

55 (521.14) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

青森 (5) 第 43 号

能 代 地 域 の 地 質

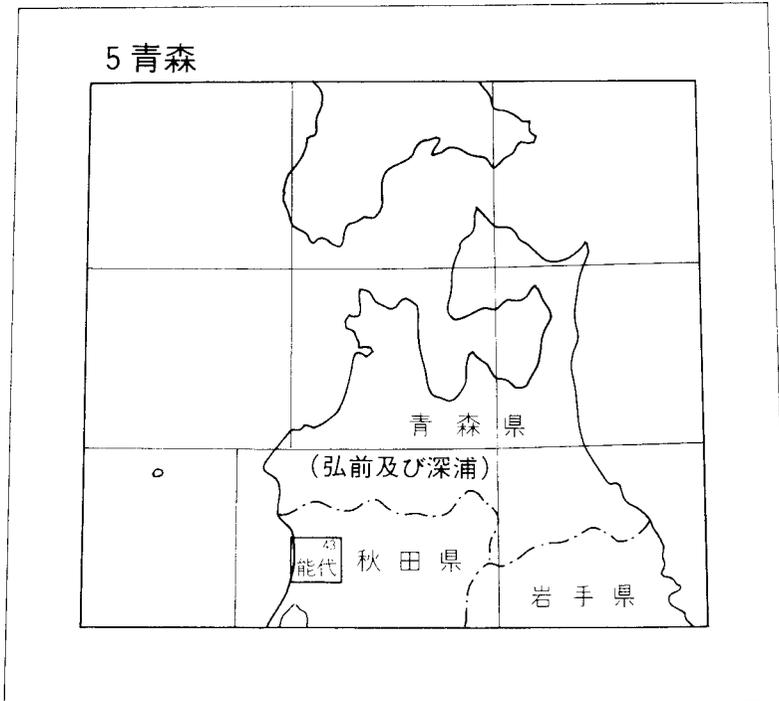
大沢 穠・池辺 穰

平山次郎・栗田泰夫・高安泰助

昭和 59 年

地 質 調 査 所

位置図



()は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	4
II. 1 研究史	4
II. 2 地質の概要	7
II. 3 地史	13
III. 新第三系	16
III. 1 早口層	16
III. 2 早口層を貫くドレライト及び玄武岩	20
III. 3 女川層	22
III. 4 女川層を貫くドレライト及び玄武岩	25
III. 5 素波里安山岩	26
III. 6 茂谷山流紋岩	31
III. 7 船川層	32
III. 8 天徳寺層	38
IV. 第四系	43
IV. 1 笹岡層	43
IV. 2 中沢層	47
IV. 3 高位Ⅰ段丘堆積物	49
IV. 4 高位Ⅱ段丘堆積物	50
IV. 5 瀉西層	51
IV. 6 古期砂丘堆積物	51
IV. 7 中位Ⅱ段丘堆積物	52
IV. 8 低位Ⅰ段丘堆積物	52
IV. 9 低位Ⅱ段丘堆積物	53
IV. 10 低位Ⅲ段丘堆積物	53
IV. 11 毛馬内段丘堆積物	53
IV. 12 新期砂丘堆積物	53
IV. 13 沖積層	54
V. 地質構造	54
V. 1 概説	54
V. 2 褶曲	54
V. 3 断層	56

VI. 活構造及び地震	58
VI. 1 活構造概説	58
VI. 2 能代衝上断層群の活動史	59
VI. 3 笹岡層基底面の変位・変形構造	62
VI. 4 段丘堆積物及び段丘面の変位・変形構造	63
VI. 5 地震	68
VI. 6 米代川沿いの水準点変動	70
VI. 7 第四紀地殻変動の特徴	73
VI. 8 活断層及び活褶曲	74
VI. 8. 1 活断層及び活褶曲の定義	74
VI. 8. 2 活断層及び活褶曲	75
VI. 8. 3 推定活断層及び推定活褶曲	75
VII. 応用地質	75
VII. 1 応用地質の概説	75
VII. 2 八森油田	76
文 献	78
Abstract	83

図・表・図版目次

第1図 能代図幅地域の地形分類図	2
第2図 能代図幅地域の接峰面図	2
第3図 東北地方油田地域の地殻変動一覧図	5
第4図 能代図幅地域の地質総括図	7
第5図 能代図幅地域付近の地質略図	8
第6図 能代図幅地域付近の地質構造図	9
第7図 能代図幅地域の有孔虫化石層序	10
第8図 秋田油田地域の地質断面図	15
第9図 早口川層主部の淡緑色を示すやや軟弱な火砕岩	17
第10図 早口川層一ノ又沢玄武岩部層に属する火砕岩	19
第11図 早口川層一ノ又沢玄武岩部層中の枕状溶岩	19
第12図 女川層の代表的な硬質泥岩	23
第13図 女川層中部の大きな団塊	23
第14図 女川層上部の硬軟互層	24
第15図 女川層中のスランプ構造	24
第16図 素波里安山岩の板状節理を示す溶岩	27

第17図	素波里安山岩の溶岩とこれを覆っている同質の火砕岩	28
第18図	素波里安山岩のやや円味を帯びた火山岩塊を有する火砕岩	28
第19図	素波里安山岩の特徴の1つである角礫と基質との境が明瞭な火砕岩	28
第20図	素波里安山岩の明瞭な層理を示す火砕岩	29
第21図	茂谷山流紋岩の溶岩円頂丘の大露頭	32
第22図	船川層の細角片割れを示す暗灰色泥岩	34
第23図	船川層下部七座凝灰岩部層の層理を示す酸性軽石凝灰岩	35
第24図	船川層上部七座凝灰岩部層に属する軽石流堆積物の厚層	36
第25図	船川層上部七座凝灰岩部層の塊状で無層理の酸性軽石凝灰岩	37
第26図	天徳寺層の代表的塊状シルト岩	39
第27図	素波里安山岩を被覆する天徳寺層最下部の露頭	40
第28図	中沢層の中粒-粗粒砂岩	48
第29図	能代図幅地域北東部藤里町大野岱ボーリング柱状図	48-49
第30図	能代図幅地域付近における段丘分布と段丘の変位・変形構造	49
第31図	水沢川流域における河川縦断面と段丘面の投影	50
第32図	北由利衝上断層群付近の地質断面図	57
第33図	試掘井萱刈沢 SK-1 付近の地質断面図	58
第34図	米代川右岸における能代衝上断層群の模式断面図	59
第35図	能代衝上断層群における断層変位基準面の垂直変位量と年代との関係を示す図	61
第36図	笹岡層基底面の構造等高線図	63
第37図	本州北部における垂直変動量を示す図	64
第38図	能代衝上断層群とその副断層周辺における段丘面及び段丘堆積物の変位・変形構造	65
第39図	高野野断層及び小手萩断層における段丘面の垂直変位を示す地形断面図	66
第40図	東雲背斜における潟西層の褶曲構造とプレッシャー・リッジ状の高まりをなす潟西段丘面の変形構造	67
第41図	能代図幅地域付近の主な被害地震の分布図	69
第42図	1694年能代付近の地震の震央地域	70
第43図	1704年岩館付近の地震の震央地域	70
第44図	米代川沿いの水準点変動と地質構造の関係を示す図	72
第45図	能代図幅地域の活断層及び活褶曲	74
第46図	八森油田地質断面図	76
第47図	八森油田のIV層上限による地下構造図	77
第1表	青森県津軽地方から秋田県北秋田地方に至る地域の第三系の層序	4
第2表	秋田油田に発達する地層の区分	5
第3表	中浜図幅地域の新生界の層序	6

第4表	船川層中の有孔虫化石	38
第5表	天徳寺層中の有孔虫化石	42
第6表	天徳寺層及び笹岡層中の貝化石群	43
第7表	笹岡層中の軟体動物化石及び腕足動物化石	45
第8表	笹岡層中の有孔虫化石	46
第9表	能代図幅地域の中・上部第四系区分及び段丘対比表	47

第I図版	1. 早口川層主部の無斑品質流紋岩の顕微鏡写真
	2. 早口川層を貫く普通輝石かんらん石ドレライトの顕微鏡写真
第II図版	1. 早口川層を貫くかんらん石玄武岩の顕微鏡写真
	2. 素波里安山岩の紫蘇輝石普通輝石安山岩の顕微鏡写真
第III図版	1. 素波里安山岩の紫蘇輝石普通輝石安山岩の顕微鏡写真
	2. 素波里安山岩の角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩の顕微鏡写真
第IV図版	1. 素波里安山岩の紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩の顕微鏡写真
	2. 素波里安山岩の紫蘇輝石黒雲母含有角閃石デイサイトの顕微鏡写真
第V図版	1. 素波里安山岩の角閃石デイサイトの顕微鏡写真
	2. 茂谷山流紋岩の斜長石流紋岩の顕微鏡写真

能代地域の地質

大沢 穠*・池辺 穰**

平山次郎*・栗田泰夫***・高安泰助†

能代地域の地質調査研究は、昭和56年度及び昭和57年度特定地質図幅の研究として行われたものである。本研究報告は著者らの未発表資料及び石油資源開発株式会社の未発表資料を基とし、平山による昭和34年度・昭和35年度及び昭和39年度の地質図幅の研究成果を使用して作成した。第三系及び第四系（一部）の地質全般、特にボーリングによる資料について資源エネルギー庁石油部開発課・石油公団技術部・秋田県・石油資源開発株式会社及び帝国石油株式会社の資料を使用することが出来た。又、重力測定資料については金属鉱業事業団及び帝国石油株式会社の提供を受けた。なお、秋田大学鉱山学部的場保望助教授・石油資源開発株式会社総合課長斎藤 博氏・海外石油開発株式会社平林武夫氏及び昭和化学工業株式会社菊池哲明氏から資料提供に加え、貴重な助言及び協力を頂いた。厚く感謝する。

地質図上に併記した等重力線図は、金属鉱業事業団及び帝国石油株式会社より提供を受けた重力測定資料を物理探査部中井順二技官が編集したものである。岩石の化学分析は技術部大森貞子技官及び元所員大森江い氏、岩石薄片製作は技術部大野正一・宮本昭正・安部正治・佐藤芳治及び木村朗の各技官によって行われた。

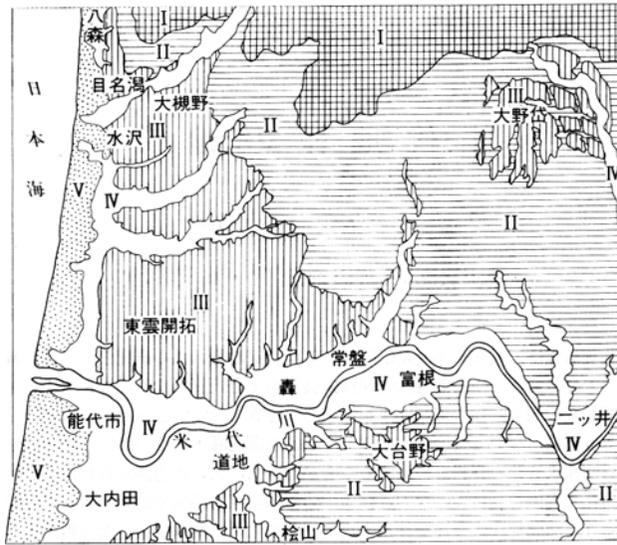
本研究のとりまとめは、執筆を含めて全体の総括及び第三系と第四系の一部は主として大沢が行い、第四系（笹岡層及び中沢層を除く）・活構造及び地震については栗田が分担した。なお、地質部鹿野和彦及び特に土谷信之の両技官から野外及び室内の調査研究の協力及び資料の提供を受けた。

I. 地 形

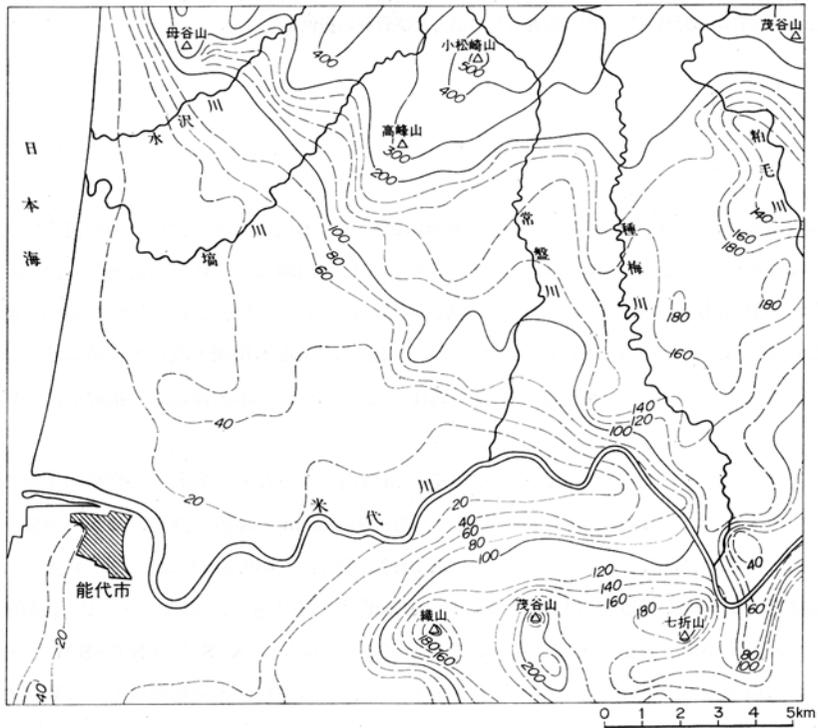
能代図幅地域は、秋田県北部の日本海沿岸地域に位置し、米代川の河口付近一帯を占めている地区である。西は日本海に面していて、北は秋田・青森県境の白神山地とよばれる山岳地帯の南西端部に当たっている。秋田県有数の米代川は、本図幅地域の中央よりやや南寄りを東から西へ流れ、能代市付近で日本海に注ぎ込んでいる。本図幅地域の地形は大きく、山地・丘陵・段丘・沖積低地及び砂丘に分けられ（第1図）、それぞれを構成する地質が異なっている。なお本図幅地域の接峰面図を第2図に示す。

山地は、本図幅地域の北部を占め、海拔250-500mの山々からなり、最高点は常盤川上流の北隣中浜図幅地域内の大倉山(721.7m)から続く尾根で、海拔約580mの地点である。ほかに西側から母谷山(275.3m)・高峰山(367.8m)・小松崎山(520.2m)・茂谷山(449.8m)など山々が連なっている。この山地は起伏量が180-860m/km²、平均230m/km²とやや大きく、高度のわりに比較的急峻である。また水沢川・埴川・常盤川・種梅川・粕毛川などの主な河川はN-S及びNE-SW（一部NNW-SSE）の方向を示し、北から南に向かって流れている。この方向は本図幅地域の主な断層の方向とよ

*地質部 **石油資源開発株式会社(昭和56年度及び昭和57年度地質調査所併任) ***環境地質部 †秋田大学(昭和56年度及び昭和57年度地質調査所併任)



第1図 能代図幅地域の地形分類図 I：山地 II：丘陵
III：段丘 IV：沖積低地 V：砂丘



第2図 能代図幅地域の接峰面図 (1km方眼による)

く一致している。この山地をこれら河川が深く浸食していて、谷の兩岸は断崖になっていることが多い。粕毛川上流の素波里峡谷はその一例である。山地を構成する地質は主として早口川層・素波里安山岩のような火砕岩で、一部女川層及び船川層の泥岩などの堆積岩である。後述の丘陵を構成する岩層に比べて硬質のものが多い。この山地は南方に行くに従い徐々に高度が低下し、丘陵に移り変わっている。

丘陵は米代川を挟んで、本図幅地域の北東部と南東部に広がり、最も広い面積を占めている。北東部の丘陵は高度が南方に向かって低下するが、ほぼ海拔 150-200 m 程度の定高性を保ち、その起伏量は 70-160m/km²、平均 110m/km² である。地形の開析が進んでいるため、水系が複雑で谷密度が大きい、丘陵を構成する地質は主として新第三系上部-第四系下部の女川層・船川層・天徳寺層・笹岡層・中沢層などの泥岩・シルト岩・砂岩などからなる。大局的に見て、“油田褶曲方向”(N-S 性)の褶曲及び断層を示す地質構造をなしている。したがって、この丘陵を流れる塙川・常盤川・種梅川・粕毛川などの主な河川は北から南に向かって流れている。南東部の丘陵も地形の開析が進み、水系が複雑で谷密度が大きい。ここでも新第三系上部の泥岩・シルト岩・砂岩などを主とするが、茂谷山(247.7 m)及び七折山(260.7 m) 一帯では、硬い酸性火山岩類から構成されているので、周囲よりやや高くなっている。茂谷山は流紋岩溶岩円頂丘特有の地形を示し、遠くから見て際立っている。なお、上記の本図幅地域北東部及び南東部には、開析された平坦面があり、段丘堆積物に覆われている所が見られる。

段丘¹⁾ は、本図幅地域西部に発達して広い平坦面をなすほか、米代川及び粕毛川を初めとした主要河川沿いに発達する。これらの段丘は、段丘堆積物の層相及び段丘面の連続性によって次のように区分される。すなわち、高位から、高位Ⅰ段丘・高位Ⅱ段丘・潟西段丘(中位Ⅰ段丘)・中位Ⅱ段丘・低位Ⅰ段丘・低位Ⅱ段丘・低位Ⅲ段丘及び毛馬内段丘の8段に区分される。段丘で最も規模の大きなものは潟西段丘であり、これは潟西層からなる。潟西段丘は目名潟より東雲開拓北部に分布するほか、米代川左岸の扇田付近より南隣森岳図幅地域にまたがって分布している。潟西段丘に伴って東雲開拓南部を中心に分布するのが中位Ⅱ段丘である。これらの中位段丘群は主として本図幅地域西半部に分布する。高位段丘群のうち、高位Ⅱ段丘は水沢川左岸の大槻野及び粕毛川右岸の大野岱に分布する隆起扇状地である。高位Ⅱ段丘より高位に分布する段丘は、母谷山西方・大野岱西方及び大台野に分布し、これらの最高位段丘群は高位Ⅰ段丘として一括されている。低位段丘群は、いずれも旧河床面を埋積した河成段丘であり、段丘面は一般に下流方向へ収斂する。水沢川・塙川・米代川・常盤川・種梅川及び粕毛川流域に3段が発達し、低位Ⅰ段丘・低位Ⅱ段丘及び低位Ⅲ段丘に区分される。毛馬内段丘は米代川本流流域にのみ分布する河成段丘であり、十和田火山火砕流の二次堆積物よりなる。これらの段丘面は、大局的に見て、本図幅地域北西部においては北東から南西へ、南部の米代川流域においては東から西へ、緩く傾き下がっている。又、段丘面には、褶曲・断層の活動による変位・変形が認められる²⁾

砂丘は、古期砂丘及び新期砂丘がある。古期砂丘は米代川以南において潟西段丘の西縁に発達しており、潟西段丘とほぼ同時に形成されたものである。古期砂丘は南隣森岳図幅地域に広く発達するが、本図幅地域では能代市柏子所付近にわずかに分布する。新期砂丘は、本図幅地域西部における日本海沿い

1) N.3からIV.11の項参照。

2) VI.4「段丘堆積物及び段丘面の変位・変形構造」の項参照。

の海岸に発達している。幅 0.4-3.0km で、北から南へ向かって幅が広がっている。

沖積低地は、新期砂丘の背後及び各河川流域に発達する。

II. 地 質 概 説

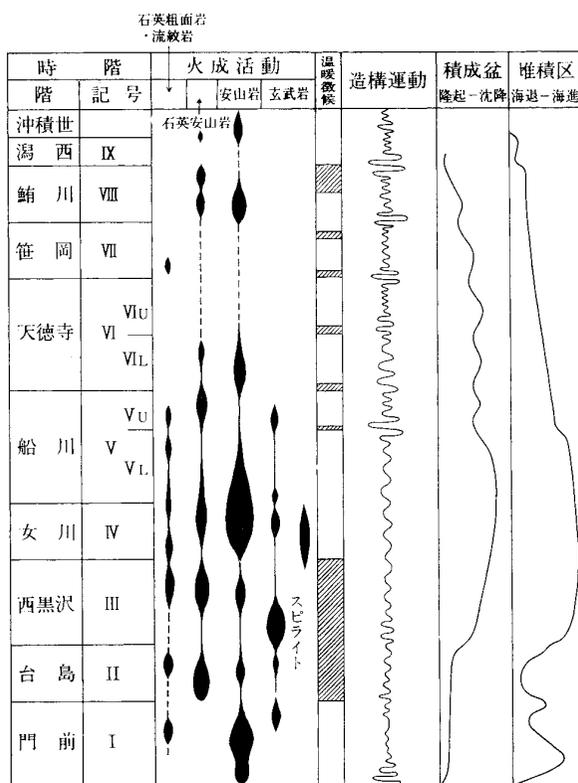
II. 1 研 究 史

能代図幅地域の地質は、緑色凝灰岩地域特有の新第三系及びこれを被覆する第四系から構成されている。本図幅地域の地質は、千谷 (1925) による「秋田県ニツ井油田地質及地形図」と同説明書及び千谷 (1930) の研究論文が公表され、新生界の層序・地質構造などが初めて解明された。その後、本図幅地域の周り一帯の地質調査所の研究報告 (大沢ほか, 1961 ; 5 万分の 1 弘前図幅 (大沢, 1962)) ; 太良鉱山図幅 (角ほか, 1962) ; 鷹ノ巣図幅 (平山ほか, 1963) 及び岩館図幅 (大沢, 1963)) が発表された (第 1 表)。その研究成果の一つとして、いわゆる緑色凝灰岩の層序について下位から藤倉川層・黒石沢層及び早口

第 1 表 青森県津軽地方から秋田県北秋田地方に至る地域の第三系の層序
(大沢ほか, 1961)

津 軽 地 域	北 秋 田 地 域
東 日 屋 層 (シルト岩・砂岩, 100-200m)	薄井沢層及び前山川層 (砂岩・礫岩, 200m+)
	小比内沢層 (シルト岩・砂岩, 150-400m)
相馬集塊岩層 (300-700m)	松木平層 (泥岩, 250m+)
相馬集塊岩層 (300-700m)	藤琴川層 (黒色泥岩・酸性凝灰岩, 80-750m)
棚内川層 (泥岩・酸性凝灰岩, 150-400m)	岩谷層 (硬質頁岩・砂岩, 200-1,000m)
湯口山層 (泥岩・酸性凝灰岩, 150-500m)	早口川層 (酸性凝灰岩・泥岩, 100-1,500m)
黒石沢層 (安山岩・火山礫凝灰岩〔碎屑岩を伴う〕 150-1,500m)	
藤倉川層 (安山岩溶岩・火山礫凝灰岩, 300-800m)	
先 新 第 三 系	

川層に細分された (第 1 表)。この地層区分は、本研究報告で採用されている。同じ頃、池辺 (1962) は石油会社の長年にわたる調査成果をとりまとめて、第 3 図及び第 2 表のように総括された。その後、CHINZEI (1973) によるニツ井地域の貝化石の研究、伊藤 (1977・1979) 及び Ito (1981) によるニツ井付近七座背斜の形態・変形様式及び成長・堆積環境の解析などの研究などが公表された。最近、大沢ほか (1983) によって北隣中浜図幅地域の新生界の層序について、第 3 表のようにまとめられた。その成果の 1 つは、能代衝上断層群の存在を指摘したことである。本断層群の形成は天徳寺層堆積時初期に



第3図 東北地方油田地域の地殻変動一覽図 (池辺, 1962)

第2表 秋田油田に発達する地層の区分 (池辺, 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	潟 西 階	IX	潟 西 層	寺 内 層
第 三 紀 鮮新世—中新世	鮎 川 階	VIII	鮎 川 層	鮎 川 層
	笹 岡 階	VII	脇 本 層 (上 部)	笹 岡 層
			脇 本 層 (中 下 部)	天 德 寺 層 (上 部)
	天 德 寺 階	VI	(VIU)	桂 根 層
			(VIL)	北 浦 層
	船 川 階	V	(VU)	船 川 層 (上 部)
			(VL)	船 川 層 (下 部)
	女 川 階	IV	女 川 層	女 川 層
西 黒 沢 階	III		西 黒 沢 層	鶴 養 層 (IIIU)
				砂 子 湫 層 (IIIS)
台 島 階	II	台 島 層	大 倉 又 層	
門 前 階	I		門 前 層	萩 形 層
			赤 島 層	大 又 層
先第三紀	基 盤		花 崗 岩 類	花 崗 岩 類

第3表 中浜図幅地域の新生界の層序 (大沢ほか, 1983, 簡略化してある)

地質時代		層序	岩質	備考
第四紀	完新世	沖積層	砂・礫・泥	——能代衝上断層群などの形成——
	更新世	段丘堆積物	砂・礫・泥	
		太良駒ヶ岳火山噴出物	紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩溶岩・火砕岩	
	鮮新世	立俣沢層 (15m+)	砂岩・礫岩 (火山灰を挟む)	
新第三紀	中新世	船川層 (100-400m)	暗灰色泥岩 (酸性凝灰岩・砂岩など挟む) (角閃石) 紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩・火砕岩	魚鱗 Sagarites chitanii MAKIYAMA 出羽変動 主動期 ——真瀬川断層群・水沢川断層群などの形成——
		女川層 (200-600m)	デイサイト・流紋岩 硬質泥岩 (酸性凝灰岩・玄武岩火砕岩・砂岩などを挟む)	
	早口川層 (450-900m)	泊川泥岩部層 (50-450m)	泥岩 (酸性凝灰岩・砂岩・安山岩火砕岩を挟む) デイサイト溶岩・流紋岩溶岩・酸性火砕岩 (安山岩火砕岩・泥岩・砂岩・礫岩を伴う)	
		ノ又沢玄武岩部層 (0-400m) 主部 (200-600m)	玄武岩溶岩・火砕岩 (枕状溶岩)	
		黒石沢層 (100-800m)	(変質)安山岩火砕岩 (溶岩・酸性火砕岩・デイサイト溶岩・(変質)玄武岩火砕岩・泥岩・砂岩・礫岩などを伴う)	
	漸新世	藤倉川層 (100-900m)	変質安山岩溶岩・火砕岩 (酸性火砕岩・変質玄武岩溶岩・火砕岩・泥岩を伴う) 溶結凝灰岩 基底礫岩	
古第三紀			海棲貝化石	

始まり, 更新世鮪川層堆積時まで, 恐らくそれ以後まで及んでいると推定された。

能代図幅地域の活構造については, 大村 (1933・1936) によって広域的な観点からまとめられ, 油田構造と呼ばれる褶曲及び断層が笹岡層堆積後—鷹巣統期 (現在で言う第四紀中—後期) に形成されたことが明らかにされた。同じ頃, 大塚 (1942) は水準点変動の解析から, 米代川沿いの N-S 性の褶曲が“活動している褶曲”であることを見いだした。大塚の研究は宮村 (1943) ; 宮村・岡田 (1949・1956) に

引き継がれ、活褶曲に伴う定常的な水準点の変動が明らかになったほか、中規模地震（二ツ井地震、M 5.9）に伴う前微の変動と測地的地震断層が見いだされた。段丘面の変形から第四紀末期の地殻変動を論じた研究は、平山・角（1963）・太田（1968）・NAKATA *et al*（1976）・内藤（1977）及び活断層研究会（1980）によって精力的に行われ、多くの段丘面の傾動や褶曲及び断層変位が発見された。歴史地震については、今村（1920）が“奥羽西部の地震帯”の存在を指摘したほか、二ツ井地震について幾つかの研究報告がある。これら第四紀の一連の地殻変動は、栗田（1983 a, b）によってとりまとめられている。

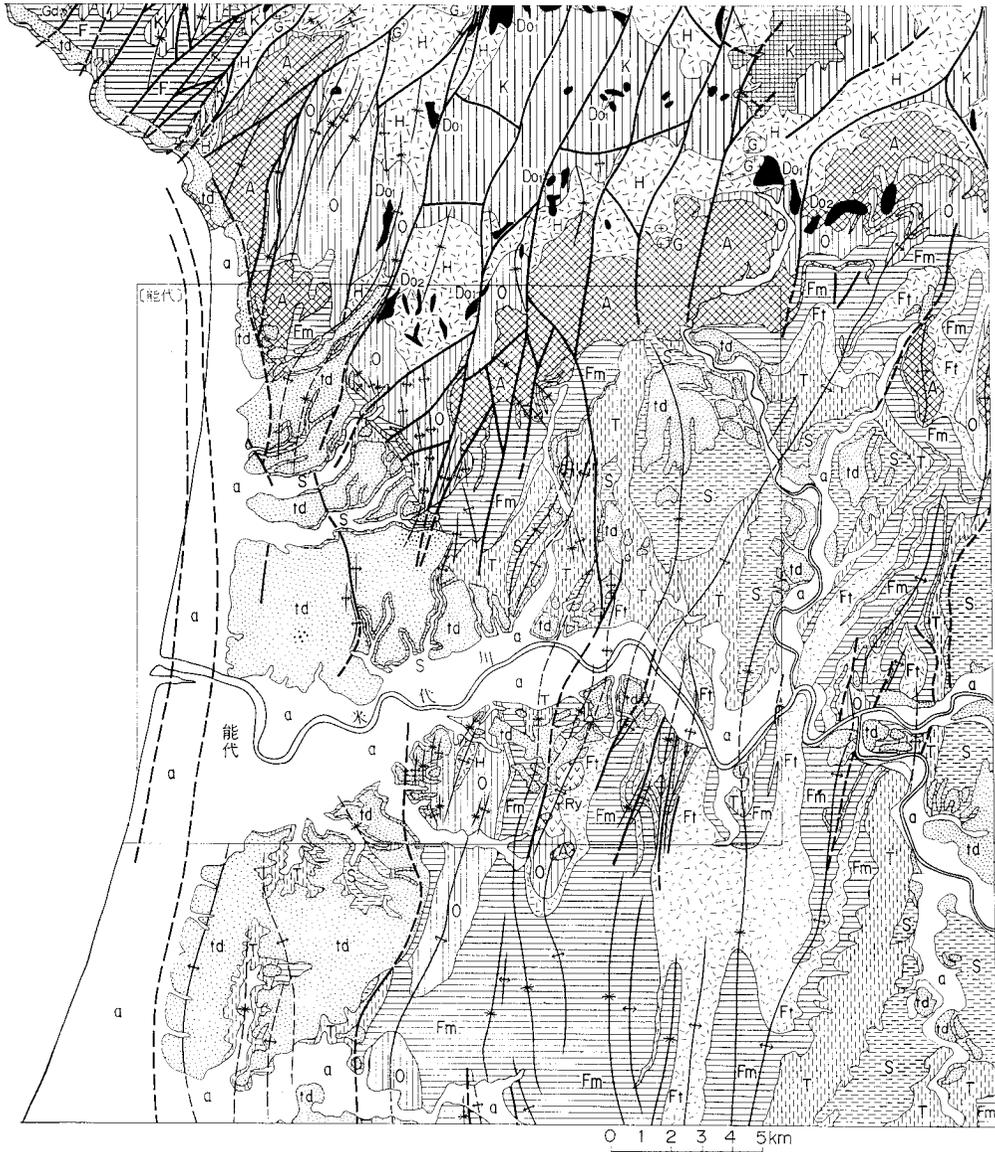
II. 2 地質の概要

能代図幅地域は、東北地方緑色凝灰岩地域のうちの日本海沿岸地域に属している。本図幅地域の地質は、緑色凝灰岩地域特有の新第三系及びこれを被覆する第四系から構成されている。本図幅地域の地質を総括して第4図に、また、本図幅地域付近の地質略図を第5図に、地質構造を第6図に、本図幅地域の有孔虫化石層序を第7図に示す。

地質時代	層 序	模 式 図	岩 質	備 考	
第四紀	完新世	沖積層・砂丘堆積物・段丘堆積物など	礫・砂・シルト・泥炭	能代衝上断層群	
	更新世	中沢層 (40-420)	砂岩(酸性凝灰岩・砂質凝灰岩・シルト岩・亜炭・礫岩を伴う)		
		笹岡層 (100-300)	砂岩(シルト岩・酸性凝灰岩・砂質凝灰岩・礫岩を伴う)		
新第三紀	鮮新世	天徳寺層 (150-1,400)	シルト岩(砂岩・酸性凝灰岩・砂質凝灰岩・礫岩を伴う)	大桑・万願寺動物化石群	
		船川層 (150-1,200)	上部七座凝灰岩部層		酸性軽石凝灰岩・酸性細粒-中粒凝灰岩
	下部七座凝灰岩部層		(火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩を伴う)		
	中新世	女川層 (300-800)	硬質泥岩(酸性凝灰岩・砂岩を伴う)		茂谷山流紋岩の噴出
			海緑石砂岩		
早川層 (450-650)	主部	ノ又沢玄武岩部層	酸性火砕岩(安山岩火砕岩・泥岩・砂岩・礫岩を伴う) 玄武岩火砕岩(同質を伴う) 流紋岩溶岩	素波里安山岩の噴出 ドレライト・玄武岩の貫入	

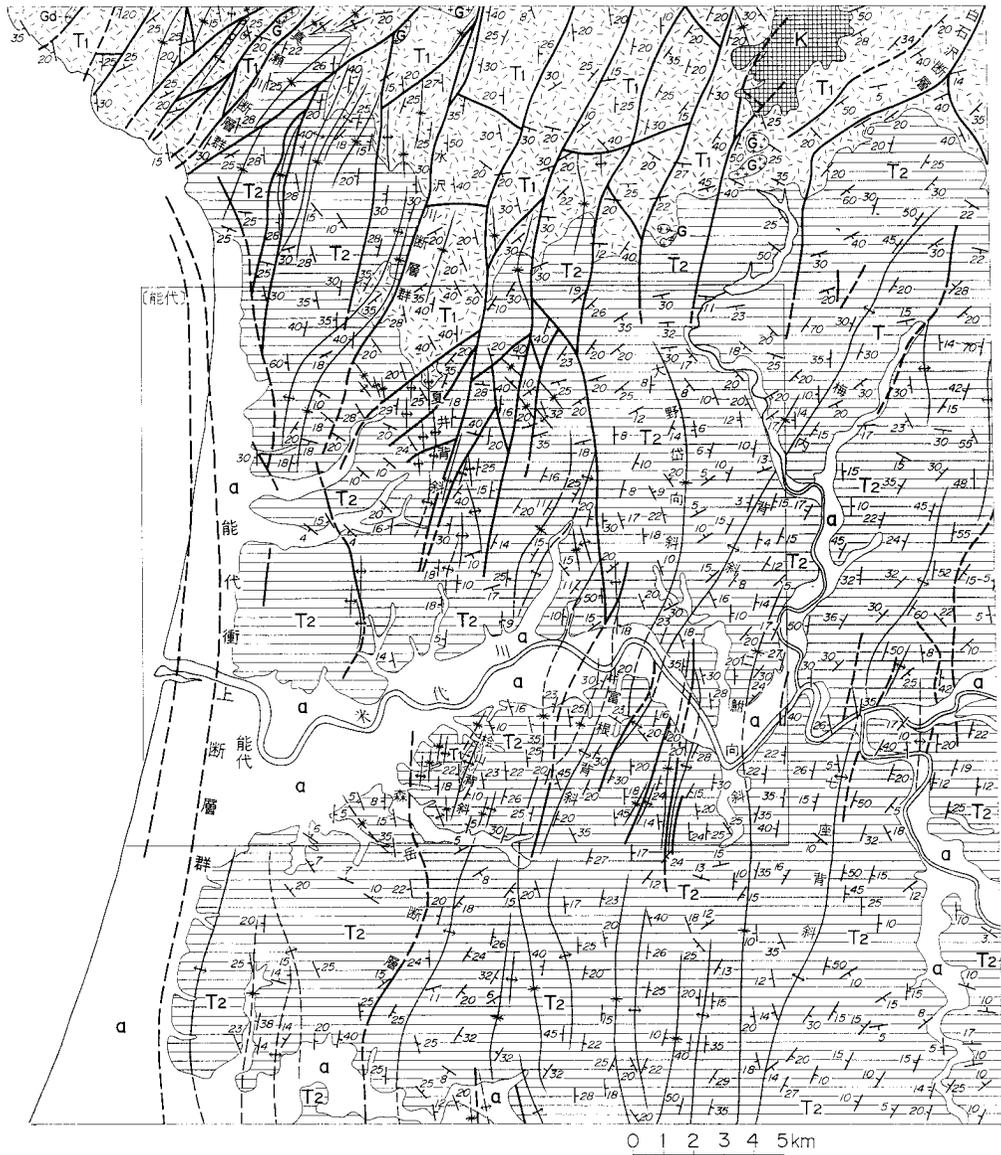
() : 層厚(m)

