

550.85(084.32)(521.42/.43) [1 : 50,000] (083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

城 端

(金沢一第 27 号)

地質調査所

昭和 39 年

5 萬分の 1 地質図幅説明書

城 端

(金沢一第 27 号)

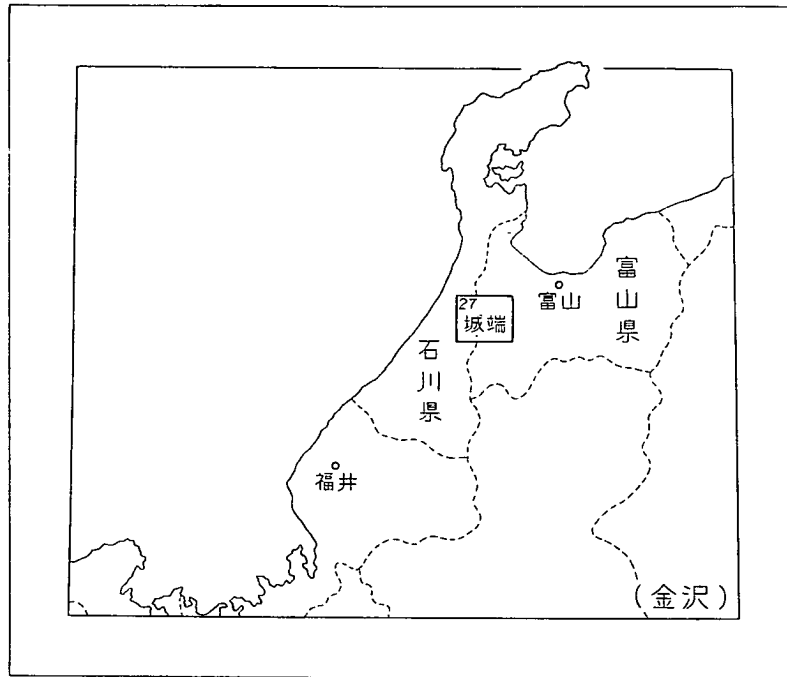
元通商産業技官 井 上 正 昭
通商産業技官 水 野 篤 行
通商産業技官 野 沢 保

地質調査所

昭和 39 年

目 次

位 置 図



() は 1 : 500,000 図幅名

I. 地 形	1
II. 地 質	3
II. 1 船津花崗岩 (庄川花崗岩)	3
II. 2 玢岩質岩石	8
II. 3 新第三系 (北陸層群)	9
II. 3. 1 概 説	9
II. 3. 2 楡原累層	18
II. 3. 3 岩稲累層	18
II. 3. 4 八尾累層	19
II. 3. 5 音川累層	22
II. 3. 6 氷見累層	26
II. 3. 7 埴生累層	27
II. 4 第四系	28
II. 4. 1 高位砂礫層	28
II. 4. 2 戸室火山噴出物	28
II. 4. 3 開析扇状地堆積物および段丘堆積物	28
II. 4. 4 沖積堆積層および扇状地堆積物	30
II. 4. 5 崖錐堆積物	30
III. 応用地質	30
III. 1 地下水	30
III. 2 温泉および鉱泉	31
III. 3 その他	31
文 献	32
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和37年稿)

城 端

(金沢一第27号)

本地質図幅の野外調査は、昭和30年に行なわれた。調査にあたって、新生界地域を井上・水野が、花崗岩地域を野沢が担当した。また、今井功・角靖夫両技官が、図幅地域北西部の補備調査を行なった。本説明書のうち、「地形」の項目の執筆は本所の坂本亨技官により、また、「地下水」の項目の執筆は村下敏夫技官によるものである。本図幅調査に関する岩石薄片の製作は、工作課大野正一技官・安部正治技官が担当した。火山岩類の検鏡にあたっては、沢村孝之助技官の援助をうけ、また、とくに応用地質関係の資料については、富山大学の藤井昭二講師から多くの援助をうけた。

I. 地 形

城端図幅地域は富山県の南西部に位置し、その西縁部は石川県下にまたがっている。図幅地域の中央、やゝ東よりには、礪波平野の南半部をいだし、その東側には赤祖父山から北へ続く井波山地および東礪波丘陵^{註1)}がつゞき、西側の富山・石川両県の県境地域には、医王山山地およびそれから北へ広がる南蟹田・俱利伽羅両丘陵が発達している。これらの各山地・丘陵地とも河岸段丘の発達は貧弱である。

井波山地 ^{いなみ} 図幅地域南東部の山地は、おもに新第三系下部の火山岩類からなり、赤祖父山(海拔 1,030m)を最高点とする急峻な山地である。礪波平野にのぞむ部分は、直線的な山麓線をもった急斜面となっている。山地内部には、庄川が深い峡谷をうがって北流している。

註1) 図幅地域内では、その一部しかみられない。

医王山山地 ^{いおうぜん} 図幅地域南西部の急峻な山地は、医王山（海拔 939.2m）を最高とする山塊である。この山地は、おもに、新第三系下部の火山岩類からなっている。山地の東縁は直線的な急崖をもって礪波平野に接している。医王山はかつて新しい火山とみられていたが、戦後の調査によって、これが中新統中部の火山岩類によって構成され、火山の原形をとどめていないことが明らかになった。なお、医王山の西側には、金沢図幅地域に主体をもつ第四紀の戸室火山の一部がみられる。

南蟹田丘陵 ^{みなみかんだ} 医王山山地の北方には、新第三系上部から第四系下部にかけての軟弱な堆積岩のつくる低夷な丘陵地域が広がっている。この丘陵内は多数の小河川によって放射状に刻まれている。丘陵は礪波平野にむかって弧状にはりだし、礪波平野を南北の2部分にわけている。

倶利伽羅丘陵 ^{くりから} 富山・石川両県の県境を形づくる倶利伽羅丘陵は、南蟹田丘陵の北西側にならんでおり、両者の間には末友一人母一高窪 ^{ひとう} をむすぶ低地帯がある。この丘陵も、おもに、新第三系上部の軟弱な地層からなっており、きわめて低夷で、多数の小河川に不規則に開析されている。最高点も、内山峠の南の山頂で 308.1 m にすぎない。

礪波平野 礪波平野は、南北約 35 km、東西 10~15 km の広がりをもった盆地状の平野であり、その南半部だけが本図幅地域内でみられる。この平野は、青島を扇頂とした庄川の広大な扇状地として、おもに形成されたものであるが、南縁の山麓部には山田川・小矢部川その他の小河川の扇状地も複合して発達している。城端以西の部分では、開析された小規模な開析扇状地もみられる。

庄川は著しく乱流する河道の不安定な河川であるが、現在は平野東縁に沿って流れる。小矢部川は北部では庄川の優勢な扇状地に圧迫されて、平野の西縁にかたよって北流している。

II. 地 質

本図幅地域内に発達する諸岩層および地史上の諸事項は、第 1 表に要約したとおりである。

II. 1 船津花崗岩（庄川花崗岩）

本図幅地域の南東隅に小面積をしめて分布する花崗岩は、飛驒変成岩の北縁および南縁を帯状にとりまく花崗岩の一部である。飛驒変成岩をとりまく花崗岩は、一括して船津花崗岩と呼ばれ、中生代初期の深成活動に属する。本図幅地域にあらわれる船津花崗岩を、庄川花崗岩と呼んでおく。

本岩は、本図幅地域において、もっとも古い基盤を構成し、隣接する八尾・白木峯および下梨図幅地域へつづく。本岩は、その分布の北西縁において第三紀層におおわれる。

庄川花崗岩は、一般の船津花崗岩といくらか異なって、全体として不均質で、優黑色の岩相が多い。一般には平行構造はない。しかし、栃原南方では、N40~60° E 方向に小断層が発達し、これに伴って、ミロナイト化作用が発達し、一種の平行構造をつくっている部分がある。包有物には、細粒角閃岩が多く、そのなかには平行構造をもつものがあり、方向は一定しないが、ほぼ N 70° W 方向に集まる傾向がある。

本岩の主要な岩石は、つぎのような岩型からなる。

- i) 粗粒黒雲母花崗閃緑岩（しばしば斑状）
- ii) 粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩
- iii) 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（しばしば石英閃緑岩）

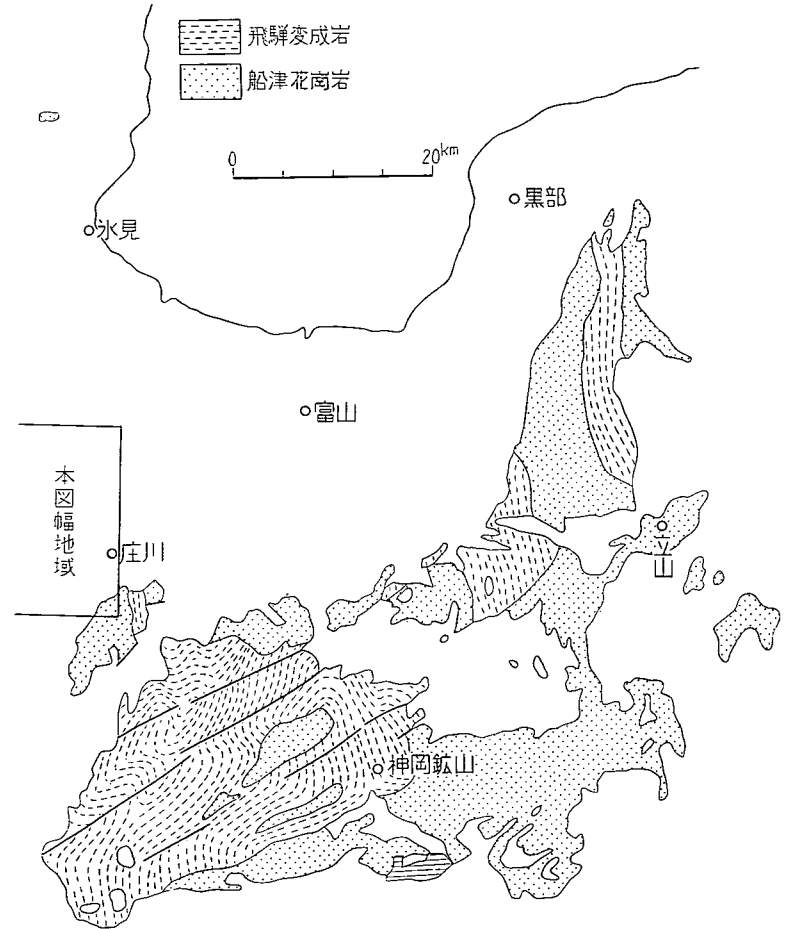
これらの岩型は、互いに漸移するものと考えられる。

粗粒黒雲母花崗閃緑岩は、船津花崗岩にもっとも普遍的な岩型であるが、本図幅地域には比較的少ない。鏡下でみると、おもに黒雲母・微斜長石・斜長石および石英からなり、少量の鉄鉱・燐灰石・チタン石・ジルコン様鉱物などを含む。黒雲母は、大きさ 2~4 mm、半自形で、ほとんど変質し、大部分は緑泥石に、一部は緑

