規模の鉱床についての記録がいくつかあり、かなりの広域に散点していたようである。

XI. 2 黒鉛

飛驒変成岩類の堆積岩原と考えられる岩石にはかなり普遍的に黒鉛がふくまれることは飛驒変成岩類の項でのべたところである。とくにアルミナ質変成岩の中には、黒鉛に富んだ層がしばしばふくまれている。このような含黒鉛層の中には所々に濃集部があり、かつて開発稼行されたことがある（第29図）。次のような鉱山が知られている。

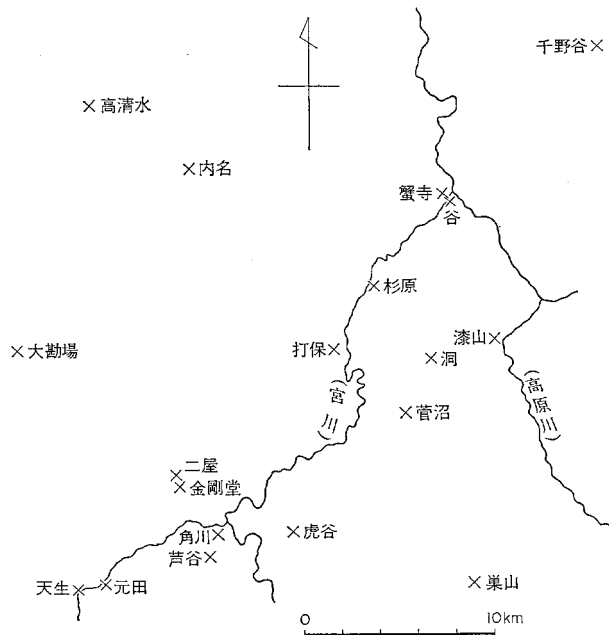
内名鉱山（富山県婦負郡八尾町大長谷、内名）

蟹寺鉱山（同県同郡細入村蟹寺）

谷鉱山（岐阜県古城郡神岡町谷）

杉原鉱山（同県同郡宮川村杉原）

勝野鉱山（同県同郡同村打保、大谷）



第29図 白木峰図幅地域及びその付近における黒鉛鉱床 (×印) の分布

直井鉱山 (岐阜県吉城郡宮川村洞)

菅沼鉱山 (同県同郡同村菅沼)

これらの黒鉛鉱床はもともと原岩が炭質物に富んでいたというより、母岩の構造運動や変成過程あるいはその後の船津花崗岩類の深成作用の影響で濃集したもので、褶曲軸部や花崗岩質細脈の周辺に富鉱部が形成されていることが多い。

鉱床は、一般にはレンズ状で、変成岩中に整合的にはさまれ、一つのレンズは普通長さ数m、幅0.5-1.0mのことが多いが、中には、長さ100mをこえるものもある。整合的なレンズの他に、母岩の破砕部では不規則な塊状になったり、花崗岩質細脈の両壁にそって濃集したり、あるいは更に若い時代の断層にそって移動し、黒鉛に異常に富んだ断層粘土帯をつくる場合もある。

黒鉛は、普通径0.5-1.0mmの鱗状で、まれに4-5mmに達することがあるし、また粘土状の部分では著しく細かく、0.1mm以下となり、土状黒鉛とよばれるようになる。飛驒変成岩類では、一般に南東側に比較的鱗状の鉱床が分布し、北西へゆくにつれて粒度がさがり、半鱗状または土状になってゆく傾向がある(野沢, 1952)。本図幅地域の諸鉱山はほとんど鱗状-半鱗状であるが、蟹寺鉱山からは一部で土状の鉱石も産出した。

黒鉛鉱石の品位は、一般に5%あるいはそれ以下の場合が多い。褶曲軸部、花崗岩質細脈の周辺部あるいは断層粘土部分などでまれに40%に達する高品位部分のふくまれることもある。一般に粒度の低い方が品位のよい傾向がある。鉱床の規模はいずれも小さく、生産実績1,000トンを超えるのは直井鉱山だけである。

上記の諸鉱山はいずれも、現在はその旧坑の所在も明確でない。記録によって簡単にのべる。

蟹寺鉱山は、唐堀山層の珪線石ざくろ石黒雲母石英斜長石片麻岩などのアルミナ質変成岩がミロナイト化した船津花崗岩類に接する付近にある。鉱床はレンズ状、黒鉛は径0.2mm前後の半鱗状で品位は一般にはよくないが、断層粘土中に富化し、品位14%前後に達した部分もある。

