

5萬分の1地質圖幅説明書

仁 木

(札幌—第19號)

工業技術院地質調査所

通商産業技官 太 田 良 平

同 上 村 不 二 雄

同 大 沢 穰

北海道開発庁

昭和29年

目 次

緒 言	1
I. 地 形	1
I. 1 赤井川火山	2
I. 2 阿女鱒火山およびその他の火山	3
I. 3 新第三系	5
I. 4 第四系	6
II. 地 質	6
II. 1 地質概説	6
II. 2 新第三系	9
II. 2.1 積丹層群	9
II. 2.2 白井川累層	10
II. 2.2.1 中ノ沢地区	10
II. 2.2.2 明治地区	12
II. 2.2.3 轟地区	14
II. 2.2.4 常盤地区	15
II. 2.2.5 仁木地区	16
II. 2.2.6 尾根内地区	16
II. 2.3 余市川累層	18
II. 2.3.1 常盤地区	18
II. 2.3.2 明治地区	20
II. 2.3.3 轟地区	20
II. 2.3.4 仁木地区	22
II. 2.3.5 脊部地区	23
II. 2.4 馬群別累層	24
II. 2.5 小樽集塊岩層	25
II. 2.5.1 常盤地区	25
II. 2.5.2 轟地区	27
II. 2.5.3 小樽地区	27
II. 2.5.4 脊部地区	28

II. 2.5.5	尾根内地区	29
II. 3	第四系	29
II. 3.1	赤井川粘土層	29
II. 3.2	赤井川ローム層	30
II. 3.3	余市川礫層	30
II. 3.4	崖錐堆積層	30
II. 3.5	冲積層	30
II. 4	第四紀火山岩	30
II. 4.1	旧期火山噴出物	31
II. 4.2	丸山火山噴出物	32
II. 4.3	朝里火山噴出物	32
II. 4.4	余市火山噴出物	33
II. 4.5	青井川火山噴出物	34
II. 4.6	阿女鱒火山噴出物	34
II. 4.7	赤井川火山噴出物	35
II. 5	岩脈	39
III.	応用地質	42
III. 1	概説	42
III. 2	各説	43
III. 2.1	小樽松倉鉱山	43
III. 2.2	国興鉱山	46
III. 2.3	明治鉱山	47
III. 2.4	轟鉱山	50
III. 2.5	その他の鉱山	53
III. 2.6	石材	54
文献		54
Résumé (in English)		1

5万分の1地質図幅
 説明書 仁 木 (札幌一第19号)

工業技術院地質調査所

通商産業技官 太田 良平

同 上村 不二雄

同 大沢 穠

緒 言

本図幅の調査は北海道開発廳の昭和27年度事業として行われたもので、工業技術院地質調査所はその委託を受け地質部の太田は図幅西部および小樽市内地域を、上村は図幅東部のうち余市川本流以北の地域を、また大沢は同以南の地域を分担し、調査に従事した。野外作業には昭和27年6月より8月までの3カ月を費し、室内作業は引き続き地質調査所において行われた。なお北海道支所の猪木幸男および垣見俊弘両技官は調査の一部を分担し、化石の鑑定は燃料部棚井敏雅技官によつた。また本調査には米軍から貸与された空中写真を利用することができた。

現地作業に際し余市営林署・余市町役場・赤井川村役場・田中鉱業株式会社および堀化学工業株式会社より調査遂行上各種の便宜をうけた。

I. 地 形

本図幅区域は地形上からも地質的にも、赤井川火山・阿女鱒およびその他の火山、ならびにこれら火山の基盤をなす新第三系の区域に大別される。本図幅中央をほぼ東から西に向つて余市川が貫流している。この川は朝里岳(海拔1,280.8m, 図幅外)に源を発し、赤井川村落合において小樽川を、都において白井川をそれぞれ併せ、さらに下つて赤井川火山カルデラ内部の水を集めた赤井川と合流し、カルデラの西外壁をほぼ半円形に迂迴し、余市町を経て日本海に注いでいる。赤井川火山の東方へ連続し

大登山より松倉岩を経て朝里岳におよび、あるいはこれより分岐して毛無山および於古登山に至る山稜は、図幅内北東部における分水脊をなし、登川・脊部川・幌内川・塩谷川・勝納川および小樽川等日本海に注ぐ諸河川の源となつている。図幅南西部虻田郡の地域は尻別川の上流に当る。この川は羊蹄山麓の西側を通つて狩太および蘭越を過ぎ日本海に注ぐ。図幅南東部豊平町の区域は豊平川の上流区域に当る。豊平川は札幌市街を貫流し石狩川に合流している。

I. 1 赤井川火山

本火山は図幅西半部の中央に位置し、その西麓は茅沼図幅内にまで延び、その面積は東西約 12 km、南北約 10 km、中央にカルデラがあり、その直径は東西約 7.5 km、南北約 6 km、その環壁の内側は比高 200~400 m の急斜面となつている。カルデラの最高点はその北西壁に聳える海拔 724.8 m の大黒山であつて、他は海拔 400~600 m の高さで連り、南東方がやゝ低く、その部分から火口瀬が南方に流れ余市川に合している。本火山の基盤岩は火山の東方に最も高く、火山の本体よりも却つて高い部分に露出し、カルデラの南北両側および南東側では熔岩の下位に露われ、西方においては熔岩の下位にかくれて全くみられない。従つて火山生成以前の地形は、概して東方に高く西方に低かつたと考えられる。本火山の外輪山はその形態から考え成層火山であり、カルデラの北方外側の山腹には熔岩円頂丘と思われる 1 つの寄生火山がみられる。この寄生火山を頂白山（海拔 460.8 m）と呼ぶ。またカルデラ内部の北側環壁に接して、菅笠を伏せたような円錐形の美しい山容を示す中央火口丘がある。同じく熔岩円頂丘であり北丸山と呼ばれ、海拔 292 m、比高約 100 m である。

赤井川火山の南方において余市川を挟む南北両岸の地質を比較すると、その著しい相違および地形によつて、その間に西隣の茅沼図幅内に連続する 1 つの断層の存在が推定される。余市川南岸における彎曲した断層崖地形は顕著であるが、この連続は茅沼図幅内におよび余市川の左岸に沿つてその外側を囲み、こゝでさらに彎曲して北方に延びている。明らかにカルデラ地形と考えられ、このカルデラを便宜上余市川カルデラと呼ぶ。このカルデラ壁は東方では次第に北方に曲り、赤井川村曲川附近で遂に赤井川カルデラの内部に入る。赤井川村曲川附近より余市川にそつて落合に至り、それより小樽川にそつて北方へ走る断層は、落合より北方では断層両側の地塊のずれは

著しくないが、曲川より落合に至る間で余市川兩岸の地質を比較すると、北岸においては新第三系の最上位にある集塊岩層が広くかつ厚く分布するにもかかわらず、南岸においては本層は全く見出されずこれより下位の地層が分布している。また落合部落西方附近において、新第三系の一般走向をみると $N 0 \sim 45^{\circ} W$ で北東方に傾斜しているが、落合部落附近の断層に近接した部分では、走向が断層に平行に曲げられかつ北西方に傾斜しているので、これらの事実等から考えると、赤井川火山の原地形完成以後にこれら両断層に挟まれた地塊が2次的に陥没し、特にこの地塊の南西方ほど転位が甚しかつたと思われる。この陥没の時期は明瞭ではないが、恐らく赤井川カルデラの生成と同時期ではあるまいか。前記集塊岩層は本図幅中央部から北東部に亘る広大な面積に分布しており、さらに北隣の図幅に連続し日本海岸に臨んでいる。この集塊岩層は赤井川カルデラの北方において、余市町追分附近を南北方向に走る相当規模の大きい東落ち断層によつて、その西方の凝灰質砂岩層と境している。

既述の諸事実を総合すると、余市川カルデラは銀山および稻徳峯附近を頂部として北東方に開く馬蹄形の陥没カルデラと推定せられ、頂部附近では最も転位が著しい。そしてこのカルデラの生成後、その東方中央部の断層線上に赤井川火山の円錐形火山体が形成され、その後ふたたび陥没が起り赤井川カルデラを生じ、同時に山体南東部の地塊が低下したのである。

カルデラ生成の際、その直前に浮石流その他噴出物を大量に押出した実例はわが国では多数報告されているが、余市川カルデラ生成の際には図幅内はもちろん、西隣の茅沼図幅内においてもかかる噴出物は全くみられない。すなわち赤井川火山は、前述の如く余市川カルデラの東側断層中央部の弱所に生じた円錐形成層火山であつて、その後山頂部に陥没カルデラを生じ、さらにその内部に北方環壁に接し中央火口丘の北丸山を生じたのである。

I. 2 阿女鱒火山およびその他の火山

阿女鱒火山は図幅南東部に位置し、新第三系および余市火山噴出物を基盤とし、約 8° の緩斜面を有する低平な桶状火山である。本火山噴出物は西方が余市火山噴出物に遮られているため、主として北方、東方および南方に広く拡つている。山体の北部および西部は阿女鱒沢支流・湯ノ沢・ガロノ沢(余市川支流)およびボンガロノ沢等の侵

蝕により若干開析を受けているが、比較的良好に火山原地形が保存されているに反し、南部では白井川支流の各沢の頭部侵蝕が相当進んでいる。本火山噴出物と基盤岩との境界から考察すると、火山噴出当時基盤岩はほぼ平坦に分布していたものと思われる。またガロノ沢(余市川支流)の上流では新第三系の流紋岩質凝灰角礫岩層が海拔 620 m 附近まで露出しているので、本火山噴出物の厚さは恐らく 350 m 以下と考えられる。

この火山は全山樹木が繁茂し露出が悪いので、火山噴出物を細分することは困難であるが、地形ならびに岩質によつて阿女鱒岳熔岩および明治熔岩に大別される。阿女鱒熔岩は現在の阿女鱒岳山頂(海拔 1,014.4 m)附近を中心として流出したもので、火山碎屑岩をほとんど挟まない厚い熔岩流よりなる。山頂の北西側、ガロノ沢の頭部に当り、北西方に開口し急崖をめぐらした馬蹄形凹地地形がみられる。航空写真および現地における観察によれば爆裂火口と推定される。明治熔岩は現在の三角点 816.4 m 高地附近を中心として西方に流出したもので、ほとんど熔岩流よりなる。

上記の阿女鱒火山以外に、新第三系を基盤とし青井川火山・余市火山・丸山火山および朝里火山の噴出物が図幅南東部にみられる。青井川火山噴出物は主として熔岩流よりなり、南隣の俱知安図幅内の同火山山頂(海拔 1,009.4 m)を中心として噴出したものであり、余市火山噴出物および朝里火山噴出物は、それぞれ東隣の鏡函図幅内に山頂を有する余市火山(海拔 1,488.1 m)と朝里火山(海拔 1,280.3 m)とから連続発達したものであつて、厚い熔岩流よりなる。丸山火山噴出物は北隣の小樽西部図幅内に山頂を有する丸山火山(海拔 629.2 m)の噴出物である。いずれも本図幅内にはそれらの一部分がみられるのみで、火山構造を明らかにすることができない。これら火山は相当侵蝕を受けており、余市火山噴出物は阿女鱒火山噴出物の下位に見出される。

白井川上流の中ノ川において、三本股から直距約 3.4 km 上流の右岸に噴気口の跡がある。村民の談によれば往時その活動は頗る盛んで、昭和 10 年頃までは附近一帯はいわゆる谷地^{ヤチ}で湿地を形成し、そのなかより硫化水素ガスをブツブツ噴いていたという。その後活動が漸次衰え、現今においては附近の約 100 m² の範囲は不毛の平地となり草木が全く生えず、噴気口の位置は明らかではないが、硫化水素臭が漂っている。この附近の地質は新第三系の凝灰質砂岩よりなり、この上に人頭大以下の安山岩の転石が多く見出され、両者はともに脱色または粘土化しており、かつ部分的に硫黄また

は硫化鉄が鉱染している。

本図幅北東部に見出される毛無山・於古登山・大登山および小登山等の小火山は、準平原化された新第三系を基盤とし諸処に噴出したもので、火山碎屑岩類を伴わず厚い熔岩流よりなり、それらの岩質は頗る類似している。於古登山は侵蝕作用により原地形は相当失われ、勝納井川に面して熔岩が断崖をなして臨んでいる。毛無山は本図幅内では西半部がみられるのみであるが、火山原形が相当失われている。大登山および小登山は火山原形が相当失われているが、現地形から考えるとかつて熔岩円頂丘をなして聳えていたものと推察される。

I. 3 新第三系

本図幅南西部において、余市郡と岩内・虻田両郡との境界をなす山脊は新第三系よりなり、その稜線は著しい高低がなく、おゝむね海拔 600~700 m の高さにある。また本図幅北東部には新第三系最上部の集塊岩層が広い面積に分布しており、於古登山および毛無山等は集塊岩層の上位に両輝石安山岩の熔岩流が薄く載つたものである。これら熔岩流を除いた新第三系の高さは海拔約 600~700 m であり、小樽市と赤井川村との境界をなす稜線がこれを代表している。図幅南東部においては新第三系が著しい地殻変動を受けず重畳して、その上位に阿女鱒山・余市岳および朝里岳等の新期火山岩熔岩流が載っているが、これら熔岩流と新第三系との境界をみるに著しい高低の差がなく海拔 600~700 m の高さにある。

上記の諸事実から本図幅内一帯には、新第三系の堆積以後に若干の地殻変動があり、褶曲あるいは断層を生じたが、その後準平原化作用が行われ、準平原の上に前記諸火山岩の噴出をみたと考えられる。そして大登山・小登山附近において、新期安山岩と新第三系との境界の高さが海拔 400~500 m、明治鉱山東方山地で 360~500 m を示しているのは、赤井川カルデラ生成の際における陥没に伴う地盤の変動のためと解すべきではあるまいか。

新第三系の分布する地域は軟弱な岩石よりなるため、珪化帯および集塊岩地域を除き一般に低平な丘陵地形をなしており、その上位の安山岩区域が急峻な地形を呈するのと対照的である。図幅内には地質図上に示したように、多くの珪化帯が発達して特異な景観をなし、なかんづく小樽市と赤井川村との境界をなす稜線附近において

顕著であつて、山脊上には松倉岩をはじめ巨大かつ堅硬な珪化岩体が6~7個突出して聳えており、松倉岩の如きは高さ20余mに達し日本海上からも遠望せられ航海者の目標になつている。また図幅南部の轟鉦山附近では、流紋岩質凝灰角礫岩層が珪化作用を受け堅緻な岩石となり絶壁をなして河岸に臨み、ライオン橋の北岸に聳えるライオン岩附近が特に奇景を示している。図幅内の広範囲に分布している集塊岩層は、しばしば集塊岩独特の地形を示し凹凸ある黒色の断崖をなし、小樽市水源附近および赤井川落合部落東方山地では特に著しい。

図幅内の河川の流路は安山岩・珪化帯等の硬い岩石の分布および断層の存在等によつてしばしば決定されている。

I. 4 第四系

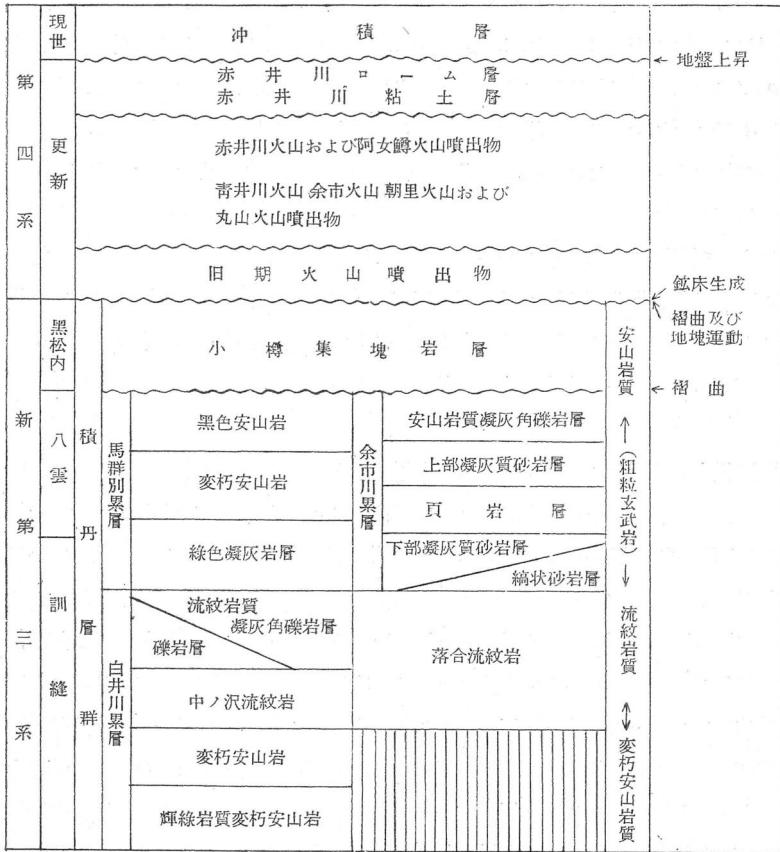
赤井川カルデラの内部およびこれより連続して余市川下流の兩岸にローム層が厚く堆積している。赤井川カルデラ内のローム層は侵蝕作用のため原地形が相当失われているが、海拔200~220mの高さよりも下方に広く連続して分布し平坦な台地が所々に残つている。また大江村長沢北岸における台地は厚いローム層よりなつており、こゝでは海拔200~220mのほとんど平坦・広濶な台地地形が残つていて、余市川南岸にそつて分布するローム層台地とはほぼ同じ高さにある。この事実から考えると上記のローム層は往時の低所をうずめて厚く堆積し、その後の地盤上昇によつて侵蝕され段丘状に残されたものと思われる。余市川上流の常盤および阿女鱒附近にも、また仁木駅南東方にも厚いローム層の堆積がある。

II. 地 質

II. 1 地 質 概 説

本図幅区域は、新第三紀の火山岩・火山碎屑岩および堆積岩等の重畳よりなる積丹層群、それ以後の第四紀火山岩類・洪積層および沖積層等によつて構成されている。

またこの地方は新第三紀およびそれ以後において激烈な火山活動の影響下にあり、かつ断層および褶曲運動を受けている。特に積丹層群においては岩相の変化に富みが



第1圖 地質總括表

つほとんど化石を有していないのみではなく、鉍化作用のため緑色化・珪化・粘土化および脱色等の2次的変質作用を受けているので、野外における岩石の識別はかなり難しい。このために図幅全域に亘る層序を組立てることは相当困難であるが、一応地質總括表を作製した(第1図参照)。

積丹層群は北海道西南部新第三系の標準層序とされているものうち、中新世下部より鮮新世中部に亘るとされる訓縫統・八雲統および黒松内統に対比される地層である。訓縫期に相当する時代には砂岩・頁岩等の堆積岩類はほとんどみられず、輝緑岩

質変朽安山岩・変朽安山岩・流紋岩および火山碎屑岩等の火山物質の発達著しく、局部的には火山岩類を礫とする礫岩の堆積がみられるが、ほとんど激烈な火山活動で終始して、その噴出物は塩基性から酸性に変化した。この層群の中部は火山物質を主構成物とするものと、堆積岩類を主とするものとが同時異相の関係で場所を異にして発達している。これは火山活動の中心からの遠近および堆積環境の相違等に基くものである。

