

# 5万分の1地質図幅説明書

## 古平 および 幌武意

(札幌第9, 2号)

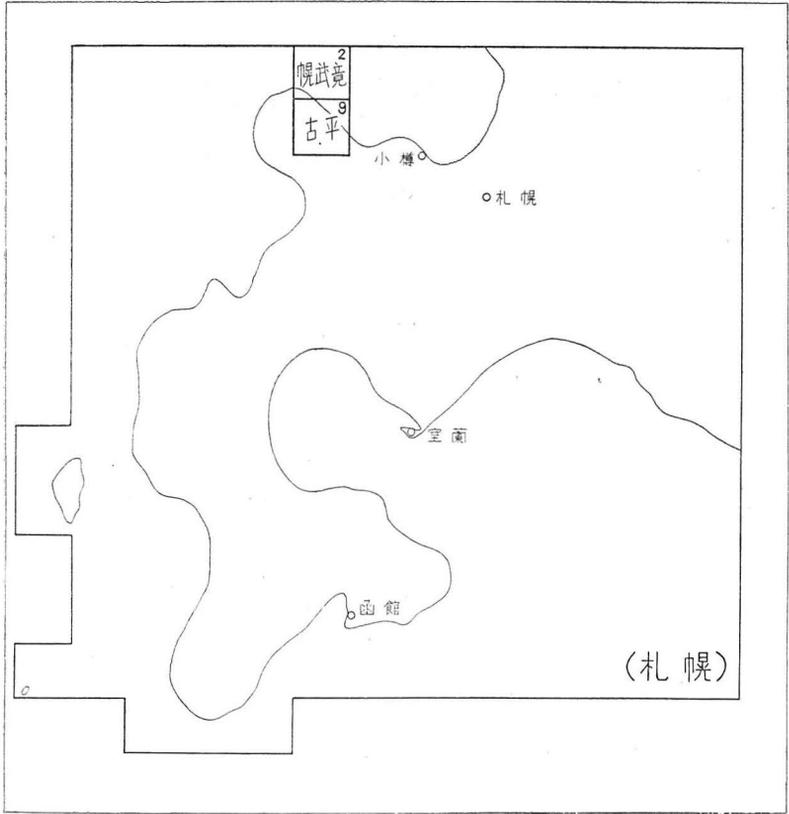
工業技術院地質調査所

通商産業技官	根	本	忠	寛
同	対	馬	坤	六
同	上	島		宏

北海道開発庁

昭和30年

# 位置図



( ) は 1:500,000 図幅名

# 目 次

緒 言 .....	1
I 地 形 .....	2
II 地 質 .....	3
II.1 概 説 .....	3
II.2 新第三系——積丹層群 .....	6
II.2.1 古平川累層 .....	6
II.2.1.1 変朽安山岩 .....	6
II.2.1.2 集塊岩層 .....	7
II.2.1.3 砂岩頁岩互層 .....	8
II.2.1.4 頁岩層 .....	9
II.2.1.5 流紋岩 .....	9
II.2.1.6 粗粒玄武岩 .....	9
II.2.2 美国——湯内累層 .....	10
II.2.2.1 変朽安山岩 .....	10
II.2.2.2 下部集塊岩層 .....	11
II.2.2.3 中部集塊岩層 (未区分) .....	11
II.2.2.4 中部集塊岩層 .....	12
II.2.2.5 凝灰岩層 .....	15
II.2.2.6 凝灰質砂岩泥岩互層 .....	15
II.2.2.7 上部集塊岩層 .....	16
II.2.3 岩 脈 .....	16
II.3 第四系 .....	20
II.3.1 湯内岳熔岩 .....	20
II.3.2 天狗岳熔岩 .....	21
II.3.3 稲倉石山熔岩 .....	21
II.3.4 冷水山熔岩 .....	22

II. 3. 5	当丸山熔岩	22
II. 3. 6	積丹岳熔岩	22
II. 3. 7	河成段丘堆積層	23
II. 3. 8	当丸山熔岩碎屑物	23
II. 3. 9	崖錐堆積層	23
II. 3. 10	崩壊岩屑	23
II. 3. 11	冲積層	24
III	応用地質	24
III. 1	余市鉍山	24
III. 2	亜鉛, 鉛 (旧美国土谷鉍山)	30
III. 3	マンガン	30
III. 4	亜炭	31
III. 5	石材	32
文 献		32
	Abstract (in English)	

5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 古平および幌武意 (札幌—第 9, 2 号)

工業技術院地質調査所

通商産業技官 根本 忠 寛

同 対馬 坤 六

同 上 島 宏

## 緒 言

本図幅は地理調査所発行 5 万分の 1 地形図“古平”および“幌武意”を含み、調査は北海道開発庁の委託により行われたものである。

野外調査は昭和 26 年より昭和 28 年にわたり、延べ約 200 日間で実施された。著者 3 名のうち、上島は美国川と古平川の間の区域を、対馬はそれを除く全区域を分担踏査した。根本は現地および室内作業全般にわたる指導ならびに岩石記載を担当した。なお、室内作業は地質調査所北海道支所でなされたものである。

この地域には、根本忠寛が北海道工業試験場の事業として行つた 10 万分の 1 “余市図幅” (未刊) の踏査資料、ならびに藤谷鴻の余市鉦山附近の調査(北海道大学卒業論文)があるが、公表されたものはない。

なお、余市川上流奥山道地域の地質は地質調査所垣見技官の小樽西部図幅調査の際の資料を用い、また古宇郡神恵内村地域の地質は同じく菊池、渡辺両技官の積丹半島西南部の地質鉦床調査の資料を参照した。余市鉦山附近の地質、鉦床は住友金属鉦山株式会社の竹内嘉助技師の資料によつた。なお、この調査には米軍貸与の航空写真を利用することができ、調査上ならびに報文作製上多くの便宜を得た。

現地調査に際しては古平町役場、美国町役場、住友金属鉦山株式会社余市鉦山および鉄興社稲倉石鉦山より各種の便宜をうけた。

## I 地 形

本地域は北海道南西部積丹半島突出部の東翼を占め、北方は日本海に面している。半島の分水嶺に近い南側および西側には標高 600~900m 内外の山峰がところどころに聳え、その北端には積丹岳の新期火山が突出している。その東斜面が本図幅内に延び、山麓部は火山特有の裾野を拡げ、高原状の平坦地を作っている。半島の通性として河川の解析は一般に進み、全体として壮年期の地貌を呈しているが、湯内岳東方の余市側は地形はやや緩やかで、その起伏は航空写真によつても波状の侵蝕状況が判別される。また美国川を境にしてその北西側の海岸地帯は海拔 100~200m 内外の隆起台地をなしている。この隆起台地を小樽茶屋台地と呼ぶことにする。

また本地域の特記すべき地形として挙げるべきものにカルデラ状の凹地がある。この円状凹地の顕著なものは湯内岳北方の余市鉾山を取囲むもの、天狗岳北方にあるもの、および図幅南西部に近い当丸山西側のものの3である。これらはその一部分がその後の火山噴出物によつて埋没され、また侵蝕作用によつて変形しているが、その生成については第三紀末期の火山活動に関連して生じたカルデラによるものか、あるいは岩質による侵蝕差によるものか明らかでない。

本地域は全体が主として新第三紀の火山岩、火山砕屑物およびその後の熔岩流等によつて構成されていて、特に海岸附近には集塊質岩が分布しているために、海岸には 50~150 m の磯崖が発達していて、砂浜はほとんど見られない。海岸の汀線附近は波浪の侵蝕による種々の頭礁が見られる。湯内の海中に聳えるローソク岩は頭礁の 1 種で、集塊岩中に貫入した安山岩々脈が、高さ 50 m 内外の長柱状に聳え、奇観を呈している。これが遠く小樽方面からも望みせられ、この地方の名勝の一つに数えられている。

脊梁山脈が北西に走っているので、主な河川はいずれもほぼ北東方向に流れて日本海に注いでいる。河川は水量は少ないが、一般に急流をなし、上流ではところどころに大小の滝を作っており、流路は一般に直線状をなしている。

河川のうち積丹川はその上流部においては本地域の現地形に反し、上記の河川と異なり、非従順性の流路を示している。すなわち同川は美国川の中流に北接した積丹岳の東麓より源を発して南東流し、当然美国川に合流すべきであるのに美国川には注がず、流

路を変更し、積丹岳の東麓を迂回して北流し、小樽茶屋台地を蛇行して、さらに北西に流路を変え、野塚に至つて海に注いでいる。これは小樽茶屋台地の南東側に噴出した積丹岳の生成および第三紀末ないし第四紀初期の地塊運動により、美国川北側の地塊が隆起ならびに傾動運動を行つた結果と考えられる。

地質図に着色したように地域内に地回り地形が2カ所に見られる。ここでは単調な起伏を破り、斜面の中腹に凹凸の小起伏が不規則に配列し、附近の単調な地形と著しい対照を示している。また地層も錯乱し、大小さまざまな地塊に分裂し、また一部には粘土化している部分がある。

本地域内には大河川がないため、段丘の発達が一般に悪く、ただ積丹川沿いの小樽茶屋台地附近にやや良好な発達が見られるのみである。

本地域内には鉄道の便はまったくなく、余市—古平—美国—余別間にバスの運行がある。最近北海道開発庁によつて湯内—古平間の海岸に自動車道路が開さくされ、これまで湯内山道を越えていたのにくらべると交通が著しく便利になつた。自動車道路は前記のもの他は古平—稲倉石鉱山間だけで、その他の区域では部落附近を除いては人道すら稀である。道路開さく計画としては古平—岩内、古平—神恵内、美国—神恵内間の自動車道路があるが、これらが完成すれば、交通、産業に大いに役立つものと思われる。なお、余市—古平—美国間の海上を定期船が1日1往復している。冬季積雪期にはバス運行がまったく不可能になるので、交通はこの海上のみとなるが、荒天の日には徒歩によるほかはない。

## II 地 質

### II.1 概 説

この地域は地質学的にはいわゆる“西南北海道”の範囲に属しているが、ここでは基盤岩である古生層はまったくなく、新第三紀の火山砕屑岩、火山岩、堆積岩の厚い累層である積丹層群と、それ以後の第四紀火山岩、洪積層および沖積層より構成されている。

