

55(521.14)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

秋田(6)第48号

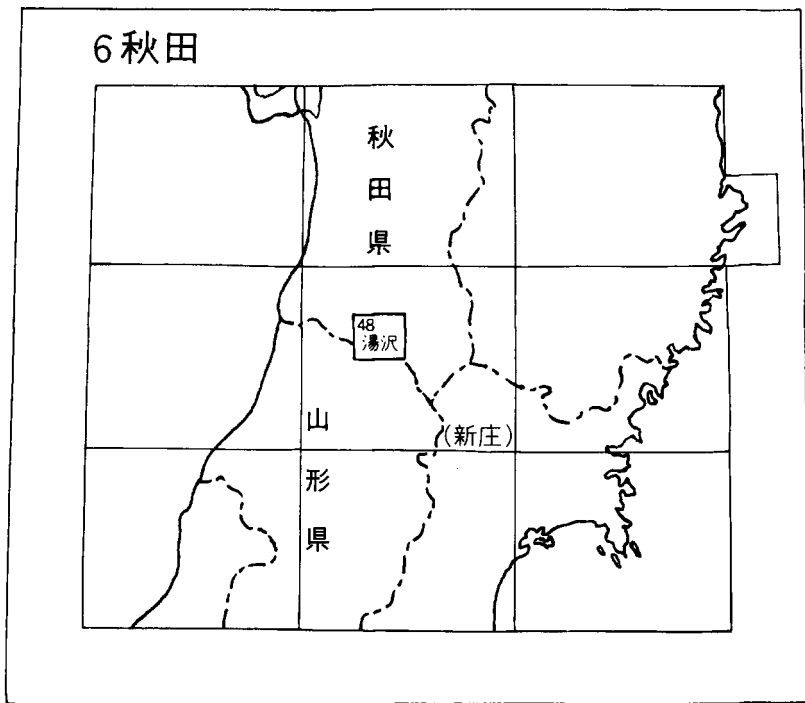
湯 沢 地 域 の 地 質

大沢 穰・大口健志・高安泰助

昭和54年

地 質 調 査 所

位置図



( ) は 1 : 200,000 図幅名

# 目 次

1. 地 形 .....	1
1. 1 西部地区 .....	1
1. 2 中部地区 .....	2
1. 3 東部地区 .....	3
2. 地質概説 .....	4
2. 1 研究史 .....	4
2. 2 地質概説 .....	6
2. 3 地質構造 .....	13
2. 3. 1 概 説 .....	13
2. 3. 2 院内構造運動 .....	14
2. 3. 3 三途川構造運動 .....	16
2. 3. 4 出羽變動 .....	16
3. 神室山花崗岩類 .....	17
4. 新第三系 .....	17
4. 1 湯ノ沢川層 .....	17
4. 2 雄勝川層 .....	19
4. 3 皿川層 .....	20
4. 4 飯沢層 .....	21
4. 5 大仙山層 .....	23
4. 6 畑村層 .....	25
4. 7 須郷田層 .....	28
4. 8 女川層 .....	32
4. 9 加無山安山岩 .....	34
4. 10 朝日森流紋岩 .....	36
4. 11 月山流紋皮岩 .....	37
4. 12 粗粒玄武岩 .....	38
4. 13 台山石英閃綠岩類 .....	39
4. 14 三途川層 .....	39
4. 15 甌山石英安山岩 .....	42
5. 第四系 .....	42
5. 1 川井山石英安山岩 .....	42
5. 2 母沢安山岩 .....	43
5. 3 段丘堆積物 .....	43
5. 4 沖積層 .....	44

6. 応用地質	44
6. 1 院内鉱山	44
6. 1. 1 沿革および位置	44
6. 1. 2 地質	45
6. 1. 3 鉱床	46
6. 1. 4 鉱床の胚胎時期および場所	53
6. 2 松岡鉱山	54
6. 2. 1 沿革および位置	54
6. 2. 2 地質	55
6. 2. 3 鉱床	55
6. 3 そのほかの金属鉱床	55
6. 3. 1 日長鉱山	55
6. 3. 2 弥生鉱山	55
6. 4 温泉	56
6. 5 石材	56
文献	56
Abstract	61

## 付図・付表・図版目次

第1図 湯沢図幅地域の地形区分	2
第2図 湯沢図幅地域付近の地質略図	6
第3図 湯沢図幅地域付近の地質構造	7
第4図 湯沢図幅地域の地質構造	14
第5図 東北裏日本緑色凝灰岩地域秋田地方新第三系の堆積盆の模式図	12
第6図 (南沢川上流でみられる大仙山層中の玄武岩の枕状熔岩)	24
第7図 (羽後町水呑付近でみられる畑村層)	26
第8図 院内鉱山付近地質図	45
第9図 院内鉱山の主要鉱脈分布図	46
第10図 院内鉱山の大切坑地並における鉱況	47
第11図 院内鉱山の下一番坑における鉱況	48
第12図 院内鉱山の下二番坑における鉱況	48
第13図 院内鉱山の下三番坑における鉱況	49
第14図 院内鉱山の下四番坑における鉱況	50
第15図 院内鉱山の下五番坑における鉱況	50
第16図 院内鉱山の下六番坑における鉱況	51

第17図	院内鉾山の下七番坑の鉾況	51
第18図	院内鉾山の下八番坑の鉾況	52
第19図	秋田山形県境地域の鉾脈型鉾床分布図	53
第1表	湯沢図幅地域の地質総括表	8
第2表	須郷田層中の有孔虫化石	29
第3表	須郷由層中の海棲化石（Ⅰ）	30
第4表	須郷田層中の海棲化石（Ⅱ）	31
第5表	三途川層の植物化石	41
第6表	院内鉾山の主要鉾脈	47
第Ⅰ図版	1. 山の田断層群付近の空中写真 2. 南沢断層群付近の空中写真	
第Ⅱ図版	1. 紫蘇輝石普通輝石安山岩（Vc型）の顕微鏡写真 2. 橄欖石玄武岩熔岩（Ⅲb型）の顕微鏡写真	
第Ⅲ図版	1. 紫蘇輝石普通輝石安山岩（Vd型）の顕微鏡写真 2. 紫蘇輝石普通輝石安山岩（Vd型）の顕微鏡写真	

## 湯沢地域の地質

大沢 穠<sup>\*1</sup>・大口健志<sup>\*2</sup>・高安泰助<sup>\*2</sup>

湯沢地域の地質研究報告書は、大沢が昭和47年までに作成した地質概査図(1/50,000)をもととし、大口の未発表資料、著者らによる昭和52年度の野外と室内との調査研究資料および、三田勲・鈴木満の両氏の鉱山地質学教室の卒業論文を使用し、主として大沢がとりまとめた。

湯沢地域の調査研究にあたって直接に協力していただいた秋田大学鉱山学部地下資源開発研究施設井上武教授・同学部鉱山学部鉱山地質学教室の藤岡一男名誉教授および的場保望助教授に深甚の謝意を表す。なお、同和鉱業株式会社および古河鉱業株式会社から雄勝町院内盆地での試掘井の資料を、古河鉱業株式会社から院内鉱山の地質鉱床に関する未発表資料を使用させていただいた。特に感謝する次第である。資料提供に加え、貴重な助言および協力をいただいた石油資源開発株式会社常務取締役池辺穰氏・東北大学岩石鉱物鉱床学教室田口一雄助教授・岩手大学教育学部片田正人助教授・秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室大学院馬場敬・佐野尚文・鈴木満の諸氏および関東基礎設計株式会社の三田勲氏に感謝の意を表す。本地質研究報告書を発表するにさいし、所内の一色直記・野沢保・小野晃司・坂本亭・佐藤博之および上村不二雄の各技官から御助言および御教示をいただいた。また、本報告書作成にさいし、所内の小野千恵子技官の協力をいただいた、なお、岩石薄片について、所内の村上正・大野正一および宮本昭二の各技官に作っていただいた。岩石の顕微鏡写真について、正井義郎技官をわずらわした。

### 1. 地 形

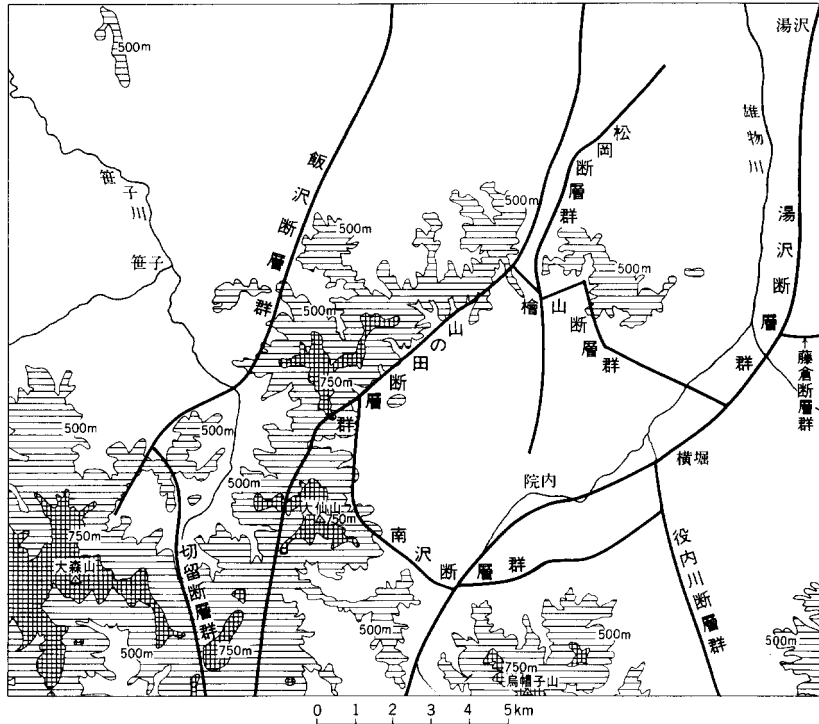
湯沢図幅地域の地形は、主として女川階堆積時から船川階堆積前までの院内構造運動(地質構造の項で詳述)によって形成された断層群によっていくつかの地区に分けられる(第1図)。すなわち、飯沢断層群および切留断層群以西の相対的に沈降した西部地区、上記断層群と山の田断層群との間の相対的に隆起した中部地区および、山の田断層群以東の東部地区である。東部地区は桧山断層群・南沢断層群・湯沢断層群などによって、あとで述べるようにさらに細分される(第1図版1および2)。

#### 1. 1 西部地区

西部地区は南から北にむかって少しずつ低くなる地形をなし、北半分と南半分とにさらに細分される。

西部地区北半分は大部分で定高性を持っていて、ほぼ海拔300-400mの高度を有する山陵をなす。この山陵のあいだを高度150-300mを示す笹子川・<sup>ひのと</sup>丁川・石沢川などが流れている。起伏量が少なく、開析

\*1 地質部  
\*2 秋田大学鉱山学部



第1図 湯沢区幅地域の地形区分

を受けた老年期地形を示し、丘陵地をなす。この北半分の地質は、畑村層・須郷田層・女川層からなり、酸性一塩基性火山砕屑岩および正規堆積岩類からなる、ところどころに朝日森流紋岩および月山流紋岩に属する流紋岩の熔岩円頂丘があつて、高度400m以上で、特に月山では海拔638.9mの高度を示す。また畑村層清水澗凝灰岩部層（熔結凝灰岩をとまなう）からなる三角点568m高地付近の山陵では高度400m以上である。

西部地区南半分は、北半分より高度が1段と高くなり、大部分で高度500m以上を、秋田山形県境山陵では高度750m以上である。湯沢区幅地域内最高点の大森山（海拔1,077.7m）がここに位置している。起伏量が大きく、谷密度が少なく、壮年期地形を示す。この南半分の地質は、主として女川層および、同層の堆積時に噴出した加無山安山岩からなる。女川層の硬質泥岩と加無山安山岩の熔岩・火山砕屑岩が重なり、急崖および滝を多数作っている。急峻な山岳地帯を形成し、河川は急勾配の山腹に深く切り込み、V字形の谷を作り、下刻作用がとくに著しい。

## 1. 2 中部地区

中部地区は大部分で高度500m以上、姥井戸山（海拔926m）付近およびこしき嶺山（海拔981.4m）などでは750m以上の山陵をなす。本地区の北部では北に向かって少しずつ低くなる地形をなし、北端部では

高度200m以下となる。中部地区は西部地区と比較して、相対的に隆起量の著しい地区である。両地区の境をなす切留断層群では地層転位の見掛落差は少ないが、飯沢断層群の大部分では地層の転位が著しく、見掛落差は200-400m、ところにより400m以上に達する。飯沢断層群は地形によくあらわれている。本地区は北部・南端部および中南部の小地区に分けられる。

中部地区北部では北にゆるく低くなるほぼ海拔200-500mの高度の山稜をなし、起伏量が少なく、晩壮年期というよりもむしろ老年期に近い地形を示す。地質は主として飯沢層・畑村層および須郷田層からなり、大局的にみて谷もしくは沢では安山岩熔岩および同質火山砕屑岩から、山陵では砂岩および礫岩からなり、地層の傾斜が地形に現われ、遠望すると、北にゆるく傾斜する地形を形成している。

中部地区中・南部では、高度が1段と高くなり、大部分で高度500m以上を示し、起伏量が大きく、谷密度が少なく、壮年期地形を示す。地質は主として湯ノ沢川層・飯沢層・雄勝川層・皿川層および大仙川層からなる。大局的にみて、地層の傾斜がゆるいので、川または沢では安山岩熔岩および同質火山砕屑岩から、山稜および山稜に近い山腹では、玄武岩熔岩をとまなう酸性火山砕屑岩からなる。ところどころに急崖および滝を作り、比較的急峻な山岳地帯を形成し、河川は急勾配の山腹に深く切り込みV字形もしくはそれに近い谷を作る。下刻作用がところにより著しい。しかし、西部地区南半分の秋田山形県境一帯ほどは急峻でない。

中部地区南端部は高度500-700mと高いが、起伏量がごく少なく、ゆるく傾斜した丘陵をなす。地質は須郷田層および女川層を主とし、ほとんど正規の堆積岩類からなる。この南端部に女川層を貫ぬいて甌山を構成する石英安山岩熔岩円頂丘（大きさ0.3-0.7×1.9km<sup>2</sup>・比高200-280m）が噴出して、美しい熔岩円頂丘をなす。

### 1. 3 東 部 地 区

東部地区は多数の断層群によって細かく分けられる。すなわち、山の田断層群と松岡断層群とに挟まれた細長い地帯、桧山断層群・湯沢断層群および藤倉断層群を結ぶ構造帯以北の北部、山の田断層群・桧山断層群・南沢断層群・湯沢断層群および役内川断層群にかこまれた多角形の中部（院内盆地）・山の田断層群・南沢断層群および役内川断層群にかこまれた南部および、藤倉断層群・湯沢断層群および役内川断層群にかこまれた南東部である。

東部地区の細長い地帯は、南方の飯沢層・須郷層などからなるところでは晩壮年期地形を示すが、北方の女川層院内凝灰岩部層からなるところでは、老年期地形を示す。白山など流紋岩熔岩からなるところでは、やや高いが、ほかでは起伏量はごく少ない。

東部地区北部では山地は北に向かって少しずつ低くなる地形をなし、平地では新しい時期に作られた湯沢断層群によって河川の方を支配され、その方向に雄物川が流れている。同川にそって低地が発達し、段丘堆積物と広い面積を占める沖積層がみられる。この山地は桧山（海拔613m）付近一帯以外では高度500m以下で、遠望すると、地層のゆるい傾斜に支配され、北に向かって次第に低くなる地形をなす。地質は神室山花崗岩類・湯ノ沢川層・飯沢層・畑村層とからなり、これらは、大局的にみてほぼ水平に近い北傾斜をもって重なっている。起伏量が大きく、雄物川沿いの東方および西方山腹は特に



急峻である。松山付近および北方一帯は準平原化されている。晩壮年期地形を示す。

東部地区中部（院内盆地）の周縁部は多角形を形成する断層群によって切られる。周縁部の山稜で高度400-500mで、盆地のほぼ中南部に位置する上院内一下院内付近に向かって低くなり、遂に高度160-180mとなる。上記の両院内に向かって放射状に、松根川・山の田沢川・十分一沢川・南沢川・雄勝川・湯ノ沢川などの河川が流れこんでいる。院内盆地の地質は、主として女川層院内凝灰岩部層を構成する酸性軽石凝灰岩・火山礫凝灰岩などおよび女川層の堆積時に噴出した加無山安山岩の熔岩・火山砕屑岩などからなる。地形と地質構造とはよく調和し、両院内に向かって10-30°の緩傾斜を示す盆状構造をなす。本盆地では周縁部で比較的起伏量が大いだが、ほかでは余り大きくなく、下刻作用も進んでいない。晩壮年期地形を示す。

東部地区南部は、上述の院内盆地が沈降地区であるのに対し、ここは相対的隆起地区である。高度500m以上が約半分を占め、大仙山（海拔920m）付近一帯および鳥帽子山（海拔954.2m）付近一帯では高度750m以上を示す。起伏量が大きく、谷密度が少ない壮年期地形を示す。地質は神室山花崗岩類・湯ノ沢川層・大仙山層・須郷田層および女川層などからなる。後2者からなるところでは、中部地区南端と同じく、高度が高いが、起伏量のごく少なく、ほとんど正規の堆積岩類からなる。前森山を構成する流紋岩熔岩円頂丘が突出し、周りと不調和な地形を示す。

東部地区南東部では、三途川層の主として正規堆積岩類を、第四系の石英安山岩火山砕屑岩・安山岩熔岩などが被覆し、第四紀火山地帯特有の地形を示す。すなわち本地域南東端（海拔600m以上）から北方・北西方および西方に向かって、初めは比較的急傾斜であり、下流に行くと次第にゆるくなる地形を示す。御返事川・寺田川・大沢などが放射状に下流に向かって流れている。

## 2. 地 質 概 説

### 2. 1 研 究 史

湯沢図幅地域の第三系の層序区分を初めて行ない、緑色凝灰岩層を特徴づける火山学類についての岩石学的研究をしたのは、加藤（1949・1951・1952）・KATO（1955）および加藤・島田（1953）である。それ以前には、院内鉾山の地質および鉾床についての記述があるのみである。戦前に千谷（1930）によって院内統なる名称が使用されたが、模式地の院内凝灰岩部層が女川層に属することがはっきりしている。院内統とは千谷（1930）によると、秋田地方の第三紀層最下部で、主として酸性ないし塩基性の火山岩類からなり、砂岩・泥岩などを挟み、緑色凝灰岩層とも呼ばれる。層厚1,000m以上で、上位の男鹿島統と整合（一部不整合）で、その時代は中新世前期である。また、上床（1941）による東北日本の第三系の生物層位学的区分で最下部統である。KATO（1955）は、横手盆地および新庄盆地の第三系について、下位から及位層（層厚600m）、それを一部不整合に被覆する院内層（層厚400-500m）・須郷田層（層厚100m）・金山層（層厚100-600m）（前2者が後者に対比される）、さらに、これらを整合に被覆する草薙層・二井山層（両層は女川層に対比される）に分けた。また院内層と須郷田層とは一部不整合関係を示す。加藤（1952）およびKATO（1955）によれば、「横手盆地から新庄盆地にいた

る広域地域の火山岩類の岩相型の分布を水平的にみると、横手盆地北縁・西縁・南縁地区をへて、新庄盆地北縁および南縁の各地区ごとに、比較的酸性の岩相型と比較的基性の岩相型とが交互に著しい発達を示し、さらに酸性火山岩の著しい地区では、多くの場合これと同岩質の凝灰岩がともなっている。さらに垂直的方向の累帯関係についてみると、少なくとも塩基性火山岩類は比較的下位を占め、酸性火山岩類はその上位を占め、同時に後者は酸性凝灰岩類によって強調されている。この累積関係は基性から酸性への直線的漸移関係ではなく、交互に反覆的断続的關係をなし、全体としてその上限は酸性火山岩活動によって代表されている」。当時としては、よく大局を把握した研究である。

そのご、大沢および角（1961）は、南隣羽前金山図幅地域の及位層および金山層の層序学的細分を行なった。本図幅地域に接する地区の及位層（層厚1,200m以上）を下位から、中ノ股凝灰角礫岩層（層厚350m以上）・赤倉凝灰岩層（層厚600m以上）および朴木沢凝灰角礫岩層（層厚250m以上）に分けた。調査研究当時（1956-59）、KATO(1955)の及位層は少なくとも2つの層(Formation)に分けられるのではないかと考えたが、決定的証拠がなく、上述の岩層を部層名として採用し、加藤の及位層をそのまま採用した。本図幅地域の湯ノ沢川層はほぼ中ノ股凝灰角礫岩層に、雄勝川層は赤倉凝灰岩層と朴木沢凝灰角礫岩層を合せたものにほぼ対比される。台山石英閃緑岩類（命名：大沢・角，1961）の周囲には各所に接触変成帯が発達する。代表的なものは、陽起石緑簾石絹雲母ホルンフェルスで、そのほか柘榴石緑簾石陽起石ホルンフェルス・黒雲母陽起石ホルンフェルスおよび電気石絹雲母ホルンフェルスがある。

田口（1959・1960）およびTAGUCHI（1962）は、須郷田層と主寝坂層（金山層の最下部層）とが、ほぼ同層準のものではないかとの疑いを持ち、追跡した結果同層準であることを確証した。またKATO（1955）によって院内凝灰岩とよばれたものは、女川階に属することを明らかにした。なお田口・谷田（1959）は加藤の及位層中から、熔結凝灰岩を発見し、その重要性について論じた。田口は加藤の及位層の内容などについて早くから疑問をもち、詳細な研究を行なった新庄地域の研究結果から少なくとも2つの層準、すなわち西男鹿階と台島階があることを確信していた<sup>1)</sup>。これら田口による研究は、加藤の研究を大きく前進させたものである。TAGUCHI（1962）による秋田・山形県境地域地質図（本図幅地域を含め1/5万地形図にて数葉の範囲）は、現在の知識からみても、大局がよく表現された力作である。

そのご、北隣の浅舞図幅地域を中心に長期間地質研究を行なった沓沢（1963）は、次の事を指摘した。横根峠層（ほぼ男鹿半島の門前層群に対比される）と畑村層との関係は、侵蝕量がきわめて大きく、かつ構造差を有する不整合である。畑村層・須郷田層および女川層が、それぞれ、つぎつぎと横根峠層上のいちじるしい侵蝕面をおおってオーバーラップを示している。

最近、大口（1974）は本図幅地域南東部から南隣羽前金山図幅地域北東部をへて秋ノ宮図幅地域北西部にいたる地区<sup>2)</sup>の地質研究を行ない、より詳細で正確な地質層序を確立した。本地域内およびごく隣接した地区について、大口は、下位から瀬見層・老ノ沢層・及位層および新田川層に細分された。いわゆる“及位層”は潮見層（層厚170m以上）・老ノ沢層（層厚250-350m）<sup>3)</sup>および及位層（層厚400m内外）に分けられ、かつて田口（1960）およびTAGUCHI（1962）が指摘したように2-3の層(Formation)からなることがよりはっきりした。

1) 著者の1人大沢の1960年頃、田口氏からの伝聞による。

2) 大口によって羽前金山図幅地域東半部地区の地質研究が行なわれたが、未発表である。

3) 本地域外の地区も含む。

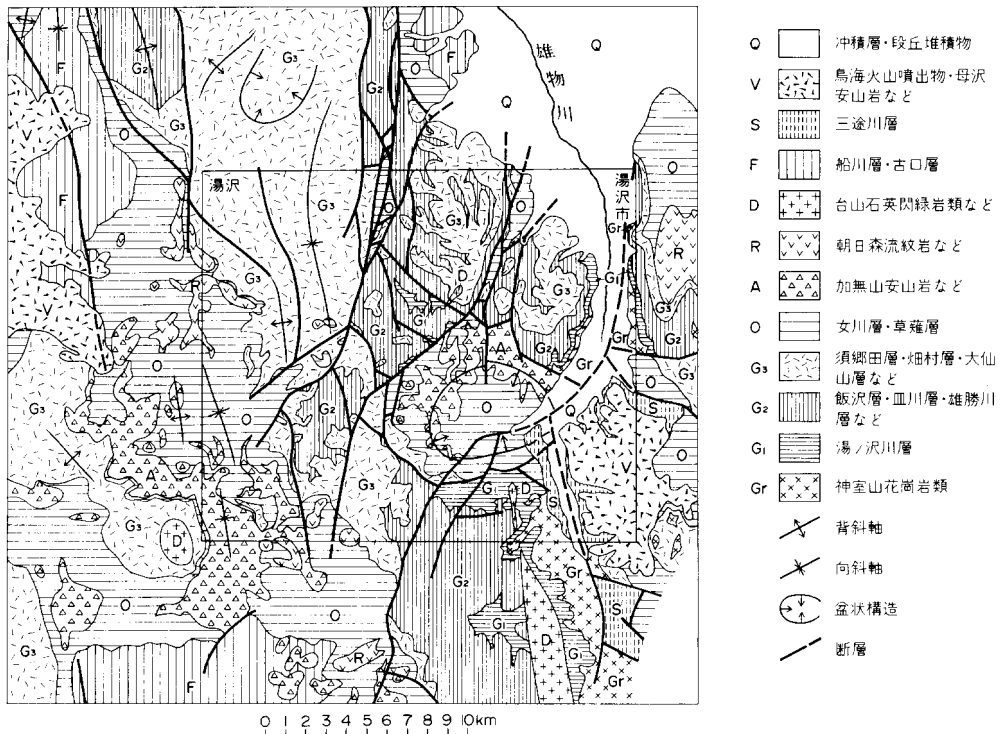
## 2. 2 地質概説

湯沢図幅地域は、東北裏日本緑色凝灰岩地域に属し、本図幅地域の地質は、白亜紀の神室山花崗岩類と緑色凝灰岩地域特有の新第三系およびこれを被覆する第四系からなる。本図幅地域の地質を総括して第1表に、また、本図幅地域付近の地質略図を第2図に、地質構造を第3図に示す。また、本図幅地域内の地質構造を第4図に示す。

神室山花崗岩類は本図幅地域東部に分布し、角閃石黒雲母花崗閃緑岩および片麻状花崗閃緑岩からなる。

新第三系は、下位から湯ノ沢川層・雄勝川層・皿川層・飯沢層・大仙山層・畑村層・須郷田層・女川層・加無山安山岩・朝日森流紋岩・月山流紋岩および三途川層に分けられる。前7者は、いわゆる“緑色凝灰岩”であって、女川層は含油第三系である。なお、女川層の堆積時に台山石英閃緑岩が併入している。

湯ノ沢川層は、新第三系の最下位を占めて、本図幅地域の中部から東部にかけて分布し、中性の火山岩類からなり、いわゆる“変朽安山岩”と呼ばれるものでなる。層厚は100-500mであって、雄物川沿いでは100-250mで薄い。模式地の湯ノ沢川から小沢西方一帯の地区では300-500mである。変質輝石安



