

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11号

秋 田 地 域 の 地 質

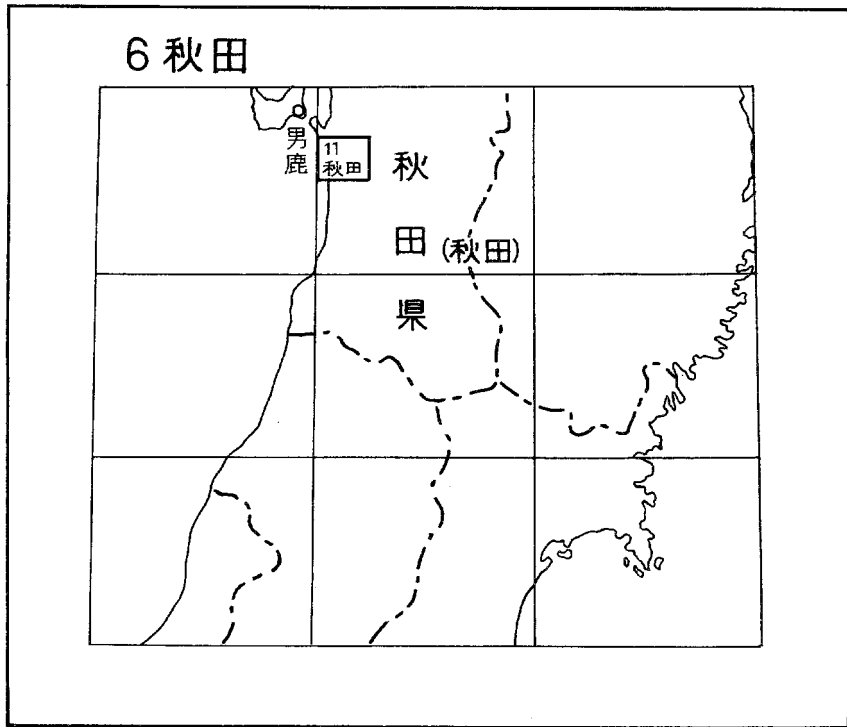
藤岡一男・大沢 穠

高安泰助・池辺 穰

昭和52年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	3
II. 1 研究史	3
II. 2 地質概説	6
II. 3 地質構造	10
II. 3. 1 概 説	10
II. 3. 2 褶 曲	10
II. 3. 3 断 層	25
II. 4 太平山花崗岩類	25
II. 5 萩形層	26
II. 6 大倉又層	28
II. 7 砂子淵層	29
II. 8 女川層	31
II. 9 愛染玄武岩	33
II. 10 馬場目粗粒玄武岩	35
II. 11 仁別第三紀花崗岩	35
II. 12 船川層	37
II. 13 組山火山岩類	40
II. 14 湯ノ沢流紋岩	42
II. 15 天徳寺層	43
II. 16 羽黒山石英安山岩	47
II. 17 笹岡層	49
II. 18 高岡層	53
II. 19 瀉西層	53
II. 20 段丘堆積物	53
II. 21 砂丘堆積物	54
II. 22 沖積層	54
III. 応用地質	55
III. 1 土崎沖油田	55
III. 2 黒川油田	57
III. 3 八橋油田	57
III. 4 道川油田・濁川油田および旭川油田	61
III. 5 金照寺油田・仁井田油田および新秋田油田	66
文 献	66
Abstract	71

秋田地域の地質

藤岡 一男* ・大沢 穰**
高安 泰助***・池辺 穰****

まえがき

秋田地域の地質研究報告書は、阿竹宗彦・吾妻 穰・福本正和・保泉忠夫・本多 清・細井 弘・井上寛生・石井基裕・岩佐三郎・金 容義・小林好昭・小松誠顕・黒坂秀雄・鯨岡 明・松岡寛・宮崎 浩・中川 洋・尾田太良・大橋貞彦・太田 保・笹岡 健・佐藤英太郎・鈴木勝王・竹中弘・鶴飼光男・吉田義孝(ABC順)の諸氏および筆者らの未公表資料を使用し、短期間(80日)の野外調査を行ない、主として大沢がとりまとめた。本報告の内容に不備な点があるとすれば、大沢の責任に帰すべきものである。

秋田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鉱山地質学教室の場保望助教授および柴田金三郎技官に深甚の謝意を表す。資料提供に加え、貴重な助言および協力をいただいた秋田県鉱務課長上田良一氏、石油資源開発株式会社調査役鬼塚貞氏、同社総合課長荒木直也氏、帝国石油株式会社常務取締役荒川洋一氏、同社探鉱部次長玉木貴裕氏および秋田大学鉱山学部地下資源開発研究施設井上武教授に感謝の意を表す。

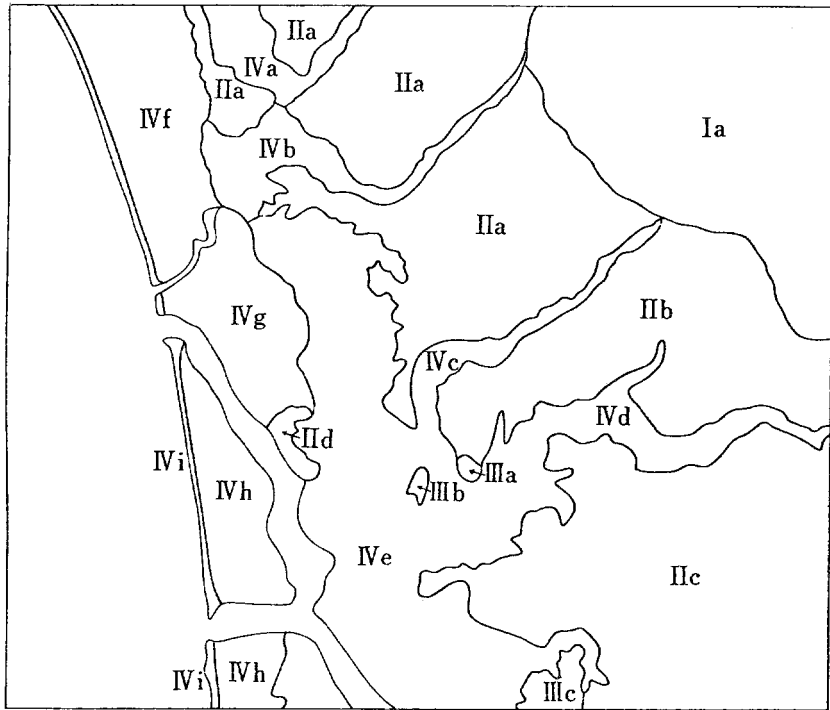
I. 地 形

秋田地域の地形は¹⁾、山地(I)・丘陵地(II)・台地(III)と低地および砂丘地(IV)の4種類の地形地域と第1図に示すように17地形区に分けられる(第2図)。

山地は本地域北東部に分布し仁別山地と呼ばれる。急峻な壮年期地形を示し、斜面はほとんど森林におおわれている。本地域内における最高点は682mであって仁別山地内にあり、この延長は順次高度を増し、東隣地域内の太平山(1,171m)につづいている。また本山地内では、起伏量が大きい(300m/km²)。この山地の谷密度は20~30/km²で、後述の丘陵地より非常に少ない。仁別山地の地質は、主として萩形層・大倉又層および砂子淵層に属する塩基性~酸性の火山岩類と、女川層および船川層と同時期の^{またいたやま}粗山火山岩類からなり、萩形層から船川層までの泥岩などの堆積岩をともなっている。また、ごくわずかであるが、基盤岩類を構成する花崗閃緑岩および仁別第三紀花崗岩がみられる。

丘陵地は本地域北西部から南東部に広く分布している。定高性を持つが、あまり平坦面を持たない標高60~200mのかなり開析を受けた老年期地形を示している。丘陵地は北方より南方順次高度を減じている。本地域北西部の上新城丘陵では、標高200mを示すが、南東部の和田丘陵においては、最高で

*秋田大学 **地質部 ***秋田大学 ****石油資源開発KK
1) 地質以外については横山・水野・堀田(1966)によった。

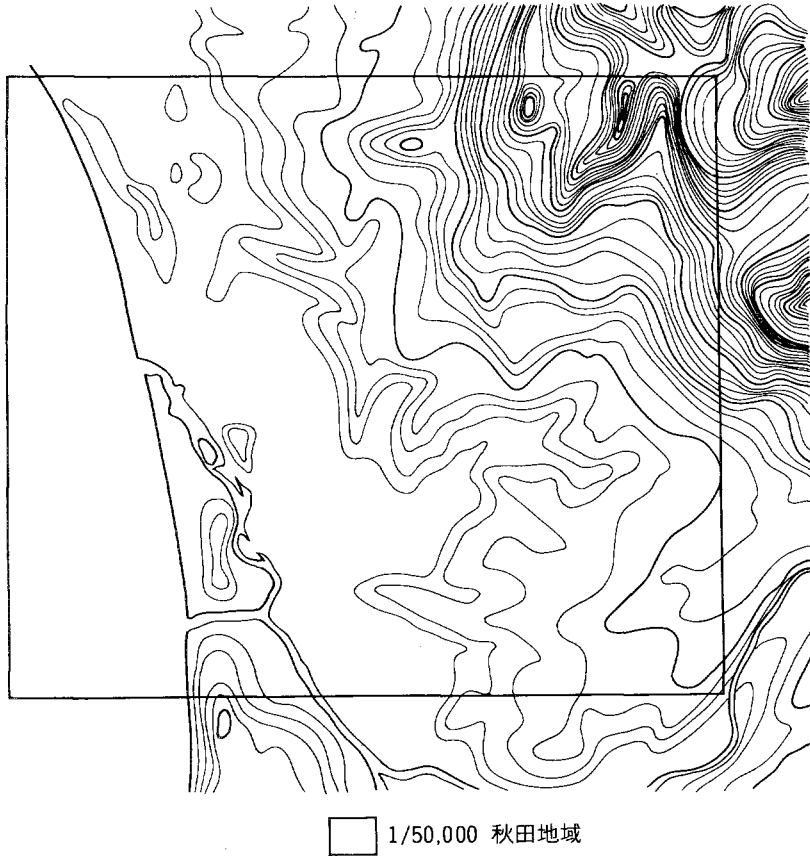


- | | | | |
|------|--------|-----|--------|
| Ia | 仁別山地 | IVa | 馬踏川低地 |
| IIa | 上新城丘陵 | IVb | 新城川低地 |
| IIb | 羽黒山丘陵 | IVc | 旭川低地 |
| IIc | 和田丘陵 | IVd | 太平川低地 |
| IId | 高清水丘陵 | IVe | 秋田低地 |
| IIIa | 手形山台地 | IVf | 天王砂丘地 |
| IIIb | 千秋公園台地 | IVg | 土崎砂丘地 |
| IIIc | 御所野台地 | IVh | 勝平山砂丘地 |
| | | IVi | 海岸低地 |

第1図 秋田地域の地形区分図（横山・水野・堀田，1966）

110mしかない。また、これと対応して谷密度をみると、和田丘陵では60/km²以上が広い地域を占めるのに対して、上新城丘陵においては30~50/km²が大部分を占めている。起伏量については、北西部で100~150/km²であるが、南東部では50~100/km²と小さくなっている。丘陵地の地質は、前述の山地とことなり、女川層・船川層・天徳寺層および笹岡層に属する泥岩・シルト岩・砂岩などの堆積岩類を主とし、愛染玄武岩・羽黒山石英安山岩などの火山岩類を少量ともなっている。これらの丘陵地内には、現河川ぞいに数段の段丘が発達している。

台地は本地域ではわずかに分布する。手形山台地・千秋公園台地および御所野台地のみである。標高はいずれも40m前後であって、その表面は平坦である。礫・砂および泥からなる潟西層および段丘堆積物からなる。



秋田地域西端を基準にし1kmの方眼をひき、その中の
 最高点を20mごとの等高線でつらねたものである。

第2図 秋田地域の切峯面図（横山・水野・堀田，1966）

低地は、前述の丘陵地を切って流れる馬踏川・旭川・太平川などの谷底平野と、丘陵地と海岸砂丘とにはさまれた南北に細長い三角州状の沖積低地である。この沖積低地はほとんど勾配がないため、本地域南部ではかつて雄物川および太平川が相当乱流していたらしく、各所に旧河道がみられる。砂丘地は本地域西部に海岸線と平行に幅2～4kmにわたって分布している。ほとんど全部が現世の風成砂が潟西層などの上をうすくおおった被覆砂丘である。砂丘の高さは、ほとんど50m以下である。また砂丘砂の厚さは5m前後、最大で30mである。

II. 地 質

II. 1 研 究 史

秋田地域の地質は、秋田油田の探鉱開発に関連して明治初年より調査されているが、本格的には1902

第1表 秋田油田南部油田地質層序

(大村一蔵, 1930)

時代		層序・岩質・層厚					
第三紀	鮮新世?	鷹巣統	砂・礫・粘土 石炭			500m	
		由利統	笹岡層	頁岩質砂岩 砂質頁岩			500—700m
			天徳寺層	桂根層	砂岩 頁岩互層	砂質頁岩	550—700m
	中新世	男鹿島統	船川層	黑色頁岩			700m
			女川層	新緑色凝灰岩	珪質頁岩		400m
					砂岩・礫岩	100m	
	院内統	緑色凝灰岩			1,000m 以上		

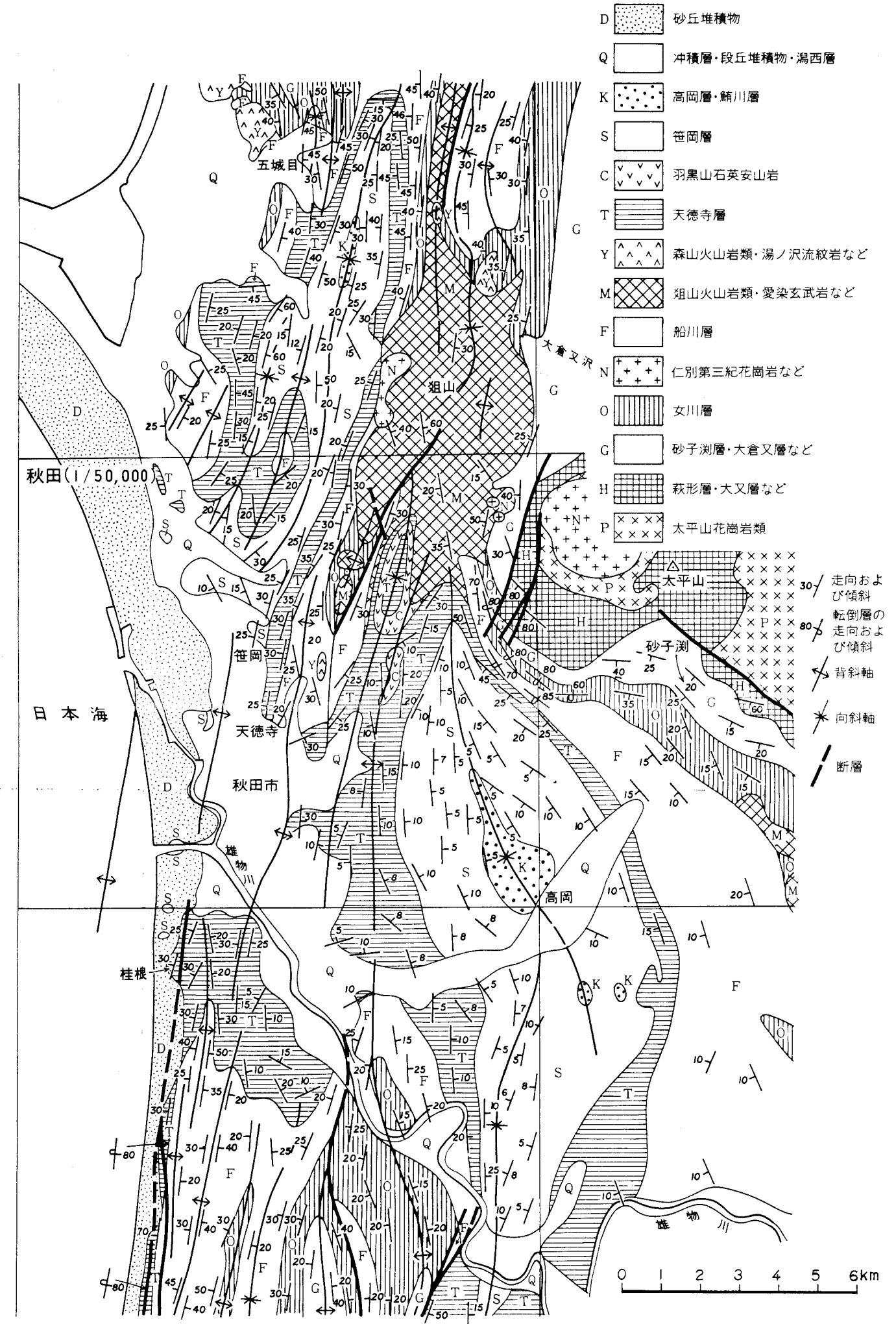
年(明治35年)に秋田石油調査会が設立されてからである。翌年、伊木(1903)による羽後国南秋田油田南部が公表され、初めて、本地域の地質層序および地質構造が解明されてきた。その後、小田(1917)の秋田県五城目油田南部、小田(1921)の秋田県亀田油田、村山(1924)の秋田県和田油田など、地質調査所による油田地質調査が秋田油田全域で行なわれた。上床(1930)によって、当時の知識による秋田油田の地質が総括され、公式に層序および地層名が提唱された。また大村(1930)によって第1表に示すような層序区分がなされた。女川層から船川層にまたがる火山噴出物は、新緑色凝灰岩と称して、女川層より下位の緑色凝灰岩と区別している。

西方の日本海大陸棚油田が注目されるようになったのは、1951年岩佐徳三郎による日本海沿岸の海底地質調査にはじまる。1955年(昭和30年)に石油資源開発株式会社が設立され、芦川沖で海底地質調査をアクアラング潜水によって行なった。次いで、重力探鉱と地震探鉱が行なわれ、1958年(昭和33年)には道川沖において白竜号による日本最初の沖合試掘が実施された。

秋田地域の地質調査は、当初地質調査所によって始められたが、石油会社が引続きながい間、繰返し調査して全域にわたって概要をつかめるようになった。石井(1958)が本地域および南隣の羽後和田地域の層序を第2表に示すようにまとめた。さらに、井上・荒川(1958)が秋田油田の業績を総括紹介した。和田盆地の総括的調査は池辺・岩佐・福本・小松(1956)によって実施され、本地域南西部から南隣羽後和田地域にわたる由利丘陵の地質は岩佐・鶴飼・吉田・黒坂(1957)によって総合された。そのほかの石油会社々内報告の業績をとりまとめて、池辺(1962)が第3表のように総括した。昭和33年、土崎沖(海底)油田が発見された。なお、井上(1960)によって秋田油田地域における含油第三系およびグリーンタフについて火成層序学の立場からまとめられた。

第4表 地質総括表

時代	層序	模式図	岩質	化石	火成活動	備考	
第四紀	現世	沖積層	砂丘堆積物	泥・砂・礫			
	更新世	段丘堆積物		泥・砂・礫			
		潟西層 (層厚40~80m)		礫・砂・泥(泥炭を挟む)			
		高岡層 (層厚30~100m)		細粒一中粒砂岩(基底部に礫・泥炭) 酸性凝灰岩			
鮮新世	笹岡層 (層厚200~500m)		細粒一中粒砂岩(ところによりシルト岩が優勢となる) 酸性凝灰岩		流紋岩・石英安山岩		
			下部および基底部に礫岩 酸性凝灰岩				
	天徳寺層 (層厚400~1,500m)	天徳寺相	暗灰色シルト岩 石英安山岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩(熔岩・安山岩・火山砕屑岩を伴う)	底樓石灰質有孔虫 浮遊性有孔虫(暖流系を混える)	寒流系(暖流系を混える) 海棲軟体動物	安山岩	
		互層相 桂根相	中粒一粗粒砂岩・シルト岩 砂岩・礫岩(酸性凝灰岩を挟む)				
	新第三紀	船川層 (層厚400~1,300m)	湯ノ沢流紋岩	黒雲母流紋岩 暗灰色泥岩(凝灰質砂岩を挟む)	底樓石灰質有孔虫 浮遊性有孔虫	(寒流系)	玄武岩・粗粒玄武岩 花崗斑岩など
			粗山火山岩類	玄武岩熔岩・集塊岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩・凝灰岩(熔岩・集塊岩を伴う) 安山岩・凝灰岩・凝灰質砂岩(熔岩・集塊岩を伴う)			
女川層 (層厚400~800m)		愛染玄武岩	硬質泥岩(酸性凝灰岩・凝灰質砂岩を挟む) 玄武岩熔岩(火山砕屑岩を伴う)	貧化石(寒流系) 魚鱗			
		仁別第三紀花崗岩					
砂子淵層 (層厚200~600m)			泥岩(硬質, 板状層理) 玄武岩熔岩・集塊岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩・凝灰岩(自破砕熔岩・枕状熔岩がみられる)	底樓石灰質有孔虫 暖流系浮遊性有孔虫	軟体動物 暖流系		
大倉又層 (層厚60~100m)			石英安山岩火山礫凝灰岩・軽石火山礫凝灰岩・細粒凝灰岩(砂岩・泥岩を挟む) 石英安山岩凝灰角礫岩				
		最上部	泥岩 玄武岩質安山岩熔岩・集塊岩など				
	萩形層 (層厚400~1,000m)	上部	輝石安山岩熔岩・凝灰角礫岩 泥岩・砂岩 変質安山岩火山礫凝灰岩など				
		下部	泥岩 変質安山岩熔岩・火山砕屑岩(泥岩・砂岩・礫岩を挟む) 酸性凝灰岩				
最下部	変質安山岩熔岩・火山砕屑岩(礫岩・砂岩・泥岩・玄武岩を挟む) 泥岩 亜炭						
白亜紀	大平山花崗岩類		中粒一粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩				



大沢・平山・齊藤(1960), 沓沢ほか(1966), 金(1969), 長谷・平山(1970), 藤岡・大沢・池辺(1976) などから編集した。

第3図 秋田地域付近の地質略図

第2表 北部由利第三系層序

(石井基裕, 1953)

笹岡層	細 土 岩		
天德寺層	↑砂質 灰色泥岩 灰色暗岩	凝灰質砂岩 暗灰色泥岩 互層	
上部七座 凝灰岩	白色凝灰岩		
船川層	砂岩泥岩互層 黑色泥岩	暗 灰 色 泥 岩	
下部七座 凝灰岩	白色凝灰岩		
女川層	板状硬質頁岩 綠色凝灰岩 板状硬質頁岩互層		玄武岩

第3表 秋田油田に発達する地層の時階区分

(池辺穰, 1962)

時 代	時 階		標 準 層 序		
	階 名	記 号	男 鹿 半 島	秋 田 市 周 辺	
第 四 紀	瀉 西 階	IX	瀉 西 層	寺 内 層	
第 三 紀	鮪 川 階	VIII	鮪 川 層	鮪 川 層	
	笹 岡 階	VII	脇 本 層 (上 部)	笹 岡 層	
	天 德 寺 階	VI	(VI _U)	脇 本 層 (中 下 部)	天 德 寺 層 (上 部)
			(VI _L)		北 浦 層
	船 川 階	V	(V _U)	船 川 層	船 川 層 (上 部)
			(V _L)		船 川 層 (下 部)
	女 川 階	IV	女 川 層	女 川 層	
	西 黒 沢 層	III	西 黒 沢 階	西 黒 沢 階	鶺 鴒 層 (III _U)
					砂 子 淵 層 (III _S)
台 島 階	II	台 島 層	大 倉 又 層		
門 前 階	I	門 赤 前 島 層	萩 大 形 又 層		
先 第 三 紀	基	盤	花 崗 岩 類	花 崗 岩 類	

1970年(昭和45年)より秋田県による油・ガス探鉱が着手され、堀川・新城川・向浜などで最深3,500mに達する試掘が行なわれた。帝国石油株式会社と、石油資源開発株式会社によってもそれぞれ試掘が進められており、また、日本海大陸棚油田の探鉱も活発に実施されている。

II. 2 地 質 概 説

秋田地域は、東北裏日本緑色凝灰岩地域に属し、秋田油田地域の新第三系の層序の模式地である。本地域の地質は、先第三系の基盤岩類と緑色凝灰岩地域特有の新第三系およびこれを被覆する第四系とからなる。本地域の地質を総括して第4表に、また、本地域付近の地質略図を第3図に示す。北隣の五城目地域(長谷・平山, 1970, 三梨ほか, 1963)および南隣の羽後和田地域(藤岡・大沢・池辺, 1976)について、5万分の1地質図幅が出版されている。

太平山花崗岩類は本地域北東縁部にわずかに分布し、主として中粒～粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる。

新第三系は²⁾、下位から萩形層・大倉又層・砂子淵層・女川層・愛染玄武岩・船川層・俎山火山岩類・湯ノ沢流紋岩・天徳寺層・羽黒山石英安山岩および笹岡層に分けられる。前3者はいわゆる“緑色凝灰岩”であって、それ以外は含油第三系および同時期の火山岩類である。

萩形層は、新第三系の最下位を占めて、本地域北東部に分布し、中性の火山岩類を主とし、堆積岩類を伴っている。層厚は400～1,000mである。第4表に示したように、岩質によって最下部・下部・中部・上部および最上部に細分される。最下部・下部および中部は、変質安山岩熔岩と同質の火山砕屑岩を主とし、泥岩・砂岩および礫岩、ときに玄武岩熔岩と同質の火山砕屑岩を、またわずかに亜炭を挟んでいる。上部は、輝石安山岩熔岩および同質凝灰角礫岩から、最上部は、泥岩を挟む玄武岩質安山岩熔岩・集塊岩などからなる。本地域内では化石は発見されていないが、北東隣の阿仁合地域内の萩形層下部の泥岩から阿仁合型植物化石を多産する。本層は、秋田県男鹿半島の門前層群に対比される。

大倉又層は、萩形層を不整合に被覆し、本地域北東部にわずかに露出していて、酸性の火山岩類を主とし、堆積岩類を伴っている。層厚は60～100mである。輝石石英安山岩火山礫凝灰岩・凝灰岩および凝灰角礫岩からなり、同質熔岩、ときに砂岩および泥岩を挟んでいる。萩形層中の火山岩は、一般的にみて、きたならしい濃緑色を示し、いちじるしく変質されているのに対し、本層中の火山岩は、きれいな緑色～淡緑色を示し、変質の程度が一段と弱い。本地域内では化石は発見されていないが、北東隣の阿仁合地域内の本層から海棲貝化石および台島型植物化石を産する。本層は、秋田県男鹿半島の台島層に対比される。

砂子淵層は大倉又層を不整合に被覆し、本地域の北東部に分布し、主として塩基性の火山岩類からなり、堆積岩類を伴っている。層厚は200～600mで、地表部では200～500m、秋田平野地下では試掘井のデータによれば、500m以上である。玄武岩熔岩・同質の集塊岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩および凝灰岩を主とし、泥岩を挟む。自破砕熔岩および枕状熔岩がみられる。本地域西部の秋田平野地下では主として泥岩からなる。浮遊性有孔虫および底棲有孔虫を産し、東隣の太平山地域および北

2) 鮮新世と更新世との境界については、暫定的にいままでの区分を採用し、笹岡層までを鮮新世とした。船川層についても、鮮新世とする説があるが、本報告書では暫定的に船川層までを中新世とし、天徳寺層および笹岡層を新世とした。

東隣の阿仁合地域内の本層および同相当層中から、海棲貝化石および漂移植物化石を産する。本層は、秋田県男鹿半島の西黒沢層に対比される。

女川層は砂子淵層を整合に被覆し、本地域北東部に分布し、主として硬質泥岩からなり、酸性凝灰岩、ときに凝灰質砂岩を挟む。層厚は400～800mで、本地域の東半部では400～500mである。これに対し、試掘井のデータによれば、西半部では500～800mである。本層中の化石は、*Sagarites chitanii* MAKIYAMA、魚鱗、放散虫および珪藻が多い。西黒沢層に比べ、有孔虫が少ない。

愛染玄武岩は、女川層の堆積時に噴出したもので、本地域の中北部に分布する。玉葱状構造を示し、ときに自破砕熔岩をなす玄武岩熔岩を主とし、同質の火山砕屑岩を伴っている。代表的岩石は、橄欖石玄武岩および橄欖石普通輝石玄武岩で、ほかに普通輝石玄武岩が認められる。

仁別第三紀花崗岩は女川層の堆積時に侵入したものであって、本地域の北東端にわずかに分布する。主として、花崗斑岩からなる。基盤岩類および新第三系に顕著な接触變成作用を与え、接触變成域を作っている。外側から、緑泥岩・緑れん石・方解石帯、緑泥石・緑れん石・アクチノ閃石帯および黒雲母・アクチノ閃石帯が区別される。

