

550.85 (084.32) (521.14) [1 : 50,000] (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

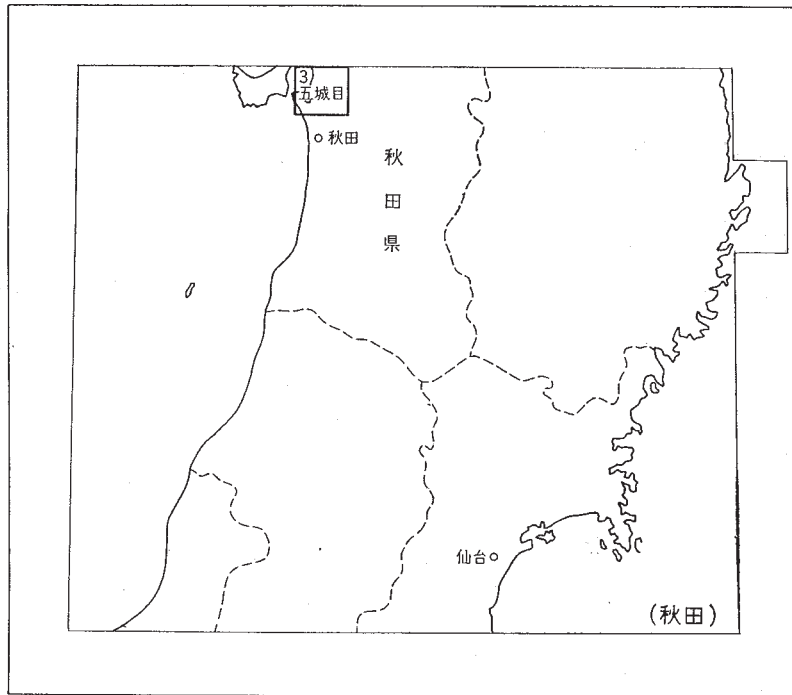
秋田 (6) 第3号

## 五 城 目 地 域 の 地 質

長 谷 紘 和  
平 山 次 郎

昭 和 45 年  
地 質 調 査 所

位置図



( ) は 1 : 500,000 図幅名

## 目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	5
II. 1 概 説	5
II. 2 新第三系	10
II. 2. 1 火成岩	10
II. 2. 2 小谷沢層	12
II. 2. 3 小阿仁層	14
II. 2. 4 俎山火山岩類	15
II. 2. 5 女川層	16
II. 2. 6 船川層	23
II. 2. 7 森山火山岩類	28
II. 2. 8 天徳寺層	29
II. 2. 9 笹岡層	31
II. 2. 10 鮪川層	33
II. 3 第四系	34
II. 3. 1 潟西層	34
II. 3. 2 段丘堆積物および砂丘	35
II. 3. 3 沖積層	36
III. 応用地質	37
III. 1 概 説	37
III. 2 石油および可燃性天然ガス	37
III. 3 温泉および鉱泉	40
III. 4 パーライト	43
III. 5 石材および砂	43
III. 6 珪器粘土	43
文 献	44
Abstract	1



## 五城目地域の地質

長谷 紘和\*・平山 次郎\*\*

五城目図幅の作成は昭和40年から昭和43年にかけて実施された。野外調査の延日数は225日である。

野外調査にあたっては、五城目町役場から調査上種々の便宜をうけた。地質図幅の作成にあたって、五城目南部地域は昭和38年に出版された、日本油田・ガス田図5 五城目南部、に負うところが多く、また図幅地域北西部は伊田一善氏による未公表地質図に負うところが多い。層序については三梨昂技官、貝化石の同定については大山桂技官、温泉については中村久由技官に現地において種々の教示を受けた。小谷沢層の化石の同定については水野篤行技官をわずらわした。さらに秋田大学鉱山学部藤岡一男教授・井上武教授・高安泰助助教授、秋田県庁狩野豊太郎産業労働部長、石油開発公団秋田鉱業所木下浩二所長、藤原昭探鉱課長ならびに帝国石油秋田鉱業所の諸氏に種々の御便宜、御教示を受けた。

また松野久也技官・大沢穠技官から討論、助言を受けた。

### I. 地 形

本調査地域は、東北地方の北部、日本海側に位置し、大部分は八郎潟に注<sup>1)</sup>、南の一部は日本海に面する。地域内西縁に位置する八郎潟は、昭和32年から開始された干拓工事の完成によって、現在では一部の承水路、調整池などの水面部を残して、干拓地(八郎潟干拓地)となり、水田として利用されている。

本地域の地形は地質および地質構造に規制され、地形的特徴は南北方向に連続性をもっている。地域内では、東方内陸部に向かって相対的に高度を増し、さらに火山岩の分布する地域は、泥岩の分布する地域に較べて相対的に高い。本地域の切峯面図を示すと第1図のとおりである。本地域の地形区は、大きく

八郎潟周辺低地

丘陵地域(標高ほぼ200m以下)

山 地(標高ほぼ200m以上)

に分けられる。

本地域内における最高点は標高721.8mの<sup>まないたやま</sup>祖山である。河川としては、小規模なものが多いが、こ

\* 応用地質部

\*\* 地質部

注1) とくに混乱するおそれのない場合を除いて、八郎潟干拓地を八郎潟と呼ぶ。

これらのうち馬場目川が主要河川であり、地域内南東縁付近を北流し、中央部にいたって西に方向を転じ、五城目町付近で富津内川を併せて八郎潟に注いでいる。

八郎潟周辺低地は、さらに(1)砂丘、(2)沖積平野および(3)八郎潟干拓地に細分される。

(1)砂丘は本地域の南西端天王町に発達する。

この砂丘は北西-南東方向の砂丘列群と砂丘間低地列群とからなる。砂丘列の内縁は大清水で国道7号線（羽州街道）沿いに露出するが、さらに南にのびて域外の秋田市内の追分・土崎に連なる。

砂丘列群はまれに標高20mを超えるが大部分20m以下の波状地形をなす。砂丘列の砂質地はぶどう、なしなどの果樹園として利用されているところが多く、砂丘間低地は水田として利用される。

(2)沖積平野は主として馬場目川および八郎潟の埋積作用によって形成されたものである。五城目町付近で丘陵部を流過した馬場目川は平野部を西流して八郎潟に注ぐが、河口には三角州平野が形成されている。平野部において、馬場目川は過去に幾たびも河道を変更しており、空中写真によれば、区画整理の済んでいない水田地域では旧河道が保存されている状況がよくわかる。小池を経て夜叉袋にいたる旧河道は馬場目川の旧水路と考えられる。一日市には河跡湖ひといちがみられる。また干拓以前の八郎潟の旧湖岸線に沿う幅約500mの地域は、とくに暗い写真階調を示している。

この部分は旧湖汀線の退却を示す（狩野豊太郎，1965）もので、とくに含水量の多い土質からなっているものと考えられる。一方馬場目川などの河口付近における自然堤防は明るい写真階調を示し、砂質に富む地質であることが推察できる（第2図）。本地域内の河川はいずれも小規模ですべて八郎潟に流入する（第1表）。

馬場目川はこのうち最大で、富津内川、内川川はその支流である。河川の規模が小さいために沖積平野・谷底平野の発達には貧弱であり堆積物も厚くない。坑井資料によれば、飯塚SK1号井で沖積層の厚さは21mと算定されている。

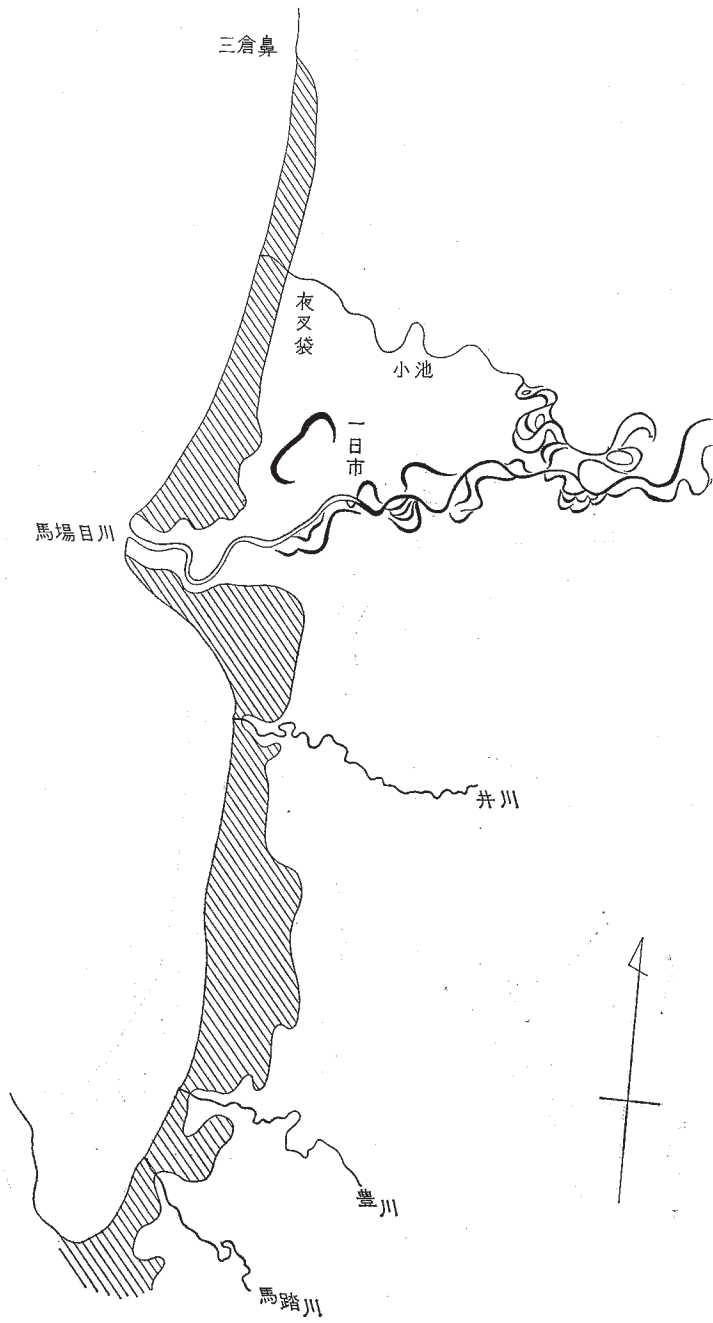
(3)八郎潟干拓地は昭和32年以来、農林省による干拓工事によって様相を全く変えた。干拓以前には22,173haの湖水面積をもつわが国第2位の湖であったが（第3図），昭和39年までに17,176haが干拓され、現在では湖の中央部は八郎潟中央干拓地となり、旧湖水面は承水路や調整池としてわずかに残されているにすぎない。

**丘陵地域** 標高200m以下の丘陵からなり、主として油田第三系および第四紀の潟西層の分布する地域であって、後述する地質構造区分の西側褶曲地域と中央向斜地域および東側褶曲地域の一部に相当する。地形は良く開析され水系は樹枝状を示す。また河川に沿っては小規模ながら河岸段丘が

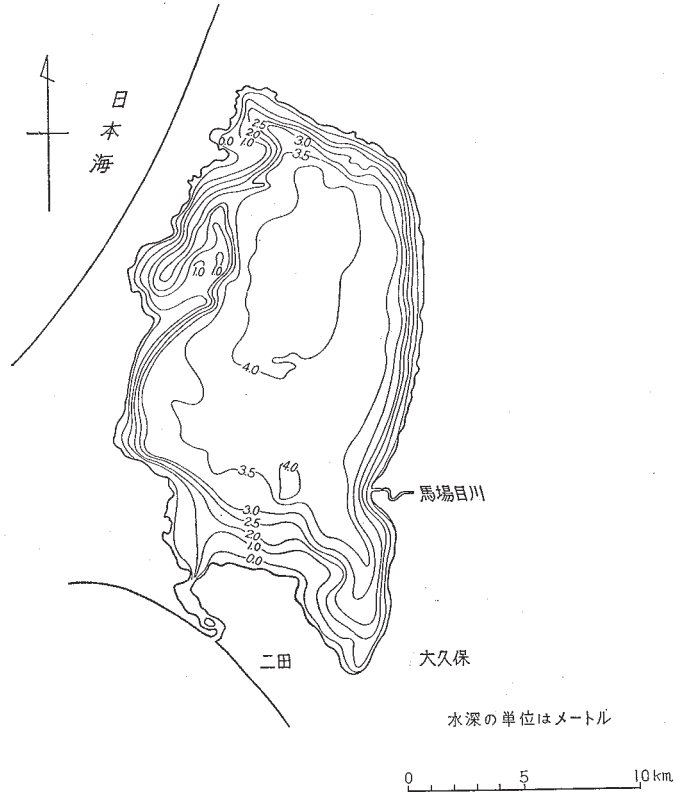
第1表 図幅地域内の河川

河 川 名	流 域 面 積 (ha)	流 路 延 長 (km)
馬 場 目 川	211,532	28.5
井 川	41,972	15.0
豊 川	25,600	15.0
馬 踏 川	35,203	12.3
鯉 川 川	13,994	4.4

〈農林省八郎潟干拓事務所塚本元技官他による〉



第2図 馬場目川下流の旧河道と八郎潟の後退を示す低湿地域（斜線の部分）  
（1948年5月撮影に空中写真に基づく）



第3図 干拓以前の八郎潟の湖底地形図  
八郎潟の研究 (1965) による

発達し、五城目町東部および井川に沿っては段丘面と段丘堆積物が卓越して観察される。一方豊川や馬踏川においては段丘はほとんど発達しない。低位丘陵地域において、森山 (325.4m)・高岳山 (221.4m)・湯越山 (206m) などの突出した山体はすべて噴出岩からなる。湯越山の流紋岩熔岩は五城目町富田から湯ノ又にかけて地形的にも周囲に較べ標高が高く容易に追跡できる。

**山地** 俣山を中心とする、主として安山岩質熔岩・火山砕屑岩・凝灰岩などの岩質からなり、本図幅地域内ではもっとも急峻な地形を示す。山塊を開析する河谷は随所に滝または急流を形成している。これらの火山岩類は俣山付近を中心に南北方向に分布するが、とくに馬場目川以北ではその東端は断層によって境され山稜をなして細く北にのびる。

この部分は地形的に山稜をなすばかりでなく、地質構造の上からも俣山隆起地域の背斜部に相当し

ている。東端を境する断層は北口付近でもっとも見掛の落差が大きく、これを北口断層と名付ける。

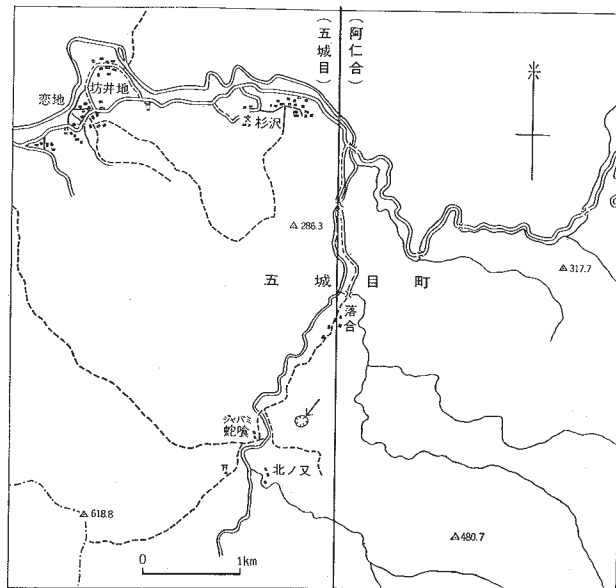
この断層は形成の時期はかなり若いものと考えられ、地形上からもケルンコル・ケルンバットが配列し断層地形を示す。

俣山火山岩類を横断して西流する馬場目川および同支流の富津内川はそれぞれ横断部で水峽隘を形成し、川底に堆積物は見られない。断層を境にして東側にはふたたび第三系の堆積岩が繰り返して分布するが、地形的には標高200mを超えるところが多く、隆起量は大きい。

その他この地域内の興味深い地形に図幅地域最東端、馬場目川上流の蛇喰<sup>じやばみ</sup>付近に広がるゆるい波状



地形がある。ここでは周囲の急峻な地形と比較して小範囲に標高180~200mのなだらかな丘陵が展開するが、この地形中に直径約100mのほぼ真円に近い凹地がある（第4図）。



第4図 蛇喰東方の異常地形（凹地）

周囲の地質は女川層下部および小阿仁層上部の頁岩および粗粒玄武岩からなる。

凹地には一面に葎が生い茂っており、樹径最大20cmほどの杉、松および細い落葉樹が点在する。しかしこの凹地に流入する沢はない。この凹地は地元の人に「親爺」の名で呼ばれており、付近にはこれよりさらに小さい凹地があってそれぞれ「高ヤツ」、「低ヤツ」と呼ばれている。これらの地形は周囲の地形からみて衝突火口（impact crater）を想起させる。

## Ⅱ．地 質

### Ⅱ．1 概 説

本図幅地域に分布する地層は主として、新第三紀中新世～鮮新世にかけてのもので、硬質頁岩・黒色泥岩・灰色泥岩などからなる「油田第三系」の堆積岩と、「粗山火山岩類」として総称される安山岩類の熔岩および火山砕屑岩とからなる。粗山火山岩類の背斜部には石英閃緑岩の進入がみられる。その他、第四紀の湖成堆積物・段丘堆積物・砂丘砂および沖積堆積物が分布する（第2表）。

地域西側の一端を占める八郎潟は干拓事業によって干陸化した。

油田第三系の分布はいわゆる「油田構造」に支配され、ほぼ南北方向の褶曲軸・断層によって同方向に細長い帯状の分布を示している。

第2表 地質 総括表

絶対年代 x 10 <sup>6</sup> y EVERDEN他(1964)	時代	層序 (地表海抜)	模式図	岩相	泥質	主要化石	構造運動	
5	第四紀	砂丘砂/段丘礫層物		砂礫・粘土 草岩 シルト 砂礫	ローム 砂礫	<i>Meryanthes trifoliata</i> <i>Trapa manshurica</i> <i>Juglans ailanthifolia</i>	・堆積軸線の完成	
		濁西層 50m		斜交葉理をもつ砂礫		※生痕		
	漸新世	鮭川層 40m+		凝灰岩 砂岩 凝灰質砂岩		<i>Luritella saishuensis</i> <i>Macoma calcarea</i> <i>acila nakazimai</i>	・堆積物質の粗粒化	
		笹岡層 510m-740m		凝灰岩 凝灰質砂岩		<i>Nuculana robai</i> <i>acila nakazimai</i>		・火成活動は静止する
	10	中新世	天徳寺層 270m-430m		凝灰岩 凝灰岩			・停滞海域における堆積 ・沈降盆中の堆積量に地域的差が生じてくる ・沈降盆の不安定化に伴う海底地すべりが発達
			森山火山岩類 船		凝灰岩 凝灰岩 塊	石英 斑岩	<i>Taritella</i> sp. ※海獣の骨	
	15	三新世	川層		凝灰岩 凝灰岩 岩	粗粒	<i>Neverita kiritaniana</i> <i>Fatinopecten parapebejus</i>	・ほぼ一様な沈降盆の発達と激しい火山活動
			粗山火山岩類 580m 730m		凝灰岩 凝灰岩 凝灰岩 凝灰岩		※魚鱗・魚骨	
	20	紀新世	女川層		凝灰岩 凝灰岩 凝灰岩		<i>Miogyopsina kotoi</i>	沈降盆の萌芽 沈降盆地縁辺部における基位火山活動
			30m 小谷沢層 750m 250m+		凝灰岩 凝灰岩 凝灰岩 凝灰岩	粗粒		

