

5万分の1地質図幅説明書

小樽西部

(札幌一第10号)

工業技術院地質調査所

通商産業技官 猪 木 幸 男

同 垣 見 俊 弘

北海道開発庁

昭和29年

目 次

緒 言	1
I 地形	1
II 地質概説	3
III 地質各説	5
1. 新第三系	5
i) 船取山層	5
a) 余市町浜中町地区	6
b) 船取山地区	7
c) 小樽市地区	7
ii) 尾猿内層	8
iii) 小樽累層	9
a) 下部集塊岩層	9
b) 下部凝灰質砂岩層	10
c) 上部集塊岩層	11
d) 上部凝灰質砂岩層	15
iv) 中性ないし基性噴出岩類及び脈岩類	16
a) 噴出岩類	16
(i) 湯内岳噴出物	16
(ii) 毛無山噴出物	16
(iii) 天狗山噴出物	17
(iv) 砂留噴出物	17
b) 脈岩類	17
(i) 安山岩質岩脈	17
(ii) 粗粒玄武岩質岩脈	18
2. 第四系	19
i) 更新統	19
a) 丸山火山噴出物	19

b) 河成段丘堆積層.....	19
ii) 現世統.....	20
IV 応用地質.....	20
1. 概説.....	20
2. 各説.....	20
i) 赤岩鉦山.....	20
ii) 褐鉄鉦々床.....	21
iii) 砂鉄.....	22
iv) その他.....	22
文 献.....	23
Résumé (in English)	

5万分の1地質図幅
説明書

小樽西部 (札幌一第10号)

工業技術院地質調査所

通商産業技官 猪 木 幸 男
同 垣 見 俊 弘

緒 言

この図幅は北海道開発庁の委託によつて作成されたものである。野外調査は昭和27年に猪木が56日間、小樽市から忍路郡蘭島附近を、垣見が45日間余市町附近をそれぞれ分担して行つた。室内作業は工業技術院地質調査所北海道支所においてなされた。なお植物化石の鑑定は棚井敏雅技官によつた。また野外調査には空中写真を利用することが出来た。

この調査に当つて、北大理学部地質学鉱物学教室の原田準平教授、石川俊夫教授等の方々から現地においても種々有益な助言を賜つた。

I 地 形

本図幅は北海道西部に位置し、北側は日本海に面し、小樽市の西半分より、余市湾にわたる地域を占める。

本地域は一般に緩傾斜の平坦な丘陵台地からなり、南隣の仁木図幅内に至つてはじめて比較的峻険な地形となる。

河川の解析はあまり著しくなく、全体として幼年期末の地貌を呈する。このようなゆるやかな地形は、この地域を構成する新第三紀の火山碎屑物を主とする岩層が、ゆるやかな褶曲を繰返す地質構造を持つことによつてもたらされたものと思われる。そしてこの地形の単調さを破つて第三紀末期から第四紀初期へかけての火山噴出物が丸山（標高629 m）、天狗山などの独立高地を形成している。

海岸附近の丘陵地の一部には段丘状の平坦面がみられるが、明らかな海成段丘堆積物を伴わない一種の侵蝕段丘あるいは岩石段丘 (Felsterrasse) というべきものである。

海岸線は、断崖絶壁が東西に連続する。海中には岩礁や暗礁が存在してはいるが、海崖はその直線的連続性からみて、隆起海蝕地形というよりは、むしろ断層海岸を示すものと考えられる*。余市川附近では南方からのびて来る断層が潜在し、これによつて海崖は北方へずれたものと解釈され、シリバ岬から以西に再び直線的に東西に連なっている。忍路その他の突出部も同様に構造線によるものであろう。これらのことから海岸線に平行な構造線と、それに直角な構造線とによる地塊運動が考えられる**。なお、海崖附近には海蝕洞、離れ岩などが随所にみられ、断層運動後の海蝕地形を示す。

本地域を流れる河川はほとんど南隣仁木図幅あるいは、西隣古平図幅内の山岳地帯からその源を發している。そして主に北流し日本海に注ぐが東部小樽市内の色内川および於古莞川 (妙見川) は東流して小樽湾に流入する。ただし、余市川は鏡函図幅内の余市岳に源を發し、赤井川カルデラの外輪山の外縁部に沿い、半円形に彎曲して流れ、ついには本図幅内に達する比較的大きな川で、下流には広い洪瀆地を發達させている。その他の塩谷川および桃内川をはじめとする小河川は、いずれも一様に水量に乏しく、著しい蛇行はみられないが、随所に氾濫原堆積物を伴う。

全般的にみてこれらの河川はいずれも地形に応じたゆるやかな必從河流である。しかしながら小樽湾に注ぐものおよび塩谷川等の一部を除いて他の河川は、ほとんど直線的に北流する。これは南方の高い山地よりの必從谷であつてみれば当然のことではあるが、余市川はじめ登川、フゴツベ沢、桃内川等、いずれも前述の何らかの構造線に支配されたもののものである。そしてこれ等は川幅の小さいのに比し、氾濫原の大きいことが1つの特徴となつている。

西部の余市から^{よごつて}沓部にいたる海岸には、高さ5m未満の小規模な砂丘が平行して發達している。これは余市川と登川との氾濫原上に形成されたもので、登川はこれに流路をさえぎられ、西方に転じ、余市川に合流している***。

* 岡胖、佐々木早苗：後志国小樽、塩谷附近の地質、北大理地修論 (昭9) 中にも同様の意見が述べられている。

** この構造運動は仁木図幅内の赤井川カルデラ形成に附随するものではなからうか。

*** 調査期間において、登川が鉄道沿線に平行しているため、その氾濫を防ぐ意味で、流路を元の直線に変ずる土木工事が行われていた。

本図幅の平坦な丘陵台地は耕地に適し、特に果樹園が発達し、北海道でも屈指の果実の生産地である。またフゴツベ及び土場沢入口附近その他には、先住民による所謂古代文字あるいは環状石籬 (Stone-circle) 等の遺跡が知られている。

II 地 質 概 説

本図幅内に分布する地層は主として新第三紀の火山性堆積物によつて構成され、それ以前の地層を全く欠く。ただし余市町のモイレ岬附近の流紋岩質凝灰岩の中には、捕虜岩として、先白堊系（あるいは先第三系）の一部と思われる黒雲母片岩、閃緑岩、花崗岩等の岩塊がみられる。

この新第三紀の堆積層は、集塊岩、凝灰岩、凝灰質砂岩などの火山源のものが多く、岩相の水平的変化が著しい。そのため同質岩相の分布が不規則であり、また露出も極めて悪いので、全図幅内を通じての層序を明らかにすることは困難である。しかし、本地域は、いわゆる“北海道西南部の地質”*としては、やや特殊な地域に属し、中新世末期あるいは鮮新世初期のものとされている八雲統が極めて薄くなつているか、全く欠けている。従つて、八雲統を基準としてのこの両時代の識別は、ところによつて、はつきりなし得ない場合が多い。そして、中新統と鮮新統とが、連続してみられるのは南西隣の茅沼図幅の北東部から本図幅の余市川西岸にかけての地域のみである。その他では中新世のものと考えられる流紋岩質熔岩または同質凝灰岩層が鮮新世の、特に著しく水平的岩相変化に富んだ火山碎屑岩源の堆積物によつて蔽われつつ点々と露出しており、両者の間には不整合がある。

