

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66号

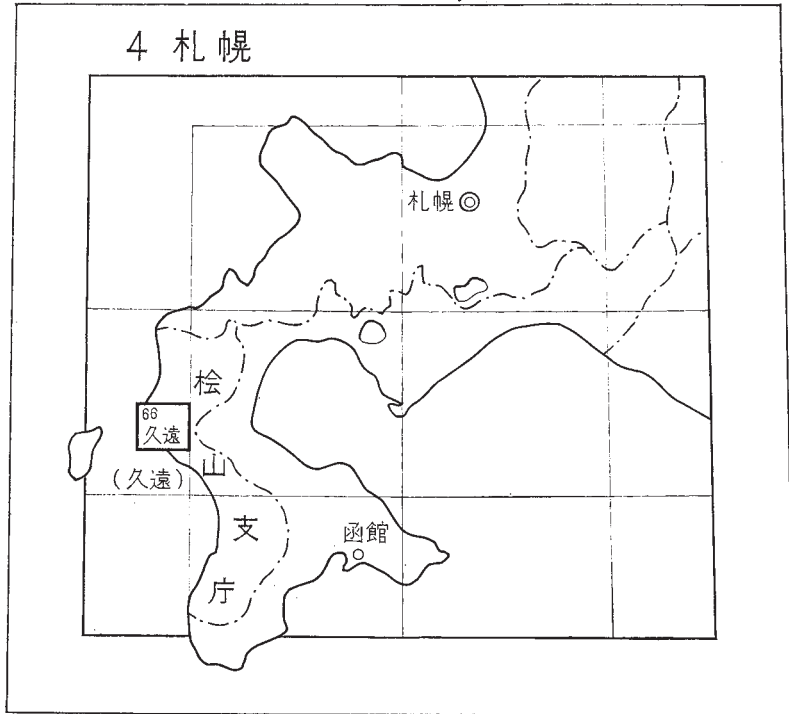
久遠地域の地質

吉井守正・秦 光男・村山正郎・沢村孝之助

昭和48年

地質調査所

位置図



()は1:200,000図幅名

目 次

I. 位置および交通	1
II. 地 形	2
III. 地 質	4
III. 1 概 説	4
III. 2 先第三紀堆積岩類	8
III. 3 花崗閃緑岩	9
III. 4 新第三系	11
III. 4. 1 白別層	11
III. 4. 2 太櫓層	15
III. 4. 3 関内層	19
III. 4. 4 左俣川層	21
III. 4. 5 岩 脈	34
III. 4. 6 貉岱層	35
III. 4. 7 真駒内層	39
III. 4. 8 長磯安山岩類	43
III. 4. 9 瀬棚層	43
III. 5 第四系	44
III. 5. 1 段丘堆積層	44
III. 5. 2 沖積層	44
IV. 新第三系の古生物および対比	45
V. 地質構造発達史	48
VI. 応用地質	51
VI. 1 銅・鉛・亜鉛	51
VI. 2 マンガン	53
VI. 3 石 炭	53
VI. 4 石 材	54
VI. 5 温 泉	54
文 献	55
Abstract	1

久遠地域の地質

吉井守正*・秦 光男**・村山 正郎***・沢村孝之助**

久遠地域での地質の研究は、北海道開発庁からの委嘱によって行なわれた。野外研究は、昭和37年から39年にかけての3年間にわたり、地域内の先第三系について村山正郎が、新第三系および第四系について、地域の南半部を沢村孝之助が、南東部から熊石地域へかけての地区を秦光男が、また北半部を吉井守正が、それぞれ分担した。これらの研究結果をおもに吉井および秦が総括した。

この研究のために北海道大学棚井敏雅助教授に植物化石、同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の同定をわずらわした。住友金属鉱山(株)が所蔵する白別地区の地質および鉱床の資料を参照した。ここに記して、厚く謝意を表したい。

I. 位置および交通

久遠地域は、北海道の南西部渡島半島のほぼ中央部にあって、日本海に面している。行政区画は、地域の北半部が瀬棚郡北桧山町、北東隅が同今金町、南半部が久遠郡大成町、および南東隅が爾志郡熊石町に属する。この地域へ行くには、国鉄瀬棚線の北桧山駅からバスで南下し、北桧山町若松、大成町宮野を経て大成町久遠に至る。また、国鉄江差線江差駅から北上し久遠までのバス路線もある。

II. 地 形

この地域は、渡島半島の最高峰である遊楽部岳^{ゆうらつぶ}の西斜面にあたり、遊楽部岳から延びる山稜のひとつが地域の中央を東南東から西北西に向って横切っている。この稜線上には、東から西に丸山(671.8m)・峠丸山(380.5m)・雁毛山(491.1m)および毛無山(816m)が連なる。水系はこの稜線を分水嶺として南北に分けられる。北側には二俣川^{ふたまたがわ}・小川^{こがわ}およびパンケオイチャヌンペ川(別名金原川^{きんぼら})が北流し、瀬棚地域を西流する利別川^{りべつがわ}に合流する。二俣川はもともと広い水系をもち、その本流は、地域の中央部低地帯を流れ、左俣川・万助沢・賀老ノ沢・金ガ沢・ポン金ガ沢・南部ノ沢および丸山沢などの多数の支流をもつ。分水嶺の南側では白別川がもともと大きな水系をもって、地域南半部を東部から中央部へ向けて流れる。これについて、宮野にそそぐ小川^{注1)}、さらに本陣川・湯ノ尻川^{かとりま}および貝取澗川など、比較的短かい流路をもつ河川が多数あり、いずれも日本海にそそいでいる。

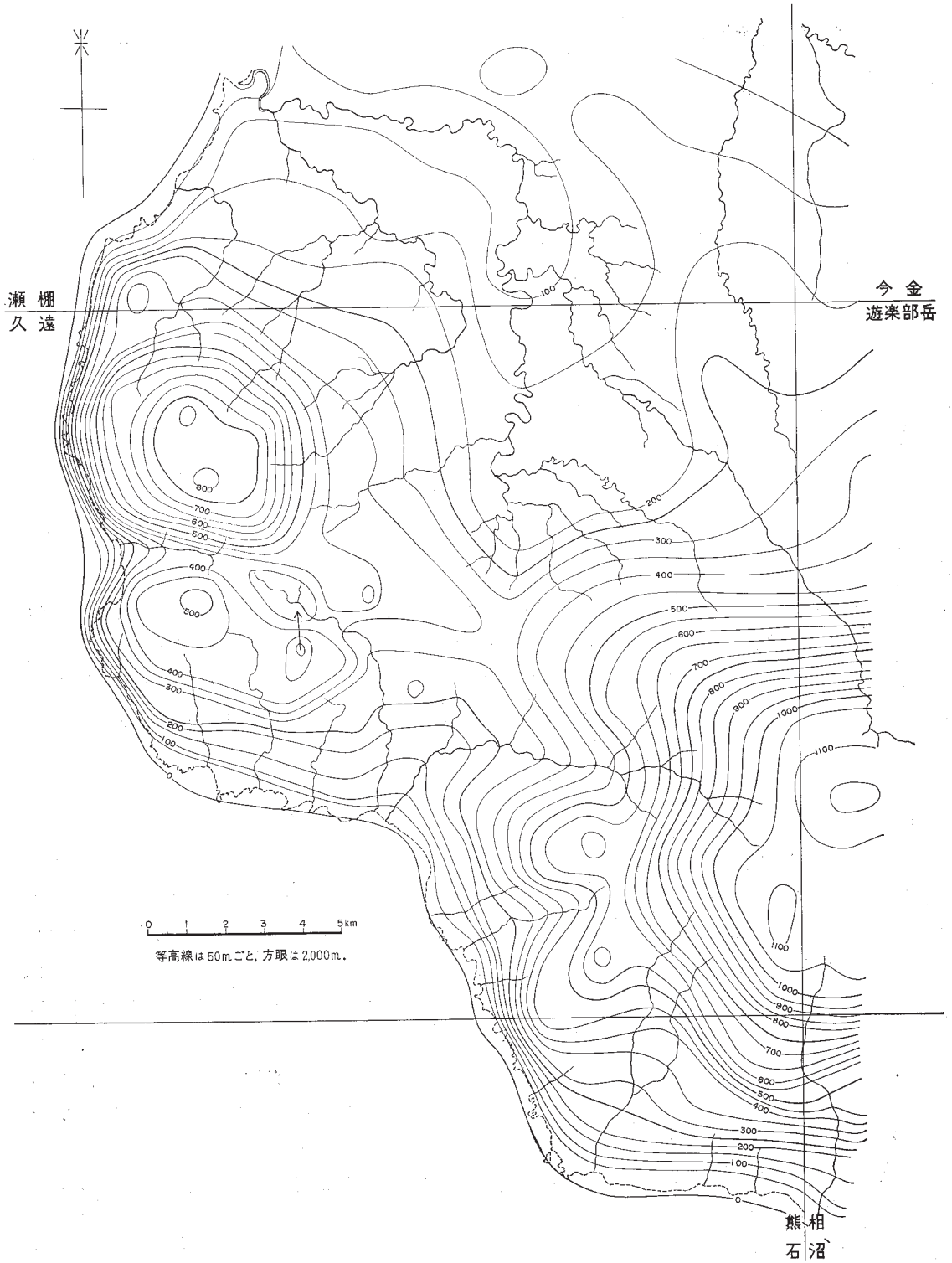
これらの河川の流路で、南北性のものは、この地域のおもな地質構造の方向と一致する。また、これ

* 鉱床部

** 地質部

*** 元所員(現在 応用地質調査事務所)

注1) 宮野にそそぐ小川は地域北部の小川(こがわ)と区別する意味で、本報告では以下宮野小川(Ogawa)と呼ぶことにする。



第1図 切峰面図（技術部加々美時寛作成）等高線は50mごと、方眼は2,000m.

と斜交する北西－南東、および北東－南西方向の流路は、ずれを伴わない割れ目の反映と見られ、興味深い。

切峰面をみると第1図のとおり地域の東部から南東部にかけて遊楽部岳から連なる山塊が西方に張り出している。地域の西部にも毛無山付近を中心とする山塊がある。これらにはさまれた中央部地区では鞍部をなし、この南方と北方には低地が開いている。とくに、北方へ連なる低地は、瀬棚地域へかけてきわめてゆるやかな地形を示す。

段丘は、地域の北東部と、南海岸で認められる。北東部では、左俣川右岸の丘陵地と左俣川および二俣川流域に、合計6段が数えられ、北隣の瀬棚地域（佐川・植田，1969）よりも3段多い。

	段丘の標高	分布地
第1段丘 (t ₁)	200～270m	北東部の丘陵
第2段丘 (t ₂)	120～260 "	同 上
第3段丘 (t ₃)	120～160 "	左俣川流域
第4段丘 (t ₄)	100～140 "	同 上
第5段丘 (t ₅)	60～80 "	左俣川・二俣川
第6段丘 (t ₆)	30～40 "	二俣川

第1段丘 (t₁) は左俣川右岸の丘陵地の頂部にある。基底は左俣川の河床から比高120mにあり、上面は開析されて平坦面が残っていないが、標高は270m以上に達する。瀬棚地域の最高位段丘 (t₀) に相当する。

第2段丘 (t₂) は日進から東方へかけて平坦面が発達し、左俣川の右岸の丘陵地にも一部が認められる。基底までの比高は60m、上面までは100mある。瀬棚地域の高位段丘 (t₁) に対応する。

第3段丘 (t₃) は、左俣川の流域にあり、河床から40mの高さに位置する。左股部落の南方と北方に流路をはさんで雁行する形で2カ所に分布する。

第4段丘 (t₄) は、左俣川流域で第3段丘に接してこれやや広い分布をもつ。河床から20mの高さにある。二俣川流域の二俣部落東方にも、この一部が認められる。瀬棚地域の中位段丘 (t₂) に対応する。

第5段丘 (t₅) は、左俣川流域の段丘の中でもっとも広く、二俣川との合流点付近から^{むじなたい}貉岱の南東方まで連続する。現在ある道路・人家および田畑の大半はこの段丘上にある。二俣川流域では、河川の蛇行により削られて島状となりながらも、流域の段丘の中でもっとも良く発達する。瀬棚地域の低位段丘 (t₃) に相当する。

第6段丘 (t₆) は、二俣川の流域にあって、河床から約5m程度の高さにある。二俣部落付近の2カ所で第5段丘に接して小範囲に認められる。

このようにt₁とt₂は、地域の北東部丘陵地にはじまり、瀬棚・今金両地域に広く分布し、t₃～t₆は、左俣川・二俣川などの現河川の流域に形成されている。

一方、地域の南部海岸沿いには2段の海岸段丘がある。

	標	高
	久遠地区	貝取澗地区
第1海岸段丘 (tc ₁)	80~150m	60~80m
第2海岸段丘 (tc ₂)	30~ 60 "	30~50 "



1 : 第1海岸段丘
2 : 第2海岸段丘
第2図 久遠付近にみられる海岸段丘

第1海岸段丘 (tc₁) は、基底が久遠地区で標高80m、貝取澗地区で60mを示す。上面はそれぞれ150mおよび80mで、全般に貝取澗の側が低い。久遠地区では平坦面の発達が良い(第2図)。瀬棚地域の西海岸、鵜泊付近で認められる高位段丘 (t₁) に相当するであろう。

第2海岸段丘 (tc₂) は、基底が30m、上面は、久遠付近で60m、貝取澗付近で50mの標高を示す。宮野から平浜にかけてはこの段丘が欠けている。久遠地区では平坦面が良く発達して、大成町の中心部は、この面上にあり人家が密集する。瀬棚地域鵜泊海岸付近の中位段丘に (t₂) 相当するものと考えられる。

Ⅲ. 地 質

Ⅲ. 1 概 説

久遠地域は、いわゆる東北日本グリーンタフ地域の北方延長に当たる。この地域では、先第三紀の基盤岩類を不整合におおって新第三紀前期中新世から鮮新世にかけての地層が広く分布し、これらを第四紀の段丘堆積層および沖積層が不整合におおう。層序を第1表に示す。

基盤岩類は、地域東部の白別川上流付近を中心とする地区と、西部の毛無山を中心とする地区に分布し、時代未詳先第三紀堆積岩類とこれを貫く花崗閃緑岩(地域西部の岩体は古白亜紀)からなっている。堆積岩類は、砂岩が卓越し、チャートと粘板岩を伴う。花崗閃緑岩によりホルンフェルス化され、その程度は東部で高く、西部では低い。花崗閃緑岩は角閃石と黒雲母を有色鉱物として含み、カリ長石

第1表 久遠地域の地質総括表

時代	地層名	岩相	化石・鉱床	火山活動	
第四紀	現世	沖積層	礫・砂および粘土		
	更新世	段丘堆積層	礫および砂		
		第6段丘層			
		第5段丘層			
		第4段丘層			
新第三紀	鮮新世	瀬棚層 (70m+)	おもに砂岩 鉄岩	瀬棚動物群	
	中新世	長磯安山岩類 (300m+)	角閃石安山岩		安山岩
		真駒内層 (300m+)	珪藻質シルト岩 および砂岩 珪長質凝灰岩	珪藻 Makiyama	流紋岩
	上新世	むじなたい 貉岱層 (200m+)	珪長質凝灰岩 およびシルト岩 凝灰岩砂岩 互層(乱堆積) 珪長質凝灰岩 珪藻石	Makiyama 有孔虫 マンガン	玄武岩
		宮野玄武岩類 (300m+)	玄武岩溶岩 および岩障	マンガン 石炭(久遠)	
		左俣川層 (10~1,200m)	安山岩質 凝灰角礫岩 および凝灰岩 砂岩 泥岩 流紋岩質砂岩 鉄岩	<i>Patinopecten kimurai</i> <i>Ostrea gravitesta</i> 門ノ沢型動物群	
	中新世	関内層 (10~200m)	泥岩	貝化石(西部) 石炭(若松) 台島型植物群	
		ふとろ 太櫓層 (300m+)	安山岩質 火山門礫岩 凝灰角礫岩 砂岩シルト岩 と鉄石	変質安山岩 および玄武岩質 凝灰角礫岩 一部塔岩	石炭(若老) 阿仁合型植物群
		白別層 (800m+)			
	先第三紀	花崗閃緑岩	角閃石黒雲母 花崗閃緑岩		
堆積岩類		粘板岩 砂岩 およびチャート 一部ホルンフェルス			

は東部の岩体では少く、西部の岩体では比較的多量である。

新第三系は、下位から^{うすべつ}白別層およびその異相の^{ふとろ}太櫓層・^{せきない}関内層・^{ひだりまたがわ}左俣川層・^{むじなたい}貉岱層・^{まこまない}真駒内層・^{ながいそ}長磯安山岩類および^{せなだ}瀬棚層の順に累重する。

白別層は、地域の東半部に分布する。玄武岩と輝石安山岩質の凝灰角礫岩から構成され、一部には熔岩をはさむ。下部では玄武岩が卓越し、粗粒玄武岩も伴う。火山岩類は変質作用を受けて、緑泥石や方解石を生じ、場所によってはエビドートも生じて、いわゆるグリーンタフと呼ばれるような緑色の岩相を呈する。本層は火山岩類だけからなり、時代や環境を指示する化石は産しない。

太櫓層は、地域の西部に分布し、おもに輝石安山岩質の火山円礫岩および凝灰角礫岩からなる。臼別層にくらべて変質の程度は低く、礫中の鉱物は一般に新鮮である。火山岩類の中には凝灰質の砂岩や泥岩をはさみ、それらの中から阿仁合型植物化石を産する。本層と臼別層との直接の関係はわからないが、両者はともに関内層におおわれていることから、両層は同時異相であり、道南の標準層序とされている福山層に相当すると推察される。

関内層は、臼別層および太櫓層を不整合におおう。地域東部と中央部の2カ所に分布する。地域東部では、砂岩泥岩互層からなり、台島型植物化石を産する陸成層である。地域中央部では、^{ふとみごえ}太櫓越泥岩と呼ぶ黒色の泥岩が卓越し、台島型植物化石と汽水棲から浅海棲の貝化石を産する。臼別時期から関内時期には主として陸的環境にあったが、関内時期には、西方に海の進入があった。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、多くのばあい顕著な基底礫岩をもって関内層を不整合におおい、場所によっては臼別層を直接おおう。本層は、地域の東部、中央部および西部で岩相が異なる。東部では、厚い基底礫岩にはじまり、礫岩から砂岩を経て泥岩に至る多数の堆積サイクルを示す。これらの地層からは、浅海棲の貝化石を産し、その組成は門ノ沢型動物群に属する。

また、花粉化石として台島型植物群を産する。地域中央部付近では、緑色変質した輝石安山岩を主体とする凝灰角礫岩が発達し、東部の浅海堆積物と指交する。この火山砕屑岩類は、いわゆるグリーンタフと呼ばれるものの一員で、緑泥石化・炭酸塩化が著しい。変質の程度は臼別川から金ガ沢にかけて強く、地域の南東部では比較的弱い。地域の西部には、火山岩起源の砂粒に富む砂岩層が発達し、浅海棲の貝化石を産する。左俣川層の最上部には、宮野玄武岩と呼ぶ玄武岩の活動があり、熔岩および岩滓が累重する。これらの火山岩類にはさまれて、湖成堆積物の薄層があり、石炭をはさみ、台島型植物化石を多産する。本層にはグリーンタフが認められ、浅海堆積物と台島型植物群を産する特徴から、道南の標準層序における訓縫層に対比される。

岩脈は、左俣川層の末期に盛んな活動があり、流紋岩をはじめ、玄武岩および安山岩の貫入が認められる。

貉岱層は、左俣川層に不整合に重なり、東部では黒色泥岩が卓越する。本層を東方へ追跡すると八雲層へ移化する。久遠地域では、八雲層に特徴的ないわゆる硬質頁岩はほとんどなく、わずかにフリント質の岩片が所々にはさまれるにとどまる。化石としては、*Makiyama (=Sagarites) chitanii* が多産し、貝化石はみいだされない。地域の西部では、珪長質凝灰岩に富む岩相が卓越し、軽石凝灰岩からなる下部層を凝灰岩と砂岩ないしシルト岩の互層がおおう。この互層には、しばしば乱堆積が認められる。

真駒内層は、貉岱層を整合におおう。本層は、おもに珪藻質の均質なシルト岩および砂岩からなり、層理に乏しく、珪藻や*Makiyama chitanii*を多産する。本層中には数枚の珪長質凝灰岩がはさまれている。本層は、黒松内層に対比される。

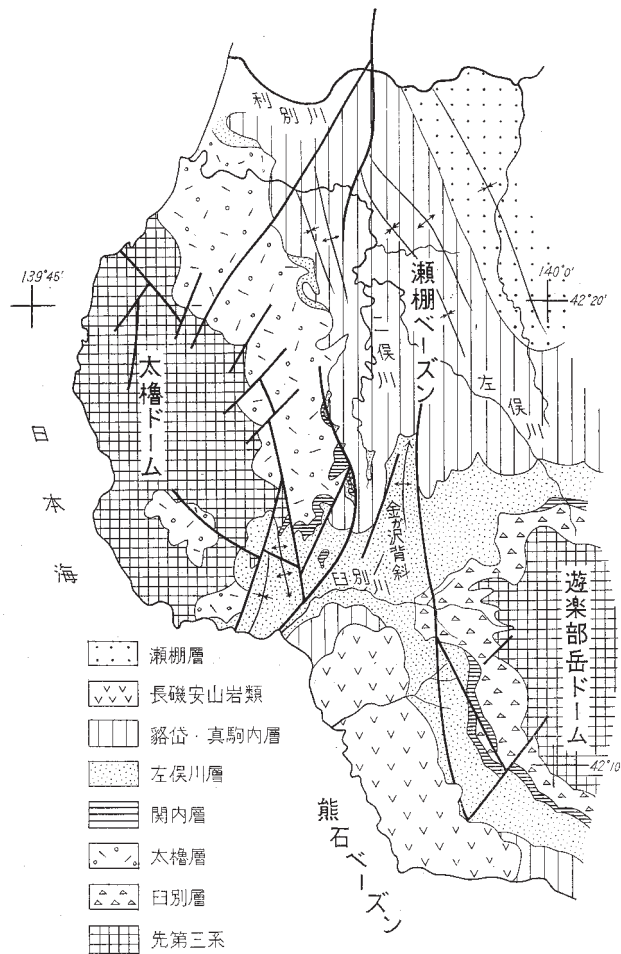
長磯安山岩類は、主として角閃石安山岩の熔岩からなり、地域の南部に真駒内層を不整合におおって分布する。これは、いわゆる濁川噴出岩類に相当する時期の活動によるものであろう。

