

55(524)(084, 32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1 図幅

札幌(4) 第84号

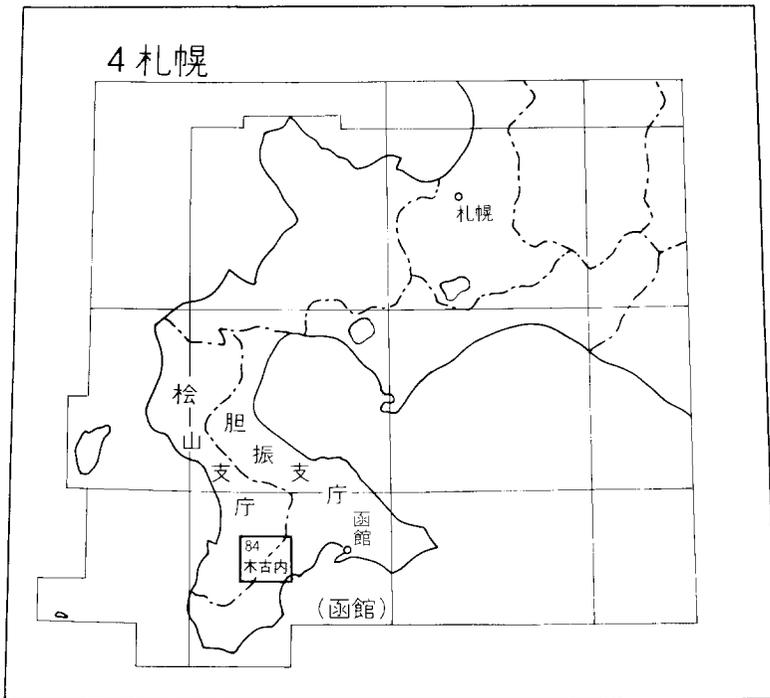
木古内地域の地質

秦 光男・垣見俊弘

昭和54年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	3
III. 中古生界	8
III. 1 松前層群	8
III. 2 上礫層群	13
IV. 新第三系	14
IV. 1 福山層	16
IV. 2 桧山層群	19
IV. 2. 1 大安在川層	19
IV. 2. 2 木古内層	22
IV. 2. 3 厚沢部層	29
札苅部層	31
佐助沢部層	34
IV. 2. 4 館層	35
IV. 3 溶岩円頂丘および岩脈	36
IV. 3. 1 粗粒玄武岩	36
IV. 3. 2 流紋岩	36
IV. 3. 3 玄武岩	37
IV. 3. 4 輝石含有角閃石安山岩	38
IV. 3. 5 角閃石デイサイト	38
V. 新第三系の地質構造	38
VI. 第四系	41
VI. 1 海岸段丘堆積物	41
VI. 2 河岸段丘堆積物	42
VI. 3 沖積層	43
VI. 4 湿原堆積物	43
VI. 5 砂丘堆積物	43
VII. 応用地質	43
VII. 1 硫化鉄鉱鉱床	43
VII. 2 褐鉄鉱鉱床	44
VII. 3 マンガン鉱	47
VII. 4 油徴	47
VII. 5 温泉および冷泉	47
VII. 6 地汙り	48
文 献	50
Abstract	53

図・表目次

第1図	(山地地形写真).....	2
第2図	(海岸地域および山地地形写真).....	3
第3図	木古内地域および周辺の地質図.....	4
第4図	木古内地域地質総括図.....	5
第5図	上礫層群・福山層および大安在川層の層序関係見取図.....	17
第6図	中ノ沢川下流地域の福山層地質柱状図.....	17
第7図	松前層群と大安在川層との不整合関係を示す見取図.....	19
第8図	大安在川層地質柱状図.....	20
第9図	木古内層地質柱状図.....	23
第10図	大安在川層と木古内層の累重関係.....	24
第11図	(木古内層中の大川凝灰質砂岩層 (Os) の露頭写真).....	25
第12図	(木古内層の硬質頁岩層の露頭写真).....	25
第13図	(木古内層の塊状泥岩と平偏な泥灰質団塊の露頭写真).....	26
第14図	大川凝灰質砂岩層 (Os) の堆積様式.....	28
第15図	厚沢部層地質柱状図.....	30
第16図	(厚沢部層・札苅部層 (As ₁) の泥岩シルト岩互層の露頭写真).....	31
第17図	(厚沢部層の基底部をなす瓜谷川凝灰岩層 (Ut) の露頭写真).....	33
第18図	瓜谷川凝灰岩層 (Ut) の堆積様式.....	33
第19図	(瓜谷川凝灰岩層中部のラミナと小断層構造を示す露頭写真).....	34
第20図	海岸段丘堆積物の柱状図.....	41
第21図	褐鉄鉱鉱床分布図.....	44
第22図	旧八盛湯ノ岱鉱山の鉱床模式柱状図.....	45
第23図	地入り地形分布図.....	49
第1表	江差地塊の松前層群対比表.....	9
第2表	木古内地域および周辺の新第三系層序対比表.....	15
第3表	福山層産出花粉化石表.....	18
第4表	大安在川層産出花粉化石表.....	22
第5表	木古内層産出有孔虫化石表.....	28
第6表	褐鉄鉱鉱石分析表.....	46
第7表	天ノ川鉱泉の泉質およびガス分析表.....	48

木古内地域の地質

秦 光男*・垣見俊弘**

木古内地域の調査研究は、古生界の松前層群の発達する地域については垣見が、その他の主として新第三系からなる地域については秦が担当した。野外調査は昭和36年から昭和39年にかけて実施した。新第三系については、そのご秦が行った周辺地域の調査研究の成果を参考としながら室内研究を行ないとりまとめたものである。

新第三系の層序の現地検討と総括を行なうにあたっては、地質調査所北海道支所の石田正夫技官および山口昇一技官の協力をうけた。

この研究を進めるにあたり、北海道大学の佐藤誠司博士には花粉化石を、海洋地質部水野篤行技官および地質部大山 桂技官には貝化石を、石田正夫技官には有孔虫化石の同定をしていただいた。火山岩の検鏡にあたっては地質部大沢 穠技官の協力をうけた。薄片作製は北海道支所谷津良太郎技官ほかによって行われた。また、現地調査にあたっては、木古内町役場・上ノ国町役場・厚沢部町役場・木古内営林署・江差営林署および桧山営林署から種々の便宜をうけた。ここに上記の方々に対し厚くお礼申し上げる。

I. 地 形

木古内図幅地域は、北海道西南部松前半島の中央東部（東経140° 15′ から140° 30′，北緯41° 40′ から41° 50′ の範囲）に位置し、南東側は津軽海峡に面している。

本地域の地形を概観すると、南東隅の津軽海峡に面する海岸線に沿って発達する海岸段丘地形、その内陸側に形成される低平な丘陵山地および標高300-600mを示す山地とに大別される。このほか、主な河川流域に形成された河岸段丘および沖積層などからなる平地がある。

地形は、行政区画上の渡島支庁と桧山支庁境界となっている山稜を境として太平洋（津軽海峡）側と日本海側とに大きく2分され、分水嶺をなすこの山稜を境として水系もまた2分されている。

この山稜は、域内のほぼ中央部をNNE-SSW方向に縦断する標高210mから593mの稜線（南から尖^{とんがり}岳593m、稲穂峠、瓜谷山548.8m、梯子岳562.7m、梅漬峠など）を形成している。大局的にはこの山稜からそれぞれ東側あるいは西側に向って山地は低くなっていくが、さらに東西両地域ともこの山稜に直交する稜線によって2分され、山地全体は4区分される。この地形区分は、水系区分でもあり、また行政区画上の区分ともなっている。

山地および丘陵地は、本地域内の大部分を占めている。新第三系の堆積岩が発達する地域では、概して壮年期から晩壮年期の開析が及んでおり、河谷も広く、ゆるやかな地貌を呈している。なお、緩傾斜

* 地質部
** 環境地質部



第1図 角閃石デイサイトの溶岩円頂丘からなる城内最高峰（733.5m）の桂岳（亀川入口から写す）

の褶曲構造が発達している木古内地区の松山層群分布地域にはケスタ地形が多く認められる。域内北西部の松前層群の発達する地域では、地質条件を反映していて、河谷はせまく、しばしばV字谷が形成され、一般的に急峻な地形をなしている。

このほか、溶岩円頂丘および溶岩台地を形成する尖岳および桂岳などは、新第三系堆積岩類から突出し異なった山容をなしている（第1図参照）。

水系は、さきに述べたように日本海側と太平洋側とに大きく2分されるが、地形的集水地域は4区分され、それぞれ流路方向を異にした特徴をもっている。すなわち、日本海側では、北部の厚沢部町地区の河川（泉沢・次郎沢・木古内越沢・大糠野沢・頼雪沢・笹毛堂沢および矢櫃川）は北流し、域外北部で厚沢部川に合流して日本海に注いでいる。南部の上ノ国町地区の河川はいずれも本地域から日本海にかけて西流する天ノ川およびその支流で、北側（桧内沢川・下ノ沢川・中ノ沢川・神明ノ沢川など）ではほぼ南流し、南側（上ノ沢川および膳棚川など）では北流している。

太平洋側では、北部の上磯町地区の河川（西股川・湯ノ沢川および大当別川）は東流し、前2者は茂辺地川に合流して津軽海峡に注いでいる。南部の木古内町地区の河川（亀川・橋呉川・幸連川・大平川・佐女川・中野川・瓜谷川および木古内川など）は、木古内川をのぞきすべて南流している。

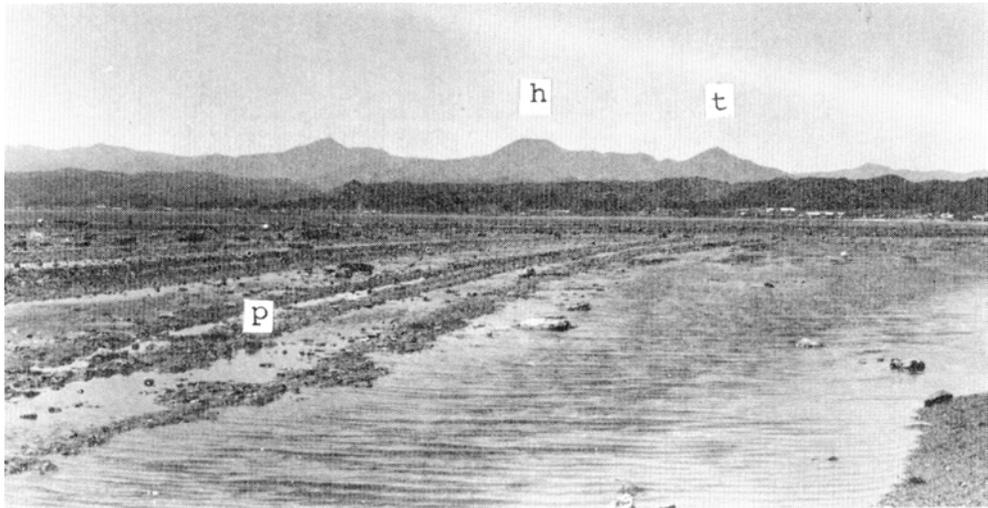
海岸段丘は、津軽海峡に面した幸連から木古内にかけての海岸線に沿った内陸部に、3段の平坦面を形成して発達している。

高位の段丘は標高40m前後、中位の段丘は標高20-30m、低位の段丘は標高10-15mである。これらの段丘の幅は東側の幸連地域では1,000mあるが西方に向って狭くなっている。

河岸段丘は、面積的に広く発達するものは少なく、亀川・中野川下流・木古内川下流・天ノ川およびその支流流域に沿って2段認められる。

高位の河岸段丘は、湯ノ岱地区の天ノ川両岸に認められるもので、標高は80-95mを示し、比高は20-25mである。

低位の河岸段丘は、天ノ川支流の上ノ沢川・神明の沢川および膳棚川でよく発達している。最も広く



第2図 幸連海岸地域に発達する海蝕台と南方山地
 p: 海蝕台 (干潮時にはこのように露岩する), t: 尖岳 (角閃石デイサイトの溶岩円頂丘)
 h: 袴腰岳 (輝石含有角閃石安山岩の溶岩円頂丘)

発達する上ノ沢川地域では、上流部で標高160m、下流部で60mの高度変化を示し、比高は10m内外である。この低位段丘に相当するものとしては、前述の木古内川下流右岸・中野川下流左岸および亀川中流左岸に認められる。平坦面の標高は各河川によって異なるが110mから30mの高度変化を示し、比高は5-10mである。

沖積地は、各河川流域および海岸線に沿った部分に発達しているが、それ程面積は広くない。比較的広い分布を示す地域としては木古内川および中野川流域がある。なお、木古内地域の海岸部には小規模な砂丘とその内陸部に湿原堆積物の泥炭の発達がある。

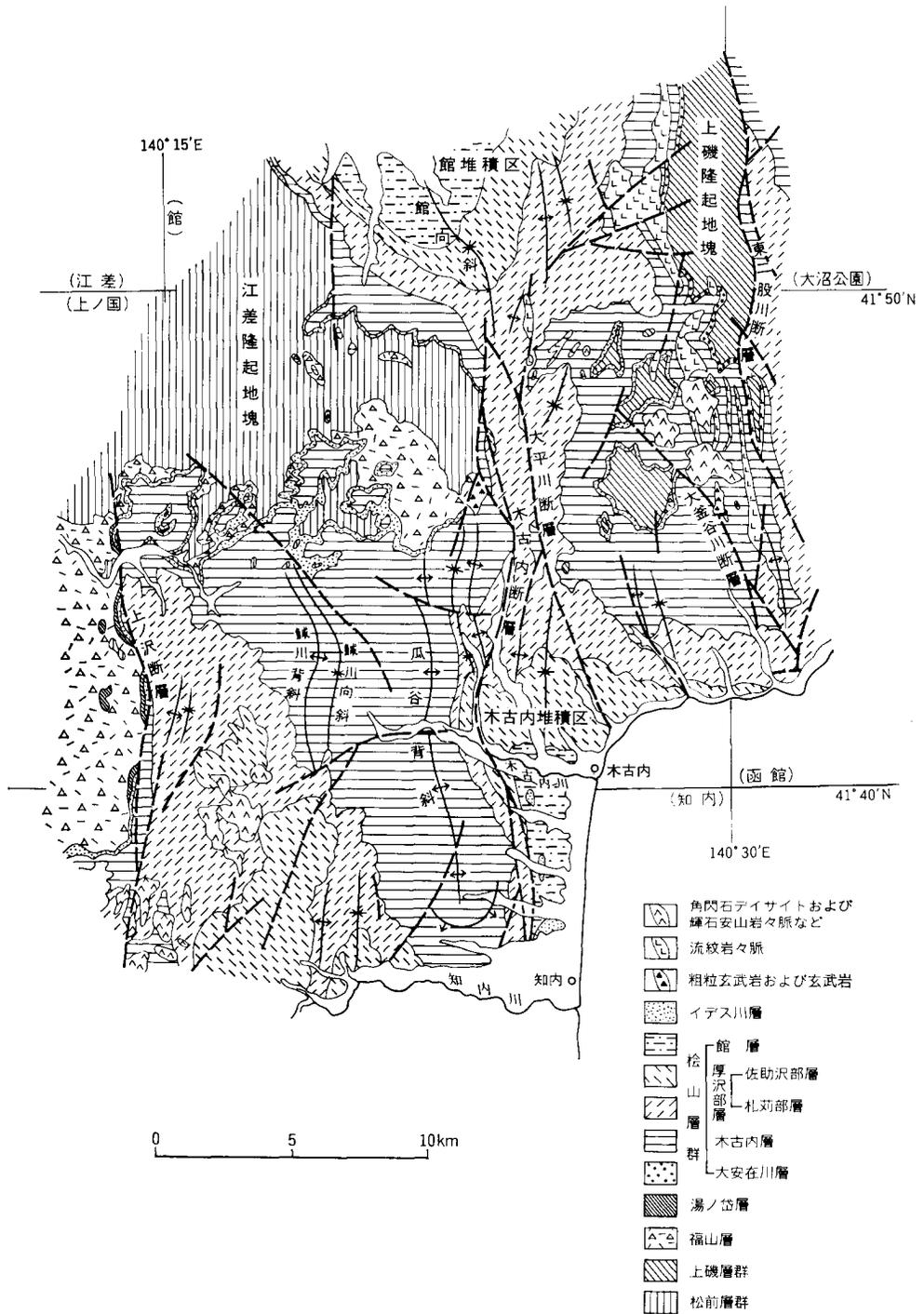
また、札苅および幸連地域の海域には海蝕台が形成されており、干潮時には第2図に示すように露岩する。

以上のほか、地形的特徴として地回り地形がある。本地域に発達する地回り地形は、新第三系の木古内層および厚沢部層^{あつさぶ}の分布地域に多く認められるもので、とくにケスタ地形を呈する地域での発生が顕著である。

II. 地質概説

本地域を含む渡島半島部は、いわゆる東北日本内帯グリーンタフ地域の北方延長部にあたる。基盤岩は、古生代後期から中生代前期の堆積岩類と、いわゆる北上進入帯に属する白亜紀の深成岩類からなり、白亜紀および古第三紀の地層を欠いて、新第三紀以降の活発な火山活動と堆積作用によってもたらされた新第三系が広く発達している。

本地域では、基盤は松前層群および上磯層群^{かみいそ}と呼ばれる厚い堆積岩からなり、隆起地塊として存在している。新第三系は、上述の古期堆積岩類をおおって広く分布しているが、とくに南北方向に配列する



第3図 木古内地域および周辺の地質図(秦, 1973b に一部加筆)

時代	地層名	層厚 (m)	岩相	化石および火成活動	構造運動		
第四紀	完新世	沖積層 沖積原堆積物・砂丘堆積物	礫・砂・粘土・泥炭および砂丘砂				
	更新世	海岸段丘堆積物 1~3 河岸段丘堆積物 1~2	淘汰の良い砂および礫 淘汰の悪い礫・砂および粘土				
第三紀	中新世	館層	200 帯緑灰色塊状凝灰質〜珪藻質シルト岩 白色凝灰岩および砂岩の薄層を挟む		傾動運動 (断層・褶曲運動) 堆積盆の分化と 浅化		
		中山部層	厚沢部層			900 暗灰色塊状砂質シルト岩、最上部に泥岩砂質シルト岩互層、連続性のある凝灰岩層を挟む 泥岩砂質シルト岩互層 酸性凝灰岩の薄層を挟む	ほゞ連続的な 堆積盆の沈降と 堆積作用
			佐助沢部層				
		札苅部層	1100 暗灰色泥岩および泥岩シルト岩互層 基底部に黒雲母に富む凝灰岩層(瓜谷川凝灰層)			吉岡・訓縫期の海の 更新された海進 (傾動運動) 削剝 陸域での活発な 火山活動 陸化削剝	
		木古内層	220 珪質な板状硬質頁岩を主とし、硬質泥岩軟質泥岩互層および暗灰色泥岩を伴う 710 中部付近に凝灰質砂岩層(大川凝灰質砂岩層)があり、酸性の凝灰岩層を多く挟む 基底部に海緑石シルト岩				
			大安在川層				40 礫岩および砂岩
福山層	350+	上部は安山岩溶岩および火砕岩、砂岩・泥岩および礫岩を挟む 下部は玄武岩溶岩および火砕岩、基底部に礫岩					
中生代	上礫層群		粘板岩、チャート、砂岩、凝灰岩およびそれらの互層				
古生代	(関係不明)		砂岩、粘板岩、チャート、凝灰岩およびそれらの互層				
	松前層群						

第4図 木古内地域地質総括図

隆起地塊と隆起地塊との間に大きな沈降部が形成され、これを埋めるように厚く発達している。

本地域ならびに周辺地域を含めた地質と地質層序および地質構造の概略を第3、4図に示す。

基盤岩の松前層群は、橋本(1958)によって提唱され、吉田・青木(1972)によって再定義された地層で、塩基性火成岩類を伴うフリッシュ型の地向斜堆積物で、層厚は8,000m以上におよぶ。本地域では化石を産出しないが、隣接する上ノ国地域および大千軒岳地域の本層群からは石炭紀後期を示す紡錘虫・珊瑚およびコノドントなどの化石(湊・国府谷, 1963; MINATO and ROWETT, 1967; 吉田・山口, 1967; 吉田・垣見, 1970; 吉田・青木, 1972; 青木・吉田, 1974)と、松前地域からは二疊紀を示す石灰藻類が産出している(MINOURA and KATO, 1978)。

上礫層群は、上礫隆起地塊を構成しており、堆積物は松前層群の地層に酷似した黒色粘板岩・チャート・硬質砂岩・礫岩および石灰岩を主とする地向斜性堆積物からなるが、隣接する大沼公園図幅地域内の上礫石灰岩からは三疊紀後期と考えられるコノドント(坂上ほか, 1969)やジュラ紀の可能性をもつ貝類・有孔虫・ヒドロゾアおよび紡錘虫を産出している(湊・山本, 1961)。

このようなことから、吉田・青木(1972)は、構造区分上で前者の松前層群は東北日本の北部北上帯の延長部にあたる古生代層として再定義し、後者を東北日本の岩泉帯の延長部にあたるであろうとした。なお、上礫層群の名称は石田ほか(1975)によって与えられた。

本地域の新第三系は、下位から中新世前期の福山層および中新世中—後期の^{おおあんざいがわ}松山層群の大安在川層・木古内層・厚沢部層および館層からなり、中新世前—中期の吉岡層(≒湯ノ岱層)および訓縫層群や、松山層群を不整合におおって発達する鮮新世の瀬棚層準の地層(南隣知内地域のイデス川層・東隣函館地域の富川層・北隣館地域の^{うづら}鶺鴒層)は分布しない。

福山層は、新第三系の最下位層で、基盤の松前層群および上礫層群の地層を傾斜不整合におおって発達している。大部分が陸成の火山岩および火山砕屑物からなり、これらは著しい変質作用をうけており、いわゆる下部グリンタフ相を呈している。なお、地域的には淡水成の非火山性砕屑岩を挾有し、これらの中には炭質物が多く含まれており、しばしば植物化石を産出する。西隣上ノ国地域からは冷温性の阿仁合型植物群に属する上ノ国植物群(棚井, 1963; TANAI and SUZUKI, 1963)が産出しており、本地域を含む松前半島の福山層からは同植物群集と同様の古気候を示す冷温性の花粉化石が得られている(秦, 1973b)。

