

550.85(084.32)(521.42) [1 : 50,000] (083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

五 百 石

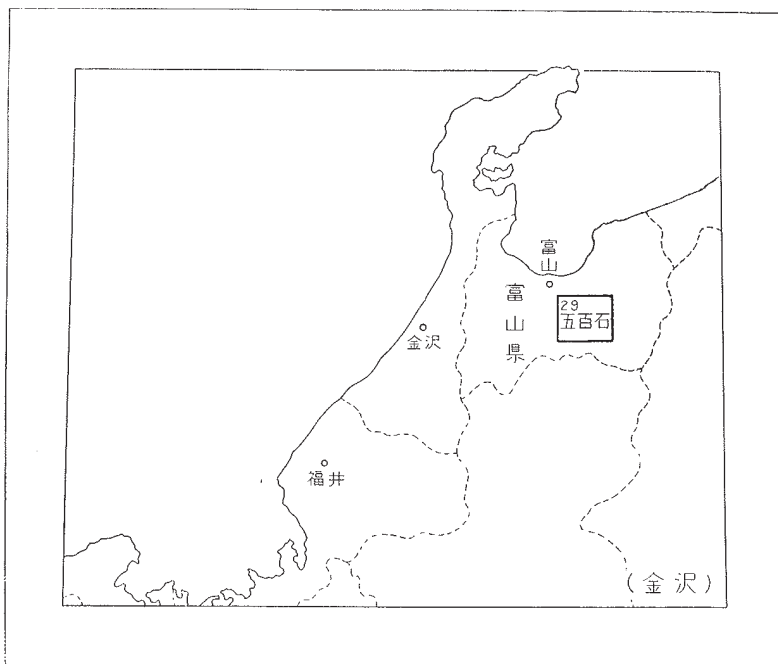
(金沢一第 29 号)

通商産業技官 野 沢 保
通商産業技官 坂 本 亨

地質調査所

昭和 35 年

位置図



()は 1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	4
II. 1 飛驒變成岩類	4
II. 1. 1 晶質石灰岩	8
II. 1. 2 花崗岩質片麻岩・角閃岩および片岩類	9
II. 2 船津花崗岩類	16
閃緑岩類	17
II. 3 玢岩質岩石	24
II. 4 手取層群	25
II. 4. 1 手取層群下部 (東坂森累層)	27
II. 4. 2 手取層群上部 (長棟川累層)	28
II. 5 太美山層群	34
II. 6 石英斑岩	35
II. 7 安山岩岩脈	36
II. 8 北陸層群	36
II. 8. 1 楡原累層	38
II. 8. 2 岩稲累層	40
II. 8. 3 八尾累層	41
II. 8. 4 音川累層	51
II. 9 不動壁安山岩	55
II. 10 檜峠礫層	55
II. 11 第 四 系	57
II. 11. 1 呉羽山礫層	57
II. 11. 2 高峯山火山噴出物	58
II. 11. 3 立山火山噴出物	59
II. 11. 4 段丘堆積物および開析扇状地堆積物	60
II. 11. 5 現世堆積物	61

III. 応用地質	62
III. 1 金属鉱床	62
III. 2 非金属鉱床	64
III. 3 石炭	66
文献	66
Abstract	1

1: 50,000 地質図幅

説 明 書

(昭和 33 年稿)

五 百 石 (金沢—第 29 号)

本図幅の野外調査は、1956 年および 1957 年に、延約 150 日をついやして行なわれた。おもに図幅地域の南東部を野沢が、北西部を坂本が調査にあたった。また、火山岩類の検鏡は、本所の上村不二雄・松井和典・小野晃司技官らの援助を受けた。

I. 地 形

本図幅は、飛驒変成岩などの古期岩類からなる富山県の東部および南部の山地から、おもに新第三系の形成する丘陵地帯をへて、常願寺川の扇状地として発達した富山平野の南東隅にいたる地域を含んでいる。

図幅地域南半部の山地は、東端の鍬崎山 (2,089.7 m) を最高峯とし、西へ向かって次第に低くなる。この地域の山は、鉢伏山・高頭山^{たかづこ}などに見られるように、いずれも山頂部では丸味をもった起伏の緩やかな山容を示すが、この間を流れる川は深い峡谷を穿って流下し、とくに和田川・小口川などで著しい。飛驒山地北部では、一般に深い峡谷をつくる南北性の河川系統と、広々とした河谷をつくる東北東 - 西南西方向の河川系統とがあり、後者は変成岩・花崗岩類および手取層群を切る同方向の断層に沿って発達したものである。本図幅地域は、飛驒山地の北縁部にあたるため南北性の河川のみが目立つが、東北東 - 西南西方向の断層に起因する地形としては、古くから河戸^{かわど}—薄波間の断層地形が知られている (今村 1937 の河戸—薄波断層)。

図幅地域北東部の山地は、立山山脈の西縁部に当たっている。高さの点では、海拔



図版1 富山平野とその周辺の丘陵

1,500 mを超える処もなく、南半部の山地に劣るが、山はより峻しく、谷は深い。大辻山附近では、山腹を刻む枝沢の方向と片麻岩の片理の方向とがよく一致している。

一般に、手取層群のつくる山地では、山腹に厚い崩積層の発達することが多く、千石附近・白岩川の源流部・水須附近などに見られるような緩傾斜地が、西または北に向かって傾斜する手取層群の構造と対応して、西斜面または北斜面に広く分布している。

新第三系下部の岩稲累層は、火山性の岩層からなり、侵蝕に対する抵抗が強いので、切り立った断崖が処々に陰翳する山地をつくり、手取層群のつくる緩傾斜地の発達した山地とは、対照的な山容を呈している。また、岩稲累層のつくる山地は、小佐波御前山・来拝山などのような、東側または南側に急で、地層の傾斜の方向、すなわち西または北に向かって緩やかなケスタ状の地形を示すことが多い。

新第三系最下部の楡原累層は、下位の手取層群や上位の岩稲累層に較べて軟弱で、侵蝕に対する抵抗が弱いため、その分布地には、図幅地域西部の黒川上流の折谷附近に見られるような、山間小盆地が発達しやすい。折谷の小盆地は、西隣の八尾図幅地内で今生津・楡原・桐谷・小井波などと、東北東 - 西南西の方向性をもって配列する小盆地列の最東端に位置するものであり、これらの小盆地はいずれも楡原累層の分布地上に発達している。

山地と平野との間の低くて緩やかな丘陵地帯は、おもに新第三系中・上部の軟弱な地層からなり、平野に向かって次第に低下している。丘陵地内は多くの小河川によって細かく刻まれている。

高峯山・塔ノ倉山からその北方にかけては新期の火山岩が広く分布し、特異な景観

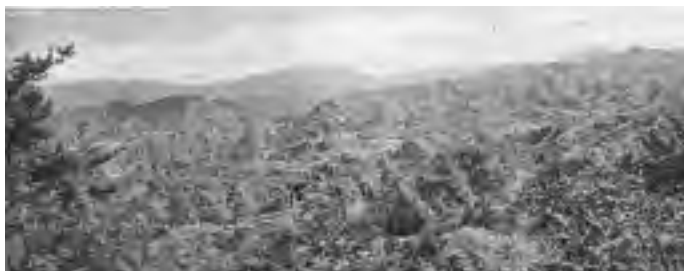


(立山町大観峯から)

を示している(図版2)。こゝでは地形は複雑な凹凸に富み、釜池・つぶら池(釜池南西方)などの小池や湿地が散在している。つぶら池は周囲を浮島状の湿地でとりかこまれている。北縁の西種^{にしなわ}の盆地も盆地底は泥深い湿地となっており、泥炭層の発達も見られる。

常願寺川の上流部には立山火山の溶岩台地である弥陀ガ原の末端が、本図幅地域内まで舌状に伸びて来て、約4kmにわたって発達し、称名川と常願寺川本流とをへだてている。立山火山の噴出物は、さらに下流の小見附近まで断続的に分布し、その上面は台地状の平坦面となっている。

常願寺川の沿岸には、粟巣野の厚大な砂礫段丘をはじめとして、芦峯寺・横江^{あしくらじ}などに2〜3段の段丘がよく連続して発達している。山地内のこれらの段丘に対応するものは、富山平野をとり巻いてその東縁部および南縁部にもよく発達しており、いずれも常願寺川の古い扇状地と見なされている。常願寺川をのぞいた図幅地域内の各河川では、いずれも段丘の発達はよくない。僅かに北縁部の早月川の沿岸に低い段丘が発



図版2 高峯山附近の火山地形(立山町大観峯から望む)

達するのみである。

本図幅地域内の富山平野は、常願寺川の扇状地として形成されたものであり、上流を中心とした典型的な扇状地形態を示し、その勾配は 16.8%に達している。常願寺川は、上流部に荒廃した山地が多いため、土砂の供給量が大きく、天井川を形成し、水害の恐れが大きい。この常願寺川とは対照的に、南部山地の水を集める熊野川には、扇状地はまったく発達していない。このため、熊野川は丘陵内では常願寺川本流に隣接して流れるが、平野へ出ると常願寺川の優勢な扇状地に圧迫され、丘陵の北縁に沿って西へ偏流し、最後には神通川に合流する。

II. 地 質

本図幅地域内に分布する各地質系統、ならびに本図幅地域に関連した地史上の諸事項については、第 1 表に要約して示した。

II. 1 飛驒変成岩類

本岩は、西南日本内帯の北部にあつて、ほぼ N E - S W 方向に広い帯状に分布するもので、本図幅地域のおもに南東部に広く露出するものは、その中央岩体の北縁部にあたる。

本岩は、船津花崗岩類によってとりまかれた不規則な塊状岩体で、おもなものは、常願寺川と和田川の流域にひろがり、小口川や熊野川の流域にもいくつかの小岩塊が分布する。

本岩の平行構造は、ほぼ N - S 方向である。飛驒変成岩類の平行構造は、全体としては、N E - S W 方向であるが、それは、ほぼ N - S および E - W の 2 方向の階段状の組合せからなっている。本図幅地域は、その N - S 方向の部分に相当する。くわしくみると、本岩の北半においては、平行構造はほぼ N N W 方向で、南半の一部では、N E へと変わるが、さらに南隣の東茂住図幅地域では、N N W となる。

本岩類を構成する岩石は、晶質石灰岩・透輝石閃緑岩質片麻岩・斑礫岩・角閃岩・

第 1 表

時代	層 序	構造運動・火成活動など
第四紀	扇状地礫層	立山氷期 立山・高峯山火山の噴出 NEE-SWWを軸とした波曲的な隆起・沈降 山地の起伏の増大化
	開析扇状地礫層	
	段丘礫層	
	吳羽山礫層	
新第三紀世	北陸層群 音川累層 八尾累層 岩稻累層 楡原累層	やゝ冷たい海の時代
		暖かい海の時代
		安山岩質の火山活動
		ENE-WSWを軸とした南側の傾動的隆起
?	太美山層群	新第三紀の海侵陸化・削剝 ? ENE-WSW系断層の活動 石英斑岩岩脈の貫入 流紋岩質の火山活動
	白堊紀	削剝 内陸盆地の干上り
手取層群		上部 (長棟川累層) 内陸盆地の形成
	ジュラ紀	下部 (東坂森累層) 海侵
(古生代末)?	船津花崗岩類	削剝 玢岩岩脈 花崗岩 斑禿岩 } 中生代以前の深成活動
	飛騨変成岩類	↑? 変成作用

閃緑岩質片麻岩・角閃石石英閃緑岩質片麻岩・礬土質片岩類・黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩ならびに各種の半花崗岩, およびペグマタイト質岩石からなる。これらの岩石のなかでは, 黒雲母花崗閃緑岩がもっとも多いが, 石灰岩およびそれに伴う透輝石閃緑岩質片麻岩もかなり多量で, これは飛驒変成岩が領家変成岩と著しく異なる特徴の一つである。

本岩には, 小規模なミロナイトまたはプロトクラスト構造が, 広く各地に発達することは, 一つの特徴である。ミロナイト質の部分には, 緑簾石および緑泥石が形成されて, 岩石が緑色がかった色になることが多い。

本岩は, 中生層(手取層群)に不整合に覆われるので, 手取層群堆積以前に形成されたことは確かである。古生層とは直接に接しないので, 時代を直接確かめることはできない。

第2表 飛驒変成岩および船津花崗岩の化学成分

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	60.03	50.09	47.98	60.58	54.98	51.52	62.06	73.50	38.28
TiO ₂	0.54	1.17	1.51	1.09	0.93	0.99	0.51	0.14	2.63
Al ₂ O ₃	15.84	17.83	19.15	23.64	19.05	16.47	18.06	14.05	17.21
Fe ₂ O ₃	0.34	4.50	2.05	0.21	1.16	0.96	1.44	0.39	3.16
FeO	4.19	6.75	8.48	3.16	6.27	7.34	4.01	1.40	11.92
MnO	0.12	0.18	0.11	0.11	0.15	0.17	0.19	0.06	0.19
MgO	2.90	5.20	5.11	0.40	3.38	6.77	1.55	0.37	8.01
CaO	11.72	8.28	7.82	0.14	5.95	5.00	4.45	1.63	12.01
Na ₂ O	2.51	3.50	3.08	0.52	2.97	3.25	4.05	3.44	1.38
K ₂ O	0.93	0.44	2.15	0.75	2.25	3.28	1.33	4.35	1.21
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.42	0.00	0.29	0.32	0.24	0.03	0.00
H ₂ O+	0.37	1.19	1.43	6.31	1.80	1.65	1.44	0.52	2.20
H ₂ O-	0.24	0.16	0.46	0.53	0.12	0.32	0.40	0.14	0.28
S									0.59
P									0.51
Total	99.88	99.45	99.75	97.44	99.30	98.04	99.73	100.02	99.58
CO ₂					有	有	有		

- 1 T N 56052304A 透輝石斜長石片岩 富山県上新川郡大山町和田川真谷
おもに透輝石および斜長石からなり、少量の石英・チタン石およびさらに少量の鉄鉱・燐灰石を含む。斜長石はほぼ中性長石である。
- 2 T N 56052413 細粒閃緑岩 富山県上新川郡大山町和田川東坂森谷出合の下流約2km
おもに緑色角閃石および斜長石からなり、少量の石英・鉄鉱および燐灰石からなる。斜長石はほぼ中性長石である。
- 3 T N 56052304B 黒雲母斜長石片岩 富山県上新川郡大山町和田川真谷
おもに黒雲母および斜長石からなり、少量の石英・チタン石および緑色角閃石を含み、さらに少量の鉄鉱および燐灰石を含む。
- 4 T N 56052901-2 黒鉛珪線石柘榴石石英片岩 富山県上新川郡大山町小原千野谷鉱山
おもに石英・柘榴石・珪線石および黒鉛からなり、少量の鉄鉱および部分的に多量の緑泥石を含む。本岩の分析値では H_2O+ が異常に多いようにみえる。一般に含黒鉛・黒雲母岩には H_2O+ は多いようである。原因は明らかでない。
- 5 T N 56052202 柘榴石黒雲母斜長石片岩 富山県上新川郡大山町亀谷
おもに黒雲母・斜長石・柘榴石および石英からなり、少量の鉄鉱およびジルコン様鉱物を含む。斜長石はほぼ曹長石に近い灰曹長石である。
- 6 T N 57051912 透輝石黒雲母斜長石片岩 富山県上新川郡大山町藤橋下流左岸
おもに透輝石・黒雲母および斜長石からなり、少量の石英およびごく少量の鉄鉱を混じえる。斜長石はほぼ中性長石である。方解石脈らしい細脈の発達が著しい。
- 7 T N 56052205 柘榴石黒雲母石英閃緑岩質片麻岩 富山県上新川郡大山町和田川亀谷上流約2km
おもに黒雲母・5mmに達する柘榴石・斜長石および石英からなり、少量の鉄鉱および燐灰石を含む。斜長石はほぼ灰曹長石である。斜長石および黒雲母は多少変質している。
- 8 T N 56052704 黒雲母花崗閃緑岩 富山県上新川郡大山町小原千野谷鉱山東方2km
おもに緑泥石化の著しい黒雲母・微斜長石・斜長石および石英からなり、少量の鉄鉱および燐灰石を含む。本岩は船津花崗岩・薄波花崗閃緑岩の中粒岩相である。
- 9 T N 56051704B 細粒斑岩 富山県上新川郡大山町小口川第3発電所附

近

おもに緑色角閃石からなり、少量の鉄鉱および白雲母などの変質鉱物が間隙を埋める。

分析者

1～4：山田貞子技官

5～9：大森江い技官

II. 1. 1 晶質石灰岩

本岩は、本図幅地域内の飛驒変成岩類に普遍的に多い。称名川・常願寺川・和田川・小口川・小原川などの沿岸でよく観察することができる。

本岩の現出形態は、多くは細長いレンズ状または層状で、個々の岩体は、長さ数mから数10mまで、幅数10cmから数10mのものまでである。塊状のようにみえる岩体も、よくみると他の岩石を層状に挟んでいることが多い。また本岩は、しばしば、幅数cmまたは数10cmの互層をつくり、礫土質岩層・角閃岩層などと美しい縞状構造をつくる。たとえば、和田川・小原川などで観察できるが、小原の千野谷鉱山附近ではとくに著しく、黒雲母透輝石片岩と幅約30cmの規則正しい互層をし、しばしばソーセージ構造も見られる。

本岩には、しばしば、各種の包有物が含まれる。包有物は、層状や塊状で、透輝石閃緑岩・透輝石岩・黒雲母透輝石片岩ならびに各種のスカルンである。透輝石閃緑岩・黒雲母透輝石片岩およびスカルンの性質は、それぞれ、石灰岩の周辺で見られるものと同じである。透輝石岩は、スカルンで見られる塊状のものほかに、片状または縞状構造の著しい緑色がかかった岩体としてあらわれる。このような透輝石岩は、多くは層状である。スカルン鉱物は、幅数cm～数mの帯状をなして包有されることが多く、これらの包有物帯は相互に平行し、石灰岩の外形、周囲の飛驒変成岩類の構造にも平行することが多い。

石灰岩は、そのほとんどが大きさ2～5mmの方解石からなり、精晶質であるが、飛驒変成帯中の南方地域、たとえば神岡鉱山栃洞坑附近の岩体に較べて、著しく粒度が低い。もちろん、部分的には、たとえば、花崗岩質岩石の影響の著しい部分では、結晶は大きくなる。

本岩は方解石のほかに、局部的に少量の透輝石・白色雲母・黒鉛・コンドロ石・

緑泥石などを含む。黒鉛は、大部分大きさ約1mmの鱗片で、鱗片の配列が一定方向をもつことはあまりないが、帯状に集まることはしばしばある。コンドロ石は、藤橋で1カ所みだされたのみであって、その性質は、神岡鉱山栃洞坑附近でみだされたものとはほぼ同一である。大きさ2～3mm、黄褐色、塊状で、鏡下では集片双晶が著しい。緑泥石は、コンドロ石や橄欖石などの変質仮晶ではないかと考えられるが明らかでない。

石灰岩と花崗岩質片麻岩との間には、別に述べるような透輝石閃緑岩が発達することが多い。石灰岩の花崗岩質片麻岩に接する部分には、スカルンができる。スカルン帯は、その幅狭く、一般には幅数cmであり、まったく欠けていることもある。スカルン鉱物は主として透輝石および柘榴石で、珪灰石は含まれることと含まれないことがあり、その条件は明らかでない。鏡下でみると、透輝石は、大きさ1～4mm、塊状である。柘榴石は、大きさ1～10mm、塊状で、割れ目に富む。珪灰石は、長さ2～15mmの針状または長柱状である。これらの間に石英や変質の著しい斜長石がみだされたり、チタン石・鉄鉱などが、かなり多量に加わることもある。

しばしば、たとえば和田川中流などで、細粒の大きさ1mm以下の透輝石および珪灰石からなるスカルン中に、径30cmに達する不規則な外形の赤褐色の柘榴石の団塊があらわれる。団塊には、大きさ数cmの柘榴石の自形の斑状変晶のみられることもある。いずれの場合も、そのなかに透輝石の小粒を数多く包有する。