八雲期に相当する時代においては、火山物質よりなるものは図幅南西部に変朽安山岩および同碎屑岩類が狭少な範囲に見られるのみであつて、他の地域においては粗粒玄武岩岩床および安山岩質火山碎屑岩等を挾有する頁岩・砂岩等の堆積岩類がよく発達しており、この時期の火山活動は全般としては局部的であつたことを示している。さらに八雲期の終りから黒松内期にかけては堆積岩類は少なく、ふたたび安山岩および同火山碎屑岩類の発達が著しくなり、本累層最上部にみられる小樽集塊岩層において特に顕著である。この集塊岩層はこれより下位の諸岩石、例えば白井川累層の変朽安山岩の上位にさえも直接載つており、その間に不整合の存在することを示している。集塊岩層よりも下位の各層の間は整合かつ漸移的である。集塊岩層の堆積以後、恐らく黒松内末期から瀬棚期に亘り断層運動によつて特徴づけられた地殻変動が起り、多くの地塊に断たれ、かつ緩い褶曲が行われた事実が他地域で知られている。この図幅内ではみられないが、茅沼図幅内ではこの変動の後またはほぼ同時に石英閃緑岩・石英閃緑斑岩および石英斑岩よりなる酸性貫入岩類の侵入が行われ、これに引続き金属鉱床が生成せられた。この図幅内の諸鉱床もその大部分は恐らくこれと同時期に生成されたと推定せられ、積丹層群最上部の集塊岩層中には鉱床が見出されている。その後準平原化作用が行われ、その上に第四紀更新世と考えられる輝石安山岩類の噴出があり、次いで比較的酸性の安山岩からなる赤井川火山および阿女鱒火山等が生成せられた。

ほぼ現在の地形を生じて以後、赤井川粘土層および赤井川ローム層等の堆積があり、地盤の隆起が行われた。

現世層には河川流域に形成された沖積層がある。

II. 2 新第三系

II. 2.1 積丹層群

積丹層群は堆積岩類および多量の各種火山物質の重疊によつて構成されている。火山物質の大部分は水底に累積したもので、各種の堆積岩類と緊密に相伴つているので両者を完全に分離して記載することは困難である。従つて便宜上茅沼図幅の場合と同じく、その熔岩相を基準として堆積岩類と一括して取扱うことにした。

この層群は変朽安山岩質ないし流紋岩質の岩石よりなる白井川累層、変朽安山岩質ないし安山岩質の岩石よりなる馬群別累層、これに対比される堆積岩相の余市川累層、およびこれら3累層の上位に不整合に載る小樽集塊岩層に区分される。しかし馬群別累層は地質図に示すように図幅南西隅に狭い範囲に分布しており、本図幅内のみの調査では他の諸岩石との関係が不明でその層的位置を明確にすることができないので、茅沼図幅および同説明書で示された関係をそのまま採用した。また第1図では積丹層群の各層を訓縫・八雲・黒松内等の各統に対比せしめてあるが、これは読者の理解に便ならしむためのもので、前述の如く本層群中には極めて化石に乏しく岩質によつて標式地の層序に対比し大体の位置を示したに止り、必ずしも嚴密なものではない。

積丹層群は通常 $10\sim 30^\circ$ 程度の傾斜をなし全般的にみると北に向い緩く傾斜しているので、北方に進むに従い次第に上位の地層を現わしている。赤井川村阿女鱒附近において観察すると、安山岩質凝灰角礫岩層の現われている所を向斜の底とし、ほぼ南北方向の軸を有し北方へ沈下する向斜構造がみられるが、集塊岩層堆積以前において各層は整合かつ漸移的に堆積しており、それが緩い褶曲作用を受け削剝作用がこれに続いた。そして集塊岩がその上を厚く広い面積に亘つて覆つたが、本岩中の夾みである成層岩は緩く褶曲しており、集塊岩層堆積以後においても褶曲作用が行われたことを示している。この図幅内には瀬棚統に対比される地層が欠如しているのでその時期は明確ではないが、第四紀火山岩類はすべてこの褶曲運動の影響は受けておらず、これに続いて行われた準平原化作用以後に噴出している。

次に断層について述べる。前述の如く赤井川村曲川から余市川下流にそつた断層は余市川カルデラの生成に、また余市川上流にそい赤井川村落合から小樽川にそつた断

層は赤井川カルデラの生成に、それぞれ関係があり洪積世に生じたものである。赤井川村明治鉱山南西方一帯は、多数の断層によつて $15\sim 20^\circ$ の傾斜を有する地塊に細分せられ錯雑しており、かつ層位的には相当隔つた地層が一続きの山脈をなして連亘しているため、これら諸断層は恐らく準平原化作用以前に生じたものであろう。轟鉱山東方の三本股附近でも、明らかに阿女鱒および余市両火山噴出以前の断層群が発達し地質構造が錯雑している。

この図幅内の積丹層群は便宜上次の 8 地区に分けて説明する。すなわち仁木駅周辺の仁木地区、余市町^{フゴツベ}部附近の畚部地区、小樽市に属する小樽地区、その南隣で赤井川村常盤附近の常盤地区、明治鉱山周辺の明治地区、その西隣で大江村尾根内附近の尾根内地区、轟鉱山周辺の轟地区、明治および轟両地区に断層をもつて接する中ノ沢地区である。

II. 2.2 白井川累層

本累層のほとんど大部分は図幅南部に広範囲に分布しており、主として変朽安山岩・流紋岩および同質の火山碎屑岩類によつて構成されている。堆積岩類としては礫岩層のほか、稀に流紋岩質凝灰角礫岩層中に挟まれて頁岩の薄層がみられるのみである。また化石の産出がなく地質時代の決定は難しい。しかし岩質および層位的位置によつて訓縦統(中新世中下部)に対比されると考えられる。

変朽安山岩類は主として尾根内地区および中ノ沢地区に分布していて、輝緑岩質変朽安山岩および変朽安山岩に分けられ、ところどころ粗粒玄武岩床に貫ぬかれている。輝緑岩質変朽安山岩は、茅沼図幅における粗粒玄武岩の一部である輝緑岩質の部分に対比されるものである。流紋岩は岩質の相違により中ノ沢流紋岩と落合流紋岩とに分けられ、前者は中ノ沢地区・明治地区および尾根内地区に分布しており、後者は常盤地区内の落合附近に分布している。

II. 2.2.1 中ノ沢地区

本地区の白井川累層は $N 20\sim 40^\circ W$ の走向を有する断層により尾根内地区のものに、またほゞ南北の断層により轟地区のものに、ほゞ東西の断層により明治地区のものに、それぞれ接している。

この地区では大別して次の 3 岩よりなる。

輝緑岩質変朽安山岩 本岩は曲川上流・中ノ沢中流および滝ノ沢中流において、上位にある変朽安山岩に対し走向 N 30° W 内外、傾斜 10~40° NE をもつてその下位に見出される。主として輝緑岩質変朽安山岩よりなるが、上位の変朽安山岩に接する附近は粗粒玄武岩質であつて、この両岩の境界附近では変朽安山岩と粗粒玄武岩とが交錯し互に移化するので、確然とは分けられない。

i) 輝緑岩質変朽安山岩 本岩は緻密かつ堅硬で比較的新鮮であり、斑状組織がみられ灰緑色石基中に輝石の黒色斑晶が散在し、粗粒玄武岩ほど著しくはないが緑泥石・沸石および炭酸塩鉱物等よりなる杏仁状体が多数みられる。また滝ノ沢中流においては径数 mm 程度の礫に富む集塊岩質となつている。

鏡下に検すると斑晶は普通輝石・角閃石および斜長石よりなる。普通輝石は短柱状で通常長さ 0.5~0.8 mm で、ほとんどすべて(100)双晶を示している。角閃石は新鮮のものは少なく、ほとんどすべて緑泥石・方解石および絹雲母等により置換されている。斜長石は比較的少なく、卓状もしくは短柱状で長さは 0.5~1.0 mm 内外であり、曹長石化作用が著しく双晶は認められない。石基は硝子基流晶質で微細な長柱状斜長石、粒状の輝石および粒状の鉄鉱よりなり、間隙を緑泥石および硝子が充填している。このほかに微細な淡緑色の緑泥石の集合よりなる径 0.5~3.0 mm 内外の球顆が多数見出される。

ii) 粗粒玄武岩 標式的粗粒玄武岩においては特徴的な玉葱状風化を示し、集塊岩または緑黒色砂岩と誤認され易い。緑黒色ないし青緑色を呈し比較的緻密のものから粗粒または多孔質のものまで種々あつて、2 次的鉱物として緑泥石・沸石および炭酸塩鉱物等よりなる多数の杏仁状体を生じている。

鏡下では充填組織を示し斜長石・普通輝石・緑泥石・硝子および鉄鉱等よりなる。斜長石は曹長石ないし灰灰長石に属し、長さ 0.4~0.7 mm の長柱状結晶で網状に連絡し、その間を他鉱物が填めている。普通輝石は少なく径 0.2 mm 以下の短柱状ないし粒状結晶である。また淡緑色の緑泥石、鱗片状ないし纖維状の沸石および鱗片状の方解石よりなる球顆が多数見出される。

変朽安山岩 本岩は中ノ沢中流・同支流および滝ノ沢下流に分布しており、流紋岩によつて覆われている。本岩は部分的に凝灰角礫岩を挟んでいるが大部分は熔岩流からなつている。本岩は変質度の低いものは灰緑色、高いものは淡緑色を呈し、しばし

ばそのなかに斜長石の白色斑晶が散在している。全般的に珪化作用を受けているので非常に堅硬となり、また石英細脈が縦横に走り黄鉄鉱の微粒が一面に撒布している。鏡下に検すると斑状組織が窺われるが、斑晶はいずれも緑泥石化作用および炭酸塩化作用等を受け著しく変質し分解しているので、初生有色鉱物は全く認められず斜長石が微かにみられるのみである。石基は微かに硝子基流晶質組織が窺われるが、著しく変質して緑泥石・緑簾石・方解石その他2次鉱物によつて置換されている。

中ノ沢流紋岩 本岩は中ノ沢および滝ノ沢下流に分布し下位の変朽安山岩を覆っており、ほとんど厚い熔岩流よりなるが、しばしば凝灰岩および凝灰角礫岩等碎屑岩を挟んでいる。甚しく珪化作用を受け頗る堅硬、かつ緻密な岩石になり一見珪岩と誤認される所もある。岩石は灰白色で石英斑晶はほとんど認められず、到る所に黄鉄鉱微粒が散点していて、稀に幅 1~2 cm の石英細脈が本岩中を走っているのがみられる。鏡下に検すると斑晶は石英・正長石および斜長石よりなり、初生有色鉱物は分解して全く認められない。石英は少量であり径 0.5 mm 内外の細粒である。正長石はカオリン質物質によつて汚染されており、斜長石はおもむね中性長石に属し柱状で長さ 0.5~0.7 mm である。石基は隠微晶質ないし微晶質で珪化作用を受けている。

II. 2.2.2 明治地区

明治鉱山附近においては、地質図に示したように断層によつて多くの傾動地塊に分れている。これら諸断層の露頭は地表ではほとんど直接認められないが、主として断層両側における地層の急変または地形により判断される。赤井川村曲川より都および上後志を経て余市川に沿い落合に至る断層は、河川の流路になつているが、その露頭を穴巖において認めることができる。すなわち穴巖は河岸に突出した高さ約 60 m の岩体で中ノ沢流紋岩よりなり、この北方に広く分布する集塊岩層とは N 50~60° E の断層によつて境されている。明治部落より上流の白井川にそつてほぼ南北方向の断層が走り、その北方への延長は明治鉱山本坑のすぐ東側を通過して余市川に至り、また明治部落附近から別の断層が分岐して主として白井川に沿つて北進し、明治鉱山本坑附近はこれら3断層によつて構造的に三角地帯を形成している。

この三角地帯内の岩石は下部より変朽安山岩・中ノ沢流紋岩および礫岩層の順序で重つており、ほぼ北西一南東の走向で北東方へ傾斜するものゝようである。

変朽安山岩 斑状組織を有し、灰緑色石基中に長さ 3 mm 以下の斜長石の白色斑晶

が顕著に散在し、有色鉱物は目立たない。本岩中には所により緑色凝灰岩を挟んでいるが、地質図上には示していない。緑色凝灰岩は灰緑色を呈しそのなかに角礫状の白色物質を含み、塊状かつ粗鬆な岩石である。

中ノ沢流紋岩 斑状組織を有し、灰青色石基中に径 1~2 mm の石英および長石の斑晶が比較的粗に散在しており、有色鉱物は肉眼では著しくない。また所により顕著な流状構造を示すことがあり、またほとんど無斑晶のこともあるが、いずれも稀である。本熔岩中特にその下方部においては同岩質の凝灰岩を挟んでいる。この岩石は灰緑色ないし灰白色を呈し粗鬆で、そのなかに径 2 mm 以下の石英が散在している。鏡下に検すると斑晶は長石・石英および有色鉱物よりなる。有色鉱物は緑泥石・緑簾石および方解石等に分解されているので原鉱物の判定は難しいが、結晶外形から察すると角閃石および黒雲母であつたようである。長石は結晶外形を留めているが、著しく変質作用を受け双晶はほとんどみられず曹長石・絹雲母および方解石等になつているので、斜長石および正長石の判別は難しい。石英は清透であり著しく融蝕を受けて円くなつているか、さもなければ破片状を呈している。石基は珪長質でそのなかに微細な磁鉄鉱粒が散点しており、磁鉄鉱以外の初生鉱物はいずれも絹雲母・曹長石・緑泥石等に変質している。

礫岩層 最上位にあつて、人頭大ないし拳大(稀に酒樽大)以下の礫を含み珪化作用を受け著しく堅緻になつており、鉱体附近では褐鉄鉱が鉱染し褐黒色に焼けている。本坑附近でこれら地層を横断する安山岩質岩脈が3カ所で見出される。

三角地帯の東方の地域では 下部より流紋岩質凝灰角礫岩層・黒色頁岩層および凝灰質砂岩層の順で重り、そのうち後2者は余市川累層に属する。そしてその上部は阿女鱒火山熔岩流によつて覆われている。

流紋岩質凝灰角礫岩 新鮮なものでは淡緑色ないし灰緑色を呈しているが、通常は鉱化作用を受け灰白色粗鬆な岩石に変つている。塊状の場合が多いがしばしば層理のみられることがあり、あるいは著しく角礫質で鶏卵大以下の角礫の集合よりなる場合もある。本層中には径 2 mm 以下の石英の破片がかなり多量に含まれている所がある。

三角地帯西方地域においては前記地域と同じく下部より流紋岩質凝灰角礫岩層・黒色頁岩層および凝灰質砂岩層の順で重つている。両地域においてこの3者は整合に重つているものと考えられ、かつ黒色頁岩層は流紋岩質凝灰角礫岩層と凝灰質砂岩との

中間またはその附近に位するものと思われるが、露頭不十分のため必ずしも明確ではない。三角地帯内の岩石と東西両地域内の岩石とは、層序上明らかに前者は後者の下位にある。

西方地域のさらに西側すなわち都部落の余市川を隔てた対岸の地塊では、中ノ沢流紋岩およびその上位の礫岩層が分布している。両者の関係は直接には認められないが、都部落対岸にそい約 500 m の間に断崖をなしほとんど連続して露出している礫岩層があり、その一般走向は $N 0 \sim 20^\circ E$ で 20° 内外西方に傾斜しているため、礫岩層は流紋岩の上位にあると考えられる。

礫岩層 粗粒ないし中粒の砂岩層を混え、また所により厚さ 1 m 以下の頁岩をレンズ状に挟むことがある。礫岩中の礫は径 10 cm 以下で分級は不揃であるが、よく水磨された各種の礫を含んでおり、そのなかで安山岩がほとんど大部分を占め流紋岩およびチャートがこれに次いでいる。河岸では変質を受けていないが、これより南方では広く珪化作用を受け堅緻な岩石となつている。

中ノ沢流紋岩 中ノ沢地区で見出されるものと酷似している。

II. 2.2.3 轟地区

本地区の白井川累層は前述の中ノ沢地区とは断層をもつて境し、輝緑岩質変朽安山岩および流紋岩質凝灰角礫岩層よりなる。

輝緑岩質変朽安山岩 本岩は青井川入口附近および轟鉦山附近において白井川沿岸 3 個所に見出される。青井川入口附近の本岩は輝緑岩質の部分はほとんどなく、大部分は粗粒玄武岩質であつて 2 次的鉱物の生成は顕著であり、また 1~2 cm 程度の石英細脈が発達している。白井川支流オトシ沢（滝ノ沢入口より北方 1 ヲ目の沢）入口およびガロノ沢（滝ノ沢入口より東方 1 ヲ目の沢）入口附近に分布する本岩も粗粒玄武岩質であり、特に後者において杏仁状体の発達が著しい。

これらの粗粒玄武岩質の岩石は一般に全体が一樣に灰青色ないし灰青緑色を呈し緻密であるが、所により多孔質で緑泥石の杏仁状体の発達が頗る著しい部分がみられ、また方解石細脈が多数走っている。鏡下では填間組織を呈し斜長石・緑泥石・方解石・硝子・鉄鉱等よりなり、初生有色鉱物は緑泥石・方解石等に全く分解されている。斜長石は曹灰長石に属し長さ 0.5~1.0 mm の長柱状結晶で、方解石および緑簾石等に分解されており網状に連絡している。多数認められる球類は主として淡緑色纖維状の

緑泥石によつて充填せられ、その外縁には方解石もしくは淡褐色の緑泥石を生じている。

流紋岩質凝灰角礫岩層 本層は轟鉦山附近に広く分布し本鉦山鉦脈の母岩をなしている。中ノ沢流紋岩とはほとんど同時代のもので、本岩層は火山碎屑岩類特に凝灰角礫岩を主体としている。凝灰角礫岩は全体的に灰緑色を呈し塊状で層理はみられず、そのなかに小豆大（稀にはくすみ大）以下の白色または淡緑色角礫を多数含み、また径4 mm 以下の石英および径3 mm 以下の六角板状の黒雲母の結晶が点々として見出される。本岩層は鉦脈の附近では著しい珪化作用を受け石英が細脈をなして縦横に走り、あるいは全般に侵染し頗る堅硬・緻密で、一見珪岩と異らない塊状の岩石に変つている。この岩石は灰白色稀に帯緑灰白色を呈し、石英・長石等の斑晶は全く認められない。また珪化作用の顕著な所では黄鉄鉱が鉦染している。このような岩石は峻険な地形をなし、特に大石沢においては約1 km の間に高さ数10 m の絶壁となつて現われている。珪化作用をほとんど蒙つていない個所、例えばガロの沢および大石沢等においては角礫状構造が判別せられ、基地は淡緑色で黄鉄鉱の鉦染は認められず、かつ起伏の緩い地形を呈している。大石沢においては厚さ20 cm 以上の硬質黒色頁岩および凝灰質砂岩を挟有しているのがみられ、また本層を貫ぬく変朽安山岩岩脈がある。硬質黒色頁岩は塊状・堅緻な岩石で、層理は著しくなく破碎すると角片状に割れ易い。通常やゝ風化して褐色を呈している。凝灰質砂岩は凝灰質の細粒砂岩であつて、全般的に淡緑色を呈しおゝむね塊状で層理は著しくない。変朽安山岩岩脈は灰青色堅緻な岩石で、ところどころ石英の細脈が走り堅牢な岩石となつており、長さ3 mm 以下の斜長石の白色斑晶が微かに点々として残つている。