松山層群は、中新世中期から後期にかけての広範囲にわたる海進によってもたらされた一連の海成堆積層で、岩相の特徴によって下位から大安在川層・木古内層・厚沢部層および館層に4区分される。

大安在川層は、海進初期の堆積物で下位の地層を不整合におおい、上位の泥質相を主とする地層の基底部層として広く発達している。比較的淘汰のよい礫岩および砂岩など浅海性の粗粒堆積物からなり、*Patinoptecten kimurai*などの貝・大型有孔虫の*Operculina complanata japonica*および*Liquidamber*を含む暖温性の花粉など中新世中期を指示する化石を産出する。

松山層群の主部をなす木古内層から館層にいたる地層は、いずれも整合漸移関係にあつて、主として泥質相からなる一連の堆積物である。これらは西南北海道の標準層序とされている八雲層および黒松内層にあたる。

木古内層は、いわゆる硬質頁岩相で特徴づけられる地層で、見事な成層を呈する薄板状の珪質硬質

頁岩層と硬質泥岩軟質泥岩互層からなり、中部には東隣函館地域から南隣の知内地域を含めて広く鍵層として追跡できる凝灰質砂岩層が発達している。なお、西部地域では硬質頁岩の発達が悪く、暗灰色泥岩の厚層を多く挟有する。本層の基底部には海緑石を含む砂質シルト岩の薄層があって、下位の大安在川層と整合関係で接している。化石は、*Makiyama chitanii* および魚鱗を普遍的に産出するほか、底棲性の砂質有孔虫 (*Spirosigmoilinella compressa* を伴う *Cyclamina-Haplophramoides-Martinottiella* 群集) および貝化石を稀に産出する。

なお、硬質頁岩層など著しく珪酸に富む緻密な岩石の成因については、従来、東北日本油田地域の女川層の硬質頁岩の研究から火山活動起源説 (田口, 1961 など) と、珪藻などの微生物起源説 (井上, 1967) などがある。いずれの説においても、硬質頁岩層の珪質な岩石は陸源堆積物でないとされている。また、一般に寒冷な半深海から深海の環境にあり、かつ停滞的 (stagnant) な環境であったと推定されている (田口, 1961; 青柳ほか, 1970)。

厚次部層は、黒色ないし暗灰色の泥岩を主とする下部の^{きつかり}札苺部層と泥岩シルト岩互層および砂質シルト岩からなる上部の佐助沢部層とに区分される。なお、本層中には基底部の瓜谷川凝灰岩層をはじめ連続性があって鍵層となる多くの酸性凝灰岩を挟有している。

札苺部層上部から佐助沢部層中部にかけて *Makiyama chitanii* が非常に多く認められるほか、魚鱗・砂質有孔虫・*Coscinodiscus marginatus* などの珪藻および少量の貝化石を産出する。

館層は、主として塊状を呈する凝灰質珪藻質シルト岩からなる。全般的に珪藻化石を産出するほか、模式地の館地域においては有孔虫化石や貝化石も産出している (秦・山口, 1974; 石田ほか, 1975)。なお、この層準には *Makiyama chitanii* は稀にしか認められない。

桧山層群の主部をなすこれら泥質相の古環境は、木古内層から厚次部層下部においては一般に冷温な半深海から深海性で、厚次部層上部から館層にかけて次第に浅海化され、かつ、寒冷となったことが推定される。また、堆積物の岩相変化と層厚変化からは厚次部層時期から堆積盆地の差別的昇降運動が顕著にあらわれている。とくに、北隣の館地域では館層中にスランプ構造や斜層理の発達する粗粒堆積物を挟有するなど地域差を生じている¹⁾。

このほか、桧山層群堆積時から鮮新世にかけて活動したと考えられる火山岩として粗粒玄武岩・玄武岩・安山岩・デイサイトおよび流紋岩がある。これらのうち、域内北東部に分布する流紋岩岩脈は、北隣館地域および東隣函館地域にかけて、ほぼ南北方向に連続して貫入している。また、デイサイトは溶岩円頂丘をなすものが多く認められ、突出した特異な山体をかたちづくっている。

第四系は、幸連から木古内間の海岸沿いに発達する更新世の海岸段丘堆積物と天ノ川など大きな河川の流域に発達する河岸段丘堆積物、各河川流域および海岸に発達する沖積層などがある。

本地域および周辺地域の地質構造は、南北方向の褶曲および断層構造が支配的である。本地域内における主な褶曲構造は、館一木古内堆積区の沈降部に形成された北部の館向斜と南部の木古内向斜、江差隆起地塊の南東部の瓜谷背斜、その西方の^{うづい}鹹川向斜および鹹川背斜などがある。断層は江差隆起地塊の東縁をかくする木古内断層とその東側の大平川断層が地質構造的に大きな意味をもつ断層で、これらは

1) このような堆積盆地の差別的昇降運動の差異から、秦 (1973b) は第3図に示すように、沈降部に対して館堆積区および木古内堆積区とし、相対的隆起部に対して江差隆起地塊および上磯隆起地塊などの名称を与えた。

いずれも南北性のもので、地塊の差別昇降運動あるいは褶曲構造と密接に関連する断層といえる。なお、これら南北方向の褶曲構造および断層を切るものとして、NW-SE方向およびNE-SW方向の断層が後期に形成されている。

III. 中古生界

本地域において新第三系の基盤をなす古期岩は、北西部の江差地塊と北東部の上磯地塊に分れて分布している。従来これらは一括して松前層群（橋本，1958）と呼ばれてきたが、吉田・青木（1972）は近年断片的ながら発見された化石によって、江差地塊のものは古生界上部層で北部北上帯に、上磯地塊のものは中生界下部層で岩泉帯に、それぞれ相当するとした。本報告においても上記見解によって北隣「館」地域を記載した石田ほか（1975）にならい、前者を松前層群、後者を上磯層群と称する。この場合、両層群の間には大きな構造線が推定されることになるが、本地域では新第三系に覆われてこれを見ることはできない。

ごく最近、西隣上の国地域の松前層群から、三疊紀後期を示すコノドント化石が報ぜられた（豊原・狩野，1978）ことから、同層群の時代については再度検討を要することとなった。しかし、現段階では、石炭紀・二疊紀・三疊紀の化石とも、その産出が散発的であるため、ここでは、隣接図幅地域（角ほか，1970；石田ほか，1975）で試みられた岩相に基づく地層区分をそのまま踏襲して報告する。

III. 1 松前層群

本地域の北西部に発達する松前層群は、5万分の1「江差」・「上ノ国」・「館」および「木古内」の4図幅地域にまたがり、南北20km以上、東西約15kmの広範囲を占める江差地塊を構成している。

本層群は全体として級化層理を示す砂岩の優勢な砂岩粘板岩互層と、粘板岩およびチャートの厚層を主体とし、苦鉄質凝灰岩および溶岩や、まれに石灰岩やドロマイトを挟在するフリッシュ型の深海性地向斜堆積物である。層厚は、江差地塊の本層群全体では数1,000mに及ぶと推定される。このうち本地域では最下部を除く大部分が分布している。

本層群の走向は北西方向で、江差地塊全体の平均的走向と一致し、おおむね西方へ急傾斜している。級化層理などによって地層の正・逆関係を判定したところでは、局所的な小褶曲のほか、大規模な等斜的褶曲および走向断層による地層の繰り返し推定される。また、ある特定の層を追跡してみると、測定した走向から期待される位置とやや異なる場所に出現する場合が多い。その位置からみると多くは左横ずれ成分の大きい胴切り断層の存在が推定される。この傾向は、隣接図幅地域の松前層群にも認められる（角ほか，1970；石田ほか，1975）。しかし、これらの推定断層は、大規模なものを除き地質図には示していない。このほか、中一規模の破碎帯は露頭でも数多く認められ、とくにチャート層と砂岩や粘板岩の境界部に多いが、これらもすべて地質図上には示さなかった。

本層群のなかで、チャートのうち板状（しま状）の部分および粘板岩の一部には、波長数m以下の微褶曲が発達している。また、剝理あるいは劈開の発達は、粘板岩及び凝灰岩の一部を除き不良であるが、

第1表 江差地塊の松前層群対比表

江差地域 (角ほか, 1970)		上ノ国地域 ^{**}	木古内地域 (本研究報告)	館地域 (石田ほか, 1975)	
西部	東部	目名沢川— 苦ッ符沢川	下ノ沢川— 中ノ沢川	笹毛堂ノ沢・ 神明ノ沢川上流	古佐内沢・ 沼の沢上流 ヤビツ沢・中ノ川
M ₆ M ₅		M ₆	M ₆		
		M ₅	M ₅		
M ₄ ch		M ₄ ch	M ₄ tf ch tf		
	M ₃		M ₃ ch M ₃	M ₃	M ₃
	M ₂		M ₂	M ₂	M ₂
	M ₁	M ₁	M ₁	M ₂ s	ss M ₁₋₂
					sl Sch
					M ₀

* 試案, ** 未公表資料による. tf:凝灰岩層, ch:チャート層, ss:砂岩層, sl:粘板岩層, Sch:輝緑凝灰岩層

発達する場合は一般に層理に平行である。

松前層群の時代については前述のように再検討を要する段階であり、層序も確立していないので、地質図には岩相に基づいて区分されたものを示す。各層間の上・下関係及び隣接地域との関係は、第1表のように推定される。

チャート層 (M₄)

本層の主要部は北西隣江差図幅地域の元山・笹山および八幡岳など、江差地塊の脊梁部をなして分布するが、本地域には北西隅のきわめて小地域に、その延長部が認められるにすぎない。灰色および黒色を呈する塊状、または層状チャートの厚層からなる。碎屑物の挟みはほとんど認められない。

本層は当地域の松前層群の最下部をなす。下限は不明であるが、その層厚は少なくとも400m以上と思われる。また本層の南西縁部に走向断層——逆断層と考えられる——を想定した。

下部砂岩層 (M₂s)

本層は笹毛堂沢上流に背斜状をなして分布している。主として塊状の粗—細粒砂岩からなり、細礫礫岩や微細粒砂岩の薄層をもはさむ。粗—中粒砂岩中には黒色泥岩（粘板岩）の偽礫を含むものが多い。比較的上部 (M₂層に近い部分) では細粒砂岩と粘板岩の薄互層部も見られる。全体としては北西方向に細粒化する傾向がある。

本層は背斜軸部のみに現われ下限不明であるが、見られる限りでは500m以上ある。上位へは後述M₂層と整合である。本層の層序的位置はM₁層（チャート層）とほぼ同層準と考えられる。館図幅地域（石田ほか, 1975）においては、本層をM₂層最下部の挟み層 (ss) として扱ったが、本地域では厚層として発達しているのでこれを独立させた（第1表参照）。

含凝灰岩互層 (M₂)

M₁層の上に整合に重なり、一部これと指交関係にある。主としてチャートと泥質岩の互層からなり、凝灰岩を挟む地層を一括して示した。

本層の岩相は多様で、チャート・珪質粘板岩・粘板岩・珪質細粒凝灰岩および砂岩などからなる。チャートは、このなかでも主体をなして発達し、塊状のもの、10-20cm単位の厚板状をなすもの、3-10cm単位の縞状を呈するものなど、その産状は多様である。色調は全般的に黒色-灰色のものが多い。緑色・赤紫色を呈するものもあるが、これらは後述する凝灰岩と相伴って産する。ほかに淡灰色-灰色のチャートもあるが、この部分は黒-灰色チャートが鉱化作用により脱色したものと思われ、多くは表面がサビ色に汚染され、まれに黄鉄鉱染も見られる(矢櫃川)。

粘板岩と珪質粘板岩も、M₂層の全般にわたり発達している。前者は黒色で剝理に富み、後者は一般に灰-青灰色を呈し塊状である。この両者はチャート層のあいだに挟在するほか、両者の互層として厚く発達するところもある。

砂岩は少なく、一般に細-微細粒で、粘板岩と互層、または粘板岩中の薄層として挟在しているにすぎない。

凝灰岩は、白色-灰白色、まれに緑色を呈し、細粒(シルト-粘土サイズ)緻密で有色鉱物を含まない。おそらく酸性-中性のガラス質凝灰岩と思われる。チャート様の外観を呈するもののほか、まれにラミナの発達するものがある。これらはチャートや粘板岩の間に数m以下の薄層として挟まれているほか、笹毛堂沢中流部では、粘板岩・凝灰質粘板岩とラミナをもつ細粒凝灰岩薄層からなる厚さ数10mの互層が見られる。凝灰岩の薄層は、M₂層の中でも北西部(館岡幅地域)には頻繁に認められるが、本地域ではあまり発達しておらず、かつ南東部ではまれにしか認められなくなる。

本層の厚さは、矢櫃川-笹毛堂沢付近で600-700m内外である。

本層のうち縞状または板状のチャート層には、波長数m以下の不規則な非調和褶曲がよく発達している。厚い板状チャートや粘板岩珪質粘板岩互層部には、より長波長のゆるやかな褶曲が見られることもある。また、厚い塊状チャートは破碎され、角礫化していることが多い。

下部砂岩粘板岩層 (M₃)

M₂層の上位に整合に重なり、中ノ沢川および下ノ沢川上流に分布している。最上部には特徴的なチャート層(M₃ch)が発達する。M₂層から漸移するので、便宜上チャートのなくなるところから上を本層とした。

本層は中-細-微細粒砂岩と粘板岩および砂質粘板岩からなる。下部は主として粘板岩勝ちの粘板岩微細粒砂岩互層からなり粘板岩の厚層をも挟む。上部は砂岩勝ちの砂岩粘板岩互層および中-細粒砂岩からなる。中-細粒砂岩は青灰色を呈し、主として塊状の数m以上の厚層をなし、粘板岩の薄層をはさんでいる。級化層理を示し、ときに泥岩偽礫を含み、まれに細礫礫岩もはさむ。粘板岩は黒色を呈し砂質粘板岩や微細粒砂岩と薄い互層をなすことが多い。

最上部のチャート層(M₃ch)は、主として黒-灰色のしま状および塊状のチャートからなる。珪質粘板岩が下部に認められ、チャートや黒色粘板岩と互層している。まれに細粒白色の層状凝灰岩薄層を挟

む。中ノ沢川本流では本層最上部（M₄層との境界付近）に厚さ約8mの凝灰岩が見られる。チャートや凝灰岩の一部は鉍化作用をうけ脱色され乳白色を呈している。

本層の全層厚は、同斜構造を仮定すれば、1,500m以上あるが、砂岩層の部分にはまれに中規模の褶曲構造（地質図には示していない）が推定され、チャート層の中には微褶曲構造が認められるので、これらを考慮すれば、1,000m程度と考えられる。このうち最上部のM₃ch層は、下ノ沢川本流でみかけ上約400m、北西の下ノ沢山方面へ厚く、南東方へ薄くなる。神明ノ沢川では約200mである。

上部砂岩粘板岩層（M₄）

本層は砂岩を主体とし、粘板岩・チャートおよび塩基性凝灰岩等を挟む厚層で、南東は神明ノ沢川より、北西は苦ツ符沢川（沼ノ沢川）に至る各河川の中—上流域に広く露出している。下位のM₃ch層とは整合で、チャートから珪質粘板岩をへて、本層の粘板岩砂岩互層へ移化する。

本層は全体としては砂岩優勢の地層であるが、粘板岩も少なくない。また上部によく連続する厚いチャート（M₄ch）があり、その上下には凝灰岩が挟まれている。そのうち厚く発達するものをM₄tfとして示した。

砂岩は灰—青灰色を示し中—細粒、まれに粗粒で、粘板岩薄層を挟みつつ一層が1m以上の厚層をなすものと、黒色—灰色の微細粒砂岩で、一般に粘板岩と数cm単位の薄互層を示すものとに2大別される。粘板岩は黒色—青黒色を呈し、やや砂質のものが多く、一般に微細粒砂岩と薄互層を示すが、数10m以下の単独層として発達している場合もある。

本層の下部は粘板岩がかなり多く、細粒砂岩・微細粒砂岩・粘板岩の砂岩勝ち互層と、粘板岩・砂質粘板岩・微細粒砂岩の粘板岩勝ち互層との繰り返しからなる。地域的には北西部では砂岩勝ち互層が多く、南東部では粘板岩勝ちとなり、神明ノ沢川左股沢や中ノ沢川上流（三味線沢付近）では粘板岩の厚層も発達している。

中上部では砂岩が優勢で、主として粗—細粒の砂岩層と、細粒砂岩・微細粒砂岩・砂質粘板岩互層の繰り返しからなる。まれには細礫岩も挟在する。量的には少ないが粘板岩勝ち互層も認められ、そのなかには、黒色粘板岩と淡灰色砂岩が数cm間幅で互層し、“虎の皮”状を呈するところがある。砂岩には級化層理の見られるものがある。

M₄chとして地質図に示した部分は、灰色の塊状およびしま状チャートからなる。層面に平行なひび割れ（クラック）が入っているほか、角礫化した部分や脱色された部分が多い。しま状チャートの一部には微褶曲が見られる。上部と下部には珪質粘板岩や砂岩と互層しているところもある。下ノ沢川や滝ノ沢川では厚さ5-20mの輝緑岩の岩床（または溶岩？）が認められた。M₄chの厚さは最大約300mである。中ノ沢川ではチャート層が見られないが、断層で欠除しているらしい。このチャート層以外には本層中にはチャートは見られない。

塩基性凝灰岩は本層上部に認められ、なかでも前述M₄chの直下と、本層最上部に厚く発達している。この部分をM₄tfとして地質図に示した。下ノ沢川および中ノ沢川で観察される。紫—赤紫色、ときに緑色を呈する層状の凝灰岩で、層面劈開が発達し剝理性に富む。ときにレンズ状（眼球状）の包有物を含む。まれに粘板岩薄層を挟む。有色鉍物は炭酸塩化しており原岩の組成は不明であるが、おそらく塩

基性の粗—細粒凝灰岩であろう。本層最上部に見られるものは緑色—紫色を呈する剝理性に富む層状凝灰岩で、眼球状の含有物が多く、凝灰角礫岩—粗粒凝灰岩起源と思われる。以上のM₄tf層はいずれも北東方に薄化尖滅している。

本層の厚さは、南西への同斜構造を仮定するとみかけ上約3,000mにおよぶが、級化層理から判断すると、まれには北東側上位のものも認められるところから、中規模の褶曲（地質図には示していない）が推定され、したがって層厚もみかけよりはやや薄いものと思われる。

チャートおよび凝灰岩層（M₅）

本層は西隣上ノ国地域ではチャート中に凝灰岩が発達し、かつドロマイトや石灰岩をも含む厚層として認められるが、本地域では大部分がチャートからなり、層厚も薄い。このため、下位M₄層の上部で凝灰岩の発達している部分は、上ノ国地域における本層の下部に相当する疑いもある。

本層は中ノ沢川・下ノ沢川および桧内沢川でよく観察され、上位のM₆層を通る向斜軸をはさんで、東西の両翼に分布している。下位のM₄層との境界は便宜上、チャート層が出現するところに置くが、多くの場所ではそこに断層が認められる。

本層のチャートは、黒—灰—白色を呈し、しま状のものど塊状のものどがある。まれに赤紫色を呈するしま状チャートの厚層が見られる（桧内沢川）。黒色の粘板岩・珪質粘板岩および凝灰質粘板岩も見られるが量的には少ない。本地域では凝灰岩にはあまり厚いものはなく（1m以下）、灰—灰緑色を呈し、細粒かつ珪質でチャートや珪質粘板岩と互層しているものが多い。桧内沢川では幅約10mの輝緑岩の岩床が3カ所で認められた。

本層の層厚は向斜軸の東翼では薄く、400m程度であるが下部が断層で欠除している可能性がある。また南方では、やや厚くなる傾向がある。西翼部は上ノ国地域に広く発達し、1,000mを越える厚層となる。上ノ国地域において石炭紀化石を産した（湊・国府谷、1963）大平山地域の松前層群は、本層の延長部と思われる。

粘板岩砂岩層（M₆）

本層は松前層群の最上部に当り主として西隣上ノ国地域で広く発達しているが、本地域では向斜部にその下部が露れているにすぎない。中ノ沢川や神明ノ沢川では新第三系に広く覆われているが、河岸にはわずかに本層の露出が見られる。下位のM₅層とは整合漸移で、一部は指交関係にあるものと思われる。

本層は粘板岩・砂質粘板岩および砂岩からなり、本地域では粘板岩がやや優勢である。本層の岩相はおよそ4種類に分類できる。すなわち、1）ほとんどが黒色粘板岩からなる部分、2）粘板岩・砂質粘板岩・微細粒砂岩の互層からなり粘板岩優勢の部分、3）主として細（—中）粒砂岩と粘板岩の互層からなり砂岩優勢の部分、および4）ほとんどが中—細粒砂岩からなり粒板岩の薄層をはさむ部分である。本地域では、2）および3）の岩相を示すところが多いが、南部では1）の粘板岩の厚い単独層もしばしば見られる。なお、本層の最下部（M₅層との境界付近）の粘板岩は珪質であり珪質細粒凝灰岩と互層している。

本層は向斜状をなして分布し、上限不明である。層厚はよく発達する西隣上ノ国地域で1,000m以上

に達する。

III. 2 上 礫 層 群

本地域の上礫層群は、概説でものべたように、かつて松前層群として一括されていた（橋本，1958；長尾・田中，1972など）が，上礫石灰岩地域から産出する動・植物化石（湊・山本，1961）およびコノドント（坂上ほか，1969）などの化石内容および構造区分上から，吉田・青木（1972）によって本地域の古期岩は東北日本の岩泉帯の延長部にあたるであろうことが提唱され，さらに石田ほか（1977）によって命名されたものである。

地域内の上礫層群は，上礫隆起地塊の南部に位置し，全域にわたって新第三系によっておおわれていて，その露出は大きな河川の河谷部を中心に窓状に点在して認められる。したがって，層序および地質構造について充分明らかになることが困難である。さらに，江差地塊の松前層群との関係も，地域中央部に堆積した厚い新第三系によって隔てられているため不明である。

本地域の上礫層群は，一般的にNNW-SSEの走向を示し，見掛上の傾斜はほとんどがSW方向で，同斜構造をなしているように見えるが確認はない。

本地域では，便宜上岩相から次のように6層に区分した。

粘板岩砂岩層 (K₁)