II. 1. 2 花崗岩質片麻岩・角閃岩および片岩類

透輝石閃緑岩

本岩は、飛驒変成岩類中の石灰岩にほとんど常に伴ない、その特徴の一つをつくるものである。本岩の発達は、飛驒変成岩類の南部、たとえば、神岡鉱山栃洞坑附近におけるほど著しくない。

本岩は、石灰岩と花崗岩質片麻岩との間に反応縁のように、帯状になったり、石灰岩層と互層したりする。多くは、幅数cm～数mである。花崗岩質片麻岩とは、漸移する。

本岩は、中粒または粗粒、優白色、一般には不均質である。一般に平行構造はなく、周囲の片麻岩と著しい対照をなすが、局部的には、石灰岩や黒雲母透輝石片岩な

どの包有物のまわりに、流理状の平行構造をつくることもある。

本図幅地域における本岩は、一般に分布が小さく、著しい包有物はない。

鏡下でみると、本岩はおもに透輝石・斜長石・石英・微斜長石・少量のチタン石・鉄鉱および燐灰石を含む。微斜長石は、部分によって量の増減が著しく、ほとんどない部分もある。透輝石は、大きさ1～5 mm、塊状半自形、無色であるが、岩石に微斜長石が多量にあらわれるような場合、周辺部は緑色を帯びる。鉄鉱や斜長石を包有し、周縁は、熔蝕されたような外形を示したり、多数の小粒結晶が光学的方位を平行にしてならば、全体が1つの結晶のような印象をあたえるものもある。斜長石には、斑晶状のものがあ、り、大きさ約5 mm、半自形、周縁は熔蝕され、変質が著しい。双晶の発達著しく、集片双晶はしばしば屈曲し、成分は、ほゞ中性長石である。さらに、細粒の比較的新鮮な斜長石が多数含まれ、成分は、ほゞ中性長石または灰青長石である。チタン石は、大きさ5 mmに達し、くさび形の美しい自形を呈するものもあり、また鉄鉱のまわりを反応縁のようにとりまくこともある。しばしば集合したり、有色鉱物のまわりに集まったりする。

しばしば、和田川沿岸真谷附近などでは著しく細粒の場合があり、透輝石・微斜長石・斜長石および石英の大きさ1～2 mmの細粒の集合からなる。半花崗岩質の構造をもつが、変質した斜長石の斑晶状の残晶らしいものを含む。

斑斨岩・角閃岩および細粒閃緑岩

飛驒変成岩類のなかには、緑色の岩体が著しく多い。それらは、斑斨岩・角閃岩および細粒閃緑岩で、それぞれ独立した岩体をつくることもあり、相互に伴なうこともある。大きさ、数m～数100 mの塊状または層状の岩体をつくる。このような緑色岩体は、集まって分布する傾向があり、小口川第3発電所附近・和田川真谷出合附近などで、よく観察することができる。このような岩体のほかに、大きさ数cm～数10cmの小さな塊状またはレンズ状の緑色岩体が、黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩のなかに広く分布する。この場合、岩石は細粒閃緑岩質で、壁岩の平行構造と平行する方向にのびた外形をもつことが多い。また、層状の岩体は、花崗岩質片麻岩・石灰岩あるいは礫土質変成岩と互層する場合も少なくない。互層は、数cmまたは数mの幅で、境目はかなり鋭い。また和田川上流などでは、花崗閃緑岩質片麻岩中のやゞ半花崗岩質またはペグマタイト質の部分に、アグマタイト質の角礫として含まれるものもある。

斑斨岩 比較的少なく、また構成鉱物も、大きさ1 cm 以下の場合が多い。各種の岩型を含む。真谷では透輝石と綠色角閃石とからなるものがあり、透輝石が大きさ数 cm の団塊をつくり、その間を綠色角閃石がうめている。鏡下でみると、透輝石は、大きさ1～2 mm、塊状半自形、綠色角閃石は、大きさ5～10 mm、半自形、変質が著しい。透輝石は綠色角閃石におきかえられ、透輝石の周辺を反応縁のように綠色角閃石がとりまいたり、その内部をかすり模様におきかえている。

小口川第3発電所附近では、大きさ3 cm に達する自形の綠色角閃石を多量に含む斑斨岩様岩体が、細粒閃緑岩中に発達する。本岩は、綠色角閃石・斜長石および石英を主とし、黒雲母・チタン石・鉄鉱および燐灰石を含む。綠色角閃石は、大きさ1～3 cm、長柱状自形、双晶およびシラー構造が発達し、斜長石・石英・黒雲母・チタン石などを包有し、外形も細かくみると入りくんでいる。斜長石は、大きさ5 mm に達し、自形、成分はほゞ曹灰長石で、双晶および累帯構造が著しい。黒雲母は、大きさ約2 mm、綠色角閃石に附着していることが多く、ほとんど葡萄石および緑泥石に変化する。チタン石は、大きさ3 mm に達することもあるが、いつも他形である。この種の岩石は、角閃岩または細粒閃緑岩の一部が、変成作用によって、斑斨岩あるいは、いわゆる“gabbro pegmatite”の外観を呈するにいたったものもあると考えられる。

南隣幅地内では、橄欖石を含む斑斨岩がみだされているが、本図幅地内では未だみだされていない。

角閃岩および細粒閃緑岩は一連の岩石で多様な種類を含み、平行構造のない場合もある。斜長石は長柱状自形を呈するものと、粒状半自形を呈するものとに大別される。

斜長石が自形を呈する角閃岩は、小口川上流、東坂森谷合合下流などでみると、おもに綠色角閃石および斜長石からなり、少量の鉄鉱・チタン石および燐灰石を含む。綠色角閃石は、大きさ約1 mm、半自形で双晶が著しい。斜長石は、大きさ約1 mm、長柱状のほゞ自形で、集片双晶著しく、成分はほゞ中性長石であるが、変質著しく、白雲母が形成される。また、しばしば緑泥石化した黒雲母片が、綠色角閃石に伴ってあらわれることがある。小口川上流での例では、黒雲母を伴う場合、斜長石は比較的新鮮、やゞ小粒で、成分は灰曹長石である。

斜長石が自形を呈する細粒閃緑岩も和田川・真谷などに多い。角閃岩と漸移する場合もある。緑色角閃石は大きさ4 mmにもなり、半自形で双晶およびシラー構造が著しい。緑色角閃石は、斜長石に対して他形である。斜長石の性質など、その他の点は角閃岩にほぼ同じである。

斜長石が粒状半自形を呈する場合、角閃岩では、おもに緑色角閃石および斜長石からなり、少量のほとんど緑泥石化した黒雲母・鉄鉱・チタン石および燐灰石を含む。黒雲母は、しばしば多量となる。緑色角閃石は、大きさ0.5～1.0 mm、塊状半自形または他形で、しばしば双晶を示す。斜長石は、大きさ約0.5 mm、幅広い集片双晶が著しく、成分はほぼ中性長石である。

斜長石が粒状半自形を呈する細粒閃緑岩では、緑色角閃石および斜長石が大きさ約2 mmに達し、その性質はほぼ角閃岩の場合と同じである。

細粒閃緑岩には、透輝石を含むものがある。藤橋附近のものでは、層状の岩石で、鏡下でみると、おもに透輝石・緑色角閃石および斜長石を主とし、少量の鉄鉱・チタン石および燐灰石を含むものがある。透輝石は、大きさ約1 mm、塊状半自形、緑色角閃石は、やや褐色の種類で、透輝石をつまみ、透輝石を交代する。斜長石に対して他形である。斜長石は曹灰長石、幅広い集片双晶がよく発達する。この種の岩石は、石灰岩または透輝石閃緑岩に伴なうことが多く、それらに関係して形成されたと考えられる。

角閃岩および細粒閃緑岩に、一般に黒雲母が含まれるのは著しい特徴の一つである。緑色角閃石のなかには、かすり模様に黒雲母片を含むものがあつたり、緑色角閃石と黒雲母とは伴なう傾向があることなどは、両者が交代関係にあることを示している。

角閃岩には、岩脈状で、後に述べる玢岩岩脈が変成作用をうけたものも含まれる。この種の角閃岩は、細粒閃緑岩まで漸移する。その性質は、上述の他の角閃岩および細粒閃緑岩とほとんど同一である。

角閃岩の一部には、石灰岩に由来するものがあるのではないかと思われるが、確かめられていない。

角閃石石英閃緑岩質片麻岩

角閃石をおもな有色鉱物とする花崗岩質片麻岩は、本図幅地域には著しく少ない。

本岩は、真谷・河内などで、角閃岩の周辺などに小規模に分布するにすぎない。一般にやゝ優黒色、中粒の岩体で、岩相の変化が著しい。鏡下でみると、おもに緑色角閃石・斜長石・石英および黒雲母からなり、鉄鉱・チタン石・燐灰石およびまれに褐簾石を含む。緑色角閃石は、大きさ2～4 mm、塊状半自形で、しばしば斜長石を包有する。斜長石は、大きさ1～2 mm、半自形で、集片双晶がよく発達し、成分はほゞ中性長石である。石英は、比較的少なく、大きさ1～2 mm、他形である。黒雲母は、大きさ2～3 mm、ほとんど緑泥石化している。

礬土質片岩類

礬土質片岩類が本図幅地域に多いことは、飛驒変成帯北部の特徴の一つとして、著しい事実である。礬土質片岩は、石灰質のものと非石灰質のものに分けることができる。

石灰質の礬土質片岩は、称名川・和田川および千野谷附近によく露出する。岩相は、大部分細粒、黒褐色で、一部は次第に粗粒、優白色になり、黒雲母花崗閃緑岩まで漸移する。しばしば、石灰岩・透輝石閃緑岩などと幅数 cm～数mの互層をしたり、それらのなかにレンズ状にとりこまれたり、逆にとりこんだりしている。鏡下でみると、細粒のものでは、おもに黒雲母・透輝石・斜長石および石英からなり、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。黒雲母は、長さ約0.2 mmの片状を呈し、しばしば透輝石の周辺に集まる。透輝石は、部分によって量の増減が著しく、大きさ約1 mm、塊状で外形は入りくんでいることが多い。斜長石は、大きさ約0.2 mm、粒状で、集片双晶がよく発達し、成分はほゞ曹灰長石である。やゝ粗粒の岩石では、黒雲母は、大きさ1 mm以上、斜長石も大きさ2 mmに達する。透輝石は、大きさ約2 mm、黒雲母片を包有し、篩状構造を呈し、なかには、光学的方位を平行にした一群の小粒の集まりとなっているものもある。しばしば透輝石は、緑色角閃石を伴う。この場合緑色角閃石は、他形で大きさ3 mmに達するものもある。

石灰質の礬土質片岩は、石灰質礬土質堆積岩に由来すると思われる。

非石灰質の礬土質片岩は、千野谷附近に多いが、亀谷・大品山北側山腹などでも少量みいだされる。千野谷附近には、おもに柘榴石黒鉛珪線石緑泥石片岩が分布する。本岩は、桃色がかった灰色、細粒で、片状構造が著しい。鏡下でみると、柘榴石は、

大きさ1～3 mm、塊状で、割れ目に富み、緑泥石が入りこんだり、とりまいたりする。しばしば、大きさ1 cm以上の塊状の斑状変晶を呈する。黒鉛は、長さ約1 mmの片状で、ある片理面附近に濃集することもある。珪線石は、針状で、長くのびた石英の間隙をうめる。

粗粒の非石灰質の礬土質片岩は、黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩への漸移型で、亀谷附近でみると、おもに黒雲母・斜長石および石英からなり、少量の鉄鉱・柘榴石・ジルコン様鉱物および一部には燐灰石を含む。黒雲母は、大きさ約1 mm、片状である。斜長石は、大きさ約1 mm、塊状で、集片双晶がよく発達し、成分は、ほぼ中性長石である。柘榴石は、大きさ0.1～0.2 mmの小粒となって塊状に集合しているものが多い。しばしば、ジルコン様鉱物があらわれ、黒雲母にハロをあたえる。斜長石には、しばしば変質が著しい。

まれな岩種として、千野谷鉱山大切坑から、黒鉛尖晶石柘榴石鋼玉黒雲母片岩がみいだされている^{註1)}。本岩は、幅約2 mの層状で、暗黒色、細粒である。鏡下でみると、おもに斜長石・黒雲母・鋼玉・尖晶石・黒鉛・柘榴石および鉄鉱からなり、少量のジルコン様鉱物を含む。斜長石は、大きさ約1 mm、塊状、半自形で、2種類の集片双晶がよく発達し、成分はほぼ中性長石である。黒雲母は、大きさ約1 mm、他形で、他の礬土質変成岩の黒雲母に較べて著しく屈折率が高い。鋼玉は、大きさ5 mmに達する長柱状のまるみを帯びた自形で、集片双晶や割れ目がよく発達し、尖晶石を包有する。尖晶石は、大きさ約0.1 mmの粒状、またはそれらのつながった篩状で大きさ2 mmに達するものなどあるが、他形で、他の鉱物の間隙をうめるものや、塊状のものも含まれる。濃緑色で割れ目に富む。黒鉛は、大きさ約1 mmの片状で、黒雲母に伴なうことが多く、黒雲母の劈開に平行する。この種の尖晶石および鋼玉を含む変成岩は、飛驒では未だ他に発見されていない。

また、大切坑からは、大きさ1～2 mmの柱状の珪線石を多量に含む岩石もみいだされる。本岩は、珪線石のほかに、黒鉛・斜長石・柘榴石・石英および少量の黒雲母を含む。

黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩

本岩は、飛驒変成帯北部に特徴的に多い花崗岩質片麻岩で、本図幅地域内でも、も

註1) おもに服部仁の未公表資料による。

とも広い分布を占める。

本岩は、岩相の変化に富み、粗粒～細粒、優白色からかなり優黒色で黒雲母片岩に漸移する岩石まで含む。本岩には、透輝石黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩・黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩および角閃石黒雲母花崗閃緑岩が含まれる。

透輝石黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩は、和田川真谷出合附近などで著しいが、おもに透輝石・黒雲母・斜長石・石英および微斜長石からなり、少量のチタン石・鉄鉱および燐灰石を含む。透輝石は、大きさ6 mmに達する塊状で、周辺および内部が部分的に緑色角閃石に変わることもある。黒雲母は、大きさ1～2 mm、半自形で、変質が著しく、緑泥石および葡萄石に交代される。斜長石は、大きさ約3 mmで、2種以上の集片双晶がよく発達し、成分はほゞ中性長石である。石英は、比較的少量で、微斜長石はさらに少量で、なかにはまったく見当たらない場合もある。透輝石は、緑色角閃石によってとりまかれ、それをさらに黒雲母片がとりまいている場合もある。また、透輝石がほとんどない場合でも、中性長石をもつ岩石があるが、これは、透輝石をもつ、やゞ石灰質の岩石に関係があると考えられる。

黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩は、おもに黒雲母・微斜長石・斜長石および石英からなり、少量のチタン石・燐灰石および鉄鉱を含む。黒雲母は、大きさ1～2 mmで、変質著しく、緑泥石および葡萄石が形成される。黒雲母は、塊状、レンズ状または鎖状に集合する傾向がある。微斜長石は大きさ2～4 mmであるが、しばしば1～2 cmになり斑状となる。包有物が多く、微斜長石構造がよく発達する。斜長石は、大きさ1～2 mmで、一般に変質著しく、集片双晶が発達し、成分はほゞ曹長石である。まれではあるが、褐簾石の大きさ約1 mmの塊状の結晶があらわれ、黒雲母に接するとハロをあたえる。

角閃石黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩は、黒雲母に伴って緑色角閃石の形成されるもので、緑色角閃石は、大きさ3～4 mm、半自形で、黒雲母・斜長石・石英などを包有して成長する。このような岩石には、微斜長石は少ない。

以上のような黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩についての著しい事実の一つは、その一部が黒雲母片岩に漸移することである。たとえば、真谷でみると、両者の中間には、大きさ約0.2 mmの黒雲母片が鎖状にならび、その間に斜長石や石英が成長している縞状の岩石がみいだされる。

黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩の大部分は、黒雲母を含む礫土質片岩に由来するものと考えられる。

半花崗岩質およびペグマタイト質岩石

飛驒変成岩類のなかには、各地で、細粒、優白色の半花崗岩質の脈状、レンズまたは層状の岩体がみいだされる。多くは、変成岩の平行構造に平行するが、しばしば、斜交したり、不規則な形でしみ込んだりしている。

鏡下でみると、おもに径 0.1 ~ 0.5 mm の粒状半自形の斜長石・石英および微斜長石からなり、少量の燐灰石・鉄鉱などを含む。斜長石は、比較的双晶に乏しく、成分は、 δ 曹長石に近い灰曹長石である。微斜長石は、量の増減が著しい。ほとんど常に緑泥石化した黒雲母を含み、白雲母を含むこともある。石灰質の岩石の附近で、透輝石粒を含んだり、緑色角閃石を少量含むこともある。まれに、変質の著しいやゝ大きな斜長石片を含む。

ペグマタイト質岩石は、ごく少なく、半花崗岩または花崗閃緑岩質片麻岩の一部と漸移することが多い。

II. 2 船津花崗岩類

本図幅地域およびその近隣、すなわち δ 飛驒変成帯において、古生代または中生代初期の深成作用に属すると考えられる花崗岩質岩石を一括して、船津花崗岩類と呼ぶ。

本岩は、飛驒変成岩類とともに、本図幅地域の基盤をなし、本図幅地域の南東部に、飛驒変成岩をとりまくように分布する。本岩は、ほとんど飛驒帯全域に分布し、おもに飛驒変成岩の主体をはさんで、その南縁と北縁とに帯状に分布する。本図幅地域は、その北縁に分布する岩体のほゞ中央部にあたっている。

本岩の大部分には、平行構造はない。

本岩類を構成する岩石の種類は、閃緑岩・黒雲母角閃石花崗閃緑岩・黒雲母花崗閃緑岩・角閃石花崗閃緑岩・角閃石石英閃緑岩・斑状黒雲母花崗閃緑岩・眼球片麻岩・半花崗岩などである。一般に不均質で、包有物が多く、また、黒雲母が不安定でほとんど常に緑泥石化し、緑色角閃石は安定であること、緑簾石や褐簾石が比較的多いこ

などは、本岩の著しい特徴である。また、化学成分上からは、 Na_2O の含有量が多く、4%以上に達するものが多い。

本岩には、ミロナイトまたはプロトクラスト構造の発達が著しい。各地に小規模に発達するが、岩体の周縁部、たとえば、河内・薄波などでは、かなり広くプロトクラスト構造の発達した眼球片麻岩が分布する。

本岩は、中生層（手取層群）に不整合に覆われるので、手取層群堆積以前であることは確かである。古生層に接しないので、時代は明らかでないが、本岩の一部と考えられる岩石が、船津図幅地域で古生層（石炭系）を貫ぬくので、一応、古生代末または中生代初めの形成と考えられる。

本岩と飛驒変成岩類との関係は、両者の接触部附近にミロナイト化作用が著しく、明らかでない。

本岩は、岩相上から、閃緑岩・下之本型花崗閃緑岩および船津型花崗閃緑岩に分けることができる。閃緑岩は、船津花崗岩類の比較的初期の形成に属し、下之本型花崗閃緑岩と船津型花崗閃緑岩との関係は明らかでないが、南隣の船津図幅地域では、下之本型の方がやゝ古いとされている。なお、下之本型花崗閃緑岩は、おもに綠色角閃石を、船津型花崗閃緑岩は、変質した黒雲母を主要有色鉱物としている点が、それぞれ特徴である。両者はしばしば伴うが、本書では、おもな岩相によって、称名および有峰の岩体は下之本型、伊折および薄波の岩体は船津型に属するとした。

閃 緑 岩 類

本岩は、船津花崗岩類のなかに包有される大小の岩体であって、伊折花崗閃緑岩および薄波花崗閃緑岩の一部を除いては、ほとんど船津花崗岩類全体に分布する。その形は、径数 10cm の団塊・アグマタイト質角礫・レンズおよび薄層が多いが、なかには小口川で見られるような、径 1 km 前後の大岩体や、千石川の奥村谷で見られるような径数 cm の団塊が、数 100 m にわたって濃集している場合などもある。図幅では、大岩体だけを区別し塗色した。

