

55(524) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

札幌(4)第48号

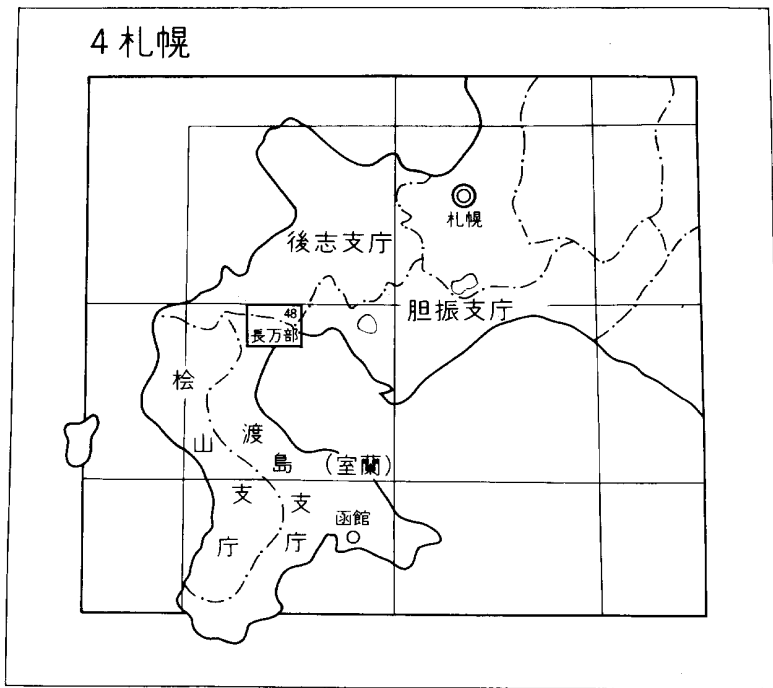
長 万 部 地 域 の 地 質

久保和也・石田正夫・成田英吉

昭 和 58 年

地 質 調 査 所

位置図



()は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	4
III. 先白亜紀堆積岩類	7
IV. 花崗岩類	7
V. 新第三系	9
V. 1 訓縫層	9
V. 2 八雲層	13
V. 3 静狩火山岩類	16
V. 4 黒松内層	19
V. 5 貫入岩類	25
V. 5. 1 玄武岩	25
V. 5. 2 変質安山岩	25
V. 5. 3 流紋岩	25
V. 6 ガロ川火山岩類	25
V. 7 瀬棚層	30
V. 8 写万部山火山岩類	40
V. 9 黒松内岳火山岩	43
VI. 第四系	44
VI. 1 中ノ沢川層	44
VI. 2 知来川層	47
VI. 3 海岸段丘堆積物	51
VI. 4 河岸段丘堆積物	51
VI. 5 熱郭軽石流堆積物	52
VI. 6 扇状地堆積物	52
VI. 7 湿原堆積物	54
VI. 8 駒ヶ岳火山灰	54
VI. 9 砂丘堆積物	54
VI. 10 氾濫原堆積物	54
VII. 地質構造発達史	55
VIII. 応用地質	56
VIII. 1 金・銀	56
VIII. 2 砂 鉄	59

VIII. 3	褐鉄鉱	61
VIII. 4	石油及び天然ガス	62
VIII. 5	温泉	63
VIII. 6	砕石・骨材	63
	文献	64
	Abstract	67

図・表・図版目次

第1図	長万部地域の切峰面図	2
第2図	写万部山南西麓に発達する美畑段丘面	3
第3図	長万部地域の地質構造図	5
第4図	花崗岩類(黒雲母花崗閃緑岩)と訓縫層の不整合部を示す河床のスケッチ	8
第5図	訓縫層地質柱状図	11
第6図	八雲層地質柱状図及び柱状図作成ルート図	14
第7図	黒松内層地質柱状図	19
第8図	黒松内層露頭柱状図	20
第9図	八雲層を貫く変質安山岩岩脈	21
第10図	黒松内層シルト岩部層下部のスコリア質砂岩とシルト岩の互層	23
第11図	黒松内層シルト岩部層	23
第12図	ガロ川火山岩類のハイアロクラスタイト	26
第13図	ガロ川火山岩類のハイアロクラスタイト中の“にせピロー”	26
第14図	ガロ川火山岩類の凝灰角礫岩	27
第15図	ガロ川火山岩類の岩相変化	30
第16図	ガロ川火山岩類と黒松内層の不整合部の露頭柱状図	30
第17図	瀬棚層露頭柱状図	31
第18図	瀬棚層に発達する斜層理	32
第19図	瀬棚層中のくさり礫を主とする礫岩	32
第20図	瀬棚層中の礫岩砂岩互層	33
第21図	瀬棚層最下部の地質柱状図及び柱状図作成ルート図	34
第22図	瀬棚層中の含化石石灰質砂岩	35
第23図	黒松内 - 長万部間における化石産地位置図	35
第24図	ガロ川火山岩類のハイアロクラスタイトを不整合に覆う瀬棚層	36
第25図	急立する瀬棚層の露頭スケッチ	39
第26図	瀬棚層のクリープ構造	39
第27図	写万部山火山岩類の凝灰角礫岩	41

第28図	写万部山火山岩類の火山角礫岩を不整合に覆う瀬棚層のシルト岩	42
第29図	瀬棚層の砂・礫岩を不整合に覆う中ノ沢川層の砂及び粘土層	45
第30図	知来川層露頭柱状図	48
第31図	知来川層中の亜炭層	49
第32図	知来川層中の礫層・砂層及び粘土層の不規則な堆積形態	49
第33図	瀬棚層の礫岩を覆う熱郭軽石流堆積物	52
第34図	長万部地域湿原堆積物柱状図	53
第35図	静狩鉦山の金銀鉦脈分布図	57
第36図	元山地区5番坑内地質図	58
第37図	長万部地域砂鉄鉦床柱状図及び柱状図作成位置図	60
第38図	長万部地域坑井位置図	62
第1表	長万部地域地質層序総括表	4
第2表	花崗岩類のモード組成	9
第3表	長万部周辺地域新第三系対比表	10
第4表	単斜輝石の化学組成と原子比	28
第5表	斜方輝石の化学組成と原子比	29
第6表	瀬棚層産貝化石表	37
第7表	瀬棚層産有孔虫化石表	38
第8表	中ノ沢川層産貝化石表	46
第9表	中ノ沢川層・知来川層産花粉化石表	50
第10表	静狩鉦山の金銀鉦石分析値	59
第11表	静狩鉦山の金銀生産量	59
第12表	長万部地域砂鉄分析値	60
第13表	長万部地域天然ガス分析値	63
第14表	長万部温泉及び美利河温泉の分析値及び泉温	63
第Ⅰ図版	1 ガロ川火山岩類の水中二次堆積物 2 黒松内層のシルト岩部層を不整合に覆うガロ川火山岩類の礫岩	
第Ⅱ図版	1 黒雲母花崗閃緑岩 2 黒松内層, 変質安山岩部層の角閃石安山岩 3 静狩火山岩類の変質安山岩 4 静狩火山岩類のデイサイト岩脈	
第Ⅲ図版	1 静狩火山岩類の角閃石安山岩火山角礫岩の礫質部 2 同上 3 静狩火山岩類のデイサイト火山角礫岩の礫質部	

- 4 静狩火山岩類のデイサイト火山角礫岩の礫質部
- 第IV図版 1 ガロ川火山岩類の紫蘇輝石普通輝石安山岩凝灰角礫岩の礫質部
 2 同 上
 3 写万部山火山岩類の紫蘇輝石普通輝石安山岩火山角礫岩の礫質部
 4 同 上
- 第V図版 1 写万部山火山岩類の角閃石安山岩火山角礫岩の礫質部
 2 同 上
 3 黒松内岳火山岩類の紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩
 4 同 上

長 万 部 地 域 の 地 質

久保和也*・石田正夫**・成田英吉**

長万部地域の野外調査研究は、昭和54から56年までの3箇年にわたって行われた。本地域内の火成岩は久保、堆積岩は石田・久保、静狩鉱山周辺の地質及び鉱床は成田が担当し、全体のとりまとめは久保と石田が行った。

この報告書を作成するに当たって、西北海道寿都地域に発達する新第三系の層序については北海道立地下資源調査所の山岸宏光氏・黒沢邦彦氏、貝化石及び花粉化石については北海道開拓記念館の赤松守雄氏・山田悟郎氏からそれぞれ教示と協力を受けた。現地調査に当たっては、長万部町役場及び八雲営林署・黒松内営林署などの各機関から種々便宜を受けた。上記の方々及び各関係機関に対し厚く謝意を表す。

渡島半島の新第三系層序については、北海道支所山口昇一技官から協力を受け、また、岩石薄片作製は谷津良太郎・渡辺真治・木村享技官、製図は熊谷なな子技官によって行われた。

I. 地 形

長万部地域は西北海道渡島半島の基部に当たり、内浦湾（噴火湾）に面し、東径 $140^{\circ}15' - 140^{\circ}30'$ 、北緯 $42^{\circ}30' - 42^{\circ}40'$ の範囲を占める。行政区画上、本地域南部は長万部町、北部は黒松内町、南西部は今金町に属する。

本地域の地形を通観すると、地質及び地質構造を反映して起伏に富んだ地形を示し、1) 山地、2) 丘陵性山地、3) 段丘、4) 低地に大別できる。

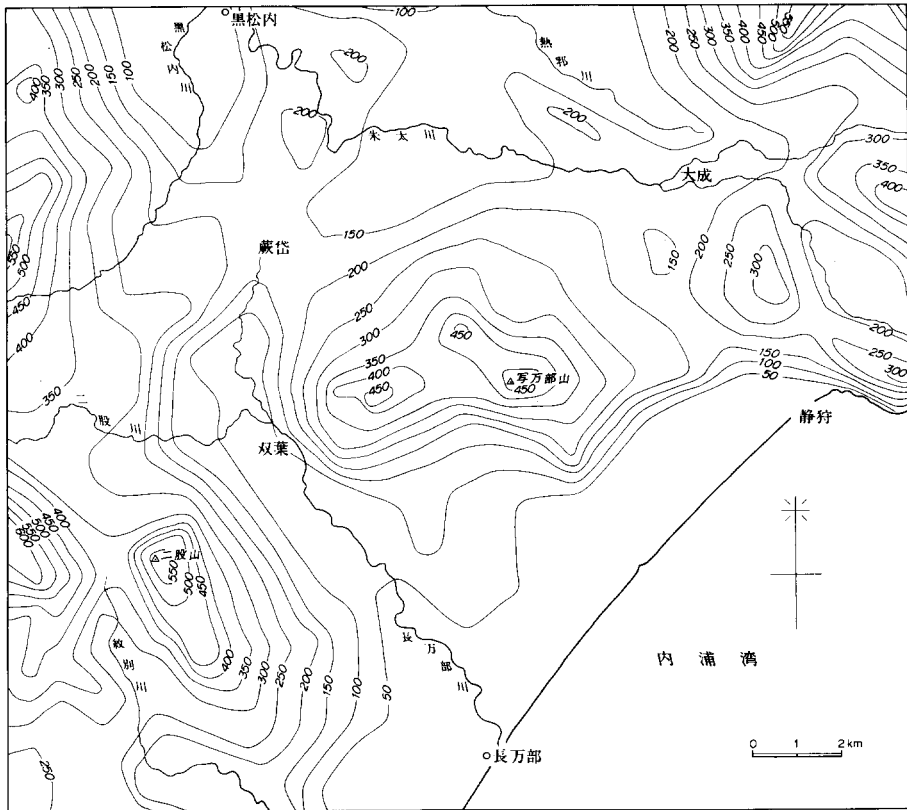
1) 山地 比較的急峻で起伏に富む地形区である。この区域は黒松内低地帯の西側にあつて黒松内・二股川及び紋別川にかけての西部山地、低地帯東側の^{しゃまんべ}写万部山を含む中央部山地、^{しずかり}静狩市街から朱太川上流にかけての東部山地がこれに相当する。本地域の切峰面図を第1図に示す。

西部山地は先白亜紀堆積岩類・花崗岩類・新第三紀中新世の比較的堅硬な堆積岩及び火山岩によって構成される。この山地は急峻な山稜と密度の大きい谷からなり、下刻作用が著しい。西部山地では、^{りか}美利河温泉北方の海拔674.2mの三角点が最高峰であり、二股山（海拔568.7m）がこれに次ぐ。

中央部山地は写万部山火山岩類から構成され、1つの山体を形成している。この山地は写万部山（海拔498.8m）及び海拔473.9mの三角点を頂点とし、谷が放射状に流下している。

東部山地は静狩火山岩類によって構成されており、山稜はやや急峻であるが、西部山地と比較し谷密

*地質部 **北海道支所



第1図 長万部地域の切峰面図

度が小さい。この山地の最高峰は海拔571.9mの三角点である。

2) 丘陵性山地中央部山地の北方、朱太川流域から熱郭流域にかけての地域、中央部山地南側の長万部川下流域とナイベコシナイ川流域にかけての地域が、この地形区に含まれる。丘陵性山地は、主として鮮新世から更新世にわたる黒松内層・瀬棚層・中ノ沢川層及びちらい川層によって構成される。各層とも岩相が比較的軟質のため、山地に比べ浸食が進み、開析はされているが谷密度が小さい。

3) 段丘本地域では海岸段丘と河岸段丘の両者が発達する。

内浦湾西岸は海岸段丘が顕著に発達することで良く知られており、本地域はその北部に当たる。本地域の海岸段丘は大きく3段の平坦面に分けられる。

- i) 美畑段丘面 海拔60-120m (t_1)
- ii) 栄原段丘面 海拔40-70 m (t_2)
- iii) 長万部段丘面 海拔30-50 m (t_3)

このほか、海拔120-200mの高位面及び海拔20m以下の低位の段丘面が小範囲に認められるが、ここでは省略し、上記各段丘面について述べる。

i) 美畑段丘面 長万部市街北方の美畑からナイベコシナイ川中流にかけて分布する(第2図)。本段丘



第2図 写万部山南西麓に発達する美畑段丘面（栗岡から北方を望む）

は内浦湾に向かって緩く傾斜しながら高度を減じている。この段丘面は八雲地域の山越段丘面（石田，1978）に相当する。

ii) 栄原段丘面 本面は美畑段丘面の前縁にわずかに分布する。本段丘面も美畑段丘面と同様に内浦湾側に徐々に高度を下げている。

iii) 長万部段丘面 本面は南隣国縫地域から連続しており、北北東—南南西方向に伸びて発達する。本面の上限は海拔60m前後であるが、一般に海拔30-40mの面が顕著である。この段丘面は瀬川（1972）の長万部段丘面と同一であり、長万部地域の第1段丘面（鈴木ほか，1967）及び八雲地域の落部段丘面（石田，1978）に相当する。

河岸段丘は長万部川・朱太川及び黒松内川など主要河川の流域に発達する。本地域では第1河岸段丘面（海拔60-100m）及び第2河岸段丘面（海拔40-60m）と2つの平坦面が顕著である。更に各河川流域には海拔40m以下の低い段丘が幾つか認められる。これらの段丘は削剝とともに傾動運動を被っている。

4) 低地 長万部市街から静狩にかけての内浦湾沿いの海岸平野部及び長万部川・朱太川など各主要河川の流域に形成されている。低地は扇状地堆積物・湿原堆積物・砂丘堆積物及び氾濫原堆積物によって構成されている。

本地域の水系は、域内中央部の長万部・黒松内両町の境界をなす低平な山稜が分水嶺となっており、北側と南側とに分かれる。北側では、静狩市街北東方の山地を源とする朱太川が、采馬川・幌加朱太川・幌内川・歌才川・黒松内川及び熱郭川などを集め、北隣歌棄地域内で日本海に注いでいる。一方、南側では西隣大平山地域に位置する長万部岳（海拔972m）に源を発し、知来川・突田川などを集める長万部川、二股山（海拔569m）南西部を集水域とする紋別川などがあり、いずれも内浦湾に流入する。このほか、フラノベツ川・ナイベコシナイ川・静狩川などの小河川が、直接内浦湾に注いでいる。

II. 地 質 概 説

長万部地域は東北日本のいわゆるグリンタフ地域の北方延長部に当たる。

本地域は先白亜紀堆積岩類と白亜紀の花崗岩類を基盤として、これらを不整合に覆い新第三紀前期中新世末から鮮新世に属する海成の堆積岩及び火山岩が広く発達する。更に上位には第四紀更新世から完新世にかけての堆積物である中ノ沢川層・知来川層・段丘堆積物・軽石流堆積物・扇状地堆積物・湿原堆積物・火山灰・氾濫原堆積物及び砂丘が分布する。

本地域の地質層序は第1表に示すとおりであり、その分布と地質構造の概要を第3図に示す。

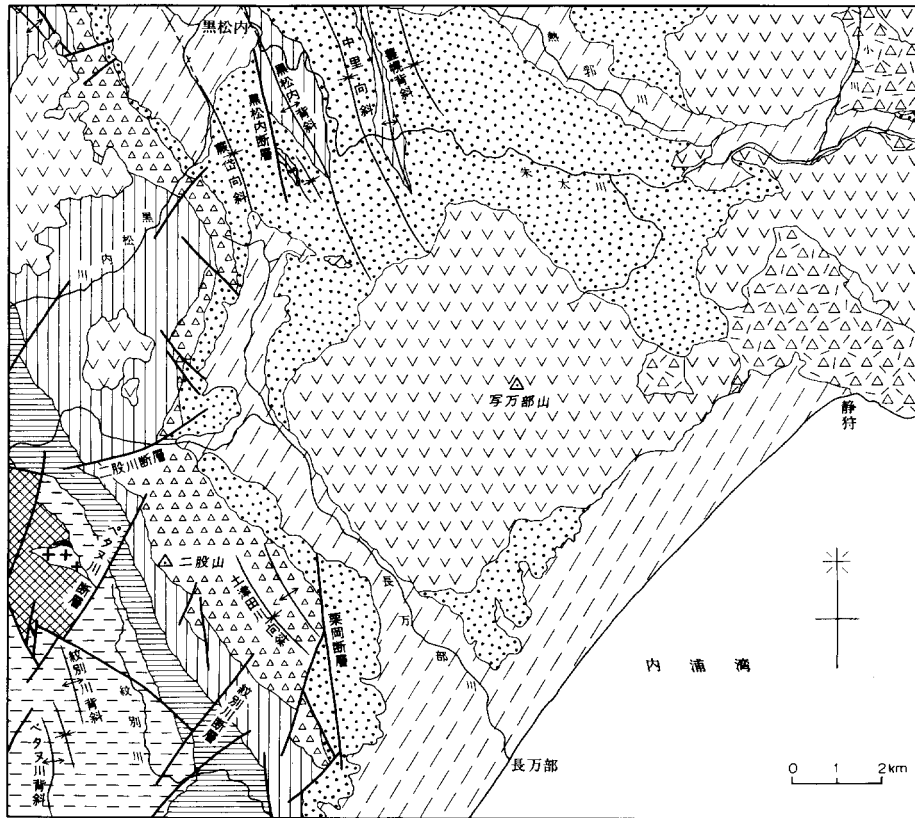
基盤岩類は本地域南西部で狭い範囲に分布する。本岩類は先白亜紀堆積岩類とこれに進入した花崗岩類とから構成される。堆積岩類は粘板岩砂岩互層を主とし、チャート及び石灰岩を伴う。堆積岩類は渡島半島南部に広く分布する松前層群や上磯層群と岩相が酷似し、地向斜堆積物と考えられる。また、花崗岩類の進入によって熱変成を受け、ホルンフェルスとなる部分が多い。

花崗岩類は本地域ではごく小範囲に露出する。南西隣今金図幅及び西隣大平山図幅地域では、黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩・角閃石黒雲母花崗閃緑岩・角閃石黒雲母トータル岩など種々の岩質の花崗岩類が広域的に分布し、それらは今金岩体と総称されている(佐藤・白幡, 1965)。本地域の花崗岩類も、岩質及び鏡下の特徴の類似性から今金岩体の一部と考えられる。

新第三系は堆積岩及び主として火砕岩からなる火山岩で構成され広く発達する。堆積岩は下位から訓

第1表 長万部地域地質層序総括表

時代	層 序	層厚 (m)	岩 相	備 考	
第 四 紀	完 新 世		砂・礫・粘土 粘土・泥炭 軽石・火山灰 砂・礫・粘土		
	更 新 世		軽石・火山灰 礫・砂・粘土 礫・砂 砂・礫・粘土・亜炭 砂・粘土・亜炭	花粉化石 貝化石	
新 第 三 紀	鮮 新 世	黒松内岳 火山岩類 (Krp・Kri)	瀨 棚 層 (Ss)	紫蘇輝石普通輝石安山岩 溶岩・岩脈及び火砕岩	瀨棚動物群 貝・珪藻・有孔虫化石多産
	中 新 世	黒松内層	ガロ川火山岩類 (G)	紫蘇輝石普通輝石安山岩 溶岩・岩脈及び火砕岩	堆積盆の縮小・分化
		黒松内層	シルト岩部層 (Km)	シルト岩・砂岩・礫岩・凝灰岩	変質安山岩
		黒松内層	凝灰角礫岩部層 (Kmv)	凝灰角礫岩・火山角礫岩	変質安山岩
訓 縫 層	黒松内層	変質安山岩部層 (Kml・Kmp)	溶岩・岩脈・火山角礫岩	変質安山岩	
	黒松内層	八雲層 (Y)	硬質頁岩・シルト岩	変質安山岩	
	黒松内層	上部砂岩部層 (Kus)	砂岩 (シルト岩・凝灰岩を伴う)	角閃石安山岩	
	黒松内層	泥岩部層 (Kd)	泥岩 (砂岩を伴う)	アイサイト	
	黒松内層	下部砂岩部層 (Kls)	砂岩 (凝灰岩・礫岩を伴う)		
白亜紀	花 崗 岩 類 (Gr)		黒雲母花崗閃緑岩	海退・陸域拡大 Spirosigmoidinella compressa 海域の拡大	
先白亜紀	堆 積 岩 類 (Pc)		粘板岩・チャート・砂岩・石灰岩・ホルンフェルス	貝化石 陸化・削刺	



第3図 長万部地域の地質構造図

縫層・八雲層・黒松内層及び瀬棚層に区分され、また、火山岩は静狩火山岩類・ガロ川火山岩類・写万部山火山岩類及び黒松内岳火山岩類に分けられる。

訓縫層は南隣国縫地域に標的に発達する地層で、その北方延長が本地域南西部に分布する。本層は基底部に礫岩を持ち、下位の先白亜紀堆積岩類及び花崗岩類を不整合に覆っている。本層は一般に凝灰質砂岩及び凝灰岩からなるが、中部では黒一暗灰色の泥岩が卓越する。また、一部には紫蘇輝石普通輝石安山岩の火山角礫岩及び凝灰角礫岩を伴う。本層は著しく緑泥石化あるいは炭酸塩化などの変質作用を被り暗緑色を呈し、いわゆるグリーンタフの主要構成員となっている。本層は久遠及び遊楽部岳地域の左俣川層（吉井ほか、1973；石田、1981）、瀬棚地域の馬場川層（佐川・植田、1969）に相当する。

八雲層は本地域南西方遊楽部岳地域の遊楽部川沿いを模式地としている。西南北海道では広い分布を示し、いわゆる硬質頁岩をもって特徴づけられる海成層である。本層は主として硬質頁岩と泥岩の互層

からなり、凝灰岩及び砂岩を伴う。本地域では下位の訓縫層をほぼ整合的に覆っている。紋別川上流から二股川にかけて、本層は多数の変質安山岩小岩脈に貫かれている。また、南部では流紋岩が貫入している。本層中には *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) を普遍的に産し、有孔虫化石では *Cyclammina* spp. *Martinottiella communis* (d' ORBIGNY), *Spirosigmoilinella compressa* MATSUNAGA などを産する。貝化石はほとんど見いだされない。本層は岩相・層序から渡島半島南部地域の桧山層群（秦・山口，1969；石田ほか，1975）の木古内層及び厚沢部層の下部、久遠地域の^{むじなたい}貉岱層（吉井ほか，1973）などに相当する。

静狩火山岩類は本地域東部に発達する火山岩類のうち、後述する写万部山火山岩類より以前の活動による火山岩を一括し新称を与えたものである。本岩類は変質安山岩溶岩・岩脈及び火砕岩・デイサイト岩脈・角閃石安山岩火山角礫岩・デイサイト火山角礫岩などからなる。本岩類の噴出時期については、中新世後期から鮮新世にわたるものと推定される。

黒松内層は本地域西部及び黒松内市街東方に分布する。後者は長尾・佐々（1933a）によって西南北海道新第三系標準層序のうち、黒松内層の模式地とされている。本層は一般に凝灰質シルト岩及び凝灰質砂岩からなり、下位の八雲層との関係は整合漸移である。しかし、本地域西部の黒松内川上流から二股川にかけては、著しく変質した紫蘇輝石普通輝石安山岩・角閃石安山岩の溶岩・岩脈・火山角礫岩及び凝灰角礫岩が発達する。シルト岩中には珪藻及び *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) を普遍的に産するが、貝化石及び有孔虫化石は非常に少ない。本層は松前半島南部地域の館層（秦・山口，1969；石田ほか，1975）及び久遠・瀬棚地域の真駒内層（吉井ほか，1973；佐川・植田，1969）に相当する。

ガロ川火山岩類は域内西部でほぼ南北に分布しており、紫蘇輝石普通輝石安山岩のハイアロクラスタイト・凝灰角礫岩・溶岩及び岩脈などで構成され、ほとんど変質を受けていない。本岩類は大部分が海底火山噴出物とこれに伴う二次堆積物からなり、岩質が一定し異質物を含まないことから、比較的短期間の海底火山活動によって生じたと考えられる。本岩類は長尾・佐々（1933a）によるガロ川噴出物層に相当する。

瀬棚層は下位の黒松内層及びガロ川火山岩類を不整合に覆い広く分布する。本層は浅海成の砂岩を主体とし、礫岩・シルト岩及び凝灰岩を伴う。黒松内市街南東の朱太川流域では、瀬棚動物群に属する浅海生の貝化石をはじめ、有孔虫化石・石灰質超微化石などを産する。本層は従来鮮新世とされていたが、最近は生層序の研究によって、前一中期更新世に属するとの見解が出されている (MAIYA *et al.*, 1981；地徳，1983)。

写万部山火山岩類は、紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶岩・岩脈及び火山角礫岩からなり角閃石安山岩を伴う。本岩類は瀬棚層後期の堆積物によって不整合に覆われる。

黒松内岳火山岩類は、西隣大平山図幅地域で黒松内岳を形成している。本岩類は紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶岩及び火山角礫岩などからなるが、火山角礫岩中には少量ながら角閃石安山岩も認められる。本岩類は、八雲層・黒松内層及びガロ川火山岩類を不整合に覆っている。本岩類の岩質及び噴出状態は写万部山火山岩類と酷似し、両者はほぼ同時期の活動と推定される。

第四系は、貝化石を産する中ノ沢川層を初めとし、砂礫層・粘土層及び亜炭層からなる知来川層・段丘堆積物・熱郭軽石流堆積物・扇状地堆積物・駒ヶ岳火山灰・湿原堆積物・砂丘及び氾濫原堆積物からなる。

III. 先白亜紀堆積岩類 (Pc)

先白亜紀堆積岩類はこれに進入する白亜紀の花崗岩類とともに本地域の基盤をなしている。

分布 本堆積岩類は本地域西部美利河温泉北部に分布する。

岩相・岩質 本堆積岩類は粘板岩・細粒砂岩及びチャートの互層からなるフリッシュ型の地向斜堆積物であり、石灰岩を伴っている。花崗岩類の進入によって熱変成を受け、ホルンフェルス化している。ホルンフェルスには黒雲母・白雲母・堇青石・紅柱石が生じている。

地質構造 本堆積岩類は美利河温泉北方で、地層の走向はほぼ南北で西傾斜を示すが、花崗岩類の進入によって地層は著しく擾乱されている。また、温泉周辺では小断層が多く、断層によって訓縫層の礫岩部層と接する。

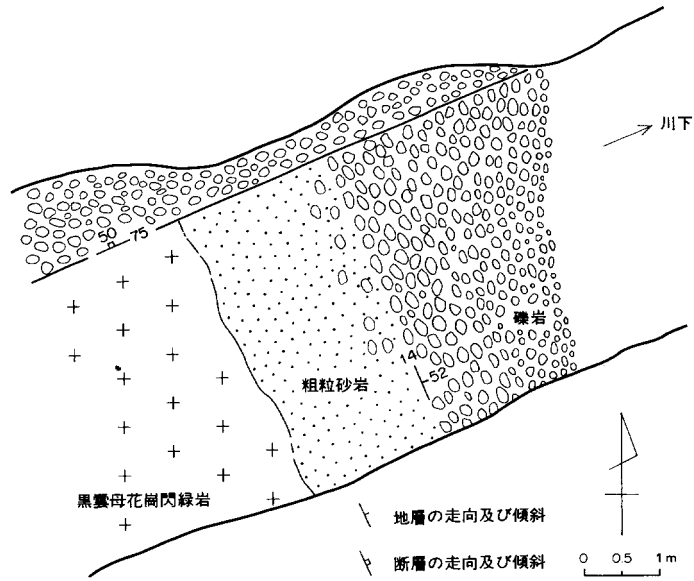
時代 本地域に分布する先白亜紀堆積岩類から化石の産出が見られないので、時代を正確に決めることができない。

西南北海道の中古生層については、吉田・青木(1972)が東北日本の中・古生層の構造区を検討の結果次の見解を明らかにしている。すなわち、渡島半島南部において石炭紀後期とされる松前層群(橋本ほか, 1958)は北部北上帯に、また、上磯層群(石田ほか, 1975)はコノドントから三畳紀後期(坂上ほか, 1969)とされ、岩泉帯に属するとしている。橋本・島田(1960)は西隣大平山図幅地域の二股温泉から南東200mの地点で珊瑚化石を発見したが、これは中部石炭系の *Diphyphyllum* に近いものとされている。また、域外北西方島牧村宮内温泉近くに分布する石灰岩から、橋本・猪郷(1962)によって *Hikorokodium* sp., *Milleporella* sp., *Thecosmilia* sp., *Thamnasteria*? sp., などが採取されている。*Hikorokodium* sp. は中生代産のものに近似、更に六射珊瑚や *Milleporella* は中生代でもジュラ紀以後との見解も出されている。本地域の堆積岩類からは化石の証拠が無く、北部北上帯及び岩泉帯の構造区のいずれに属するか判然としませんが、白亜紀花崗岩類に貫入を受けていることから、ここでは先白亜紀堆積岩類として取り扱った。

なお、本図幅地域西端の二股川支流において、本堆積岩類の粘板岩中に幅数mにわたって暗緑色の細粒塩基性岩が露出する。本岩の産状は、これを取り囲む粘板岩が東西方向の断層の影響を受け、著しく擾乱していることから判然としない。

IV. 花 崗 岩 類 (Gr)

本岩類は先白亜紀堆積岩類中に進入する完晶質深成岩で、これらの堆積岩類とともに新第三系の基盤を構成している。本岩類は黒雲母花崗閃緑岩からなり、本地域内北西部二股川支流ペタヌ川の上流において先白亜紀堆積岩類の粘板岩を貫いて幅500m程の岩脈状の岩体をなしている。母岩との北側接触部付近では岩体本体からの分岐と思われる幅30cm-数mの黒雲母花崗閃緑岩の岩脈が多数分布する。このほか、幅数mのアプライト脈が見られる。母岩の粘板岩は熱変成により紅柱石堇青石黒雲母ホルンフェルスとなっている。本岩体の東部は、訓縫層上部砂岩部層の砂岩・礫岩によって不整合に覆われる(第4



第4図 花崗岩類（黒雲母花崗閃緑岩）と訓縫層の不整合部を示す河床のスケッチ
（二股川支流ベタヌ川上流）

図). この礫岩中には径数cmから大きいもので1.5mに及ぶ花崗閃緑岩の礫が含まれる. その岩質は基盤の花崗閃緑岩と同じであるが, やや粗粒である.