第4図 能代図幅地域の地質総括図



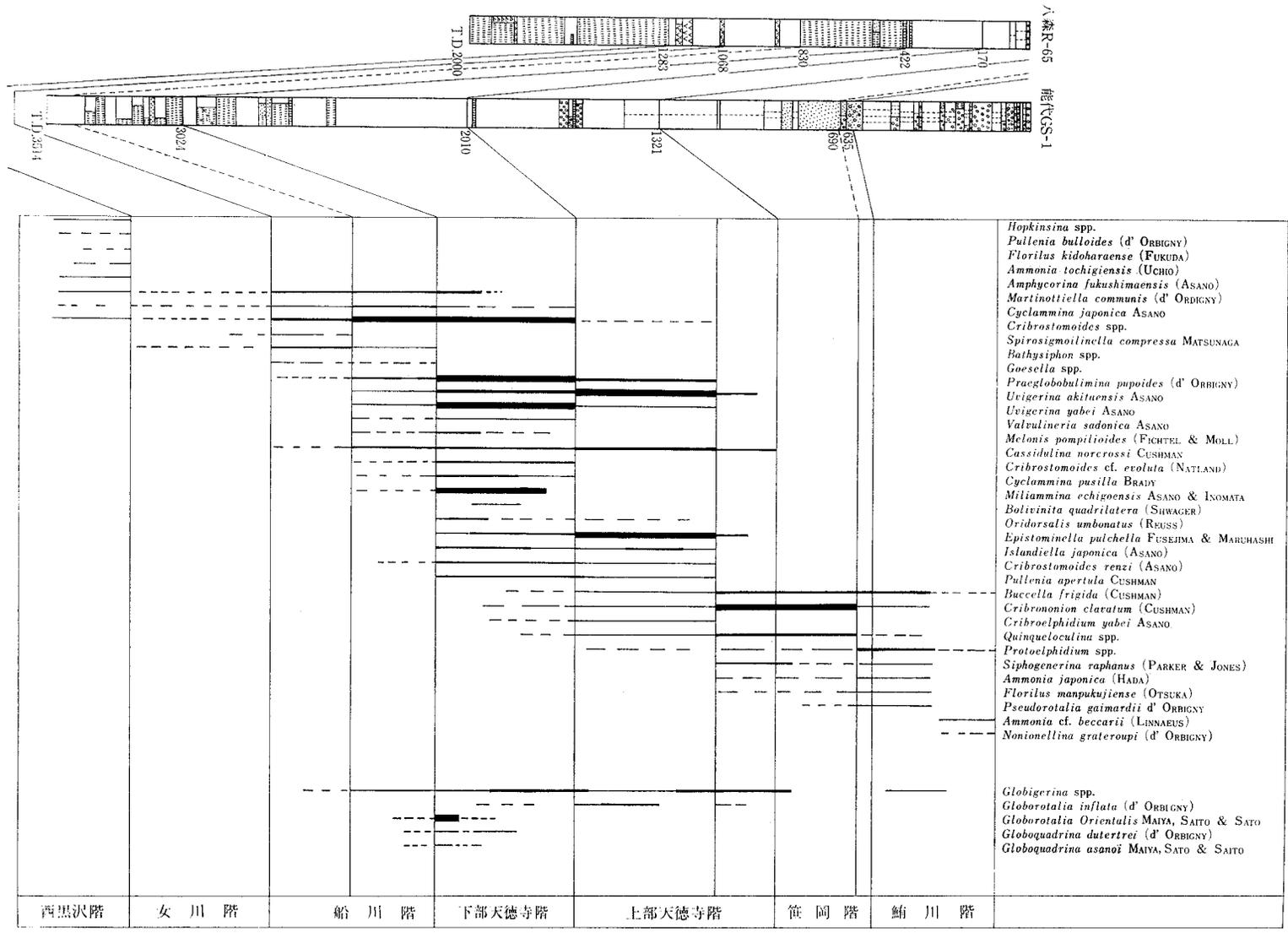
- | | | | | | |
|----|----------------------|-----------------|------------|----|---------|
| a | 沖積層・砂丘堆積物及び段丘堆積物(一部) | Ry | 茂谷山流紋岩 | K | 黒石泥層 |
| td | 段丘堆積物 | G ₃ | 真波里安山岩 | F | 藤倉川層 |
| K | 太良駒ヶ岳火山噴出物 | G ₂ | 第三紀花崗岩類 | Gd | 白神岳花崗岩類 |
| S | 笹岡層・中沢層 | Do ₂ | ドレライト及び玄武岩 | N | 向斜軸 |
| T | 天徳寺層 | U | 女川層 | A | 背斜軸 |
| Fm | 主部 | Do ₁ | ドレライト及び玄武岩 | D | 断層 |
| Ft | 下部七座凝灰岩部層及び上部七座凝灰岩部層 | U | 早口川層 | | |

第5図 能代町幅地域付近の地質略図 角ほか(1962); 平山・角(1963); 小沢(1963); 角・盛谷(1973); 大沢ほか(1978); 大沢ほか(1983); 本報告及び著者らの未公表資料から編集した。



- | | | | | | |
|----------------------|--------------------------|----------------------|-----------------|----|-----------|
| a | 沖積層・砂丘堆積物及び段丘堆積物(一部) | G₃ | 第三紀花崗岩類 | 20 | 地層の走向及び傾斜 |
| | 太良駒ヶ岳火山噴出物 | T₁ | 早口川層及び同層より下位の岩層 | | 向斜軸 |
| T₂ | 女川層及び同層より上位の岩層(段丘堆積物を含む) | G_d | 白神岳花崗岩類 | | 背斜軸 |
| | | | | | 断層 |

第6図 能代町幅地域付近の地質構造図 角ほか(1962); 平山・角(1963); 大沢(1963); 角・盛谷(1973); 大沢ほか(1978); 大沢ほか(1983); 本報告及び著者らの未公表資料から編集した。



第7図 能代図幅地域の有孔虫化石層 (菊池・小草, 1982)

新第三系は、下位から早口川層・女川層・素波里安山岩・茂谷山流紋岩・船川層及び天徳寺層に分けられる。早口川層は、いわゆる“綠色凝灰岩”であって、それ以外は、いわゆる“合油第三系”及び同時期の火山岩類である。

早口川層は黒石沢層を整合に被覆して、本図幅地域の中北部及び中南部に分布していて、酸性火山岩類及び玄武岩類を主とする。変質作用を受けているが、下位の藤倉川層及び黒石沢層のものに比べ、やや弱い。層厚は450-650 mである。本層は岩質により、主部及び一ノ又沢玄武岩部層に分けられる。両者は指交関係を示す。主部は流紋岩溶岩・酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩を主とし、安山岩火砕岩・泥岩・砂岩及び礫岩を挟んでいる。層厚は200-450 mである。一ノ又沢玄武岩部層は玄武岩凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩を主とし、玄武岩溶岩・同質火山角礫岩及び凝灰岩を伴い、ときに酸性火砕岩・泥岩及び砂岩を挟んでいる。枕状溶岩が認められる。岩質は(普通輝石)かんらん石玄武岩である。試掘井などのデータによれば、本図幅地域西半部の地下深部に一ノ又玄武岩部層が潜在している。層厚は0-300 mである。本層中から台島型植物化石群³⁾・海生貝化石及び西黒沢階を示す有孔虫化石を産する。本層は秋田県男鹿半島の台島層及び西黒沢層(藤岡, 1959)の上半部にほぼ対比される⁴⁾。

女川層は早口川層を整合に被覆して、本図幅地域の中北部及び中南部に分布している。主として硬質泥岩からなり、酸性凝灰岩を挟んでいる。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)互層を示す。ときに海緑石砂岩を基底部に伴っている。層厚は300-800 mである。大局的にみて南西方に向かって次第に厚くなる傾向を示す。多くの所では300-400 mであるが、本図幅地域南西部では500-800 mに達する。本層中から魚鱗・魚骨・*Sagarites chitani* MAKIYAMA 及び珪藻化石を産する。大型化石に乏しく、有孔虫化石も貧困である。本層の堆積時にドレライト及び玄武岩が進入している。

素波里安山岩は女川層堆積時中頃から天徳寺層堆積時初期にかけて噴出したもので、本図幅地域北部に分布している。主として(角閃石)紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩及び同質火砕岩を主とし、紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩溶岩・同質火砕岩及び角閃石デイサイト凝灰岩を伴っている。ほかに、同時期と考えられる角閃石デイサイトの岩脈が認められる。層厚は0-700 mである。本図幅地域北部では300-700 mであるが、西方・南西方及び南方に行くに従い薄くなる。試掘井などのデータによれば、本図幅地域南西部では層厚200 m以下となり、南西方に行くに従い薄くなり0 mとなる。

茂谷山流紋岩は女川層を貫いていて、本図幅地域南東部に分布している。有色鉱物を欠く斜長石斑晶を点在する流紋岩溶岩円頂丘(一部岩脈)である。本岩は船川層の下部七座凝灰岩部層と同時期のものと考えられる。

船川層は女川層を整合に被覆して、本図幅地域の北部・中部及び南東部に広く分布していて、主として暗灰色泥岩及び酸性火砕岩からなる。層厚は150-1,200 mである。層厚の変化が著しく、本図幅地域東半部では300-700 mである。西半部のうちの東部では150-200 mとごく薄いのが、西方に行くに従い急に厚くなる。試掘井などのデータによれば、能代市市街地及びその西方一帯では非常に厚く、層厚950-

3) 植物化石群については、藤岡(1963)によって詳しく研究されている。

4) 秋田県男鹿半島が第三系の標式地になっており、この地質について、藤岡(1959・1973)が及び藤岡(1973)に詳述されている。また大沢・須田(1980)によって20万分の1「秋田及び男鹿」の地質図が発表されている。

1,200 m, 所により 1,200 m 以上に達する。また, その北方峰浜村沢目北方一帯でも厚く層厚800-1,000 m, 所により 1,000 m 以上である。本層は岩質により, 主部・下部七座凝灰岩部層及び上部七座凝灰岩部層とに分けられる。下部七座凝灰岩部層と主部下部と, また上部七座凝灰岩部層と主部上部とは指交関係を示す。主部は主として暗灰色泥岩からなり, 砂岩・酸性凝灰岩及び砂質凝灰岩を挟んでいる。下部七座凝灰岩部層は酸性軽石凝灰岩及び酸性細粒-中粒凝灰岩を主とし, 同質火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩及び暗灰色泥岩を挟んでいる。岩質は黒雲母及び角閃石, ときに少量の輝石を有する流紋岩-デイサイトである。降下軽石堆積物と軽石流堆積物とが認められる。層厚は 0-350 m と変化し, 本図幅地域南東部で厚く, 250-350 m であり, そのほかでは薄くなる。本図幅地域西半部ではごく薄く, 層厚 0-100 m である。上部七座凝灰岩部層は酸性軽石凝灰岩及び酸性細粒-中粒凝灰岩を主とし, 同質火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩及び暗灰色泥岩を挟んでいる。岩質は黒雲母及び角閃石, ときに少量の輝石を有する流紋岩-デイサイトである。軽石流堆積物と降下軽石堆積物とが認められる。層厚は 0-400 m であって, 本図幅地域南東端部で厚く, 350-400 m であるが, 西方・北西方及び北方に向かって漸次層厚を減じている。本図幅地域南西端部ではごく薄く 20-30 m である。本層中には *Sagarites chitanii* MAKIYAMA が比較的普通に含まれ, 大型化石に乏しい。放散虫及び珪藻化石は女川層に比べて少ないが, これに反して有孔虫化石が多くなる。

天徳寺層は船川層を整合に被覆し, 本図幅地域東半部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・砂質凝灰岩及びときに礫岩を挟んでいる。上位に行くに従い砂岩が多くなる。層厚は 150-1,400 m であって, 本図幅地域中部及び東部で薄く, 150-400 m である。これに対し西部では厚く, 層厚 400-700 m で, 西方に行くに従い更に厚く, 1,000 m 以上である。能代市市街地及びその西方一帯では非常に厚く, 層厚 1,200-1,400 m である。船川層に比較して全般に化石が多くなる。軟体動物を多産する。海綿化石の *Sagarites chitanii* MAKIYAMA は, 本層下部のみに産し, このほか, ウニの *Linthia nipponica* YOSHIWARA が含まれている。なお, 有孔虫化石を多産する。

第四系は, 下位から笹岡層・中沢層・高位 I 段丘堆積物・高位 II 段丘堆積物・潟西層 (中位 I 段丘堆積物)・古期砂丘堆積物・中位 II 段丘堆積物・低位 I 段丘堆積物・低位 II 段丘堆積物・低位 III 段丘堆積物・毛馬内段丘堆積物・新期砂丘堆積物及び沖積層に分けられる。

笹岡層は天徳寺層を整合 (一部不整合) に被覆して, 本図幅地域東半部に分布し, 主として砂岩からなり, シルト岩・酸性凝灰岩・砂質凝灰岩及び, ときに礫岩を挟んでいる。下部にシルト岩が多く, 砂岩と互層をなす。層厚は 100-300 m である。本図幅地域の東部及び中部では 100-200 m である。大局的に見て西方に行くに従い次第に厚くなり, 南西端部では層厚 240-300 m となる。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し, 底生石灰質有孔虫化石に富んでいる。

中沢層は天徳寺層及び笹岡層を一部整合, 一部不整合に被覆して, 本図幅地域南西部及び北東部に分布している。主として砂岩からなり, 酸性凝灰岩・砂質凝灰岩及び, ときにシルト岩・亜炭及び礫岩を挟んでいる。これら岩石は, 非常に軟弱で, 弱凝結である。層厚は 40-420 m である。本図幅地域北東部では40-150 m で薄い, 西方に行くに従い厚くなり, 200 m 以上となる。南西端部では層厚 300-400 m である。

高位 I 段丘堆積物は, 中沢層及び同層以下の各層を不整合に被覆し, 主として礫からなり, 層厚 20-

30mである。

高位Ⅱ段丘堆積物は、下位の各層を不整合に被覆し、主として礫からなり、砂を挟んでいる。層厚25-35mである。

潟西層は、下位の各層を不整合に被覆していて、主として砂及び礫からなり、泥及び泥炭を挟んでいる。中位Ⅰ段丘を構成している。層厚は5-25mである。

古期砂丘堆積物は潟西層を不整合で被覆していて、本図幅地域南西部にわずかに分布している。中粒-粗粒の砂からなり、細粒の火山灰を挟んでいる。層厚20m内外である。

中位Ⅱ段丘堆積物は主として礫からなり、層厚10m内外である。

低位Ⅰ段丘堆積物は主として礫及び砂からなり、層厚4-15mである。

低位Ⅱ段丘堆積物は主として礫からなり、層厚4-7mもしくはそれ以上である。

低位Ⅲ段丘堆積物は主として礫からなり、層厚3m内外である。

毛馬内段丘堆積物は十和田火山の第2期火砕流堆積物の二次堆積物からなる。

新期砂丘堆積物は、本図幅地域西端部の日本海沿岸に沿って分布し、中粒-粗粒の砂からなり、層厚5-35mである。

沖積層は海岸及び河川の流域に沿って分布し、泥・砂・礫及び泥炭からなる。

II. 3 地 史

能代図幅地域周辺のデータを加えて、本図幅地域の第三紀-第四紀の地史について考察する⁵⁾。

漸新世-中新世初期、北隣中浜図幅地域では藤倉川層⁶⁾の堆積時には多量の(かんらん石)輝石安山岩溶岩及び同質火砕岩の噴出があった。火山活動は休止することなく行われ、ほとんど非火山性碎屑岩の堆積がなかった。この間に玄武岩溶岩及び同質火砕岩が少量噴出した。北隣中浜図幅地域西部及び北西隣岩館図幅地域東部の日本海沿岸地域では、ごく初期に溶結凝灰岩を伴う酸性火砕岩が少量噴出した。火山活動の中心部(1つは中浜図幅地域北西部を含む日本海沿岸地域で、もう1つは弘前図幅地域南西部から太良鉾山図幅地域北半部の西部-中部に至る地域である)では厚さ600-900m(所により1,000m内外)の厚い堆積が行われたが、中心部から周縁部に行くに従い次第に薄くなり、本図幅地域内では殆んど堆積しなかったと推定される。藤倉川層の堆積盆の規模は約30×45km(1,350km²)であったと考えられる。

次の黒石沢層の堆積時には、北隣中浜図幅地域では多量の輝石安山岩火砕岩と、少量の同質溶岩・酸性火砕岩・デイサイト溶岩及び玄武岩火砕岩の噴出があった。火山活動の休止時が3-4回あり、この間泥岩・砂岩及びまれに礫岩などが堆積した。北隣中浜図幅地域西部及び北西隣岩館図幅地域では、初期に阿仁合型植物化石群及び炭層を有する泥岩(砂岩を挟む)が陸域ないし浅海に堆積した。中期から後

5) 秋田県全体もしくは、より広域にわたる地域の構造発達史については、北村(1959・1963)・井上(1960)・池辺(1962)・藤岡(1963)・大沢(1963)などの論文がある。なお、東北地方北部-中部の緑色凝灰岩地域の地質一般について大沢(1968)によって総括され、上述の論文を含めて解説されている。

6) 本層は岩質及び層位関係から潮瀬ノ岬砂礫岩を除く門前層(藤岡, 1959)に対比される。門前層の年代は、鈴木(1980)によれば、31.5±1.7Ma、25.5±1.2Ma及び25.3±1.0-1.1Maの数値を示している。このことから、本層の年代について、漸新世-中新世初期と推定した。

期にかけて、台島型植物化石群及び海生貝化石を有する泥岩・火砕岩などが北西隣・北隣・北東隣の各図幅地域のほか、本図幅地域内にも広域にわたり堆積したと考えられる。北隣中浜図幅地域内の峰浜村水沢川東方から藤里町粕毛川中・上流一帯に至る地区で厚く、堆積物の厚さが600-800mで、堆積盆の1つの中心であったと考えられる。

中新世中期の早口川層⁷⁾の堆積時には北隣中浜図幅地域について見ると、酸性火山岩類及び玄武岩類が噴出し、藤倉川層及び黒石沢層の堆積時よりずっと多量の泥岩・砂岩・礫岩などの碎屑岩が堆積した。初期から中期にかけて、酸性火砕岩・デイサイト溶岩・流紋岩溶岩・玄武岩溶岩及び同質火砕岩の多量の噴出があり、火山活動の休止時に泥岩・砂岩及びときに礫岩を堆積した。後期になると、層厚変化や岩相変化が見られるようになり、また沈降量の著しい地区と沈降量の少ない地区とが形成されたと考えられる。北隣中浜図幅地域内について大局的に見ると、真瀬川断層群以西の地区(微沈降帯)・真瀬川断層群と水沢川断層群との間の地区(沈降帯)及び水沢川断層群以東の地区(微沈降帯)のほぼN-S方向に伸びる3地区に分かれた。真瀬川断層群と水沢川断層群との間の沈降帯では、最大層厚450mに達する泊川泥岩部層が厚く堆積した。早口川層堆積時末期頃には上記の微沈降帯が相対的隆起帯となり、沈降帯との境付近でデイサイト及び流紋岩の溶岩円頂丘(一部岩脈)の形成、続いて黒鉱鉄床の生成があったと考えられる。これに対して、本図幅地域内では上記の2つの断層群を境とした差異が少なく、早口川層堆積時後期には、殆んど本図幅地域全域にわずかな酸性火砕岩を伴う玄武岩火砕岩(一部に枕状溶岩をなす玄武岩溶岩を挟む)を噴出し、その厚層を堆積したと考えられる。台島-西黒沢階上半部の泥岩中に含まれる底生有孔虫化石群から見て、陸棚外縁-漸深海(outer shelf-upper bathyal)の環境を示している。

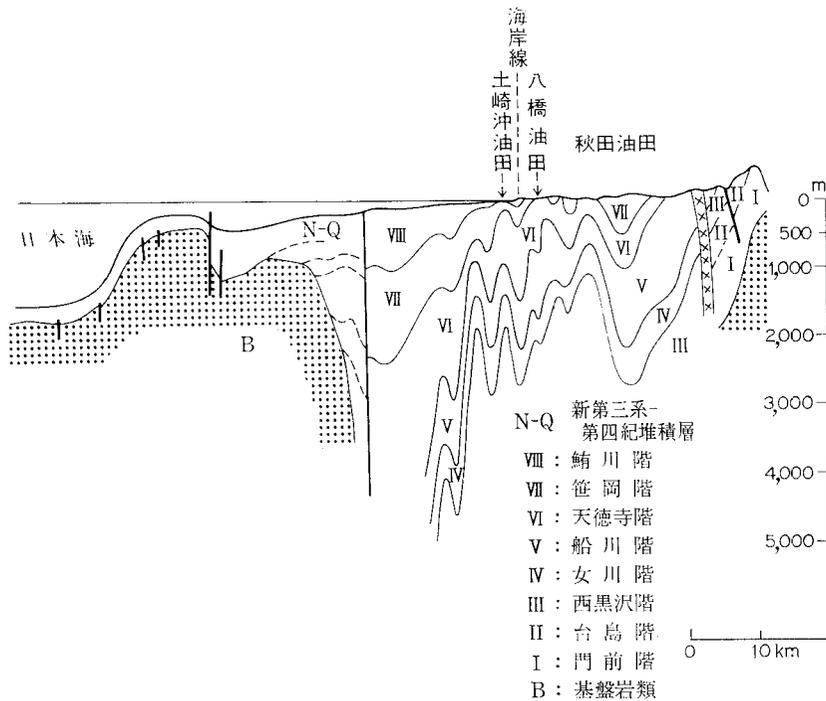
以上早口川層までがいわゆる“緑色凝灰岩”であって、以下女川層からがいわゆる“含油第三系”となる。北西隣岩館図幅地域及び北隣中浜図幅地域内の先第三系及び花崗岩類は、黒石沢層堆積時後半に、一部地区で相対的に隆起し、浸食地を形成していたようで同層中に礫として含まれている。次の早口川層堆積時には、更に多くの礫がしばしば含まれていて、先第三系及び花崗岩類からなるより広い浸食地を形成していたらしい。台島-西黒沢階上半部の堆積時から女川階堆積時前項までに構造運動⁸⁾があったと考えられる。北隣中浜図幅地域内の二ツ森石英閃緑岩及び赤石川閃緑ひん岩と呼ばれるいわゆる“第三紀花崗岩類”(大沢ほか, 1983)が上記の構造運動に関係して大規模な侵入が始まり、次の女川層堆積時に侵入し終ったと考えられ、本岩類の主体は女川層堆積時に侵入したであろう。

次に述べる秋田油田地域の含油第三系の堆積盆の規模について、石和田ほか(1977)によれば、第8図で分かるように日本海海岸線から西方に約40kmで堆積盆の周縁部となる。堆積盆の最大沈降部すなわち中心部は日本海海岸線から西方に約20kmの所にあり、非対称盆地であったと考えられている。

中新世中期の女川層は、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)と呼ばれている。女川階には台島-西黒沢階後半部に比べて、規模が大きくなり、堆積

7) 樋口ほか(1972)によって、西黒沢階のを岩相・化石相の広域的变化が詳しく述べられている。

8) 角ほか(1966)によるⅢないしⅣ(西黒沢階末期)の構造運動及び大沢ほか(1971)による川尻凝灰岩部層堆積時末期から小繫沢層堆積時にかけての川尻構造運動(大沢ほか, 1979)にほぼ当たる。



第8図 秋田油田地域の地質断面図 (石和ほか, 1977)

盆の沈降が著しくなった。堆積盆と堆積盆との間に沈降量が少ないため堆積物の薄い微沈降地域あるいは微沈降帯が出来た。ここでは堆積盆の沈降運動に対して、相対的に隆起するような作用をしている。堆積盆の長軸の方向は、台島-西黒沢階後半部の堆積時よりも N-S 性に近づいている。本図幅地域内について見ると、全域に硬質泥岩を主とする厚層を堆積した。大局的にみて南西方に向かって次第に厚くなる傾向を示す。多くの所で 300-400 m であるが、本図幅地域南西部に 1 つの堆積盆の中心部があり、層厚が 500-800 m に達している。北隣中浜図幅地域では南半部では女川層を堆積したが、北半部では相対的隆起帯となり、恐らく陸化していたと考えられる。北隣中浜図幅地域南半部から本図幅地域北部の堆積盆の周縁部及び微沈降帯では、流紋岩-デイサイトの岩脈-岩床及び素波里安山岩に属する(角閃石)輝石安山岩溶岩・同質火砕岩などが噴出した。

次の中新世後期-鮮新世前期の船川層は、最大層厚 1,600 m に達する広域斉一岩相の暗灰色泥岩からなり、酸性凝灰岩及び砂質凝灰岩を多く含むようになる。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き続き、大きな変化がない。しかし上部になると、やや粗粒化し砂質のものが多くなる。著者の一人池辺 (1962) が述べているように、女川期は最大の海浸の時期であり、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。沈降量が大きく、層厚 1,000 m を超える堆積盆が数地区で見られる。一方これら堆積盆と堆積盆との間に微沈降帯が見られる。能代図幅地域内について見ると、全域に暗灰色泥岩を主とする本層を堆積した。本図幅地域の西半部のうちの東部(夏井構造帯(平山ほか, 1961)付近)では 150-200 m と堆積物が薄

く、微沈降帯であり、また相対的隆起帯に当たる。これに対して、本図幅地域南西端部は堆積盆の1つの中心部であって、950-1,200 m、所により1,200 m以上の厚層を堆積した。上記の地区以外の大部分の所は300-800 mの本層を堆積した。北隣中浜図幅地域では一部の所を除き大部分で恐らく陸化していたと考えられる。北隣中浜図幅地域南部から本図幅地域北部の堆積盆の周縁部及び微沈降帯では、素波里安山岩に属する(角閃石)輝石安山岩溶岩・同質火砕岩などを多量に噴出した。なお、船川層堆積時前期には流紋岩溶岩円頂丘を伴う流紋岩-デイサイト火砕岩の噴出が、また船川層堆積時後期にも同岩質の火山岩の噴出があった。火山活動の中心部は本図幅地域南東部から南隣森岳図幅北東部一帯であったと考えられる。

次の鮮新世の天徳寺層は、最大層厚1,500 mに達し、シルト岩を主とする。堆積盆全体の大きさは船川層堆積時より小さくなる。本図幅地域内について見ると、北端部の一部を除くほぼ全域にシルト岩(一部砂岩など)を堆積した。本図幅地域北東端部では、素波里安山岩が地表に露出し、後背地を形成していたと推定される。中部及び東部では150-400 mと堆積物が薄かったが、西方に行くに従って急に沈降量が多くなり、厚い堆積物を堆積したと考えられる。本図幅地域南西端部では1,200-1,400 mに達する厚層を堆積し、ここは堆積盆の1つの中心部であった。本図幅地域の油田褶曲方向(N-S性)の褶曲及び断層の大部分は本層堆積時初期に始まっており、本図幅地域内の代表的な活断層である能代衝上断層群も、この頃から最初の変位が始まったと考えられる。

次の更新世前期の笹岡層の堆積盆は、天徳寺層の堆積盆より小さくなり、中心部の厚さも最大800 mと薄くなる。本図幅地域内について見ると北端部を除く大部分に主として砂岩を堆積したが、100-300 mと堆積物が薄かった。笹岡層の堆積後、軽微な造構運動があつて、本図幅地域北東部及び西部一帯に主として砂岩からなる中沢層が堆積した。堆積盆の規模は更に小さくなり、堆積物も40-200 mと薄くなるが、本図幅地域南西端では300-420 mと比較的厚く堆積した。その後、段丘堆積物・砂丘堆積物及び沖積層が堆積した。

Ⅲ. 新 第 三 系

Ⅲ. 1 早 口 川 層

早口川層(命名:大沢ほか(1961)。その後、角ほか(1962)によって詳しく内容の記載が行われた)

早口川層は、本図幅地域の中北部及び中南部に分布していて、酸性火山岩類及び玄武岩類を主とする。変質作用を受けているが、下位の藤倉川層及び黒石沢層のものに比べ、やや弱い。北隣中浜図幅地域内で黒石沢層を被覆している。

模式地 北東隣太良鉾山図幅地域内の田代町大川目川支流味噌内沢(本層下部)及び藤里町早飛沢付近藤琴川沿い(本層上部)と、東隣鷹巣図幅地域内の田代町中仕田から大沢に至る早口川沿い(本層中部)である。本図幅地域内では峰浜村^{はなわ}塙川沿い長木沢より上流一帯でよく見られる。

布及び層厚 峰浜村岩子北東方から長木沢北東方に至る間一帯及び、能代市織山西方の背斜部一帯

に分布している，層厚については，本図幅地域内に下位にくる黒石沢層が露出していないので，はっきりしないが，北隣中浜図幅地域内のデータ及び本国幅地域内の試掘井データから見て，450-650 m であると考えられる．なお，北隣中浜図幅地域では，最大層厚 900 m に達する．

岩相 早口川層は岩質により，主として酸性火山岩類からなる主部及び主として玄武岩類からなる一ノ又沢玄武岩部層に分けられる．両者は指交関係を示す．

主部

主部は流紋岩溶岩・酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩を主とし，安山岩火砕岩・泥岩・砂岩及び礫岩を挟んでいる（第9図）．層厚は 200-450 m である．最大になるのは北隣中浜図幅地域で層厚 600 m に達する．流紋岩溶岩は帯褐灰色-灰色-灰白色で，斜長石の斑晶を点在しているが，量及び大き



第9図 早口川層主部の淡緑色を示すやや軟弱な火砕岩（峰浜村長木沢北東方約3.2km付近）

さの変化が著しい．本図幅地域内では斜長石の斑晶が少量で小型であることが多い．黒雲母及び角閃石の斑晶はごく少量認められることがある．一つの岩体の中で斑晶は量の増減が著しく，かつ大きさが大型から小型のものまで変化している．したがって流紋岩溶岩とした岩体の一部には，デイサイトと呼ばれるものも含まれる．径 0.5-1.0 km の溶岩円頂丘をなし，岩体の周縁部で岩脈をなす．

酸性火砕岩は緑色-淡緑色，やや軟弱，火山礫，ときに火山岩塊を有し，軽石質である．一般に層理が明瞭である．凝灰岩は軽石凝灰岩と呼ばれるものが多く，ほかに細粒-中粒凝灰岩・砂質凝灰岩・泥質凝灰岩及び含礫凝灰岩がある．酸性火砕岩中には異質の火山岩（黒石沢層を構成するもの）及び，ときに大きさ数-20 cm の白神岳花崗岩類の亜円礫-角礫を有する．安山岩火砕岩は凝灰岩・火山礫凝灰岩及びときに凝灰角礫岩があり，濃緑色-緑色-暗灰色，やや軟弱，火山礫及び火山岩塊を有し，一般に層理明瞭である．酸性火砕岩中に挟まれ，少量である．本層のこれら火砕岩は，下位の黒石沢層中のものに比べて，弱い変質を受けているに過ぎず，やや軟弱で，よく層理を示す傾向があるが，酷似していて区別の困難なものもある．泥岩は，暗灰色，塊状，凝灰質で少量である．砂岩は暗灰色，細粒-粗粒，

やや軟弱，凝灰質，泥質であって，ごく少量である．礫岩は本層中のもののほか，下位の黒石沢層及び白神岳花崗岩類の円礫-亜円礫（ときに角礫）（径 0.5-3 cm，ときにそれ以上）を有する．礫とその充填物との膠結度がよくなく，凝灰質である．分級が悪く乱堆積をなす．厳密な定義の礫岩はごく少なく，上述の含礫凝灰岩との中間的なものが多い．泥岩・砂岩及び礫岩は上述の酸性火砕岩及びときに安山岩火砕岩中に厚さ 10cm- 5m の薄層として挟まれるか，もしくは互層をなしている．

代表的な溶岩を鏡下で見ると，次のとおりである．

無斑晶質流紋岩，溶岩円頂丘，峰浜村長木沢北東方約0.9km埴川右岸崖，NS 81411 (GSJ R24650)

第 I 図版 1

斑晶：斜長石（2.0容量比%）

斜長石は灰曹長石に属し，大きさ0.3-1.0mm，累帯構造及び虫食状構造を示し，一部緑泥石に置換されている．少量，小型である．

石基：微晶質組織を示し，変質されている．

角閃石デイサイト，溶岩円頂丘，八森町真瀬川上流右岸石切場北方（北隣中浜図幅地域西部），N K 82164 (GSJ R23180)（大沢ほか，1983）⁹⁾

斑晶：斜長石・角閃石・鉄鉱

石基：微晶質組織を示す．

一ノ又沢玄武岩部層（命名：松隈（1971）によって一ノ又玄武岩，白田ほか（1975）によって一ノ又沢玄武岩部層と呼ばれた）

一ノ又沢玄武岩部層の模式地は，北隣中浜図幅地域内八森町真瀬川支流一ノ又沢上流沿いであって，層厚は 0-300m である．北隣中浜図幅地域では最大層厚 400m に達する．

本部層は玄武岩凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩を主とし，玄武岩溶岩・同質火山角礫岩及び凝灰岩を伴い，ときに酸性火砕岩・泥岩及び砂岩を挟んでいる．玄武岩火砕岩は暗青色-濃緑色，火山礫及び火山岩塊を有する．一般に角礫と基質との境が明瞭であって，両者の膠結度がよい（第10図）．玄武岩溶岩は暗青色-暗灰色，緻密，堅硬で，自破碎溶岩及び枕状溶岩が見られる．北隣中浜図幅地域内では厚さ 10-50m位の溶岩が 2-5 枚認められるが，本図幅地域内では峰浜村岩子北東方で認められるのみで，ごく少ない．北隣中浜図幅地域内八森町真瀬川上流で第11図に示すような代表的な枕状溶岩が見られる．枕状溶岩特有の放射状の節理や急冷縁が見られ，各枕状団塊の間を充填する火山ガラスが少ない．なお，枕状溶岩はハイアロクラスタイトが伴われ，水中を流れたことを示している．酸性火砕岩・泥岩及び砂岩は，主部のものと同じで薄層として挟まれている．

本図幅地域北西端部の基礎試錐沢目沖のデータによれば¹⁰⁾，深度 2,317.2-2,504.5 m の間に潜在し，ほとんど緑色-暗緑色玄武岩凝灰岩及び凝灰角礫岩からなり，まれに黒色泥岩及び硬質頁岩の薄層を挟んでいる．本図幅地域南西部の試掘井東雲 AK-1 のデータによれば，深度1,162.0-1,630 m 間に潜在し，

9) 北隣中浜図幅地域であるが，早口川層を記述するのに主要であるので，簡略化して再述してある．以下同様．

10) 原調査の記載を尊重し，出来るだけ原文どおりにした．以下同様である



第10図 早口川層一ノ又沢玄武岩部層に属する火砕岩（能代市鶴形駅南方約0.8km付近）



第11図 早口川層一ノ又沢玄武岩部層中の枕状溶岩（北隣中浜図幅地域内八森町真瀬川上流一ノ又沢上流）

緑色-暗緑色玄武岩凝灰角礫岩を主とし、上部の約100m間は同質凝灰岩に硬質頁岩などを挟んでいる。なお、南隣森岳図幅地域西寄りの北端部の試掘井外岡 SK-1 のデータによれば、深度 1,686-2,028.8 m 間に潜在し、帯緑暗青色玄武岩凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩を主とし、淡緑色-黒灰色泥質凝灰岩・砂質凝灰岩・黒褐色泥岩などを伴っている。これら地下深部のデータを総括すると、本部層が本図幅地域西半部に広く潜在していると考えられる。

代表的な玄武岩溶岩を鏡下で見ると、次のとおりである。

かんらん石玄武岩，八森町真瀬川支流中ノ又沢中流（北隣中浜図幅地域西部），N K81206 (GSJ R 23177) (大沢ほか，1983)

斑晶：斜長石・かんらん石

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス

塊間状-間粒状組織を示し，著しく変質されている。

普通輝石かんらん石玄武岩，八森町真瀬川-ノ又沢上流林道沿い(北隣中浜図幅地域西部)，N K81012 (GSJ R23188) (大沢ほか，1983)

斑晶：斜長石・かんらん石・普通輝石

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス

塊間状-間粒状組織を示し，緑泥石・炭酸塩鉱物などに変質されている。

層位関係 本図幅地域内には下位の黒石沢層が分布していないので，はっきりしないが，北隣中浜図幅地域内では本層と下位の黒石沢層とは整合である。

化石 本層中から台島型植物化石群・海生貝化石¹¹⁾及び有孔虫化石¹²⁾を産する。大沢ほか(1983)によれば，北隣中浜図幅地域南部で，*Glyptostrobus europaeus* (BRONGNIART) HEER, *Metasequoia occidentalis* (NEWBERRY) CHANEY, *Gomptonia naumanni* (NATHORST) HUZIOKA, *Castanea miomollissima* HU et CHANEY, *Fagus antipofi* HEER, *Quercus miovariabilis* HU et CHANEY, *Zelkova ungeri* (ETTINGSHAUSEN) KOVATS, *Machilus ugoana* HUZIOKA, *Liquidamber miosinea* HU et CHANEY, 及び *Parrotia fagifolia* (GOEPP.) HEER の台島型植物化石群(藤岡，1963)を産する。なお，北隣中浜図幅地域に分布する早口川層泊川泥部層及び主部中から *Spirosigmoilinella compressa* MATSUNAGA, *Martinottiella communis* (d'ORBIGNY), *Cyclammia* spp., *Cassidulina* ? sp., *Epistominella* ? sp., *Melonis* ? sp., *Nodosaria* ? sp., などの有孔虫化石(大沢ほか，1983)産むする。

III. 2 早口川層を貫くドレライト及び玄武岩

早口川層を貫くドレライト及び玄武岩は，本図幅地域北部に分布していて，主として普通輝石かんらん石ドレライト・かんらん石普通輝石ドレライト・かんらん石玄武岩及び普通輝石かんらん石玄武岩からなる。

分布 これらの岩石は，早口川層を貫いて峰浜村長木沢北方及び北東方の^{はなわ}塙川及び同川支流に分布している。本岩は岩脈，一部岩床をなして貫入し，南北方向・NW-SE方向及びNE-SW方向に伸びた岩体をなすことが多い。岩体の厚さは10-300m，長さは100-1,800mであって，厚さ10m以下のものもある。

岩相 本岩はかんらん石及び普通輝石を有するドレライト及び一部玄武岩からなり，大きな岩体では主部がドレライト，周縁部が玄武岩になっている。暗灰色-青灰色を呈し，風化するとより黒色を示す。

11) 高安(1964)は貝類化石群による秋田油田地域の新第三系層序をまとめている。

12) 米谷ほか(1972)による裏日本油田地域の浮遊性有孔虫層序の研究がある。

柱状節理及び板状節理が発達している。節理に沿って風化しやすく、しばしば玉葱状構造を示す。本岩と接する早口川層に弱い熱変成作用を与えている。一般にやや変質し、緑泥石・炭酸塩鉱物などを生じていて、かんらん石は完全に二次鉱物に置換されている。

代表的な岩石を鏡下で見ると、次のとおりである。

普通輝石かんらん石ドレライト，岩脈，八森町真瀬川上流一ノ又沢上流道路沿い（北隣中浜図幅地域中部），NK81013（GSJ R23179）（大沢ほか，1983）

主成分鉱物：斜長石・かんらん石・普通輝石
これら鉱物はオフィティック組織を示す。

普通輝石かんらん石ドレライト，岩脈-岩床，峰浜村長木沢北東方約2.4km塙川沿い，NS81412（GSJ R24651）第I図版2

主成分鉱物：斜長石（約45-50容量比）・かんらん石（約25-30%）・普通輝石（約10-15%）・鉄鉱（約3-5%）。
斜長石は大きさ0.2-2.0mm，累帯構造及び虫食状構造を示し，一部緑泥石などに置換されている。かんらん石は大きさ0.2-1.5mm，完全に緑泥石・炭酸塩鉱物などに置換されている。普通輝石は大きさ0.2-1.2mm，一部緑泥石及び炭酸塩鉱物に置換されている。これら鉱物はオフィティック（一部間粒状）組織をなす。

かんらん石普通輝石ドレライト，岩脈-岩床，峰浜村長木沢北東方約2.7km塙川沿い，NS81413（GSJ R24652）

主成分鉱物：斜長石（56.0容量比）・普通輝石（12.5%）・かんらん石（約10.0%）・鉄鉱（2.1%）。
斜長石は大きさ0.2-2.2mm，累帯構造及び虫食状構造を示し，一部緑泥石などに置換されている。普通輝石は大きさ0.4-4.0mm，ポイキリチック組織を示し，多数の長柱状斜長石を取り込んでいる。一部緑泥石に置換されている。かんらん石は大きさ0.2-2.5mm，完全に緑泥石・鉄鉱などに置換されている。これら鉱物はオフィティック組織をなす。