第1表は図幅内の地質を、主として岩質あるいは岩相によつて模式的に区分してまとめたものである。

中新世の船取山層は流紋岩および同質の凝灰岩よりなる。その岩質と産状から“北海道西南部”でいうところの訓縫統の一部と考えられる。

尾猿内層はすべて硬質頁岩よりなるとは限らず、しばしばその間に凝灰質砂岩及び同質泥岩等をはさんでおり、全厚は90 m内外で、極めて薄いものである。これがいわゆる

* 長尾巧, 佐々保雄: 文献 ⑥

第 1 表
模 式 地 質 総 括 表

時代	層 序	模 式 柱 状 図	岩 質	備 考	
現世	沖積層及び砂丘堆積層		砂, 礫, 粘土	砂 鉄, 褐 鉄 鉱	
更新世	河成段丘堆積層		砂, 礫, 粘土		
	丸山火山噴出物		安山岩質溶岩		
鮮 新 世	中生火山噴出物		安山岩質溶岩	隆起運動 褶曲及び地塊運動 湯内岳, 毛無山 天狗山, 砂 留 安山岩質岩脈 粗粒玄武岩質岩脈 蝕化作用	
	小 樽 果 層	上部 凝灰質砂岩層			凝灰質砂岩 (砂岩, 角礫凝灰岩を 含む)
		上部 集塊岩層			安山岩質集塊岩 同質溶岩及び脈岩
		下部 凝灰質砂岩層			凝灰質砂岩 (安山岩質集塊岩, 砂 岩, 泥岩を含む)
		下部 集塊岩層			安山岩質集塊岩 流紋質岩凝灰岩
中 新 世	尾猿内層	(欠 除)	硬頁岩(砂岩を含む)	(東部隆起運動?) Palliolium peckhami 植物化石	
	船取山層		流紋岩質凝灰岩 流紋岩	一部先白堊系の捕 虜岩を含む	

る八雲統に相当するか否かは疑問であるが*, 余市川西岸において連続する鮮新統の最下位中新統の最上位の位置にあるので, 一応これに対比しておく。図幅東部では本層を

* 命名者 藤谷湾 [後志国余市附近の地質, 北大理地卒論 (昭13)] は本層を八雲統と断定している。

欠いており、この時期には火山活動または隆起運動があつたものと考えられる。

鮮新世の小樽累層は、いわゆる黒松内統にあたる。これを岩相によつて4つの地層に細分した。これらの地層は特に水平的変化に富み互に漸移するもので、集塊岩と凝灰質砂岩とが混在する場合も少なくなく、それぞれが互に同時異相の關係にあるところもある。おのおのの明らかな境界は、海岸線とその他の一部の地点を除いては露出不十分のため観察されることが少く、かつこれ等は上下を通じてゆるい傾斜の褶曲をくり返しているもので、これらの厚さも不分明である。本層はこのような不規則な地層であるので、第1表に示した細分は岩相をわかり易くするため模式化したものである。

小樽累層の堆積後、各所に小さな岩脈の貫入があり、それには安山岩質のものと、粗粒玄武岩質のものがある。また、これに引続き砂留熔岩や、天狗山、毛無山、湯内岳を形成した兩輝石安山岩質の火山活動が行われた。この火山活動に引続き、あるいは相前後して、褶曲運動、地塊運動などが、隆起運動とともに起つた。

更新世では、第三紀末期から引続く種々の隆起運動、あるいは地塊運動などが行われ、また他の火山とは異なるドーム状の山谷を呈する丸山を形成した火山活動があり、河川には河成段丘の堆積層の堆積をみた。

現世には、余市町から蘭島にいたる海岸に小規模な砂丘が、また河川に沿つては隨所の氾濫原中に沖積層が形成された。

III 地 質 各 説

1. 新 第 三 系

i) 船取山層

本層は当地域の最下部をしめる地層で、流紋岩および同質の凝灰岩をもつて構成される。分布は3カ所に地塊状に分散しており、余市附近では断層で上位の小樽累層と接し、船取山附近および小樽市内では、小樽累層によつて不整合に蔽われる。本層は各分布地域でその岩相を多少異にしているが、上位の小樽累層との關係から、同一地層のものとして一括した。尾猿内層との直接の關係は見られないが、これよりも下位のもので

あることは、余市川西岸において尾猿内層が小樽累層の下位に整合的に連続することから推定される。しかし、隣接茅沼図幅東北部にみられるような尾猿内層の下位の緑色凝灰質砂岩層より下位であるか、あるいはそれと同時異相であるかは未だ詳かでない。

本層を便宜上余市町浜中町地区、船取山地区、小樽市地区の3地区に分けて次に記述する。

a) 余市町濱中町地区

この地区では、最下部に斜長流紋岩質熔岩がある。この熔岩は主として余市町を南北に二分するモイレ岬附近にみられる。同岩は下部は桃色を帯び、かつ典型的縞状流紋をもつが、上部はガラスに富み、次第に集塊岩質となる。更に上部にあたる余市町の南西市街を結ぶ切通し附近では、灰白色の凝灰質砂岩ないし凝灰角礫岩が分布するにいたる。そしてこれ等は漸移的に変るものようである。本層には比較的層理の明らかなどころもみられ、前記の熔岩を下部にして、余市町墓地附近を北東、南西方向の軸に緩い向斜構造を示している。しかし一般には層理の明瞭でない灰白色の凝灰岩と凝灰角礫岩とが主体である。凝灰角礫岩に含有される歪角礫ないし角礫は、大小種々であり、主として流紋岩及び同質の浮石からなるが、その他硬質砂岩、礫岩あるいは黒雲母片岩、花崗岩、閃緑岩等の古期岩類をも少なからず含有されており、この地方の第三系の基盤を暗示している。凝灰角礫岩の基質の凝灰質物は特に石英粒に富み、外観白色を呈するのが特質である。また至る所に微細粒砂岩の脈状（幅2m～30cm）を呈する部分があるのも特徴的であり、中にはその砂岩脈を境にして、両側の地層が、2m程度の落差でずれている所もある。

流紋岩の性質は次のようである。

斑晶—石英、斜長石、黒雲母よりなり、石英及び斜長石はいずれも自形を呈し、径2mmにも及ぶものがあるが、その量は極めて少い。石英は斜長石よりも多く、黒雲母は稀である。

石英—ガラスに富み、流理構造が著しい。微晶として石英、長石、磁鉄鉱、その他潜晶質結晶がみられる。

この地区の本層は岩質によつて、一応船取山層に含めておく。ただし、隣接古平図幅内の出足平海岸地方には、これに極めてよく似た流紋岩質凝灰角礫岩が小樽累層に属する集塊岩中に介在するので、あるいは本地区のものは小樽累層の一部に属するのではな

いかとの疑もある。

b) 船取山地区

この地区では本層は主として、流理構造を示さない流紋岩質熔岩と、それに附随する同質の凝灰岩とからなる。土場沢支流二股附近には、脈岩状の岩質を呈するものもあるが、その母岩との境はみられない。

この流紋岩は、ネバダイト質の斜長石流紋岩で、外観灰白色ないし灰色、一般に堅硬ではあるが、風化して脆弱となつている部分が多い。

斑晶—石英、斜長石。石英は径5mmにも及ぶものがあるが、一般に斜長石と共に1～2mm程度のものが多く、結晶の数においては斜長石より少い。斜長石は灰曹長石附近の性質を示す。わずかにみられる有色鉱物は緑泥石化している。

石基—石英、斜長石、黒雲母、ガラス、その他微晶質物質。ガラスに富むが、脱璃して一見リソイダイト様の構造を示す。鏡下においても流理構造はほとんど認められない*。

脈岩様のものは上記と同じ性質を示すが、堅硬でやや灰色に富み、新鮮な感じがあり、斑晶の石英が斜長石より著しく多量である。

この熔岩及び凝灰岩は、南部では氫化作用を蒙り、粘土化及び硫化鉄鉱の鉱染を著しくうけ、帯緑あるいは帯青白色である場合が多い。凝灰岩には白色ないし灰白色のもの、帯黄褐色のものなどもあり、前者は流紋岩質の浮石類を多量に含むが、後者には安山岩質の礫を含むことがある。また石英粒がほとんどみられず、むしろ安山岩質凝灰岩というべきものもある。この凝灰岩にはほとんど層理が認められない。

c) 小樽市地区

この地区では、流理構造を示さない流紋岩質熔岩が最もよく発達している。これは小樽市花園公園附近から東隣 小樽東部、図幅内にかけて広く分布する。小樽累層によつて不整合に蔽われるものであるが、この関係は本図幅内では直接には見られず、東隣図幅の小樽市高島町や、国鉄小樽築港駅附近で明らかにみられる。この流紋岩熔岩に附随して同質の凝灰岩があり、これは本図幅内では小樽清水町附近の崖にわずかに露れるにすぎない。

流紋岩は船取山附近のものと同質で、灰白色ないし灰色を呈し、あるものは淡紫褐色を示す。堅硬な塊状の形で残つた部分もあるが、一般には風化によつて粗鬆な

* これは従来流紋岩と区別して石英粗面岩と呼んだものである。

脆弱なものとなつている。また外観が集塊岩様にみえる部分もあるが、それは節理面あるいは裂隙に沿う風化作用、または弱い鉄化作用を蒙り、比較的新鮮なものが球状又は塊状に取り残されたためである。