本岩類を構成する黒雲母花崗閃緑岩は黒雲母が一様に点在する中粒優白質の均質な岩石で, 黒雲母の集合による径1cm前後の小クロットが散在する. 本岩は鏡下では主として斜長石・石英・カリ長石・黒雲母からなり, 少量のチタン鉄鉱・ジルコン・スフェン・緑れん石を伴う. 斜長石は半自形, 長径0.5-2.0mmで, 正累帯の周縁部と, 正及び波動累帯構造の中央部からなる. 斜長石の組成は最外縁部でAn10-15%, 狭い周縁部でAn15-40%, 中央部でAn40-50%である. 中央部のAn成分に富む部分は絹雲母化している場合が多い. 石英は粒間を埋め, 強い波動消光を示す. カリ長石は他形で, 細かい微斜長石構造が発達する. 黒雲母は半自形, 長径0.5-2.5mmで, へき開面の湾曲や波動消光等晶出後の変形の後が見られる. 内部に細粒燐灰石がしばしば含まれ, また, 変質して緑泥石・ぶどう石を生じている. チタン鉄鉱は径0.2mm以下の細粒であり, 多くの場合黒雲母に伴う(第II図版1).

次に本地域の西方に広く分布する今金岩体との関係を考察する. 今金岩体は主として中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなるが, 地域によって普通角閃石・カリ長石の量が一樣でなく, 普通角閃石を欠く黒雲母花崗岩や角閃石黒雲母トータル岩などが見いだされている. 本地域及び今金岩体の試料についてのモード分析の結果を第2表に示す. 本地域に分布する黒雲母花崗閃緑岩は, その位置関係や岩質・鏡下の特徴から今金岩体の一部と考えられる. 本地域のものは特に今金岩体東部の美利河地域の花崗閃緑岩に似ている.

今金岩体の放射年代測定はK-Ar法で行われており, 角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の黒雲母について124Maの値(河野・植田, 1966)が報告されており, 白亜紀に固結したと考えられる.

第2表 花崗岩類のモード組成

	1	2	3	4	5
斜長石	50.1	56.0	25.3	40.1	56.9
石英	25.5	26.8	37.3	24.2	24.5
カリ長石	13.3	8.9	24.4	15.1	4.0
黒雲母	10.4	7.9	12.6	13.6	8.5
普通角閃石	—	—	—	6.8	5.7
不透明鉱物	0.5	0.3	0.1	0.1	0.1
その他*	0.2	0.1	0.3	0.1	0.3

1. 長万部町二股川支流ベタヌ川
2. 今金町美利河温泉（訓縫層中の礫）
3. 今金町種川
4. 今金町種川，中ノ川
5. 今金町利別川

*： 燐灰石・スフェン・ジルコン・緑れん石

V. 新 第 三 系

北海道渡島半島に分布する新第三系については、長尾（1932）、長尾・佐々（1933a・b, 1934a・b）によって標準的な層序がたてられ、そのうちの1つ黒松内層の模式地が本図幅地域に含まれている。また、ほぼ同時期に北海道工業試験場によって鉱物資源探査を目的とした広域的な地質調査が行われた（福富ほか、1936；矢島・茶木、1936）。その後、岩石・層位・古生物及び鉱床など各分野の研究が進み、多くの研究報告が公表されている。また、現在まで渡島半島の全域にわたって5万分の1地質図幅調査が実施され、西南北海道の地質層序・地質構造・鉱物資源及び構造発達史などが詳細に解明されてきている。また、地方自治体による地質図（松井ほか、1955；岡・三谷、1981；小山内ほか、1974；鈴木ほか、1967）も作成されている。

本地域の新第三系は、訓縫層・八雲層・黒松内層・ガロ川火山岩類及び瀬棚層・写万部山火山岩類及び黒松内岳火山岩類からなる。これらの地層は幾つかの部層に分けられる。

長万部地域の層序は第1表に、また、周辺地域との対比は第3表に示すとおりである。

V. 1 訓 縫 層

訓縫層

命名 長尾・佐々（1933b）

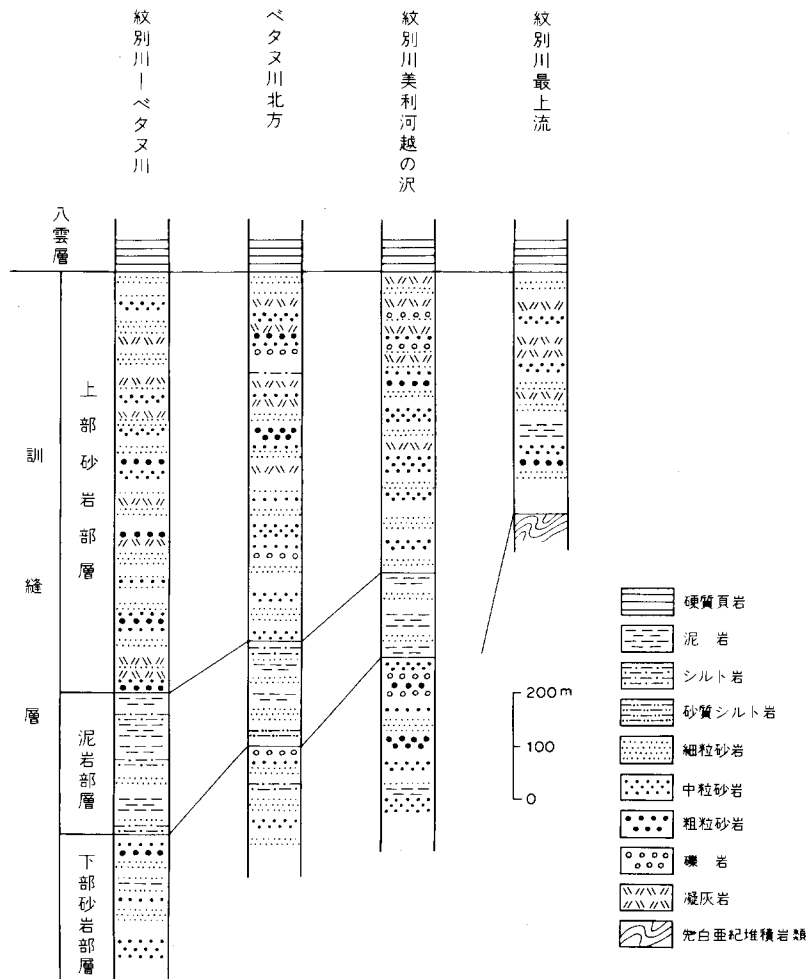
模式地 長万部町国縫周辺地域

分布 本地域南西部ベタヌ背斜の両翼に発達する。東翼部は紋別川中流から二股川にかけて、西翼部はベタヌ川上流から美利河温泉にかけて分布する。

岩相 本層は凝灰質砂岩及び凝灰岩を主体とし、泥岩・凝灰角礫岩を伴う。本層は下位から礫岩部層・下部砂岩部層・泥岩部層及び上部砂岩層とに4分したが、各部層間の境界は整合漸移であり、構成する岩石の量比によって区分したものである。訓縫層柱状図を第5図に示す。

第3表 長万部周辺地域新第三系対比表

時代	黒松内-国縫地域 長尾・佐々(1933a-b)	久遠図幅 吉井ほか(1973)	遊楽部岳図幅 石田(1981)	八雲町地域 小山内ほか(1974)	今金町地域 岡・三谷(1981)	長万部町地域 鈴木ほか(1967)	長万部図幅 久保ほか(1983)				
更新世 鮮 新 世	上目名層	瀨棚層	瀨棚層	横山安山岩	瀨棚層	砂岩層	黒松内岳火山岩類				
	モヨキリ砂礫層			ベンケ岳安山岩				礫岩部層	砂質泥岩・砂岩層	瀨棚層	
	ソイバツ砂層			砂岩部層				砂岩部層	火砕岩部層		
	中ノ川砂泥互層			砂岩部層				礫岩シルト岩凝灰岩部層			黒松内層
	貝殻淵砂礫層			黒松内層				火山角礫岩部層			
	ガロ川噴出物層	黒松内層	安山岩	塊状泥岩層							
	黒松内統	真駒内層	黒松内層	黒松内層	砂岩シルト岩部層	硬質頁岩・泥岩層	塊状泥岩層	黒松内層			
	歌才砂岩泥岩互層	真駒内層	火山角礫岩部層	黒松内層	火砕岩部層	硬質頁岩・泥岩層	凝灰岩・泥岩層	シルト岩部層			
	朱太砂質泥岩層		泥岩砂岩部層	八雲層			凝灰岩部層	実質安山岩部層			
	ガロ川凝灰質砂岩層		八雲層	流紋岩			凝灰岩部層	凝灰岩部層			
八雲統	貉岱層	八雲層	八雲層	八雲層	硬質頁岩相	硬質頁岩層	八雲層				
トワルベツ厚板状頁岩層	宮野玄武岩類	玄武岩	八雲層	流紋岩	硬質頁岩相	硬質頁岩層	八雲層				
ユーラップ薄板状頁岩層		凝灰角礫岩部層	八雲層	火山角礫岩部層							
ニセイベツ角礫凝灰岩層		砂岩泥岩部層	玄武岩	玄武岩質火砕岩部層				訓縫層			
美利河凝灰岩層		凝灰岩部層	凝灰岩部層	凝灰岩部層					凝灰岩・凝灰角礫岩層		
茶屋川緑色凝灰岩層	左俣川層	砂岩泥岩部層	砂岩泥岩部層	黒色頁岩部層	緑色凝灰岩部層	灰色泥岩層	訓縫層				
上訓縫緑色凝灰岩層	左俣川層	礫岩部層	礫岩部層	礫岩部層	砂岩・礫岩層	砂岩・礫岩層					
中 新 世	トワルベツ厚板状頁岩層	宮野玄武岩類	玄武岩	八雲層	流紋岩	硬質頁岩相	硬質頁岩層	八雲層			
	ユーラップ薄板状頁岩層		凝灰角礫岩部層	八雲層	火山角礫岩部層						
	ニセイベツ角礫凝灰岩層		砂岩泥岩部層	玄武岩	玄武岩質火砕岩部層				訓縫層		
美利河凝灰岩層	左俣川層	凝灰岩部層	凝灰岩部層	凝灰岩部層	凝灰岩・凝灰角礫岩層	灰色泥岩層					
茶屋川緑色凝灰岩層	左俣川層	砂岩泥岩部層	砂岩泥岩部層	黒色頁岩部層	緑色凝灰岩部層	灰色泥岩層	訓縫層				
上訓縫緑色凝灰岩層	左俣川層	礫岩部層	礫岩部層	礫岩部層	砂岩・礫岩層	砂岩・礫岩層					
新 世	関内層	宮野玄武岩類	玄武岩	八雲層	流紋岩	硬質頁岩相	硬質頁岩層	八雲層			
	太橋層		白別層	白別層	福山層				福山層		
先第三紀	古生層及び深成岩	先第三系 花崗閃緑岩堆積岩類	先第三系 花崗岩類堆積岩類	先第三紀層	花崗閃緑岩先第三紀層	花崗岩古生層	白亜紀花崗岩類先白亜紀堆積岩類				



第5図 訓縫層地質柱状図

礫岩部層 (Kc)

本部層は美利河温泉周辺地域でごく小範囲に分布する。本地域に分布する訓縫層の最下部を占め、先白亜紀堆積岩類を不整合に覆っている。

本部層は礫岩及び砂岩からなり、シルト岩の礫層をわずかに伴っている。

礫岩は一般に緑灰—黄緑灰色を呈し、主として先白亜紀堆積岩類から供給された粘板岩・砂岩・チャート・ホルンフェルス・石灰岩・花崗閃緑岩などの細—中礫から構成されるが、ときには礫径が50cmを超えるものも認められる。また、少量であるが安山岩の小円礫も含まれる。礫岩の膠結物は一般に粗粒の凝灰質砂であるが、アルコース質となる部分も見られる。

砂岩は青緑灰—黄灰色を呈し、細粒から極粗粒まであり、一般に凝灰質である。しばしば白色の軽石の小粒を多く混じえ、時には最大径5cmのものも認められる。

本部層は礫岩と砂岩の互層からなり、下部ほど礫岩が多い。この互層は一般に粗粒相から細粒相へ移

行する堆積輪廻を繰り返している。

本部層は岡・三谷（1981）の訓縫層礫岩部層に相当する。

本部層の層厚はおよそ200mである。

下部砂岩部層（Kls）

本部層は本地域南西隅紋別川支流ベタヌ川中流から美利河温泉地域にかけて紋別川背斜の中核をなして分布する。

本部層は大部分が砂岩からなり、シルト岩及び凝灰岩を伴う。

砂岩は青緑灰—緑色を呈し、一般に凝灰質である。粒度は細粒から粗粒のものまで認められるが、なかでも細—中粒砂岩が卓越する。この砂岩は均質塊状で厚さ5m以上の厚層、粒度の異なる厚さ1-2mの砂岩の互層、数mmから数cmの単位で板状の薄層に剝離するものなど多様な堆積形態を示している。

凝灰岩は淡青—緑灰色を呈し、砂岩中に挟まれる。一般に厚さ20cm以下であるが、黄色を呈し厚さ50cmのシルトサイズ安山岩質凝灰岩が本部層中部に1層挟在する。

シルト岩は暗灰—灰色を呈し、厚さ20cm以下の薄層として砂岩層中に数層挟まれる。

本部層の層厚は約350-400mである。

泥岩部層（Kd）

泥岩部層は本地域南西部紋別川背斜両翼に分布する。

本部層は主として泥岩からなり、シルト岩・砂岩及び凝灰岩を伴う。

泥岩及びシルト岩は暗灰—灰色を呈し、比較的堅硬で多少硬質頁岩様の外観を示すが、塊状無層理の部分も認められる。

凝灰岩は淡青灰色を呈し、薄層として泥岩中に挟まれる。

砂岩は暗灰—緑灰色を呈し、一般に凝灰質であり、粒度は細—中粒である。

紋別川支流ベタヌ川では暗灰色泥岩及びシルト岩が卓越するが、本部層は側方で変化し、北方約1.2kmの小沢では細粒砂相が多くなっている。更に北方へ向かい紋別川上流では再び泥質相が顕著となる。

本部層中には *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が散点的に含まれるが、貝化石は産出していない。

本部層の層厚は約250mである。

上部砂岩部層（Kus）

本部層は訓縫層の上部を占め、本地域南西部紋別川背斜の両翼に分布し、下位の泥岩部層から漸移する。

本部層は主として暗緑—緑灰色を呈する凝灰質砂岩からなり、礫岩及び凝灰岩を伴う。

砂岩は暗緑—淡緑灰色を呈し、一般に凝灰質である。粒度は細粒から粗粒まで認められるが、中粒から粗粒のものが卓越する。また、砂岩は粒度の異なるものの縞状互層並びに細互層、均質塊状で厚層、板状に剝離するものなど各種の堆積形態を示している。本部層上部の緑色凝灰質砂岩中には、しばしば暗緑—黒色に変色し軟質化した径10cm以下の軽石を多数含み、斑状模様を形成する部分も存在する。

礫岩は暗灰—緑灰色を呈し、比較的円磨度の良い粘板岩・チャート及び安山岩の細—中礫からなり、

基質は中一粗粒の凝灰質砂である。

凝灰岩は暗緑色から灰白色まで多様な色調を呈する。粒径1-5cmの軽石を多数含む灰白色凝灰岩も挟在しており、岩質は輝石安山岩質から流紋岩質のものまで認められる。

二股川支流ペタヌ川上流で、本部層は先白亜紀堆積岩類及び花崗岩類を直接不整合に覆っている。本部層の基底部は中礫岩及び極粗粒砂岩からなり、基底部の岩相は厚さおよそ20mである。礫岩の礫はホルンフェルス・粘板岩・チャート・花崗閃緑岩などからなる。この地域で、本層上部には厚さ150cmの非常に堅硬な板状を示す凝灰岩が挟まれる。

紋別川及び同支流のペタヌ川流域で、本部層下部は中粒砂岩が卓越するが、この中に厚さ1m以下の礫岩が数層挟まれる。中部には厚さ8mの白色凝灰岩が認められる。中部から上部にかけては、主として細粒及び中粒砂岩の互層である。上部では砂岩中に変色した小豆一大豆大の軽石が含まれ斑点状になる塊状砂岩が認められる。また、本部層の上部には凝灰岩の薄層が多数挟まれる。

本部層の厚さは二股川支流ペタヌ川流域で約500m、紋別川流域で約600mである。

層厚 紋別川上流地域で約1,400mであるが、二股川支流ペタヌ川地域では上部砂岩部層のみとなり約500mとなる。

化石 本地域において貝化石が少ないが多少含まれており、美利河温泉付近で礫岩部層上部から、*Crassostrea gravitesta* (YOKOYAMA), *Macoma* sp. などが見いだされた。また、下部砂岩部層中には *Acila* sp. *Limopsis* sp. *Lucinoma* sp. *Mytilus* sp. 及び *Natica* sp. などが産出する。泥岩部層中には有孔虫化石 *Cyclammina* sp. *Haplophragmoides* sp. など、また *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が散点的に含まれる。

層序関係 本層は本地域新第三系最下位の地層であり、先白亜紀堆積岩類及び花崗岩類を直接不整合に覆っている。

地質構造 本地域南西部で紋別川背斜ほかの中核をなし、先白亜系の地塊を取り巻いている。本層の走向は軸部で東西、両翼部では北西-南東である。断層は北東-南西系が顕著であり、ほかには北西-南東系のものも認められる。

対比 本層は久遠・遊楽部岳地域の左俣川層（吉井ほか，1973；石田，1981），瀬棚地域の馬場川層（佐川・植田，1969）などに対比される。

V. 2 八雲層 (Y)

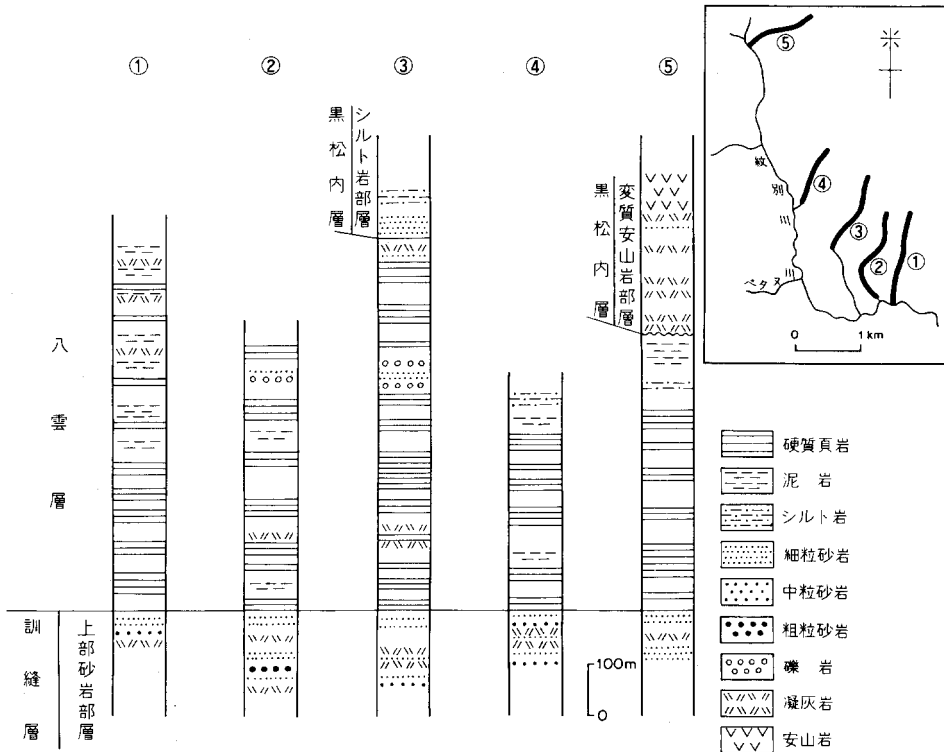
八雲層

命名 長尾・佐々（1933b）

模式地 八雲町上八雲付近，遊楽部川流域

分布 本層は本地域南西部紋別川及び二股川中流域に発達する。このほか、北東部の賀老川流域でわずかに分布する。

岩相 本地域に分布する八雲層は、一般的に硬質頁岩とシルト岩の互層からなり、泥岩・砂岩及び凝灰岩を伴う。互層中には、偏平ないし球状の石灰-苦土質の団塊ないし団球が多数含まれる。八雲層の柱状図は第6図のとおりである。



第6図 八雲層地質柱状図及び柱状図作成ルート図

硬質頁岩は暗灰—灰色を呈し、堅硬緻密であり泥質のものから珪質までであるが、一般に珪質の部分は少ない。風化すると表面が褐灰—赤褐色化し、尖鋭な破面を有する小岩片となる。珪質の硬質頁岩は飴色の外観を呈する。本地域で硬質頁岩は暗灰色を呈するやや軟質のシルト岩と互層し、1) 厚さ5-20cm内外の硬質頁岩と厚さ1-5cm内外のシルト岩との細互層（以下薄板状互層と言う）、2) 厚さ30-100cm内外の硬質頁岩と厚さ5-20cm内外のシルト岩との互層（以下厚板状互層と言う）、3) 層理は認められるが単層内の境が不明瞭で大塊となって崩れる硬質頁岩（以下塊状硬質頁岩と言う）の3形態に分けることができる。シルト岩はやや軟質で浸食度が大きいため、河床においては特に薄板状互層に顕著な凹凸が形成されている。地層の走向に平行な河川では帯状、直交する河川では階段状の外観を呈する。

シルト岩は暗灰—灰色を呈し、硬質頁岩及び泥岩と互層する。

泥岩¹⁾は暗灰—黒色を呈し、硬質から軟質のもの、層理明瞭から塊状無層理のものまで認められる。硬質頁岩・シルト岩とともに互層する。

砂岩は青灰色を呈し、比較的硬質であり、粒度は細—中粒のものが多く硬質頁岩シルト岩互層中に薄層として挟まれる。

凝灰岩は一般に淡青—淡緑色を呈するが、その他淡灰—灰緑色など多様な色調のものが認められる。

1) 泥岩は粘土岩とシルト岩を総称する用語として使用されるが、本報告では記載の便宜上、粘土岩及びシルト岩よりも細粒のものに限ってこれを使用した。したがって、シルト質泥岩あるいは泥岩シルト岩互層などの用語を用いている。

粒度はシルトサイズから、径0.5-1cm内外の軽石を多数含むものまであり、岩質はデイサイト質である。

紋別川本流及び菅林沢川において、本層の下部は厚板状互層を主体とし、厚さ3-4mの灰白色デイサイト質軽石凝灰岩2層が認められる。また、互層中には径30×50cmの団塊が含まれる。中部は厚さ10cmの硬質頁岩と厚さ1cmの薄板状互層が卓越する。上部に向かうに従って、岩相が全般的に粗くなる傾向を有し、シルト岩及び砂岩の量が多くなり硬質頁岩と細粒砂岩が互層する部分が見られる。

二股川支流ベタヌ川地域において、本層の基底部に厚さ30cmの細礫岩があり、多少の凹凸面をもって訓縫層の上部砂岩部層を平行不整合的に覆っている。礫岩は粘板岩・チャート及び緑色凝灰岩の細礫からなる。その直上には海緑石が散点する硬質頁岩が累重する。また、本層の下部には中粒の凝灰質砂岩が認められる。下部から中部にかけては厚板状互層が卓越し、この互層中に不規則な形で厚さ1.2mの黄褐色凝灰岩が挟在する。中部から上部にかけては、厚さ10-15cmの硬質頁岩と厚さ1-5cmのシルト岩からなる薄板状互層が発達する。本層上部は厚板状互層を主体とし、その中に厚さ1mの青灰色凝灰岩が挟まれる。また、本層中には幅1-10mの小規模な変質安山岩岩脈(A)が多数貫入している。

本地域北西隅にわずかに分布する八雲層は厚板状互層である。

層厚 紋別川流域で約900m、二股川支流ベタヌ川地域で約750mである。

化石 西南北海道渡島半島において本層から貝化石の産出は極めて少ない。南西隣今金図幅地域において、従来瀬棚層の模式地とされていたメップ川下流の貝殻橋付近から*Patinopecten kagamianus* (YOKOYAMA), *Nanaochlamys notoensis* (YOKOYAMA), *Placopecten setanaensis* (KUBOTA) など、中新世に属する *Pectinid* を産しており、八雲層準の化石とされている(沢田, 1961; KANNO, 1962; 橋本ほか, 1963)。

本地域では貝化石は産出しなかったが、*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が普遍的に含まれる。

有孔虫化石は八雲層の泥質相から散点的に認められ、*Cyclammina japonica* ASANO, *Haplophragmoides* spp. *Spirosigmoilinella compressa* MATSUNAGA, *Martinottiella communis* d'ORBIGNYなど砂質有孔虫が多い。

層序関係 下位の訓縫層との関係はほぼ整合的であるが、紋別川上流で一部に不整合現象が認められる。

地質構造 八雲層は本地域南西部で訓縫層を中核とする紋別川背斜の東翼部に、先第三系を取り巻くように発達する。地層の走向は一般に北北西-南南東、傾斜は40-60°東である。

断層は訓縫層と同様に北東-南西系が顕著であり、このほか東西系及び北西-南東系のものも見られる。

対比 本層は通商産業省資源エネルギー庁(1978)の鉛川層、久遠地域の貉岱層(吉井ほか, 1973)、瀬棚地域の小川峠層(佐川・植田, 1969)、熊石地域の江差層(秦, 1975)、渡島半島南部地域の木古内層及び厚沢部層下部(秦・山口, 1969; 石田ほか, 1975)及び寿都地域の折川層(鈴木ほか, 1981)などに対比される。

V. 3 静狩火山岩類

静狩火山岩類 (新称)

写万部山東翼から本図幅地域東端にかけて分布する火山岩類のうち、写万部山火山岩類より以前に活動したと推定される火山岩を一括して、静狩火山岩類と命名した。

模式地 山越郡長万部町静狩北方，静狩峠周辺

分布 写万部山東翼から朱太川支流の小川にかけて分布する。

岩相・岩質 本岩類は岩質や分布域から，①変質安山岩溶岩・岩脈及び火砕岩，②デイサイト岩脈，③角閃石安山岩火山角礫岩及び④デイサイト火山角礫岩の4つに大別される。

変質安山岩溶岩・岩脈及び火砕岩 (Sza)

本岩は緑灰—青緑色を呈し，種々の程度に変質した安山岩である。塊状均質部と，火山角礫岩—火山角礫凝灰岩にわたる火砕岩部とからなり，量的には後者が勝る。塊状均質部は溶岩及び岩脈や岩株等の小規模貫入岩から構成されているが，それらを個々に識別することは困難であり，また相互の量比や分布が明らかでないため，地質図では一括して塗色した。

岩質は石英角閃石安山岩と紫蘇輝石普通輝石安山岩に区別される。前者は主として岩脈等の塊状部を構成し，後者は火山角礫岩に多い傾向がある。石英角閃石安山岩には，内部に径5cm内外の紫蘇輝石普通輝石安山岩片を多量に包有する場合があることから（静狩港東方の崖），より後期の生成と考えられる。

石英角閃石安山岩は緑灰色を呈し，鏡下では斜長石・石英・普通角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物の斑晶を含む。このうち石英・普通輝石・紫蘇輝石がしばしば欠けている。石基は斜長石・不透明鉱物・ガラスからなるガラス基流晶質組織を示すものと，微細な等粒状結晶からなる結晶度の高いものがある。静狩の2箇所の採石場の石英角閃石安山岩はともに後者に属する。

斜長石は自一半自形，長径0.4-2mmで，An40-75%の範囲で波動累帯する周縁部と，An80%前後のほぼ均質な中央部からなる。変質の進んだ岩石中の斜長石は曹長石・絹雲母・方解石により完全に置換されており，比較的変質を受けていない岩石の場合も，細かい割れ目や結晶中央部から曹長石化している。石英は不規則な外形の融食形を示し，粗粒結晶では径1.5mmに達する。普通角閃石は褐緑色の自一半自形，長径0.4-4mmの結晶である。弱い累帯構造を示し，周囲にオパサイト縁を伴う。結晶内部に斜長石・不透明鉱物を包有したり，周縁部にそれらを伴うことが多い。普通角閃石はしばしば変質により緑泥石・方解石・黄緑色粘土鉱物・鉄鉱物などに置換されている。普通輝石と紫蘇輝石は半自形，長径0.4-1mmで多くの場合緑泥石・方解石・黄緑色粘土鉱物により完全に置換されている。ごくまれに緑れん石も見いだされる（第II図版3）。