船川層は女川層を整合に被覆し、本地域中部および東部に分布し、主として暗灰色泥岩からなり、酸性凝灰岩、ときに凝灰質砂岩を挟んでいる。層厚は400～1,300mで、東半部では400～600mである。これに対し、試掘井のデータによれば、西半部では500～900m、ときに1,300m以上に達する。本層中の化石は、*Sagarites chitanii* MAKIYAMA を含み、放散虫および珪藻は女川層に較べて少ないが、有孔虫化石は多くなる。*Martinottiella-Cyclammina zone* で代表される。

狙山火山岩類は、女川層および船川層の堆積時に噴出したもので、本地域の北東部に分布している。安山岩凝灰角礫岩・同質の火山角礫岩および火山礫凝灰岩を主とし、同質の熔岩および集塊岩をとまなっている。代表的岩石は角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩と紫蘇輝石普通輝石安山岩であって、次いで橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩が認められる。

湯ノ沢流紋岩は、船川層の堆積時に噴出したもので、本地域の中部にわずかに分布していて、黒雲母流紋岩熔岩からなる。

天徳寺層は、船川層を整合（一部不整合）に被覆し、本地域全域に広く分布している。主としてシルト岩からなり、砂岩・酸性凝灰岩および礫岩を挟んでいる。本地域の南半部では岩質により、下部から砂岩および礫岩を主とする桂根相、シルト岩・砂岩と酸性凝灰岩からなる互層相およびシルト岩を主とする天徳寺相からなる。層厚は400～1,500mで、東半部では400～500mであるが西方に行くに従い厚くなる。試掘井のデータによれば、西半部では500～1,000m、ときに1,400m以上に達する。本層中には、*Sagarites chitanii* MAKIYAMA および類海性の貝化石を含み、全般的に有孔虫化石を多産する。

羽黒山石英安山岩は、天徳寺層の堆積時に噴出したもので、本地域の中部に点々と分布している。石英安山岩凝灰角礫岩・同質の火山角礫岩および火山礫凝灰岩を主とし、熔岩および安山岩火山砕屑岩をとまなっている。代表的岩石は（紫蘇輝石普通輝石）黒雲母角閃石石英安山岩であって、次いで紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩である。

笹岡層は天徳寺層を整合（一部不整合）に被覆し、本地域全域に広く分布している。砂岩を主とし、局部的にシルト岩が優勢となる。酸性凝灰岩を挟み、基底部と下部に礫岩が発達している。層厚は200

～500mである。本層中には、いわゆる“大桑・万願寺動物化石群”といわれる貝化石を多産する。底棲石灰質有孔虫化石に富み、底棲砂質有孔虫化石はみとめられない。

第四系は、下位から高岡層・潟西層・段丘堆積物・砂丘堆積物および沖積層に分けられる。

高岡層は笹岡層を不整合に被覆し、本地域の南東部に分布し、砂岩を主とし、酸性凝灰岩・礫および泥炭を挟んでいる。層厚は30～100mである。試掘井のデータによれば、本地域西半部の地下にもわずかに分布する。本層は湖成堆積物と考えられ、秋田県男鹿半島の鮎川層に対比される。

潟西層は、天徳寺層・笹岡層および高岡層を不整合に被覆し、本地域中部以西に分布する。礫・砂および泥からなり、ときに泥炭を挟む。層厚は40～80mである。

段丘堆積物は主な河川および丘陵の上に、沖積層は本地域西半部に広く分布し、両者とも泥・砂および礫からなる。砂丘堆積物は、日本海沿岸沿い巾2～4kmに分布し、砂からなる。

次に、隣接地域データを加えて秋田地域の構造発達史について考察する³⁾。本地域では新第三系最下位の大又層を欠き、萩形層から始まっている。

中新世初期、すなわち萩形層の堆積時には膨大な量の安山岩（一部玄武岩）の噴出があった。熔岩と同質火山砕屑岩からなり、火山活動は数回の休止時があって、その時には泥岩・砂岩・礫岩など正規の砕屑岩を堆積した。萩形期前半には亜炭を挟有する砕屑岩を堆積した。気候が比較的温冷であったことは、阿仁合型植物化石によって示される。

中新世中期の大倉又層の堆積時には、酸性火山岩類の噴出がみられた。石英安山岩火山砕屑岩からなり、ときに熔岩がみられる。火山活動の休止時には砂岩・泥岩などを堆積した。台島型植物化石の植物組成からみて、大倉又期は萩形期より気候が暖くなり、同時に温暖な海洋の影響が強くなった。換言すれば地域的な沈降と、それによる温暖な海水の侵入を見たことである。それまで陸域であったところも、地域的な沈降が始まった。

次の砂子淵層の堆積時には、玄武岩の膨大な量の噴出があった。熔岩と同質火山砕屑岩からなる。数回の火山活動の休止時には、泥岩を堆積した。この泥岩に含まれる浮遊性有孔虫で、男鹿半島の西黒沢層に対比される。底棲有孔虫群は、陸棚外縁－漸深海（outer shelf-upper bathyal）の環境を示す。本地域外北東方の内陸盆地々域では熔岩円頂丘をなす流紋岩が多数噴出し、これに関係して黒鉱々床を形成した。これに対し、本地域内東半部では泥岩を挟む玄武岩がみられ、西半部では大部分が泥岩のみで、火山活動がごく弱い⁴⁾。

中新世後期の女川層は、数100mの厚さに達する広域斉一岩相の硬質泥岩からなる。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。女川階には西黒沢階に比べて、堆積盆がはっきりあらわれ、規模が大きくなり、堆積盆の沈降が著しくなった。堆積盆と堆積盆との間には沈降量が小さいため、堆積物の薄い微沈降地域あるいは微沈降帯が出来た。ここでは、堆積盆の沈降運動に対して、相対的には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。秋田地域内につい

3) 秋田地域全体もしくは、より広域にわたる地域の構造発達史について、北村（1959）・池辺（1963）・藤岡（1963）などの論文が発表されている。

4) 秋田県全体の西黒沢階の岩相について、樋口・荒木・高橋・藤岡（1972）によって総括されている。また藤岡・高安・的場（1973）によって秋田油田西黒沢階について新見解が述べられている。

てみると、本地域北東端部の萩形層・大倉又層・砂子淵層などからなる現在転倒層をなす地区は、上述の微沈降帯にあたり、女川層の堆積物はごく薄かったと考えられる。本地域内西端部付近の地区は、一つの堆積盆の中心近くであったと考えられる。この堆積盆は周縁部から中心部に向かって400mから800mと厚さを増している。女川層の堆積時には、愛染玄武岩および粗山火山岩類と呼ばれる玄武岩と膨大な量の安山岩が、堆積盆の周縁部近くで噴出した。これらの火山活動は、本地域北半部に分布が限られ、数回の休止時があって、その時には硬質泥岩の薄層を堆積した。相対的に隆起するような作用をした本地域北東部では、花崗斑岩を主とする仁別第三紀花崗岩が進入した。

次の船川層は、最大層厚1,300m以上に達する広域斉一岩相の暗灰色泥岩からなる。脱珪質で酸性凝灰岩が多くなる。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。しかし上部になると、東方で粗粒化し、砂質となり、石灰質有孔虫が増えている。著者の一人池辺（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。女川層と船川層の岩相はわずかな漸移相を挟むのみで、非常に顕著に変わっている。船川階から引続いて沈降量が大きく、層厚1,000mを超える堆積盆が数地区でみられる。一方、これら堆積盆と堆積盆の間には、微沈降帯がみられる。秋田地域内についてみると、上述の本地域北東端部の地区は、著しく隆起し、この地区では船川層の堆積がほとんどなかったと考えられる。本地域内北西部付近の地区は、一つの堆積盆の中心部であったと考えられる。この堆積盆は周縁部から中心部に向かって400mから1,300mと厚くなる。周縁部では礫岩が堆積している。船川層の上部は地域毎の分化現象がよくあらわれる。船川層の堆積時には、粗山火山岩類および湯ノ沢流紋岩と呼ばれる膨大な量の安山岩と少量の流紋岩が、堆積盆の周縁部近くで噴出した。これら火山活動の数回の休止時には、暗灰色泥岩を堆積し、その分布は本地域北半部に限られている。

鮮新世の天徳寺層は、最大層厚1,500mに達し、シルト岩を主とする。堆積盆全体の大きさは船川階より小さくなる。天徳寺階には層相の変化および生物相の変化が著しくなり、地域差を生じ分化現象が起った。本地域南半部では砂岩および礫岩を主とする桂根相が堆積した。このような異常堆積は出羽変動主動期を示すものである。天徳寺層基底で不整合現象を示す。油田内各地でみられる堆積盆の分化はこの時期に始まる。古日本湾が南方で東支那海に通じ、津軽海峡を通じて太平洋につらなるようになって、暖流系の浮遊性有孔虫化石や貝化石が含まれるようになった。天徳寺階中頃以後にはシルト岩の安定堆積が広がり、造構運動も休止したとみられる。本地域内の含油第三系中でみられる褶曲および断層形成は船川層堆積の初期頃から胚芽したと考えられる。しかし、本地域の造山運動は船川階後期に始まり、天徳寺階初期を主動期とし、次いで数回の後続的造構運動を繰返して、潟西階前に終わったもので、出羽変動（大村，1935；藤岡，1968）と呼ばれている。秋田地域内の東端部では層厚200m内外の主として砂岩と礫岩を堆積し、堆積盆の周縁部に位置していることをよく示している。東から西に行くに従い厚くなる。本地域内北西端部では、1,400m以上の厚さになり、堆積盆のほぼ中心部にあたる。天徳寺層の堆積時には、羽里山石英安山岩と呼ばれる石英安山岩が、堆積盆の周縁部近くに噴出した。この火山活動の数回の休止時には、シルト岩を堆積している。

天徳寺層堆積後、造構運動があり、一部地域では陸化し、新しい海侵があった。天徳寺層と笹岡層とはときに不整合を示す。砂岩のようなやや粗粒の碎屑岩からなる笹岡層の堆積盆は、天徳寺層の堆積

盆より小さくなり、中心部の厚さも最大500mと薄くなる。笹岡層堆積後、軽微な造構運動があつて、陸水化した堆積盆に淡水成と考えられる高岡層が堆積した。高岡層は砂岩を主とし、軽微な変形を受けている。これは出羽変動終末時の造構運動によるものである。潟西層は下位層と不整合で、水平層をなす。潟西層はヴルム氷期における内陸湖盆の堆積である。この湖盆は秋田平野を中心とし、南北方向に延びている。氷期が終つて縄文早期の海侵があつた。その時期には、現在の海面より高く、海水はより深く侵入し、その海岸線に季節風による砂丘を生じた。それから、昇降運動を繰返しながら、砂丘が生長し、平地も拓げられた。

秋田地域の火山岩には、玄武岩から流紋岩にいたる各種の岩石がある。第4表に示したように、玄武岩および粗粒玄武岩は砂子淵層、次いで女川層の堆積時に多い。安山岩は萩形層と、女川・船川の両層の堆積時に多く、石英安山岩および流紋岩は、大倉又層と天徳寺層の堆積時にみられる。秋田地域および周りの地域の火山岩の検鏡の結果、次の傾向がみられる。比較的初期にはビジョン輝石質岩系の岩石が、比較的後期には紫蘇輝石質岩系の岩石が噴出している（大沢、1963・1968）。

II. 3 地 質 構 造

II. 3. 1 概 説

秋田地域は東北裏日本秋田油田に属し、油田集油構造に関連して、古くから地質構造の調査研究が行なわれている。本地域の油田構造運動は船川階後期に始まり、天徳寺階初期を主動期とし、次いで数回の後統的造構運動を繰返して潟西階前に終つたもので、出羽変動（大村、1935：藤岡1968）と呼ばれている。出羽変動による褶曲と断層は、南北方向を軸とする地層の変位・変形である。この変動が造陸と造盆の分化運動、すなわち隆起と沈降の相反する運動を生じ、その境界には衝上断層を生じている。これらの運動の中には主動期で終つた構造と、長期にわたって活動したとみられる構造がある（第4図～第15図）。

II. 3. 2 褶 曲

秋田地域の褶曲構造は全域におよんでおり、いわゆる“油田褶曲方向”（N-S性）を示している。地表もしくは地下浅部で緩傾斜の褶曲も、地下深部では急傾斜を示すことが多く、さらに数回の造構運動による構造差があり、試掘井のデータなくしては、真の褶曲構造の特徴を論ずることは出来ない。本地域の主要な褶曲は西から東にむかつて、土崎沖背斜・豊川背斜・黒川背斜・八橋背斜・玉城目向斜・道川濁川背斜・旭川背斜・金照寺背斜・仁井田背斜・愛染背斜・北手背斜および和田向斜である。

土崎沖背斜：土崎沖油田を極隆部とし、天徳寺層を軸中心部に露出するN5～15°Eを示すN-S性の背斜構造である。北方に次第に沈降し、旧雄物川々口付近より北方では背斜構造がはっきりしなくなる。極隆部の両翼の傾斜は地下浅部で10～20°の緩傾斜であるが、深部になるに従い急傾斜となり、地下深度1,500m付近では30～45°となる。土崎SK-1D試掘井のデータによれば、極隆部の北方約6km付近の地表近くでは緩傾斜であるにもかかわらず、地下深部に行くに従い急傾斜となり、地下深度1,500m付近の東翼では80°内外の急傾斜となる。一部では地層が逆転している。

豊川背斜：土崎沖背斜の北方延長部にあたり、本地域内では南方に次第に沈降するN-S性の背斜構造

であり、北隣の五城目地域内の豊川油田を極隆部とする。

黒川背斜：黒川油田を極隆部とし、船川層を軸心部に露出するN10～25° Eを示すN-S方向を軸とする背斜構造である。極隆部は、北隣の五城目地域内にあって、東翼は15～20°の緩傾斜を、西翼は40～50°の比較的急な傾斜を示す。本地域内では両翼とも10～20°であって、南方に次第に沈降して、小友付近より南では背斜構造がはっきりしなくなる。

八橋背斜：黒川背斜の南方延長部にあたる。両背斜の境界付近約3kmの間は、大局的にみて西に10°内外の緩傾斜を示し、背斜構造がはっきりしない。八橋背斜は、八橋油田を極隆部とし、天徳寺層を軸中心に有するN5～15° Eを示すN-S性の背斜構造である。極隆部はこまかくみると、数個所で認められ、西翼は15～25°、東翼は10～20°の傾斜を示す。試掘井のデータによれば、地下深部に行くに従い急傾斜となる。八橋油田の北部では、地下深度500～1,000m付近は西翼30～40°、東翼20～30°の傾斜を、1,000～1,500m付近は西翼40～50°、東翼25～30°の傾斜を示し、常に東翼より西翼が急傾斜である。中部および南部では地下深度500～1,000m付近は西翼40～45°、東翼35～45°の傾斜を、1,000～1,500m付近は西翼45～50°、東翼40～45°の傾斜を示し、西翼がより急傾斜である。なお、地下深度2,000m付近から軸心部は砂子洩層となり、西翼の推定傾斜は50°内外である。八橋油田の地下深部では詳細にみると、N-S性断層およびこの断層を切るSE-SW性・NW-SE性の断層によって複雑な地質構造をなす。

五城目向斜：北隣の五城目地域から本地域北部にいたる延長20kmのN-S方向を軸とする大向斜構造である。本地域内では、笹岡層を軸心部に露出し、走向N15～40° Eを示す。翼部の傾斜は、15～30°、まれに50°以上である。南方に行くに従いはっきりしなくなり、ついには走向N20～60° W、傾斜約10° SWの単斜構造に移りかわる。

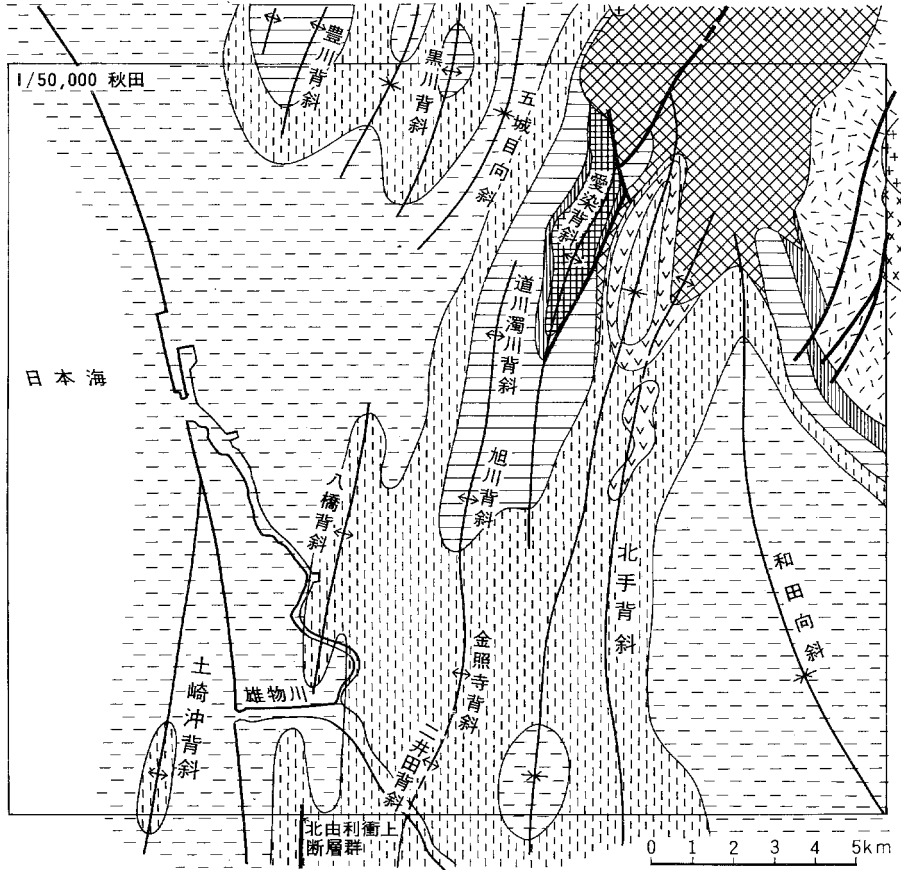
道川濁川背斜および旭川背斜：道川油田・濁川油田および旭川油田を極隆部とし、船川層を軸心部に有する。N0～15° Eを示すN-S性の背斜構造である。北方および南方に次第に沈降する。極隆部付近の両翼の傾斜は20～35°である。

金照寺背斜および仁井田背斜：前述の背斜のほぼ南方延長部にあたる。N-S性の背斜構造である。試掘井のデータが少ないので深部の構造についてはよくわからない。

愛染背斜：愛染玄武岩の露出する地区を極隆部とし、女川層・愛染玄武岩・船川層などを軸心部に有する。N0～30° Eを示すN-S性の背斜構造である。南方に次第に沈降し、ついに消失する。愛染背斜の両翼の傾斜は15～35°である。極隆部付近では、3つの背斜軸がみられ複背斜構造を示している。

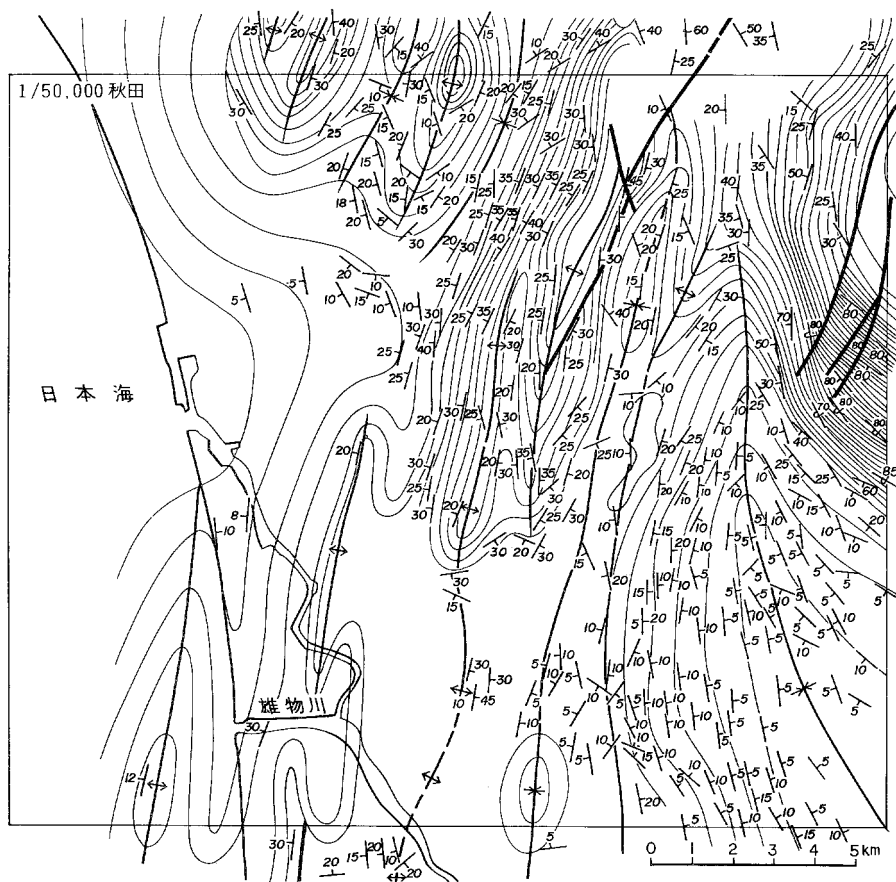
北手背斜：南隣の羽後和田地域の川添背斜の北方延長部にあたり、両背斜を合せると延長30km以上の大背斜構造である。北手背斜は背斜軸に起伏があり、極隆部が数カ所で認められる。背斜軸心部は俎山火山岩類・天徳寺層および羽黒山石英安山岩である。両翼の傾斜は5～20°であって、北から南に行くに従い、ゆるくなる。

和田向斜：笹岡層および高岡層を軸心部に露出し、N0～30° Wを示すN-S性の大向斜構造であって、延長20km以上である。向斜軸は北部ではほぼNSであるが、南部に行くに従い東にふれ、本地域南東端部ではN30° Wがある。軸心部付近の両翼は5～10°のごくゆるい傾斜を示す。



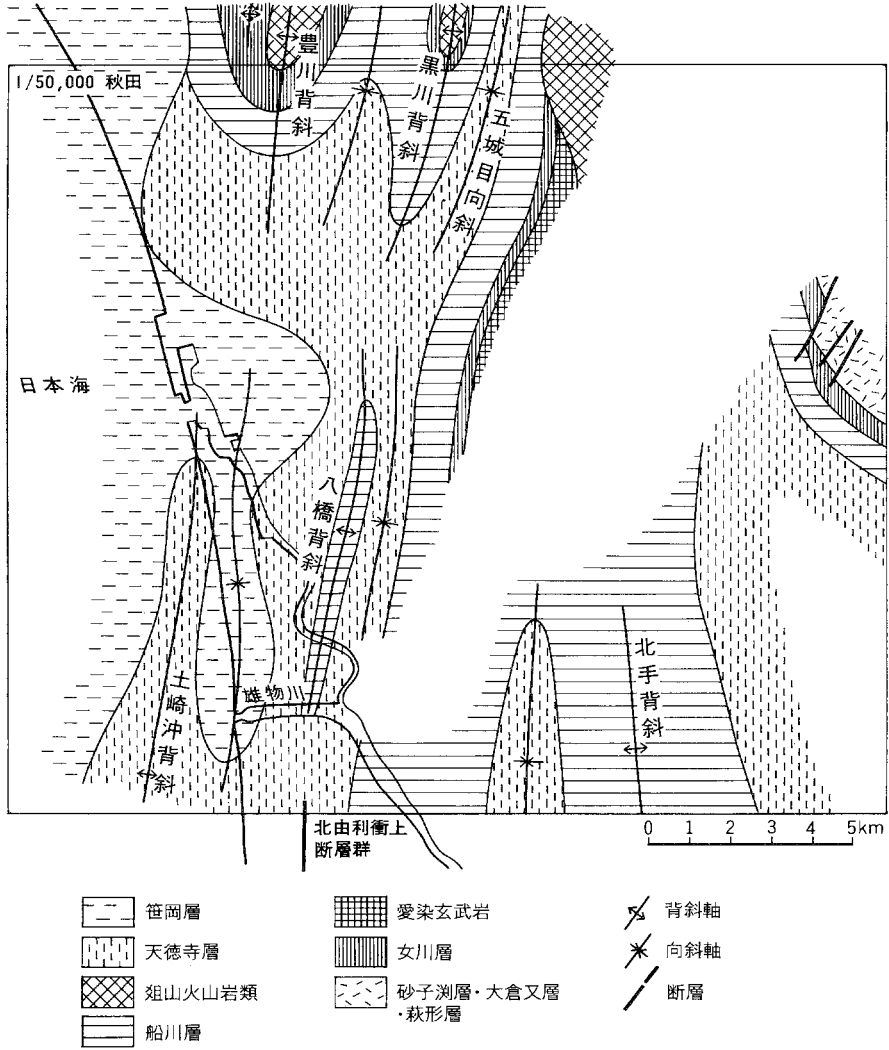
- | | | |
|--|--|--|
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |

第4図 秋田地域の地質構造

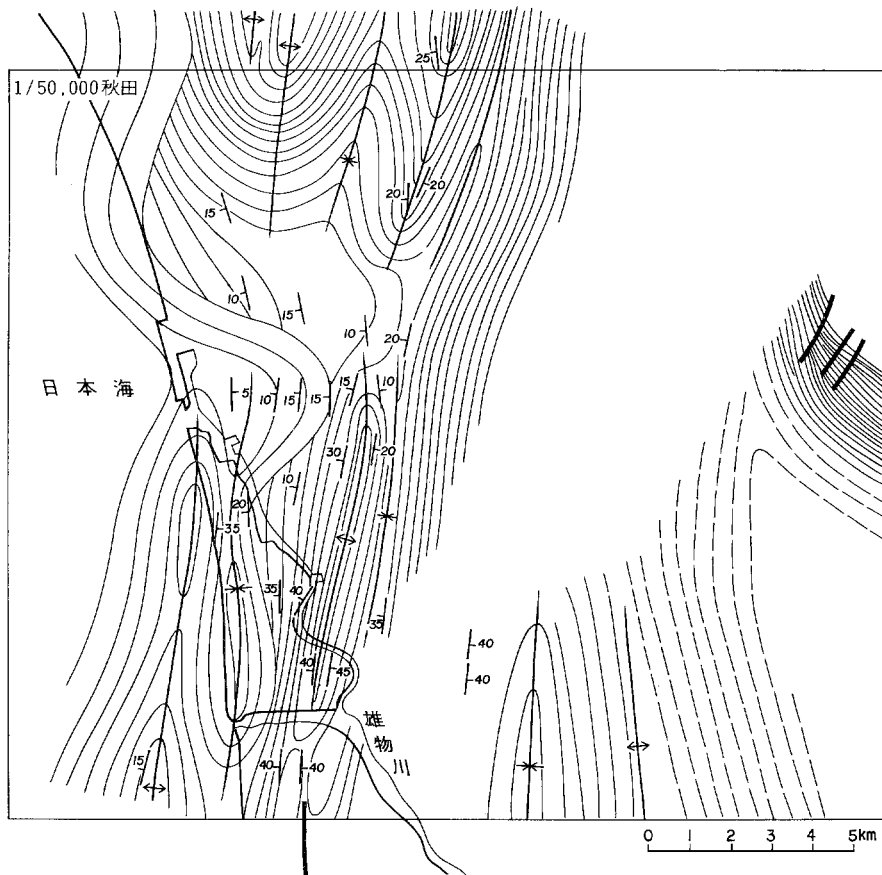


- | | | | |
|--|----------|--|-----|
| | 走向および傾斜 | | 背斜軸 |
| | 転倒層の走向傾斜 | | 向斜軸 |
| | 走向線 | | 断層 |

