

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 39 号

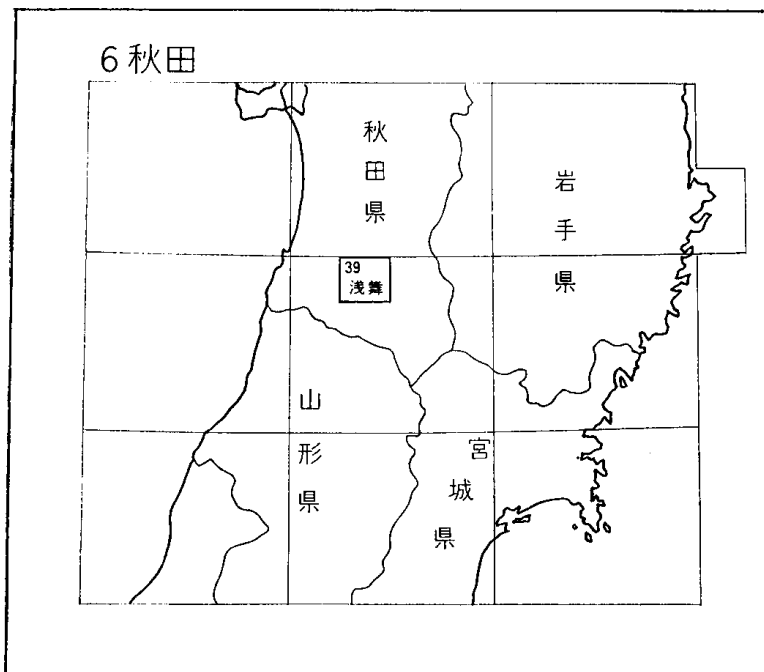
浅 舞 地 域 の 地 質

大沢 穠・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

I. 地 形	1
I. 1 西部地区	3
I. 2 東部地区	3
II. 地質概説	3
II. 1 研究史	5
II. 2 地質概説	5
II. 3 地質構造	13
II. 3. 1 概説	13
II. 3. 2 断層	13
II. 3. 3 褶曲	14
III. 神宝山花崗岩類	15
IV. 新第三系	15
IV. 1 飯沢層	15
IV. 2 畑村層	20
IV. 3 須郷田層	26
IV. 4 女川層	32
IV. 5 横山ゲイサイト	39
IV. 6 沼館安山岩	39
IV. 7 粗粒玄武岩および玄武岩	40
IV. 8 善徳石英閃緑岩類	41
IV. 9 船川層	43
V. 第四系	45
V. 1 段丘堆積物	45
V. 2 沖積層	45
VI. 応用地質	46
VI. 1 野中鉦山	46
VI. 2 石材	46
文 献	46
Abstract	50

付図・附表・図版目次

第 1 図	浅舞図幅地域の地形区分	2
第 2 図	浅舞図幅地域付近の地質略図	8
第 3 図	浅舞図幅地域付近の地質構造	9
第 4 図	浅舞図幅地域の地質構造	10
第 5 図	秋田油田地域付近の地質断面図	11
第 6 図	東由利町高薬師山南方横山林道沿いの阿仁合型植物化石を産する飯沢層の露頭	16
第 7 図	東由利町松沢付近でみられる畑村層	20
第 8 図	羽後町蒲倉南方 1.5km の地点でみられる枕状溶岩	22
第 9 図	雄物川町水沢南西方でみられる須郷田層	27
第 10 図	浅舞図幅地域付近の女川層の等層厚線図	36
第 11 図	雄物川町狼沢西方 1.1km の道路沿いでみられる女川層の硬質泥岩	37
第 12 図	東由利町館合付近の石沢川沿いでみられる須郷田層および女川層	38
第 13 図	東由利町蔵南西方石沢川沿いの女川層を貫ぬく玄武岩の岩脈	40
第 14 図	浅舞図幅地域付近の船川層の等層厚線図	42
第 15 図	雄物川町大沢南南西方約 2.0km の新道路沿いでみられる船川層下部の暗灰色泥岩	43
第 16 図	雄物川町末館北東方三角点 82.3m 地点付近の道路沿いでみられる船川層上部の塊状暗灰色泥岩	44
第 1 表	南隣湯沢図幅地域の第三系の新第三系の地質層序	5
第 2 表	浅舞図幅地域の地質総括表	6
第 3 表	飯沢層の阿仁合型植物化石 (I)	19
第 4 表	飯沢層の阿仁合型植物化石 (II)	19
第 5 表	畑村層主部の台島型植物化石	25
第 6 表	須郷田層主部の動物化石 (I)	29
第 7 表	須郷田層主部の動物化石 (II)	30
第 8 表	須郷田層主部の動物化石 (III)	32
第 9 表	須郷田層主部の有孔虫化石	33
第 10 表	須郷田層鉢位山泥岩部層の有孔虫化石	35
第 I 図版	1. 紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vc 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	
第 II 図版	1. 輝石安山岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真 2. 同上	
第 III 図版	1. かんらん石玄武岩 (IIIb) の顕微鏡写真 2. 同上	
第 IV 図版	<i>Desmostylus hesperus japonicus</i> TOKUNAGA & IWASAKI	

浅舞地域の地質

大沢 穠*・大口健志**・高安泰助**

浅舞図幅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、著者らによる昭和 53 年度の野外と室内との調査研究資料および、岡本金一・岡崎和彦および森川紳の諸氏の秋田大学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。

浅舞図幅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・同学部鉱山地質学教室の藤岡一男名誉教授・的場保望助教授・大学院生佐野尙文・岡本金一・4 年生岡崎和彦および森川紳の諸氏に深甚の謝意を表す。なお、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に特に感謝する次第である。また、金属鉱業事業団の厚意により、昭和 43 年度広域調査報告書と賀雄物地域(1970)の第 11 図と賀雄物地域重力編さん図の原図を使用させて頂いた。本地質研究報告書を発表するにさいし、所内の佐藤博之および山田直利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・安部正治および佐藤芳治の各技官に作っていただいた。岩石の顕微鏡写真および露頭写真の作成については、正井義郎技官をわずらわした。

I. 地 形

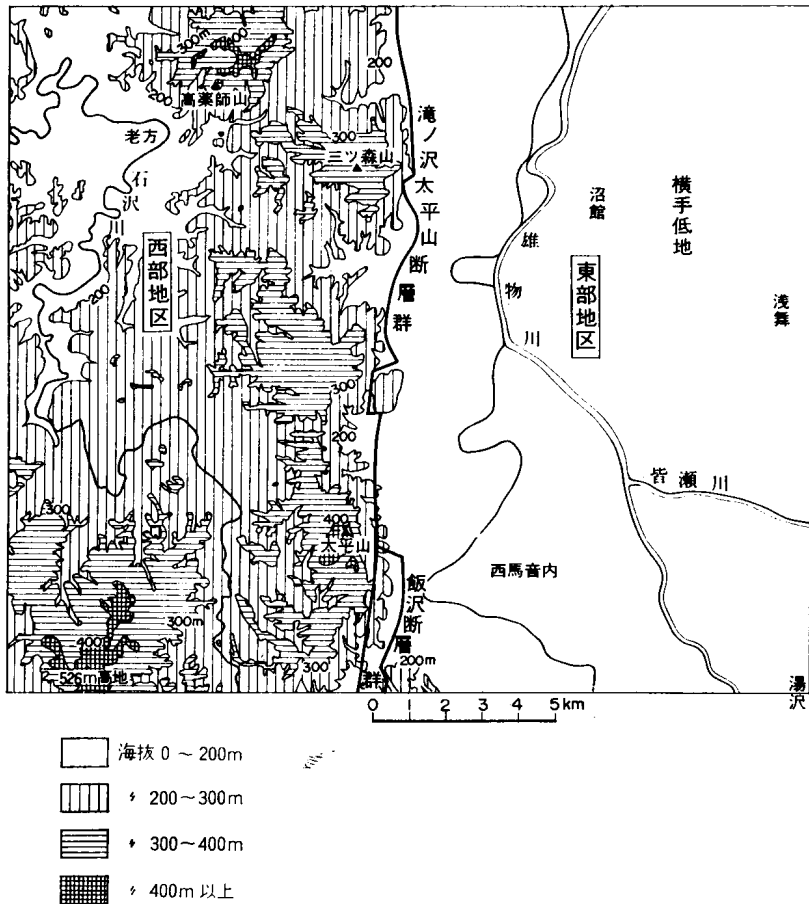
浅舞図幅地域の地形は、女川層堆積時から船川層堆積前までの院内構造運動(地質構造の項で詳述)によって主として形成された滝ノ沢太平山断層群および飯沢断層群によって、西部地区と東部地区とに大きく分けられる(第 1 図)。西部地区は相対的に隆起した地区であり、東部地区は相対的に沈降した地区である。

I. 1 西 部 地 区

西部地区は北北西方にむかって少しずつ低くなる地形をなし、西半部北部・西半部南部および東半部とにさらに細分される。大局的にみて、西半部は相対的に沈降し、東半部は相対的に隆起している。

西半部北部は大部分で定高性を持っていて、ほぼ海拔 150-250 m の高度を有する山稜をなす。この

* 地質部
** 秋田大学鉱山学部



第1図 浅舞図幅地域の地形区分

山稜のあいだを高度 80-120 m を示す石沢川およびその支流が流れている。起伏量が少なく、開析を受けた老年期地形を示し、丘陵をなす。地質は、主として須郷田層・女川層および船川層からなり、正規堆積岩を主とする。ところどころに粗粒玄武岩もしくは玄武岩からなる岩床もしくは岩脈がみられ、虚空蔵山で代表されるように、比較的急傾斜の地形を示し、突出している。

西半部南部は大部分で定高性を持っていて、南から北にむかって少しずつ低くなる。ほぼ海拔 200-400 m の高度を有する山稜をなし、この山稜のあいだを高度 120-300 m を示す石沢川およびその支流が流れている。起伏量は南端部の畑村層太倉玄武岩部層の分布するところをのぞくと、少なく、開析を受けた地形を示し、丘陵をなす。地質は主として畑村層および須郷田層からなり、酸性—塩基性火山岩類および正規堆積岩類からなる。前述した畑村層太倉玄武岩部層の分布する南端では、比較的急峻な山岳地帯を形成し、浅舞図幅地域内最高点の 526 m 高地は、ここに位置している。西半部全体について大局的にみると、高度の低くなる北方にむかって、より上位の岩層が分布している。

東半部は大部分が高度 200 m 以上で、北から南にむかって浅田山（海拔 442 m）・高葉師山（海拔 438.8 m）・三ツ森山（海拔 412.1 m）・鷹ノ巣山（海拔 384 m）・太平山（海拔 473.9 m）など山々がつ

らなっていて、ほぼ海拔 250-450 m の高度を有する山稜をなす。起伏量は西半部の大部分のところより大きく、また谷密度も小さい。しかし、滝ノ沢太平山断層群に接する東端部では比較的急峻な山岳地帯を形成し、河川も比較的急勾配で山腹に深く切り込んでいる。このようなことは、羽後町西馬音内から田代にいたる七曲峠付近でよくみられる。七曲峠東方では約 1.3 km の間で約 200 m の高度差があるのに対し、西方では約 4.0 km の間で高度差が約 90 m 程度である。地質は主として飯沢層・畑村層および須郷田層からなり、酸性―塩基性火山岩類からなる。

I. 2 東 部 地 区

東部地区は東方にむかって少しずつ低くなる地形をなし、西部と、それ以外のところ（横手低地）とにさらに細分される。

西部は大部分が海拔 200 m 以下の高度であって、定高性をもっている。ほぼ海拔 100-180 m、まれに 200 m 前後の高度を有する山稜をなし、この山稜のあいだを海拔 50-100 m の河川が流れている。起伏量はごく少なく、谷密度が大きい、開析を受けた老年期地形を示し、丘陵をなす。地質は主として女川層および船川層からなり、正規堆積岩を主とする。大局的にみて、高度の低くなる東方にむかって、より上位の岩層が分布している。

横手低地は雄物川およびその支流などの谷底平野である。この沖積層からなる低地はほとんど勾配がないため、雄物川とその支流が相当乱流したらしく、各所に旧河道がみられる。

II. 地 質 概 説

II. 1 研 究 史

1934年（昭和9年）村山賢一による7万5千分の1「本荘」地質図および同説明書が出版されるにおよんで、本図幅地域北半部の地質層序、地質構造、火成活動などについて初めて明らかになった。第三系の地質層序について、下位から高瀬川凝灰岩（院内統）、女川頁岩および船川頁岩（以上男鹿島統）などに細分された。また、地質構造について、いわゆる“油田褶曲方向”（N-S 性）を示すことが、村山による地質図によく表現されている。この時期には未だ緑色凝灰岩についての層序区分は行なわれなかったが、それより上位の含油第三系の地質層序区分は現在も採用されている。

そのご、大塚（1936）は高瀬川凝灰岩を上・下部に分け、上部を須郷田凝灰質泥質砂岩層と呼び、それぞれを男鹿半島の台島階および双六階に対比した。さらに、片山（1941）は高瀬川沿岸を調査し、高瀬川凝灰岩を上部層・中部層および下部層に分け、それぞれを須郷田層・高瀬川層 M₂ 帯および同居 M₁ 帯と呼び、それらの間に軽度の不整合があるとした。

そのご、畠山（1954）によって、北西隣本荘図幅地域および西隣矢島図幅地域において、精度の高い調査が行なわれた。第三系の地質層序について、下位から山内層（層厚 300 m 以上）・大築層（層厚 200-350 m）・鹿ノ爪層（層厚 320-400 m）・畑村層（層厚 80-200 m）および須郷田層（層厚 100-200 m）

に分け、各層の関係は整合であると考えた。同じ頃、加藤（1949, 1951, 1952）および Kato（1955）は、横手盆地および新庄盆地の新第三系について、広域にわたり調査した。横手盆地地域の地質層序について、下位から及位層（層厚 600 m）、それを 1 部不整合に被覆する院内凝灰岩と浮蓋安山岩（層厚 400-500 m）、これらを 1 部不整合に被覆する須郷田層（層厚 100 m）、さらにこれらを整合に被覆する三井出層（女川層に対比される。層厚 70-600 m）などに細分した。

田口（1959, 1960）および Тагсһи（1962）は、須郷田層と主寝坂層（金山層の最下部層）とが、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がわかった。田口は及位層について、西男鹿階と台島階のものに分けられることを明らかにした。田口・谷田（1959）は加藤の及位層中から溶結凝灰岩を発見し、その重要性について論じた。

そのご、本図幅地域を中心に長期間地質研究を行なった杓沢（1963）は、次の事を指摘し、田代不整合と命名した。『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、侵食量がきわめて大きく、かつ構造差を有する不整合である。畑付層・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食面をおおってオーバーラップを示している』。

高安（1969）は、本図幅地域北半部から北隣大曲図幅地域南半部の大曲・大森西方山地の地質調査を行ない、次のことを明らかにした。須郷田層について、従来の須郷田層（浅海成層）に女川層下部とされていたシルト岩層（半深海成層）が加えられ、さらに滝ノ沢断層を境として、東側と西側では堆積環境がことなることが認められる。従来の女川層を 2 分し、下部は須郷田層に入れ、上部のみを女川層とした。

最近、大沢・大口・高安（1979）は南隣湯沢図幅地域の第三系の地質層序について、第 1 表のようにまとめた。大沢ほかは、特に及位層（Kato, 1955）について、下位から上位にむかって、湯ノ沢川層・雄勝川層および同相当層と、大仙山層および同相当層とに 3 分した。最下位の湯ノ沢川層は、変質輝石安山岩溶岩・同質凝灰岩礫岩・火山角礫岩および火山礫凝灰岩を主とし、凝灰岩および溶結凝灰岩をともなっている。模式地での層厚は、300-500 m である。湯ノ沢川層を構成する火山岩類は、神宝山花崗岩類中の断層もしくは断層帯に沿って噴出したもので、NS 方向・NW-SE 方向および NNE-SSW 方向の断層や割れ目に切れられ、地塊化している。本層と上位の雄勝川層との関係は、不整合¹⁾である。なお、雄勝川層と対比した飯沢層中から阿仁合型植物化石を産する。

著者らが指摘した新事実は、溶結凝灰岩の層準についてである。すなわち、下位から湯ノ沢川層・雄勝川層南沢溶結凝灰岩部層・畑村層および院内凝灰岩部層（ごく少ない）の 4 つの層準でみられることである。

次に、院内構造運動を提唱した。院内構造運動とは、女川層堆積時から船川層堆積時前までの院内陥没構造を造った運動であって、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侵入、加無山安山岩の噴出、朝日森流紋岩や月山流紋岩の溶岩円頂丘群の形成および膨大な量（船川層堆積時前頃は、層厚 600-800 m、ところにより、1,000 m に達していたと推定される）の院内凝灰

1) 雄物川沿いの本層については、湯沢図幅地域の報告書 p.18. の註 23) で述べたように、一応変質の著しいところより下位を本層としたが、証拠もなく、この部分について飯沢層である可能性がある。従って、確かな個所のみでみると、不整合関係となり、整合のところはないことになる。

岩部層の堆積があった。白山石英閃緑岩類の進入につづいて、それと関係して院内鉱山などの鉱脈型鉱床が形成されたと考えられる。

第1表 南隣湯沢図幅地域の新第三系の地質層序

層 序		模 式 図		岩 質	
甌山 石英安山岩	三途川層 (200-400)			角閃石石英安山岩 溶岩	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 (300 -600)	院内凝灰 岩部層 (400 -600)		(角閃石)流紋 岩溶岩・黒雲 母流紋岩溶岩 など	酸性軽石凝灰 岩・火山礫凝 灰岩
加無山 安山岩 (0-600)				硬質泥岩 (塊状泥岩・酸 性凝灰岩・砂 岩を挟む)	(角閃石)流紋 岩溶岩
須郷田層 (100-200)				海緑石砂岩	
清水瀧 凝灰岩 部層 (100-400)	畑村 層 (100-400)	大仙山層 (100-450)		酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩 砂岩・礫岩(泥岩を挟む)	
				基底礫岩	
				黒雲母石英安山岩 凝灰岩・火山礫凝 灰岩・流紋凝灰岩・ かんらん石(普通輝石) かんらん石玄武 岩溶岩	酸性凝灰岩・火 山礫凝灰岩・安 山岩火砕岩・酸性 凝灰岩・火山礫凝 灰岩・砂岩・泥岩
				変質輝石安山岩溶岩 石英安山岩 溶岩	黒雲母石英安山岩凝 灰岩・火山礫凝灰岩 など
				(変質)輝石安山岩 火砕岩	角閃石黒雲母石英 安山岩溶結凝灰岩 (変質)輝石安山岩 火砕岩
				変質輝石安山岩溶結凝灰岩	輝石安山岩火砕岩 (変質)輝石安山岩溶岩 一泥岩
				変質安山岩火砕岩 変質輝石安山岩溶岩 基底礫岩	

() 厚さ m

II. 2 地 質 概 説

浅舞図幅地域は、東北地方緑色凝灰岩地域に属し、本図幅地域の地質は、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2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。なお、本図幅地域の地質構造を第4図に示す。なお、本図幅地域南東部の平野の下に新第三系の基盤をなす神宝山花崗岩類がみられる。

新第三系は、下位から飯沢層・畑村層・須郷田層・女川層および船川層に分けられる。前3者は、いわゆる“緑色凝灰岩”であって、女川層および船川層は含油第三系である。なお、女川層の堆積時に善徳石英閃緑岩類および粗粒玄武岩が進入している。

飯沢層は、新第三系の最下位を占めて、本図幅地域中部に分布し、中性火山岩類を主とする。層厚は300-500 m である。主として(変質)輝石安山岩溶岩・同質凝灰角礫岩・火山角礫岩および火山礫凝灰岩からなり、泥岩を挟んでいる。本層中から阿仁合型植物化石を産する。本層は秋田県男鹿半島の広義の

