

5 萬分の 1 地 質 図 幅 説 明 書

八 尾

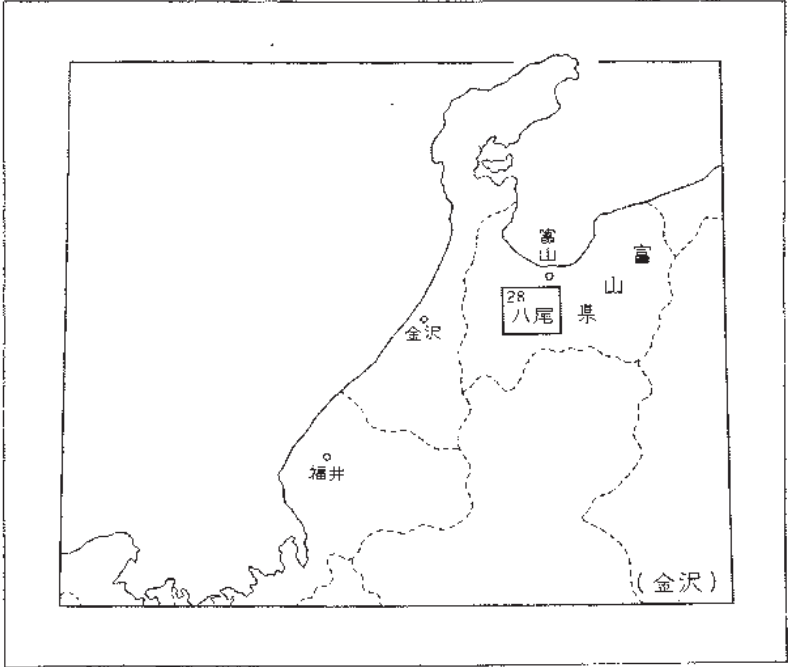
(金沢一第 28 号)

通商産業技官 坂 本 亨
通商産業技官 野 沢 保

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 飛驒変成岩類	4
II. 1. 1 黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩	6
II. 1. 2 黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩	6
II. 1. 3 角閃岩および閃緑岩質片麻岩	7
II. 1. 4 晶質石灰岩	7
II. 1. 5 透輝石閃緑岩	8
II. 1. 6 黒雲母片岩	8
II. 1. 7 黒鉛石英片岩	9
II. 1. 8 アプライト質岩石	9
II. 2 船津花崗岩類	10
II. 2. 1 薄波花崗閃緑岩	10
II. 2. 2 庄川花崗閃緑岩	11
II. 3 玢岩質岩石	12
II. 4 中生界	13
手取層群	13
長棟川累層	14
II. 5 新第三系(北陸層群)	18
II. 5. 1 楡原累層	22
II. 5. 2 岩稲累層	25
II. 5. 3 医王山累層	30
II. 5. 4 八尾累層	31
II. 5. 5 音川累層	46
II. 5. 6 岩 脈	56
II. 6 第四系	57
II. 6. 1 呉羽山礫層	57
II. 6. 2 高位段丘堆積物	59
II. 6. 3 開析扇状地堆積物および段丘堆積物	60
II. 6. 4 扇状地堆積物	63
III. 応用地質	63

III. 1 黒鉛	63
III. 2 石灰岩	64
III. 3 亜炭	65
III. 4 温泉および鉱泉	66
文献	66
Abstract	1

1: 50,000 地質図幅

説 明 書

(昭和 33 年稿)

八 尾

(金沢一第 28 号)

本図幅の野外調査は、昭和 30 年 (1955) および同 31 年に行なわれた。調査にあたっては、おもに中生界・新生界地域を坂本が、変成岩・花崗岩地域を野沢が担当した。また火山岩類の検鏡にあたっては、本所の沢村孝之助・上村不二雄・小野晃司・角清愛技官らの援助をうけた。

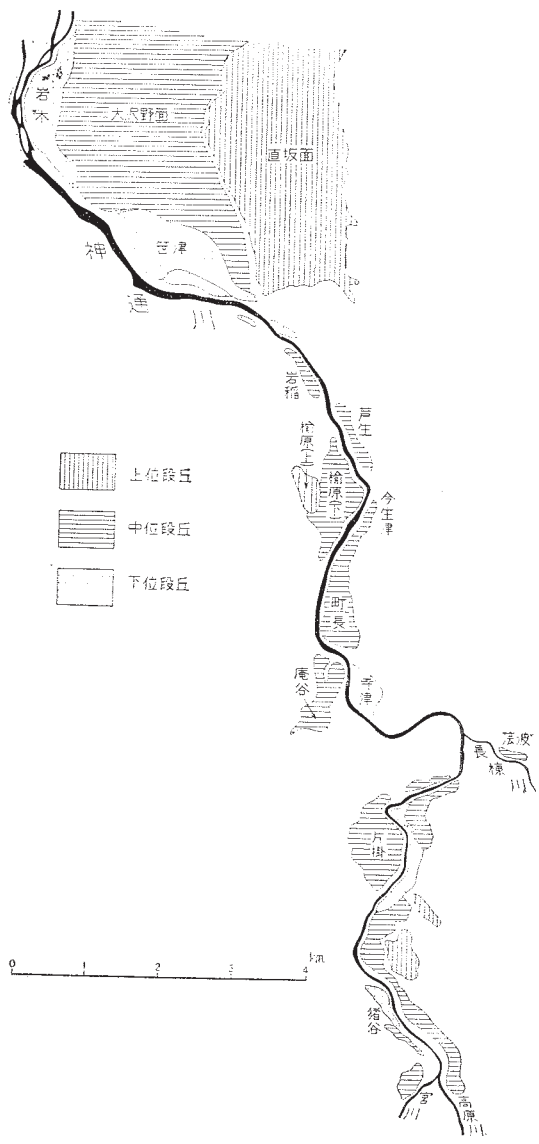
I. 地 形

八尾図幅地域は、飛驒山地の北縁から富山湾岸の平野にいたる間に位置し、南に高く北に低い地勢を示し、その大部分は低夷な丘陵地によって占められている。

飛驒山地の主部は、おもに花崗岩・変成岩類を主とする古期岩類からなり、山頂の平均高度 1,500 ~ 1,700m の高原性山地である。この山地は本図幅地域の南縁では著しく高度を減じ、海拔 800m 前後にすぎない。古期岩類からなる山地の北側には、新第三系下部の火山性岩層—岩稲累層—からなる山地が東西に連なっている。岩稲累層からなる山地は、東部では 700m 前後、西部では 800 ~ 900m の平均山頂高度を有し、本図幅地域内の最高峯牛岳 (海拔 987.1m) もこゝにある。

古期岩類の山地と岩稲累層の山地との間には、新第三系最下部の楡原累層の分布に沿って、東から楡原・桐谷・小井波・松瀬などの山間小盆地が北東-南西の方向性をもって直線状に配列している。これらの小盆地は、この地帯を構成する楡原累層の侵蝕に対する抵抗が、上下の岩層と較べて著しく弱いために生じた差別侵蝕性の盆地群である。さらに西方に分布する数納・深道・栗当・北原などの緩傾斜地も同様な原因で生じた地形である。

山地内には、神通川・山田川・庄川をはじめとする大小の河川が、ほぼ平行に北流



第1図 神通川の河岸段丘

している。これらの河川はいずれも深い峡谷を穿っている。神通川では明瞭な段丘が発達し、3段の面が識別される(第1図)。他の河川には段丘はほとんど発達していない。

丘陵地はおもに新第三系中・上部の軟弱な陸原砕屑岩からなる。丘陵地は図幅地域東半部ではことに低夷で、高さも海拔300m以下であり、岩稲稜層のつくる山地とはきわめて明白な対照をなしている。また、丘陵内では、南北性の河川が平行して北流し、河岸段丘の発達が著しい。

図幅地域南西部の丘陵地は、高度700m以下で、東半部ほど低夷ではないが、岩稲稜層の山地に較べてはずっとなだらかな山容を呈し、北方に面した山腹には広い緩斜面が発達していて牧草地や水田として利用されている。この地域では、牛岳周辺も含めて、地層が東西にのび北方に傾くという地質構造に対応して、尾根が東西に走り、その南側が急傾斜で北側が緩やかなケスタ状の山形を示すことが多い。

北部の丘陵地は、おもに新第三系上部の軟弱な泥質岩からなり、きわめて低平である。全体としては起伏に乏しいが、その内部は小河川によって細かく樹枝状に開析されている。

平野は中央部の丘陵によって2分され、東に富山平野、西に砺波平野がある。富山平野はおもに神通川と常願寺川の扇状地として形成されたものであり、熊野川は両扇状地間の低地を流れる。神通川が山地を出はざれる所には、笹津附近をかなめとして3～4段の大規模な開析扇状地および段丘が発達し、上位から直坂開析扇状地・大沢野開析扇状地および笹津段丘などと呼ばれている。直坂開析扇状地は、扇頂部で標高175m、下位面との比高50mで、その全体の勾配は約23%である。表面は厚さ約1mのローム層に覆われている。大沢野開析扇状地は、扇頂部の標高120m、下位面との比高15mで、約13%の勾配をもち、末端は現扇状地下に没している。これらの開析扇状地および段丘の配列をみると、上位から下位へ次第に西方へずれて分布しており、神通川の河道の西方移動を示している。

城生附近で、神通川の河崖の直上に発し、西北西方向へ延びる低地は、土・下伏など旧黒瀬谷村東部の水を集めた水系の旧河道であり、神通川の西方移動によって截頭された風隙であろう。

砺波平野は、おもに庄川の扇状地として発達したものであるが、本図幅地内ではそ

の一部が北西隅に見られるにすぎない。神通川が山地を出はざれた処には上述のような大規模な開析扇状地や段丘が発達するが、庄川ではまったく見られない。たゞ、東砺波丘陵の西縁を画して、南北に細長い段丘（南部で標高 130m、比高 40m、北部で標高 60m、比高 20m）が連なるのみである。

II. 地 質

本図幅地域内に分布する各岩層、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、本図幅地域の南西隅で、船津花崗岩類の中につまこまれて、狭い面積を占める。本岩は、本邦においてもっとも古い基盤岩類の一つで、飛驒山地に広く分布する岩体の北縁に位置する独立した小岩体である。

本岩は、おもにほゞ層状に南北に走る礫土質片岩と、これに平行する数層の石灰岩層と、それらの間をうめる花崗岩質片麻岩とからなる。本岩の構造は、ほゞ N-S に走る。岩体の南端、高清水附近で著しく NE 方向に屈曲し、複雑な断層が発達して、構造は乱れる。

本岩は、おもに、黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩・黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩・

第 2 表 飛驒変成岩の

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	65.91	0.38	16.70	0.33	4.43	0.16	2.13
2	44.72	0.99	24.27	0.97	12.38	0.27	2.68

1. 柘榴石黒雲母片岩 富山県婦負郡山田村高清水
おもに黒雲母・石英および灰曹長石の細かな結晶からなり、処々に柘榴石の径 3mm に達する斑状変晶を含む。

第 1 表 地質総括表

時代	層 序	構造運動・火成活動・古生物	
第四紀	扇状地堆積物および沖積層	扇状地性礫層の形成 ENE-WSW を軸とした 波曲的な隆起, 沈降, 起伏の増大化	
	開析扇状地堆積物 および 段丘堆積物		
	高位段丘堆積物		
	呉羽山礫層		
鮮新世 第三紀 中新世	(永見累層)	大桑フオーナ } やゝ冷たい海の時代	
	音川累層		音川フオーナ
	八尾累層	八尾フオーナ	暖かい海の時代
	匠王山累層	流紋岩質の火山活動	ENE-WSW を 軸とした南側の 傾動的隆起
	岩稲累層	安山岩質の火山活動	
	松原累層	新第三紀の海進	
北陸群	陸化・削剝		
白堊紀	(太美山層群)	流紋岩質の火山活動	
	削剝	削剝	
	手取層	内陸盆地の干上り 手取フローラ 内陸盆地の形成	
ジュラ紀	(桐谷累層)	海進	
古生代 (?)	船津花崗岩類	珺岩質岩脈	
	飛騨変成岩類		

註: ()内の地層は隣接地域にのみ発達

化学成分

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	Total
4.36	2.82	0.70	0.12	1.40	0.14	99.58
2.04	2.71	1.47	0.09	4.00	0.55	97.14

分析者: 山田貞子技官

2. 柘榴石黒鉛黒雲母片岩 富山県婦負郡山田村高清水
おもに黒鉛・黒雲母・石英および灰曹長石からなり、処々に柘榴石の径 10 mm 以上に達する斑状変晶を含む。少量の珪線石・白雲母および鉄鉱(黄鉄鉱?)が散点する。この分析値では H₂O+ が異常に多いようにみえる。一般に、含黒鉛岩の H₂O は多くなる傾向があるようであるが、4% に達するものはまれである。原因は明らかでない。

角閃岩・閃緑岩質片麻岩・晶質石灰岩・透輝石閃緑岩・黒雲母片岩・黒鉛石英片岩およびアプライト質岩石からなる。

本岩には、全体にわたってミロナイトの発達が著しく、とくに高清水附近では、岩石が圧砕され、緑泥石および緑簾石が多量に生じている。

II. 1. 1 黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩

本岩は、本図幅地域の飛騨変成岩類の半ば以上を占め、石灰岩その他の変成岩を包有する。大部分は、粗粒または中粒、優白色、比較的均質で、高沼および高清水に好露出がみられる。しばしば、優黒帯を含み、優白帯と幅数 cm または数 10cm の細かな縞状構造をつくる。

鏡下でみると、本岩は、おもに黒雲母・緑色角閃石・斜長石・石英および微斜長石からなり、ごく少量のチタン石・ジルコン様鉱物・燐灰石・褐簾石および鉄鉱を伴なう。構造はミグマタイト質で、かなり大きな角閃石および斜長石と、その一部を交代し間隙をうめる細粒の微斜長石・斜長石および石英が寄木状構造を呈する。角閃石は一般に緑色、多色性著しく、長さ 2～8mm の長柱状半自形で、しばしば双晶を示し、篩状構造を呈して他の鉱物を包有することもある。黒雲母は、0.5～3mm、半自形で、ほとんどすべての岩石に多少とも含まれ、ほとんど常に緑泥石・緑簾石化している。斜長石は、大きさ 2～6mm、自形または半自形で、集片双晶がよく発達し、累帯構造に乏しい。成分は、ほぼ灰曹長石である。微斜長石は、岩石によって量の増減が著しく、まれには、大きさ 1cm に近い斑状変晶状になるが、多くは、約 0.1mm の細粒である。石英は、大きさ 0.1～3.0mm で、片理方向にのびることもある。

II. 1. 2 黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩

本岩は、比較的少なく、高清水附近において、黒雲母を多く含む片岩の周辺に発達する。比較的細粒の優黒色帯と比較的粗粒あるいは中粒の優白色帯とからなるものが多い。帯状にならず、優白色で中粒のものもあるが、黒雲母による片理が著しい。

鏡下でみると、優黒色帯は、黒雲母を主とし、少量の黒鉛・白雲母および珪線石様鉱物を含むこともある。優白色帯は、石英・斜長石および少量の微斜長石からなる。石英は、大きさ 2～5mm、他形で、斜長石は、大きさ 2～6mm、半自形で、成分

はほゞ灰曹長石で変質が著しい。微斜長石は、少量で小さく、他形で、微斜長石構造を呈する。

帯状でない岩石は、おもに黒雲母・石英・斜長石および微斜長石からなり、帯状岩石の優白色部にはゞ同じ組合せであるが、微斜長石が増加する。

II. 1. 3 角閃岩および閃緑岩質片麻岩

本岩類は、層状をなし、他の変成岩と互層することもある。角閃岩および閃緑岩質片麻岩は漸移する。

鏡下でみると、本岩はおもに角閃石・黒雲母および斜長石からなり、少量の鉄鉱・燐灰石・チタン石などを含む。角閃岩および細粒の閃緑岩では、角閃石は一般に緑色で、大きさ0.2～2.0mm、自形または塊状半自形で、しばしば双晶を示し、多色性が著しい。黒雲母は、大きさ0.2～2mm、ほとんど常に変質している。斜長石は、大きさ0.5～1.5mm、柱状半自形または大きさ0.1～1.0mmの粒状半自形で、集片双晶は一般に著しいが、細粒のものにはしばしばないこともある。成分は、ほゞ中性長石である。

閃緑岩質片麻岩は、黒雲母角閃石花崗閃緑岩質片麻岩とよく似るが、より優黒色で、黒雲母に乏しく、微斜長石を含まない。

II. 1. 4 晶質石灰岩

本岩は、飛驒変成岩類のなかでは著しく多い。本岩の分布形態は、レンズまたは層状で、個々の岩体は、長さ数m～数10m、幅数10cm～数10mのものまである。しばしば、珪質のスカルン帯と互層することがある。

本岩には、しばしばスカルンが含まれる。スカルンは、多くは幅数cmまたは数mの帯状をなして包有され、相互に平行し、周囲の飛驒変成岩類の構造に平行することが多い。

本岩は、ほとんど巨晶の方解石からなり糖晶質である。方解石のほかに、透輝石・黒鉛・緑泥石などを含む。これらの包有物は、石灰岩中の特定の帯に濃集する場合が多い。緑泥石は、塊状で、コンドロ石や橄欖石を交代した仮晶と考えられる。

晶質石灰岩と花崗岩質片麻岩との間には、狭い幅で透輝石閃緑岩が形成されること

が多い。石灰岩と閃緑岩の直接接触部にはスカルンができる。スカルン帯は、一般に狭く、幅数 cm のことが多い。スカルンには、透輝石および柘榴石がほとんど常にみいだされるが、まれにはコンドロ石も高清水附近でみいだされる。これらの鉱物は、径 1 ~ 4mm の塊状半自形のことが多い。また、緑簾石の著しく多いスカルンもみいだされる。

石灰岩は、しばしば、ミロナイト化されている。

II. 1. 5 透輝石閃緑岩

本岩は、飛驒変成岩類中の晶質石灰岩にほとんど常に伴うものであるが、本図幅地域の石灰岩においては、比較的少なく、狭い帯状をなして石灰岩をとりまく。

本岩は中粒または粗粒で、部分的に線構造のあらわれることがあるが、一般に微弱である。岩相の変化が著しく、包有物も石灰岩のほかに、黒雲母透輝石片岩などを包有あるいはそれに附着してとりまく。

鏡下でみると、本岩は、おもに透輝石・斜長石およびそれらの間隙をうめる小粒の石英・微斜長石および斜長石からなり、少量の鉄鉱・チタン石および燐灰石を含む。石英と微斜長石は、部分によって量の増減が著しい。一般に斑晶状の透輝石および斜長石と、それらの間隙をうめる寄木状構造を呈する石英および長石とからなる。透輝石は、塊状半自形で、大きさ 5 ~ 12mm、無色であるが、岩石に微斜長石が増えペグマタイト質になると、やや緑色がかってくる。篩状構造あるいは一群の小粒結晶が光学的方位を平行にして並ぶものもある。斑晶状の斜長石は、半自形、大きさ 2 ~ 5 mm で、変質が著しいが、成分はほぼ中性長石である。