第1表は本区域内に発達する地層、岩石の層序、岩質を模式的に総括したものである

第 1 表 模式地質総括表

時 代		層 序		岩 質			
第 四 紀	現世	冲 積 層		砂, 礫, 粘 土			
	更 新 世	段 丘 堆 積 層		砂, 礫, 粘 土			
		火 山 噴 出 物		安 山 岩 質 熔 岩		積丹岳, 当丸山 冷水山, 稲倉石 山, 天狗岳, 湯内岳	
新 第 三 紀	鮮 黒 松 内 世 ? 中 新 世	美 国 積 丹 累 層	上部集塊岩層		安山岩質集塊岩(安山岩 質熔岩, 凝灰岩を伴う)	安山岩質岩脈 微閃緑岩質岩 脈  <i>Sagarites.</i> 亜炭, マンガン   石英斑岩質岩 脈  鉍化作用	
			凝灰質砂岩 泥岩互層		凝灰質砂岩, 泥岩		
			凝灰岩層		流紋岩質凝灰岩		
			中 部 集 塊 岩 層	上 部 層	安山岩質集塊岩, 凝灰質 砂岩, 凝灰岩		
				中 部 層	安山岩質集塊岩(安山岩 質熔岩, 凝灰質砂岩を伴 う)		
				下 部 層	安山岩質集塊岩, 凝灰質 砂岩, 凝灰岩		
	下部集塊岩層		安山岩質集塊岩(安山岩, 質熔岩, 変朽安山岩を伴 う)				
	変朽安山岩		変朽安山岩(凝灰角礫岩 凝灰岩を伴う)				
	八 雲 期 訓 縫 期	古 平 川 累 層	頁 岩 層	粗粒玄武岩	硬質	粗粒玄武岩質熔岩 (同質集塊岩を伴 う)	粗粒玄武岩質 岩脈
				流紋岩	頁岩	流紋岩質熔岩	
			砂岩頁岩互層		砂岩, 頁岩, 凝灰岩, 安 山岩質集塊岩, 安山岩質 熔岩		<i>Sagarites.</i>
			集塊岩層		変朽安山岩質集塊岩 (変朽安山岩, 凝灰岩を 伴う)		
変朽安山岩			変朽安山岩(凝灰角礫岩, 凝灰岩を伴う)		鉍化作用 (銅, 鉛, 亜鉛)		

積丹層群はさらに下から古平川累層, 美国一湯内累層からなる。古平川累層は西南北  
海道新第三系の標準層に対比すれば, 中新世下部より中新世上部の訓縫統および八雲統

に相当し、美国一湯内累層は鮮新世の黒松内統に対比される。しかしこれら各層は火山碎屑物を主要な構成材料とするために、標準層とは岩質、層厚などの点においてまったく同一ではない。特にいわゆる“八雲硬質頁岩層”に相当する古平川累層中の頁岩層の発達が貧弱で、標式地の層厚 1000 m 余に較べると、わずか 100 m 内外の薄層であり、しかもやや軟質である。

古平川累層および美国一湯内累層は岩質、層序等によりさらに細分されるが、それらは岩質および層厚の側方変化が極めてはなはだしく、同一層を遠距離に追跡することは困難であり、かつまた地層の境界もいさおい人為的にならざるを得ないところがある。しかし本地域の累層関係を大観すれば、古平川累層が積丹半島脊梁山脈を走る一大背斜軸とほぼ一致し、北北西の方向に分布し、その北東側に美国一湯内累層がほぼ帯状に重なって発達している。そして各所に第三紀末ないし第四紀の新期火成岩が以上の各層を貫き、あるいはこれを蔽っている。

地層の傾斜は一般に緩やかであるが、安山岩質脈岩等の附近にはそれらの貫入による地層の擾乱が見られる。本地域内の断層は内陸部においては上記のような岩質のため確認し難く、したがってその一般性を把握するまでに至っていない。ただ北西—南東の方向に直線的に走る海岸線は断層の存在を暗示しているが、この主断層に関連して派生したと考えられる小断層が古平湾北岸および丸山岬附近に認められる。

本地域の地史について概観すれば下記のとおりである。すなわち本地域は西南北海道の各地と同じように訓練期(中新世)の頭初より火山活動がつづき、浅海ないし瀕海の状態において、主として変朽安山岩、熔岩、緑色凝灰岩等より成る古平川累層を堆積した。しかしこの時代にも火山活動の一進一退と、これに伴って行われた地殻運動とによって泥岩、砂岩の沈積が見られる。八雲期(中新世上部)に至つては、同じような状態で粗粒玄武岩の熔岩およびその集塊岩が堆積したが、他方では海進が行われ、それとともに火山活動が一時衰え、非火山碎屑物である頁岩層(八雲硬質頁岩層)が堆積した。ひきつづいて黒松内期(鮮新世)に入るや海退が行われ、再び浅海ないし瀕海の状態になり、同時に本地域全期を通じて最も烈しい火山活動の舞台となり、多量の集塊岩、凝灰岩、熔岩その他の火山碎屑物等を堆積した。黒松内期にひきつづき本地域に最も烈しい地殻変動が行われた。その結果として褶曲作用および地塊運動が行われ、さらにこれに伴って各種脈岩の侵入および各種鉱脈の生成をみた。第三紀末ないし更新期にはまたも

火山活動が復活し、天狗岳、湯内岳、積丹岳等の熔岩を噴出するとともに、それに附随する地殻変動により大体現在に近い地形を形成し、その後数度の陸地の上昇運動をへて段丘砂礫層が堆積し、現在に至つた。

## II.2 新第三系—積丹層群

この層群は岩質および層序によつて古平川累層と美国—湯内累層とに区分される。

### II.2.1 古平川累層

本累層は主として古平川流域に分布し、茅沼図幅の古平川累層と連続するものであるから、名称はそのまま踏襲することにした。本累層は下位からいずれも整合関係をもつて変朽安山岩、集塊岩層、砂岩頁岩互層、頁岩層に分けられるが、場所によつてはこの頁岩層が次如し、これに代つて流紋岩、粗粒玄武岩が分布する。このうち前者3者(変朽安山岩、集塊岩層、砂岩頁岩互層)は訓縫統に、後3者(頁岩層、流紋岩、粗粒玄武岩)は八雲統にそれぞれ対比される。したがつて古平川累層の地質時代は中新世となる。本累層は全体として火山活動による堆積物が多く、水成岩も凝灰質であり、また変朽安山岩化作用または珪化作用をうけ、しばしば変質し、鉍床を胚胎している。

#### II.2.1.1 変朽安山岩

本岩は次の2カ所に分布する。

##### 余市鉍山附近

本区域のものは変朽安山岩を主とするが、これにしばしば緑色凝灰岩をはさみ、訓縫統特有の岩相を呈する。またこれを貫いて両輝石安山岩(一部には橄欖石をふくむものがある)の岩脈が存在する。本岩の上位には美国—湯内累層の中部集塊岩層の厚層が直接のつている。その両者の関係は鉍化作用の影響によつて明瞭ではないが、最近の鉍山側の資料によれば不整合といわれている。変朽安山岩は二次的生成のもので、一般に珪化作用、粘土化作用が著しく、原岩の構造を残しているものはほとんど見られない。珪化作用は鉍床近接地域は特に著しく、灰白色の珪化岩は一見リソイダイトと誤認されることがある。本岩中に銅、鉛、亜鉛、硫化鉄鉍床を胚胎している。なお、本岩は侵蝕に弱く、その分布区域の地形は概して低平で盆地状をなしている。この低地を取り巻い

て周囲に集塊岩の切りたつた崖が聳えている。この特徴ある地形は航空写真によつてもはつきり判読される。

### 古平川上流々域

本区域で変朽安山岩と呼ばれるものは、変朽安山岩を主体として、これにしばしば集塊岩、凝灰質岩等を挟有するものである。特に下部は緑色凝灰岩、上部は集塊岩が多いようである。また粗粒玄武岩が岩床状ならびに岩脈状をなして本岩中に随伴するのが諸所に見られる。

変朽安山岩は熔岩流としての産状を示すものが多いが、なかには岩脈状のものもある。本岩は暗緑ないし淡緑色を呈し、白い斜長石の斑晶を有し、斑状構造を示すものが多いが、無斑晶で緻密なものもある。変質の度の進んだものは緑泥石化、方解石化、曹長石化作用が認められ、斜長石は曹長石、方解石、カオリン、絹雲母などの集合物となり、有色鉱物は緑泥石、緑簾石、方解石などの集合物に変つている。鉱床の賦存する附近では黄鉄鉱化、または珪化作用が見られる。比較的新鮮な部分を檢視すれば原岩は輝石安山岩、両輝石安山岩、角閃石安山岩、粗面岩質安山岩、石英安山岩、玄武岩質岩などである。

凝灰岩は安山岩質で、しばしば凝灰角礫岩に移化する。一般に塊状で節理が少く、また層理も明らかでない。色は暗緑色であるが、絹雲母化されて脱色されたものは白い。凝灰岩が変質をうけ硬質になつたものは変朽安山岩と区別しにくい。

本岩の分布区域のうち凝灰岩の地帯では河床は一般に平坦であるが、変朽安山岩の区域では滝を形成する傾向がある。

茅沼図幅では、本岩は下から緑色凝灰岩と変朽安山岩とに分帯されているが、本図幅では分帯することが不可能なので変朽安山岩のみとした。

## II. 2. 1. 2 集塊岩層

本層は変朽安山岩質、粗粒玄武岩質または安山岩質集塊岩、あるいは凝灰角礫岩を主体として、安山岩熔岩、緑色凝灰岩等を伴う。茅沼図幅の古平川累層中の集塊岩層に相当する岩層である。本層は上位層とは漸移するが、下位の變朽安山岩中の緑色凝灰岩とは水平的に移化するようである。

### II.2.1.3 砂岩頁岩互層

本層はいわゆる訓縫統の標式的地層で、砂岩頁岩の互層を主として、しばしば綠色凝灰岩を挟在するものである。その分布は2地区に分けられ、1は図幅南西隅の神恵内村から古平町にわたるもので、他は図幅南東隅余市町ヌツチ川上流に発達するものである。

#### 神恵内、古平地区

本層は上記の集塊岩層とは漸移的關係にあるものようであるが、その境界は明瞭でない。本層は主として凝灰質暗灰色頁岩、同質灰色砂岩等より成り、綠色凝灰岩、集塊岩、安山岩々床を伴っている。本層の岩相は各地で必ずしも一様ではなく東方の古平川支流六志内方面では綠色凝灰岩、綠色凝灰角礫岩等が泥岩、砂岩に代つて優勢である。

砂岩は凝灰質、中粒、灰色で層理は明らかである。頁岩は暗灰色凝灰質で、板状層理が明瞭であり、かつやや堅硬でいわゆる八雲統の硬質頁岩層に外觀がよく似ている。本層は当丸山西方ではかなり地層の擾乱を示すが、当丸山以東では平穩で、地層は水平に近い。

化石としては *Sagarites chitanii* MAKIYAMA のみが知られている。

#### 余市ヌツチ川上流地区

この地区に分布する本層は主として凝灰質の粗ないし中粒砂岩、綠色凝灰岩、綠色凝灰角礫岩等からなる。本層と下位層との關係は本図幅内には見られないが、南隣茅沼図幅内では本層の下位に一部整合、一部不整合關係をもつて流紋岩質凝灰岩、同質凝灰角礫岩が発達する。