II. 2.2.4 常盤地区

この地区では落合流紋岩が落合附近およびこれより余市川下流に分布しており、熔岩および凝灰角礫岩の互層よりなり、稀に凝灰質砂岩層を挟んでいる。走向NW-SE、北方へ20°内外傾斜している。中ノ沢流紋岩とは岩質がやゝ異りしばしば柱状節理を示し、茶褐色・硝子質かつ堅硬・緻密、斑晶として長さ1~2 mm の長石斑晶が少量認められるのみで有色鉦物の斑晶はほとんど認められない。鏡下では斑晶として斜長石・石英および普通輝石等が認められ、後2者は極く少量で時には欠く場合もある。斜長石は清澄で果帯構造は著しくなく、おゝむねはつきりした結晶外形を示すが、またし

ばしば著しく融蝕を受け円味を帯びている。他に変質のため斜長石・正長石の判別の困難なものもみられる。石英は円味を帯び清透である。普通輝石はほとんど緑泥石化しているが部分的に新鮮な部分が見られ、この部分は淡緑色で多色性に乏しく劈開が著しい。また全く緑泥石化し原鉱物の種類の推定が難しいものもみられる。副成分鉱物として磷灰石および磁鉄鋳を伴う。石基は硝子質でそのなかに針状の長石微晶が見られることがあり、また時にはやゝ脱硝子化した部分も認められる。この流紋岩中には真珠岩の熔岩流を挟むことがあり、流紋岩との境は角礫状を示している。凝灰角礫岩はくすみ大ないし大豆大で稀に鶏卵大の流紋岩角礫を多量に含み、灰白色火山灰で凝結されている。また落合部落東方にみられるように流紋岩は粗粒玄武岩岩脈によつて貫ぬかれている。

II. 2.2.5 仁木地区

この地区の白井川累層には流紋岩質凝灰角礫岩層が見られるので、本層の上位には余市川累層の凝灰質砂岩層が載っており、その関係は整合と考えられるが直接の露出はみられない。本層は余市川左岸にそつてほとんど連続して露出し、一般走向はN 15~50° W で北方に10~25° 傾斜している。おゝむね整然と成層しているが所により著しい偽層を示す。岩石は一般に淡緑色であるが風化作用により灰白色灰黄色に変り易く、緻密で板状層理を有しやゝ堅いもの、層理を有せず塊状で粗鬆のもの、または著しく角礫に富むもの等種々の岩相がある。また余市川右岸の平内附近にも本岩が分布しているが露出に乏しい。

II. 2.2.6 尾根内地区

この地区においては白井川累層下部の 変朽安山岩およびその上位の中ノ沢流紋岩よりなる。前者は土木沢および上尾根内沢によく露出しており、そのなかにしばしば緑色凝灰岩を挟んでいるが地質図上にこれを区別しては示していない。後者は余市川を挟み両岸に分布していてそのなかに凝灰岩を挟み、特に余市川北岸に分布する本岩中には著しいが、地質図上には凝灰岩を区別しては示していない。

変朽安山岩 本岩は斑状組織を呈し、長さ1~5mmの斜長石の白色斑晶が暗緑色ないし灰緑色の緻密な石基中に比較的密に散在しているが、有色鉱物はほとんど認められない。

鏡下では斑晶は角閃石・斜長石および石英を主とし、少量かつやゝ小形の紫蘇輝石

を伴っている。角閃石は緑色角閃石に属し多色性を有するが、新鮮なものではなく一部またはほとんど全部分解されて緑泥石・方解石等に変質しており、あるいは結晶全部が緑泥石化し原鉱物の種類を決定し難いものもみられる。紫蘇輝石はおもむね柱状自形を呈しやゝ多色性がみられ、一部または全部が緑泥石その他の鉱物に変質している。斜長石は柱状で結晶外形は比較的よく保たれているが新鮮なものは少なく、一般に多少汚濁し緑簾石・絹雲母および方解石等を生じており、累帯構造は外縁に近い部分にのみ見出される。石英は清透で常に甚しく融蝕せられ、石基部が結晶内に深く湾入しており割目は著しくない。

石基は毛氈状組織で柱状の斜長石および粒状の磁鉄鉱等よりなり、そのなかに多量の長柱状または不定形をなす小片として緑泥石・緑簾石その他の2次鉱物が散在し、一般に汚濁している。

変朽安山岩中にはしばしば緑色凝灰岩が挟まれている。この岩石は粗鬆で比較的軽く種々の色を呈するが通常灰緑色ないし淡緑色で、その中にしばしば点々として斜長石・緑泥石等が認められる。塊状で通常層理を示さない。

中ノ沢流紋岩 本岩は余市川南岸および北岸に分れて分布している。前者は変朽安山岩の上位にあつて黒色安山岩および集塊岩層によつて覆われている。熔岩流を主とししばしば火山碎屑岩類を挟んでいる。後者は火山碎屑岩に富み熔岩と互層して余市川河岸に白色の断崖をなしてよく露出している。火山碎屑岩は凝灰岩を主とし尾根内北方の河岸では走向 $N 18^{\circ} W$ 、傾斜 $16^{\circ} E$ を示している。本岩は東方では黒色安山岩と接しているが、河岸では両者の関係は直接には認められず、それらの上位は赤井川火山噴出物で覆われている。

南岸に分布する流紋岩は斑状組織を示し、灰青色ないし灰白色石基中に長さ 3 mm 以下の長石の白色斑晶が散点しており、石英斑晶はこれに比較すれば少量で稀にしかみられず、また有色鉱物もほとんどみられない。

北岸に分布する流紋岩は斑状組織を示し、灰青色ないし灰黄色石基中に長さ 3 mm 以下の長石および石英の斑晶が比較的密に散在しており、有色鉱物はほとんど認められない。鏡下では斑晶は長石・石英および有色鉱物よりなる。長石は柱状を示し結晶外形を留めているが、曹長石化作用その他の変質を受け双晶がほとんど認められない。石英は清透で多くは破片状を示し、著しく融蝕を受けているものもある。有色鉱物は

変質分解して原鉱物の決定は難しいが、結晶外形から判断すると角閃石および黒雲母よりなるものゝようである。石基は淡褐色隠微晶質である。

凝灰岩は灰白ないし灰青色、塊状かつ粗鬆で層理はほとんど有しない。長さ 2 mm 以下の石英および長石の結晶を含むことがあり、またしばしば浮石片を含有する。

II. 2.3 余市川累層

この累層は下部より縞状砂岩層・下部凝灰質砂岩層・頁岩層・上部凝灰質砂岩層および安山岩質凝灰灰質礫岩層の順で重つており、図幅内の東部から北部にかけて広く分布している。余市川に沿ひ盤ノ沢流上流約 1 km 附近から下流の落合附近まで延長約 9 km の間に亘り、深さ 20~40 m の深い U 字形峡谷が発達し岩石の露頭がほとんど連続して現われており、また小樽川に沿つてもよく露出しているので、この累層の層序および岩相等をこゝで十分に観察することができる。

この累層は最上部を除けば堆積岩類を主とし、馬群別累層に対比することができる。両累層は同時異相の關係にあつて、前者が火山物質を主要構成物とするに対し後者は主として水底における堆積相を示すもので、多少の火山物質を挟んでいる。

II. 2.3.1 常盤地区

既述の如く余市川の U 字形の峡谷に沿つては、約 9 km の間に亘り岩石の露頭がほとんど連続して現われ、かつ地層の擾乱はほとんどなく、こゝでは本累層の最下部から最上部までの堆積状況を十分に観察することができ、いわば余市川累層の標式地である。また小樽川に沿つても岩石がよく露出しており、それらの観察によるとこの附近は北方に沈下した向斜構造をなし、余市川と阿女鱒沢との合流点より下流約 1 m 附近に向斜の底があり、これより東方では N 10~70° E の走向で北西方に約 5~10° 傾斜しており、西方では N 0~70° W の走向で北東方に 5~20° 傾斜している。また向斜の底より西方における層序と小樽川沿岸における層序とはよく一致している。本地区の岩層は明治地区とは断層をもつて接し、南方では第四紀火山岩類によつて一部覆われているがその延長はふたゝび轟地区に露出している。落合流紋岩と縞状砂岩層との關係は小樽川下流の 1 露頭では不整合と観察されるが、これは局部的のものかも知れない。縞状砂岩層より上部の各地層は、余市川流域の露頭の観察ではそれぞれ整合的である。

縞状砂岩層 本層は小樽川中流および余市川上流附近に分布し、主として縞状の砂岩よりなる。本岩は灰黄～灰褐色を呈する中粒砂岩で時には細粒または粗粒であり、灰黄部と灰黒部との細い横縞模様で示される整然とした層理を有するのを特徴とするが、しばしば偽層を示す部分があり、また塊状で層理に乏しい部分や凝灰質の部分もみられる。相当脆弱で容易に破碎せられ塊状に割れる。なおこの岩層中には安山岩質集塊岩・安山岩質熔岩・安山岩質凝灰角礫岩・安山岩礫・流紋岩礫・浮石礫および頁岩等を挟んでおり、向斜の西翼で特に顕著である。すなわちここでは厚さ 5 m および 2～3 m の安山岩質集塊岩 2 枚、厚さ 5～0.3 m の安山岩熔岩および安山岩質凝灰角礫岩のおおの 2 枚が見出される。安山岩礫を含む層準は数枚あつて、礫は拳大ないしくるみ大のものが多く稀には人頭大におよんでいる。これら安山岩質岩石の存在は、本累層上方部に顕著に現われる安山岩質岩の活動の先駆であつて、この時期から散発的に行われた事実を示すものであろう。流紋岩礫は拳大以下であつて、安山岩礫と混合つて同層準に見出されることがある。本岩の粗粒部には流紋岩の小礫が多数見出され、恐らく流紋岩は本砂岩層の材料を供給したものであろう。また本岩層中には厚さ 50 cm 以下の凝灰質砂岩や灰白色堅硬な珪質岩を挟むことがある。

向斜の東翼においては、小豆大以下の浮石礫およびくるみ大以下の安山岩礫を有する 2 層準が認められ、また稀に厚さ 50 cm 内外の泥岩または泥質頁岩の挟みを有するほか、盤ノ沢滝附近では泥岩とともに緑色凝灰質砂岩の挟みが見られる。西翼の部分では厚さはおよそ 100 m に達するが、この夾みの露出はみられない。緑色凝灰質砂岩は緑色部と淡緑色部との 2～0.5 m の厚さの互層からなる。緑色部は層理がやゝ発達して硬く、淡緑色の基地に小豆大以下の濃緑・淡緑または白色の安山岩質または玄武岩質角礫が散点しており、淡緑色部はやゝ脆弱で全般的に淡緑色を呈し層理を有せずおゝむね塊状緻密であるが、かすかな層理を有する所もみられる。なお地質図上には記載していないが、盤ノ沢滝下流約 170 m 下流の河岸に走向および傾斜が N 22° E および 65° E の小断層の露出がみられる。余市川河岸に沿う長さ約 9 km に亘る連続露頭中、断層の露出はこの 1 カ所のみである。

凝灰質砂岩層および黒色頁岩層 前者は凝灰質砂岩を主とする厚い地層で、そのなかに極めて特徴的な黒色頁岩層を挟んでいる。凝灰質砂岩は黄褐色を示し中粒ないし粗粒、塊状にしてほとんど層理を有せず、粗鬆かつ脆弱であつて稀に風化により玉葱

状構造を示す。また本岩中にしばしば下位の縞状砂岩を挟んでいるが、これには縞状構造はあまり著しくない。黒色頁岩は凝灰質砂岩中に 0.5~2 m の厚さで数枚互層しており、本岩のみで厚層をなすことはない。本岩は黒褐色・緻密・堅硬で塊状をなし、層理はほとんどみられず砕くと多角状の小塊片になる。

安山岩質凝灰角礫岩層 この岩層はおゝむね鶏卵大以下の白色浮石質角礫が、淡灰～黄褐色のやゝ砂質の火山灰で凝結されたもので、角礫には稀に上位の集塊岩層中のものと同質のものがあ、しばしば凝灰質砂岩を挟んでいる。

II. 2.3.2 明治地区

本地区の余市川累層は明治部落附近の断層で囲まれた三角地帯の東西両地塊において見出され、下部より頁岩層および凝灰質砂岩層よりなり、白井川累層の流紋岩質凝灰角礫岩層の上位にある。これら3者はいずれも整合と考えられる。頁岩層はあるいは他2者の中間にあるのではなく、他のいずれか1層中に挟まれているのかも知れないが、露出不十分のため明確ではない。

頁岩層 黒色頁岩よりなり緻密かつ著しく堅硬で層理は認められない。真黒色であるが風化作用により灰褐色にvari易く、常盤地区における黒色頁岩と酷似しているが必ずしも同層位とは考え難い。黒色頁岩は明治鉦金山沢坑鉦床において鉦床の冠岩をなしており、探鉦上頗る重要である。

凝灰質砂岩層 中粒で長石および石英等の粒子がよく認められ、一般に灰黄色を呈し脆弱で、かなりはつきりした層理を有し、層理面は剥げ易い傾向がある。なおポンガロノ沢より三角点 419.3 m 高地を隔てゝ西側の沢の本流において、海拔 380 m 附近に褐炭の拳大以下の流炭が、炭質頁岩の転石とともに多数河流中に散在しているが、昭和25年10月に発見された当時は人頭大のものがあ、附近を試掘したところ炭質頁岩には当たつたが褐炭層は見出し得なかつたという。褐炭は褐黒色で脆く層理面にそつて剥がれ易い。この附近は一般に地層が整然としており、一般走向は N 25~80° W で北方または北東へ 12~18° 傾斜している。

II. 2.3.3 轟地区

この地区内の余市川累層は、東西性および南北性の諸断層によつて多くの地塊に細分せられ、構造が錯雑している。大別すると次の5層よりなり、その間は整合であつて互に漸移している。

下部凝灰質砂岩層 本層は三本股附近の地塊、この北方の地塊の頁岩層より下位の部分およびさらにその西方の地塊の各沢北方上流区域等に分布している。三本股附近においては一般走向 $N 10^{\circ} E$ で西方に 30° 前後傾斜し、主として黒灰色凝灰質砂岩よりなり、しばしば 縞状砂岩・変朽安山岩および同岩質凝灰角礫岩と互層しところどころに粗粒玄武岩岩床を挟んでいる。西方地塊においては 流紋岩質凝灰角礫岩層の上位にあり、走向 $N 70^{\circ} W \sim N 45^{\circ} E$ 、傾斜 $20^{\circ} N$ 前後を示す。

岩床をなす粗粒玄武岩は全体が黒緑色にして緻密、そのなかに方解石・緑泥石および沸石等よりなる杏仁状体が多数散在している。鏡下では填間組織を示し斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・緑泥石・方解石・鉄鉍・硝子および沸石等よりなる。斜長石は曹長石に属し、長さ $1.0 \sim 1.5 \text{ mm}$ の短冊状または長柱状を呈し網状をなして分布しており、かなり炭酸塩化作用・緑泥石化作用・曹長石化作用を受けている。両輝石は長さ $0.3 \sim 1.5 \text{ mm}$ で短柱状を示し、炭酸塩化作用および緑泥石化作用を受けている。紫蘇輝石は少ない。また鱗片状～繊維状の沸石、淡緑色の緑泥石および鱗片状の方解石よりなる球顆が多数生じている。

大石沢上流において三角点 816.4 m 高地の南微東約 1.2 km (5 万分の 1 地形図上大石沢の文字の石の右肩附近) の左岸の小沢で、本岩層中に挟まれ褐炭層の露出が見出される。厚さ約 3 cm のものが 2 枚あつて、おのおのその上下には縞炭を混えた黒色頁岩等を伴い上部の黒色頁岩は木の葉化石に富む。大石沢上流の黒灰色凝灰質砂岩中から植物化石 *Castanea Ungerii* HEER を産する(棚井敏雅鑑定)。

なお文献¹⁶⁾によれば褐炭層の上位の頁岩中に植物化石 *Fagus* sp. および *Phyllites* sp. を産するという。

当地方の新第三系中にはしばしば貧弱な褐炭層を挟んでおり、既述の如く明治鉍山東方のポンガロノ沢において褐炭の転石が発見され、また筆者等は確認しなかつたが、文献によれば阿女鱒岳東方の盤の沢および右の沢(三本股から上流に向つて右側の沢で図幅外)にも褐炭層の露出があるといわれている。前者は安山岩岩層に覆われた地域の沢辺に僅かに露出し、後者は沢の最奥附近に露出し厚さは約 30 cm に達し、その炭質はこの附近においては最も良いが中等下の褐炭に属し、稼行には堪えないという。

頁岩層 本層は母沢入口附近に局部的に見出されるのみで一般走向 $N 80^{\circ} W$ および傾斜 $30^{\circ} N$ を示し、硬質黒色頁岩および黒灰色凝灰質砂岩の互層よりなる。

上部凝灰質砂岩層 三本股より上流の母沢および中ノ川において安山岩質凝灰角礫岩層の下位に分布し、走向 $N 80^{\circ} W \sim N 80^{\circ} E$ 、傾斜 $20 \sim 30^{\circ} N$ を示し、主として黒灰色凝灰質砂岩よりなり白色凝灰岩および安山岩質凝灰角礫岩等を伴い、しばしば粗粒玄武岩岩床を挟んでいる。

安山岩質凝灰角礫岩層 この層は母沢および中ノ沢中流において凝灰質砂岩層に覆われて分布しており、岩質は常盤地区のものと同様だが緑泥石化作用および炭酸塩化作用を受け、全般的に暗緑色を帯びている。

II. 2.3.4 仁木地区

余市川北岸地域では余市川左岸に沿って岩石が良く露出している。そこではこの累層最下位の下部凝灰質砂岩層は、白井川累層の流紋岩質凝灰角礫岩層の上位にあるが、直接の関係は認められない。

下部凝灰質砂岩層 中粒ないし細粒の凝灰質砂岩よりなり、灰黄褐色を呈し長石質物に富む。この上位に頁岩層が恐らく整合に載っているが前と同じく直接に両者の関係を示す露出はない。

頁岩層 主として特徴ある黒色頁岩よりなる。この岩石は不明瞭な層理を示し茶黒色で堅くかつ塊状であつて、風化すると多角状の小塊片に崩れ容易に灰青色ないし灰白色に変る。仁木村役場対岸附近では本岩中に小断層が多く、そのため走向・傾斜は乱れているが、大勢はほとんど水平に近くそのなかに厚さ $10 \sim 30 \text{ cm}$ の凝灰質砂岩を挟み、この挟みは上部に向つて次第に厚さを増し遂に上部凝灰質砂岩層に移化する。

上部凝灰質砂岩層 本図幅内ではほとんど水平で厚い中粒の淡黄色ないし灰黄褐色の凝灰質砂岩よりなつているが、頁岩層に近い下方の約 20 m は一般に粗粒で部分的には礫質砂岩を混え、淡黄色ないし灰青色を示し凝結度が低く軟弱で、しばしば大豆大以下の良く水磨された円礫を含んでいる。

余市川南岸地域では岩石の露出が非常に少ないのでここで層序を組立することは困難であるが、他地域における場合と岩相を比較して考えると、余市町西小登附近には凝灰質砂岩層が広く分布しており、中ノ沢附近に分布する安山岩質凝灰角礫岩層が整合にその上位にのるものの如くである。そしてその西方はほぼ南北方向の断層に境せられてこれより下位の白井川累層に層する流紋岩質凝灰角礫岩層が平内附近に分布し、その東方は断層に境せられてこれより上位の小樽集塊岩層および安山岩質凝灰角礫岩

