

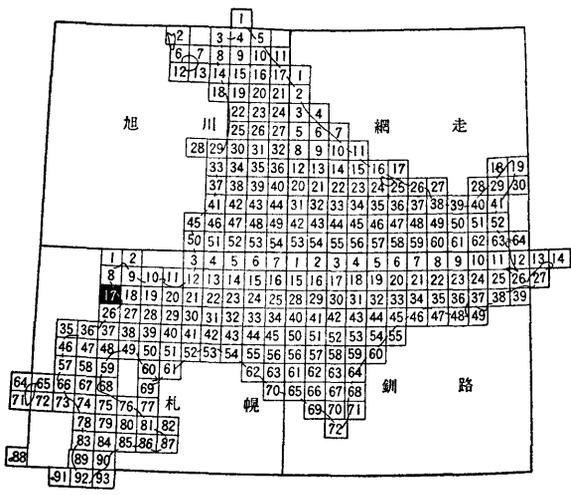
5万分の1地質図幅
説明書

神 恵 内

(札幌一第17号)

北海道立地下資源調査所

昭和55年2月(1980)



5万分の1地質図幅
説 明 書

神 恵 内

(札幌一第17号)

技術吏員 山 岸 宏 光

北海道立地下資源調査所

昭和55年2月

目 次

はしがき	1
Ⅰ 位置および交通	1
Ⅱ 地 形	3
Ⅲ 地 質 概 説	3
Ⅳ 新第三紀の地層	5
Ⅳ・1 古宇川層	5
Ⅳ・2 泊 累 層	7
Ⅳ・2・1 前ノ小川泥岩凝灰岩層	7
Ⅳ・2・2 カブト火砕岩層	9
下 部 層	9
中 部 層	10
上 部 層	12
Ⅳ・3 尾根内層	16
Ⅳ・4 トーマル川層	16
Ⅴ 新第三紀の貫入岩類	18
Ⅴ・1 変質安山岩	18
Ⅴ・2 玄 武 岩	18
Ⅴ・3 花崗閃緑岩・花崗閃緑斑岩	19
Ⅴ・4 玄武岩質安山岩	19
Ⅴ・5 角閃石石英安山岩	19
Ⅵ 第四紀の地層および溶岩	20
Ⅵ・1 大森山溶岩	20
Ⅵ・2 海岸段丘堆積物	20
Ⅵ・3 地すべり堆積物	20
Ⅵ・4 河岸段丘堆積物および現河床堆積物	21
Ⅶ 応用地質	21
Ⅶ・1 金属鉱床	21
Ⅶ・2 温 泉	22
Ⅶ・3 骨 材	22
文 献	23
Résumé	24

北海道立地下資源調査所
技術吏員 山 岸 宏 光

は し が き

この地質図幅は昭和48年から51年にかけて実施した野外調査の結果をとりまとめたものである。

この図幅地域は、積丹半島の西南部に位置し、急崖の多い急峻な地形をなす新第三紀中新世の火砕岩を主とした地域である。

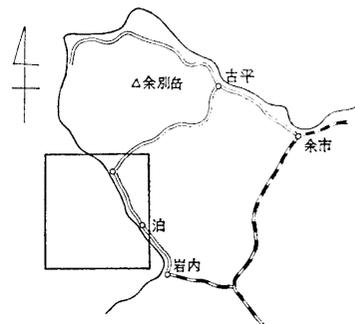
この地域には多くの金属鉱床が分布しており、古くから調査されている。鉱床に関する総括的な報告としては、菊地・渡辺(1954)をはじめ、成田ほか(1965)、斎藤(1968)などがある。また、地質層序に関しては少ないが、根本(1942)、斎藤ほか(1952)および久保(1954)がまとめており、最近では山岸ほか(1979)によるものがある。

野外調査および室内作業にあたっては、積丹団研グループの方々には御協力をいただいた。厚く感謝の意を表する。

I 位置および交通

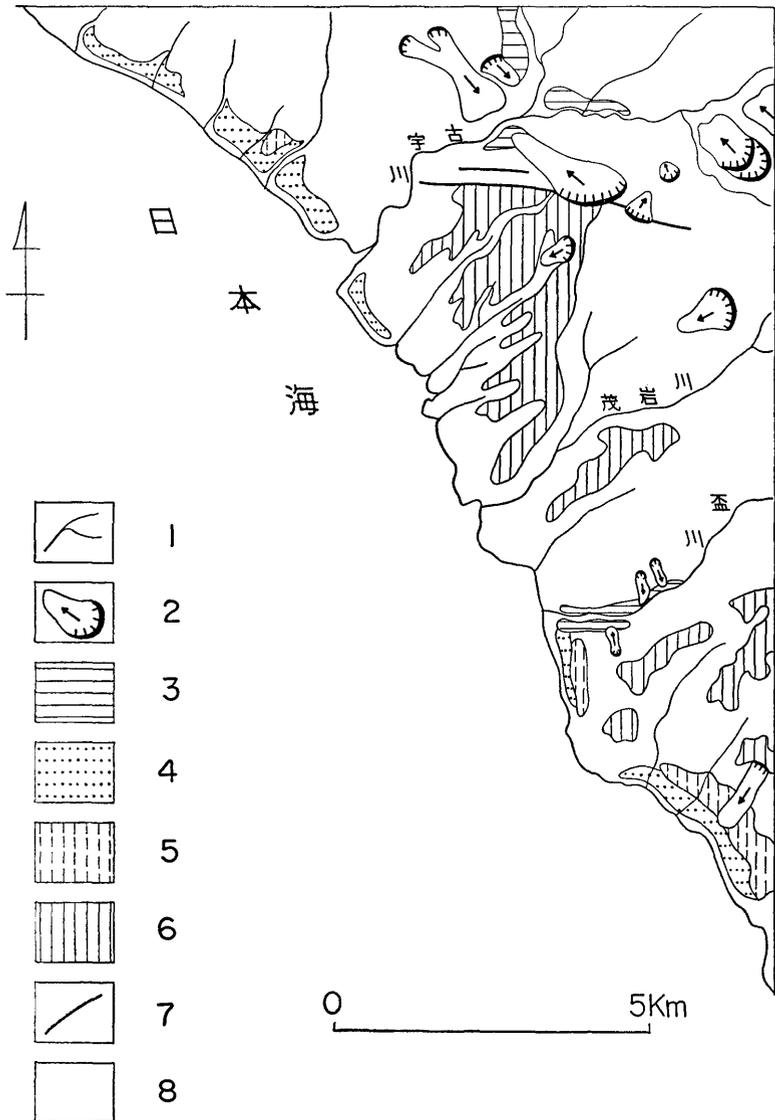
この図幅は積丹半島の西南部に位置し、行政上は、後志支庁に属し、北半分は神恵内村に、南半分は泊村に含まれる。