かんらん石玄武岩，岩脈-岩床，峰浜村長木沢北東方約0.5km塙川沿い支流分岐点付近，NS81006（GSJ R24653）第II図版1

斑晶：かんらん石・斜長石
かんらん石は大きさ0.4-1.7mm，完全に緑泥石・鉄鉱などに置換されている。斜長石は曹灰長石-亜灰長石に属し，大きさ0.5-1.0mm，少量である。
石基：斜長石・単斜輝石・かんらん石・鉄鉱・ガラス
間粒状-填間状組織を示す。かんらん石は二次鉱物に完全に置換されている。

上記の岩石の化学組成は次のとおりである，

SiO ₂	46.73	MnO	0.13	P ₂ O ₅	0.17
TiO ₂	1.01	MgO	9.08	H ₂ O ⁺	3.06
Al ₂ O ₃	15.19	CaO	9.51	H ₂ O ⁻	4.20
Fe ₂ O ₃	4.49	Na ₂ O	1.88	Total	100.00
FeO	4.19	K ₂ O	0.36		

分析：大森貞子・大森江い

進入時期 本岩の大部分は、早口川層一ノ又沢玄武岩部層の堆積時に進入したと考えられるが、一部は女川層の堆積時に道入した可能性がある。

Ⅲ. 3 女川層

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

女川層は、早口川層を被覆して、本図幅地域の中北部及び中南部に分布していて、主として硬質泥岩からなる。本層は秋田油田含油第三系の代表的地層であって、女川層を構成するものは、いわゆる「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女川付近であって、本図幅地域内では能代市鶴形南方一帯でよく見られる。

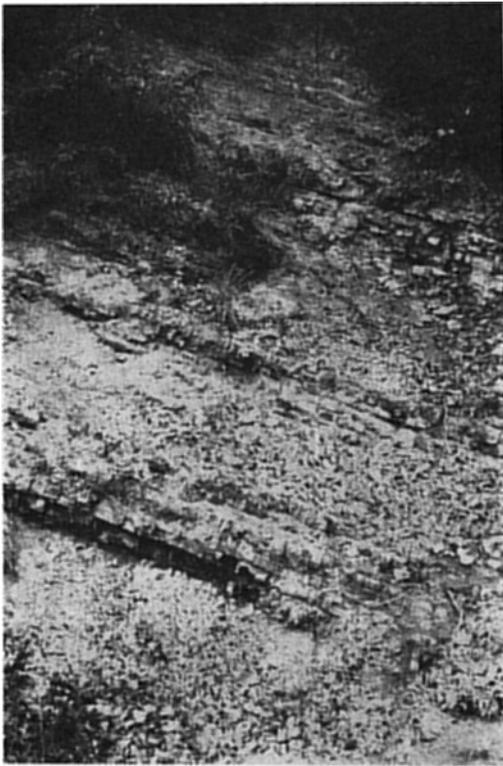
分布及び層厚 峰浜村岩子北東方から大信田-長木沢を経て石川東方から能代市常盤川上流に至る間に分布している。また、能代市鶴形-織山-母体一帯にも分布している。層厚は 300-800 m である。地表と基礎試錐・層序試錐及び試掘井データによれば、大局的にみて南西方に向かって次第に厚くなる傾向を示す。多くの所では 300-400 m であるが、本図幅地域南西部では 500-600 m、恐らく所により 700 m (-800 m?) に達すると推定される。素波里安山岩の多い所ではごく薄いかもしくは素波里安山岩のみで硬質泥岩を欠いている。

岩相 女川層は主として硬質泥岩¹³⁾ からなり、全地域にわたって酸性凝灰岩を挟んでいる大小の泥灰岩（石灰質-苦灰質）の団塊を有する（第12図及び第13図）。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）互層を示す（第14図）。ときに海緑石砂岩を基底部に伴っている。

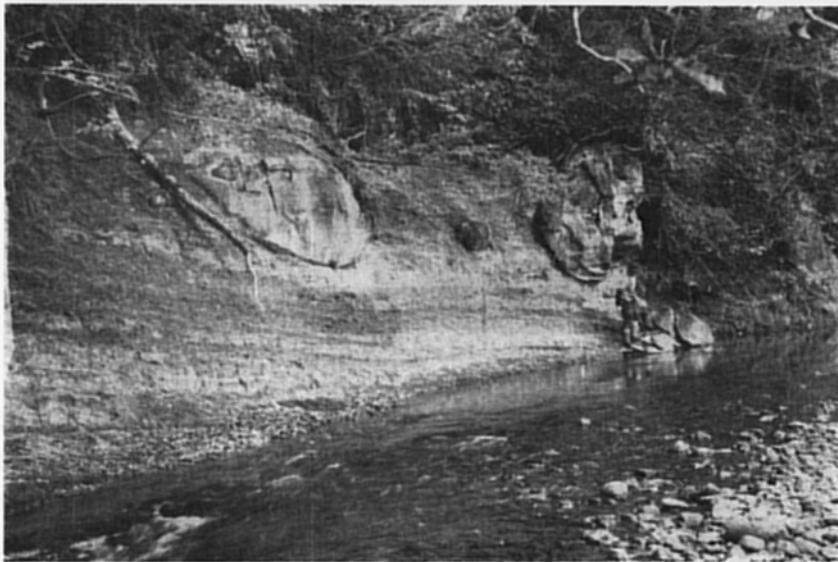
硬質泥岩は、珪質で非常に明瞭な板状層理を有し、凝灰質の砂岩及び酸性凝灰岩を挟む。この板状層理は数cm単位で頻繁に繰り返す白黒の縞状構造による。黒色部は暗灰色-帯褐色の緻密、堅硬、珪質の泥岩からなる。珪質の泥岩は非常に微細な葉理を有し、ときに燧石^{ひうち}レンズを挟む。白色部は黒色部に比べやや粗粒で、同じように微細な葉理を有し、風化が進むと灰白色を示し、やや凝灰質である。白黒の両帯は風化部では非常に対照的な色調を示す。板状あるいは角片状の破片に砕け易く、割れ口は貝殻状断面を示す。硬質泥岩には上記のものほかに、暗灰色、塊状、硬質-やや軟弱なものまであり、一般的に見て層理明瞭であるが、ときに無層理に近く、船川層のものに酷似するものもある。酸性凝灰岩は灰白色-白色、軟弱、軽石質、ときに砂質である。厚さ数 10cm-数 m で数層準に挟まれ、鍵層として追跡できる。砂岩は暗青色-暗灰色、細粒-中粒、凝灰質である。本層中にはときどき第15図に示すようなスランプ構造が見られる。

本図幅地域北西端部の基礎試錐沢目沖のデータによれば、深度 1,949-2,317.2 m間に潜在している。

13) 非常に珪質で、珪質岩と呼ばれるものが多い。KANO (1979) による研究がある。



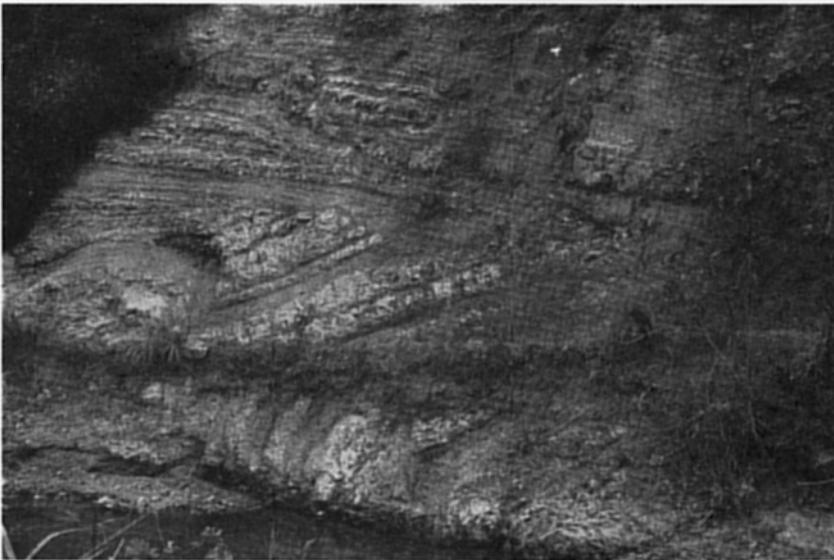
第12図 女川層の代表的な硬質泥岩
(能代市鶴形駅北東方約 1.7km
付近)



第13図 女川層中部の大きな団塊 (峰浜村大信田北東方壩川沿い)



第14図 女川層上部の硬軟互層（峰浜村大信田南東方埴川沿い）



第15図 女川層中のスランプ構造（峰浜村大信田東方埴川沿い）

最下部はデイサイト凝灰岩並びに暗褐色硬質泥岩と暗灰色粘質凝灰岩及び灰白色緻密質板状凝灰岩勝ちの互層からなる。下部（深度2,135-2,225m）は淡褐色-黒褐色硬質泥岩と淡緑色粘質凝灰岩及び灰白色の互層をなす。中部（深度2,030-2,135m）は淡褐色-灰褐色硬質泥岩を主とし淡褐色泥岩及び帯緑灰色又は青灰色粘質凝灰岩を挟んでいる。上部（深度1,949-2,030m）は暗褐色-黒褐色緻密質泥岩に灰色シルト質又は砂質凝灰岩を挟んでいる。本図幅地域南西端部の層序試錐能代GS-1のデータ（福川，1973）によれば，深度 3,337-3,514.4 m 間に潜在している。深度 3,396-3,514.4 m 間では黒灰色の硬質頁岩か

らなり、凝灰質細粒砂岩及び砂質凝灰岩の薄層を挟んでいる。深度 3,337-3,396 m 間では黒灰色の硬質頁岩からなり、灰白色の硬質凝灰岩を挟んでいる。上記の能代 GS-1 の北々東方約 2.0 km 付近の試掘井米代 AK-1 のデータによれば、深度 3,200-3,400 m 間に潜在し、黒褐色硬質泥岩を主とし、暗灰色-灰色硬質泥質凝灰岩を挟み、白色ガラス質凝灰岩及びシルト質凝灰岩を伴う所がある。上記のように本図幅南西端部では深度 3,200 m 以上の深い所に潜在しているのに対し、本図幅地域中央部よりやや西よりでは深度 663 m から女川層となり、浅い所に潜在している。試掘井東雲 AK-1 のデータによれば、深度 663-1,162 m 間に潜在している。最下部は茶褐色硬質頁岩を主とする。下部は茶褐色硬質頁岩及び白色ペントナイト質凝灰岩の互層からなる。そのうち深度 1,008.5-1,087 m 間はシルト質凝灰岩で乾燥すると灰白色となる。上部は褐色硬質頁岩を主とする。なお、南隣森岳図幅地域西寄りの北端部で本図幅地域との境付近の試掘井外岡 SK-1 のデータによれば、深度 1,271-1,686 m で米代 AK-1 及び能代 GS-1 に比べて比較的浅い所に潜在している。下部（深度 1,560-1,686 m）は暗褐色硬質頁岩を主とし、部分的に白色ペントナイト質凝灰岩・灰色砂質凝灰岩などを挟んでいる。中部（深度 1,450-1,560 m）は灰白色-黄褐色泥質凝灰岩及び灰色砂質凝灰岩からなり、暗灰色-黒色泥岩を薄く挟んでいる。上部（深度 1,271-1,450 m）は暗灰色-黒色泥岩及び褐色-暗褐色硬質頁岩からなり、暗灰色砂質凝灰岩・泥灰岩などをわずかに挟んでいる。

層位関係 下位の早口川層と整合である。早口川層主部の酸性火砕岩を、所により早口川層の一ノ又沢玄武岩部層に属する玄武岩火砕岩を、女川層特有の硬質泥岩が被覆している露頭が数箇所で見られ、この硬質泥岩の出る所から、本層とした。ときに、この硬質泥岩中もしくはその基底部に数 cm 以内の海緑石砂岩を有する、ここでは基底部の海緑石砂岩から、本層とした。しかしながら、早口川層の泊川泥岩部層中には女川層中の硬質泥岩と酷似するものがあることから、早口川層と接する付近の硬質泥岩の一部が泊川泥岩部層のものである可能性を残している。

化石 本層から魚鱗・魚骨・*Sagarites chitanii* MAKIYAMA 及び珪藻の化石を産する。大型化石に乏しく、有孔虫化石も貧困である。米谷（1983）によれば浮遊性有孔虫は *Globorotalia pseudopachyderma-Globigerina woodi* Zone であり、底生有孔虫は *Spirosigmoilinella compressa* Zone 下部で *Barren Benthonic Foraminifera* Zone である。

層序試錐能代 GS-1 のデータ（福田，1973）によれば、深度 3,400-3,514.4 m 間では、*Haplophragmoides* cf. *renzi*, *H. sp.*, *Goëssella sp.*, *Cyclammina sp.*, *Cyclammina sp.*, 及び *Bathysiphon sp.* などを主とする群集で、*Spirosigmoilinella compressa* を連続的に産する。試掘井東雲 AK-1 では有孔虫化石が貧困であり、深度 685 m 以浅で *Spirosigmoilinella compressa* を産するのみである。試掘井外岡 SK-1 でも有孔虫化石が貧困であり、深度 1,300-1,380 m 間で *Bulimina* cf. *pupoides* を産するのみである。

III. 4 女川層を貫くドレライト及び玄武岩

女川層を貫くドレライト及び玄武岩は、本図幅地域北部に分布していて、主として（普通輝石）かんらん石ドレライト及び（普通輝石）かんらん石玄武岩からなる。

分布 これらの岩石は早口川層及び女川層を貫いて峰浜村長木沢北々西方及び能代市常盤林道沿いにわずかに分布している。本岩は岩脈、一部岩床をなして貫入し、南北方向及び N N E-S S W 方向に伸びた岩体をなすことが多い。岩体の厚さは5-150m、ときに150m以上、長さは100-1,000mである。

岩相 本岩はかんらん石及び普通輝石を有するドレライト及び玄武岩である。一般的に見て大きな岩体では主部がドレライト、周縁部が玄武岩であることが多い。小さな岩体では玄武岩、ときにドレライトのみで構成されていることがある。暗灰色-青灰色を呈し、風化するとより黒色を帯びる。柱状節理及び板状節理を示し、節理に沿って風化しやすく、しばしば玉葱状構造を示す。一般的に見てやや変質されているが、早口川層堆積時のドレライト及び玄武岩に比較して、変質の程度がやや弱い傾向がある。

代表的な岩石を鏡下で見ると、次のとおりである。

かんらん石玄武岩、八森町泊川下流の支流道路沿い（北隣中浜図幅地域南西部）、NK 82135(G S J R23184) 大沢ほか（1983）

斑晶：斜長石・かんらん石

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス

填間状-間粒状組織を示す。

III. 5 素波里安山岩

^{すばり}素波里安山岩（命名：角ほか（1962）、北東隣太良鉱山園幅地域（角ほか、1962）及び東隣鷹巣図幅地域（平山ほか、1963）では、女川層に相当する岩谷層中のものを^{はぎ かた}萩ノ方山安山岩とし、船川層に相当する藤琴川層中のものを素波里安山岩として区別している。しかし、本図幅地域では上記の2つの安山岩が同じ岩質であり、女川層及び船川層の硬質泥岩及び暗灰色泥岩の少ない所では連続して露出していることから、一括して素波里安山岩と再定義した）

素波里安山岩は、女川層堆積時中頃から天徳寺層堆積時初期にかけて噴出したもので、本図幅地域北部に分布し、主として（角閃石）紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩及び同質火砕岩からなる。

模式地 本図幅地域地域内の藤里町素波里湖付近である。

分布及び層厚 本図幅地域北部の母谷山付近から東方の高峰山付近・小松崎山付近・常盤川上流及び種梅川上流の岩屋沢・梅内沢・滝沢を経て、模式地の素波里湖付近一帯に至る地区に分布している。ほかに、本図幅地域中部能代市外割田北方及び天内北東方約1.5km付近の地下及び地表に分布している。層厚は0-700mであって、地区により厚さの変化が著しい。北隣中浜図幅地域と本図幅地域とを合せて大局的に見ると、2つの地区に分かれる。1つは北隣中浜図幅地域南西部から本図幅地域北西部に至る八森町を中心とした地区である。母谷山付近一帯での層厚は300-500mであるが、西方及び南方に行くに従い次第に薄くなる。八森油田の試掘井及び試掘井沢目SK-1によれば層厚100-150mであるが、更に西方の日本海での基礎試錐沢沖では層厚0mで認められなかった。素波里安山岩の分布範囲は東西約7km×南北約12kmである。女川層堆積時中頃から船川層堆積時末期にかけて噴出している。

もう1つは北隣中浜図幅地域南東部から本図幅地域北部に至る峰浜村・能代市・ニツ井町及び藤里町

の地区である。種梅川上流岩屋沢流域一帯より東方では層厚は 500-700 m、所により 700 m以上に達する。ここでも西方及び南方に行くに従い次第に薄くなる傾向を示している。高峰山付近から小松崎山付近に至る一帯では層厚は 250-500 mでやや薄くなる。とこの南西方-南方では 200 m以下となり、更に南方の試掘井東雲 A K-1 では層厚 0 m で全然認められなかった。本図幅地域中部能代市外割田北方の試掘井常盤 S K-1 によれば女川層中に層厚 20 m 以上の素波里安山岩に属する火砕岩を挟んでいる。また、能代市内北東方約 1.5 km 付近の沢にも少量の本岩が認められる、女川層堆積時中頃から天徳寺層堆積時初期（第27図）にかけて噴出したもので、素波里安山岩の分布範囲は東西約 13 km×南北約 15 km（北隣中浜図幅地域及び本図幅地域内のみ）である。

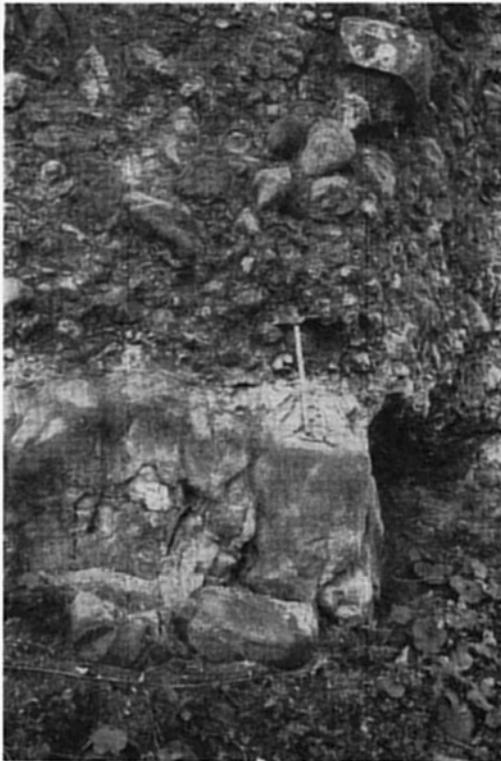
岩相（角閃石）紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩及び同質火砕岩を主とし、紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩溶岩・同質火砕岩及び角閃石デイサイト凝灰岩を伴っている。ほかに、女川層に属する硬質泥岩及び酸性凝灰岩を最下部に、船川層に属する暗灰色泥岩及び酸性凝灰岩を下部から上部に挟んでいる。ほかに、角閃石デイサイトの岩脈が本岩中で見られる。安山岩溶岩は暗灰色-灰色、斑状、堅硬、多くのものがガラス質、斜長石・輝石及び角閃石の斑晶を点在していて、多くの場合殆んど変質されておらず新鮮である。自破砕溶岩となっていることがある。しばしば見事な柱状節理及びときに板状節理を示す（第16図）。溶岩の厚さは10-20 m、ときに20 m以上で、少なくとも4枚以上挟まれている（第17図）。安山岩火砕岩は凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩及び火山角礫岩を主とし、凝灰岩及び火山弾を有する集塊岩が挟まれている。安山岩火砕岩は、大豆大から拳大（ときに牛頭大）の暗灰色-灰色、斑状、堅硬、多くのものがガラス質、新鮮な火山岩塊及び火山礫、まれに火山弾を凝灰質物質が充填している。一般的に見て、角礫と基質との境が明瞭である（第18図及び第19図）。これら角礫が一定方向に配列し、また細粒と粗粒の火砕岩が互層し、明瞭な層理を示す（第20図）。角閃石デイサイト凝灰岩は灰白色-白色、



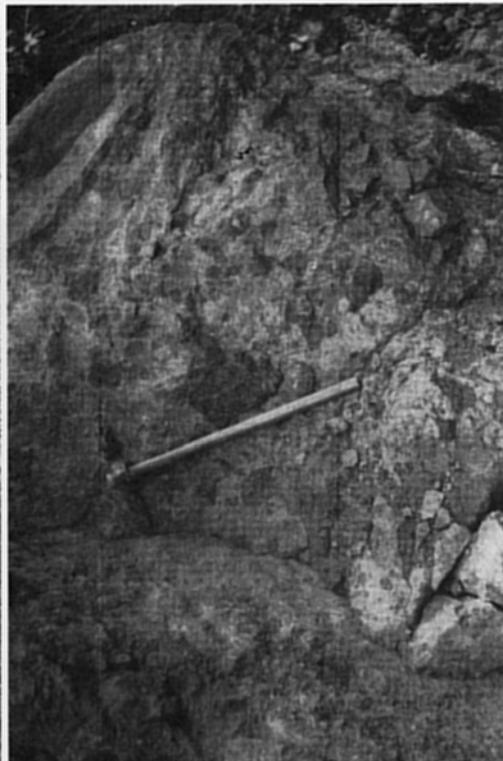
第16図 素波里安山岩の板状節理を示す溶岩（藤里町素波里峽-現在素波里湖が出来たので見られない）昭和34年平山撮影



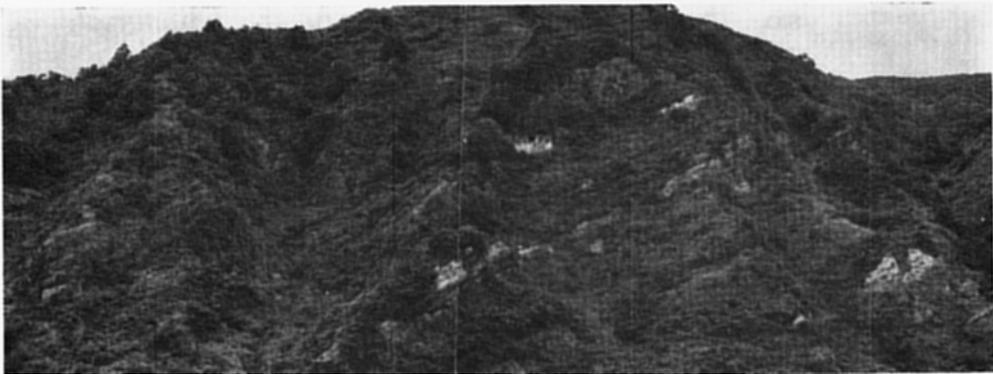
第17図 素波里安山岩の溶岩とこれを覆っている同質の火砕岩
(二ツ井町窓山北西方約1.6kmの梅内沢下流付近)



第18図 素波安山岩のやや円味を帯びた火川岩塊を有する火砕岩 (峰浜村石川南東方約4.0kmの竹生川沿い)



第19図 素波里安山岩の特徴の1つである角礫と基質との境が明瞭な火砕岩 (峰浜村石川南東方約4.4kmの竹生川沿い)



第20図 素波里安山岩の明瞭な層理を示す火砕岩（北隣中浜岡幅地域
八森町油川下流左岸）（大沢ほか，1983）

軟弱，多くは軽石質であって，大きさ 0.2-1.5 mm，ときに 2.0 mm 以上の角閃石を点在している．厚さ数m-10数m，所により20 m 以上である，上述の安山岩火砕岩と互層をなすことがあり，明瞭な層理を示す．同質の火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩を伴っている．挟まれている硬質泥岩・暗灰色泥岩及び酸性凝灰岩は厚さ 1-30 m で，安山岩火砕岩中に挟在されていることが多い．地質図では薄いもの及び連続性のないものは省略してある．角閃石デイサイトの岩脈は幅数 m-20 m であって，岩質は灰色-灰白色．斑状，斜長石及び角閃石を点在している．この岩脈は上記の角閃石デイサイト凝灰岩と同岩質のものに属すると考えられ，恐らく素波里安山岩の噴出時期のものであるう．

代表的な岩石を鏡下で見ると，次のとおりである，

紫蘇輝石普通輝石安山岩，溶岩，能代市大柄北方約1.7km 常盤林道沿い，N S81004 (G S J R24654)

第Ⅱ図版 2

斑晶：斜長石（31.2容量比%）・普通輝石（7.8%）・紫蘇輝石（2.6%）・鉄鋳（1.4%）

斜長石は中性長石-曹灰長石に属し，大きさ0.2-3.5 mm，累帯構造及びわずかに虫食状構造を示し，多量，大型のものが多く，新鮮である．普通輝石は大きさ 0.2-1.7 mm，双晶をなし，多量，新鮮である．紫蘇輝石は大きさ0.2-1.2mm，新鮮である．これら斑晶は集斑状をなす．

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・ガラス・鉄鋳

ガラス基流晶質組織を示し，新鮮である．

紫蘇輝石普通輝石安山岩，角礫，二ツ井町岩屋沢上流窓山北西方約 3.4 km 付近，N S81008 (G S J R 24655) 第Ⅲ図版 1

斑晶：斜長石（20.6容量比%）・普通輝石（2.7%）・紫蘇輝石（0.9%）・鉄鋳（1.1%）

斜長石は中性長石-曹灰長石に属し，大きさ0.2-3.5mm，累帯構造及びときに虫食状構造を示し，新鮮である．普通輝石は大きさ 0.2-1.6 mm，ときに双晶及び波状消光をなし，わずかに緑泥石に置換されている．紫蘇輝石は大きさ0.2-1.2mm，一部緑泥石に置換されている．これら斑晶は集斑状をなす．

石基：斜長石・輝石・ガラス・鉄鋳

ガラス基流晶質組織を示し，やや変質されている．

上記の岩石の化学組成は次のとおりである．

SiO ₂	62.52	MnO	0.10	P ₂ O ₅	0.34
TiO ₂	0.89	MgO	1.93	H ₂ O ⁺	0.80
Al ₂ O ₃	15.97	CaO	4.40	H ₂ O ⁻	0.63
Fe ₂ O ₃	3.12	Na ₂ O	4.80	Total	99.97
FeO	2.31	K ₂ O	2.16		

分析：大森貞子・大森江い

紫蘇輝石普通輝石安山岩, 溶岩, 藤里町素波里湖ダム南西方約0.9km道路沿い, N S 81003 (G S J R 24656)

斑晶：斜長石 (21.8容量比%)・普通輝石 (2.5%)・紫蘇輝石 (0.7%)・鉄鈹 (1.0%)

斜長石は中性長石-曹灰長石に属し, 大きさ 0.3-3.0 mm, 累帯構造及び一部で虫食状構造を示し, 新鮮である。普通輝石は大きさ0.2-1.0mm, ときに双晶及び波動消光を示し, 新鮮である。紫蘇輝石は大きさ0.2-1.2mm, 少量, 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し, 新鮮である,

角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩, 溶岩, ニツ井町窓山北方約2.0km滝ノ沢沿い, N S 142

第III図版 2

斑晶：斜長石 (24.7容量比%)・普通輝石 (5.1%)・紫蘇輝石 (2.0%)・鉄鈹 (1.9%)・角閃石 (0.1%)

斜長石は中性長石-曹灰長石に属し, 大きさ0.2-4.0mm, ときに7.0mm以上に達する。累帯構造及び一部で虫食状構造を示し, 新鮮である。普通輝石は大きさ0.2-1.0mm, ときに双晶をなし, 新鮮である。紫蘇輝石は大きさ0.2-1.2mm, 新鮮である。角閃石は帯緑褐色, 大きさ0.2-0.5mm, 小型, 少量である。

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し, 新鮮である。

紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩, 溶岩, 藤里町素波里湖南岸ダム東方約 0.1 km付近, N S 81001

(G S J R 23175) 第IV図版 1

斑晶：斜長石 (17.1容量比%)・角閃石 (2.7%)・普通輝石 (1.5%)・紫蘇輝石 (0.6%)・鉄鈹 (1.3%)

斜長石は中性長石-曹灰長石に属し, 大きさ0.3-5.0mm, 累帯構造を示し, 新鮮である。角閃石はZ軸色が帯緑褐色, 大きさ0.2-2.0mm, ときに双晶をなし, 外縁部はわずかにオバサイト化しているが, 内部は新鮮である。普通輝石は大きさ0.2-1.0mmで, ときに双晶及び波動消光をなし, 新鮮である。紫蘇輝石は大きさ0.2-1.0mm, 新鮮である。

石基：斜長石等輝石・ガラス・鉄鈹
ガラス基流晶質組織を示し, ほとんど変質されていない。

上記の岩石の化学組成は多くのとおりである。

SiO ₂	64.15	MnO	0.13	P ₂ O ₅	0.22
TiO ₂	0.69	MgO	1.58	H ₂ O ⁺	1.86
Al ₂ O ₃	15.68	CaO	3.94	H ₂ O ⁻	0.16
Fe ₂ O ₃	2.41	Na ₂ O	4.40	Total	100.06
FeO	2.26	K ₂ O	2.58		

分析：大森貞子・大森江い

紫蘇輝石黒雲母含有角閃石デイサイト，岩脈，能代市大柄北方約 2.8 km 常盤川沿い，NS 294

第Ⅳ図版 2

斑晶：斜長石 (20.6容量比%)・角閃石 (1.8%)・鉄鈹 (1.1%)・黒雲母 (0.2%)・輝石 (0.2%)

斜長石は中性長石に属し，大きさ 0.2-4.0mm，累帯構造を示し，斑晶の大部分を占め，新鮮である。角閃石は帯緑褐色，大きさ0.2-1.2mm，新鮮である。黒雲母は褐色，大きさ 0.15-0.4mm，小型，少量，新鮮である。輝石は大きさ0.15-0.3mm，小型，少量，大部分は紫蘇輝石とみられる。

石基：微晶質組織を示す。

角閃石デイサイト，岩脈，能代市母体東方約2.6km大滝付近，NS 564

第Ⅴ図版 1

斑晶：斜長石 (33.5容量比%)・角閃石 (3.2%)・鉄鈹 (0.1%)

斜長石は中性長石に属し，大きさ 0.2-4.0mm，累帯構造及び一部虫食状構造を示している。わずかに炭酸塩鈹物に置換されているが，概ね新鮮なものが多い。角閃石は緑褐色，大きさ0.2-1.3mm，わずかにオパサイト化している。

石基：微晶質組織を示し，わずかに変質している。

層位関係 多くの場合女川層及び船川層下部を整合に被覆し，両層に属する硬質泥岩・暗灰色泥岩などを挟んでいる。北隣中浜図幅地域南西部では早口川層中部の一ノ又沢玄武岩部層を（大倉山北方），泊川泥岩部層の下部にくる早口川層主部を（長場内川など）素波里安山岩が不整合に被覆している。

Ⅲ. 6 茂谷山流紋岩

茂谷山流紋岩（新命名）

茂谷山流紋岩は女川層を貫いて噴出していて，本図幅地域南東部に分布している。有色鈹物を欠く流紋岩の溶岩円頂丘などから構成されている，

模式地 本図幅地域内の能代市母体東方約 2.2km 付近の右岸の崖である（第21図）。

分布及び大きさ 能代市茂谷山から南方の上記の模式地付近に至る一帯に分布している。溶岩円頂丘（一部岩脈）をなし，大きさは約 0.2-0.8km² である。

岩相 流紋岩溶岩は灰色-灰白色，斜長石の斑晶を点在している。斜長石斑晶の量の増減及び大きさの変化が著しく，岩体の一部には，デイサイトと呼ばれるものもある。多くの場合，石英・黒雲母及び角閃石を欠いている。周縁部ではときに真珠岩になっている。

代表的な溶岩を鏡下で見ると，次のとおりである。

斜長石流紋岩，溶岩円頂丘，能代市母体東方約2.2km付近の崖，NS 81212 (GSJ R24657)

第Ⅴ図版 2

斑晶：斜長石 (26.6容量比%)

斜長石は灰曹長石-中性長石に属し，大きさ0.4-1.8mm，累帯構造を示し，新鮮である。

石基：ガラス基流晶質-微晶質組織を示し，大きさ0.1-0.3mmの斜長石を多量に有する。



第21図 茂谷山流紋岩の溶岩円頂丘の大露頭（能代市母体東方約2.2km付近）

上記の岩石の化学組成は次のとおりである。

SiO ₂	69.64	MnO	0.04	P ₂ O ₅	0.12
TiO ₂	0.31	MgO	0.19	H ₂ O ⁺	0.42
Al ₂ O ₃	16.17	CaO	2.37	H ₂ O ⁻	0.06
Fe ₂ O ₃	1.42	Na ₂ O	5.74	Total	100.29
FeO	0.85	K ₂ O	2.96		

分析：大森貞子・大森江い

噴出時期 船川層の下部七座凝灰岩部層と同時期に噴出した流紋岩溶岩と考えられる。しかしながら、七座凝灰岩部層を構成する火砕岩中にはしばしば黒雲母及び角閃石、ときに輝石が認められるのに対し、茂谷山流紋岩中ではこれら有色鉱物を欠いている場合が殆んどである。このような岩質の相違点から、七座凝灰岩部層と無関係な火山噴出である可能性を残している。

Ⅲ. 7 船 川 層

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

船川層は女川層を被覆して、本図幅地域の北部・中部及び南東部に広く分布していて、主として暗灰色泥岩及び酸性火砕岩からなる。船川層は女川層と同様に、秋田油田含油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)」と呼ばれている。

模式地 秋田県男鹿半島南岸船川付近一帯であって、本図幅地域内では二ツ井町仁鮎南方内川及び同

支流一帯でよく見られる。

分布及び層厚 峰浜村岩子付近一帯の地区，同村石川東方夏井沢川流域から能代市大柄付近一帯を経て二ツ井町小滝西方種梅川支流一帯の地区及び，能代市鶴形-織山-母体の東方から二ツ井町仁鮎南方に至る主として米代川南方の地区に分布している。基礎試錐・層序試錐及び試掘井のデータによれば，本図幅地域北西部では深度約 1,400-600 m 以深に分布している。大局的に見て西方で深く東方に行くに従い浅い所に分布している。本図幅地域南西部では深度約 2,400-800 m 以深に分布している。能代市市街地及びその西方一帯では深度約 2,400-2,000 m と特に深い所に分布しているが，北方及び南方，特に西方に行くに従い急に浅い所に分布するようになる。本図幅地域西寄りの中部では深度約 500 m 以深に分布する。その東方の米代川北方一帯では深度約 400-200 m 以深で非常に浅い所に分布している。層厚は 150-1,200 m である。地表と基礎試錐・層序試錐及び試掘井のデータによれば，本図幅地域東半部では 300-700 m である。西半部のうちの東部では層厚 150-200 m とごく薄いが，西方に行くに従い急に厚くなる。能代市市街地及びその西方一帯では非常に厚く，層厚 950-1,200 m，所により 1,200 m 以上に達する。またその北方峰浜村沢目北方一帯でも厚く，層厚 800-1,000 m，所により 1,000 m 以上である。

岩相 船川層は岩質及び層準により，暗灰色泥岩を主とする主部及び酸性火砕岩を主とする下部七座凝灰岩部層と上部七座凝灰岩部層とに分けられる。下部七座凝灰岩部層と主部の下部とは，また上部七座凝灰岩部層と主部の上部とは指交関係を示す。

主部

主部は主として暗灰色泥岩からなり，所により砂岩を挟んでいる。酸性凝灰岩及び砂質凝灰岩のごく薄い薄層（厚さ数 10 cm 以下）をまれに挟んでいるが，地質図では省略した。暗灰色泥岩は塊状，無層理でときに層理を示し，粘土質ないしシルト質，ときに砂質である。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，5-10 cm の不規則な塊状，又は 2-3 cm のもろい小角片に割れる。その露出面が硫黄様粉末に覆われていることがある（第22図）。砂岩は暗青色-暗灰色，細粒-中粒，凝灰質である。この砂岩は，素波里安山岩の分布する所や，夏井背斜西翼部及び松山背斜西翼部でやや砂質の暗灰色泥岩と互層をなすことがある。

本図幅地域北西端部の基礎試錐沢目沖のデータによれば，船川層は深度 1,370-1,949 m 間に潜在している。下部（深度 1,465-1,949 m）は褐色-暗褐色泥岩及び灰色凝灰質泥岩の互層からなる。上部（深度 1,370-1,465 m）は，後述の上部七座凝灰岩部層に属すると考えられる。本図幅地域南西端部の層序試錐能代 G S-1 のデータ（福田，1973）によれば，船川層は深度 2,381-3,337 m 間に潜在している。深度 3,308-3,337 m 間は下部七座凝灰岩部層である。深度 3,212-3,308 m 間は暗灰色の硬質泥岩からなり，わずかに白色の硬質砂質凝灰岩¹⁴⁾の薄層を挟んでいる。深度 2,879-3,212 m 間は暗褐色の泥岩・白色の砂質凝灰岩及び灰白色の硬質凝灰岩の互層からなるが，凝灰岩は上部において優勢である。深度 2,710-2,879 m 間は硬質で緻密な角礫岩からなる。基質は暗褐色-暗灰色の泥質で，泥質-砂質の凝灰岩を不規則に含む。深度 2,615-2,710 m 間は暗灰色の泥岩・灰白色の泥質凝灰岩及び細粒砂質凝灰岩の互層からなる。深度 2,413-2,615 m 間は主として暗灰色泥岩からなり，泥質凝灰岩の薄層を挟んでいる。深度

14) 下部七座凝灰岩部層か，もしくは上部七座凝灰岩部層に属するが，記述の都合上，主部の所で述べてある。以下同様。



第22図 船川層の細角片割れを示す暗灰色泥岩
(峰浜村夏井南東方夏井沢川沿い)

m間は灰白色(緻密)極細粒砂質凝灰岩及び褐色頁岩の互層である。深度2,413-2,470 m間は青灰色-白色極細粒砂質凝灰岩から徐々に粗粒化し、中部付近より黒色-黒褐色頁岩の角礫が凝灰岩中に含まれる。下部は暗緑色-緑色に変化し、緑色の光沢を帯びる細礫程度の重円礫を含み、頁岩の角礫及び粗粒な石英粒子を多く含んでいる。深度2,350-2,413 m間は灰白色-白色緻密細粒凝灰岩に黒色-黒緑色角礫を含む。下部は灰白色-灰色細粒砂質凝灰岩に角礫状の褐色泥岩が挟まれ、基底部になるに従い粗粒化する。深度2,299-2,350 m間は青灰色-灰色-暗灰色-淡緑灰色の緻密砂質凝灰岩を主とし、まれに暗灰色凝灰質泥岩及び泥質凝灰岩を含んでいる。この砂質凝灰岩中に黒雲母を有する。深度1,997-2,299 m間は主として暗褐色-褐色中硬泥岩に褐色泥岩を含み、褐白色-白色泥質凝灰岩及び砂質凝灰岩を挟んでいる。深度1,977.8-1,997 m間は上部七座凝灰岩部層である。本図幅地域中央部よりやや西よりの試掘井東雲AK-1のデータによれば、深度527.5-663 m間に潜在し、船川層下部は暗灰色シルト質泥岩を主とし、薄い砂岩を挟んでいる。上部は薄い暗灰色泥岩を挟む中粒-粗粒砂岩からなり、石英粒に富んでいる。なお、南隣森岳図幅地域西寄りの北端部で、本図幅地域との境付近の試掘井外岡SK-1のデータによれば、深度782-1,271 m間に潜在している。船川層下部(深度1,000-1,271 m)は暗灰色-黒色泥岩を主とし、わずかに灰白色泥質凝灰岩及び砂質凝灰岩を挟んでいる。中部(深度905-1,000 m)は暗灰色泥岩を主とし、灰白色緻密砂質凝灰岩(深度959-987 m)を挟んでいる。上部は上部七座凝灰岩