第2表 浅舞図幅地域の地質

時代	層序	模式図	岩質	化石	火成活動	備考			
第四紀	更新世	沖積層	泥・砂・礫						
	更新世	段丘堆積物	泥・砂・礫						
新第三紀	中新世	船川層 (層厚150-400m)	暗灰色泥岩など	魚鱗 軟体動物 Sagarites chitani MAKIYAMA 台島型植物化石	玄武岩・ドレライト 安山岩 流紋岩・デイサイト	出羽変動主動期 院内構造運動			
		女川層 (層厚150-450m) <small>横山デイサイト・沼輪安山岩(厚さ0-150m)</small>	酸性凝灰岩						
	院内凝灰岩部層 (層厚0-200m)	輝石安山岩火砕岩など 酸性軽石凝灰岩など 硬質泥岩など 凝結石砂岩							
	須郷田層 (層厚100-300m) <small>鉢位山泥岩部層(層厚0-150m)</small>	砂岩・礫岩など 硬質泥岩など							
	浮蓋玄武岩部層 (層厚0-100m)	かんらん石玄武岩 基礎礫岩 溶岩とその火砕岩							
	知村層 (層厚100-400m) <small>善徳凝灰岩部層・清水湖凝灰岩部層 獅子沢溶結凝灰岩部層・高薬師山安山岩部層・小倉溶結凝灰岩部層</small>	酸性安山岩火砕岩 (玄武岩火砕岩・砂岩・泥岩・礫岩を挟む) 酸性溶結凝灰岩など							
	茂ノ沢安山岩部層 (層厚0-200m)	輝石安山岩火砕岩 泥岩 (変質) 輝石安山岩溶岩							
	飯沢層 (層厚300-500m)	輝石安山岩溶岩 (変質) 輝石安山岩溶岩							
	白亜紀	神室山花崗岩類	角閃石黒雲母花崗閃緑岩						

獅子沢溶結凝灰岩部層(層厚0-100m)・高薬師山安山岩部層(層厚0-100m)・小倉溶結凝灰岩部層(層厚0-180m)
 太倉玄武岩部層(層厚0-150m)・善徳凝灰岩部層(層厚0-100m)・清水湖凝灰岩部層(層厚0-200m)

台島層²⁾ 下半部および岩手・秋田県境地域の火砕層下部（大沢・舟山・北村，1971）にほぼ対比される。

畑村層は飯沢層を整合（一部不整合）に被覆し，本図幅地域西半部に分布し，酸性一中性の火砕岩を主とする。層厚は 100-400 m であるが，多くのところで 100-200 m である。酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩・輝石安山岩凝灰岩・その火山礫凝灰岩・かんらん石玄武岩溶岩・同質火砕岩および砂岩を主とし，泥岩・輝石安山岩溶結凝灰岩・酸性溶結凝灰岩，ときに礫岩を挟んでいる。本層中から珪化木および台島型植物化石を多産する。本層は秋田県男鹿半島の広義の台島層上半部にほぼ対比される。本層中の玄武岩は，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³⁾。

須郷田層は飯沢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する。層厚は 100-300 m であるが，大部分のところで，ごく薄く，100-150 m である。砂岩および礫岩を主とし，泥岩・酸性凝灰岩・かんらん石玄武岩溶岩および火砕岩を挟む。本図幅地域北東部では泥岩を主とする厚層がみられる。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，本図幅地域北西部および中部に分布し，硬質泥岩を主とする。層厚は 150-450 m である。硬質泥岩を主とし，酸性凝灰岩および砂岩を挟んでいる。本図幅地域南東部では酸性凝灰岩を主とする厚層がみられる。本層中から *Sagarites chitanii* が MAKIYAMA，魚鱗，放射虫および珪藻化石が多いが，有孔虫化石は少ない。横山デイサイトは，女川層の堆積時に噴出したもので，本図幅地域北西部に分布し，沼館安山岩は北東部横手平野の下に分布している。沼館安山岩は主として輝石安山岩火砕岩からなり，厚さは 0-150 m である。

船川層は女川層を整合に被覆し，本図幅地域北西部および中部から東部の第四系の地下に分布し，暗灰色泥岩を主とする。層厚は 150-400 m である。主として暗灰色泥岩からなり，酸性凝灰岩およびところにより砂岩を挟んでいる。本層中の化石は，*Sagarites chitanii* MAKIYAMA を含み，放射虫および珪藻は女川層に比べて少ないが，有孔虫が多くなる。

女川層の堆積時に進入したと考えられる善徳石英閃緑岩類が，本図幅地域中部に点々と分布し，石英閃緑岩・石英閃緑斑岩・文象斑岩などからなる。また，女川層の堆積時に進入した粗粒玄武岩および玄武岩の岩脈や岩床が，本図幅地域北西部に点々と分布する。

第四系は段丘堆積物と沖積層に分けられ，泥・砂および礫からなり，本図幅地域東部の横手平野および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，浅舞図幅地域の構造発達史について考察する⁴⁾。

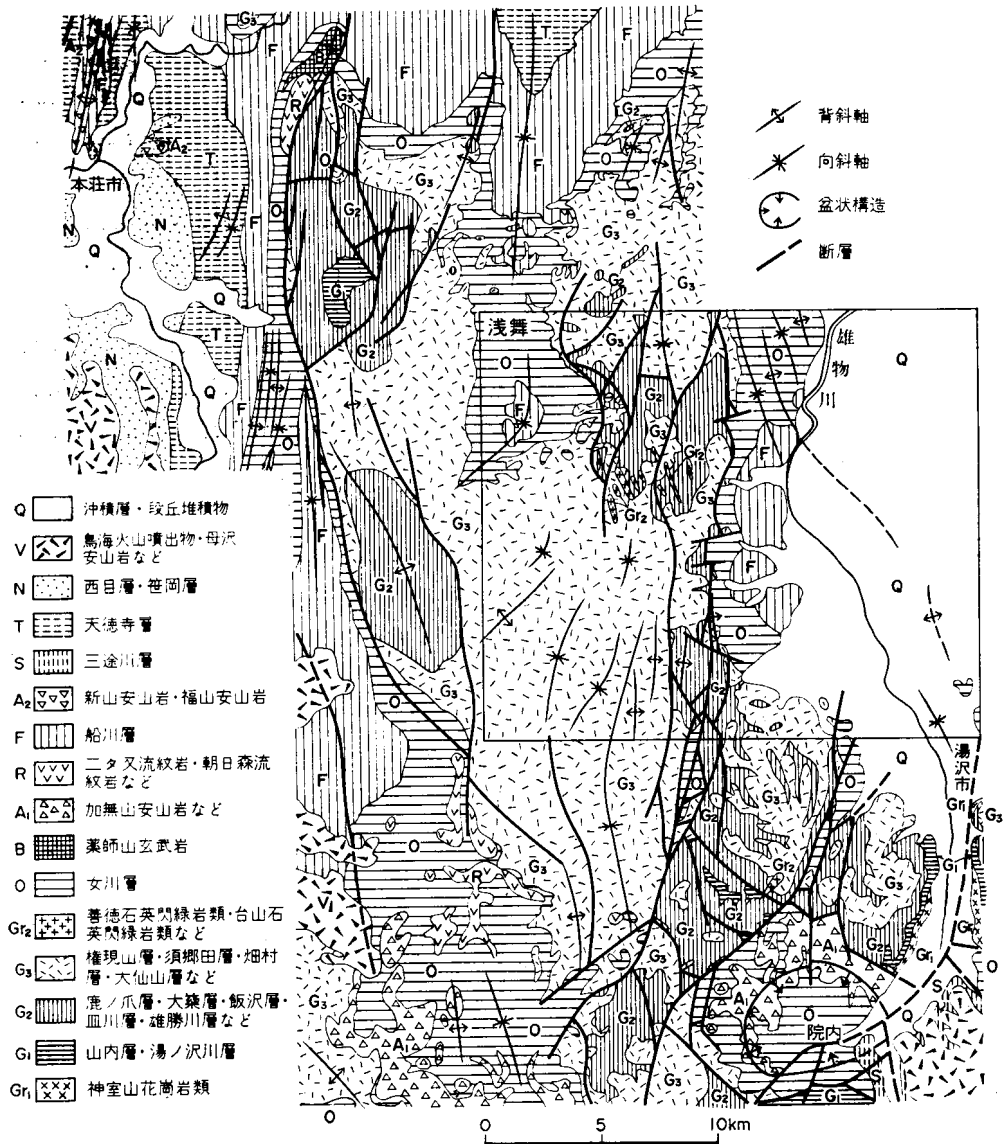
中新世初期，すなわち湯ノ沢川層⁵⁾，の堆積時（西男鹿期）には，南隣の湯沢図幅地域で多量の変質輝石安山岩（いわゆる“変朽安山岩”）溶岩および同質火砕岩の噴出があった。火山活動は殆んど休止することなく行なわれ，正規の堆積岩の堆積がなかった。火山活動の中心部では厚さ 300-500 m の厚い堆積が行なわれ，本図幅地域南端部は周縁部と考えられ，厚さ 200 m 以下であると推定している。湯

2) 阿仁合型植物化石を産する岩層を台島層に含めた宮城（1958）の定義の台島層である。以下同じ。

3) このことおよび，本層と，その上位にくる須郷田層との層位関係からみて，西黒沢層下部に対比される可能性を残している。

4) 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）・池辺（1962），TAGUCHI（1962）・藤岡（1963）・大沢（1963）などの論文がある。

5) 大口ほか（1976）・玉生（1978）などの研究成果からみて，先中新世（古第三系）である可能性が高いが，本報告書ではいままでの区分を採用した。また，湯ノ沢川層は，本図幅地域内に露出していないが，少なくとも本図幅地域南端部の地下では，本層の薄層が存在すると推定している。

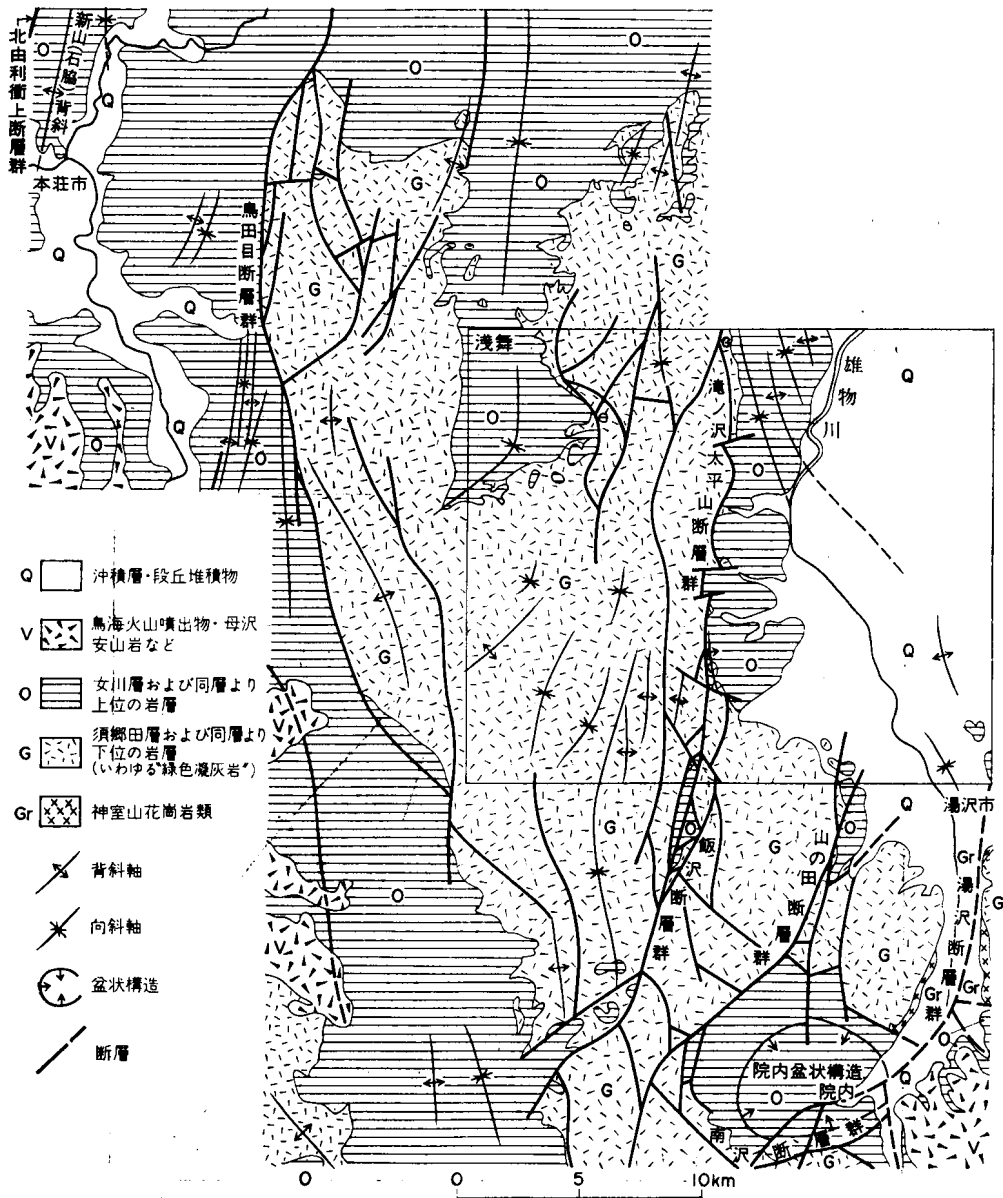


第2図 浅舞図幅地域付近の地質略図 (TAGUCHI, 1962; 大沢など, 1962; 白田・村山・白石・高安, 1977; 大沢・高安・池辺・藤岡, 1977; 大沢・大口・高安, 1979; 本研究報告などから編集した)

ノ沢川層を構成する火山岩類は、神室山花崗岩類⁶⁾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。噴出様式は溶岩と火砕岩との重なった成層火山であらうと考えられる⁷⁾。これら溶岩などは浅い海底に流れ込み、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、溶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 15-20 km、長さ 50-60 km で、長軸方向は NNW-SSE

6) 本図幅地域内に露出していないが、飯沢層・畑村層および須郷田層の岩相中に礫として取り込まれ、地下に神室山花崗岩類の存在を示している。

7) 秋葉など(1966)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。



第3図 浅舞図幅地域付近の地質構造 (TAGUCHI, 1962; 大沢など・1962; 白田・村山・白石・高安, 1977; 大沢・高安・池辺・藤岡, 1977; 大沢・大口・高安, 1979; 本研究報告などから編集した)

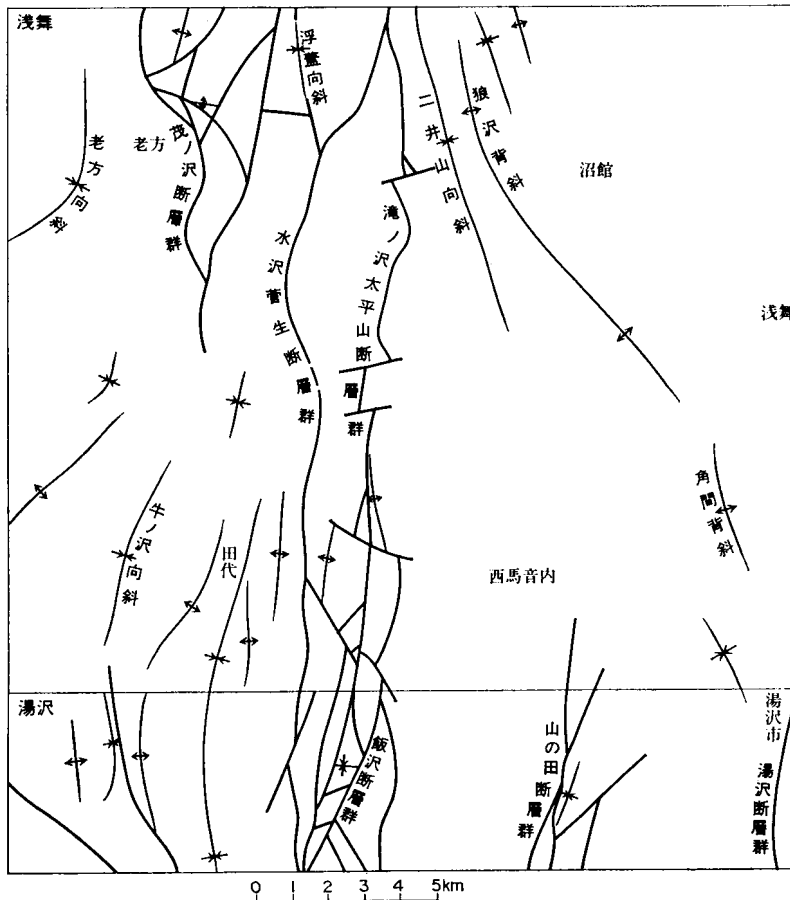
であったと推定される。

次の飯沢層の堆積時 (広義の台島期前半) には、厚さ 300-500 m に達する多量の (変質) 輝石安山岩溶岩および同質火砕岩が噴出した。これら溶岩などは浅い海底に流れ込み、堆積した。火山活動の休止時には、泥岩の薄層が堆積し、その中から阿仁合型植物化石を産出する。隣接地域についてみると、この時期に南隣の湯沢図幅地域中部からその南の羽前金山地域北部では (角閃石) 黒雲母デイサイト溶

結凝灰岩・黒雲母デイサイト凝灰岩および火山礫凝灰岩（厚さ 300 m 前後）を堆積した。本図幅地域および隣接地域は、大局的にみて浅い海であったと考えられる。相対的沈降量より堆積量がまさった 1 部地区では陸化し、溶結凝灰岩を堆積したと考えられる。

次の畑村層の堆積時（広義の台島期後半）には酸性から中性の凝灰岩・火山礫凝灰岩を主として堆積し、その間に枕状溶岩を示すかんらん石玄武岩溶岩とその火砕岩を浅海域に流出した。火山活動の中止時には、砂岩、ときに泥岩の薄層を堆積し、台島型植物化石を多産する。堆積物の厚さは、薄く、100-200 m であり、ところにより 400 m に達する。輝石安山岩溶結凝灰岩や、黒雲母デイサイト溶結凝灰岩を本図幅地域北部⁸⁾ から南隣湯沢図幅地域北部で堆積した。畑村層の堆積時は前時期の飯沢層の堆積時と同じく、浅海域—陸域であったと考えられる。

次の須郷田層の堆積時（西黒沢期）には、砂岩および礫岩を主とし、泥岩と酸性凝灰岩を挟んでいる厚さ 100-150 m の薄層を堆積した。1 部地区ではかんらん石玄武岩と同質火砕岩を浅海域に流出し