交通は、函館本線の余市から古平をへて、積丹半島を横断し、神恵内をへて岩内にいたる国道229号線が通じている(第1図)。



0 30KM

第1図 位 置 図



第2図 地形分類図

凡例：1 水系，2 地すべり地形，3 河岸段丘，4 低位の海岸段丘，5 高位の海岸段丘，6 台地状山稜，7 リニヤメント，8 やせ尾根状の山稜地域

Ⅱ 地 形

この図幅地域は、急峻な山岳地帯をなし、海岸では比高 100 m に達する断崖（海食崖）と、海水面すれすれの波食棚（ベンチ）がつくられている。内陸部では、やせ尾根状の急峻な山稜が発達しており、部分的に海拔 200～400 m のやや平坦な台地状山稜がみられる（第 2 図）。

主な水系は、北から古宇川・茂岩川および盃川などで、他の小川と同様に海岸線と直交する平行水系となっている。

古宇川および盃川には比高 5 m 内外の小規模な河岸段丘がみとめられるが、他の河川は箱型の急峻な河谷をつくっている。

北西部と南東部には、いずれも、比高 10 m と 5 m の 2 段の海岸段丘が分布する。古宇川流域には多数の、その他の地域には若干の、地すべり地形がみとめられる。

Ⅲ 地 質 概 説

この図幅地域は、東北日本から西南北海道にかけて広く分布する東北日本弧内帯のいわゆる“グリーンタフ”地域にあたり、新第三紀中新世の安山岩質火砕岩類で特徴づけられる。

図幅地域の新第三紀中新世の層序は、下位から上位へ古宇川層・泊累層・尾根内層およびトーマル川層にわけられる（第 3 図）。

古宇川層は、図幅地域の北部に分布し、下部の安山岩質凝灰岩をはさむ砂岩層と、上部の流紋岩溶岩・同質凝灰角礫岩および角閃石石英安山岩溶岩・同質火山角礫岩とからなり、ゆるく東に傾斜している。

泊累層は、下部の前ノ小川泥岩凝灰岩層と上部のカプト火砕岩層とに区分され、さらに後者は、下部層・中部層および上部層の 3 つに区分される。

前ノ小川泥岩凝灰岩層は、図幅南東部に分布し、硬質頁岩・泥岩および流紋岩質凝灰岩の互層である。

カプト火砕岩層は、海岸沿いに分布し、図幅地域で最も広い範囲をしめている。下部層は泥岩をはさみ、変質石英含有角閃石安山岩を主とする火砕岩であり、中部層は同質の火砕岩のみからなる。上部層は主として、未変質のしそ輝石普通輝石安山岩質の火砕岩である。これらの火砕岩は、成因的にはいずれも、マグマが水冷によって破

時代	地層名	模式柱状図	最大層厚 (m)	岩相	貫入岩類	
第四紀	現河床堆積物(a)			円礫および砂		
	河岸段丘堆積物(R)	○ ○ ○ ○ ○ ○	5	円礫および砂		
	地すべり堆積物(Ld)	/// \ \ \ \ \	10	角礫および重角礫		
	第2段丘堆積物(Tr ₂)	○ ○ ○ ○ ○ ○	5	円礫・砂		
	第1段丘堆積物(Tr ₁)	○ ○ ○ ○ ○ ○	5	円礫・角礫および砂		
	大森山溶岩(OI)	▽ ▽ ▾ ▿				
新第三紀中新世	トーマル川層	△ △ △ △ △ △	200	角閃石英安山岩質 水冷破砕岩(Uh) シルト岩・硬質頁岩・ 砂岩(Ts)	角閃石英安山岩 質水冷破砕岩・同質 火山閃緑岩(Uh)	
	尾根内層(Vh)	△ △ △ △ △ △				
	カブト火砕岩層 (Kv)	上部層 (Ub)	▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲	1200	しそ輝石普通輝石安山岩質水冷破砕岩 石英含有角閃石安山岩質水冷破砕岩 火山閃緑岩(Lv) 石英含有角閃石安山岩質水冷破砕岩(Uh)	角閃石英安山岩 (Da)
		中部層	▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲	400	しそ輝石普通輝石安山岩質水冷破砕岩 同質貫入岩体	玄武岩質安山岩 (Ba)
		下部層	▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲	400	変質石英含有角閃石安山岩質水冷破砕岩 (Mh) 同質貫入岩体 変質しそ輝石普通輝石安山岩質水冷破砕岩 (Mp)	花崗閃緑斑岩(Gp)
	前ノ小川泥岩凝灰岩層 (Mt)		▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲	400	変質石英含有角閃石安山岩質塊状溶岩 同質水冷破砕岩および黒色泥岩(Lh) 同質貫入岩体 変質しそ輝石普通輝石安山岩質水冷破砕岩(Lp)	花崗閃緑岩(Gd)
			▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲	400	硬質頁岩・泥岩・流紋岩質凝灰岩	
古宇川層	▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲	500+	角閃石英安山岩質塊状溶岩(Fm) 角閃石英安山岩質水冷破砕岩(Fh) 流紋岩溶岩および同質凝灰角礫岩(Rt) 砂岩・黒色頁岩および安山岩質凝灰岩(Fa)	変質安山岩(Ad) 玄武岩(Bd)		

第3図 模式地質柱状図

砕された産物とみなされ、水冷破砕岩（ハイアロクラスタイト）*とよんでいる（山岸ほか，1979）。

泊果層は、全体として西に傾斜しているが、特にカブト火砕岩層の中・上部層は、後述する花崗閃緑岩・花崗閃緑斑岩を中心とする西に沈む半ドーム構造を形成している。

古宇川層と泊果層は NW-SE~E-W の断層および貫入岩で境され、それぞれ異なる

* 最初は、ピローの間を充める玄武岩質ガラスの破片と定義されたが、現在では珪長質なものも含めて、マグマが水冷により破砕された破片状物質すべてを意味する。

った堆積盆を形成している。

尾根内層は、主として、北隣の「余別および積丹岬」図幅に分布するが、本図幅地域では、火砕岩を主とし、泊果層の上位に見かけ上、整合的に累重している。

トーマル川層は内陸部に向かって広く分布する地層で、下部のシルト岩・硬質頁岩および砂岩と、上部の角閃石石英安山岩質火砕岩（主として水冷破碎岩）とからなっている。構造はほぼ水平で、古宇川層およびカプト火砕岩層（泊果層上部）を不整合におおう。

以上の新第三紀中新世の地層を貫く貫入岩類としては、古宇川層を貫く変質安山岩および玄武岩、泊果層を貫く花崗閃緑岩・花崗閃緑斑岩、カプト火砕岩層の上部層までを貫く玄武岩質安山岩・角閃石石英安山岩がみとめられる。また、カプト火砕岩層にはそれらの水冷破碎岩を供給した同質貫入岩体が多数みとめられる（山岸ほか、1979）。

以上の新第三紀中新世の地層を不整合におおって、第四紀の溶岩・海岸段丘堆積物・地すべり堆積物・河岸段丘堆積物および現河床堆積物が分布する。

積丹半島全体の地質構造は、成田ほか（1965）や山岸ほか（1979）がのべているように、NW-SE 方向の長軸をもつ基盤の上昇、および深成岩類の貫入で特徴づけられる背斜軸の両側に堆積盆が広がるという特徴を示している。

