

550.85(084.32)(521.41) [1:50,000] (083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

船 津

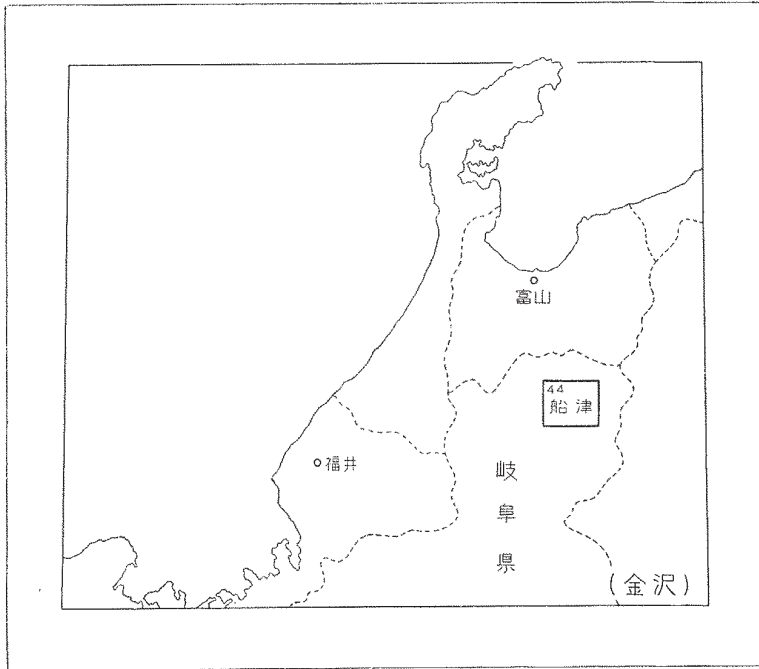
(金沢一第 44 号)

通商産業技官 磯 見 博
通商産業技官 野 沢 保

地質調査所

昭和 32 年

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 飛驒変成岩類	2
II. 1. 1 角閃石花崗閃緑岩質片麻岩	4
II. 1. 2 角閃岩およびそれに伴なう閃緑岩質片麻岩	4
II. 1. 3 黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩	5
II. 1. 4 結晶質石灰岩およびそれに伴なう透輝石閃緑岩質片麻岩	6
II. 2 古 生 層	7
II. 2. 1 北部帯の古生層	7
II. 2. 2 中部帯の古生層	10
II. 2. 3 南部帯の古生層	15
II. 2. 4 上広瀬層	19
II. 3 橄欖石斑 粘 岩	20
II. 4 船津花崗閃緑岩	21
II. 4. 1 岩石の記載	21
II. 4. 2 接触作用	27
II. 4. 3 深成作用	28
II. 5 煌斑岩質岩石	28
II. 6 蛇 紋 岩	30
II. 7 中生層—手取統	30
II. 7. 1 西部地域	31
II. 7. 2 中部地域	31
II. 7. 3 東部地域	31
II. 8 荒 原 層	31
II. 9 石英閃緑岩	32
II. 10 大雨見山火山岩類	33

II 10. 1 熔 岩	33
II 10. 2 凝 灰 岩	35
II 10. 3 岩 脉	36
II 10. 4 火成作用	36
II 11 高原火山岩類	37
II 11. 1 熔結凝灰岩	37
II 11. 2 火山礫凝灰石	39
II 11. 3 火成作用	39
II 12 古期礫層	40
II 13 乗鞍火山岩	40
II 14 新期礫層および沖積層	41
III 応用地質	42
III 1 金属鉱床	42
III 2 非金属鉱床	42
文 献	43
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅

説 明 書

(昭和 31 年稿)

船 津

(金沢一第 44 号)

本図幅の野外調査は昭和 28 年度に実施された。図幅地域のうち、北部は主として野沢が、南部は主として磯見がそれぞれ調査した。

当地域および周辺の地質は、近年、多くの人によって調べられている。これらの人々から、直接または間接に、多くの教示を受けることができた。

I. 地 形

本図幅に含まれる地域は、いわゆる飛驒高原の一部であって、高度 900 ~ 1,400m の山地が大部分を占めている。東端の山地は最も高く、標高 1,700m 内外に達し、図幅地域東方の日本アルプスに続く。

図幅地域西部の大雨見山を中心として分布する第三紀の火山岩類は、標高 1,300m 内外の、かなり削剝された山地を構成する。第四紀の火山岩類は図幅地域の東半部に広く分布し、東部では 1,400 ~ 1,500m の高い台地を形成し、中央部では 800 ~ 900m の比較的低い丘陵を形成する。第四紀の火山岩類の台地はあまり削剝されていない。

図幅地域北部を流れる高原川には段丘が発達している。すなわち、高原川中流部の本郷や石神附近には標高 580 ~ 600m 内外の高い段丘が発達し、下流部の船津附近には 450m 内外の低い段丘が発達している。そのほか、高位の段丘に沿って 520m 内外の、中位の段丘が非常に小規模ではあるが分布している。このように、高原川流域には高さの著しく異なった段丘が発達しているが、それらはいずれも第四紀の火山岩

類の一員である火山礫凝灰岩からなっている。このことは注目に値する。

図幅地域南部を流れる小八賀川の段丘でも同様な事実が認められる。すなわち、上流部の標高 1,000～1,100m の小台地はあまり平坦ではないが、中流部の板殿附近に平坦な段丘が発達している。これらの段丘も主として第四紀の火山礫凝灰岩からなっている。特に興味あることは、殿垣内の段丘において、西部すなわち下流部では普通の河成の段丘礫層が優勢であるのに、東部すなわち上流部では火山礫凝灰岩が圧倒的に優勢であって、両者が漸移することである。

要するに、高原川や小八賀川の段丘の一部は、既存の段丘を第四紀火山岩類が覆ったものであろうが、大部分は第四紀火山岩類の噴出と同時に、または噴出と密接な関連をもって形成されたものであろう。

宮川流域はこの地域外の南西に隣接する高山市周辺の盆地に連なるものであるが、そこでは標高 540m 前後の低い段丘が広く発達している。この低位の段丘には火山性の堆積物が顕著でないで、低位段丘は第四紀火山岩類の活動以後に生じた段丘であろう。

II. 地 質

本図幅地域の中部は、北方の飛驒変成岩地帯と、南方の古生層地帯との境界部に当る。この境界部に沿って船津花崗閃緑岩が形成されている。このほかに中生層が小区域を占め、新生代の火山岩類が基盤岩類を広く覆って分布している。

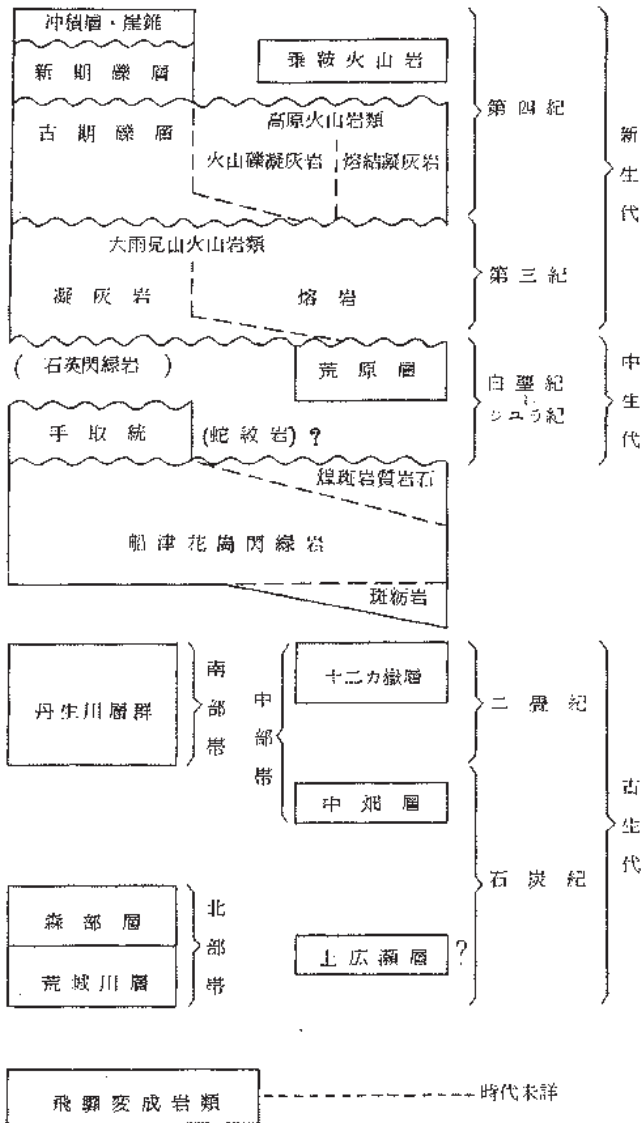
これらの各岩石のおもな性質と相互関係とは第 1 表のように要約される。

II. 1 飛驒変成岩類

本岩類は、この地域の北西部、神岡町南西部に小規模に露出し、さらに本図幅地域の北西方へ広く続くものである。本岩類は神岡町西方では ENE、さらに南西方の巢山附近では N-S 方向の境界をもって、船津花崗閃緑岩と接している。

本岩類の構造は船津花崗閃緑岩との境界線にほぼ平行し、神岡町西方では ENE で

第1表 地質区分表



あり巢山附近ではNSと変り、その南端ではふた>びENEの一般走向をもっている。

本岩類の岩相はおもに角閃石花崗閃緑岩質片麻岩で、少量の角閃岩およびそれに伴なう閃緑岩質片麻岩・黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩・結晶質石灰岩およびそれに伴なう透輝石閃緑岩質片麻岩などを挟んでいる。これらの挟まれていたる岩石は、多くは大小のレンズ状の形をとり、周囲の片麻岩の構造と平行した形態と片理とを示している。

巢山附近では、や>岩相が異なり、黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩を主とし、角閃石花崗閃緑岩質片麻岩を伴なうほかに、黒鉛黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩・結晶質石灰岩およびそれに伴なう黒雲母透輝石ホルンフェルスなどからなっている。

本岩類は、船津花崗閃緑岩に接する部分では、局部的にミロナイト化作用を受け、著しい眼球片麻岩の形成を伴うことがある。眼球片麻岩については構成物質の大部分が船津花崗閃緑岩に由来するので、同岩の項で記載する。本岩類は、古生層の変成したものかあるいは古生層以前の変成岩であるのか明らかでない。

II. 1. 1 角閃石花崗閃緑岩質片麻岩

本岩は優白色、粗粒で、線構造または弱い縞状構造が発達する。

鏡下でみると、本岩はおもに角閃石・斑状変晶状の斜長石・微斜長石およびそれらの間を埋める石英・斜長石・微斜長石の小粒からなり、少量の鉄鉱・チタン石・燐灰石およびジルコン様鉱物を含む。構造はミグマタイト質で、角閃石によって片理または線構造が与えられている。角閃石は半自形、長柱状で長さ8mmに達する。この角閃石の周縁は緑色角閃石で、中心部はしばしばや>褐色の種類に漸移している。角閃石のほかにもまれに黒雲母後の仮像と思われる緑泥石を混える。斜長石は自形または半自形、大ききさ10mm前後、双晶が著しく、成分はほゞ中性長石または灰曹長石である。微斜長石もごく一部では斑状変晶状になり、大ききさ10mm以上にもなるが、他形で他の鉱物を包有する。燐灰石・鉄鉱およびチタン石は特に角閃石の周辺に集まる。鉄鉱はほとんど常にチタン石によって帯状に取り巻かれる。チタン石は、また径0.5mm前後の円味を帯びた塊状半自形となることもあり、時には集合していることもある。

II. 1. 2 角閃岩およびそれに伴なう閃緑岩質片麻岩

角閃岩は花崗閃緑岩質片麻岩のなかに塊状またはレンズ状に取り込まれた小岩体と

して、朝浦・東町などに分布する。

本岩は細粒，優黒色の緻密な岩石で，時には片理および線構造が著しい。鏡下で見ると，本岩は角閃石・斜長石を主とし，少量の鉄鉱・チタン石などを混える。構造は細粒の等粒状集合体で，角閃石によって弱い片理が与えられることがある。角閃石は塊状半自形で，大きさ 0.5mm，緑色角閃石で多色性が著しい。斜長石は半自形で，大きさ 0.5mm 前後，一般に変質が著しく，成分はほぼ中性長石～曹灰長石である。またある場合には，角閃石が長柱状に発達するとともに線構造が著しくなってくる。角閃石はこのような場合には大きさ 1mm 以上にもなり，黒雲母後の仮像と思われる緑泥石を混える。また鉄鉱およびチタン石の小粒がふえ，方解石および緑簾石の細脈が岩石を切っている。

このような角閃岩類はしばしば閃緑岩質片麻岩に移化する。閃緑岩質岩石は角閃岩の附近にだけ小規模に拡がり，優黒色で一般に粗粒であるが，粒度の変化が著しく，片理がよく発達している。

鏡下で見ると，本岩はおもに角閃石・斜長石およびやや少量の石英からなり，少量の鉄鉱・チタン石・燐灰石およびジルコン様鉱物を含む。構造は閃緑岩質またはミグマタイト質で，角閃石によって片理または線構造が著しい。角閃石は半自形，大きさ 5mm 前後，しばしば双晶し，緑色角閃石で多色性が著しい。斜長石は半自形，大きさ 0.5mm 前後，割目に富み，その集片双晶は屈曲し，変質が著しい。成分はほぼ中性長石である。ジルコン様鉱物は角閃石に強いハローを与えている。緑簾石脈が一般に多いが，特にミロナイト質の部分に著しい。

II. 1. 3 黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩

本岩は細粒または粗粒で，片理構造が著しく，優白質である。時には赤桃色のアブライト質物質が片理に沿って滲み込み，縞状片麻岩の外観を呈したり，境界のはっきりしない眼球状の斑状変晶をつくったりする。