第1表 地質総括表

時代	層序	記事
第四紀	沖積堆積物および扇状地堆積物	層状地性礫層の形成 北陸東部全体に亘ってENE-WSWを軸とした波曲的陸起、沈降、起伏の増大化 (第四紀の運動)
	間折扇状地堆積物および段丘堆積層	
	戸室火山噴出物	
	高位砂礫層	
新第三紀	殖生累層	北陸東部全体に亘ってENE-WSWを軸とした南側の傾動的陸起(新第三紀の運動) 湯成層? 海成層を主とする 海成? 海底? 火山噴出物を主とする
	氷見累層(大桑砂岩層)	
	音川累層 高壘泥岩層(砂山砂岩層) 高壘泥岩層(俱利伽羅地区) 下中砂岩層 吉倉泥岩層	
	蔵原砂岩層(岩尾滝凝灰岩層)	
	御峯泥岩層(三谷泥岩層) 土山凝灰質層(庄川地区) 砂子坂凝灰質互層(伏木谷泥岩層)	
	医王山火山岩層	
	岩穂累層	
	檢原累層	
	御峯砂岩層	
	蔵原砂岩層	
古生代?	船津花崗岩(庄川花崗岩)	隣接図幅地域には大美山層群(流紋岩類)・手取層群(両層群とも中生代層)がある。

[] をつけたものは隣接図幅地域のもの



第1図 飛騨山地の基盤岩類の分布と本図幅地域の位置

簾石あるいは葡萄石に交代される。微斜長石は、径 20 mm 以上の斑晶となる場合もあるが、多くは、径 0.3~1.0 mm の細粒あるいは 2~5 mm の半自形、あるいは他形を呈してあらわれ、微斜長石構造が著しい。斜長石は、径 2~4 mm の半自形で、変質するが、成分はほぼ灰曹長石である。全般に変質が著しく、方解石・緑泥石・緑簾石などの細脈の発達する部分が少なくない。

粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩は、やや優黒色で、本図幅地域ではかなり広い分布をしめし、庄川沿岸でよく観察される。黒雲母花崗閃緑岩に似ているが、径 2~5 mm の緑色角閃石があらわれ、変質した黒雲母を伴う。微斜長石の量が減り、斜長石はいくらか灰長石成分をます。

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩は、粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の一部にみとめられるもので、栃原南方の庄川沿岸で各地にみとめられる。粗粒のものより、さらにやや優黒色で、黒雲母は変質し、ごく少量角閃石に附着するにすぎなくなり、微斜長石も減り、部分的には石英閃緑岩質になる。

このような岩型のほかに、ペグマタイトは比較的乏しいが、半花崗岩脈はしばしばあらわれる。なかには、閃緑岩質角礫を多数包有してアグマタイト質になっているものもある。

包有物は、しばしばみいだされ、部分的に群集することもある。大部分は径 1~10m のまるみをおびた不規則な団塊、あるいは幅数 10cm~数 m の層状をなす細粒閃緑岩である。細粒閃緑岩は、おもに緑色角閃石および斜長石の大きさ 3~5 mm 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。しばしば粗粒の閃緑岩もみとめられ、角閃石は大きさ 1 cm に達し、双晶することもある。また、さらに細粒の、角閃岩という方が適当な岩石も少量みとめられる。

前にのべたような一般的な岩型のほかに、小面積を占めて、つぎのような特異な岩型が 1, 2 みとめられる。

チタン石含有黒雲母角閃石閃緑岩 栃原南方 2 km の庄川沿岸でみいだされる。本岩は、細粒、やや優黒色の不均質な岩石で、鏡下でみると、おもに黒雲母・緑色角閃石・チタン石・斜長石および少量の石英を含む。ごく少量の燐灰石・鉄鉱およ

びジルコン様鉱物を含む。黒雲母は、径 0.5~2 mm、ほとんど変質し、大部分は緑泥石に、一部は葡萄石あるいは緑泥石化する。角閃石は、長さ 5~10mm の針状または 0.5~2 mm の柱状で、周辺から緑泥石化し、核部に緑色角閃石をのこす。斜長石は、ほぼ自形、径 1~2mm、変質が著しく、白雲母が形成されている。成分はほぼ中性長石である。特徴的にチタン石に富む。チタン石は、他形、径 2~3mm、部分的に群集する傾向がある。一般に方解石細脈も多い。

細粒黒雲母花崗閃緑岩 同じく栃原南方では、細粒黒雲母花崗閃緑岩が分布する。本岩は細粒、赤桃色を帯びた優白色で、鏡下でみると、おもに黒雲母・斜長石・微斜長石および石英からなる。黒雲母は、ほとんど緑泥石化し、一部に斜方黝簾石を含む。斜長石は、径 0.2~1 mm、変質が著しく、白雲母が形成される。成分はほぼ灰曹長石である。微斜長石は、細粒であるが、微斜長石構造が発達し、新鮮である。

相互関係および成因的考察

上に述べたように、本図幅地域の船津花崗岩は、各種の岩型を含み、著しく不均質である。船津花崗岩は、一般にはつぎのように 2 分される。

{	船津型	おもに黒雲母花崗閃緑岩
	下之本型	おもに角閃石(黒雲母)石英閃緑岩

本図幅地域の船津花崗岩がいずれの型に属するかは明瞭でない。船津花崗岩は、一般には、飛驒変成帯の南縁で両型の区別は比較的明瞭である。しかし、北縁では、一部では明瞭であるが、他の部分では、各種の中間型およびこの両型からはずれた岩型に富んだ複雑な岩体をつくる。本図幅地域に分布するのはこのような複雑な岩体である。ついでにいうと、本図幅地域に隣接する八尾あるいは五百石図幅地域においても、このような複雑な岩体が分布している。

中間的な岩型のなかには、黒雲母角閃石花崗閃緑岩のように、下之本型の角閃石黒雲母石英閃緑岩にカリ長石が交代形成されて、赤桃色の船津型岩石との中間的な岩型になったと考えられる場合もある。

船津型および下之本型のいずれからみてもはずれる岩型のなかには、既存の岩石の影響と考えられるものもある。たとえば、層状の構造をもった閃緑岩や、チタン石含



図版1 船津花崗岩のミロナイトとそのなかのペグマタイト
花崗岩は、著しくミロナイト化しているのに、ペグマタイトにはミロナイト化作用が弱く小断層で切られている。これらのペグマタイトはミロナイト化作用の末期あるいはその後の進入と考えられる

有黒雲母角閃石閃緑岩は、それぞれ角閃岩（おそらく塩基性火山岩に由来する）および石灰質堆積岩に影響されたと考えられる。

船津花崗岩は、また、ミロナイト化した部分が局部的ではあるが、かなり広く分布している。ミロナイトのなかに分布するペグマタイト脈は、しばしばミロナイト化作用をまぬがれていることがあるので、ミロナイト化作用は、船津花崗岩の活動末期に形成されたと考えられる。本図幅地域では明らかでないが、飛驒変成帯の上昇に伴う変位運動に起因するものではないかと考えられる。

II. 2 玢岩質岩石

本岩は、船津花崗岩のなかに、数多く分布し、岩脈状の外形をもつ。このうち

で、あるものは明らかに船津花崗岩を切る岩脈であるが、他のものは周囲の花崗岩の細脈によって逆に貫かれ、多少とも花崗岩による変成作用をうけ、著しいものは角閃岩質になる。船津花崗岩を明らかに切る岩脈は、優黒色、緻密、壁岩の節理に平行して貫入する傾向があり、壁岩と共通せず境界に対して垂直な節理をもち、急冷縁がある。花崗岩の影響をうける岩脈は、一種の包有物で、岩相の変化に富み、節理は壁岩と共通し、急冷縁はない。

鏡下でみると、玢岩質岩石の代表的な試料では、斜長石を斑晶とし、石基は拍子木状の斜長石を含み、少量の輝石粒(?)を伴う。斑晶の斜長石は、自形、大きさは4~10mmで累帯構造および双晶がよく発達し、成分はほぼ中性長石または曹灰長石のようであるが、一般に変質が著しいので確かでない。石基では、斜長石は大きさ0.2~0.8mmの長柱状を呈し、成分はほぼ中性長石である。全体として、変質が著しく、緑泥石が形成され、斜長石の間隙をうめている。

また、このほか、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。

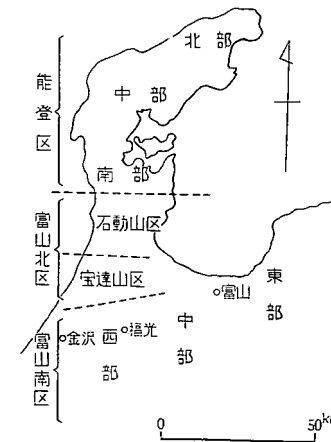
このような玢岩質岩脈の活動は、船津花崗岩の深成活動の途中ではじまり、深成作用の終結後までつづいたと考えられる。ただし、玢岩質岩脈のなかには第三紀以後の若い岩脈もいくらか含まれている可能性がある。岩質が類似して区別しにくい

場合がある。

II. 3 新第三系（北陸層群）

II. 3. 1 概 説

北陸地方東部に広く発達する新第三系は北陸層群と総称されている¹¹⁾。そして、同地方は北陸層群の層相、構造上の特徴にもとづいて第2図に示すような地域区分がなされている⁷⁾。本図幅地域を含む富山南区（あるいは富山積成盆地南縁部）では、地域ごとにかなりの岩相、厚さの多様性を



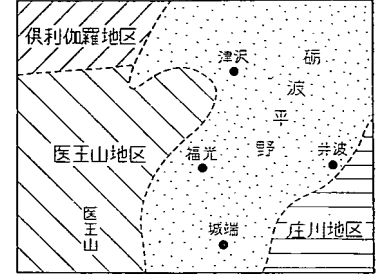
第2図 北陸地方東部の地域区分
紺野・坂本・石田(1961)による

第2表 富山南区における累層区分

時代	標準層序	厚さm	岩相	化石	火山活動	構造運動	
中新世 — 更新世	現扇状地礫層	100+	扇状地礫層	汽水・淡水性動物植物化石	立山・戸室火山噴出	北北東-南南西方向の軸による隆起・沈降を主とした波曲運動	
	旧扇状地礫層	100+					
富山層群	奥羽山礫層	200+					
鮮新世 — 中新世	植生累層	250±	礫岩・砂岩	大桑フオーナ	酸性凝灰岩を主とする凝灰岩 安山岩質凝灰岩 凝灰角礫岩	東北東-西南西方向を軸とした南側の隆起、北側の沈降の傾動的運動	
	水見累層	300-	砂岩・シルト岩	主部・泥帯柱状化石 基底部・音川フオーナ			
	音川累層	600-	無菌理青灰色泥岩	泥帯柱状化石			
		700-	主としてシルト岩				
	八尾累層	700~1000	砂岩泥岩互層	八尾フオーナ			
		1000-	凝灰質互層 凝灰角礫岩 石英安山岩 流紋岩	最上部では八尾フオーナ			
			1000±				安山岩質礫岩 凝灰角礫岩 凝灰岩
	岩稻累層	400-	主として礫岩				
	太美山層群	?	流紋岩・凝灰角礫岩				

坂本・今井・水野・角・井上(1958) — 一部節略略化してある —

しめしているが、大局的にみれば、ほぼ一定の層序をしめし、このことにもとづいて第2表にしめすような累層区分が提案されている¹¹⁾。本書ではこの区分にしたがって記述する。



第3図 図幅地域における3地区

さて、本図幅地域は上記の地域区分で、富山南区の西部の東半および中部の西端にあたり、また、一部(北西部)は富山北区の宝達山区への類似性をつよくしめしてい

る。すなわち、北陸層群の発達状況からみると、本地域は第3図にしめすように、便宜上、3地区に分けられ、そのおのおので層序、岩相、厚さが多少異なっている。すなわち、医王山地区では八尾累層下部以上の全北陸層群が発達する。こゝでは楡原・岩稻両累層は地下に伏在する。両累層をのぞき、北陸層群の厚さは、1,000 m 以上である。また、この地区の北陸層群は金沢図幅地域のそれ⁵⁾に層序、岩相ともよく似ている。庄川地区では楡原累層以上八尾累層の中下部まで(厚さ1,600 m 以上)が露出する。それ以上は礫波平野の沖積地下に没するために不明であるが、わずかにあらわれている八尾累層が八尾図幅地域西部のそれの特徴をもっていることから考えて、同累層以上の北陸層群は医王山地区のものとは違って、八尾図幅地域西部のもの¹²⁾と似ていると思われる。一方、伊利伽羅地区では北陸層群の上部のみが分布している。すなわち、厚さ1,500 m 以上に及ぶ、音川累層中上部以上植生累層までの地層が露出するが、そのうち、音川累層の岩相、厚さは医王山地区のそれとは著しく異なり、むしろ北方の石動図幅地域南部のものとの類似性をしめしている。音川累層下部以下の北陸層群はこゝには露出せず、地下に伏在するが、その特徴はおそらく石動図幅地域南部のもの共通していると思われ。