本岩は、優黒色、中粒または細粒で、岩相の変化に富み、角閃岩質、細粒斑岩質、閃緑岩質などの岩石を含む。各岩相の分布や相互関係は明らかでない。一般に平行構造のないものが多い。壁岩の花崗岩類とは、一般に漸移する。境い目は、鋭いこ

ともあり、不明瞭なこともある。大きな岩体の周辺では、花崗岩質物質が不規則な形でしみ込む場合もある。

各花崗岩体に含まれる小岩塊は、それぞれの項で記載する。こゝでは、小口川で見られる比較的大きな岩体について記載する。

小口川の岩体は、径数 10 m～1.5km で、不規則な塊状をなして分布し、まわりの有峰花崗閃緑岩とは漸移する。これらの岩体の附近では、有峰花崗閃緑岩は、閃緑岩質またはそれに近い性質を示す。一般に、優黒色、中粒または細粒、不均質である。平行構造はないことが多いが、部分的には、たとえば、小口川第3発電所附近でみると、赤桃色の半花崗岩質岩層と、幅 20～50cm の互層をつくり、弱い片状構造をもつこともある。

鏡下でみると、角閃岩質の岩石では、おもに緑色角閃石と斜長石とからなり、少量の著しく変質した黒雲母・石英・燐灰石および鉄鉱を混じえる。緑色角閃石は、径 0.1～0.5 mm、不規則な塊状で、しばしば双晶を示す。斜長石は径約 0.5 mm、自形または半自形で、ほとんど常に多少変質し、成分はほぼ中性長石である。

細粒斑斕岩質の岩石は、おもに緑色角閃石からなり、その間隙に少量の変質の著しい斜長石および黒雲母を混じえる。さらに少量の鉄鉱および燐灰石も含まれる。緑色角閃石は、大きさ 2～3 mm、短柱状、半自形、やや黄色がかった淡緑色で、篩状構造がよく発達する。黒雲母は、ほとんど緑泥石および葡萄石化している。

閃緑岩質の岩石は、おもに緑色角閃石・やや変質した黒雲母・斜長石および石英とからなり、少量の鉄鉱および燐灰石を含む。緑色角閃石は、大きさ 1～2 mm、自形または半自形で、しばしば双晶を示す。黒雲母は、ほとんど緑泥石および葡萄石化している。緑色角閃石に包有されたり、附着したりすることが多い。斜長石は、大きさ 0.5～1.0 mm で、集片双晶がよく発達し、成分は、ほぼ中性長石または灰曹長石である。本岩の一部は粗粒化し、長さ 3 cm、幅 0.6cm の長柱状の緑色角閃石が含まれる。

本岩は、本図幅地域で船津花崗岩類に密接に伴なうほか、南隣の東茂住・船津両図幅地域などでも同様で、附近の古生層中にはまったくみいだされない。それで、本岩は船津花崗岩類の一部で、早期の岩相の一つと考えられる。

称名花崗閃緑岩^{註2)}

本岩は、本図幅地域の東部にあり、千石川上流・黒村谷・称名川・人津谷・雑穀谷などによく露出する。本岩は、さらに東隣の立山図幅地域へ広く続き、南へのびて、有峰花崗閃緑岩の延長とほぼつながる。ほぼ、飛驒変成岩類の南東側をとりまいている。

本岩の北側は、伊折花崗閃緑岩と、ほぼENE方向の不規則な境界をもって接し、西側は、ほぼN-S方向の不規則な境界で飛驒変成岩類に接し、南側は、立山火山の熔岩によって覆われる。

本岩の大部分は、花崗閃緑岩質で、優白色またはやや優黒色、中粒または粗粒で、包有物は比較的少ない。各種の岩相を含み、おもに花崗閃緑岩質であるが、石英閃緑岩質、赤桃色斑状花崗閃緑岩質、半花崗岩質などの岩相が、小規模に各地で見られる。

本岩には、一般に平行構造はない。局部的、たとえば、包有物の付近で、平行構造が発達することがあっても、ごく狭い。

本岩には、閃緑岩または角閃岩の小団塊または帯状の包有物が、著しく多い。これらの包有物は、径数cmの、いわゆる“ovoidal xenolith”状の円形の断面をもつものから、大きさ数10mの団塊、幅2～3mで、数10m以上も続く帯状包有物にいたるまで、大小さまざまで、アグマタイト様の角礫の場合もある。分布も、全体にわたり、普遍的である。

鏡下でみると、本岩の花崗閃緑岩質岩石は、緑色角閃石、著しく変質した黒雲母・微斜長石・斜長石および石英を主とし、少量のチタン石・鉄鉱・燐灰石およびジルコン様鉱物、まれに褐簾石を含む。緑色角閃石は、比較的少ないが、普通大きさ1～3mm、半自形で、しばしば双晶を示す。ときに5mmに達し、斑状変晶状で斜長石や石英の小粒を包有する。黒雲母は、大きさ1～2mm、半自形で、石英や斜長石の小粒を包有する。ほとんど緑泥石化する。微斜長石は、大きさ約3mm、他形で、微斜長石構造およびしばしば細かなペルト石構造も発達する。斜長石は大きさ約3mm、ほとんど自形に近く、カールスバッド式双晶および集片双晶がよく発達し、成分はほぼ灰曹長石である。しばしば変質が著しい。石英は大きさ約2mm、他形で、割れ

註2) 柴田秀賢の“七姫型花崗閃緑岩”がほぼこれに相当する。

目が多く、消光は一様である。褐簾石は、大部分他形で、他の鉱物の間隙に発達する。

包有される角閃岩は、緑色角閃石・ほとんど緑泥石化した黒雲母・斜長石および石英を主とし、少量の鉄鉱・燐灰石およびチタン石を含む。黒雲母および緑色角閃石は、いずれも大きさ1～2mm、他形または半自形である。緑色角閃石は、しばしば双晶する。斜長石は、大きさ1～2mm、集片双晶の発達した半自形で、成分はほぼ曹灰長石である。や>粗粒で、優白色の閃緑岩質包有物では、斜長石は中性長石または灰曹長石となり、しばしば、微斜長石の大きさ5mm以上の斑状変晶状の巨晶が、他の鉱物を包有して発達することがある。

本岩には、半花崗岩がよく発達し、脈状に壁岩を切ったり、レンズ状にはさまれて壁岩に漸移したりする。また、ごく一部には、赤桃色の微斜長石の発達した斑状花崗閃緑岩もある。

本岩は、船津図幅の船津花崗岩類の下之本型花崗閃緑岩に類似する。船津花崗岩類のうちで、比較的早期の岩相と考えられる。

有峰花崗閃緑岩

本岩は、本図幅地域南部におもに東西方向にのび、熊野川・小口川・和田川および東坂森谷の上流に分布する。本岩は、さらに南東隣の東茂住・槍ガ岳および立山図幅地域へ続き、ほぼ飛驒変成岩の南側をとりまく。

本岩の北測は、不規則な境界をもって飛驒変成岩類に接し、南西方は、断層および不整合で、中生層に接する。

本岩の大部分は、花崗閃緑岩質で、優白色またはや>優黒色、中粒または粗粒で、包有物は比較的少ない。各種の岩相を含み、石英閃緑岩質、赤桃色斑状花崗閃緑岩質、赤桃色半花崗岩質などの岩相が局部的に発達する。これらの岩相のうち後2者は本岩体の南部で著しく、南隣の東茂住図幅地域で優勢となるが、本図幅地域には少ない。

本岩には、不明瞭ではあるが、弱い平行構造がしばしば発達する。平行構造は、和田川などで、飛驒変成岩類に近い部分に多くなる傾向があるが、構造関係は明らかでない。

本岩には、一般に包有物は少ないが、たゞ、閃緑岩または角閃岩の小団塊あるいは

帯状の包有物は、著しく多い。これらの性質は、称名花崗閃緑岩の場合とほぼ同様なので、記載を省略する。たゞし、アグマタイト質の閃緑岩片は、熊尾山附近などに著しく多い。また、晶質石灰岩層がしばしばはさまれる。これらの晶質石灰岩層は、飛驒変成岩類の晶質石灰岩と同様な性質を示す。しかし、晶質石灰岩以外の変成岩は、伴なわれないことが多い。

鏡下でみると、本岩の性質は、称名花崗閃緑岩とほぼ同様なので、記載を省略する。たゞ、緑色角閃石は著しく少ない。微斜長石と石英との間には、しばしば文象構造の発達著しい。微斜長石は、しばしば 10 mm 以上に達する斑状変晶状となることがある。

本岩にも、半花崗岩質岩片が、部分的によく発達する。称名花崗閃緑岩の場合と、ほぼ同様なので記載を省略する。

本岩の一部、熊尾山北東山腹には、諏訪兼位・石岡孝吉および服部仁（1956）によって球状岩がみだされている。球状岩は、径 5～20cm、閃緑岩質および斑岩質で、附近には、アグマタイト質閃緑岩がよく発達する。各球によって多少の変化はあるが、球殻は、すべて黒雲母斜長石角閃岩質で、心核は、球殻と同一の場合もあり、中心部に輝石を含むものもある。また、心核が、黒雲母含有角閃石斜長石片麻岩などの岩片からなることもある。いずれの場合も、同心球状および放射構造が著しく発達する。球殻は、一部欠けていることもある。

伊折花崗閃緑岩

本岩は、本図幅地域の北東部にあり、早月川および千石川沿岸でよく観察される。本岩は、さらに北隣の魚津図幅地域へ、幅約 3 km の帯状に南北方向に続き、大きくみると、船津花崗岩類の縁辺相をつくる。本図幅地域内では、南方は、称名花崗閃緑岩および飛驒変成岩類にほぼ ENE 方向の不規則な境界をもって接し、西方は、ほぼ N-S 方向の断層をもって中生層に接する。

本岩の大部分は、半花崗岩質で、赤桃色がかった優白色、細粒で、有色鉱物は少ない。各種の岩相を含み、赤谷の一部その他では、灰黒色のチャートのような外観の半花崗岩および赤桃色、粗粒のやゝアグマタイト質岩石で、鍋増谷の一部では、黒雲母花崗閃緑岩などを伴なう。赤谷その他では、灰黒色の岩体が、シュリーレン状に半花崗岩質岩体中にとりこまれたり、両者が数 cm の幅で、縞状の互層をすることもあ

る。

本岩の一部には、著しい片状構造を生じ、片岩様の外観を呈する。伊折西方では、このような細粒の片状花崗岩のなかに、径約 30cm のまるい形のやゝ粗粒な半花崗岩塊が包有され、片理はそれをとりまくようにまがっている。このような構造は、船津花崗岩類の花崗岩質ミロナイトにはしばしば見られ、この片状半花崗岩も一種のミロナイト化作用、またはプロトクラスト化作用をうけて生じたと考えられる。

本岩には、一般に包有物は少ないが、一部には閃緑岩または角閃岩が、小団塊または帯状に含まれる。包有物は、本岩が称名花崗閃緑岩に近づくと増える。

鏡下でみると、本岩の細粒半花崗岩質岩石は、微斜長石・石英および斜長石を主とし、少量の変質した黒雲母・ごく少量の鉄鉱・チタン石・燐灰石・ジルコン様鉱物、まれには褐簾石を含む。構造は、一般に半花崗岩質であるが、やゝ粗粒の部分では、花崗閃緑岩質の構造となる。微斜長石は、大きさ 1～2 mm の塊状、半自形で、微斜長石構造が発達する。石英は、大きさ約 1 mm、他形で、細かな塵状包有物に富む。斜長石は、比較的少量で、大きさ約 1 mm、半自形で、集片双晶が発達し、成分は、曹長石に近い灰曹長石である。変質が著しく、白雲母などを生ずる。斜長石と微斜長石の間には、ミルメカイト構造が発達する。黒雲母は、大きさ約 2 mm、半自形で、常に変質し、緑泥石および鉄鉱の集合体となっている。チタン石は、大きさ約 0.5 mm、自形またはまるみをおびた塊状で、しばしば鉄鉱のまわりをとりまく。褐簾石は、大きさ約 0.5 mm、半自形で、緑簾石を伴う。

本岩の片状を呈する部分は、径 0.1 mm 以下の細粒で、モルタル状構造を呈する。細粒結晶は、微斜長石・石英および少量の斜長石からなり、ごく少量の鉄鉱・チタン石・燐灰石、まれに緑色角閃石を含む。赤谷の一部では、緑泥石化した黒雲母片を多量に含み、この黒雲母片は平行に配列し、岩石に片理をつくる。細粒の斜長石は、曹長石に近く、集片双晶が発達し、比較的新鮮である。しばしば大きさ 0.5～1.0 mm の変質の著しい半自形の斜長石が、斑状変晶状に散点するものもある。黒雲母も、しばしば大きさ 1.0 mm に達するものがある。

本岩に接する称名花崗閃緑岩との関係は明らかでない。しかし、境界附近で漸移するように思われ、また、本岩のなかには、称名花崗閃緑岩に類似した岩体があって、周囲の半花崗岩質の岩相と漸移する。それ故、本岩と称名花崗閃緑岩とは漸移し、

同一深成作用に属すると考えられる。本岩と飛驒変成岩類との関係もまた明らかでない。

薄波花崗閃緑岩^{註3)}

本岩は、本図幅地域の南西部、薄波・河内・河戸および亀谷附近に、断続しながらも、ほぼNE方向に幅約1.5 kmで、細長く帯状に分布する。本岩は、さらに南西隣りの東茂住・白木峯および八尾図幅地域へ続き、大きくみると飛驒変成岩類の北側の縁をつむ。本図幅地域では、本岩の南東側は、おもに断層によって飛驒変成岩類および中生層に接し、南および北側は、断層および一部不整合関係で、中生層および第三紀層に覆われる。

本岩の大部分は、赤桃色の眼球片麻岩、斑状および中粒花崗閃緑岩からなる。比較的均質であるが、南端の薄波附近では、やや不均質である。

本岩には、一般には平行構造はない。しかし、眼球片麻岩質の部分では、著しい平行構造があらわれ、ほぼNE-SW方向に走り、河内・小原・蛇越^{じやのこし}附近ではとくに著しい。このミロナイトまたはプロトクラスト化作用によると考えられる構造の方向は、ほぼNE-SWである。

本岩には、一般に包有物は少ない。閃緑岩質包有物も、称名花崗閃緑岩や有峰花崗閃緑岩と同様に含まれるが、小さく、また数も少ない。ことに、斑状の部分には少ない。河戸や亀谷では、飛驒変成岩類と入りくんで分布し、岩相上では漸移し、飛驒変成岩類の晶質石灰岩などが多量に含まれる。

眼球片麻岩は、小原・河内・蛇越と続く帯状の分布を示し、ミロナイト構造の分布とほぼ一致する。“眼球”は多くは微斜長石の単晶で、1～2 cmのレンズ状または楕円形の断面を示し、斑状花崗閃緑岩に近づくと、次第に自形となる。“眼球”は微斜長石・石英および斜長石の集合からなることもある。本岩の一部には、眼球の形もつぶれるほど著しくミロナイト化し、岩石全体が淡緑色となっている部分も含まれる。鏡下でみると、ほとんど緑泥石化した黒雲母・微斜長石・斜長石および石英からなり、少量の鉄鉱・燐灰石およびジルコン様鉱物を含む。“眼球”をはさんで、プロトクラスト構造が著しい。斜長石や雲母は、屈曲したり、砕かれたりするものもあり、一般に変質が著しい。それらの性質は、次に述べる斑状花崗閃緑岩とほとんど同じで

註3) 本岩は、春日井昭・山田敬一・青木斌(1956)の“長棟川花崗岩”にほぼ相当する。

ある。

斑状花崗閃緑岩および中粒花崗閃緑岩は、しばしば弱い片理をもつが、その構造関係は明らかでない。鏡下でみると、本岩はほとんど緑泥石化した黒雲母・微斜長石・斜長石および石英を主とし、少量の鉄鉱・燐灰石・チタン石・ジルコン様鉱物などを含む。黒雲母は、大きさ約2 mm、半自形で、鉄鉱・燐灰石などを附着させたり、包有したりする。微斜長石は、大きさ2～3 mm、他形で、微斜長石構造および細かなペルト石構造が発達する。しばしば、大きさ20 mmに達する斑晶をつくり、岩石を斑状にする。斑晶は、他の造岩鉱物を包有し、カールスパッド式双晶がよく発達する。斜長石は、大きさ1～2 mmで、集片双晶が著しく、成分はほぼ灰青長石であるが、まれに不規則な累帯構造を示すこともある。一般に変質が著しく、緑簾石などが形成される。石英は、1～2 mm、他形で、波動消光が著しい。

本岩の一部、河戸附近などでは、部分的に中粒花崗閃緑岩が発達する。また、全体に半花崗岩脈の発達が著しい。

本岩は、船津図幅地域における船津花崗岩類の船津型斑状花崗閃緑岩に類似する。本岩は、本図幅地域において、称名花崗閃緑岩や有峰花崗閃緑岩より晩期の岩相で、NE方向の変位運動を伴って形成されたと考えられる。

II.3 玢岩質岩石

本岩は、飛騨変成岩類および船津花崗岩類のなかに、かなり普遍的に発達する岩脈および岩脈状包有物である。熊野川・小口川・和田川・常願寺川・千石川・早月川などの沿岸でよく観察することができる。本岩のうちで、一部の岩脈は、明らかに壁岩の船津花崗岩類に貫入するが、他のものは、船津花崗岩類より派生した細脈によって逆に貫ぬかれ、包有物の性質をもち、多少とも花崗岩化作用をうけ、角閃岩質または細粒閃緑岩質になる。前者は、優黒色、緻密な岩脈で、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、優黒色または淡緑色で、1つの岩脈のなかでも、色および粒度の違いが著しく、多少とも優白色の花崗岩質細脈に貫入され、花崗岩質物質に滲透される。節理は、壁岩に共通となり、急冷縁はない。

鏡下でみると、岩脈状の玢岩では、大きさ1～3mmの斑晶と、約0.2mmの拍子木状の斜長石を含む石基からなるものが多い。斑晶はすべて変質し、緑泥石化する。石基も、変質が著しく、緑泥石・緑簾石・方解石などが形成される。ある岩脈では、径0.1～0.2mmの球状の石英が、斑晶状に発達したり、方解石が多量に形成されていたりする。石基には、細粒の鉄鉱の含まれることが多い。まれに、斜長石の斑晶があらわれ、成分はほぼ曹灰長石である。

包有物状の玢岩または角閃岩では、大きさ1～3mmの斑晶と石基からなる。斑晶はおもに斜長石、またはそれが交代されて細粒の石英と長石との集合になったもので、そのなかにならばしばしば斑晶の残りらしい、やゝ大きな斜長石片が含まれることもある。石基は、大きさ0.1mm以下の緑色角閃石・斜長石および石英の細粒からなる。部分的に変質が著しく、方解石片も含まれる。このような岩石は、角閃岩および細粒閃緑岩に漸移する。

本岩には、飛驒では一般に煌斑岩が含まれ、本図幅地域周辺でもしばしばみだされているので、本図幅地域内にも分布するものと想像されるが、未だ発見されていない。

本岩は、船津花崗岩類の深成作用に伴ない、その形成作用の途中から終了後まで貫入が続き、早期の岩脈ほど、花崗岩の影響をうけ、細粒閃緑岩または角閃岩化したと考えられる。

II. 4 手取層群

手取層群は、飛驒山地に広く発達する中生代後期の地層である。標式的な層序としては、飛驒山地西部において、下から九頭竜・石徹白および赤岩の3層群に区分されているが、本図幅地域を含む飛驒山地北部では、断片的に分布する下部の海成層（白木峯図幅地域の桐谷累層および五百石・東茂住図幅地域の東坂森累層）と、広大な面積にわたって発達する上部の陸成層とに大別される。手取層群上部は、さらに大局的な分布状態からみて、東茂住図幅の北半地域を中心として分布し、盆状構造をつくるものと、その北方の魚津—五百石—八尾図幅地域で、北または北西に傾く単斜構造をつくって帯状に分布するものとに2分することができる。本図幅地域内での手取