斑晶—石英、斜長石、黒雲母（角閃石）。斑晶の量は一般に極めて少いが、その中石英が最も多く、斜長石は極めて少く、黒雲母又は角閃石は稀である。石英、斜長石ともに大きさは普通1～2mm程度である。斜長石は灰曹長石ないし曹長石に属する。

石英—ガラス質。斜長石、黒雲母、石英、ジルコン（?）、鉄鉱、その他微晶質物、隠微晶質球顆が点在する。流理構造はほとんどない。

花園公園附近の凝灰質ないし粘土質の本岩には、二酸化マンガンの小規模な層状鉄床が胚胎する。

ii) 尾猿内層

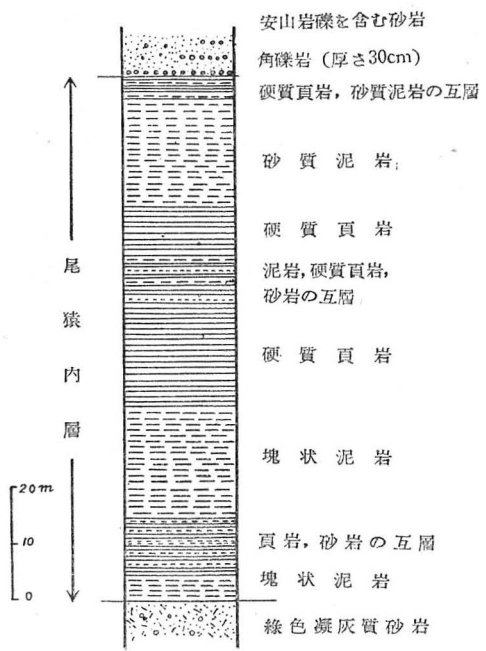
本層は隣接茅沼図幅の砥の川附近に発達する緑色砂岩及び緑色凝灰岩層の上に漸移して整合的に載る硬質頁岩及び泥岩の互層を称する。本層は上位の小樽累層へ整合的に移行する。

本層の標式的露出は隣接の仁木図幅の北西隅の尾猿内部落附近にみられる。本図幅内では余市川西岸にその一部がわずかに露出しており、ここでは主として頁岩および泥岩からなり、その間に黄緑色砂岩を挟む。中部附近の頁岩は、八雲統の硬質頁岩に類似し、層理がよく発達していて、それに沿うて板状に剥げやすく、新鮮なものは黒色ないし暗灰色で、風化すれば灰白色になる。泥岩は灰色無層理で、やや砂質を帯びている。

本層の主に泥岩質の部分から、*Sagarites chitanii* Makiyama を豊富に産し、また植物化石がほとんど上下を通じて産出するが、保存不良であり、種名を明らかにし得ないものが多い。山田から獅子の沢にかけての崖には、本層最上部が露出し、これからは、*Sagarites* および植物化石 *Hamamelis* sp. その他とともに *Palliolium peckhami* (Gabb.) を採集した。

本層の柱状図を第1図に示す。

本層がいわゆる「八雲統」の硬質頁岩層に対比出来るとすれば、南方の渡島半島八雲地方で八雲統の厚さが、1,000mにも及ぶのに比して著しく薄くなつている点を注目すべきである。本層は西部においてのみ発達し、図幅地の中央部および東部においてはこれを欠除している。



第 1 圖
尾 猿 内 層 柱 状 図

iii) 小 礫 累 層

本層は図幅全域にわたり最も広く、ほぼ一様に分布する。主として火山噴出物及びその碎屑物をもつて構成される。本層をおもに岩質あるいは岩相によつて、下部より、下部集塊岩層、下部凝灰質砂岩層、上部集塊岩層、上部凝灰質砂岩層の4層に分ける。これ等の岩相は水平的変化が著しく、集塊岩が熔岩に移化し、あるいは、凝灰質砂岩には集塊岩が挟まれ、これが膨縮するような変化がしばしばみられる。従つて上述の4層は堆積の時代の差異を厳密に意味するものではない。一般に露出は悪く、蘭島から赤岩附近にいたる海岸に沿う断崖を除いては、明らか

な上下関係が連続してみられるところはほとんどない。本層は多くのゆるやかな背斜向斜*を繰り返している。

第2図に本層の標式的産地の柱状図を総括し、それぞれ各層の相互関係を示す。

a) 下部集塊岩層

本層は、フゴツペ川上流および餅屋沢上流にみられ、更に南隣図幅内に広く分布するようである。余市川の西部および図幅地の東部には、ほとんどみられない。本層の下部は含角閃石流紋岩質凝灰岩よりなる。本岩は同質の浮石を多く含み、白色ないし灰白色を呈し、粗鬆である。本下部層の下限は不明であるが、みられる範囲では最も厚いところは25m程度で、上部に向い本層の主体をなす安山岩質の集塊岩に漸移する。余市川西方の尾猿内層の上位に厚さ20m内外の流紋岩質凝灰岩があり、これも本層の下部を

* 露出不充分のため、褶曲軸の方向を確かめるものは極めて少い。

なす凝灰岩の一部と考えられる。しかし、その上位には、本層の主体をなす集塊岩はなく、直接に下部凝灰質砂岩に漸移する。

本層の主体をなす集塊岩の上限は明らかでなく、従つて厚さも不明であるが上述したものと同質の流紋岩質凝灰岩を基地として、そのなかに比較的大きな斜長石の斑晶（径0.5~1 cm）を有する暗灰色、堅硬な安山岩質岩塊が密集するものであり、稀には浮石質の岩礫も含有される。この安山岩の性質は次のようである。

斑晶—斜長石、紫蘇輝石よりなり、斜長石（An 65±）には大きさ径1.0 cmにも及ぶものがある。

石基—斜長石、輝石、鉄鈦およびガラスよりなり、ガラス基流晶質である。

この岩石は一般に少しく変質し、脱ガラス作用、および斜長石などの分解作用を蒙つたものがみられ、黄鉄鈦で鈦染されていることがある。餅屋沢の上流には鈦化作用を蒙り、安山岩質岩礫がプロピライト様に変化し、あるいは粘土化、カオリン化等をうけ、硫化鉄鈦で著しく鈦染されているところもある。