本層の凝灰岩中には白色でベントナイト化したものもある。またところどころに黑色細粒で一見玄武岩様の兩輝石安山岩が小規模な岩脈あるいは集塊岩として本層中に分布している。

本層は藤谷鴻の然別層および砥の川層\*、齋藤正次の泊累層中の下部砂岩頁岩互層に対比される。

\* 藤谷鴻：後志国余市附近の地質，北大地理卒論（昭13）

#### II. 2. 1. 4 頁 岩 層

本頁岩層は図幅内では南東隅の余市川下山道附近にわずかに分布するのみであるが、隣接小樽西部図幅内に分布する尾猿内層の一部を形成している。尾猿内層は標式地では板状の頁岩（いわゆる硬質頁岩）を主とするが、本図幅内では、本層は少しく趣を異にし、大部分が無層理の泥岩で灰色の泥ないし淤泥からなり、風化すると灰白色になる特徴を有する。本層中にはまた凝灰質砂岩、灰白色凝灰岩や、下位の砂岩頁岩互層中のものと同質の集塊岩の薄層を挟んでいる。本層は下位の砂岩頁岩互層ならびに上位の美国一湯内累層とは整合的に移化する。

化石としては *Sigarites chitanii* MAKIYAMA のみであるが、隣接小樽西部図幅内からは、*Palliolium peckhami* (GABB.), 植物化石 *Hamamelis* sp. 等を産している。これらの化石によつて時代決定は不可能であるが、本層は下記のように八雲統に対比されるから、時代は中新世上部となる。

頁岩層は訓縫統中にもしばしば見られるので、本層はあるいは訓縫期のものではないかとの疑いもあるが、層序ならびに訓縫統の同質岩中にしばしば見られる緑色凝灰岩を伴わないことなどの理由により、本頁岩層を八雲期のものとする。

本層は藤谷鴻ならびに猪木幸男、垣見俊弘の尾猿内層、斎藤正次の泊累層中の頁岩層および太田良平、上村不二雄、大沢稔の余市川累層中の頁岩層に相当するものである。

#### II. 2. 1. 5 流 紋 岩

本岩は古平川中流堤の沢入口附近に細長く露出するもので、粗粒玄武岩に先行して噴出したものである。肉眼的に明らかな流理構造を示す。

斑晶—斜長石（中性長石）

石基—潜晶質で非常に汚染されていて、わずかに石英、長石の微晶が見える程度である。

斑状斜長石は比較的新鮮であるが、劈開に沿つて汚染されている。石英および有色鉱物の斑晶は全く存在しないが、磁鉄鉱は小斑晶をなして少量に散点している。

#### II. 2. 1. 6 粗 粒 玄 武 岩

本岩は古平川中流々域にやや広域にわたり露出するもので、熔岩、集塊岩、凝灰角礫

岩等いろいろの産状を呈しているが、熔岩の一部は岩脈となり、また凝灰角礫岩の一部は緑泥石化作用によつて緑色を呈する場合がある。粗粒玄武岩は肉眼的には黒色ないし暗緑色で、かつ細粒緻密堅硬である。一般に斑晶を欠き、析木状の斜長石と粒状の輝石の集合より成り、インターサタル構造を示している。また変質して緑泥石、玉髓等を生成しているものもある。集塊岩の多くは黒色緻密で、岩質的に美国一湯内累層の集塊岩層とは一見して区別される。凝灰角礫岩は淡緑ないし暗緑色を呈し、やや緻密でかつ層理は明瞭ではないが、集塊岩と同様に遠望すれば縞状の成層状態が見られる。

本岩は八雲期における火山活動の産物と考えられ、余別岳図幅の茅沼層中の粗粒玄武岩岩脈、また茅沼図幅における泊累層中の粗粒玄武岩に対比される。

## II. 2. 2 美国一湯内累層

本累層は美国町、古平町、余市町湯内に広く発達し、変朽安山岩、安山岩質集塊岩、安山岩質熔岩、凝灰岩、凝灰質泥岩および砂岩等より成る厚い累層である。本累層は火山碎屑物を主とするために岩相変化がいちじるしく、かつ鍵層に乏しいので、地層の分帯は局部的の場合を除き、広い地域にわたつては困難である。

本累層は化石に乏しく、古生物学的資料は貧弱であるが、岩相と層位的見地から、西南北海道の黒松内統に対比され、従つて地質時代は鮮新期となる。本累層はまた下位の八雲期の粗粒玄武岩および頁岩層より漸移するが、これらを欠く場合には直接古平川累層の砂岩頁岩互層の上に累置する。集塊岩の岩塊は新鮮な安山岩が大部分であるが、最下部は変朽安山岩化作用をうけている。

### II. 2. 2. 1 変朽安山岩

本変朽安山岩は美国川上流に分布し、黒松内期(鮮新世)の初期の噴出物と考えられ、上位の下部集塊岩層とは漸移する。変朽安山岩を主体として、これにしばしば凝灰角礫岩、凝灰岩、砂質岩等を挟有するものである。変朽安山岩は一般に暗緑色の石基中に変質した白色の斜長石斑晶を散点しているが、上滝の沢上流のものはいちじるしく変質して部分的に黄鉄鉱化、粘土化、珪化作用をうけている。原岩は石英角閃石安山岩を主とするようであるが、概して変朽安山岩化作用が進み、石英を除き、斜長石は曹長石またはカオリン化し、有色鉱物は緑泥石、緑簾石、方解石等に変化している。

本岩中には小規模ではあるが、閃亜鉛鉱、方鉛鉱などの有用鉱物を胚胎している。

### II. 2. 2. 2 下部集塊岩層

本層の分布は美国川上流に限られる。主として集塊岩の厚層よりなるが、下部にはしばしば安山岩質熔岩を挟在している。上位および下位層とはいずれも漸移関係を示す。

本集塊岩を構成する安山岩は岩質の変化にとみ、酸性安山岩—基性安山岩の範囲にわたっているが、石英、角閃石、輝石の2～3種を主斑晶とする酸性安山岩を主体とすることは、本層中に介在する凝灰岩中に石英および角閃石が多量に含有されることによつて明らかである。その他少量の石英、橄欖石時には角閃石などを含有する輝石安山岩の存在も少なくなく、特に滝の沢東方の小沢においては、上位層に移化する本層の上部に少量の石英を含有する橄欖石輝石安山岩（基性安山岩質）が分布している。

本層の下半部は軽度の変朽安山岩化作用をうけ、しばしばカオリン化、緑泥石化、方解石化し、まれに脱ガラス化作用も認められる。角閃石は新鮮なものも多いが、全層を通じ全くオパサイト化し、特有の外形によつてわずかに認められるものも少なくない。上半部は概して新鮮で、角閃石および橄欖石の一部が融蝕によつて変質している程度である。

### II. 2. 2. 3 中部集塊岩層（未区分）

本層は古平川、美国川間の山地を構成するもので、主として集塊岩からなる。したがつて内陸部ではやや急峻な地形をなし、特に泥の木川中流においては集塊岩特有の峻険な地形を形成している。

本層は岩相の側方変化がいちじるしく、泥の木川流域ではほとんど集塊岩のみが発達するが、海岸へ向うにしたがつて漸次凝灰質となり、海岸附近では貧化した集塊岩および凝灰岩に凝灰質砂岩、同質泥岩を混え、層理も明瞭となる。

本層は内陸部ではほぼ水平に近い緩かな褶曲をなしているが、海岸近くでやや急傾斜となり、海岸へ向つて10～20°傾斜している。

本層を構成する集塊岩も前記下部集塊岩層と同じく岩質の変化に富んでいる。下部は石英、橄欖石、角閃石の1～2種を少量に含有する輝石安山岩よりなる。この輝石安山岩

中の斑晶は普通輝石を主とするが、まれに紫蘇輝石の場合もある。中部および上部は本層特有の黒色ガラス質石基を有する両輝石安山岩(まれに少量の石英を含む)を主とし、一見して他の集塊岩と区別される。さらにこの両輝石安山岩の下部ならびに上部にはしばしば流紋岩質岩が介在することが認められる。下部のものは黒雲母流紋岩(少量の輝石を含むこともある)で、同質の凝灰岩を伴っている。上部に介在するものは角閃石流紋岩質であるが、これは層理のやや明らかな凝灰岩である。

古平川右岸の中部集塊岩層は層序、岩質によつて3に分帯したが、本層は岩相の変化がいちじるしく、地層の追跡が不可能のことと岩質が複雑なために、分帯せず1色に塗色した。

層厚は中心部で大体500~600 mである。

本層の比較的上部の層準と考えられる泥岩中に亜炭の薄層数枚を挟有し、また同層準の凝灰角礫岩中に小規模の酸化マンガン鉱床を胚胎している。化石としては泥岩中から魚化石および *Sagarites chitanii* MAKIYAMA を採取した。

幌武意附近の本層は余別岳図幅の神恵内層(下部黒松内統)に連続するもので、下部は主として暗灰色の角閃石輝石安山岩質の集塊岩、熔岩よりなり、上部に行くにつれて角閃石を多量に含有する酸性安山岩質集塊岩に移化するものである。しかし側方変化がいちじるしく、その境をつかみにくいので、前記の集塊岩層と同様に細分せずに1色にした。

本層は局所的に軽微な変朽安山岩化作用をうけて、粘土化あるいは珪化し、極めて小規模な鉱脈を2,3カ所に胚胎している。かつて探鉱されたこともあるが、もちろん稼行の対象にはならない。

## II. 2. 2. 4 中部集塊岩層

### 下部層

本層は小樽西部図幅の小樽累層の下部凝灰質砂岩泥岩層に相当する。その分布は古平川流域、沖村番屋沢上流および余市町ヌツチ川流域等におよんでいるが、各地とも必ずしも岩質は一様ではない。

古平川流域に発達するものは安山岩質集塊岩、同質凝灰角礫岩、緑色凝灰岩、凝灰質砂岩および泥岩等よりなり、厚さ約200mである。集塊岩、凝灰角礫岩中の安山岩はい

ずれも黒色緻密なガラス質の両輝石安山岩で、緑泥石化作用のいちじるしく見られるところがある。

下位の粗粒玄武岩質集塊岩ならびに凝灰角礫岩とは漸移的に移化している。

これに反し沖村番屋の沢上流およびヌツチ川上流では、本層は主として凝灰質の泥岩、砂岩の互層からなり、安山岩質の凝灰岩、凝灰角礫岩、小規模な集塊岩等を挟在している。泥岩は多く淤泥質で無層理であり、また一部は珪藻土質である。砂岩は粗粒なものが多く、安山岩の大小の角礫を含むことが多い。集塊岩や凝灰角礫岩は大部分が両輝石安山岩であるが、下部に石英および玄武角閃石含有輝石安山岩質のものもある。

本層は小樽西部図幅内では、下位の頁岩層とは流紋岩質凝灰岩をへだててはつきり区別することができるが、本地域では流紋岩質凝灰岩は見出されず、両者は漸移するようである。しかし本層の泥岩は風化するといずれも独特な黄色を呈することから、下位の頁岩層とは容易に区別できる。本層の化石は *Sagarites chitanii* MAKIYAMA の他は知られていない。