鏡下で見ると，本岩はおもに黒雲母・角閃石・斑状変晶状の斜長石・微斜長石，それらの間を埋める小粒の石英・斜長石および微斜長石からなり，少量の鉄鉱・燐灰石・チタン石などを含む。構造は一般にミグマタイト質である。石英はしばしば著しく延びて，黒雲母とともにこの岩石に著しい片理を与える。黒雲母はほとんど緑泥石化し

ているが、大きさ 2mm 前後の半自形を示し、斜長石斑晶の周辺や間隙を埋めている。角閃石は緑色角閃石で、大きさ 2mm 前後の半自形を示し、黒雲母に伴なうことが多い。角閃石は全く含まれない場合もある。斜長石斑晶は大きさ 4mm 前後の自形または半自形で、一般に変質が著しい。成分はほぼ灰曹長石で、その集片双晶は屈曲が目立っている。微斜長石は時には斑状変晶状になり、他形で、大きさ 6mm に達する。石英に接してミルメカイトをつくることがある。チタン石はほぼ自形で、しばしば大きさ 3mm に達し、局部的にかなりふえることもある。

本岩の一部は角閃石が全くなく、細粒の黒鉛片を多量に含み、黒鉛黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩となる。一般に細粒で、著しい場合は大きさ 0.1mm 前後の黒鉛片と石英および微斜長石の細粒との集合体となり、片岩または片状ホルンフェルス構造のものも含まれる。

II. 1. 4 結晶質石灰岩およびそれに伴なう透輝石閃緑岩質片麻岩

結晶質石灰岩は一般の飛驒變成岩類地域に較べてこの図幅地域には著しく少なく、大部分は厚さ数 m 以下の薄いレンズをつくっている。

本岩は著しく粗粒糖晶質で、しばしば黒鉛片が散点する。石灰岩は花崗岩質片麻岩に接する処では珪灰石・透輝石・柘榴石スカルンをつくるが、スカルンを全く伴わず、透輝石閃緑岩質片麻岩によって直接包まれることも珍らしくない。

透輝石閃緑岩質片麻岩は常に結晶質石灰岩の周辺を取り巻いて発達し、幅数 m から数 10m に達するが、本地域内にはあまり大きな岩体は形成されていない。この岩石は中粒または粗粒で、優白色、一般に片理を欠くが、部分的には線構造が現われる。

鏡下でみると、本岩はおもに透輝石・斑状変晶状の斜長石、およびそれらの間隙を埋める小粒の石英・斜長石・微斜長石からなり、少量の鉄鉱・チタン石および燐灰石を含む。構造は一般にミグマタイト質である。透輝石は半自形、塊状、大きさ 5mm 前後、無色であるが周縁部だけは緑色を帯び、多少熔蝕されている。斜長石斑晶は半自形、大きさ 5mm 前後、周縁は熔蝕され変質が著しい。双晶は著しく、アルバイト式集片双晶はしばしば屈曲し、成分はほぼ中性長石である。チタン石および燐灰石は自形の結晶をつくる。チタン石はしばしば集合し、透輝石の周辺に集まったり鉄鉱を取り巻いたりする。

II. 2 古 生 層

古生層地域は、構造上の見地から、北部帯・中部帯および南部帯の3帯に分けられる。

II. 2. 1 北部帯の古生層

本帯は荒城川流域および蔵柱川下流部を占める。この帯の古生層は下部の荒城川層と上部の森部層とに分けられる。

荒城川層^{註1)}

荒城川層は荒城川流域に模式的に発達する。同様な地層は北部の蔵柱川下流部の上宝村本郷附近にも分布する。

本層は主として輝緑凝灰岩と粘板岩または千枚岩とからなり、砂岩はきわめて少ない。輝緑凝灰岩や粘板岩は一般に片状を呈しており、分布地西部の丹生川村下保附近や高山市北部等では、特に著しく片状になっている。これらの地域の岩石の少なくとも一部分は、西南日本外帯の緑色片岩・千枚岩に岩相が全く似ているが、このような場合でも砂岩は片状となっていない。しかし、岩石の片状構造は荒城川流域において一般に東方へ次第に弱まる傾向があり、上流部の折敷地附近の輝緑凝灰岩は、塊状でほとんど片状構造を示さない。また、片状構造は荒城川流域の北部では弱く、南部すなわち、北部帯と中部帯とを境する断層帯の近くでは特に強くなる傾向がある。全般的にみて、北方の蔵柱川流域では、荒城川層の片状構造は荒城川流域におけるよりも遙かに弱い。

本層にはまれに礫岩が含まれる。その礫はおもに花崗閃緑岩・閃緑岩・安山岩または玄武岩および玢岩などからなり、これらが雑然と含まれている。大きさは普通径約2cm、時には3～4cmのものもある。花崗閃緑岩礫は最も多く含まれ、鏡下でみると、大きさ3mm前後の半自形の斜長石(灰曹長石)と、その間を埋めるミルメカイトおよび少量の緑泥石からなり、ミルメカイトおよび緑泥石は、その外形から考えると、それぞれ石英およびカリ長石・黒雲母などの交代されたものと思われる。閃緑岩礫は細粒で、大きさ0.5mm前後の半自形の斜長石(中性長石)と、他形の石英および少量の緑泥石質変質物とからなり、緑泥石は外形から考えると角閃石を交代したも

註1) 荒城川流域で千光寺層と呼ばれる地層、および本郷附近で本郷層および国見山層と呼ばれる地層はほぼ本層に相当する。これらの地層の記載はまだなされていないので、便宜上、荒城川層と呼ぶことにする。

のであろう。安山岩または玄武岩礫は緑簾石および大きさ 0.3mm 前後の細かな長柱状斜長石からなり、変質が著しい。玢岩礫は完晶質で、大きさ 2mm 前後の斜長石（中性長石）の自形斑晶と細粒長柱状の斜長石の石基とからなる。

礫岩の基質は暗緑色で、輝緑凝灰岩のような外観をもつが、ほとんどアルコーズである。すなわち、基質中にはしばしば大きさ 3mm 以上の石英粒もみいだされ、長石および石英の細粒と白雲母・方解石などの変質物とによって埋められている。

このような礫岩は、荒城川流域では丹生川村三之瀬附近のみにみられ、厚さ 3～4m 以下で、輝緑凝灰岩に移化する。この産出層準は荒城川層の上部、すなわち上位の森部層との漸移部に近い層準である。また、同様な礫岩は蔵柱川流域にもみられる。すなわち上宝村新町の南の谷では、輝緑凝灰岩の基質中に径 3～4cm 以下の花崗岩質岩石の円礫を含んだ礫岩の転石が発見された。この層準も荒城川層の上部と考えられる。

このほか、輝緑凝灰岩中には礫岩様を呈する部分が少なくない。すなわち、輝緑凝灰岩の基質中に緑色凝灰岩ないしは輝緑岩質の径 1cm 以下の角礫または亜角礫を非常に多く混えたものがある。これらは一般に外来礫を含まないので、礫岩とは考えられず、火山礫凝灰岩に属するものであろう。この礫岩様輝緑凝灰岩は厚さ 3～4m 以下で、周囲の輝緑凝灰岩に移化し、その産出層準も一定でなく、丹生川村下保や粕原の南方等各所に局部的に露出する。

本層中には石灰岩の小レンズが挟まれる。石灰岩は暗灰色の場合が多い。石灰岩レンズのうち、高山市北部（図幅地域南西端）の石灰岩は最も大きく厚さ 20m 以上である。小八賀川下流部、保木の北方の谷に露出する石灰岩レンズ (loc. 1) は厚さ 10m 内外と推定され、そのなかにかきわめて保存の悪いおしつぶされた珊瑚化石が発見された。荒城川流域の三之瀬附近の石灰岩 (loc. 2) は採掘しつくされて露頭はほとんどわからないが、その石灰岩の廃石のなかにも、保存の悪い完全におしつぶされた珊瑚化石が発見された。loc. 2 の石灰岩の東方にあたる古滝の西や、西方にあたる粕原の南でも、かつて石灰岩を採掘したといわれ、露頭はみられなかったが、それらの附近には多くの石灰石の廃石が散乱している。

荒城川流域の荒城川層から発見された珊瑚化石は保存が悪くて種属の決定が不可能なので、その地質時代は正確にはわからない。しかし本層中には、筆者のみた限りでは、紡錘虫は全く発見されず珊瑚化石のみが認められること、および岩相その他を考

慮に入れると、荒城川層は下部石炭紀層ではないかと推定される。最近、蔵柱川流域の本郷附近の石灰岩から、亀井節夫(信州大学)・藤本治義(東京教育大学)らによって、*Kueichouphyllum*、ないしはそれに近いと思われる大形の珊瑚化石・腕足類その他の化石の産出が報告された。したがって、荒城川層の地質時代が石炭紀古期であることはほぼ確実となった。

本層は、荒城川流域では走向 E-W ~ EEN で、北方へ傾斜することが多い。しかし分布地域の西端部、高山市北部では南方に傾斜している。

蔵柱川流域の木郷附近では一般に走向は E-W で北方へ傾斜するが、南西方の新町の南では、走向は NE で一般に NW へ傾斜する。

森 部 層^{註2)}

森部層は、荒城川層分布地域の北に、すなわち荒城川流域北部の森部附近に模式的に発達し、また同様な地層は蔵柱川中流部の堂殿附近にも分布する。

森部層と下位の荒城川層との漸移部は粘板岩と輝緑凝灰岩とからなっている。森部層下部は細かく縞状を呈する粘板岩を主とする。しかし、下部から上部へと次第に砂岩の量を増して、上部には厚さ 1m 内外の中粒～細粒の砂岩と黒色粘板岩との互層が多く、互層の成層面は非常に明瞭なことが多い。本層にはチャートは含まれないが、石灰岩は下部に含まれる。畦畑東方の石灰岩は厚さ 10 数 m で、数 100m の延長を有する比較的大きいレンズである。石灰岩は結晶質で、これから化石は発見されていない。

分布地域南部の、荒城川流域の粕原附近では、森部層は荒城川層と同様に EEN の走向を示す。森部層の模式的に発達する森部附近では、走向は NE または NNE で、さらにその東方の金山附近では N-S になる。このように走向は E-W から N-S へと次第に変わるが、傾斜は常に W または NW へ傾く。

一方、分布地北部の蔵柱川流域の堂殿付近では、走向は NE で傾斜は NW である。その東方の本郷附近では森部層は露出しないが、下位の荒城川層は E-W の一般走向をもつ。金山と堂殿との中間地域では、森部層は第三紀火山岩類の下に潜在するものと思われるが、この地域は E-W の一般走向をもつ北部帯の古生層が、N-S 方向に大きく屈曲する部分に相当する。

註2) 本郷附近の蔵柱層と呼ばれている地層はほぼ本層に相当するようである。

II. 2. 2 中部帯の古生層

石炭紀層からなる北部帯と、小八賀川流域の二畳紀層からなる南部帯との中間の地域には、第三紀および第四紀の火山岩類が広く分布していて、古生層は基盤として小範囲に断片的に露出するにすぎないので、古生層については不明の点が多い。

十二ガ嶽の北側と南側とに2つの著しい断層帯が認められる。北側の断層帯は大萱一横尾南方を結ぶもので、北部帯の南限を劃する。南側の断層帯は中畑一銚子谷を結ぶもので、南部帯の北限を劃する。両断層帯に挟まれた狭い地帯を便宜上中部帯と呼ぶ。中部帯の古生層は全体としてかなり擾乱を受けている。

中部帯の古生層の大部分を占めると思われる二畳紀層を十二ガ嶽層と呼び、南部帯に接した断層擾乱層に沿って局部的に露出する中部石炭紀層を中畑層と呼ぶ。

十二ガ嶽層

本層は十二ガ嶽の北部にかなり広く露出し、粘板岩を主とする地層である。同様な地層は十二ガ嶽南部の中畑附近、中畑西方約4kmの宮前附近、中畑東方の銚子谷の奥等の各地に、新生代火山岩類の基盤として、小範囲に露出する。本層は断片的に露出するにすぎないので不明の点が多いが、各地に二畳紀の紡錘虫を含む石灰岩の小レンズが認められるので、十二ガ嶽層の少なくとも大部分は二畳系に属する。

十二ガ嶽北部 本層は粘板岩を主とし、下部には時に厚さ1m内外の砂岩が粘板岩と互層して挟まれ、上部には厚さ数m以下の輝緑凝灰岩の薄層が挟まれる。輝緑凝灰岩中には径1cm内外のチャート様岩石の小円礫を含む部分がある。この礫岩は厚さ2～3m内外で、横へ延びず、きわめて局所的な岩相である。見掛け上の最下部および最上部の粘板岩中には、厚さ数m内外の石灰岩の小レンズが含まれている。石灰岩は結晶質で、非常に化石に乏しい。しかし、林良和氏は(1955年度、東京教育大学卒論)上記の上部の石灰岩中から中部二畳紀の紡錘虫化石 *Neoschwagerina* を発見した。

本層は一般にE-Wの走向で、南方へ60°内外傾斜していることが多い。全体としてもかなり擾乱を受けているが、特に北部帯の北傾斜を示す荒城川層と接する箇所では擾乱が非常に著しい。この擾乱帯は北傾斜を示す荒城川層と南傾斜を示す十二ガ嶽層との間の大きな断層帯にほかならない。

中畑附近 中畑附近の中部帯に属する二疊紀層の下部は主として粘板岩からなり、厚さ 1m 内外の砂岩を挟む。上部も主として粘板岩からなり、しばしば厚さ 3～4m 以下の輝緑凝灰岩の薄層を挟む。上部には石灰岩レンズが含まれ、また暗灰色あるいは青灰色の、チャートの厚さ 1～2m の薄層が挟まれる。

中畑の東方約 600m に露出する石灰岩 (loc. 4) は厚さ 10m 内外の小レンズで、非常に結晶質であるが、そのなかから次の二疊紀中期の紡錘虫化石が発見された。

Neoschwagerina cfr. *margaritae* DEPRAT

中畑の東方約 1km に露出する石灰岩 (loc. 5) は厚さ 10 数 m 以上で、かなりの距離にわたって横に追跡しうる。この石灰岩は次のような二疊紀の紡錘虫化石を産する。

loc. 5

Schwagerina spp.