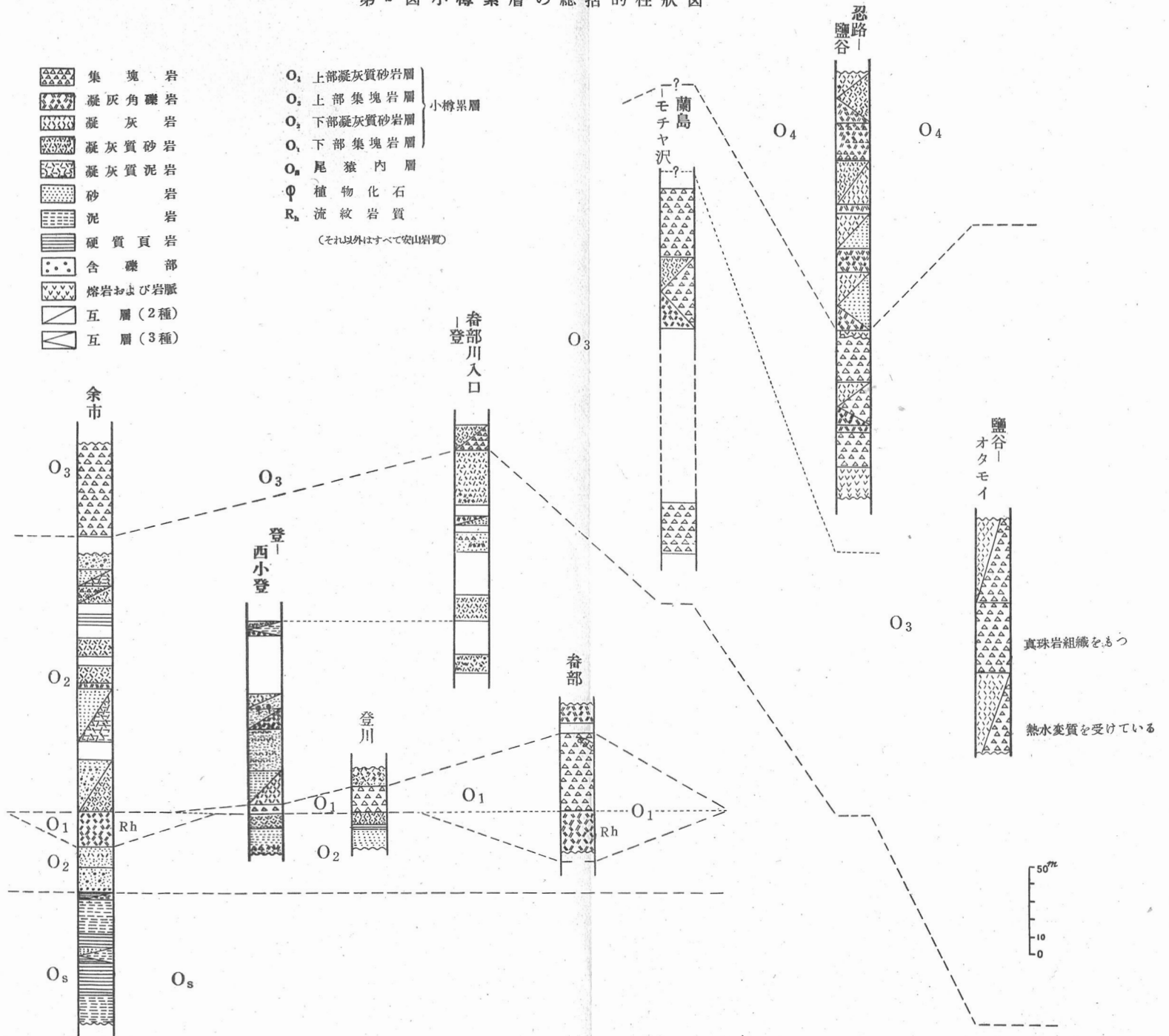
b) 下部凝灰質砂岩層

本層は余市川を挟んでその両側に発達する。余市川西側では、下位の尾猿内層とは、前述の流紋岩質凝灰岩を挟んで整合的に移行する。余市川の東側では、詳かでないが、層理の一般的傾向からみると、間に断層が想定されない限り、本層は下部集塊岩層の上位にある。

本層は一般にゆるい褶曲構造をくりかえしているため、その厚さは明らかになし得ないが、160~200 m位のものであろう。本層の主体は凝灰質砂岩である。本岩は淡黄灰色を呈するが、風化面は褐色を帯びた黄白色ないし黄灰色を呈し、中粒ないし粗粒で、それは火山砂あるいは粒状の火山碎屑物を主としており、層理は比較的明らかである。しかしところによつて著しく偽層の発達した砂岩層が、厚さ約1 mずつをもつて互層するところがあり、また浮石質の凝灰角礫岩を主とする部分が局部的レンズ状をなして介在する。この岩石にかなりの大きさの岩礫を含むことがあり、それは主として両輝石安山岩質であるが、一部は角閃石安山岩質または石英安山岩質であつて、これ等が薄い集塊岩様の層を示すこともある。

本層は化石に乏しい。動物化石としては、*Sagarites chitanii* Makiyama がわずかに余市川の西側で本層の上下を通じて各所にみられるが、東側ではこれもほとんどみられ

第2図 小樽累層の総括的柱状図



ない。登川下流の西岸には、植物化石が多数採集される地点がある。主な化石は次のものであるが、ねじれたU字状にまるまつたものが多く、平面的に押しつぶされたものはほとんどない。一般に保存がきわめて悪くて鑑定に堪えるものが少くわずかに次の2種をあげ得るのみである。(鑑定、棚井敏雅)

Betula sp.

Hamamelis sp.

c) 上部集塊岩層

本層は本図幅では最も普遍的に分布する。上部及び下部凝灰質砂岩層とは互に漸移する。下部凝灰質砂岩層との境界は春部附近で、集塊岩が消滅して凝灰質砂岩のみの層に移化する部分におき、また上部凝灰質砂岩層との境界は、塩谷・蘭島間に、ゆるい向斜構造を示しつつ両者が連続して露出するのが認められる所の両者の漸移部におく。

本層は熔岩及び同時代的脈岩を伴う集塊岩を主とし、黄灰色の砂質凝灰岩あるいは安山岩質の凝灰角礫岩が介在する。岩相の水平的変化が著しく、厚さにも変化があり、塩谷からオタモイにかけての海岸では約500 mにも及ぶのに対し、忍路から蘭島にかけては100 m内外である。

本層の主体をなす集塊岩には次の2つの型がある。すなわち、1つの型は比較的上位に、広く普遍的に分布する黒色(一部は赤褐色)のガラス質の輝石安山岩質のものであり、他の型は比較的下位に、また局部的にみられる含石英角閃石輝石安山岩質のものである。

第1の型のガラス質安山岩塊を含む集塊岩は、余市附近、忍路および蘭島を中心とする海岸附近と、小樽市南部に広く分布する。本岩の膠結物は普通、黄灰色の凝灰質物あるいは砂質角礫凝灰質物である。本集塊岩中には、しばしば同質の熔岩の発達しているところがある。この熔岩はその周辺において集塊岩に漸移するのを常とする。この好例は忍路のツコタンの海岸にみられる。この安山岩は黒色を呈し極めて堅硬緻密で、ガラスに富み、比較的斑晶に乏しいのが一般である。

斑晶—斜長石、普通輝石、紫蘇輝石。斜長石は最も多く曹灰長石に属す。紫蘇輝石は普通輝石よりはるかに少量である。

石基—ガラス質(及びガラス基流晶質)。斜長石、普通輝石、磁鉄鉱、ガラス。部分的にオフィテック構造を示す粗粒玄武岩様の同源包裹物を含むことがある。

本岩石の顕微鏡写真を図版第1図に示す。

本岩の化学成分は次の通りである*。

	I	II
SiO ₂	57.90	59.76
TiO ₂	0.87	0.76
Al ₂ O ₃	14.19	14.36
Fe ₂ O ₃	5.96	5.03
FeO	5.40	4.26
MnO	0.12	0.12
MgO	2.83	2.57
CaO	7.07	5.02
Na ₂ O	3.40	4.18
K ₂ O	0.95	2.54
P ₂ O ₅	0.26	—
H ₂ O(+)	1.17	0.96
H ₂ O(-)	0.52	0.25
Total	100.64	99.81

I 黒色ガラス質安山岩，後志国忍路郡塩谷村ツコタン 分析者根本忠寛**

II // // 分析者地調北海道支所

このような安山岩塊を含むことは、本層の一つの特徴である。

第2の型の含石英角閃石輝石安山岩質集塊岩は、余市地方と小樽市北部にみられる。このうち後者のオタモイ附近から東方海岸にみられるものは、明らかに前記の輝石安山岩質集塊岩の下位を占める。ここでは、集塊岩が部分的に熔岩状に変わり、または同質の脈岩によつて貫かれる。このような産状の典型的なものはオタモイ附近でよく観察出来る。この安山岩塊の新鮮なものは暗灰色を呈し堅硬である。

斑晶—斜長石，輝石，角閃石，石英，磁鉄鉱（量の順）。斜長石は中性長石ないし曹灰長石に属するものが多く，輝石はおおむね普通輝石であるが，紫蘇輝石も稀にみられる。角閃石はこれを含まない場合もあり，その岩石内での分布の様でないことを示す。有色鉱物は緑泥石化あるいは炭酸塩鉱物化していることが多い。