瀬棚層は、真駒内層を傾斜不整合におおう。砂岩層がおもで、瀬棚動物群と呼ばれている浅海棲の貝化石を多産する。本地域ではその一部が北東隅で認められるにすぎない。

第四紀層は、地域の北東部の丘陵と河川流域に、6段の段丘堆積層があり、南部海岸沿いにも2段の海岸段丘が認められる。沖積層は、河川の流域と、宮野付近に分布する。

地質構造は、第3図のとおり地域の東部と西部に基盤があり、ドームを作っている。これらを遊楽部岳ドームおよび太櫓ドームと呼ぶ。堆積盆地はこの2つのドームを結ぶ線の北側および南側にあつて、それぞれ瀬棚ベーズンおよび熊石ベーズンと呼ぶことにする。

2つの基盤にはさまれた地域中央部付近には、南北性の方向をもつ褶曲構造（金沢背斜など）、断層構造（臼別断層など）が顕著で、流紋岩の大きな貫入岩体も南北方向に発達する。新第三系の貉岱層以下の各層準では、東西性の岩相対立が著しいのも、この南北性の構造に支配されたものであり、その原因は、2つの基盤の差別的昇降運動によると考えられる。



第3図 地質構造概念図

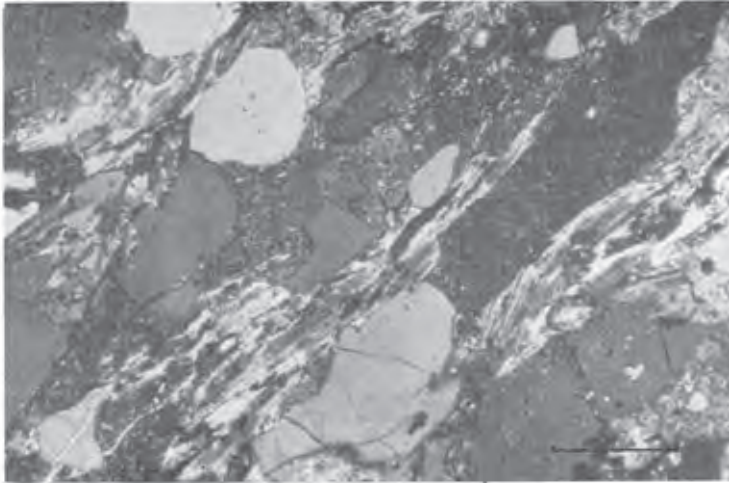
III. 2 先第三紀堆積岩類

地域東部の白別川上流域を中心とする地区と、西部の久遠北方に先第三紀の堆積岩類が分布し、これを貫く花崗閃緑岩とともに新第三系の基盤をなしている。

東部では、堆積岩類はブロック化してほぼ南北に配列し、数ヶ所に分布する。これらは、花崗閃緑岩のルーフペンダントになっている。岩相は、おもに細粒の砂岩からなり、チャートを伴い、粘板岩の薄層をはさむ。これらの大部分は花崗閃緑岩によってホルンフェルス化しており、縞状ホルンフェルスまたは縞状片麻岩のような外観を示し、これらのばあい、粘板岩の部分が優黑色の縞模様を作る。分布地西端の白別川左岸支流では、黒色片岩状のものが観察される。

花崗閃緑岩との接触部付近では、石英・白色雲母および硫化鉱物からなる岩相がみだされ（第5図）、また花崗閃緑岩中に堆積岩類を原岩とするホルンフェルスがパッチ状に捕獲されている（第6図）。

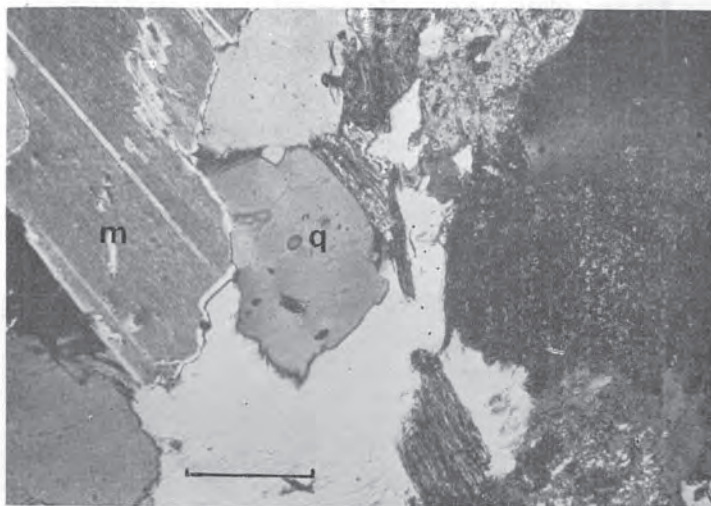
堆積岩類の構造は、東部では各ブロックがそれ自身巨大な捕獲岩のような形で花崗閃緑岩中に出現し、白別川上流では走向N-S、傾斜90°を示す。また、左股川上流の支流では、層状のチャートが主で、走向N40°W、傾斜50°Nを示す。



第4図 白別川上流で産する砂岩起源のホルンフェルス
(スケール0.2mm, 直交ニコル)

西部では、堆積岩類はかなり広い分布を示す。南西部の都付近ではチャートが発達し、その北方では砂岩勝ちの砂岩粘板岩互層が分布する。岩相的には、西部のものと東部のものには、大きなちがいはない。

西部地域では、花崗閃緑岩に接近すると、200~300mの間隔で堆積岩類を花崗閃緑岩が岩脈状に貫き、この帯域を経たのちに花崗閃緑岩とのシャープな境界が現われる。堆積岩類が受けたホルンフェル



第5図 花崗閃緑岩と先第三紀堆積岩類との接触部
石英 (q) - 白色雲母 (m) - 硫化鉍物 (スケール0.2mm, 直交ニコル)



第6図 花崗閃緑岩に捕獲された堆積岩片
縞状ホルンフェルスとなっている (白別川上流)。(スケール2cm)

ス化は、幅数10m程度で、毛無山の南方で、花崗閃緑岩中に捕獲された部分でも、変成度は高くない。

地質構造は、一般に走向N10~20° E, S60°以上の傾斜を示し、場所によっては北に急斜する。

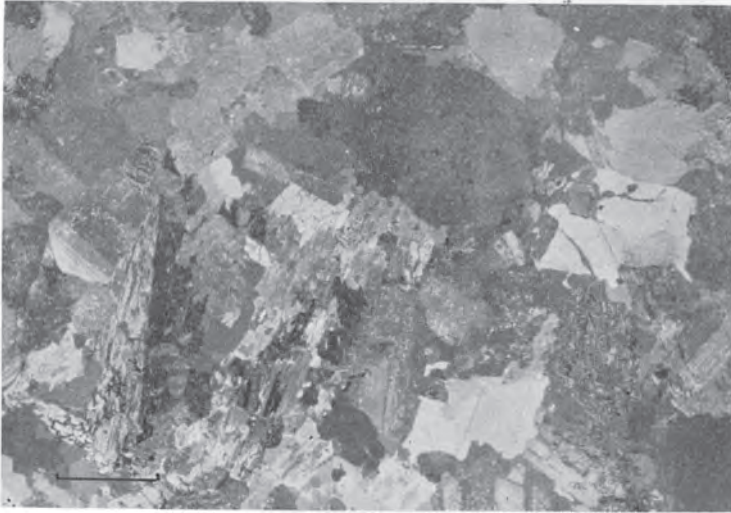
久遠地域の先第三紀の堆積岩類からは、化石を産出しないが、その岩相は、渡島半島南部の古生代の地層である松前層群のものと類似している。

Ⅲ. 3 花 崗 閃 緑 岩

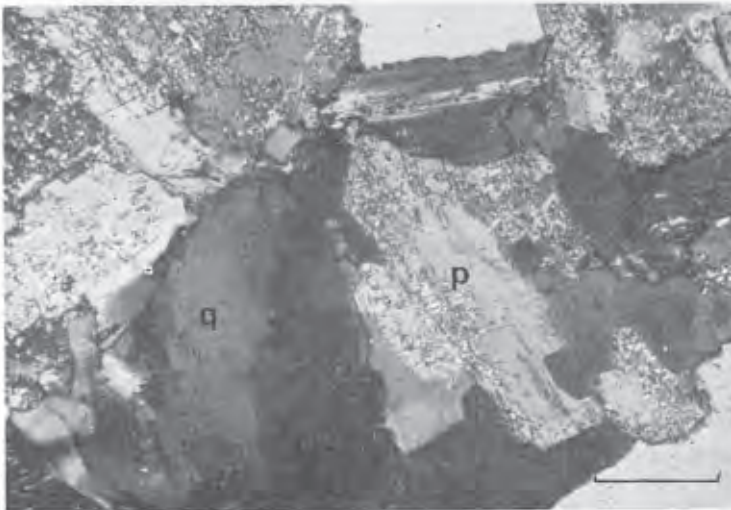
地域の東部と西部に花崗閃緑岩が広く貫入し、先第三紀堆積岩類に接触変成を与えている。

地域東部の花崗閃緑岩は、白別川上流の丸山沢の沢口付近から上流の遊楽部岳地域へかけて分布する。岩質は、角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、一般に中粒、六月沢では細粒の部分が発達する。粒状組織をなし、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、しばしば圧砕構造が進んでいる。斜長石には累帯構造がほとんど見られず、変質作用による汚濁が普遍的である。カリ長石は量が少なく、石英閃緑岩に近い組成である（第7・8図）。

岩体は、全体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、エピドート



第 7 図 白別川上流の花崗閃緑岩（スケール1mm，直交ニコル）



第 8 図 白別川上流の花崗閃緑岩 石英 (q) は波状消光を示し、斜長石 (p) は累帯構造が弱く、変質が著しい。
（スケール0.2mm，直交ニコル）



第 9 図 太田付近の花崗閃緑岩 斜長石には累帯構造が発達する。
また、カリ長石 (k) が多い。(スケール1mm, 直交ニコル)

の発達・硫化鉱物による鉱染が認められ、六月沢や白別川本流の接触部では幅数mにわたって珪化した部分が見られる。

白別温泉付近の白別川川底で花崗閃緑岩の小岩体が露出する。岩質は白別川上流の花崗閃緑岩と同様である。この岩体は左俣川層の変質した安山岩質の凝灰角礫岩に囲まれた産状を示すが、その境界付近では両者が破碎されており、おそらく断層運動などによって基盤の花崗閃緑岩の一部が、左俣川層の中にもみ込まれたものであろう。

地域西部の花崗閃緑岩は、上浦部落から帆越山にかけてと、毛無山および天狗岳を含むやや広い地区の2カ所に分布する。両者の岩相を較べると、前者では斑状のカリ長石がしばしば認められる特徴があるが、両岩体とも大差なく、おそらく同一の環境下および時期の貫入と考えられる。鏡下での特徴は、全般的に斑状組織をもち、石英には波状消光が認められず、斜長石には累帯構造が発達して、カリ長石が比較的多量に産出する。また変質の程度が弱い事など、地域東部の花崗閃緑岩とはかなり対照的である(第9図)。

西部の岩体の貫入時期は、河野義礼・植田良夫(1966)によってK-Ar法で 111×10^6 年とされており、古白亜紀末期にあたる。なお、地域東部の花崗閃緑岩体の年代は未詳である。

Ⅲ. 4 新第三系

新第三系の層序対比を第2表、左俣川層以下の地質柱状図を第10図、化石産出の位置を第11図にそれぞれ示す。

Ⅲ. 4. 1 白別層 (Ub)

新称

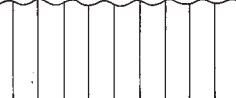
標式地 久遠郡大成町宮野の東北東，白別川の流域。

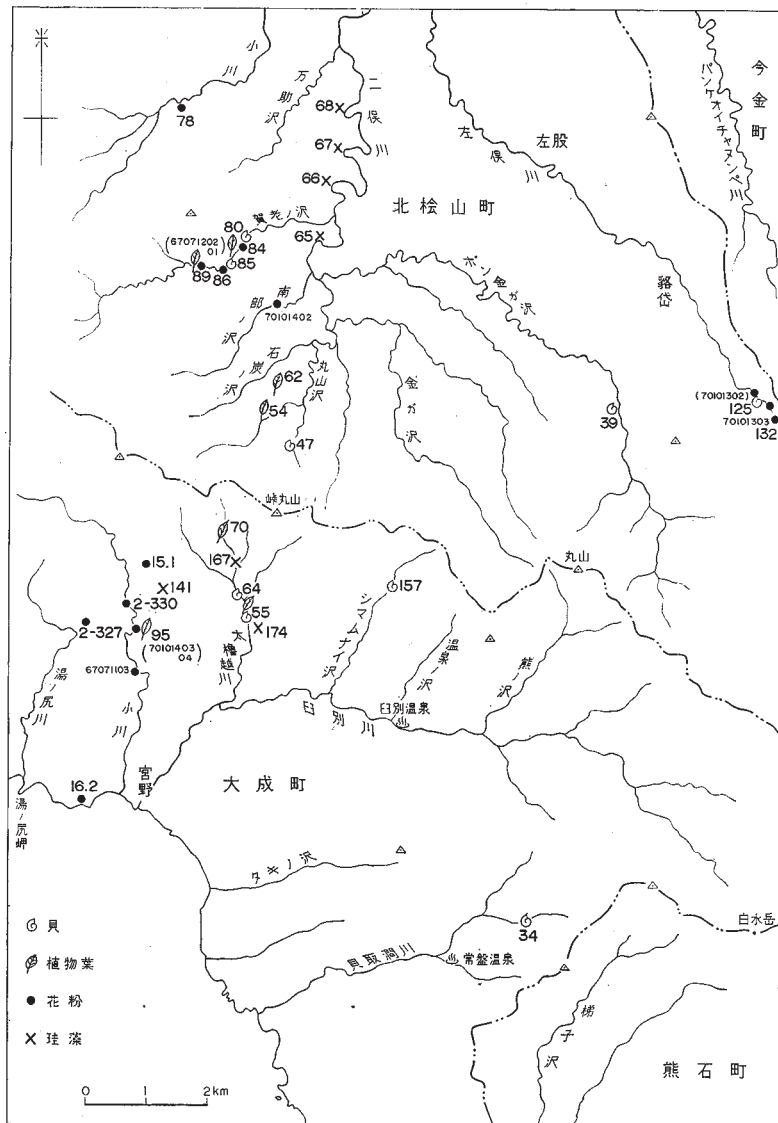
分布 白別川流域を中心に遊楽部岳ドームを取り巻き弧状に分布する。

層厚 約800m。

岩相 本層の下部は，白別川上流では変質した玄武岩の熔岩および凝灰角礫岩からなり，その南方の白水岳南西斜面では輝石安山岩熔岩が卓越する。これらの上位には，変質した安山岩質凝灰角礫岩ないし凝灰岩などが厚く累重する。所によつては層理が認められるけれども，走向・傾斜を測ることはほとんど不可能なほど層理面が明らかでない。礫と基質は一体となつていて，露頭では礫が突出することもなく，滑らかな面を示す。

第2表 層序対比表

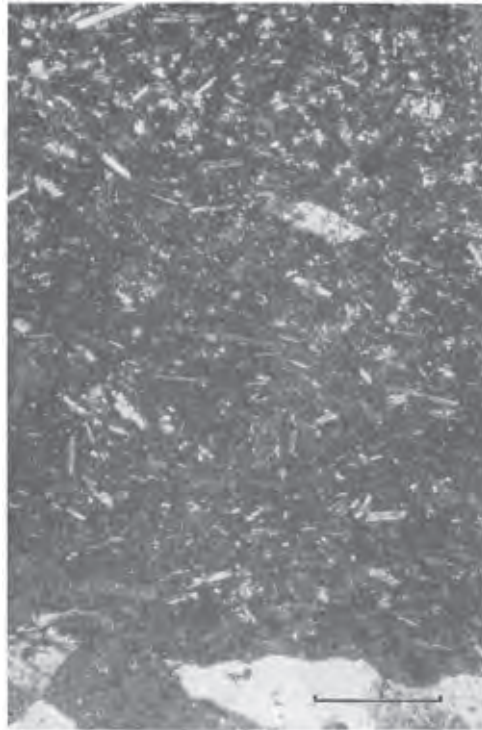
時代		熊石地域 秦 対馬(1969)	久遠地域 吉井 泰 (1971)	瀬棚地域 佐川 植田(1969)
第四紀	現世	沖積層	沖積層	沖積層
	更新世	段丘堆積層	段丘堆積層	段丘堆積層
新第三紀	鮮新世		瀬棚層	瀬棚層
		長磯層	長磯安山岩類	
	中	館層	真駒内層	北 松山層群 真駒内層
		江差層	むじな 貉 たい 岱 層	小川峠層
	新	訓縫層	宮野玄武岩類	馬場川層
			左俣川層	
		関内層	関内層	太櫓層
		福山層	太櫓層 白別層	
	先第三紀	花崗閃緑岩	花崗閃緑岩 堆積岩類	花崗閃緑岩 堆積岩類



第11図 化石産出位置図

岩石の記載 白別層の岩石は変質が著しく、曹長石化・緑泥石化を受けて緑色を呈する。また、一般に炭酸塩化も受けて、輝石とともに斜長石も炭酸塩化している。エピドート化は著しくはなく、わずかに白水岳南西にその例が見られるに過ぎない。

玄武岩は白別川の上流に広く分布し、一部に粗粒玄武岩も認められる。これらはおもに熔岩流や火砕岩として産出するが、花崗閃緑岩中の岩脈としてもみいだされる。白別川支流の六月沢の下流付近から上流へかけて、幅10m以下の多数の岩脈が平行脈をなして花崗閃緑岩を貫き、あたかも両者が“互層”するかに見える。鏡下では岩脈の側に急冷縁が認められる(第12図)。白別温泉の東南東2kmの川底



第12図 花崗閃緑岩（画面最下部）を貫く玄武岩接触部から約0.6mmほどの幅でガラス質の部分があり、そこから（画面上方へ）遠ざかると結晶質になる。（スケール0.2mm，直交ニコル）

に産する粗粒玄武岩は，斑晶に変質した輝石を少量含む。輝石は短柱状自形で2～4mmの大型結晶をなすが，完全に緑泥石に変化している。石基はオフィティック組織を示し，0.5～0.7mmの長さの長柱状斜長石とその間を埋める緑泥石・蛇紋石（？）・針状チタン鉄鉱からなる。斜長石は炭酸塩鉱物と緑泥石・曹長石の集合体に変化している。白別温泉の東1.5kmの支流分岐点には，炭酸塩化の弱い玄武岩が認められる。この玄武岩は，無斑晶質で，径0.4mm前後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る。微斑晶は，ことごとく緑泥石に変化している。石基は，間粒組織を示して，0.2～0.6mmの長さの柱状斜長石と，0.1mm前後の粒状の輝石および鉄鉱と，これらの結晶の間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，少量の炭酸塩鉱物を伴っており，輝石は緑泥石化している。石基にかんらん石が存在した疑いがある。

安山岩は，白水岳南西の^{はしこ}梯子沢上流に産する。斑晶は少量で，斜長石と変質した輝石からなり，斑晶の斜長石は柱状で自形をし，長さ1～1.5mm。曹長石化しているが清澄である。劈開に沿って緑泥石が浸み込んでいる。輝石は長さ1mm前後で短柱状の自形を呈するが，炭酸塩鉱物や緑泥石の粒状結晶も生じている。鉄鉱が0.4mmほどの微斑晶として多数存在する。石基は粗粒で，ピロタクシティック組織を示す。長さ0.3mmほどの長柱状の斜長石と，その結晶間を埋める緑泥石・炭酸塩鉱物および鉄鉱からなる。斜長石は曹長石化している。

層序関係 白別層は基盤岩類を不整合におおい、この地域の新第三紀層の最下部層である。白別川上流では、花崗閃緑岩と接しているが、この付近では多数の断層により切られているため、その境界線は複雑になっている。

地質構造 全体的には、遊楽部岳ドームを取り巻く。白別川流域を中心に概観すると、この付近を軸とする西方に張り出した構造をもち、その北翼では走向N30°E、傾斜20°W、南翼では、走向N5°~15°W、傾斜20°Wを示す。

対比 本層は、火砕岩を主としており、変質も著しい。化石を産しないが、この地域での新第三系最下部層であり、火砕岩が卓越すること、台島型植物化石を産する関内層の下位にあることから、北海道南部における福山層に相当し、その主体は陸域で堆積したものと推察される。

III. 4. 2 太櫓層 (Ft)

命令者 佐川昭・植田芳郎 (1969)

標式地 瀬棚郡北桧山町太櫓海岸 (域外)