紫蘇輝石普通輝石安山岩は青緑色を呈し，鏡下では斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物の斑晶を含む。石基は斑晶構成鉱物の細粒相と淡褐色ガラスからなり，ガラス基流晶質組織を示す。ガラスはしばしば脱ガラス化して緑褐色を呈している。斜長石は自一半自形若しくは破片状，長径0.4-3mmで，顕著な波動累帯構造を示す。斜長石の組成は周縁部でAn63%，中央部でAn70-77%である。An

成分に富む部分や割れ目付近では変質が進み、曹長石・方解石・絹雲母を生じている。普通輝石と紫蘇輝石は自一半自形、長径0.4-1.6mmで、後者の量はごく少ない。普通輝石は明瞭な波動累帯構造を示す場合がある。新鮮な結晶は少なく、多くの場合緑泥石・方解石・黄緑色粘土鉱物などにより結晶の一部又は全部が置換されている。石基中には初生的な孔隙が認められるが、そのほとんどは方解石・石英・黄緑色粘土鉱物などにより充填されている。本岩はいわゆるプロピライト化とともに、金銀鉱を伴う鉱化変質作用を被っている。本岩の変質は国道から北側山麓にかけて最も強く、静狩港から東方へ向けて急速に弱まる。本図幅地域東端の火山角礫岩はごく弱い変質を示すのみである。

デイサイト岩脈 (Szd)

本岩は静狩峠からその北方山地において変質安山岩中に貫入する灰色緻密な新鮮—弱変質の岩石で、変質の進んだものは緑灰色を呈する。しばしば珪化作用を被り、橙色—白色化している。静狩の金鉱床と密接に相伴う分布を示すことから、鉱床の生成に関与していると考えられている(藤原・松井, 1963)。鉱床付近にはしばしば鉱化作用に関係があると考えられる幅数mの石英脈や幅10数cmの方解石脈が発達し、周辺の母岩は珪化や方解石による交代作用を被っている。本岩はそのうちの石英脈と相伴うことが多い。

デイサイトは、鏡下では斑晶として斜長石・石英・普通角閃石・不透明鉱物を含み、石基は淡褐—無色ガラス・斜長石・不透明鉱物からなる微細粒状である。斜長石は自一半自形、長径0.4-3.0mmで、正累帯する周縁部と、やや不均質な中央部からなる。周縁部はAn32-38%で、弱く波動累帯する場合もある。中央部はAn41-48%の部分中にAn38-43%の小部分が不規則に分布する。また、斜長石の最外縁部にはAn40-45%の狭いへりを伴うことが多い。石英は融食形で粗粒結晶は径2.5mmに及ぶ。普通角閃石は自一半自形、長径0.3-2.5mmの緑褐色結晶である。ごく弱い累帯構造を示すことがある。変質により部分的に黄緑色粘土鉱物・緑泥石・方解石などで置換されている。不透明鉱物は細粒の燐灰石を伴うことが多い(第II図版4)。

角閃石安山岩火山角礫岩 (Szh)

本岩は朱太川支流及び小川流域に分布する。主として火山角礫岩からなるが局部的に基質部を欠く自破砕溶岩様岩相や、逆に礫質部のごく少ない凝灰岩的岩相が認められる。礫質部は灰色の角閃石安山岩が主であるが、白色のデイサイト岩片も少量認められる。

本岩は変質安山岩を覆い写万部山火山岩類の火山角礫岩及び溶岩によって覆われ、またその岩脈によって貫ぬかれている。

火山角礫岩の角礫をなす角閃石安山岩は自形の普通角閃石の目立つ灰色の細粒岩である。鏡下では斜長石・石英・普通角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物の斑晶と、斜長石・輝石・不透明鉱物・淡褐色ガラスの石基からなるガラス基流品質組織を示す。斜長石は自一半自形、長径0.6-2mmが主であるが、融食形を示す場合もある。斜長石の組成は、周縁部でAn37-50%、中央部でAn60-70%で、全体にわたって波動累帯構造を示す。また、斜長石の最外縁部にはしばしばAn60%の狭いへりができている。石英は融食形、径0.2-1.5mmで量は少なく、小川下流域では見いだされていない。普通角閃石は褐緑—緑褐色で自一半自形、若しくは融食形、長径0.4-1.5mmを示す。弱い波動累帯構造が認められることがある。しばしば周縁部を細粒の輝石により交代されている。普通輝石は半自形、長径0.2-

0.6mmで弱い累帯構造を示す。普通輝石の量は紫蘇輝石の $\frac{1}{2}$ 以下である。紫蘇輝石は自一半自形，長径0.2-0.8mm，まれに1.5-2mmに達し，均質である。不透明鉱物は半自形粒状，径0.1-0.2mmである（第Ⅲ図版1，2）。

デイサイト火山角礫岩（Szv）

写万部山の東部において，径1kmの小山体を構成している。灰白—桃白色のデイサイトよりなる礫質部と，同質の黄白色基質部よりなる火山角礫岩である。礫質部は径10-50cmの亜円—亜角礫からなる。ほとんど基質を欠く場合や基質に富む凝灰角礫岩の部分も認められる。軽石に富む薄層（厚さ5mm程度）による堆積構造が見られる場合があり，その一般的走向は北西—南東から北東—南西，傾斜15-20°西落ちである。本岩は全般に新鮮であるが局部的に粘土化している。

本岩と周囲の岩石との直接の関係は観察されないが，写万部山山腹の地形的高所に写万部山火山岩類の火山角礫岩が分布し，その下部を本岩が占めることから，本岩の生成時期は写万部山火山岩類の活動以前であると推定される。幌加朱太川上流において，写万部山火山岩類との不整合直上の瀬棚層シルト岩中に，安山岩類とともに径1mに及ぶ本岩の礫が含まれているのが観察される。

火山角礫岩の礫をなすデイサイトは灰白—黄白色のガラス質の岩石である。鏡下では，斜長石・石英・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱の斑晶と，真珠状構造の発達する無色ガラスの石基からなる。石基は石英・長石・磁鉄鉱からなる微晶質の場合もある。斜長石は半自形—融食形，長径1.5-3mmで結晶全般にわたって細かい波動累帯構造を示す。斜長石の組成は，周縁部でAn38%，中間部でAn32-38%，やや均質な中央部でAn40-45%である。石英は顕著な融食形を示し，径1-2mm，最大5mmで，斜長石の $\frac{1}{2}$ 以下の量である。普通輝石・紫蘇輝石は半自形—破片状，長径1mm以下で均質である。輝石の量は少なく，特に普通輝石は少ない。磁鉄鉱は径0.1-0.6mmの丸みを帯びた粒状で，しばしば輝石と共存する（第Ⅲ図版3，4）。

層序関係 静狩火山岩類のうち，①変質安山岩溶岩・岩脈及び火砕岩は②デイサイト岩脈に貫かれる。これらの岩石と③角閃石安山岩火山角礫岩及び④デイサイト火山角礫岩との間の野外における貫入・累重関係は観察されなかったため，以下の推論により上記①-④の各岩石の前後関係を考察した。すなわち，①と②はともにプロピライト化と鉍化変質とを被っているが，③は変質しておらず，④も局部的に粘土化するほかは新鮮である。したがって本岩類のうち最も早期に生成したのは変質安山岩溶岩・岩脈及び火砕岩で，デイサイト岩脈がこれに次ぐと判断される。角閃石安山岩火山角礫岩とデイサイト火山角礫岩の両者の活動の前後関係は不明である。

本岩類の時代については，上限は写万部山火山岩類の活動直前までと限定されるが，下限については直接の指標はない。道南地域の第三紀鉍化作用の時期については，静狩鉍山も含めた浅熱水性鉍脈の生成期は中新世末期とされている（地質調査所，1967）。本報告はこの見解に基づき，本地域の金銀鉍脈を伴う鉍化作用に先だつ，変質安山岩溶岩・岩脈及び火砕岩とデイサイト岩脈の活動を八雲—黒松内期のものとした。デイサイト火山角礫岩と角閃石安山岩火山角礫岩は鉍床生成以後の活動であり，黒松内期に相当すると考えられる。

V. 4 黒松内層

黒松内層

命名 長尾・佐々 (1933a)

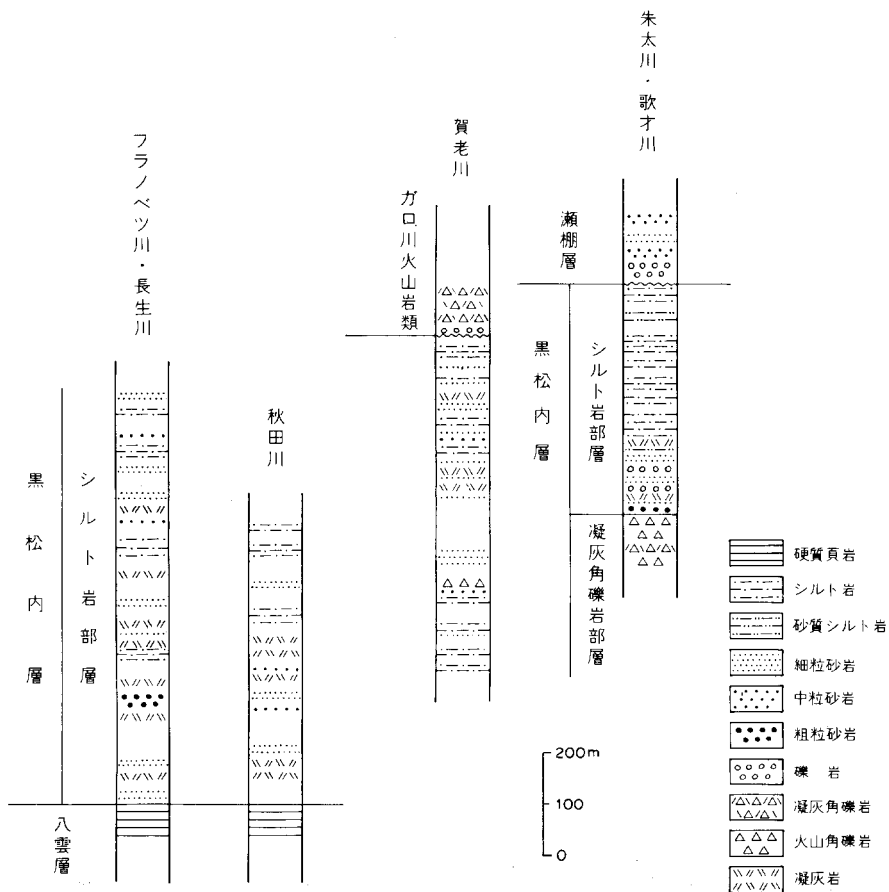
模式 域内北部黒松内市街南東方朱太川下流

分布 本層は模式地である朱太川下流では、黒松内背斜及び豊幌背斜の軸部に発達する。低地帯西側では、域内南部の紋別川中流、二股川と黒松内川にかけての地域、域内北西隅の賀老川に分布する。

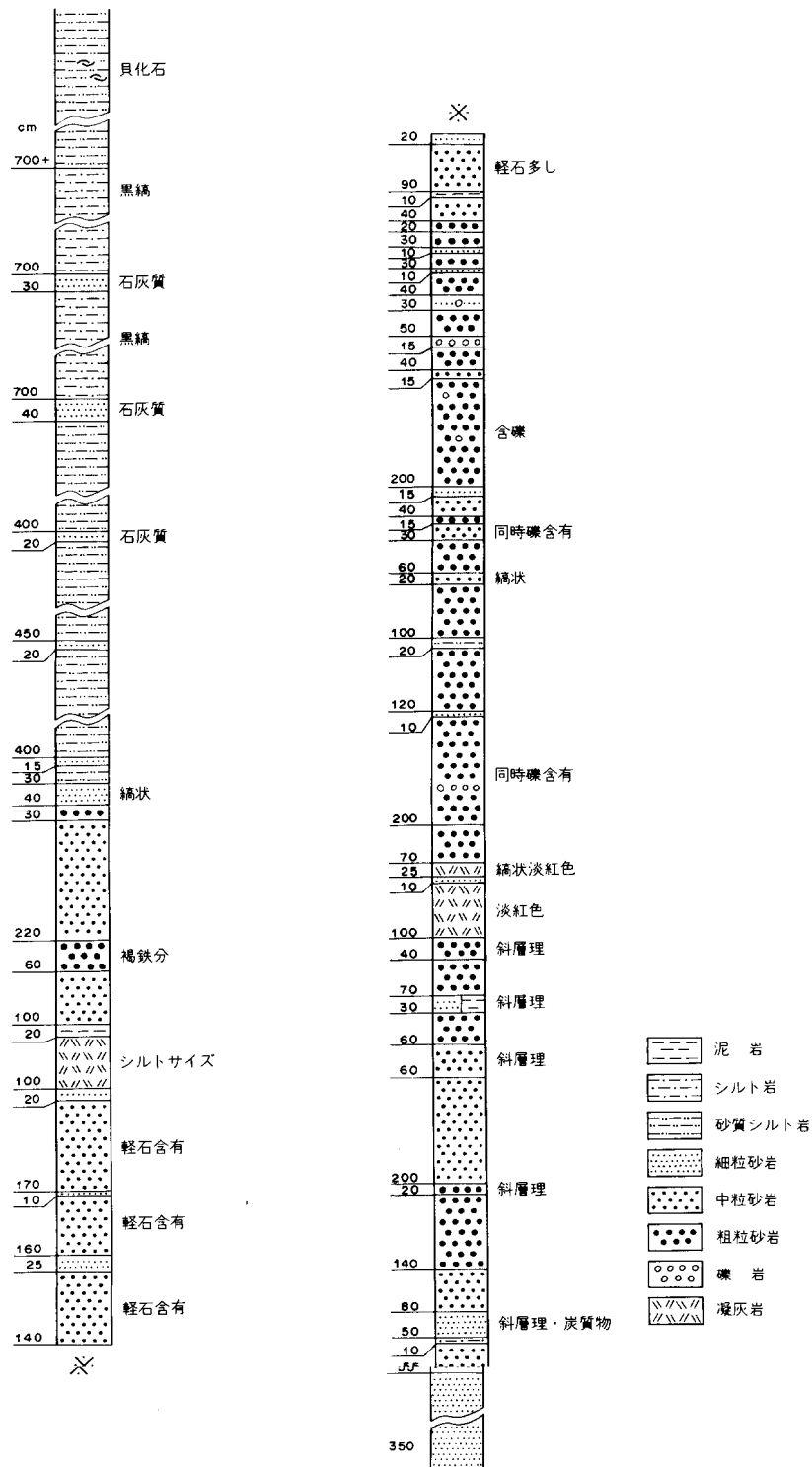
岩相 黒松内層は一般にシルト岩及び砂岩を主体とし凝灰岩を伴う。しかし、二股川から黒松内川にかけての地域は、局所的な火成活動が行われた結果、本層下部に紫蘇輝石普通輝石安山岩及び角閃石安山岩の溶岩・岩脈・火砕岩を伴っている。これらの火成岩類は緑泥石化及び炭酸塩化作用などを被って変質が著しい。また、朱太川下流地域では凝灰角礫岩及び火山角礫岩を伴っている。

本層は岩相によって、下位から変質安山岩部層・凝灰角礫岩部層及びシルト岩部層に3分される。

黒松内層の地質柱状図は第7図、模式地の柱状図は第8図のとおりである。



第7図 黒松内層地質柱状図



第 8 図 黒松内層露頭柱状図 (黒松内市街南東方朱太川右岸, 黒松内層模式地) 数字は地層の厚さ(単位・cm)

左右の柱状図は※で連続する。

変質安山岩部層 (Kml・Kmp)

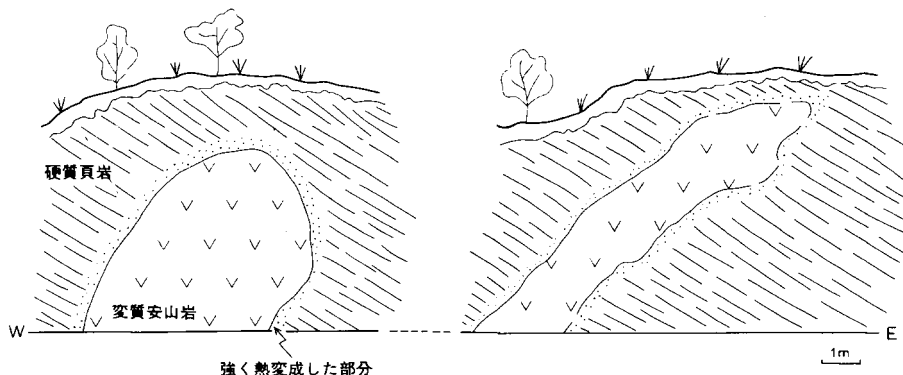
本部層は黒松内川上流域から長万部川支流二股川にかけて、東西2-4km、南北10kmの範囲に分布する。青緑-緑灰色を呈する種々の程度に変質した安山岩で、最も変質の進んだものは灰白色を示す。本部層のうち、黒松内川流域の、本部層東縁から西1kmの範囲、及び二股川断層以南の地域の岩石は比較的変質していない。

本部層の原岩は紫蘇輝石普通輝石安山岩及び角閃石安山岩である。後者は主に八雲層の硬質頁岩との境界に近い西縁部に少量分布するのみである。

主要な岩相は溶岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩及び凝灰岩である。これらは一般に数m-10数mの単位で繰り返して分布し、岩相相互の境界は明瞭ではない場合が多い。本部層分布域の西縁沿い500-700mの範囲には溶岩が多く、その他の部分は主として火砕岩からなるという傾向が見られる。地質図ではこの観点に基づいて本部層を2分している。

八雲層の硬質頁岩と本部層の関係は、黒松内川上流及び二股川で観察される。二股川支流の双見川合流点から東方では硬質頁岩は多数の変質安山岩岩脈(A)で貫かれる。この地域の岩脈は主に厚さ1-5mで硬質頁岩の層理に平行に貫入している。変質安山岩岩脈の量比は東方に向かうにつれて急速に増加し、硬質頁岩を上まわるようになる。同時に硬質頁岩も、他地域で特徴的な堅硬、破断面の光沢などの性質を失い帯褐灰黒色の泥岩へと移行する。またこの範囲内の硬質頁岩-泥岩は方解石・絹雲母・緑泥石などを含み、熱水変質を被っている。上記双見川合流点の東方500mの地点に至って、溶岩・凝灰角礫岩等の変質安山岩のみとなる。黒松内川上流においても同様の関係が認められるが、この地域では硬質頁岩を貫く変質安山岩岩脈は層理に高角度で斜交するものが多く、また岩脈の末端部も幾つか観察される(第9図)。連続的に成層する泥岩の消失する地点をもって八雲層と変質安山岩部層の境とした。この境界は八雲層の一般走向にほぼ調和的に伸びている。変質安山岩部層の西縁部から東に500m程の範囲には厚さ数mの泥岩及び礫質砂岩層が変質安山岩溶岩、凝灰岩層等とともに数層断続的に見いだされる。

変質安山岩部層は、上記の泥岩層の分布や、溶岩や凝灰岩の岩相境界面の方角等からその堆積構造が



第9図 八雲層を貫く変質安山岩岩脈(黒松内川上流左岸)硬質頁岩の走向及び傾斜はN32°W, 35°E

不十分ながら判別される。それによると、本部層の西縁の主として溶岩からなる部分に、向斜及び背斜構造が見られ、その軸は北西—南東方向で本部層西縁にはほぼ平行である。背斜の軸部はチブタウシナイ川上流で観察され、そこでは変質安山岩溶岩が礫質砂岩を覆っている。本変質安山岩部層の東縁部で火砕岩の堆積構造は70°前後の東傾斜を示し、本部層はガロ川火山岩類により不整合に覆われる。

前述のように、変質安山岩部層の原岩は紫蘇輝石普通輝石安山岩と角閃石安山岩である。紫蘇輝石普通輝石安山岩は青緑—黄緑色を呈し、鏡下では斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物の斑晶と、斜長石及び褐色粘土鉱物・緑泥石・方解石などの二次鉱物の石基からなる。斜長石は自一半自形、長径0.5-3mmで顕著な波動累帯構造を示し、しばしば絹雲母・粘土鉱物・方解石・曹長石などに移行している。普通輝石及び紫蘇輝石は自一半自形、長径1-2mmで、まれに新鮮な部分が残存するが、大部分褐緑色粘土鉱物・緑泥石・方解石などにより置換されている。石基にはしばしば細粒斑状もしくは脈状の石英が認められる。また石基に初生の孔隙がある場合は、自形状方解石・石英・褐緑色粘土鉱物などにより充填されている。

角閃石安山岩は自形の普通角閃石斑晶の散在する緑灰色の細粒岩である。鏡下では斜長石・普通角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・不透明鉱物の斑晶と、斜長石及び粘土鉱物・緑泥石・方解石などの二次鉱物の石基からなり、普通輝石紫蘇輝石安山岩と同様の変質を被っている。普通角閃石は自一半自形、長径0.5-3mmでオパサイト縁を持つ。輝石は少量含まれるのみで、全く含まれない場合もある（第Ⅱ図版2）。

凝灰角礫岩部層 (Kmv)

本部層は、朱太川支流歌才川で黒松内背斜の中核をなして標式的に発達する。

本部層は凝灰角礫岩・火山角礫岩及び凝灰質砂岩から構成され岩相変化が著しい。また、本部層中には凝灰岩の薄層が伴われる。

本部層は各種岩相の互層からなり、地表で観察される範囲の下部は、火山角礫岩が多く凝灰角礫岩と互層する。火山角礫岩の礫径は一般に5-50cmであるが、径40×65cmに達するものも散点している。

本部層の下限は不明であるが、観察される層厚は150m以上である。変質安山岩部層とは分布域が隔たっており、相互の関係は不明であるが、変質安山岩部層は八雲層を直接覆うこと、同部層最上部には変質のごく弱い部分が分布し（黒松内川流域・ペタヌ川支流等）、より上位では新鮮な火山岩に移行する可能性があることなどから、本報告では凝灰角礫岩部層を変質安山岩部層の上位においた。

凝灰角礫岩は暗灰色を呈し、輝石安山岩の径2-15cmの角—亜角礫が凝灰質砂によって固結されている。

火山角礫岩は暗灰色を呈し、主として紫蘇輝石普通輝石安山岩の径5-50cmの礫からなり、細—粗粒の凝灰質砂及び火山岩岩片で固結されている。

凝灰質砂岩は暗灰—暗褐色を呈し、細—粗粒まで各種の粒度を示す。しばしば、砂岩中には軽石質あるいはスコリア質のものも含まれる。凝灰質砂岩は火山角礫岩及び凝灰角礫岩中に薄層として挟まれる。

凝灰岩は灰白—黄灰色を呈し、厚さ20cm以下の薄層として互層中に挟まれる。また、厚さ1.5mの軽石凝灰岩が1層認められる。

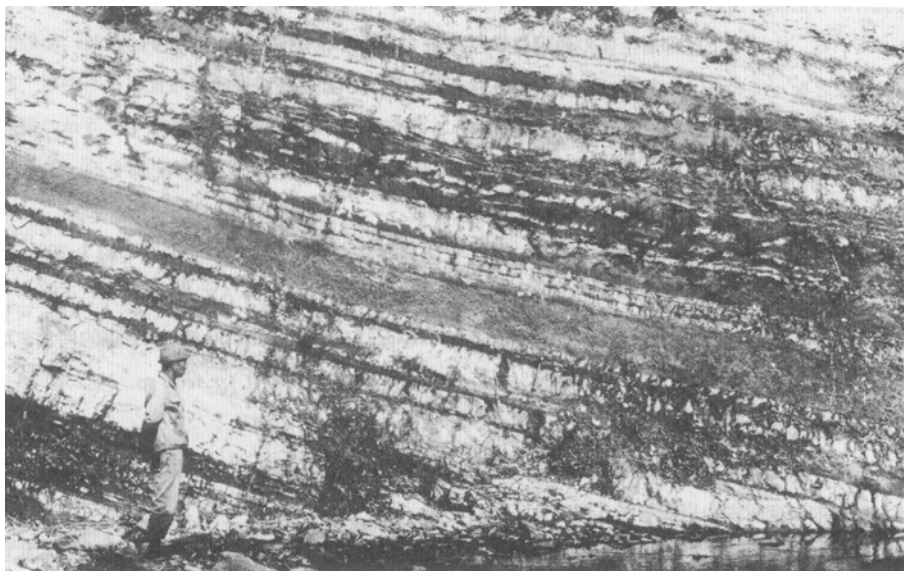
シルト岩部層 (Km)

本部層は本地域北部と南西部に分布する。北部では黒松内背斜の西翼及び豊幌背斜の中核をなして発達し、南西部では紋別川下流から土津田川にかけての地域に分布する。また、北西部の賀老川流域にもわずかに分布する。本部層はシルト岩・砂岩の互層を主体とし、凝灰岩及び礫岩を伴う。

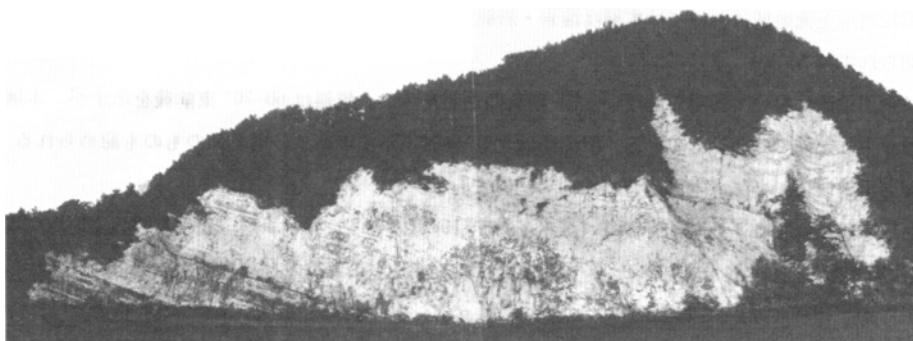
シルト岩は青緑灰―暗緑色を呈し、塊状となることが多く比較的固結度が低い。岩質は凝灰質あるいは珪藻質のものが多い。塊状のシルト岩は一見均質のように見えるが、内部は泥質から砂質まで粒度の違いが認められる。また、しばしば細粒の軽石が含まれ、軽石質砂あるいは粗粒砂からなる長さ1-2 cmの小さなプールの各所に認められる。シルト岩中には石灰質団塊が伴われる。

砂岩は青緑灰―淡緑灰色を呈し、細粒から粗粒まで変化し、固結度は一般に低い。黒雲母片及び軽石粒に富み凝灰質である。

凝灰岩は緑灰―青緑灰―灰白色を呈し、粒度も細―極粗粒砂サイズまであり、色調・粒度とも大きく変化する。凝灰岩はシルト岩砂岩互層中に挟まれ、厚さ30 cm以下の薄層であるが、時には150-200 cm



第10図 黒松内層シルト岩層下部のスコリア質砂岩とシルト岩の互層 (賀老川上流右岸)



第11図 黒松内層シルト岩部層 (黒松内市街南東方朱太川右岸, 黒松内層模式地)

程度のものが数層認められる。

賀老川流域では本部層の下部はスコリア質砂岩とシルト岩の互層を主体とし（第10図）、上部はシルト岩砂岩互層及びシルト岩が発達する。

朱太川下流地域では本部層の下部は礫岩と砂岩の互層からなる粗粒相であり、上部は砂岩及び砂質シルト岩を主体として凝灰岩の薄層を伴っている（第11図）。

歌才川下流から朱太川との合流点付近にかけて本部層の下部が見られ、主に安山岩の亜角一亜円礫からなる細一中礫岩と、軽石の小粒を多数含む細一粗粒砂岩の互層が発達する。礫岩の礫は径1-10 cm内外の大きさであるが、しばしば径20-30 cm程度の礫も散点する。歌才川河口付近で最大径50-80 cmの安山岩礫が含まれている。本部層の上部は朱太川の模式地で見られるように、青緑灰色の砂質シルト岩と細一中粒砂岩との互層からなり、凝灰岩の薄層を挟んでいる。また、この互層中に安山岩の小礫が散点的に含まれる。本部層の上部は最上部に向かうにしたがって、砂岩に比してシルト岩が増加する傾向を有する。

紋別川から土津田川地域にかけて分布する本部層は、朱太川の模式地周辺の岩相と比較するとかなり異なっている。本地域では部層全体の色調は緑色が強く、凝灰岩が非常に多くなり、また、全般的に凝灰質で堅硬となっている。本部層は砂質シルト岩・凝灰岩及び細粒凝灰質砂岩の互層からなる。凝灰岩は厚さ1 m以下であるが、1-2 mの厚層に達することもある。本部層の中部には1×5 mの凝灰岩塊を含む乱堆積層が認められる。上部の互層中には、石灰質団塊が層理面に沿って配列する。団塊は径50×40 cmであるが、最大100×40 cmのものも含まれる。

層厚 本層の層厚は朱太川地域で600 m以上、火砕岩の発達する二股川以北地域で約1,200 m、紋別川地域で約900 mである。

化石 シルト岩部層の泥質相ないし砂質相には*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が普遍的に含まれる。本層中に貝化石は少ないが、朱太川下流で*clinocardium* sp. (第23図M-1)、*Acila* sp. (第23図M-2) などが見いだされた。

層序関係 黒松内層は紋別川地域で下位の八雲層を整合に覆う。二股川から黒松内川にかけての地域では本層下部の変質安山岩部層が八雲層を不整合に覆っている。

地質構造 朱太川地域において本層は黒松内背斜及び豊幌背斜の軸部を構成する。走向は北北西—南南東で傾斜は最大で30°内外である。黒松内背斜の西翼は黒松内断層によって切られている。

黒松内川上流地域においては本層は溶岩・岩脈及び火砕岩を主としており、南部が二股川断層によって切られている。

紋別川地域において本層の層理は北西—南東の走向を示し、傾斜は60-70°東前後を示すが、本層上部のシルト岩部層では逆転している。断層系は北東—南西系が主であり、南北系のものも認められる。