杉原鉱山は、杉原層の黒雲母斜長石石英片麻岩の中にあり、黒鉛は鱗状、一般には品位5%前後であるが一部では20%をこえたという。

勝野鉱山は、万波層の黒雲母角閃石斜長石石英片麻岩の中にあり、黒鉛は半鱗状、径0.5mm前後、品位8%前後であった。

直井鉱山は、二屋層が打保花崗岩に接する付近にあり、母岩は主に角閃石黒雲母斜長石石英片麻岩であった。黒鉛は鱗状で、1-3mm、品位良好で平均12%、中には40%に達する部分を多くふくんでいた。明治25年の開山以来、品位15-20%の鉱石を昭和26年までに、約38,000トン生産したという。

菅沼鉱山は、小鳥川層の黒雲母片麻岩の中にあるが、詳細は不明である。

上記のどの鉱山も、およそ昭和30年頃までにすべて休山または閉山した。

XI. 3 その他

鉄鉱床の他、上百瀬、大長谷川上流などには、金銀脈を採掘したといわれる旧坑跡がある。北陸第三紀層地域に分布するのと同じ若い鉱脈かと思われるがたしかでない。

飛驒変成岩類の中には多数の晶質石灰岩がふくまれ、小鳥川層の宮川沿岸とか、清水水層の高峰付近などで一部採掘されたことがあるという。しかし、飛驒変成岩類の項でのべたように、これら変成岩中の石灰岩はいずれも珪質の岩石をはさみ、石灰石ばかりの純粋な発達に乏しいので、交通の便のよいところでも稼行の対象になりにくい。なお、良質のドロマイトもふくまれるが、ごく局部的で少量である。

XII. 災 害 地 質

本図幅地域内で災害を生ずるおそれのあるものは2つあり、一つは、跡津川断層系の活断層であり、他の一つは、利賀村第三紀層地域の地すべりである。

跡津川断層系の活断層とは、跡津川断層群、牛首断層及びその北方のいくつかの断層群のことである。跡津川断層群は、かつて、安政5年（1857年）飛驒大地震の際には著しい災害をもたらした。本図幅地域は、比較的人家が少ないため、記録に乏しいが、それでも、この地震で、跡津川断層が宮川と交わる付近にある丸山の部落は著しい被害をうけ、人家は埋まり、住民牛馬“横死せるもの其数を知らざりし”といい、宮川が崩壊岩石でくいとめられ洲をつくったという（武者、1951）。また、牛首断層ぞいでは、同じく宮川をきる地点にあった小豆沢の部落には、“関屋”もあったというが、同じくこの地震で部落ともどものこらず“欠崩し”、“関屋”は杉原に移されたという（武者、同上）。

跡津川断層群は、現在も活動をつづけており、丸山、三川原、菅沼、ニコイなどで、現在の段丘を切っていたり、河谷の屈曲をつくったりしている（松田、1966；野沢、1978）。牛首断層についても同様



第30図 地すべり警告 すべり動いている方向が矢印で示してある。第26図の左手前の雪の畑と杉の植林帯、及びその向うの段々畑と千枚田がこれにあたる（利賀村大豆谷）

な性質の変位が推定されている。本図幅地域の大半は古期岩石が基盤を形成し、地震も比較的少ないが、これらの活断層群については、常時観測と予防措置がのぞまれるところである。

地すべりについては、利賀地溝の特に利賀川ぞいの第三紀層地帯で著しい（第30図）。利賀村北豆谷—大豆谷付近は、岩稲累層の安山岩質溶岩及び凝灰角礫岩は降雨によって粘土化し、30度をこえる急斜面で、地すべりをおこしやすく、現在は数10段の千枚田が形成されている（第26図）。

また、庄川花崗岩も利賀川ぞいで、各所で大規模な山崩れを発生させている。例えば、豆谷ダム付近の山崩れは、幅100m余り、高さ約200mにわたっている。その他にもこの利賀川の急峻な斜面では、各地で大小の山崩れが発生している。

現在のところでは、これらの地すべり・山崩れ地域は利賀川の傾斜の大きい沿岸にかざられている。常時観測がのぞましい。

文 献

1. 地質調査所発行地質図幅及び地域地質研究報告については、本文中に頻出するので、その度に著者や発行年を記載することを省略し、ここに一括しておく。

野沢 保・坂本 亨(1960) 5万分の1地質図幅「五百石」及び同説明書, 68+10 p.

河合正虎・野沢 保(1958) 同上「東茂住」, 76+10 p.

磯見 博・野沢 保(1957) 同上「船津」43+8 p.

- 坂本 亨・野沢 保(1960) 5万分の1地質図幅「八尾」. 及び同説明書. 69+8p.
- 野沢 保・河田清雄・河合正虎(1975) 地域地質研究報告「飛騨古川地域の地質」. 79+9p.
- 水野篤行・野沢 保(1964) 5万分の1地質図幅「城端」及び同説明書. 32+5p.
- 須藤定久・野沢 保 地域地質研究報告「下梨地域の地質」(出版準備中).