本地域に分布する地層の名称は秋田油田一帯に広く用いられているものをそのまま使用し、模式地については地域内で別に定めた。

**層序** 地層は下位から小谷沢層および小阿仁層・女川層・船川層・天徳寺層・笹岡層・鮭川層・濁西層・段丘礫層および砂丘砂・沖積層に分けられる。

小谷沢層は小阿仁層とともに本地域新第三系の最下位層で地域北西部の背斜心部に不規則ドーム状に分布する。本層の下限は不明であるが露出部の層厚は250m以上に達する。その他火山岩にとりこまれた形で小範囲に分布がみられる。岩質は凝灰岩・凝灰質礫岩・砂岩・泥岩および頁岩からなり、最上部には石灰質凝灰岩および同質頁岩が介在する。この中から化石を産出する。小谷沢層は温暖浅海性の大型有孔虫 *Miogyopsina* を含む化石種を産出し、男鹿半島の西黒沢層に対比される。

小阿仁層は地域東端、馬場目川の上流部にわずかに分布する。本層は東隣阿仁合図幅地域に主として分布し、砂子淵層として知られる地層の一部に当たる。本地域内では粗粒玄武岩・硬質頁岩を主体とする岩質を示す。

女川層は上位にのる船川層とともに本地域における含油第三系の主要部をなす。地域北西部では小谷沢層を覆って海縁石を散在する砂岩を挾有する。層理面の良く発達した硬質～珪質頁岩からなり凝灰岩層を多数挾有するが、凝灰岩の発達には地域差が認められる。

また粗山火山岩類に近接した地域では層内に火山砕屑岩が頻繁に挾有される。さらに地域東部ではしばしば粗粒玄武岩が貫入し、その多くは岩床状に層理面に平行するが、<sup>にせ</sup>荷背ノ峠で観察されるよう

に脈岩状に貫入することもある。本層中に化石の産出は少なく貧化石帯となっている。苦灰質の団塊中に時々魚鱗・魚骨等の化石が認められる。本層は一部を除き広い範囲にわたって層厚250~300mを有するが、組山火山岩類に近接した地域では層厚が小で（水沢における層厚は150mにすぎない）全く堆積物を欠く地域もある。組山火山岩類の火成活動の時期は女川階に入って活発となり、中期に至って活動の最盛期を迎えたものと考えられる。組山地域の東側に分布する玄武岩は沈降盆の縁辺相を示すものと推察される。

船川層は女川層を整合に覆って堆積する泥岩で、本地域ではもっとも広く分布する。女川階に引き続く船川階の堆積物で沈降盆が発達し厚い泥岩層が堆積した。泥岩は黒色~灰黒色の塊状泥岩で俗に「黒色頁岩（black shale）」と呼称されているが層理面は発達しない。本層の層厚は地域中央部で、670~700m、東部で730mと算定される。地域的に多少の差はあるが、ほぼ670~730mの層厚を有することは本地域全域に引続き沈降盆が発達したことが推察される。しかし本層中には凝灰岩層や乱堆積層が発達し、本層中部には貝化石を含む礫岩層が介在するなど、必ずしも安定した堆積環境下にあったとはいえない。

乱堆積層は「表層地すべり型」の海底地すべりによるものと結論される。船川層の基底から乱堆積層準まではほぼ等しい層厚を有するが、乱堆積層準から天徳寺層との境界までの層厚には明らかに差異があり、乱堆積層が厚い部分では逆に乱堆積後の堆積量が少ないことは注目に値する。

本層中の凝灰岩層のなかには木炭片を伴うものがあり供給源が陸域であったことを暗示している。組山火山岩類に接した地域では本層の発達は薄く組山火山岩類の上に直接のる。本層の乱堆積層中の粗粒部および本層中部の礫岩・含凝泥岩中から貝化石などの大型化石を産出する。

天徳寺層は船川層を整合に覆う。岩質は青灰色のシルト岩が主体である。凝灰岩は一般に細粒で薄層のものが多く、本層中から貝化石を産出する。湯越山の火成活動に伴う熔岩・火山砕屑岩層の層準は岩相からみても一つの堆積環境の変換期に相当するものと考えられる。層厚は430~460mに達する。

笹岡層は砂質シルト岩~シルト質砂岩を主体とし間に砂岩・礫岩・凝灰岩をはさむ。粗粒層の発達は本層下部と上部に顕著であって中部は比較的細粒層からなる。本層には粗一細一粗の堆積小輪廻が観察される。地表では下位の天徳寺層とは整合関係にあるが、八郎潟周辺地域の坑井資料によれば本層の基底部には著しい不整合が存在することが知られている（池辺穰・岩佐三郎，1963）。

本層中からは多くの貝化石を産出する。層厚は510~740mにわたり地域による堆積量の差がめだつてきている。

鮪川層は本地域では中央向斜地域の向斜軸部にわずかに分布するに過ぎない。斜交葉理の発達した細粒~粗粒砂層からなる。

潟西層は油田第三系の地層を傾斜不整合に覆う。しかしながら鮪川層との関係は本地域では分布が距たっていて不明である。木層は主として中粒~細粒砂層・礫層からなり層厚は50m以上である。層理面はほぼ水平でわずかに西に傾斜し油田構造の支配は受けていない。本層中の化石は、わずかにシジミ貝がまれに産出するのみである。本層は湖成層と考えられている（藤岡一男，1965）。

**地質構造** 本地域における地層は南北帯状の構造支配を受け構造に調和した分布を示す。しかし地域的特徴によって、次の4構造区に細分することができる。すなわち、(1)西側褶曲地域、(2)中央

向斜地域、(3) 俎山隆起地域、(4) 東側褶曲地域である (第5図)。

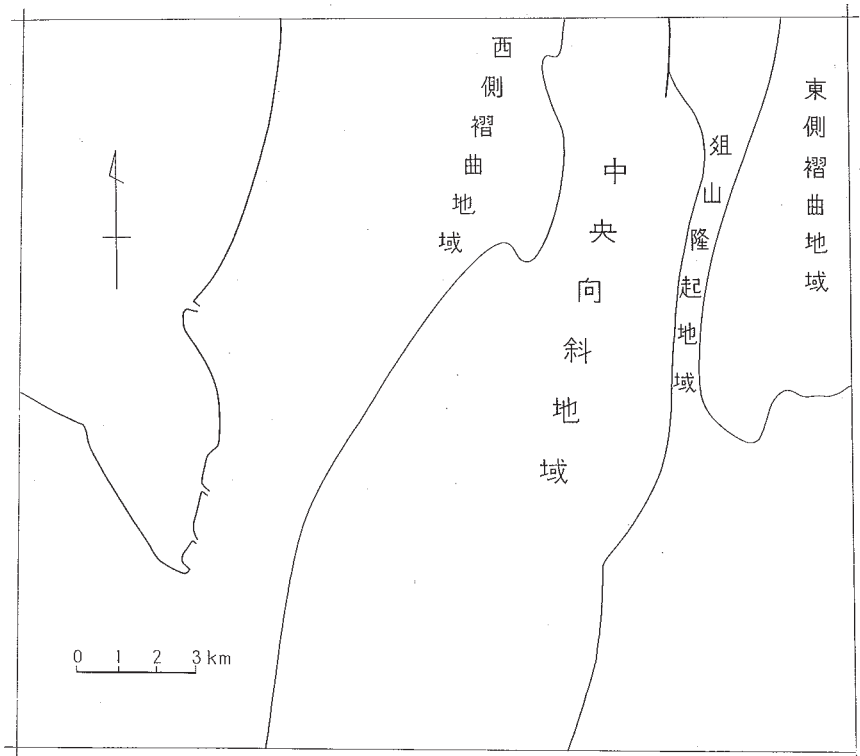
西側褶曲地域および俎山隆起地域は相対的隆起地域に相当し、中央向斜地域と東側褶曲地域は相対的沈降地域に相当する (第6図)。

西黒沢層相当の小谷沢層が分布する西側褶曲地域では明らかに2系統の構造が発達する。1つは地域全般に共通するN-S性の褶曲ならびに断層系である。他の1つはNW-SE性の褶曲ならびに断層系である。琴丘町鯉川付近ではN-S性の断層がNW-SE性の断層および褶曲軸を切る形で発達している (N-S性の断層から派生してNW-SE方向を示すと考えられるものはN-S性の系に含める)。しかし一方、小倉西方ではN-S性の褶曲軸がNW-SE方向の褶曲構造によってたわめられているのが観察される (この地域は女川層の硬質頁岩を主とする岩相で層理面の良く発達した頁岩中に発達する波長の短い褶曲の観察に基づく)。

以上2つの事実からN-S性の構造軸とNW-SE性の構造軸とは同時期に形成され、共役の関係にあるということが出来る。

八郎潟周辺の空中磁気調査結果にみられる全磁力、鉛直2次微分図は基盤の構造が鯉川付近でNW-SE方向の規制を受けていることを暗示するものであろう (第7図)。

女川層の硬質頁岩は明瞭な厚板状の層理面を示すが、微小褶曲が著しく褶曲の波長も小さいものは10数m級のものが普遍的に観察される。なかでも西側褶曲地域および俎山<sup>こいぢ</sup>隆起地域付近では地層



第5図 地質構造区

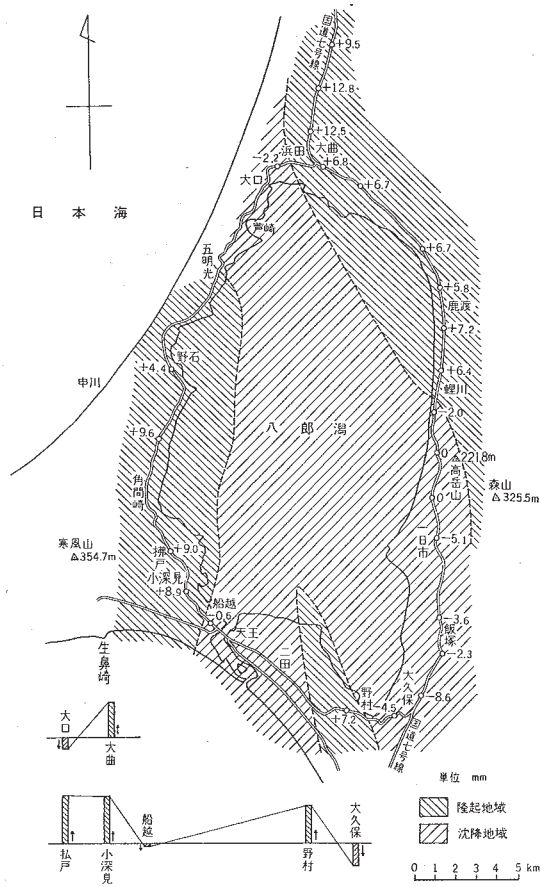


第7図 八郎潟地区空中磁気図(全磁力, 鉛直, 2次微分,  $S=2\text{km}$   
地質調査所小川克郎技官ら(1967)による

のうねりはとくに発達が著しい。

女川層中の微小褶曲は上位の船川層以降の地層と比較して傾度が高いのみならず, 下位の小谷沢層の砂質部と比較してもむしろ頻繁に観察される。地表面では硬い岩質(珪質)を示す頁岩が地下ではむしろ可塑性に富んだ物質として振舞ったものと推察される。

船川層は女川層と比較して褶曲軸の波長は長く, 断層の発達もそれほど顕著ではない。しかし本層中には乱堆積など地層堆積時における異常が観察されることは注目に値する。天徳寺層以降の構造は上位層ほど単純な構造を示す。潟西層はいわゆる「油田構造」の支配を明確に受けてはいないが, 地盤運動は第四紀に入ってから継続し, ほぼ南北方向を示していることがうかがわれる(第8図)。



第8図 八郎湯周辺の水準点変化  
(狩野豊太郎, 1968による)

本地域に発達する断層のうちで北口付近で見かけ上最大の落差を持つ北口断層は粗山隆起地域の東縁を限る。露頭での観察によればその断層面は高角度で西に傾斜する逆断層である。

粗山隆起地域の西縁に沿った豊川上流では地層は堆積盆の基盤を構成する粗山火山岩類にオフラップしており、この地域では時代が新しくなるにつれて堆積盆が西へと移動したことが推定される。

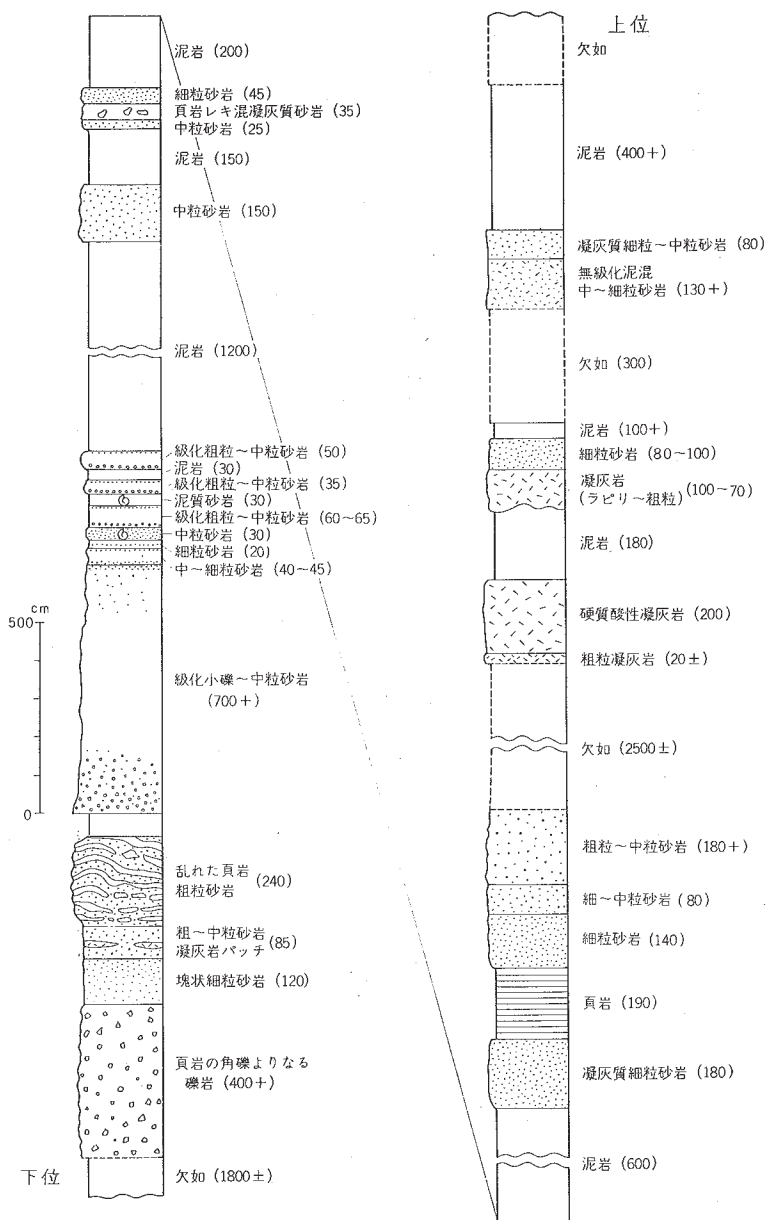
## II. 2 新第三系

### II. 2. 1 火成岩

本図幅地域中南部井川上流の粗山山塊西部には、粗山火山岩類の変朽安山岩および同質凝灰角礫岩に接して石英閃緑岩の貫入岩体が見られる。本岩体は船川層および天徳寺層とは一部断層で接する。また古井内東方大沢橋では両層が石英閃緑岩上に直接のる。これらの関係から本岩体の貫入時期は粗山火山活動以後、女川階中期～後期であるといえる。

岩質は肉眼ではやや緑色を帯び暗灰色細粒岩が主体を占めるが部分的には斑晶がやや大きく、完晶

～半完晶質で石英安山岩～石英?岩質のこともある。鏡下では長石中に石英の微粒が多数含有され文象組織を示す。角閃石は繊維状の細粒組織を示す。斑晶の大きいものは0.8～1.2mmである。石英粒はほぼ丸味を帯び直径0.5mm程度である。斜長石の累帯構造は著しくない。副成分鉱物として磁鉄鉱が生成し、菱形～不規則粒状を示す。



第9図 白木沢における小谷沢層柱状図  
( ) 内はcmを示す

## II. 2. 2 小谷沢層

小谷沢層（命名：藤岡一男・井上武<sup>註2)</sup>，1957）は本図幅地域最下位の地層で下限は不明である。地域内では凝灰岩・凝灰質頁岩・頁岩が主であるが北接「森岳」図幅地域の馬ノ松から神馬沢にかけては馬ノ松火山岩を伴う。本層中の石灰質凝灰岩および泥岩中からは貝化石・有孔虫化石・植物化石が産出する。とくに暖流系大型有孔虫 *Miogypsina* の産出が知られており（井上武，1957），男鹿半島の西黒沢層に対比されている。

**模式地** 山本郡琴丘町小谷沢部落周辺

**分布および層厚** 本層は主として五城目町山根北方から琴丘町鯉川を経て小谷沢にいたる地域に発達し、ほぼNNW-SSE方向にのびる背斜軸の中心部に分布する。この地域の本層は小褶曲が発達し、また小規模のドーム構造・盆状構造が発達する。本層の下限は露出せず不明であるが、この背斜部での層厚は250m以上に達する。その他本層相当層は分布範囲は狭いが、図幅地域北西端の鯉川に沿う地域に、沖積層下に伏在するNW方向の背斜軸を取りまいて分布する。また筑紫岳の東麓および高岳山東部白木沢では火山岩にとりこまれ、ルーフペンダントとなっている。白木沢堰堤南端では層厚が108mをこえる。ここでは地層が逆転している。地質柱状図は第9図のとおりである。

**岩相** 本層は主として帯緑色の凝灰岩および凝灰質砂岩・礫岩・砂岩・頁岩からなる。山根北方の小倉西部奥および小谷沢の背斜軸部では、淡黄緑色～青緑色を示す細粒～中粗の凝灰質砂岩が卓越し、本層露出部の下位から上位につれて細粒の泥岩・凝灰質泥岩が優勢となる。凝灰質岩のなかには石灰質の部分があり貝化石のほか大型有孔虫・砂質有孔虫および放散虫化石を産出する。