分布 地域の中央部付近から北方の瀬棚地域へかけてやや広い帯状の分布を示す。その一部は、久遠および相泊山付近にも分布する。

層厚 300m+

岩相 おもに安山岩質の火山円礫岩または凝灰角礫岩からなり、一部では安山岩熔岩や粗粒玄武岩熔岩が認められる。火山岩類にはさまれて湖成の堆積層が局所的に分布する。

小川付近の太櫓層 地域北部の小川付近では、おもに火山円礫岩からなる。礫は普通輝石安山岩または紫蘇輝石安山岩からなり、礫径は最大1m、大半は50cm以下で、淘汰はきわめて悪い。基質は凝灰質で、新鮮なものは青緑色、風化して黄緑色または緑褐色を呈する。基質には火山岩起源の粗い砂粒を多量に含む。基質は粘土化する場合がほとんどだが、万助沢の沢口などでは礫の部分も粘土化している。

火山岩類にはさまれて湖成の堆積層 (Fs) が局所的に分布する。小川の上流で笹口ノ沢と山鳥ノ沢などが合流する付近では凝灰質の礫岩・粗粒~中粒砂岩およびシルト岩などが厚さ10m以上認められる。これらの地層中には炭化木片などを含む。

賀老ノ沢の太櫓層 賀老ノ沢の奥では、基盤の花崗閃緑岩との不整合関係が見られる。ここでは、山砂状に風化した花崗閃緑岩を、凝灰角礫岩がおおっている。賀老ノ沢では安山岩質の火山円礫岩および凝灰角礫岩を主とし、一部に玄武岩熔岩も認められる。上位の左俣川層との不整合面から数m下位に凝灰角礫岩に褐炭層がはさまれる (第13図)。炭層の厚さは約1mで、以前に採掘された事がある。この褐炭層から産出した花粉化石は、第4表のとおりである。

久遠付近の太櫓層 最下部に白色の含礫砂岩層があつて炭質物の多い泥岩をはさむ。これをおおつて玄武岩質の凝灰角礫岩・安山岩質の火山円礫岩および部分的に輝石安山岩熔岩が累重する。角礫岩の礫径は約10cm、円礫岩の礫径の多くは20cm以下、ときに80cmにおよぶ。礫種は角閃石安山岩および石英安山岩からなる。基質は凝灰岩からなる。火山円礫岩の礫には粘土化しているものがあり、熔岩にも熱水変質を受けて白色を呈し軟弱になっているものがある。



第13図 太櫓層にはさまれる褐炭層 (c)
(賀老ノ沢, 化石産出番号86の地点)

相泊山付近の太櫓層 基底部に無斑晶の流紋岩質軽石凝灰岩 (Fp) があり, それを安山岩質の火山円礫岩がおおう。変質した輝石安山岩熔岩および緑色凝灰質砂岩が円礫岩にはさまれている。

岩石の記載 小川付近のものは普通輝石安山岩で, 斑晶は斜長石および普通輝石からなる。斜長石は自形ないし半自形, 長さ0.5~1.3mmの柱状で, 成分的には中性長石から曹灰長石に当たる。斜長石には累帯構造が認められ, 中核部が虫食い状に侵されてガラスや不透明鉱物を生じている。普通輝石は, 少量で自形ないし半自形をした0.3~0.5mmの柱状から粒状の結晶をなす。小川旭台の南側や笹口ノ沢などでみだされる白っぽい岩相を示すものは, 斑晶に有色鉱物がきわめて乏しい。石基はハイアロピリティック組織を示し, 斜長石・普通輝石・不透明鉱物 (鉄鉱) およびガラスからなる。斜長石は針状で0.03~0.1mm, 普通輝石は粒状で0.06mm, 不透明鉱物は粒状で0.1mmの大きさをもつ。ガラスは無色で, 球状の固まりをなし, 内部に気泡状のものが多量に包有されている。

紫蘇輝石安山岩は, 地域の北西部小川の支流笹口ノ沢, 北ノ沢など, 分布地の西部に多い。斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなる。斜長石は自形ないし半自形を示し0.6~1.5mmの長さの柱状で, 中性長石にごく近い曹灰長石の成分をもつ。結晶の外縁が融食されて丸味を帯びているもの, 中核が虫食い状に変質したものがみだされる。紫蘇輝石は, 少量で, 自形するものが多い。長さ0.3~0.7mmで大部分が0.5mmの柱状をなす。淡褐色から淡緑色の多色性がある。普通輝石はごく少量で, 量的には紫蘇輝石の5分の1である。結晶は半自形で双晶することが多い。石基は, ハイアロピリティック組織を示す。斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物およびガラスからなる。斜長石は長柱状ないし針状で自形し, 長さは0.06~0.2mm。紫蘇輝石は柱状で自形, 大きさは0.2mm。普通輝石は柱状, 自形で0.2mm, 双晶する。不透明鉱物は0.01mmの粒状で散点する。ガラスは無色ないし淡褐色で多量に認められ

る。

粗粒玄武岩は斑晶には斜長石と普通輝石がある。斜長石は柱状で自形ないし半自形を呈し、長さは0.5～2mm。成分は曹灰長石から亜灰長石である。累帯構造は弱い。普通輝石は少量で、柱状、自形をなし、長さは0.3mm。石基はオフィティック組織を示し、斜長石および普通輝石のほか不透明鉱物と少量のガラスからなる。斜長石は長柱状で自形、長さは0.1～0.4mmで0.3mm程度のものが多い。普通輝石は柱状で0.1mm。多くは変質して緑泥石になっている。不透明鉱物は粒状で0.01mm程度のものが点在し、ときに多量にみいだされる。

地域の南西部の本陣川と松倉山との中間にみいだされる角閃石安山岩は、酸化作用を強く受け、角閃

第 3 表 太櫓層産出植物化石表
Fossil plants from the Futoro Formation.

(賀老ノ沢, 試料番号89) (同定: 棚井敏雅)

**	<i>Osmunda sachalinensis</i> KRYSHTOFVICH
**	<i>Abies aburaensis</i> TANAI
**	<i>A. n-suzukii</i> TANAI
	<i>Picea garoensis</i> TANAI et N. SUZUKI
	<i>P. kaneharai</i> TANAI et ONOE
	<i>P. ugoana</i> HUZIOKA
*	<i>Tsuga miocenica</i> TANAI
*	<i>Populus nipponica</i> TANAI et N. SUZUKI
	<i>Salix miosinica</i> HU et CHANEY
	<i>Carya miocathayensis</i> HU et CHANEY
**	<i>Juglans japonica</i> TANAI
*	<i>Pterocarya asymmetrosa</i> KONNO
	<i>Alnus usyuensis</i> HUZIOKA
	<i>Betula uzenensis</i> TANAI
	<i>Carpinus subcordata</i> NATHORST
*	<i>Corylus macquarrii</i> (FORBES) HEER
*	<i>Ostrya shiragiana</i> HUZIOKA
*	<i>Ulmus longifolia</i> UNGER
**	<i>U. shiragica</i> HUZIOKA
	<i>Cercidiphyllum crenatum</i> (UNGER) BROWN
	<i>Acer subpictum</i> SAPORTA
	<i>A. miodavidii</i> HU et CHANEY
**	<i>Tilia protojaponica</i> ENDO
	<i>Hemitrapa borealis</i> (HEER) MIKI
	<i>Trapa exoana</i> TANAI et N. SUZUKI
	<i>Alangium aequalifolium</i> (GOEPP.) KRYSHT. et BORSUK
	<i>Fraxinus wakamatsuensis</i> TANAI et N. SUZUKI

* common ** abundant

第4表 花粉分析表 Floral composition of pollens in Kudo area.

試料番号	太櫓層 Futuro Formation				関内層 Sekinai Formation	左俣川層 Hidarimatagawa Formation				宮野玄武岩類 Miyano basalt								
	78	86	(89 (67071201))	(89 (67071202))	84	70101402	132	70101303	(125 (70101302))	15.1	2-330	(95 (70101404Ⓐ))	(95 (70101404Ⓑ))	(70101403Ⓒ)	(70101403Ⓓ)	67071103	2-327	16.2
Pinaceae	40		13	10	1		1	5	35	6	28		1	55	1	3	14	22
<i>Tsuga</i>	1		8	3				5	5	7	13		3	13	4		4	6
Taxodiaceae	30	10	3	5	12	1	1	8	46	5	25			2		21	2	3
<i>Salix</i>		1		1			1			1							1	
<i>Carya</i>		6			2	15	1	10	1	1		13	4	2	2	2	1	4
<i>Juglans</i>	1	1	4	1	1	3	4	5	1	1	1	3	1	1	2	3		1
<i>Pterocarya</i>	1	8	4	3	1	4	17	11	1	1	1	9	5	1	4	3		4
<i>Alnus</i>		27	24	27	3	2	43	19	1	58	25	5	7	3	8	7	58	11
<i>Betula</i>	1		1	3	1	1						2	1	2	3			1
<i>Carpinus</i>	11	8	6	15	1	4	1	2	1	12	6	8	9	6	10	1	2	21
<i>Corylus</i>				3	1					1		1	2				1	1
<i>Myrica</i>					1	3	1	1				4	3	2	6	1	1	
<i>Fagus</i>	1	8	7	3	2	34	1	3		6		14	44	6	40	27	10	17
<i>Quercus</i>	5	6		2	1	1	4	1	2	1		2	1		1		1	
<i>U. and Z.</i>	4	18	26	8	73	28	2	22	3	2		32	16	7	5	30		7
<i>Liquidambar</i>	(1)	1		1	2	1												
<i>Tilia</i>			3	7		2		1			1	1	1		3	1		
<i>Ilex</i>	1														2		5	
<i>Acer</i>		1						1				1					1	
Triporate pollen gen.indet.		3	3	2	1	1				2		6	2	1	6	1	1	2
Tricolpate pollen gen.indet.	2	3	1	1	1	2					1	1	2	1	1	1	3	
Microplankton	1				2													

注) Pinaceae: *Tsuga*, *Larix* などを除く有翼花粉。属までの識別不能なもの、可能なものが試料により異なるので一括した。
U. and Z.: *Ulmus* と *Zelkova* を合せたもの。この両者の区別には、はっきりしないものがあるので一括した。試料番号と第11図の採取地点を参照の事。数字は検鏡個数

石は完全に微粒の鉄鉱集合体になっている。

斑晶の量は少く、斜長石および角閃石からなる。斜長石は柱状から卓状をして、大きさは0.7～1.5mm、成分は中性長石で、不規則に曹長石に置き換えられている。角閃石は、柱状の自形で0.5mm、完全に鉄鉱集合体になっている。

石基は、細粒でピロタクシティック組織を示し、針状の斜長石・細柱状の紫蘇輝石・細粒状の普通輝石・鉄鉱および斑紋状のアルカリ長石からなる。紫蘇輝石および普通輝石は、完全に鉄サポナイト化している。

層序関係 太櫓層は、賀老ノ沢では花崗閃緑岩を、久遠の北方では、先第三紀層を不整合におおう。

化石 賀老ノ沢では、本層の火山岩類には含まれる砂岩シルト岩互層から植物葉化石を産出する（第3表）。その組成は、TANAI and SUZUKI（1972）により阿仁合型植物群とされた。一方、この地点と本層の最上部にある褐炭層その他から採集された花粉化石は第5表のとおりで、冷温性の阿仁合型植物群の組成をもつが、*Liquidamber*など暖温性の種をまじえ、多少の相異が認められる。

地質構造 地域の北西部では、走向NW-SE・傾斜15～30° Wを、地域の南西部の久遠付近では走向N-S・傾斜30° E、相泊山付近では、走向NW-SE・傾斜30° Wを示し、いずれも同斜構造を形成する。

対比 本層は、阿仁合型植物群を産出する陸成層であり、基盤岩を直接おおい、関内層におおわれ、岩相も類似しているため、白別層と同時期の福山層相当層と推定される。

III. 4. 3 関内層 (Sn)

命名者 秦光男（1967）

標式地 爾志郡熊石町地内の関内川流域。

分布 地域南東部の関内川支流梯子沢付近から貝取澗川上流および、東部から遊楽部岳地域へかけての左俣川上流域に露出し、一部は中央部の峠丸山南方から、北部の小川へかけても小範囲の露出が数カ所で見られる。

層厚 地域の南東部で200m、西部の太櫓越川付近で10m。

岩相 地域の南東部では、砂岩泥岩互層を主とし、薄い炭質頁岩をはさむ。本層の基底部は、花崗閃緑岩や変質安山岩の小礫を伴う粗粒砂岩からなる。砂岩泥岩互層のうち砂岩の部分は砂粒のほとんどが花崗閃緑岩の風化再堆積と思われる中粒ないし粗粒のアルコース砂岩からなり、ときに炭化木片をはさむ。単層の厚さは通常1～2mである。泥岩は黒色ないし暗灰色で、板状の層理面が良く発達し、植物化石をはさむ。単層の厚さは1m以下である。

東部の左俣川上流域でも、砂岩泥岩互層が発達する。

峠丸山の南方の太櫓越川から丸山沢および賀老ノ沢にかけての地区には、褐炭層をはさむ厚さ5～10m程度の黒色ないし暗灰色の泥岩が存在する。これらを**太櫓越泥岩 (Sm)**と呼ぶことにする。西部地区では、南東部地区で見られたような砂岩はなく、太櫓越川などで基底に砂岩が認められる程度である。この泥岩層には植物化石および貝化石を含む。本泥岩中の褐炭は、丸山沢の支沢で厚さ3.7mあり、以前には稼行された事がある。

第5表 関内層産出植物化石表

Fossil plants from the Sekinai Formation.

(同定: 棚井敏雅)

化 石 種	産 地			
	54	62	55	70
<i>Abies aburaensis</i> TANAI	○
<i>Keteleeria exoana</i> TANAI	×	...	×	×
<i>Picea kaneharai</i> TANAI et ONOE	○	×	...	×
<i>P. kanoi</i> HUZIOKA	×	×
<i>P. ugoana</i> HUZIOKA	×
<i>P. miocenica</i> TANAI	○
<i>Pseudotsuga exoana</i> TANAI	×	×
<i>Tsuga miocenica</i> TANAI	×	×	...	×
<i>Metasequoia occidentalis</i> (NEWB.) CHANEY	×	×	○	×
<i>Thuja nipponica</i> TANAI et ONOE	×
<i>Populus nipponica</i> TANAI et N. SUZUKI	×
<i>Comptonia naumanni</i> (NATH.) HUZIOKA	×
<i>Carya miocathayensis</i> HU et CHANEY	×
<i>Juglans shanwangensis</i> HU et CHANEY	×
<i>Pterocarya exoana</i> TANAI et N. SUZUKI	×
<i>P. protostenoptera</i> TANAI	...	×
<i>Alnus miojaponica</i> TANAI	×
<i>A. protomaximowiczii</i> TANAI	○	×	×	×
<i>Carpinus miofangiana</i> HU et CHANEY	×	×
<i>C. mioturczaninovii</i> HU et CHANEY	...	×	×	○
<i>C. subcordata</i> NATHORST	○	○	○	○
<i>C. subyedoensis</i> KONNO	×	...	×	...
<i>Ostrya shiragiana</i> HUZIOKA	...	×
<i>Castanea miomollissima</i> HU et CHANEY	◎	◎	◎	◎
<i>Fagus antipofi</i> HEER	◎	○	×	○
<i>Quercus miovariabilis</i> HU et CHANEY	...	◎	◎	◎
<i>Ulmus longifolia</i> UNGER	×	×
<i>Zelkova ungeri</i> KOVATS	◎	◎	◎	◎
<i>Eucommia japonica</i> TANAI	...	×
<i>Magnolia miocenica</i> HU et CHANEY	×
<i>Cercis miochinensis</i> HU et CHANEY	×	×
<i>Robinia nipponica</i> TANAI	×
<i>Phellodendron mioamurense</i> TANAI	...	×
<i>Rhus miosuccedanea</i> HU et CHANEY	×
<i>Acer exoanum</i> OISHI et HUZIOKA	○	○
<i>A. miohenryi</i> HU et CHANEY	×	×	×	○
<i>A. protodistylum</i> ENDO	...	×
<i>A. protojaponicum</i> TANAI et ONOE	×
<i>A. prototataricum</i> TANAI et N. SUZUKI	...	×
<i>A. pseudoginnala</i> TANAI et ONOE	×	×	...	×
<i>A. subpictum</i> SAPORTA	×	○

<i>Tilia protojaponica</i> ENDO	×	…	…	…
<i>Camellia miocenica</i> HUZIOKA	×	…	…	…
<i>Hemitrapa borealis</i> (HEER) MIKI	×	…	…	…
<i>Alangium aequalifolium</i> (GOEP.) KRYSHT et BOR.	…	…	…	×
<i>Fraxinus wakamatsuensis</i> TANAI et N. SUZUKI	×	…	…	…

× few ○ common ◎ abundant

層序関係 地域の南東部および地域の東方では、白別層を不整合におおう。太櫓越泥岩は太櫓層と不整合関係にある。

化石 本層の標式地では貝化石は産出せず、植物葉化石が多産する。これらは TANAI and SUZUKI (1963) によって熊石フローラとされたもので、*Comptonia naumanni*をはじめとする台島型植物群である。一方、太櫓越泥岩からも第5表に示すようにこれらと同様の植物群を産出する。第4表に示される花粉化石も葉化石と一致した植生を示す。

太櫓越泥岩からは植物化石に伴って汽水ないし浅海棲の貝化石が産出する。太櫓越川では、*Glaucosnoma* sp., *Macoma* sp., *Tapes (Siratoria) siraforiensis*, 丸山沢では *Mya* sp., *Modeolus* sp. などを産する。これらの事実から関内層の時期には、気候が太櫓層時期よりも温暖で、太櫓越泥岩が堆積した地域の西部では、海水が進入したことがわかる。これに対して地域東部では白別時期から引き続いて陸域であったと推察される。

地質構造 標式地の熊石地域から久遠地域の南東部にかけて、遊楽部岳ドームを囲むような形で弓なりの構造をして、走向N0~40°W, 傾斜8~60°Wを示す。この北方延長は上位の左俣川層によって削られており、遊楽部岳ドームの北側に当たる左俣川上流域から遊楽部岳地域にかけて本層はふたたび現われて、走向N70°E, 傾斜40°Nという具合に東西に近い走向を示す。

太櫓越泥岩は、瀬棚一熊石ベースンの西翼を占め、大局的には南北方向の走向を示し、東へ傾斜する同斜構造をなすが、宮野断層の影響でその西側では、舟底状の向斜構造が認められる。

対比 本層は、火砕岩が認められず、化石が示す環境は台島型植物群を産する温暖な気候である。また大部分が陸域で、西部地区で汽水から浅海域である。これらの岩相および環境から本層は、南方松前地域の吉岡層に対比される。

Ⅲ. 4. 4 左俣川層^{注2)} (Hc, Hrs, Hs, Hm, Ht)

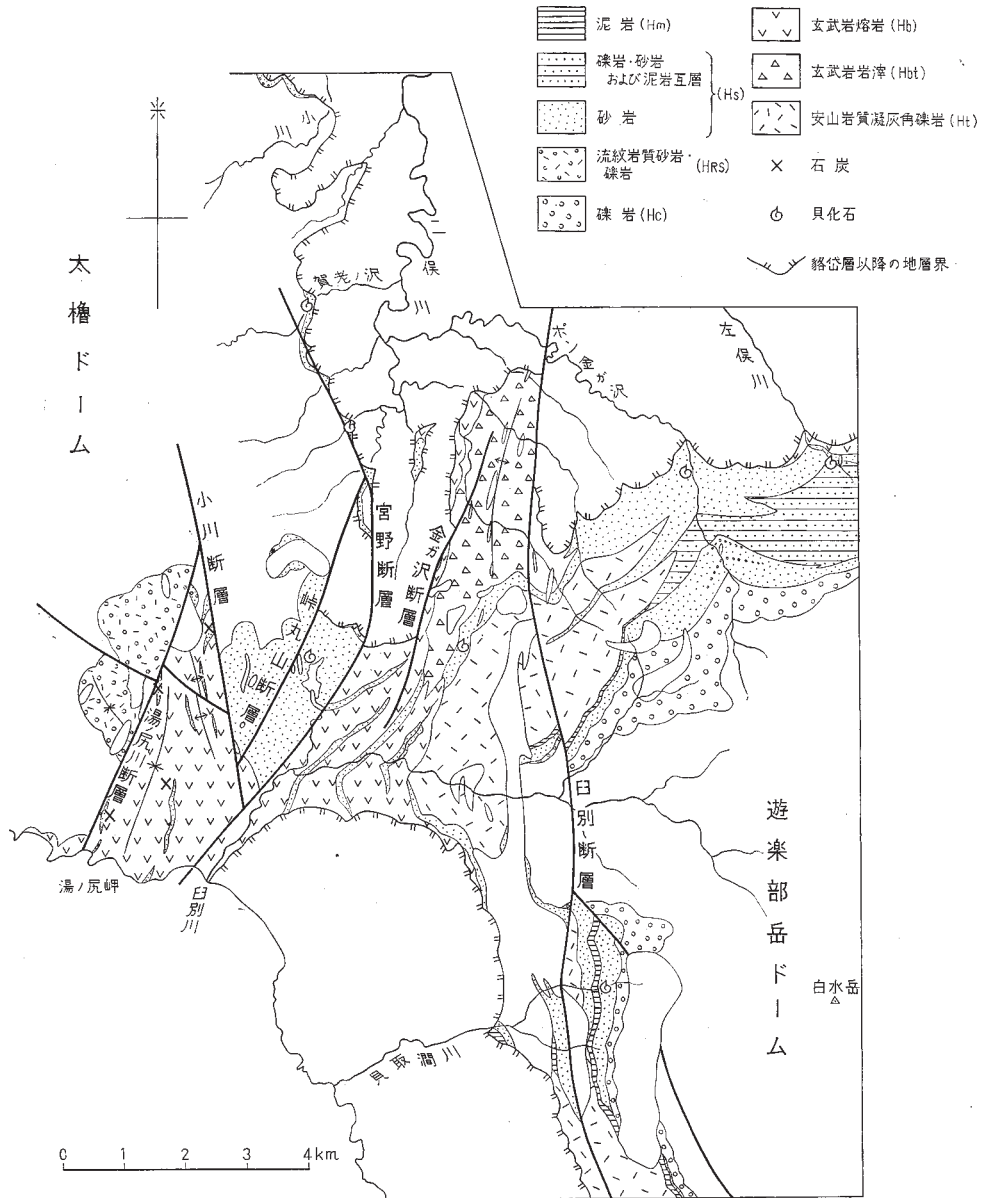
命名者 鈴木守・高橋功二 (1969)