石基—ガラス基流晶質あるいは毛氈状構造を示す。斜長石，輝石，角閃石，石英，磁鉄鉱およびガラスよりなる。ガラスは脱ガラス作用により結晶質となつていることがある。

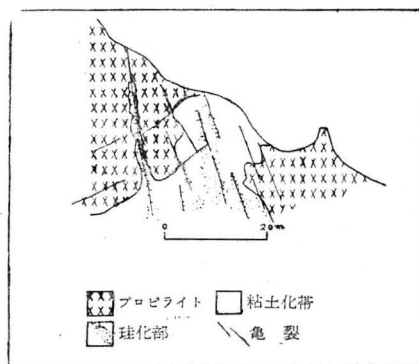
* 本岩石には古銅輝石を含まないが四国の“Sanukite”に類似している。

** 北海道大学理学部在職中に分析したものである。

オタモイから赤岩山を経て、東隣図幅にいたる海岸線に沿って露出する本岩は、変朽安山岩化、珪化その他の熱水性変質作用を著しく蒙り、黒鉱様の鉱床を胚胎している。この変質部と西側の変質しない部分との境界は、オタモイ地蔵附近で脈岩が露出するところ、あるいは、集塊岩質から熔岩質に移りかわる附近にある。南側の境界は判然としない。国道附近では既に変質を受けない集塊岩となつている。上に記した変質部では、帯緑灰色ないし暗灰色を呈するものが主体であり、変朽安山岩化の著しいところは赤岩山の北東部の海岸にみられる。また所々部分的に珪化作用、粘土化作用等により、灰白色ないし灰褐色を呈する。赤岩山頂上附近のように珪化作用を著しく蒙つたところでは硬質緻密であり、その他硫化鉄の鉱染あるいは粘土化などの進んだところでは軟質脆弱になつている。第3図のように、初め変朽安山岩化した岩石が裂隙あるいは龜裂を中心として、後から珪化粘土化等の他の変質作用をうけた状態が、明らかに見られるところがある。

変朽安山岩には、方解石を主とする炭酸塩鉱物化、曹長石化、緑泥石化、黄鉄鉱化、絹雲母化、カオリン化等がみられる。珪化部では石英の著しい晶出について重晶石が生成され、また局部的に斜方沸石(chabasite)、濁沸石(laumontite)等が龜裂充填的に産することが既に知られている*。山中附近には、赤岩鉱山の黒鉄式網状脈鉄床**があり、銅、鉛、亜鉛等の硫化鉄の鉱染交代作用もみられ、さらにこの附近には金を含むかどうかはわからないが石英脈が発達している。

余市西側の地区には、シリバ岬と烏帽子岬に顕著な岩脈があり、これに近接した部分



第 3 圖

オタモイ東方海岸における変朽安山岩の変質部

* 岡胖，佐々木早苗：前出

** 木下龜城：文献 ③ 昭19

に第2の型の集塊岩が局部的に分布している。シリバ岬の岩脈は巾500mにも及び、周囲の同質集塊岩を貫いている。これは淡灰色を呈し、おおむね堅硬な安山岩で、変質したものはやや脆弱となつている。岩石は石英、角閃石、黒雲母を含む輝石安山岩で、岬の尖端附近では、肉眼的にやや構造の粗い、しかしほとんど同質の安山岩を捕虜岩様に無数に含んでいる。母岩も捕虜岩もわずかに変質作用を蒙っている。

その母岩は次のような性質である。

斑晶—斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、角閃石、石英、黒雲母、磁鉄鉱、(以上量の順)よりなり、角閃石、石英、黒雲母は極めて稀に見出される。斜長石及び紫蘇輝石の一部は分解あるいは炭酸塩鉱物に変質していることもある。石英は融蝕されて円形を示す。

石基—ガラス基流晶質であるが脱ガラス作用を蒙る。斜長石はほぼ原形を止めるが、有色鉱物は方解石、緑泥石、絹雲母に変質している。なお多少硫化鉄鉱の鉱染をみる。

本岩中に粗粒玄武岩構造を示す同源捕虜岩が多量にみられる。捕虜岩は外観の構造が粗であるにかかわらず、石基は極めてガラス質に富み輝石が緑泥石化している他は、母岩とあまり差異はない。

この岩脈の中心部は見事な柱状節理をもっており、周辺部は石英の濃集する部分および流理構造の発達している部分(約50m)を経て塊状の集塊岩に移りかわっている。この集塊岩は岩脈と岩質上の差はほとんどなく、ただ角閃石、石英、稀には黒雲母の斑晶が肉眼でみやすいという違いがある程度である。この集塊岩はやがて漸移的に側方変質し、第1型の集塊岩へ移りかわる。

烏帽子岬でもこれと全く同様な岩脈と集塊岩との関係が観察される。

第2型の集塊岩は、第1型の普通の輝石安山岩質集塊岩が広く堆積した時期にあるいはそれ以前*に二、三の地方を中心として、局部的に堆積したものである。

塩谷からオタモイの海岸の断面には、前記の2つの型の集塊岩の間にはさまれて、一段と灰白色を帯びた特殊の集塊岩が4m位の厚さでこの附近の一般走向傾斜に従つて現われている。これは一部では一見流紋岩様の熔岩であるが、大部分は集塊岩状を呈するものであつて、極めてガラスに富んだ岩塊が同質の角礫凝灰質物によつて充填されたものである。この岩塊を検鏡すると、含石英両輝石安山岩であるが、その石基に特徴があつて、全くガラスのみからなり、美事な真珠岩構造を示す。図版第2図にその顕微鏡写真を示す。

斑晶—ほぼ等量の斜長石、紫蘇輝石および普通輝石と極めて少量の石英と磁鉄鉱とよ

* 実際にはもつと以前かも知れないが、本地域ではそれは明かでない。

りなる。斜長石は灰曹長石ないし中性長石に属する。

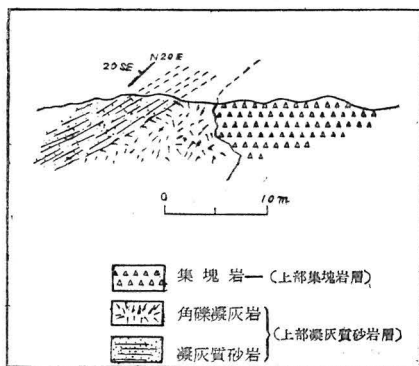
石基—完ガラス質，真珠岩構造を示し，わずかに微晶を含む。

このような石基の構造にもかかわらず，斑晶の性質は他の安山岩と殆ど異なるところがなく，化学分析の結果も $\text{SiO}_2 = 59.63\%$ を示している。

本層のなかの砂質凝灰岩は集塊岩と互層をなしてみられるが，一般に極めて薄く，1 mに達しないのが普通である。しかし，例えば，登川入口附近のように，下部凝灰質砂岩層に移りかわるところでは，偽層が著しく発達し，厚さ2 m近いものもある。本層の砂質凝灰岩には化石は全くみられない。

d) 上部凝灰質砂岩層

本層は主として蘭島以東に発達する。忍路海岸附近から塩谷附近では，上部集塊岩層上に漸移整合的に堆積する。小樽市附近では，傾斜不整合をもつて船取山層の一部を直接覆っている。また上部集塊岩層とは，一部同時異相の産状を示すところもある。隣接小樽東部區内の西端部，小樽市天神町の小学校裏の露出でこの関係がみられる。(第4図)



第 4 圖

小樽市天神町小学校裏における上部集塊岩層と上部凝灰質砂岩層との関係

がある。また厚さ1 m前後の薄い集塊岩層を随所に含んでいる。その集塊岩は次のような安山岩質の岩塊よりなる場合が多い。

集塊岩をなす安山岩質岩塊は暗灰色または暗灰褐色を呈し，堅硬緻密であるが，風化して脆弱粗鬆になつている場合が多い。

斑晶—斜長石，紫蘇輝石，磁鉄鉱よりなり，これ等が聚斑晶構造を示すことがある。

石基—斜長石，輝石，ガラス，磁鉄鉱からなり，ガラス基流晶質である。

本層の岩相は下部凝灰質砂岩層とほとんど同じである。大部分は角礫状凝灰岩，凝灰質砂岩あるいは砂質凝灰岩等の火山碎屑物で構成され随所に偽層が発達しているが，その間にレンズ状の薄層をなして普通の砂岩が介在するところ