2. 一般

- ASAMI, M. and ADACHI, M. (1976) Staurolite-bearing cordierite-sillimanite gneiss from the Toga area in the Hida metamorphic terrane, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 82, p. 259-271.
- 浅見正雄(1979) 飛騨帯荒島岳・利賀・和田川地域の泥質変成岩. 加納博教授記念論文集“日本列島の基盤”加納博教授記念号刊行委員会, p. 41-49.
- 安斉俊男(1951) 岐阜県富山県下黒鉛鉱山の鉱床調査報告. 地調月報, vol. 2, p. 96-101.
- 安斉俊男(1952) 富山県高清水鉱山黒鉛鉱床調査報告. 地調月報, vol. 3, p. 635-638.
- AOKI, H. (1964) Regional metamorphism and granitization in the Ioridani district, north-western Hida metamorphic region, I and II. *Earth Science*, (I) no. 74, p. 1-12, (II) no. 75, p. 16-28.
- HIROI, Y., FUJI, N. and OKIMURA, Y. (1978) New fossil discovery from the Hida metamorphic rocks in the Unazuki area, Central Japan. *Proc. Japan. Acad.*, vol. 54, Ser. B, no. 6, p. 268-271.
- 広井美邦(1978) 飛騨変成帯宇奈月地域の地質. 地質雑, vol. 84, p. 521-530.
- (1978) 飛騨帯の細分とその構造論的意義. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨, 334p.
- 堀田教史・武田達也(1953) 岐阜県吉城郡神岡町坂上村, 河合村跡津断層沿線地域鉱産資源調査報告. 地下資源調査報告, 第3輯, 岐阜県, p. 31-36.
- 今村外治(1933) 富山県下神通川流域の中生層に就いて(予報). 地質雑, vol. 40, p. 404-407.
- (1937) 神通川流域の地質について. 富山県博物同好会誌, 3号, p. 1-11.
- 稲月恒夫(1977) 飛騨変成帯西部・利賀村付近の含コランダム岩. 日本地質学会第84年学術大会講演要旨, p. 47.
- (1979) 富山県東砺波郡利賀村高沼地域の含コランダム岩. 加納博教授記念論文集“日本列島の基盤”, 加納博教授記念号刊行委員会, p. 35-39.
- (1980) 飛騨変成帯, 百瀬一水無地域の石灰珪長質岩の変成作用. 地質雑, vol. 86, p. 727-740.
- INAZUKI, T. (1981) Two kinds of garnet amphibolite in the Momose-Mizunashi district, Hida Metamorphic Belt, central Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ*, Ser. IV, vol. 20, no. 1, p. 21-33.
- ISHIZAKA, K. and YAMAGUCHI, M. (1969) U-Th-Pb ages of sphene and zircon from the Hida metamorphic terrain, Japan. *Earth Planet. Sci. Letters*, vol. 6, p. 175-185.