第5図 秋田地域の走向線図

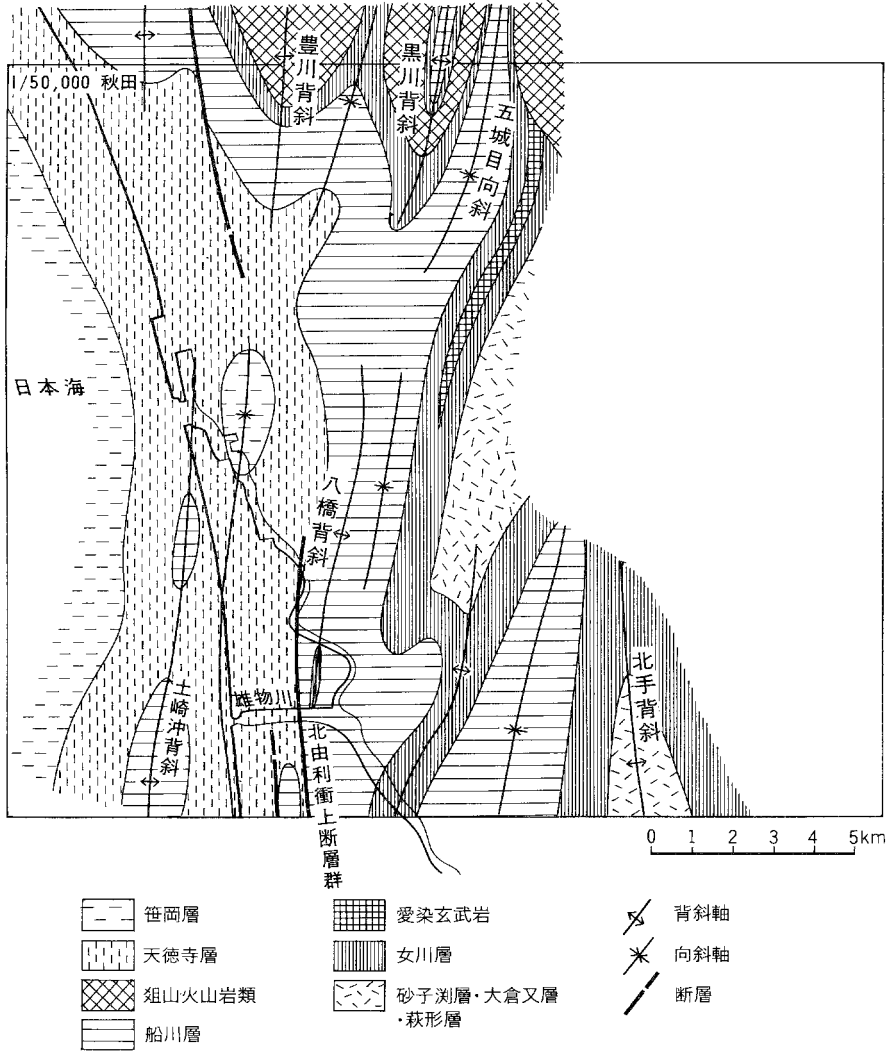


第6図 秋田地域の地下深度500mにおける地質構造

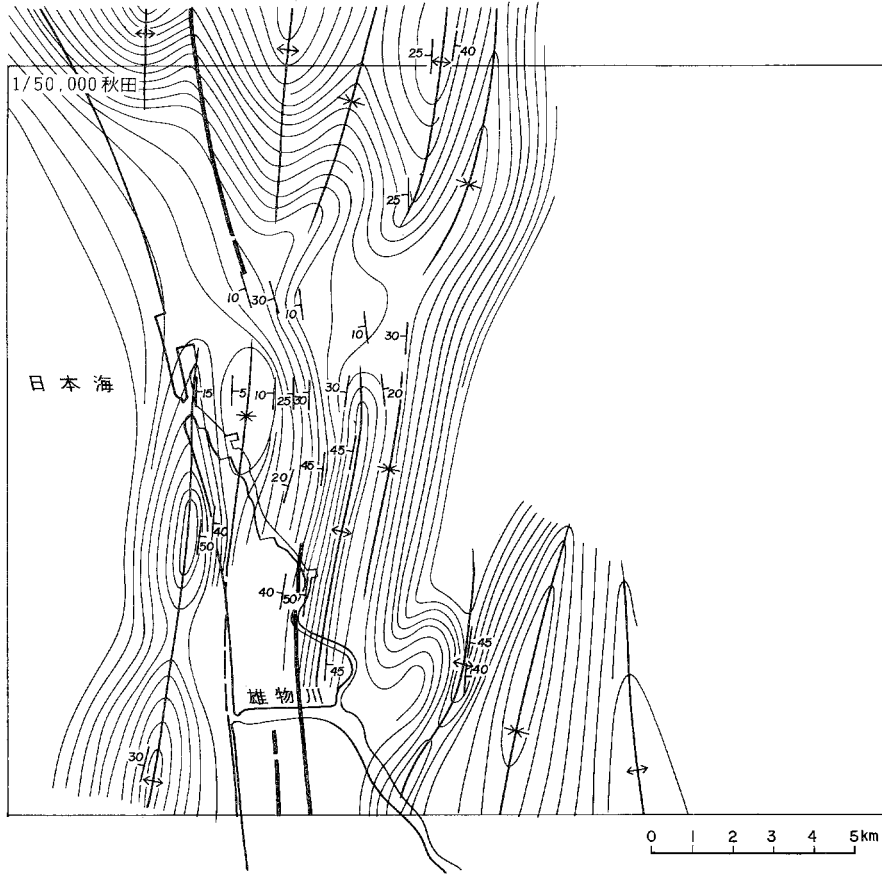


- | | | | |
|-----|---------|-----|-----|
| 30/ | 走向および傾斜 | ↖ | 背斜軸 |
| ↖ | 走向線 | ↗ | 向斜軸 |
| | | — — | 断層 |

第7図 秋田地域の地下深度500mにおける走向線図

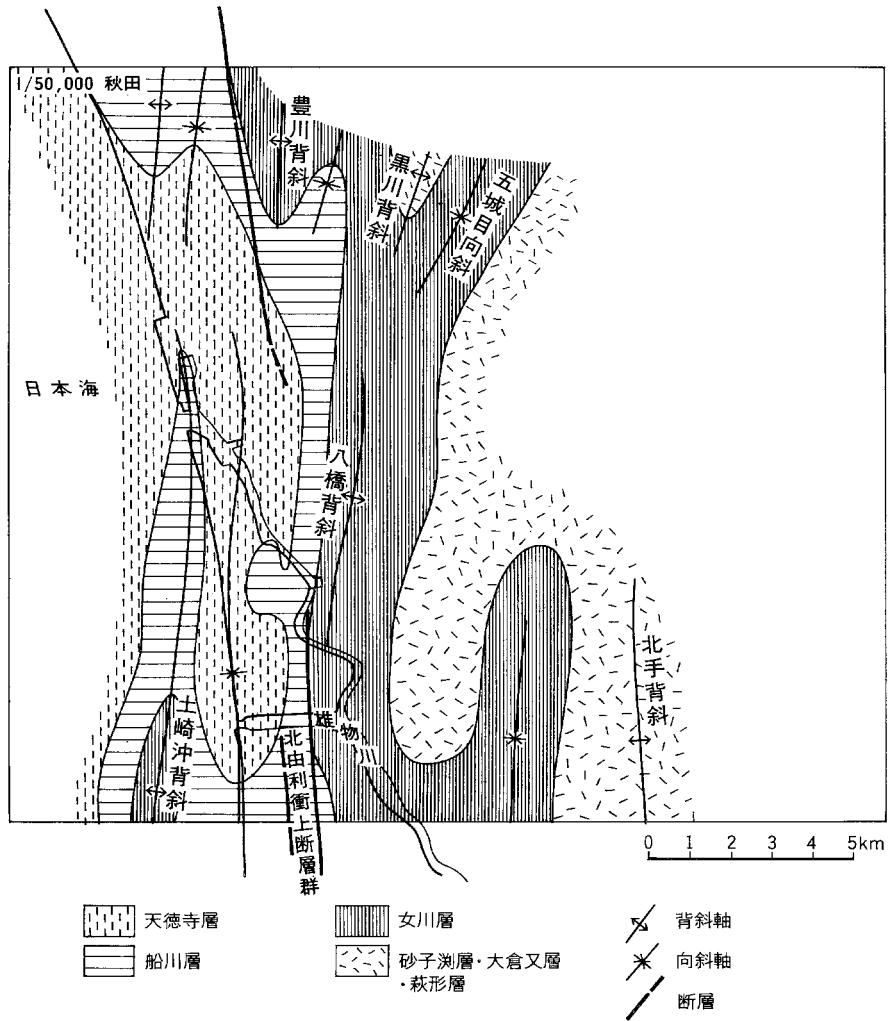


第8図 秋田地域の地下深度1,000mにおける地質構造

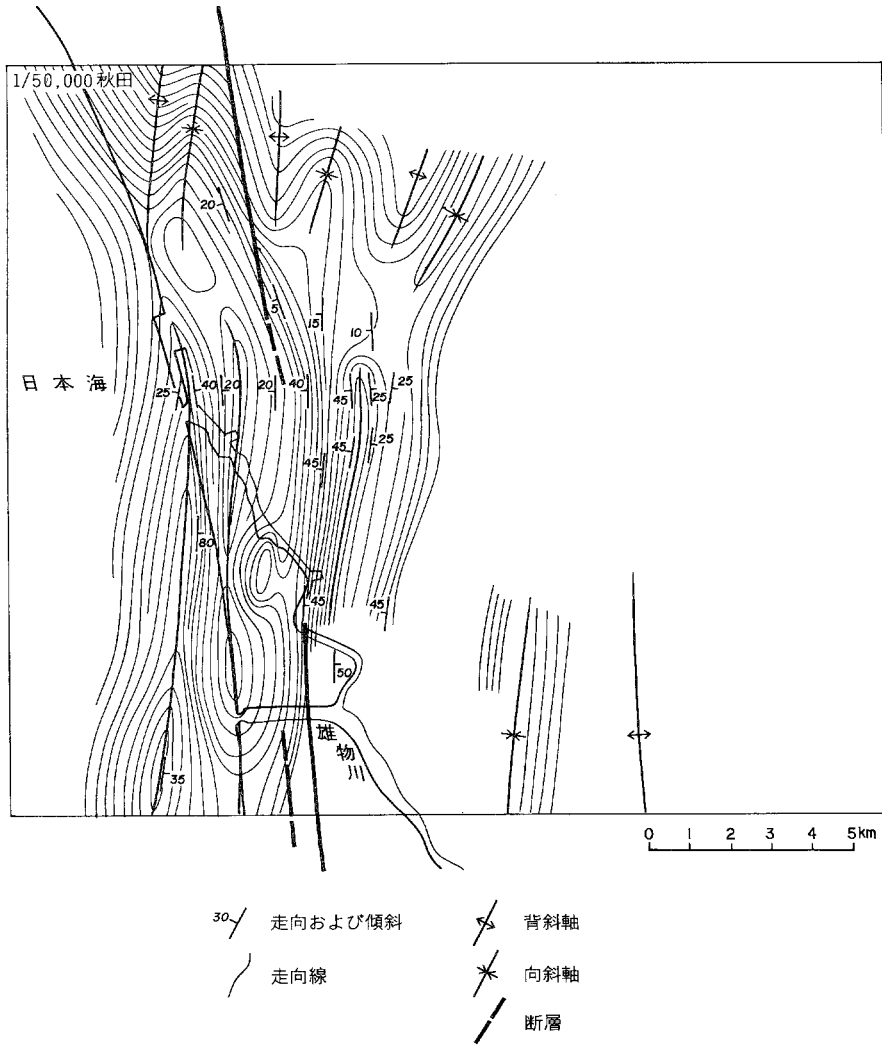


- 30/ 走向および傾斜
- ↖ 背斜軸
- ↗ 向斜軸
- 走向線
- 断層

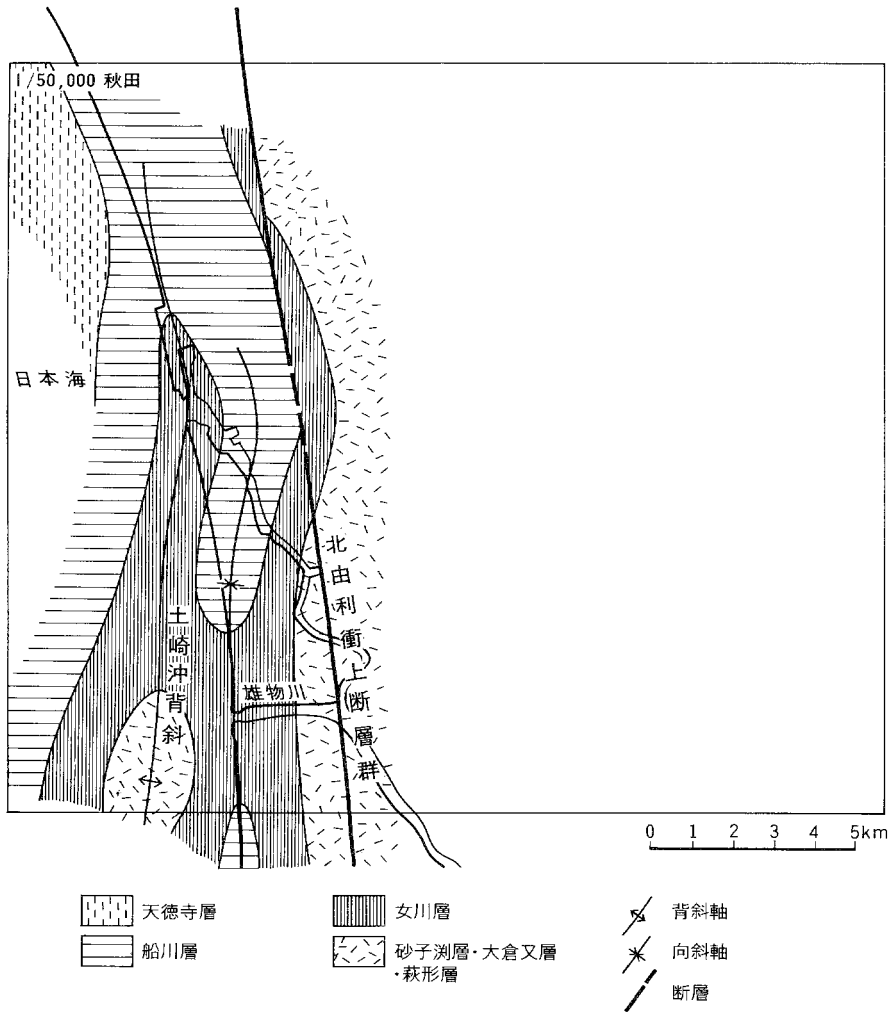
第9図 秋田地域の地下深度1,000mにおける走向線図



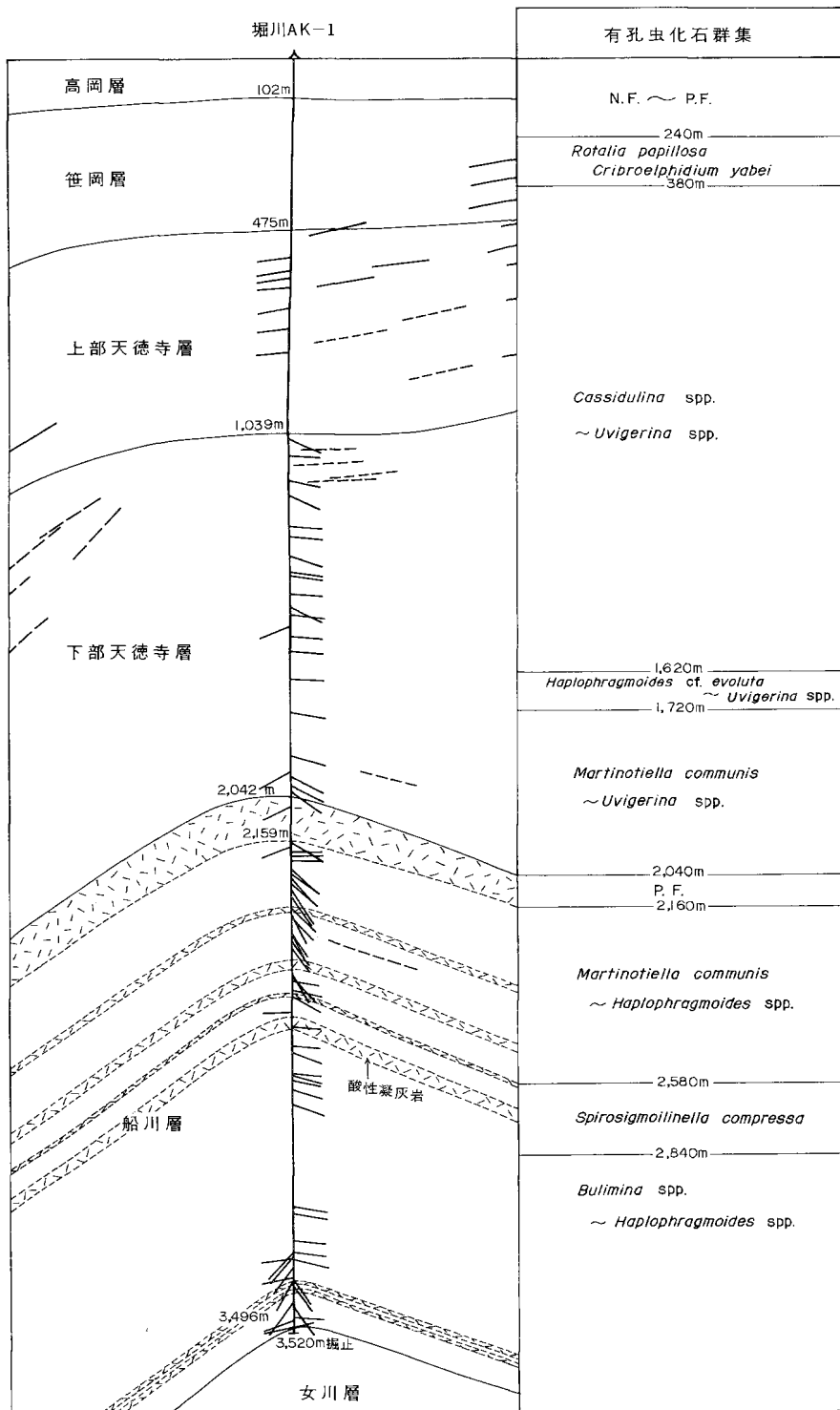
第10図 秋田地域の地下深度1,500mにおける地質構造



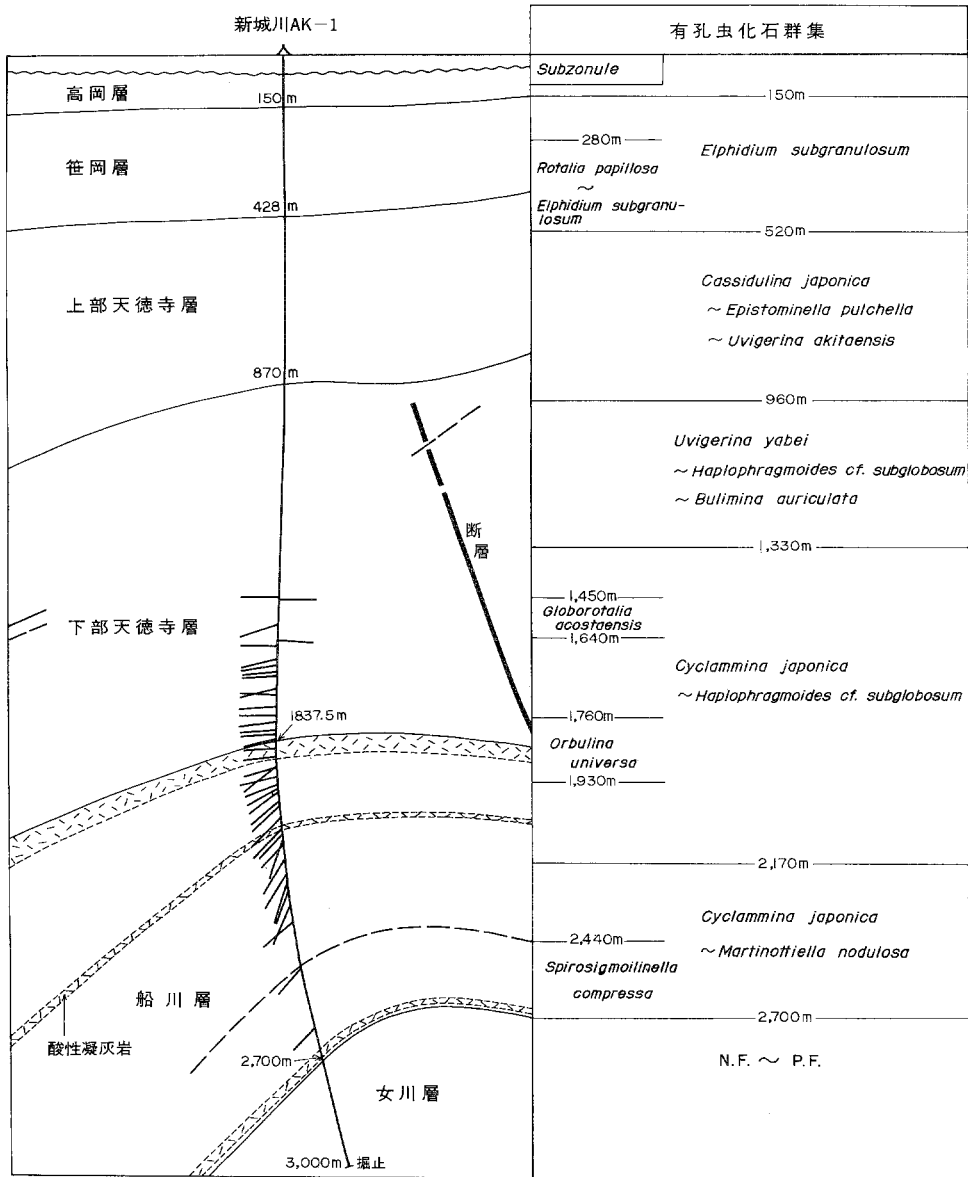
第11図 秋田地域の地下深度1,500mにおける走向線図



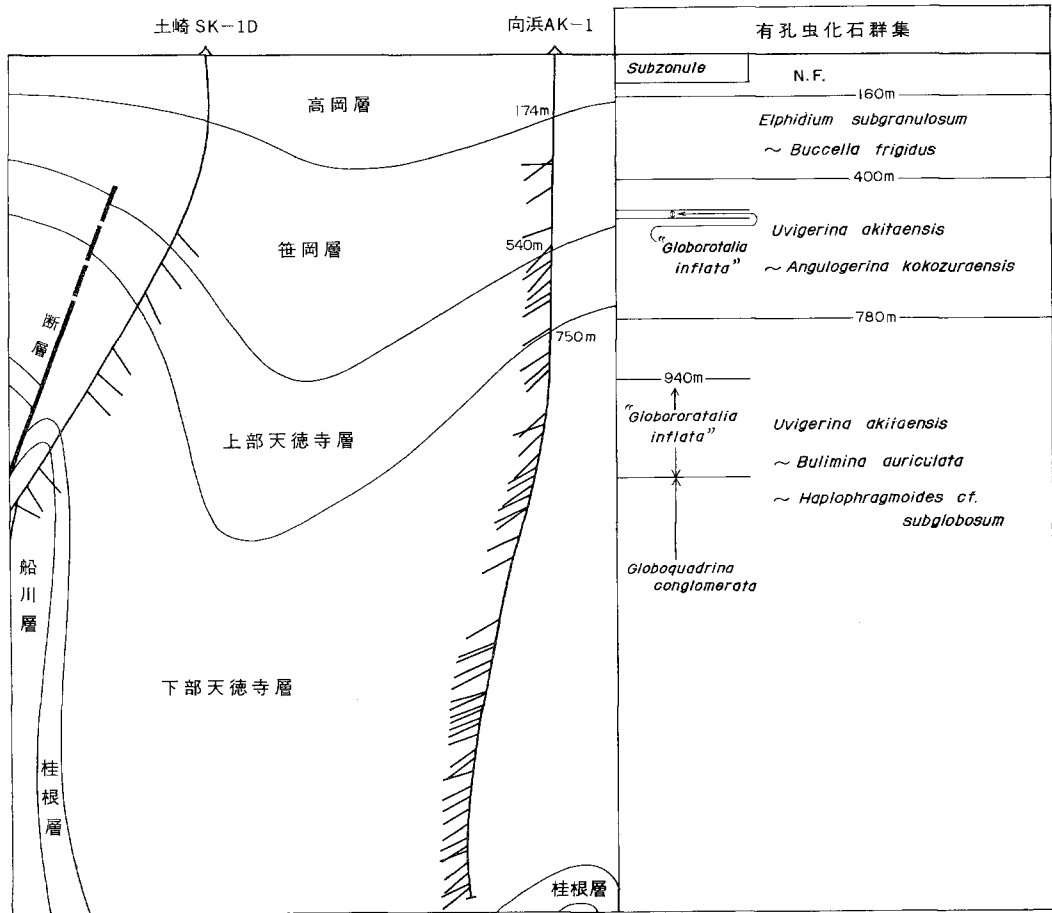
第12図 秋田地域の地下深度2,500mにおける地質構造



第13図 堀川 AK-1 試掘井付近の地質断面図
(石油資源開発株式会社, 1972の資料を簡略化し, 一部加筆した)



第14図 新城川 AK-1 試掘井付近の地質断面図
 (石油資源開発株式会社, 1967の資料を簡略化し, 一部加筆した)

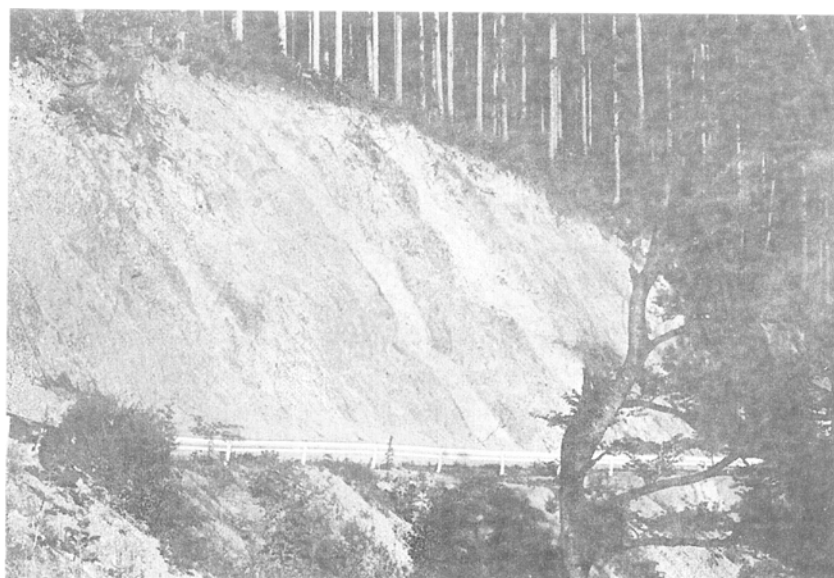


桂根層はほぼ桂根相にあたる。

第15図 向浜 AK-1 試掘井付近の地質断面図
(石油資源開発株式会社, 1971の資料を簡略化し, 一部加筆した)



第16図 愛染東方の林道でみられる女川層上部と船川層との間の愛染断層



第17図 木曾石東方金山滝にいたる道路でみられる女川層上部の転倒層

II. 3. 3 断層

秋田地域の断層は、大きく2つに分けられる。一つは褶曲に伴ったN-Sの断層であり、あと一つは太平洋山々塊の隆起に伴なって生成されたとみられる胴切一斜交性のNE-SW方向の断層である。前者の代表的なものは、北由利(衝上)断層群と、愛染断層である。後者は太平洋山斜走断層群である。このほか、地質図に記入しなかったが、N-S性・NE-SW性・NW-SE性およびE-W性の小断層がある。

北由利(衝上)断層群：南隣の羽後和田地域西部の由利丘陵日本海沿いにほぼNS方向に走る数条の東から西へ衝上性の平行した断層があり、過褶曲と関連して地質構造を複雑にしている。地層転位の見掛落差は、1,000m以上である。なお、本断層群を境として天徳寺層の岩相および層厚が急に変化している。本断層群の生成は、天徳寺層の堆積時から始まったことをよく示している。北由利(衝上)断層群の衝上面が低角度であることから、上盤側と下盤側との探鉱は別途となり、油田開発を困難にしている。本断層群は本地域内の地下に伏在していて、北隣の五城目地域の西部に伸びている(第4図・第6図・第8図・第10図および第12図)。なお、地下浅所では明瞭でないが、地下深所でははっきりしてくる。第四系に全体が被覆されていて、試掘井のデータのみによらなければならぬため、はっきりしない点が多い。しかし、次の諸点が推定される。

(1) 本地域では地層転位の見掛落差は南隣の羽後和田地域ほどでなく、少ない。

(2) 本地域北西部の本断層群が通ると推定される地区付近を境として、船川層、特に天徳寺層の層厚が西にむかって厚くなる。すなわち、以東では船川層600m以下、天徳寺層800m以下であるのに対し、以西では船川層600～1,000m、最大層厚1,300m、天徳寺層800～1,200m、最大層厚1,500mとなる。