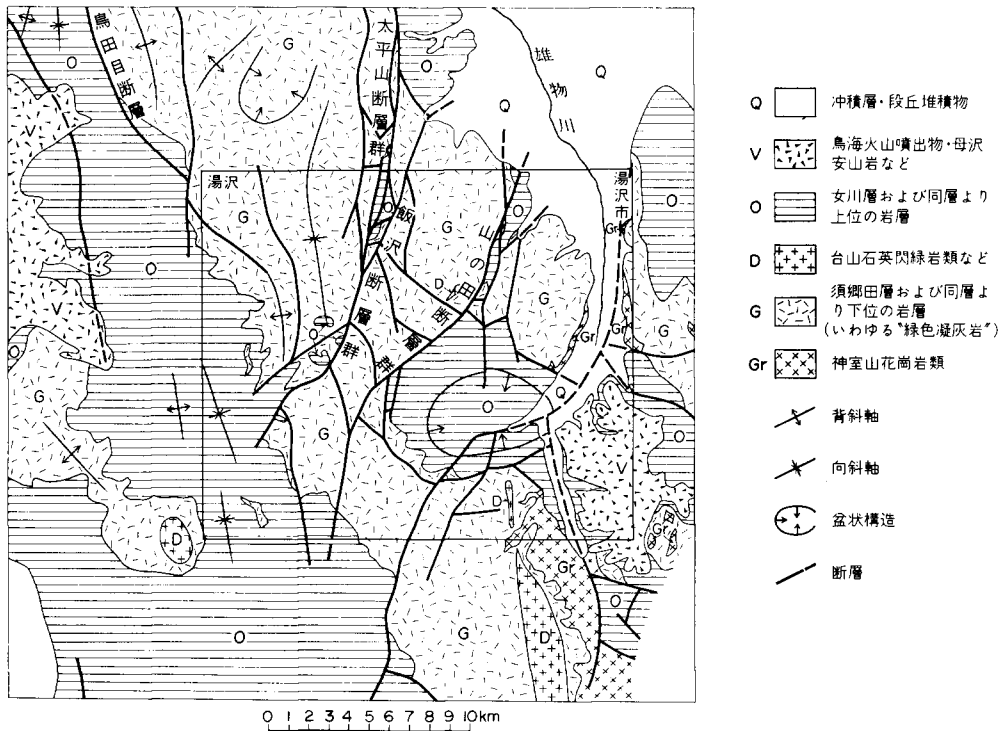
第2図 湯沢図幅地域付近の地質略図

山岩熔岩・同質の凝灰角礫岩・火山角礫岩および火山礫凝灰岩を主とし、凝灰岩および熔結凝灰岩を挟んでいて、正規堆積岩を伴っていない。自破碎熔岩がみられる。未だ化石は発見されていない。本層は、秋田県男鹿半島の門前層群（藤岡，1959）・西男鹿層群（半沢，1954）および岩手・秋田県境地域の大荒沢層（北村，1959；大沢・舟山・北村，1971）にほぼ対比される。

雄勝川層・皿川層および飯沢層は同時異相と考えられる。

雄勝川層は、湯ノ沢川層を不整合に被覆し、本図幅地域の中部と中南部に分布し、中性火山岩類・石英安山岩熔結凝灰岩などからなる。層厚は300-550mであって、中部では300-400m、中南部ではやや厚く、400-550mである。岩質により、下半部と上半部（南沢熔結凝灰岩部層）とに分けられる。下半部は、（変質）輝石安山岩凝灰角礫岩・火山角礫岩・火山円礫岩・火山礫凝灰岩および礫岩を主とし、熔岩・酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩などを挟んでいて、層厚は100-200mである。上半部の南沢熔結凝灰岩部層は、角閃石黒雲母石英安山岩熔結凝灰岩・黒雲母石英安山岩凝灰岩・火山礫凝灰岩などからなり、層厚は250-350mである。南隣の羽前金山図幅地域北部の塩根川沿い赤倉北方の沢の本層の下半部から、海棲貝化石の破片がみついている。本層は秋田県男鹿半島の台島層下半部および岩手・秋田県境地域の大石層下部（大沢・舟山・北村，1971）にほぼ対比される。

皿川層は雄勝川層の同時異相であって、本図幅地域の南西部に分布し、主として中性火山岩類からなり、層厚は300-400mである。変質輝石安山岩凝灰角礫岩および火山礫凝灰岩を主とし、熔岩・火山角礫岩・石英安山岩熔岩<sup>4)</sup>・酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩などを挟んでいる。未だ化石は発見されていない。



第3図 湯沢図幅地域付近の地質構造

4) 石英安山岩としたものの大部分については、従来流紋岩と呼ばれていたものであるが久野久(1954)による分類に従った。

第1表 湯沢図幅地域の地質経緯表

時代	層序	模式図	岩質	化石	火成活動	備考	
第四紀	現世	沖積層	泥・砂・礫				
	更新世	段丘堆積物	泥・砂・礫				
		母沢安山岩 川井山石英安山岩		紫蘇輝石普通輝石安山岩燔岩など 角閃石石英安山岩火山砕屑岩			
新第三紀	瓶山石英安山岩	三途川層 (200-400)	角閃石石英安山岩燔岩	三途川植物化石 玄武岩・粗粒玄武岩 安山岩 流紋岩・石英安山岩		<p>←出羽変動主動期</p> <p>三途川層を堆積した陥没盆地の形成と湖成層の堆積。</p> <p>多数の断層群による地塊化と院内陥没構造の形成。 台山石英閃緑岩類の進入と膨大な量の院内凝灰岩部層の堆積。 上述のことと関係して院内鉱山などの鉱脈型鉱床の生成。</p> <p>膨大な量の石英安山岩燔結凝灰岩の噴出。</p> <p>神室山花崗岩類中の断層もしくは断裂帯に沿って、いわゆる“変形安山岩”の噴出。</p>	
			泥岩・砂岩・酸性凝灰岩 礫岩・砂岩 基底礫岩				
	朝日森流紋岩・月山流紋岩	女川層	院内凝灰岩部層	(角閃石)流紋岩燔岩・黒雲母流紋岩燔岩など 紫蘇輝石普通輝石安山岩燔岩・その火山砕屑岩など			酸性軽石凝灰岩・火山礫凝灰岩 硬質泥岩(塊状泥岩・酸性凝灰岩・砂岩を挟む)
	加無山安山岩 (0-600)	(300-600)	(400-600)	海緑石砂岩			酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩 砂岩・礫岩(泥岩を挟む) 基底礫岩
		須郷田層 (100-200)		黒雲母石英安山岩凝灰岩・火山礫凝灰岩 凝灰岩・燔結凝灰岩 燔結玄武岩燔岩			玄武岩火山砕屑岩・安山岩火山砕屑岩・酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩・砂岩・泥岩
	清水湖凝灰岩部層	畑村層	大仙山層 (100-450)	燔結凝灰岩 燔結凝灰岩 燔結凝灰岩 燔結凝灰岩			燔結凝灰岩(普通輝石)玄武岩燔岩
		皿川層 (300-400)	雄勝川層 (300-550)	燔結凝灰岩 燔結凝灰岩 燔結凝灰岩 燔結凝灰岩			燔結凝灰岩(普通輝石)玄武岩燔岩 燔結凝灰岩 燔結凝灰岩 燔結凝灰岩
		飯沢層 (100-500)		燔結凝灰岩 燔結凝灰岩 燔結凝灰岩 燔結凝灰岩			燔結凝灰岩(普通輝石)玄武岩燔岩 燔結凝灰岩 燔結凝灰岩 燔結凝灰岩
		湯ノ沢川層 (100-500)		燔結凝灰岩 燔結凝灰岩 燔結凝灰岩 燔結凝灰岩			燔結凝灰岩(普通輝石)玄武岩燔岩 燔結凝灰岩 燔結凝灰岩 燔結凝灰岩
	白亜紀	神室山花崗岩類		角閃石黒雲母花崗閃緑岩・片麻状花崗閃緑岩			

( ) 層厚 m

飯沢層は湯ノ沢川層を整合に被覆し、本図幅地域の北部から北東部に分布し、中性火山岩類を主とする。層厚は100-500mであって、模式地の飯沢一帯およびその東方では250-500mであるが、雄物川東方では100-150mで薄い。(変質)輝石安山岩熔岩・同質の凝灰角礫岩・火山角礫岩および火山礫凝灰岩を主とし、酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩・泥岩などを挟んでいる。本層の下部から(阿仁合型?)植物化石を産する。

大仙山層と畑村層とは同時異相である。

大仙山層は雄勝川層を不整合に、皿川層を整合(一部不整合)に被覆し、本図幅地域の中部および南西部に分布し、塩基性火山岩類を主とする。

層厚は100-450mであって、模式地の大仙山一帯では300-450mである。橄欖石玄武岩熔岩・橄欖石普通輝石玄武岩熔岩・同質の火山礫凝灰岩および凝灰岩を主とし、玄武岩凝灰角礫岩・火山角礫岩・輝石安山岩火山砕屑岩・酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩および少量の砂岩と泥岩を挟んでいる。珪化木および台島型植物化石を産する。本層は、秋田県男鹿半島の台島層上部にほぼ対比される。本層および後述の畑村層中に多い玄武岩熔岩および同質の火山砕屑岩は、秋田県太平山周縁地域の砂子淵層(井上, 1960)のものと、岩質が非常に酷似している<sup>5)</sup>。

畑村層は皿川層および飯沢層を整合に被覆し、本図幅地域北西部および北東部に分布し、酸性から塩基性の火山岩類を主とする。層厚100-200mであるが、ところにより400mに達する。岩質により、主部と清水淵凝灰岩部層とに分けられる。主部は酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩・安山岩火山砕屑岩・玄武岩熔岩および同質の火山砕屑岩を主とし、砂岩・泥岩およびまれに礫岩を挟んでいる。清水淵凝灰岩部層は黒雲母石英安山岩凝灰岩・火山礫凝灰岩および黒雲母石英安山岩熔結凝灰岩からなり、層厚は0-200mである。本層中から珪化木および台島型植物化石を産する。

須郷田層は、飯沢層・大仙山層および畑村層を整合(一部不整合)に被覆し、本図幅地域全域に点々と分布し、砂岩および礫岩を主とし、酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩および泥岩を挟んでいる。層厚は100-200mで薄い。海棲貝化石および有孔虫化石を豊富に産し、植物化石の破片・珪化木なども産する。本層は、秋田県男鹿半島の西黒沢層にほぼ対比される。

女川層は須郷田層を整合に被覆し、本図幅地域内に広く分布し、硬質泥岩・酸性火山砕屑岩などからなり、層厚は300-600mである。岩質により、女川層特有の硬質泥岩を主とする主部と、酸性火山砕屑岩を主とする院内凝灰岩部層とに分けられる。主部は硬質泥岩を主とし、塊状泥岩・酸性凝灰岩および砂岩を挟んでいる。院内凝灰岩部層は酸性軽石凝灰岩および火山礫凝灰岩を主とし、泥岩を挟んでいる。本層中の化石は、*Sagariteschitanii* MAKIYAMA, 魚鱗, 放散虫および珪藻が多いが、有孔虫は少ない。

加無山安山岩は、女川層の堆積時に噴出したもので、本図幅地域の南西部および中部に分布している。紫蘇輝石普通輝石安山岩熔岩・同質凝灰角礫岩・火山角礫岩および火山礫凝灰岩を主とし、最も厚いところでは、600m以上に達する。

朝日森流紋岩は、女川層の堆積時に噴出したもので、本図幅地域西部に分布している。角閃石流紋岩熔岩・有色鉱物を欠く斜長石の目立つ流紋岩熔岩などからなり、熔岩円頂丘をなし、岩体の周縁部では

5) このことおよび、大仙山層と畑村層と、その上位にくる須郷田層との層序関係からみて、西黒沢層下部に対比される可能性を残している。

岩脈をなす。月山流紋岩も女川層の堆積時に噴出したもので、黒雲母流紋岩熔岩円頂丘をなす。

女川層の堆積時に進入した粗粒玄武岩の岩脈および岩床が、本図幅地域東部に点々と分布している。

台山石英閃緑岩は、女川層の堆積時に進入したもので、本図幅地域東半部に点々と分布し、角閃石閃緑岩・角閃石石英閃緑岩などからなる。

三途川層は、神室山花崗岩類・湯ノ沢川層および女川層内凝灰岩部層などを不整合に被覆し、本図幅地域南東部に分布している。主として泥岩・砂岩・酸性凝灰岩および礫岩からなる湖成層である。層厚は200-400mである。本層中から植物化石を豊富に産する。本層は、秋田県男鹿半島の船川層にほぼ対比される。

甌山石英安山岩は女川層を貫ぬいて噴出したもので、本図幅地域南西部に分布し、角閃石石英安山岩熔岩からなり、熔岩円頂丘をなす。

第四系は下位から川井山石英安山岩・母沢安山岩・段丘堆積物および沖積層に分けられる。

川井山石英安山岩は、三途川層を不整合に被覆して、本図幅地域の南東部に分布し、主として角閃石石英安山岩火山砕屑岩からなる。

母沢安山岩は、三途川層を不整合に被覆して、本図幅地域の南東部に分布している。紫蘇輝石普通輝石安山岩熔岩を主とし、同質の凝灰角礫岩・火山角礫岩などを挟んでいる。

段丘堆積物および沖積層は泥・砂および礫からなり、主な河川に沿って広く分布している。

次に、隣接地域のデータを加えて、湯沢川幅地域の構造発達史について考察する<sup>6)</sup>。

中新世初期、すなわち湯ノ沢川層<sup>7)</sup>の堆積時(西男鹿期)には多量の変質輝石安山岩(いわゆる“変質安山岩)熔岩および同質の火山砕屑岩の噴出があった。火山活動は殆んど休止することなく行なわれ、正規の堆積岩の堆積がなかった。火山活動の中心部では厚さ300-500mの厚い堆積が行なわれたが、少し離れた地区<sup>8)</sup>では厚さ0mであって、湯ノ沢川層堆積時の堆積盆全体の規模が小さかったと考えられる。青森県南部から岩手県西部・秋田県全域をへて山形県北部にわたる広域についてみると、湯ノ沢川層に対比される地層について、青森秋田両県境地域では藤倉川層(層厚300-800m)(大沢, 1962)、秋田県北部から中部地域では大又層(層厚300-1,100m)(斉藤・大沢, 1956)、男鹿半島地域では西男鹿層群(層厚約1,000m内外)、岩手県西部では大荒沢層(層厚100-800)、秋田県南部から秋田山形県境地域では湯ノ沢川層(層厚100-500m)と呼ばれている。これらの各層全体の大きな特徴は、正規の堆積岩がごく少ないかもしくは欠いていて、変質安山岩を主とし変質玄武岩、ところにより石英安山岩などをともなう火山岩類のみから構成されていることおよび、ほとんど化石が発見されていないことである<sup>9)</sup>。また、新第三系の基盤をなす花崗岩類か、もしくは先第三系堆積岩類の分布している地域に限られる。地質調査所・金属鉱業事業団などの深部試掘井データによれば、これらの各層は、現在地表に露出している地区からはなれると、地下に殆んど分布せず、より上位の地層が直接新第三系の基盤をなす上記の岩類を

6) 秋田県全体もしくは、より広域にわたる地域の構造発達史については、北村(1959)・TAGUCHI(1962)・池辺(1962)・藤岡(1963)などの論文がある。

7) 大口ほか(1976)、玉生(1976)の研究成果からみて、先中新世(古第三系)である可能性があるが、本報告書ではいままでの区分を採用した。

8) 東隣の稲庭地域南西部などでは、湯ノ沢川層相当層を欠いて、神室山花崗岩類をより上位にくる地層が不整合に被覆している。また、本地域西部では深部試掘井のデータがないので不明であるが、恐らく湯ノ沢川相当層を欠くと推定している。

9) 植物化石の破片がみられる。かつて、秋田岩手県境地域で海棲貝化石が報告されたが、湯ノ沢川層より上位の地層中のものと考えられる。

不整合に被覆している。青森県南部から山形県北部にいたる広域な地域内に少なくとも10地区に分布し、その地区毎の大きさは最大露出面積100-300km<sup>2</sup>で、試掘井のデータから確認された部分を含めると、推定分布面積は150-400km<sup>2</sup>である。推定分布地区の長軸方向は多くの場合N0-60°Wである。湯沢図幅地域には、地質図に表現しなかったが、副次的なNS方向・NW-SE方向およびNNE-SSW方向の断層や割目が多数みられる。湯ノ沢川層を構成する火山岩類は、神室山花崗岩類中の断層もしくは断裂帯に沿って噴出したものであろう。噴出様式は熔岩と火山砕屑岩との重なった成層火山であった<sup>10)</sup>。これら熔岩などは浅い海底に流れ込んだ。1部地区では相対的沈降量より堆積量がまさって陸化し、熔結凝灰岩を堆積したと考えられる。湯ノ沢川層の堆積盆の規模は幅15-20km、長さ50-60kmで、長軸方向はNNW-SSEであったと推定される。

次の同時異相の雄勝川層・皿川層および飯沢層の堆積時（広義の台島期前半）には、多量の（変質）輝石安山岩熔岩・同質の火山砕屑岩・角閃石黒雲母石英安山岩熔結凝灰岩などの噴出があった。火山活動の休止時には礫岩・泥岩などを堆積した。上記3層の堆積時は、前半と後半の2つの時期に分けることが出来る。

前半期には、北隣浅舞図幅地域南部から本図幅地域北部で、（変質）輝石安山岩熔岩（火山砕屑岩を挟む）を流出し、本図幅地域中部から南部をへて南隣羽前金山図幅地域北部にいたる地区では、主として（変質）輝石安山岩・火山砕屑岩および礫岩を堆積した。この礫岩中には神室山花崗岩類および湯ノ沢川層の岩石を円礫一半円礫として有し、下位の湯ノ沢川層との間に不整合があったことを示している。層厚は薄く、100-200mである。まれに挟まれる泥岩の薄層中から阿仁合型(?)植物化石を産出する<sup>11)</sup>。前期の湯ノ沢川層の堆積時と同じく、浅海域とあったと考えられる。

後半期についてみると、北隣浅舞図幅地域南部から本図幅地域北部では、前半期と同じくひきつづいて、（変質）輝石安山岩熔岩と同質の火山砕屑岩を堆積したが、本図幅地域中部から南隣羽前金山図幅地域北部では角閃石黒雲母石英安山岩熔結凝灰岩・黒雲母石英安山岩凝灰岩・火山礫凝灰岩などを、1部皿川層の堆積した本図幅地域南西部では石英安山岩熔岩を噴出した。層厚は最大300m内外であるが、熔結凝灰岩の多いところでは、局部的に350mに達する。前半期と同じく、浅海域-陸域であったと考えられる。

次の大仙山層および畑村層の堆積時（広義の台島期後半）には、酸性-塩基性火山砕屑岩を主として堆積し、その間に1-3枚の橄欖石（普通輝石）玄武岩熔岩（枕状熔岩となる）を海域に流出した。火山活動の中止時には、砂岩、ときに泥岩の薄層を堆積した。本地域内では層厚は100-450mであるが、周りの地域を合せ考えると、北隣の浅舞図幅地域西部および本地域図幅西半部では、局所的に浅い地区がある。450mに達するのは、黒雲母石英安山岩熔結凝灰岩を挟むところである。台島型植物化石を多産し、浅海域である。浅舞図幅地域中部-東部・本地域図幅東半部・南隣の羽前金山図幅地域などでは、堆積物の厚さはごく薄く最大層厚100m内外、ところによりほとんど堆積せず0mとなる。本図幅地域内の北東部では畑村層が欠いで、飯沢層を直接不整合関係で須郷田層の砂岩・礫岩の互層が被覆している。

次の須郷田層の堆積時（西黒沢期）には主として砂岩および礫岩を1部地区では酸性火山砕屑岩や泥岩の薄層を堆積した。層厚は100-200mと薄く、礫岩中には須郷田層以前の各層から由来した円礫一半

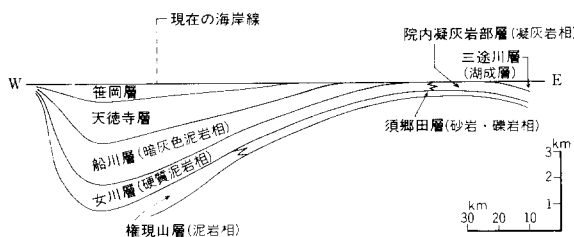
10) 秋葉力など(1996)によって横黒線沿いの大荒沢層に同様なことがあると述べられている。

11) 北隣の浅舞図幅地域では、阿仁型植物化石を多産する(沓沢, 1963; 藤岡, 1963, 1972)。



円礫を有している。本地域内の1部地区では、ほとんど堆積せず、海面上に隆起し、侵食地を形成していたと考えられる。

須郷田層の堆積時について、秋田県南部・岩手県西部および山形県北部にわたる広域についてみると、大局的にみて、ほぼ東西方向に層厚変化・岩相変化がみられる<sup>12)</sup> (第5図)。本地域北々西の羽後和田図幅地域および本荘図幅地域 (藤岡ほか, 1976・大沢ほか, 1977) についてみると、不動ノ滝背斜軸部東方約0.5km地点と竜馬山付近の島田目断層群のとおり地点とに結ぶ南北帯を境として、大きくかわる。すなわち、以西では権現山層と呼ばれ、層厚500m以上ですこぶる厚く、泥岩を主とするのに対し、以東では須郷田層と呼ばれ、砂岩および礫岩を主とし、100-200mで厚さが薄い。本図幅地域北東々の川尻図幅地域 (大沢・舟山・北村, 1971) では、川尻凝灰岩部層と呼ばれ、同部層は層厚100-350mで、主として流紋岩熔岩<sup>13)</sup>・酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩および凝灰角礫岩からなる。このように日本海沿岸地域から背梁山脈地域へと層厚および岩相が変化している<sup>14)</sup>。西黒沢階の堆積盆の中心は日本海沿岸地域にあり、本地域は堆積盆の周縁部もしくは微沈降地域にあたる。西黒沢階の底棲有孔虫群は、陸棚外縁-漸深海 (outer shelf-upper bathyal) の環境を示している。



第5図 東北裏日本緑色凝灰岩地域秋田地方新第三系の堆積盆の模式図

以上湯ノ沢川層から須郷田層までがいわゆる“緑色凝灰岩”であって、以下女川層からが含油第三系となる。

次の女川層は、数100mの厚さに達する広域斉一岩相の硬質泥岩からなる。本図幅地域西部では主として硬質泥岩を主とし、東半部では院内凝灰岩部層と呼ばれる石英安山岩火山砕屑岩を主体としている。女川期は還元な停滞水域環境で石油母層の堆積をもたらした。この時期の海は、寒流系の内海で、古日本湾 (浅野・高柳, 1966; 藤岡, 1972) と呼ばれる。女川期には西黒沢期に比べて、堆積盆がはっきりあらわれ、規模が大きくなり、堆積盆の沈降が著しくなる。堆積盆と堆積盆との間には沈降量が少ないため、堆積物の薄い微沈降地域あるいは微沈降帯が形成された。このような地域では、堆積盆の沈降運動に対して、相対的に隆起するような作用をしている。堆積盆の方向は西黒沢期のものよりもN-S性に近づいている。湯沢図幅地域内についてみると、西部をのぞく全域は上述の微沈降地域にあたる。池辺 (1962) によれば女川期の堆積盆の中心部では層厚が最大800m以上に達するのに対し、本図幅地域内中部および東部では層厚50-350m (石英安山岩火山砕屑岩をのぞく) で薄い。本図幅地域西部では酸性凝灰岩および砂岩を挟む硬質泥岩の厚層を海域に堆積したが、東半部から東隣稲庭図幅地域にかけて浅海

12) 実際には、泥岩を主とする帯・砂岩・礫岩を主とする帯および流紋岩熔岩をともなう酸性火山砕屑岩を主とする帯が入りこんでいる。

13) 従来流紋岩と呼ばれたもので、著者らもそのようによんだが、久野久 (1954) による分類による石英安山岩を含む。

14) 樋口ほか (1972) によって総括されている。また藤岡ほか (1973) によって秋田油田西黒沢階の新知見が述べられている。

域に塊状泥岩・硬質泥岩および砂岩を挟む酸性火山砕屑岩の厚層を堆積した(第5図)。女川層の堆積時には、朝日森流紋岩・月山流紋岩・加無山安山岩と呼ばれる角閃石流紋岩や黒雲母流紋岩の熔岩円頂丘(周縁部は岩脈)および紫蘇輝石普通輝石安山岩熔岩とその火山砕屑岩を、また主として西半部に粗粒玄武岩の岩床と岩脈を、噴出もしくは進入した。また、院内凝灰岩部層に属する熔岩については、院内鉦山北方や本図幅地域北西部などの流紋岩熔岩円頂丘などのほかに、院内盆地内での試掘データで流紋岩熔岩が確認されている。院内凝灰岩部層は、遠くから来たものでなく、恐らく現在の分布地区付近から出た浅海域の水中の乱流堆積物であり、広義の水中火砕流と考えられる。女川層の堆積時に台山石英閃緑岩類と呼ばれるいわゆる“第三紀花崗岩”の進入が行なわれた。院内凝灰岩部層と台山石英閃緑岩類とは、一連の火成活動によるものと考えられ、前者は後者の進入に関係した火山作用による産物と考えられる<sup>15)</sup>。これらの火成活動に関連して、院内鉦山などの鉦脈型鉱床の生成および院内陥没構造とそれにもなうNNE-NE—SSW-SW性・NW-SE性方向などの多数の断層群が形成があった(地質構造の項で詳しく述べる)<sup>16)</sup>。

次の船川層は、最大層厚1,600mに達する広域斉一岩相の暗灰色泥岩からなる(池辺, 1962; 藤岡ほか1977)。池辺(1962)が述べているように女川期は最大の海侵の時期であり、船川期は最大の沈降の時期である。しかし、本図幅地域の大部分は、海面上に隆起し、侵食地を形成していたと考えられる。ただ、南東部地区で陥没が起り、泥岩・砂岩・酸性凝灰岩および礫岩からなり、豊富に植物化石を産する湖成層の三途川層が堆積した(第5図)。層厚200-400m、広さ60-100km<sup>2</sup>である。本図幅地域南西部ではほぼこの時期に角閃石石英安山岩熔岩円頂丘から構成される甌山石英安山岩が噴出した。船川階後期に始まり、天徳寺階初期を主動期とした出羽変動(大村, 1935; 藤岡, 1968)<sup>17)</sup>によって褶曲と断層を生じた。本地域西部の女川層中のN-S性(油田褶曲方向)褶曲構造が完成された。その後、天徳寺階初期以後、おそらく鮮新世末期から更新世までの間に湯沢断層群・役内川断層群などが完成した。

第四紀に入って、本地域図幅南東部で角閃石石英安山岩火山砕屑岩が、つづいて紫蘇輝石普通輝石安山岩熔岩などが噴出し、主な河川に沿って段丘堆積物および沖積層が堆積した。