石灰質凝灰岩は本層の最上部層準に発達する。

筑紫岳東麓に露出する本層は青緑色の凝灰質礫岩である。高岳山東部白木沢では、黄灰色ないしは暗赤褐色の礫岩・砂岩、および泥岩からなり上部には凝灰岩が発達する。

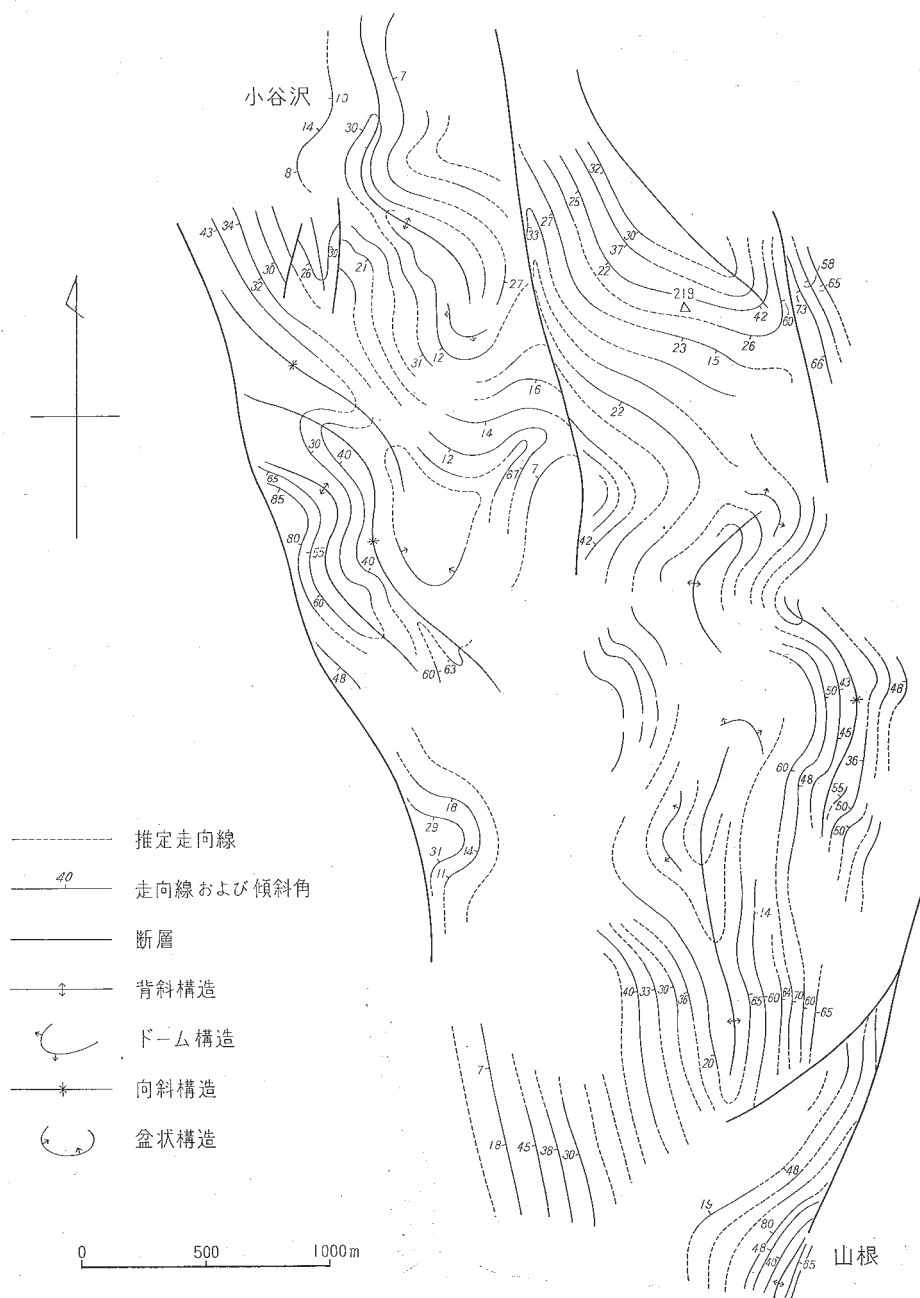
**層位関係** 本層と下位層との関係は本地域では確かめられない。上限は女川層に整合に覆われるものと推定される。本層上部は石灰質凝灰岩を挟有する凝灰岩と頁岩が互層する。

頁岩中にはやや粒子の粗い物質が混入する。

本層中の頁岩は女川層の典型的な硬質頁岩にくらべて硬度が小さいので両層の境界はこの点に注目して定めたものである。本層の最上部に石灰質の部分があるところでは、上位層との境界はこの石灰質凝灰岩の上限におくが、一般にはある幅をもって漸移する。図幅地域東端馬場目川上流部に小範囲に分布する小阿仁層とは同時異相の関係にある。

**化石** 本層中から二枚貝化石・有孔虫化石・植物化石を産出する。とくに石灰質凝灰岩中から暖流系のひん海棲大型有孔虫 *Miogypsina* が発見、報告されており本層の対比に貴重な資料を与えている。小谷沢部落付近に発達する帯黄灰色の泥岩は斜交葉理状～鱗片状の割れ方を示す特徴的なものであり、非常に多くの植物破片を含むが保存は悪い。白木沢に分布する本層中の砂質泥岩中から2枚貝化石 *Palliolum peckami* を産出する。鯉川に沿う本層中の凝灰質砂質頁岩中には *Cyclamina* が産出する。および原記載は地層名辞典を参照することをもって原典に代えた。以下同じ。





第10図 小谷沢層分布地域周辺の地質構造図

本図は伊田一善による未公表資料に負うところが多い。等層厚線間隔は地層傾斜の程度を示すもので原則として傾斜の余割 (cosecant) に比例してとってある。

石灰質凝灰岩と泥岩から産出する化石は第3表のとおりである。

第3表 小谷沢層産出化石

微化石

*Miogypsina kotoi* HANZAWA  
*Globigerina* cf. *bulloides* d'ORBIGNY  
*Sigmoilina* sp.  
*Spirosigmoilinella compressa* MATSUNAGA  
*Martinottiella bradyana tarukiensis* (ASANO)  
*Haplophragmoides* sp.  
*Bathysiphon* sp.  
*Pullenia* sp.  
*Discorbis* sp.  
*Uvigerina* sp.

大型化石

*Propeamussium tateiwai* KANEHARA  
*P.* sp.  
*Astarte* sp.  
*Protohaca* sp.  
*Adammestia* sp.  
*Fusitriton* sp.  
*Dentalium yokoyamai* MAKIYAMA  
*Echinoidea* sp.

(藤岡一男・高安泰助, 1965)

**地質構造** 小谷沢層分布地域付近の地質構造を示すと第10図のとおりである。この地域の構造の特徴は小規模のドーム構造・盆状構造が発達することである。これらの構造はすべてN-S性の走向断層およびこれから派生し胴切性断層に転化したと考えられる断層系によって切られている。

小谷沢層は分布地域によって岩相が大きく変化することから、本層中のドーム構造・盆状構造は小谷沢層堆積以前の低位層の原地形を反映したものと考えられる。

## II. 2. 3 小阿仁層

小阿仁層 (命名: 斎藤正次・大沢穠, 1956)

本層は主として本図幅地域の東隣「阿仁合」図幅地域中に発達する地層で、本調査地域内では馬場目川上流に小範囲に露出するだけである。「阿仁合」図幅を調査した斎藤らによれば、本層は台島階の堆積物である阿仁合層と同時異相の関係にある。

**模式地** 東隣「阿仁合図幅」地域中小阿仁村地内

本地域では分布が限られている。

**分布および層厚** 地域内では露出が限られ本層上部が観察されるに過ぎない。北ノ又南方にN-NW-SSEにのびる背斜軸の中心部に分布する。女川層との境界は本図幅地域内では厚い粗粒玄武岩岩床の層準に規定するのが合理的と考えられる。層厚は不明。

**岩相** 完品質～半完品質の填間構造を示す緑黒色の粗粒玄武岩が岩床状に硬質～珪質頁岩の層理面に貫入している。また緑褐黒色のスピライト質玄武岩の熔岩および同質火山砕屑岩も介在する。

粗粒玄武岩およびスピライト質玄武岩にはともに方解石・珪酸鉱物・沸石などの杏仁構造がよく発達するが、野外では著しい汚感を与えるスピライト質玄武岩と粗粒玄武岩との識別は容易である。

**層位関係** 本層と同層準にあると考えられる小谷沢層は *Miogypsina* などの特徴的な有孔虫化石を産し、西黒沢層と対比されるが、本層は小谷沢層とは岩相を全く異にし、化石は砂質種の *Cyclammina* を産出するだけで、本地域では時代を決定するに足る化石群集の産出はない。玄武岩質岩の多いことは地向斜の縁辺相を示すものと考えられる。本層は秋田の太平山周辺で広く呼びならされている砂子淵層と同層準にある。

## II. 2. 4 粗山火山岩類

本地域内の最高標高地、粗山（721.8m）を中心に、主として安山岩・玄武岩質安山岩からなる多量の熔岩および火山砕屑岩が分布し、南北帯状に連続する。また地域内では油田の坑井資料によって同質の火山岩類の存在が広く知られる。これらの火山岩類は一括して、粗山火山岩類と呼ばれる。

かつては馬場目川に沿った荷背ノ峠付近の火山砕屑岩に対して、荷背式火山岩または荷背凝灰岩の名称が与えられ、女川層より下位の火山活動の産物と考えられたこともあったが、樹下愷（1949）によって女川期のものであることが明らかにされ、さらに井上武・藤岡一男・高安泰助（1956）らによっても同様の結論が得られた。筆者らの図幅調査の結果からも同様の見解に達した。粗山火山岩類の火成活動は女川中期から船川中期にかけて行なわれたものと考えられる。

**模式地** 粗山火山岩類が分布する地域は、一般に露出には恵まれている。油田第三系との関連は井川上流大台東方および馬場目川上流落合西方でよく観察できる。

### 分布および岩相

#### 普通輝石紫蘇輝石ガラ質安山岩および同質火山砕屑岩 ( $M_4 \sim M_5$ )

粗山火山岩類のうちではもっとも広い分布面積を占め層位的に下位に相当する。岩質は黒紫色を示す光沢のあるガラス質安山岩で肉眼で多くの斑晶が認められる。珪酸塩鉱物・蛋白石・沸石などの杏仁状構造が発達し、風化面では粗粒玄武岩と区別のつかないことが多い。鏡下では、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石、および鉄鉱が普遍的に識別観察される。紫蘇輝石は普通輝石に比べ斑晶が少ないが大きく0.8~1mmに達する。また普通輝石はよく双晶を示す。石基はガラス質であるが長石類の針状結晶が発達し填間組織を示す。

#### 変朽安山岩および同質火山砕屑岩 ( $M_7$ )

地域南部に分布し白山川沿いに好露出が見られる（第11図）。全体にプロピライト化作用を受け変質し鮮やかな青緑色~緑青色を示す。おもに安山岩質の凝灰角礫岩が変質したもので、ところどころ褐色~紫褐色の角礫が混入する。変朽安山岩を側方に追跡すると弱変質帯となり  $M_4 \sim M_5$  に移行するところから原岩は粗山火山岩類と同時期のものと推定される。ごく普遍的に黄鉄鉱の鉱染を受けている。鏡下では斜長石は比較的良好に自形を保っているが角閃石・輝石はほとんど原形をとどめない。多くの鉄鉱が球状に生成する。

#### 変質輝石玄武岩質安山岩類 ( $M_2 \sim M_3$ )

粗山火山活動の後期に噴出した熔岩・集塊岩、および火山砕屑岩である。肉眼では黒色~緑黒色を



第11図 変朽安山岩および同火山碎屑岩  
白山川沿い林道に好露頭が見られる

示す。一般に風化が進んでおり、もろい感じを与える。杏仁状構造が発達しその多くは風化で空洞となっている。鏡下では、斑晶は斜長石・輝石・角閃石・磁鉄鉱、および珩酸塩鉱物球顆からなる。球顆は0.4～0.6cmの直径をもつものから1cm以上のものまで広範囲であり、毛状晶子が発達する。石基は平行ニコル下で緑黒色を示し、填間組織～ピロタクシチック組織を示す。

#### 普通輝石含有角閃石石英安山岩質火山碎屑岩 (M<sub>i</sub>)

女川層中に挟有される火山碎屑岩で荷背ノ峠付近、富津内川沿いの落合付近で県道に沿って良く露頭が観察される。青灰色軽石凝灰岩～凝灰角礫岩からなる。

#### 粗粒玄武岩 (D<sub>o</sub>)

岩床状、あるいは岩脈状に貫入する。新鮮な部分では肉眼でもよく帯緑黒色のドレライト組織が観察されるが、風化すると粗山火山岩類のガラス質安山岩と区別しにくい。風化面は玉ねぎ状の剥離を示す。

## II. 2. 5 女川層

女川層（命名：古くは男鹿半島に模式的に発達する珩質頁岩層に対して、大橋良一（1918, MS），外山二郎（1925）が「女川珩質頁岩層」とよんだ。その後、千谷好之助（1930），矢部長克・畑井小虎（1941），藤岡一男（1949）らによって再定義されている）

本層は上位の船川層とともに秋田油田地域における油田第三系の代表的地向斜堆積物である。本地域において下位の小谷沢層との関係は明らかではないが、整合に重なるものと推定される。他方、小阿仁層との関係は整合で一連の堆積環境を示す。上位の船川層とは整合で漸移する。本地域外北方の能代地域では本層の上限は顕著に発達する凝灰岩層—「下部七座凝灰岩」—の基底においている。本地域においてはこれに相当する凝灰岩の発達はみられない。本層は黒色～褐黒色の珩質～硬質頁岩が主体をなし、凝灰岩・粗粒玄武岩・安山岩質火山碎屑物を挟有する。頁岩は厚さ数cmの厚板状をなし特徴的な岩質を示す。本地域においては褶曲軸に沿って広く分布し、一般に貧化石相を示す。海綿、*Makiyama chitanii* MAKIYAMA, 有孔虫化石、魚鱗等を産する。

#### 模式地 秋田県男鹿市大字船川港宇台島一同市女川間の海岸

本地域では本層下部は琴丘町鯉川流域および馬場目川上流地域に、中部および上部は五城目町浅見内東方地域によく発達する。

**分布および層厚** 本層は西側褶曲地域、中央向斜地域、俎山隆起地域および東側褶曲地域の全域にわたって広く分布する。最下部から下部にかけては西側褶曲地域において下位の小谷沢層をとり巻くような形で鯉川川沿い、大場西方、小倉西方に分布する。鯉川川沿いには比較的良好に露出するが他ではよくない。他方、東側褶曲地域にあたる馬場目川上流でも本層最下部が露出する。この地域では厚さ数10mに及ぶ粗粒玄武岩岩床が数枚介在し、さらに厚い酸性～中性凝灰岩・凝灰角礫岩をはさむため層厚を増している。

本層の下部から中部の一部は俎山火山岩類と指交する。この層準は北口断層によって再び繰り返り、東側褶曲地域内にも分布する。

本層中部から上部にかけての層準は中央向斜地域の東縁部に南北方向に帯状に配列する。本調査地域の南部では本層の分布が狭く、大久保周辺の国道7号線（羽州街道）沿いや元木付近に小範囲に露出するだけである。

層厚は湯ノ又東方で300m、脇村で250～260m、水沢で150mと算定される。これらの層厚算定地域では下限はいずれも俎山火山岩類によって境されている。

**岩相** 本層は主として図にみられるような厚板状で層理面の発達した均質な硬質頁岩～珪質頁岩からなる（第12図）。単層の厚さは5～20cmであることが多いが凝灰質のものは比較的厚い。



第12図 典型的な女川層の厚板状硬質頁岩  
（富津内川中流、脇村付近）

新鮮な部分は黒灰色～黒褐色を呈し、とくに珪質のものはフリント状を示し割れ口は貝殻状断口を示す。風化程度の低いものは褐紫色を示すが風化が進むと淡灰白色となり、マッチ箱大の直方体状に砕ける。本層中にはしばしば泥灰質の団塊をはさみ、魚鱗化石を含むことがある。本層上部の泥岩は層理が不明瞭で紡錐状～鱗片状細片に割れる性質がある。これは船川層の塊状泥岩への漸移相である。本層の層理面はしばしば微小褶曲を呈し、西側褶曲地域および俎山隆起地域の東側ではとくに顕著である。凝灰岩は本層中にごく普遍的に介在する。とくに馬場目川上流では層厚50mをこえる凝灰岩・凝灰角礫岩が発達するが走向方向では急激に薄化する。粗粒玄武岩は岩床状、あるいは岩脈とし

て貫入し、荷背ノ峠から東側の粗山隆起地域東縁部ではとくに著しい。

**下部** 1) 小谷沢付近の女川層最下部は、淡青緑色を呈する海緑石を含む砂岩および泥質砂岩からなる。鯉川における本層下部は硬質頁岩と凝灰質頁岩とが互層し硬軟2相を示す。

一般に本層下部の頁岩は粒度が比較的粗く、硬さは典型的な硬質頁岩に較べると軟かい。頁岩中には長径1mをこえるレンズ状の苦灰質泥灰岩が見られる。

2) 馬場目川上流地域では下位の小阿仁層から引続く一連の堆積相を示している。

頁岩は本層に共通の細粒均質な硬質～珪質頁岩で一部は弱い熱変質を受けて黒紫色を呈する。本層最下位の頁岩には層理が不明瞭で比較的軟かい泥岩の層準があり、一部には鱗片状に碎け易いものを含む。頁岩中には大型扁平な苦灰質泥灰岩が含まれる(第13図)。

玄武岩熔岩は層理に平行に挟有される。最大層厚部では50mに達し、馬場目川兩岸では急崖を形成

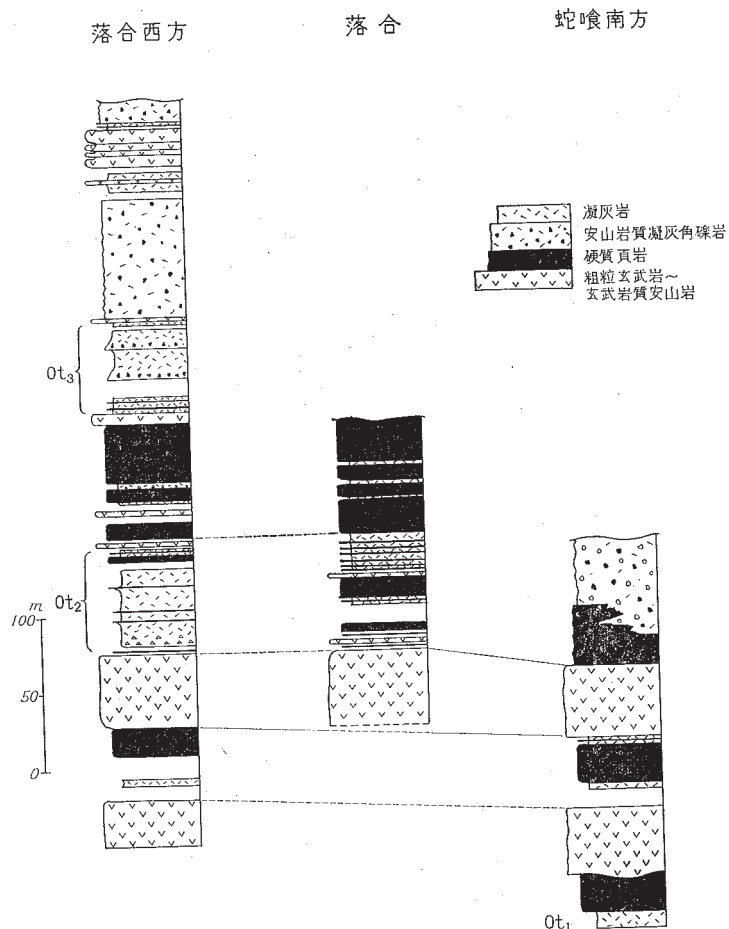


第13図 女川層中にひんばんに挟有される苦灰質泥灰岩レンズの一例  
(馬場目川上流蛇喰付近)