層が広く分布している。

凝灰質砂岩層 主として凝灰質砂岩よりなり、灰黄褐色ないし灰青色を呈し脆く、中粒塊状で一般に層理はほとんど認められないが、所により板状の灰黒色頁岩と互層し、あるいはしばしば粗粒となり小豆大ないしくるみ大以下の円礫を有し、または礫質砂岩あるいは礫岩の薄層を挟みこれと互層することがある。また所により著しく凝灰質の部分も認められる。本岩中には稀にくるみ大以下の火山礫または安山岩角礫を有することがある。

安山岩質凝灰角礫岩層 全体として灰青色ないし灰黄褐色を示し、塊状で層理を示さない。角礫はチャート・粘板岩および安山岩等よりなりそれらの大きさは不同でくるみ大ないし米粒大であるが、稀に拳大の安山岩を含むことがある。

II. 2.3.5 畚部地区

この地区では主として安山岩質凝灰角礫岩層よりなり、局部的に凝灰質砂岩および流紋岩質凝灰岩等がみられる。地層はほとんど水平であつて所によつては北方へ傾斜している。

安山岩質凝灰角礫岩層 主として安山岩質凝灰角礫岩よりなり、部分的に凝灰質砂岩を挟有している。凝灰角礫岩は常盤地区のものと同様で、上部にはしばしば多量の斜長石結晶礫を含み、小登沢附近のものはc軸の長さ 1.5 cm に達する。凝灰質砂岩には茶褐色ないし黄褐色の粗粒なものと黄褐色細粒凝灰質のものとがあり、後者は比較的緻密である。この岩層の上部には集塊岩の薄層を挟みこれに移化する場合が観察される。またこの岩層中には畚部部落東方に国興鉱山のマンガン鉱床が胚胎されており、この附近では変質作用のため緑色化している。

登川上流で追分東方に分布する凝灰質砂岩は集塊岩層の直ぐ下位に見出され、黄褐色を呈し中粒で、そのなかに人頭大以下の安山岩角礫を含んでいる。ほとんど塊状で層理を示さないが、層理の示す部分ではほとんど水平である。この上流に分布する安山岩質凝灰角礫岩は黄褐色を呈し鶏卵大以下の安山岩角礫を含んでいる。これよりさらに上流で小登山西方の河底に点々として数カ所に見出される流紋岩質凝灰岩は、いずれも全体が灰白色・塊状を呈し粗鬆で、そのなかにしばしば径 1.5 mm 以下の長石・石英および角閃石等の結晶を有する。

II. 2.4 馬群別累層

この累層は図幅南西隅の大江村馬群別南方山地一帯に分布し、下部より緑色凝灰岩層・変朽安山岩および黒色安山岩の順序で重つていて、安山岩質の火山物質を主構成物とし、余市川累層とは同時異相の関係にある。下位の岩石は著しい緑色化変質を受けているが、上位の黒色安山岩は比較的新鮮である。小樽集塊岩層の西方に分布する緑色凝灰岩層および変朽安山岩は、図幅内では分布区域が狭少で明確でないが、茅沼図幅内では概して南北の走向で東方に $10\sim 20^\circ$ 傾斜しており、集塊岩層の東方に分布する白井川累層の変朽安山岩中に挟まれた緑色凝灰岩は、概して南北の走向で $25\sim 30^\circ$ 西方へ傾斜している。

緑色凝灰岩層 馬群別南方の沢に局部的に分布し、緑色の凝灰岩および凝灰角礫岩よりなり、青緑色ないし灰青色の変朽安山岩を挟んでいる。変質の甚しいものでは火山碎屑岩と熔岩との判別が頗る難しい。

変朽安山岩 馬群別南方の沢に局部的に分布しており、変朽安山岩を主体とし緑色の凝灰岩および凝灰角礫岩を稀に挟んでいる。変朽安山岩は暗緑色ないし灰青色を呈し比較的緻密であつて、斜長石斑晶と輝石斑晶とが認められ比較的新鮮である。斜長石は中性長石ないし曹灰長石に属し、通常長さ $1.0\sim 1.5\text{ mm}$ の柱状を示し、部分的に曹長石化作用および緑簾石化作用を受けている。輝石は普通輝石に属し短柱状、長さ $0.2\sim 0.5\text{ mm}$ 、しばしば (100) 双晶を示す。石基は微晶質で微細な斜長石の間に緑泥石が充填し、磁鉄鉱粒が一面に散点している。

黒色安山岩 馬群別南方および赤井川火山丸山南方の2カ所に見出される。碎屑岩をほとんど挟まない頗る堅緻な厚い熔岩流よりなる。この岩石は両輝石安山岩であつて、新鮮なものは鉄黒色でやゝ光沢を有する。そのなかに長さ 1.5 mm 以下の斜長石の斑晶が点々として認められるが、有色鉱物は肉眼では目立たない。

鏡下では斑晶は紫蘇輝石・普通輝石および斜長石よりなる。紫蘇輝石は長柱状自形、淡緑色ないし淡褐色を示し多色性は著しくなく、劈開および割目に富む。普通輝石は柱状でやゝ円味を帯び、淡緑色を示し多色性は極めて弱く、劈開および割目が著しい。斜長石は亜灰長石または曹灰長石に属し、自形を示し清透で劈開に富み、累帯構造は外縁に近い部分に僅かに認められるに過ぎず、輝石・緑泥石・硝子および磁鉄鉱等を包裹している。

石基は硝子基流晶質で褐色硝子に富み、そのなかに微細な鉱物が流状配列を示している。鉱物は柱状の単斜・斜方両輝石、析木状の斜長石および微小な磁鉄鉱・燐灰石等よりなり、場所によつては方解石および緑泥石等が発達している。

II. 2.5 小樽集塊岩層

この岩層は本図幅北東部に広大な面積を占めて分布し、また図幅南西部にも局部的に見出される。主として安山岩質の集塊岩よりなり、同岩質熔岩・凝灰岩・凝灰角礫岩および凝灰質砂岩等を挟んでおり、地質図上ではそれらを一括して示してある。本岩層は余市川沿岸の峡谷においてみられるように、安山岩質凝灰角礫岩の上位に整合に載っており、両者の境界は判然としているが、別の場所ではこれより下位の諸岩層、例えば白井川累層の変朽安山岩に至るまでの各岩層を切つてこれらの上に直接載っているため、集塊岩層堆積以前既にかなりの侵蝕が行われていたものである。また小樽市と赤井川村との境界をなす稜線附近で観察されるように、この岩層の厚さは少なくとも 400 m 以上に達しており、その当時本地域全般に激しい火山活動が行われたと考えられる。そして本岩層中に整然たる層理を示す成層岩が多く挟まれている事実から考えると、水中において堆積が行われたのであろう。

II. 2.5.1 常盤地区

この地区では余市川累層および落合流紋岩の上位に載り、広い面積に亘り分布し、第四紀の安山岩によつて覆われている。概して新鮮であるが、小樽市と赤井川村との境界をなす稜線に近い部分は、地質図上に示したように広く変質作用を受けている。新鮮な部分においては集塊岩中の礫および安山岩熔岩は同質で、主として黒色緻密かつ硝子質の輝石安山岩であるが、部分的には長谷川沢で見られるような暗緑色硝子質の安山岩や、美国沢付近で見出されるような粗面岩質で濃灰色の安山岩もみられる。

集塊岩中の礫は通常拳大ないし鶏卵大であつて、稀に酒樽大の大塊も存在する。形状は角礫状のものが大部分を占めるが、やゝ円味を帯びたものやパン殻状の火山礫も含まれており、多孔質のものもある。集塊岩中に挟まれた熔岩は不規則な形状で板状節理を示す場合が多い。また凝灰岩・凝灰角礫岩および凝灰質砂岩は集塊岩の凝結部と同質であり、かつ整合に挟まれている。北上沢においては頁岩の薄層を部分的に挟んでいる。青獅子沢と北上沢とに挟まれ小樽川に面した丘陵は、安山岩熔岩よりなり

柱状節理が発達している。この岩石は集塊岩層中に挟まれた熔岩で全体が緑黒色を呈し、斜長石およびその他の斑晶は明らかでない。本岩層の変質作用は一般に変朽安山岩化作用で代表されるが、部分的に粘土化作用および珪化作用がみられる。豆腐屋沢の旧坑下流附近では、集塊岩の礫は弱く変朽安山岩化している程度であるが、凝結部は暗緑色化し、その著しい場合には粘土化してそのなかに黄鉄鉱の微粒が散点している。大和鉱山ほか数カ所ではこの粘土帯中に探鉱坑道が開かれている。

珪化された部分は小樽市と赤井川村との境界をなす稜線附近、変朽安山岩化地帯のほぼ中央にあり、山稜上には松倉岩をはじめ著しく堅硬かつ巨大な岩石が点在して突出し、特異な地形を呈している。珪化岩は灰色ないし灰褐色・緻密、時には多孔質の部分もみられ一見古生層のチャートの如き外観を示し、原岩の構造はほとんど窺うことができないが、時には角礫構造を残している場合もある。

集塊岩層中に普通にみられる黒色安山岩 この岩石は斑状組織を示し、灰黒色緻密な石基中に長さ 1~3 mm の斜長石の白色斑晶と長さ 1~2 mm の輝石の黒色斑晶とが、顕著に散在している。鏡下に検すると斑晶は紫蘇輝石・普通輝石および斜長石よりなり、有色鉱物は小形でかつ比較的少なく、時には紫蘇輝石を欠く場合がある。斜長石は柱状で比較的清楚であるが、時には内部に少量の塵状包裹物を有し累帯構造は著しくない。普通輝石は小形で割目が多く、淡緑色で多色性に乏しい。紫蘇輝石も小形で普通輝石よりも少量であり、淡緑褐色でやや多色性がみられる。副成分鉱物として燐灰石と磁鉄鉱とを伴う。石基は硝子基流晶質で斜長石・単斜輝石および褐色硝子よりなる。

含橄欖石両輝石安山岩 (青獅子沢と北上沢とに挟まれ小樽川に面した丘陵) この岩石は緻密・緑黒色を呈し、有色鉱物および斜長石の斑晶は顕著ではないが、しばしば長さ 1~2 mm の緑黄色の橄欖石および黒色の輝石斑晶が認められる。鏡下に検すると斑晶は紫蘇輝石・普通輝石・斜長石よりなり橄欖石を伴う。紫蘇輝石は柱状自形で時にはやや熔蝕せられ、淡褐色を示し多色性がやや著しい。普通輝石はやや自形を失い淡緑色を示し多色性を示さない。橄欖石はほとんど緑泥石化せられ、周縁に単斜輝石の微粒よりなる反応縁を有する。斜長石はおもむね柱状自形を示し比較的清楚であり、著しい累帯構造を有するものが多い。副成分鉱物として磁鉄鉱および燐灰石を有する。

石基は毛氈状組織で単斜輝石・斜長石および磁鉄鋳等よりなる。

粗面岩質角閃石安山岩(美国沢) この岩石は斑状組織を示し、濃灰色の緻密な石基中に長さ 1~2mm の斜長石斑晶が少量点在し、有色鉱物斑晶は目立たない。鏡下に検すると斑晶は少なく斜長石を主とし、極く少量の普通角閃石を伴っている。斜長石はおゝむね柱状を呈し清澄であり、普通角閃石は小形で綠色角閃石に属し多色性が著しい。石基は粗面岩質で、ほぼ一定方向に密に接して配列した針状の斜長石微晶および硝子よりなり、稀に少量の黒雲母の小片を伴う。

硝子質安山岩(長谷川沢) 暗綠色を呈しやゝ縞状の流理構造をもつた緻密な硝子質の岩石で、長さ 1~2mm の斜長石斑晶が極く少量認められるのみである。風化を受けると紫色を帯びた褐色に変るが、流理構造をよく現わす場合が多い。鏡下では斑晶として清澄な斜長石が少量存在するが、有色鉱物斑晶は認められない。なお副成分として少量の磷灰石を伴っている。石基は硝子質であるが全般に珪化作用を受けており、時に孔隙の内側にそつて 2 次的に珪酸鋳物を生じている。

II. 2.5.2 轟地区

この地区では母沢上流の極く狭小な区域に見出され、阿女嶮岳および余市岳の各熔岩により覆われている。集塊岩の角礫は黒色緻密な比較的硝子質の輝石安山岩で、ほとんど変質していない。鏡下に検すると斑状組織が認められ、斑晶は普通輝石および斜長石を主とし紫蘇輝石を伴う。両輝石は長さ 0.8mm 以下でいずれも小さく、斜長石は曹灰長石に属し柱状で長さ 0.5~1.0mm である。石基は硝子質ないし毛氈状組織を呈し、鋳物は微細で粒状の輝石・針状の斜長石および粒状の鉄鋳の間を硝子が充填している。

II. 2.5.3 小樽地区

主として安山岩質の集塊岩厚層よりなり、しばしば安山岩熔岩および凝灰角礫岩等を挟み、変朽安山岩岩脈によつて貫ぬかれている。また小樽市と赤井川村および余市町との分水嶽にそつて、広い面積に亘り変朽安山岩化し、山岑附近では珪化されている。集塊岩は拳大ないし人頭大(稀に酒樽大)以下の安山岩角礫を含有し、勝納川上流および支流のところどころ、特に穴滝附近および二股沢右岸等においては山骨を露出して断崖を形成し、集塊岩地域特有の景勝を示している。

集塊岩中に挟まれた熔岩の厚さは、小樽市貯水池附近の採石場では少なくとも 30m

はあり、柱状節理がよく発達している。深黒色を呈し、緻密な石基中に長さ1~2mm(稀には4mm)の輝石の黒色結晶が顕著に散在しているが、斜長石はこれに反し形が小さくあまり目立たない。鏡下では斑状組織を示し斑晶は紫蘇輝石・普通輝石および斜長石よりなる。紫蘇輝石はいずれも単斜輝石の微粒よりなる反応縁で包囲されており、淡緑色ないし淡紅色で多色性はやゝ著しい。普通輝石は通常自形を失つて円味を帯び、淡緑色で多色性を欠き、ほとんど常に双晶を示し、しばしば歪を受け波動消光をなすものが認められる。両輝石とともに劈開および割目が著しく、割目にそつて緑泥石化がすすんでいる。斜長石は曹灰長石または亜灰長石に属しほとんど柱状自形を呈し清透で、劈開および割目が著しく、果帯構造は外縁に近く僅かにみられるに過ぎない。包裹物は少なく稀に輝石粒・硝子等がみられる。

石基は毛氈状組織で結晶はやゝ大きく、主として粒状または柱状の単斜輝石および柱状の斜長石よりなり、その間を屋根瓦状をなす方珪石がしばしば埋めており、磁鉄鉱および磷灰石を伴っている。

勝納川本流に懸る穴滝は高さ10数mあり、その断崖の上方約3分の2の部分は厚さ1.5m内外の安山岩熔岩を挟んだ集塊岩よりなり、断層の下方の約3分の1の部分は集塊岩層中の挟みである凝灰角礫岩が現われている。侵蝕作用に対する抵抗力の差異によつて凝灰角礫岩は剝られて後退し、高さ3~5m、最長奥行10数mおよび最大幅約30mの洞穴を形成している。この場所で観察すると、この凝灰角礫岩は少なくとも厚さ5m、整然と成層し、その走向および傾斜は $N 80^{\circ} W, 10^{\circ} N$ を示す。本岩は拳大以下のやゝ脱色された安山岩角礫が火山灰で凝結されたもので、このなかにはしばしば角のとれたくろみ大以下の安山岩角礫を含み、また粗粒砂岩質の部分もある。

前述の如く集塊岩層のうち、小樽市と赤井川村との境界をなす稜線に近い部分は変朽安山岩化作用を受けており、挟在している凝灰角礫岩および凝灰岩等は緑色粗鬆な岩石と化し、層位上これより下位のいわゆる緑色凝灰岩と外観的に判別し難くなる。しかしこの地域では確認できないが、他の地域ではこの集塊岩層と緑色凝灰岩層との間には、大きな不整合が存在しないことが確められている。

II. 2.5.4 畚部地区

この地区では前記常盤地区および小樽地区の集塊岩層に連続し、集塊岩を主とし熔岩・凝灰岩および凝灰角礫岩等を挟む。熔岩は主として黒色緻密、硝子質の輝石安山岩

からなる。集塊岩中の安山岩角礫はおもむねくるみ大以下で、小登沢附近ではc軸の長さ1.5cmにおよぶ斜長石巨晶を含む多孔質安山岩角礫を持っている。岩石は一般に新鮮であるが、山峯に近い地域では常盤および小樽両地区と同じように変質作用を受けている。

滝ノ沢および石淵沢最上流における変質個所では安山岩礫は変朽安山岩化し、凝灰部は緑色化し部分的には粘土化している。小登沢最上流においては著しく粘土化作用のすんだ岩石が分布していて、黄鉄鉱の微粒に富み探鉱坑道の開かれている個所がある。畚部部落南方には軽度の変質作用を受けた集塊岩層があり、また登川と政五郎沢との分岐点より登川の上流約1kmの間の左右両岸には、脱色した安山岩が連続露出している。

II. 2.5.5 尾根内地区

この地区ではほとんど集塊岩のみの厚層よりなり、集塊岩中の角礫は人頭大ないし拳大の輝石安山岩で一般に変質は弱く、東部においては白井川累層の流紋岩および変朽安山岩の上位に直接載っており、上尾根内沢および中尾根内沢でその露頭を認めることができる。

II. 3. 第四系

図幅内では第四系の分布は著しくない。すなわち赤井川カルデラ内および余市川沿岸にみられる赤井川粘土層、その上位に載っている赤井川ローム層、余市川沿岸にみられる余市川礫層、赤井川カルデラ内その他に見出される崖錐堆積層および各河川流域にみられる沖積層などがこれに属する。

II. 3.1 赤井川粘土層

赤井川カルデラの内部および余市川沿岸のところどころに、ローム層の下位に粘土層の露出が認められる。赤井川カルデラの内部では少なくとも厚さ3mあり、ローム層または現世の礫層によつて覆われ、灰青色緻密で堅く整然としたほとんど水平の層理を示している。大江村馬郡別では道路にそつて長さ約800m、高さ約10mの崖が連り、粘土層がローム層によつて覆われてところどころ露出している。そこでは粘土層は上下層に分けられ、下層は少なくとも厚さ2m、灰青色を呈し粘性を有して堅く、

かすかに層理がみられ稀に炭質物を挟んでいる。上層は 3~4 m の厚さで灰白色を呈し、凝灰質で粘性に乏しく塊状で、かすかに層理がみられる。兩層ともほとんど水平である。

II. 3.2 赤井川ローム層

赤井川カルデラの内部、赤井川流域およびこれより下流の余市川兩岸などに厚い褐色ローム層の堆積がみられる。赤井川カルデラの内部においては、ローム層とカルデラ内壁との交會線の高さはほぼ等しく海拔 200~250 m 以下にあり、カルデラ内に緩い起伏の丘陵をなして広く分布し、これより下流の余市川兩岸においては、ほぼ同じ高さの台地をなして分布しており、馬群別對岸の長沢北方では平坦な台地地形が特に著しい。本層はほぼ現地形を生じて以後、かつ地盤隆起以前に当時の低所をうづめて堆積したものである。余市川上流の常盤および阿女鱒附近において、また余市川下流の仁木駅南東方において、同様に厚いローム層の堆積がみられる。