## 2. 3 地質構造

### 2. 3. 1 概説

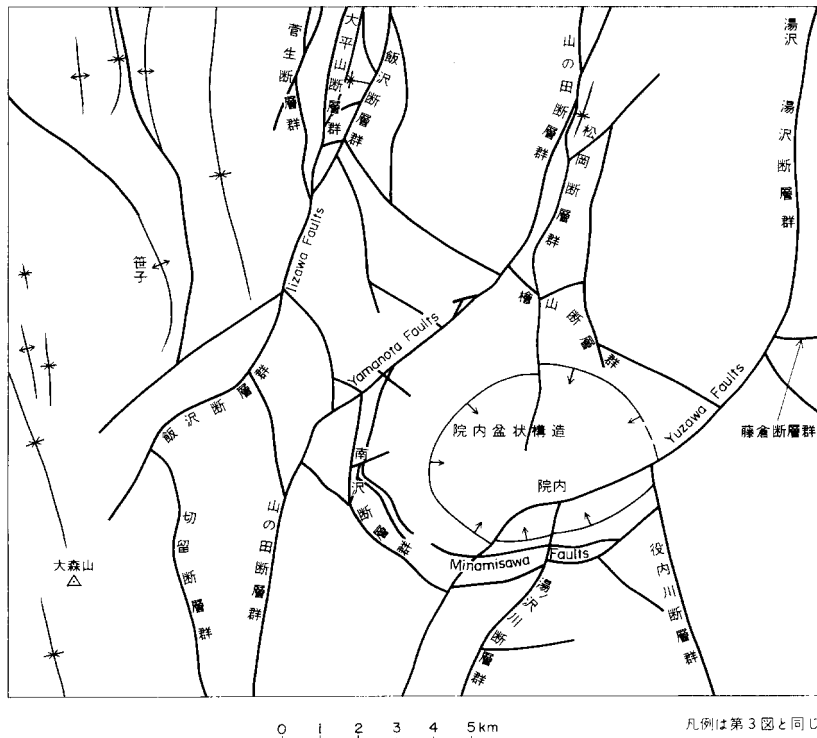
湯沢図幅地域は、東北裏日本緑色凝灰岩地域に属し、色々の時期に形成された褶曲・断層および陥没構造などが重なりあって、現在みられるような複雑な地質構造になっている(第4図)。これらのうち、1番古い断層および断裂帯は、湯ノ沢川層の形成に関係したものであり、1番新しいものは雄物川に平行した段丘堆積物および沖積層におおわれた湯沢断層群などである。しかしながら、西黒沢階堆積時以前のものは、女川階堆積時から船川階堆積時前頃までに形成された院内陥没構造に関係した地塊化運動により、切断されたり、新しい堆積物に被覆されたりして、はっきりしないので西黒沢階堆積時以後について述べる。主なものは、1. 西黒沢階堆積時から女川階堆積時前までの構造運動(川尻構造運動)<sup>18)</sup>、

15) 第三紀花崗岩について、生田・大沼(1960)・折本(1963・1965)・大沢(1963・1966・1968)などの論文がある。

16) 陥没構造について、藤田(1973)の著書がある。

17) 藤岡(1967・1968・1972)に詳述されている。

18) 角ほか(1966)によるⅢないしⅣ(西黒沢階末期)の構造運動および大沢ほか(1971)による川尻凝灰岩部層堆積時末期から小繋沢層堆積時にかけての構造運動にほぼあたる。



第4図 湯沢函福地域の地質構造

2. 女川階堆積時から船川階堆積時前までの院内陥没構造を作った運動（院内構造運動）、3. 船川階堆積時の三途川層を堆積した陥没盆地を作った運動（三途川構造運動）および、4. 船川層堆積時後期に始まり天徳寺階初期を主動期とし、次いで数回の後続的造構運動を繰返して湯西階堆積前に終わった出羽変動（藤岡，1968）などである。川尻構造運動の影響は、本地域について少なく、須郷田層のアバット現象や女川層の西半部と東半部との層厚および岩相の変化にあらわれているのみである。しかしながら、広域にみた場合、川尻構造運動は、東北地方内陸盆地地域から脊梁山脈地域で著しく、隆起地区と沈降地区とを生じ酸性火山岩類の噴出に關係して大規模な黒鉱々床を形成している。

### 2. 3. 2 院内構造運動

院内構造運動とは、前述したように女川階堆積時から船川階堆積時前までの院内陥没構造を作った運動であって、副次的に褶曲構造を形成するが、多数の断層群による地塊化によって特徴づけられている。なお、この院内構造運動によっていわゆる”第三紀花崗岩”である台山石英閃緑岩類の進入、加無山安山岩の噴出、朝日森流紋岩や月山流紋岩の熔岩円頂丘群の形成および膨大な量<sup>19)</sup>の院内凝灰岩部層の堆積があり、台山石英閃緑岩類の進入につづいて、それと關係して院内鉞山などの鉞脈型鉞床が形成されたと考えられる。次に西から東にむかって主な断層群について述べる（第4図）。

19) 現在みられる院内凝灰岩部層の層厚は400-600mであるが、船川階堆積前頃は恐らく数100mを加えた600-800m、ところにより1,000mに達していたと推定される。

**菅生断層群**：北隣浅舞図幅地域の横根峠付近から太平山西方・菅生をへて、本図幅地域内北端部真坂峠東方・泉沢付近をとおり、飯沢断層群につらなるほぼNS性の断層群であるが、北隣浅舞図幅地域内では見掛落差100-200mを示すが、本地域内では100m以下であって泉沢付近ではごく少ない。ほぼ垂直もしくはそれに近い傾斜を示すと考えられる。北隣浅舞図幅地域内では、西側が落ち、東側があがっている。

**太平山断層群**：北隣浅舞図幅地域内の七高山西方付近から佛体西方・太平山東方・七曲峠東方をへて本図幅地域内北端部赤沢をとおり、西側の1本の断層は院が台西方・栗木林西方をへて飯沢断層群につらなり、東側のほかの1本の断層は瀬後野付近をへて控が台付近で飯沢断層群につらなる。ほぼNS性の断層群である。北隣浅舞図幅地域内では飯沢層中および飯沢層と女川層との境などを走る断層群で後者の地区では見掛上の落差は、200-400mを示し、東側がおちている。しかしながら本図幅地域内では本断層群（一部飯沢断層群）に属する2本の断層の間の地区がおちている。すなわち、西側の断層は畑村層と女川層の見掛上落差は、100-200m、東側の断層の見掛上落差は、200-300mであって、両断層ともほぼ垂直もしくはそれに近い急傾斜（70°）を示すと考えられる。

**飯沢断層群**：北隣浅舞図幅地域内桮北東方から赤沢口東方をへて、本地域では羽後町控が台・岩台・桮山から鳥海村西久米北西方をへて砂子<sup>まなご</sup>東方にいたる大断層群であって、桮山南方山陵付近から赤倉南方をとおり針水沢川にいたるNE-SW性方向を示す断層を分岐している。本断層群は、大局的にみてNNE-SSW性方向を示すほぼ垂直もしくはそれに近い急傾斜（70-80°）を示す。5万分の1地質図では簡略化したが多数の断層があり、N-S性・NNE-SSWおよびNE-SW性方向を示し、ときに平行し、ときには雁行状をなす。本断層群の延長は20km以上に達する。地形の項で述べたように、本断層群を境として西側は落ち、東側は上がっている。本断層群と後述する山の田断層群と間の地域は相対的隆起地区であり、この2つの断層群の間にはこの隆起地区をいくつも小地区に分けるNNW-SSE性およびNW-SE性方向を示す多数の断層がある。本断層群の見掛上落差200-400mであるが、砂子東方では50m以下である。本断層群付近の西側の地層は局部的に40-50°E、ときに50°E以上に急傾斜することがあるが、一般的にみて30°以下の緩傾斜で、特に断層付近が急傾斜となっているところは少ない。また本断層群は地層の褶曲をとまうことが少なく、地塊の上下運動を主とする。

**切留断層群**：飯沢断層群から分枝したもので、鳥海村切留北方から切留をへて甌山西方をとおり、南隣の羽前金山図幅地域北方にいたる、見掛上落差は少なく150m以下で本地域南端部ではほとんどない。

**山の田断層群**：北隣浅舞図幅地域内の新<sup>あらとこ</sup>處付近から、本図幅地域北端部床舞をへて、蓮花台西方・上畑西方・山の田沢川上流付近・松ノ木峠東方・甌峠東方などをとおり、本図幅地域南端部前森山西方にいたる延長22km以上の大断層群である。本断層群は大局的にみて、NNE-SSW性方向を示すほぼ垂直もしくはそれに近い急傾斜を示す。5万分の1地質図では簡略化したが多数の断層からなる。これら断層はN-S性・NNE-SSW性・NE-SW性、ときにはNW-SE性方向を示し、ときに平行し、ときには雁行状をなし、しばしば複雑に切り合ったりしている。第1図版に示すように空中写真上に明瞭に現われている。本断層群にほぼ直角もしくは斜めに接する北から桮山断層群および南沢断層群がある。本断層群を境として東側がおち、西側があがっている。本断層群の見掛上の落差は北部（桮山断層群と接する付近以北）では少なく、100-300m、本図幅地域北端部床舞付近ではほとんどなく、0-50mである。また、南部（南沢断層群と接する付近以南）でも少なく、50-200m、本図幅地域南端部前森山西方で

はほとんどなく、0mに近い。しかし中部（両断層群と接する間の部分）では、本断層群を境として、西側に湯ノ沢川層および雄勝川層の最下部が、東側に女川層（ごく一部に須郷田層）が分布する。本断層群の見掛上落差は大きく、600-800m、ところにより800m以上に達する。また、この中部では、相対的に隆起した西側は大局的にみてゆるい傾斜を示すが、相対的に沈降した東側の本断層群の近くでは本断層群からはなれたところの院内凝灰岩部層の傾斜が30°以下であるのに、同部層でありながら50-45°、ときには50°以上の急傾斜をなす。なお一般的傾斜方向と逆にNNE-NE方向に傾斜しているところがある。

**桧山断層群**：山の田断層群にほぼ直角に接し南東方に延び、横堀駅北東方の沖積層の下につづいている。その先は、後述の湯沢断層群によって大きく北にずらされ、恐らく本図幅地域東端部湯沢市三関駅南々東の麓付近をとおり藤倉断層群につらなると推定される。本断層群は松岡断層群およびその東方の断層によって北もしくは南にずらされ切断されている。本断層群については地質調査の精度が悪いことから、はっきりしないが、おそらく後述の南沢断層群と類似した性格のものであろう。見掛上の落差は、300-600mの南落ち、もしくは東半部では600m以上かもしれない。

**南沢断層群**：山の田断層群にほぼ直角および斜めに接する数本の断層からなり、東方および南東方にのびて院内鉦山付近をとおり、南沢付近・雄勝川中流・湯ノ沢下流をへて役内川に向う。弧状にした少なくとも2本以上の断層側（大局的にみて西から東に向かってNW-SE性→E-W性→NE-SW性と方向をかえる）と、精度の高いデータのある院内鉦山付近でみると副次的なNNE-SSW性・NE-SW性などの小断層もしくは断裂帯がみられる。このなかには、衝上性のももある。南沢断層群は垂直もしくは70-80°NEまたはNに急傾斜し、局部的に、70-80°SWまたはSに急傾斜する。

**院内陥没構造**：前述した山の田断層群・桧山断層群および南沢断層群によって周囲の地区と切られ、松岡断層群などおよび後述の湯沢断層群・役内川断層群・湯ノ沢川断層群などにさらに複雑に切られている。院内に向かって10-30°の緩傾斜を示す盆状構造を示す。

前述したように含油第三系が厚く堆積した日本沿岸地域では、西黒沢階から女川階をへて船川階えと、不整合を示さず、層厚2,000m以上の泥岩相がひきつづいて堆積しているのに、堆積盆の周縁部である本地域では、著しい構造運動が行なわれていたことは特筆に価する。

### 2. 3. 3 三途川構造運動

三途川構造運動は、前述したように船川階堆積時の三途川層を堆積した陥没盆地を作った運動であって、その代表的な実例は、東隣稲庭図幅地域内でよくみられる。本図幅地域内南東部から東隣稲庭図幅地域南西部・南隣羽前金山図幅地域北東部および南東隣秋ノ宮図幅地域北西端にわたる地区（広さ60-80km<sup>2</sup>）で陥没が起こり、つづいて三途川層の堆積が行なわれた。1部で院内陥没構造と重なっているが、明らかに陥没盆地の中心部が南東方につづいている。本地域内では第四系の火山岩類に大部分被覆されていること、および湯沢断層群・役内川断層群などに切られて、はっきりしなくなっている。

### 2. 3. 4 出羽変動

出羽変動（藤岡，1968）とは、前述したように船川階後期に始まり、天徳寺階初期を主動期とした構造運動である。本地域西部の女川層中などのN-S性（油田褶曲方向）褶曲構造が完成したと考えられる。

20) 第1図版では、南沢断層群の主断層についてしめしてある。

本地域西部の畑村層・須郷田層および女川層はほぼNNW-SSE性もしくはN-S性の背斜構造および向斜構造をなしている。両翼は5~15°のごくゆるい傾斜を示す。1つの褶曲構造を詳細にみると、複背斜構造および複向斜構造をなすことが多い。院内構造運動の項で述べた多数の断層群が、この時期に動かなかつたという証拠はなく、むしろ、この断層構造が完成されたとみるべきであろう。

本地域東部の湯沢断層群・役内川断層群・湯ノ沢川断層群などは、出羽変動主動期すなわち天徳寺階初期以後の、次いで数回の後続的構造運動によって作られたと考えられる。

湯沢断層群は、本図幅地域北端部湯沢市街地付近から上関・横堀・院内などの付近をへて、ほぼ雄勝川に沿って南下し、南隣の羽前金山地域につづく延長30km以上の大断層群であつて湯ノ沢川断層群・役内川断層群などを分岐している<sup>21)</sup>。これら断層群は、5万分の1地質図では一本の線で表現したが、このような単純なものではなく、多数の平行したり、雁行したり、また切り合っている断層もしくは断裂帯からなると考えられる。段丘堆積物および沖積層におおわれ、現在確認出来ない平野部に断層群があると堆定した根拠は、雄物川・役内川・高松川・役内川の水系特徴と、湯沢市上関付近からみた東方山地の三角末端面の地形上の特徴および雄物川付近の重力図などである。したがって、位置については、EW方向に約1.0-1.5kmの誤差がある。

### 3. 神室山花崗岩類

神室山花崗岩類（新命名）

本岩類は本図幅地域の基盤をなし、本図幅地域東部に点々と分布している。加納（1966）による弱片状花崗閃緑岩からなる。

本図幅地域内の本岩類は角閃石黒雲母花崗閃緑岩および片麻状花崗閃緑岩からなる。これらの相互の関係は明確でないが、中間的な性質を示す岩石もあるので漸移するものと考えられる。本岩類は灰白色、中粒（一粗粒）、堅硬であつて、片麻状のものは常に原生碎屑組織による片理を示す。角閃石黒雲母花崗閃緑岩を鏡下でみると、主成分鉱物は、斜長石・石英・黒雲母・角閃石・カリ長石からなる。副成分鉱物として隣灰石・ジルコン・鉄鉱・チタン石などが、2次鉱物として緑泥石・絹雲母・緑簾石などがみられる。片麻状のものは、原生碎屑組織を示し、これら鉱物が平行配列をしている。

河野・植田（1966）によれば秋の宮地区のものについて $97 \times 10^6$ 年（白亜紀）のK-A年代が測定されている。

## 4. 新 第 三 系

### 4. 1 湯ノ沢川層

湯ノ沢川層<sup>22)</sup>（新命名）

21) 役内川断層群が分岐するように5万分の1地質図上に表現しているが、証拠なく、湯沢断層群と役内川断層群とがつらなり、雄勝川にむかう断層群のほうに分岐しているのかもしれない。

22) KATO（1955）による及位層を、出来るだけ新第三系の最下位層として使用したいと考えたが、及位付近に分布するのは雄勝川層およびそれより上位の地層であるので、新しく地層名を命名した。田口（1973a, b・1974）は西男鹿階について東北地方全体について、また山形県新庄盆地のいわゆる“及位層”について、詳しく述べている。

湯ノ沢川層は新第三系の最下位を占めて、本図幅地域の中部から東部にかけて点々と分布している。変質輝石安山岩熔岩と同質火山砕屑岩からなる。著しく変質作用を受けていて、いわゆる“変朽安山岩”と呼ばれている。

**模式地** 秋田県雄勝町院内湯ノ沢川沿いから小沢西方一帯で、代表的な熔結凝灰岩は羽後町岩台南々東の沢上流でよくみられる。

**分布および層厚** 本図幅地域中央部の羽後町岩台南東から雄勝町院内山の田北西にいたる両町界付近の地区、本図幅地域東部の雄物川沿いの下関・田ノ沢・泉沢など一帯の地区<sup>23)</sup> および本図幅地域南部の雄勝川・湯ノ沢川・小沢など一帯の地区に分布している。層厚は100-500mであって、雄物川沿いの地区では100-250mで薄い。模式地の湯ノ沢川などの地区では300-500mである。

**岩相** 変質輝石安山岩熔岩・同質凝灰角礫岩・火山角礫岩および火山礫凝灰岩を主とし、凝灰岩および熔結凝灰岩を挟んでいる。ごくまれに泥質および砂質の堆積岩を挟むことがあるが、中性火山岩類のみで構成されていて、著しく変質作用を受けていることが、本層の特徴である。変質輝石安山岩熔岩は緑青色-暗青灰色、斑状-やや斑状、緻密、堅硬であって、ときに自破砕熔岩となる。凝灰角礫岩・火山角礫および火山礫凝灰岩は濃緑色-緑色、堅硬であって、拳大（ときに牛頭大）の本質火山岩塊、および大豆大の本質火山礫を有し、火山岩塊および火山礫と、基質とは非常によく膠結され、両者の境は変質のため不鮮明になっていることがある。これら火山砕屑岩は、層理は不明瞭であるが、ときに淘汰を受けてわずかに層理を示す。これら火山砕屑岩が本層の大部分を構成している。熔結凝灰岩は濃緑色-緑色、堅硬であって、本岩特有の扁平なレンズ状岩片を有する。羽後町岩台南東から雄勝町院内山の田北西にいたる地区でよくみられる。ほかの地区でもみられるが、熔結の程度が弱い。

代表的な火山岩塊・熔岩および熔結凝灰岩を鏡下でみると、次の通りである。

変質輝石安山岩，火山岩塊，雄勝町院内湯沢川湯沢温泉南方

斑晶：斜長石・輝石

斜長石は大きさ0.3-2.5mm，虫喰状構造を示し，曹長石・緑泥石・緑簾石・炭酸塩鉱物などに著しく変質されている。輝石は大きさ0.2-1.3mm，完全に緑泥石・緑簾石・炭酸塩鉱物などに置換されている。

石基：斜長石・輝石・鉄鉱など

著しく変質されているが，もとの組織はガラス基流晶質-毛氈状であろう。緑泥石・緑簾石・炭酸塩鉱物・珪酸塩鉱物に殆んど置換されている。

変質輝石安山岩，熔岩，湯沢市下関東方

斑晶：斜長石・輝石

斜長石は曹長石に属し，大きさ0.3-2.5mm，累帯構造および虫喰状構造を示す。曹長石・緑泥石・炭酸塩鉱物などに部分的に置換されている。輝石は大きさ0.2-1.5mm，完全に緑泥石・炭酸塩鉱物などに置換されているが，ときに殆んど変質されていない普通輝石が認められる。

石基：斜長石・輝石・鉄鉱など

23) 湯ノ沢川層と上位の飯沢層との境は，はっきりしない。しかし，一応変質の著しいところより下位を本層とした。

もとの組織はガラス基流晶質一毛氈状であると考えられ、輝石は完全に緑泥石などに変更されている。

#### 変質輝石安山岩，熔岩，湯沢市上の宿西方付近

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は曹灰長石一中性長石に属し、大きさ0.3-2.0mm，累帯構造を示す虫喰状構造が著しい。曹長石・緑泥石・炭酸塩鉱物などに置換されている。普通輝石は大きさ0.2-1.0mm，ときに双晶をなし，部分的にときに完全に，緑泥石・緑簾石・炭酸塩鉱物などに置換されている。紫蘇輝石は大きさ0.2-1.2mmで，完全に緑泥石・緑簾石・炭酸塩鉱物などに置換されている。

石基：斜長石・輝石・鉄鉱・ガラス

ガラス基流晶質一毛氈状組織を示し，緑泥石・炭酸塩鉱物などに著しく変質されている。

#### 変質輝石安山岩熔結凝灰岩，羽後町西馬音内川支流岩台南々東約3.0kmの地点

斑晶：斜長石・輝石

斜長石は中性長石一曹灰長石に属し，大きさ0.3-2.5mm，累帯構造および虫喰状構造を示す。曹長石・緑泥石・炭酸塩鉱物などに部分的に置換されている。輝石は大きさ0.2-1.0mm，完全に緑泥石・炭酸性鉱物・緑簾石などに置換されている。

基質：扁平化したビトロクラスティック組織を示し，変質されて，脱ガラス化している。熔結凝灰岩の特徴である本質レンズ・ガラス片の変形熔結の状態が明瞭に認められる。

**層位関係および化石** 本層の最下部にところにより基底礫岩を有し，神室山花崗岩類を不整合に被覆している。化石は発見されていない。

## 4. 2 雄勝川層

雄勝川層（新命名）

雄勝川層は湯ノ沢川層を被覆して，本図幅地域中部と中南部に分布する。（変質）輝石安山岩火山砕屑岩・石英安山岩熔結凝灰岩などからなる。

**模式地** 秋田県雄勝町院内雄勝川沿い。代表的な熔結凝灰岩は同町院内南沢南西の沢でよくみられる。

**分布および層厚** 本図幅地域中央部の羽後町岩台南方から雄勝町院内山の田北西にいたる両界付近一帯の地区および本地域中南部の雄勝町院内南沢南西方から雄勝川をへて鳥帽子山一帯にいたる地区に分布している。層厚は300-550mであって，前者の地区では300-400m，後者の地区では400-550mである。

**岩相** 雄勝川層は主として（変質）輝石安山岩火山砕屑岩・石英安山岩熔結凝灰岩などからなるが，岩質により本層下部の変質輝石安山岩火山砕屑岩および礫岩を主とする主部と本層上部の南沢熔結凝灰岩部層とに分けられる。

主 部

主部は安山岩凝灰角礫岩・火山角礫岩・火山円礫岩・火山礫凝灰岩および礫岩を主とし，安山岩熔岩酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩・などを挟んでいる。これら安山岩火山砕屑岩は濃緑色一緑色一暗灰色，拳



大（ときに牛頭大）の火山岩塊を，火山礫を有する凝灰質物質が充填している．角礫と基質とよく膠結されていることが多く，一般的にみて層理は明瞭でない．しばしば半円礫，ときに完全な円礫を有する．礫岩は下位の湯ノ沢川層，ときには神室山花崗岩類から由来した大小様な円礫－半円礫（径0.5 - 50 cm，ときにそれ以上）を有する，礫とその充填物との凝結度がよく，凝灰質である．分級が悪く乱堆積をなす．円礫を有する，完全な礫岩から火山円礫岩との区別が困難なものまである．安山岩熔岩は緑青色－暗灰色，斑状－やや斑状，緻密，堅硬であって薄い熔岩流として挟まれる．上記の火山岩塊および熔岩の代表的な岩石は変質輝石安山岩，次いで紫蘇輝石普通輝石安山岩である．酸性火山碎屑岩は緑色－淡緑色，やや軟弱，火山礫を有し，薄層として挟まれることがある．主部の層厚は100-200mである．

#### 南沢熔結凝灰岩部層

南沢熔結凝灰岩部層（命名：田口・谷田（1959）によって南沢熔結凝灰岩と呼ばれている．）

模式地は雄勝町院内南沢南西の沢沿であって，層厚は250-350mである．

本部層は石英安山岩熔結凝灰岩・凝灰岩・火山礫凝灰岩などからなる．これら岩石は紫褐色－灰白色，堅硬－やや堅硬，熔結の程度の著しいものから，殆んど熔結されていないものまである．扁平な本質レンズおよび石質破片を含む．大型の石英・黒雲母および角閃石を多量に有する．代表的な石英安山岩熔結凝灰岩を鏡下でみると，次の通りである．

#### 角閃石黒雲母石英安山岩熔結凝灰岩

斑晶：斜長石・石英・黒雲母・角閃石・普通輝石・鉄鉱

斜長石は中性長石（一灰曹長石）に属し，大きさ0.3-2.0mmで虫喰状構造を示す．曹長石・炭酸塩鉱物・緑泥石・緑簾石などに置換されている．石英は大きさ0.2-1.0mmで，清澄，融食形を示す．量比の変化が著しい．黒雲母は褐色，大きさ0.2-1.2mmで，多色性が著しい．角閃石は帯褐緑色，大きさ0.2-1.7mmで，ときに双晶をなし，多色性を示す．黒雲母と角閃石は量比の変化が著しく，両者の一方を欠くことがある．普通輝石は大きさ0.2-1.5mmで，ごく少量である．

基質：変質されていて，脱ガラス化していることが多い．熔結凝灰岩の特徴であるガラス片および軽石片の変形熔結の状態が明瞭に認められる．

**層位関係** 下位の湯ノ沢川層を不整合に被覆する．神室山花崗岩類・湯ノ沢川層などの岩石の円礫を有する礫岩が本層主部，特に下部に多い．

**化石** 本図幅地域内の本層中から化石は発見されていない．しかしながら，著者の1人（大沢）が昭和32年に南隣の羽前金山図幅地域北部の真室川町塩根川沿い赤倉北方の沢にて，海棲貝化石の破片を採取したが，同定出来なかった．

### 4. 3 皿川層

皿川層（命名：井上武・阿部正名・武田博・藤岡一男・高安泰助，1966）

皿川層は雄勝川層とほぼ同時異相であって，本図幅地域南西部に分布している．主として（変質）輝石安山岩火山碎屑岩からなり，正規堆積岩を挟んでいない．

**模式地** 秋田県島海村皿川南方足延沢付近一帯

**分布および層厚** 島海村上笹子西久米・皿川・切留一帯に分布し、層厚は300-400mである。

**岩相** (変質) 輝石安山岩凝灰角礫岩および火山礫凝灰岩を主とし、同質熔岩・火山角礫岩・石英安山岩熔岩・同質火山礫凝灰岩などからなる。本層を主として構成する火山砕屑岩は濃緑色-緑色-暗灰色、拳大(ときに牛頭大)の火山岩塊を、火山礫を有する凝灰質物質が充填している。角礫と基質とはよく膠結していることが多く、層理は不明瞭である。(変質) 輝石安山岩熔岩は緑青色-暗青灰色、斑状-やや斑状、緻密、堅硬であって、ときに自破砕熔岩となる。1-2枚(厚さ数10m以下)の熔岩流を挟んでいる。石英安山岩熔岩は帯褐色-灰白色、斜長石の斑晶を点在し、岩体の周縁部は自破砕化している。この熔岩は完全に置換された角閃石および輝石がみとめられる。

本層中にみられる橄欖石(普通輝石)玄武岩岩脈は、大仙山層中の橄欖石(普通輝石)玄武岩熔岩流の噴出時に貫入したものと考えられる。

本層の代表的火山砕屑岩の火山岩塊を鏡下でみると次の通りである。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vc)<sup>24)</sup>、火山岩塊、皿川南方

斑晶: 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は中性長石-曹灰長石に属し、大きさ0.3-0.8mm、多量、小型、虫喰状構造を示す。