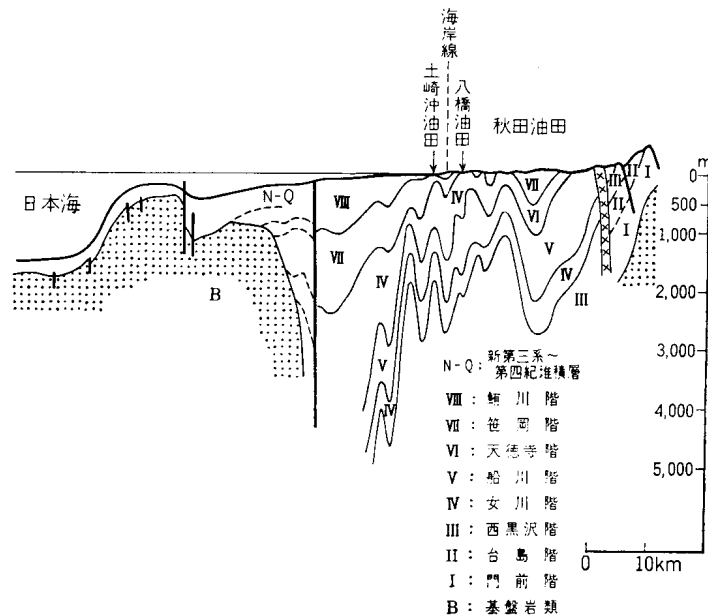


第4図 浅舞図幅地域の地質構造

8) 白田ほか(1976)によれば、北隣の大曲図幅地域でも溶結凝灰岩がみられる。

た。礫岩中には須郷田層以前の各層から由来した円礫・半円礫を有している。本図幅地域内の現在飯沢層の分布している地区の大部分は、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は、秋田県南部から岩手県西部にい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。本図幅地域北北西の羽後和田図幅地域および北西の本荘図幅地域（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 0.5 km の地点と、竜馬山付近の島田目断層群のおおる地点とを結ぶ南北帯を境として、大きく層厚および岩相が変化する。すなわち、以西では権現山層と呼ばれ、層厚 500 m 以上ですこぶる厚く、泥岩を主とする。以东では須郷田層と呼ばれ、砂岩および礫岩を主とし、100-200 m で厚さが薄い。本図幅地域東方の川尻図幅地域（大沢ほか、1971）では、川尻凝灰岩部層と呼ばれ、同部層は層厚 100-350 m で、主として流紋岩溶岩・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⁹⁾。秋田地方新第三系の堆積盆についてみると、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溶岩をともなう酸性火砕岩を主とする帯が入りこんでいる。例えば、本図幅地域についてみると、ほとんど全域にわたって砂岩・礫岩を主とする帯であるが、北東部には層厚 100-150 m の泥岩を主とする帯がみられる。西黒沢期の堆積盆の中心は、日本海沿岸地域にあり、本図幅地域は堆積盆の周縁部もしくは微沈降地域にあたる。西黒沢期の底棲有孔虫群は・陸棚外縁—漸深海（outer shelf—upper bathyal）の環境を示している。女川層の堆積時に、本図幅地域中部に善徳石英閃緑岩類が進入した。



9) 樋口ほか (1972) によって総括されている。

以上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。秋田油田地域の含油第三系の堆積盆の規模は、石和田ほか（1977）によれば、第5図でわかるように日本海海岸線から西方に約 40 km で堆積盆の周縁部となる、堆積盆の最大沈降部すなわち中心部は、日本海海岸線から西方に約 20 km のところにあり、非対称堆積盆であったと考えられる。

次の女川層は、数 100 m の厚さに達する広域斉一岩相の硬質泥岩からなる。本図幅地域では南東部の南隣湯沢図幅地域に接する地区で酸性火砕岩を主とするほかは、全域で主として硬質泥岩からなる。女川期は還元的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、堆積盆がはつきりあらわれ、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最が少ないため、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。本図幅地域の大部分はこの微沈降地域である。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。浅舞図幅地域内についてみると、北東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 800 m 以上に達するのに対し、本図幅地域内の大部分では層厚 150-400 m（1部で 450 m）で、比較的薄い。本図幅地域南東部から南隣湯沢図幅地域東半部で院内凝灰岩部層とよばれる塊状泥岩・硬質泥岩などを挟む酸性軽石凝灰岩を主体とする厚層を堆積した。火山活動の中心部と考えられる南隣湯沢図幅地域の院内地区では厚さ 400-600 m で厚く、北方に行くに従い薄くなり、本図幅地域内では 150-200 m で薄い。本図幅地域の大部分では、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。なお北西部では粗粒玄武岩および玄武岩の岩脈や岩床が多数進入した。また、北東部で、輝石安山岩火砕岩が噴出した。

次の船川層は、最大層厚 1,600 m 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）少なくとも船川層下部では生物相と環境が女川層より引続き、大きな変化がない。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。女川層と船川層との岩相はわずかな漸移相（硬軟互層）を挟むのみで、非常に顕著に変っている。沈降量が大きく、層厚 1,000 m を超える堆積盆が数地区で見られる。一方、これら堆積盆と堆積盆の間には、微沈降地域あるいは微沈降帯が形成された。浅舞図幅地域内についてみると、北東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、北隣の大曲図幅地域の太曲西方で最大層厚 1,500 m に達するのに対し、本図幅地域の大部分では層厚 150-400 m で、薄い。本図幅地域内では酸性凝灰岩および砂岩を挟む暗灰色泥岩を、ところにより、厚さ 200 m 内外の酸性凝灰岩の厚層を堆積した。

女川層および船川層の堆積時をつうじてみると、秋田油田地域の日本海沿岸沿いの秋田・羽後和田・本荘などの各図幅地域では、層厚 1,000-1,500 m、ところにより 2,000 m 以上のすこぶる厚い泥岩相を整合に堆積している。これは、非常に厚い堆積物で、堆積盆の沈降が著しかったことを示している。これに対し、本図幅地域や南隣の湯沢図幅地域などの大局的にみて堆積盆の微沈降区もしくは周縁部では、層厚 500-1,000 m、ところにより 300 m 以下である。また、院内凝灰岩部層で代表されるように凝灰岩相がみられる。なお、著者らが院内構造運動（地質構造の項で詳述）と呼んだ多数の断層群によ

る地塊化によって特徴づけられている隆起があり、前述の日本海沿岸地域と対照的である。

船川層堆積時後期に始まり、天徳寺層堆積時初期を主動期とした出羽変動（大村，1935；藤岡，1968）¹⁰⁾によって褶曲と断層を生じた。本図幅地域内の女川層および船川層中の N-S 性（油田褶曲方向）褶曲構造が完成された。天徳寺層および笹岡層の堆積時には、浅舞図幅地域は陸化し、後背地を形成していたと考えられる。

II. 3 地 質 構 造

II. 3. 1 概 説

浅舞図幅地域は、東北地方緑色凝灰岩地域に属し、色々の時期に形成された褶曲や断層などが重なりあつて、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、須郷田層堆積時（西黒沢期）以前のものは、女川層堆積時から船川層堆積時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須郷田層堆積以後について述べる。主なものは、1. 須郷田層堆積時から女川層堆積時前までの構造運動（川尻構造運動）¹¹⁾、2. 女川層堆積時から船川層堆積時前までの院内陥没構造を造った運動（院内構造運動）3. 船川層堆積時後期に始まり天徳寺層堆積時初期を主動期とし、次いで数回の後続的造構運動を繰返して瀧西層堆積前に終わった出羽変動などがある。川尻構造運動の影響は、本図幅地域について少なく、須郷田層のアバット現象や、滝ノ沢太平山断層群を境として堆積環境がことなっていること¹²⁾など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鉍鉱床を形成している。院内構造運動とは、前述したように女川層堆積時から船川層堆積時前までの院内陥没構造を造った運動であつて、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。南隣の湯沢図幅地域では、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（大沢・角，1961）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溶岩円頂丘群の形成および膨大な量の院内凝灰岩部層の堆積があつた。本図幅地域内の水沢菅生断層群・滝ノ沢太平山断層群・飯沢断層群・山の田断層群などは、院内構造運動を主形成期とすると考えられる。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。本図幅地域内の女川層および船川層中の褶曲構造は、この出羽変動によって完成されたと考えられる。

II. 3. 2 断 層

浅舞図幅地域の主な断層は、西から東にむかつて、茂ノ沢断層群・水沢菅土断層群・滝ノ沢太平山断層群・飯沢断層群および山の田断層群である。

10) 藤岡（1963，1968，1972）に詳述されている。

11) 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繫沢層堆積時にかけての構造運動にほぼあたる。

12) 高安（1969）によって北隣大曲図幅地域から本図幅地域北部について詳しく述べられている。

茂ノ沢断層群：北隣大曲図幅地域南西部法内西方から本図幅地域内北西部東由利町小倉東方付近・虚空蔵山北東方・茂ノ沢西方をとおり、久保東方をへて松沢南東方にいたる大局的にみて、N-S性の断層群であって、走向 $N 0-40^{\circ}W$ および $N 0-20^{\circ}E$ を示す多数の断層からなり、 $70-90^{\circ}$ の急傾斜を示すと考えられる。西側落ち断層であって、見掛上落差は $50-200m$ である。

水沢菅生断層群：本図幅地域北端部大森町吉ガ沢西方で、後述する滝ノ沢太平山断層群から分岐し、雄物川町水沢・三ッ森山西方・東由利町境東方・鷹ノ巣山をとおり、横板峠付近・太平山西方・羽後町菅生をへて、南隣湯沢図幅地域内で飯沢断層群につらなるほぼNS性の断層群であって、多数の断層からなる。見掛上落差 $50-150m$ 、最大 $250m$ である。ほぼ垂直もしくは急傾斜 ($70-80^{\circ}$) を示すと考えられる。

滝ノ沢太平山断層群：北隣大曲図幅中部滝ノ沢北東方から木ノ根坂東方をへて、本図幅地域北端部大森町吉ガ沢西方・雑物川町二井山西方・板ノ下付近・羽後町七高山西方・仏体西方・太平山東方・七曲峠東方をとおり、南隣湯沢図幅地域内で飯沢断層群につらなるほぼNS性の断層群であって、多数のNS性の断層からなり、多くのEW性の断層によって切られている。延長 $30km$ 以上に達する大断層群である。見掛上落差 $50-250m$ 、ところにより $400m$ に達する。ほぼ垂直もしくは急傾斜 (70°) を示すと考えられる。雄物川町坂ノ下付近で確認される。沓沢 (1963) によれば走向 $N 5^{\circ}E$ 、傾斜 $85^{\circ}E$ であって幅 $0.8m$ の破碎帯がみられる。

飯沢断層群：本図幅地域南部羽後町疇北方から赤沢をとおり、南隣湯沢図幅地域内にいたる延長 $20km$ 以上に達するN-S性の断層群である。本図幅地域内では見掛上落差は少ないが、南隣湯沢図幅地域内では $200-400m$ に達する。本断層群は地層の褶曲をともなうことが少なく、地塊の上下運動を主とする。

山の田断層群：本図幅地域南部羽後町新処から南隣湯沢図幅地域内にいたる延長 $22km$ 以上に達する断層群である。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。本断層群の見掛上の落差は、本図幅地域内ではほとんどなく、 $0-50m$ である、しかし、南隣湯沢図幅地域内の院内陥没構造の北西側の本断層群の見掛上の落差は大きく、 $600-800m$ 、ところにより $800m$ 以上に達する。

II. 3. 3 褶 曲

浅舞図幅地域の褶曲構造についてみると、西部ではNNE-SSW性のものが多く、東部ではNNW-SSE性もしくはNW-SE性のものが多く、両地区で対照的である。本図幅地域の主な褶曲は西から東にむかって、老方向斜・浮蓋向斜・牛ノ沢向斜・二井山向斜・狼沢背斜および角間背斜である。

老方向斜：船川層を軸心部に露出する $N 0-45^{\circ}E$ を示す向斜構造である。向斜軸は南部てほぼNE-SE性であるが、北部に行くに従い西にふれ、軸心部付近ではNSとなる。両翼とも $5-15^{\circ}$ のごくゆるい傾斜を示し、大局的にみて盆状構造を示している。

浮蓋向斜：須郷田層中の複向斜構造であって、翼部の傾斜は $5-15^{\circ}$ でごくゆるい。東由利町浮蓋付近をとおりNS性の代表的な向斜軸は北方および南方に行く断層となる。

牛ノ沢向斜：北方に開いた半盆状をなす向斜構造であって、向斜軸はNNE-SSW性であって、軸心

部に須郷田層を露出している。両翼とも 5-15°のごくゆるい傾斜を示す。

二井山向斜：女川層および船川層中の NNW-SSE 性の向斜構造であって、南方に行くに従い上位の地層が露出している。両翼の傾斜は 8-15°、ときに 20° であってゆるい。重力図のデータからみて、雄物川町大沢東方では船川層を軸心部に有する盆状構造（長軸の推定方向 NNW-SSE 性）を示すと考えられる。

狼沢背斜：両翼とも 7-10°、ときに 15° 以上のごくゆるい傾斜を示す NNW-SSE 性の主として女川層中の背斜構造である。狼沢背斜の延長にあたる谷地新田南方に重力で高いところがあり、本背斜の延長部と推定される。

角間背斜：試掘井のデータによれば、飯沢層の変質輝石安山岩溶岩などが分布している。重力図のデータからみて、ほぼ NS 性の背斜構造をなすと考えられ、翼部の傾斜は重力線の密度からみて、30° もしくはそれ以上と推定される。5 万分の 1 地質図の断面図では、1 本の試掘井で確認されたのみなので、こまかいことがはっきりしないので、角間背斜の付近に断層を書かなかったが、実際には同じ断面図の太平山付近と同じような地質構造を示すと推定される。

III. 神室山花崗岩類

神室山花崗岩類（大沢ほか, 1979）

本岩類は本図幅地域の基盤をなし、試掘井のデータによれば、本図幅地域南東部角間付近の地下に分布している。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からなる。本岩は灰白色、中粒（一粗粒）、堅硬である。境下でみると、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・鉄鈹・チタン石などが、二次鉱物として緑泥石・絹雲母・緑簾石などがみられる。

河野・植田（1966）によれば、秋の宮地区のものについて 97×16⁶ 年（白亜紀）の K-A 年代が測定されている。

IV. 新 第 三 系

IV. 1 飯 沢 層

飯沢層（命名：大沢ほか, 1979）

飯沢層¹³⁾は新第三系の最下位を占めて、本図幅地域中部に分布し、主として（変質）輝石安山岩溶岩および同質火砕岩からなり、泥岩を挟んでいる。

13) 浅舞図幅地域内の飯沢層は、沓沢（1963）の横根峠層にほぼ対比されるので、出来るだけ横根峠層を使用したいと考えたが、横根峠一帯には、あきらかに畑村層が露出しているので、やむをえず、別の地層名を使用した。なお、沓沢（1963）が調査した当時、著者の 1 人（大沢）が横根峠付近を調査したが、ほとんど露出がなかったので、やむをえなかったと思われる。

模式地 秋田県雄勝郡羽後町飯沢岩台南東方の沢一帯で、本図幅地域内では東由利町祝沢川流域一帯でよくみられる。

分布および層厚 東由利町老方東方から東由利町と雄物用町との町境の三ッ森山にいたる地区から、南方に向ってつらなり、松沢東方一坂ノ下西方の地区をへて、太平山—七曲峠—飯沢赤沢口にいたる地区に分布している、層厚は本層より下位の岩層が露出していないので、はっきりしない。南隣の湯沢図幅地域のデータを合せ考えると、層厚は 300-500m である。

岩相 飯沢層は主として（変質）輝石安山岩（溶岩）・同質凝灰角礫岩・火山角礫岩および火山礫凝灰岩からなり、同質凝灰岩・酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩および泥岩を挟んでいる。岩質により、主部と茂ノ沢安山岩部層とに分けられる。両者とも安山岩からなるが、茂ノ沢安山岩部層を構成するものは、斑状構造が顕著であり、有色鉱物が少量で、酸性よりである。上述の部層は本層主部の上半部と同時異相である。

1) 主部

主部は（変質）輝石安山岩溶岩・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、凝灰岩および泥岩を挟んでいる。ときに酸性火山礫凝灰岩・凝灰岩および砂岩を挟む。（変質）輝石安山岩溶岩は、濃緑青色—暗灰色、斑状のものから斑晶が少なく無斑晶質に近いものまでである。緻密、堅硬で、柱状節理を示す。しばしば自破碎溶岩となる。ところにより、変質の程度がことなり、比較的新鮮で紫蘇輝石普通輝石安山岩であることが確認されるものから、変質著しく、おそらく変質輝石安山岩であろうと推定されるものまで色々ある。多少とも変質されていて、新鮮なものはごく少ない。同質火砕岩は濃緑色—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



第6図 東由利町高薬師山南方横山林道沿いの阿仁合型植物化石を産する飯沢層の露頭

と基質とはよく膠結されていることが多く、一般的にみて層理が不明瞭である。多少とも変質され、新鮮なものはごく少ない。まれに淘汰を受けて明瞭な層理を示す。酸性火砕岩は緑色—淡緑色、やや軟弱で、火山礫を有す。薄層として挟まれているが、ごく少ない。ところにより、畑村層中のものと酷似し、区別が困難なものがある。泥岩は暗灰色—灰色、塊状、凝灰質、砂質であって薄層として挟まれる。(変質)輝石安山岩火山礫凝灰岩・砂岩などと互層をなし、厚さは 5-20 m、ところにより 20 m 以上である(第 6 図)。本主部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。代表的な溶岩および火山岩塊を鏡下でみると、次の通りである。

変質輝石安山岩、溶岩および火山岩塊、東由利町および雄物用町の各地

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 0.3-3.0 mm、累帯構造および著しい虫喰状構造を示す。曹長石・緑泥石・炭酸塩鉱物および、ときに緑れん石に置換されている。

輝石は大きさ 0.2-2.0 mm、多くの場合完全に緑泥石・炭酸塩鉱物および緑れん石に置換されている。量の増減があり、ときに紫蘇輝石をかいて、普通輝石のみのこともある。

石基：斜長石・輝石・ガラス・鉄鉱

ガラス基流晶質—毛氈状組織を示し、多くの場合、著しく変質されている。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vc)、火山岩塊、雄物川町水沢東方約 1.0 km の道路沿い(第 I 図版 1)

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 0.3-3.0 mm、黒帯構造および著しい虫喰状構造を示す。普通輝石は大きさ 0.2-1.8 mm、ときに双晶を示し、新鮮である。紫蘇輝石は大きさ 0.2-1.5 mm、普通輝石にくらべてやや少量であって、新鮮である。

石基：斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鉱

ガラス基流晶質組織を示し、石基鉱物は新鮮である。

上記の岩石の化学組成は次の通りである。

SiO ₂	54.61	MnO	0.13	P ₂ O ₅	0.19
TiO ₂	0.79	MgO	4.52	H ₂ O ⁺	1.61
Al ₂ O ₃	18.07	CaO	7.65	H ₂ O ⁻	0.38
Fe ₂ O ₃	1.71	Na ₂ O	3.10	Total	99.51
FeO	6.04	K ₂ O	0.71		

分析：東京石炭鉱物研究所

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vd)、溶岩、東由利町茂ノ沢西方石切場(第 I 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 0.3-2.0 mm、ときに 3.5 mm 以上に達する。清澄、累帯構造およびときに虫喰状構造を示す。普通輝石は大きさ 0.2-1.2 mm、双晶を示し、新鮮である。紫蘇輝石は大きさ 0.2-1.5 mm、普通輝石とほぼ等量であって、新鮮である。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石(少量)・ガラス・鉄鉱

毛氈状—ガラス基流晶質組織を示し、石基鉱物は新鮮である。

上記の岩石の化学組成は次の通りである。

SiO ₂	56.84	MnO	0.16	P ₂ O ₅	0.18
TiO ₂	0.59	MgO	5.68	H ₂ O ⁺	0.95
Al ₂ O ₃	16.19	CaO	6.92	H ₂ O ⁻	0.76
Fe ₂ O ₃	2.55	Na ₂ O	3.19	Total	99.75
FeO	4.60	K ₂ O	1.14		

分析：東京石炭鉱物研究所

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vc), 溶岩, 羽後町西馬音内替西方

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱

斜長石は中性長石—曹灰長石に属し、大きさ 0.3-2.0 mm, 比較的小型のものが多い。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 0.2-1.8 mm, ときに双晶を示し、新鮮である。紫蘇輝石は大きさ 0.2-0.6 mm, 小型、少量である。

