

# 5 萬分の 1 地質図幅説明書

## 富 山

(金沢一第 22 号)

地質調査所

昭和 38 年

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

# 5 萬分の 1 地質図幅説明書

## 富 山

(金沢一第 22 号)

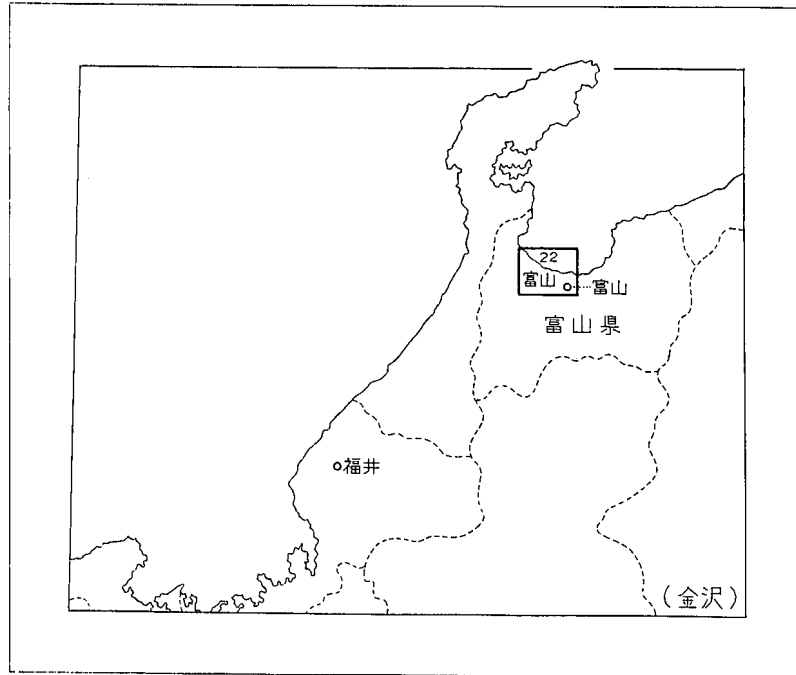
通商産業技官 坂 本 亨

地質調査所

昭和 38 年

目 次

位 置 図



( ) は 1 : 500,000 図幅名

I. 地 形 .....	1
II. 地 質 .....	4
II. 1 概 説 .....	4
II. 2 新第三系 .....	7
II. 2. 1 吳羽山丘陵の新第三系 .....	7
II. 2. 2 射水丘陵の新第三系 .....	11
II. 2. 3 二上山丘陵の新第三系 .....	11
II. 3 第四系 .....	21
II. 3. 1 吳羽山丘陵の第四系 .....	21
II. 3. 2 射水丘陵の第四系 .....	29
II. 3. 3 二上山丘陵の第四系 .....	33
II. 3. 4 高岡台地の第四系 .....	38
II. 3. 5 沖積層 .....	38
II. 3. 6 砂丘砂 .....	40
III. 応用地質 .....	40
III. 1 地下水 .....	40
III. 2 天然ガス .....	41
III. 3 瓦粘土 .....	42
III. 4 白色細粒凝灰岩 .....	42
文 献 .....	43
Abstract .....	1

1 : 50,000 地質図幅  
説 明 書

(昭和 36 年稿)

## 富 山

(金沢一第 22 号)

本地質図幅は、南隣の八尾・五百石図幅地域の調査にひきつづいて、昭和 34 年度において、約 40 日間の野外調査によって作成したものである。氷見地域の第四系については、北陸第四紀研究グループが行なった氷見地域の団体研究（昭和 36, 37 年 8 月実施）の調査結果を、国鉄新呉羽トンネルの坑内地質については、富山大学の藤井昭二氏から未発表の資料を提供していただいた。植物化石に関しては、大阪市立大学の三木茂教授から資料をいただいた。また、西隣の石動図幅地域との関連については、本所の角靖夫技官の調査結果ならびに意見に負うところが大きい。さらに応用地質の項のうち、地下水に関しては、本所の村下敏夫技官がこれを執筆し、その他に関しては、富山県庁の浅野久男技師の御教示をうけた。地質図幅にのせた等重力線は、本所の小川健三・平沢清技官が、石油資源開発株式会社の受託調査として、昭和 31 年度に行なった結果を同社の承諾のもとに掲載した。

### I. 地 形

富山図幅地域は、富山県のほぼ中央に位置し、県下の 2 大都市である富山市・高岡市の市街地もこのなかに含まれている。地形的には、本地域は、富山湾の南に接する低平な射水の海岸平野を中心として、その東西に扇状地性の富山・砺波<sup>と な み</sup>の両平野を控え、丘陵地としては南部と北西部とに中部丘陵・西砺波丘陵の末端部が、小面積を占めているにすぎない。

富山市の西郊にある呉羽山丘陵<sup>くれは やま</sup>は、その南東側を北東-南西方向の直線的な急崖で画されて富山平野にのぞみ、北西側は低平な台地をなして射水平野<sup>い み ず</sup>へ弧状にはり出し、半月形の特異な水平形態を示している。最高点城山（海拔 145 m）をはじめとす

稜線は、著しく南東方へ偏り、南東側で急斜し、北西方へ緩く傾いた非対称的な地形断面を呈する。なお、この丘陵の北部は、海拔20m前後の台地となっており、これを開析する小さな谷に沿って沖積層が細かく入り込んでいる。

射水丘陵は、八尾図幅地域の主体をなす富山中部丘陵の北方延長であり、ほぼ三角形をなして北に突出している。おもに新第三系上部の軟弱な泥岩からなる低平な丘陵地で、北端は洪積層の形成する台地をなす。丘陵内部は下条川とその支谷によって樹枝状に開析され、沖積層がその谷に沿って奥深くまで入り込んでいる。この開析谷中には比高1~2mの低い段丘があり、その上には薄い礫層がのっている。また、現在の河道は沖積面を2~3m下刻する。沖積層は薄く2m内外である。丘陵西縁には庄川・和田川の段丘が南北にのびて発達している。八尾図幅地内で北方へ次第に低下してきた庄川の段丘は、富山図幅地内でさらに低くなり、段丘崖の比高も低下している。また、本図幅地内では段丘面は2段に分かれている。和田川の段丘は、庄川の段丘の東側にあり、小規模な面が2~3段に分かれて発達している。

射水丘陵と呉羽山丘陵との中間には、境ノ新の開析扇状地が広がっている。この開析扇状地は、富山平野に面する南東側では、比高約30mの急崖を造っているが、北方へは次第に低下し、海拔5~7mのところ射水平野の沖積層に覆われる。境ノ新開析扇状地は、はじめ神通川の氾濫原として形成されたものであるが、呉羽山丘陵を中心とする地域の北東-南西方向を軸とした隆起運動の結果、神通川の河道が移動し、呉羽山の南東側を通るようになったため、その形成を中断され、開析を受けるようになったものであろう。呉羽山丘陵の南東縁からこの開析扇状地の南東縁へつづく直線的な急崖は、神通川河道の転移後の側方侵蝕によって、形成されたものと思われる。

図幅地域北西部の二上山丘陵は、西隣の石動図幅地内で、東方へ次第に低下してきた西砺波丘陵が海老坂峠の低地を越えて、ふたたび高まったところにあたっている。最高点二上山で海拔273mの低い丘陵地であるが、その内部は、南部の丘陵地と違って、かなり深い谷によって刻まれている。丘陵の最高所は、西に偏在し、西側では急傾斜をもって海老坂峠の谷に落ちるが、東側ではゆるやかな長い尾根をいくつか派出している。また、この丘陵をとりまいて、おもに氷見南部地域と伏木地域とに洪積層の形成する平坦面が発達している。前者は、おもに窪層の堆積面であり、海拔25~40mの明瞭な平坦面を形成している。後者は伏木市街地の背後に広がる段丘面であ

って、海拔50~100mの高位面群と、20~30mの低位面群とが区別される。高位面は分布が断片的で平坦面の保存もよくないが、雨晴付近でもっとも低い。低位面は伏木市街地の背後でもっとも広く、さらに丘陵南側にかけて断続的に分布している。丘陵が海に接するところは、名所“雨晴”として知られた岩礁海岸を形成している。

図幅地域中央部に広がる射水平野は、隣接する富山・砺波平野などと違って、きわめて低湿な沖積平野であることを特色としている。海岸線から約8km内陸へ入った北陸街道沿いでも、海拔高度は2~5mにすぎない。南部の丘陵地に接するところでは、沖積層が開析谷に沿って丘陵内部まで入り込んだ沈水性山麓線を示している。

図幅地域の南東隅には、常願寺川・神通川の扇状地として形成された富山平野の末端部がある。こゝでは神通川は排水河川としての性格をもっており、その流路にあたる呉羽山丘陵直下の部分は、三角洲的な性格をもっている。一方、富山市の北方、豊田から東岩瀬にかけては、海拔10m前後の台地状の微高地が発達している。神通川の左岸、百塚から四方へかけては、神通川の河道の変遷によって形成された低い段丘崖が認められる。

図幅地域西部には、庄川の扇状地として形成された砺波平野の末端部がみられる。小矢部川は、庄川の優勢な扇状地に押されて、平野の北縁を流れる排水河川である。その流路にあたる高岡北方の地域は、やはり三角洲的な性格をもっている。砺波平野の出口を扼するような形で、高岡市の市街地付近には、2段に分かれた洪積台地がある。この台地の北西側では明瞭な段丘崖があつて、海拔高度12~13mの上位面と、7~8mの下位面とが認められるが、南東側では庄川の扇状地に埋積されて、その境は不明白となっている。

砺波平野から二上山丘陵を越えた図幅地域北西隅には、氷見平野の一部がみられる。この平野は、射水平野と同様な性格をもった沖積平野である。この海岸には、長さ8km、幅500~800m、高さ最高15mの小規模な砂丘が発達している。

富山湾は裏日本における最大の湾入であり、最大深度は1,000m以上に達する。大陸棚の発達には常願寺川以東では悪く、以西ではやゝ良好である。射水平野の前面では、幅約3km、末端の深さ約50mで、他に較べて末端の深度が浅い。一方、この大陸棚および大陸棚斜面を刻んで海底谷が著しく発達している。海底谷の分布は、いずれも過去および現在の陸上の大河川と密接な関係にあり、東から現神通川河口・旧神通

川河口である四方付近・庄川河口および小矢部川河川の沖合にある。また、四方沖100~200 m, 水深 5~10 m のところには、海底埋没林の存在が知られている。

## II. 地 質

### II. 1 概 説

富山図幅地域には、新第三紀後半と第四紀の地層のみが分布している。新第三系と洪積層とは、おもに南部の呉羽山丘陵・射水丘陵と北西部の二上山丘陵とに分かれて分布し、図幅地域の大半は広く沖積層に覆われる。新第三系は最上部の埴生累層を除いてすべて海成で、砂岩・泥岩を主とし、第四系<sup>註1)</sup>はおもに陸成で、扇状地性の礫層と沼沢地性の砂泥層とがある。

南部の2丘陵における新第三系は、南隣の八尾図幅地域からの続きで、その上部のみが露われている。二上山丘陵の新第三系は、西隣の石動図幅地域からの続きであるが、岩相に多少の違いが認められる。

洪積層は、呉羽山丘陵においてもっとも模式的に発達しており、北陸地方での一つの標準とすることができる。射水丘陵のものは、最下位層の欠如を除いて、これと岩相・層序はよく似ており、両者が本来は一続きの地層として形成されたものであろうと推定される。二上山丘陵周辺の洪積層は、これらと多少の類似と差異とをもつ。

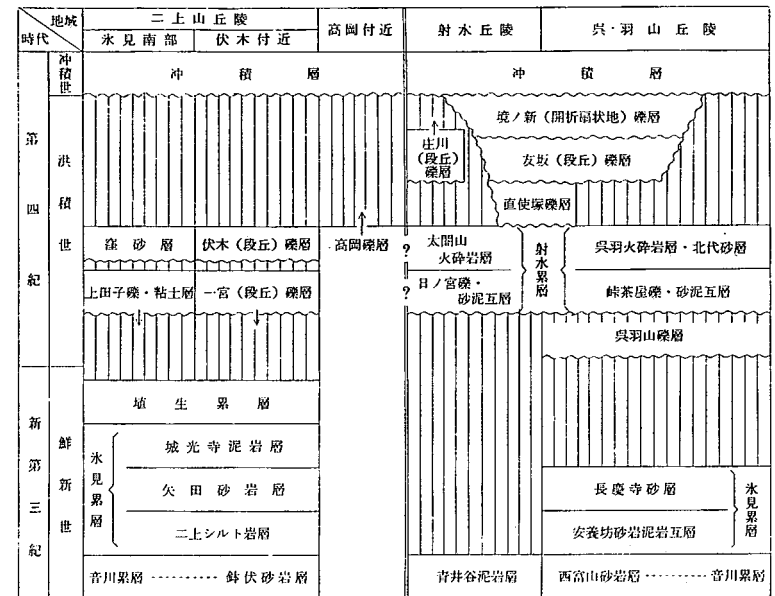
各丘陵で認められる層序と、その相互関係を第1表に示す。新第三系については、各丘陵ごとに岩相の差が大きく、正確な対比は困難である。第四紀については、射水平野を中心とした地域の地史を第2表に簡単にまとめた。

構造的にみると、呉羽山丘陵は、富山平野の地下に潜在する、北東-南西方向の軸をもった背斜(立石; 1950)の西翼に位置している<sup>註2)</sup>。この背斜構造には、新第三系のみならず、第四系の一部も参加している。ことに注目すべきことは、丘陵西側に

註1) こゝでは、便宜的に、呉羽山礫層以上を第四系としてあつかうことにする。

註2) 丘陵から東方へ約700mはなれた富山大学構内でのボーリング資料によれば、厚さ28mの沖積層下には、直接に新第三系(西富山砂岩層)が潜在している。

第1表 図幅地域層序表



において平坦な台地面を造っている北代砂岩層が、丘陵の稜線に近づくとき30°近い傾斜を示して、背斜構造に参加していることである。呉羽山丘陵の背斜構造は、少なくとも第四紀を通じて行なわれた継続的な運動によって、次第に形成されてきたものである(藤井・坂本亨; 1961)。

