

550.85(084.32) (521.13) [1 : 50,000] (083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

秋田(6)第69号

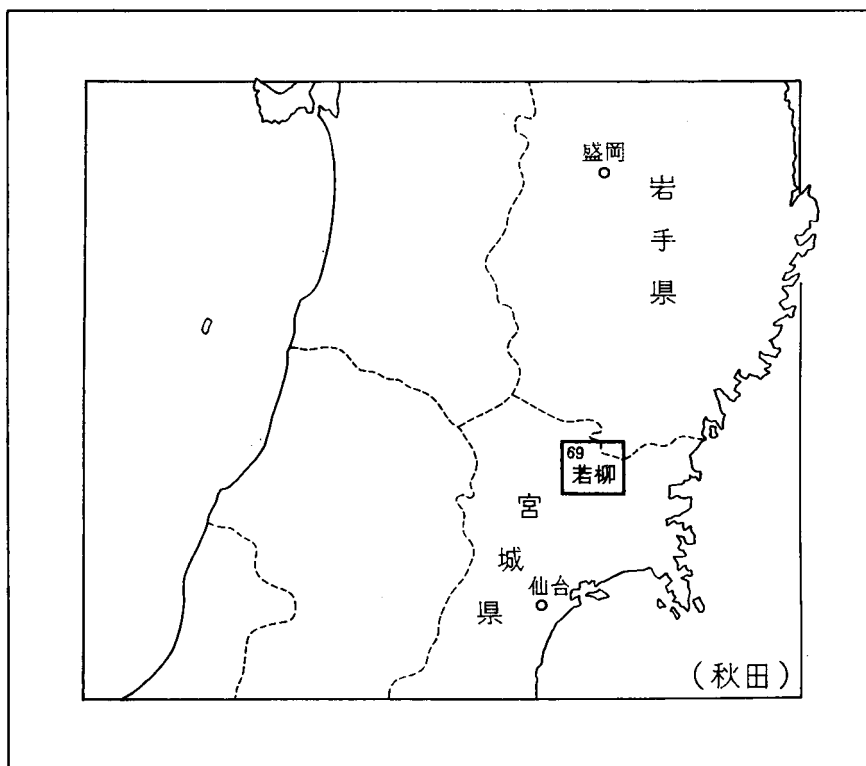
## 若柳地域の地質

通商産業技官 松野久也

昭和42年

地質調査所

位置図



( )は1:500,000 図幅名

## 目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	3
II. 1 概 説	3
II. 2 二疊系	5
登米層	5
II. 3 新第三系	6
II. 3. 1 石越安山岩	6
II. 3. 2 下黒沢層	7
II. 3. 3 亀岡層	7
II. 4. 4 竜の口層	8
II. 5. 5 金沢層	10
II. 6. 6 築館層	12
II. 7. 7 高清水層	14
II. 4 第四系	15
II. 4. 1 梅ヶ沢軽石凝灰岩	15
II. 4. 2 志波姫段丘堆積物	17
II. 4. 3 低位段丘堆積物	17
II. 4. 4 冲積層	17
II. 5 地質構造	18
II. 5. 1 概 説	18
II. 5. 2 不整合	18
II. 5. 3 撓 曲	19
II. 5. 4 褶 曲	21
III. 応用地質	23
III. 1 亜 炭	23
III. 2 石材および軽量骨材	23
文 献	24
Abstract	1

## 若柳地域の地質

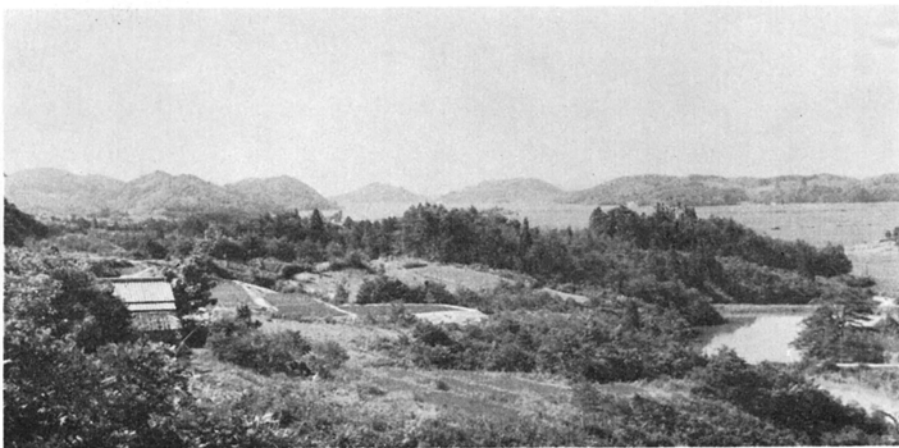
この図幅は昭和37年3月から昭和39年3月まで3カ年にわたる野外の調査研究と、それに引続く室内研究とによって完成されたものである。この野外調査と同じ時期に、宮城県庁の依頼による宮城県北部地域一帯(1,000km<sup>2</sup>)の重力探査が地質調査所<sup>16)</sup>によって実施せられた。また、調査当時までに、花泉町浄水場・栗原農業高等学校・築館町浄水場その他において、比較的深い何本かの井戸が掘られている。これらの資料はこの図幅ならびに報告書に引用することができ、沖積層や洪積層の下に潜在する部分ならびに深部の地質を明らかにするため、非常に有力なものとなった。

本稿をとりまとめるに当たって、火山岩ならびに火山噴出物の研究については、本所地質部の大沢穰・小野晃司両技官の援助を受けた。

### I. 地 形

この図幅に含まれる地域は、東経141°から141°5′、北緯38°40′から38°50′の範囲であって、その北東隅の一部が岩手県に、他の大部分の地域が宮城県に含まれる。地理的には、奥羽脊梁山脈と北上山地との間、北上川の河谷中、その東縁寄りに位置している。北上川は、この地域では、上述の河谷中を北上山地寄りに、図幅地域の東縁付近を南流している。ほぼ北上川の流路を境にして、東側には、古生層が分布し、西側には、新第三紀以降の地層が広く分布している。この地質構成の差が、著しい地形的差異となってあらわれ、前者では、300~400mの比較的高い解析の進んだ山地であるのに対して、後者では、100数10m以下の丘陵性の山地およびその間に横たわる平坦な沖積平野となっている。

新第三系の分布する丘陵性の山地では、全体を通じて岩質に著しい差がないこと、さらに、地層の傾斜がきわめて緩やかであって、地質構造と地形との関係はさほど顕著でない。概括的にみて、丘陵性山



図版1 沖積平野中に島状に点在する石越安山岩類からなる大小の山体(遠景)と金沢層によって構成される低平な丘陵(近景)

地では、北から南に向かって、100m内外から数10mまで徐々に高度を減じている。この傾向は、おおむね地層の分布および地質構造に一致する。すなわち、北から南により新期の地層が分布し、褶曲構造も南に向かって沈降している。このなかでも、図幅地域の南西隅付近は一段と高く、標高80mに達する。ここには、鮮新統最上部の高清水層が露出している。図幅地域北東部、東北本線以西の地域では、金流川を境にして北部は、標高100数10mと比較的高く、そこには古生層および鮮新統最上部の高清水層が分布し、その南には、金沢層の水平に分布する低平な丘陵を距てて石越安山岩によって構成される大小の山体が沖積平野中に島状に点在している（図版1）。

沖積平野は、主として迫川およびその支流に沿って、広く発達する。各河川は、それぞれ沖積平野中



図版2 図幅地域南東部沖積平野の空中写真

旧河道（暗い階調の部分）に沿って 自然堤防および蛇行のカーブの内側にポイントバー（ともに明るい階調の部分）が認められ これらは周囲よりやや高く 古い聚落はこれらの上に存在する。自然堤防の背後やポイントバーの間は低湿地となっており 水田として利用されている。A：三日月湖 B：後背湿地中未利用の部分 C：ポイントバー。

を蛇行するが、とくに若柳町以東では自由蛇行が甚だしく（図版2）、いたるところに、三日月湖（図版2中A）やこれらが埋積された旧河道を残している。現在の河道ならびに旧河道に沿って自然堤防が発達し、平野中の古い村落はほとんどがこれら自然堤防上に位置している。また、畑地としての利用度も高い。これら自然堤防の背後には、後背湿地が形成せられており、水田として高度に利用されているほか、一部には、湿地帯（図版2中B）として残されているものも認められる。地域中央南部には、沖積平野中に伊豆沼・内沼および長沼がある。これらは現在干拓が進み縮少せられつつあるが、丁度、伊豆沼向斜の軸部に北西-南東方向に配列し、向斜構造と密接な関係にあるものと推定される。

以上のほか、沖積平野の縁辺部に局所的に段丘が発達し、また築館町から志波姫村にかけて前者より高く若干解析を蒙った広い段丘面（志波姫段丘）が認められる。これら段丘は、築館背斜を中心とした地域および石越背斜の軸部に集中している。この事実は、さきに述べた伊豆沼・長沼など位置と向斜構造との関係をあわせて考慮してみると甚だ興味深い。

## II. 地 質

### II. 1 概 説

本図幅地域には、主として新第三記中新世から第四紀の堆積岩が分布する。これらの基盤を構成する古生代二疊紀の堆積岩は、図幅地域北東部にわずかに露出するのみで、その南部に、点々と付近の鮮新統の基盤をなして、安山岩の熔岩（一部集塊岩）が分布している。これらの関係を模式的に表示すると第1表のとおりである。

古生層は、南部北上山地に広く分布する二疊紀登米層の一部であって、大局 NNW-SSE 方向の構造に支配され、図幅地域東部において、ほぼ水平に横たわる鮮新統上部層の基盤をなしている。石越安山岩は、鮮新統中下部層の下位に不整合関係で横たわるだけで、他の堆積岩との関係はまったく不明である。しかしながら、北方の稲瀬安山岩、南方の笹岳安山岩および塩釜集塊岩など、北上山地の西縁に沿って南北方向に分布する中新世の火山岩と同時期と考えられている<sup>20)</sup>。

下黒沢層は、一関・石越撓曲線以西に分布し、火山碎屑物を含む砂岩からなり、海棲貝化石を含んでいる。その主部は、北に接する一関図幅地域内に広く露出し、本地域中にみられるのは、おそらくその最上部と考えられる。本層から、一関図幅地域内、一関市真柴において *Desmostylus* の歯の化石が報告されており、同層から産出する貝化石群集の組成一末の松山化石動物群や耶麻化石動物群の要素を含む一と併せて、小野寺信吾<sup>14)</sup>は、本層の地質時代を中新世中期ないしそれよりやや新期であるとしている。

