

550.85(084.32)(524)[1 : 50,000](083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

阿 寒 湖

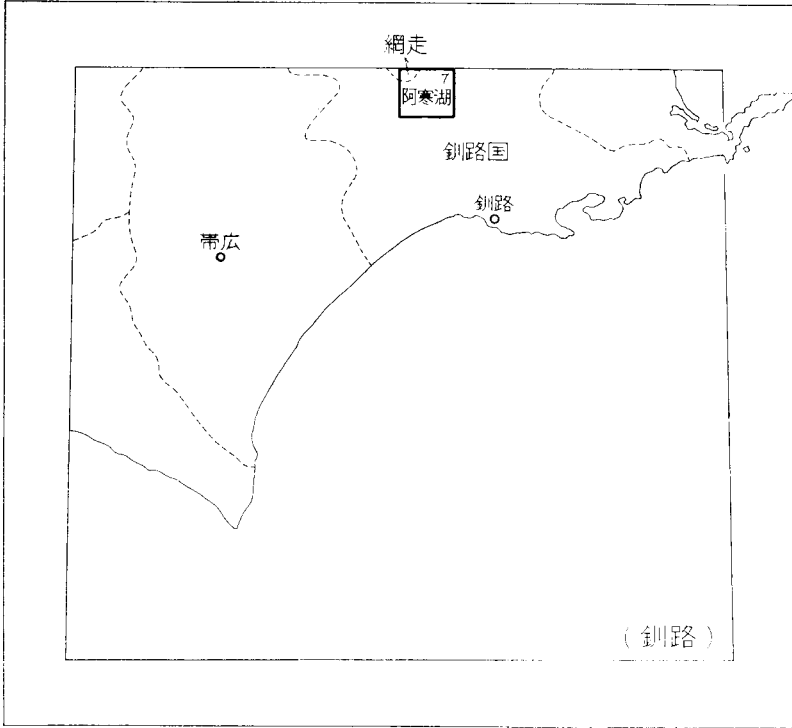
(釧路一第7号)

通商産業技官 佐 藤 博 之

地質調査所

昭和40年

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	7
II. 1 概 説	7
II. 2 古第三系	13
II. 2. 1 留真層	13
II. 2. 2 茶路層	14
II. 2. 3 縫別層	14
II. 3 新第三系	15
II. 3. 1 新第三系下部	15
II. 3. 2 新第三系中部	17
II. 3. 3 新第三系上部	21
II. 3. 4 新第三系最上部	24
II. 4 第四系	26
II. 4. 1 釧路層群	26
II. 4. 2 阿寒火山外輪山	27
II. 4. 3 古阿寒湖層	35
II. 4. 4 パンケ熔結凝灰岩	38
II. 4. 5 阿寒火山中央火口丘 I	40
II. 4. 6 新期湖成層	50
II. 4. 7 摩周火山灰層	50
II. 4. 8 湖岸段丘堆積層	51
II. 4. 9 阿寒火山中央火口丘 II	53
II. 4. 10 崖錐堆積物および温泉沈殿物	64
II. 4. 11 湿原堆積物および現河川堆積物	65
III. 応用地質	65

III. 1 褐鉄鉱	65
III. 2 硫 黄	68
III. 3 金・銀鉱	72
III. 4 亜 炭	72
III. 5 石 材	73
III. 6 温 泉	74
文 献	79
Abstract	1

阿 寒 湖

(釧路一第7号)

本図幅の野外調査は昭和33年から35年にかけて延約150日にわたって行われた。その間に約30日間沢村孝之助技官の援助をうけ、また、北海道大学勝井義雄助教授からは多くの教示をうけた。なお、珪藻の鑑定は沢村技官を煩わした。

I. 地 形

本図幅地域は北海道東都のほぼ中央、東経 $144^{\circ}00'$ から $144^{\circ}15'$ および北緯 $43^{\circ}20'$ から $43^{\circ}30'$ にかけて位置し、千島弧が蝦夷弧と合一する南西端にあつて、北見国と釧路国との境界部にあり、阿寒国立公園の一部として、その景勝は内外に名高く阿寒湖盆はその全域を本図幅地域ほぼいっぱいにもっている。