射水丘陵ではこれと異なって、第三系では局部的に南へ傾斜する部分もあるが、大局的には各地層はきわめて緩く、北方へ傾いているにすぎない。こゝの第四系の平均傾斜は、太閤山火砕岩層(丘陵の北端部に分布し、原表面とみられる平坦面を断片的にのこしている)の上面で、約16%である。

二上山丘陵の新第三系は、一つのドーム状の背斜を形成している。ドームの平面型は、亜三角形である。ドームの中核は著しく北西に偏っており、北および西側で急斜し、南東側で緩斜した、いわばハマグリ(ハマグリ)の貝殻を伏せたような構造形態を示している(第1図)<sup>註3)</sup>。

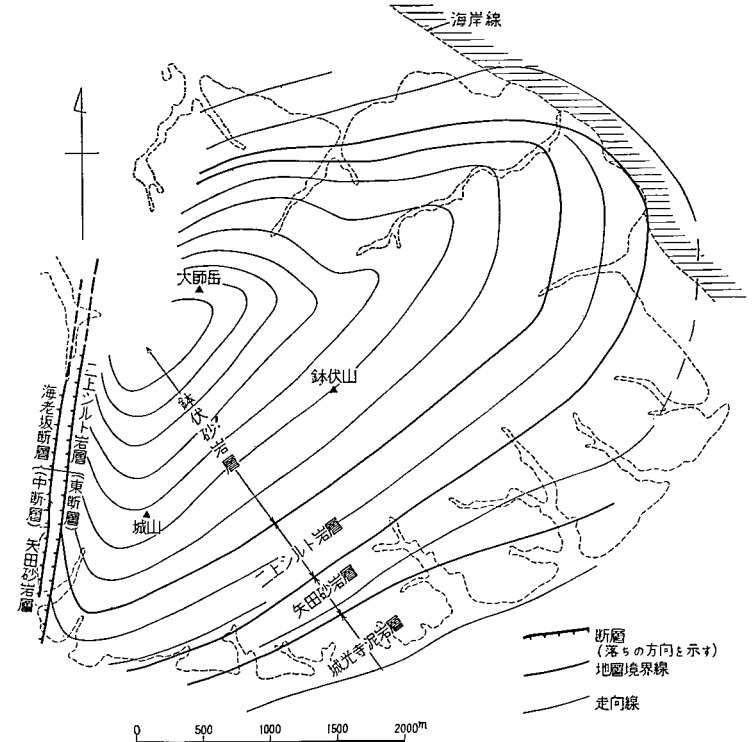
註3) 切谷面上における走向線をもって表現した。走向線は、各層の基底から、厚さほゞ100mごとに引いてある。

第 2 表 射水平野周辺の第四紀地史略表

層 序	海 水 準		地 史	地 殻 運 動
	海 進 ←	→ 海 退		
沖積層	+5m±		ラグーンの縮少 射水平野の形成 (縄文前期の主浜貝塚) 射水ラグーン形成(第2) 射水湖 海水域化 (海底谷?)	射水丘陵の南上りの傾動的陸起 呉羽山丘陵の継続的陸起(北東-南西方向の軸)
境ノ新(開折 扇状地)礫層	-50~60m		神通川の流路の転換 (呉羽山丘陵の南東側を流れる) 境ノ新凹地の埋積 境ノ新に峡谷状の河道完成 (海底谷?)	
友坂(段丘)礫層			境ノ新凹地の侵蝕	
直使塚礫層			境ノ新凹地の侵蝕	
呉羽火砕岩層 北代砂層	+20m±		?一部海域化したか 火山性物質の堆積	
峠茶屋礫・ 砂泥互層			沼沢地性の環境 (第一射水湖) 冷涼気候を示す植物群	
呉羽山礫層			呉羽山丘陵が地形に表われる (以後継続的な陸起) 扇状地性の環境 陸化、削剥	
			和開田川の埋積 開折谷の形成 (射水・呉羽山丘陵地域) 扇状地 田原状地 (山麓地域)	

この構造は、おそらくは、本来東北東-西南西方向にのびていた背斜が、海老坂断層を境とする両側の差別的な運動(東側が上昇した)によって引きずられて、現在のような亜三角形のドーム構造をとるにいたったものであろう。海老坂断層は、南北方向をもって並走する3本の断層からなっており、いずれも西落ちである。そのさらに西側には、埴生累層の西縁を画する東落ちの断層がある。第四系は、このドーム構造を切る平坦な堆積物として、丘陵をとりまいて分布している。

以下、新第三系と第四系下部については、各丘陵ごとに分けて記述する。



第 1 図 二上山丘陵新第三系構造図

## II. 2 新第三系

### II. 2. 1 呉羽山丘陵の新第三系

#### にしとやま 西富山砂岩層 (On)

本層は、友坂から国鉄高山線西富山駅うら付近にいたる間の呉羽山丘陵南東縁の崖に露出している。呉羽山丘陵地域における新第三系の最下位層であり、下限は地表で

はみられない。岩相的にみて、八尾・五百石図幅地域内の平林砂岩層・上滝砂岩層と似ており、層準としては音川累層の中・上部に当たるものである<sup>註4)</sup>。上位には、安養坊砂岩泥岩層があり、ところによって軽微な侵蝕面をもって重なる。層厚は、地表で見られる限りで約100mである。化石は音川累層主部の一般的な例にもれずはなはだ少ない。わずかに、西富山駅うらの本層最上部から *Natica* sp. の印象を得たにすぎない。

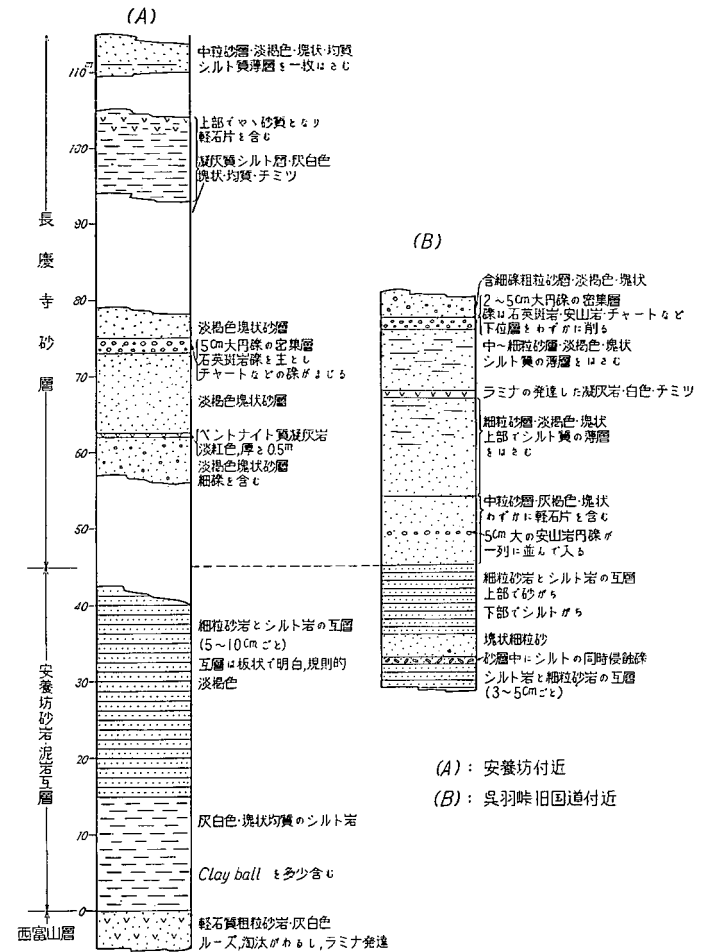
本層は、おもに泥質の細粒砂岩からなるが、なかにシルト岩の部分もみられる。色調は、新鮮なときには音川累層主部に特有な青灰色を呈するが、風化すると黄褐色～灰褐色となる。全体として、塊状・均質で、層理はほとんど発達しない。シルト岩の部分には、富山積成盆地西半部の音川累層主部に特有な、ブラシで刷いたあのような波型のラミナがみられる。

本層の最上部には、白色の軽石質凝灰岩層 (t<sub>1</sub>) が連続的に発達している。軽石には黒雲母が含まれる。この凝灰岩層は厚さ約20mで、西富山駅うらの露頭では、下から青灰色塊状泥岩の上に、軽石砂岩層(粘土質薄層を挟む)：厚さ2m、含軽石角礫層(礫は安山岩・流紋岩・花崗岩など、1~3cm大、基質は粗粒砂)：厚さ3m、軽石砂岩ないし軽石層：厚さ2m、軽石砂岩(クロス・ラミナや層間異常が著しい)：厚さ13m以上、の順に重なっている。ここで軽石砂岩と呼んだものは、極粗~粗粒砂大の軽石片が集合したものである。最上部の厚い軽石砂岩は、そのなかに0.5~1cm大の軽石が混じり、あるいは方向性を示さずに散在したり、処々にパッチを作って集合したり、また著しいクロス・ラミナを示したりしている。この軽石質凝灰岩層は、その層準と岩相からみて、おそらく八尾図幅地域内のO<sub>2</sub>(新山第3凝灰岩層：平林砂岩層の最上部を占めるもの)に相当するであろう。

あんようぼう  
安養坊砂岩泥岩互層 (Ha)

本層は、おもに西富山駅うら付近から北方にかけての、呉羽山丘陵南東縁の崖に露出するほか、丘陵南西端の友坂付近などにもみられる。本層は西富山砂岩層の上にと

註4) 八尾図幅説明書でも述べたように、音川累層主部の岩相は、富山積成盆地の東半部と西半部とで多少異なっている。前者は泥質の細粒砂岩を主体としており、後者は砂質ないし粘土質のシルト岩を主としている。ここで述べる西富山砂岩層は東半部のタイプに属し、後述の射水丘陵に発達する青井谷泥岩層は西半部のタイプに属する。



第2図 安養坊砂岩泥岩互層・長慶寺砂層柱状図

ころにより侵蝕面をへだてて重なるが、その基底はつねに西富山砂岩層最上部の軽石質凝灰岩層に接しており、この侵蝕面は大きな間隙を示すものではない。上位には長慶寺砂層が整合に重なる。

本層は、第2図に示したように、下部約15mは灰白色、均質、塊状のシルト岩からなり、上部約30mは淡褐色を呈する細粒砂岩と、シルト岩との5~10cmごと

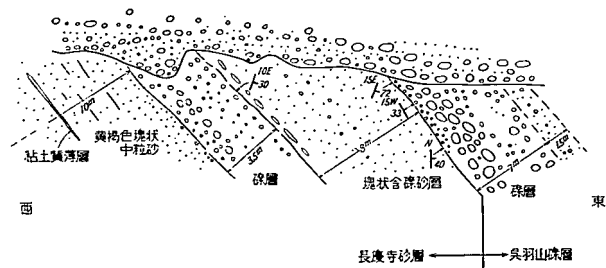
の規則正しい層理の明白な互層からなっている。互層の上部では、互層中に挟まれた厚い砂岩層のなかにシルト岩の同時侵蝕礫（互層をつくるシルト岩が破壊されて生じた角礫で、厚さ3~5 cm・長さ5~10cmの短冊型の断面を示して入る）がしばしばみられる。同様な同時侵蝕礫は、国鉄北陸本線の呉羽山トンネル南側のところで、本層最上部に著しく発達している。またこの互層の上部では、漣痕もみられる。安養坊付近では、本層中に落差20 cm前後の小断層の発達が著しい。厚さは全体として約45 mである。

化石としては、友坂および国道北側の採土場で *Patinopecten kurosawaensis* (YOKOYAMA) が得られた。化石および岩相からみて、本層と後述の長慶寺砂層とをあわせたものは、富山積成盆地西部の氷見累層や八尾図幅地域の三田砂岩層に対比されるものであろう。

#### 長慶寺砂層 (Hc)

本層は、国道8号線以北の呉羽山丘陵南東縁の崖と友坂付近とに分布している。この丘陵における新第三系の最上部層であり、上位には呉羽山礫層が不整合に重なる。

本層は、おもに黄褐色～淡褐色を呈する塊状の、中粒～粗粒砂からなっている。しばしば、厚さ1~3 mの礫層を挟む。礫層の礫は、石英斑岩・安山岩・チャートなどの2~10 cm大の円礫を主とし、密集していることが多い。礫層の下底には侵蝕面を伴うこともある。また、本層の上部で凝灰質シルト層が発達するほか、白色～淡紅色の緻密な凝灰岩薄層を挟むこともある。厚さは安養坊～長慶寺付近で約70 mである。化石はまだ発見されていない(第2図)。



第3図 友坂における長慶寺砂層と呉羽山礫層との関係 (Loc. 13の西部)

丘陵南西端の友坂 (Loc. 13) における本層最上部の状態および呉羽山礫層・段丘礫層との不整合関係は、第3図に示した。

### II. 2. 2 射水丘陵の新第三系

#### 青井谷泥岩層 (Oa)

本層は、図幅地域南部の射水丘陵をつくる地層であり、南方へは八尾図幅地域内へ続く。本層はこの地域の音川累層の主部をなし、その下限は、八尾図幅地域内で、音川累層下部の天狗山砂岩層を整合に覆うか、または、八尾累層上部の城山泥岩層を不整合に覆う。上位には、第四系の日ノ宮礫・砂泥互層が不整合に重なる。

本泥岩層は、おもに軟弱な粘土質シルト岩からなり、塊状・均質で層理はほとんど発達しない。露頭では、層理や割れ目が発達しないため、壁状の切り立った崖をつくりやすい。色調は、新鮮なときには特有の青味を帯びた灰色を呈するが、風化すると灰白色になる。また、ときに酸化鉄によって赤褐色に汚染されている。汚染は、露頭全体にわたっていることも、軽石片を中心として斑点状に散在していることもある。

本泥岩層には、ブラシで刷いたあのような波型のラミナがしばしば認められる。しかし他地域に較べて小規模であり、ときには塊状の泥岩中に波型のラミナをもった部分が30 cm前後の厚さで層状に挟まっている。

また、本層中には、ときに白色、ベントナイト様の凝灰岩薄層 (3~30 cm厚) や、白色の細粒軽石凝灰岩層 (1 cm厚) を挟んだり、0.5~1 cm大の軽石片が散在したりする。

