

550.85 (084.32) (524) [1 : 50,000] (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

札幌(4)第73号

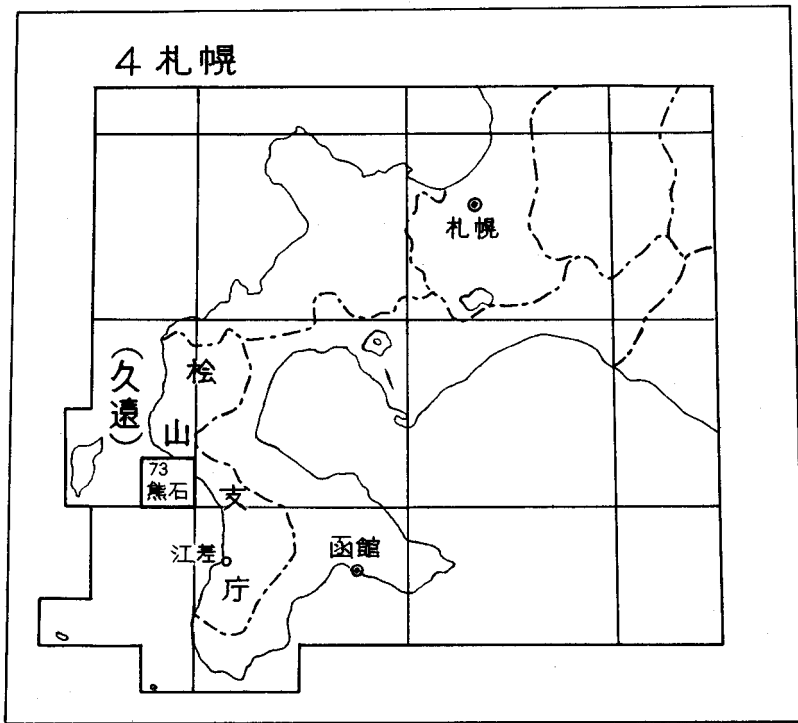
熊石地域の地質

秦 光 男

昭和 50 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	4
II. 1 概 説	4
II. 2 花崗閃緑岩	7
II. 3 新第三系	7
II. 3. 1 白別層	7
II. 3. 2 関内層	9
II. 3. 3 左俣川層	13
II. 3. 4 江差層	21
II. 3. 5 館 層	23
II. 3. 6 流紋岩	27
II. 3. 7 長磯安山岩類	28
II. 4 第四系	30
II. 4. 1 段丘堆積物	31
II. 4. 2 沖積層	31
II. 4. 3 崖錐堆積物	31
III. 応用地質	32
文 献	33
Abstract	1

図・表目次

第1図	熊石地域の切峰面図	2
第2図	(山地地形写真)	2
第3図	(海岸段丘地形写真)	3
第4図	(海岸段丘および山地地形写真)	3
第5図	熊石地域の地質総括図	4
第6図	地質構造概念図	5
第7図	(白別層の変質玄武岩の露頭写真)	9
第8図	関内層地質柱状図	10
第9図	(関内層の泥岩砂岩細互層の露頭写真)	10
第10図	化石産地位置図	11
第11図	左俣川層地質柱状図	14
第12図	(左俣川層下部の礫岩層の露頭写真)	15
第13図	(" " に発達する化石層の露頭写真)	15
第14図	(" 中部の凝灰角礫岩の露頭写真)	17
第15図	(" 上部の砂岩泥岩互層の露頭写真)	18
第16図	(" " 砂質泥岩層の露頭写真)	18
第17図	江差層地質柱状図	22
第18図	館層地質柱状図	24
第19図	(館層の塊状砂質泥岩の露頭写真)	25
第20図	(" 中の砂質凝灰岩の露頭写真)	25
第21図	(" 中部の軽石凝灰岩の露頭写真)	26
第22図	館層と長磯安山岩類との不整合関係を示す見取図	28
第23図	(長磯安山岩類の火山角礫岩の露頭写真)	28
第24図	(" の凝灰角礫岩中に挟在する凝灰質砂岩の露頭写真)	29
第25図	(" 上部の角閃石安山岩熔岩の露頭写真)	30
第1表	層序対比表	8
第2表	関内層産出植物化石表	12
第3表	熊石地域花粉化石分析表	12
第4表	左俣川層産出貝化石表	19
第5表	" 有孔虫化石表	20
第6表	館層産出珪藻化石表	27

熊石地域の地質

秦 光 男

熊石地域の地質研究は、北海道開発庁からの委嘱によって行なわれた。野外研究を昭和40年から41年にかけての2年間にわたって行ない、そのごの室内研究を含めその結果をとりまとめたものである。

この研究のために北海道大学佐藤誠司博士に花粉化石、新潟県立高田盲学校長谷川康雄氏に珪藻化石、石油資源開発株式会社大倉保氏に有孔虫化石、地質調査所永野篤行技官に貝化石の同定をしていただいた。北海道教育大学函館分校の瀬川秀良教授からは、段丘および堆積物についての研究資料と多くの御教示をいただいた。第1図の切峰面図は元技術部加々美時寛氏に作成していただいた。また、現地調査に際しては、熊石町役場から種々の便宜を受けた。ここに記して、厚く感謝の意を表する。

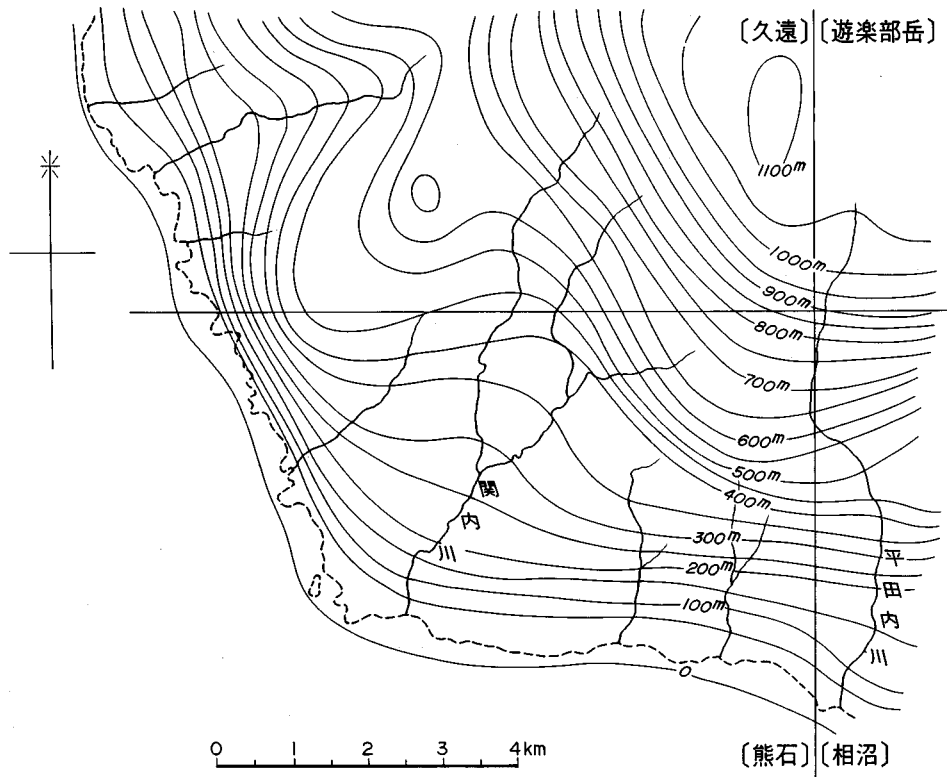
I. 地 形

熊石地域は、北海道西南部の渡島半島のほぼ中央西部に位置し、日本海に面している。この地域は、渡島半島の最高峰である遊楽部岳 (1,275.5 m) 山塊の南西斜面にあたり、山地は大勢として北東部から南西部へ向って高度が低下している。

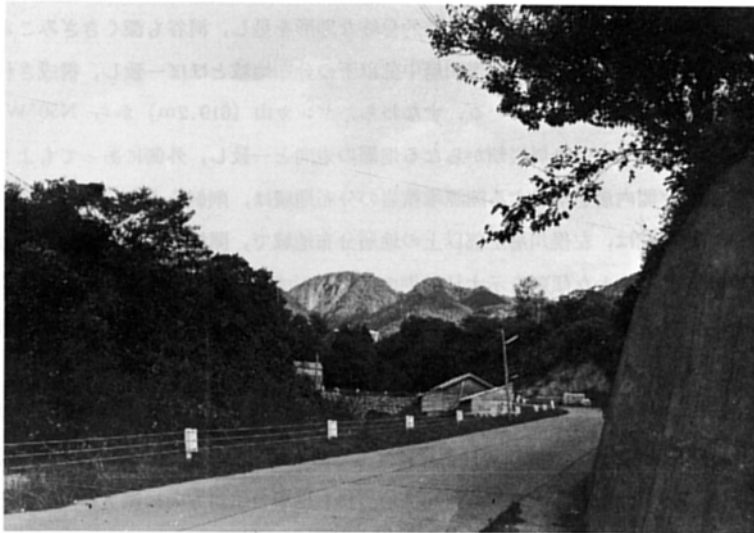
山地は、第1図の切峰面図で示されるように、域内北東部の標高 400m以上の山地北部と、それ以下の山地南部とに大別される。山地北部は、比較的急峻な地形を呈し、河谷も深くきざみこまれ、しばしばV字谷が発達している。この山地は左俣川層中部以下の分布地域とほぼ一致し、構成される岩石のちがいが地形に顕著な差として表われている。すなわち、ヤンカ山 (619.2m) から N50°W 方向に連なる山稜は、左俣川層中部の火山碎屑岩類からなる地層の走向と一致し、外側にあってもより高く、内側の左俣川層下部および関内層を構成する陸源堆積岩の分布地域は、削剝をより多くうけ、一段低い地形をなしている。山地南部は、左俣川層上部以上の地層分布地域で、開析はほぼ同程度に行なわれ、北東部から南西部に向って緩やかな傾斜を示す壮年期の山地を形成している。ただ、長磯安山岩類で構成される地域は、一段高い台地状地形を形作っている。このほか、北部山地から南部山地へ移り変わる付近には、しばしばケスタ地形が認められる。

域内の主な河川は、西部から荷菱内川・関内川・鳴神川・勢至堂川である。このうち、関内川がもっとも大きく、延長 10 km 程度で、流域には河岸段丘も形成されている。そのほかの河川は延長 4 km にも満たない小河川である。これらすべての河川はいずれも地層の傾斜方向に流下し、それぞれ日本海にそそいでいる。

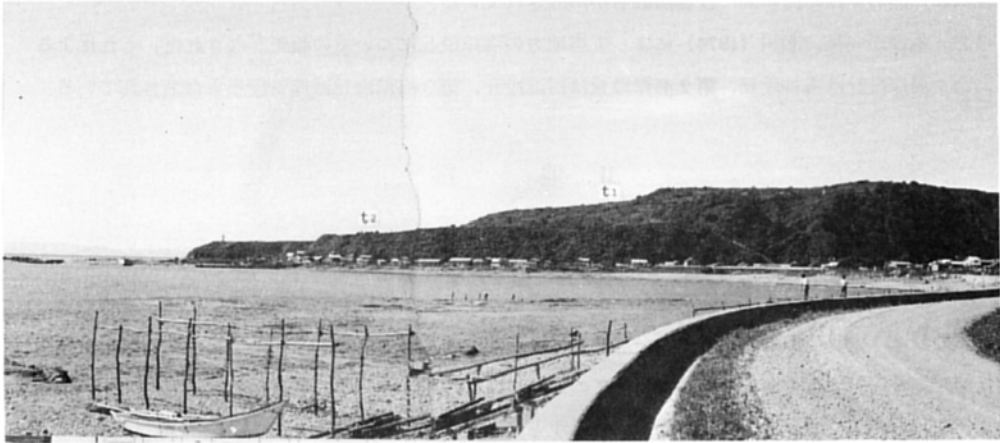
海岸沿には、3段の海成段丘が発達する。



第1図 熊石地域の切峰面図



第2図 地域内最高峰のヤンカ山 (海拔619.2m)。(熊石市街から)



t_1 : 第1海岸段丘 t_2 : 第2海岸段丘
 第3図 熊石地域に発達する海岸段丘 (関内—長磯海岸)



第4図 熊石海岸に発達する海岸段丘と山地地形 (西浜海岸から熊石市街をのぞむ)

第1海岸段丘 (t_1) は、標高60m から 120mにかけて認められる。開析をかなりうけているが、巾は500m内外と広く、断続する顕著な面をなしている。この段丘面は、地域外北方の久遠地域の第1海岸段丘 (吉井ほか, 1973) に対応する。

第2海岸段丘 (t_2) は、旧汀線高度は40~30mのもので、巾は狭いが見事な平坦面を残している。平坦面の高度は、熊石以东では約40mで、鳴神川から西浜地域で30m、関内川以西の地域では30m以下と西方へ緩く低下している。この段丘は、久遠地域の第2海岸段丘に対応する。

このほか、熊石町のおもな集落のある標高10m以下の、一番低い平坦面を形成するものが認められる。この段丘面は第3海岸段丘としてとらえられるものであるが、巾が狭く、地質図には図示しなかつ