### 中部層

本層は小樽西部図幅の小樽累層の上部集塊岩層、茅沼図幅の泊累層の集塊岩層、余別岳図幅の神恵内層の主部および藤谷鴻の湯内集塊岩層等に相当し、典型的な黒松内型集塊岩である。本層は余市—古平間の急峻な海崖を作り、集塊岩特有の奇勝を形成するとともに、他方においては交通の一大障碍となつている。

本層は大部分集塊岩からなるが、しばしば熔岩、凝灰岩、凝灰質砂質岩を挟在している。岩質上側方変化がいちじるしいのが常である。熔岩—集塊岩—凝灰岩—凝灰質砂岩の側方変化は沖村西方の海崖にてよく観察される。集塊岩を主とする部分では層理は不明瞭であるが、凝灰質から砂質部になるにしたがつて、層理は明瞭となつてくる。またしばしば偽層がいちじるしく発達しているために、走向、傾斜の測定が困難な場合もある。またところどころに大小さまざまな岩脈の貫入しているのが観察される。古平川下流右岸では、上部層に漸移する部分の凝灰質砂岩中に厚さ 10 cm 内外の亜炭 2 層が挟在されている。

本層中の集塊岩は外観黒色のガラス質石基中に斜長石斑晶を散点し、しばしば杏仁状空隙をもつ両輝石安山岩が代表的なものである。

斑晶は斜長石、紫蘇輝石、普通輝石からなるが、有色鉱物は比較的少く、まれに全くこれを欠くものもある。石基はいちじるしくガラス質でハイアロピリテイツク構造を示し、暗褐色ガラス中に斜長石、輝石、磁鉄鉱の微晶が配列している。ときにいちじるしく潜晶質となり、微小な結晶胚を含有するものも存在する。本層中に介在する熔岩は集塊岩と同質の両輝石安山岩型のもので、少しく岩質を異にし、潜晶質石基を有する普通輝石安山岩型のものとの2種がある。

なお、出足平部落からワツカケ岬に至る海岸 500m にわたつて、流紋岩質凝灰岩が発達している。白色の浮石質凝灰岩からなり、黒雲母を含む流紋岩、真珠岩、流紋岩質浮石、両輝石安山岩等の礫を含有する。一見すると余市町モイレ岬の流紋岩質凝灰岩（小樽西部図幅の船取山層）と極めてよく類似しているが、上下ともに両輝石安山岩質集塊岩および熔岩にはさまれているので、明らかに本層と同時代（黒松内期）の流紋岩質凝灰岩である。

下位の下部層とは漸移的に移化するが、一部は同時異相的な関係にあるものと考えられる。境界面だけを見れば、一見いちじるしい斜交不整合のように見えるところもあるが、これは集塊岩などの火山砕屑物層にしばしば見られる異常堆積と解すべきであろう。

以上のように本集塊岩の大部分は黒色緻密なガラス質石基を有する両輝石安山岩で、しかもほとんど変質作用をうけず、常に新鮮である。これは岩質的に黒松内型集塊岩の特質をよく示している。

### 上 部 層

本層の分布は沢江、沖村、湯内の海岸附近に限られる。層理の明瞭な凝灰質砂岩および同質泥岩を主とし、集塊岩、凝灰角礫岩を挾有する。海岸附近では一般に北方に10°内外の単傾斜をなすが、古平川東方の山地では大体南北性の緩かな向斜構造をなしている。

沖村—湯内海岸の本層は集塊岩、凝灰角礫岩、凝灰岩、凝灰質砂岩の累層よりなり、やや層状を呈しているが、海上より遠望すれば層理がより明瞭である。この層理がやや明瞭であることおよび本層の基底に厚さ10 m くらいの凝灰岩があり、これが鍵層となつて追跡されること、ならびに岩質が全体としてやや砂質であることなどの特徴によつて中部層と区別される。

集塊岩を構成している安山岩は中部層と全く同質の黒色、ガラス質の石基を有する両

輝石安山岩である。本層中にはしばしば同質の安山岩、まれに黒雲母角閃石石英安山岩岩脈が貫入している。

本層は小樽西部図幅の上部凝灰質砂岩層に対比される。

### II.2.2.5 凝灰岩層

本層の分布は古平、美国町間の大森山周辺にのみ限られ、海岸へ向つて緩斜（10°前後）している。本層は白色の流紋岩質凝灰岩よりなり、塊状、無層理かつ粗鬆で、層厚は70~80 mにすぎない。凝灰岩中には肉眼的に石英、少量の角閃石、黒雲母の結晶が見られる。

本層は出足平海岸ワツカケ岬に発達する流紋岩質凝灰岩に極めてよく類似し、独特の外観を呈しているが、後者はその発達が局部的に止まるので同層準のものかどうかは明らかでない。本層は附近の安山岩の貫入により、その接触部附近では、上位ならびに下位の2層とともに局所的に小断層によつて切れ、いちじるしく擾乱している。

このような流紋岩質凝灰岩の存在は主に訓縫統中のみとされていたが、本地域では明らかに黒松内統の集塊岩層中にはさまれて存在することは注目に値する。

### II.2.2.6 凝灰質砂岩泥岩互層

本層の分布は古平—美国町間の海岸および婦美海岸の2カ所に限られる。古平附近では下位の凝灰岩層の上に整合的に累積するが、婦美海岸では同凝灰岩層が欠如して直接中部集塊岩層を蔽っている。

層厚は約150 mを算し、水平あるいは5~6°内外の東方落ちの単傾斜をなすが、丸山岬北岸では本層ならびに下位の凝灰岩層がいちじるしく擾乱している。これは丸山岬を構成する安山岩々脈の貫入によつて押し上げられ、岩脈より少しく離れた地層は逆断層によつて階段状に衝上し、岩脈に近接するにつれて、地層は40~50°、さらに接触部附近では直立するにいたつている。

本層は層理やや明瞭な凝灰質泥岩および砂岩を主とし、わずかに集塊岩、凝灰角礫岩、凝灰岩等を挟有する。婦美海岸の本層は厚苔海岸のものに較べて泥岩、砂岩の発達が貧弱で、むしろ集塊岩質である。

### II.2.2.7 上部集塊岩層

本層は美国町市街—幌武意間の海岸および厚苫海岸の大森山附近にのみ分布している。隣接余別岳図幅の神威岬層（上部黒松内統）に対比されるものである。本層の層厚は150～200 mを算し、主として安山岩質集塊岩より成り、同質熔岩および凝灰岩を伴い、また各所で安山岩によつて貫入されている。下位の凝灰質砂岩泥岩互層とは整合関係を示し、下位層と同様に水平、もしくは東方へ10°内外の緩傾斜を示す。本層は集塊岩を主とするので、中部集塊岩層とおなじく海岸では絶壁をなし、車馬の通行を妨げている。

本層を構成する集塊岩は比較的均質な岩質を示し、主に淡灰色の角閃石石英安山岩であつて、斑晶に富んでいる。角閃石は最大1 cmの柱状結晶をなし、石英とともに多量に存在する。その他少量の黒雲母または輝石を斑晶として随伴するのが常である。しかしなかには黒雲母の量が増加して主斑晶となつたものもあり、また輝石の量が増大して主斑晶となり、反対に石英の量が減じて副斑晶化したものもある。石英は粒状で、融蝕形を示す。角閃石は一般に新鮮であるが、黒雲母はオパサイト縁を有する。

斜長石は中性長石ないし曹灰長石である。磁鉄鉱は小斑晶をなして散点し、酸性安山岩としてはその量が比較的多い。石基はハイアロピリチック構造を示し、淡色のガラス多く、有色鉱物は少ない。

本層は集塊岩を主とする点で、中部集塊岩層と似ているが、後者にくらべると凝灰質砂岩および凝灰岩を挾有することが少なく、したがつて層理は一般に明らかでないこと、安山岩は後者の兩輝石安山岩を主とするに対し、淡灰色の角閃石石英安山岩を主とし、兩輝石安山岩の稀なこと、岩質がより粗鬆なこと、および地形的には波蝕棚の発達が良いことなどによつて後者と区別される。

## II.2.3 岩 脈

本図幅内に発達する岩脈は次のように大別される。

- a) 安山岩質岩脈
- b) 石英斑岩質岩脈
- c) 微閃緑岩質岩脈

その他粗粒玄武岩質岩脈も存在するが、これは古平川累層の同質集塊岩に伴っており、ほぼ同時代の噴出と考えられる。かつ岩質も全く同一であるので、地質図上の表示を省略するとともに、岩質の記載も略すこととする。

#### a) 安山岩質岩脈

安山岩質岩脈は岩質により次の4型に分けられる。

- i) 黒雲母角閃石石英安山岩
- ii) 石英含有角閃石安山岩
- iii) 両輝石安山岩
- iv) 普通輝石安山岩

#### i) 黒雲母角閃石石英安山岩

美国町厚苔岬および古平町丸山岬を構成するものが典型的なもので、その他島泊、烏帽子岬、出足平附近にも現出している。

斑晶—斜長石（中性長石）、石英、角閃石、黒雲母

一般に多斑晶で上記4種を主斑晶鉱物とするが、各産地の岩石中における斑晶の含有率は同一ではない。前記2産地のものは最も酸性で、標式的の石英安山岩であるが、後記3産地のものは石英の量が少く、やや基性で安山岩に近い。また島泊のものは黒雲母が稀であり、出足平附近のものは更に普通輝石の小斑晶を附加している。

石英は一般に融蝕形で円形または不規則な断面を示す。斜長石は中性長石の成分のものが多く、黒雲母はオパサイト縁を有するものが多いが、厚苔岬のものは新鮮で全くオパサイト縁がなく、しばしば劈開線の撓曲が見られる。角閃石はいずれも緑色型のものであるが、厚苔岬のものは濃緑で多色性が強く、これと反対に丸山岬のものは淡緑で多色性が微弱である。一般にオパサイト縁を有しているが、丸山岬のものには全くオパサイト化したものも少くない。磁鉄鉱は小斑晶をなして散点しているが、その含有量は概して少い。

石基はハイアロピリテツク構造を示し、淡褐色のガラスが多く、有色鉱物が少ないのが普通であるが、厚苔岬のものは同質ガラス中に粒状ないし短矩形の長石が配列し特異な構造をなしている。また出足平のものは有色鉱物が他のものに比べてやや多量に含有されている。