塩谷海岸の本層最上部に薄く介在する集塊岩礫中には斜長石の巨晶(径1~2cm)がみられた。

本層より化石は発見出来なかつたが、岡畔は小樽市正法寺横において *Chrysodomus* sp. が採集されたことがあると記している*。

iv) 中性ないし基性噴出岩類及び脈岩類

小樽累層を直接蔽い、あるいは貫く種々の熔岩類および脈岩類が各所にみられる。一般にこれらは安山岩質の中性ないし基性岩であるが、脈岩には一部粗粒玄武岩質のものもある。規模は大小様々であり、規模の大きな噴出岩には、同質の碎屑物を伴っていることがある。噴出あるいは貫入の時代はいずれも第三紀末期と考えられる。

a) 噴出岩類

第三紀末期の噴出岩とみられるものには、西から、湯内岳噴出物、毛無山噴出物、天狗山噴出物、砂留噴出物等がある。

(i) 湯内岳噴出物

この噴出物は、西隣古平図幅内の湯内岳を形成するもので、本図幅内には、わずかに余市町南方の丘陵の山頂に、侵蝕をまぬかれて残っている。

熔岩は黝灰色を呈し、緻密堅硬であり、肉眼的に斜長石のしばしば5mmに達する短柱状結晶が多く認められることが特徴である。

斑晶—斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、橄欖石、磁鉄鈦(量の順)。まれに石英や角閃石を含むことがあるが、石英は著しく融蝕をうけており、捕獲結晶であると思われる。

石基—斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、磁鉄鈦、ガラスよりなり、ガラス基流晶質ないし隠微晶質である。

(ii) 毛無山噴出物

図幅地の中央南縁部にみられるもので、南隣の毛無山および遠藤山を形づくる熔岩流の一部であつて、船取山層および小樽累層を蔽っている。熔岩は暗灰色あるいは暗褐色を呈し、緻密堅硬な両輝石安山岩である。

斑晶—斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、磁鉄鈦(量の順)。

石基—ガラス基流晶構造あるいは毛甍状構造を示し、斜長石、輝石、鉄鈦、ガラスよりなる。ガラスは脱ガラス作用をうけ、また褐鉄鈦様の物質によつて汚染されていることもある。また石基がガラス質物にとみ、微晶が極めて少くなつているものもある。

* 岡畔, 佐々木早苗: (前出)

(1) 天狗山噴出物

小樽市南部の天狗山から、南隣仁木図幅の於古発山に連なる山嶺を形成するものである。これらの山は、それぞれ熔岩台地をつくる複式火山によるものであるが、噴出物の類似性からそれらを総括して天狗山噴出物とした。

天狗山を形づくる熔岩は、斑状構造の明らかな暗灰色を呈する緻密堅硬な両輝石安山岩で、山頂近くでは、柱状節理あるいは板状節理の発達が著しい。

斑晶—斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、磁鉄鉱（量の順）。これらは相集つて同源包裹物様の聚斑晶構造を呈することがある。

石基—ガラス基流晶質で、斜長石が非常に多く、その外に紫蘇輝石、普通輝石、鉄鉱、ガラスよりなる。

於古発山の熔岩は、天狗山のものと同質であるが、ただ後者に比してややガラス質物に乏しく、石基の鉱物がやや粗粒である。

山頂の北側に流出した熔岩は明らかに小樽累層を蔽うが、この熔岩に伴う碎屑物が風化して土状を呈することがあつて、小樽累層との境界は必ずしも明らかでない。

(2) 砂留噴出物

小樽市北西側で、高台を形成し、小範囲に現われる。小樽市内錦町あるいは旭ヶ丘高校内の西の崖において、明らかに小樽累層を蔽うところがみられる。

岩石は暗灰色を呈し堅硬で、柱状節理が著しい。

斑晶—斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、磁鉄鉱（量の順）。輝石のうち紫蘇輝石が普通輝石よりはるかに多く、紫蘇輝石安山岩ともいうべきものである。

石基—斜長石、輝石類、鉄鉱、ガラスよりなり、ガラス基流晶質である。

b) 脉 岩 類

本図幅内にみられる脉岩は、いずれも小樽累層を貫くもので、一般に安山岩質であるが一部粗粒玄武岩質を示すものもある。いずれも規模が小さく、岩脉の巾は50 m 以下で、多くのものは10 m 前後である。

(i) 安山岩質岩脉

フオツベ 脊部の沢入口の鉄道トンネルの西側に露出する岩脉は、上部集塊岩層を貫き、一見熔岩状にみえるものである。岩石は柱状節理のよく発達した暗灰色を呈する緻密堅硬な紫蘇輝石安山岩である。

斑晶—多量の斜長石，少量の紫蘇輝石および僅少の磁鉄鉱よりなる。

石基—ガラス基流晶質で，斜長石，紫蘇輝石，磁鉄鉱およびガラスからなる。石基の鉱物には，一般の斑晶と石基の微晶との中間的な大きさを示すものが多く，それは主として斜長石及び紫蘇輝石からなる。

桃内川にみられる脈岩は，上部凝灰質砂岩層を貫き，やや岩床状に現われる。岩石は暗灰色を呈する両輝石安山岩である。

斑晶—多量の斜長石，少量の紫蘇輝石，更に少量の普通輝石および僅少の磁鉄鉱よりなり，これらが相集つて聚斑晶構造を示すことがある。

石基—やや填間構造に近いガラス基流晶質を示す。斜長石，輝石類，鉄鉱およびガラスよりなる。

小樽市緑町から天神町にいたる道路際の崖の東裏側に約 100 m の巾をもつて，一見熔岩状に露出する岩脈があり，上部凝灰質砂岩層を貫く。暗灰至褐色を呈する堅硬な両輝石安山岩で，柱状節理が発達している。

斑晶—斜長石，紫蘇輝石，普通輝石（一部ウラル石化する）（量の順）

石基—斜長石，普通輝石，磁鉄鉱，緑泥石質物質，およびガラスからなり，填間構造に近いガラス基流晶質の組織を示すが，これらの脈岩様を呈するものなかではガラス質物にとんでいる。

蘭島駅北東方の国道に沿う崖に，上部集塊岩層を貫く岩脈がある。これは外観的には周囲の集塊岩と類似した岩質を呈する。岩石は暗灰色を呈し，粗鬆な部分もあるが一般に堅硬な両輝石安山岩である。

斑晶—斜長石，紫蘇輝石，普通輝石，磁鉄鉱（量の順）これらは聚斑晶構造を示す部分もある。紫蘇輝石は一部普通輝石に交代され，これらが更にいくつかの斜長石の短冊状結晶によつて貫通せられているのがみられる。

石基—ガラス基流晶質で，斜長石，輝石類，鉄鉱およびガラスよりなる。ガラスの一部は脱ガラス作用を蒙りその部分が楕円形を示し，輝石も非晶質物に分解していることがある。

(d) 粗粒玄武岩質岩脈

蘭島南東方のチブタシナイ沢入口及びモチャ沢中流に露出する。両岩共同様な岩質を示し，帯褐暗灰色を呈し，極めて緻密堅硬である。一般の粗粒玄武岩に比べ，やや斑晶

の大きさが小さく、また量も少い。

斑晶—斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉱（量の順）これらが、オフィテック構造を示すところもある。

石基—明らかな填間構造を示し、斜長石および輝石類よりなり、僅少の鉄鉱を含み、灰色のガラス質物質がそれらの間隙をうずめている。

斑晶の斜長石の成分は An_{65} 前後であつて、その点からすれば岩石はむしろ安山岩質である。変質作用はほとんどみられないが、蘭島附近のものは酸化鉄の汚染が著しい。

3. 第 四 系

i) 更 新 統

a) 丸山火山噴出物

丸山は典型的ドームをなしてそびえ、図幅内の他の火山とは異つた山容を呈している。ドームの部分は熔岩からなり、その周囲、ことに北側には、やや広く火山碎屑物が分布する。この火山碎屑物は、表面粘土化し、知地となるようなゆるい傾斜の丘陵地を形成しており、これに対してドーム状をなす熔岩の末端附近からは、地形は屹立し、各所に断崖がみられ、熔岩を露出せしめている。

この熔岩は灰黒色の緻密堅硬な両輝石安山岩で、柱状節理が発達するが、山頂では、板状節理がよく発達する。

斑晶—斜長石、紫蘇輝石、普通輝石（量の順）

石基—ガラス基流晶質で、一部脱ガラス作用を蒙る。斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉱およびガラスよりなる。

この附近の安山岩質熔岩によくみられるように、この斜長石の斑晶も比較的大きく、しばしば長径 0.5 cm 内外におよぶ。

丸山火山の噴出物は河成段丘堆積層に被われるところがある。

b) 河成段丘堆積層

河成段丘は余市川東岸や、ヌッチ川流域にみられ、また他にも塩谷川その他の分布するが図示する程発達しているものはない。

余市川東岸では約 30~50 m の高位のものが小礫累層を蔽っている。砂礫層を主とするが、粘土層の比較的厚い部分のはさまり、上部は腐蝕土となつている。礫としては、