II. 3.3 余市川礫層

余市川下流にみられ、拳大ないし人頭大以下の円礫および砂よりなる。頂白山西方において、この礫層に接し流紋岩質凝灰角礫岩層と記載した部分の海拔 50 m 以下の場所にも、多くの円礫がのつている。なお地質図上には記載してないが余市川上流沿岸にはところどころ礫層がみられ、特に余市川支流の小樽川において、雁皮岱附近から余市川合流点附近までの道路にそつて発達が著しい。

II. 3.4 崖錐堆積層

赤井川カルデラ内周の山脚および外方山麓の緩やかな斜面に沿つて、崖錐堆積物が分布している。また白井川中流のライオン橋南西方にもみられる。

II. 3.5 沖積層

各河川の流域に発達し礫・砂および粘土よりなる。

II. 4 第四紀火山岩

阿女鱒火山・赤井川火山・余市火山・朝里火山・丸山火山および青井川火山などの

諸火山と、図幅北東部にみられこれらより旧期の小火山、すなわち毛無山・於古登山・大登山および小登山からなっている。

II. 4.1 旧期火山噴出物

毛無山・於古登山・大登山および小登山等の各熔岩は碎屑岩類を挟まない厚い熔岩流よりなる。

毛無山熔岩(含橄欖石兩輝石安山岩)

この熔岩は新鮮であつて斑状組織を示し、灰青黒色でやゝ粗鬆な石基中に長さ 2mm 以下の輝石および斜長石の斑晶が比較的密に散在しており、しばしば黄色の橄欖石斑晶が特徴的にみられる。長石斑晶は時に長さ 1cm に達する。

鏡下に検すると斑晶は紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石および斜長石よりなる。紫蘇輝石は長柱状で自形またはやゝ熔蝕せられ、淡緑褐色でやゝ多色性がみられしばしば斜長石の結晶を包裹している。普通輝石は熔蝕せられてやゝ円くなり、淡緑色を示し多色性が極めて弱い。橄欖石は熔蝕を受け円味を帯び割目に富む。斜長石は曹灰長石または亜灰長石に属し、おゝむね柱状自形で著しい累帯構造を有するものが多く、また塵状包裹物に富む。副成分鉱物として磁鉄鈦および燐灰石を伴う。

石基は硝子基流晶質で粒状の単斜輝石、短冊状または析木状の斜長石、磁鉄鈦および硝子等よりなり、紫蘇輝石・普通輝石および斜長石等よりなる同源捕獲岩様の鉱物集合体がしばしば含まれる。

於古登山熔岩(含橄欖石兩輝石安山岩)

この熔岩は緑黒色石基中に長さ 1mm 以下の斜長石の白色斑晶が比較的密に散在しており、有色鉱物斑晶はあまり目立たない。

鏡下に検すると斑晶は紫蘇輝石・普通輝石および斜長石よりなり、稀に橄欖石がみられる。紫蘇輝石は長柱状自形を示し多色性が著しく(淡緑色ないし淡紅色)劈開および割目が発達し稀に累帯構造を有する。普通輝石は柱状で自形またはやゝ円味を帯び淡緑色を呈し、ほとんど多色性を示さずしばしば(100)双晶を有する。兩輝石はともに斜長石磁鉄鈦および燐灰石等を包裹している。時に紫蘇輝石と普通輝石とが平行連晶をなすことがあり、中核は紫蘇輝石で外縁は普通輝石よりなる。橄欖石は紫蘇輝石により包圍され、多数の微小不定形の磁鉄鈦粒が橄欖石の周縁から外方へ放射状に発達

しており、薄片ではほとんど無色であるが、その大部分はイデイングス石に変化し紅褐色を呈している。斜長石は曹灰長石ないし亜灰長石に属し、柱状自形でおゝむね清透である。累帯構造がやゝ著しく、磁鉄鉱および燐灰石を包裹し、時には多数の普通輝石粒や蜂窠状の硝子の包裹物に富むものがある。

石基は毛氈状組織で構成鉱物は小さく、長柱状または微粒状の単斜・斜方兩輝石、細長い析木状の斜長石よりなり、大小不定形の磁鉄鉱粒が一面に撒布し、少量の燐灰石を伴っている。

大登山熔岩および小登山熔岩(兩輝石安山岩)

兩熔岩は肉眼的にはほとんど同様の外観を有し、斑状組織をもち、灰黒色緻密な石基中に長さ 1~2mm の輝石斑晶、および長さ 1~3mm の斜長石斑晶が比較的密に散在している。

大登山熔岩を鏡下に検すると、斑晶は紫蘇輝石・普通輝石および斜長石よりなる。紫蘇輝石は単斜輝石の微粒よりなる反応縁を有するものが多く、普通輝石は紫蘇輝石よりもやゝ少量である。斜長石は著しい累帯構造を有するものが多く、輝石および塵状物質を多量包裹している。副成分鉱物として磁鉄鉱および燐灰石等を伴っている。

石基は毛氈状組織を示し、単斜輝石・斜長石および磁鉄鉱等よりなり、部分的に緑泥石化しているがおゝむね新鮮である。

小登山熔岩は大登山熔岩とほとんど同様で兩輝石安山岩である。

II. 4.2 丸山火山噴出物

この火山の主体は北隣の小樽西部図幅内にあつて、本図幅内では北縁に僅かに見出されるのみである。下部に厚い火山碎屑岩を伴い、主として兩輝石安山岩の熔岩流よりなる(詳細は小樽西部図幅参照)。

II. 4.3 朝里火山噴出物

本火山噴出物は本図幅内では、その南東隅小地域に朝里岳熔岩が分布しておるのみである。兩輝石安山岩に属するこの熔岩は、斑状組織を示し暗灰黒色で、緻密な石基中に長さ 0.5mm 程度の斜長石斑晶ならびに長さ 0.5mm 程度の輝石斑晶が認められる。鏡下に検すると斑晶は紫蘇輝石・普通輝石および斜長石よりなり、稀に石英を

伴う。紫蘇輝石は長柱状もしくは柱状を示し、普通輝石は主として短柱状で大部分は(100)双晶を示す。斜長石は曹灰長石に属し柱状または卓状をなす。石英は径 0.6mm 内外で融蝕されている。

石基は硝子基流晶質または毛氈状で微細な斜方および単斜両輝石・斜長石および磁鉄鉱等の結晶が認められる。

II. 4.4 余市火山噴出物

本火山噴出物は碎屑岩類を挟むこと少なく、ほとんど厚い熔岩流よりなり次記の熔岩に大別される。

989.5 m 高地熔岩(両輝石安山岩)

この岩石は斑状組織を示し、黒青灰色の石基中に長さ 0.5~1.5 mm の輝石斑晶および長さ 1.0 mm の斜長石斑晶が散在している。鏡下では斑晶は紫蘇輝石・普通輝石および斜長石よりなる。紫蘇輝石は長柱状、普通輝石は短柱状または柱状を示し、後者はしばしば双晶をなし前者よりも少量である。斜長石は曹灰長石に属し卓状をなす。また径 0.3 mm 以下の不定形粒状の磁鉄鉱が点在している。石基は硝子質ないし硝子基流晶質で、粒状の輝石、短冊状または析木状の斜長石、磁鉄鉱等よりなり、硝子がそれらの間隙を充填している。

1,118 m 高地熔岩(含石英両輝石安山岩)

この岩石は斑状組織を示し、黒灰色石基中に長さ 0.5 mm 内外の輝石斑晶および長さ 0.5~1.5 mm の斜長石斑晶が散在しており、稀に径 0.4 mm 以下の石英粒が見出される。鏡下に検すると斑晶は紫蘇輝石・普通輝石および斜長石よりなる。両輝石は斜長石に比較すれば少なく、特に普通輝石は少ない。斜長石は曹灰長石に属し卓状もしくは柱状を示す。また径 0.5 mm 以下の不定形粒状の磁鉄鉱を伴い、稀に融蝕せられ円味を帯びた石英が見出される。石基は硝子質ないし硝子基流晶質で、微細な粒状の輝石、短冊状または析木状の斜長石、磁鉄鉱等よりなりその間隙を硝子が充填している。

余市岳熔岩(両輝石安山岩)

この岩石は斑状組織を示し、暗黒灰色ないし黒青灰色の石基中に長さ 0.5~1.0 mm の輝石斑晶および長さ 1.0 mm 前後の斜長石斑晶が散在している。鏡下に検すると斑

晶は紫蘇輝石・普通輝石および斜長石よりなり、稀に石英を伴う。紫蘇輝石は長柱状、普通輝石は短柱状を示し、斜長石は曹灰長石ないし中性長石に属し卓状または柱状である。磁鉄鈹は径 3 mm 以下の不定形粒状をなし、石英は径 1.0 mm 以下で融蝕せられ円味を帯びている。石基は硝子質ないし硝子基流晶質で、微細な粒状の輝石、短冊状または析木状の斜長石および磁鉄鈹等よりなり、その間隙を硝子が充填している。

II. 4.5 青井川火山噴出物

この図幅内でみられるのは青井川熔岩である。この熔岩は碎屑岩類をほとんど挟まず、両輝石安山岩の厚い熔岩流よりなる。本岩は斑状組織を示し、暗青灰色ないし暗褐色の石基中に長さ 1.0 mm 前後の斜長石斑晶が顕著に散在しており、有色鉱物斑晶は著しくない。鏡下に検すると斑晶は紫蘇輝石・普通輝石および斜長石よりなるが、極く稀に石英粒が認められることがある。紫蘇輝石および普通輝石は長さ 0.5~0.3 mm で柱状または短柱状であり、後者はしばしば双晶を示し稀に長さ 2 mm に達することがある。斜長石は曹灰長石ないし中性長石に属し、長さ 0.4~1.5 mm で卓状ないし柱状を示す。石基は硝子質ないし毛氈状でほとんど硝子よりなり、そのなかに微晶を点在するものや、微細な析木状または短冊状の斜長石、長柱状の斜方輝石、これより少量の単斜輝石および粒状の磁鉄鈹などをかなり多量に有するものがある。

II. 4.6 阿女嶺火山噴出物

この火山噴出物は、主として厚い熔岩流よりなり碎屑岩類はほとんど挟まず、たゞ大石沢上流河岸に拳大以下の安山岩角礫を有する凝灰角礫岩が局部的に露出するのがみられるだけである。露出不十分のため細分は困難であるが、阿女嶺岳熔岩および明治熔岩に大別せられ、ともに含石英両輝石安山岩に属する。

明治熔岩(含石英両輝石安山岩)

この岩石は斑状組織を示し、灰黒色で緻密な石基中に長さ 0.5~2.0 mm の斜長石斑晶が散在しており、有色鉱物斑晶は少ない。

鏡下に検すると斑晶は紫蘇輝石・普通輝石および斜長石よりなり、稀に石英を伴っている。紫蘇輝石は長さ 0.5~0.8 mm で長柱状または柱状を示し、普通輝石よりも少なく、普通輝石は長さ 0.3~0.7 mm で短柱状をなししばしば双晶を示す。斜長石

は曹灰長石ないし中性長石に属し、卓状もしくは柱状を示し累帯構造が特に著しい。磁鉄鉱は粒状をなして点在し、また稀ではあるが径 0.3~0.4 mm の融蝕され円味を帯びた石英が認められる。

石基は硝子基流晶質ないし毛氈状で、微細な析木状または短冊状の斜長石、柱状または粒状の単斜輝石、柱状の斜方輝石および粒状の磁鉄鉱等よりなり、各鉱物は一定方向に配列しており、その間隙を硝子が充填している場合としからざる場合とがある。

阿女鱗岳熔岩(含石英兩輝石安山岩)

この岩石は斑状組織を示し、暗黒灰色ないし暗青灰色の石基中に長さ 1.0 mm 内外の斜長石の白色斑晶が顕著に散在しており、有色鉱物斑晶はあまり目立たず、稀に径 1.5 mm 内外の石英粒が認められる。

鏡下に検すると斑晶は紫蘇輝石・普通輝石および斜長石よりなり、石英を伴っている。前2者は比較的少量で柱状または短柱状を示し、長さは 0.3~0.6 mm で普通輝石はしばしば双晶を示す。斜長石は曹灰長石ないし中性長石に属し、卓状もしくは柱状で長さ 1.0~1.5 mm であるが、有色鉱物の少ない薄片では長さ 2.0 mm 以上のものが多数みられる。石英は多少融蝕されて円味を帯び、稀に径 2.0 mm 以上に達するものがある。なお不定形粒状の磁鉄鉱および柱状の鱗灰石を伴っている。

石基は硝子基流晶質で、微細な析木状または短冊状の斜長石および微粒状の輝石よりなり、不定形微粒状の磁鉄鉱および硝子で充填されている。

II. 4.7 赤井川火山噴出物

この火山の構造については I で述べた。大別して4種の外輪山熔岩すなわち山梨熔岩・元服山熔岩・大黒山熔岩および丸山熔岩と、寄生火山を作る頂白山熔岩および中央火口丘を形成する北丸山熔岩等によつて構成されている。露出が極めて悪く、特に外輪山においては山梨団体より元服山中腹を経て冷水峠に至る林道、および冷水峠を南北に通ずる自動車道路以外には全く道路がなく、5万分の1地形図に示された他の道路は全く消滅し通行不能である。従つて外輪山熔岩の区分は主として転石の分布によつてみるほかなかつた。それによると山梨熔岩は含橄欖石-兩輝石角閃石安山岩、元服山熔岩は含橄欖石-角閃石兩輝石安山岩、大黒山熔岩は紫蘇輝石角閃石石英安山岩、丸山熔岩は含普通輝石-紫蘇輝石角閃石安山岩であつて、いずれも熔岩流を主とするも

の如く、火山碎屑岩類の露出および転石は全くみられなかつた。冷水峠より北東方約 800 m の道路際で、元服山熔岩の上位に拳大以下の安山岩角礫を含む灰青黒色火山灰層が載っているのが認められる個所があるが、これは外輪山形成以後のものであろう。頂白山熔岩は両輝石角閃石黒雲母石英安山岩、北丸山熔岩は含紫蘇輝石角閃石安山岩の熔岩塊によつて構成されている。

山梨熔岩(含橄欖石-両輝石角閃石安山岩)

この岩石は斑状組織を示し、暗青黒色で緻密な石基中に長さ 1~5 mm で大小種々の斜長石の白色斑晶が比較的密に散在しており、有色鉱物斑晶はほとんど目立たない。

鏡下に検すると斑晶は 橄欖石・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石および斜長石等よりなり、有色鉱物は角閃石が最も多く橄欖石は稀である。紫蘇輝石は長柱状自形で劈開および割目が発達しており、淡緑色ないし淡褐色を示し多色性は著しくない。普通輝石は柱状自形またはやや円味を帯び、淡緑色で多色性は認められず、両輝石はともに一般に包裹物に乏しい。角閃石は長柱状自形の結晶外形は留めているが、オパサイト化作用のため原鉱物を残さず全部輝石と磁鉄鉱との微小粒の集合体に変つており、また斜長石・磁鉄鉱等を包裹している。橄欖石は短柱状自形またはやや円味を帯び、淡緑色で割目がよく発達しており、主として外縁にそいイデイングス石化がみられる。斜長石はおもむね曹灰長石に属し、形状は柱状自形を呈するもの、破片状のものまたは著しく融蝕を受け円味を帯びたもの等種々ある。全く清透のものもあるが、輝石・磁鉄鉱および硝子等を多数包裹するもの、結晶全体に著しい塵状包裹物を有するものがあり、しばしば顕著な反覆累帯構造を示す。

石基は毛氈状組織で結晶はやや大きく、柱状の単斜・斜方両輝石および析木状の斜長石が流状構造を示し、なお微粒の磁鉄鉱および燐灰石が散在している。

元服山熔岩(含橄欖石-角閃石両輝石安山岩)

この岩石は斑状組織を示し石基は灰青黒色を呈するが、風化作用により容易に淡色になる。斑晶は比較的大きく、長さ 6 mm 以下の有色鉱物の黒色斑晶および長さ 8 mm 以下の斜長石の白色斑晶が、大小種々比較的密に散在している。また拳大以下の捕獲岩に富むのが特徴的であつて、特に元服山南西部に著しい。

鏡下に検すると斑晶は紫蘇輝石・普通輝石・角閃石および斜長石よりなり、橄欖石・黒雲母および石英を伴う。紫蘇輝石および普通輝石はともに柱状自形を示し劈開は著

しい。角閃石は緑色角閃石に属し結晶外形はよく保たれているが、結晶の全部またはほとんど全部がオパサイト化され、新鮮な部分は結晶中央部に稀に残っているに過ぎない。橄欖石は単独には存在せず常に紫蘇輝石によつて包囲されており、割目がよく発達しほとんどイデイングス石化して褐色を呈している。黒雲母は極めて稀にみられ周辺はオパサイト化し、輝石と磁鉄鉱との集合となつている。黄色ないし暗褐色の著しい多色性を示し劈開完全である。斜長石はおゝむね曹灰長石に属し柱状自形またはやゝ円味を帯びており、おゝむね清透で著しい累帯構造がみられ、また顕著な塵状包裹物を有するものがある。石英は稀に見出され清透で、著しく融蝕されており割目が発達している。石基は毛氈状組織で構成鉱物は小さく、輝石・斜長石・磁鉄鉱および燐灰石等よりなる。

大黒山熔岩(紫蘇輝石角閃石石英安山岩)

この岩石は斑状組織を示し、青黒色堅緻な石基中に長さ 1~5 mm の斜長石の白色斑晶が比較的疎に顕著に散在しているが、有色鉱物斑晶は目立たない。

鏡下に検すると斑晶は紫蘇輝石・角閃石・斜長石および石英よりなる。紫蘇輝石はおゝむね柱状自形を呈し、淡緑色ないし淡褐色を示し多色性は著るしくない。結晶には割目が発達しこれにそつて緑泥石が生成しており、斜長石・磁鉄鉱および燐灰石等を包裹している。角閃石は結晶外形はよく保たれているが内容は全くオパサイト化され、輝石および磁鉄鉱の微粒の集合体に変つている。斜長石はおゝむね曹灰長石に属し柱状自形を呈するものが多く、概して清透で包裹物に乏しいが、結晶の中心から著しい反覆累帯構造を示すものが多い。石英は清透で割目が発達し著しく融蝕されている。石基は毛氈状組織を示し単斜・斜方両輝石、斜長石・磁鉄鉱および燐灰石等よりなる。

丸山熔岩(含普通輝石-紫蘇輝石角閃石安山岩)

この岩石は斑状組織を呈し青黒色石基中に長さ 5 mm 以下の斑晶が密に散在しており、斜長石は顕著であるが有色鉱物は目立たない。この岩石は風化され易い。

鏡下に検すると斑晶は橄欖石・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石・黒雲母および斜長石よりなり、角閃石が最も多く両輝石がこれに次ぎ他は稀である。紫蘇輝石および普通輝石はともに自形を呈し、比較的廓然とした結晶外形を有するものが多く、包裹物に乏しく、前者にやゝ多色性がみられる。角閃石は緑色角閃石に属するが、部分的にあるいは全体が褐色化しており、外縁は黒色反応縁で包まれている。橄欖石は単独では

存在せず常に紫蘇輝石によつて包まれており、不定形でほとんど全部がイデイングス石化して褐色を呈している。黒雲母は不定形で、周縁はオパサイト化作用により輝石および磁鉄鉱の微粒に分解されている。黄色ないし暗褐色を示し、多色性が著しく劈開に富む。斜長石は曹灰長石ないし中性長石に属し自形のは少なく、著しく融蝕せられたものや破片状のものが多く見出され、一般に清透であるがまた1層ないし数層の累帯をなし、あるいは結晶全体に著しい塵状包裹物を有するものがある。