阿 寒 湖 盆

阿寒湖盆は北東—南西、いわゆる知床方向の長軸を有するほぼ長方形を示し、長径約24km、短径約13km、面積244km²で、その北壁の一部が北隣上里図幅地域に含まれるのみで、残余の大部分が本図幅地域に属している。阿寒湖盆は古くから加藤⁴⁾・岡村⁵⁾により、火山性陥没によって生じたといわれ、後に田中館¹³⁾により各地にみられるカルデラと比較して、その形態が円形から遠く、不規則であり、かつ内壁が比較的緩やかで、湖底が浅いために、屈斜路湖や洞爺湖などの鍋型カルデラと区別されて、猪苗代湖とともにコンカ型カルデラとして区分された。田中館¹⁰⁾は本カルデ



図版1 鶴見峠から



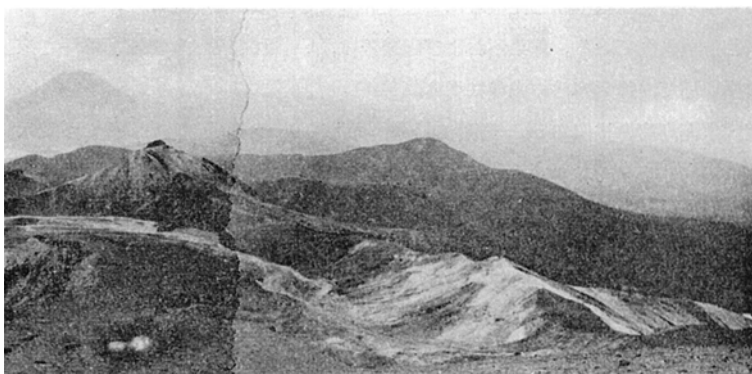
図版2 ボンマチネシリから

ラは南方は陥没により、北方は沈降により生成されたものであり、その沈降量は約300mであろうと推定した。その後、横山・他⁴⁵⁾は重力測定の結果から、本カルデラがWilliams¹⁵⁾の分類によるクラカトア型に属することをうらづけた。

湖盆の外縁は一部では侵食による破壊を蒙り、あるいは新期噴出物に覆われるが、おおよその原形はうかがわれ、縁は700～800mの山稜を形成し、南方では所により標高約1,000mに達するが、基盤の新第三系からの高さは約100～300m、湖盆底からの高さは300～400mである。長径方向にあたる北東部と南西部には湖盆形成前の噴出物は認められないか、またはあっても僅少である。北方ではコトニヌプリ・阿幌岳・木禽岳などの標高ほぼ1,000mの山頂が並んでいるが、本図幅地域には含まれない。湖盆の外側はほとんど本図幅地域外にあつて、ただ南東側の外壁のみが本図



湖盆内を望む



阿寒湖・雄阿寒岳（中央）を望む

幅地域中に位置する。この南東側の内外壁は田中館^{注1)}の観察よりも複雑であり、内壁はむしろ緩やかで、外縁部は外側に向かって約50mの急崖を作り、太平洋側に向かっての外壁緩斜面はその脚部からはじまっている。北東側の外壁は横断道路においてみられるように、新第三系からなり急峻な地形を示している。

北側の内壁は北方の屈斜路カルデラ生成に際しての熔結凝灰岩が、本湖盆内に流入して形成されたものであり、緩斜面をなして、原流動面が比較的よく保存されている。このことは南東側内壁が、同じく熔結凝灰岩からなるが、原流動面が相当程度侵食されているのにくらべて対照的である。南西壁は雌阿寒岳などの後カルデラ噴出物によ

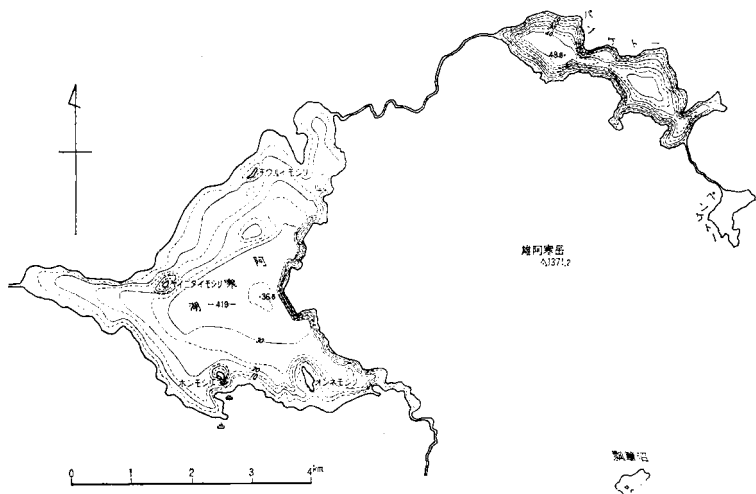
注1) 田中館¹⁰⁾は“東南部は内側に向って急斜し、外に向って緩斜し、彼の屈斜路、摩周の如き陥没火口壁の形態を備ふ”と述べている。