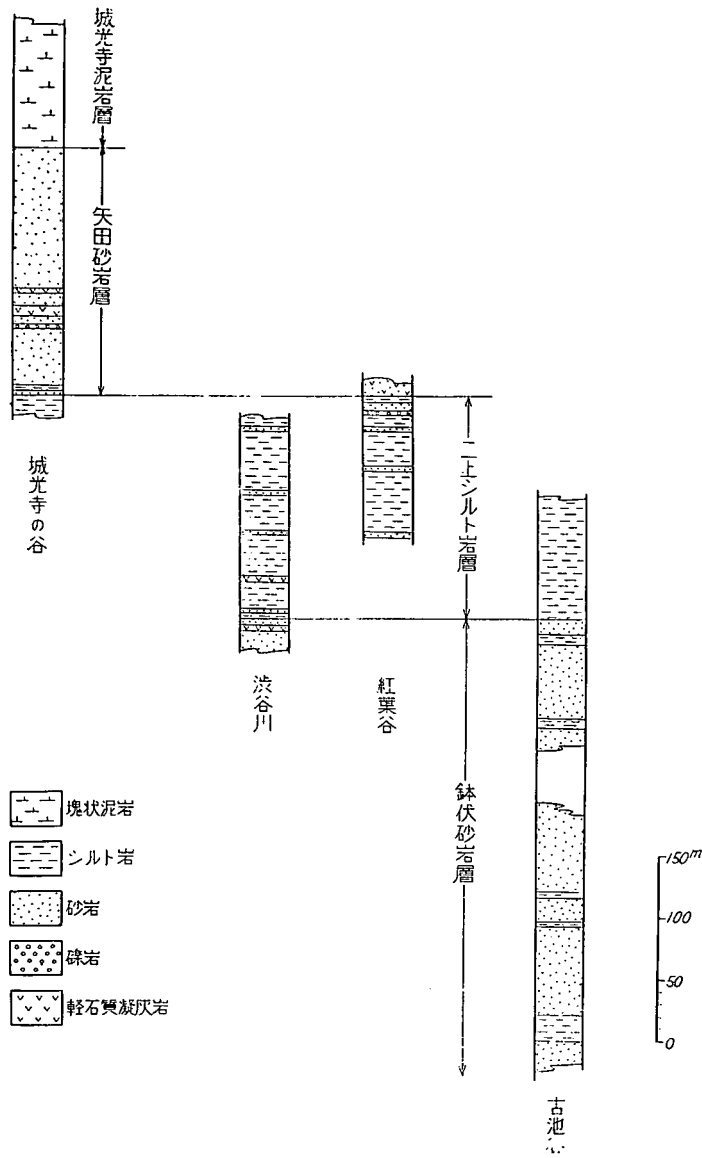
本層は、岩相が単調で層理の発達が悪い上に、全体としてほとんど水平でわずかに北へ傾むくにすぎないため、その正確な層厚は判らない。八尾・富山図幅地域をあわせて、全体としての層厚は500 m程度とみられる。化石は、八尾図幅地内では *Turritetta*, *Thyasira*, *Lucinoma* が得られたが、本地域では発見されなかった。

### II. 2. 3 二上山丘陵の新第三系

#### 鉢伏砂岩層 (Oh)

本層は、二上山丘陵の中央部に位置し、二上山ドーム状背斜の中核をなしている。下限は判らないが、地表でみられる限りでは、ほぼ700mの層厚が算定される。上位





第4図 二上山丘陵の新第三系柱状図

には、二上シルト岩層が整合に重なる。

本層の下部は、ドームの中核にあたる大師岳周辺に分布し、池辺・他（1951）の小竹砂岩層にほぼ相当する部分である。岩相は、汚ない暗褐色～茶褐色を呈する安山岩質の中粒・塊状砂岩からなる。層理は一般に不明白だが、暗灰色泥岩の夾みもみられる。また、ときに細礫岩層を挟んだり、石灰質の団塊を含んだりしている。

本層の中・上部は、おもに灰白色～灰褐色を呈する塊状・均質の、中粒～細粒砂岩からなっている。砂岩中には、しばしば灰色～灰褐色の泥岩層の夾みが見られるが、ことに西側の海老坂偏りの部分では、部分的に砂岩・泥岩の互層となっている。東半部では、厚さ10cm内外の泥岩薄層として挟まれる。泥岩層には一般に、植物破片の混入が非常に多い。また、東半部では、しばしば石灰質団塊もみられる。

本層の中・上部の砂岩は、一般に多少とも軽石質になっているが、ことに上部にあたる城山から二上山へかけての尾根筋において、著しい軽石質砂岩が発達している。この軽石質の層準(地質図幅のpu)は、下限はかなり明白であるが、上方では次第に軽石の含有量を減じて、ふつうの砂岩層に移化している。また、東方へも次第に不白になってゆく。城山の山頂部では、この軽石質の層準の下部に、灰色シルト岩の同時侵蝕礫がとり込まれている。また、丘陵東部の渋谷川付近でも、この軽石質の層準のすぐ下位に、安山岩やチャートの1cm大以下の円礫や、5～30cm大の泥岩礫からなる礫岩層がレンズ状に挟まれている。

本層からの化石としては、池辺・他（1951）が、下部（池辺・他の小竹砂岩層）から次のものを報告している。

*Acila submirabilis*, *Cardium* sp., *Chlamys notoensis*, *Lucina acutilineata*, *Thyasira gouldii*, *Clavatula* sp., *Balanus* sp., また、古池谷の最奥部では、*Nuculana* sp. などが得られた。

本層は、層準としては、西隣の石動図幅地域内に発達する、蒲田互層と神代互層とを合わせたものに相当する。両互層が、東方で次第に砂がちとなり、泥岩の夾みが少なくなったのが、鉢伏砂岩層である。一方、本層は射水丘陵の青井谷泥岩にも対比される。このように、本砂岩層は、西方および南方での泥質岩と同時異相の関係にあるわけであるが、このことは、本地域への粗粒物質の供給源とその径路にからんで、こ

の地域が、当時どのような地理的位置にあったのか問題を残している。

#### ふたかみ 二上シルト岩層 (Hf)

本層は、二上ドーム状背斜の一部を形成して、ほぼ輪状に分布している。下位の鉢伏砂岩層、上位の矢田砂岩層とはいずれも整合である。層厚は南西部でもっとも厚く約 230 m で、北東方へ次第に薄くなり、城光寺北方で 200 m、矢田の谷で 150 m、雨晴付近で 100 m、それより西方では 50 m 前後となる。全体としては、南翼で厚く北翼で薄い (第 5 図)。

本層は、灰色～灰褐色を呈するやや粗粒のシルト岩を主体としている。おもに塊状・均質で、ラミナはあっても不明なことが多い。本層の下部および上位は、ところによって著しく軽石質となっている。

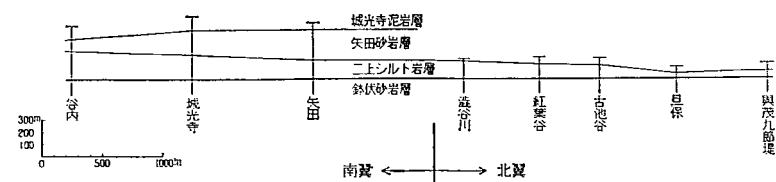
最下部の下位層との漸移部では、しばしば細粒の砂岩層を挟み、一部ではこれと互層する。中部でも、2、3の層準に厚さ 3～5 m の灰褐色細粒砂岩層が挟まれる。丘陵南西部にみられる本層最上部は、軽石質で、淘汰のきわめて悪い、塊状の砂質シルト岩からなり、チャートの細円礫が散在したり、木片が混入したりしている。他地域での本層最上部は、シルトと軽石質砂との互層をへて、上位の砂岩層へ移行することが多い。

本層からは化石はほとんど産出しない。気多神社北方の谷での本層基底部から、属種不明の巻貝の印象が得られ、雨晴付近の本層中部からウニの破片を産し、また、丘陵南西部の本層最上部にフナクイムシや多数の生痕がみられたにすぎない。

本層は、その層序的位置と岩相からみて、氷見地域における藪田シルト岩層に相当するものであろう。

#### やだ 矢田砂岩層 (Hy)

本層はおもに二上山丘陵の南北両側、すなわち、二上ドーム状背斜の南北両翼を占めて分布する。そのほか一部は、丘陵南西部の海老坂断層の両側にも細長くのびている。下位には、二上シルト岩層が整合に続く。上位には南翼では城光寺泥岩層が整合に重なるが、北翼では上限はみられない。厚さは、南翼では矢田の谷でもっとも厚く、約 200 m に達するが、それより西では薄くなる。北翼では厚さ 200 m 以上であ



第 5 図 二上山丘陵の新第三系模式層厚図

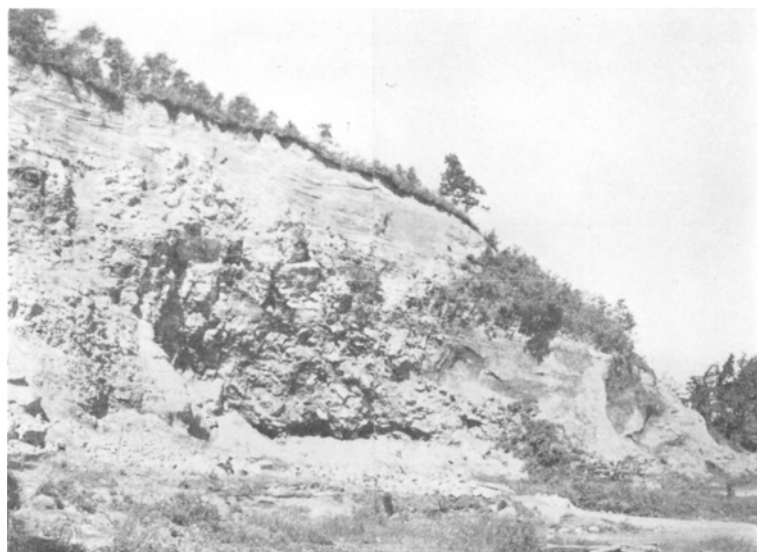
る (第 5 図)。

本層は分布地域の大半では、灰白色を呈する軟弱な中粒～粗粒の石英粒の多い砂岩からなっている。砂岩は、塊状または不明なラミナを有するもので、淘汰はかなりよい。これをさらに詳しくみると、最下部には上記の砂岩と泥質岩との互層部がわずかにみられ、中部ではしばしば軽石質の部分を挟み中粒～粗粒である。また、1 cm 大以下の円礫 (花崗岩・片麻岩・チャートを主材とする) が、砂岩中に散在したり、レンズを作ったりして入っている。上部では細粒砂岩となり、とくに軟弱である。池辺・他 (1951) が乱橋砂層と呼んだ地層は、氷見市乱橋付近で、窪砂層の下位に孤立して露出している小礫を含む中粒砂を主とし、薄いシルトを挟む含貝化石層であるが、これも本層中に含まれるものであろう。

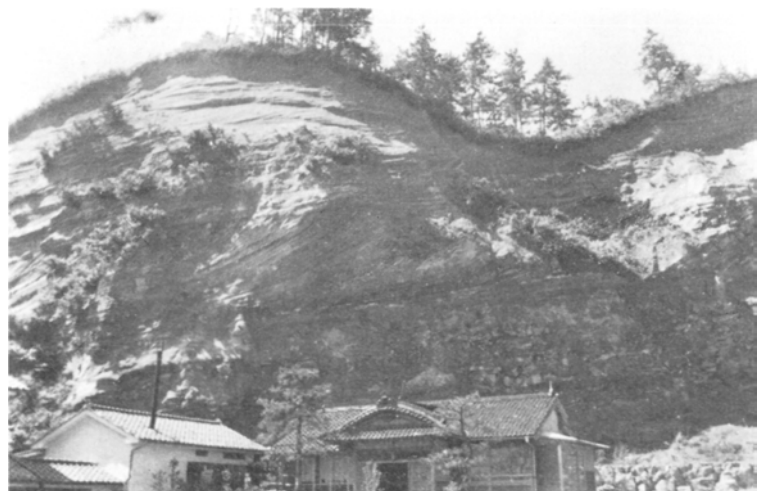
海老坂断層以西の地域に、細長く南北にのびて分布する本層は、おもに淡褐色～灰褐色を呈する塊状の石英質砂岩からなっている。粒度は中粒ないし粗粒であるが、しばしば 3 cm 大以下の片麻岩・花崗岩・チャート・安山岩などの円礫が散在している。下位の二上シルト岩層とは海老坂断層で接する。この断層の近くでは、本層中にもしばしばこれと平行した小断層が発達している。また、海老坂の西方では、上位に洪積層の上田子礫・粘土層が不整合に重なっているのがみられる。

ところが、本層は雨晴付近の海岸地域では、上記の一般的な岩相と異なった特異な様相を示している<sup>註5)</sup>。雨晴付近での本層は、多量の軽石片を含む中粒～細粒の砂岩からなり、そのなかに石英質の硬い部分が礁状の不規則な外形を示して入っている (図版 1)。層理の発達は、石灰質の部分にもそれ以外の部分にも共通しており、下部では平行な、上部では大規模に斜交した層理となっている。上部でみられる斜交層理は、礁状石灰質部の分布する付近で発達が著しく、かつ石灰質部を中心としてそれから外方

註5) この部分は、池辺・他 4 名 (1951) が「雨晴軽石質砂層」と呼んだ部分に当たる。



図版1 矢田砂岩層（雨晴石切場）  
凹凸のはげしい石灰質部が不規則に挟まれている（Loc. 31）



図版2 矢田砂岩層（雨晴付近）  
石灰質部の上に大規模な斜交層理がみられる（Loc. 31の東方）

へ向かって急斜する傾向がある（図版2）。この礁状石灰質部（地質図幅のca）は、他の部分に較べて堅硬で侵蝕に対する抵抗が強いため、雨晴岩のような奇岩や男岩・女岩などの海中に聳立する岩礁群をつくっている。

雨晴海岸東部（岩崎カ鼻・紅葉谷付近）では、本層の基底部がみられる。こゝでは下位に塊状の暗灰色シルト岩（二上シルト岩層）があって、その上に、軽石片の密集層と軽石片を含まないシルト岩との3~10 cm ほどの互層が重なり、その上が軽石質粗粒砂岩となっている。