鮮新統は、下黒沢層以下の地層および岩石を覆って、図幅地域内から周辺にかけて広く分布し、海成の竜の口層を除いて他はすべて陸成層からなる。また、各層を通じて多量の軽石あるいは凝灰岩を含んでいる。これらは、第1表に示すとおり下位から、亀岡層・竜の口層・金沢層・築館層および高清水層に区分され、全体として、仙台市近傍における仙台層群に相当し、その北方延長に相当するものと考えられるが、竜の口化石動物群によって特徴づけられる竜の口層、およびその下位のこれと一部指交関係にある亜炭を挟有する亀岡層について、相互の連続あるいは対比について問題はないが、金沢層以上に

第1表 層序総括表

時代		層序	模式柱状図	層厚 (m)	岩質	備考
第四紀	現世	沖積層		20	砂・シルト・泥炭	
	更新世	低位段丘堆積層			砂・礫・シルト	
		志波姫段丘堆積層			砂・礫・シルト	
		梅ガ沢軽石凝灰岩		30	軽石凝灰岩	
第三紀	鮮新世	高清水層		35	砂岩・シルト岩 凝灰岩 礫岩	平行不整合
		築館層		0 50	凝灰岩 砂岩・シルト岩 互層・亜炭	平行不整合 一部緩傾斜不整合
		金沢層		5 55	凝灰岩 砂岩 砂岩・シルト岩 互層・亜炭 礫岩	平行不整合
		竜の口層		0 85	シルト岩・泥岩 細粒砂岩 貝化石	海水相 (竜の口化石動物群)
		亀岡層		0 65	砂岩・シルト岩 泥岩 亜炭 凝灰岩 礫岩・砂岩	一部指交 緩傾斜(?)不整合
	中新世	下黒沢層		?	砂岩 凝灰岩	關係不明
		石越安山岩類		?	石英安山岩 安山岩燧岩 および火山 角礫岩	一部変質 傾斜不整合
	二叠紀	登米層		?	粘板岩 砂岩 礫岩	

については、個々の対比についてなお問題がある。したがって、竜の口層以下については、仙台近傍における地層名をそのまま採用した。ここで鮮新統最上部とした高清水層は、主として厚い粗粒な、しかもかなり腐朽した礫層からなり、仙台付近の更新世とされている青葉山礫層に対比される可能性もあり、事実そのように考えられたこともないわけではない。しかしながら、常に築館層の上位に重なり、その分布から、築館層以下と同じく、後述する褶曲構造に関与しているように解され、かつ、かなり著しい削剝を受け、少なくともこの図幅地域内ではまったく堆積面を保存していない。したがって、鮮新統最上部に含めたのである。

以上述べた新第三系は、南北方向の撓曲および褶曲構造に支配されている。一関・石越撓曲線は、本図幅地域から一関・平泉を経て、北方胆沢扇状地まで追跡される東落ちの撓曲構造の一部である。大局的にみて、この線の東側には、鮮新統中上部層が褶曲運動を蒙ることなく、ほぼ水平に分布している。これに対して、その西側では、鮮新統の下部の地層が比較的広く分布し、かつその下位の中新統も広く露出し、これらは南北方向の褶曲構造に支配されている。

第四系は、梅ガ沢軽石凝灰岩・志波姫段丘堆積物・低位段丘堆積物および沖積層に分けられる。梅ガ沢軽石凝灰岩は、主として高清水層の下位の礫層に直接するが、所によっては、築館層あるいはその下位の金沢層に直接し、基底面の凹凸も著しい。ほとんど軽石塊のみからなり、かなり固結度も高く、しかも下位の鮮新統と同様に侵食を蒙っている。これが軽石流であってどこに根源をもつか、あるいはその噴出の時期はいつであるかは、今のところ明らかでない。

志波姫段丘は、古い扇状地性平野の隆起した段丘と考えられる。現在みられる限りで、扇頂部に近い築館町付近で標高40mを超え、逆に扇端に近い若柳町寄りの部分では、10m以下である。この面は付近の低位段丘面（17～18m以下）と較べて、かなり高低差がある。なおすでに地形の項で述べたように、これら段丘群が背斜軸に近い所にだけ発達し、沖積低地中の伊豆沼・長沼が向斜部に存在することと併せ考えると、上述の褶曲構造は、第三紀末に運動を終えたのではなく、現在まで引続く活構造と考えられよう。

## II. 2 二 疊 系

### 登 米 層

登米層は、本図幅地域内では、その北東隅の地域に露出し、鮮新統中上部層の基盤をなしている。すなわち、後述する竜の口層・金沢層・築館層および高清水層が、これに対し西から東へ逐次覆弊している。

本層は、主として黒色粘板岩からなり、いわゆる薄衣礫岩と称せられる礫岩を挟有する。以上のほか、砂質粘板岩および砂岩を挟有している。

粘板岩は一般に黒色緻密であるが、砂質粘板岩の場合には、風化され易く、風化面では黄褐色を呈する。砂岩は一般に細粒であって、多くの場合砂質粘板岩と互層している。砂岩も風化面では黄褐色を呈し、このような互層は風化露頭において、第三紀層のそれと誤認し易い。

礫岩は、大部分が円礫で、径10数cmから30cmに達する巨礫からなる場合が多い。いわゆる薄衣礫岩と称せられるものであって、チャート・黒色粘板岩・砂岩・花崗岩・石灰岩などの礫からなる。礫岩



の厚さは数m以上に達する。

本層中にはこれを貫いてしばしば石英脈の細脈が認められる。

本図幅地域内の資料からだけでは、層序、地質構造を確認するにはいたらない。したがって、層厚も不明である。また、この地域内では化石の産出もなく時代の決定も不可能であり、従来の資料をそのまま踏襲して、二畳紀としておく。

## II. 3 新第三系

### II. 3. 1 石越安山岩

石越安山岩は、図幅地域東部石越村を標式地として命名されたものであり、上沼村・石森町・花泉町にまたがる地域に、大小の丘あるいは山体をつくって点々と露出している。本安山岩と下位の地層との関係は、すべて沖積層の堆積面の下に没しているため、まったく不明である。現在、採掘中の採石場のいくつかでは、採石位置が沖積氾濫原の面から数10mに達しているが、下位層があらわれるところまで到達していない。また、試錐の資料からもこれはまだ確かめられていない。一方、本安山岩と上位層との関係については、竜の口層およびその上位の金沢層によって、不整合関係で覆われるという事実だけが判明しているにすぎない。図幅地域外ではあるが瀬峯町藤沢字長者原において施行された試錐結果（第1図）においても、安山岩の上位に竜の口層と考えられる泥岩があつて、その上位には金沢層の基底礫岩層が重なっているように判定される。ここでも、安山岩の下位の地層は確認されていない。

石越安山岩は、石英安山岩熔岩・安山岩熔岩およびそれらと同質の火山角礫岩からなる。石越駅から東方寺山付近一帯のものが、やや変質作用を受けているだけで、一般的に新鮮である。石英安山岩熔岩は、灰色～灰白色、斑状で角閃石の斑晶が目立っている。安山岩熔岩は青灰色～灰色、緻密、堅硬、斑状である。

石越安山岩の噴出時期については、鮮新世下部の竜の口層によって不整合に被覆されている事実以外は明らかでないが、八島・生出（1966）に従って、中新世前期とした。

本安山岩の代表的な岩石を鏡下でみると次のとおりである。

角閃石石英安山岩（Ⅷ型）、石越村<sup>とど</sup>鱈、火山角礫岩中の角礫

斑晶：斜長石・角閃石・石英・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉍

斜長石は大きさ 0.3～3.0mm、虫喰状構造を示す。角閃石は褐色、大きさ 0.3～3.0mm、オパサイト化されている。石英は大きさ 0.5mm 内外、少量である。輝石は小型で、ごく少ない。

石基：微晶質組織を示す。

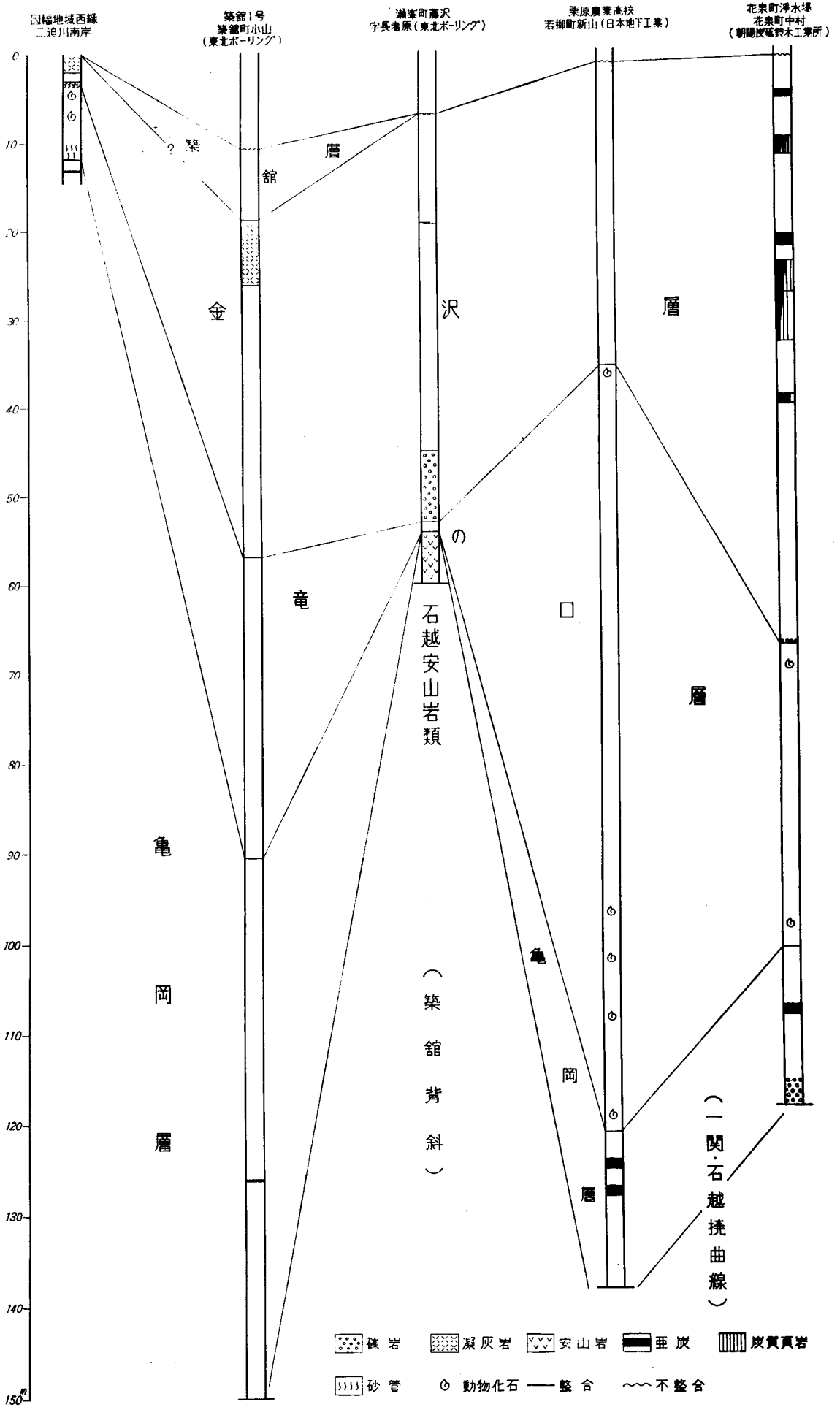
橄欖石普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩（Ⅵ型）、石越村堂ノ沢北方、火山角礫岩中の角礫

斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石・鉄鉍

斜長石は大きさ 0.3～3.5mm、多量、清澄、累帯構造を示す。角閃石は褐色、大きさ 0.2～1.5mm、輝石は大きさ 0.2～1.5mmである。橄欖石は大きさ 0.2～1.0mm、イディングス石に一部置換されている。これら有色鉱物の量はほぼ等しい。

石基：斜長石・輝石・ガラス・鉄鉍

細粒のガラス基流晶質組織を示す。



第1図 試錐柱状図対比図

本図は施工者の作成した試錐柱状図によるものである。ただし左端の柱状図は地表調査によって作成されたものである。また築館1号井を除いた他の柱状図は、ボーリングのカッティング著者が検討を加えて作成した。岩相については各柱状図に記載されたものが統一を欠いているため、顕著なものだけ記入した。

普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Vc型), 石越村石越駅南方石切場, 熔岩

斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹

斜長石は大きさ 0.3~2.0mm, 清澄, 累帯構造を示す。紫蘇輝石は大きさ 0.3~2.5mm, 普通輝石は大きさ 0.3~1.2mm であって, 後者は少量である。

石基: 斜長石・単斜輝石・鉄鈹

毛氈状組織を示している。

普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Vc 型), 石越村寺山北方石切場, 熔岩

斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹

斜長石は大きさ 0.3~2.5mm, 緑泥石に一部置換され, 虫喰状構造を示す。紫蘇輝石および普通輝石は大きさ 0.3~1.5mm, 一部緑泥石に置換されていて, 斜長石とともに聚斑状集合をなす。

石基: 斜長石・単斜輝石・鉄鈹

毛氈状組織をなす。

### II. 3. 2 下黒沢層

下黒沢層は, 一関市西方・下黒沢・磐井川沿岸を標式地とする<sup>11)</sup>。本地域に露出するものは, その南方延長に当たり最上部と考えられるが, 本層の構造がはっきりしない今日, にわかには断定するわけにはゆかない。本図幅地域内では, 野外調査では, 本層の下限は詳らかにできない。また, 試錐その他の資料によっても, この点まったく不明である。本地域の北西部では, 金成町津久毛付近を標式地として津久毛砂岩とも呼ばれている。

本層は, 黄色~常緑黄褐色の凝灰質砂岩を主とし, これに粗粒軽石質凝灰岩および少量の安山岩の角礫質凝灰岩を挟んでいる。砂岩は, 細粒から粗粒まで場所によって粒度を異にする。軽石質凝灰岩および角礫質凝灰岩は, 本層の分布地域中東部すなわち不在, 猪岡付近および南西部, 沢田村南方地域に著しく, 中部では塊状細粒砂岩が卓越する。西方, 津久毛を中心とする地域では, 全般的に粗粒となり, かつ大規模な偽層が発達し, 津久毛砂岩の標式的岩相を呈している。

化石は, 北方一関図幅地域内には, 場所あるいは層準によってかなり豊富に産するが, 本図幅地域内では, 一般に少ない。とくに津久毛砂岩と称せられ, その代表的岩相と考えられる偽層を呈する砂岩中には, きわめてまれである。筆者は, 本層から, *Cultellus izumoensis* YOKOYAMA, *Macoma optiva* YOKOYAMA, *Lucinoma acutilineata* CONRAD, *Solen* sp. などを得ている。

本層の堆積の時代については, 上記の化石だけからは, 結論できないが, 標式地およびその周辺の本層と岩相上大きな差もなく層序上不連続の事実はない<sup>6)</sup>。したがって, 小野寺信吾<sup>14)</sup>の意見ならびにかつて筆者が標式地およびその周辺から採集した化石群集の特徴とから, 本層の地質時代は中新世中期ないしそれよりやや新期と考えられる。

### II. 3. 3 亀岡層

亀岡層は, 仙台市広瀬川右岸の亀岡八幡付近を標式地とし, 仙台市周縁から北方北上川の河谷中一関付近にかけて広く分布する。本図幅地域内では, その北半部に広く分布する。本層に対して, この地域

から以北一関市にかけての地域では、金成町有賀付近を標式地として有賀層あるいは有賀夾亜炭層という地域名が与えられている。この地域では、基底の礫岩層とその上位の夾亜炭層とに分けられ、前者に対して金成礫岩層という名称が与えられている。

本層は、本図幅地域内ではほとんど常に上述の基底礫岩をもって、下黒沢層を不整合関係で覆い、上位は竜の口層と指交しつつ漸移する（第2図）。

基底礫岩は、築館背斜の西翼部を除いて、ほぼ普遍的に発達している。この礫岩は、人頭大～拳大のよく水磨された円礫からなり、厚さ4～5m、ときに10mに達する。礫種としては、粘板岩礫が圧倒的に多く、このほか花崗岩類・チャート・流紋岩・炭化木片などが認められる。

夾亜炭層は、砂岩・泥岩およびシルト岩の互層からなり、2～3枚の亜炭を挟有する。これらは、砂岩から泥岩あるいは亜炭に終わる輪廻層を呈し、砂岩は厚さ1～3mに達するものが多く、その基底部は粗粒でしばしば偽層を呈する。泥岩あるいはシルト岩は青灰色を呈し、他の各層のそれに比べ凝灰質を呈することが少ない。亜炭は比較的基底部に含まれ、金成町付近で発達し、山丈1.7m、炭丈0.6mに達する。

築館町北方一迫川北岸において、本層の下部に厚さ10mに近い火山豆石（ピソライト）を含む黄色の塊状凝灰岩が認められる。本凝灰岩は、石英・斜長石のほか少量の岩片・有色鉱物（?）・磁鉄鉱などを含んでいる。石英は両錐石英が非常に顕著である。すなわち、石英安山岩～流紋岩質凝灰岩である。

本層の厚さは、地表の露出で観察される限りでは、最大40mである。築館背斜の西側の小向斜部では、築館町で施工した築館1号井では、少なくとも60mはある（第1図）。

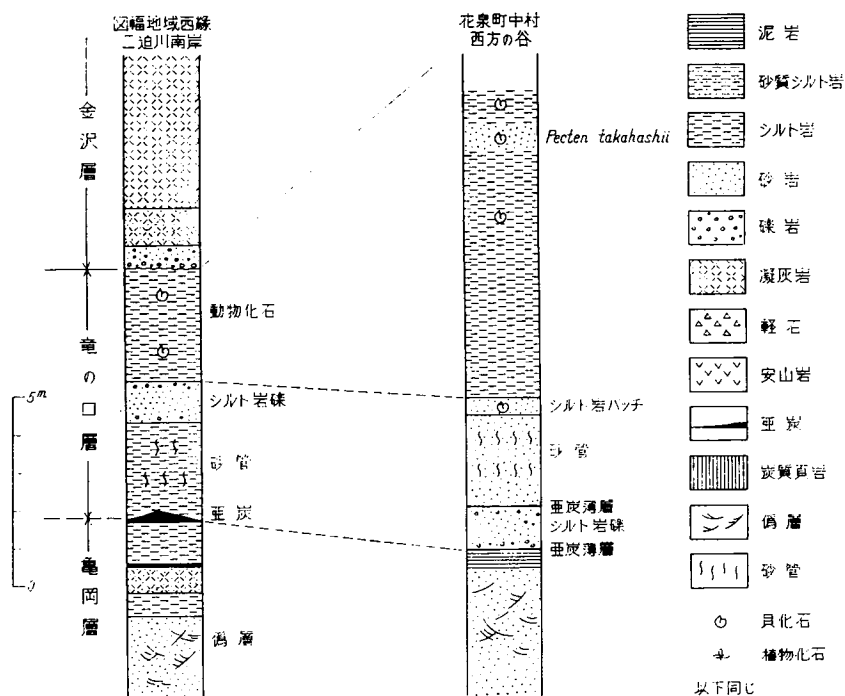
上述の基底部近くに認められる凝灰岩は、きわめて顕著な岩相を呈し、厚さも厚いが、他の地域ではまったく認められない。また、下位の下黒沢層および亀岡層の主部との関係が詳らかでなく、あるいは厳美層の石英安山岩質凝灰岩に相当するかも知れないという疑問も残っている。

#### II. 3. 4 竜の口層

竜の口層は、仙台市青葉山竜の口の谷を標式地として、仙台平野から北方、北上川の河谷に広く分布する。本図幅地域内では、築館背斜および石越背斜の軸部に露出するほか、その東縁部北上山地とその西側の丘陵地帯との接合部に点々と分布している。本層は、花泉町油島（5万分の1の地形図には油島という地名はない。ただし、東北本線に「ゆしま」という駅名がある）を標式地として、油島層と称せられ、築館町付近では玉沢介層と呼ばれている。

本層は、場所によっては、軽微な不整合の疑いもあるが下位の亀岡層と一部指交しつつ整合漸移し、上限は後述する金沢層によって不整合関係で覆われる（第2図）。

当地方の竜の口層は、主として青灰色～青緑色のシルト岩～泥岩からなる。これらは、凝灰質塊状を呈し、風化乾燥すると白色の軽い片となって崩壊する。本シルト岩ないし泥岩中には、しばしば青緑色の細粒砂岩層を挟有している。後述するように、本層は向斜の軸部で厚く、逆に背斜の軸部で薄くなる傾向が認められるが、厚く発達する向斜部において、本層の全ぼうを観察することは不可能であり、いくつかの試錐試料（第1図）があるが、コア掘りによるものではなく、正確な岩相層序を把握すること



第2図 亀岡層・竜の口層・金沢層柱状図

はきわめて困難である。また、その基底部、とくに亀岡層との関係についても確実な資料が得られない。伊豆沼向斜の軸部北方の丘陵地において、両層が指交しており確実な境界は決定し難いが、その他の場所では、比較的是っきりした岩相の変化が認められる。図幅地域西縁部では、竜の口層の規定に砂管を含むシルト岩があって、亀岡層の亜炭層を覆い、その上位はシルト岩礫を含む砂岩を経て、主部をなすシルト岩に移化している。さらに、一関・石越撓曲線の西側では、基底に前述したようなシルト岩礫を含む砂岩があって、亀岡層の青灰色の泥岩に直接し、その上位に砂管を含む砂岩が重なっている。その上位はシルトパッチを含む薄い砂岩を経て、泥岩に移化したいる（第2図）。砂岩中には多量の雲母片が含まれる。