第14図 女川層下部の粗粒玄武岩(馬場目川上流)





第15図 女川層下部の柱状図 (馬場目川上流, 落合, 蛇喰地域)

第4表 粗山火山岩類分布地域東部, 女川層下部に発達する凝灰岩厚層

	Ot <sub>1</sub>	Ot <sub>2</sub>	Ot <sub>3</sub>
層厚	10m±	50m	30m
色	灰白色	青灰色~灰色	青緑色~灰色
相対的硬さ	やわらかい	やわらかい, 一部ソープ状	かたい
岩相	頁岩角礫をふくむ軽石火山礫凝灰岩 細粒凝灰岩	頁岩層を挟有する軽石凝灰角礫岩 細粒凝灰岩	安山岩・変質安山岩の角礫~歪円礫を含む軽石凝灰角礫岩~火山礫凝灰岩
	主として火山礫凝灰岩からなる		
層理面	細粒部に平行葉理が発達する	層理面明瞭 頁岩と互層状をなす	不明瞭~塊状



第16図 女川層上部のいわゆる

して露出する（第14図）。色は緑黒色・青緑黒色・褐緑色等を示し，部分的には板状～六角柱状の節理がみられる。玄武岩はほとんどが完晶質～半完晶質の粗粒玄武岩であって，ち密で硬く，方解石・沸石，および蛋白石などからなる杏仁状球顆を多量に含み，小豆大～親指大のものが多い。

凝灰岩は馬場目川の支沢によく露出し，最も厚い部分は50mに達する。安山岩質～石英安山岩質で，色は青緑色～灰白色を示し珪長質の優白部は部分的に粘土化し，滑らかでソーブ状を示す。全体に軽石に富み，火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩も普遍的である。厚層の凝灰岩は下位層の一部を削って堆積したもので軽石流堆杭積である。凝灰岩の多くは級化成層する。馬場目川上流地域では小阿仁層との境界付近に3層準にわたって凝灰岩が卓越する。これらを下位から， $O_{t1}$ ， $O_{t2}$ ， $O_{t3}$ とし，その特徴を示すと第4表のようである。 $O_{t3}$ より上位層にかけては俎山火山岩類の活動最盛期に相当し，おびただしい火山碎屑物を挟有する層準となる（第15図）。馬場目川上流地域における頁岩層の厚さは



第17図-a 女川層硬巧頁岩を直角状に削刺した凝灰岩





硬軟互層（五城目町森山北方）

小阿仁層の上限から俎山火山岩類の層準まで130～150mと算定される。他方、前述のように俎山火山岩類から上位の頁岩層の厚さは250～300mであることから、俎山火山岩類の火成活動の最盛期は女川初期～中期であると結論される。

**中部** 典型的な硬質～珪質頁岩によって特徴づけられ、凝灰岩の夾みはあまり見られない。しかし俎山火山岩体に近い東側褶曲地域では凝灰岩の発達著しく、凝灰岩および凝灰質頁岩のいわゆる硬軟互層からなっている（第16図）。

**上部** 中央向斜地域および東側褶曲地域によく露頭が観察される。紡錘状～鱗片状にわれる頁岩で上位の船川層への漸移層を示す。西側褶曲地域の国道7号線（羽州街道）沿いにも小露出がみられるが、ここでは凝灰岩と頁岩との互層で、ローカルな火成活動を反映している。



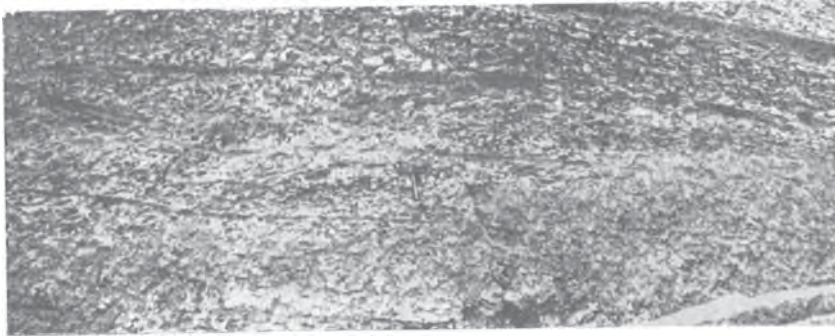
第17図-b 左図の拡大図（五城目町山根—白木沢間）

**地質構造** 本層全体を通して良好な板状の層理面を示す頁岩も走向・傾斜の変化は激しい。西側褶曲地域では波長、振幅の小さい褶曲が平行配列するが、一般には小規模の褶曲が多く波長10数m以内のものも普遍的である。断層付近ではしばしば逆転傾斜がみられる。

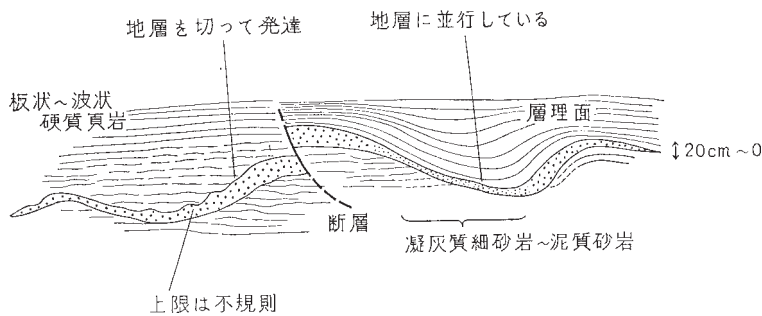
**堆積現象** 山根西方の小沢に沿った露頭部では次に述べるような興味深い堆積現象が観察される。

1) 凝灰岩の下位の硬質頁岩の一部が上位の凝灰岩により直角状に削り取られている。露頭面で視察する限りでは頁岩はブロックとして凝灰岩中にとりこまれたものではなく、凝灰岩の堆積時にはすでに頁岩の固結化が進んでいたもので、女川層の硬質～珪質頁岩の固結化の時間を示す一つの資料であろう。しかしこのような現象は一般的ではなく、前に述べたようにwashoutがふつうである。凝灰岩の厚さは露頭部で最大1mであって下位層への削剝営力が非常に大きかったとは考えられない（第17図）。

2) 本層中にはしばしば石英粒に富んだ軽石質凝灰砂岩が挟有される。山根西方で見られる露頭では層理面に斜交する plastic dyke が観察される（第18図）。



第18図-a 女川層の硬質頁岩中に発達するプラスチックダイク（凝灰砂）  
（五城目町山根～白木沢間）



第18図-b プラスチックダイクの標式的スケッチ

**層位関係** 本層の基底は小谷沢付近で下位の小谷沢層に対し、海緑石を散点的に含有する砂岩または泥岩をもって覆う。下位層との関係は整合と考えられる。馬場目川上流地域では、下位の小阿仁層と本層との関係は整合で一連の堆積環境下にあったと考えられる。

本層と粗山火山岩類との関係は、地域北部では本層中部と指交関係にあり、これらの関係は滝ノ下

東方、湯ノ又東方などでよく観察できる。馬場目川上流地域ではOt<sub>3</sub>凝灰岩として記載した層準の上位に著しい火山砕屑物を挟有し本層中～下部の堆積時が火成活動の最盛期である。他方、地域南部の井内東方では本層上部の漸移相と俎山火山岩類の火山砕屑岩が指交する。以上から俎山火山岩類の火成活動は本層堆積初期に始まり、中期にその最盛期をむかえ、以後女川階を通して引つづき火成活動があったと考えられる。

本層と上位の船川層とは整合で漸移関係にある。

**化石** 本層は貧化石層である。苦灰質泥灰岩のなかからわずかに、魚鱗・魚骨・うなどを産する。

## II. 2. 6 船川層

船川層（命名：大橋良一（1918, MS）によって命名され外山四郎（1925）が紹介した。その後、千谷好之助（1930）、大村一蔵（1930）、矢部長克・畑井小虎（1941）、藤岡一男（1949）によって定義されている）

本層は女川層と同様、秋田油田第三系の代表的地層で俗に「黒色頁岩（black shale）」と呼ばれる黒色～灰黒色泥岩からなる。女川層最上部の漸移相上に整合に重なる一連の堆積物であるが、両層の岩相は著しく異なる。本地域では俎山隆起地域を除いて広く分布する。泥岩中にはごく普遍的に凝灰岩の夾みが見られる。船川階には引続き地向斜が発達したが、地層は必ずしも安定した堆積条件下にあったとは考えられない。褶曲軸は女川層と比較して波長が長く、微小褶曲は発達しない。

本層中の凝灰岩の夾みから容易に走向・傾斜を測定することができ、それによれば走向・傾斜はきわめて安定している。層厚の測定はこれら凝灰岩層を手がかりにした。本層中の凝灰岩の厚いものは海底流堆積物と考えられ、部分的にこの層準が乱堆積現象を示している。東側褶曲地域に分布する本層中には厚い軽石質凝灰砂岩層が発達する。この砂岩層は走向方向には数km以上の連続性を持つが、傾斜方向に対しては連続性に乏しく、俎山隆起地域をこえて数km距たった西側の中央向斜地域には発達が悪い。

本調査では湯越山流紋岩の噴出時期をもって本層堆積の最後期とした。同流紋岩は地域外南方、秋田市浦山まで追跡できる。俎山隆起地域で本層は俎山火山岩類にアパットしながら薄層化する。

本層中には *Makiyama chitanii* MAKIYAMA を普遍的に産出し高樋付近ではこれが密集して産出する。本層中の乱堆積相を示す部分および礫質の部分からは貝など大型化石を産出する。

**模式地** 男鹿半島船川を中心とする南岸地域である。本地域内の模式地としては上下の地層との関係がよくわかり、比較的露出に恵まれる湯ノ又・浅見内周辺の沢付近があげられる（第19図\*）。

**分布および層厚** 東側褶曲地域では北口断層によって地層が再びくり返されて広く分布するが、その南端は馬場目川付近でその南には分布しない。中央向斜地域では向斜軸をとり巻いて広く分布する。とくに浅見内北方から東にかけては地層の傾斜がゆるく分布が拡がる。西側褶曲地域では、五城目町南方・飯塚南方、および豊川油田周辺に分布する。

層厚は東側褶曲地域の川堤で730m以上に達する。中央向斜地域の黒坪一五反沢で700m、小川口川で670m、乱堆積層の顕著に発達する日野沢では580mと層厚が小である。坑井資料によれば八郎

\* 巻末袋入り、以下第26, 27, 30図も同じ。

湯東縁，飯塚のSK - 1号井では八郎瀉地域の笹岡階基底の不整合により船川層下部が見られるだけで，その層厚は90m，大久保西方のSK - 10号井で100mにすぎない。

**岩相** 本層全体の主体を占める泥岩は塊状無層理でシルト岩ないし粘土岩に属する。新鮮な部



第20図 細片に割れる船川層の黒色泥岩（白色部は凝灰岩の夾み）（五城目町内川，日野沢）

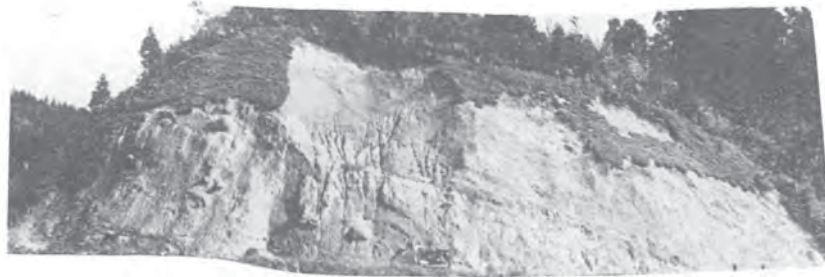
分は黒色～黒灰色を示す。硬度はあまり大ではない。風化すると黄白色～黄灰白色となり5～7cmの不規則な塊状，または2～3cmの細片状にわれる（第20図）。この泥岩中には普遍的に凝灰岩層が挟有され，塊状泥岩部だけの層厚が60mをこえることはまれである。

凝灰岩は安山岩～石英安山岩質のものが多く一部に流紋岩質のものもある。色は緑灰色，青灰色～灰白色，白色を示す。優白色部は礫質ないし細粒の軽石からなる。粒度は凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩から細粒凝灰岩・泥質凝灰岩まで多岐にわたる。凝灰岩の連続状態は悪く，厚さ数cm以下の層では一露頭内で側方に尖滅することもある。こうした凝灰岩の様相と塊状泥岩とから判断して堆積時における運搬能力が弱かったことがわかる。凝灰岩のあるものは基底部に炭化した木片を含み最大のものは長さ10cmをこえる。これは凝灰岩の一部が陸域から供給されたことを示している。泥岩中には乱堆積が観察される。

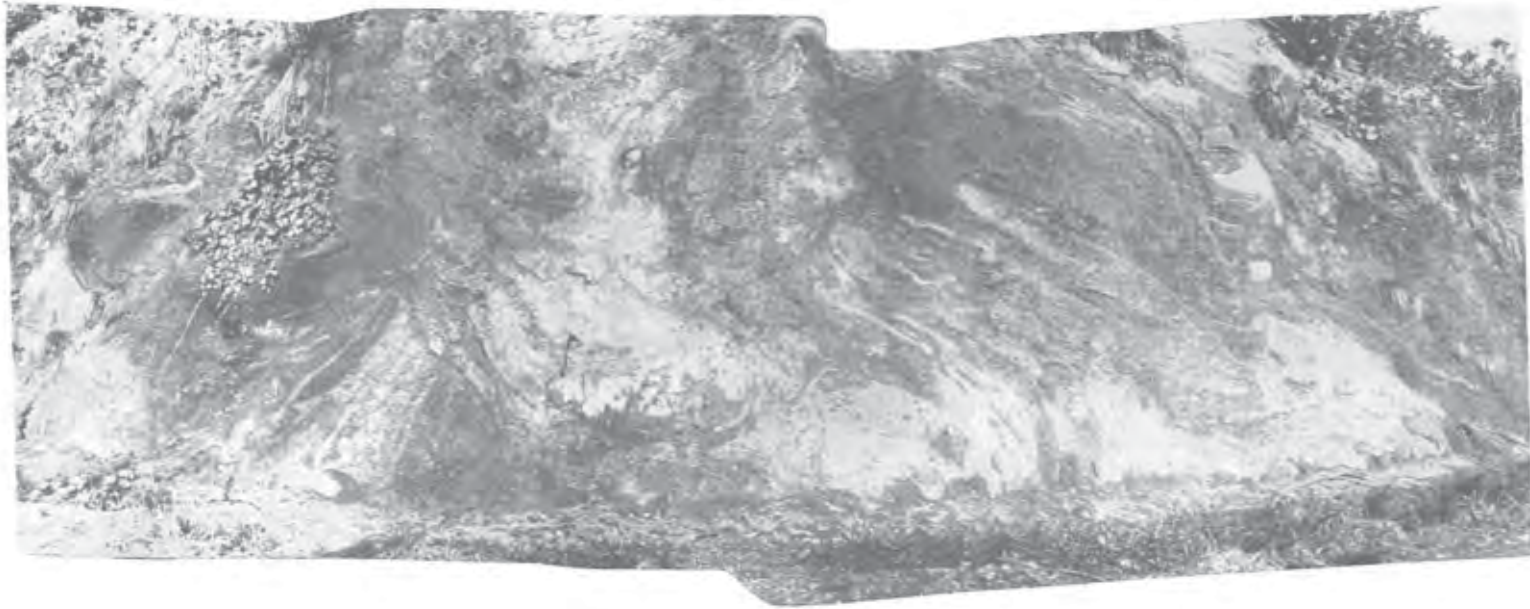
湯越山が噴出源と考えられる流紋岩ののびは南方の苗代沢で一部灰白色真珠構造をもつパーライトになっている。

東側褶曲地域の岩相の特徴として厚い凝灰砂岩が介在することがあげられる。とくに地域内北東端小阿仁村地内では発達が著しく，層厚50mをこえる部分がある。この地域では地層の傾斜がゆるく，本層は沢の部分に繰り返し露出する。凝灰砂岩は新鮮な部分では灰白色～灰色を示し軽石に富んでいる。風化すると黄橙色を示し，平行葉理に沿って板状に割れる。割れた部分には多量の炭化した植物細片が観察される。地域最北東端の北口川上流では本層の層準が削剝され，薄層化している。ここでは上位の泥岩は粗粒の砂質泥岩となり，礫岩や含礫泥岩がみられる。礫岩・含礫泥岩中には貝化石を産出する。この地域では堆積途中に堆積環境の変化があり，同時侵食が行なわれたものであろう。同一層準にあたる北村の県道脇，橋の下の含礫泥岩中にも保存不良の貝化石が採取された。ここでは凝灰砂岩の発達はよくない。

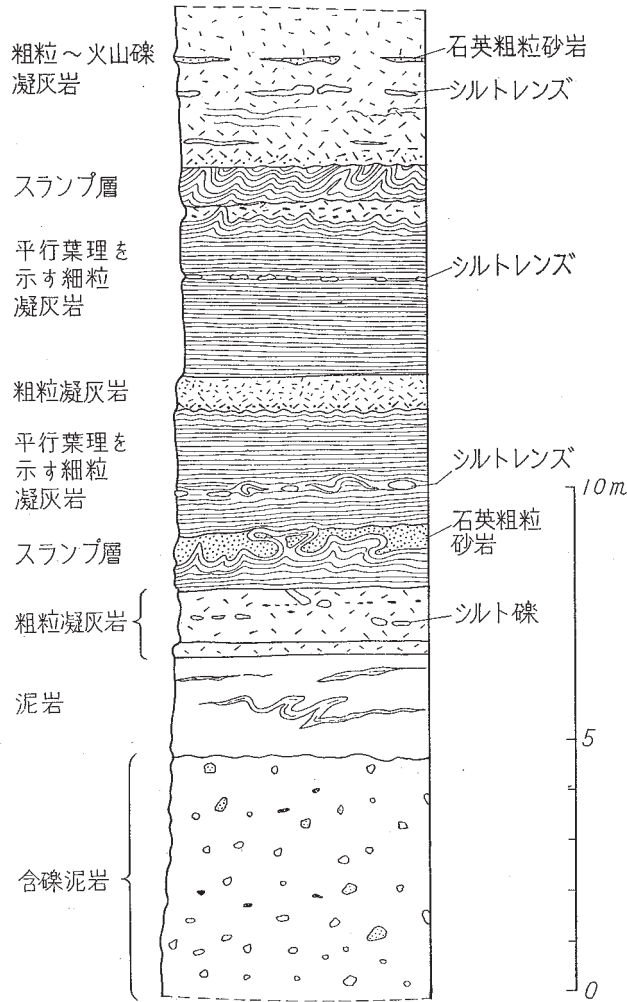




第22図 船川層中に発達する乱堆積層  
露頭全体が乱堆積層である。巨礫状突出部は石英  
砂岩の団塊状固結部である。（五城目町浅見内大  
場付近、県道沿いの露頭）