愛染断層：本地域中北部にみられる背斜構造と向斜構造の間に生じたN20～30°Eを示すN-S性の断層であって、NNW-SSEの小断層に切られる。北部では粗山火山岩類と船川層を切る。中部および南部では、本断層の西側は女川層および愛染玄武岩からなり、愛染背斜構造を示し、東側は船川層・粗山火山岩類・天徳寺層および羽黒山石英安山岩からなり、向斜構造に示す。本断層は東側落ちの正断層と推定されるが、試掘井のデータがないため、はっきりしない(第16図)。

太平洋山斜走断層群：本地域北東部の萩形層・大倉又層・砂子淵層・女川層および船川層からなる地区では、走向N10～60°Wで、60～90°SWの急傾斜を示し、多くの場所で70～80°NEを示し、地層が転倒している(第17図)。この転倒した単斜構造を胴切にする斜走断層がみられる。太平洋山斜走断層群はN5～35°Eの走向を示し、急傾斜と推定される。上述した地区は、ほかの地区と非常に異なる地質構造を示している。

II. 4 太平洋山花崗岩類

本岩類は、本地域北東縁部にわずかに分布していて、加納ほか(1966)によるIIa主花崗岩からなる(第5表)。

加納ほか(1966)によれば、太平洋複合ブルトン(命名：加納ほか〔1966〕)の主要部を占めるIIa

は、中粒～粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主とし全体として均質である。鏡下では等粒々状であるが、流理構造が野外でよく認められ、またシュリーレンを普遍的に含む。シュリーレンの形状は一般にレンズ状であるが、岩体の中央部では、球状に近いものが多い。これに反し岩体の周縁部では、著しく伸長したレンズ状ないし線状をなす。

第5表 太平山複合プルトンの岩相分類

(加納ほか, 1966)

時代	時期	主要岩相	対比
先第三紀	I	最古期深成変成岩類 I a. 縞状片麻岩, 黒雲母片岩, および角閃岩類 I b. 片麻状花崗閃緑岩	古期阿武隈深成変成岩類 (黒田, 1963)
	II	主 送 入 岩 類 II a. 主花崗閃緑岩 II b. はんれい岩～石英閃緑岩 II c. ピンク花崗岩	新期阿武隈侵入岩類 (島津, 1964)
第三紀	III	新期侵入岩類 グラノファイアおよび周縁地区の“第三紀花崗岩”類	第三紀花崗岩類 (折本, 1965)

II. 5 萩形層

萩形層⁵⁾ (命名: 井上 武・藤岡一男・高安泰助, 1956)

萩形層は本地域の新第三系の最下位を占めて、本地域北東部に分布する。主として中性の火山岩類および堆積岩からなる。

模式地 秋田県北秋田郡上小阿仁村萩形付近。本地域内では秋田市木曾石東方矢櫃沢一帯でよくみられる。

層厚 400～1,000m

萩形層は岩質により下位から、最下部、下部、中部、上部および最上部に分けられ、これら各部間には時間的間隙および構造的差異を示す不整合は認められない。

II. 5. 1 萩形層最下部

萩形層最下部は、基盤岩類を被覆して分布し、一部では基盤岩類と断層で接している。変質安山岩および堆積岩を主とする。

層厚 200～450m

岩相 変質安山岩熔岩・同質火山砕屑岩・礫岩・砂岩および泥岩からなる。ときに、変質玄武岩熔岩

5) 秋田大学卒業論文本多清 (1972) を参照した。萩形層・大倉又層および砂子淵層については、井上 (1960) および沓沢ほか (1966) によって詳述されている。

および同質火山砕屑岩が認められる。これらの火山岩は、いちじるしく変質されていて、有色鉱物は緑泥岩・緑簾石・炭酸塩鉱物などに完全に置換されている。矢櫃沢付近では変質安山岩熔岩と同質火山砕屑岩からなり、中部に厚さ5m内外の泥岩を挟んでいる。東隣の太平山地域内の丸舞川流域では、下位より下部礫岩層・凝灰質礫岩層・凝灰質砂岩層・上部礫岩層および変質安山岩からなる。下部礫岩層には最大層厚数mに達する亜炭を挟んでいる。

層位関係および化石 基盤岩類を不整合に被覆する。化石は発見されていない。

II. 5. 2 萩形層下部

萩形層下部は、萩形層最下部を被覆し、変質安山岩および酸性凝灰岩を主とする。

層厚 200～500m

岩相 変質安山岩熔岩・同質火山砕屑岩・酸性凝灰岩・泥岩・砂岩および礫岩からなる。これらの火山岩は、萩形層最下部と同じく、いちじるしく変質されている。矢櫃沢付近では、下部は酸性凝灰岩（層厚5～30m）、中部および上部は変質安山岩火山砕屑岩・泥岩・砂岩・礫岩などの互層からなる。泥岩は暗灰色、硬質であって、層厚40m以上に達する。礫岩は萩形層最下部に比し少ない。東隣の太平山地域内の木暮沢付近では、上記の泥岩は薄く、厚さ15m内外である。丸舞川流域では、下位より酸性凝灰岩層・礫岩層・酸性凝灰角礫岩層・凝灰質礫岩層・石英安山岩熔結凝灰岩層および礫岩砂岩層からなる。

層位関係および化石 萩形層最下部とは整合であって、化石は発見されていない。

II. 5. 3 萩形層中部

萩形層中部は、萩形層下部を被覆し、主として変質安山岩からなる。

層厚 10～400m

岩相 変質安山岩火山砕屑岩を主とし、同質熔岩・泥岩・砂岩および礫岩を挟んでいる。これら火山岩は、萩形層最下部と同じく、いちじるしく変質されている。原岩はおそらく、紫蘇輝石普通輝石安山岩と普通輝石安山岩と考えられる。矢櫃沢付近では、変質安山岩火山礫凝灰岩からなり、上部に砂質凝灰岩（厚さ30m内外）がみられる。上記の火山礫凝灰岩中に厚さ5～10mの泥岩および砂岩を挟んでいる。東隣の太平山地域内の木暮沢付近でも上記の火山礫凝灰岩からなり、上部に厚さ45m内外の泥岩および砂岩がある。

層位関係 萩形層下部とは整合である。

化石 本多 清（1979, MS）によれば東隣の太平山地域内の木暮沢および丸舞川流域の萩形層中部の最上部で次の貝化石を産する。

Shichiheia cf. etchuensis HATAI & NISHIYAMA

Crassatellites suyamensis OINOMIKADO

Anadara sp.

Ostrea sp.

Paliolum peckhami GABB

（増田孝一郎 鑑定）

丸舞川の萩形層中部で垂炭および植物化石を産するが、鑑定しうる植物化石は未だ発見されていない。

II. 5. 4 萩形層上部

萩形層上部は、萩形層下部および中部を被覆し、萩形層中部とは一部同時異相であって、一部は中部をおおっている。輝石安山岩を主とする。

層厚 0～200m

岩相 輝石安山岩熔岩および同質凝灰角礫岩からなる。有色鉱物は緑泥石・緑簾石・炭酸塩鉱物などに置換され、普通輝石以外は確認されないが、外形からみて、紫蘇輝石がみとめられる。原岩はおそらく紫蘇輝石普通輝石安山岩と、一部普通輝石安山岩であろう。

層位関係および化石 萩形層下部および中部とは整合である。化石は発見されていない。

II. 5. 5 萩形層最上部

萩形層最上部は、萩形層中部および上部を被覆し、玄武岩質安山岩を主とする。

層厚 100～250m

岩相 玄武岩質安山岩熔岩および同質集塊岩を主とし、同質凝灰角礫岩・泥岩などを挟んでいる。これら火山岩は変質され、緑泥石・緑簾石・炭酸塩鉱物などの2次的鉱物を生じ、また杏仁状構造がみられる。集塊岩は紡錘形～不規則な形の長径0.1～0.2m、比較的大きさのそろった火山弾を有する。東隣の太平山地域内の木暮沢流域では、玄武岩質安山岩集塊岩からなり、下部に同質熔岩を、上部に泥岩と凝灰岩の互層を挟んでいる。

層位関係および化石 萩形層中部および上部とは整合である。化石は発見されていない。

II. 6 大倉又層

大倉又層⁶⁾ (命名：井上武・藤岡一男・高安泰助, 1956)

大倉又層は萩形層を被覆して、本地域の北東部にわずかに露出している。主として酸性の火山岩類および堆積岩からなる。

模式地 秋田県五城目町太平山北方大倉又沢付近で、本地域内ではわずかに分布しているにすぎない。

層厚 60～400m (本地域内では60～100m)

岩相 輝石石英安山岩火山砕屑岩を主とし、同質熔岩、ときに砂岩および泥岩を挟んでいる。これらの火山岩は変質され、緑泥石・緑簾石・炭酸塩鉱物などの2次的鉱物を生じている。斑晶として確認される有色鉱物は、大きさ0.2～0.7mm、小型、少量の普通輝石のみである。井上武(1960)によれば、北東隣の阿仁合地域南西部中ノ又沢にて角閃石斑晶を認めている。変質されているため、明瞭でないが、おそらく少量の紫蘇輝石斑晶を有すると考えられる。大倉又層中の火山岩は、きれいな緑色～淡緑色を示し、変質の程度が一段と弱い。これに対して、萩形層中の火山岩は一般的にみて、きたならし

6) 秋田大学卒業論文本多清(1972)を参照した。

い濃緑色を示し、いちじるしく変質されている。東隣の太平山地域内の丸舞川流域では、下位より石英安山岩凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩層・軽石火山礫凝灰岩層・細粒凝灰岩層および軽石火山礫凝灰岩層からなる。無知志沢付近では石英安山岩火山礫凝灰岩層（層厚約70m）からなり、上記の細粒凝灰岩層を欠いている。

層位関係 萩形層とは、不整合である。

化石 化石は発見されていない。

II. 7 砂子 淵 層

砂子淵層（命名：井上武・藤岡一男・高安泰助，1956）

砂子淵層は大倉又層を被覆して、本地域の北東部に分布する。主として塩基性の火山岩類からなる。

模式地 秋田県河辺都河辺町砂子淵付近。本地域内では秋田市仁別東方道路沿いでよくみられる。

分布および層厚 仁別東方の砥沢から木曾石東方の金山滝南東方にいたる地区に分布する。試掘井のデータによれば、本地域内西半部秋田平野の地下深度2,000～4,000mに潜在していることが確認されている。また本地域内東半部南部の秋田市々街地南東方の下北手および上北手では、地下深度1,000～1,500mに潜在している。層厚は200～600mである。上記の地表に露出している地区のうち、北部（仁別東方）では400～500m、南部（木曾石東方）では200～300mである。秋田平野の地下では500m以上、下北手および上北手の地下では300m以上である。

岩相 玄武岩熔岩・同質の集塊岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩および凝灰岩を主とし、泥岩を挟んでいる。玄武岩熔岩は黒色～暗緑青色～暗青灰色、中粒、緻密、堅硬で光沢のない汚感を呈する。しばしば玉葱状構造および杏仁状構造を示す。また、自破碎熔岩および枕状熔岩がみられる（第18図）。枕状熔岩は、だ円体またはそれに近い丸みを帯びた団塊の集合からなる。この枕状の団塊は大きさは40～100cmで、中心部に放射状の節理がある。また変質されていて、スピライトと呼ばれている。玄武岩火山砕屑岩は暗緑青色～暗青灰色、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る（第19図）。杏仁状構造を示す火山弾の外形は紡錘形、棒状、皿状、不規則塊状な



第18図 仁別東方道路沿いでみられる砂子淵層の枕状熔岩



第19図 仁別東方の砂子淵層の玄武岩凝灰角礫岩

どを示している。泥岩は暗灰色～灰色，硬質，板状層理を有し，上記の火山砕屑岩中に薄層として挟まれている。地質図には比較的厚いもののみ記入し，薄いものは省略した。試掘井のデータによれば，秋田平野の地下や下北手および上北手の地下では，地表に露出している地区とことなり，泥岩などの堆積岩を主とし，玄武岩と泥岩との割目は1：3である。代表的な火山岩塊を境下でみると次の通りである。

普通輝石玄武岩 木曾石東方2kmの金山滝

斑晶：斜長石・普通輝石・橄欖石（？）

斜長石は大きさ0.2～1.0mm，比較的少量，小型であって，虫喰状構造を示す。炭酸塩鉱物・緑泥石などに完全に置換された大きさ0.3～0.8mmの普通輝石および橄欖石（？）が認められる。

石基：斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鉱

塊間状組織を示す。

層位関係 下位の大倉又層とは不整合である。

化石 本地域内では主として塩基性の火山岩類からなるので，ほとんど化石を産しないが，東隣の太白山地域内の本層中の泥岩中から貝化石および西黒沢階の特徴種である有孔虫化石を産する。筆者の1

人池辺 (1962) によれば、鶴養層⁷⁾の砂質泥岩中から *Patinopecten kimurai* (YOKOYAMA), *Cultellus izumoenensis* YOKOYAMA, *Cardita siogamensis* NOMURA, *Nuculana cf. confusa* (HANLEY), *Dentalium* sp. などの貝化石を産する。また、*Pullenia bulloides* (d'ORBIGNY), *Sphaeroidina* sp., *Globigerina* sp., *Globorotalia cf. fohsi* CUSHMAN et ELLISOR などの有孔虫化石を多産する⁸⁾。

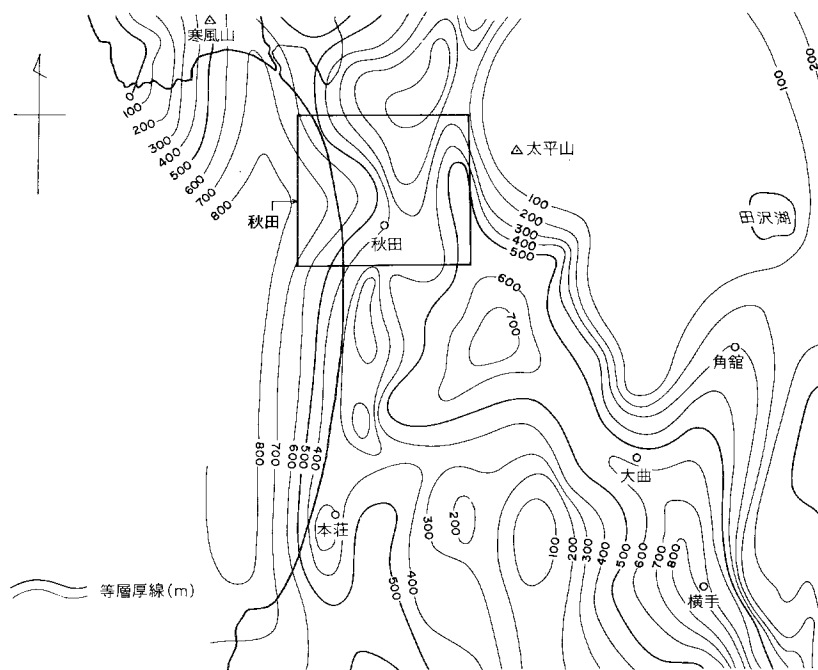
II. 8 女川層

女川層⁹⁾ (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、大橋良一 [1918, MS]・外山四郎 [1925] が「女川珪質頁岩層」、大橋良一 [1930] が「女川珪質頁岩」と呼んだ。また、千谷好之助 [1930] によって女川層と命名された)

女川層は、砂子淵層を覆して、本地域の北東部に分布している。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。本地域内では秋田市木曾石東方新道路沿いでよくみられる。

分布および層厚 上新城上小又東方から愛染東方にいたる地区および仁別から金山滝西方をへて小黒沢川上流にいたる地区に分布する。試掘井のデータによれば、本地域内西半部秋田平野の地下深度 1,500~3,500mに潜在している。層厚は400~800mである。上記の地表に露出している地区では、400~



第20図 秋田地域付近の女川層の等層厚線図 (池辺, 1962)

- 7) 砂子淵層中の堆積岩からなる岩相について鶴養層 (うなしない)・鶴養泥岩相などと呼ばれている。
 8) 西黒沢層および同層以上の各層について、有孔虫による細かい分帯が行なわれていて Matsunaga (1963) および米谷ほか (1972) に詳述されている。また有孔虫古生態学の基礎となる現世の有孔虫については、的場・中川 (1972) によってまとめられている。
 9) 藤岡 (1959・1973) によって模式地である男鹿半島の女川層・船川層などについて詳述されている。



第21図 小黒沢川上流の女川層の急傾斜する硬質泥岩

500mであるが、秋田平野の地下では500～800mである。女川層の最大の層厚は、横手市付近であって、800m以上に達する（第20図）。

岩相 女川層は主として硬質泥岩からなり、全域にわたって酸性凝灰岩を挟む（第21図）。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。

硬質泥岩は珪質で、非常に明瞭な板状層理を有し、凝灰質砂岩および酸性凝灰岩を挟む。この板状層理は数cm単位で頻りに繰り返す白黒の縞状構造による。黒色部は暗灰色～帯褐灰色の緻密、堅硬な泥岩および珪質の頁岩からなる。珪質の頁岩は非常に微細な葉理を示し、ときに無葉理の燧石レンズを挟む。白色部は黒色部に較べてやや粗粒で、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。酸性凝灰岩は灰白色～白色、軟弱、軽石質、ときに砂質である。厚さは数～50mで、数層準に挟まれている。本地域外の東隣の太平山地域皿見内では4層の厚い酸性軽石凝灰岩がみられ、合計100m以上に達している。寺庭北東方では、中上部に50m内外の厚い凝灰岩がみられる。木曽石東方では上部に5m内外の凝灰岩、中部に凝灰岩と硬質泥岩との互層が観察される。砂岩は暗青色～暗灰色、細粒～中粒、凝灰質である。硬質泥岩と互層をなし、2～3層準に挟まれる。寺庭北東方では下部で、木曽石東方では上部で観察される。女川層上部の船川層との漸移帯には、大型、球状、苦灰質の泥灰岩の団塊（径0.2～1.0m）を含んでいることが多い。

本地域内の女川層堆積時には別項で述べる愛染玄武岩類・俎山火山岩類などを構成する。各種の火山岩類が噴出している。

層位関係 下位の砂子溜層と整合である。

化石 女川層中の化石は大型のものが乏しく、肉眼的にまれに *Paliolum peckhami* (GABB) が含まれ、普通に *Sagarites chitani* MAKIYAMA および魚鱗が含まれている。まれに泥灰岩中に鯨と覚しき骨化石が認められる。微化石では珪質殻をもつ放散虫および珪藻が多い。放散虫 (中世古, 1959) は *Larnacantha ? polyacantha* 群集に属し, *L. ? polyacantha* CAMPBELL et CLARK, *L. ? elliptica* NAKASEKO, *Spongodiscus* spp., が個体数として多いが, 種類は少ないようである。珪藻も個体数は多い。 *Coscinodiscus yabei* KANAYA, *C. endoi* KANAYA, *Stephanogonia hanzawae* KANAYA, *Denticula hustedtii* SIMONSEN et KANAYA そのほかを含んでいる。

有孔虫化石は貧困であって、次の砂質有孔虫を含む (的場保望 鑑定)

Haplophragmoides renzi ASANO

H. spp.

Cyclammina cancellata BRADY

C. pusilla BRADY

C. spp.

Martinottiella communis (d'ORBIGNY)

Spirosigmoilinella compressa MATSUNAGA

Bathysiphon spp.

このほか、まれに石灰質底棲有孔虫 *Globulimina auriculata* (BAILEY), *Uvigerina* sp, などを含んでいる。浮遊性有孔虫も *Globigerina pachyderma* そのほか数種が認められる。これらの化石からみて、還元的な停滞深海域でつめたい海水に支配されているものと推測される。

II. 9 愛染玄武岩

愛染玄武岩 (命名: 井上 武, 1960)

愛染玄武岩は、女川層と同時期に活動したもので、本地域の中北部に分布し、主として玄武岩熔岩からなる。

模式地 秋田市上新城愛染東方付近

層厚 女川層中に挟まれ、0~200m

岩相 玄武岩熔岩を主とし、同質の火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩および凝灰岩をともなっている。玄武岩熔岩は黒色~暗青灰色、粗粒~中粒、ほぼ等粒状、緻密、堅硬で、柱状節理を示す (第22図)。風化するとしばしば玉葱状構造を呈し、またときに自破碎熔岩となる。一部に不規則な杏仁状構造があり、鉄サポナイト・緑泥石・炭酸塩鉱物などに充填されている。代表的岩石は橄欖石玄武岩および橄欖石普通輝石玄武岩であって、ほかに普通輝石玄武岩がみとめられる。同質の火山砕屑岩は暗青色~暗灰色、火山岩塊および火山礫を多量に有し、一般に角礫と基質との境は明瞭である。細粒火山砕屑岩はときに明瞭な層理を示す。これら火山砕屑岩は北部に多く、中部から南部は、ほとんど熔岩からなる。火山砕屑岩のなかには、炭酸塩鉱物を多量に有するものがある。笹岡 (MS, 1974)¹⁰⁾によれば、次

10) 秋田大学卒業論文 笹岡 健 (1975) を参照した。

の通りである。

- 1) 層状碎屑岩質炭酸塩岩（湯里東方）……微粒の方解石を多量に有する。
- 2) 炭酸塩類充填玄武岩質火山礫岩（小又川）……0.2～2cmの火山礫の間隙を白色の炭酸塩鉱物が充填し、小又川北側では25%、羽衣沢では30%である。炭酸塩鉱物は方解石と苦灰石であって、他形で数mmの結晶である。
- 3) 含自形苦灰石玄武岩質凝灰岩（湯里東方）……苦灰石の自形結晶を有し、岩石全体の65%を占める。
- 4) 苦灰岩質泥灰岩（湯里不動滝南方）……微晶質苦灰石を多量に有する。

代表的な熔岩を鏡下でみると次の通りである。

橄欖石普通輝石玄武岩 上新城愛染東方0.5kmの地点

斑晶；斜長石・普通輝石・橄欖石

斜長石は曹灰長石に属し、大きさ0.4～3.0mm、清澄、累帯構造および虫喰状構造を示す。普通輝石は大きさ0.4～2.5mm、大型、双晶を示し、新鮮である。橄欖石は大きさ0.4～1.5mm、鉄サポナイト・緑泥石などに完全に置換されている。

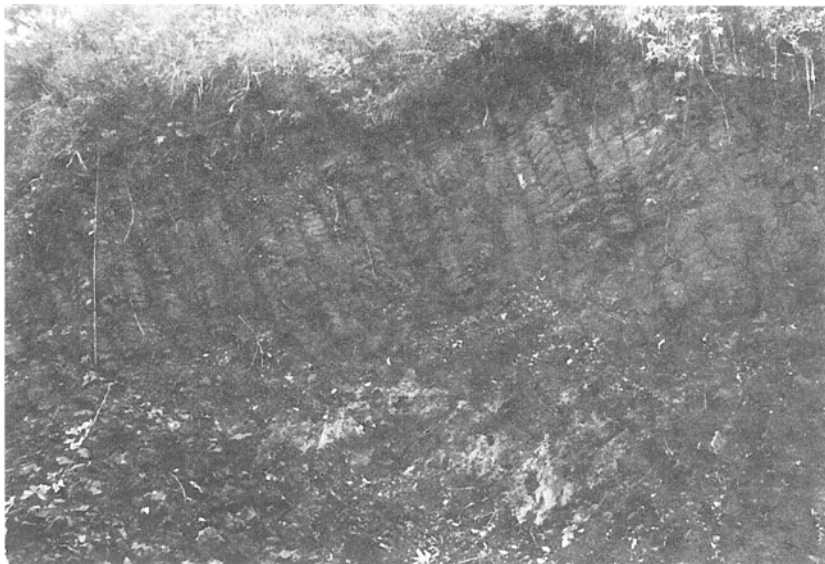
石基；斜長石・単斜輝石・橄欖石・ガラス・鉄鉱

間粒状～塊間状組織を示し、0.1～0.3mmの長柱状の斜長石・0.1mm内外の単斜輝石・橄欖石などからなる。

橄欖石玄武岩 上新城湯ノ里東方1.5kmの地点

斑晶；斜長石・橄欖石

斜長石は曹灰長石に属し、大きさ0.5～1.5mm、少量、累帯構造および虫喰状構造を示す。橄欖



第22図 湯ノ里川不動滝東方の愛染玄武岩の柱状節理

石は大きさ0.4~1.6mm, 鉄サポナイトに置換されている。

石基：斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鉱

間粒状~墳間状組織を示し, 0.1~0.3mmの長柱状の斜長石・0.1mm内外の単斜輝石などからなる。

普通輝石玄武岩 上新城愛染東方0.4kmの地点

斑晶：斜長石・普通輝石

斜長石は曹灰長石に属し, 大きさ0.4~2.5mm, 清澄, 多量, 累帯構造および虫喰状構造を示す。

普通輝石は大きさ0.3~1.0mm, ときに双晶を示し, 新鮮である。

石基：斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鉱

間粒状~墳間状組織を示し, 0.1~0.3mmの長柱状の斜長石・0.1~0.2mmの単斜輝石などからなる。

II. 10 馬場目粗粒玄武岩

馬場目粗粒玄武岩 (命名：井上 武, 1960)

馬場目粗粒玄武岩は, 女川層と同時期に活動したもので, 本地域の東端部にわずかに分布している。砂子剥層および女川層を貫く岩脈 (一部岩床) であって, 岩体の大きさは幅1~50m, 長さ数100m以下である。不規則な形体をなし, 大部分では岩脈, 一部では岩床をなし, ときにはいくつかの枝を出している。本地域外の馬場目川上流 (1/50,000地形図五城目および阿仁合内) では最大幅2km以上, 長さ5km以上の大岩体が見られる。地質図には2・3の代表的なもののみを記入し, 小岩体はほとんど省略した。代表的な岩石を鏡下でみると次の通りである。

橄欖石粗粒玄武岩, 仁別東方2km道路沿いの地点

斑晶：橄欖石

橄欖石は大きさ1.0~2.0mm, 少量, 鉄サポナイトに変質して仮像をなす。

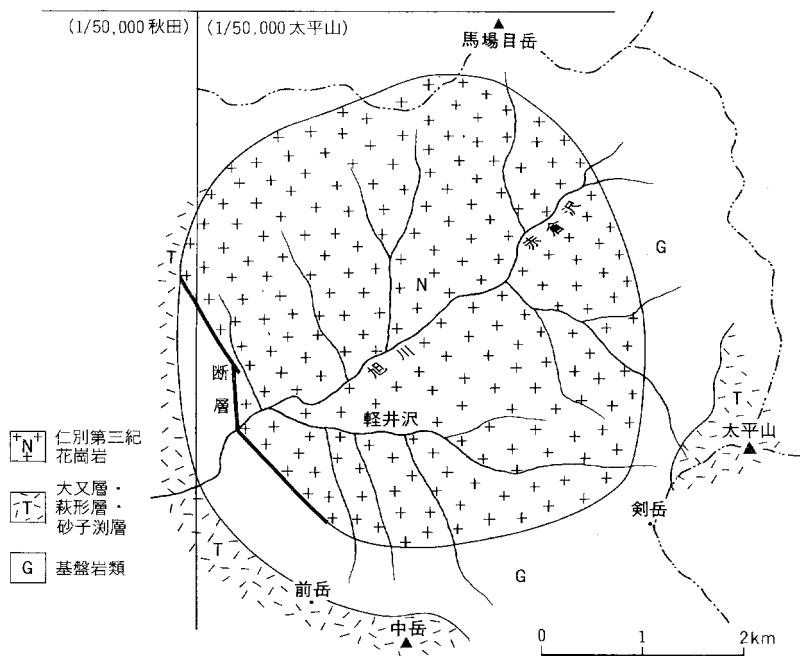
石基：斜長石・単斜輝石・橄欖石・鉄鉱

オフィティック組織を示し, 斜長石は曹灰長石に属し, 大きさ0.2~1.3mmである。単斜輝石は大きさ0.2~1.6mmで, 多数の長柱状の斜長石を取り込んでいて, 新鮮である。橄欖石は大きさ0.2~1.0mm, 鉄サポナイトなどに完全に置換されている。

II. 11 仁別第三紀花崗岩

仁別第三紀花崗岩 (命名：金 容義 [1969]) は, 本地域北東部にごくわずかに分布しているのみで, 本岩の大部分は東隣の太平山地域内に露出している。金 (1969) によれば次の通りである。以下金 (1969) の論文から要約し引用したものである (第23図および第6表)

『仁別第三紀花崗岩は, 太平山複合プルトンが西方に突出した部分に位置し, 大局的にみて, 基盤深成岩類とそのまわりの新第三系が東西南北に交錯した断層, または破碎帯で接する部分に貫入したものである。基盤深成岩類と本岩とは多くの場合に断層または破碎帯をへだてて接し, 直接貫入関係が観察されることはまれである (大杉沢)。しかし, 両者の区別は野外で比較的容易である。基盤岩類は一般に再結晶作用を受け, 粗粒かつ等粒状で片状構造が発達するのに対して, 本岩は斑状かつ塊状で片理を欠