すなわち、背斜軸の南西側に広がる堆積盆を形成するのが泊果層であり、その北東側または背斜軸の延長上に発展したのが古宇川層である。さらに、その兩者をおおって、より北方に広がった堆積盆を形成するのが尾根内層である。一方、この時期よりやや遅れて、背斜軸を中心として積丹半島の中心部を広くおおったのがトーマル川層の堆積盆と考えられる。

Ⅳ 新第三紀の地層

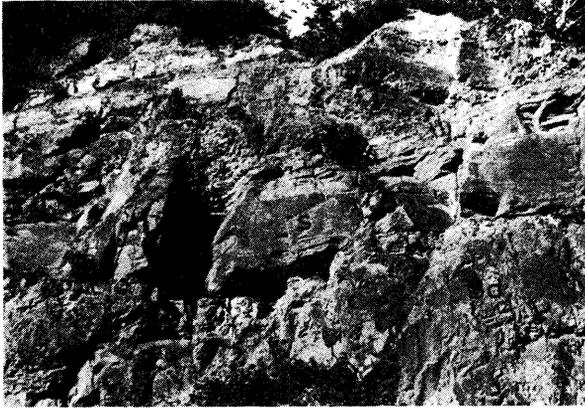
Ⅳ・1 古宇川層

〔命名〕 山岸宏光・石井正之（1979）。

〔模式地〕 古宇川本流とトーマル川との合流点付近。

〔分布〕 古宇川流域の本流、トーマル川および滝の沢川流域に分布する。

〔層厚〕 500 m 以上。



第4図 古宇川層の砂岩中に玄武岩の岩床が貫入している。

S：砂岩，Bd：玄武岩岩床

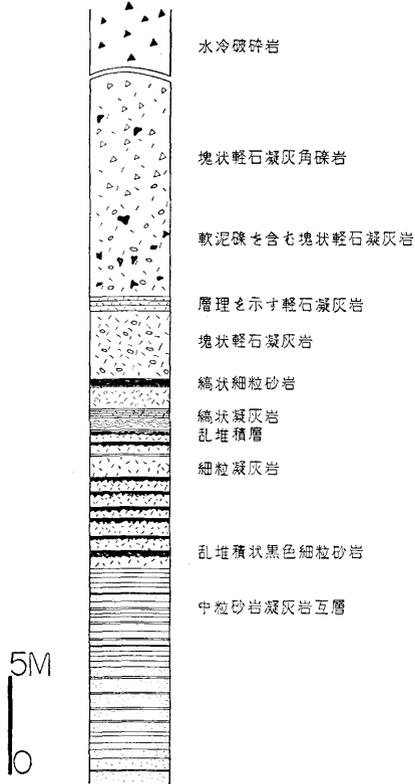
〔岩相〕 下部の安山岩質凝灰岩をはさむ砂岩層と、上部の流紋岩溶岩・同質凝灰角礫岩、角閃石英安山岩質水冷破碎岩・同質塊状溶岩とからなる。

砂岩層の砂岩は淡緑色で中粒のものと、暗黒色で比較的細粒のものがある（第4図）。安山岩質凝灰岩は、一般に火山灰サイズのガラス質凝灰岩である。上位につれて凝灰岩が卓越するようになり、軽石凝灰岩へと移行し、厚さも数10 cm から2 m へと増加する（第5図）。さらに、より上位へ向って軽石凝灰岩は岩片を多く含むようになり、凝灰角礫岩・火山角礫岩へ移行する。軽石凝灰岩は水中火砕流に由来する堆積物であり、凝灰角礫岩および火山角礫岩は、成因的に角閃石英安山岩質の水冷破碎岩である。水冷破碎岩は、径10数 cm の角礫と、同質の細粒な基質からなり、径数 cm の軟泥礫をともなう。

これらの水冷破碎岩の上位には、同質の塊状溶岩が累重する。

一方、滝の沢川や小川流域では、同じく凝灰岩をはさむ砂岩層の上位に、流紋岩溶岩および同質凝灰角礫岩が累重している。前者は、流理構造が明瞭で、淡緑色を示し、若干モンモリロナイト化している。後者はパーライト質で、淡赤褐～淡灰緑色を示し、流紋岩質の水冷破碎岩とみなされる。

〔構造〕 本層は NS-N60°E，10°E の走向・傾斜で東から南東にゆるく傾く単斜構造を示す。また、ほぼ NS 方向の角閃石英安山岩や変質安山岩などの岩脈、および NS-NW 方向の玄武岩の岩脈・岩床などによって貫かれている。