石基：斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鉱

ガラス基流晶質組織を示す。

上記の岩石の化学組成は次の通りである。

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

大沢 (1963), 分析：倉沢 一

2) 茂ノ沢安山岩部層

茂ノ沢安山岩部層 (新命名)

茂ノ沢安山岩部層は輝石安山岩溶岩を主とし同質凝灰角礫岩・火山角礫岩および火山礫凝灰岩をともなっている。本部層は東由利町祝沢加茂ノ沢およびその東方一帯に分布し、模式地は同町茂ノ沢東方である。層厚は 100-200 m であって、上述の地区からはなれると薄くなり、ついに消滅する。輝石安山岩溶岩は暗灰色—灰色、粗粒、斑状で多斑晶質であって、大型・多量の斜長石および小型・少量の輝石を点在している。風化すると、ざらざらにくずれる性質を有する。比較的新鮮である。同質火砕岩は拳大(ときに牛頭人)の上述の溶岩と同質の火山岩塊を、火山礫を有する凝灰質物質が充填している。角礫と基質とは比較的良好に膠結されていることが多く、層理が不明瞭である。まれに植物破片を有する泥岩の薄層を挟んでいる。本部層を構成する代表的岩石は紫蘇輝石普通輝石安山岩であって、代表的な溶岩を境下でみると、次の通りである。

紫蘇輝石普通輝石安山岩, 溶岩, 東由利町茂ノ沢東方倉付近

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 0.4-4.0 mm, 大型のものも多く、黒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 0.2-0.8 mm, ごく少量大型のものもあるが、小型であって比較的少量である。ときに双晶を示し、新鮮である。紫蘇輝石は大きさ 0.2-0.7 mm, 小型、少量であって、緑泥石などに完全に置換されている。

石基：斜長石・輝石・ガラス・鉄鉱

ガラス基流晶質一毛氈状組織を示し、輝石は少量で、完全に二次鉱物に置換されている。
なお、石基鉱物はごく小型である。

紫蘇輝石普通輝石安山岩，溶岩，東由利町茂ノ沢東方 0.5km の地点

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は中性長石（一曹灰長石）に属し、大きさ 0.4-5.0 mm，大型，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 0.2-1.0 mm，小型，比較的少量で、ときに双晶を示し、新鮮である。紫蘇輝石は大きさ 0.2-0.8 mm，小型，少量であって、緑泥石などに完全に置換されている。斜長石・輝石・鉄鉱などからなる集班状組織を示す。

石基：斜長石・輝石・ガラス・鉄鉱

ガラス基流晶質一毛氈状組織を示し、石基鉱物はごく小型である。輝石は小型，少量であって、完全に二次鉱物に置換されている。

層位関係 本層は、湯ノ沢川層をかいて神宝山花崗岩類を不整に被覆していると考えられる。

化石 本層中の泥岩の薄層中から、次のような阿仁合型植物化石を多産する（第3表および第4表）。

第3表 飯沢層の阿仁合型植物化石 (I) (沓沢, 1963)

	1	2	3
<i>Osmunda japonica</i> Thunberg	×	×	
<i>Pinus</i> sp.		×	
<i>Picea ugoana</i> HUZIOKA	×	×	×
<i>Thuja</i> sp.	×		
<i>Metasequoia occidentalis</i> (NEWB.) CHANEY	×		×
<i>Glyptostrobus europaeus</i> (BRONGN.) HEER	×		
<i>Betula</i> sp.		×	

産地：1) 日照坂，2) 太平山登山口，3) 茂ノ沢・高栗師山

第4表 飯沢層の阿仁合型植物化石 (II)

	1	2
<i>Osmunda tsunemoroensis</i> MATSUO	×	×
<i>Picea ugoana</i> HUZIOKA	×	
<i>Thuja</i> sp.	×	
<i>Metasequoia occidentalis</i> (NEWB.) CHANEY	×	
<i>Glyptostrobus europaeus</i> (BRONGN.) HEER	×	
<i>Celtis</i> sp.		×
<i>Crataegus okamotoi</i> HUZIOKA et KOGA		×
<i>C. sugiyamai</i> HUZIOKA et NISHIDA		×

産地：1) 東由利町日照坂軌道跡，2) 同町栗師山南西嶺山林道
鑑定：藤岡一男

IV. 2 畑 村 層

畑村層（命名：畠山，1954）

畑村層は飯沢層を被覆して，本図幅地域西半部に広く分布し，酸性—塩基性火砕岩を主としている。

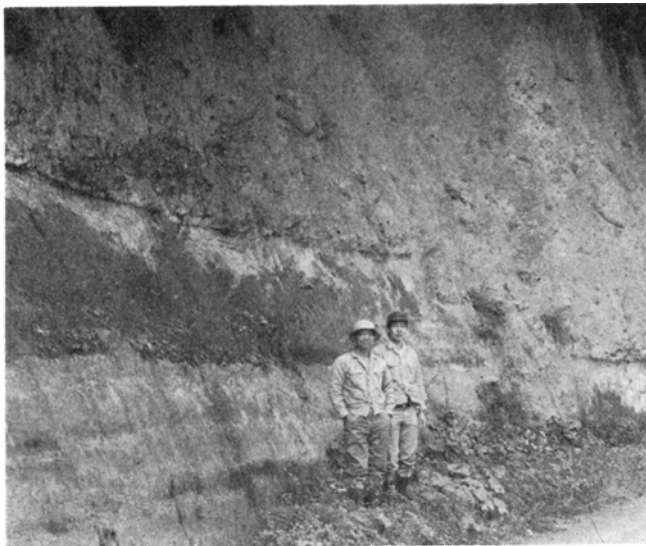
模式地 秋田県由利郡東由利町畑村から翁台にいたる間の高瀬川沿岸である。本図幅地域内では東由利町須郷田南方の石沢川沿いおよび羽後町田代猿子沢付近でよくみられる。

分布および層厚 東由利町須郷田南方・黒淵などから羽後町軽井沢・上到来・田代および下仙道などにいたる広い地区に分布している。ほかに，東由利町老方北東方などにも分布する。層序は 100-400 m である。本層の主部のみからなる地区では層厚 100-200m で薄い。

岩相 畑村層は岩質により，主部・太倉玄武岩部層・小倉溶結凝灰岩部層・高薬師山安山岩部層・猿子沢溶結凝灰岩部層・清水淵凝灰岩部層および善徳凝灰岩部層に分けられる。主部は酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩および安山岩火砕岩を主とし，玄武岩火砕岩・砂岩・泥岩および礫岩を挟んでいる。太倉玄武岩部層は主部の下部および中部と同時異相であって，かんらん石玄武岩溶岩およびその火砕岩を主とする。小倉溶結凝灰岩部層は主部の下半部と同時異相であって輝石安山岩溶結凝灰岩を主とする。高薬師山安山岩部層は下部および中部と同時異相であって，輝石安山岩溶岩を主とする。猿子沢溶結凝灰岩は主部の中部と同時異相であって，輝石安山岩溶結凝灰岩を主とする。清水淵凝灰岩部層は主部の中部および上部と同時異相であって，黒雲母デイサイト火砕岩を主とする。善徳凝灰岩部層は主部の上部と同時異相であって，酸性火砕岩からなる。

1) 主部

主部は酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩・安山岩凝灰岩・火山礫凝灰岩および凝灰角礫岩を主とし，玄武岩



第7図 東由利町松沢付近でみられる畑村層

火山礫凝灰岩・凝灰岩・砂岩・泥岩および礫岩を挟んでいる（第7図）。酸性火砕岩は緑色—淡緑色、やや軟弱、火山礫を有し、軽石質である。一般に層理明瞭であって、本主部の上半部に多くみられるが、本図幅地域西部ではところにより、下半部にも多い。安山岩火砕岩は赤褐色—帯褐緑色—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、層理が明瞭なことが多い。一般に角礫と基質との境は明瞭である。酸性および安山岩火砕岩中には、まれに、新第三系の基盤をなす神宝山花崗岩類に属する角閃石黒雲母花崗閃緑岩の大きさ 5-10 cm、ときに 15 cm 以上の岩片がとりこまれている。玄武岩火砕岩は後述の大倉玄武岩部層中のものと同じであるが、主部を構成するほかの岩石と互層をなし、また細粒であるので主部に含めた。玄武岩火砕岩は下半部に多く、また大倉玄武岩部層の分布する地区に多い。砂岩は暗灰色、細粒—中粒、やや軟弱、凝灰質であって、上述の各種の火砕岩中に薄層として挟まれ、非常に凝灰質であって、火砕岩と区別困難なものもある。泥岩は暗灰色—灰色、塊状、凝灰質である。砂岩および泥岩は、各種の火砕岩と互層をなし、薄層（厚さ数 10 cm—数 m）で、連続性に乏しい。礫岩は淘汰が悪く乱堆積を示し、下位層から由来した大小様々な円礫—半円礫（径 0.5-15 cm、ときにそれ以上）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。非常に凝灰質であって、礫岩と呼ぶよりも含礫凝灰岩もしくは含礫火山礫凝灰岩と呼ぶほうが適当なものが多い。代表的な安山岩凝灰角礫岩および火山礫凝灰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）、火山岩塊、羽後町上到来鴻屋付近

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 0.3-1.8 mm、累帯構造および虫喰状構造を示す。普通輝石は大きさ 0.2-1.3 mm、新鮮である。紫蘇輝石は大きさ 0.2-1.0 mm、緑泥石などに一部置換され、普通輝石にくらべて少ない。

石基：斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鉱

ガラス基流品質——毛氈状組織を示す。

2) 大倉玄武岩部層

太介玄武岩部層（新命名）

模式地は羽後町仙道太倉南西方一帯であって、層厚は 0-150 m である。

太倉玄武岩部層は、玄武岩溶岩・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・凝灰岩をとめない、ところにより安山岩火砕岩・酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩などを挟んでいる。玄武岩溶岩は暗青色—暗灰色、緻密、堅硬であって、かんらん石斑晶が目立つ。柱状節理を示す。自破砕溶岩および枕状溶岩がみられる（第8図）。枕状溶岩特有の放射状の節理や、各団塊間に火山ガラス（パラゴナイト）がみられる。また、玄武岩溶岩流が水中を流れたときにできるハイアロクラスタイトがみとめられる。溶岩は 1-3 枚みとめられる。各々の厚さは 10-60 m である。本図幅地域南西部では厚く、厚さ 30-60 m で、2-3 枚あると考えられる。本図幅地域中部横根峠付近では 1（-2?）枚であって厚さ 10-40 m、ところにより 50 m 以上である。玄武岩火砕岩は暗青色—濃緑色—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、両者の凝結度はよくない。しばしばスコリアを多量



第8図 羽後町蒲倉南方 1.5km の地点付近でみられる枕状溶岩

に含むことがある。角礫の配列が一定方向に並び、また細粒火砕岩が分級化され、層理を示すことがある。そのほかの岩石は主部のものと同じである。玄武岩溶岩を境下でみると、次の通りである。

かんらん石玄武岩 (IIIb), 溶岩, 羽後町横根峠東方約 0.5-1.0km の間の地点付近 (第III図版1)

斑晶: かんらん石・斜長石

かんらん石は大きさ 0.4-1.0 mm, イデイングス石・緑泥石などに完全に置換されている。斜長石は曹灰長石に属し, 大きさ 0.4-0.6 mm で, 少量である。

石基: 斜長石・単斜輝石・かんらん石・鉄鉱

間粒状組織を示す。大きさ 0.08-0.3 mm の斜長石。大きさ 0.05-0.1 mm の単斜輝石および少量のかんらん石などからなり, 斜長石および単斜輝石は新鮮である。

上記の岩石の化学組成は次の通りである。

SiO ₂	49.06	MnO	0.18	P ₂ O ₅	0.31
TiO ₂	0.90	MgO	7.22	H ₂ O ⁺	0.48
Al ₂ O ₃	18.24	CaO	9.00	H ₂ O ⁻	0.33
Fe ₂ O ₃	4.76	Na ₂ O	3.57	Total	100.38
FeO	5.72	K ₂ O	0.61		

大沢 (1963), 分析: 倉沢 一

かんらん石玄武岩 (IIIb), 溶岩, 羽後町田代軽井沢南西方約 0.8km の地点

斑晶: かんらん石・斜長石

かんらん石は大きさ 0.4-1.0 mm で, イデイングス石・緑泥石などに完全に置換されている。斜長石は大きさ 0.4-0.8mm, 少量である。

石基: 斜長石・かんらん石・単斜輝石・鉄鉱

間粒状一オフィティック組織を示す。斜長石は曹次長石一亜灰長石に属し, 長柱状で大き

さ 0.1-0.4 mm である。かんらん石は大きさ 0.1-0.2 mm で、二次鉱物に完全に置換されている。単斜輝石は大きさ 0.1-0.2 mm で、波動消光を示すものが多く、緑泥石などに置換されている。

かんらん石玄武岩 (IIIb), 溶岩, 羽後町田代蒲倉山山頂西方

斑晶: かんらん石・斜長石

かんらん石は大きさ 0.5-1.2 mm, 少量, イデイングス石・緑泥石などに完全に置換されている。斜長石は大きさ 0.5-1.0 mm, 小型, ごく少量, 累帯構造および虫喰状構造を示し, 新鮮である。

石基: 斜長石・単斜輝石・かんらん石・鉄鉱

間粒状-オフィティック組織を示す。斜長石は曹灰長石に属し, 長柱状, 大きさ 0.1-0.5 mm, 新鮮である。普通輝石は大きさ 0.1-0.4 mm, ときに波動消光を示し, 概して新鮮である。かんらん石は大きさ 0.1-0.4 mm, 二次鉱物に完全に置換されている。

かんらん石玄武岩 (IIIb), 溶岩, 羽後町大倉付近

斑晶: かんらん石・斜長石

かんらん石は大きさ 0.3-1.0 mm, 緑泥石・イデイングス石などに置換されている。斜長石は曹灰長石に属し, 長柱状で大きさ 0.4-1.5 mm であって, 累帯構造を示し, 新鮮である。

石基: 斜長石・単斜輝石・かんらん石・鉄鉱

間粒状組織を示し, 大きさ 0.05-0.3 mm, 大きさ 0.05-0.1 mm の単斜輝石および少量の緑泥石などに完全に置換されたかんらん石などからなる。かんらん石以外の石基鉱物は新鮮である。

3) 小倉溶結凝灰岩部層

小倉溶結凝灰岩部層 (新命名)

模式地は東由利町小倉東方一帯であって, 層厚は 0-180m である。

本部層は輝石安山岩溶結凝灰岩を主とし, 同質の凝灰岩および火山礫凝灰岩をとめない, ときに酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩を挟んでいる。輝石安山岩火砕岩は濃緑青色-暗灰色, 緻密, 堅硬であって, 溶結の程度の著しいものから, 殆んど溶結されていないものまでである。代表的な溶結凝灰岩は扁平な本質レンズ (厚さ 0.2-1.0 cm, 長さ 1-10 cm, 最大大きさ 2×15 cm) および石質破片を多数含んでいる。代表的な溶結凝灰岩を鏡下でみると, 次の通りである。

輝石安山岩溶結凝灰岩, 東由利町小倉東方 1.8km の地点 (第II図版1)

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 0.3-1.8 mm, 累帯構造を示し, 新鮮である。輝石は大きさ 0.2-0.8 mm, 少量, ときにかく。変質しているため, 普通輝石か, 紫蘇輝石か, はっきりしない。

基質: 安山岩特有の毛氈状組織を示す大きさ 0.2-2.0 m の岩片を有す。斜長石・鉄鉱・岩片を

含む溶結した褐色ガラスからなり、溶結凝灰岩特有の扁平なレンズ状を示す。部分的に再結晶作用を受けていて、球顆および鱗珪石がみられる。

4) 高薬師山安山岩部層

高薬師山安山岩部層 (新命名)

模式地は東由利町老方北東方高薬師山西側斜面一帯であって、厚さ 0-100m である。

本部層は輝石安山岩熔岩からなる。本岩は暗灰色、緻密、堅硬、斑状、新鮮である。自破碎溶岩となる。本岩と同じ岩質の岩石が、付近に分布する畑村層主部中に角礫としてとりこまれている。代表的岩石を境下でみると、次の通りである。

紫蘇輝石普通輝石安山岩，東由利町高薬師山西側

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は中性長石一曹灰長石に属し、大きさ 0.3-3.0 mm，大型のものが多く、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 0.2-1.5 mm，ときに双晶をなし、新鮮である。紫蘇輝石は大きさ 0.2-1.2 mm，普通輝石に比して少量、小型であって、緑泥石などに置換されている。集斑状組織を示す。

石基：斜長石・輝石・ガラス・鉄鉱

ガラス基流晶質—ガラス質組織を示す。

5) 猿子沢溶結凝灰岩部層

猿子沢溶結凝灰岩部層 (新命名)

模式地は羽後町田代猿子沢一帯であって、層厚は 0-100m¹⁴⁾である。

本部層は輝石安山岩溶結凝灰岩からなる。本岩は溶結凝灰岩特有の扁平な本質レンズおよび石質破片を含み、黒曜岩レンズが平行に配列したユータキシチック構造を示す。代表的溶結凝灰岩を境下でみると次の通りである。

紫蘇輝石普通輝石安山岩溶結凝灰岩，羽後町猿子沢 (第II図版2)

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は中性長石一曹灰長石に属し、大きさ 0.3-1.2 mm，少量、累帯構造を示し、新鮮である。普通輝石は大きさ 0.2-0.6 mm，小型、少量、新鮮である。紫蘇輝石は大きさ 0.2-0.5 mm，小型、ごく少量、新鮮である。

基質：安山岩特有の毛氈状組織を示す大きさ 0.2-3.0 mm の岩片を多数有し、溶結したガラス片が溶結凝灰岩特有の扁平なレンズ状を示す。また脱ガラス化していて、斜長石・輝石・鉄鉱・岩片およびガラスが再結晶している。

6) 清水淵凝灰岩部層

清水淵凝灰岩部層 (命名：大沢ほか，1979)

14) 下限が露出していないので、はっきりしないが、最大層厚は 100 m 前後と推定される。なお、同じ岩質の火砕岩は主部中を含め、溶結凝灰岩の部分のみについて、命名したので、将来再定義する必要があると考えられる。

模式地は南隣湯沢区幅地域内島海村笹子川沿い清水淵付近一帯であって、層厚は 0-200 m である。本区幅地域では羽後町軽井沢川上流蒲倉付近の道路沿いでみられるが、溶結していない。

本部層は黒雲母デイサイト凝灰岩および火山礫凝灰岩からなり、黒雲母デイサイト溶結凝灰岩からなる。黒雲母デイサイト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。黒雲母デイサイト溶結凝灰岩は紫褐色—灰白色、堅硬—やや堅硬、溶結凝灰岩特有の扁平な本質レンズおよび石質破片を含んでいる。代表的な溶結凝灰岩を境下でみると、次の通りである。

黒雲母デイサイト溶結凝灰岩，南隣湯沢区幅地域内島海村清水淵北北東の沢

斑晶：斜長石・黒雲母・石英・鉄鉱

斜長石は中性長石に属し、大きさ 0.3-1.8 mm，虫喰状構造を示し，1 部曹長石に置換されている。黒雲母は褐色，大きさ 0.2-0.8 mm で，多色性が著しい。石英は大きさ 0.2-0.7 mm，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鉱物がみられる。

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

7) 善徳凝灰岩部層

善徳凝灰岩部層（新命名）

模式地は東由利町善徳西方沢沿い一帯であって、層厚 0-100m である。

第 5 表 畑村層上部の台島型植物化石

<i>Glyptostrobus europaeus</i> (BRONGN.) HEER	
<i>Metasequoia occidentalis</i> (NEWB.) CHANEY	
<i>Sequoia langsdorfi</i> (BRONGN.) HEER	
<i>Salix</i> sp.	
<i>Pterocarya asymmetrosa</i> KONNO	
<i>Alnus miojaponica</i> TANAI	
<i>Betula</i> sp.	
<i>Carpinus subjaponica</i> NATHORST	
<i>C. shimizui</i> TANAI	
<i>Castanea miomollissima</i> HU et CHANEY	
<i>Quercus miovariabilis</i> HU et CHANEY	
<i>Celtis yuriensis</i> HUZIOKA	
<i>Ulmus longifolia</i> UNGER	
<i>Zelkova ungeri</i> (ETTINGSHAUSEN) KOVATS	
<i>Brasenia</i> sp.	
<i>Magnolia nipponica</i> TANAI	
<i>Liquidambar miosinica</i> HU et CHANEY	
<i>Acer macrosamarum</i> HUZIOKA	
<i>Alangium aequalifolium</i> (GOEPPERT) KRYSHTOFVICH et BORSUK	
<i>Apocynophyllum</i> sp.	
<i>Viburnum</i> sp.	