以上のような岩層は、雨晴海岸の約1.3 km にわたって連続するが、なかでも、氷見線雨晴駅の南東方約400 m のところにある石切場（Loc. 31）がもっとも標式的な露頭である。こゝでは、石灰質の硬い部分を切り出し、「太田石」と呼んで、装飾用石材に用いている。このような石灰質部の発達する地域は、二上ドーム状背斜の軸部に当たっており、この岩相が一種の礁性堆積物として形成されたものであることが予想される。

これと似た岩相としては、他地域では、丘陵北西部（国泰寺北東方の谷の入口から3番目の池の堤の東側、Loc. 32の東方）に、本層最下部を占めて、厚さ0.5 m の石灰質団塊層がみられたにすぎない。

第3表 矢田砂岩層化石表\*  
（雨晴石切場, Loc. 31）

Faunal list of the Yada sandstone member  
(Amaharashi, Loc. 31)

*Acila* sp.  
*Chlamys cosivensis* (YOKOYAMA)  
*Ch. swifti* (BERNARDI)  
*Patinopecten tokyoensis* (TOKUNAGA)  
*Ostrea* sp.  
*Cardium* sp.  
*Tellina* sp.  
*Solen* sp.  
*Clypidina* sp.  
*Turritella* sp.  
*Echinarachnius mirabilis* (A. AGASSIZ)

\* 邑本 (1955-a) による

化石は、本層の分布地域の大半ではみられず、産地は雨晴海岸と海老坂断層以西の部分に偏在している。雨晴の石切場から産するものとして、邑本（1955-a）は第3表の化石を報告している。このほか、池辺・他（1951）は雨晴海岸付近で、*Thyasira bisecta*, *Umbonium subsuchiense* の産出を記している。また岩崎ガ鼻における本層最下部からは、*Nyssa sylvatica* MARSH.<sup>註6)</sup> の種子1個を産した。

海老坂断層以西の部分では、塊状砂岩中に、多数の貝殻やウニの破片が散在している。しかし、同定にたえるものは少なく、わずかに *Patinopecten kurosawaensis* (YOKOYAMA) が認められたにすぎない。

矢田砂岩層は、岩相と化石からみて、金沢―石動地域の桑砂層の東方延長部にあたるものであろう。

#### 城光寺泥岩層 (Hj)

本層は矢田砂岩層の上位に整合に重なり、丘陵南東縁にのみ分布する。上限は不明であるが、厚さは120 m 以上である。全体として、岩相変化の少ない単調な泥岩からなる。泥岩は、新鮮なときは暗灰色、乾いて灰白色を呈する塊状のもので、幾分凝灰質である。風化すると、露頭面に黄色い粉をふいたり、また、ときに波型のラミナがみられるなど、音川累層の泥質岩と類似した特徴を示すことがある。

本層の中部では、石灰質団塊（0.3～0.5 m 大の球形のもの）が一層準を示して並んでいる。またその上位には厚さ約5 mの安山岩質中粒砂岩層が挟まれる。本層の上部では、ときに軽石片の散在がみられるほか、厚さ約1 mの白色、緻密の固い凝灰岩層（地質図幅の t<sub>2</sub>）がある。

本層からは化石はほとんど産出しない。邑本（1955-b）によって、谷内部落東方150 mの地点から、属種未定の魚化石1箇体と海棲珪藻化石 *Cocsinodiscus* sp., *Synedra* sp. が、さらにその東方約50 mの地点から *Sagarites* sp. の産出が報告されているにすぎない。

本層は、その層序的位置と海棲化石の産出とからみて、氷見累層に含ませるのが妥当と思われる。しかし、氷見・殖生累層が連続的に発達する金沢―石動地域では、海成の氷見累層上部の砂層の上には、整合または軽微な不整合でもって、淡水性ないし

註6) 本所尾上亨技官による。

汽水性の殖生累層（礫・砂・泥の互層を主とする）が重なっており、氷見累層の最上部にこのような厚い泥岩層の発達するところはない。この点で、本泥岩層の存在は特異なものといえることができる。

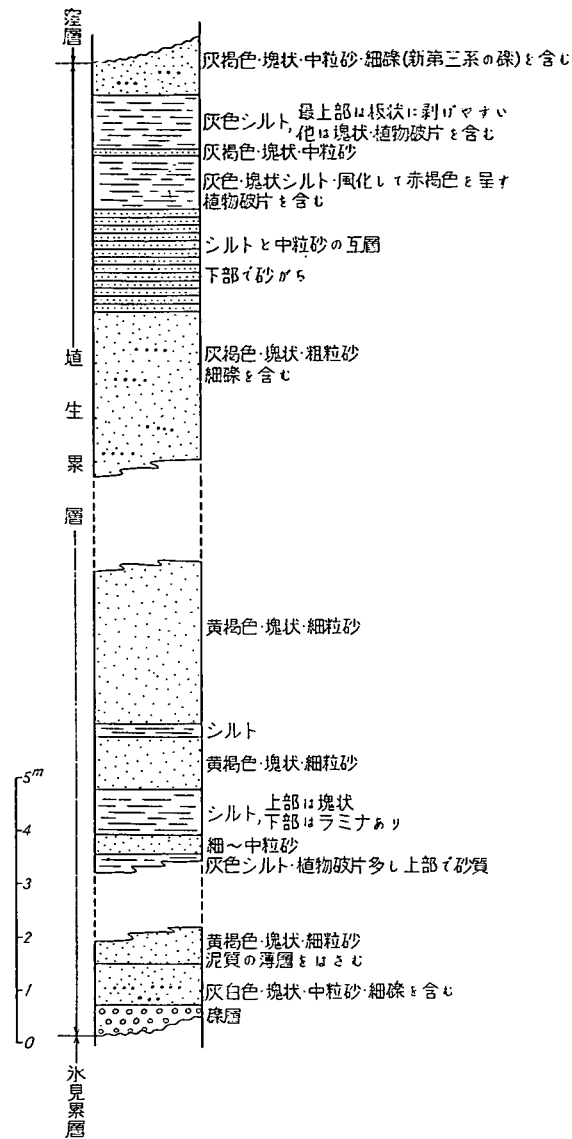
#### 殖生累層 (Hn)

殖生累層は、北陸層群の最上部を占める地層であり、西隣の石動図幅地内でもっとも典型的に発達している。一般に、海成の氷見累層の上に整合または軽微な不整合で重なる汽水性ないし淡水性の地層で、おもに砂・粘土・礫の互層からなっている。本図幅地域内では、北西隅の氷見市南部地域で、おもに第四系の下位に断片的に露出するほか、海老坂峠の南方で、南に開いた楔状の地溝内に分布するにすぎない。大部分の場所では下位層との関係も判らないが、石動図幅地内に分布する殖生累層との岩相的な類似から、これを殖生累層に属させることにした。

富山図幅地内において、殖生累層の層序的な関係がもっともよく判るのは、国泰寺北方の丘陵突出部 (Loc. 32) である。こゝでは、途中の露出が欠除して正確な層厚は判らないが、基底から約30～40 m 上方までの部分がみられる（第6図）。本累層の基底は、下位の氷見累層（矢田砂岩層）の最上部にある砂質シルト層に不規則な侵蝕面をもって重なる礫層からなっている。この礫層は、厚さ0.25～0.65 m である。礫は3～10 cm 大のものと、その間を埋める1 cm 大の細円礫とからなっている。礫の種類としては、花崗岩類および流紋岩質のものが多い。礫の間は、中粒砂が充填している。基底礫層の上位には、灰褐色～黄褐色を呈する、中粒ないし細粒の塊状砂層が発達している。砂層中には、しばしば、花崗岩類やチャートなどの細円礫が入っている。シルト層の夾みは上部および下部に多い。一般に層理はあまり明瞭でない。

これ以外の地域でも、殖生累層はおもに黄褐色の塊状中粒砂からなっている。砂層中には、しばしば細円礫が含まれるが、ときには表面のきわめて滑らかな、光沢のある花崗岩類の細円礫もみられる。また、粘土質の薄層がしばしば挟まれる。上田子南方では、暗青色のシルト層（厚さ0.8 m、腐泥臭を有する）中から、*Corbicula* (s. s.) sp., *Nuttallia* sp., *Anisocorbula* sp., “*Viviparus*” sp. などの貝化石を産した。

本層の大半は、上田子層や窪層の形成する丘陵地・台地の下半部を占めて露出する。



第6図 埋生累層柱状図 (Loc. 32)

海老坂峠の南方に分布する埋生累層も、上記と同様な岩相であり、おもに礫・砂・泥の互層からなっている。

以上に記述した二上山丘陵の新第三系の層序を、池辺・他(1951)の層序と比較すると第4表のようになる。

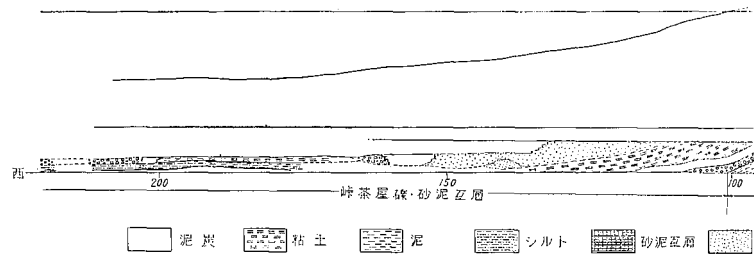
第4表 二上山丘陵の層序対照表

		池辺・他4名(1951)	富山図幅(1963)		
		窪層	窪砂層		
		上田子層	上田子礫・粘土層		
卯辰山累層		板屋互層	埋生累層		
氷見層群	氷見累層	雨晴軒石質砂層	城光寺泥岩層	氷見累層	北陸層群
		藪田シルト層	矢田砂岩層		
余川層群	阿尾累層	城光寺泥岩	二上シルト層	音川累層	
		鉢伏砂岩	鉢伏砂岩層		
		城山礫灰岩			
	吉滝累層	二上砂岩			
		小竹砂岩			

II. 3 第四系

II. 3. 1 呉羽山丘陵の第四系

呉羽山丘陵の第四系の層序と地史については、さきに藤井・坂本亨(1961)が詳しく述べた。本説明書では、各地層名は藤井・坂本亨(1961)に従っている。たゞ、呉羽山丘陵の峠茶屋礫・砂泥互層、北代砂層、呉羽火砕岩層と射水丘陵の日ノ宮礫・砂泥互層、太閤山火砕岩層とを一括して、新たに射水累層と呼ぶことにする。呉羽山丘陵の峠茶屋礫・砂泥互層、呉羽火砕岩層と射水丘陵の日ノ宮礫・砂泥互層、太閤山火砕岩層とは、岩相・層序がよく一致しており、もともと一連の地層として形成されたもの



第7図 新呉羽山トンネル

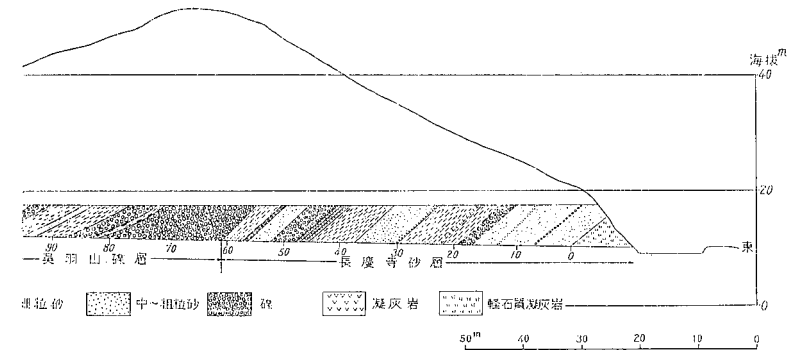
と考えられる。そして、呉羽火砕岩層と北代砂層とは、同時異相の関係にある。射水累層は藤井・坂本清次（1961）が提自した“第一射水湖”の堆積物である<sup>註7）</sup>。

#### 呉羽山礫層 (Ku)

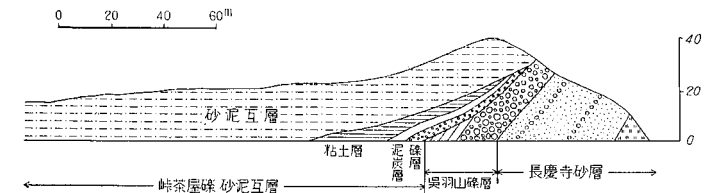
本層は、南部ではおもに丘陵の西斜面を占めて拡がり、北部では丘陵東面の崖の上部に露出する。下位の北陸層群の各層を不整合に覆い、上位の峠茶屋礫・砂泥互層に覆われる。下位の北陸層群とともに、富山平野地下に潜在する背斜構造（立石：1950）を形成していると推定されるが、その西翼の一部のみがこの丘陵で見られる。北陸層群とはかなりの構造差が見られる。丘陵南端部（第3図）では、下位層と同様に、30～40°の傾斜で東方へ傾き、その上を友坂礫層が水平に覆っている。厚さは北部で約30m、南部ではこれより厚く50m前後に達するものとみられる。

本層は未凝固の礫層を主とする。礫は、石英斑岩・流紋岩質凝灰岩・花崗岩・安山岩および手取層群の砂岩・礫岩などの円ないし亜円礫を主とする部分が多いが、上部では5～10cm大となる。礫は一般にあまり密集していないが、大小のものが雑然と入り混じり、配列に方向性を示さない。基質は、淘汰のわるい泥質の粗粒砂である。上部では厚さ0.3～3mの淘汰のわるい粗粒砂の夾みが多い。丘陵南端部で見られる本層の基底部を第3図に示した。

註7) 藤井・坂本清次（1961）は、友坂段丘陵層・境ノ新扇状地礫層をも第一射水湖末期の堆積物としている。しかし地史的な経過からみて、両礫層を第一射水湖消滅後の堆積物とみる方が妥当である。



坑内図（藤井昭二による）



第8図 新呉羽山トンネル模式断面図

本礫層の上位には、城山付近で見られるように、厚さ約3mの桃色凝灰岩層（地質図幅のpt）が重なっている。この凝灰岩層の正確な層位は不明であるが、一応呉羽山礫層の直接上位に重なるものとした。