り覆われる。

湖 沼

湖盆内には阿寒湖をはじめとして、ペンクトー・パンクトーその他大小多くの湖沼がみられる。これらは主として雄阿寒岳周辺にみられ、元来はひとつのカルデラ湖であったが、雄阿寒岳の噴出によって堰き止められ分断されたものである。ペンクトー・パンクトー・阿寒湖・太郎湖および次郎湖は水流で連続した一連の湖沼で雄阿寒岳をとりまいている。ペンクトーの上流にはかつて南沼のあったことが田中館¹⁰⁾により記載されているが、現在は土砂と泥炭とにより埋めつくされて、湿地となり、中心に谷地の目がとり残されている。蓴菜沼^{じゆんさい}および瓢箪沼は、いずれも泥炭地上にある深さ数m以内の浅い沼で、雄阿寒岳の南麓にある。

阿寒湖は水面高度海拔419m、周囲26km、面積12.93km²(注2)で、最大深度は36.6m、大島・小島・ヤイタイ島・チウルイ島の4つの島のほか、沼尻では数多の小島を抱いている。湖底は起伏が少なく単調であるが、雄阿寒岳の山脚部は急斜して深く、噴出後に基底部の沈降したことを示している。田中館¹⁰⁾は周辺から注入する各



第1図 阿寒湖およびパンクトーの湖底地形 (田中館¹⁰⁾ 原図) 単位:m

注2) 吉村信吾, 湖沼学, 三省堂, 1937による。田中館¹⁰⁾によれば面積11.86km²で島を除いた水面面積は11.77km²である。

河谷に溺れ谷の存在を認め、湖形が不規則であることの原因とした。湖の周辺には湖岸段丘があり、阿寒湖畔には、比高15～17m、5～10mの2段の平坦面が存在し、堀江は比高約20mに地形傾斜の変換点を認めている。

パンケトーは湖面高度海拔450m、周囲12km、面積2.75km²、最大深度は48.8m^{注3)}で阿寒湖とはイベシベツ川で連なっている。

パンケトーは生成環境はパンケトーに似るが、瓢箪沼は周辺の植生とハンラユロシユ川の土砂流入とにより急激に埋め立てられつつあって、葦菜沼も谷地の目に近づきつつあり、両者とも周辺には泥炭地が認められる。

カルデラ生成後の火山

カルデラ生成後にフレベツ岳（海拔1,097.6m）・フツシ岳（海拔1,225m）・雄阿寒岳（海拔1,371.2m）および雌阿寒岳（海拔1,503m）などの火山が噴出した。うち前者3者はカルデラ内に、後者はカルデラ南西縁に位置する。これらは雄阿寒岳を除いていずれも成層火山であり、フレベツ岳およびフツシ岳はやや侵食が進んでいる。

フレベツ岳は3つの成層火山・寄生火山および熔岩円頂丘からなる複合体であるが露出が悪いために相互の関係は判然としない。

フツシ岳はやや侵食をうけた円錐状火山で、北東部は爆裂によって山頂が破壊され、山麓には火山砕屑流堆積物からなる火山性山麓緩斜面を有している。

雄阿寒岳は円錐状楯状火山であり、比較的原形が保存され、山体のほとんど大部分は熔岩流からなり、とくにその北麓には同心円状顔曲のはっきり認められる熔岩流動面が発達する。頂上には3つの爆裂火口があり、西腹には寄生火口丘がある。

雌阿寒岳は南岳・東岳・1,042m山・剣ヶ峯・瘤山・中マチネシリ・西山・北山・ボンマチネシリおよび阿寒富士などからなる複雑な成層火山である。各山体は熔岩円頂丘である瘤山を除いて、いずれも成層火山であるが、中マチネシリがそのなかでも、もっとも大きく、2重の火口壁とそのなかの熔岩円頂丘および爆裂火口を有する。この爆裂火口内には大噴と称する硫気孔があり、また火口内では硫黄採掘が行なわれている。ボンマチネシリは中マチネシリの上に寄生した成層火山で、基底からの高

注3) 田中館⁴⁰⁾による。



図版3 雄阿寒火山の熔岩流地形
44 VV 91 SRS M-1764 FEAF 26, Oct. 53'