第4図は北陸層群の柱状図を地域別にしめたものである。

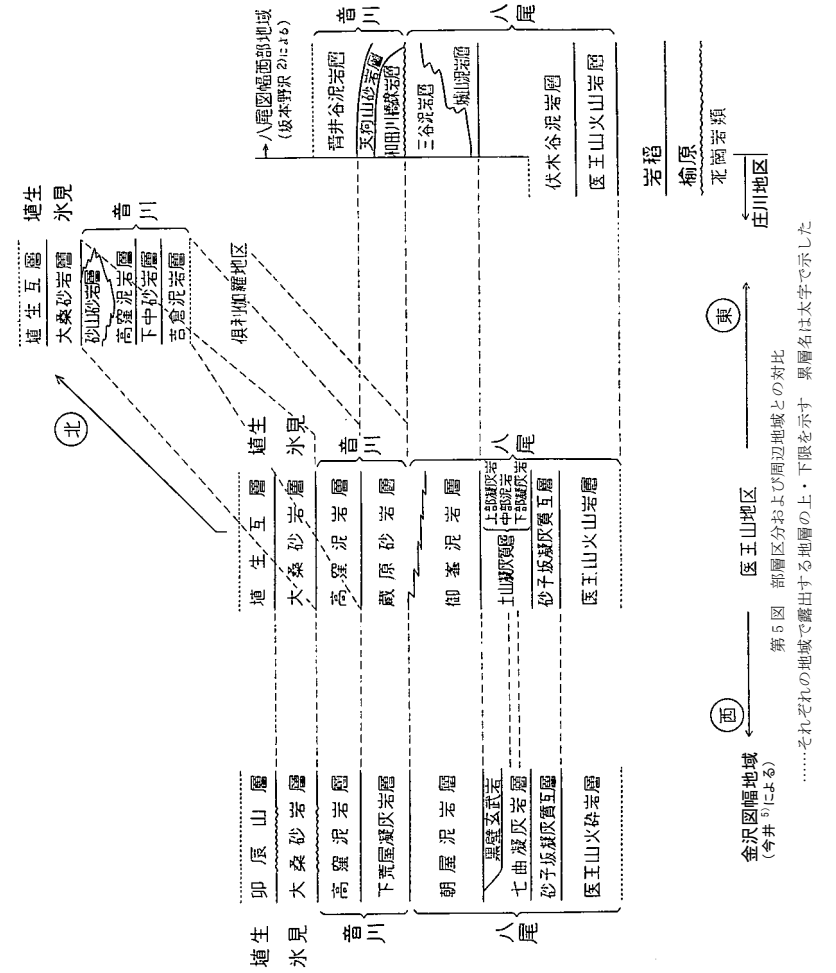
諸累層はさらにくわしい特徴にもとづいて部層にわけることができる。上述のように地区ごとに特徴を異にする累層については、それぞれの地区で、異なった部層区分がなされることになる。部層区分にあたっては、本図幅地域内で以前になされたもの(おもに文献2による)を大体踏襲することにした。それぞれの地域の部層

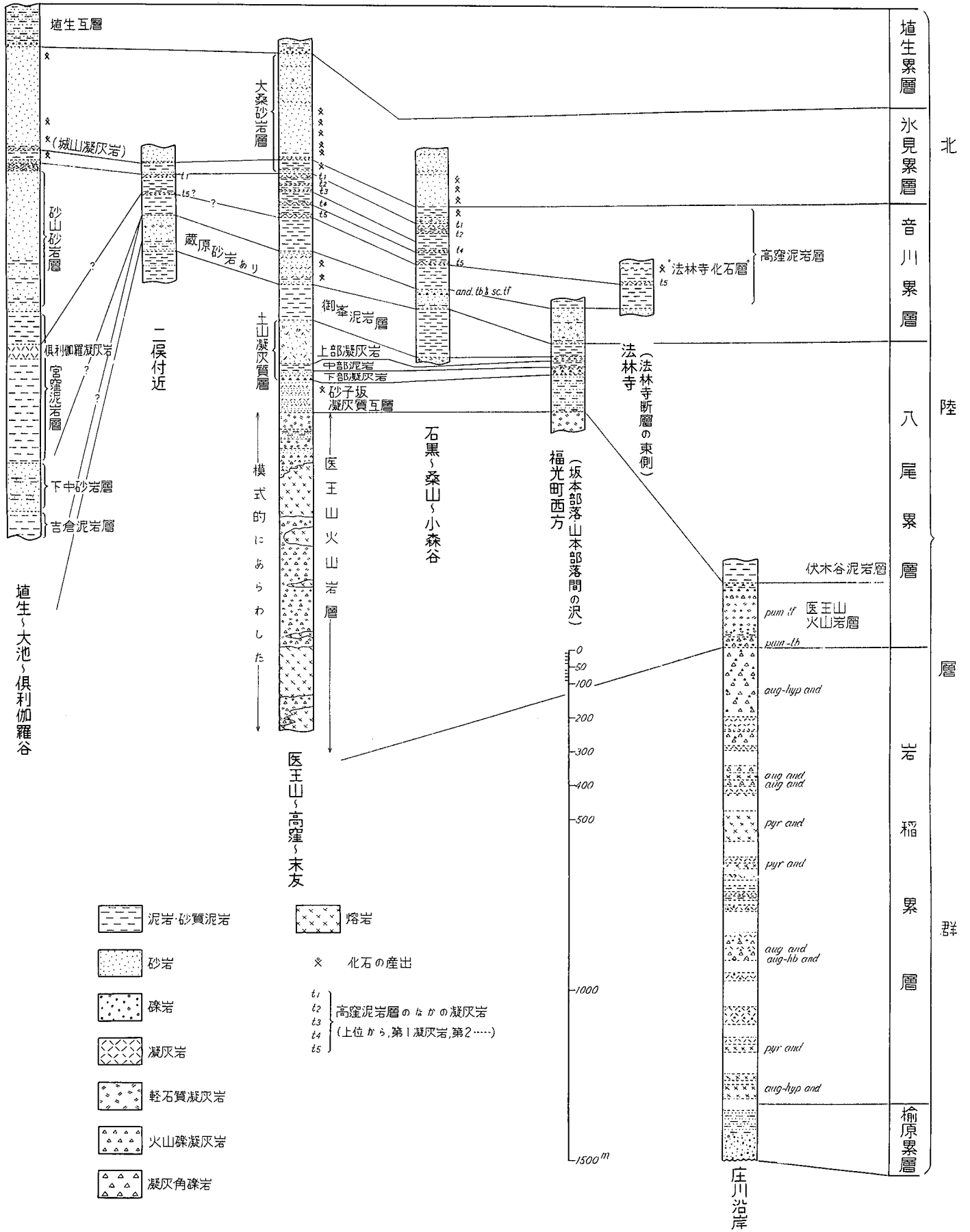
名ならびに層序関係は第5図にしめたとおりである。この区分については多少問題のあるところもある。たとえば、医王山地区と金沢図幅地域とは、一応異なる区分をしたが、層序、岩相の酷似性を考慮すると同一の区分をした方が妥当であろう。これらの問題については、周辺の関係諸地域の層序、岩相を総括的に検討したうえで解決をはかる必要がある。

隣接諸地域との対比については、本調査の結果、つぎの2, 3のことが新しく明らかにされた。①土山凝灰質層下部に特徴のある流紋岩質軽石流の堆積物があり、これは八尾図幅地域西部の山田中凝灰岩下部にも含まれている。また、金沢図幅地域の「医王山累層」最上部にもある。上下の地層の累重状態から考えて、これらが互に対比されることは確実である。②土山凝灰質層の中部泥岩は、金沢図幅地域の七曲凝灰岩層の中下部に挟まれる数mの泥岩に確実に対比される。

第3表 各層産の主要貝化石表

累層名・部層名	おもな種類	備考	
植生	ない		
水見	<i>Turritella saishuensis</i> , <i>Yoldia notabilis</i> , <i>Anadara amicola</i> , <i>Glycymeris yessoensis</i> , <i>Patinopecten kurosawaensis</i> , <i>Venericardia ferruginea</i> , <i>Mercenaria simpsoni</i> , <i>Pseudoamiantis tauyensis</i> , <i>Spisula sachalinensis</i> , <i>Mya cuneiformis</i>	寒流系、ほとんど全層に含まれる	
音川	高窪	<i>Glycymeris</i> cf. <i>vestita</i> , <i>Patinopecten yessoensis</i> , <i>Anadara amicola</i> , <i>Dosinia japonica</i> , <i>Umbonium akitanum</i> , <i>Turritella saishuensis</i> , <i>Bitium ozawai</i> , var., <i>Babylonia elata</i> , <i>Lora pseudopanna</i>	第5凝灰岩の上位約30m, “法林寺化石層” そのほかは非常に少ない
	蔵原	<i>Anadara yunotaniensis</i> (MS.), <i>Patinopecten kagomianus</i> , <i>P. kimurai</i> , <i>Sinum yabei</i> , <i>Coraeophos iwakianus</i> , <i>Panax izumoensis</i> , <i>Dentalium yokoyamai</i>	化石多い
八尾	御嶽	<i>Lucinoma acutilineatum</i> , <i>Leptothyra kurodai</i> , <i>Nucula nipponica</i> , <i>Mya cuneiformis</i> *, <i>Dosinia kaneharai</i> *, <i>Phaxas izumoensis</i> *, <i>Coraeophos iwakianus</i> *, <i>Surculites yokoyamai</i>	最上部には蔵原層と同様な化石(*をつけた)が出るが、一般には少ない
	土山	<i>Propeamusium tateiwai</i> , <i>Nuculana</i> cf. <i>nidatoriensis</i>	化石は非常に少ない
	砂子坂	<i>Protoratella yuantaniensis</i> , <i>Turritella neiensis</i> , <i>Babylonia kokozurana</i> , <i>Chlamys nisutaniensis</i> , <i>Anadara watanabei</i>	いわゆる八尾一門ノ沢動物群の構成種からなる
岩 種			
楡 原	ない		





第4図 北陸層群の柱状図

第4表 各層産の微化石と分帯

累層名 部層名	北陸東部の新第三系 全体についての Zone	本図幅地域医王 山地区中央部 での Zone	おもな種類 (優勢種)
植生	---	---	
水見	Elphidium-Cassidulina zone	Elphidium clavatum zonule	<i>Buccella frigida</i> , <i>Balimina marginata</i> , <i>Balimina</i> cfr. <i>deussata</i> , <i>Cibicides refulgens</i> , <i>Elphidium bartletti</i> , <i>E. clavatum</i>
音川	高窪 Radiolaria-R.F. zone	NF	
	葦原 <i>Uvigerina</i> - <i>Martiniella</i> zone	?	← (<i>Haplophragmoides</i> sp. のみ)
八尾	御嶽 <i>Martiniella</i> zone	<i>Balimina</i> <i>marginata</i> <i>adelaidana</i> zonule	<i>Angulogerina</i> cfr. <i>kokuzuraensis</i> , <i>Balimina</i> cfr. <i>dilatata</i> , <i>B. marginata adelaidana</i> , <i>Buccella makiyamae</i> <i>Cassidulina margareta</i> , <i>Cibicides</i> sp. B
	土山		
尾	砂子坂 <i>Nonion-Rotalia</i> zone	<i>Nodosaria longicosta</i> zonule	<i>Nodosaria longicosta</i> , <i>Cibicides dohertyi</i> , <i>Cibicides</i> sp. A, <i>Cassidulina yabei</i> その他, <i>Operculina complanata japonica</i> , <i>Miogyopina katoi</i>
	医王山		
岩橋			
檜原			