標式地 瀬棚部北松山町地内の左俣川流域

分布 標式地の左俣川上流からボン金ガ沢の上流を経てほぼ東西に帯状分布し、地域の中央部付近から南方に向きを変え、貝取澗川上流を経て熊石地域へ連なり、遊楽部岳ドームを遠巻きにしている。

本層の一部は峠丸山付近から地域北部へかけて露出し、湯ノ尻川流域にも本層の一部と思われる地層

注2) 鈴木・高橋 (1969) は左股川層と命名した。しかし、河川名は左俣川なので、この報告書では左俣川層と記す。なお、部落名は左股である。



第14図 左俣川層岩相分布図

が分布する。

層厚 地城東部のボン金ガ沢付近でもっとも厚く1200m。峠丸山付近から地域北部に分布するものはごく薄く約10mである。

岩相 本層は第14図に示すとおり岩相変化に富む。地域東部では基底礫岩 (Hc) にはじまり、細礫岩から砂岩を経て泥岩に至る多数の小サイクル (cyclothem) からなる浅海性の堆積層 (Hs) が発達す

る。これらは西方へ向かって急速に火砕物質に富むとともに安山岩質の凝灰角礫岩（Ht）と指交する。地域の西部では、薄い砂岩層があり、浅海棲の貝化石を産する。基底礫岩は、遊楽部岳の周囲で良く発達し、白別川本流付近を除いてかなり良く連続する。

左俣川層の最上部には玄武岩熔岩（Hb）および岩滓（Hbt）からなる火山岩類があり、これらを宮野玄武岩類と呼ぶ。宮野付近では多数の熔岩が累重し、金ガ沢背斜付近と左俣川流域では岩滓が卓越する。

左俣川上流の左俣川層 左俣川流域では基底礫岩から宮野玄武岩類までの一連の層序が認められる。ここでは基底礫岩にはじまり、砂勝ちの砂岩泥岩互層に至る下部層、主として砂岩からなる中部層および泥勝ち砂岩泥岩互層からなる上部層にわけられる。上部層を宮野玄武岩類がおおっている。

基底礫岩は関内層を不整合におおっている。層厚は約10mで、礫は径45cm以下で円磨度は比較的良い。礫種は安山岩・変質安山岩および玄武岩など白別層を構成する岩石からなり、このほかチャートも少量伴うが礫径は10cm以下である。基質は粗粒砂岩からなり、風化面では淡い紫色を呈する。礫岩の上位には凝灰質砂岩および黒色泥岩が重なる。泥岩中には炭化した植物破片が多産する。この上位に細礫岩から泥岩に至る小サイクルが多数くり返えされる。全体的には砂岩が多い砂勝ち互層からなる。層内褶曲や斜層理が認められ、部分的には層理に乏しい黒色泥岩が発達する。下部層の厚さは約130mある。

中部層は淡緑色の凝灰質中粒砂岩を主とし、部分的に砂勝ち砂岩泥岩互層をはさんでいる。砂岩の砂粒は変質安山岩・斜長石および粘板岩などからなり、基質は粘土状の細粒物質からなる。また黒雲母片を多量に産出し、炭化植物破片をはさむ。中部層の厚さは60m。

上部層は、細礫岩から泥岩に至る多数のサイクルからなる。小サイクルの単位は1m以下から数mの程皮で、シルト岩が卓越する泥勝ち互層である。斜層理がしばしば認められる。この泥岩部から



第15図 左俣川層中の*Patinopecten*の化石（スケール3cm）。
（化石産出番号125の地点）

Patinopecten kimurai が産出する（第15図）。礫岩の礫は径3cm以下で、チャート・花崗閃緑岩など基盤の礫が大部分を占めており、本層の基底部の堆積時に較べて碎屑物の供給地の開析が進んだ事を示す。礫岩の基質は凝灰質砂岩からなる。

上部層の最上部には、無層理の中粒ないし細粒の凝灰質砂岩が約20mの厚さで堆積し、粘土化した軽石を含む。上部層の厚さは150mである。

宮野玄武岩類はおもに玄武岩質の岩滓からなり、一部に熔岩もある。厚さは30mあり、間に泥岩層をはさんで少なくとも2層からなっている。

ボン金ガ沢上流の左俣川層 左俣川の西方に当たるボン金ガ沢では、全体に凝灰質となる。ここでも下部・中部および上部の3部層に分けられる。



第16図 左俣川層の基底礫岩（Hc）（ボン金ガ沢上流）

基底礫岩は白別層を直接不整合におおい、ボン金ガ沢では関内層は認められない。基底礫岩は厚さの総計が250mに達し、この付近でもっとも厚い。礫岩から砂岩を経て泥岩に至る小サイクルが少なくとも5回はある。礫は大部分が径60cm以下で、まれに1mに達するものもあって淘汰はわるい。礫の円磨度は良い。礫を構成する岩石は、大部分が変質安山岩および玄武岩からなり、少量のチャートと細粒の花崗岩類をまじえる。基質は凝灰質の粗粒砂岩からなり、風化面では淡緑色または淡紫色を呈する（第17・18図）。礫岩層にはさまる砂岩は粗粒ないし中粒で、暗灰色を呈する。またしばしば凝灰質となって軽石をまじえる。炭化葉片や泥岩のパッチをもはさむ。泥岩の部分は凝灰質で、1m以下の単位で成層し、同時礫を多量に含む。

基底礫岩層の上位には、礫径3cm以下の礫岩に始まり泥岩に終る砂勝ちの成層した地層がくり返す。この小サイクルは、1単位が10m前後である。この地層中にも炭化木片がしばしばはさまれている。下部層の厚さは約340mあり、左俣川上流部の下部層の3倍弱におよぶ。

中部層は、おもに層理に乏しい細粒ないし中粒の凝灰質砂岩からなり、径5cm以下の礫をもつ細礫岩をはさむ。中部層の厚さは150mある（第17図）。

上部層は下半部が細礫岩ないし泥岩からなり、上半部は凝灰質で緑色の中粒ないし細粒砂岩を主とする。最上部では部分的に*Ostrea*の化石が密集している（第18図）。



第17図 左俣川層中部層 細礫岩から泥岩に至るリズムカルな小サイクルをなす。（ボン金ガ沢上流）



第18図 左俣川層上部層中の*Ostrea* bed（ボン金ガ沢中流、化石産出番号39の地点）。

熊ノ沢付近の左俣川層 基底礫岩がポン金ガ沢から連続しており、熊ノ沢付近で白別層を不整合におおう。礫岩を構成する礫は大部分が径10cm以下で、まれに1mに達するものがある。左俣川およびポン金ガ沢にくらべて細粒である。礫の円磨度は良く、おもに変質安山岩および流紋岩からなり、少量のチャートを混える。基質は粗粒な凝灰質砂岩からなり、青緑色を呈する。

礫岩にはアルコース質の中粒砂岩と黒色泥岩の互層をはさむ。互層の単位は0.5～1mである。

礫岩層の上位には緑色の粗粒凝灰質砂岩が重なり、下部では層理に乏しく上部では成層する。この上位に厚さ約10mの玄武岩熔岩がはさまれることがあり、それらを厚さ100m以上の緑色変質した安山岩質凝灰角礫岩がおおう。この凝灰角礫岩は層理に乏しいが、層間に厚さ10～20cmの緑色の凝灰質砂岩をはさみ凝灰角礫岩と砂岩が互層をなすばあいもある。

凝灰角礫岩は、左俣川流域およびポン金ガ沢付近で発達する浅海堆積層と指交し、熊ノ沢から白別川本流にかけて卓越する。岩相は白別層の変質安山岩質凝灰角礫岩と似ている。どちらかという和本層の凝灰角礫岩は、やや軟弱で、礫の部分が基質にくらべて硬いため露頭では礫が突出することが多い。左俣川層の基底礫岩を追跡すると、白別層とは層理的に区別できる。しかし、この基底礫岩が欠けている白別川本流では、両層の凝灰角礫岩を区別するのはきわめて困難である。

貝取澗川以南（熊石地域）の左俣川層 貝取澗川上流地区から基底礫岩がふたたび顕著となり、その上位に下部砂岩層・泥岩層・中部砂岩層・凝灰角礫岩層・上部砂岩層がある。

礫岩層は、礫岩から砂岩へのサイクリックなくり返しりが3～5回認められ、厚さは100～130mある。礫は最大径10cm、一般には径3～5cmの円礫で、礫種はチャート・粘板岩・花崗閃緑岩および変質安山岩などである。基質は粗粒砂岩からなり淡緑灰色を呈する。下部砂岩層は、礫岩層から漸移し、厚さ2～3mの淡緑灰色を呈する凝灰質中粒ないし細粒砂岩と、厚さ1～2mのシルト岩、薄い礫岩との互層からなる。下部には植物葉片を上部には貝化石（No.34）を、多く含んでいる。下部層の厚さは北部で約100m、南部へしだいに厚さを減ずる。

泥岩層（Hm）は下部砂岩層と中部砂岩層間に発達する暗灰色の塊状を呈する泥岩で、層厚は5～20mでそれほど厚くはないが、良い鍵層として追跡できる。

中部砂岩層は、比較的塊状の淡緑灰色細粒砂岩を主体にして、薄いシルト岩・凝灰岩あるいは安山岩質凝灰角礫岩をはさむ。厚さは貝取澗川流域で100m以上あるが、梯子沢から関内川上流域で上位の凝灰角礫岩と指交し、不明確となる。

凝灰角礫岩層は、緑色の安山岩質凝灰角礫岩を主体にして、安山岩熔岩や凝灰質砂岩およびシルト岩をはさむ。凝灰角礫岩は径3～10cmの緑色あるいは帯紫褐色を呈する角礫からなる。岩質は主として普通輝石安山岩で、一部に角閃石普通輝石安山岩質なものを含む。熔岩は梯子沢以南の地域に分布し、梯子沢では、安山岩熔岩のほか粗粒玄武岩質熔岩もある。凝灰質砂岩およびシルト岩はごくまれにはさまれるにすぎない。層厚は梯子沢地区で350m以上ある。

上部砂岩層は淡緑色を呈する細粒ないし中粒の凝灰岩と暗灰色泥岩との互層を主体とするもので、凝灰角礫岩もはさまれる。特徴として砂岩には黒雲母片を多く含み、泥岩中には“Hard shale”に似た硬質板状のものもある。層厚は150m以上ある。

岩石の記載 左俣川層中の緑色変質した凝灰角礫岩は、おもに輝石安山岩からなる。地域南東部の梯

子沢では、普通輝石安山岩を主とし、一部に粗粒玄武岩を伴う。上部層には角閃石普通輝石安山岩がある。

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。斜長石は柱状で自形を呈し、新鮮なものが多いが、縁辺部が融食された形を示すものもある。また、大晶をなすものには中核部が虫食い状に緑泥石化しているものや、炭酸塩化も認められる。普通輝石は柱状で自形し、単純双晶または連晶する。しばしば仮像を残したまま緑泥石または炭酸塩鉱物に変っている。石基はピロタクシティック組織を示し、斜長石・普通輝石および鉄鉱が認められる。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。斜長石は長柱状で自形し、新鮮である。普通輝石は柱状ないし短柱状で、大半は仮像を残したまま緑泥石または炭酸塩鉱物に変わっている。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。斜長石は新鮮で、柱状をなし自形ないし半自形を呈する。累帯構造は周縁部でやや顕著である。普通輝石は柱状、半自形で、緑泥石化したものが多い。普通角閃石は長柱状、半自形で緑色から淡黄緑色の多色性を示す。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（大部分が緑泥石化）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。

粗粒玄武岩はオフィティック組織を示す。斜長石は長柱状で自形ないし半自形を示し、累帯構造は明瞭でない。普通輝石は柱状で、砂時計構造を示し、多くは仮像を残して褐色の緑泥石に変っている。

白別川流域の白別温泉付近では、安山岩質凝灰角礫岩にはさまれて安山岩熔岩が産出する。その一部はかんらん石輝石安山岩と推定される。

かんらん石輝石安山岩は斑晶がやや多量で、長さ1.5～2mmの自形柱状の斜長石、1.5mm前後の短柱状の輝石および長さ0.6mm前後の自形したかんらん石からなる。長さ1mm前後の長柱状角閃石であったと思われる微粒の鉄鉱集合体も認められる。斜長石は不規則な曹長石および炭酸塩鉱物の集合体となっており、一部に中性長石が残っている。輝石も完全に緑泥石化しており、かんらん石もまた粘土鉱物に変っている。石基は細粒でインターサタル組織を示し、長さ0.2mm前後の針状斜長石、炭酸塩化した細粒状輝石からなり、その間を褐色のガラスが埋めている。ガラスには微細な鉄鉱が析出している。

金ガ沢付近の凝灰角礫岩も安山岩質で、ピロタクシティック組織が認められる。有色鉱物は変質して炭酸塩化している。斜長石は斑晶ではわずかに外縁部が原形をとどめることがあるが、内部はほとんど完全に炭酸塩鉱物に変化している。石基中の斜長石も、針状の仮像のまま大部分が炭酸塩鉱物になり、鉄鉱が多量に生じている。

鉱物の変質の程度は、白別川流域から金ガ沢にかけてのものに著しい。

峠丸山南方の左俣川層 ここでは顕著な基底礫岩が認められず、新鮮なガラス片を多量に含む凝灰質砂岩が関内層の太櫓越泥岩をおおう。砂岩はよく成層し軟弱で、砂岩層の下部から*Patinopecten kimurai*などの海棲貝化石を産出し、これらが密集して貝殻石灰岩（shell limestone）をしばしば形成する。砂岩中には黒雲母が多産する。また部分的に流紋岩質凝灰角礫岩がはさまれる。

丸山沢から賀老ノ沢および小川にかけての左俣川層 丸山沢では成層した砂岩が関内層をおおっている。砂岩は、新鮮な面で緑色、風化面では灰色ないし褐色を呈し、厚さ約10mである。砂粒は、火山岩起源のものからなる。黒雲母片も含んでいる。

賀老ノ沢では太櫓層を不整合におおって層理に乏しい厚さ約300mの砂岩が発達する。砂粒は火山岩起源の物質に富み、褐色を呈する。砂岩中には厚さ約3mの泥岩をはさみ、泥岩から植物化石の破片を産する。砂岩からは海棲貝化石がみいだされ、ときに貝殻石灰岩が認められる。

砂岩の上位には、成層した緑色の凝灰質砂岩がある。

南部ノ沢・万助沢および小川付近にも同様の地層がわずかに分布する。

湯ノ尻川流域の流紋岩質砂岩 (Hrs) 宮野の北西にあたる湯ノ尻川と、宮野小川の流域では凝灰質砂岩太櫓層をおおい、流紋岩質の凝灰角礫岩を伴う。湯ノ尻川では、基底部に礫岩と砂岩の互層があり、その上位にガラスを主とする白色の流紋岩質凝灰質砂岩が発達する。

礫岩の礫は径5cm以下でほとんどがチャートからなり、円磨度は悪い。基質は灰色の凝灰質粗粒砂岩からなる。一方、宮野小川では、ほとんどが無斑晶の流紋岩からなり、凝灰角礫岩を伴う。角礫岩の礫は流紋岩および変質安山岩からなる。

これらの地層は、分布がごく限られ、岩相も特異なので、詳しい層準はわからないが、左俣川層の時代に流紋岩の活動が盛んで、峠丸山南方の左俣川層に類似の凝灰角礫岩が部分的にはさまれているので、左俣川層の異相と解釈される。

宮野玄武岩類^{注3)} (Hb, Hbt, Hbs)

分布 宮野小川の流域および白別川下流から金ガ沢にかけて、おおむね帯状に分布する。また一部は、左俣川流域にも露出する。

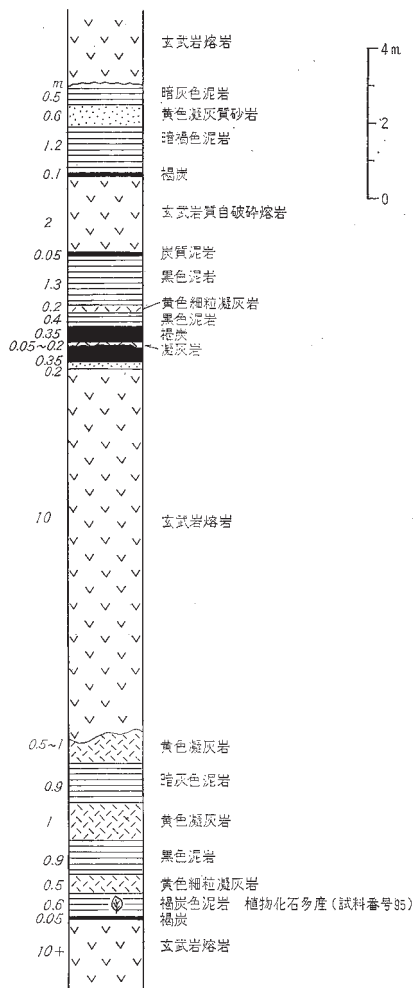
厚層 300m+



Hbs : 褐炭を含む凝灰質砂岩および泥岩 (植物化石を産出する)
Hb : 玄武岩熔岩 (化石産出番号95の地点)

第19図 宮野玄武岩類中の夾炭部

注3) 新称、標式地は久遠郡大成町宮野付近。



第20図 宮野玄武岩類夾炭部の柱状図

岩相 玄武岩熔岩 (Hb) および岩滓 (Hbt) を主とし、一部に玄武岩質安山岩を伴う。玄武岩は、しばしば粗粒玄武岩に移行する。

宮野付近では、玄武岩熔岩が累重し、青緑色、風化面で黄緑色を呈する凝灰岩・砂岩・泥岩および炭層をはさむ。宮野小川の流域では熔岩にはさまれる砂岩泥岩層 (Hbs) から、台島型植物化石を産出する (第19図)。この地点の柱状図を第20図に示す。

金ガ沢付近では、上部に厚さ30mの熔岩があり、その下には岩滓が認められ、金ガ沢付近から金ガ沢背斜に沿う一帯で発達する (第21図)。

岩滓は径5cm以下で粒度はまちまちである。色は、新鮮なもので暗褐色ないし黒色、風化すると灰褐色・緑色・黄褐色または紫褐色などを呈する。風化によりしばしば軟弱な粘土に変る。岩滓の粒間には、二次的に緑泥石・沸石および炭酸塩鉱物が充すのが見られる。岩滓には、外来物質は認められない。金ガ沢背斜の軸に沿って、南北性の玄武岩岩脈 (B) が貫入しい (第22図)。

左俣川流域の岩滓も、金ガ沢付近のものと大体同様である。

岩石の記載 普通輝石玄武岩は、粗粒玄武岩質の粗い石基をもつものが多い。斑晶は、斜長石および普通輝石からなる。無斑晶のものもある。斜長石は柱状ないし長柱状で自形し、長さは1~1.4mm。成分的には曹灰長石に属する。累帯構造は著しくない。普通輝石は0.5~1.8mmの柱状ないし粒状で自形ないし半自形を示す。量的には少ない。石基は、斜長石・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の組織を示す。斜長石は長柱状で長さ0.1~0.3mm、自形する。累帯構造はわずかに認められる。鉄鉱は径0.01~0.1mmの粒状で多数散点する。二次鉱物として方解石・緑泥石および沸石があり石基で斜長石の結晶粒間を埋め、杏仁または球顆をつくる。ときに径5mmに達する方解石の球顆がみいだされる。

玄武岩質安山岩は、斑晶に富むものと乏しいものがあり、前者は久遠と宮野の間の海岸に、後者は白別川下流で露出する。

斑晶に富むものは、大小さまざまな柱状の斜長石斑晶を多量にもち、大型のかんらん石 (仮像) や普通輝石を伴う。石基は流理構造が著しく、斜長石・輝石 (炭酸塩鉱物に変わっている) ・鉄鉱およびガラスからなる。斜長石の外縁にはアルカリ長石が生じている。



第21図 宮野玄武岩類中の玄武岩岩滓（金ガ沢）



第22図 宮野玄武岩類の玄武岩岩滓とそれを貫く玄武岩岩脈（金ガ沢）

斑晶に乏しいものでは、斑晶として斜長石・普通輝石およびかんらん石（仮像）、また微斑晶として紫蘇輝石およびまれに褐色の角閃石（一部オパサイト化）がある。石基は、ピロタクシティック組織を示し、針状の斜長石・紫蘇輝石・鉄鉱およびガラスからなり、ときに少量の普通輝石やクリストバル石を伴う。

層序関係 左俣川層は、左俣川上流・貝取瀧川上流および峠丸山から北方地区にかけては関内層と不整合関係にあり、ボン金ガ沢から、白別川付近では白別層をおおっており、傾斜不整合の関係にある。

化石 左俣川層の砂岩からは第6表に示すような門ノ沢型動物群からなる浅海棲の貝化石を産出する。宮野玄武岩類には含まれる泥岩から第7表に示す植物化石を産出する。

花粉化石は、中部ないし上部層から産出し、それらは第4表のとおりである。

珪藻化石は、太櫓越川流域で第8表に示すものが産出した。これらは *Denticula nicobarica* と *Melosira granulata*, *Coscinodiscus stellaris* に富んでおり、奥尻島の釣懸層の珪藻群（秦・長谷川, 1970）に似ている。

地質構造 地域の東部から南東部にかけて発達する左俣川層は、遊楽部岳ドームを囲みゆるい弓形の分布をなす。左俣川上流からボン金ガ沢にかけては、走向N60~90° E, 傾斜10~25° Nを示し、白別川

第 6 表 左俣川層産出貝化石表
Fossil shells from the Hidarimatagawa Formation. (同定: 大山 桂)

左俣川 (No. 125)

Patinopecten kimurai (YOKOYAMA)

P. sp.

ボン金ガ沢 (No. 39)

Ostrea gravitesta (YOKOYAMA)

賀老ノ沢 (No. 80)

Chlamys sp.