さは300m内外であり、頂上には2重の爆裂火口を有している。火口底には以前には青沼と赤沼が存在したが、現在は涸渇している。また火口底では硫気活動が盛んに行なわれ 1955 年以降の爆発はこのなかで行なわれた。阿寒富士は最後に生成した寄生火山であり、ほぼ完全な円錐形を示し、山頂部には2重の爆裂火口を有している。

河 川

前述のように本図幅地域は北見国・釧路国の境界上にあつて、太平洋とオホーツク海との分水界に位置している。北西隅の網走川は北流してオホーツク海に注ぎ、残余の部分は釧路川・阿寒川・庶路川・足寄川となって太平洋に注ぐが、なかで阿寒川の集水区域がもっとも広い。

湖盆内の大部分の水は阿寒湖に集められて阿寒川に排水される。排水には沼尻から直接阿寒川に通じる流路と、太郎湖を経由するのと2つの路があり、さらに一部は伏流となって流出する。

阿寒川は沼尻から南流し、オクルシベ川・イタルイカオマナイ沢およびピリカネップ白水川の水を集めて、ピリカネップー上飽別発電所間で湖盆壁を横切って湖盆外へ出て、さらに南流すること約70Kmで太平洋に注ぐ。

湖盆南東外壁には、幌呂川・モセツリ川・シセツリ川・ホロナイ川・久著呂川などがほぼ並行に南東流し、釧路川に合一する。

フップシ岳南西麓からは白水川が西流し、足寄川へと流れる。

Ⅱ．地 質

Ⅱ． 1 概 説

千島火山帯の南西部分では、国後島にあるチャチャ（チャチャヌプリ）・メンデレーエフ（羅白山）、ゴロウニン（泊山）などの火山列と雁行して、北海道東部の知床半島から屈斜路・阿寒にかけて一連の第四紀火山が北東―南西方向に弧状に位置する。

阿寒火山はこの火山列の南西端を占める大規模な火山で、第四紀中頃の激しい活動に伴ってカルデラを生じた。この弧状配列の基盤は地背構造をつくり、南西の常室〜ウクタヌプリ地域では白堊紀層が配列の方向に核となって現われて、その両側に古第三系・新第三系が順次接し、北東の弟子屈〜知床半島では中新世の緑色凝灰岩・変朽安山岩などからなる地層が背斜軸部をつくって、その両翼には中新世〜鮮新世の頁岩・泥岩・火山角礫岩からなる地層が緩く覆う。

白堊紀層は本図幅地域には分布せず、古第三系のうち、浦幌層群の基底である留真層が最古期の地層として南西隅のコイカタショロ川右岸に分布し、この東には、ウクタヌプリ断層をへだてて古第三系音別層群の茶路層と縫別層とが分布する。

留真層はおもに赤色チャート礫の顕著な礫岩からなり、不規則に砂岩を挟む。

茶路層は塊状の泥岩〜シルト岩からなり、一部に砂岩を挟有する。

縫別層は茶路層を整合漸移で覆い、下部は、砂岩を主とし、上部は黒雲母含有角閃

石安山岩質火山角礫岩からなる。

本図幅地域の新第三系は、従来周辺諸地域でそれぞれ独立に研究されてきた各層序そのものの延長と、第四紀に噴出堆積した火山岩や湖成堆積物に覆われて、断続的に分布するため、相互の関連を確認することのできない地層とがある。南隣の雄別図幅地域においては、新第三系は下位から伏布内累群・厚内層群・阿寒層群に区分されてくわしく研究されている。そのなかで、伏布内累群を独立した地層として取り扱うか厚内層群中を含めるかについては多くの論議^{47) 52)}がなされているが、それらの延長がみられる。一方、北の網走川に沿った地域においては、下位から硬質頁岩を主とする達層層、シルト岩を主とする津別層、火山砕屑岩や砂岩からなる美都層が認められてこれらのうち津別層が本図幅地域北西端にみられる。また、図幅地域東部では、知床半島の中核部をつくり、凝灰角礫岩・緑色凝灰岩からなる地層の延長も分布する。

最近になって周辺地域における層序学のおよび古生物学的研究が進み、これらの地層間の関係がやや明らかとなった^{28) 47) 51) 52) 55) 67)}。これらを参考として、本図幅地域の新第三系を第1表のとおり、それぞれ不整合で累重する下部・中部・上部・最上部に4分した。

第1表 阿寒湖図幅地域新第三系の対比区分表

層準 \ 地域	南 部	北～中央部	中 央 部	東 部
最 上 部	上 飽 別 層			
上 部	阿 寒 層 群			
中 部	飽 別 層	湖 畔 層		尾 札 部 層
下 部	伏 布 内 層	津 別 層	白 水 層	