第5図 古宇川層の柱状図

〔下位層との関係〕 北隣の「余別および積丹岬」図幅内の古宇川上流では、基盤の花崗岩類の上に直接基底礫岩をもって、不整合に累重する。

〔対比〕 本層は東北隣の「古平および幌武意」図幅内の古平川累層に相当する。

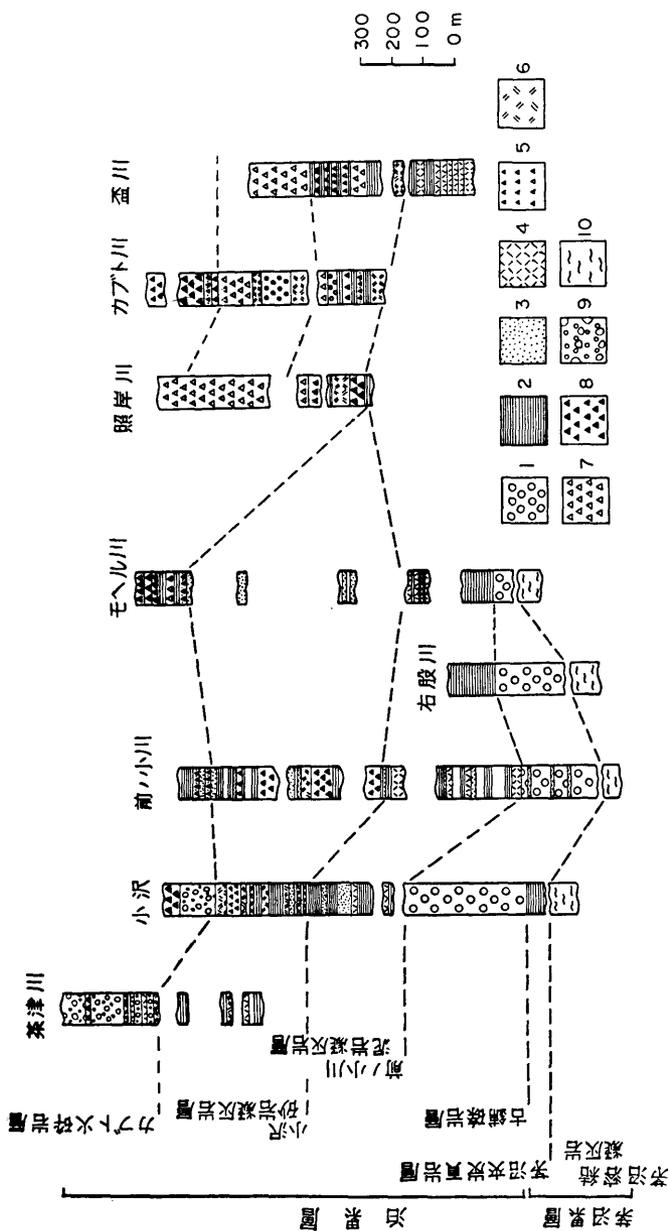
Ⅳ・2 泊 累 層

Ⅳ・2・1 前ノ小川泥岩凝灰岩層

〔命名〕 久保（1954）。

〔模式地〕 東隣の「茅沼」図幅内の前ノ小川上流。

〔分布〕 盃川上流から東隣の「茅沼」図幅内のモヘル川・前ノ小川に連続する（第6図）。



第6図 図幅地域の南東部の柱状対比図

凡例：1 礫岩，2 泥岩，3 砂岩，4 流紋岩質凝灰岩，5 安山岩質凝灰角礫岩，6 安山岩質凝灰岩，
 7 角閃石安山岩質火山角礫岩（水冷破砕岩），8 しそ輝石普通輝石安山岩質火山角礫岩（水冷破砕岩），
 9 安山岩質火山角礫岩（水冷破砕岩の二次堆積物），10 溶結凝灰岩

〔層厚〕 最大 400 m。

〔岩相〕 暗灰色～灰黒色の泥岩と、緑色細粒凝灰岩の互層で、硬質頁岩・砂岩および緑色軽石凝灰岩をはさむ。

緑色細粒凝灰岩には、結晶凝灰岩とガラス質凝灰岩とがあるが、後者は若干沸石化している。

緑色軽石凝灰岩は、主として、火山礫サイズの軽石からなり、1枚の厚さは数10 cm 内外である。

これらの凝灰岩は、後述する花崗閃緑岩・花崗閃緑斑岩の岩体付近で珪質となっている。

〔構造〕 NS-N30°W, 15°-40°W の走向・傾斜を示す単斜構造である。

本層は角閃石石英安山岩・花崗閃緑岩・花崗閃緑斑岩に貫かれている。また、カプト火砕岩層下部層の変質石英含有角閃石安山岩質の水冷破砕岩に連続すると考えられる岩脈もみられる。

〔下位層との関係〕 本層は、東隣の「茅沼」図幅内で、福山期とされる茅沼累層上に、基底礫岩をとまなう不整合を示して累重することが確認されている(久保, 1954, 山岸ほか, 1979)。図幅地域では堆積盆が異なっているため直接の対比は困難であるが、古宇川層より上位の地層と考えられる。

〔対比〕 本層は東隣の「茅沼」図幅内の“古平川累層および泊累層”の下部砂岩頁岩互層に相当する。

IV・2・2 カプト火砕岩層

〔命名〕 山岸宏光・積丹団研グループ(1979)。

岩質、変質の度合および泥岩などの夾在の頻度などから、下部層・中部層および上部層に3分される。最大層厚は2,000 mと算定されるが、分布の北端およびカプト岬以南では薄くなる。

下 部 層

〔模式地〕 盃川中流域。

〔分布〕 南の照岸川・カプト川をへて盃川中流域・茂岩川上流域にかけて分布する。

〔層厚〕 最大 400 m。

〔岩相〕 変質石英含有角閃石安山岩質火山角礫岩を主とし、変質しそ輝石普通輝石

安山岩質火山角礫岩・安山岩質凝灰岩をともない，黒色泥岩をひんぱんにはさむ。

火山角礫岩は径 10 数 cm の角礫またはピロー^{*}と，同質のガラス質凝灰岩を基質とするもので，淘汰が悪く，層理は目立たない。

凝灰岩はガラス質の細粒岩片からなり，淘汰はやや良好で級化層理の明瞭なことが多い。

成因的には，いずれも水冷破碎岩（ハイアロクラスタイト）と判断され，幅数 m の同質貫入岩体（auto-intrusive body；三村ほか，1975）を多数ともなう。

変質石英含有角閃石安山岩は，全体に緑青色を呈し，角閃石・輝石が特に緑色化がいちじるしい。一部に鉍化変質によって，珪化・粘土化をうけていることがある。

鏡下の観察：ハイアロピリティック組織を示し，斑晶として，斜長石・角閃石・輝石を主とし，時には石英と黒雲母を含む。

斑晶の斜長石は，緑れん石・絹雲母・方解石に交代されたり，部分的に曹長石化している。角閃石・輝石は緑泥石・緑れん石および方解石に交代され，石基は全体に二次石英になっている。アミグダルは，緑泥石・緑れん石および石英に交代されている。

変質しそ輝石普通輝石安山岩は，緑青色を呈し，緑れん石が斑点状にピローの気泡を充てんし，時にはそれらが濃集して緑れん石ノジュールを形成している。

鏡下の観察：ピロタキシティック～ハイアロピリティック組織を示し，斜長石・普通輝石・しそ輝石などの斑晶を含む。斑晶斜長石は，方解石・緑泥石・緑れん石に，輝石は緑れん石や緑泥石に交代されている。

〔構造〕 N5°-30°W，15°-20°SW の走向・傾斜を示す。同質貫入岩体の方向は一定しないが，ほぼ NW-SE 方向を示す。

〔下位層との関係〕 前ノ小川泥岩凝灰岩層とは整合の関係にある。境界部では，下位の泥岩に由来する。径数 10 cm から数 m の軟泥礫に充てんされた水冷破碎岩が不規則な凹凸を示して累重している。

中 部 層

〔模式地〕 茂岩海岸。

* 成因・組成のいかんにかかわらず，球および楕円体など，枕状の形態を示し，急冷ガラスを有する溶岩塊を意味する。

〔分布〕 照岸川・カプト川・盃川下流・塩越川および茂岩川下流などに分布する。

〔層厚〕 最大 400 m。

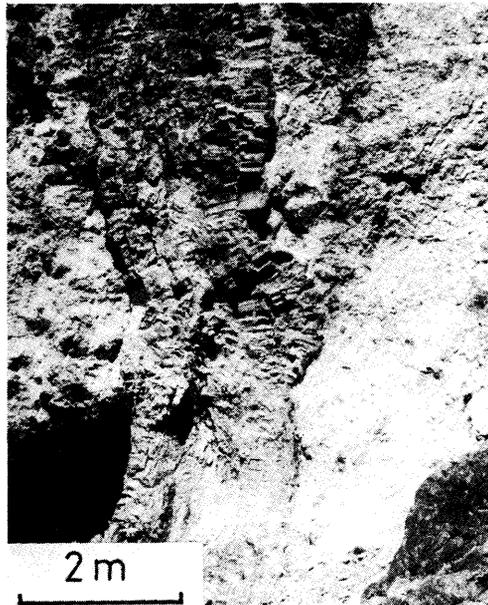
〔岩相〕 下部の変質し輝石普通輝石安山岩質火山角礫岩と、上部の変質石英含有角閃石安山岩質火山角礫岩および同質凝灰岩からなる。火山角礫岩は、径 10 数 cm のピローや角礫と、同質の凝灰質物質からなり、淘汰が悪く、層理は不明瞭である。