#### ii) 石英含有角閃石安山岩

美国川中流別内沢東方に分布する。その西側は100mに近い絶壁と規則正しい柱状節

理とによつて偉観を呈している。灰色の石基中に長さ最大5mmに達する柱状の角閃石斑晶を散点する。

斑晶—斜長石，角閃石，石英

石基—ハイアロピリチック構造を示し，淡褐色石基中に多量の斜長石と少量の角閃石微晶を含有する。斜長石は破砕作用をうけ，稜角を示すものが多い。

斑晶石英は融蝕され円形またはアメーバ状を示す。角閃石は緑色種で，オパサイト縁を有していない。斜長石は中性長石で，劈開にそい汚染されている。また破砕作用をうけ数個の晶片に分離したものが多く，したがつて自形を示すものは少ない。磁鉄鉱は含有量が既して多くなく，小斑晶をなして散在している。

### iii) 両輝石安山岩

美国一湯内累層の中部集塊岩層には，しばしば同岩質の岩脈が随伴している。その代表的なものは湯内山道に見られ，脈幅5~20m，方向N20°W~N10°Eのものが数条ある。暗灰色，ややガラス質の両輝石安山岩であつて，その岩質は中部集塊岩層上部層および中部層のそれと全く同一であるため，ここでは記載を省略する。

### iv) 普通輝石安山岩

古平町群来の海岸および美国ピラバの独立高地を構成するものである。群来のものは帯褐灰色細粒で，角礫化が著しく，一見集塊岩状を呈する。斑晶普通輝石は比較的少く，斜長石は中性長石~曹灰長石で多量の包有物を含有する。磁鉄鉱は小斑晶をなし，その量は比較的少い。石基はハイアロピリチック構造を示し，暗色ガラス中に斜長石，輝石が散点しているが，後者は少量である。割目にそつて方解石脈が発達し，石基もまた一部方解石化している。しばしば粗粒玄武岩質のゼノリスを随伴する。

ピラバのものは暗灰色を呈する。斑晶は比較的小晶であつて，かつ量も多くない。普通輝石は新鮮で，まれに聚斑晶をなすものがある。斜長石は中性長石の成分を示すものが多い。石基はハイアロピリチック構造で，ガラスは淡色である。輝石は少量でかつ一部緑泥石化している。方解石化作用をうけ，石基中にてんと方解石の集合物ができている。

上記安山岩質岩脈の貫入時期は黒松内期と考えられる。なお各岩脈の産状および美国一湯内累層の岩質より，基性安山岩（輝石安山岩類）の進入が，酸性安山岩（角閃石石英安山岩類）のそれより早期に行われたものと推定される。

### b) 石英斑岩質岩脈

図幅西辺に近い両古美山を構成するもので、灰白色、緻密の石基中に径数mm大の粒状の石英斑晶が散点し、一見珪質岩のような外観を示している。岩質的に石英斑岩に属する。

斑晶—石英，斜長石（？）

石基—石英，アルカリ長石

石英は多量に存在し，多くは融蝕され円形またはアメーバ状の断面を示す。斜長石は全く変質して葉片状のカオリン，絹雲母の集合物に変化している。有色鉱物として黒雲母らしい輪廓を示すものがあるが，完全にオパサイト化して明かでない。

石基は結晶度高く，斑岩特有の石英およびアルカリ長石の小粒状微晶の集合よりなり，ほとんど有色鉱物をともなわない。

本岩の辺縁相と思われるものは，上記のものとは少し岩質を異にする。すなわち斑晶では石英が少く，斜長石（全く変質している）は比較的少量である。かつ石基中には片状の絹雲母が全面的に網目状に散点するとともに，二次生成の石英が不明瞭な輪廓をなして散点している。これは鉱化作用の影響を示すもので，本岩の周辺の積丹層群中にも珪化または粘土化し，黄鉄鉱を鉱染しているのがところどころに見られる。

本岩の貫入時期は下部集塊岩層を貫いていることから，黒松内期初期と考えられる。

### c) 微閃緑岩質岩脈

美国町厚苫〜小泊間の海岸に好露出するもので，中心部では灰白色細粒であるが，辺縁部に近い小泊では暗灰色を呈し，一見粗粒玄武岩状の外観を示している。完晶質でやや斑状を呈し，かつ全体として細粒であるので，斑状微閃緑岩とした。

主成分鉱物—斜長石（斑晶状），石英，アルカリ長石，黒雲母，磁鉄鉱

斑晶状をなす斜長石は1〜2mm大で，汚染されている。中性長石〜曹灰長石の成分を示す。斜長石間の間隙は大小さまざまな粒状の石英，アルカリ長石，小粒状の黒雲母，磁鉄鉱の集合物によって充填されている。アルカリ長石は著しく変質し半透明物に化している。また本岩の一部には上記の粒状集合物にかわつて，微文象構造をなす石英とアルカリ長石とによつてしめられるものもある。この場合斜長石とmatrixとの境界は漸移的である。黒雲母は上記の小粒状をなすもののほか，稀に粒状結晶の間隙を埋めて他形のやや大きなものが認められる。

小泊のものもやや斑状を呈しているが，石基は普通の粗粒玄武岩に比べて粗大であ

る。斑晶は斜長石のほかに少量の輝石が混在している。石基は短冊状の斜長石、粒状ないし他形の輝石、少量に存在する他形の黒雲母と、これら3結晶間の間隙を充填する石英とよりなり、インターサタル構造を示す。輝石は一部緑泥石化し、磁鉄鉱は正規の粗粒玄武岩よりはるかに少量である。

微閃緑岩質岩脈の現出状態については疑問の点も多いが、観察される下記の資料からその貫入時期は中部集塊岩層堆積後と推定される。

1. 微閃緑岩の辺縁部に近い小泊海岸の本岩は次第に細粒かつ基性となり、微斑岩状ないし粗粒玄武岩状に変化する。
2. 古平一群來間の道路わきに同質の微閃緑岩が凝灰質砂岩泥岩互層中に岩脈として貫入している。
3. 本岩の上部にのる夾亜炭層（中部集塊岩層）は背斜構造状をなし、その頂部附近では緩傾斜の亜炭層が落差1～2mの小断層によつて階段状に切られている。この亜炭層の約5m下位には軟質化した微閃緑岩が露出していて、その間に不整合の関係は見られない。
4. この背斜の南翼では夾亜炭層は30°前後の傾斜を示す。
5. 亜炭が熱変質作用を受けたかどうかは明かでないが、その割目に硫化鉄鉱、硫酸鉄鉱を生じている。
6. 微閃緑岩体の辺縁と、これに接する地層は粘土化作用および珪化作用を受け、多量の黄鉄鉱を鉱染状に胚胎している。
7. この鉱化帯の外側の泥岩は著しく擾乱し、ブロック化するとともに、一部は粘土化している。
8. 微閃緑岩体直上5mほどの凝灰岩は局部的の鉱化作用を受け、ほぼ水平な縞状に緑色、赤色、紫色化し、その中に酸化マンガンの小規模な鉱床を胚胎している。

## II.3 第 四 系

### II.3.1 湯内岳熔岩

湯内岳(655m)、丸山(523m)等を構成する熔岩で、一部はしばしば径2～3mにおよぶ巨礫状の岩塊となつてヌツチ川流域西部の小丘上に残っている。岩石は暗青灰色を呈する緻密堅硬の礫石含有両輝石安山岩である。斜長石斑晶の4～5mm大のもの

が肉眼的にはつきりわかるので、他の安山岩と容易に区別される。

斑晶—斜長石（曹灰長石）、普通輝石、紫蘇輝石、橄欖石、稀に石英、角閃石を含む。

石基—斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鈹、ガラスよりなり、ハイアロピリチック構造を示す。

しばしばゼノリスとして両輝石斑岩の小破片を含んでいることがある。

本噴出物は中部集塊岩層を不整合に蔽い、第四紀初期の噴出物と思われる。火山体はほとんど解析されて原形を止めていない。

### II. 3. 2 天狗岳 熔岩

本岩は前記湯内岳熔岩の上位にあたるもので、天狗岳（872.2m）、丸山（604.9m）等を構成する。本岩は典型的な両輝石安山岩である。

斑晶—斜長石、普通輝石、紫蘇輝石

石基—ハイアロピリチック構造を示す。比較的粗粒で、析木状の斜長石と粒状の輝石のほか屈折率の低いクリストバル石が認められる。

多斑晶質かつ新鮮で、変質の跡が見られない。紫蘇輝石は多色性が比較的強い。斜長石は中性長石ないし曹灰長石である。磁鉄鈹は小斑晶をなし比較的多量に散点する。

### II. 3. 3 稲倉石山 熔岩

本岩は南隣茅沼図幅の稲倉石山（822.4 m）を構成する稲倉石山噴出物層が連続分布するもので、前2者の更に上位に当るものと思われる。熔岩を主とし、その岩質は石英含有角閃石普通輝石安山岩である。

斑晶—斜長石、普通輝石、角閃石、石英

石基—微晶質で斜長石、輝石、角閃石、ガラスよりなる。

石英は融蝕形をなす。角閃石はオパサイト縁を有するものが多い。普通輝石は新鮮であるが、それ以外に全く変質して緑泥石質物に化したものが比較的多量に存在する。これは紫蘇輝石かと考えられるが明らかでない。斜長石は中性長石ないし曹灰長石の成分を有する。

### II.3.4 冷水山熔岩

本岩もまた南隣茅沼図幅の冷水山噴出物層が連続して分布するものである。熔岩および集塊岩よりなり、岩質は酸性安山岩で、石英含有両輝石角閃石安山岩に属する。

斑晶—斜長石、角閃石、紫蘇輝石、普通輝石、石英

石基—微晶質ないしガラス質で斜長石、角閃石、単斜輝石、ガラスを含む。

### II.3.5 当丸山熔岩

本岩は当丸山(800.3m)の山体を構成するもので、冷水山熔岩の上位にあたるものと思われる。暗灰色、緻密の橄欖石含有両輝石安山岩である。

斑晶—斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、橄欖石

石基—斜長石、普通輝石、磁鉄鉱、ガラス。ハイアロピリチック構造を示す。

橄欖石はその量が少く、かつしばしば変質しイデインクス石および緑泥石質物に変化している。輝石は新鮮で含有量多く、特に普通輝石の量が大きい。斜長石は中性長石ないし曹灰長石の成分を示す。石基は粒状の輝石および磁鉄鉱が多く暗色を呈する。

### II.3.6 積丹岳熔岩

本岩は隣接余別岳図幅内の積丹岳、余別岳の旧火山体を構成するもので、本図幅内にはその火山体の東斜面が見られ、広い裾野を形成している。本岩は図幅内の新期熔岩中最も新しい噴出によるもので、よく火山原形を保存している。主として熔岩および集塊岩よりなり、特に東側斜面には厚い熔岩流が分布し、その末端は、美国川支流滝の沢では100mに近い熔岩崖をなし、かつところどころに滝を形成している。

岩質は頂上部と熔岩の末端とで、外観および主成分鉱物の含有量に多少の差は認められるが、その種類には変化なく、石英橄欖石含有角閃石両輝石安山岩に属する。

斑晶—斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、角閃石、橄欖石、石英

石基—斜長石、普通輝石、磁鉄鉱、ガラス

橄欖石は新鮮で自形を呈し、しばしば美麗な骸晶状をなすものがある。角閃石は多色性強く玄武角閃石に近い。オパサイト緑を有するものと、全くオパサイト化したものもあり、後者の方がむしろ多い。輝石類は小斑晶をなして散点する。石英は融蝕されて円