本岩は、角閃石花崗閃緑岩質片麻岩につまることが多いが、境目はかなりはっきりしている。

本岩は、石灰岩と花崗岩質片麻岩との間の相互作用、あるいは石灰質岩石の影響を受けた黒雲母片岩に由来すると考えられる。

II. 1. 6 黒雲母片岩

黒雲母片岩は、高清水附近に、ほぼ帯状に分布する。優黑色細粒の岩相が多いが、花崗岩質岩石の影響を受けると優白色粗粒となり、黒雲母片麻岩質となる。優黑色岩

および優白色岩は幅数 cm または数 10cm で縞状に互層することがある。また、幅 2～5mm の細かな縞をつくることもある。

おもな岩石は、柘榴石黒鉛黒雲母片岩で、柘榴石・黒鉛・黒雲母・石英および斜長石を主とし、少量の白雲母・珪線石および鉄鉱を含む。柘榴石は、常に変成斑晶で、細粒の岩石では径 2～4mm、粗粒の岩石では径 8mm 以上に達する塊状半自形で割れ目や包有物に富む。黒鉛および黒雲母は、いずれも片状で大きさ 0.2～2mm で、黒鉛は量の増減が著しく、まったく含まれない部分もある。石英および斜長石は粒状で、大きさ約 2mm のことが多く、寄木状構造を呈する。斜長石は、変質が著しいが、成分はほぼ中性長石または灰曹長石で、まれには、曹灰長石もあるといわれるが確かめていない。双晶を示すことは多いが集片双晶に乏しい。珪線石は、白雲母とともにあることが多く、細かなほうき状の針状集合をつくる。しばしば多量になり珪線石帯が黒雲母帯にかわって、優白帯と互層するようになる。優白帯は、おもに石英と斜長石とからなり、それぞれ、大きさ 2～4mm の半自形である。斜長石は、一般に変質著しく、成分はほぼ灰曹長石である。

少量ではあるが、柘榴石あるいは黒鉛・珪線石を含まない黒雲母片岩もある。また、部分的に紅柱石・尖晶石あるいは著しくピナイト化した堇青石も含まれることがあるといわれる。

また、このような黒雲母片岩が石灰岩または石灰質岩石、たとえば透輝石閃緑岩に接すると、黒雲母はなくなって、カミング角閃石らしい無色で双晶した角閃石があらわれる。

II. 1. 7 黒鉛石英片岩

本岩は、飛驒変成岩類には比較的まれな岩種で、本図幅地域にもまれである。高清水の山田川沿いに露出する。層状であるが他の岩石との関係は明らかでない。

鏡下でみると、黒鉛片および径 1～2mm の石英粒のみからなる。処々に方解石が含まれる。

II. 1. 8 アプライト質岩石

本岩は、変成岩のなかにあって、レンズ状または変成岩の構造を切って脈状に発達

し、変成岩地域全般に多い。赤桃色、細粒のことが多く、おもに、微斜長石・石英および灰曹長石からなり、しばしばベグマタイト質になる。岩体によって、細粒の白雲母・黒雲母および緑色角閃石を含むものがある。

II. 2 船津花崗岩類

本図幅地域の南縁に狭く分布する花崗岩類は、東茂住・五百石・白木峯・飛驒古川・船津などの隣接諸図幅地域に広く分布する古期花崗岩類の一部である。これらの古期花崗岩類は、飛驒山地にあって、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もので、一括して船津花崗岩類と呼ぶ。

本図幅地域において、本岩は、もっとも古い基盤を構成する。分布に従って、薄波花崗閃緑岩^{註1)}および庄川花崗閃緑岩にわけられるが、両者はほぼ類以した岩石学的性質をもち、船津花崗岩類のうちで船津型花崗閃緑岩に属する。

II. 2. 1 薄波花崗閃緑岩

本岩は、本図幅地域の南東端に分布し、東隣の五百石図幅地内の薄波を中心に、飛驒変成岩類の北縁を帯状にとりまく。本岩は、庵谷では中生層に不整合に覆われ、寺津および桐谷南方の独立した中生層岩塊に対して断層で接し、桐谷および庵谷北方では、中生層に対して衝上の関係にある。桐谷西方、小井波および松瀬では、第三紀層に不整合に覆われる。

本岩の大部分は赤桃色、粗粒しばしば斑状で、比較的包有物も少ない。寺津附近では、一部分、眼球片麻岩状となる。しばしば、ミロナイト化作用を著しくうけている。

本岩には、一般に平行構造はない。眼球片麻岩の部分には、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平行構造があるが、著しい定方向を認めにくい。

本岩には、包有物は少ないが、そのなかでは閃緑岩質包有物がもっとも多い。径数10cm～10m以上の不規則な団塊あるいは幅数10cmの層状の岩体をつくる。小井波

註1) 春口井昭らの長棟川花崗岩の延長、あるいは、小林英夫らの八尾花崗岩・野積・久瀬岩体がほぼこれに相当すると思われる

では、幅 10～30m、長さ数 10m のおもに晶質石灰岩からなる飛驒変成岩のレンズが、ほぼ N-S 方向に数層配列する。多少とも片状構造をもつことが多い。

本岩は、鏡下でみると、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・褐簾石・ジルコン様鉱物などを含む。このほか部分的には緑色角閃石の含まれることもある。黒雲母は、径 2～4mm、半自形で、緑簾石・緑泥石または葡萄石に変質することが多い。ジルコン様鉱物や褐簾石を包有して多色性ハロを生ずる。微斜長石は、大きさ 2～3mm、半自形で、微斜長石構造の発達した小粒結晶および大きさ 20mm に達する斑晶である。斑晶は、ほぼ自形であるが、いくらか入りくんだ輪廓を示し、カールスバッド式双晶が発達する。ミロナイト質の部分では、斑晶が、“眼球”状になり、眼球片麻岩を形成する。斜長石は、大きさ 1～2mm 集片双晶がよく発達し、成分はほぼ灰曹長石であるが、まれに不規則な累帯構造を示すこともある。石英は、径 1～3mm、他形で、波動消光が著しい。

しばしば、ミロナイト化作用の著しい部分が帯状に発達する。また、変質作用も、一般に著しく、微小な緑泥石・緑簾石・方解石などが発達する。斜長石も多少は変質していることが多い。

本岩には、閃緑岩質あるいは角閃岩質包有物がしばしば含まれる。径 10cm～1m の不規則な団塊、あるいは幅数 10cm または数 m の層状をなし、しばしば、いくつかの包有物が集まる。角閃岩は、おもに緑色角閃石および斜長石の大きさ 3～5mm の半自形の結晶からなり、少量の鉄鉱・燐灰石およびチタン石を含み、ときには、石英・微斜長石・緑泥石化した黒雲母なども含まれる。角閃石はしばしば成長し、篩状構造をもつものもある。角閃岩は、閃緑岩質岩石に漸移する。閃緑岩はおもに緑色角閃石と斜長石とからなり、石英を含むことが多い。緑泥石化した黒雲母・微斜長石あるいは少量の鉄鉱・燐灰石およびチタン石を含む。角閃石は、5mm にも達し、双晶することもある。閃緑岩にはさらに粒度の低いものも含まれ、角閃岩に漸移するものと思われる。

II. 2. 2 庄川花崗閃緑岩

本岩は、本図幅地域の南西端に小面積を占める。薄波花崗閃緑岩とならんで、飛驒変成岩類の北縁を帯状にとりまく岩体の一部で、白木峯・城端および下梨図幅地域へ

つづく。本岩は、その北東側は、大部分、第三紀層に不整合に覆われ、一部は断層で接する。飛驒変成岩類とは、一部は断層で、一部は変成岩の構造に平行なほゞ南北の境界で接する。

本岩は、大部分は、赤桃色、粗粒、しばしば斑状となる。大長谷川に沿って茗ガ島南方では眼球片麻岩状となる。

本岩には、一般には、平行構造はない。茗ガ島南方の眼球片麻岩状の部分には、ミロナイトあるいはプロトクラスト構造によって形成された弱い平行構造があり、ほぼNE-SWまたはNNE-SSW方向を示す。また、山田川および利賀川の沿岸では、おもに黒雲母の配列によって、微弱な平行構造を生ずる部分があり、ほゞN-S方向を示す。

鏡下でみると、本岩は、おもに黒雲母・角閃石(?)・微斜長石・斜長石および石英からなり、少量の鉄鉱・くさび石・燐灰石・チタン石・ジルコン様鉱物などを含む。角閃石としては、まれに、角閃石後の仮晶ではないかと考えられる緑泥石の集合体が認められるにすぎない。黒雲母は、大きさ2～4mm、半自形で、ほとんど緑泥石・緑簾石化している。微斜長石は、径0.2～0.3mmの小粒結晶および径20mm以上に達する斑晶状の結晶で、いずれも微斜長石構造がよく発達する。斑晶は、入りくんだ輪廓をもったほゞ自形を示し、カールスバッド式双晶の発達するものもある。斜長石は、径2～4mm、半自形で、集片双晶のよく発達した灰曹長石である。

部分的にミロナイト化作用をうけている。また変質作用も一般に著しく、白雲母・緑泥石・緑簾石・方解石などが生じている。

包有物の分布状態およびその性質は、薄波花崗岩のものにほゞ同じなので省略する。

II. 3 玢岩質岩石

本岩は、船津花崗岩類および飛驒変成岩類のなかにかかなり普遍的に発達し、岩脈状の外形をもつ。山田川および利賀川沿岸によく露出する。これらのうちで、あるものは明らかに船津花崗岩類を切るが、他のものは船津花崗岩類によって逆に貫ぬかれ、多少とも交代作用をうけ、著しいものは角閃岩質になる。前者は、明らかに岩脈で優黒色、緻

密、壁岩の節理に平行して貫入する傾向があり、壁岩と共通しない節理をもち、急冷縁がある。後者は、一種の包有物で、岩相の変化に富み、1つの岩脈のなかでも変化する。多少とも花崗岩質細脈の貫入をうけ、節理は壁岩と共通し、急冷縁はない。

鏡下でみると、玢岩質岩石は、斜長石を斑晶とし、石基は拍子木状の斜長石および少量の輝石粒からなる。斑晶の斜長石は、自形、大ききさ4～10mmで、累帯構造および双晶がよく発達し、成分はほゞ中性長石または曹灰長石らしいが、多くは変質しているので確かでない。基質では、斜長石は大ききさ0.2～0.8mmの長柱状を呈し、成分はほゞ中性長石である。岩石は、全体として変質が著しく、緑泥石が斜長石の間隙をうめる。

またその他に、石英および斜長石を斑晶とし、細粒の緑泥石・石英・アルカリ長石および少量の白雲母を石基にもつものもある。

このような玢岩質岩脈の活動は、船津花崗岩類の深成活動の途中ではじまり、深成作用の終結後までつづいたと考えられる。たゞし、玢岩質岩脈のなかには、中生代後の岩脈も含まれる可能性がある。岩質が類似するものがあるので区別しにくい場合がある。

II. 4 中 生 界

手取層群

飛驒山地の北東部には、東茂住図幅地域の北半部を中心として、広く手取層群が発達している。この手取層群は大きくみて、断片的に分布する海成の下部層（桐谷累層・東坂森累層）^{註2)}と、広大な面積にわたって発達し、この地域の手取層群の大部分を占める陸成の上部層（長棟川累層・跡津川累層）^{註3)}とに2大別される。本図幅地域はこの手取層群の分布地域の北西隅にあっており、上部層下半の長棟川累層のみが神通川一桐谷地区と桐谷南方地区とに分かれて分布している。

神通川一桐谷地区の長棟川累層の分布は、寺津・庵谷の南を通る断層で2分され、南側には礫岩層—庵谷峠礫岩層—が、北側には砂岩・頁岩の互層—猪谷砂岩頁岩互層—が発達している。この地域の手取層群は、一般に東北東方向の走向をもって北また

註2) 桐谷累層と東坂森累層とは、それぞれ別々の地域に分布している。

註3) 長棟川累層と跡津川累層とは、上下の関係にあり、前者が下位を、後者が上位を占める。



図版 1 楡原南方のスラスト

は南へ傾き、東北東方向に並走するいくつかの断層によって切られている。このほかに猪谷砂岩頁岩互層中にはきわめて多くの小断層が発達している。また、猪谷砂岩頁岩互層の南縁は横山衝上断層によって画され、その附近では地層の擾乱がみられる。横山衝上断層は、全体として北西—南東の方向性を有するが、各地で東北東—西南西方向の断層によって切られ、北側が北東方へと順次ずれている。

横山衝上断層の南側の桐谷南方地区の手取層群は、かつてはすべて海成層と見なされていたが、前田 (1958) はこのなかに不整合の存在を指摘し、下位の海成層 (こゝで桐谷累層と呼ぶもの) と上位の礫岩層とに区分した。本図幅地内には上位の礫岩層のみが分布し、こゝではこれを長棟川礫岩層と一括して扱った。この地区の手取層群は、北西—南東方向の断層で両側を切られた細長い地溝内のみ分布している。下位の桐谷累層の構造およびそれと礫岩層との関係からみて、上位の礫岩層も地溝の延長方向とほぼ一致した走向をもち、北方へ上位が露われるものとみられる。

ながとがわ
長棟川累層

いおりだにとうげ
庵谷峠礫岩層 本層の主部は、図幅地域南東隅の庵谷峠を中心として分布し、基盤の花崗岩の上に不整合に重なる。不整合面は南へ傾き、峠の北斜面では中腹から上が礫岩層であるが、南斜面では峠の下の河床まで礫岩層からなっている。



図版2 庵谷峠礫岩層の露出（庵谷峠の南側）

本礫岩層はきわめて淘汰のわるい大小雑然とした礫からなっており、礫の最大径は3m以上に達する。礫岩は片麻岩・花崗岩類の礫を主材とし、ごくまれにチャートの細礫を含む。礫は雑然と密集し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る。上方へは猪谷砂岩頁岩互層に漸移し、層厚は図幅地域外の部分をも含めて約250mに達する。

桐谷南方の地溝内に分布する本礫岩層は、南隣の白木峯図幅地内では下位の桐谷累層を不整合に覆っているが、本図幅地内では上・下限を断層で切られ、基盤の花崗岩に直接している。礫岩は北縁部では10～30cm大の花崗岩亜角礫を主材とし、礫は淘汰不良で、雑然と密集し、その配列に方向性を示さない。南縁部では、少数の石灰岩礫を含むことを除いて礫の種類は北縁部と同様であるが、礫はやゝ円磨度をまし、その密集の度合いも少なく、ときに含礫砂岩を挟む。走向・傾斜は露頭では不明瞭であ

るが、南側に下位層との不整合が観察されることからみて、大局的には南側が下位で北方へ上位が重なるものと見られる。

猪谷砂岩頁岩互層 八尾町桐谷から神通川沿岸にかけて東西に分布している。南縁はおもに横山衝上断層によって切られ、また、庵谷峠礫岩層とも断層によって分布が隔てられているので、下位層との直接の関係は本図幅地内のみでは判らない。しかし南隣の白木峯図幅地内では、下位の庵谷峠礫岩層の上に本層が整合に重なり漸移している。北縁では上位の新第三系の北陸層群に不整合に覆われている。

本層は砂岩・頁岩の互層からなり、砂岩は白色または灰色、塊状を呈し、花崗岩質で細粒～粗粒であるが、まれに細礫を含んだり、薄い細礫岩層を挟んだりすることがある。頁岩は、暗灰色～黒色で植物破片を多く含み、ときには炭質の薄層を伴なう。砂岩・頁岩は約 50cm の厚さで規則正しく互層する場合や、砂岩が優勢で約 5m の



図版3 猪谷砂岩頁岩層の露出(細入村楡原南方)

厚層になる場合もあるが、いずれの場合にも層理は明白である。一般に、砂岩が固く侵蝕を受け難いのに比べ、頁岩は細かい割れ目が発達しやすく風化、侵蝕にもろい。

層厚は、東北東—西南西性の断層が発達し、また、南限の横山衝上断層に接した部分もめているので、正確には測り難いが、地表に見られる限りで約 300m に達するであろう。

本層からは次のような植物化石を産する。

Loc. 001^{註4)} *Podozamites Reini* GEYLER
Cladophlebis sp.

Loc. 002 *Podozamites Reini* GEYLER
Cladophlebis sp.

また、大石 (1933) は第 3 表のような植物化石の産出を報告している。

第 3 表 手取層群の植物化石 (大石 (1933) による)
庵谷 (久婦須川)

Marchantiles yabei KRYSHT.
Cladophlebis denticulata (BRONGN.)
C. lobifolia (PHILLIPS)?
C. argutula (HR.)
Ruffordia Goeperti (DKR.)
Onychiopsis elongata (GEYL.)
Sagenopteris ? sp.
Dictyozamites ? sp.
Czekanowskia rigida HR.
Pityophyllum sp.
Podozamites lanceolatus (L. & H.)
P. Reini GEYL.

手 負

Cladophlebis sp.

楡原および石黒谷

Cladophlebis denticulata (BRONGN.)
C. lobifolia (PHILLIPS)?
Podozamites sp.

今生津

Nilssonia sp.
Podozamites lanceolatus (L. & H.)
P. Reini GEYL.

註 4) 地質図上の化石産地番号に当る (以下同じ)。

守 津

Cladophlebis denticulata (BRONGN.)*Onychiopsis elongata* (GEYL.)*Ginkgoites* cf. *digitata* (BRONGN.)*Podozamites lanceolatus* (L. & H.)*P. Reinii* GEYL.

町 長

Onychiopsis elongata (GEYL.)*Podozamites lanceolatus* (L. & H.)*P. Reinii* GEYL.