これらに対比したのは主として水野・百石⁴⁷⁾、棚井⁵²⁾、井上・鈴木⁵⁵⁾、佐藤・長浜・吉田⁵³⁾、隣井⁶¹⁾、沢村・山口^{51) 67)}などの研究による。

新第三系下部は伏布内層・津別層・白水層からなり、前2者は模式地の地層の延長であって、同一の地層名を使用している。

伏布内層は凝灰質軟質泥岩からなり、飽別川上流に分布する。

津別層は網走川に沿って狭小に分布し、模式地の津別町付近では塊状のシルト岩であるが、南に向かって次第に珪藻土質となり、本図幅地域では塊状の珪藻土質泥岩からなる。

白水層はピリカネツ白水川中流およびフレベツ岳中腹に分布し、周囲は第四紀火山岩類にとりかこまれ、他の新第三系とは孤立している。岩相は変朽安山岩・凝灰角礫岩・緑色凝灰岩からなる。

新第三系中部は本図幅地域内で断片的に分布する。すなわち、飽別層・湖畔層・尾札部層である。これらの地層はいずれも激しい火山活動による堆積物によって特徴づけられる。

飽別層は阿寒川に沿う背斜部に分布し、凝灰質砂岩・凝灰角礫岩・軽石凝灰岩・安山岩質熔岩からなる。南隣雄別図幅地域内には、本層の下位に横山硬質頁岩層があるが、本図幅地域では現われていない。

湖畔層は阿寒湖畔から尻駒別付近にかけて分布し、安山岩質熔岩と頁岩の薄層を挟有する軽石凝灰岩とからなる。

尾札部層は弟子屈付近から横断道路・屈斜路湖岸にかけて分布し、勝井⁶¹⁾によって尾札部層と名づけられた地層である。南西方の飽別層、北東方の忠類層⁴³⁾・パウシベツ層⁵⁷⁾との関係については新期火山岩類によって覆われ、直接の関係は断たれている。本層は火山角礫岩・凝灰質砂岩および礫岩・細粒凝灰岩・安山岩質熔岩からなり、一部は釩化作用を蒙って、含金石英脈がみられる。なお、弟子屈、屈斜路地域では本層の下位に変朽安山岩および緑色凝灰岩からなるイクルシベ層が存在する。

新第三系上部は阿寒層群からなる。

阿寒層群は飽別層を不整合で覆い、本図幅地域南部から北東方の湖盆内にかけて広く分布している。おもに礫岩・砂岩からなり、一部に安山岩質熔岩を挟有する。本層群は *Fortipecten takahashii* (YOKOYAMA) を含む滝川一本別動物群の層準として特徴づけられる。

新第三系最上部は今回はじめてみいだされた地層であり、上飽別層と称する。

上飽別層は阿寒層群を不整合に覆い、阿寒カルデラの南東外壁、一部はピリカネツ白水川下流に分布する。おもに礫岩・凝灰質泥岩および砂岩からなり、火山角礫岩・熔結凝灰岩を含んでいる。本層には淡水性の珪藻化石を産出する。

第四紀に入ると東北道の釧路地域には海成の釧路層群と呼ばれる地層が堆積した。

釧路層群は東北道における著名な海成洪積層で、その堆積面は、海拔240m前後の白糠面であるといわれたが、最近では、海拔120m前後の根室面がそれで、白

糠面は火山砕屑流の流走面であろうといわれている。本図幅地域南東隅の海拔300m付近に狭小に分布する軽石質砂および礫は、この時期の非海成堆積物と考えられる。

阿寒火山はこれらの地層を覆って、前述した地背構造の背斜部に生成し、その初期に生成した外輪山はその大部分が輝石安山岩からなる。現在は陥没により原形をうかがうことは困難であるが、むしろ木禽岳・阿幌岳にみられるようにいくつかの成層火山の集まりであったと考えられる。阿寒火山は激しく火山砕屑流を噴出し、その結果補償的陥没が起こり、長径24km、短径13kmの北東—南西方向にほぼ長方形を示すカルデラを形成した。カルデラ底には新第三紀層が現われている。古くはコンカ型¹³⁾、最近はクラカトア型⁴⁴⁾⁴⁵⁾に属するカルデラとされたが、むしろ火山構造的な陥没地に属するものであろう。