- 加納 隆(1974) 飛驒変成帯の深成岩類. 富山県地学地理学研究論集, 第6集, p. 155-186.
- (1975) 飛驒変成帯東部における船津期重複変形と重複変成作用について. 地質雑, vol. 81, p. 595-609.
- (1980) 富山県西半部の飛驒変成帯の地質について. 地質雑, vol. 86, p. 687-704.
- 春日井昭・山田敬一・青木 斌(1956) 北部飛驒変成帯の深成岩類. 地質雑, vol. 62, p. 250-260.
- 春日井昭(1960) 北部・中部飛驒変成帯の片麻岩域の塩基性岩類. 地質雑, vol. 66, p. 322-333.
- 金属鉱業事業団(1977) 飛驒地域地質調査報告書. 通商産業省資源エネルギー庁, 104p.
- 小林英夫(1953) 岐阜県吉城郡坂上地域にみられる塩基性岩類と星雲状片麻岩, 飛驒変成帯の研究(2). 北海道地質要報, no. 22, p. 49-57.
- KOBAYASHI, H. (1954) On the cummingtonite plagioclase rocks of the Koshimizu district, Toyama Prefecture Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. IV. vol. 8, p. 407-418.
- 小林英夫・成田英吉・山田敬一・鈴木 守・平井喜郎・春日井昭・青木 斌・長谷川潔(1956) 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. 地質雑, vol. 62, p. 71-81.
- 近藤信興(1942) 飛驒地方の火成岩と片麻岩類との関係に就て. 地学雑, vol. 54, p. 1-10.
- 前田四郎(1958) 富山県数地の手取層群. 藤本治義教授還歴記念論文集, p. 125-135.
- ・長崎慎太郎(1966) 楡原衝上について. 千葉大文理紀要, vol. 4, p. 641-646.
- 松田時彦(1966) 跡津川断層の横ずれ変位. 震研彙報, no. 44, p. 1179-1212.
- 武者金吉(1951) 日本地震史科. 毎日新聞社, 東京, 757p.
- 中井順二・氏家 明(1959) 岐阜県飛驒地域自動車放射能探査報告. 地調月報, vol. 10, p. 45-50.
- 丹羽 鼎・浅野久男(1960) 加賀沢・大高山地区. 未利用鉄資源, 通商産業省, 第8輯, p. 199-204.
- 野沢 保(1952) 飛驒の黒鉛鉱床の形成について. 地調月報, vol. 3, p. 305-311.
- (1957) 飛驒船津花崗閃緑岩とその中の岩脈との関係. 地質雑, vol. 63, p. 601-608.
- (1968) 飛驒変成帯の同位元素年齢, 1968年における総括 地質雑, vol. 74, p. 447-450.
- (1978) 跡津川断層, 最近の話題から. 地質ニュース, no. 283, p. 28-36.
- (1979) 船津花崗岩類の今日におけるいくつかの問題. 加納博教授記念論文集“日本列島の基盤”, 加納博教授記念号刊行委員会, p. 101-117.
- 野沢 保・浅見正雄・伊藤正裕・広井美邦・星野光雄・稲月恒夫・金山憲勇・加納 博・相馬恒雄・村上允英(1979) 本郷付近における船津花崗岩類の接触現象. 地質学論集, no. 17, p. 121-148.
- 大坪友英・野沢 保(1981) 塩屋層——飛驒帯北部の特異な礫岩・火山岩層——. 地調月報, vol. 32. (投稿中)
- 大石三郎(1933) 手取統, 特にその化石帯について. 地質雑, vol. 40, p. 481-482.
- 坂本 亨(1966) 富山積成盆地南半部の新生界とその構造発達史. 地調報告, no. 213, 27p.
- 佐藤信次・青木 斌・白波瀬輝夫(1967) 飛驒変成帯の先ジュラ紀花崗岩類. 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 72-80.
- SHIBATA, K., NOZAWA, T. and WANLESS, R. K. (1970) Rb-Sr geochronology of the Hida Metamorphic Belt, Japan. *Canadian Jour. Earth Sci.*, vol. 7, p. 1383-1401.

- 柴田 賢・野沢 保(1978) 飛驒変成帯の角閃石のK-Ar年代. 岩鉱, vol. 73, p. 137-141.
- SHIBATA, K. and NOZAWA, T. (1981) Evidence for the latest Precambrian age on the Hida Metamorphic Rocks from Kagasawa, Hida Mountains. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 87, (in press)
- 下畑五夫(1977) 池ヶ原湿原の研究(その1). 岐阜県地学教育, vol. 13, p. 10-17.
- 相馬恒雄(1976) 飛驒変成岩類の構造. 島弧基盤, no. 3, p. 21-23.
- ・広田伸治(1972) 富山県西南部百瀬川上流の飛驒変成帯の岩石と構造. 富山大学教育学部紀要, 第20号B, p. 27-35.
- 須藤定久(1979) 富山県太美山山地の地質. 地質学論集, no. 17, p. 187-194.
- 鈴木 守(1956) 富山県西南部水無付近における地質構造単位と変成岩類との関係について(第1報). 地質雑, vol. 62, p. 8-19.
- (1959) 飛驒変成帯西部, 水無地域に見られる結晶質石灰岩の交代変成作用. 地質雑, vol. 65, p. 185-195.
- SUZUKI, M. (1977) Polymetamorphism in the Hida Metamorphic Belt, Central Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, vol. 7, p. 217-295.
- 富成武雄・丹羽 鼎(1960) 神通地区. 未利用鉄資源, 通商産業省, 第8輯, p. 205-211.
- 津田禾粒(1955) 八尾層群の堆積環境について. 地質雑, vol. 61, p. 532-542.
- 植田良夫・青木謙一郎(1970) 富山県南西部に分布する月長石流紋岩の K-Ar 年代. 岩鉱, vol. 63, p. 28-29.
- 山田正春(1976) 飛驒黒鉛鉱床の成因について. 竹内常彦教授退官記念論文集, p. 245-266.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kanazawa (10) No. 35

GEOLOGY

OF THE

SHIROKIMINE DISTRICT

By

Tamotsu NOZAWA, Toru SAKAMOTO
Takashi KANO and Tsuneo INAZUKI

(Written in 1980)

(Abstract)