た。なお、熊石以西の海岸部には現海蝕台が形成されている。

なお、本書作成後、瀬川 (1974) によって当地方の海岸段丘についての報告がなされた。それによると、第1海岸段丘は鳴神段丘、第2海岸段丘は西浜段丘、第3海岸段丘は熊石段丘と命名されている。

II. 地 質

II. 1 概 説

熊石地域は、いわゆる東北日本グリーンタフ地域の北方延長部にあたり、先第三紀の基盤岩類を覆って新第三紀の前期中新世から鮮新世にかけての地層が厚く発達している。これらを第四紀の段丘堆積物および沖積層が薄く覆っている。層序関係を示すと第5図の通りである。

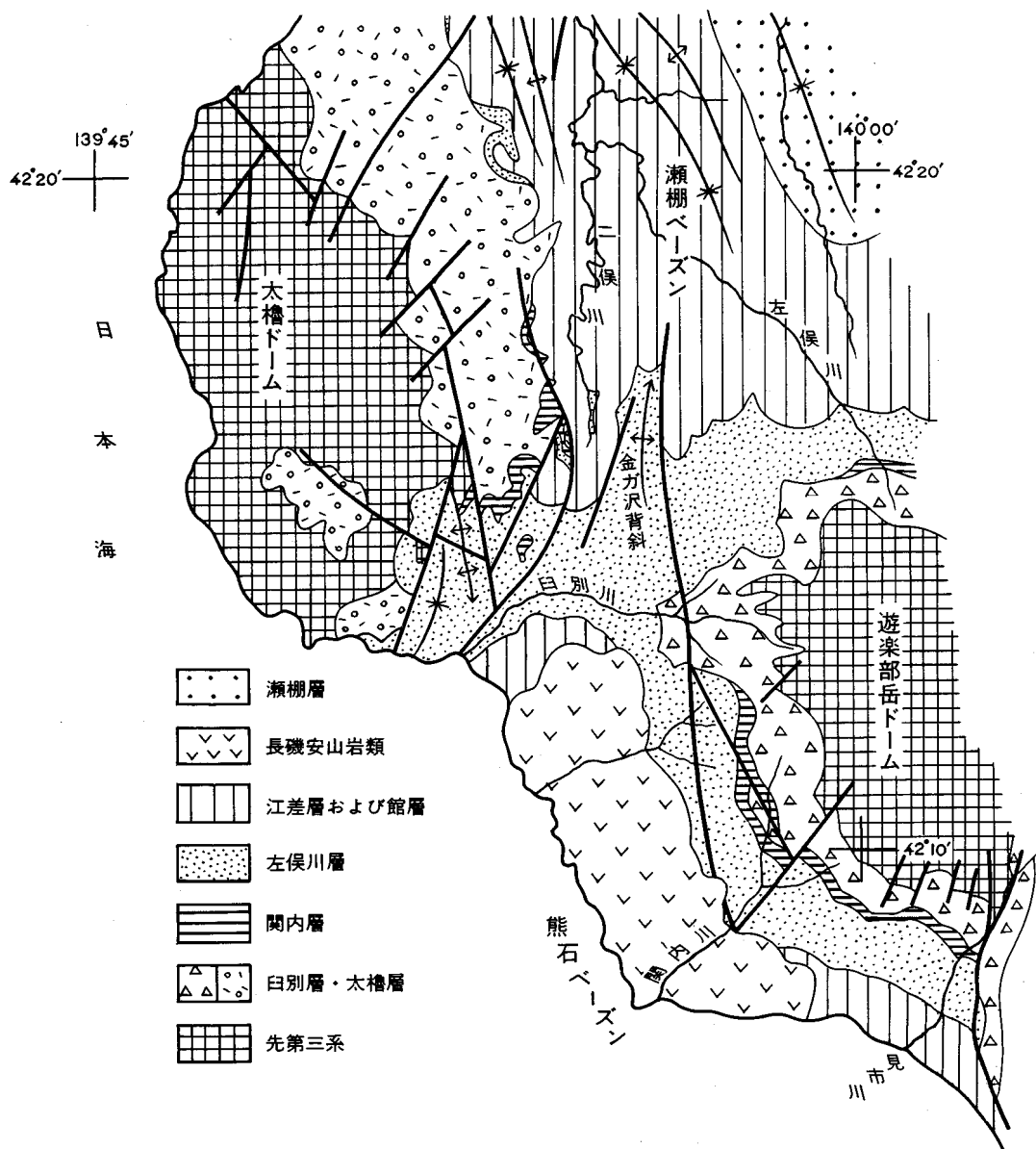
熊石地域および周辺地域の地質構造と地層の分布の概略を第6図に示す。

地域内における基盤岩は、角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。

新第三系は、下位からうすべつ白別層・せきない関内層・ひだりまたがわ左俣川層・えさし江差層・たて館層およびながいそ長磯安山岩類に区分される。

時代	層 序	柱 状	主 な 岩 相	化 石	火 山 活 動	
第 四 紀	現世	崖錐堆積物	岩塊・砂および粘土			
	更新世	沖積層	礫・砂および粘土			
		第3海岸段丘堆積物	礫および砂			
		河岸段丘堆積物	礫・砂および粘土			
		第2海岸段丘堆積物	礫・砂および粘土			
	第1海岸段丘堆積物	礫・砂および粘土				
新 第 三 紀	鮮新世	長磯安山岩類 (300m+)	角閃石安山岩燻岩 火山角礫岩・凝灰角礫岩			
		館 層 (400m+)	珪藻質泥岩 軽石凝灰岩を挟む	珪藻	流紋岩・石英安山岩	
	中 新 世	江 差 層 (250~340m)	硬質頁岩泥岩互層 凝灰岩を挟む 海緑石砂岩(基底部)	Makiyama chitani		
		左 俣 川 層	上部 (350~430m) H ₅	最上部は泥岩砂岩互層 緑色凝灰質砂岩 凝灰角礫岩や礫を挟む		安 山 岩
			中部 (300~350m) H ₄	安山岩凝灰角礫岩および 火山角礫岩・燻岩 および砂岩を挟む		
	下部 (190~240m) H ₂ H ₁		砂岩 塊状の黒色泥岩 礫岩および砂岩	有孔虫 八尾一門ノ沢動物群		
	関内層 (200~280m)	泥岩砂岩互層 下部に礫質砂岩層	台島型植物群			
白別層 (600m+)	変質安山岩および 玄武岩燻岩、同質凝灰 角礫岩 基底部は礫岩・砂岩		玄武岩			
先第三紀	花崗閃緑岩	角閃石黒雲母 花崗閃緑岩				

第5図 熊石地域の地質総括図



第6図 地質構造概念図

白別層は、基盤の花崗閃緑岩を不整合に覆い、地域の北東部に分布する。輝石安山岩と玄武岩の熔岩および凝灰角礫岩から構成され、まれに凝灰質砂岩の薄層を挟在している。火山岩類は、いずれも緑泥石化や炭酸塩化などの変質作用を強くうけており、ときにはエピドートも生じている。このような変質作用によって、岩石は全般に緑色あるいは帯紫緑灰色を呈している。本地域内では化石は見出されていないが、層序関係から道南の新第三系標準層序の最下位層である福山層に対比される。

関内層は、白別層を不整合に覆い、域内では N50°W 方向の走向を示し、花崗閃緑岩の小礫や白別層の変質安山岩、および玄武岩の礫からなる細礫岩があって、主部は泥岩砂岩の互層からなる。一般的に炭質物を多く含んでいて、ときには炭質頁岩を挟んでいる。地域内の平田内川流域における本層の泥岩からは、植物化石や花粉化石を多産する。これらは、いずれも台島型植物群に属し、中期中新世を指示している。関内層は、道南の標準層序の吉岡層に対比される。

左俣川層は、顕著な基底礫岩をもって関内層を不整合に覆って厚く発達している。本層は、次のような諸特徴から下部・中部および上部に区分される。下部は、礫岩および砂岩からなる基底礫岩層と均質な黒色泥岩からなる泥岩層で構成され、火山活動の影響はなく、泥岩層はもともと安定した堆積相を示している。中部は、主として火山砕屑岩類によって占められている。この火山砕屑岩類は、輝石安山岩を主体とする凝灰角礫岩・火山角礫岩および火山円礫岩からなり、安山岩熔岩を伴っている。上部は、火山岩起源の砂粒に富む砂岩層を主体とし、火山凝灰岩や凝灰角礫岩を多く挟有し、最上部には砂岩泥岩互層を伴っている。

中部および上部に発達するこれら火山岩類は、緑泥石化や炭酸塩化などの変質作用をうけ、一般に緑色を呈しており、いわゆるグリーンタフと呼ばれるものの一員である。

下部の礫岩層からは八尾一門ノ沢型の貝化石を産し、泥岩層からは有孔虫化石を産出し、明らかに中期中新世の海成層である。本層は道南の標準層序における訓縫層に対比される。

江差層は、いわゆる硬質頁岩で構成される地層であるが、本地域では、珪質で堅硬な硬質頁岩の発達は悪く、やや硬質な泥岩と軟質な砂質泥岩との互層を主体としている。なお、上部には玄武岩質の凝灰角礫岩を伴っている。基底部は海緑石砂岩あるいは凝灰質砂岩からなり、下位の左俣川層とは不整合関係にある。化石としては、*Makiyama chitanii* および魚鱗を普遍的に産出するが、同定できる貝化石はみいだされなかった。本層は、道南の標準層序における八雲層から黒松内層下部に対比される。

館層は、おもに均質な凝灰質ないし珪藻土質泥岩からなり、凝灰岩や砂岩を挟む。泥岩は層理に乏しく、珪藻化石や *Makiyam chitanii* を多産する。本層は、下位の江差層から整合漸移するが、岩相の境界部には、黒雲母石英安山岩質の軽石凝灰岩が発達しており、便宜上この凝灰岩をもって本層の基底とした。本層は、道南の標準層序における黒松内層に対比される。

長磯安山岩類は、地域南西部の海岸地域に分布し、館層以下の地層を傾斜不整合に覆って発達している。主として角閃石安山岩熔岩からなるが、下部は角閃石安山岩以外に、普通輝石紫蘇輝石安山岩など異質な角礫岩片を伴う火山角礫岩あるいは凝灰角礫岩からなる。

第四系は、海岸沿に発達する更新世の3段の海岸段丘堆積物と、関内川流域の河岸段丘堆積物、現世の沖積層および崖錐堆積物とが認められる。

地質構造は、第6図に示されるように、本地域は遊楽部岳ドームの南西部を占めていて、新第三系は、大局的には N50°W 方向の走向をもち、南西方向に傾斜した同斜構造をなしている。傾斜は最下位の白別層で50°内外で、上位層ほど緩くなり、館層上部では20°以下となっている。断層は、NNW-SSE および NW-SE 系のものと、これに直交する NE-SW 系のものが認められ、NE-SW 系の断層は NW-SE 系の断層を切っている。

以上述べたように、本地域の地質構造は、熊石ペーゼンの東翼を占め、極めて単純な同斜構造を形成

している。

II. 2 花崗閃緑岩

花崗閃緑岩は、本地域の基盤岩をなすもので、域内では北東隅の平田内川流域に分布するにすぎない。この花崗閃緑岩は、遊楽部岳ドームを形成する比較的大きい貫入岩体の一部である。岩質は、角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、一般に中粒の、粒状組織をなしている。主成分鉱物は、斜長石>石英>黒雲母>角閃石>正長石からなり、その他副成分鉱物として燐灰石・ジルコン・榍石・磁鉄鉱などを含んでいる。

鏡下では次のような特徴がみられる。石英は波状消光を示し、しばしば圧碎構造が進んでいる。斜長石には累帯構造がほとんど見られず、普遍的に汚濁されている。カリ長石は量が少なく、石英閃緑岩に近い組成である。

岩体は、全般的に変質作用および鉱化作用を受けていて、斜長石に見られる汚濁のほか、緑れん石の発達や硫化鉱物による鉱染が認められる。

なお、この花崗閃緑岩体の岩石学的研究は、佐藤・白幡（1965）によって行なわれており、採取地点は明確でないが、次のような2個の化学分析値が示されている。

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O(+)	H ₂ O(-)	Total
63.52	0.34	15.50	1.56	3.96	0.26	2.38	5.39	3.37	2.91	0.05	0.50	0.55	100.29
62.76	0.50	15.06	1.97	4.20	0.25	2.45	5.66	2.67	2.66	0.05	0.65	0.45	99.33

(分析者、佐藤文男)

この花崗閃緑岩体の年代測定は行なわれていないが、同時期の貫入岩体と考えられる北西方の太櫓ドームを構成する岩体は、K-Ar法で 111×10^6 年とされており（河野・植田，1966），白亜紀の貫入岩としてとらえられる。

II. 3 新第三系

本地域の新第三系は、下位から白別層・関内層・左俣川層・江差層・館層および長磯安山岩類からなる。北海道西南部地域の標準層序と、周辺地域との層序対比は第1表に示す通りである。