賀老川地域において、本層は背斜の軸部を構成している。

対比 黒松内層は通商産業省資源エネルギー庁（1978）のキリンペタム層、瀬棚及び久遠地域の真駒内層（佐川・植田，1969；吉井ほか，1973）、渡島半島南部地域の館層及び厚沢部層上部（秦・山口，1969；石田ほか，1975）に対比される。

V. 5 貫入岩類

V. 5. 1 玄武岩 (B)

玄武岩は幅8m及び10m以上の岩脈として紋別川上流2箇所を観察される。いずれも訓縫層の上部砂岩部層を貫いており、接触部から数cmの範囲の凝灰岩は熱の影響によりやや硬化している。

本岩は青黒色の細粒岩で、風化すると褐色を呈し、玉ねぎ状構造が発達する。鏡下では長径0.2 - 0.6 mmの自一半自形斜長石・径0.1mm前後の半自一他形普通輝石と紫蘇輝石・径0.1mm以下の他形を示す不透明鉱物及び他結晶間を充填する漆緑褐色粘土鉱物からなる充填状組織を示す。輝石は径0.7mm前後の斑晶も認められる。斜長石は一部変質している。結晶粒間の粘土鉱物は脱ガラス化によって生じたものと考えられる。

V. 5. 2 変質安山岩 (A)

変質安山岩岩脈は八雲層上部の硬質頁岩中に幅数mの規模で産する。特に二股川上流地域に数多く見られ、南方に向かって数を減ずる。本岩脈の一部は黒松内層変質安山岩部層中にも貫入している。八雲層硬質頁岩中の岩脈の方向は母岩の層理に調和的な場合と、量的には少ないが、急角度で斜交する場合とが認められる。

本岩脈の岩質は黒松内層変質安山岩部層の西縁部を構成する溶岩と同一で、紫蘇輝石普通輝石安山岩及び角閃石安山岩である。角閃石安山岩岩脈は黒松内川上流地域に分布するが、数は少ない。本岩脈の変質の程度は二股川流域で最も強く、南方に向かって弱くなる傾向がある。本岩脈はその位置関係や鏡下の特徴から、前記変質安山岩部層と同一の火成活動によってできたと考えられる。

V. 5. 3 流紋岩 (R)

流紋岩は八雲層上部の硬質頁岩中に幅数10mの岩脈として産する。本図幅地域南隣の国縫地域では大規模に露出するが、本地域では紋別川北岸及び同支流営林沢川上流に小規模分布するのみである。

本岩は白一黄白色の細粒岩で、しばしば厚さ数mm以下の縞模様を有する。鏡下では、ごく少数の斜長石斑晶と、0.02mm以下の微細な斜長石・石英及び不透明鉱物が観察される。斜長石斑晶は長径0.5 mm前後で弱い正累帯構造を示す。石基は弱い流理構造を示し、またそのかなりの部分は淡褐色粘土鉱物によって置換されている。

V. 6 ガロ川火山岩類 (G)

ガロ川火山岩類 (新称)

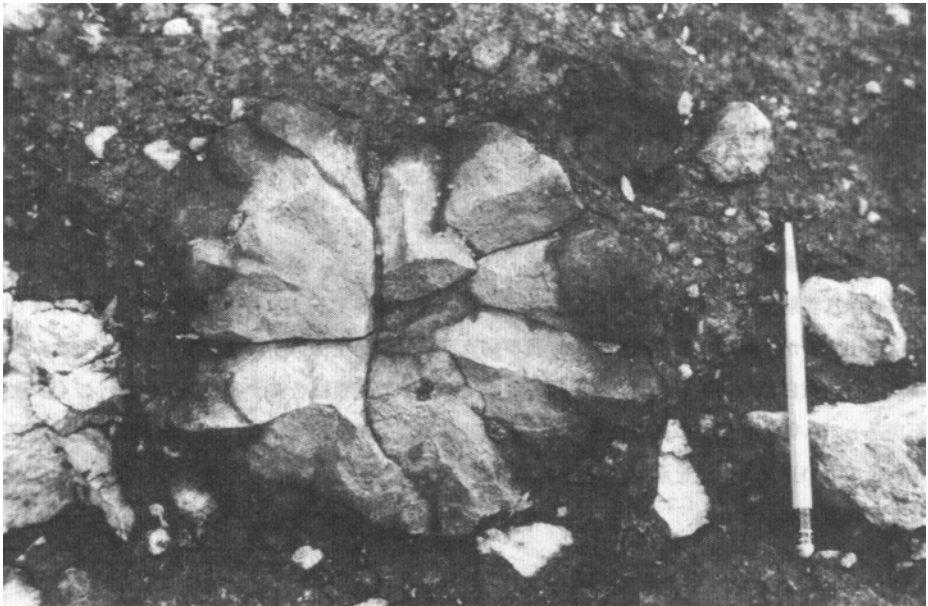
長尾・佐々 (1933a) によるガロ川噴出物層に相当する。

模式地 寿都郡黒松内町西方賀老川下流。

分布 本図幅地域では賀老川下流から長万部町西方にかけて北北西—南南東方向に細長く分布する。



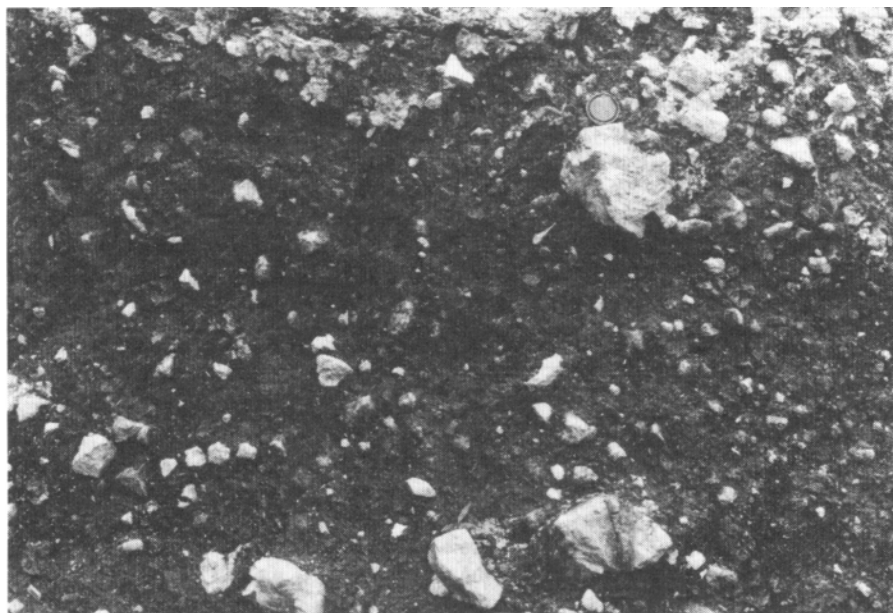
第12図 ガロ川火山岩類のハイアロクラスタイト (土津田川中流)



第13図 ガロ川火山岩類のハイアロクラスタイト中の“にせピロー”
放射状節理と周縁急冷相の発達が顕著である (西の沢, 黒松内川左岸)

岩相・岩質 本岩類は火砕岩・ハイアロクラスタイト・溶岩及び岩脈から構成される²⁾。量的には火砕岩、特に凝灰角礫岩が最も多く、ハイアロクラスタイトがこれに次ぐ。これらを構成するのは黒—黒

2) 水中火砕岩類の分類については YAMAGISHI (1979) に従った。



第14図 ガロ川火山岩類の凝灰岩類の凝灰角礫岩（黒松内川左岸）

褐色の紫蘇輝石普通輝石安山岩で、全体を通じて岩質は一定である。

ハイアロクラスタイトは径数cm-数mの角礫と、その間を埋める黄褐色のガラス質凝灰岩からなる（第12図）が、基質部を欠く場合もある。角礫には周縁急冷相を伴う場合があり、また放射状節理を有する“にせピロー”と称されるもの（第13図）や、その大塊が分解したピロープレッチャなどが存在する。

火砕岩としては火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・凝灰岩が認められる。火山角礫岩及び凝灰角礫岩は径数cm-数10cmの角一亜円礫と、同質の細粒基質部からなり、異質岩片を含まない（第14図）。角礫や基質の一部は水酸化鉄の生成により赤色を呈する。角礫の一部には発泡の良いものも含まれるが量は少ない。特に賀老川下流域のものは溶岩も含めて全般に発泡が良い。火砕岩にはしばしば級化構造が見られ、火山角礫岩から凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩、凝灰岩へと漸移する（第I図版1）。それらには葉理の発達する場合がある。溶岩と岩脈は厚さ数m程度のものが多い。

本岩類を構成する紫蘇輝石普通輝石安山岩は黒一黒褐色の光沢のある細粒岩である。鏡下では斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱の斑晶と、斑晶構成鉱物の細粒相及び淡褐色ガラスの石基からなり、ガラス基流晶質組織を示す。変質は軽微で、ガラス及び輝石の一部を交代して粘土鉱物がまれに認められる程度である。発泡して多孔質の場合、孔隙の周囲は淡緑色の緑泥石様鉱物で縁どられることがある。

斜長石は自一半自形、長径0.5-3mmで波動累帯構造を示す。斜長石の組成は結晶の周縁部でAn45-55%、中間部でAn60-70%、核部でAn80-85%である。普通輝石と紫蘇輝石は自一半自形、長径0.6-1.5mmで、ともに弱い累帯構造を示す（第4、5表）。普通輝石には紫蘇輝石を包有するものもある。磁鉄鉱は径0.2-0.5mmの半自形又は丸味を帯びた粒状である（第IV図版1、2）。

層序関係 黒松内層のシルト岩部層及び変質安山岩部層を不整合に覆う。

第4表 単斜輝石の化学組成と原子比

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51.5	50.9	51.3	51.5	51.5	51.6	51.9
TiO ₂	0.38	0.53	0.34	0.38	0.37	0.45	0.38
Al ₂ O ₃	1.66	2.43	1.92	1.92	1.99	1.96	1.59
FeO*	9.68	10.2	9.45	10.1	10.4	9.89	10.3
MnO	0.43	0.33	0.32	0.50	0.50	0.43	0.52
MgO	14.0	14.9	15.1	14.4	14.4	14.1	13.7
CaO	20.9	19.9	20.1	20.1	19.8	20.4	20.5
Na ₂ O	0.27	0.25	0.26	0.37	0.36	0.28	0.27
K ₂ O	—	—	0.03	—	0.01	—	0.01
Total	98.82	99.44	98.82	99.27	99.33	99.11	99.17
O = 6							
Si	1.95	1.92	1.94	1.94	1.94	1.95	1.96
Al ⁴	0.051	0.084	0.064	0.057	0.060	0.055	0.041
Al ⁶	0.023	0.023	0.022	0.028	0.029	0.032	0.030
Ti	0.011	0.015	0.010	0.011	0.011	0.013	0.011
Fe	0.306	0.321	0.298	0.318	0.327	0.312	0.326
Mn	0.014	0.011	0.010	0.016	0.016	0.014	0.017
Mg	0.991	0.836	0.851	0.807	0.809	0.795	0.772
Ca	0.849	0.801	0.811	0.811	0.800	0.824	0.829
Na	0.020	0.018	0.019	0.027	0.026	0.020	0.020
K	—	—	0.001	—	—	—	—
Ca	43.6	40.9	41.4	41.9	41.3	42.7	43.0
Mg	40.7	42.7	43.4	41.7	41.8	41.1	40.1
Fe	15.7	16.4	15.2	16.4	16.9	16.2	16.9

*全鉄をFeOに換算 (EPMA分析: 久保和也)

1. 静狩火山岩類, デイサイト火山角礫岩の礫質部の斑晶
2. ガロ川火山岩類, 紫蘇輝石普通輝石安山岩火山角礫岩の礫質部の斑晶, 結晶中央部
3. 同, 結晶周縁部
4. 黒松内岳火山岩類, 紫蘇輝石普通輝石安山岩岩溶の斑晶, 結晶中央部
5. 同, 結晶周縁部
6. 写万部山火山岩類, 紫蘇輝石普通輝石安山岩火山角礫岩の礫質部の斑晶, 結晶中央部
7. 同, 結晶周縁部

地質構造 本岩類の各岩相は層厚数m-数10mで変化し(第15図), また側方への連続性も良くないので地質図上では一括して塗色している。

模式地の賀老川下流域では黒松内層のシルト岩を不整合に覆って約60°で東に傾斜する(第I図版2)。柱状図(第16図)に示すように, 最下部より12mの範囲は細一中礫からなる礫岩の互層であり, 間に厚さ0.5-1.5mの, 扁平に伸びた軽石に富む部分が数層認められる。また, 基底面直上0.5mの礫岩は最大粒径25cmを含む比較的大きな礫からなる。この礫岩層の上位には径0.5-3cmの安山岩亜角礫に富む厚さ1.6mの火山礫凝灰岩層が累重する。更に上位は, 各々の厚さ5-15mのハイアロクラスタイト・凝灰角礫岩・発泡の良い溶岩の互層が認められる。本岩類の上限は不明であるが, 観察される全層厚は270mに達する。

貝殻沢川から黒松内川にかけての地域では, 西縁部で黒松内岳火山岩類の火山角礫岩に覆われながら分布域が西方に広がり, 最大幅1,800mに達する。地層は東に傾斜し, 西側では20-30°と緩く, 東部

第5表 斜方輝石の化学組成と原子比

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	51.9	52.4	52.3	54.3	53.8	52.8	52.9	52.3	53.2
TiO ₂	0.09	0.26	0.22	0.18	0.17	0.20	0.07	0.11	0.07
Al ₂ O ₃	0.34	1.71	1.28	0.64	1.12	0.85	0.67	0.67	0.35
FeO*	23.7	19.3	18.8	19.1	18.7	21.0	21.3	22.9	23.3
MnO	1.72	0.55	0.54	0.82	0.65	0.83	0.91	1.40	1.52
MgO	20.2	22.7	24.2	23.5	23.5	21.8	21.8	20.6	20.3
CaO	1.02	1.64	1.51	1.55	1.64	1.47	1.45	1.12	0.73
Na ₂ O	0.04	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01
K ₂ O	—	—	—	—	0.02	0.01	0.01	—	0.01
Total	99.01	98.59	98.89	100.11	99.63	98.98	99.14	99.13	99.49
O = 6									
Si	1.98	1.96	1.95	1.99	1.98	1.98	1.99	1.98	2.01
Al ⁴	0.015	0.040	0.052	0.006	0.018	0.017	0.013	0.017	—
Al ⁶	—	0.035	0.004	0.022	0.031	0.021	0.017	0.013	0.016
Ti	0.003	0.007	0.006	0.005	0.005	0.006	0.002	0.003	0.002
Fe	0.757	0.604	0.586	0.586	0.576	0.660	0.670	0.727	0.735
Mn	0.056	0.017	0.017	0.026	0.020	0.027	0.029	0.045	0.049
Mg	1.15	1.27	1.34	1.29	1.29	1.22	1.22	1.17	1.14
Ca	0.042	0.066	0.060	0.061	0.065	0.059	0.058	0.046	0.030
Na	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001
K	—	—	—	—	0.001	0.001	—	—	0.001
Ca	2.1	3.4	3.0	3.1	3.3	3.1	3.0	2.3	1.5
Mg	59.0	65.4	67.5	66.6	66.9	62.9	62.6	60.2	59.9
Fe	38.9	31.2	29.5	30.3	29.8	34.0	34.4	37.5	38.6

* 全鉄を FeO に換算 (EPMA 分析: 久保和也)

1. 静狩火山岩類, デイサイト火山角礫岩の礫質部の斑晶
2. ガロ川火山岩類, 紫蘇輝石普通輝石安山岩火山角礫岩の礫質部の斑晶, 結晶中央部
3. 同, 結晶周縁部
4. 黒松内岳火山岩類, 紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩の斑晶, 結晶中央部
5. 同, 結晶周縁部
6. 写万部山火山岩類, 紫蘇輝石普通輝石安山岩火山角礫岩の礫質部の斑晶, 結晶中央部
7. 同, 結晶周縁部
8. 写万部山火山岩類, 角閃石安山岩火山角礫岩の礫質部の斑晶, 結晶中央部
9. 同, 結晶周縁部

では40-70°と急になる。層厚は中ノ沢川のルートで約900mである。本地域では構成岩石のほとんどがハイアロクラスタイトと凝灰角礫岩であるが各ルートに数枚の明瞭な葉理を有する火山礫凝灰岩—凝灰岩からなる水中二次堆積物層が見いだされる。その厚さは3-5mが一般的である。溶岩及び岩脈の量は少ない。

黒松内川から二股川にかけての地域では分布域がせばまり、最大でも幅500mで、南部のチブタウンナイ川下流では瀬淵層に覆われて分布がとぎれている。地層の走向は黒松内川以北では北北西—南南東方向であるが、本地域のトマムナイ川付近を境にしてその南側で北北東—南南西に転ずる。岩相は北部地域と特に変化はない。円礫を含む凝灰岩—火山礫凝灰岩の水中二次堆積物層も凝灰角礫岩の間に一層認められる。

二股川以南の地域では、東北東—西南西方向の断層を境にしてその分布域が広がり、東西幅2,300mに



第15図 ガロ川火山岩類の岩相変化 ハンマーの左はハイアロクラスタイト，右は火山礫凝灰岩(土津田川中流右岸)

及ぶが、南端部で北北東—南南西系の断層によって切られ、その分布幅を減じ、長万部町西方長生川以南には分布しない。本地域中央部においてガロ川火山岩類は土津田川向斜をはじめとする北北西—南南東方向の向斜及び背斜軸をもつ褶曲構造を示す。南端部では北北東—南南西及び北北西—南南東方向の断層の影響を受けてか、地層は急立し、一部では黒松内層とともに逆転している。岩相的には本地域は他地域と特に変わる点はない。

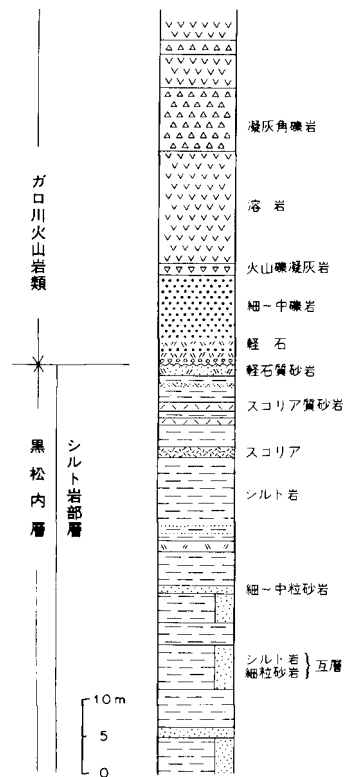
前述のように、ガロ川火山岩類はその大部分が海底火山噴出物とそれに伴う二次堆積物からなり、異質物を含まず岩質も一定していることから、海底火山の短期間の活動の産物と結論される。

V. 7 瀬 棚 層 (Ss)

瀬棚層

命名 長尾・佐々 (1933b)

模式地 本層は南西隣今金図幅地域の瀬棚郡今金町メツ川にかかる貝殻橋付近の崖を模式地として命名された。しかし、その後、沢田 (1961)・KANNO (1962) 及び橋本ほか (1963) などが、模式地から産する貝化石を検討の結果、これらの化石が中新世八雲層に属することが明らかとなった。したがって、現在は瀬棚層の模



第16図 ガロ川火山岩類と黒松内層の不整合部の露頭柱状図 (賀老川下流のガロ川火山岩類模式地)

式地は瀬棚郡今金町花右付近の利別川右岸となっている。

分布 本層は域内北部で朱太川・歌才川及び幌内川流域に広く発達するほか、長万部川沿いに長万部市街周辺まで連続して分布する。

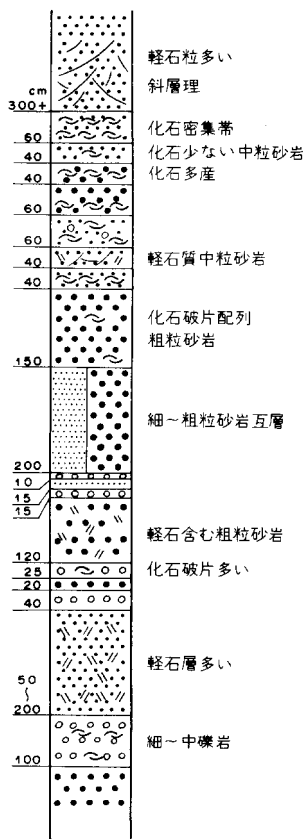
岩相 主として砂岩及び礫岩からなり、シルト岩及び凝灰岩を伴っている。一般に粗鬆な粗粒砂岩・礫岩と多少固結したシルト岩及び砂質シルト岩とが互層する（第17図）、

砂岩は黄—黄褐色を呈し、粒度は細粒から極粗粒まであり、非常に粗鬆である。軽石粒を多く混じえ、凝灰質となる部分も多く見られる。また、本層中には比較的粗粒の砂岩・軽石層・礫岩が互層し、斜層理が顕著に発達する部分も多い（第18図）。

礫岩は暗灰—青灰—黄褐色など多様な色調を呈し、先第三系から由来した粘板岩・砂岩・ホルンフェルス・チャート・花崗閃緑岩をはじめ、新第三系の安山岩類・硬質頁岩及びシルト岩など多種の岩石の歪角—円礫からなり、中—粗粒砂によって固結されている。

シルト岩は青灰色を呈し、一般に塊状であり風化すると黄灰色の塊となって崩壊する。シルト岩は砂岩と互層しており、しばしば各種岩石の円礫を含む。

凝灰岩は青灰—灰白色を呈し、粒度は細粒砂サイズから極粗粒砂サイズまで多様である。凝灰岩は一般に厚さ50cm以下であり、砂岩層中に薄層として挟まれる。



第17図 瀬棚層露頭柱状図
(黒松内町中里) 数字は地層の厚さ(単位・cm)

朱太川中里地域において、本層は暗緑—暗灰色を呈する厚さ3.6mの中礫岩をもって、下位の黒松内層シルト岩部層の暗灰色砂質シルト岩を不整合に覆っている。この基底部の礫岩層から貝化石を多産する。この地域に分布する瀬棚層の上部は軽石層と細—中粒砂岩の細互層で、斜層理の発達が顕著である。

東栄橋付近では褐色を呈する中礫岩と黄褐色中—粗粒砂岩とが互層する。礫岩の礫は平均径20cmの安山岩礫が多く、最大120×50cmのものも含まれる。砂岩中には斜層理が見られる。

豊幌北方熱郭原野において、本層は火山碎屑物に富む褐色の細—中粒砂岩と厚さ1-3cm程度の軽石層の細互層よりなる。ここでは小断層が多数認められる。

赤井川南方熱郭川流域では、軽石の小粒を含む褐色中粒砂岩があり、砂鉄が縞状に含まれている。またこの地域には礫岩が発達する部分があり、くさり礫を含む（第19図）。

貝殻沢川において、本層は暗灰色の礫岩と黄褐色泥岩及び黄灰色細粒砂岩とが細互層している。

国鉄函館本線の黒松内トンネル近傍で、本層は砂質シルト岩が卓越し、厚さ20cmの細砂サイズの青灰色凝灰岩が1層挟在する。砂質シルト岩には貝化石が含まれる。

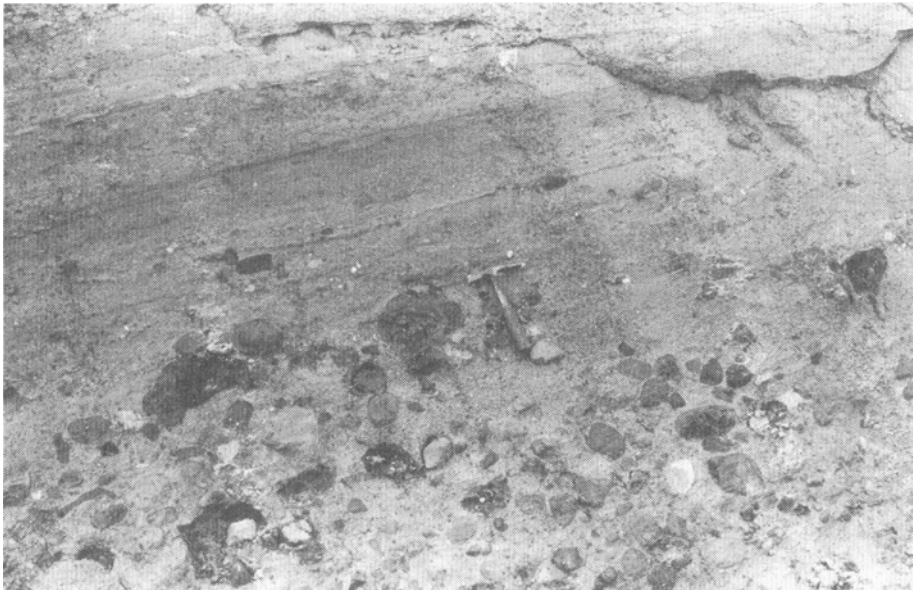
知来地域の追川付近において、本層は礫径5-30cmの黄灰色礫岩と厚さ10-15cmの黄褐色中—粗粒砂岩とが互層する（第20図）。

礫岩の基質は黄褐色の中一粗粒砂である。また、この周辺に礫岩層が分布するが、地域によってくさり礫が多く軟弱となる部分が認められる。

田尻川からチブタウシナイ川にかけての地域では、本層は褐色の礫岩と青灰色中粒砂岩の互層からなり、厚さ5-50cmの亜炭層を挟む（第21図）。本層の基底部から40-70mの範囲には灰色の角閃石安山岩



第18図 瀬棚層に発達する斜層理（中里南方1kmの朱太川右岸）



第19図 瀬棚層中のくさり礫を主とする礫岩（熱那川上流より南方の三角点（標高212.1m）に至る林道）



第20図 瀬棚層中の礫岩砂岩互層（長万部川支流追川上流の砂利採場）

火山角礫岩を挟在する。

本地域南部栄原及び共栄地域において、本層は褐色の細礫岩と褐灰色細一粗粒の砂岩が互層する。礫岩は礫径1-2cmのチャート・安山岩などの亜円一円礫からなる。砂岩には斜層理が発達する。

ボクサタナイ川下流地域において、本層は非常に石灰質の中一粗粒砂岩・細礫岩からなり、貝化石が多数含まれる（第22図）。

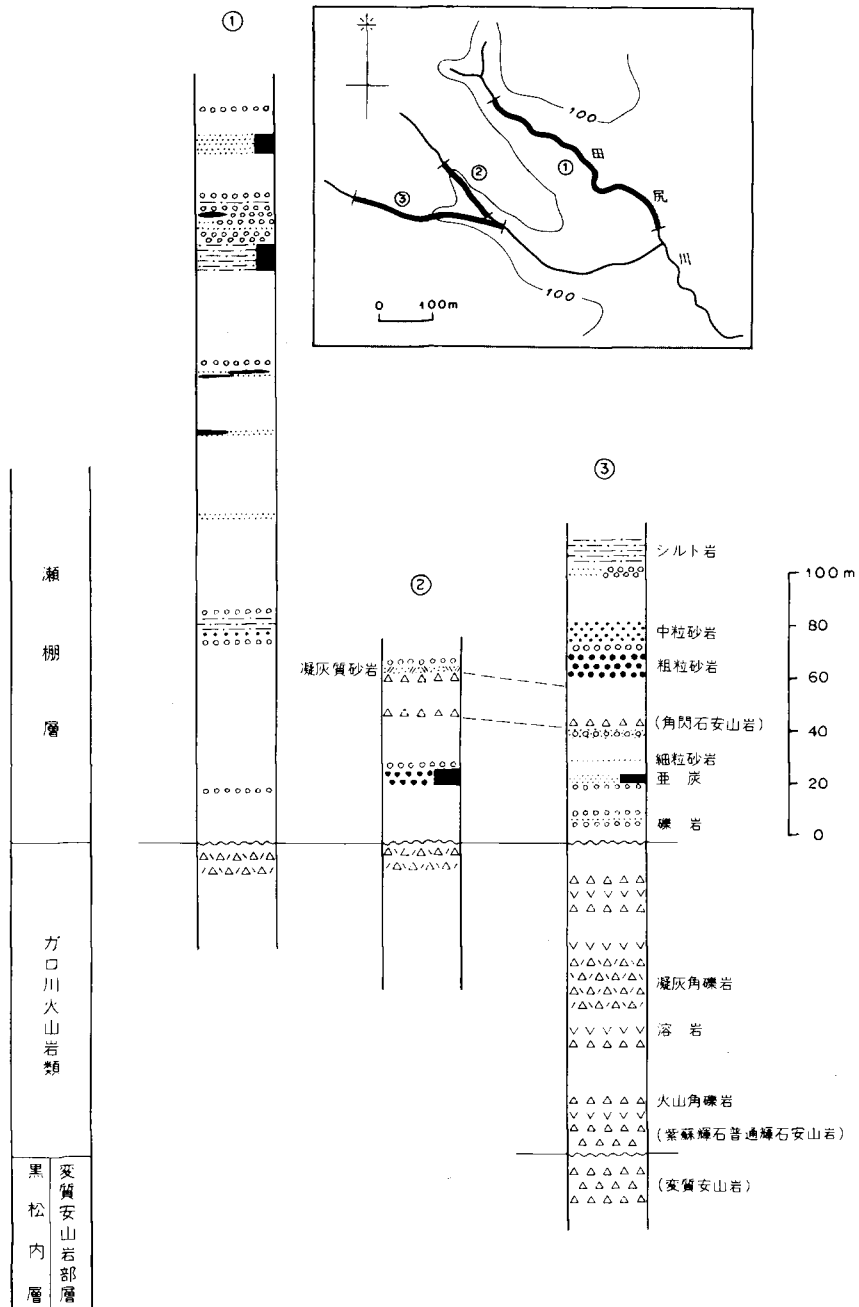
層厚 本層の層厚は朱太川地域で約450m、双葉地域で約400m、紋別川周辺で約500mである。