形を示す。斜長石は中性長石ないし曹灰長石である。本岩中にはしばしばオパサイト緑を示す黒雲母が存在することがあるが、その量は少くかつ普遍的でない。

石基は山頂部熔岩ではハイアロピリチック構造を示し、斜長石および淡褐色のガラスが多く、有色鉱物は比較的少ない。これに反し熔岩末端部ではピロタキシチック構造に近く、輝石および磁鉄鉱の量が著しく増加している。

### II. 3. 7 河成段丘堆積層

本図幅内では河成段丘の著しいものがなく、図示される程度のもものとしては、美国川沿岸および積丹川流域の小樽茶屋台地に見られるに過ぎない。積丹岳裾野では崖堆積層と漸移し、これら2者の境界は不明瞭であるが、一応人為的に境を画した。砂、礫、粘土よりなるが、山麓部は礫にとみ、山麓を遠ざかるにしたがつて砂、粘土の厚層となる。

礫——新第三系の岩石が多いが、小樽茶屋附近では積丹岳熔岩に由来する径10 cm以下の亜角礫、円礫が砂中に散点し、または厚さ1 m内外の礫層を形成している。

砂——中粒ないし粗粒の赤褐色の砂が多い。

粘土——淡褐色でやや明瞭な層理を示す。泥炭薄層をはさむこともある。

### II. 3. 8 当丸山熔岩碎屑物

本岩は第四紀初期に噴出した当丸山火山の噴出物であり、安山岩塊を主とする碎屑物より構成せられる。トーマル川上流の盆地状の地形を示す地域に分布している。岩質は当丸山熔岩と全く同一であるため、ここには記載を省略する。

### II. 3. 9 崖錐堆積層

積丹岳火山の山裾末端の緩斜面、すなわち熔岩の末端と河成段丘面との間を構成するもので、主として積丹岳熔岩の碎屑物である角礫状の安山岩とその間を充填する火山砂質物よりなる。本層の堆積面は高原性の草地をなし、放牧場として利用されている。

### II. 3. 10 崩壊岩屑

美国川下流の右岸ならびに古平川中流六志内には地這り地形が見られ、特有な凹凸の

小起伏が不規則に配列している。凹所はしばしば湿地となり、または水を湛えている。前者は中部集塊岩層中の泥質岩が擾乱し、大小さまざまな地塊に分裂して累積している。後者は周囲の古平川累層、特に著しく粘土化作用を受けた変朽安山岩より由来したものと考えられ、青色粘土質物中に大小さまざまな変朽安山岩塊および緑色砂岩塊が不規則に散点している。

### II.3.11 沖 積 層

本区域の河川は比較的急流であるために、水量に比べて広い砂礫の氾濫原を作っている。したがって古平川下流を除けば、粘土質物の堆積が薄く、主として砂および安山岩礫よりなる。ただ小樽茶屋台地を流れる積丹川流域には前者と異なり広い沖積原がひろげ、一部に泥炭を挟在する湿地が存在する。

海岸はおもに集塊岩の切り立つた海崖であるため、砂浜の発達はほとんど見られず、古平川、美国川の河口にわづかに分布するにすぎない。

## III 応用地質

本地域は積丹半島の一部を形成し、地質学的には西南北海道に属しているので、古くから金属鉱床地帯として注目されてきたところである。

本地域には訓縫統の変朽安山岩が比較的広い面積を占め、かつしばしば鉱化作用をうけて、ところどころ“やけ”が露出し、また石英脈、黄鉄鉱脈を胚胎している。しかし地域内では銅、鉛、亜鉛を対象とする住友金属鉱山株式会社余市鉱山のほかには稼行している鉱山はない。

幌武意海岸の黒松内統中部集塊岩層の中に、数カ所鉱化作用をうけた部分もあるが、硫化鉄の小脈ならびに鉱染状のものほか見るべきものはない。

### III.1 余市 鉱 山

(住友金属鉱山株式会社余市鉱業所、竹内嘉助教師記述)

#### 位置および交通

余市鉱山は余市町湯内に採鉱事業所を設け、これより南方 7 km の距離にある同町奥

山道に浮游選鉱場を設置している。

本鉱山は湯内川の上流奥山道にあり、余市一古平道路の中間に位し、余市駅より16km、急坂曲折する山道を経て鉱山事務所に達する。

山道選鉱場はヌツチ川の上流奥山道に位し、余市駅よりヌツチ川に沿い、12 km 距たる。山道選鉱場は往年の元山にあるが、旧元山は目下採掘を中止し、探鉱中である。本浮游選鉱場は、湯内坑から索道で送鉱された粗鉱を処理し、精鉱として余市駅から車積して向先に送鉱している。本鉱山へは夏季はバスの便があるが、冬季は積雪のため休止する。山道選鉱場へは夏、冬共定期的の交通機関はないが、毎日2～3回鉱山専用トラックの便がある。

## 沿 革

本鉱山は明治18年秋田県人対馬重太郎が露頭（現第一鉱床）を発見し、同27年三井鉱山株式会社鉱山部が鉱区を設定し探鉱した記録がある。その後明治45年頃田中鉱業株式会社が鉱区を買収し、約2カ年探鉱を行つたが、成果挙げず放棄した。その後幾多の変遷を経て、昭和8年小樽市の山崎幸之輔、大野幸三郎の2氏が鉱区を設定し、探鉱したが、資金が続かず、翌9年11月住友合資会社に譲渡し、住友余市鉱山の支山湯内坑として開発に着手された。その後銅鉱山として次第に発展の途上にあつたが、昭和17年4月元山とともに帝国鉱業開発株式会社に経営を委託され、終戦とともに一時休止状態に入った。昭和22年4月井華（旧住友）鉱業株式会社にて再開し、もつぱら本湯内坑に力を注ぎ、下部探鉱の結果、有望なことが明かになつた。ついで昭和26年別子鉱業株式会社国富鉱業所余市鉱と改称し、同27年1月山道村の旧選鉱場を拡充し、本坑の鉱石を対象として、150 t 処理選鉱場を完成し現在にいたつた。

## 現 況

戦後下部探鉱を目的として斜坑を開さくし、昭和25年第一鉱床の坑口水準下120 m および同27年、165 m の堅入坑において第5脈ならびに第9脈の富鉱部に着脈した。また第二鉱床は目下坑口水準より斜坑を開さく中であるが、-30m、および-60m坑堅入で第4脈の富鉱部に当り探鉱中である。

また黄金沢地域の地質調査の結果から、25年7月同地域の電気探鉱を実施し、鉱床の賦存することが推定されるにいたつたので、同年10月通洞開さくに着手し、亜鉛を主とする鉱染網状鉱床と鉱脈に当り、将来性のあることを確認した。さらに26年5月古平街道附近、27年7月オンコの沢において電気探鉱を行い、その結果に基づき、坑道掘に

より探鉱を進め、それぞれ鉱床に到達した。そして前者を古住鉱床、後者を第二鉱床新脈と命名した。

このように本鉱山は主として第一鉱床の銅鉱と黄金山鉱床の亜鉛鉱を採掘するとともに、附近の新鉱床の探鉱を続行中である。

## 地 質

本鉱山附近の地質は変朽安山岩とこれに伴う緑色凝灰岩を基盤として、これを貫く両輝石安山岩（一部には橄欖石を含むものがある）の岩脈およびこれらを不整合におおう集塊岩の厚層よりなっている。

変朽安山岩は一般に著しく変質しているが、各所に輝石安山岩の原岩構造を残しているものも見受けられる。特に鉱床地帯は変朽安山岩化作用著しく、鉱床の近接地域は一見凝灰角礫岩、または灰白色の珪化凝灰質岩の様相を呈し、リソイダイトと誤認せられることがある。鉱床はいずれもこの変朽安山岩および緑色凝灰岩中に胚胎している。

集塊岩（中部集塊岩層中部層）は海岸へ向つて緩傾斜している。本層は鉱山周辺の尾根では比較的薄く、海岸へ向つて次第に厚層となり、遂に同岩質の上部層に移化する。岩質は黒色ガラス質の両輝石安山岩で、黒松内期集塊岩の典型的なものである。

南方に位置する湯内岳を構成している湯内岳熔岩（橄欖石含有両輝石安山岩を主として一部に輝石安山岩に漸移する場合もある）は前記集塊岩の堆積後の噴出物で、同岩を被覆している。

## 鉱 床

鉱床は鉱脈と網状鉱染鉱床の2型がある。（余市鉱山鉱床分布図参照）

鉱脈型のものは本鉱山の主鉱床である第一鉱床、第二鉱床と目下探鉱中の第二鉱床新脈である。しかし後者に属する黄金山鉱床中にも鉱染鉱床を切つて鉱脈が胚胎している。また目下探鉱中の古住鉱床中にも鉱脈の崩壊物と思われる大塊が多数角礫岩に含まれる。

網状鉱染鉱床型のもは黄金山鉱床と古住鉱床との2である。

鉱床はいずれも変朽安山岩または同岩が角礫化作用をうけて生じたものと考えられる凝灰角礫岩および緑色凝灰岩中に賦存する。

### a) 鉱 脈

鉱床は黄銅鉱、方鉛鉱、閃亜鉛鉱、黄鉄鉱などの硫化鉱を主とするが、上部では亜鉛、

鉛が多く、下部にいたるにしたがつて銅、亜鉛、鉄の硫化鉱が次第に多量になり、しばしば石英、方解石を随伴することがある。またところどころに重晶石をも伴っている。

**第一鉱床** 鉱脈12を数えるが、目下稼行中のものは第3脈、第5脈、第9脈、第11脈の4脈である。これらはおおの平行に走り、その走向はおおむね  $N 20^{\circ} E$  内外、傾

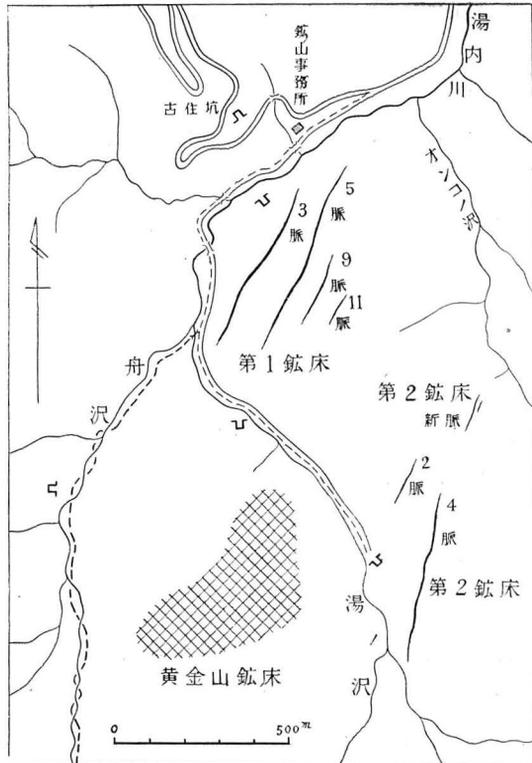
斜  $70 \sim 80^{\circ} SE$ 、最大延長 700 m、最小延長 160 m に達している。脈幅は膨縮甚だしく  $0.1 \sim 1.3 m$  におよび、平均  $0.35 m$  である。第5脈および第9脈の下部は深さ約 200 m 以下まで確認され、現在(27年10月)坑口水準下 165 m 坑道においてもなお平均  $0.6 m$  におよぶ優勢な脈が存在している。今後坑口水準下 200 m 坑道開さくの予定である。