II. 3. 1 白別層 (Ub)

命名 吉井守正・秦光男・村山正郎・沢村孝之助（1973）

模式地 本地域の北方、久遠郡大成町の白別川流域。

分布 北東隅の関内川上流部および平田内川中流域に分布する。

層序関係 基盤の花崗閃緑岩を不整合におおう。

第1表 新第三系の層序対比表

時代	北海道 西南部		久遠地域 吉井ほか (1973)		熊石-相沼地域 HATA and TSUSHIMA(1969)	熊石地域 秦 (1975)
	長尾・佐々(1933-34)	北海道鉱業振興 委員会 (1968)				
新 世 中 新 三 紀	瀨棚統	瀨棚層	瀨棚層			
	濁川噴出物層		長磯安山岩類		長磯層	長磯安山岩類
	黒松内統	黒松内層	真駒内層		館層	館層
	八雲統	八雲層	猪 ^{びん} 岱 ^{かい} 層		江差層	江差層
	訓縫統	訓縫層	宮野玄武岩類		訓縫層群	左俣川層
			左俣川層			
		吉岡層	関内層		関内層	関内層
福山統	福山層	太櫓層	白別層	福山層	白別層	

層厚 正確には算定できないが、600m以上ある。

岩相 本層は、緑泥石化・曹長石化および炭酸塩化などの変質作用をうけた玄武岩、あるいは安山岩熔岩と同質の火砕岩からなる。

玄武岩熔岩および同質凝灰角礫岩は、平田内川流域を中心として発達している。安山岩熔岩および同質火砕岩は、関内川右股沢で本層の上部を占めて発達している。

基底部は、厚さ数 10 cm の含礫砂岩あるいは砂質凝灰岩からなるが、地域外の関内川上流部では、玄武岩熔岩が基盤の花崗閃緑岩をおおっている場合もある。

この地域においては、一般的に熔岩が卓越していて、火砕岩は少ない。火砕岩は、平田内川地域では、玄武岩の下部に数mのごく薄い凝灰角礫岩があり、上部に厚さ約 6 m の緑色を呈する細粒凝灰岩と、凝灰質中粒砂岩との不規則な互層が挟在するにすぎない。関内川流域においては、本層の最上部を占めて数10mの安山岩質凝灰角礫岩が認められる。

玄武岩熔岩は、暗緑色から暗緑褐色を呈し、斑晶に富むものと、無斑晶質のものがある。斑晶に富むものは鏡下で、斑晶として緑泥石化した輝石が認められる。輝石は短柱状で、大きさは 1.5~2.0 mm で、ほとんどは緑泥石化しているが、新鮮なものとして普通輝石が認められた。石基は間粒組織ないしオフィティック組織を示し、長さ 0.2~0.5 mm の長柱状の斜長石と、その間をうめる緑泥石および鉄鉱からなる。斜長石は炭酸塩鉱物と緑泥石および曹長石の集合体に変化している。

無斑晶質玄武岩は、緑泥石化した径 0.4 mm 内外の輝石およびかんらん石と推定される微斑晶が少量含まれている。石基は間粒組織を示し、長さ 0.2~0.6 mm の斜長石と、0.1 mm 内外の輝石および鉄鉱と、これらの結晶を埋める不定形の緑泥石からなる。斜長石は曹長石化しており、少量の炭酸塩鉱物を伴っている。輝石は大半緑泥石化している。このほか、二次的なものとして径 0.6~0.8mm の玉髓(カ



第7図 白別層上部の変質玄武岩熔岩（平田内川中流）

ルセドニー）の球顆を多く伴っているところもある。

安山岩熔岩は、斑状構造が明瞭である。その斑晶は斜長石および普通輝石からなる。斜長石は長さ0.3~0.5 mm、ときに1.5mmの長柱状自形をなし、曹長石化している。普通輝石は、径0.2~0.5 mmで短柱状の自形を呈するが、炭酸塩鉱物化や緑泥石化している。微斑晶として紫蘇輝石や、まれにオパサイト化した角閃石および鉄鉱が認められる。石基は、ピロタクシティック組織を示し、短冊状の斜長石、極細粒の輝石およびガラスからなり、緑泥石および炭酸塩鉱物が著しく生じている。

凝灰角礫岩は、暗緑灰色から帯紫緑褐色を呈し、露頭では角礫と基質は一体となっていて、滑らかな面を形成している。角礫は径5~10 cmで、黒味をおびた暗緑色を示す。基質は細粒の火山砂および軽石粒を含む火砕岩片からなり、色調は緑褐灰色から紫色をおびた褐色を示している。このように、角礫と基質の色調が異なり、全体としてはまだらな“雑色”をなしているのが特徴である。

化石 本地域では化石を産出しない。

地質構造 第6図に示されるように、本層は遊楽部岳ドームを取り巻いて分布しているが、本地域では走向NW-SE方向で、南西へ約50°傾斜する同斜構造をなしている。

対比 本地域では化石を産しないが、北隣久遠地域の同層準と思われる太極層からは、阿仁合型植物群とされる植物化石を産出している。また、本層は後述するように台島型植物化石を産する関内層によって、不整合におおわれていることから、渡島半島南部松前地方の福山層に対比される。なお、本層は陸域で堆積したものと推察される。

II. 3. 2 関内層 (Sn)

命名 秦 光男 (1967)

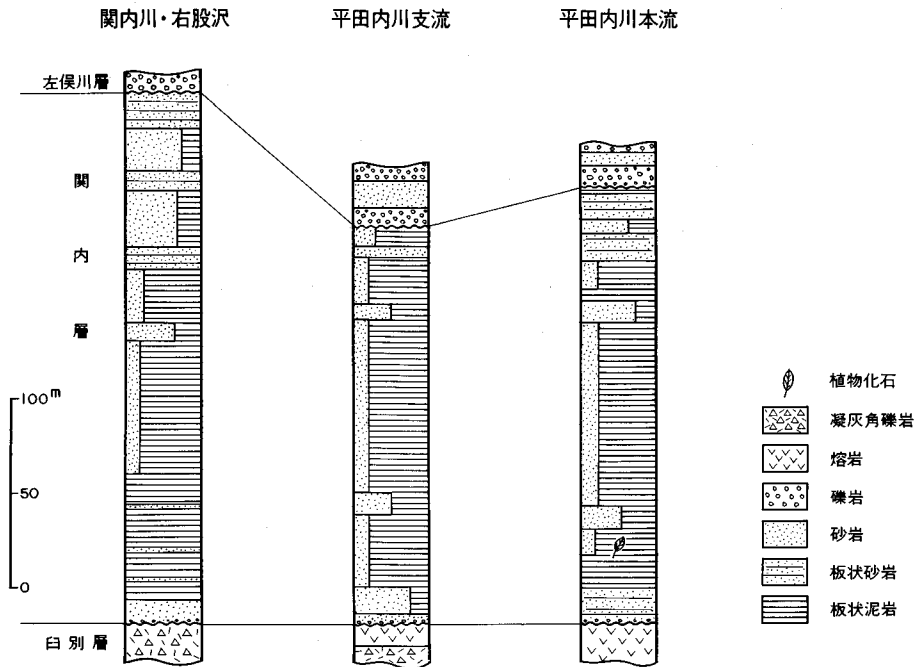
模式地 本地域の関内川上流右股沢。

分布 平田内川中流地域から関内川本流地域にかけて帯状に分布する。

層序関係 下位の白別層を不整合におおう。

層厚 200mないし280m

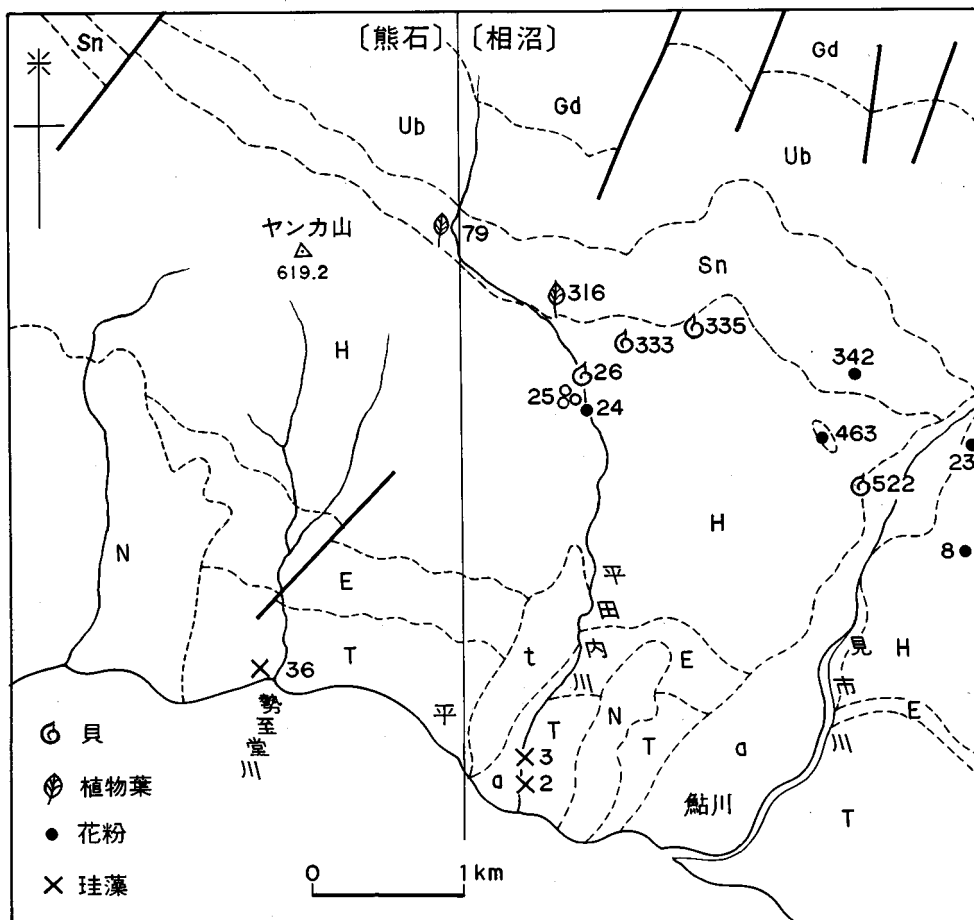
岩相 主として泥岩砂岩互層および砂岩泥岩互層からなり、薄い炭質頁岩を挟んでいる。本層の基



第8図 関内層地質柱状図



第9図 関内層の泥岩砂岩の細互層（平田内川中流）



点線は地層界を示す。記号Gdは花崗閃緑岩, Ubは白別層, Snは関内層, Hは左俣川層, Eは江差層, Tは館層, Nは長機安山岩類, tは段丘堆積層, aは沖積層。数字は産地番号。〔〕は図幅名。

第10図 熊石～相沼地域に於ける化石産地位置図

底部は、花崗閃緑岩や変質安山岩および変質玄武岩の細礫を伴う粗粒砂岩からなる。泥岩砂岩互層は、単層の厚さ1m内外の板状層理の発達した泥岩と、厚さ数10cmの細粒ないし中粒砂岩からなる互層で、本層の主部をなして発達している。砂岩泥岩互層は、上部に発達するもので、単層の厚さ1～2mで、板状を呈する中粒ないし粗粒砂岩と、厚さ1m以下の泥岩との互層からなる。これらの互層する砂岩は、一般には灰色を呈し、粗いものほど明るい色調を示す。砂岩の大半は花崗閃緑岩の風化再堆積物と思われるアルコース砂岩で、雲母の結晶片が層理面に並行して濃集している部分も多い。ときには炭化木片を含んでいる。泥岩は、黒色ないし暗灰色を呈し、炭質物を多く含み、板状の層理面がよく発達している。

平田内川流域では、第9図に示したような炭質頁岩を挟む細互層を呈するところがある。なお、この

第2表 関内層産出植物化石表
Fossil plants from the Sekinai Formation
(TANI, T., 1963)

Keteleeria ezoana TANAI
Pinus miocenica TANAI
Pseudolarix japonica TANAI and ONOE
Comptonia naumanni (NATHORST) HUZIOKA
Carya miocathayensis HU and CHANEY
Fagus antipofi HEER
Quercus elliptica TANAI and N. SUZUKI
Ulmus longifolia UNGER
Zelkova ungeri KOVATS
Parrotia fagifolia (GOEPPERT) HEER

第3表 熊石地域花粉分析表
Floral composition of pollens in Kumaishi area

(同定：佐藤誠司)

化石種	産地番号	関内層 Sekinai Formation		左俣川層 Hidarimatagawa Formation		
		342	463	8	23	24
Pinaceae		4	27	14	6	12
<i>Tsuga</i>		5	1	6	5	4
Taxodiaceae		20	10	22	28	49
<i>Salix</i>		1			1	
<i>Carya</i>		1	15	4		2
<i>Juglans</i>		3	7	15	1	1
<i>Pterocarya</i>		15	15	15	7	1
<i>Alnus</i>		33	4	18	43	3
<i>Betula</i>						1
<i>Carpinus</i>		2		1	1	5
<i>Corylus</i>		2	1	5	1	1
<i>Myrica</i>				(1)		1
<i>Fagus</i>		2	3			
<i>Quercus</i>		1	1		1	2
<i>Ulmus</i> and <i>Zelkova</i>		6		7	5	7
<i>Liquidambar</i>		2	1			
<i>Tilia</i>		3		4		
Triporate pollen gen. indet			1	2	1	2
Tricolpate pollen gen. indet						8

注：Pinaceae：Tsuga, Larixなどを除く有翼花粉。属までの識別不能なものと、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。