普通輝石は大きさ0.2-0.6mm、小型である。紫蘇輝石は大きさ0.2-0.5mm、小型、ごく少ない。

石基: 斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鉱

ガラス基流晶質-毛氈状組織を示す。

**層位関係および化石** 下位層が露出していないので不明である。本図幅地域内の本層中から化石は見されていない。

## 4. 4 飯 沢 層

飯沢層(新命名)

いいざわ  
飯沢層は、湯ノ沢川層を被覆し、雄勝川層とほぼ同時異相であって、本図幅地域北部から北東部に広く分布している。主として(変質) 輝石安山岩熔岩および同質火山砕屑岩からなり、酸性凝灰岩・泥岩などを挟んでいる。

**模式地** 秋田県雄勝郡羽後町飯沢岩台南東方の沢一帯

**分布および層厚** 羽後町飯沢一帯から湯沢市松岡南方をへて、本図幅地域東端部湯沢市街地南東方にいたる地区に広く分布している。層厚は100-500mであって、飯沢一帯から松岡南方では250-500mであるが、その東方では薄くなり、湯沢市街地南東方では100-150mである。

**岩相** (変質) 輝石安山岩熔岩・同質凝灰角礫岩・火山角礫岩および火山礫凝灰岩を主とし、同質凝灰岩・酸性凝灰岩・酸性火山礫凝灰岩および泥岩を挟んでいる。(変質) 輝石安山岩熔岩は本層の大部

24) 久野久(1954)の岩石分類による。以下同じ。

分を構成し、緑青色－暗灰色、斑状－やや斑状、緻密、堅硬で、柱状節理を示す。しばしば自破碎熔岩となる。同質火山砕屑岩は濃緑色－緑色－暗灰色、拳大（ときに牛頭大）の火山岩塊を、火山礫を有する凝灰質物質が充填している。角礫と基質とはよく膠結されていることが多く、一般的にみて層理は明瞭でない。これら安山岩類は、本層下位の湯ノ沢川層のものにくらべて、変質の程度は低いが、多少とも変質されていて、新鮮なものはごく少ない。酸性火山砕屑岩は緑色－淡緑色、やや軟弱で火山礫を有す。薄層として挟まれ、一般的にみて、層理が明瞭である。ところにより、畑層中のものと酷似し、区別が困難である。泥岩は暗灰色－灰色、塊状、凝灰質であって、本層下部に薄層として、ごくわずかに挟まれる。本層を構成する代表的岩石は、変質輝石安山岩であって、次いで紫蘇輝石普通輝石安山岩である。代表的な熔岩を鏡下でみると、次の通りである。

変質輝石安山岩，熔岩，羽後町飯沢岩谷南東方の沢

斑晶：斜長石・輝石

斜長石は中性長石－曹灰長石に属し、大きさ0.3-2.4mm，累帯構造および虫喰状構造を示す。曹長石・緑泥石および炭酸塩鉱物に置換されている。輝石は大きさ0.2-1.5mmで、完全に緑泥石・炭酸塩鉱物などに置換されている。ときにごく少量である。

石基：斜長石・輝石・鉄鉱・ガラス

毛氈状－ガラス基流晶質組織を示し、変質されている。

変質輝石安山岩，熔岩，湯沢市石塚南方の沢

斑晶：斜長石・輝石

斜長石は中性長石－曹灰長石に属し、大きさ0.3-2.5mm，累帯構造および虫喰状構造を示す。曹長石・緑泥石・緑簾石および炭酸塩鉱物に置換されている。輝石は大きさ0.2-2.8mm，完全に緑泥石・緑簾石・炭酸塩鉱物に置換され、比較的少量である。ときに、比較的新鮮な普通輝石が認められる。

石基：斜長石・輝石・鉄鉱など

もとの組織はガラス基流晶質－毛氈状であろう。著しく変質されている。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vc) ，羽後町飯沢控が台東方

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は中性長石－曹灰長石に属し、大きさ0.3-1.8mm，小型のものが多く、比較的少量である。累帯構造および虫喰状構造を示す。普通輝石は大きさ0.2-0.5mm，小型，少量で、波動消光を示す。紫蘇輝石は大きさ0.2-0.4mm，小型，少量である。

石基：斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鉱

ガラス基流晶質（－毛氈状）組織を示す。

SiO <sub>2</sub>	58.10	MnO	0.24	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27
TiO <sub>2</sub>	0.96	MgO	1.99	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.85	CaO	5.38	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.02	Na <sub>2</sub> O	5.05		
FeO	4.84	K <sub>2</sub> O	1.19	Total	100.14

大沢(1963) 分析：倉沢 一

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vc) , 熔岩, 北隣浅舞図幅地域内羽後町西馬音内禁西方 (第II図版1)

斑晶: 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹

斜長石は中性長石一曹灰長石に属し, 大きさ0.3-2.0mm, 比較的小型のものが多く, 累帯構造およびわずかに虫喰状構造を示し, 新鮮である. 普通輝石は大きさ0.2-1.8mm, ときに双晶を示し, 新鮮である. 紫蘇輝石は大きさ0.2-0.6mm, 小型, 少量である.

石基: 斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鈹

ガラス基流晶質組織を示す.

上記の岩石の化学組成は次の通りである.

SiO <sub>2</sub>	56.54	MnO	0.17	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22
TiO <sub>2</sub>	0.94	MgO	2.41	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.58	CaO	6.03	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.98	Na <sub>2</sub> O	4.39		
FeO	4.59	K <sub>2</sub> O	1.21	Total	100.44

大沢(1963) 分析: 倉沢 一

**層位関係** 下位の湯ノ沢川層との関係ははっきりしない. 火山岩相互間の層位関係については, 整合か不整合かはっきりしない点が多いが, 不整合を示す確実なデータが発見されなかったことおよび変質の程度をのぞくと, 両層の岩質がよく似ているので, 一応整合とした.

**化石** 本層下部の泥岩中から次のような植物化石を産するが, 阿仁合型であるか, 台島型であるか, いづれとも断定できないが, 岩相と属の組成からみて, どちらかという和阿仁合型であろう.

*Pinus* sp.

*Metasequoia occidentalis* (NEWBERRY) CHANEY

*Betula* sp.

*Alnus* (?) sp.

*Carpinus* sp.

*Zelkova* (?) sp.

産地: 羽後町西馬音内川上流林道 (藤岡一男鑑定)

#### 4. 5 大仙山層

大仙山層 (新命名)

大仙山層は雄勝川層および皿川層を被覆して, 本図幅地域の中部および南西部に分布する. 主として玄武岩熔岩および同質火山砕屑岩からなり, 安山岩火山砕屑岩・酸性火山砕屑岩および, ときに少量の砂岩と泥岩をとまなう.

**模式地** 秋田県雄勝郡雄勝町院内南沢川上流から大仙山にいたる一帯

**分布および層厚** 本図幅地域中部および南西部の鳥海村皿川西方・姥井戸山一帯および大仙山・南沢川上流・朴木沢川上流などの県境一帯の地区に分布している. 層厚は300m-450mであって, 模式地の大仙山一帯では300-450mで厚い.

**岩相** 玄武岩熔岩・同質の火山礫凝灰岩および凝灰岩を主とし、玄武岩凝灰角礫岩・火山角礫岩・安山岩凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩および少量の砂岩と泥岩を挟んでいる。玄武岩熔岩は暗青色～暗灰色、緻密、堅硬で、柱状節理を示す。自破砕熔岩および枕状熔岩がみられる（第6図）。熔岩は1-3枚みとめられ、各々の厚さは30-60mである。玄武岩熔岩流が水中を流れたときに出来るハイアロクラスタイトがみられる。玄武岩火山砕屑岩は暗青色～濃緑色、火山礫、ときに火山岩塊を有する。角礫と基質との境は明瞭である。しばしば岩滓（Scoria）を多量に含む。安山岩火山砕屑岩は拳大以下の本質火山岩塊および火山礫を有する。角礫と基質との境は明瞭である。一般的にみて、層理が明瞭である。酸性火山砕屑岩は緑色～淡緑色、やや軟弱で火山礫を有し、軽石質であって、層理を示す。砂岩は暗灰色、細粒～中粒、やや軟弱、凝灰質である。泥岩は暗灰色～灰色、塊状、凝灰質である。砂岩および泥岩は薄層（厚さ数10cm～数m）としてまれに挟まれている、玄武岩熔岩の代表的岩石は、橄欖石普通輝石玄武岩および橄欖石玄武岩であって、鏡下でみると、次の通りである。

橄欖石普通輝石玄武岩（VIc），雄勝町院内大仙山々項東方1.3kmの地点

斑晶：斜長石・普通輝石・橄欖石

斜長石は曹灰長石～亜灰長石に属し、大きさ0.3-1.5mm、虫喰状構造を示し、曹長石・緑泥石などに置換されている。普通輝石は大きさ0.2-1.8mm、ときに波状消光および双晶を示し、新鮮である。橄欖石は大きさ0.2-0.5mm、少量で完全にイディンクス石・緑泥石・鉄鉱などに置換されている。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス

間粒状～填間状組織を示し、緑泥石などによって変質されている。

上記の岩石の化学組成は次の通りである。



第6図 南沢川上流で見られる大仙山層中の玄武岩の枕状熔岩

SiO <sub>2</sub>	46.36	MnO	0.16	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27
TiO <sub>2</sub>	0.65	MgO	8.01	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.04	CaO	11.69	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.67	Na <sub>2</sub> O	1.89		
FeO	6.12	K <sub>2</sub> O	0.48	Total	99.49

大沢(1963) 分析：倉沢 一

橄欖石玄武岩 (IIIb), 雄勝町院内大仙山々頂北東方1.2kmの地点 (第II図版2)

斑晶：橄欖石

橄欖石は大きさ0.3-1.8mmで、イデイングス石・緑泥石・鉄鉱などに完全に置換されている。

石基：斜長石・単斜輝石・橄欖石・鉄鉱  
間粒状組織を示す。

上記の岩石の化学組成は次の通りである。

SiO <sub>2</sub>	47.61	MnO	0.27	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23
TiO <sub>2</sub>	0.93	MgO	6.93	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.92	CaO	11.52	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.70	Na <sub>2</sub> O	2.36		
FeO	5.30	K <sub>2</sub> O	0.63	Total	99.41

大沢(1963) 分析：倉沢 一

**層位関係** 下位の雄勝川層を不整合に・皿川層および飯沢層を整合（ごく1部で不整合）に被覆している。

**化石** 本層に属する砂岩・泥岩および酸性凝灰岩中から珪化木や、次のような比較的保存の良い台島型植物化石を産する。

産地：鳥海村切留

*Alnus miojaponica* TANAI

*Carpinus* sp.

*Ostrya shiragiana* HUZIOKA

*Machilus ugoana* HUZIOKA

*Fraxinus* sp.

産地：鳥海村名勝沼林道

*Machilus ugoana* HUZIOKA

*Salix* sp.

(藤岡一男鑑定)

#### 4. 6 畑 村 層

畑村層（命名：畠山，1954）

畑村層は大仙山層と同時異相であって、本図幅地域北西部および北東部に分布し、酸性火山砕屑岩・

安山岩火山砕屑岩・玄武岩熔岩・同質火山砕屑岩などからなる。

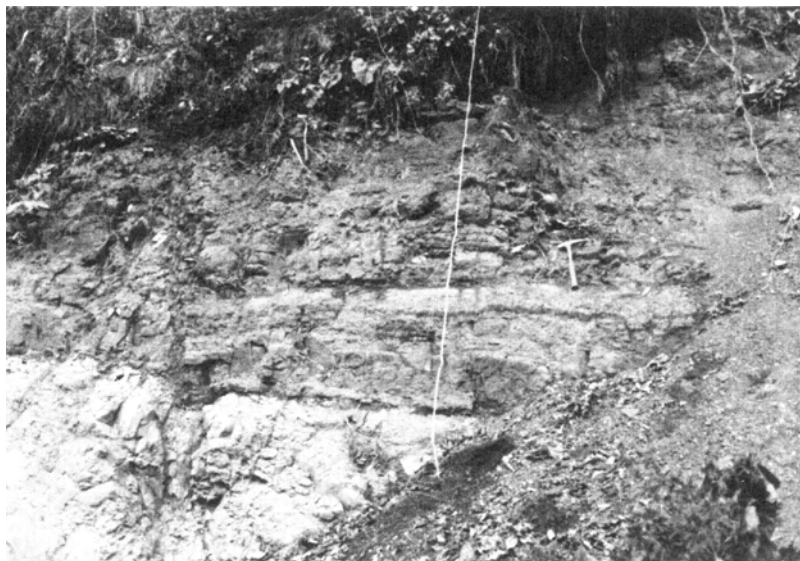
**模式地** 秋田県由利郡東由利町畑村から翁台にいたる間の高瀬川沿岸。本図幅地域内では鳥海村清水淵付近・青平南々西の沢沿いおよび男鹿内東方の沢沿いなどでよくみられる。

**分布および層厚** 本図幅地域北西部の鳥海村笹子川流域・羽後町石沢川流域などおよび、北東部の羽後町飯沢南東方・大黒森山付近・湯沢市蓮台寺・桧山一帯などに分布している。層厚は100-200mであって、石英安山岩熔結凝灰岩を挟む後述の清水淵凝灰岩部層では400mに達する。

**岩相** 畑村層は岩質により、各種の火山岩類からなる主部と、清水淵凝灰岩部層とに分けられる。

#### 主 部

主部は酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩・安山岩凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・玄武岩熔岩・同質火山角礫岩・凝灰角礫岩および火山礫凝灰岩を主とし、砂岩・泥岩、まれに礫岩を挟んでいる<sup>25)</sup>。酸性火山砕屑岩は緑色-淡緑色、やや軟弱、火山礫を有し、軽石質である。一般に層理が明瞭である(第7図)。本主部の上半分に多い。安山岩火山砕屑岩は赤褐色-帯褐緑色、やや軟弱(ところにより堅硬)、輝石安山岩火山礫、ときに火山岩塊を有し、層理明瞭である。玄武岩熔岩は暗青色-暗灰色、緻密、堅硬であって、自破砕熔岩となる。枕状熔岩特有の放射状の節理や、各団塊間に火山ガラス(palagonite)がみられる。また、ハイアロクラスタイトがみとめられる。玄武岩火山砕屑岩は暗青色-暗灰色、火山岩塊および火山礫を多量に有し、一般に角礫と基質との境は明瞭であり、両者の膠結度はよくない、これら玄武岩熔岩および同質火山砕屑岩は、畑村層の下部に挟まれ、その厚さは20-50m、ときに80m以上に達する。鳥海村男鹿内東方の沢などで拳大以下の大きさの円礫(玄武岩が多い)を有する礫岩の薄層がみられる。砂岩は暗灰色、細粒-中粒、やや軟弱、凝灰質である。泥岩は暗灰色-灰色、塊状、凝灰質である。砂岩および泥岩は薄層(厚さ数10cm-数m)として、ときに挟まれている。地質図では省略



第7図 羽後町水呑付近でみられる畑村層

25) 北隣の浅舞図幅地域南部の羽後町田代猿子沢で、安山岩熔結凝灰岩がみられる。

したが、拾二林から水呑に行く山道沿いに、本層および下位層の飯沢層を貫ぬく玄武岩小岩脈（幅4m以下）が多数みられる。恐らく、本層の玄武岩熔岩と関係した岩脈であろう。代表的な玄武岩熔岩および同質火山砕屑岩の火山岩塊を鏡下でみると、次の通りである。なお、ごく少ないが、普通輝石玄武岩もみとめられる。

**橄欖石玄武岩（IIIb），熔岩，羽後町大倉南方付近**

斑晶：橄欖石・斜長石

橄欖石は大きさ0.3-1.2mm，緑泥石に置換される。斜長石は曹長石に属し，大きさ0.4-1.5mmである。

石基：斜長石・単斜輝石・橄欖石・鉄鈹

間粒状-オフィティック組織を示す。

**橄欖石玄武岩（IIIb），火山岩塊，鳥海村笹子男鹿内東方**

斑晶：橄欖石

橄欖石は大きさ0.3-1.0mm，完全にイディンクス石・緑泥石・鉄鈹などに置換されている。

微斑晶の斜長石がごく少量みとめられる。

石基：斜長石・単斜輝石・橄欖石（少量）・鉄鈹

間粒状（-填間状）組織を示す。わずかに緑泥石によって変質されている。

**清水淵凝灰岩部層（新命名）**

模式地は鳥海村笹子川沿い清水淵付近一帯であって，層厚は0-200mである。

本部層は石英安山岩凝灰岩・火山礫凝灰岩および石英安山岩熔結凝灰岩からなる。石英安山岩凝灰岩および火山礫凝灰岩は淡緑色-灰白色-白色，軟弱，軽石質であって，黒雲母が点在している。石英安山岩熔結凝灰岩は紫褐色-灰白色，堅硬-やや堅硬，熔結凝灰岩特有の扁平な本質レンズおよび石質破片を含む。代表的な石英安山岩熔結凝灰岩を鏡下でみると，次の通りである。

**黒雲母石英安山岩熔結凝灰岩，清水淵北々東の沢**

斑晶：斜長石・黒雲母・石英・鉄鈹

斜長石は中性長石に属し，大きさ0.3-1.8mm，虫喰状構造を示し，一部曹長石に置換されている。黒雲母は褐色，大きさ0.2-0.8mmで，多色性が著しい。石英は大きさ0.2-0.7mm，清澄，融食形を示し少量である。ほかに緑泥石などに完全に置換された有色鈹物がみられる。

基質：熔結凝灰岩特有のガラス片および軽石片の変形熔結の状態が明瞭に認められる。

**層位関係** 下位の皿川層および飯沢層を整合に被覆している。

**化石** 本層に属する砂岩・泥岩および，ときに珪化木や，比較的保存の良い台島型植物化石を産する。畠山（1954）によれば，模式地の東由利町翁台東端高瀬川右岸の崖（北西隣矢島地域内）にて，次のような台島型植物化石を産する。

*Metasequoia occidentalis* (NEWBERRY) CHANEY

*Ulmus protoparvifolia* HU & CHANEY

*Zelkova ungeri* (ETT.) KOVATS



*Parrotia fagifolia* (UNGER) HEER

*Liquidamber mioformosa* HU et CHANEY

Cfr. *Dystylium racemosum* S. & Z.

なお、本図幅地域北西部の泉沢付近のハイアロクラスタタイト中から *Balnus* (和名フジツボ) の海棲動物化石を産する。

#### 4. 7 須 郷 田 層

須郷田層 (命名: 大塚 (1936), によって, 須郷田凝灰質泥質砂岩層と呼ばれ, そのご, 片山 (1941) によって須郷田層と命名された.)

須郷田層は, 飯沢層・大仙山層・および畑村層を被覆して, 本図幅地域全域に点々と分布していて, 主として砂岩および礫岩からなる。

**模式地** 秋田県由利郡東由利町須郷田付近。本図幅地域内では雄勝町院内南沢付近の沢沿いでよくみられる。

**分布および層厚** 鳥海村笹子西方および東方から同村赤倉付近・砂子付近をへて秋田山形県境甌峠南東方に分布している。また, 羽後町飯沢東方・湯沢市上畑・同市関口・雄勝町院内南沢などにも分布している。層厚は100-200mである。西黒沢期の堆積盆の周縁部にあたり, 層厚は薄く, 砂岩・礫岩などの粗粒堆積物からなる。

**岩相** 須郷田層は主として砂岩および礫岩からなり, ところにより酸性凝灰岩を挟んでいる。本地域南西部秋田山形県境付近では, 岩質により, 下位から砂岩および礫岩を主とする主部とこれを被覆する酸性凝灰岩からなる部層とに分けられる。両者の関係は整合と考えられる。

##### 主部

主部は主として砂岩および礫岩からなり, まれに泥岩および酸性凝灰岩を挟んでいる。砂岩は暗灰色-淡褐灰色, 風化すると帯赤褐色を帯び, 細粒-粗粒, やや軟弱, 凝灰質, ときに礫質であって米粒大-大豆大の円礫を有する。礫を有する砂岩と, 礫のごく少ない砂岩とが互層し, 層理明瞭である。ときに植物化石の破片および炭質物を含有している。全体的にみて上部では細粒, 下部に行くに従い中粒から粗粒となる。ときに斜層理を示す。礫岩は淘汰が悪く乱堆積を示し, 下位の各層から由来した大小様々な円礫-半円礫 (径2-20cm, ときにそれ以上) を有し, 礫とその充填物との凝結度は一般的にみてよくない。充填物は凝灰質-やや砂質である。雄勝町院内鉾山跡神社南の道路および沢でみられる, 礫岩は完全な円礫 (径5-10cm) で, 大きさがそろっていて, 礫とその充填物との膠結度がよく, この礫岩は砂岩と互層している。泥岩は暗灰色-灰色, 塊状, 凝灰質であって薄層として砂岩および礫岩に挟まれる。酸性凝灰岩は淡緑色, やや軟弱, 軽石質, ときに火山礫を有し, 畑村層のものと同様している。ごく少ない。

##### 酸性凝灰岩からなる部層

本部層は酸性凝灰岩および酸性火山礫凝灰岩からなり, 砂岩および泥岩をごくわずかに挟む層厚は0-80mであって秋田山形県境付近のみでみられ, 秋田県では薄くなり消滅している。これら酸性火山砕屑

岩は、淡緑色、やや軟弱、火山礫を有し、一般に層理は明瞭でないが、細粒のものはよく層理を示す。砂岩および泥岩は、暗灰色、やや軟弱、凝灰質であって、ごく薄い。

**層位関係** 下位の畑村層を整合（一部不整合）に被覆する。両層の境界付近は多くの場合漸移することが多い。従って、本地域内の畑村層との境は、須郷田層の特徴である砂岩および礫岩が多くなる所から本層とした。また、一部地区では海棲貝化石の産するところより上位を須郷田層とした。しかし、北隣浅舞岡幅地域内の須郷田層の模式地および本岡幅地域南部などでは、本層の最下部に基底礫岩を有し、畑村層を不整合に被覆している。なお、畑村層をかくところでは、畑村層下位の飯沢層を須郷田層が不整合に被覆している。

**化石** 本層中から有孔虫化石（第2表）や海棲貝化石<sup>26)</sup>など（第3表および第4表）を豊富に産し、秋田県男鹿半島の西黒沢層に対比される。ほかに、植物化石・珪化木などがみとめられる。須郷田層基底部から次の台島型植物化石を採集した。

*Pterocarya ezoana* TANAI et SUZUKI

*Quercus miovariabilis* HUZIOKA et CHANEY

*Cinnamomum* ? sp.

*Machilus ugoana* HUZIOKA

産地：鳥海村上笹子黒滝（藤岡一男鑑定）

第2表 須郷田層中の有孔虫化石

*Nodosaria* sp.

*Angulogerina kokozuraensis* ASANO

*Cassidulina depressa* ASANO & NAKAMURA

*C.* spp.

*Buccella tanaii* (UCHIO)

*B.* sp. A

*B.* sp. B

*Gavelinopsis* sp.

*Cibicides* spp.

*Heterolepa haidingerii* (d' ORBIGNY)

*Hanzawaia tagaensis* ASANO

*Rosalina* spp.

*Glabratella* sp.

*Echigoina* sp.

*Elphidium* sp. A

*E.* cf.

*E.* cf. *subarcticum* CUSHMAN

“*Globigerina*” spp.

産地：北隣浅舞岡幅地域内羽後町西馬音内西方  
鑑定：的場保望

26) 高安（1964）によって秋田油田地域の貝化石について詳述されている。

第3表 須郷田層中の海棲化石 (I)

軟体動物

- Acila divaricata submirabilis* MAKIYAMA  
*Anadara makiyamai* HATAI et NISIYAMA  
*Modiolus* sp.  
*Chlamys ishidae* MASUDA  
*Placopecten nomurai* MASUDA  
*Mizuhopecten kimurai ugoensis* (YOKOYAMA)  
*Venericardia (Cyclocardia) siogamensis* NOMURA et HATAI  
*Dosinia (Kaneharaia) kannoi* MASUDA  
*Cyclina (Cyclinorbis) lunulata* MAKIYAMA  
*Siratoria siratoriensis* (OTUKA)  
*Solen* sp.  
*Panomya simotomensis* OTUKA  
*Neverita coticaeze* (MAKIYAMA)  
*Euspira meisensis* (MAKIYAMA)  
*Sinum ineptum* (YOKOYAMA)  
*Babylonia kozaiensis* NOMURA  
*Nassarius (Zeuxis) minoensis* ITOIGAWA  
*Conus (Chelyconus) tokunagai* OTUKA

産地：鳥海村笹子畑平

- Anadara ogawai* MAKIYAMA  
*Chlamys cosibensis hanzawae* MASUDA  
*C. kotakae* MASUDA  
*C. nisataiensis* OTUKA  
*Mizuhopecten kimurai murayamai* (YOKOYAMA)  
*M. kimurai ugoensis* (HATAI et NISIYAMA)  
*Acesta cf. goliath* (SOWERBY)  
*Venericardia (Cyclocardia) siogamensis* NOMURA et HATAI  
*Lucinoma actilineata* (CONRAD)  
*L. murakawai* ZINBO  
*Vasticardium* sp.  
*Anisocorbula ohiroi* MASUDA  
*Fulgoraria tokunagai* (KANEHARA)  
*Ancistolepis* sp.

産地：鳥海村上笹子赤倉南方

- Kotorapecten kagamianus* (YOKOYAMA)  
*Placopecten nomurai* MASUDA

産地：湯沢市上畑阿黒岩

- Chlamys ishidae* MASUDA  
*Placopecten protomollitus* (NOMURA)  
*Mizuhopecten kimurai murayamai* (YOKOYAMA)  
*M. kimurai ugoensis* (HATAI et NISIYAMA)

産地：羽後町上仙道中村付近

*Mizuhopecten kimurai murayamai* (YOKOYAMA)

*M. kimurai ugoensis* (HATAI et NISIYAMA)

*Placopecten nomurai* MASUDA

*Limea* sp.

*Dosinia kannoi* MASUDA

*Macoma* cf. *izurensis* (YOKOYAMA)

*Teredo* sp.

産地：雄勝町院内南沢およびその南東方

腕足類

*Terebratalia tenuis* (HAYASAKA)

*T. innaiensis* (HAYASAKA)

*Terebratulina* cf. *tohokuensis* NOMURA et HATAI

*Coptothyris grayi* (DAVIDSON)

産地：雄勝町院内南沢南東 1.5 km

*Terebratalia* cf. *tenuis* (HAYASAKA)

*Coptothyris grayi* (DAVIDSON)

産地：鳥海村上笹子赤倉南方

海綿類

*Aphrocallistes* sp.

産地：羽後町砥館東方山頂および鳥海村上笹子赤倉南方

第 4 表 須郷田層中の海棲化石 (II)

Loc. 77060701 (鳥海村 赤倉沢道路沿い)

*Anadara ogawai* MAKIYAMA

*Chlamys kotakae* MASUDA

*C. nisataiensis* OTUKA

*C.* sp.

*Mizuhopecten kimurai murayamai* (YOKOYAMA)

*Lucinoma acutilineata* (CONRAD)

*Venericardia* (*Cyclocardia*) *siogamensis* NOMURA et HATAI

*Puncturella*? sp.