本層中には、全域を通じて普遍的に海棲貝化石を産し、かつまれではあるが若干の植物化石を産する。貝化石は場所ごとに単一の種が密集して産するが多い。泥岩～シルト岩中には *Macoma* sp. が多く、砂岩中には比較的种类が多い。花泉町中村の西方の小沢中および築館北方一迫川北岸に露出する本層の基底の砂岩から *Mya cuneiforms* BÖHN を密集して産し、その南方の道路切割に露出する本層上部の泥岩中には含まれる約80cmの厚さの砂岩中から *Fortipecten takahashii* (YOKOYAMA) および *Anadara tatunokutiensis* (NOMURA & HATAI) を採集した。さらにその上位の泥岩中に *Macoma* sp. および *Cordium* sp. がみられる。

本層の厚さは0mから85mときわめて変化に富む。しかしながら、向斜部で厚く、背斜部で薄くなる傾斜がみられる（第1図）。

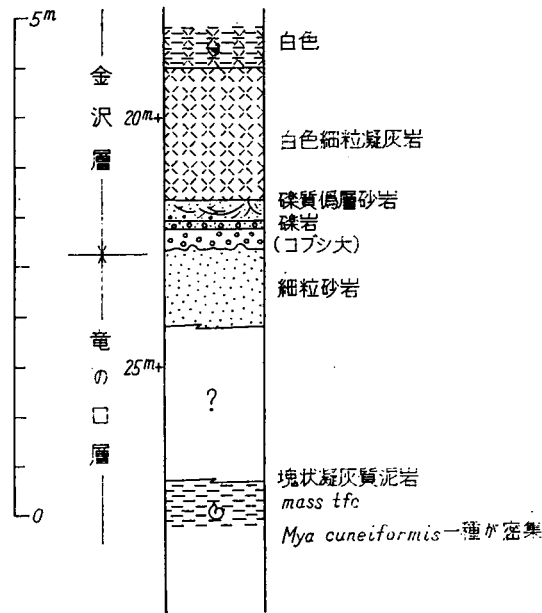
### II. 3. 5 金 沢 層

金沢層は、花泉町金沢（本図幅地域外、同町中村の北方約2km）付近を標式地とし、図幅地域内に広く分布する。標式地付近では、本層は基底礫岩層・夾亜炭層および上部の凝灰岩とに分けられ、それぞれ飯倉礫岩層・金沢夾亜炭層および五分田凝灰岩と称せられている。築館付近で、築館夾亜炭層、瀬峯付近で瀬峯層と称せられていた地層は、金沢層とその上位の築館層とを併せたものである。

本層は、石越安山岩類または登米層にアバットするところを除いて基底礫岩または、偽層を呈する礫質砂岩をもって、不整合関係で下位の竜の口層を覆い（第2・3図および図版3）、上位は同じく不整合関係で築館層に覆われる。基底礫岩は図幅地域の北西部に発達し、飯倉礫岩層と呼ばれていることは、前述のとおりである。

基底礫岩層は、築館背斜の南部すなわち築館以南の地域および花泉町中村付近、東北本線の西側に沿う地域に露出し、厚さ1~6mに達し、主として拳大~胡桃大の円礫からなり、上方あるいは側方に向かって、しばしば礫質の偽層砂岩に移化する。図幅地域の東縁部では、基底礫岩層を欠いて、上位の夾炭部が直接石越安山岩類あるいはその下位の登米層に不整合関係で接している。また、この地域では、竜の口層との間にも基底礫岩を欠き、夾亜炭層の凝灰岩あるいはシルト岩が、不整合面を境にして、竜の口層の泥岩に直接している。

夾亜炭層は、ほぼ全地域を通じて下部の夾炭部と上部の砂岩部とに大きく2分される。夾炭部は、凝灰質砂岩と凝灰質泥岩あるいはシルト岩との互層からなり、しばしば白色の凝灰岩を挟有し、全域を通じて少なくとも3層の亜炭層あるいは炭質頁岩を介在している。夾亜炭部の厚さは、一関・石越撓曲線



第3図 金沢層基底部柱状図（花泉町油島小学校裏）  
図版3参照



図版3 竜の口層 (P<sub>2</sub>) と金沢層 (P<sub>3</sub>) との境の不整合 (油島小学校裏の崖)  
Cg: 基底礫岩

以西において、おおむね30～40mである。その他の地域では、その厚さは詳らかでない。砂岩部は夾亜炭層の上に整合に重なり、偽層を呈する厚い粗粒砂岩 (図版4) からなり、その最上部近くに凝灰質シルト岩と砂岩との互層をはさみ、かつ場所によっては、この互層中に20～40 cm の薄い亜炭層 2 枚を介在している。本砂岩部の厚さは、一関・石越撓曲線以東の地域で約20mに達する。伊豆沼周辺地域においても、本砂岩部が発達し、少なくともその厚さは20m以上と推定される。

基底礫岩層および夾亜炭層は、築館背斜、とくにその北部に向かって、急激に層厚を減じ、その西翼では、後述する最上部の凝灰岩層の下部に、その痕跡をとどめるだけになる。

凝灰岩層は、夾亜炭層の上に整合に重なり、細粒凝灰岩をもってはじまり、主部は塊状の軽石質凝灰岩からなり、火山豆石 (ピソライト)・天然木炭を含んでいる。その厚さは5～10mあって、有力な鍵層として広く追跡される。本凝灰岩から、斜長石・石英のほか、少量の岩石片・紫蘇輝石・磁鉄鉱が検出され、石英としては両錐石英が存在する。すなわち紫蘇輝石含有石英安山岩質凝灰岩である。

ここに新しく定義された金沢層は、その層位的位置および層序から仙台付近の北山層に対比されよう。しかしながら、当地域以南仙台付近までの間では、上述のような層序区分とくに最上部の凝灰岩層一が判然としない。すなわち、この地域では、竜の口層の上位、北山層以上青葉山層の下底までの間が未区分のまま、地域ごとに梅田層・小野田層・瀬峯層・大貫層と一括され、また古生物学上の資料もなく、両層の連続あるいは同時代であることの確証はない。



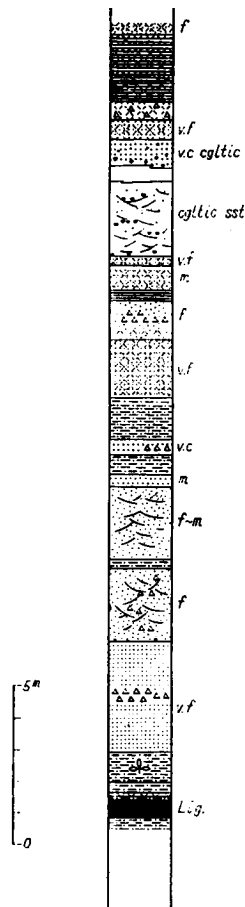
図版4 金沢層の偽層砂岩（伊豆沼西方約1kmの段丘崖）

### II. 3. 6 築館層

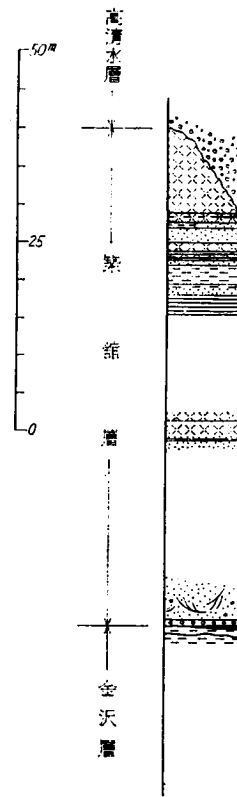
築館層は、築館町南方約1km、国道4号線の道路切割を標式地とし、図幅地域南西部に広く分布するほか、その北東隅にも一部露出している。本層名は、築館炭田を調査した高橋稠・森和雄<sup>7)</sup>によって、築館夾炭層と称せられた地層の上半部、すなわちその下半部の金沢層としたものを除いた部分に対して、新たに与えられたものである。北東隅に露出するものは、一関地方の鮮新統上部の真滝層の南方延長に相当する。

本層は、図幅地域内一関・石越撓曲線以西において、下位の金沢層を平行不整合関係で覆い、高清水層によって同様な関係で覆われる。同撓曲線以東では、本層と下位の金沢層との間に、緩傾斜不整合が





第4図 築館層柱状図(築館町南方  
1km 国道4号線道路切削)  
v.f: ごく細粒 f: 細粒  
m: 中粒 v.c: ごく粗粒  
cglitic: 礫質 Lig: 亜炭



第5図 築館層(真滝層)柱状図(花泉町宿沢付近)

認められる<sup>注1)</sup>。

築館層は、標式地において、第4図に示すとおり、砂岩を主とし、シルト岩および泥岩を挟む互層からなり、下限近く(おそらく基底部から10m内外上位)に1枚の亜炭を挟有する。砂岩はきわめて粗い礫質なものから細粒なものまで粒度に著しい変化がある。一般に淡黄緑～淡黄灰色を呈し、軟弱なものが多い。泥岩およびシルト岩は、淡青灰色あるいは灰白色を呈し、一般に葉理が著しい。本層は全体を通じて、凝灰質であり、砂岩中には、しばしば軽石粒が含まれる。砂岩中には著しい偽層を呈する部分がある。

伊豆沼周縁、伊豆沼向斜の軸部では、比較的粗粒な堆積物が少なくなるとともに、よく円磨された軽

注1) 北方図幅地域外、花泉町石名坂からその西方五分田にかけての地域では、北西に最大26°傾斜する金沢層の上位に、真滝層(=高清水層)が水平に重なっている。

石礫が多くなる傾向がある。この付近では1つの断面でほぼ全体を確認できる露頭がないため、詳細は詳らかでない。伊豆沼向斜の東翼佐沼付近では、本層の基底部が処々で観察され、この付近では60～100 cmの厚さの偽層を呈する砂岩層がその基底にあって、金沢層の上部の凝灰岩を覆っている。この砂岩層の基底部は礫質あるいは含礫極粗粒となり、微かな凹凸面をもって下位の金沢層最上部の凝灰岩に接している。

図幅地域北東隅に露出する築館層は、砂岩・泥岩・シルト岩および凝灰岩の互層からなり、炭質頁岩および亜炭の薄層を挟有する。その最上部には、厚さ10～15mの塊状の凝灰岩がある(第5図)。基底部の砂岩層を除いて、全般に板状層理がよく発達し、泥岩およびシルト岩は一般に緻密である。最上部の凝灰岩は白色の軽石質凝灰岩であって、火山豆石(ピソライト)を含んでいる。本凝灰岩は、斜長石・石英およびガラス片のほか少量の紫蘇輝石・黒雲母および磁鉄鉱を含み、黒雲母・紫蘇輝石含有石英安山岩質の凝灰岩であろう。