本層は北西隅の西股川本流から桂ノ沢支流にかけて分布する。一般的な地層の走向はNNW-SSE方向で，傾斜はSW50°内外である。

本層は暗灰色―黒色を呈する粘板岩を主体とし，砂岩層を含み，しばしば粘板岩砂岩互層を挟んでいる。このほか，西股川本流では厚さ2-4mのチャートを数枚と厚さ約3mの泥質石灰岩層が認められた。西股川本流で向斜構造がある。本層の厚さは800m以上である。

なお，本層は館地域（石田ほか，1975）での区分による砂岩粘板岩互層 (Ka₄) の上部および粘板岩層 (Ka₅) にあたる。したがって，館地域において単純な同斜構造をなしているとした場合には，本層の下位に約2,000m以上の上礫層群が存在することになる。

チャートおよび凝灰岩層 (K₂)

本層は前述の粘板岩砂岩層と同様の走向および傾斜を示し，その西側に見掛上重なって発達しており，西股川本流から桂ノ沢にかけての地域と，湯ノ沢川本流筋に新第三系の大安在川層によって囲まれた小範囲の地域に露出するものがある。

本層は，凝灰岩を伴うチャート層を主とし，薄い粘板岩を挟有している。

チャートは黒色―灰色を呈するものと帯赤色を示すものがあり，一般に層状をなしている。いわゆる赤色チャートは凝灰岩を多く挟有する部分に多い。

凝灰岩は西股川地域で発達がよい。緑色―赤褐色を呈する比較的細粒の凝灰岩で，一層の厚さが3-5mのものが多く，鏡下ではほとんどが炭酸塩鉱物に換えられて明らかでないが，石英はほとんど認められず，岩質は安山岩質―玄武岩質と思われる。

本層の厚さは800m内外である。

下部粘板岩層 (K₃)

本層は西股川本流・藤山ノ沢一湯ノ沢川地域および亀川鴉ノ沢上流部の3ヵ所に点在して認められる。構造は前者とはほぼ同様である。主として黒色を呈する粘板岩からなるが、チャートや砂質凝灰岩を多少挟在している。粘板岩にはかなり珪質なものや断層による破碎作用をうけ鱗片状になっている部分がある。チャートは灰色—淡赤色を呈するものが多く、湯ノ沢川では薄いものが3層認められたにすぎないが、西股川本流では比較的厚くかつ多い。砂質凝灰岩は、湯ノ沢川の本層上部に認められるもので、細粒で一層の厚さは5-30cmと薄く、20-30cm間隔で数枚挟まれる程度である。

本層の厚さは最大で約750mである。

チャート粘板岩互層 (K₄)

本層は湯ノ沢川地域で模式的に認められるもので、南部延長として桂岳の麓および亀川鴉ノ沢上流部に分布する。

本層は、比較的厚い層状チャートと暗灰色を呈する珪質な粘板岩との厚互層をなす地層で、全体としてチャートが多い。ただ、北部の藤山沢ではほぼ等量である。

本層の厚さは湯ノ沢川地域で最大で約350mあるが、南方へ薄くなり鴉ノ沢上流部では100m内外である。

上部粘板岩層 (K₅)

本層は、西股川支流ヒノキ沢地域・湯ノ沢川上流地域および亀川上流部の3ヵ所に分布する。これまでの東側に発達する地層の構造と同一方向で、西方へ35-50°傾斜している。

本層は黒色粘板岩を主とし、チャートを伴っている。なお、亀川地域の本層上部には厚さ40-70mのチャート層が連続して認められるので地質図に図示した。

本層は全体として厚い均質な粘板岩からなり、チャートのほか稀に細粒の凝灰質砂岩が認められるにすぎない。

本層の厚さは1,100m内外である。

チャートおよび粘板岩層 (K₆)

本層は、亀川地域の山越沢・幸連川上流地域および大平川上流地域の3ヵ所に分布する。

本層は一層の厚さが20-100mの厚いチャートと5-20mの厚さをもつ粘板岩との互層状をなす地層である。チャートは灰色のものから赤色を呈するものまであり、層状をなすものが多い。粘板岩は一般に黒色を呈するが、珪質部分では灰色を示す。

本層全体の厚さは、露出が3ヵ所に点在することと、大平川上流地域のものはこれまでの一般方向とは逆で、東へ45°内外傾斜しており構造的には向斜構造が推定できるが明らかでない。なお、亀川地域における本層の厚さは700m以上ある。

IV. 新 第 三 系

本地域に分布する新第三系は、下位から中新世前期の福山層および中新世中期—後期の松山層群からなる。西南北海道の標準層序と本地域周辺地域との層序対比を第2表に示したが、本地域では中新世前

第2表 木古内地域および周辺の新第三系層序対比表

地域	松前半島 秦・山口(1974) 秦・山口・石田, 1969 を一部加筆訂正	渡島福島・知内図福 山口(1976)	北海道西南部 長尾・佐々(1934)	本報告 秦・垣見(1979)	松前半島中央部 金谷・須鎮(1951)	函館図幅 三谷・小山西ほか (1965)	館図幅 石田・垣見・平山・深 (1975)	江差図幅 角・垣見・水野 (1970)
鮮新世	知内火山岩類 鵜層	知内火山岩類 イデス川層	瀬棚統		富川層	富川層	鵜層	鵜層
新第三紀	濁川噴出物		濁川噴出物		寒川火山噴出物		安野呂火山砕屑岩類	
	須賀部層 館層 樺野部層 四ツ沢部層	安野呂火山砕屑岩類 館層 厚沢部層 佐助沢部層 札苅部層	黒松内統 館層 厚沢部層 佐助部層 札苅部層	館層 厚沢部層 佐助沢部層 札苅部層	渡島 渡島三ツ石層 大釜谷川層 大平川層 鱈川層	茂辺地川層 砂質岩相部層 泥質岩相部層	須賀部層 館層 樺野部層 四ツ沢部層 厚沢部層 佐助沢部層 札苅部層	館層 江差層 厚沢部層 木古内層
	木古内層	木古内層	八雲統	木古内層	鱈川層	戸田川層	木古内層	木古内層
	大安在川層	大安在川層		大安在川層			大安在川層	大安在川層
	宮歌部層				上ノ国層群			
	館崎部層	訓縫層群	訓縫統					
	吉岡層	湯の岱層	吉岡層					湯の岱層
	福山層	福山層	福山統	福山層	洲根子岬層		福山層	福山層
	中期	訓縫層						
	後期	山層群	山層群					
前期								

期—中期の吉岡層および訓縫層（群）は分布しない。

IV. 1 福 山 層

命名 高橋・八木・柴田（1934）

原著では、本層の名称が表示されているだけで、岩相・層厚および層序などの記載がされていない。しかし、八木（1933）による松前地方に発達する下部緑色凝灰岩層が福山層に相当するようであり、長尾・佐々（1934）の福山統あるいは浅野（1939）の福山層群にほぼ同じものと考えられる。

模式地 松前郡松前町松前市街の海岸

本地域では瓜谷川上流（西股）から神明ノ沢川流域にかけて模式的な露出がある。

分布 上ノ国町湯ノ岱から厚沢部町^{なでの}頰雪沢にいたる地域（江差隆起地塊の東南部地域）と東部の亀川上流部に分布する。

層序 本層は新第三系の最下位層で、基盤の松前層群あるいは上礫層群の堆積岩類を顕著な基底礫岩をもって傾斜不整合に覆っている。本層は主として陸域での火山活動に由来する溶岩および火砕岩からなり、側方変化が著しく複雑な堆積相を示しているが、模式地の松前地域から大千軒岳地域—西隣上ノ国地域—本地域へと連続して広く発達している（秦，1973b；秦・山口，1974）。

本地域では、主として玄武岩溶岩および火山角礫岩からなる下部層（ Fy_1 ）と安山岩溶岩および火砕岩からなる上部層（ Fy_2 ）とに区分できる。

岩相 下部層（ Fy_1 ）は、変質玄武岩溶岩を主とし、一部に同質の火山角礫岩を挟有し、基底部には基底礫岩の粘板岩・チャートおよび砂岩を主とする基底礫岩を伴っている。

変質玄武岩溶岩は、赤褐—赤紫色あるいは暗緑灰色の外観を呈する緻密な岩石である。

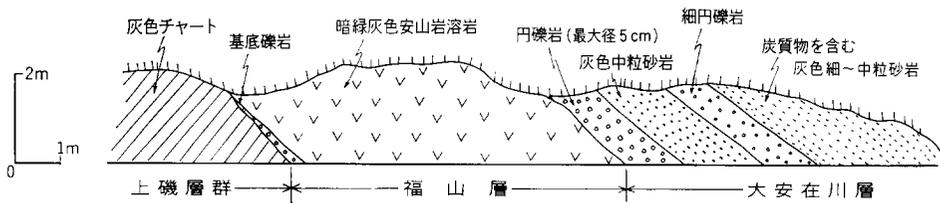
鏡下では、斑晶として斜長石および単斜輝石が認められるが、極く少量である。斜長石は曹長石および炭酸塩鉱物に置き換えられているものが多く、輝石は緑泥石化されている。石基は小卓状の斜長石、粒状の輝石および鉄鉱からなり、間粒状織組を示している。

火山角礫岩は、部分的に薄層として挟在するもので、角礫の岩質は上記の溶岩と同様に一般的に緑泥石および炭酸塩化の変質が著しい。

基底礫岩は、瓜谷川上流西股で最も厚く約3m認められるが、その他の地域では数10cmから1m程度であり、松前層群から供給された現地性の垂角—垂円礫からなり、暗灰色の中粒砂岩によって固結されている。

上部層（ Fy_2 ）は、主として変質安山岩溶岩および同質火砕岩からなるが、中ノ沢川流から湯ノ岱地域にかけては、砂岩や泥岩などの非火山性碎屑岩がかなり発達している（第6図参照）。なお、本層は中ノ沢川から神明ノ沢川上流地域では下位層の変質玄武岩溶岩の上位に累重しているが、他の地域では基底岩類を直接覆って発達している。

中ノ沢川上流から瓜谷川にかけての地域に発達する本層は、主として変質輝石安山岩溶岩からなり、中—下部の一部に薄い火山礫凝灰岩と軽石質凝灰岩を挟有しているにすぎない。この変質輝石安山岩



第5図 亀川上流(鴉ノ沢)の林道沿いの崖で観察できる上磯層群・福山層および大安在川層の層序関係見取図

は、肉眼的には帯緑暗灰色から帯褐暗灰色を呈し、斜長石の斑晶の目立つ岩石である。

鏡下では、斑晶として斜長石・輝石および鉄鉱からなり、稀に石英が認められる。斜長石は大きさ0.3-2.5mmで、大半が曹長石および炭酸塩鉱物に置き換えられている。輝石は大きさ0.2-1.2mmでほとんどが緑泥石あるいは炭酸塩鉱物に置き換えられている。石英は稀に認められるもので大きさ0.2-1.0mmで円味を帯びている。

石基は長柱状の斜長石・粒状の輝石・ガラスおよび鉄鉱からなり、ガラス基流晶質—毛氈状組織を示し、炭酸塩化など著しく変質されている。

安山岩溶岩中に挟有する軽石質凝灰岩は、瓜谷川西股上流部で認められるもので、淡緑灰色を呈する軽石凝灰岩と細粒凝灰岩との互層からなる。厚さは3m内外で成層しているが連続性に乏しいようである。

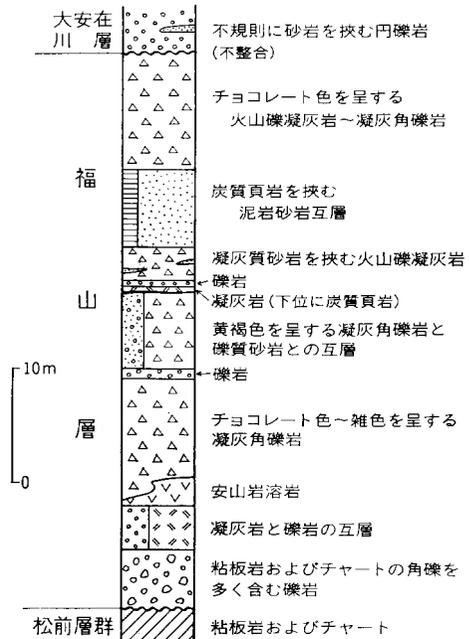
亀川上流地域に小規模に分布する本層は、いずれも変質輝石安山岩溶岩からなり、第5図に示すように厚さは10mに達しない。輝石安山岩溶岩は暗緑灰色を呈し、岩質は瓜谷川地域の輝石安山岩と同様で炭酸塩鉱物および緑泥石化など著しく変質をうけている。なお、本地域での基底礫岩は厚さ5-15cmである。

中ノ沢川下流から湯ノ岱にかけて分布する本層は、前述の地域の岩相と異なり第6図に示されるように、安山岩溶岩は少なく、安山岩の火砕岩と砂岩や泥岩などの堆積岩がかなり発達している。

基底部にはいずれの地域でも、現地性の基盤岩の角礫を多く含む基底礫岩が発達している。下部の礫岩と互層する凝灰岩は、黄褐色—チョコレート色を呈する安山岩質の凝灰岩で、ところによっては安山岩の角礫を多く含んでいる。

安山岩溶岩は、赤褐—赤紫色の外観を呈し、岩質は瓜谷川地域の著しく変質した輝石安山岩に酷似しているが、鏡下で角閃石と思われる残晶が認められた。

火山礫凝灰岩および凝灰角礫岩は、いずれもチョコレート色—雑色(帯緑灰色のものと赤褐色のもの



第6図 中ノ沢川下流地域の福山層地質柱状図

とが混在)を呈する。礫は変質輝石安山岩を主とし、そのほかに角閃石安山岩を混えている、また、下部のものには基盤岩の礫も含まれている。

中部に発達する泥岩砂岩互層は、単層の厚さ5-10cmの暗灰色泥岩と厚さ10-30cmの灰色中粒砂岩との互層をなすもので、間に厚さ1-5cmの炭質頁岩を6-7枚挟み、また厚さ10-20cmの含礫粗粒砂岩層も数層認められる。

層厚 下部層(Fy₁)は、中ノ沢川上流地域で最大200m内外である。上部層(Fy₂)は、瓜谷川上流地域で最も厚く150m内外で、湯ノ岱地域では60m内外、亀川上流地域では10mに達しない。

化石 本地域では、前述の本層中部に発達する炭質頁岩および下部に含まれる炭質物から第3表に示すような花粉化石を産出した。同定者の佐藤誠司によると、これらは *Pinaceae*, *Tsuga* などが極めて多く、冷温性の阿仁合型植物群に当るであろうとされている。なお、西隣上ノ国地域の木ノ子付近の福山層中の夾炭層からは阿仁合型植物群に属する上ノ国植物群(棚井, 1963; TANAI and SUZUKI, 1963)を産出している。

対比 本地域の福山層は、堆積後、桧山層群の海進が始まるまでの間(吉岡層および訓縫層の時期)にかなりの量の削剝を受けたものと思われる。したがって、模式地の標準層序との対比において充分明らか

第3表 福山層産出花粉化石表

(同定:佐藤誠司)

化石種	産地番号	中ノ沢川		下ノ沢川
		1306	67071001	67071004
<i>Pinaceae</i>		13	39	35
<i>Tsuga</i>		4	15	6
<i>Taxodiaceae</i>		36	18	55
<i>Salix</i>		1	—	—
<i>Carya</i>		7	1	—
<i>Juglans</i>		6	1	—
<i>Pterocarya</i>		19	3	—
<i>Alnus</i>		5	3	2
<i>Betula</i>		1	—	—
<i>Carpinus</i>		1	3	1
<i>Corylus</i>		2	1	—
<i>Myrica</i>		1	—	—
<i>Quercus</i>		1	1	—
<i>Ulmus and Zelkova</i>		6	—	—
<i>Tilia</i>		1	1	—
Triporat pollen gen. indet		1	2	—
Tricolpate pollen gen. indet		1	1	—

注: *Pinaceae*: *Tsuga*, *Larix* などを除く有翼花粉。属まで識別不能なものも可能なものが試料により異なるので一括した。数字は検鏡個体数。

かにすることができないが、岩質からは松前地域の福山層下部（秦，1973b；秦・山口，1974）に相当するものと考えられる。なお、松前地域の福山層中部に発達する流紋岩溶結凝灰岩には、アノーソクレス・エジリン輝石およびサニジンが含まれることが多く、宮城（1964）の亜アルカリ岩系と近縁である。このような岩石の性質および産出化石から、福山層は東北日本秋田地域の中新世前期の門前層に対比される。

IV. 2 松山層群

本層群は、松前半島地域で訓縫層群以下の地層を不整合に覆い、鮮新世の瀬棚層準の地層（館地域の^{うすら}鶉層・上磯地域の富川層および知内地域のイデス川層）に不整合に覆われる一連の大規模な堆積輪廻を示す海成層に対し、秦・山口（1969）が命名定義したものである。なお、本層群は長尾・佐々（1933b, 1934）の訓縫統の一部・八雲統および黒松内統に相当するもので、下位から大安在川層・木古内層・厚沢部層および館層に区分されている。

従来八雲層と上位の黒松内層との境界付近には、岩質的に両層の中間漸移層が発達し、さらに地域的（堆積盆地沈降部）に厚層をなすことがある。このような地域では、この中間漸移層の取扱いで八雲層・黒松内層のいずれに属させるかで混乱がみられた。命名者らは、中間漸移層の厚く発達する館一木古内堆積区（盆地）において、岩相の特徴と鍵層を基準に、従来の八雲層・黒松内層を下位から木古内層・厚沢部層および館層に3区分した。

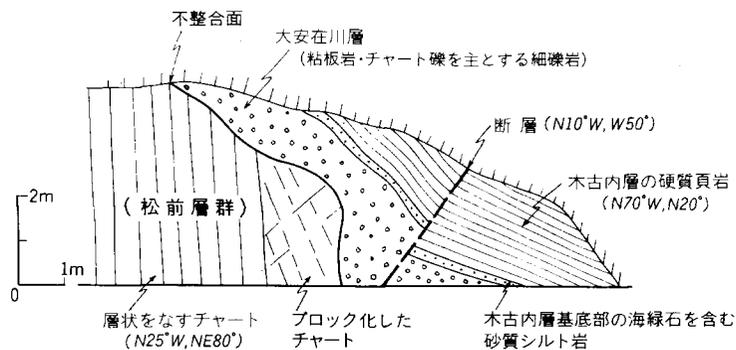
IV. 2. 1 大安在川層

命名 金谷・須鎗（1951）

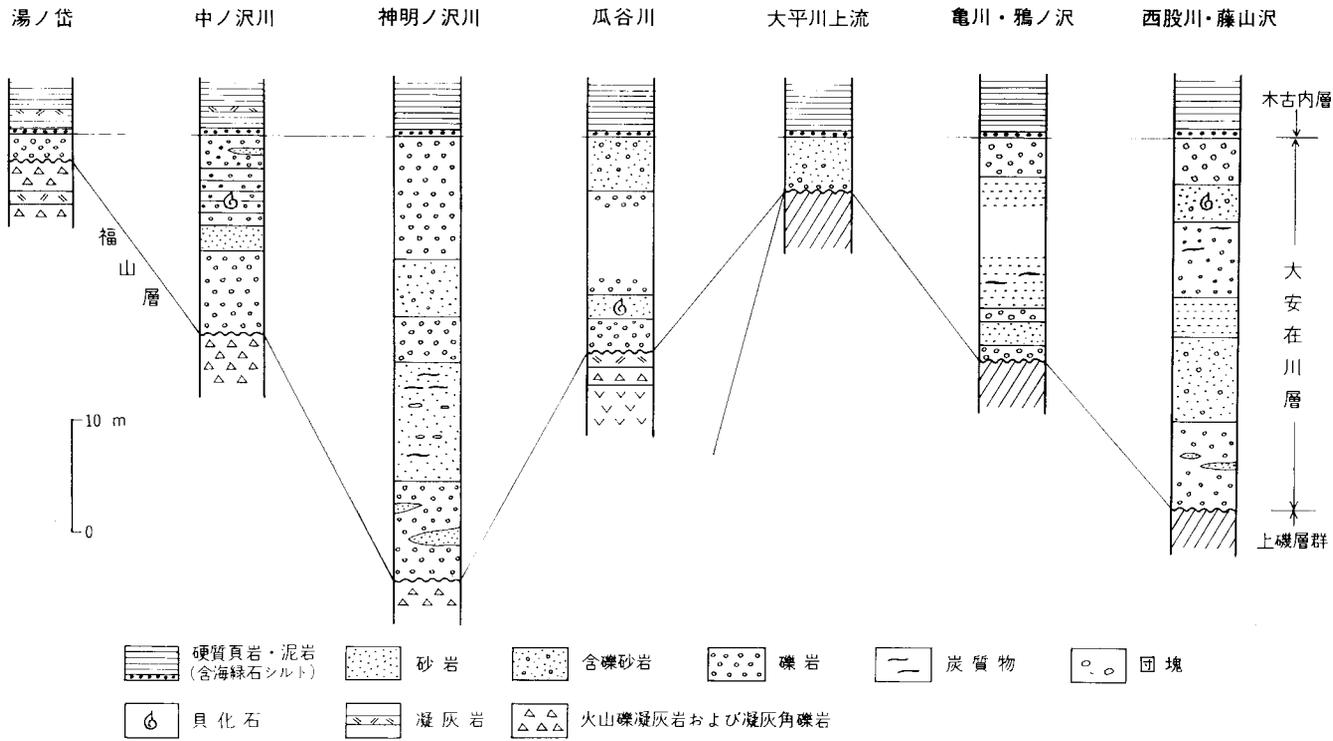
模式地 西隣上ノ国地域の松山郡上ノ国町大安在川流域

域内においては中ノ沢川から神明ノ沢川流域で模式的な露出が認められる。

分布 模式的な露出をなす上ノ国町地域から東部の上磯町地域にわたるほぼ全域にかけて、松山層群の基底層として発達しており、館一木古内堆積盆地の両端部（江差隆起地塊と上磯隆起地塊周辺）に分布する。



第7図 松前層群と大安在川層との不整合関係を示す見取図（大嶽野沢中流）



第8図 大安在川層地質柱状図

層序 本層は、下位の地層とはいづれも不整合関係にある。すなわち、福山層の存在する地域では第5図および第6図に示されるように緩傾斜不整合に、他の地域では第7図に示すように基盤の松前層群あるいは上磯層群の地層を急傾斜不整合に覆って発達している。