一般に第一鉱床の鉱脈は上部は狭小な  $0.1 \sim 0.2 m$  の銅品位の低いものかまたは盲脈であつて、下部に至るにしたがつて漸次脈幅が膨脹し、銅品位も向上する傾向がある。

**第二鉱床** 本鉱床も第一鉱床と同様な硫化鉱脈で、上部および中部は銅、亜鉛、鉄の硫化鉱を主とし、下部(坑口水準下 60 m)では銅、鉄の硫化鉱を主とし、上部に比べて閃亜鉛鉱が少なく、かつ石英、方解石を伴う。

本鉱床には6脈あるが、現在稼行対象としているものは第4脈である。同鉱脈は27年5月坑口水準下 30 m と水準下 60 m の両掘入坑道でそれぞれ着脈した。その走向は

余市鉱山鉱床分布図



**第二鉱床** 本鉱床も第一鉱床と同様な硫化鉱脈で、上部および中部は銅、亜鉛、鉄の硫化鉱を主とし、下部(坑口水準下 60 m)では銅、鉄の硫化鉱を主とし、上部に比べて閃亜鉛鉱が少なく、かつ石英、方解石を伴う。

本鉱床には6脈あるが、現在稼行対象としているものは第4脈である。同鉱脈は27年5月坑口水準下 30 m と水準下 60 m の両掘入坑道でそれぞれ着脈した。その走向は

N 20° E, 傾斜70~80° NW で第一鉱床とほぼ平行である。目下のところ延長は推定困難であるが、上部坑道より推定して500 m 内外と考えられる。脈幅は-30 m 堅入では0.5~0.6 m, -60 m 堅入では0.7 m 内外である。平均幅0.3 m と推定される。現在の資料で推定される深さは100 m であり、そのうち上部20 m までは採掘済みである。目下斜坑掘進と併行し、-60 m で錘押坑道により探鉱中である。

**第二鉱床新脈** オンコの沢右二ノ沢中流の変朽安山岩中に開坑し、坑口より10 m で第1脈に、15 m 内外で第2脈に着脈した。

第1脈は方鉛鉱、閃亜鉛鉱を主とし、しばしば黄銅鉱、黄鉄鉱を伴っている。平均走向はN 20~30° E, 傾斜70~80° S E である。脈幅は膨縮甚だしいが、平均12 cm 内外である。

第2脈は藍銅鉱を含む銅、亜鉛鉱脈で、脈幅5~10 cm のものであつたが、錘押し約6 m で断層により切られ、その錘先を探鉱中である。

本鉱床は鉱石の性質および走向が第二鉱床とよく類似することから、同鉱床の延長と考えられるので、この構想の下に第一鉱床の運搬坑道を取り開けて、下部探鉱の結果着脈し、目下錘押中である。

#### b) 網状鉱染鉱床

**黄金山鉱床** 本鉱床は凝灰角礫岩中に胚胎し、おもに閃亜鉛鉱よりなり、少量の黄銅鉱、方鉛鉱を随伴している。閃亜鉛鉱は灰色の母岩中に斑晶状に散点し、一見白い粗粒の凝灰岩のような外観を示すのが特徴である。本鉱体は楕円体状をなし、かなりの拡がりを持つているようであるが、その規模は未だ正確には判っていない。

本鉱染鉱体中には鉱体ならびに母岩を切る鉱脈がしばしば見られ、その数は5脈におよんでいる。鉱脈の走向には2方向性がある。1はN 20° Eで、第一鉱床のそれとよく一致するが、ほかはN 40~50° Wのものである。

随伴鉱石は第一鉱床、第二鉱床と大体類似している。

本鉱体中に“砂鉱、”と称せられる鉱石がある。これは閃亜鉛鉱、黄鉄鉱、石英の微晶がカオリン質物で膠結されたものである。母岩の凝灰角礫岩が細粒となり、砂岩状を呈している部分に賦存し、その形状は平面的にはレンズ状でかつ雁行状に配列しているが、上下に長く伸長するようである。この砂鉱に2型があり、1は黄鉄鉱の酸化によつ

て赤褐色を呈し、かつ珪化作用によつて硬質になつたものであり、2は灰色を呈して脆く、かつカオリンが混在しているために、水中では表面から崩れるものである。いずれも亜鉛の品位は平均15%であるが、なかには30%以上に及ぶものもある。

**古住鉛床** まだ本体をつかんでいないが、坑口より100m附近より凝灰角礫岩となり、この中に閃亜鉛鉛鉛、黄鉄鉛鉛を鉛鉛し、さらに鉛脈の破片と思われるものを混じている。170 m 附近より母岩が菱朽安山岩となり、その粘土化したところには多数の大きな鉛脈の破片が見られ、その上珪化岩を混えている。これらの現場状況から推定して下部の探鉛を計画し、坑口水準下40mの位置より目下開坑中である。

以上各鉛床について記したが、第一鉛床の坑内で見られる断層は鉛脈にほぼ平行した正断層が多く、また第3脈上部は多数の小断層によつて擾乱されている。古住鉛床で観察される断層も大体同様な性質を示している。黄金山鉛床では東西方向の断層は多いが、落差はいずれもあまり大でない。

#### c) 鉛石および品位

各鉛床を通じて鉛石は主として黄銅鉛、方鉛鉛、閃亜鉛鉛、黄鉄鉛よりなり、脈石として石英、方解石を伴い、またしばしば少量の重晶石を随伴することがある。これらの鉛物は比較的単調でかつ規則正しい晶出を行つたためか、各鉛物は分離しやすい。したがつて浮游選鉛が非常に容易であり、高品位の精鉛を得ることができる。すなわち銅品位は粗鉛では平均1.4%であるが、精鉛では25%の高品位となる。

各鉛床の大体の平均品位を示せば第2表のとおりである。

第 2 表

鉛 床	鉛 脈	Au (g/t)	Ag (g/t)	Cu (%)	Pb (%)	Zn (%)	S (%)
第一鉛床	第3脈	0.6	20	1.50	0.30	3.00	15.00
〃	第5脈	0.8	20	2.50	0.05	12.00	25.00
〃	第9脈	—	—	2.00	0.60	20.00	20.00
〃	第11脈	—	—	0.80	1.10	13.00	20.00
第二鉛床	第4脈	—	—	1.50	6.00	5.00	20.00
黄金山鉛床	鉛床周辺部	—	—	0.02	0.09	3.00	12.00
〃	鉛床中心部	—	—	0.05	1.20	4.30	15.00
〃	砂 鉛	2.0	150	0.09	5.00	25.00	16.00
〃	鉛 脈	—	—	2.00	4.00	16.00	—

### III.2 亜鉛，鉛（旧美国土谷鉱山）

本鉱床は図幅西端に近い美国川の支流，無名沢に賦存している。昭和15～16年札幌市の土谷誠太郎が探鉱を行い数10t出鉱した記録があるが，間もなく休止した。

本鉱床は北方積丹岳の南東麓にある美国鉱山とおなじく，美国一湯内累層最下部の変朽安山岩中に胚胎する亜鉛鉱脈である。母岩の変朽安山岩は酸性で，石英安山岩質となっている。

鉱脈は1条で，走向はほぼ東西，傾斜は南へ70～80°が普通であるが，まれに北へ急斜する場合もある。鍾は一般に膨縮著しく，全体としての脈幅は最大1m，普通30～60cmの変化を示しながら，約100m連続している。鉱脈は単一なものではなく，粘土脈を主脈として，下盤際には厚さ10～20cmの軟質，砂状の閃亜鉛鉱脈，上盤際には厚さ10～50cmの閃亜鉛鉱石英脈を胚胎している。後者の石英脈中にはしばしば少量の黄銅鉱又は方鉛鉱を随伴し，またまれには全く閃亜鉛鉱を欠き，黄鉄鉱石英脈に変化する場合もある。

鉱石は閃亜鉛鉱を主とし，これに少量の方鉛鉱を伴っている。まれに微量の黄銅鉱が散点することもある。砂状のものは品位良好であるが，石英脈に伴うものは局部的に濃集する場合を除き，一般に低品位である。脈石として重晶石の存在は見られないが，その仮像はしばしば石英脈に随伴している。

### III.3 マンガン（酸化マンガン）

古平町と美国町との境界である厚苔海岸に近く，後記の亜炭の賦存地よりやや西寄りの小丘上にマンガン鉱床がある。昭和26年8月小樽の寺本久が露天掘を行い採掘を開始し，若干出鉱したが（日之出鉱山），同年10月休山状態になった。

口径14×6m，深さ約2mの露天掘跡で見られるところでは，鉱床は凝灰岩（黒松内統中部集塊岩層）中に第3表のような層状をなして胚胎している。

下部鉱石層（粉状）の下部は不明であるが，露天掘下底より約5mおよび10m下に当る堅入坑道は2つながら砂状に糜爛した微閃緑岩中を掘進し，全く鉱床の存在を見ない。

鉱石は黒色の酸化マンガン鉱であるが，白色土状の夾雑物を混え，黒白の斑状をなして

第 3 表

層	序	層 厚	備 考
土状化凝灰岩 (表土)		60~70 cm	赤白の縞状をなす  鉄分に富む
赤色鉄質土状物		15	
上部鉍石層 (塊状)		30	
濃綠色凝灰岩		10	
赤黒色斑状岩		60	
下部鉍石層 (粉状)		30	

いる。したがって品位は良好とはいいがたいが、上鉍の分析を示せば次のとおりである。

Mn	Fe	SiO <sub>2</sub>
57.06 %	1.21 %	7.48 %

(分析：地質調査所北海道支所技術課 稲田 武)

本鉍床は附近の探鉍ならびに選鉍による品位の向上について、さらに検討の余地があるろう。

### III. 4 亜 炭

亜炭は美国町と古平町との境界である厚苫海岸附近の黒松内統中部集塊岩層上部の凝灰質泥岩層中に賦存する。古平町の高橋銀作が昭和 27 年 8 月に開坑したが、炭量、炭質ともに稼行にあたいしないので間もなく閉山した。