Pecten sp.

Clinocardium sp.

太櫓越川 (No. 64)

Chlamys sp.

Pecten sp.

Ostrea sp.

Mytilus sp.

シマムナイ沢 (No. 157)

Patinopecten cf. *kimurai* (YOKOYAMA)

Venericardia siogamaensis NOMURA

Mersenaria sp.

Serripes sp.

貝取瀧川 (No. 34)

Pecten sp.

Clinocardium sp.

第7表 左俣川層，宮野玄武岩類中の植物化石表
 Fossil plants from the Hidarimatagawa Formation and
 the mudstone bed in the Miyano basalt.

(宮野小川，試料番号95) (同定：榎井敏雅)

-
- Equisetum arcticum* HEER
 ** *Picea kaneharai* TANAI et ONOE
 ** *P. ugoana* HUZIOKA
Pinus sp.
Keteleeria exoana TANAI
Glyptostrobus europaeus (BRONGNIART) HEER
 ** *Comptonia naumanni* (NATHORST) HUZIOKA
Pterocarya asymmetrosa KONNO
P. protostenoptera TANAI
 ** *Alnus protomaximowiczii* TANAI
Carpinus miocenica TANAI
 * *C. subcordata* NATHORST
 * *C. subyedoensis* KONNO
 * *Corylus macquarrii* (FORBES) HEER
 ** *Fagus antipofi* HEER
Ulmus carpinooides GOEPPERT
 ** *Zelkova ungeri* KOVATS
 * *Eucommia japonica* TANAI
Cercidiphyllum crenatum (UNGER) BROWN
Gleditsia miosinensis HU et CHANEY
Pueraria miolithunbergiana HU et CHANEY
Rhus miosuccedanea HU et CHANEY
 ** *Acer exoanum* OISHI et HUZIOKA
 * *A. miohenryi* HU et CHANEY
A. protojaponicum TANAI et ONOE
A. palaeodiabolicum ENDO
 ** *A. subpictum* SAPORTA
A. yoshiokaense TANAI et N. SUZUKI
Tilia protojapona ENDO
 * *Hemitrapa borealis* (HEER) MIKI
Fraxinus wakamatsuensis TANAI et N. SUZUKI
Carpolithes japonica (MORITA) ISHIDA

* common ** abundant

流域では，走向N30° E，傾斜25~50° W，さらに貝取澗川上流域など地域の南東部では走向N10~40° W，傾斜25~50° Wと南北性の伸びを示す。

本層は，南北方向に走る臼別断層に切られ，西側が東側に較べて持ち上げられている。宮野断層の西側では，地層は断層によりブロック化している。峠丸山の南方では，走向・候斜が定まらないが，南部

第8表 久遠地域産出珪藻化石表

Fossil diatoms from the Hidarimatagawa and the Makomanai Formations.
(同定: 沢村孝之助)

化石種	真駒内層 Makomanai Formation	左俣川層 Hidarimatagawa Formation	
	141	167	174
<i>Actinocyclus curvatus</i> JANISH		2	
<i>A. ehrenbergii</i> RALFS		1	
<i>A. ingens</i> RATT.	1		1
<i>A. cf. ochotensis</i> JOUSE	3	12	3
<i>Actinoptychus undulatus</i> (BAIL.) RALFS	1	3	
<i>Archnoidiscus ehrenbergii</i> BAIL.		1	1
<i>A. ornatus</i> (BREB.) GREV.			1
<i>Biddulphia</i> sp.		1	1
<i>Cocconeis costata</i> GREG.	1		
<i>C. curvirotrunda</i> TEMP. et BRUN	1		
<i>C. kamschatkiensis</i> MANN	3		
<i>C. scutellum</i> EHR.	2		
<i>Coscinodiscus argus</i> EHR.		1	
<i>C. excentricus</i> EHR.		2	
<i>C. lineatus</i> EHR.	1		
<i>C. marginatus</i> EHR.	100	6	7
<i>C. oculus-iridis</i> EHR.		1	
<i>C. radiatus</i> EHR.	2	3	1
<i>C. rothii</i> (EHR.) GRUN.		1	
<i>C. stellaris</i> ROP.		11	6
<i>C. vetustissimus</i> PANT.		3	2
<i>Denticula hustedtii</i> SIM. et KAN.	1		
<i>D. kamschatica</i> ZAB.	1		
<i>D. lauta</i> BAIL.	2	1	3
<i>D. nicobarica</i> GRUN.		7	32
<i>Diploneis bombus</i> (EHR.) CL.			1
<i>Endictia oceanica</i> EHR.		1	
<i>E. robusta</i> (GREV.) HAN. et GRANT		1	2
<i>Goniothesium tenue</i> BRUN	1		
<i>Grammatophora</i> spp.	2	10	25
<i>Hantschia</i> sp.			1
<i>Hemiaulus ambiguus</i> GRUN.		1	
<i>Hyalodiscus scoticus</i> (KÜTZ.) GRUN.			1
<i>H. ukaiensis</i> ICHIK.	6	3	2
<i>H. sp.</i>		3	5
<i>Kisseleviella carina</i> SHESH.		1	
<i>Melosira castracani</i> (BRUN) TSUM.	2		5
<i>M. clavigera</i> GRUN.	5	12	15
<i>M. granulata</i> (EHR.) RALFS		36	49
<i>M. italica</i> (EHR.) KÜTZ.		12	1

(次ページへつづく)

(第8表のつづき)

化 石 種	真駒内層 Makomanai Formation	左 俣 川 層 Hidarimataawa Formation	
	141	167	174
<i>Melosira sulcata</i> (EHR.) KÜTZ.	8	6	7
<i>M.</i> sp.	2	2	
<i>Nitzschia</i> sp.	1	1	
<i>Pinnularia</i> sp.	1		
<i>Rhaphoneis amphiceros</i> EHR.	1	1	
<i>R.</i> sp.		1	1
<i>Rhabdonema japonicum</i> TEMP. et BRUN	1	2	1
<i>Rhizosolenia</i> spp.	1	4	
<i>Rutilaria</i> spp.		3	2
<i>Stephanopyxis</i> cf. <i>ferox</i> (GREV.) RALFS		11	7
<i>S. schenkii</i> KANAYA	3		2
<i>S. turris</i> (GREV. et ARN.) RALFS	20	25	10
<i>Stictodiscus californicus</i> GREV.	1	1	
<i>Thalassionema nitzschioides</i> GRUN.	2	2	1
<i>Thalassiosira antiqua</i> A. CL.	3		
<i>T. decipiens</i> (GRUN.) JÖRG.	5		
<i>T. nidulus</i> (TEMP. et BRUN) JOUSÉ	1		
<i>T. punctata</i> JOUSÉ		1	1
<i>T. usatschevii</i> JOUSÉ	10	1	
<i>T. zabelinae</i> JOUSÉ	2		
<i>Thalassiothrix longissima</i> CL. et GRUN.	2		2
Gen. indet.	1	3	1

ノ沢以北ではN20° W前後の走向と、5~15° Eの傾斜を示す。

対比 本層は、浅海成の砕屑物および火山岩類に富み、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中、中期中新世の訓縫層に対比される。

III. 4. 5 岩 脈

閃緑玢岩 (Dp) 白水岳の南西方にあって左俣川層を貫いている。岩体の規模は南北3.5km, 東西0.6 kmで、柱状節理が発達し熱水変質により白色を呈する場合が多い。斑晶は、斜長石・緑泥石化した角閃石および融食された石英からなり、石基は石英および斜長石からなって粗粒のフェルサイト構造を示す。

閃緑玢岩はまた、白水岳で花崗閃緑岩を貫く岩脈としてもみいだされる。これらは斑状安山岩に近く、曹長石化・緑泥石化または炭酸塩化が著しい。斑晶は、斜長石および変質した苦鉄質鉱物からなり、石英は含まれない。石基は、完晶質で斜長石と緑泥石が密雑し、それらの粒間に鉄鉱などが散在する。

流紋岩 (R) 岩体の規模は大小さまざまで、大きいものは、白別川を横切り貝取澗川上流までの南

北延長7.5km、幅の最大1kmに及ぶものがあり、西海岸の太田付近では、花崗閃緑岩を貫いた東西約2km、南北1kmのやや広い岩体が見られる。

これらの流紋岩は、新鮮なものから珪化の著しいものまであり、おそらく貫入時期に幅があると思われる。

斑晶は一般に乏しく、少量の石英・斜長石および角閃石が見られ、ときにやや多量の黒雲母が認められる。石英以外は多くのばあい変質して粘土化・炭酸塩化している。石基は、隠微晶質で比較的新鮮な岩体でもしばしば緑泥石が生じている。貝取澗川中流にはアノーソクレス流紋岩があるのを福富忠男ほか(1936)によって報告されている。

玄武岩質安山岩 (A) 宮野の北方で左俣川層を貫く岩脈として多数認められる。地質図には比較的大規模なものだけを記入した。

Ⅲ. 4. 6 貉岱層 (Mt₁, Mm, Ms, Mt₂, Mb)

新称

標式地 瀬棚郡北桧山町貉岱から左俣川の上流へ向かって約2kmの間。

分布 左俣川流域から地域の中央部へかけて東西に分布し、白別断層・金ガ沢断層および金が沢背斜により複雑な構造を示しながら金ガ沢付近から北方へ向きを変えて瀬棚地域へ向けて帯状に分布する。また、一部は宮野の東方でも露出し、玄武岩熔岩を伴っている。貉岱層以上の層準の柱状図を第23図に示す。

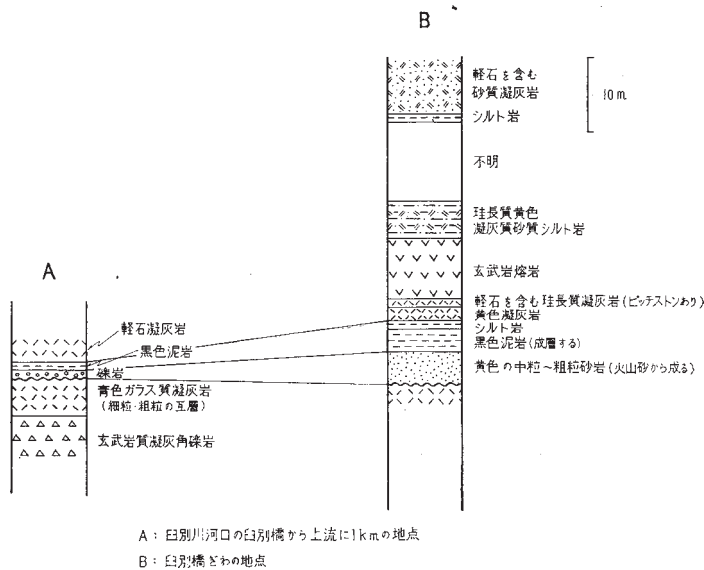
層厚 約200m

岩相 本層は地域東部では成層した黒色泥岩 (Mm) からなり、いわゆる黒色頁岩と呼ばれる岩相によく似ている。本層は地質概説でも述べたように八雲層に相当するけれども、硬質頁岩はほとんどみだされない。白別断層付近から西方では、本層は急速に凝灰質岩に移化して、珪長質軽石凝灰岩 (Mt₁) が卓越する。本層も、左俣川層以下の地層と同様に、岩相の東西性の対立が著しい。

左俣川流域の貉岱層 本層の基底部は暗緑色の砂岩層からなり、海緑石が含まれる。基底部の厚さは1~2m程度で、これに引き続いて黒色泥岩が厚く発達する。泥岩の層理は10~20cmで板状であるが、しばしば無層理に近い部分もある。本層の下部には、厚さ20cm程度の青緑色を呈する凝灰岩をはさむ。

本層中には、暗褐色でフリント質の不規則形の団塊がはさまれる。これは、硬質頁岩とよく似ており、八雲層の片鱗を示す。しかし、硬質頁岩そのものが、層状にはさまれるのは、まれである。

宮野東方の貉岱層 白別川の河口付近の左岸では、貉岱層が左俣川層を傾斜不整合におおって約30mの厚さで発達しており、ここでは玄武岩熔岩を伴う。層序は第24図に示すとおり、下位の左俣川層は玄武岩質凝灰角礫岩とこれをおおう青色のガラス質凝灰岩からなる。凝灰岩には粗粒な部分と細粒の部分が互層状をするのが認められ、走向はN53°E、傾斜50°Nを示す。貉岱層には基底礫岩があり、礫は径7cm以下の玄武岩の礫からなっている。国道の橋付近では、礫岩は認められず、基底部には粗粒ないし中粒の火山岩起源の砂粒からなる黄色の砂岩が発達する。これらの上位には、板状でやや硬質なシルト岩、緑色で珪長質の軽石凝灰岩(ピッチストンの破片を含む)が重なり、さらに厚さ7~8mの玄武岩



第24図 宮野東方の貉岱層柱状図

熔岩がその上位にくる。

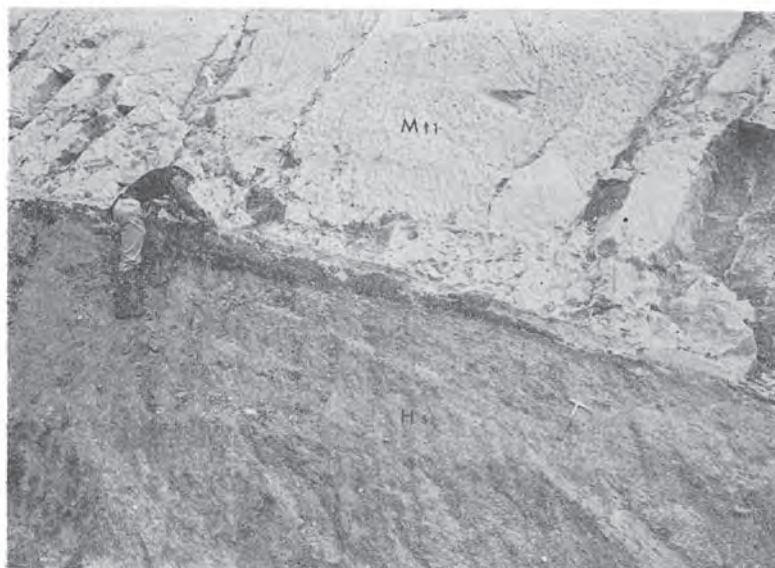
岩石の記載 貉岱層中の玄武岩は、岩質的には普通輝石玄武岩で、斑晶に斜長石および普通輝石を含む。斜長石は短柱状で長さ1～2mmの自形ないし半自形結晶からなり、成分的には曹灰長石である。普通輝石は粒状ないし短柱状の長さ0.6～1mmの自形をし、結晶の外縁が融食して丸い輪郭をなすものがあり、砂時計構造が認められる。石基は、斜長石および普通輝石を主とし、粗いピロタクシティック組織を示す。斜長石は、長さ0.5mmの長柱状をなし、自形する。累帯構造はごく弱い。普通輝石は0.1mmの粒状の自形をなす。これらの結晶間には、炭酸塩鉱物や沸石が埋めており、沸石は杏仁状をなすものがある。また、方解石が径0.2～0.5cmの球顆をなすばあいもある。

金ガ沢付近の貉岱層 臼別断層付近から西方では、貉岱層は凝灰岩が卓越する。金ガ沢付近から地域の北部にかけては、下部に軽石凝灰岩があり、上部には凝灰岩と泥岩ないし砂岩の互層が堆積する。これらをそれぞれ下部凝灰岩および上部凝灰岩と呼ぶ。

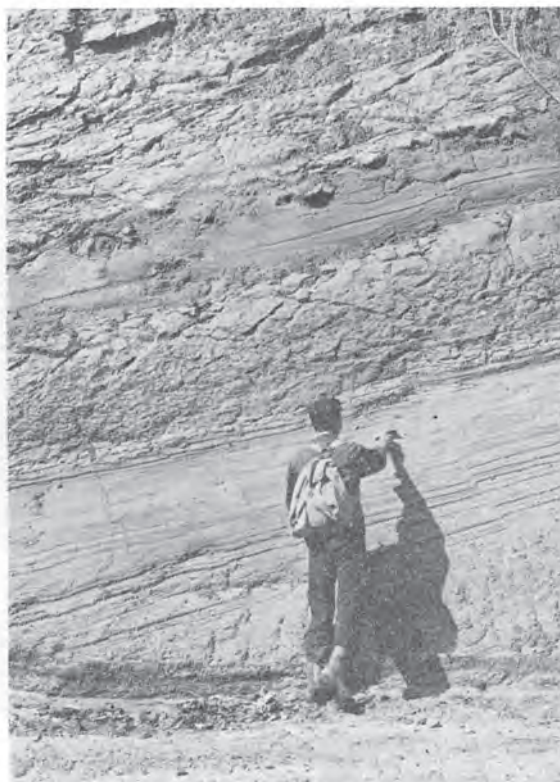
下部凝灰岩 (Mt_1) は、基底部に火山岩起源の細礫岩の薄層を有し、これが基底礫岩をなす。基底部に引き続いて珩長質の粗粒な軽石凝灰岩が厚く発達する。凝灰岩は2～3枚からなり、凝灰岩の下半部は無層理で径3cm以下の軽石が密集し、軽石の粒間は火山岩起源の粗粒の砂をまじえた凝灰岩が充填している。上半部には成層が認められる。各凝灰岩の最上部には火山岩起源の砂粒からなる厚さ約1mの暗褐色ないし青緑色の砂岩がある。

南部ノ沢では、下部凝灰岩が左俣川層を傾斜不整合におおっている。ここでは左俣川層は緑色凝灰岩・火山円礫岩からなり炭質頁岩をはさむ。下部凝灰岩は、厚さ40cmの基底礫岩と厚さ1mの凝灰質砂岩を伴い、珩長質の軽石凝灰岩が厚く発達する(第25図)。

上部凝灰岩 (Mt_2) は、第26図に見られるように白色の珩長質凝灰岩と灰色の凝灰質泥岩ないし砂岩



第25図 左俣川層 (Hs) と貉岱層 (Mt₁) との傾斜不整合関係 (南部ノ沢林道)



第26図 貉岱層上部凝灰岩 (Mt₂) の凝灰岩泥岩互層 (金ガ沢)



第27図 貉岱層の異常堆積層（丸山沢）



第28図 貉岱層下部凝灰岩 (Mt₁) とその上位の著しい異常堆積層 (Ms) 両者の境界は明瞭な一線を画す。(丸山沢)



第29図 貉岱層の上部凝灰岩 (Mt₂) 珪長質凝灰岩とシルト岩の互層が発達し、堆積異常は示さない。(若松-小川間の道路傍)

がそれぞれ50~100cmの厚さで互層する。この泥岩ないし砂岩層中にはフリント質の不規則形の団塊がはさまれる。上部凝灰岩は、しばしば異常堆積を示す。

異常堆積層 (Ms) は、互層した地層が波状にうねったり、砂岩泥岩に富む部分と凝灰質の部分がかきまぜられたように不規則に入り混じる (第27図)。異常堆積層の下限は、下部凝灰岩層との境界に一致し、明瞭な一線で両者が画されている (第28図)。

若松から小川部落へ通じる道路傍では、上部凝灰岩の異常堆積がほとんど認められない (第29図)。

層序関係 本層は、左俣川層を傾斜不整合に、地域西部の万助沢付近では太櫓層を直接おおっており、下位層に対してオーバーラップの関係にある。

化石 本層中からは *Makiyama chitanii* が産出する。

地質構造 地域東部では東西方向の走向をもち北へ約10°傾斜する。金ガ沢付近で背斜構造を示し、地域西部の二俣川付近では向斜構造をなし、この付近から走向N20°W、傾斜20°E前後の南北性の延びを示して瀬棚地域へ連なる。

対比 本層は、東部の黒色泥岩が遊楽部岳地域で八雲層に移化する。

III. 4. 7 真駒内層 (Mk)

命名者 三谷勝利・斎藤尚志・長尾捨一 (1961)