化石 本層は貝化石・有孔虫化石・珪藻化石などを多産する（第23図）。

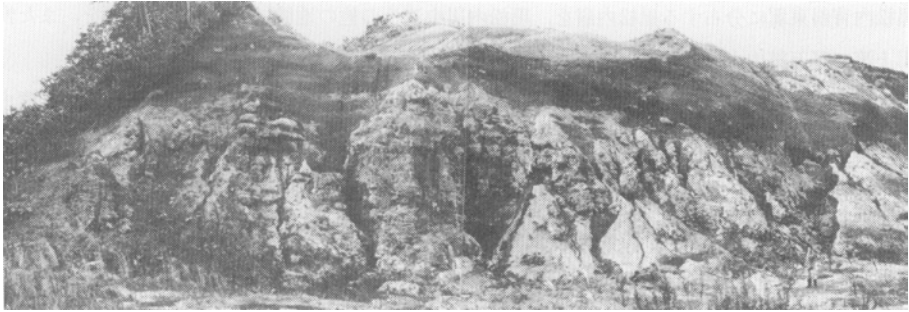
貝化石は第6表に示すように、*Chlamys kuromatsunaiensis* UOZUMI & AKAMATSU, *C. daishakaensis* MASUDA & SAWADA, *C. cosibensis* (YOKOYAMA), *Monia macrochisma* DESHAYS などが多産する。化石ははき寄せ密着型の産状を示し、その内容からは寒流系頻海域の環境が示唆される。

有孔虫化石については、ASANO (1938) 及び白井 (1959) の報告がある。朱太川下流地域に分布する瀬棚層から産出する有孔虫化石は第7表のとおりである。*Cassidulina sublimbata* ASANO & NAKAMURAが優勢であり、*Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB), *C. refulgens* (MONFORT), *Cassidulina japonica* ASANO & NAKAMURA, *Elphidium crispum* (LINNE) などを伴っている。後述のように本報告では中ノ沢川下流域の化石に富む地層を中ノ沢川層として、従来の瀬棚層から分離した。白井 (1959) は黒松内低地帯を挟んで東部地域は裏日本型化石群集で脇本層に、西部地域は表日本型化石群集で鮎川層の群集に酷似することから、両地域の瀬棚層は堆積時期が異なり、西部地域がより後期と結論したが、この場合の西部地域の化石群集は本報告の中ノ沢川層のものに相当する。

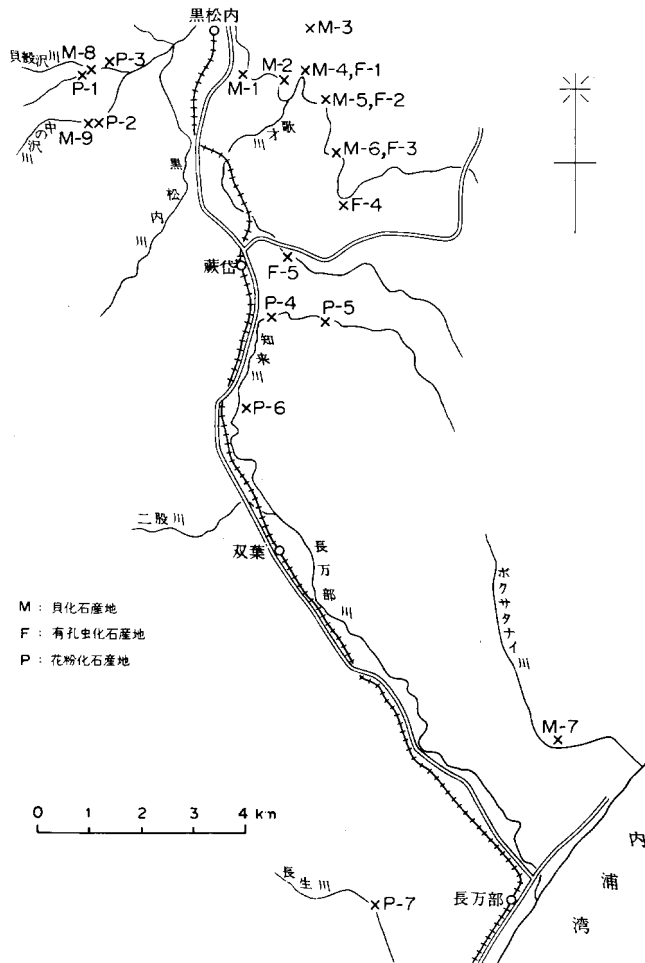
層序関係 西北海道において瀬棚層と下位の黒松内層との関係は、上八雲地域では整合（池谷・植



第21図 瀬棚層最下部の地質柱状図及び柱状図作成ルート図



第22図 瀬棚層中の含化石石灰質砂岩（ボクサタナイ川下流）



第23図 黒松内—長万部間における化石産地位置図

松, 1968) との見解も出されているが, 一般には不整合で接する. 本地域において, 瀬棚層は朱太川下流で黒松内背斜東翼に分布する黒松内層を, 黒松内川中流その他の地域でガロ川火山岩類を, また幌加朱太川上流で写万部山火山岩類をいずれも不整合に覆っている (第24図).

なお, 池谷・林 (1982) は瀬棚層中の軽石凝灰岩層がガロ川火山岩類中に“追跡される”という理由から, 瀬棚層とガロ川火山岩類を同時異相の関係にあるとした. しかし, 鍵層とされた軽石凝灰岩層は普通角閃石・石英を含むもので, それに対応する岩質の軽石凝灰岩はガロ川火山岩類中からは見いだされなかった. 瀬棚層中のこの軽石凝灰岩層は後述のように, 写万部山火山岩類の活動に属するものと判断される.

地質構造 瀬棚層は黒松内低地帯より西部でガロ川火山岩類以前の地層を, 東部では写万部山火山岩類を取り巻くように分布する. 黒松内低地帯西縁で本層の走向は北北西-南南東から北北東-南南西を示し, 傾斜は $20-40^{\circ}$ であるが, 下位のガロ川火山岩類と近接する部分では $40-80^{\circ}$ とかなりの変化を示す. 田尻川からチブタウシナイ川にかけての地域で観察されるように, ガロ川火山岩類との不整合部から水平距離で東に $90-200\text{m}$ の範囲は $30-60^{\circ}$ と下位のガロ川火山岩類の傾斜に比較的近い傾斜を示し, それより東に $20-100\text{m}$ の範囲で地層は $70-80^{\circ}$ と急立し, 更に東では 20° 以下と緩傾斜になる傾向が認められる. この瀬棚層の急傾斜部は部分的に逆転したり, クリーブ状の形態を示すことがある (第25, 26図).



第24図 ガロ川火山岩類のハイアロクラスタイトを不整合に覆う瀬棚層 (西の沢, 黒松内川左岸)

第6表 瀬棚層産貝化石表

朱太川 (産地M-3)

Boreoscala sp.

Yabepecten tokunagai (YOKOYAMA)

Chlamys cosibensis (YOKOYAMA)*

C. daishakaensis MASUDA & SAWADA*

C. hastata hericius (GOULD)

C. islandicus (MÜLLER)

C. kinoshitai KUBOTA

C. kuromatsunaiensis UOZUMI & AKAMATSU*

C. pseudislandica MacNEIL

朱太川 (産地M-4)

Chlamys coatsi MacNEIL*

C. daishakaensis MASUDA & SAWADA*

C. islandicus (MÜLLER)

C. kinoshitai KUBOTA

C. kuromatsunaiensis UOZUMI & AKAMATSU*

C. kuromatsunaiensis nakazatoensis UOZUMI & AKAMATSU*

C. kuromatsunaiensis utasaiensis UOZUMI & AKAMATSU*

朱太川 (産地M-5)

Chlamys daishakaensis MASUDA & SAWADA*

C. hastata hericius (GOULD)

C. kinoshitai KUBOTA

C. kuromatsunaiensis UOZUMI & AKAMATSU*

C. kuromatsunaiensis nakazatoensis UOZUMI & AKAMATSU*

C. kuromatsunaiensis utasaiensis UOZUMI & AKAMATSU*

C. toshibetsuensis UOZUMI & AKAMATSU*

C. toshibetsuensis chinkopensis MASUDA & SAWADA

ボクサタナイ川 (産地M-7)

Acmaea pallida (GOULD)

Notoacmaea sp.

Mitrella sp.

Crepidula grandis MIDDENDORF

Cryptonatica sp.

Acila sp.

Poterius dalli (SMITH)

Chlamys daishakaensis MASUDA & SAWADA*

C. cosibensis (YOKOYAMA)*

Limatula sp.

Profulvia kurodai (HATAI & NISHIYAMA)*

Callista sp.

* 絶滅種

(同定: 赤松守雄)

第7表 瀬棚層産有孔虫化石表

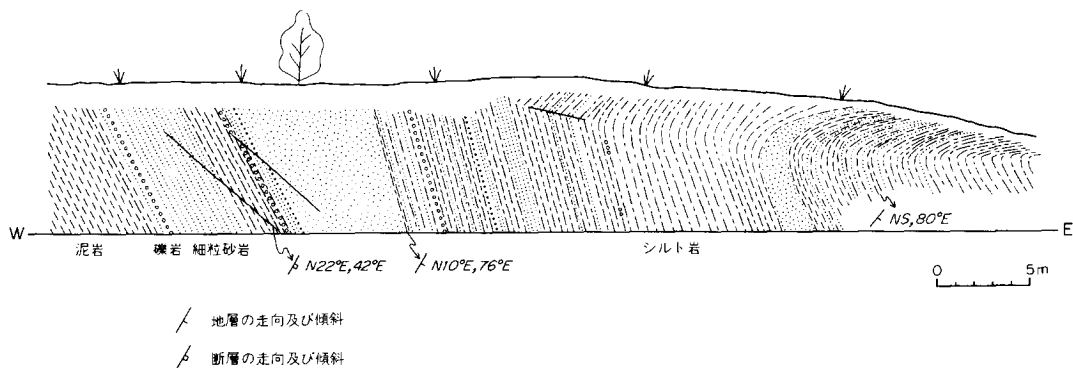
種名	産地番号	朱太川 F-1	朱太川 F-2	朱太川 F-3	朱太川 F-4	歌才川 F-5
<i>Karreriella baccata japonica</i> ASANO		VR	VR			VR
<i>Nodobacularella</i> sp.					VR	
<i>Quinqueloculina contorta</i> d'ORBIGNY		VR			VR	
<i>Q. curta</i> d'ORBIGNY		VR			VR	VR
<i>Q. seminula</i> (LINNAEUS)		VR	VR	VR		
<i>Q. subarenaria</i> CUSHMAN		VR	VR	VR		
<i>Q. vulgaris</i> d'ORBIGNY		R	VR	R	C	
<i>Cruciloculina japonica</i> ASANO		VR			VR	
<i>Pyrgo ezo</i> ASANO					VR	
<i>P. depressa</i> (d'ORBIGNY)		VR				
<i>P. vespertilio</i> (SCHLUNBERGER)		R			R	
<i>Sigmoilina</i> sp.		R	VR		VR	
<i>Sigmomorphina nagaoui</i> ASANO						VR
<i>S. notoensis</i> ASANO		VR		VR		
<i>S. sawaensis</i> ASANO		VR				
<i>S. setanaensis</i> ASANO			VR			
<i>Triroculina rotundata</i> d'ORBIGNY					VR	
<i>Miliolinella circularis</i> (BORNEMANN)		VR		VR		
<i>Dentalina</i> sp.		VR				
<i>Lagena apiopleure</i> LOEBLISH & TAPPAN		VR	VR			R
<i>Lenticulina(?) interruptus</i> (ASANO)		VR	VR			VR
<i>L.</i> sp.		VR				
<i>Darbyella</i> sp.		VR				
<i>Planularia tricarinnella</i> (REUSS)		VR	VR			
<i>Guttulina irregularis nipponensis</i> CUSHMAN & OZAWA		R	VR	R		VR
<i>G. sadoensis</i> (CUSHMAN & OZAWA)				VR		VR
<i>G. yabei oval</i> CUSHMAN		VR	VR			
<i>G.(S.) pacifica</i> (CUSHMAN & OZAWA)		VR				
<i>Pseudopolymorphina okuwaensis</i> CUSHMAN & OZAWA		VR				
<i>Bolivina decussata</i> BRADY					VR	
<i>Oolina melo</i> d'ORBIGNY		VR				
<i>Fissuria marginata</i> (MONTAGU)					VR	
<i>F. orbignyana</i> SEGUENZA					VR	
<i>Uvigerina akitaensis</i> ASANO						VR
<i>Buccella kuromatsunaiensis</i> SHIRAI					VR	
<i>Discorbinella bradyi</i> (CUSHMAN)		VR			VR	
<i>D. sasai</i> (SHIRAI)		VR				
<i>Rotalia inflata</i> (SEGUENZA)		VR	VR			VR
<i>Elphidium crispum</i> (LINNE)		F	F	F	C	R
<i>E. etigoense</i> ASANO			VR			

第7表 (つづき)

種 名	産地番号	朱太川 F-1	朱太川 F-2	朱太川 F-3	朱太川 F-4	歌才川 F-5
<i>E. hanzawai</i> ASANO		VR	VR			
<i>E. yabei</i> ASANO			VR			VR
<i>Elphidiella nagaoui</i> ASANO		F	F	F	R	R
<i>Eponides asanoi</i> SHIRAI		R	R	R	F	R
<i>Poroeponides cribrorepandus</i> ASANO & UCHIO		VR				
<i>Cibicides lobatulus</i> (WALKER & JACOB)		A	A	A	A	A
<i>C. refulgens</i> (MONFORT)		R	F		F	R
<i>C. spp.</i>		R		C		
<i>Cassidulina japonica</i> ASANO & NAKAMURA		C	R	F	F	C
<i>C. setanaensis</i> ASANO & NAKAMURA		R	R	F	C	R
<i>C. sublimbata</i> ASANO & NAKAMURA		VA	VA	VA	VA	VA
<i>C. yabei</i> ASANO & NAKAMURA		C	R	C	F	F
<i>Nonion japonicum</i> ASANO		VR				
<i>Astrononion hamadaense</i> ASANO			VR		R	
<i>Hanzawaia nipponica</i> ASANO		R			VR	

VA: 極めて多い A: 多い C: 普通 F: 少ない R: まれ VR: 極めて少ない

(白井, 1959による)



第25図 急立する瀬棚層の露頭スケッチ 地層は右が上位 (長生川とフラノベツ川の合流点西方 300m)



第26図 瀬棚層のクリープ構造 第25図の右側1/4の範囲

朱太川流域の褶曲構造の多い地域及び東栄地域では一般に傾斜が20°以下である。

対比 本層は西南北海道新第三系標準層序の瀬棚層、渡島半島南部の富川層（金谷・須鎗，1951）、鞆層（石田ほか，1975）に対比される。

V. 8 写万部山火山岩類（Shp, Shl）

写万部山火山岩類（新称）

本岩類は矢島・陸川（1939）による写万部岳噴出物・黒松内統上部集塊岩層及び幌内火山噴出物の一部を含むため改称した。

模式地 山越郡長万部町写万部山周辺

分布 写万部山を中心として、長万部川と朱太川に囲まれる範囲に分布する。また静狩北方から、朱太川上流域にかけて分布する。

岩相・岩質 本岩類は主として火山角礫岩・溶岩・岩脈からなり、写万部山及び朱太川上流の南・北で山体を形成している。山体の周縁部は主に火山角礫岩が分布し、山体中央部や地形的高所には溶岩及び岩脈が分布する傾向がある。したがって地質図では、主に火山角礫岩などの火砕岩からなる部分（Shp）と、溶岩及び岩脈からなる部分（Shl）を区別して塗色した。

岩石は一般に新鮮であるが、知来六線南方やナイベコシナイ川上流などにおいて、数10-数100mの範囲で局部的に変質し、白色粘土化している。

火山角礫岩は径数cm-数10cmの角一亜円礫と、同質の黄褐一黒色の細粒基質部からなり、凝灰角礫岩一火山礫凝灰岩に移化する。これら火砕岩中にまれに認められる堆積構造は10数度以下の緩傾斜であり、したがって山体の縁辺部は層序的に本岩類の下部と考えられる。

幌内川上流では凝灰角礫岩中に火山弾が見いだされる（第27図）。この火山弾は15×25cm前後の偏平な紡錘形で、急冷相の殻を持つ多孔質の岩石である。火山弾は凝灰角礫岩の基質中で、軽石片とともに厚さ50cm程の密集帯を形成している。

火山角礫岩の礫をなす岩石は主に紫蘇輝石普通輝石安山岩からなり、少量の角閃石安山岩を伴う。角閃石安山岩質礫を含む火山角礫岩は写万部山の北西縁部、すなわち層序的に本岩類の下部に分布する。また、双葉東部の本岩類西縁部には角閃石安山岩火山角礫岩と、同質の溶岩及び岩脈³⁾が集中的に分布する。

朱太川上流の南・北で山体を形成する火山角礫岩・溶岩及び岩脈は写万部山の山体を構成する紫蘇輝石普通輝石安山岩と同質の岩石からなり、角閃石安山岩を含まない。また朱太川上流と、その支流来馬川の間の山体中腹に分布する火山角礫岩の角礫中にはごく一部にかんらん石が認められる。

本岩類を構成する紫蘇輝石普通輝石安山岩は黒一黒褐色の粗粒岩で、鏡下では斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱の斑晶と、斑晶構成鉱物の細粒相及び淡褐色ガラスの石基からなり、ガラス基流晶質組織を示す。

斜長石は自一半自形、長径0.6-3mmで波動累帯構造が顕著である。斜長石の組成は結晶の周縁部で

3) 地形的特徴から火山岩頭と思われるものもある。

An45-55%，中間部でAn60-70%，中央部でAn65-75%である。中間部のAn60%及び70%付近のところに細粒のガラスを多数含む場合がある。普通輝石・紫蘇輝石は自一半自形，長径0.5-1mmで，弱い累帯構造を示す。磁鉄鉱は半自形又は丸味を帯びた粒状，径0.1-0.3mmである（第IV図版3，4）。またまれに普通角閃石が含まれることがある。この普通角閃石は径0.4mm前後で融食形を示し，しばしばオパサイト縁を持つことから，早期晶出結晶の残存又は捕獲されたものと判断される。

前述の，本岩類東部の火山角礫岩中に認められるかんらん石を含む角礫は黒色を呈し，鏡下では半自形，長径0.8-1.5mmのかんらん石を斑晶として含む点以外は紫蘇輝石普通輝石安山岩と似ている。

角閃石安山岩は灰色を呈し，鏡下では普通角閃石・斜長石・磁鉄鉱の斑晶を含み，時に少量の普通輝石・紫蘇輝石を伴う。またまれに融食形をした黒雲母及び石英の斑晶が認められる。石基は斜長石・磁鉄鉱・ガラスからなる。ガラスは無一淡褐色で，しばしば弱く粘土化・脱ガラス化している。

普通角閃石は褐緑-褐色，自一半自形，長径0.4-2mmで，しばしばオパサイト縁を持つ。普通角閃石は周縁部で弱い組成変化を示す。斜長石は自一半自形，長径0.5-2mmであるが，しばしば5-8mmに及び，顕著な波動累帯構造を示す。斜長石の組成は周縁部でAn40-45%，中央部でAn50-65%であ



第27図 写万部山火山岩類の凝灰角礫岩 ハンマーの上方50cmに，偏平な火山弾に富む層が認められる（梶内川上流左岸）

る。両者の間に1-数枚のAn70-80%の組成を持つ狭い帯が認められる。磁鉄鉱は半自形粒状、径0.1-0.2mmである。普通輝石・紫蘇輝石は半自形、長径0.2-0.9mmである。輝石は粗粒の普通角閃石を周辺から交代する場合がある。黒雲母は融食形でオパサイト縁で囲まれることが多い。石英は顕著な融食形で、径2mm前後に及ぶ(第V図版1, 2)。

本岩類を構成する紫蘇輝石普通輝石安山岩と角閃石安山岩は、野外の産状・層序からも、また記載岩石学的特徴からも、単一の火成作用の生成物であり、後者がより早期に噴出したと考えられる。角閃石安山岩が本岩類西縁部に分布し、本岩類東部の紫蘇輝石普通輝石安山岩中にはかんらん石が含まれる場合があることは、本岩類の活動の中心が西から東へと移って行ったことを示唆している。

層序関係 田尻川からチブタウシナイ川にかけての地域におけるガロ川火山岩類との不整合部直上の瀬棚層中には、柱状図(第21図)に示すように、砂岩・礫岩等を挟んで基底部より40-70m上の位置に灰色の角閃石安山岩火山角礫岩層が認められる。一方、本地域より長万部川を隔てて東方2kmの位置には、写万部山火山岩類のうちの初期の生成物である角閃石安山岩火山角礫岩が大規模に分布する。これらの両火山角礫岩は岩石学的特徴が酷似しており、同一の火山活動によるものと推定される。したがって写万部山火山岩類の活動は瀬棚層堆積の初期に始まったと考えられる。なお瀬棚層堆積の初期に火山活動があったことは、貝殻沢川から黒松内川上流西の沢にかけて分布する基底部付近の瀬棚層中に白色軽石質凝灰岩層が発達することからも明らかである。この凝灰岩は岩質が一致することや位置関係から、後述する黒松内岳火山岩類の最下部を構成する凝灰岩に対比すべきものと判断される。

また、写万部山北方の幌加先太川上流では、本岩類の火山角礫岩が瀬棚層のシルト岩により不整合に覆われる(第28図)。このシルト岩は約20°で北に傾き、ほぼ水平な砂岩層へと移行する。上記不整合部の北東方下流で、この砂岩の下から、北に緩傾斜する火山角礫岩及び溶岩が部分的に露出している。したがって、写万部山を構成する本岩類は、当地域の瀬棚層堆積時、山体をなしており、その緩傾斜する縁辺部を瀬棚層によって覆われていたと考えられる。同様の関係は大成南東たいせいにおいても認められる。結



第28図 写万部山火山岩類の火山角礫岩を不整合に覆う瀬棚層のシルト岩(幌加先太川上流)

局、本岩類の活動は本図幅地域の瀬棚層堆積の初期に始まり、末期には縁辺部を瀬棚層に覆われながら山体を形成したと考えられる。

V. 9 黒松内岳火山岩類 (Krp, Krl)

黒松内岳火山岩類 (新称)

矢島・陸川 (1939) による黒松内岳火山噴出物の安山岩質溶岩流にはほぼ相当するが、本岩類は主に火山角礫岩からなり、分布も黒松内岳火山噴出物とは異なるため改称した。

模式地 寿都郡黒松内町黒松内岳周辺

分布 黒松内岳を頂部とした山体を形成している。またやや離れてチブタウシナイ川上流にも小規模分布する。

岩相・岩質 本岩類は主として火山角礫岩からなり、同質の溶岩・凝灰岩・岩脈を伴う。写万部山火山岩類の場合と同様に地形的高所に溶岩が分布する傾向がある。したがって地質図では主に火山角礫岩などの火砕岩からなる部分 (Krp) と溶岩及び岩脈からなる部分 (Krl) を区別した。

火山角礫岩は径数cm-数10cmの角一亜円礫と、同質の黄褐一黒色の細粒基質部からなる。礫質部を構成する岩石は紫蘇輝石普通輝石安山岩及び角閃石安山岩であるが、後者は本岩類の縁辺部 (山体の底部) において少量認められるのみである。

溶岩は多孔質の紫蘇輝石普通輝石安山岩で、火山角礫岩の礫と同質である。

凝灰岩は黄白色の軽石質で、黒松内岳山体の北部から中ノ沢川上流にかけて、火山角礫岩の下に断続的に分布する。凝灰岩の鉱物組成は火山角礫岩の基質部と同じで、普通角閃石も少量含まれる。粒径は0.5-15mmで、有色鉱物と岩片からなる長さ10-30cmのレンズ状濃集部が認められる。凝灰岩は局部的に安山岩の亜円一亜角礫を含み、地層の上位に向かって凝灰角礫岩一火山角礫岩へと漸移する。

岩脈は溶岩と同質で、本岩類の火山角礫岩及び下位の黒松内層変質安山岩部層を貫くが、量は少ない。

本岩類を構成する紫蘇輝石普通輝石安山岩は黒一黒褐色の細粒岩で、鏡下では斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱の斑晶と、斑晶構成鉱物の細粒相及び淡褐色ガラスの石基からなり、ガラス基流晶質組織を示す。岩脈のなかにはピロタキシティック組織を示すものもある。鉱物は新鮮であるが、ガラスの一部は脱ガラス化して粘土鉱物になっていることがある。

斜長石は自一半自形、長径0.6-3mmで累帯構造を示す。斜長石は波動累帯した周縁部と中間部、ほぼ均質な核部からなり、その組成はそれぞれAn 45-55%、An 65-75%、An 75-85%である。中間部のAn 75%付近にはしばしば細粒のガラスを多数含む。普通輝石と紫蘇輝石は自一半自形、長径0.5-1mmでまれに3mmに及び、弱い累帯構造を示す。紫蘇輝石には普通輝石によって縁どられたり完全に包有されるものがある。磁鉄鉱は径0.1-0.3mmの丸味を帯びた粒状である (第V図版3, 4)。

また、まれに融食形を示す普通角閃石が認められ、写万部山火山岩類の場合と同じくこれは初期晶出相の残存又は捕獲されたものと判断される。

角閃石安山岩は灰色を呈し、鏡下では普通角閃石・斜長石・磁鉄鉱の斑晶を含む。石基は斜長石・磁

鉄鉱及び無一淡褐色ガラスからなり、ガラスがごく少ない場合と、非常にガラスに富む多孔質の場合とがある。

普通角礫岩は褐緑色、自一半自形、長径0.4-1mmで、粗粒結晶は4mmに及び、弱い累帯構造を示す。斜長石は自一半自形、長径0.5-2mmで顕著な波動累帯構造を示す。斜長石の組成は周縁部でAn 45%、中間部でAn 60%、核部でAn 75-80%である。磁鉄鉱は半自形粒状、径0.2mm以下で燐灰石を伴う。

本岩類の岩相分布、層序、鏡下での特徴などから判断して、本岩類は写万部山火山岩類の場合と同様に単一の火成作用の生成物で、角閃石安山岩、紫蘇輝石普通輝石安山岩の順に噴出したと考えられる。

層序関係 八雲層・黒松内層・ガロ川火山岩類を不整合に覆う。それらの地層が一般に東に緩一急傾斜するのに対して、本岩類の凝灰岩や溶岩の境界面及び凝灰岩中の層理面はほぼ水平に近い。したがって本岩類と、ガロ川火山岩類以下の地層の間にはある程度の時間間隙が予想される。

黒松内岳火山岩類は写万部山火山岩類と野外での直接の関係は見られない。しかし本図幅では以下の理由によって同時期の活動として扱った。①両者はともに初期に角閃石安山岩が活動し、以後紫蘇輝石普通輝石安山岩へと移っていること、②地形的高所に溶岩があり、下部を火山角礫岩が占めること、③岩相及び鏡下での特徴が似ていること、及び④分布域が互いに近接していること。

VI. 第四系

本地域に分布する第四系は、中ノ沢川層・知来川層・段丘堆積物・熱郭軽石流堆積物・扇状地堆積物・駒ヶ岳火山灰・湿原堆積物・砂丘堆積物及び氾濫原堆積物である。

VI. 1 中ノ沢川層 (Nk)

中ノ沢川層 (新称)

模式地 寿都郡黒松内町中ノ沢川下流域

分布 中ノ沢川及び北方の貝殻沢川にかけての地域に分布する。

岩相 主としてシルトないしシルト質粘土層及び細粒砂層からなり、礫層及び亜炭層を伴う。

シルト及びシルト質粘土層は暗灰一青灰色を呈し、炭質物が多く含まれる。

砂層は青緑灰一黄灰色を呈し、細一粗粒まで各種の粒度を示し、一般に粗鬆である。砂層はシルト層・シルト質粘土層及び礫層と互層する。

礫層は青灰一黄褐色を呈し、円磨された安山岩の細礫を主体とし、中粒砂によって弱く固結されている。

中ノ沢川地域で本層の基底部は礫層が卓越し、下位の瀬棚層を不整合に覆っている(第29図)。基底相の上位には厚さ30cm前後の青灰色シルト層と厚さ15-30cmの緑灰色砂層とが互層し、互層中に厚さ10cmの亜炭層が挟まれる。この上位に厚さ40cm前後の砂層があり化石の密集体が含まれる。この地域で本層は淘汰が良好である。

貝殻沢川地域では、中ノ沢川地域と同様に下部は細礫層からなり上部は粘土層と細粒砂層が互層する。細粒砂層中から貝化石を多産し、また、この互層中には木片を含む亜炭層及び細礫層の薄層が挟まれる。

層厚 本層の厚さは中ノ沢川地域で約20m内外である。

化石 中ノ沢川及び貝殻沢川では、*Homalopoma amussitatum* (GOULD), *Glycymeris yessoensis* (SOWERBY), *Lucinoma annulata* (REEVE), *Chlamys nipponensis* KURODA, *Phacosoma* sp.などを産する。この群集中には *prufulvia kurodai* (HATAI & NISHIYAMA) など数種の絶滅種をわずかに伴っている(第8表)。

花粉化石は中ノ沢川地域で *Picea*, *Betula*, 及び *Alnus* などが多く含まれる(第9表, P-2-1, 2)。

有孔虫化石は *Buccella figida* (CUSHMAN), *B. kuromatsunaiensis* SHIRAI, *Epistominella suttsuensis* SHIRAI 及び *Elphidium etigoense* ASANO などが卓越する。

層序関係 本層を構成するシルト及び細粒砂を主とする岩相は、従来から瀬棚層に含められていた。しかし、中ノ沢川においてガロ川火山岩類及び瀬棚層を不整合に覆うこと、貝化石は現生種が豊富で絶滅種が極めて少なく瀬棚動物群と内容が異なること、また、有孔虫化石では朱太川下流域に分布する瀬



第29図 瀬棚層の砂・礫岩を不整合に覆う中ノ沢層の砂及び粘土層ハンマー付近の白色層は瀬棚層の軽石に富む部分(中ノ沢川中流右岸)