第23図 乱堆積層中の流状を示す凝灰質物質



第24図 乱堆積層模式柱状図 (2)  
(スランプした凝灰岩単層の集合)

東傾褶曲地域で良好な鍵層となっている本層下部の凝灰岩および礫岩層は数カ所で確認された (第21図)。

**乱堆積層** 本層中には2層準に亘って乱堆積層がみられる。乱堆積層の露頭は大場付近でもっともよく観察できる (第22図)。浅見内から大場に至る道路沿いの崖では上限, 下限ともに明らかでないが, 下から6mの岩質は石英粒に富んだ軽石質粗粒砂岩～細礫岩が主体で, この中に流紋岩質の凝灰角礫岩が多く含まれる。その上位3mは粗粒砂岩中に凝灰岩・泥岩偽礫が多数とり込まれている。さらに上位4mは泥岩および極端に変形した雲状～流状の凝灰質物質からなる地層がある (第23図)。

大場の県道沿いの露頭から北北東にわずか300mの距離にあたる沢の斜面の露頭では, 乱堆積層はその上部が露出するに過ぎない。ここでは含礫泥岩の上位に厚さ20cmを超える凝灰岩が発達する。それは10～20cmの単層の集合からなり, 各単層はスランプ構造を示すことが多い (第24図)。乱堆積層中には頻度は少ないが小断層が観察される。それらは転位の小さい破断裂力性のものである。ここに乱堆積層の性質を要約すると,

- 1) 含礫泥岩およびその上位に流状～雲状の凝灰質物質に富む地層がある。
- 2) スランプ構造が発達する。
- 3) 固結断層は発達しない。
- 4) 石英粒に富む軽石質砂岩および凝灰岩が主体である。

などがあげられる。乱堆積の形態は海底地すべり堆積物で表層地すべり型に属する（三梨ら，1964）。

**層位関係** 本層は下位の女川層および上位の天徳寺層とは整合関係にある。黒色泥岩相によって代表されるように、本層は一般には静穏な堆積環境を示す。しかし八郎潟の坑井資料では船川階中期に不整合が確認されている。本地域の地表調査全体を通じても船川階の中期には堆積変化が想定され、層位学的観点からみて、船川階—天徳寺階の境界よりも意義が深いのではなからうか。

他方、女川階を通して火成活動のあった祖山火山岩類はほとんど活動を停止し、岩体の一部は陸域となった。豊川上流では祖山火山岩類と本層の泥岩が直接接する露頭が観察されるが、ここでは花崗閃緑岩の基盤上に安山岩質熔岩の巨礫～岩塊がのり、その間を同質の火山礫がうめている。さらに粘土状の黒紫褐色を示す細粒泥岩が上に乗っている。この泥岩は厚さ8～10mで一部は粗粒で安山岩質のものである。粘土質泥岩はほとんど淘汰作用の行なわれなかった海浜～浅海地域のものと思なされる。

基盤の石英閃緑岩上にある安山岩の巨礫には生痕、すなわち無数の穿孔貝による穴が観察される（第25図）。



第25図 基盤の石英閃緑岩上にある安山岩巨礫の表面に見られる生痕 豊川上流（矢印）

この地域の標高は180～200mであって、現在の海水準を基準にすればこの値が相対的な隆起量を示すものである。

祖山隆起地域の火成活動は本層堆積末期には終止し陸域化した。

地域北半の中央向斜地域東翼では、上位の乱堆積層堆積後の堆積物の供給にははっきりした地域差がある。すなわち、上に述べた乱堆積層から本層最上部の流紋岩および同質凝灰岩の層準まで、乱堆積層の厚い部分では上位の地層は薄く（日野沢）、乱堆積層が薄くほとんど正常堆積を示す地域（小川口川、家ノ沢）では厚いことが判明した。この事実は乱堆積層形成後に地域によって堆積差異がで

てきたことを示しており興味深い。この堆積差異が以後強調されて小規模の沈降盆を規制する要因となりうるものか、あるいはその差が次第に小さくなっていくものかは本地域では不明で今後に残された問題である。

**化石** 本層中の大型化石は産出がまれである。滝ノ下北方の乱堆積層、北口川北方の礫岩および含礫泥岩部、および富津内川沿い北村の含礫泥岩中から貝化石を産出する。北口川北方のものを除いて保存は悪い。小型化石は本層中に *Makiyama chitanii* MAKIYAMA をごく普遍的に産出する。また有孔虫化石も産出する。

1. 浅見内 滝ノ下北方

第5表

*Neverita kiritaniana* (YOKOYAMA)  
*Natica* sp.  
*Tectonatica* sp.  
*Turritella* sp.  
*Chlamys crssivenia* (YOKOYAMA)  
*Patinopecten paraplebejus* (NOMURA & HATAI)  
*Compsomyax* sp.  
*Pandora* sp.  
*Balanus* sp.  
 海獣の骨  
 ウニ (Regnularia) 破片

(鑑定: 大山桂)

2. 地域北東端北口川上流, 不動滝北方の礫岩および含礫泥岩部から, 第6表の化石を産出する。

第6表

*Neverita kiritaniana* (YOKOYAMA)  
*Pecten* sp.  
*Patinopecten* sp.  
*Clinocardium* sp.  
*Mercenaria* sp.  
*Compsomyax* sp.  
*Anisocorbula* sp.  
*Thracia* sp.  
 正形ウニ

(鑑定: 大山桂)

II. 2. 7 森山火山岩類

本地域北西にほぼNW - SEの方向性を持って分布する火山噴出岩をいう。森山 (325.4m), 高岳山 (221.4m) など地形的に高所を形成する。

普通輝石含有黒雲母・角閃石石英安山岩 (MrDa)

森山火山岩類の主体を占める岩石で斑晶は一般に大きい。長石・角閃石の斑晶は最大1cmをこえる。石英安山岩は露頭面では淡灰緑色～灰褐色を示す。斑晶の角閃石は変質して褐色を示すことが多い。鏡下では角閃石・黒雲母のオパサイト化が著しく、普通輝石や磁鉄鉱が生成する。石英・斜長石



には融蝕縁が認められる。石基は石英粒に富み潜晶質で斑状組織を示す。

### 流紋岩 (MrR)

筑紫岳の東方に分布し、森山火山岩の石英安山岩を貫く。白色でやや灰色を帯び珪長岩質である。

## II. 2. 8 天 徳 寺 層

天徳寺層 (命名: 大村一蔵, 1928)

本層は一般に青灰色～緑灰色を示す泥岩からなり、一般に「灰色泥岩」の名で呼ばれている。下位の船川層上部の泥岩と本層下部のそれとは区別が困難である。本地域では、湯越山流紋岩体の噴出に伴う同熔岩、凝灰角礫岩および凝灰岩の層準を本層の最上部とした。この凝灰角礫岩および凝灰岩は、中央向斜地域の西部では南方、秋田市浦山までよく追跡できる良好な鍵層となっているが、向斜の東翼ではその発達が発達が貧弱である。俎山隆起地域の西縁に沿って露出する本層は粗粒部をはさむ。本層中に挟在する凝灰岩は発達が発達が貧弱である。

**模式地** 秋田市天徳寺西側付近

本地域では五城目町富田、寺沢の向斜の東翼に模式的に発達する。

**分布および層厚** 本層の分布は中央向斜地域に限られる。さらに北部は五城目町湯ノ又付近で向斜軸を取り巻いており、それより北には分布しない。飯田川町大堤付近では地層の傾斜がゆるく、褶曲によって繰り返す結果広く分布する。この地域は空中磁気探査の結果からみると高い異常を示す地域であり (第7図参照), 地表調査の結果からは明らかではないが、火山岩の貫入、あるいは俎山火山岩類が地下に分布することが想定される。層厚は模式地の富田、寺沢で430mと算定される。俎山隆起地域の西縁では層厚が薄く地層もうねっており、蓬内台一水沢で270mである。

**岩相** 本層の主体は青灰色～緑灰色の塊状泥岩からなり風化すると不規則な塊状に割れ、船川層のように細片化しない。本地域での模式地では下位から上位にかけて、砂質泥岩～シルト質泥岩～砂質泥岩～泥質砂岩の小輪廻 (cyclothem) がみられる。地域南部の俎山隆起地域西縁に沿った地域では、本層の岩相は地域北部に較べて粗粒部が優勢で本層上部は砂岩・礫岩・含礫泥岩などの粗粒相を示す。礫はよく水磨された円礫で小礫が多い。

**層位関係** 本層は下位の船川層および上位の笹岡層とは整合関係にある。本層中の凝灰岩のはさまは相対的に少なく、粒度も細かいことから本層堆積の時期が火成活動の面で静穏期にあったといえる。模式地の柱状図 (第26図\*) から判断すると本層は船川層堆積末期の堆積環境のわずかな変化—泥岩の粒度が粗くなる—に引続き堆積した一連の安定堆積相を示している。上位笹岡層との境界も漸移的であるが、堆積物の粒度があらくなる層準を規定した。地域南部で笹岡層との境界部には砂質泥岩とともに、砂層・礫層・含礫泥岩・貝砂層をはさむ。これらの礫は火山岩源のものでもよく円磨され、俎山火山岩類の火成活動はなかったと考えられる。

**化石** 本層中の化石は次表のとおりである。

第7表 天徳寺層産出貝化石

黒川付近

*Fulgoraria prevostina* (CROSSE)

*Neptunea* sp.  
*Tectonatica janthostomoides* KURODA et HABE  
*Nuculana robai* (KURODA)  
*Acila nakajimai* OTUKA  
*A. gottschei* (BOHM)  
*Limopsis tokaiensis* YOKOYAMA

日野沢

*Cadulus* sp.  
*Cornula* sp.  
*Plicifusus* sp.  
*Tectonatica* sp.  
*Nuculana* sp.  
*Limopsis* sp.  
*Macoma* sp.  
*Rectiplanes* sp.

(鑑定：大山桂)

第8表 有孔虫化石

天徳寺層下部

*Haplophragmoides* cf. *subglobosum* (SAR)  
*H. evoluta* NATLAND  
*Cyclammia japonica* ASANO  
*C. pusilla* BRADY  
*Eggerella* sp.  
*Martinottiella communis* (d' ORBIGNY)  
*Nonion pompilioides* (FICHTEL et MOLL)  
*N. nicobarensis* CUSHMAN  
*Bolivinita quadri latera* (SCHWAGER)  
*Uvigerina akitaensis* ASANO  
*U. canariensis* d' ORBIGNY  
*Valvulineria sadonica* ASANO  
*Angulogerina kokozuraensis* ASANO

天徳寺層上部

*Quinqueloculina seminulum* (LINNAEUS)  
*Dentalina setanaensis* ASANO  
*Elphidium subgromulosum* ASANO  
*Angulogerina kokozuraensis* ASANO  
*Angulogerina hughesi* (GALLOWAY et WISSLER)  
*Uvigerina akitaensis* ASANO  
*U. peregrina derupta* TODD  
*Bolivina robusta* BRADY  
*Eponides umbonatus* (REUSS)  
*Epistominella pullchella* HUSEZIMA et MARUHASHI  
*Cassidulina japonica* ASANO et NAKAMURA  
*C. yabei* ASANO et NAKAMURA  
*C. kasiwazakiensis* HUSEZIMA et MARUHASHI  
*C. subglobosa* BRADY  
*Glovigerina borealis* BRADY

*G. inclata* d' ORBIGNY  
*Globigerinoides triloba* (REUSS)  
*G. cyclostoma* (GALLOWAY et WQSSLER)

(藤岡一男ら, 1965)

## II. 2. 9 笹岡層

笹岡層 (命名: 大村一蔵, 1928)

本層は主として砂質シルト岩～シルト質砂岩など比較的粗粒な泥岩からなり、他に砂岩・礫岩・凝灰岩が挟有される。本層下部と上部は砂岩が優勢で、中部では泥岩が有勢である。俎山隆起地域に近い本層中には礫岩層が発達する。とくに本層下部には礫岩の発達が著しく、一部は下位の天徳寺層と指交関係にあるものと考えられる。本地域内において地表では下位の天徳寺層に整合に重なる。しかしながら八郎潟周辺地域の坑井資料によれば笹岡層基底に顕著な不整合が認められており、八郎潟地域が先笹岡期にはもともと造構的隆起地域であったことが知られている (池辺穰・岩佐三郎, 1963)。

本層中からは普遍的に大型貝化石を産出し *Turritella*, *Acila*, *Macoma*, *Mya* 等が貝層をなして密集することがある (第27図\*)。

**模式地** 秋田市北方笹岡一下谷地間

本地域では広く本層が分布するが下位層との関係は五城目町富田, 寺沢, 上位層との関係は蓬内台付近で良く観察される (第26図参照)。

**分布および層厚** 本地域においては中央向斜地域に広く分布する。地域北部では向斜軸を巻いて露出し湯ノ又より北には分布しないが、南部では雁行配列する褶曲軸によって地層が繰り返し広い分布が見られる。

俎山隆起地域に近い本層中には地域的な地層のうねりが見られる。俎山火山岩類との境界は断層で境されている。



第28図 笹岡層の“カベ状”風化面を示す砂質シルト岩  
 (五城目町富田, 寺沢)

層厚は寺沢で400m, 黒坪一五反沢で510m, 蓬内沢一水沢で740mである。

**岩相** 本層の泥岩は淡青灰色～緑青色を示し, 細粒部は天徳寺層の泥岩と類似する。しかし一般には天徳寺層と較べて粗粒で砂質シルト岩およびシルト質砂岩からなる。塊状で風化面はカベ状にうすくはげる(第28図)。

泥岩中には箒ハケ状の葉理が観察されるが, これらは2次的堆積によるものと考えられ泥質砂岩中に顕著で, 従来知られている斜交葉理とは異なる。この葉理をここでは仮に「ほうき砂」と呼ぶ(第29図)。粗山隆起地域に近接した地域では粗粒相が顕著である。本層中にはごく普遍的に貝化石が介在する。

本層下部は粗山隆起地域に近い南部域外の「秋田」図幅地域内の沢でよく露頭がみられ, 貝砂～中礫まじり貝砂層を含めて5枚の礫岩層が観察され, 最も厚いものは14mに達する。

本層中部は下位に比較して泥岩相が卓越する。泥岩にはひんばんに「ほうき砂」が含有される。

本層上部は再び粗粒物質が多く, 富津内川沿いの五城目街道に沿った露頭では厚さ17mをこえる砂



第29図 笹岡層の泥岩中に頻繁にみられる不規則葉理“ほうき砂”

層が発達する(第30図\*)。砂層は中粒～粗粒砂からなり凝灰質で親指大の軽石を多量に含む。砂層は固結せず貝化石の破片を多量に含んでいる。

本層中の凝灰岩は細粒でシルト径かそれ以下のものが多く泥質である。そして厚さも1mをこえるものは少ないが良好な鍵層として追跡できる。地質図幅中にInとして表現されている鍵層は, 三梨ら(1962)によって五城目町南部で広く追跡されたものである。この鍵層は井内付近で厚さ45～60cmの灰白色シルト径の凝灰岩で下底に特徴的な粗粒の黄褐色を示す軽石凝灰岩をレンズ状にはさむ。本層には粗粒—細粒—粗粒の堆積小輪廻(cyclothem)が存在する。

**層位関係** 本地域の地表調査では本層は下位の天徳寺層を整合に覆い, 上位の鮪川層には不整合に覆われる。他方, 八郎潟周辺地域の坑井資料および地震探鉱の記録によれば, 笹岡層基底に構造差をもつ顕著な不整合が存在することが知られている(池辺穰ら, 1963)。

化石 本層中には普遍的に貝化石を産出し、砂質部にはとくに多産する。保存状態は比較的良好である。それらは下表のとおりである。

第9表 馬場目川中流門前、町村の河岸の貝化石

*Cancellaria* sp.  
*Fu'goraria (Psephaea)* sp.  
*Suzvodrillia declivis* (v. MARTENS)  
*Tectonatica* sp.  
*Trophonopsis uyemurai* (YOKOYAMA)  
*Turritella saishuensis* YOKOYAMA  
*Acila nakazimai* OTUKA  
*Anadara amicula* (YOKOYAMA)  
*Glycymeris minochiensis* var. (SOWERBY)  
*Clinocardium fastosum* (YOKOYAMA)  
*Protothaca adamsi* (REEVE)  
*Macoma calcarea* GMELIN

(鑑定：大山桂)

第10表 井内小菅沢の貝化石

*Chlamys coshibensis* (YOKOYAMA)  
*Patinopecten kurosawaensis* (YOKOYAMA)  
*Lucinoma acutilineatum* (CONRAD)  
*Serripes* sp.  
*Macoma calcarea* GMELIN  
*Mya japonica* JAY

(鑑定：大山桂)

## II. 2. 10 <sup>しび</sup> <sup>かわ</sup> 鮭川層

鮭川層（命名：大橋良一，1918MS；外山四郎，1925紹介；その他，千谷好之助，1930；村山賢

1934；矢部長克・畑井小虎，1941等により命名と再定義がなされた）

本地域においては中央向斜地域の向斜心部をなして馬場目川沿い、蓬内沢付近にわずかに分布する。層厚は40mがみられるが上限は不明である。

**岩相** 主として砂岩層からなり下位の笹岡層とはやや岩質を異にする。蓬内沢では鉄サビ色の淘汰の悪い粗粒～細粒の砂岩からなっている。とくに本層の基底部には水磨された円形、あるいは扁平形をした頁岩の小礫～中礫が混入し礫岩層を形成することもある。砂岩層中にはしばしば礫が混入した斜交葉理がみられる。

**層位関係** 本層基底の砂礫岩中には黒色の腐蝕土壌が10cmの厚さで介在していることからみて本層は下位の笹岡層とは不整合の関係にあるものと推定される。また本層はこの地域におけるいわゆる油田構造を示す最上部層である。上位の瀧西層との関係は露頭を欠き不明である。