#### 射水累層

#### 峠茶屋礫・砂泥互層 (Tg)

呉羽山丘陵の西斜面に広く分布する。下位には呉羽山礫層があり、上位には北代砂層・呉羽火砕岩層が整合に重なる。厚さは、20～30mである。

本層の基底部は礫層からなっている。この礫層は、国鉄北陸線の新呉羽山トンネルの工事中に、トンネル内でよく観察されたが、現在ではみられない。地表では、丘陵北部の尾根筋に分布する。丘陵南部の西斜面では、露出が悪いためほとんどみられない。新呉羽山トンネル内でみられた基底礫層は、厚さ約10mで、呉羽山礫層をつく

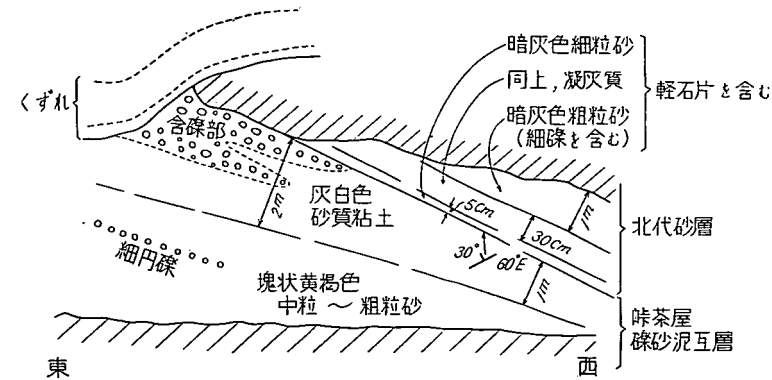
る礫とほぼ同種類の礫からなり、5~10 cm 大の円礫が多い。礫はかなり密集している。トンネル内では、この上位に泥炭層 (2 m 厚)・粘土層 (3~4 m 厚)・砂泥互層がつづく (第7図, 第8図)。

地表では、おもに上部の砂泥互層の部分のみがみられる。互層をつくる砂は、灰褐色~淡褐色を呈する塊状の石英質粗粒砂で、ときに細礫がまじる。泥層は、灰白色を呈する粘土ないし砂質粘土層であって、一般に塊状で淘汰が悪い。互層の各単層の厚さは、0.3~2 m であるが、層理はあまり明瞭でない。なお、呉羽町峠茶屋付近の国道脇では、本層下部にあたると思われるところで、礫層中に青灰色の粘土層 (厚さは3 m 以上) がみられる。

化石としては、新呉羽山トンネル内の粘土層のすぐ上位の礫まじりの粗粒砂層および呉羽町中茶屋付近の粘土層から、第5表のような植物化石を産した。トンネル内から産した植物化石群は、エゾマツやコマツガの存在からみて、当時かなり冷涼な気候であったことを示している。中茶屋の化石産出層準は、これよりやゝ上の層準に属するようである。このほか、丘陵西部の粘土層中から、しばしば、埋れ木などが産する。

北代砂層 (Ks)

呉羽山丘陵北部に広がる海拔 20 m 前後の台地をつくってほぼ水平に分布する。ただし、稜線北端部 (Loc. 11) では、局部的ではあるが、丘陵の稜線に沿った所で、



第9図 船橋新で見られる峠茶屋礫・砂泥互層と北代砂層との関係 (Loc. 11)

第5表 射水累層の植物化石\*  
Plant fossils of the Imizu formation

1. 峠茶屋礫・砂泥互層の植物化石 (Tōgechaya member)

1-a 新呉羽山トンネル内

<i>Picea jezoensis</i> CARR.	エゾマツ	毬果・小枝・葉	多
<i>Tsuga diversifolia</i> MASTERS	コマツガ	毬果・葉	多
<i>Chamaecyparis pisifera</i> ENDL.	サワラ	毬果	多
<i>Thuja Standishii</i> CARR.	ネズコ	毬果・小枝	多
<i>Pinus koraiensis</i> SIEB. et ZUCC.	チョウセンゴヨウ	種子・葉	少
<i>Prunus Maximowiczii</i> RUPR. (?)	ミヤマザクラ	堅果	1コ
<i>Phellodendron amurensis</i> RUPR.	キハダ	種子	1コ
<i>Sapium sebiferum</i> ROXB.	ナンキンハゼ	種子	

1-b 呉羽町中茶屋

<i>Juglans manshurica</i> MAX. ( <i>Sieboldiana</i> type)			
<i>Fagus cf. crenata</i> BL.	ブナ		
<i>Sapium sebiferum</i> ROXB.	ナンキンハゼ		
<i>Sapindus mukurosi</i> GAERTN.	ムクロジ		
<i>Trapa macropoda</i> MIKI	シリプトビシ		
<i>T. Maximowiczii</i> KORSH.	タイリクヒメビシ		

2. 日ノ宮礫・砂泥互層の植物化石 (Hinomiya member)

2-a 小杉町太閤山 (Loc. 21)

<i>Juglans manshurica</i> MAX. ( <i>Sieboldiana</i> type)		堅果	多
<i>Styrax japonica</i> SIEB. et ZUCC.	エゴノギ	種子	多
<i>Sapindus mukurosi</i> GAERTN.	ムクロジ	種子	多

2-b 小杉町生源寺 (Loc. 22)

<i>Sciadopitys varticillata</i> SIEB. et ZUCC.	コウヤマキ		
<i>Fagus cf. crenata</i> BL.	ブナ		
<i>Sapium sebiferum</i> ROXB.	ナンキンハゼ		
<i>Sapindus mukurosi</i> GAERTN.	ムクロジ		
<i>Trapa macropoda</i> MIKI	シリプトビシ		
<i>T. Maximowiczii</i> KORSH.	タイリクヒメビシ		

\* 藤井・坂本亨 (1961) による

走向 N60°E, 30°NW となっている(第9図)。下位の峠茶屋層とは整合に重なるが、上記の第9図の部分では軽微な侵蝕間隙の存在する疑がある。北陸線以南の台地表面に分布する呉羽火砕岩層とは、同時異相の関係にある。厚さは、台地主部では約5m、東方の百塚付近では約30mに達する。

本層の主部は、おもに暗灰色でやゝ紫色を帯びた安山岩質の粗粒砂からなり、米粒大の軽石片を含んでいる。下部は、おもに塊状で、ラミナはあっても不明瞭であるが、上部は、安山岩細礫を混じえ、斜交ラミナが発達する。台地表面は、厚さ1.5m内外の赤褐色土壌に覆われる。土壌の下半部には、北代砂層上部と同様に、細礫を含んでいる。

東部の八ヶ山付近では、地層が厚くなるとともに、5~20cm大の花崗岩・安山岩などの礫からなる円礫層(厚さ1~5m)が挟まれる。この礫層の上部には、局所的に赤褐色の泥層(厚さ3~4m)がみられるほか、砂層中にも粘土質層が挟まれる。化石はまだ発見されていない。

下位の峠茶屋層との境には、多くの場所で、厚さ約1cmの黒色炭質物薄層が挟まれる。また、下位層の砂が石英質であり、北代砂層の砂が安山岩質であるため、色調の違いもあって、両者の区別は比較的明瞭である。

#### 呉羽火砕岩層 (Kv)

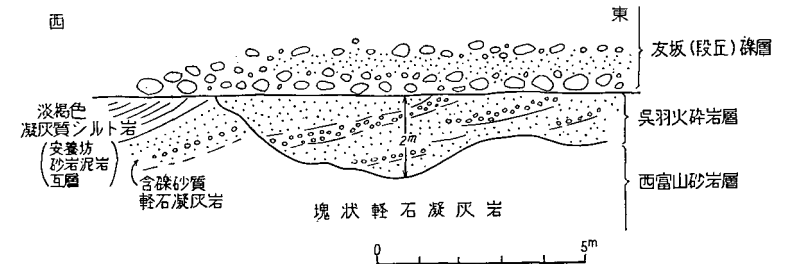
おもに丘陵北部の北陸線以南の台地表面に分布する。こゝでは、峠茶屋層の上位に、整合に重なる。北代砂層とは、同時異相であり、厚さは、8m内外である。本層の一部は、丘陵南端部にもみられる。こゝでは、北陸層群と友坂礫層との間に挟まれてレンズ状に露出するにすぎない(第10図)。

本層の下部厚さ約5mは、凝灰質砂層(ないし砂質凝灰岩層)と、緻密な凝灰岩層との互層からなっている。凝灰質砂層は、細粒で、やゝ紫色を帯びた暗灰色~暗褐色を呈し、ときには、北代砂層の細粒の部分と同様なところもある。凝灰岩層は緻密でベントナイト様であり、灰色~アズキ色を呈する。

互層の単位は、0.3~0.5mの厚さであり、ところによっては砂質の部分が多くなる。上部の厚さ約3mは、暗褐色を呈する塊状の安山岩質スコリア層である。スコリア中の有色鉱物としては、紫蘇輝石・普通輝石・角閃石および黒雲母が認められる。ス



図版3 呉羽火砕岩層(呉羽町農協前 Loc. 12)



第10図 友坂における呉羽火砕岩層と上下層との関係(Loc. 13の東部)

コリヤの間隙は、泥質の充填物によって、不完全に埋められている。また、この上部では、ときに軽石片がまじる。

丘陵南端部に露出するものは、これと幾分岩相が異なっている。こゝでは、不明瞭な斜交ラミナを有する暗灰色の火山礫質砂層からなり、花崗岩や角閃石安山岩の円礫が散在している。下位の北陸層群(西富山層)とは不整合関係にある。上位の友坂



礫層(段丘礫層)との間にも、多少の時間的間隙があるものとみられる(第10図)。一方この第10図に示した露頭の西方では、北陸層群と友坂礫層との間に、厚さ1m内外の火砕質層が挟まれる。しかし、こゝでは、火砕質層下限は明瞭な不整合であるが、上限は不明白であって、みかけ上は友坂礫層に漸移している。このような現象は、おそらく、呉羽火砕岩層の堆積後、まだ充分凝固しないうちに、次の友坂礫層が堆積したことに起因するものであろう。すなわち、友坂礫層の礫の流入に伴なって、呉羽火砕岩層の上部が攪拌され、その構成物質は、友坂礫層の基底部に混入されてしまったものであろう。したがって第10図の場合は、恵まれた条件の下で、呉羽火砕岩層が保存されたことになる。

#### とも しか 友坂礫層(Mg)

丘陵南端部の、海拔高度60m前後の段丘を構成する礫層である。厚さは、友坂の露頭では約8mであるが、段丘全体としては20m前後に達する。射水丘陵東縁の段丘もこれに相当するものかと思われるが、こゝでは礫層の存在が明瞭でない。

礫層は、花崗岩・流紋岩質凝灰岩・石英斑岩・安山岩などの30cm大以下の円礫ないし亜円礫を主材とし、その配列によって、ほぼ水平な層理がみとめられる。基質は、かなり安山岩質の粗粒砂である。

#### きかいの しん 境ノ新礫層(Sg)

境ノ新を扇頂として北方に拡がる開析扇状地を構成する礫層である。扇状地の南東縁は、比高25~30mの急崖をもって、富山平野に接する。扇状地面の南西への延長は、八尾図幅地域内で、古里村長沢付近を通過して、山田川の段丘につづく。扇状地面の末端は海拔5~6mのところ、沖積層に覆われる。

本層の厚さは、南東縁の急崖下に、下位層が露出していないことからみて、南東部において30m以上に達する。

本層の岩相は、露出が悪いためはっきりしないが、地表に散在する礫や、南東縁の崖での小露出でみると、おもに花崗岩・片麻岩類の5~10cm大の亜角礫からなっているようである。また、ときに50cm大の安山岩礫もみられる。基質や成層状態についてはわからない。

### II. 3. 2 射水丘陵の第四系

#### い みず 射水累層

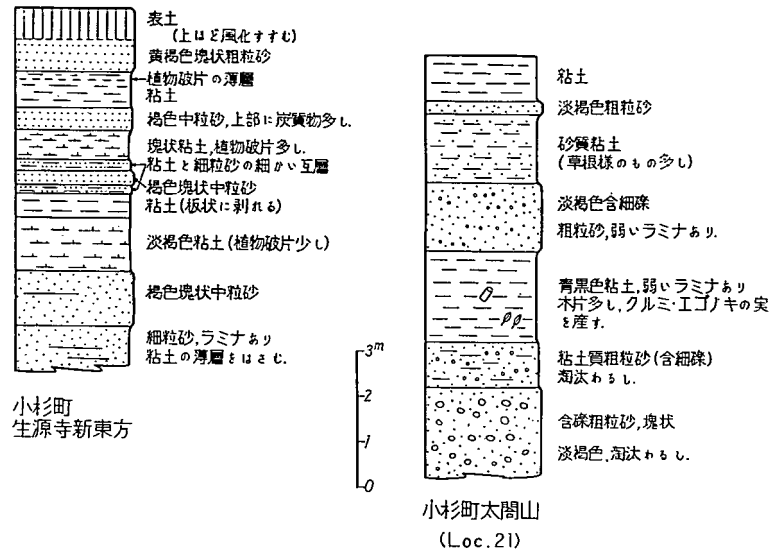
#### ひのみや 日ノ宮礫・砂泥互層(HgおよびHs)

図幅地域の射水丘陵北部にかなり広く分布する。下位の第三系(青井谷泥岩層)に不整合に重なる。上位には、大開山火砕岩層が整合に重なる。本層分布地のうち、南部の尾根筋には下部の礫層のみが分布し、北部の台地地域では上半部の砂泥互層がおもにみられる。層厚は、北部で30m前後である。

下部の礫層は、おもに南部および西縁部の尾根筋に分布する。北部の砂泥互層分布地では、その発達が悪いが、基底部に挟まれる。礫層は、花崗岩・流紋岩・安山岩などの5~10cm大の亜円礫を主材とする。礫は密集しており、その配列には方向性がみられない。礫層は、著しく風化しており、濃赤褐色を呈することが多い。礫層分布地外でも、この付近の尾根筋では、礫を含んだ赤褐色の土壌をみることが多い。これは、この礫層の風化した残留物であろう。