GEOLOGY

GENERAL REMARKS

The mapped district is situated in the northern part of the Hida Mountains, central Japan. Geologically, it lies in the Hida Belt which is the northernmost belt of the zonal arrangement of basement rocks in the Inner Side of Southwest Japan. The Hida Belt exposed in this district is mostly made up of the Hida Metamorphic Rocks and the Funatsu Granitic Rocks (Table 1). Overlying these basement rocks, the Tetori Group of Late Jurassic to Early Cretaceous age is exposed narrowly in the northern part, Neogene sediments and volcanic rocks of the Tori Conglomerate, the Usunaka Rhyolite and the Hokuriku Super-group occupy largely the northern part of the district and a part of them makes a remarkable graben structure. Pleistocene and Holocene deposits are exposed

Table 1

Age	Stratigraphy	Remarks
Quaternary	River deposits Moor deposits	
Pleistocene	Talus deposits River terrace deposits	
?	Shioya Formation	Upheaval of Hida Mountains
Neogene — Pliocene	Hokuriku Group (Himi Formation Otogawa Formation Yatsuo Formation) Iwaine Formation Naratoge Formation Nirehara Formation	Marine transgression Andesitic volcanism Subsidence
	Tori Conglomerate and Usunaka Rhyolite	Rhyolitic volcanism
Jurassic — Cretaceous	Tetori Group (Nagatogawa Formation Kiritani Formation)	Denudation Marine transgression
Triassic — Jurassic	Funatsu Granitic Rocks Hida Metamorphic Rocks (2)	Denudation Synplutonic dike Polymetamorphism
Paleozoic		
Precambrian	Hida Metamorphic Rocks (1)	Metamorphism

in some small areas mainly on riversides and some elevated flat plains high up in mountains.

Geotectonically, one of the characteristic features is large-scale displacement along younger faults, probably in recent times, whose trend is predominantly in ENE-WSW in the southeastern half and in NNE-SSW in the northwestern half.

HIDA METAMORPHIC ROCKS

Main part of the central and largest mass of the Hida Metamorphic Rocks,

called Miyagawa Mass, is exposed in this district.

Distribution and structure

Distribution of the Hida Metamorphic Rocks makes an arc-shape convex southeastwards. Their structural trend is roughly parallel to this arc, partly disturbed by tectonic movements of far younger ages (Fig. 7).

In terms of structure, the Miyagawa Mass comprises two parts, strongly folded peripheral zone and main mass. The peripheral zone is developed to the east of the Sombo Anticline and to the south of the Atotsugawa Faults. On the other hand, the main mass extends to the northwest of the peripheral zone. The main mass of which structure is gentler than the peripheral zone has also repeated folds, more opened, with axes in a N-S direction. The southern part of the main mass has folds with half-wave-length of 5-8km and dipping less than 45 degree. The northern part, however, has again a little steep structure dipping usually more than 60 degrees. In northwestern corner of the district, Koshimizu area, an isolated mass of the Hida Metamorphic Rocks is exposed and has a nearly closed anticline structure, called Koshimizu Anticline, with steep dipping.

Rock facies

The Hida Metamorphic Rocks comprise various kinds of rocks among which quartzo-feldspathic gneisses are most predominant. The rock kind exposed in this district is divided into three metamorphic rock groups and one minor granite which occurs always in close relation with the Hida Metamorphic Rocks. They are;

- Aluminous metamorphic rocks
- Mafic Metamorphic rocks
- Calcic metamorphic rocks
- Amo Granite

Characteristic mineral assemblages of each division are;

a. Aluminous metamorphic rocks

- Garnet-biotite-plagioclase-quartz \pm microcline
- Biotite-garnet-sillimanite-cordierite-staurolite-quartz-plagioclase
- Biotite-sillimanite-cordierite-staurolite- (rarely-andalusite) -quartz-plagioclase
- Corundum-graphite-muscovite-plagioclase \pm microcline

b. Mafic metamorphic rocks

- Hornblende-plagioclase-quartz
- Biotite-hornblende-plagioclase-quartz
- Garnet-hornblende \pm biotite-plagioclase \pm quartz
- Clinopyroxene-hornblende-plagioclase

c. Calcic metamorphic rocks

- Clinopyroxene-plagioclase-quartz \pm microcline
- Biotite-clinopyroxene-plagioclase-quartz \pm microcline

Hornblende-clinopyroxene-plagioclase-quartz

Calcite

Dolomite

Skarn: (clinopyroxene, wollastonite, forsterite, chondrolite, scapolite,
vesuvianite, garnet, phlogopite and epidote)

d. Amo Granite

Microcline-plagioclase-quartz (+ some mafic minerals)

One of the characteristic features of the Hida Metamorphic Rocks is instability of the rock facies, such as frequent changes in composition and texture. The original rocks might have been a series of extremely immatured, ill-sorted sedimentary rocks with a subordinate amount of volcanic rocks.