ような細互層の部分に植物化石が多く含まれている。

化石 平田内川流域の本層からは植物葉化石が多産する。TANI (1963) によって熊石フローラとし

て報告されているもので、第2表に示すものが産出している。このほか、花粉化石も多産する。花粉分析の結果は第3表に示した通りである。これらの産地は、地域外の見市川流域までのものを含めて第10図に示した。

植物葉化石は、*Comptonia naumanii* を特徴的に多産するもので台島型植物群とされており、花粉化石も *Liquidambar* を伴う温暖な気候を指示する葉化石と同様の組成である。北方の久遠地域では貝化石を産出しているが、本地域からは産出しない。

地質構造 NW-SE 方向の走向を示し、南西方向へ傾斜する同斜構造をなしている。傾斜は平田内川地域で 30~40°、関内川右股沢地域で 50~60° 関内川本流地域では 70° と北西方へ急傾斜となっている。

対 比 本層は、植物化石によって示されるように温暖で、かつ火山活動の休止期に堆積した地層で、本地域ではその大部分は湖成層と思われる。これらの岩相および古生物から本層は、南方の吉岡地域の吉岡層に対比される。

II. 3. 3 左俣川層 (H₁₋₅)

命 名 鈴木守・高橋功二 (1969) によって左股川層と命名されたものであるが、河川名は左俣川であるので、吉井ほか (1973) によって改名されたものである。

模式地 北隣久遠地域の瀬棚郡北桧山町地内の左俣川上流地域。

分 布 本層は、第6図に示されるように遊楽部岳ドームを取り巻いて分布する。本地域では、関内川中流部から南東方向に帯状に分布し、地域外の見市川中流地域へと続いている。域内では、関内川で好露出する。

層序関係 下位の関内層を不整合におおっている。

層 厚 関内川流域でもっとも厚く、1,000m内外ある。

岩 相 本層は、大別して下部・中部・上部に3区分され、さらに地質図上および第11図の柱状図に示したように、岩相から H₁-H₅ まで細区分される。すなわち、下部は本層の基底部をなす礫岩層 (H₁) と、安定して発達する泥岩層 (H₂) からなる正常堆積岩で構成される。中部は、凝灰岩を伴う砂岩層 (H₃) と、安山岩熔岩・火山角礫岩を伴う凝灰角礫岩層 (H₄) からなり、火山噴出物を主体としている。上部は、凝灰角礫岩 (tb) を多く挟有する砂岩層 (H₅) からなる。

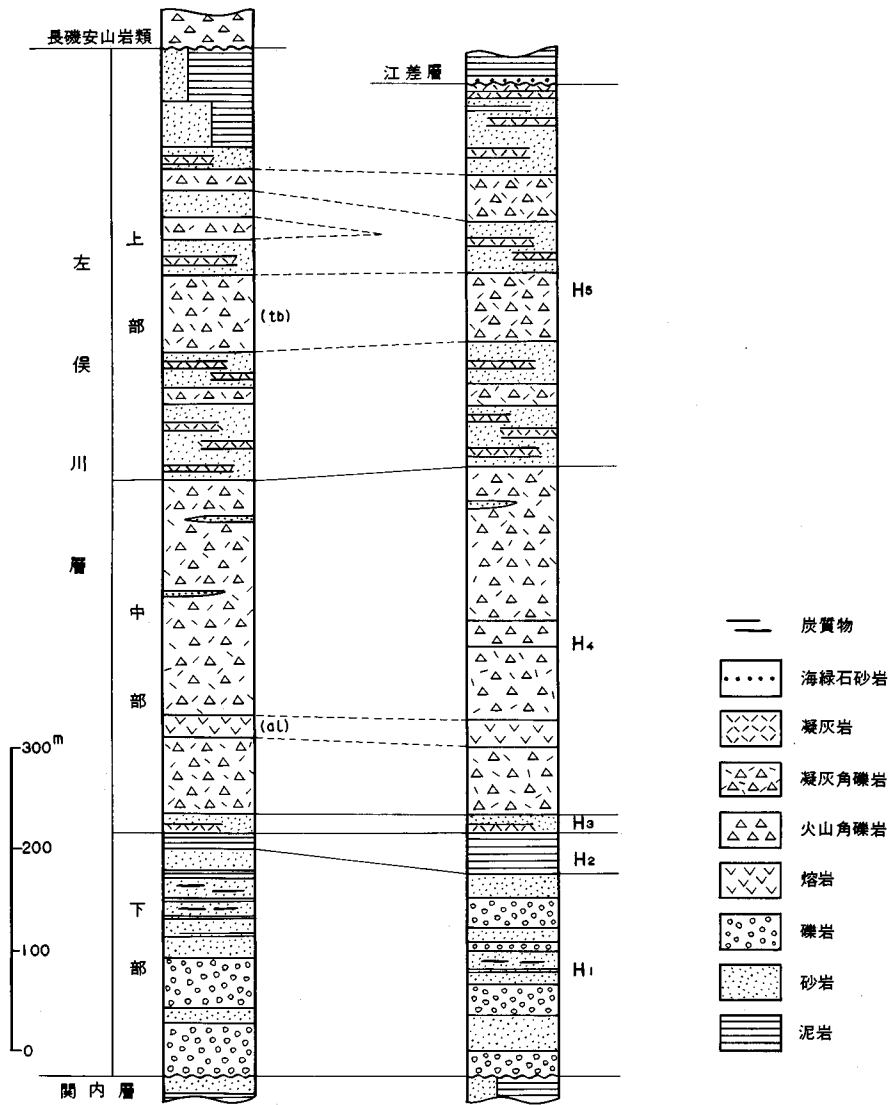
礫岩層 (H₁)

この礫岩層は、左俣川層のいわゆる基底礫岩層といえるもので、サイクリックな礫岩および砂岩の互層を主体とし、その間には薄い泥岩を堆積しているところもある。厚さは関内川流域で最大で約 200m ある。

礫岩は、下半部に多く、それぞれの単層は厚さ数mから最大50mに達する場合もある。礫は比較的円磨度の良い細~中礫からなり、基質は粗粒砂岩からなっている。礫種は、基盤岩である先新第三系のチャートや、粘板岩や、花崗閃緑岩を主とし、下位の白別層を構成する変質玄武岩および安山岩の礫をまじえている。チャートおよび粘板岩の礫は、径 1~5 cm と細礫で、花崗閃緑岩は径 10 cm 以上の中礫のものが多く、前者は関内川流域で卓越している。

関内川・右股沢

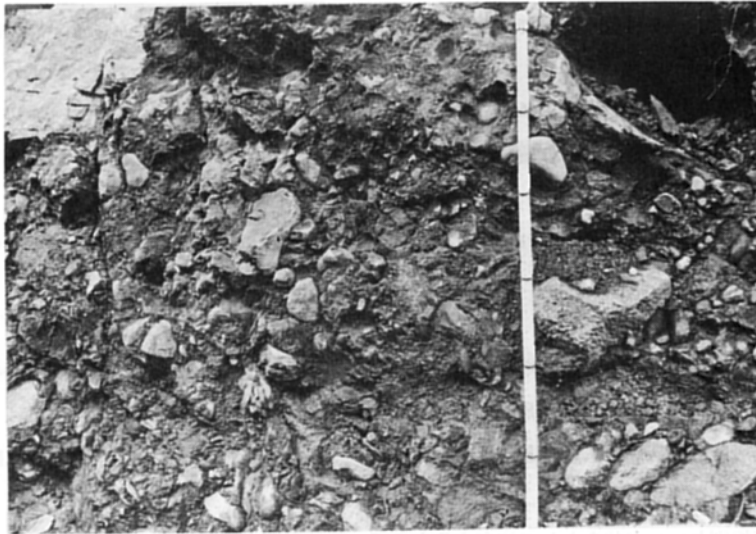
勢至堂川～ヤンカ山



第11図 左俣川層地質柱状図

砂岩は、礫岩と互層をなす下部では礫岩から漸移し、細礫を含む淘汰の悪い中粒ないし粗粒砂岩からなり、しばしば、斜層理が発達している。それぞれの単層の厚さは10数mから数10mである。関内川流域で上半部を占めて発達している砂岩は、層理の明瞭な細粒ないし中粒砂岩で、泥岩の薄層と互層をなしている。なお、砂岩中には全般的に炭質物が多く含まれており、上半部には、しばしばレンズ状の厚さ数cmの炭質頁岩を挟有している。

関内川流域で砂岩と互層する泥岩は、単層の厚さ 1～2m で、暗灰色から灰色を呈する砂質泥岩であ



第12図 左俣川層下部の礫岩層 (H₁) (関内川本流)



第13図 左俣川層下部 (H₁) の最上部に発達する *Ostrea gravitesta* bed. 上部は H₂ の泥岩層 (平田内川中流)

る。

この礫岩層上部からは第5表に示すような海棲貝化石を産出し、最上部には第13図に示されるように *Ostrea gravitesta* からなる貝殻層が発達するところもある。

泥岩層 (H₂)

主として黒色ないし暗灰色を呈する泥岩からなり、灰色を示す砂質泥岩や、細粒砂岩の薄層を挟有している。層厚は、東部の平田内川流域では約50mであるが、西方へ次第に薄くなり、関内川本流では10m内外となっている。下位の礫岩層の砂岩から漸移する。

泥岩は、均質で、やや硬質であって、風化して稜角のある小岩片となつてくれる。層理はやや不明瞭であるが、わずかに発達している。泥岩中に挟在する砂質泥岩および細粒砂岩は、数 cm ないし数10 cm の厚さのもので、顕著なものは 4～5 層である。なお、泥岩の中にはまれに径 10 cm 以下の泥灰質団塊が含まれている。このほか、炭質物は比較的多く、玉葱状構造をもった風化面を呈するところもある。

この泥岩層からは、第 4 表に示されるような花粉化石、第 5 表に示される貝化石、第 6 表の有孔虫化石が産出する。

砂岩層 (H₅)

この砂岩層の主体をなすものは、淡緑灰色の中粒ないし粗粒砂岩からなるが、薄い細粒岩や凝灰岩を挟有している。層厚は薄く、平田内川流域で20～30mで、関内川本流では15m 以下である。

砂岩は、全般的に凝灰質で、緑色を示す軽石や火山礫が多く含まれている。層理は割に明瞭である。ところによっては炭質物も含まれる。

礫岩は、不規則なレンズ状をなして挟在するもので、礫は径 1～3 cm の細礫からなり、礫種は白別層のものと思われる変質玄武岩や安山岩が多い。

凝灰岩は、淡緑灰色から緑色を呈する軽石凝灰岩と、淡緑灰色の細粒凝灰岩がある。普通は厚さ数 10 cm のものであるが、ときには 5 m 以上の軽石凝灰岩が認められる。なお、この厚い凝灰岩の中には、暗灰色泥岩のブロックが含まれていることがある。これらの凝灰岩は、いずれも流紋岩質で、石英や黒雲母が含まれている。

凝灰角礫岩層 (H₄)

この凝灰角礫岩層は、淡緑灰色から帯緑暗灰色を呈する安山岩の凝灰角礫岩を主体とするもので、最下部には火山円礫岩を、中部には安山岩熔岩および火山角礫岩を、上部には火山礫凝灰岩や凝灰質砂岩を伴っている。層厚は 300m内外で、最大で 330mある。

凝灰角礫岩は、緑泥石化して暗緑色を呈する径 2～10 cm の安山岩の角礫と、赤褐色ないし淡緑灰色を呈する細粒の火山岩岩片や、火山砂によって固結されている。角礫の大きさは、一般的に下部で大きく、径 30 cm 以上のものも多く含まれている。

角礫の岩質は、おもに普通輝石安山岩からなるが、中部および梯子沢流域の上部には角閃石普通輝石安山岩が発達している。

火山円礫岩は、平田内川地域の最下部に発達しており、厚さは最大で約30mある。円礫は径 5～30 cm で、10 cm 内外のものがもっとも多い。普通輝石安山岩のほかに流紋岩質の垂円礫が少量含まれている。

安山岩熔岩は、厚さ20～30m程度のものであるが、域内では連続して発達しているので、地質図で熔岩流 (al) として図示してある。この熔岩は、帯緑暗灰色を呈する緻密で堅硬な普通輝石安山岩である。なお、部分的には自破砕熔岩となっている。

火山礫凝灰岩および凝灰質砂岩は、いずれも連続性が乏しく、厚さ数 10 cm から数mの薄層である。ともに淡緑灰色から緑色を呈し、前述の凝灰角礫岩の各サイクルの最上部を占める位置に発達しているようである。



第14図 左俣川層中部の凝灰角礫岩 (H₄) (関内川中流)

普通輝石安山岩は、斑晶として斜長石および普通輝石がある。斜長石は柱状の自形を呈し、大きさは長径 0.5~1.2 mm で、ときには 1.6 mm のものもある。一般に炭酸塩化は著しく、大晶をなすものでは中核部が虫食い状に炭酸塩化や緑泥石化しているものが多い。普通輝石は大きさ径 0.2~0.5 mm で、ときに 1.0 mm の自形を示す。緑泥石化あるいは炭酸塩化をうけているが、新鮮なものが多く残っている。このほか、微斑晶として緑泥石化した紫蘇輝石らしきものが認められる。石基はピロタクシティック組織を示し、斜長石・普通輝石・ガラスおよび鉄鉱からなる。斜長石は長径 0.1 mm 内外の小卓状をなしている。普通輝石は粒状を呈し、大半は緑泥石や炭酸塩鉱物に変っている。ガラスは多くのばあい脱はりして緑泥石などの微晶を生じている。鉄鉱は細粒で石基内に散点する。