第 8 表 中ノ沢川層産貝化石表

Puncturella nobilis (A. ADAMS)
Acmaea pallida (GOULD)
Notoacmea sp.
Calliostoma (Tristichotrochus) multiliratus (SOWERBY)
Homalopoma amussitatum (GOULD)
H. nocturnum (GOULD)
Lacuna decorata (A. ADAMS)
Batillaria cumingi (CROSSE)⁽¹⁾
Crepidula grandis MIDDENDORFF
Tectonatica clausa (BRODERIP & SOWERBY)
Cryptonatica janthostomoides (KURODA & HABE)
Boreotrophon candelabrum (REEVE)
Ocenebra japonica (DUNKER)
Mitrella bicincta (GOULD)
Indomitrella martensi (LISCHKE)
Nassarius (Hinia) festiva (POWYS)
Searlesia fuscolabiata (SMITH)
Neptunea arthritica (BERNARDI)
Ringicula sp.
Suavodrillia cf. declivis (V. MARTENS)
Acila insignis (GOULD)
Limopsis tokaiensis YOKOYAMA
Glycymeris yessoensis (SOWERBY)
Pecten cf. naganumanus YOKOYAMA*
Chlamys nipponensis KURODA⁽¹⁾
Mizuhopecten tokyoensis (TOKUNAGA)⁽¹⁾
M. yessoensis (JAY)⁽¹⁾
Monia macrochisma DESHAYES
Crassostrea gigas (THUNBERG)
Modiolus modiolus LINNAEUS
Lima ungaris LINK
Moellera cf. jodoensis (LISCHKE)
Pillucina sp.
Diplodonta sp.
Venericardia (Cyclocaldia) orebricostata (KRAUSE)⁽¹⁾
V. (Cyclocaldia) ferruginea CLESSIN
Miodontiscus nakamurai (YOKOYAMA)
Thyasira tokunagai KURODA & HABE
Lucinoma annulata (REEVE)
Clinocardium californiense (DESHAYES)
Profulvia kurodai (HATAI & NISHIYAMA)*

第 8 表 (つづき)

Phacosoma sp.
Callithaca adamsi (REEVE)
Callista brevisiphonata (CARPENTER)
Macoma tokyoensis MAKIYAMA⁽¹⁾
Panope japonica A. ADAMS
Anisocorbula venusta (GOULD)
Mya japonica JAY
M. cf. truncata LINNAEUS
Solen sp.
Coptothyris grayi DAVIDSON

* 絶滅種

(同定: 赤松守雄)

産地: 中ノ沢川M-8 地点, (1)は貝殻沢川(M-7)にも産出

棚の絶滅種を多く含む組成と著しく異なる(白井, 1959) ことなどから, 従来の瀬棚層から分離し中ノ沢川層として取り扱った。

地質構造 本層は中ノ沢川及び貝殻沢川地域で北北西の走向を示し, 10°前後で東に傾斜する。

対比 本層は貝化石から更新世前期から中期にかけての時期と考えられる。本層は鈴木ほか(1967)の砂岩層, 山田ほか(1980)の^{わらびたい}炭岱層の一部に対比される。

VI. 2 知来川層 (Ch)

知来川層 (再定義)

本層は山田ほか(1980)の知来川層とその下位の炭岱層の一部を合せ再定義した地層である。

模式地 山越郡長万部町知来地域の知来川中流域

分布 本層は双葉から炭岱に至る知来川中流域・黒松内川下流域及び長万部市街西方富野地域に分布する。

岩相 本層は主として礫層・砂層及び粘土層の互層からなり, 多数の黒灰—褐色を呈する亜炭層を伴う。礫・砂・シルト及び粘土の各岩相が, 急激に膨脹あるいは尖滅するなど不規則な堆積形態を示すことが多い。

礫層は青灰—褐灰色を呈し, 円磨された安山岩の細—中礫からなり, 中—粗粒砂によって膠結されるが, 一般に固結度は低い。

砂層は暗灰—青灰—黄褐色など種々の色調を呈し, 凝灰質となる部分もみられる。粒度は細—組粒まで多様であるが, 礫層と同様に固結度が低い。砂層中にはしばしば安山岩礫が含まれる。

粘土層は青灰—黄褐色を呈し, 炭質物が多く含まれ, 時には木片を混じえている。

亜炭層は黒褐—褐色を呈し, 厚さ数mmから数10cmのものまであり, 砂層及び粘土層と互層し, 時にはこれらの岩相と縞状互層を形成する。

双葉から炭岱にかけての知来川流域で, 本層が標式的に露出しており, その代表的な露頭柱状図を第

30図に示す。この地域では礫層及び粘土層が卓越し砂層を伴い、また、数mmから数10cmの亜炭層を多く挟み（第31図）、第32図に見られるように、各岩相の側方変化が激しく、不規則な堆積状態を示している。

二股橋付近では礫層が顕著に発達しているが、炭質物が多く含まれる黄褐色の粘土・細礫層・中一粗粒砂層及び亜炭層が縞状に細互層をしている部分が認められる。

黒松内川下流部で本層は主として青灰―褐色のシルト層及びシルト質粘土層と細粒砂層が頻繁に互層し、細礫層を伴っている。この地域ではシルト層中に厚さ40cmの草炭状の堆積物が挟まれ、樹幹・枝及び樹皮が多く含まれている。

長万部川下流域の富野及び長万部公園付近では、砂礫層が卓越し、細礫混じりの中一粗粒砂層及び亜炭層を伴うシルト質粘土層とが互層する。この地域でも知来川流域と同様に各岩相が膨縮あるいは尖滅するなど不規則な堆積形態を示している。

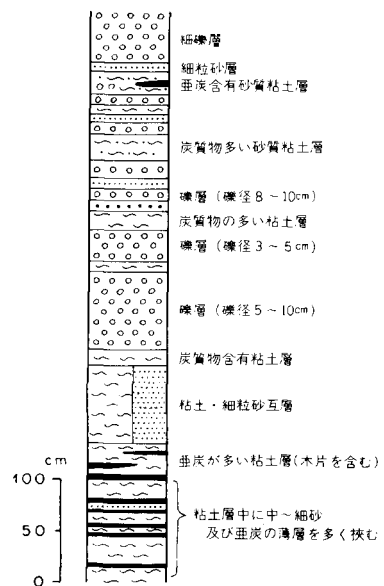
層厚 知来川流域で下限は確認されないが約15m、黒松内川下流域で約10m、長万部川下流域で約15m程度である。

化石 本層中には亜炭層が多数含まれており、その花粉分析の結果は第9表に示すとおりである。この結果から、*Tsuga*, *Cupressaceae*, *Cryptomeria* など温暖系のものをわずかに伴うが、一般に *Picea*, *Alnus*, *Betula*, *Ranunculaceae* 及び *Gramineae* などが卓越し寒冷な気候条件を示唆している。山田ほか(1980)は知来川地域の知来層の花粉分析を行い、本層下部は温暖期を示す *Cryptomeria*, *Chamaecyparis* など本州北部地区に分布する樹木の遺体が産出、中部は *Picea*, *Larix*, *Betula* など寒冷期の植物群の出現、上部は *Betula*, *Fagus* など温暖期、最上部は *Picea*, *Abies* などが卓越するとしている。

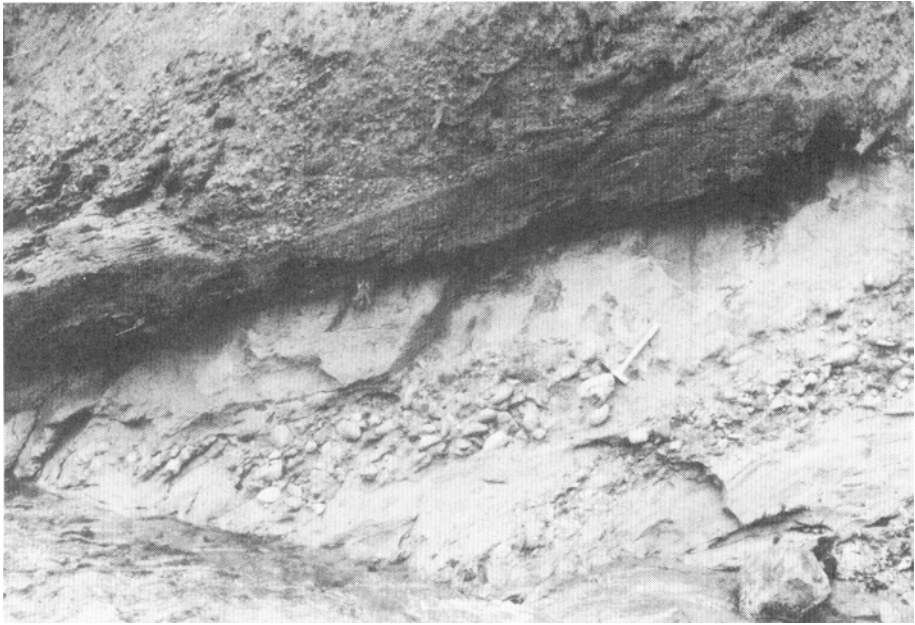
層序関係 本層は海棲の貝化石の産出が無く陸成的要素からなること、非常に淘汰の悪い堆積形態を示すこと、やや不整合現象が認められ、地層の拡がりや多少異なることなどの理由によって、中ノ沢川層と区別し上位の地層として取り扱った。

地質構造 知来川地域では、一般に10°以下の傾斜を有し緩やかな向斜構造を示すが、部分的に30°前後に急立している。また、域内南部の富野地域では、本層は緩傾斜を示すが知来川地域と同様に急傾斜をなす部分も認められる。このことから活断層の存在も予測されるが、本地域では不明瞭であり確認されていない。

対比 本層は鈴木ほか(1967)による砂質泥岩・砂岩層の一部と挟亜炭砂礫層とを合せたもの、山田ほか(1980)の炭岱層の上部と知来川層を合せたものに相当する。また、本層は花粉化石の内容から更新世前期から中期にわたる堆積層と推定される。



第30図 知来川層露頭柱状図
(知来川と熊谷沢の合流点北方550m、
知来川右岸)



第31図 知来川層中の亜炭層 (知来付近の知来川右岸)



第32図 知来川層中の礫層・砂層及び粘土層の不規則な堆積形態 (蔵岱付近の知来川右岸)

第9表 中ノ沢川層・知来川層産花粉化石表

	貝殻沢川 P-1	中ノ沢川 P-2-1	中ノ沢川 P-2-2	貝殻沢川 P-3	知来川 P-4	知来川 P-5	知来川 P-6	長万部 公園 P-7	
<i>Picea</i>	35.0	32.5	36.8	58.6	55.9	27.3	38.3	39.8	(%)Tree & Shrub
<i>Abies</i>	3.5	24.5	7.0	7.0	22.9	12.5	4.5	6.2	
<i>Pinus</i>	7.8	2.2	3.9	5.2	2.8	0.5	9.8	5.6	
<i>Larix</i>	5.5	—	0.4	1.8	0.7	—	5.4	—	
<i>Tsuga</i>	0.4	—	0.4	0.5	2.2	0.9	1.8	—	
Cupressaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Cryptomeria</i>	—	—	—	—	2.2	—	—	—	
<i>Alnus</i>	12.2	19.4	23.6	9.8	6.5	13.9	20.3	23.0	
<i>Betula</i>	31.4	19.4	25.0	14.5	4.3	43.0	12.5	19.6	
<i>Salix</i>	2.4	—	—	0.5	1.8	0.9	0.8	2.8	
<i>Tilia</i>	0.4	—	—	—	—	—	—	—	
Ericaceae	0.4	1.1	0.9	0.9	0.3	0.9	3.6	1.7	
<i>Myrica</i>	0.8	0.6	1.7	0.9	0.3	0.4	2.6	1.1	
Polygonaceae	0.2	0.7	0.9	0.4	0.9	1.1	8.8	20.3	(%)Herb
Chenopodiaceae	—	—	0.2	0.2	—	—	0.3	—	
Caryophyllaceae	—	—	0.2	—	—	—	0.6	—	
Ranunculaceae	7.1	0.7	16.9	3.3	8.4	15.5	6.0	5.9	
Cruciferae	—	—	—	—	—	—	0.2	—	
Saxifragaceae	3.3	—	0.3	1.1	—	2.4	0.4	—	
Rosaceae	1.5	5.9	1.0	—	3.1	1.4	8.8	5.2	
Geraniaceae	0.7	—	—	0.4	—	—	0.4	2.9	
<i>Epilobium</i>	—	—	—	—	—	—	0.2	—	
Umbelliferae	2.9	1.7	1.4	4.4	1.7	3.2	3.8	6.4	
Gentianaceae	3.4	0.7	0.9	0.6	0.9	0.2	3.8	2.3	
Carduoideae	7.6	0.3	4.8	2.1	0.9	10.9	5.8	33.3	
<i>Artemisia</i>	0.8	3.1	2.3	1.2	0.5	4.8	6.2	0.8	
Gramineae	29.3	10.7	12.0	33.1	24.4	28.3	27.5	13.6	
Cyperaceae	8.7	4.2	2.1	2.6	7.9	4.2	7.6	—	
Liliaceae	2.9	0.3	6.1	—	0.2	0.9	—	0.4	
Iridaceae	0.2	—	—	—	—	—	0.2	—	
<i>Menyanthes</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Lysichiton</i>	1.3	0.3	4.1	1.1	3.1	—	—	—	
Osmundaceae	0.4	—	1.4	0.6	0.6	0.3	0.8	—	(%)Fern & Spore
Lycopodiaceae	0.1	0.3	0.7	0.2	0.6	2.3	0.4	0.2	
Monolate type spore	1.0	10.1	3.4	2.4	2.5	3.4	5.2	1.4	
<i>Sphagnum</i>	—	—	0.3	—	—	—	—	—	
Un-known	—	—	—	—	—	—	0.7	—	
.....	
Tree & Shrub	28.6	60.7	40.6	45.6	43.7	20.1	12.0	6.9	(%)
Herb	69.9	28.6	53.2	50.5	52.0	72.9	80.6	91.1	(%)
Fern & Spore	1.5	10.4	5.8	3.2	3.7	6.0	6.4	1.6	(%)

樹木花粉は樹木・花粉總数を基数とした100分率，草本花粉・胞子については，樹木・草本花粉・胞子の總数を基数とした100分率で算出 (分析：山田悟郎)

VI. 3 海岸段丘堆積物

内浦湾西岸では長万部から森町にかけて海岸段丘が発達している。本地域では3段の平坦面に分けられる。

美畑段丘堆積物 (t_1)

この段丘は海拔60-120mの平坦面であり、段丘堆積物は一般に厚さ1-2mであるが、厚いところでは3m以上も認められる。本堆積物は砂層・礫層・シルト層及び粘土層からなる。礫層の礫は円一歪円礫であり、礫径は大小様々認められる。礫種はほとんど安山岩である。

栄原段丘堆積物 (t_2)

この段丘は美畑段丘の前縁にある海拔40-70mの平坦面であり、段丘堆積物は厚さ1m内外である。堆積物は細礫層・砂層及びシルト層からなる。礫層中の礫は円磨度が良く礫径は5cm以下である。

長万部段丘堆積物 (t_3)

この段丘は海拔30-50mの高度を示し、平坦面が良く発達している。堆積物は厚さが一般に3-5m前後であり、良く円磨された礫からなる礫層及び砂層からなりシルト質粘土層を伴っている。礫層中の礫径は5cm以下のものが多く、礫種は粘板岩・チャートなどの古期岩、安山岩などの火山岩のほか硬質頁岩などが認められる。砂層は細一粗粒砂からなり分級は比較的良好である。

瀬川 (1972) は長万部段丘の連続である南隣国縫地域の豊野一豊津間の段丘上に含まれる泥炭中の木片について ^{14}C 年代測定を行い、 $24,350 \pm \frac{1,550}{1,350}$ 年 B. P. (Gak-3157) の値を得ている。この結果と周氷河現象などから長万部段丘形成の時期はリス・ウルム間氷期位と推定している。

VI. 4 河岸段丘堆積物

長万部川・朱太川及び黒松内川など主要河川の流域には、河岸段丘が形成されている。

第1河岸段丘堆積物 (tr_1)

本段丘は知来川・黒松内川下流及び朱太川下流地域に形成されている海拔60-100mの平坦面である。段丘堆積物の厚さは2-3m内外であり、主として礫層及び含礫砂層からなりシルト質粘土層を伴う。堆積物は周辺地域の地質を反映して、新第三系火山岩及び堆積岩から供給されたものである。礫層の礫は安山岩をはじめとして緑色凝灰岩・硬質頁岩などであり、礫径は3-10cm内外のものが多い。

第2河岸段丘堆積物 (tr_2)

この段丘は朱太川下流及び黒松内市街西方に発達し、海拔40-60m前後の平坦面である。段丘堆積物の厚さは一般に3m前後であり、礫層・砂層及びシルト質粘土層からなる。第1河岸段丘堆積物と同様に堆積物は周辺の第三系から供給されている。礫は安山岩や緑色凝灰岩が主体で硬質頁岩やシルト岩も認められる。

VI. 5 熱郭軽石流堆積物 (Np)

熱郭軽石流堆積物 (新称)

長尾・佐々 (1933a) による熱郭及び目名浮石層に相当し、また湊・長谷川 (1959) の熱郭溶結凝灰岩、矢島・陸川 (1939) の熱郭火山灰層に相当する。

模式地 黒松内町東方の熱郭川川岸

分布 本図幅地域内では白井川から東川にかけての熱郭川岸及び朱太川と来馬川の上流に分布する。

岩相・岩質 本堆積物は淡黄褐色の細一中粒、径0.2-0.8mmのデイサイト質火山灰からなり、その圧密の程度はごく弱い。無層理で淘汰が悪く、基質中に径2-5cmの軽石を含む。軽石片は白-淡紅色で、長径1-2mmの斜長石の斑晶が目立つ。鏡下では無色ガラスのほか、石英・斜長石・単斜輝石・斜方輝石・普通角閃石・不透明鉱物が認められる。斜方輝石と普通角閃石の量は少ない。

層序関係 熱郭火山灰層は第33図に示すように、瀬棚層の砂岩、礫岩を覆って分布する。その分布は地形的に低い地域に限られ、本図幅地域内では標高110m以上には分布しない。

VI. 6 扇状地堆積物 (f)

黒松内低地帯の双葉地域には小規模な扇状地が形成されている。これは二股川・犬主川をはじめ、周辺の小河川によってもたらされた堆積物である。



第33図 瀬棚層の礫岩を覆う熱郭軽石流堆積物 (熱郭川上流より南方の三角点 (標高212.1m) へ至る林道)

堆積物は礫・砂及び粘土であり、扇頂部は礫が多く、扇端に向かうに従って砂及び粘土の量が増加する。礫は歪角—歪円の安山岩及び新第三紀の堆積岩からなり、礫の大きさは多様である。

VI. 7 湿原堆積物

静狩から長万部にかけての海岸平野では段丘と海岸砂丘との間に海拔3-10mの低湿地があり、高位・中間及び低位の各泥炭が分布する。湿原堆積物中には、駒ヶ岳火山灰ko-d₂が認められる。本地域を含めた渡島支庁管内の土性については、瀬尾ほか(1970)によって報告されており、本地域の各泥炭の主な柱状図は第34図のとおりである。

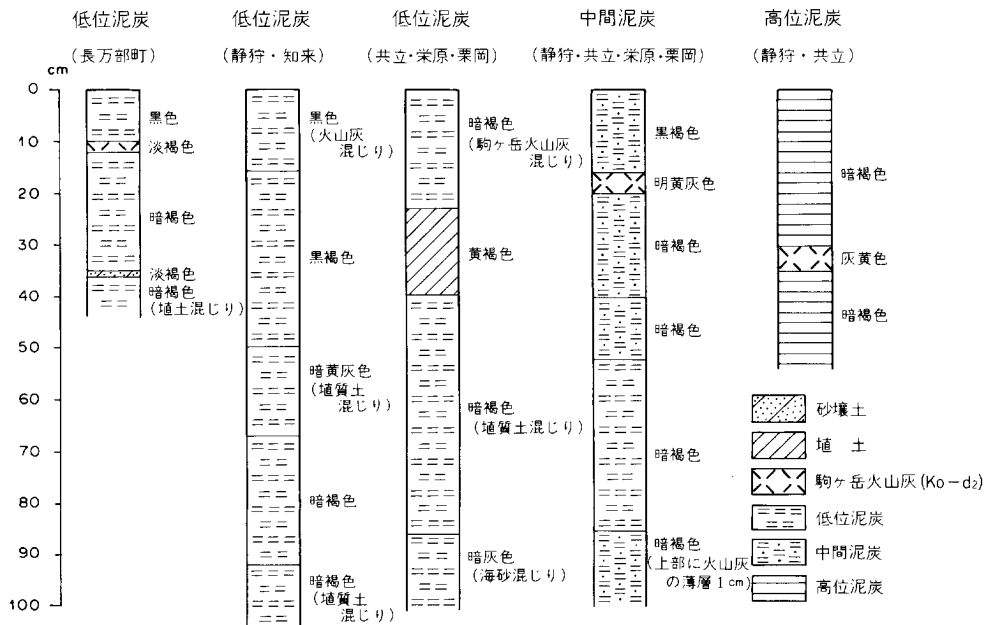
高位泥炭 (p₁)

本泥炭は長万部町静狩及び共立地域に分布する。地表下0-30cmの間は分解の悪いツルコケモモ、ホロムイソグ及びミズゴケを含む暗褐色泥炭土、30-35cmは駒ヶ岳火山灰ko-d₂を含む灰黄色砂壤土、35cm以下はツルコケモモ・ホロムイソグ・ミズゴケのほかにヤチヤナギが含まれる暗褐色泥炭である。

中間泥炭 (p₂)

本泥炭は長万部町・静狩・共立・栄原及び栗岡に分布し、ワタスゲ・ヌマガヤにミズゴケ・ヨシなどが混入している。

地表下0-16cmは分解不良で主にヌマガヤからなり、ヨシを混じえる黒褐色泥炭、16-20cmは駒ヶ岳火山灰ko-d₂を含む砂壤土、20-40cmは分解不良のミズゴケ・ワタスゲ・ホロムイソグ・ヌマガヤ



第34図 長万部地域湿原堆積物柱状図 (瀬尾ほか, 1970による) 数字は地表面からの深度

からなりヤチヤナギ・ツルコケモモを混じえる暗褐色泥炭，40-52cmは分解不良のミズゴケ・ヌマガヤからなる暗褐色泥炭，52-85cmはヌマガヤ・ヨシにワタスゲ・ハンノキを混じえる暗褐色低位泥炭，85cm以下はヌマガヤにヨシ・ハンノキを混じえる暗褐色中間泥炭である。

低位泥炭 (p₃)

本泥炭は黒—暗褐—暗灰色を呈し，ハンノキ・ヨシを王とし，ゼンマイなどを混じえる。第34図低位泥炭①では10-12cmにko-d₂を含む砂土，35-36cmは砂壤土を混じえる。②では50-67cm，92cm以下は埴質土を混じえる。③では23-40cmが埴土，86cm以下ではハンノキ・ヨシに海砂が混じる埴泥炭である。

VI. 8 駒ヶ岳火山灰 (地質図上では省略)

駒ヶ岳は長万部南東方約55kmに位置し，過去に幾多の噴火を繰り返してきた。噴火に関する最初の記録は寛永17年(1640年)のko-d₂が噴出した時期であるが，これより下位に数層の火山灰・軽石層が存在することと年代測定結果からも，以前から噴火活動を行っていたことが判明している(佐々木ほか，1971)。駒ヶ岳の噴出物は溶岩・軽石流堆積物・火山碎屑流堆積物及び降下軽石などであり，広域的な分布を示している。

渡島半島地域の駒ヶ岳火山灰については佐々木ほか(1970)によって詳細な報告が行われている。本地域は噴出源から遠く離れており，長万部市街南方で，厚さ5cmの細粒質の駒ヶ岳火山灰ko-d₁，長万部町と黒松内町との町界付近で，厚さ5cmの軽石質の駒ヶ岳火山灰ko-d₂が確認されているに過ぎない。また，下位に火山灰の薄層が含まれる地点もあるが，その所属は不明である。

駒ヶ岳火山灰は本地域南部をごく薄く覆っていることから，地質図には表現していない。

VI. 9 砂丘堆積物 (s)

内浦湾の西海岸には旧汀線を示す砂堤状の砂丘が顕著に発達している。本地域でも長万部市街から静狩にかけて砂丘が形成されている。旭浜駅南西方で3列，同駅北東方で2列の砂丘が，海岸線とほぼ並行して認められる。砂丘の幅はおよそ50-150m，海水面からの比高は2-6mである。

砂丘堆積物はほとんど細—中粒砂によって構成され，しばしば顕著に斜層理が発達する部分も見られる。海岸直近では海砂のみからなり被覆物は無いが，内陸部においては，堆積時期がやや古いことから腐植及び火山灰の薄層が覆っている部分が認められる。この火山灰は厚さ5cm以下であり，瀬尾ほか(1970)の駒ヶ岳火山灰ko-d₁に相当するものと思われる。

VI. 10 氾濫原堆積物 (a)

氾濫原堆積物は朱太川，長万部川及び熱郭川流域で広く発達する。この堆積物はそれぞれの河川流域の地質を反映した砂，礫及び粘土からなり完新世に属する。

また、長万部市街から静狩にかけて内浦湾岸沿いの海岸平野にも発達する。
この氾濫原堆積物中には小規模な扇状地性の堆積物も含まれている。

VII. 地質構造発達史

本地域の基盤を構成する先白亜紀堆積岩類は、粘板岩、砂岩及びチャートの互層からなり、フレッシュ型の地向斜堆積物である。渡島半島の中・古生層について、吉田（1978）は東北日本の地質構造と関連して、石炭紀後期の松前層群は北部北上帯に、三畳紀後期の上礫層群は岩泉帯に属するとしている。橋本・島田（1960）は長万部市街北西方の二股温泉付近で中部石炭系と思われる化石を報告している。本地域に分布する先白亜紀堆積岩類は、松前層群と岩相が似ているが、北部北上帯と岩泉帯の境界の北方延長線上にあり、時代を示唆する化石の産出が見られないこともあって、正確な時代はまだ不明である。

先白亜紀堆積岩堆積後、白亜紀に入り本地域を含む渡島半島地域では、大規模な花崗岩類の貫入があり、堆積岩類は熱変成を被って一部がホルンフェルスとなっている。花崗岩類の貫入に引き続いて、基盤岩類は隆起を伴う地塊運動を受けている。白亜紀及び古第三紀の堆積岩が全く欠如していることから、長期間にわたって削剝を受けていたと推定される。

新第三紀中新世に入って、いわゆるグリントフ変動に伴う火成活動が活発となり、沈降が起きている。本地域には中新世前期の福山層及び吉岡層に相当する堆積物は認められず、中新世前期末の訓縫層の時期から海進が始まり、砂岩及び泥岩の堆積とともに海底火山の活動によって安山岩質の火砕岩が卓越する。訓縫層の泥質相中には、*Cyclammina* spp., *Haplophragmoides* sp. などの有孔虫化石が見いだされる。八雲期には海進が更に拡大して半深海化し、間けつ的な火山活動による火砕岩を伴いながら、多量の硬質頁岩をはじめ泥質相の堆積物を堆積させている。八雲層中には、*Cyclammina* spp., *Haplophragmoides* spp., *Martinottiella communis* (d'ORBIGNY), *Spirosigmolinella compressa* MATSUNAGAなどを産し、砂質殻を有する有孔虫が卓越する。このほか、*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) や魚鱗が多数含まれる。八雲期末期には全般的に沈降から上昇に転じ、海退の時期となり上部では砂岩など浅海相の堆積物が増加する。一方、本地域東部では火成活動が活発化し、静狩火山岩類をもたらしている。本火山岩類の活動は黒松内期にも引き続き継続されていると推定される。

黒松内期には、八雲期末期から引き続き浅海相のシルト岩及び砂岩などが堆積している。一方、八雲期末期から黒松内期前期には、本地域の二股川から黒松内川にかけて、局地的な火山活動の産物として、紫蘇輝石普通輝石安山岩及び角閃石安山岩の溶岩・岩脈及び火砕岩がもたらされている。また、火山活動は黒松内全期を通じて間けつ的に行われ、朱太川地域にみられる凝灰角礫岩などを堆積させている。黒松内期後期には、本地域西部においてガロ川火山岩類の活動があり、正確な時期は不明であるが瀬棚層に不整合に覆われることから、鮮新世中一後期の活動と推定される。黒松内層中に貝化石及び有孔虫化石は極めて少ないが、*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が普遍的に見られ、また珪藻化石も産出する。

瀬棚期には前期に引き続き全域的な基盤の差別的昇降運動が行われているが、全般的に緩やかな隆起が進み、堆積盆が規制され浅海相を示す砂岩及び礫岩が大量に堆積している。瀬棚層の初期の堆積物中

には、写万部山火山岩類の初期の活動に由来する角閃石安山岩火山角礫岩層が認められる。また、写万部山火山岩類は幌加朱太川上流で瀬棚層後期の堆積物に不整合に覆われることから、本火山岩類活動開始の時期は瀬棚層堆積のごく初期とみられ、その活動は瀬棚層堆積の後期に終息したと推察される。また、黒松内岳火山岩類は、瀬棚層と直接の累重関係を見ることはできないが、写万部山火山岩類と噴出状態及び岩質が酷似することから、ほぼ同時期の活動と推定される。瀬棚層堆積後も褶曲及び断層形成など構造運動が継続している。瀬棚層中には貝化石、有孔虫化石及び珪藻化石などが多数含まれる。

第四紀に入り、更新世初期には貝化石を含む中ノ沢川層、多少遅れて知来川層が堆積している。氷期・間氷期の過程をたどるなかで、海岸及び河岸段丘が形成され、また、地域的な火山活動によって熱帯軽石流堆積物がもたらされた。完新世に入り、各河川流域の段丘及び扇状地、海岸平野部で湿原堆積物及び砂丘、また、低地全体には氾濫原堆積物が形成されている。駒ヶ岳火山灰の一部が本地域にも見られる。第四紀にも構造運動が行われ、長万部から寿都に至る黒松内低地帯では、段丘の傾動運動その他から活断層の存在が知られている。

VIII. 応用地質

本地域内の鉱産資源としては、金・銀・砂鉄及び褐鉄鉱などが知られている。なかでも金銀鉱を採掘していた静狩鉱山が著名であるが、昭和37年に当時の経済情勢と採掘条件の悪化によって休山した。また、黒松内市街南西方に大栄鉱山があり、かつて金銀鉱が少量ながら採掘されている。