第23図 旭川上流の地質略図（金，1969より簡略化）

き，貫入関係で基盤岩類に接する場合には，細粒急冷相が発達する．本岩は，東西4km，南北4kmのほぼ円形をなす岩株状岩体である．本岩体の主要部は，灰白色～白色の斑状完晶質岩からなる．岩質的には，花崗斑岩，トロニウム斑岩，あるいは花崗閃緑斑岩と称すべきものが含まれているが，中でも圧倒的に多いのは，カリ長石に富み（最も多いもので30%），優白質（色指数=3～10）の花崗斑岩である．そのほか，角閃石または黒雲母に富んだ（色指数=20～30）微石英閃緑岩が局所的に分布する．代表的な花崗斑岩の主要構成鉱物は，多い順に，斜長石・石英・カリ長石・黒雲母および黄鉄鉱で，斜長石はAn26～28，外殻部はAn 7～17の累帯構造を示す．岩体の東部から北部にかけて急冷周縁相をなす優白質グラノファイアは，構成鉱物は上述の花崗斑岩と同じであるが，石英と曹長石の文象組織で特徴づけられる．本岩の化学成分は第6表の通りである．これまで知られている第三紀花崗岩類では，最もアルカリに富んだ岩系である．

仁別第三紀花崗岩は，それをとりまく基盤岩類および新第三系に顕著な接触変成作用を与え，接触変成域を作っている．外側から，緑泥石・緑れん石・方解石帯，緑泥石・緑れん石・アクチノ閃石帯および黒雲母アクチノ閃石帯が区別され，接触部に近いところでは，褐色普通角閃石ができています．さらに局所的にはざくろ石を生じている．アクチノ閃石がはじめて出現するまでの変成域の幅は，岩体の西南部で最も広く1.4kmにおよぶが，その他では数10cm程度である．』

なお，砥沢と仁別沢との間の地区に石英斑岩および石英安山岩からなる小岩体が2・3カ所に露出している．これらの岩石は，仁別第三紀花崗岩と同時期に進入したと考えられ，周縁部にあたると考えられる．仁別第三紀花崗岩は，女川層の堆積時に進入したのと考えられる¹¹⁾．

11) 第三紀花崗岩については，大沢（1968）で詳述されている．

第6表 仁別第三紀花崗岩の化学組成

(金, 1969)

	微石英閃緑岩 (67100201)	花崗斑岩 (67100202)	花崗斑岩 (67100204)	グラノファイア (67100204)
SiO ₂	59.66	68.85	69.19	73.39
Ti ₂ O ₂	0.81	0.13	0.19	0.04
Al ₂ O ₃	17.27	14.86	15.80	15.12
Fe ₂ O ₃	3.30	1.41	1.01	0.56
FeO	3.32	1.91	1.08	0.72
MnO	0.21	0.08	0.02	0.11
MgO	2.92	1.33	1.42	0.91
CaO	5.41	3.13	2.32	1.14
Na ₂ O	4.30	4.45	4.70	3.80
K ₂ O	1.62	2.62	3.20	3.50
H ₂ O(+)	1.33	0.59	0.94	0.22
H ₂ O(-)	0.35	0.39	0.56	0.04
P ₂ O ₅	0.08	0.05	0.08	0.08
Total	100.58	99.80	100.51	99.63
Q	12.73	24.19	22.78	34.47
Or	9.54	15.73	19.09	20.70
Ab	36.52	38.12	40.21	32.16
An	23.59	12.92	10.66	4.76
C	—	—	0.72	3.39
wo	1.05	0.82	—	—
en	7.37	3.33	3.53	2.31
fs	2.40	2.13	0.80	0.92
mt	4.92	2.11	1.40	0.94
il	1.54	0.30	0.47	—
ap	0.34	0.35	0.34	0.34
Total	100.00	100.00	100.00	100.00

産地：秋田市仁別軽井沢 分析者：平野次男

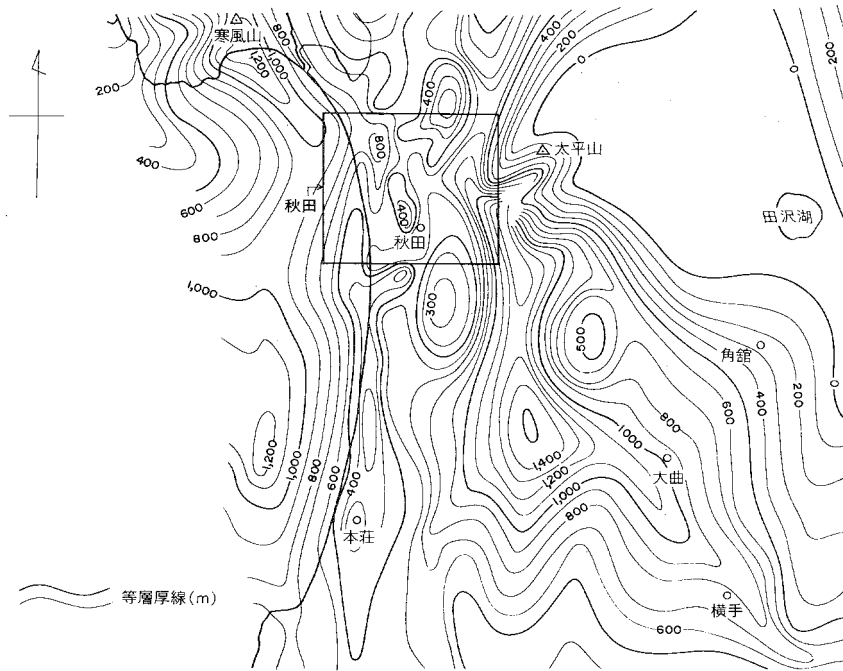
II. 12 船川層

船川層（命名：男鹿半島で大橋良一〔1918, MS〕・外山四郎〔1925〕が「船川黒色頁岩層」と呼んだ。その後、千谷好之助〔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、本地域の中部および東部に分布する。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。本地域内では秋田市道川付近でよく見られる。

分布および層厚 船川層は上新城白山川から道川をへて手形山にいたる比較的広い地区・仁別から金山滝西方をへて小黒沢川中流にいたる地区および本地域内北端部浦山などに分布している。試掘井のデータによれば、本地域内西半部秋田平野の地下深度1,000～3,000mに潜在している。層厚は400～1,300



第24図 秋田地域付近の船川層の等層厚線図 (池辺, 1962)

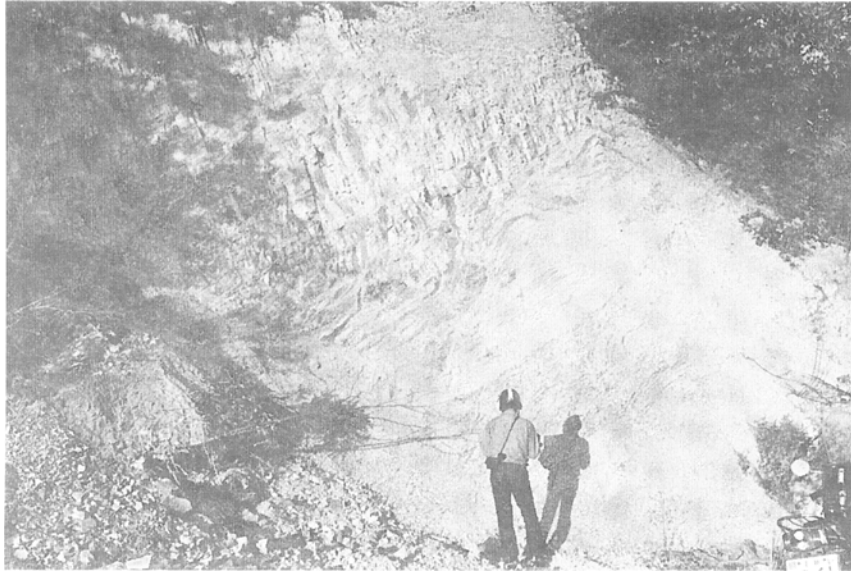
mである。上記の地表に露出している地区では、400～600mであり、秋田平野の地下では500～900mである。本地域内北西部では特に厚く、堀川AK-1試掘井のデータによれば、層厚は1,300m以上に達する。船川層の最大の層厚は本地域外の大曲市西方から和田盆地付近であって、1,600mである(第24図)。

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凝灰質砂岩を挟んでいる(第25図および26図)。暗灰色泥岩は塊状、無層理で、粘土質ないしシルト質である。新鮮な部分は黒色～暗灰色であるが、風化すると灰白色～黄白色となり、5～10cmの不規則な塊状、または2～3cm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～白色、軟弱で軽石質、ときに砂質である。厚さは10～40mで、薄いものまで含めると10数層準に挟まれている。本地域内の黒沢から東隣の太平洋地域の皿見内にかけて酸性凝灰岩が5層準に挟まれている。第13図および第14図に示した堀川AK-1・新城川AK-1などの試掘井のデータによれば、厚さ3～50mで、10数層準に挟まれ、本層の上半部に特に多い。最上部付近では酸性凝灰岩中に暗灰色泥岩を挟み、この泥岩をも含めて算定すると100m以上¹²⁾に達することがある。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。

本地域内の船川層堆積時には別項で述べる俎山火山岩類を構成する各種の火山岩類が噴出している。

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脱

12) かつて、上部七座凝灰岩と呼ばれたもので、本報告書では、船川層中に含めた。



第25図 愛染西方の船川層の暗灰色泥岩



第26図 木曾石東方の船川層の暗灰色泥岩

珪し、船川層の暗灰色泥岩となる。

化石 大型化石に乏しく、軟体動物化石では *Glycymeris* sp., *Miyagipecten* cf. *matsumoriensis* MASUDA および *Astarte borealis* SCHUMACHER (小又川大滝西方) を認めたにすぎない。海綿の *Sagarites chitanii* MAKIYAMA は比較的普通に含まれている。放散虫や珪藻化石は、女川層にくらべると少ないが、これ

第7表 小又川大滝西方の船川層の有孔虫

<i>Hopkinsina wakimotoensis</i> ASANO	<i>Bolivina</i> cf. <i>cochei</i> CUSHMAN & ADAMS
<i>Angulogerina kokozuraensis</i> ASANO	<i>Cibicides lobatulus</i> (WALKER & JACOB)
<i>Epistominella pulchella</i> HUSEZIMA & MARUHASI	<i>C.</i> cf. <i>aknerianus</i> (d'ORBIGNY)
<i>Valvulineria sadonica</i> ASANO	<i>Rosalina isabelleana</i> (d'ORBIGNY)
<i>Melonis pompilioides</i> (FICHTEL & MOLL)	<i>Pullenia quinqueloba</i> (REUSS)
<i>Cassidulina japonica</i> ASANO & NAKAMURA	<i>Oolina melo</i> d'ORBIGNY
<i>C. subglobosa</i> BRADY	<i>Fissurina</i> sp.
<i>C. sublimbata</i> ASANO & NAKAMURA	<i>Elphidium</i> sp.
<i>C.</i> cf. <i>depressa</i> ASANO & NAKAMURA	<i>Orbulina universa</i> d'ORBIGNY
<i>Uvigerina yabei</i> ASANO	<i>Globigerina</i> spp.

(的場保望 鑑定)

に反して有孔虫化石は多くなる。船川層は有孔虫では *Martinottiella-Cyclammina* zone で代表され、さらに下部は *Spirosigmoilinella compressa* zonule, 上部は *Globobulimina auriculata-Martinottiella communis-Cyclammina japonica* zonule とに区別される。日本海大陸棚では3分して、上部が *Haplophragmoides subgrobosum-Uvigerina akitaensis* zonule, 中部が *Cyclammina japonica-Martinottiella communis* zonule, そして下部が *Spirosigmoilinella compressa* zonule とされているところがある。本地域でも砂質有孔虫 *Spirosigmoilinella compressa* MATSUNAGA を本層下部から、*Martinottiella communis* (d'ORBIGNY) を本層全般から産出する。本地域北部の小又川流域大滝西方の礫岩・砂岩および泥岩の互層中の泥岩から石灰質有孔虫を多産し、本地域のみの特異な堆積環境を示している (第7表)。

II. 13 俎山火山岩類

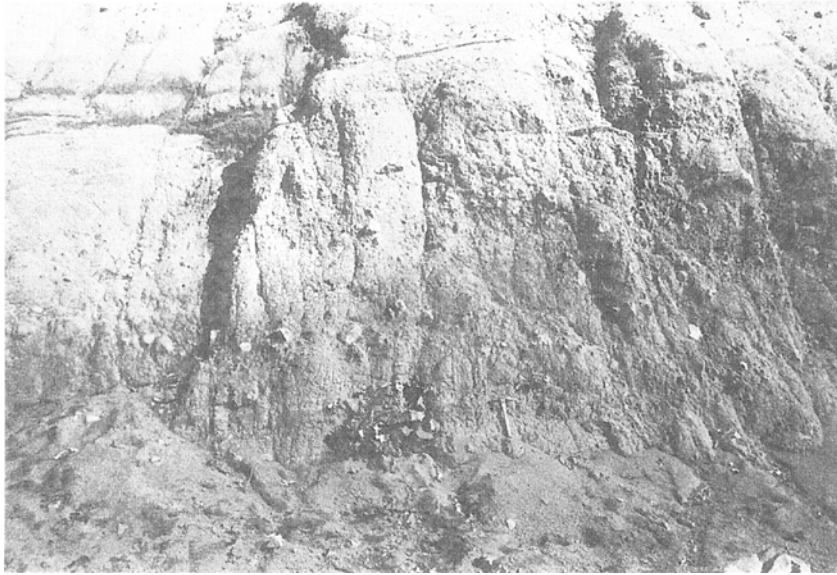
俎山火山岩類 (命名: 井上武・藤岡一男・高安泰助, 1956)

俎山火山岩類は砂子溜層を被覆して、女川層および船川層と同時期に活動したもので、本地域の北東部に分布している。安山岩火山砕屑岩を主とし、同質熔岩をともなっている。第4図・第6図および第8図に示したごとく、本地域北端部では本岩類に属する比較的細粒の火山砕屑岩が試錐井のデータによって知られているが、秋田平野では全然認められていない。本岩類の分布範囲は北半部に限られ最大東西15km×南北8km (本地域内のみ) である。

模式地 秋田市北東方俎山付近。本地域内では秋田市上新城小又川中流から上流付近でよくみられる。

層厚 0~800m

岩相 安山岩凝灰角礫岩・同質の火山角礫岩および火山礫凝灰岩を主とし、同質の熔岩および集塊岩をともなっている (第27図)。本岩類の下部では女川層に属する硬質泥岩 (酸性凝灰岩をともなう) からなる厚さ数~30mの地層を挟んでいる。また中部および上部では船川層に属する暗灰色泥岩 (酸性凝灰岩および凝灰質砂岩をともなう) からなる厚さ数~50mの地層を2層以上挟んでいる。これらの安山岩火山砕屑岩は、拳大 (ときに牛頭大) の暗灰色、斑状、ガラス、新鮮な火山岩塊およびときに火山弾を、火山礫を有する凝灰質物質が充填している。一般に角礫と基質との境は明瞭である。細粒火山砕屑岩を挟有するところでは、明瞭な層理を示す。安山岩熔岩は暗灰色、斑状、ガラス質、新鮮で、自破碎



第27図 小又川上流大滝にいたる道路に露出する粗山火山岩類

熔岩となっていることがある。厚さ数m~20mでごく少ない。本岩類の代表的岩石は角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩と紫蘇輝石普通輝石安山岩であって、次いで橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩、ごくわずかであるが(紫蘇輝石)普通輝石角閃石安山岩がある。代表的な火山岩塊を鏡下でみると次の通りである。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vd), 女川層下部, 旭川上流仁別東方0.8kmの地点

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0.3~2.0mm, 清澄, 累帯構造および虫喰状構造を示す。普通輝石は大きさ0.2~1.8mm, 双晶を示し, 新鮮である。紫蘇輝石は大きさ0.2~1.2mm, 普通輝石にくらべて少量で, 多色性を示し, 新鮮である。

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

上記の岩石の化学成分は次の通りである。

SiO ₂	55.26	MnO	0.18	P ₂ O ₅	0.16
TiO ₂	0.75	MgO	4.00	H ₂ O ⁺	0.92
Al ₂ O ₃	18.22	CaO	7.66	H ₂ O ⁻	0.87
Fe ₂ O ₃	2.65	Na ₂ O	3.37		
FeO	4.43	K ₂ O	1.45	Total	99.92

分析者: 倉沢 一

橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vc), 船川層上部, 小又川中流大滝南西方0.6kmの地点

斑晶: 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石

斜長石は曹灰長石 (An52-57) に属し、大きさ0.3~2.5mm, 多量, 清澄, 累帯構造および虫喰状構造を示す。普通輝石は大きさ0.3~3.5mm, 双晶を示し, 多量で新鮮である。紫蘇輝石は大きさ0.3~0.8mm, 橄欖石は大きさ0.3~2.0mm, 両者とも完全に炭酸塩鉱物・緑泥石などに置換されている。

石基: 斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鈹
毛氈状~ガラス基流晶質組織を示す。

角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (VIId), 船川層上部, 小又川中流大滝西方0.1kmの地点

斑晶: 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石

斜長石は中性長石~曹灰長石に属し、大きさ0.3~1.2mm, 小型, 清澄, 累帯構造, ときに虫喰状構造を示す。普通輝石および紫蘇輝石は大きさ0.2~0.9mm, 小型, ほぼ同量で, 新鮮である, 角閃石は淡緑褐色, 大きさ0.2~2.0mm, ときに2.0mm以上に達する。輝石とほぼ同量であって, 新鮮である。

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

角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 (VIId), 船川層上部, 旭川中流上台南西方0.3kmの地点

斑晶: 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石

斜長石は中性長石~曹灰長石に属し、大きさ0.3~1.2mm, 多量, 小型, 清澄, 累帯構造を示す。普通輝石は大きさ0.2~0.8mm, 小型, 多量である。紫蘇輝石は大きさ0.2~0.6mm, 小型, 少量である。角閃石は淡褐緑色, 大きさ1.0mm, 少量でときに欠くことがある。

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

II. 14 湯ノ沢流紋岩

湯ノ沢流紋岩 (新命名: 藤岡一男・大沢穰・高安泰助・池辺穰, 1976)

湯ノ沢流紋岩は船川層と同時期に活動したもので, 本地域の中部にわずかに分布している。試錐井のデータによれば, 本岩は濁川油田および旭川油田の地下深度それぞれ100~150m, 200~350mに潜在している。

模式地 秋田市湯ノ沢付近である。

層厚 80~200m

岩相 本岩は黒雲母流紋岩熔岩からなる。熔岩は帯褐灰色~灰白色で, 斜長石・石英および黒雲母の斑晶を点在している。一つの岩体内で, これらの斑晶量の増減が著しく, しかも大型から小型のものまで変化する。一般的にみて, 石英は斜長石に比較して少ない。しばしば真珠岩の部分が認められる。岩体の周縁部は不規則な節理もしくは割目を有し, おそらく海底に噴出したと考えられる。本岩の代表的な熔岩を鏡下でみると, 次の通りである。

黒雲母流紋岩, 旭川下流添川付近

斑晶: 斜長石・石英・黒雲母

斜長石は大きさ0.3~1.0mm, 清澄, 新鮮である。石英は0.2~1.3mm, 清澄, 融食形を示す。黒雲母は褐色, 大きさ0.2~0.5mmで多色性がいちじるしい。

石基: 微晶質~隠微晶質組織を示す。

II. 15 天 徳 寺 層

天徳寺層¹³⁾ (命名：大村一蔵 [1926]. そのご, 渡辺久吉 [1932] によって「天徳寺灰色頁岩」, 大塚弥之助 [1936] により「天徳寺砂質頁岩層」と呼ばれた)

天徳寺層は, 船川層を被覆して, 本地域の北西部から南東部にかけて広く分布している. 主としてシルト岩からなる. 本層は女川層と船川層が広域斉一相を呈するのにくらべ, その堆積相が極めて変化にとんでいる. 本地域内の南半部には, 砂岩を特徴とする桂根相と呼ばれる異常堆積相が本層の下部に局地的に発達し, シルト岩を主体とする天徳寺相 (シルト岩相)¹⁴⁾ と著しい対照を示す. 大村 (1926)¹⁵⁾ によれば, 秋田油田を構成する新第三系の上部層・中部層および下部層に分け, 中部層について次のように述べている.

『中部層は砂質頁岩を主体として, 下部に砂岩の著しく発達することあるを特徴とせるものである. 本層は地方に抛り相の変化が相当顕著なるも, 大体に於て上下の両部に分かわたれ得る. 上部は主として淡青灰色の砂質頁岩にして上方は更に粗粒となり, 頁岩質砂岩に推移し, 遂に上部層となる. 下部は比較的細粒, 灰色にして処に依ては濃灰色を帯び黒色頁岩に類似するものもある. 余は上部を笹岡層, 下部を天徳寺層と命名して居る. 此の外に笹岡層の上部が頁岩質砂岩となり, 筭介等の貝化石を含み特徴ある岩層となれることあり, 余は此の部分に対し豆腐岩層^{とうふいわ}の名を付して居る. 此の名は道川油田付近に在る丘の名に抛ったものである. 中部層に於て最も特徴ある変化は, 其の中部以下に場所に由り砂岩の著しく発達し, 越後油田に於ける椎谷層と同様に砂岩, 頁岩の互層を成す層系を構成せることである. 余は此の砂岩の発達せる層系を桂根層と命名している. 此の桂根層は減減頗る急激にして……』

模式地 秋田市天徳寺付近.

分布および層厚 天徳寺層は本地域の北西部の下新城小友北方から上新城白山をへて模式地の天徳寺付近にいたる地区と, 南東部の金照寺・下北手および上北手から, その北方羽黒山・藤倉一帯をへて, 東端部の皿見内にいたる地区などに分布している. 試掘井のデータによれば, 本地域内西西部の秋田平野の地下深度500~2,000mに潜在していて, 大局的にみて西方に行くに従い深くなる. 層厚は400~1,500mである. 上記の地表に露出している地区では, 400~500mである. 秋田平野の地下では500~1,000mである. 本地域内北西部では特に厚く, 堀川AK-1試掘井データによれば, 層厚は1,400m以上に達する. 現在まで試掘井によって確認された天徳寺層の最大層厚は, 1,500m内外であって, 秋田・羽後和田および本荘地域の日本海沿岸沿いからその沖の地区である (第28図および第29図).

岩相 天徳寺層は主としてシルト岩からなるが, 本地域の南半部では岩質により, 下部は砂岩および礫岩を主とする桂根相, 次いでシルト岩・砂岩および酸性凝灰岩からなる互層相となり, 上部はシルト岩を主とする天徳寺相となる (第30図および第31図).

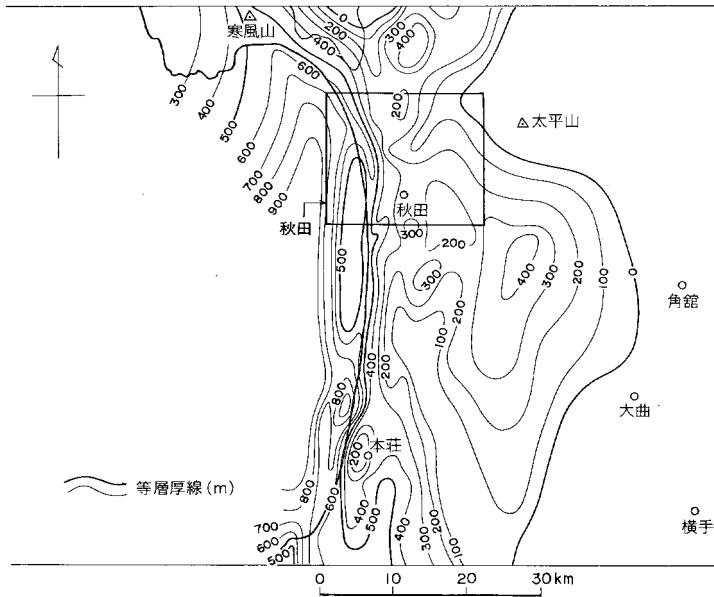
- 1) 桂根相 (桂根層¹⁶⁾, 命名：上床国夫 [1922]・大村一蔵 [1928] そのご, 渡辺久吉 [1932] により「桂根互層」, 村山賢一 [1933] によって「桂根 (砂岩および頁岩) 層」と呼ばれた)

13) 天徳寺層および笹岡層の様式地付近の層序・地質構造・化石などについて高安 (1961・1964) および藤岡・高安・的場・佐々木 (1969) に詳述されている.

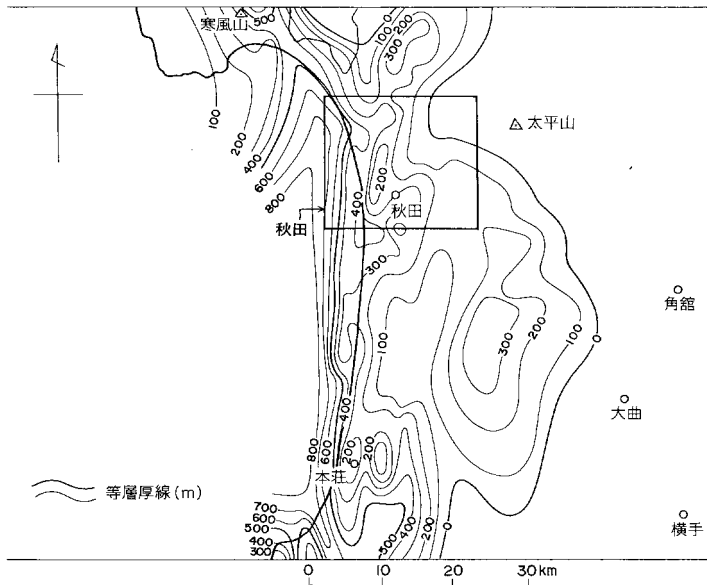
14) シルト岩を主とする岩相について, シルト岩相と呼ばれる場合もある.

15) 本地域内に天徳寺層および笹岡層の命名地があるので, 命名者大村一蔵による記述を特に引用した.

16) 桂根層は, 秋田油田全域からみると, 分布がかぎられ, 局地的であるので, 桂根相と呼ぶことにした.