一方、この下部礫層の下位、青井谷泥岩層との中間には、ところによって局部的な薄い砂層が挟まれる(例えば、丘陵東部の平野付近や同西部の生源寺新南方など)。この砂層は著しく風化して濃赤褐色を呈する青井谷泥岩の上に不整合に重なる厚さ1~3mの粗粒ないし中粒の塊状砂層であり、基底部には1~2cm大の流紋岩・安山岩・チャートなどの亜角礫を伴なう。砂層の上位には、上述の日ノ宮互層の下部礫層が、明白な侵蝕面をもって重なっている。本砂層は、分布が小さいので、地質図幅には省略した。

上半部の砂泥互層は、丘陵北端の開析された台地地域に、ほぼ水平に分布する。砂層はおもに、淡褐色~灰褐色を呈する中~粗粒の砂からなる。粗粒部では多くの細礫を含み、その下限に軽微な侵蝕のあとを示すこともある。泥層は、新鮮なときに青黒色を呈し、風化して灰白色となる粘土ないし砂質粘土層である。下部の粘土層は塊状・均質のものが多く、上部のものは淘汰がよくない。粘土層からは、いたるところで保存のよい植物化石を多産し(第5表, p.25)、一部では淡水貝化石(*Cristaria plicata spatiosa* (CLESSIN))も得られる。互層の各単層の厚さは、0.3~2mである。全体として泥層がちであるが、とくに下部では粘土層の占める割合が大きい(第



第11図 日ノ宮礫・砂泥互層(上部)の柱状図

11図)。

丘陵西部(水戸田の南方)では、砂泥互層の中部に、局地的ではあるが、かなり厚い礫層がみられる。この礫層は、5~20 cm 大の花崗岩・片麻岩・流紋岩・安山岩などの亜円礫を主材とするものであり、礫は密集して方向性を示さない。礫層の上部では、礫は小さく、かつ、あまり密集しない。礫はかなり風化している。この礫層は、日ノ宮互層下半部の礫層とよく似た岩相を呈するが、下位には青黒色・塊状の粘土層があり、上位には砂・粘土互層が重なるので、砂泥互層の中部に局所的に発達した礫層とみなした。この礫層の厚さは、不明確であるが、20 m 以上に達するであろう。

日ノ宮礫・砂泥互層は、岩相および産出化石からみて、全体として、呉羽山丘陵の峠茶屋礫・砂泥互層と対比される。あるいは、両者は、もともと一連の水域に堆積した地層とみなすこともできる。本層(とくにその上半の互層部)は、産出化石からみ

て、明らかに淡水成層である。

#### 太閤山火砕岩層 (Tv)

射水丘陵北部の台地表面に断片的に分布する。呉羽山丘陵における呉羽火砕岩層とよく似た岩相を示す。本層のもっともよい露頭は、太閤山部落付近で見られる。他の場所では、たいてい丘陵の平坦な尾根筋(ことに畑になっている所)で、安山岩質スコリヤの散在をみるにすぎない。厚さは、5 m 内外である。

本層は、安山岩質のスコリヤ(0.5 cm 大)層を主としている。基質は安山岩質の粗粒砂である。多くは塊状であるが、ときに斜交ラミナもみられる。また、こゝではスコリヤ層の間に、灰白色の粘土質層が挟まれる。

#### 直使塚礫層 (Ct)

南隣の八尾図幅地域内(直使塚付近)から、本図幅地域南縁部にかけて広がる海拔90 m 前後の台地をつくる礫層である。かつて、八尾図幅において、高位段丘礫層と呼んだものの一部である<sup>註8)</sup>。

本層は、花崗岩礫を主材とし、安山岩礫なども混じる。20cm 大以下、普通5~10cm 大の亜円礫からなる。礫はあまり密集せず、また、方向性を示して配列することも少ない。厚さは、約30 m である。この礫層の上には、厚さ約3 m のローム様の赤褐色土壌が重なっている。

#### 庄川段丘礫層 (St<sub>1</sub> および St<sub>2</sub>)

丘陵西縁に沿って、南北にのびる段丘がある。段丘面の最高所は、本図幅地域内で海拔約58 m である。段丘の最高位面は、段丘の中央を尾根状に走り、その西側にはもう一段の明確な面がある。この両者が庄川によって形成された段丘である。最高位面の東側には、和田川によって形成された2~3 段の段丘が存在する。各段丘とも、北方へ次第に低くなる。沖積面との比高は、最高位面が、図幅地域南縁で約25 m であり、その西側の下位面では、南部で約20 m、北部で約10 m である。

註8) 八尾図幅説明書では、八尾図幅地域内の高位段丘礫層と、本図幅地域内の射水累層とを同時期のものとして扱った。しかし、こゝでいう直使塚礫層と射水累層との間には、分布高度や表面の開析度などの点で、大きな違いがあり、直使塚礫層をより新しいものとするのが妥当である。

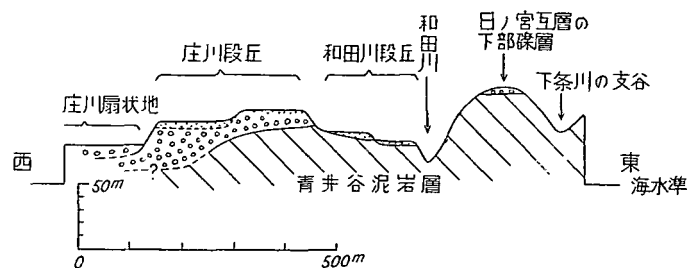
庄川の段丘は、主として扇状地性の粗大な礫層によって構成されている。この段丘礫層は、おもに花崗岩・片麻岩の礫からなり、安山岩礫および流紋岩質凝灰角礫岩の礫もまじる。礫径は、ふつう 10~20cm であり、多くは亜円礫である。礫の密集部と非密集部とが厚さ約 1 m ごとに互層し、不明白ながらほぼ水平な層理を示すことが多い。西側の下位面の最上部には、ところにより、厚さ 1 m 内外の泥質粗粒砂層がみられる。

#### 和田川段丘堆積層 (Wt)

庄川段丘の東側に分布する 2~3 段の段丘は、和田川によって形成された段丘である。ここでは、段丘堆積物は、庄川段丘に比べて薄く、最厚でも約 3.5 m、普通は 2 m 内外にすぎない。一般に最下部の約 0.5m は礫層であり、その上に厚さ 1.5~3m の砂層が重なる。

礫層の礫は、おもに 5~10cm 大の流紋岩質凝灰角礫岩・花崗岩・安山岩などの亜円礫およびチャートの細礫であり、これらがかかなり密集して礫層を構成している。これらの礫の大部分は、庄川の段丘礫層から洗い出されて再堆積したものであろう。上位の砂層は、おもに褐色を呈する塊状の中粒ないし細粒砂からなり泥質である。その下部で、しばしば含礫部をレンズ状に挟み、下位の礫層と漸移している。この砂層の部分は、おもに青井谷泥岩の分解物が再堆積したものであろう。

庄川段丘・和田川段丘および新第三系の関係を模式的に示すと第 12 図のようになる。



第 12 図 射水丘陵西緑部の模式断面図

#### 低位段丘礫層 (tl)

射水丘陵内の小河川に沿って、比高約 1~2 m の、小規模な段丘が分布している。段丘には、0.5 m 内外の薄い礫層をのせるものもあるが、表面に礫層がなく、直接、新第三系の泥岩が露出しているところもある。

#### II. 3. 3 二上山丘陵の第四系

#### 上田子礫・粘土層 (Kg)

本層は、おもに海老坂峠から西の丘陵地に広く分布し、本図幅地域内では、その東半部のみがみられる。基底面はゆるく北方へ傾き、北部では丘陵の主体をなすが、南部では尾根上にのみ分布する。厚さは、約 80 m に達する。下位は北陸層群の各層を不整合に覆い、上位には窪砂層が不整合に重なる。

本層の下部は、おもに礫層からなっている。礫層は、10~20cm 大の亜円礫の密集層である。礫の種類は、片麻岩・花崗岩や太美山層群に由来するとみられる流紋岩・同質凝灰角礫岩および少量の安山岩であり、チャートの細礫も混じる。この礫層は、

第 6 表 二上山丘陵第四系の植物化石\*

Plant fossils of the Kamitako member and the Fushiki gravel bed

#### 1) 氷見市乱橋の Trapa 層 (上田子礫・粘土層)

*Trapa macropoda* MIKI  
*T. mammillifera* KORSH.  
*Phragmites communis* TRIN.  
*Potamogeton* sp.

#### 2) 高岡市矢田の崖の粘土層 (伏木礫層)

*Juglans manschurica* MAX.  
*Pterocarya rhoifolia* S. et Z.  
*Corylus heterophylla* FIRSH.  
*Alnus japonica* S. et Z.  
*Fagus crenata* BL.

\* 三木 茂 (1950 など) のリストを同氏の私信により補つたもの



図版 4 上田子礫・粘土層の成層状態 (小竹の西方 Loc. 33)

上方へ次第に礫が小さくなり、厚さ1 m内外の砂層を挟むようになる。上部はおもに褐色の中粒～粗粒の砂層を挟む青黒色の砂質粘土の厚層からなっている。粘土層には植物破片が多い。三木が第6表のような植物化石の産出を報告した乱橋の Trapa 層は、本層上部の粘土層である。国泰寺付近から東では、礫層はあまり発達しない。

化石としては第6表のもののほか、国泰寺南方の本層から、*Juglans manshurica* MAX. (*Sieboldiana* type) を産した。また図幅地域西方であるが、氷見市南部の堀田付近では、*Corbicula* sp., *Potamocorbula?* sp. などの貝化石を産した。

#### 窪砂層 (Bs)

本層は、氷見市南部に広がる海拔25～45 mの平坦な台地をつくる地層である。台地地域の南半部では、台地の下部に埴生累層や上田子礫・粘土層が露出しており、窪砂層は台地上部の約10 mを占めている。窪砂層の基底面は著しく平坦で、台地南端部でもっとも高く、それより北および東へ向かって次第に低下する。この地域の本層基底面は、かつての波蝕面の保存された部分であろう。台地地域の北半部では、乱橋付近をのぞいて、窪砂層が台地全体をつくっている。こゝでの窪砂層の厚さは25 m

以上に達する。

窪砂層の基底部には、多くの場所で、5 cm大の垂円礫層や含礫粗粒砂層（ともに厚さ20～50 cm）がみられる。なお、図幅地域西方での台地北端部には、こゝで述べた基底層よりさらに下位の層準（厚さ10 m+の塊状中粒砂層）が、窪層の最下部としてつけ加わっている。

本層の下半部は、おもに塊状・均質で、黄褐色を呈する中粒～細粒の軟弱な砂層からなっている。淘汰はかなりよく、まれに、花崗岩などの1 cm大の円礫がみられるにすぎない。上半部は、灰白色の粗粒砂を主とし、層理が発達しており、斜交層理もみられる。また、南部では上半部に花崗岩などの1～2 cm大の円礫が散在したり、レンズ状に集中したりして入っている。本層中には、多くの場所で、小規模な層内断層がみられる。

国泰寺付近では、本層の周辺部がみられるが、こゝでは、新第三系の凝灰質泥岩の3 cm大の角礫が砂中に混入している。

上田子層と窪層との分布地の地形をみると、前者が著しく開析された丘陵地をつくるのに反し、後者の堆積面は平坦な台地面を残している。したがって、両者の間には、

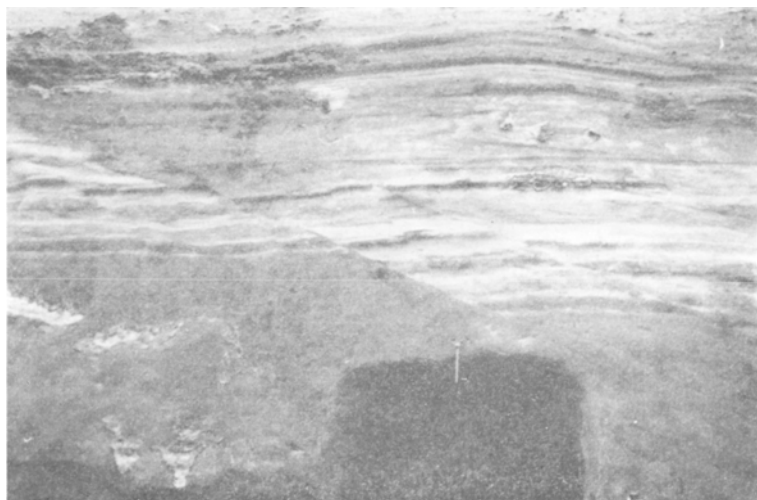
#### 第7表 宮田小学校うらの窪砂層 (Loc. 34)

- 1.5 m……………赤褐色土壌
- 2 m……………灰白色粗粒砂，ラミナ発達，やゝ固結した部分が発雲状の外形で並ぶ
- 8 m……………黄褐色塊状細粒砂
- 1.5 m……………黄褐色細粒砂と灰白色粗粒砂との互層，10～20 cmごと
- 5 m+……………黄褐色塊状細粒砂

かなり大きな堆積間隙が予想される。

本層の堆積環境を示すものとしては、国泰寺から西方へ通ずる道路の南側で、穿孔貝に穿孔された礫（新第三系の泥岩礫；径20 cm大）が数個みいだされた。このことから窪層が海成層であることが明らかになった。そして、台地地域南半部の窪層はかつての海進<sup>註9)</sup>に伴って、波蝕台上に堆積した地層であり、北半部のものは波蝕台の前面に堆積した部分であろう。

註9) この海進は、おそらく南関東における下末吉海進に相当するものであろう。



図版5 窪砂層 (乱橋中学校裏)  
第7表の下部を示す (Loc. 34) 層内断層がみられる

#### いちのみや 一宮礫層 (It)

本層は、伏木西方から雨晴付近にかけて、おもに海拔 100 m 以下の尾根上に平坦面をつくって分布している。分布は断片的であり、平坦面の発達も悪い。平坦面は、地形的にみれば、さらに2~3段の面に区分されるであろう。礫層の厚さははっきりしないが、北部では10 m 前後である。

本層は、岩崎ガ鼻以北の海岸地域では、花崗岩・片麻岩・安山岩・チャートなどの5 cm 大以下の円礫が、やゝ泥質の粗粒砂中に散在した含礫砂層からなっている。ときには、上記のような礫からなる礫層と、細かいラミナの入った泥質砂とが互層することもある。基底面はかなり凹凸をもっている。