*Ancistolepis* sp.

*Terebratalia tenuis* (HAYASAKA)

*Coptothyris grayi* (DAVIDSON)

Loc. 77061402 (鳥海村 赤倉沢支流)

*Anadara* sp.

*Mizuhopecten kimurai murayamai* (YOKOYAMA)

*M. k. ugoensis* (HATAI et NISIYAMA)

*Chlamys* sp.

*Acesta goliath* (SOWERBY)

*Venericardia* (*Cyclocardia*) *siogamensis* NOMURA et HATAI

*Lucinoma murakawai* ZINBO

*L.* sp.

*Vasticardium* sp.

*Paphia* sp.

*Macoma* sp.

*Anisocorbula ohiroii* MASUDA

*Fulgoraria tokunagai* (KANEHARA)

*Tectonatica* sp.

*Aphrocallistes* sp.

Loc. 77061502 (鳥海村 笹子上樁)

*Mizuhopecten kimurai murayamai* (YOKOYAMA)

*Chlamys* sp.

*Tectonatica* sp.

Loc. 77061503 (鳥海村 横淵東方)

*Mizuhopecten kimurai murayamai* (YOKOYAMA)

採集：佐野尚文  
鑑定：高安泰助

#### 4. 8 女 川 層

<sup>おんながわ</sup>女川層 (命名：古くは男鹿半島に模式的に発達する珪質頁岩に対して、大橋 (1918, MS)・外山 (1925) が「女川珪質頁岩層」、大橋 (1930) が「女川珪質頁岩」と呼んだ。そのご、千谷 (1930) によって女川層と命名された。)

女川層は、須郷田層を被覆して本地域内の各地区に広く分布し、主として硬質泥岩・酸性火山砕屑岩などからなる。

**模式地** 秋田県男鹿半島南岸女川付近一帯で、本図幅地域内では鳥海村笹子西方下ノ宮北西方の沢一帯である。なお、酸性火山砕屑岩は雄勝町院内駅付近の石切場でよくみられる。

**分布および層厚** 鳥海村笹子西方から同村<sup>まがら</sup>砂子西方をへて秋田・山形県境の<sup>こまき</sup>嶺南西方一帯にいたる地区に広く分布している。なお羽後町飯沢西方の地区に分布している。以上の各地区は硬質泥岩を主としている。層厚については、本層の上位にくる船川層が分布していないので、正確にわからないが、西隣鳥海山図幅地域および南隣羽前金山図幅地域のデータをもあわせてみると、300-600mである。以上の本図幅地域西部の各地区で、硬質泥岩を主としているのに対し、以下の本図幅地域東部の各地区では、酸性火山砕屑岩を主としている。酸性火山砕屑岩を主とする岩層は、湯沢市松岡および阿黒岩一帯の地区およびその南方の雄勝町院内地区に広く分布している。層厚については、試掘井のデータをもあわせてみると、400-600mである。女川層の最大の層厚は、池辺 (1962) によれば、横手市付近および秋田・本荘西方日本海であって、800m以上に達する。

**岩相** 女川層は主として硬質泥岩・酸性火山砕屑岩などからなるが、岩質により硬質泥岩を主とする主部と院内凝灰岩部層に分けられる。両者の関係は、同時異相である。

主 部

主部は硬質泥岩を主とし、全地域にわたって酸性凝灰岩を挟む。大小の泥灰岩 (石灰質-苦灰質) の

団塊を有する。ときに砂岩を挟み、硬質泥岩との互層をなす。女川層の基底に顕著な海緑石砂岩の発達が見られる。

硬質泥岩は珪質で、非常に明瞭な板状層理を有し、凝灰質砂岩および酸性凝灰岩を挟む。この板状層理は数cm単位で頻りに繰り返す白黒の縞状構造による。黒色部は暗灰色—帯褐色の緻密、堅硬な泥岩および珪質の頁岩からなる。珪質の頁岩は非常に微細な葉理を示し、ときに無葉理の燧石レンズを挟む。白色部は黒色部に比べてやや粗粒で、やはり微細な葉理を有し、風化が進むと灰白色を示し、やや凝灰質である。白黒の両帯は風化部では非常に対照的な色調を示す。板状あるいは角片状の破片に砕けやすく、割れ口は貝殻状断口を示す。女川層の比較的下部には、大型、球状—扁平の径0.2-2.0mの石灰質—苦灰質の泥灰岩の団塊を有している。田口（1960）によれば、北西隣の矢島図幅地域内島海村小栗沢付近では、0.5-1.0mの厚さをもってbed状に相当距離にわたって続いている。女川層は上述した硬質泥岩を主体としているが、ほかに本層の比較的下部には暗灰色—灰色、塊状、凝灰質、層理の発達がよくない泥岩が見られる。酸性凝灰岩は灰白色—白色、細粒—中粒、軟弱、軽石質、ときに砂質である。厚さ5.0m以下の薄層が数層挟まれている。海緑石砂岩は帯緑暗灰色—暗灰色、厚さ0.3-2.0mであって、本層の基底部で見られる。海緑石は上記の基底部より上位にも、また本層下位の須郷田層上部の凝灰質砂岩中にも散点的に含まれる。この海緑石砂岩の薄層は、鍵層として役立ち、広く追跡されるが、南部に行くに従いはっきりしなくなる。

#### 院内凝灰岩部層

院内凝灰岩部層（命名：加藤（1955）によって院内凝灰岩と呼ばれたもので、田口（1960）によって院内凝灰岩部層と命名された。）

院内凝灰岩部層は酸性軽石凝灰岩および火山礫凝灰岩を主とし、流紋岩熔岩・塊状泥岩・硬質泥岩などを挟んでいる。これら酸性火山砕屑岩は水中の乱流堆積物であり、広義の水中火砕流と考えられる。酸性火山砕屑岩は灰白色—白色、軟弱、軽石質で熔結していない。大型の軽石や、下位層から由来した異質礫および大きさ数10cmの泥岩の偽礫を、ときに木炭を有する。軽石は大きさ0.5-2.0cm、ときに10cm以上に達し、著しい繊維状構造を示すものがある。構成鉱物は、斜長石と石英を主とし、ときに少量の黒雲母を含む。塊状泥岩および硬質泥岩は、院内陥落構造の周縁部では薄い。試掘井のデータによれば上院内付近（中央よりやや南寄り）では厚さ600mに達する。流紋岩熔岩は淡灰色—灰白色で、斜長石の斑晶が点在していて、特に目立つが増減がある。ほかに石英および角閃石の斑晶を有するが、量の増減が著しく、一般的にみて有色鉱物を欠くことが多い。熔岩円頂丘および岩脈状をなす。試掘井のデータおよび院内鉱山の坑内記録によれば、院内盆地の地下および院内鉱山坑内に潜在している<sup>27)</sup>。

**層位関係** 下位の須郷田層とは整合である。須郷田層最上部の砂岩の上に、本層基底の海緑石砂岩が明瞭に整合に重なっている。

**化石** 女川層は大型化石に乏しく、有孔虫化石も貧困である。*Sagarites chitanii* MAKIYAMA および魚鱗などが含まれている。

27) 院内鉱山の記録で石英粗面岩（ときに流紋岩）と呼んでいるものなかには、久野久（1954）の分類の石英安山岩を含む。

## 4. 9 加無山安山岩

加無山安山岩（新命名）

加無山安山岩は、女川層の堆積時に噴出したもので、本図幅地域南西部および中部に分布している。主として輝石安山岩熔岩および同質火山砕屑岩からなる。

**模式地** 山形県最上郡真室川町加無山付近一帯であって、雄勝町院内松根川沿いでよくみられる。

**分布および厚さ** 本図幅地域南西部の加無山・大森山東方などの地区および中部の院内山の田・松根川・横堀西方などの地区に分布している。前者の地区では0-500m、後者の地区では0-400m、松根北東方の試錐井のデータによれば600m以上に達する。

### 岩相

#### (1) 加無山付近一帯の地区

輝石安山岩火山砕屑岩を主とし、熔岩などを挟んでいる。本岩類は岩質により下部と上部に分けることができる。

a. 下部は変質輝石安山岩熔岩・輝石安山岩熔岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩などを主とし、ごく少ない玄武岩火山砕屑岩・石英安山岩熔岩もみられ、岩相変化が著しく、局部的に変質作用を受けていることがある。安山岩熔岩は暗灰色、緻密、堅硬、斑状一や斑状で、柱状節理を示す。岩相変化が著しく、石英安山岩と呼べる岩相に移りかわることがある。安山岩火山砕屑岩は拳大（ときに牛頭大）の暗灰色、斑状一や斑状の火山岩塊を火山礫を有する凝灰質物質が充填している。一般に角礫と基質との境は明瞭である。火山砕屑岩は粗粒のものほど層理の発達がよくなく、細粒となるに従い分級し、よく成層している。泥岩・砂岩の薄層を盛んに挟み、ここでは明瞭な層理を示す。火山砕屑岩の角礫中には石英安山岩、ときに流紋岩もあり、また、女川層より下位の各層から由来したと考えられるものもある。本岩類下部を構成する代表的熔岩を鏡下でみると、次の通りである。

変質輝石安山岩，南隣羽前金山図幅地域内，真室川町八敷代中流付近

斑晶：斜長石・輝石・鉄鉍・石英

斜長石は中性長石一曹灰長石に属し、大きさ0.4-2.5mm、累帯構造および虫喰状構造を示す。曹長石・緑泥石および炭酸塩鉱物に置換されている。輝石は大きさ0.2-1.5mmで、完全に緑泥石・炭酸塩鉱物などに置換されている。石英は大きさ0.5mm以下で、熔蝕された形を示し、少量であって、ときにかくことがある。

石基：斜長石・輝石・鉄鉍・ガラス

毛氈状一ガラス基流晶質組織を示し、変質している。

b. 上部は紫蘇輝石普通輝石安山岩凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩および火山角礫岩を主とし、同質熔岩・集塊岩・凝灰岩・火山円礫岩・泥岩および砂岩をとまなっている。変質作用を殆んど受けてなく新鮮である。火山砕屑岩は拳大（ときに牛頭大）の暗灰色、斑状の火山岩塊、ときに火山弾を、火山礫を有する凝灰質物質が充填している。角礫と基質との境は明瞭である。細粒火山砕屑岩および女川層に属する硬質泥岩などを挟有するところでは、明瞭な層理を示す。本岩類上部の代表的岩石は紫蘇輝石普通輝石安山岩である。代表的な火山岩塊を鏡下でみると、次の通りである。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vd), 真室川町加無山付近

斑晶: 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は曹灰長石-中性長石に属し, 大きさ0.3-2.0mm. 累帯構造および虫喰状構造を示す. 普通輝石は大きさ0.2-1.5mm, ときに双晶を示し, 新鮮である. 紫蘇輝石は大きさ0.2-1.3mm, 普通輝石にくらべて少量, 多色性を示し, 新鮮である.

石基: 斜長石・単斜輝石・斜方輝石・ガラス・鉄鈹

ガラス基流晶質組織を示す.

普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Vc), 南隣羽前金山地域内真室川町黒森南方

斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹

斜長石は曹灰長石に属し, 大きさ0.4-0.2mm, 虫喰状構造を示し, 累帯構造は著しくない. 紫蘇輝石は大きさ0.4-0.8mm, 周縁部に単斜輝石の反応縁を有する. 普通輝石は大きさ0.3-0.6mmで, 波動消光, 双晶を示し, 紫蘇輝石より少量である.

石基: 斜長石・単斜輝石・鉄鈹・ガラス

ガラス基流晶質組織を示す.

(2) 院内付近一帯の地区

輝石安山岩熔岩・同質凝灰角礫岩および火山角礫岩を主とし, 火山礫凝灰岩・凝灰岩・硬質泥岩などをともなっている. 変質作用を殆んど受けてなく, 新鮮である. 輝石安山岩熔岩は暗灰色, 斑状, ガラス質, 新鮮であって, 白破碎熔岩となっていることがある. 柱状節理および板状管理を示す. 松根北東方の試錐井のデータによれば8-10枚の熔岩流が認められ, 1枚の熔岩流の厚さは10-50m, ときに50m以上である. 輝石安山岩火山砕屑岩は, 拳大(ときに牛頭大)の暗灰色, 斑状, ガラス質, 新鮮な火山岩塊を, 火山礫を有する凝灰質物質が充填している. 一般に角礫と基質との境は明瞭である. まれに, 新第三系の基盤をなす角閃石黒雲母花崗閃緑岩の大きさ0.05-0.10mの岩片がとりこまれている. 試錐井のデータによれば, 松根北東方では厚さ600m以上であるが, 山の田・十分一などでは200-300mと薄くなり, 上院内付近ではみられない. 代表的岩石は紫蘇輝石普通輝石安山岩であって, 鏡下でみると次の通りである.

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vd), 熔岩, 雄勝町院内十分一 (第Ⅲ図版1)

斑晶: 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は曹灰長石-中性長石に属し, 大きさ0.3-2.5mm, 累帯構造および虫喰状構造を示す. 普通輝石は大きさ0.2-1.5mm, 比較的少量, ときに双晶を示し, 新鮮である. 紫蘇輝石は大きさ0.2-1.6mm, 緑泥石などに一部置換されている. 周縁部に単斜輝石の反応縁を有する.

石基: 斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈹・ガラス

塊間状-ガラス基流晶質組織を示す. わずかに緑泥石などにより変質されている.

上記の岩石の化学組成は次の通りである.



SiO <sub>2</sub>	51.94	MnO	0.24	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22
TiO <sub>2</sub>	1.12	MgO	4.87	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.25	CaO	8.68	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.75	Na <sub>2</sub> O	3.23		
FeO	7.65	K <sub>2</sub> O	0.72	Total	100.46

大沢(1963) 分析: 倉沢 一

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vd), 雄勝町院内松根北方 (第Ⅲ図版2)

斑晶: 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は中性長石—曹灰長石に属し, 大きさ0.3-2.2mm, 累帯構造および虫喰状構造を示す. 普通輝石は大きさ0.2-0.8mm, 小型, 波動消光, ときに双晶を示す. 紫蘇輝石は大きさ0.2-0.6mm, 小型, 少量である. 両輝石とも新鮮である.

石基: 斜長石・単斜輝石・斜方輝石・ガラス・鉄鈹  
ガラス基流晶質組織を示す.

上記の岩石の化学組成は次の通りである.

SiO <sub>2</sub>	59.40	MnO	0.26	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.36
TiO <sub>2</sub>	0.81	MgO	2.36	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.96	CaO	5.28	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1.21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.75	Na <sub>2</sub> O	3.79		
FeO	4.39	K <sub>2</sub> O	1.95	Total	99.52

大沢(1963) 分析: 倉沢 一

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vd), 火山岩塊, 雄勝町横堀西方

斑晶: 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は曹灰長石—中性長石に属し, 大きさ0.3-2.7mm, 累帯構造および一部で虫喰状構造を示す. 普通輝石は大きさ0.2-1.0mm, ときに3.0mm以上, 少量, 双晶を示し, 新鮮である. 大きさ0.2-0.6mmの完全に緑泥石に置換された鈹物が少量あり, 恐らく紫蘇輝石と考えられる.

石基: 斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈹・ガラス  
毛氈状—ガラス基流晶質組織を示す.

上記の岩石の化学組成は次の通りである.

SiO <sub>2</sub>	52.56	MnO	0.26	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18
TiO <sub>2</sub>	0.96	MgO	3.02	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.63	CaO	7.95	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.38	Na <sub>2</sub> O	4.24		
FeO	5.55	K <sub>2</sub> O	0.90	Total	100.30

大沢(1963) 分析: 倉沢 一

#### 4. 10 朝日森流紋岩

朝日森流紋岩 (新命名)

朝日森流紋岩は, 女川層の堆積時に噴出したもので, 本図幅地域西部に分布し, 流紋岩熔岩からなる.

**模式地** 秋田県由利郡鳥海村笹子西方天神から西隣鳥海山図幅地域内笹子峠にいたる道路沿いの本図幅地域西端部付近一帯

**分布および厚さ** 西隣鳥海山図幅地域内の朝日森，地域内の三角点398.1高地・前森山付近などに分布し，厚さは100-200mであって，本図幅地域内では100-150mである。

**岩相** 流紋岩熔岩からなる。本熔岩は，帯褐灰色-灰白色で，斜長石の斑晶が点在していて，特に目立つ。石英の斑晶はごく少量であって，かくことが多い。角閃石の斑晶を有するが量の増減が著しく，ときに欠くことがある。本岩は熔岩円頂丘をなし，岩体の周縁部では岩脈をなすもののほか，大きな岩脈（幅0.1-0.2km・長さ3.0km）なすものもある。本岩の代表的な岩石を鏡下でみると，次の通りである。

角閃石流紋岩，熔岩円頂丘，鳥海村笹子天神北西方約1.8km道路いの地点

斑晶：斜長石・角閃石・鉄鉱・石英

斜長石は中性長石に属し，大きさ0.3-2.0mm，累帯構造を示し，新鮮である。角閃石は帯緑褐色，柱状，大きさ0.2-1.5mm，しばしば双晶をなし，周縁部が一部オバサイト化されている。量の増減が著しい。石英は大きさ0.2-0.5mm，ごく少量であって，ときにかくことがある。

石基：微晶質組織を示す。

上記の岩石の化学組成は次の通りである。

SiO <sub>2</sub>	69.98	MnO	0.04	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03
TiO <sub>2</sub>	0.34	MgO	0.39	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.59	CaO	1.43	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.31	Na <sub>2</sub> O	4.24	Total	99.68
FeO	0.25	K <sub>2</sub> O	3.62		

分析：東京石炭鉱物研究所

#### 4. 11 月山流紋岩

月山流紋岩（新命名）

月山流紋岩は，女川層の堆積時に噴出したもので，本図幅地域西部に分布し，流紋岩熔岩からなる。

**模式地** 秋田県由利郡鳥海村笹子南々東月山付近

**分布および厚さ** 鳥海村月山付近に分布し，厚さは約100mである。

**岩相** 流紋岩熔岩は灰白色，石英および黒雲母の斑晶が特に目立つ。本岩は熔岩円頂丘をなし，岩体東部では岩脈をなす。本岩の代表的な熔岩を鏡下でみると次の通りである。

黒雲母流紋岩，鳥海村笹子月山北東山腹

斑晶：石英・斜長石・サニディン・黒雲母

石英は大きさ0.4-3.0mm，大型，多量，清澄，融食形を示す。斜長石は大きさ0.3-2.5

mm, 新鮮, サニディンは大きさ0.3-0.7mm, 斜長石に比し, 少量である. 黒雲母は褐色, 大きさ0.3-2.0mmである.

石基: 微晶質-隠微晶質組織を示す.

上記の岩石の化学組成は次の通りである.

SiO <sub>2</sub>	76.93	MnO	0.01	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03
TiO <sub>2</sub>	0.07	MgO	0.07	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.42	CaO	0.24	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.56	Na <sub>2</sub> O	2.21		
FeO	0.11	K <sub>2</sub> O	5.06	Total	99.35

分析: 東京石炭鉱物研究所

#### 4.12 粗粒玄武岩

粗粒玄武岩は女川層の堆積時に活動したもので, 本図幅地域西半分に点々と分布している. 皿川層・須郷田層および女川層を貫ぬく岩脈および岩床であって, 岩体の大きさは幅数10cm-数10m, まれに100m以上, 長さ数10m-数kmである. 一般的にみて皿川層中のものは岩脈をなし, 須郷田層および女川層中のものは層理に沿った岩床をなし, いくつかの枝を出している. 本岩は黒青色-緑青色, 粗粒, 風化を受けた部分では玉葱状構造を示す. 本岩の代表的岩石は橄欖石粗粒玄武岩・橄欖石普通輝石粗粒玄武岩および普通輝石粗粒玄武岩である. 代表的な岩石を鏡下でみると, 次の通りである.

橄欖石粗粒玄武岩, 鳥海村笹子三角点476.0高地西方の沢

斑晶: 斜長石・橄欖石

斜長石は曹灰長石に属し, 大きさ0.7-1.0mm, 少量, 累帯構造および虫喰状構造を示す.

橄欖石は大きさ0.6-1.0mm, 少量, 鉄サポナイトに変質して仮像をなす.

石基: 斜長石・単斜輝石・橄欖石・鉄鉱

オフィティック組織を示し, 斜長石は曹灰長石に属し, 大きさ0.2-0.6mmである. 単斜輝石は大きさ0.1-0.4mmで, 新鮮である. 橄欖石は大きさ0.1-0.5mmで, 鉄サポナイトなどに完全に置換されている.

普通輝石粗粒玄武岩, 鳥海村々境松ノ木峠西方の道路

斑晶: 斜長石・普通輝石

斜長石は曹灰長石に属し, 大きさ0.7-1.0mm, 少量である. 普通輝石は大きさ0.4-0.7mm, 少量で, ときにかく.

石基: 斜長石・単斜輝石・鉄鉱

間粒状-オフィティック組織を示し, 大きさ0.2-0.6mmの斜長石・大きさ0.1-0.3mmの単斜輝石などからなる.

#### 4. 13 台山石英閃緑岩類

台山石英閃緑岩類（命名：大沢・角，1961）

台山石英閃緑岩類は本図幅地域から南隣の羽前金山図幅地域をへて南々隣の新庄図幅地域にいたるまで広く分布し、黒雲母角閃石石英閃緑岩・角閃石閃緑岩・角閃石石英閃緑玢岩などからなる。いわゆる“第三紀花崗岩”と呼ばれている（第19図）。

**模式地** 山形県最上郡金山町山付近本図幅地域内では羽後町岩台東方大黒森山でよくみられる。

**分布および大きさ** 本図幅地域北東部の大黒森山・蓮花台東方などおよび南東部小沢西方に分布している。地表での大きさは大黒森山岩体で0.3×1.1km、小沢岩体で0.3×2.8kmで比較的小さく、前者はNNE-SSW方向、後者はほぼNS方向を示す。

**岩相** 台山石英閃緑岩類が広く分布し、岩体の中心部までよく露出しているのは、南隣の羽前金山図幅地域であるので、南隣図幅地域についても、一部記述する。本岩類を代表する南隣地域の台山岩体（大きさ3×6km）は、黒雲母角閃石石英閃緑岩を主とし、周縁部に閃緑玢岩をともなっている。小沢岩体および南隣羽前金山図幅地域の黒森岩体は、角閃石石英閃緑玢岩を主とし、中心部にわずかに石英閃緑岩をともなっている。大黒森山岩体は、角閃石閃緑岩からなり、周縁部にわずかに閃緑玢岩をともなっている。本岩類の代表的岩石を鏡下でみると、次の通りである。

角閃石閃緑岩，羽後町岩台東方大黒森山付近

主成分鉱物は斜長石および角閃石であって、少量の石英および鉄鉱がみとめられる。斜長石は中性長石に属し、自形、大きさ1.0-6.0mmで、ときに8.0mmに達する。累帯構造を示し、一部緑泥石に置換されている。角閃石は他形、一部自形、緑泥石に置換され無色-淡緑色、大きさ1.0-5.0mm、ときに双晶をなす。繊維状となることがある。

**進入時期** 本図幅地域内では、本岩類が須郷田層（西黒沢層に対比される）までの各層を貫ぬいていることのほか、進入時期を決定する証拠はない。しかしながら、南西隣の太沢図幅地域内の日正鉱山付近では女川層最下部を貫ぬいていること、東隣稲庭図幅地域皆瀬川中流の三途川層の基底礫岩中に女川層と考えられる硬質泥岩と一諸に少量の本岩類が礫として含まれることおよび、含油第三系に属する天徳寺層下部中に円礫として取り込まれていることなどからみて、1時期に進入したものであるならば、女川層の堆積時に進入したと考えられる。

#### 4. 14 三途川層

三途川層（命名：加藤・島田，1953）<sup>28)</sup>

三途川層は、女川層の院内凝灰岩部層などを被覆して、本図幅地域南東部に分布し、主として泥岩・砂岩・酸性凝灰岩および礫岩からなる湖成層である。

28) 模式地の三途川層について、武藤(1965)・大沢(1974)の研究がある。

**模式地** 東隣稲庭図幅地域内秋田県湯沢市高松川流域の三途川付近。本地域内では露出がよくなく、断片的に点々と分布しているのみである。

**分布および層厚** 雄勝町横堀東方平城・御返事南方などから同町横堀南方の役内川沿いの浅萩北西方・寺沢橋南方・椀山付近にいたる地区に分布している。層厚は模式地の三途川付近で200-400mである。本図幅地域内では露出が悪いためはっきりしなく、200m以上であることは確かである。

**岩相** 泥岩・砂岩・酸性凝灰岩および礫岩からなり、安山岩凝灰角礫岩などを挟んでいる。本層は薄い縞状の細粒-中粒の泥岩・粗粒で砂質の泥岩および細粒酸性凝灰岩の互層によって特徴づけられている。泥岩は暗灰色-灰色、軟弱であって、縞状構造を示す。層理が明瞭である。砂岩は暗灰色-灰白色、細粒-中粒、軟弱であり、酸性凝灰岩は灰白色-白色、軟弱、軽石質、ときに砂質、軟弱であって、両岩とも層理が明瞭である。礫岩は下位層から由来した細粒-中粒の半円礫-円礫を有し、礫とその充填物との膠結度は一般的にみてよくない。これらの岩石は数m単位の互層をなす。この互層は、水平方向での連続性に乏しく、層相変化の傾向がみられる。東隣稲庭図幅地域内の模式地の本層についてみると、大局的にみて、下部は礫岩および砂岩を主とする粗粒堆積物からなり、中部および上部は泥岩・砂岩および酸性凝灰岩を主とする細粒堆積物からなる。また大局的にみて下位から上位に向かって、より軟弱となる、本図幅地域内では認められなかったが、東隣図幅地域の模式地では本層の分布地の縁辺部で下位の硬質泥岩の角礫（大きさ0.1-0.5m、ときに1.0m以上）を多量に含む基底礫岩がみられる。この基底礫岩は層厚10-80m、局部的に異常に厚く、150m以上に達する。三途川層中に安山岩凝灰角礫岩などの火山砕屑岩の薄層を挟んでいる<sup>29)</sup>。これら安山岩火山砕屑岩は、拳大の暗灰色、斑状の火山岩塊を火山礫を有する凝灰質物質が充填している。角礫と基質との境は明瞭であり、膠結度はよくない。代表的な火山岩塊を鏡下でみると、次の通りである。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vd), 三途川層, 雄勝町秋ノ宮山岸東方1.3kmの沢沿いの地点。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は曹灰長石-中性長石に属し、大きさ0.3-2.0mm、累帯構造および虫喰状構造を示す。普通輝石は大きさ0.2-2.5mm、しばしば双晶を示し、新鮮である。紫蘇輝石は大きさ0.2-0.8mm、少量、小型、多色性を示し、新鮮である。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・ガラス

細粒の毛氈状ないしガラス基流晶質組織を示す。

**層位関係** 下位の各層との関係は、露出がよくないため、はっきりしないが、東隣の稲庭図幅地域内の模式地付近でよく観察できる。高松川沿岸坊沢付近で院内凝灰岩部層と三途川層との関係を見ると、時間間隙を示すような大きな不整合がみとめられず、岩質も漸移関係を示して軽微な不整合と考えられる。しかし、西黒沢階の地層を被覆するところでは、厚い基底礫岩を有し、本層が不整合関係で被覆している。