第28図 秋田地域付近の天徳寺層下部の等層厚線図 (池辺, 1962)

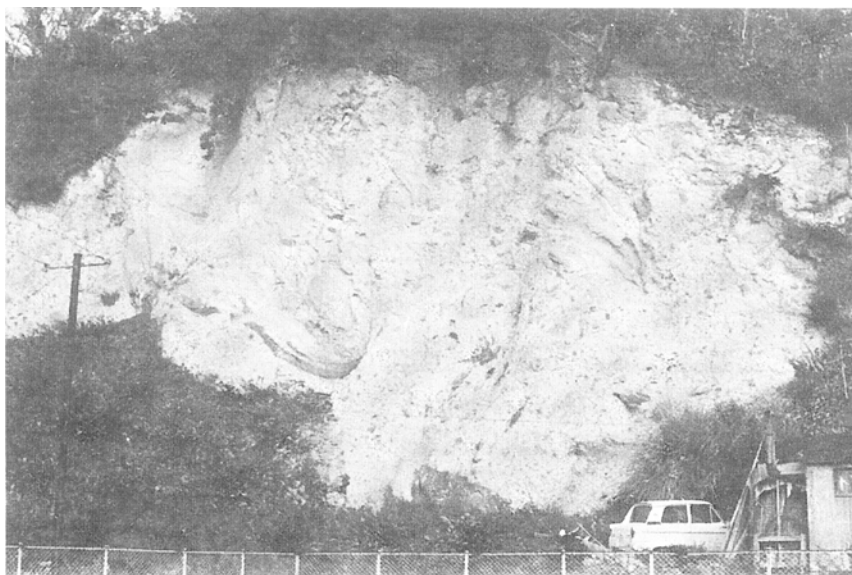


第29図 秋田地域付近の天徳寺層上部の等層厚線図 (池辺, 1962)

桂根相は天徳寺北方・金照寺・木曾石東方・皿見内北西方などに分布し、砂岩および礫岩を主とし、ところにより酸性凝灰岩の厚層を挟んでいる。層厚は0～250mである。桂根相は下位の船川層から急変的に堆積物が変わる。基底は乱堆積をなす含礫粗粒砂岩ないし礫岩で、下位層を不整合におおっている。下位層から由来する大小の礫を不規則に含み、極めて分級淘汰の悪い乱堆積をなし、斜層理を示



第30図 水口東方の天徳寺層桂根層



第31図 金照寺山北方富士山でみられる天徳寺層の乱堆積をなす桂根相

す。深海ないし半深海の海底に堆積したものとみられる。

2) 互層相

互層相は千秋公園・手形北東方などに分布し、粗粒～中粒の砂岩と暗灰色のシルト岩との互層からなり、桂根相と天徳寺相との漸移部にあたる。層厚は0～100mであって、互層相を欠き、桂根相を天徳寺

相が整合におおっていることが多い。

3) 天徳寺相

天徳寺層の大部分は天徳寺相からなり、本相はシルト岩を主とし、酸性凝灰岩を挟んでいる。シルト岩は青灰色～暗灰色、塊状で風化すると、不規則な塊状に割れ、船川層のように細片化しない。本地域東部の木曾石東方～皿見内北西方一帯では砂質でやや粗粒堆積物となる。酸性凝灰岩は灰白色～白色、軟弱、軽石質、ときに砂質である。厚さは数10cm～3mで、船川層中のものに比較して一般に薄く、かつ少ない。層厚は200～1,500mである。秋田地域の東縁部では200mであるのに対し、西方に行くに従い次第に厚さを増し、北由利衝上断層群のおおる付近（第8図、第10図および第12図）から急に厚くなり、北西部では1,500m内外となる。

層位関係 下位の船川層と多くの場合整合であるが、桂根相のみられるところでは不整合関係をなし、基底礫岩がみられる。

化石 船川層に比較して全般的に化石が多くなり、肉眼的にもよく識別される。軟体動物化石としては、桂根相の砂岩および礫岩中に頻海性の貝化石がしばしば含まれる（第8表）。海綿化石の *Sagarites chitanii* MAKIYAMA は、本層下部に産するが、上部ではまったく認められない。このほか、ウニの *Linthia nipponica* YOSHIWARA が含まれる。

有孔虫化石は一般に多い。桂根相中のものは、PF-NF帯として扱われ、砂岩および礫岩中のものは、殻が著しく破損または磨耗している。泥質な岩石には砂質-石灰質有孔虫が正常な状態で含まれている。浮遊性有孔虫は一般的な *Gbobigerina pachyderma* (EHRENBERG), *G. bulloides* d'ORBIGNY などのほかに、暖流系の *Globorotalia inflata* group および *Orbulina universa* group が出現し、示準化石として使われる。底棲砂質有孔虫は天徳寺層の桂根相および天徳寺相下部に含まれ、船川層に続いて同様な堆積環境を示すが、石灰質有孔虫が多くなる。日本海岸地域では、本層上部の天徳寺相にも、いまいま砂質有孔虫が含まれる。底棲石灰質有孔虫は種類も個体数も多くなる。有孔虫による天徳寺層の分帯が次のように試みられる。

本地域東部から南隣羽後和田地域にいたる和田盆地における天徳寺層の有孔虫分帯は、次の通りである。

上部： “*Cassidulina kashiwazakiensis*” — *Uvigerina akitaensis* zone

下部： *Uvigerina subperegrina*—*Bulimina pyrula* zonule

Bulimina pyrula—*Martinottiella communis* zonule

NF-PF zonule

下部では砂質の *Martinottiella communis* のほかに *M. nodulosa*, *Haplophragmoides* が含まれ、石灰質の

第8表 天徳寺層の貝化石

<i>Acila gottchei</i> (BÖHM)	<i>Macoma praetexta</i> (v. MARTENS)
<i>A. minuta</i> MAKIYAMA	<i>Pandora pulchella</i> YOKOYAMA
<i>Nuculana permula</i> (MÜLLER)	<i>Cryptonatica tugaruana</i> (NOMURA et HATAI)
<i>Portlandia</i> cf. <i>japonica</i> (ADAMS et REEVE)	<i>Fusitriton oregonensis</i> (REDFIELD)
<i>Chlamys cosibensis</i> (YOKOYAMA)	<i>Fulgoraria prevostiana</i> (CROSSE)

産地：木曾石付近

Bolivina quadrilatera および *Dentalina* などが共産する。上部では砂質有孔虫が消滅し、深海—半深海の *Angulogerina kokozuraensis*, *Epistominella pulchella*, *Cassidulina norcrossi*, *C. subglobosa* など、次いで浅海の *Elphidium subarcticum*, *Buccella inusitata* などが特徴的となる。最上部では上位の笹岡層と同様な組成である。

本地域西部から南隣羽後和田地域西部にいたる日本海沿岸地域の天徳寺層の有孔虫分帯は次の通りである。

上部： “*Cassidulina kashiwazakiensis*” — *Uvigerina akitaensis* zonule

特徴種— “*Cassidulina kashiwazakiensis*” (*C. norcrossi*) と *Uvigerina akitaensis* (最も普遍的で多産), *Angulogerina kokozuraensis*, *Epistominella pulchella*, *Cibicides pseudoungerianus*, *Oridorsalis umbonatus* など。

下部： *Globobulimina auriculata*—*Haplophragmoides* cf. *emaciatum* zonule

特徴種—*Haplophragmoides* cf. *emaciatum*, *Globobulimina auriculata*, *Uvigerina yabei*, *U. akitaensis* (以上最も普遍的), *Epistominella pulchella*, “*Cassidulina kashiwazakiensis*” (*C. norcrossi*), *Oridorsalis umbonatus*, *Bolivina quadrilatera*, *Miliammina echigoensis*, *Martinottiella communis*, *Cyclammina cancellata* など。

天徳寺層の有孔虫化石は第9表に示す。

第9表 天徳寺層の有孔虫化石

<i>Martinottiella communis</i> (d'ORBIGNY)	<i>Valvulineria sadonica</i> ASANO
<i>M. nodulosa</i> (CUSHMAN)	<i>Pseudoepionides</i> cf. <i>nakazatoensis</i> (KUWANO)
<i>Siphotextularia</i> sp.	<i>Eilohedra nipponica</i> (KUWANO)
<i>Textularia</i> sp.	<i>Ammonia</i> cf. <i>beccarii</i> (LINNÉ)
<i>Quinqueloculina</i> sp.	<i>Cibicides aknerianus</i> (d'ORBIGNY)
<i>Fissurina</i> spp.	<i>C. pseudoungerianus</i> (CUSHMAN)
<i>Bolivina decussata</i> BRADY	<i>Cassidulina carinata</i> SILVESTRI
<i>Bolivinita quadrilatera</i> (SCHWAGER)	<i>C. delicata</i> Cushman
<i>Loxostomoides bradyi</i> (ASANO)	<i>C. japonica</i> ASANO & NAKAMURA
<i>Globobulimina auriculata</i> (BAILEY)	<i>C. norcrossi</i> CUSHMAN
<i>Steinforthia</i> sp.	<i>C. sublimbata</i> ASANO & NAKAMURA
<i>Angulogerina hughesi</i> (GALLOWAY & WISSLER)	<i>C. yabei</i> ASANO & NAKAMURA
<i>A. kokozuraensis</i> ASANO	<i>Astrononion hamadaense</i> ASANO
<i>Uvigerina akitaensis</i> ASANO	<i>Pseudononion grateloupi</i> (d'ORBIGNY)
<i>Buccella inusitata</i> (CUSHMAN)	<i>Pullenia apertula</i> CUSHMAN
<i>Epistominella naraensis</i> (KUWANO)	<i>Hanzawaia nipponica</i> ASANO
<i>E. pulchella</i> HUSEZIMA & MARUHASI	<i>Melonis barleanum</i> (WILLIAMSON)
<i>Gavelinopsis</i> sp.	<i>M. nicobarensis</i> (CUSHMAN)
<i>Neocorbina stachi</i> (ASANO)	<i>M. pompilioides</i> (FICHTEL & MOLL)
<i>Rosalina bradyi</i> (CUSHMAN)	“ <i>Globorotalia inflata</i> (d'ORBIGNY)”

(的場保望 鑑定)

II. 16 羽黒山石英安山岩

羽黒山石英安山岩 (新命名：藤岡一男・大沢穠・高安泰助・池辺穰)

羽黒山石英安山岩は、天徳寺層と同時期に活動したもので、本地域の中部に点々と分布している。石英安山岩火山破屑岩を主とする。



第32図 金照寺山付近の羽黒山石英安山岩に属する石英安山岩火山角礫岩

模式地 秋田市羽黒山付近

層厚 天徳寺層中に挟まれ、総計の厚さ0～250m

岩相 石英安山岩凝灰角礫岩・同質の火山角礫岩および火山礫灰岩を主とし、同質の熔岩・安山岩火山岩碎屑岩などをともなっている（第32図）。これら火山碎屑岩は、指頭大～拳大（ときに牛頭大）の灰色・灰白色・帯赤紫色など、斑状、粗粒、新鮮な火山岩塊および火山礫を有する。角閃石斑晶を多量に有し、目立っている。本岩の代表的岩石は（紫蘇輝石普通輝石）黒雲母角閃石石英安山岩であって、次いで紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩で、ごくわずかに角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。代表的な火山岩塊を鏡下でみると次の通りである。

黒雲母角閃石石英安山岩、旭川中流松原北北東方1.0kmの地点

斑晶：斜長石・角閃石・黒雲母・石英（ときに欠く）

斜長石は中性長石に属し、大きさ0.3～3.5mm，大型，清澄，累帯構造および虫喰状構造を示す。角閃石は淡赤褐色，大きさ0.3～3.0mm，大型，多量である。黒雲母は褐色，大きさ0.3～1.0mm，少量である。ごくまれに小型の石英が認められる。

石基：ガラス基流晶質～微晶質組織を示す。

紫蘇輝石普通輝石黒雲母含有角閃石石英安山岩，上湯里川上流不動滝東方2.0kmの地点

斑晶：斜長石・角閃石・黒雲母・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は中性長石に属し、大きさ0.3～3.0mm，清澄，累帯構造および虫喰状構造を示す。角閃石は淡緑褐色，大きさ0.2～2.5mm，大型，多量である。黒雲母は褐色，大きさ0.2～0.8mm，小型ごく少量である。輝石は大きさ0.2～0.5mm，小型，ごく少量である。

石基：微晶質～ガラス基流晶質組織を示す。

紫蘇輝石普通輝石角閃石安山石 (VId), 木曾石東方0.7kmの地点

斑晶：斜長石・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹
斜長石は中性長石に属し、大きさ0.3~2.0mm, 清澄, 累帯構造および虫喰状構造を示す。角閃石は淡緑褐色, 大きさ0.2~2.0mm, 大型, 多量である。普通輝石は大きさ0.2~0.8mm, 小型, 新鮮である。紫蘇輝石は大きさ0.2~0.4mm, 小型, 少量である。
石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石 (少量)・ガラス・鉄鈹
ガラス基流品質組織を示し, 有色鈹物は少量である。

II. 17 笹岡層

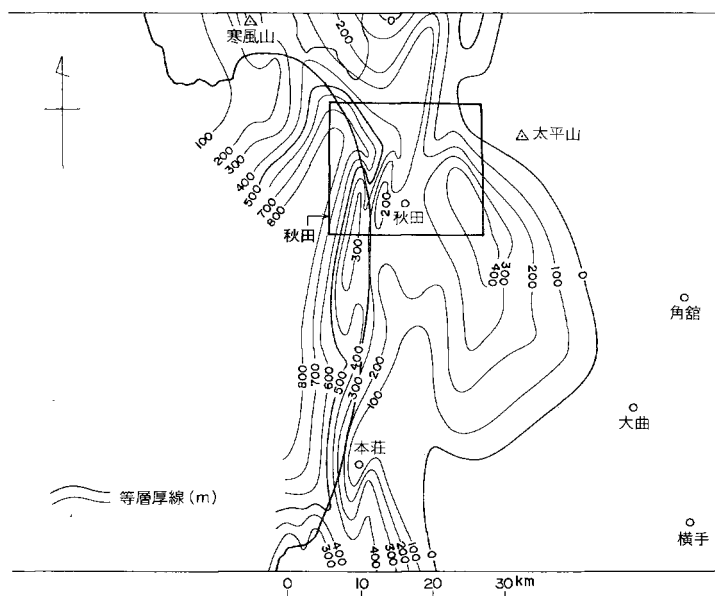
笹岡層 (命名：大村一蔵 [1928], そのご, 渡辺久吉 [1932] によって「笹岡砂質頁岩」と呼ばれた。本層は藤岡一男・高安泰助・的場保望・佐々木詔雄 [1969] によって再定義された)。

笹岡層は天徳寺層を被覆して, 本地域の北西部および南東部に広く分布している。主として砂岩からなる。

模式地 秋田市笹岡付近。

分布および層厚 笹岡層は本地域北西部の下新城一帯の地区と, 南東部の北手およびその東方一帯の地区に分布している。試掘井のデータによれば, 本地域西部の日本海沿岸一帯の地下深度100~500mに潜在していて, 大局的にみて西方に行くに従い深くなる。層厚は200~500mである。上記の地表に露出している地区では200~400mであり, 日本海沿岸一帯の地下では300~500mであって, やや厚い。笹岡層の最大層厚は, 秋田市西方数kmの日本海の地下で800m以上に達する (第33図)。

岩相 笹岡層は砂岩を主とし, 局部的にシルト岩が優勢となる (第41図)。本層の基底部もしくは下部では礫岩を挟む。酸性凝灰岩の薄層を数層挟んでいる。砂岩は暗灰色~青灰色, 細粒~中粒, 軟弱, し



第33図 秋田地域付近の笹岡層の等厚線図 (池辺, 1962)

第10表 下新城堰場・中および上谷地の笹岡層の大型化石

<p>PEILCYPODA</p> <p><i>Solemya japonica</i> DUNKER</p> <p><i>Acila insignis</i> (GOULD)</p> <p><i>A. nakazimai</i> OTUKA</p> <p><i>Saccella confusa</i> (HANLEY)</p> <p><i>Yoldia notabilis</i> YOKOYAMA</p> <p><i>Anadara akitaensis</i> NODA</p> <p><i>A. amicula rotunda</i> NODA</p> <p><i>Glycymeris nipponica</i> (YOKOYAMA)</p> <p><i>G. yessoensis</i> (SOWERBY)</p> <p><i>Limopsis tokaiensis</i> YOKOYAMA</p> <p><i>Solamen diaphana</i> (DALL)</p> <p><i>Modiolus difficilis</i> KURODA et HABE</p> <p><i>M. nipponica</i> OYAMA</p> <p><i>Brachidontes senhousia</i> (BENSON)</p> <p><i>Chlamys jousseaumei</i> BAVAY</p> <p><i>Mizuhopecten poculum</i> (YOKOYAMA)</p> <p><i>M. tokyoensis hokurikuensis</i> (AKIYAMA)</p> <p><i>M. yessoensis</i> (JAY)</p> <p><i>Monia macrochisma</i> (DESHAYES)</p> <p><i>Monia umbonatus</i> (GOULD)</p> <p><i>Astarte alaskensis</i> DALL</p> <p><i>A. borealis</i> (SCHUMACHER)</p> <p><i>Felaniella usta</i> (GOULD)</p> <p><i>Conchocele bisecta</i> (CONRAD)</p> <p><i>Lucinoma acutilineata</i> (CONRAD)</p> <p><i>L. annulata</i> (REEVE)</p> <p><i>L. spectabilis</i> (YOKOYAMA)</p> <p><i>Phillucina yamakawai</i> (YOKOYAMA)</p> <p><i>Venericardia ferruginea</i> CLESSIN</p> <p><i>Nemocardium samarangae</i> (MAKIYAMA)</p> <p><i>Fulvia mutica</i> (REEVE)</p> <p><i>Clinocardium bulowi</i> (ROLLE)</p> <p><i>C. californiense</i> (DESHAYES)</p> <p><i>C. ciliatum</i> (FABRICIUS)</p> <p><i>C. nuttallii</i> (CONRAD)</p> <p><i>Dosinia japonica</i> (REEVE)</p> <p><i>Callithaca adamsi</i> (REEVE)</p> <p><i>Paphia euglipta</i> (PHILIPPI)</p> <p><i>Spisula voyi</i> GABB</p>	<p><i>Macoma praetexta</i> (v. MARTENS)</p> <p><i>M. tokyoensis</i> MAKIYAMA</p> <p><i>Peronidia venulosa</i> (SCHUMACHER)</p> <p><i>Myadora japonica</i> HABE</p> <p><i>Panope japonica</i> A. ADAMS</p> <p><i>Mya cuneiformis</i> (BÖHM)</p> <p><i>M. japonica</i> JAY</p> <p><i>Anisocorbula venusta</i> (GOULD)</p> <p><i>Cuspidaria ligula</i> YOKOYAMA</p> <p><i>C. gouldiana septentrionalis</i> KURODA</p> <p><i>Pandora pulchella</i> YOKOYAMA</p> <p>GASTROPODA</p> <p><i>Tugurium exutum</i> (REEVE)</p> <p><i>Turritella saishuensis</i> Yokoyama</p> <p><i>Mesalia akitana</i> KOTAKA</p> <p><i>Cryptonatica janthostomoides</i> (KURODA et HABE)</p> <p><i>C. tugaruana</i> (NOMURA et HATAI)</p> <p><i>Neverita didyma</i> (RÖDING)</p> <p><i>Mammila kurodai</i> TAKI</p> <p><i>Antiplanes contraria</i> (YOKOYAMA)</p> <p><i>Fusitriton oregonensis</i> (REDFIELD)</p> <p><i>Fulgoraria</i> sp.</p> <p><i>Clavus braunsi</i> (YOKOYAMA)</p> <p><i>Ophiodermella miyatensis</i> (YOKOYAMA)</p> <p><i>O. pseudopannus</i> (YOKOYAMA)</p> <p><i>Nassarius caelatus</i> (A. ADAMS)</p> <p><i>Calliostoma consors</i> (LISCHKE)</p> <p><i>Ceratostoma modestum</i> (FULTON)</p> <p><i>Etremopa subauriformis</i> (SMITH)</p> <p><i>Eocylichna braunsi</i> (YOKOYAMA)</p> <p>SCAPHOPODA</p> <p><i>Dentalium weinkauffi</i> DUNKER</p> <p><i>D. octangulatum</i> DONOVAN</p> <p><i>D. vernelei</i> SOWERBY</p> <p>ECHINOIDEA</p> <p><i>Linthia nipponica</i> YOSHIWARA</p>
--	---

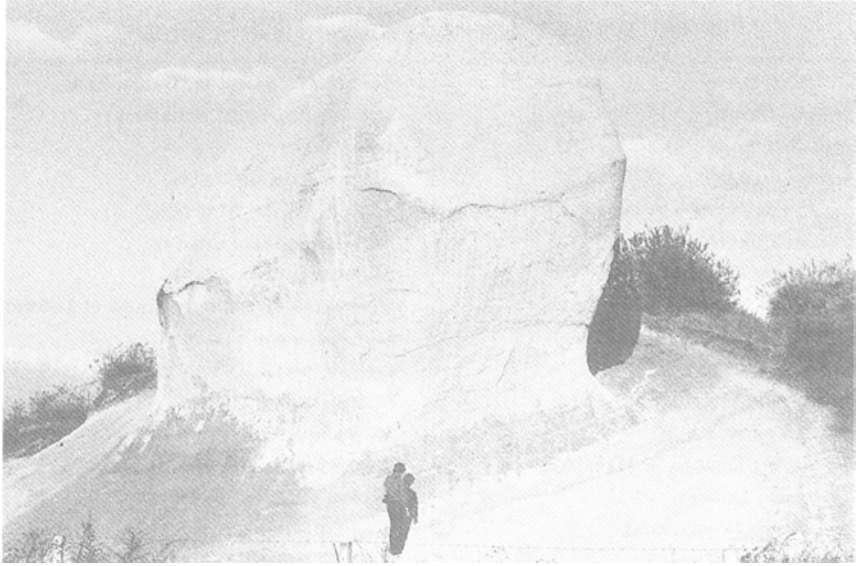
ばしば斜層理を示す。凝灰質，シルト質なものもある。シルト岩は青灰色～灰色，塊状，軟弱，砂質なものが多い。礫岩は下位層から由来する大小の礫を有し，分級淘汰悪く，軟弱である。酸性凝灰岩は灰白色～白色，軟弱，軽石質，ときに砂質である。厚さは数10cm～3mである。本地域北西部の下新城一帯の地区の笹岡層は，下部では砂質シルト岩を主とするが，中部から次第に粗粒となり，細粒～中粒

第11表 黒沢から下皿見内間の道路切割の笹岡層の大型化石

PELECYPODA	<i>Ezocallista brevisonata</i> (CARPENTER)
<i>Acila gottschei</i> (BÖHM)	<i>Spisula sachalinensis</i> (SCHRENCK)
<i>A. insignis</i> (GOULD)	<i>S. voyi</i> GABB
<i>A. nakazimai</i> OTUKA	<i>Macoma carcarea</i> (GMELIN)
<i>Nuculana permula sadoensis</i> (YOKOYAMA)	<i>M. incongrua</i> (v. MARTENS)
<i>N. yokoyamai</i> KURODA	<i>M. nipponica</i> (TOKUNAGA)
<i>Yoldia amygdalea</i> (VOLENCIENNES)	<i>M. tokyoensis</i> MAKIYAMA
<i>Arca boucardi</i> JOUSSEAUME	<i>Heteromacoma yantaiensis</i> (CROSS et DUNKER)
<i>Glycymeris nipponica</i> (YOKOYAMA)	<i>Soletellina diphos</i> (LINNE)
<i>G. yessoensis</i> (SOWERBY)	<i>Peronidia venulosa</i> (SCHUMACHER)
<i>Limopsis cumingii</i> A. ADAMS	<i>Mya cuneiformis</i> (BÖHM)
<i>L. tokaiensis</i> YOKOYAMA	<i>M. japonica</i> JAY
<i>Modiolus difficilis</i> KURODA et HABE	<i>Anisocorbula venusta</i> (GOULD)
<i>Mytilus grayanus</i> DUNKER	<i>Pandora pulchella</i> YOKOYAMA
<i>Chlamys cosibensis</i> (YOKOYAMA)	
<i>C. ferrei</i> (JONES et PRESTON)	GASTROPODA
<i>C. swifti</i> (BERNARDI)	<i>Collisella heroldi</i> DUNKER
<i>Mizuhopecten poculum</i> (YOKOYAMA)	<i>Acmaea pallida</i> (GOULD)
<i>M. yessoensis</i> (JAY)	<i>Puncturella nobilis</i> A. ADAMS
<i>Yabepecten tokunagai</i> (YOKOYAMA)	<i>Homalopoma sangarensense</i> (SCHRENCK)
<i>Lima hakodatensis</i> (TOKUNAGA)	<i>Turritella cf. otukai</i> KOTAKA
<i>Anomia chinensis</i> PHILIPPI	<i>Eufenella rufocincta</i> (A. ADAMS)
<i>Monia macrochisma</i> (DESHAYES)	<i>Neverita didyma</i> (RÖDING)
<i>M. umbonatus</i> (GOULD)	<i>Cryptonatica janthostomoides</i> (KURODA et HABE)
<i>Astarte alaskensis</i> DALL	<i>Lunatia pila</i> (PILSBRY)
<i>A. borealis</i> (SCHUMACHER)	<i>Ranella cf. galea</i> (KURODA et HABE)
<i>Venericardia ferruginea</i> CLESSIN	<i>Sealesia fuscoblabiata</i> (E. A. SMITH)
<i>V. ferruginosa</i> (ADAMS et REEVE)	<i>Ophiodermella pseudopannus</i> (YOKOYAMA)
<i>V. prolongate nakamurai</i> (YOKOYAMA)	<i>Propebela candida</i> (YOKOYAMA)
<i>Cardita leana</i> DUNKER	<i>Antisabia foliacea</i> QUOY et GAIMARD
<i>Trapezium japonicum</i> PILSBRY	
<i>Conchocele bisecta</i> (CONRAD)	BRACHIOPODA
<i>Lucinoma actilineata</i> (CONRAD)	<i>Terebratalia coreanica</i> (ADAMS et REEVE)
<i>Clinocardium californiense</i> (DESHAYES)	<i>Coptothyris grayi</i> (DAVIDSON)
<i>C. ciliatum</i> (FABRICIUS)	<i>Hemithyris psittacea woodwardi</i> (A. ADAMS)
<i>Serripes groenlandica</i> (BRUGUIERE)	<i>Laqueus proprius</i> YABE et HATAI

の砂岩となる。この砂岩からなる部分を豆腐岩層（大村一蔵，1928）と呼ばれた（第34図）。この地区では、ごくまれに基底礫岩を有するが、一般に欠いている。本地域南東部の北手およびその東方一帯の地区の笹岡層は、地質図に示したように北部および北東部では基底礫岩を有するが、西部では酸性凝灰岩を基底部に有し、天徳寺層との境界となる。和田向斜の西翼部ではシルト岩を主とし、砂岩は上部のみに認められる。これに反し、東翼部では砂岩を主とし、シルト岩を挟んでいる。このように和田向斜の両翼でいちじるしい岩相変化がみられる。

層位関係 下新城一帯の地区では、下位の天徳寺層と一部整合、一部不整合である。また北手および



第34図 笹岡北西でみられる笹岡層上部のいわゆる豆腐岩層

第12表 笹岡層の有孔虫化石

<i>Quinqueloculina</i> sp.	<i>Criboelphidium bartletti</i> (CUSHMAN)
<i>Miliolinella</i> sp.	<i>Elphidium advenum</i> (CUSHMAN)
<i>Lagena</i> spp.	<i>E. clavatum</i> CUSHMAN
<i>Laryngosima</i> sp.	<i>E. crispum</i> (LINNÉ)
<i>Oolina melo</i> d'ORBIGNY	<i>E. hanzawai</i> ASANO
<i>Fissurina</i> spp.	<i>E. jenseni</i> (CUSHMAN)
<i>Parafissurina</i> spp.	<i>E. subarctium</i> CUSHMAN
<i>Buliminella elegantissima</i> (d'ORBIGNY)	<i>E. subgranulosum</i> ASANO
<i>Bolivina decussata</i> BRADY	<i>Cibicides aknerianus</i> (d'ORBIGNY)
<i>B. robusta</i> BRADY	<i>C. lobatalus</i> (WALKER & JACOB)
<i>Loxostomoides bradyi</i> (ASANO)	<i>Fursenkoina mexicana</i> (CUSHMAN)
<i>Rectobolivina raphana</i> (PARKER & JONES)	<i>Cassidulina orientale</i> CUSHMAN
<i>Bulimina marginata</i> d'ORBIGNY	<i>C. subglobosa</i> BRADY
<i>Globobulimina auriculata</i> (BAILEY)	<i>C. sublimbata</i> ASANO & NAKAMURA
<i>Uvigerina asanoi</i> MATSUNAGA	<i>C. yabei</i> ASANO & NAKAMURA
<i>Discorbis</i> sp.	<i>Nonion japonicum</i> ASANO
<i>Buccella frigida</i> (CUSHMAN)	<i>N. labrodoricum</i> (DAWSON)
<i>B. inusitata</i> ANDERSEN	<i>Astrononion umbilicatum</i> UCHIO
<i>B. nipponica</i> (HUSEZIMA & MARUHASI)	<i>Pseudononion grateloupi</i> (d'ORBIGNY)
<i>Epistominella naraensis</i> (KUWANO)	<i>P. tredicum</i> ASANO
<i>E. pulchella</i> HUSEZIMA & MARUHASI	<i>Pullenia quinqueloba</i> (REUSS)
<i>Rosalina bradyi</i> (CUSHMAN)	<i>P. salisburyi</i> P. E. & K. C. STEWART
<i>R.</i> spp.	<i>Oridorsalis umbonatus</i> (REUSS)
<i>Glabratella</i> spp.	<i>Hanzawaia nipponica</i> ASANO
<i>Heronallenia</i> spp.	<i>Globorotalia inflata</i> (d'ORBIGNY)
<i>Ammonia ketienziensis angulata</i> (KUWANO)	<i>Globigerina</i> spp.