火山砕屑流堆積物は本図幅地域北西方では3層知られ、下位から下部阿寒軽石流堆積物・阿寒熔結凝灰岩・上部阿寒軽石流堆積物と称されているが、本図幅地域内には後2者だけがみられる。また火山砕屑流の噴出に先き立って**降下火山砕屑物**の存在が知られている。この降下火山砕屑物は阿寒火山の東側のみに厚く堆積し、西側には見られぬことは沖積世に噴出した火山灰と同様である。

降下火山砕屑物はおもに降下軽石からなり、一部に降下岩滓を挟有し、また凝灰角礫岩もみられる。

阿寒熔結凝灰岩はカルデラの長軸方向の両側、すなわち、北西の網走川流域と南東側とに多く分布し、白糠面・根室面を覆っている。特徴ある黒曜石パッチを有する普通輝石紫蘇輝石安山岩質である。

上部阿寒軽石流堆積物はカルデラ北西方にみられる。軽石塊は一般に小さく細粒のミガキ砂状を呈することが多く、普通輝石含有紫蘇輝石石英安山岩質である。

一方、外輪山熔岩の活動に伴った普通輝石橄欖石玄武岩が飽別川上流にみられ、カルデラ北西壁には2つの普通輝石紫蘇輝石石英安山岩質寄生熔岩円頂丘がある。

数次にわたる火山砕屑流を噴出した後に、カルデラが陥没し、水が湛えられた。この湖を古阿寒湖と呼び、その時の堆積物を古阿寒湖層と称する。当時はカルデラ内に雄阿寒岳などの火山はまだ生成してなく、古阿寒湖は現在の阿寒湖より広い水域を有していた。その頃、北東方には屈斜路火山がすでに外輪山主部の形成を終えて、10数次にわたる火山砕屑流の噴出を開始しはじめ、その一つが、阿寒カルデラ内にも流

れ込んで来た。これをパンケ熔結凝灰岩と呼ぶ。

古阿寒湖層は礫岩・砂岩・泥岩からなり、泥岩は淡水性珪藻化石を多く含む。

パンケ熔結凝灰岩はパンケトー・パンケトー湖岸にみられ、2層以上の普通輝石紫蘇輝石石英安山岩質熔結凝灰岩からなる。本岩は北方の屈斜路火山外輪山であるサマッカリヌプリ付近からパンケトーにかけて分布する。

やがてカルデラ底やカルデラ壁にはつぎつぎに新期の噴火が起こり、フレベツ火山をはじめとした4コの中央火口丘が成長した。そのため古阿寒湖は狭められ、排水されて消滅したが、雄阿寒岳の堰止めによって現在の阿寒湖がふたたび生じた。これらの中央火口丘を、摩周火山灰層をおおよその基準として、阿寒火山中央火口丘Ⅰ（フレベツ火山・フップシ火山・雄阿寒火山）およびⅡ（雌阿寒火山）に分ける。

フレベツ火山はカルデラ底中央に位置し、最初は基底直径4～5kmのガラス質石英安山岩の熔岩円頂丘ができ、軽石流の噴出も行なわれた。その後 841m峰・950m峰・フレベツ岳などの成層火山が熔岩円頂丘を覆い、最後に石英安山岩の熔岩円頂丘と橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩の熔岩を噴出した寄生火山が出現した。これらの噴出物は処々に堰止湖をつくった。

フップシ火山は2つの寄生火山を有する成層火山である。最初は大量の凝灰角礫岩を噴出し、次に熔岩を噴出した。この推移はフレベツ火山のフレベツ岳噴出物の活動と類似している。岩質は普通輝石橄欖石含有石英紫蘇輝石安山岩および普通輝石橄欖石安山岩である。

雄阿寒火山はカルデラ底の北部に生成した円錐形の楯状火山であり、ほとんど熔岩流からなっている。はじめ角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩質の軽石を放出した。これをOa-b層と称する。Oa-b層は雄阿寒岳から南東にかけて分布している。次いでOa-a層が放出された。Oa-a層は細粒暗褐色の火山灰で南南東に分布する。Oa-a層は山体形成のある時期に相当するものであろう。山体では普通輝石含有紫蘇輝石橄欖石安山岩・ガラス質普通輝石含有紫蘇輝石安山岩が主部をつくり、その西肩を橄欖石普通輝石含有紫蘇輝石安山岩が破った。最後に、普通輝石含有紫蘇輝石安山岩が山頂に小熔岩丘をつくった。