角閃石普通輝石安山岩は、斑晶に斜長石・普通輝石および少量の普通角閃石がある。斜長石は長径 0.3~1.2 mm で、ときに 2.0 mm の自形ないし半自形を呈する。比較的新鮮なものが多いが虫喰い状に炭酸塩鉱物が生じている。普通輝石は大型で、長径 0.4~0.7 mm、最大 1.6 mm の柱状の半自形を呈する。大半は緑泥石あるいは炭酸塩鉱物に変っている。普通角閃石は長径 0.7~1.7 mm の半自形から自形を呈し、緑色から淡黄緑色の多色性を示し、多くはオパサイト化している。石基はガラスに富み、斜長石の針状結晶と粒状の普通輝石が散在する。ガラスは大部分が脱はりして緑泥石状の微細な結晶を生じている。

砂岩層 (H₅)

淡緑灰色を呈する凝灰質中粒ないし粗粒砂岩を主体とし、多くの凝灰岩や凝灰角礫岩を挟有し、全般的には数10m毎の厚互層状をなしている。このうち、厚かつ連続性のある凝灰角礫岩 (tb) を地質図に図示した。なお、関内川地域の最上部には砂岩泥岩互層が発達している。層厚は、関内川流域で最も厚く、430m内外ある。

砂岩は、新鮮なものでは淡緑灰色から淡緑暗灰色を示し、風化して淡黄灰色から黄褐色を呈する凝灰



第15図 左俣川層上部の砂岩泥岩互層 (H₅) (関内川中流)



第16図 左俣川層上部 (H₅) の玉葱状構造をなす砂質泥岩層 (関内川中流)

質中粒ないし粗粒砂岩で、軽石や安山岩の細礫を含んでいる。砂粒はいずれも火山岩起源の碎屑物からなり、緑泥石化などの変質をうけた“青ツブ”や“赤ツブ”が目立つのが特徴である。このほか、安山岩質の凝灰岩も多く挟在している。全般的には、比較的細粒なものや粗粒なもの、あるいは凝灰岩との厚さ 50cm から 3m の互層をなしていて層理は明瞭である。

凝灰岩は、細粒なもの、軽石質粗粒なものあるいは火山礫を多く含むものなど多様である。岩質は、大半が輝石安山岩質であるが、勢至堂川から鳴神川流域の本層上部には、厚さ30m以上の流紋岩質の軽石凝灰岩が発達している。この流紋岩質の軽石凝灰岩は、石英や有色鉱物として輝石のほかにも黒雲母お

第4表 左俣川層産出貝化石表
Fossil shells from the Hidarimatagawa Formation

下部・砂岩層 (産地番号 26) (同定: 水野篤行)

Siphonaria cf. *s-nomurai* HATAI
Clinocardium cf. *shinjiense* (YOKOYAMA)
Dosinia tugaruana NOMURA
Tapes siratoriensis OTUKA
Macoma optiva (YOKOYAMA)
Mya sp.
Ostrea gravitesta YOKOYAMA

下部・泥岩層 (産地番号 522)

Natica sp.
Crepidula jimboana YOKOYAMA
Ancistrolepis sp.
Neptunea sp.
Dentalium sp.
Portlandia thraciaeformis (STORER)
Yoldia sp.
Acila (s.s.) sp. (*A. brevis* type)
Musculus? sp.
Mytilus sp.
Chlamys sp. (*Ch. kaneharai* type)
Ch. sp. (*Ch. pilicaensis* type)
Gloripallium crassivenium (YOKOYAMA)
Macoma cf. *calcareea* GMELIN
Thracia sp.
Periploma sp.

Brachiopoda

よび少量の角閃石が認められる。

凝灰角礫岩は、淡緑灰色から帯緑暗灰色を呈する。角閃石普通輝石安山岩の角礫からなり、角礫の大きさは径 5 cm から 30 cm 内外のものが多い。見掛は下位の凝灰角礫岩と酷似しており、赤褐色ないし淡緑灰色を呈する細粒の安山岩岩片や、火山砂によって固結されている。

角閃石普通輝石安山岩は、斑晶として斜長石および普通輝石および少量の普通角閃石がある。斜長石は長径 0.4~1.0 mm で、ときに 1.8 mm のものからなり、自形ないし半自形を呈する。比較的新鮮なものが多いが、炭酸塩鉱物も生じている。普通輝石は、径 0.4~0.6 mm で、自形ないし半自形を呈する。大半は緑泥石あるいは炭酸塩鉱物に変っている。普通角閃石は、長径 0.5~1.5 mm の半自形を呈し、緑色から淡黄緑色の多色性を示し、多くはオパサイト化している。このほか、微斑晶として緑泥石化した紫蘇輝石らしきものが認められる。石基はガラス基流晶質で、短冊状の斜長石・粒状の普通輝石

第5表 左俣川層産出有孔虫化石表
Fossil foraminiferas from the Hidarimatagawa Formation

下部・泥岩層 (産地番号 25) (同定: 大倉保)

-
- **Anomalinoidea** cf. *globulosa* CUSHMAN and PARR
Burizarina aff. *robusta* BRADY
Praeglobbulimina pupoides D'ORBIGNY
***P.** cf. *ezoensis* YOKOYAMA
Cibicides cf. *pseudoungerianus* CUSHMAN
Stilostomella sp.
Fissulina etigoense ASANO and MURATA
Eponides umbonatus (RUESS)
***E.** sp.
Globigerina sp. ind.
Guttulina yabei CUSHMAN and OZAWA
****Gyroidina orbicularis** D'ORBIGNY
Hanzawaia sp.
Cribrostomoides renzi ASANO
Lagena sulcata spicata CUSHMAN and McCULLOCH
L. laevis (MONTAGU)
***Amphycorina fukushimaensis** ASANO
 “*Marginulina*”? sp.
Martinottiella communis (D'ORBIGNY)
Nodosaria sp.
****Nonionella miocenica stella** (CUSHMAN and MOYEA)
Lenticulina cf. *nicobarensis* (SCHWAGER)
***Ammonia** cf. *japonica* HADA
A. sp.
***Sigmomorphina notoensis** ASANO
Sphaeroidina austriaca D'ORBIGNY
-

* common ** abundant

・ガラスおよび鉄鉱からなる。

砂岩泥岩互層は、第11図に示されるように関内川流域で、左俣川層の最上部を占めて発達している。この互層は、厚さは約 110mあって、緑灰色を示す細粒ないし中粒の砂岩と暗灰色を示す泥岩からなり、それぞれの単層は10数 cm から 1 m 内外である。砂岩と泥岩の量比は、下部で砂岩の量が多く、上部では泥岩が卓越していて、第16図に示されるような厚い砂質泥岩が挟在している。

化石 本層下部の礫岩層 (H₁) からは第4表に示される貝化石が産出し、泥岩層 (H₂) からは第4表に示した花粉化石と、第5表の如き有孔虫化石が産出している。貝化石は八尾一門ノ沢動物群に属するものであって、有孔虫化石は東北地方の西黒沢層から産出する化石群集に酷似している。

花粉化石は *Liquidamber* を伴っていないが、前述の関内層に似た温暖な気候を指示するものが多い。これらの動植物化石から、本層の時代は中期中新世といえる。このほか、本層の泥岩中には、サメの歯や魚鱗および *Makiyama chitaii* などが含まれている。

地質構造 下位層と同様の NW-SE 方向の走向で、南西方向へ傾斜する単純な同斜構造をなしている。傾斜は東部で 30~35°、西部で 25~30° 程度である。ただし、関内川流域の下部の層準では 50~75° と急傾斜を示している。この地域には、NE-SW 方向の断層が存在しており、このような急傾斜をなしていることは断層の影響とも考えられる。

対 比 本層は、海成の碎屑物および火山岩類に富み、緑泥石化などの変質による緑色化が著しいなどの岩相上の特徴と、層序および化石群集から、道南における標準層序の訓縫層に相当するものである。

II. 3. 4 江差層 (E)

命 名 角 靖夫・垣見俊弘・水野篤行 (1970)

模式地 地域外南方の松山郡江差町、豊部内川河口部から北方の海岸地域。域内では勢至堂川で好露出する。

分 布 鳴神川以東の地域に、東西方向に帯状に分布する。なお、西部地域では長磯安山岩類によって覆われていてほとんど露出をみないが、梯子沢で、その一部が認められる。

層 厚 逆川流域で約 270m、勢至堂川で 340m。全体として西部へ向って厚さを増している。

層序関係 下位の左俣川層とは、域内において軽微な平行不整合関係にある。しかし、域内北方の久遠地域あるいは南東方の相沼地域においては、すでに報告があるように (吉井・秦, 1967・1971; HATA and TSUSIMA, 1969), 下位層とは傾斜不整合の関係にある。

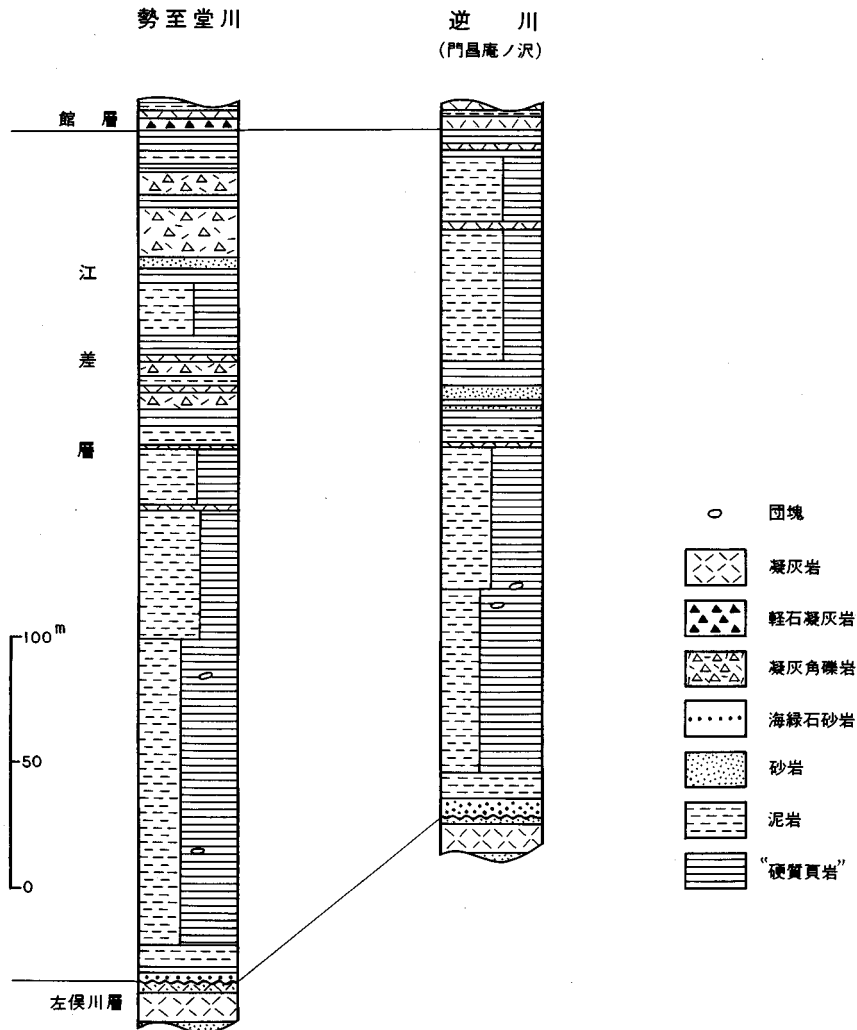
岩 相 本層は、いわゆる硬質頁岩と軟質泥岩との互層からなりたち、砂岩や凝灰岩の薄層をはさみ、上部には玄武岩の凝灰角礫岩を伴っている。代表的な柱状図を第17図に示した。

基底層は含海緑石砂岩あるいは凝灰質砂岩からなる。これら基底層の砂岩層は通常厚さ 20 cm ないし 40 cm 程度であるが、逆川では約 5 m もある。

下部は、珪質で少し硬い頁岩と軟質な暗灰色泥岩の厚さ 10 cm ないし 30 cm の互層からなり、層理は比較的明瞭である。上部は、暗灰色の少し硬い泥岩を主とし、硬質頁岩は少なく、凝灰岩・砂岩および玄武岩凝灰角礫岩を多く伴っている。凝灰岩は、厚さは数 cm から数 m のものまである。凝灰岩は灰色から淡青灰色を呈する中粒ないし細粒の凝灰岩で、岩質は黒雲母角閃石石英安山岩質のものが多い。鏡下では斜長石は大きさ 0.4 m~0.6 m でほとんどが破碎されている。石英は径最大 0.7 m で破片状。角閃石は最大 1.2 mm で、緑色から緑褐色を呈し、しばしばオパサイト化されている。黒雲母は最大 0.6 mm。普通輝石は最大 0.4 mm。そのほか、火山ガラス・鉄鉱・緑泥石などからなり、少量ではあるが放散虫を含んでいる。