この化石植物群は、手取川流域の手取層群と比較したとき、石徹白垂層群の桑島互層から産出する化石群と多くの共通種を有し、いわゆる“手取フローラ”として一括されるものである。この化石群からみて、本層（および庵谷峠礫岩層）を手取層群の模式地における石徹白垂層群に対比することが可能である。時代的にはジュラ紀新世から古白堊紀古世にわたる間の地層であろう。

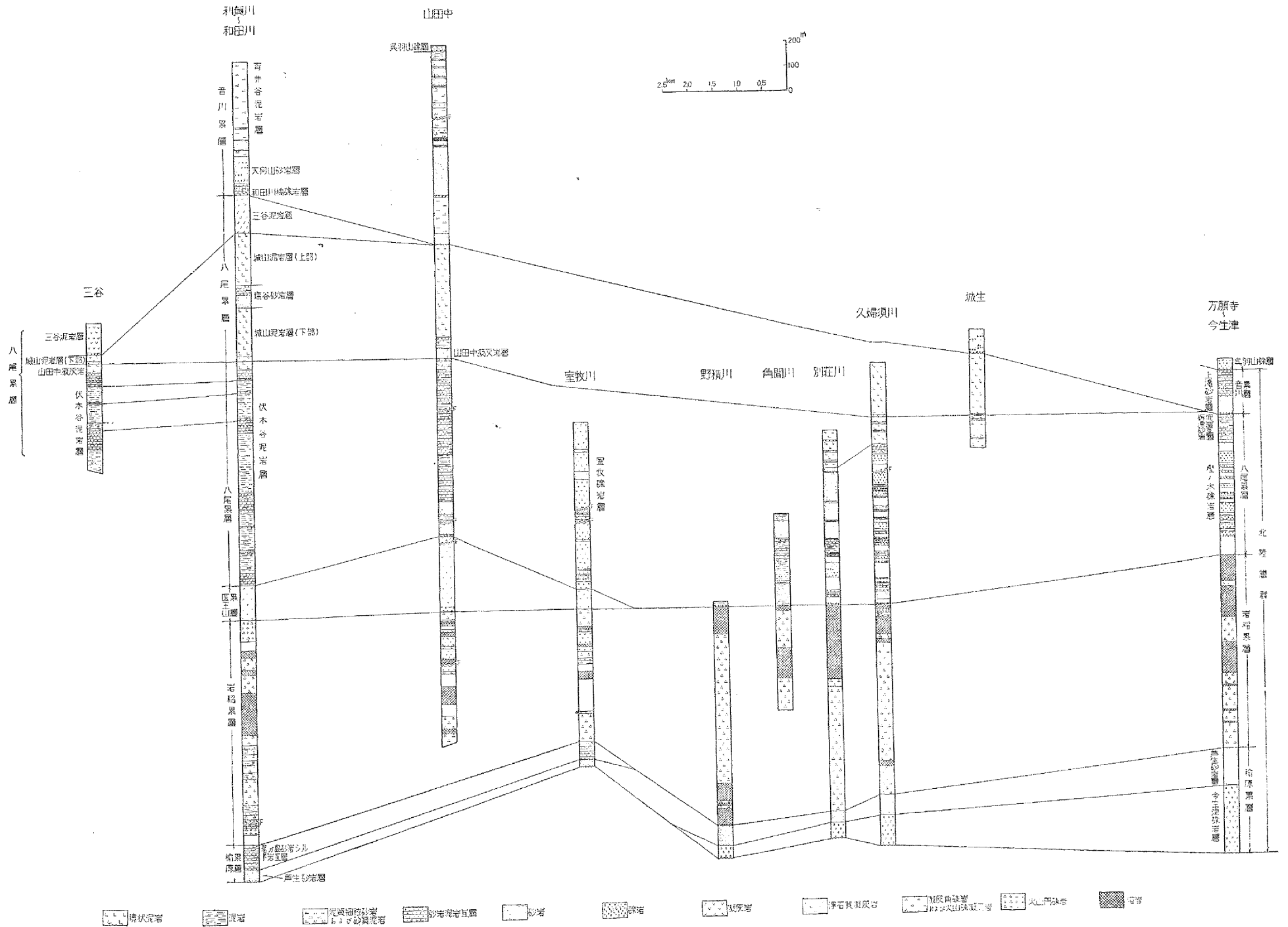
II. 5 新第三系^{ほくりく}（北陸層群）

富山積成盆地の新第三系を一括して北陸層群と呼ぶ。盆地南部の北陸層群は、標準層序としては下から^{にれはら}楡原・^{いわいね}岩稲・^{いおうぜん}医王山・^{やつお}八尾・^{おとがわ}音川・^{ひみ}氷見・^{ほにゅう}埴生の各累層に区分されているが、本図幅地域内では音川累層の最上部が時代的に模式地域の氷見累層の一部に相当するのを除いて、上位の2累層は欠除している。

北陸層群は、一般に岩相・層厚の変化が烈しいが、ことに八尾累層でもっとも著しい。本図幅地域内の北陸層群の比較柱状図ならびに模式的に描いた岩相図を第2図および第3図に示す。

本層群最下部の^{にれはら}楡原累層は、北陸層群を積成した盆地の形成初頭の堆積物で、礫岩・砂岩および砂岩シルト岩互層からなり、本図幅地域内ではほとんど連続的に発達している。礫岩は東半部で著しく、層厚もこゝで厚い。

本層群の下部を占める^{いわいね}岩稲累層・^{いおうぜん}医王山累層は、いわゆる“グリーン・タフ”と呼ばれるものである。前者は安山岩質の熔岩・凝灰角礫岩を主とするが、図幅地域西半部では玄武岩熔岩が増し、かつ、火山円礫岩や凝灰質泥岩が挟まれる。変質の度合も西部で著しい。後者はおもに流紋岩質の軽石質凝灰角礫岩からなる。図幅地域中央部以



第2图 新第三系比较柱状图

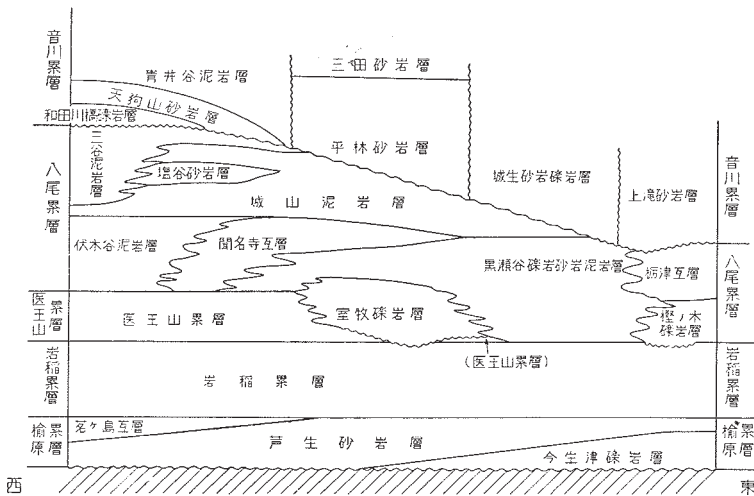
西の富山積成盆地西西部のみに発達する。

八尾累層は、図幅地域東半部では岩稲累層の上に部分的な不整合をもって重なり、西半部では医王山累層に整合に重なる。本累層の東半部における下部は、西半部の医王山累層と同時異相の関係にある。八尾累層はとくに中・下部において岩相変化の烈しい地層であり、東半部は礫岩・礫岩砂岩泥岩層・砂岩泥岩互層からなり、西半部は黒色泥岩を主とし砂岩泥岩互層を挟む。上部には塊状の泥岩が発達する。本累層中には山田中凝灰岩層をはじめとする多くの火砕質鍵層がある。

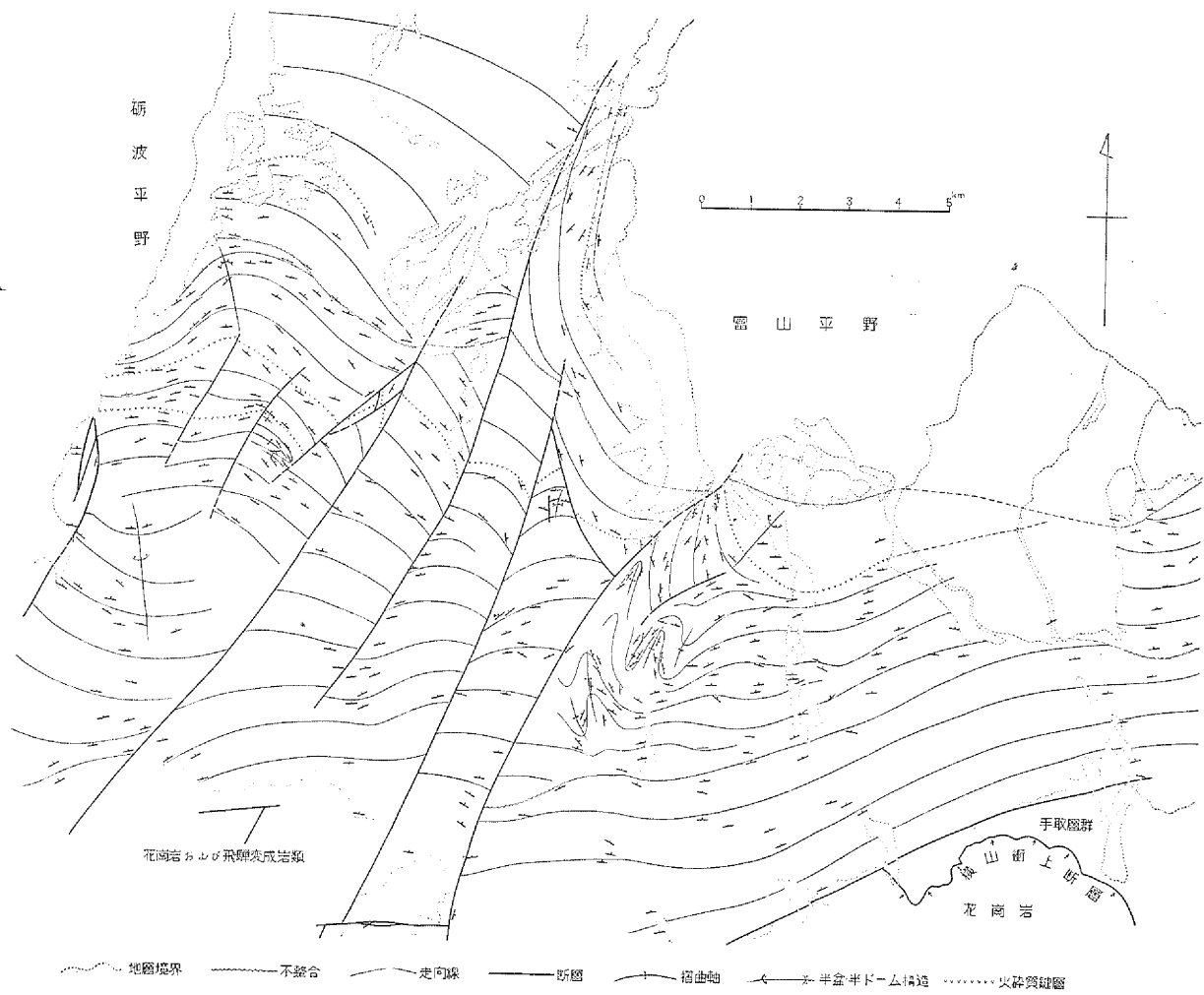
音川累層は、本図幅地域内では、下位の八尾累層に不整合に重なっている。下位層の欠損は神通川東方地域でもっとも著しく、八尾累層上部の塊状泥岩を欠いている。図幅地内の本累層は、富山積成盆地東半部に一様に拡がる泥質細粒砂岩相と、同西半部に発達する砂質シルト岩相との移り変わる部分に当ており、神通川附近ではもっとも粗粒な岩相となっている。

以上の各累層の関係およびそれを細分した各部層の相互の関係は、第4図に図式的に示した。

含有化石群からみて、八尾累層は中新世中期、音川累層は中新世後期から鮮新世初期にわたる時期のものともなされる。北陸層群全体としては、ほぼ新第三紀全体を代



第4図 北陸層群の各層の関係



..... 地圖境界 ~~~~~ 不整合 - - - - 走向線 —— 断層 —— 褶曲軸 <- 半盆半下三角透 火砕岩縫跡

第5圖 新第三系構造圖

表するものであろう。

富山積成盆地南半部の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、南側（飛驒山地側）が隆起し、北側が沈降する傾動運動を基本とするものであったことが推定されている（坂本，他：1959）。本図幅地内の北陸層群中にみられる八尾累層基底の部分的不整合、および音川累層基底の不整合も、このような運動の表現の一つとして理解される。本図幅地内ではこのほかに、図幅地域内の東西での岩相の差異をみちびいた運動も注目されねばならない。

本図幅地内の新第三系は、上述の傾動運動を反映して、大局的には南から北へ傾き、北方ほど上位の地層が露われる。この新第三系の構造においてもっともめだつた特色は、八尾以西の丘陵に発達する東北東—西南西方向に並走する断層群である。これらの断層は、多くは南方で基盤岩類中に発し、北方で不明瞭になったり、新期礫層に覆われたりするが、八尾累層中部を切るときに幅広い構造帯をつくる傾向がある。

並走する断層群に挟まれた細長い地塊では、八尾累層下部以下の地層は北方へ緩斜し、走向方向で緩やかな波曲を示すにすぎないが、八尾累層中・上部では地層が北方へ弧状に張り出した不完全な鼻状背斜をつくる。型態的にもっとも完全な鼻状背斜は丘陵西縁部に認められ、同時にこゝでは八尾累層中部のみを切る小落差の断層も発達する。また、この附近では一般的な走向に平行した軸を有する小褶曲も認められる。

八尾—長沢間の丘陵東縁部では、地層は東落ちで南北に走り、新第三系の一般的な構造とは大きく異なっている。この構造には、第四系の呉羽山礫層も参加しており、北陸層群積成後の構造運動—北陸層群を積成させた傾動運動とは異なり、現在の地形の大勢をつくった北北東—南南西方向の軸をもった波曲的な運動の一環として形成されたものであろう。

八尾以东の丘陵地は、東隣の五百石図幅地域中部までつづく構造的に安定した地域となっている。この地域の新第三系は、全体としては北方へ傾くが、そのなかに中・下部では走向・傾斜の振れによる小規模なうねりが見られ、上部では八尾町小長谷を中心とする緩い向斜が認められる。呉羽山礫層も同様に北方へ傾いている。野積川—仁歩川地域では、八尾累層中部に小規模な褶曲が著しく発達している。また、この附近では安山岩体が細長く南北方向に貫入している。

以上の新第三系の構造を通観すると、そのなかに次のような段階性を認めることができる。

基本的な構造：北落ちの単斜構造

第一級の構造：東北東—西南西方向の断層群

第二級の構造：不完全な鼻状背斜

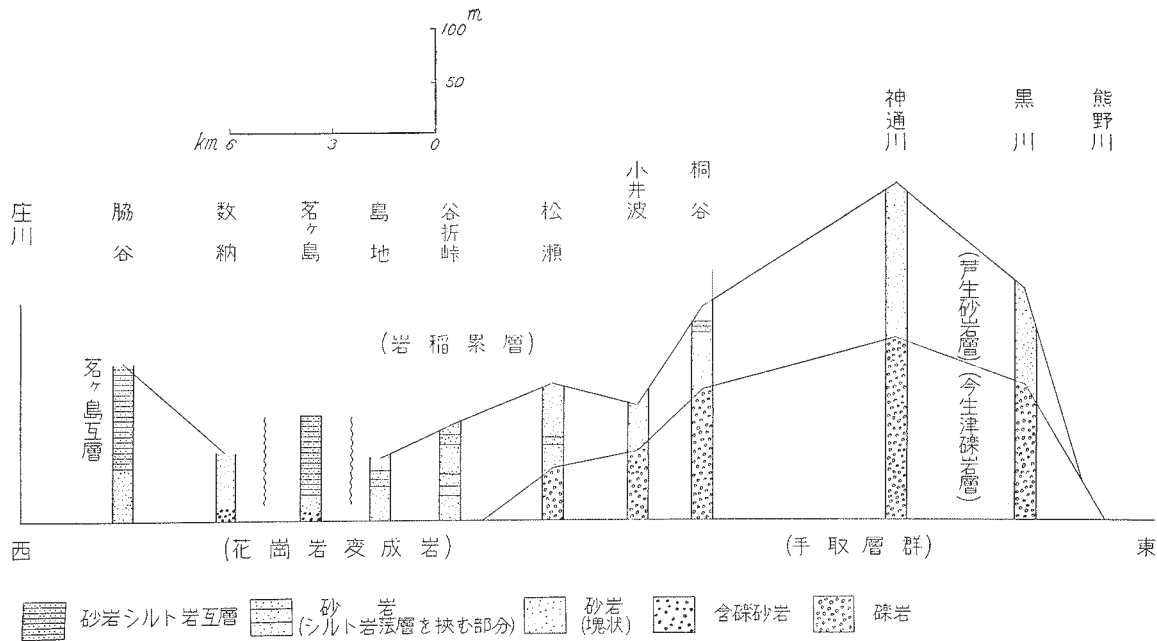
第三級の構造：八尾累層中部に著しい小褶曲・小断層

一方、著しい構造性の差を示す本図幅西部地域と、本図幅東部から五百石図幅中部にいたる地域との対立は、同時に北陸層群積成後の構造運動における隆起地域と沈降地域との違いに当たっている。

II. 5. 1 ^{にれほら} 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激しい火山活動に先立った盆地の形成初期の非火山性堆積物である。飛驒變成岩類・花崗岩類および手取層群の上に不整合に重なっているが、一部では断層で接する。図幅地域東半部では東北東—西南西の方向性をもってほぼ直線状に配列するが、大長谷川沿岸では複雑な断裂構造に伴って断片化し、その西方でふたたび連続的な分布となる。

図幅地域東半部では、下部に礫岩層—今生津礫岩層—が、上部に塊状砂岩層—芦生砂岩層—があり、最上部にときにわずかな砂岩シルト岩互層を伴うにすぎないが、西半部では、礫岩層がほとんど発達せず、基底部に薄い含礫粗粒砂岩層があるのみで、その上に塊状砂岩および砂岩シルト岩互層—^{みょうがしま}茗ガ島互層—が重なる(第6図)。このような岩相の地域的な変化に対応して、それぞれの地域で本累層中に含まれる礫の種類にもはっきりした違いがあり、東部の礫岩層は、片麻岩・花崗岩類の礫を主材とし石英斑岩およびチャートの礫を混じえるが、西部の含礫砂岩中には赤色珩岩の礫がもともめだつ。本累層の厚さは、神通川沿岸でもっとも厚く300m以上に達するが、東西へ次第に薄くなり、大長谷川の茗ガ島附近でもっとも薄く約100m、その西方の利賀川ではふたたび厚くなって約150mとなる。このような岩相・層厚の変化の傾向などからみて、楡原累層は北陸層群を積成させた中新世の盆地の形成の初頭における沿岸帯の堆積物であり、その一部は三角洲性の地層であると考えられている(津田：1953)。



第6図 検原累層柱状図

保存不良の植物破片を除いて、本累層からは化石はまだ発見されていない。

今生津礫岩層 図幅地域南東部の神通川沿岸でもっとも厚く発達し、それより西方の松瀬に至る間に連続的に分布している。下位の手取層群および花崗岩を不整合に覆い、一部ではそれと断層で接する。層厚は、神通川沿岸で約 175m、桐谷附近で約 125 m、松瀬附近で 50m 内外である。

礫岩は、花崗岩・片麻岩類の径約 20cm の亜円礫を主材とし、石英斑岩・手取層群の砂岩の礫および少量のチャート礫 (3cm 大の亜角礫) を混じえるが、上方へ向かって次第に礫径も小となり、円磨度も増す。礫は雑然と密集し、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る。上部ではしばしば白色の花崗岩質砂岩をレンズ状に挟む。

桐谷から小井波にいたる間の山道に沿う露頭では、本層のほとんど基底に接する最下部 (厚さ 4m) がきわめて乱雑な、あたかも崩壊そのままのような角礫岩層 (10cm 大の花崗岩礫のみからなる) によって占められ、その上位に花崗岩類およびチャートの角礫 (10cm 大以下、普通 3～5cm 大) と、花崗岩質で淘汰不良の粗粒砂岩との厚さ約 30cm ほどの互層が重なっているのが見られる。この角礫岩中には亜炭質の薄層を挟み、また、砂岩中にときに植物質のラミナも発達する。

上位の芦生砂岩層との遷移状態は充分観察されていないが、松瀬附近では礫岩と砂岩とが 1.5～2m の厚さごとに互層しながら、上方へ砂岩層に移り変わっている。

芦生砂岩層 図幅地域東半部では今生津礫岩層の上に整合に重なり、それとほぼ同様な分布をとっている。しかし、西半部では楡原累層の基底に著しい礫岩層がなく、ときに含礫粗粒砂岩が発達するにすぎない。こゝではこの部分も一括して芦生砂岩層として扱った。したがって、西半部では本砂岩層が直接に基盤の花崗岩および片麻岩類を覆っていることになる。

東部：一般に花崗岩質、塊状、均質の砂岩で、淘汰もよく、層理やラミナはほとんど発達しない。色調は、新鮮なときにはやや青味をおびた白色であるが、風化すると黄褐色を呈する。下部は中粒～粗粒の砂岩からなり、上部は細粒の砂岩を主としている。また、下部では今生津礫岩層のものと同質の細礫を層状にまたは散在して含んだり、シルト岩のパッチを含んだりしている。小井波の東方では植物破片の多い泥岩層も挟まれる。上部では細粒砂岩はときにシルト質であり、シルトの薄層が挟まれた

り、シルトのパッチが層理を示して入ったりすることもある。

桐谷附近では、本層最上部に細粒砂岩(2～3m厚)とシルト岩(約0.5m厚)との互層もわずかに見られる。なお、桐谷附近では、本層と上位の岩稲累層とが直接する露頭も観察されるが、両者の岩相遷移は急激で明瞭であり、本層の砂岩の最上部2～3mは煉瓦色を呈している。