Metamorphism

The Hida Metamorphic Rocks are considered to have suffered from polymetamorphism. Diagnosis of each metamorphic event, however, is not yet established satisfactorily.

The mineral assemblage of the aluminous metamorphic rocks seems to indicate amphibolite facies in most of the Hida Belt, probably of low-pressure facies series of andalusite-sillimanite type. The Koshimizu Formation, the northernmost formation in the district, carries an assemblage of intermediate group of low-pressure type, staurolite-cordierite-sillimanite. Apart from the prevailing low-pressure type assemblage, to the south of this district, in the Hida-Furukawa district, assemblages of clino- and ortho-pyroxenes-hornblende-garnet-potassium feldspar, and corundum-potassium feldspar are found. These assemblages suggest an existence of higher pressure type metamorphism than the presently prevailing low-pressure type metamorphism and are probably of granulite facies. In addition to these granulitic assemblages, assemblages of eclogite facies are reported from the Momose-Mizunashi area in this district and also from the Hida-Furukawa district.

Incidentally, in the Unazuki area, far northeast of this district, the northeastern end of the Hida Belt, there is found an assemblage of medium-pressure type, kyanite-andalusite-staurolite-almandine. Its original rock is of Carboniferous age as verified by fossil.

Isotopic age determination on the Hida Metamorphic Rocks usually gives ages around 180 Ma but some U-Pb ages and Sr whole rock isochron give ages of Precambrian. So, Precambrian metamorphism of high-pressure type is assumed to have taken place prior to the Triassic-Jurassic metamorphism of low-pressure type.

Stratigraphically, there are few evidences to determine the age of the original rocks and the metamorphism of the Hida Metamorphic Rocks. No direct contact with the Paleozoic formation is found. The oldest strata which covers the metamorphic rocks unconformably is the Tetori Group of Late Jurassic-Early Cretaceous.

GRANITIC ROCKS

Amo Granite

Amo Granite is a peculiar kind of minor granite in the Hida Metamorphic Rocks. It is always small in size and makes lense or sheet parallel to the foliation of the metamorphic rocks, or veinlet of irregular outline cutting the foliation of the metamorphic rocks. In both cases, it is usually less than 1m wide and 10m long.

The Amo Granite is coarse-grained, light-colored and often has a pale bluish-grey or purple tint. Under the microscope, it is felsic, composed mainly of microcline, plagioclase and quartz. Minor mineral components are muscovite, biotite, garnet, iron ore, etc. The volume ratio and the kind of mineral components are apparently influenced by the composition of the surrounding metamorphic rocks. It is assumed that the Amo Granite has a close relation to the Hida Metamorphism and might have generated nearly coevally with the metamorphism. A group of them has a Sr whole rock isochron age of nearly 700 Ma.

Diorite and gabbro

In the Hida Belt, minor masses of diorite and gabbro are sporadically exposed. In the metamorphic rocks of mafic composition, there are sometimes found sheet- or lense-shaped dioritic or gabbroic rocks measuring several meters wide, entirely free from foliation. They are considered to have intruded after the release of stress in the main stage of the Hida metamorphism.

A large mass of mafic plutonic rocks is enclosed in the Shokawa Granite, which belongs to the Funatsu Granitic Rocks and is called Omaki Diorite. A small part of the Omaki Diorite is exposed in the northwestern corner of this district. It is petrographically heterogeneous, from gabbro to tonalite, and is mostly diorite and quartz diorite. In parts it has weak foliation, and in some other parts is mylonitized. Its age of emplacement is not known but is likely to be prior to the emplacement of main part of the Shokawa Granite. Probably it is an early consolidated facies of the Funatsu Granitic Rocks.

Mizunashi Granite

Near the southwestern corner of the district, there is exposed a small granitic mass called Mizunashi Granite. It looks similar to some facies of the Funatsu Granitic Rocks but is far more heterogeneous and carries abundant inclusions of metamorphic rocks. Its Sr isotopic abundance is quite different from the common facies of the Funatsu Granitic Rocks. For instance, its Sr initial ratio is fairly high, more than 0.710, while the common facies of the Funatsu Granitic Rocks have the same ratio around 0.705-0.706. It is supposed to have been metasomatically emplaced in the Hida Metamorphic Rocks or to have been strongly contaminated with the Metamorphic Rocks.