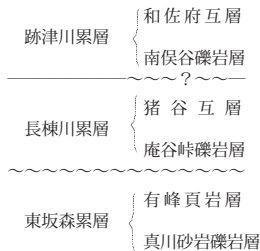
層群上部は、図幅地域南縁部に南部盆状地域の手取層群上部の基底礫岩層（東茂住図幅地内の長棟川累層下部の庵谷峠礫層の北方延長にあたる^{註4)}が僅かに見られるほかは、すべて北部帯状地域の手取層群上部に属している。

北部帯状地域の手取層群上部は、すべて陸成の地層であるが、常願寺川南側の和田一亀谷間で、両側を断層で切られて地畳状に突出する基盤を境として、その東と西とではいくらか層相に相違が見られる。全体として、西部地域には砂岩頁岩互層が典型的に発達し、基底礫岩はきわめて薄い。これに反して、東部地域では地層は著しく粗粒であって、礫岩や砂岩が厚く発達し、砂岩頁岩互層の発達は貧弱である。本書では、記載の便宜上、手取層群上部を南縁部、西部地域および東部地域の3地域に分けて記述する。

本図幅南東隅の地域に分布する海成の手取層群下部と、それ以外の陸成の手取層群上部との間には、分布、岩相および構造などの諸点からみて、かなり大きな（積成盆地の更新を意味するような）不整合の存在することが予想される。一方、北部帯状地域の手取層群上部は、直接に基盤の飛驒変成岩や花崗岩を不整合に覆っており、南部盆状地域における長棟川累層に対比するのをもっとも妥当である。たゞし、その最上部の一部には、あるいは、跡津川累層に対比さるべき部分も含まれているかも知れない。また、長棟川累層は全体として、その含有化石群からみて、標式地の石徹白亜層群に対比することが妥当であろう。

本地域の手取層群の時代は、その含有化石からみて、下部（東坂森累層）はジュラ紀後期（キンメリッチ世ころ）とみなされ、その上位に不整合に重なる上部（長棟川累層およびその相当層）は、ジュラ紀末期～白垩紀前期とみなされる。

註4) 東茂住図幅地域の手取層群は次のように区分されている（河合：1955）。



II. 4.1 手取層群下部 (東坂森累層^{ひがしさかもり})

図幅地域南東隅の和田川支流東坂森谷附近にのみ分布する。層厚は 300 m 以上と推算されるが、谷筋では下から礫岩層 30 m 強、砂岩頁岩互層 80 m 内外、黒色頁岩層 100 m 強の計約 210 m が見られるにすぎない。下部の礫岩は、花崗岩類の普通径 10 cm、最大径 50 cm 以上に達する角礫を主材とし、ときに円礫岩ないし含礫砂岩に移化する。礫の淘汰は不良で、その配列に方向性を示さない。基質の固化はすすみ、上位の長棟川累層の礫岩にしばしば見られるような風化面で礫だけが凸出する傾向は示さない。東坂森谷では礫岩層の基底は観察されない。中部はいく分粗粒で炭質の黒色頁岩を主とした粗粒砂岩との互層である。層理は明白で、厚さは約 80 m である。上部は不明白なラミナの発達した黒色頁岩からなり、ときに砂岩薄層をはさむ。黒色頁岩中には、二枚貝および菊石類の化石を含むほか、生痕と見られるパイプ状の団塊が多数散在する。厚さは 100 m 以上である。上位は長棟川累層基底の礫岩に覆われる。その関係は未詳であるが、不整合関係にあるものとみなされる。

本累層は、断層に接近した部分を除いて、構造的な擾乱は少なく、整然と重なっている。走向はほぼ東西で、南へ 20° 内外傾くのが普通である。

本累層に属する地層は、東坂森谷のほか、有峰北東方の猪ノ子谷やその東方の真川上流部に、いずれも小さく分布するにすぎない。このうち、猪ノ子谷に発達する厚さ 150 m の黒色頁岩は、河合 (1955) によって始めて発見され、有峰頁岩層と命名された。こゝからは、*perisphinctid* および *Inoceramus* ? sp. の産出が報告されている。その後、前田 (1957) によって、本累層がさらに広く有峰北東方から真川上流にかけて分布することがみいだされ、同時にかなり多数の海棲動物化石の産出が報告された。

東坂森谷の黒色頁岩からは次のような化石を産出し、その時代はジュラ紀後期 (キンメリッチ世ころ) とみなされる。

上 部

Ataxioceras sp.

“*Propeamusium*” sp.

“*Chlamys*” sp.

下 部

Myophorella (Promyophorella) aff. obsoleta KOBAYASHI & TAMURA

M. (P.) cfr. *orientalis* KOBAYASHI & TAMURA

M. (P.) sp.

II. 4. 2 手取層群上部 (長棟川累層^{ながとがわ})

南 縁 部

図幅地域南縁の東坂森谷出合・熊尾山山頂・熊野川源流などには、長棟川累層の基底礫岩が分布している。厚さは東坂森谷や熊野川源流では 300 m 以上に達するものと推定される。東坂森谷では下位の海成の東坂森累層を不整合に覆うが、他の地域ではいずれも基盤の花崗岩類を直接不整合に覆っている。本図幅地域内には分布していないが、南隣の東茂住図幅地内では、この長棟川累層の基底礫岩の上に砂岩・頁岩の互層が発達し、さらに上位には跡津川累層の礫岩層および砂岩頁岩互層が重なっている。

本層の礫岩は、東坂森谷では径 20～50cm の花崗岩礫を主材とし、礫は雑然と密集して配列に規則性を示さない。風化面では礫のみが突出する傾向がある。熊野川源流でも、ほとんど同様の礫岩層からなるが、礫はやゝ小さく、通常径 5～10cm である。また、しばしば砂岩層をはさむ。両者の中間の熊尾山山頂付近では、塊状の含礫花崗岩質粗粒砂岩も見られる。

本累層の構造は、東坂森谷では走向南北で西へ約 20° 傾き、下位の東坂森谷累層の構造とは大きく異なっている。その他の地域では、ほとんど水平で、僅かに南へ傾くにすぎない。

西 部 地 域

図幅地域中央部の大山町小見を北東端とし、そこから図幅地域南西隅にいたる地域に分布する。西方延長は八尾図幅地内の桐谷附近にまで達している。

本累層基底の不整合は、熊野川上流の小原附近でよく観察される。こゝでは、基底礫岩は、厚さ約 15 m、5～20cm 大の花崗岩亜角～亜円礫を主材とし、礫は雑然と密集して、配列に方向性を示さない。この上には砂岩・頁岩の互層が重なる。千野谷鉦山の東方では、基底部は上記と同様の礫岩ないし含礫粗粒砂岩からなり、植物破片の

多い頁岩薄層をはさむ。また、小原の北方では、基底礫岩はしばしば砂岩層をはさみ、いく分厚くなる。しかし、いずれにしても、長棟川累層の場合に見られたように、著しく粗大な礫を含み、かつ、100 m以上にも達するような厚層となることはない。

本地域の手取層群上部の主体をなすものは、砂岩・頁岩の整然とした互層である。互層中の砂岩は、花崗岩質で白色を呈し、堅硬であって、多くの場合は塊状でラミナを有しない。砂岩は下位のものほど粗粒になる傾向があり、下部ではときに細礫を含むことがある。互層中の頁岩は、いく分炭質で、暗灰色～黒色を呈し、細片に砕けやすい。しばしば植物化石を含んでいるが、保存のよいものは少ない。互層はいずれも整然と重なり、層理は明瞭である。多くの場合、砂岩がちの互層であって、砂岩層が約 30cm、頁岩層が約 5 cm の層厚であることが多い。しかし、ときには砂岩の 3～5 m の厚層をはさむこともある。

図幅地域西部の黒川筋では、本累層の最上部にクロス・ラミナの発達した含細礫粗粒砂岩層が位置している。砂岩は花崗岩質のものであるが、細礫には花崗岩類のほか、下位では見られなかったチャートも混じっている。

本累層の層厚については、走向に平行したいく本かの断層が並走しているうえに、上限が新第三系に不整合に覆われているので、正確なことは判らないが、地表に露出



図版3 手取層群上部の砂岩頁岩互層（大山町才覚地，常願寺川左岸）

する部分のみで、約 1,000 m に達するものとみられる。

化石としては、植物化石のみを産し、小口川流域の大山町河戸北方 (Loc. 002) および南西方 (Loc. 003) から次のものを産した。

Loc. 002

Onychiopsis elongata (GAYLER)

Cladophlebis sp.

Loc. 003

Onychiopsis elongata (GAYLER)

このほか、河戸附近では、砂岩厚層中に樹幹化石も見られた。また、大石 (1933) は大山町中地山附近で、

Adiantites sp.

Gingoides digitata (BRONGN.)

の産出を、今村 (1937) は同町大清水附近で、

Cladophlebis sp.

Adiantites sp.

Onychiopsis elongata (GAYLER)

Pityophyllum sp.

の産出を、それぞれ報告している。

本累層は、1～1.5kmの間隔をおいて、北東-南西方向に並走する断層群によって、分布および構造を支配されている。局所的な擾乱をのぞいては、走向もこの断層群の方向とほぼ一致し、北西方向へ30～40°の傾斜で傾いた、比較的単純な単斜構造をなしている。並走する断層群に切られた帯状の地塊は、大局的には、北西側が順次落ちた階段状構造をとっている。今村 (1937) によって指摘された「河戸—薄波断層」もこの断層群中の一員であり、地形的にもはっきり示されるものである。河戸—薄波断層に沿っては、小原—蛇越附近で、手取層群上部の砂岩頁岩互層が幅約100mで、基盤の花崗岩および変成岩中に細長くはさま込まれている。一方、中地山の西方では、同方向の断層に沿って、基盤岩類 (石灰岩質) が手取層群分布地域内に細長く露出している。また、これらの北東-南西方向の断層に沿っては、しばしば大小の規模の石英斑岩岩脈が貫入している。

東 部 地 域

西部地域の手取層群の東方から北東方へかけて分布する手取層群上部は、前者に較べて粗粒岩相が著しく優勢なことが特色である。両者が距離的にもっとも接近する小見一亀谷間では、両側を断層で切られた基盤の地畳状の突出によって、互にへだてられている。南部および北端部（おもに魚津図幅地内）では飛驒変成岩または花崗岩の上に不整合に重なっているが、中央部ではそれと断層で接している。

常願寺川以南で観察される本層最下部は、砂岩・礫岩の互層からなっている。礫岩は花崗岩類の10～20cm大の亜円～亜角礫を主材とし、礫は密集していて配列に方向性を示さない。基質は花崗岩質の粗粒砂からなっている。風化面では礫のみが突出する傾向がある。砂岩は、塊状、花崗岩質、粗粒であって、淘汰わるく細礫を含むことが多い。まれには灰色頁岩の薄層をはさむ。砂岩には、しばしば層理に平行な、または垂直な節理が発達している。この上位では、砂岩頁岩互層の重なることもあるが、西部地域のものに較べるとその発達は貧弱であり、全体としては砂岩頁岩互層と含細礫塊状砂岩層とが大きな単位で互層した形となっている。

五百石図幅地域の北縁、早月川の沿岸でも、本層の基底礫岩が観察されるが、こゝでは礫として南部における本累層の基底部ないし下部では、ほとんど見かけなかったチャートの径15～20cmの円礫が花崗岩礫とともに多く、まれに黒色頁岩礫も含まれる。礫はいく分層理を示して配列する。礫岩層中には淘汰の悪い花崗岩質粗粒砂岩層もはさまれる。北端部では、この上位に含細礫粗粒砂岩・砂岩頁岩互層が重なる。後者中の上部には厚さ2～3mの赤色砂岩層が数枚はさまれる。

本層分布地域の中央部では、下限は断層に切られて直接観察することはできない。上限は新第三系に不整合に覆われる。この地域内では、白岩川源流のルートでもっとも上位までをよく観察することができる。白岩川のルートでは、下半部は塊状の含細礫粗粒砂岩層を主としており、これにときどき砂岩頁岩互層がはさまれて、両者が大きな単位での互層をなしている。含細礫粗粒砂岩は、花崗岩質で赤褐色を呈し、淘汰は悪い。このなかにはときに径3cmの花崗岩礫からなる礫岩層もはさまれる。砂岩頁岩互層は、通常、砂岩がちの互層であって、砂岩が10～20cm、頁岩が5cm以下の層厚のことが多い。層理は明白である。互層中の砂岩は、多くは塊状、均質で、粗粒～中粒である。頁岩中には植物破片の含まれることが多い。上半部も同様に含細礫

粗粒砂岩層ないし砂岩礫岩層と砂岩頁岩互層との繰り返しからなっているが、こゝではむしろ砂岩頁岩互層の方が大きな割合を占めている。砂岩礫岩層中の礫としては、チャート・花崗岩などの礫が含まれる。一般に下半部の礫岩中の礫より小さい傾向がある。また、砂岩頁岩互層中の砂岩は、多くは細粒である。白岩川における本累層最上部の砂岩頁岩層中には赤色砂岩層がはさまれている。本累層の厚さは、正確には判らないが、地表に露出する部分だけで約 1,000 m に達する。

常願寺川北岸の地域では、おもに白岩川での下半部に相当する粗粒の岩相が発達し、砂岩礫岩層と砂岩頁岩互層との繰り返しからなっている。分布地域北部の千石川・小又川流域では、おもに砂岩頁岩互層および塊状粗粒砂岩の厚層とからなり、礫岩層の夾みは少ない。

本層の中部では、ほぼ同じ層準と見られるところに炭層が発達し、常願寺川北岸の立山炭坑、小又川沿岸の白萩炭坑などはかつて稼行されたことがある。

本累層もやはり化石としては植物化石のみを産するにすぎない。白岩川源流 (Loc. 004) では、*Ptilophyllum pachyrachis* OISHI を産した。その他、各地で *Cladophlebis* sp. などを産する。また、前田 (1956) は次のような植物化石を報告している。

常願寺川と志鷹谷との合流点より 400 m 上流

Xenoxylon latiporosum (CRAMER)

白岩川上流

Xenoxylon latiporosum (CRAMER)

粟巢野対岸

Nilssonia orientalis HEER

Cladophlebis exiliformis (GEYLER)

Podozamites Reinii GEYLER

P. lanceolatus (LINDLEY & HUTTON)

志鷹谷の炭層の上下盤

Cladophlebis sp.

Onychiopsis elongata (GEYLER)

Sequoia sp.

白岩川上流

南西方向となっている。断層による局所的な擾乱をのぞいて、西または北西へ単斜している。常願寺川上流の称名川と立山川との合流点の南側では、本累層の粗粒砂岩ないし含礫粗粒砂岩が、基盤中に小さく断層ではさみこまれている。図幅地域北縁の上市川沿岸では、上位の太美山層群中に本層の細礫岩がきわめて小さくはさみこまれている。また、本層中には、多数の石英斑岩岩脈が、おもに北北東-南南西方向をもって貫ぬいている。

II.5 ^{ふとみやま}太美山層群

太美山層群は、富山県南西部の太美山山地を模式として設定された、酸性火山岩・火山砕屑岩を主体とする地層であるが、富山県東部地域にも断片的に分布しており、その一部分が本図幅地域の北縁部にあらわれている。

本図幅地内の太美山層群は、上市川に沿ってもっともよく観察される。こゝではおもに灰白色を呈する変質した半晶質斑状の黒雲母流紋岩からなり、部分的には縞状構造が著しく、大部分は熔岩流であるらしい。

本層群の時代は、いままで中新世初期 (F₁) といわれてきたが、時代を指示する十分な証拠はなく、その生成時代は不明である。層序的には、手取層群より新しく、北陸層群より古いとしかいい得ない。しかし、分布、構造などからみると、本層群は北陸層群に対し基盤としての性格をもっており、両者の間には大きな積成間隙の存在することが予想される。構造的には、太美山層群は、北陸層群よりも、手取層群に対してより親近性を有している。

変質黒雲母斑状流紋岩 (上市町千石の北西方対岸)

斑晶：カリ長石・斜長石・黒雲母

長石は長さ 0.4～0.8 mm くらいで、大きいものは 2 mm である。短柱状、卓状自形のものに、破片状のものが混じる。カリ長石・灰曹長石が多く、ソーダに富む中性長石・曹長石を含む。カールスバッド・ペリクリン・アルバイト双晶をなす。多量のカオリナイトなどの粘土鉱物を生じ、また、2 次的に生じた炭酸石灰質物も入り込んでいる。黒雲母は、多くは長さ 0.8～1 mm、大きいもので 2 mm、板状で淡褐色を呈するが、大部分緑泥石その他に変化している。

石基：長石・ガラス・少量の珩酸塩鉱物

長石は、灰曹長石およびソーダに富む中性長石などの長柱状微晶で粘土化している。ガラスは脱玻璃して輪廓の不明瞭な石英を生じ、また、多くの部分がカオリナイト・緑泥石などに變化し、不規則に2次的な炭酸石灰質物が混じる。珩酸塩鉱物は鱗石英かクリストバライトらしい。まれに外来的な微粒状の石英が認められる。また、部分的に真珠構造の遺痕がある。

II.6 石英斑岩

石英斑岩として図に示したものには、石英斑岩から石英粗面岩までの岩相が含まれる。おもに手取層群分布地域内に、北東-南西の方向性をもった大小の規模の岩脈として現われ、とくに、南西部のものは構造線に沿って貫入していることが多い。たゞ、常願寺川沿岸のもののみはやゝ大きな岩体を形成している。いずれも、灰白色または淡灰色の緻密な岩石で、かたい。斑晶を含むものと含まないものがある。鏡下でみると、斑晶はおもに長石(?)および石英で、石基は、細粒の石英およびアルカリ長石からなる。斑晶の長石(?)は、径1~3mm、自形で、緑泥石・白雲母およびアルカリ長石に變化しているが、外形からみると、もともと長石であろうと考えられる。石英の斑晶を含むものは、比較的少なく、1~3mm、割れ目に富んだ自形で、しばしば熔蝕された外形を呈する。石基は、約0.2mmの小粒で、形のはっきりしない石英および長柱状のアルカリ長石からなり、それらの間隙には、緑泥石および白雲母が、かなり多量に含まれる。

なお、本岩と、前章で述べた太美山層群の石英斑岩質、あるいは流紋岩質の岩石とは、しばしばよく類似している。両者の関係は明らかでないが、太美山層群を石英斑岩岩脈が貫ぬく場合は知られていないので、両者の大部分は、同一火成活動に属すると考えられる。たゞし、手取層群およびそれ以前の岩層を貫ぬく岩脈のなかには、太美山層群以前の火成活動に属するものがあるかも知れない。東茂住図幅の説明書に記載されているように、岩相は本章で述べた石英斑岩と類似するので、確認することはむづかしい。

II.7 安山岩岩脈

安山岩岩脈は、上市川流域の千石附近や、図幅地域南西隅の檜峠などで、花崗岩類・手取層群および太美山層群を貫ぬいて小規模に分布している。

岩質は、暗黒色、緻密な岩石で、風化しやすい。鏡下でみると、おもに斜長石からなり、少量の石英を含む。斜長石は、長柱状半自形、長さ約 0.5 mm、成分は、ほとんど中性長石で、双晶が著しい。多少、緑泥石または白雲母質の物質に変質する。石英は、他形、塊状、径約 3 mm、斜長石の間隙をうめる。緑泥石・緑簾石および方解石からなる団塊があり、斑晶の仮晶かもしれないが、現在はわからない。