西部：花崗岩および片麻岩類を直接覆う本層基底部には、茗ガ島・数納附近などで礫をまばらに含んだ淘汰の悪い粗粒砂岩が薄く発達しているのが認められる。礫はおもに赤色珪岩のよく円磨された礫^{註5)}(最大3cm、普通1cm大)からなり、花崗岩類の細礫も混じる。

本層の主部は、白色、花崗岩質の塊状砂岩の厚層からなり、層理やラミナはほとんど発達しない。下部では粗粒であるが、上部はいく分細粒となる。

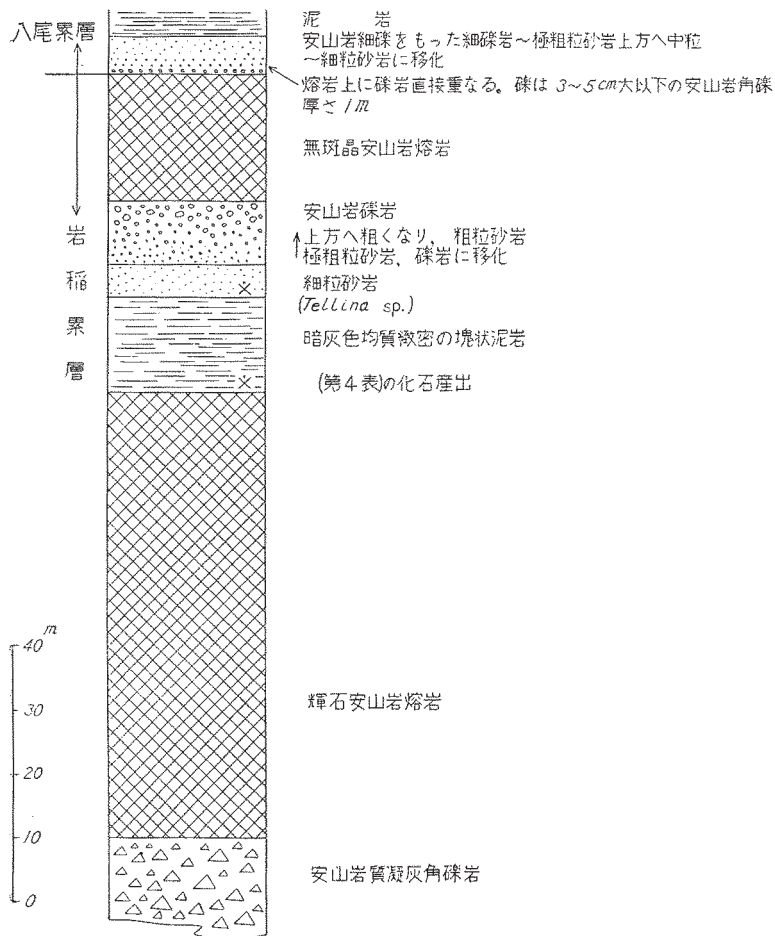
茗ガ島砂岩シルト岩互層 図幅地域西半部の大長谷以西で楡原累層の上部を占めて発達し、利賀川沿岸の脇谷一栗当附近でもっともよく発達している。互層は一般に砂岩がちで、砂岩は3～4m、シルト岩は1～2mの層厚を示す。砂岩は、いく分青味を帯びた灰色を呈し、花崗岩質、中粒、均質で淘汰はよく、ときにラミナのよく発達することもある。また、シルト岩のパッチ(2cm大、外形不明瞭)を含むこともある。シルト岩は、青灰色で塊状、均質で風化すると脆く細片に砕けやすい。互層の各層は明瞭で、砂岩層の下底はときに波状を呈する。

層厚は、栗当附近で約100m、茗ガ島附近で約75mである。

II. 5. 2 岩 稲 累 層

岩稲累層は、北陸層群の下部を占める火山岩・火山砕屑岩を主とした地層である。全体としては下位の楡原累層に明瞭な岩相遷移面をもって整合に重なるが、一部では基盤岩類の上に直接重なっている。本累層の上位には、西部では医王山累層が整合に重なるが、東部では八尾累層が大部分は整合で一部は削剝不整合という関係で重なる。層厚は、東部の神通川沿いで約750m、西部の利賀川・庄川附近で約1,000mと西部においていく分厚くなる。

註5)この礫は、手取川上流の手取層群上部(赤岩並層群)中に多く含まれる礫、および富山県南西部の楡原累層の礫岩中に、集中的に含まれている礫とほぼ同様のものである。



第7図 岩稲累層上部(久婦須川)柱状図



図版4 岩稲累層の山地(八尾町桐谷北方)

本図幅地内の岩稲累層の岩相は、東半部では東隣の五百石図幅地内のものと同様で、安山岩質の凝灰角礫岩を主とし、上部に厚い安山岩熔岩が位置している。また、東部では、下部に熔結凝灰岩層が挟まれており、とくに久婦須川筋では、下底より約1/3のところ厚さ約5mの熔結凝灰岩層が2枚挟まれている。西半部はこれと異なり、下部および上部では凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩などが大きな割合を占めるが、中部ではしばしば凝灰質泥岩が挟まれ、最上部には火山円礫岩層も発達している。

一方、岩質の点からみると、本図幅地内のほぼ全域にわたって、岩稲累層の基底には黒雲母流紋岩ないし角閃石流紋岩または角閃石石英安山岩の小露出が断片的に認められ、その上位には角閃石安山岩が広く分布している。これより上位では、東半部はおもに輝石安山岩・無斑晶安山岩からなり、玄武岩はわずかに見られるにすぎないが、西半部では橄欖石玄武岩・輝石安山岩・無斑晶安山岩などからなり、玄武岩熔岩の占める割合が大きくなっている。本累層は一般に多少の変質作用を受けて緑色化しているが、その度合は西半部で著しい。

本累層からは化石の産出はほとんど知られていないが、久婦須川筋の本累層の最上部では、熔岩流の間に挟まれた泥岩中から第4表のような化石を産する(Loc. 101)。

この化石群は八尾累層下部の化石群と大差ないものである。

第4表 岩稲累層の化石
Faunal list of the Iwaine formation

101

Clementia vatheleti MABILLE
Soletollina sp.
"Tellina" sp.
Phaxus sp.
Calliostome (Tristichotrochus) sp.
Cerithedea miofluviatilis OYAMA
Calyptrea sp.
Nassarius sp.
Fagus Antipofi (ABICH)

こゝで述べた火山岩は次のようなものである。

黒雲母流紋岩

斑晶：石英径0.8mm，他形，清澄。斜長石1.2mm，半自形～他形，清澄で累帯構造の発達するものもあり，他に汚濁の著しいものもある。黒雲母1.0mm以下，少量，一部緑泥石化している。

石基：ガラス質で流理構造がある。一部は脱ガラス化している。

副成分鉱物：ジルコン，他に捕獲岩・外来結晶が少量含まれる。

角閃石安山岩 (Vle)

斑晶：角閃石2～5mm，柱状，鏡下では褐色，黒色オパサイト縁に囲まれる。紫蘇輝石および普通輝石0.4～1.2mm，柱状，しばしば集斑晶をつくる。

微斑晶：斜長石0.1～0.2mm，柱状，清澄の中性長石。紫蘇輝石0.1～0.2mm，長柱状結晶。

石基：斜長石・紫蘇輝石・鉄鉱およびアルカリ長石からなり，毛せん状組織を呈す。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vc)

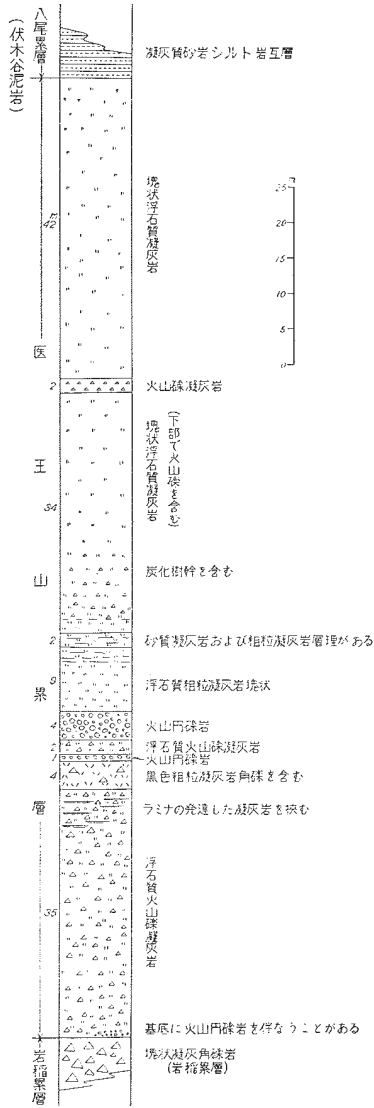
斑晶：斜長石0.8～1.2mm，柱状，曹灰長石。普通輝石0.6～2.0mm，短柱状。紫蘇輝石1.0mm，柱状ないし長柱状。

微斑晶：橄欖石0.3mm，まったく変質し緑色鉱物によって置換されている。周辺部は磁鉄鉱によって取り囲まれていることが多い。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱(比較的多量)。間粒状組織を呈す。

橄欖石玄武岩 (IIIId → c)

斑晶：斜長石0.2～0.5mm，一般に汚濁し，単斜輝石の包有物に富む。橄欖石



第 8 図 医王山累層柱状図 (庄川本流)

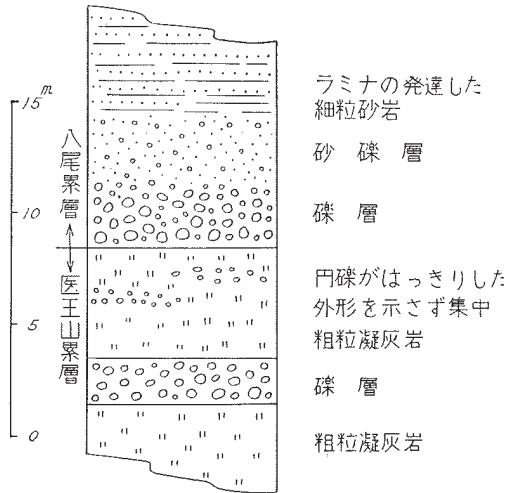
0.1～0.6mm, 多量, 単斜輝石の反応縁を有する。小形のものは鉄鉱に変化している。

石基: 斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱。間粒状組織を呈する。斜方輝石は非常にまれで, 単斜輝石の反応縁を有する。

II. 5. 3 医王山累層

本累層は, 砺波平野西方の医王山を模式地とした流紋岩質の火山岩・火山砕屑岩を主とした地層であるが, その東方延長は本図幅地域西半部にも分布し, 東端は図幅地域中央部の仁歩川に達している。下位の岩稲累層には整合に重なり, 上位の八尾累層とは大部分の場所で整合であるが, 東端部ではその下部が八尾累層の室牧礫岩層と削剥不整合の関係にある。また, その中・上部は東方において上記の室牧礫岩層と同時異相の関係にあるものと見られる。層厚は, 庄川東岸で約 200m, 山田川で約 180m, それより東方では薄化し, 室牧川では約 75m と算定される。

庄川東岸の本累層基底は, 岩稲累層の凝灰角礫岩から漸移した軽石凝灰岩(火山礫ないし 5cm 大の角礫を有する)からなるが, その主体は灰白色～灰緑色の軽石質凝灰岩であり, 岩稲累層との岩相上の差は明瞭である。小牧ダムより下流の庄川河床では



第9図 医王山累層の最上部(山田川)

医王山累層全体のほぼ連続的な露出が見られる。その柱状図を第8図に示す。こゝでの層厚は庄川東岸で算定されたものより薄い。

山田川沿岸のものも同様に塊状軽石質凝灰岩ないし粗粒凝灰岩を主としているが、その間にしばしば火山円礫岩層を挟んでいる。上位の八尾累層との関係は第9図に示す。室牧川およびその東方の本累層も同様に塊状、粗粒の軽石質凝灰岩層であり、灰緑色を呈する。

II. 5. 4 やつお 八尾累層

八尾累層は、北陸層群の中部を占め、下位から上位へ向かって粗粒から細粒へ、沿岸性から深海性へと移化する地層である。下位の岩稲累層および医王山累層との間には、本累層の下部に厚い礫岩層が発達するところでは削剝不整合が認められるが、その他の処では整合に重なる。また、東半部における本累層最下部は、西半部における医王山累層と同時異相の関係にある。上位には音川累層が不整合に重なる。

八尾累層は、水平的にも垂直的にも岩相変化が烈しい。本図幅地域中央部から東隣の五百石図幅地内にかけての地域には、本累層の下部に、後背地の岩稲累層の山地の隆起に伴ない、そこから大量の物質の供給を受けて生じた粗粒のモラッセ的な岩相が発達している。この部分では、礫岩の発達程度に応じて、図幅地域東端部の榎ノ木礫岩層、中央部の室牧礫岩層およびその中間の黒瀬谷礫岩砂岩泥岩層とに区分する。この上位にはおもに砂岩・泥岩の互層—栃津砂岩泥岩互層および聞名寺砂岩泥岩互層—が重なる。一方、図幅地域西部では、八尾累層の全体を通じて、粗粒岩相はほとんど発達せず、その中・下部は黒色泥岩を主とし砂岩泥岩互層を挟む地層—伏木谷泥岩層—となっている。八尾累層の上部の大部分は、均質で一様な泥岩—城山泥岩層—が占める。この泥岩は山田川以西とその東方とではいく分岩相が異なり、丘陵西半部ではその中部に砂岩—塩谷砂岩層—が挟まれる。さらに丘陵西縁部ではこれらの大部分と同時異相の関係で三谷泥岩層が発達し、特異な岩相と分布状態をみせている。

八尾地域の本累層からは、上下を通じて多くの貝化石を産する。いわゆる“八尾フオーナ”を産するのは、東西両側を2つの礫岩層に挟まれた中間の礫岩砂岩泥岩互層部であり、その中部の貝化石群は熱帯性の鹹度の低い沿岸性浅海を、上部のものはやはり熱帯性の入江のような環境を示す。この上位に重なる井栗谷附近の泥岩から産す

る貝化石の大部分は垂沿岸帯のものである。また、最近では、本累層の基底近くから（大沢野町須原および春日附近において）哺乳動物 *Stegolophodon tsudai* SHIKAMA & KIRII の産出も報告されている。本累層中部に連続する山田中凝灰岩層の直下の層準からは図幅地域内ほぼ全体にわたって大型有孔虫 (*Operculina*, *Miogyopsina*) を産する。本累層上部の泥岩中には一般に化石は少ないが、ときに泥帯性の貝化石が散在し、また、有孔虫（ことに浮游性のもの）や放散虫の化石を産する。八尾累層の地質時代は、その化石群からみて中新世中期と判定される。本累層から採集した化石は第5表に示す。

第5表 八尾累層産出化石
Faunal list of the Yatsuo formation

(middle and lower parts)

(中・下部)

201

Anadara kurosedaniensis HATAI & NISHIYAMA

A. *kakehataensis* HATAI & NISHIYAMA

Striarca sp.

Anomia sp.

Joanisiella takeyamai OTUKA

“*Cardium*” sp.

Meretrix sp.

Dosinia nomurai OTUKA

D. *nagaii* OTUKA

Cyclina sp.

Sangunolaria sp.

Gibbula sp.

Protorotella yuantaniensis MAKIYAMA

Cerithidea miofluviatilis OYAMA

Vicaryella notoensis MASUDA

Batillaria yamanarii MAKIYAMA

Syrnola sp.

Natica sp.

Chicoreus tiganouranus (NOMURA)

Acteon sp.

202

Anadara sp.

Chlamys sp.

Patinopecten sp.

Ostrea sp.

Dosinia sp.

Teredo sp.

Dentalium sp.

Natica sp.

Babylonia sp.

Nassarius sp.

203

Glycymeris sp.

Chlamys nisataiensis OTUKA

Ostrea sp.

Dosinia sp.

Anadara sp.

Limopsis sp.

Chlamys sp.

Ostrea sp.

Venericardia siogamaensis NOMURA

Dentalium sp.

Vicarya yokoyamai TAKEYAMA

Polinices sp.

Burusa sp.

Astenotoma sp.

Conus sp.

205

Anadara sp.

Ostrea sp.

"*Cardium*" sp.

Clementia sp.

"*Tellina*" sp.

206

Anadara sp.

Ostrea sp.

Dosinia sp.

Cerithidea miofluviatilis OYAMA

Vicarya yokoyamai TAKEYAMA

207

Ostrea sp.

"*Cardium*" sp.

Macoma sp.

Teredo sp.

208

Anadara sp.

Glycymeris sp.
Chlamys sp.
 “*Cardium*” sp.
Siratoria sp.
Latona sp.
Anisocorbula sp.
Myadolla cfr. *japonica* HABE
Cymatium sp.
Nassarius cfr. *simizui* OTUKA
Olivella consobolina (LISCHKE)
Operculina complanata D'ORBIGNY

209

Anadara daitokudoensis (MAKIYAMA)
Glycymeris sp.
Propeamusium tateiwai KANEHARA
Aequipecten yanagawaensis NOMURA & JIMBO
Ostrea sp.
Crassatellites sp.
Symola sp.
Natica sp.
Murex sp.
Shiphonalia prespadicea NOMURA & JIMBO
Babylonia sp.
Operculina Complanata D'ORBIGNY

210

Anadara kakehataensis HATAI & NISIYAMA
 A. *kurosedaniensis* HATAI & NISIYAMA
Anomia sp.
Ostrea denslamellosa LISCHKE
O. gravitesta YOKOYAMA
Venericardia sp.
Corbicula sp.
Joanisiella sp.
Lucinisca k-hataii OTUKA
 “*Cardium*” sp.
Meretrix sp.
Dosinia sp.
Nipponomarcia nakamurai IKEBE
Mactra sp.
Asaphis sp.
Gari sp.
Psammocola sp.

Macoma inconglura (V. MARTINS)

M. sp.

Fobulina sp.

Mya japonica JAY

Prototrella yuantaniensis MAKIYAMA

Littorinopsis miodelicatula OYAMA

Silliquaria sp.

Cerithidea miofluviatilis OYAMA

C. sp.

Vicarya yokoyami TAKEYAMA

Vicaryella notoensis MASUDA

Batillaria yamanarii MAKIYAMA

Bittium sp.

Tiberia sp.

Calyotrea sp.

Natica sp.

Mitrella sp.

Siphonalia sp.

Nassarius simizui OTUKA

Clavus sp.

Inquistor sp.

Acteocina sp.

Balanus sp.

蘇虫類

211

Anadara sp.

Ostrea sp.

Callista sp.

Macoma sp.

Mitrella sp.

Babylonia sp.

Clavus sp.

Balanus sp.

(上部)

(upper part)

301

Acila sp.

Lucina sp.

Dentalium sp.

302

Solemya sp.

Nucula sp.