砂岩は、緑色粒を含む凝灰質な中粒ないし細粒砂岩で淡青灰色を呈する。厚いものでは約 6 m ある。

玄武岩凝灰角礫岩は、とくに勢至堂川流域に発達しているもので、他の地域では認められない。この凝灰角礫岩は、暗緑灰色から暗灰色を呈し、角礫の大きさは、径 3 cm ないし 5 cm で、なかには火山礫凝灰岩を主とするものもある。玄武岩は、岩質的には橄欖石普通輝石玄武岩で、斑晶は斜長石・普通輝石および橄欖石からなる。斜長石は短柱状で、長さ 0.5 mm~1.0 mm の自形ないし半自形結晶からなり、一般に虫食い状に炭酸塩化されている。普通輝石は粒状のものが多く、径は 0.2 mm~0.3 mm



第17図 江差層地質柱状図

程度。橄欖石は長径 0.5mm~1.1 mm で、ほとんどイデングサイト化などの変質をうけている。石基は、拍子木状の斜長石・粒状の普通輝石・ガラスおよび鉄鉱からなり、ピロタクシティック組織を示す。

江差層中には、このほか、球状から楕円体状を呈する泥灰質団塊や、珪質団塊が含まれている。これらはとくに下部に多い。

化石 本層中からは *Makiyama chitanii*・放散虫や魚鱗を普遍的に産するほか、*Cylammina*, *Haprophrgmoides*, *Martinottiella* などの底棲有孔虫を産出する。貝化石は極めて少なく、逆川の本層上部で、同定にたえない巻貝と二枚貝の破片を見出したにすぎない。

地質構造 地域の東部では、ほぼ東西の走向をもち、南へ 25~30° 傾斜する同斜構造をなしている。

西部の様子沢地域では、その一部が露出するにすぎないので明らかでないが、走向は NW-SE 方向となり、傾斜は 25°W 前後である。

対 比 本層は、江差地域の江差層、久遠地域の^{むじなたい}猪岱層に相当し、地質概説でも述べたように、主部は東方八雲地方の八雲層に対比される。しかし、上部は暗灰色の泥岩を主とし、上部に発達する凝灰岩は黒雲母角閃石安山岩質のものが多く、八雲地方で黒松内層の基底部とされている下葉改浮石部層（橋本ほか、1963）に相当する可能性もある。

II. 3. 5 館 層 (T)

命 名 秦 光男・山口昇一 (1969)

模式地 地域外南方の桧山郡厚沢部町。館部落周辺。域内では勢至堂川および熊石海岸に好露出する。

分 布 熊石市街地以東の海岸地域に分布するほか、関内川下流および荷菱内川流域で長磯安山岩類の下位に小露出として見出される。

層 厚 上限が海域となっていて、全層厚は不明であるが、勢至堂川で 350m 以上認められる。

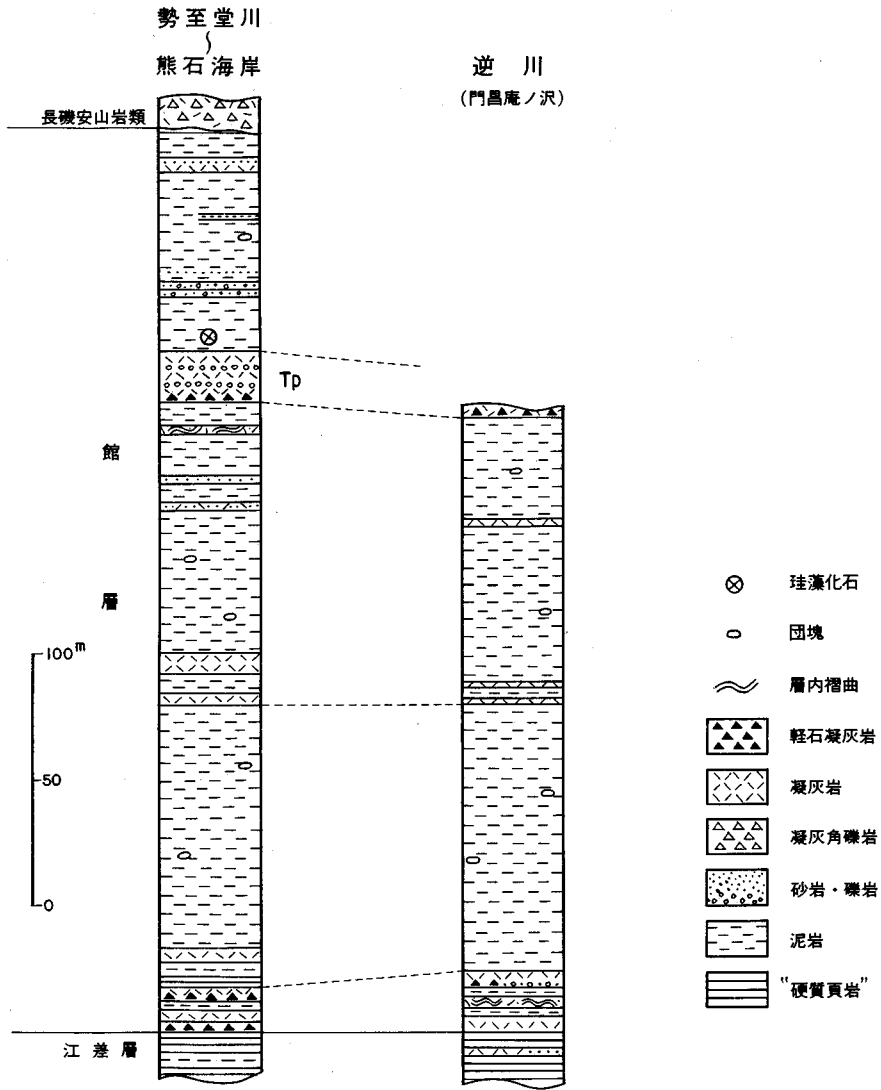
層序関係 下位の江差層とは整合漸移する関係にある。なお、熊石地域では、江差層のいわゆる硬質頁岩と本層の塊状泥岩との岩相境界部付近に発達する、黒雲母石英安山岩質の軽石凝灰岩層を本層の基底部としている。

岩 相 本層は、主として凝灰質ないし珪藻質な泥岩からなり、珪長質な凝灰岩や砂岩の薄層を挟在している。このほか、泥岩中には多くの泥灰岩質団塊が含まれている。これらの岩相の累重関係は第18図に示した通りである。なお、挟在する凝灰岩のうち、鍵層として連続して追跡できる軽石凝灰岩 (Tp) を地質図上で図示してある。

本層の主体をなす泥岩は、灰色・淡緑色または淡青灰色で、風化して灰白色から黄褐色を呈する中粒シルトからなる泥岩で、一般に均質で層理が乏しい。全般的な傾向としては、下部でより細粒であって、鍵層の凝灰岩より上部では粗粒となり、ところによっては細粒砂岩と不規則な互層を示す部分も認められる。泥岩は凝灰質ないし珪藻質であって、珪藻質な部分は上部に卓越している。最下部ではやや硬い泥岩であるが、一般に固結の程度は低く、やわらかい。谷底や急傾斜の崖壁では、塊状であるために滑らかな面を形作っている。泥岩中に含まれる泥灰岩質団塊は、球状あるいは楕円体状を呈するものが多いが、中部には扁平状のものもある。多くは径 10~50 cm であるが、ときには 1 m 以上におよぶものも見受けられる。

凝灰岩は、第18図に示されるように、鍵層 (Tp) とした軽石凝灰岩のほかにも数多く挟在している。これらの凝灰岩は、極細粒ガラス質なものから軽石質なものまでであるが、岩質は黒雲母石英安山岩ないし黒雲母角閃石石英安山岩質である。

基底部の凝灰岩は厚さ約 6 m で、下部は風化して褐色を呈し、径 1~2 cm の本質火山礫を含む軽石質な塊状部（厚さ約 2.5 m）からなり、中部には黒雲母片および石英粒の多い、中粒で平行葉理の発達した部分（厚さ約 2.5 m）があつて、上部は灰色を呈するガラス質な極細粒なもの（厚さ約 1 m）から構成されている。中部を構成している部分は、鏡下で径 0.2~0.5 mm の丸味を帯びた新鮮な石英粒、



第18図 館層地質柱状図

大きさ 0.2~0.5 mm の黒雲母片，破碎された斜長石，まれに粒状の普通輝石などの鉱物と，径 0.6~1.2 mm の軽石粒や火山ガラスからなっている。

このほか，厚さ 2m 以上の凝灰岩の多くは，前述のような堆積順序と堆積構造をもっている。

薄い凝灰岩では，第20図にも示されるように，極細粒から中粒までの粒度で，平行葉理の発達した珪長質な凝灰岩が多い。また，これらのなかには層内褶曲を伴っているものもある（第18図参照）。

鍵層とした中部の軽石凝灰岩（Tp）は，非常に厚く最大30mにも達する。下半部は塊状を呈する軽石凝灰岩で，軽石は発泡がよく，絹糸光沢をおびた白色を呈し，大きさは径 1.5 cm 程度のもが多く，最大で径 5 cm 程度のものからなる。最下部には本質火山角礫と思われる径 3 cm 内外の流紋岩質の石



第19図 館層の塊状砂質泥岩（熊石市街，門昌庵横）



第20図 館層(T)の泥岩中に挟まれる砂質凝灰岩（熊石市街）



第21図 館層中部の軽石凝灰岩層 (Tp) (平海岸)

英安山岩の岩片と、径 20 cm にも達する館層主部の灰色泥岩が“同時礫”として多く含まれている。なお、凝灰岩の基底は不規則な凹凸面をもっていて、下位の泥岩をわずかながら削っていることがわかる。上半部は、第21図に示されるような平行層理を有し、淡灰色を呈する軽石凝灰岩からなる。軽石はより細粒となり、径は 1cm 以下となる。

この軽石凝灰岩に含まれている鉱物は、大きさ 1.0~2.5 mm の黒雲母、長さ 2.0 mm 内外の緑色から淡褐緑色を呈する角閃石、径 0.5~0.8 mm の石英、長さ 0.5~1.6 mm の斜長石径 0.5 mm 内外の普通輝石などである。量比は場所によって異なるが、ほかの凝灰岩と比較して角閃石を含むことと、斜長石の多いのが特徴である。

これまで述べてきたような厚い凝灰岩は、塊状粗粒なものから平行層理をもつ中粒なもの、さらに極細粒なものとなる一連の堆積構造をもっていること、また、最下部には直下の泥岩を“同時礫”としてとりこんでいることから、海底を流走した軽石流堆積物といえよう。

砂岩は、一般に淡青灰色を呈する細粒ないし中粒の凝灰質砂岩で、厚さ数 cm から数 10 cm の薄層として挟在するものであるが、上部では泥岩と不規則な互層をなしているところもある。

化石 本層から第6表に示したような多くの珪藻化石が産出する。珪藻化石を検出した試料の層準は、産地番号36が鍵層の軽石凝灰岩 (Tp) の直上のもので、産地番号2および3は域外平田内川本流の軽石凝灰岩の下位約20および30mから得たものである。なお、これらの珪藻化石は、対岸の奥尻島で報告された米岡層産出の珪藻化石群集(秦・長谷川, 1970)と酷似している。*Makiyama chitanii* は普遍的に産出するほか、まれに鯨骨が見出される。

地質構造 熊石海岸地域では、ほぼ東西方向の走向で、南へ 20~30° 傾斜する単純な同斜構造をなしており、傾斜は上部へより緩くなっている。

対比 本層は、南方江差一館地域の館層に、北方久遠地域の真駒内層に相当し、東方八雲地域の黒松内層主部に対比される。

第6表 館層産出珪藻化石表
Fossil diatoms from the Tate Formation

(同定：長谷川康雄)

化 石 種	生 態			産 地 番 号		
				2	3	36
<i>Actinocyclus curvatulus</i> JANISH	M	P	O		1	
<i>Arachnoidiscus ehrenbergi</i> BAILEY	M	B	S	1		
<i>Biddulphia aurita</i> (LYNGBYE) BRÉBISSEON and GODEY	M	P	N	1		
<i>Cocconeis antiqua</i> TEMPÈRE and BRUN*	M	B	S			1
<i>C. costata</i> GREGORY	M	B	S	20	2	6
<i>C. curvirotrunda</i> TEMPÈRE and BRUN	M	B	S	1	1	
<i>C. formosa</i> BURN*	M	B	S	1		1
<i>C. scutellum</i> EHRENBERG	M	B	S	10	3	5
<i>C. vitrea</i> BRUN	M	B	S	2		
<i>Coscinodiscus lineatus</i> EHRENBERG	M	P	O		3	
<i>C. marginatus</i> EHRENBERG (including form. <i>fossilis</i> JOUSÉ)	M	P	O	5	18	2
<i>Cosmiodiscus intersectus</i> (BRUN) JOUSÉ*	M	P		1	1	
<i>Denticula hustedtii</i> SIMONSEN and KANAYA*	M	P			2	
<i>D. kamtschatica</i> ZABELINAE*	M	P		108	97	72
<i>D. lauta</i> BAILEY*	M	P			2	
<i>Grammatophora angulosa</i> EHRENBERG var. <i>islandica</i> (EHRENBERG) GRUNOW	M	B	S	2		
<i>Melosira granulata</i> (EHRENBERG) RALFS			P		1	
<i>M. sol</i> (EHRENBERG) KÜTZING*	M	B		4	3	1
<i>M. sulcata</i> (EHRENBERG) KÜTZING	M	P	S	3	1	79
<i>Rhaphoneis angustata</i> PANTOCSEK	M	B	S		1	
<i>R. surirella</i> (EHRENBERG) GRUNOW	M	B	S		1	
<i>Rhabdomena japonicum</i> TEMPÈRE and BRUN*	M	B		1		
<i>Stephanopyxis nipponica</i> GRAN and YENDO	M	P	N	4	3	
<i>Thalassionema nitzschioides</i> GRUNOW	M	P	N	23	13	24
<i>T. antiqua</i> A. CLEVE*	M	P			1	3
<i>T. nidulus</i> (TEMPÈRE and BRUN) JOUSÉ*	M	P		1	1	
<i>T. oestrupii</i> (OSTF.) PROSKINA-LAVRENKO	M	P	?	11	9	6
<i>T. zabelinae</i> JOUSÉ*	M	P			36	
Total				200	200	200