産出：東由利町下小屋高瀬川河床
鑑定：藤岡 一男

本部層は酸性凝灰岩および溶結凝灰岩からなる。酸性火砕岩は灰白色、やや軟弱であって、珪化作用を受けている。溶結凝灰岩は溶結度が弱い。善徳石英閃緑岩類が付近一帯に進入しているので、その影響を受けていて、流紋岩溶岩なのか、凝灰岩なのか、はっきりしないものがある。

層位関係 下位の飯沢層を整合（一部不整合）に被覆すると考えられる。火山岩相互間の層位関係については、整合か不整合がはっきりしない点が多く、不明である。しかしながら、飯沢層中に本層中の酸性火砕岩と同質のものを挟むこと、および両層間に構造差¹⁵⁾がみとめられないことなどから、沓沢（1963）が指摘しているような大きな不整合（田代不整合）は、みつからなかった。

化石 本層に属する砂岩および泥岩および酸性凝灰岩中から珪化木や、比較的保存の良い台島型植物化石を産する（第5表）。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（西隣矢島図幅）から *Metasequoia occidentalis* (NEWBERRY) CHANEY, *Ulmus protoparvifolia* HU & CHANEY, *Zelkova ungeri* (ETT.) KOVATS, *Parrotia fagifolia* (UNGER) HEER, *Liquidamber mioformosa* HU et CHANEY および Cfr. *Dystylium racemosum* S. & Z. を産する。なお、南隣湯沢図幅内羽後町泉沢付近のハイアロクラスタイト中から *Balnus*（和名フジツボ）の海棲動物化石を産する。

IV. 3 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た。そのご、片山（1941）によって須郷田層と命名された。）

須郷田層は飯沢層および畑村層を整合（一部不整合）に被覆して、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 本図幅地域内の東由利町須郷田付近。本層に属する浮蓋玄武岩部層は雄物川町水沢西方の石切場で、また鉢位山泥岩部層は大森町極楽寺西方などでみられる。

分布および層厚 東由利町桂台東方・浅田山・館合一須郷田付近一帯・倉南方・浮蓋一雄物川町水沢付近一帯および二井山西方の北部地区に分布している。なお、羽後町軽井沢・上到米・田代および下仙道などの南西地区にも広く分布している。ほかに、羽後町西馬音内南方にも分布する。層厚は 100-300 m である。西黒沢期の堆積盆の周縁部にあたり、本層の主部のみからなる大部分の地区では層厚 100-150 m で、ごく薄く、砂岩・礫岩などの粗粒堆積物からなる。

岩相 須郷田層は砂岩および礫岩を主とし、泥岩・かんらん石玄武岩溶岩・同質火砕岩・酸性凝灰岩などを挟んでいる。岩質により、砂岩および礫岩を主とする主部と、かんらん石玄武岩溶岩および同質火砕岩を主とする浮蓋玄武岩部層および泥岩を主とする鉢位山泥岩部層とに分けられる。浮蓋玄武岩部層は主部の下半部と、鉢位山泥岩部層は主部の上半部と、同時異相である（第9図）。

1) 主部

主部は砂岩および礫岩を主とし、ところにより泥岩および酸性凝灰岩を挟んでいる。砂岩は暗灰色、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

15) 沓沢（1963）は、横根峠層の傾斜について、相当傾斜しているとしたが、著者らの調査では比較的ゆるい傾斜を示している。また沓沢（1963）が横根峠層とした模式地および分布地の、特に尾根部分は畑村層が露出している。



第9図 雄物川町水沢南西方でみられる須郷田層（浮蓋玄武岩部層を主部に属する礫岩が被覆している。

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、明瞭な層理を示す。ときに植物化石の破片および炭質物を有している。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、神宝山花崗岩類や下位の各層から由来した大小様々な円礫—半円礫（径2-30 cm、ときにそれ以上）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。充填物は砂質—やや凝灰質である。礫岩は上述の砂岩と互層をなし、本層の下半部に多い。上述したように主部は砂岩および礫岩を主としているが、礫岩は砂岩にくらべて少量である。しかし、ところにより、礫岩を主とすることがあり、例えば東由利町老方北東方の浅田山付近一帯の山稜では、ほとんど膠結度のよくない礫岩からなる、泥岩は暗灰色—灰色、塊状、凝灰質であって、薄層として挟まれる。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、畑村層中のものと酷似している。ベントナイト質のものもある。薄層として挟まれ、少ない。

2) 浮蓋玄武岩部層

浮蓋玄武岩部層（命名：KATO（1955）によって浮蓋安山岩と呼ばれたもので、杳沢（1963）によって浮蓋玄武岩類と命名された。）

浮蓋玄武岩部層はかんらん石玄武岩溶岩・集塊岩・火山角礫岩および凝灰角礫岩を主とし、同質火山

礫凝灰岩・砂岩などを挟んでいる。本部層は、本図幅地域北部の東由利町祝沢から雄物川町水沢にいたる地区にわずかに分布している。層厚は 50-100 m, ところにより 150 m であって、上述の地区からはなれるに従い薄くなり、ついに消滅する。かんらん石玄武岩溶岩は暗青色—暗灰色、緻密堅硬であって、かんらん石斑晶が目立つ。柱状節理を示す。自破碎溶岩および枕状溶岩がみられる。溶岩の厚さは 20 m 以下で、比較的薄い。火砕岩は暗青色—暗灰色、火山弾・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って、両者の膠結度はよくない。砂岩は本層の主部をなす砂岩と同質であって、ごく少量挟まれている。本部層を構成する代表的な岩石を境下でみると、次の通りである。

かんらん石玄武岩 (IIIb), 雄物川町水沢付近石切場 (第 III 図版 2)

斑晶: かんらん石・斜長石

かんらん石は大きさ 0.3-1.8 mm, イディングス石などに置換されている。斜長石は大きさ 1.0 mm 以下でごく少量もしくはかく。

石基: 斜長石・単斜輝石・かんらん石・鉄鈹

間粒状組織を示し、大きさ 0.05-0.2 mm の斜長石、大きさ 0.05-0.08 mm の単斜輝石および少量のかんらん石などからなる。石基鈹物は新鮮である。

上記の岩石の化学組成は次の通りである。

SiO ₂	50.57	MnO	0.13	P ₂ O ₅	0.15
TiO ₂	0.73	MgO	8.15	H ₂ O ⁺	1.24
Al ₂ O ₃	16.01	CaO	9.42	H ₂ O ⁻	1.28
Fe ₂ O ₃	3.98	Na ₂ O	2.34	Total	99.68
FeO	5.17	K ₂ O	0.51		

分析: 東京石炭鈹物研究所

かんらん石玄武岩 (IIIb), 雄物川町武道東方 0.2km の地点

斑晶: かんらん石

かんらん石は大きさ 0.5-5.0 mm, 大型であって、イディングス石などに置換されている。大きさ 0.7 mm 以下の斜長石の微斑晶が、ごく少量認められる。

石基: 斜長石・単斜輝石・かんらん石・ガラス・鉄鈹

塊状組織を示し、1 部でオフィティック組織が認められる。大きさ 0.08-0.4 mm の斜長石・大きさ 0.05-0.3 mm の単斜輝石および少量のかんらん石などからなり、これら鈹物は新鮮である。

3) 鉢位山泥岩部層

鉢位山泥岩部層 (新命名)

鉢位山泥岩部層は泥岩を主とし、酸性凝灰岩を挟んでいる。模式地は北隣大曲図幅地域大森町鉢位山南方付近一帯であって、層厚 300 m 以上である。本図幅地域北部に分布し、層厚 100-150 m であって、南方に行くに従い薄くなり、ついに消滅する。泥岩は暗灰色—灰色、塊状、ときに硬質である。酸性凝灰岩と互層をなし、明瞭な層理を示す。硬質な泥岩は肉眼的にみて女川層の硬質泥岩とまったく同じであるが、一般に海緑石を散在することが多い。酸性凝灰岩は灰白色—白色、ときに淡緑色、軟弱、

軽石質で、ペントナイト質のものもある。泥岩と互層をなすものと、薄層として挟まれるものがある。

層位関係 下位の畑村層を整合（一部不整合）に被覆する。両層の境界付近は漸移することが多いが、一方、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。畑付層をかくところでは、飯沢層を須郷田層が不整合に被覆している。

化石 本層主部中から海棲貝化石¹⁶⁾（第6表・第7表および第8表）および有孔虫化石（第9表）などを豊富に産し、ほかに台島型植物化石・珪化木などがみられる。本層鉢位山泥岩部層からは第10表に示すような有孔虫化石を産し、西黒沢階の深海成層を指示している。また、暖流系浮遊性有孔虫の産

第6表 須郷田層主部の動物化石 (I)

Nuculana sp.

Mizuhopecten kimurai (YOKOYAMA)

M. yamasakii (YOKOYAMA)

Placopecten protomollitus (NOMURA)

Lucinoma acutilineata (CONRAD)

Venericardia ferruginea CLESSIN

Dosinia kaneharai YOKOYAMA

Cultellus izumoensis YOKOYAMA

Panope japonica A. ADAMS

Panomya simotomensis OTUKA

Phalium yokoyamai NOMURA et HATAI

Fulgoraria rupestris (GMELIN)

産地：須郷田谷の西約 1 km の貯水池の河床 (OTUKA, 1936)

Mizuhopecten yamasakii (YOKOYAMA)

M. kimurai (YOKOYAMA)

Kotorapecten kagamianus (YOKOYAMA)

Nanaochlamys notoensis (YOKOYAMA)

Chlamys akitana (YOKOYAMA)

Placopecten akihoensis (MATSUMOTO) *Anomia* sp.

Anomia sp.

Coptothyris grayi (DAVIDSON)

産地：浮蓋トンネルの東方約 100 m の地点 (OTUKA, 1936)

Hemithyris peculiaris NOMURA et HATAI

Terbratulina akitana NOMURA et HATAI

T. japonica (SOWERBY)

T. honsyuensis NOMURA et HATAI

T. tohokuensis NOMURA et HATAI

Terebratalia gouldii ugoensis HATAI

T. tenuis (HAYASAKA)

Macandrevia nipponica NOMURA et HATAI

Coptothyris grayi (DAVIDSON)

産地：浮蓋および祝付近 (HATAI, 1940)

16) 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7表 須郷田層主部の動物化石 (II)

	1	2	3	4	5	6	7
PELECYPODA							
<i>Anadara cf. watanabei</i> (KANEHARA)	R						
<i>Glycymeris cisshuensis</i> MAKIYAMA	R						
<i>G. vestitoides</i> NOMURA	R	R					
<i>G. sp.</i>	R					C	
<i>Limopsis sp.</i>				R			
<i>Modiolus yasuihroi</i> (OTUKA)	R			R			
<i>Chlamys akimana</i> (YOKOYAMA)	R						
<i>C. cosibensis hanzawae</i> MASUDA	C			R			
<i>C. c. yabei</i> MASUDA	C						
<i>C. cf. ingeniosa</i> (YOKOYAMA)		C					
<i>Mizuhopecten kimurai murayamai</i> (YOKOYAMA)	VA	A		A	A		C
<i>M. k. ugoensis</i> (HATAI et NISIYAMA)	VA	A		A	A		
<i>Masudapecten iwasakiensis</i> (NOMURA)	R	R					
<i>M. masudai</i> (AKIYAMA)					R		
<i>Placopecten nomurai</i> MASUDA		C			R		
<i>P. protomollitus</i> (NOMURA)				R			
<i>Limatula kurodai</i> OYAMA	R			C			
<i>L. japonica</i> A. ADAMS			C	C	R		
<i>Ostrea gravitesta</i> YOKOYAMA	R						
<i>O. sp.</i>						R	
<i>Lucinoma acutilineata</i> (CONRAD)	R						
<i>L. sp.</i>	R		R		R		
<i>Venericardia ferruginea</i> CLESSIN				C	C		
<i>V. siogamensis</i> NOMURA	C	C	A	VA	VA		C
<i>V. cf. minoensis</i> ITOIGAWA				R		A	
<i>Clinocardium shinjiense</i> (YOKOYAMA)	C			R	C		
<i>C. sp.</i>						A	
<i>Nemocardium samarangae</i> MAKIYAMA			R	R			
<i>Felaniella cf. ferruginata</i> (MAKIYAMA)						R	
<i>Lucinoma acutilineata</i> (CONRAD)	R						
<i>L. sp.</i>	R		R		R		
<i>Pitar itoi</i> MAKIYAMA	C						
<i>Dosinia kaneharai fujinaensis</i> MASUDA	R				C		
<i>D. k. kannoi</i> MASUDA	R						
<i>D. sp.</i>	R				R		
<i>Mya cuneiformis</i> (BÖHM)			C		R		
<i>M. japonica</i> (JAY)	R						
<i>Teredo sp.</i>	R	R	R				
<i>Macoma izurensis</i> (YOKOYAMA)	C				R		
<i>M. cf. optiva</i> (YOKOYAMA)					R		

<i>Panomya simotomensis</i> OTUKA	C				R	R	
<i>Panope nomurai</i> KAMADA	R				C		
<i>Cultellus izumoensis</i> YOKOYAMA	R						
<i>Anisocorbula ohiroi</i> MASUDA						R	
GASTROPODA							
<i>Notoacmaea schrencki</i> (LISCHKE)	R						
<i>Puncturella nobilis</i> A. ADAMS				R			
<i>Diodora m-katayamai</i> OTUKA	R						
<i>Turritella s-hataii</i> NOMURA					A		R
<i>T.</i> sp.			C	C	C	A	
<i>Epitonium</i> sp.	R						
<i>Neverita</i> sp.					R		
<i>Sinum yabei</i> OTUKA	R		C				
<i>Euspira meisensis</i> (MAKIYAMA)	R						
<i>Neptunea</i> sp.			R	R	R		
SCAPHOPODA							
<i>Chelyconus tokunagai</i> (KANEHARA)	R						
<i>Doliocassis cf. japonica</i> (YOKOYAMA)				R			
<i>Fulgoraria tokunagai</i> (KANEHARA)	R				A		
<i>Eocylichna</i> sp.						A	
BRACHIOPODA							
<i>Detalium weinkauffii</i> DUNKER				R	R		
<i>D. yokoyamai</i> MAKIYAMA	R		C	C	C		
BRACHIOPODA							
<i>Terebratalia asanoi</i> NOMURA et HATAI	R						
<i>T. tenuis</i> (HAYASAKA)		C		C	C		
<i>Terebratulina crossei</i> (DAVIDSON)	R		C				
<i>T. honshuensis</i> NOMURA et HATAI	A	A	C	C	C		
<i>T. tohokuensis</i> NOMURA et HATAI	R		A	C	C		
<i>Coptothyris grayi</i> (DAVIDSON)	R	R	C				
PORIFERA							
<i>Aphrocallistes</i> sp.		R	R				

産出頻度: R; 稀 C; 普通 A; 多産 VA; 夥多

産地: 1) 祝沢小学校前の川岸 2) 小倉南方の山道 3) 上里北方約1kmの山道 4) 須郷田部落左方の高瀬川河崖
5) 須郷田西方約1.5kmの堤の側 6) 石高西方約0.5kmの山道 7) 野田北西方約1.3kmの山道
(以上 東由利町)

出は少ないが、そのデータによれば、須郷田層の上部にあたるものと考えられる (BLOW の N ナンバー 11-12)。なお、丹 (1951) および丹・鹿間 (1965) によって、本層主部中から *Desmostylus* (第IV 図版) の産出が報告されている。

Salix sp.

Cfr. *Humulus palaeolupulus* SAPORTA

Alangium aequalifolium (GOPPERT) KRYSHTOFOVICH et BORSUK

Poacites sp.

Cyperacites sp.

産地：東由利町館合南東方山崎（杵沢，1963）

ECHINOIDEA

Echinolampas yoshiwarai LORIOI

PISCES

Carcharodon megalodon (AGASSIZ)

MAMMALIA

Desmostylus hesperus japonicus TOKUNAGA & IWASAKI

Eumetopias (?) sp.

産地：羽後町田代梨の木峠西方約700mの川岸（杵沢，1963）

第8表 須郷田層主部の動物化石 (III)

PELECYPODA

Chlamys akitana (YOKOYAMA)

Mizuhopecten kimurai murayamai (YOKOYAMA)

Masudapecten iwasakiensis (NOMURA)

Placopecten nomurai MASUDA

Limatula sp.

Lucinoma sp.

Venericardia siogamensis NOMURA

Vasticardium ogurai (OTUKA)

Dosinia sp.

Thracia sp.

Teredo sp.

GASTROPODA

Liracassis japonica (YOKOYAMA)

SCAPHOPODA

Dentalium yokoyamai MAKIYAMA

BRACHIOPODA

Terebratalia sp.

産地：羽後町梨の木峠付近

第9表 須賀田層主部の有孔虫化石

底棲有孔虫

- Siphotextularia* sp.
Frondicularia notoensis ASANO
Nodosaria longiscata d'ORBIGNY
Amphicoryna fukushimaensis ASANO
Dentalina insecta (SCHWAGER)
D. sp.
Lagena sp.
Lenticulina sp.
Fissurina sp.
Oolina sp.
Bulliminella elegantissima tenuis CUSHMAN et McCLOCH
Sphaeroidina japonica ASANO
Bolivina masudai ASANO
B. spp.
Stilostomella japonica (ISHIZAKI)
S. lepidula (SCHWAGER)
S. spp.
Globobulimina spp.
Uvigerina proboscidea SCHWAGER
Angulogerina kokozuraensis ASANO
Baggina notoensis ASANO
Buccella frigida (CUSHMAN)
B. tanaii (UCHIO)
B. spp.
Fursenkoina spp.
Discorbinella sp.
Pararotalia cf. *nipponica* (ASANO)
Pseudoparrella cf. *naraensis* (KUWANO)
P. spp.
Gavelinopsis spp.
Rosalina cf. *isabelleana* (d'ORBIGNY)
R. spp.
Valvulineria spp.
Glabratella spp.
Heronallenia sp.
Elphidium tsudai CHIJI et NAKASEKO
Elphidiella momiyamensis UCHIO
Eilohedra cf. *nipponica* (KUWANO)
Planulina nipponica ASANO
P. spp.
Cibicides pseudoungerianus (CUSHMAN)
Cibicides cf. *lobutulus* (WALKER et JACOB)
C. spp.
Cassidulina depressa ASANO et NAKAMURA

- C. margareta* KARRER
C. pacifica CUSHMAN
C. cf. japonica ASANO et NAKAMURA
C. cf. yabei ASANO et NAKAMURA
Ehrenbergina sp.
Nonion kidoharaense FUKUTA
N. sp.
Astrononion hamadaense ASANO
A. cf. hamadaense ASANO
A. cf. italicum CUSHMAN et EDWARDS
Nonionella sp.
Pseudononion subcostata FUJITA et ITO
P. sp.
Pullenia bulloides (d'ORBIGNY)
P. quinqueloba (REUSS)
Alabamina japonica (ASANO)
Gyroidina orbicularis d'ORBIGNY
G. planulata (CUSHMAN et RENZ)
G. sp.
Oridorsalis umbonatus (REUSS)
Anomalina sp.
Echigoina aomoriensis ASANO
E. sp.
Hanzawaia tagaensis ASANO
Melonis nicobarensis (CUSHMAN)
M. pompilioides (FICHEL et MOLL)
- 浮遊性有孔虫
- Globigerina* spp.
Globigerinita glutinata (EGGER)
Hastigerina siphonifera praesiphonifera (d'ORBIGNY)
Globigerinoides japonicus SAITO et MAIYA
Globorotalia birnageae BLOW
G. denseconnexa SUBBOTINA (?)
G. mayeri CUSHMAN et ELLISOR
G. peripheroronda BANNER et BLOW
G. praescitula BLOW
G. quinifalcata SAITO et MAIYA
G. spp. 産地: 東由利町法内・小倉・上里・新田・久保・沢沢各地
Globoquadrina spp. 鑑定: 的場保望

第10表 須郷田層鉢位山泥岩部層の有孔虫化石

底棲有孔虫

- Martinottiella communis* (d'ORBIGNY)
Nodosaria spp.
Dentalina spp.
Lagena spp.
Marginulina sp.