Parafusulina sp. (aff. *japonica* (SCHWAGER))

走向は一般に ENE で、南に高角度で傾斜する。野外の観察によれば、loc. 5 の石灰岩の西方延長線上に loc. 4 の石灰岩が位置し、両石灰岩は同一層位のもののようにみえる。しかし、loc. 5 の紡錘虫群には小型の *Schwagerina* が多いので、*Neoschwagerina* の進化した種で特色付けられる loc. 4 の化石群の層準よりも、前者は幾分下位の層準を示すものと思われる。両石灰岩のすぐ南には南部帯に属する丹生川層群が広く分布し、中部帯と南部帯との境界は著しい断層擾乱帯であるので、この擾乱によって地質時代を異にする両石灰岩が同一の層準を占めるかのように、1つの一般走向線上に並ぶに至ったものと解される。

中畑の西方地域 中畑の西方約 4km の地点に、粘板岩層と粘板岩砂岩互層 (単層の厚さ約 1m) とからなる二疊紀層が、谷底だけに小範囲に露出する。粘板岩中にはまれに厚さ 1m 内外の灰色のチャートの薄層が挟まれる。また、本層中にも輝緑凝灰岩や石灰岩が含まれる。loc. 6 の石灰岩は厚さ数 m の小さいレンズであって、その大部分は採掘されてしまい、現在みられる露頭はきわめて小さい。採掘場の跡にある廃石の石灰岩中から、次のような二疊紀中期の紡錘虫化石が発見された。

loc. 6

Neoschwagerina sp.

Verbeekina verbeeki GEINITZ

Schwagerina sp.

Parafusulina sp.

この地域の二畳紀層は南部帯の二畳紀層よりもかなり強く擾乱を受けている。その走向は E-W で、南方へ傾斜する。当地域では、本層と他の古生層との関係はみられないが、約 3km 西方、大萱と奥桐山との中間の小八賀川支流南岸には、確実に本層に属する粘板岩・砂岩の互層が露出しており、北岸に分布する荒城川層と E-W 方向の断層で接している。

銚子谷の奥 図幅地域南東部の銚子谷の奥の粘板岩を主とする二畳紀層は、まれに厚さ 1 ~ 2m 内外の暗灰色の細粒の砂岩を挟むことがあり、粘板岩中には厚さ 1m 内外のチャートが挟まれ、また厚さ数 m 内外の結晶質石灰岩の小レンズが含まれている。見掛け上の最下部の石灰岩 (loc. 7) は次のような二畳紀古期の紡錘虫化石を含む。

Pseudofusulina sp. (cfr. *vulgaris* SOHELLWIEN)

Pseudofusulina sp.

中部の石灰岩 (loc. 8) は次のような二畳紀中期の紡錘虫化石を産する。

Neoschwagerina cfr. *margaritae* DEPART

本層の走向は E-W で、傾斜は 50°S である。この地域では中部帯と南部帯との間の境界部は第四紀火山岩類によって覆われ、直接にはみられない。

中 畑 層

十二方嶽南麓の中畑には石炭紀中期の紡錘虫化石を多産する灰白色の石灰岩 (loc. 3) が露出する。石灰岩は粘板岩中に挟まれており、厚さ 20 ~ 30m のレンズ状をなし、走向方向にはあまり長くない。中畑の石灰岩を含む地層のように、中部帯の古生層のうちで、確実に中部石炭系に固定される部分のみを便宜上中畑層と呼ぶ。

中畑附近でも中部帯他の地域でも、中部石炭系はきわめて断片的にしか認められない。すなわち、中畑の loc. 3 の石灰岩のすぐ南には南部帯の丹生川層群下部 (N₁ 層) が分布し、中畑層と丹生川層群とは著しい擾乱帯を伴った断層で接している。また、loc. 3 の含化石石灰岩の露出している小さな谷の底には、石炭紀中期の紡錘虫化石 *Fusulinella* を含む石灰岩の大転石のほか、二畳紀の紡錘虫 *Schwagerina* を含む石灰岩の小転石もまれに見られる。また、この附近および上流部には中生層や第三紀層は全く分布していないので、二畳紀石灰岩の転石は古生層よりも新しい地層

の礫岩に由来したものとは考えられない。したがって、この石炭紀石灰岩の露出する谷の奥に二疊紀層の分布することは明らかといえよう。

一方、この石炭紀石灰岩 (loc. 3) の露頭の東方では、さらに興味ある事実が認められる。loc. 3 の石灰岩の北東東、僅か 200 ~ 300m の所に、中畑附近の項 (p.11) に述べた loc. 4 の二疊紀中期の石灰岩が露出し、さらにその東方に loc. 5 の二疊紀の石灰岩が露出する。そして loc. 5 の石灰岩の露出する小谷の奥には、*Schwagerina* や *Parafusulina* を含む二疊紀石灰岩の大きい転石がみられるが、石炭紀の紡錘虫化石 *Fusulinella* を含む石灰岩は全くみつからない。

このように、石炭紀中期の石灰岩 (loc. 3)、二疊紀中期の石灰岩 (loc. 4) および二疊紀 (おそらくは中・古期) の石灰岩 (loc. 5) が、中部帯古生層の一般走向である EEN の 1 線上に相接近して露出し、野外の観察だけでは同一層準の石灰岩群であるかのように見える。この矛盾に満ちた事実は次のように解釈される。すなわち、中部帯と南部帯とを分ける断層擾乱帯中に中部石炭系が挟み込まれており、中部石炭系の分布範囲はきわめて狭いと考えられる。

中畑のはるか東方の銚子谷でも同様な関係が認められる。すなわち、銚子谷の奥の項 (p.12) に述べた二疊紀中期の石灰岩 (loc. 8) の見掛けの上位 (南側) に、もう 1 つの黑色石灰岩のレンズがあり、この石灰岩の露頭の傍にあった石灰岩の転石からも石炭紀中期の紡錘虫化石 *Fusulinella* がみいだされた。したがって、銚子谷の中部でも二疊紀層と相接して、おそらくその南側に、石炭紀中期の石灰岩が局部的に分布するものと考えられる。銚子谷では中部帯と南部帯との境界部は第四紀火山岩類によって覆われているためにみられない。しかし、銚子谷入口の南部帯古生層の分布状態から判断すれば、中部石炭系の挟み込まれていると考えられる部分が、中部帯と南部帯とを分ける断層擾乱帯に相当する — ないしはそれに近い — ことはほぼ確実にある。したがって、銚子谷でも中畑附近の場合と同様な関係があるといえよう。

このほか銚子谷とのほぼ中間、板殿の北方でも、1955 年度の東京教育大学卒業論文としてこの地域を調査された林良和氏によって *Fusulinella* 石灰岩の転石が発見された。この石炭紀中期の石灰岩が分布すると推定される箇所は、岩相その他から判断して、中部帯と南部帯との間の擾乱帯に一致する。すなわち、この地域でも擾乱帯中に中部石炭系が局部的に挟まれているものと判断される。

以上述べたように、石炭紀中期の中畑層は中部帯の南限をなす擾乱帯中に、きわめて局部的に点在するのみであるから、地質図では、中部石炭系の存在が、確実に、顕著な中畑附近のみに中畑層の存在を明示してある。銚子谷等では野外の資料が不十分なために、中畑層と十二ガ嶽層とを地質図上に区別して明示できないので、便宜上全部を二畳紀の十二ガ嶽層として示してある。

中畑の loc. 3 の石灰岩は次のような石炭紀中期の紡錘虫化石を産する。

Fusulinella cfr. *pseudobocki* LEE & CHEN

Fusulinella sp. (cfr. *bocki* MOLLER)

Fusulina sp. (cfr. *cylindrica* FISCHER)

以上の化石のうちで *Fusulinella* が圧倒的に多く、*Fusulina* はまれである。この化石紡錘虫群は石炭紀中期のモスコビヤン世に属することは明らかであるが、おそらくその上半部の *Fusulina* 帯を指示するものと考えられる。

上述の紡錘虫化石のほかに、*Fusulinella* または *Fusulina* と *Schwagerina* との中間の性質を帯びた紡錘虫化石も認められる。すなわち、この奇妙な紡錘虫は、1) 短径は 3mm 内外で、石炭紀中期の紡錘虫としてはむしろ大形であり、殻壁も比較的厚い。2) 殻壁の構造は成長の初期においては“*Fusulinella*”型と思われるが、少なくとも成長の末期においては“*Schwagerina*”型である。3) セプタの褶曲はかなり強く、少なくとも *Triticites* の場合よりもはるかに強い。

“*Schwagerina*”型の殻壁をもつ紡錘虫は、石炭紀後期以後にのみ出現するものとされており、石炭紀中期の指準化石の *Fusulinella* や *Fusulina* と共存する例は、少なくとも筆者の知る限りでは、知られていない。したがって、中畑産のこの特異な紡錘虫化石は *Fusulina* や *Fusulinella* とは層準を異にするものではあるまいか、層準を異にする 2 化石群が 2 次的に共有するに至ったものではあるまいか、との疑問が生じてくる。しかし、この疑問を否定するに足る次のような事実が認められる。すなわち、1) 同一の薄片中に各型の紡錘虫が明らかに共存する。2) どの型のものも同程度に完全なので、一部のものが水に流されて運ばれてきた外来物とは考えられない。3) *Schwagerina* 様の紡錘虫が石灰岩中の上部のみに産するという事実は、野外では全く観察されない。以上のような事実があるので、筆者はこれらの化石はすべて同一層準に属するものとする。

上述の特異な紡錘虫が分類上でどのような位置を占めるにしても、中畑の化石群の地質時代は、圧倒的に多い *Fusulinella* の示すように、石炭紀中期と考えられる。

II. 2. 3 南部帯の古生層

本帯は小八賀川流域を占める。本帯には二畳系のみが分布し、それより古い地層は認められない。また、本帯の古生層は北部帯の古生層のように動力変成作用を受けず、また中部帯の古生層に比較して、全体としてみれば、擾乱の程度が弱い。すなわち、南部帯は造構造運動の影響の著しい中・北部両帯に対し、安定した非構造帯であるといえよう。

丹生川層群^{註3)}

南部帯の二畳系は、中部帯の二畳系十二ガ嶽層に較べて、石灰岩および輝緑凝灰岩に著しく富む。また、十二ガ嶽層の大部分が中部二畳系に属するのに対し、南部帯の二畳系の多くは下部二畳系に属し、中部二畳系に属する部分は少ない。南部帯の二畳系は中部帯の二畳系に対して上記のような差異を示すので、これを丹生川層群と呼んで区別する。

本層群は、チャートで特色付けられる下部の N_1 層、石灰岩と輝緑凝灰岩とで特色付けられる中部の N_2 層、砂岩で特色付けられる上部の N_3 層に 3 分される。

N_1 層 (粘板岩・砂岩・チャート層) 本層は粘板岩を主とする。下部には粘板岩とチャートとの、単層の厚さ数 cm の細互層が挟まれる。中部には厚さ約 1～2m の中粒の砂岩がしばしば挟まれる。上部は厚さ数 cm 以下の黒色チャートと同じ厚さの粘板岩との細互層で、成層面は大抵の場合やゝ不規則に波打っている。この細互層はほとんどチャートだけの地層へ横に移化する。この上部のチャート粘板岩互層ないしはチャート層は場所によって層厚を異にするが、走向方向に延々と連続しており、顕著な鍵層になるので、地質図にはチャート層として区別してある。

一般に走向は E-W で、傾斜は $50^\circ S$ である。本層の下部一すなわち北側に露出する部分一は著しく擾乱を受けている。例えば、破碎され千枚岩状になった粘板岩中に、同じ破碎作用によって切断されたチャートの (まれには砂岩の)、径数 cm 以下の亜角

註3) 従来丹生川層群と呼ばれてきた地層から、石炭系に属する中畑層を除いて、二畳系に属する部分のみを丹生川層群と呼ぶことにする。

礫が含まれることが少なくない。断層に伴うこのような擾乱部は、著しい場合には幅数 10m に及ぶこともあるが、擾乱の程度の弱い所では岩石がやゝ千枚岩状を呈するにとゞまる。このように擾乱の程度は場所によって著しく変化する。

N₂層 (輝緑凝灰岩・粘板岩・石灰岩層) 本層は主として輝緑凝灰岩と粘板岩とからなり、砂岩は少ない。本層の著しい特色は石灰岩に富むことで、石灰岩は暗灰色のことが多い。根方附近の石灰岩は厚さ最大 300～400m に達し、延長は約 4km にも及ぶ。東方の両面窟の石灰岩もほぼ同様な規模を有し、さらに東方の旗鉾北方にも厚い石灰岩がある。これらの厚い石灰岩のほか、厚さ 10 数 m のレンズから、輝緑凝灰岩中の径数 10cm の団塊状石灰岩に至るまでの、大小様々の石灰岩が数多く含まれる。

本層は一般に砂岩に乏しいが、根方附近では本層下部に径 2～3cm 以下の、粘板岩のパッチを含んだ中粒の砂岩が挟まれている。

石灰岩は二疊紀の紡錘虫化石を豊富に含む。筆者の採集した石灰岩中には次のような化石が認められた。

loc. 10—— 根方の北東方

Acervoschwagerina endoi HANZAWA

Pseudofusulina sp. A (aff. *fusiformis* SOHELLWIEN & DYRHRENFURTH and *Krafftii* SOHELLWIEN)

Schwagerina sp. (cfr. *tschernyschewi* SOHELLWIEN)

loc. 11—— 根方の北東

Acervoschwagerina sp.