(千地, 1961¹⁾ による)

化石層序学的資料については、従来のそれに、とくに新しく追加すべき資料はえられなかった。第3表は貝類化石について各層ごとに主要種をしめしたものである。微化石については、最近の研究として、千地¹⁾の資料がある。第4表に、同氏の研究結果を引用して、微化石の主要種ならびに微化石による分帯の結果をしめした。

以上の含有化石群の特徴からみて、八尾累層は中新世中期、音川累層は同後期～鮮新世初期、水見累層は鮮新世中～後期、植生累層は同末期と一般に考えられている。そして、北陸層群全体として、ほぼ新第三紀全体にわたるものとみてさしつかえない。

北陸層群の累重状態を野外でよく観察でき、かつ交通便利なところはいくつかある。医王山地区では東蟹田村人母から南方へ、高窪・砂子谷・小又各部落をへて、

砂子坂にいたる道路切割および砂子坂から南方へはいる医王山北側の沢であり、こゝでは八尾累層から水見累層下部までの層序断面をほとんど連続的に観察することができる。

庄川地区では、檜原累層～八尾累層下部を庄川沿岸（一部図幅地域外）でみることができる。また、倶利伽羅地区では、旧北陸街道が、あまり露頭はよくないが、植生累層～音川累層を観察できる手軽なルートである。

地質構造 富山南区の北陸層群の形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、北側が沈降するような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¹¹⁾。しかし、本図幅地域では、上述の運動のほかにもう一つの運動、すなわち、礪波平野を境いとする、東西の岩相の違いをみちびいた運動も注目されなければならない。

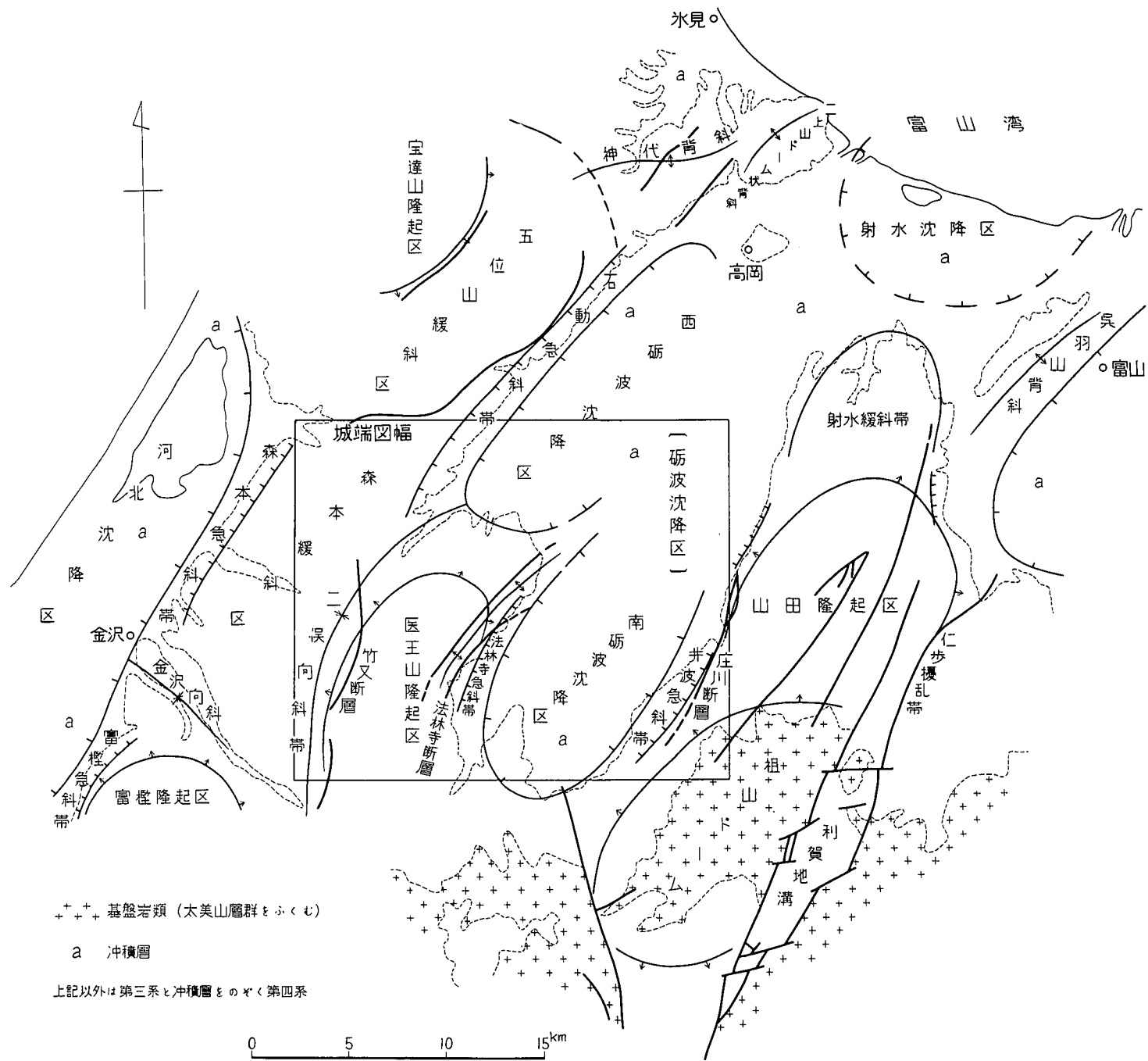
さて、本図幅地域および周辺において現在みられる地質構造について、構造区分をおこなうと、第6図にしめすようになる。また、各構造区における構造形態は第7図にしめすとおりである。これらの構造は、植生累層積成後、第四系積成前にはほぼ完成したと考えられる。

第7図にみられるように、富山一金沢間の地域では、一般に東西方向に隣りあっている構造单元（隆起区・緩斜区・単斜区・沈降区）の境界付近で、地層が急斜、ときには擾乱し、また断層を伴うこともある。本図幅地域においてもこのことは明らかにみとめられる。第8図は本地域の構造を模式的にしめしたものである。

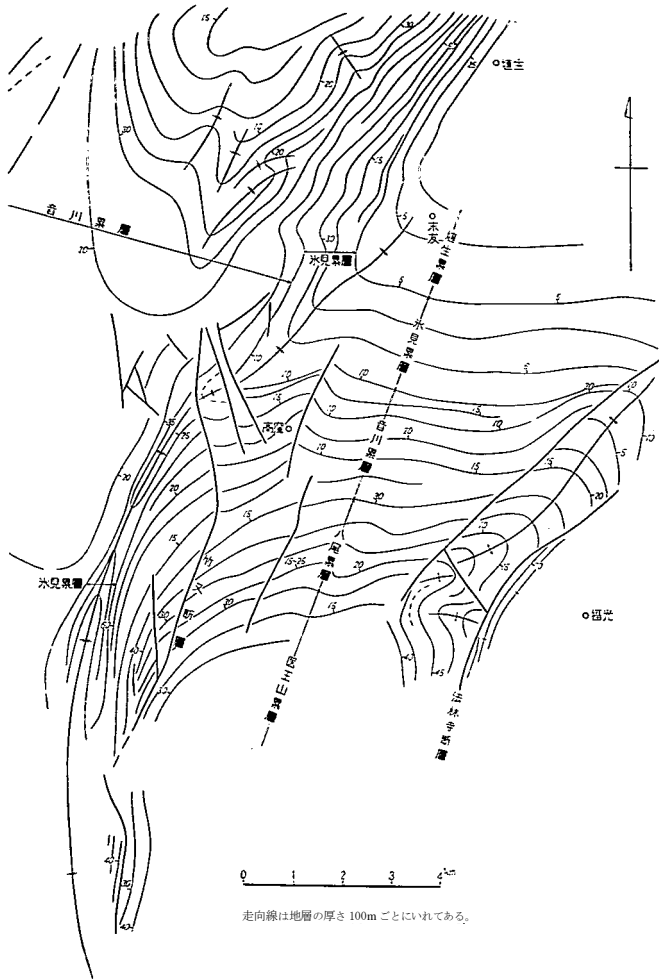
医王山地区では、医王山隆起区の、南側に開き、北側にゆるく沈む半ドーム構造が顕著にしめされている。この構造はいままで鼻状構造とよばれてきたものである。地層の傾斜は、一般に、隆起区の中中部以南では15～20°、ときには30°に達する。また、北部では5～10°（一般にその北部ほどゆるくなる）である。隆起区の東西両側はそれぞれ断層によって階段状におちこむ法林寺急斜帯および二俣向斜帯である。とくに前者では地層の傾斜は60～90°である。

庄川地区は、祖山ドームの北西翼にあたって、地層は概して北西方に単斜（20～30°）し、地区の北西部では、庄川断層をへだてて、井波急斜帯をつくっている。

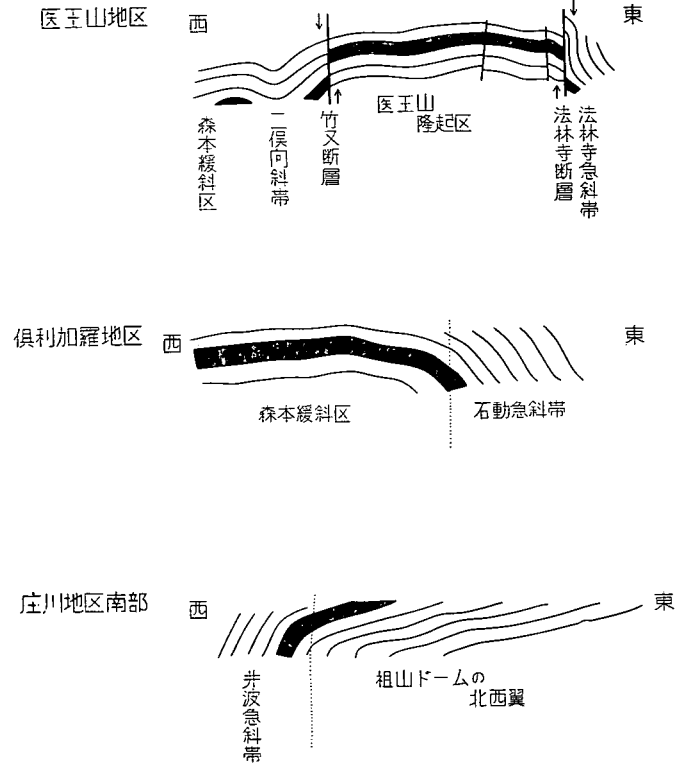
倶利伽羅地区は、金沢図幅地域から北東方にのびる森本緩斜区の一部にあたる。同緩斜区ではきわめてゆるい波曲がみられるが、それが西礪波沈降区と接するとこ



第6図 本図幅およびその周辺の構造区分図 (坂本亨原図)



第7図 医王山地区・俱利伽羅地区の構造図 (坂木亨原図)