標式地 瀬棚郡北桧山町真駒内川

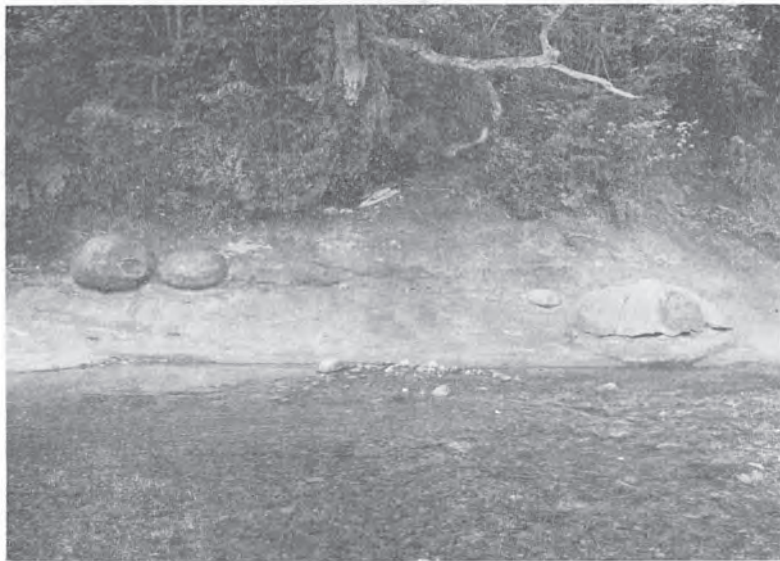
分布 本地域の北東部から瀬棚地域へかけて広く分布する。またその一部は地域南部の宮野東方にも露出する。

層厚 300m+

岩相 珪藻質を特徴とするシルト岩ないし砂岩からなる。下部ではシルト岩がおもで、成層する（第30図）。上部では、おもに砂岩が卓越し、シルト岩を伴い、層理に乏しい。地域全般を通じての岩相変化はほとんど認められない。本層には、珪長質の軽石凝灰岩が数枚はさまれており、下位から二俣凝灰岩（ K_1 ）、雲内凝灰岩（ K_2 ）および左股凝灰岩（ K_3 ）がおもなものである（佐川・植田，1969）。また本層中には、泥灰質の団塊がはさまれる。これらは球状で、径の最大は2mにおよぶ（第31図）。



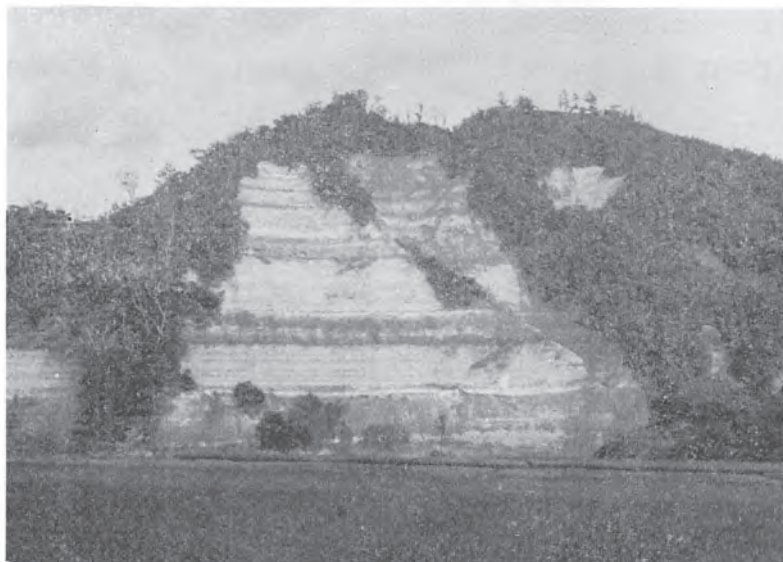
第30図 真駒内層下部の層理の顕著な部分（貉袋付近）



第31図 真駒内層の泥灰質団塊

二俣凝灰岩 (K_1) の標式地は、北檜山町二俣部落付近。

真駒内層の下限から、数mないし60mほど上位にあり、間にシルト岩をはさむ3枚の凝灰岩の組からなる(第32図)。場所によっては、最上位の1枚が欠けることもある。下位の2枚は径3cm以下の軽石に富む珪長質凝灰岩である。これらは成層し、場所によっては斜層理が著しい(第33図)。最上位のものは、むしろ凝灰質砂岩というべきで、黒雲母片に富む。凝灰岩の厚さは、最下位のものが最大で7～



第32図 二俣凝灰岩 (K_1) 黒っぽい帯状に見える部分で、3枚認められる(二俣付近)



第33図 真駒内層の二俣凝灰岩にみられる斜層理(若松から小川部落へ通じる道路傍)

15m, 上位2枚はこの約半分である。

雲内凝灰岩 (K₂) は, 地域の北方, 瀬棚地域に標式地があり, 主体は厚さ0.5~2mの白色細粒凝灰岩からなり, 下位4~5mに褐鉄鉱により汚染された厚さ20cmの角閃石安山岩質の石質凝灰岩を伴う。二俣凝灰岩から雲内凝灰岩までの間隔は, 地域内で15~40mである。

左股凝灰岩 (K₃) は, 左股川が二俣川に合流する付近に標式地がある。白色の軽石凝灰岩からなり, 色をした雲母片を多量に産するのが特徴である。層厚は5~14m, 二俣凝灰岩の55~70m上位にある。

層序関係 真駒内層は, 地域東部の貉岱付近では貉岱層の黒色泥岩を西部の若松南西方では, 貉岱層の珪長質凝灰岩卓越層を整合におおう。

第 9 表 真駒内層産出珪藻化石表
Fossil diatoms from the Makomanai Formation.

(同定: 長谷川康雄)

化 石 種	試料番号			
	65	66	67	68
<i>Actinocyclus curvatus</i> JANISH	1	1	1	1
<i>A. ochotensis</i> JOUSÉ	1	3		1
<i>Cocconodiscus excentricus</i> EHRENBERG				1
<i>C. marginatus</i> EHRENBERG	4	6	6	4
<i>Cosmiodiscus insignis</i> JOUSÉ				1
<i>Denticula kamtschatica</i> ZABELINA	148	171	172	168
<i>Fragilariopsis pliocena</i> (BRUN) SHESHUKOVA	6			1
<i>Rhizosolenia</i> sp. 1	4			
<i>Rhizosolenia</i> sp. 2				1
<i>Stephanopyxis nipponica</i> GRAN et YENDO	1			
<i>Thalassionema nitzschioides</i> GRUNOW	23	6	3	8
<i>Thalassiosira antiqua</i> (GRUN.) A. CLEVE	2	6	8	1
<i>T. oestrupii</i> (OSTF.) PROSKINA-LAVRENKO	7	3	6	5
<i>T. undulosa</i> (MANN) SHESHUKOVA			1	
<i>T. zabelinae</i> JOUSÉ	9	4	3	6
<i>Thalassiothrix longissima</i> CLEVE et GRUNOW			2	
Total	200	200	200	200

化石 本層からは *Makiyama chitanii* が, 下部から上部まで一様に産出する。珪藻化石を第8表と第9表に示す。そのほか, *Actinoptychus undulatus*, *Biddulphia aurita*, *Cocconeis antiqua*, *Cocconeis costata*, *Cocconeis scutellum*, *Cocconeis vitrea*, *Grammatophora marina*, *Raphoneis angustata* などがまれに産出する。

このほか, 底棲動物の生痕と思われるパイプ状のもの (第34図) や, むら雲状のものが認められる。

地質構造 貉岱層の時期までに認められた南北性の断層構造や岩相の東西対立は, 真駒内時期には消失し, 白別断層の北方延長でゆるい背斜構造を示すにとどまる。地層の傾斜もごくゆるやかで, 北部では水平層に近くなる。



第34図 真駒内層中の底棲動物の生痕

対比 本層は黒松内層に対比される。

Ⅲ. 4. 8 長磯安山岩類^{注4)} (Ni)

命名者 秦光男 (1967)

標式地 久遠郡大成町長磯の海岸

分布 地域南部の平浜から貝取澗を経て熊石地域へかけて帯状に分布する。

層厚 300m+

岩相 おもに角閃石安山岩熔岩からなり、自破碎熔岩と火山円礫岩を伴う。熔岩は一般に柱状節理が発達している。

角閃石安山岩は斜長石の大晶をもつ斑状のものから、ちみつまものまであって、黒色ないし暗褐色または灰白色を呈し、色相は多様である。斑晶は、斜長石・褐色角閃石および少量の輝石からなる。斜長石には累帯構造が発達する。角閃石はしばしばオパサイト化している。石基は、細粒でガラスに富み、斜長石・角閃石および鉄鉱が散在する。結晶度の高いものには斑紋状にクリストバル石・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。

層序関係 本岩類は真駒内層を不整合におおう。

対比 本岩類は、いわゆる濁川噴出岩類に相当する火山活動によるものであろう。

Ⅲ. 4. 9 瀬棚層 (St)

命名者 長尾巧・佐々保雄 (1933)

注4) 最初は長磯層と命名されたが、南部北上山地下部白亜系の大船渡層群中に同名の地層があるので、長磯安山岩類と改称する。

標式地 瀬棚郡今金町の利別川流域

分布 本地域では、その北東隅にごく一部が露出するにすぎず、本層の大部分は、瀬棚および今金地域に広く分布する（橋本ほか、1963、佐川・植田、1969）。

層厚 70m+

岩相 本地域の北東隅、日進付近では真駒内層をおおう厚さ3mの基底礫岩が認められる。礫は径3～4cmで、安山岩・花崗閃緑岩・チャートおよび真駒内層中のものと思われる凝灰岩からなる。基底礫岩に引きつづき、地域内では固結度の低い砂岩が発達している。本地域ではこれらの上に段丘堆積層がおおう。

III. 5 第四系

III. 5. 1 段丘堆積層

地域北東部の左俣川とパンケオイチャヌンベ川にはさまれる丘陵と、二俣川および左股川流域に計6段の段丘がある。また、久遠から貝取澗にかけての海岸には、2段の海岸段丘があり、それぞれに堆積層が認められる。

第1段丘堆積層 (t_1) (標高200～270m)

左俣川右岸の丘陵に分布する。厚さは5mあり、おもに円礫からなる砂礫層が堆積する。礫は、チャート・ホルンフェルスおよび花崗閃緑岩などの基盤岩起源のものが多く、変質安山岩・安山岩を伴う。礫径は15cm以下である。

第2段丘堆積層 (t_2) (標高120～260m)

日進付近で見事な平坦面を作る。堆積層の厚さは6m以上あり、円礫を主とする。礫径は40cm以下で、礫種は第1段丘のものと同様である。

第3～第6段丘堆積層 (t_3 ～ t_6)

第3段丘と第4段丘は、おもに左俣川流域に、第5段丘は左俣川と二俣川の両者に、また第6段丘は二俣川だけに分布する。これらの堆積層は、厚さ2～5m程度で径数10cmの円礫をもつ砂礫からなる。礫種は基盤岩類のものが多く、これに新第三紀火山岩起源のものを伴う。

海岸段丘堆積層 (tc_1 ～ tc_2)

厚さはいずれも3m程度で、おもに成層する砂礫からなる。礫は、径20cm以下の円礫が大部分で、まれに径80cmに及ぶものもある。礫種はおもに花崗閃緑岩などの基盤岩類からなる。

III. 5. 2 沖積層 (a)

白別川河口の宮野付近の平野部および、二俣川・左俣川などの河川流域に分布する。礫砂および粘土からなる。

IV. 新第三系の古生物および対比

新第三系から産出する古生物としては、第10表に示すとおり、臼別層と長磯安山岩類を除く各地層から産出する。これらを総括して検討する。化石の産出箇所は第11図に示したとおりである。

第10表 新第三系古生物・層序表

鮮 新 世 — 中 新 世	瀬 棚 層		貝 有孔虫	瀬 棚 動 物 群
	長磯安山岩類			
	真 駒 内 層		珪 藻 <i>Makiyama (=Sagarites) chitanii</i>	
	貉 岱 層		有孔虫・鯨骨・魚鱗 <i>Makiyama (=Sagarites) chitanii</i>	
	宮野玄武岩類			植物葉・花粉, “台島型植物群”
	左 俣 川 層		珪 藻 貝	“門, 沢型動物群”
	関 内 層		西部地域から貝, 植物葉・花粉	“台島型植物群”
臼 別 層	太 櫓 層		植物葉 花 粉 “阿仁合型植物群”	

太櫓層

賀老ノ沢で本層中部の砂岩シルト岩互層の薄層から第3表のような植物葉化石を産出した（試料番号 No. 89, 以下同様）。花粉は上記地点（No. 89）と最上部の褐炭（No. 86）および小川に発達する褐炭（No. 78）について第4表のようなものが得られた。

植物葉では、TANAI and SUZUKI (1972) により阿仁合型植物群にあたとされた。一方、花粉では、Pinaceae, *Tsuga*, *Alnus*, *Carpinus* などが多い傾向があり、冷温性の阿仁合型植物群として矛盾はないけれども、温暖性の *Liquidambar* を伴うなど、多少組成を異にしている。この事は、本層中部から、上部にかけて阿仁合型から台島型植物群への移行した組成をもつものがあつたと考えられる。これらの解明には、本地域でのさらに詳しい岩相区分と古生物学的研究とともに北隣の瀬棚地域での本層層主部と、台島型植物群を産出する嗣内部層との相互関係を検討する必要がある、これらは今後の課題である。

道南地域で阿仁合型植物群の産出が知られるものは、^{しゃこたん}積丹半島の茅沼夾炭層と渡島半島南部の福山層（上ノ国町木ノ子）だけであつたが、本地域からも新産地としてみいだされた。

上記の植物化石から、本層の時代は前期中新世といえる。

関内層

本層の標式地である熊石地域の平田内川で、植物葉化石を多産し、TANAI and SUZUKI (1963) によつ

て熊石フローラとして報告されている。これらは、*Keteleeria ezoana*, *Pinus miocenica*, *Pseudolarix japonica*, *Comptonia naumanni*, *Carya miocathayensis*, *Fagus antipofi*, *Quercus elliptica*, *Ulmus longifolia*, *Zelkova ungeri*, *Parrotia fagifolia*などで、このうち約90%は、*Comptonia naumanni*で占められる台島型植物群である。この北方延長にあたる、本地域内からは、植物葉破片をみいだしたにすぎない。

一方、太櫓ドームの西翼を形成する西部地区では、丸山沢の若松炭鉱産出 (TANAI and SUZUKI 1963, No. 54として第5表に示す) のものが知られていた。これは若松フローラとされ、*Comptonia*が少ないけれども熊石フローラと同一植物群とされている。石炭ノ沢 (No. 62) の夾炭部と太櫓越川の黒色泥岩中 (No. 55, No. 70) から同様のものが多産した (第5表)。これらはいずれも*Castanea*, *Fagus*, *Quercus*, *Zelkova*, *Carpinus*などを優勢種とし、棚井 (1963) によれば、男鹿半島の標式地の台島型植物群にくらべて、温帯性要素が優占する北海道型とされている。

花粉分析の結果は、第4表のとおりである。SATO (1963) によって報告された若松炭鉱産出 (No. 54) のものは、*Zelkova* and *Ulmus* 41%, *Fagus* 28%, *Juglans* 5%, *Carpinus* 4.5%, *Quercus* 3.5%, *Pterocarya* 3%, *Carya* 3%, *Tilia* 2%, *Alnus* 2%, *Liquidambar* 1.5%であり、南部ノ沢 (No. 70101402) の褐炭や、賀老ノ沢 (No. 84) のものも同様の組成で、これらは温帯性の要素が強く、葉化石と一致した植生を示す。

太櫓越泥岩中には、植物化石とともに汽水棲から浅海棲の貝化石が少量産出する。貝化石は、太櫓越川のNo. 55の地点で*Glausonome* sp. *Macoma* sp., *Tapes* (*Siratorid*) *siratoriensis*などが植物化石と共産し、丸山沢の泥岩 (No. 47) から*Mya* sp., *Moaeolus* sp.やフジツボ、その他の小型貝化石が認められる。さらに北方の賀老ノ沢では本層基底部の砂岩中 (No. 85) から*Patinopecten kimurai*, *Siripes* sp.を産し、その上位の泥岩中には、*Tapes* sp.などを含む。

このように、瀬棚～熊石ページの中央部では、台島型植物化石とともに貝化石を産し、海水の進入があったが、東部地区の遊楽部岳ドームの周辺には及んでいなかったと考察される。

本層は、層序および古生物から、渡島半島南部の湯ノ岱層 (上ノ国町) および吉岡層 (福島町) に対比される。上記の古生物から東北日本内帯の台島階に当たり、その時代は、前期ないし中期中新世であろう。

左俣川層

本層の主部は海成層で、第11図のように標式地の二俣川流域 (No. 125) から、南東部の貝取澗川 (No. 34) にかけて、第6表に示される貝化石を産出する。

これらは、貝取澗川のものを除き、中部ないし上部層から産出し、いずれも浅海性の貝化石で、その大半は1～2種の密集型 (bedをなす) で、ときにshell limestoneを作る。

このほか、域外南方の平田内川流域の最下部の礫岩層準からは、*Siphonaria* cf. *s-nomurai*, *Clino-cardium* cf. *shinjiense*, *Dosinia tugaruana*, *Tapes siratoriensis*, *Macoma optiva*, *Ostrea gravitesta*などの門ノ沢型動物群の産出が知られている (秦, 1967)。平田内川流域の下部泥岩からは、西黒沢型の有孔虫 (秦, 1967) も産出している。

植物葉化石は、下部および中部では、少量 (*Ulmus* sp. など) であるが、本層最上部の宮野玄武岩

類中の夾炭部（“久遠夾炭層”）からは、第7表に示されるものを多産する。（宮野小川流域，No. 95，新産地）。これらは、*Comptonia naumanni*を伴い、*Fagus*、*Zelkova*が多い“台島型”の組成をもつ。

花粉は中部・上部および宮野玄武岩類にかけて第4表に示すものが産出する。これらは、*Alnus*、*Fagus*、*Ulmus*、*Zelkova*、*Pinaceae*などで、下位の関内層のものに似ているが、*Liquidambar*を伴わない。なお、佐藤誠司（私信）によれば左俣川における本層最上部のNo. 125（=No. 70101302）の地点では、*Pinaceae*、*Tsuga*、*Taxodiaceae*などの針葉樹が大半を占めていて、植生の変化が考えられるとの事である（第4表）。

珪藻化石は、本層下部から第8表に示すものが産出した。*Denticula nicobarica*と*Melosira granulata*、*Coscinodiscus stellaris*に富んでおり、奥尻島の釣懸層の珪藻群集（秦・長谷川，1970）に似ている。

このほか、瀬棚地域で小川の中流でみいだされる左俣川層準の礫岩層（馬場川層）から象化石^{注5)}、さらに域外北方の嗣内沢・ベニカモイ沢北方の小沢などから*Desmostylus japonicus*の産出が知られている。

以上のように、動物群としては“八尾一門ノ沢型”で、植物群は下位の関内層とほぼ同様の“台島型”に相当するが、より冷温性の要素が強いものといえよう。

本層は層序から訓縫層に対比されるもので、古生物は東北地方の台島階から西黒沢階に相当するものである。したがって、その時代は中期中新世と考えられる。

貉岱層

全般的に*Makiyama chitanii*が多く、密集帯をなして産する所がある。

有孔虫は、*Cyclamina* sp.、*Haplophragmoides* cf. *emaciatum* (BRADY)、*H. renzi* ASANO、*Martinottiella communis* (d'ORBIGNY)などが産出する。このほか魚鱗や鯨骨化石を得た。貝化石は本地域では発見できなかった。

本層は地域東方の八雲層に連続する。

まだ十分に古生物による分帯がなされていないので、明確な対比はできないが、岩相から、東北日本内帯の女川階から船川階に相当し、時代は中期～後期中新世と考えられる。

真駒内層

本層からは普遍的に珪藻化石と*Makiyama chitanii*を産出する。

珪藻化石は第9表に示すように、North-boreal型の*Coscinodiscus marginatus*、*Denticula kamtschatica*、*Thalassionema*、*Fragilariopsis*などの外洋浮遊性種が優占している。これらの組成は、奥尻島の米岡層から報告された（秦・長谷川，1970）ものとほぼ同様である。貝化石は、地域外でまれに産出するが、地域内では未発見である。

本層は黒松内地方の黒松内層に相当するもので、東北日本の船川階から天徳寺階にかかる時期のものと思われる。

瀬棚層

注5) この象化石は、産状から二次埋没化石と思われる。

本地域では採取不十分で、特筆すべき化石を産出しなかった。瀬棚地域の利別川流域では、瀬棚動物群と称せられる多量の貝化石や石灰質有孔虫を多産する。この群集はUozumi (1962), 橋本ほか (1962), 池谷・植松 (1968), 佐川・植田 (1969) によって報告されている。貝化石は, Pectinidae, Astartidae, Thyasiridae, Cardidae, Neptunidae, 有孔虫は *Elphidium*, *Cassidulina*, *Sigmomorphina* などが顕著で、いずれも鮮新世動物群のうちで北方型・日本海型の代表とされるものである。

V. 地質構造発達史

本地域の基盤岩をなす先第三紀層は、地向斜性の粘板岩・砂岩およびチャートからなる厚い堆積物である。これらの岩相は、渡島半島南部の松前層群とされている石炭紀のものと類似しているが、本地域からは古生物を産せずその時代は明らかでない。

古白亜紀になって大規模な花崗岩類の貫入があつて、これらの堆積岩類に熱変成を与え、一部をホルンフェルスに変えた。花崗岩類の活動に引き続いて地塊運動を伴う基盤の上昇が起り、渡島半島全域が山岳をなすような陸域になった。白亜紀から古第三紀にかけての堆積物が渡島半島に見受けられない事から、この時代は削剝の時期で、古第三紀末期には、花崗岩類が地上に露出する状態にまでなつたと推察される。