亜炭層は微閃緑岩の貫入によつて附近の美国一湯内累層の一般性を破り、背斜状に撓曲している。背斜の頂部では緩傾斜で水平に近いが、落差 1~2 m の小断層によつて階段状に切られ、かつ背斜の南翼中段では 30° 前後の傾斜を示している。なお厚苫の海岸より 300 m 北方の海底には、同質の亜炭が凝灰岩中に挟在しているのが認められる。これは上記亜炭層の延長と考えられる。背斜頂部では亜炭は 2 層あり、ともに凝灰質泥岩中に介在している。層厚は膨縮が著しいようであるが、一坑坑口附近では上層 10 cm、下層 15 cm である。概して夾みが多く、炭質も良好でない。

本亜炭は割れ目に沿つて硫化鉄および硫酸鉄鉍が着生し、風化面は橙黄色を呈する。かつ脆弱ながら粘結性を示す特性がある。これらの事実は本亜炭層の下方 5 m 以下に露出する微閃緑岩の侵入による影響と解せられる。

### III. 5 石 材

古平町丸山岬の黒雲母角閃石石英安山岩は採石して築港用石材として用いられている。また余市町湯内部落附近では中部集塊岩層上部層基底の凝灰岩を建築物の土台石として採石したことがあるが、その質があまり良好でないので、現在は中止している。

#### 文 献

- 1) 長尾巧・佐々保雄：北海道西南部の新生代層と最近の地史，地質学雑誌，第40巻，第480，483号，第41巻，第485，488号(昭和8，9年)
- 2) 根本忠寛：余別岳図幅説明書，北海道工業試験場地質調査報告，第7号(昭和17年)
- 3) 斎藤正次・上村不二雄・大沢穠：茅沼図幅説明書，北海道開発庁(昭和27年)
- 4) 大町北一郎：鉱床研究会の動向について，地球科学，第14号(昭和28年)
- 5) 宮本弘道・高瀬博：北海道稲倉石鉱山マンガン鉱床，地質調査所月報，第4巻，第2号，(昭和28年)
- 6) 朝日昇・松村明：北海道稲倉石鉱山マンガン鉱床，地質調査所月報，第4巻，第2号(昭和28年)
- 7) 猪木幸男・垣見俊弘：小樽西部図幅説明書，北海道開発庁(昭和29年)
- 8) 太田良平・上村不二雄・大沢穠：仁木図幅説明書，北海道開発庁(昭和29年)
- 9) 菊池徹・渡辺芳次：北海道積丹半島西南部の銅，鉛，亜鉛，硫化鉄，マンガン鉱床調査報告，地質調査所月報，第5巻，第1号(昭和29年)

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

---

FURUBIRA AND HOROMUI

(Sapporo—9, 2)

By

TADAHIRO NEMOTO, KONROKU TSUSHIMA  
AND HIROSHI KAMISHIMA  
(Geological Survey of Japan)

Abstract

**GEOLOGY**

The Furubira and Horomui sheet map area is located at the east side of the Shakotan peninsula in the Southwestern Hokkaido. The area is occupied by the mountainland whose elevation is about 600-900 meters above sea level and it is considered topographically to be of mature stage. The whole area is covered by Neogene and Quaternary rocks. The geological classification and their successions are summarized in Table 1.

Table 1.

Age		Formation, Bed		Rock facies						
Quaternary	Recent	Flood-plane deposit		Sand, gravel & clay		Shakotandake Tomaruyama Hiyamizuyama Inakuraishiyama Tengudake Yunaidake				
	Pleistocene	Terrace deposit		Sand, gravel & clay						
		Volcanic lava		Andesitic lava						
Neogene	Pliocene	Kurumatsunai	Shakotan group	Bikuni-Yunai formation	Upper agglomerate	Andesitic agglomerate (with andesitic lava, tuff)	←Andesitic dike ←Microdioritic dike			
					Tuffaceous sandstone and mudstone	Tuffaceous sandstone, tuffaceous mudstone				
					Tuff	Rhyolitic tuff				
					Middle agglomerate	Upper		Andesitic agglomerate, tuffaceous sandstone, tuff	←Sagarites ←Lignite, manganese	
						Middle		Andesitic agglomerate (with andesitic lava, tuffaceous sandstone)		
						Lower		Andesitic agglomerate, tuffaceous sandstone, tuff		
					Lower agglomerate	Andesitic agglomerate (with andesitic lava, propylite)		←Quartz porphyry dike		
	Propylite	Propylite (with tuff-breccia, tuff)	Mineralization							
	Miocene	Yakumo	Furubiragawa formation	Shakotan group	Bikuni-Yunai formation	Shale	Dolerite	Doleritic lava (with agglomerate)	←Doleritic dike	
							Rhyolite	Rhyolitic lava		
		Kunnui		Furubiragawa formation	Shakotan group	Bikuni-Yunai formation	Shale	Sandstone and shale	Sandstone, shale, tuff, andesitic agglomerate, andesitic lava	←Sagarites
								Agglomerate	Propylitic agglomerate (with propylite, tuff)	Mineralization (Cu, Pb, Zn)
								Propylite	Propylite (with tuff-breccia, tuff)	

### Younger Tertiary

The younger Tertiary consists of the Shakotan group and the associated volcanics and intrusives.

The Shakotan group is divisible into two formations, the Furubiragawa and the Bikuni-Yunai formation. The two are of pyroclastic character, especially the latter is more pyroclastic and, therefore, lateral changes of the rock facies and the variation of the thickness in strata are generally conspicuous.

#### Furubiragawa Formation.

This formation, excluding the shale member, is correlated to the Kunnui series from the lithological and stratigraphical point of view, though no important fossils are found in this formation. Generally speaking, it is characterized by heavily accumulated pyroclastic sediments, such as propylite, green tuff, tuff-breccia and agglomerate, which have suffered sometimes silicification, kaolinization and pyritization, but in some parts it is represented by muddy normal sediments, containing fossils of *Sagarites chitanii* MAKIYAMA. The thin sheets or dikes of dolerite and andesite occur frequently in this formation.

The shale member may be correlated to the so-called "Yakumo hard shale". But in the area mapped, the shale member, which is not so hard as the typical Yakumo hard shale\*, is found only in the southeastern part, and consists of shale and sandy mudstone, containing *Sagarites chitanii* MAKIYAMA rarely. The thickness of the shale in the area is only about 100 meters, while the thickness in the type area is 1,000 meters or more.

In the central area of this map, rhyolitic lava, doleritic lava

---

\* T.Nagao and Y. Sasa (1933-34); The Cenozoic Formation and Its Geological History in the Southwestern Hokkaido (in Japanese), Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 40-41.

and its agglomerate, which are of the equivalent to the above mentioned shale member, distribute broadly.

Although there are no paleontological evidences to determine the age of deposition, from the lithic characters and stratigraphical relations, the shale bed is assigned to be the same horizon to the Yakumo formation in the Southwestern Hokkaido, and the age of this formation is later Miocene.

### **Bikuni-Yunai Formation.**

This formation rests on the Furubiragawa formation with partial unconformity. It is roughly subdivided into six members, and through the formation agglomerate facies are dominant from the bottom to the top. The boundary between the agglomerate and mudstone is not always clear in the field, because of the irregularity and lateral change of the rock facies.

The agglomerate members are interbedded by lava flows in some horizons and intruded by dikes in many places. All of the agglomerate members, from the upper to the lower, are andesitic, but the middle members characterized by glassy augite-hypersthene andesite are distinguished from the upper and the lower members of hornblende-bearing andesite.

The mudstone members comprise tuffaceous mudstone, tuffaceous sandstone, tuff, tuffite, tuff-breccia etc.. Although they are massive, they show rather fine stratification in some parts. They contain some fossils such as pelecypod, fish and sponge.

The Bikuni-Yunai formation, as a whole, has E-W strike and N dip, showing undulated structure. In this formation, there are localized small faults and disturbances of the bed, which are resulted due to the intrusion of the dikes, such as andesite or microdiorite. Especially in the neighbourhood of the microdioritic dike, the mudstone is altered and slightly mineralized. The Middle

Agglomerate bed is intercalated with manganese oxide ore bed and 2-3 thin lignite seams of no economic value. In other parts the formation has often suffered hydrothermal alteration.

### **Dike Rocks.**

The dike rocks are of biotite-hornblende-quartz andesite, quartz-bearing hornblende andesite, hypersthene-augite andesite, augite andesite, quartz porphyry and microdiorite, intruded in the Biku-ni-Yunai formation. While, in the Furubiragawa formation, there occur dikes of dolerite and hypersthene-augite andesite.

### **Quaternary**

During this period, upheaval movements and block movements accompanied with foldings of the strata took place. The volcanic rocks such as Yunaidake lava, Tengudake lava, Inakuraishiyama lava, Hiyamizuyama lava, Tomaruyama lava and Shakotandake lava were extruded in this period. All of the andesite interbed with thin layers of tuff and agglomerate.

River terrace deposits forming the terrace surfaces and alluvial deposits filling the alluvial flat plane in valley consist of gravel, sand and clay.

## **ECONOMIC GEOLOGY**

Since the old time the Shakotan Peninsula has been marked as the epithermal metallic belt in Southwestern Hokkaido, but in this mapped area there is no prominent mine except the Yoichi mine. For the exploitation, active prospecting must be carried out.

**Copper-Lead-Zinc-Pyrite Deposit.** The Yoichi Mine, Sumitomo Metal Mining Company Ltd., situated 16 kilometers west to the

Yoichimachi, is one of the large mines, which work the epithermal deposits in Hokkaido. It is mining the copper-lead-zinc-pyrite deposits in the propylitic rocks of the Furubiragawa formation

Two types of the deposits are known, fissure-filling vein and impregnated ore deposit.

The ore consists essentially of chalcopyrite, galena, zinblende and pyrite, accompanied with quartz, calcite and barite as gangue minerals. The daily production of the mine is about 200 tons (1.4%Cu) and 100 tons (15.0%Zn) of crude ore at present.

**Zinc-Lead Deposit.** Zinblende-galena vein occurs in the propylitic rocks of the Bikuni-Yunai formation. The deposit worked formerly on a small scale is closed at present.

**Manganese Oxide Deposit.** The deposit worked lately is intercalated in the Middle Agglomerate member of the Bikuni-Yunai formation, but it is abandoned today. The manganese ore deposits are believed to have been formed by the intrusion of microdiorite.

**Other Resources.** Two or three thin lignite seams, 10-15 cm in thickness, are interbedded in the Middle Agglomerate bed. Though they were prospected lately, the prospecting is now discontinued on account of no economic value.

Andesite is quarried as paving material and is used for the construction of the Furubira Harbour. The Bikuni-Yunai tuff was also locally quarried as building stone.

---

---

昭和 30 年 3 月 5 日 印刷

昭和 30 年 3 月 10 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

---

印刷者 山藤国八

印刷所 山藤印刷会社

---