Pseudofusulina cfr. *fusiformis* S. & D.

Schwagerina sp. (cfr. *tschernyschewi* S.)

loc. 12—— 根方の東

Pseudofusulina sp. A

Pseudofusulina cfr. *ambigua* DEPRAT

loc. 13—— 板殿

Acervoschwagerina cfr. *endoi* HANZAWA

loc. 14—— 白井の南方

Acervoschwagerina sp.

Pseudofusulina sp.

Miselina cfr. *aliciae* (DEPRAT)

loc. 15—— 日影

Pseudofusulina sp. (off. *granum-avenae* (ROEMER))

loc. 16—— 三尾河の西

Pseudofusulina sp.

loc. 17—— 三尾河の南

Pseudoschwagerina sp. (cfr. *Schellwieni* HANZAWA)

Pseudofusulina sp.

Schwagerina sp. (cfr. *tschernyschewi* S.)

loc. 18—— 三尾河の北方

Pseudofusulina sp. A

Pseudofusulina cfr. *fusiformis* S.

Miselina cfr. *aliciae* (DEPRAT)

loc. 19—— 両面窟の東

Pseudofusulina sp. A

loc. 20—— 曾手の北方

Pseudoschwagerina sp.

Pseudofusulina sp. A

Miselina cfr. *aliciae* (DEPRAT)

Miselina sp.

loc. 21—— 旗鉢の北方

Pseudofusulina cfr. *ambigua* DEPRAT

Pseudofusulina sp. (cfr. *japonica* (GUMBEL))

Schwagerina sp. (cfr. *tschernyschewi* S.)

Neoschwagerina cfr. *simplex* OZAWA

Miselina aliciae (DEPRAT)

loc. 22—— 銚子谷の入口

Pseudofusulina cfr. *vulgaris* (S.)

これらの化石は、下部二畳系の上半部、すなわち *Pseudoschwagerina* 帯の上部から *Parafusulina* 帯の下部にわたる層準を示す。

曾手附近の石灰岩 (loc. 23) は次のような二畳紀中期の紡錘虫化石を産する。

loc. 23— 曾手

Parafusulina cfr. *kaerimizuensis* (OZAWA)

Neoschwagerina craticulifera (SCHWAGER)

Pseudodoliolina ozawai YABE & HANZAWA

この *Neoschwagerina* 石灰岩の北方には、先に述べた loc. 20 の *Pseudoschwagerina* 石灰岩が露出している。すなわち曾手附近では *Neoschwagerina* 石灰岩は、*Pseudoschwagerina* 石灰岩の約 300 ~ 400m 上位に位置する。この *Neoschwagerina* 石灰岩の露出する曾手附近の地層は、模式的な N_2 層と若干岩相を異にし、輝緑凝灰岩に乏しく、粘板岩を主とし、チャートを挟む地層である。

走向は一般に E-W で、傾斜は $50^\circ S$ のことが多く、大きくみて南傾斜の単斜構造が考えられる。しかし、下部二畳系の指準化石である *Pseudoschwagerina* が、*Parafusulina* 帯の見掛けの下位の石灰岩 (loc. 20) から、見掛けの上位の石灰岩 (loc. 17) から産する事実は、本層が単純な単斜構造をなすものとする時は全く理解できない。また、両面窟や旗針北方の厚い石灰岩では一部に北傾斜も観察されるので、これらの石灰岩は褶曲によって見掛け上厚くみえていたとも考えられる。要するに、 N_2 層は、大局的には南傾斜の単斜構造をなすけれども、局所的な褶曲をもしているものと考えられる。

N_3 層 (砂岩・粘板岩層) 本層は小八賀川南岸、下の原附近に分布し、主として砂岩・粘板岩からなる。砂岩は中粒、塊状で、厚さ約 2 ~ 3m の単層をなして粘板岩と互層する。本層は N_2 層の上部、すなわち曾手附近の *Neoschwagerina* 石灰岩を含む粘板岩を主とする地層に移化する。

本層は化石を産しないので地質時代はわからず、北方に広く分布する N_1 層が繰り返して南部に露出するに至ったのではないかと、との疑いもないわけではないが、 N_1 層とはかなり岩相を異にするので、 N_3 層を丹生川層群の上部と考える方が妥当であろう。

丹生川層群は分布地域中央部の三尾河附近にみられるように、局所的に NE の走

向を示すこともあるが、大局的にみればE-W方向の一般走向をもち、全体としては南に傾斜している。このように古生層がNE～N-S方向の小規模な曲折部を持ちつつも大局的にはE-W方向の一般走向を維持するのは北部帯にも南部帯にも共通した地質構造上の特色である。

II. 2. 4 上 広 瀬 層

上広瀬層は図幅地域南西端の上広瀬附近に分布し、花崗岩質岩石の礫を含む礫岩を主とする。礫岩は上広瀬附近では高山線の宮川にかゝる鉄橋の下に最も良く露出し、荒城川の流域では宮地と柏原との中間に良く露出する。礫岩は礫質砂岩または粗粒砂岩に移化する。また、礫岩や粗粒砂岩は礫をほとんど含まない輝緑凝灰岩に移化する。宮川の南岸、村山附近には輝緑凝灰岩が良く発達し、そのなかにチャート様岩石の小豆粒大の小礫をまばらに含むものがある。

上広瀬層の礫岩は人頭大から豆粒大までの種々の大きさの礫を雑然と混有し、かなりよく円磨された礫もあり、また僅かに角のとれた程度のももの含む。

礫種には安山岩質岩石・細粒花崗閃緑岩・片状ミグマタイト質花崗閃緑岩・文象花崗岩・斑状細粒花崗閃緑岩・アプライト・ミロナイト質花崗閃緑岩・チャート様岩石などが認められる。

これらの礫種のうちでは花崗岩質の礫が大半を占めている。しかし、安山岩質の礫は基質との区別が困難なことが少なくないのでその量比はきめにくい。

安山岩質礫は大部分緑泥石および緑簾石に交代された、やゝ塩基性のもので、長柱状の斜長石らしいものをのこしているものであり、そのほかに多少変成作用を受けて、長さ0.5mm前後の長柱状の斜長石および少量の小粒の石英からなるものがある。斜長石はいずれも曹長石となっている。**細粒花崗閃緑岩**は微斜長石・石英および斜長石の小粒からなり、アプライト質であるが斜長石がかなり多い。斜長石はほとんど曹長石となっている。**片状ミグマタイト質花崗閃緑岩**は1cm以上の大きさの、半自形の微斜長石・斜長石からなり、微斜長石および斜長石によって片状構造が与えられている。これらの巨晶の間隙には石英・微斜長石および斜長石のモルタル状集合があり、多少ミグマタイト質である。斜長石は曹長石になっており、完全に緑泥石化した黒雲母が多少みだされる。この岩石中には文象構造が少しくみだされることがあり、

時には全岩にわたって発達しているものもある。**斑状花崗閃緑岩**は大きさ 1cm 前後の斜長石の自形斑晶と、細粒の石英・微斜長石および斜長石からなる石基とからなり、緑泥石化した大きさ 5mm 前後の黒雲母片が散点する。これらの花崗岩質岩石にはミロナイト化作用を受けているものもある。またこれらの安山岩質、花崗岩質礫のほかきわめて細粒の石英および緑泥石様変質物からなる礫があり、**チャート**ではないかと考えられるが確かでない。

礫岩の基質は安山岩質で、いわゆる輝緑凝灰岩であり、石英・斜長石および微斜長石の薄片を含み、長さ 0.1mm 前後の長柱状の斜長石を含んでいる。このような安山岩質の基質は、石英・微斜長石および斜長石片が増加すると、アルコーズ砂岩のような外観を示すようになる。

上広瀬層は北部帯に位置し、荒城川層との関係は不明であるがおそらく断層であろう。船津花崗閃緑岩に対比される花崗岩質岩は宮地の南東方で本層を貫ぬいている。本層は礫岩・砂岩からなるためにその走向、傾斜ははっきりしない。

上広瀬層の礫岩の基質はいわゆる輝緑凝灰岩であり、礫岩は輝緑凝灰岩に移化する。一方、すぐ北方に分布する手取統中にはアルコーズ砂岩は多いが、輝緑凝灰岩は全く含まれない。上広瀬層は船津花崗閃緑岩によって貫ぬかれているのに、手取統は船津花崗閃緑岩を宮地西方において不整合に覆っているようにみえる。また、上広瀬層中の花崗岩質礫は船津花崗閃緑岩とは考えにくいのに、手取統中の花崗岩質礫は船津花崗閃緑岩に由来するものである。以上の事実から、従来中生層とされてきた上広瀬の礫岩層は、少なくとも大部分は、中生代の手取統よりも古い地層であることは明瞭である。上広瀬層の地質時代は船津花崗閃緑岩よりも古いということ以外にはわからないが、輝緑凝灰岩の存在することから、上広瀬層を古生層と考えてさしつかえない。さらにいえば、上広瀬層は荒城川層の一異相である可能性も考えられる。その理由は荒城川層の三之瀬の礫岩は上広瀬層の礫岩に非常によく類似しているからである。

II. 3 橄欖石斑粉岩

本岩は和佐保附近の船津花崗閃緑岩中にみいだされる 1 小岩体で、分布は径数 100 m でその形はよくわからない。粗粒、優黒色で著しく風化している。

本岩と船津花崗閃緑岩との関係は明らかでない。本図幅地域外での実例によれば、本岩は船津花崗閃緑岩の形成完了前の進入体であることが多い。

鏡下でみると、本岩はおもに橄欖石・普通輝石および斜長石からなり、少量の緑色尖晶石・鉄鉱などを含む。構造は斑岩質である。橄欖石は塊状半自形、大きき 5mm 前後、著しく円味を帯び、割れ目に富み、蛇紋石化している。普通輝石は他形、大きき 4mm 前後、橄欖石の緑および橄欖石や斜長石の間を埋めて存在する。斜長石は半自形または他形、大きき 1cm に達し、成分はほぼ曹灰長石である。緑色尖晶石は角ばった不規則な形で、大きき 0.5mm 前後、しばしば多量に含まれることがある。

II. 4 船津花崗閃緑岩

本岩は本図幅地域の中・北部に広く分布し、南部の古生層とともに本地域の基盤の大部分をつくる。

本岩は飛驒変成岩と不変成古生層との間に、概して NE から SW へ、処々屈曲しながら帯状に分布する。本地域東半ではかなり広く南と北とへ拡がっている。本岩と飛驒変成岩および古生層との境界線さらにまたそれぞれの岩層中での構造がすべて平行していることは、これら 3 つの岩層の特徴的な関係といえることができる。

本岩は著しく岩相の変化に富み、多様な包有物を多量に含んでいる。おもな性質にしたがって 2 つに分けられる。1 つは赤桃色で、多くは微斜長石斑晶を伴う花崗閃緑岩で、船津型と呼ぶ。他の 1 つはやゝ優黒色で、多くは角閃石結晶が発達して線構造をもつ花崗閃緑岩または石英閃緑岩で、下之本型と呼ぶ。化学成分からみると、本岩は著しく Na_2O に富み、平均 5% に上っているのは著しい特徴である。

II. 4. 1 岩石の記載

本岩を次のように区分して記載する。

- 船津型
- (1) 眼球片麻岩
 - (2) 斑状花崗閃緑岩
 - (3) 中粒花崗閃緑岩
 - (4) アプライトとペグマタイト

- | | | |
|------|---|---------------|
| 下之本型 | } | (1) 角閃石花崗閃緑岩 |
| | } | (2) 角閃石石英閃緑岩 |
| 包有物 | } | (1) 飛驒變成岩 |
| | } | (2) 角閃岩および閃緑岩 |
| | } | (3) その他の包有物 |

船津型岩石と下之本型岩石との関係は明らかではない。双六谷でみると、前者は後者にアプライトをもって接し、前者のペグマタイト脈が後者を切っている。また後者のなかになんかなり広い範囲にわたって前者が小岩体として分布し、後者に漸移していることもある。それゆえ、こゝでは一応、後者は前者の早期相としておく。

船津型

眼球片麻岩 本岩は神岡町東町・奥麻生野・大谷・上宝村原・尻高などに発見されるが、いずれも飛驒變成岩と船津花崗閃緑岩との境界部、または船津花崗閃緑岩中に取り込まれた飛驒變成岩の周辺部に発達し、特にミロナイト化している部分に多い。

本岩の“眼球”は、微斜長石を主とする船津花崗閃緑岩の、長さ1～4cmの眼球状レンズである。“眼球”の一部は船津花崗閃緑岩のペグマタイト脈につながっている。また、この“眼球”は船津花崗閃緑岩の主体の方へ近づくにしたがって次第に微斜長石の自形の単結晶に漸移する。

本岩は船津型の斑状花崗閃緑岩に移化する。この場合、漸移的に弱い片理がのこることもあり、かなりはっきり境されることもある。一方、本岩は細粒縞状花崗閃緑岩質片麻岩・黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩などの飛驒變成岩に漸移する。

鏡下でみると、本岩は角閃石またはほとんど緑泥石化した黒雲母・微斜長石・斜長石・石英からなり、少量の鉄鉱・燐灰石などを含んでいる。微斜長石を變成斑晶とするミグマタイト構造が発達し、部分的にミロナイト構造がみられる。微斜長石は眼球状半自形、大きさ2cmに達する。細粒の石英と長石とからなる基質には著しく変質した斜長石片が含まれる。斜長石は大きさ1mm前後、成分はほぼ灰曹長石である。緑色角閃石は半自形、大きさ2mm前後、変質の著しいことが多い。