岩相 本層は、脛山海進初期の浅海性堆積層で、第8図に示されるように主として礫岩および砂岩からなっている。

礫岩は一般的には径1-3cmのチャートおよび粘板岩など古期岩の円礫を主とし、灰白色の細一中粒砂によって固結されている。全般的には淘汰がよく礫の大きさが揃っているものが多い。しかし、厚く発達する神明ノ沢川や西股川藤山沢地域における基底部礫岩には径20cmにも達する礫や砂岩層薄層を不規則に挟在している。また、下位に福山層が存在する地域では、福山層の変質玄武岩および変質安山岩の礫も混えている。

砂岩は主として灰色-淡灰色を呈する淘汰のよい細一中粒砂岩からなり、上部の砂岩層中には海緑石粒が含まれている。一般に塊状であるが、藤山沢地域では層状を呈するものも認められた。また、厚く堆積している地域では、炭質物を多く含むほか、しばしば径1cm以内のチャートの円礫を散含する淘汰の悪い含礫砂岩が形成されている。

これらの堆積物は厚く発達する地域でも40mに達しないが、地域毎に検討してみると次のようなことが考えられる。

堆積輪廻として礫岩から砂岩までを一単位（サイクル）としており、厚く堆積している地域では3サイクル認められるが、薄いところでは1サイクルしか認められない。このことは、海進初期における堆積地の地形的差異と海進のおよんだ時期とに関連があるものと思われる。すなわち、3サイクルをなして厚く発達している地域では、礫岩や砂岩の単層の厚さが他の地域より厚くなると同時に、炭質物の濃集・含礫砂岩の形成および泥灰質団塊を含むなどの特徴をもっており、地形的な凹地であったとも想定される。一方、淘汰のよい礫岩および砂岩が薄く発達する地域は、浅い平坦な堆積台地をなしていたものと思われる。

層厚 代表的な地域の層厚は、第8図に示される通りで神明ノ沢川および西股川地域では最も厚く30-40mあるが、一般には20m内外である。なお、大平川上流地域・湯ノ岱地域および厚沢部町地域では2-5mと薄くなり、ところによっては10数cmのところもある。

化石 本地域では、第8図に示される3カ所の地域から次のような貝化石を産出した。すなわち、神明ノ沢川では中部の層状をなす細礫岩層中からは *Chlamys* cf. *cosibensis*, *Ch.* cf. *miyatokoensis*, *Placopecten* sp., *Patinopecten kimurai*, *Patinopecten* sp.などを多産するほか *Crassostrea gravitesta*を伴って産出する。瓜谷川支流前沢では、下部の灰色細一中粒砂岩中から不完全な *Chlamys* sp., *Clinocardium* ? sp.を、藤山沢では上部の含礫細粒砂岩中からは *Patinopecten* cf. *murayamai*, *Mya* ? sp.を産出した。

なお、模式地の大安在川層からは大型有孔虫の *Operculina complanata japonica* を産出している（長尾・佐々，1933a；金谷・須鎗，1951）が、本地域では認められなかった。

このほか、神明ノ沢川流域の砂岩中に含まれるレンズ状の炭質物からは第4表に示すような花粉化石を産出した。これらは *Liquidamber* を含み、暖温性の台島型植物群に近縁なものである。

第4表 大安在川層産出花粉化石表

(同定：佐藤誠司)

化石種	産地番号	神明ノ沢川	
		1214	1894
Pinaceae		2	20
<i>Tsuga</i>		1	1
Taxodiaceae		59	4
<i>Salix</i>		—	1
<i>Carya</i>		—	1
<i>Juglans</i>		—	1
<i>Pterocarya</i>		3	3
<i>Alnus</i>		—	1
<i>Betula</i>		—	1
<i>Carpinus</i>		1	7
<i>Corylus</i>		—	2
<i>Myrica</i>		—	1
<i>Fagus</i>		—	2
<i>Quercus</i>		6	48
<i>Ulmus</i> and <i>Zelkova</i>		21	2
<i>Liquidambar</i>		—	4
<i>Acer</i>		—	1
Tricolpate pollen gen. indet		(10)	20

注：Pinaceae：*Tsuga*, *Larix* などを除く有翼花粉，属まで識別不能なもの
可能なものが試料により異なるので一括した，数字は検鏡個体数。

対比 本層は，火山岩および火砕岩をほとんど伴わない浅海性の礫岩および砂岩からなり，下位層にそれぞれオーバーラップして薄く発達しており，前期の訓縫層群の地層とはまったく異った環境を示している。本層は，かつて金谷・須鎗（1951）によつては台島階に，魚住・藤江（1958）および秋葉ほか（1966）では訓縫層群の一員と見做し，対比されていたが，南隣の知内地域における層序関係（秦・山口，1969；秦，1973 b；山口，1978）からも従来の訓縫層群とは区別されるべき地層であることが判った。

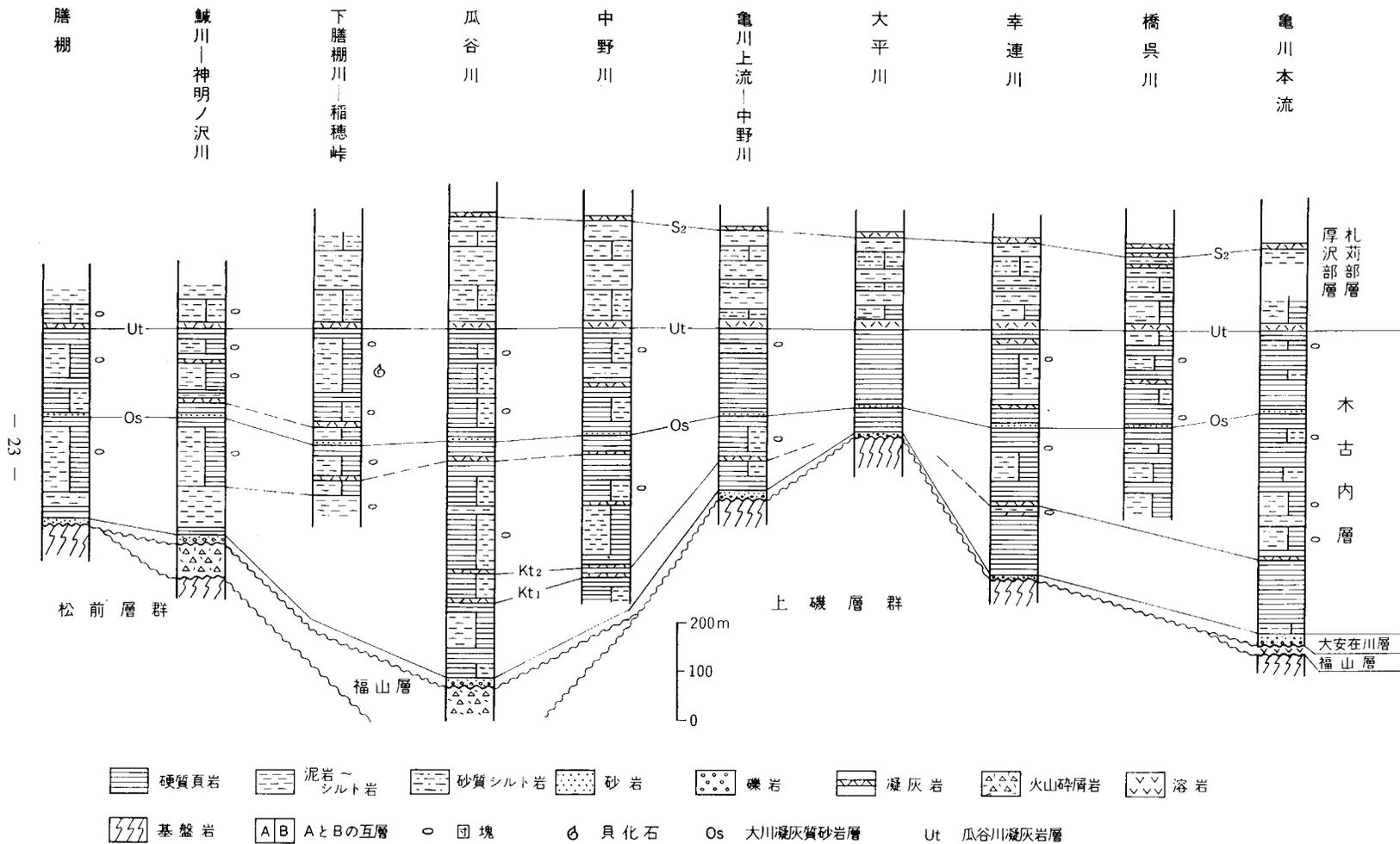
なお，隣接する上磯町地域では，三谷ほか（1965）の戸田川層基底岩相と，三谷ほか（1966）の戸切地川層が本層に相当する。

本層は，岩相および貝化石・有孔虫化石および花粉化石などの産出化石から，東北日本秋田地域の西黒沢層（上部）に対比される。

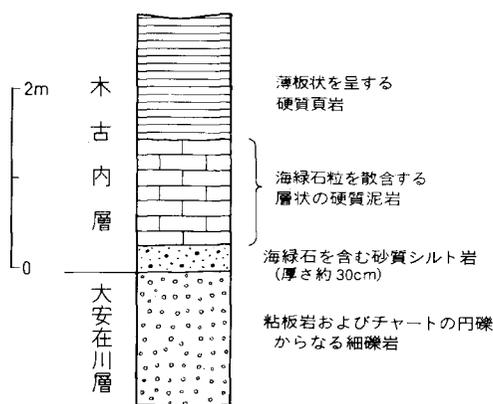
IV. 2. 2 木古内層

命名 秦・山口（1969）

模式地 上磯郡木古内町木古内川中一上流域。域内東部の幸連川および亀川流域においても模式的な



第9図 木古内層地質柱状図



第10図 大安在川層と木古内層の累重関係
(神明ノ沢川上流地域)

好露出がある。

分布 西部の江差隆起地塊を取りまき、さらに南方の瓜谷背斜の芯部を形成する地域と、東部の上磯隆起地塊を取りまき形をなして分布する地域とに大きく2分されている、その間には館向斜から延びる南北方向の沈降部があって、上位の厚沢部層が露出している。なお、東西両地域ともその分布面積は広い。

層序 本層と下位の大安在川層との累重関係は、第9図で示されるように多くの地点で観察できる。いずれの場合も地質構造的に平行しており、かつ漸移関係を示すところがあることから、

大安在川層とは整合関係にある。

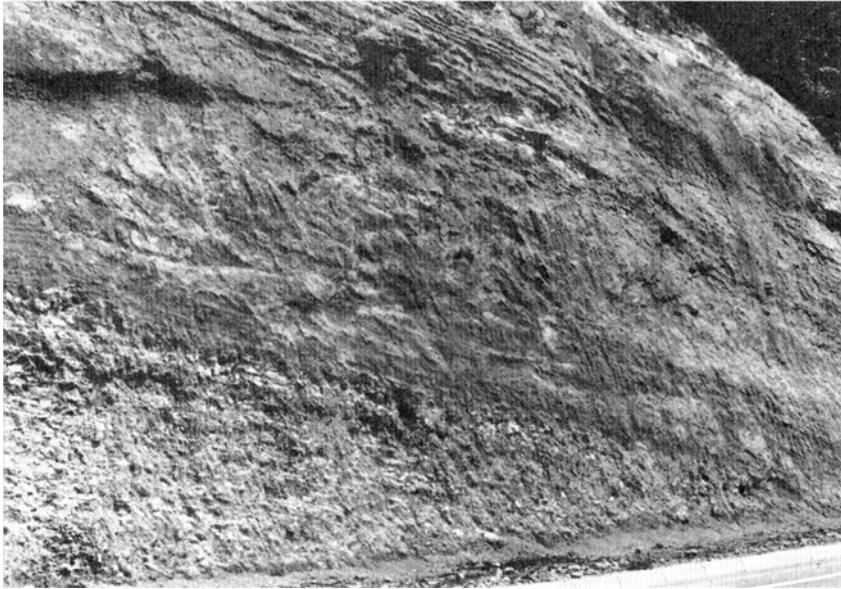
本層の基底部には全域を通じて第10図に示すように、厚さ数cmから40cm程の海緑石を多量に含む灰緑色砂質シルト岩が発達しており、さらに、上位に発達する硬質頁岩あるいは硬質泥岩中にも厚さ1-1.5mにわたって海緑石粒を散含して、明瞭に下位層と区別することができる。ただ、大安在川層上部の砂岩層と接するところでは、上述したようにこの砂岩中にも海緑石粒が含まれていて漸移的である。

岩相・層厚 本層は主として珪質な硬質頁岩および硬質泥岩軟質泥岩互層からなり、暗灰色泥岩層や砂岩層および凝灰岩層を挟有している。代表的な地域の柱状図は第9図に示した通りである。なお、中部には厚さ10-20m余の連続性のある凝灰質砂岩層（大川凝灰質砂岩層，Os）（第11図）が発達しており、有効な鍵層として東隣函館地域から南隣知内地域を含めて広く追跡できる。このほか、この砂岩層の上下約100mの間には酸性の凝灰岩を多く挟有している。これらのうち厚くて比較的連続して追跡できる2層を、それぞれ凝灰岩（Kt₁）および（Kt₂）として地質図に示した。

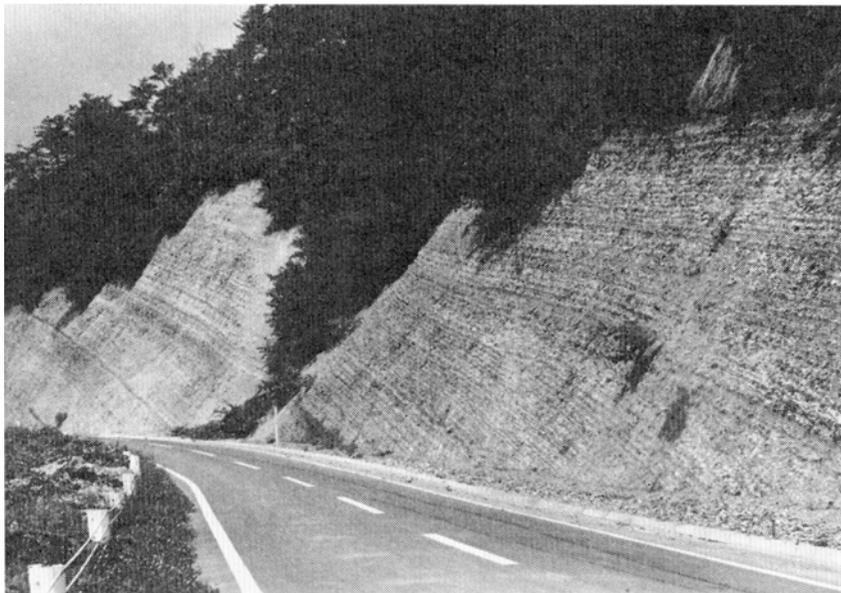
硬質頁岩層は、暗灰色—暗褐色を呈するきわめて硬質で、貝殻状断口を示す珪質岩を主とし、3-10cmの間隔で薄い暗灰色—灰色を呈する軟質シルト岩（厚さ1-3cm）を挟み、第12図に示されるような見事な薄板状層理をなしている。風化面は帯赤褐色を呈する。なお、本層中には球形—楕円体状をなす泥灰質および珪質の団塊を含んでいる。

硬質泥岩軟質泥岩互層（以下、硬軟互層と略称する）は、やや硬い暗灰色—灰色の珪質泥岩と暗灰色—黒色の軟質泥岩の板状を呈する互層からなる。それぞれの単層の厚さが2-15cmと薄互層をなすものと、厚さ10-50cm単位の厚い互層をなしているものもあり、かつ、その量比も異なり多様な成層状態を示す。硬い暗灰色珪質泥岩は、風化すると層面にほぼ直角な割れ目を生じ、中角ワレとなり、軟質泥岩は粘土質であって細角片状にくだける。なお、この互層中に含まれる泥灰質団塊は一般に楕円体状のものが多い。

泥岩層は、暗灰色—黒色を呈するきわめて均質な粘土質泥岩である。一般には層理に乏しく塊状を呈するが、かすかにラミナをもち層理面を示す部分もある。風化して細角片状にくだける。なお、硬質頁



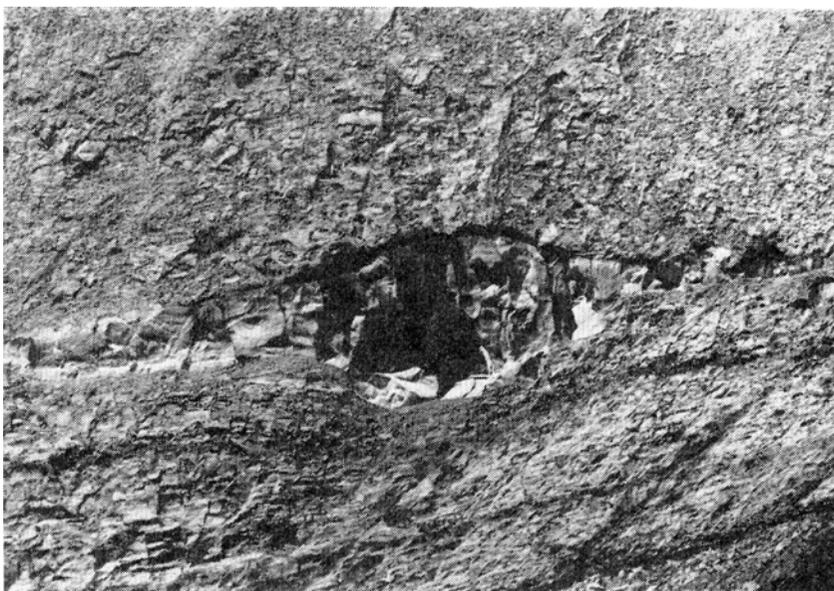
第11図 木古内層中の大川凝灰質砂岩層 (Os) (木古内川最上流部)



第12図 木古内層の硬質頁岩層 (木古内川最上流部, 稲穂トンネル東方)

岩の発達する地域では一般に硬く、硬質頁岩の発達が悪い西部上ノ国町地域では軟質である。本岩中には第13図に示すような偏平および楕円体状の泥灰質団塊を含んでいる。

本層の層厚は、中央部地域の瓜谷背斜部で700m余と最も厚く、東部地域では500-600m、西部地域では400m内外と薄くなっている。この傾向は北部の館向斜の両翼においても同様で、両翼の大糠野沢



第13図 木古内層の塊状泥岩と偏平な泥灰質団塊（稲穂トンネルの西方約300m）

地域では約500mであるが、西へ向って薄くなっている。

以下地域別に岩相の特徴と層相変化の概略について述べる。

東部地域

大平川断層以東の地域で、上磯隆起地塊の西翼および南縁部をなして発達している。幸連川では厚さ約500mで東部の亀川へ向って厚く600m以上となっている。ただ、大平川上流部で基盤（上磯層群）が露出する地域では厚さ200m内外と極端に薄くなっている。このように薄くなる傾向は北方の西股川上流部においても同様で、堆積当時から隆起部として存在していたことがうかがえる。

この東部地域は一般的に硬質頁岩層の発達がよく、粘土質な泥岩層をほとんど挟まない。層厚に対する硬質頁岩の比率は70%以上のところが多く、大平川上流地域では層厚は薄い比率は90%近くになっている。また、珪質な団塊を多く含むのも特徴である。この珪質団塊は赤褐色—チョコレート色を呈し、破面はチャートを思わせる。大きさは50cm-1m程のものが多く、ときには2mに達するものもある。なお、幸連川から亀川にいたる地域では、第9図に示されるように Kt_1 および Kt_2 に相当すると思われる層準に凝灰岩の薄層を挟有している。

中央部地域

瓜谷背斜を中心とする木古内川上流地域から中野川にいたる地域で、層厚は瓜谷背斜東翼部で最も厚く700m以上ある。

本地域では、第9図に示すように大きな単位をなす硬質頁岩層と硬軟互層の繰返しからなっている。すなわち下部から硬軟互層を挟む硬質頁岩層帯、泥岩層を伴う硬軟互層帯、硬質頁岩層帯、大川凝灰質砂岩層、硬質頁岩を挟む硬軟互層帯および硬質頁岩層帯に区分することができる。凝灰岩 Kt_2 は最下部

の硬質頁岩層帯の上限付近に存在する。このほか、大川凝灰質砂岩層の上位約20mおよび下位25m内外のところには、青白色—灰白色を呈する酸性凝灰岩の薄層を頻繁に挟む層準があつて、“tuff zone”として追跡できる。また、まとまった暗灰色泥岩はKt₂の上位約50mの硬軟互層帯中に挟在する。

このように硬質頁岩層の発達には東部地域より悪い。硬質頁岩の層厚に対する比率は瓜谷背斜東翼部では40%以下で、硬軟互層中の珪質な硬質泥岩を含めても60-70%である。西翼部では硬質泥岩を含めても60%弱で、さらに西方に向つて低下の傾向を示している。とくに西翼部では下部にまとまった泥岩層を伴うなど、粘土質の陸源堆積物を多く含むようになる。

西部地域

天ノ川流域の湯ノ岱から鯨川にいたる地域で、層厚は400m内外と薄くなると同時に、硬質頁岩層の発達は極めて悪い。硬質頁岩層は基底部近くと中部の大川凝灰質砂岩層の直下および直上部、本層最上部に認められるのみである。大半は硬軟互層によって占められており、さらに下部には厚い泥岩層が発達している。したがって、この地域における硬質頁岩の比率は、硬軟互層の硬質泥岩を含めても40%内外と低下している。

北部地域

館向斜の西翼を形成する糠野川以西の地域では、層厚は最大550mである。上半部では硬質頁岩層の発達が顕著であるが、下半部では硬軟互層を主とし、類雪の沢以西では軟質な泥岩層を多く挟んでいる。なお、笹毛堂沢では下半部に鍵層となる凝灰岩Kt₁およびKt₂を伴っている。層厚に対する硬質頁岩の比率は、大糠野沢で60%内外であるが、西方に減じている。

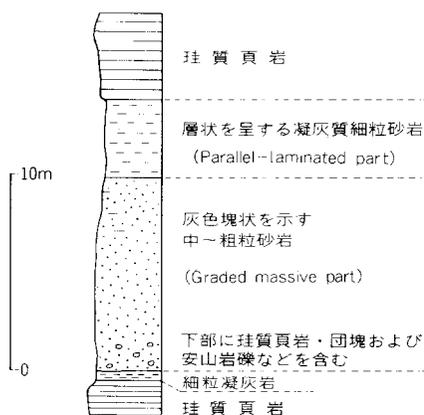
館向斜の東翼をなす西股川および湯ノ沢川地域では、層厚は最大で500m程度あるが、西股川上流部など基盤が隆起部をなしているところでは300m以下と薄くなっている。他地域と同様に上半部では硬質頁岩層の発達もよいが、全般的に硬軟互層が主体をなしている。層厚に対する硬質頁岩の比率は60%内外である。