* 地質図ではこれを前期噴出物としてある。

安山岩質の火山性礫が多いが、その他チャート等の古期岩なども含んでいる。

ヌツチ川及び塩谷川に沿うものは余市川に比べると極めて小規模で、いずれも砂礫粘土よりなる。塩谷川の両岸に点々としてみられるものには、丸山噴出物を蔽っているものがある。ヌツチ川のもは湯内岳の噴出物の巨礫を含み、またほとんど炭化していない木片を含む。

ii) 現世統

沖積層は砂礫及び粘土よりなり河川に沿って分布し、特に余市川に沿って最も大きな拡がりを示している。

砂丘は余市一蘭島間の海岸線に平行し、鉄道の北側に発達している。高さは5m前後で規模は小さく、また局部的であるので、地質図の上には省略してある。

IV 応用地質

1. 概 説

本図幅地は主として火山活動に由来した岩石類によつて構成されるので、それに伴う鉱化作用もまた各所に認められる。すなわち、小樽累層中の変朽安山岩化した部分には、黒鉱式の重晶石、閃亜鉛鉱、方鉛鉱等がみられ、船取山層にはマンガン鉱などを産する。しかし、いずれも規模が極めて小さく、経済的に価値のある鉱床を形成するに至るものはほとんど知られていない。かつて採掘されたことのある赤岩鉱山も、その附近にみられる褐鉄鉱鉱床もあまり注目すべきものではない。二酸化マンガンの鉱床も、主として南隣仁木図幅内にあつて、本図幅内では僅かに小樽市花園公園にみられるが、極めて小規模のものである。その他、塩谷海岸には僅かながら砂鉄を産し、珪藻土が余市附近にみられ、石材として安山岩質熔岩あるいは角礫凝灰岩などが利用されている。

2. 各 説

i) 赤岩鑛山

小樽市下赤岩町にあつて、本図幅の北東部にあたり、日本海に面する。鉱床は木下龜城*

* 木下龜城：文献③昭19。（前出）

によれば、黒鉱式網状交代鉱床であるが、現在廃坑となつている。

記録によれば*、鉱種として、金、銀、銅、鉛、亜鉛等が挙げられており、それに重晶石が加わる。昭和10年に開坑し、11年より生産を開始した。採鉱は山中第1旧坑、山中第2旧坑、中段坑および第1新坑道と称した4坑道によつたものである。坑道は現在は崩落して坑口を止めるにすぎない。坑道の延長は不明であるが、いずれも数mないし20~30mのものであつたようである。昭和12、3年頃の産額は(月産)粗鉱150t、精鉱45tであつて精鉱の品位は金3g/t、銀800g/t、亜鉛12%、鉛50%であつたという。

鉱山附近は小樽累層の上部集塊岩層よりなつており、鉱床はその中の含石英角閃石輝石安山岩質集塊岩及び熔岩を母岩とするもので、この附近は熱水性鉱化作用を蒙り、変朽安山岩化し、また珪化作用がいちじるしい。旧坑附近では石英脈の発達しているところもあり、母岩は帯褐灰色ないし暗灰緑色を呈して種々の硫化鉱が鉱染している。またこの附近には重晶石がところどころに網状をなし、裂隙充填的に認められる。鉱石を形成する主な金属鉱物は、黄銅鉱、黄鉄鉱、方鉛鉱および閃亜鉛鉱であり、その他毛鉱**などがしられている。脈石としては、石英、重晶石、方解石が著しい。

ii) 褐鉄鑛床

前記の赤岩鉱山の西側において、同じ海岸線に沿う、同一母岩の表面に沈殿したもので、大小3カ所に分布する。この附近には、鉄鉱泉の湧出が所々に見られ、褐鉄鉱の生成された場所は、いずれも断崖地域のうち、小さい凹地である。この凹地は可成りの傾斜(5°~20°位)を示している。褐鉄鉱は、角礫状の岩層を充填して産し、基盤の母岩(変朽安山岩)も一部褐鉄鉱化している。高品位の部分には、植物の遺骸を伴つており、いわゆる沼鉄鉱である。

これらのうち、最も大きなものは、旧赤岩鉱山の鉱石置場より西方約100mの地点にある。鉱床の賦存範囲は、表面積約20m×50m厚さ約2mである。品位は平均Fe30%(±)で、50%前後のものは全体の5%程度であろうと推定される***。

その他はほとんど表面積5m×3m厚さ0.5m位のもので平均品位も悪く稼行にはたえない。

* 札幌通商産業局鉱政課保存の記録による。

** 石橋正夫：文献①昭27。

*** 昭和28年5月より採掘に着手したとのことである。

iii) 砂 鐵

塩谷海水浴場から塩谷川川口附近にいたる約500mの間に、特に黒色を帯びた砂浜があり、砂鉄が賦存する。厚さも正確でなく、鉄量も不明であるが、塩谷海水浴場の西側で採集した試料によれば次の品位を示している。

SiO ₂	:	11.97%
TiO ₂	:	10.51%
S	:	0.028%
Fe	:	50.84%
P	:	0.33%

(塩谷海水浴場西方の原砂。分析=地質調査所北海道支所)

iv) そ の 他

a) マンガン鑛床：小樽市花園公園にみられるもので、船取山層の流紋岩を母岩とする。厚さ僅かに0.1m前後の層状を示し、極めて小規模である。黒色の二酸化マンガよりなるが、土状をなしており、鉄石として価値のある部分は極めて少い。

b) 珪藻土：余市町字山田村にあつて、小樽累層の下部凝灰質砂岩中に胚胎する。当所齋藤正雄技官の速報*によれば、鉄床は余市町墓地の南西部約1,500m以内に2カ所あつて、厚さ1.5~8m、品位はSiO₂：65~72%、Al₂O₃：12~17%、Fe₂O₃：2~3%である。従来約3,500tの鉄石が搬出され、窯業原料及びコンロ用として使用されたとのことである。現在は採掘を休止している。

c) 石 材

土木石材：小樽市内に露出する砂留熔岩あるいは安山岩質の脈岩は道路の敷石その他の石材として札幌工業株式会社等によつて採掘されている。

建築石材：塩谷村桃内海岸において、小樽累層上部凝灰質砂岩中の比較的下部に位する厚さ10~13mの淡黄灰色粗鬆の角礫凝灰岩は、建築石材（主として倉庫の壁材および石垣用）として小規模ながら比較的恒常的に採石されている。

* 齋藤正雄：北海道後志国余市町珪藻土調査報告 地調速報 No. 104. 昭和24年

文 献 (ABC順)

- ① 石橋正夫：赤岩鉍山の毛鉍 (Germesonite) (北海道産鉍物雜記1) 北地要 No. 20 昭和 27.
- ② 神保小虎：北海道小樽市の地質見学 地質雜 Vol. 24, p. 83 大6.
- ③ 木下龜城：本邦の黒鉍々床 (本邦金屬鉍床第3卷) 日本学振 昭19.
- ④ Makino, K: Anorthite from Otaru, Hokkaido. Beitr. z. Miner. Jap. No.5 287. 大4.
- ⑤ 長尾巧, 佐々保雄：北海道西南部の新生代層と最近の地史 地質雜 Vol. 40, 41 昭8~9年
- ⑥ 長尾巧, 大立目謙一郎：北海道中央西部の地質構造 地質雜 Vol. 45 昭13.
- ⑦ 根本忠寛：余別岳図幅説明書 北工試地報第7号 昭17.
- ⑧ 大日方順三：後志国渡島国鉍物調査報文 鉍調 No. 12 大15.
- ⑨ 齋藤正次他2名：茅沼図幅説明書 北海道開発庁 昭和27年
- ⑩ 清水実隆：銭函附近の火山岩石 地質雜 Vol. 3 明29.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1: 50,000



OTARU-SEIBU

(Sapporo—10)

By
SACHIO IGI
AND
TOSHIHIRO KAKIMI.

(Geological Survey of Japan)

Résumé

GEOLOGY

The area is located between Yoichi-bay and Otaru-bay facing to the Japan Sea in the Southwestern Hokkaido. Geologically, this area is covered almost wholly by Neogene Tertiary volcanics or their pyroclastic sediments and by Quaternary deposits. In this area, no pre-Tertiary sediments are found.