伏木西方の尾根筋では、礫として、上記のものほかに、背後の二上山丘陵の新第三系から由来した凝灰質泥岩礫（多くは10cm 大以下の亜角礫、ときには5 cm 以下の円礫）をもっている。こゝでは、礫層中に泥質層の夾みが多い。この泥質層は、新第三系の泥岩礫の分解物からできているようである。また、この付近では、礫層分布地以外でも、尾根上に花崗岩・片麻岩などの基盤礫が散在しているのが、しばしばみられる。



図版6 伏木礫層 (城光寺橋北詰の西方, 層内断層がみられる Loc. 35)

本層は、その分布の位置や高度からみて、丘陵北西部の上田子礫・粘土層に連続するものであろう。

#### ふしき 伏木礫層 (Ft)

本層は、伏木市街地の背後に広がる海拔 20~30 m の段丘を構成する礫層である。厚さは地表でみられる限りで、約 20 m である。

本層は、ほとんど礫層からなるが、礫の密集部・非密集部および砂がちの部分の存在によって、不明白ながら、ほぼ水平な層理をみることができる。一般に斜交ラミナが著しい。部分的に泥質層が挟まれ、植物化石を含んでいる (第6表)。本層の模式的な露頭は、丘陵南縁の小矢部川に面する崖 (城光寺橋の北側, 図版6) でみられるが、一般に上半部で礫が密集し、下半部であまり密集しない傾向がある。ときに、小規模

な層内断層がみられる。礫層は、花崗岩・安山岩・チャートおよび太美山層群のものとみられる流紋岩・同質凝灰角礫岩などの5~20 cm大の垂角礫を主材としている。段丘表面には、普通、1~3 mの厚さの風化土壌がみられる。このほか、ところによっては、風化土壌のすぐ下位に、4 m内外の厚さの粘土層が発達している。

本層は、その表面の開析度や海拔高度からみて、丘陵北西側の窪砂層と対比される。

### II. 3. 4 高岡台地の第四系

#### 高岡礫層 (T<sub>t1</sub> および T<sub>t2</sub>)

その上に高岡の市街地が発達する海拔高度12~13 mと同じく7~8 mの2段の段丘をつくる礫層を一括して、高岡礫層と呼ぶ。市街地であるため、古城公園付近を除いて、露出が悪く充分なことは判っていない。この台地は、北および西側では、明瞭な段丘崖を示すが、南側では庄川の扇状地に覆われ、その境ははっきりしない。

礫層は、花崗岩・片麻岩・石英斑岩・安山岩などの10 cm大以下、普通7~8 cm大の円礫からなっている。礫は密集しているが、その配列にはほぼ水平な層理をうかがうことができる。ときに灰白色の泥質層を挟む。礫層表面には、厚さ1 m内外のローム様の土壌がある。

深井(1958)は、高岡の高位段丘面を、伏木段丘の面と対比している。

### II. 3. 5 沖積層(a)

沖積層は、本図幅地域の大半を占める平野をつくって広く分布する。大別すれば、東西両側の富山・砺波の扇状地性の平野と、中央部の射水の海岸平野とに3分される。この平野地域では、多数のボーリングが行なわれており、それらの資料をまとめた文献として、蔵田・他(1955)、深井(1958)、藤井・坂本清次(1961)などがある。以下これらを参照して記述する。

**富山平野** 南部では、粘土層を挟む砂礫層が、ほとんど全体を占める。新第三系までの深さは、50~80 mであり、その下半部は洪積層であろう。北部の海岸寄りでは下部は同様の砂礫層であるが、上部に砂泥互層が発達する。砂泥互層は、北へゆくほど厚くなり、20~40 mの厚さである。

**砺波平野** 高岡市周辺の平野では、一般に、上部に砂泥互層があり、下部は厚い砂

礫層からなっている。砂泥互層の厚さは、北方へ次第に増加し、高岡付近で30~40 m、海岸近くでは90 mに達する。

**射水平野** 海岸地域におけるボーリング資料によれば、この平野では、新第三紀層は約200 mの深さに潜在している。洪積層は厚さ100~150 mで、主として、下部に厚い礫層があり、中部に砂層や泥層があつて、その上に、ふたゝび礫や砂が重なる。この下部は呉羽山礫層に、中部は射水累層に、上部は友坂・境ノ新礫層に相当するものである。

この上位にある沖積層は、淘汰のあまりよくない中粒砂と青灰色粘土層との、3~4 mごとの互層からなっている。沖積層の厚さは、平野北西部の放生津潟に向かって次第に増加する傾向があり、もっとも厚いところで70 m前後に達する。

沖積層からは、地下20 m前後のところではアカガイが、10 m前後のところではシジミの破片が産出している。また、放生津潟付近では、地下0.1~0.5 mのところ、厚さ0.2~1.1 mの泥炭層(ヨシの遺体を主とする)が分布している。一方、呉羽山丘陵北端の北代貝塚(海拔4.5 m)は、縄文前期の遺跡であるが、シジミを主とする主淡貝塚であり、その下層からはアカガイ破片を少量産する。

以上のことからみて、射水平野地域は、沖積世初頭の高進期(現在に較べて約5 mの海面上昇が推定される)において、一帯の海水域であったが、その後、砂嘴の発達や海退と埋積が相伴って作用し、潟湖の状態をへて、現在の沖積平野を形成していったものであることが判る。現在、平野北西隅にみられる放生津潟は、この水域が、埋積と干拓(江戸時代中・後期)によって狭められた、なごりの姿をとどめているものである。

一方、平野地下にみられる泥炭層の連続は、現海岸線から約100 mの沖合まで分布が知られており(高瀬;1951)、埋積による平野の形成と同時に、海岸線の後退による平野の縮少も起こってきたことがわかる。江戸時代の古地図などからみても、四方付近では、現在よりかなり北方まで、陸地が広がっていたことを知ることができる。

**氷見平野** 図幅地域北西隅には、氷見平野の沖積層の一部が分布している。この平野も、射水平野と同様な過程(すなわち、沖積世初期の高進による海域化—砂嘴の形成による潟湖化—その後の海退と埋積とによる沖積平野の形成)をへて形成されたものである。

現在の氷見平野の南部(石動図幅北東隅から邑知潟図幅南東隅にかけての地域)には大伴家持の数多くの歌にも残されているように、今から約1,200年前<sup>註10)</sup>、“布勢の海”と呼ばれる潟湖があった。現在ではそのなごりは、わずかに十二町潟にしのばれるにすぎない。

氷見平野の沖積層は、ボーリング資料によると、最大層厚30m前後であり、その大部分は泥層からなるものようである。一部では水田面下1m内外のところに、厚さ0.2~0.3mの泥炭層が発達する。また、水田面下5m内外のところで、海棲貝類の遺骸を産することもある。

### II. 3. 6 砂 丘 砂 (Sd)

氷見平野の海岸に沿って、富山湾岸で例外的に砂丘が発達している。砂丘は、氷見平野の海岸沿いに、南東は高岡市雨晴から、北は阿尾川河口(邑知潟図幅地内)まで、海に向かって凹面を向ける三日月形をなして発達している。砂丘の延長は約8km、幅は最大1.5km、普通500~800m、高さは最高15m、普通5m内外である。この砂丘は、平面的な配列状態からみて、旧期・中期・新期の3つの砂丘列に区別される。新期砂丘列はもっとも海に近く、旧期砂丘列は、もっとも内陸側に分布する。旧期砂丘列は、その上から出土した土器類からみて、少なくとも弥生末期にはすでに存在していたことがわかる。本図幅地内では以上の砂丘のうち、南東部の約1/3がみられる。

砂丘を構成する砂は、おもに、庄川・小矢部川によって海へ運び込まれた土砂が、沿岸流で運ばれ、海浜に打ち上げられて堆積したものである。砂は汀線付近では98%の石英粒と、2%の片麻岩・砂岩・ジルコン粒とからなっている(橋本;1959)。

## III. 応 用 地 質

### III. 1 地 下 水

図幅地域内の地下水は、3つの系統にわけられる。1つは常願寺川および神通川水

註10) 大伴家持が越中国守として在任したとき(746~751年)の多くの歌に詠まれている。

系の地表水によって養われる常願寺川系の地下水、1つは庄川および小矢部川水系の地表水によって養われる庄川系統の地下水、1つはその中間にある下条川系統の地下水である。

常願寺川系の地下水の一部は、標高35m付近で扇端泉となって湧出し、標高15~20m以下の低地では自噴井によって排出されている。被圧地下水の温度は、帯水層の深度によって異なり

20~40m層	15~18°C
50~60m	17~17.5°C
60~90m	18°C

である。

庄川水系の地下水の一部は、標高20~30mに扇端泉となり、また標高15m以下のところでは自噴井によって排出されている。被圧地下水の温度は、高岡・伏木市内で、

60mまでの層	13~15°C
70m以深	15~17°C

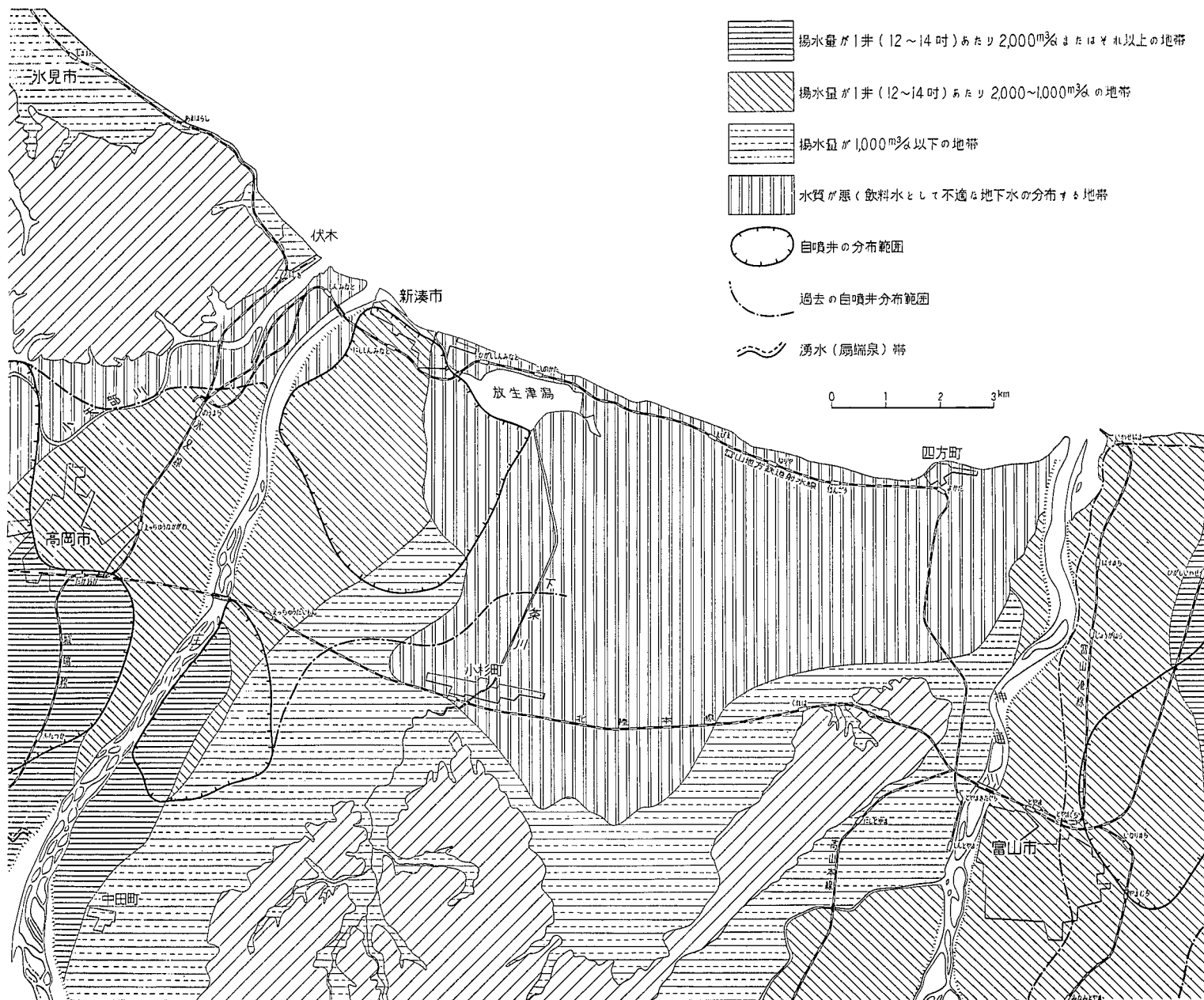
である。

下条川系の地下水は、放生津潟から神通川までの間に分布するFe<sup>+2</sup>およびCl<sup>-</sup>に富む地下水である。常願寺川系、庄川系の地下水は一般に良質(Fe<sup>+2</sup>微量・Cl<sup>-</sup>10ppm>)であるが、この系統の地下水にはFe<sup>+2</sup>が1ppm<、Cl<sup>-</sup>が100ppm<含まれており、とくに、100m以深の地下水にはCl<sup>-</sup>が多い。したがってこの地区には飲料用水としての判定基準に適合するような地下水はほとんど存在しない。

富山市街地以北の地区には、帯水層が2層存在しているが、深度50~60m層の透水性は60~90m層のそれよりも大きく、比湧出量は、上層で500m<sup>3</sup>/d/m、下層で100m<sup>3</sup>/d/mである。高岡市街地における深度30~60m層は伏木および新湊市の70~90m層よりもはるかに透水性に富み、比湧出量は8,000m<sup>3</sup>/d/mおよび130m<sup>3</sup>/d/mである。

### III. 2 天 然 ガ ス

射水平野の海岸部は、射水ガス田と呼ばれる天然ガス産出地域であって、昭和25



第13図 富山～高岡地域地下水理図



年ころから開発されてきている。産ガス層はすべて第四紀層で、深さ70～200m間の砂泥互層である。この砂泥互層は、おそらく丘陵部における射水累層（呉羽山丘陵の峠茶屋互層、射水丘陵の日ノ宮互層）に相当するものであろう。一般に、1井あたりの産ガス量は海岸寄りほど多く、海岸部で500～800 m<sup>3</sup>/日である。