Guttulina sp.
Polymorphina sp.
Sigmomorphina sp.
Fissurina spp.
Tosaia sp.
Sphaeroidina bulloides d'ORBIGNY
S. japonica ASANO
S. sp.
Rectobolivina sp.
Stilostomella sp.
Bulimina striata d'ORBIGNY
Globobulimina ovata d'ORBIGNY
G. pacifica CUSHMAN
G. spp.
Uvigerina probocidea SCHWAGER
Hopkinsina sp.
Fursencoia mexicana CUSHMAN
F. spp.
Buccella cf. *inuitata* ANDERSEN
Epistominella cf. *naraensis* (KUWANO)
E. cf. *pulchella* HUSEZIMA et MARUHASI
Valvulineria sp.
Planulina nipponica ASANO
Cibicides asanoi MATSUNAGA
C. pseudoungerianus (CUSHMAN)
C. spp.
Cassidulina norcrossi CUSHMAN
C. spp.
Quadriformina sp.
Nonion cf. *labradoricum* (DAWSON)
Pullenia bulloides (d'ORBIGNY)
P. salisburyi R.E. et K.C. STEWART
Gyroidina orbicularis d'ORBIGNY
G. spp.
Anomalina globrata CUSHMAN

浮遊性有孔虫

“*Globigerina*” spp.
Globorotaria cf. *praefohsi* BLOW et BANNER
G. spp.

産地：北隣大曲因幡地域内大森町鉢位山南方約 1.0 km 山道脇
 鑿定：的場保望

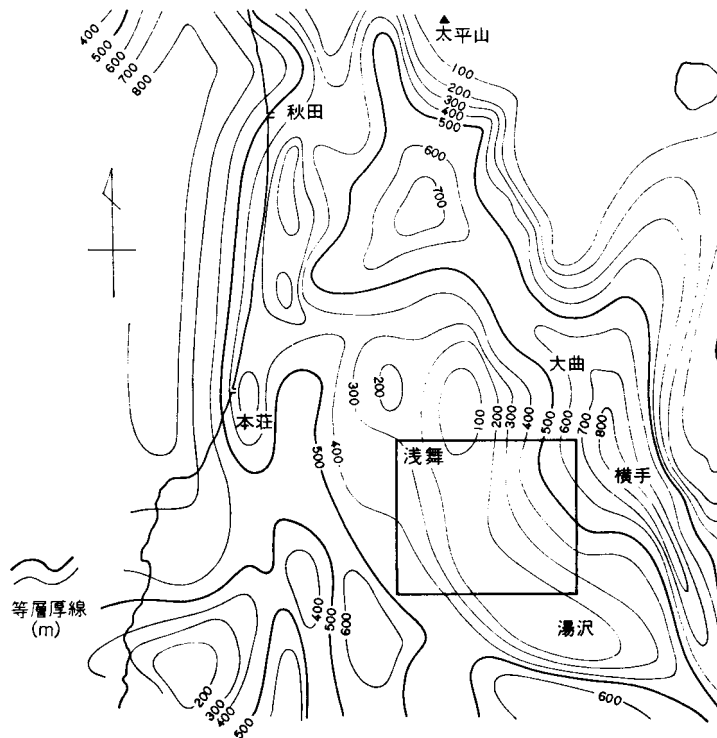
IV. 4 女川層

235 女川層
 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、本図幅地域内の北西部および中部に分布し、主として硬質泥岩からなる。

模式地 秋田県男鹿半島南岸女川付近一帯で、本図幅地域内では東由利町館合付近の石沢川沿いおよび、雄物川町三井山・狼沢間の道路沿いでよくみられる。

分布および層厚 東由利町法内から老方・館合をへて田代北方にいたる北西部地区および、雄物川町三井山北方から矢神・上法寺北方をへて羽後町七高山およびその南方にいたる南北にのびる中部地区に広く分布している。なお、本図幅地域南東部の羽後町長者森付近および湯沢市々街地東方・岩崎などになぜかに分布している。層厚は 150-450 m である。北西部地区では、比較的薄く、150-300 m であつて、館合西方ではとくに薄い。中部地区では 200-450 m である。三井山・矢神一帯では 300-450 m、板ノ下およびその南方付近では 200-300 m、七高山およびその南方一帯では 250-350 m 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つて、800 m 以上に達する（第 10 図）。

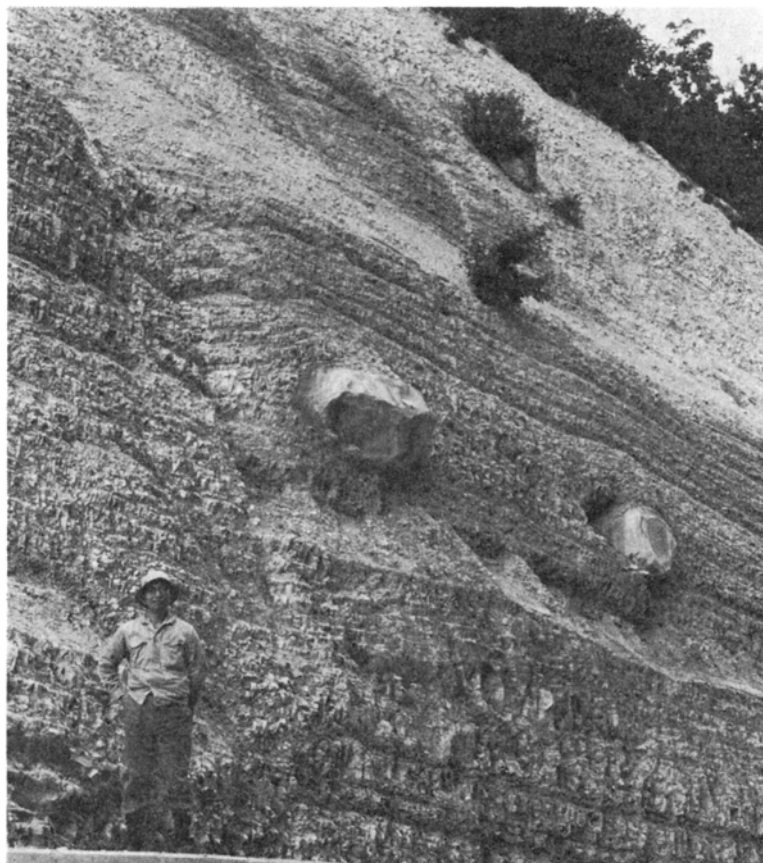


第 10 図 浅舞図幅地域付近の女川層の等層厚線図（池辺，1962）

岩相 女川層は主として硬質泥岩・酸性軽石凝灰岩からなるが、岩質により、硬質泥岩を主とする主部と、酸性軽石凝灰岩からなる院内凝灰岩部層に分けられる。後者は主部の下半分と、同時異相である。

1) 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。本層の上部は、いわゆる硬（女川岩相）軟（船川岩相）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。



第 11 図 雄物川町狼沢西方 1.1km の道路沿いでみられる女川層の硬質泥岩

硬質泥岩は珩質で、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（第 11 図）。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、堅硬な泥岩および珩質の頁岩からなる。珩質の頁岩は非常に葉理を示し、ときに無葉理の燧石レンズを挟む。白色部は黒色部に較べてやや粗粒で、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 0.2-1.0 m の石灰質—苦灰質の泥灰岩の団塊を有する。女川層上部の船川層との漸移帯にも、同様の団塊を含んでいることがある。女川層は上述した硬質泥岩を主体としているが、ほかに、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。厚さ数 10 cm、ときに 1 m 以上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 0.3-1.0 m であって、本層の基底部でみられる。海緑石は上述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。

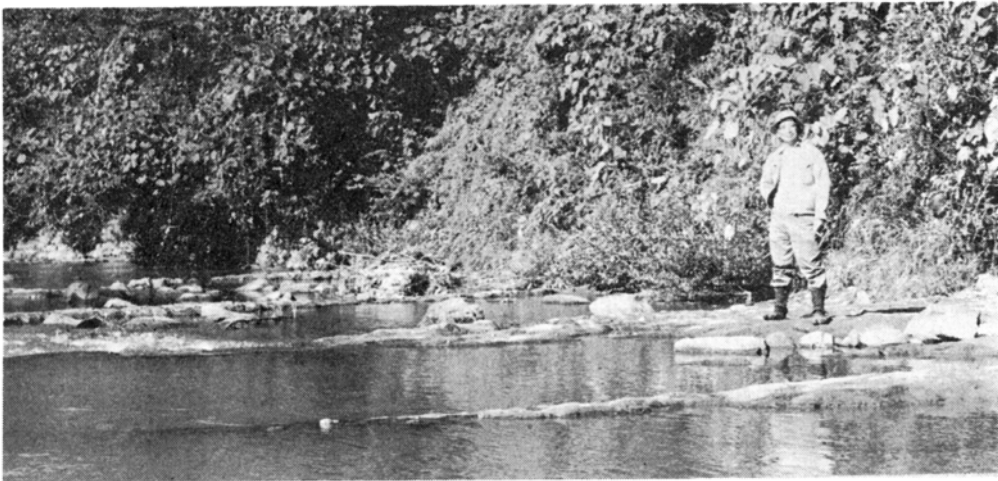
本地域内の女川層堆積時には別項で述べる横山デイスাইトおよび粗粒玄武岩の岩床と岩脈が進入している。

2) 院内凝灰岩部層

院内凝灰岩部層（命名：KATO（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を主とし、酸性火山礫凝灰岩・塊状泥岩・硬質泥岩、ところにより少量の安山岩火山礫凝灰岩および凝灰角礫岩を挟んでいる。これら酸性火砕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。本部層は、本図幅地域南東部に分布し、層厚は 100-200 m であって、北方に行くに従い薄くなり、ついに消滅する。南隣湯沢図幅地域内の模式地の院内地区では厚く、400-600 m である。酸性火砕岩は灰白色—白色、軟弱、軽石質であって、ときに黒雲母を有する。ところにより泥岩と互層をなし、明瞭な層理を示す。本図幅地域南端部長者森付近では珪化作用著しく、堅硬となっている。

層位関係 下位の須郷田層とは整合である。須郷田層との関係は、東由利町館合付近の石沢川沿いでよく観察される（第 12 図）。須郷田層最上部の砂岩の上に、女川層に属する硬質泥岩が明瞭に整合に重なっている。



第 12 図 東由利町館合付近の石沢川沿いでみられる須郷田層および女川層（左側下流が女川層、右側の著者の 1 人大沢の。立っている付近が須郷田層最上部）

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。

IV. 5 横山デイサイト

横山デイサイト（新命名）

横山デイサイトは女川層の堆積時に噴出したもので、本図幅地域北西部に分布していて、紫蘇輝石普通輝石角閃石デイサイト溶岩からなる。

模式地 東由利町老方南方横山付近である。

分布および厚さ 前述の横山付近に分布し、厚さは 0-50m である。

岩相 本溶岩は暗灰色、斑状、新鮮であって、角閃石および輝石の斑晶が目立つ。代表的岩石を境下でみると、次の通りである。

紫蘇輝石普通輝石角閃石デイサイト、東由利町横山南東方の崖

斑晶：斜長石・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・石英

斜長石は中性長石に属し、大きさ 0.4-3.0 mm であって、累帯構造を示し、新鮮である。角閃石は帯褐色、大きさ 0.3-3.0 mm、多色性を示し、オパサイト化している。普通輝石および紫蘇輝石は大きさ 0.2-1.2 mm、角閃石とほぼ同量である。紫蘇輝石は完全に緑泥石などに置換されている。石英は大きさ 0.3-1.5 mm、清澄、融食形を示し、少量である。

石基：微晶質組織を示す。

IV. 6 沼館安山岩

沼館安山岩（新命名）

沼館安山岩は女川層の堆積時に噴出したものであって、本図幅地域北東部横手平野の地下に分布している。主として輝石安山岩火砕岩からなる。

模式地 雄物川町沼館付近一帯の地下であって、同時期で同岩質のものは、南隣湯沢図幅地域院内付近一帯でよくみられる。

分布および厚さ 試掘井のデータによれば、雄物川町沼館およびその東方の地下 300-800 m のところに分布している。厚さは 0-150m である。

岩相 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、同質溶岩・凝灰岩・硬質泥岩などを挟んでいる。輝石安山岩火砕岩は拳大（ときに牛頭大）の暗灰色、斑状、緻密、堅硬、新鮮な火山岩塊および火山礫を凝灰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。輝石安山岩溶岩は暗灰色、緻密、堅硬、斑状、新鮮であって、輝石の斑晶を点在している。硬質泥岩は薄層として挟まれていて、女川層を構成するものと同質である。硬質泥岩は細粒で分級した輝石安山岩火砕岩と互層をなし、明瞭な層理を示す。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), 火山岩塊, 南隣湯沢図幅内雄勝町院内山の田・松根北方・横堀西方など

斑晶: 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は中性長石一曹灰長石に属し, 大きさ 0.3-2.7 mm, 累帯構造および虫喰状構造を示す. 普通輝石は大きさ 0.2-1.0 mm, ときに 3.0 mm 以上, 双晶を示し, 新鮮である, 紫蘇輝石は大きさ 0.2-1.0 mm, 一般に新鮮であるが, ときに緑泥石に置換されている.

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

IV. 7 粗粒玄武岩および玄武岩

粗粒玄武岩および玄武岩は女川層の堆積時に活動したもので, 本図幅地域北西部に点々として分布している. 女川層を貫ぬく岩脈および岩床であって, 岩体の大きさは個数 10 cm-500 m, 長さ数 10 m-2.5 km である (第 13 図). 粗粒玄武岩は本図幅地域西端部から西隣矢島図幅にかけて畑村層・須郷田層および女川層中に入っていて, 代表的岩石はかんらん石 (普通輝石) 粗粒玄武岩であって, KONDA (1960) によれば紫蘇輝石粗粒玄武岩が記載されている. 本図幅地域内の主な岩体は, 蔵西方のかんら



第 13 図 東由利町蔵南西方石沢川沿いの女川層を貫ぬく玄武岩の岩脈

ん石普通輝石玄武岩と、老方北方の虚空蔵山のものである。前者は黒青色、やや粗粒、堅硬、玉葱状構造を示す。後者は暗青灰色、堅硬、緻密であるが、しばしば多数の球顆を有する。代表的な岩石を鏡下でみると、次の通りである。

かんらん石普通輝石玄武岩 (IVb)、東由利町蔵一岩館間の道路沿い

斑晶：斜長石・普通輝石・かんらん石

斜長石は曹灰長石一亜灰長石に属し、大きさ 0.4-3.0 mm、累帯構造および虫喰状構造を示し、一部緑泥石などに置換されている。普通輝石は大きさ 0.2-2.0 mm、ときに双晶を示し、新鮮である。かんらん石は大きさ 0.2-1.2 mm、緑泥石などに完全に置換されていて、普通輝石にくらべて少量である。

石基：斜長石・単斜輝石・かんらん石・緑泥石・ガラス・鉄鉱

塊間状一問粒状組織を示す。大きさ 0.05-0.4 mm の斜長石。大きさ 0.05-0.2 mm の単斜輝石および二次鉱物に完全に置換されたかんらん石などからなる。

普通輝石玄武岩、東由利町虚空蔵山東麓

斑晶：斜長石・普通輝石・石英

斜長石は曹灰長石に属し、大きさ 0.4-2.5 mm、累帯構造および著しい虫喰状構造を示し、新鮮である。普通輝石は大きさ 0.2-10 mm、ときに双晶および波状消光を示し、小型、少量である。完全に炭酸塩鉱物などに置換された普通輝石か紫蘇輝石かはっきりしない仮像がみられる。石英は大きさ 2.0 mm、ごく少量、清澄、融形を示し、外来結晶と考えられる。

石基：斜長石・輝石・ガラス・隠微晶質物質・鉄鉱

塊間状組織を示し、炭酸塩鉱物・緑泥石などに一部置換されている。

IV. 8 善徳石英閃緑岩類

善徳石英閃緑岩類 (新命名)

善徳石英閃緑岩類は本図幅地域中部に分布し、石英閃緑岩¹⁷⁾・石英閃緑斑岩・文象斑岩・石英斑岩などからなる。いわゆる“第三紀花崗岩”と呼ばれているものに属すると考えられる。

模式地 東山村町善徳付近と雄物川町坂ノ下西方の本荘街道沿い。

分布および大きさ 本図幅地域中部の善徳付近・境一坂ノ下間の各地などに分布している。地表での大きさは善徳岩体で 1.2×2.2 km、比較的大きいが、ほかのものは岩脈をなし、幅 2-数 10 m、最大延長 2.0 km で小さい。大部分 NNW-SSE 方向を示す。

岩相 本図幅地域内では岩体の中心部まで露出していない。善徳岩体は石英閃緑岩を主とし、石英斑岩・石英閃緑斑岩などをともなっている。岩脈をなすものは、石英閃緑斑岩・文象斑岩・石英斑岩などからなる、本岩類の代表的岩石を鏡下でみると、次の通りである。

17) 石英閃緑岩は、地表に露出していないが、地下には存在すると考えられる。その理由は、本岩類に対比される南隣湯沢図幅地域および南々隣羽前金山図幅地域の台山石英閃緑岩類についてみると、侵食され広く露出している所では石英閃緑斑岩から中心部に向かって石英閃緑岩に移化している。

石英閃緑斑岩，雄物川町坂ノ下西方 2.2km 本荘街道沿いの地点

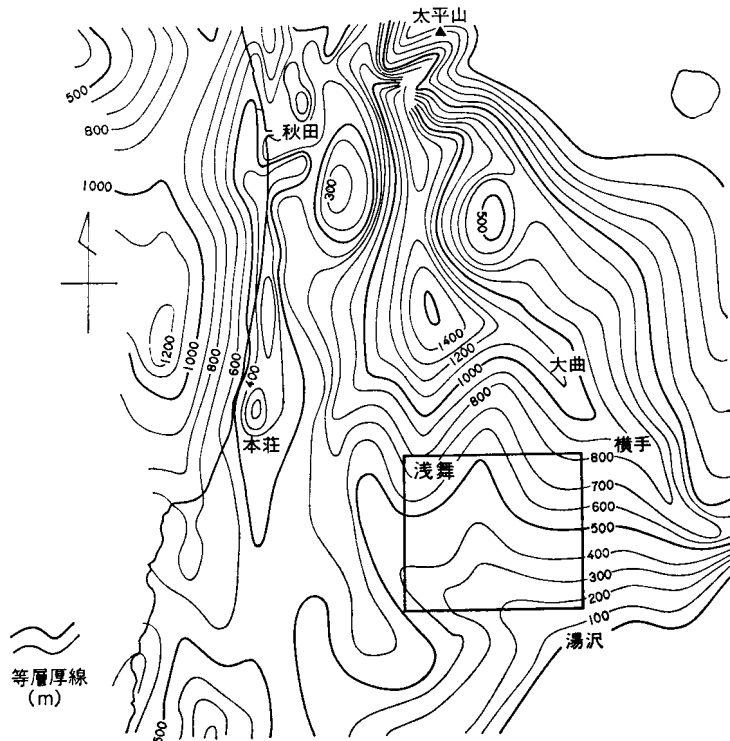
斑晶：斜長石・石英・苦鉄質鉱物

斜長石は亜曹長石—中性長石に属し，大きさ 1.0-5.0 mm，卓状—柱状，多量，虫喰状構造および累帯構造が著しい．石英は大きさ 1.5-3.0 mm，比較的少量，融食形を示す．苦鉄質鉱物は大きさ 1.0-2.5 mm，完全に緑泥石・粘土鉱物・鉄鉱などに置換されている．