大川凝灰質砂岩層 (Os) は、木古内層中部に挟在し、東隣函館地域から南隣知内地域にかけて広く発達しており良好な鍵層として追跡できる。模式地は木古内町大川西方約2km付近の道路筋の崖である。なお、この砂岩層は東隣函館図幅（三谷ほか、1965）の茂辺地川層下部の細小股沢砂岩部層に連続する。

域内における厚さは、亀川地域で20m以上で、中野川地域で15-20m、瓜谷川地域で10-20m、神明の沢川地域で3-5mと西方へ薄くなつており、湯ノ岱地域では不明確である。

本層は、灰色—灰白色を呈する凝灰質砂岩で、第14図に示されるように例外なく下部には塊状を呈する粗粒部があつて、上部へ細粒となるとともに、きれいな平行ラミナの発達する部分に移りかわる級化成層をなしている。ときには、さらにその上位に斜交層理を示す部分を伴うこともあるが連続性はない。なお、基底部は不規則な凹凸面をもっていて、基底近くの粗粒部には安山岩の角礫、下位層準の硬質頁岩や珪質あるいは泥灰質団塊ときには硬軟互層のブロックをとりこんでいる。このことは、本層が海底を移動して堆積した乱流堆積物であることを示している。

この砂岩は、凝灰質であるが石英・斜長石および鉄鉱以外の鉱物は緑泥石あるいは炭酸塩鉱物にかわつていて識別できない。石英は径0.3-1.5mmで円味を帯びたものも多い。斜長石は径0.5-1.1mmで



第14図 大川凝灰質砂岩層(Os)の堆積様式
(木古内町大川西方)

化石 *Makiyama chitanii*を普遍的に産出し、密集して産する部分も多い。魚鱗も比較的多く認められる。泥岩部からは第5表に示すように *Spirosigmoilinella compressa* を伴う *Cyclammina-Haplophragmoides-Martinottiella* 群集からなる底棲性の砂質有孔虫を産する。貝化石の産出は稀であって、稲穂峠西方の上部泥岩から *Thyasira bisecta*, “*Malletia*” sp., *Liocyra*? sp., *Neptunea* sp. を産したにすぎないなお、高橋・相馬(1934)によると泥灰質団塊には、しばしば珪藻化石(*Coscinodiscus*)が多く保存されているようである。

対比 本層は岩相および層序から、長尾・佐々(1933b・1934)の八雲統主部に対比されるものである。隣接する地域との関係では、東隣函館地域(三谷ほか, 1965)の戸田川層および茂辺地川層の最下部、本地域を含めた上ノ国地域の鹹川層(金谷・須鎗, 1951), および江差地域の江差層下部(角ほか,

破片状をなしているが、比較的新鮮である。

凝灰岩Kt₁は、瓜谷背斜部では基底部から約150m上位のところにあつて、厚さは3-5mである。

青灰色—灰色を示す酸性な細—中粒の砂質凝灰岩で下半部は塊状を呈する粗粒部からなり、上半部は平行ラミナをもつ細粒部からなっている。鏡下では、石英および斜長石のほか黒雲母の破片、他形の緑泥石が識別できるのみである。

凝灰岩Kt₂は、Kt₁の上位約50mのところを発達する。厚さは6-10mで、K₁と同様の堆積形態をもっている。灰色—灰白色を呈する細—中粒の砂質酸性凝灰岩で、鏡下では石英・斜長石および緑泥石が識別できるが、有色鉱物は認められない。

第5表 木古内層産出有孔虫化石表

(同定:石田正夫)

種名	産地番号					
	亀川 1076	橋 929	呉川 915	東股川 838	瓜 898	谷川 946
<i>Bathysiphon</i> sp.		R			F	
<i>Spirosigmoilinella compressa</i> MATSUNAGA		F			F	R
<i>Cribrostomoides</i> sp.	R	R			R	R
<i>Haplophragmoides renzi</i> ASANO					R	
<i>H.</i> sp.	R	C	R		F	R
<i>Cyclammina exoensis</i> ASANO	F	F			F	F
<i>C. japonica</i> ASANO	F	F			F	F
<i>C.</i> sp.	F	C	R		C	F
<i>Martinottiella communis</i> d'ORBIGNY	F	R		R	A	C
<i>Eponides</i> sp.						R
<i>Globigerina bulloides</i> d'ORBIGNY						R

R...Rare, F...Few, C...Common, A...Abundant

1970) にほぼ対比されるが、それぞれ岩相区分による境界はまちまちである。なお、本層は岩相・層序および産出化石から東北日本秋田地方の女川層に対比できる。

IV. 2. 3 厚沢部層

命名 秦・山口 (1969)

模式地 楡山郡厚沢部町厚沢部川上流

本地域においては大平川において模式的な露出がある。

分布 域内中央を南北方向に発達する沈降部（館盆地から木古内一知内にいたる沈降地域）を中心とする地域と、南西隅の膳棚川から上ノ沢川地域に発達分布する地域とがある。その分布面積は下位の木古内層と同程度に広い。

層序 本層は、下位の木古内層から引きつづく一連の泥質相を主とする地層で、その累重関係は整合である。最下部には黒雲母を含むデイサイト質の凝灰岩（瓜谷川凝灰岩層 Ut）が発達しており、その直下には地域によって厚さは異なる珪質な硬質頁岩層が存在し、凝灰岩層の上位には泥岩層が顕著に発達することから、この凝灰岩層を基底層とした。ただ、南東部の橋呉川地域などでは直下に硬質頁岩の発達がないところもある。

岩相・層厚 本層は渡島半島地域の標準層序とされている八雲層および黒松内層の代表的岩相の中間漸移的な岩相をなしている。すなわち、下位の硬質頁岩相と上位の塊状珪藻質シルト岩相との中間に発達する泥岩およびシルト岩を主体とする泥質相である。本層は岩相から、暗灰色泥岩および泥岩シルト岩互層を主体とする札苅部層（As₁）と、泥岩砂質シルト岩互層および砂質シルト岩からなる佐助沢部層（As₂ - As₃）に2分される。

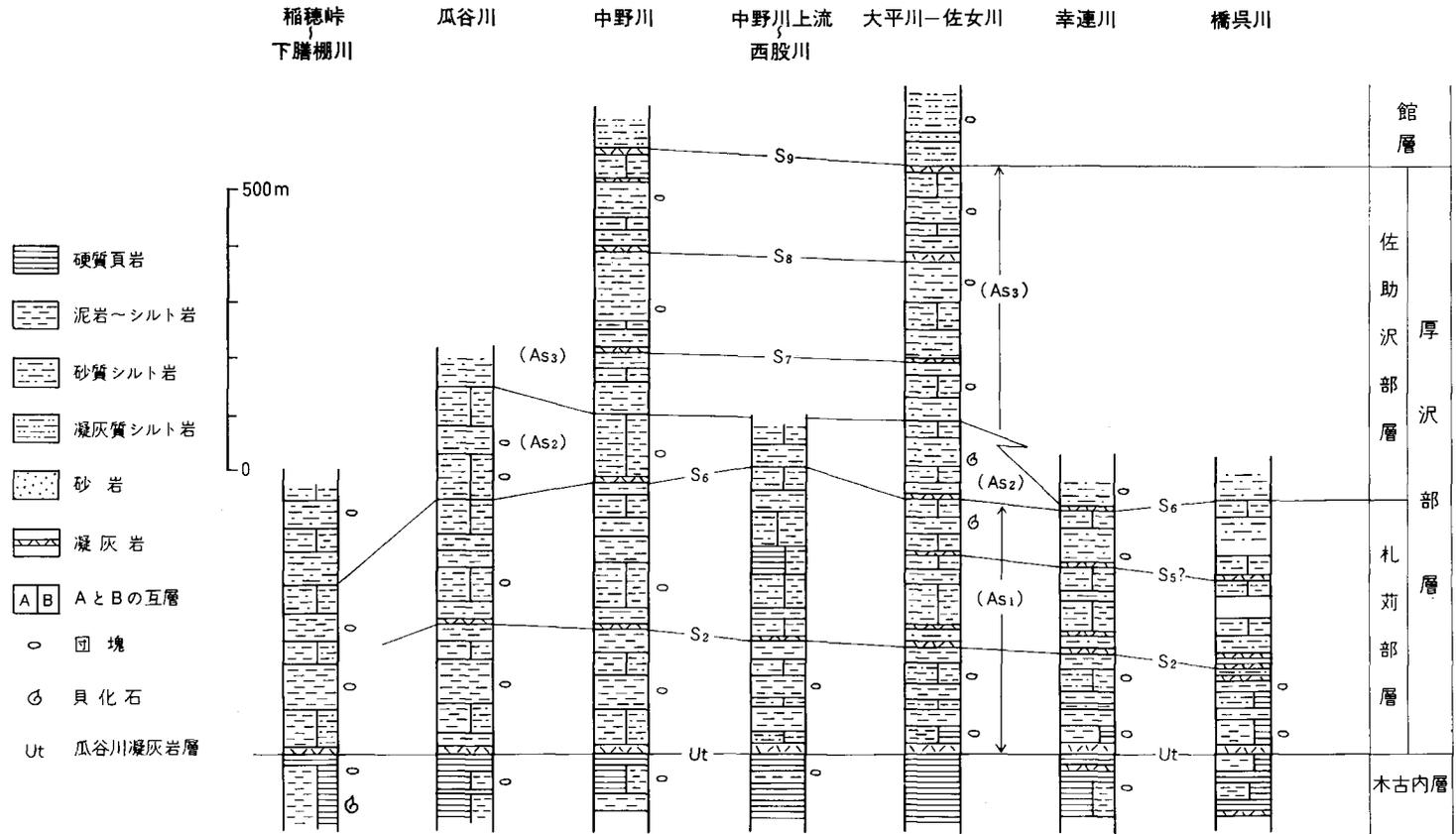
なおこのような2区分は、さきに秦・山口 (1969) によって知内一木古内一館地域で設定したものであるが、館堆積区と木古内堆積区では鍵層となる凝灰岩の発達状況も異なり、また、沈降部に厚く堆積したこれらの地層は、堆積盆地周縁部へ向って急激に薄くなると同時に岩相変化をすることがあって、それぞれの地域での境界はかならずしも同時面を示すものではない。

主な地域の岩相と層厚は第15図に示した通りである。

本層中には全般的に多くの酸性凝灰岩を挟有している。これらのうち広域にわたって連続して追跡でき、よい鍵層にしうるものも多い。とくに北部の館堆積区ではその発達がよく、基底をなす瓜谷川凝灰岩層を含めて札苅部層中に5層、佐助沢部層に5層認められている（石田ほか、1975）。南部の木古内堆積区では、その発達は多少悪く、鍵層として追跡できるものは札苅部層で2層、佐助沢部層で4層である。

本層の層厚は、木古内堆積区では瓜谷背斜部から木古内向斜部にかけての沈降量の最も多い地域で、約1,100 mを示す。西部地域には札苅部層も薄くなり全体として薄化している。なお、北部の館向斜部では上部の佐助沢部層がほとんど分布しないので明らかでないが、石田ほか (1975) の資料によると泉沢地域で1,400 m以上ある。

化石 *Makiyama chinanii* は全般的に多いが、札苅部層では比較的少なく、佐助沢部層には多量に含まれている。とくに砂質シルト岩層には密集して産することが多い。有孔虫化石は札苅部層のとくに



第15図 厚沢部層地質柱状図

暗灰色泥岩中から多く産出している。本地域では処理箇数が少なく *Spirosigmoilinella compressa*, *Martinottiella communis* を見出したにすぎないが、知内地域（山口，1978）および館地域（石田ほか1975）による本層準から産出する化石は、大局的に木古内層と酷似した *Spirosigmoilinella compressa* を伴う *Cyclammina-Haprophragmoides-Martinottiella* 群集といえるものである。

貝化石は稀ではあるが、幸連川下流の札苅部層中から *Macoma calcarea*, *Neptunea* sp. を、大平川中流の札苅部層上部から *Lucinoma acutilineatum*, *Macoma calcarea* を産出した。

なお、金谷・須鎗（1951）によって、大平川流域の本層準から *Lucinoma acutilineatum*, *Lucinoma* sp., *Natica* sp., *Solemya tokunagai*, *Venus*? sp., *Yoldia scapha* および *Yoldia* sp. の産出が報告されている。

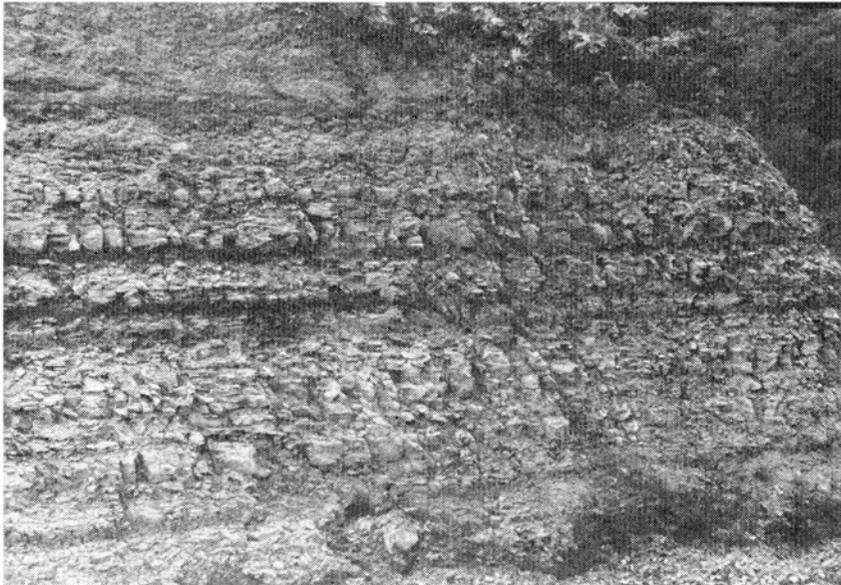
対比 本層は、泥岩・泥岩砂質シルト岩互層および砂質シルト岩を主体とし、下部の札苅部層中には硬質頁岩層を挟有することから、八雲地方の八雲統上部および黒松内統下部（長尾・佐々，1933 b, 1934）に対比されるものであろう。本層は金谷・須鎗（1951）の大平川層および大釜谷川層にほぼ相当し、三谷ほか（1965）の茂辺地川層の泥質岩相部層にあたる。また、本層は長谷川・松下（1965）の鯨川層上半部に相当し、江差地域の江差層上部（角ほか，1970）に対比される。

本層は岩相および産出化石から、東北日本秋田地域の船川層に対比できる。

札苅部層 (As₁)

本層の模式地は域内の幸連川下流から中流にいたる地域である。

分布は江差地塊および上磯地塊をそれぞれ取りまく形で発達する木古内層の上位にあつて、館向斜から木古内複合向斜部を形成して分布する地域と瓜谷背斜の西翼以西の西部地域とに大きく2分されている。



第16図 厚沢部層・札苅部層 (As₁) の泥岩シルト岩互層（膳棚川中流）

模式地では基底層をなす瓜谷川凝灰岩層の上位に、厚さ約30mの暗灰色のやや硬い塊状の泥岩とやや層理の発達する硬質泥岩の互層があつて、さらに上位には塊状で風化して細角ワレする暗灰色の泥岩が発達している。基底から約190mのところには鍵層となる厚さ4-6mの凝灰岩(S₂)が発達しているが、この間では塊状を呈する暗灰色泥岩が優勢である。凝灰岩S₂から佐助沢部層の基底層としている凝灰岩S₆までの岩相は、全体として砂質なシルト岩が多くなり、互層も暗灰色泥岩と灰色シルト岩との単層の厚さが10-15cmとやや厚くなっている。凝灰岩S₂の上下におけるこのような岩相の特徴は全域を通じて認められる。

なお、木古内層の硬質頁岩に近い珪質な板状互層は下部のところどころに薄層として認められる。まとまった厚さのものとしては、中野川流域でS₂の上位約120m付近に数10mの厚さで挟在する。

本層の厚さは、沈降域で450-500mあるが、西部地域では薄く300mからそれ以下となる。

凝灰岩は、淡灰色—淡青灰色を呈するデイサイト質凝灰岩で、細粒なものから軽石質粗粒なものまである。域内で鍵層とした凝灰岩は、館堆積区で6層(石田ほか、1975の表示番号と多少異なる)あつて、木古内堆積区では2層である。そのほか、幸連川付近ではS₂の上位約150mのところS₅に相当すると思われる厚さ3-4mの凝灰岩がある。

瓜谷川凝灰岩層(Ut)は、館地域(石田ほか、1975の凝灰岩S₁にあたる)から南隣知内地域(山口、1978)までよく連続して発達している。本層は第17・18図に示すように、例外なく下部には塊状の粗粒部をもち、上部へより細粒となるとともに、きれいな平行ラミナの発達する部分(第19図)に移りかわり、さらにその上位の最上部には極細粒(やや粘土質)で層状を呈する部分で構成されている。また、最下部には硬質頁岩および団塊など下位層から由来した礫あるいはブロックを含んでおり、さらに基底面は凹凸をなしていると同時に下位層を削っている部分も認められる。このような堆積構造は、木古内層中の大川凝灰質砂岩層と酷似したもので、海底を移動して堆積したことを示している。松田・中村(1970)は、水底に堆積した火山性堆積物の分類を行っているが、この凝灰岩層は、堆積様式の特徴から乱流堆積物(turbulent flow deposit)といえるもので、噴出—移動—堆積の環境区分を示す略号¹⁾によるとAWWあるいはWWWにあたるものと考えられる。

本層は淡青灰—灰白色を示し、粗粒部には黒雲母結晶を多量に含み、風化して黄褐色を呈する。

厚さは10m内外で層厚変化は少ない。

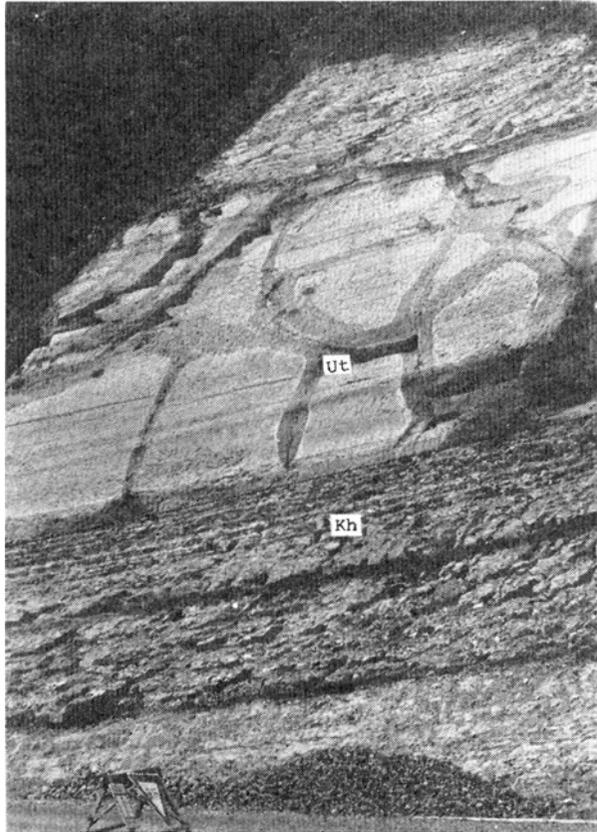
鏡下では、石英および斜長石を一樣にほぼ等量に含み、黒雲母を伴っている。粗粒な部分では軽石や堆積岩および火山岩の岩片も認められる。また一部には緑泥石が生成している。

凝灰岩S₁は、厚さ6m内外で、灰色—淡青灰色を呈し、石英・斜長石および多少変質した黒雲母を含んでいる。

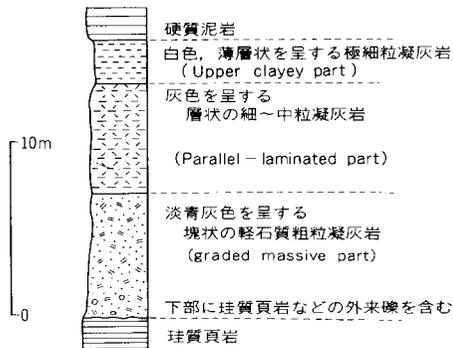
凝灰岩S₂は、厚さ4-6mで一般に中粒—細粒で淡灰色—灰色を呈する。鏡下では石英・斜長石のほか軽石粒や緑泥石粒が認められる。

凝灰岩S₃は、次郎沢で認められるもので、厚さ5m内外で、石英・斜長石および黒雲母が含まれている。

1) 松田・中村(1970)は、順番に①噴出の起こった場所(Aは陸上、Wは水底)、②粒子を運搬した媒質(Aは空気Wは水)、③堆積した場所(Aは陸上、Wは水底)とし、それぞれ略号を付して分類した。



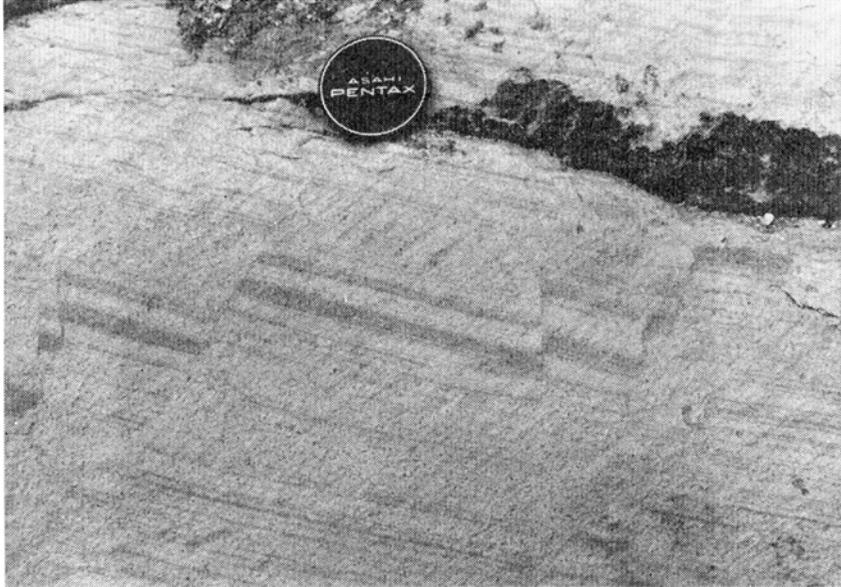
第17図 厚沢部層の基底部をなす瓜谷川凝灰岩層 (Ut) と木古内層最上部の硬質頁岩 (Kh) (稲穂トンネルの西方約1,200m)