2,381-2,413 m間は上部七座凝灰岩部層である。上記の能代GS-1の北々東方約2.0 km付近の試掘井米代AK-1のデータによれば、深度1,977.8-3,200 m間に潜在している。深度3,136-3,200 m間は下部七座凝灰岩部層である。深度2,960-3,136 m間は黒褐色硬質泥岩を主とし、暗灰色-灰色硬質凝灰岩を挟み、シルト質泥岩が挟まれてくる所がある。深度2,905-2,960 m間は灰白色-白色泥質凝灰岩-シルト質凝灰岩及び極細粒砂質凝灰岩に富む黒褐色泥岩が互層をなす。深度2,821-2,905 m間は黒褐色硬質泥岩を主とし、灰色-白色の砂質・シルト質及び泥質の凝灰岩を挟み、所により互層している。深度2,750-2,821 m間は灰白色-白色石灰質緻密質極細粒砂質凝灰岩及び中粒-粗粒凝灰岩の互層を主とし、黒褐色泥岩を挟んでいる。深度2,620-2,750 m間は黒灰色-黒褐色硬質泥岩を主とし、灰白色砂質凝灰岩を挟んでいる。深度2,525-2,620 m間は灰白色-白色緻密細粒凝灰岩及び褐色泥岩との互層をなす。深度2,470-2,525



第23図 船川層下部七座凝灰岩部層の層理を示す酸性軽石凝灰岩（二ツ井町駒形南方約1.5km付近）

代市母体東方で見られ、茂谷山流紋岩・女川層の硬質泥岩などの角礫を含んでいて、一部で下位層を削って堆積している。降下軽石堆積物はごく少なく、本図幅地域南西部の試掘井で見られる。酸性軽石凝灰岩は淡緑色-白色，軟弱，塊状のものと縞状のものが有り，ときに層理を示す（第23図）。下位層・茂谷山流紋岩及び本層の暗灰色泥岩の角礫-円礫を有する。酸性細粒-中粒凝灰岩は淡緑色-白色，軟弱，軽石質であって，層理明瞭なものが多く，暗灰色泥岩と互層（数m以下の単位）をなす。これにも下位層及び本層の暗灰色泥岩の角礫-円礫を有する。

本図幅地域北西端部の基礎試錐沢目沖のデータによれば，深度 1,950m 付近で認められ，ごく薄い。本図幅地域南西端部の層序試錐能代 GS-1 のデータ（福田，1973）によれば，深度 3,308-3,337 m 間に潜在し，白色の硬質細粒-粗粒石英質凝灰岩からなり，緑色凝灰岩・黒色硬質頁岩及び珪質頁岩の角礫を含んでいる¹⁵⁾。上記の能代 GS-1 の北々東方約 2.0km 付近の試掘井米代 AK-1 のデータによれば，深度 3,136-3,200 m 間に潜在し，灰白色-白色緻密細粒凝灰岩を主とし，一部黒褐色-黒色頁岩の角礫の小片を有し，石英粒に富む所も見られる。下部は黒褐色泥岩との互層状になっている。本図幅地域中央部よりやや西よりの試掘井東雲 AK-1 のデータによれば，本部層を欠いている。南隣森岳図幅地域西

部層である。

下部七座凝灰岩部層（命名：千谷（1928））によって下部七座凝灰岩層の名称が初めて使用された。その後，平山・角（1963）によって下部七座凝灰岩の名前が踏襲された）

下部七座凝灰岩部層の模式地は，本図幅地域二ツ井町駒形南方一帯である。層厚は 0-350 m である。模式地付近では厚く，250-350 m であるが，ほかで薄い。本図幅地域西半部では 0-100 m である。南西端部では層厚 25-55 m，本図幅地域北西端部及び中央部よりやや西よりでは層厚 0-2m のようである。

本部層は酸性火砕岩を主とし，暗灰色泥岩の薄層を挟み，ときに互層をなす。酸性火砕岩は酸性軽石凝灰岩及び酸性細粒-中粒凝灰岩を主とし，同質火山礫凝灰岩及びときに少量の凝灰角礫岩を伴っている。岩質は黒雲母及び角閃石，ときに少量の輝石を有する流紋岩-デイサイトである。軽石流堆積物と，降下軽石堆積物とが認められる。軽石流堆積物は本図幅地域南部二ツ井町駒形南方一帯及び能

15) 恐らく軽石流堆積物であろう。

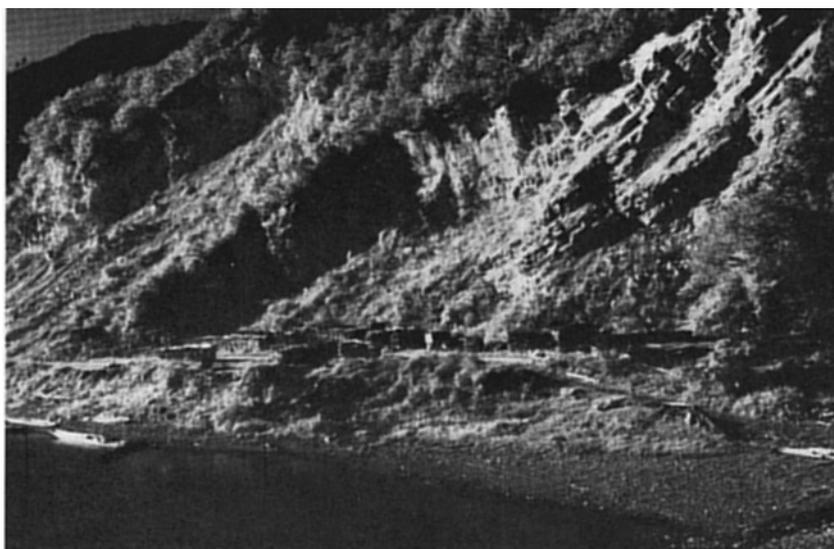
寄りの北端部で、本図幅地域との境付近の試掘井外岡SK-1でも本部層を欠くか、もしくはごく薄いと考えられる。

上部七座凝灰岩部層（命名：千谷（1928）によって上部七座凝灰岩層の名称が初めて使用された。その後、平山・角（1963）によって上部七座凝灰岩の名前が踏襲された）

上部七座凝灰岩部層の模式地は、本図幅地域二ツ井町仁鮎南方内川及び同支流一帯である。層厚は0-400mである。模式地付近では厚く、350-400mであるが、西方・北西方及び北方に向かって漸次層厚を減じている。本図幅地域中央部及び北西部では100-250mである。本図幅地域南西端部では層厚20-30mである。

本部層は酸性火砕岩を主とし、暗灰色泥岩の薄層を挟んだり、また互層をなす。酸性火砕岩は酸性軽石凝灰岩及び酸性細粒-中粒凝灰岩を主とし、同質火山礫凝灰岩及びときに少量の凝灰角礫岩を伴っている。岩質は黒雲母及び角閃石、ときに少量の輝石を有する流紋岩-デイサイトである。軽石流堆積物と、降下軽石堆積物とが認められる。軽石流堆積物は、本図幅地域南東端部二ツ井町仁鮎内川及び同支流一帯で見られ、4-5枚認められ、各々の厚さは10-50m、場所により50m以上である。しばしば下位にくる暗灰色泥岩を取り込んでいる。また下位層を削り込んで流れて堆積したことをよく示している。降下軽石堆積物は軽石流堆積物に比べ少なく、本図幅南西部の試掘井で見られる。

酸性軽石凝灰岩は淡緑色-白色、軟弱、塊状のものが多く、ときに層理を示す。軽石を核とする火山豆石及び火山礫を多数に有する。下位層及び本層から由来した角礫及び亜円礫を有している。酸性細粒-中粒凝灰岩は淡緑色-白色、やや軟弱、軽石質であって、層理明瞭なものが多く、暗灰色泥岩と互層をなす。これにも下位層及び本層の暗灰色泥岩の角礫及び亜円礫を含んでいる。また、酸性軽石凝灰岩と互層をなす（第24図及び第25図）。



第24図 船川層上部七座凝灰岩部層に属する軽石流堆積物の厚層
(二ツ井町来臨橋付近の米代川左岸)



第25図 船川層上部七座凝灰岩部層の塊状で無層理の酸性軽石凝灰岩
(二ツ井町悪土付近)

本図幅地域北西端部の基礎試錐沢目沖のデータによれば、深度1,370-1,465m間に潜在し、暗灰色-灰白色シルト質凝灰岩（一部凝灰角礫岩）及び暗褐色泥岩との互層からなる。本図幅地域南西端部の層序試錐能代GS-1のデータ（福田，1973）によれば、深度2,381-2,413mに潜在し、灰白色のややガラス質の凝灰岩からなる。上記の能代GS-1の北々東方約2.0km付近の試掘井米代AK-1のデータによれば、深度1,977.8-1,997m間に潜在している。下部及び中部は灰白色（一部青色）粗粒凝灰岩に亜角礫を有し、下部では亜角礫に富む角礫凝灰岩に漸移している。上部は暗灰色-灰色ベントナイト質凝灰岩及び暗灰色最硬質層灰岩に灰色砂質凝灰岩を挟んでいる。なお、上記の能代GS-1の北々東方約3.0km付近の試掘井能代AK-1のデータによれば、深度2,255-2,278m間に潜在し、白色ガラス質凝灰岩からなる。本図幅地域中央部よりやや西寄りの試掘井東雲AK-1のデータによれば、本部層を欠いている。南隣森岳図幅西寄りの北端部で、本図幅地域との境付近の試掘井外岡SK-1のデータによれば、深度782-905m間に潜在し、暗灰色-褐色泥岩と灰白色-暗灰色砂質凝灰岩・灰白色軽石質凝灰岩・ベントナイト質凝灰岩勝ちの互層からなる。

層位関係 下位の女川層と整合である。下部七座凝灰岩部層のごく薄いかもしくは欠く所では、女川層上部の硬軟互層を経て、船川層の暗灰色泥岩となり、本層と下位の女川層とは漸移関係を示す。下位七座凝灰岩部層の分布する所では女川層上部の硬軟互層の上に酸性軽石凝灰岩もしくは酸性細粒-中粒凝灰岩が出る所から本層とした。ここでは下位七座凝灰岩部層に属する軽石流堆積物が下位の女川層を削っている所が見られる。この層準を追跡すると次第に薄くなり、女川層の硬軟互層の上に直接整合に船川層の暗灰色泥岩が重なっている。このことから不整合を意味するものでないと考えられる。

化石 本層中には *Sagarites chitanii* MAKIYAMA が比較的普通に含まれ、大型化石に乏しい。放散虫及び珪藻化石は女川層に比べて少ないが、これに反して有孔虫化石が多くなる（第4表）。米谷（1983）

第4表 船川層中の有孔虫化石 (佐々木, 1967, MS)

<i>Globigerina pachyderma</i> (EHRENBERG)
<i>G. foliata</i> BOLLI
<i>Spirosigmoilinella compressa</i> MATSUNAGA
<i>Cyclammina</i> sp.
<i>Haplophragmoides renzi</i> ASANO
<i>H.</i> sp.
<i>Martinottiella Communis</i> (d'ORBIGNY)
<i>M. nodulosa</i> (CUSHMAN)

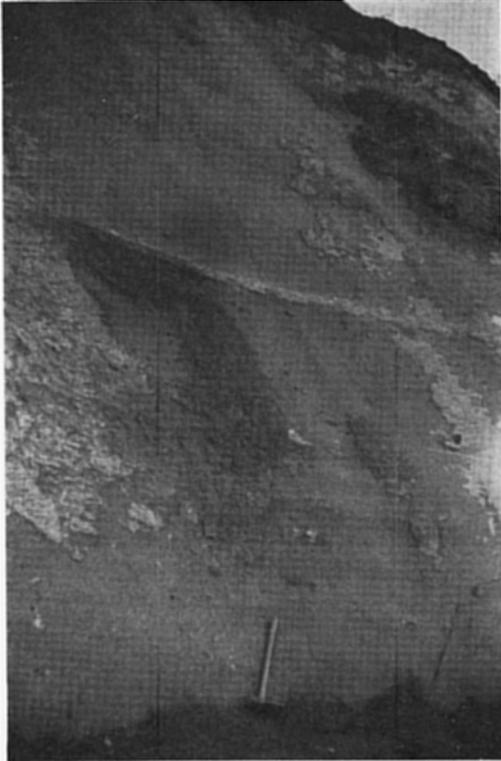
によれば、船川層下部では浮遊性有孔虫は *Barren Planktonic Foraminifera Zone* であり、底生有孔虫は *Spirosigmoilinella compressa Zone* 上部で *Spirosigmoilinella compressa-Martinottiella communis Subzone* である。船川層上部では浮遊性有孔虫は *Globorotalia ikebei-Orbulina universona Zone* であり、底生有孔虫は *Miliammina echigoensis Zone* である。平山・角 (1963) によれば、東隣鷹巣図幅地域南西部の鷹巣町今泉南方の米代川北岸の下部七座凝灰岩部層に属する海緑石砂岩中から鯨の肋骨を産した。

層序試錐能代GS-1のデータ(福田, 1973)によれば深度3,100-3,514.4 m間では、*Haplophragmoides* sp., *Martinottiella nodulosa* 及び *Uvigerina* cf. *yabei* が連続的に産するほか、*Uvigerina akitaensis*, *Bulimina pupoides*, *Goëssella* sp., *Bathisiphon* sp. 及び *Uvigerina* sp. も見られる。深度2,420-3,030 m間では *Martinottiella nodulosa-Bulimina auriculata* 群集帯である、深度2,630 m以浅は有孔虫化石に富み、*Bulimina* cf. *pupoides*, *Uvigerina* cf. *yabei*, *U.* cf. *akitaensis*, *Haplophragmoides* cf. *subglobosum*, *H.* cf. *emaciatum*, *Martinottiella nodulosa* 及び *Cyclammina japonica* が優勢であるほか、*Melonis pompilioides*, *Bulimina nipponica*, *Goëssella schencki*, *Valvulineria sadoensis* 及び *Globorotalia* cf. *oceanica* が連続的に産する。深度2,640-2,750m間は、個体数が少ないが、群集型が上位のものに類似する。深度2,760 m以深は、保存がよくないが、上位のものに類似の群集を産し、*Martinottiella* sp., *Quinqueloculina* spp. 及び *Uvigerina proboscidea* が特徴的である。浮遊性のもものでは *Globoquadrina* が劣勢となり、*Orbulina universona* が産出するようになる。基礎試錐目沖のデータによれば、*Martinottiella bradyana tarukiensis-Cribrostomoides* cf. *subglobosum* Zoneである。

III. 8 天徳寺層

天徳寺層(命名:大村(1926)。その後、渡辺(1932)によって「天徳寺灰色頁岩」、大塚(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、本図幅地域東半部に広く分布している。主としてシルト岩からなる。本層は女川層及び船川層が広域斉一相を示すのに比べ、その堆積相が地域の変化に富んでいる。



第26図 天徳寺層の代表的塊状シルト岩
(能代市仁井田南方約1.7km付近)

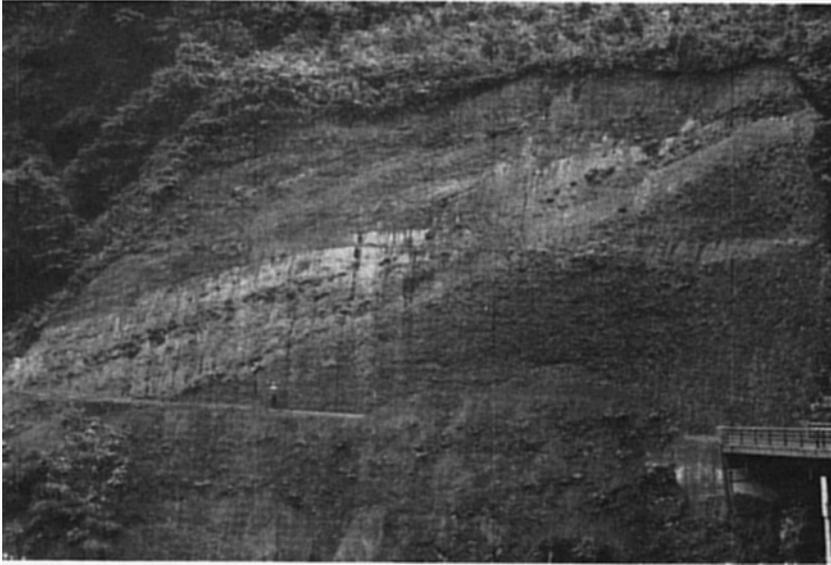
模式地 秋田市天徳寺付近であって、本図幅地域内では能代市常盤川流域一帯でよく見られる。

分布及び層厚 能代市国見付近から東方へ常盤川流域を経て二ツ井町種梅川流域に至る地区に広く分布している。ほかに、峰浜村塙付近・二ツ井町富根南方付近及び仁鮎付近で見られる。層厚は150-1,400 mである。本図幅地域中部及び東部では薄く、150-400mである。これに対し西部では厚く、400-700 mと厚くなり、西方に行くに従い、1,000 m以上となる。本図幅地域南西端部の能代市市街地及びその西方一帯では非常に厚く、層厚1,200-1,400m、恐らく所により1,400 m以上に達する。

岩相 天徳寺層はシルト岩を主とし、砂岩・酸性凝灰岩及び砂質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。至る所で生痕が見られる(第26図)。砂岩は暗灰色-青灰色、細粒-中粒、しば

しば斜層理を示し、一部地区ではシルト岩と砂岩の互層が見られる。上位に行くに従い多くなり、笹岡層中の砂岩と区別出来なくなる。酸性凝灰岩及び砂質凝灰岩は、灰白色-白色、軟弱、軽石質、ときに砂質である。2層挟まれていて、厚さ10数cm-2 mであって、厚さが変化する。ほかに礫岩の薄層を挟んでいる。

本図幅地域北西端部の基礎試錐沢目沖のデータによれば、深度488-1,370 m間に潜在している。本層下半部(層厚518m)下部(深度1,290-1,370m)は暗灰色泥岩を主とする。中部(深度1,220-1,290m)は暗灰色泥岩を主とし、灰色泥質凝灰岩及び灰色細粒砂岩を挟んでいる。上部(852-1,220 m)は主として暗灰色泥岩からなり、暗灰色-灰色細粒砂岩及び灰色ペントナイト質凝灰岩の薄層を挟んでいる。本層上半部(層厚364m、深度488-852 m)は暗灰色-青灰色泥岩からなる。本図幅地域南西端部の層序試錐能代GS-1のデータ(福田, 1973)によれば、深度942-2,381 m間に潜在している。深度1,680-2,381 m間は主として暗灰色の泥岩からなり、一部に細粒砂及び泥質凝灰岩を挟んでいる。深度1,873-1,886 m間は白色のゴマ塩状砂質凝灰岩である。深度1,575-1,680 m間は含礫泥岩を主とし、凝灰岩を挟んでいる。深度1,320-1,575 m間は灰色緻密な泥岩からなり、泥質凝灰岩の薄層を挟んでいる。深度1,240-1,320 m間は主として灰色のシルト岩からなり、凝灰質砂岩及び凝灰岩を挟んでいる。下部は灰色のシルト岩と細礫岩の互層になっている、深度942-1,240 m間は炭質物を含む灰色のシルト岩からな



第27図 素波里安山岩を被覆する天徳寺層最下部の

ほぼW-E 素波里安山岩に属する凝灰角礫岩を同質の角礫を有する天徳寺層が覆っている。

る。本図幅地域中央部よりやや西よりの試掘井東雲 AK-1 のデータによれば、深度232-527.5 m 間に潜在し、灰色シルト質泥岩を主とし、深度 431-506.5 m間に軽石を挟む。基底部に厚さ 15 m の砂岩がある。南隣森岳図幅地域西寄りの北端部の試掘井外岡 SK-1 のデータによれば、本層下半部（深度 260-782 m）は主として帯緑色灰色泥岩からなり、深度 500 m 付近より帯緑暗灰色泥岩に漸移する。基底部近くの深度 730-782 m 間は、帯緑灰色凝灰質泥岩及び灰色泥岩と白色緻密砂質凝灰岩・帯緑灰色ペントナイト質凝灰岩・軽石質凝灰岩などが互層状をなしている。本層上半部（深度 180-260 m）は暗灰色-帯緑灰色泥岩からなり、上部の深度 180-215 m 間に軽石及び海緑石を含む砂岩を挟んでいる。

層位関係 下位の船川層と整合である。上部七座凝灰岩部層の上に重なるシルト岩から本層とした。第27図に示すように本図幅地域北東端部で素波里安山岩に属する凝灰角礫岩を本層下部が覆っており、また本層下部中に上記の凝灰角礫岩を挟んでいる。

化石 船川層に比較して全般的に化石が多くなり、軟体動物化石を多産する。海綿化石の *Sagarites chitanii* MAKIYAMA は、本層の下部に産するが上部では全く認められない。このほか、ウニの *Linthia nipponica* YOSHIWARA が含まれている。なお、有孔虫化石を多産する（第5表）。米谷（1983）によれば、秋田油田では天徳寺層下部では浮遊性有孔虫は *Globigerina pachyderma* (dext.)-*Globorotalia orientalis* Zone であり、底生有孔虫は *Uvigerina subperegrina* Zone 下部で *Praeglobobulimina pupoides*-*Martinottiella communis* Subzone である。天徳寺層上部では浮遊性有孔虫は *Globigerina pachyderma* (sinist.)-*Globigerina quinqueloba* Zone であり、底生有孔虫は *Uvigerina subperegrina* Zone 上部で *Uvigerina akitaensis*-*Epistominella pulchella* Subzone である。

CHINZEI（1973）によれば本図幅地域東部及び東隣鷹巣図幅地域西部に分布する本層及び笹岡層中の



露頭（二ツ井町窓山北々西方約0.7kmの滝ノ沢の橋付近）

ほぼN-S 天徳寺層中の下部では素波里安山岩と同じ岩質と考えられる角礫を有するが，上に行くに従い急に角礫がなくなる。

貝化石群には，相伴って発見される種の組合せと個体頻度の相異によって4つの群集型が識別される。本研究報告書で天徳寺層としたものにほぼ一致する泥相中のものは *Nuculana-Turritella* 群集である（第6表）。

層序試錐能代GS-1のデータ（福田，1973）によれば深度1,700-2,380 m間は *Miliammina echigoensis-Uvigerina yabei* 群集である。深度1,940 m以浅は *Islandiella japonica*, *I. cf. yabei*, *I. norcrossi*, *Bulimina cf. pupoides*, *Pullenia apertula*, *Uvigerina cf. yabei*, *Cyclammina cancellata* 及び *Epistominella pulchella* を主とする群集で，*Miliammina echigoensis* を伴っている。浮遊性のものでは *Globigerina bulloides* 及び *G. pachyderma* が優勢であるが，深度1,830-1,880 m 間には *Globoquadrina dutertrei* をかなり産する。深度1,950m以深では深度1,940 m以浅の群集が個体数を増して産するほか，*Bolivinita quadrilatera*, *Cyclammina pusilla*, *Ammobaculites sp.* 及び *Haplophragmoides cf. evolutum* も認められる。深度950-1,690 m 間は，*Criboelphidium cf. clavatum-Islandiella japonica* 群集帯である。深度1,150 m 以浅は有孔虫化石をかなり多産し，*Criboelphidium clavatum* 及び *Buccella frigida* を主とし，*Criboelphidium bartetti*, *Islandiella norcrossi* 及び *Elphidium sp.* を随伴するほか，*Globigerina pachyderma* が連続的に見られる。深度1,160-1,690m間では産出頻度が増す。深度1,340m付近までは *Criboelphidium cf. clavatum* 及び *Buccella frigida* が優勢であるが，*Islandiella japonica*, *I. margareta* 及び *I. norcrossi* を随伴する。少数であるが，*Cyclammina cancellata*, *Haplophragmoides cf. subglobosum* なども共産する。深度1,350m付近から急に *Islandiella japonica*, *I. cf. margaretae*, *Epistominella pulchella* 及び *Uvigerina akitaensis* が多産するようである。基礎試錐沢目沖のデータによれば，深度880-1,370 m 間は

Globobulimina auriculata-*Cribrostomoides* cf. *subglobosum* Zonule である, なお, 深度 490-870 m 間は *Uvigerina akitaensis*-*Islandiella* cf. *margareta* Zonule である.

第5表 天徳寺層中の有孔虫化石

<i>Globigerina bulloides</i> d'ORBIGNY
<i>G. foliata</i> BOLLI
<i>G. pachyderma</i> (EHRENBERG)
<i>Eponides umbonata</i> (REUSS)
<i>Buccella frigidus calidus</i> CUSHMAN
<i>Cibicides aknerianus</i> (d'ORBIGNY)
<i>C. pseudoungerianus</i> (CUSHMAN)
<i>C. ungerianus</i> (d'ORBIGNY)
<i>Elphidium etigoense</i> HUSEZIMA et MARUHASI
<i>E. hughesi foraminosum</i> CUSHMAN
<i>E. subgranulosum</i> ASANO
<i>Nonion grateloupi</i> (d'ORBIGNY)
<i>Nonion pompilioides</i> (FICHTEL et MOLL)
<i>Bulimina aculeata</i> d'ORBIGNY
<i>B. exilis tenuata</i> (CUSHMAN)
<i>B. marginata</i> d'ORBIGNY
<i>Buliminella elegantissima</i> (d'ORBIGNY)
<i>Bolivina decussata</i> BRADY
<i>Planulina wuellerstorfi</i> (SCHWAGER)
<i>Loxostoma</i> aff. <i>limbatum</i> (BRADY)
<i>Fissulina</i> spp.
<i>Spiroloculina communis</i> CUSHMAN
<i>Lagena acticosta</i> REUSS
<i>L. sulcata</i> (WALKER et JACOB)
<i>Cassidulina norcrossi</i> CUSHMAN
<i>C.</i> cf. <i>margareta</i> KARRER
<i>C. subglobosa</i> BRADY
<i>C. yabei</i> ASANO et NAKAMURA
<i>Epistominella pulchella</i> HUSEZIMA et MARUHASI
<i>Uvigerina akitaensis</i> ASANO
<i>Angulogerina angulosa</i> (WILLIAMSON)
<i>A. kokozuraensis</i> ASANO
<i>A. hughesi</i> (GALLOWAY et WISSLER)
<i>Sphaeroidina</i> cf. <i>compacta</i> CUSHMAN et TODD
<i>Martinottiella nodulosa</i> (CUSHMAN)

同定: 的場保望

第6表 天徳寺層及び笹岡層中の貝化石群 (CHINZEI, 1973)

泥相 (天徳寺層)	(1) <i>Nuculana-Turritella nipponica</i> 群集
細粒砂相 (笹岡層)	(2) <i>Turritella saishuensis-Limopsis-Acila nakazimai</i> 群集
	(3) <i>Turritella saishuensis-Macoma tokyoensis-Mercenaria</i> 群集
	(4) <i>Felaniella-Thracia</i> 群集
中粒砂相 (笹岡層)	(5) <i>Umbonium-Glycymeris</i> 群集

(1) *Turritella nipponica* YOKOYAMA, *Nuculana robai* KURODA, *Nuculana* sp., *Limopsis tokaiensis* YOKOYAMA, *Macoma calcarea* (GMELIN), *Panomya simotomensis* OTUKA, *Portlandia japonica* (ADAMS et REEVE), *Astarte borealis* (SCHMACHER)

(2) *Turritella saishuensis motidukii* OTUKA, *Acila nakazimai* OTUKA, *Limopsis tokaiensis* YOKOYAMA, *Venericardia ferruginea* (CLESSIN), *Macoma calcarea* (GMELIN)

(3) *Turritella saishuensis motidukii* OTUKA, *Macoma tokyoensis* MAKIYAMA, *Mercenaria stimpsoni* (GOULD), *Clinocardium* sp., *Anadara amicula* (YOKOYAMA), *Protothaca adamsi* (REEVE), *Mya cuneiformis* (BÖHM), *Serripes groenlandica* BRUGUIERE, *Feraniella usta* (GOULD), *Dosinia japonica* (REEVE), *Acila* cf. *insignis* (GOULD) *Acila nakazimai* OTUKA

(4) *Felaniella usta* (GOULD), *Thracia kakumana* (YOKOYAMA), *Macoma tokyoensis* MAKIYAMA, *Mercenaria stimpsoni* (GOULD), *Spisula voyi* (GOULD)

(5) *Umbonium akitanum* SUZUKI, *Glycymeris yessoensis* (JAY), *Clinocardium* sp., *Dosinia japonica* (REEVE), *Mercenaria stimpsoni* (GOULD)

IV. 第四系

IV. 1 笹岡層

笹岡層 (命名: 大村 (1928)). その後, 渡辺 (1932) によって「笹岡砂岩頁岩」と呼ばれた. 本層は藤岡ほか (1969) によって再定義された)

笹岡層は, 天徳寺層を被覆して, 本図幅地域東半部に分布し, 主として砂岩からなる.

模式地 秋田市笹岡付近であって, 本図幅地域内では二ツ井町馬子岱北東方一帯及び藤里町薄井沢川流域でよく見られる.

分布及び層厚 二ツ井町種梅川中流から東方の藤里町粕毛川に至る間及び二ツ井町薄井沢川から荷上場に至る間に分布している. ほかに, 能代市山谷-外割間西方及び天内北方にわずかに分布している. 層厚は 100-300 m である. 本図幅地域の東部及び中部では 100-200 m であるが, 大局的に見て西方に行くに従い次第に厚くなり, 本図幅地域南西端部では層厚 240-300 m となる.

岩相 笹岡層は砂岩を主とし, シルト岩・酸性凝灰岩・砂質凝灰岩及び, ときに礫岩を挟んでいる. 砂岩は暗灰色-青灰色, 細粒-中粒 (ときに粗粒), 塊状のものが多く, 軟弱であって, しばしば斜層理を示す. 凝灰質及びシルト質のものがある. シルト岩は青灰色-暗灰色, 塊状のものが多く, 軟弱, 砂

質なものもある。本層の下部に多く、砂岩との互層が挟まれている。酸性凝灰岩及び砂質凝灰岩は灰白色-白色、軟弱、軽石質、ときに砂質である。3層挟まれていて、厚さ数10cm-10mであって厚さが変化する。大きさ数cm、まれに20cmに達する軽石を有する。岩質は角閃石・輝石及び石英を有するデイサイトである。礫岩は下位層から由来した大豆大-拳大の亜円礫-円礫を有し、分級濁汰が悪く、軟弱であって、連続性に乏しい。

本図幅地域北西端部の基礎試錐沢目沖のデータによれば、深度315-488m間に潜在している。下部(深度440-488m)は暗灰色-帯緑暗灰色砂質シルト岩からなる。中部(深度345-440m)は帯緑暗灰色細粒砂岩で礫の薄層を挟んでいる。上部(深度315-345m)は淡灰色軟質粘土質泥岩からなる。本図幅地域城南西端部の層序試錐能代GS-1のデータ(福田, 1973)によれば、深度635-942m間に潜在し、主として細粒砂岩からなる。深度820-840m間は砂質泥岩となっている。また深度890m以深では砂質シルト岩及びベントナイト質凝灰岩の薄層を挟んでいる。本図幅地域中央部よりやや西よりの試掘井東雲AK-1のデータによれば、深度91-232m間に潜在し、灰色シルト質砂岩及びシルト岩を主とする。南隣森岳図幅地域西寄りの北端部の試掘井外岡SK-1のデータによれば、深度70-180m間に潜在し、灰色シルト質泥岩もしくは灰色微細粒砂岩からなる。基底部の深度173-180m間は海緑石を含む砂岩である。

層位関係 下位の天徳寺層と整合(一部不整合)である。天徳寺層に特有のシルト岩が少なくなり、砂岩を主体とする所から本層としたので、両者の境界をはっきりと決めることは難しく、漸移している所が多い。なお、本図幅地域北東端部では本層が直接素波里安山岩を不整合に被覆している。なお、二ツ井町長場内西方で天徳寺層下部を本層が不整合に覆っている。

化石 天徳寺層以下の各層に普通に見られた海綿化石の *Sagarites chitanii* MAKIYAMA 及び底生砂質有孔虫化石は認められない。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)といわれている(第7表及び第9表)。また本層は底生石灰質有孔虫化石に富んでいる(第8表)。

CHINZEI (1973)によれば、本図幅地域東部及び東隣鷹巣図幅地域西部に分布する天徳寺層及び本層中の貝化石群には種の組合せと個体頻度の相違によって4つの群集型が認められ、それら群集の分布は岩相の分布と一致していると述べている。すなわち下位から上位への群集の配列は、当時の海底における深所から浅所への環境変化に支配されているとしている。下位から第8表に示すような岩相と群集が区分される。泥相は天徳寺層、ほかは本層に属すると考えられる。

層序試錐能代GS-1のデータ(福田, 1973)によれば、笹岡層は深度635-942m間に潜在している。本層と上位の中沢層とは *Pseudorotalia gaimardii*-*Criboelphidium bartletti* 群集帯である。深度690-940m間は個体数は少ないが、深度580m以浅(次の層の化石の所を参照)とよく似た群集型を示し、優勢種は *Pseudorotalia gaimardii* 及び *Rectobolovina raphana* である。基礎試錐沢目沖のデータによれば、深度315-488m間に潜在し、深度430-480m間は *Cribrononion subgranulosum* *Pseudorotalia gaimardii* Zonule である。

第7表 笹岡層中の軟体動物化石及び腕足動物化石

種名	産地	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
PELECYPODA						
<i>Acila nakazimai</i> OTUKA		×			×	×
<i>Limopsis crenata</i> (DUNKER)				×		
<i>L. tokaiensis</i> (YOKOYAMA)			×	×		×
<i>Anadara akitaensis</i> NODA			×	×		×
<i>Glycymeris pilsbryi</i> (YOKOYAMA)					×	
<i>G. yessoensis</i> (SOWERBY)		×			×	×
<i>Chlamys cosibensis</i> (YOKOYAMA)			×	×		×
<i>C. jousseaumei</i> BAVAY						×
<i>C. satoi</i> (YOKOYAMA)						×
<i>C. swiftii</i> (BERNARDI)		×			×	×
<i>Mizuhopecten poculum</i> (YOKOYAMA)			×		×	
<i>M. yessoensis</i> (JAY)		×			×	
<i>Yabepecten tokunagai</i> (YOKOYAMA)						×
<i>Monia macrochisma</i> (DESHAYES)						×
<i>Solamen diaphana</i> (DALL)						
<i>Pandora</i> sp.			×			
<i>Astarte alaskensis</i> DALL					×	×
<i>A. borealis</i> (SCHMACHER)			×	×		×
<i>Venericardia ferruginea</i> CLESSIN			×	×		×
<i>Conchocele bisecta</i> (CONRAD)						×
<i>C. nipponica</i> (YABE et NOMURA)						×
<i>Lucinoma acutilineata</i> (CONRAD)					×	×
<i>L. otukai</i> HATAI et NISIYAMA						×
<i>Macoma incongrua</i> (v. MARTENS)		×			×	×
<i>M. tokyoensis</i> MAKIYAMA						×
<i>Anisocorbula venusta</i> (GOULD)			×			
<i>Mya cuneiformis</i> (BÖHM)		×	×			×
<i>M. japonica</i> (JAY)		×				×
GASTROPODA						
<i>Collisella heroldi</i> (DUNKER)						×
<i>Turritella saishuensis</i> (YOKOYAMA)		×			×	×
<i>Vermetus ebaranus</i> (YOKOYAMA)						×
<i>Cryptonatica janthostomoides</i> (KURODA et HABE)		×		×	×	
<i>Trophonopsis beringi</i> (DALL)						×
<i>Fulgoraria</i> sp.				×		×
<i>Antiplanes contoraria</i> (YOKOYAMA)						×
<i>Adamnestia japonica</i> (A. ADAMS)						×
SCAPHOPODA						
<i>Dentalium weincauffi</i> DUNKER			×			

第7表 つづき

種名	産地	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
BRACHIOPODA						
<i>Hemithyris psitacea</i> (GMELIN)						×
<i>H. psitacea woodwardia</i> (A. ADAMS)				×		×
<i>Terebratalia coreanica</i> ADAMS et REEVE						×
(1) 峰浜村高野野東方	同定：高安泰助					
(2) // 横内						
(3) // 埜						
(4) // 石川						
(5) 能代市谷地西方						

第8表 笹岡層中の有孔虫化石

<i>Globigerina bulloides</i> d'ORBIGNY
<i>G. foliata</i> BOLLI
<i>G. pachyderma</i> (EHRENBERG)
<i>Globorotalia inflata</i> (d'ORBIGNY)
<i>G. obesa</i> BOLLI
<i>Rotalia beccari</i> (LINNAEUS)
<i>R. japonica</i> HADA
<i>Eponides nipponica</i> (HUSEZIMA et MARUHASI)
<i>Buccella frigidus calidus</i> (CUSHMAN)
<i>Discopulvinulina orbicularis</i> (d'ORBIGNY)
<i>Cibicides aknerianus</i> (d'ORBIGNY)
<i>C. lobatulus</i> (WALKER et JACOB)
<i>C. cf. refluens</i> (MONTFORT)
<i>C. ungerianus</i> (d'ORBIGNY)
<i>Elphidium advenum</i> (CUSHMAN)
<i>E. etigoense</i> HUSEZIMA et MARUHASI
<i>E. hughesi foraminosum</i> CUSHMAN
<i>E. jenseni</i> (CUSHMAN)
<i>E. subgranulosum</i> ASANO
<i>Nonion aimonoi</i> MATSUNAGA
<i>N. grateloupi</i> (d'ORBIGNY)
<i>N. manpukuziense</i> OTUKA
<i>Quinqueloculina</i> sp.
<i>Bulimina aculeata</i> d'ORBIGNY
<i>B. marginata</i> d'ORBIGNY
<i>B. nipponica</i> ASANO
<i>Bolivina decussata</i> BRADY
<i>B. robusta</i> BRADY
<i>Planulina wuellerstorfi</i> (SCHWAGER)
<i>Fissulina</i> spp.
<i>F. laucunata</i> (BURROWS et HOLLAND)
<i>Oolina hexagona</i> (WILLIAMSON)