- Propeamusium tateiwai* KANEHARA
Palliorum sp.
Teredo sp.
- 303
Portlandia sp.
Lucinoma sp.
- 304
Pecten sp.
Dentalium sp.
Natica sp.
- 305
Amussium sp.
Palliolium sp.
Lucinoma sp.
Macoma sp.
- 306
Partlandis thraciaeformis (STORER)
Lucinoma sp.
Balanus sp.
- 307
Lucinoma sp.
Phaxus sp.
- 308
Acila submirobilis MAKIYAMA
- 309
Limopsis sp.
Chlamys sp.
Makiyama sp.
- 310
Portlandia sp.
Yaldia sp.
Lucinoma sp.
“*Tellina*” sp.
Natica sp.
Conus sp.
- 311
Ostrea sp.
Macoma sp.
Dentalium sp.
Polinices sp.
Natica janthostoma DESHAYES

**かしのみ
檜ノ木礫岩層** 本層は東隣りの五百石図幅地域内で大山町檜ノ木部落附近を中心として発達する礫岩を模式とするが、その西方延長部が本図幅地内にも分布している。下位の岩稲累層とは東縁部では削剝不整合の関係にあり、基底部に1m大の安山岩熔岩のブロックを含むこともあるが、猿倉山北方では明白でない。上位には栃津砂岩泥岩互層が整合に重なる。また、西方へは黒瀬谷礫岩砂岩泥岩層と同時異相の関係にある。層厚は本図幅地内で約400mに達する。

五百石図幅地内の本礫岩層は西部で砂岩・泥岩の夾みが多くなっているが、八尾図幅地内ではさらにそれらの夾みが多くなり、岩相的には礫岩または砂礫岩と砂岩との互層となっている。

礫岩の礫は、中・下部ではほとんど安山岩礫であってきわめてまれに花崗岩などの礫が見られるにすぎないが、上部では石英斑岩を主とする基盤岩類の礫が全体の約1/3を占めるようになる。また、中・下部では10cm大の垂角礫ないし垂円礫を主とするが、上部ではいく分円磨度を増し礫径も小さくなる。礫は淘汰のわるい安山岩質の砂を基質とし、そのなかにあまり密集せず不明瞭なラミナをなして入る。礫岩は普通約5mの厚さの単層としてあり、大規模な斜交層理を示したり、下底に侵蝕面をもったりすることもある。

砂岩は、褐色～暗褐色を呈する安山岩質の淘汰のわるい砂からなり、植物破片なども多い。普通1～3mの厚さの単層をなしている。また、大沢野町寺家南東方の谷では、本層基底部の厚さ約75mが灰褐色、中粒、均質、塊状の凝灰質砂岩からなっている。

本層下部では、ときに薄い火山礫凝灰岩層が挟まれる。また、寺家南方では亜炭層も挟まれ、1945年前後に舟倉炭鉱と呼ばれて一時稼行されたことがある。

化石は保存不良の植物破片や珪化木を除いてはまだ発見されていない。

**とちず
栃津砂岩泥岩互層** 本層は主として五百石図幅地内に発達し、本図幅地内ではその西方延長部がわずかに見られるにすぎない。下位の檜ノ木礫岩層の上に整合に重なり、上位の音川累層に不整合に覆われる。層厚は本図幅地内では約150mである。

本層は、砂岩・泥岩の不規則で不明瞭な互層を主体とし、各単層の厚さは普通0.5～1mである。砂岩は中粒～細粒で、褐色または暗灰色を呈する安山岩質のものである。ときに軽石片の多い凝灰質砂岩もみられる。泥岩は灰褐色を呈し均質、塊状である。互層中には薄い礫岩または含礫砂岩の挟まれることもある。本層からは化石はま

だ発見されていない。

室牧礫岩層 本礫岩層は、図幅地域中央部の室牧川沿岸を中心として、八尾累層の最下部に発達している。基底は八尾町武道原附近において、医王山累層を欠き、岩稲累層を直接覆っている。上方および東方へは黒瀬谷礫岩砂岩泥岩層に移化する。西方では医王山累層の中・上部に本礫岩層のものと同様な礫岩が挟まれており、両者の一部は同時異相の関係で側方に移化するものとみられる。厚さは室牧川に沿う路線でもっとも厚く、しばしば小断層が発達するので正確なことは判らないが、約700mに達すると推算される。

本礫岩の礫は、ほとんど安山岩礫のみからなり、きわめてまれに花崗岩の円礫が混じるにすぎない。礫径は下部では普通20～30cm大で、ときに50cm大、1m大の礫の密集することもあるが、上部では10～20cm大である。礫の円磨度は悪く垂角礫ないし垂円礫を主としている。礫は雑然と密集し配列に規則性を示すことは少ない。最下部では礫はよく密集している。礫岩の基質は安山岩質の粗粒砂からなり、風化面において礫のみが突出していることが多い。本礫岩層は全体として風化が著しく、汚ない暗褐色を呈している。礫岩層中にはしばしば安山岩質の粗粒砂岩の薄層が挟まれるが、上部ではこの夾みが多くなる。礫岩層の基底にはしばしば侵蝕面が発達し、下位の砂岩層を削剥している。

黒瀬谷礫岩砂岩泥岩層 本層は八尾累層下部に位置し、東西両側に発達する厚い礫岩層（樫ノ木礫岩層・室牧礫岩層）の間に挟まれた地層であり、側方へ両礫岩層に移化する。下位層（おもに岩稲累層、一部は医王山累層・室牧礫岩層）にはいずれも整合に重なる。本層は、礫岩→砂岩または礫岩→砂岩→泥岩と不規則に繰り返す互層を主体としており、岩相変化が著しい。互層の各1組の厚さは一定しないが、厚いものでは約20mに達する。また、互層を構成する礫岩・砂岩・泥岩の割合にも地域的、層準的に変化が多い。層厚は、分布の中央部でおよそ600～700mである。

互層を構成する礫岩の礫は、中・下部ではほとんど安山岩礫からなり、上部にいたってわずかに花崗岩などの基盤岩類の礫が混じっている。礫には10cm大の垂円礫ないし垂角礫が多い。また、礫はあまり密集せず、砂礫岩層をなすことが多い。礫岩層は一般に斜交層理を示している。礫岩の夾みは、久婦須川以東および仁歩川以西の地域ではよく発達するが、中間の野積川地域ではあまり著しくない。また、久婦須川

に沿う路線では、その中部の層準で礫岩がもっともよく発達し、礫岩の夾みの各単層の厚さも大きく、かつその介在の頻度も大きい。

互層を構成する砂岩は、汚ない暗褐色を呈する安山岩質で、塊状、淘汰不良のもので炭質物が多い。また、安山岩細礫や木片や軽石片も多く含まれる。ときに石灰質団塊を含有する。一般には不明瞭な層理を示している。泥岩は灰褐色、塊状のやゝ粗いシルト質のもので植物破片が多い。また、ときには砂岩・泥岩の規則的な細互層の発達もみられる。

本層は、神通川から野積川にいたる間の地域において、全層準—とくに中・上部—から豊富な貝化石群を産する(第5表 Loc. 201~202, 204~207)。この化石群のうち、中部(土・掛畑附近)に産するものは紅樹林沼沢地(mangrove swamp)のような熱帯性の鹹度の低い沿岸浅海性の環境を指示し、上部(岩屋・清水附近)のものは同様に熱帯性の入江のような環境を示すものと考察されている(大山:1948, 1950)。この貝化石群は時代的には中新世中期を指示する。一方、植物化石としては、神通川沿岸の大沢

第6表 大沢野町春日産植物化石(Lcc. 220)

(三木茂による)

Pinaceae

Picea cf. *latibracteata* MIKI

Pinus *fujiii* MIKI

Tsuga *rotundata* MIKI

Taxodiaceae

Sequoia *sempervirens* ENDL.

Juglandaceae

Carya sp.

Fagaceae

Cyclobalanopsis sp.

Quercus cf. *rubroidea* MIKI

Hamamelidaceae

Liquidambar *formosana* HANCE

Staphyleaceae

Euscaphis sp.

Meliaceae

Melia *angularis* MIKI

Anacardiaceae

Allospodias *makiyamai* MIKI

Allospodias *sakamotoi* MIKI

Spondias *axillaris* ROXB. var. *polymeris* MIKI

野町春日附近(産地番号 220)で第 6 表のような化石を産するほか、西部の下ノ名附近では *Fagus sp.* などを、中部の野積川と室牧川との合流点附近では *Pinus fujiii* の球果を産した。

間名寺^{もんみやうじ}砂岩泥岩互層 本層はおもに八尾累層の中部を占めて広く発達する地層である。図幅地域東端部の柘津砂岩泥岩互層と類似の岩相を呈するが、その中間では下位の黒瀬谷礫岩砂岩泥岩層と上位の城山泥岩層とが直接し、砂岩泥岩互層の分布は断たれている。上下の地層とはいずれも整合関係にあり、漸移する。

砂岩・泥岩の互層がもっとも典型的に発達するのは八尾町市街地附近であり、こゝでは暗褐色～暗灰色を呈し、いく分凝灰質で軟弱な砂岩と泥岩との約 5cm ほどの規則正しい層理の明瞭な互層からなっている。この部分では多くの層間異常現象がみられ、また、小断層や小褶曲による地層のもめも著しい。



図版 5 間名寺互層の露出(山田村)

室牧川下流から山田川にいたる間では、互層は砂がちで、しばしば含細礫部を伴ない、互層の各単層の厚さの不規則な(一般に各単層の厚さは砂岩 1～2m、泥岩 0.5～1m で八尾附近のものより厚い)、層理のあまりはっきりしない互層となっている。砂岩には安山岩質で汚ない暗褐色を呈するものと、凝灰質で灰褐色を呈するものがある。いずれも淘汰は悪い。礫は安山岩の垂円礫ないし垂角礫を含む。山田川以西の地域では互層中にしばしば暗緑色の火山礫凝灰岩層が挟まれる。

本層からは、八尾附近の各地で豊富な貝化石を産するが(第5表 Loc. 208～211),なかでも室牧川沿岸の柚ノ木(Loc. 210)でもっとも多量に産する。また、本層中からは各地で大型有孔虫(*Operculina complanata*, *Miogyopsina ozawai*)を産出する。

伏木谷泥岩層 ふしきだに 本層は図幅西部地域において、八尾累層の中・下部に発達する地層である。下位の医王山累層とは整合に重なり(第8図),上位の城山泥岩層とは山田中凝灰岩層をもって境する。東方へは聞名寺砂岩泥岩互層に移化する。全層厚は約900mに達する。

本層は全体として、黒色泥岩を主とした地層であるが、その間にしばしば砂岩・泥岩の互層を挟んでいる。泥岩は主として暗灰色を呈し、均質、緻密、塊状であり、節理の発達によって角ばった大きなブロックに、または厚く板状に割れやすい。全般に層理の発達は不明瞭である。この泥岩中にはラミナのよく発達した細粒砂岩とシルト岩との互層が30～50mの厚さで介在している。互層は主として、本泥岩層の基底、



図版6 伏木谷泥岩層基底の砂岩泥岩互層部(庄川町湯ノ谷北方)

鉢伏山南側の山腹, Y_2 (凝灰岩層)の直下および Y_3 (山田中凝灰岩層)の下方の4層準に発達している。このほか、暗緑色を呈する凝灰角礫岩や火山礫凝灰岩の夾みもしばしばみられ、上部では軽石質凝灰岩層も発達する。

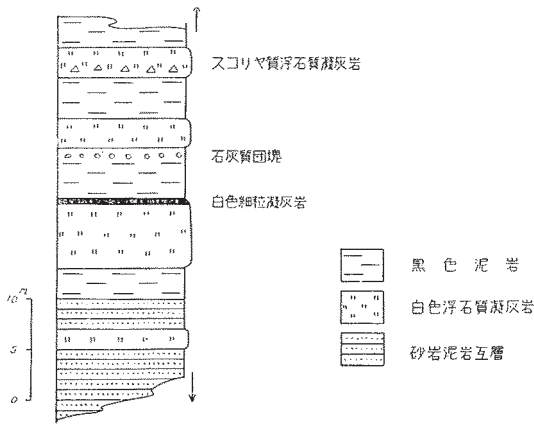
本層からの化石としては、最下部の互層部から *Liquidambar formosana*, *Comptoniophyllum Naumanni*などの植物化石を産し、その上方では *Anadara* cfr. *makiyamai*,

Dosinia suketoensis, *Cardium ogurai*, *Sangunolaria minoensis* などの貝化石が報告されている(藤田・中川:1948)。また、本層上限の山田中凝灰岩層に接する部分では、砺波市栃上・峯・尾谷において *Miogypsina ozawai*, *Operculina complanata* の産出が報告されている(今村:1932)。しかし、この間の地域では化石は見発されていない。

Y₁: 砺波市川内附近の谷間に地窓状に分布するのみで、それ以外への連続は確かめられていない。暗緑色～灰緑色を呈する軽石質の火山凝灰岩である。塊状で硬く、厚さは約 10m である。

Y₂: 砺波市寺尾南方の路傍によく露出する暗緑色の軽石質火山凝灰岩である。このなかには安山岩角礫や 10cm 大の泥岩角礫を含む。また、全体として塊状であるが上部では厚さ 10cm の層理が発達する。こゝでの厚さは約 8m である。この東方の小中尾附近では、この火山凝灰岩の上位に接して、白色、緻密、板状の粗粒凝灰岩を伴う。さらに東方では全体として細粒になり、厚さも約 5m となる。

Y₃(^{やまだなか}山田中凝灰岩層): 本層は山田川沿岸の山田村中村を模式地とし、本図幅地内全域にわたってよく連続する有効な火砕質鍵層である。西部では厚さ約 10m の白色～黄灰色、塊状、無層理の軽石質凝灰岩である。栃上東方ではその上位に流紋岩質凝灰岩角礫岩のレンズ(厚さ 5m)を伴う。八尾以東では砂質の軽石質凝灰岩層であり、しばしば有孔虫や貝の化石を含み、2 次的に沈積したものと見られる。模式地では凝灰岩層は 4 枚に分かれ(第 10 図)、その西方の沼ノ又では 2 枚になっている。



第 10 図 模式地の山田中凝灰岩層



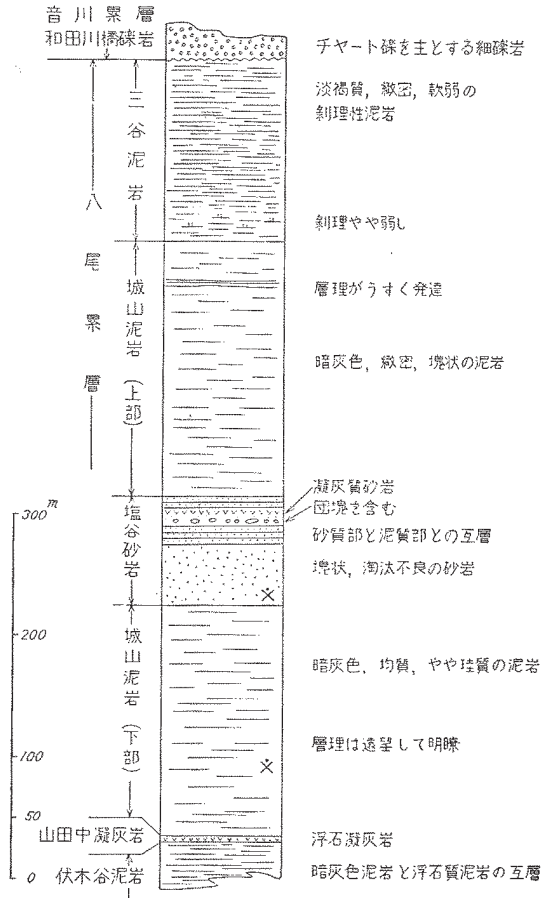
図版 7 山田中凝灰岩層の模式地 (山田村中村)

城山泥岩層 本層は、八尾累層の上部を占める泥岩層であり、同様な泥岩は五百石図幅地内からさらに北東方へ拡がる。層厚は、東部で約 300m、西部では中間に挟まる塩谷砂岩層を含めて約 550m である。本層は、下位の諸層とは整合である。上位には、東部では音川累層が不整合に重なり、西部では三谷泥岩層が整合に重なる。しかし、丘陵西縁部では、この泥岩層の大部分は、三谷泥岩層によって置き換えられている。

本泥岩は、山田川以東では、新鮮なとき暗灰色を呈し、風化すると灰白色になる塊状、均質、緻密で無層理の凝灰質泥岩であり、風化面でも割れ目が発達せず、壁状の露頭をつくる。山田川以西では中部に砂岩が発達し上下に分けられるが、その下部はおもに暗灰色、均質、緻密の泥岩で、西部ほど珪質となりかつ層理の発達がよくなる。上部は暗灰色、緻密、均質、塊状の泥岩であるが軟弱で、風化すると細片にくだけやすい。ときに砂岩の薄層を挟む。

化石はおもに下半部にみられ、*Portlandia*, *Limopsis*, *Propeamusium*, *Lucinoma* などの二枚貝や、ウニ、*Makiyama*, 海綿骨針、有孔虫、放散虫などの化石が見られる (第 5 表 Loc. 301 ~ 309)。東部の樫尾、井栗谷附近に産する貝化石群は、大山桂 (1948) によれば、大部分は垂沿岸帯のものであり、一部は浅海性である。

塩谷砂岩層 本層は、図幅地域西半部において、城山泥岩中部に介在して発達する



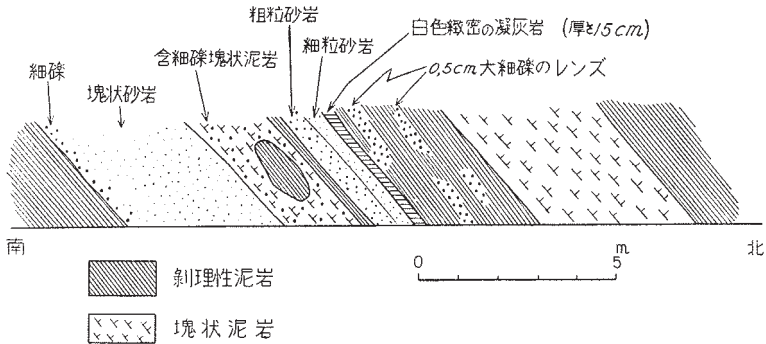
第11図 八尾累層上部柱状図(橋上一和田川橋間)

地層である。厚さは約100mである。和田川に沿う路線では、下半部に灰褐色，軟弱，塊状で淘汰不良の砂岩があり，層理の発達が悪く，保存の悪い貝化石などを含む。上半部はシルト質の部分と砂質の部分とが5～10cmごとに互層し，そのなかに石灰質団塊を含んでいる。互層の層理はその下部では明瞭であるが，上部では不明瞭となる。上半部の岩相はこの路線の東方および西方では発達しない。西方では下半部の砂岩と同様な岩相が発達するが，東方ではより細粒となり，ともに軽石片が散在し

ている。本層からの化石はほとんど印象を残すのみであるが、第5表 (Loc. 310, 311) のようなものを産する。

三谷泥岩層 ^{みに}本泥岩層は、東砺波丘陵の西縁部において、東砺波丘陵の鼻状背斜の西翼を占めて厚く発達し、八尾累層上部の諸層と同時異相の関係にあるが、その東方延長部は八尾累層の最上部を占めて丘陵中央部にまで達している。本層の厚さは、最大層厚を有すると推定される丘陵西縁部では、上位に段丘礫層が発達し、その全体の厚さを知ることはできないが、中部の和田川に沿う路線では約150m、これより東方では次第に薄くなり、大瀬谷以東では分布しない。

本層分布地の南西部、砺波市三谷附近では、本層の下部に礫岩層が発達している。礫岩の礫は、黒色チャートの1~2cm大の円礫ないし垂円礫を主とし、これに花崗岩や石英の細礫も混じる。礫は下部では密集層をつくり、その基質はいく分粘土質の粗粒~細粒砂である。この部分ではまれに三谷泥岩の20cm大の角ばった同時侵蝕礫をもつこともある。上方では礫は泥岩中に疎らに散在するようになる。この礫岩はまた、泥岩中に1~2mの厚さの夾みとしてもしばしば入っており、泥岩層と礫岩層と



第12図 三谷泥岩層(下部)の露頭(砺波市三谷南方の小溪)