斑状花崗閃緑岩 本岩は船津型岩石の分布地域全域にわたって広く露出する。特に飛驒變成岩に接する附近や、飛驒變成岩を包有している部分には常に本岩が発達している。

本岩は赤桃色，斑状粗粒で，飛驒変成岩や角閃岩類の包有物に富み，アプライトおよびペグマタイトが多い。他の船津型岩石とは漸移する。

鏡下でみると，本岩はおもにほとんど緑泥石化した黒雲母・微斜長石・斜長石および石英からなり，少量の鉄鉱・燐灰石・チタン石・ジルコン様鉱物などを含んでいる。構造は一般に粗粒の斑状花崗岩構造であるが，部分的にはミグマタイト構造が発達し，弱い片理を伴うこともある。黒雲母は半自形，大きさ5mm前後で，ほとんど緑泥石化し，鉄鉱・燐灰石などの副成分鉱物を附着させていることが多い。微斜長石は自形または半自形の斑晶をなし，大きさ25mmに達する。カールスバッド式双晶・ペルト石構造が著しく，斜長石および石英の小粒を包有する。斜長石は半自形，大きさ1mm前後，多少とも変質していて，双晶が著しく，成分はほゞ灰曹長石である。また，時には大きさ約5mmになり不規則な累帯構造を示すこともある。

中粒花崗閃緑岩 本岩の分布は局部的で，赤谷・笹島などに，斑状花崗閃緑岩のなか，またはそれと下之本型岩石との中間に狭く発達する。

本岩は赤桃色で，斑晶のない中粒の岩石であり，比較的均質で，包有物も少ない。

鏡下でみると，本岩はおもにほとんど緑泥石化した黒雲母・微斜長石・および石英からなり，少量の鉄鉱・燐灰石・チタン石などを含んでいる。本岩の構造は一般には花崗岩質である。黒雲母は半自形，大きさ3mm前後で，ほとんど緑泥石化している。微斜長石は半自形，大きさ3mm前後，カールスバッド式双晶・ペルト石構造が著しい。斜長石は角ばった半自形，大きさ3mm前後，双晶が著しく，成分はほゞ灰曹長石である。周辺は小粒の石英および長石によって交代されて入りくんだ形を示すこともある。石英は他形で，波状またはブロック状消光が著しい。

アプライトとペグマタイト 本岩類はおもに岩脈として船津型岩石と，その周囲の下之本型岩石および飛驒変成岩を貫ぬいている。また，石浦や尻高ではポケット状のペグマタイトが知られ，大谷・原などには広くアプライト質岩石が分布している。

岩脈状のアプライトおよびペグマタイトは幅0.2～3mで，赤桃色，粗粒から細粒にまで1つの脈中で変化することもある。これらの岩脈のうちには，壁岩との境が直線状にはっきりしていても，しばしば脈の内部に壁岩またはその残存構造をとらめていたものがあり，少なくとも一部の岩脈は交代性の起原をもつと考えられる。

鏡下でみると，脈状のアプライトは細粒のアプライト構造をもち，おもに微斜長石

および石英からなり、少量の白雲母・斜長石片などを含む。斜長石片は変質が著しく、時にはかなり多量になることもある。

脈状のペグマタイトは巨晶の微斜長石および石英からなり、それらはそれぞれ大きさ 2cm 前後である。少量の白雲母のほかほとんど他の鉱物を含まない。微斜長石にはカールスバッド式双晶・ベルト石構造が発達し、一般に文象構造がみられる。

ポケット状のペグマタイトはほとんど微斜長石と石英との大きさ 3cm 以上の巨晶のみから構成され、石英はしばしば径数 m の団塊をつくって微斜長石からなる基質のなかに埋められている。石浦ではこのようなペグマタイトが径 30m 以上に達している。

大谷や原に分布するアプライト質岩石は包有物としての飛驒変成岩の附近に多く発達するもので、岩脈状アプライトとは全く異なるものである。このようなアプライトのなかにはそれ自身が縞状構造をもつことがあるばかりでなく、飛驒変成岩、特に細粒縞状花崗閃緑岩質片麻岩・星雲状花崗閃緑岩質片麻岩などがしばしば包有されている。鏡下でみると、本岩は岩脈状のアプライトによく似ているが、石英が長く伸びて片理をつくっていたり、斜長石片が多かったり、少量の緑色普通角閃石が含まれたりする点が目立っている。

下之本型

角閃石花崗閃緑岩 本岩は下之本型岩石の主体をなし、おもに双六谷金木戸から北東方に広く分布する。金木戸以南では中山・古滝・下佐谷・赤谷などで、径数 100m または数 km の岩体をなして船津型岩石のなかに包有されている。

本岩は一般に粗粒のやゝ優黒色の岩石で、線構造または片理が著しい。岩相はかなり変化に富み、部分的に線構造または片理がなくなったり、著しく細粒になったり、優白色になったりする。

本岩の線構造および片理は長さ 1cm に達する長柱状の角閃石によって示されるもので、その方向は、南部ではかなり複雑であるが、金木戸以北では線構造および片理の走向はほぼ ENE である。

本郷や蓼之俣における船津花崗閃緑岩と古生層との接触部では、本岩は両者の間に狭く分布し、古生層の輝緑凝灰岩の変成したホルンフェルスに漸移する。

鏡下でみると、本岩はおもにほとんど緑泥石・緑簾石化した黒雲母・角閃石・斜長

石・微斜長石および石英からなり、少量の鉄鉱・燐灰石・チタン石・褐簾石・ジルコン様鉱物を含む。本岩には岩相の変化に応じて、粗粒の閃緑岩質構造のものから、角閃岩または細粒閃緑岩に近い細粒のものまでが含まれる。角閃石は緑色角閃石で、塊状半自形、大きさは3mm前後、多色性が著しい。黒雲母は半自形、大きさは2mm前後で、ほとんど緑泥石・緑簾石化している。斜長石は自形または半自形、大きさは15mmに達することもあるが普通3mm前後である。一般に変質が著しいが、成分はほぼ中性長石または灰曹長石で、集片双晶と僅かな累帯構造とが目立っている。微斜長石はまれには大きさは15mmに達する他形の斑晶をなし、斜長石や角閃石などを包することもあるが、一般には大きさは3mm前後で、量も少ない。褐簾石は船津型岩石に接する部分や古生層との接触部附近には発見されるが、一般にはまれである。時には大きさは10mmに近い自形をなすことがあり、やや不規則な累帯構造が著しい。

本岩はまた船津型のアプライトやベグマタイトによって貫ぬかれるが、そのほかに、細粒でやや優黒色の閃緑岩があたかもアプライト脈のように本岩を貫ぬいていることがある。この岩脈は幅数cmのことが多く、しばしば母岩と漸移する。

角閃石石英閃緑岩 本岩はおもに船津花崗閃緑岩と古生層との接触部附近、例えば蓼之俣・吉野の対岸などに狭い範囲に分布するもので、やや優黒色、中粒で、包有物も少なく、角閃石花崗閃緑岩に移化する。

鏡下でみると、本岩はおもに角閃石または黒雲母・斜長石および石英からなり、少量の鉄鉱・燐灰石などを含んでいる。時に著しく変質していることがあり、方解石および緑泥石が増加する。構造は一般に閃緑岩質で、斜長石はしばしば角閃石または黒雲母に対して自形である。黒雲母は大きさは2mm前後、半自形で、ほとんど緑泥石化している。角閃石は緑色角閃石で、半自形、大きさは2mm前後で、多色性が著しい。斜長石はほぼ自形で、大きさは3mm前後、ほとんど変質し、方解石や緑泥石などに置き換えられている。双晶が著しく、成分はほぼ中性長石と思われるが、周縁部は弱い累帯構造を示し、曹長石成分に富んだ変質していない帯によって取り巻かれる。石英は他形で量も少ない。このほか、ごく少量の微斜長石が含まれることもある。

包有物

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

飛驒変成岩包有物 本岩は船津型岩石のなかだけに分布し、奥麻生野・大谷・尻高・原・石浦などでみいだされる。多くは帯状に分布し、幅数 100m、長さ 2km にも達する。おもに角閃石花崗閃緑岩質片麻岩で、縞状構造や星雲状構造がよく発達し、なかには飛驒変成岩類の本体よりもより優黒色で、結晶片岩に近い構造のものまで含まれる。一般に眼球片麻岩がその一部または全部にわたって形成されている。

このほか、荒城川沿岸宮地附近の小露頭でも、透輝石閃緑岩が船津花崗閃緑岩のなかにみいだされているが、これは石灰岩質の飛驒変成岩包有物と考えられる。

角閃岩および閃緑岩包有物 本岩類は連続的に変化する一連の包有物で、一般に角閃岩-閃緑岩-石英閃緑岩-花崗閃緑岩という漸移関係にある。本岩類は船津花崗閃緑岩全体を通じて最も多い包有物であるが、下之本型岩石には角閃岩はほとんど包有されていない。

角閃岩は東町・朝浦・吉田・原・蓼之俣などで、斑状花崗閃緑岩またはアブライトのなかに発見されることが多い。一般に径 50m 前後の小岩体で、角閃石による線構造の著しい、細粒、優黒色の岩石である。

鏡下でみると、角閃岩はおもに角閃石および斜長石からなり、少量の鉄鉱・燐灰石・チタン石などを混える。ほとんど緑泥石化した黒雲母・石英・微斜長石などがごく少量含まれることもある。構造は一般に角閃岩質であるが、しばしば細粒閃緑岩質構造に近づく。角閃石は緑色角閃石で、塊状半自形、大きさ 0.5mm 前後、長石を包有し、多色性が著しい。しばしば双晶がよく発達する。斜長石は半自形、大きさ 0.3mm 前後で、集片双晶・累帯構造が著しい。変質作用が時に顕著となり、方解石・緑泥石・緑簾石などの鉱物が多量に形成されていることもある。

閃緑岩包有物は最も多量に包有されるもので、ほとんど船津花崗閃緑岩全体にわたってあるが、下之本型岩石の主体、金木戸以北には比較的少ない。斑岩質岩石・角閃岩などに伴ったり、単独で分布したりする。形は不規則で、大きさは数 m または数 10m のことが多い。一般に優黒色、不均質で、細粒から粗粒にまでわたり、しばしば片理または線構造をもつ。花崗閃緑岩または石英閃緑岩に漸移することもあるが、多くは漸移せずかなりはっきりした境でそれらに接する。

鏡下でみると、本岩はおもに角閃石および斜長石からなり、少量の石英・鉄鉱・燐灰石などを含む。本岩の構造は閃緑岩質から、角閃岩質のものまでである。

閃緑岩質の岩石では、角閃石は緑色角閃石で、半自形、大きさ 8mm にも達し、しばしば双晶したり不均一な消光をしたりする。多色性が著しい。斜長石は半自形、大きさ 5mm 前後、成分はほぼ灰曹長石で、一般に変質が著しい。角閃石の附近には黒雲母後と思われる緑泥石が集まっていることもある。石英は少量で、角閃石や斜長石の間を埋める。

さらに細粒の岩石では、角閃石は緑色角閃石で、不規則な半自形、大きさ 0.5mm、多少変質して緑泥石化する。多色性が著しい。斜長石は細粒であるが、時に自形、大きさ 6mm に達する柱状をなす。双晶および累帯構造が発達し、多くは変質した中心部と新鮮な周縁部とからなり、中心部はほぼ中性長石、周縁部はほぼ灰曹長石である。

その他の包有物 岩脈状岩類が包有されるが、煌斑岩質岩石として II. 5 の項で述べる。

II. 4. 2 接触作用

船津花崗閃緑岩が飛驒変成岩に接する場合は前に述べた。本岩が南側の古生層に接する場合は本郷・田谷・新田・宮地・蓼之俣などでみられる。

接触作用はかなり複雑で、本郷・蓼之俣などでは、石灰岩のレンズを混えた輝緑凝灰岩質の古生層を交代して閃緑岩または花崗閃緑岩が接し、古生層は透角閃石陽起石ホルンフェルス・堇青石直閃石ホルンフェルス・透輝石緑泥石緑簾石片岩および柘榴石灰鉄輝石スカルンとなっている。

新田では、中粒花崗閃緑岩が輝緑凝灰岩および黒色砂岩の累層に接し、接触部附近で両者ともに著しいミロナイト化作用を受け、船津花崗閃緑岩の一部は破碎され、岩片は円磨されて礫岩のような外観を呈する。礫岩の基質に相当する破碎された細粒部および黒色頁岩は、それぞれ緑簾石緑泥石ホルンフェルスおよび黒雲母ホルンフェルスとなっている。

田谷では、斑状花崗閃緑岩が黒色頁岩に接し、頁岩は黒雲母片岩となり、花崗閃緑岩は接触部附近で柘榴石の変成斑晶を含む。

いずれの場合も変成帯の幅は 50m 以内である。

特に注目される事実として、船津花崗閃緑岩に接する古生層はしばしば結晶片岩化することである。すなわち、前にも述べたように、田谷では黒雲母片岩が、吉野対岸

の谷では緑簾石緑泥石片岩などがみいだされる。これらの片岩は船津花崗閃緑岩と古生層との境界、およびその間のミロナイト帯の方向に平行に延び、それらと平行の片理をもっている。

II. 4. 3 深成作用

本岩は上部古生層を貫ぬき、ジュラ紀または白堊紀に属する中生層によって覆われる。それゆえ、本岩の深成作用はおそらく古生代末頃に、日本群島に起こった大規模な深成作用の一部と考えられる。

本岩の主要な形成作用は次のように考えられる。本岩は斑岩類によって先駆され、飛驒変成岩類および古生層を交代し、一部は貫入を起こした。初めにやゝ塩基性の下之本型岩石が、後に酸性の船津型岩石が形成された。本岩の形成に関係して、本岩の分布地域には著しい変位運動が起こり、本岩および飛驒変成岩や古生層の一部に著しい影響を与えた。本岩形成の後期には次に述べる煌斑岩質岩脈が著しく活動した。