第8図 各地域の模式的断面図

ろでは、石動急斜帯となって、地層は一般に東南東方に30~60°傾いている。

礪波平野地域では新第三系は第四系の下に伏在するためにその構造は不明であるが、周囲の山地の構造から推定すると、西礪波・南礪波の両沈降区が存在がほぼ確実である。両区ともおそらくいわば洗面器の底のような構造をとっていると考えられる。

II. 3. 2 楡原累層

楡原累層は北陸群層の最下部をしめ、つぎの岩稲累層のしめす、はげしい火山活動の先立った盆地の形成初期の非火山性堆積物である。本累層は庄川地区で基盤の花崗岩類の上に不整合関係で横たわっている。医王山地区ではおそらく地下深く伏在する。

本累層は八尾図幅地域と同様な発達状況をしめす。露出地域が狭いために、また露頭が悪いために、本累層のくわしい性質を知ることはできないが、おそらく厚さ200m±と推定され、そして下部は含礫砂岩、上部は砂岩がちの砂岩泥岩互層と思われる。前者の含礫砂岩は粗粒、淘汰不良、塊状で、礫はおもに赤色チャートの細礫ないし中礫大の円礫からなる。後者の砂岩は花崗岩質、中粒、均質で淘汰がよい。以上のような岩相・層序の特徴は八尾図幅地域西半部の本累層のそれと一致しており、それぞれ、同地域で区分されている芦生砂岩層および若ガ島砂岩シルト岩互層¹²⁾に相当するものと考えられる。

II. 3. 3 岩稲累層

本累層は庄川地区に露出するだけであるが、礪波平野と庄川との間の最高1,000mを超える急峻な山地をつくり、そこでは露出状況が著しくわるい。楡原累層の上に整合に重なるもので、おもに安山岩質の熔岩・火山砕屑岩類からできている。厚さ1,400 mに及ぶ。しかし、最初に述べたようなことのために、そのほぼ全断面をみることができるのは庄川沿岸（一部八尾図幅地域にはいる）だけである。以下の記述は第4図にしめた庄川沿岸における資料にもとづくが、山地の断片的な資料をみると、おそらく庄川地区全体にわたって適用されるもようである。

本累層はおもに各種安山岩の熔岩・凝灰角礫岩・火山円礫岩・凝灰岩からなり、一部に石英安山岩質のものも含む。また、そのほか、凝灰質泥岩・砂岩も挟まれる。岩相のよりくわしい特徴から、垂直的に、下部・中部・上部に3分できるが、各部の境いは野外で明確にきめることはできない。また、同様な厚さ、層序で地区全体にひろがっているかどうかは疑問である。

下部：熔岩は概して少なく、凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・凝灰岩が大部分をしめる。そして、これらには、普通輝石角閃石安山岩質または両輝石安山岩質のものが

多い。ときには同岩質の熔結凝灰岩と思われるものもある。

中部：暗灰色の泥岩が多く、そのほかに、安山岩質の火山礫凝灰岩・凝灰岩、ときには凝灰角礫岩が含まれている。

上部：中性ないし塩基性の安山岩質の熔岩と各種の火山砕屑岩類とによって代表され、概して下部よりは塩基性である。大局的にみれば、上部の下半には普通輝石安山岩の熔岩が多く、上半には両輝石安山岩質の凝灰角礫岩が多い。

II. 3. 4 八尾累層

本累層は前記累層の上に整合に重なる。おもな露出地域は医王山地区であり、庄川地区ではその下部がわずかに分布するにすぎない。両地区で厚さ、岩相が異なるため、しかもその間に、本累層が伏在する礪波平野があるために、両者の間の対比関係については明瞭でない。両地区の層序、岩相、厚さ、ならびに地層区分については第4、5図を参照されたい。

医王山地区の八尾累層

本地区の八尾累層は層序はどこでも大体同様であるが、厚さは地域によりかなり変化する。

医王山火山岩層 本層は「医王山累層」あるいは「医王山火砕岩層」ともよばれたことがある。岩稲累層との境いは本地域ではみられないが、南接の下梨図幅地域の北部にはあらわれている。厚さ最大1,000 mに達し、おもに流紋岩およびそれらの凝灰角礫岩からなり、上部に火山円礫岩を伴う。下部には流理構造をもつ熔岩が多い。中部・上部にも数枚の熔岩流がみられるが、大半は角礫に富んだ淡緑色の軽石質凝灰角礫岩からなる。つぎにさらにくわしく岩相を述べる。

本層の下部では、角閃石の長大な結晶をもつガラス質石英安山岩が流紋岩と互層する。下部の熔岩中には枕状構造をもつものが多く、海底噴出の結果と思われる。中部の熔岩は流紋岩からなり、多孔質な部分と緻密な部分とが縞模様をつくっている。この熔岩は南北にならんだ山頂部をしめている。また東麓には急斜した流紋岩が数枚あるが、その層準は不明である。

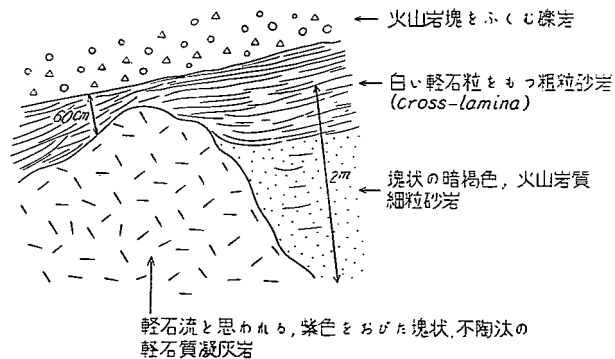
最上位の熔岩流は黒瀑山をつくる厚い黒色のピッチストーンである。これより上位

は5~10 cm 単位の流紋岩質角礫・亜角礫からなる火山礫岩・流紋岩質火山砂・細粒凝灰岩の互層である。本属の最上部には厚さ50mに及ぶ軽石層がある。

砂子坂凝灰質互層 医王山火山岩層の上に整合漸移的に重なる。厚さは60~130 mである。全体として凝灰質で中~粗粒砂岩と灰白色の層灰岩のそれぞれ厚さ2~10mの大幅互層からなり、ときに暗灰色の凝灰質泥岩を伴う。砂岩は風化すると特有の暗黄褐色をしめし、軽石粒・黒曜石破片・流紋岩質角礫および同亜角礫を含むことが特徴である。上部の砂岩には化石が多く含まれ、つぎのようなものがしられている²⁾。 *Protorotella yuantaniensis* MAKIYAMA, *Turritella neiensis* IDA, *Babylonia kokozurana* YOKOYAMA, *Chlamys nisataiensis* OTUKA, *Solidicorbula nisataiensis* (OTUKA), *Anadara watanabei* (KANEHARA) (以上貝類); *Operculina complanata japonica* HANZAWA (大型有孔虫); *Comptoniophyllum naumanni* Nat. (植物); そのほか、哺乳動物の足跡。

土山凝灰質層 本層は文献13の土山層の下部に相当する。金沢図幅地域の七曲凝灰岩層⁵⁾ といろいろの点でよく似ていて、両者は互に連続関係にあるものと思われる。地区全体にわたって、つぎの3部に識別され、それぞれ特徴のある岩相をもっている。

下部凝灰岩：厚さ20m±で、全体としてきわめて凝灰質である。クロス・ラミナの発達のない軽石質粗粒砂岩を主とし、流紋岩質凝灰岩礫岩、まれに凝灰質泥岩



第9図 軽石流のスケッチ (福光—三軒茶屋間の道路切割)

を挟む。そのほか、この下部には砂子坂凝灰質互層を特徴づける暗黄褐色の砂岩を伴ない、また、中~下部には軽石流と思われる、塊状で淘汰が著しく悪く、かたい、紫色を帯びた軽石質凝灰岩が不規則な形で断続的に含まれている。これは岩相、産状ともに特徴のあるものであるが、筆者らの観察によれば、この地域だけでなく、金沢図幅地域 (文献5では砂子坂層の最上部とされている) および八尾図幅地域西部 (山田中凝灰岩の下部) にも確認され、よい鍵層であると考えられる。

中部泥岩：厚さ15~20mの塊状の凝灰質泥岩からなる。この泥岩は金沢図幅地域の七曲凝灰岩層の中下部に挟まれる厚さ数mの泥岩に連続するものと思われる。なお、泥岩は一般に御峯泥岩層をつくる泥岩よりは細粒である。

上部凝灰岩：厚さ10~120 mと変化をしめす。灰白色の粗粒砂岩を主とし、白色、緻密の細粒凝灰岩の薄層を伴う。砂岩はきわめて軽石質で、かつ、しばしば礫質となり、火山岩類の細礫を含む。全般にクロス・ラミナの発達が良い。

本層からは、正確な層準は不明であるが、*Propeamussium tateiwai* KANEHARA, *Nuculana* cfr. *nidatoriensis* OTUKA (いずれも二枚介) の化石の産出が報告されて²⁾ いる。

御峯泥岩層 厚さ30~150mで、全層を通じて青灰白色の砂質泥岩からなる。これは凝灰質で、また一般には層理の発達が悪くて塊状である。まれに白色凝灰岩の薄層や石灰質ノジュールを含む。貝化石は少ないが、有孔虫化石は多い。貝化石としては、下部に *Lucinoma acutilineatum* (CONRAD), 中部には *Nucula nipponica* SMITH がしられ、また、最上部には *Mya cuneiformis* BÖHM, *Venericardia ferruginea* A. AD. et RVE, *Nucula nipponica* SMITH, *Dosinia kaneharai* (YOKOYAMA), *Phaxas izumoensis* (YOKOYAMA), *Olivella fortunei*, *Coraeophos iwakianus* (YOKOYAMA), *Surculites yokoyamai* OTUKA などの産出がしられている^{2) 註2)}。小型有孔虫化石としてはつぎのものが多く産する¹⁾。 *Angulogerina* cfr. *kokozuraensis* ASANO, *B. marginata adelaidena* CUSHMAN et KLEINPELL, *Buccella makiyamae* CHIJII, *Cassidulina margreta* REUSS, *Cibicides* sp.