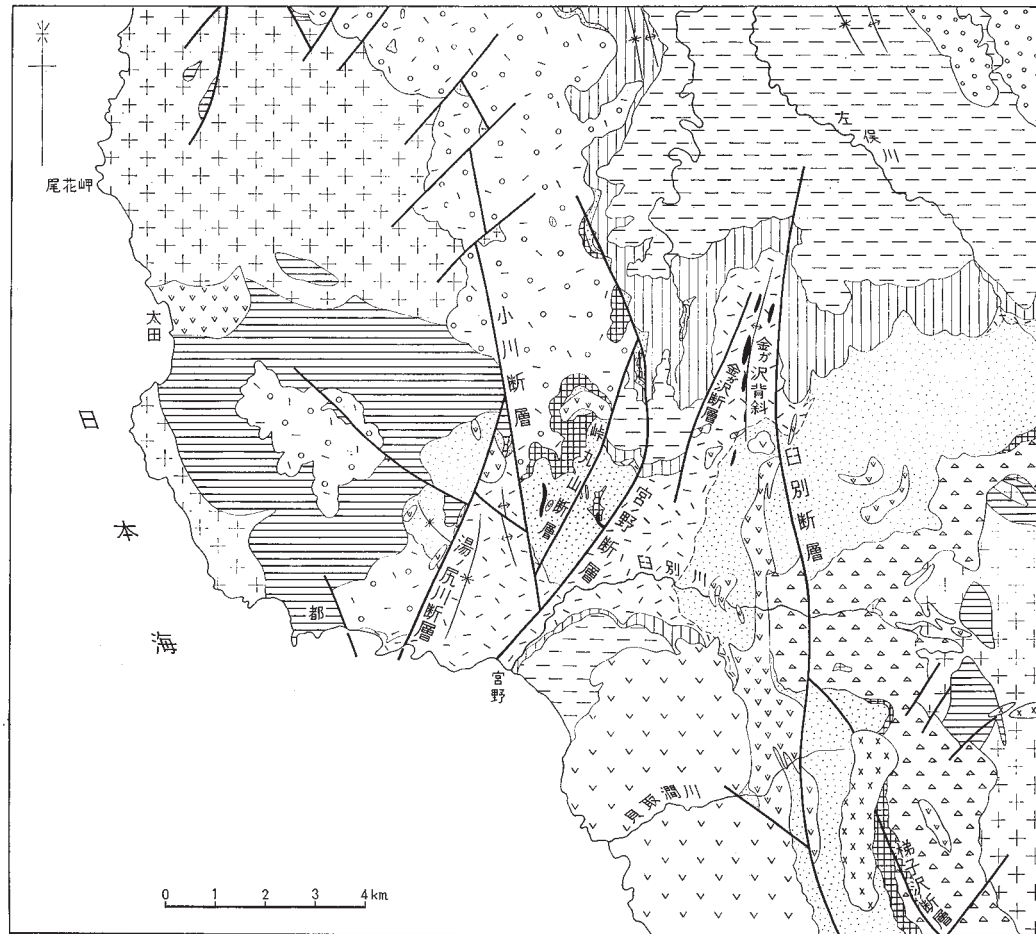
新第三紀の前期中新世になって“グリーンタフ変動”に起因する沈降部の形成と、激しい火山活動が起つた。本地域の新第三系は、東部および西部の2つの基盤の差動的運動により、かなり複雑な構造を示す(第35図)。

この地域における新第三系の地質構造発達について、つぎのように考察する(第36図)。

白別層および太櫓層の時期(以下白別時期と呼ぶ)には、削剝の場であつた基盤岩が断裂や地塊の差別的な運動を伴いながら全体として沈降に転じ、同時にはげしい火山活動がおき、大量の火山岩類が堆積した。地域の西部には太櫓層が、東部では白別層がこれより厚く堆積した。現在見られる厚さはそれぞれ、約300mおよび約800mでその差は著しい。上位層が不整合に被覆するまでの削剝の差が著しくなかつたと仮定すれば、東部での沈降量は西部に較べて大きく、この事は、両層の岩相の差としても表わされている。すなわち、太櫓層の主部には多量の火山円礫岩や淡水性の堆積物が所どころにはさまり、岩石の変質の程度が低い。一方、白別層は非火山性の堆積物や火山円礫岩をほとんど含まず、変質による緑色化が著しい。両層とも少量の玄武岩を伴う輝石安山岩質の火山岩類が卓越しており、新第三紀初期の安山岩を主とした火山活動最盛期の産物といえよう。

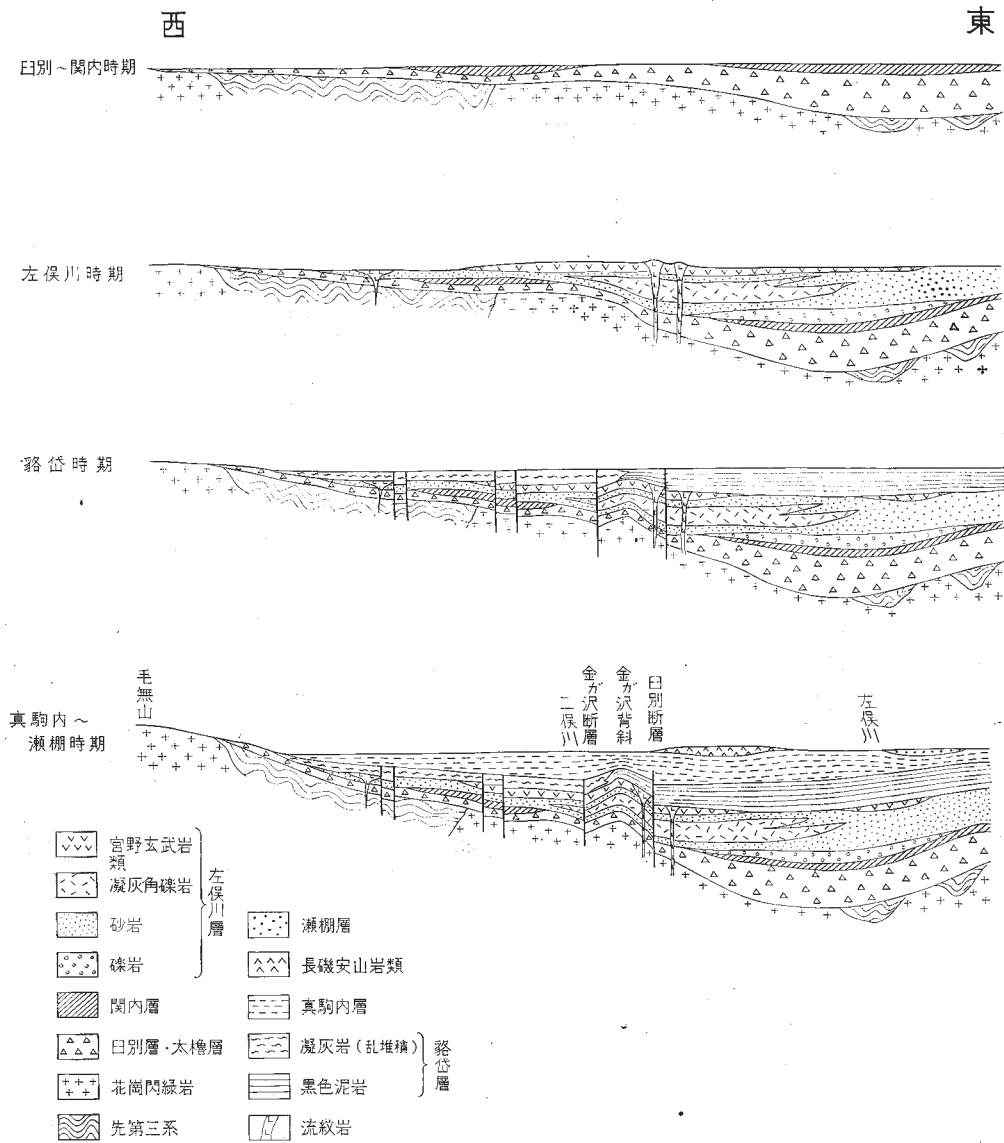
太櫓層の堆積物から阿仁合型植物化石を産出しただけで、少なくとも海域であつた証拠はなく、地域全体は陸域の環境にあつたと推定される。

関内時期は、南北方向の瀬棚-熊石ベーズンを中心としてさらに沈降した時期で、地域の東部では砂岩・泥岩の互層からなる地層が約200m程度堆積し、西部では太櫓越泥岩が約10mの厚さで堆積した。関内層のばあいも、東部に厚く、西部で薄い関係にあり、白別時期と同様である。堆積環境は、東部の砂岩泥岩互層が陸成層で台島型植物群を産出するのに対して、西部では太櫓越泥岩から台島型の植物化石と汽水棲～淡水棲の貝化石が産出する事から、西部では海水の進入があつた。このように白別時期に



- | | | |
|--|---------|-----------------|
| | 瀬棚層 | } 新
第 三
紀 |
| | 長磯安山岩類 | |
| | 真駒内層 | |
| | 貉岱層 | |
| | 玄武岩・安山岩 | |
| | 閃緑玢岩 | |
| | 流紋岩 | |
| | 宮野玄武岩類 | |
| | 関内層 | |
| | 太橋層 | |
| | 白別層 | |
| | 花崗閃緑岩 | |
| | 堆積岩類 | |

第35図 地質構造図



第36図 久遠地域新第三系の東西方向における堆積盆の変遷概念図

盛んであった火山活動が終止して、関内時期には砂や泥の堆積が行なわれた。

左俣川時期に入って本格的な海進が始まり、厚い海成堆積物を累積した時期であり、また第2次の火山活動の活発な時期でもある。地域の東部から南東部にかけては、厚い基底礫岩の堆積にはじまり、礫岩から泥岩に至る多数の堆積サイクルを示す互層が形成された。地域の西部では砂岩が堆積した。地層の厚さを較べると、東部で約1200m、西部で10mと、格段の開きがあつてこの時期にも、東部の沈降水量は大きかった。この時期の火山活動は、地域の中央部を中心にして安山岩の活動が盛んであった。多量の凝灰角礫岩の噴出があり、変質作用も著しい。末期には、宮野玄武岩類の活動があつた。同時に、こ

の時期には構造運動も著しく、地域の中央部を南北に走る白別断層や金が沢背斜など南北方向の断層および褶曲構造が形成された。これらの活動と呼応して、南北性の割れ目に沿う流紋岩の貫入も見られた。

貉岱時期には、海域がさらに拡大され、東部では黒色泥岩が厚く堆積した。一方、西部では火山活動も活発で、凝灰岩の卓越する地層が堆積したが、西部ではこの時期の海進が顕著で、左俣川層以下の地層を傾斜不整合におおっている。すなわち、東部では、左俣川時期の海進から引き続いた海の拡大が見られるのに対して、西部では海進が1時期遅れて東部よりも大きく現われている。貉岱層の東西性の岩相対立は、おそらく金ガ沢背斜が一種のバリアーとなっていたためであろう。また、地域西部で認められる異常堆積は、堆積中に起きたある種の変動のために、海底地すべりのような現象が起きたものと考えられる。

真駒内時期には構造運動も火山活動も弱まり、もっとも静かな環境といえよう。真駒内層の主部は地域を通じて一様な堆積物によって示され、岩相変化はほとんどない。後期には堆積盆地が埋立てられて浅化し、粗粒物をはさむようになる。

長磯安山岩類は、地域南部の熊石ベースンの中心部を占めており真駒内層を不整合におおって発達する。真駒内層堆積後に海は退き、地層は東部山地の隆起に伴って傾動し、多少の褶曲運動を受け、また一部は削剝された。その後、ベースンの中心部で火山活動が起こり、多量の角閃石安山岩類がもたらされた。その大半は陸域で形成された。

瀬棚時期に入って、北部の瀬棚ベースン地域は再び沈降し、東部からの海進によって浅海性の粗粒堆積物を堆積した。この後も褶曲運動は行なわれたが、地域内には顕著なものは見受けられない。

第四紀になってからは、陸地上昇による海水準の変動で、段丘堆積層が形成されたのがおもで、洪積世には内陸域に6層、海岸部に2層の段丘堆積層が堆積した。現世では、各河川の流域に小規模な、はんらん原堆積物、現河床堆積物や崖錐堆積物などの沖積層が形成された。

VI. 応用地質

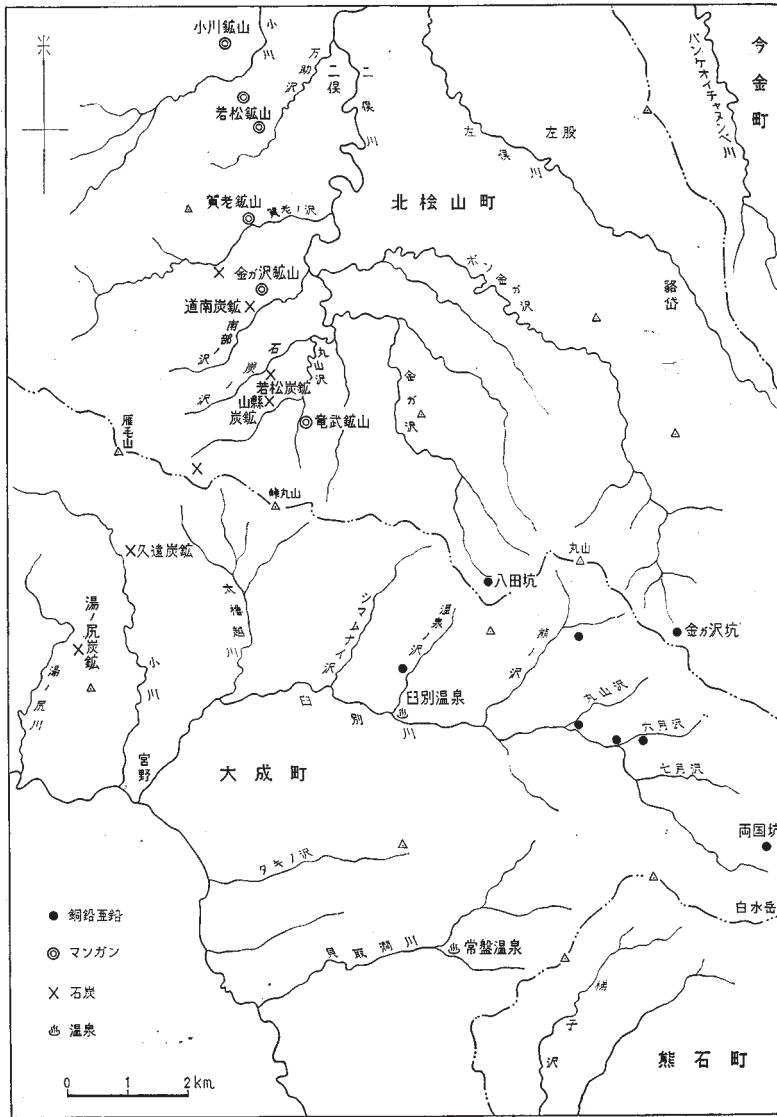
本地域には、銅・鉛・亜鉛鉱床、二酸化マンガンを中心とするマンガン鉱床および褐炭を中心とする石炭鉱床があるほか、石材を採取する採石場などがあり、温泉は2カ所で湧き出している(第37図)。

VI. 1 銅・鉛・亜鉛

遊楽部岳の西斜面から白別川流域および一部は、ボン金ガ沢の最上流部に、新第三紀の鉱化作用による脈状の鉱床がある。

地質・鉱床および鉱石 鉱床の多くは、白別層の変質した火砕岩を切る脈として胚胎されており、閃緑玢岩に伴うばあいもある。母岩の変質は緑泥石化、絹雲母化がおもである。

鉱脈の幅は、1m前後のものが多く、主要な鉱脈を構成する構造線の方向は、主として、NW-SE系である。鉱石は鉱染状または斑状で、おもに黄銅鉱・黄鉄鉱・閃亜鉛鉱および方鉛鉱からなり、少量の赤鉄鉱・輝着鉛鉱・磁硫鉄鉱および錫石を伴う。脈石鉱物としては、石英・緑泥石・緑簾石・絹雲母



第37図 地下資源分布図

および方解石が認められる。

沿革、鉱床は明治初年に発見された。ボン金ガ沢最上流部の金ガ沢鉱山は日本鉱業㈱のうちに北産鉱業㈱によって探鉱され、遊楽部岳西斜面の両国鉱山は個人より探鉱された。これらは1954~1955年に住友金属㈱に買収されて久遠鉱山と呼ばれた。以後探鉱が続けられて1961年には一部出鉱を見たが、1963年には探鉱が中止された。

生産実績は、つぎのとおりである。

金ガ沢鉱床：1949~1950年，精鉱中の含有鉛量31.6t，金822g，銀165kg。

両国鉱床：1943年，精鉱中の含有銅量0.6t，鉛12.5t，亜鉛5t。

臼別鉱床：1931～1946年銅鉱を出鉱，粗鉱量800t，品位1.25%，含有量10t。

VI. 2 マンガン

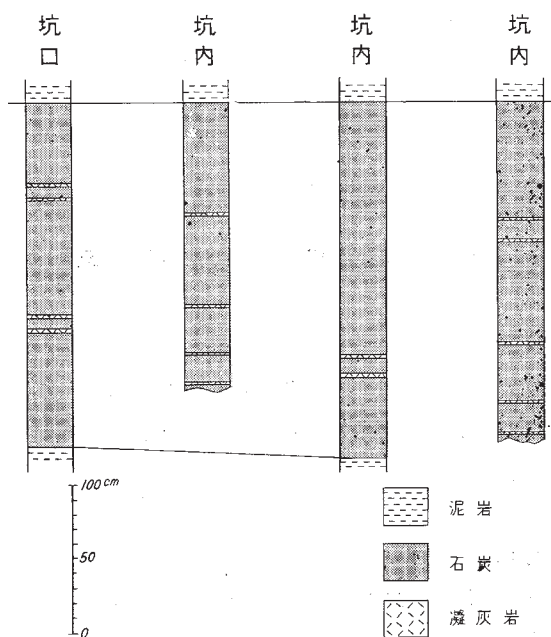
地域の西部から北西部にかけて，新第三紀に生成されたいわゆるピリカ型の鉱床が点在している。マンガン鉱床を胚胎する層準は，資料が乏しく確かではないが，地域内に点在する鉱床の分布は，貉岱層の基底部の線とほぼ一致する。しかし，あとで述べる竜武鉱山では鉱床が左俣川層最上部層に胚胎されており，層準は2つある。

鉱山は，小川・若松・賀老・金ガ沢および竜武の各名称で古くから知られ，1945年ごろまでは，二酸化マンガン鉱を生産していた。第二次世界大戦の終了とともに竜武鉱山を除く他の鉱山は廃業され，竜武鉱山も1965年ごろ休止した。

竜武鉱山の鉱床は，左俣川層上部の緑色凝灰岩層の中に層状に胚胎されており，厚さは1.5m前後。鉱石は，水マンガン鉱，パイロルース鉱などからなる。生産実績は，1939～1963年の精鉱量 Mn 4319t。1938～1940年の出鉱量， MnO_2 86t。

VI. 3 石炭

賀老ノ沢から湯ノ尻川にかけての地区に夾炭層が分布する。夾炭層には3層準が認められ，賀老ノ沢では太櫓層の最上部に，その南方の石炭ノ沢では太櫓越泥岩中に，また湯ノ尻川および宮野小川では



第38図 若松炭鉱炭柱図（三谷ほか，1961の資料による）

野玄武岩類に、それぞれはさまれている。

これらは、かつては小規模ながら数カ所で採掘され、久遠含炭地または久遠炭田などとして知られていた。炭鉱のおもなものは、南部ノ沢に道南炭鉱、石炭ノ沢に山県炭鉱（のちに若松・月館などとも呼ばれた）宮野小川に久遠炭鉱、湯ノ尻川左岸に湯ノ尻炭鉱があった。

これらの炭層の炭丈は、110～350cmで、久遠炭鉱では370cmの箇所が報告されているが、ほかでは良炭部が50cm前後、劣質炭部を含めても多くのばあい220cm以下である。

炭質は大部分が褐炭に属し、黒褐色ないし褐色で水分が多く、硫黄分も多い。湯ノ尻川で宮野玄武岩にはさまれるものは、熱変成作用を受けて炭化が進み、垂れき青炭となっている。

石炭の工業分析表を第11表に示す。

第11表 久遠含炭地産石炭層工業分析表

(灰分補正率：1.06)

試料採取箇所	工業分析成分(%)				硫黄 (%)	発熱量 (kcal/kg)	補正純炭 発熱量 (kcal/kg)	J I S 炭質区分
	水分	灰分	揮発分	固定炭素				
賀老ノ沢	22.48	21.24	28.26	26.02		3500	6603	F ₂
道内炭坑旧坑内	22.75	24.83	27.53	24.89		3536	6943	F ₁
山県炭坑旧坑内	26.76	18.75	28.67	25.82		3627	6796	F ₂
久遠炭坑外貯炭	25.05	7.57	34.46	32.92		4800	7172	F ₁
湯尻坑外貯炭	11.68	8.47	38.47	41.33		6201	7821	D
峠丸山付近山県坑	24.73	14.35	34.73	26.69		4262	7096	F ₁
*久遠炭坑小川坑坑内塊炭	13.26	13.81	44.89	41.30	4.90	5500	7626	D

分析：札幌通産局石炭部，*印は北海道工業試験場

VI. 4 石 材

安山岩質の玄武岩熔岩が砕石用として湯ノ尻川河口付近の道路傍で採取されている。

VI. 5 温 泉

白別川流域に白別温泉があり、また貝取潤川流域には常盤温泉がある。

白別温泉の温泉水の性質は、北海道立衛生研究所（1963）の分析資料によるとつぎのとおりである。

性状：無色透明やや塩味

比重：1.004（20℃）

水素イオン濃度＝6.9（比色法）

蒸発残留物：（1kg中）3.377g

泉質：含石膏食塩泉

口元温度：57℃。

文 献

- 地質調査所 (1960) : 日本鉱産誌V-a, p. 254~256.
- (1967) : 北海道金属非金属総覧.
- 千谷好之助 (1917) : 後志国太櫓郡および久遠郡鉱物調査報文. 地調鉱物調査, no. 26.
- 土居繁雄 (1958) : 今金地域のマンガン鉱床. 北海道地下資源調査所報, no. 20.
- (1961) : 太櫓地域のマンガン鉱床. 北海道地下資源調査資料, no. 65, 北海道開発庁.
- ・針谷 宥・小田切敏雄・内田豊 (1961) : 今金地域のマンガン鉱床. 北海道地下資源調査資料, no. 64, 北海道開発庁.
- ・長谷川潔 (1962) : 竜武鉱山. 国内鉄鋼原料調査報告, 第1報, p. 194~196.
- (1965) 瀬棚地区. 国内鉄鋼原料調査報告, 第3報, p. 132~134.
- 藤江 力・魚住 悟 (1957) : 北海道新第三紀の動物化石群集 (I). 新生代の研究, no. 23, p. 32~37.
- ・松井 愈・棚井敏雅・松野久也・垣見俊弘・魚住 悟 (1957) : 新生代の堆積区とその変遷 (5) - 北海道地域. 新生代の研究, nos. 24~25, p. 51~58.
- 福富忠男・矢島澄策・茶木久芳・下斗米俊夫・古館兼治 (1936) : 北海道有用鉱産物調査 (第7報). 北海道工業試験場報告, no. 61, p. 1~20.
- 長谷川潔・酒匂純俊 (1961) : 遊楽部岳南東部地域鉱床調査報告. 北海道地下資源調査資料, no. 63, p. 11~20, 北海道開発庁.
- 橋本 互・菅野三郎・品田 稔・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.
- 長谷川康雄 (1970) : 日本海大和海嶺からえられたコア試料中の化石珪藻群. 地質学雑誌, vol. 76, p. 347~354.
- 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.
- 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.
- 早川 彰・上井重雄 (1964) : 太櫓地区. 鉄鋼原料調査報告, 第2報, p. 132~133.
- 池谷仙之・植松健児 (1968) : 瀬棚層と黒松内層との関係について-北海道渡島半島八雲・今金・瀬棚地域の地質-. 地質学雑誌, vol. 74, p. 21~36.
- 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.
- 北原雄治・吉田 保 (1951) : 久遠炭田概査報告. 北海道地下資源調査資料, no. 5, 北海道開発庁.