石基：斜長石・石英・アルカリ長石（？）・鉄鉱など

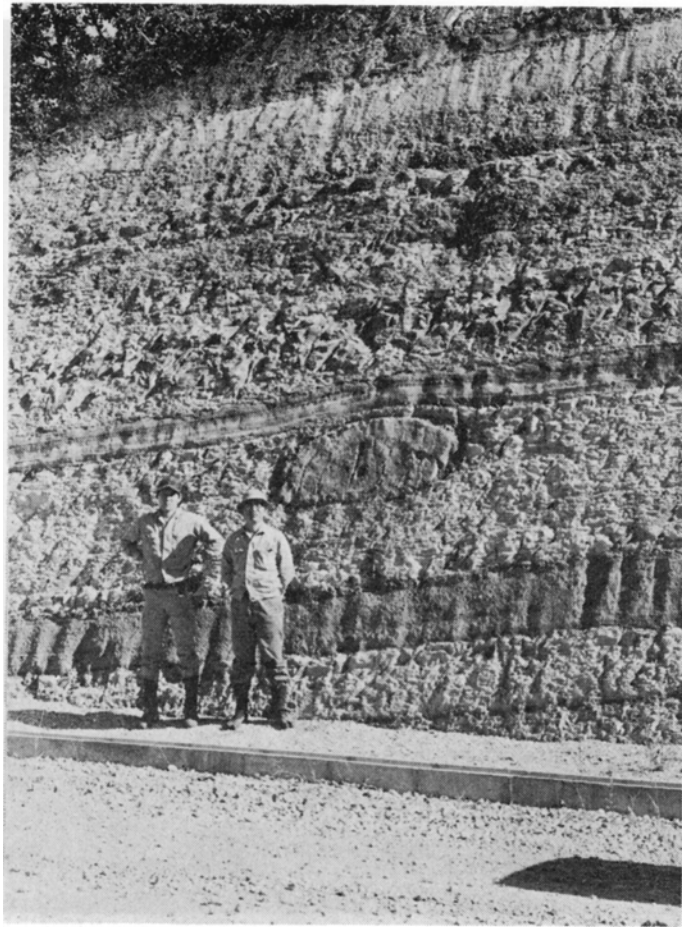
少量であって，斑晶鉱物間の間隙を充填している．

进入時期 本図幅地域内では，本岩類が畑村層までの各層を貫ぬいていることのほか，进入時期を決定する証拠はない．しかしながら，本岩類と酷似した岩石が南隣の湯沢図幅地域内で須郷田層を南方の大沢図幅地域内の日正鉱山付近で女川層最下部を貫ぬいていること，南東隣の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の硬質泥岩と一諸に少量の本岩類が礫として含まれている．このことなどから，1 時期に进入したものであるならば女川層の堆積時に进入したと考えられるが，确实なところは，須郷田層（西黒沢層に対比される）の堆積時から，船川層堆積前までの，ある時期に进入したものであろう¹⁸⁾．



第 14 図 浅舞図幅地域付近の船川層の等層厚線図（池辺，1962）

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



第 15 図 雄物川町大沢南南西方約 2.0km の新道路沿いでみられる船川層下部の暗灰色泥岩

IV. 9 船 川 層

ふたかき
船川層（命名：男鹿半島で大橋（1918, MS）・外山（1925）が「船川黒色頁岩層」と呼んだ。そのご、千谷（1930）によって船川層と命名された。）

船川層は、女川層を被覆して本図幅地域内の北西部および中部に分布し、主として暗灰色泥岩からなる。船川層は女川層と同様に、秋田油田第三系の代表的地層である。船川層を構成するものはいわゆる「黒色頁岩 (black shale)」, 女川層のものは「硬質頁岩 (hard shale)」と呼ばれている。

模式地 秋田県男鹿半島南岸船川付近一帯で、本図幅地域内では雄物川町上法寺付近の沢沿いおよび末館北東方の道路沿いでよくみられる。

分布および層厚 東由利町蔵から元鳥山にいたる北西部地区にわずかに分布するが、本層の大部分は雄物川町末館北方から羽後町新町・堀内をへて足田にいたる南北にのびる中部地区に広く分布している。なお本図幅地域東部の試掘井のデータによれば、沖積層の下に本層が広く潜在していると考えられ



第 16 図 雄物川町末館北東方三角点 82.3m 地点付近の道路沿いでみられる船川層上部の塊状暗灰色泥岩

る。本層の層厚は、上位にくる天徳寺層が分布していないので正確にわからないが、隣接図幅地域のデータをもあわせてみると、150-400 m であろう。北西部地区では、薄く、150-200 m である。中部地区では 200-300 m、沖積層に被覆される東部地区では 300-400 m である。船川層の最大の層厚は、池辺(1962)によれば、大曲市西方から和田盆地付近であって、1,600 m に達する(第 14 図)。

岩相 船川層は主として暗灰色泥岩からなり、酸性凝灰岩およびところにより砂岩を挟んでいる。暗灰色泥岩は塊状、無層理でときに層理を示し、粘土質ないしシルト質である。新鮮な部分は黒色一暗灰色であるが風化すると灰白色一黄白色となり、5-10 cm の不規則な塊状、または 2-3 cm のもろい小角片に割れる。その露出面は硫黄状粉末におおわれていることがある。酸性凝灰岩は灰白色一白色、軟弱で軽石質、ときに砂質である。厚さは数 10 cm-5 m、ときに地域的に厚さを増す。羽後町大沢西方の地竹川沿いの本岩は厚さ 20 m 以上であって、本岩を境として下位の女川層と接する。薄いものまで含めると数層準に挟まれる。狩野・上田(1966)の本図幅地域北東部の試掘井データによれば、酸性凝灰岩の厚さ 200 m 内外である。船川層の下部では、大型、球状の泥灰岩の団塊を含んでいる。本層の下

半部ではよく層理を示すが、上半部では壁状をなし無層理であることが多い（第15図および第16図）。

層位関係 下位の女川層と整合である。女川層とは漸移関係を示し、女川層上部の硬軟互層をへて、船川層の暗灰色泥岩となる。本層と女川層との境付近ではしばしば比較的厚い酸性凝灰岩が発達しており、この酸性凝灰岩から本層とした。

化石 大型化石に乏しく、まれに軟体動物化石を認めるにすぎない。海綿の *Sagaritas chitanii* MAKIYAMA は比較的普通に含まれる。放散虫や珪藻化石は、女川層にくらべると少ないが、これに反して有孔虫化石は多くなる。

V. 第四系

V. 1 段丘堆積物

段丘堆積物は、石沢川と同川支流の法内川・祝沢川・軽井沢川などおよび雄物川支流の七滝川・地竹川・西馬音内川などの主な河川沿い一帯に分布していて、泥・砂および礫からなる。本図幅地域西部の石沢川沿い一帯では2-3段の段丘が発達している。東由利町老方と館合との間の石沢川沿いで、特によくみられる。段丘堆積物の厚さは5-10m、ときに15m以上に達する。上述の石沢川とその支流沿いでよく発達しているのに対して、雄物川とその支流沿いでは少ない。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。

V. 2 沖積層

沖積層は、雄物川・皆瀬川・石沢川およびこれらの支流などの河川流域に堆積し、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沖積層が広く分布している。

浅舞図幅地域西部の石沢川・法内川・祝沢川・軽井沢川などの流域では、比較的薄く、厚さ0-30m、比較的広く沖積層の分布する流域の中心付近では50m内外に達する。丘陵地の谷間を埋没して出来た沖積層であるので、ごく薄い場合が多い。

浅舞図幅地域東部の横手低地は、雄物川・皆瀬川・西馬音内川およびその支流などによって出来た谷底平野である。この沖積層からなる低地はほとんど勾配がないため、雄物川とその支流が相当乱流したらしく、各所に旧河道がみられる。狩野・上田（1966）によれば、横手盆地内の試掘井で第四系の厚さをみると、盆地中央部は勿論、山側に近いところでも、相当の厚さをもっている。本図幅地域北東端部の平鹿町吉田付近では最も厚く、約220mであって、海拔約-170mの地点まで沖積層である。なお、本図幅地域南東部の湯沢市角間付近では、やや薄く、約120mであって、海拔約-40mの地点まで沖積層である。なお、狩野・上田（1966）によれば、吉田および角間付近などの第四系は泥・砂および礫のほか、植物破片・炭質物および泥炭を挟んでいる。このような盆地内の厚い第四紀の堆積物の構成内容からみて、湖成堆積物とみられる。

VI. 応用地質

浅舞図幅地域は、東北地方緑色凝灰岩地域特有の新第三系が分布しているが、この種の地域に特有の金・銀・銅・鉛・亜鉛を含む金属鉱床は殆んど発見されておらず、本図幅地域南端部の羽後町野中南方に野中鉱山があるのみである。なお、飯沢層の輝石安山岩溶岩および須郷田層のかんらん石玄武岩溶岩は、2-3 のところで採石している。

VI. 1 野中鉱山

本鉱山は浅舞図幅南端部の羽後町野中南方 0.8 km 付近に位置し、交通の便がよい。昭和 53 年現在、休山中である。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軽石凝灰岩および火山礫凝灰岩からなる。これら酸性火砕岩は灰白色、珪化され、黄鉄鉱を点在している。本鉱山の鉱床は、木下 (1944) によれば、小塊状をなし閃亜鉛鉱・方鉛鉱・重晶石および石英の縞状をなすものである。石英の少ない部分は黒鉱に近似しているが、成分鉱物が密雑せず、多少分体していて標式的な黒鉱とはことなる。閃亜鉛鉱・方鉛鉱および黄鉄鉱を主要鉱物とし、多少の銀を含有する。ほかに重晶石および石英を有する。小塊状黒鉱式鉱床と呼ぶべきものであろう。

VI. 2 石材

本図幅地域には東由利町茂ノ沢東方祝沢川との合流点付近・雄物川町水沢付近などに石切場がある。祝沢川との合流点付近の地質は、飯沢層主部の紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩とその火砕岩からなる。このうちの溶岩の部分の採石をしていて、昭和 53 年現在稼行中である。水沢付近の地質は須郷田層浮蓋玄武岩部層に属するかんらん石玄武岩溶岩とその火砕岩と、これらを緩傾斜で被覆する同層主部の砂岩および礫岩からなる。このうちの溶岩の部分の小規模に採石していたが昭和 53 年現在休業中である。そのほか、採石していたところが 2-3 箇所知られているが、ごく小規模であるので省略した。

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，付録特別号，vol. 37，p. 732-739.
- 藤田至則 (1960) 東北日本におけるグリーン・タフ地向斜の古地理的・造構史の変遷に関する法則性。地球科学，no. 50-51，p. 22-35.
- 半沢正四郎 (1954) 東北地方 (日本地方地質誌)・朝倉書店，p. 192-197.

- HATAI, K. (1938) A review of the palaeontology of Akita prefecture (Ugo province), north-east Honshū, Japan. *Japan Jour. Geol. Geog.*, vol. 15, p. 35-45.
- (1940) Cenozoic brachiopoda from Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 2, vol. 20, p. 1-397.
- 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」, 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.
- (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.
- ・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.
- 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.
- 井上寛生 (1962) 新第三紀における出羽丘陵周辺地域の古地理学的研究. 石油技術協会誌, 石油地質特輯号, vol. 27, p. 443-464.
- 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 (本荘一仙台構造線の構造地質学的意義の検討) 姥井戸山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.
- 石和田靖章・池辺 穰・小川克郎・鬼塚 貞 (1977) 東北日本の堆積盆地の発達様式についての一考察——太平洋側と縁海側との比較——. 藤岡一男教授退官記念論文集, p. 1-7.
- IWASA, S. and KIKUCHI, Y. (1954) Foraminifera from the Sugota formation, Akita Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 16, p. 183-194.
- 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 地質構造連絡紙, no. 5, p. 1-16.
- 狩野豊太郎・上田良一 (1966) 本荘・横手間の第三紀について. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 34, p. 35-45.
- 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・51・52) 東北地方油田第三系下部層の堆積学的考察 (I), (II), (III). 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 33, p. 152-159, vol. 35, p. 91-106, p. 151-174, vol. 36, p. 19-31.
- KATO, I. (1955) Petrogenetic consideration 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. 3, vol. 5, p. 1-94.
- 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・岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 56, p. 41-55.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1970) 昭和 43 年度広域調査報告書と賀雄物地域. 通商産業省, 29 p.

- 木下亀城 (1944) 本邦の金属鉱床第3巻黒鉱々床. 丸善, 302 p.
- 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造山運動. 化石, no. 5, p. 123-137.
- KONDA, T. (1960) Geological and Petrological studies on the Tertiary dolerite of the Dewa Hill, Northern Honshu. *Bull. Yamagata Univ., Natural Sci.*, vol. 5, p. 35-87.
- 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.
- 宮城一男 (1958) 男鹿半島緑色凝灰岩層の層位的岩石学的研究 (第3報)——台高層について——. 地質学雑誌, vol. 64, p. 195-206.
- 森川 紳 (1978) 出羽丘陵西馬音内北西部の地質. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室卒業論文 (MS).
- 村山賢一 (1928) 7万5千分の1地質図幅「本荘」, 同説明書, 地質調査所, 38 p.
- NOMURA, S. and HATAI, K. (1936) Fossils from Yasawagi-mura, Ugo Province, northeast Honshu. *Japan. Saito Ho-on Kai Mus., Res. Bull.*, no. 10, p. 157-181.
- 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.
- ・大沢 穠・高安泰助・馬場 敬・佐野尚文・三田 勲 (1978) 湯沢市南方秋田山形県境域の下部第三系. 日本地質学会東北支部会報, no. 9, p. 22-23.
- ・矢内桂三・玉生志郎・植田良夫 (1976) 男鹿半島・入道崎火成岩類—その岩相と絶体年代. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, p. 172.
- 大口健志 (1979) 秋田県南部の第三系下部層. 地下資源開発研究所報告, no. 45.
- 大橋良一 (1930) 男鹿半島の地質. 地質学雑誌, 付録特別号, vol. 37, p. 740-754.
- 出生慶司・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, nos. 50-51, p. 36-55.
- 岡本金一 (1976) 出羽丘陵北東部東由利町の地質と古生物学的研究. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室卒業論文 (MS).
- 大村一蔵 (1935) 日本石油地の区分. 石油時報, no. 684, p. 1-11.
- 折本左千夫 (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.
- OTUKA, Y. (1936) The Takasegawa Green Tuff beds of the Yuri district. Akita pref., Japan and correlation of the Lower Neogene in Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 14, p. 438-452.
- 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 (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.
- (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.
- ・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.
- ・松田武雄・杉山友紀 (1962) 20万分の1地質図「新庄」. 地質調査所.
- ・大口健志・高安泰助 (1979) 地域地質研究報告 (5万分の1図幅)「湯沢」地域の地質. 地質調査所, 64 p.
- ・高安泰助・池辺 穠・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.
- 岡崎和彦 (1978) 出羽丘陵沼館老方地域の地質. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室卒業論文 (MS).
- 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.
- 角 清愛・藤井敬三・上村不二雄・大沢 穠・盛合智之・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.
- 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 the petroleum source rocks development in the region bordering Akita and Yamagata prefecture and adjoining areas, with the special reference to the depositional environment of petroleum source rocks in Japan. *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, ser. 3, vol. 7, p. 293-342.
- 田口一雄 (1973) 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.
- ・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.
- (1969) 大曲, 大森西方山地の層序について——横手盆地西側山地の地質 (その I)——. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 37, p. 7-16.
- 玉生志郎 (1978) フィッション・トラック法による東北日本第三系の年代測定—秋田県男鹿半島, 岩見三内地域, 岩手県陸中川尻—焼石岳地域—. 地質学雑誌, vol. 84, p. 489-503.
- 丹桂之助 (1951) 秋田県から *Desmostylus* の産出することに就いて (予報) 講演要旨. 地質学雑誌, vol. 57, p. 256.
- ・鹿間時夫 (1965) 秋田県田代産 *Desmostylus* の歯について. 横浜国立大学理科紀要, sec. II, no. 12, p. 49-55.
- 白田雅郎・村山 進・白石建雄・高安泰助 (1976) 5 万分の 1 地質図幅大曲地質図. 秋田県.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Akita (6) No. 39

GEOLOGY

OF THE

ASAMAI DISTRICT

By

Atsushi ŌZAWA, Takeshi OHGUCHI and Taisuke TAKAYASU

(Written in 1979)

(Abstract)

Pre-Neogene

The Pre-Neogene rocks which are latent in underground of the southeastern part of the area are a part of the Kamuroyama Granites. The Kamuroyama Granites in the area are composed of hornblende-biotite grano-diorite.

Neogene

The Neogene rocks, 1,100 m to 1,800 m in total thickness are divided stratigraphically into five formations, that is, Iizawa, Hatamura, Sugota, Onnagawa and Funakawa Formations as shown in Table 1. The Iizawa and Hatamura Formations are composed mainly of volcanic rocks. On the other hand, the Sugota, Onnagawa and Funakawa Formations consist mainly

of sedimentary rocks.

Iizawa Formation

The Iizawa Formation, the lowermost part of the Neogene, is distributed in the central part of the area. This formation consists mainly of (altered) pyroxene andesite lava and pyroclastic rock with acid tuff and mudstone. Almost all these volcanic rocks show dark greenish to greenish colour. This formation abundantly yields the Aniai-type Flora such as *Osmunda tsunemoroensis* MATSUO, *Picea ugoana* HUIIOKA, *Thuja* sp., *Metasequoia occidentalis* (NEWB.) CHANEY, *Glyptostrobus europaeus* (BRONGN) HEER, *Celtis* sp., *Crataegus okamotoi* HUIIOKA et KOGA, *Crataegus sugiyamai* HUIIOKA et NISHIDA.