庄川地区の八尾累層

註2) 原著者はこれらを本層にしているが、化石群の内容をみると、あるいは蔵原砂岩層の最下部であるかもしれない。

庄川地区の八尾累層は医王山火山岩層と伏木谷泥岩層の一部とを含んでいる。八尾累層の層序断面は庄川下流でみる事ができる。しかし、これは不十分なものであり、完全な断面は八尾図幅地域の西部にみられるとおりでである。医王山・庄川両地区を通じて、医王山火山岩層が共通に存在するが、その岩相、厚さが異なるために、また、その上位の層の厚さも異なるために、同火山岩層の上限が同一時面をあらわしているかどうかについては甚だ疑問がある。

医王山火山岩層 厚さ約 200 m にすぎない。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 5 cm 大の角礫を有する）からなるが、その主体は灰白色～灰緑色の流紋岩質の軽石凝灰岩であり、下位累層との岩相上の違いは明らかである。なお、一部は砂質ないし礫質となっている。

伏木谷泥岩層 図幅地域の東端にごくわずかに分布するだけである。八尾図幅地域西部¹²⁾では、本層は厚さ 900 m に達し、八尾累層の中下部をしめる。全体として黒色泥岩からなるが、しばしば砂岩泥岩互層を挟んでいる。

II. 3. 5 音川累層

音川累層は八尾累層の上に整合的に、かつインターフィンガーしながら重なる。下部は凝灰質砂岩からなるが、上部は泥岩を主とする。医王山・俱利伽羅両地区で岩相、厚さがかなり異なる（とくに上部で、下部は俱利伽羅地区には分布しない）ので、それぞれ項を別にして記述する。なお、厚さは、医王山地区では最大 350m であるが、俱利伽羅地区では上部だけで最大 600m 以上である。

医王山地区の音川累層

本地区の音川累層は金沢図幅地域のそれとよく似ている。

蔵原砂岩層 御峯泥岩層の上に、インターフィンガーしながら、整合・互層漸移状に重なる。60～160m の厚さを持ち、安山岩質の中～粗粒砂岩からなる。上部は細粒となって、上位層に漸移する。砂岩は風化すると黄褐色をしめし、淘汰わるく、かつ軽石粒を多量にもつ。一般にクロス・ラミナがよく発達し、また、ノジュールをもつところもある。まれに白色の細粒凝灰岩の薄層が挟まれる。

福光町北西方の桑山付近では、本層上部に厚さ最大 12m の輝石安山岩質の暗色の

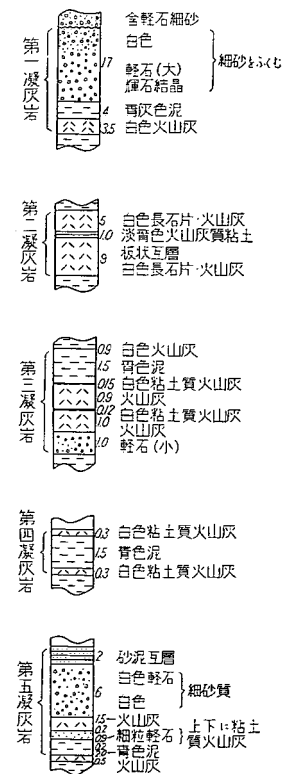
凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・岩滓凝灰岩がレンズ状に挟まれている。

本層には有孔虫化石はきわめて少なく、*Haprorhagmoides* sp. が 1 個報告されているにすぎないが、貝化石は非常に多く含まれている。上部の砂岩中の泥質部には、*Anadara yunotaniensis* ONOYAMA (MS.), *Brachidontes* sp., *Modiolus* sp., *Patinopecten kagamianus* (YOKOYAMA), *P. kimurai* (YOKOYAMA), *Limopsis tajimae* YOKOYAMA. *Astarte* sp., *Dosinia* sp., *Siliqua* sp., *Panope* sp., *Venericardia* sp. (以上二枚貝), *Sinuyaabei* OTUKA, *Coraeophos iwakianus* (YOKOYAMA) (以上巻介) などの貝化石が含ま

れる。また、下部の泥質砂岩中には、フナクイムシに穿孔された炭化木片や、*Patinopecten kayamianus* (YOKOYAMA), *Phaxas izumoensis* (YOKOYAMA), *Limopsis tajimae* YOKOYAMA, *Dentalium yokoyamai* MAKIYAMA, *Venericardia* sp. などを産する。

高窪泥岩層 前層より漸移するもので、全層おもに泥岩からなる。泥岩は一般に砂質であって、青灰色～緑青色をしめす。そして、植物片に富み、乾燥すると黄色の硫黄粉をふく。とくに、砂質の部分には、刷毛ではいたあのような縞模様をもつ、掌大の粗粒砂岩塊が 20～30cm の帯をなして泥岩と互層している。また、とくに本層の下部は著しく砂質であり、かつ径 50～100 cm の丸い大きな砂岩のノジュールの列や、フナクイムシに穿孔された木片、細礫などが多く含まれている。貝・有孔虫化石は一般に非常に少ない（一部をのぞき；後述）。まれに、*Neplunea* sp., *Yoldia* sp. の貝化石がみつかるのみである。

本層中にはよい鍵層である凝灰岩層が計 5 層ある。上位から、第 1, 第 2……と番号を付して



第10図 高窪付近における高窪層中の凝灰岩層

よんでいるが、それらのうち、とくに第1, 第2, 第5凝灰岩は広範囲に追跡できる。各凝灰岩層は場所によっては多少岩相, 厚さがちがっているが, 大体において, 全域を通じて一定の特徴をもつようである。第10図に, 高窪付近での各層の層序, 岩相をしめした。

なお, 福光町西方の法林寺付近には法林寺断層の東側に, 蔵原層上部から高窪層第5凝灰岩層の上部付近までの地層が東に急斜して分布する。この地域ではいままで「法林寺化石層」⁶⁾といわれてきた化石の密集層がある。同化石層の層準はいままで不明確であったが, このたびの調査により, それが第5凝灰岩層の上位30mのところにあることが明らかにされた。化石層には *Babylonia elata* YOKOYAMA, *Nassarius* cfr. *dainitiensis* YOKOYAMA などの静岡県大日層の化石群に共通なもののほか, 後述の大桑層の化石群との共通種も多く含まれている。いままでにしられているものうち, おもなものはつぎのとおりである。

Glycymeris cfr. *vestita* (JUNKER)

Limopsis crenata A. ADAMS

Anomia lischkei DAUTZENBERG et FISCHER

Patinopecten yessoensis (JAY)

Venericardia nakamurai (YOKOYAMA)

V. ferruginosa A. ADAMS

Anadara amicula (YOKOYAMA)

Dosinia japonica REEVE

Mercenaria yokoyamai (MAKIYAMA)

Tectura pallida GOULD

Puncturella nobilis A. ADAMS

Umbonium akitanum YOKOYAMA

Turritella saischuensis YOKOYAMA

Bittium ozawai YOKOYAMA, var.

B. sawanensis YOKOYAMA, var.

Babylonia elata YOKOYAMA

Kelletia kellesti (FORBES)

Nassarius cfr. *dainitiensis* YOKOYAMA

Olivella spretoides YOKOYAMA

Suavodrilina cfr. *declivis* YOKOYAMA

Lora pseudopanna YOKOYAMA

俱利伽羅地区の音川累層

俱利伽羅地区には蔵原砂岩相当層は露出していない^{註3)}。本地区では高窪泥岩層相当層がゆるく褶曲しながら広く分布しているが, これはかなり厚いうえに, 岩相も前地区の同層とは異なっており, 便宜上, 下位からつぎのようにわけられている。

よしくら
吉倉泥岩層 淵ヶ谷凝灰岩層の上位に重なるもので, 本地区の北縁部にわずかに分布するだけである。層理不明瞭な暗青灰色の塊状泥岩からなり, 中部には白色凝灰岩層を伴う。泥岩中には *Makiyama* 以外の化石は少なく, まれに, *Limopsis tokaiensis* YOKOYAMA, *Lucinoma acutilinealum* (CONRAD) などがみられるだけである。100 m 以上の厚さをもつ。

しもなか
下中砂岩層 多くの軽石粒を含む暗色の安山岩質細～中粒砂岩からなる。100～150m の厚さをもつ。全体としては, 蔵原砂岩層の岩相に似ている。上部の暗灰色中粒砂岩には拳大～人頭大の石灰質のノジュールとともに, *Sacella kongiensis* (OTUKA) *Lucinoma acutilineatum* (CONRAD), *Felaniella usta* (GOULD), *Dosinia* cfr. *kanehara* (YOKOYAMA), *Macoma optiva* (YOKOYAMA), *Dentalium yokoyamai* MAKIYAMA などの貝化石やサメの歯 (*Carcharodon megalodon* AGAS.) を多産する。

高窪泥岩層 こゝで高窪泥岩層とよぶものは, 医王山地区の同層の中上部にあたるものと思われる。前に述べた, 高窪泥岩層中の凝灰岩は俱利伽羅地区でも一部みとめられるが, 第1, 第2凝灰岩をのぞいては不明確である。俱利伽羅峠付近で, つぎに述べる砂山砂岩層の直下に横たわる“俱利伽羅凝灰岩”(70 m の厚さをもつ軽石質凝灰岩)は南方に延長しないために, はっきりした対比はわからないが, 位置からみて, おそらく, 第5凝灰岩にあたるものであろう。第4凝灰岩はこの地区にはおそらく存在しない。第3凝灰岩の存在もきわめてうたがわしい。上述のこと,

註3) 石動図幅地域で淵ヶ谷凝灰岩層とよばれているものが, 同層に相当するが, この地区では伏在すると思われる。

およびつぎの砂山砂岩層の存在をのぞいては、両地区の高窪泥岩層の岩相はまったく同一である。

砂山砂岩層 すなやま 音川累層の上部の層準は、礪波山付近では、局地的な発達をしめす特異な砂岩層を含んでいる。これは砂山砂岩層とよばれている。第2凝灰岩の直下にあり、厚さ最大400mに及ぶ、黄褐色の石英質で中～粗粒の砂岩から構成されている。下限は倶利伽羅凝灰岩の上限に一致する。本砂岩層は南方へ高窪泥岩層の泥岩とインターフィンガーし、かつ薄化しながら、末支部落西方で完全に消失している。なお、本層の砂岩は「珪砂」として利用価値のあるものである。

II. 3. 6 氷見累層

本累層は分布地域全体を通じて、ほぼ一定した、層序、岩相をもっている。

氷見累層は図幅地域外の氷見丘陵で藪田層・“夏川層”，金沢図幅地域からこの図幅地域にかけて大桑砂岩層とよばれる地層を一括した累層名で、以前は氷見層群とよばれていたものである。音川累層の上に見かけ上は整合的に重なっているが、ところによっては軽微な侵蝕関係のうたがひもある。

大桑砂岩層 おんま 層厚は200 m以上に達し、最下部をのぞいては、おもに砂岩からなる。最下部は、軽石塊～軽石粒を多量にもつ粗粒砂岩で、どこでも厚さ10～20mである。この砂岩にはクロス・ラミナがよく発達し、また、細礫を伴うことが多い。基底から30～60m上位には、きわめて連続性のよい、白色凝灰岩^{註4)}を挟む。これは砂質中粒凝灰岩ないし細粒凝灰岩からなり、ところによって、その枚数は異なるが、大体10～30 cmの厚さのものが数枚、多少の間隔をおいて存在する。全域を通じて、基底の粗粒砂岩の上位、この凝灰岩の上下付近までの間は暗青灰色の含貝化石泥岩からなる。風化して黄色粉をふき、みかけは高窪泥岩層をつくる泥岩に似ているが、化石を含む点で区別できる。この泥岩の上位はほとんど全層砂質岩からなる。主体をなすものは、塊状で、風化して黄褐色をしめして軟弱となる。その粒度は細粒～中粒で、非常に淘汰がよく、また、貝化石を多産する。

本層の上部は、この砂岩のほかに粗粒砂岩・細礫岩の厚さ数mの層や凝灰岩薄層を伴うことで特徴づけられる。また、ときにはクロス・ラミナも多くみられる。

註4) 「城山凝灰岩層」ともよばれている。

化石は本層全体を通じてみられるが、とくに下～中部の細粒砂岩中に多い。貝化石は野外でふつうにみられる（多くの場合、層をなして含まれている）が、そのほかにウニ類・小型有孔虫化石も多い。

おもな貝化石としてつぎのようなものが含まれているが、そのうち、*Mya cuneiformis*, *Anadara*, *Turritella*, *Fulvia*などは、比較的、下部にないようである。*Turritella saishuensis* YOKOYAMA（以上巻貝）, *Acila insignis* (GOULD), *Yoldia notabilis* YOKOYAMA, *Anadara amicula* YOKOYAMA, *Glycymeris yessoensis* SOWERBY, *Patinopecten tokyoensis* (TOKUNAGA), *P. kurosawaensis* (YOKOYAMA), *Venericaldia ferruginea* A. ADAMS et REEVE, *V. nakamurai* (YOKOYAMA), *Astarte alaskensis* DALL, *Diplodonta usta* GOULD, *Fulvia muticum* (REEVE), *Mercenaria stimpsoni* (GOULD), *Pseudoamiantis tauyensis* YOKOYAMA, *Dosinia japonica* REEVE, *Spisula sachalinensis* (SCHREUCK), *Angulus uenulosus* (SCHRENCK), *Macoma calcarea* (GMELIN), *Mya cuneiformis* (BÖHN).