- 松本彦七郎 (1916) : 本邦哺乳類化石表. 地質学雑誌, vol. 23, p. 293~294.
- 松村 明 (1956) : 北海道太櫓郡大生鉱山マンガン鉱床調査報告. 地質調査所月報, vol. 7, p. 423.
- 三谷勝利・斎藤尚志・長尾捨一 (1961) : 太櫓地域の石炭および可燃性ガス調査報告. 北海道地下資源調査資料, no. 67, 北海道開発庁.
- 盛谷智之 (1964) : 中新世層状マンガン鉱床の層準について. 地球科学, vol. 72, p. 17~23.
- 長尾 巧 (1932) : 北海道南西部の新生代層と最近の地史. 地質学雑誌, vol. 39, p. 320~322.
- ・佐々保雄 (1933) : 北海道西南部の新生代層と最近の地史. 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・五十嵐昭明 (1969) : 西部北海道長万部岳西方地域の鉱化作用. 地質調査所報告, no. 234.
- 根本忠寛 (1936) : 北海道西南部のアノソクレーヌ流紋岩. 地質学雑誌, vol. 43, p. 396~398.
- (1955) : 北海道岩石雑記 (11), 北海道西南部のアノソクレーヌ流紋岩. 北海道地質要報, no. 30, p. 24.
- 日本鉱業会 (1968) : 久遠鉱山, 日本の鉱床総覧 (下巻), p. 171~175.
- 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.
- ・根本隆文・盛谷智之・坂巻幸雄・中川忠夫 (1969) : 北海道太櫓地区の地質とウラン産状地質調査所報告, no. 232, p. 469~481.
- 佐々保雄 (1963) : 北海道新生代層に関する二・三の考察. 地質学雑誌, vol. 43, p. 463~467.
- 佐藤文男・白幡浩志 (1965) : 西南北海道の花崗岩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. *Journ. Facul. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, Geol. and Miner.* XII, no. 1.
- 杉本良也・国府谷盛明 (1961) : 久遠町太田付近鉱床調査報告. 北海道地下資源調査資料, no. 63, p. 1~11.
- 鈴木 守・高橋功二 (1969) : 北桧山町の地質. 北桧山町.
- 高島 彰 (1950) : 後志国太櫓郡金ガ沢鉱山調査報告. 地質調査所月報, vol. 1, p. 286~289.
- TANAI, T. (1961) : Neogene floral change in Japan. *Journ. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, Geol. and Miner.* XI, no. 2.
- 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. *Collab. Assoc. to Commem. the 80th Anniv. of the Geol. Surv. of Japan*, p. 7~149.
- and —— (1972) : Additions to the Miocene floras of southwestern Hokkaido, Japan. *Journ. Facul. 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.

UOZUMI, S. (1962) : Neogene molluscan faunas in Hokkaido (part 1. sequence and distribution of Neogene molluscan faunas). *Journ. Facul. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, Geol. and Miner.* XI, no. 3.

山田敬一・山屋政美 (1962) : 渡島国遊楽部岳西部地域の銅・鉛・亜鉛鉱床. 北海道地下資源調査資料, no. 73, 北海道開発庁.

吉井守正・秦 光男 (1967) : 西南北海道久遠地域の新第三系一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一とくに前期~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.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Sapporo (4) No. 66



GEOLOGY OF THE KUDŌ DISTRICT

By

Morimasa YOSHII, Mitsuo HATA

Masarō MURAYAMA and Kōnosuke SAWAMURA

(Written in 1972)

(Abstract)

GEOLOGY

The mapped area (Latitude $42^{\circ} 15'$ to $42^{\circ} 20'$ N, longitude $139^{\circ} 45'$ to $140^{\circ} 0'$ E) located in the southwestern Hokkaido is composed of pre-Tertiary sedimentary rocks, Cretaceous granodiorite intrusive masses, Neogene Tertiary volcanic and sedimentary rocks, and Quaternary sediments.

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

PRE-TERTIARY

The pre-Tertiary sedimentary rocks of unknown age are spread widely in the western part of the area and distributed as smaller several blocks in the eastern

part. They are composed mainly of fine sandstone accompanied by chert and slate. Granodiorite intrusive masses occur in the sedimentary rocks. The contact metamorphism is generally distinct in the eastern part of the area, but less distinct in the western part. A K-Ar age of the granodiorite occurring in the western part is measured to be 111 million years, which corresponds to the latest stage of early Cretaceous.

Table 1

Age		Stratigraphy	Main rock facies		Remarks	
Quaternary		Alluvial deposits	Sand, gravel and clay			
		Terrace deposits	Sand and gravel			
Neogene Tertiary	Pliocene	Setana Formation	Sandstone		Upeaval	
		Nagaïso andesite	Hornblende andesite lavas			
		Makomani Formation	Massive diatomaceous Siltstone and sandstone			
		Mujinatai Formation	Alternation of felsic tuff and sandstone to mudstone	mudstone		
	Miocene	Hidarimatagawa Formation	Sandstone	"Miyano basalt"	Alternation of conglomerate, sandstone and mudstone	Faulting and folding
		Sekingi Formation	Mudstone	Andesite tuff-breccia	Alternation of sandstone and mudstone	Transgression
		Futuro Formation	Usubetsu Formation	Andesite volcanic conglomerate and tuff breccia	Altered andesite and basalt lavas and pyroclastics	Denudation
		Granodiorite				
Pre-Tertiary	Pre-Tertiary Sedimentary rocks	Chert, slate and sandstone				

NEOGENE-TERTIARY

Usubetsu Formation

The formation is the lowest member of the Neogene-Tertiary in the mapped area, overlying the pre-Tertiary sedimentary rocks and the granodiorite unconformably. The formation distributed in the eastern part of the area consists mainly of andesitic pyroclastic rocks and lavas with basalt which occurs in the basal part. They are intensely metasomatized, resulting in "propylite". The volcanic rocks are thought

to be the products of non-marine volcanic activities in early Miocene.

The formation is more than 800m in thickness.

Futuro Formation

The formation covers the pre-Tertiary members with unconformity. The formation, developed in the western part of the area, is assumed to be a contemporaneous heterotopic facies of the Usubetsu Formation. It is composed of andesitic volcanic conglomerate and tuff breccia, including non-marine sedimentary rocks in which coal-seams and plant fossils named “Aniai-type flora” occur.

The thickness of the formation is estimated to be more than 300m.

Sekinai Formation

In the eastern part of the area the formation covers the Usubetsu Formation unconformably. It consists of alternation of sandstone and mudstone in which plant fossils named “Daishima-type flora” occur. In the western part of the area it lies on the Futuro Formation unconformably, and is composed of mudstone which bears brackish to shallow-sea molluscan fossils in addition to the flora.

The thickness of the formation is 200m in the eastern part, while only 10m in the west.

Hidarimatagawa Formation

The formation underlain unconformably by the Sekinai Formation consists mainly of shallow-sea clastic rocks, andesitic pyroclastic rocks, basalt lavas and scoria. In the eastern part of the area the formation consists of many cyclothems of conglomerate to mudstone. The basal conglomerate is well-developed. Shallow-sea molluscan fossils correlated to “Kadonosawa-type fauna” and plant fossils of “Daishima-type flora” occur in it. The age should be middle Miocene.

Total thickness of the formation is estimated to be 1200m in the eastern part of the area, but only 10m in the west.

Andesitic pyroclastic rocks dominate in the central part of the area, showing interfinger relations to the clastic rocks. Most of them are altered to “propylite”.

The formation is intruded by dike rocks such as diorite-porphyrite, rhyolite, basalt and andesite.

Mujinatai Formation

The formation lies over the Hidarimatagawa Formation with unconformity. The rock facies differs on the both sides of the Usubetsu fault. On the east side the formation is composed of marine black mudstone correlated to the “hard shale” in middle Miocene of the southwestern Hokkaido. On the west side, however, felsic pumiceous tuffs which alternate with sandstone and mudstone are developed. Basalt

lava is found in the southern part of the area. *Makiyama* (= *Sagarites*) occurs as fossils throughout the formation.

The formation is about 200m in thickness.

Makomanai Formation

The formation overlying the Mujinatai Formation conformably consists of diatomaceous massive siltstone to sandstone. It covers widely in the northeastern part of the area with little facies changes. Felsic tuffs are intercalated, and diatom fossils and *Makiyama* occur in the formation. The age is assumed to be late Miocene.

The thickness of the formation is more than 300m in the area.

Nagaiso andesite

Hornblende andesite lavas with breccia and volcanic conglomerate underlain by the Makomanai Formation unconformably cover widely in the southern part of the area. The effusive rocks are considered to be the product of late Miocene volcanic activity throughout the southwestern Hokkaido.

Total thickness is more than 300m.

Setana Formation

The formation lies on the Makomanai Formation unconformably. It consists of marine sandstone with shell fossils. In the area only the basal part of the formation crops out at the northeastern end. The age has been reported to be Pliocene.

QUATERNARY

Terrace deposits

Six terraces and two coastal terraces are found in the area. The formers are seen on hills in the northeastern part of the area and along the Hidarimata-gawa and the Futamata-gawa rivers as well, while the latter are along the sea-side in the southern part of the area. The terraces have deposits of gravel and sand.

Alluvial deposits

Alluvial deposits are found in narrow areas along the Hidarimata-gawa and the Futamata-gawa rivers and at the mouth of the Usubetsu-gawa river. They are composed of gravel, sand and clay.

GEOLOGIC STRUCTURE

General trend of leading faults, folds and dike rocks in Neogene Tertiary of the area are parallel to N-S direction. Changing of the rock facies in E-W direction is

distinct in the formations older than the Makomanai Formation. These features are interpreted to be the results of differential movements between the two blocks of basement which might have separated the pre-Tertiary members of the area roughly into the eastern and western halves.

ECONOMIC GEOLOGY

Metallic mineral deposits

Cu-Pb-Zn ores occur as fissure-filling veins in the Usubetsu Formation and diorite-porphyrite along the upstream of the Usubetsu-gawa river and the Kanaga-sawa river. They were explored by Sumitomo Metal Mining Co. Ltd. and others. All of the mines have been closed since 1963.

Manganese ore deposits of small scale distributed in the western part of the area are interbedded in the uppermost part of the Hidarimatagawa Formation and also in the basal part of the Mujinatai Formation. Manganese ores composed mainly of oxide minerals were shipped during World War II. After the war all the mines were closed.

Coal

Coal-seams occur in the Futoro, the Sekinai and the Hidarimatagawa Formations. In the case of the Hidarimatagawa Formation coal-beds are intercalated in the basalt lavas. The coal-seams are mostly composed of lignite, and their thickness is measured up to 350cm. All of the coal mines are now closed.

Building stones

In the vicinity of Miyano, andesitic basalt lavas are quarried for building stones.

Hot spring

Two hot springs are found in the area. Usubetsu hot spring is located at 4.7km northeast of Miyano along the Usubetsu-gawa river. The hot spring issues the water containing the ions such as Na^+ , Ca^{++} , Cl^- and SO_4^{--} . The temperature of the water is 57°C.

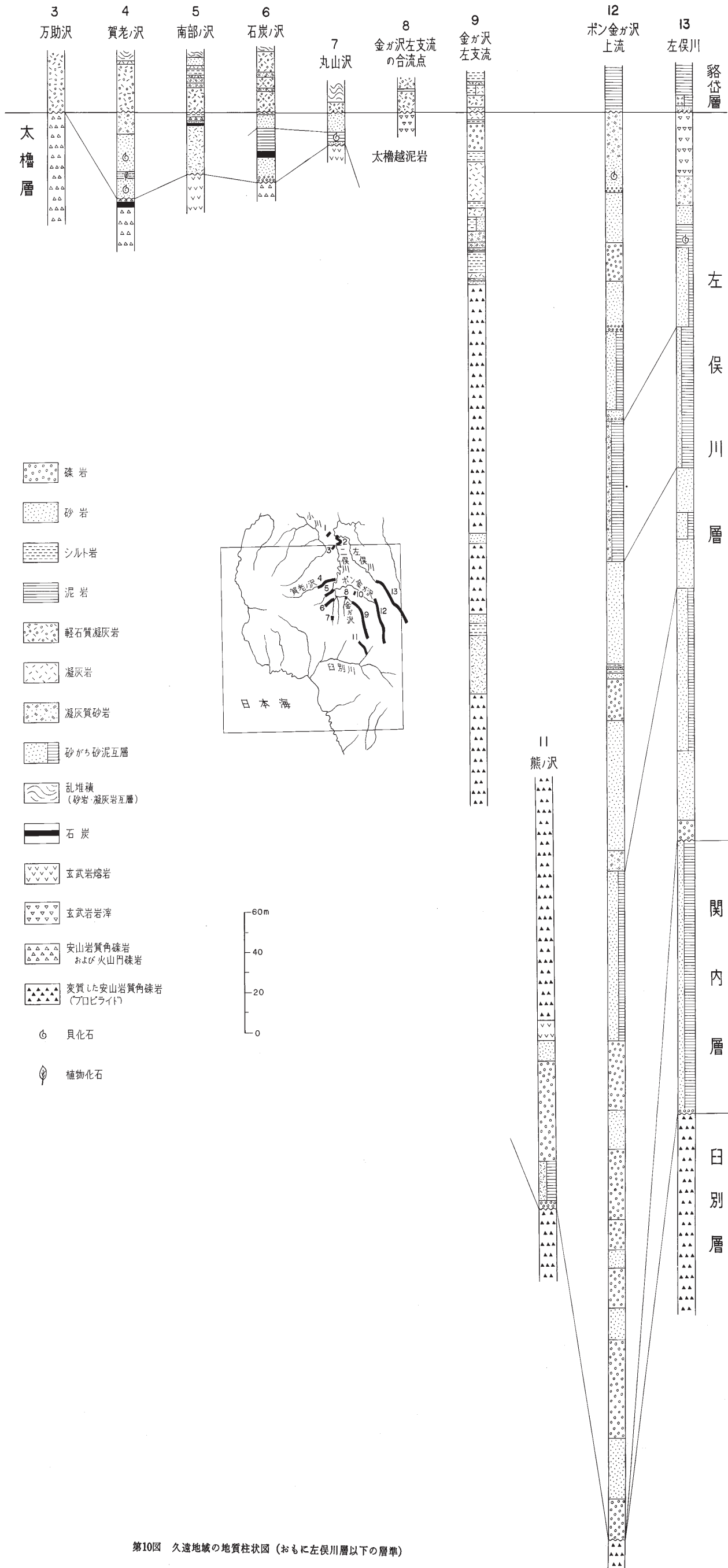
Another one, Tokiwa hot spring, is located along the Kaitorima-gawa river.

昭和48年2月10日 印刷
昭和48年2月16日 発行

工業技術院
地質調査所

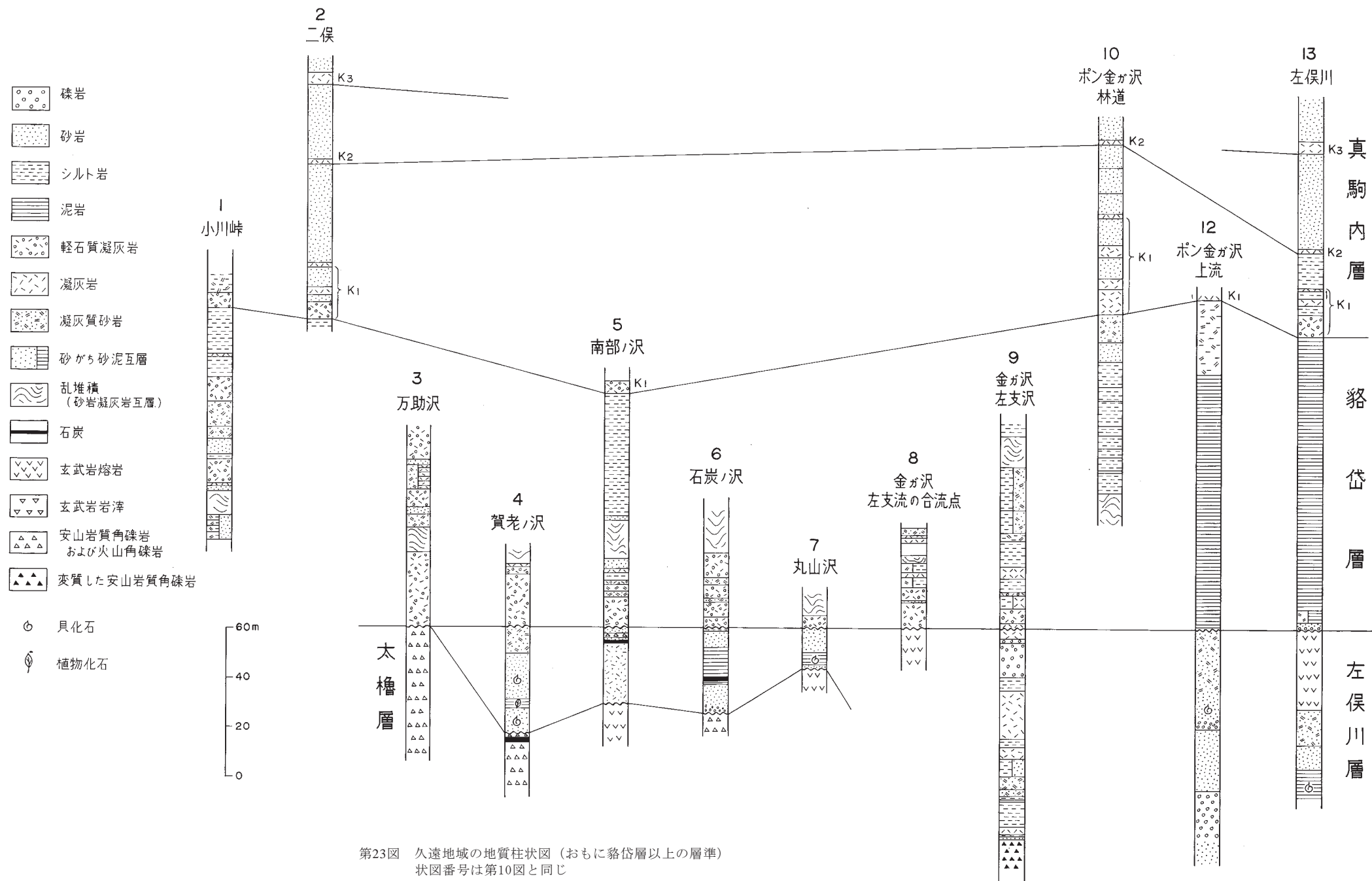
印刷者 田 中 実
印刷所 田中幸和堂印刷株式会社

© 1973 Geological Survey of Japan



第10図 久遠地域の地質柱状図 (おもに左俣川層以下の層準)

第10図 久遠地域の地質柱状図 (おもに左俣川層以下の層準)



第23図 久遠地域の地質柱状図 (おもに貉岱層以上の層準)
 状図番号は第10図と同じ