天然ガスは現在、射水天然ガスおよび北陸天然ガスの2会社によって稼行されている。両社のガス産出量はほぼ等しく、あわせて月産約13万 m<sup>3</sup>である。産出ガスはすべて、都市ガスとして利用されており、新湊市の都市ガスの全部および富山市の都市ガスの一部をまかなっている。

### Ⅲ. 3 瓦 粘 土

図幅地域中央部の射水丘陵北端部（水戸田地区）では、多くの中・小工場<sup>註11)</sup>によって粘土瓦が生産されており、富山県下における主要な粘土瓦産地の一つとなっている。粘土瓦の原料は、すべて第四系の日ノ宮礫・砂泥互層中の粘土であり、とくにその風化して灰白色を呈する部分が用いられる。混ぜ物としては、能登半島基部（石川県側）の藪田層の細粒砂岩が用いられる。

この水戸田地区の粘土瓦の年産額は、昭和36年度（推定）では、33,395坪（約167万枚、4,600万円）に達する。

### Ⅲ. 4 白色細粒凝灰岩

図幅地域西部の東砺波郡中田町島新から、南隣の八尾図幅地内の砺波市下山田にかけての地域では、和田川の段丘礫層の下の青井谷泥岩層（音川累層）中の白色細粒凝灰岩が、“珪石”と称せられて、浅野鉱業（代表者、浅野外治）によって採掘され、みがき砂などに利用されている。採掘地域は、島新から下山田にいたる和田川左岸の南北1 km、東西30～50m<sup>註12)</sup>の範囲内であり、段丘面の下に多数の坑道を掘って採掘

註11) 昭和34年現在の工場数は28。

註12) 排水および搬出（かつては和田川の水運を利用したという）の便宜のため、和田川に沿った部分だけが稼行されている。

がつづけられている。採掘は北部の島新地域から始まり、現在では南部の下山田地域（八尾図幅地内）でのみ稼行されている。

稼行の対象となる凝灰岩は、北部で約0.5 m、南部で約2 mの層厚のものが1枚である。この凝灰岩は、ときに落差30cm内外の小断層に切られることもあるが、ほぼ水平（わずかに北落ち）に広がっている。凝灰岩層の天盤から段丘堆積層の基底面までの間隔は、一般的にみて5 m内外である。

### 文 献

- 1) 池辺展生：富山県西部及び石川県東部の第三紀層，地学，No. 1，p. 14～26，1949
- 2) 池辺展生・市原実・石尾元・小泉五郎・沢井清：富山県及石川県の地質学的研究（其の3），宝達山・二上山地域，地学，No. 3，p. 7～16，1951
- 3) 石井逸太郎：富山湾汀線の移動，（第2報），地理学評論，Vol. 12，No. 6，p. 571～573，1933
- 4) 石井逸太郎：北陸地方汀線の最近の運動，矢部還暦記念論文集，Vol. 2，p. 1079～1088，1941
- 5) 市川 渡：越中呉羽山西南丘陵の地形学的考察，地球，Vol. 17，No. 3，p. 49～57，1932
- 6) 大塚専一：20万分の1地質図幅「富山」，および同説明書，地質調査所，1890
- 7) 兼子 勝：本邦天然ガス鉱床の地質学的研究，地質調査所報告，No. 169，1956
- 8) 蔵田延男・村下敏夫・森和雄：富山湾岸工業用水源地域調査報告，地質調査所月報，Vol. 6，No. 5，p. 1～24，1955
- 9) 坂本亨・今井功・水野篤行・角靖夫・井上正昭：富山積成盆地南縁部の新生界，地質調査所月報，Vol. 10，No. 2，p. 1～8，1959
- 10) 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
- 11) 高瀬 保：射水平野形成に関する考察（短報），自然と社会，No. 8，No. 14，1951
- 12) 高橋純一・八木次男・野田真三郎・青木良一：富山氷見地方の推定油田，石油技術協会誌，Vol. 2，No. 2，p. 79～94，1934
- 13) 田久保実太郎・鶴飼保郎・池田周作：射水郡本江村及び海老江村地域の天然瓦斯

- 鉱床—上新川郡船嶺村舟倉の亜炭鉱床—物理探査報文, 富山県地下資源調査報告書 (25年度), p. 1~5, 1950
- 14) 田山利三郎・佐藤義久: 富山湾の海底地形並に底質の調査研究, 水路要報, No. 28, p. 403~429, No. 29, p. 1~31, No. 30, p. 53~58, 1952
- 15) 立石哲夫: 富山県西富山付近地震探鉱調査報告, 地質調査所月報, Vol. 1, No. 4, p. 78~80, 1950
- 16) 辻村太郎: 飛騨山脈の北端における断層崖の一形式, 地理学評論, Vol. 2, No. 8, 1926
- 17) 富山県: 20万分の1富山県地質図および同説明書, 1957
- 18) 富山県海岸対策協議会: 富山湾海岸侵蝕調査報告書, 1952
- 19) 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, p. 87~100, 1953
- 20) 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, p. 97~105, 1954
- 21) 野沢保・坂本亨: 5万分の1地質図幅「五百石」, および同説明書, 地質調査所, 1960
- 22) 橋本芳雄: 氷見砂丘—地形と土地利用, 富山県の地理, 第3集, 1959
- 23) 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, 第2集, 1958
- 24) 藤井昭二: 呉羽山丘陵の生成について, 自然と社会, No. 21, p. 9~11, 1958
- 25) 藤井昭二・坂本清次: 富山県射水平野の第四紀の地下地質, 第四紀研究, Vol. 2, No. 1, p. 23~29, 1961
- 26) 藤井昭二・坂本亨: 呉羽山丘陵の地質, 新生代の研究, No. 32, p. 10~16, 1961
- 27) 三木 茂: 鮮新世以来の本邦産遺体植物の研究, 自然と文化, No. 1, p. 69~116, 1950
- 28) Miki, S.: Taxodiaceae of Japan, with Special Reference to Its Remains, Jour. Inst. Polytechnics, Osaka City Univ., Vol. 1, p. 63~77, 1950
- 29) Miki, S.: Trapa of Japan with Special Reference to Its Remains, Jour. Inst. Polytechnics, Osaka City Univ., Vol. 3, Ser. D, p. 1~

- 30, 1952
- 30) Miki, S.: Nut Remains of Juglanaceae in Japan, Jour. Inst. Polytechnics, Osaka City Univ., Ser. D, Vol. 6, p. 131~144, 1955
- 31) 三木 茂: 遺体からみた木曾五木とその変遷, 長野営林局, 1955
- 32) 邑本順亮: 氷見・灘浦並びに雨晴付近の見学会のしおり, 1955 a
- 33) 邑本順亮: 高岡市二上山山麓に産した魚の化石について, 自然と社会, No. 14, p. 27~30, 1955 b
- 34) 望月勝海: 越中二上ブロックに就いて, 地理学評論, Vol. 7, No. 2, p. 23~33, 1931

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

---

**TOYAMA**

Kanazawa, No. 22

By

TÔRU SAKAMOTO

(Written in 1961)

---

(Abstract)

**GEOLOGY**

The mapped area is situated in the central part of Toyama prefecture, northern part of the central Japan. Alluvial plains are widely developed in this area. Tertiary and Pleistocene strata are distributed at three separated hills (Kurehayama, Imizu and Futakamiyama hills). The Tertiary and Quaternary systems in this area are correlated as shown in Table 1.

Table 1

Recent	Futakamiyama hill west side	Futakamiyama hill east side	Takaoka	Imizu hill	Kurehayama hill				
						Quaternary	Alluvium	Alluvium	Alluvium
Pleistocene	Kubo sand member	Fushiki gravel bed	Takaoka gravel bed	Taikyama pyroclastic member	Kureha pyroclastic member				
						Himi formation	Hanyū formation	Togetchaya gravel and sand mud alternation member	Kurehayama gravel bed
Neogene Tertiary	Himi formation	Yada sandstone member	Jōkōji mudstone member	Kurehayama gravel bed	An'yōbō sandstone and mudstone alternation member				
						Futakami siltstone member	Hachibuse sandstone member	Chōkeiji sand member	Himi formation

NEOGENE TERTIARY (Hokuriku group)

**Kurehayama Hill**

In this area, Neogene Tertiary strata are exposed at the cliff on the southeast margin of the hill. Tertiary and Pleistocene strata inclining westward belong to the west wing of a buried anticline, the most parts of which are concealed by the alluvial deposit of the Toyama plain. The stratigraphy of the Tertiary system is in descending order, as follows.

**Chōkeiji** sand member.....buff or light brown colored, medium~ coarse-grained massive sand, with the intercalations of gravel beds, 1~3 m thick and thin tuff layers. 70 m in thickness.

**An'yōbō** sandstone and mudstone alternation member.....45 m ± in thickness.

Upper part (30 m ±); regular alternation of fine-grained sandstone and siltstone.

Lower part (15 m ±); grayish massive siltstone.

**Nishitoyama** sandstone member.....bluish gray colored, muddy fine-grained, massive sandstone, 100 m+ in thickness.

**Imizu Hill**

In this area, Neogene Tertiary strata belong to the Aoidani mudstone member of the Otagawa formation. This mudstone member is composed of mainly bluish gray colored, massive non-bedded, clayey siltstone characterized by the wavy laminations. Strata incline gently northward. The thickness of this member attains more than 500 m including the southern adjacent area.

**Futakamiyama Hill**

In this area, Neogene strata form a dome-shaped anticline, cut off by faults at the west margin (fig. 1, p. 7). The stratigraphy is in descending order, as follows.

**Hanyū** formation.....alternation of gravel, sand and mud. In this area, this formation is characterized massive buff sand. 70 m ± in thickness.

**Jōkōji** mudstone member.....grayish colored, monotonous mudstone. 120 m+ in thickness.

**Yada** sandstone member.....grayish white colored, medium~ coarse-grained sandstone, with partially fossiliferous calcareous facies. The fossils yielded from the calcareous parts are shown in the Table 3 (p.17). 200~250 m in thickness.

**Futakami** siltstone member.....grayish or grayish brown colored, coarse-grained siltstone. The thickness of this member attains about 200 m in southern wing of the anticline and 50 m in northern wing.

**Hachibuse** sandstone member.....700 m+ in thickness.

Upper part; grayish white or grayish brown colored, medium~fine-grained sandstone.

Lower part; brown or dark brown colored, medium-grained, massive sandstone.

## QUATERNARY

### Kurehayama Hill

#### Kurehayama gravel bed

This gravel bed distributed at the western slopes of the hill overlies unconformably the upper part of the Hokuriku group. This bed is composed mainly of gravel bed with the intercalations of thin layers of coarse-grained sand. The thickness is 30 m in the northern parts and more than 50 m in the southern parts.

**Tōgechaya** gravel, sand and mud alternation member.....20~30 m in thickness.

Lower part; gravel bed (10 m in thickness).

Upper part; alternation of sand and mud with the intercalations of peat or clay beds. The list of plant fossils from this bed is shown in the Table 5-1 (p.25).

**Kitadai** sand member.....dark gray colored, andesitic, coarse-grained sand with gravel bed in the eastern part. Thickness is 5 m in the main part, but in the eastern part attains more than 30 m. This sand bed forms the flat terrace (about 20 m above the sea level) developed in the northern part of the hill.

**Kureha** pyroclastic member.....8 m± in thickness.

Lower part; alternation of fine tuff and sandy tuff (or tuffaceous sand).....5 m thick.

Upper part; massive andesitic scoria.....3 m thick

**Tomosaka** gravel bed.....terrace gravel bed localized at the southwest end of the Kurehayama hill and eastern margin of the Imizu hill.....30 m thick.

**Sakainoshin** gravel bed.....dissected fan gravel bed developed between the Kurehayama and Imizu hills.....40 m thick.

The dissected fan gently sloped northward is buried by the alluvial deposits of the Imizu plain along the contour line 5~6 m above the sea level.

### Imizu Hill

**Hinomiya** gravel, sand and mud alternation member.....20 m± in thickness.

This member distributed at the northern part of the hill unconformably overlies Neogene mudstone and slightly inclines northward.

Lower part; mainly composed of gravel bed distributed along the ridges of the hill.

Upper part; mainly composed of alternation of sand and mud.

The plant fossils yielded from this part are shown in Table 5-2 (p.25).

The **Chokushizuka** gravel bed, the **Shōgawa** terrace gravel bed and the lower terrace gravel bed are composed mainly of gravel bed. The **Wadagawa** terrace bed is composed mainly of muddy sand except basal gravel bed.

### Futakamiyama Hill

**Kamitako** gravel and clay member.....80 m± in thickness. This member developed in the hilly land of the southern suburbs of the Himi city is underlain by the upper part of the Hokuriku group. The plant fossils yielded from this member are shown in Table 6-1 (p.33).

Lower part; mainly composed of gravel bed with the intercalation of sand bed.

Upper part; mainly composed of dark blue clay bed.

**Kubo** sand member.....35 m± in thickness. This sand member forms the flat terrace (about 30 m above the sea level) in the north-western corner of the mapped area.

Lower part; fine~medium-grained, loose buff sand.

Upper part; coarse-grained, laminated sand with the pebble or lenticular gravel beds.

#### **Ichinomiya gravel bed and Fushiki gravel bed**

These beds are composed mainly of gravel. The latter constitutes the flat terrace on the western side of the Fushiki town. The plant fossils yielded from the latter are shown in Table 6-2 (p.33)

#### **Takaoka gravel bed**

This gravel bed forms the terraces divided into two steps at the city of Takaoka.

#### **Alluvium**

In the Toyama and Tonami plains, alluvial deposits are mainly made of thick gravel bed formed as the fans of the Jōganji and Shō rivers. Alluvial deposits of the Imizu plain mainly consist of sand and mud beds formed as lagoonal deposits. The maximum thickness of the alluvium known in the northwestern corner of the plain is about 80 m.

---

---

昭和38年11月25日 印刷

昭和38年12月1日 発行

工業技術院  
地質調査所

印刷者 田 中 春 美

印刷所 田中幸和堂印刷株式会社

---

EXPLANATORY TEXT OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000  
GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN  
Masatsugu Saitō, Director

---

TOYAMA

(Kanazawa-22)

By  
TōRU SAKAMOTO

---

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1963