凝灰岩は、細粒のガラス質溶岩片からなり、淘汰がやや良好で、級化層理を示す。いずれも、水冷破碎岩（ハイアロクラスタイト）で、大規模な同質貫入岩体（幅数 10 m, 延長数 km）をともなう（第 7 図）。

変質し輝石普通安山岩および変質石英含有角閃石安山岩はほとんど下部層のものと同一岩質である。

中部層は下部層と同様に、緑泥石・方解石および緑れん石を主とする変質帯を形成している。

〔構造〕 茂岩付近では、 $N20^{\circ}-40^{\circ}E$, $20^{\circ}-35^{\circ}NW$ カプト岬付近では、 $N30^{\circ}-80^{\circ}W$, $25^{\circ}-50^{\circ}SW$ の走向・傾斜を示し、盃川中流域を中心とする西に沈む半ドーム構造を



第 7 図 カプト火砕岩層の中部層中の同質貫入岩体

示す。

同質貫入岩体は、ほぼ EW-N60°E 方向で、平行岩脈群を形成している。

〔下位層との関係〕 カプト火砕岩層下部層とは整合漸移である。

上 部 層

〔模式地〕 カプト岬。

〔分布〕 茂岩から神恵内にいたる海岸とカプト岬から照岸をへて、泊・白別にいたる海岸ぞいに分布する。

〔層厚〕 北側では1,200 m と算定されるが、分布の北端およびカプト岬より南では薄くなる。神恵内付近でのボーリングによると、カプト火砕岩層上部層が500 m の厚さを示し、その下位に前ノ小川泥岩凝灰岩層が確認されている（藤本ほか，1979）。



第8図 しそ輝石普通輝石安山岩質の水冷破碎岩。
同心円状節理を示すビローが濃集している。



第9図 しそ輝石普通輝石安山岩質の水冷却砕岩。不規則な節理を示す角礫岩片と、同岩質の凝灰質の基地からなる。

〔岩相〕 しそ輝石普通輝石安山岩質火山角礫岩を主とし、南の照岸海岸付近では石英含有角閃石安山岩質火山角礫岩を主とし、火山円礫岩をとまなう。

火山角礫岩は成因的には水冷却砕岩（ハイアロクラスタイト）である。火山角礫岩のうち、前者は、同心円状節理を示すピローを多く含むものと（第8図）、ピローを含まず、不規則な形の角礫岩片のみからなるものがある（第9図）。後者は、角礫岩片のみからなり、時に、“にせピロー”（三村ほか、1979）とよばれる巨大な溶岩塊を含むことがある（第10図）。

いずれの水冷却砕岩にも、幅数mの同質貫入岩体が多数ともなわれる。

しそ輝石普通輝石安山岩は、暗黒色、ガラス質で気泡の多い岩石である。

鏡下の観察：ハイアロオフィティック～ハイアロピリティク組織を示し、斑晶として、斜長石・普通輝石・しそ輝石を含む。

斜長石は、径0.3～1.5 mmで、自形を示し、虫食い状にガラス化した部分に普通輝石の客晶がとりこまれることがある。

普通輝石・しそ輝石は径0.4～2 mmで、自形ないし半自形である。

石基は斜長石・輝石および石基ガラスからなる。石基ガラスは、モンモリロナイトなどの粘土鉱物に交代されていることが多い。石基中の気泡は、不規則なアメーバ状で、その線にそって、モンモリロナイトが形成されている。



第10図 こわれた“にせピロー”のスケッチ

石英含有角閃石安山岩は淡灰白～淡灰褐色で、角閃石・輝石および石英の巨晶が目立つ。

鏡下の観察：ハイアロバリティック組織を示し、斑晶として、角閃石・斜長石・しそ輝石・普通輝石・石英を含み、黒雲母をともなうことがある。石基はガラス質でパーライト構造のみられることがある。

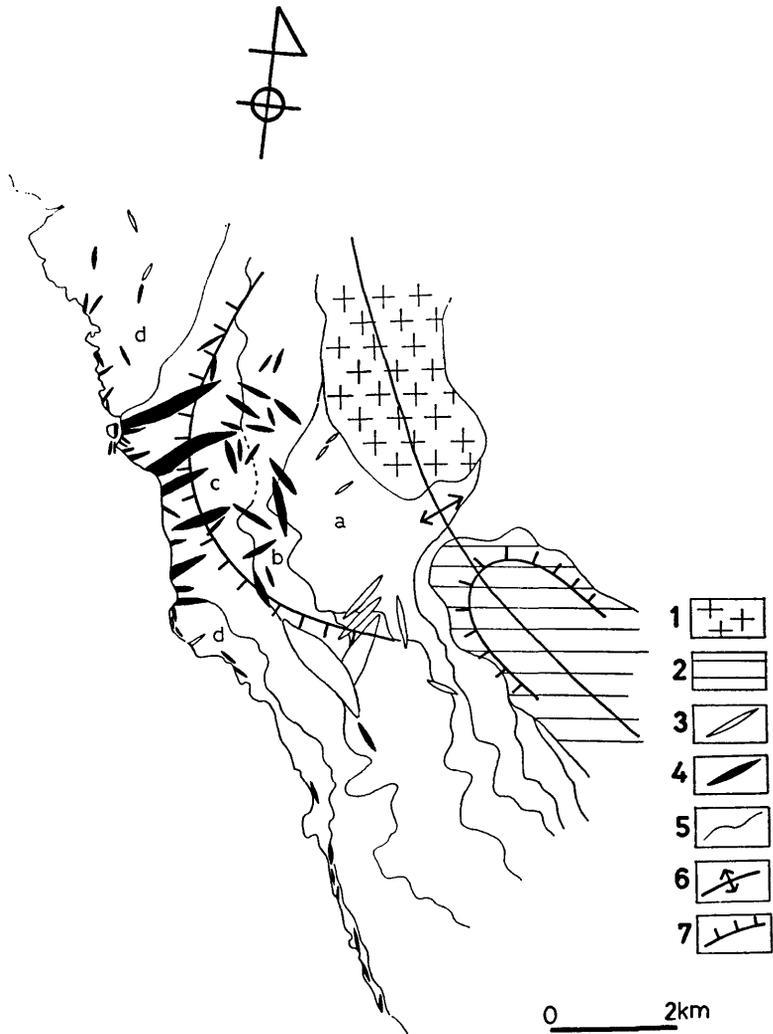
火山円礫岩は、主として火山角礫岩（水冷破碎岩）の再堆積物で、火山角礫岩そのものとの区別が困難なことが多い。

〔構造〕 茂岩から神恵内にかけては、 $N20^{\circ}-40^{\circ}E$, $20^{\circ}-35^{\circ}NW$ の、カプト岬から泊にかけては、 $NS-N70^{\circ}W$, $25^{\circ}-50^{\circ}W$ の走向・傾斜を示し、西に沈む半ドーム構造の翼部を形成している。