**化石** 本層中には植物化石を豊富に産する。HUGIOKA and UEMURA (1974) によれば、第5表の通りである。なお、三途川層の泥岩が船川層の暗灰色泥岩と酷似していること、三途川層中の安山岩類が女

29) 東隣稲庭図幅地域の模式地では、本層の上部に火山砕屑岩のほかに輝石安山岩熔岩を挟んでいる。

第5表 三途川層の植物化石

*Osmunda* cf. *japonica* THUNBERG  
*Abies sanzugawaensis* HUZIOKA et UEMURA  
*Picea ugoana* HUZIOKA  
*Tsuga miyataensis* HUZIOKA et UEMURA  
*Cryptomeria miyataensis* HUZIOKA et UEMURA  
*Thuja nipponica* TANAI et ONOE  
*Populus aizuaana* HUZIOKA et SUZUKI  
*P. sanzugawaensis* HUZIOKA et UEMURA  
*Salix akitaensis* HUZIOKA et UEMURA  
*S. hokkaidoensis* TANAI et N. SUZUKI  
*S. k-suzukii* TANAI  
*S. muraii* HUZIOKA et UEMURA  
*S. sanzugawaensis* HUZIOKA et UEMURA  
*Juglans japonica* TANAI  
*Pterocarya asymmetorosa* KONNO  
*Alnus protohirsuta* ENDO  
*A. protomaximowiczii* TANAI  
*A. subfirma* TANAI et N. SUZUKI  
*Betula miomaximowicziana* ENDO  
*B. onbaraensis* TANAI et ONOE  
*Castanea miocrenata* TANAI et ONOE  
*Fagus palaeocrenata* OKUTSU  
*F. protojaponica* SUZUKI  
*Quercus miocrispula* HUZIOKA  
*Ulmus protojaponica* TANAI et ONOE  
*Zelkova ungeri* (ETTINGSHAUSEN) KOVATS  
*Cercidiphyllum crenatum* (UNGER) BROWN  
*Prunus protossiori* TANAI et ONOE  
*Sorbus palaeojaponica* MURAI  
*S. uzenensis* HUZIOKA  
*Acer palaeodiabolicum* ENDO  
*A. subpictum* Saporta  
*A. subukurunduense* N. SUZUKI  
*Rhamnus protocrenata* SUZUKI  
*R. sanzugawaensis* HUZIOKA et UEMURA  
*Tilia protojaponica* ENDO  
*Kalopanax acerifolius* (NATHORST) HU et CHANEY  
*Clethra maximowiczii* NATHORST  
*Rhododendron minasense* HUZIOKA et UEMURA  
*R. sanzugawaense* HUZIOKA et UEMURA  
*Fraxinus sanzugawaensis* HUZIOKA et UEMURA  
*Lonicera protojaponica* TANAI et ONOE  
*Weigela sanzugawaensis* HUZIOKA et UEMURA

(HUZIOKA & UEMURA, 1974)

川階—船川階の粗山火山岩類（井上武，1960）と岩質が酷似していること，および下位の女川階の院内凝灰岩部層との間に1つ層（Formation）をかくほどの時間間隙を示すような大きな不整合がみとめられないことなどから，男鹿半島の船川層にほぼ対比されると考えられる。

#### 4. 15 甌山石英安山岩

こしまやま  
甌山石英安山岩（新命名）

甌山石英安山岩は，女川層を貫ぬいて噴出したものであって，本地域の南西部に分布し，角閃石石英安山岩熔岩からなる。

**模式地** 秋田山形県境の甌山付近。

**岩相** 角閃石石英安山岩熔岩からなる。本熔岩は，淡灰色—灰白色，粗鬆，脆弱であって，石英・斜長石および角閃石の斑晶を点在している。石英は大型（大きさ0.5-3.0m）かつ多量である。斜長石は中性長石に属し，大きさ0.5-2.5mmである。角閃石は帯褐緑色，大きさ0.4-1.5mm，新鮮である。

### 5. 第四系

#### 5. 1 川井山石英安山岩

川井山石英安山岩（命名：大沢・角（1961）によって川井山石英安山岩類と呼ばれた）<sup>30)</sup>

川井山石英安山岩は，三途川層を被覆して，本図幅地域の南東部に分布し，主として石英安山岩火山砕屑岩からなる。

**模式地** 南隣羽前金山図幅地域北東端部雄勝町秋ノ宮川井山付近。本地域内では，雄勝町秋ノ宮大沢上流の左岸の支流でよくみられる。

**厚さ** 150-300m.

**岩相** 主として石英安山岩凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩および火山礫岩からなり，熔岩および凝灰岩を挟んでいる。これら火山砕屑岩は，拳大（ときに牛頭大）の灰色—灰白色，粗鬆，斑状で，石英斑晶を多量に有する新鮮な本質火山岩塊を，本質火山礫を有する凝灰質物質が充填している。一般に角礫と基質との境は明瞭であり，両者はよく膠結されている。川井山石英安山岩は，少なくとも2-3回にわかれて噴出したと考えられ，あとの時期に出た本岩中には，新鮮な紫蘇輝石普通輝石安山岩の火山岩塊を角礫として多数とり込んでいる。熔岩は灰色—灰白色，粗鬆，斑状，石英斑晶が多い。熔岩流よりも，むしろ熔岩円頂丘に近い形体をなす。ごく少量である。東隣の稲庭図幅地域では同質の熔結凝灰岩を挟んでいる。本岩の代表的な火山岩塊を鏡下でみると，次の通りである。

紫蘇輝石普通輝石含有角閃石石英安山岩，火山岩塊，雄勝町秋ノ宮川原東方2.8km，705m高地の南

30) 本岩に対比される兜山石英安山岩がフィッション・トラック年代0.32と0.34m.y（更新世中期）（西村ほか，1976）であることから，本岩から第四系とした。

## 東方0.4kmの尾根

斑晶：斜長石・石英・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹

斜長石は中性長石に属し、大きさ0.3-2.0mm、多量、累帯構造を示す。石英は大きさ0.3-1.5mm、熔蝕された形を示し、割れ目を有し、斜長石と比較して少量である。角閃石は緑色-帯褐緑色、柱状、大きさ0.3-2.0mm、しばしば双晶を示し、新鮮である。輝石は大きさ0.2-1.2mm、新鮮であって、角閃石に較べて少量である。

石基：微晶質一流状組織を示す。

## 5.2 母沢安山岩

母沢安山岩（新命名）

母沢安山岩は、三途川層を被覆して、本図幅地域の南東部に分布し、主として安山岩熔岩からなる<sup>31)</sup>。

**模式地** 秋田県雄勝町御返事南方母沢付近。

**厚さ** 100-200m。

**岩相** 主として安山岩熔岩からなり、同質凝灰角礫岩・火山角礫岩などをもなっている。安山岩熔岩は暗灰色、緻密、堅硬であって、斑状を呈し、短冊状の斜長石および輝石の斑晶を点在していて新鮮である。柱状節理を示す。本岩の代表的熔岩を鏡下でみると、次の通りである。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vc), 雄勝町横堀南方寺沢東方の崖

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹

斜長石は中性長石-曹灰長石に属し、大きさ0.3-2.0mm、累帯構造および虫喰状構造を示し、新鮮である。普通輝石は大きさ0.2-2.0mm、しばしば双晶を示し、新鮮である。紫蘇輝石は大きさ0.2-1.4mm、少量、新鮮である。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈹・ガラス（ごく少量）

毛氈状（-ガラス基流晶質）組織を示す。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vd), 雄勝町横堀南東方母沢付近

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は中性長石-曹灰長石に属し、大きさ0.3-3.5mm、多量、累帯構造を示し、新鮮である。また、部分的に虫喰状構造が認められる。普通輝石は大きさ0.2-1.4mm、ときに双晶を示す。紫蘇輝石は大きさ0.2-1.5mmである。これら輝石は新鮮であるが、ところによりわずかに緑泥石、まれに炭酸塩鈹物に置換されている。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石（少量）・鉄鈹・ガラス（ごく少量）

毛氈状（-ガラス基流晶質）組織を示す。

## 5.3 段丘堆積物

段丘堆積物は雄物川・笹子川・西馬音内川などの主な河川沿い一帯に分布していて、泥・砂および礫

31) 本岩の分布している地区は、露出がよくなり、また風化されているので、どの位火山砕屑岩があるのかははっきりしない。



からなる。本図幅地域北西部の笹子川・<sup>ひのと</sup>丁川などでは2～3段の段丘が発達している。鳥海村男鹿内と清水淵との間の笹子川沿いで、特によくみられる。段丘堆積物の厚さは10m以内で、ときに15m以上に達する。上述の笹子川沿いでよく発達しているのに対して、雄物川沿いでは少なく、同川東方下関と相川間でみられるのみである。新第三系をわかりやすく示すため、地質図から小面積のものを省略した。

## 5. 4 沖 積 層

雄物川・役内川・笹子川・西馬音内川などの阿川流域に沖積層が堆積し、泥・砂および礫からなる。本図幅地域東部には雄物川およびその支流によって形成された広い沖積地がみられる。

## 6. 応 用 地 質

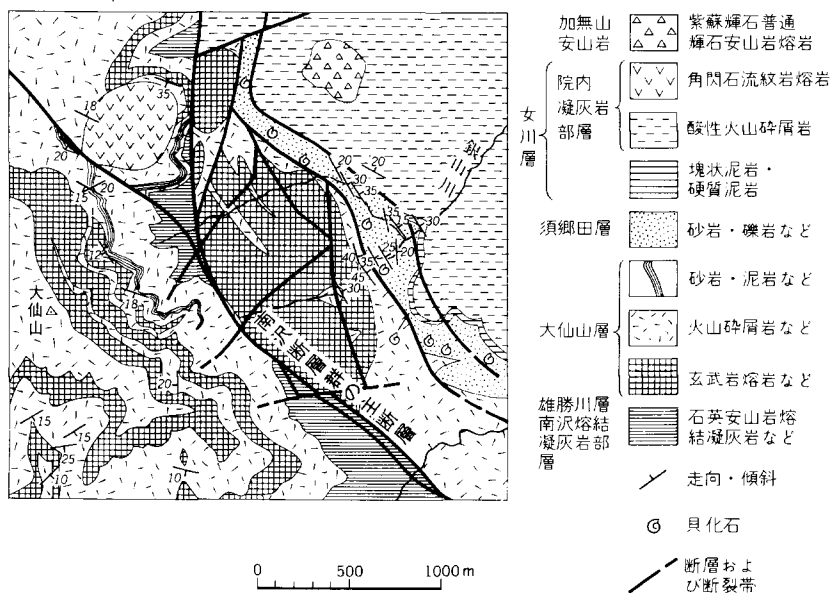
湯沢図幅地域は、東北裏日本緑色凝灰岩地域特有の新第三系が分布しているので、この種の地域に特有の金・銀・銅・鉛・亜鉛を含む鉱脈型鉱床・網状鉱床および小規模な黒鉱々床が胚胎されている。また、湯ノ沢温泉がある。なお、院内凝灰岩部層に属する酸性火山砕層岩は石材として利用されている。院内鉱山は、現在休山中であるが、過去数100年間銀を対象として盛んに稼行された日本で有数の大鉱山であるので、特に詳しく述べる。

### 6. 1 院 内 鉱 山

#### 6. 1. 1 沿革および位置

本鉱山は慶長年間、大谷刑部吉隆の家臣村上宗兵衛が、関ガ原の戦役に敗れ、現在の雄勝町に来て採掘したといわれる。一時は7,000人以上が働いたが、その後盛衰があった。文化14年秋田藩主佐竹侯によって組織的に盛んに採掘された。天保年間には銀の産出量が多く、その量は毎月銀100貫目におよび、約10年間隆盛を極めたと言う。明治6年、鉱山会社が経営し、ついで明治7年小野組が、同8年大蔵および工部の2省相議し、鉱山寮に鉱業を監督させた。明治12年官行鉱山として、ドイツ人技師4名をやとい、坑内整備および製錬設備を設けた。明治14年、明治天皇の行幸を仰ぎ、大切坑口・採鉱所・選鉱所・製錬所などの天覧を賜った。明治19年2月、古河市兵衛に帰し、大いに鉱業に改良を加え、古河鉱業株式会社として、明治28-29年頃が最も盛況を極め28年には産銀4,000貫を生産したが、大正10年休山した。昭和9年、再開し、旧坑を整備し、開発を行なったが、昭和18年、金山整備のため縮少し、昭和29年、中止した。その後、昭和40年から採鉱再開し、また同和鉱業と共同で女川層院内凝灰岩部層におおわれた広域にわたる地区の採鉱を行なった。昭和52年現在、休山中である。

本鉱山は本地域図幅南部十分一沢川支流銀山川上流に位置し、雄勝町院内に属する。奥羽本線院内駅から西方約4.2kmの地点に本鉱山の鉱業所があった。現地まで自動車の運行が可能である。



第8図 院内鉾山付近地質図

### 6. 1. 2 地質<sup>32)</sup>

本鉾山付近の地質は、第8図に示すように下位から雄勝川層南沢熔結凝灰岩部層・大仙山層・須郷田層・女川層主部および同層の院内凝灰岩部層からなる。

雄勝川層南沢熔結凝灰岩部層は、角閃石黒雲母石英安山岩熔結凝灰岩・黒雲母石英安山岩凝灰岩・火山礫凝灰岩などからなり、層厚250m以上である。これら火山碎屑岩は紫褐色・淡緑色・灰白色など、堅硬一やや堅硬である。熔結されているものは、扁平な本質レンズおよび石質破片を含み、熔結凝灰岩特有の特徴を示す。

大仙山層は南沢熔結凝灰岩部を不整合に被覆し、玄武岩熔岩・同質の火山礫凝灰岩・凝灰岩・凝灰角礫岩・安山岩凝灰岩・火山礫凝灰岩および凝灰角礫岩を主とし、酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩および少量の砂岩と泥岩を挟んでいる。層厚は300-450mである。玄武岩熔岩は暗青色一暗灰色、緻密、堅硬で、柱状節理を示す。しばしば自破碎化され、枕状熔岩がみられる。枕状熔岩特有の放射状の節理や、各団塊間に火山ガラス (palagonite) がみられる。また、玄武岩熔岩が水中を流れたときに出来るハイアロクラスタイトがみられる。玄武岩熔岩は1-3枚みられ、南沢断層群の主断層以西では3枚の熔岩流を挟み、各々の厚さは30-60mである。上記主断層以東では、玄武岩火山碎屑岩・安山岩火山碎屑岩および少量の酸性火山碎屑岩の連続性のない薄層を数層挟む熔岩流がみられ、最大の厚さ250m以上に達する(第8図)。南沢断層群の分布する一帯では、著しい鉍化作用を受けていて、原岩の識別が困難なものが多い。玄武岩熔岩の代表的岩石は、橄欖石玄武岩および橄欖石普通輝石玄武岩である。玄武岩火山碎屑岩および安山岩火山碎屑岩は、赤褐色・帯褐緑色・濃緑色・緑色などを呈し、火山礫、ときに火山岩塊を有し、層理が明瞭である。酸性火山碎屑岩は緑色一淡緑色、やや軟弱で、火山礫を有し、軽石質であつ

32) 岡田(1972)によって研究された。

て、明瞭な層理を示す。南沢断層群の主断層以西ではごく薄く挟まれ、また少ない。しかし上記の主断層以東では薄層として数層挟まれていて、比較的多い。砂岩および泥岩は、凝灰質であって薄層（厚さ数10cm-数m）として挟まれているが、一般的にみて連続性に乏しい。しかし、南沢断層群の主断層以西の大仙山層下半部に挟まれているものは、よく追跡され1.0km以上連続している。

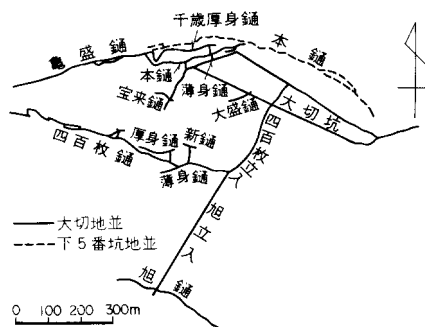
須郷田層は大仙山層を整合（一部不整合）に被覆するが、本鉱山付近の地表では大部分が断層で接する。砂岩および礫岩を主とし、泥岩および酸性凝灰岩を挟んでいる。層厚100-150mである。砂岩は暗灰色-淡褐灰色、細粒-粗粒、やや軟弱、凝灰質である。ときに米粒大-大豆大の円礫を有する。また、斜層理を示すことがある。礫岩は、下位の各層から由来した円礫（径0.02-0.20m、ときにそれ以上）を有し、礫とその充填物との膠結度がよい。礫岩と砂岩が互層をなし、層理明瞭である。

女川層は須郷田層を整合に被覆し、院内凝灰岩部層に属する酸性軽石凝灰岩および火山礫凝灰岩からなり、最下位に塊状泥岩および硬質泥岩を有する。加無山安山岩に属する紫蘇輝石普通輝石安山岩熔岩が院内凝灰岩部層を被覆している。

本鉱山付近の地質構造は、第8図に示すように、大局的にみて背斜構造のほぼ軸部に生じた南沢断層群の主断層によって、大きく2つの地区、すなわち大仙山地区と銀山川地区とに分けられる。大仙山地区では大局的にみて、走向N30-60°W、傾斜0-20°SWの単斜構造をなす。なお南西方および南方に行くに従い、走向N50-90°EまたはW、傾斜10-25°Sの単斜構造に移行する。銀山川地区では、さらに細かく2つの地区に細分される。すなわち、主として大仙山層からなる西部地区では第8図に示したように、多数の断層によって地塊化されている。主として須郷田層および女川層からなる東部地区では、N20-45°W、傾斜15-30°NEの単斜構造を示す。南沢断層群は、院内陥没構造の南側の主な構造帯にあたり、数多の断層の集合からなる（地質構造の項を参照）。

### 6. 1. 3 鉱床

本鉱山の鉱床は含銀鉱脈型鉱床であって、主な鉱脈は、大仙山層に属する著しく変質された橄欖石（普通輝石）玄武岩熔岩（同質火山砕屑岩を挟む）中に胚胎されている。主要な鉱脈について第6表および第9図に示す。次に主として田中慶亮氏（古河鉱業株式会社々内資料、昭和42年10月手記）の資料によって本鉱山の本鍾について述べる。



第9図 院内鉱山の主要鉱脈分布図（田中、1968）

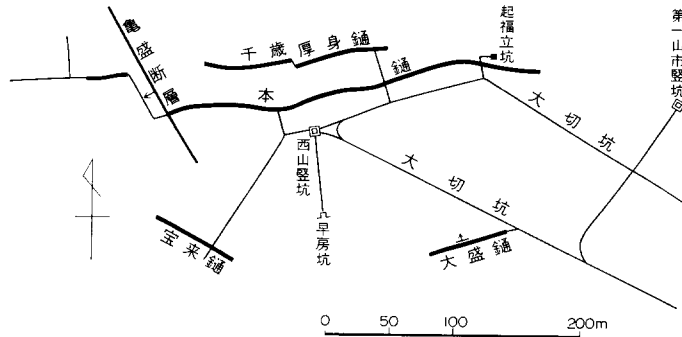
#### (1) 本鍾

本鍾は走行延長900m、傾斜延長（上下長）400mの非常に規模の大きな銀鉱脈である。下三番坑道（大切下、旧疏水坑地並下100m）までは徳川時代に稼行された。明治12年政府の招聘で独人技師が来山したとき、乱掘のため手がつけられず、新しく1/1,000の勾配で大切坑道を開き、下四番坑を開坑し

第6表 院内鉱山の主要鉱脈

主要鉱脈名	鉱脈数	走 向	傾 斜	既開発		平均 脈幅	平均品位 (主要鉱種)		露頭鉱床 露頭から最 下部への垂 直深度	潜頭鉱床 地表より鉱脈 上限および最 下部への深度	鉱床胚胎 域の範囲	
				走向 延長	傾斜 延長		Ag g/t	Ag g/t				
N 系	本 鍾 東 部	1	N65°W	80°S	m 440	m 400	1.50	4.2	470	m 500	E—W 2.5km N—S 2.0km	
	四 百 枚 鍾	1	N70°W	70°~80° N, S	600	150	0.60	5.6	590	240		
	旭 鍾	1	N60°W	70°S~90°	360	90	0.50	1.9	250	100		
	蛇 体 鍾	1	N60°~80°W	90°	120	60	0.15	4.2	410	150		
	不 動 鍾	1	N80°W	80°N	210	60	0.15			50		
950 尺 鍾	1	N70°W	70°N	150	40	0.20	3.1	400	40			
N 系	本 鍾 西 部	1	N75°E	70°N	520	300	1.20	4.1	450	400		上限まで50m 上限まで30m
	中 山 鍾	1	N50°E	60°N	80	?	0.10	3.5	350			
	1020 尺 鍾	1	E—W	80°N	150	100	0.20	3.1	400	130		
	本 鍾 厚 身 鍾	1	E—W	70°S	180	?	0.30	4.2	500			
四百枚厚身鍾	1	N80°E	80°N	70	70	0.20	6.0	550				

(田中, 1968)

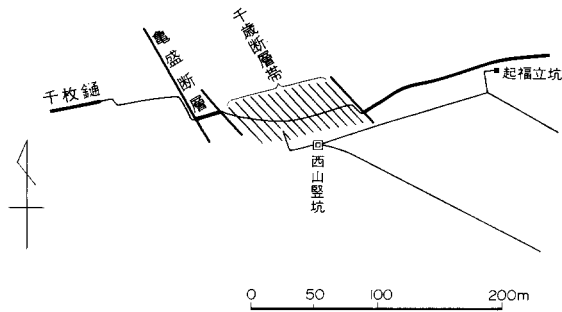


第10図 院内鉱山の大切坑地並における鉱況

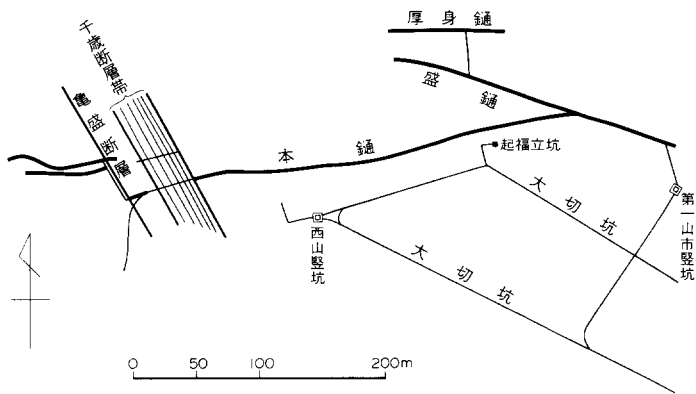
た。明油20年古河鉱業の所有となつてから、下四・下五番坑以下を稼行した。最大生産量は明治27年の粗鉱量50,668t (Ag500g/tとして)、銀精鉱35,079t (Ag650g/tとして)、粗銀17,100kgである。明治29年には四百枚厚身鍾を稼行し、明治34年には本鍾が衰微し、四百枚鍾に移行した。なお、明治36年には下八番坑地並まで開発された。本鉱山の鉱脈の鉱況についてみると、多数の断層が存在することおよび、金銀鉱脈の一般的傾向である脈幅および品位の変化が著しいことから、多数の探鉱抗道が掘られている。

福地および平林(1907)によれば、露頭付近では閃亜鉛鉱・方鉛鉱および黄銅鉱を少量含むが、下部に行くに従い、その量を減少して、ほとんど銀鉱石のみからなる。主な銀鉱石は輝銀鉱・濃紅銀鉱・脆銀鉱、ときに自然銀などであつて、脈石は石英・薔薇輝石・菱満俺鉱などである。

次に本鍾の各レベルについての鉱況について詳述する。



第11図 院内鉱山の下一番坑における鉱況



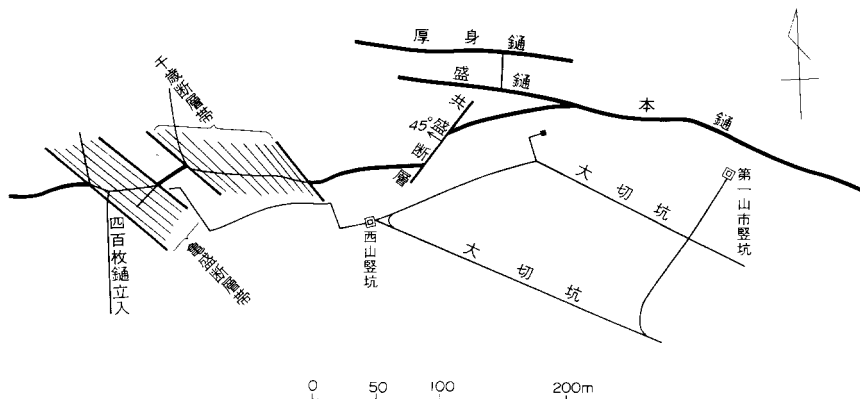
第12図 院内鉱山の下一番坑における鉱況

a. 大切地並以上 (第10図)

本鍾の支脈として無尺・万才・盛徳などの鍾のほか、岡六三十尺鍾・二百尺鍾・百三十尺鍾・二百四十尺鍾あるいは早房鍾などがある。不動鍾（西で中山鍾と一緒に）および大盛鍾（四百枚新鍾と同一？）も本鍾の支脈である。西山堅坑以西の本鍾は鉱化帯から遠ざかるように考えられる。大切坑道の本鍾は、起福立坑東方40mの旧疏水坑に現われ（千歳断層西側）、鍾幅2.1-2.5mで、長さ約300mで亀盛断層にあたり、鍾は大きく北にずれ、鍾先の延長はわずかに50mたらずで見失われた。本鍾の北30mに厚身鍾（千歳厚身鍾とも呼ぶ）がある。鍾幅は0.9m内外で品位良好であった。その西端は細脈に分裂する。なお、西山堅坑南西120mに不動鍾と平行して鉛を有する宝来鍾がある。

b. 下一番坑 (第11図)

下一番坑は起福一番坑と呼ばれ、大切坑の下位約36mに位置する。本鍾の東端は大切地並と同一地点で始まる。本鍾は西進して西山堅坑東40m付近で千歳断層帯に入り、鍾先は西山堅坑西方約70m付近で、1時みとめられるが、亀盛断層のため切られ、再び鍾先を失う。その西方60mで鍾先をあらわす。これは千枚鍾と称され、鍾幅0.9-1.2m、長さ600m、良好である。火山碎屑岩中に入り細脈に分裂する。下一番坑地並における厚身鍾は、鍾幅0.3mと薄くなるが、良好であった。その西方では、細脈に分裂して