を確然とした層序単位として区分することは困難である。本地質図幅では、この礫岩の発達する部分を三谷泥岩層中の含礫部として表した。含礫部はおもに三谷部落の東方に発達するが、その北方の福山東方の尾根上でも厚さ約5mのレンズ状になって入っている。

三谷泥岩層の主体をなすものは、粘土質で緻密、均質な泥岩であり、0.5~1cmの

厚さで板状にはげやすい剝理性をもつことを特色としている。おもに明かるい淡褐色を呈するが、南部では灰色である。剝理は普通平行に発達し層理面と一致するとみられるが、ときには互に収斂したり、切りあったりすることもある。剝理のこのような異常は南部に多い。また、泥岩中には含礫部を挟むほかに、いく分粗くシルト質で剝理の発達しない塊状の部分も挟むこともある。和田川以東の地域では、やゝ粗くシルト質となるとともに、剝理性が弱まり、かつ、厚く剥がれるようになる。本層からは大型化石は未発見であるが、放散虫化石をわずかに産するという(中世古:1953)。

本層の下部に礫岩の発達するところでは、下位の城山泥岩下部がいく分削られているものとみられる。また、塩谷砂岩層との岩相変化は急激であり、岩相の差ははっきりしている。しかし、城山泥岩層上部との間では、しばしば中間的な岩相—明かるい淡褐色を呈し、剝理性とはいえないが層理に沿って割れやすい性質をもつ泥岩—が発達したり、弱い剝理をもつ粘土質泥岩が塊状シルト質泥岩の間に挟まってくる。

II. 5. 5 ^{おとがわ}音川累層

音川累層は、八尾図幅地内では北陸層群の最上部を占める地層であり、下位の八尾累層とは本図幅地内では不整合関係にある。両者の不整合関係を示す露頭は、八尾町市街地附近の井田川北岸・赤江川河床・図幅地域西部の和田川河床などで観察されるが、後二者の中間の山田川を中心とした地域でははっきりした露頭はない。この不整合による下位層の欠損は、八尾以東で著しく、北西方へは次第に小さくなる。この不整合をさらに富山積成盆地全体にわたって追跡すると、下位層の欠損は富山平野南東部(常願寺および神通川附近)でもっとも大きく、それから北方および北西方へ向かって次第に小さくなり、北方では魚津図幅地内の早月川沿岸まで、北西方では八尾図幅地内の東砺波丘陵の西縁までは認められるが、それより北方および西方では上下の地層は整合に重なるようになる。このことから、音川累層基底の不整合は、早月川沿岸と東砺波丘陵西縁とでの音川累層基底を結んだ東北東—西南西方向の線を軸として、その南側が傾動的に隆起したことによって形成されたものと推定される(坂本・他:1959)。

本累層の厚さは、八尾以東では上半部が欠け、層序の連続する北部では単調で、層理の乏しい泥岩層が一様に発達するため正確には判らないが、最大層厚 700～800m と

推定される。本層の上位には呉羽山礫層・段丘礫層などが不整合に重なっている。

音川累層は、富山積成盆地全体についてみるときは、岩相変化の比較的少ない安定した積成条件を示す地層であるが、本図幅地内では水平的な岩相変化がかなり著しい。岩相分布の大体の傾向としては、神通川沿岸にもっとも粗粒な岩相が発達し、その東西はおもに粗粒～中粒の砂岩からなる。また、東砺波丘陵西部でも下部に厚い砂岩層があり、東方へ次第に薄くなる。この両者の中間の八尾―山田川間では、粗粒岩相は発達せず、基底部から泥質の砂岩が続く。本累層の上半部は、八尾北方の丘陵では砂岩を主としているが、図幅地域北部では単調な岩相変化の乏しい泥岩となっている。以上のような岩相変化に従って、本地質図幅では、音川累層を第4図に模式的に示したような関係にある部層に細分して記述する。

富山積成盆地全体としては、上滝砂岩層と同様な岩相の音川累層は、五百石・魚津図幅地域などその東半部に拡がり、青井谷泥岩層と類似の岩相は、西砺波・金沢・氷見地域など盆地西半部に発達し、高窪泥岩層・稲積泥岩層などと呼ばれている。本図幅地域の音川累層は、上滝砂岩層を代表とする東部相と、青井谷泥岩層によって示される西部相との移り変わる部分に当たっているといえよう。

一方、三田砂岩層は、その産出化石から富山積成盆地西部の氷見累層に対比され、層準的には他の部層より上位にあるものとみられる。

音川累層の基底部に産出する化石は中新世後期を指示するものとみなされ、三田砂

第7表 音川累層産出化石

Faunal list of the Otogawa formation

401

Glycymeris matumoriensis NOMURA & HATAI

Dosinia nomurai OTUKA

D. ettyuensis HATAI & NISIYAMA

D. kaneharai YOKOYAMA

"*Cardium*" sp.

Macoma sp.

Peronidea jonensis (HATAI & NISIYAMA)

Natica sp.

Coraeophos nakamurai (KURODA)

402

Anadara sp.

Glycymeris sp.

- Ostrea* sp.
Dosinia sp.
Mya cuneiformis (BOHM)
403
Acila insignis (GOULD)
Glycymeris matumoriensis NOMURA & HATAI
Patinopecten sp.
Mercenaria sp.
"Tellina" sp.
Mya cuneiformis (BOHM)
Pholadidea sp.
Natica sp.
404
"Cardium" sp.
Macoma sp.
Linthia nipponica YOSHIWARA
405
Patinopecten tokyoensis (TOKUNAGA)
Venericardia ferruginosa (ADAMS & REEVE)
Dosinia ettyuensis HATAI & NISIYAMA
406
Striarca sp.
Glycymeris sp.
Limopsis sp.
Volsella sp.
Patinopecten kurosawaensis (YOKOYAMA)
Anomia sp.
Venericardia ferruginea CLESSIN
Macoma nipponica TOKUNAGA
"Tellina" sp.
Natica sp.
Babylonia sp.
407
Glycymeris sp.
Dosinia kaneharai YOKOYAMA
D. nagaoui OTUKA
Natica sp.
Fusinus sp.
408
Anadara sp.
Glycymeris sp.

Nassanus sp.

Dosinia sp.

Dentalium sp.

409

Lyropecten kagamianus (YOKOYAMA)

Ostrea sp.

Vanericardia sp.

410

Chlamys ingenosa (YOKOYAMA)

Lyropecten kagamianus (YOKOYAMA)

411

Turritella sp.

412

Concocele dasjancta GABB.

Lucinoma sp.

Turritella oyasia IDA

大瀬谷附近の転石中の化石 (岩質は 407 と同じ)

Mya cuneiformis (BOHM)

Natica janthostomoides KURODA & HABE

Neptunea nomurai OTUKA

赤江川沿岸産出化石 (小野・品田 (1947) : PEAC 資料)

下 部

Polinices fissuratus (KURODA)

Coraeophos nakamurai (KURODA)

Megasurcula yokoyamai OTUKA

Glycymeris matumoriensis NOMURA & HATAI

Dosinia kaneharai YOKOYAMA

D. ettyuensis HATAI & NISYAMA

Peronidea jonensis (HATAI & NISYAMA)

上 部

Mya cuneiformis (BOHM)

岩層産のものは鮮新世後期を示すので、本図幅地域内の音川累層は中新世後期から鮮新世全体にわたる時期の地層であるとみられる。

^{かみだき}**上滝砂岩層** 本砂岩層は、東隣の五百石図幅地内では新第三系の最上部として広く一様に発達しているが、本図幅地内ではその延長部が大沢野町東方の丘陵地にわずかに見られるにすぎない。こゝでは、上滝砂岩層は、八尾累層中部の栃津砂岩泥岩互層を (同上部の積泉寺泥岩層を欠いて) 直接に不整合に覆い、上位の呉羽山礫層に不整合

に覆われている。

本層の基底には、石英斑岩礫を主材とし、安山岩・花崗岩礫(ともに5cm大以下の垂円礫)・チャート細礫などを混ぜえた厚さ4m以下の砂礫岩層が発達するが、下位の栃津砂岩泥岩互層中にときに挟まれる礫岩とは、基盤岩類の礫の割合が増加すること以外に大差なく、不整合の識別は困難である。基底礫岩層の上位には、炭質物が多く、淘汰不良でときに細礫の散在する砂岩が重なるが、本層の主体は青味がかかった暗灰色を呈し、植物破片を多く含み、層理の発達の悪い塊状、均質の泥質砂岩からなり、音川累層特有の岩相を示している。

化石としては、本層中部に *Cardium* sp., *Dosinia nomurai*, *Balanus* sp. などの印象が散在する。

城生^{じょうのう}砂岩礫岩層 本砂岩礫岩層の分布は、神通川から井田川までの間であり、東方では上記の上滝砂岩層と、北西方では平林砂岩層とそれぞれ同時異相の関係にある。



図版8 音川累層城生砂岩礫岩層の露出(城生トンネル南方の河崖)

左端の小露出は城山泥岩層

国鉄高山線城生トンネル南方の神通川西岸の河崖(図版8)にもっともよく露出しているが、それより下流側でも段丘崖の下部に露出している(第13図)。本層は、上滝砂岩層・平林砂岩層に較べて、礫岩の夾みの多いことを特色としている。

本層の基底は八尾累層の城山泥岩層を不整合に覆う。基底部約5mは褐色の細礫質

砂岩からなる。細礫はわずかに方向性を示したり、またはまったく無方向に散在したりして入っている。礫はチャート・花崗岩・安山岩の1cm大のものからなるが、ときに花崗岩・安山岩の10cm大の礫も混じる。この上方には、褐色、塊状、均質の中粒～粗粒砂岩が続くが、砂岩中にはしばしば安山岩の10cm大以下の円礫を主材とした礫岩の薄層が挟まれる。また、このなかには不規則な外形を呈する雲型の石灰質団塊も層状に連なって入るが、これには磨滅の著しい *Glycymeris*, *Dosinia* などの貝化石が密集している。このほか、石灰質団塊としては、7～8cm大の球型のものも2, 3の層準に散在するが、これには化石は含まれていない。神通川の兩岸において、本層は下底から上方へ約200mまで露出しているが、その上部は音川累層特有の青灰色塊状砂岩となっている。

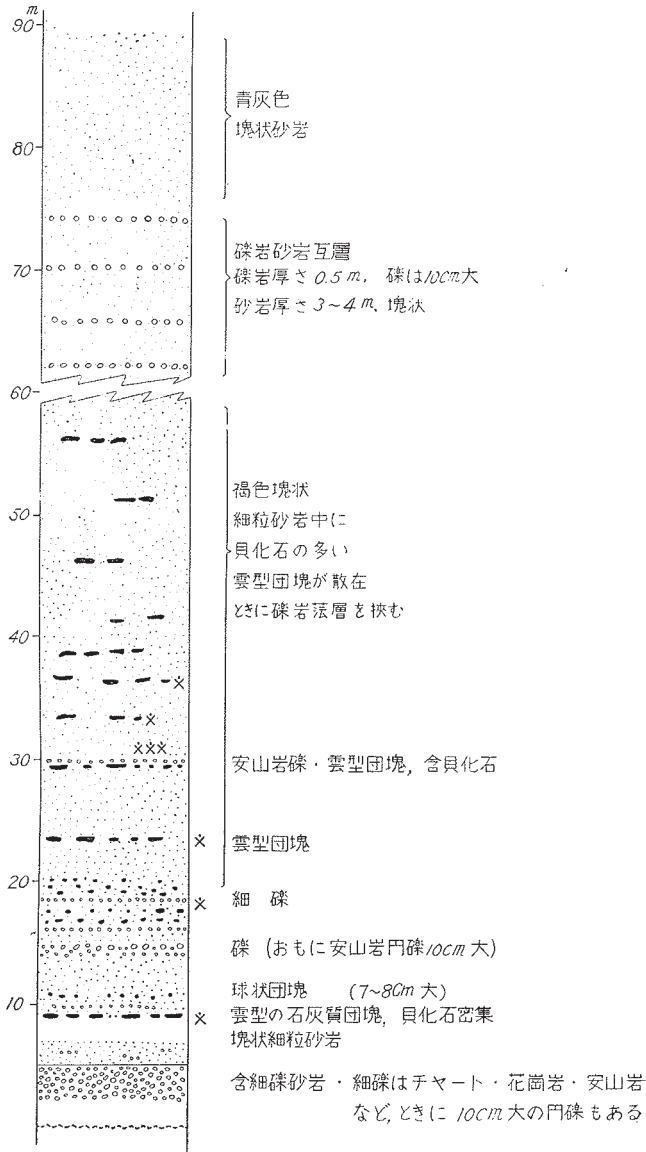
神通川西方の丘陵内では、露出が断片的で本層の全容を知るには不十分であるが、下部には礫岩ないし含礫粗粒砂岩（礫種は安山岩・花崗岩・チャート）が、上部には風化して黄褐色～赤褐色を呈する塊状細粒砂岩が見られる。井田川北岸で観察される本層基底の不整合は、五百石図幅地域北半部におけると同様に、下位の城山泥岩層に本層の細粒砂岩が重なり、その基底直上に10cm大の安山岩礫が1列並んでいるにすぎない。また、こゝでは城山泥岩層の上面に刻まれた生痕^{註6)}も認められる。この上方には、青灰色、塊状、淘汰不良の砂岩中に、5cm大の安山岩礫からなる礫岩が挟在する砂岩礫岩互層が続く。こゝには石灰質団塊もあり、貝化石を産する。

本層下部の城生の河崖 (Loc. 401) および八尾町市街地の井田川北岸 (Loc. 402) に産する化石を第7表に示す。

平林砂岩層^{ひらばやし} 本砂岩層は図幅地内の中部丘陵の東縁部に分布する。東方では城生砂岩礫岩層と、西方では和田川橋礫岩層・天狗山砂岩層・青井谷泥岩層の各層と同時異相の関係にある。下位は八尾累層の城山泥岩層を不整合に覆い、上位には三田砂岩層が整合に重なる。厚さは約350mである。

八尾北方の丘陵では、本砂岩層の基底部は淘汰わるく、層理の不明瞭な塊状の砂岩からなり、しばしば安山岩礫が散在し、軽石片や植物破片も多い。全体として鉄錆質で汚れた暗褐色を呈し、風化すると露頭表面に黄色の粉をふく。この上位では、岩相はいく分細粒となり、塊状の泥質砂岩が重なる。本層の上半部は、黄褐色～淡褐色を

註6) 径 2～3cm, 深さ約1cmの浅い円型のくぼみで、そのなかは粗粒砂で充されている。



第 13 図 音川累層城生砂岩礫岩層下部の柱状図 (神通川城生附近)

呈し、淘汰がよく塊状の軟弱な砂岩からなり、ときに薄い礫岩層やシルト岩層を挟んでいる。

山田川沿岸からその北方辺呂川へかけての地域の本層は、シルト質の部分が多くなり、かつ軽石質凝灰岩層をしばしば挟むようになる。岩相的には平林砂岩層と青井谷泥岩層との漸移部にあたる。

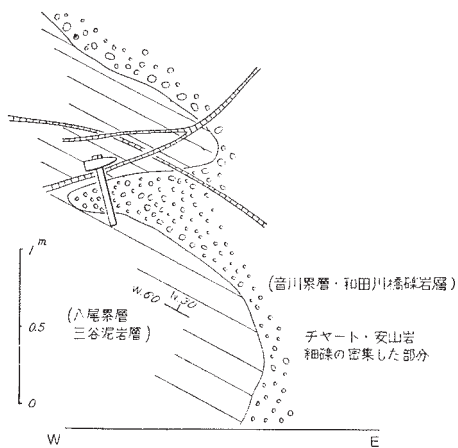
化石としては、平林鉱泉南方の本層基底 (Loc. 403) から、著しく磨滅した *Glycymeris*, *Mercenaria* や樹幹に穿孔した穿孔貝などが得られた。そのほか、本層の中・下部 (loc. 404, 405) から第 7 表のような化石が得られた。

O₂(新山第 3 凝灰岩): 本凝灰岩層は、白色の軽石質塊状の凝灰岩層であって、部分的に淡紅色を帯びた緻密な細粒凝灰岩の薄層を挟む。軽石は有色鉱物として黒雲母をもつ。本層の発達は、北部の長沢付近でもっとも著しく、4 枚に分かれた各層が約 10m の厚さに達する。南部では枚数も 1～2 枚で厚さも薄い。

三田砂岩層 みた 本砂岩層は、平林砂岩層に整合に重なり、八尾北方の丘陵の東縁に分布している。厚さは約 300m である。岩相的には、平林砂岩層の上半部と同様な、黄褐色で淘汰のよい中粒、均質、軟弱な砂岩を主とする。ときにラミナの発達することもあるが、一般に層理の発達が悪い。しばしば凝灰質となり、また、安山岩礫やチャート・花崗岩の細礫からなる薄い礫層も挟まれる。南部では、本層基底の O₂(凝灰岩層) 直上に、厚さ 50cm 以下の薄い礫層が発達する。本層からは、古里村長沢南方の山田川南岸 (Loc. 406) などで、第 7 表のような化石が得られた。

和田川橋礫岩層 わだがわぼし 本礫岩層は丘陵西部の音川累層の基底に発達する。丘陵西縁の和田川橋附近でもっとも厚く約 55m に達するが、東方へ次第に薄くなり(天狗山南麓で約 15m, その東方で 5～10m) 尖滅する。下位の八尾累層の三谷泥岩層とは不整合関係にあり、その明瞭な露頭は和田川河底(第 14 図)などの 2, 3カ所で観察される。しかしその削剥量はさほど大きくないものと見られる。

和田川で見られる本層は、おもにチャート・安山岩などの 1～2cm 大の礫からなり、木片や軽石片も混じる砂礫岩層である。礫は基底部の厚さ 3～5m の塊状密集部を除いて、あまり密集していない。含礫層は、著しい斜交層理を示したり、レンズ状の不規則な外形を示して入ったりするが、その下底に侵蝕面の見られることもある(図版 9)。砂礫岩はしばしば厚さ 1～2m の泥岩や砂岩を挟み、上部では含礫砂岩が多く



第 13 図 音川累層基底の不整合
砺波市千光寺南方，和田川橋上流の和田川河崖



図版 9 音川累層和田川橋礫岩層の露頭 (砺波市和田川橋西方)

なる。本層は上方へは天狗山砂岩層に漸移するが、そのなかに挟まれる礫岩とは、細礫質であり、チャート礫の割合が大きく、斜交層理などの発達の著しい点で区別される。

化石としては、和田川沿いの本層上部 (Loc. 409, 410) から第 7 表の化石を産する。

てんぐやま
天狗山砂岩層 本砂岩層は、丘陵西部の天狗山附近でもっとも厚く発達し（層厚約150m）、東方へ次第に薄くなりながら丘陵中央部の大瀬谷附近まで達している。西部では音川累層最下部の和田川橋礫岩層に整合に重なり漸移するが、東半部では八尾累層の三谷泥岩層を直接に不整合に覆う。上位にはこの地域の音川累層の主体である青井谷泥岩層が整合に重なる。

本層は、全体としては、暗褐色～褐色を呈し、層理の発達が悪く塊状でやゝ均質の中粒～細粒砂岩からなるが、しばしば礫岩層をレンズ状に挟み、ことに本層の上限には安山岩質の礫岩がかなり連続的に発達している。この礫岩は、安山岩の5～10cm大の礫を主材とし、チャートの細礫をわずかに混じえ、礫は塊状に密集して配列に方向性を示さない。また、本層はしばしば軽石質凝灰岩層や1cm大以下の軽石片が散在する軽石質砂岩を挟む。東半部では本層上限の礫岩に暗緑色の火山礫凝灰岩を伴っている。