本岩の化学成分は第2表にかゝげたが、分析数が不足しているのでその性質は充分にはわからない。一般に Na_2O が多く、5% 前後に達することが目立っている。

II. 5 煌斑岩質岩石

本岩は船津花崗閃緑岩およびそれに続いて分布する飛驒変成岩のなかにかなり普遍的に発達し、岩脈状の外形をもつ。玢岩・煌斑岩および角閃岩などを含む。これらのうちで、あるものは明らかに船津花崗閃緑岩を切るが、他のものは船津花崗閃緑岩によって逆に貫ぬかれ、多少とも花崗岩化作用を受け、玢岩質となり、さらに角閃岩質岩石となっている。前者は優黒色、緻密な岩脈状で、壁岩の節理に平行して貫入する傾向があり、壁岩と共通しない節理をもち、急冷縁がある。後者は優黒色からやゝ優白色、緻密なものからやゝ粗粒のものまであり、1つの岩脈のなかでも変化が著しい。また、多少とも優白色の花崗岩質細脈の貫入を受けていて、一種の包有物状である。また、節理は壁岩と共通になり、急冷縁はない。このような2種類の岩石は漸移する。

鏡下でみると、岩脈状の煌斑岩質岩石は、おもに角閃石・普通輝石・黒雲母・斜長石および石英からなり、少量の鉄鉱・ジルコン様鉱物などを含む。主要鉱物は増減が

第2表 飛驒變成岩・船津花崗閃緑岩および閃緑岩質包有物の化学成分

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
SiO ₂	70.81	75.72	72.50	71.86	62.56	62.56	54.44
TiO ₂	0.18	0.17	0.19	0.20	0.63	0.44	0.98
Al ₂ O ₃	14.55	12.78	14.31	15.20	16.46	18.56	15.91
Fe ₂ O ₃	0.70	0.69	1.30	1.01	1.86	2.47	1.72
FeO	0.55	0.58	0.66	1.02	3.50	2.41	4.60
MnO	0.03	0.05	0.05	0.07	0.09	0.13	0.13
MgO	0.38	0.26	0.21	0.54	2.92	1.48	5.79
CaO	3.30	0.60	1.14	2.38	5.75	4.67	6.55
Na ₂ O	3.11	3.67	4.08	3.89	3.15	5.24	4.57
K ₂ O	4.85	4.31	3.91	3.13	1.96	1.04	1.37
H ₂ O+	0.82	0.56	0.40	0.34	0.78	0.58	1.84
H ₂ O-	0.16	0.06	0.20	0.10	0.18	0.08	0.36
P ₂ O ₅	0.03	0.17	0.13
Cr ₂ O ₃	...	0	0	0	0
CO ₂	0.57						1.53
Total	100.04	99.45	98.95	99.74	99.84	99.83	99.97

(分析：地質調査所化学課，前田啓二郎)

- (1) 飛驒變成岩・角閃石花崗閃緑岩質片麻岩，神岡町東町
- (2) 船津花崗閃緑岩・船津型斑状花崗閃緑岩，上宝村麻生野
- (3) 同上・同上，上宝村吉田
- (4) 同上・同上，上宝村赤谷
- (5) 同上・下之本型角閃石花崗閃緑岩，上宝村金木戸北方約2km（本
図幅地域外）
- (6) 船津花崗閃緑岩，下之本型角閃石石英閃緑岩，上宝村吉野
- (7) 同上・閃緑岩質包有物，神岡町東町

著しく、石神のものは角閃石・黒雲母・斜長石および少量の石英からなり、本郷のものは、普通輝石・黒雲母・斜長石および石英、麻生野のものは黒雲母・斜長石および石英、岩井戸のものは角閃石・斜長石および石英からなっている。構造は一般に玢岩質である。角閃石は淡褐色で、長柱状、自形、大きさ0.1～0.4mm、双晶および境界目の不明瞭な累帯構造が著しい。輝石は自形、大きさ0.3～0.6mm、双晶および累帯構造が著しい。黒雲母は半自形、大きさ0.1～0.4mm、多色性著しく、時には

包有物が多い。斜長石は斑晶と石基のものがあり、斑晶では自形、大きさ 0.8mm に達し、双晶が著しく、成分はほぼ中性長石または灰曹長石である。しばしば周縁から緑泥石または絹雲母様鉱物に交代されて、円く残されていることもある。石基のものは多くは変質が著しいが、0.2mm 以下の長柱状斜長石である。石英はしばしば円味をもった斑晶として現われ、大きさ 0.5mm 前後になる。周辺が熔蝕されていることが多い。

このような岩脈状の岩石から包有物状の岩石となると、玢岩質となり、おもに自形の斜長石と少量の角閃石または黒雲母との集合からなるようになり、遂には角閃岩様岩石になる。このような場合には、しばしば微斜長石が少量滲み込んでいることが多い。

II. 6 蛇紋岩

高原川上流の田頃家および蓼之俣には蛇紋岩岩脈がみいだされる。田頃家では船津花崗閃緑岩中の断層に沿ってほぼ東西方向に、幅約 30m 前後である。岩石は一部には珪質の部分が縞状に含まれているが、全体はほとんど蛇紋石からなっているようであるが、風化が著しいのでよくわからない。

また、蓼之俣では船津花崗閃緑岩と中生層との間の断層に沿って、ほぼ N70° W 方向に幅約 25m の大きさでみられ、同じく風化が著しい。

これらの蛇紋岩の形成は、中生代後の侵入岩体であるのか、中生代以前に形成されていた岩体が断層運動によってこの位置に現われたものか明らかでない。

II. 7. 中生層一手取統

中生層は西部の荒城川下流部、中部の蔵柱川中流部および東部の高原川上流部の 3 地域に小範囲に分布し、飛驒山地北部に広く分布する手取統に属する。手取統はジュラ紀から白堊紀にわたる地質時代の地層とされ、3つの亜層群に大きく区分されるが、本図幅地域内の手取統はどの層準に属するかわからないので、便宜上各地域ごとに分けて記載する。

II. 7. 1 西部地域

荒城川下流部，宮地の西方に分布する手取統の下部は花崗岩質砂岩と礫岩とからなり，上部は黒色頁岩を主とし，砂岩を挟む。また，上部には厚さ約 30cm の炭質頁岩または粗悪な石炭の薄層が挟まれる。

本層は船津花崗閃緑岩による変質作用を全然受けておらず，花崗閃緑岩との関係は，分布状態からみて断層とは到底考えられないので，手取統は花崗閃緑岩を不整合に覆うものと判断される。本層は本図幅地域内での分布はきわめて狭いが，西方へひき続きかなり広く分布し，そこでは E-W 方向の褶曲軸をもっているようである。

II. 7. 2 中部地域

蔵柱川中流部，蔵柱附近には船津花崗閃緑岩の礫を含む礫岩を主とする手取統が分布している。この礫岩と基盤の古生層との境界は直線状なので，手取統と古生層との関係は断層と思われる。この分布地域北部の手取統は花崗岩質砂岩を主とし，船津花崗閃緑岩とは断層で接している。

II. 7. 3 東部地域

高原川上流部，蓼之俣の南方に分布する手取統の下部は主として花崗岩質砂岩からなり，まれに花崗岩質岩石の礫を混える。上部は塊状の中粒砂岩を主とし，黒色頁岩を挟む。本層は北方に分布する船津花崗閃緑岩とは NE 方向の断層で接し，断層帯に沿って蛇紋岩脈が挟み込まれている。図幅地域外の東方での観察によれば，走向は NE で，NW へ傾斜する。

II. 8 荒原層

本層は蔵柱川上流部の谷底に，第三紀火山岩類の下位に断片的に露出し，非火山性の堆積物である。

本層は黒色頁岩と細粒砂岩との累層の厚さ約 10cm の細互層を主とするが，砂岩や頁岩は単独で厚さ 2～3m 以上の層をなすこともある。上部には厚さ 2～3m の礫

岩が含まれ、花崗岩質砂岩に移化する。礫岩の基質は花崗岩質砂で、礫種としては径10cm以下の花崗岩質岩石の円礫が最も多く、そのほかにチャート等の小円礫がある。

本層は火山性の物質を全く含まず、一般にかなり堅硬なので、図幅地域内の第三紀層とは明瞭に区別される。本層と第三紀の凝灰岩との関係は一見整合で隙のないようにみえる所もあるが、本層の傾斜は30°内外であるのに対し第三紀凝灰岩はほとんど水平なので、両者の関係は不整合と推定される。本層は手取統に対比される可能性もあるが、一応別の地層としておく。おそらく荒原層の地質時代は中生代末または古第三紀であろう。

II.9 石英閃緑岩

本図幅地域の南東端、下ノ原には古生層を貫ぬいて小さな岩株状の石英閃緑岩が露出する。

本岩は優白色の閃緑岩質岩石で、包有物に乏しく、新鮮である。古生層に対する接触変成作用は弱い。

鏡下でみると、本岩は斑状を呈し、石基に較べて斑晶が著しく多い。斑晶としては大きさ8mmに達する斜長石(灰曹長石)が多く、これには双晶や累帯構造が著しい。そしてこの斑晶は熔蝕されており、その部分は石基の石英およびカリ長石の小粒が填めている。その他の斑晶としては、やや小さく量も少ない石英および多色性の著しい、大きさ約3mmの黒雲母がある。黒雲母はジルコン・燐灰石を包有し、前者には僅かにハローを伴う。また、黒雲母は淡緑色の角閃石に移化し、黒雲母を全く含まない角閃石は熔蝕されたような外形を示している。

さらに斑晶としては、まれに大きさ5mmに達するカリ長石(ペルト長石)があり、そのまわりに斜長石(灰曹長石)の周縁を伴わない、ラパキビ様の構造があるのは著しい特徴である。

石基は等粒半自形の、大きさ0.2～0.3mmの石英・カリ長石の集合からなり、少量の斜長石(灰曹長石)・ジルコン様鉱物・燐灰石および鉄鉱を含んでいる。

本岩の関係する火成作用は明らかでないが、上高地図幅・白川村図幅両地域などに分布するいわゆる白堊紀末または古第三紀の、花崗岩および石英斑岩のうちに類似の

岩型が認められるので、それらと同一の火成作用ではないかと考えられる。

II. 10 大雨見山火山岩類

本岩類はおもに熔岩および凝灰岩で、古生層・中生層および船津花崗閃緑岩を不整合に覆っている。本岩類は第四紀の高原火山岩類とは開析の程度を著しく異にする。すなわち、高原火山岩類はあまり開析されない台地様の地形を示すのに反して、本岩類は著しく開析された山地をつくる。また、高原火山岩類とは岩相も著しく異なる。これらの点によって両者は容易に区別することができる。

本岩類のうち熔岩は石英斑岩を主とし、国見山・大雨見山上部および荒城川上流で、海拔 600m から 1,300m の間に広く分布し、最も厚い部分で 300m 以下、平均 100 m 以下と考えられる。凝灰岩は大雨見山下部・蔵柱川上流・荒城川流域など本岩類分布地域の西部に、海拔 600m から 900m の間に分布し、本岩類の主体をなすが、熔岩と互層する所もあって熔岩と凝灰岩とを区別しにくいことが少なくない。さらに西隣の古川図幅地域では、本火山岩類は全く凝灰岩のみの岩相に移行する。

このような熔岩や凝灰岩とは別に、本図幅地域のおもに西半部の基盤の古生層および花崗閃緑岩を貫ぬいて、岩脈または岩株状の半深成岩が分布する。例えば蔵柱川中流の新町や高原川上流の赤谷などでは、石英斑岩および花崗斑岩が船津花崗閃緑岩および古生層を貫ぬいている。

II. 10. 1 熔 岩

熔岩は大部分石英斑岩であるが、著しく不均質で、色、構造等の変化に富み、岩種も細粒閃緑岩または半花崗岩まで含まれている。一般に包有物は少ない。

石英斑岩

本岩は淡褐色・緑色・赤桃色・灰白色など色の変化が著しく、斑晶の大きさや多孔質の程度などにも差が多く、一般に不均質である。包有物は一般に少ない。節理は著しくなく規則的でもない。

鏡下でみると、本岩は石英・微斜長石・斜長石をおもな斑晶とし、石基はおもに石英および微斜長石からなっている。

斑晶においては、石英は大きさ 1～3mm で、自形結晶の多少熔蝕を受けた破片である。斜長石（灰曹長石）は大きさ 1～3mm、双晶の著しい自形で、多くは変質が著しい。微斜長石は大きさ 1～4mm、半自形で、変質著しく、量の変化に富み、例えば芋生茂谷でみられるように全く含まれない部分もある。このほか、斑晶から変化したらしい緑泥石集合体が含まれたり、微斜長石斑晶の多い部分に多色性の著しい黒雲母が含まれる場合もある。

石基は大きさ 0.1mm またはそれ以下の石英・微斜長石および少量の斜長石粒からなり、緑泥石・鉄鉱・ジルコン様鉱物および燐灰石を副成分として含んでいる。全般に変質が著しい。

細粒閃緑岩質岩石

本岩は蓑谷から古橋に至る間に局部的に分布し、最も塩基性で深成岩相に近いものである。本岩は次に述べる赤桃色の文象半花崗岩質岩石中に包有され、形は不規則で、半花崗岩質岩石に漸移する。細粒、優黒色で、針状の角閃石が著しい。

鏡下でみると、本岩は大きさ 1mm 位の柏子木状の斜長石が最も多く、その他大きさ約 1mm の半自形の微斜長石、黒雲母に漸移する長さ 2mm に達する緑色角閃石の針状結晶、およびそれらの間隙を埋める石英の他形結晶からなっている。石英にはしばしば文象構造がみいだされ、そのなかに変質の著しい長石がのこされている。副成分として鉄鉱・ジルコンおよび燐灰石が多い。一般に変質が著しく、斜長石は双晶はしているものの成分は明らかでない。