石基は毛氈状組織で構成鉱物は小さく、単斜・斜方両輝石、斜長石、磁鉄鉱および燐灰石等よりなる。

頂白山熔岩(両輝石角閃石黒雲母石英安山岩)

この岩石は斑状組織を示し灰褐色石基中に長さ 5 mm 以下の紫蘇輝石、径 1.5 mm 以下の黒雲母および長さ 5 mm 以下の斜長石の斑晶が比較的密に散在している。風化され易く、石基は淡色化しかつ全体が脆弱となつて、山腹または山頂に急崖をなして露出している。

鏡下に検すると斑晶は紫蘇輝石・普通輝石・角閃石・黒雲母・斜長石および石英よりなり、有色鉱物中前二者は少ない。紫蘇輝石はおゝむね自形であるが破片状のものも少なくなく、淡緑色ないし淡褐色を呈し多色性は著しくなく、劈開がよく発達している。普通輝石はおゝむね柱状自形を呈し劈開および割目が著しく、淡緑色で多色性は極めて乏しい。角閃石は柱状自形を呈し酸化角閃石であつて、黄色ないし濃赤褐色の著しい多色性を示し、消光角はほとんど 0° であり、紫蘇輝石・斜長石・磁鉄鉱および燐灰石等を包裹している。黒雲母は自形を呈し結晶の周縁には黒色縁を有する。黄色ないし暗褐色を示し多色性は著しく、本鉱物はしばしば撓曲されている。斜長石は曹灰長石ないし中性長石に属し自形または破片状であつて、一般に汚濁したものが多く包裹物に富み、結晶の中心から著しい累帯構造を示す。石英は破片状または融蝕せられ、清透で割目が発達している。

石基は毛氈状組織で斜方輝石および斜長石よりなり、磁鉄鉱および燐灰石を伴っている。

北丸山熔岩(含紫蘇輝石角閃石安山岩)

この岩石は斑状組織を示し、灰青色石基中に長さ 1~4 mm の角閃石の光沢ある黒色斑晶、および長さ 1~3 mm の斜長石の白色斑晶が比較的疎に散在している。風化

作用のため変質し易く新鮮な標本はほとんど得られず、通常石基は灰黄色化している。

鏡下に検すると斑晶は角閃石および斜長石を主とし、紫蘇輝石を伴っている。角閃石は柱状自形で反応縁を有せず、いわゆる緑色角閃石で淡緑色ないし濃緑色を呈し、多色性は著しく劈開に富む。しばしば双晶をなすものが認められ包裹物に乏しいが、稀に斜長石・磁鉄鈦および燐灰石等が認められる。紫蘇輝石は柱状自形を呈し淡緑色ないし淡褐色を示し、多色性は著しくなく包裹物に乏しい。斜長石は柱状自形を呈し一般に清透で、また累帯構造に乏しく外縁に近い部分に見出されるのみであり、包裹物は少ないがしばしば磁鉄鈦および燐灰石等を有する。

石基は硝子基流晶質で硝子を有し、鈦物は長柱状の紫蘇輝石、析木状の斜長石および微小な磁鉄鈦・燐灰石等よりなる。

II. 5 岩 脈

図幅内にはところどころに岩脈がみられる。これらの岩脈の地質時代については明確ではなく、必ずしも全部が同時期ではないと思われるが、便宜上ここに一括して説明する。また明治鈦山西方山地の沢には、黒曜石の転石が多数見出され露頭は確認しえなかつたが、特異な岩石であるから併せて記載する。

余市町畚部川沿岸で見出される 2 條の両輝石安山岩岩脈

両岩脈は全く同岩質で安山岩質凝灰角礫岩を貫ぬき、ともに幅 5 m 内外あり、比較的新鮮である。両岩は斑状組織を示し、黑色緻密な石基中に長さ 1~3 mm の斜長石の白色斑晶が散在しており、有色鈦物は肉眼では目立たない。

鏡下に検すると斑晶は紫蘇輝石・普通輝石および斜長石よりなる。紫蘇輝石は長柱状で多色性に比較的乏しく、しばしばその周縁に単斜輝石の微粒よりなる反応縁を有する。普通輝石は多色性に乏しく常に円味を帯びている。斜長石は清澄で、副成分鈦物として磁鉄鈦および燐灰石を伴っている。石基は毛氈状組織を示し、斜長石・単斜輝石および磁鉄鈦等よりなり、2 次生成の緑泥石を伴っている。

余市町大登山北西方で見出される両輝石安山岩岩脈

安山岩質凝灰角礫岩を貫ぬき 5 m 内外の幅を有する。概して新鮮で斑状組織を示し、黑色緻密な石基中に長さ 5 mm 以下の斜長石の白色斑晶と、長さ 2 mm 以下の輝石の黑色斑晶とが顕著に散在している。鏡下に検すると斑晶は紫蘇輝石・普通輝石

および斜長石よりなる。紫蘇輝石は普通輝石よりやゝその量が多く、柱状自形またはやゝ円味を帯び淡褐色でやゝ多色性がみられ、通常その外縁は単斜輝石の微粒よりなる反応縁で包囲されている。普通輝石はおよむね熔蝕せられて円味を帯び淡緑色で多色性に乏しい。斜長石は柱状で清澄である。副成分鉱物として磷灰石および磁鉄鉱を有する。石基は毛氈状組織を示し、斜長石・単斜輝石および磁鉄鉱等よりなり、しばしば斜長石・普通輝石および紫蘇輝石等よりなる同源捕獲岩様の鉱物集合体がみられる。

蘆鉦山の大理石入口附近に見出される変朽安山岩岩脈は幅は少なくとも 10 数 m あり、またこれより東方にも 2 条の変朽安山岩岩脈が見出される。いずれもその岩質は肉眼では明治鉦山附近に分布するものと酷似している。

赤井川村明治鉦山附近で見出される変朽安山岩岩脈

新第三系を貫ぬき 3 条の岩脈が存在する。いずれも走向は N 12~20° E でほとんど直立しており、幅は 2~7 m である。

これらはいずれも同質であり堅緻で斑状組織を呈し、青緑色石基中に長さ 3 mm 以下の緑泥石が斑晶有色鉱物の仮晶をなして散在している。鏡下では斑状構造は窺われるが、有色鉱物斑晶は全部緑泥石および緑簾石等に変化し、原鉱物の種類を推知し得ない。斜長石は稀に結晶外形が窺われ、原結晶の一部が残っている場合もあるが、通常は分解して緑簾石および曹長石などに変質している。石基は毛氈状組織を有し、長柱状の斜長石・磁鉄鉱・緑泥石および緑簾石等の鉱物よりなり頗る汚濁している。

小滝市貯水池南方および南西方に見出される変朽安山岩岩脈

貯水池南方の沢の上流のものは、幅約 5 m で走向 N 70° W、傾斜 50° N である。肉眼では帯緑黒色石基中に長さ 1 mm 以下の緑黒色斑晶が顕著に散在し、斜長石斑晶も点々として見出される。

鏡下では斑状組織を呈し、斑晶は紫蘇輝石・普通輝石および斜長石よりなる。紫蘇輝石は長柱状自形を示し結晶形を留めているが、ほとんど全部緑泥石化し一部に緑簾石を伴い、結晶中核に原鉱物が僅かに残っているに過ぎない。普通輝石も前者と同じくウラル石化せられ、また完全にウラル石化し原鉱物の種類決定の困難のものも少なくない。これに反し斜長石は比較的新鮮で結晶外形を留めており、累帯構造に乏しく割目にそつて緑簾石・絹雲母および曹長石等に変化している。石基は毛氈状組織で斜

長石・磁鉄鉱・燐灰石・ウラル石その他の鉱物よりなり、孔隙中には沸石が生成している。

貯水池より南西方に見出されるものは、走向 $N 85^{\circ} W$ を示しほとんど直立している。肉眼では灰緑色石基中に長さ 1.5 mm 以下の斜長石の白色斑晶が顕著に散在しており、有色鉱物斑晶も点々として見出される。

大江村中尾根内沢に見出される変朽安山岩岩脈

この岩脈は流紋岩中に貫入し幅 1 m 内外で肉眼では全体が黝緑色を呈し、そのなかに長さ 1 mm 以下の斜長石斑晶が散在しているが有色鉱物は著しくない。

鏡下に検すると斑状組織が認められ、斑晶は斜長石のほかに緑泥石・方解石よりなる有色鉱物の仮晶が認められる。斜長石は比較的新鮮で累帯構造に乏しく、包裹物は少ない。外周および割目にそつて僅かに緑簾石化している。石基は毛氈状組織を示し、長柱状の斜長石・微粒の磁鉄鉱、2次鉱物の緑泥石・緑簾石および方解石等よりなる。

赤井川村落合東方の余市川河岸で見出される粗粒玄武岩岩脈

この岩脈は流紋岩を貫ぬき幅約 3 m 、全体が緻密で暗緑色を呈し肉眼では個々の鉱物は認められないが、径 $1 \sim 2 \text{ mm}$ の主として緑泥石よりなる杏仁状の小粒が多数散点している。

赤井川村曲川南方の沢で見出される石英安山岩岩脈

この岩脈は白井川累層の変朽安山岩を貫ぬき幅 2 m 以上あり、灰色ないし淡灰色を呈し緻密で、そのなかに石英斑晶が散点している。鏡下に検すると斑晶は石英・斜長石および有色鉱物よりなる。有色鉱物は分解せられ原鉱物の推定は難しい。石英は径 $0.2 \sim 0.5 \text{ mm}$ で多くは融蝕せられ円味を帯び、斜長石は灰曹長石ないし中性長石に属し、多くは卓状で長さ $0.2 \sim 0.7 \text{ mm}$ である。石基は微晶質組織で短冊状の斜長石およびそのほかの鉱物よりなる。

黒曜石

赤井川村明治鉱山南西方約 2.5 km の三角点 613.5 m 高地附近およびその北方の沢には、黒曜石の人頭大ないし拳大の転石が点々として見出され、なかんずく曲川の沢および都対岸の沢に最も多い。黒曜石の転石に伴い気孔および球顆構造に富む流紋岩の転石がみられ、成因的に因果関係を有するものと思われる。なお赤井川カランダ内の農耕地中にも、転石としてしばしば通常くるみ大以下の角礫状の黒曜石が見出さ

れる。黒隕石を鏡下に検すると全体が無色の硝子よりなり、斑晶を欠き極めて微小な磁鉄鉱および燐灰石の結晶が点々として見出され、ほかに無数の毛状晶子が一面に撒布されており、やゝ流状構造がみられる。

流紋岩転石は灰黝色・堅硬で叩けば金属性の音響を発する。流理構造を有し径 1.5 mm 以下の多くの気孔、および径 0.5~1.5 mm の無数の球顆が入混つてほぼ平行に配列している。鏡下では磁鉄鉱および燐灰石の微小な結晶および無数の毛状晶子を含み、やゝ褐色を帯びた硝子中に多数の球顆を生じている。

III. 應用地質

III. 1 概 説

図幅内には新第三系の流紋岩・変朽安山岩およびいわゆる緑色凝灰岩等によつて特徴づけられた地層が広く分布し、東北・裏日本のほかの地方と同様に、そのなかには多数の黒鉄鉱床および鉄脈等の金属鉄床がみられる。調査当時には稼行中の鉄山として小樽松倉鉄山(重晶石)・国興鉄山(マンガン)および明治鉄山(黒鉄)の3鉄山があり、ほかに昭和18年の企業整備以来久しく休山中であつて近く再開予定の轟鉄山(金・銀)がある。そのほか小規模ではあるが、戦時中稼行された旧坑が多数みられる。

小樽市と赤井川村および余市町との境界を占めて大規模な変質帯が発達しており、これは新第三紀黒松内期の集塊岩層が2次的に変質作用を受けたものと考えられているが、珪化帯中には小樽松倉鉄山の鉄床があり、その周辺の変朽安山岩化帯には赤井川村および余市町側に旧坑7カ所があり、小樽市側にも幾つかの鉄床の露出がある。この変質帯の南西方への延長は大登山より赤井川村山梨団体附近に至り、さらに明治鉄山附近まで延びていて、大登山北方では旧坑2カ所、山梨団体附近では6カ所認められる。またこれより離れて、大江村長沢附近の著しく珪化された流紋岩中に金坑の旧坑があり、大江村土木沢部落の上尾根内沢の奥にはマンガン鉄の旧坑がある。赤井川村轟鉄山附近の流紋岩質凝灰角礫岩層は著しい珪化作用を受けており、また図幅には記載してないが、余市町登川と政五郎沢との分岐点より登川上流約1 kmの間の左

右両岸には、脱色した安山岩が連続して露出しており、山梨団体南方の沢にも脱色した個所がみられる。

これら諸鉾山の鉾床の生成は全部が必ずしも同一時期ではないかも知れないが、少なくとも小樽松倉鉾山をはじめ附近の諸鉾床が、黒松内期の集塊岩中に胚胎されている事実は特に注意に値する。西隣の茅沼図幅内では古平川累層（本図幅内の馬群別累層におよむね対比される）の変朽安山岩を貫ぬく酸性貫入岩体が発見されており、その1異相である石英斑岩の一部が、余別岳図幅内で神恵内層の集塊岩を貫ぬく岩脈と同定されるので、酸性貫入岩体は古平川累層集塊岩層の堆積以後、恐らく先瀨棚地変の頃に貫入したと考えられている。この図幅内には酸性貫入岩の露出は認められないが、茅沼図幅内における酸性貫入岩体と金属鉾床との関係からみて、鉾床の少なくとも大部分は上記酸性貫入岩と因果関係を有するものであらうと推察される。

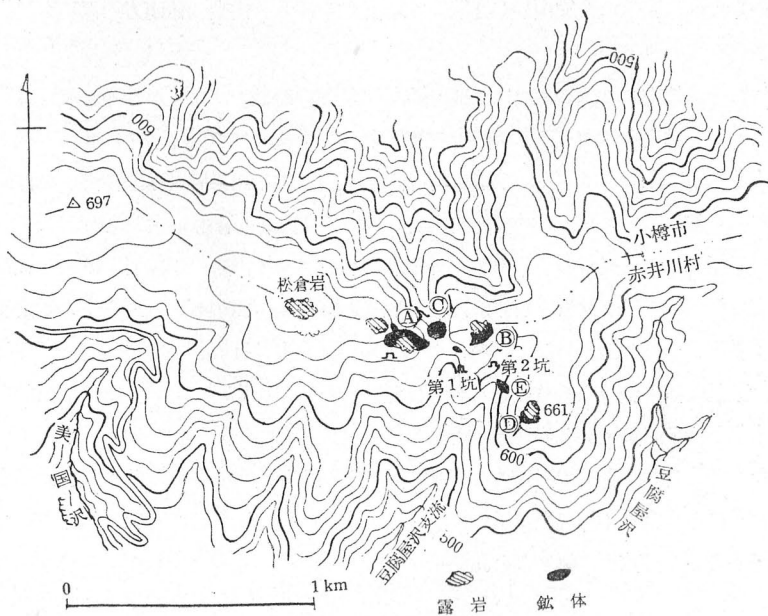
なお既述の如く轟鉾山附近の大石沢に褐炭層の露出があり、またその転石は明治鉾山東方のポンガロノ沢にも見出されほかにも情報があるが、品質が粗悪でありかつ規模が小さいので稼行に堪えない。

III. 2 各 説

III. 2.1 小樽松倉鉾山（重晶石）（第2図参照）

位置および交通 この鉾山の採鉾現場は、赤井川村と小樽市との境界をなしている分水脊上において、松倉岩より南東東方300～1,000mの場所にある。この境界線より小樽市側は水源地のの上流に当るので、鉾区の設定は許可されていない。鉾山の事務所および選鉾場は小樽市天神町の水道貯水池の北東方直距約800mの地点にあり、採鉾現場との間には索道が架せられ、また小樽市街地へは良好なトラット道路が通じている。

沿革および現況 鉾業権者は堺化学工業株式会社（堺市戎島5丁目）、戸部信および田村精太の3名で、堺化学工業株式会社はその経営に当たっている。本鉾山は昭和7年頃発見せられ当初は金・銀・銅および亜鉛を目的として採掘していたが、重晶石が多量に埋蔵されていることが判明し昭和10年より現鉾業権者代表の経営に移つた。太平洋戦争の終戦後は一時休山していたが、昭和22年4月から再開し重晶石のみを専ら採



第2圖 小樽松倉鉍山

掘し現今におよんでおり、わが国国内重晶石生産額の約85%を供給している。従業員は職員6名、労務者約40名を有し、最近における生産額は下記の通りである。

塊鉍は堺化学工業株式会社、粉鉍は帝国石油株式会社へそれぞれ送られている。採

年度	粗 鉍	精 鉍			
		塊 鉍	粉 鉍	計	品位 BaSO ₄
昭和24年	4,430 mt	2,430 mt	1,239 mt	3,669 mt	93%
昭和25年	9,690	5,412	2,204	7,616	93%
昭和26年	14,246	9,326	1,339	10,665	94%

鉍現場では電力が得られず手掘りで採掘しており、鉍石は品位 BaSO₄ 93%以上とし優秀なものは99%におよび、選鉍は手選によつている。本鉍山は創業以来特に戦時中の計画性を欠いた乱掘のため、海拔600m以上の地域における、かつ採掘の比較的

容易な部分はほとんど掘盡された観があり、100以上の狸掘りの旧坑が各所に散在しているが、海拔600m以下の部分にもなお鉍石の埋蔵が予想せられ、また松倉岩附近は全く未探鉍であるが、堅坑および斜坑を開設しディーゼルエンジンで捲揚・搬出するなど、逐次機械化による採鉍と探鉍に努めている。通気は自然通気による。

地質および鉍床 鉍床は小樽市と赤井川村との境界をなす顕著な珪化帯中にあり、附近には松倉岩を初め巨大・堅緻な珪化岩が多数峯上に突起し、特に松倉岩は最大で高さ20余mに達する。また珪化岩の転石が山峯上ところどころに散在している。この岩石はこの山峯を構成している黒松内期の集塊岩層から2次的に変成したものと考えられ、その著しい部分はほとんど珪岩と異ならない外観を有する。この珪化帯を囲んで南北にそれぞれ幅約3kmの間は変朽安山岩化した集塊岩よりなっており、銅および鉛等の旧坑または試掘跡が多数見出される。

既知鉍体中主なものは5個であつて、5万分の1地形図において松倉岩より東方2ツ目の露出岩体の周辺に発達するもの(A鉍体と仮称する。以下同様)、3ツ目の露出岩体の周辺に発達するもの(B鉍体)、AおよびB鉍体の中間の位置にあるもの(C鉍体)、4ツ目の露出岩体すなわち三角点661m高地の周辺に発達しているもの(D鉍体)およびBD両鉍体の中間にあるもの(E鉍体)よりなる。A鉍体以西にも松倉岩をはじめ巨大な露出岩体が2,3見出されるが未探鉍である。筆者の調査当時A鉍体のみが稼行されており、これを第1坑と称し、ほかは休止中あるいは再開予定中であつたが、坑口および坑道は崩壊または水没し入坑不能であつた。