第18図 瓜谷川凝灰岩層 (Ut) の堆積様式 (幸連川)

凝灰岩 S_4 は、厚さ4m内外で、灰色一灰白色を呈するガラス質細粒なもので有色鉱物は不明である。

凝灰岩 S_5 は、厚さ3-4mで、 S_4 と同様にガラス質で細粒である。下部の粗い部分には有色鉱物としては黒雲母が含まれている。



第19図 瓜谷川凝灰岩層 (Ut) 中部のラミナと小断層構造

佐助沢部層 (As₂ - As₃)

本層は、北部の館向斜芯部と南部の木古内複合向斜部および西部の膳棚向斜部との3カ所に分布する。本層の模式地は館地域の厚沢川支流佐助沢である。

本層は、砂質シルト岩を主とする岩相からなる。岩相の特徴からさらに下部の泥岩砂質シルト岩互層 (As₂) と、上部の塊状シルト岩層 (As₃) に2分される。本層の下部の互層は、泥岩も札苅部層のものより明るい色調となり、より砂質な感じのもので互層の単位も15-25cmとさらに厚くなっている。館向斜部と木古内向斜部では境界付近に鍵層である凝灰岩 (S₆) が発達しているため、これをもつて基底層とした。

鍵層となる凝灰岩層は、木古内向斜部で4層認められる。

本層の層厚は、木古内向斜部で最大で600m内外である。

泥岩砂質シルト岩互層 (As₂) の泥岩は暗灰色-灰色を呈し、風化すると淡灰色となりやや粗粒物が目立つものである。また砂質シルト岩は、風化すると層理面に直交する割目が発達し、やや大きな角片となって砕ける。また、風化面にはしばしば褐色の年輪状の縞模様のあらわれることがあり、一般に分級が悪く、炭質物や軽石粒を含んでいる。

基底層をなす凝灰岩S₆は、灰白-淡青灰色を呈する厚さ2-4mのガラス質細粒な凝灰岩である。風化して黄灰色を示し、鏡下では石英・斜長石・ガラスおよび黒雲母の破片が認められる。

本部層の厚さは、木古内向斜部で150m内外であるが、西部地域で200m内外と多少厚くなっている。

砂質シルト岩層 (As₃) の主体をなす砂質シルト岩は、暗灰色でやや硬く、炭質物・軽石粒および黒雲母片を含み分級が悪い。風化面では灰白色—灰色を呈し、砂っぽく塊状で割れ目が少ない。このような砂質シルト岩とより泥質な岩相と厚互層をなす部分を伴っている。なお、本部層最上部をなす凝灰岩 S₉ の直下には厚さ50 m以上の顕著な互層部が発達している。

鍵層となる凝灰岩は、木古内地区で3層認められる。

凝灰岩 S₇ は、厚さ4-6 mで灰色—灰白色を呈する。下部は軽石質粗粒で風化して黄褐色となる。石英・斜長石および黒雲母片を含んでいる。

凝灰岩 S₈ は、S₇ の上位180 m内外のところに発達している。厚さは佐女川地域で最大で30 m近くある。下部は黒雲母を多量に含む軽石質粗粒凝灰岩で、鏡下では石英・斜長石・黒雲母のほか角閃石の破片を伴っている。また、上部のガラス質細粒な部分には珪藻化石の破片が認められた。

凝灰岩 S₉ は、厚さ3-4 mで灰色—灰白色を呈する。一般に細粒ガラス質であり、破片状の石英・斜長石およびガラスからなるが、やや粗粒な部分では、軽石や火山岩片も含まれており、黒雲母の破片も認められる。

IV. 2. 4 館 層

命名 秦・山口 (1969)

模式地 桧山郡厚沢部町字館から四隅沢^{よすみ}にいたる厚沢部川本流

分布 木古内町本町西方の丘陵地に分布する。構造的には木古内向斜が南方へ開いて沈む位置にあたる。

層序 本層は、一般的には下位の厚沢部層の砂質シルト岩層から漸移する。佐女川から木古内川にいたる地域では、砂質シルト岩層の上部には厚さ30-50 mの泥岩砂質シルト岩互層が発達しており、さらに上位に約3 mの厚さをもつ灰白色の凝灰岩 S₉ があって、その上位に本層の層理に乏しい凝灰質シルト岩が発達している。本地域ではこの凝灰岩が良い鍵層となるので便宜上地層の境界とした。

岩相 本層は、主として帯緑灰色—灰色を呈する塊状の凝灰質シルト岩および珪藻質シルト岩からなり、灰白色のガラス質な極細粒凝灰岩の薄層を挟む。

シルト岩は、一般に分級が悪く、軽石粒・炭質物・細円礫および黒雲母片などを含んでいる。比較的粒度の粗い部分では、刷毛でなでたような斜交ラミナがしばしば認められる。大きな露頭では風化面は帯黄灰色を呈し、風化面に沿って剝理したり、大きな割れ目が発達している。

なお、木古内川以南から知内地域では全体的に幾分粗粒であって、風化して黄褐色—帯黄灰色を呈する軟かい砂質シルト岩および極細粒砂岩が多くなっている。

凝灰岩は、一般に灰白色—白色を呈するガラス質な極細粒（“磨粉様”）の凝灰岩で、厚さ数cmから数10cmのものが数枚挟在している。鏡下では細粒の石英・斜長石およびガラスからなり、稀に有色鉱物として黒雲母の破片を含むものが認められた。

層厚 本地域では上限は不明であるが、認められる範囲では200 m弱である。

化石 本層では下位の厚沢部層に顕著に含まれる *Makiyama chitanii* は稀にしか認められず、貝化石はほとんど産出しなかった。なお、隣接地域の本層準からは海棲の珪藻化石を普遍的に産出してい

る（石田ほか，1975；山口，1978）。

対比 本層は，塊状の珪藻質シルト岩を特徴としており，層序関係では南隣知内図幅の建川地域で鮮新世の瀬棚層に対比されるイデス川層（山口，1978）によって不整合におおわれることから，金谷・須鍬（1951）の渡島三ツ石層および三谷ほか（1965）の茂辺地川層上部にほぼ相当し，長尾・佐々（1933b，1934）の黒松内統上部にあたる。

IV. 3 溶岩円頂丘および岩脈

溶岩円頂丘および岩脈は，主として桧山層群を貫ぬいて分布する。地域的には，南西隅の尖岳付近と北東部の桂岳・不二山および厚沢部町一木古内町境界付近に，大きな溶岩円頂丘・溶岩台地および岩脈群をなして発達している。

これらは周辺の堆積岩類に熱変質をあたえたり，所によっては構造的変位をあたえている。

これらの岩石は，粗粒玄武岩・流紋岩・玄武岩・輝石含有角閃石安山岩および角閃石デイサイトなどからなり，貫入関係および岩質から前者は中新世に，後3者は鮮新世に活動したものと思われる。なお，溶岩円頂丘をなすものは角閃石デイサイトで，溶岩流をなすものは輝石含有角閃石安山岩および玄武岩である。そのほかの粗粒玄武岩・玄武岩および流紋岩は岩脈あるいは岩床をなしている。

IV. 3. 1 粗粒玄武岩 (Do)

本岩は，基盤岩の松前層群および上磯層群の堆積岩を貫ぬく小岩脈と，中野川西部で桧山層群木古内層に貫入する比較的大きな岩体をなすものがある。後者では一部岩床状をなし，岩体中にも珪化あるいは脱色した“硬質頁岩”や泥岩の薄層を挟んでおり，接する泥岩は脱色などの熱変質を受けている。

本岩は，帯緑黒色—暗黒灰色を呈する緻密堅硬な岩石（橄欖石含有輝石粗粒玄武岩）であるが，全体がやや粗粒で，風化すると砂岩様となることが多い。

鏡下では，斑晶としては斜長石および普通輝石からなり，稀に橄欖石を含む。斜長石は長柱状—短冊状で，大きさは0.5-1.3mm，比較的新鮮である。普通輝石はその多くが炭酸塩化あるいは緑泥石化されている。橄欖石は蛇紋石化あるいは炭酸塩化を受け，しばしばその周囲に単斜輝石が形成されている。

石基は，斜長石・単斜輝石および鉄鉱からなり，オフィテック組織を示す。斜長石は細粒で，単斜輝石は大半が炭酸塩化あるいは緑泥石化されている。

IV. 3. 2 流紋岩 (Ry)

本岩は，域内北東部の泉沢上流地域から東部にかけて岩脈として数多く認められる。貫入方向にはN-S方向のものとNE-SW方向の2系列がある。前者は東部地域に，後者は泉沢上流地域に多い。これらの岩脈の大半は，幅がせまく細長い貫入形態をなしているが，不二山を形成するものは規模が大きく形状を異にしている。

本岩は，風化して淡灰白色・淡紅灰色および淡褐黄色を呈するものなどがあり，岩質的にも斑晶の比較的に多いものから，ほとんど見当たらないものまであって外観は一様でない。なお，東部地域に発達す

る本岩には外来礫（泥岩など）を含むなど凝灰岩様のももある。とくに大釜谷川流域では木古内層の泥岩中に岩床状に幾本も貫入し、複雑な形態をなしている。この地域のもは、東隣函館図幅（三谷ほか、1965）において新第三紀最下位層の湯ノ沢凝灰岩層として取扱われているが、これは明らかに流紋岩岩脈である。

これらの岩脈は、岩質的に斜長流紋岩とネバダイト質流紋岩とに大きく区分できる。

斜長流紋岩

代表的なものとしては、不二山を形成する岩体であるが、後述する地域のもを除き大半は本岩に属する。

不二山を形成するものは、外観は灰白色から帯黄灰色を呈し、斜長石の斑晶を散含する斜長流紋岩で、流理構造を示すところが多い。

鏡下では、斑晶として斜長石および石英が認められる。斜長石は大きさ0.3-1.6mmで、比較的新鮮である。石英は少量で大きさは0.3-0.6mm、融蝕形をなしているものが多い。

石基は、新鮮なものではガラス・斜長石および稀に少量の雲母からなり、真珠状組織あるいは流理状組織を示すが、多くの場合脱ガラス化作用を受けて微粒状（微晶質）となり粒状の珪長質鉱物・斜長石および少量の絹雲母などからなる。

不二山岩体以外の斜長流紋岩岩脈では、量比は異なるが、斑晶は斜長石からなり、ときに少量のカリ長石および石英を伴うことがある。石基は、いづれも脱ガラス化作用をうけ微粒状組織を示すものが多く、珪長質鉱物・斜長石およびごく少量の雲母からなる。

ネバダイト質流紋岩

不二山岩体の西側（藤山ノ沢）と西股川支流ヒノキ沢上流部に認められる。外観は灰白色ないし淡黄灰色を呈し、塊状で石英の斑晶が多い岩石である。

鏡下では、斑晶として石英および斜長石が認められる。石英は大きさ0.5-2.0mmで、自形ないし半自形であるが、周辺が融蝕されているものも多い。斜長石は大きさ0.3-1.3mmで、炭酸塩化されているものが多く、かつ量は少ない。

石基は、脱ガラス化作用をうけており、粒状の珪長質鉱物と緑泥石様鉱物からなる。

IV. 3. 3 玄武岩 (Ba)

本岩は、域内東部の大釜谷川上流地域で木古内層を貫ぬいて分布している。本岩は、岩床状をなしているが、本流筋には数本の岩脈も認められる。また、北部の末端部では硬質頁岩や団塊をとりこみ、自破砕角礫岩様をなす部分も多い。周囲の泥岩は熱変質をうけて脱色あるいは珪化している。

本岩は、黒灰色—帯緑暗灰色を呈する緻密堅硬な岩石で、自破砕角礫様をなすものは一般に多孔質である。

鏡下では、斑晶として斜長石および普通輝石が認められる。斜長石は短冊状で、大きさは0.2-0.6mmで、炭酸塩化されているものも多い。普通輝石はその多くが炭酸塩鉱物に、また一部は緑泥石化されている。

石基は、小卓状の斜長石・粒状の単斜輝石および鉄鉱からなり、オフィテック組織を示す。

なお、岩脈をなすものの岩質は、多少粗粒ではあるが、岩床をなすものと同質である。

IV. 3. 4 輝石含有角閃石安山岩 (Ha)

本岩は、地域南西部の尖岳の西側に認められる。本岩は南隣知内地域の袴腰岳から延びる溶岩の北端部にあたる。このほか、域内北東部の西股川上流部にも本岩と同一岩質の小貫入岩が認められる。

外観は、青灰色—帯緑灰色を呈し、斜長石の斑晶が目立つ斑状構造を示し、ところによっては著しい変質を受けている。

鏡下では、斑晶として斜長石・角閃石および普通輝石からなる。斜長石は長柱状および方形をなし、大きさは0.2-1.6mmで、比較的新鮮である。角閃石は少なく、大きさは0.5-1.5mmで、周縁にしばしば粒状の鉄鉱および輝石が形成している。普通輝石は自形—半自形を呈し、比較的新鮮であり、輝石の量比はところによってかなり異なる。

石基は、斜長石・輝石・ガラス・鉄鉱・石英および少量のアルカリ長石からなり、やや粗粒の斑状組織を示す。

IV. 3. 5 角閃石デイサイト (Hd)

本岩は、北東部の桂岳・南東側山稜・湯ノ沢川—大当別川地区および域内南西部の尖岳に認められるもので、桂岳および尖岳は溶岩円頂丘状を呈し、尖岳では見事な柱状節理が発達している。なお、湯ノ沢川—大当別川にかけて発達する本岩は、標高531mの山頂から約250mの両河川に向かって流下した形態をもっていて、他の岩体と異った形をなしている。本岩は木古内層のほか、前述の斜長流紋岩岩脈を覆って発達している。

外観は、ともに灰色—暗灰緑色を呈し、大型の斜長石・角閃石および石英の斑晶が目立ち、粗粒の斑状構造を示している。

桂岳およびその周辺の本岩は、鏡下では斑晶として斜長石・角閃石および石英が認められる。斜長石は大きさ0.3-5.0mmで大型のものが多く、見事な累帯構造を示すものも多く含まれている。一般には新鮮であるが、変質を受けているものでは、大部分が炭酸塩化を受けている。角閃石の大きさは0.3-2.5mmで、新鮮なものでは淡緑色から緑色に変る弱い多色性があり、変質部では完全にオパサイト化されている。石英は大きさ0.3-3.0mmで大型のものが多い。

石基は、微細な粒状の石英・短柱状の斜長石・ガラス・少量の輝石および鉄鉱からなる等粒状組織を示す。

尖岳の本岩は、ほぼ同一の構成鉱物および組織を示すが、前者と比較すると斑晶の斜長石は大型のものが少ないことと角閃石は淡褐から褐色に変る多色性をもっている。

V. 新第三系の地質構造

本地域新第三系の地質構造は、第3図に示すように南北方向に配列する基盤地塊の昇降運動によって大きく支配されている。地塊運動と堆積盆地の変遷については秋葉ほか（1966）によってものべられて

いるが、本地域を含めた松前半島の新第三系の層序と構造運動の特性について、さきに秦（1973 a・b）は次のように述べた。すなわち、松前半島における新第三系は南北方向に配列する2列の基盤の隆起地塊の東西両側に形成された沈降部に厚く堆積しており、本地域の地質構造を特徴づける南北方向の断層や褶曲構造も、基盤地塊の差別的昇降運動と密接に関連して形成されたとし、さらに隆起地塊と沈降部にそれぞれ固有の名称をあたえた。

本地域はそれらのうち西側の江差隆起地塊東南部と東側の上磯隆起地塊西南部を含み、両地塊の間に形成された館一木古内一知内地域（館堆積区および木古内堆積区）にいたる南北方向の一大沈降部の中部地域にあたる。

本地域の地質構造を概観すると、西から江差隆起地塊周縁部褶曲地域・木古内断層・木古内複合向斜地域・大平川断層および上磯隆起地塊周縁部褶曲地域とに大きく分けられる。これらの主な褶曲および断層は、部分的に湾曲しているところはあるが、南北方向の構造をなしている。なお、これら南北方向の構造に斜交および直交する構造としては神明ノ沢断層・弥七沢断層および大釜谷川断層などの断層構造がある。

江差隆起地塊周縁部褶曲地域は、主として地塊東南部の木古内堆積区西部を占める桧山層群の発達する地域である。大きな褶曲構造としては、東から中野川背斜・瓜谷向斜・瓜谷背斜・鹹川向斜・鹹川背斜および膳棚向斜などがある。このほか、弥七沢断層南部・膳棚川下流部および上ノ沢川支流澄川にそれぞれ規模の小さい南北性の褶曲構造が認められる。

瓜谷背斜は、江差隆起地塊東部の南方延長部にあたり、瓜谷川流域から南隣知内地域にかけて約15 kmの延長をもつ大きな背斜である。背斜西翼部は一般に20°内外の傾斜をなしているが、東翼は50-80°と急傾斜しており、西緩東急の非対称型褶曲である。なお、瓜谷川中流では東西方向の断層で切られていて、その北方では瓜谷向斜との間に小さい褶曲構造が生じている。

中野川背斜は、江差隆起地塊の東縁部に形成された褶曲構造の1つで、南部は木古内断層によって切られている。南北性で西翼部の傾斜は40°内外、東翼は50-80°と急傾斜をなす非対称型褶曲である。

瓜谷向斜は、中野背斜と瓜谷背斜の間に形成された幅の狭い向斜構造で、中野背斜と同様に南部は木古内断層によって切られている。この向斜では西翼が50°以上の急傾斜を示し、東翼は24-40°と緩い。

鹹川向斜は、トンガリ沢上流部から神明ノ沢川にかけて発達する南北性の褶曲で、稲穂峠以北ではNW方向へ湾曲している。向斜軸付近における傾斜は、東翼で5°内外、西翼で10-20°とともに緩い。なお、南部のトンガリ沢では弥七沢断層によって切られている。

鹹川背斜は、鹹川向斜の西方約1 km付近に並列して形成されている。東翼の傾斜は10-15°、西翼部は10°内外の緩い背斜を形成しているが、稲穂峠南部の西翼部では30-40°と局所的に急傾斜を示すところがある。

そのほかの小褶曲構造は、いづれも翼部の傾斜は緩く、最大でも20°内外で多くは10°以内を示している。

木古内断層は、北部の次郎沢上流から中央部の中野川中流部を南北方向に通じ、多少湾曲しながら知内地域の涌元西方まで達する延長約30 kmにおよぶ大断層である。この断層は江差隆起地塊の東縁をかくする断層であって、中野川上流の西股川で断層面は高角度（80-85°）で西に傾斜し、江差地塊の松前

層群が東に衝上する逆断層で、下盤側の木古内層は75-80°で逆転している。この南方、中野川から瓜谷川流域および北方の木古内越沢流域における断層の西側には、褶曲を伴いながらも東に傾く急傾斜帯が形成されていて、それぞれ東側のより新しい地層と接している。なお、西股川流域では東側に副次的な断層が形成されている。落差は西股川上流地域で最大で2,000m近い。なお、南部の木古内川地域では落差はそれほど大きくない。

木古内複合向斜地域は、西の木古内断層と東の大平川断層との間を占める地域である。北部は館向斜部にあたるが、その南は江差・上磯隆起地塊との狭さく部となり、一たん盛り上り、さらに南方では再び南に開いた複合向斜構造をなしている。すなわち、この地域内には東股川および中野地域では木古内向斜の西側に南北性の褶曲構造が発達している。これらの褶曲の傾斜は急なところもあるが、底の平坦な複合向斜構造をなしているものとも解される。

大平川断層は、大平川入口から中野川上流東股川を経て泉沢流域にいたる断層で延長は20km近くある。この断層は木古内複合向斜地域と上磯隆起地塊西縁部との境界をなす断層で、北半部は木古内断層の東にほぼ平行して形成されている。南部では東側落ち、西側上りで断層面は急角度で東へ80°内外傾斜している。落差は南部で100m内外、中部では200-300m程度である。

上磯隆起地塊周縁部褶曲地域は、大平川断層以東の地域で、ここでは大きな褶曲構造は少なく中野川支流西股川上流地域・幸連川東部地域・亀川北東部地域および北東隅の西股川上流地域に延長が短かく、緩傾斜を示す小規模の背斜および向斜が形成されているにすぎない。これらの褶曲は一般に両翼の傾斜は10-20°程度の直立した軸面をもつ対称型褶曲で、軸の長さも短かいものが多く、末端では完全に開くかプランジして消える。

このほか、北東部に貫入する流紋岩岩脈は、館地域から東隣函館地域にかけて南北方向に連なる帯をなしており、構造的にも注目される現象である。

南北性の褶曲および断層構造に斜交あるいは直交して発達する断層は、南北性の構造を切っており後期に形成されたものといえる。主なものとしては、大釜谷川断層・弥七沢断層および神明ノ沢断層などがある。これらの断層はいずれも落差は小さい。

大釜谷川断層は、大釜谷川流域からNW-SE方向で亀川上流を通り、茂辺地川支流場ノ沢川に達する。断層面は北東へ約80°傾斜し、北東側が100m内外落ちこんだ正断層である。

弥七沢断層は、弥七沢上流部からNE-SW方向で木古内川へ入り、東西方向に転じて木古内断層に達する。この断層が木古内断層を切るかどうかは沖積層下に伏在するので不明である。断層面はほぼ直立しており、垂直的な落差は不明であるが、断層南側の地層は200-300m西へずれている。

神明ノ沢断層は、ヨビタラシ沢から神明ノ沢川・中ノ沢川および下ノ沢川を横切り桧内沢川に達するNW-SE方向の断層で、その延長は10数kmある。断層面はほぼ直立しており、南西側が100m余落ちこんでいる。

新第三系の堆積および構造形成に重要な役割りを果している“地背斜”状隆起地塊は、個々の地塊の形は異なるが一般に東および西側は急傾斜帯または断層でたがいに相接し、南および北側は比較的徐々に新第三系の下に没している。なお、隆起地塊は、現在は急峻な山地になっているが、上磯地塊では南東部のかなりの部分が桧山層群によっておおわれており、江差地塊でも本地域でみられるように南東部