同質貫入岩体^{*}は、前者の地域では、 NS から $NNE-SSW$ の、後者の地域では、 NS から $NNW-SSE$ の方向を示す（第11図）。

〔下位層との関係〕 中部層の変質石英含有角閃石安山岩質火山角礫岩とは漸移関係を示す。

* 上部層の同質貫入岩体は小規模で表現しにくいいため、地質図には図示していない。



第11図 図幅地域南東部の岩脈の分布と地質構造

凡例：1 花崗閃緑岩・花崗閃緑斑岩，2 溶結凝灰岩（古宇川層の下位とみられる茅沼累層），3 岩脈，4 同質貫入岩体，5 地層の境界，6 背斜軸，7 ドーム・半ドーム構造，a 前ノ小川泥岩凝灰岩層，b カプト火砕岩層下部層，c 同中部層，d 同上部層

この中部層と上部層の境界は、前述の緑泥石・方解石および緑れん石を主とする変質帯と、モンモリロナイトを特徴とする変質帯の境界部にほぼ一致している。さらに、これら二つの変質帯の境界部のせまい範囲は、緑泥石・モンモリロナイト混合層鉱物と沸石で特徴づけられる変質帯となっている。

Ⅳ・3 尾根内層

〔命名〕 山岸宏光・石井正之（1979）。

〔模式地〕 北隣の「余別および積丹岬」図幅内の尾根内付近。

〔分布〕 図幅地域では、神恵内より北方の赤石から大森にかけての海岸ぞいから二の目川流域に分布する。

〔岩相〕 本層は、北隣の「余別および積丹岬」図幅内では、下位から上位へ、硬質頁岩凝灰岩互層・変質安山岩類および火砕岩部層の三つに区分されるが、本図幅地域では、そのうちの火砕岩部層のみが分布し、主として、**石英含有角閃石安山岩質水冷破碎岩と同質の火山円礫岩**とからなる。

〔下位層との関係〕 図幅地域では、泊累層上に、見かけ上整合的に累重する。

Ⅳ・4 トーマル川層

〔命名〕 山岸宏光・積丹団研グループ（1979）。

〔模式地〕 調査地域北方の古宇川支流のトーマル川上流。

〔分布〕 図幅地域では、茂岩川上流から古宇川にかけて分布する。

〔層厚〕 最大 200 m。

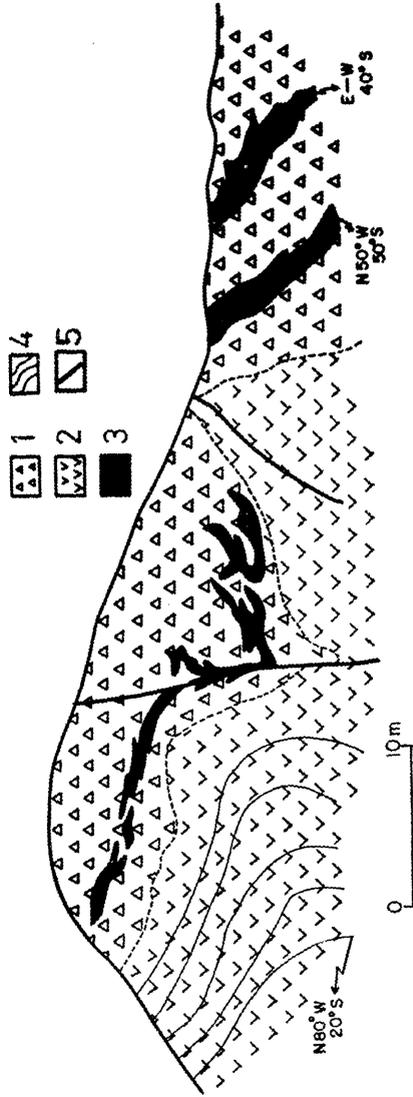
〔岩相〕 下部のシルト岩・硬質頁岩および砂岩と、上部の角閃石石英安山岩質火山角礫岩とからなる。

シルト岩は、暗灰色塊状で層理を示さない。

硬質頁岩は、黒褐色を示し、淡緑色の軽石凝灰岩をはさむ。

砂岩は淡灰緑色で、凝灰質である。

角閃石石英安山岩質火山角礫岩は、径数 cm～10 数 cm の角礫と、同質の基質からなり淘汰が悪い。一部に柱状節理の発達する同質の塊状岩体をともなう。成因的には、水冷破碎岩を主とし、時々、その二次堆積物をともなう。不規則な軟泥礫を含むことがある（第 12 図）。



第12図 トーマル川層の角閃石英安山岩質水冷破砕岩および塊状溶岩

凡例：1 水冷破砕岩，2 塊状溶岩，3 頁岩，
 シルト岩，4 溶岩の流理構造，5 断層

全体に、淡灰白色～淡緑灰色を示し、角閃石・石英の巨晶が目立つ。

鏡下の観察：水冷破碎岩の角礫部分の斑晶は、石英>斜長石>角閃石>黒雲母などからなり、石基はほとんどガラスで、パーライト構造がいちじるしい。基質の部分は、角礫と同一の鉱物組成を示すが、パーライト構造が破碎し、斑晶までもこわされている。

〔構造〕 図幅地域では、ほぼ水平の走向・傾斜を示す。

〔下位層との関係〕 基底礫岩は確認できないが、構造的に、泊果層とは不整合である。また、尾根内層との関係は、岩相の類似性から、北隣の「余別および積丹岬」図幅内の余別層に対比されるので、より上位と考えられる。

〔化石〕 *Makiyama chitanii* MAKIYAMA が散点的に含まれる。

V 新第三紀の貫入岩類

V・1 変質安山岩

古宇川支流の小川流域に分布する青緑色堅硬な岩体で、幅数10m、長さ1km以上の、南北方向の岩脈である。

鏡下の観察：石基全体が2次的に石英粒に交代されているため、組織は明瞭でない。

斑晶は、斜長石>角閃石>輝石>石英などからなる。斜長石は、径2~4mmで、累帯構造いちじるしく裂開が発達する。角閃石は方解石・緑泥石に交代されている。輝石は方解石化し、石英は他形で融蝕されている。

V・2 玄武岩

古宇川流域に分布し、古宇川本流では小岩床、小川上流では小岩脈をなし、いずれも古宇川層を貫く。岩脈はNS-NW方向を示す。全体に、暗青色～暗黒色で堅硬、粗しょうな粗粒玄武岩である。

鏡下の観察：インターサータル組織を示し、斑晶としての斜長石はまれで、短冊状の斜長石と方解石化した輝石が組みあっている。アミグダルは方解石と石英粒に交代されている。方解石と石英の微脈がみとめられる。

V・3 花崗閃緑岩・花崗閃緑斑岩

盃川上流を中心に分布するおよそ2×4 kmの岩体である。

これらの岩体は、中心部が花崗閃緑岩質で、周辺部が花崗閃緑斑岩質である。両者の境界部はみられないが、前者の小岩体が後者にとりこまれていることから、花崗閃緑岩の貫入直後に花崗閃緑斑岩が貫入したものであろう。いずれも、部分的に熱水変質をうけ、灰緑～淡灰緑色を呈している。