この地域における築館層は、薄い基底礫岩をもって、下位の金沢層を緩傾斜不整合関係で覆っている。ここでは後者の最上部の凝灰岩を欠いている<sup>注2)</sup>。宿沢の露頭では、東西方向に約15mの間で下位層(金沢層)の削られかたに約1 mの差が観察される。上限は、後述する高清水層の基底の礫岩によって覆われるが、この関係は大局的にみて平行不整合であるが、水平距離で30m離れた所では12mの厚さの凝灰岩層の全部を欠除するほどの著しい凹凸面が観察される(第5図)。築館層の層厚は宿沢付近で約50 m、標式地では上部を欠くため、全層厚は明らかでないが、少なくとも35m以上である。鮮新統の各層とも背斜軸の軸部で薄く、向斜部で厚くなる傾向があることは前述のとおりである。

### II. 3. 7 高 清 水 層

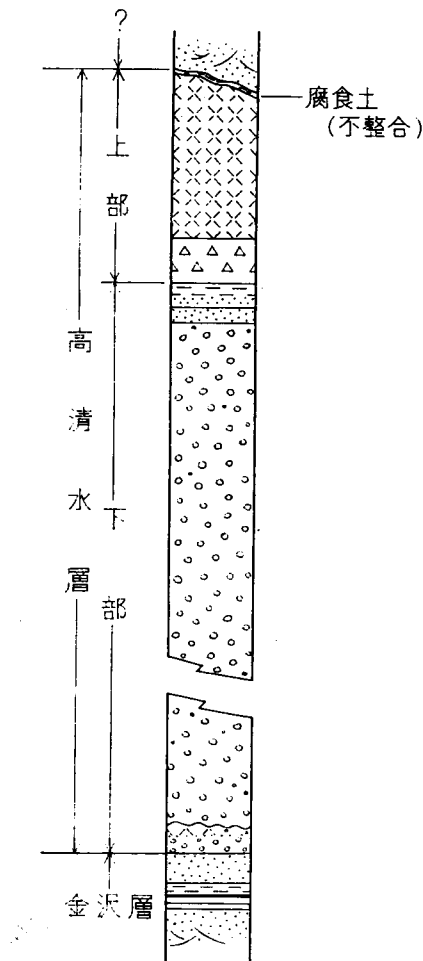
高清水層は、図幅地域南縁部に東西に広く分布する。このほか、図幅地域北東隅の一部に小範囲に露出している。本層名は、本地域内、高清水町を縦貫する国道4号線の切割を標式地として新たに定義されたものである。なお、地域北東隅に露出する本層は、一関地方における中山層の南限のものである<sup>5)6)</sup>。これらは、築館層または金沢層を不整合関係で覆っている。

本層は、主として厚い礫からなり、その下半部は岩相の変化がなく普遍的に礫層として分布地域全体にわたって追跡できるが、上半部は岩相の変化に富み、場所によって著しい差がある。

標式地、高清水町小山田付近では、第6図に示すとおり、下部は厚さ20mに達する礫岩と、その上位の砂岩シルト岩互層とからなり、上部は軽石質凝灰岩からなる。礫岩は、人頭大以下の淘汰の悪い粒径が不揃いな礫からなる。礫種は、種々の古期岩類のほか、安山岩、第三系から由来した砂岩・泥岩などの岩片を含んでいる。軽石質凝灰岩の下部は粗い軽石片からなるが、主部はピソライトを含む白色の細粒軽石質凝灰岩からなる。検鏡の結果、斜長石および石英のほか、角閃石、ごく少量の紫蘇輝石を含んでいる。

標式地の北方、高清水町と築館町との境界付近では、前述の軽石質凝灰岩が、連続せずに、礫岩中にレンズ状の断片となって異常堆積を示している。軽石質凝灰岩の上位に、なお少なくとも6～8 mの厚さの巨礫からなる礫岩がみられ、その上位は偽層砂岩(厚さ数m)に移化している。さらにその上位に

注2) 金沢層の凝灰岩は、域外北方花泉町石名坂および五分田付近で真滝層(ここでいう高清水層)の下位に局所的に認められる。



第6図 標式地における高清水層柱状図

は軟弱な軽石凝灰岩・シルト岩・礫岩などが重なっている。伊豆沼周辺で、本層は主として礫岩からなり、さらに、本地域北東部でも、本層は礫岩のみからなる。本層の層厚は最大30mに達する。

本層の地質時代を決定するに足る資料は今のところまったく得られていない。

## II. 4 第四系

### II. 4. 1 梅ガ沢軽石凝灰岩

梅ガ沢軽石凝灰岩は、迫町梅ガ沢を標式地とし、主として図幅地域の西縁および南西部に分布する。本凝灰岩は、半沢正四郎<sup>17)</sup>らによって、清滝層の下位、新田凝灰岩とされたものにほぼ相当する注<sup>3)</sup>。

本凝灰岩は、標式地において、基底に約 105 cm の安山岩質の岩滓の多い凝灰岩からなり、下位の高清水層の礫岩を覆い、厚さ20mあるいはそれ以上に達する。ここでは、本凝灰岩の下位にある高清水層の礫岩の厚さは1 m 内外である。基底部の安山岩質凝灰岩は、安山岩の岩滓のほか、ここでは異質の円

注3) 北村信・柴田豊吉による地質学会第70年総会の巡検案内書では、清滝層の一部層（新田凝灰岩部層）として取扱われている。

礫を含み、水中で淘汰を受けた疑いもあるが、主部の軽石凝灰岩は、やや角の円くなった大小の軽石がまったく規則性なく集合している。また細粒の火山灰はきわめて少ない。さらに、後述するように軽石粉ないし礫に混じって、きわめて少量であるが最大径6cmに達する異質礫を含んでいる。

軽石の最大径は21cmに達するが、平均して数cmのものが圧倒的に多く、岩滓および黒曜石を含んでいるが、前述のように火山灰は非常に少ない。また異質礫も、さきに触れたように、数は少ない。露頭面から無作為に取出した異質礫31個のうち、シルト岩が11個と全体の30%を占め、次いで流理構造のある流紋岩が5個、両方で全体の約半数を占める。そのほか、砂岩・石英安山岩・流紋岩・鉄石英などが含まれる。

本凝灰岩は、標式地周縁以外に、築館町周辺、栗駒町八幡付近などに分布するが、主部に関する限り岩相変化はほとんどない（図版5）。

本凝灰岩は、図幅地域内伊豆沼以南では、高清水層の基底の礫岩を覆うが、築館町周辺では、竜の口層・金沢層・築館層など場所ごとに異なった層準を覆っている。築館町照越付近では、金沢層を侵食した古い地形面を覆って、梅ガ沢軽石凝灰岩が、ほぼ水平に横たわっている。ここでは、基底は塊状の細粒凝灰岩からなる（図版6）。栗駒町八幡付近では、亀岡層の著しい凹凸を示す侵食面を覆って、約1.5mの塊状の細粒凝灰岩を基底として、本凝灰岩が厚く分布している。基底の細粒凝灰岩は、旧地形面を覆うが、凸部と凹部でほとんど厚さの変化はない。

本凝灰岩は、この項の冒頭にも述べたとおり、高清水層すなわち新田層の一異相と考えられていたものであるが、上述の事実から、独立の単位として区分した。そして、その時代については、高清水層以下の構造とはまったく無関係であり、かつその噴出前に著しい削剝が認められることから、第四紀のものとした。しかしながら、後述する第四紀の各堆積物との関係については、いまのところ確証はない。



図版5 梅ガ沢軽石凝灰岩の露頭（ハンマーの柄の長さ約35cm）（瀬峰町刈安沢）



図版6 梅ガ沢軽石凝灰岩 (U) と金沢層 (P<sub>3</sub>) との関係 (築館町照越)

#### II. 4. 2 志波姫段丘堆積物

志波姫段丘は、築館背斜を横断して築館付近から志波姫村を経て若柳西方に広がる段丘である。築館付近で高度40数m、志波姫村の中心付近で20数m、東端若柳西方で10数mと、築館背斜の軸から遠ざかるに従って逐次高度を減じている。築館と志波姫村の中心地との間にやや急な地形の傾斜面があって、この線以西と以東との2つの段丘に区分され得る可能性があるので、ここでは両者を一括してある。

築館付近では、厚さ数mの礫層とその上位に続く砂・シルトが認められる。東半部ではその堆積物はつまびらかでなく、段丘面上はロームによって覆われており、その下位のシルトが、処女で認められるにすぎない。

#### II. 4. 3 低位段丘堆積物

低位段丘として一括したものは、築館背斜の軸部およびその周辺と石越付近に認められる段丘群である。これらは、標高10数mから30m内外の高度をもち、礫および細砂ないしシルトからなる。石越付近では、表面に近い砂質シルト中からひしの実の化石が得られた。

#### II. 4. 4 沖積層

沖積層は、各河川の氾らん原を形成する堆積物、小支流の谷底を埋める堆積物、山脚部に発達する崖錐堆積物などからなる。本図幅地域内における主要河川は、その氾らん原中を蛇行する。とくに一関・石越撓曲線以東においては自由蛇行が著しい(図版2)。

したがって、各主要河川の流路あるいはその旧河道に沿って自然堤防が、蛇行する河道の内側には、ところによってポイントバー (point bar) が発達する。これらは周囲よりわずかに高く、古くからの聚落は、これらの上に存在し、また桑畠・畑地などとして利用されている。自然堤防の背後は後背湿地と

なっており、水田として利用され、一部には未利用のまま残されているものがある。また旧河道も低湿地となり、水田として利用されているが、一部にはまだ堆積物によって充填されずに三日月湖として残されているものがある。

自然堤防は粗目のシルトおよび細砂からなり、後背湿地あるいは旧河道堆積物は、粘土および泥からなる。これらの地域で、いくつかの試錐資料があるが、確認された限りでは、沖積層の厚さは最大15m内外である。また、一般に粗砂や礫のような粗粒堆積物は少ない。

築館背斜の軸部に近いところでは、河川の流路は、沖積氾らん原の堆積面からかなり深く穿入し、沖積期において隆起があったことを物語っている。この地域では、河床に処々基盤の新第三系が露出し、沖積層の基底には礫層が認められるところがある。

## II. 5 地質構造

### II. 5. 1 概 説

古生界二疊系の登米層は、南北方向の構造に支配され、急斜あるいは直立し、同方向の断層によって断たれている。これに対して、新生界、第三紀鮮新統の各層がほぼ水平に覆蔽（アバット）している。登米層に直接するのは、鮮新統、中上部層であって、最下部の亀岡層より古い地層とこれとの関係は、本図幅地域内では、まったく不明である。