M: marine species, P: planktonic species, B: benthonic species, O: oceanic species, N: neritic species, S: sublittoral species,
*: extinct species

II. 3. 6 流紋岩 (R)

流紋岩は、関内川下流の北支沢で小露出して認められる。この流紋岩は、沢筋にそって10数mの露出をなしているもので、後述する長磯安山岩類の新鮮な角閃石安山岩の火山角礫岩によって覆われている以外不明である。ただ、周辺地域では長磯安山岩類下に、前述の館層の泥岩の小露頭が認められることから、館層に挟在する多くの軽石凝灰岩の火山活動に関連があるものと推察される。

この流紋岩は、角礫岩様をなしており、また弱い珪化や緑泥石作用をうけている。

斑晶は一般に乏しく、少量の石英・斜長石および黒雲母が認められる。石英以外は多くの場合粘土化や炭酸塩化しており、しばしば緑泥石が生じている。石基は、隠微晶質である。また、珪化の著しい部分では黄鉄鉱も生じている。

II. 3. 7 長磯安山岩類 (Nb, NI)

命名 秦 光男 (1967) が長磯層と命名したものであるが、他に同名の地層があることから、吉井ほか (1973) によって改称された。

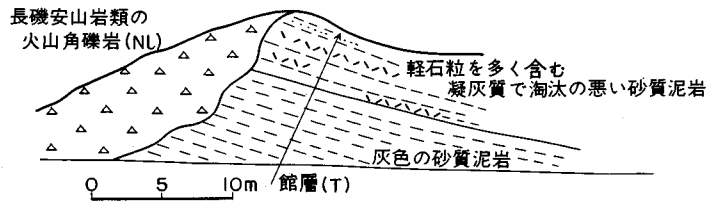
模式地 本地域の大成町長磯海岸。 **層厚** 300m以上。

分布 熊石市街西端から地域北西部にかけて広く分布する。

層序関係 本岩類は館層以下の地層を不整合におおっている。

岩相 下部は主として角閃石安山岩の火山角礫岩および凝灰角礫岩 (Nb) からなり、上部は角閃石安山岩熔岩 (NI) からなる。

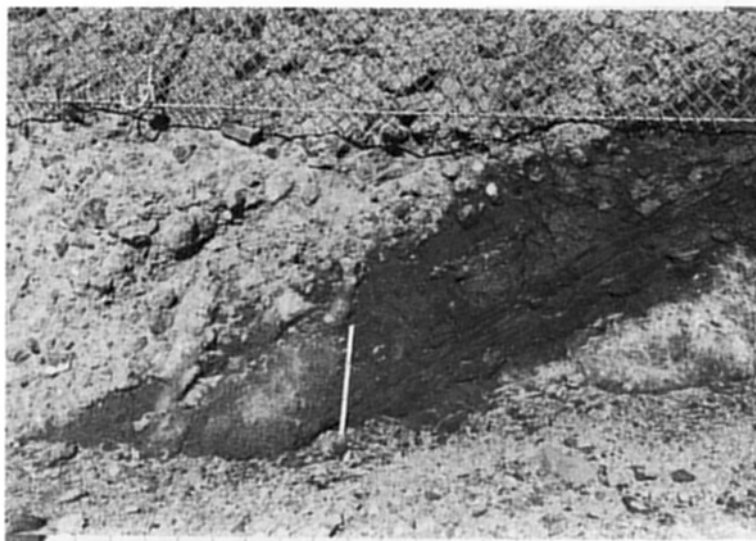
下部の火山角礫岩および凝灰角礫岩 (Nb) は、長磯から鳴神にいたる海岸地域や関内川流域に広く発



第22図 館層と長磯安山岩類との不整合関係を示す見取図



第23図 長磯安山岩類 (Nb) の火山角礫岩 (関内川中流)



第24図 長磯安山岩類の凝灰角礫岩 (Nb) 中に挟まれる凝灰質砂岩 (関内海岸)

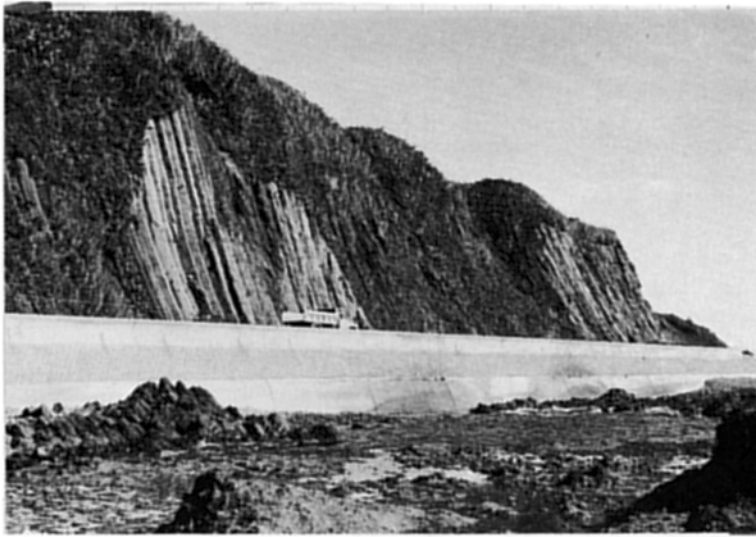
達している。下位の館層との不整合関係は、第22図に示したように熊石市街西端の海蝕崖で観察できる。最下部では、径 20 cm にも達する館層の泥岩の垂円礫を含む、火山円礫岩および凝灰角礫岩が発達している。この部分では、角閃石安山岩の礫以外に普通輝石紫蘇輝石安山岩の角礫もかなり含まれている。

一般的には、角閃石安山岩の自破碎熔岩を含む火山角礫岩を主体とし、凝灰角礫岩や凝灰質砂岩を伴っている。火山角礫岩は、主として径 10~30 cm の角礫からなり、ときには 2 m にも達する岩塊を含んでいる。新鮮な露頭では黒味をおびた暗灰色を呈し、風化して暗褐色から灰色まで色調は多様である。また、温泉変質による脱色をうけ灰白色を呈する部分もある。

角閃石安山岩は、斜長石の大晶をもつ斑状のものから、微斑晶質なものまでである。斑晶は、斜長石・角閃石および少量の普通輝石からなる。斜長石は長さ 0.3~1.8 mm の自形ないし半自形結晶からなり、累帯構造が発達している。角閃石は長さ 0.5~1.5 mm ときに 2.5 mm で、淡黄褐色から濃褐色を呈し、多色性が強い。角閃石はしばしばオパサイト化している。普通輝石は粒状で、径 0.3 mm 内外である。石基は、ガラス基流晶質で、ガラス・斜長石・角閃石および鉄鉱からなる。

最下部に含まれる普通輝石紫蘇輝石安山岩角礫は、黒色ないし暗灰色を呈する、緻密な岩石である。斑晶は、斜長石・普通輝石および紫蘇輝石からなる。斜長石は長さ 0.3~1.4 mm の短柱状で、カルスバード双晶をなすものも多く、新鮮である。普通輝石は大きさ 0.3~1.2 mm で自形を呈する。紫蘇輝石は大きさ 0.4~0.7 mm ときに 2.2 mm で、自形を呈し、多色性は弱い。石基は、ガラス基流晶質で、小短冊状の斜長石・粒状の普通輝石・ガラスおよび鉄鉱からなる。

凝灰角礫岩および凝灰質砂岩の量は非常に少ない。前者は火山角礫岩中に不規則に挟在し、後者も第25図に示されるように、凝灰角礫岩中に厚さ数 10 cm のレンズ状の堆積物として挟まれているにすぎない。



第25図 柱状節理の発達した長磯安山岩類上部の角閃石安山岩熔岩 (NI)

上部の角閃石安山岩熔岩 (NI) は、地域北西部から北方久遠地域の貝取澗にかけて広く発達する熔岩流である。この熔岩は、第25図に示されるように一般に柱状節理が良く発達している。

角閃石安山岩は、一般に暗灰色を示し、斜長石や角閃石の大晶をもつ斑状を呈するものが多いが、なかには黒味をおびた緻密なものもある。

斑晶は、斜長石・角閃石および普通輝石からなる。斜長石は、大きさ 0.5~1.5 mm ときに 2.6 mm の短柱状で、黒帯構造が発達している。角閃石は、長さ 0.4~1.8 mm ときに 3.0 mm で、淡緑黄色から緑褐色を呈する。オパサイト化が著しい。普通輝石は、大きさ 0.2~0.3 mm 程度のもので、量は少ない。石基は、ガラス基流品質で、小短冊状の斜長石・ガラス・粒状の普通輝石および鉄鉱からなる。このほか、結晶度の高いものには斑紋状にクリストパル石・アルカリ長石・細粒の紫蘇輝石および赤褐色の黒雲母の集合体を生じていることがある。また、西浜北方山地のものには、まれに融蝕された石英の斑晶 (径 1.8mm 内外) が認められた。

化石 産出しない。

地質構造 本岩類は、館層以下の地層を不整合におおって、南西方向に緩やかに傾斜している。挟在する凝灰質砂岩など部分的な測定においては25°以上を示すところもあるが、基底面から推定すると10°以内である。

II. 4 第四系

熊石地域内にみられる第四系は、段丘堆積物・沖積層および崖錐堆積物である。段丘堆積物は、更新世の中期から後期にかけて形成されたと思われる3段の海岸段丘堆積物と、関内川流域に発達する河岸段丘堆積物とがある。これらの段丘堆積物の上位は、多くの場合、現世のローム層・火山灰層あるいは土壌によっておおわれている。沖積層は、海岸地域の浜堤の砂礫堆積物と、河川の沿岸に発達する砂・

含礫砂および砂質泥からなる現世の沖積堆積物である。

II. 4. 1 段丘堆積物

第1 海岸段丘堆積物 (t_1)

段丘の上面は海拔60mから 120mを示し、開析をかなりうけている。堆積物は、西浜地域で厚さ1 m以上の砂礫層からなり、礫の大部分は長磯安山岩類の角閃石安山岩で占められている。北西部の荷菱内川右岸では厚さ1 m以上で、礫径 10~30 cm の円磨度の低い礫層からなっている。なお、この地点では上位に現世の厚さ 40 cm 内外の腐植土、約 10 cm の火山灰、さらに厚さ約 50 cm の表土がのっている。

第2 海岸段丘堆積物 (t_2)

段丘の上面は、鳴神以東では海拔約40mであるが、西浜付近で約30m、西浜以西では30m以下と西方に低くなっており、基底面の高度もこれと同様の傾向を示している。すなわち、平付近における基底面は、海拔約30mであるが、西方へ次第に低くなり熊石市街地区で約20m、西浜付近で約15mとなっている。ただし、さらに西方の長磯付近では20m内外を示している。

段丘堆積物は、比較的厚く、円磨度のよい礫層・含礫砂層・砂層およびシスト層からなり、ところによっては泥炭を伴う粘土層がある。厚いところでは4 m内外で、薄いところでも1 m以上ある。なお、熊石市街地区では中部に周氷河現象によって生じたと思われる褶曲した火山砂層（厚さ約 15 cm）が瀬川秀良氏によって認められており、中・上部の堆積物は非海成の可能性もある。なお、瀬川（1974）によると西浜地区の中部（基底から約 1.5m 上位のところ）から産出した木片の ^{14}C 年代は、学習院大学木越研究室の測定によって 27500_{-1000}^{+2000} 年 B. P. と計算されている。

河岸段丘堆積物 (tr)

関内川流域に、小高い平坦地あるいは緩斜地を作って分布している。このほか、鳴神川や勢至堂川などの小河川の沿岸にも少規模に発達している。関内川では、段丘の上面は下流で海拔約30m、中流で約80mあって、基底面は現河床から20~25の高さをもつものである。堆積物は、礫および含礫砂からなり、ときに粘土質なシルトもまじえている。厚さは1~3mある。

第3 海岸段丘堆積物

この段丘堆積物は、地質図幅上で省略してあるが、国道 229号線添の主な集落のある平坦面を形成しているもので、巾は非常に狭く、平坦面は海拔10m以下である。堆積物は、礫および含礫砂からなり、一般に薄く、厚さ1 m内外か、それ以下である。