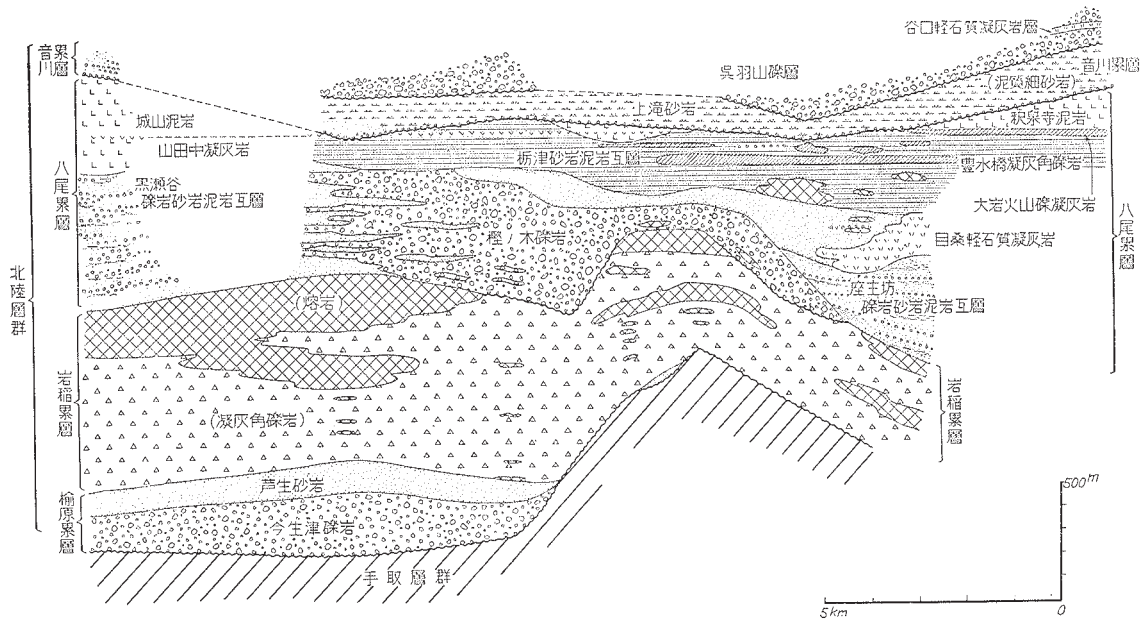
本岩の一部には、柘榴石を含む石英安山岩があるといわれる。

II.8 北陸層群

本図幅地内に分布する新第三系は、一括して北陸層群と呼ばれる。富山積成盆地南部における北陸層群は、標準層序としては、下から楡原・岩稲・医王山・八尾・音川・氷見・埴生の各累層に分けられているが、本図幅地内では上部の 2 累層は欠如し、音川累層が直接に呉羽山礫層に覆われる。医王山累層は富山積成盆地の西部部にのみ発達するもので、本地域ではみられない。また、最下部の楡原累層も発達がわるく、岩稲累層が直接に下位の手取層群を不整合に覆っていることが多い。

楡原累層は積成盆地の形成初頭の堆積物で礫岩・砂岩からなり、岩稲累層は安山岩質の熔岩・凝灰角礫岩を主とし、いわゆる“グリーン・タフ”と呼ばれるものである。こゝでは変質はあまり著しくない。八尾累層は、岩稲累層の上に一部不整合の関係で重なり、巨礫岩・礫岩砂岩泥岩互層から塊状泥岩にいたるまでの、岩相変化の烈しい地層である。その中部には貝化石が多い。音川累層は、本図幅地内では、八尾累層上に不整合に重なり、薄い基底礫岩を除いてはほとんど塊状の泥質細砂岩からなる。基底部には化石も多い。北陸層群の時代としては、含有化石群からみて、八尾累層は中新世中期、音川累層は同後期とみなすことができる。

本図幅地内の新第三系は、大局的には富山平野を取巻いて分布し、南部では北へ向かって、北部では北西へ向かって 10～20°の傾斜を示している。一般に上位の地層は



第3圖 北陸層群岩相圖(坂本 1958)

ど傾きは弱い。これらの地層中には、大きな断層も局所的な擾乱も少ない。一方、富山積成盆地全体という立場からみたときには、北陸層群の積成をもたらした構造運動は、東北東-西南西方向を軸として南側（飛驒山地側）が隆起する傾動運動が基本的なものであったと指摘されている（坂本・他 1959）。本図幅地内の北陸層群中に見られる八尾累層基底の不整合、音川累層基底の不整合なども、このような運動の局地的な表現として理解される。

本図幅地内の北陸層群の比較柱状図ならびに岩相図は第2図・第3図に示した。

II. 8. 1 ^{にれはら} 楡原累層

楡原累層は北陸層群の最下部を占め、次の岩稲累層の示す火山活動に先立った非火山性の堆積物である。本累層は西隣の八尾図幅地内の神通川沿岸を模式地とし、北陸層群の分布の南縁をなして東西に長く連なっているものであるが、本図幅地内ではその東端部が手取層群を不整合に覆って、本図幅の西部地域に小規模に発達するにすぎない。本累層は模式地においても、また本図幅地内においても、下部の礫岩層（今生津礫岩層）と上部の砂岩層（芦生砂岩層）とに2分することができる。化石はいずれの部分からもまだ発見されていない。

^{いもづ} 今生津礫岩層

図幅地域西部の大山町地内黒川上流の折谷を中心としてその東西に分布している。下位の手取層群を不整合に覆い、その露頭は折谷附近の河岸でよく観察される（図版4）。全体として石英斑岩・花崗岩類および片麻岩類の径約10cmの亜円礫～亜角礫を主材とした礫岩層であり、礫は淘汰不良で雑然と密集し、ほとんど層理を示さない。最下部では径1mにも達する手取層群の砂岩の礫を含むこともあるが、上方へ細粒となり、最上部では径3～5cmの礫を普通としている。なお最上部では主材である石英斑岩礫のほかに黒色チャートの礫も混じっている。層厚は約130mである。

^{あしう} 芦生砂岩層

今生津礫岩層の上位に整合に重なり、ほぼ同様の分布を示す。下部はアルコーズで均質、粗粒～中粒の塊状砂岩からなり、淘汰はかなりよい。上部はシルト質の細粒砂岩を主とし、灰白色ないしやや青味を帯びた灰白色を呈する。層厚は約100mであ



図版4 楡原累層基底の不整合一下位は手取層群（大山町折谷附近，黒川上流）

る。黒川上流地域の主分布地から離れて，大山町地内の熊野川上流，手出附近にも芦生砂岩層の孤立的な小分布が見られる。こゝでの岩相は含細礫砂岩（細礫はチャートなど）・粗粒砂岩から，均質で淘汰のよいシルト質細粒砂岩にいたるものであり，ときに泥岩球（mud ball）を含むことがある。

以上の楡原累層の分布とはかけ離れて，図幅地域北部の高峯山北方にもこれと類似の礫岩層が分布している。この礫岩層は，手取層群上に不整合に重なり，石英斑岩の径 30cm 大の亜円礫を主材とし，他に黒色チャートや花崗岩類の 5 cm 大以下の礫，およびまれに手取層群の礫岩の礫をも混じえる。礫は淘汰わるく，密集して配列に方向性を示さない。厚さ約 50 m が露出し，上位を高峯山火山岩類に覆われる。本層が他の新第三系から孤立し，手取層群と高峯山火山岩類との間にはさまれて位置しているため，その層序的位置を十分に確かめることは困難である。こゝでは，その分布上の位置，岩相および礫の種類（ことに岩稲累層の礫の見られないこと）に基づいて，一応楡原累層の属する礫岩層とみなしておく。しかし，本礫岩層はより新期の高峯山火山噴出直前の堆積物である可能性もある。

楡原累層はその分布に見られる連続性のよさ（八尾図幅をも含めて）や，岩相に見

られる規則的な変化などから推定して、北陸層群を積成した水域の形成初期における沿岸帯の堆積物であり、その一部（ことに神通川を中心とした礫岩のよく発達する部分）は三角洲性の堆積物であると考えられている。また、本層の分布がさらに東方へ延長しないのは、次の岩稲累層の火山性堆積物の一部が、基盤の上に直接オーバーラップして楡原累層を覆いかくしているためとみられる。

II. 8. 2 ^{いわいね} 岩 稲 累 層

岩稲累層は北陸層群の下部を占める火山性の地層である。図幅地域西部では下位の楡原累層に明白な岩相の変化をもって重なるが、その他の地域では直接中生界の手取層群を不整合に覆っている。本累層の上限は本図幅地内では上位の八尾累層に不整合に覆われていることが多い。不整合による削剝は熊野川西岸でもっとも著しい。層厚は西部の黒川沿いで約 750 m であるが、東部ではいく分薄くなる傾向があり、常願寺川沿いでは約 550 m である。

本図幅地内の岩稲累層は、凝灰角礫岩を主としていて、熔岩の占める割合は少なく、砂岩・泥岩などの陸源の碎屑岩はほとんど含まれていない。熔岩流は熊野川一常願寺川間で、本累層の最上部にかなり厚いものがみられるのがもっとも著しい例である。本図幅地内の岩稲累層は、変質も著しくない。

この地域の岩稲累層はおもに普通輝石紫蘇輝石安山岩からなるが、ときには橄欖石を含むものもある。その代表的な岩石は、鏡下では、斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および鉄鉱を有し、斜長石は径 1 mm までで、ときに累帯構造を有する。普通輝石は通常 0.7 ~ 0.8 mm の大きさであるが、ときに 1.5 mm に達し丸味を帯びていることもある。紫蘇輝石は普通 0.5 mm 大でときに 3.0 mm に達する。またまったく緑泥石に置換されていることもある。石基はガラス基流晶質で、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱およびガラスからなる。

一方、白岩川源流部では岩稲累層下部に角閃石安山岩がかなり広く分布している。この角閃石安山岩は鏡下では、斜長石・角閃石および輝石(?)の斑晶を有し、斜長石は中性長石で、径 1.0 mm 以下、まれに 2.6 mm に達し清澄である。角閃石は普通角閃石で径 1.0 mm 以下、長柱状~柱状を呈し、縁辺部はオパサイト化している。輝石(?)は約 0.3 mm の柱状のもので、まったく緑泥石に置換されてしまっている。



図版5 岩稲累層の凝灰角礫岩層（立山町千垣西方）

石基はガラス基流晶質で、斜長石・輝石(?)・鉄鉱およびガラスからなり、輝石とみられるものはまったく緑泥石化している。また、晶洞中に鱗珪石が認められ、さらに2次的に緑色鉱物・蛋白石・方解石などが充填している。

岩稲累層の最上部には、尖山附近などに無斑晶安山岩が見られる。本岩は鏡下では、斑晶として0.5 mm以下の曹灰長石～中性長石の小斑晶を有し、他に長柱状のオパサイト化角閃石仮像を含むにすぎない。石基は流状構造の明らかな細粒填間状組織を呈し、長柱状の斜長石・単斜輝石・鉄鉱・クリストバライト、および無色～淡褐色のガラスからなっている。

II. 8. 3 やつお 八尾累層

八尾累層は北陸層群中部の海成層である。下位の岩稲累層とは、本累層の下部に礫

岩が発達するところではかなり大きな削剝不整合が認められるが、その他のところでは整合に重なっている。上位の音川累層とは本図幅地内では不整合関係にある。

八尾累層は水平的にも垂直的にも岩相変化の烈しい地層である。図幅地域西部ではその下部に厚い礫岩層（榎ノ木礫岩層）が発達するが、これは側方および上方へ礫岩・砂岩・泥岩の不規則な互層（座主坊礫岩砂岩泥岩層）に移化し、さらに上方で砂岩・泥岩の不明な互層（柝津砂岩泥岩互層）に移化する。八尾累層の中・下部にあたるこれらの地層は、各地層のうちでも烈しい岩相の変化を示し、各地層間の境も便宜的であって明白なものではない。

本図幅地域の北縁部では、本累層の中・下部に相当する部分が城ガ平山を中心とした火砕岩層（福平火砕岩層）となり、南方での碎屑岩層と置き換わっている。この傾向は北隣の魚津図幅地内でさらに明白となる。また、図幅地域中部では、目桑一池田を中心として塊状の軽石質凝灰岩層（目桑軽石質凝灰岩層）が局部的に発達している。

本累層上部には均質で安定した岩相の泥岩（釈泉寺泥岩層）がある。この地層は魚津図幅地内に連続してさらに厚く発達し、八尾図幅地内でもほとんど同様な岩相の城山泥岩層が八尾累層の上部に発達している。

八尾図幅地内では、本累層の下部・中部・上部を通じて豊富な軟体動物化石群^{註5)}が発見されているが、本図幅地内では中部の柝津砂岩泥岩互層中に、かなり豊富な化石群が発見されるのみで、上部・下部からは植物破片を除いては化石はほとんど発見されていない。中部の化石群は *Chlamys nisataiensis* OTUKA, *Venericardia siogamensis* NOMURA, *Turritella kadosawaensis yoshidai* KOTAKA などの特徴種とするものである。八尾累層の時代はこれらの化石群によって中新世中期とみなされる。

かし 榎ノ木礫岩層

図幅地域中部において八尾累層の下部は榎ノ木礫岩層によって占められる。本層は下位の岩稲累層とは削剝不整合の関係にあり、両者の関係は熊野川西岸の道路に沿っ

註5) 下部からは *Vicarya*, *Cerithidea*, *Littorinopsis* などの特徴とする温暖な瀬海ないし浅海性の群集が、上部からは *Portlandia*, *Palliolum*, *Propeamussium*, *Lucinoma*などを代表とする深海性の群集が知られている。中部の群集は八尾図幅地内では、上部・下部のものも混じり、その特徴はあまり明瞭ではないが、*Chlamys nisataiensis*, *Venericardia siogamensis*, *Turritella* などが多い。*Miogypsina*, *Operculina* も中部に多産する。

でもっとも明白に観察される。側方（東部のみ）および上方で座主坊礫岩砂岩泥岩互層に移化する。その境は人為的なもので不透明である。層厚は熊野川以西で厚く、最大 500 m 以上に達し、以東では薄く 100 ~ 200 m である。

本層は全体として礫岩を主とし、これに砂岩や泥岩をはさむ地層である。礫岩の礫は中・下部ではほとんど安山岩礫であり、きわめてまれに石英斑岩礫や花崗岩礫が見られるにすぎないが、上部にいたって急激に石英斑岩礫の割合が増加する。また、珪化木も上下を通じてしばしば混入している。普通 10cm 大の亜円礫ないし亜角礫を主とし、密集して配列に方向性を示さないことが多い。熊野川から東では砂岩や泥岩の夾みは少なく、礫岩の礫も密集してほとんど層理を示さない。西部ではとくに上部で砂岩や泥岩の夾みが多く、層理も大小の礫の配列状態や夾みなどから遠望して識別しうるが多い。礫岩の礫も多くは斜交層理を示して入っている。

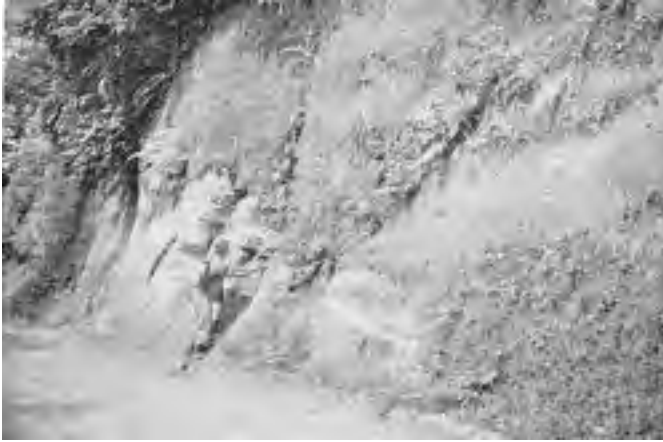
夾みとして入る砂岩および泥岩は一般に暗灰色～暗褐色を呈し、塊状で淘汰はわるく層理は不透明であり、細かい植物片や木片を多量に含むことが多い。またときには泥岩ないし砂質泥岩と礫岩とが、きわめて不規則な外形でインターフィンガー（指交）している露頭も観察される。

また、本層の下部ではときに安山岩質の凝灰角礫岩（厚さ 5 ~ 10 m）や安山岩熔岩（熊野川東方、厚さ 10 m 以下）をはさむことがある。凝灰角礫岩のはさまれる附近では礫の集合状態や円磨度などからみて、凝灰角礫岩と礫岩との中間的な様子を示す部分も見られる。

熊野川東方の安山岩熔岩は、普通輝石橄欖石玄武岩質安山岩であって、斑晶として斜長石・橄欖石および普通輝石を有し、斜長石は 0.4 ~ 1.5 mm 大の柱状～卓状で自形を呈する。橄欖石は 0.1 ~ 0.2 mm で自形を呈し、変質して黄緑色の粘土鉱物化しており、輝石および鉄鈹の反応縁をもつ。普通輝石は 0.8 ~ 2 mm の円味を帯びた大形結晶である。その他に微斑晶として磁鉄鈹がある。石基は斜長石・単斜輝石・斜方輝石および鉄鈹からなり、中粒、間粒状組織を示す。

座主坊^{ざすんぼう}礫岩砂岩泥岩互層

八尾累層の下部・中部を占める。東部では岩稲累層の上位に整合に重なる。中部では側方ならびに下方に榎ノ木礫岩層に漸移する。上位には目桑軽石質凝灰岩層および栃津砂岩泥岩互層が整合に重なる。また、北部では高峯山火山岩類の下からインライヤー (inlier) として狭く露われている部分もある。層厚は白岩川のルートで約 400 m、



図版6 八尾累層座主坊礫岩砂岩泥岩互層の露頭（立山町長倉の東方）

西方では薄くなり、尖滅する。

本層が岩稲累層の上位に直接重なる白岩川の上流部では、下部はおもに砂岩・泥岩の不明白な互層からなる。泥岩は塊状、凝灰質で灰色～暗灰色のことが多いが、ときに炭質で黒色を呈する。砂岩は塊状、凝灰質で灰白色、ときに細礫を含むことがある。中・上部は礫岩ないし砂礫岩と砂岩・泥岩の互層からなり、各層の厚さはおよそ2～3m、礫岩の下底には侵蝕面を有することもある（図版6）。

礫岩の礫は中部ではおもに安山岩や石英斑岩からなる。普通3cm大の亜円礫であるが、ときに10cm大の安山岩角礫などを含むこともある。礫は多くラミナを示して配列している。上部では礫岩中にむしろ石英斑岩などの基盤岩類の礫が多くなる。砂岩は一般に粗粒で細礫を含み、ラミナが発達する。ときに亜炭薄層をはさむ。灰白色～灰褐色を呈し、図幅地域西部で見られるように安山岩質で汚ない暗褐色を呈することは少ない。泥岩は灰褐色～灰色で、ときに凝灰質となり、塊状で植物破片を含むことが多い。また、このルートの中中部では、塊状で火山礫の散在した灰色の軽石質凝灰岩層（厚さ約5m）をはさむ。

栃津川の上流で、檜ノ木礫岩層の上位に重なる部分では、下部は上記の白岩川のルートの中・上部と同様な礫岩・砂岩・泥岩の互層であるが、上部は安山岩などの礫を含み、淘汰のわるい粗粒砂岩と植物破片の多い暗灰色、塊状、緻密の泥岩との互層を

主としている。

常願寺川西岸での本層は、細粒～中粒の暗褐色、塊状、淘汰不良の安山岩質砂岩を主とし、泥岩層をまれにはさむにすぎない。それより西方では、同様な中粒～細粒砂岩を主とし、これにしばしば含礫砂岩をはさむようになる。

図幅地域北部で高峯山火山岩類の下からインレイヤーとして露われる部分は、不明白なラミナをもった含礫粗粒砂岩、塊状で淘汰のわるい灰色粗粒砂岩、塊状、緻密の泥岩などからなっている。インレイヤーの露出する処は、地形的に少し開けた小盆地を形成し、部落や水田が発達している。インレイヤーの分布の状態からみて、高峯山火山岩類の基底面がかなり複雑な凹凸に富んでいたことが予想される。

本層はときに亜炭薄層をはさみ、また全般的に木片などの植物破片も多く、しばしば珪化木も産するが、それ以外の化石はほとんど発見されていない。

^{めつか}目桑軽石質凝灰岩層

白岩川を中心とした地域で、八尾累層の中部を占めて発達する。下位の座主坊礫岩砂岩泥岩互層および上位の栃津砂岩泥岩互層とともに整合であり、岩相の遷移はかなり明白である。層厚は厚いところでは 150 m 以上に達するが、西方へ薄くなり尖滅する。

本層は全体として新鮮なときに暗灰色で、風化すると灰白色を呈する塊状、無層理の軽石質凝灰岩からなり、ときには火山礫質となる。軽石は全体に一様に散在し、配列の方向性はほとんど認められない。