Funatsu Granitic Rocks

“The Funatsu Granitic Rocks” is a collective name given to granitic rocks which are emplaced in the Hida Belt probably in Triassic-Jurassic age. They cover large area in the Hida Belt as well as in the mapped district. They are exposed as several isolated masses, and called Shokawa, Usunami, Utsubo, Moriyasu and Funatsu Granites, respectively.

The main facies of the Funatsu Granitic Rocks is generally divided into two types as follows;

{ Shimonomoto type——quartz diorite, tonalite and hornblende granodiorite
{ Funatsu type——biotite granodiorite and granite

The Shimonomoto type rocks tend to locate in the peripheral zone of a granitic mass and the Funatsu type rocks make the inner core. This zonal character is typically observed in the mass of the Utsubo Granite: the outer zone is hornblende tonalite; the intermediate zone is biotite-hornblende granodiorite; the core portion is biotite granite, fine-grained and light-colored. The Utsubo Granite, thus, is a zoned pluton.

The Funatsu Granitic Rocks have few evidences for their geologic age. They are covered by the Tetori Group of Jurassic-Cretaceous age and are intruded into the Hida Metamorphic Rocks and also into the Carboniferous formation. Their isotopic ages are concentrated to around 180 Ma regardless to the determination method employed.

They were formed through three types of emplacement, that is, magmatic intrusion, metasomatic emplacement and “mylonitic intrusion.” Usually they gave little contact effect to the surrounding Hida Metamorphic Rocks but occasionally they gave effect fairly of high grade. The reason of the variation in contact behavior is not known yet satisfactorily.

Particularly the rocks of the Funatsu type suffered easily from alteration, and thus, their mineralogical and chemical investigations became difficult. Some features, however, are recognizable, such as the predominance of Na_2O over K_2O in almost all the granodiorites and in some granites.

In some parts, they contain inclusions derived from the Hida Metamorphic Rocks abundantly. The inclusions often retain original sedimentary structure which provides a strong support to the metasomatic emplacement of some of the Funatsu Granitic Rocks. In addition, dioritic inclusions of various size are also found ubiquitously in the Funatsu Granitic Rocks.

Fairly large part of the Funatsu type suffered easily from mylonitization. The mylonitization is especially conspicuous near the border in contact with the Hida Metamorphic Rocks.

OLDER DIKES

In the Hida Metamorphic Rocks as well as in the Funatsu Granitic Rocks, there are intruded many dikes. Some dikes are of Tertiary age and the others

are older. The older dikes are metamorphosed in various degree. Nature of metamorphism is usually of greenschist facies or lower grade and rarely goes up to the amphibolite facies.

They are often intruded by ramifying granitic veinlets from the wall and have intersecting joints common to the wall.

They are petrographically divided into two groups. One is of mafic to intermediate composition and another is of felsic. The felsic ones occur rarely and are mostly rhyolitic. The mafic ones are andesite and basalt of various composition. After the metamorphism, actinolite, prehnite, epidote, chlorite, albite, etc. were usually recrystallized.

These older dikes are considered to be synplutonic dikes associated with the Funatsu Granitic Rocks.

TETORI GROUP

The lower part of the Tetori Group exposed in this district is called Kiridani Formation and consists mainly of sandstone. It is intercalated with conglomerate in the lower half and with black shale in the upper half. The Molluscan fossils in this formation are as follows;

Dichotomosphinctes kiritaniensis SATO

Nipponitrigonia sagawai (YEHARA)

Nipponitrigonia sp.

Myophorella sp.

Gupiteria (?) sp.

Nucula sp.

Nuculana sp.

Astarte sp.

Pholadomya (?) sp.

Plicatula sp.

Mytilus (?) sp.

Comptonectes (?) sp.

The upper part of the Tetori Group is called Nagatogawa Formation and consists of conglomerate in the lower half, about 250m thick, and alternation of sandstone and shale in the upper half, about 300m thick. The plant fossils in this formation are as follows;

Cladophlebis browniana (DKR.)

Onychiopsis elongata (GEYL.)

Podozamites lanceolatus (L. & H.)

The Kiridani Formation is considered to be of late Jurassic Kimmeridgian Age, and the Nagatogawa Formation is of latest Jurassic or early Cretaceous.

FELSITE

Rarely felsite dikes are exposed in the area of the Hida Metamorphic Rocks and the Funatsu Granitic Rocks. Their age of intrusion is not known but they have a possibility to be correlated to the felsic dikes associated with the Nohi Rhyolite of Late Cretaceous to early Paleogene.

TERTIARY

Tori Conglomerate and Usunaka Rhyolite

The Tori Conglomerate Member is composed of arkose and conglomerate including orthoquartzite gravels. The Usunaka Rhyolite Member overlies conformably the Tori Conglomerate and is made up of welded tuff of rhyolite whose K-Ar age is 25-24 Ma, latest Oligocene or earliest Miocene. The distribution of both members is restricted to the Toga Graben.