天狗川北方では、本砂岩層中に厚さ約1mの亜炭層が挟まれており、1945年前後に千光寺炭鉱と呼ばれて稼行されたことがある。

あおいだに
青井谷泥岩層 本泥岩層は図幅地域内の中部丘陵北部に広く一様に発達している。西部では天狗山砂岩層の上に整合に重なっているが、丘陵中央部の山田川附近では八尾累層の城山泥岩層を直接覆っている。この部分では、両者の岩相的な差が少なく、その境がはっきりしないので、八尾累層と音川累層との境界の位置についてしばしば混乱が生じている。本層の北方延長は、富山図幅地内の射水丘陵の主体をつくっている。

本泥岩層の主体をなすものは、青灰色を呈する砂質シルト岩ないし粘土質シルト岩であって、塊状、均質であって層理はほとんど発達せず、上部でときに白色ベントナイト質の凝灰岩薄層を挟むのを除いて、単調な厚層となっている。砂質シルト岩の部分には、ブラシで刷いたような波形のラミナがしばしば発達し、本層の特徴の一つとなっている^{註7)}。本層は風化面では多く灰白色を呈するが、おもに下部の植物破片の多い部分では風化したとき露頭表面に黄色い粉をふく。また、露頭（とくに切りなど）では、層理や割れ目の発達が悪いため、壁状の切り立った崖をつくり易い。本層

註7) 富山盆地西部において、本泥岩層に対比される高窪泥岩層などにも同様な波形のラミナが普遍的に発達している。

は層理の発達が悪く、岩相の変化に乏しく、かつ、北部では地層がほとんど水平でわずかに北落ちの傾斜を有するにすぎないので、その正確な厚さを求めることは困難である。

化石の産出はきわめてまれで、ときに *Turritella* などが1箇体くらいずつ産するにすぎない。たゞ、砺波市増山東方の通称“はまぐり坂”(Loc. 412)では、石灰質のコンクリーション中に *Thyasira*, *Lucinoma* などが密集して産する。

砺波市坪野附近では、本層下部に黄褐色、塊状、軽石質で、ときに細礫を含む砂岩層が発達している。この砂岩層と青井谷泥岩層主部とが明瞭に斜交して接する露頭も、正権寺南方の和田川の南北両岸で見られるが、この砂岩層は坪野附近に局部的に分布するにすぎない(西方の千光寺北東では、上記の軽石帯の連続部が砂質シルト岩中に入っている)ので、こゝでは便宜上青井谷泥岩層に一括した。

また、本地質図幅で青井谷泥岩層中の一括したもののうち、山田川沿岸の三瀬以南の部分も主部と異なり砂岩がちとなっている。この部分は、植物破片が多く、淘汰不良で泥質の中粒～細粒の塊状砂岩からなることが多い。岩相的には、平林砂岩のうち新山部落附近に発達するものと似ている。化石としては、*Pectenidae*, *Cardiidae* などの印象がまれに見られるにすぎない。

O₁(正権寺凝灰岩層): 砺波市正権寺鉱泉裏にもっともよく発達し、その東西に続く。白色、緻密、ベントナイト質の細粒凝灰岩を主とし、軽石質砂岩を挟む。厚さは約1mである。西方では丘陵西端部ではその連続を確かめ得なかった。南東方では葎ヶ原東方でも不確実な凝灰岩薄層が認められる。

II. 5. 6 岩 脈

八尾町西部の仁歩川下流部では、安山岩質の貫入岩体が黒瀬谷礫岩砂岩泥岩層中に細長く南北方向に伸びて貫入している。その南端部では周囲の地層に変質作用を与えている。岩脈としたなかでも北半部では凝灰角礫岩の部分もあり、一部は岩稲累層と考えられる。本岩体は小規模な硫化鉄鉱の鉱脈を伴っている。

安山岩岩脈は、手取層群および岩稲累層を貫ぬいて少数あり、いずれも幅1～10mのものである。鏡下では変質著しく、斑晶として斜長石(曹長石)および著しく緑泥石化した輝石(?)を有する。石基は斜長石・緑簾石・緑泥石・燐灰石および鉄鉱からなる。

II. 6 第 四 系

新第三系がおもに海成層であり、その上部が細粒碎屑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礫層からなっている。

呉羽山礫層は富山平野の周辺に分布し、平野の中心に向かって集盆状に傾斜しており、八尾・五百石図幅地域を通観すると、呉羽山礫層積成以後の富山平野の造盆地運動を如実に知ることができる。一方、中部丘陵北部における新旧の礫層の分布(第15

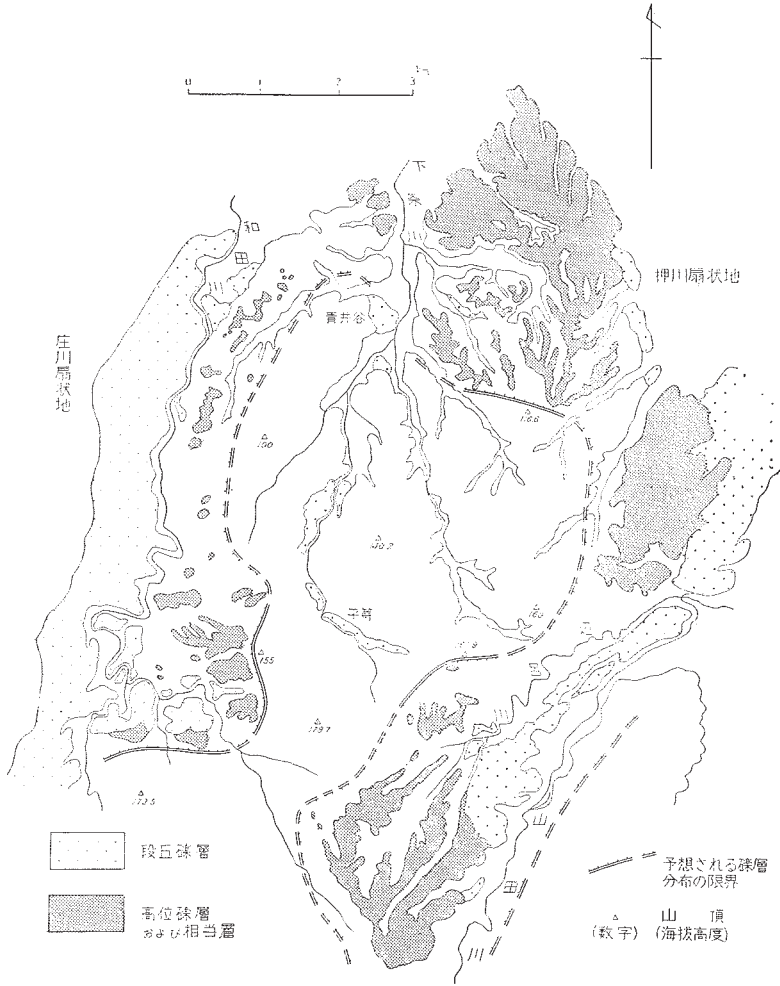


図版 10 呉羽山礫層(八尾町平林鉱泉東方の切通し)

図)は、これらの諸礫層の分布に対し、丘陵地が順次相対的に上昇していった過程を示すものである。このように現在の地形上の平野・丘陵地と、地質構造上の沈降域・隆起域との一致が明瞭となってくるのは、呉羽山礫層積成以後のことであり、富山盆地の第四系は新第三系とは異なった様式の構造運動(北北東—南南西方向を軸とし、小規模な地域的単元に分化した短軸の隆起・沈降運動)の影響のもとに積成されたものとみなされている(坂本・他:1959)。

II. 6.1 呉羽山礫層

呉羽山礫層は、富山市西郊の呉羽山丘陵を模式地とし、富山平野を取り巻いてその周



第 15 図 射水丘陵 (中部丘陵北部) の礫層分布

辺に断続的に分布している。おもに安山岩質の礫層で風化著しく、赤褐色を呈することが多い。下位層とは傾斜不整合の関係にあり、おもに音川累層、ときに八尾累層の最上部を覆うが、構造的には下位層とほぼ同様な傾向を示し、富山平野の中心へ向かって10～20°の傾斜で傾いている。層厚は本図幅地内では50m以上に達する。化石としては保存不良の植物破片以外まだ発見されていない。

本礫層の岩相は地域ごとに多少異なり、図幅地域東縁部の丘陵では、主として安山岩の20～50cm大の垂円礫～垂角礫が雑然と密集した淘汰不良の礫層で、ほとんど層理を示さない。礫としては他に花崗岩礫も見られ、石英斑岩礫およびチャートの細礫も混じっている。チャートの細礫はまれに上部でそのみが集中したレンズ状の細礫層を形成している。基質は風化の著しい褐色砂で、粘土化していることが多い。

神通川と八尾との間の丘陵では、下部は15～20cm大の安山岩垂円礫を主材とした礫層からなるが、中部ではチャートや石英の礫または細礫からなる礫層と粘土層とが、1～1.5mごとに互層している部分もある。上部は主として径1cm以下のチャートや石英の細礫が散在する、淘汰不良の灰白色粘土質層からなっている。この層のなかには、ときに木片を多量に含み暗褐色を呈する部分もある。

八尾北方の丘陵では、その南部は以上のものと同様な安山岩質の礫層であるが、北部ではむしろ石英斑岩やときには花崗岩類およびチャートの礫が主材となり、また、しばしばレンズ状の砂層も挟まれる。

これらの全域を通じて認められる特色として、本礫層の基底が、いずれの処でもきわめて特徴的な濃赤褐色～赤煉瓦色を呈し、粘土化していることが挙げられる。この濃赤褐色の粘土化した部分は、ときに音川累層のシルト岩と漸移していることもあり、下位層の変質した部分であると見られる。また、呉羽山礫層の上位には、多くの箇所、厚さ2～3mのローム様の赤土が重なっている。

II. 6. 2 高位段丘堆積物

こゝで高位礫層と呼んだ地層は、図幅地域北部の丘陵地において、現在の水系と直接的な関係なしに、山頂部または丘陵の中腹部に断片的な平坦面を残して分布する礫層をさしている。この礫層は、呉羽山礫層と岩相がよく似ており、ときには呉羽山礫層として記載されたこともある。本地質図幅では分布状態や構造の違いから一応区別

して扱った。山田川沿岸では、段丘が連続的に何段にも発達しているため、高位礫層とそれ以後の段丘礫層との区別ははっきりしない。

この礫層は、地域的にみて、音川村牛滑を中心とした台地（南部）、古里村長沢北方の直使塚の台地（北部）および砺波市正権寺附近（西部）の3地域に分布している。南部のものとは北部のものとは、もともと一連の堆積物であり、古い山田川の流路に沿って堆積した礫層ともみられるが、西部のものはこれとは直接には連絡していなかったようである。この礫層の分布をさらに北方まで追跡すると、第15図に示したように、中部丘陵の北部を取り巻いて、ことにその東西両側において、形成されたものであることが判る。

高位礫層は、全体としてほとんど水平に分布し、わずかに北方へ低下するにすぎないが、基底面には地域的に多少の凹凸がある。基底面および上面の各地域におけるおおよその高さは次のようである。

	基底面	上 面（海拔 m）
南 部	150	195
北 部	100	135
西 部	100	130

本礫層は、南部では安山岩を主とし花崗岩を混じえる30cm大以下、普通10cm大の礫からなる。礫はあまり密集せず、方向性を示して配列することは少ないが、ときには大小の礫が水平な層理を示していることもある。基底部ではときに音川累層の泥岩の30cm大の角礫も含まれる。礫の風化、分解は著しく、基質も粘土化して灰白色を呈する。北部でもほとんど同様な岩相の礫層からなるが、南部に較べ花崗岩礫の割合がまし、礫径は普通5～10cmである。西部のものは、安山岩礫を主材とした同様な礫層である。また、南部ではこの礫層の上部に、灰白色または黄褐色を呈する厚さ1～2mの粗鬆な凝灰岩層が挟まれることもある。礫層の上位には、各台地において、厚さ約3mのローム様赤土が重なっている。

II. 6. 3 開析扇状地堆積物および段丘堆積物

神通川が平野へ出るところには開析扇状地がよく発達しており、上位の直坂と下位の大沢野の2段の開析扇状地面が識別される。これより下位には笹津・岩木の河岸段



図版 11 開析扇状地堆積層 (大沢野町東大久保東方)

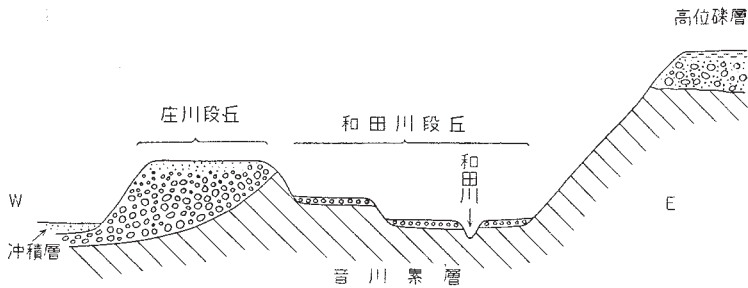
丘が発達する。これらの開析扇状地はおもに礫層によって構成されるが、直坂面を形成する堆積物は八木山以北では、花崗岩などの亜角礫をもち、いく分成層した安山岩質の砂層からなっている (図版 11)。礫層はおもに花崗岩・片麻岩類の 30～50cm 大の亜円礫からなり、安山岩の 20cm 大の亜円礫やチャートの 3cm 大の礫も混じる。礫の配列にはいく分方向性が認められ、水平な層理を示している。礫層の厚さは、直坂面で約 40m、大沢野面ではこれより薄い。



図版 12 庵谷の段丘堆積層 (細入村庵谷南方)

段丘は神通川・山田川はじめ丘陵内の小河川に沿ってもよく発達している。これらの段丘はおもに花崗岩・片麻岩類の礫を主材とする礫層によって構成される。

神通川に沿う段丘は、楡原附近では上下に2分され、その上流の寺津の面はさらに下位の段丘面である。庵谷・町長—今生津・楡原(下位)・芦生・岩稲と続く中位の段丘面は、北方へ大沢野開析扇状地面へ続く。直坂開析扇状地面に連続する上位段丘面は、楡原(上位)面を除いて、本図幅地内では発達が悪い(第1図参照)。今生津附近では、中位段丘面より高位に、安山岩質の均質な中粒砂からなる堆積物がわずかに残っている。



第15図 丘陵西縁部の段丘模式図

丘陵西縁に沿っては、庄川の形成した段丘が南北に連なっている。礫層はおもに花崗岩・片麻岩類および石英斑岩の30～50cm大の亜円礫ないし亜角礫からなり、安山岩礫は少ない。礫は雑然と密集し方向性を示さないことが多いが、ときには大小の礫が水平な層理をつくって配列したり、砂層を挟んだりすることもある。この段丘の西縁の段丘崖は20～30mの比高をもつが、その基部に下位層が露われていないので、段丘礫層の厚さは最大30m以上に達する。

この庄川段丘の東側には、和田川が著しく蛇行して流れ、何段もの段丘をつくっているが、庄川段丘と和田川段丘とは第16図に模式的に示したような関係にある。和田川の段丘礫層は、花崗岩類・石英斑岩・安山岩の10～20cm大の亜角礫およびチャートの細礫^{註8)}からなっている。

このほか、丘陵内の小河川に沿っては、とくに新第三系上部の軟弱な地層の分布地

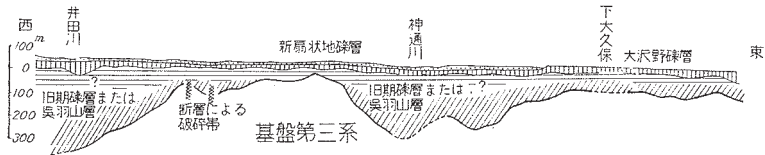
註8) このチャート細礫は、直接には、和田川橋礫岩層・三谷泥岩層から由来したものである。また、本源には、古生層に由来するものであろうが、その中間でどのような地層を経由してきたかは、新第三紀以前の地史や新第三系の積成当時の後背地の古地理を考える上で興味ある問題を提供する。

域において、大小の規模の段丘がよく発達しているが、段丘相互の高度差が小さくほとんど連続的に何段にも発達しているため、その区対比は困難である。

II. 6. 4 扇状地堆積物

図幅地域北東部および北西隅は、それぞれ富山平野と砺波平野が占めている。富山平野の南東部には常願寺川の優勢な扇状地が広がっているが、その一部は本図幅地域の東縁部まで及んでいる。本図幅地内の富山平野の大部分は、神通川・井田川・山田川の複合扇状地である。また、砺波平野は庄川の扇状地からなっている。これらの扇状地は、おもに花崗岩・片麻岩類の巨礫層によって構成されており、砂層・粘土層も挟まれる。

神通川扇状地下の地質状態について、深井(1958a)は、神通川を成子附近で直角に横断した弾性波探査による資料、および周辺山地や段丘崖の地質に基づいて第17図のような推定を行なっている。



第17図 神通川扇状地下の推定地質断面図(深井:1958a)

III. 応用地質

本図幅地域では、黒鉛および石灰岩が各1カ所で稼行されており、そのほかに廃坑となった垂炭坑2カ所がある。温泉・鉱泉は各地に散在する。

III. 1 黒鉛

高清水鉱山

位置 富山県婦負郡山田村高清水。加越能鉄道庄川駅から南へ約15kmの自動車道路が通ずる。冬季積雪時には、自動車の交通は停止する。

地質および鉱床 鉱床は、飛驒変成岩類中の含黒鉛黒雲母片岩中の黒鉛濃集部にあ
る。鉱体は、黒雲母片岩の構造が乱れ、小さな向斜構造らしい構造をつくる部分に多
く集まる。おもに柘榴石黒雲母片岩および晶質石灰岩に挟まれる。ほゞ南北 1.7km
にわたって分布し、1～8号までの坑道がある。鉱体はレンズ状で、膨縮、断続著し
く、平行して数条が発達する。方向は、E-WまたはNE-SWのものが多く、母岩の
平行構造とやゝくい違う。鉱床には、数多くの大小のアプライトを伴なう。

鉱体は、最大延長 10m、幅 4m、平均延長 10m、幅 50～100cm である。鉱石は、
土状または半鱗状、0.1mm 以下の結晶からなる。

品位・産額

1952(年)	1953	1954	1955	1956	1957
53%	54	54	54	54	54
705t	683	473	421	414	459

III. 2 石 灰 岩

深道石灰採掘場

富山県婦負郡山田村深道。交通状況は高清水鉱山に同じ。

第 8 表 各温泉分析表

温泉名	所在地	湧出量 (l/d)	源泉 温度 (°C)	pH	陽イオン				
					K'	Na'	Ca''	Mg''	Fe''
山 田	婦負郡山田 村湯村	1,090,000	45.7		15.7	572.7	282.3		
下ノ名	八尾町下ノ名	36,400	27.0	弱アル カリ性	0.32	29.73	16.94	4.35	0.15
湯ノ谷	東砺波郡庄 川町湯谷	302,400	39.9	8.8		275.19	208.85	15.57	0.02

飛驒変成岩類中の数条の晶質石灰岩の膨脹部を採掘する。北部では、ほゞ NW、南部ではほゞ NE に走り、傾斜は一定しない。最大幅 80m、長さ 400m 以上に達する。

1、2 の分析例をあげると次の通りである。

不溶残	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO
2.06	54.66	0.28	0.25	0.18
0.81	55.78	0.24	1.04	0.38
4.36	49.92	0.28	5.90	0.46