は、福山層および桧山層群下部に薄くおおわれているほか、山地の内部でも福山層の削り残しを見ることがある。

以上のことから、本地域の隆起地塊は、ドーム状というよりは、主として箱型の上昇によって形成されたと考えられる。

VI. 第四系

本地域に分布する第四系は、海岸段丘堆積物・河岸段丘堆積物・沖積層・湿原堆積物および砂丘堆積物からなる。

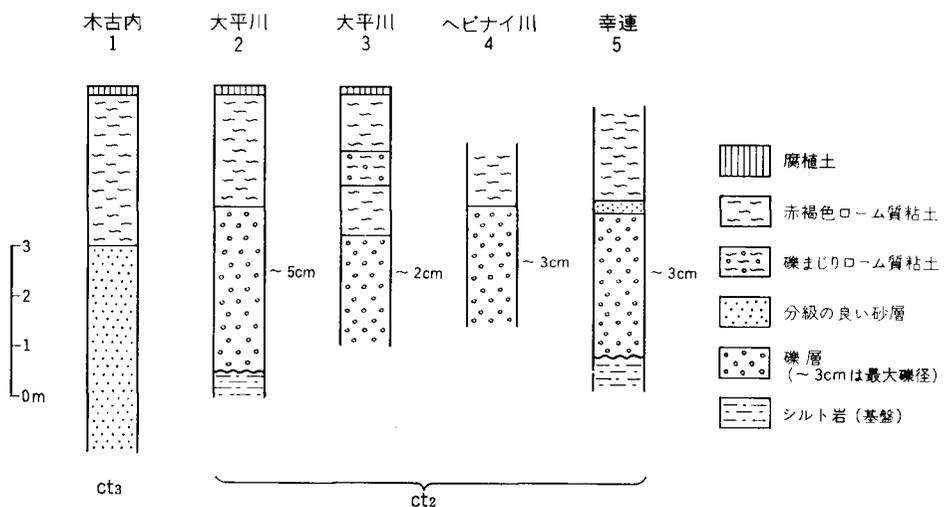
VI. 1 海岸段丘堆積物

木古内から幸連にいたる海岸地域には、標高40m前後・20-30mおよび10-15mを示す3段のほぼ平坦な地形面が認められる。これらをそれぞれ海岸段丘堆積物 ct_1 ・ ct_2 および ct_3 として地質図上に表現した。なお、 ct_1 および ct_2 の境界は段丘崖などなく、緩斜面を経て漸移している。

ct_1 面は、幸連の山寄りに分布するもので、標高は40m前後で、瀬川（1959）の区分による三ッ石面に相当するものである。 ct_2 面は、幸連から木古内町佐女川にいたる間に分布し、南隣知内地域（山口，1978）の ct_1 に対応する。 ct_3 は佐女川以南に分布する段丘面で、知内地域の ct_2 に相当する。

ct_1 面（三ッ石面）の堆積物は、本地域内では明らかでないが、瀬川（1959）によると泉沢以東で礫層は1-3mで、その上にローム層（ローム質粘土）が1-4m乗っているようである。

ct_2 面は、標高20-30mで、基底高度は幸連地区の約10mから西方へ低下し大平川地区では5m内



第20図 海岸段丘堆積物 (ct₂ および ct₃) の柱状図

外である。堆積物は第20図に示すように4地点で観察したのみであるが、砂礫層の厚さは3-3.5mで、礫種は基盤岩のチャートおよび粘板岩と桧山層群の硬質頁岩および泥岩を主とし、円磨度は比較的よい。まとまった砂層は幸連地区の上部に認められるが厚さ20cm程度と薄い。

ct₃面は、標高10-15mの平坦面をなすもので、南方知内地域に広く発達するものの一部である。基底高度は木古内地区では沖積面下にあり、堆積物は第20図に示されるように分級のよい砂層からなり、厚さは4m以上認められる。

なお、これらの段丘堆積物の砂層あるいは礫層の上位には例外なく黄褐色ないし赤褐色を呈するローム質の粘土層が発達している。

VI. 2 河岸段丘堆積物

域内西部の天ノ川流域には2段の良好な河岸段丘が発達している。このほか、東部の中野川・木古内川および亀川流域にも発達しており、それぞれ堆積物が認められる。

rt₁段丘は、湯ノ岱地域の天ノ川兩岸に認められるもので標高80-95mの平坦面を形成している。堆積物基底面と現河床面との比高は20m以上ある。

堆積物は、厚さ2-2.5mの礫層を主体とする砂礫層からなり、上部に粘土を挟んでいる。砂礫層の礫は淘汰が悪く、円磨度も低い。礫種は主として松前層群に由来する古期岩の礫と新第三系の泥岩・硬質頁岩および安山岩などからなる。

rt₂段丘は、天ノ川支流上ノ沢川流域に発達するものが代表的なもので、標高60-160mにおよぶ北方（下流方向）へ緩傾斜した面を形成している。この段丘は基底面と現河床との比高が10m内外で、天ノ川流域でこの段丘に相当するものとして、神明ノ沢川下流部および膳棚川下流部で認められる。また、東部地域の木古内川下流・中野川下流および亀川中流地域に認められる段丘は、この時期に形成されたものと思われる。なお、この段丘は南隣知内地域の河岸段丘堆積物V（rt₅）に相当する。

堆積物は、天ノ川流域では比較的厚く、厚いところで4m内外ある。主として分級の悪い砂礫層からなるが、場所によっては粗大なものから細粒にいたる成層したものの繰りかえし（数サイクル）からなる堆積物も認められる。

中野川下流部では、下部から厚さ2.5mの礫層、約1mの縞状シルト質粘土、約2mの礫層および1.5mの縞状粘土などが認められた。

砂礫層の礫種は、各河川流域の地質をよく反映しており、上ノ沢川・膳棚川・木古内川および中野川流域では大半が桧山層群の泥岩などからなり、神明ノ沢川および亀川流域では古期岩や福山層の安山岩の礫なども多く含んでいる。

VI. 3 沖積層

沖積層は、各河川流域に発達しているが、規模としては流域が大きい木古内川および中野川流域に広く分布する。堆積物は、流域の地質を反映した砂礫および粘土などからなっている。

VI. 4 湿原堆積物

湿原堆積物は、木古内から知内地域の海岸線に沿って発達する小規模な泥炭層で、本地域では木古内川南部にその一部が分布している。

泥炭層は、瀬尾ほか（1970）によると、木古内から知内町涌元にいたる海岸線に沿って発達する砂丘の内側にできた沼沢地に、湿地性植物が繁茂枯死し、これを埋積して形成されたもので、泥炭層中には河川の氾濫による土砂をまじえているようである。本地域では低位泥炭層に属し、ヨシを主体としハンノキおよびゼンマイを含んでいる。厚さは確認されていないが80 cmを越えるとされている。

VI. 5 砂丘堆積物

木古内町大平から南方知内地域にかけての海岸線には、幅5-10 m、高さ最高9mで一般に5-6mの浜堤状の砂丘が発達している。砂丘砂は、細粒から中粒の良く淘汰された砂からなっている。

なお、木古内川以北の砂丘は、現在市街地造成および道路工事による破壊と一部骨材資源として搬出されるなど、その原形をとどめていないので地質図では省略してある。

VII. 応用地質

本地域には、鉱産物資源としてかつて稼行されたものとしては褐鉄鉱があり、試堀および探鉱の対象となったものとしては硫化鉄鉱およびマンガン鉱がある。

このほか、微弱な油徴と温泉および冷泉があり、また、山間部の新第三紀桧山層群分布地域には、防災および治山上留意しなければならない地り地域が点在している。

VII. 1 硫化鉄鉱鉱床

大平川上流に分布する中生界の上礫層群（K₆）のチャートを母胎として発達する小規模な硫化鉄鉱鉱床で、かつて鉱石を搬出したとのことであるが明かでない。この鉱床についての詳細は矢島・番場（1971）によって報告されている。

矢島・番場（1971）によると、鉱床はチャートを母岩とし、延長数mないし30mほどのレンズ状あるいは塊状のものが4鉱体あって、鉱石の品位はFe34-38%で、Fe40%以上のものは見当たらないよ

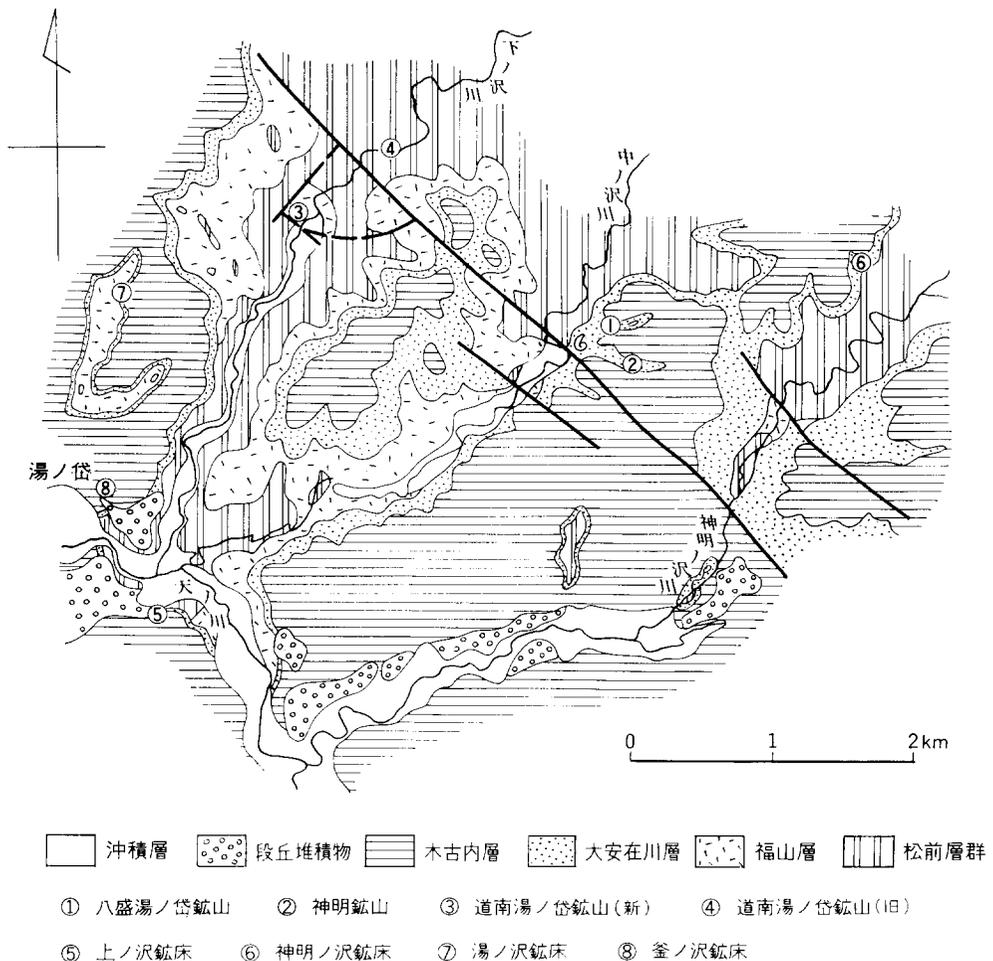
うである。

なお、鉄鉱の生成に関しては、母岩のチャートの一定層準に胚胎していた堆積性の塊状ないしレンズ状鉱体（土状の赤鉄鉱・菱鉄鉱および鉄石英）が、新第三紀に形成された北北西から南南東に走る剪断面を通過して上昇してきた熱水溶液の影響によって、鉱石の一部が磁鉄鉱化あるいは黄鉄鉱化したものと判断されている。

VII. 2 褐鉄鉱鉱床

褐鉄鉱鉱床は、第21図に示されるように上ノ国町湯ノ岱から神明ノ沢川にかけて分布し、齊藤ほか（1955）の鉱床調査報告によると本地域内には8ヵ所存在する。

齊藤ほか（1955）によると、これらの鉱床は主として新第三紀の頁岩（木古内層にあたる）を上盤と



第21図 褐鉄鉱鉱床分布図（鉱山位置は齊藤ほか，1955による）

して不規則層状をなす交代性の鉱床で、鉱石は褐鉄鉱・赤鉄鉱および針鉄鉱が普通で、湯ノ沢鉱床の一部にはマンガン成分に富んだものが見られ、域外の木村湯ノ岱鉱山では含マンガン赤鉄鉱・重晶石および黄銅鉱などを伴うとされている。

各鉱山および鉱床の概略を齊藤ほか（1955）ならびに工業技術院地質調査所（1967）をもとにし、地層名など一部補足説明を加えて示す。

八盛湯ノ岱鉱山

中ノ沢川中流の東側に位置し、現場の標高は130-150 mである。鉱床は第22図に示されるように、新第三系の大安在川層と木古内層の頁岩層との間に胚胎する鉱層で、主として褐鉄鉱からなるが、赤鉄鉱・針鉄鉱および菱鉄鉱を伴っている。鉱床中には頁岩の変質したと思われる粘土層をレンズ状に挟むほか、しばしば外観暗褐色のきわめて堅硬な団塊状の鉱石が含まれている。この団塊は石英を伴った針鉄鉱ないし赤鉄鉱からなり、明らかに熱水液の影響によるものであろうと述べられている。

鉱床の厚さは1-3mで、昭和29年の調査時における鉱区内の推定および予想可採鉱量は、34,000tとされている。鉱石品位の分析結果は第6表の通りであるが、塊状鉱ではFe50-57%程度で、粘土を挟んだ部分もしくは粉状鉱ではFe40-50%である。

本鉱山は、昭和28年に日鉄中央機械製作所によって採掘が始められ、昭和29年までに2,000t余の出鉱をみたが間もなく休山となった。

神明鉱山

前述の八盛湯ノ岱鉱山の東側延長部にあたり、鉱床は同一形態を示している。本鉱山鉱区内の推定鉱量は、おおよそ43,000t見込れるが、表土がかなり深くなること（厚いところでは10mを超える）と、鉱層中にはレンズ状の粘土を多く挟み鉱石品位低下などの難点がある。

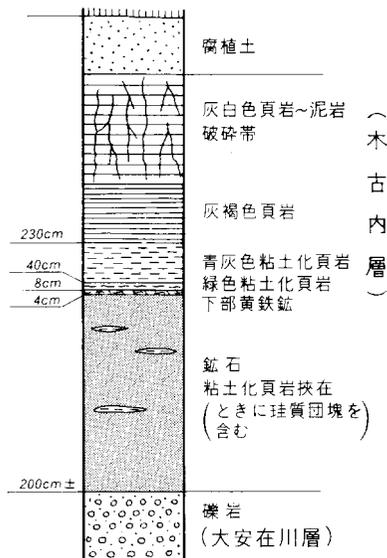
本鉱山は、昭和28年に諏訪鉱業開発K. K. と野村鉱業によって探鉱と剝土作業が行われ、約3,000tの採掘貯鉱をみたが、品位の低下と表土が厚いため昭和29年に休山となった。

道南湯ノ岱鉱山

下ノ沢川中流西側に位置し、新現場鉱床と旧現場鉱床の2ヵ所にある。

新現場地域は、松前層群のチャートを不整合に覆って福山層の凝灰岩があり、その上位に河岸段丘礫層が発達している。鉱床はチャートの上と福山層と段丘礫層との間に胚胎しており、沈殿性の褐鉄鉱—赤鉄鉱床でときに植物の印痕が残っている。鉱石品位は第6表に示されるように、暗褐色硬質鉄でFe54%、SiO₂1%ぐらいであるが、褐色鉄ではFe50%前後、さらに粉状となれば品位は低下する。

旧現場鉱床は、チャートおよび粘板岩上に発達し、交代性の不規則な赤鉄鉱および沈殿褐鉄鉱からなり、鉱体の下部にはときに硫化鉄が鉱染している。鉱石品位にはかなり差があるが、大体Fe45-55%



第22図 旧八盛湯ノ岱鉱山の鉱床模式柱状図
(齊藤ほか, 1955に一部加筆)

第6表 褐鉄鉱石の分析表

齊藤ほか(1955)による。(分析者: 狛 武)

旧鉱山名	試料採取箇所	Fe %	SiO ₂ %	Mn %	備 考
八盛湯ノ岱鉱山	第 1 現 場	50.16	8.48		層厚 2m の平均
〃	第 2 現 場	45.25	22.20		黄褐色粉鉱
〃	〃	54.69	7.80		暗褐色緻密鉱
〃	第 現 3 場	54.11	6.00		層厚 1.6m の平均
神 明 鉱 山	中央部付近	53.96	8.22	0.014	層厚 3m の平均
〃	最西部付近	55.46	5.00		層厚 1.2m の平均
〃	最北部付近	38.80	29.68		塊鉄質部
〃	最南部付近	41.69	16.60		層厚 1.6m の平均
道南湯ノ岱鉱山	新採鉱現場	47.66	9.08		褐色軟質褐鉄鉱
〃	〃	54.01	0.96		暗褐色硬質褐鉄鉱
〃	旧採鉱現場	49.87	8.22		層状褐鉄鉱
湯ノ沢鉱山	最北東部	45.64	18.28		層厚 1.2m の褐鉄鉱—赤鉄鉱
〃	中 央 部	60.69	3.20	0.469	層厚 1.2m の堅硬質赤鉄鉱
〃	南 西 部	9.15	5.54	3.921	層厚 1m の酸化マンガン鉱
釜ノ沢鉱床		29.94	53.64		
上ノ沢鉱床		36.87	37.40		
神明ノ沢鉱床		22.14	59.86		

程度である。

昭和29年に道南鉱業株式会社によって開発され、新・旧現場を合せて3,000tあまりの出鉱をみたが、間もなく品位が低下し休山となった。

湯ノ岱鉱山

湯ノ岱市街地の北の湯ノ沢中流に位置し、鉱床露頭は標高110-160mの間の山腹にある。鉱床は福山層の凝灰角礫岩と大安在川層の礫岩および木古内層の頁岩との間に胚胎する。各露頭とも延長10m前後で層厚は1-2.5mである。上位層準では概して鉄分が多く下位ではマンガン成分が多くなる傾向がある。鉄鉱石は赤鉄鉱・針鉄鉱および褐鉄鉱で、マンガン鉱石は菱マンガン鉱の酸化したと思われる酸化マンガン鉱である。

本鉱山は、昭和28年から29年にかけて探鉱されたが、出鉱されなかったようである。

釜ノ沢鉱床・上ノ沢鉱床および神明ノ沢鉱床

釜ノ沢鉱床は松前層群の粘板岩中の不規則塊状の交代鉱床と考えられるもので、鉱石は堅硬質の赤鉄鉱および針鉄鉱を主とし褐鉄部を伴っている。鉱石品位は第6表に示されるように低く、鉱床の規模も小さい。

上ノ沢鉱床および神明ノ沢鉱床はいずれも木古内層の頁岩を上盤とし、下盤を大安在川層の礫岩および砂岩とする交代性の褐鉄鉱床であるが、鉱床の規模も小さく、品位も低く、開発の対象にならない。

Ⅶ. 3 マンガン鉱

マンガン鉱床は、本地域北東部の西股川上流地域から木古内町中野川上流地域にかけて広く鉱化帯をなして認められる。本地域の詳細な鉱床調査は土居ほか（1968）によって報告されている。

土居ほか（1968）によると、鉱床は基盤の上礫層群および新第三紀の桧山層群中に発達する剪断帯にそって胚胎するブラウン鉱・パイロルース鉱および菱マンガン鉱を主要構成鉱物とする裂罅充填鉱床であるという。

剪断帯はN50-80° E方向とN10-25° W方向の二系統が発達しており、これらの剪断帯にそって珪化作用や粘土化作用などの鉱化変質が行なわれ、その変質岩中に鉱脈が形成されており、ヒノキ沢上流地域では黄鉄鉱を主とする硫化鉱物の鉱脈と、酸化マンガン鉱を主とする鉱脈があり、西股川地域では酸化マンガン鉱を主とする鉱脈と菱マンガン鉱を主とする鉱脈が発達している。これらの鉱脈の形成を総合してみると、形成順序は閃亜鉛鉱・方鉛鉱—ブラウン鉱・重晶石脈—菱マンガン鉱脈（酸化マンガン—パイロルース鉱脈）であると報告されている。

露頭における鉱床の規模は小さく、ヒノキ沢上流地域に発達している鉱化帯には潜頭鉱床の存在する可能性が予想できるようであるが、規模の大きな鉱床を期待することはできないようである。

なお、西股川支流藤山沢上流部の上礫層群中の鉱脈について、不二鉱山として試掘されたが、出鉱をみなかったようである。

Ⅶ. 4 油 徴

幸連川川口から約2.3km上流の左岸に露出する木古内層の硬質頁岩の割れ目から、黒色ピッチ質の原油の滲出が認められた。この地点は、南北方向の軸をもち北方へ延びた背斜部末端にあたり、さらにすぐ西側には北北西—南南東方向の断層の存在が想定されており、これらの地質構造に関連したものと考えられる。

なお、隣接する函館圏幅内の釜谷—泉沢地域には泉沢油田と呼ばれる石油徴候（油徴およびガス徴）があり、かつて探査試錐も行なわれている（長尾ほか、1959；三谷ほか、1965）。

Ⅶ. 5 温泉および冷泉

本地域内における温泉は、上ノ国町湯ノ岱東方の中ノ沢川入口上流の天ノ川河岸に湧出する。このほか、北海道立地下資源調査所（1976）によると、温泉該当未確認泉として上ノ国町内の鹹川温泉（鹹川上流、炭酸泉）と、木古内町内のヨビタラシ温泉（トンガリ沢中流、硫黄泉）が報告されている。

冷泉は、主として桧山層群の分布地域で多く認められ、硫黄泉・炭酸泉・食塩泉および含鉄泉系統のものがある。これらのうち、利用されているものとしては、亀川中流域のものと木古内川中流域の2カ所のみである。

第7表 天ノ川鉱泉の泉質およびガス分析表

(分析：狛 武)

pH	RpH	free CO ₂	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	H ₂ S	SiO ₂	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Mn ²⁺	Na ⁺	K ⁺	KMnO ₄ 消費量
5.8	8.2	1177	859	2740	82.7	0.0	17.8	376.4	63.6	1.5	1600	380	12.0

(mg/l)

(分析：永田松三)

He	H ₂	O ₂	N ₂	CH ₄	CO ₂
0.002	0.001	0.10	5.59	0.02	94.29

(vol. %)