**化石** 本層中から化石は産出しないが、本層上部の淘汰の悪い砂礫層中には多くの生痕が観察される。

## II. 3 第四系

### II. 3. 1 潟西層

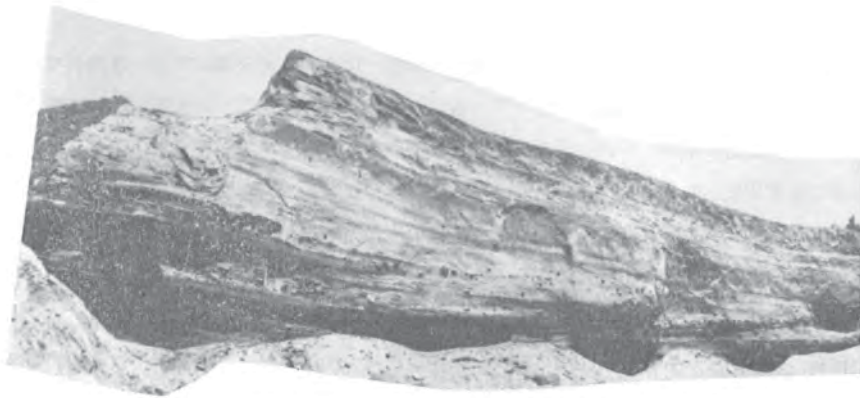
潟西層（命名：大橋良一，1930）

本地域では調査地域の西半に分布が限定され、主として中粒～細粒砂および礫からなり、間にシルト・草炭層をはさむ。本層は褶曲した鮭川層以下の地層をほぼ水平に覆い微弱な波状を示しながらゆるく西に傾斜する。藤岡（1965）はこのゆるい構造を新しい造構運動として認めた。本地域北部では20～40mの侵食段丘平坦面を示し、段丘崖に沿って露出する。植物化石を産するほかまれにシジミ貝化石がみいだされる。

**模式地** 域外の南秋田郡琴浜村宮沢野石付近の台地が模式地とされている。本地域では西側の八郎潟湖岸一帯で鯉川付近に好露出がある。

**分布および層厚** 本層は地域の西半部に新第三系の地層を覆ってほぼ水平に分布する。鯉川付近ではゆるい台地状地形を形成し、その西端が国道7号線（羽州街道）に沿って露出する。森山火山岩類と直接接するところでは傾斜は急である。黒坪以南では地層はほぼ水平か、ゆるく波状にうねる。本層の分布は地形高度に左右され、五城目南方にかけては丘陵の頂部を形成して広く分布する。その高度は主として標高80m以下の地域であるが、高いところでは標高120mにも分布がみられる。本層は湖成堆積物からなり、この推定湖盆は潟西湖と呼ばれている（藤岡一男，1965）。本層の層厚は地表では最大約50mが算定され、八郎潟の坑井資料によれば120mに達する。

**岩相** 基底部に厚さ1～2mの礫層が発達する。礫の大きさは拳大～親指大が主で円礫あるいは水磨された扁平礫からなる。女川層と接しているところでは女川層から由来した扁平ないし歪角礫状の頁岩礫を伴う。鯉川の国道沿いの露頭での観察では礫は頁岩礫で細礫～拳大で、また中粒～粗粒砂の中にもひんぱんに含まれて含礫砂層を形成する（第31図）。砂層中の礫岩はインプリケーションを示しそれは水流が東から西に流れたことを示している。偽層が発達し斜交葉理が観察され、その形態は板状である。斜交葉理を示す部分には紫褐色を示す砂鉄層が含まれ厚さは30～40cmである。砂層中にはしばしば生痕が観察される。泥層は炭質物に富み厚さ30cmおよび15cmの草炭層2枚をはさむ。



第31図 潟西層（琴丘町鯉川）

黒坪付近には塊状中粒砂層が発達し採砂場に良く露出する。本層の砂層中には面なし小断層が観察される（第32図）。

**層位関係** 本地域では下位の笹岡層以下を明瞭な傾斜不整合で覆う。鮎川層との関係は分布地域が異なるために不明であるが、域外西方八郎潟西岸では鮎川層を不整合に覆うことが知られている。本層中の良く淘汰された中粒砂層の存在はwave baseがかなり深かったことを示すものであろう。

**化石** 飯塚の東から*Corbicula japonica* PRIMEの産出が知られている。他に鯉川の国道沿いの露頭から*Corbicula* spが得られた。しかし貝化石はきわめてまれで次表に示すような植物化石を産する。

第11表 潟西層中の植物化石

*Trapa manshurica* FLEROV, var.  
*T. bispinosa* FLEROV,  
*Juglans ailanthifolia* CARR.  
*Fagus crenata* BLUME  
*Styrax obassia* SIEB. et ZUCC.  
*Manyanthes trifoliata* LINN.  
*Cryptomeria japonica* (LINN.)  
*Larix leptolepis* SIEB. et ZUCC.  
*Thujaopsis dolabrata* (LINN.)

(藤岡一男, 1965)

### II. 3. 2 段丘堆積物および砂丘

**段丘** 本地域の段丘は大別して3段に分けられる。段丘は礫・砂・粘土などの堆積物からなる堆積段丘と、鯉川川～国道7号線にかけて分布する潟西層を削剝した侵食段丘とからなる。

低位段丘 (T1) はこのうちもっとも広い分布を見せる。鯉川川沿い、井川に沿った八田大倉付近に広く分布する。高さ10～20mの段丘面を形成する。



国道7号線（奥羽街道）沿いの露頭





第32図 潟西層中に観察される面なし小断層（五城目町黒坪）

中位段丘（Tm）は五城目東方坊村付近，井川の中流井内部落付近に分布する。標高20～60mの段丘面をつくる。さらに何段かの段丘面に細分できる可能性があるが分布面積が狭く明らかではない。

高位段丘（Th）は標高100mをこえ，俎山隆起地域では標高180mに段丘堆積物がみられる。しかしいずれも分布範囲が狭い。

**砂丘** 地域南部に分布が限られるが隣接する船川図幅および秋田図幅地域にかけて弧状に長く分布し，本地域内では弧の一部をなしてNNW - SSEの方向にのびる。日本海側から陸地に向かって9～10列の砂丘列が識別されるが大きき分ければ，日本海側から沿海砂丘列群・中央砂丘列群・内陸砂丘列群に分けられる。

**内陸砂丘列群** 海岸線から3.5～4km内陸部にあり，大清水から新関を経て，途中中断するが羽立に連なる砂丘である。この内陸砂丘列群は4列の砂丘列からなる。砂丘砂の堆積はうすく，厚さ2～3m以内が普通であるが，大郷森では10mをこえる。国道7号線の東側および大清水小学校前の露頭では下から火山灰質褐色土・砂丘砂・火山灰質黒色土・砂丘砂の順に重なり下に砂丘の基盤となる潟西層および笹岡層が露出する。このうち火山灰質黒色土は厚さ30cm前後で縄文や弥生式土器が含まれている。砂丘は果樹園および畑地として利用される。

中央砂丘列群は4～5列の砂丘列群が発達する。標高ばほぼ10mをこえ，すべて砂丘砂からなり基盤は露出しない。砂丘は鉄道および道路の路盤として利用されたり，果樹園や畑地となっている。

沿海砂丘列群は日本海に沿った2列の砂丘列群である。幅は500～600mである。下戸戸では中央砂丘列群と接合する。

### II. 3. 3 沖 積 層

本地域内を流過し八郎潟に注ぐ馬場目川・井川・馬踏川，他の小河川によって形成された河成沖積層と，八郎潟の縁辺に沿って分布する。湖成沖積層および沢筋を埋める谷底堆積物がある。八郎潟地域は干拓によって干陸化し，旧湖成堆積物の泥・砂・礫などとともに多くの貝殻がみられる。湖成堆



積物の厚いところは70mをこえる。八郎潟における沖積層の下限は*Ostrea bed*の底と考えられている（狩野豊太郎，1968）。

### III. 応用地質

#### III. 1 概 説

本地域で大きな稼行価値をもつものは石油および天然ガスである。地域南部に位置する油田として豊川油田・黒川油田・浦山油田がある。最盛時において黒川油田で年産10万キロリットル、豊川油田で年産4万キロリットル、浦山油田で年産5千キロリットルの産油をみたが、現在これらの油田は全く老化し生産の主力はガスに移っている。南北方向にのびる背斜部に油徴がみられるところがあるが、貯油槽の規模としては小さいこと、粗粒層の発達が悪いこと、火山岩がかなり浅所まで貫入していること、などで、油田の開発にあたって大きな期待は持てない。地域西側に広がる旧八郎潟地域の地下には背斜構造が想定されており、この地域の探鉱が期待されている。その他の地下資源としては温泉・鉱泉・石材・砂・パーライト・炆器粘土がある。災害に関しては馬場目川上流恋地南方の流紋岩の貫入岩体が地すべりを生じている。また船川層の塊状泥岩が安定角を越えるような地形のところでは崩壊が生じているがその規模はいずれも小さい。

#### III. 2 石油および可燃性天然ガス

木下浩二（1965）の資料による。

##### 黒川油田（中央鉱業株式会社）

**位置および交通** 黒川油田は本地域南部の秋田市黒川にあり、奥羽線大久保駅東方7kmの比高約100mの丘陵地帯にある。

**地質** 付近一帯は砂質泥岩～泥岩からなり船川層・天徳寺層からなる。含油層は女川層・船川層中の凝灰岩層である。地表では顕著な凝灰岩層は露出していない。

**構造** 南北方向に長いドーム構造を示し、東翼の傾斜はゆるく15～18°、西翼は約45°を示す。構造ののびは南北～2,200m、幅は800mで東西性の断層が構造を切っている（第33図）。

**油層** 深浅の2油層群に分けられ、浅油層群は構造頂部で海面下約130m、深油層群は同様海面下約310mである。船川層の黒色泥岩中に挟有される凝灰岩がおもな油層と考えられている。

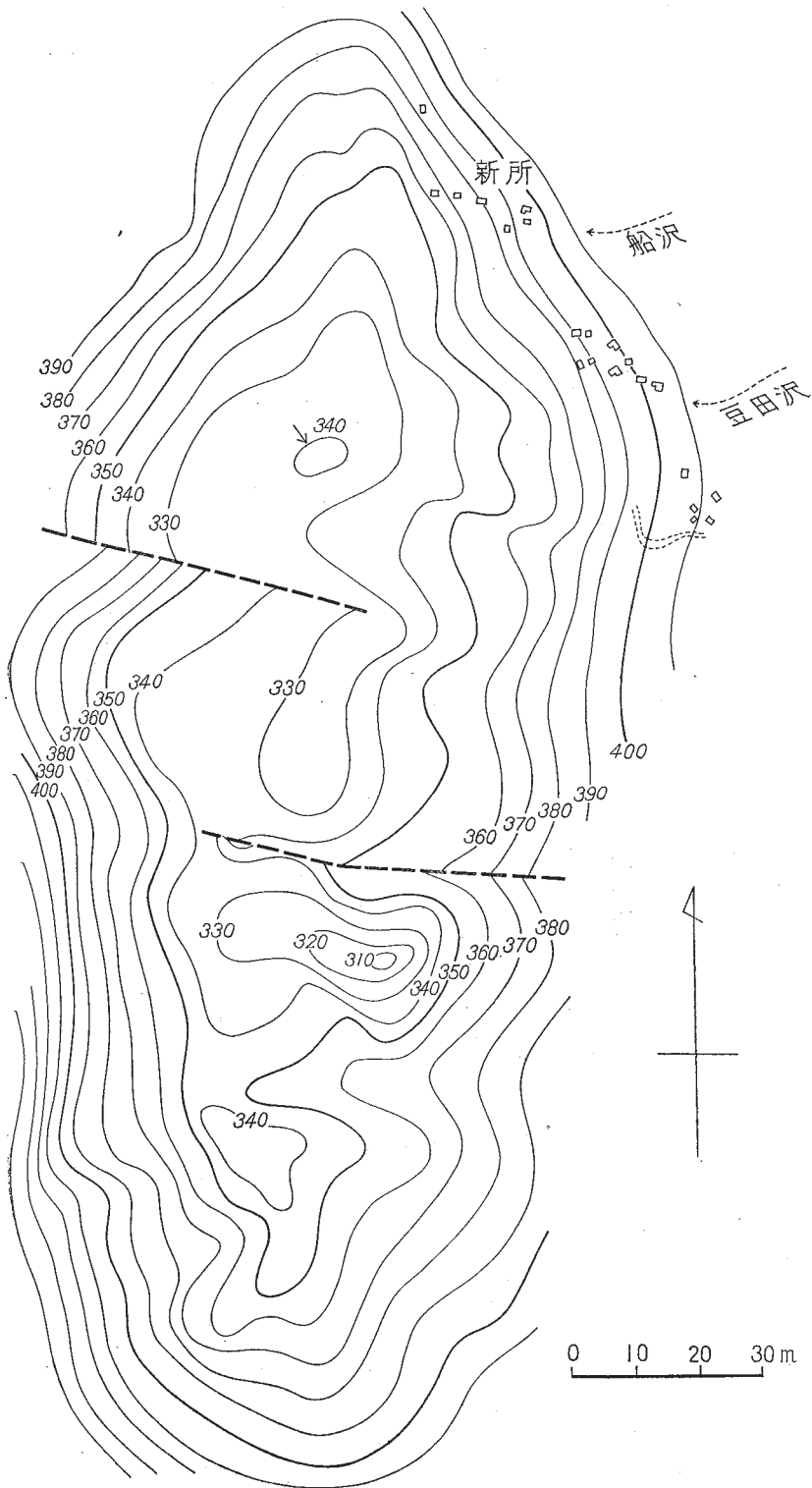
**原油・水の性状** 原油の性状は表のとおりである（第12表）。油田水の性状についての完全分

第12表 黒川油田原油性状表

比重	色 相		粘 度			引火点 °C	発火点 °C	分 溜 試 験			
	反 射	透 視	30°C	40°C	50°C			揮発油 ~215°	灯 油 ~275°	軽 油 ~300°C~	重 油
0.941	暗 黒	暗 黒	476.1	274.2	178.8	47	88	18.4	20.4	28.0	32.2

（日本鉱産誌V-6より）

初溜103°C



第33図 黒川油田地下構造図

第13表 黒川油田・豊川油田の産油・産ガス量

年 別	油田別	黒 川		豊 川		ガ ス (km <sup>3</sup> )
		原 油 (kl)	ガ ス (km <sup>3</sup> )	浦 山	豊 川	
				原 油 (kl)	原 油 (kl)	
明治45	1912	174.90				
大正 2		8,181.59			322.00	
3		107,822.80			1,125.00	
4		144,631.30		12.27	1,649.00	
5		124,480.11		799.02	9,651.66	
6		111,573.88	6,353.6	735.44	51,920.15	
7		86,909.45	8,322.8	1,214.23	54,993.81	
8		66,900.31	6,362.5	1,944.67	65,033.72	
9		59,292.78	6,323.2	2,421.09	68,228.59	
10	1921	67,019.66	13,213.6	2,497.89	86,816.11	881.3
11		37,139.02	3,736.0	1,937.87	67,819.36	2,124.6
12		40,887.65	7,516.1	4,526.20	49,722.17	2,321.2
13		33,714.49	6,050.5	8,259.65	40,630.04	2,176.7
14		31,987.44	5,160.5	9,652.79	30,229.72	1,767.3
15		27,202.15	3,678.6	9,481.18	22,440.45	1,600.6
昭和 2	1927	24,624.62	2,264.4	9,802.33	21,945.60	2,726.2
3		20,718.70	2,855.7	8,613.31	19,294.19	1,582.4
4		18,739.30	2,192.5	6,688.36	18,035.02	1,290.7
5	1930	16,037.10	1,876.3	5,122.80	16,733.49	759.7
6		15,077.00	1,764.0	4,063.23	16,131.85	694.7
7		14,535.52	1,700.7	3,683.36	15,809.27	890.1
8		13,379.30	1,565.4	3,978.08	14,934.46	1,080.8
9		12,144.80	1,420.9	4,443.61	13,433.71	1,140.6
10	1935	11,460.00	1,340.8	4,151.87	12,928.25	1,159.1
11		10,744.45	1,257.1	3,977.79	12,272.18	1,088.4
12		10,431.40	1,220.5	3,707.87	12,776.72	1,254.4
13		9,291.00	1,087.0	4,524.90	12,287.38	1,322.2
14		8,415.00	984.6	4,869.71	11,471.11	1,291.0
15		7,628.00	891.9	4,321.36	10,803.90	1,359.2
16		6,690.00	782.7	3,978.00	10,122.67	1,478.0
17		3,935.40	460.4	2,610.69	6,284.72	1,835.0
18		4,344.28	508.3	2,399.09	5,689.67	1,299.7
19		4,587.80	536.8	1,754.64	4,601.19	523.0
20	1945	4,336.25	507.3	1,261.87	3,308.36	554.0
21		3,110.70	298.6	963.79	2,756.66	762.8
22		3,271.20	299.4	1,685.32	4,436.52	764.9
23		2,476.18	283.0	1,250.09	3,138.60	723.1
24		3,789.16	270.2	1,421.85	4,244.54	667.5
25		4,553.06	269.5	1,622.69	4,367.10	662.3
26		4,525.67	111.3	1,812.64	4,224.54	350.4
27		4,664.54	102.1	1,852.21	4,281.58	328.4
28		4,533.58	106.0	2,189.40	3,928.73	341.9
29		4,545.87	109.9	2,061.40	3,894.45	332.6
30	1955	4,588.63	109.0	2,134.09	3,903.78	301.5
31		3,949.51	112.1	671.75	1,311.66	95.0
32		3,585.46	112.1		4,795.90	
33		3,735.57	103.7		4,413.20	推定
34		3,457.22	103.4	以下	3,976.97	
35		3,363.79	108.4	豊川	3,830.41	1,809.0
36		2,885.79	78.0	へ	3,509.23	
37		2,476.00	13.7	合計	2,992.25	709.0
38		1,955.00	28.6		2,746.23	1,435.8
39		1,824.00	156.6		1,854.16	990.2
40	1965	1,580.00	760.2		577.82	110.4
41		1,669.00	130.0		1,329.33	53.0
42					1,299.04	2,148.4
合 計		1,228,232.70	139,000.0	145,100.4	1,006,355.68	46,692.4

秋田県鉱山誌より引用（42年豊川産油・産ガスについては豊川油田（東北石油）の資料使用）

析はない。1リットルあたり HCO<sub>3</sub> は最大3619.5mg（C20号井）から最小439.2mg（R40号井），Cl は1リットルあたり最大16685.0mg（R40号井）から最小4082.5mg（C17号井）にわたっている。

**産油・産ガス量** 黒川油田の産油量は最盛時には年産10万キロリットルに達したが現在は全くおとろえている。一坑井の最大産油量はR5号井の8万キロリットル，本油田の総産油量は約115万8千キロリットルである。ガスは溶解ガス型に属するものと考えられ，採掘初期には廃棄していた。