A鉍体は黒松内期の集塊岩を母岩としこのなかに不規則塊状に胚胎した重晶石の交代鉍床であつて、石英を脈石とし主として珪化岩体の周辺に発達する傾向がみられる。

すなわち珪化岩体の北半部に接して幅約10~20mの間に発達しているが、脈状または扁平状でところどころ舌状体を分岐しまたは瘤状部を伴うなど不規則な形態を呈しており、探鉍と採鉍には困難が多い。鉍体と珪化岩体との境界は判然としていて、坑内で硬さによつて容易に判別し得る。鉍体は珪化岩体に近接するほど品位が良く、これより遠去かるに従い品位が低下し貧鉍に移化する。貧鉍は不均質で、高品位部中に拳大以下の大きさの低品位の玉石が点々として含まれており、時にはくみ大以下の多数の角礫を有するなど、原岩の組織が保持されている部分がみられる。これは原岩が集塊岩または凝灰角礫岩である事実を示すもので、地表においても第2坑の鉍体露

頭で同様の事実が観察される。

鉱山側の談によればBおよびD鉱体もA鉱体と同様に珪化岩の周囲に接したものであるが、CとE鉱体およびそのほか小規模の鉱体は、現在までの記録によれば珪化岩体の周辺に存在するものではないようである。

黄銅鉱・方鉛鉱および閃亜鉛鉱等はA鉱体からはいまだ報告されていない。D鉱体(旧第1坑)では珪化岩と重晶石鉱体との境界面にそい黄銅鉱が薄く鉱染していて、かつて探鉱されたことがあり、またB鉱体(第2坑)の下部では黄鉄鉱を産したが、いずれも採行価値はない。

鉱石 主として灰青色で稀に灰白色または灰紅色を呈するものがあり、いずれも塊状・緻密かつ堅硬である。採鉱に際し特に良品位部は粉状になり易く、これは山元で水洗いの上粉鉱として出鉱している。塊鉱は全体が主として重晶石の細粒よりなり寄木状ないし縫合状組織をなし、脈石として石英を伴っている。次に本鉱山鉱石の分析値を示す。

	I	II	III	IV	V
BaSO ₄	98.3%	96.8%	96.6%	95.0%	94.8%
SiO ₂	1.09	2.73	2.41	3.47	3.56
BaCO ₃	0.22	0.19	0.33	0.24	0.31
Fe ₂ O ₃	0.027	0.086	0.17	0.29	0.20
PbO	0.01	—	0.02	—	—
CuO	<0.01	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0.04	—	0.36	—	—
Ig・Loss	0.12	—	—	—	—
計	<99.817	99.806	99.89	99.00	98.87

堺化学工業株式会社分析

III. 2.2 国興鉱山(マンガン鉱)

位置および交通 余市町畚部小学東の沢にある。附近は比高約 50 m 内外の低い丘陵からなり、鉱床はその頂から麓にかけて賦存している。麓には事務所および選鉱場があつて函館本線蘭島駅まで直距約 4 km の間には良好なトラック道路があり、また山元には電気も通じていて立地条件に恵まれている。

沿革および現況 国興満滝株式会社（東京都千代田区丸の内1丁目）の経営である。この鉱床はかつて試掘されたことがあつたが、約30年前に既に一時放棄された。昭和7年頃石狩郡の某が試掘登録をなし、次いで昭和10年に小樽市山下鹿蔵に権利が移譲され、その後昭和18年に日本鋼管鉱業株式会社と協力して国興満滝株式会社を組織し盛大に採掘したが、昭和20年末日本鋼管鉱業株式会社は脱退した。職員5名、労務者約20名（運搬は除く）。昭和25年度および26年度の産額はともに約600mt内外であつたが、昭和17年度および18年度においては月産約120mtに達していたという。鉱石の品位は Mn 35~40%である。

地質および鉱床 鉱床附近の山地は新第三系余市川累層に属するほぼ水平の安山岩質凝灰角礫岩層よりなり、鉱体の近くでは鉱化作用のため緑色化あるいは粘土化している。鉱床は交代鉱床に属し、水マンガン鉱を主とする多数の薄い層状または芋状の鉱体よりなる。鉱層状をなすものは厚さ1~5cm内外のものが多く重なり合つたもので、稀には1枚の厚さが30cm内外におよぶものがあるが、岩石の層理とは必ずしも密接な関係がなく稀には層理に垂直に近いものも認められる。鉱石は堅硬・真黒色・金属光沢を有し、しばしばうづら豆大~大豆大の美しい葡萄状構造をなすものがあり、風化すると土状を呈する。貧鉄には褐鉄鉱を随伴するものがある。鉱石埋蔵の分布範囲は山頂より麓にかけ東西600m、南北300m以上と推定せられ、そのうち採掘跡の面積は300m×80mにおよんでいる。深さは地表から少なくとも15mの深さまで存在することが試錐によつて確められているが、それ以下は未確認である。北海道廳工業試験場の分析によれば、鉱石の品位は Mn 45.49%、Fe 4.43%、P 0.21%および SiO₂ 9.25%である。

採鉱 本鉱床は露天掘で鑿岩機を用いて採掘しており、20HPおよび15HPのポンプで河水を揚げ、採鉱現場では鉱石を研とともに押流し鉄板製の掛樋により麓の選鉱場まで流送し、選鉱場では「ジッター」を用いて土砂と分離しさらに手選により精鉱とする。

III. 2.3 明治鉱山（黒鉄）

位置および交通 余市郡赤井川村明治にある。鉱山事務所は明治部落にあり、鉱床は明治部落東方の余市川と白井川との間に挟まれた丘陵にあつて、本坑・金山沢坑お

よび水銀坑の3鉱床よりなる。函館本線銀山駅まで直距約12kmの間には良好なトラック道路がある。

沿革および現況 田中鉱業株式会社(東京都中央区日本橋兜町)の経営である。この鉱床は明治23年頃三井物産株式会社により一時試掘されたことがあり、当時の坑口は本坑の下方の白井川右岸に残存している。その後久しく廢坑となっていたが明治39年田中鉱業株式会社の所有となり、同年白井川右岸に優良な銅鉛石の転石を発見して探鉱をすゝめ、45年にはじめて上総掘試錐を開始して現在の本坑鉱床を発見し大正2年より採掘に着手した。金山沢鉱床は大正10年に発見せられ12年より採掘を開始した。水銀坑鉱床は大正5年銅鉛探鉱の掘井戸で辰砂を発見して以来、引続き附近数10カ所に試掘井を下して水銀鉱床の賦存を確認し、翌年精錬所を建設し水銀を産出するに至つたが大正8年より休山し、また前記両鉱床も昭和2年に至り休山した。昭和13年より3鉱床とも探鉱を復活し、本坑においては昭和17年に既知鉱体の下部において良品位の鉱体に當つたが、坑道内の土砂押出しに逢い探鉱に至らず21年よりふたたび休山に入つた。27年春より再開し電気探鉱による有望区域を坑道掘進により探鉱中である。従業員は合計15名である。

地質 本鉱山の鉱床は余市川と白井川との間に挟まれた比高約200mの丘陵にあつて、本坑鉱床・金山沢坑鉱床および水銀坑鉱床の3つに分れている。この附近一帯の山地は草木が繁茂していて岩石の露頭は河岸以外にはほとんど露われていないが、山地における転石および坑口の研等の状況から推定して地質図を作製した。余市川にそつては大断層が走つており、また明治部落より上流の白井川にそつてはほぼ南北方向の大断層が延び、その北方への延長はこの丘陵を貫ぬき本坑の直ぐ東側を通過して余市川におよび、前記断層に合している。この両断層は地形にも地質にもよく現われている。また別の断層は後者の断層から明治部落附近で分岐し、白井川本流に沿つて北進し初めの断層と合し、地質構造上三角地帯を構成している。この三角地帯では下部より変朽安山岩・流紋岩および礫岩層がみられ、三角地帯の東方および西方では下部より流紋岩質凝灰角礫岩層・黒色頁岩層および凝灰質砂岩層の層序が認められ、東方ではさらにその上部を阿女鱒火山熔岩によつて覆われている。また本坑附近において新第三系を貫ぬく変朽安山岩岩脈の侵入があり、後述の如く黒色頁岩とともに鉱体の冠岩をなし探鉱上頗る重要である。

本坑鉍床 この鉍床は流紋岩(凝灰岩を挟む)および礫岩の重つた地層中に胚胎した黒鉍鉍床で、不規則塊状・大小不同の多数の塊状鉍体よりなり、そのなかで最大のもののは径 30 m 内外である。この地層を切つてほぼ N 12~20° E の方向に幅 2~7 m の変朽安山岩岩脈が3条走っているが、鉍体は主としてその下盤にそつて胚胎する傾向があり、殊に岩脈が大いに傾斜して 70° E になると下盤にのみみられる。この場合鉍体と岩脈との境界は判然としているが、ほかの場合には母岩との境界がおもむね不明瞭で漸移しあるいは鉍染状となり、またその周辺にしばしば粘土を伴っている。鉍塊は概して頭大尾小で、下部に到るに従い含銅品位は低下し稼行に堪えぬようになる。酸化帯の深さは露頭より約 30 m に達しその下部に2次富鉍帯がある。鉍石は輝銅鉍・黒銅鉍および孔雀石の混合したもので稀に赤銅鉍および自然銅を伴い、品位は最高 Cu 30%以上、通常 6~7%であつたが、それらは露天掘でほとんど掘盡し現在は鉍柱を残すのみである。明治橋の高さを基準とし 30 m, 100 m, 130 m, 150 m および 180 m の5坑準がある。

金山沢坑鉍床 この附近の地質は下部より流紋岩質凝灰角礫岩層・黒色頁岩層および凝灰質砂岩層の層序を示し、鉍床は厚さ 30~40 m の黒色頁岩の下盤に接して流紋岩質凝灰角礫岩中に胚胎している。3個の黒鉍鉍体よりなりいずれも厚さ約 1~3 m で、鉍体は黒色頁岩との境ではおもむね平坦であるが、流紋岩質凝灰角礫岩の方へ向つては小さな波状の境を示している。鉍石は堅緻で多量の重晶石を含み比重が大きい。鉍体の上盤に頁岩があるため2次富鉍帯は存在しない。鉍体周辺の母岩はしばしば粘土質となり重晶石・硫化鉄および黄銅鉍等が鉍染している。190 m および 150 m の2坑準がある。

水銀坑鉍床 本鉍床は凝灰質砂岩中に不規則に鉍染した辰砂の網状鉍床である。採掘は露天掘により平均厚さ 2 m 内外の表土を剝離し、それからさらに階段を設けて採掘を行い、冬期はその下部を坑内探鉍したが品位が低く稼行の対象とならなかつた。露天掘による鉍石は当初は Hg 1%以上あつたが、大正7年には Hg 0.32%となりかつ漸次品位が低下し良品位部は掘盡したので、翌年より休山し現在におよんでいる。

鉍石 本坑および金山沢坑の黒鉍鉍石は塊状で肉眼では全体が黒色を呈し、そのなかに点々として方鉛鉍および黄銅鉍等を認めることができる。その品位は銅 2.5~

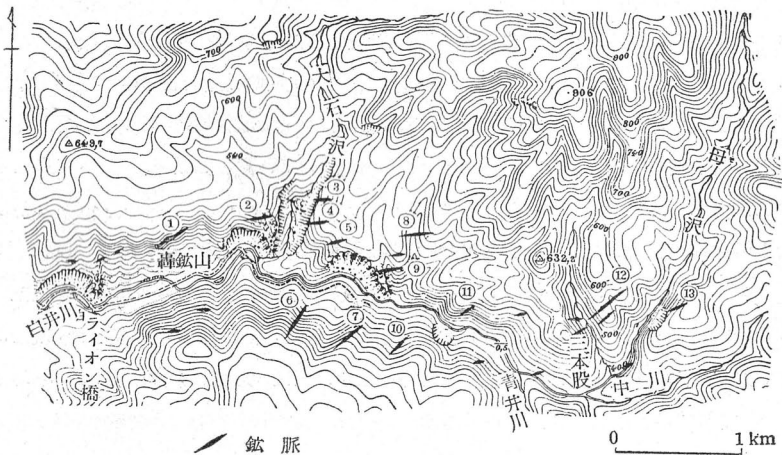
5%, 金 0.0001~0.0002%および銀 0.02~0.005%である。なお上鉍の分析値は下表の如くである。

	本坑	金山沢坑		本坑	金山沢坑
Au	0.00017%	0.00014%	S	13.98%	26.01%
Ag	0.014	0.012	BaSO ₄	7.09	13.34
Cu	6.02	5.30	SiO ₂	49.35	20.93
Fe	10.13	21.17	Al ₂ O ₃	4.82	5.48
Zn	3.95	3.64			

田中工業株式会社分析

III. 2.4 轟鉍山(金・銀)(第3図参照)

位置および交通 余市郡赤井川村轟にある。鉍脈はライオン橋と三本股との間の白井川兩岸に分布しており、調査当時は休山中であつたが、ライオン橋西方約 500 m の発電所のみは運転して赤井川村に給電している。ライオン橋附近から明治鉍山を経て函館本線銀山駅までは良好なトラック道路があり、往時は馬車鉄道が敷設されていた。ライオン橋より東方の道路は著しく荒廃している。



第3図 轟鉍山鉍脈分布圖

- ① 志越 ② 西卓越 ③ 神越 ④ 東卓越 ⑤ 王越 ⑥ 優越 ⑦ 大越
 ⑧ 幸越 ⑨ 茶羅籠 ⑩ 西大優越 ⑪ 東大優越 ⑫ 秀越 ⑬ 昭越

沿革および現況 田中鉱業株式会社の所有で、鉱床は明治29年頃発見せられ同31年より北海道鉱山株式会社所有となり、探鉱の結果有望なることがわかり事業を拡張し同36年青化精錬場を設け盛んに金銀鉱を産出した。明治39年に田中鉱業株式会社の手に移り引き続き稼行中の所、41年に火災のため精錬場の大半を焼失したので、爾來鉱石は国富鉱山に送り専ら探鉱に努め大越脈そのほかの鉱脈を発見した。大正12年に青化精錬場を設け昭和7年にさらに規模の大きな青化精錬場と浮游選鉱場とを新設し、昭和15年頃には従業員は600名を数えた。しかるに昭和18年6月金鉱企業整備に遭い事業は中止の已むなきに至り、設備全部をほかに移し以来休山に入り、現在は発電所以外はほとんど旧時の面影を止めていない。しかし田中鉱業株式会社では相当量の鉱石の埋蔵を予想し、近く再開の計画を樹てている。

地質 鉱山附近の地質は、下部より白井川累層の輝緑岩質変朽安山岩ならびに流紋岩質凝灰角礫岩層および余市川累層の凝灰質砂岩層の層序を示し、北方および南方の高所は阿女鱒火山および青井川火山等の噴出物によつて覆われている。輝緑岩質変朽安山岩層は白井川および同支流青井川の川筋に沿い、また凝灰質砂岩層は白井川本流北方の各沢上流に狭い範囲に露出しているに過ぎず、大部分は流紋岩質凝灰角礫岩層よりなり、そのなかに鉱床が胚胎している。

流紋岩質凝灰角礫岩層は稀に流紋岩・同凝灰岩および硬質黒色頁岩等を挟有し、しばしば変朽安山岩岩脈によつて貫ぬかれている。流紋岩質凝灰角礫岩は全般的に灰緑色を呈し塊状で層理はみられない。この岩石は鉱床の附近では著しい珪化作用を受け塊状かつ頗る堅緻な岩石に變つており、さらに石英の細脈が縦横に走りあるいは全般に侵染している。珪化作用を受けた部分と然らざる部分とでは、両者の境界は比較的判然としている。この珪化作用は鉱床の分布と密接な関係があり探鉱上頗る重要である。すなわち本鉱山重要鉱脈の特に密集している大石沢および茶羅滝沢等では、前記の如き著しい珪化作用がみられ到るところに黄鉄鉱が鉱染しているが、凝灰質砂岩層に近い区域やガロの沢附近においては、珪化作用や黄鉄鉱の鉱染はほとんどみられずそこには鉱脈も存在しない。

鉱床 鉱床は裂罅充填鉱床であつて含金銀石英脈よりなり、主要な既知鉱脈は17条あつて、いずれも余市川を中央に挟んでライオン橋から三本股に至る直距約4kmの間に、河の南北両岸それぞれ約1km幅の区域内に存在している。これら17条の

鉍脈の走向をみるに東西に近いもの7条, N 60° E に近いもの5条, N 45° E に近いもの4条, N 30° E に近いものが1条である。またその傾斜は14条は南東方に, 3条は北東方に傾斜し, 多くは60°以上の傾斜を示している。17条の鉍脈のうち, 卓越・優越・大越・大優越および秀越等の主要鉍脈は鐘幅が広いばかりでなく迂曲していない。西大優越脈は最大鐘幅12.0 m, 平均鐘幅数 m, 優越脈は最大12 m, 平均約3 m, そのほかの諸脈では平均鐘幅0.5~3.0 mである。

大越・優越・幸越および茶羅滝等の諸脈は既に掘り盡し, 忠越・秀越・西大優越・東大優越・王越・東卓越および神越等の諸脈には残鉍があり, 昭越脈は未開発である。

鉍石 鉍石は含金銀石英であつて, 肉眼では認め難い程度 of 自然金および輝銀鉍を主とし, 極く稀に紅銀鉍および角銀鉍等が見出される。

椀かけで得られた金粒は色白く多量の銀を含む。鉍石の品位の1例を示すと次の如くである。

鐘名	金品位	銀品位
秀越	15 gr/mt	550 gr/mt
西大優越	12 "	450 "
優越	18 "	700 "

輝銀鉍は主として石英中に黒色の条線をなし縞状を呈して存在しており, しばしば薔薇輝石・菱マンガン鉍および方解石等を伴うことがあり, また石英中には微量の黄鉄鉍および黄銅鉍等が認められる。また2次生成物としては鉍体の上部に硬マンガン鉍・軟マンガン鉍・マンガン土および石膏等が存在する。諸鉍脈中におけるこれら諸鉍物の随伴関係をみると若干の地域性があり, 大石沢附近の鉍床例えば東卓越・西卓越および神越等の鉍床は高温性鉍物に富み, 他は低温性の鉍物を主としている。また1つの鉍脈については, 例えば秀越鐘において鉍脈の上部には高温性の鉍物が多く下部には低温性の鉍物が多い。鉍脈は一般に露頭より地下に進むに従い, 含金銀量ならびに鐘幅がともに衰え採掘可能深度は割合に浅い。方解石脈中には地下水による溶解で時に大きな空洞を生じ, なかに人が2, 3人潜入しうるほどである。鉍脈中における金銀の分布は元来初生的のもので, 2次的変化の影響は著しくないが, それでも多くの鐘において, 露頭以下30~60 mの深さの場所では不明瞭な2次富鉍部が存するものの如く, マンガン鉍物を伴う鉍脈においてそれが認められる。マンガン鉍物を随

伴する鉍脈は、地表付近ではそれら 鉍物の風化によつて生じた硬マンガン鉍・軟マンガン鉍およびマンガン土等からなる黒色土状物となり、その下部は薄紅色のマンガン鉍物（薔薇輝石および菱マンガン鉍）ならびに白色石英等に輝銀鉍の黒色条線の存する鉍石を経て、遂に最下部の白色石英と白色方解石を主とする貧鉍となる。こゝでは金銀はほとんど含まれていない。