池田部落の南方では、本層下部に石英斑岩・安山岩などの径 15cm 以下の亜円礫からなる厚さ 5 m の礫岩層がはさまれる。また、その他にも暗灰色の塊状泥岩などがはさまれることもある。

池田附近では本層の軽石質凝灰岩を小規模に切出し、石材として利用している。

^{とちづ}栃津砂岩泥岩互層

八尾累層の上部を占めて北部から西部へ連続的に発達する。下位の目桑軽石質凝灰岩層・座主坊礫岩砂岩泥岩互層・榎ノ木礫岩層とはそれぞれ整合に重なる。上位には積泉寺泥岩層が整合に重なるが、常願寺川北東部や図幅地域西縁部では、音川累層基底の不整合によって積泉寺泥岩層が欠け、本層が直接音川累層によって覆われる。層厚は中部で厚く 350～400 m、西部では薄く 180 m である。本層は全体として砂岩・

泥岩の不規則な互層を主体とし、岩相の変化は烈しい。

常願寺川以西では砂岩・泥岩の不明な互層を主体とする。各層の厚さは普通 0.5～1 m である。砂岩は中粒～細粒のことが多く、褐色または暗灰色を呈する安山岩質のもので、多くは淘汰わるく塊状である。泥岩は灰色、均質、緻密で、多くは植物破片をかなり含み、ときに炭質となっている。互層を構成する各層の厚さや砂岩・泥岩の割合などは、地域的にも層準的にも烈しく変化する。また、互層中には礫岩ないし含礫砂岩のはさまれることもある。礫岩の礫は石英斑岩・チャート・安山岩などからなり、砂礫岩中では礫がラミナを示して配列することが多い。ときにはその下底に波状の侵蝕面を有することもある。

常願寺川以北の地域でも、本層の下部は上述と同様な砂岩・泥岩の不明な互層を主体としている。砂岩・泥岩の各層が 0.3 m くらいの厚さで、整然と重なる典型的な互層は、本層の中部に局部的に発達するにすぎない。砂岩はおもに灰褐色、塊状、細粒で、ときに安山岩などの細礫を含む。泥岩はおもに灰色、緻密で植物片に富みラミナの発達することが多い。また、下部ではしばしば安山岩熔岩をはさんでいる。安山岩熔岩は、黒谷のものは無斑晶安山岩であるが、それ以北では紫蘇輝石普通輝石安山岩が多い。

前者は鏡下では、斑晶として少量の斜長石を有し、石基は斜長石・単斜輝石・斜方輝石・橄欖石・鉄鋳およびガラスからなっている。後者は斑晶として、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および鉄鋳を有する。斜長石は 0.7～3 mm 大で、ガラス包有物をもつ斜長石の集斑晶を含んでいる。普通輝石および紫蘇輝石は長さ 0.8 mm 大の柱状結晶である。石基は細粒毛氈状組織を示し、斜長石・単斜輝石・鉄鋳およびガラスからなっている。

この地域での本層上部は、砂岩・泥岩の不規則な互層に加えて、きわめて頻繁に軽石質の角礫～火山礫凝灰岩層が挟在し、全体として 1 つの火砕質帯 (Pyroclastic zone) を形成している。地質図上にはこの火砕質帯の上限と下限とには、相当する大岩火山礫凝灰岩層と豊水橋凝灰角礫岩層とのみを示した。北方ではこの火砕質帯の上部にはさまれる泥岩が上位の釈泉寺泥岩のものと同様な灰色、塊状、緻密で植物片のかなり多い泥岩となってくる。しかし、便宜上この泥岩を含む部分をも含めて、火砕質帯の上限までを柘津砂岩泥岩互層として一括した。熊野川以西の地域では、本層上部にこのような火砕質帯は発達しない。



図版7 八尾累層豊水橋火山礫凝灰岩層の模式地（大山町豊水橋や、上流の常願寺川左岸）

ほうすいきょう
豊水橋凝灰岩礫岩層は、上滝の南東で常願寺川にかかった豊水橋の上流左岸に、長く続いた断崖をつくって模式的に露出している（図版7）。厚さはこの部分でもっとも厚く、約 50 m に達する。その上部は 0.5 ～ 1 cm 大の安山岩質細角礫が無方向に密集しており、また泥岩塊もしばしば混入している。下部は 1 ～ 3 cm 大の安山岩角礫を主とし、10cm 大の球状団塊も見られる。全体として塊状で層理を示さない。また、この北東方への延長部では厚さは薄くなるが、岩相はほぼ同様で、おもに 3 cm 大の安山岩角礫からなり、塊状、無層理である。ときにチャートや花崗岩の円礫を含む。

おおいわ
大岩火山礫凝灰岩層は北部の大岩川流域でもっともよく発達する。一般に安山岩質の火山礫凝灰岩ないし細粒凝灰岩礫岩であって、1 cm 大の軽石片を含んでいる。塊状で層理を示さない。厚さは約 20 m である。

本層からはしばしば多量の貝化石が集合して発見されるが、多くは保存がわるく破片や印象のみとなっている。このうち保存もよく多量に採集される池田西方（化石産地 301）のものと常願寺川右岸（化石産地 302）のものとを第3表に示す。前者では幼貝が多い。この他の産地としては、地点 303 では *Anadara*, *Dosinia*, *Prototrella* など、地点 304 では *Venericardia*, *Dosinia*, *Natica* などの印象を主としている。

第 3 表 八尾累層化石表

Loc. 301 (立山町, 豊水橋上流の常願寺川右岸) 上部

- Acila submirabilis* MAKIYAMA
Saccella kogiensis (OTUKA)
Barbatia sp.
Anadara sp.
Glycymeris vestitoides NOMURA
G. sp.
Chlamys nisataiensis OTUKA*
 One species of Pectinidae
Ostrea sp.
Crassatellites nanus ADAMS et REEVE
Venericardia siogamensis NOMURA
Felaniella usta (GOULD)
Cardium sp.
Pitar sp.
Dosinia nomurai OTUKA*
Venerupis (Siratoria) siratoriensis (OTUKA)
Mactra sp.
Caryocorbura nisataiensis (OTUKA)*
Panope sp.
Dentalium sp.*
Calliostoma sp.
Protrotella sp.*
Turritella kadonosawaensis yoshidai KOTAKA
Natica janthostoma DESHAYES*
Sinum ineptum (YOKOYAMA)
Doliocassis japonica (YOKOYAMA)
Trophon sp.
Mitra sp.
Searlesia kurodai MAKIYAMA
Nassarius kometubus OTUKA
Cancellaria sp.
Fulgoraria striata (YOKOYAMA)
Inquisitor sp.
Megasulcula sp.
Conus sp.

Crinoid stem

魚 骨

Loc. 301 下部

Nucula akitana OTUKA*Anadara ogawai* (MAKIYAMA)*Glycymeris* sp.*Crassatellites nanus* ADAMS et REEVE*Venericardia siogamensis* NOMURA*Pitar itoi* (MAKIYAMA)*Phaxus izumoensis* (YOKOYAMA)*Calliostoma* sp.*Turritella kadosawaensis tsudai* IDA**Doliocassis japonica* (YOKOYAMA)

Loc. 302 (立山町池田西方)

Nucula akitana OTUKA*Acila submirabilis* MAKIYAMA*Saccella congiensis* OTUKA**Anadara ogawai* (MAKIYAMA)*Glycymeris* sp.*Chlamys nisataiensis* OTUKA*Chlamys* spp.*Venericardia siogamensis* NOMURA ?*Lucinisca k-hataii* (OTUKA)*L. yokoyamai* (OTUKA)*Pitar itoi* (MAKIYAMA) ?*Dosinia* sp.*Macoma**sp.*Solen krusensterni* SCHRENCK*Panope japonica* A. ADAMS*Dentalium* sp.*Protrotella* sp.*Turritella kadosawaensis yoshidai* KOTAKA*Inquisitor* sp.*Cylichna* sp.

*印は産出個体数の多いもの

ふくびら

福平火砕岩層

本層の主部は北隣の魚津図幅地域内に発達し、本図幅地内ではその南端部が僅かに見られるにすぎない。魚津図幅地域内の本層は、下部が基性安山岩質で上部が酸性安山岩を主としているが、本図幅地内では全体として酸性火山岩質であり、下半部には流紋岩熔岩があって城ガ平山の東方の山の山体をつくり、上半部は酸性安山岩質、石英安山岩質の、火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・火山礫岩・凝灰質砂岩などからなり、岩相の変化が烈しい。下位の熔岩は、上位の火砕岩層の下部と側方に変化するものとみられる。また南方では、栃津砂岩泥岩互層の上部の、火砕岩層の夾みの多い部分に移化する。

しゃくせんじ

釈泉寺泥岩層

八尾累層の最上部を占め、下位の栃津砂岩泥岩互層に整合に重なり、上位の音川累層とは削割不整合の関係にある。音川累層基底の不整合による欠損が、常願寺川北東部および図幅地域西縁部で最大であるため、本泥岩層の分布は上滝南西方および白岩附近から北方に限られる。層厚は前者で最大約 70 m、後者では北方へゆくほど厚くなり、北縁部の大岩川のルートで約 150 m である。本層は北隣の魚津図幅地内の上市川沿岸釈泉寺部落附近で、もっともよく観察される。

本層はおもに淡褐色ないし乾いて灰白色を呈する緻密、塊状の泥岩からなり、1～1.5 m ごとに不明白な層理を示すことが多い。ときにラミナの発達した細粒砂岩薄層をはさんだり、大岩川のルートの中中部で軽石質となったりするほかは、全体がぼー様の泥岩からなっている。また全体にわたって細かい植物破片が一様に入っていることも本層の特色である。植物破片以外に化石は未発見である。

本泥岩層は西隣の八尾図幅地内で、同様に八尾累層の上部を占めている城山泥岩層とよく似た岩相を呈している。ことに上滝南西方に分布する泥岩層は、本図幅地内の北部のものよりは、むしろ八尾図幅地内の城山泥岩層と同様のものである。こゝでは便宜上これも含めて釈泉寺泥岩層として一括した。

やまだなか

山田中凝灰岩層は八尾図幅地内の山田川沿岸を模式地とする凝灰岩層であり、八尾図幅地内では有効な鍵層として利用されている。その連続と見られるものは、本図幅地内でも常願寺川以西で、おもに釈泉寺泥岩層の下部ないし基底部に観察される。もっともよく観察されるのは常願寺川西岸の露頭（第 4 図）である。

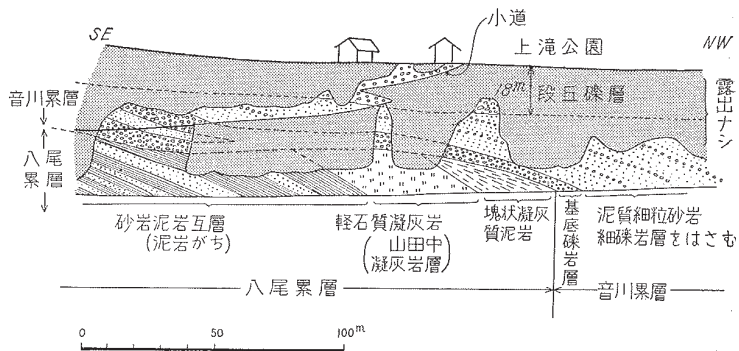
こゝでは層厚約8 m, 3~5 cm 大の軽石片の集合した無層理, 塊状の軽石質凝灰岩層である。この上位にはいく分凝灰質の灰白色泥岩が, 下位には砂岩・泥岩の互層が続く。それより西方ではこのようなはっきりした形態を示さないが, 布目部落附近やその東の谷などで, 軽石質の凝灰岩層を見ることができる。常願寺川東岸以東および黒川以西では, 音川累層基底の不整合により欠除する。

II. 8. 4 ^{おとがわ} 音川累層

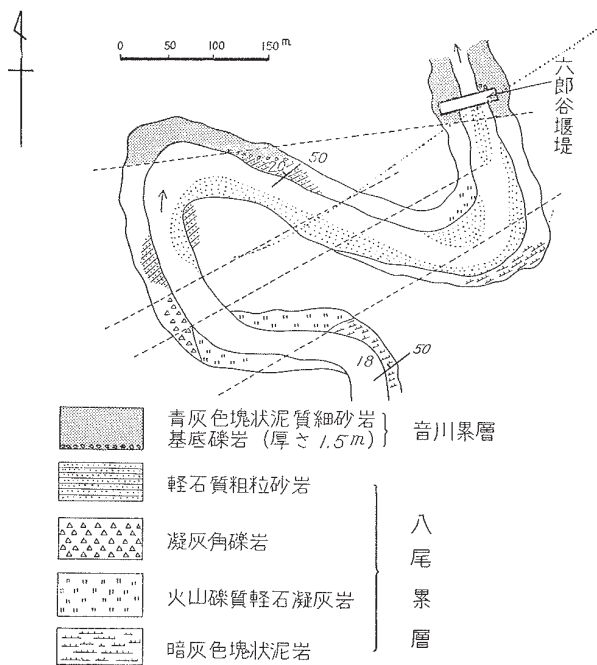
音川累層は本図幅地内では北陸層群の最上部を占める地層である。下位の八尾累層とは不整合関係にあり, 明白な削剝面をもって重なる。不整合関係を示す露頭は, 常願寺川の河崖(第4図)でもっともよく見られるほか, 北から大岩川(図版8)・白岩川(第5図)・瀬戸附近・黒谷・熊野川の各地で観察される。この不整合による八尾累層の欠損は, 本図幅地内では常願寺川附近でもっとも大きく, それより北へ向かうに従って次第に少なくなる。これと同様な傾向は西隣の八尾図幅地内でも見られ, 八尾累層の欠損は本図幅地域に接する東縁部で最大であり, それより西方~北西方へ次第に小さくなる。さらに遠くこの不整合を追跡すると, 北方では魚津図幅地内の早月川まで, 北西方では東礪波丘陵の西端までは認められるが, その先では上下の地層が



図版8 音川累層基底の不整合(上市町大松附近)



第4図 音川累層基底の不整合（大山町上滝公園東側，常願寺川左岸の河崖）



第5図 音川累層基底の不整合（立山町一郎谷附近）

整合に重なり合うようになる。以上のことから、音川累層基底の不整合は、早月川と東礪波丘陵西縁部との音川累層基底を結んだ東北東-西南西の線を軸として、その南側が隆起し、北側が沈降した傾動的な基盤運動によって形成されたものと推定することができる。このことは音川累層の岩相の地域的な変化の状態からも、ある程度裏づけされる。

本図幅地内の音川累層は、上位を呉羽山礫岩層によって不整合に覆われ、全体のうちの下部のみが露出するにすぎない。層厚は常願寺川西岸で約 75 m、もっとも厚い北縁部でも約 200 m にすぎず、八尾一富山図幅地内の最厚約 700 m とは較べものにならない。

本図幅地内の音川累層は上滝砂岩層として一括される。

かみだき 上滝砂岩層

下位の八尾累層の積泉寺泥岩層、または柗津砂岩泥岩互層の上に不整合に重なる。この不整合の性格についてはすでに述べた。上滝砂岩層の下底には薄いけれどもよく連続する基底礫岩層があり、場所ごとに岩相はいく分異なるが、図幅地内のほとんどの領域にわたって認められる。常願寺川を中心とした下位層の欠損の大きな地域では、基底礫岩の厚さも 3～4 m に達し、構成礫も花崗岩や石英斑岩礫の割合がかなり大きく、安山岩礫の方が少ない場合もある。礫はおもに径 15cm 以下の円礫からなり、密集して方向性を示さないことが多い。これに反して北部では、基底礫岩層の厚さは 1 m 以下で、10～50cm 大の安山岩円礫からなり、ときには礫が不整合面上に 1 列並んでいるだけという場合もある。

基底礫岩層の上位には、新鮮などときには特有の青灰色を呈し、風化して灰白～灰褐色となる塊状、均質の泥質細粒砂岩層が重なり、上滝砂岩層の主体となっているが、その下部ではしばしば礫岩ないし細礫岩層をはさむ。この部分でも常願寺川を中心とした地域では礫岩層の外形も明白で礫径も大きい。北部では細礫が層状に集合している程度で、礫岩層としての形状は不明白である。構成礫としては安山岩礫が多いが、ほかにチャートの細礫や花崗岩礫も混じる。全般的にみて、音川累層下部では、常願寺川付近で粗粒な堆積物が比較的良好に発達し、北方ではあまり発達していない。

上部は前記と同様な青灰色、塊状、均質の泥質細粒砂岩層からなり、礫の混入も少なく、層理は不明白である。塊状の泥質細粒砂岩層中には、しばしば水酸化鉄で周囲

を汚染された不規則な外形のパッチがあり、音川累層の特色となっている。また球状の団塊もしばしば散在する。ときに植物破片に富むこともある。

化石は一般に印象を残すにすぎないが、全層にわたって産出し、なかでも基底部に比較的多い。常願寺川の両岸では基底部に *Ostrea* 破片の密集層や、*Glycymeris*, *Dosinia*, *Mya*, *Coraeophos* などを多産する砂礫岩層などがある。虫谷東方や白岩東方の上滝砂岩層下部の泥質細粒砂岩層からは *Mya cuneiformis* をおびたゞしく産する。音川累層の貝化石は第4表に示した。この化石群は種類は比較的少ないにもかかわらず、その個体数の多いことが特色である。音川累層の時代についてはその化石群から中新世後期とみなされる。

第4表 音川累層化石表

Loc. 401 (大山町上滝南西方)

Anadara sp.

Clinocardium shinjiense (YOKOYAMA) ?

Laevicardium sp.

Dosinia (*Kaneharaia*) *kaneharai* YOKOYAMA

Macoma sp.

Mya cuneiformis BÖHM

Panope japonica A. ADAMS

Crepidula navia YOKOYAMA

Coraeophos nakamurai (KURODA)

Baranus sp.

Loc. 402 (立山町虫谷東方)

Mya cuneiformis (BÖHM)

Crepidula navia YOKOYAMA

Loc. 403 (大岩川)

Anadara sp.

Patinopecten yessoensis (JAY)

Mercenaria chitaniana (YOKOYAMA)

Dosinia sp.

Tellina sp.