III. 3 垂 炭

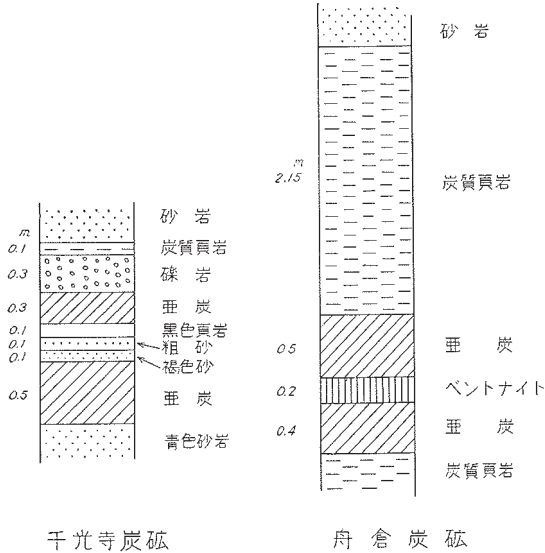
本図幅地域内の垂炭産地としては、舟倉炭砒および千光寺炭砒の 2 カ所がある。いずれも昭和 20 年前後に稼行されたが、現在は操業していない(第 18 図)。

舟倉炭砒 図幅地域南東部の大沢野町寺家南方にある。八尾累層榎ノ木礫岩層基底部の垂炭層を採掘した。炭質は褐炭または木質炭であるが、カロリーは高く 4, 700 ~ 4, 800 カロリーである。

千光寺炭砒 図幅地域西北部の砺波市千光寺南東方にある。音川累層下部の天狗山砂岩層中の垂炭層を採掘したことがある。炭質は褐炭または木質炭である。

(富山県:1957 による)

mg/l		陰イオン					主要塩類	蒸発 残渣 mg/l	泉質
Mn ⁺⁺	Al ⁺⁺⁺	Cl [']	SO ₄ ^{'''}	HCO ₃ [']	CO ₃ ^{''}	OH [']			
	23.71	216.3	359.3	14.9			NaCl(1,455.7), CaCl ₂ (499.4), CaSO ₄ (329.8), Al ₂ (SO ₄) ₃ (150.3)	25,013	弱食 塩泉
	0.08	35.46	36.36	41.28			CO ₂ (76.32), NaCl (57.98), CaSO ₄ (36.36), Hg(HCO ₃) ₂ (26.17), Ca(HCO ₃) ₂ (25.24), H ₂ SiO ₃ (20.80), HBO ₂ (2.0)	182.6	単純 泉
0.03	0.70	730.27	133.03		10.32	0.88	NaCl(6,199.69), CaCl ₂ (478.70), CaSO ₄ (122.34), HBO ₂ (88.13), MgSO ₄ (53.36)	1,836.5	含塩 化土 類、 硼、 酸、 弱食 塩



第18図 炭層柱状図(富山県:1957)(単位:m)

III. 4 温泉および鉱泉

本図幅地域内には、山田・下ノ名・湯ノ谷の各温泉のほか、正権寺・平林・高熊などの約10カ所の鉱泉がある。各温泉の泉質分析結果を第8表に示す。

文 献

地 形

- 1) 深井三郎：富山県の地形区分，自然と社会，No. 10，1953a
- 2) 深井三郎：富山平野とその地形発達，富山県の地理学的研究(1)，1958a
- 3) 深井三郎：中越山地の地形，地形区分とその一般的特色，富山県の地理学的研究(1)，1958b
- 4) 深井三郎：神通川及びその支流高原川の河岸段丘，富山大紀要，No.6，1958c
- 5) 渡辺 光：本邦の隆起三角州に関する考察，地理学評論，Vol. 5，No. 1，1929

地 質

- 6) 青木 斌・小林英夫：富山県高清水附近のキンツアイトの成因，地質学雑誌，Vol. 62, No. 730, 1956
- 7) 池辺展生：富山県高清水山地の地質，自然と社会，No. 5, 6, 1950
- 8) 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, 1955
- 9) 池辺展生・中世古幸次郎：富山積成盆地の新第三系層序の再検討，地質学雑誌，Vol. 61, No. 718, 1955
- 10) 池辺展生・松本 隆：北陸の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, 1956
- 11) 今村外治：富山県八尾附近に Operculina の産すること並びにこれと Vica-rya との関係，地質学雑誌，Vol. 38, No. 457, 1931
- 12) 今村外治：八尾第三紀層特に含有孔虫岩の分布について，地質学雑誌，Vol. 39, No. 465, 1932a
- 13) 今村外治：富山県下神通川流域の中生層について，地質学雑誌，Vol. 40, No. 477, 1933a
- 14) 今村外治：八尾統に関する 2, 3 の事実，地質学雑誌，Vol. 42, No. 503, 1935a
- 15) 今村外治：富山県地質概要，富山博物学会誌，No. 1, 1936
- 16) 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
- 17) 大石三郎：On the Occurrence of a Dipteridaceous Fern from the Tetori Series of Toyama Prefecture, Jour. Fac. Sci. Hokkaido I. U, Ser. IV, Vol. 6, No. 2, 1941
- 18) 大塚寅雄：富山県利賀村地方石灰岩調査報告，地質調査月報，Vol. 7, No. 1, 1956
- 19) 大山 桂：生物群から見た八尾層群の堆積環境と地質時代，地質調査所速報，No. 48, 1948
- 20) 大山 桂：Studies of Fossil Molluscan Biocoenosis, No. 1, 地質調査所報告，No. 132, 1950
- 21) 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, 1956
- 22) 桐井義博・津田禾粒：八尾層群より発見された哺乳動物の産状について，地質学雑誌，Vol. 60, No. 706, 1954
- 23) 小林英夫・外 7 名：飛騨変成帯北縁の八尾町南方に分布する花崗岩類の構造，地質学雑誌，Vol. 62, No. 725, 1956

- 24) Kobayashi, H. : On the Cumingtonite Plagioclase Rock of the Koshimizu District, Toyama Pref., Japan Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV, Vol. 8, No. 4, 1954
- 25) 坂下栄作：富山県産の化石目録，自然と社会，No. 18，別冊，1957
- 26) 坂本 亨・外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, 1957
- 27) 鹿間時夫・桐井義博：A Miocene Stegolophdon from Yatsuo Group in Toyama Prefecture, Trans, Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S. , No. 24, 1956
- 28) 千地万造：富山県八尾町附近における八尾層群の微化石層序について，地質学雑誌，Vol. 61, No. 715, 1955
- 29) 津田禾粒・千地万造：八尾附近の地質学的諸問題，地質学雑誌，Vol. 56, No. 656, 1950
- 30) 津田禾粒：偽礫の形成（八尾層群），新生代の研究，No. 11, 1951
- 31) 津田禾粒：富山県八尾町附近の地質，特に八尾層群に関する地史学的研究，新潟大理研報，Vol. 1, No. 2, 1953
- 32) 津田禾粒：岩相と古生物群よりみた黒瀬谷及び下戸累層の堆積環境について，地質学雑誌，Vol. 60, No. 706, 1954
- 33) 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, 1955
- 34) 津田禾粒：Fauna and Facies of Some Middle Miocene Deposits in Japan, Journal of Paleontology, Vol. 30, No. 4, 1956
- 35) 富山県：20万分の1富山県地質図および同説明書，1957
- 36) 中世古幸次郎：富山県南部の上部新第三紀層の層序，大阪大学理科報告，No. 2, 1953
- 37) 中世古幸次郎：富山県南部の上部新第三紀層の層序の修正，大阪大学理科報告，No. 3, 1954a
- 38) 中世古幸次郎：富山県南部の中新世放散虫化石群集について—日本新生代微化石層序学的研究その5，大阪大学理科報告，No. 3, 1954b
- 39) 中世古幸次郎：Miocene Radiolarian Fossil Assemblage from the Southern Toyama Prefecture in Japan. 大阪大学理科報告，No. 4, 1955a
- 40) 中世古幸次郎：富山県南部の新第三系の層序について，日本地質学会関西支部報 No. 26, 西日本支部報 No. 16(合併号)，四国部会高知大会特別号，1955b
- 41) 藤田和夫・中川衷三：富山県砺波地方の第三紀層，地質学雑誌，Vol. 54, No.

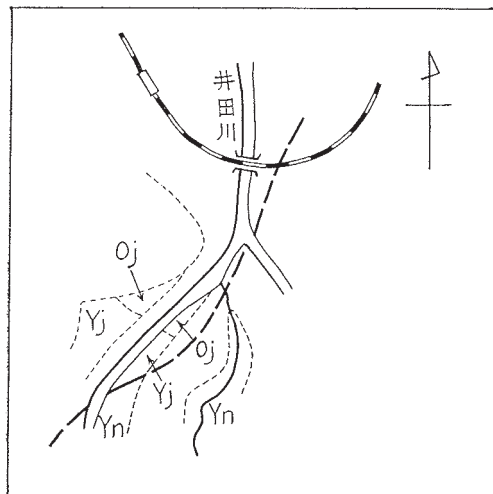
637, 1948

- 42) 横山次郎：石川・富山県下の第三紀層概観，地球，Vol. 14, No. 3, 1930
 43) 正谷 清：八尾統より新発見の鸚鵡貝類・化石アツツリヤについて，富山高
 校報国団誌，Vol. 4, 1943

応用地質

- 44) 安斉俊男：富山県高清水鉱山黒鉛鉱床調査報告，地質調査所月報，VoL. 3,
 No. 12, 1952
 45) 田久保実太郎・外2名：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垂炭鉱床—物理探査報文，富山県地下資源調
 査報告書(25年度)，1950
 46) 堀越義一：八尾町附近硫化鉄鉱区概査報告，富山県地下資源調査報告(昭和
 27年度)，1952

図幅の訂正箇所



婦負郡八尾町(市街地)Ojのところの色の誤り

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

YATSUO

Kanazawa, No. 28

By
TORU SAKAMOTO & TAMOTSU NOZAWA

(Written in 1956)

(Abstract)

GENERAL GEOLOGY

The area mapped is situated in the middle part of Hokuriku region, central Japan. The geologic succession in this area is resumed in Table 1.

Rocks exposed are mainly composed of Tertiary sedimentary and volcanic rocks, Funatsu granite, Hida metamorphic rocks and a little quantity of Mesozoic rocks. The Tertiary columns of this area, in addition to that of the adjacent area, have been preferred to one of the standard sections in the Tertiary stratigraphy of this country.

Table 1

Age	Stratigraphy	Crustal movement, Igneous activity and Paleontology		
Quaternary	fan and alluvial deposits	deposition of conglomerate		
	dissected fan and terrace deposits			
	higher terrace deposits			
	Kurehayama gravel bed			
Neogene Tertiary Pliocene ~ Miocene	Hokuriku group	Himi formation	Omma fauna } cold sea	↑ Upheaval and Subsidence caused alternatively with an axis of NEN-SWS trend
		Otogawa formation		
		Yatsuo formation	Yatsuo fauna } warm sea	
		lozen formation		
		Iwaine formation	volcanic activity of rhyolite	
		Nirehara formation	volcanic activity of andesite	
Cretaceous	Futomiya group	Transgression	↑ tilting movement toward the north with an axis of ENE-WSW trend	
		Denudation		
		Volcanic activity of rhyolite		
		Denudation		
Jurassic	Tetori group	Tetori flora	↑ overthrust fault	
		Forming of inland basin		
		Transgression		
Paleozoic ?	Funatsu granitic rocks	Dikes of porphyritic rocks		
		Unknown age	Hida metamorphic rocks	

Hida Metamorphic Rocks

These rocks comprise biotite-hornblende granodioritic gneiss, biotite granodioritic gneiss, amphibolite, dioritic gneiss, crystalline limestone, diopside diorite, biotite schist, graphite-quartz schist and aplitic rocks.

The structure of these rocks runs in the direction of NS, and is somewhat disturbed in the southern part.

Biotite-hornblende granodioritic gneiss comprises mainly biotite, green hornblende, plagioclase and microcline. Biotite granodioritic gneiss does not bear hornblende.

Thin lenses or bands of amphibolite and diorite are found abundantly in the granitic gneiss. Schistosity is conspicuous in these rocks. These rocks comprise mainly green hornblende, plagioclase and quartz.

Limestones are abundant. They are generally lenticular in shape and always coarsely crystalline. Skarn accompanied by these limestones comprises diopside, garnet, chondrodite, epidote, etc. Diopside diorite is always found forming a narrow contact zone of limestone and granitic gneiss. Diopside diorite comprises mainly diopside, plagioclase and quartz with or without microcline.

Biotite schist comprises mainly garnet, graphite, biotite, quartz and plagioclase. It often forms alternative bands composed of biotitic band and quartz-felsparthic band. It contains cummingtonitic hornblende in contact with diopside diorite or limestone.

Graphite-quartz schist is rarely found, and is purely composed of graphite and quartz.

Aplitic rocks, lenticular or veinformed in shape, comprise microcline, quartz, plagioclase with or without a little quantity of muscovite, biotite, or green hornblende.

Funatsu Granitic Rocks

These rocks comprise two bodies, Usunami granodiorite and Shokawa granodiorite.

These two granodiorites have similar character. Namely, they are leucocratic, often porphyritic with microcline porphyroblast, non schistose,

and in some part, rich in dioritic inclusions. They comprise mainly biotite, microcline, plagioclase and quartz. Often they are mylonitized.

Porphyritic Rocks

These rocks are intruded into Funatsu granitic rocks and Hida metamorphic rocks. Some of them are invaded by ramifying granitic veinlets. Therefore, some of these might have been formed during the plutonism of Funatsu granitic rocks.

MESOZOIC

Tetori Group

The Tetori group distributed in the southeastern corner of the mapped area is divided into the lower Ioridani-tōge conglomerate about 250m thick and the upper Inotani alternation of sandstone and shale about 300m thick. Lower and upper half are distributed separately, and the former overlies unconformably the granite, and the lower limit of the latter is cut off by the overthrust fault in the southern margin. Two members summarized as the Nagatogawa formation are continental deposits corresponding to the lower half of the upper part of the Tetori group. There are no marine deposits (the lower part of the Tetori group) in this mapped area. The plant fossils reported from the Inotani alternation are as follows :

Marchantites Yabei KRYSST.

Cladophlebis denticulata (BRONGN.)

C. lobifolia (PHILLIPS)?

C. argutula (HR.)

Ruffordia Goeperti (DKR.)

Onychiopsis elongata (GEYL.)

Czekanowskia rigida HR.

Nilssonia sp.

Ginkgoites cfr. *digitata* (BRONGN.)

Podozamites lanceolatus (L. & H.)

P. Reinii GEYL.

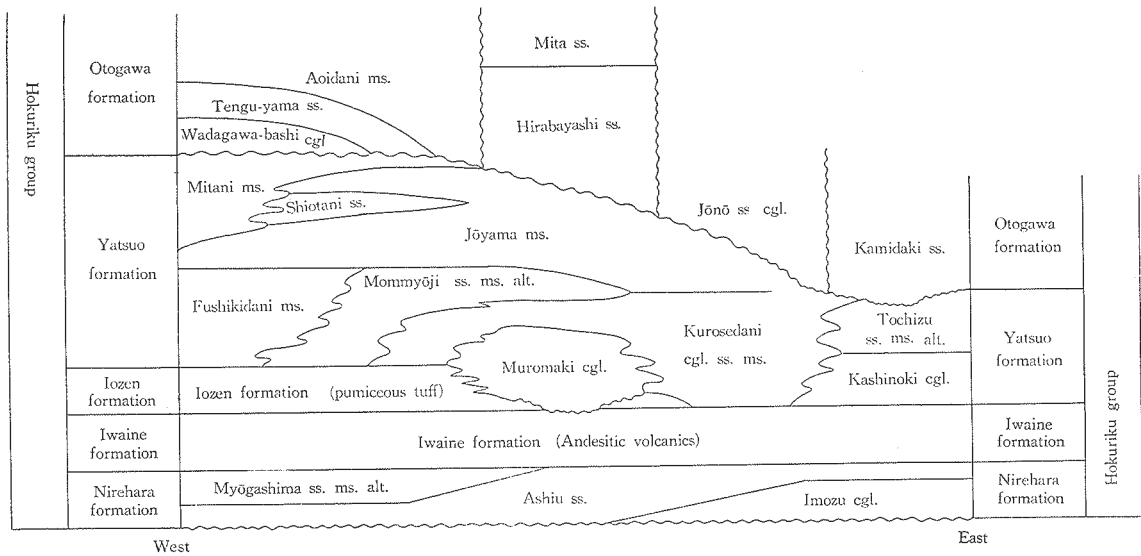


Fig. 1

CENOZOIC

NEOGENE TERTIARY

Hokuriku Group

The Hokuriku group is the Neogene Tertiary deposits widely developed in the Toyama-Kanazawa area. The stratigraphy of this group in the mapped area is shown in the following table :

The **Nirehara formation** is the deposits of the early stage of the forming of the Neogene sedimentary basin, and overlies the Hida metamorphic rocks and the Tetori group. The thickness attains to more than 300m in the eastern part and less than 150m in the western part.

The **Iwaine formation** mainly composed of andesitic lava, tuff-breccia and tuff is widely developed in the southern part of the Toyama sedimentary basin. The thickness of this volcanics attains to 750~1, 000m. 1) The fossils yielded from the uppermost part of the formation are shown in the table 4 (p. 28).

The **Izoen formation** localized in the western half consists chiefly of rhyolitic pumiceous tuff. The maximum thickness in this field attains to 200m in the western margin.

The **Yatsuo formation** is characterized by the remarkable facies change in the lateral and vertical trends. Abundant molluscan fossils such as *Vicarya*, *Vicaryella*, *Tellescopium* and *Geloina* are yielded from the lower and middle parts. 2) The fossils yielded from the formation are shown in the table 5 (p. 32~36). This fauna represents the middle Miocene. Mammalian fossils (*Stegolophodon tsudai*) are found from the basal part of this formation.

The **Otogawa formation** in the eastern area mainly consists of sandy sediments partially intercalated with conglomerate. In the western area, the basal part is composed of thin conglomerate (0~55m), the lower part is of sandstone (0~150m) and the main part is bluish sandy mudstone (700~1, 000m). 3) The fossils yielded from the formation are shown in the table 6 (p. 39).

QUATERNARY

Kurehayama Gravel Bed

This bed composed mainly of thick andesitic gravel bed overlies unconformably the upper part of the Hokuriku group. Few plant fossils have been found from the intercalated clayey bed. The thickness attains to more than 50m.

Dissected Fan Deposits and Terrace Deposits

Many terraces are developed along the Jinzu river and other small rivers in the hilly land. They are mainly composed of gravel beds.

Alluvium

Alluvial plain is mainly composed of gravel bed forming the fan on the Jinzu, Jōganji and Shō rivers.

ECONOMIC GEOLOGY

Koshimizu graphite mine

Several graphite veins and lenses in the biotite schist of Hida metamorphic rocks develop near Koshimizu, running in NS direction. The ore is fine crystalline graphite. Carbon content in crude ore is about 54% and the annual average production of these several years amounts to about 450 tons.

Fukado limestone mine

Crystalline limestone deposits of Hida metamorphic rocks have been worked. These deposits are max. 80X400m in outcrop, running in direction of NW-SE.

Lignite

Poor lignite beds are found in the basal parts of the Yatsuo and Otogawa formations, but not important economically.

Hot spring

There are three hot springs (Yamada, Shitanomyō and Yunotani) and many mineral springs in the mapped area.

昭和 35 年 10 月 1 日印刷

昭和 35 年 10 月 7 日発行

工業技術院
地質調査所
著作権所有

印刷者 向喜久雄

印刷所 一ツ橋印刷株式会社