最近は八橋油田のガスの減少をおぎなって産量が増加している。今後もガスに期待がもたれている（第13表）。

#### 豊川油田・浦山油田（東北石油株式会社）

**位置および交通** 豊川油田は地域南西端，南秋田郡豊川村にあり，浦山油田は同地内で豊川油田に雁行並列しその東側にある。この2つの油田は黒川油田の西方約4kmに位置する。付近の地質は船川層の塊状泥岩である。

油田付近において地表露頭では凝灰岩の発達は乏しい。構造は油田の延長約3,000m，幅約1,600mの楕円形ドーム状背斜構造で主背斜が豊川構造，副背斜が浦山構造である。豊川背斜の西側に発達する断層は東落ちで断層面の傾斜は非常にゆるい。南北性および東西性の断層が見られる（第34図）。

主断層の西側の厚い凝灰岩から採油している。原油の性状を表示すれば第14表のとおりである。豊川・浦山両油田の原油はアスファルト基である。原油の比重は他とくらべて大で，背斜構造の頂部付近で大きくなる。原油のガスクロマト分析によれば地表水の影響が大であるという。

第14表 豊川油田・浦山油田原油性状表

原油種別	比重	色 相		粘 度			引火点 発火点		分 溜 試 験 %			
		反射	透視	30°C	40°C	50°C	°C	°C	揮発油 ~215°C	灯油 ~275°C	軽油 ~300°C	重油 ~
浦山油田	0.9423	暗黒	暗黒	48.6	27.0	17.1	64.0	87.0	3.0	14.5	9.0	72.0
豊川油田	0.9768	黒色	黒色	655.4	286.6	141.1	113	174	なし	13.5	4.5	81.5

（日本鉱産誌V-6より）

油田水の性状については各坑井の完全分析の資料はない。HCO<sub>3</sub>最大量を示す坑井はR82号井で13969.0mg/lで，その坑井のClは5964.0mg/lである。HCO<sub>3</sub>の最小量を示す坑井はR18号井で305.0mg/l，そのCl含有量は10295.0mg/lである。この坑井はまたCl量の最大量を示す。Cl量の最小量はR2号井で，2698.0mg/l，そのHCO<sub>3</sub>の含有量は1195.6mg/lである。

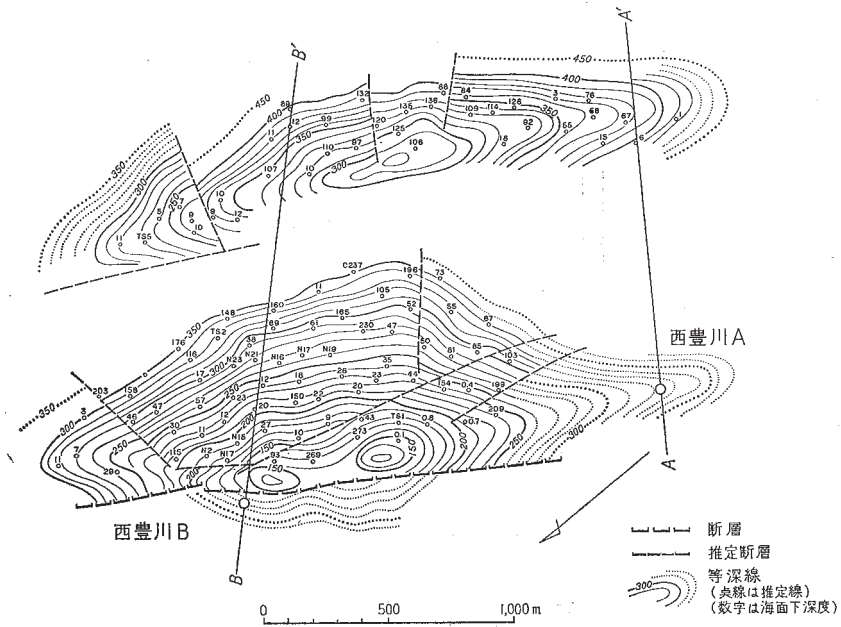
産油・産ガス量については前出第13表のとおりである。

### III. 3 温泉および鉱泉

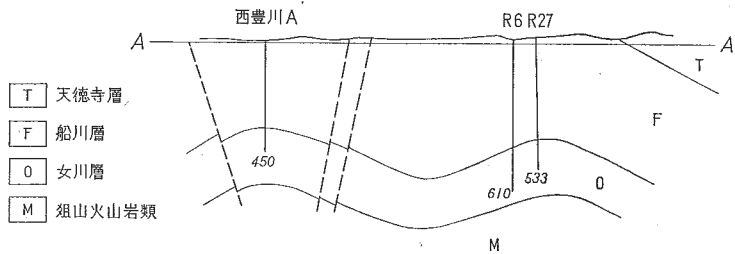
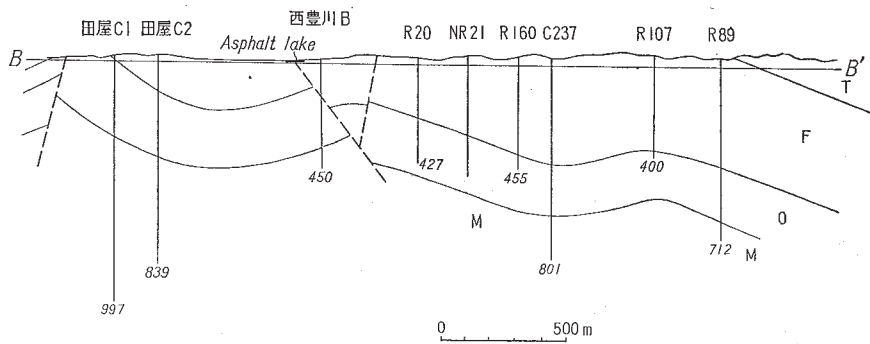
本地域の温泉および鉱泉は石油かん水を源としたものが主である。

**湯の越温泉** 五城目町北東5kmに位置する流紋岩熔岩ドーム麓部で流紋岩の破碎構造を示す部分にボーリングして温泉水を得ている。流紋岩を20数m掘り泉温は28°Cである。昭和40年度，地質調査所で試錐が行なわれ，この時深度49.3mで26°Cの温泉が自噴した。この坑井の地質柱状図は第35図のとおりである。

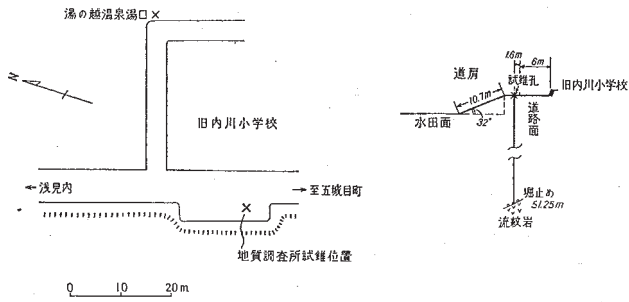
**当地域の地質および地質構造** 付近に分布する地層は塊状泥岩で凝灰岩のはさみをもつ。泥岩は船川層と天徳寺層である。船川階の最終期に湯ノ越山流紋岩の火成活動があり，ドーム・熔岩流および火山碎屑流が形成された。付近には小規模ながら背斜軸と向斜軸が発達する。



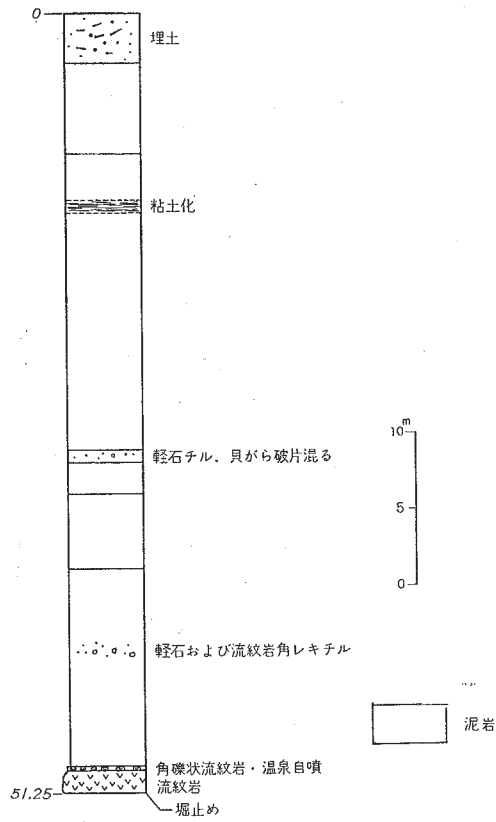
第34図-a 豊川油田地下構造図



第34図-b 豊川油田地質断面図



第35図-a 試錐地点見取図



第35図-b 試錐柱状図

**小倉温泉** 五城目町の東方3km, 湯ノ又西方1kmに位置する。この付近は女川層の硬質板状頁岩が小褶曲をくり返しながらか分布している地域で、頁岩の割れ目を通して滲出してくる油田かん水を沸かして使用している。泉源では炭酸臭を有し乳白色の沈殿物がみられる。

すずめだて  
**雀館温泉** 五城目町南方1kmに位置する。沖積層を通して湧出する冷泉（単純泉）を沸かして使用している。

**滑多羅温泉** 上小阿仁村高樋に位置し、五城目町から沖田面を経て米内沢にいたる県道に面している。船川層中の泥岩中から滲出するH<sub>2</sub>S臭を有する冷泉である。

**保呂瀬温泉** 馬場目川中流保呂瀬沢入口に位置する。五城目町からは杉沢行のバスの便がある。泉源は保呂瀬沢を南方上流へ約1km入ったところにある。付近は女川層の板状硬質頁岩および粗山火山の火山砕屑岩が指交状に介在している。泉水は頁岩の割れ目を通して滲出しており滲出量は少ない。H<sub>2</sub>S臭を有し油田かん水性のものと思われる。

その他滝ノ下上流地域および馬場目川上流恋地付近に炭酸臭を有し乳白色の沈殿物および黄白色の固結物を伴う鉱泉水の湧出が認められる（地質図参照）。

### III. 4 パーライト

岡野武雄（1966）の資料による

**五城目町字富田付近** 船川層の最上部を占める流紋岩および同質凝灰岩に伴ってパーライトが産出する。品質は、2, 3の試料の焼成試験によるとかさ比重0.8~1.15色は帯褐白色を示す。

**南秋田郡昭和町苗代沢付近** 船川層の最上部を占める流紋岩で富田付近のものとは同一層準に位置する。この流紋岩に伴って均質灰白色のパーライト岩体が存在する。岩体は褶曲によってほぼ東西の走向をもち、北に13°で傾斜するレンズ状岩体をなし、走向延長60m, 厚さ40m程度である。パーライトの良質鉱石部の焼成試験によると焼成後のかさ比重0.4~0.5を示す。

### III. 5 石材および砂

**石材** 地域北部五城目町北部から湖岸にかけて分布する、角閃石の大型斑晶を有する森山噴出岩類の石英安山岩を石材として利用している。

その大部分は砕石として利用され八郎瀧干拓事業の護岸工事用石材等として盛んに採掘された。筑紫岳はすでにその山頂まで採掘が進み、その山容を変えつつある（第36図）。

その他同種の岩石は三倉見・森山山麓および五城目入口などで採掘されている。

他方、浅見内の湯越山の流紋岩熔岩も砕石として利用されている。この熔岩は割れ目に富みまた多孔質の部分がある。

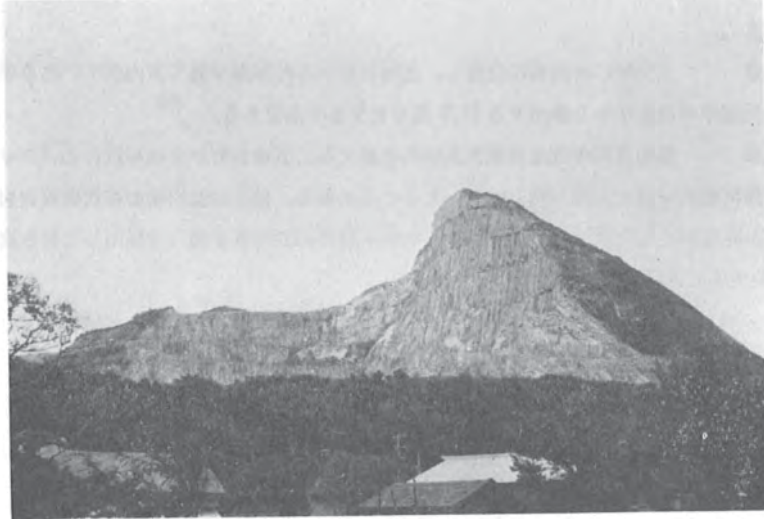
**砂** 五城目町黒坪付近の第四紀潟西層中の中粒~細粒砂を掘さくして使用している。砂丘砂も利用されているがいずれも小規模である。

### III. 6 柘器粘土

五城目町北東に分布する沖積粘土は、カオリン鉱物を主体とする柘器粘土にくらべて吸水量がやや



大きく、X線粉末線の結果などからモンモリロナイトを含有することが確かめられている（本田朔郎 1959）。珪器粘土として価値がある。この種のは古くから利用され、破片が段丘中から出土し、史蹟文化財に指定された。



第36図 筑紫岳の石材採掘現場（昭和43年現在山体の過半が削りとられている）

## 文 献

- 秋 田 県（1950）：秋田県地質鉱産図
- 秋 田 県（1968）：秋田県鉱山誌，241p.
- 浅野 清（1948）：日本油田層位学の基礎資料としての男鹿半島鮮新世化石有孔虫群，地質雄，vol. 54，no.1，p.44～49
- 別所文吉（1957）：八橋油田とその周辺の地質構造，地学雑，vol.66，no.3，p.159～181
- 鎮西清高（1967）：日本新第三系対比表に“絶対年代”目盛を入れる試み，地質雑，vol.74，no.4，p.220～221
- 藤岡一男（1959）：5万分の1地質図幅「戸賀・船川」および同説明書，地質調査所
- 藤田至則（1960）：東北日本におけるグリ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
- 八郎潟学術調査会（1965）：八郎潟の研究，1010p.
- 長谷紘和（1967）：秋田県五城目町北方にみられる船川層中の乱堆積層について，地質雄，vol. 73，no.2，p.105（演旨）
- 平山次郎・角清愛（1963）：5万分の1地質図幅「鷹巣」および同説明書，地質調査所
- 平山次郎・鈴木尉元（1968）：単層の解析—その実際と堆積学的意義について—，地球科学，vol.22，no.43～62

- 本田朔郎 (1959) : 秋田県五城目および白岩産の珪器粘土について, 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, vol.21, p.7~15
- 細井弘・岩佐三郎 (1957) : 秋田県南秋田郡五城目東方A・B班地表調査報告(準精査), 石油資源地質報告(第56号)
- 伊田一善(未公表) : 1万分の1五城目北西地域地質図
- 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, vol.26, p.1~59
- 池辺穰・岩佐三郎 (1963) : 秋田油田の新第三系—とくに2つの問題をとりあげて—, 化石, vol.5, p.98~104
- 井上 武・他2名 (1956) : 秋田油田における荷背凝灰岩の研究, 石油技協誌, vol.21, no.3. p.1~6
- 井上 武 (1957) : 秋田県におけるmiogypsinaの新産地(雑報), 地質雄, vol.63, no.743, p.495
- 岩佐三郎・青柳宏一 (1955) : 「八郎潟周辺」地表調査報告, 石油資源地質報告(秋第0171号)
- 狩野豊太郎 (1968) : 秋田県北部沿岸地帯の第四系, 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, vol.36, p.1~81
- 北村 信 (1959) : 東北地方における第三紀造山運動について, 東北大学地・古数室邦文報告, vol.49, p.1~98
- 北村 信 (1963) : グリントフ地域における第三紀構造運動, 日本地質学会第70年総会討論会資料, p.43~63
- 小池 清 (1955) : いわゆる層間異常の地史的意義について, 地質雑, vol.61, no.723, p.566~582
- 後アルプス総合研究グループ (1966) : 東北日本のグリントフ変軌, 地団研専報, vol.12, 164p
- 松岡 寛 (1955) : 五城目古生物調査報告, 石油資源地質報告(秋第0043号)
- 桧岡 寛・他3名 (1958) : 「黒川北方」班地表調査(一部精査)報告, 石油資源地質報告(秋第009号)
- 三位秀夫 (1960) : 八郎潟の沖積層, 東北大学理科報告(地質学)特別号, vol.4, p.590~598
- 三梨 昂・他7名 (1963) : 日本油田・ガス田図5 五城目南部, 地質調査所
- 三梨 昂・垣見俊弘 (1964) : いわゆる異常堆積について, 地質ニュース, vol.117, p.8~14
- 日本地質学会 (1954-1965) : 地層名辞典pt. I~IVおよび付録, 東大出版会
- 小川克郎 (1967) : 秋田県八郎潟の空中磁気探査, 地質ニュース, vol.154, p.7~9
- 岡野武雄 (1966) : 軽量骨材資源, 株式会社ラティス, 180p.
- 大沢 穰 (1967) : グリントフ, 株式会社ラティス, 231p.
- 大塚弥之助 (1940) : 日本の第三紀地殻変形の研究と今後の問題, 科学, vol.10, no.4, p.11~16
- RICHARD S. FISKE and MATSUDA,T.(1964) :Submarine Equivalent of Ashflows in the Tokiwa Formation, Japan, Amer. Jour. of Science, vol.262, p.76~106.
- 斎藤正次・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
- 斎藤匡臣 (1964) : 森山火山岩類の岩石学的研究, 秋田地学, vol.7~8, p.8~15
- 高柳洋吉・大葉忠道 (1966) : 男鹿半島の浮遊性有孔虫化石群—その変遷と意義, 地質雑, vol.72,

no.1, p.35~47

牛島信義・他 3 名 (1962) : 八郎潟底層および十三湖中の泥岩, かき殻の<sup>14</sup>Cによる絶対年代, 岩鉱学

会誌, vol.48, no.3, p.108 ~ 111

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Akita (6) No.3

---

## GEOLOGY

OF THE

## GOJŌME DISTRICT

By

Hirokazu HASE & Jiro HIRAYAMA

(Written in 1969)

---

(Abstract)

The Gojōme sheet comprises an area from lat.  $39^{\circ} 50'$  to  $40^{\circ} 00'$  N. and from long.  $140^{\circ} 00'$  to  $140^{\circ} 15'$  E. and lies in the central portion of Akita prefecture, Northeastern Honshu, Japan. In the west, the area is bordered by the shoreline of the Hachirogata lake where has reclaimed, and partly by that of the Japan Sea. The central town in this area is Gojome-machi, where is located about 25km north of Akita-Shi.

The rocks cropped out in the area are mainly oil bearing sedimentary rocks and volcanic ones of the Neogene Tertiary. The distribution of the sedimentary rocks are controlled by so-called "Oil-field Structure" in the district of Northeastern Honshu whose trend stretches north to south. Apparent thickness of the Tertiary system attains totally more than 2,400m in the area. These are named in ascending order : the Koyanosawa, the Koani, the Onnagawa, the Funakawa, the Tentokuji, the Sasaoka and the Shibikawa formation. The Quaternary system including the Katanishi formation, Terrace deposits and alluvium overlies unconformably the Tertiary system.