Spisula sachalinensis (SCHRENCK)

Mya cuneiformis BÖHM

Thrasia hitosaoensis NOMURA

II. 9 ^{ふどうかべ} 不動壁安山岩（紫蘇輝石普通輝石安山岩）

図幅地域中部の伊勢屋・座主坊附近において、北陸層群中部（座主坊互層・目桑凝灰岩層）を貫ぬく径約 500 m の小岩体として存在する。新第三系のつくる低平な丘陵中に、本岩体のつくる山体が突出して聳え、地形的にも明白な差異を示している。また、本岩体には、板状節理がほとんど垂直に発達し、その山体の周辺は直立した急崖にとり囲まれていることが多い。伊勢屋部落の対岸では、白岩川に接する部分が、不動壁と呼ばれる絶壁をつくっている（図版9）。この安山岩体の形成時期はおそらく北陸層群中上部の積成とほとんど同時期であろう。

本岩は暗灰色を呈し、鏡下では斜長石・普通輝石および紫蘇輝石の斑晶が認められる。斜長石は径 0.5～1.5 mm で累帯構造を示し、普通輝石は径 0.5～1 mm、紫蘇輝石は約 0.7 mm であるが、なかには約 3 mm の長柱状のものもある。石基は填間組織を呈し、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および磁鉄鉱からなり、間隙は多くのガラスで充されている。ときには鱗珪石が生じている。



図版9 不動壁（不動壁安山岩） 立山町伊勢屋

II. 10 ^{ひのきとうげ} 檜峠 礫層

図幅地域南西部にある檜峠の南側斜面には、手取層群を不整合に覆って 10～20 m の厚さの礫層が小さく分布している（図版 10）。この礫層は、径 30～100cm のやゝ丸味をもったかなり新鮮な外見の手取層群の砂岩・安山岩・石英斑岩・花崗岩類などの礫からなり、礫は大小雑然と密集して普通配列に方向性を示さない。礫層の基底面は



図版 10 大山町檜峠南側の檜峠礫層（層準不詳）

著しく不規則な凹凸に富み、現在の地形の斜面に沿って薄く崖錐状に分布するにすぎないようにもみられる。しかし一方、ときとして礫層の上位には炭質物の薄層や礫がレンズ状に密集した部分をもった粗粒砂層が重なってくることもあり、これは流水の作用下に堆積したことを示すものと考えられる。後のように考えた場合、その堆積の時代が問題となってくるが、本層は分布があまりにも狭く保存の良い化石も産しないので、その時代を直接的に確かめることはできない。しかし、間接的には、その占める位置が現在の神通川の河岸段丘よりはるかに高い所にあること（直下の薄波の段丘とは 300 m 以上の高度差がある）から、かなり古期のものであることが予想され、一方この礫層がかなりの量の安山岩類の礫を含むことから、岩稲累層以後のものとするのが妥当である。したがって本礫層を、その層準は不詳であるけれども、北陸層群中・上部から呉羽山礫層にわたる間の、いずれかの地層の内陸域における相当層が断片的に残留したものとみなすことが可能である。

この礫層と類似の位置を占める高位礫層の存在は、南隣の東茂住図幅地域の北西部（奥山附近）にも認められている。

II. 11 第四系

新第三系がおもに海成層であり、その上部が細粒岩を主とするのに反して、富山盆地の第四系はほとんどすべて粗大な扇状地性の礫層からなっている。富山県東部ではことに立山山地の隆起に伴って山麓扇状地の発達が著しく、開析扇状地についても新旧の2群が識別されている。呉羽山礫層は著しく侵蝕を受け、ほとんど堆積平坦面の原形を残していないが、やはり同様に山麓扇状地を形成していた礫層であると推定される。

本図幅地内の第四系としては、このほかに富山平野をつくる常願寺川の現扇状地、常願寺川・早月川などに沿って発達する段丘砂礫層などがある。

高峯山を中心とする火山噴出物、および図幅地域東部にみられる立山火山の噴出物も、第四紀のものである。

II. 11. 1 くれはやま 呉羽山礫層

呉羽山礫層は富山市西郊の呉羽山を模式地とし、富山平野（呉東平野）をとり巻いて丘陵の周辺に分布している。本図幅地内では、平野の中心へ向かって、東部では西へ、南部では北へ約 10° の角度で傾く。この礫層はさらに西隣の八尾図幅地域内では東へ傾き、全体として第四紀における造盆地運動の傾向を明白に示している。

北陸層群最上部の音川累層上に不整合に重なる。厚さは最大約100mで、上位は開析扇状地礫層などに覆われる。主として扇状地性の粗大な礫層によって構成されるが、北部では下底から約50m上のところに谷口凝灰岩層とよばれる軽石質凝灰岩層があり、水平的にかなりよく連続し、北隣魚津図幅地内にわたって有効な鍵層となる。

呉羽山礫層を構成する礫の種類とその割合は、地域ごとに多少異なり、北部では石英斑岩礫や花崗岩礫が安山岩礫よりむしろ多く、中部では安山岩・石英斑岩および花崗岩類の礫からなり、西部では安山岩礫のほかにチャートの円礫が混じる。礫は普通径30cm以下の垂円～垂角礫を主としているが、ときに径1mの巨礫も入る。通例大小の礫が雑然と混じって淘汰わるく、配列に方向性を示さない。まれに厚さ約1mの

砂層をはさむ。図幅地域西部の福沢付近では、呉羽山礫層の表面に堆積面の名残りともみられる平坦面が分布するが、段丘面の場合より小起伏に富み、また北方への傾きもより強い。北部の谷口附近を除いて、礫層の風化は著しく、一般に充填基質は粘土化し、礫は石英斑岩やチャートの礫を除いて露頭面で断口を示すことが多い。礫層は汚染されて全体として褐色～赤褐色を呈する。立山町瀬戸付近では、呉羽山礫層中の粘土が瓦原料として利用されている。

^{たにくち}
谷口凝灰岩層はやゝ紫色を帯びた灰色を呈する塊状、無層理の軽石質凝灰岩である。ときに軽石が扁平にのびて層理の方向を示す。層厚約 20 m。呉羽山礫層の下底から約 50cm 上方のところに介在し、谷口から北によく連続する。このなかには植物破片もかなり多く見られる。

本図幅地内の呉羽山礫層産の化石としては、三木茂（1950, 1955）が、中新川郡立山町上末の瓦土採取場から、次の植物遺体を報告しているにすぎない。

<i>Cryptomeria japonica</i> D. DON	スギ
<i>Sciadopitys verticillata</i> S. et Z.	コウヤマキ
<i>Fagus crenata</i> BLUME	ブナ
<i>Corylus heterophylla</i> FISCH. var. <i>Thunbergii</i> BLUME	ハシバミ

現在のところ、呉羽山礫層の時代を示す十分な証拠はないが、こゝでは一応古期更新世とみなしておく。

II. 11. 2 ^{たかみねやま}高峯山火山噴出物（普通輝石紫蘇輝石安山岩）

本火山岩類は、図幅地域北部において、高峯山をかなめとした扇形の地域に拡がり、約 24km²の面積を占めて分布している。現在の分布地域の東縁および南縁は、急崖をつくって小又川および白岩川に臨んでいるが、元来は現在よりもさらに東方および南方へ拡がった火山台地を形成していたものであろう。本火山岩類の分布地は、図版 2 にも見られるように、その表面にきわめて複雑な小起伏に富んだ原地形を残しながら、大局的には北西方へ次第に低下している。大岩川などによって台地表面が深く開析された部分では、インライヤーとして下位の北陸層群中部層（座主坊互層・栃

津互層)が露われている。この火山岩類は、その基底面も表面も凹凸が烈しいので概括的なことしかいえないが、その厚さは最大約 300 m に達する。

本火山岩類の時代は、北陸層群よりは新しく、それが陸化してかなり削剝された後に噴出したものであるが、呉羽山礫層との前後関係については現在のところ不明である。

本火山岩類は一般に基底部には熔岩があり、その上位にはほとんど水平に成層した凝灰角礫岩が重なっている。凝灰角礫岩はときに北陸層群岩稲累層の凝灰角礫岩と識別困難なことがある。

本岩は鏡下では紫蘇輝石・普通輝石および斜長石の斑晶が認められ、紫蘇輝石は長柱状を呈し、径 1～2 mm で、普通輝石は径 0.5～1 mm である。石基は d 型で、填間組織を呈し、普通輝石・紫蘇輝石・斜長石および磁鉄鉱からなり、間隙は多量のガラスで充填されている。

II. 11. 3 立山火山噴出物

立山火山の噴出物は、本図幅地内では、弥陀ガ原熔岩台地の末端部、およびその西方の常願寺川兩岸に点在する火山碎屑物からなる台地をつかって分布している。噴出物の基底面の起伏からみて、本図幅地内の立山火山噴出物は、当時の“常願寺川”の河谷を埋めて堆積したものとみられる。火山噴出物の表面の現河床からの比高は、本図幅地域東縁部で約 550 m、西方へ次第に低下して小見附近では約 300 m となる。基底面と現河床面との標高差は、材木坂で 250 m、西方へ向かって小さくなり、一部では現河床下に没する。一般に手取層群分布地では基底面が低下している。

弥陀ガ原および粟巢野台地北縁の与四兵衛山は安山岩熔岩からなるが、その他の部分は火山碎屑物からなり、一部は熔結凝灰岩の部分もある。弥陀ガ原の熔岩には、とくにその末端の材木坂において、柱状節理がよく発達している(図版 11)。

材木坂の熔岩は、黒雲母含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩であって、鏡下では斑晶として、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石・鉄鉱および黒雲母を有する。斜長石には清澄な中性長石と捕獲結晶と思われるもの(ガラス・輝石・鉄鉱などの包有物が多く、しばしば定形～破片状を呈する)とがあり、後者の方が前者より多い。紫蘇輝石および普通輝石は小斑晶である。角閃石はオパサイト縁をもった緑色角閃石であって、大部分はまったくオパサイト化した仮像となっている

る。黒雲母は捕獲結晶である。石基は細粒，毛氈状であって，斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱および鱗珪石からなっている。



図版 11 弥陀ガ原溶岩の柱状節理（立山町材木坂）

II. 11. 4 段丘堆積物および開析扇状地堆積物

本図幅地内では，段丘堆積物は常願寺川に沿ってもっともよく発達している。こゝでは高低2群の段丘を識別できる。高位段丘堆積物がかもっともよく発達するのは粟巢野の砂礫段丘であり，こゝでは層厚最大 100 mに達する。礫層は全体として安山岩の径 1 m以下の巨礫を主とし，花崗岩類の礫も多い。礫は淘汰わるく一見して層理を認めがたいが，巨礫の配列や礫の密集部および砂がちの部分の入り方などから，遠望すれば層理を識別できる。粟巢野段丘と同様の高位段丘に属するものは亀谷の段丘である。こゝでは構成礫は花崗岩類の 1 m以下の礫を主とし，安山岩礫も少し混じる。ま

た、弥陀ガ原の熔岩台地の末端部でも、千寿ガ原—美女平間のケーブル沿線において、同高度の礫層が認められる。

平野周辺における高位段丘の連続は、上滝南方では上野部落の面およびその西方に続く面である。こゝでは礫層の厚さは15～20 m、おもに花崗岩類の径20cmの垂円礫からなり、安山岩礫も混じる。礫は雑然と密集し一般に方向性を示さない。ともに薄い砂層をはさみ層理を示す。礫はいく分風化していることもあるが、露頭面では突出し断口を示さない。同じ面の北方への連続は、横江部落の背後から始まって、上段の面へ続く。こゝでも礫層の厚さは約15 m、礫はおもに花崗岩類の径30cm以下のものを主とし、その他は上記のものと同様である。

低位段丘は粟巢野台地の下・芦畷寺・千垣・岡田と連続し、平野部では岩畷寺の扇状地面に続く。この面は北方で現扇状地面下に没し、その境ははっきりしない。おもに花崗岩巨礫によって構成されている。

以上のほか、小規模な段丘は早月川・白岩川・黒谷などに沿っても発達する。また、図幅地域南西隅にみられる薄波の段丘は、暗灰色を呈する安山岩質の塊状粗粒砂層によって構成される。これと同質の堆積物は、神通川の上流に向かっては片掛—猪谷附近から、さらに高原川を遡って追跡され、下流では楡原対岸の今生津において楡原—今生津の段丘面より高所に認められる。

II. 11. 5 現世堆積物

扇状地堆積物 図幅地域北西部には典型的な型態を示す常願寺川の扇状地が発達している。この扇状地は富山平野の南東部を形成するものである。おもに花崗岩類の礫からなり、常願寺川の上流に極端な荒廃山地があるため、土砂の供給は著しく多い。

氾濫原堆積物 早月川・常願寺川の現河床には、花崗岩類の礫を主材とする氾濫原堆積物が谷底を埋めて発達している。

III. 応用地質

III.1 金属鉱床

本図幅地域には、亀谷その他の、かつて採掘または試掘された金属鉱床があるが、現在稼行されているものはなく、亀谷鉱山以外はその規模も小さく、旧坑もつぶれたりしてほとんど調査が不可能なものが多い。

亀谷鉱山^{註6)}

位置・交通 富山県上新川郡大山町亀谷。和田川と小口川とはさまれた広い地域に散在する鉱床群で、亀谷部落から南東方へ $6 \times 2 \text{ km}^2$ の拡がりをもち、便宜上、次の3区に分かれる。

- 1) 宝蔵・烏目区域^{ほころからすめ}
- 2) 勘助・大露頭区域
- 3) 落入込・ヒバコ谷区域

亀谷は、富山地方鉄道小見駅から約1 kmで、採掘現場へは、亀谷から和田川に沿ってトラック道路があり、宝蔵・烏目区域を横切り、勘助・大露頭区域の南東端、真谷附近に達する。約8 kmである。落入込・ヒバコ谷区域は交通不便で、亀谷から歩道を通ずるだけなので、もし、鉱石を搬出するとしても、亀谷まで索道4 kmあまりによるほかはない。

冬季3～4カ月は、積雪多量で、和田川沿いの道路も、自動車では通行できなくなる。

地質 鉱床附近は、飛驒変成岩類およびそれを不整合に覆う中生層の礫岩層からなる。また鉱床附近には、石英斑岩および玢岩の岩脈が多い。飛驒変成岩類中には、晶質石灰岩層が著しく多く、幅数m～数10 mで、しばしば互層する。飛驒変成岩類の一般走向は、ほゞN-Sで、しばしば小褶曲構造の軸をはかることができ、ほゞ北落

註6) 本鉱山については、おもに岩生周一・浜地忠男・服部富雄・荒川昇（1951）による報告によった。

ちまたはS Wに10～15°落して、鉱床の富鉱体ののびと関係があるという。

鉱床 鉱床は、飛驒変成岩中類の鉱脈、石灰岩を交代した交代鉱床、および中生層の礫岩にしみ込んだ小分岐脈群からなる。

1) 宝蔵・鳥目区域

カンバ坑：N 80° E の方向に走る鉛・亜鉛鉱脈，ずりで見ると，幅 30cm，品位 Ag 238gr/t, Pb 1.7%, Zn 44.3%に達する鉱石がある。

鳥目北坑：N - S 方向，珩岩脈に沿う長さ約 100 m の鉛・亜鉛鉱脈で，平均幅 10cm，品位 Ag 328gr/t, Pb 13.2 %, Zn 13.9 %, Cu 0.46 % であり，石英・方解石をおもな脈石とする。

鳥目南坑：坑道総延長 850 m に達したという。スカルンらしいが詳細は不明である。

宝蔵坑：石英斑岩脈の両側に沿って，石灰岩が交代された脈状交代鉱床で，おもに方鉛鉱を鉱石とするが，露頭ではカラミンをとったようである。延長 100 m，幅最厚 1 m，平均 20cm，局部的に品位 Ag 317gr/t, Pb 1.0 %, Zn 35.6 %, Cu 0.47 % の部分がある。附近にピリ鍾および磁硫鉄鉱または硫化鉄鉱を主とする鉱脈がある。

2) 勘助・大露頭区域

大露頭：石灰岩を交代する鉛・亜鉛脈で，石英を主要脈石とする。最厚 40cm，Pb, Zn 合計見込品位 5～10%である。

勘助坑：石灰岩の周辺に沿って生じた破砕帯の上盤，または下盤に沿って生じた鉛・亜鉛脈で，N 30° E 方向に，長さ約 50 m 延び，幅最厚 70cm，平均 40 cm で，Pb, Zn 合計見込品位 30 % である。鉱石は，方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱および黄鉄鉱からなり，珪孔雀石を伴ない，脈石は，石英・緑泥石・絹雲母などが認められる。

千貫坑：石灰岩を貫ぬく銅・亜鉛鉱脈という。

井坑・間横坑：金・銀・銅・鉛・亜鉛鉱脈という。

カンベ坑：詳細不明である。

3) 落入込・ヒバコ谷区域

落入込坑：露頭では，品位 Ag 33gr/t, Pb 0.36 %, Zn 0.4 %, Cu 0.03 % で坑内の鉱石についてはわからない。

風呂屋谷大露頭：数個の幅 2～4 m，長さ 4～7 m の比較的大規模な塊状鉱体からなる。石灰岩を交代し，磁硫鉄鉱を多量に含む。いずれも品位が低い。

	Ag	Pb	Zn	Cu	幅
	gr/t	%	%	%	m
坑内平均	80	tr.	5.8	tr.	0.6
露頭平均	14	tr.	2.1	tr.	1.3

天幕谷坑：石灰岩を交代し、磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・方鉛鉱および閃亜鉛鉱を主とする。平均品位 Ag 88gr/t, Pb 0.9%, Zn 6.9%, Cu tr.。

奥ヒバコ谷：露頭でカラミンを産したという。坑内不明である。

III. 2 非 金 属 鉱 床

本図幅地域には、黒鉛・石灰岩などの非金属鉱床が知られている。黒鉛は、飛驒変成岩類中にあり、千野谷鉱山は、本邦最大の規模をもつ。石灰岩は、飛驒変成岩類の構成員で、亀谷などで往時稼行されたことがあり、富山周辺の工業地帯に近いので、各地で探鉱されているが、個々の岩体の規模と搬出条件が不十分なものが多い。現在稼行されている鉱床はない。

千野谷鉱山^{註7)}

位置：交通 富山県上新川郡大山町小原，山元から富山地方鉄道上滝駅まで，トラック道路約 20km を通ずる。地形は急峻で，現場は海拔 600 m の高所にあるが，トラック道路の開発によって，鉱石の搬出は容易である。しかし，冬季 3～4 カ月は，積雪のため，自動車の通行は不可能である。

地質 鉱床附近は，飛驒変成岩類・船津花崗岩類，およびこれらを不整合に覆う中生層からなり，鉱床は，飛驒変成岩類中に胚胎される。この附近の飛驒変成岩類には，キンツィヒアイト・黒鉛黒雲母柘榴石片岩・花崗岩質片麻岩・柘榴石含有黒雲母片岩・花崗岩質片麻岩および黒鉛片岩などの礬土質変成岩が著しく多い。その他，石灰岩・角閃岩・黒雲母角閃石花崗岩質片麻岩などを含む。飛驒変成岩類の構造は，本鉱床附近では，ほとんど N-S で，本鉱床北部では，やゝ NNE であり，南部では，やゝ NNW になる。本鉱床の位置は，このような変成岩の平行構造の屈曲する部分にあたると思われる。

鉱床 鉱床は，小原川をへだてて，北部と南部とに分かれる。両者はほぼ連続する。

註 7) 本鉱山については，岩生周一（1952）の報告および服部仁の未公表資料によること大であった。

南北両方をあわせてみると、鉱床の全体は、ほぼ南北に長さ 900 m、幅 150 m の拡がりをもつ。おもな採掘は北部で行なわれ、南部は、昭和 30 年頃から開発に着手され、探査中である。

鉱石は、一部鱗状であるが、大部分は土状で、飛驒変成岩類に多い鱗状黒鉛より、高品位となる傾向が著しい。この傾向は、飛驒変成岩類では、北部地域に特有のものである。

全体を通じて、鉱床の母岩の変質が著しい。葡萄石・緑泥石・方解石および絹雲母がよく発達する。また、硫化鉄鉱が母岩に鉱染し、石英脈も発達する。鉱床の附近にはアプライトもよく発達し、鉱床にほとんど常に相伴なう。

北部鉱床は、東列と西列とに分かれる。東列は本鍾・上盤鍾および下盤鍾を含み、西列は天二坑一号鍾・中切坑などを含む。

東列では、本鍾は最大で、長さ 80～100 m、深さ 30 m の規模をもち、さらに増大する可能性をもつ。上下盤鍾もほぼこれに準ずる。鉱床は、膨縮が著しく、最厚 4 m、平均 0.5～2.0 m 以下である。上盤鍾は比較的連続性を示すが、下盤鍾は小分岐脈に分かれる傾向がある。富鉱体は、網状鉱を伴う塊鉱で、脈幅の広い部分に産する。富鉱体の上下盤およびそれらの間には、低品位の“ゴマ塩”と称する鉱石を産し、よく連続する。

西列では、天二坑一号鍾は長さ 15 m あまり、幅最厚 4 m の 2 つの厚いレンズ状鉱体からなる。この延長は、南部でも認められる。

鉱床形成作用 鉱床の形成は、黒鉛含有変成岩中の黒鉛が、アプライトの活動およびそれに続く熱水性液の活動によって濃集したものと考えられる。濃集には、母岩の

第 5 表 千野谷鉱山鉱石品位および産額表

	粗 鉱 t	粗 鉱 品 位 %	精 鉱 t	精 鉱 品 位 %
昭 和 2 7 年	16,722	10	1,717	72
2 8	9,705	13	1,772	70
2 9	15,107	10	2,180	70
3 0	10,967	9	1,404	73

褶曲構造，あるいは著しくよく発達した割れ目が，好条件をあたえていたと考えられる。形成の時期は明らかでないが，中生層堆積前であることは確実である。飛騨変成作用末期の産物ではないかと考えられる。