文象半花崗岩質岩石

本岩は細粒閃緑岩質岩石を取り巻き、赤桃色を呈する。

鏡下でみると、本岩は大きさ約 0.8mm の拍子木状斜長石、大きさ約 0.8mm の微斜長石、多少角閃石に移化する黒雲母、およびそれらの間隙を埋め、微斜長石と文象共生する石英からなっている。一般に変質著しく黒雲母は緑泥石化している場合が多い。

半花崗岩質岩石

本岩は長倉附近に分布し、白色で緻密である。

鏡下でみると、本岩は大きさ約 0.4mm の石英および微斜長石の半自形結晶の集合からなり、両者はしばしば文象共生している。少量の大きさ約 0.5mm の双晶の著し

い斜長石片およびかなり緑泥石化した黒雲母の小片も含まれる。また、時には大きさ 0.1mm 以下の石英および微斜長石の脈状や晶洞状の集合がみだされることがある。部分的に著しく不均質で、粒度に差があり、また大きさ 15mm に達する石英および斜長石の自形斑晶の現われることがある。このような大きな斜長石は変質が著しく、双晶し、中性長石～灰曹長石の成分をもつ。副成分としてはジルコン様鉱物・鉄鉱および磷灰石が著しい。

球状石英斑岩

本岩は赤谷・国見山などに局部的に発達し、白色または灰色の細粒の岩石である。

鏡下でみると、本岩は石英および微斜長石からなる細かい石基のなかに、大きさ 8 mm に達する斜長石の斑晶をもっている。これらの斑晶に混じって微斜長石および石英の放射状集合からなる径 2mm 前後の球が多数散点している。球の中心にはしばしば熔蝕された石英がのこり、一種の文象構造と考えられる。一般に変質が著しい。また、大久保でみられるように、石基が著しく粗粒になり、それに伴って球が小さくなる場合も知られている。

II. 10.2 凝 灰 岩

本岩は淡緑色・赤紫色・白色など色の变化に富むが、緑色のことが最も多い。また白色で流紋岩質の凝灰岩も少なくない。一般に強く変質しており、荒城川南岸の千光寺附近や蔵柱川上流の荒原附近のように、変質の特に著しい部分では、粘土化した基質中に径数 cm 以下の不規則な形のフリント様岩片が含まれることがある。

凝灰岩は熔岩と複雑に互層しているので、これらを地質図の岩層単位として区別して扱うことは困難である。したがって、凝灰岩のうちで亜炭を含む部分および礫岩を含む部分だけを、便宜上地質図では凝灰岩として区別し、その他の大部分は熔岩のなかに含めて示してある。

荒城川下流の宮地附近では、本火山岩類基底部の緑色および淡緑色の凝灰岩中に、厚さ 30cm 内外の亜炭の薄層が挟まれ、その分布は水平で宮地部落に限られている。この基底部の緑色の凝灰岩は宮地の東方約 5km の三之瀬に至る間に、荒城川に沿って水平に連続して露出し、約 10m の高さの崖をつくっている。

荒城川上流の横尾附近では、凝灰岩中に礫岩が含まれている。礫岩の基質は凝灰

質砂で、礫としてはチャート・砂岩・粘板岩およびまれには石灰岩の、それぞれ径数 cm 以下の円礫が含まれる。この礫岩は灰白色の凝灰岩や青灰色の凝灰質砂岩または砂質凝灰岩に移化する。礫岩を含む凝灰岩層は北方に分布する古生層とENE方向の断層で接し、断層の近くでは凝灰岩層の傾斜は 30° N である。

本岩類下部にこのような顕著な礫岩のみられる所は本図幅地域では他にはない。また、この礫岩を含む部分は他の普通の凝灰岩よりも遙かに固い。したがって、横尾の礫岩層は本火山岩類とは別の地層ではあるまいかとの疑いも考えられる。しかし野外の観察では、礫岩を含む凝灰質の地層と、下位の軟かい灰色または赤紫色の確実に本火山岩類に属する凝灰岩とが、整合に移り変わるように見えるので、一応この礫岩層を大雨見山火山岩類に含めておく。

II. 10. 3 岩脈

岩脈は、前に述べた熔岩とよく似た石英斑岩および花崗斑岩であるが、一般にやや粗粒である。すなわち、斑晶として大きさ $1 \sim 2\text{mm}$ の自形の石英、大きさ $2 \sim 3\text{mm}$ の自形で、変質の著しい斜長石(灰曹長石)が多く、花崗斑岩では、大きさ 5mm 以上の自形の微斜長石が含まれる。石基は大きさ $0.1 \sim 0.3\text{mm}$ の石英および長石の小粒からなり、緑泥石・方解石・鉄鉱などの2次的生成物が多い。時には淡色の黒雲母が斑晶状に含まれる。

II. 10. 4 火成作用

本火山岩類の凝灰岩の岩相と、変質の様子とはいわゆる“緑色凝灰岩”によく似ているので、その一員と考えられる。したがって、熔岩の大部分もともに中新世に形成されたものであろう。

本岩類のうちで、細粒閃緑岩質の部分はより酸性の文象花崗岩質岩石に包有されており、その附近には他の包有物はなく細粒閃緑岩質岩石が数多く包有されるのみなので、これは外来のものではなくて本火山岩類の早期に形成された岩石の一部と考えられる。

また、全体として本火山岩類の分布地域内で西方へ行くにつれて深成岩相はなくなり、凝灰岩層が多くなる。凝灰岩層は熔岩の下部に多く発達している。

それゆえ、本火山岩類の火成活動は火山灰の噴出に始まり、西部に凝灰岩の堆積をみた。これに引き続き熔岩が流出し、熔岩としてはまず細粒閃緑岩様の岩石が形成され、次いで石英斑岩類が形成された。熔岩の流出は、一部は火山灰の堆積と交互に行われたものと考えられる。また、この火成活動の中心は大雨見山または国見山附近にあったものであろう。

しかし、熔岩の一部としてこゝに述べた深成岩相岩石の一部には、凝灰岩と関係するというよりもむしろ岩脈に関係するのではないかと思われるものもあるが、その関係は明らかでない。

岩脈は第四紀の火山岩類によって覆われ、古生層を貫ぬくことが知られているだけで、その形成時期はよくわかっていない。岩脈をなす岩石は、岩相や貫入形式からみると、熔岩や凝灰岩に関係するというよりは、岐阜県および長野県に広く分布するいわゆる白堊紀または古第三紀の半深成岩類に関係が深いのではないかとも思われる。

II. 11 高原火山岩類

本火山岩類の主体は古生層・中生層・船津花崗閃緑岩および第三紀火山岩類を覆い、図幅地域東部に広大な面積を占める熔結凝灰岩である。高原川や小八賀川の段丘または段丘様台地に分布する火山礫凝灰岩は、熔結凝灰岩と互層することがあるので、両者は同一の火山活動の産物であることは明らかであり、火山礫凝灰岩も高原火山岩類の一員である。

II. 11 1 熔 結 凝 灰 岩

本岩は本図幅地域東半部の半ば以上の面積を占め、東隣の上高地図幅地域へ続く。本岩は海拔 600m から 1,500m ぐらいの間の山腹を占めることが多く、このような場合には、谷底と山頂には基盤岩類が露われている。また、南部では八本原のような平坦な台地を構成することが多い。本岩は流れかぶさった熔岩のように基盤を覆い、その厚さは中央部の大原付近では約 100m であるが、末端部では一般に薄く、高原川沿岸では約 15m 以上である。

本岩は灰色、多孔質で、軟かく、著しく不均質で包有物に富み、節理のよく発達し

ていることを特徴とする。

すなわち、本岩は斑晶が大きくて黒色ガラス質物質に富んだ部分から、斑晶が小さく空洞に富んだ部分または細粒の石英斑岩質の部分に至るまで変化し、なかに含まれる包有物は火山岩を主とし、その大きさおよび分布は不均質である。

一般に流理様構造が著しく、多くは水平に近いが多少の傾斜をもっている。また節理が著しく発達し、多くは垂直方向であって、その断面は不規則または六角形に近いが、なかには原におけるように水平方向に柱状節理が発達し、その断面は美しい正六角形を呈し、材木岩と呼ばれているものもある。

本岩類には両輝石安山岩から石英斑岩に至るまでの岩相がある。

普通輝石紫蘇輝石安山岩

本岩は暗灰色、多孔質で、中粒の斑晶に富み、やゝ硬い。

鏡下でみると、本岩は暗褐色のガラス質石基中に、大きさ1～2mmの自形の普通輝石・紫蘇輝石および大きさ3～4mmの自形で双晶・累帯構造の著しい斜長石(曹灰長石)の斑晶を含んでいる。そのほか少量の小さな石英片・燐灰石および鉄鉱が散点する。

包有物としては拍子木状の斜長石(曹灰長石)とオパサイト化した角閃石とが認められる玄武岩様岩石や、変質の著しい石英斑岩様岩石の角礫状小片を含んでいる。

黒雲母安山岩

本岩は最も多い岩相で、灰色、多孔質で、中粒の斑晶に富み、軟かい。

鏡下でみると、本岩は大きさ1～3mmの時には曲がった形の板状の黒雲母、大きさ1～4mmの自形で双晶・累帯構造の著しい斜長石(曹灰長石)および熔蝕の著しい自形、大きさ1～4mmの石英を斑晶としている。石基は灰褐色ガラス質で、流理構造が発達することがある。

包有物としては、本岩とよく似たやゝ流理構造の強い岩石が角礫状に取り込まれたり、角閃石安山岩らしいものが含まれたりする。また部分的に黒色ガラス状のレンズが流理方向に多数ならんで包有されている場合もある。

石英斑岩

本岩は淡灰色、やゝ多孔質で、中粒の斑晶に富み、やゝ軟かい。

鏡下でみると、本岩は大きさ2～5mmの熔蝕されよごれた自形の石英、著しく変

質した大きさ2～4mmの自形の斜長石、およびオパサイト化しているが黒雲母らしい長さ1～4mmの板状の苦土鉱物を斑晶とする。石基は石英および長石の小粒からなり、少量の鉄鉱・燐灰石等を混じえる。

包有物は比較的乏しい。

以上の諸岩相の相互関係は明らかでないが漸移するものようである。

II. 11. 2 火山礫凝灰岩

本岩は図幅地域北部の高原川流域の河岸段丘状の台地の大多数を構成し、上流から下流へ向かって高さを減じながらかなり広い平坦な台地をつくっている。基盤は殿・本郷などで知られるところでは、ほゞ平坦で既存の河成段丘であったと考えられる。層厚は上流の長倉で約30m、下流の殿では約2mであり、それぞれの台地では基盤が平坦なので厚さに急激な変化はないようである。

南部の小八賀川流域でも、本岩は段丘または段丘状台地を構成し、高原川流域と同じ状況を呈し、層厚はきわめて薄い。特に興味あることは、下流の殿垣内の西方では、本岩が基盤岩石の礫を含む段丘礫層に移化することである。すなわち、火山岩相は下流(西方)へ向かって普通の河成礫相へと移化している。

荒城川流域北部の呂瀬附近では、火山礫凝灰岩は基盤の古生層を薄く覆って平坦地をなしている。

火山礫凝灰岩は河岸段丘状の台地を構成しているので、あるいは熔結凝灰岩が侵蝕され水流に運ばれて堆積したところの2次的な堆積物ではないかとの疑いがもたれる。また、一部は熔結凝灰岩生成後の、いわば崖錐堆積物ではないかとの疑いも生ずる。しかし、高原川流域の長倉、小八賀川流域の板殿、荒城川流域の呂瀬等の各地では、火山礫凝灰岩が熔結凝灰岩と互層し密接に連続する。

この事実は上記の疑いを否定するに足るものであり、両岩は同一火山活動のほゞ同じ時期の産物であることを示すものである。

本岩は一般に灰白色、多孔質の砂および礫からなり、その礫は灰色の輝石安山岩を主とし、玄武岩質または石英斑岩質岩石も少量含む。いずれも径0.1～1cm、円くて脆い小粒で、風化しやすく、斑晶の石英および長石は遊離しやすい。礫の間を埋める砂はおもに珪長質で、細かく灰白色であるが、礫に較べて少量である。

II. 11. 3 火成作用

熔結凝灰岩は本図幅地域を主要な分布地とし、西隣の上高地図幅地域へ続くもので、北西方の本地域外の双六岳南方にも少量に分布する。また、火山礫凝灰岩は本地域外の高原川下流にも小区域に分布する。高原火山岩類の火山活動の中心は本図幅地域東部およびその東隣地区のようである。

熔結凝灰岩からなる台地は八本原のようにあまり開析されていない。また、火山礫凝灰岩は一般に河成段丘を覆っているが、時には河成の段丘礫層と複雑に互層して移化しあい、まれには河成礫層中に熔結凝灰岩が挟まれることもある。これらの事実から、高原火山岩類の活動した時代が洪積世であることは確実である。なお、本火山岩類は小八賀川下流の新时期段丘礫層よりも古く、また乗鞍火山の活動よりも古いようである。

II. 12 古期礫層

基盤の古生層・花崗閃緑岩および第三紀火山岩類の礫を主とする古期礫層は、高原火山岩類の火山礫凝灰岩の下部および下位に局部的に露出する。

小八賀川流域、殿垣内附近の段丘の下部は、火山岩の人頭大以下の円礫と古生層岩石の小円礫とからなる礫層である。この礫層は段丘上部および東部の熔結凝灰岩の薄層と互層する火山礫凝灰岩に、垂直方向にも水平方向にも漸移する。すなわち、殿垣内の礫層は高原火山岩類とほぼ同時期の地層である。同様な礫層は上流の段丘状台地に分布する火山礫凝灰岩の下部にまれにみられるが、この場合は台地の高度は殿垣内の段丘よりも遙かに高いので、この礫層は殿垣内の礫層よりも古いとも考えられる。

同様に、高原川流域の段丘または段丘状台地の下部にも、例えば本郷附近にみられるように、基盤の船津花崗閃緑岩の礫や砂を主とする礫層が露出することがある。これらの礫層も一部は高原火山岩類よりも古い地層かもしれないが、一部は同時のものである。