山頂には旧爆裂火口跡の凹地が3つあるがいずれも現在は活動せず、植生に覆われており、北中腹の標高約800m付近に微弱な噴気作用が認められる。

第2表 地質総括表

時代		地 層 お よ び 火 山			備 考
第 四 紀	現 世	阿寒火山中央火口丘Ⅰ	雄阿寒火山	雄阿寒火山中央火口丘Ⅱ	阿寒火山中央火口丘の活動 現阿寒湖の堰止 摩周カルデラの形成 (B.P.7,000年) 雄阿寒岳の爆発
	更 新 世		雄阿寒火山	雄阿寒火山中央火口丘Ⅱ	
第 三 紀	新 世	阿寒火山外輪山	フツシ火山	フレベツ火山	屈斜路火山の活動 カルデラ内に湛水 阿寒カルデラの形成
	古 新 世		新期湖成層	雄阿寒火山灰層	
第 三 紀	新 世	阿寒火山外輪山	バンケ熔結凝灰岩 古阿寒湖層	岩脈および寄生熔岩円頂丘 火山砕屑流堆積物 降下火山砕屑物 外輪山 熔岩類	阿寒カルデラの形成
	古 新 世		鉏 路 層	鉏 路 層	
新 第 三 紀	鮮 新 世	新第三系最上部	上 飽 別 層		滝川-本別動物群
	中 新 世	新第三系上部	阿 寒 層 群		
古 第 三 紀		新第三系中部	飽 別 層	湖 畔 層	尾 札 部 層
	新第三系下部	伏 布 内 層	津 別 層	白 水 層	
古 第 三 紀			縫 別 層 茶 路 層 留 真 層		

これらの中央火口丘が生成して、カルデラ底各所に堰止め湖をつくり、**新期湖成層**が堆積した。

摩周火山灰層としては摩周火山の破局的噴火に際して放出されたMa-f層が本図幅地域東部にみられる。層厚は約10cmである。

湖岸段丘推積層は雄阿寒岳の生成により、阿寒湖が堰止められた時に、現在の水面よりも多少高かったものと考えられ、阿寒湖畔には15～17m、5～10mの2段の湖岸段丘が存在する。堆積物は湖畔層の軽石凝灰岩や各種安山岩の礫・砂・粘土からなり、雄阿寒岳火山灰層には覆われていない。

雌阿寒火山は阿寒カルデラの南西壁にある複雑な成層火山の集合であり、中マチネシリ・ポンマチネシリは現在でも硫気作用が活発であり、ポンマチネシリは1955年には有史上長初の爆発を起こした。雌阿寒岳起源の火山灰としては700～800年前と190～200年前の数層の火山灰が知られている。雌阿寒火山は

初期：南岳・1,042m山・東岳

主噴出期：瘤山・剣ヶ峯・中マチネシリ

初期寄生火山期：西山・北山・ポンマチネシリ

後期寄生火山期：阿寒富士

の各期に分けられる。噴出した熔岩は石英あるいは橄欖石斑晶をしばしば含む輝石安山岩で、最終期の阿寒富士は苦鉄質な紫蘇輝石含有普通輝石橄欖石安山岩である。

フツシ岳南東麓と831m峰東麓とは**崖錐堆積物**がみられ、湖畔には**温泉沈殿物**がある。また湖沼の周辺には**湿原堆積物**、各河川の流域には狭小に**現河川堆積物**がある。

本図幅地域の地質を総括すれば、第2表のとおりである。

Ⅱ. 2 古第三系

Ⅱ. 2. 1 留真層

本層は本図幅地域南西隅に分布し、コイカタシヨロ川上流右岸の急崖を構成する。下限は雌阿寒岳の火山噴出物に覆われ、さらに上限はウコタキヌプリ断層により切れ、ともに不明である。

本層は主として礫岩からなり、砂岩を挟有する。礫岩は亜角礫から亜円状の大豆大

から人頭大に及ぶ礫を主とし、灰緑色～褐色の粗粒砂岩によって膠結されている。礫種はチャート・砂岩および粘板岩を主とし、とくに赤色チャートの存在が野外で顕著に認められる。砂岩は灰緑色～褐色の粗粒砂岩で、明瞭な層理を示すことなく、礫岩からは礫質砂岩を経て漸移するのでおよその走向が認められ、このことから本層は北東－南西の走向を有し、南東側に傾斜することが知られる。なお淡褐色の泥岩～シルト岩の転石が認められるので、本層の一部には泥岩も挟在するものと推定される。