Siphotextularia saulcyana d'ORBIGNY
Spiroloculina communis CUSHMAN
Lagenonodosaria scalaris (BATSCH)
Lagena sulcata laevicostata (CUSHMAN et GRAY)
L. acticosta (REUSS)
Guttulina yamazakii (CUSHMAN et OZAWA)
Cassidulina norcrossi CUSHMAN
C. yabei ASANO et NAKAMURA
Epistominella pulchella HUSEZIMA et MARUHASI
Angulogerina angulosa (WILLIAMSON)
A. kokozuraensis ASANO
Pullenia apertula CUSHMAN

同定：的場保望

IV. 2 中 沢 層

中沢層（新命名）

中沢層は天徳寺層及び笹岡層を被覆して、本図幅地域北東部及び南西部に分布し、主として砂岩からなる（第9表）。本層は湖成層を含んでおり、海成層である。鮎川層と区別するため新しく命名した。

第9表 能代図幅地域の中・上部第四系区分及び段丘対比表

地 質 時 代		層 序		内藤(1979)による段丘区分 [※]			
第 四 紀	完 新 世	沖 積 層	新期砂丘 堆積物	毛馬内面			
			毛馬内段丘 堆積物				
	後 新 世	更 後 期	低位Ⅲ段丘堆積物		水沢Ⅲ面		
			低位Ⅱ段丘堆積物		水沢Ⅱ面		
			低位Ⅰ段丘堆積物		水沢Ⅰ面・久喜沢面		
			中位Ⅱ段丘堆積物		細谷Ⅲ面	東雲Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ面	
			古期砂丘堆積物				
			潟西層		細谷Ⅱ面・ 畑谷Ⅰ面		
	中 期	中 期	高位Ⅱ段丘堆積物		大槻野面		
高位Ⅰ段丘堆積物			大台野面・母谷面群				
中沢層							

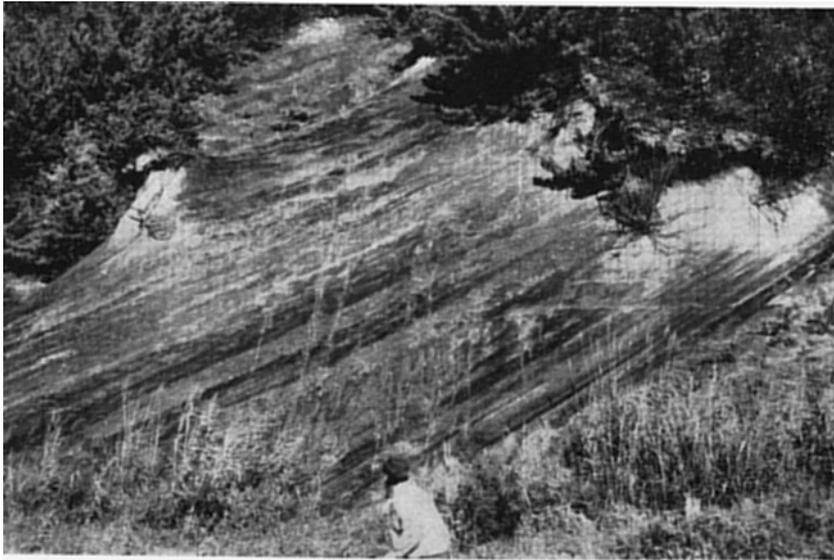
※ 米代川以北の本図幅地域西部に限る

模式地 南隣森岳図幅地域内能代市下中沢から犬伏を経て犬伏東方に至る沢の流域一帯であって、本図幅地域では能代市新田東方一帯及び二ツ井町榎山沢東方一帯でよく見られる。

分布及び層厚 本図幅地域南西部の能代市新田一帯及び築法師付近と、北東部の二ツ井町榎山沢東方

一帯及び種梅川中流西方尾根付近とに分布している。層厚は 10-420 m である。本図幅地域北東部では 40-150 m で薄い、西方に行くに従い厚くなり、200 m 以上となる。南西端部では層厚 300-420 m である。

岩相 主として砂岩からなり、酸性凝灰岩・砂質凝灰岩及び、ときにシルト岩・亜炭及び礫岩を挟んでいる。砂岩は暗灰色-灰白色、細粒-粗粒、非常に軟弱で、半固結である。凝灰質で斜層理を示す。酸性凝灰岩及び砂質凝灰岩は灰白色-白色、非常に軟弱、半固結であって、砂質、軽石質のものが多い。シルト岩も同じく非常に軟弱、半固結で凝灰質、ときに砂質で、砂岩中に挟まれ、少ない（第28図及び第29図）。

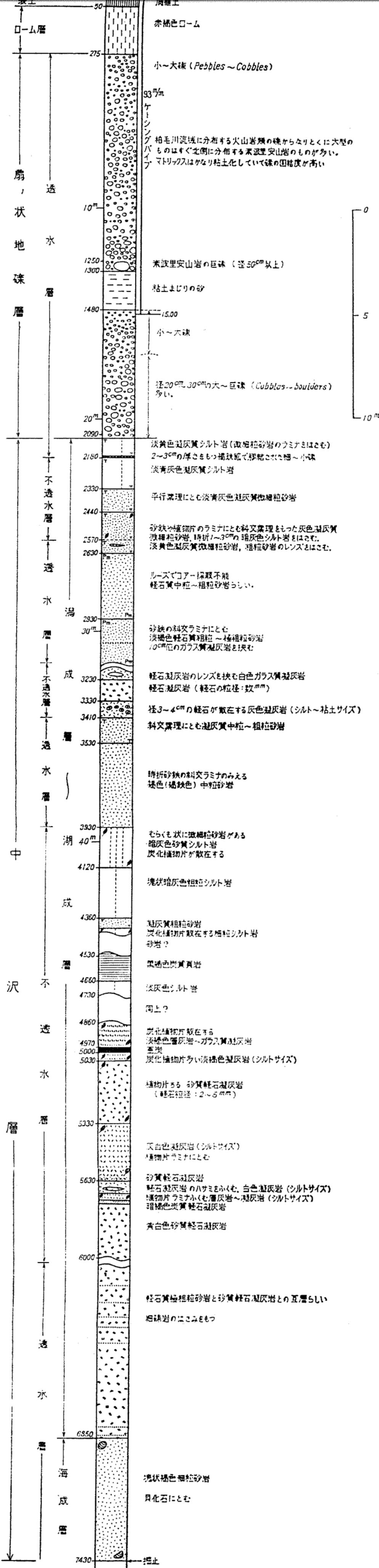


第28図 中沢層の中粒-粗粒砂岩（能代市新田東方約0.6km付近）

本図幅地域北西端部の基礎試錐沢目沖のデータによれば、深度 105-315 m 間に潜在し、帯緑暗灰色細粒砂からなり、細粒-中粒の礫層を挟んでいる。本図幅地域南西端部の層序試錐能代 GS-1 のデータ（福田，1973）によれば、深度 210-635 m 間に潜在し、砂質シルト及び礫混じり砂と細粒砂の互層からなり、下部にまとまった礫質砂がある。

層位関係 本図幅地域南西部では笹岡層と整合であるが、北東部では天徳寺層及び笹岡層を不整合関係で被覆している。南隣森岳図幅北端部下中沢の南々西方約 0.5 km の地点で、笹岡層の中粒砂岩を、本層に層するすこぶる軟弱な中粒砂岩が整合に被覆している露頭が見られる。二ツ井町種梅川中流岩坂西方で東に緩傾斜する天徳寺層を、笹岡層を欠いて直接にほとんど水平の本層が不整合に覆っている。

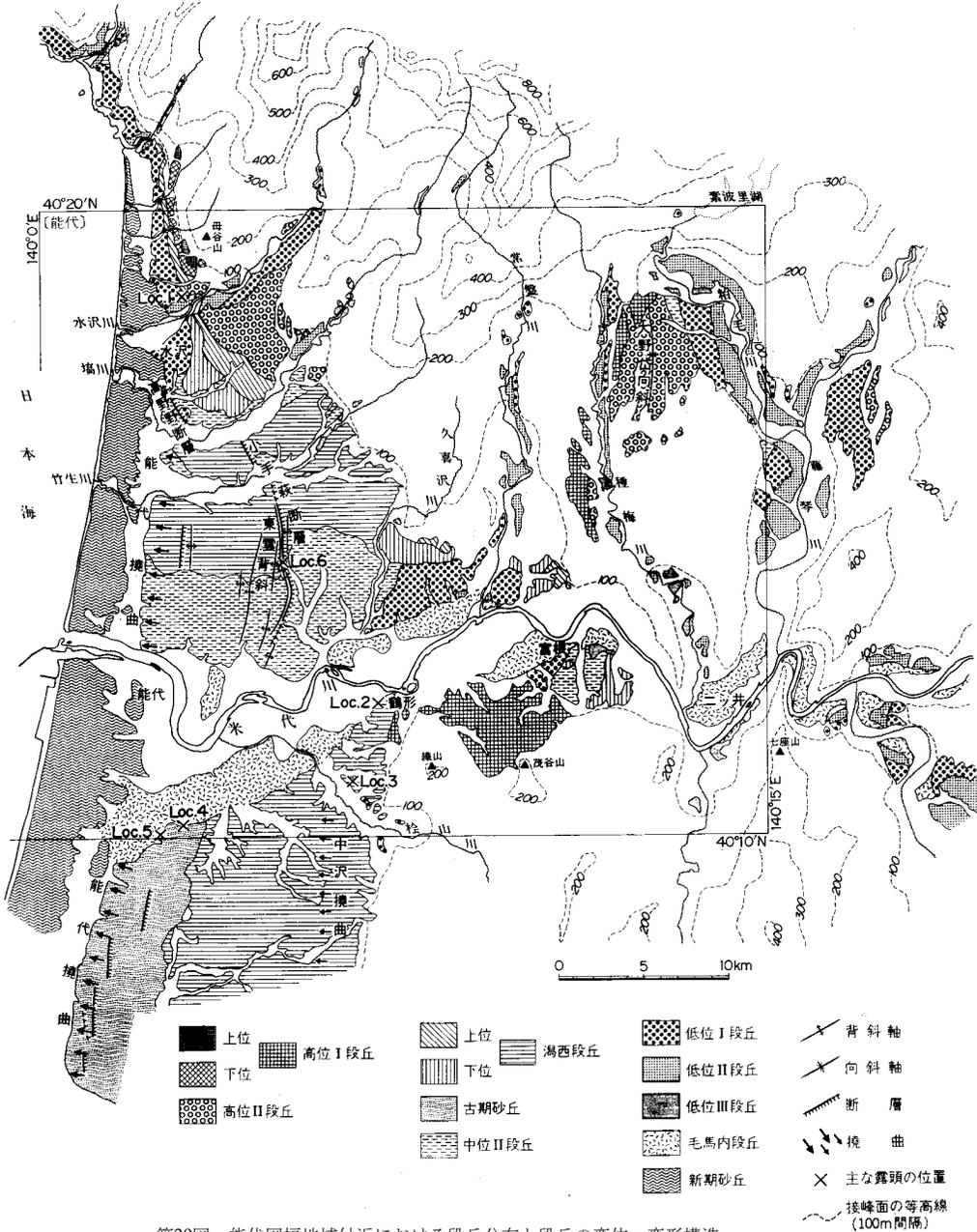
化石 植物化石の破片を有する。模式地付近の本層下部に貝化石床がある。本図幅地域南西部の本層は海成層であるが、北東部の本層は、丹波及び伊藤（1971）によれば下部は海成層中部及び上部は潟成層-湖成層である。



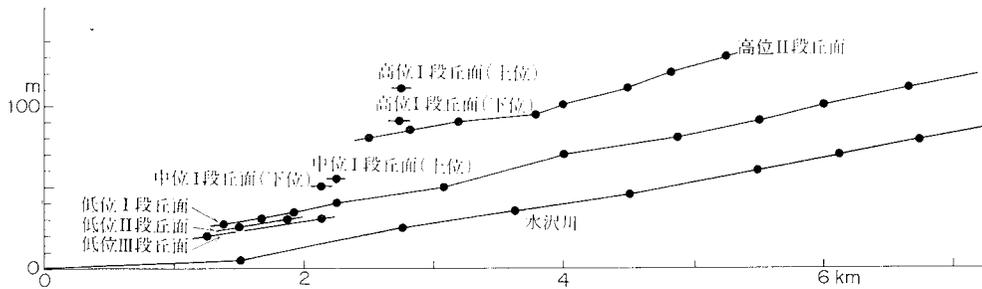
第29図 能代図幅地域北東部藤里町大野岱ボーリング柱状図 (丹治・伊藤, 1971)

IV. 3 高位I段丘堆積物

高位I段丘堆積物は、中沢層以下、女川層までの各層を不整合に被覆して、最高位段丘群をなし、主に3箇所に分布する(第30図及び第31図)。本図幅地域北東部の種梅川流域及び南部の大台野に分布するも



第30図 能代図幅地域付近における段丘分布と段丘の変位・変形構造



第31図 水沢川流域における河川縦断面と段丘面の投影

のは河成堆積物からなり、本図幅地域北西部の母谷山西方に分布するものは海成堆積物からなる。ここでは高位 I 段丘堆積物として一括しているが、これらすべてが同時に形成されたかどうかははっきりしない。本段丘堆積物のなす段丘面（高位 I 段丘面）は、種梅川流域において、上流の大野岱では高度 190-230 m、下流の泥ノ木西方では高度 140-160 m である。なお、大台野では高度 95-115 m に分布する。母谷山西方では高度 110 m（上位面）と高度 80-90 m（下位面）に分布する。各段丘面は開析されている。

本段丘堆積物は、種梅川流域の大野岱西方では、主として素波里安山岩の礫からなり砂及び泥を伴う。礫はくさり礫となりマトリックスは赤色土となっている。大台野では、層厚 20-30 m で、主として礫からなり砂及び泥を伴う。最上部は厚さ 3 m の赤色土となっている。礫は中礫-大礫の亜円礫からなり、安山岩・流紋岩・硬質泥岩及び花崗閃緑岩の礫が主体で、当時の米代川の河床堆積物と推定される。礫はくさり礫となっている。内藤（1977）によれば、母谷山西方では海成堆積物らしい直径 5 cm 以下の円礫が見られるという。

IV. 4 高位 II 段丘堆積物

高位 II 段丘堆積物は、本図幅地域北半部において水沢川左岸の大槻野及び粕毛川右岸の大野岱に分布し、隆起扇状地性の堆積物で、主として礫からなり砂及び泥を伴う。最上部は厚さ 2-3 m の赤色土となっている。

本段丘堆積物のなす段丘面（高位 II 段丘面）は、大槻野では高度 75-130 m に分布し、水沢川の上流へ向かって分布高度は高くなっている。又、大野岱では大野岱向斜の軸部付近に高度 155-200 m に分布し、粕毛川の上流へ向かって分布高度は高くなっている。本段丘面は、大槻野では比較的保存が良いが、大野岱では現河床との高度差が 95-130 m と大きくやや開析されている。

本段丘堆積物は、大槻野南部では、層厚 25 m である。主として礫からなり、礫は中礫-大礫で、水沢川の上流へ向かって礫径は大きくなり、岩子東方では巨礫が混じるようになる。礫の表面は風化しているが、くさり礫は少ない。大野岱では、層厚 30-35 m で、主として礫からなり砂及び泥を挟んでいる。素波里安山岩の礫を主体としており、一部はくさり礫となっている。

IV. 5 渦西層

渦西層（命名：大橋，1930）

渦西層は、中沢層以下、女川層までの各層を不整合に被覆して、本図幅地域西部に広く分布している。主として礫及び砂からなり、高度 30-95 m の渦西段丘面をなしている。本層からなる段丘（渦西段丘）は、太田(1968)によれば、「もっとも連続して分布する原面の保存のよい段丘で、沖積世海進に先立つ海進を示すもの」とされている。又、模式地付近の本層は温暖な気候下における高海面期の沿岸成堆積物であって、下末吉相当層であるとされている（渦西層団体研究グループ，1983）。本図幅地域における本層は、層相及び分布から、最終間氷期の最大海進（下末吉海進，12-13×10⁴ y B. P.）時における海成-河成堆積物と考えられる。

模式地 秋田県男鹿半島渦西地域北部の野石から、鶴ノ木を経て、南部の樽沢へと至る渦西段丘東縁の段丘崖（渦西層団体研究グループ，1983）。本図幅地域では、能代市小友沼東方の崖でよく見られる。

分布及び層厚 渦西層は本図幅地域西部の目名渦より東雲開拓北部にかけて分布するほか、米代川左岸の駒形及び鶴形南西方に分布する。本層のなす段丘面（渦西段丘面）は、目名渦では高度60m、畑谷付近においては高度 55-60 m（上位面）と高度 30-55 m（下位面）に分布する。東雲開拓北部においては一般に高度 40-60 m に分布するが、その西縁部では能代撓曲によって西へ傾き下がり、沖積面下に没している。米代川流域において、駒形では高度 60 m、富根北方では高度 75-95 m（上位面）と高度 60-65 m（下位面）に分布する。鶴形南西方では高度 20-60 m に分布し、海側から山側に向かって分布高度は高くなっている。

層厚は 5-25 m である。北部から南部へ向かって、又、山側から海側へ向かって層厚を増している。

岩相 渦西層は、砂及び礫からなり泥及び泥炭を伴う。最上部は厚さ 1.5-2.0 m の風化土壌となっている。砂は細粒-中粒で、よく淘汰されており、軟弱で、斜層理を示すことがある。礫は小礫-中礫の亜円-円礫で、礫の一部は表面のみ風化している。本層下部は、よく淘汰された砂・礫及び砂礫互層が主体をなす。これらは層相から海成堆積物と考えられる。しかし、米代川流域の駒形・富根及び鶴形付近に限り、やや淘汰の悪い礫及び泥からなり、三角州-河成堆積物と考えられる。本層上部は主として淘汰の悪い礫及び砂からなり泥及び泥炭を伴う。これらは層相から河成堆積物と考えられる。

層位関係 下位の中沢層から女川層までの各層を傾斜不整合で被覆する。

IV. 6 古期砂丘堆積物

古期砂丘堆積物は、渦西層を軽微な不整合で被覆して本図幅地域南西端の柏子所付近に分布する。本図幅地域における分布は狭いが、南隣森岳図幅地域にかけて新时期砂丘堆積物の内側（東側）に平行して、幅 2.5 km、長さ 10 km の広がりなす。

本堆積物は、層厚 20 m 内外、新时期砂丘堆積物に酷似するよく淘汰された中粒-粗粒の砂からなり、しばしば斜層理を示す。本堆積物の基底付近では平行層理が発達するところもあり、一部は当時の砂州堆

横物であると推定される。基底より 2 m 上位に、厚さ 3-7 cm で連続性のよいピンク色の細粒火山灰層を挟在する。下位の潟西層とは軽微な不整合関係にあり、数 cm-10 数 cm の凹凸をなす不整合面が見られる。本堆積物は、潟西段丘面の離水時に相前後して堆積したものと推定される。

IV. 7 中位 II 段丘堆積物

中位 II 段丘堆積物は、本図幅地域南西部の東雲開拓南部から朴瀬にかけて広く分布するほか、南東部の駒形付近及び北西部の田中付近にも分布する。河成段丘堆積物であり、主として礫からなり砂及び泥を伴う。

本段丘堆積物のなす段丘面（中位 II 段丘面）は、東雲開拓南部から朴瀬にかけて一般に高度 20-40 m に分布するが、その西端部では能代撓曲によって西へ傾き下がり、沖積面下に没している。又、駒形付近では高度 45-50 m、田中付近では高度 15-30 m に分布する。

本段丘堆積物は、層厚 10 m 内外、主として礫からなり砂及び泥を伴う。最上部は厚さ 2 m の風化土壌となっている。礫は小礫-中礫の亜円礫で、しばしば斜層理を示す。礫の一部は表面のみ風化している。本段丘堆積物は、一般に淘汰が悪く、主要河川に沿って分布することから、河成堆積物と判断される。

IV. 8 低位 I 段丘堆積物

低位 I 段丘堆積物は、本図幅地域内の主要河川流域に発達して下流方向へ収斂する低位段丘群のうち、最高位に位置して最も広く分布する低位 I 段丘を構成するもので、主として礫からなり砂及び泥を伴う。

本段丘堆積物からなる段丘面（低位 I 段丘面）の高度及び沖積面との高度差は、各河川の上流へ向かって大きくなっている。米代川-粕毛川流域における本段丘面の高度及び沖積面との高度差は次のとおりである。

地点	高度	沖積面との高度差
1) 久喜沢	25m	20m
2) 茱萸ノ木 ^{ぐみ}	85m	50m
3) 萱沢	110m	70m
4) 素波里	230m	100m

本段丘堆積物は、主として淘汰の悪い礫からなり砂及び泥を伴う。最上部は厚さ 2 m の風化土壌となっている。礫は新鮮である。米代川下流の常盤では、層厚 15 m 内外、斜層理を示す砂礫からなり、礫は中礫-大礫の亜円礫である。粕毛川流域の粕毛では、層厚 6 m、礫からなり、中礫-巨礫と礫径は大きくなっている。

IV. 9 低位Ⅱ段丘堆積物

低位Ⅱ段丘堆積物は、本図幅地域内の主要河川流域に発達する低位段丘群のうち、中位に位置する段丘を構成するもので、低位Ⅰ段丘堆積物に比べて、より上流側に分布する傾向がある。又、本段丘堆積物は、最上部に風化土壌が厚さ1-2mで載っており、風化土壌の見られない低位Ⅲ段丘堆積物とは容易に区別される。本段丘堆積物よりなる段丘面（低位Ⅱ段丘面）と沖積面との高度差は15-30m、又、低位Ⅰ段丘面との高度差は10-45mである。

本段丘堆積物は、層厚4-7mもしくはそれ以上で、主として淘汰の悪い礫からなり、砂及び泥を伴う。最上部は厚さ1-2mの風化土壌となっている。礫は中礫-大礫で新鮮である。

IV. 10 低位Ⅲ段丘堆積物

低位Ⅲ段丘堆積物は、本図幅地域内の主要河川流域に発達する低位段丘群のうち、最低位に位置する低位Ⅲ段丘を構成するもので、主要河川流域に点在する。本段丘堆積物からなる段丘面（低位Ⅲ段丘面）と沖積面との高度差は5-10m、又、低位Ⅱ段丘面との高度差は5-15mである。

粕毛川流域の根城岱で観察される本段丘堆積物は、層厚3m内外、主として中礫-大礫の素波里安山岩の礫からなり、砂及び泥を伴う。礫は新鮮である。風化土壌は見られない。

IV. 11 毛馬内段丘堆積物

毛馬内段丘堆積物からなる毛馬段丘は、内藤（1966, 1977）の毛馬内面に相当し、それに連続する沖積段丘を含めた段丘である。本段丘堆積物は、本図幅地域南部の米代川本流流域にのみ分布している。本段丘堆積物のなす段丘面（毛馬内段丘面）と沖積面との高度差は5-10mであり、米代川の各支流の沖積面とは連続している。内藤（1966）によれば、本段丘堆積物は十和火山の第2期（中ノ海火山）の火砕流堆積物（毛馬内軽石火山灰層）の二次堆積物からなる。平山・市川（1963）は、東隣鷹巣図幅地域の鷹巣町大野尻における毛馬内段丘堆積物中の軽石層の下より産出した木片から、 $1,280 \pm 90$ y B. P. の¹⁴C年代を得ている。毛馬内段丘は、1,100-1,200年前の“シラス洪水”により形成されたといわれる（平山・市川, 1963）。

本段丘堆積物は、淘汰の悪い礫・砂及び泥からなり、最上部には厚さ1m内外の軽石礫からなる礫層が発達している。

IV. 12 新期砂丘堆積物

新期砂丘堆積物は、本図幅地域西部において日本海沿いに発達する新期砂丘を構成している。新期砂丘は、本図幅地域北西部の八森付近では幅0.4km、南へ向かって次第に幅は広くなり、米代川以南で

は2-3 kmである。新期砂丘は2列に大別され、外側（海側）の列は幅0.2-0.5 km、比高5-15 mである。それに対して、内側（陸側）の列は幅0.5-2.5 km、比高25-40 mと規模が大きい。又、内側の列では南部ほど砂丘の規模が大きい。本堆積物は、北西ないしは西北西の季節風によってもたらされた飛砂からなり、斜層理を示す中粒-粗粒の砂を主体とする。層厚は5-35 mと推定される。

IV. 13 沖 積 層

本図幅地域の各河川流域及び新期砂丘の背後（東側）には、沖積層が堆積し、泥・砂・礫及び泥炭からなる。新期砂丘の背後には、落合沼・三頭沼・赤沼などの沼地を有す低湿地が形成されている。

V. 地 質 構 造

V. 1 概 説

能代図幅地域は、東北地方緑色凝灰岩地域のうちの日本海沿岸地域に属し、いわゆる“油田褶曲方向”（N-S性）の褶曲及び断層が卓越している。これら褶曲及び断層の一部は、船川層堆積時から、また大部分のものは、それ以後現在までに形成され、現在も運動が続いていると考えられる。なお、恐らく第四紀になってその活動は非常に活発化したと考えられる。

V. 2 褶 曲

能代図幅地域の褶曲構造はN-S性で連続性が良いので、ほとんど全域に見られ、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い。本図幅地域の褶曲構造の形成は船川層堆積時に始まっているが、東雲背斜のごとく第四紀後期に形成されたものもある。大塚（1942）及び平山・角（1963）が述べているように、現在も褶曲構造が成長しており、背斜部が向斜部に比べて相対的に隆起する傾向を示している。本図幅地域の主な褶曲は西から東に向かって、岩子背斜・大槻野向斜・夏井背斜・桧山背斜・山谷向斜・外割田背斜・天内向斜・大台野向斜・富根背斜・大野岱向斜・梅内背斜・苅又石向斜・切石背斜及び仁鮎向斜がある。

岩子背斜：本背斜は北隣中浜図幅地域南部の峰浜村水沢川とその支流相荻との分岐点付近から大岱及び本図幅地域内の手這坂西方・岩子付近・水沢東方を経て高野野東方付近に至る延長約10 kmの早口川層・女川層・船川層・天徳寺層及び笹岡層中の背斜構造である。北方ではNNE-SSW方向を、中間ではNE-SW方向を、南方ではNNE-SSW方向となり、大局的に見て南方に行くに従いより新しい地層となる。途中数箇所背斜軸がN-NE方向ないしS-SW方向に沈下している。翼部は20-40°傾斜し、一部では50°内外の急傾斜を示す。

大槻野向斜：岩子背斜とほぼ同方向を示す向斜構造で、北隣中浜図幅地域南部の大岱付近から本図幅地域内の峰浜村畑谷付近まで約10 km続いている。途中数箇所背斜軸が波うっている。翼部は20-40°

傾斜し、所により 50°内外の急傾斜を示す。

夏井背斜（命名：平山・角，1963）：本背斜は峰浜村長木沢付近から塙及び石川東方を経て夏井南方に至る延長約 6 km の早口川層・女川層などの中の背斜構造である。本背斜は 2 本（所により 3 本以上）のほぼ平行した背斜軸を有する複背斜構造をなす。3 本の NE-SW 方向の胴切り断層で切られている。背斜軸の方向は N-S 性である。翼部の傾斜は 20-35°である。所により 10-15°の緩傾斜をまた一部では 40-50°の急傾斜を示す。背斜軸は南に向かって沈下している。細かく見ると、背斜軸は塙東方と石川北東方の 2 本の胴切り断層を境とし、各々の断層の北側で沈下し、南側で高まっている。本背斜は夏井南方で段丘堆積物で覆われ、はっきりしなくなる。

桧山背斜（命名：平山・角，1963）：本背斜は能代市鶴形東方から織山西方を経て桧山に至る延長約 3.3 km の早口川層及び女川層中の背斜構造である。背斜軸の方向は NNE-SSW 性である。翼部の傾斜は 10-25°で緩く、北方及び南方に沈下している、また、本背斜は翼部で延長が約 1.0 km 以下の小さな背斜及び向斜構造を示し、本背斜軸部から離れるに従い上位の岩層となる、西翼部は森岳断層に切られている。本背斜の延長部には、ほぼ米代川に沿って E-W 性の断層が推定される。

山谷向斜：本向斜は能代市山谷北方約 3 km 付近から山谷西方及び外割田西方を経て常盤北方に至る延長約 7 km の天徳寺層及び笹岡層（一部船川層）中の向斜構造である。向斜軸は北方では N-S 性で、中間で NNE-SSW 方向となり、南方で再び N-S 性となる。翼部は 10-20°（所により 30°内外）の緩傾斜を示す。

外割田背斜：本背斜は山谷向斜の東側に位置する同じ方向を示す天徳寺層中の延長約 6 km の背斜構造である。翼部の傾斜は 10-25°で緩い。東翼部副次的な延長約 1.3 km の褶曲を伴っている。

天内向斜：本向斜は、能代市天内北々東方約 2.5 km 付近から天内・二ツ井町羽立・大台野西方及び能代市母体東方を経て、南隣森岳図幅地域内に至る延長約 10 km 以上の船川層・天徳寺層及び笹岡層中の向斜構造である。翼部の傾斜は天内以北では 5-15°でごく緩く、羽立南方以南では 15-25°で緩い。東側にほぼ平行して富根断層が走っている。

大台野向斜：本向斜は、二ツ井町富根から大台野に至る延長約 4 km の船川層及び天徳寺層中の向斜構造である。北方に行くに従い上位の地層となる。向斜軸の方向は NNE-SSW 性である、富根断層と富根背斜の間に位置している。翼部の傾斜は 15-25°と緩いが一部 40°以上である。

富根背斜：本背斜は能代市天内北東方約 3 km 付近から二ツ井町富根東方及び茂谷山を経て本図幅地域南端部の能代市母体東方約 1.5 km 付近に至る延長約 10 km の女川層・茂谷山流紋岩・船川層などの中の背斜構造である。米代川以南では北方に行くに従いより上位の岩層となる、背斜軸の方向は北方で N-S 性、中間及び南方で NNE-SSW 性である。途中数箇所背斜軸が北方及び南方に沈下している。米代川以北で背斜軸にやや斜交する富根断層に切られて、背斜軸がずれている。翼部の傾斜は 15-45°と著しく変化している。

大野岱向斜：本向斜は二ツ井町種梅川上流窓山北東方から大野岱・柘山沢東方・源助田及び大林を経て駒形南方に至る延長約 14 km の船川層・天徳寺層・笹岡層及び中沢層中の大向斜構造である、向斜軸の方向は大野岱以北で NNW-SSE 性であって、大野岱南方付近から N-S 性となり、次第に南方に行くに従い E にふれ出し、柘山沢南東方付近から NNE-SSW 性となる。本向斜の南限は NNE-SSW

方向—NE-SW 方向に伸びる断層に切られている。大局的に見て、北方に行くに従い次第に上位の地層となる。翼部の傾斜は柘山沢南東方以北では 5-10°（一部の西翼部で 15-20°）と非常に緩い。柘山沢南東方から南方に行くに従い次第にやや急となり、源助田-大林-駒形南方間では 10-25°，所により 30° 以上となる。

梅内背斜：本背斜は北東隣太良鉦山図幅地域南西部から東隣鷹巣図幅地域北西部・本図幅地域藤里町真土東方・薄井沢川中流・二ツ井町梅内及び鎌谷付近を経て駒形南方に至る延長約 21 km の大背斜構造である。本背斜は本図幅地域内では船川層・天徳寺層及び笹岡層中の向斜構造であって、大局的に見て、北方に行くに従い次第に上位の地層となる。背斜軸の方向は、北方で NNE-SSW 性で、南方に行くに従い NE-SW 性となり、更に南方で再び NNE-SSW 性となり、最後に再び NE-SW 性となる。大局的に見ると NNE-SSW 性の向斜で、南限が斜交する断層で切られている。翼部の傾斜は 5-15° と緩いが、所により 20° 内外となる。

荻又石向斜：本向斜は二ツ井町外面北方から切石西方及び荻又石付近を経て、本図幅地域南端部に至る延長約 6.5 km の船川層（一部天徳寺層）中の向斜構造である。向斜軸の方向はほぼ N-S 性である。翼部の傾斜は 15-30° である。本向斜の西側に同じ N-S 性の断層及び褶曲構造（延長約 1.5-2.0 km）が見られる。また後述する切石背斜との間に同じ N-S 性の断層が走っている。

切石背斜：本背斜は二ツ井町外面北方から切石及び荻又石東方を経て、本図幅地域南端部に至る延長約 6 km の船川層中の背斜構造である。向斜軸の方向は、ほぼ N-S 性である。翼部の傾斜は 20-30° である。

仁鮎向斜：本向斜は東隣鷹巣図幅西端部から本図幅地域東端部二ツ井町荷上場・山根・仁鮎及び鬼神付近を経て南隣森岳図幅地域内に至る延長約 15 km 以上の向斜構造である。本図幅地域内では船川層・天徳寺層及び笹岡層中を通り、大局的に見て北方に行くに従い次第に上位の地層となる。向斜軸の方向は二ツ井町山根以北で NNE-SSW 性であるが、南方に行くに従い N-S 性となり、仁鮎以南で北にふれ N-S 性となる。翼部の傾斜は北方で 8-15° と非常に緩いが、南方に行くに従いやや急となり、荷上場-山根間で 20-30°（一部 35° 内外）となる。仁鮎-鬼神間で 20-40°，所により 45-50° と急傾斜を示す。大局的に見て北方から南方に行くに従い傾斜を増す傾向を示している。

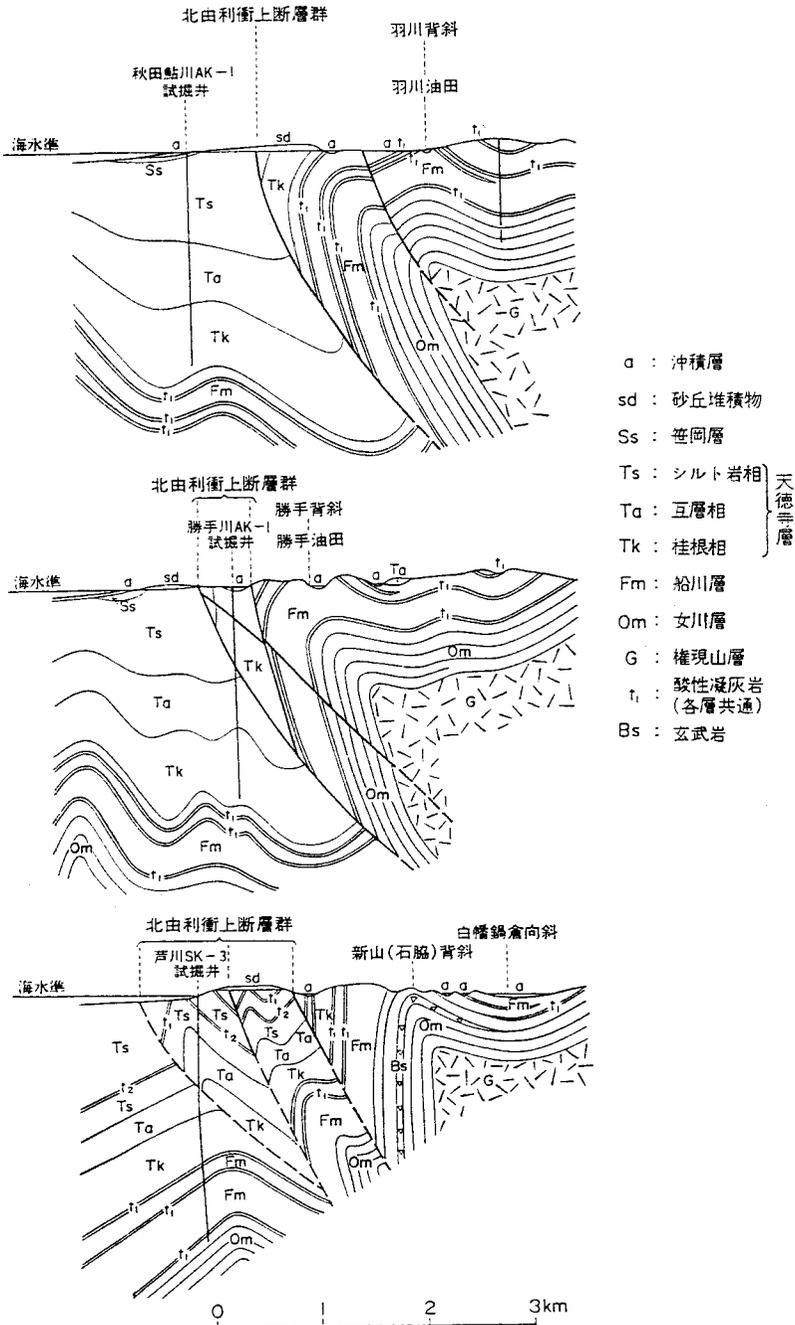
V. 3 断層

能代図幅地域には油田褶曲方向（N-S 性）を示す断層が多数認められ、その代表的なものは西から東に向かって、能代衝上断層群・水沢川断層群及び森岳断層群がある。そのほか、上記の断層群から派生した NE-SW 方向・NW-SE 方向などの断層、及び本図幅地域東半部に連続性の少ない N-S 性の断層が多数ある。

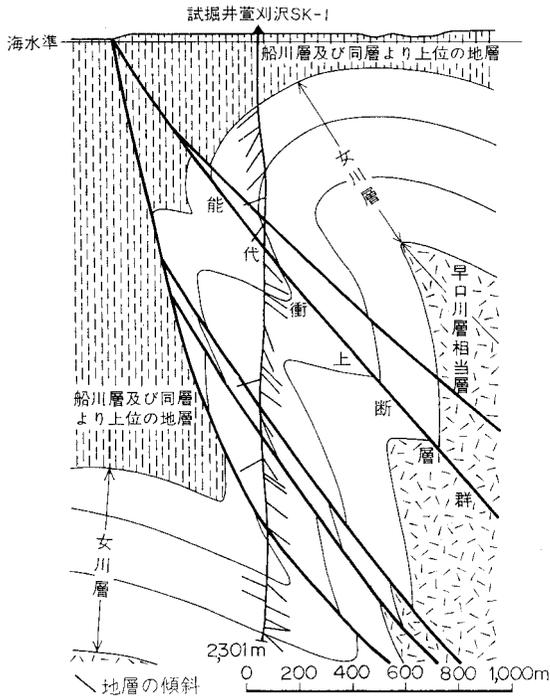
能代衝上断層群（命名：大沢ほか，1983）：北由利衝上断層系¹⁶⁾に属する本断層群は、秋田県中部及び