小型有孔虫化石としては、千地¹⁾によれば、つぎのようなものがみられる。

Bulimina marginata D'ORB., *Cassidulina subglobosa* BRADY, *Cibicides refulgens* (MONTFORT), *Elphidium clavatum* CUSHMAN, *E. bartletti* CUSHMAN, *Hanzawaia nipponica* ASANO, *Nonion japonicum* ASANO, *Sigmoidella kagaensis* CUSHMAN et OZAWA.

ウニ化石としては、*Linthia nipponica* YOSHIWARA が発見された。

II. 3. 7 埴生累層

新第三紀の北陸盆地の形成末期の堆積物であり、下位層の大部分が海成層であるのに対して、本累層は潟成あるいは湖成層と思われる。本累層は金沢市周辺地域の卯辰山層と本図幅地域の埴生互層とによって代表されている。

埴生互層 大桑砂岩層の上に整合的に重なる。基底にはチャートの円礫を含む礫層または粗粒砂岩層があり、その上位に、青灰色粘土層がある。その上位の大部分は各種粒度の砂層と粘土の大幅互層からなり、一部には亜炭が含まれている。上限はどこまでも段丘礫層に覆われているために明らかでないが、厚さは200 m以上ある。医王山地区の北部に分布するものは、ほとんど水平に近い構造をもち、かつ、その上位には本層によく似た岩相をもつ高位砂礫層（第四系）が重なるために、両者の区別にきわめて多くの困難を感ずることが少なくない。なお、本層の粘土の一

部は瓦焼きにつかわれている。

II. 4 第四系

II. 4. 1 高位砂礫層

図幅地域の北西部の東よりの地域，蟹田丘陵では，前述の第三系の上部層を著しい不整合関係で覆う，高位砂礫層が広く分布している。分布域の南端では最高高度200mに達し，北端は海拔約60mのところまで礫波平野の沖積層下に没する。そして，平均傾斜3~5°で北にゆるく傾いている。厚さは最大70~80mと思われ，おもに砂礫からなるものである。粘土もときに挟まれている。礫は多少円磨された中~大礫大のもので，各種の第三系の岩石からなる。砂は淘汰わるく，風化して黄灰白色をしめす，粗~中粒砂である。

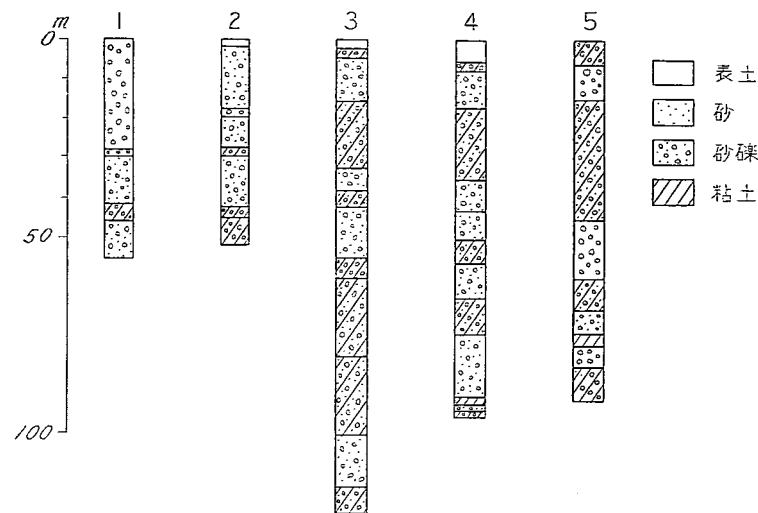
なお，図幅地域の南西隅で，キゴ山をつくる戸室火山噴出物の下に横たわる砂礫層は，多分，本層に属する。

II. 4. 2 戸室火山噴出物

戸室火山は金沢図幅地域，金沢市の南東方にある。白山とともに，白山火山帯の東端にあたるものとされている。同火山の噴出物は本図幅地域南西隅のキゴ山付近にも分布している。噴出物は，角閃石安山岩の熔岩および同質の集塊岩である。同安山岩はやゝ粗鬆で灰色を帯びているが，風化すると褐色を帯びるようになる。斑晶としては，斜長石・酸化角閃石・紫蘇輝石・黒雲母（少量）・石英（少量）がある。また，石基は斜長石・紫蘇輝石・燐灰石・鱗珪石・鉄鈦およびガラスからなる。

II. 4. 3 開析扇状地堆積物および段丘堆積物

礫波平野の南縁部には数段からなる開析複合扇状地がある。その開析の度合から推定すると，城端町西方のものがもっとも古く，つぎにその西側から北方に舌状にのびるものであり，もっとも若いものは城端東方から井波町にかけて山地沿いにのびるものと，医王山山地の東麓に分布するものとである。これらはいずれも礫と砂



第11図 沖積層の柱状図 富山県 (1962) による 番号の位置は地質図幅に示してある



図版2 庄川沿岸の崖錐
崖錐の部分は耕地になっている 兩岸は船津花崗岩 (長崎から下原部落を望む)

から構成されている。

段丘の発達は図幅地域内では貧弱である。とくに顕著なものは未友から人母にかけて渋江川沿いに発達するが、小規模である。こゝには数段の段丘が分布し、それぞれ、礫・砂・粘土のうすい堆積物からなっている。

Ⅱ. 4. 4 沖積堆積層および扇状地堆積物

これらは図幅地域の東半部をしめる礫波平野に広範囲に発達するほか、諸地域の河川沿岸にわずかに発達している。これらは砂礫および粘土からなる。礫波平野では扇状地堆積物が全般的に厚く分布する。従来資料によれば厚さ最大 100 m 以上に達し、砂礫を主とし、粘土を挟んでいる。なお、庄川町から西南西方、山田川にかけての地域では、前項で述べた開析扇状地堆積物との境界が不明瞭である。

Ⅱ. 4. 5 崖錐堆積物

崖錐堆積物は図幅地域南部の山地周辺部に分布している。急峻な山地より崩壊した未凝固の砂礫・粘土である。

Ⅲ. 応用地質

Ⅲ. 1 地下水

本図幅地域内の地下水は、庄川・小矢部川の2地下水系に区分される。

図幅地域北東部、庄川左岸の地下水は庄川の表流によって養われており、その涵養帯は太田橋より下流の地帯である。礫波市の地下水は、おもに太田橋から庄川町青島地先までの間で取水される用水路を通して、間接的に養われている。その他の地下水は小矢部川およびその支川山田川などの表流によって、直接的・間接的に養われる。

地下水型は典型的な扇状地型であって、第12図におけるⅠ、Ⅱの地下水は扇頂部の地下水、Ⅲは通過帯の地下水に属する。扇頂部の井波市にある深井戸の記録によると、深度 120m までは玉石・粘土を多く含む砂礫であって、地下水位は地表面下

60m にも達している。通過帯にあたる礫波市出町にある深井戸では深度 90m までとはときどき粘土を混じえる含玉石砂礫であって、地下水位は地表面下 35m 前後にある。採水層の位置から考えるとこの付近の帯水層は自由面状態にある。したがって、少なくとも出町までの上流側にある地下水は自由面地下水である。しかし、石動図幅地域内の地下水分布から考察すると、下部の地下水は本図幅地域北縁においては幾分被圧されているものと考えられる。なお、井波市および礫波市の地下水位から、自由面地下水は約 1/500 勾配で北に向かって流動することが推定される。

Ⅲ. 2 温泉および鉱泉

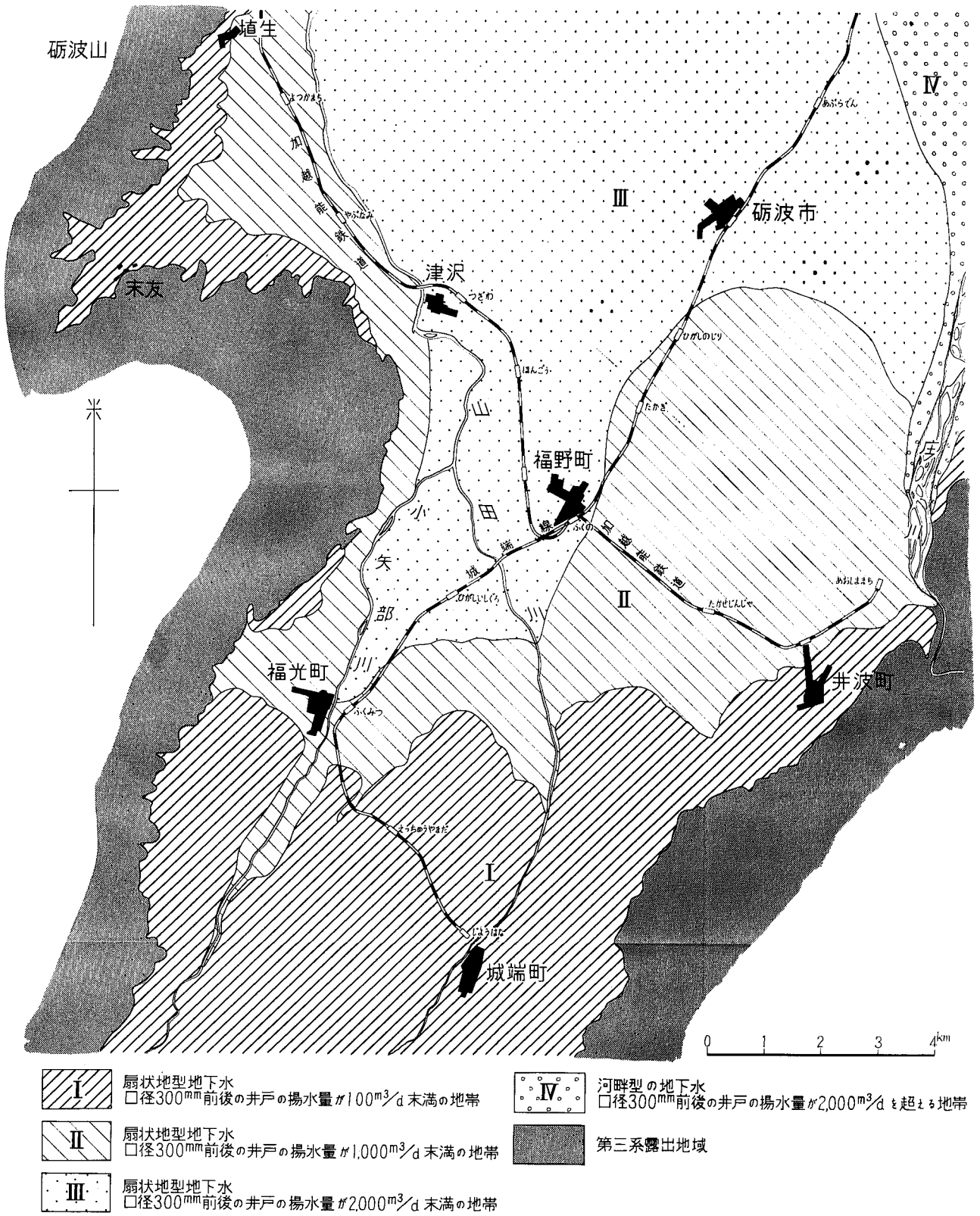
温泉：温泉としては、図幅地域南東隅の庄川沿岸に、大牧温泉があるだけである。同温泉は谷間の花崗閃緑岩のなかから自噴する、比較的低温な、含石膏弱食塩泉であり、 $\text{Na}^+ \text{Cl}^- \text{SO}_4^{2-}$ の量がかなり多いことが特徴である。源泉温度は 43.5℃ である。