この鉍山の鉍床および鉍石については古くから多くの学者によつて研究されており、本鉍山産鉍物としては既述のもの以外に次の諸鉍物が報告されている。

褐鉄鉍・黝銅鉍・滿俺方解石・玉隨・蛋白石・氷長石・薔薇石英・イネサイト・カオリン・轟石・ハロイサイトおよびノントロナイト(後2者は不確実)。

III. 2.5 その他の鉍山

本図幅内には多数の旧坑が見出されるが、これらは戦時中に稼行されたものが多くそれ以後休山しているので、坑口は崩壊し鉍況は不明であるから村民の談話そのほかを綜合して記述した。

中ノ沢鉍山(金・銀) 本鉍山は赤井川村にあり、白井川支流の中ノ沢に位置し明治年間中頃より稼行せられ、所有者は転々として昭和18年に三菱鉍業株式会社より帝国鉍業開発株式会社に移り、さらに昭和25年安藤某の所有となつた。鉍山附近の地質は白井川累層の輝緑岩質変朽安山岩・変朽安山岩および流紋岩よりなり、鉍床は主として変朽安山岩中に胚胎した含金銀石英脈であつて、昭和18年以来休山中であるためその状況は詳らかでない。三菱鉍業株式会社の記録によれば、昭和17年粗鉍量 1,573 mt (金品位 10~11 gr/mt)を産し手稻鉍山に送られ選鉍の上精錬されたという。

鵬富鉍山(銅) 赤井川村山梨団地より大登山に至る尾根道路の南北両側に坑口があり、集塊岩層の珪化帯中に胚胎した銅鉍床で、昭和18年頃まで稼行されていた。

大和鉍山・鯛得鉍山および大栄鉍山(銅) 本図幅北東部において集塊岩層の変質帯中に見出される銅鉍床で、戦時中探鉍されていた。

後志鉍山(マンガン) 本鉍山は大江村土木沢の虻田郡との境界に近い海拔 450 m の個所にある。流紋岩質凝灰岩中に胚胎したマンガン鉍床で、昭和初期より19年頃まで断続して稼行していたという。

武宝鉍山(金・銀) 大江村長沢の余市川に面した海拔 160 m の個所にある。流紋岩

中に見出される含金銀石英脈で、附近の母岩は著しく珪化し露岩が突出している。昭和18年頃まで稼行されていたという。

III. 2.6 石 材

小樽市天神町すなわち小樽市水源の貯水池の直ぐ北東方で、集塊岩層中に挟まれた安山岩の熔岩流を石材として採掘している。高さ約 30 m の切羽に露出した著しい柱状節理を有する安山岩を火薬を用いて切崩し、クラッシャーで粉碎し、1寸角および6寸角のバラスとして用いている。経営は小樽市奥沢2丁目宮本組で、従業員23名を使っている。

文 献

- 1) 原田準平：北海道産鉱物記事 (1) 後志国轟鉍山産マンガン方解石，岩石鉱物鉱床学，第8巻，1932
- 2) 北海道鉍業会：北海道鉍業誌，1934
- 3) 堀 純郎：重晶石緊急開発増産対策企業化調査報告 (其の一)，地質調査所資料第86号，1944
- 4) 堀 純郎：バリウム鉍，日本鉍産誌 II，1951
- 5) 堀 純郎：本邦の水銀鉍床，地質調査所報告，第154号，1953
- 6) 福島忠男：北海道の金鉍石，北海道地下資源調査所，1950
- 7) 岩崎重三：北海道後志国明治鉍山新産の水銀鉍，地質学雑誌，第24巻，1917
- 8) 帷子二郎：北海道赤井川カルデラに就いて，地理学評論，第2巻，1940
- 9) 河野義礼：本邦産玻璃質岩石の研究，地質調査所報告，第134号，1950
- 10) 木下亀城：北海道の黒鉛鉍床，九州鉍山学会誌，第10巻，1939
- 11) 貴志敏雄：轟鉍山地質鉍床調査報告，田中鉍業株式会社々内報告，1932
- 12) 長尾 巧：北海道西南部の新生代層と最近の地史，地質学雑誌，第39巻，1932
- 13) 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・41巻，1933-1934
- 14) 農商務省鉍山局：重要鉍物要覧，1932
- 15) N.R.S.: Barite Resources of Japan, 1947
- 16) 大日方順三：渡島国及び後志国鉍床調査報文，鉍物調査報告，第6号，1911
- 17) 斎藤正次・上村不二雄・大沢稔：5万分之1地質区茅沼図幅及び説明書，北海道開発廳，1952

- 18) 正田篤五郎： 北海道釧路産灰長石，岩石礫物礫床学会誌，第 32 卷，1944
- 19) 田口： 轟鉦山，地学雑誌第 15 卷，1903
- 20) 坪谷幸六： 北海道轟鉦山の現況，地質学雑誌，第 37 卷，1931
- 21) 田中館秀三： 日本のカルデラ，岩波講座，1933
- 22) 渡辺万次郎： 轟鉦山産氷長石，岩石礫物礫床学，第 3 卷，1930
- 23) 渡辺万次郎： 北海道西部の地帯構造と火山の分布，小川博士還暦紀念地学論叢，1930
- 24) 吉村豊文： 北海道轟鉦山産マンガン鉱物の一種に就いて，地質学雑誌，第 41 卷，1934
- 25) 吉村豊文： 北海道轟鉦山産マンガン鉱物の一新種，北大紀要，第 2 卷，1934
- 26) 吉村豊文： 日本のマンガン鉱床，マンガン研究会，1952

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1 : 50,000



N I K I

(Sapporo-19)

By

RYOHEI OTA, FUJIO UEMURA
& ATSUSHI OZAWA

Résumé

GEOLOGY

Neogene formations which are composed of thick accumulations of sedimentary and pyroclastic rocks, form the basement of Quaternary volcanoes. The Neogene formations are very conspicuous in lateral change of rock-facies as well as in variation of thickness and they have been considerably dislocated by faults and foldings. In places the rocks have been secondarily altered through chloritization, silicification, kaolinization and other bleaching. These circumstances together with the paucity of fossils in the rocks make it somewhat difficult to establish the stratigraphic sequence which is applicable to the whole area. In the next table, a provisional stratigraphic succession with some features of geologic events are given.

Quaternary	Recent	Alluvium		Upheaval				
	Pleistocene	Akaigawa loam Akaigawa clay						
		Akaigawa & Amemasu volcanics Aoigawa, Yoichi, Asari & Maruyama volcanics						
		Older volcanics			Ore-forming Foldings with block-movement			
Kuromatsunai	Otaru Agglomerate							
Neogene	Yagumo	Shakotan group	Bagunbetsu formation	Black andesite	Yoichigawa formation	Andesitic tuff-breccia	↑ andesitic (dolerite)	Foldings
				Propylite		Upper tuffaceous sandstone		
				Green tuff		Shale		
	Kunnui	Shiraigawa formation	Rhyolitic tuff-breccia	Conglomerate	Ochiai rhyolite	↓ rhyolitic	Lower tuffaceous sandstone Banded sandstone	
			Propylite	Diabasic propylite				

Table. I

Shakotan Group

The lower, middle and upper parts of the group are correlated respectively to the Kunnui, Yagumo and Kuromatsunai series which are the standard Neogene stratigraphic succession in the southwestern Hokkaidō, and the group ranges from lower Miocene

to middle Pliocene in age. It is composed not only of ordinary sediments, but also of a good deal of volcanic materials in close association. Generally, the strata gently dip towards north.

Remarkable crustal movements were absent during the sedimentation. They occurred probably in later Pliocene age and were followed by a peneplanation. In the area of Kayanuma sheet map, west of the area mapped, it has been reported that acidic intrusive rocks were intruded into the Shakotan group at the same time of or after the crustal movements and were followed by the deposition of metallic ores. The ore deposits in the area mapped are reasonably considered to be of the same age, because the general geologic feature of this area is quite similar to the Kayanuma area.

Shirai-gawa Formation

The Shirai-gawa formation is composed of diabasic propylite, propylite, rhyolite and their pyroclastics, and scarcely of ordinary sedimentary rocks. This is correlated to the Kunnui series from lithological and stratigraphic point of view, though no fossils are found in this formation.

(a) Diabasic propylite: This rock is mainly composed of diabasic propylite, but it is doleritic at the transitional part to the overlying rock, where the both rocks interfinger each other.

(b) Propylite: This rock is mainly composed of propylite rarely being intercalated with green tuff.

(c) Ochiai rhyolite: This rock is composed of rhyolitic lava and pyroclastics which is intercalated with a little tuffaceous sandstone. Lava is brown, glassy, hard and compact with a little phenocrysts, and has a different appearance from the Nakano-sawa rhyolite.

(d) Nakano-sawa rhyolite: Rhyolite appears in the form of lava-flow, being intercalated or alternated with tuff and tuff-breccia. Rhyolite is greyish yellow in colour and variable in texture, being porphyritic in some parts and non-porphyritic in others.

(e) Conglomerate: This consists of conglomerate, which is intercalated with thin seams of shale and coarse or medium-grained sandstone.

(f) Rhyolitic tuff-breccia: This rock is light green or greyish green in colour, and is massive and non-stratified. It contains small fragments of white or light green rhyolite and the matrix carries fragmental quartz sporadically.

Yoichi-gawa Formation

The upper part of the Shakotan group is represented by the Bagunbetsu formation in the south-western corner of the mapped area and by the Yoichi-gawa formation in the remaining part of the area. The two formations are synchronous but differ in their facies, the former consisting exclusively of igneous facies and pyroclastic rocks, while the latter dominantly of ordinary sediments.

The Yoichi-gawa formation can be divided into five members, showing already in the table. The whole succession of the formation can be studied on its continuous outcrop along the Yoichi-gawa, about 9 km from the neighbourhood of the Bannosawataki to Ochiai.

(a) Banded sandstone: This is mainly greyish yellow or greyish brown sandstone, composing of rhyolitic mineral constituents. The sandstone is mostly medium-grained and well stratified, but partly fine or coarse-grained and massive. Occasionally the rock shows remarkable false beddings. Andesitic agglomerate, lava, lapilli, pumice, andesitic or rhyolitic breccia, tuffaceous sandstone and shale, etc. are interbedded in this rock.

(b) Lower tuffaceous sandstone: This member is mainly composed of tuffaceous sandstone, which is yellowish brown, medium or coarse-grained, massive, non-stratified, rough and fragile and contains andesitic breccia and lapilli. *Castanea Ungerii* HERR, a plant fossil, is found at Oishi-zawa in Todoroki area and a thin coal seam, worth less of working, is intercalated in this rock.

(c) Black shale: This member consists of the alternation of black shale and tuffaceous sandstone. Black shale is hard, compact and massive.

(d) Upper tuffaceous sandstone: Rocks of this member are nearly similar to those of the lower tuffaceous sandstone member above mentioned.

(e) Andesitic tuff-breccia: This member is mainly composed of andesitic tuff-breccia, in which pumiceous breccias, smaller than hen's egg, are solidified with light grey or yellowish brown volcanic ash.

Bagunbetsu Formation

The Bagunbetsu formation, which crops out at the south-west corner of the mapped area, is mainly made up of volcanic materials such as andesitic lava and pyroclastics. Propylitic alteration is remarkable in the lower horizon, while it is very weak or absent in the black andesite, the upper most member of the formation. The formation is divided into the following three beds in ascending order.

(a) Green tuff: This is composed of green colored andesitic tuff and tuff-breccia, rarely intercalated with propylite.

(b) Propylite: This is composed of propylite intercalating rarely green tuff and tuff-breccia.

(c) Black andesite: This is composed of thick lavafloes of hard, compact, black andesite without intercalations of pyroclastics.

Otaru Agglomerate

It is of subaqueous deposition and is mainly composed of agglomerate which intercalates lavafloes, tuff, tuff-breccia, tuffaceous sandstone, etc. These rocks are mostly pyroxene andesitic, but rarely trachytic in nature. The Otaru agglomerate covers directly not only the andesitic tuff-breccia of the Yoichi-gawa

formation, but also every lower member of the formation and even the propylite of the Shirai-gawa formation.

This agglomerate is widely exposed in the mapped area and attains more than 400 m in thickness, indicating a widespread occurrence of violent explosive actions all over the district. The rocks developed in the neighbourhood of the boundary between Otaru-shi and Akaigawa-mura, are heavily metasomatized by propylitization and partly by kaolinization or silicification, and carry many but small copper or lead ore deposits.

Older Andesites of Pleistocene Age

Kenashi-yama, Okobachi-yama, Onobori-yama and Konobori-yama situated at the north-eastern part of the area mapped are small volcanoes, which were built up upon the peneplain in Pleistocene epoch and have been dissected considerably since then. Their lavas are nearly alike to each other, the former two being composed of olivine-bearing augite-hypersthene andesite and the rest of augite-hypersthene andesite.

Maru-yama Volcano, Asari Volcano, Yoichi Volcano and Aoi-gawa Volcano

Their summits are situated out of the area mapped. The lavas of these volcanoes, found within this area, are augite-hypersthene andesite or rarely quartz-bearing augite-hypersthene andesite.

Amemasu Volcano

This is a shield volcano based on the Tertiary formation and the lava of the Yoichi volcano. A large explosion crater, about 2 km in diameter, is present to the northwest of the summit. Lavas of this volcano are divided into the Meiji lava, quartz-bearing hypersthene-augite andesite, and the Amemasu lava, quartz-bearing augite-hypersthene andesite.

Akai-gawa Volcano

Akai-gawa volcano occupies the central part of the western half of the area mapped. This volcano is characterized by a huge caldera, named Akai-gawa caldera, which is nearly elliptical in shape with the width of 7.5 km in east-west direction and of 6 km in north-south direction, and is surrounded by ridges of a nearly definite altitude. Generally speaking, the foundation of this volcano is high at the eastern side and low at the western side, where the development of volcanic body is most remarkable. The somma lavas are roughly divided into following four lavas: — Yamanashi lava (olivine-bearing augite-hypersthene-hornblende andesite), Gempuku-yama lava (olivine-bearing hornblende-augite-hypersthene andesite), Daikoku-yama lava (hypersthene-hornblende dacite) and Maru-yama lava (augite-bearing hypersthene-hornblende andesite). Chōhaku-san risen on the northern mountain-side, is a parasitic volcano and its lava is augite-hypersthene-hornblende-biotite dacite. Also, Kitamaru-yama shown a literally conical form at the northern part within the caldera, is a central cone and its lava is hypersthene-bearing hornblende andesite.

The characteristic topography along the Yoichi-gawa valley to the south of the volcano and the remarkable difference in geology between north and south of the valley indicate the existence of another gigantic caldera which extends west to the area of neighbouring sheet map and encloses whole of Akai-gawa volcano. This caldera shows a horseshoe shape opening towards north-east with the apex near Ginzan and Inaho-tōge in the neighbouring area. A conical mountain body of the Akai-gawa volcano were formed on the eastern margin of this gigantic subsidence. Subsequently a secondary depression occurred in it and the Akai-gawa caldera was formed.

Quaternary Sediments

(a) Akai-gawa clay. This is exposed as flat beds under the Akai-gawa loam and is divided into two beds. The lower bed, more than 2 m thick, is greyish blue in colour and is hard and viscid. The upper bed is 3-4 m in thickness, greyish white in colour and is tuffaceous and little viscid.

(b) Akai-gawa loam. This is yellowish-brown colored weathering product of volcanic ash. It develops heavily over the area, especially inside of the Akai-gawa caldera and along the Yoichi-gawa, where the thickness attains about 150 m. This was deposited after the present topography had been nearly completed.

(c) Yoichi-gawa gravel. This is found along the Yoichi-gawa.

(d) Talus deposit. This develops at the foot of mountains. It is especially remarkable inside as well as outside of the Akai-gawa caldera.

(e) Alluvium. This is found along rivers.

ECONOMIC GEOLOGY

At the time of the field survey, the Otaru-matsukura mine (barite ore), the Kokkō mine (manganese ore) and the Meiji mine (black ore or "kuromono") were under working, and the Todoroki mine (gold and silver ore) was expected to be reopened. Besides, there are many closed mines (copper, lead, manganese, gold and silver, etc.), most of them were worked on small scales during the Pacific War. There is a quarry at the north of the water reservoir of Otaru-shi, where andesite is quarried for ballast.

Otaru-matsukura Mine

The Otaru-matsukura mine, situated in the northeastern part of the area, is the largest barite mine in Japan, which supplies 85% of domestic production.

There are exposed several huge masses of silicified and compact rocks rising up on the ridge near the mine and they represent the silicified parts of the agglomerate, tuff and tuff-breccia of the Otaru agglomerate. The ore deposits of the mine are found in the silicified zone and five main ore bodies are known. One of them is now under working and this is a replacement body which carries barite accompanied by quartz. This ore body extends, as a whole, along the northern margin of one of the silicified rocks and is of 10-20 m wide, but is irregular in shape, having vein-like or sheet-like parts and ore pockets. The grade of the ore generally gets lower as it goes away from the silicified rock. The ores are greyish blue, rarely greyish white and greyish pink in colour, and are massive, hard, compact and heavy. Rich parts which contain more than 93% BaSO are now obtained as ores.

Kokkō Mine

The Kokkō mine is a manganese mine situated at Fugoppe, Yoichi-machi. The ore deposits occur in yellowish brown andesitic tuff-breccia of the Yoichi-gawa formation which is chloritized or kaolinized near the ore body owing to mineralization.

The ore is almost solely composed of manganite and is 35-40% in manganese content. It is black, hard and has metallic lustre, and often shows fine botryoidal structure. The ore bodies are potato-like or thinly bedded in shape and are considered to be of replacement origin.

Meiji Mine

The Meiji mine is situated at Meiji, Akaigawamura, and consists of two black ore deposits, namely Hon-kō and Kanayamazawa-kō, and of a mercury ore deposit. The black ores contain 2.5-5% of copper in average. The ore deposit of Hon-kō is composed of many irregular ore masses varied in size and is embraced

in a alternating bed of rhyolite, rhyolitic tuff-breccia and conglomerate of the Shirai-gawa formation. The largest ore mass is nearly 30 m in diameter. The ore masses are apt to be found out in the foot-wall side of three propylite dykes, which run in nearly north-south direction. The ore deposit of the Kanayamazawa-kō is composed of three, nearly bed-like ore bodies and is embraced in rhyolitic tuff-breccia closely lying under hard black shale, which has prevented secondary enrichment of ores. The ores of this mine are dark grayish black, massive and heavy. The mercury deposit, closed in 1919, is a stock-work deposit impregnated irregularly in tuffaceous sandstone of the Yoichigawa formation. The ore is said to contain more than 1% of mercury.

Todoroki Mine

The Todoroki mine, situated at Todoroki, Akaigawa-mura, was once one of the most productive gold and silver mines in Hokkaidō, but it has been closed since 1943.

The mother rock of the ore deposits is rhyolitic tuff-breccia, though it has turned into a massive, hard and compact rock near the ore deposits as a result of remarkable silicification. The ore deposits of this mine are found on both sides of the Yoichi-gawa, between the Lion-bashi (-bridge) and Sambonmata. Seventeen gold and silver bearing quartz veins have been explored. The veins run straightly, striking mostly N 45-80° E and dipping towards mostly south-east, but occasionally north-east, with angles of more than 60°. They are generally 0.5-3.0 m wide, while the longest vein reaches several meters in average width and 12 m at the widest part. The ore is gold-and silver-bearing quartz, in which gold is found in the form of native gold and silver usually in the form of argentite, but occasionally in those of red silver ore and cerargyrite. Rhodonite, rhodochrosite and calcite are frequently accompanied with.

昭和 29 年 3 月 10 日印刷

昭和 29 年 3 月 15 日発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 向 喜 久 雄

印刷所 一ツ橋印刷株式会社