鏡下の観察：花崗閃緑岩は、斜長石>石英>カリ長石>普通角閃石および黒雲母からなり、比較的細粒で等粒状を示す。

花崗閃緑斑岩は、斜長石>石英>普通角閃石からなる粗粒な斑晶と、石英>カリ長石>斜長石からなる等粒状完晶質の石基からなっている。

これらの岩体は、前ノ小川泥岩凝灰岩層およびカプト火砕岩層の下部層を貫き、トーマル川層におおわれる。そして、前ノ小川泥岩凝灰岩層の泥岩や細粒凝灰岩に対して珪化作用を与えている。

V・4 玄武岩質安山岩

図幅地域南部の照岸海岸の山稜を構成する。幅500 m、延長3.5 km以上の大規模な岩脈で、N40°W方向にカプト火砕岩層の上部層を貫いている。暗褐色～暗黒色を呈する緻密で、柱状節理がよく発達するしそ輝石普通輝石安山岩で、やや玄武岩質の組織を示す。

鏡下の観察：ピロタキソティック組織を示し、斑晶として、斜長石>普通輝石>しそ輝石>角閃石がみとめられる。斜長石は、径1～2 mmで、裂開いちじるしく、外側は弱いモンモリロナイト化をうけている。輝石類は他形、角閃石はオパサイト化している。

岩体の中心部では、径0.5～3 mmの気泡が多い。

V・5 角閃石石英安山岩

図幅地域北部の古宇川下流・弁財潤北方・盃川中流域およびカプト岬付近に分布する。

これらの中の最大のもは、古宇川下流のもで、幅1 km、延長2 km以上の大

岩体で、柱状節理が顕著であり、淡灰褐色堅硬で、角閃石と石英の巨晶が目立つ。その岩体は NW 方向で、北東側の古宇川層と南西側のカプト火砕岩層との境界付近に貫入している。その後、境界面にそう断層により、接触面が破碎されている。

また、弁財潤北方では、幅数 m で N30°E 方向、盃川中流域では、幅数 10 m、N60°W 方向、カプト岬付近では、幅 10 m で、N60°E 方向で、いずれもカプト火砕岩類を貫いている。特徴は、淡灰～淡褐灰色で、角閃石および石英の巨晶を含み柱状節理がよく発達する。

鏡下の観察：斑晶として斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母を含み、斜方輝石を含むことがある。斜長石は径 2～3 mm で果帯構造を示し、裂開いちじるしく、虫食い状を示す。石英は、径 1.5～2 mm で他形。普通角閃石は多色性強く、X=淡黄緑色、Y=淡黄色、Z=淡緑色を示し、外縁がオパサイト化している。石基ガラスは全体としてモザイク状石英に交代され、その中に短冊状の微細な斜長石が混在している。

VI 第四紀の地層および溶岩

VI・1 大森山溶岩

〔命名〕 根本 (1942)。

〔模式地〕 北隣の「余別および積丹岬」図幅の大森山。

〔分布〕 主として、大森山から、北隣の「余別および積丹岬」図幅内の珊内川上流をへて鉾山にかけて分布するが、図幅地域では北部をかすめる程度である。

〔岩相〕 暗灰色～淡黒色のガラス質緻密なしそ輝石普通輝石安山岩である。

VI・2 海岸段丘堆積物

図幅地域の段丘は、比高 10 m 土のもの、比高 5 m 土のものとの 2 段が区別できる。前者は、厚さ 5 m 位の円礫層または角礫層からなる。後者は円礫層を主とするが薄く、浸食段丘である。

VI・3 地すべり堆積物

図幅地域ではいくつかの地すべり地形がみとめられる。大規模なものは古宇川流域に集中している。それらは、大森山溶岩の末端や、トーマル川層の上部の角閃石石英

安山岩質の角礫岩と下部の正常堆積岩との境界付近から滑落している。また、照岸付近では、玄武岩質安山岩の岩脈の西端が滑落崖となっているものがみとめられる。したがって、いずれも、それらの崩土は火山岩起源の粘土および岩塊などから構成されている。

Ⅵ・4 河岸段丘堆積物および現河床堆積物

古宇川ぞいと、盃川ぞいに比高5m以下の河岸段丘堆積物が、各河川には現河床堆積物が分布する。

Ⅶ 応用地質

Ⅶ・1 金属鉱床

図幅地域には、多数の鉱床が知られている。その主なものは、茂岩鉱山・積丹鉱山・第2茂岩鉱山・盃鉱山などであるが(斎藤, 1968)、いずれも廃鉱となっている。

茂岩 鉱 山

カプト岬北側の海岸に位置し、昭和14年から18年まで、銅鉱石を主として、21,000トン採掘されている。

鉱床は、カプト火砕岩層中部層の変質石英含有角閃石安山岩中に胚胎する含黄銅鉱黄鉄鉱石英脈で、少量の閃亜鉛鉱および方鉛鉱を含有する。鉱脈の主な方向はE-W系である。

積丹 鉱 山

茂岩川河口付近の興志内にあり、積丹半島地域で最も古い鉱山である。明治21年(1888)から明治42年まで採掘され、まもなく放棄された。その後、昭和14年から数年間再び採掘されたが現在では休山してしまっている。

鉱床は、茂岩鉱山同様の変質石英含有角閃石安山岩に胚胎する含黄銅鉱黄鉄鉱石英脈とされている。脈方向は、茂岩鉱山と同じE-W系である。

第2茂岩 鉱 山

茂岩川を約 1.5 km さかのぼった位置にあり、戦時中採掘されただけである。

鉱床は同じく、変質石英含有角閃石安山岩および変質しそ輝石普通輝石安山岩に胚胎する黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・石英脈で、閃亜鉛鉱を主とする。

盃 鉱 山

盃川を約 3 km さかのぼった位置にあり、昭和 30 年以降積極的な探鉱が行なわれたが、結果はおもわしくなく、間もなく閉山した。

鉱床は、泊果層の前ノ小川泥岩凝灰岩層と花崗閃緑斑岩を母岩とする石英脈で、方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱をともなう。

Ⅶ・2 温 泉

函幅地域には、明治時代から利用されている茂岩温泉と、戦後発見された盃温泉がよく知られているが、最近、神恵内でも新たに道立地下資源調査所によって開発された。

茂岩・盃温泉

茂岩温泉の泉源は茂岩川の河口より南側の海岸に、盃温泉のそれは、より南の興志内海岸にある。いずれも、泊果層のカプト火砕岩層中の変質石英含有角閃石安山岩から湧出し、最高 47.5°C で、その量は最高 250 l/min とされている。泉質はいずれも Na_2SO_4 および CaSO_4 を主成分としている（酒匂ほか、1977）。

神恵内温泉

この温泉は、神恵内漁港付近に位置し、北海道立地下資源調査所が、昭和 53 年（1978）に試掘し開発したもので、泊果層の前ノ小川泥岩凝灰岩層から湧出している。深度 805 m で、孔底温度は 65°C を示し、38.5°C のものが 95 l/min 湧出しており、 NaCl を主成分とする（藤本ほか、1979）。