長万部から八雲にかけての内浦湾沿岸には砂鉄鉱床が賦存し、第2次大戦後大規模に採掘された。しかし、資源の枯渇及び需要の減少などの理由から、昭和51年にはすべて採掘を中止した。砂鉄採掘の最盛期には、北海道開発庁の依頼により地質調査所が、内浦湾内の海底砂鉄鉱床について堆積物及び鉱量調査を実施した。

朱太川流域及び知来川上流には、小規模であるが褐鉄鉱床が認められる。

長万部市街及び周辺地域には、古くから油徴・ガス徴が知られており、石油・天然ガス資源を対象とする物理探査及び多数の試錐が行われてきている。天然ガスは都市ガスとして供給され、また、付随水は温泉として利用されている。

温泉は長万部と美利河温泉があるが、後者は現在休業中である。

碎石及び骨材資源としては、静狩火山岩類の変質安山岩及び写万部山周辺に分布する瀬棚層中の砂・礫が採取されている。

VII. 1 金・銀

静狩鉱山（秋葉，1958；地質調査所，1967；藤原・松井，1963）

位置 山越郡長万部町字静狩にあり、国鉄室蘭本線静狩駅北方約2kmに位置する。

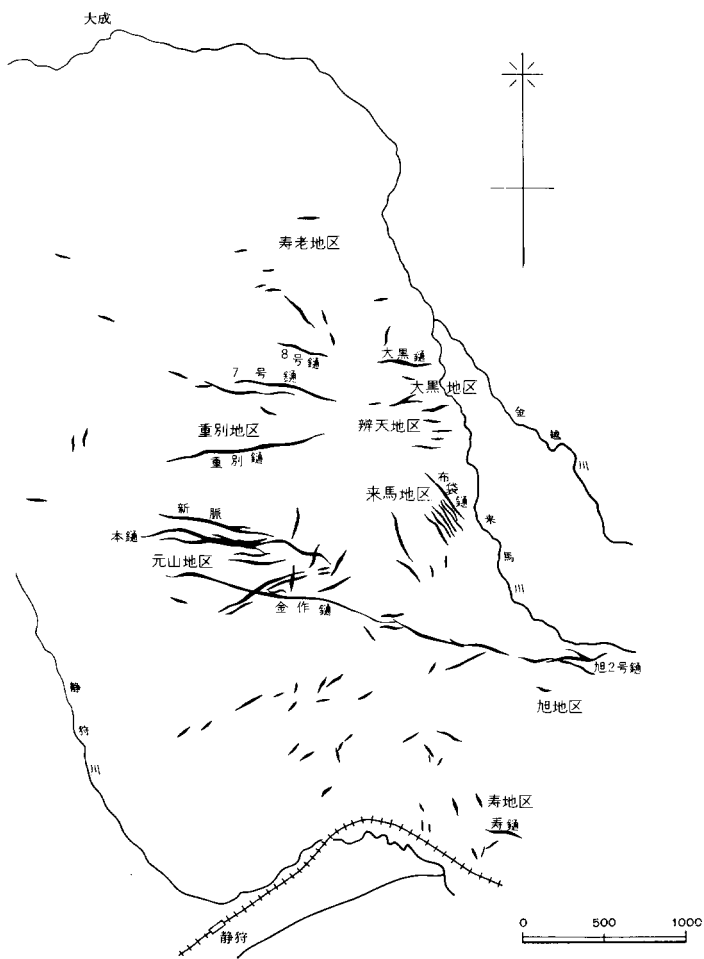
沿革 明治42年に鉱床が発見され、大正7年に採鉱に着手し、良鉱の一部を小坂鉱山に売鉱した。昭和8年に隣接する来馬・小鉢岸・重別鉱山を合併し、静狩金山株式会社が設立されている。その後、昭

和13年以降は本格的な開発が行われ、生産量が全国9位の金山となった。昭和17年に日本産金振興株式会社に吸収され、18年には金鉱業整備令によって休山した。昭和24年一時再開し26年休山、その後昭和35年に再び静狩金山株式会社となり再開されたが、経済情勢から昭和37年8月に休山となった。

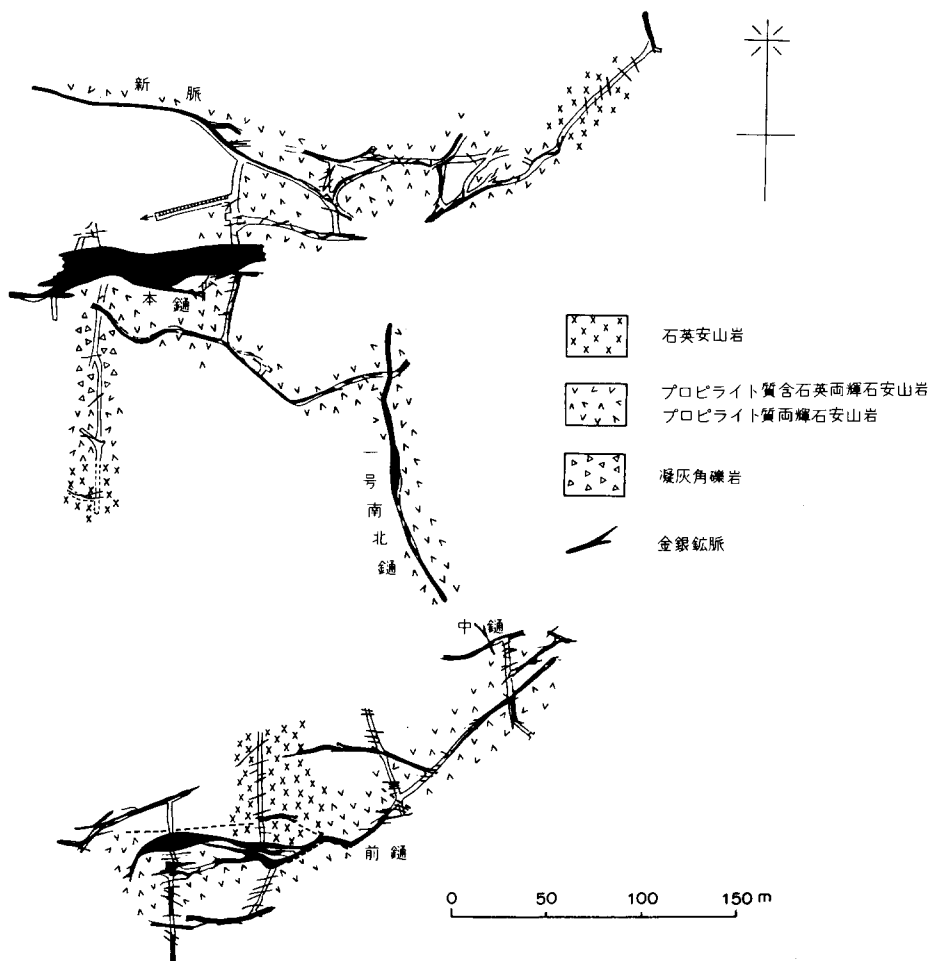
鉱床及び鉱石 鉱床は中新世静狩火山岩類中の変質安山岩及びデイサイトを母岩とする浅熱水性の含金石英脈である。鉱床付近の母岩は鉱床の生成とは直接関係を持たない変質作用（いわゆるプロピライト化作用）と鉱化作用による粘土化及び珪化変質を受けている。

主要鉱脈は20前後であり、元山・重別・寿老・大黒一弁天・来馬・旭及び寿の7地区に分れて分布するが、大規模に開発されたものは元山地区である（第35図）。鉱床の脈系統は、南北系、北西—南東系及び東西系、北東—南西系などに分けられ、前2者は脈勢が強い。元山地区の本鍾は東西系で走向延長1,000m以上、脈幅3-1.2m、傾斜延長234mにも及ぶ（第36図）。

初生的な富鉱部は鉱脈相互の接近部あるいは接合部に形成され、黄銅鉱をはじめとする硫化鉱物や銀



第35図 静狩鉱山の金銀脈分布図（藤原・松井, 1963による）



第36図 元山地区5番坑坑内地質図 (藤原・松井, 1963による)

黒に伴って金の濃集がみられる。二次富鉱部は、二酸化マンガン鉱を媒介とする再濃集部と残積性の富鉱部が認められる。

本鉱山の鉱石は、金銀鉱とともに二酸化マンガン鉱と方解石を伴い、硫化鉱物が極めて少ないことが特徴である。金銀鉱物としては、自然金のほか銀鉱物として輝銀鉱・濃紅銀鉱及び角銀鉱が知られている。随伴鉱物は多量のマンガン鉱物・石英・方解石のほか、銅・鉛・亜鉛・アンチモニー・鉄などの硫化鉱物や、銅・鉄の炭酸塩鉱物、鉄の酸化物、粘土鉱物及び自然硫黄などが認められる。鉱石の平均品位は低く、元山地区2番坑の地表下40mではAu8-15g/tであるが、下部に向かい品位が低下する傾向を有する。ほとんどがAu10g/t以下であり、Au:Ag比は1:7-10である。本鉱山の鉱石の分析値は第10表のとおりである。

生産量 昭和14年から18年までの生産量は第11表に示される。このほか、昭和36年の平均出鉱量は150-200t (Au7-8g/t, Ag50-80g/t), 昭和37年は220-230t (Au5.5-6.0g/t, Ag50-60g/t) である。

第10表 静狩鉱山の金銀鉱石分析値

成分 鉱石	SiO ₂ (%)	FeO (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Mn (%)	Cu (%)	Pb (%)	Zn (%)	Ba (%)	Ca (%)	Mg (%)	S (%)	lg. loss (%)
普通鉱	89.30	1.51	1.84	1.53	0.03	tr.	tr.	tr.	0.02	2.00	0.12	—
元山地区六番坑	90.00	2.88	2.22	1.43	0.01	0	0.71	0	0.19	0.85	0	1.49
” 四番坑	85.74	2.28	1.62	1.44	0.01	0	0.92	0	2.54	1.74	0	2.62
来馬地区布袋鑛	31.28	2.36	2.18	1.48	0.02	0	1.53	0	32.50	0.31	0	27.42
重別地区重別鑛	89.32	3.96	1.64	1.21	0.02	0	0.52	0	0.21	0.33	0	1.79

藤原・松井(1963)による

第11表 静狩鉱山の金銀生産量

年	粗 鉱			精 鉱		
	量 (t)	品位 (g/t)		量 (kg)	品位 (%)	
		金	銀		金	銀
昭和 14 年	240,350	2.98	31.29	5,046	12.9	76.3
” 15 年	301,094	2.30	28.93	5,139	12.3	66.6
” 16 年	314,273	2.20	29.88	5,113	12.0	68.7
” 17 年	294,330	2.60	29.34	5,589	11.1	63.8
” 18 年	59,410	2.57	32.30	1,108	12.7	80.2

藤原・松井(1963)による

大栄鉱山 (地質調査所, 1967)

位置 国鉄函館本線黒松内駅から黒松内川沿いに南南西方約7kmに位置する。

沿革 明治43年頃から採鉱が行われ、昭和7年小規模に移行された。昭和12年日本硫化株式会社に移行後休止、昭和39年再開したが同41年に再び休止した。

鉱床及び鉱石 鉱床は中新世の変質安山岩中の含金銀方解石・石英脈であり酸化マンガン鉱を伴う。主な鉱脈は7本であり、鉱脈は走向延長70-250m、脈幅は平均0.4-0.8mであるが最大2.0mのものも知られている。

生産量 昭和12-17年の生産実績は、精鉱中含有金量49,787g、同銀量1,135kgである。また、昭和14年の出鉱量は札幌通産局の資料によると粗鉱で40t、精鉱中含有金量は826g、同銀量は19kgである。

Ⅶ. 2 砂 鉄

内浦湾に面する海岸平野及び段丘地域には砂鉄鉱床が賦存し、昭和26年から昭和40年頃にかけて大量に採掘された。しかし、昭和51年以降は当時の経済事情の悪化及び資源の枯渇などの理由から、採掘はすべて休止している。通商産業省によって昭和29年から未利用鉄資源調査、昭和37年から国内鉄鋼原料調査が行われ、その一環として、本地域を含む内浦湾岸一帯の砂鉄の埋蔵量が算出されている。また、地質調査所は北海道開発庁の依頼を受けて、昭和35-36年、昭和40-41年の2回にわたり、八雲地域を中心に内浦湾(噴火湾)海底砂鉄鉱床の調査を行っている(丸山ほか, 1968)。

本地域において砂鉄鉱床は、海岸平野部及び段丘堆積物中に胚胎するとともに瀬棚層中にも認められる。

砂鉄を含む地域の柱状図は第37図、鉍石の品位は第12表のとおりである。

長万部川—紋別川間（斉藤・渡辺，1955） 砂鉄鉍床は国道5号線から段丘際に至る海岸平野内に賦存し、汀線に並行して走る数条の鉍層からなる。これらの砂鉄層は、同一延長方向に300-1,000mまでのものが多く、また、不規則な形態をなしている。鉍層の厚さは段丘側で厚く一般に2.5-5.0m、海岸側では1-2mである。

鉍石は黒—帯紫黒色を呈し、粒径は0.05-0.2mmである。鉍石の鉍物組成は、磁鉄鉍・赤鉄鉍・チタン鉄鉍・褐鉄鉍・輝石・緑泥石・石英及び斜長石などである。鉍石の品位は、一般にTotal Fe 8%、TiO₂ 1%である。この地域の埋蔵量は約2,278,000tとされた。

静狩—長万部川間（常世・塩田，1955） 幅10m前後の砂浜が続き、低品位砂鉄と砂粒からなる黒褐色縞状互層がみられる程度である。

栄原地域（藤原・渡辺，1962） 本地域は長万部駅の北方2.1kmにあり、鉍床は段丘堆積物中に胚胎する黄灰—暗灰色含砂鉄層である。

鉍石は灰黒—褐色を呈し、粒径は0.08-0.14mm程度である。鉍石の鉍物組成は、磁鉄鉍・赤鉄鉍・チタン鉄鉍・普通輝石・紫蘇輝石・斜長石・石英・角閃石・かんらん石及び黒雲母などである。鉍石の品位は磁選精鉍でTotal Fe 52.80%、TiO₂ 9.66%である。予想埋蔵量は248,040tで、可採鉍量は198,432tとされている。

朱太川地域（藤原・渡辺，1962；渡辺，1960b） 砂鉄賦存地域は黒松内町中里から豊幌にかけての朱太川流域であり、鉍床は瀬棚層及び第四紀更新—完新世の堆積物中に胚胎する。瀬棚層中では、砂鉄が厚さ数cmの縞状をなしている。中里付近の沖積層中には、砂鉄が特に濃集する部分があり、幅50-80cm、延長300mにわたり、厚さ1.5m前後の砂鉄層が賦存する。

鉍石は黒色を呈し、粒径は0.2mm前後である。鉍物組成は、磁鉄鉍・チタン鉄鉍・石英・斜長石・普通輝石及び角閃石などである。鉍石の品位はTotal Fe 5-20%、TiO₂ 0.8-2%である。砂鉄埋蔵量は中里付近で54,000t、豊幌西方で19,800tとされている。

Ⅶ. 3 褐鉄鉍

褐鉄鉍は国鉄函館本線蔵岱駅から南東方約5kmで、知来川上流右岸の山腹に賦存することが知られている（藤原・渡辺，1962；渡辺，1960a・b）。

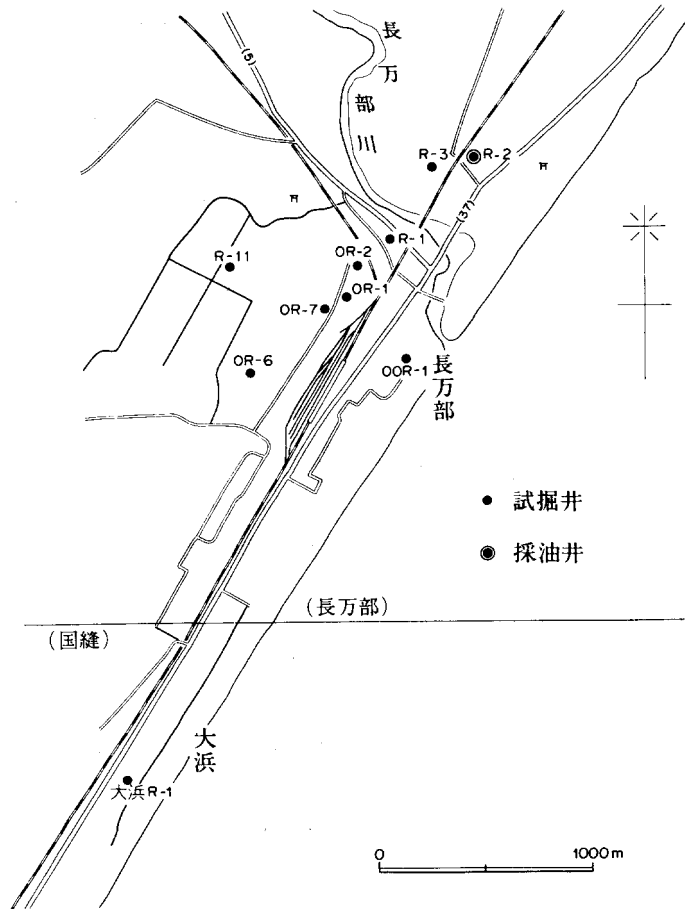
鉍床は写万部山火山岩類の火山角礫岩が広く分布する地域で、これを基盤とした沈殿性の褐鉄鉍鉍床である（第37図）。鉍床は2箇所が存在し、いずれも厚さ1-2.5mであり、下盤側には白—灰色の粘土、又は低品位の角礫状鉍があり、上盤は表土で覆われる。

鉍石は木片や木葉片等の仮像を残す暗褐—褐色塊状の高品位鉍・黄褐—褐色粘土質の低品位鉍及び角状鉍である。

鉍石の品位は、塊状鉍でFe 30-50%、P 0.13-0.17%、S 0.7-0.97%であり、粘土状鉍ではFe 23-32%である。

VII. 4 石油及び天然ガス（狛ほか、1964；本島、1951；島田、1974；島田・矢崎、1959）

本地域の石油・天然ガスの徴候は大正11年（1922）頃から長万部駅付近の浅井戸で知られていた。本格的な開発は昭和29年（1954）に行われた構造試錐（OR-1号井）以後である（第38図）。この試錐は深度617mに及び、 $400\text{m}^3/\text{日}$ のガスと付随水（温泉）が得られた。天然ガスは都市ガスとして利用され、今日に至る。また油徴が見られたため、石油採取を目的とする試錐が海岸沿いの低地帯に10数本掘さくされたが良好な結果は得られず、現在採油しているのは一抗井（R-2）だけである。現在も秋田川下流においてガス・温泉その他の探査を目的とする試錐が行われている。天然ガス及び温泉の湧出層準は黒松内層の砂岩に富む泥岩互層中の砂岩層が主体と考えられている。天然ガスの分析値を第13表に示す（島田、1974）。



第38図 長万部地域坑井位置図

第13表 長万部地域天然ガス分析値

坑井	ガス成分										
	He	H ₂	N ₂	O ₂	Ar	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	C ₅ H ₁₂ , C ₆ H ₁₄
OR-1	—	—	12.30	1.40	1.00	85.30	0.04	0.03	—	—	—
OR-2	—	—	11.80	3.60	0.7	83.7	0.20	0.03	0.001	—	—
大浜 R-1	0.00	0.0119	1.5	-0.03	8.10	89.96	0.10528	0.00023	0.0000	0.0000	—
R-1	—	—	4.53	9.78	0.25	52.46	18.29	13.36	1.33	tr	—
R-2	—	—	5.29	4.07	0.08	66.60	20.93	2.62	0.41	tr	—
R-3	—	—	5.49	4.68	0.10	55.61	21.58	12.07	0.47	tr	—
R-4	—	—	12.74	1.75	0.15	74.53	8.86	1.79	0.18	tr	—

島田 (1974) による。(単位: 体積%)

VII. 5 温 泉 (北海道立地下資源調査所, 1976; 島田, 1974)

長万部駅北方約200mに**長万部温泉**がある。これは昭和29年(1954)に行われた天然ガスを目的とする試錐により発見されたもので、当初49℃、400l/分の温泉が自噴で得られた。現在泉温は50-53℃(R-6, R-7号井)である。泉質は一般的に油田鹹水と呼ばれる含硼酸食塩泉で、地層堆積時に封鎖された古塩水の性格を持つ。この地域の地下増温率は100mにつき7℃で一般よりかなり高い。

瀬棚郡今金町美利河に**美利河温泉**がある。ピリカベツ川右岸数箇所で先新第三系堆積岩、主に石灰岩から湧出している。泉温は38℃で総湧出量は約70l/分である。泉質は単純泉でCa(HCO₃)₂及びMg(HCO₃)₂を主成分とする。長万部及び美利河温泉の分析値を第14表に示す(齊藤, 1962; 島田, 1974; 北海道立地下資源調査所, 1976)。

第14表 長万部温泉及び美利河温泉の分析値及び泉温

温泉	坑井	pH	RpH	fre _e CO ₂	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	total Fe	泉 温 (°C)
長万部温泉	OR-1	7.8	8.2	CO ₃ ²⁻ 12	7,266	<2	111	20	1.50	49
	OR-2	8.1	8.3	CO ₃ ²⁻ 30	4,600	—	14	—	0.20	44.5
	OOR-1	7.8	8.3	CO ₃ ²⁻ 42	6,354	—	64	25	0.65	43.7
	大浜 R-1	7.3	7.5	161	12,781	—	205	107	0.25	39
	OR-6*	7.6	—	36	17,306	28	1,277	61	0.20	51
	OR-7*	7.8	—	26	8,201	39	85	47	0.02	50
美利河温泉*	—	7.5	—	4	15	49	41	13	—	38.4

*北海道立衛生研究所分析資料, その他は地質調査所分析(島田, 1974)

(mg/l)

VII. 6 砕石・骨材

静狩付近の中新世静狩火山岩類の変質安山岩が利用されている。国鉄室蘭本線新静狩トンネル入口北方及び静狩鉦山付近の旧国道5号線沿いの2箇所で採石されており、年間各々約18,000m³、15,000m³の生産量であるが、前者は現在休止している。道路の切込用砕石やコンクリート骨材として利用される。

また瀬棚層の砂が黒松内町南東及び写万部山南部の数箇所にて採掘されている。これはコンクリート骨材として利用される。

文 献

- 秋葉 力 (1958) 北海道西南部における鈹床区. 新生代の研究, no. 27, p. 623-632.
- ASANO, K. (1938) On some Pliocene foraminifera from the Setana Beds, Hokkaido. *Japan Jour. Geol. Geogr.* Vol. 15, p. 79-104.
- 地質調査所 (1967) 北海道金属非金属鈹床総覧. 575 p.
- 地徳 力 (1983) 北海道西南部瀬棚層産石灰質超微化石群集について. 地球科学, vol. 37, p. 90-97.
- 藤原哲夫・松井公平 (1963) 静狩鈹山の金銀鈹床. 北海道地下資源調査資料, no. 86, p. 1-43.
- ・渡辺 卓 (1962) 長万部町北部および黒松内町東部鉄鈹床調査報告. 北海道地下資源調査資料, no. 75, p. 1-14.
- 福富忠男・矢島澄策・陸川正昭 (1936) 北海道有用砒産物調査 (第9報). 渡島支庁管内山越郡大部 (国縫・長万部地方), 桧山支庁管内瀬棚郡北部 (利別川右岸地方). 北海道工業試験場報告, no. 66, p. 1-44.
- 橋本 亘・猪郷久義 (1962) 北海道西南部より中生代化石の発見. 地質学雑誌, vol. 68, p. 537-538
- ・石川俊夫・舟橋三男・斉藤昌之・長尾捨一 (1958) 20万分の1北海道地質図(1)及び説明書. 北海道立地下資源調査所, p. 58.
- ・菅野三郎・品田 穰・大島一精 (1963) 北海道渡島半島今金一国縫一八雲間の地質. 地質学雑誌, vol. 69, p. 228-238.
- ・島田忠夫 (1960) 北海道南部より古生代珊瑚の発見. 地質学雑誌, vol. 66, p. 621.
- 秦 光男 (1975) 熊石地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 34 p.
- ・山口昇一 (1969) 北海道西南部における *Operculina* の層位学的位置. 日本地質学会第76年学術大会総合討論会「グリーンタフに関する諸問題」討論資料, p. 131-135.
- 北海道立地下資源調査所 (1976) 北海道の地熱・温泉 (A) 西南北海道中南部. 地下資源調査所調査研究報告, no. 3, p. 158.
- 池谷仙之・林 慶一 (1982) 北海道渡島半島黒松内地方の地質. 地質学雑誌, vol. 88, p. 613-632.
- ・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.
- 石田正夫 (1978) 八雲地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 39 p.
- (1981) 遊楽部岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 64 p.
- ・垣見俊弘・平山次郎・秦 光男 (1975) 館地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 52 p.
- 金谷太郎・須鎗和巳 (1951) 北海道松前半島中部の第三系. 新生代の研究, no. 9, p. 1-8.

- KANNO, S. (1962) Molluscan Fauna from the So-called Setana Formation, Southern Hokkaido, Japan. *Sci. Rept. Tokyo Kyoiku Daigaku*, sec. C, vol. 8, p. 49-62.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩のK-Ar dating (IV)―東北日本花崗岩類―. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 56, p. 41-55.
- 狛 武・三梨 昂・松井 寛 (1964) 北海道長万部町R-1号井, 2号井の長期観測研究報告. 地調月報, vol. 15, p. 109-120.
- MAIYA, S., ICHINOSEKI, T. and AKIBA F. (1981) Oshima peninsula, in TSUCHI, R., ed, *Neogene of Japan*, p. 76-80.
- 丸山修司・斉藤正雄・室住正義・小野寺公兒・石橋嘉一 (1968) 噴火湾海底砂鉄鉱床鉱量調査. 特定鉱床開発促進調査報告―噴火湾海底砂鉄鉱床―, 北海道開発庁, 51 p.
- 松井 愈・土居繁雄・武田裕幸・魚住 悟・藤江 力・秋葉 力・吉村尚久・山口久之助・小原常弘・小田切敏夫 (1955) 北海道後志国今金町東部の地質鉱床調査報告. 北海道立地下資源調査所 (今金町), 56 p.
- 湊 正雄・長谷川潔 (1959) 本邦熔結凝灰岩の研究, 第1報, 熱帯熔結凝灰岩について, 地質学雑誌, vol. 65, p. 66-70.
- 本島公司 (1951) 北海道 長万部町附近の天然ガス. 石油技術協会誌, vol. 16, p. 59-61.
- 長尾 巧 (1932) 北海道西南部の新生代層と最近の地史. 地学雑誌, vol. 39, p. 320-322.
- ―――・佐々保雄 (1933a) 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (1). 地質学雑誌, vol. 40, p. 555-577.
- ―――・――― (1933b) 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (2). 地質学雑誌, vol. 40, p. 750-775.
- ―――・――― (1934a) 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (3). 地質学雑誌, vol. 41, p. 47-60.
- ―――・――― (1934b) 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (4). 地質学雑誌, vol. 41, p. 211-260.
- 岡 孝夫・三谷勝利 (1981) 北海道瀬棚郡今金町の地質. 今金町, 77 p.
- 小山内 熙・鈴木 守・松下勝秀・高橋功二・山岸宏光・山口久之助・国府谷盛明・寺島克之・横山英二 (1974) 北海道山越郡八雲町の地質. 八雲町, 75 p.
- 佐川 昭・植田芳郎 (1969) 5万分の1地質図幅「瀬棚」及び同説明書. 北海道開発庁, 43 p.
- 斎藤 仁 (1962) 北海道の鉱泉資源. 地下資源調査所報告, no. 28, 88 p.
- 斉藤正雄・渡辺芳次 (1955) 砂鉄鉱床調査. 長万部―黒岩地区. 未利用鉄資源, no. 1, p. 24-37.
- 坂上澄夫・南川純夫・川島幹雄 (1969) 北海道渡島半島上礫石灰岩のコノドントとその地質時代の考察. 地質学雑誌, vol. 78, p. 37-43.
- 佐々木竜男・片山雅弘・音羽道三・天野洋司 (1970) 渡島半島の火山灰について. 北海道農業試験場土性報告, no. 20, p. 256-286.

- 佐々木竜男・片山雅弘・富岡悦郎・佐々木清一・矢沢正士・山田 忍・矢野義治・北川芳雄(1971) 北海道における腐植質火山灰の編年に関する研究. 第四紀研究, vol. 10, p. 117-122.
- 佐藤文男・白幡浩志 (1965) 西南北海道の花崗岩礫岩の岩石化学的研究. 岩鉱, vol. 54, p. 14-22.
- 沢田義男 (1961) 北海道瀬棚郡今金町北方の新第三紀層. 室蘭工業大学研究報告, vol. 3, p. 635-644.
- 瀬川秀良 (1972) 噴火湾における長万部段丘礫層上の泥炭層の¹⁴C年代. 地質学雑誌, vol. 78, p. 51-52.
- 瀬尾春雄・片山雅弘・音羽道三・天野洋司・土橋貞雄 (1970) 渡島支庁管内土性調査報告. 北海道農業試験場土性調査報告, no. 20, p. 1-255.
- 島田忠夫 (1974) 長万部ガス田のその後の経過について. 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, vol. 25, p. 13-22.
- ・矢崎清貴 (1959) 北海道長万部町天然ガス地質調査報告. 北海道地下資源調査資料, no. 48, p. 61-67.
- 白井健裕 (1959) 瀬棚層産化石有孔虫群集を中心とする黒松内地域の地質について. 北海道地質要報, (38), p. 1-12.
- 鈴木 守・藤原哲夫・三谷勝利 (1967) 長万部町の地質. 長万部町, 62 p.
- ・山岸宏光・高橋功二・庄谷幸夫 (1981) 5万分の1地質図幅「寿都」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 32 p.
- 常世俊晴・塩田昭三 (1955) 砂鉄鉱床調査. 伊達・長万部地区. 未利用鉄資源, no. 1, p. 21-24.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1978) 昭和52年度広域調査報告書—久遠地域—. p. 1-70.
- 渡辺 卓 (1960a) 低品位鉄鉱床. 知来川上流地区. 未利用鉄資源, 通商産業管, no. 8, p. 56-57
- (1960b) 砂鉄鉱床. 朱太川上流・知来別川上流地区. 未利用鉄資源, 通商産業管, no. 8, p. 362-365.
- 矢島澄策・茶木久芳 (1936) 北海道有用鉱産物調査(第7報)(甲)渡島支庁管内山越郡中部(八雲町)松山支庁管内瀬棚郡南部(利別川左岸地方). 北海道工業試験場報告, no. 61, p. 3-44.
- ・陸川正明(1939) 10万分の1長万部図幅説明書. 北海道工業試験場報告, no. 3, 17 p.
- YAMAGISHI, H. (1979) Classification and features of subaqueous volcanoclastic rocks of Neogene age in Southwest Hokkaido, *Rept. Geol. Surv. Hokkaido*, no. 51, p. 1-20.
- 山田悟郎・三野紀雄・矢野牧夫・瀬川秀良・尾上博章・日下 哉 (1980) 北海道渡島半島の第四系より産出する植物化石IV. 北海道開拓記念館研究年報, no. 8, p. 37-49
- 吉田 尚 (1978) 日高・北上両地質区の境界と比較構造論. 地団研専報, no. 21, p. 169-180.
- ・青木ちえ (1972) 北海道松前半島の古生層と渡島半島南部のコノドントの産出について. 地調月報, vol. 23, p. 1-12.
- 吉井守正・秦 光男・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), 地質調査所, 57 p.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Sapporo (4) No. 48

GEOLOGY

OF THE

OSHAMAMBE DISTRICT

By

Kazuya KUBO, Masao ISHIDA and Eikichi NARITA

(Written in 1983)

Abstract

The mapped district is situated in the northern part of the Oshima Hantō, southwestern Hokkaido. It is located between latitude $42^{\circ}30' - 42^{\circ}40'N$. and longitude $140^{\circ}15' - 140^{\circ}30'E$. and faces the Uchiura Wan on the southeast.