(的場保望 鑑定)

その東方一帯の地区では、西部では整合、北部および東部では基底礫岩を有し、不整合である。試掘井のデータによれば、本地域西部の日本海沿岸一帯では、第6図および第7図にわかるように、明瞭な不整合関係を示している。

化石 天徳寺以下の各層に、普通にみられた海綿 *Sagarites chitani* MAKIYAMA および底棲砂質有孔虫化石はみとめらとない。本層中には普遍的に貝化石を多産し、いわゆる“大桑・万願寺動物化石群”（大塚，1939）といわれる裏日本鮮新世の代表的な化石種を含む。本層の砂岩中からはよく産出するが、特に多産する2地域について、**第10表**および**第11表**に示した。また本層は底棲石灰質有孔虫化石に富んでいる。主なものを**第12表**に示す。有孔虫組成は天徳寺層とほぼ同様である。

II. 18 高岡層

高岡層（命名：河井興三〔1950〕によって「高岡砂岩」と呼ばれた。そのご、藤岡一男・狩野豊太郎〔1966〕により「高岡砂岩」の最上部について高岡層と命名された）

高岡層は、笹岡層を被覆して本地域の南東端に分布し、主として砂岩からなる。

模式地 秋田県河辺郡河辺町高岡付近。

層厚 30～100m

層相 弱凝固の細粒～中粒の砂岩からなり、基底部に層厚5m内外の礫がみられる。粗悪の泥炭をともしない、灰白色～白色の軟弱な酸性凝灰岩を挟んでいる。

層位関係および化石 下位の笹岡層の侵食面をほぼ水平に近い緩傾斜でおおい、不整合関係を示す。未だ化石は確認されていない。湖成堆積物と考えられる。岩質および下位層との関係などからみて、男鹿半島の鮪川層に対比される。

II. 19 潟西層

潟西層（命名：大橋良一，1930）

潟西層は、新第三系を不整合に被覆して、本地域の中部から西部にかけて点々と分布している。礫・砂および泥からなる。

模式地 秋田県男鹿半島潟西台地付近。本地域内では秋田市寺内護国神社南西方の国道沿いの崖でよくみられる。

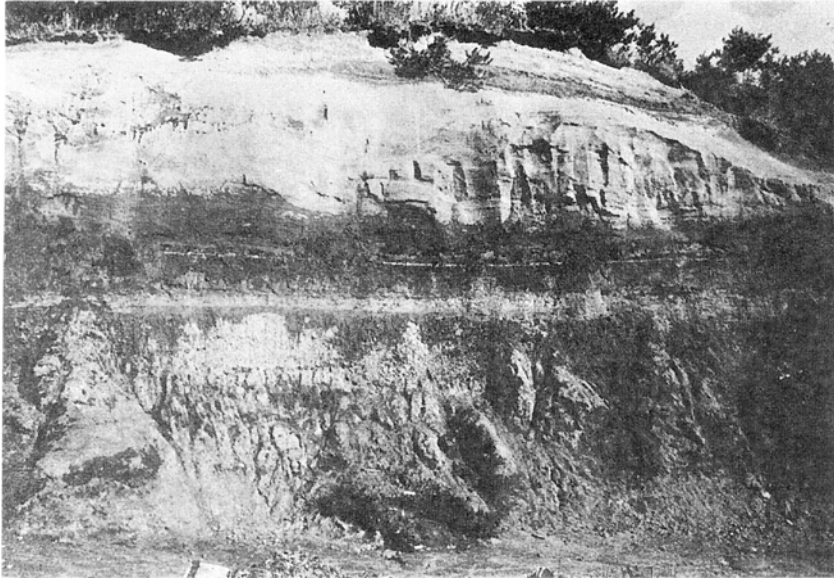
層厚 40～80m

層相 礫・砂および泥からなる。下部は礫と砂に富み、上部は砂および泥からなる淡水成層である。比較的良好に淘汰され水平層理を示す。飯岡山および雄物川河口では局地的に泥炭を挟み、全般的に炭質物を含む（第35図）。やや炭化した木片・枝・堅果・種子などの化石が多い。凝固度がすこぶる弱い。

層位関係および化石 天徳寺層および笹岡層を不整合におおっている。未だ化石は確認されていない。

II. 20 段丘堆積物

段丘堆積物は旭川をはじめとする主な河川沿い一帯および丘陵の上に分布していて、泥・砂および礫



第35図 上飯島西方でみられる潟西層

からなる。丘陵上の段丘は開析され連続性に乏しい。新城川・旭川・矢櫃川および太平川に沿って段丘がよく発達し保存されている。段丘堆積物の厚さは10m以内であって、ときに15m以上に達する。地形上からみて、少なくとも4-5面の段丘に分けられる。

II. 21 砂丘堆積物

日本海沿岸に沿って飛砂が海岸丘陵および平野をおおい、東北につらなっている。東へ2~3km侵入し、最高80mの高さまで達している。この飛砂は北西季節風により海岸から長い年月をかけて少しずつ陸内に運ばれたもので、粒径(0.25~10.00mmで0.25~0.50mmが約95%)および比重(1.085~1.298で1.1台が最も多い)がほぼ一定している。下位の地形を埋めているので厚さは不定であるが、平均5m内外、最大で30mである。

II. 22 沖積層

秋田平野および新城川・旭川・太平川などの河川流域に沖積層が堆積し、泥・砂および礫からなる。表層が泥の多いところと砂の多いところがある。表層に泥の多いところは谷内佐渡・広面および秋田平野中央帯である。これはかつて湖水状をなして水が停滞した場所のようである。秋田平野中央帯にはかつて北流する大河道があつて土崎東方で、西に曲つて日本海へ通じていたが、縄文時代になって海進があり、飯島將軍野線に砂丘を生じ河流が堰止められて潟ないし淡水湖ができ、海岸丘陵が南の位置で開析され旧雄物川の新排水路ができて湖は低平湿地化したものと考証される¹⁷⁾。

17) 藤岡・狩野(1966)および狩野(1968)で詳しく述べられている。

Ⅲ. 応用地質

秋田地域は、東北裏日本緑色凝灰岩地域に属し、秋田油田の中心地であるので、八橋油田・土崎沖油田など多数の油田が知られている。これらの油田の産出層序は主として女川層および船川層、ときに天徳寺層である¹⁸⁾。

本地域内では、仁別北方などで2・3箇所鉍化作用を受けた地区があるが、秋田市の水源地である点などから開発されていない。秋田県北部の内陸盆地地域では西黒沢階の熔岩円頂丘をなす流紋岩が多数噴出し、これに関係して黒鉍鉍床を形成している。しかし、本地域内では同じ西黒沢階の地層があるが、酸性火山岩を鉄き、玄武岩を主としているので、黒鉍鉍床の発見される見込が薄い。

秋田地域では、秋田温泉¹⁹⁾がある。秋田温泉は秋田市外旭川濁川にあって秋田駅北約3.5kmの地点で市営バスの便がある。大正のはじめ油井として掘った時の湧水を利用して、最近付近で新しく掘り、秋田温泉は天然ガスを少し含んでいる。

Ⅲ. 1 土崎沖油田

本油田²⁰⁾は秋田市浜田西方、雄物川放水路の南西方沖合、新屋海岸より約2kmに位置している。石油資源開発株式会社は発足と同時に日本海周辺の大陸棚の探鉍に着手し、昭和31年から32年にかけて、秋田県などの沿岸一帯に海上地震探鉍を実施した。この結果各所で数多くの有望な背斜構造を発見した。昭和33年の土崎SK-1D号井、同34年の秋田沖スパーカー結果のどを総合し、土崎沖での試掘が計画され、同年8月、1,500mの予定深度で、女川層までの探鉍を目的とした土崎沖SK-1号井が開坑された。開井は1,201.5mに達したところで台風に災いされ、白竜号の移動などがあり、深度707mよりSK-1a号井を枝掘して深度1,453.3mに達し、女川層中部まで探鉍した。八橋油田のⅦ、Ⅷ層に相当する箇所でも良好な油徴を認めた。全深度を通じ最も良好な含油層と考えられたⅡ層のテストを行ない、日産原油33.5kl、ガス1,500m³の成績を収めた。翌35年5月から再びSK-1号井基地でSK-2D、3D号井を傾斜掘りし、上記基地の南約500mの地点でSK-4、5D、6D号井を掘さくし、いずれもⅡ層の仕上げを行なった。昭和37年4月からは、SK-1a号井で認められた女川層中の貯留岩の探鉍を行なうため、SK-1号井基地の北東約350mにSK-11、11aD号井を掘さくし、後者はⅩ層、Ⅺ層の2層同時仕上げを行ない成功した。

本油田の海域は、水深15mで、海底には2~3mの砂泥があり、その下には天徳寺層がみられる。西黒沢層上部までの層序は第36図に示すとおりである。地質構造は、ほぼ南北に延びるややゆるい東急西緩型の背斜で、北東-南西方向に走る数本の胴切断層で切られている。この断層はいくつものブロックに分け、原油の産出にも影響を与えているようである(第37図および第38図)。下部天徳寺層中には3枚の貯留岩層が認められ、Ⅰ層およびⅡ層は凝灰質砂岩からなり、東方に薄化し、より凝灰質となり、貯留岩の性質は悪くなる。また南方では細粒化している。Ⅲ層および女川層のⅩ層・Ⅺ層は、ともに凝

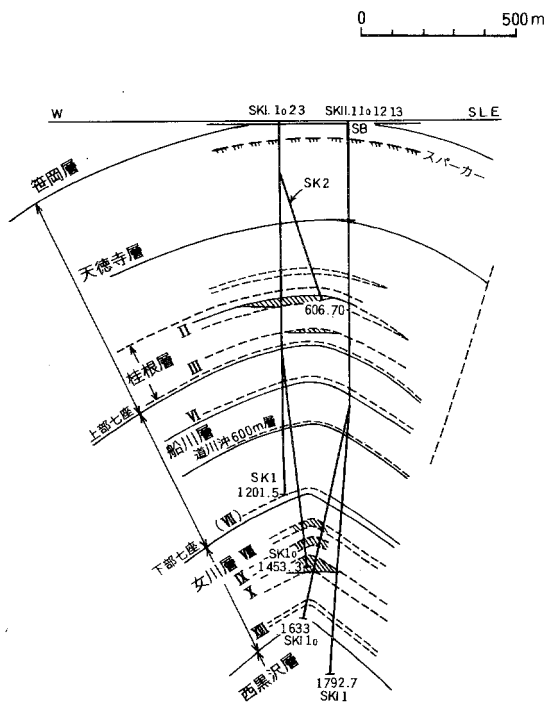
18) 近野(1964)は、秋田平野部油田の鉍床生成時期について述べている。

19) 佐原(1910)による。

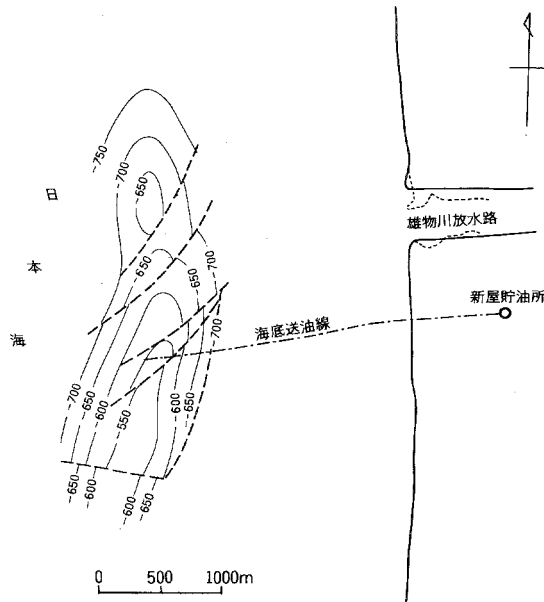
20) 鶴飼(1973)による。

地層区分	有孔虫分帯	柱状図	油層	層厚	岩質
上部 天徳寺層	Uvigerina okitaensis Asano Zone			330 ^m	gr g Sily Mst
下部 天徳寺層		f I f II f III		430 ^m	tf Sst, mdy Tf, d g Mst.
船川層	Milammic echigoensis Asano & Inohata Zone			450 ^m	d g tf Mst, mdy~sdy Tf
女川層	Spirasacmella compresca Matsunaga Zone	f IX f X f XIII		350 ^m	f~cSdy Tf brhSh
西黒沢層				100 ^m +	blk br h Sh, mdy~1Tf

第36図 土崎沖油田の標準柱状図（鶴飼，1973）



第37図 土崎沖油田の地質断面図（鶴飼，1973）



第38図 土崎沖油田の地下構造図（鶴飼，1973）

灰岩からなる。女川層中の2層は異常高压層である。

本油田の本格的な生産は、昭和35年10月Aジャケットから新屋間の海底パイプライン完成と同時に始まり、翌36年にはA・Bジャケット間のパイプラインが完成し、生産量が増大した。生産のピークは昭和37年（原油約40,000kl）に現われており、以後減退を続け、同46年の生産量は原油2,000klとなっている。

Ⅲ. 2 黒川油田

本油田²¹⁾は、秋田市の北方、北隣の五城目地域南端部に位置し、一部本地域内に伸びている。本油田は1912年9月綱式第1号井により掘られ、356mで掘止み、初日産4klを得た。以後多数掘られ、1915年の年産油量は約156,000klとなり、最隆盛期を示した。本油田はほぼ完全なドーム構造を示し、東翼の傾斜は15~18°、西翼の傾斜は約45°である。油田は東西性断層により2分され、ドームの長さは、南北約2.2km、幅約0.8kmである。含油層は女川層および船川層の凝灰岩である。

Ⅲ. 2 八橋油田

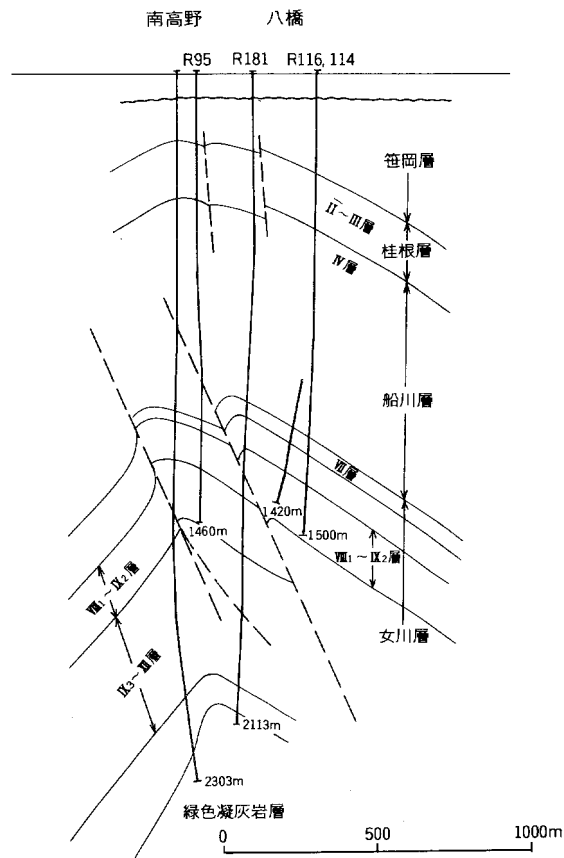
本油田²²⁾は、秋田市旧市内と土崎港町との中間位置を、幅500m、延長約10kmの細長い形をして南北に伸びている。本油田の沿革については、日本鉱産誌Vbで詳述されているので、参照されたい。ここでは年次別探鉱・開発史の記述にとどめ、主として昭和30年以降について述べる。露頭探査期（明治

21) 井上・荒川（1958）による。

22) 井上・荒川（1958）による。北秋田油田および西浜田油田については、本項に含めた。桂根層を桂根相とかきあらためた。

時代)・試掘物理探鉱期(明治43年~昭和7年)・洪積層油層開発期(昭和8~9年)・第三紀層浅層開発期(昭和10~15年)・第三紀層深層開発期(昭和16年以降)および二次回収期(昭和26年以降)の6期に分けられる。

昭和13年(1938年)のロータリー式大型掘さく機の導入による八橋油田V層以下の探鉱・開発は、第2次世界大戦をはさんで、昭和24年には深層の開発に方位掘さく(傾斜掘り)方式が利用されるようになり、一段と開発のスピードが増した。昭和30年時点では八橋地区以北(八橋・高野・外旭川地区)のVII・VIII・IX・X・XI層の開発により、それらの各油層の発達状況が確認され、採掘段階に入っていた。昭和30年には八橋油田の深度2,000m以下の探鉱を目的として、高野地区において高野113号井が計画され、翌31年3月深度3,131mで掘止めされた。その結果、八橋油田のVII層以下に、深度1,900mおよび2,200m付近にそれぞれ50m程度の油層が発見された。さらに深度2,500m以下にも油層となりうる凝灰岩が確認された。このように八橋地区以北の深層が採掘されていくにつれ、開発の重点は南に向けられてきた。昭和30年5月、雄物川地区の構造極隆部に計画された雄物川73号井によって、深度1,220mでVIIa層が発見された。引き続いて雄物川74号井でVIIc層、同75号井でIX層が発見され、本地区の深層の有望性が確認された。引き続いて同年11月に、さらに南方に位置する新屋地区において新屋7号井が掘さく



第39図 八橋油田の地質断面図(井上・荒川, 1958)

され、IX層の仕上げに成功した。その後、順調に進み、昭和35年1月新屋65号井の仕上げに成功し、初日産107klの巨井が生れた。八橋油田の最南部浜田地区において、昭和28年頃より探鉱され、桂根相最上部でガス層が確認されていた。昭和31年、浜田構造の極隆部に掘さくされた浜田14号井は深度1,500mでVII層をつかみ、産油をみた。浜田構造の西方に並走する西浜田構造が推定され、掘さくの結果、桂根相で油田が発見された。北秋田地区は本油田の北方延長部に位置し、昭和32年以降探鉱が進められた。試掘の結果、探鉱対象層は八橋深層（女川層準）に限られることが明らかになった。八橋油田の最盛期は昭和30～35年頃であって、最高年産約300,000klを示した。

本油田を構成する地層は、下部より女川層・船川層・天徳寺層および笹岡層である。女川層は本油田の最深井高野R.113号井によれば、1,100mから1,900mまでは、硬質泥岩からなるが、1,250m以下はほとんど凝灰岩ばかりであり、八橋深部油層を形成している。1,900mから2,400mまでは玄武岩火山砕層岩を主とする砂子洩層である。以下掘止めまで、鵜養泥岩相の厚層を挟む砂子洩層からなる。深度2,980m付近から *Cibides* sp., *Gyoidina* sp., *Globigerinidae* *Globorotalia* sp. などの有孔虫化石を多産し、男鹿半島の西黒沢層に対比される。船川層は暗灰色泥岩を主体とし、凝灰岩を挟む。油田南部で厚く700m、北部で薄く層厚400mである。したがって、女川層以下の油層では北部地区の高野・外旭川などのほうが、構造的に上昇して良油層をつくっている。天徳寺層は油田地域北部では天徳寺相のシルト岩を主とするが、南部では砂岩の発達がよく、桂根相になる。桂根相は新屋・雄物川・八橋地区に発達がよく、良油層となっている。層厚は約200mである。桂根相の下位にくる船川層最上部の白色軽石凝灰岩は、八橋凝灰岩と呼ばれ、層厚10～30mである。笹岡層は砂質シルト岩およびシルト岩からなり、層厚約150mである。

北々東—南々西の方向をもつ南北8km、東西200～800mの背斜構造をなしている。北方延長は黒川背斜に続くものと考えられ、南方延長は新屋をへて雄物川放水路の南にある浜田背斜に続くように思われる。一般に西翼が急（50～60°）、東翼が緩（25～35°）の非対称構造をなし、油水境界面は西が上り、東が下る特徴がある。八橋背斜は高野地区南部で、北西—南東性の逆断層により八橋地区と明瞭に分けられていると考えられる。この断層から南では背斜軸が大きく西にふれ、雄物川地区でふたたび北々東—南南西の一般傾向にもどっている。しかし新屋地区ではまた西方にずつとより、浜田構造の西翼に入ってゆくように考えられる。八橋、雄物川、新屋の探採掘井の対比によれば、この地区の深部は外旭川～高野に比し、大変傾斜した狭い構造をなしている（第39図および第40図）。

石油鉱床は桂根相中の砂岩および女川層中の凝灰岩中に胚胎するものが主体をなす。油層を地区別に示すと第13表の通りである。このうちI～IV層は八橋地区、雄物川地区に発達し、最も優秀なのはIII層であり、桂根相の砂岩が良油層となっている。その深度は200m前後である。IV層は八橋凝灰岩と呼ばれる軽石凝灰岩の上部が油層となっていて、深度は350m前後である。船川層中ではb、VおよびVIの各層が薄い凝灰岩中に油層を形成しているが、たいしたものはない。VII層は船川層基底に発達する酸性凝灰岩で、深度900～1,100m間にあり、主として高野地区で稼行された。VIII層以下は女川層中の凝灰岩が油層となったもので、八橋油田の主要層をなし、油田全域によく発達している。VIII層以下の油層の全層厚は約310mでそれぞれ数枚に細分されている。下部層ほど出油面積が狭くなってゆく。浅層では雄物川地区が構造的に上っているためと砂岩が発達しているために開発の対象にされているが、深層で

第13表 八橋油田における地区別

地区	層 序			新 油 層 名	発 見 年 月 日
	地 層 名	深 度	層 厚		
高野 外旭川 地区	洪 積 層	地表~50 ^m	50 ^m	VII	昭16. 7
	笹 岡 層	50~270	220	VIII ₃₋₄	24. 4
	天 徳 寺 層 (桂 根 層)	270~430	160	IX _{1,2}	24. 12
	船 川 層	430~1,000	570	IX ₃	24. 5
	女 川 層	1,000~	+1,000	IX ₄	"
				X _a	"
八 橋 地 区	洪 積 層	地表~20	20	X ₁	"
	笹 岡 層	20~120	100	XI	30. 4
	桂 根 層	120~330	210	XII	
	船 川 層	330~1,100	780	I	9. 2
	女 川 層	1,100~	+1,000	II	10. 2
				III	10. 3
				IV	11. 11
				b'	12. 10
				V	12. 10
				VI	14. 2
雄 物 川 地 区	洪 積 層	地表~20	20	VII	16. 11
	笹 岡 層	20~50	30	VIII _{a~VIIIb1}	27. 5
	桂 根 層	50~340	290	VIII _{c+VIIId}	"
	船 川 層	340~1,230	890	IX _a	"
	女 川 層	1,230~	+1,000	IX _{b~IXc1}	"
				IX _d	"
				X _a	29. 12
			I	9. 2	
			II	10. 2	
			III	10. 3	
			IV	11. 11	
			b'	12. 10	
			V	"	
			VI	14. 2	
			VIII _{a~VIIIb1}	30. 3	
			VIII _{c+VIIId}	30. 6	
			IX _a	"	
			IX _{b~IXc1}	"	

桂根層は桂根相にほぼあたる。

は高野~外旭川が隆起しているのでこの地区が出油量が多く、開発の主体となっている。八橋、雄物川、新屋は構造が非常に急であり、出油面積が少なく、油水面も西翼がはなはだしく傾動して上っていて、構造と出油区域が一致しないので困難である。

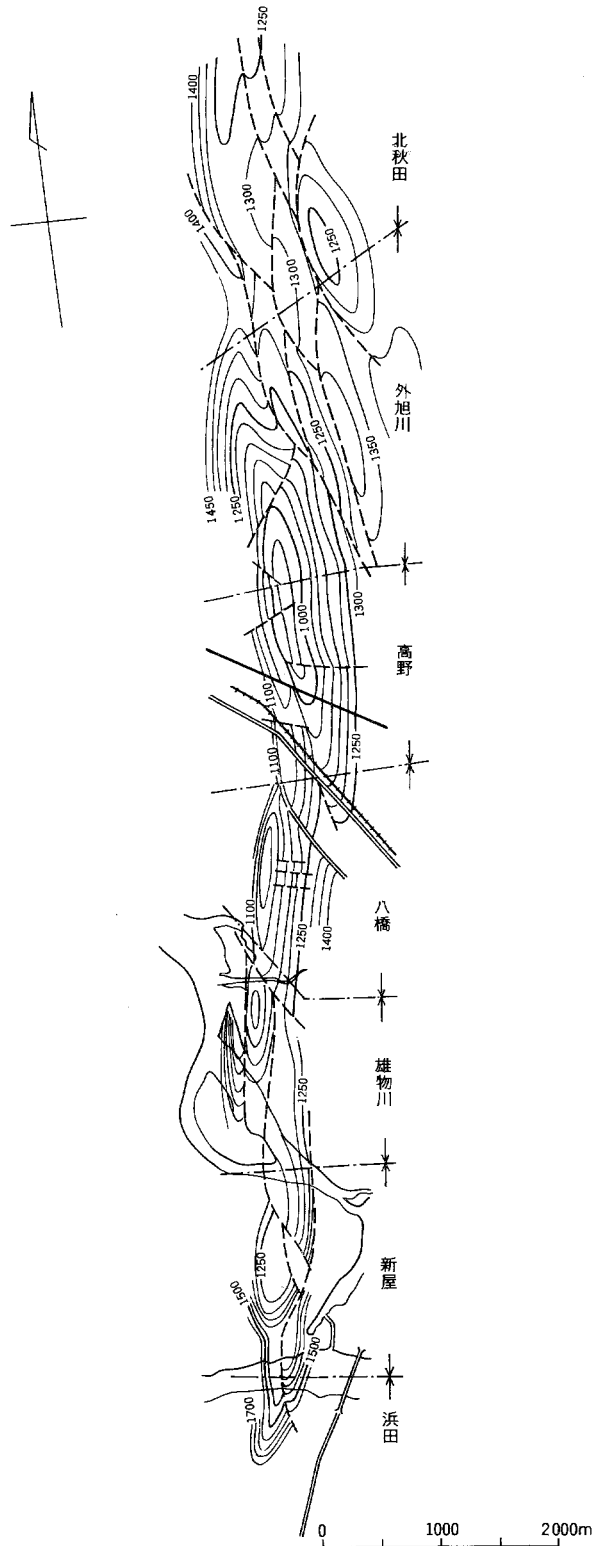
層序および油層（井上・荒川，1958）

油 層							
平均深度	油層層厚	地層名	油槽岩	孔隙率	滲透率		
m	m			%	m d		
950	120	船川層	凝灰岩	23	17		
1,200	30	女川層	"	24.3	13.5		
1,250	70	"	"	24.3	4.9		
1,300	30	"	"	26.4	4.5		
1,350	50	"	"	24.6	3.85		
1,400	50	"	"				
1,420	20	"	"				
1,450	50	"	"				
1,560	40	"	"				
1,600	70	"	"				
100	10	洪積層, 笹岡層	砂 礫	40.5	680		
150	10	桂根層	砂				
220	10	"	"				
310	15	八橋凝灰岩	浮石質砂				
350	5	船川層	凝灰岩				
380	5	"	"				
800	5	"	"				
1,000	20	"	"				
1,230	100	女川層	"			21.1~24.5	28.7~69
1,300	50	"	"			24.9~26.7	6.63~82.6
1,400	20	"	"	28.6	44.4		
1,450	90	"	"	19.6~24.7	2.36~7.74		
1,650	50	"	"	21.9	15.4		
1,750		"	"				
100	10	洪積層, 笹岡層	砂 礫	40.5	680		
150	10	桂根層	砂				
220	10	"	"				
310	10	"	浮石質砂				
350	5	船川層	凝灰岩				
380	5	"	"				
800	5	"	"				
1,300	60	女川層	"			26.5	3.1
1,380	60	"	"			25	149~99.9
1,450	25	"	"			21.6	28.8
1,490	100	"	"	20.8~22.7	1.2~1.81		

III. 4 道川油田・濁川油田および旭川油田

上記3油田²³⁾は、秋田市の北方2~8kmの地域に、南北につらなる油田である。北より道川油田・濁川油田および旭川油田と呼ばれ、交通の便がよい。

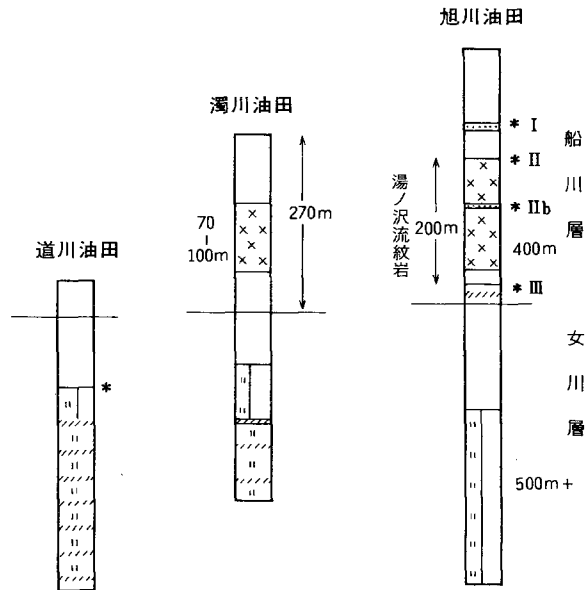
23) 井上・荒川 (1958) による。



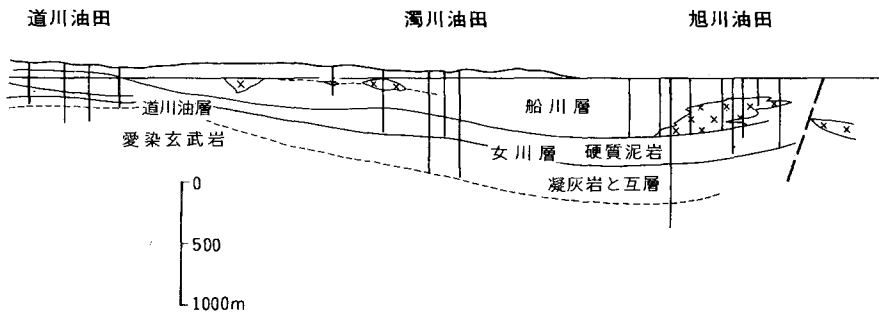
40八橋油田の地下構造図（Ⅶ層上限）（井上・荒川，1958）

道川油田は1909年（明治42年）頃より矢島専造により、上総掘2坑の試掘が行われた。1912～13年（大正1～2年）頃より秋田鉱油㈱が開発に当り、1916～17年（大正5～6年）には、生産2,000kIに達した。1919年（大正8年）、宝田石油㈱に合併され、1921年（大正10年）には本油田の最盛時を現出し、年産24,000kIを示した。