Hokuriku Group

In the mapped district, the upper part of the Hokuriku Group is not found and only the lower part is exposed. The lower part of this Group is divided into two formations, Nirehara and Iwaine Formations. The Nirehara Formation consists of conglomerate and sandstone, about 100m thick, and overlies unconformably the Hida Metamorphic Rocks and the Funatsu Granitic Rocks. The Iwaine Formation consists mainly of andesitic lava and tuff breccia. The Iwaine Formation is more than 700m thick in the western part.

The Nirehara and Iwaine Formations are possibly of early Miocene.

Naratoge Formation

A volcanic formation is exposed in the southern part of the mapped district and overlies the Hida Metamorphic Rocks and the Funatsu Granitic Rocks unconformably. It consists of augite-hyperthene andesite lava and tuff breccia. It is considered to be correlated with the Iwaine Formation.

SHIOYA FORMATION

In Shioya area, near Utsubo, there is exposed a small formation called Shioya Formation. It consists of conglomerate in the lower part and volcanic rocks in the upper part. The conglomerate contains ill-sorted, angular, large blocks of granite, often up to 10m across, embedded in a sandy matrix which gradually changes upward to tuffaceous matrix. The tuffaceous rocks are partly andesite and partly dacite often beautifully welded. The relatively lower part of the tuffaceous rocks is partly rhyolitic.

The Shioya Formation covers unconformably the Utsubo Granite. The pebbles of the conglomerate and lithic fragments of the volcanic rocks can be

referred limitedly to the materials derived from the Utsubo Granite and volcanic rocks of probably comagmatic origin. Therefore, the vent of the volcanic effusion and also the source of the pebbles of the conglomerate are assumed to be not so far from the present distribution.

QUATERNARY

Numerous small terraces are found along the Miya-gawa and other rivers. They are usually made up of gravel beds. Exceptionally, several terraces to the north of Inotani are made up of andesitic materials.

Fluvial deposits are found in narrow areas along the rivers of Toga-gawa, Momose-gawa and Onagatani-gawa respectively. They are made up mainly of gravel beds.

RESOURCES

A few metal and non-metal mines were once worked in the mapped district but now all are closed.

Magnetite

Four mines, Odaka, Jinzu, Kagasawa and Suganuma were once known. Among them Odaka, Jinzu and Kagasawa mines are distributed closely in the Inotani area. The Suganuma mine is one of magnetite mines which are distributed along the Atotsugawa Faults. Type of mineralization of all of them are metasomatic deposits replacing crystalline limestones in the Hida Metamorphic Rocks. Their ore minerals are mainly magnetite and pyrrhotite. Their gangue minerals are mostly hedenbergite and garnet.

Graphite

Graphite flakes are widely included in the Hida Metamorphic Rocks derived from sedimentary rocks. Especially in aluminous metamorphic rocks, graphite-enriched beds are often found. In such graphite-enriched beds, graphite easily concentrates to form graphite deposit.

Once there were a number of graphite mines in the mapped district. They were Uchinomyo, Kanidera, Tani, Sugihara, Katsuno, Naoi and Suganuma mines.

Graphite in these mines is scaly and makes usually thin lenses intercalated with the metamorphic rocks conformably. Sometimes it makes irregular shaped deposits probably by deformational movements to give secondary enrichment. Granitic veinlets are often developed in and near graphite deposits, probably helping the concentration of graphite.

GEOLOGIC HAZARD

Two kinds of geologic hazard are known to have brought big disasters repeatedly, in the mapped district.

One is active tectonic movement related to the Atotsugawa Faults. Several hundreds of people were killed by the 1857 year's earthquake in the northern Hida Mountains, especially in areas along the Atotsugawa Faults.

The second is landslide in the Tertiary volcanic rock region, especially in the topographically steep region in the Toga Graben. Here, relatively low land of Tertiary age and also a part of the granite area nearby have a tendency to provoke landslide easily. Large land mass of several tens of acres had moved sliding and is yet moving, although at a slow rate.

※文献引用例

野沢 保・坂本 亨・加納 隆・稲月恒夫(1981) 白木峰地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 85p.

NOZAWA, T., SAKAMOTO, T., KANO, T. and INAZUKI, T. (1981) *Geology of the Shirokimine District*. Quadrangle Series, Scale 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 85p. (in Japanese with English abstract, 10p.)

昭和 56 年 3 月 16 日 印刷

昭和 56 年 3 月 20 日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 和田 信一

印刷所 住友出版印刷株式会社

東京都千代田区神田神保町3-2

© 1981 Geological Survey of Japan