第13図 院内鉱山の下三番坑における鉱況

いる。

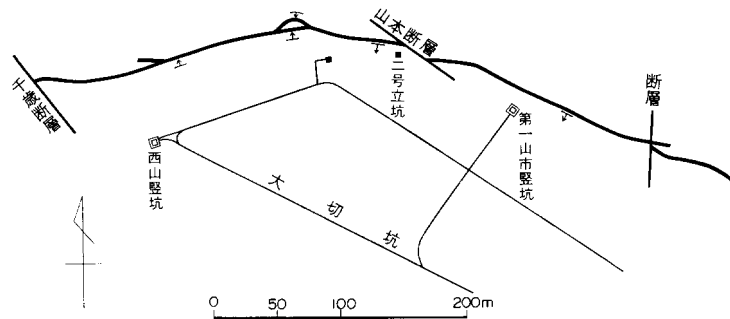
c. 下二番坑（第12図）

下一番坑の下位約15mに位置する。本鑛の東端は第一山市堅坑付近である。それ以東はおそらく火山砕屑岩中に入り細脈化したと考えられる。本鑛は西にのび2本に分れる。北側のものを盛鑛と称し、往時（徳川時代）盛大に稼行したと考えられる。南側の本鑛は、鑛幅1.0mで西方にのびている。その西側で千歳断層帯（幅約110m）に入る。さらに西で、再び鑛先がみられるが、今度は亀盛断層（幅24m）に入る。同断層の西側で鑛先があらわれ、約100mつづいて、その先で尖滅していると考えられる。下二番坑における厚身鑛は、最大鑛幅1.2-1.5mであり、西引立ではわずかに0.06-0.10mと薄くなる。しかし、極めて富鉱部であったと考えられる。福地信世氏の野帳（明治36年9月）によれば、第12図のように亀盛断層をはさんでつづいている本鑛がみられ、断層生成後も鉱化作用があったことを示している（田中慶亮氏手記）。

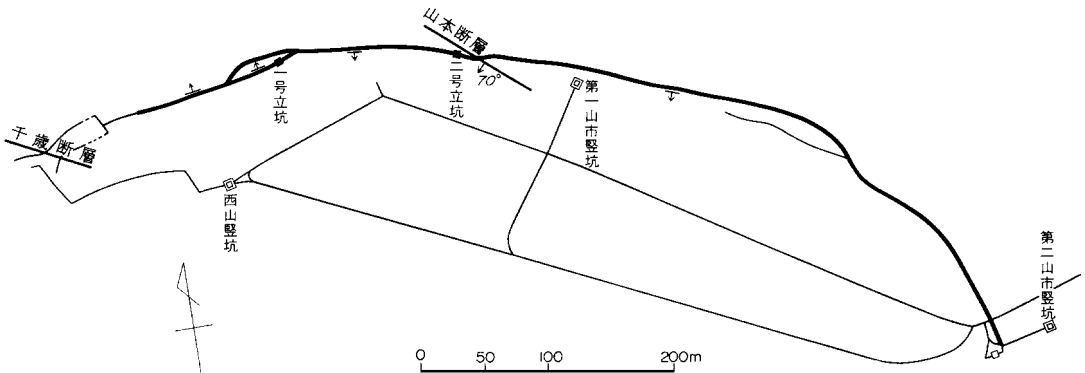
d. 下三番坑（第13図）

下二番坑の下位約55mに位置する。本鑛の東側は、第一山市堅坑の東約150m付通までつづいていて、その引立では不規則な細脈に分裂し、ついに粘土脈となる。その東側の坑道では火山砕屑岩となる。第一山市堅坑の西方で、鑛幅0.3mの盛鑛を分岐している。この付近から本題の走向および傾斜が東側と全く逆となる。鑛長約90mで共盛断層に切られ、鑛は少し南にずれる。共盛断層以西では本鑛は貧弱劣質となり、西山堅坑北西方42mで千歳断層によって切られる。千歳断層帯は約80mでおわり、本鑛は厚身北立入付近でみられるが、また西方で亀盛断層帯に入ってしまう。三ノ亀盛立坑付近で亀盛断層帯を通過し、また鑛先をあらわす。しかし、火山砕屑岩中に入り劣化するものと考えられる。

下三番坑の東に走向NS、傾斜Wの小断層があり、鑛はやや南にずれる。ここからわずか西方では鑛幅90mと非常に厚くなり、かつその北側支脈に延長6.0mの間、厚さ0.6mの無比の上鉱を産した。大きさ0.16mの濃紅銀鉱はここから産したと考えられる。下三番坑地並の厚身鑛は最大鑛幅0.3mと薄い、極めて富鉱部であった。本鑛から四百枚鑛下部に対する探鉱立入は、下三番坑から行なわれた。



第14図 院内鉱山の下四番坑における鉱況



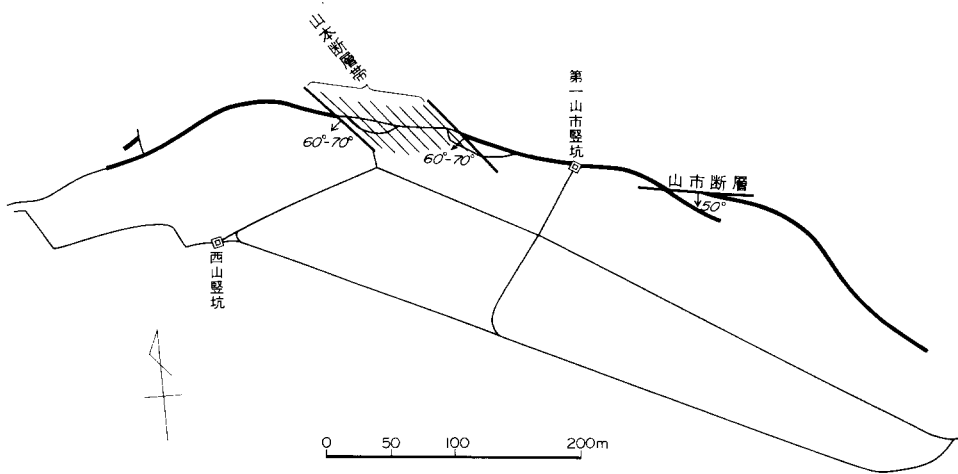
第15図 院内鉱山の下五番坑における鉱況

e. 下四番坑（第14図）

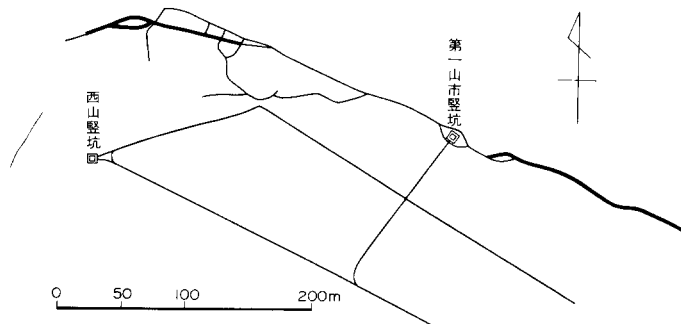
下三番坑の下位約30mに位置する。本鍾は第一山市鑿坑の東方に伸びている。下三番坑でみられた南北断層に近づくとき、鍾幅4.5m内外と厚くなり、富鉱部をなす。断層に接した部分は、母岩の割目非常に多く、その割目をみだし、不規則な細脈にわかれて網状となる。その西側約60mは、鍾幅6.0-8.0mと非常に厚い。上記の南北断層以東では引立てで鍾幅0.6mを示す。本鍾は二号立坑の東方で、山本断層によって北にずれ、西進して起福立坑の北において一時2脈にわかれる。分岐点から西は、走向・傾斜とも東側の鍾と全く逆となる。二号立坑東部は鍾幅厚く、鉱質良好である。本鍾は西進して千歳断層に切られるまで続いている。千歳断層以西は未探鉱である。

f. 下五番坑（第15図）

下四番坑の下位約30mに位置する。本鍾の走向傾斜は、上記の下三番坑および下四番坑にみられたとおりで変わらないが、東方には延びていて、ここから良鉱を産した。その東引立は細脈でおわる。二号立坑東部は、鍾幅厚く、鉱質良好であるその西では薄脈で、わずかに線條をあらわす程度である。本鍾は一般に走向傾斜のかわる付近では上記のように劣化する。その西方一号立坑付近では、再び鍾幅約3.0



第16図 院内鉱山の下六番坑における鉱況



第17図 院内鉱山の下七番坑の鉱況

mとなる。一号立坑の上部下四番坑との間では、鍾幅9.0m以上に達するところがある。さらに西進すると、西引立て0.1-0.3mの細脈に分裂する。これは千歳断層帯に入ったことおよび、火山砕屑岩中に入ったことによると考えられる。下五番坑より第二山市堅坑（花畑堅坑とも呼ぶ）に通ずる通気堅坑がある。

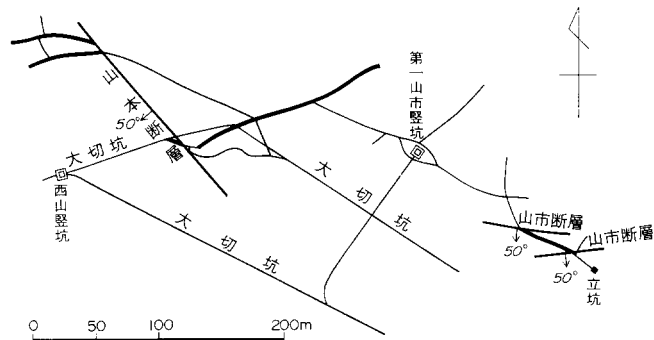
g. 下六番坑（第16図）

下五番坑の下位約30mに位置する。本鍾の東部では走向約N80°Wで、Sに傾斜し、鍾幅は概して厚く、脈石を挟むが6.0mに達するところがある。第一山市堅坑の東方80mにおいて、本鍾は2本に分れ、その北側厚身鍾に平行している山市断層以東では鍾幅1.2m内外と薄くなる。第一山市堅坑西方の本鍾は、山本断層帯に入るため、約75mの間、鍾先が失れるがその西側では再びつづいている。しかし、西山堅坑の北西方約90m位から火山砕屑岩中に入ると考えられるので、尖滅するものと考えられる。

h. 下七番坑（第17図）

下六番坑の下位約40mに位置する。本鍾は第一山市堅坑より東方に240-250mつづいているが、その東





第18図 院内鉱山の下八番坑の鉱況

方については不明である。本鍾は第一山市堅坑東方約45m付近から、その西方の比較的広範囲にわたり、EW約230-240mの間、山市断層・山本断層などの、断層帯中であるので鍾先がみられず、無脈帯である。起福立坑の北西30mの個所にいたって初めて鍾先がみとめられるが、西山堅坑の北方付近より火山碎屑岩中に入るため、尖滅もしくは劣化したと考えられる。上記の東方の延長部については、鉱況が必ずしも不良でなかったのが、火災による第二山市堅坑を失い、通気不良が直接の原因で開発されなかった。

i. 下八番坑 (第18図)

下七番坑の下位約39mに位置する。本鍾は第一山市堅坑より約180m付近より東は探鉱されなかった。山市断層によって南にずれた本鍾がどの付近にあらわれるか、山市断層の幅が不明であるのはっきりしない。第一山市堅坑の西方約90mの地点で、NE-SW性の鍾があり、本鍾の跳返りであると考えている。着脈点から更に約180m西進した西山堅坑北東約105mの地点で、山本断層帯をぬけ、本鍾がみとめられる。ここから約60mの間2本の鍾がつづくが、その両引立で火山碎屑岩中に入り、尖滅したかもしくは劣化していると考えられる。

j. 下九番坑

第一山市堅坑における下九番坑は、下八番坑の下位約36mに位置するが、上記の堅坑西方130mで掘られた下八番坑からの掘下立坑（第三山市堅坑）における下九番坑は、下八番坑の下約52mに位置している。これら下九番坑は鍾押坑道である。鍾幅は0.45m内外という。下八番坑道下の約80mの地点で傾斜20°内外の層理を示す火山碎屑岩となる、この火山碎屑岩は、本鉱山の本鍾の母岩である著しく変質した橄欖石（普通輝石）玄武岩熔岩の下位にくるものであって、この辺が本鉱山の銀鉱脈の下限であると考えられる。

(2) そのほか

そのほか、主なものとして四百枚鍾・四百枚厚身鍾・旭鍾などがある。四百枚鍾および四百枚厚身鍾は、本鍾の採掘が進み、衰微するようになると、探鉱され、両鍾が院内鉱山の主要な鉱脈となった。輝

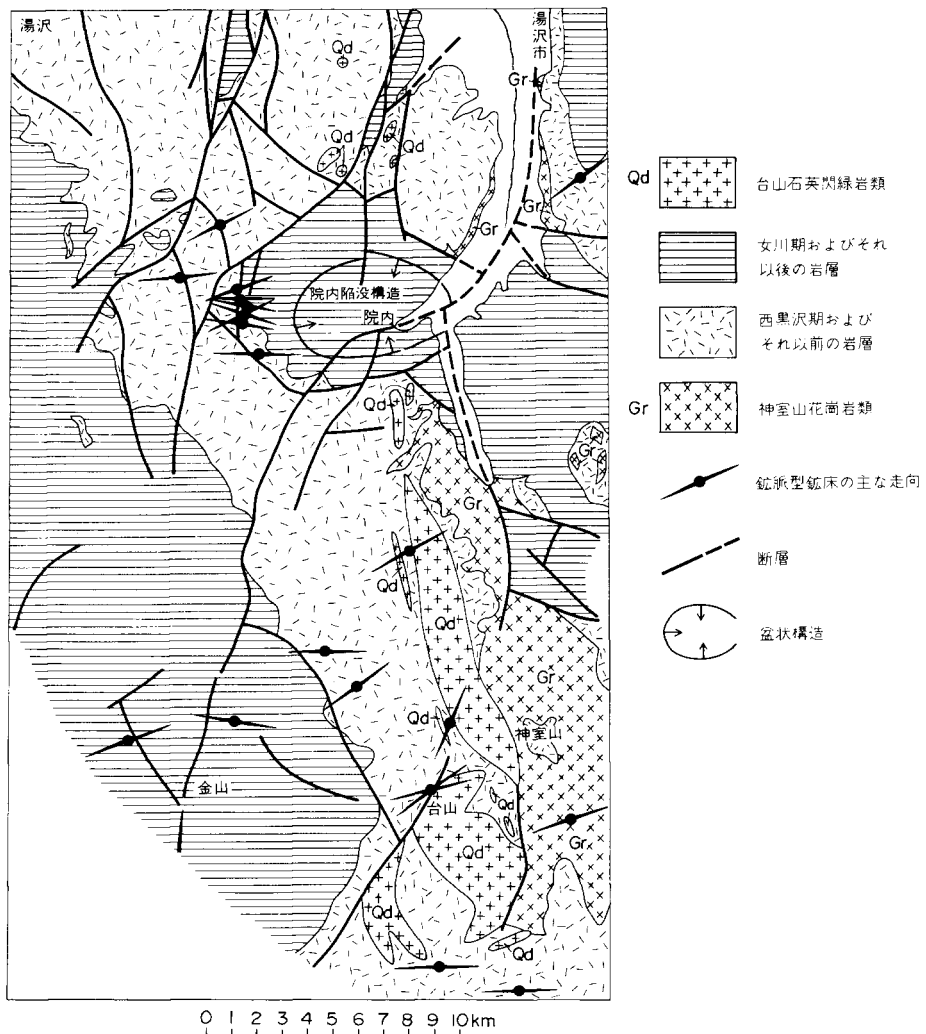
銀鉱・濃紅銀鉱・脆銀鉱などの銀鉱石のほか、黄銅鉱および閃亜鉛鉱に富み、方鉛鉱も有する。走向N60°E・傾斜80°SEおよび走向N30°E・傾斜70°NWを示す断層がみられるが、規模が小さく、本鍾で述べたように大きくずらされていない。

旭鍾は、四百枚鍾の南方約470mの地点に位置し、良質でよく稼行された。

以上のほかに、大沢銅山として知られる鉱床が十分一沢川上流にあるが、詳しいことは不明である。また、院内鉱の南々西方で南沢川左岸支流に南沢鉱山があり、山下（1897）によれば、銀鉱脈走向はほぼEW、Sに急傾斜すると言う。

#### 6. 1. 4 鉱床の胚胎時期および場所

著者の1人（大沢，1968）が述べたように、東北地方緑色凝灰岩地域の北部から中部にかけての広域



第19図 秋田山形県境地域の鉱脈型鉱床分布図

についてみると、鉍脈型鉍床<sup>33)</sup>は、西男鹿階から船川階までの岩層中に胚胎され、胚胎層準は一定でない。また特に胚胎層準別による鉍床のタイプの差は認められない。しかしながら、鉍脈型鉍床の Champion vein の走向方向は、N40-90° Eのものが大部分で一定性を示すこと、およびこの方向はいわゆる“油田褶曲方向”(N-S方向)および“NW-SE方向”に直角もしくはそれに近い方向であることは注目すべきことである。もう少し範囲をせばめ、本地域を含む秋田山形県境地域についてみると、Champion vein の平均走向はN80° Eであって、新第三系の基盤をなす神室山花崗岩類の伸びる方向および、いわゆる“第三紀花崗岩”である台山石英閃緑岩類の伸びる方向にほぼ直角である(第19図)。台山石英閃緑岩類は、仁別第三紀花崗岩(金, 1969)とともに、現在までに知られている岩体の規模で東北地方で一番大きく、両者ともその周囲に接触変成帯を作っている。著者の1人(大沢, 1968)が述べたように、第三紀花崗岩の大規模な広域にわたる火山-深成作用(Volcano-plutonism)<sup>34)</sup>は、西黒沢期末期-女川

#### 期

一船川期であって、女川期を最盛期として進入したものであろう。本地域付近に分布する台山石英閃緑岩類の進入時期は、女川層の堆積時と考えられ、院内陥没構造の周囲で今回多数の第三紀花崗岩が発見された<sup>35)</sup>。第19図でわかるように、台山石英閃緑岩類の黒森岩体や小沢岩体の長軸の方向は、N0-20° Eを示し、院内陥没構造の方に伸びている。院内凝灰岩部層に属する流紋岩熔岩と同質の火砕流の多量(侵食される前の層厚は600-800m、ところにより1,000mに達すると推定される)の噴出と台山石英閃緑岩類の進入、および院内陥没構造の形成がほとんど同じ時期にあったと考えられる。この陥没のさいに形成された南沢断層群に属する断層および断裂帯に沿って鉍化作用が行なわれ、院内鉍山の含鉍鉍脈型鉍床を生成したと考えられる(第8図)。6.1.3鉍床の項で詳述したように、ある場所では南沢断層群に切れ、またある場所ではこの断層群に属する亀断層をはさんで本鍾つづいていること、および劣化しているけれども院内鉍山の坑内で院内凝灰岩部層中にも細脈が胚胎されている。これらのことから、院内陥没構造の形成時期に鉍脈型鉍床が生成されたことが明らかである。また、院内陥没構造の周縁部に位置している。院内鉍山の坑内のデータによると、熔岩と火山砕屑岩との間に鉍化作用の選たくがみられ、熔岩中でみられ、火山砕屑岩中では鉍脈が劣化している。このことは熔岩の方が割目や断裂帯を形成しやすかったことによると考えられる。

## 6. 2 松岡鉍山

### 6. 2. 1 沿革および位置

本鉍山は慶長年間に発見されたといわれ、文化・文政年間、佐藤信淵の指導によって稼行された。そのご盛衰があった。三浦(1892)によれば、往昔盛況を呈していたようで、付近の平地に高品位の銀を含む廃鉍が多量に堆積していた。これを製錬し、毎月銀量15-35貫目で、明治24年6月までで総量1,400-1,500貫目に達したという。明治39年、藤田組の所有となり、そのご稼行されたが、大正12年休山した。昭和10年、採鉍探鉍を行ない、昭和18年より、試錐探鉍を併用して開発し、金鉍のほか鉛・亜鉛鉍も

33) 金・銀・銅・鉛・亜鉛を主とする。鉍脈型鉍床に限定する以下同じである。

34) 折本(1965)・生田・折本(1966)・大沢(1968)などによって詳しく述べられている。

35) 転石としてみられたものおよび、はっきりしないもの(著しい変質のため変質輝石安山岩(湯ノ沢川層・飯沢層などの)なのか、半深成岩なのか不明のもの)は地質図から省略した。

産出した。昭和53年現在、休山中である。

本鉱山は湯沢図幅地域北東部湯沢駅西方約5kmの地点に位置し、交通の便がよい。

### 6. 2. 2 地質

本鉱山付近の地質は、女川層の院内凝灰岩部層に属する酸性岩軽石凝灰岩・火山礫凝灰岩および流紋岩熔岩からなる。これら酸性火山碎屑岩は灰白色—軟弱、軽石質である。流紋岩熔岩は熔岩円頂丘をなし、周縁部は自破碎化し、白山などを構成している。本部層は30°以下の緩傾斜を示している。

### 6. 2. 3 鉱床

本鉱山の鉱床<sup>36)</sup>は、流紋岩熔岩と酸性火山碎屑岩との境界付近の網状鉱床で、母岩の細微なる割目裂罅をみだし、または母岩に鉱染して鉱棲をなす。方鉛鉱・閃亜鉛鉱および黄鉄鉱を主要鉱物とし、多分の銀を含有している。下部は鉱脈となる。脈数9条、走向E-W、傾斜70-80°Sおよび走向N-S、傾斜70°W、幅0.2-0.3mである。平均品位Au7g/t・Ag150g/tで少量のCuを有する。このほかに、流紋岩熔岩に近い酸性火山碎屑岩中に閃亜鉛鉱・方鉛鉱・重晶石および石英からなる小塊状をなすものがある。その主成分鉱物は黒鉱の成分に一致し、かつ産状も類似しているが、標式的黒鉱のように硫化鉱物が密雑せず、多少分体している。

## 6. 3 そのほかの金属鉱床

### 6. 3. 1 日長鉱山

本鉱山は姥井戸山鉱山とも呼ばれ湯沢図幅地域中部の由利郡と雄勝郡との郡境をなす姥井戸山付近に位置し、交通の便がすこぶる悪い。昭和52年現在、休山中である。

本鉱山付近の地質は、雄勝川層の南沢熔結凝灰岩部層の角閃石黒雲母石英安山岩熔結凝灰岩などおよび、上記の地層を被覆する大仙山層の酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩・橄欖石玄武岩熔岩などからなる。両層とも10-25°の緩傾斜を示し、大局的にみるとほぼ水平である。

本鉱山の鉱床は山下(1897)によれば、数條の細鍾があり、最も厚い鉱脈は幅0.30-0.45mで、N70°Eの走向を示し、SEに急傾斜し、少量のAuおよびAgを含有していると言う。

### 6. 3. 2 弥生鉱山

本鉱山は湯沢図幅地域中部の鳥海村上笹子西久米東方約0.6km付近に位置し、松ノ木峠が開通したので、交通の便がよくなった。昭和52年現在、休山中である。本鉱山付近の地質は、主として変質輝石安山岩熔岩と同質火山碎屑岩からなる皿川層および、同層を貫ぬく石英安山岩熔岩からなる。肥田ほか(1956)によれば、鉱脈2条で走向E-W、傾斜50-80°S、幅0.1-1.0mで鉱石は黄銅鉱であると言う。

36) 現在休山中であるので詳細不明であるので、木下(1944)および肥田ほか(1956)によった。

## 6. 4 温 泉

湯沢図幅地域南東部の雄勝町院内湯ノ沢川中流に湯ノ沢温泉がある。湯ノ沢温泉付近の地質は湯ノ沢川層に属する変質輝石安山岩凝灰角礫岩・火山角礫岩および火山礫凝灰岩を主とし、同質の熔岩などを挟んでいる。地質図に表現しなかったが、雄勝川層堆積時以前と考えられるNS方向・NW-SE方向・NNE - SSW方向の断層や割目が多数みられ、こまかく地塊化されている。同温泉付近の湯ノ沢川層の傾斜は20-40°である。同温泉に関係したと考えられるNNE-SSW性の方向を示す湯ノ沢川断層群が同温泉西方でみられている。この断層群は、地質構造の項で詳しく述べたように三途川層（船川階）堆積時以後の新しい時期に出来たものである。湯ノ沢温泉は単純温泉であって、秋田県衛生研究所によればpHは8.2、泉温は41℃である。

## 6. 5 石 材

湯沢図幅地域南東部の雄勝町院内付近くに分布する女川層院内凝灰岩部層の酸性岩軽石凝灰岩および火山礫凝灰岩は、古くから、院内石もしくは扇田石と呼ばれ石材として採石されている。院内石は、院内付近約30km<sup>2</sup>の範囲に分布しているが、実際に採石されているのは、交通便利な奥羽本線院内駅近くの数ヶ所であって、昭和52年現在1ヶ所以外は休業中であつた。院内石は、灰白色-白色、軟弱、軽石質である。石英・斜長石を有し、大きさ0.5-2.0cm、ときに10cm以上に達する軽石を有する。風化作用および熱に強く、大谷石の代用品として、土木工事・下水用溝渠などに使用されている。

## 文 献

- 秋葉 力・八島隆一・渡辺 順・吉谷昭彦・矢島淳吉（1966） 脊稜地域の初期グリーン・タフ活動。東北日本のグリーンタフ変動，地団研専報，no. 12，p. 25-34.
- 浅野 清・高柳洋吉（1966） 化石有孔虫からみた日本海域の古地理。日本海地域の地学的諸問題，p. 29-35.
- 千谷好之助（1930） 秋田北部油田の地質に就きて，地質学雑誌，vol. 37，付録特別号，p. 732-739.
- 藤田至則（1973） 日本列島の成立グリーンタフ造山。築地書館，257 p.
- 福地信也・平林 武（1907） 院内鉱山概記。地質学雑誌，vol. 14，p. 365-376.
- 半沢正四郎（1954） 東北地方（日本地方地質誌）。朝倉書店，p. 192-197.
- 畠山 昭（1954） 秋田県本荘盆地東部の新第三系。地質学雑誌，vol. 60，p. 171-184.
- 肥田 昇・梅本 悟・服部富雄・岡野武雄・関根良弘（1956） 銅・鉛・亜鉛鉱山別表，日本鉱産誌BI - b，地質調査所，p. 1-395.