品位・産額・鉱量

鉱量は，およそ 10 数万 t といわれる（昭和 25 年）。

III. 3 石 炭

手取層群上部（東部地域）はしばしば炭層をはさみ，立山町芦峠寺の立山炭坑・上市町千石の白萩炭坑において稼行された。現在はいずれも廃坑となっている。立山炭坑では 3 枚の炭層中 2 枚が稼行され，上層は 3 尺，下層は 5～6 尺の厚さを有する。東方では薄くなり，両者合わせて約 1 尺になるようである。炭質は灰分が多く，あまり歓迎されなかったが，昭和 25 年頃まで稼行されていた。

文 献

地 形

- 1) 市川 渡：常願寺川扇状地基部の地形発達史，地理評，Vol. 7, No. 1, 1931
- 2) 深井三郎：富山県の地形区分，自然と社会，No. 10, 1953
- 3) 深井三郎：常願寺川上流地域の地形発達史，地理評，Vol. 29, No. 7, 1956
- 4) 深井三郎：立山山麓の隆起扇状地，地理評，Vol. 29, No. 4, 1956
- 5) 三井嘉都夫：常願寺川における堰堤の堆砂と河床の変化について，資源研彙報，No. 37, 1955
- 6) 渡辺 光：本邦の隆起三角州に関する考察，地理評，Vol. 5, No. 1, 1929

地 質

- 7) 池辺展生・松本隆：Green tuff の層序・火成活動及び鉱床生成の関連，北陸地方（学会討論会要旨），地質学雑誌，Vol. 61, No. 718, p. 312,

1955

- 8) 池辺展生・松本隆：北陸新生代火山活動史と太美山層群の意義について，地質学雑誌，Vol. 62, No. 730, p. 387, 1956
- 9) 今村外治：富山県地質概要，富山博物学会誌，No. 1, 1936
- 10) 今村外治：神通川流域の地質に就いて，富山博物同好会誌，No. 3, 1937
- 11) 今村外治・他5名：富山県東部魚津町・上市町附近の第三系，広島大学地学研究报告，Vol. 1, 1951
- 12) 春日井昭：北部ひだ変成帯の塩基性岩，地質学雑誌，Vol. 61, No. 718, p. 364～365, 1955
- 13) 春日井昭・山田敬一・青木斌：北部飛騨変成帯の深成岩類，地質学雑誌，Vol. 62, No. 728, p. 250～260, 1956
- 14) 河合正虎：東茂住図幅の地質一特に手取層群の地質構造について，地質学雑誌，Vol. 61, No. 718, p. 343, 1955
- 15) 坂下栄作：富山県産の化石目録，自然と社会，No. 18 (別冊)，1957
- 16) 坂本亨・他4名：富山積成盆地南縁部の新生界，地質調査所月報，Vol. 10, No. 2, 1959
- 17) 津田禾粒：八尾層群の堆積環境について—いわゆる Green Tuff 地域の中新統に関する堆積環境の研究 (その1)，地質学雑誌，Vol. 61, No. 722, p. 532～542, 1955
- 18) 富山県：20万分の1富山県地質図および同説明書，1957
- 19) 藤井昭二：立山の地形と地質，立山 その自然と文化，立山開発鉄道株式会社，p. 8～12, 1956
- 20) 前田四郎：富山県常願寺川地域の手取層群の層序と構造，千葉大学文理学部紀要，Vol. 3, No. 1, p. 44～49, 1956
- 21) 三木 茂：鮮新世以来の本邦産遺体植物の研究，自然と文化，No. 1, p. 69～116, 1950
- 22) 三木 茂：遺体からみた木曾五木とその変遷，長野営林局，1955
- 23) 弘原海清・他6名：富山盆地東縁部の新生界，地質学雑誌，Vol. 61, No. 718, p. 360, 1955

応用地質

- 24) 安斉俊男：岐阜県・富山県下黒鉛鉱山の鉱床調査報告，地質調査所月報，Vol. 2, No. 2, p. 32～36, 1951
- 25) 岩生周一・他3名：富山県上新川郡亀谷鉱区，鉛・亜鉛鉱床調査報告，富山県地下資源調査報告書（昭和26年度），p. 35～50, 1951
- 26) 岩生周一・他3名：富山県上新川郡亀谷鉱区，鉛・亜鉛鉱床調査報告，地質調査所月報，Vol. 4, No. 1, p. 45～51, 1953
- 27) 上治寅次郎：富山県千野谷黒鉛鉱山地質鉱床調査報文，富山県地下資源調査報告書（昭和27年度），p. 1～10, 1951
- 28) 加来一郎：富山県千野谷黒鉛鉱山電気探鉱調査報告，地質調査所月報，Vol. 3, No. 11, p. 37～40, 1952
- 29) 田久保実太郎・鶴飼保郎・池田周作：射水郡本江村及び海老江村地域の天然瓦斯鉱床—上新川郡船峯村舟倉の亜炭鉱床—物理探査報文，富山県地下資源調査報告書（昭和25年度），p. 1～5, 1950
- 30) 野沢 保：飛驒の黒鉛鉱床の形成について，地質調査所月報，Vol. 3, No. 7, p. 15～21, 1952
- 31) 堀越義一：白萩鉱山概査報告，富山県地下資源調査報告書（昭和27年度），p. 27～35, 1952
- 32) 堀越義一・丸山修司：白萩鉱山調査報告，富山県地下資源調査報告書（昭和27年度），p. 36～49, 1952

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

GOHYAKKOKU

Kanazawa, No. 29

By

TAMOTSU NOZAWA & TōRU SAKAMOTO

(Written in 1958)

(Abstract)

GENERAL REMARKS

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

Rocks exposed in this area are Hida metamorphic rocks, Funatsu granitic rocks, Mesozoic and Cenozoic rocks and a little quantity of Quaternary volcanics.

Hida metamorphic rocks which have the general structure in the direction from north to south and the Funatsu granitic rocks compose

Table 1

Age	Stratigraphy	Remarks		
Quaternary	Fan deposits	Tateyama, Takamineyama volcanoes		
	Dissected fan deposits			
	Terrace deposits			
	Kurehayama gravel bed			
Tertiary Miocene	Hokuriku group	Otogawa formation	Denudation	
		Yatsuo formation		
		Iwaine formation	Volcanic activity (andesitic)	
		Nirehara formation	Transgression	
Cretaceous	Futomiya group		Denudation	
			Volcanic activity (rhyolitic)	
		Tetori group	Nagatogawa formation	
			Higashi-sakamori formation	Transgression
Jurassic		Denudation		
Late Paleozoic	Funatsu granitic rocks	Dykes of porphyritic rocks		
	Hida metamorphic rocks			

the basement, and are exposed in the southeastern part of this area.

The greater part of Mesozoic and Cenozoic rocks are arranged zonally running from northeast to southwest, along the northwestern border of the basement rocks.

Hida metamorphic rocks

These rocks comprise crystalline limestone, diopside dioritic gneiss, gabbro, amphibolite, fine-grained dioritic gneiss, hornblende-quartz dioritic gneiss, aluminous schist, biotite granodioritic gneiss, aplite and pegmatite.

Limestone is lenticular or stratified in shape, and often forms alternative bands with calco-aluminous schist. The rock is medium- or fine-grained, crystalline, and contains skarn minerals such as diopside, garnet, wollastonite and chondrodite. Garnet often develops as large as 15 cm in diameter, in fine-grained matrix which comprises diopside and wollastonite.

Diopside diorite is formed always as a kind of reaction zone between limestone and granitic gneiss. It is a characteristic rock to Hida metamorphic rocks. It comprises diopside, plagioclase and quartz as main component, and sphene, apatite and iron ore as accessory component.

Abundant small masses of gabbro, amphibolite and fine-grained dioritic gneiss are found. They are lenses, plate-like strata, rounded masses or agmatitic inclusions. They contain green hornblende, plagioclase and often biotite as main component, and sphene, apatite, iron ore and rarely allanite as accessory component. Some of the dioritic gneiss contain diopside, and are supposed to have a close relation to calcareous rocks.

Hornblende-quartz dioritic gneiss occurs only in the neighbourhood of gabbro, amphibolite or fine-grained dioritic gneiss. It contains green hornblende, plagioclase and often biotite as main component, and sphene, apatite, iron ore and rarely allanite as accessory component.

Aluminous schists are lenticular or stratified in shape, included by biotite granodioritic gneiss. They are divided into two kinds, calco-aluminous and non-calco-aluminous ones. Calco-aluminous one

is more abundant, and contains diopside, biotite, plagioclase and quartz as main component, and sphene, iron ore and zircon as accessory component. The distribution of non-calco-aluminous schist is restricted to the environs of Sennotani. It contains several kinds of schist, such as garnet-graphite-sillimanite-chlorite schist, graphite-spinel-garnet-corundum-biotite schist and sillimanite-graphite-plagioclase-garnet-quartz schist.

Biotite granodioritic gneiss is the most abundant rock in the northern part of Hida metamorphic rocks. Some varieties are known ; diopside-biotite granodioritic gneiss, biotite granodioritic gneiss and hornblende-biotite granodioritic gneiss. Diopside-biotite granodiorite contains diopside, biotite, plagioclase, quartz and microcline as main component, and sphene, iron ore and apatite as accessory component. Biotite granodioritic gneiss contains biotite, microcline, plagioclase and quartz as main component, and sphene, apatite, iron ore and rarely allanite as accessory component. Hornblende-biotite granodioritic gneiss contains green hornblende, biotite, plagioclase and quartz as main component, and sphene, iron ore, apatite and rarely allanite as accessory component.

Aplitic and pegmatitic rocks sporadically occur as lenses, bedded masses or small bodies irregular in shape. They contain microcline, quartz and plagioclase as main component, and apatite, iron ore and sometimes small grains of diopside or green hornblende as accessory component.

Funatsu granitic rocks

These rocks are characterized by the development of mylonite, abundance of epidote and chlorite and the high content of Na_2O . Four masses, namely Iori granodiorite, Shōmyō granodiorite, Arimine granodiorite and Usunami granodiorite are distinguished.

Iori granodiorite is exposed in the northeast corner of the map-area. It is, for the most part, aplitic and sometimes schistose and strongly mylonitic. It contains microcline, quartz and plagioclase as main component, and biotite, apatite, iron ore, zircon and rarely allanite as accessory component.

Shōmyō granodiorite occurs on the southern side of Iori granodiorite. It is a little more melanocratic than Iori granodiorite, and is not schistose. It contains green hornblende, biotite, microcline, plagioclase and quartz as main component, and sphene, iron ore, apatite, zircon and rarely allanite as accessory component.

Arimine granodiorite occurs in the southern part of the map-area. It is, for the most part, similar to Shōmyō granodiorite, but is locally pink aplitic rock similar to Iori granodiorite. On the northeastern slope of Mt. Kumao, abundant orbicules of gabbroic or dioritic character are found in the granodiorite. The shell of the orbicule comprises biotite, plagioclase and green hornblende and the core comprises the same minerals as those of shell or a block of gneiss.

Usunami granodiorite is exposed on the northwest side of Arimine granodiorite. It comprises several kinds of rocks; augen gneiss, porphyritic and medium-grained granodiorite. They are non-schistose except augen gneiss, and are poor in inclusion. Augen gneiss is a protoclastic rock containing microcline porphyritic "augen". It contains microcline, plagioclase and quartz as main component, and apatite, iron ore and zircon as accessory component. Porphyritic and medium-grained granodiorite contains phenocrystic microcline, biotite, plagioclase and quartz as main component, and sphene, apatite, iron ore and zircon as accessory component.

Porphyritic rocks

Porphyritic rocks occur as dykes intruding the Funatsu granitic rocks and the neighbouring Hida metamorphic rocks. Some of them are intruded by granitic veinlets ramifying from the wall. Therefore, some of them might be formed during the plutonism of Funatsu granitic rocks.

Generally, they contain phenocryst of distinct outline, but this phenocryst is entirely altered to chloritic substance. Groundmass comprises lath-shaped plagioclase. Plagioclase phenocrysts are frequently seen.

Tetori group

The Tetori group is divided into the lower and upper parts. The lower part, Higashi-Sakamori formation, distributed narrowly in the southeastern corner of the map-area, is marine deposits. It mainly consists of conglomerate (30 m +), alternation of sandstone and shale (80 m ±) and black shale (100 m +) in ascending order. Many fossils such as Pelecypoda and Ammonoidea are yielded from the black shale. The upper part distributed widely is considered as terrestrial deposits, and is divided into three facies due to the difference of sedimentary environments. The thickness attains more than 1,000 m in the northern and central areas. They consist of conglomerate, sandstone and alternation of sandstone and shale containing the ill-preserved plant fossils. The fossils are as follows:

Onychiopsis elongata (GAYLER)

Cladophlebis sp.

Adiantites sp.

Gingoites digitata (BRONGN.)

Pityophyllum sp.

Ptilophyllum pachyrachis OISHI

Xenoxylon latiporosum (CRAMER)

The lower part of the group is considered as the upper Jurassic (Kimmeridgian age), and the upper part is the uppermost Jurassic~lower Cretaceous.

Futomiyama group

The Futomiyama group localized narrowly on the northern margin of the map-area is composed mainly of lithoidite. As no fossils have been found not only in this area but also in the other areas, the age of the group is unknown except that it is newer than the Tetori group and older than the Hokuriku group.

TERTIARY

Hokuriku group

The Hokuriku group is the Neogene deposits widely developed in the Toyama-Kanazawa area. The stratigraphy of this group in the main part of this map-area is shown in the following Table and Fig. 1.

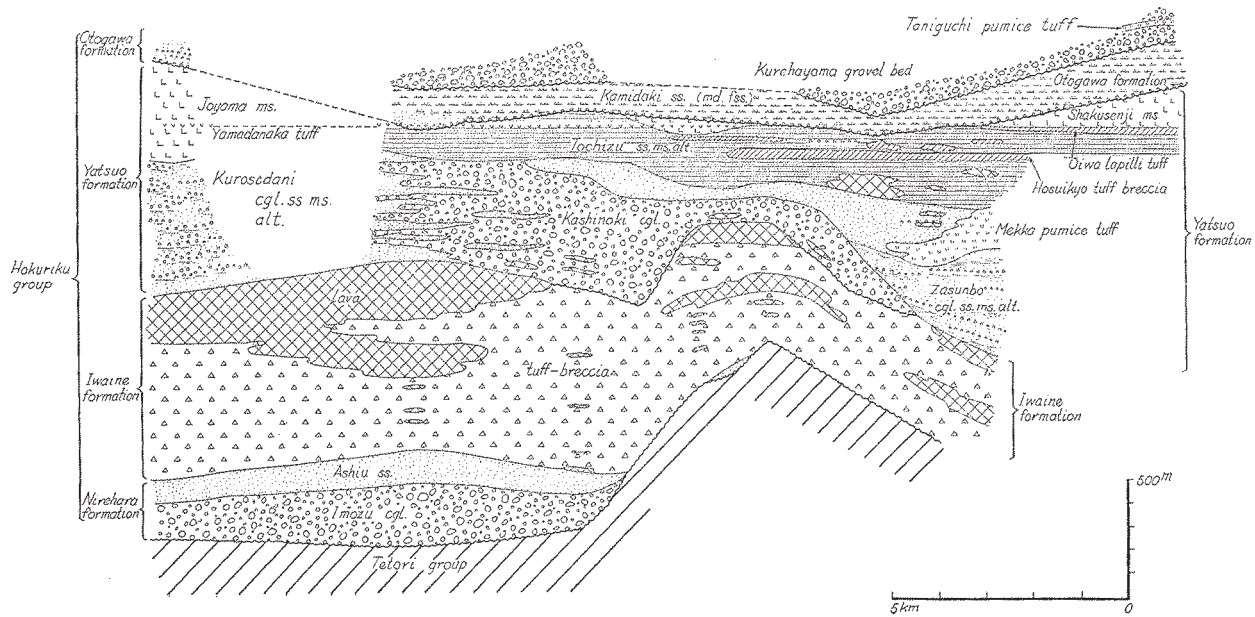


Fig. 1

Hokuriku group	Otogawa formation..... (200 m -)	{ Main part.....massive, bluish gray muddy fine sandstone Basal part.....thin conglomerate with many molluscan fossils
	Yatsuo formation (800 m \pm)	{ Upper part.....massive siltstone Middle part.....alternation of sandstone and mudstone with molluscan fossils Lower part.....conglomerate or alternation of conglomerate, sandstone and mudstone
	Iwaine formation.....	Andesitic lava and tuff-breccia (800 m \pm)
	Nirehara formation.....	{ Upper part.....massive sandstone (100 m) Lower part.....conglomerate (130 m)

In the northern margin of the area, there is difference from the main part in the stratigraphic succession. In this area, the lowermost Nirehara formation is not developed and the Iwaine formation is underlain unconformably by the Tetori group. The lower and middle parts of the Yatsuo formation is replaced by the pyroclastic members.

The molluscan fossils yielded from the middle parts of the Yatsuo formation are as follows:

Acila submirabilis MAKIYAMA

Sacella kongiensis (OTUKA)

Anadara ogawai (MAKIYAMA)

Glycymeris vestitoides NOMURA

Chlamys nisataiensis OTUKA

Venericardia siogamensis NOMURA

Pitar itoi MAKIYAMA

Dosinia nomurai OTUKA

Venerupis (Siratoria) siratoriensis (OTUKA)

Caryocorbula nisataiensis (OTUKA)

Turritella kadonosawaensis yoshidai KOTAKA

T. kadonosawaensis tsudai IDA

Natica janthostoma DESHAYES

Doliocassis japonica (YOKOYAMA)

Nassarius kometubus OTUKA

They represent the middle Miocene.

The molluscan fossils of the Otogawa formation is as follows:

Glycymeris matsumoriensis NOMURA & HATAI

Patinopecten yessoensis (JAY)

Dosinia (Kaneharaia) kaneharai YOKOYAMA

Spisula sachalinensis (SCHRENCK)

Mya cuneiformis BÖHM

Panope japonica A. ADAMS

Crepidula navia YOKOYAMA

Coraeophos nakamurai (KURODA)

It is considered that this fauna points to the upper Miocene.

Fudōkabe andesite

This rock is distributed as small bodies intruding the middle part of the Hokuriku group in the central part of the area. It is made of augite-hypersthene andesite.

Hinoki-tōge gravel bed

This bed is distributed narrowly in the southwestern corner of the area. This gravel bed underlain unconformably by the Tetori group is made of mainly gravel of andesite, granite and sandstone of the Tetori group, and have intercalation of lenticular sand beds and thin lignite seams. The age of this bed seems to be late Neogene or early Pleistocene.

QUATERNARY

Kurehayama gravel bed

This bed is mainly made of thick gravel bed having a pumiceous tuff bed. Few plant fossils have been found from the intercalating clayey bed. The thickness attains more than 100 m.

Takamine-yama volcanics

The Takamine-yama volcanics constituting a fan-formed volcanic plateau in the northern part of the area is composed of hypersthene-augite andesite lava and tuff-breccia.

Tateyama volcanics

The main part of this volcanics constitutes the Midagahara lava plateau. The end part of this plateau is made of biotite-bearing augite-hypersthene andesite lava. The extensional part of the plateau scattering along the Jōganji river are constructed by andesite lava or tuff-breccia. The activity of the Takamine-yama and Tateyama volcanoes is middle Pleistocene in age.

Terrace deposits

Many large and small terraces are developed along the Jōganji river and around the Toyama basin. They are made of the deposits mainly of gravel beds.

Alluvium

Alluvial plain is mainly made of gravel bed formed as the fan of the Joganji river.

ECONOMIC GEOLOGY

Non-metal deposit

Limestone and graphite deposits in Hida metamorphic rocks were explored at several localities.

Sennotani mine is the largest graphite mine in Japan. It is in the graphite-bearing aluminous schist. The ore deposits are several, parallel veins, 0.3m in width, and several 10m in length. The ores are earthy graphite, and are 10 or more percent in C content. The ore reserve is calculated as 100,000 tons or more.

Metal deposit

Gold-copper-zinc-lead veins or replacement bodies in limestone were explored in the past times at Kamegai etc.

昭和35年3月19日印刷

昭和35年3月24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