16) 北由利衝上断層群（命名：藤岡ほか，1976）・沼田衝上断層群（命名：池辺ほか，1979）・仁賀保衝上断層群（命名：大沢ほか，1982）及び能代衝上断層群（命名：大沢ほか，1983）を総括して、北由利衝上断層系と命名した。日本海沿岸地域に衝上断層群の存在することは、初めて藤岡ほか（1976）によって指摘され、また、衝上断層群が庄内層群（更新世後期）を切っていることが池辺ほか（1979）によって確認された。

南部の日本海沿岸沿いをほぼNSに走る北由利衝上断層群(藤岡ほか, 1976・1977; 大沢ほか, 1977)(第32図)の延長部に当たると考えられる。現在までに確認されている所では, 北隣中浜図幅地域西南部八森



第32国 北由利衝上断層群付近の地質断面図(藤岡ほか, 1976; 大沢ほか, 1977)



第33図 試掘井萱刈沢SK-1 付近の地質断面図
(南隣森岳図幅地域北西部)

町中浜付近から、本図幅地域内八森付近・峰浜村水沢付近・能代市市街地付近一帯を経て、南隣森岳図幅地域西部に続く N-S 性の延長 30 km 以上に達する大衝上断層群 (第 6 図) である。南隣森岳図幅地域北西部の試掘井萱刈沢 SK-1 のデータによれば、第 33 図で分かるように地層転位の見掛上落差は約 1,000m に達している。能代衝上断層群の衝上面の傾斜は浅い所では 70-80°E であるが、深くなるに従い低角度 (45°内外) となる。地層の転位が著しく、女川層の同じ酸性凝灰岩が数回繰り返して、試掘井で見いだされている。本図幅地域西部でよく似た現象をなすと考えられる。なお、高野野断層・盤断層及び小手萩断層は本衝上断層群と関係した副次的な小断層であろう。本断層群は更新世後期、恐らくそれ以後まで動いていると考えられる。

水沢川断層群 (命名: 大沢ほか, 1983) :

本断層群は青森県鯉ヶ沢町赤石川流域一帯から北隣中浜図幅地域の水沢川流域を経て本図幅地域北西部の峰浜村大槻野南方付近に至る大断層群であって、延長 50km 以上に達する。大局的に見て N-S 性方向である。北隣中浜図幅地域内では見掛上の落差が 500-700m に達する所があるが、本図幅地域内では見掛上の落差が少なく 150 m 以下である。なお、大槻野南方では横ずれ及び垂直ずれが共に小さい。2-3 箇所の露頭ではほぼ垂直に近い急傾斜であるが、地下深部までの試錐データがないのではっきりしない。本断層群は、北隣中浜図幅地域内の早口川層の岩相及び層厚変化と、本図幅地域内で船川層 (恐らく天徳寺層) まで切っていることから見て、早口川層堆積時後期から天徳寺層堆積時までの長期間にわたり形成されたと推定している。笹岡層堆積時もしくはそれ以後動いたかどうか証拠がない、しかしながら北隣中浜図幅地域内で地形によくでており、第四紀になって動いた可能性がある。

森岳断層 (新命名) : 本断層は本図幅地域南部の能代市谷地付近から四ツ屋東方を経て南隣森岳図幅地域内に伸びる N-S 性の延長 10 数 km 以上の逆断層である。

VI. 活構造及び地震

IV. 1 活構造概説

東方地方内帯では、第四紀初頭頃に強い短縮変形が始まり逆断層や褶曲が形成されてきた。これらの

逆断層や褶曲はいわゆる“油田褶曲方向”(N-S 性)を示し、それらの多くは第四紀後期にも引き続き活動している(栗田, 1983a, b; 山崎ほか, 1983)。

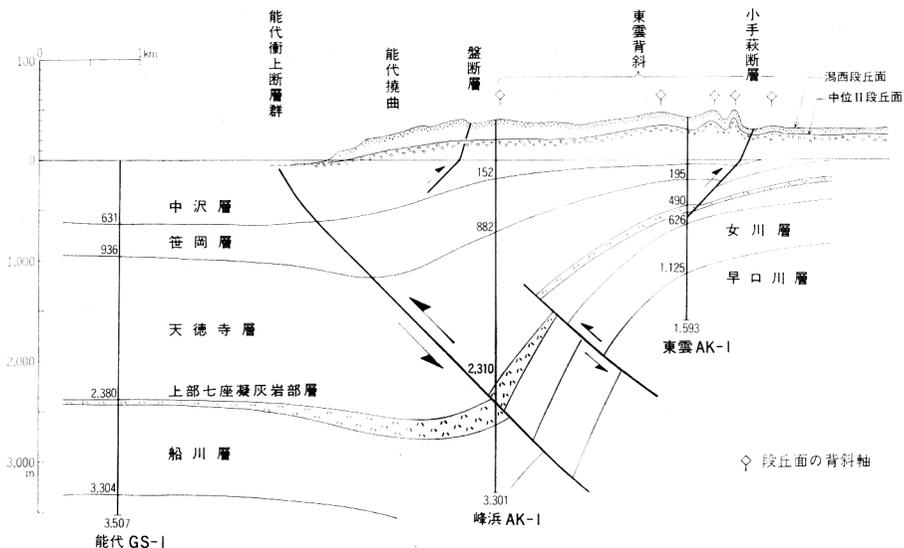
本図幅地域においても、東北日本内帯における構造運動の一般的特徴が良く表われている。すなわち、N-S 性の褶曲・断層が発達し、それらの多くは主として第四紀に形成され、第四紀後期の段丘堆積物や段丘面にも変位・変形を与えている。しかしながら、第四紀における構造運動を詳しく見ると、褶曲・断層活動の様式や位置が変化している。

活断層の認定においては、その認定基準を定めることが不可欠である。地質調査所環境地質部地震地質課(1983)は、50万分の1活構造図シリーズ編さんに当たり活断層の定義を次の様に定めている。すなわち、「地殻変動の諸特性が、現在進行中のそれと一連であると見なせる時代(おおむね第四紀後期)に反復して活動した内因性の断層」を活断層として扱うと定めている。本報告では、この定義に従って活断層の認定を行う。褶曲についても、「地殻変動の諸特性が、現在進行中のそれと一連であると見なせる時代(おおむね第四紀後期)に反復して活動した内因性の褶曲」を活褶曲として扱うことにする。

以下ではまず、能代衝上断層群の活動史について述べる、その後、本図幅地域の褶曲・断層について新旧の変位・変形構造を比較し、更に地震・測地資料の解析結果を加えて構造運動の変遷史を明らかにする。最後に、以上の考察と、本報告における活断層及び活褶曲の認定基準に基づいて、本図幅地域における断層及び褶曲の活動性について評価を行う。

VI. 2 能代衝上断層群¹⁷⁾の活動史

第34図は、米代川右岸における能代衝上断層群の模式断面図である。この図から分かるように、本断



第34図 米代川右岸における能代衝上断層群の模式断面図

17) V.3「断層」の項参照。

層群における地層の変形は幅 4-5 km にわたる撓曲が主であり、東から西へ傾き下がる撓曲構造は第四紀後期の潟西層にも見られる。地層の撓曲は、より深部に位置する下位層ほど激しくなっている。又、本断層群の下盤側（西側）における中沢層から女川層までの各層は、上盤側（東側）における同じ地層よりも厚く堆積している。このように、本断層群は地層の堆積と同時にしかも継続的に形成されてきた断層、成長断層（グロース・フォールト）である。

本断層群の活動史を解明するためには、断層変位基準面¹⁸⁾の変位量と年代の関係から平均変位速度を求め、その変遷を明らかにする必要がある。断層の真の変位量を直接に求めることは困難なので、ここでは垂直変位量について検討を進めることにする。

本断層群のように被覆層が厚い場合には、地下深部における断層変位が、地表付近では撓曲による地層のたわみとして現われ易い。そこで、本断層群においては、地層の撓曲による垂直変位を含めた量を断層の垂直変位量としなければならない。ここでは、第34図に基づいて、船川層基底面・上部七座凝灰岩部層及び笹岡層基底面の3つの断層変位基準面については、それぞれの垂直変位量を層序試錐能代 GS-1と試掘井東雲 AK-1の同一地層面の深度差から決めることにする。又、潟西段丘面及び中位Ⅱ段丘面の2つの断層変位基準面については、それぞれの垂直変位量を、地表において確認された撓曲崖の高さから決めることにする。ただし、このようにして決めた潟西段丘面及び中位Ⅱ段丘面の垂直変位量は、撓曲構造が沖積面下に没している部分での垂直変位量を含まないため、真の垂直変位量は撓曲崖の高さから決めた値よりもかなり大きくなるであろう。

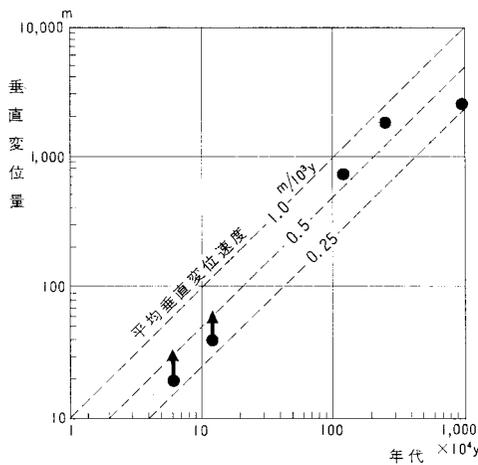
本断層群における断層変位基準面の垂直変位量は次のとおりである。

- | | |
|--------------|---------|
| 1) 船川層基底面 | 2,678 m |
| 2) 上部七座凝灰岩部層 | 1,890 m |
| 3) 笹岡層基底面 | 741 m |
| 4) 潟西段丘面 | 40 m以上 |
| 5) 中位Ⅱ段丘面 | 20 m以上 |

それぞれの断層変位基準面の年代と年代決定の根拠は次のとおりである。

- 1) 船川層基底面 9.7Ma B. P. : Ito (1980) によれば、本図幅地域の藤琴川層（本報告では船川層と呼んでいる）最下部は珪藻化石帯 *Denticulopsis hustedii* a Zone・9.7-8.2 Ma B. P. (Koizumi, 1981) に属する。
- 2) 上部七座凝灰岩部層 2.6Ma B. P. : 層序試錐能代 GS-1 における浮遊性有孔虫, *Globoquadurina asanoi* の産出下限は深度 2,600 m である。これを *Globoquadurina asanoi* Base-datum・2.8Ma B. P. (Tsuchi et., 1981) とし、以後、堆積速度が一定であったと見なして、上部七座凝灰岩部層（深度 2,380-2,409 m間）の年代を 2.6 Ma B. P. と算出した。
- 3) 笹岡層基底面 1.2Ma B. P. : 層序試錐能代 GS-1 における笹岡層と、その南々西方約 8 km の羽後浜田図中幅地域内に位置する試掘井黒岡 SK-1 における笹岡層とは底生有孔虫化石群集によって対比される。又、黒岡 SK-1 における笹岡層の基底には、浮遊性有孔虫基準面, *Grobigerina*

18) もともと平坦であった面、例えば地層面や段丘面が食い違っているかどうかは、断層の垂直変位を知る基準となる、そのような面は断層変位基準面と呼ばれている。



第35図 能代衝上断層群における断層変位基準面の垂直変位量と年代との関係を示す図
矢印は真の変位量が確認された値(黒丸)より
もかなり大きいことを示す。

pachyderma DS horizon が認められ
(米谷, 1978; 新妻ほか, 1982), その
年代は 1.2 Ma B. P. (TSUCHI *et al.*, 1981)
とされる。

4) 潟西段丘面 12-13×10⁴y B. P. : 南
関東の下末吉面・12-13×10⁴y B. P. (太
田・成瀬, 1977) に対比される。

5) 中位Ⅱ段丘面 6×10⁴y B. P. : 内藤
(1977) によれば, 南関東の三崎面・6
×10⁴y B. P. (太田・成瀬, 1977) に対比
される。

能代衝上断層群における断層変位基準面の
垂直変位量と年代の関係を, 第35図に示し
た。そして, それぞれの断層変位基準面が形
成されて以降における本断層群の平均垂直変
位速度¹⁹⁾ は次のように算出される。

- 1) 船川層基底面形成時以降
 $2,678\text{m} / 9.7\text{Ma} = 0.3\text{m} / 10^3\text{y}$
- 2) 上部七座凝灰岩部層堆積時以降
 $1,890\text{m} / 2.6\text{Ma} = 0.7\text{m} / 10^3\text{y}$
- 3) 笹岡層基底面形成時以降
 $741\text{m} / 1.2\text{Ma} = 0.6\text{m} / 10^3\text{y}$
- 4) 潟西段丘面形成時以降
 $40\text{m}(+) / 12 \times 10^4\text{y} = 0.3\text{m}(+) / 10^3\text{y}$
- 5) 中位Ⅱ段丘面形成時以降
 $20\text{m}(+) / 6 \times 10^4\text{y} = 0.3\text{m}(+) / 10^3\text{y}$

船川層基底面形成時以降の平均垂直変位速度 (0.3m/10³y) は, 上部七座凝灰岩部層堆積時以降及
び笹岡層基底面形成時以降の平均垂直変位速度 (0.6-0.7m/10³y) に比べてかなり小さい。このこと
は, 船川層堆積時(船川層基底面形成時-上部七座凝灰岩部層堆積時)と上部七座凝灰岩部層堆積時以
降で, 本断層群の平均垂直変位速度が大きく変化したことを意味している。すなわち, 船川層堆積時の
平均垂直変位速度は,

$$(2,678 - 1,890) \text{ m} / (9.7 - 2.6) \text{ Ma} = 0.1\text{m} / 10^3\text{y}$$

と算出され, それ以後の平均垂直変位速度 (0.6-0.7m/10³y) に比べてはるかに小さい。

潟西層堆積時以降における本断層群の平均垂直変位速度は, 0.3m/10³y よりも大である。後で述べる

19) 本報告において, 特に期間を限定しないで「平均変位速度」とするときは, 基準となる時から現在までの平均変位速度を意味し
ている。

ように、潟西層堆積時以降における平均垂直変位速度は、本断層群に伴う副断層でさえも $0.3\text{m}/10^3\text{y}$ の値を有する。このことから考えると、潟西層堆積時以降における本断層群の平均垂直変位速度は、上部七座凝灰岩部層堆積時以降及び笹岡層基底面形成時以降のそれ ($0.6\text{--}0.7\text{m}/10^3\text{y}$) に比べて小さくはないであろう。

以上の解析結果より、本断層群は上部七座凝灰岩部層堆積時(鮮新世末期)に活動を始め、それ以降現在までほぼ様な平均垂直変位速度 ($0.6\text{--}0.7\text{m}/10^3\text{y}$) で変位を累積させてきたと言える。

なお、本断層群の断層面は東へ 45° 前後傾いているので、(真の)平均変位速度は $0.8\text{--}1.0\text{m}/10^3\text{y}$ と算出される。

VI. 3 笹岡層基底面の変位・変形構造²⁰⁾

本図幅地域西部における能代衝上断層群の活動史は上部七座凝灰岩部層堆積時(鮮新世末期)にまでさかのぼる。それに対して、本図幅地域東半部における N-S 性の褶曲・断層は、笹岡層堆積時あるいは笹岡層堆積後に、やや遅れて活動を開始している。例えば、平山・角(1963)は、東隣鷹巣図幅地域との境界部付近に位置する七座背斜が笹岡層上部堆積時に著しい隆起を始めたことを明らかにしている。又、能代衝上断層群付近を除いては、船川層及び天徳寺層中には、現在見られる褶曲・断層を境とした著しい層厚や堆積環境の変化は見いだされない。

笹岡層基底面の年代は、本図幅地域西部では 1.2Ma B. P. 、東部では *Turritella saishuensis motizukii* を産出することから 2.0Ma B. P. 前後 (TsUGHI *et.*, 1981) である。それらのことから、本図幅地域東半部における N-S 性の褶曲・断層はおおむね第四紀に形成されたと考えられる。

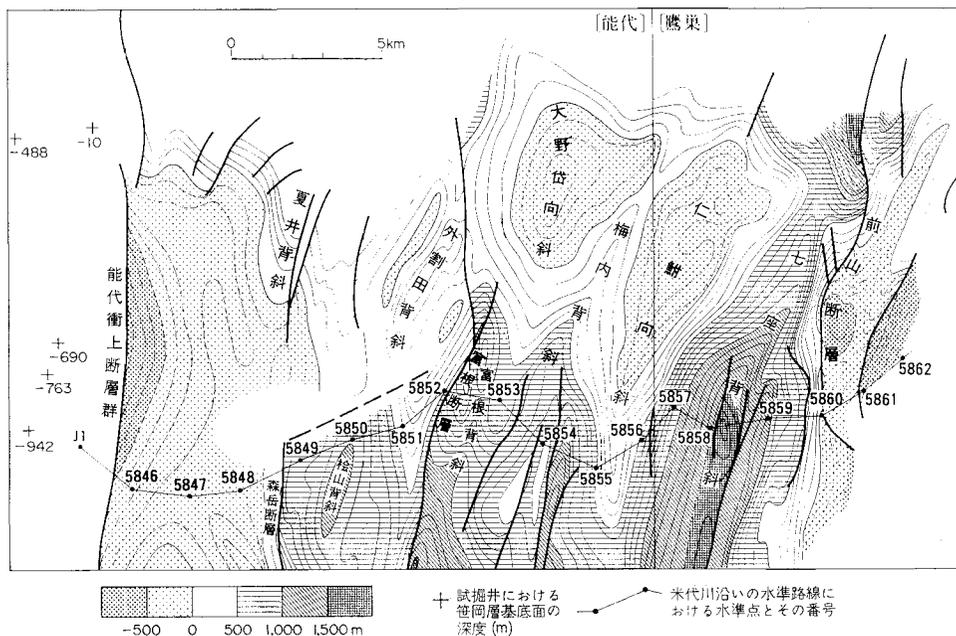
第36図は、笹岡層基底面の構造等高線図である。以下では、この図に基づいて笹岡層基底面の変位・変形構造を記載する。

本図幅地域における笹岡層基底面の高度は、最大隆起部の大台野南方では $1,500\text{m}$ 、最大沈降部の米代川河口付近では 900m であり、その差は $2,400\text{m}$ にもなる。森岳断層を境として東側では海水準に対して隆起、西側では海水準に対して沈降が卓越している。

能代衝上断層群は日本海沿岸部に著しい沈降をもたらした断層で、その下盤側(西側)では、一様に沈降量が多い。上盤側(東側)には、本断層群に平行して、N-S 性で本図幅地域内における長さ 15km 、幅 $4\text{--}5\text{km}$ の撓曲構造が認められ、笹岡層底面が西へ大きく傾き下がっている。この撓曲は能代衝上断層群に伴う撓曲である。既に述べたように、この撓曲を含めた能代衝上断層群における笹岡層基底面の垂直変位量は約 700m であり、それより求められる平均垂直変位速度は $0.6\text{m}/10^3\text{y}$ である。

森岳断層は松山背斜西翼と平沢向斜東翼における地層の急傾斜部に形成された断層であり、出羽丘陵の隆起に大きく関与している。米代川付近ではENE-WSW性に転じて、松山背斜に対する横断断層となっていると推定される。松山背斜と中沢向斜の間における垂直変位を森岳断層の垂直変位と見なすと本断層における笹岡層基底面の垂直変位量は $1,300\text{m}$ である。又、それより求められる平均垂直変位速

20) V. 「地質構造」の項参照。



第36図 笹岡層基底面の構造等高線図 等高線は100m間隔. 能代衝上断層群より西側では試掘井における同層基底面の深度のみを示す. 平山・角 (1963) を参照の上編集した.

度²¹⁾は $0.7\text{m}/10^3\text{y}$ である.

森岳断層以東は幾分定高性を有する断層褶曲山地となっており, N-S 性の多数の褶曲構造とそれらの翼部に発達する褶曲断層とが認められる. 褶曲構造の多くは波長 1-4 km, 波高 300-1,400 m の背斜及び向斜をなしており, 比較的急傾斜の翼部には褶曲断層が発達している. 褶曲断層の落差は 100-600 m であるが, 同じ断層においても変化が激しい. 大野岱向斜は波長 2-6 km, 波高 200-600 m で, 緩やかな舟状盆地状をなしている. 笹岡層基底面の变形より求められる, 森岳断層以東の褶曲構造における波高の増加率²²⁾は $0.1-0.7\text{m}/10^3\text{y}$ である. 又, 笹岡層基底面の落差より求めた褶曲断層の平均垂直変位速度は $0.1-0.3\text{m}/10^3\text{y}$ である.

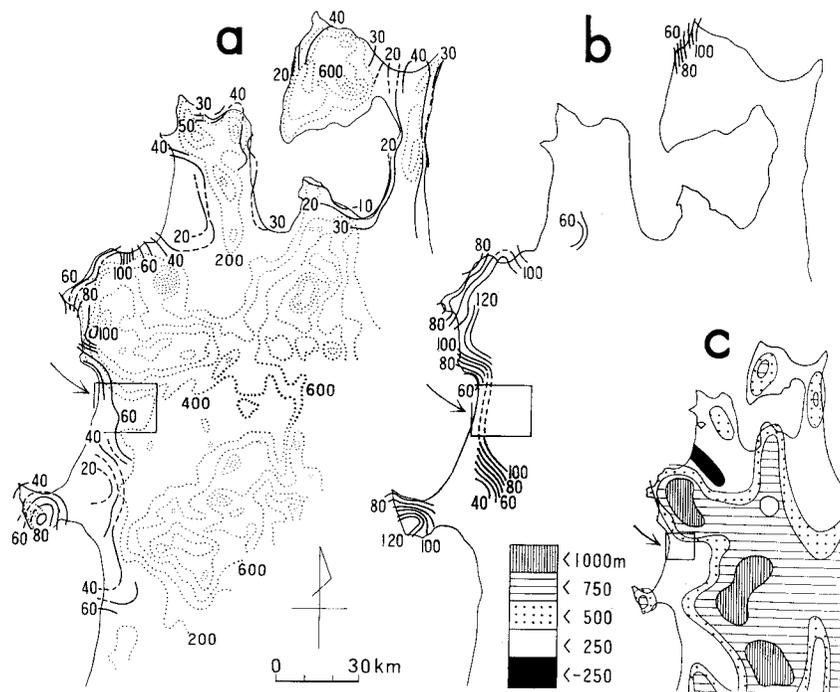
VI. 4 段丘堆積物及び段丘面の変位・変形構造

下位層における地層の変位・変形構造は, 被覆する上位層においても継続して影響を与えており, 本図幅地域では段丘堆積物及び段丘面においても変位・変形構造が認められる (第30図).

本図幅地域における海成段丘面は, 北部では北東から南西へ, 南部では東から西へごく緩く傾き下がっており (第37図), これは白神山地及び出羽丘陵の隆起によるものである (太田, 1968; Ota, 1975; 内藤, 1977). 又, 本図幅地域西半部においては高位から中位までの海成段丘が見られ, 段丘形成期を

21) 森岳断層付近より東側における笹岡層基底面の年代を 2.0Ma B. P. とし算出した.

22) 褶曲運動により変位を受けた基準面 (ここでは笹岡層基底面) の波高をその年代で除した値を, 褶曲における波高の増加率とする.



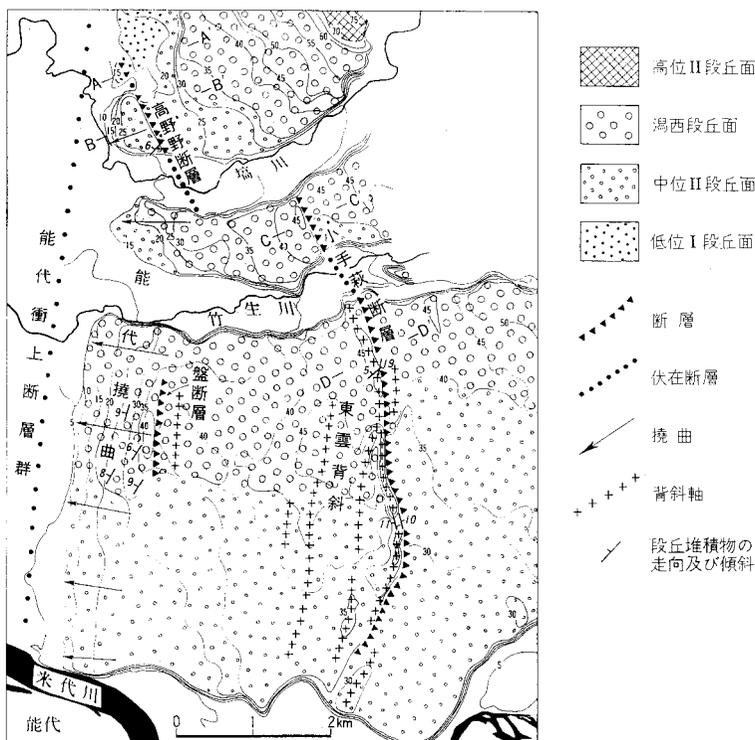
第37図 本州北部における垂直変動量を示す図 (Ota, 1975) a: 中位段丘面 (S面の旧汀線の隆起量, 点線は接峰面の等高線. b: 高位段丘面 (H面) の旧汀線の隆起量. c: 第四紀地殻変動研究グループ (1969) による第四紀の隆起沈降量. 単位はいずれもm, 矢印で示した枠内が能代図幅地域.

通じて隆起が続いている。そして、段丘堆積物及び段丘面には、断層・撓曲及び褶曲の活動による変位・変形構造がよく発達している。

能代衝上断層群の上盤側（東側）では、本断層群の第四紀後期の活動による能代撓曲が認められるほか、本断層群に伴う共役性の副断層と考えられる盤断層・高野野断層・小手萩断層及びそれらと密接な関係にある東雲背斜が認められる(第38図)。能代衝上断層群に関連した褶曲・断層及び撓曲は顕著な変動地形を伴っており、比較的活動性が高い。森岳断層付近では、その第四紀後期の活動を示す中沢撓曲が認められる。中沢撓曲に伴う変動地形はやや不明瞭であり、その活動性は比較的低い。森岳断層以東の断層褶曲山地においては、平山・角 (1963) によって指摘されたように、向斜の軸部付近では背斜の軸部付近に比べて河成段丘がよく発達している。このことは段丘形成期における褶曲の活動を示唆している。又、大野岱付近では、大野岱向斜の活動による段丘面の変形が認められる。しかしながら、森岳断層以東では変動地形が不明瞭であり、褶曲・断層の活動性は低い。

次に、段丘堆積物及び段丘面に認められる顕著な変位・変形構造について記載する。

能代撓曲 (活断層研究会, 1980による北能代断層) 能代衝上断層群の東側に平行して南北に伸びる撓曲であり、高野野から向能代まで約 8 km にわたって追跡される。この間では、潟西段丘面及び中位 II 段丘面が東西幅 1 km にわたって西へ傾き下っており、両段丘面は五能線以西において沖積面下に

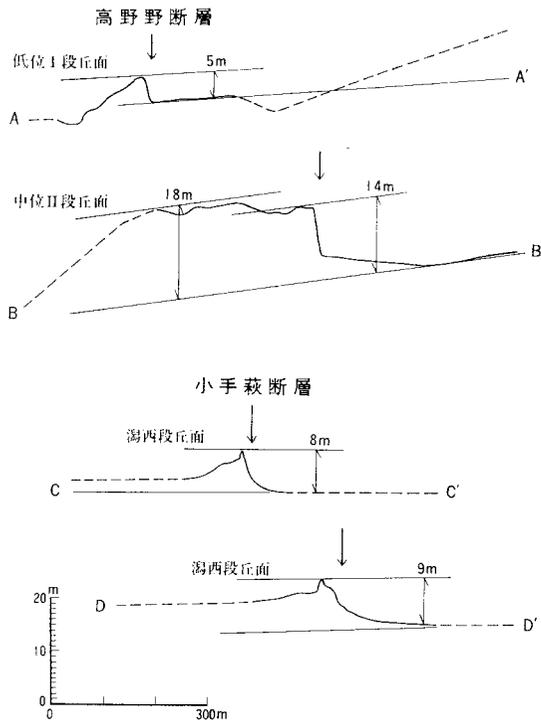


第38図 能代衝上断層群とその副断層周辺における段丘面及び段丘堆積物の変位・変形構造 等高線は5m間隔。

没している。このために正確な垂直変位量は明らかではないが、地表において確認された分に限っても湯西段丘面の垂直変位量は40m、中位II段丘面の垂直変位量は20mに達する。須田東方では湯西層が6-11°西へ傾斜しているのが観察される。母谷山西南方では湯西層が8°西へ傾斜しているのが観察されており、本撓曲の北方延長は、能代衝上断層群に平行して高野野より水沢付近を通り母谷山西方に至ると推定される。又、南方延長は、南隣森岳図幅地域内において認められ、能代衝上断層群に平行したN-S性の撓曲構造をなす。北方延長における推定部分及び南隣森岳図幅地域内に認められる部分を含めると、総延長は30kmに達する。本撓曲は能代衝上断層群の第四紀後期の活動を示すものであり、平均垂直変位速度は $0.3\text{m}/10^3\text{y}$ 以上、恐らくは $0.6\text{--}0.7\text{m}/10^3\text{y}$ に達するものと思われる。

盤断層 (衣笠ほか, 1981に図示) 能代撓曲の東縁を限る断層であり、盤付近より南へ伸びる。長さ1.5km、東落ちで湯西段丘面に20mの垂直変位を与えている。本断層の南方延長部では中位II段丘面には変位が認められない。したがって、本断層は湯西段丘面形成後、中位II段丘面形成前に活動した断層であると思われる。又、その間の平均垂直変位速度は $0.3\text{m}/10^3\text{y}$ と求められる。能代衝上断層群に伴う共役性の副断層と考えられる。

高野野断層 (内藤, 1977に記載; 活断層研究会, 1980) 能代撓曲に斜交して、五能線沢目駅付近より高野野東方にかけて南々東に伸びる。長さ1.3km、北東落ちである。中位II段丘面に18m、低位段丘面に5mの垂直変位を与えており(第39図)、両者の間に変位の累積性が認められる。中位II段丘



第39図 高野野断層及び小手萩断層における段丘面の垂直変位を示す地形断面図
矢印は断層の位置を示す。断面の位置は第38図に示した。

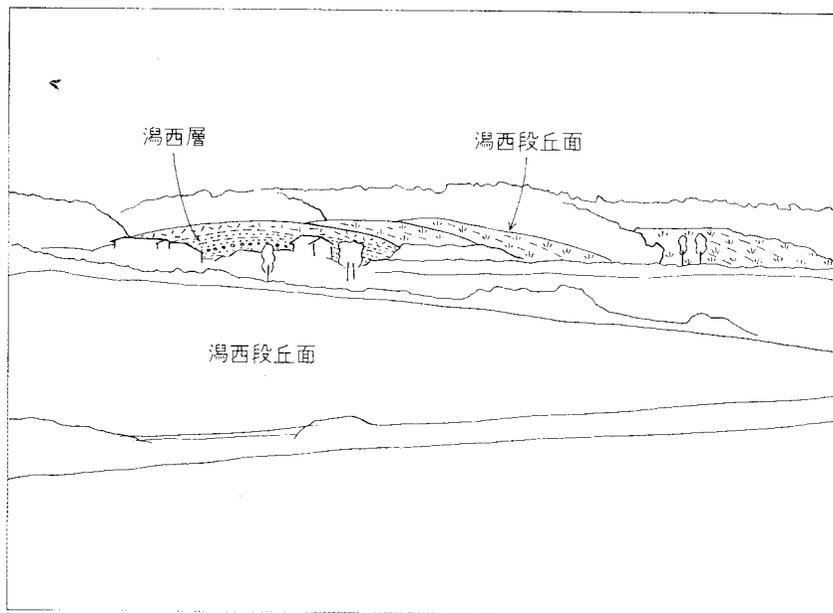
面より求めた平均垂直変位速度は $0.3 \text{ m}/10^3 \text{ y}$ である。能代衝上新群に伴う共役性の副断層と考えられる。

小手萩断層 (内藤, 1977に記載; 活断層研究会, 1980) 高野野断層に雁行して小手萩より南々東に伸び、東雲開拓東部において N-S 性となり更に南々西に転じて築法師付近まで続く、弧状の断層である。長さ 6 km、東落ちであり、潟西段丘面及び中位 II 段丘面に変位を与えている。潟西段丘面の垂直変位量は北から南へ、小手萩で 8 m (第39図, C-C' 断面)、内荒巻南方で 9 m (第39図, D-D' 断面)、丑首頭で 15 m と変化している。これに対して、中位 II 段丘面の垂直変位量は丑首頭で 10-15 m であり、北から南へ向かって小さくなっている。このように、本断層における垂直変位量は東への張り出しが最も大きな断層の中央付近の丑首頭で最大となっている、丑首頭では潟西段丘面及び中位 II 段丘面の垂直変位量は共に 15 m であり、両者の間には

変位の累積性は認められない。したがって、小手萩断層は主として中位 II 段丘形成後に活動したものであり、本断層の平均垂直変位速度は $0.2-0.3 \text{ m}/10^3 \text{ y}$ と求められる。能代衝上断層群に伴う共役性の副断層と考えられる。又、高野野断層及び東雲背斜と同時に形成されたものと推定される。

中沢撓曲 (内藤, 1977に記載) 森岳断層に伴う下位層の急傾斜部に一致して、扇田より南隣森岳図幅地域内の志戸橋付近まで伸びる、N-S 性の撓曲構造である。総延長は 15 km、うち本図幅地域内では 5 km である。撓曲構造は南隣森岳図幅地域内においては明瞭であるが、潟西段丘面が解析されている本図幅地域の扇田付近ではやや不明瞭になっている。本撓曲における潟西段丘面の垂直変位量は 10 m であり、それより求められる平均垂直変位速度は $0.1 \text{ m}/10^3 \text{ y}$ である。本撓曲は森岳断層の第四紀後期における活動を示している。しかしながら、第四紀後期における活動は、笹岡層基底面より求められた平均垂直変位速度 ($0.7 \text{ m}/10^3 \text{ y}$) に比べて衰えている。

Loc. 1 能代撓曲の北方延長部に位置する目名潟東方 (第30図, Loc. 1) において、素波里安山岩とそれを不整合に覆う潟西層の両者を変位させる断層の露頭が観察される。断層は逆断層であり、断層面の走向及び傾斜は $N 8^{\circ} W \cdot 38^{\circ} W$ である。東落ちであり、潟西層基底面に 1.2 m の垂直変位を与えている。断層は潟西層の礫によって覆われており、潟西層堆積時以降は活動していない。能代衝上断層群に伴う共役性の副断層と考えられる。



第40図 東雲背斜における湯西層の褶曲構造とプレッシャー・リッチの高まりをなす湯西段丘面の変形構造 第30図, Loc. 6 を北西方より見る。

Loc. 2 米代川左岸の鶴形西方 (第30図, Loc. 2) において, 女川層とそれを不整合に覆う湯西層の両者を変位させる断層の露頭が観察される。断層面の走向及び傾斜は $N 87^{\circ}W$ ・垂直である。北落ちであり, 湯西層基底面に 35 m の垂直変位を与えている。この断層は段丘崖をかすめており, 森岳断層が

ENE-WSW 性に転じると推定される部分での第四紀後期の活動を示唆する断層、あるいは地すべり性の断層と考えられる。

Loc. 3・Loc. 4・Loc. 5 中沢撓曲に一致して^{うその}瀬野（第30図, Loc. 3）付近の潟西層中に正断属性の共役小断層群が観察される。又、能代撓曲の南方延長部に位置する柏子所付近（第30図, Loc. 4）及び相染森付近（第30図, Loc. 5）において、潟西層及び古期砂丘堆積物中に左横ずれ成分を持った逆断層性の共役小断層群が観察される、いずれも撓曲構造に伴う地表付近の二次的な応力場で形成された小断層群である、

東雲背斜（内藤, 1977に記載） 東雲開拓付近の盤断層から小手萩断層の間及び小手萩断層の東側において、潟西段丘面及び中位Ⅱ段丘面を変形させる5-6列のN-S性背斜群が発達する。小手萩断層の西側に沿って最も顕著な背斜構造があり、丑首頭西方（第30図, Loc. 6）では背斜の両翼部において潟西層がそれぞれ10°前後傾いているのが観察される（第40図）。小手萩断層の西側における背斜構造は、地形的には長さ4.5 km, 幅200 m, 高さ最大20 mのプレッシャー・リッチ状の高まりをなしている。これより西側にも3-4列の背斜群があり、西側のものほど緩やかな褶曲構造になっている。いずれの褶曲構造においても、潟西段丘面と中位Ⅱ段丘面の変形には有意な差は見られない。したがって、これらの褶曲構造は主として中位Ⅱ段丘面形成後に活動したものである。能代衝上断層群に伴う副次的な褶曲構造と考えられる。又、小手萩断層と同時に形成されたものと推定される。

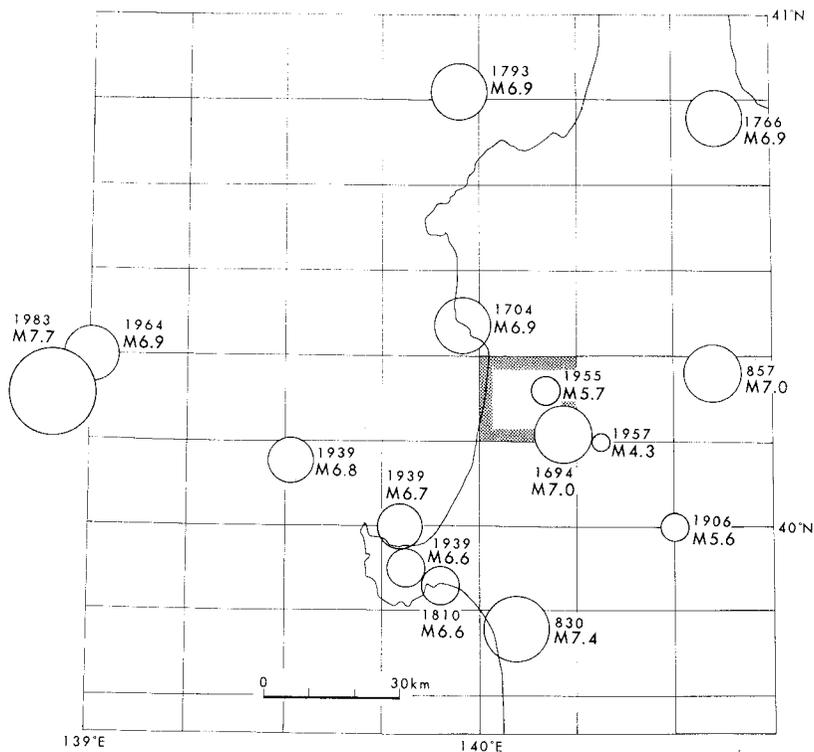
大野岱向斜 大野岱付近では、下位層の向斜構造と一致して、高位Ⅱ段丘面が向斜状の波曲をなしている。この付近の高位Ⅱ段丘は当時の粕毛川の扇状地が離水したものであり、段丘面が緩やかな向斜状の形態をなすことは異常である。したがって、大野岱付近の高位Ⅱ段丘面は大野岱向斜の活動によって変形を受けていると考えられる。

VI. 5 地震

本図幅地域は、1694年及び1704年の2度にわたりM7級地震の直撃を受けて大きな被害を出した歴史を持っている。又、本図幅地域が属する出羽丘陵の一帯は、歴史的に地震活動が活発な地域で、奥羽西部の地震帯（今村, 1920）と呼ばれている。又、地震予知連絡会は「歴史的にM7級の被害地震が発生しており、最近地震活動が活発化しており、男鹿半島に北北上がりの地盤傾動が見られる」との理由から、本図幅地域を含む一帯を特定観測地域「秋田県西部・山形県北西部」に指定している。

第41図は、本図幅地域周辺における主な地震の震央位置と発生年及びマグニチュード（M）を示した図である。うち本図幅地域に被害を与えた主な地震は次のとおりである（主として宇佐見, 1975による）。

1694年6月19日（元禄7年5月2日） 震央、北緯40.2°・東経140.2°; M7.0 能代・鶴形・松山及び南隣森岳図幅地域内の森岡などで被害が大きく、特に能代では地震と共に火災が発生して震壊・焼失家屋は1,069戸に達した（第42図）。能代衝上断層群の上盤側で被害が大きかったこと、津波による被害がなかったこと、海岸での地殻変動が知られていないこと及び1704年の地震との連鎖性から、この地震に際して能代衝上断層群が活動した可能性が大きいと考えられる。



第41図 能代図幅地域付近の主な被害地震の分布図（宇佐見，1975；芋津，1982より）
 数字は発生年及びマグニチュード(M)。ただし1983年日本海中部地震の震央位置と
 マグニチュードは気象庁による中間決定値。枠内が能代図幅地域。

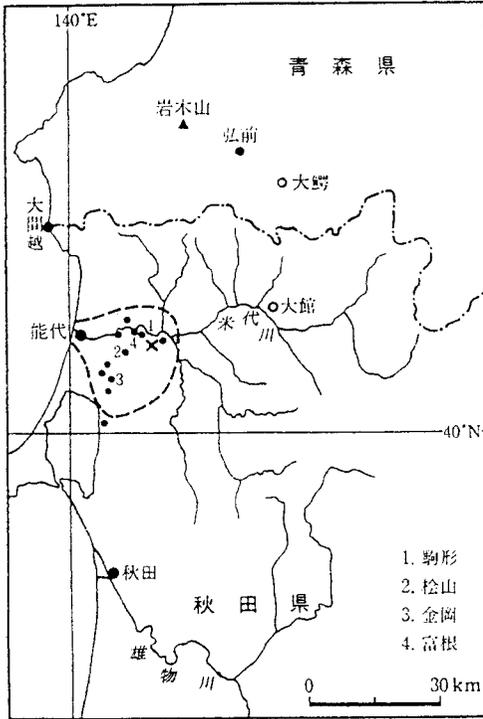
1704年5月27日（宝氷元年4月24日） 震央、北緯 40.4° ・東経 140.0° ；M6.9 先の地震からわずか10年後に発生した地震である。再度、能代で被害が大きく、総戸数1,400-1,500戸のうち震壊・焼失家屋は1,193戸に達した。能代から深浦に至る海岸において隆起があり、今村（1920）によれば、隆起量は岩館付近で最大190 cm、大間越で45-60 cmであった。白神山西部の崩れ山では大崩壊があり、今日、十二湖として知られている大小多数の湖を生じた（第43図）。地殻変動から八森沖から十二湖沖における日本海沿岸に、東傾斜の逆断層が推定される。

1955年10月19日 ニツ井地震 震源、北緯 40.270 ・東経 140.18° ・深さ0 km；M5.9²³⁾ 被害はほとんどニツ井町に限られており、ニツ井では震度Vを記録した。宮村・岡田（1956）は地震前後の水準測量からニツ井付近における水準点5856-5857間に約14cmの東落ちの変動を見だし、これを“測地学的地震断層”と呼んだ。MIZOUE *et al.*（1982）は、この地震は西傾斜の高角逆断層の活動によって発生したと考えた。

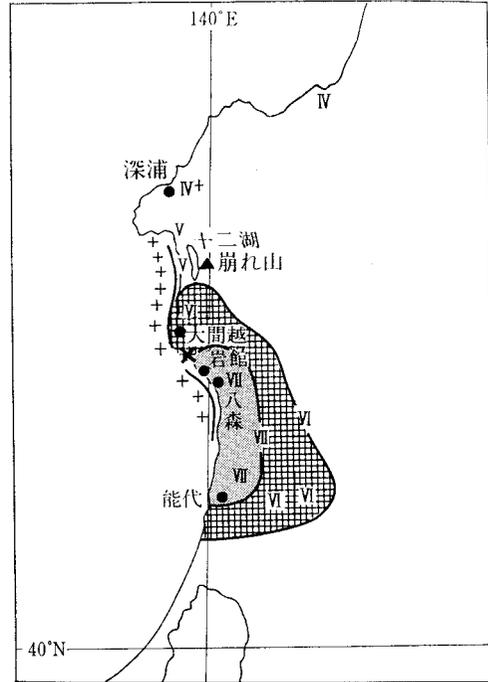
1983年5月26日 日本海中部地震 震源、北緯 40.40 ・東経 138.9° ・深さ5 km；M7.9²⁴⁾ 能代市沖約100kmの日本海に発生した地震で、地震発生直後に沿岸各地を襲った大津波により大きな被害が生じた。

23) 震源位置及びマグニチュードは芋津（1982）による。

24) 震源位置及びマグニチュードは気象庁による中間決定値。



第42図 1694年能代付近の地震の震央地域 (宇佐美, 1975) 破線内は今村(1920)による激震地域.