The geological classifications in the area and their succession are summarized in Table I.

Table I

Age		Formation, Ped	Rock facies	Remarks	
Quaternary	Holo- cene	Flood-plane deposit Sand-dune deposit	Sand, gravel & clay	Iron sand, Limonite	
	Pleis- tocene	River terrace deposit Maru-yama volcanics	Sand, gravel & clay Andesitic lava	↙ Uplift movements ← Folding and block movements	
Neogene	Pliocene	Basic volcanics	Andesitic lava	Yūnai-dake, Kenashi-yama Tengu-yama, and Sunadome	
		Otaru-formation	Upper tuffaceous sandstone	Tuffaceous sandstone (with sandstone, tuff-breccia etc.)	← Andesitic dikes ↙ Doleritic dikes
			Upper agglomerate	Andesitic agglomerate, lava and dike	← Mineralization
			Lower tuffaceous sandstone	Tuffaceous sandstone (with andesitic agglomerate, sand- stone and mudstone)	Fossil flora
	Lower agglomerate		Andesitic agglomerate Rhyolitic tuff and tuff-breccia	← Mineralization? ← Uplift movement	
	Miocene	Osarunai bed	"Hard shale" (with sandstone)	← Uplift movement (in eastern part) "Palliolum peckhami" Fossil flora	
Funatori-yama bed		Rhyolitic tuff Rhyolite	Including xenoliths of pre- Tertiary rocks		

Neogene

The Neogene comprises the Funatori-yama bed, the Osarunai bed, the Otaru formation and neutral and basic extrusive or dike rocks.

Funatori-yama Bed.

The bed consists of rhyolitic lava and tuff. It is exposed in three separated areas; the Yoichi-machi, Funatori-yama and Otaru-city areas. In the Yoichi-machi area, rhyolite with fluidal structure occurs in the lower horizons and it gradually changes upwards into white rhyolitic tuff. The tuff contains fragments of the various rocks, such as, rhyolitic pumice, andesite, shale, sandstone and even pre-Tertiary grano-diorite and biotite schist. In the Funatori-yama area, rhyolite appears mostly as lava but partly as dikes, and is associated with rhyolitic and andesitic tuff. The rocks have been partly altered by hydrothermal action in the southern part. In the Otaru city area, the bed is similar in lithological character to in the Funatori-yama area. The age of this bed is middle or upper Miocene.

Osarunai Bed.

The bed occurs only in the western part and is composed mostly of sedimentary rocks such as hard shale and sandy mudstone. The bed may be correlated to the so-called "Yakumo bed" in the standard stratigraphy of the Neogene in the south-western Hokkaido because of the presence of the characteristic "hard shale" which is significant in both beds; the Osarunai bed is, therefore, probably uppermost Miocene in age. The thickness of the "hard shale" in the present area is, however, only about 90 meters, and it is too thin to be compared with that of more than 1,000 meters in the typical "Yakumo bed."

Otaru Formation

The formation rests conformably on the Osarunai bed in the western part, but it directly covers the Funatori-yama bed with an

unconformity in other major parts of the mapped area. The unconformity is not actually seen in the present area, but its clear outcrops are found at some cliffs in Otaru city in the adjacent sheet-map area.

Agglomerates are principal constituents and other pyroclastic sediments are bedded in the formation. The following four members, namely "Lower agglomerate", "Lower tuffaceous sandstone", "Upper agglomerate" and "Upper tuffaceous sandstone", are classified in ascending order, but the distinction between these members is not always clear in the field because of the irregular lateral changes in rock facies.

The agglomerates are associated by lava flows and dikes in many places, and all of them are usually andesitic, being chiefly glassy pyroxene andesite and partly quartz-bearing hornblende-pyroxene andesite.

Pyroclastic sediments comprise tuff-breccia, tuffaceous sandstone and mudstone. In some places, they have stratification, by which the gentle dips of the bed as well as many open-folded structures in this formation are conceivable. The "Lower tuffaceous sandstone" yields plant fossils such as *Betula* sp. and *Hamamelis* sp. There occurs a rhyolitic tuff in the lowest horizon of the "Lower agglomerate" and it gradually changes into the andesitic agglomerates, upwards.

The rocks in this formation have partly suffered hydrothermal alteration. A notable altered area is present in the northeastern corner of the mapped area where propylitization, silicification and small ore veins are observable in the rocks of the "Upper agglomerate"

Neutral and Basic Extrusive and Dike Rocks.

The Yunaidake, Kenashi-yama, Tengu-yama and Sunadome volcanics are latest Tertiary in age. They occur as lava and ejected fragments. Each of these volcanics is of hypersthene-augite andesite.

The dike rocks are of hypersthene-augite andesite and of dolerite. Each of the dikes has been intruded in the Otaru formation.

Quaternary

During the Quaternary period, up-heaval movements and block movements accompanied with foldings were remarkable and Maru-yama volcanics were extruded.

The Maru-yama volcanics are Pleistocene in age. The volcano is constituted of gently inclined skirts of earlier volcanic ejecta and a dome of later lava. The rocks are wholly of hypersthene-augite andesite.

River terrace and alluvial deposits are of sand, gravel and clay. Sand-dune deposits are found along the coast between Yoichi and Ranshima.

ECONOMIC GEOLOGY

The mineral resources in this area are of little economic value.

Black ore-type deposits : Formerly the Akaiwa mine worked zincblende and galena deposits in the propylitized andesitic agglomerate in the northeastern part of the area.

Other resources : There are bog iron ore deposits near the Akaiwa mine, iron sand in the beach sand near Shioya and diatomaceous earth in the Otaru formation near Yoichi, but these have hardly any economic value.

Andesites are quarried as road metal in Otaru city .

図版

第1図

黒色ガラス質輝石安山岩，

P1 : 斜長石

Px : 普通輝石

M : 磁鉄鉱

平行ニコル，×55

(塩谷村ツコタン)

第2図

真珠岩構造を有する紫蘇輝石安山岩

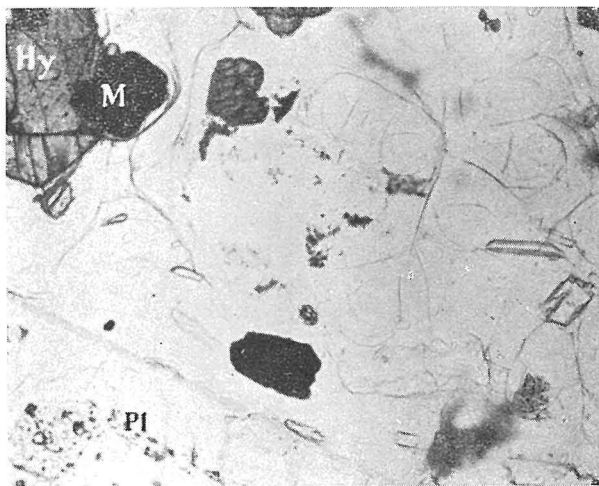
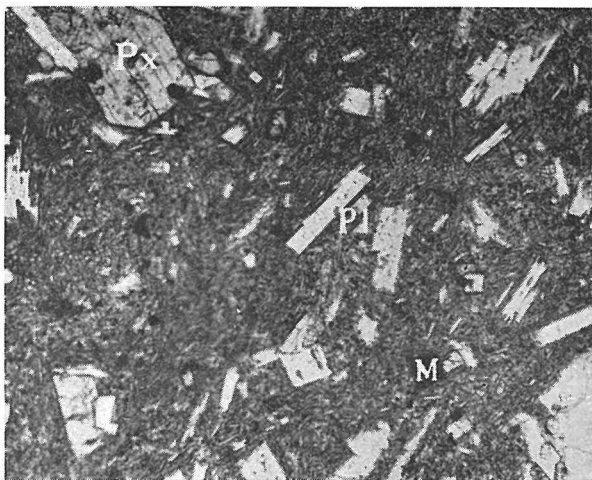
P1 : 斜長石

Hy : 紫蘇輝石

M : 磁鉄鉱

平行ニコル，×55

(オタモイ西方の海岸)



昭和 29 年 2 月 20 日印刷

昭和 29 年 2 月 28 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