新生界の各層は、緩傾斜不整合、平行不整合、あるいは整合関係で重なり、きわめて緩やかな褶曲構造に支配されている。ただ、東北本線に沿って、東落ちの撓曲線があつて、この両側で地層構成および地質構造にやや顕著な差が認められる。すなわち、西側では下黒沢層から清水層までの新第三系が、褶曲構造に支配されて分布するのに対して、東側では、竜の口層以上の新第三系が、ほぼ水平に分布している。かつ、この撓曲線付近から東側に、石越安山岩が露出している。この違いは、基盤の構造の差によるものと考えられ、真柴付近から以南の地域について実施された重力探査の結果、これに沿う地帯で、東から西に急激に重力値が低くなっていることから推定できる。すなわち、小川健三ら<sup>16)</sup>によれば、この付近の新生代層の構成岩石は全体を通じて密度差は少なく、古生層と一部安山岩が重力分布に影響を与えているものと結論される。

第四系は、上述の褶曲および撓曲によって転位、変形した第三紀層以下を覆って、ほぼ水平に分布している。第三系を転位、変形させた造構運動のうち、少なくとも褶曲運動は、第四系堆積中さらに現在まで、運動を続けているものと解される。

登米層の南北方向の構造は、南部北上山地の大局の構造に支配されるものであろう。しかしながら、本図幅地域内における登米層は、北上山地に分布する古生層の西縁部におけるごく一部分にすぎない。したがって、ここでは、これについての記述は省略し、第三系の構造についてだけ述べることにする。

### II. 5. 2 不 整 合

二疊系登米層は、この地域における新第三系の基盤をなすが、これと亀岡層以下の新第三系との関係は地表では不明である。新第三系全般についてみると、北から南に順次若い地層が地表に露出する傾向

がみられる。北半部では、古い地層ほど西側に、逆に新しい地層ほど東方に分布しており、登米層に対して、一関・石越撓曲線以東では、ほぼ水平に累重する竜の口層から高清水層にわたる層準が覆蔽（アバット）していることはすでに述べたとおりである。

石越安山岩類に対しても、竜の口層とその上位の金沢層がアバットする。しかしながら、地質の章でも述べたとおり、これと亀岡層以下の新第三系との関係は不明である。下黒沢層と亀岡層との関係は、基底礫岩の下位に凹凸面をもつ不整合である。しかし、下黒沢層の構造がつまびらかでない現段階では、その性質—その間にどのような造構造運動があったか—を明らかにすることはできない。

鮮新統の間では、金沢層・築館層および高清水層の基底にそれぞれ不整合がある。金沢層と下位の竜の口層との間の不整合は、大局平行不整合である。築館背斜の西翼では、金沢層の主部を欠いて、その最上部の凝灰岩が竜の口層に直接している。この事実は、南東または東から西方に向かって金沢層のより上位の層準が下位層に対して追覆（over lap）すると考えるよりは、層厚の収斂と考えられる。金沢層と築館層との間は、一関・石越撓曲線以西においては、平行不整合であるが、同線以東においては緩傾斜不整合である。すなわち、前者においては、築館層は常に金沢層最上部の凝灰岩（厚さ5～7 m）に直接する。一方後者においては、築館層の基底が西から東あるいは南西から北東に向かって、逐次金沢層のより上位の層準に接している。そして域外、花泉町五分田および石名坂にいたって、築館層（＝真滝層）の下位に最上部の凝灰岩が認められるようになることは、すでに述べたとおりである。

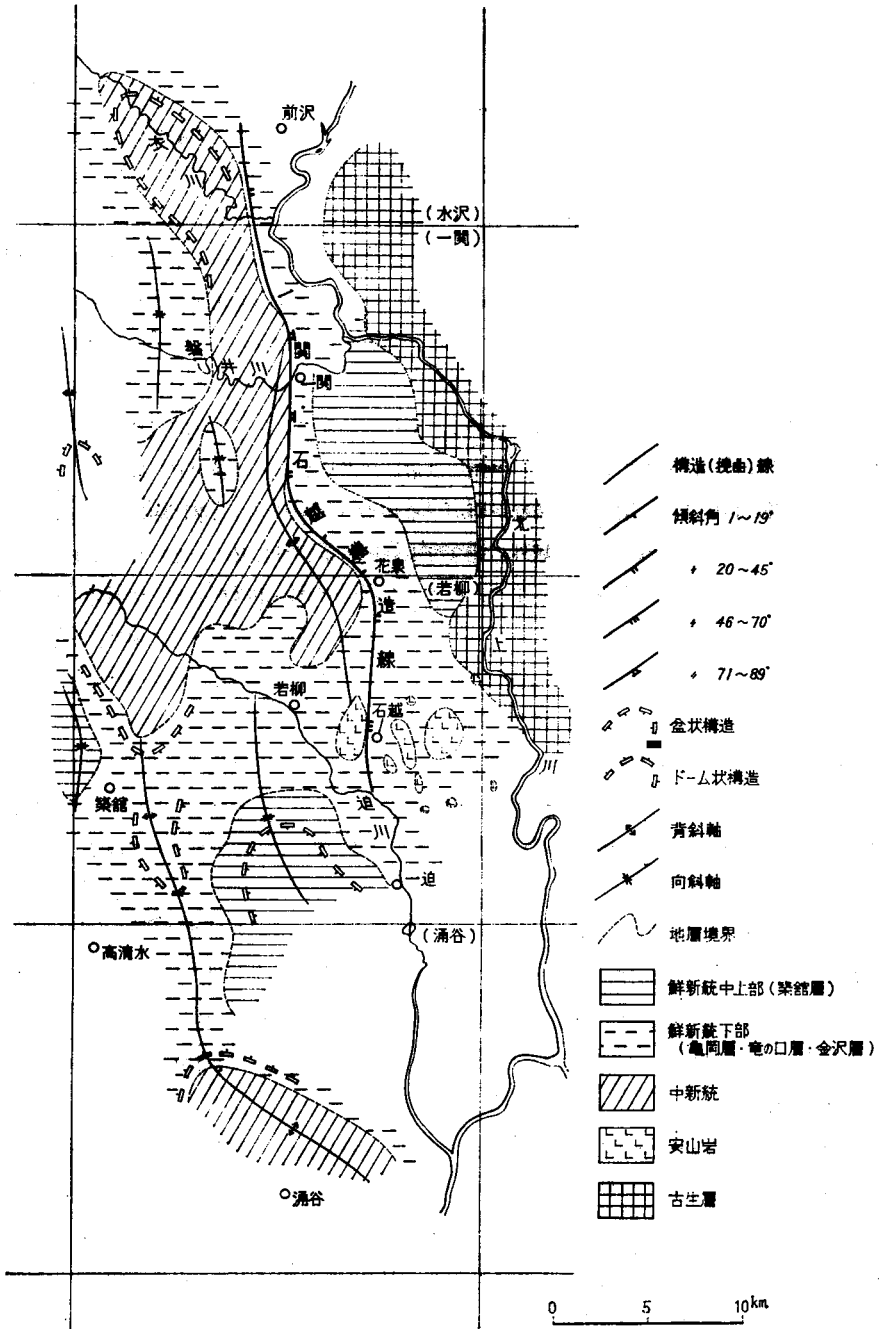
高清水層は、前述のとおり厚い基底礫岩をもって、金沢層から築館層にわたる各層準に接している。細かにみると、築館背斜の軸部では、金沢層の主部に直接し、伊豆沼向斜の軸部および築館背斜の西方の小向斜部では、築館層に接し、築館背斜の周縁部では、金沢層最上部の凝灰岩を覆っている。図幅地域の北東隅、一関・石越撓曲線の東側では、築館層の最上部とした凝灰岩を大局平行不整合関係で覆っている。一方、伊豆沼向斜の軸部では、築館層の最上部に接するものと考えられるが、ここでは前述の凝灰岩が欠除している。これは、高清水層堆積前の侵食の結果欠除したものか、もと堆積しなかったものかは明らかでない。

### II. 5. 3 撓 曲

花泉町中村付近から南方石越村にかけて、ほぼ東北本線に平行に、東落の撓曲が認められる。この北方延長は一関・平泉を経て、さらに北方胆沢扇状地まで追跡される。この撓曲構造は、上述の範囲にわたって一連に追跡され、ここでは一関・石越撓曲線と呼ぶ（第7図）。

この撓曲線は、筆者が1949年東北大学理学部地質学古生物学教室の卒業論文において、南北方向に北からそれぞれ中尊寺断層・山の目断層および一関断層としたものを、1954年北村信によって、これらは個々の断層ではなく、一続きのもの—中尊寺・一関断層—であると訂正されたものである。降って1957年小野寺信吾は、これについて、第三系に関する限り、地層のずれや欠除がまったく認められず撓曲構造であるという新しい見解を発表した。

この撓曲は、中尊寺付近で東へ約 $40^\circ$ 、一関から南方真柴にかけては同じく東へ $80\sim 85^\circ$ と急斜するが、その南ではふたたび傾斜を減じ、有壁以南では消滅するかのようにみられていた。ところが有壁付近から以南では、南東に方向を転ずるとともに、 $10$ 数度まで傾斜を減じ、本図幅地域内花泉町中村付近



第7図 一関・石越撓曲線付近の地質構造概念図



にいたって、ふたたび南北方向をとるようになり、傾斜も40°から60°以上に増大することが明らかになった。

この撓曲運動によって、下黒沢層から築館層まで注<sup>注4)</sup>が転位し、さらに胆沢扇状地面に傾斜の急変部となってあらわれている。さらに、これより低位の水沢扇状地（あるいは段丘）面にまで同様な急変部が認められる。水沢段丘面は、胆沢地方における最下位の段丘面と考えられていることから、この撓曲運動は、きわめて新しい時期に完成したものと考えられる。

たびたび述べてきたように、本撓曲線を境にして、東側では、亀岡層以下の地層が現在のところ確かめられてなく、また金沢層と竜の口層との間の不整合について細かな資料がないため、これらの堆積時における撓曲運動についてまったく言及できない。また、現在認められる分布範囲からだけでは、高清水層がこの運動に参加しているという証拠もない。ただいえることは、金沢層堆積後、築館層堆積前に、一度著しい運動があったということだけである。小野寺は、この最大傾斜部、すなわち、一関北方梅山から南西方鬼死骸にいたる背斜構造と、この撓曲運動とが成因的密接な関係にあるという観点に立つて、背斜軸部に第三系の各層が著しく厚さを減少することから、この撓曲運動は、これら第三系の堆積中段階的に継続して発展して来たものであるとしているが、このような事実は、後述するように、この地域の褶曲には共通に認められるのである。