II. 4. 2 沖積層 (a)

海岸地域の浜堤に発達する礫および砂質堆積物と、河川の沿岸に発達する河成の砂・礫・砂質泥および粘土からなる現世堆積物からなる。

II. 4. 3 崖錐堆積物 (t)

関内川中流東部に崖錐地形をなして発達している。構成物は、この地域に分布している左俣川層およ

び長磯安山岩類の崩壊物である土砂や岩塊からなっている。

このほか、当地域には渡島大島の火山噴出物である火山灰層が発達している（北海道火山灰命名委員会，1972）。この火山灰は、灰白色を呈する火山砂を主体とするもので、厚さは 10cm 内外である。

Ⅲ. 応用地質

本地域には、石材あるいは砕石として利用できる長磯安山岩類の安山岩熔岩のほか、資源的に価値あるものは見当たらない。

ただ、平田内川流域の地域外10数mから数10mのところには、温泉が数多く湧出している。この温泉は、平田内温泉（下斗米・古館，1936）あるいは平温泉（二間瀬，1968）と呼ばれている。泉源は、平田内川西岸にあって、N20°E 方向に約 200m にわたって配列して点散する。泉温は最高70℃ぐらいある。この温泉は、現在熊石町によって利用されているので特記しておく。詳しくは二間瀬（1968）によって報告されているので参照されたい。

文 献

- 秋葉 力・藤江 力・松井 愈・岡部賢次・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.
- 二間瀬 洌 (1968) : 温泉の化学組成と引湯上の問題点—熊石町の温泉について—. 北海道地下資源調査所報告, no. 38, p. 49-57.
- 橋本 亘・菅野三郎・品田 穰・大島一精 (1963) : 北海道渡島半島今金—国縫—八雲間の地質. 地質学雑誌, vol. 69, p. 228-238.
- 秦 光男 (1967) : 西部北海道熊石町付近の新第三系. 地質調査所北海道支所調査報告会講演要旨録, no. 18, p. 17-21.
- ・長谷川康雄 (1970) : 北海道奥尻島南部新第三系の地質と化石珪藻群. 地球科学, vol. 24, no. 3, p. 93-103.
- ・山口昇一 (1969) : 北海道西南部における *Operculina* の層位的な位置. 日本地質学会第76年学術大会総合討論会「グリーンタフに関する諸問題」討論会資料, p. 131-135.
- HATA, M. and TSUSHIMA, K. (1969) : Stratigraphical studies on the Kumaishi area, southwestern Hokkaido. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 20, no. 9, p. 13-24.
- 北海道火山灰命名委員会 (1972) : 北海道の火山灰分布図.
- 北海道鉱業振興委員会 (1968) : 北海道の石油・石炭ガスの探査と開発, 183 p.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) : 本邦産火成岩の K-A dating (IV) —東北日本花崗岩類—. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 56, p. 41-55.
- 長尾 巧・佐々保雄 (1933) : 北海道西南部の新生代属と最近の地史. 地質学雑誌, vol. 40, p. 555-577, p. 750-755.
- ・——— (1934) : 北海道西南部の新生代層と最近の地史. 地質学雑誌, vol. 41, p. 47-60, p. 211-260.
- 成田英吉・五十嵐俊雄 (1969) : 北海道爾志郡熊石村見市川流域のウラン鉱床. 地質調査所報告, no. 232, p. 483-486.
- 根本忠寛 (1936) : 北海道西南部のアンソクレス流紋岩. 地質学雑誌, vol. 43, p. 396-398.
- 佐川 昭・植田芳郎 (1969) : 5万分の1地質図幅「瀬棚」および同説明書. 北海道開発庁.
- 佐藤文男・白幡浩志 (1965) : 西南北海道の花崗質岩の岩石化学的研究. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 54, p. 14-22.
- SATO, S. (1963) : Palynological study on Miocene sediments of Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, Geol. and Miner.* XII, no. 1, p. 36-42.
- 瀬長秀良 (1974) : 北海道熊石町・大成町付近の海岸段丘とその ^{14}C 年代. 北海道地理, no. 49, p. 1-6.
- 下斗米俊夫・古館兼治 (1936) : 北海道有用磁産物調査報文 (第7報), 桧山支庁管内, 爾志郡・

- 久遠郡・太櫛郡全域及び瀬棚郡一部. 北海道工業試験場報告, no. 61, p. 45-120.
- 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.
- TANAI, T. (1963) : Miocene floras of southwestern Hokkaido, Japan. Part I., Tertiary floras of Japan. *Collab. Assoc. to Commem. the 80th Anniv. of the Geol. Surv. of Japan*, p. 9-96.
- and SUZUKI, N. (1972) : Additions of the Miocene floras of southwestern Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, Geol. and Miner.* XV, nos. 1-2.
- 魚住 悟・藤江力 (1958) : 北海道新第三紀の地層対比—新第三紀対比試案について—. 新生代の研究, no. 26, p. 24-33.
- 吉井守正・秦 光男 (1967) : 西南北海道久遠地域の第三系—とくに不整合関係について (演旨). 地質学雑誌, vol. 73, p. 105.
- ・———— (1971) : 北海道久遠地域の新生界—とくに前期～中期中新世の堆積環境について (演旨). 地学関係 5 学会連合学術大会講演要旨. p. 348.
- ・————・村山正郎・沢村孝之助 (1973) : 久遠地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 57 p., 地質調査所.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Sapporo (4) No. 73

GEOLOGY
OF THE
KUMAISHI DISTRICT

By

Mitsuo HATA

(Written in 1974)

Abstract**GEOLOGY**

The mapped area (latitude 42°0' to 42°10'N, longitude 139°45' to 140°0'E) located in the southwestern Hokkaido is composed of Cretaceous granodiorite mass, Tertiary volcanic and sedimentary rocks, and Quaternary sediments.

A summary of the stratigraphic sequence is shown in Table 1.

Granodiorite

The granodiorite is the basement rock of the area which occupies narrowly in the north-eastern corner in this quadrangle but is a part of a large mass forming the Yurappu-dake dome.

The K-Ar age of the rock is 111 m.y. ago and chemical composition is shown in the Japanese text (p. 7).

NEOGENE-TERTIARY**Usubetsu Formation**

The Formation is the lowest member of the Neogene-Tertiary in the mapped area, overlying the granodiorite unconformably. The formation distributed in the area consists mainly of pyroclastic rocks and lavas of andesite though basaltic lava covers granodiorite in the upper

Table 1

Age		Stratigraphy		Main rock facies	Remarks	
Quaternary	Recent	Talus deposits Alluvium		Gravel, sand, block and clay	Upheaval	
	Pleistocene	Terrace deposits		Gravel, sand and clay		
Neogene-Tertiary	Pliocene	Nagaiso Andesites		Lava flow and volcanic breccia of hornblende andesite	← Folding	
		Tate Formation		Mudstone with pumiceous tuff		
	Miocene	Esashi Formation		Alternation of "hard shale" and mudstone with tuff	← Faulting and folding	
		Hidarimatagawa Formation	Upper part	H ₆		Alternation of sandstone tuff-breccia and mudstone
			Middle part	H ₄		Andesite tuff-breccia and volcanic conglomerate with andesite lava and sandstone
		H ₃		Tuffaceous sandstone intercalating rhyolitic tuff		
		Lower part	H ₂	Mudstone		
			H ₁	Conglomerate and sandstone	← Transgression	
	Sekinai Formation		Alternation of mudstone and sandstone	← Denudation		
	Usubetsu Formation		Altered andesite and basalt lavas and pyroclastics			
Cretaceous		Granodiorite		Hornblende-biotite granodiorite		

course of the Sekinai river.

The volcanic rocks are thought to be the products of non-marine volcanic activities in early Miocene.

The Formation is more than 600 m in thickness.

Sekinai Formation

The Formation covers the Usubetsu Formation unconformably. It consists of alternation of sandstone and mudstone intercalating thin layers of coaly shale. The basal part of the Formation is composed of coarse-grained arkose sandstone containing small pebbles of granodiorite and altered andesite.

The fossil plant and pollen are found in the northeastern corner of the area. They belong to the named "Daishima-type flora" and indicate middle Miocene in age.

The thickness of the Formation is 200 m to 280 m.

Hidarimatagawa Formation

The Formation covers unconformably the Sekinai Formation. It consists mainly of marine clastic rocks and andesitic pyroclastic rocks.

It is divided lithologically into the Lower (H₁ and H₂), Middle (H₃ and H₄) and Upper

(H₅) part, in ascending order. The formation is exposed typically along the stream of the Sekinaigawa.

Lower part

The lower part covers the underlying Sekinai Formation with clear unconformity. The lower half of the bed (H₁) consists almost of conglomerate and sandstone, the former of which contains a considerable amount of boulders of granodiorite, and round pebbles of chert and clayslate derived from pre-Tertiary formation, and altered basalt and andesite from the Usubetsu Formation. The sandstone is medium-grained and contains coaly matters. Marine shells are found at several places in the sandstone.

The upper half of the bed (H₂) is made of massive black mudstone. In the mudstone marine shells, foraminifera, fish scales, teeth of sharks and *Makiyama chitanii* are found.

Middle part

The lowermost part of the bed (H₃) is made of medium or coarse-grained tuffaceous sandstone intercalating layers of rhyolitic tuff and pebbly conglomerate.

The main part (H₄) is composed of andesite tuff-breccia and volcanic conglomerate with sandstone. The pebbles of volcanic conglomerate tend to increase their diameter toward the lower part, and the boulders occasionally exceed 30 cm across. The rock generally shows green color by alteration.

Upper part

The part is composed mainly of tuffaceous sandstone, conglomerate and mudstone intercalating tuff-breccia of andesite. The sandstone is light-green colored medium or coarse-grained and includes plagioclase and biotite grains of volcanic origin markedly.

The tuff-breccia is composed mainly of the block, 3 to 5 cm in diameter, of pyroxene andesite and hornblende andesite.

The uppermost part is alternation of sandstone and dark grey mudstone. The mudstone includes *Makiyama chitanii*.

Total thickness of the Hidarimatagawa Formation is estimated to be 1,000 m in the mapped area. The age should be middle Miocene.

Esashi Formation

The Formation lies over the Hidarimatagawa Formation with unconformity. The basal part of the Formation is composed of thin glauconitic sandstone or tuffaceous sandstone. The formation consists of alternation of dark gray hard mudstone and silty soft mudstone, occasionally interbedded with siliceous "hard shale". In some places, siliceous or calcareous nodules are contained, and thin layers of felsic tuff and tuffaceous sandstone are intercalated.

In addition to the sporadic occurrence of foraminifera, *Makiyama chitanii* and fish scales, shell fossils are scarcely found.

The thickness of the formation is 250 m to 340 m in the area.

Tate Formation

The Formation overlying conformably the Esashi Formation consists of homogeneous

massive sandy mudstone and contains calcareous nodules. The mudstone is tuffaceous and diatomaceous. Its color is dark gray in general and light gray when weathered.

Many tuff layers of dacite are intercalated, and varies from very fine to coarse-grained. Among them, a dacitic pumice-tuff layer attaining to about 30 m thick, is remarkable. Diatoms and *Makiyama* occur as fossils throughout the Formation.

Although the upper limit of the Formation is unknown, its thickness extends 400 m near Kumaishi.

The age is assumed to be late Miocene.

Nagaiso Andesites

The Nagaiso Andesites include tuff-breccia and lava of hornblende andesite and rest on the underlying strata unconformably with basal conglomerate. The tuff-breccia mainly occupies the lower part of the andesites. The basal conglomerate including mudstone pebbles derived from the Tate Formation shows clear evidence of unconformity.

The lava interfingers with the tuff-breccia in the upper part. The columnar joints are well developed. Megascopically, phenocrysts of the hornblende andesite varies in granularity from coarse to fine-grained, and also rocks are from dark grey to grayish white in color.

Though fossils to be available for age determination have not been found yet, these rocks are considered to be the products of Pliocene volcanic activity.

Total thickness of them is more than 300 m.

QUATERNARY

Terrace deposits

Three coastal terraces and one river terrace are found in the area. The former are developed along the sea-side in the southern part of the area, while the latter is found along the Sekinai-gawa (river).

The first coastal terrace-plain with the altitude of 60 m to 120 m above the sea level is widely developed and fairly dissected. The second coastal terrace-plain are from 30 m to 40 m above the sea level. The third coastal terrace-plain being less than 10 m above sea level, is narrowly distributed behind the recent coastal plain. This plain is omitted in the geologic map.

Each terrace deposit consists of gravel, sand and clay.

Alluvium

Alluvial deposits are found in narrow areas along the Sekinai-gawa and other small rivers. The deposits are composed of gravel, sand and clay.

The talus deposits, composed of debris of hornblende andesites block, are developed in the middle stream area of the Sekinai-gawa.

GEOLOGIC STRUCTURE

Though the Neogene strata developed in the mapped area seem to form a monocline having a general strike of NW-SE direction and dipping toward the southwest, they are situated in

the southwestern part of a large dome structure, the Yurappudake Dome, the main part of which is located in the northeastern adjacent area. The dip being about 50° at the Usubetsu Formation and the lowermost part of the Neogene strata gradually become gentle upward to be less than 20° at the uppermost part of the Tate Formation.

To kinds of fault system are recognized in the area, one is the strike fault system being general trend of NNW-SSE or NW-SE and another is the dip fault system of NE-SW. The faults of the former system are cut off by those of the latter system.

昭和 50 年 9 月 15 日 印 刷

昭和 50 年 9 月 22 日 発 行

工業技術院地質調査所

印刷者 小 宮 山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社