Generally speaking, these series of the Neogene formations are the product

Table 1

Absolute age $\times 10^6$ y EVERDEN et al. (1964)	Age	Stratigraphy	Main rockfacies	Remarks	
Villafranchian	Quaternary	Sand dune Terrace deposits	Sand Gravel sand and clay	(↑ Opensea) Gradual uplift Development of sedimentary basin Growth (Stagnant) Submarine volcanic activity Outbreak of subsidence	
		Katanishi formation	Sand, gravel, peat and silt		
Astian	Pliocene	Shibikawa formation	Cross laminated sand (fine-coarse)		
		Sasaoka formation	Siltstone, sandstone, conglomerate and pumice tuff		
Plaisancian		Tertiary	Tentokuji formation		Gray siltstone and pumice tuff
			Miocene		Funakawa formation
Sarmatian	Vindobonian	Onnagawa formation Siliceous hard shale, pumice tuff, dolerite Igneous rock Quartz diorite			
			Burdigalian		Koyanosawa formation Koani formation

of geosynclinal subsidence and they are mainly composed of siliceous shale, massive mudstone, siltstone, sandy mudstone, sandstone and many intercalations of tuff layers. A summarized stratigraphic sequence of the rocks is shown in the Table 1. The European chronological subdivision and absolute time scale are also given in the table after K. Chinzei's trial.

## IGNEOUS ROCK

Within the area of Manaitayama volcanics complex, a mass of quartz diorite intrusion crops out. The western rim is bordered partly by fault and the rest is abutted by Tertiary sediments. The age of the igneous intrusion is considered between the time of early to middle Onnagawa stage.

## NEOGENE TERTIARY

### Miocene

#### Koyanosawa formation

The Koyanosawa formation is overlain conformably by the Onnagawa formation and lower limit is not known. The name is given after type locality, Koyanosawa at the northernmost area of the sheet. It is distributed in the limited area along the anticlinal axes or cores of dome structures, and is composed of shale, tuffaceous shale, sandstone and conglomerate. Poor outcrops of the formation preclude precise observation of the formation. Total thickness of the formation is presumably more than 250m. From the calcareous layers in

the formation, the occurrence of the fossil foraminifera *Miogypsina kotoi* HANZAWA was reported and the formation is correlated to the Miocene Nishikurosawa formation which is the type formation in the standard subdivision of the Neogene Tertiary in the Japan Sea coast area of the Northeastern Japan.

#### **Koani formation**

The Koani formation crops out only in the easternmost portion of the area and is overlain by the Onnagawa formation. The formation is mainly consists of hard-shale with abundant deal of layers of spilitic basalt and its pyroclastics. Also dolerite sheets with maximum thickness attains over 50m are often observed.

The formation was firstly named and described by M. SAITO and A. OSAWA (1956) in its type locality in the Aniai sheet map area east to this area. Based upon its stratigraphic relation with the overlying Onnagawa formation and palaeontological evidence, it is considered that the formation is contemporaneous heteropic facies to the above-mentioned Koyanosawa formation. The Koani formation is the northern extension of popularly known Sunakobuchi formation nearby Akita-shi. Much amount of basic volcanic rocks in the formation suggests marginal facies of the geosyncline.

#### **Manaitayama volcanics complex**

Centering around the highest peak of the area, Manaitayama (721.8m), Miocene volcanics complex crops out forming anticlinal and topographic height with north-south trend. From the cores of borings for oil exploitation, this volcanics complex is recognized to be distributed widely beneath the sedimentary oil bearing formation through the area. The volcanic activities range over middle Onnagawa stage to middle Funakawa stage. Volcanic rocks are rhyolite, dacite, andesite, basaltic andesite with large number of amigudules, and propyrite.

#### **Onnagawa formation**

The Onnagawa formation conformably underlies the Funakawa formation and both formations are important as oil-bearing horizons in the area. The Onnagawa formation crops out along the north-south trend folding axes and counts maximum thickness more than 300m. It is characterized by well stratified siliceous hard-shale intercalated with many layers of tuff. Many minor foldings are observed locally in the area.

Two structural fault and folding systems of north-south and northwest-southeast trend develop cutting each other conjugately.

The occurrence of fossils are poor in number. Marine fossil remains such as fish scales and fish bones are found mainly in dolomitic nodules of the formation. In addition to those, some foraminiferid fossils have been reported.

#### **Funakawa formation**

The Funakawa formation crops out widely over whole area except the

volcanic rocks area. The rock facies are massive non-stratified black colored mudstone with considerable number of tuff layers or tuffaceous ones. It shows that the formation is the products of the subsidence under stagnant marine condition in geosynclinal region. However, it can be observed remarkable slumped beds within the formation which may be formed by the submarine mudflow triggered by volcanic activities.

According to the results at carefully surveyed area, Yunomata to Asaminai, north of Gojome-machi, the slumped bed may have affected the minor differentiation of the sedimentary basin. Namely, at the area, the thicker the slumped bed is, the thinner the deposits of the sediments above the slumped horizon become, and vice versa, though there are not so apparent differences in the thickness from the top of the Onnagawa formation to the base of slumped bed.

In the type locality, along Kokawaguchi-gawa, total thickness of the formation attains 670m.

Foraminiferid fossils have been reported through the formation. However, megafossils are only found quite locally in the lenticular, coarser bed or pebbly mudstone and they are rare in number.

### **Moriyama volcanics**

The Moriyama volcanics crop out protruding on the coastal low land in the northernmost portion of the area. The name of the volcanics was given after beautiful mount "Moriyama (325.4m)". Rocks are mainly biotite-hornblende dacite and minor intrusion mass of rhyolite is observed.

### Miocene-Pliocene

#### **Tentokuji formation**

The Tentokuji formation mainly consists of grey mudstone, and intercalated with tuff layers of comparatively fine grained. There are no fundamental differences in rock facies between the formation and the Funakawa formation except only slight differences in color and grain size of the mudstone.

The lowest boundary of the formation is assigned to the top of the Yunokoshiyama rhyolite lava flow and its pyrocrastic layer which forms efficient key bed in the area.

East of the Gōjome syncline, particularly along the Manaitayama volcanics complex area, the formation is intercalated with many sandstone and conglomerate and interfingers with the lower part of the Sasaoka formation.

Scarce number of mega-fossils such as molluscan remains are found in the formation, though foraminiferid fossils or monoaxial sponge fossil *Makiyama chitanii* MAKIYAMA are generally yielded.

Total thickness of the formation varies from 270m to 430m at the measured routes.

### Pliocene

#### **Sasaoka formation**



The Sasaoka formation overlies the Tentokuji formation. As a whole, the lowermost part of the formation is composed of coarser sediments compared with that of the underlying Tentokuji formation. In the eastern flank of the Gōjome syncline, 3-4 layers of conglomerate are observed at the bottom of the formation. According to the data obtained from oil wells in the Hachirogata reclaimed land, remarkable unconformity is known. That is, the Sasaoka formation overlies directly on the Funakawa formation lacking the Tentokuji formation and some occasion, more than half of the Funakawa formation is eroded out. The Sasaoka formation comprises siltstone, sandy siltstone, silty sandstone, sandstone and intercalations of round granule-pebble size conglomerate. Tuff layers in the formation are fine grained and not so thick, generally less than 1m, some of these are persistent and traceable as good key beds.

Abundant molluscan fossil remains are found particularly in sand and silty sand facies. Total thickness of the formation attains maximum 740m at Yomoginai-zawa to Mizusawa route and 400m at Terasawa.

#### **Shibikawa formation**

The Shibikawa formation forms the uppermost part of the series of the geosynclinal sediments in the area and is distributed along the axis of the Gōjome syncline near Yomoginai-dai. Only its basal part can be recognized in the area. The formation is well known by its abundant molluscan fossils at the type locality, Shibikawa in Oga peninsula about 20km west of the area. No fossil remains are found but many "Leben Spulen" in the sand bed in this area. The formation is mainly composed of medium to coarse grained loose sand. It is distinguished from the the uppermost part of the Sasaoka formation based upon the difference in color of the rocks and the existence of some basal gravel beds of the formation.

Stratigraphic relationship between these two formations may be unconformity with basal gravel bed. Thickness of the formation is more than 40m.

## QUATERNARY

#### **Katanishi formation**

The Katanishi formation overlies almost horizontally the folded Tertiary sediments. The formation consists mainly of medium to fine grained sand and gravel with silt and peat layers as intercalations. The formation is distributed along the eastern periphery of this area opposite to Hachirogata reclaimed land. Topographically, the distribution area forms low hilly land less than 80m above the sea level.

Some genera of plant remains such as *Trapa*, *Juglans*, *Fagus*, *Styrax*, *Menyanthes*, *Criptomcria*, *Lxrix* and *Thujopsis* are reported from the formation.

No animal fossil remains have been found except Corbiculid fossils. The formation is deposited under the lake condition of brackish to fresh water.

**Terrace deposits**

Terraces in this area are classified into three groups, the upper, the middle and the lower terrace in terms of their altitude above the sea level and surface topographic features. The lower and the middle terraces are comparatively dominant, but the upper terrace is almost eroded out. These are composed of gravel, sand and clay.

**Sand dune**

Southwestern corner of the sheet map is covered with dune sand. Nine to ten rows of sand dunes stretching northwest to southeast direction are developed. From the Japan Sea side to inland, they reduce the thickness of sand covers and their topographic height.

**Alluvium**

Several rivers flow in the Hachiro-gata and form fluvial plain along their courses. The alluvium is mostly composed of sand, gravel and clay.

## ECONOMIC GEOLOGY

**Oil and gas**

The most valuable underground resources in this area is oil and natural gas. Well known Toyokawa(includes Urayama) and Kurokawa oil field are working today, but they have been almost exploited out. Some of oil seepages are recognized on the anticlinal axis at Bo-mura out of the oil fields, but prospecting for oil here have been unsuccessfully carried out. The Hachirogata reclaimed land is expected for future exploitation, where some anticlinal structures are assumed beneath the lake deposits.

**Miscellany**

Besides oil and gas, a hot spring, mineral springs, building stone and sand, perlite and stoneware clay are notable as natural resources in the area. Among them, Dacite of the Moriyama volcanics is extensively excavated as building stone and crushed stone at some places.

---

昭和45年12月18日印刷

昭和45年12月25日発行

工業技術院  
地質調査所

印刷者 和田 豊

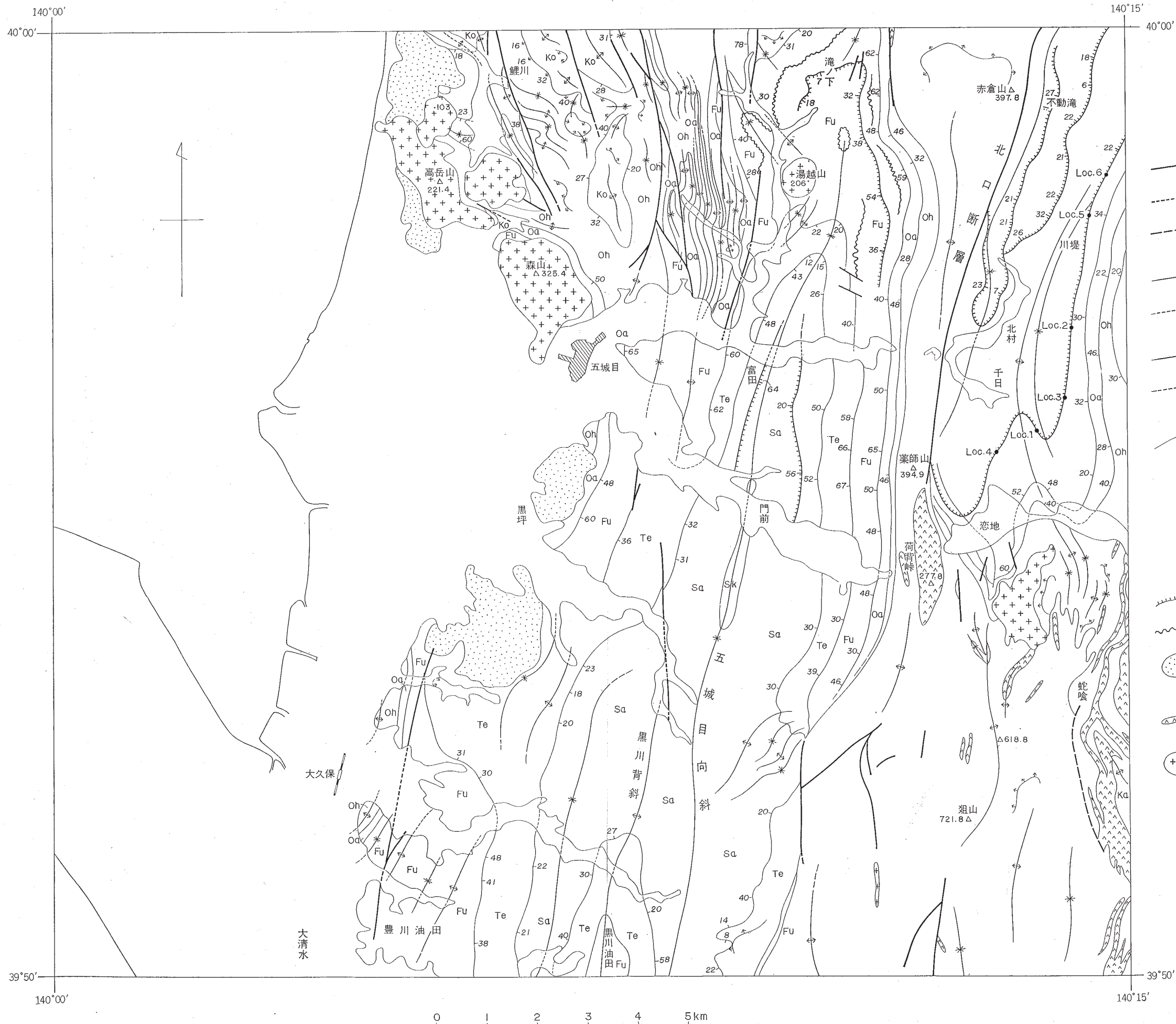
印刷所 欧文印刷株式会社

---

© 1970, Geological Survey of Japan

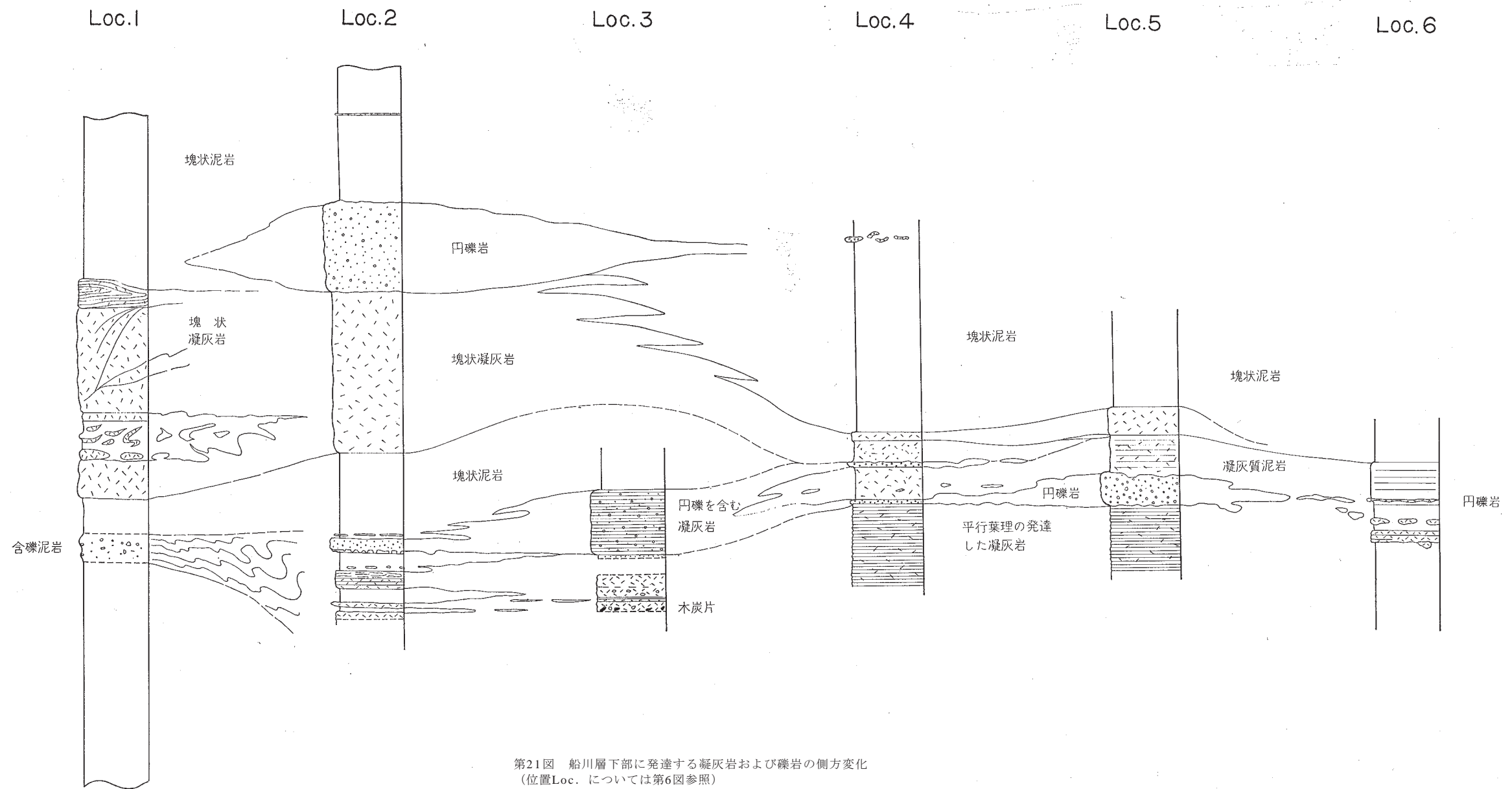


第1図 切峯面図



- (実在断層 (确实推定断層を含む))
- - - (伏在断層)
- · - · (推定断層)
- ↔ (背斜軸)
- - - ↔ (伏在背斜軸)
- \* ↔ (向斜軸)
- - - \* (伏在向斜軸)
- 30 (地層の境界および傾斜)
- Sk 鮎川層
- Sa 笹岡層
- Te 天徳寺層
- Fu 船川層
- Oa } 女川層
- Oh } 小谷沢層
- Ko } 小阿仁層
- Ka } 小阿仁層
- ⋯ (鍵層)
- ~~~~~ (乱堆積層)
- (主として潟西層に覆われる地域)
- ▲▲▲▲ (玄武岩々脈～岩床)
- ++++ (安山岩～流紋岩岩脈)

第6図 地質構造図



第21図 船川層下部に発達する凝灰岩および礫岩の側方変化  
 (位置Loc. については第6図参照)