Geology

The district is geologically composed of pre-Cretaceous sedimentary rocks, Cretaceous granitic rocks, Neogene volcanic and sedimentary rocks, and Quaternary volcanic materials and sediments. Geological succession in this district is summarized in Table 1.

Pre-Cretaceous and Cretaceous

The pre-Cretaceous sedimentary rocks form the basement rocks for the Neogene and Quaternary of this district. The sedimentary rocks are exposed in the southwestern corner of this district and are composed mainly of slate, sandstone and chert with a minor amount of limestone.

Cretaceous granitic rocks are mainly medium-grained biotite granodiorite, and is intruded into the sedimentary rocks as a small mass, measuring less than 500m in width, and accom-

Table 1

Age		Stratigraphy		Thick-ness (m)	Lithic facies		Remarks			
Quaternary	Holo-cene	Floodplain deposits, Sand dune deposits, Moor deposits, Komagadake Volcanic Ash, Fan deposits			Gravel, sand, clay, peat and ash					
	Pleisto-cene	Neppu Pumice-flow deposits, River terrace deposits 1-2, Coastal terrace deposits 1-3, Chiraigawa Formation, Nakanosagawa Formation			Pumice and ash Gravel, sand and clay Gravel, sand, clay and lignite Sand and clay (with lignite)		Pollen fossils Molluscan fossils			
Neogene	Pliocene	Kuromatsu-naidake Volcanic Rocks	Setana Formation	Shamambeyama Volcanic Rocks	400 ~ 500	Hypersthene-augite andesite lava, dike and pyroclastic rocks	Sandstone, conglomerate and tuff	Hypersthene-augite andesite lava, dike and pyroclastic rocks	Molluscan, diatom and foraminiferal fossils "Setana fauna"	
		Garogawa Volcanic Rocks			500 +	Hypersthene-augite andesite lava, dike, pyroclastic rocks and hyaloclastite			Differentiation of sedimentary basin	
	Miocene	Kuramatsumai F.	Siltstone member		Shizukari Volcanic Rocks	600 ~ 1200	Siltstone, sandstone, conglomerate and tuff		Altered andesite, dacite and hornblende andesite	<i>Makiyama chitanii</i>
			Tuff breccia member				Tuff breccia, volcanic breccia and tuffaceous sandstone			
			Altered andesite member				Altered andesite lava, dike and pyroclastic rocks			
		Yakumo Formation		Hard shale and mudstone		Regression <i>Cyclamina</i> spp. <i>Spirosgmollinella compressa</i>				
	Kunnui F.	Upper sandstone member			500 ~ 1400	Sandstone (with siltstone and tuff)		Transgression		
Mudstone member		Mudstone (with sandstone)								
Lower sandstone member		Sandstone (with tuff and conglomerate)								
Conglomerate member		Conglomerate and sandstone								
Cretaceous	Granitic rocks				Biotite granodiorite		Denudation			
Pre-Cretaceous	Sedimentary rocks				Slate, chert, sandstone, limestone and hornfels					

panying several small dikes of granodiorite and aplite. The sedimentary rocks around the intruded mass are thermally metamorphosed into andalusite-cordierite-biotite hornfels.

The biotite granodiorite in this district is an easternmost equivalent of the Imagane granitic rocks, which are widely exposed in the Imakane district. The K-Ar age of biotite extracted from hornblende-biotite granodiorite in the Imakane district is measured to be 124Ma, so that the biotite granodiorite in this district may have consolidated in Cretaceous.

Neogene

Neogene in this area is composed of the Kunnui Formation, the Yakumo Formation, the Shizukari Volcanic Rocks, the Kuromatsunai Formation, the Garogawa Volcanic Rocks, the Setana Formation, and the Shamambeyama Volcanic Rocks and the Kuromatsunaidake Volcanic Rocks, in ascending order.

The Kunnui Formation is the lowest member of the Neogene in the district, which overlies unconformably the pre-Cretaceous sedimentary rocks and Cretaceous granitic rocks. The formation is exposed on both sides of the Mombetsugawa Anticlinal Axis near the south-western corner of the district. The formation is divided into four members, i.e. Conglomerate, Lower sandstone, Mudstone and Upper sandstone in ascending order. These sediments include abundant fragmental volcanic materials, being andesitic to dacitic in composition, and the sedimentary rocks generally show dark to pale greenish in color. Mudstone of the formation contains the arenaceous foraminifera such as *Cyclammina* spp. and *Haplophragmoides* sp. Total thickness of the formation is about 500 to 1400m.

The Yakumo Formation is distributed in the south-western part of the mapped district, lying on the Kunnui Formation mainly with comfortable relation. The formation is composed mainly of muddy marine sediments such as the "hard shale" and mudstone. The formation contains *Makiyama chitani* (MAKIYAMA), *Cyclammina-Haplophragmoides-Martinottiella* assemblage and *Spirosgmoilinella compressa* MATSUNAGA. Thickness of the formation is about 750 to 900 m.

The Shizukari Volcanic Rocks are distributed in the eastern part of the district. The volcanic rocks consist of altered andesite lava, dike and pyroclastic rocks, dacite dike, hornblende andesite volcanic breccia, and dacite volcanic breccia. The former two are suffered from chloritization, albitization, calcification and silicification, and are frequently altered to "propylite". Age of the volcanic rocks is considered to range from late Miocene to Pliocene.

The Kuromatsunai Formation is distributed in the northern and western parts of the district. The formation overlies the Yakumo Formation in conformable relation. The formation is divided into three members, i.e. Altered andesite, Tuff breccia and Siltstone in ascending order. The Altered andesite is the lowest member of the formation in the district and represents products of localized volcanism of hypersthene-augite andesite and hornblende andesite. The rocks of the Altered andesite are intensely altered to "propylite". The formation yields *Makiyama chitani* (MAKIYAMA) and diatom fossils. Total thickness of the formation is about 600 to 1200m.

The Garogawa Volcanic Rocks are distributed in the western part of the mapped district, extending from north to south. The volcanic rocks consist of hypersthene-augite andesite lava, dike, pyroclastic rocks and hyaloclastite, overlying the Kuromatsunai Formation unconformably.

The Setana Formation is distributed extensively in the district, lying on the Kuromatsunai formation and Garogawa Volcanic Rocks in unconformable relation. The formation consists mainly of neritic sediments such as sandstone, siltstone and conglomerate, representing the stage of regression. The formation is abundant in molluscan, diatom and foraminiferal fossils. Total thickness of the formation is about 400 to 500m.

The Shamambeyama Volcanic Rocks is located in the central part of the district, and at the marginal part the rocks are overlain by the upper beds of the Setana Formation unconformably. The volcanic rocks consist of lava, dike and pyroclastic rocks of hypersthene-augite andesite accompanying a small amount of hornblend andesite.

The Kuromatsunaidake Volcanic Rocks occupies the northwestern part of the district, overlying the Kuromatsunai and Yakomo Formations and the Garogawa Volcanic Rocks in unconformable relation. Similar to Shamambeyama Volcanic Rocks, the Kuromatsunaidake Volcanic Rocks consist of lava, dike and pyroclastic rocks of hypersthene-augite andesite and hornblende andesite. These two volcanic rocks are considered to have been formed coevally during the Setana stage.

Quaternary

Quaternary in this district is divided as follows ; the Nakanosawagawa Formation, the Chiraigawa Formation, Terrace deposits, the Neppu Pumice-flow Deposits, Fan deposits, the Komagadake Volcanic Ash, Moor deposits, Sand dune deposits and Floodplain deposits.

The Nakanosawagawa Formation consists of sand and clay with a minor amount of lignite. The formation includes locally abundant molluscan fossils, indicating the age of early to Middle Pleistocene.

The Chiraigawa Formation is composed of sand, gravel and clay with many interbedded lignite.

The Neppu Pumice-flow Deposits, being of dacitic in composition, are formed along the Neppu Gawa.

Fan deposits, the Komagadake Volcanic Ash, Moor deposits, Sand dune deposits and Floodplain deposits are formed in Holocene.

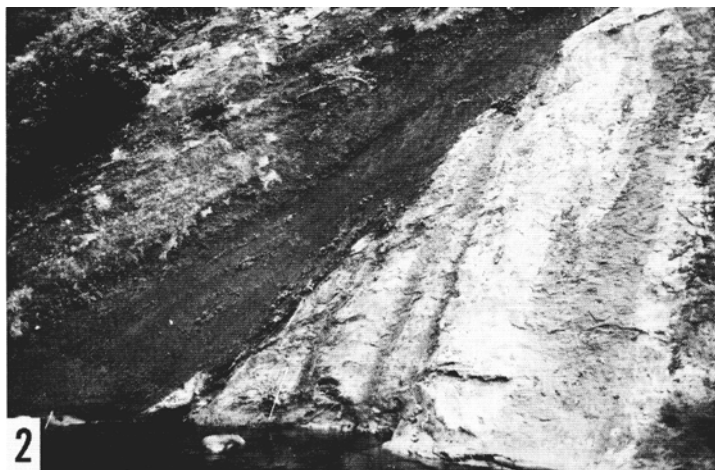
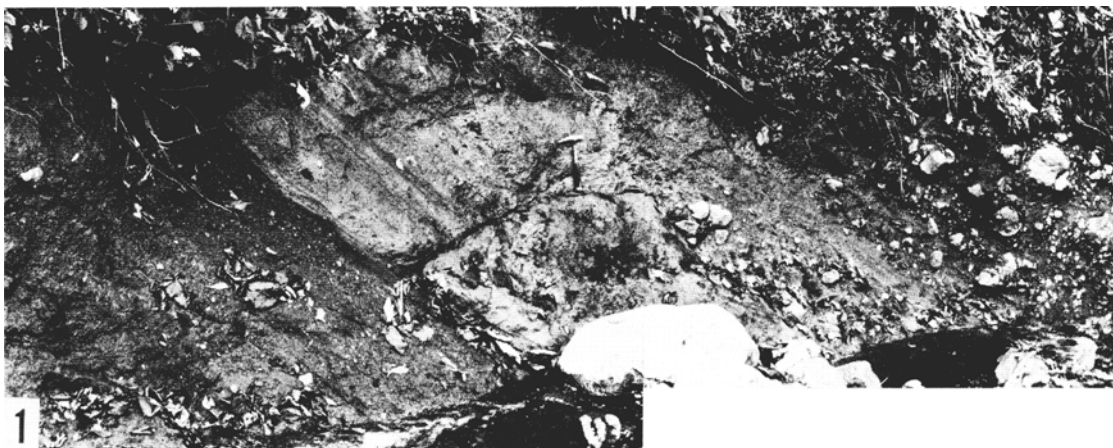
Economic geology

As for the mineral resources, gold, silver, placer iron and limonite ore deposits have been exploited, but are not utilized at present.

Oil seapages have been known along the coastal area of the Uchiura Wan and some of which are used on a small scale today.

Hot springs at Oshamambe and Pirica have been utilized though the latter spring is not operative today.

Altered andesite of the Shizukari Volcanic Rocks and sand of the Setana Formation are worked to provide an aggregate in concrete and road ballast.

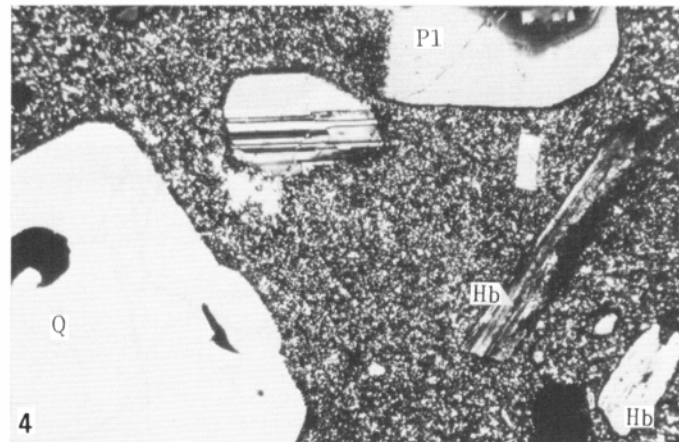
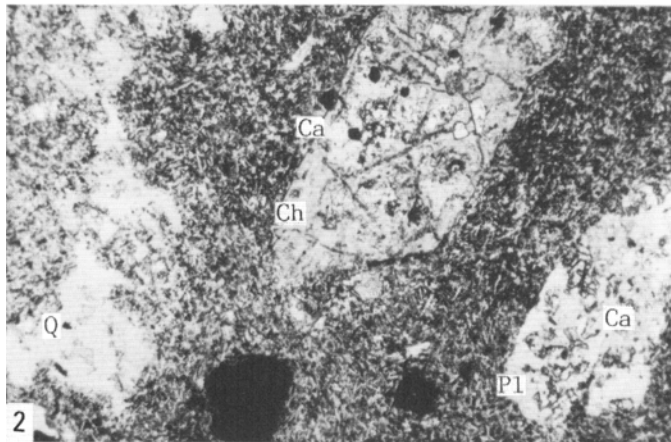
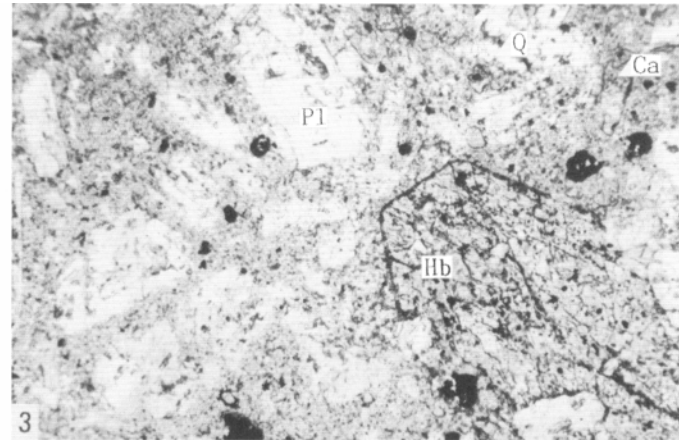
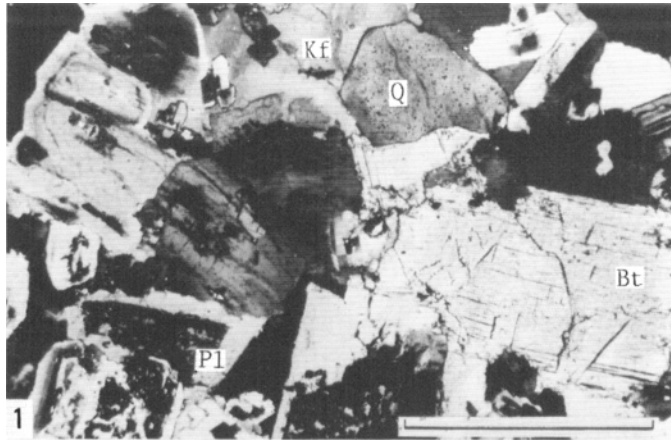


1. ガロ川火山岩類の水中二次堆積物
図版の右方で火山礫凝灰岩から凝灰角礫岩に移化する(貝殻沢川上流北岸)
2. 黒松内層のシルト岩部層を不整合に覆うガロ川火山岩類の礫岩
スケールは1m (賀老川下流南岸)

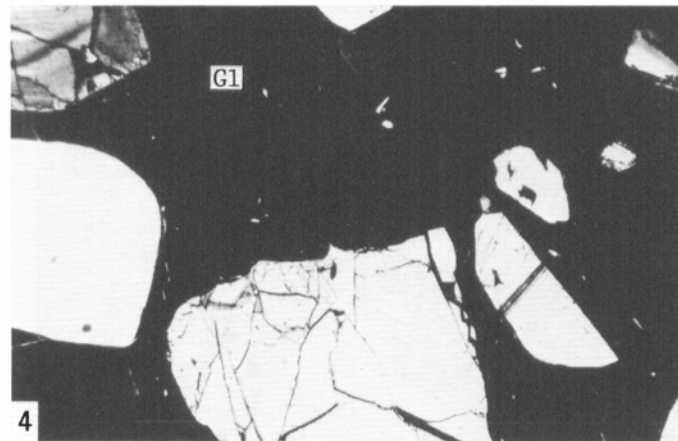
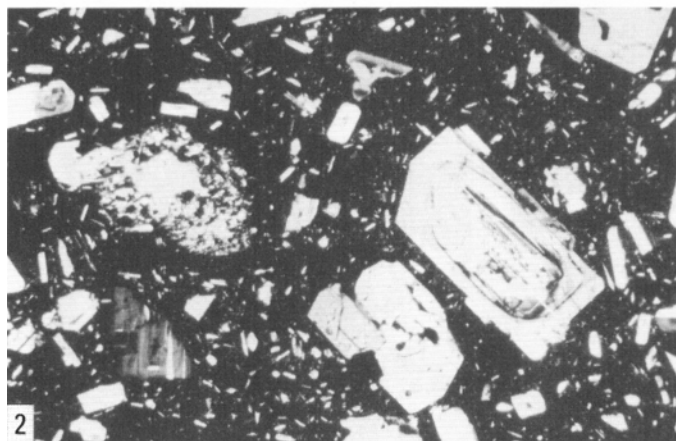
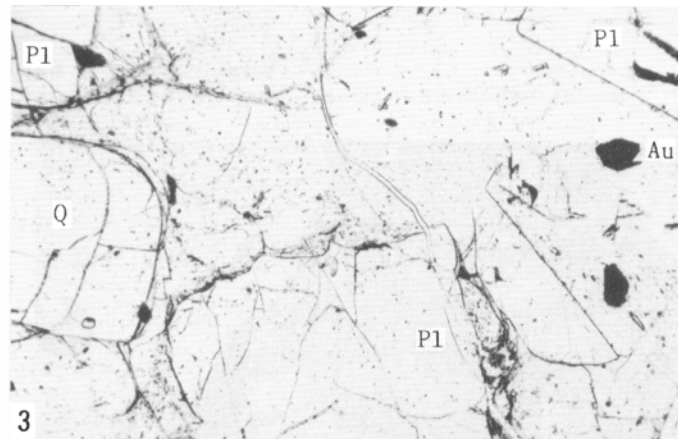
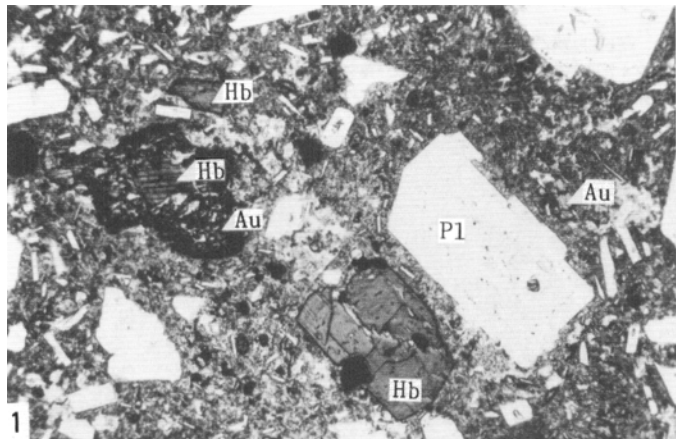
第II図版—第V図版 顕微鏡写真

第II図版1のスケールは1mmで、以下すべて同倍率

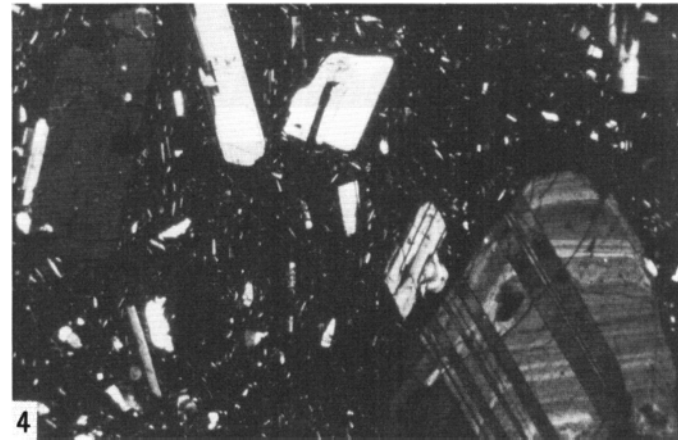
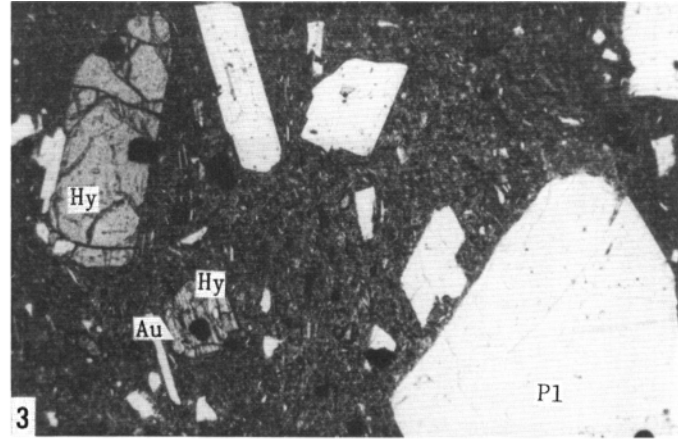
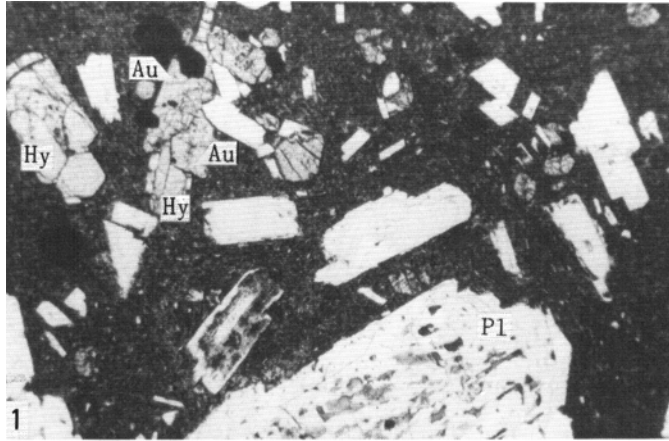
Pl: 斜長石, Q: 石英, Kf: カリ長石, Hb: 普通角閃石, Bt: 黒雲母, Au: 普通輝石, Hy: 紫蘇輝石, Gl: ガラス, Ca: 方解石, Ch: 緑泥石



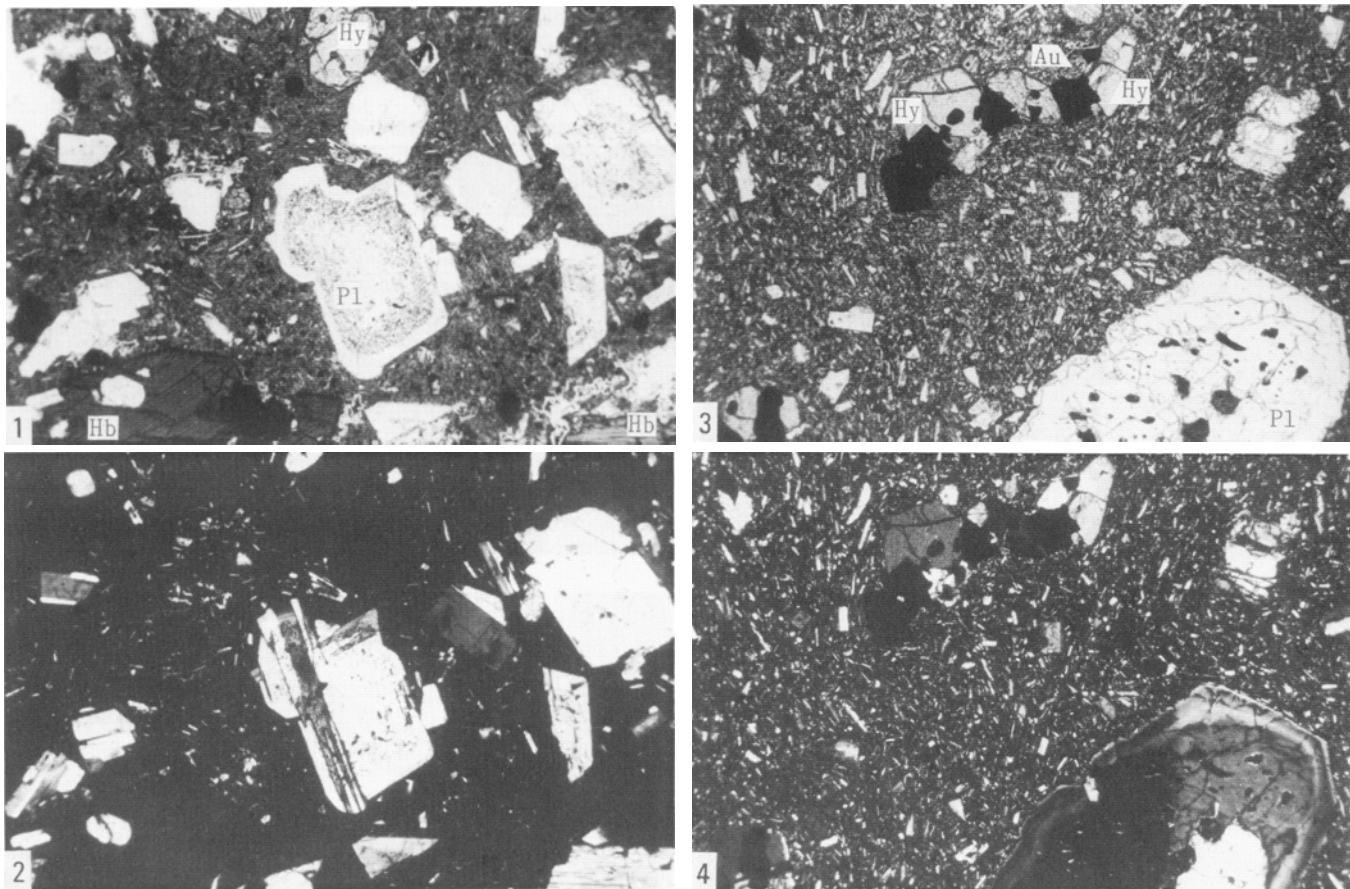
1. 黒雲母花崗閃緑岩 (直交ニコル) 採集地: 二俣川支流ベタヌ川上流
2. 黒松内層, 変質安山岩部層の角閃石安山岩 (下方ニコル) 中央の粗粒結晶は緑泥石と方解石で置換された普通角閃石 採集地: ベタヌ川との合流点 500m 上流の二俣川北岸
3. 静狩火山岩類の変質安山岩. 比較的粗い石基部からなる角閃石安山岩 (下方ニコル) 採集地: 静狩北方国道沿いの採石場
4. 静狩火山岩類のデイサイト岩脈 (直交ニコル) 採集地: 上大成西方 1km.



1. 静狩火山岩類の角閃石安山岩火山角礫岩の礫質部(下方ニコル) 左上の普通角閃石斑晶の周縁部は普通輝石の細粒結晶集合体で囲まれる 採集地: 朱太川支流小川
2. 同上(直交ニコル)
3. 静狩火山岩類のデイサイト火山角礫岩の礫質部(下方ニコル) 採集地: オタモイ山北東3km
4. 同上(直交ニコル)



1. ガロ川火山岩類の紫蘇輝石普通輝石安山岩凝灰角礫岩の礫質部 (下方ニコル) 採集地: 西の沢西方1kmの黒松内川支流
 2. 同上 (直交ニコル)
 3. 写万部山火山岩類の紫蘇輝石普通輝石安山岩火山角礫岩の礫質部 (下方ニコル) 採集地: 写万部山山頂北方1.2km
 4. 同上 (直交ニコル)



1. 写万部山火山岩類の角閃石安山岩火山角礫岩の礫質部(下方ニコル) 採集地: 知来川上流
 2. 同上(直交ニコル)
 3. 黒松内岳火山岩類の紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩下方ニコル 採集地: 貝殻沢川上流の三角点(標高417.8m)
 4. 同上(直交ニコル)

※文献引用例

久保和也・石田正夫・成田英吉(1983) 長万部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 70p.

KUBO, K., ISHIDA, M. and NARITA, E. (1983) *Geology of the Oshamambe district*. Quadrangle Series, scale 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 70 p. (in Japanese with English Abstract 4 p.)

昭和58年11月2日印刷

昭和58年11月7日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 小宮山 一雄

印刷所 小宮山印刷工業㈱

東京都新宿区天神町78

©1983 Geological Survey of Japan