第43図 1704年岩館付近の地震の震央地域 (宇佐美, 1975による) ローマ数字は震度, 十と実線は隆起のあった海岸を示す.

死者・行方不明者は104名に達し、本図幅地域内の能代市及び峰浜村においても44名の死者・行方不明者を出した。又、地盤災害による物的被害も甚大で、本図幅地域でも、能代市景林町・松見町・昭南町・青葉町及び河戸川において家屋被害が大きかった。これらの地区における被害の多くは、新期砂丘とその背後の後背湿地や砂丘間低地との境界部付近に集中しており、地盤の液状化に伴う表層地すべり (lateral spreading) に起因するものであった (山崎・栗田, 1983)。

VI. 6 米代川沿いの水準点変動

米代川と平行する国道7号線沿いに一等水準路線が設けられており、能代市 (J1) から東隣鷹巣図幅地域の鷹巣町 (5863) に至る間においてN-S性の多数の褶曲・断層を横切っている (第36図)。この間における水準測量は1902年以来1981年まで約80年間にわたって数回繰り返されている。建設省国土地理院による水準測量は1902年²⁵⁾の第1回測量以来、1938年²⁶⁾・1959年²⁷⁾・1967年・1974年・1981年に実施された。このほか一部区間的水準測量が、宮村 (1943) 及び宮村・岡田 (1949, 1956) によって、1942年・1949年・1955年に実施された。

25) 26) 建設省国土地理院の前身である参謀本部陸地測量部による。

27) 建設省国土地理院の前身である建設省地理調査所による。

水準測量によって得られた比較値に基づいて、本図幅地域における地殻変動について多くの議論がなされている。大塚(1942)は1938-1902年の期間における比較値から、本図幅地域の褶曲構造は今日もその振幅を増大しようとする傾向を示しており、活動している褶曲構造であると述べた。宮村・岡田(1949・1956)は大塚(1942)の研究を引き継いで独自の水準測量を繰り返した。しかし、1955年二ツ井地震前後の地震性地殻変動を検出したものの、褶曲構造が現在も活動しているかどうかについての結論は得られなかった。

ここでは、最新の水準測量結果を加えて、本図幅地域における地質構造と水準点変動との関係について解析を行う。波長1-4 kmの褶曲構造と水準点変動の関係を解析するためには、水準点変動の比較値が密に得られていなければならない。解析に適する密な比較値は以下の期間²⁸⁾において得られている。

期間A 1938-1902年(約36年)

期間B 1955-1938年(約17年)

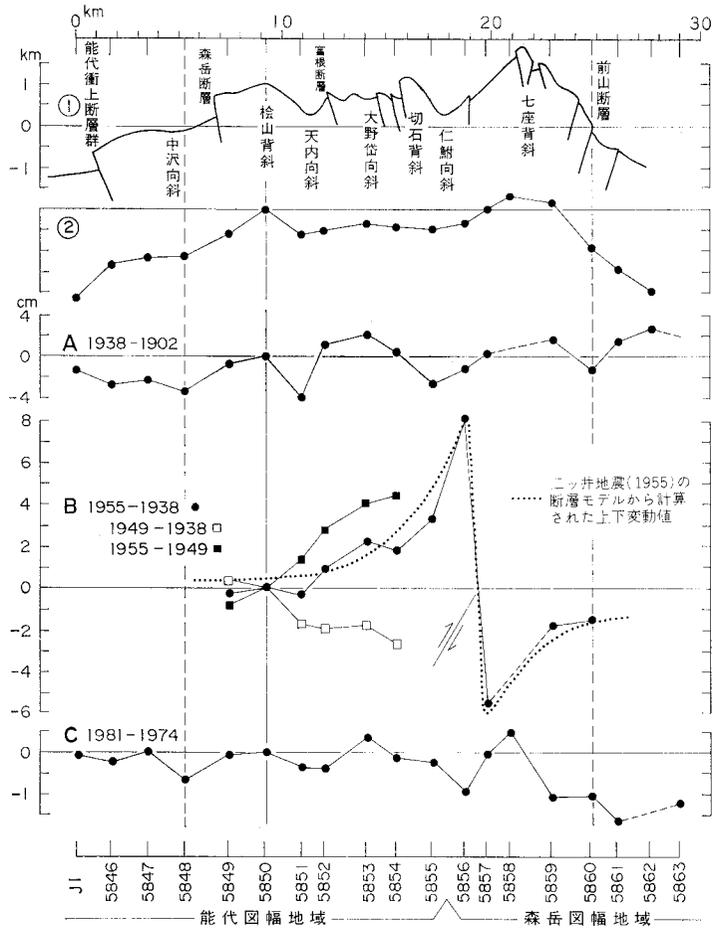
期間C 1981-1974年(約7年)

期間A及びCの比較値は建設省国土地理院(1973・1982)の成果集録に基づき、期間Bの比較値は富村・岡田(1956)に基づき、5850を基準とした各水準点の上下変動を第44図に示す。第44図には水準点変動と地質構造の関係を解析するために、水準路線に沿う笹岡層基底面の地質構造断面を示した(第44図、①)。しかしながら、水準点変動と地質構造の関係を解析する上で、褶曲構造や断層の位置と約2 kmおきに埋設されている水準点の位置が一致しないという問題がある。そこで、①に示される地質構造が現在も成長しつつあると仮定したときに、各水準点に予想される上下変動のパターンを第44図、②に示した。すなわち、地質構造が現在も成長しつつあるならば、桧山背斜の軸部付近に位置する5850を不動点とすると、能代衝上断層群付近のJ1から5849までの間は一様に西へ傾動するはずである。更に、天内向斜付近の5851から仁鮎向斜付近の5856までの間は、5853で局部的に上に凸となるものの全体として緩やかな沈降を示し、七座背斜付近の5857から5859までの間は隆起し、それより東に位置する5860から5863までの間は東へ傾動するはずである。このように予想される水準点変動のパターンを②に示した。そして、観測値から得られた水準点変動のパターンと②を比較することにより、水準点変動と地質構造の関係について解析を行う。

第44図によれば、3期間における水準点変動のパターンは2種に分けられる。すなわち、二ツ井地震発生前後の地震性地殻変動を示す期間Bと、それ以外の定常的な地殻変動を示す期間A及びCである。以下では、2種のパターンについてそれぞれ解析結果を示す。

定常的な地殻変動を示す期間A及びCにおける水準点変動には共通した特徴が認められる。5848-5860間における水準点変動のパターンは②と調和的であり、中沢向斜から七座背斜までの褶曲構造が現在も成長しつつあることを示している。5848-5860の区間における水準点の上下変動幅は、期間A及びCではそれぞれ60.5 mm及び15.6 mmである。これを1年当たりの上下変動幅に換算すると、期間Aでは1.7 mm/y、期間Cでは2.1 mm/yとなりほぼ同様である。5848-5860間における笹岡層基底面の最大高度差は約2,000 mであり(第44図、①)、期間A及びCにおける上下変動が約100万年継続したと

28) 1959年・1967年及び1974年の水準測量は、改埋点が多かったため、それらを基にした比較値は検討の対象としなかった。



第44図 米代川沿いの水準点変動と地質構造の関係を示す図

①：笹岡層基底面の地質構造断面

②：①に示される地質構造が現在も成長しつつあると仮定したとき、予測される水準点変動のパターン。

A 1938-1902：建設省国土地理院（1973）による。

B 1955-1938・1949-1938・1955-1949：宮村・岡田（1956）による。

C 1981-1974：建設省国土地理院（1982）による。

ニッ井地震（1955）の断層モデルから計算された上下変動値

は、MIZOUE *et al.*（1982）による。

水準点変動はいずれも5850を不動点とした。又、水準点変動

のパターンを比較し易いように、各期間の長さに応じて上下

変動の目盛りを調整した。

きに生じる高度差に相当する。このことは、①に示される地質構造が笹岡層基底面形成時以降の1.2-2.0Maの間に形成されたことと調和的である。しかしながら、期間A及びBにおける上下変動が第四紀後期を通じて累積していたとすると、米代川沿いの河成段丘面には著しい変形が生じているはずであるのに、5848-5860間の段丘面にはそのような変形は認められない。

一方、J1-5848の区間における水準点変動のパターンは②と一致せず、5848からJ1にかけて西上

がりの傾動が認められる。J 1 - 5848 間では能代衝上断層群に伴って笹岡層基底面も段丘面も西下がり
の撓曲を示しており、水準点変動に見られるパターンは地質構造とは逆の傾向にある。

以上のように、定常的な地殻変動を示す期間 A 及び C における水準点変動と、第四紀後期の地殻変動
の累積結果である段丘面の変位・変形構造、及び主として第四紀前期から中期までの地殻変動の累積結果
である笹岡層基底面の変位・変形構造の 3 者は必ずしも一様ではない。その理由としては、J 1 - 5848
間では、「能代衝上断層群の活動は第四紀を通じてほぼ一様に活発であり、第四紀後期には地震性断層
運動²⁹⁾によって活動している。そして、期間 A 及び C では非地震性の地殻変動が表われている」ためと
考えられる。又、5848-5860間では「褶曲・断層の活動は第四紀前期-中期には活発であったが、第四紀
後期には衰えている。そして、期間 A 及び C に見られるような地殻変動は、何らかの原因によって相殺
されるために累積されない」ためと考えられる。

期間 B の水準点変動は、二ツ井地震発生前後の地震性地殻変動を示し、二ツ井地震の断層モデルから
計算された上下変動値 (Mizoue *et al.*, 1982) とよく一致する。又、期間 B をさらに 2 分したうち、
1949-1938年の期間には5850-5854間に東下がりの傾動が認められる。この傾動は二ツ井地震の前兆であ
るとも考えられている (宮村・岡田, 1956)³⁰⁾。又、1955-1949 年の期間には、5849-5854間に東上がり
の著しい傾動が認められ、狭義の地震性地殻変動を示している。

VI. 7 第四紀地殻変動の特徴

本図幅地域は第四紀を通じて E-W 性の強い圧縮応力場に置かれており、N-S 性の逆断層や褶曲の活
動に示される強い短縮変形が続いている。しかしながら、第四紀の間においても褶曲・断層活動は必ず
しも一様ではなく、変位・変形の累積と共に活動の様式や位置が変化している。

第四紀前期から中期までの間においては、出羽丘陵は断層褶曲山地としての性格が強く、その内部の
褶曲構造 (桧山背斜から七座背斜までにおける多数の褶曲構造及び褶曲断層) も翼部の断層 (能代衝上
断層群及び森岳断層) も活発に活動していた。その後、第四紀後期になると、出羽丘陵は狭義の地塊山
地としての性格が強くなり、内部の褶曲活動は衰え、翼部の断層だけが活発な活動を続けている。又、
翼部では、出羽丘陵に対してより内側に位置する森岳断層の活動が衰え、より外側に位置する能代衝上
断層群だけが活発に活動している。

第四紀後期の地殻変動は能代衝上断層群とそれに伴う共役性の副断層において活発であり、地震性断
層変位を主としていると推定される。森岳断層とそれ以东における褶曲・断層の活動による変位の累積
性は衰えているが、最近約80年間における水準点変動や二ツ井地震の発生が示すように、活動的である
ことに変わりはない。

29) 普段は動かないで、間欠的に地震を発生させて急激に動く断層の運動を、地震性断層運動と言う。

30) 宮村・岡田 (1956) は、1949-1938年をさらに 2 分しており、そのうち1949-1942年に東下がりの傾動を見出し、それを二ツ井地
震の前兆であると考えている。

VI. 8 活断層及び活褶曲

VI. 8. 1 活断層及び活褶曲の定義

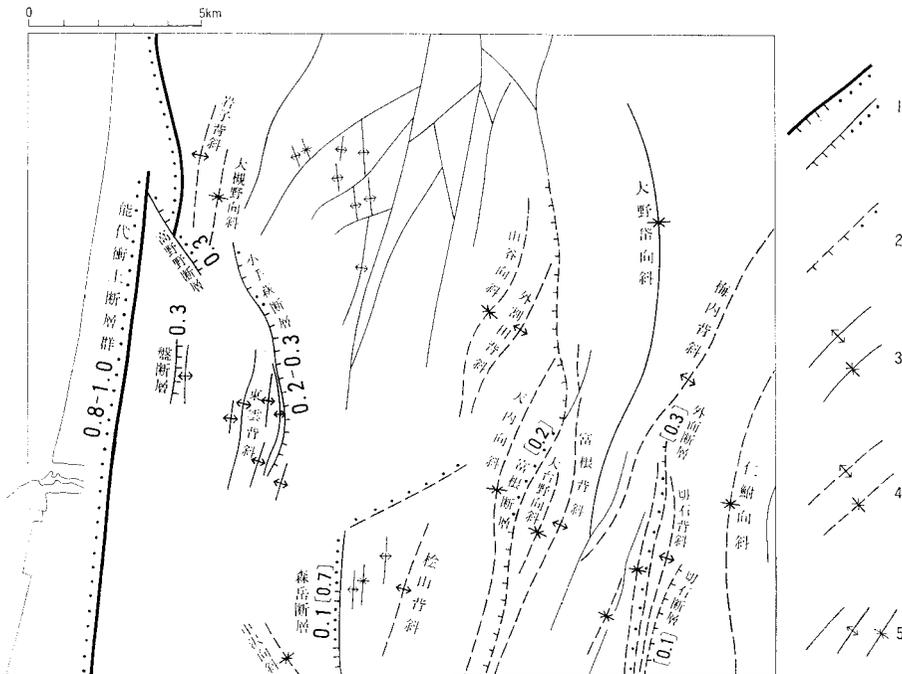
本図幅地域において、第四紀後期は「地殻活動の諸特性が、現在進行中のそれと一連であると思わせる時代」である。したがって、おおむね第四紀後期に反復して活動した内因性の断層及び褶曲をそれぞれ活断層・活褶曲と定義する。しかしながら、出羽丘陵内部の褶曲構造では、水準点変動からは活発な活動が示されているにもかかわらず、第四紀後期における変位の累積性は小さいといった問題が生じる。そこで、実際上変位の累積があった場合に限り反復して活動したと判断することにする。

本報告における活断層及び活褶曲の認定基準は以下のとおりとする。

活断層及び活褶曲：第四紀後期層に累積変位・変形を与えている断層及び褶曲³¹⁾。

推定活断層及び活褶曲：第四紀後期層に累積変位・変形を与えていると推定される断層及び褶曲、及び第四紀後期に反復して活動したと推定される断層及び褶曲³²⁾

以上の認定基準に基づいて活断層及び活褶曲の認定を行った結果を第45図に示す³³⁾



第45図 能代図幅地域の活断層及び活褶曲 1: 活断層 (大線は活動度が特に高いもの)。2: 推定活断層。いずれもケバは実在部分及び推定部分の、点は伏在部分の落下側を示す。数字は平均変位速度、括弧内の数字は第四紀前期-中期の平均変位速度 (いずれも $m/10^3y$) を示す。3: 活褶曲の背斜軸及び向斜軸。4: 推定活褶曲の背斜軸及び向斜軸。5: その他の断層及び褶曲。

31) 段丘堆積物及び段丘面に変形を与えている褶曲は、活褶曲とした。

32) 第四紀を通じての平均変位速度が $0.1m/10^3y$ 以上の断層及び波高の増加率が $0.1m/10^3y$ の褶曲は、それぞれ推定活断層・推定活褶曲とした。

33) 夏井背斜とその周辺の断層においては、変動地形が認められないことから、ここでは活断層・活褶曲とは認定しなかった。

VI. 8. 2 活断層及び活褶曲

能代衝上断層群：総延長30km, うち本図幅地域内では19kmである。平均変位速度は0.8-1.0m/10³yで、地震性断層運動によって活動している。1694年の地震 (M7.0) は、本断層群の活動によるものである可能性が大きい。

盤断層：長さ 1.5 km, 潟西段丘面形成時以降, 中位Ⅱ段丘面形成時までの平均垂直変位速度は0.3 m/10³yである。中位Ⅱ段丘面形成時 (6 × 10⁴y B. P.) 以降, 活動は衰えている。能代衝上断層群に伴う副断層である。

高野野-小手萩断層：1つの断層系と見なすと長さ 9 km, 平均垂直変位速度は 0.2-0.3 m/10³yである。能代衝上断層群に伴う副断層である。

森岳断層：活断層としての総延長は 15 km, うち本図幅地域内では 4 km である。更に, ENE-WSW性に転じる部分 (推定活断層) で 4 km の長さを有する。平均垂直変位速度は 0.1 m/10³y である。第四紀前期から中期までの活動は活発であったが, 第四紀後期の活動は衰えている。

東雲背斜：波高の増加率は 0.3 m/10³y以下である。能代衝上断層群に伴う副次的な褶曲構造で, 高野野-小手萩断層と密接な関係にある。

大野岱向斜：活動性は低い。又, 第四紀前期から中期までの活動に比べて, 第四紀後期の活動は衰えている。

VI. 8. 3 推定活断層及び推定活褶曲

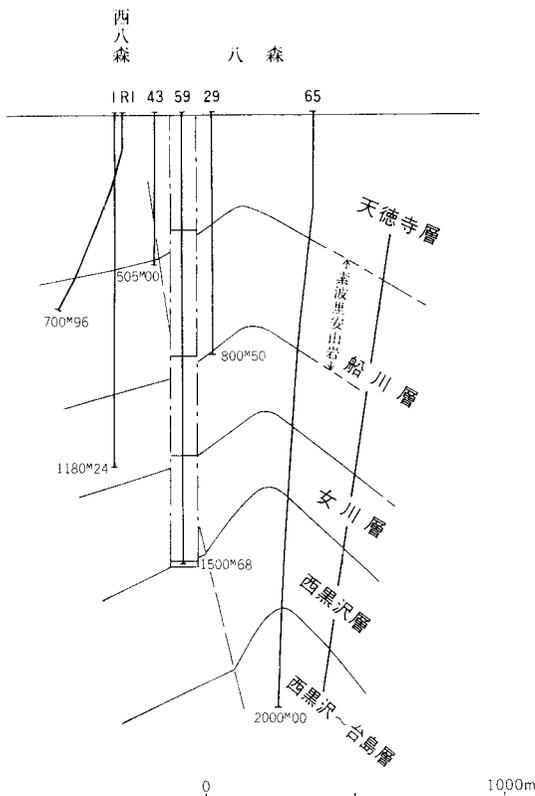
富根断層・外面断層・切石断層：本図幅地域内における長さはそれぞれ 10 km・6.5 km・3.5 km である。いずれも活動性は低い。又, 第四紀前期から中期までの平均変位速度は 0.1-0.3 m/10³y であったが, 第四紀後期の活動は衰えている。

中沢向斜・松山背斜・山谷向斜：外割田背斜・天内向斜・大台野向斜・富根背斜・梅内背斜・苧又石向斜・切石背斜・仁鮎向斜・岩子背斜・大槻野向斜：いずれも活動性は低い。第四紀前期から中期までにおける波高の増加率は 0.1-0.7 m/10³y であったが, 第四紀後期の活動は衰えている。ただし, 岩子背斜及び大槻野向斜を除いては, 最近約80年間の水準点変動から判断すると活動的である。

VII. 応用地質

VII. 1 応用地質の概説

能代図幅地域は, 東北地方緑色凝灰岩地域に属し, 地表及び地下にいわゆる“含油第三系”が広く分布しているので, 古くから探鉱され, 最大深度約 3,500 m に達する多数の基礎試錐・層序試錐及び試掘井が掘られた。その結果, 数箇所油田及びガス田が発見され, 八森油田として稼働されている。ほかに岩子油田がある。岩子油田は本図幅地域北西端部の峰浜村水沢川流域の岩子付近に位置している。含油層は井上・荒川 (1958) によれば船川層下部-女川層上部の凝灰岩である。第2次大戦中, 数坑から



第46図 八森油田地質断面図 (天然ガス鉱業会, 1969)

日産 1 kl の出油があったが、昭和30年頃廃止された。

なお、本図幅地域には^{きりいし}切石温泉を始め、2・3 の鉱泉が知られている。鉱泉は日本海沿岸沿いの能代衝上断層群の通る一帯に位置している。切石温泉は二ツ井町切石に位置し、現在利用されている。純食塩泉であって、pH が 8.1、泉温が 45℃である。

VII. 2 八森油田

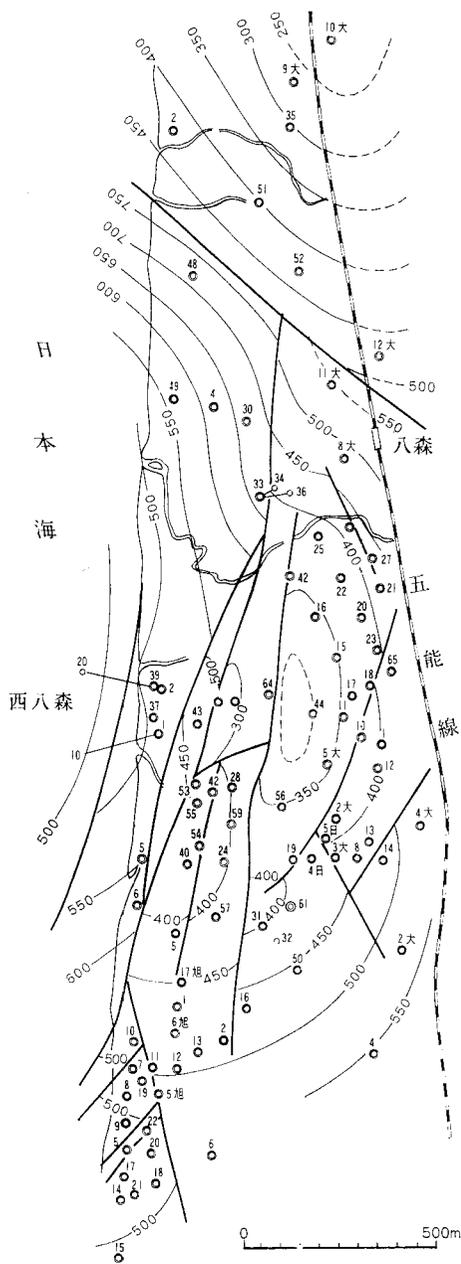
八森油田³⁴⁾は、本図幅地域北西端部の八森町磯村から峰浜村目名湯西方に至る両町村境に位置し、五能線東八森駅に近く、交通の便がよい。

本油田の沿革については、本油田西方の海面に油徴があり、旧目名湯鉱業(株)が現在の沢目海岸側に上総第 1 号井を掘削し、深度 139 m で良油層に逢着し、1936年(昭和11年)6月日産 1.44 kl の出油をみて成功したのが本油田開発の端緒となった。これによって、ほかの 2-3 の会社が同地付近で

掘削し、相当の成功を収めた。1938年(昭和13年)木村鉱業所は沢目海岸に第 1 号井を開坑し、深度 44m で掘止し日産 1.8kl の油を産した。更に、1941年(昭和16年)に宇部石油(株)が鉄道沿線に第 1 号井を開坑し、同年10月深度 400 m で噴出する大成功をみた。その後、八森油田開発の主体は深層及び内陸部の探査に移行し、帝国資源開発(株)による深層試掘が行われ、昭和16年に深度 1,180 m まで掘削された。また、北樺太石油(株)も本油田の開発に従事し、1941年(昭和16年)には生産 260 kl、1943年(昭和17年)には 1,130kl を超えた。1943年7月に帝国石油(株)が北樺太石油(株)を合併して、本油田の開発を行うに至って、巨井相次いで成功し、1946年(昭和21年)には年産 14,000 kl に達した。その後漸減の一途をたどった。1951年(昭和26年)に11坑を掘削し、これにより年産 8,600kl と回復したが、開発余地が減少し、産油量も激減してきた。帝国石油では、本油田の回春を考えて昭和31年10月深層探査を開始したが、稼行中の油層以下に特筆すべき良油層が発見できなかった。昭和57年現在小規模に稼行中である。

本油田付近の地質層序は、試掘井八森 R-65 によれば、深度 422 m まで天徳寺層、深度 422-1,068 m 間は素波里安山岩及び船川層、深度 1,068-1,283 m 間は女川層、深度 1,283 m 以深は早口川層である。

34) 主として井上・荒川(1958)による。



第47図 八森油田のIV層上限による地下構

造図 (天然ガス鉱業会, 1969).

IV層とは船川層中部に挟まれる素波理安山岩に属する火砕岩と考えられる。

本油田付近の地質構造は、もともと並行に走る2つの背斜が数本の断層によって切られた複雑な構造をなしている。産油量の多いのは、2つの構造を限る逆断層の東側のブロックである (第46図及び第47図)。

本油田の油層はI層からVI層までである。I層は、船川層上部に発達する砂層であり、南西部海岸では含油して油層となっている。本層はレンズ状でほかの地域には発達しない。その深度は180-230 mである。II層は深度300-320m付近に発達する厚さ10m内外の凝灰岩及び凝灰質砂岩からなり、2枚に分かれて油層を形成している。III層は深度350-410 m間に発達する凝灰岩及び泥岩の互層からなり、2枚の油層に分かれている。各層の厚さはそれぞれ10m内外であり、油層は一般に本油田の南部地区に発達している。本地区にはa層と称する凝灰岩油層もある。IV層・V層及びVI層は、それぞれb・c及びd層とも呼ばれ、凝灰岩及び凝灰角礫岩からなる。深度は470-570 m間に発達し、各層の厚さはそれぞれ10m、25m及び50mで、地域により厚さの変化が著しく、本油田の主要な油層及びガス層となっている。本油田の昭和57年3月末迄の累計生産量は菊池ほか (1982) によれば油117,000klである。

文 献

- 浅野 清・高柳洋吉 (1966) 化石有孔虫からみた日本海域の古地理. 日本海域の地学的諸問題, p.29-35.
- 栗田泰夫 (1983 a) 東北日本のネオテクトニクス. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p.494.
- (1983 b) 出羽丘陵の第四紀地殻変動. 日本第四紀学会講演要旨集, 13, p.140-141.
- CHINZEI, K. (1973) Omma-Manganzi molluscan fauna in the Futatsui area northern Akita, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 90, p. 81-94.
- 地質調査所環境地質部地震地質課 (1983) 50万分の1活構造図シリーズについて. 地調月報, vol. 31, p. 27-37.
- 千谷好之助 (1925) 秋田県二ツ井油田地質及地形図, 同説明書. 地質調査所.
- (1930) 秋田北部油田の地質に就きて. 地質学雑誌, vol. 37, 付録特別号, p. 732-739.
- 第四紀地殻変動研究グループ (1969) 第四紀地殻変動図. 国立防災科学技術センター.
- 福田 理 (1973) 日本の石油鉱業と技術, 基礎調査 2. 2. 3. (2)能代 GS-1. 石油技術協会, p. 118-121.
- 樋口 雄・荒木直也・高橋 清・藤岡展价 (1972) 西黒沢層の岩相・化石相分布と石油地質学考察. 石油技術協会誌, vol. 37. p. 185-193.
- 平林武夫 (1981) 秋田県山本郡峰浜村地域の地質. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室卒業論文 (MS).
- 平山次郎・市川賢一 (1966) 1,000年前のシラス洪水, ~発掘された十和田湖伝説~. 地質ニュース, no. 140, p. 10-28.
- ・大沢 穠・角 清愛・盛谷智之 (1961) 北秋田地方から西津軽地方にかけてのグリーン・タフ地域の地質構造. 大太平洋, no. 2.
- ・角 清愛 (1963) 5万分の1地質図幅「鷹巣」及び同説明書. 地質調査所, 90p.
- 藤岡一男 (1959) 5万分の1地質図幅「戸賀・船川」及び同説明書. 地質調査班, 61p.
- (1963) グリーンタフ地域の地質. 鉱山地質, vol. 13, p. 358-375.
- (1963) 阿仁合型植物群と台島型植物群. 化石, no. 5, p. 39-50.
- (1968) 秋田油田における出羽変動. 石油技術協会誌, vol. 33, p. 283-297.
- (1972) 日本海の生成期について. 石油技術協会誌, vol. 37, p. 233-244.
- (1973) 男鹿半島の地質. 男鹿半島自然公園学術調査報告, p. 5-34.
- ・大沢 穠・池辺 穠 (1976) 羽後和田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 65p.
- ・———・高安泰助・池辺 穠 (1977) 秋田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 75p.
- ・高安泰助・的場保望・大口健志ほか (1973) 秋田県男鹿半島地質図. 日本自然保護協会.
- 池辺 穠 (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.
- 池辺 穰・大沢 穰・井上寛生 (1979) 酒田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 42p.
- 今村明恒 (1920) 奥羽西部の地震帯. 震災予防調査会報告, no. 95, p. 1-102.
- 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.
- 石和田靖章・池辺 穰・小川克郎・鬼塚 卓 (1977) 東北日本堆積盆地の発達様式についての一考察—太平洋側と縁海側との比較— 藤岡一男教授退官記念論文集, p. 1-7.
- 伊藤幹人 (1959) 秋田県山本郡峰浜村沢目東方地域の石油地質. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室卒業論文 (MS).
- 伊藤谷生 (1977) 秋田県ニツ井付近七座背斜の成長と堆積環境の解析. 地質学雑誌, vol. 83, p. 509-521.
- (1979) 「多面体状褶曲」, その幾何学的形態と変形様式—秋田県ニツ井付近七座背斜を例として. 地質学雑誌, vol. 85, p. 67-79.
- Ito, T. (1981) Superposition of the Cenozoic two fold systems in the northwest Akita Region, Northeast Japan. *Journal of the Faculty of Science, Univ. Tokyo, sec. II*, vol. 20, p. 295-343.
- KANO, K. (1979) Deposition and diagenesis of siliceous sediments of the Onnagawa Formation. *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, ser. 3, vol. 14, p. 135-189.
- 潟西層団地研究グループ (1983) 男鹿半島東部潟西地域における潟西層. 地球科学, vol. 37, p. 69-80.
- 活断層研究会 (編) (1980) 日本の活断層—分布と資料. 東京大学出版会, 363p.
- 建設省国土地理院 (1973) 一等水準点検測成果集録. 別巻. 2, 国土地理院.
- (1982) 一等水準点検測成果集録. vol. 26, 国土地理院.
- 菊池哲明 (1981) 秋田県能代市北東方地域の地質. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室卒業論文 (MS).
- 菊池芳朗・小草欽治 (1982) 東北裏日本地域秋田・山形地域, 日本の石油・天然ガス資源. 天然ガス鉱業会, 大陸棚石油開発協会, p. 101-148.
- 衣笠善博・山崎晴雄・大沢 穰 (1981) 秋田・山形地域活構造図 (1 : 200,000). 構造図 6, 地質調査所.
- 北村 信 (1959) 東北地方における第三紀造山運動について— (奥羽脊梁山脈を中心として) —. 東北大学理学部地質学古生物学教室邦文報告, no. 49, p. 1-98.
- (1963) グリーン・タフ地域における第三紀構造運動. 化石, no. 5, p. 123-137.
- 米谷盛寿郎 (1978) 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫層序. 日本の新生代地質, 池辺展生教授記念論文集, p. 35-60.

- 米谷盛寿郎 (1983) 秋田地域含油第三系標準層序表. 石油鉱業便覧. 石油技術協会, p. 703.
- ・新保久弥・村田勇治郎・佐藤富人・笹川清一・一ノ瀬鉄郎・讚良紀彦 (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, p. 371-374.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文 (1980) 1896年陸羽地震の地震断層. 地震研究所彙報, vol.55, p.796-855.
- 松隈寿紀・白石建雄・藤井敬三・中村良二・臼田雅郎・菅原宏紀・物部長進・伊藤俊弥・伊藤忠英・谷田洋文・茅野安弘・堀 昌雄・大迫次郎 (1972) 昭和46年度広域調査報告書, 発盛地域. 通商産業省, 19p.
- ・高安泰助・由井俊三・的場保望・白石建雄・藤井敬三・中村良二・臼田雅郎・菅原宏紀・伊藤吉忠・物部長進・甲斐藤一郎・伊藤俊弥・谷田洋文・佐藤 彬 (1971) 昭和45年度広域調査報告, 発盛地域. 通商産業省, 20p.
- 宮城一男 (1958) 男鹿半島緑色凝灰岩層の層位学的岩石学的研究 (第3報) —台島層について—. 地質学雑誌, vol. 64, p. 195-206.
- 宮村撰三 (1943) 米代川にそう一部水準路線の測量. 地震研究所彙報, vol. 21, p. 197-205.
- ・岡田 惇 (1949) 米代川にそう一部水準路線の測量 (第2報). 地震研究所彙報, vol. 27, p.141-145.
- ・————— (1956) 米代川にそう一部水準路線の測量 (第3報). 地震研究所彙報, vol. 34, p. 373-380.
- MIZOUE, M., YOKOTA, T. and NAKAMURA, I. (1982) High angle reverse faulting in the inter-axial zone of active folds in the inner belt of northeast Japan. *Bull. Earthq. Res. inst.*, vol. 34, p. 359-377.
- 内藤博夫 (1966) 秋田県米代川流域の第四紀火山砕屑物と段丘地形. 地理学評論, vol. 39, p. 463-484.
- (1977) 秋田県能代平野の段丘地形. 第四紀研究, vol. 16, p. 57-70.
- 中島謙造 (1893) 20万分の1地質図幅「能代」及び同説明書. 地質調査所, 179p.
- NAKATA, T., IMAIZUMI, T. and MATSUMOTO, H. (1976) Late Quaternary tectonic movements on the Nishitsugaru coast, with reference to Seismic Crustal deformation. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 7 th. ser.*, no. 26, p. 101-112.
- 新妻信明・小西健二・和田秀樹・北里 洋・天野一男・箕浦幸治 (1982) 既存ボーリング資料集. 静岡大学, 670p.
- 大橋良一 (1930) 男鹿半島の地質. 地質学雑誌, vol. 37, 付録特別号, p. 740-754.
- 大村一蔵 (1933) 裏日本石油地帯に於ける地殻変動の影響. 石油技術協会誌, vol. 1, p. 19-26.
- (1935) 日本石油地の区分. 石油時報, no. 684, p. 1-11.
- (1936) 秋田油田の地質について. 石油時報, no. 695, p. 9-16.
- 太田陽子 (1968) 旧汀線の変形からみた第四紀地殻変動に関する 2・3 の考察. 地質学論集, no. 2, p. 15-24.