Ⅶ・3 骨 材

函幅地域では、骨材として採取されているものに、照岸海岸の玄武岩質安山岩の岩脈がある。

文 献

- 1) 根本忠寛 (1942) : 10 万分の 1「余別岳」地質図幅説明書, 北海道工業試験場地質調査報告, 第 7 号, 28 p.
- 2) 斎藤正次・上村不二雄・大沢 穠 (1952) : 5 万分の 1「茅沼」地質図幅説明書, 地質調査所, 46 p.
- 3) 菊地 徹・渡辺芳次 (1954) : 北海道積丹半島西南部の銅・鉛・亜鉛・硫化鉄マンガニ鉄鉱床地質調査報告. 地調月報, 5, p. 1—12.
- 4) 久保恭輔 (1954) : 茅沼炭田の地質. 地調月報, 5, 7, p. 19—30.
- 5) 根本忠寛・対島坤六・上島 宏 (1955) : 5 万分の 1「占平および幌武意」地質図幅説明書. 北海道開発庁, 38 p.
- 6) 斎藤昌之 (1968) : 特定鉱床開発促進調査. 積丹半島地域. 北海道開発庁, 69 p.
- 7) 斎藤昌之・小山内 熙 (1969) : 西南北海道国富地域の層序と火成活動. 日本地質学会第 76 年学術大会総合討論会資料, グリーンタフに関する諸問題, p. 123—130.
- 8) 三村弘二・小野晃司・衣笠善博 (1975) : 南伊豆石廊崎の水中溶岩. 火山, 第 2 集, 20, 3, p. 187—188.
- 9) 酒匂純俊ほか (1977) : 北海道の地熱・温泉. (B) 西南北海道北部. 北海道立地下資源調査所, 198 p.
- 10) 山岸宏光・石井正之 (1979) : 5 万分の 1「余別および積丹岬」地質図幅説明書, 北海道立地下資源調査所, 49 p.
- 11) 山岸宏光・積丹団研グループ (1979) : 積丹半島西南部の地質と火成活動—とくに層序とハイアロクラスタイトについて—. 地質学論集, 第 16 号, p. 195—212.
- 12) 藤本和徳・竹林 勇・鈴木豊重 (1979) : 神恵内村温泉試すい調査報告. 地下資源調査所報告, 第 51 号, p. 63—72.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN
(Scale 1 : 50,000)

KAMOENAI
(SAPPORO-17)

BY
Hiromitsu YAMAGISHI

Résumé

GENERAL REMARKS

The mapped area covers the southwest part of the Shakotan Peninsula in Southwest Hokkaido. The area is situated in the northern continuation of the "Green Tuff" region covering the inner belt of the Northeast Honshu arc, where andesitic volcanoclastic rocks of Neogene age are dominantly developed.

GEOLOGY

Miocene

The Neogene Tertiary group in the mapped area is divided into the following formations; Furuugawa Formation, Tomari Formation, Onenai Formation and Tohmarugawa Formation in ascending order (Table 1).

The Furuugawa Formation is located at the northern part of the area, and consists mainly of sandstone intercalated with andesitic tuff, rhyolitic lava flows & tuff breccia, and hornblende dacitic lava flows & hyaloclastites. The formation gently dips eastward. The Tomari Formation is subdivided into the Maenokogawa Mud-

stone-Tuff Member and Kabuto Volcaniclastic Rock Member, in ascending order. The Maenokogawa Mudstone-Tuff Member covers the southeastern part of the mapped area, and is composed of the alternation of hard shale, mudstone and pumice tuff. The Kabuto Volcaniclastic Rock Member extending along the coast occupies the largest area in the mapped area, and is subdivided into the Lower, Middle and Upper Beds. The Lower Bed is composed mainly of volcaniclastic rocks of altered quartz-bearing hornblende andesite intercalated with mudstone, whereas the Middle Bed consists entirely of the volcaniclastic rocks of the same type. The Upper Bed is composed mainly of those of fresh hypersthene-augite andesite. Most of the volcaniclastic rocks are hyaloclastite which was produced by fragmentation of lava due to quenching with water at the time of eruption. The Tomari Formation, as a whole, gently dips westward. However, both of the Middle and Upper Beds construct a semi-dome structure plunging westward around the granodiorite-diorite porphyry. The Furuugawa Formation and Tomari Formation built the northern and southern sedimentary basins, respectively. They are bounded each other by the intrusive rocks of hornblende dacite. The Onenai Formation appears to conformably overlie the Kabuto Volcaniclastic Rock Member of the Tomari Formation. The Tohmarugawa Formation extending toward the inland area of the Shakotan Peninsula, is composed of two members, i. e. siltstone-hard shale-sandstone and hornblende dacitic volcaniclastic rocks. This formation unconformably overlies both the Furuugawa Formation and Tomari Formation.

Various igneous rocks are found intruding into the Neogene group, i. e. altered andesite, basalt, granodiorite, diorite porphyry, basaltic andesite and hornblende dacite, in order of intrusion. Auto-intrusive bodies which fed the hyaloclastites, are also abundantly distributed in the Kabuto Volcaniclastic Rock Member.

The geologic structure of the Neogene Tertiary group in the Shakotan Peninsula is characterized by the presence of an anticline

whose axis runs from NW to SE along the backbone of the Shakotan Peninsula and several sedimentary basins spreading on both sides of the anticline. The Tomari Formation and Furuugawa Formation constitute the sedimentary basins spreading westward and northeastward from the anticline, respectively. The Onenai Formation extends northward continuously from the basin of Furuugawa Formation, whereas the basin of Tohmarugawa Formation overlies the inland area of the Shakotan Peninsula.

Quaternary

The Quaternary deposits developed in this area are as follows: Ohmoriyama Lava, The 1st and 2nd Terrace Deposits, Landslide Deposits, River Terrace Deposits and Alluvial Deposits, in ascending order.

ECONOMIC GEOLOGY

Mineral Resources

In the mapped area, there are several metal ore deposits which occur as epithermal fissure veins. Moiwa Mine, Shakotan Mine, The 2nd Moiwa Mine and Sakazuki Mine were mined, but all of them have been already abolished.

Hot Spring

In the mapped area, Moiwa and Sakazuki Hot Spring are utilized for inn. Recently, Kamoenai Hot Spring was developed by Geological Survey of Hokkaido.

Age		Formation		
Quaternary		Alluvial Deposits		
		River Terrace Deposits		
		Landslide Deposits		
		The 2nd Terrace Deposits		
		The 1st Terrace Deposits		
		Ohmoriyama Lava		
		Neogene Tertiary		Onenai Formation
Tomari Formation	Kabuto Volcaniclastic Rock Member			Upper Bed
				Middle Bed
				Lower Bed
	Maenokogawa Mudstone -Tuff Member			
Furuugawa Formation				
Miocene				

5万分の1地質図幅説明書

(神 恵 内)

昭和55年2月13日(1980)発行

北海道立地下資源調査所

〒060 札幌市北区北18条西12丁目

Tel 011 (742)-2211 (代)

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市中央区大通西8丁目

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO

SUMITOSHI SAKOH, DIRECTOR

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

KAMOENAI

(SAPPORO-17)

BY

Hiromitsu YAMAGISHI

SAPPORO, HOKKAIDO

1 9 8 0