- 樋口 雄・荒木直也・高橋 清・藤岡展价 (1972) 西黒沢層の岩相・化石相分布と石油地質学考察. 石油技術協会誌, vol. 37, p. 185-193.
- 藤岡一男 (1959) 5万分の1地質図幅「戸賀および船川」および同説明書, 地質調査所. 61 p.
- (1963) グリーン・タフ地域の地質. 鉱山地質, vol. 13, p. 358-375.
- (1967) 秋田油田における地質学的探鉱の史的展望. 佐々保雄教授還暦記念論文集, p. 565-581.
- (1968) 秋田油田における出羽変動. 石油技術協会誌, vol. 33, p. 5-19.
- (1972) 日本海の生成期について. 石油技術協会誌, vol. 37, p. 233-244.
- ・高安泰助・的場保望 (1973) 秋田油田西黒沢階についての2・3の新知見. 石油技術協会誌, vol. 38, p. 244
- 大沢 穠・池辺 穰 (1976) 地域地質研究報告 (5万分の1図幅)「羽後和田地域の地質. 地質調査所, 65 p.
- ・大沢 穠・高安泰助・池辺 穰 (1977) 地域地質研究報告 (5万分の1図幅)「秋田」地域の地質. 地質調査所, 75 p.
- HUZIOKA, K. and K. UEMURA (1974) The Late Miocene Sanzugawa Flora of Akita Prefecture, Northeast Honshu, Japan, *Bull. Natn. Sci. Mus. Tokyo*, vol. 17, p. 325-366.
- 池辺 穰 (1962) 秋田油田地域における含油第三系の構造発達と石油の集積について. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 26, p. 1-59.
- 井上 武 (1960) 秋田油田地域における含油第三系およびその基盤グリーン・タフの火成層序学的研究. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 23, p. 1-79.
- ・阿部正名・武田博司・藤岡一男・高安泰助 (1966) 出羽丘陵第三系・先第三系の地質構造解析 (本荘-仙台構造線の構造地質学的意義の検討) 姥井戸西方地域と及位周辺地域の地質と構造について (概報). UMP, A-ZONE 地質構造部門連絡紙, no. 6, p. 52-60.
- 加納 博 (1966) UMP, A-Zone (1965) における2, 3の intrusive granite の構造と形態 (概報). UMP, A-ZONE地質構造部門連絡紙, no. 5, p. 1-16.
- 片山 勝 (1941) 本荘・横手間の第三紀層. 石油技術協会誌, vol. 9, p. 93-105.
- 加藤磐雄 (1949・1951・1952) 東北地方油田第三系下部層の堆積学的考察 (I). (II). (III). 岩石鉱物硯床学会誌, vol. 33, p. 152-159, vol. 35, p. 91-106・p. 151-174, vol. 36, p. 18-31.
- KATO, I. (1955) Petrogenetic considerations of the Green Tuffs found in the Lower Part of the Neogene developed in the Yokote Basin in Akita Prefecture and the Shinjo Basin in Yamagata Prefecture, *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. III*, vol. 5, p. 1-94.
- 加藤磐雄・島田显郎 (1953) 栗駒火山西麓緑色凝灰岩相地域の地質及び特に三途川・鬼首盆地の湖成堆積層について. 岩石鉱物硯床学会誌, vol. 37, p. 178-190.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-A dating (IV) ——東北日本の花崗岩類. 岩石鉱物硯床学会誌, vol. 56, p. 41-55.

- 金 容義 (1969) 秋田県太平山西方仁別地域の第三紀花崗岩. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 62, p. 339-347.
- 木下亀城 (1944) 本邦の金属鉱床第3巻黒鉱々床, 学術振興会編, p. 1-302.
- 北村 信 (1959) 東北地方における第三紀造山運動について——(奥羽脊梁山脈を中心として)——. 東北大学理学部地質学古生物学教室邦文報告, no. 49, p. 1-98.
- (1963) グリーン・タフ地域における第三紀構造運動. 化石, no. 5, p. 123-137.
- 久野 久 (1954) 火山および火山岩. 岩波書店, 東京, 255 p.
- 沓沢 新 (1963) 中新世における“田代不整合”の意義(その1)——出羽丘陵・横手盆地西縁部の地質——. 地質学雑誌, vol. 69, p. 421-436.
- 三田 勲 (1978) 秋田県南部院内地域の地質——特に及位層細分について——. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室卒業論文 (MS).
- 武藤 章 (1965) 秋田県東南部地域の第三系第三系の層序. 地質学雑誌, vol. 71, p. 389-400.
- 西村 進・谷口政碩・角 清愛 (1976) 小安温泉付近の火山岩類のフィッション・トラック年代——日本の地熱活動に関連する火成岩のフィッション・トラック年代(1). 地質調査所月報, vol. 27, p. 713-720.
- 大口健志 (1974) 秋田県南部・雄勝町秋の宮の地質——*Amphistegina* および貝化石層準の発見——. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告. no. 42, p. 1-11.
- ・矢内桂三・玉生志郎・植田良夫 (1976) 男鹿半島・入道崎火成岩類——その岩相と絶対年代. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, p. 172.
- ・大沢 穠・高安泰助・馬場 敬・佐野尚文・三田 勲 (1978) 湯沢市南西方・秋田山形県境域の下部第三系. 日本地質学会東北支部昭和53年度総会講演要旨.
- 大橋良一 (1930) 男鹿半島の地質. 地質学雑誌, vol. 37, 付録特別号, p. 740-754.
- 生田慶司・大沼晃助 (1960) 東北地方を中心とした“グリーン・タフ時代”の火成活動. 地球科学, no. 50-51, p. 36-55.
- 岡田 博 (1972) 秋田県南における新第三系の岩相について. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 67, p. 92.
- 折本左千夫 (1964) 山形県日正鉱山付近の地質. とくに第三紀花崗岩類について. 鉱山地質, vol. 14, p. 248-260.
- (1965) 東北地方“第三紀花崗岩”岩体の2・3の特徴について. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 53, no. 2, p. 55-66.
- 大塚弥之助 (1936) 秋田県由利郡の高瀬川凝灰岩層. 地質学雑誌, vol. 43, p. 697-706.
- 大沢 穠 (1962) 5万分の1地質図幅「弘前」および同説明書. 地質調査所, 52p.
- (1963) 東北地方中部における新第三紀造山運動, 火成活動および鉱化作用(第1報 新第三紀の火成活動について). 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 50, p. 167-184.
- (1966) 東北地方グリーン・タフ地域における新第三紀火成活動および構造発達史からみた黒鉱々床および鉱脈型鉱床の位置. 日本鉱山地質学会第16回総会討論会資料1, p.

- 66-73.
- (1968) グリーン・タフ (緑色凝灰岩). 地下の科学シリーズ14, ラテイス, 東京, 231 p.
- (1974) 昭和48年度全国地熱基礎調査報告, no. 2 栗駒北部3. 地質調査. 地質調査所, p. 55-63.
- ・舟山裕士・北村 信 (1971) 地域地質研究報告 (5万分の1図幅)「川尻」地域の地質. 地質調査所, 40 p.
- ・角 清愛 (1961) 5万分の1 (地質図幅「羽前金山」および同説明書. 地質調査所, 66 p.
- ・松田武雄・杉山友紀 (1962) 20万分の1地質図「新庄」. 地質調査所.
- ・高安泰助・池辺 穰・藤岡一男 (1977) 地域地質研究報告 (5万分の1図幅)「本荘」地域の地質. 地質調査所, 55 p.
- ・須田芳朗 (1978) 20万分の1地質図「弘前および深浦」. 地質調査所.
- 齊藤正次・大沢 穰 (1956) 5万分の1地質図幅「阿仁合」および同説明書. 地質調査所, 39 p.
- 角 清愛・藤井敬三・上村不二雄・大沢 穰・盛谷智之・平山次郎 (1966) 広域的地質調査の結果からみた大館地域の黒鉱層準の性格. 日本鉱山地質学会第16回総会討論会資料2. p. 83-106.
- 鈴木 満 (1978) 秋田県西馬音内南西部の地質. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室卒業論文 (MS.)
- 田口一雄 (1959) 秋田・山形県境付近出羽丘陵の地質 (出羽地向斜の研究 - I). 地質学雑誌, vol. 65, p. 12-20.
- (1960) 出羽丘陵新第三系下部層について (出羽地向斜の研究 - II). 地質学雑誌, vol. 66, p. 102-112.
- TAGUCHI, K. (1962) Basin architecture and its relation to the petroleum source rocks development in the region bordering Akita and Yamagata Prefectures and adjoining areas, with the special reference to the depositional environment of petroleum source rocks in Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser III, vol. 7, p. 293-342.
- 田口一雄 (1973a) 東北新第三系下部層の火山層序と放射年代. 地質学論集, no. 8, p. 183-193.
- (1973b) 裏日本新第三系下部層にまつわる問題——とくに基盤構造地質と積成区の形成に言及して—— (出羽地向斜の研究 - V). 山形県の地質と資源, p. 17-28.
- (1974) 5万分の1地質図幅「新庄」, 同説明書. 山形県, 22 p.
- ・谷田勝俊 (1959) 所謂“及位層”中より溶結凝灰岩の発見とその重要性. 地質学雑誌, vol. 65, p. 571-573.
- 高安泰助 (1964) 貝類化石群による秋田油田地域の第三系層序. 化石, no. 18, p. 18-25.
- 外山四郎 (1925) 秋田県男鹿半島に発達せる第三紀層. 北光, no. 20.
- 玉生志郎 (1976) フィッション・トラック法からみた門前層群の年代. 日本地質学会第83年学術



大会講演要旨, p. 173.

田中慶亮 (1968) 46. 院内鉦山. 日本の鉦床総覧 (下巻), 日本鉦業協会, 東京, p. 273-278.

山下伝吉 (1897) 20万分の1地質図幅「本荘」, 同説明書. 地質調査所, 142 p.

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

**Akita (6) No. 48**



## GEOLOGY

OF THE

## YUZAWA DISTRICT

By

Atsushi ŌZAWA, Takeshi OHGUCHI and Taisuke TAKAYASU

(Written in 1978)

---

Abstract

### Pre-Neogene

The Pre-Neogene rocks which are exposed in the eastern part of the area are a part of the Kamuroyama Granites. The Kamuroyama Granites in the area are composed mainly of hornblende-biotite granodiorite and gneissose granodiorite.

### Neogene

The Neogene rocks, 1,500 to 2,500m in total thickness are divided stratigraphically into nine formations, that is, Yunosawagawa, Okachigawa, Sarakawa, Iizawa, Daisenyama, Hatamura, Sugota, Onnagawa and Sanzugawa Formations. The Yunosawagawa, Okachigawa, Sarakawa, Iizawa, Daisenyama and Hatamura Formations are composed mainly of volcanic rocks. On the other hand, the Sugota, Onnagawa and Sanzugawa Formations consist mainly of sedimentary rocks.

#### **Yunosawagawa Formation**

The Yunosawagawa Formation, the lowermost part of the Neogene, is distributed in the

Table 1

Geological Age		Stratigraphy			
Quaternary	Recent	Alluvial deposits			
	Pleistocene	Terrace deposits		Bosawa Andesite	
		Kawayama Dacite			
Neogene	Miocene	Koshikiyama Dacite		Sanzugawa Formation ( 200 to 400 )	
		Onnagawa Formation ( 300 to 600 )			
		Sugota Formation ( 100 to 200 )			
		Hatamura Formation ( 100 to 400 )		Daiseniyama Formation ( 100 to 450 )	
		Sarakawa Formation ( 300 to 400 )		Okachigawa Formation ( 300 to 550 )	Iizawa Formation ( 100 to 500 )
				Yunosawagawa Formation ( 100 to 500 )	
Pre-Neogene	Kamuroyama Granites				

( ) m in thickness

eastern part of the area. This formation consists mainly of altered pyroxene andesite lava, tuff breccia, volcanic breccia and lapilli tuff with tuff and welded tuff. Almost all these volcanics show dark greenish to purple colour owing to alteration such as chloritization, carbonatization and epidotization.

#### Okachigawa Formation

The Okachigawa Formation unconformably, partly conformably, overlies the Yunosawagawa Formation, and is distributed in the central and southeastern parts of the area. This formation consists mainly of (altered) pyroxene andesite pyroclastics, conglomerate, dacite welded tuff, acid tuff and lapilli tuff.

### **Sarakawa Formation**

The Sarakawa Formation, the lower most part of the Neogene in the southwestern part of the area, is correlated with the Okachigawa Formation. This formation consists mainly of altered pyroxene andesite pyroclastics, dacite lava, acid tuff and lapilli tuff.

### **Iizawa Formation**

The Iizawa Formation conformably overlies the Yunosawagawa Formation, and is distributed in the northeastern part of the area. This formation consists mainly of (altered) pyroxene andesite lava and pyroclastics with acid tuff, lapilli tuff and mudstone, and yields plant fossil such as *Metasequoia occidentalis* (NEWBERRY) CHANEY, *Betula* sp. and *Carpinus* sp. This formation is correlated with the Okachigawa Formation cropping out in the central and southeastern parts of the area.

### **Daiseniyama Formation**

The Daiseniyama Formation conformably overlies the Yunosawagawa, and Sarakawa Formations, and is distributed in the southern part of the area. This formation consists mainly of basalt lava, pyroclastics, andesite pyroclastics and acid tuff and lapilli tuff. Almost all these volcanic rocks show brownish green to pale greenish colour. This formation abundantly yields the Daijima-type flora such as *Alnus miojaponica* TANAI, *Carpinus* sp., *Ostrya shiragiana* HUZIOKA, *Machilus ugoana* HUZIOKA, *Fraxinus* sp., *Salix* sp., and so on.

### **Hatamura Formation**

The Hatamura Formation is correlated with the Daiseniyama Formation, and is widely distributed in the northern part of the area. This formation consists mainly of acid tuff, lapilli tuff, andesite pyroclastics, basalt lava, its pyroclastics and dacite welded tuff. Almost all these acid pyroclastics show pale greenish colour. This formation contains the Daijima-type flora and silicified woods.

### **Sugota Formation**

The Sugota Formation conformably, partly unconformably, overlies the Iizawa, Daiseniyama and Hatamura Formations, and is widely distributed in the area. This formation consists mainly of sandstone and conglomerate with acid tuff, lapilli tuff and mudstone, and abundantly yields molluscan fossil and the Daijima-type flora.

### **Onnagawa Formation**

The Onnagawa Formation conformably overlies the Sugota Formation, and is widely distributed in the area. This formation in the western half part of the area consists mainly of hard mudstone. On the other hand, this formation in the eastern half part of the area is made up mainly of acid pumice tuff and lapilli tuff with rhyolite lava. The Kabuyama Andesite is composed mainly of pyroxene andesite lava and its pyroclastics, the Asahimori Rhyolite is composed of (hornblende) rhyolite lava, and the Tsukiyama Rhyolite is composed of biotite rhyolite lava. These volcanics were formed during the deposition of the Onnagawa Formation. The Daijima Quartz diorites intruded at the time of the deposition of the Onnagawa Formation, and are composed mainly of hornblende diorite and hornblende quartz diorite porphyrite.

### Sanzugawa Formation

The Sanzugawa Formation unconformably overlies the Kamuroyama Granites and the Yunosawagawa and Onnagawa Formations, and is distributed in the southeastern part of the area. This formation consists mainly of mudstone, sandstone, acid tuff and conglomerate, and abundantly yields plant fossil. The Koshikiyama Dacite was erupted at the time of deposition of this formation, and are composed of hornblende dacite lava.

### Geologic Formation

The western part of the area which is composed of the Hatamura, Sugota and Onnagawa Formations is characterized by the so-called "Oil Field Structure" in the Northeastern Honshū. The Neogene formations of the western part form gentle folds, which has strikes of  $N0^{\circ}$  to  $20^{\circ}$  E. or W. and dip of  $5^{\circ}$  to  $20^{\circ}$ , locally more than  $25^{\circ}$ .

The middle and eastern parts of the area which are composed the Yunosawagawa, Okachigawa, Sarakawa, Iizawa, Daisenyama and Sugota Formations are characterized by the block faulting accompanied with the Innai collapse structure. The Neogene formations cuts by the normal and reverse faults with strike  $N. 0^{\circ}$  to  $50^{\circ}$  E. or W.

## Quaternary

The Quaternary is divided as follows; the Kawaiyama Dacite, Bosawa Andesite, Terrace deposits and Alluvial deposits in ascending order, which are unconformable each other. The Kawaiyama Dacite and the Bosawa Andesite are distributed in the southeastern part of the area. These volcanics are composed mainly of hornblende dacite pyroclastics or pyroxene andesite lava.

The Terrace deposits are sporadically distributed along rivers, and consist of mud, sand and gravel.

The Alluvial deposits which are widely distributed eastern part and along rivers consist of mud, sand and gravel.

## Economic Geology

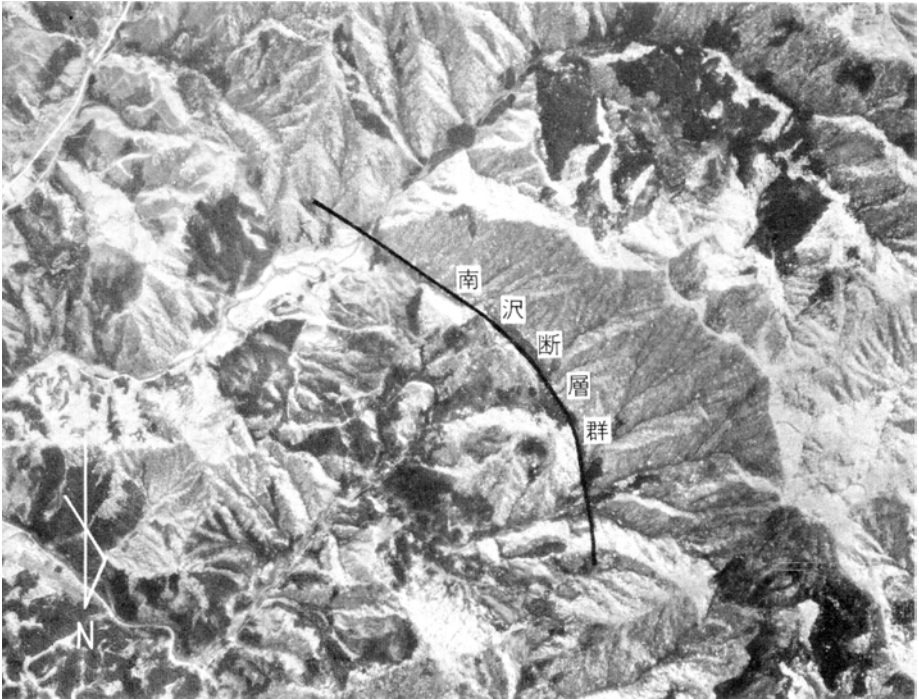
Most of the veins of importance are found in the marginal district of the Innai collapse structure. The Innai mine now closed is said to have been worked since 1600A.D. Important veins of the Innai mine are found as shown in the table 2.

Table 2

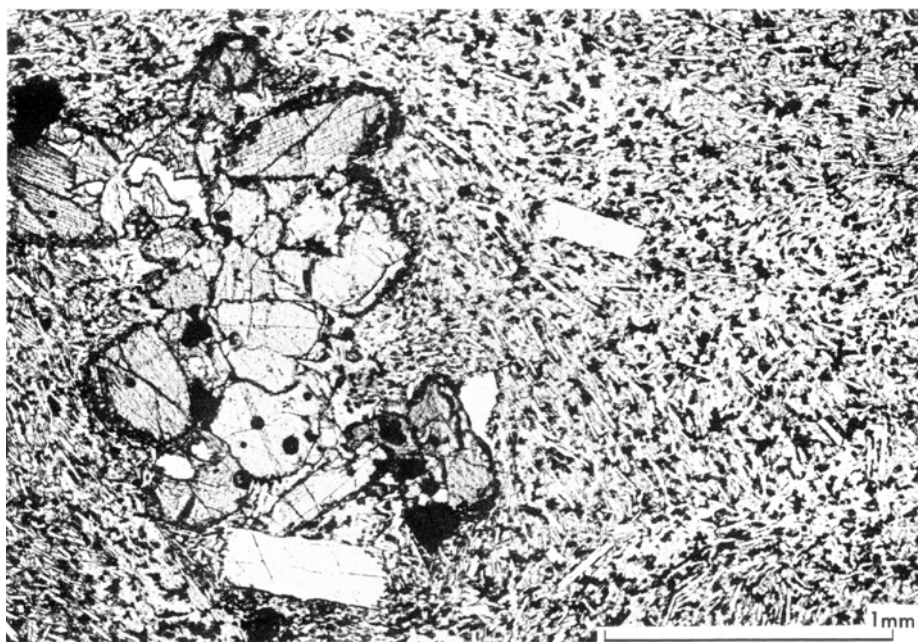
Vein names	Strike	Extension		Width m	Ore grade g/t		Country rock
		Strike m	Dip m		Au	Ag	
Honpi-tōbu	N65°W	440	400	1.50	4.2	470	Altered basalt lava (Daisenyama Formation)
Yonhyakuhi	N70°W	600	150	0.6	5.6	590	
Honpi-seibu	N75°E	520	300	1.2	4.1	450	



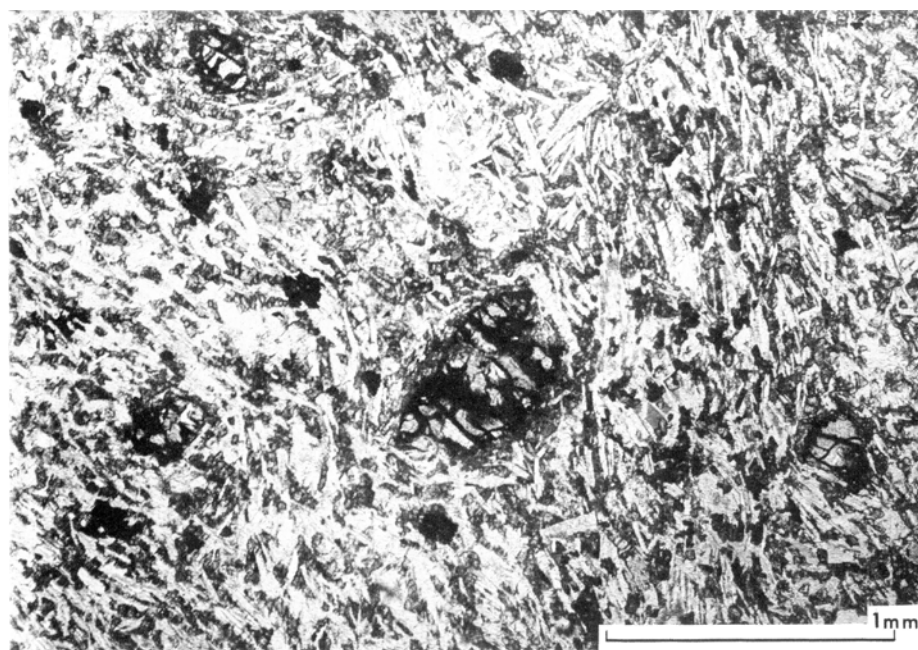
1. 山の田断層群付近の空中写真  
この写真は建設省国土地理院発行の空中写真を複製したものである (TO-73-7Y, C14-18)



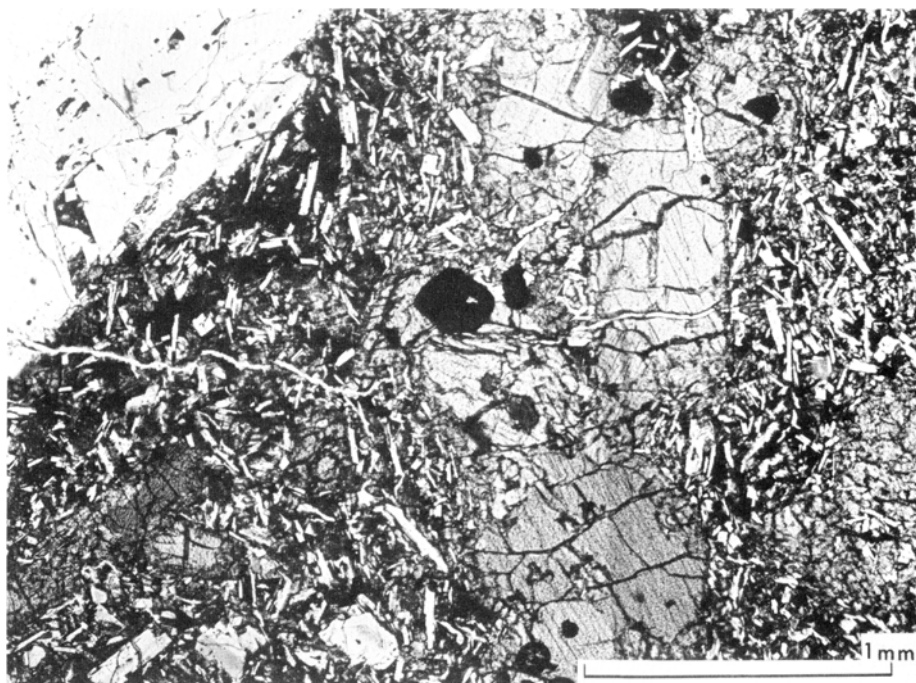
2. 南沢断層群付近の空中写真  
この写真は建設省国土地理院発行の空中写真を複製したものである (TO-73-7Y, C15-16)



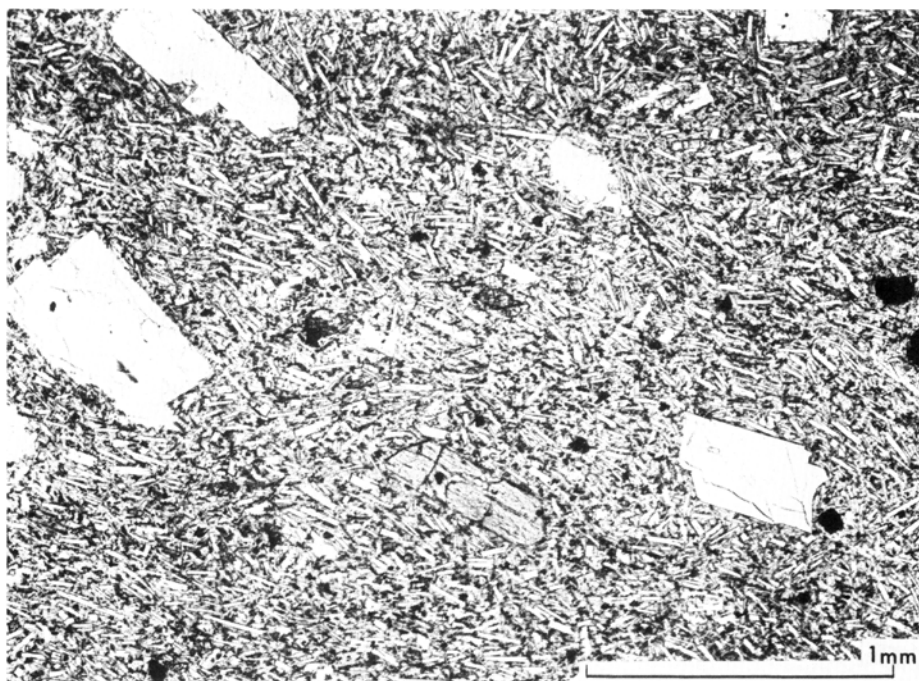
1. 紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vc型) の顕微鏡写真  
採集地：北隣浅舞図幅地域内羽後町西馬音内桒西方



2. 橄欖石玄武岩熔岩 (III<sub>b</sub>型) の顕微鏡写真  
採集地：雄勝町院内大仙山々頂北東方1.2kmの地点



1. 紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vd型) の顕微鏡写真  
採集地：雄勝町院内十分一



2. 紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vd型) の顕微鏡写真  
採集地：雄勝町院内松根北方



※文献引用例

大沢 穠・大口健志・高安泰助(1979) 湯沢地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1  
図幅), 地質調査所, 64 p.

ŌZAWA, A., OHGUCHI, T. and TAKAYASU, T. (1979) *Geology of the Yuzawa district. Quad-*  
*rangle Series, scale 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 64 p. (in Japanese with English*  
*abstract, 4 p.)*

---

昭和54年1月7日印刷

昭和54年1月11日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

川崎市高津区久本135

---

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

東京都新宿区天神町78

---

©1979 Geological Survey of Japan