Table 1

Geological Age		Stratigraphy
Quaternary	Holocene	Alluvium
	Pleistocene	Terrace deposits
Neogene	Miocene	Funakawa Formation (150 to 400)
		Onnagawa Formation (150 to 450)
		Sugota Formation (100 to 300)
		Hatamura Formation (100 to 400)
		Iizawa Formation (300 to 500)
Cretaceous		Kamuroyama Granites

()m in thickness

Hatamura Formation

The Hatamura Formation conformably, partly unconformably, overlies the Iizawa Formation, and is widely distributed in the western half part of

the area. This formation consists mainly of acid tuff, lapilli tuff, andesite pyroclastic rock, basalt lava, its pyroclastic rock, andesite welded tuff and acid welded tuff with andesite lava, sandstone, mudstone and conglomerate. Almost all these volcanic rocks show dark greenish to pale greenish colour. This formation abundantly yields the Daijima-type Flora such as *Glyptostrobus europaeus* (BRONGN.) HEER, *Metasequoia occidentalis* (NEWB.) CHANEY, *Sequoia langsdorfii* (BRONGN.) HEER, *Salix* sp., *Pterocarya asymmetrosa* KONNO, *Alnus miojaponica* TANAI, *Betula* sp., *Carpinus subjaponica* NATHORST, *C. shimizui* TANAI, *Castanea miomollissima* HU et CHANEY, *Quercus miovazriabilis* HU et CHANEY, *Cetlis yuriensis* HUZIOKA, *Ulmus longifolia* UNGER, *Zelkova ungeri* (ETTINGSHAUSEN) KOVATS, *Brasenia* sp., *Magnolia nipponica* TANAI, *Liquidambar miosinica* HU et CHANEY, *Acer macrosamarum* HUZIOKA, *Alangium aequalifolium* (GOEPPERT) KRYSHTOFOVICH et BORSUK, *Apocynophyllum* sp. and *Viburnum* sp.

Sugota Formation

The sugota Formation conformably, partly unconformably, overlies the HATAMURA and IIZAWA Formations, and is widely distributed in the area. This formation consists mainly of sandstone and conglomerate with mudstone, basalt lava, its pyroclastic rock, etc., and abundantly yields molluscan fossils and the Daijima-type Flora.

Onnagawa Formation

The Onnagawa Formation conformably overlies the Sugota Formation, and is widely distributed in the northwestern and eastern half parts of the area. This formation consists mainly of hard mudstone with acid tuff and sandstone. The Zentoku Quartz Diorites intruded at the time of the deposition of the Onnagawa Formation, and are composed mainly of quartz diorite, quartz diorite porphyry, granophyre, quartz porphyry, etc.

Funakawa Formation

The Funakawa Formation conformably overlies the Onnagawa Formation, and is distributed in the northwestern and eastern half parts of the area. This formation consists mainly of dark gray mudstone with acid tuff and sandstone.

Geologic structure

The western part of the area which is composed mainly of the Hatamura, Sugota, Onnagawa and Funakawa Formations is characterized by the gentle folds, which has strikes of N. 0° to 40° E. and dip of 5° to 15°, locally

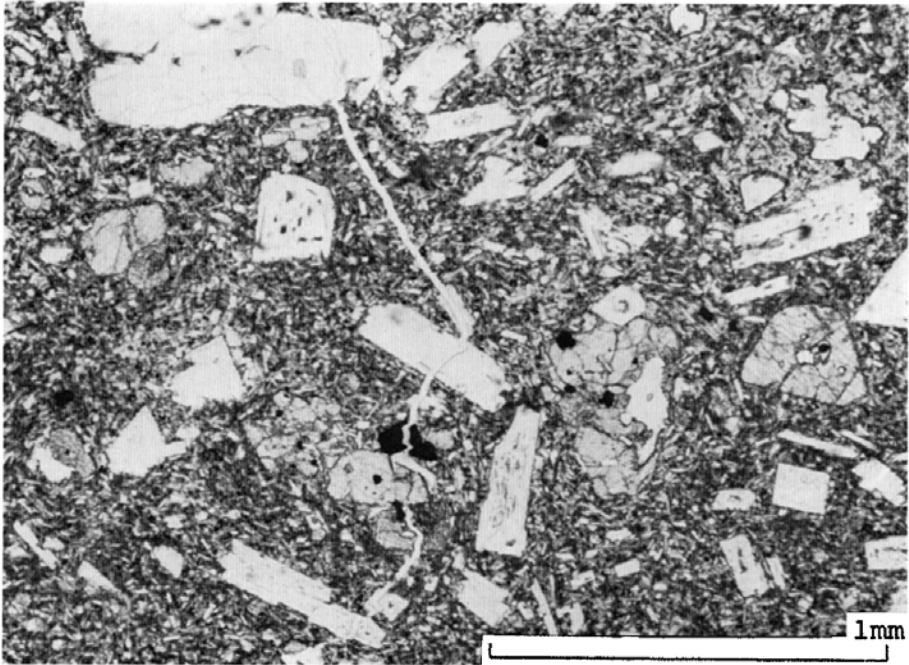
more than 20° .

The central part of the area which is composed mainly of the Iizawa, Hatamura and Sugota Formations is characterized by the block faulting accompanied with the Innai collapse structure. The Neogene formations are cut with the faults with a general trend of N-S direction. The Takinosawa-Taiheizan Faults are a great ones with strike of N. 0° to 20° E. or W. and dips of 70° to 90° E., which extend more than 30 km.

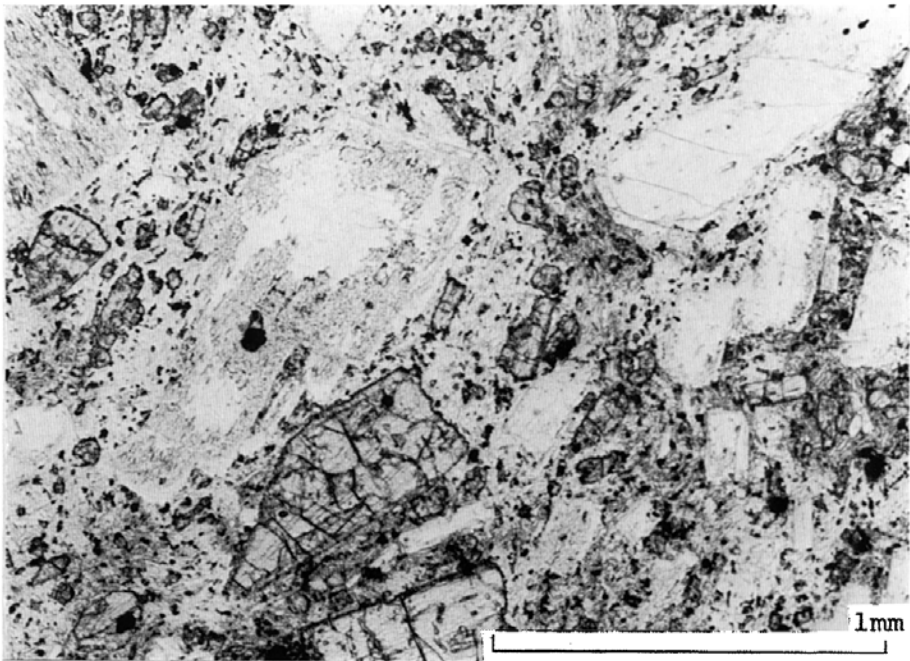
The eastern half part of the area which is composed mainly of the Onnagawa and Funakawa Formations is characterized by the gentle folds, which has strikes of N. 0° to 40° W. and dip of 5° to 15° locally more than 20° .

Quaternary

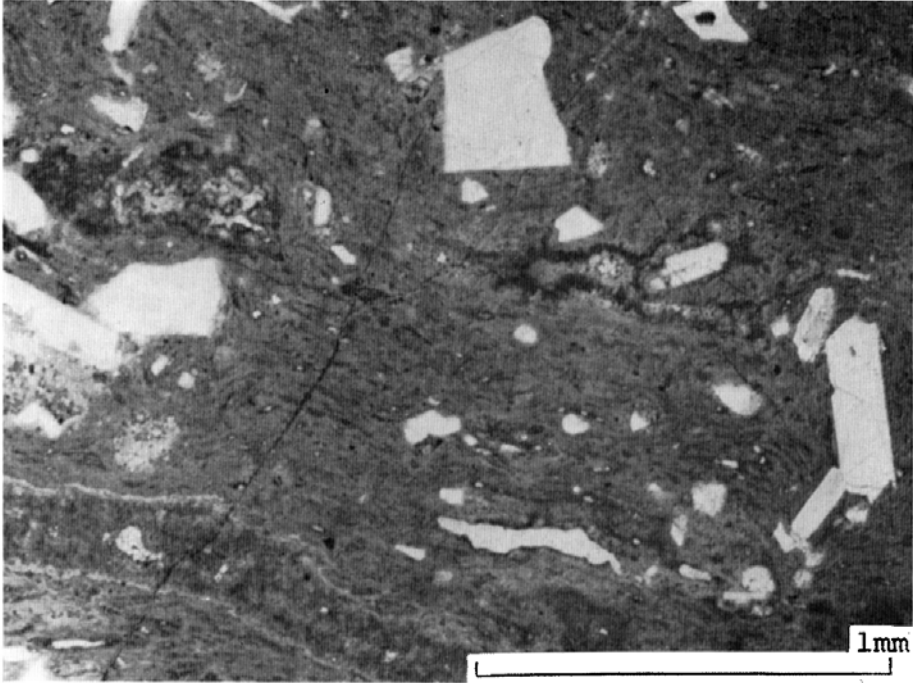
The Quaternary is divided into two deposits as shown in Table 1. The Terrace deposits are sporadically distributed along rivers, and consist of mud, sand and gravel. The Alluvium is widely distributed in the eastern half part of the area, and consist of mud, sand and gravel.



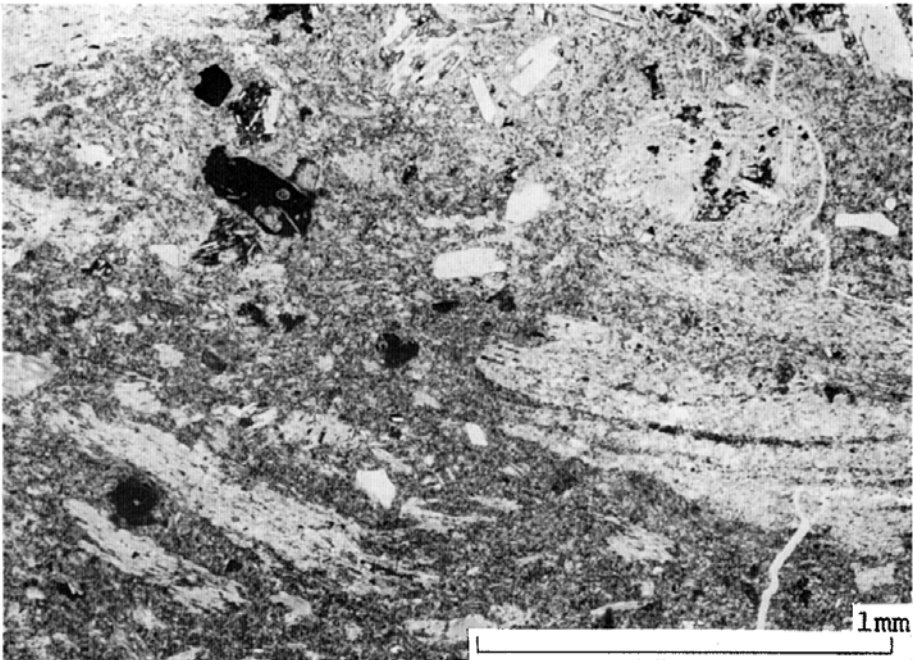
1. 紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vc 型) の顕微鏡写真
(採集地: 雄物川町水沢東方約 1.0 km の道路沿い)



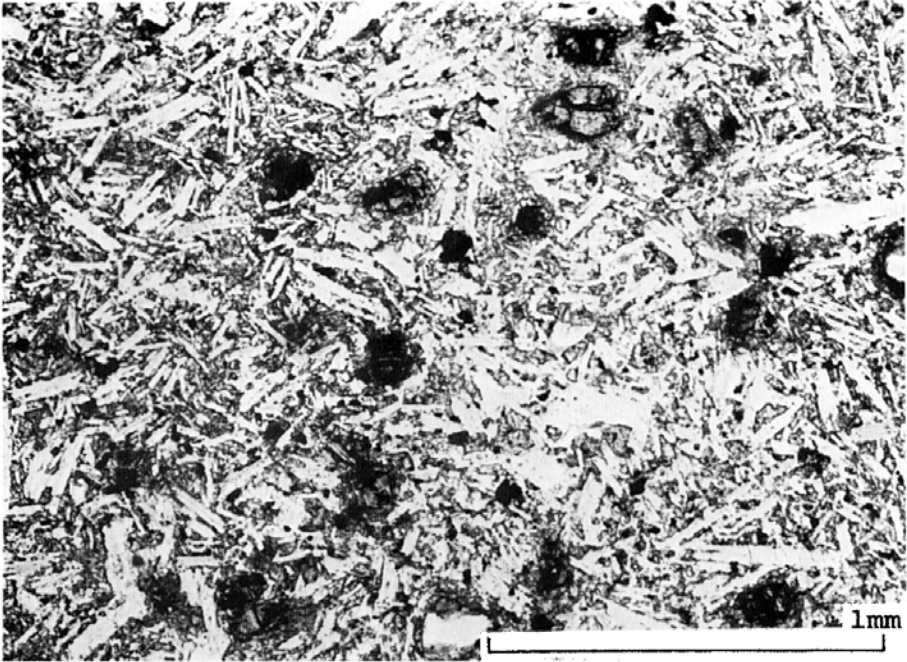
2. 紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vd 型) の顕微鏡写真
(採集地: 東由利町茂ノ沢西方石切場)



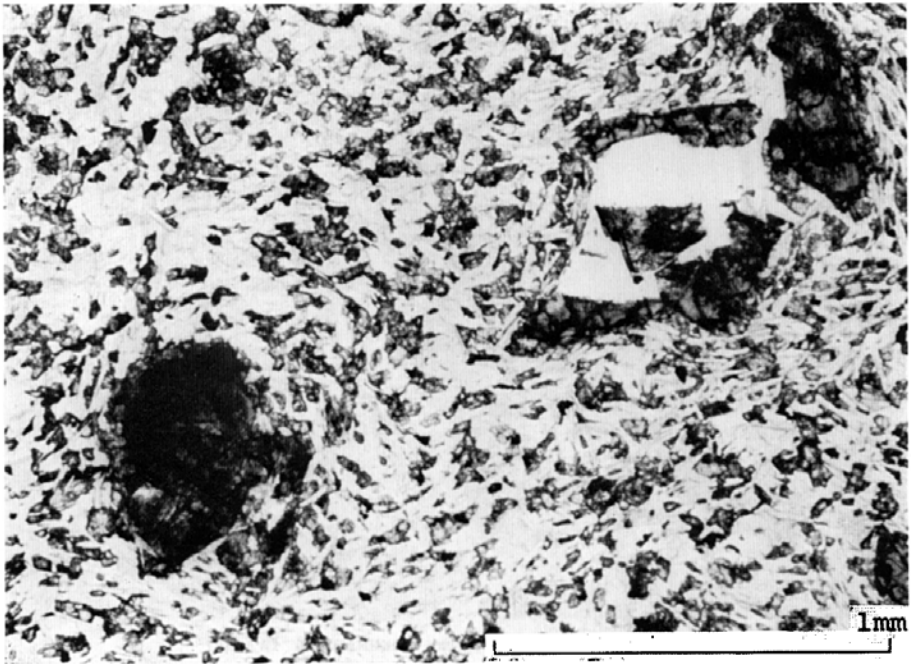
1. 輝石安山岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真
(採集地：東由利町小倉東方)



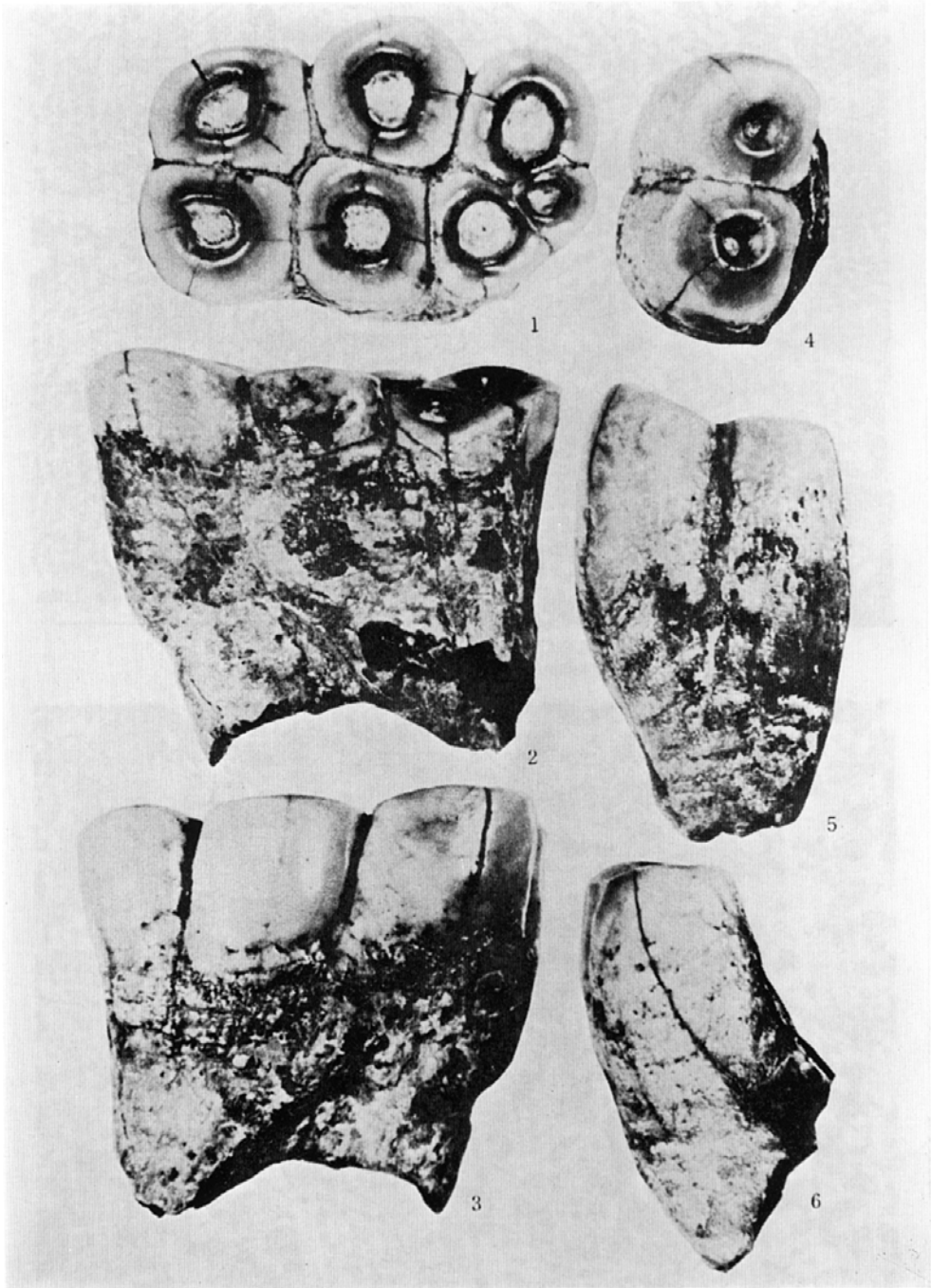
2. 輝石安山岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真
(採集地：羽後町田代猿子沢)



1. かんらん石玄武岩 (Ⅲb) の顕微鏡写真
(採集地: 羽後町横根峠)



2. かんらん石玄武岩 (Ⅲ b) の顕微鏡写真
(採集地: 雄物川町水沢付近石切場)



Desmostylus hesperus japonicus TOKUNAGA & IWASAKI

1-3 右下第2臼齒

4-6 右下第3臼齒斷片 (丹・鹿間, 1965)

※文献引用例

大沢 穰・大口健志・高安泰助 (1979) 浅舞地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 53 p.

ŌZAWA, A., OHGUCHI, T. and TAKAYASU, T. (1979) *Geology of the Asamai district*. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 53 p. (in Japanese with English Abstract, 4 p.)

昭和54年8月21日印刷

昭和54年8月25日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 木村正義

印刷所 創文印刷

東京都荒川区西尾久町7丁目12の16

© 1979 Geological Survey of Japan