#### II. 5. 4 褶 曲

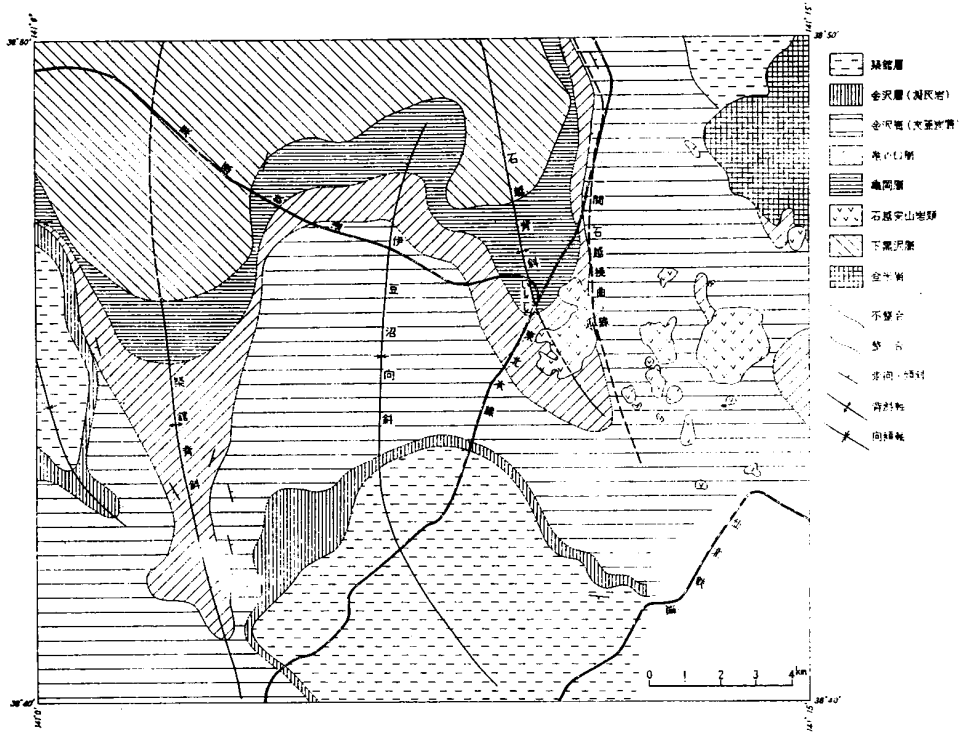
一関・石越撓曲線以西では、新第三系はきわめて緩やかな褶曲構造に支配される。地層の傾斜はおおむね20°以下であって、地質図を一見しただけで、その構造を把握し難い。第8図（若柳図幅地質水平断面図）は、これを端的に示すために作成した。すなわち、沖積層の堆積面を基準面として、各地層の境界線がこの面と交じわる点を結んで地層界としたものである。この際、走向線と地層界とが調和するように、若干の調整を施してある。

この地域の褶曲構造を根本的に規制するのは、築館背斜・石越背斜とその間の伊豆沼向斜とである。さらに、築館背斜の西側に一つの小向斜が存在する。築館・石越両背斜および伊豆沼向斜はいずれも南方に向かって緩やかに沈下する。築館背斜は瀬峯町南方図幅域外の筧部を距てて、涌谷図幅地域中央部の筧岳山塊によって示されるドーム構造に連なり、伊豆沼向斜は筧岳ドーム北側の緩やかな盆状構造に連続する。石越背斜の東翼は、北部において東に緩やかに傾斜しつつ一関・石越撓曲線にいたって、急斜する。南部では、軸部をはなれると、直ちに上述の撓曲構造の急斜部に遷移している。

これらの褶曲構造を形成した運動は、少なくとも鮮新統の堆積中引続き継続し、その堆積に影響を与え、かつ第四紀に入ってなおその運動が微弱ながら引続いていることは、地形の項で述べたとおりである。鮮新統堆積中の運動は、その中下部層中に掘さくされたいくつかの試錐資料と、野外における観察の結果から容易に把握することができる（第1図）。中上部層については、試錐資料がないために、一部についておよその傾向を知ることができるにすぎない。

すなわち、築館背斜部、とくにその西翼で厚さ10数m以下ときにはその痕跡しか認められない一関の亀岡層が、同背斜の西側の小向斜構造の東翼に掘さくされた築館1号試錐では、60m以上に達する。伊

注4) 一関市真柴付近では真滝層（＝築館層）が南北方向の走向で東へ40°以上傾斜している。



第8図 若柳図幅地質水平断面図

豆沼向斜の軸に掘さくされた栗原農業高校の井戸では、約 121 m 以深が亀岡層であるが、約 138 m で掘止めとなっているため、その厚さは不明である<sup>注5)</sup>。その上位の竜の口層は、築館背斜の西翼北部で 3 m の厚さしかない。また、同背斜の軸部では一般に10数~20m以下であるが、伊豆沼向斜の軸部、栗原農業高校の井戸では85mに達する。また、域外南方、瀬峯町藤沢字長者原において、築館背斜の軸部に実施された試錐では、安山岩の熔岩の上に直接する約 1.2m の頁岩が竜の口層に相当するものと考えられる。石越背斜部における試錐の資料はなく、正確な地層の厚さは不明であるが、地質断面図から亀岡層が20m内外、竜の口層が40m内外まで層厚を減じている。一関・石越撓曲線の東側、花泉町中村における花泉町浄水場の井戸では、亀岡層は約20m、竜の口層は34mと、石越背斜頂部におけるこれら両層の厚さとほとんど変わらない。

金沢層堆積中、その堆積に与えた影響については、現在のところ十分な資料がない。しかしながら、同層は、築館北方築館背斜の軸部において、最上部の凝灰岩だけが、あるいはこれと主部の夾亜炭層が痕跡程度しか認められないが、伊豆沼向斜の軸部では35m以上となり、竜の口層以下と同様な傾向があるものと推察される。築館層に関しては、これとその上位の清水層との間に、緩やかながらも傾斜不整合があって、褶曲運動によって生じた層厚の変化を推察することはきわめて困難である。

注5) 各試錐資料については、地層の傾斜・孔曲りについて考慮してない。以下同様である。

### Ⅲ. 応用地質

本図幅地域内における鉱産資源として主要なものは、新第三系鮮新統中に挟有される亜炭である。このほか、建築石材として石越安山岩類が採石の対象となっており、軽量骨材として梅ガ沢軽石凝灰岩が注目される。

#### Ⅲ. 1 亜炭

亜炭は、本地域を含めて、東北地方における主要な鉱産資源の一つである。とくに第2次世界大戦終戦後数年間の石炭の不足時代には、脚光を浴び生産も急激に増加し、活況を呈したが、現在では鉱山数も生産量も著しく減少している。すなわち、昭和24～25年頃、本図幅地域内で、少なくとも30以上を数えた鉱山数も、現在ではわずかに14鉱山にすぎず、生産量も月 2,300 t 内外、これに従事する鉱山労働者数は 100人程度である。このような推移は、資源の涸渇にもよるが、石炭の不足時代には、これを補うために、広く繊維、食品加工、製紙など軽工業用燃料として、活発な需要に支えられていたが、現在では、主として家庭用燃料および暖房用としての需要が主であって、季節的にも著しい変動があるほか、石油・プロパンなどの液体燃料に押されているためでもある。

この地域の亜炭は、鮮新統の亀岡層・金沢層および築館層中に挟有されるが、主として稼行の対象となっているのは、金沢層中のものであり、亀岡層中のものがこれに次ぐ。

亀岡層中の稼行対象となる亜炭層は、本層の基底部、すなわち基底礫岩の直上数 10cm から 1m 数 10 cm の所にあつて、山丈 160～170cm あつて、中に泥岩の夾みをもち、炭丈平均 1.1m 内外である。現在、この炭層を稼行中のものは、武鎗の北東約 2km の所で磯田炭硯が 1 硯だけである。鉱山労働者 6 人、月産 150t 内外である。

金沢層中の亜炭を稼行している鉱山数は、非常に多い。これらのほとんどが、築館背斜の両翼部と一関・石越撓曲線の東側に集中している。前者では、仙北・新仙北・照越・第2照越・照越大撓・第2石垣・月山・三峯狩野などの鉱山が稼行している。この付近の稼行炭層は、大深沢付近で厚さ 60～65 cm、中下位に約 3cm の夾みをもつ。炭質は良質な木質炭であり、国道 4 号線に近いという地の利と相まって、古くから築館亜炭田として知られている。採炭は、手堀のほか、チェーンソーあるいはピックが用いられている。後者では、遠藤・豊隆・白浜・永井・第2千田などの鉱山が稼行している。この付近では、金沢層の中下位、海拔 5～6 m 位の所にある炭層（おそらく下位から 3 番目）を採掘の対象としている。炭層の厚さは場所によって異なるがおおむね 1～1.2m である。採掘方法は、手堀りを主とし、発破あるいはピックを併用している。

#### Ⅲ. 2 石材および軽量骨材

石材としては、石越安山岩類の熔岩が各所で採掘せられている。建築用石材・墓碑・間知石・碎石などとして出荷されている。これらのうち、比較的淡色を呈する安山岩は、石越御影として墓石として需要がある。

軽量骨材としては、梅ガ沢軽石凝灰岩が注目されるが、2～3自家用程度に利用されただけにとどまり、現在のところこれを企業化しているところは皆無である。

## 文 献

- 1) 菊地 安 (1891) : 20万分の1「一関」地質図幅及び同説明書, 地質調査所
- 2) 田山利三郎・上田定次郎 (1939) : 北上山地の地形学的研究, その一, 河岸段丘, B, 北上山及び馬淵川の河岸段丘, 斎藤報恩会学術研究報告, no. 22
- 3) 島倉己三郎・上田定次郎 (1939) : 北上川流域の新生代層, 特に夾亜炭層の基底について (北上山地南部の層位学的研究, 其の4), 東北大学理学部地質学古生物学教室邦文報告, no. 32
- 4) 村田貞蔵 (1939) : 胆沢扇状地の形態的研究, 地理学評論, vol. 15
- 5) 高橋正五 (1941) : 岩手県一関付近の地質 (MS), 東北大学理学部地質学古生物学教室卒業論文
- 6) 松野久也 (1947) : 岩手県一関付近の地質 (MS), 東北大学理学部地質学古生物学教室卒業論文
- 7) 高橋 稠・森 和雄 (1952) : 宮城県築館炭田調査報告, 地質調査所月報, vol. 3. no. 4~5
- 8) HANZAWA, S. and others (1953) : The Geology of Sendai and its Environs. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Sendai, Japan, II nd Ser.*, vol. 25.
- 9) 千坂武志 (1952) : 北上山地西南部米谷町付近の二畳系, 東京教育大学地質学鉱物学研究報告, no. 2
- 10) 北村 信・谷 正巳 (1953) : 岩手県胆沢郡西部および西磐井郡西部の地質について, 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 37, no. 3~4
- 11) 早川典久・他2名 (1954) : 岩手県北上山地西縁より脊梁山地に亘る地域の新第三系の地質 (4), 北上川流域地区, 東北鉱山, vol. 1, no. 10.
- 12) 半沢正四郎 (1954) : 日本地方地質誌「東北地方」, 朝倉書店
- 13) 岩 手 県 (1954) : 岩手県地質図および岩手県地質説明書, I, II
- 14) 小野寺信吾 (1957) : 岩手県一関市で発見された *Desmostylus* とその産地付近の地質, 地質学雑誌, vol. 63, no. 739
- 15) 北村 信・他 (1958) : 宮城県北部地域天然ガス調査報告 (東北方天然ガス開発利用調査報告), 石油技術協会 (謄写)
- 16) 小川健三・瀬谷 清 (1962) : 宮城県北部地域重力探査報告 (謄写)
- 17) 半沢正四郎・他2名 (1962) : 宮城県地質図, 縮尺 1 : 200,000, 宮城県
- 18) 中川久夫・他 (1963) : 北上川上流沿岸の第四系および地形——北上川流域の第四紀地史 (1), 地質学雑誌, vol. 69, no. 811
- 19) 中川久夫・他 (1963) : 北上川流域沿岸の第四系および地形——北上川流域の第四紀地史 (2), 地質学雑誌, vol. 69, no. 812
- 20) 八島隆一・生田慶司 (1966) : 東北表日本における中新世初期の火山作用と変質作用, 地団研専報, 12