- OTA, Y. (1975) Late Quaternary vertical movement in Japan estimated from deformed shorelines. *Quatern. Stud., Royal Soc. N. Z. Bull.*, 13, p. 231-239.
- 太田陽子・成瀬 洋 (1977) 日本の海成段丘一環太平洋地域の海面変化・地殻変動の中での位置づけ
一. 科学, vol.47, p.281-292.
- 大塚弥之助 (1936) 秋田県由利郡の高瀬川凝灰岩層. 地質学雑誌, vol. 43, p. 697-706.
- (1942) 活動している褶曲構造. 地震, vol. 14, p. 46-63.
- 大沢 穠 (1963) 東北地方中部における新第三紀造山運動, 火成活動および鉱化作用 (第1報 新第三紀の火成活動について). 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 50, p. 167-184.
- (1963) 5万分の1地質図幅「岩館」及び同説明書. 地質調査所, 14p.
- (1966) 東北地方グリーン・タフ地域における新第三紀火成活動および構造発達史からみた黒鉱鉱床および鉱脈型鉱床の位置. 日本鉱山地質学会第16回総会討論会資料1, p. 66-73.
- (1968) グリーン・タフ (緑色凝灰岩). 地下の科学シリーズ14, ラティス, 東京, 231p.
- ・舟山裕土・北村 信 (1971) 川尻地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 40p.
- ・大口健志・高安泰助 (1979) 湯沢地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 64p.
- ・須田芳郎 (1978) 20万分の1地質図幅「弘前および深浦」. 地質調査所.
- ・———— (1980) 20万分の1地質図幅「秋田及び男鹿」. 地質調査所.
- ・角 清愛・平山次郎・盛谷智之 (1961) 青森県津軽地方から秋田県北秋田地方にいたる地域の新第三系の地質について (演旨). 地調月報, vol. 12, p. 485-486.
- ・高安泰助・池辺 穰・藤岡一男 (1977) 本荘地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 55p.
- ・土谷信之・角 清愛 (1983) 中浜地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 62p.
- 佐々木詔雄・藤岡一男 (1983) 秋田県能代油田地域における凝灰岩の沸石化と地質構造. 堆積岩の続成作用に関する研究, p.165-175.
- (1967) 能代平野周辺地域の含油第三系の地質及び構造. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室卒業論文 (MS).
- 石油開発公団 (1968) 昭和43年度東雲 AK-1 号井試掘完了報告書 (MS).
- (1969) 昭和43年度天然ガス基礎調査基礎試錐「沢目沖」調査報告書 (MS).
- 石油資源開発株式会社 (1966a) 昭和40年度能代 AK-1 号井試掘報告書 (MS).
- (1966b) 昭和40年度沢目 SK-1 号井試掘完了報告書 (MS).
- (1967) 昭和41年度米代 AK-1 号井試掘完了報告書 (MS).
- 白井哲之 (1961) 能代付近の段丘地形. 地理学評論, vol. 34, p. 487-497.
- 外山四郎 (1925) 秋田県男鹿半島に発達せる第三紀層. 北光, no.20.
- 角 清愛・藤井敬三・上村不二雄・大沢 穠・盛谷智之・平山次郎 (1966) 広域調査の結果からみた

- 大館地域の黒鉱層準の性格. 日本鉱山地質学会第16回総会討論会資料 2, p. 83-106.
- 角 清愛・大沢 穠・平山次郎 (1962) 5 万分の 1 地質図幅「太良鉱山」及び同説明書. 地質調査所, 51p.
- 鈴木達郎 (1980) 男鹿半島第三紀火山岩類に関する fission track 年代. 地質学雑誌, vol. 86, p. 441-453.
- 多田文男 (1927) 活断層の二種類. 地理学評論, vol. 3, p. 980-983.
- 高安泰助 (1964) 貝類化石群による秋田油田地域の第三系層序. 化石, no.18, p.18-25.
- 丹治耕吉・伊藤吉助 (1971) 秋田県大野岱盆地に分布する鮎川層の試錐結果について. 地調月報, vol.22, p.85-88.
- Tsuchi, R., ed (1981) *Neogene of Japan—its biostratigraphy and chronology—*. IGCP-114, national working group of Japan, 140p.
- 鵜飼光男 (1965) 昭和39年度「能代総合」班地表調査報告書. 石油資源開発株式会社社内報告(MS).
- 宇佐美龍夫 (1975) 日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 327p.
- 白田雅郎・岩山勝男・井上 武・乗富一雄 (1975) 5 万分の 1 秋田県総合地質図幅「岩館・中浜」及び同説明書. 秋田県, 55p.
- 宇津徳治 (1982) 日本付近の M 6.0 以上の地震および被害地震の表: 1985~1980年. 地震研究所集報, vol. 57, p. 401-463.
- 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). 地質調査所, p.92-152.
- 山崎晴雄・栗田泰夫 (1983) 日本海中部地震の緊急調査. 地質ニュース, no.347, p.7-14.
- ・—————・下川浩一・衣笠善博 (1983) 活構造図秋田 1: 500,000. 活構造図 6, 地質調査所.
- 吉田義孝 (1962) 昭和37年度「能代」地表調査報告書. 石油資源開発株式会社社内報告(MS).

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Aomori (5) No. 43

GEOLOGY

OF THE

NOSHIRO DISTRICT

By

Atsushi ŌZAWA, Yutaka IKEBE
Jiro HIRAYAMA, Yasuo AWATA and Taisuke TAKAYASU

(Written in 1983)

Abstract

The mapped district is located in the northern part of Akita prefecture, and represents the northwestern margin of the Akita oil field. The district is underlain by a thick sequence of Miocene to Pleistocene sediments and volcanic rocks. A summary of the stratigraphic sequence of the mapped district and its surrounding areas are shown in Table 1.

NEOGENE

The Neogene sequence in the mapped district is subdivided into the Hayaguchigawa, Onnagawa, Subari Andesite, Moyasan Rhyolite, Funakawa and Tentokuji Formations in ascending order.

Hayaguchigawa Formation The formation is restrictedly developed in the northern and southern margins of the surveyed area. It is conformably underlain by the Kuroishigawa Formation to the north of this district. The present formation consists largely of acid volcanics and basaltic rocks, intercalated with clastic sediments. These volcanic rocks have been subjected to hydrothermal alteration less intensive than those in

Table 1 Summary of stratigraphic sequence

Geologic Age		Stratigraphy		
Quaternary	Holocene	Alluvium, Sand dune, and Terrace deposits		
	Pleistocene	Nakazawa Formation		
		Sasaoka Formation		
Tertiary	Pliocene	Tentokuji Formation		
	Miocene	Late	Funakawa Formation	Subari Andesite
			Moyasan Rhyolite	
		Middle	Onnagawa Formation	
	Early	Hayaguchigawa Formation		
		Kuroishizawa Formation		
	Oligocene	Fujikuragawa Formation		

the underlying Kuroishigawa and Fujikuragawa Formations. The formation is 450 m to 650 m thick in all and subdivided into the main part and the Ichinomatazawa Basalt Member, which interfinger with each other. The former is composed mainly of rhyolitic lavas and pyroclastics, intercalated with andesitic pyroclastics and clastic sediments, such as mudstones, sandstones and conglomerates. It ranges from 200 to 450 m in thickness. The Ichinomatazawa Basalt Member is made up chiefly of basaltic pyroclastics, associated with subordinate amounts of basalt lavas, mudstones and sandstones. The basalt lavas frequently show pillow structures and consist of augite bearing olivine basalt. Subsurface data show the basaltic rocks extend to the southwestern part of this district. The Basalt Member varies from 0 to 300 m in thickness.

The Hayaguchigawa Formation yields Middle Miocene flora and fauna, which characterize the Daijima and Nishikurosawa Formations in the Oga Hantō (Peninsula), respectively.

Onnagawa Formation The formation, conformably underlain by the Hayaguchigawa Formation, is widely distributed in the northern and southern parts of this district. It is composed mainly of hard mudstone, intercalated with acid turfs. The hard mudstone is

occasionally interbedded with sandstones. Glauconite sandstones frequently occur in the basal part of the formation. The formation, which is 300 to 400 m thick on the average, gradually thickens toward the southwestern part of the mapped district, attaining 500 to 800 m thick. The hard mudstone contains fossils of *Sagarftes chitanii* MAKIYAMA and diatoms, rarely yielding foraminifera. Dolerites and basalts have been emplaced during the deposition of the Onnagawa Formation.

Subari Andesite The formation is contemporaneous with the upper half of the Onnagawa Formation, the Funakawa Formation and the lowermost part of the Tentokuji Formation. It is largely distributed in the northern part of this district. It consists chiefly of lavas and pyroclastics of hornblende-hypersthene-augite andesite, associated with subordinate amounts of lavas and pyroclastics of hypersthene-augite-hornblende andesite and pumice tuffs of hornblende dacite. Further, dikes of hornblende dacite, presumably contemporaneous with the Subari Andesite, occur in the Andesite. The thickness of the formation varies between 0 and 700 m; from 300 to 700 m in the northern part of the mapped district, and thinning southward and southwestward. Subsurface data reveal the thinning-out of the formation on the southwestern corner of the mapped district.

Moyasan Rhyolite The rhyolite occurs in the southeastern part of the mapped district. It consists of plagioclase rhyolite devoid of mafic minerals and forms lava domes in the Lower Nanakura Tuff Member in the Funakawa Formation.

Funakawa Formation The formation is widely developed in the northern, central and southeastern parts of the mapped district. It is constituted largely of dark grey mudstones and acid pyroclastics, ranging from 150 to 1,200 m thick. The thickness of the formation is extremely variable. The formation, which ranges from 300 to 700 m thick in the eastern half of the area, diminishes in thickness to as thin as 150 to 200 m in the central part, and abruptly thickens toward the western coast. According to subsurface data, it attains as thick as 950 to 1,200 m or more around the downtown of Noshiro Shi (City) and in the off-shore area. In the vicinity of Sawame on the northwestern corner of the district, the thickness amounts to 800 to 1,000 m or more.

The present formation is lithologically subdivided into the main part, the Lower Nanakura Tuff Member and the Upper Nanakura Tuff Member. The Lower and Upper Nanakura Tuff Members occur in the lower part and upper part of the formation, respectively. The main part of the formation consists mainly of dark grey mudstones, occasionally intercalated with sandstones and acid tufts. The Lower Nanakura Tuff Member is predominated by acid pumice tuff and fine- to medium-grained turfs, associated with small amounts of coarser pyroclastics, such as lapilli tuffs and tuff breccias, and dark grey mudstones. These acid pyroclastics contain biotite, hornblende and occasionally a minor amount of pyroxene, presumably assigned to rhyolite to dacite. They have been mostly formed by submarine pumice flows. The present tuff member changes in thickness from 0 to 350 m. It exhibits the largest thickness in the southeastern part of the mapped district thinning toward the west. The Upper Nanakura Tuff Member also shows lithological characters similar to the Lower Nanakura Tuff. The thickness ranges from 0 to 400 m. The member is approximately 350 to 400 m thick on the southeastern corner of the mapped district, gradually thinning westward, northward and northwestward. It decreases in thickness to as thin as 20 to 30 m on the southwestern corner of the district.

The present formation yields a lot of *Sagarites chitanii* MAKIYAMA. Siliceous fossils such as diatoms and radiolarias are less common than in the Onnagawa Formation, but foraminiferal fossils are more abundant. Molluscan fossils scarcely occur in the formation. The most part of the Funakawa Formation is paleontologically assigned to Late Miocene, while the uppermost part of the Funakawa Formation is correlated to Pliocene age.

Tentokuji Formation The formation, conformable to the Funakawa Formation, is extensively distributed in the eastern half of the mapped district. It consists largely of bluish grey siltstones, intercalated with sandstones, acid tuffs, and less commonly conglomerates. Sandstone intercalations increase upward in the formation. The formation ranges in thickness from 150 to 1,400 m. It is 150 to 400 m thick in the eastern and central parts of the mapped district, while it abruptly thickens westward to exceed 1,000 m. Around the downtown of Noshiro Shi (City), it attains up to 1,200 to 1,400 m thick. The formation contains much more foraminiferal fossils than the Funakawa Formation, yielding a lot of molluscan fossils as well. The occurrence of *Sagarites chitanii* MAKIYAMA is restricted to the lower part, of the formation. Pliocene foraminifera occur abundantly in the present formation.

QUATERNARY

The Quaternary sediments are divided into the Sasaoka and Nakazawa Formations, terrace deposits, and Alluvium.

Sasaoka Formation The formation rests conformably upon the Tentokuji Formation with some local unconformities. The formation is developed in the eastern half of the district, and consists largely of sandstones, intercalated with siltstones, acid tuffs, and occasionally conglomerates. Siltstone intercalations are abundant in the lower part of the formation. The formation generally varies in thickness from 100 to 300 m, exhibiting a tendency to thicken westward. It ranges from 100 to 200 m thick in the eastern and central parts of the district, attaining 240 to 300 m on the southwestern corner of the district. The formation contains abundant Pleistocene fossils of molluscs and foraminiferas.

Nakazawa Formation The formation is unconformably (partly conformably) underlain by the Tentokuji and Sasaoka Formations and developed in the northeastern part of the mapped district. It is made up mainly of alternating sandstones and acid tuffs, intercalated with siltstones, lignites and occasionally conglomerates. They are weakly indurated. The total thickness varies between 40 and 420 m. The formation is 40 to 150 m thick in the northeastern part of the district, thickening eastward to attain as thick as 300 to 420 m on the southwestern corner.

Terrace Deposits Many well-preserved terraces are extensively developed along the Yoneshiro Gawa (River) and its tributaries and in the coastal area of Japan Sea. The terraces are classified into high, middle and low terraces, each subdivided into two or three. The High I Terrace is separately distributed in three areas: northeastern part, southeastern part and northwestern part of the mapped district. The terrace deposits in the northeastern part are composed mainly of highly decomposed gravels derived from the Subaru Andesite with red soil matrix. The thickness is approximately 20 m. These

gravels from a composite fan of the Kasuge Gawa (River) and Taneume Gawa (River). The terraces in the southeastern part are underlain by highly decomposed gravels carried by the Yoneshiro Gawa (River), which range from 20 to 30 m thick and are covered by a 3 m-thick red soil. The terraces in the northwestern part are underlain by presumably marine pebbles.

The High II Terrace is distributed in the northeastern and northwestern parts of the mapped district, forming fans of the Kasuge Gawa and Mizusawa Gawa (River). The deposits are composed largely of partially decomposed gravels with a 2 to 3 m-thick red soil. The thickness of the gravelly deposits ranges from 25 m in the northwestern part to 35 m in the northeastern part.

The Middle I Terrace is widely developed near the mouth of the Yoneshiro Gawa (River), ranging in altitude from 30 to 60 m. The terrace is largely underlain by marine sand and gravel with some intercalations of fluvial and lagoonal deposits. These deposits are designated as the Katanishi Formation and attributed to the transgression by the latest interglaciation (12×10^4 y.B.P.).

The Middle II Terrace is mainly developed near the mouth of the Yoneshiro Gawa (River) and Haniwa Gawa (River), underlain by marine and fluvial sand and gravel.

The Low I Terrace is distributed along the Yoneshiro Gawa (River), its distributaries, and the Mizusawa Gawa (River). The deposits consist largely of poorly-sorted gravel and sand, ranging in thickness from 15 m downstream of the Yoneshiro Gawa (River) to 4 to 6 m along the Kasuge Gawa (River). Gravels of the terrace have been scarcely decomposed.

The Low II Terrace is distributed along the major rivers in the mapped district, underlain by poorly-sorted gravel. The thickness varies between 4 and 7 m.

The Low III Terrace is sporadically developed along the main rivers in the district, underlain by a few meters thick river gravel.

The Kemanai Terrace is restrictedly distributed along the Yoneshiro Gawa (River), underlain by pumiceous sands redeposited from a pumice flow which erupted from the Towada Volcano approximately 1,100 to 1,200 years ago.

Dunes are divided into two formations: older and younger. The Older Dune occupies a small area on the southwestern corner of the mapped district, which extends southward for over 10 km and parallels to the Younger Dune developed along the coast. The deposits, unconformably overlying the Katanishi Formation of the Middle I Terrace, consists largely of cross-bedded, medium- to coarse-grained sands. The Younger Dune is developed along the coast, increasing in width from 400 m in the northwestern part to 2,000 to 3,000 m to the south of the Yoneshiro Gawa (River). The dune is made up chiefly of cross-bedded, medium- to coarse-grained sands.

GEOLOGIC HISTORY

The geologic history of the mapped district and its adjacent areas is summarized as follows. In Oligocene to early Miocene, a great amount of pyroxene andesite lavas and pyroclastics was erupted north of the mapped district to form the Fujikuragawa Formation, associated with a subordinate amount of basaltic lavas and pyroclastics. Prior to the

andesite eruption, a small amount of partially welded, acid pyroclastics was deposited. The depositional basin of the Fujikuragawa Formation covers a 30 km by 35 km area, in which the maximum thickness amounts to 700 to 900 m, occasionally up to 1,000 m. The mapped district, which is located at the marginal part of the depositional basin, is presumably devoid of the volcanics of the Fujikuragawa Formation.

In early to middle Miocene, a large amount of pyroxene andesite pyroclastics was deposited with small amounts of andesite lavas, acid pyroclastics, and basaltic pyroclastics in the Nakahama district north of the mapped district to form the Kuroishizawa Formation. The intense volcanic activities were sometimes interrupted by the deposition of clastic sediments such as mudstones, sandstones and occasionally conglomerates. In the early stage of the deposition, the flora of the temperate to subtropical zone was deposited in the mudstones and lignites. Subsequently, the middle Miocene flora and fauna of the subtropical zone were embedded in the mudstones and pyroclastics in the neighboring areas. The southern part of the Nakahama district is presumed to be a center of the accumulation of the Kuroishigawa Formation, which measures 600 to 800 m thick. The deposition of the formation probably took place in the mapped district as well.

During the accumulation of the Middle Miocene Hayaguchigawa Formation in the Nakahama district, large amounts of acid and basaltic volcanics were erupted with greater amounts of clastic sediments than the underlying formations. The Nakahama district underwent a differential tectonic movement in the late stage of the deposition of the Hayaguchigawa Formation. A NNE-trending belt between the Mazegawa and Mizusawagawa Faults was subjected to greater subsidence than the adjacent areas, leading to the deposition of thick mudstones measuring up to 450 m. Along the fault zones, which mark the boundary between the subsidence belt and uplift belt, lava domes of dacite and rhyolite and Kuro-ko (black ore) deposits were formed. The tectonic and depositional differentiations, which took place in the Nakahama district in the late stage, have been obscured in the mapped district, where geologic information including sub-surface data indicates uniform predominance of basaltic pyroclastics over acid pyroclastics. Benthonic foraminiferas in mudstones of the upper part of the Hayaguchigawa Formation indicate the depositional environment of outer shelf to upper bathyal.

The conglomerates in the upper half of the Kuroishizawa Formation and the Hayaguchigawa Formation include pebbles derived from the pre-Tertiary basements in the adjacent areas. Consequently, these basements are considered to have been uplifted to form a provenance in middle Miocene. The Tertiary granitoids commenced to intrude during the middle Miocene uplifting.

Towards the end of middle Miocene, the earlier violent volcanism gave way to the deposition of sedimentary rocks to form petroleum-yielding formations. The sedimentary basin of the petroleum-yielding formations extended as far as 40 km off the present coast. The greatest subsidence of the basin occurred approximately 20 km off the present coast, and the sedimentary basin took an asymmetrical form.

In the middle Miocene Onnagawa stage, several hundred meter thick siliceous rocks were uniformly deposited in an anaerobic basin called the Paleo-Japan Bay, which was circulated by a cold current rich in diatoms. In this stage, the sedimentary basin was enlarged and deepened than in the preceding stage. The N trend of the basin of the

present stage became more conspicuous than the previous basin. A locus of the thickest sediments attaining 500 to 800 m is located in the southwestern part of the mapped district. In the northern part of the district and anticlinal parts, which are marked by less subsidence, acid intrusions and andesite volcanics were emplaced.

In late Miocene to early Pliocene, dark grey mudstones of the Funakawa Formation were deposited, attaining as thick as 1,600 m. The facies changes from thinly-bedded hard mudstone in the Onnagawa Formation to massive dark grey mudstones in the Funakawa Formation is considerably abrupt. The Funakawa stage is characterized by differential subsidence and deposition. In the mapped district, for instance, the Funakawa Formation measures from 150 to 200 m thick along the Natsui Anticline, while it abruptly thickens on the both sides attaining as thick as 950 to 1200 m on the southwestern corner of the district and ranging from 300 to 800 m to the east of the anticline. The Nakahama district is presumed to have mostly been emerged. In the marginal part of the Funakawa basin, which is coincident with the bordering area between the Nakahama district and the mapped district, violent eruptions of andesitic rocks took place. In early and late Funakawa stage, a large amount of acid pyroclastics was erupted with the emplacement of lava domes. The eruption centers are presumably located in the southern part of the district.

In the Pliocene Tentokuji stage, a thick sequence of massive bluish grey siltstones was deposited in smaller basins than in the Funakawa stage, attaining a maximum thickness of 1,500 m. Most of the mapped district was covered by siltstones, which merge into sandy siltstones toward the Subari Andesite on the northeastern corner. Therefore, part of the Subari Andesite probably formed a provenance in the Tentokuji stage. The present formation, which ranges from 150 to 400 m thick in the eastern and central parts of the district, thickens westward to attain up to 1,200 to 1,400 m thick on the southwestern corner. The majority of N-trending faults and folds commenced to form in the early stage. The Noshiro Thrust Faults, representative of the active faults in the mapped district, also presumably began to form in this stage.

In the early Pleistocene Sasaoka stage, the sedimentary basin was further reduced and the maximum thickness was diminished to 800 m. Massive sandstones rich in molluscs were predominantly deposited in the mapped district, measuring from 100 to 300 m thick in general. Regional emergence followed the deposition of the Sasaoka Formation, leading to the deposition of lacustrine sediments of the Nakazawa Formation in the northeastern and western parts of the mapped district. The extent of the basins was further diminished and the thickness also decreased to 40 to 200 m except for the southwestern part, where it measures as thick as 300 to 420 m.

TECTONIC STRUCTURES

The mapped district is characterized by prevalence of NNE-trending faults and folds. Some major folds commenced to grow in the late Miocene Funakawa stage to affect the deposition, while the rest began to form afterward. Their growth has been accelerated during the Quaternary. Most of the faults have rapidly grown through the Quaternary as well.

Folds There are found numerous NNE-trending folds in the mapped district. The fold trend prevails throughout the oil fields on the Japan Sea coast. Subsurface data reveal the inclination of the fold wings frequently increases downward. The Natsui Anticline and its southern extension, Hiyama Anticline, affected the deposition of the Funakawa Formation, which thins and coarsens toward the axial parts of the anticlines. Similar phenomena are observed on the northeastern extension of the Umenai Anticlines.

The Natsui Anticline is complicated by two to three minor folds, cut by a few transverse faults. The anticline is traced for about 6 km from the northwestern margin of the area, plunging southward to the Yoneshiro Gawa (River) to reappear as the Hiyama Anticline on the southern bank. The Hiyama Anticline is also complicated by a few minor folds, traced southward for a distance of more than 30 km. The western wing of the anticline is bounded by the Moritake Fault, a longitudinal, high-angled reverse fault. The northern margin of the anticline plunging northward is presumably cut by a transverse fault.

The Tomine Anticline is traceable for about 10 km, and the axis is gently undulated. On the southern bank of the Yoneshiro Gawa (River), rhyolite lava domes are exposed in the axial part of the anticline, indicating existence of the eruption center of the Lower Nanakura Tuff. The Umenai Anticline runs throughout the mapped district, traced to the northeast and southwest into the neighboring areas for over 20 km. In the adjacent areas the Funakawa Formation is observed to thin and coarsen toward the axial part.

The Ōnodai Syncline is located between the Umenai and Tomine Anticlines and traced for about 14 km. The northern part of the syncline is oval and broad, narrowing to the south. The axial part in the northern part is occupied by lacustrine deposits of the Nakazawa Formation.

Faults There are found a number of longitudinal faults parallel or subparallel to the fold axes and NW- to NE-trending transverse faults in the mapped district. The Noshiro Thrust Faults, Mizusawagawa Faults and Moritake Fault are representative of the longitudinal faults.

The Noshiro Thrust Faults are part of a great thrust running along the Japan Sea coast for about 200 km, which are designated as the Kitayuri, Sakata, and Nikaho Thrust Faults in the southern extension. The thrusts are traceable northward and southward throughout the mapped district along the coast. Subsurface data of the drill well Kayakarizawa SK-1 show the apparent throw of the thrusts attain as much as about 1,000 m and the inclination decreases from 80° to 45° or less downward. Most of the displacement has been presumably achieved from the latest Pliocene and the faults are still active at present.

The Mizusawagawa Faults are traced for more than 50 km northward into the Nakahama and Kawaharatai districts. The apparent throw decreases from 500 to 700 m in the Nakahama district to less than 150 m in the mapped district. The fault planes are nearly vertical and the displacement is westerly down-thrown. Since the faults mark the eastern margin of distribution of the Tomarikawa Mudstone Member of the Hayaguchigawa Formation in the Nakahama district, they might have begun to appear in the late Hayaguchigawa stage. They have displaced the Funakawa and Tentokuji Formation and are covered by the terraced deposits. However, they are clearly expressed

as topographic lineaments in the northward adjacent area, and they were probably active in the Quaternary also.

The Moritake Fault extends southward into Moritake district along the Hiyama Anticline for more than 10 km. It is a high-angled reverse fault and presumably turns to the east at the northern end of the Hiyama Anticline. Since it has displaced the Middle II Terrace in the southwestern part of the district, it is considered to be an active fault.

ACTIVE FAULT

In the mapped district, most of the N-to NNE-trending faults and folds have been rapidly grown during the Quaternary. The Noshiro Thrust Faults probably started to form in latest Pliocene and have rapidly accumulated their displacement through the Quaternary. On the other hand, numerous strike-faults including the Moritake Fault, which are distributed in the central to eastern parts of the district, were active in early to middle Quaternary but decreased in activity through the late Quaternary. However, it is probably that the Moritake Fault and other strike-faults are still active at present.

The faults, which were active in late Quaternary, are defined as the active faults. They are divided into the confirmed and inferred active faults according to the certainty of the activity.

The Noshiro Thrust Faults are one of the greatest active faults in Northeastern Honshu, which are confirmed to have displaced the late Quaternary strata for about 30 km. So, the Noshiro Thrust Faults are defined as the confirmed active faults, and the average slip rate of them are estimated at 0.8 to 1.2 m per 10^3 years. The subsidiary faults of the Noshiro Thrust Faults; the Iwao, Koyano and Kotehagi Faults, are also the confirmed active faults and range in average slip rate from 0.2 to 0.3 m per 10^3 years. The Moritake Fault which was displaced at the average slip rate of 0.1 m per 10^3 years in the late Quaternary, is also the confirmed active fault.

The Tomine Fault and some of the other strike-faults, which are devoid of direct evidence of the activity in the late Quaternary but exceed 0.1 m per 10^3 years in average slip rate through the Quaternary, are shown as the inferred active faults.

Most of the folds in the mapped area, which are closely associated with the active faults, are also considered to be active.

ECONOMIC GEOLOGY

Since the petroleum-yielding formations are widely distributed in the mapped district, a number of exploration boreholes has been drilled, some reaching as deep as 3,500 m. Some oil wells are in operation at present at Hachimori on the northwestern corner of the district. However, the reservoirs are the Subaru Andesite and Funakawa Formation.

A hot spring with a temperature of 45°C is found at Kiriishi, where the Upper Nanakura Tuff Member is exposed. The hot water is characterized by a high content of sodium chloride. Besides, there are found a few mineral springs likely derived from the fossil water in petroleum-yielding formations along the Noshiro Thrust Faults.



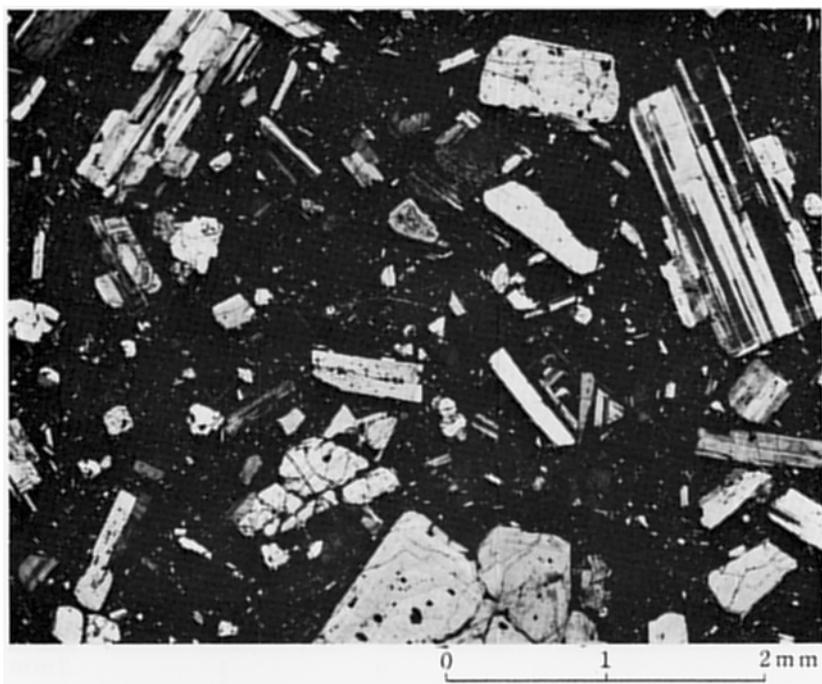
1. 早口川層主部の無斑晶質流紋岩の顕微鏡写真（溶岩円頂丘）
採集地：峰浜村長木沢東方約0.9km 瀧川右岸崖 NS 81411 (GSJ R 24650)



2. 早口川層を貫く普通輝石かんらん石ドレライトの顕微鏡写真（岩脈-岩床）
採集地：峰浜村長木沢北東方約2.4km 瀧川沿い、NS 81412 (GSJ R24651)



1. 早口川層を貫くかんらん右玄武岩の顕微鏡写真（岩脈-岩床）
採集地：峰浜村長木沢北東方約0.5km埴川沿い文流分岐点付近，NS 81006（GSJ R 24653）



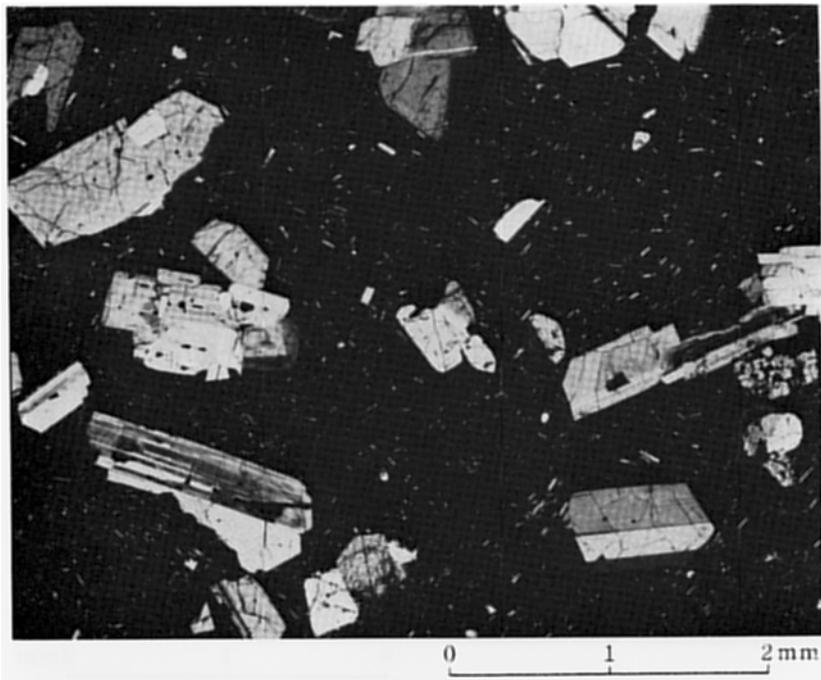
2. 素波里安山岩の紫蘇輝石普通輝石安山岩の顕微鏡写真（溶岩）
採集地：能代市大柄北方約1.7km常盤林道沿い，NS 81004（GSJ R 24654）



1. 素波里安山岩の紫蘇輝石普通輝石安山岩の顕微鏡写真（角礫）
採集地：二ツ井町岩屋沢上流窓山北西方約3.4km付近，NS81008（GSJ R24655）



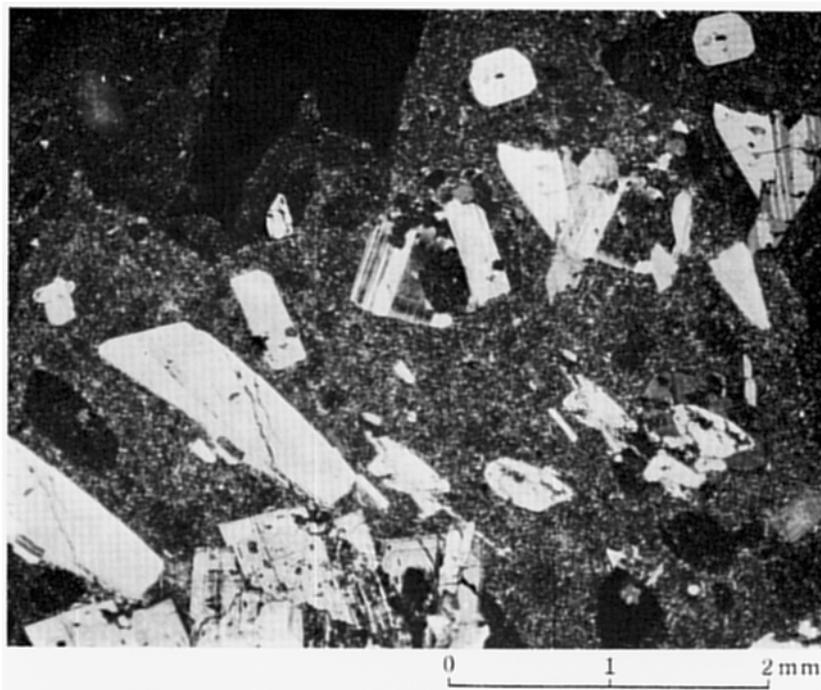
2. 素波里安山岩の角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩の顕微鏡写真（溶岩）
採集地：二ツ井町窓山北方約2.0km滝ノ沢浴い，NS142



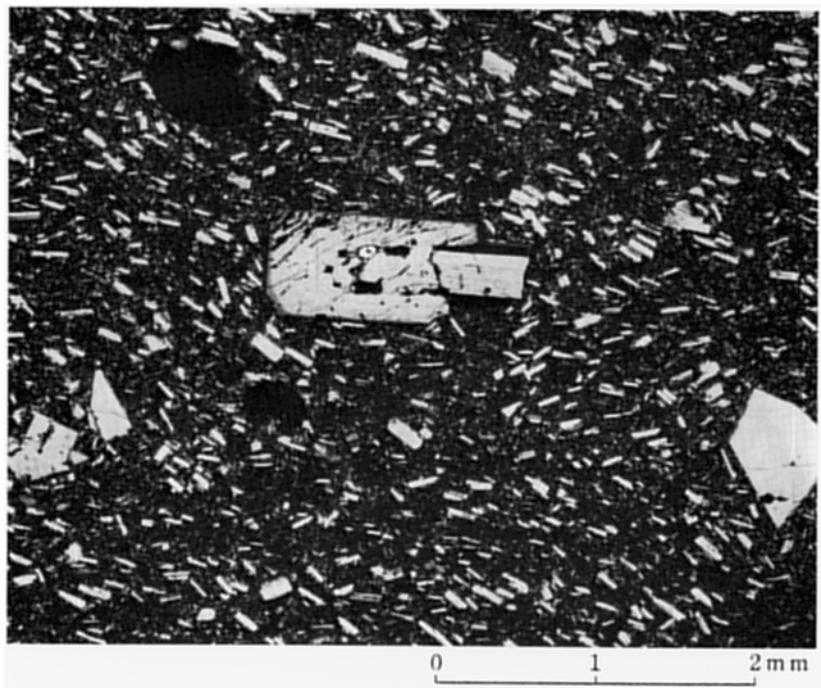
1. 素波里安山岩の紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩の顕微鏡写真（溶岩）
採集地：藤里町素波里湖南岸ダム東方約0.1km付近，NS 81001（GSJ R 23175）



2. 素波里安山岩の紫蘇輝石黒雲母含有角閃石ディサイトの顕微鏡写真（溶岩）
採集地：能代市大柄北方約2.8km常盤川沿い，NS 294



1. 素波里安山岩の角閃石ディサイトの顕微鏡写真（岩脈）
採集地：能代市母体東方約2.6km大滝付近，NS 564



2. 茂谷川流紋岩の斜長石流紋岩の顕微鏡写真（溶岩円頂丘）
採集地：能代市母体東方約2.2km付近の崖，NS81212(GSJ R24657)

※文献引用例

大沢 穠・池辺 穰・平山次郎・栗田泰夫・高安泰助（1984） 能代地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1図幅）, 地質調査所, 91p.

ŌZAWA, A., IKEBE, Y., HIRAYAMA, J., AWATA, Y. and TAKAYASU, T. (1984) *Geology of the Noshiro district*. Quadrangle Series, scale 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 91p. (in Japanese with English Abstract 9 p.).

昭和59年1月7日 印刷

昭和59年1月11日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波市谷田部町東1丁目1-3

印刷所 泰成印刷株式会社

〒130 東京都墨田区両国3-1-12

© 1984 Geological Survey of Japan