高原川火山岩類よりも明らかに新しい新时期礫層と区別するために、高原火山岩類と同時およびより古期の礫層を一括して古期礫層と呼ぶことにする。

古期礫層は一般にきわめて薄く、露頭も少なく、また火山礫凝灰岩に移化するもので、これを火山礫凝灰岩と区別して扱うことは困難である。ゆえに便宜上地質図上には両者を一括して示してある。

II. 13 乗鞍火山岩

本図幅地域の南東端、大名子・日影南方などの丘陵上には、暗灰色の熔岩が古生層を覆っている。本熔岩は本図幅地域内ではきわめて狭い分布を示すにすぎないが、南隣地域へ広く続き、乗鞍火山の熔岩の一部をなす。

この熔岩は本地域内では次のような岩石からなっている。

紫蘇輝石普通輝石安山岩

本岩は灰色、多孔質で軟かく、肉眼的にも長石の斑晶が著しい。そのなかには母岩とよく類似した岩片が多く包有されている。

鏡下でみると、本岩はおもな斑晶として大きさ3～6mmの自形で双晶・累帯構造の著しい斜長石（曹灰長石）を含む。石基は長さ約0.5mm、拍子木状の斜長石（中性長石）および約0.2mmの紫蘇輝石ならびに普通輝石の小粒からなる。このほか斑晶としては、少量ながら大きさ3mmに達する熔蝕されたような外形の普通輝石およびオパサイト化の進んだ黒雲母が自形を保っている。また、大きさ約2mm、熔蝕され円味を帯びた石英もまれにみいだされる。また、石基にも大きさ0.2mm前後の小粒の石英が少量ではあるが含まれる。

包有物としては斑晶のない紫蘇輝石普通輝石安山岩の、小角礫の大きさ1～3cmのものが数多く含まれる。

II. 14 新期礫層および沖積層

花崗岩質岩石・古生層の岩石・火山岩の円礫等を主とする新期礫層は、小八賀川下流の低位段丘を構成している。低位段丘は殿垣内の段丘よりも60m内外低く、高原火山岩類の活動以後に形成されたものと考えられ、図幅地域外南方にも広く分布しており、高位段丘よりもはるかに大規模である。

沖積層の分布は本図幅地域内ではきわめて狭く、砂礫・粘土等からなり、河川に沿って小範囲に分布するのみである。

本図幅地域の北西部では、船津花崗閃緑岩または飛驒変成岩からなる山地の麓に崖錐が著しく発達している。

III. 応用地質

III. 1 金属鉱床

森部にある古生層中の含金石英脈、尻高にある船津花崗閃緑岩中の含金石英脈などは、往時試掘されたことがあるという。現在は坑道もつぶれ詳細は不明である。

III. 2 非金属鉱床

陶 石

巢山は古来渋草陶石の産地として有名である。この陶石は船津花崗閃緑岩を貫ぬく石英粗面岩岩脈の変質生成物と考えられる。走向 N20° E, 傾斜 20° E を示す幅約 2 ~ 10m の平行脈が 3 ~ 5 本認められる。月産約 30t である。

往時は巢山の北方、山田附近でも同じような陶石が稼行されていた³⁾。

黒 鉛

巢山では飛驒変成岩の黒鉛黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩中に濃集する黒鉛が往時試掘されたことがある。現在は坑道もつぶれ詳細は不明である。品位約 35%, 鉱量 45t といわれる²⁾。

文 献

- 1) 野田勢次郎：20 万分の 1 地質図幅「高山」，および同説明書，地質調査所，1920
- 2) 安斎俊夫：岐阜・富山両県下黒鉛鉱床調査，地下資源調査所速報，No. 8，
1946
- 3) 大島敬義：岐阜県吉城郡泷草陶石鉱床調査，地下資源調査所速報，No. 46，
1949
- 4) S. Hanzawa：A new type of the fusulinid Foraminifera from the central
Japan, *Jour. Paleontology*, Vol. 23, p.205 ~ 209, 1949
- 5) 高野 貞：岐阜県丹生川村地域の秩父古生層（講演要旨），地質学雑誌，Vol.57，
No. 670, p.264, 1951
- 6) 高野 貞：岐阜県丹生川村地域の秩父系（講演要旨），地質学雑誌，Vol.58，
No. 682, p.321, 1952
- 7) 野沢 保・磯見 博：船津附近で見られるひだ変成岩と，船津花崗閃緑岩と古
生層との関係（ひだ構造帯の覚え書），地質学雑誌，Vol.62, No.
725, p.101 ~ 110, 1956

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

FUNATSU

Kanazawa, No. 44

By

HIROSHI ISOMI & TAMOTSU NOZAWA

(Written in 1956)

(Abstract)

GENERAL REMARKS

The area mapped is situated on the Hida mountainland, northern part of central Japan.

Basement rocks, comprising Hida metamorphic rocks, Funatsu granodiorite and Paleozoic strata, running from northeast to southwest, are arranged zonally from north to south.

Mesozoic strata, originally having rested unconformably upon the basement, now occur locally and contact, in most cases, to the basement with fault.

Cenozoic rocks, mostly of volcanic rocks, widely cover unconformably the basement and Mesozoic rocks.

Hida Metamorphic Rocks

These rocks comprise hornblende granodioritic gneiss, biotite-hornblende granodioritic gneiss, dioritic gneiss, amphibolite, diopside dioritic gneiss and crystalline limestone. Besides, in the vicinity of Suyama, some peculiar metamorphic rocks, namely graphite-bearing varieties are known.

The structure of Hida metamorphic rocks runs, generally speaking, from northeast to southwest.

The age of the metamorphic rocks is unknown.

Paleozoic

The Paleozoic terrain is divided into three zones, separated from each other by fault zones.

Northern Zone

Rocks in the northern zone are intensely disturbed, and in some places metamorphosed to low grade crystalline schist. This zone comprises the lower Arakigawa and upper Moribu formations.

Arakigawa formation This formation is composed of phyllitic "schalstein" and some small lenticules of limestone.

The limestone contains rarely coral fossils, which are identified or allied with *Kueichouphyllum*. Consequently, this formation may be equivalent to upper Visean (uppermost Mississippian).

Moribu formation This formation is composed of predominant slate, subordinate sandstone and a few lenticules of limestone. This formation gradually changes into the underlying Arakigawa formation.

Both formations on the whole, run in the trend of NEE, dipping northwards, but towards the central part of their distribution area, the strike changes in NNE or NS direction.

Middle Zone

This is a narrow transitional zone between the slightly metamorphosed northern zone and the stable southern zone.

The major constituent of the middle zone is Permian bed (Jūnigatake formation), and the remaining minor constituent is Middle Carboniferous (Nakahata formation).

Jūnigatake formation This formation is exposed, as basement under Cenozoic volcanics, in some isolated limited areas. It is composed of predominant clayslate, subordinate sandstone and sporadic small lenses of limestone. The limestone contains such Permian fusulinids as *Neoschwagerina*, *Parafusulina*, *Verbeekina*, and *Schwagerina*. Consequently, the main part of this formation is Middle Permian, and the rest may be Lower Permian.

Nakahata formation Limited outcrops of this formation extend along or in the fault zone between the middle and southern zones. This formation is composed of clayslate and a lenticular limestone. This limestone contains such Middle Carboniferous fusulinids as *Fusulinella* and *Fusulina*.

Southern Zone

This zone is composed exclusively of Permian Nyūkawa group. This group is divided into three divisions.

N₁ This is the lower one, composed mainly of predominant clayslate and subordinate sandstone, in an alternative fashion. The top of this division is characterized by abundance of chert.

N₂ This is the middle one, composed mainly of predominant "schalstein" in predominance and also a number of tongues or lenticles of limestone. These limestones contain abundantly various fusulinids. Among them *Pseudoschwagerina*, *Acervoschwagerina*, *Pseudofusulina*, *Schwagerina* and others occur in

many limestones in the lower part of this division. While, *Neoschwagerina*, *Pseudodoliolina* and others are found in some limestones occupying the upper part. Consequently, this division ranges from Older Permian to Middle Permian.

N₃ This upper division is composed mainly of sandstone and clayslate in alternations.

Nyūkawa group runs in ENE trend, generally dipping southwards.

Kamihirose formation This formation is characterized by conglomerate. This conglomerate contains, as pebbles or cobbles, granitic and volcanic rocks. Conglomerate passes into "schalstein" and sandstone.

The stratigraphic position of this formation is unknown, but it is not improbable that it is equivalent to the Arakigawa formation.

Olivine Gabbro

A small mass of olivine gabbro is included in Funatsu granodiorite, in the neighbourhood of Wasabo.

This rock consists of large crystals of olivine and interstitial augite.

The relation of olivine gabbro to the Funatsu granodiorite is not observed. But there is imaginable reason that olivine gabbro may be intruded by the Funatsu granodiorite.

Funatsu Granodiorite

The Funatsu granodiorite is heterogeneous and rich in various inclusions. It is divided into the Funatsu and Shimonomoto types.

The former, chief representative of which is porphyritic biotite granodiorite accompanied with microcline phenocrysts, is leucocratic or reddish pink in color, non-schistose and rich in inclusions of the Hida metamorphic rocks. Beside the porphyritic granodiorite,

the Funatsu type comprises evengrained granodiorite, aplite, pegmatite and at the contact with Hida metamorphic rocks, "augen" gneiss.

The Shimonomoto type poor in inclusion of the Hida metamorphic rocks, is rather melanocratic, rather uniform and non-porphyrific. This type comprises schistose hornblende granodiorite as chief representative, and hornblende diorite in small quantity. The trend of structure indicated by the alignment of long prismatic crystals of hornblende runs, generally speaking, from northeast to southwest.

Inclusions are mainly of the Hida metamorphic rocks, amphibolite, diorite, and lamprophyric rocks.

Chemically, the Funatsu type is characterized by high content of Na_2O , which generally reaches to 5 percent. The Funatsu granodiorite intrudes into Hida metamorphic rocks and the Paleozoic formation, showing a remarkable mylonitic border.

Lamprophyric Rocks

Lamprophyric rocks occur as dykes intruding the Funatsu granodiorite and the neighbouring Hida metamorphic rocks. They comprise some varieties characterized by the of brown hornblende, common augite or biotite as mafic minerals, respectively.

A remarkable fact is that some of the lamprophyric rocks, are intruded by ramifying granitic veinlets, and metamorphosed to porphyritic or amphibolitic rocks. Therefore some of these dykes might be formed during plutonic intrusion of the Funatsu granodiorite.

Serpentine

Narrow dykes of serpentine crop out along some faults developed in the Funatsu granodiorite, or between the granodiorite and the Mesozoic formation.

Mesozoic Tetori Series

Mesozoic deposits are composed of conglomerate, arkose, black shale and rare thin intercalation of coaly shale.

It is assigned to the Tetori Series, which is Late Jurassic~Cretaceous in age.

The Tetori series rest upon the Funatsu granodiorite in some places but in other places fault plane is recognized at the contact with Paleozoic formation, as well as the Funatsu granodiorite.

The Series run, on the whole, in E-W or NE direction, dipping less than 30°.

Arahara Formation

This formation crops out in the limited area near Arahara in the western part of the area mapped. These outcrops are composed of conglomerate and thinly alternative beds of sandstone and shale. The stratigraphical position is lower than Miocene, and may be higher than the above-mentioned Tetori Series.

Quartz Diorite

A quartz diorite, in shape of dyke or stock, intrudes the Paleozoic formation. This rock is porphyritic with plagioclase phenocrysts, and characterized by Rapakivi structure.

Oamemiyama Volcanic Rocks

These volcanic rocks cover the Mesozoic and the basement, and are covered by Quaternary deposits. They are composed of lavas and tuffs.

Lavas are heterogeneous. The main rock facies is quartz porphyry. Besides, porphyry of dioritic, graphic and aplitic characters are known. Rarely spheroidal rhyolite is found.

Tuffs are mainly rhyolitic. They often intercalate lava layers and graduate to the latter.

The volcanic rocks, at least their major part, may be Miocene in age.

Besides, dykes of quartz porphyritic appearance resembling the above-mentioned lavas, intrude the basement. The exact age of the intrusion is not yet ascertained.

Takara Volcanic Rocks

Takara volcanic rocks, which are mainly welded tuffs, widely cover the Tertiary, Mesozoic and the basement rocks.

They gradually change from hypersthene-augite andesite, through biotite andesite, to quartz porphyry.

Older Gravel Bed

This bed constitutes some higher river terraces, and underlies the Takara volcanic rocks.

Norikura Volcanic Rocks

The piano of Norikura volcano in this area mapped are composed of lava of hypersthene-augite andesite.

The eruption of Norikura volcano is Quaternary in age.

Younger Gravel Bed and Alluvium

The younger gravel beds constitute the wide lower river terraces, and are younger than the Takara volcanic rocks in age. The alluvial deposits are formed locally along the rivers.

ECONOMIC GEOLOGY

Metal Deposits

A gold-quartz vein at Moribu and a lead-zinc metasomatic deposit at Shittaka were explored in the past times but now stopped in mining.

Pottery Stone

Pottery stone has been quarried at Suyama in the northwestern part of the area mapped. This pottery stone is heavily altered rhyolite occurring as parallel dykes which are 2~10m in thickness. The Monthly production is about 30 tons in 1954.

Formerly, a similar pottery stone was produced at Yamada, near Suyama. Here, about 70 tons of the pottery stone was produced monthly in 1947.

Graphite

Scaly graphite deposits in the graphite-biotite granodioritic gneiss of the Hida metamorphic rocks were formerly explored at Suyama. Now, it is closed down.

昭和 32 年 1 月 25 日印刷

昭和 32 年 1 月 30 日発行

工業技術院
地質調査所
著作権所有

印刷者 田中春美

印刷所 田中幸和堂印刷所