濁川油田は1873年（明治6年）より1901年（明治34年）まで数人の人々により、手掘20坑、綱掘12坑



第41図 道川油田・濁川油田および旭川油田の模式柱状図



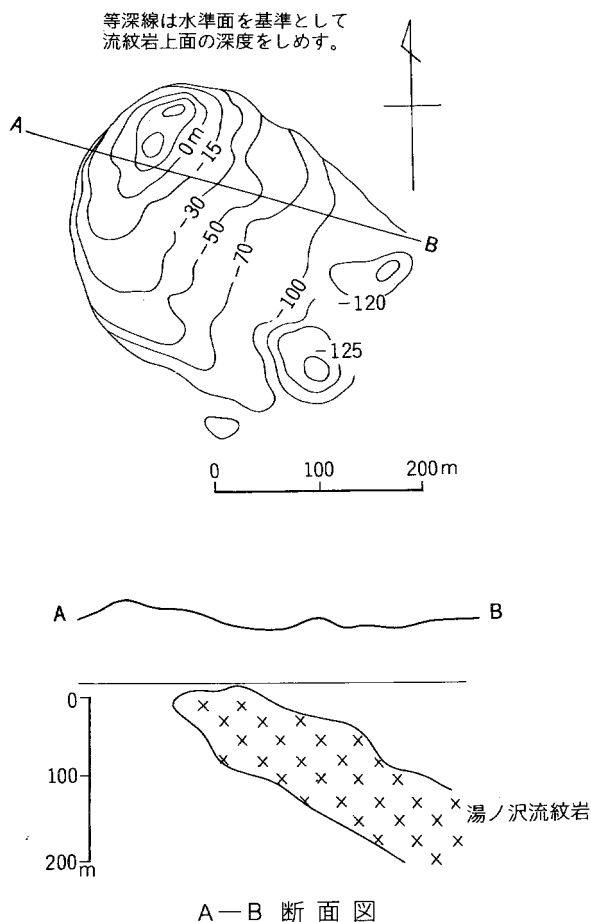
第42図 道川油田・濁川油田および旭川油田の地質断面図

が掘られ、いずれも多少の出油をみた。1908年に日本石油㈱が本油田の開発にのり出し、本格的な開発が始められた。1923年（大正12年）新油層が発見され、1926年（昭和元年）には年産11,000k l に産した。

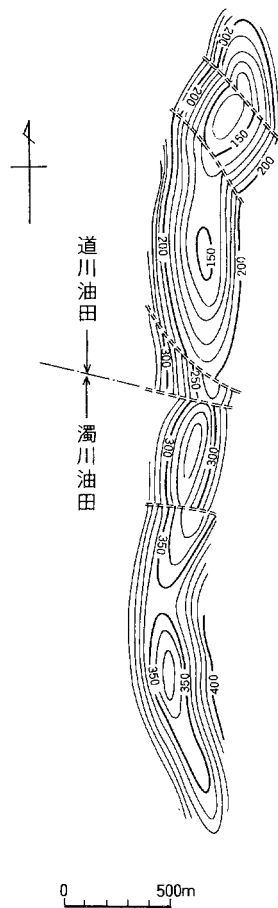
旭川油田は1876年（明治9年）より1897年まで、5坑の手堀と2坑の上総掘とを行ない、秋田市における石油事業の先駆となった。その後1902年（明治35年）、秋田石油調査会が生れ、旭川で初めて網掘を行ない、2号井で出油に成功した。1908年（明治41年）日本石油㈱が本格的開発に乗り出した。1913年（大正2年）には、本油田最初のロータリー式掘さくが始まり、1,377mという当時としては記録的な深掘井が掘られた。その後約10年間は開発の主力は黒川油田にふりむけられ、本油田では掘さくが中止された。1929年（昭和4年）には、本油田の主要産油層である第2層が開発され、最盛期を現出した。この年に年産18,600k l を示した。

その後日本石油㈱と宝田石油㈱とが合併し、3油田とも日本石油㈱が経営に当たった。

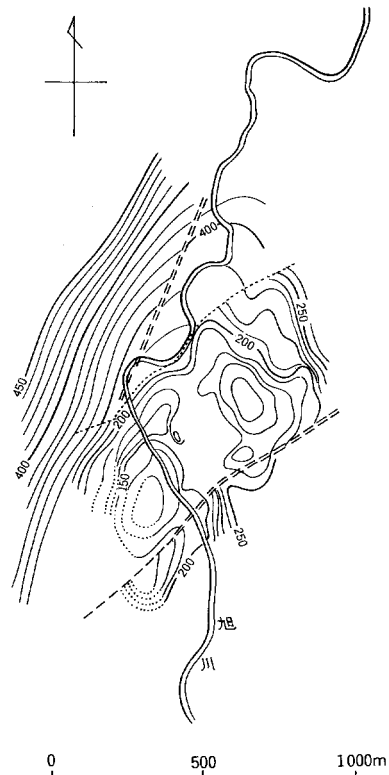
上記3油田は地質構造としては同一のものである。全体として北部の道川が最も隆起し、南に沈降し



第43図 瀧川油田における流紋岩の地下構造図



第44図 道川油田および濁川油田の
地下構造図（井上・荒川，1958）



第45図 旭川油田の地下構造図
（井上・荒川，1958）

つつ濁川および旭川でそれぞれ一つのカルミネーションを形成している。道川油田の地表には船川層の暗灰色泥岩が分布し、約200m前後の地下深度で女川層の硬質泥岩となる。石油鉱床は女川層上部の凝灰岩中に胚胎するものを主とし、船川層の凝灰岩中にもわずかに集積している。濁川油田および旭川油田も地質層序は、道川油田と変わらないが、両油田とも船川層下部に流紋岩が発達して良油層を形成していることが特徴である。流紋岩は濁川油田では深度約100～150mで、厚さ約70mであって、背斜構造の頂部から東翼にかけて発達している。旭川油田では深度200m前後でこの流紋岩に達し、その厚さは150mであるが、産油するのはその上部約20mの限られた部分である。この流紋岩は西翼では急激に尖滅する。部分的には玄武岩質側のものがあり、これは道川油田の主要油層となっているが、濁川油田ではわずかに油徴、ガス徴を認めるに過ぎない（第41図・第42図・第43図・第44図および第45図）。

道川油田は両翼ともに傾斜25°内外の対称背斜をなして南北に延びている。南方に向かって徐々に沈降

24) 筆者らの愛染玄武岩に属するものと考えられる。

し、濁川油田とは落差60m以上の胴切断層をもって接している。濁川油田は北部が隆起して南に向って沈降し、旭川油田に続いている。産油量の多いのは北部のブロックで、流紋岩が良油層となっている。旭川油田は上記の濁川油田の背斜が南部に向って沈降し、ふたたび隆起したところに発達した部分にあたり、幅の広いドーム構造を示している。これは船川層下部から中部に存する流紋岩岩床に影響されているのかも知れない。この背斜の南部は、洪積層に被覆されてよくわからないが、秋田市中央まで延びていると考えられる。

道川油田の主要油層は、女川層上部に発達する浅黄色凝灰岩の上部およびこの上の硬質泥岩の破碎帯である。旭川油田では上部よりⅠ層、Ⅱ層およびⅢ層が数えられる。Ⅰ層はこの油田の中央部に発達する厚さ約10mの凝灰質岩で四方に尖滅する。Ⅱ層は旭川油田南東部に発達する流紋岩およびその凝灰岩の上部約10mの間で、濁川油田とともに主要油層を形成している。Ⅲ層は旭川構造の西翼部に発達する凝灰岩層で、Ⅱ層よりやや下位に相当する。Ⅲ層はⅡ層の発見されるまで盛んに開発された。

Ⅲ. 5 金照寺油田・仁井田油田および新秋田油田

金照寺油田²⁵⁾は秋田市檜山地内で、交通はすこぶる便利である。本油田は1924年（大正13年）C式1号井により、深度691～711m間にて成功し、初日産約3kIを得たので、以後1927年までに11坑を掘さくした。最多日産を示したのは、R. 2号井の約11kIであった。

本油田は南方の仁井田油田と同系列のものと考えられ、旭川油田は西側に消えている。本油田は金照寺背斜にあり、同背斜の東翼には背斜軸にほぼ平行な断層がある。本油田の油層は船川層および女川層の凝灰岩（八橋油田のⅦ層とⅦ層に相当する）である。地下深度50～550mまで船川層、以深は女川層と考えられる。本油田の総産油量は5,250kIである。

仁井田油田²⁵⁾は秋田市南方約4km、旧河辺郡仁井田村に位置している。1936年（昭和11年）日本石油㈱により始められ、1938年、R. 3号井により油をみた。1940年（昭和15年）は本油田の最盛期で、生産5,044kIを示した。

本油田は金照寺背斜の南部延長にあたり、坑井の対比によると、層序は次の通りである。深度0～20mは沖積層、20～400mは天徳寺層桂根相、400～900mは船川層、以深は女川層である。八橋油田のⅦ層相当層付近が採油層となっている。油層は女川層上部の凝灰岩および凝灰質砂岩である。金照寺背斜は両翼ともに約30°の傾斜を示す対称背斜で、東翼部を断層が切っている。

新秋田油田は秋田駅西方約1kmの市街地にあり、女川層中の油層について最近探鉱された。

文 献

- 浅野 清・高柳洋吉（1966）化石有孔虫からみた日本海の古地理，日本海地域の地学的諸問題，p. 29-95.
阿竹宗彦・保泉忠夫（1966）「新城総合」班地表調査報告，石油資源開発株式会社社内報告（手記）。

25) 井上・荒川（1958）による。

26) 同上

- 千谷好之助 (1930) 秋田北部の地質に就きて, 地質学雑誌, vol. 37, no. 447付録, 特別号, p. 792-739.
- 長谷紘和・平山次郎 (1970) 地域地質研究報告 5 万分の 1 図幅「五城目」地域の地質, 46 p. 地質調査所.
- 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, no. 4, p. 185-193.
- 本多 清 (1972) 太平洋地域の新第三系下部層とグリーン・タフ構造運動, 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室卒業論文 (手記).
- 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.
 ——— (1963) グリーン・タフ地域の地質, 鉱山地質, vol. 13, no. 62
 ——— (1968) 秋田油田における出羽変動, 石油技術協会誌, vol. 33, no. 5, p. 5-19.
 ——— (1972) 日本海の生成期について, 石油技術協会誌, vol. 37, no. 5, p. 233-244.
 ——— (1979) 男鹿半島の地質. 日本自然保護協会調査報告, no. 44, p. 5-34.
 ———・狩野豊太郎 (1966) 表層地質「秋田, 土地分類基本調査, 経済企画庁.
 ———・高安泰助・的場保望・佐々木詔雄 (1969) 秋田油田天徳寺層および笹岡層の標式地における層位関係. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 97, p. 17-40.
 ———・高安泰助・的場保望 (1973) 秋田油田西黒沢階についての 2・3 の新知見. 石油技術協会誌, vol. 38, no. 4, p. 244.
 ———・大沢 穰・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, 65 p. 地質調査所.
- 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.
 ———・岩佐三郎・福本正和・小松誠頭 (1956) “刈和野 A・B・C” 地表調査報告. 石油資源開発株式会社社内報告 (手記).
- 伊木常誠 (1903) 羽後国南秋田油田南部 (大日本帝国油田第 2 区) 地質及地形図, 同説明書. 地質調査所.
- 井上寛生・石井基裕・吾妻 穰・鯨岡 明・細井 弘 (1950) 由利油帯総合調査報告. 帝国石油株式会社社内報告 (手記).
- 井上重一・荒川洋一 (1958) 青森県・秋田県および山形県下の油田ガス資料蒐集報告, 東北地方天然ガス開発利用調査報告, 石油技術協会, p. 428-527.
- 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.
 ———・藤岡一男・高安泰助 (1956) 秋田油田における荷春凝灰岩の検討. 石油技術協会誌, vol. 21, no. 3, p. 79-84.
- 石井基裕 (1953) 最近の探鉱成果, 秋田地区, 石油技術協会誌, vol. 18, no. 4, p. 164-170
- 岩佐三郎・鶴飼光男・吉田義孝 (1948) 「秋田市周辺」地表調査報告. 石油資源開発株式会社社内報告 (手記).
 ———・—————・—————・黒坂秀雄 (1957) 「由利」地質調査報告. 石油資源開発株式会社社内報告 (手記).
- 岩佐徳三郎 (1951) 海底油田調査研究の経過, 石油技術協会誌, vol. 16, no. 3, p. 152.
- 加納 博・矢内桂三・辻万亀雄・河瀬章貴・蟹沢聡史 (1966) グリーン・タフ地域における 2・3 の基盤花崗岩の構造とその意義. 東北日本のグリーン・タフ変動, 地団研専報, 12.
- 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,

- no. 36, p. 1-81.
- 金 容義 (1969) 秋田県太平洋山西方仁別地域の第三紀花崗岩. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 62, no. 6, p. 339-347.
- 北村 信 (1959) 東北地方における第三紀造山運動について— (奥羽背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.
- 小林好昭 (1967) 秋田油田南部における含油第三系の地質および構造. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室卒業論文 (手記).
- 近野辰悦 (1964) 秋田平野部油田の鉱床生成時期について. 石油技術協会誌, vol. 29, no. 7.
- 沓沢 新・秋葉 力・藤江 力・舟橋三男・松井 愈・渡辺 順・加納 博・佐藤二郎・蟹沢聡史・加藤祐三・生出慶司・折本左千夫・竹内桂三・宇留野勝敏・八島隆一 (1966) 太平洋南縁部の新第三系の層序と構造—とくにグリーンタフ活動様式と堆積作用剪裂帯形成運動の相互関係—. 東北日本のグリーンタフ変動, 地団研事報, 12.
- 的場保望・中川 洋 (1972) 秋田沖大陸棚および大陸斜面の現世有孔虫群集. 岩井淳一教授記念論文集, p. 658-671.
- 米谷盛寿郎・新保久弥・村田勇治郎・佐藤富人・笹川清一・一ノ瀬鉄郎・讃良紀彦 (1972) 裏日本油田地域における浮遊性有孔虫層序, 石油技術協会誌, vol. 37, no. 7, p. 371-374.
- MATSUNAGA, T. (1963) Benthonic smaller Foraminifera from the oil fields of northern Japan. *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, ser. 2, vol. 35, no. 2, p. 67-122.
- 松岡 寛 (1957) 和田盆地古生物班調査報告. 石油資源開発株式会社社内報告 (手記).
- 三梨 昂・影山邦夫・品田芳二郎・牧野登喜男・安国 昇・本島公司・大沢 穠・高橋 穉 (1963) 日本油田・ガス田図5. 五城目南部, 地質調査所.
- 宮崎 浩・阿竹宗彦 (1966) “由利北部総合” 地質調査報告. 石油資源開発株式会社社内報告 (手記).
- 村山賢一 (1928) 秋田県和田油田 (大日本帝国油田第29区) 地質及地形図. 同説明書, 地質調査所
- 中川 洋 (1969) 模式地における天徳寺層・笹岡層の有孔虫層序と日本海現世有孔虫との関連について. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室卒業論文 (手記).
- NAKASEKO, K. (1959) Applied micropaleontological research by means of Radiolarian fossil in the oil-bearing Tertiary, Japan (Mainly in Akita and Yamagata sedimentary basins), Part I. Method, geological note and radiolarian assemblage in Akita sedimentary basin. *Sci. Rept. South College, North College, Osaka Univ.*, no. 8, p. 113-193.
- 尾田太良 (1968) 和田堆積盆地における層位学および古生物学的研究. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室卒業論文 (手記).
- 小田亮平 (1917) 秋田県五城目油田南部 (大日本帝国油田第11区) 地質及地形図同説明書, 地質調査所.
- (1921) 秋田県亀田油田 (大日本帝国油田第16区) 地質及地形図. 同説明書, 地質調査所.
- 小草欽治 (1973) 八橋油田. 日本の石油鉱業と技術, p. 25-27.
- 大橋貞彦 (1965) 秋田油田地域における天徳寺層・笹岡層の層位学的研究. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室卒業論文 (手記).
- 大橋良一 (1930) 男鹿半島の地質. 地質学雑誌, vol. 87, no. 447, 付録特別号, p. 740-754.
- 大村一蔵 (1926) 石油地質学概要 (18). 地球, vol. 9, no. 4, p. 303-810.
- (1930) 秋田中部及南部油田の地質及鉱床. 地質学雑誌, vol. 87, no. 447, 付録特別号,

p. 755-765.

- 大村一蔵 (1935) 日本石油地の区分. 石油時報, no. 684, p. 1-11.
- 太田 保 (1969) 和田堆積盆東縁部に於ける天徳寺層・笹岡層の層位学的研究. 秋田大学鉱山地質学教室卒業論文 (手記).
- OTUKA, Y. (1939) Tertiary crustal deformation in Japan (with short remarks on Tertiary palaeogeography), 矢部教授還暦記念論文集, p. 481-519.
- 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, no. 5.
- (1968) グリーン・タフ (緑色凝灰岩), ラテイス.
- ・平山次郎・斉藤正次 (1960) 20万分の1地質図幅「秋田」. 地質調査所.
- 佐原良太郎 (1960) 秋田県に於ける温泉の化学的研究. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 22, p. 32-69.
- 笹岡 健 (1975) 秋田市東部新第三系の地質. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室卒業論文 (手記).
- 佐藤英太郎 (1970) 秋田市油田地域東部に見られる第三紀火成活動と鉱化作用. 秋田大学鉱山地質学教室卒業論文 (手記).
- 石油資源開発株式会社 (1967) 新城川AK-1試掘完了報告, 秋田県.
(1971) 向浜AK-1試掘完了報告, 秋田県.
(1972) 堀川AK-1試掘完了報告, 秋田県.
- 鈴木勝王 (1971) 由利総合地表面調査報告. 石油資源開発株式会社社内報告 (手記).
- 高安泰助 (1961) 秋田市北方豆腐岩付近の動物化石群について—秋田油田地域における新生代動物化石の研究 (その1)—. 秋田大学鉱山学部地下資源研究所報告, no. 25, p. 1-14.
- (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.
- 竹中 弘 (1976) 祖山火山岩類の地質. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室卒業論文 (手記).
- 鶴飼光男 (1973) 土崎沖油田. 日本の石油鉱業と技術, p. 27-29.
- 横山 弘・水野 裕・堀田報誠 (1966) 地形「秋田」, 土地分類基本調査, 経済企画庁.
- 渡辺久吉 (1932) 日本地質産誌. 第1編地質編第4章新生界第1節第三系 (二) 新第三系 (新成統), p. 92-152, 地質調査所.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Akita (6) No. 11

GEOLOGY

OF THE

AKITA DISTRICT

By

**Kazuo HUZIOKA, Atsushi ŌZAWA,
Taisuke TAKAYASU and Yutaka IKEBE**

(Written in 1976)

(Abstract)

Pre-Neogene

The Pre-Neogene rocks which are exposed in the north eastern part of the mapped area are a part of the Taiheizan Granites. The Taiheizan Granites in the area are composed mainly of hornblende-biotite granodiorite.

Neogene

The Neogene rocks are divided stratigraphically into seven formations, that is, Haginari, Ōkuramata, Sunakobuchi, Onnagawa, Funakawa, Tentokuji and Sasaoka Formations. The Neogene is characterized by volcanic rocks and sedimentary rocks and is 3,000 to 5,000m in total thickness. The Haginari, Ōkuramata and Sunakobuchi Formations are composed mainly of volcanic rocks. On the other hand, the Onnagawa and Funakawa Formations consist mainly of mudstone, and the Tentokuji and Sasaoka Formations are composed mainly of siltstone or sandstone.

Table 1

Geological Age		Stratigraphy		Main rock facies		Remarks	
Quaternary	Recent	Alluvial deposits	Dune sand	Mud, sand and gravel	Sand	Intrusion of the Nibetsu Tertiary Granites	
	Pleistocene	Terrace deposits		Mud, sand and gravel			
		Katanishi Formation (40 to 80m thick)		Gravel, sand and mud			
		Takaoka Formation (30 to 100m thick)		Sandstone (with acid tuff, gravel and peat)			
Pliocene	Sasaoka Formation (200 to 500m thick)		Sandstone (with siltstone, acid tuff and conglomerate)		Dacite tuff breccia, volcanic breccia, lapilli tuff, etc.		
	Tentokuji Formation (400 to 1,500 m thick)	Haguroyama Dacites	Siltstone (with sandstone, acid tuff and conglomerate)				
Neogene	Miocene	Funakawa Formation (400 to 1,300 m thick)	Yunosawa Rhyolites	Dark grey mudstone (with tuffaceous sandstone and acid tuff)	Rhyolite lava		Andesite tuff breccia, volcanic breccia, lapilli tuff, etc.
		Onnagawa Formation (400 to 800 m thick)	Aizen Basalts	Hard mudstone (with acid tuff and tuffaceous sandstone)	Basalt lava and its pyroclastics		
		Sunakobuchi Formation (200 to 600 m thick)		Basalt lava, agglomerate, volcanic breccia, tuff breccia, lapilli tuff and tuff (with mudstone)			
		Okuramata Formation (60 to 100 m thick)		Dacite lapilli tuff and tuff breccia (with tuff, sandstone and mudstone)			
		Haginari Formation (400 to 1,000m thick)		Andesite lava and pyroclastics (with mudstone, sandstone, conglomerate, etc.)			
Pre-Neogene		Taiheizan Granites		Hornblende-biotite granodiorite			

Haginari Formation

The Haginari Formation, the lowermost part of the Neogene in the mapped area, is distributed in the eastern part of the mapped area. This formation consists mainly of andesite lava and pyroclastics which are intercalated with mudstone, sandstone and conglomerate. Almost all these volcanics show greenish purple colour owing to alteration such as chloritization, epidotization, carbonatization, etc.

Ōkuramata Formation

The Ōkuramata Formation unconformably overlies the Haginari Formation, and is very narrowly distributed in the eastern part of the mapped area. This Formation consists mainly of dacite lapilli tuff and tuff-breccia with tuff, sandstone and mudstone.

Sunakobuchi Formation

The Sunakobuchi Formation unconformably overlies the Ōkuramata Formation, and is distributed in the eastern part of the mapped area. This formation consists mainly of basalt lava, agglomerate, volcanic breccia, tuff breccia, lapilli tuff and tuff, and intercalates mudstone.

Onnagawa Formation

The Onnagawa Formation conformably overlies the Sunakobuchi Formation, and is sporadically distributed in the mapped area. This formation is formed mainly of hard mudstone which is intercalated with acid tuff and tuffaceous sandstone. This formation in the eastern half part is 400 to 500m in thickness. On the other hand, this formation is 500 to 800m thick in the western half part.

Aizen Basalts

The Aizen Basalts occurred during the deposition of the Onnagawa Formation, and are composed mainly of basalt lava and pyroclastics.

Nibetsu Tertiary Granites

The Nibetsu Tertiary Granites intruded at the time of the deposition of the Onnagawa Formation, and are formed mainly of granite porphyry, etc.

Funakawa Formation

The Funakawa Formation conformably overlies the Onnagawa Formation, and is widely distributed in the mapped area. This Formation is formed mainly of dark grey mudstone which is intercalated with tuffaceous sandstone and acid tuff. This Formation is 400 to 600m thick in the eastern half part. On the other hand, this formation in the western half part is 500 to 1,300m in thickness.

Manaitayama Volcanic Rocks

The Manaitayama Volcanic Rocks erupted at the time of the deposition of the Onnagawa and Funakawa Formations, and are widely distributed the northeastern part of the mapped area. These rocks are composed mainly of pyroxene andesite tuff breccia, volcanic breccia and lapilli tuff with lava and agglomerate.

Yunosawa Rhyolites

The Yunosawa Rhyolites erupted during the deposition of the Funakawa Formation, and are formed of biotite rhyolites.

Tentokuji Formation

The Tentokuji Formation conformably (partly unconformably) overlies the Funakawa Formation, and is most widely distributed in the mapped area. This Formation consists mainly of siltstone with sandstone, acid tuff and conglomerate. This formation in the eastern half part is 400 to 500m in thickness. On the other hand, this formation is 500 to 1,500m thick in the western half part. This formation is divided by rock facies into the Katsurane, Alternation and Tentokuji Facies, and the lithofacies of each part is as follows.

Katsurane Facies (0 to 250m thick): Sandstone and conglomerate with acid tuff and shows deformed and disrupted bedding.

Alternation Facies (0 to 100m thick): Alternation of sandstone and siltstone.

Tentokuji Facies (200 to 1,400m thick): Siltstone with acid tuff.

Haguroyama Dacites

The Haguroyama Dacites occurred at the time of the deposition of the Tentokuji Formation and are composed mainly of dacite tuff breccia, volcanic breccia, lapilli tuff, etc.

Sasaoka Formation

The Sasaoka Formation unconformably (partly conformably) overlies the Tentokuji Formation, and is widely distributed in the mapped area. This formation consists mainly of sandstone which is intercalated with siltstone, acid tuff and conglomerate.

Geologic structure

The distribution of the Neogene rocks is controlled by so-called "Oil-field Structure" in Northeastern Honshu whose trend stretches from north to south.

The southern part of the area along the sea of Japan is characterized by the intense folds and reverse faults parallel to the folding axis with a general trend of N-S direction. The Kitayuri Thrust Faults along the seashore are a great fault (more than 30km in elongation) which strikes N.0° to 10° E. and dips 45° to 80° E. In the vicinity of the Kitayuri Thrust Faults, the Onnagawa, Funakawa and Tentokuji Formations generally form the overturned folds at some places. Also, the middle part of the eastern marginal area forms the overturned strata which strike N.10° to 50° W. and dip 70° to 85° E.

The mapped area except the above-stated parts is characterized by the gentle folds and faults parallel to trend of axes of the folds. The Tsuchizakioki, Yabase, Michikawa, Aizen and Kitate Anticlines are aligned from west to east in the mapped area. Their anticlines form a gentle structure which strikes N.0° to 20° E. and dips 10° to 45° E. or W. The Wada Syncline of the eastern part, more than 14 km in elongation, shows a very gentle structure which strikes N.10° to 30° W. and dips 5° ± E or W.

Quaternary

The Quaternary is divided stratigraphically into five deposits, that is, Takaoka and Katanishi Formations, terrace deposits, dune sand and alluvial deposits which are unconformable each other, in ascending Order.

The Takaoka Formation unconformably overlies the Sasaoka Formation, and is narrowly distributed in the southeastern part of the mapped area. This Formation consists mainly of sandstone with acid tuff which is intercalated with gravel and peat at the basal part.

The Katanishi Formation unconformably overlies the Takaoka Formation, and is sporadically distributed in the western half part of the mapped area. This formation consists of gravel, sand and mud with peat.

The terrace deposits are sporadically distributed in the mapped area, and consist of mud, sand and gravel.

The dune sand is distributed along the Sea of Japan, and consists of sand.

The alluvial deposits are very widely distributed in the western half part of the mapped area, and consist of mud, sand and gravel.

ECONOMIC GEOLOGY

Oil and natural gas

The most valuable underground resources in the mapped area are oil and natural gas, and their fields are named Tsuchizakioki, Yabase, Michikawa, Nigorikawa, Asahikawa, Kinshōgi, Niita. etc. The well-known Tsuchizakioki and Yabase Oil Fields are working now, but they have been almost exploited out. The Onnagawa, Funakawa and Tentokuji Formations are economically important as oil-bearing sediments. Some of oil seepages are recognized on the axes of the anticlinal structures.

昭和 52 年 2 月 15 日 印刷

昭和 52 年 2 月 21 日 発行

工業技術院地質調査所

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

© 1977 Geological Survey of Japan

平成 10 年 3 月 25 日 第 2 刷発行

印刷者 山 口 常 男

印刷所 (有) プリントサービス