中ノ沢川入口に湧出している温泉は、長谷川・松下（1965）によると、松前層群の粘板岩と福山層の変質安山岩が接する断層（N40°Eの走向でNW方向に60°傾斜）面から湧出しており、湧出量は毎分7-8lで、泉温は25℃の微温泉である。なお、泉質は不明である。

利用されている亀川中流域の冷泉は、木古内層の硬質頁岩中から湧出しているもので、湧出量は毎分2-3l程度である。泉質は明らかでないが、硫化水素臭があり硫黄泉系統のものと思われる。なお、この冷泉は調査当時地元において浴用として利用されていた。

木古内川中流域（木古内町字大川）の冷泉は、地元民家において浴用などに利用されているもので、湧出場所は第四紀の氾濫原堆積物上に2ヵ所ある。いずれも湧出量は毎分1l程度で小規模なものである。泉質は食塩泉系のもので硫黄泉系のものであり、後者では時々不燃性のガスを伴っている。

このほか、利用されていないか、泉質およびガス分析がなされたものとして、中ノ沢川入口より上流の天ノ川河岸の鉱泉がある。

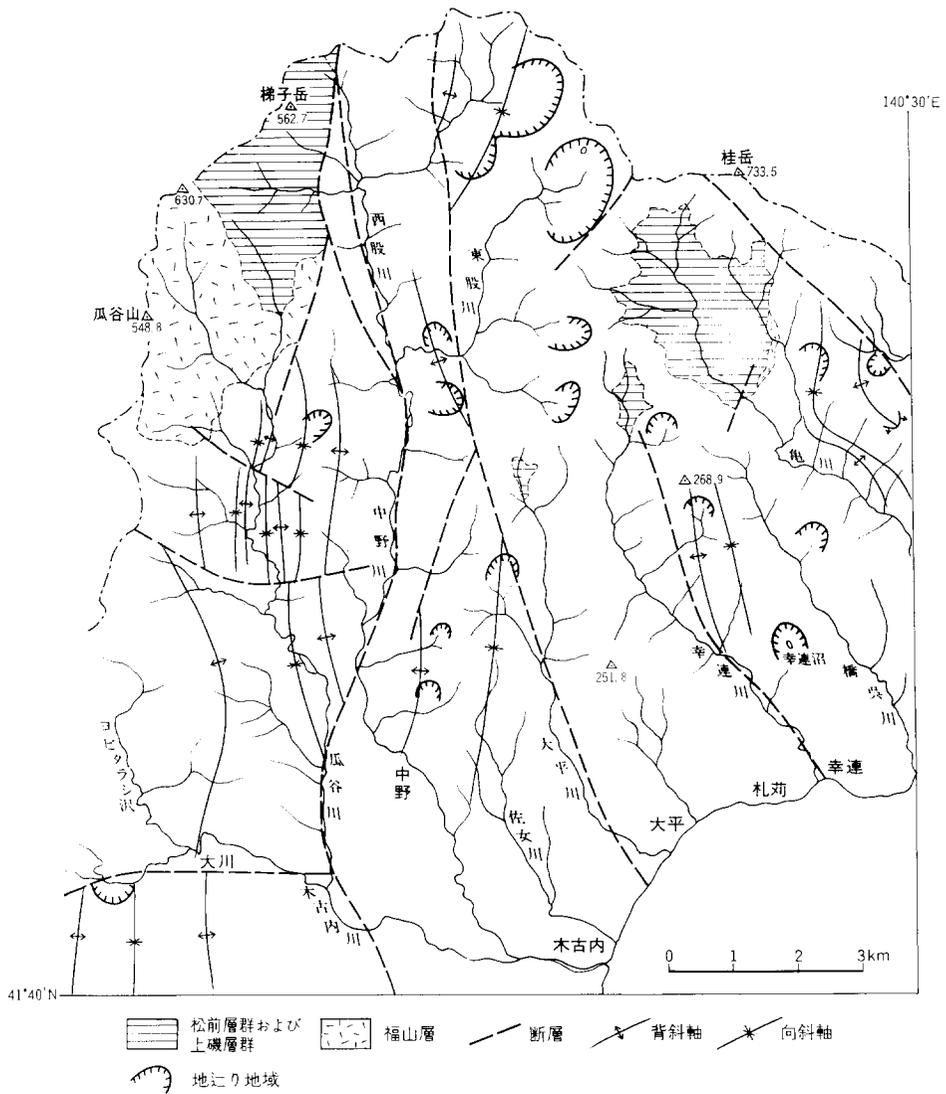
この鉱泉は、中ノ沢川入口から約250m上流の天ノ川河岸にガスを伴って湧出しているもので、湧出量もガス量も少量である。泉質およびガス分析は地質調査所ヘリウム特研グループが行ったもので第7表の通りであるが、この分析値は未発表である。

なお、同グループの現地調査時（昭和48年9月）における泉温は18.1℃である。

Ⅶ. 6 池 じ り

本地域には、防災および治山上留意しなければならない地じり地域が存在する。地じり地域は、第23図に示すように木古内町内の特に桧山層群の木古内層および厚沢部層が広く分布する山間部に地形的に認められる。これらのうち、中野川東股川上流部・亀川上流部および幸連北方のものでは、小さな湿地あるいは沼（幸連沼）が形成されており、過去に地じりが起きたことが地形図から明瞭に判読できる。

地じりの発生要因としては、木古内層の硬質頁岩や厚沢部層札苅部層の泥岩および泥岩シルト岩互層中に挟在する多くの細粒凝灰岩あるいは軟質泥岩が、地表水の滲透によって容易に粘土化し、滑材となって傾斜面に沿って滑動するものと考えられる。地じり地形の形成地域は、多くの場合地質構造（褶曲および断層）と関連があり、さらに山地の傾斜面と地層の傾斜面との関連（ケスタ地形を形成）も重要な要素と思われる。すなわち、構造的なものとしては第23図に示されるように、背斜および向斜構造軸



第 23 図 地入り地形分布図

部で地層の傾斜角が $10-30^\circ$ の緩傾斜面に形成されている場合が多い。

これらの地入り地域は、現在明らかに滑動しているものはないが、長雨あるいは集中豪雨など条件によっては容易に再動することが考えられる。したがって、伐採および林道開鑿など人工的な条件を加えるにあたっては、地入り地形に充分留意し、地入りの誘発を未然に防止するよう注意する必要がある。

文 献

- 秋葉 力・藤江 力・松井 愈・岡部賢二・酒匂純俊・魚住 悟 (1966) 北海道西南部における
火成活動と地質構造. 地団研専報, no. 12, p. 16-24.
- 青木ちえ・吉田 尚 (1974) 北海道松前半島から産出した石炭紀コノドント. 地質調査所月報,
vol. 25, p. 237-289.
- 青柳宏一・佐藤富人・風間利栄 (1970) 秋田油田地域における炭酸塩岩の分布とその成因. 石油
技術協会誌, vol. 35, p. 67-76.
- 浅野 清 (1939) 日本鮮新世化石有孔虫群 (予報). 地質学雑誌, vol. 46, p. 155-166.
- 土居繁雄・渡辺 順・二間瀬 洌・佐藤 巖 (1968) 上磯郡木古内町中野川上流流域および上磯
町西股川上流流域のマンガン鉱床. 北海道地下資源調査資料, 北海道開発庁, no. 114,
p. 1-15.
- 福富忠男 (1932) 北海道有用礦産物調査報文, (第2報) 渡島支庁管内松前郡東半部, 上磯郡全部,
亀田郡西一部. 北海道工業試験場報告, no. 34, p. 1-74.
- 長谷川 潔・松下勝秀 (1965) 上ノ国村の地質. 上ノ国村, 40 p.
- 橋本 亘 (1958) 20万分の1北海道地質図説明書. 北海道立地下資源調査所, p. 1-26.
- 秦 光男 (1973a) 松前半島の新第三系と地質構造の特性. 日本地質学会第80年学術大会講演要
旨, p. 40.
- (1973b) 北海道渡島半島南部の新第三系の層位学的研究. 東北大学理学部地質学古生物
学教室, 博士論文 (MS).
- ・山口昇一 (1969) 北海道西南部における *Operculina* の層位学的位置. 日本地質学会
第76年学術大会総合討論会「グリントフに関する諸問題」討論資料, p. 131-135.
- ・———— (1974) 北海道松前半島の新第三系の層序と地質構造. 地質巡検案内書, 日
本地質学会北海道支部, 45 p.
- 北海道立地下資源調査所 (1976) 北海道の地熱・温泉(A), 西南北海道中南部. p. 1-158.
- 井上雅夫 (1967) 珪藻質堆積物の続成作用. 日本地質学会ほか4学会連学術大会討論会資料,
p. 231-235.
- 石田正夫・垣見俊弘・平山次郎・秦 光男 (1975) 館地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の
1図幅), 地質調査所, 52 p.
- 金谷太郎・須鎗和己 (1951) 北海道松前半島中部の第三系. 新生代の研究, no. 9, p. 1-8.
- 北村 信・高柳洋吉 (1971) 日本新第三系化石層位区分に関する一考察. 東北大地質古生物研邦
報, no. 71, p. 31-45.
- 工業技術院地質調査所 (1967) 北海道金属非金属鉱床総覧. 575 p.
- 松田時彦・中村一明 (1970) 水底に堆積した火山性堆積物の特徴と分類. 鉱山地質, vol. 20,
p. 29-42.

- 湊 正雄・国府谷盛明 (1963) 北海道桧山郡上の国村の *Fusulinella*. 地質学雑誌, vol. 69, p. 161.
- MINATO, M. and ROWETT, C. L. (1967) New Palaeozoic fossils from southern Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, ser. IV, vol. 13, p. 321-332.
- 湊 正雄・山本哲也 (1961) 上磯石灰岩から *Mesophyllum* の発見. 地質学雑誌, vol. 67, p. 488.
- MINOURA, N. and KATO, M. (1978) Permian calcareous algae found in the Matsumae Group, Matsumae Peninsula, southwesern Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, ser. IV, vol. 18, p. 377-383.
- 三谷勝利・小山内 熙・松下勝秀・鈴木 守 (1965) 5 万分の 1 地質図幅「函館」および同説明書. 北海道地下資源調査所, 32 p.
- ・鈴木 守・松下勝秀・国府谷盛明 (1966) 5 万分の 1 地質図幅「大沼公園」および同説明書. 北海道地下資源調査所, 46 p.
- 宮城一男 (1963) 男鹿半島グリンタフ層の層序と火成活動 (その 5). 地質学雑誌, vol. 69, p. 51-66.
- 長尾捨一・三谷勝利・斉藤尚志 (1959) 木古内町泉沢・金谷地域の石油鉱床. 北海道立地下資源調査所報告, no. 21, p. 29-36.
- ・田中寿雄 (1972) 北海道南西部の古期岩類—“松前層群”—について. 岩井教授記念論文集, p. 433-440.
- 長尾 巧・佐々保雄 (1933a) 北海道に於けるミオギブシナ層の発見. 地質学雑誌, vol. 40, p. 278-279.
- ・———— (1933b) 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (1)-(2). 地質学雑誌, vol. 40, p. 555-577, p. 750-775.
- ・———— (1934) 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (3) (4). 地質学雑誌, vol. 41, p. 47-60, p. 211-260.
- 斉藤正雄・松村 明・窪木時雨郎・井上正文 (1955) 渡島国桧山郡湯ノ岱附近の鉄鉱床調査報告. 北海道地下資源調査資料, 北海道開発庁, no. 20, p. 7-22.
- 坂上澄夫・南川純夫・川島幹雄 (1969) 北海道渡島半島上磯石灰岩のコノドントとその地質時代の考察. 地学雑誌, vol. 75, p. 37-43.
- 瀬尾春雄・片山雅弘・音羽道三・天野洋司・土橋貞雄 (1970) 渡島支庁管内土性調査報告 (函館市を含む). 北海道農業試験場土性調査報告, 第20編, p. 1-286.
- 瀬川秀良 (1959) 北海道松前半島東岸の海岸段丘について. 東北地理, vol. 11, p. 1-6.
- 角 靖夫・垣見俊弘・水野篤行 (1970) 5 万分の 1 地質図幅「江差」および同説明書. 北海道開発庁, 53 p.
- 田口一雄 (1961) 女川, 船川層の地化学的研究への序説—女川, 船川層の堆積環境—. 石油技術協会誌, vol. 26, p. 12-23.

- 高橋純一・八木次男・柴田莊三 (1934) 西津軽の新推定油田 (概報). 石油技術協会誌, vol. 2, p. 235-255.
- 高橋哲弥・相馬吉一 (1934) 北海道有用礦産物調査報文 (第4報), 桧山郡上ノ国村東北部天ノ川流域. 北海道工業試験場報告, no. 49, p. 46-96.
- (1935) 北海道有用礦産物調査報文 (第5報). 桧山支庁管内桧山郡中部, 厚沢部川流域. 北海道工業試験場報告, no. 45, p. 3-44.
- 棚井敏雅 (1963) 北海道における新第三紀植物群の変遷. 化石, no. 5, p. 51-62.
- TANAI, T. and SUZUKI, N. (1963) Miocene floras of southwestern Hokkaido, Japan. Tertiary Floras of Japan—Miocene Floras—, *Collab. Assoc. Commem. 80th Anniv. Geol. Surv. Japan*, p. 7-149.
- 豊原富士夫・狩野謙一 (1978) 北海道狩勝一日高地域の空知・日高層群の肩序. 日本地質学会第85年学術大会講演要旨, p. 398.
- 魚住 悟・藤江 力 (1958) 北海道第三紀の地層対比—新第三紀対比試案について—. 新生代の研究, no. 26, p. 24-33.
- 八木次男 (1933) 津軽・松前地方油田下部層の堆積学的考察 (第一報). 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 10, p. 110-120.
- 山口昇一 (1978) 知内地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 55 p.
- 矢島淳吉・番場猛夫 (1971) 渡島国上磯郡木古内町の鉄・硫化鉄鉱床調査報告. 北海道地下資源調査資料, 北海道開発庁, no. 120, p. 17-22.
- 吉田 尚・青木ちえ (1972) 北海道松前半島の古生層と渡島半島南部のコノドントの産出について. 地質調査所月報, vol. 23, p. 635-646.
- ・垣見俊弘 (1970) 北海道松前町からの石炭紀化石. 地質学雑誌, vol. 76, p. 413-414
- ・山口昇一 (1967) 北海道松前郡大千軒岳付近の中部石炭紀化石. 地質学雑誌, vol. 73, p. 260.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Sapporo (4) No. 84

GEOLOGY

OF THE

KIKONAI DISTRICT

By

Mitsuo HATA and Toshihiro KAKIMI

(Written in 1979)

(Abstract)

This district is situated in the southeastern part of Matsumae Peninsula, southwestern Hokkaido. It is located between latitude $41^{\circ} 40' - 41^{\circ} 50' N$ and longitude $140^{\circ} 15' - 140^{\circ} 30' E$ and faces the Tsugaru Strait on the southeast.

Geology

The area of this sheet map is a northern extension of the "Green Tuff" area of the Inner Northeast Japan where sedimentary and volcanic rocks of Neogene are distributed extensively on the basement composed of late Paleozoic and early Mesozoic strata, without the intercalations of Cretaceous to Paleogene ones between them. In addition, intrusive rocks and Quaternary sediments develop.

Geological successions in this district are shown in the Table 1.

Table 1

Age		Stratigraphy		Thick-ness (m)	Lithic facies		Remarks	
Quater-nary	Holocene	Sand dune deposits, moor deposits, Alluvium			Sand, peat, gravel, sand and clay		Operculina zone Kaminokuni flora	
	Pleis-tocene	Coastal terrace deposits 1~3	River terrace deposits 1~2		Sand and gravel	Gravel, sand and clay		
Neogene	Miocene	Tate Formation		~200	Massive tuffaceous siltstone with tuff			
		Assabu Formation	Satsukawa Member	Sandy siltstone bed	900~1.100	Massive sandy siltstone with tuff		
				Alternation of mudstone and sandy siltstone		Alternation of mudstone and sandy siltstone with tuff		
			Satsukari Member	Mudstone, alternation of mudstone and siltstone Dacite tuff in basal part				
		Kikonai Formation		220~710	Siliceous shale with mudstone Glauconitic siltstone in basal part			
		Ōanzaigawa Formation		~40	Conglomerate and sandstone			
		Fukuyama Formation		350+	Upper : Andesite lava and pyroclastic rocks, with sandstone and siltstone Lower : Basalt lava and pyroclastic rocks			
Mesozoic	Kamiiso Group			Slate, chert, sandstone and tuff				
Paleozoic	Matsumae Group			Sandstone, slate, chert, conglomerate and tuff				

Paleozoic and Mesozoic

The northwestern part of the mapped area is mostly occupied by the Matsumae Group which forms the Esashi Uplift Block extending about 20km N-S and 15km E-W long. In the Group some fossils as fusulinids, corals and conodonts indicating Carboniferous and Permian ages had been found at the outsides of this sheet area. However, quite recently some conodont fossils leading the Late Triassic were also discovered in the adjacent area. The Group consists of geosynclinal deposits such as graded sandstone, black slate, chert, basic tuff and rhythmic alternation of sandstone and slate. Total thickness of the Group is estimated as several kilometers, and almost all members of the Group with the exception of the lowermost part crop out in the mapped area.

The Kamiiso Group constructing the Kamiiso Uplift Block appears as the base-ment of the Neogene strata in the northeastern part of the area. Conodont and other fossils discovered in adjacent areas suggest that the Group belongs to the early Mesozoic (probably Triassic to Jurassic). The Group consists mainly of black slate, chert, sandstone, conglomerate and limestone which are similar in lithology to those of the Matsumae Group.

Neogene

Neogene in this district is divided into the Fukuyama Formation of the Lower Miocene and the Hiyama Group of the Upper Miocene.

Fukuyama Formation

The Fukuyama Formation, the lowermost member of the Neogene in southwestern Hokkaido, covers the Matsumae and Kamiiso Groups in unconformable relation. This is composed of terrestrial volcanic rocks which are suffered to hydrothermal alteration. Sandstone, conglomerate and mudstone are partly distributed, from coaly shale of which pollen fossils shown in the Table 3 of Japanese Text are produced. They correspond to the Aniai Flora indicating the environment of cool-temperate climate in Early Miocene.

Hiyama Group

The Hiyama Group is composed of muddy marine deposits accumulated successively during an extensive transgression prevailed in Middle to Late Miocene, and divided lithologically into the Ōanzaigawa, Kikonai, Assabu and Tate Formations in ascending order.

The Ōanzaigawa Formation, the lowermost sediments of the Hiyama Group, crops widely and overlies lower strata in unconformable relation. It consists of marine conglomerate and sandstone and is 40m thick even in maximum. Such fossils as molluscs, large foraminiferas, produced from this formation indicate Middle Miocene in age.

The Kikonai Formation, characterized lithologically by "hard shale", is composed of siliceous hard shale, alternation of hard and soft mudstones, and mudstone. A tuffaceous sandstone, the Ōkawa Tuffaceous Sandstone Bed (Os), is intercalated in the middle part of this formation, in addition to which some acid tuffs are traceable. This formation is 700m thick in maximum in the central area of subsidence, 500 to 600m thick in the eastern area and 400m \pm thick in the western area.

The Assabu Formation is divided into two members, namely lower Satsukari and upper Sasukezawa Members. The Uriyagawa Tuff Bed (Ut) of biotite dacite, 10m \pm thick, is the basal part of this formation and widely traceable. In addition to this, many dacite tuff beds are intercalated within the formation, and traceable beds among them are shown on the map. The Satsukari Member (As₁) is of mudstone with "hard shale" in the lower and middle parts, and is mainly made up of alternation of mudstone and siltstone in the upper one. The Sasukezawa Member is of alternation of sandstone and sandy siltstone in the lower part, and massive sandy siltstone in the upper one. The Assabu Formation is about 1,100m thick in the central area and its thickness becomes thinner westwards.

The Tate Formation is lithologically transitional from the Assabu Formation and is composed of massive tuffaceous siltstone and diatomaceous siltstone intercalating

thin layers of vitric tuff. Siltstone is ill-sorted and contains pumice grains, coaly material, rounded pebbles and biotite flakes.

Neogene intrusive rocks and lava domes in this area are dolerite and rhyolite in Miocene, and basalt, pyroxene-bearing hornblende andesite and hornblende dacite in Pliocene.

Geologic Structures

In and around the mapped area folds and faults of N-S trend are predominantly developed in the Neogene strata.

Main synclines and anticlines of broad gentle hinge zone are as follows: The Tate Syncline and Kikonai Syncline are formed respectively at the north and south of the central subsiding zone in the Tate-Kikonai Sedimentary Province. The Uriya Anticline is developed at the southeastern part of the Esashi Uplift Block. And the Uguigawa Syncline and Uguigawa Anticline are both found in the west of the Uriya Anticline.

The Kikonai Fault at the eastern border of the Esashi Block and the Ōhiragawa Fault which runs through on the eastside of the Kikonai Fault and in parallel to it are both tectonically of great significance. These N-S trending faults were formed under the intimate relation to the differential movement of basement blocks and the development of folded deformations.

After these structures of N-S trend were formed, the younger faults of NW-SE and NE-SW trends followed and cut-off the former folds and faults.

Quaternary

Three coastal terraces develop along the marine coast facing the Tsugaru Strait. Two river terrace deposits are distributed along the Amano-gawa. They are composed of gravel and sand.

Alluvium developing under the flood planes of each river, and dune sand and moor deposits distributed in the coastal plane are Holocene in age.

Economic Geology

As for the mineral resources, limonite ore deposits had been exploited in a small scale and iron-sulphide and manganese ores had been prospected but not utilized. Oil seapages, hot springs and mineral springs are found and some of the last are used at present.

Landslides of moderately large scale are distributed sporadically in the region where the muddy strata of Neogene Hiyama Group are developed. They should be noticed on the view-points of disaster prevention and forest protection.

※文献引用例

秦 光男・垣見俊弘(1979) 木古内地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅),
地質調査所, 56 p.

HATA, M., KAKIMI, T. (1979) *Geology of the Kikonai district*. Quadrangle Series,
scale 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 56 p. (in Japanese with English Abstract,
4 p.)

昭和 54 年 2 月 24 日 印 刷

昭和 54 年 3 月 1 日 発 行

通商産業省 工業技術院 地質調査所

川崎市高津区久本135

印刷所 泰成印刷株式会社

130墨田区両国3-1-12

© 1979 Geological Survey of Japan