鉱泉：鉱泉は図幅地域内にいくつか知られている。すなわち、井波町南々西方に吹上鉱泉が、福光町西方の桑山周辺に若干の鉱泉が、また、南蟹田村の高窪に高窪鉱泉が知られている。これらはいずれも新第三紀層のなかから湧出している。それらのうち、高窪鉱泉は、無色透明の弱酸性単純硫酸泉で、泉温は 15.2℃、鉄味、硫化水素臭がある。

Ⅲ. 3 その他

珪砂：図幅地域北部の礫波山付近に分布する、音川累層上部の砂山岩層をつくる石英質の砂岩は、現在は利用されていないが、「珪砂」として利用価値があると思われる。富山県土木試験所の分析資料によれば、 SiO_2 を 70～77 %、また、 Al_2O_3 を 18～23% 含んでいる。

瓦土：礫波平野の西縁部の安居付近、津沢町、藪波村付近では、高窪泥岩層・植生互層・高位砂礫層などのなかに含まれる粘土が瓦の原土として盛に稼行されている。



第12図 地下水型の区分図(村下敏夫原図)

文 献

- 1) 千 地 万 造 : 富山積成盆地新第三系の底棲有孔虫による化石層序学的研究, 大阪市大自然科博研究報告, No. 14, 1961
- 2) 市原実・石尾元・森下晶・中川衷三・津田禾粒 : 富山県および石川県の地質学的研究 (その2), 金沢・石動・福光地域, 地学, No. 2, 1950
- 3) 池 辺 展 生 : 富山県西部および石川県東部の第三紀層, 地学, No. 1, 1949
- 4) 池 辺 展 生 : 富山県高清水山地の地質, 自然と社会, No. 5, 6, 1950
- 5) 今 井 功 : 5 万分の1 地質図幅「金沢」, および同説明書, 地質調査所, 1959
- 6) 今 村 外 治 : 富山県法林寺の貝化石層について, 地質雑, Vol. 40, No. 479, 1933
- 7) 粕野義夫・坂本亨・石田志朗 : 北陸東部の新第三紀地史に関する一試論, 横山教授退官記念論文集, 1961
- 8) 森島正夫・中世古幸次郎・井上寛生・丸橋正穂 : 富山県西部の第三紀層の微古生物学的研究, その1, 石油技協誌, Vol. 14, No. 1, 1948
- 9) 小野山武文 : 金沢市並びに富山県石動町付近の第三紀層 (1, 2), 地球, Vol. 19, No. 3, 4, 1933
- 10) 小野山武文 : 高岡市並びに石川県津幡町付近の第三紀層 (1, 2), 地球, Vol. 24, No. 5, 6, 1935
- 11) 坂本亨・今井功・水野篤行・角靖夫・井上正昭 : 富山県積成盆地南縁部の新生界, 地調月報, Vol. 10, No. 2, 1959
- 12) 坂本亨・野沢保 : 5 万分の1 地質図幅「八尾」, および同説明書, 地質調査所, 1960
- 13) 富 山 県 : 20万分の1 富山県地質図および同説明書, 1957
- 14) 富 山 県 : 富山県地下水理地質図, 1962

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000



JOHANA

Kanazawa, No. 27

By

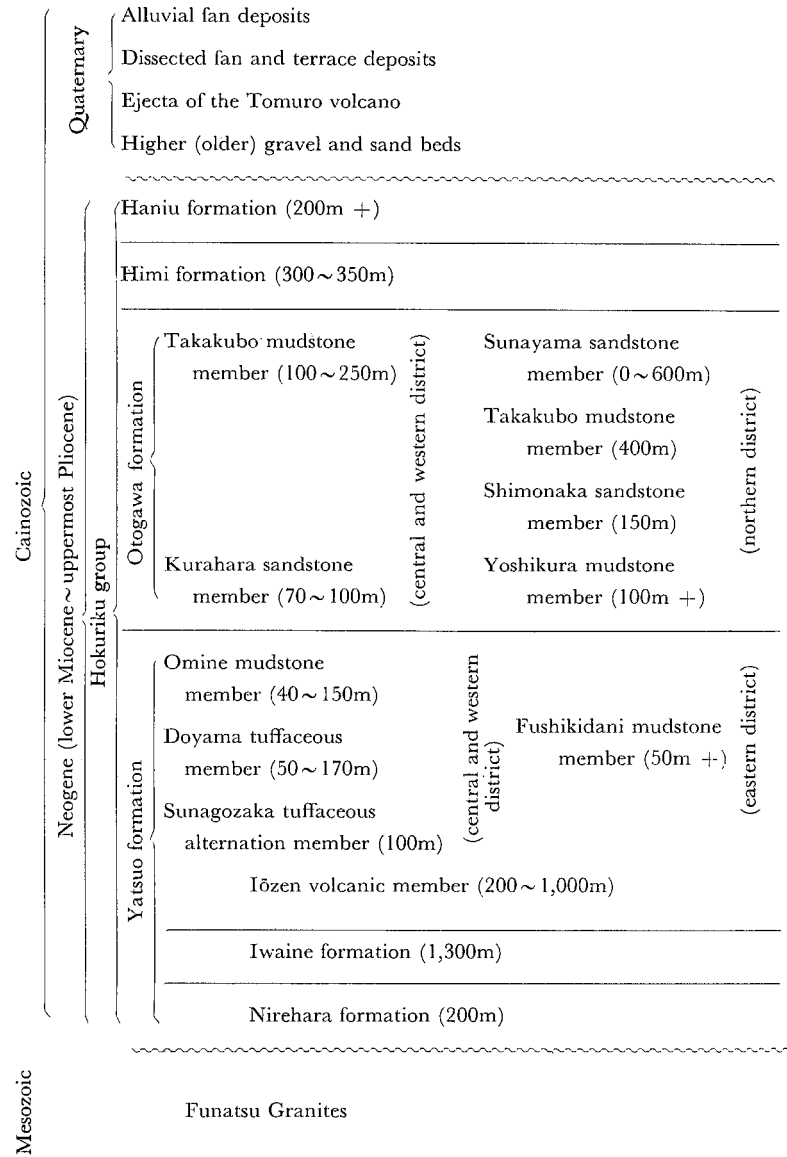
MASAAKI INOUE, ATSUYUKI MIZUNO
&
TAMOTSU NOZAWA

(Written in 1962)

(Abstract)

GEOLOGY

The mapped area is situated in the middle part of Hokuriku region, central Japan. The rocks exposed are mainly composed of the Tertiary sedimentary and volcanic rocks, the Quaternary deposits and the pre-Tertiary granites, the basement of the Tertiary. Their geologic succession is summarized in Table 1.



Funatsu granites (Shōkawa granites) are exposed along the Shōkawa river. Funatsu granites contain various types, such as coarse-grained biotite granodiorite, coarse-grained hornblende-biotite granodiorite, medium-grained biotite granodiorite or quartz diorite. They contain many inclusions mainly of dioritic or amphibolitic rocks. Besides, sphene-bearing biotite-hornblende diorite and fine-grained biotite granodiorite are contained in the Funatsu granites as minor masses.

Porphyritic rocks are intruded into the Funatsu granite. Some of them are invaded by ramifying granitic veinlets. Therefore, some of them might have been formed during the plutonism of the Funatsu granite.

The **Neogene Tertiary**, which is widely developed in the Hokuriku region, is called the Hokuriku group. Its stratigraphic succession is somewhat similar to those of the oil-fields of the Japan Sea coasts in Niigata and Akita regions, but the Hokuriku group is nearly free from oil. The group is divided into six formations throughout the region. In this area, some of them are subdivided into several members as shown in the table.

The basal rocks are represented by the **Nirehara formation**, which unconformably overlies the pre-Tertiary granitic rocks. It mainly consists of conglomeratic sandstone.

The **Iwaine formation** lying upon the Nirehara formation mainly consists of thick alternation of andesite lava, tuff-breccia and tuff.

The **Yatsuo formation** includes various litho-facies, each of which is qualified as a member. The Iōzen volcanic member is occupied by rhyolitic or dacitic lava and pyroclastics. The other members of the present formation are predominant in sandstone, mudstone or acid tuff. Of them, the Sunagozaka tuffaceous alternation member yields many fossils of *Operculina complanata japonica* and some marine molluscs which indicate the middle Miocene age.

The **Otogawa formation** of the central and western part of the area is composed of andesitic tuffaceous sandstone and mudstone with some acid tuff beds; the former is named the Kurahara sandstone member and the latter, the Takakubo mudstone member. On the other hand, the formation of the northern area, much thicker than that of the preceding area is subdivided into four members as shown in the table, and is rich in horizontal facies change. The members are composed of sandstone or mudstone, often together with tuffaceous materials. From the lower and middle part of the formation, some late Miocene molluscan fossils are found; they are represented by *Dosinia kaneharai*, *Phaxas izumoensis*, *Coraeophos iwakionus*, *Patinopecten kagamianus* etc.

The **Himi formation** is represented by the Omma sandstone member in the present area. It is mostly composed of well-sorted fine-grained sandstone comprising abundant molluscan fossils generally called the Omma-Manganjian fauna. The faunal constituents indicate the cool depositional environment of Pliocene, and the representatives are as follows; *Turritella saishuensis*, *Anadara amacula*, *Patinopecten kurosawaensis*, *Venericardia ferruginea*, *Mercenaria stimpsoni* etc.

The **Haniu formation** occupying the uppermost part of the Hokuriku group is probably of brackish environment. It consists of conglomerate, sandstone and clay. In some places lignite seams are intercalated in them.

The rocks of the Hokuriku group suffered from the crustal deformation of folding and faulting in the latest Pliocene (after the deposition of the Haniu formation), and as the result rather complex geologic structure which is shown in the figures 6 and 7 of this text was formed in the mapped area.

The **Quaternary deposits** are also widely developed in the area. They were formed after the deformation of the Tertiary deposits, and have horizontal or very gently dipped structures.

The **higher (older) gravel and sand beds** are distributed in the northern part of the Kanda hilly land and in the southwestern part of the sheet-map area. They are composed of gravel and sand. Clay beds are also found in some places.

The **ejecta of the Tomuro volcano** found only in the southwestern area are composed of andesitic lava and its pyroclastics.

The **dissected fans and terraces** are composed of gravel and sand deposits. They are rather poorly developed.

On the contrary, the alluvial and fan deposits are widely developed in the area, occupying its central and eastern part. They consist mostly of gravel and sand.

ECONOMIC GEOLOGY

Hot spring

The Omaki hot spring is known as the soul hot spring in this sheet-map area. It is situated at the southeastern extremity of the area, along the Shōgawa (river). The spring has 43.5°C in temperature and is rich in Na', Cl' and SO₄". And it is qualified as a gypsiferous salt spring.

Mineral spring

The mineral springs are known in some places of the area. They gush out from the Tertiary deposits, and are represented by the Takakubo spring.

Silicic sand

The quartzose sand comprised in the Sunayama sandstone member of the Otogawa formation in the northern district of the area is probably useful as "silicic sand". Its quantity of SiO₂ attains 70~77%.

Tile clay

The clay comprised in the upper Tertiary deposits and lower Quaternary deposits near Yasui and Tsuzawa is under working as the materials of tile clay.

EXPLANATORY TEXT OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Masatsugu Saitō, Director

JOHANA

(Kanazawa-27)

By

MASAAKI INOUE, ATSUYUKI MIZUNO

&

TAMOTSU NOZAWA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1964

昭和 39 年 3 月 17 日印刷

昭和 39 年 3 月 25 日発行

工業技術院
地質調査所

印刷者 小宮山幸造

印刷所 小宮山印刷工業 株式会社

© 1964 Geological Survey of Japan