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Akita (6) No. 69

---

## GEOLOGY OF THE WAKAYANAGI DISTRICT

By

Kyūya MATSUNO

(Written in 1966)

---

(Abstract)

The Wakayanagi sheet covers the region from lat.  $38^{\circ}40'$  to  $38^{\circ}50'$  N. and from long.  $141^{\circ}0'$  to  $141^{\circ}15'E$ . Geographically, the area lies in the eastern portion of the Kitakami valley between the Oou mountain range and the Kitakami mountain land, in the northeastern Honshu, Japan. The Kitakami river runs in the valley from north to south along the foot of the mountain land almost parallel to the eastern border of the mapped area.

The area is covered with low hills composed mainly of Tertiary sediments whose altitudes are less than one hundred and several ten meters and low flat alluvial plain, against to the Kitakami mountain land of several hundred meters high above the sea level in which Paleozoic sedimentary rocks crop out, opposite side across the Kitakami river.

The river terraces classified into higher and lower groups are recognized only in the area on and around Tsukidate and Ishikoshi anticlinal axis. Contrast to the above, the shallow lakes named Izu-numa and Naga-numa occupy the axial portion of the Izunuma syncline between the above-mentioned two anticlines.

Small round topped dome-shaped hills slightly higher than those around them are scattered in the eastern central portion of the area. They are composed of volcanic rocks. The rivers in the area meander through the alluvial plain.

## GEOLOGY

Within this area, Neogene Tertiary and Quaternary sediments and underlying Permian sedimentary rocks crop out. In addition to those, dacite and andesite lava and their volcanic breccia are recognized. Their subdivision and stratigraphic sequence are shown in descending order in the following table.

Table 1

Quaternary
Recent
Alluvium
Pleistocene
Lower terrace deposits
Shiwahime terrace deposits
Umegasawa pumice tuff
Neogene Tertiary
Pliocene
Takashimizu formation
Tsukidake formation
Kazawa formation
Tatsunokuchi formation
Kameoka formation
Miocene
Shimokurosawa ? formation
Ishikoshi ? andesite
Paleozoic
Permian
Toyoma formation

Note: ———— Unconformity  
 ..... ? ..... Relation unknown

## PALEOZOIC

### Permian

#### Toyoma formation

The Toyoma formation crops out only in the northeastern portion of the area and comprises slate, sandstone and conglomerate. This formation is covered directly by the Neogene Tertiary and Quaternary sediments. The age of deposition of this formation

have been considered to be of Permian by many investigators.

## NEOGENE TERTIARY

### Miocene

#### **Ishikoshi andesite**

The Ishikoshi andesite is covered directly by Pliocene Tatsunokuchi and Kazawa formation. Interrelations between this andesite and older rocks have not been known because their bottoms are hidden deeply beneath the Alluvium. This andesite comprises dacitic and andesite lava and their volcanic breccia. They are generally fresh and not altered except the rocks which are distributed in the area near Ishikoshi station and Terayama, Ishikoshi-mura. According to Yashima and Oide (1966), the age of effusion of this andesite may be of early Miocene.

#### **Shimokurosawa formation**

The Shimokurosawa formation is the lowermost Neogene Tertiary formation and only its uppermost part crops out in this area. It comprises tuffaceous sandstone with pumiceous tuff and tuff breccia. Although marine molluscan fossils are not abundant in the area, this formation in the Ichinoseki area has yielded Miocene molluscan fauna which comprises representatives of the Suenomatsuyama and Yama fossil fauna with *Desmostylus* (ONODERA, 1957).

### Pliocene

#### **Kameoka formation**

The Kameoka formation which unconformably overlies the Shimokurosawa formation comprises basal conglomerate (known as the Kannari conglomerate), cross-bedded sandstone, alternation of sandstone, mudstone and siltstone with lignite seams. In this formation, a layer of pisolite bearing massive tuff of ten meters in thickness which is intercalated in the northern part of Tsukidate-machi. This is dacitic or rhyolitic and contains bipyramidal quartz abundantly.

#### **Tatsunokuchi formation**

The Tatsunokuchi formation, which is conformable or interfingering partially with the Kameoka formation, consists chiefly of tuffaceous bluish gray or bluish green siltstone or mudstone. They are generally massive, though they have intercalations of bluish green sandstone in some horizons. Fossil marine shells occur throughout sandstone or siltstone with sand-pipes which forms the basal part of the formation. In the type locality near Sendai city, the Tatsunokuchi formation is characterized by such molluscan species as *Anadara tatunokutiensis* (NOMURA & HATAI), *Dosinia tatunokutiensis* NOMURA, *Fortipecten takahashii* (YOKOYAMA) and many other thick-shelled shallow water forms. Among them, *Anadara tatunokutiensis* (NOMURA & HATAI), *Fortipecten takahashii* (YOKOYAMA) and others which are common to the fossil species from type locality of the formation have been known from the formation in this area. Besides molluscan shells, fossil plant leaves are common in some localities.

### **Kazawa formation**

The Kazawa formation is unconformable with the underlying Tatsunokuchi formation and subdivisible into two parts. the lignite bearing part in the lower and the tuff in the upper.

The lignite bearing part comprises basal conglomerate, alternation of tuffaceous sandstone and siltstone or tuffaceous mudstone intercalated with white fine tuffs, and cross-bedded sandstone. In this part, at least three lignite seams or coaly shales are intercalated.

The tuff forms upper limit of the formation, and is conformable with the lignite bearing part. It is hypersthene bearing dacitic tuff which is massive and pumiceous, and maintains almost whole area having rather uniform thickness.

### **Tsukidate formation**

The Tsukidate formation overlies the tuff in the upper part of the Kazawa formation except in the northeastern portion of the area where the tuff is lacking and slight clino-unconformity is observed between both formations. It comprises fine to coarse-grained tuffaceous or pumiceous sandstone interbedded by sandy siltstone, siltstone, mudstone and thin fine tuff. The Tsukidate formation like the afore-mentioned Kazawa formation is a terrestrial deposit containing lignite seams. This formation also has a massive tuff in its upper limit. It is determined as biotite-hypersthene-bearing dacitic tuff under the microscope.

### **Takashimizu formation**

The Takashimizu formation is unconformable with the Tsukidate formation and comprises conglomerate, alternation of sandstone and siltstone, and pumiceous tuff in upward succession. The conglomerate in the basal part is persistent, and is found in the area which the formation is distributed, But middle and upper parts are apt to change in lithofacies.

## **QUATERNARY**

### **Pleistocene**

#### **Umegasawa pumice tuff**

The Umegasawa pumice tuff rests directly on the basal conglomerate of the Takashimizu formation with andesitic lapilli tuff at the base in its type locality, Umegasawa, Hazama-cho. But, in the area around Tsukidate-machi, this pumice tuff covers variable horizon of the Tatsunokuchi, Kazawa and Tsukidate formation, without andesitic lapilli tuff. This tuff comprises blocks and fragments of pumice and little amount of scoria and obsidian. Though blocks and fragments of pumice are generally somewhat round in shape, dust is a little in quantity.

#### **Terrace deposits**

Terraces in this area are classified into two groups, the Shiwahime and the lower terrace based upon their topographical features and altitudes above the sea level. These



are composed of gravel, sand and clay.

## **Recent**

### **Alluvium**

The Alluvium which forms fluvial plain of the rivers in the area are mostly composed of sand, gravel and clay sometimes intercalated with peat.

## **GEOLOGICAL STRUCTURE**

The geological structure of the Toyoma formation quite differs from that of the Neogene Tertiary formations and shows NNW-SSE trend which coincide with general trend of the structure of southern part of the Kitakami mountainland. Complicatedly faulted and folded.

The Neogene Tertiary formations are gently folded with N-S trend axis as a whole. However, there are slight differences in structural features between both sides of the Ichinoseki-Ishikoshi tilting line parallel to the Tohoku Trunk Line. In the western area of the tilting line, the Neogene system from the Shimokurosawa formation to the Takashimizu formation distributes with gentle folding. On the other hand, in the eastern area of the tilting line, the younger Neogene system, only from the Tatsunokuchi to Takashimizu formations, distributes horizontally.

Movements which formed the above-mentioned folding structure affected to the deposition of Neogene formations and caused differences in thickness of the formations. Each formation, particularly the Tatsunokuchi formation, are remarkably thin at the top of the anticlinal axis compared with the thickness at the axis of syncline. Those movements having same tendency have continued to the recent, and caused the formation of physiographic features such as warping up of river terraces and entrenchment of stream courses deep into the alluvial deposits in the axial portion of anticlines and shallow lakes in the axial portion of the syncline.

## **ECONOMIC GEOLOGY**

Lignite in the terrestrial Pliocene formations has been mined from olden times for domestic uses. During several years after the World War II, the production of lignite had been tremendously increased to meet shortage of bituminous coal. At this time, working mines were decreased to 14, about a half in number, and the production amount to about 2,300 tons per month in total. The most productive formation is the Kazawa formation and the Kameoka formation comes after.

Besides the above, andesite in the Ishikoshi andesite is extensively excavated as building stones and crushed stone. Pumice blocks and fragments in the Umegasawa pumice tuff are going to be valued as light weight aggregates.

---

---

昭和42年 7 月 22 日 印刷

昭和42年 7 月 29 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

---

---

© 1967, Geological Survey of Japan