本層は、岩質・分布から南西隣ウコタキヌブリ図幅⁵⁵⁾の留真層に相当すると考えられるので、留真層の名を用いた。

本層の層厚は170m (+)である。なお、本図幅地域では化石は認められない。

II. 2. 2 茶 路 層

本層はコイカタショロ川上流左岸に分布し、縫別層により覆われる。

本層は主として泥岩～シルト岩からなり、一部に砂岩を挟有する。泥岩は塊状で暗灰色を示し、比較的軟質で表面を濡らして摩擦すると容易に泥となる。風化面は赤錆を生じ、角錘状に割れることが多い。砂岩はコイカタショロ川最上流部に認められ、層厚5m (+)、淡灰色を示し、硬質、緻密のアルコース質中粒砂岩である。

本層の層厚は不明である。本層は松井・他²⁴⁾の音別統灰色泥岩層、南隣雄別図幅⁴⁷⁾の茶路シルト岩層に相当する。

II. 2. 3 縫 別 層

本層は鮑別川最上流に分布し、下位の茶路層を整合に覆う。本層の下部は砂岩からなり一部に硬質の灰色泥岩を挟有する。中部は砂岩を主として5～30cmのシルト岩を挟み、上部は黒雲母含有角閃石安山岩質火山角礫岩からなる。

砂岩は青黒色から緑黒色を示し、風化すると黒色となり、通常は中粒であるがときに粗粒から礫質となる。一般に3～5m程度の厚さを有し、層理に従って大きく割れ、河床に平面をつくって露出することが多い。シルト岩は中部において砂岩中に挟在し、一部には互層状を示すこともある。5～30cmの層厚を有し、ときに1mにも達する。淡灰色、緻密で角ばって割れる。また一般に縫別層中に多いといわれる砂岩脈は本地域においては認められない。

本層はしばしば貝化石および有孔虫化石を産する。砂岩・シルト岩ともに植物破片がしばしば認められる。

黒雲母含有角閃石安山岩質火山角礫岩は本層の上部を構成し、飽別川本流から9の沢にかけて認められる。本岩は全体的に赤錆を呈し、大豆大から人頭大に至る亜角礫を主としている。角礫はほとんどが黒雲母含有角閃石安山岩からなる。

斑晶：斜長石・角閃石・黒雲母

斜長石は汚濁する場合が多い。角閃石は最大2.0mmに達し、緑色角閃石から黒色オパサイト縁を有する褐色角閃石を経て、全体が黒色オパサイト化したものに至るまでが混在する。黒雲母は少量である。

石基：斜長石・ガラス

輝石安山岩の小岩片を多く有している。

本層の層厚は下部の砂岩を主とする部分が約170m、中部の砂岩を主としてシルト岩を挟有する部分が約130m、上部の角閃石安山岩質火山角礫岩を主とする部分が約180mである。

本層は佐々²⁷⁾の縫別層、松井・他²⁴⁾の音別統の黒色砂岩層、雄別図幅⁴⁷⁾の縫別累層にあたる。

II. 3 新第三系

II. 3. 1 新第三系下部

伏布内層

本層は飽別川上流の8の沢において認められ、主として凝灰質軟質泥岩からなる地層である。泥岩は暗灰色で風化して淡褐色となり、一部に帯黄色凝灰岩の薄層を挟有する。本層と下位の縫別層との関係は本図幅地域では確認できず、また*Sagarites* sp. 以外の化石も産しない。本層の層厚は約100mである。

本層は南隣雄別図幅の伏布内層の直接延長である。同図幅⁴⁷⁾によれば、シュンクシタカラ川下流道路切割を模式地とし、下位の縫別層を不整合に覆い、上位の直別層にも不整合に覆われる。化石は*Portlandia tokunagai* (YOKOYAMA) var. *hayasakai* Uozumi が少量ではあるが普遍的に見られ、時代は中新世中期であるという。

津別層

本層は図幅地域北西隅の網走川上流および釧北峠―相生間国道傍にみられる。岩質は軟質塊状で風化すると黄色を呈する珪藻土質泥岩からなり、*Portlandia* sp. の印痕を多く含んでいる。

津別層の名称は、はじめ千地²⁰⁾²⁸⁾により、津別町付近にあって硬質頁岩の岩相を示す達姫層に累重して、シルト岩を主とする地層に対し命名されたものである。その後の調査⁵⁾においてシルト岩は南へ向かって漸次珪藻土質泥岩に変化することが確かめられたので、本図幅においても津別層の名称をそのまま使用した。本層の層厚は不明である。

白水層

本層は湖盆内のピリカネツプ白水川中流およびフレベツ岳山麓に、他の新第三紀層からかけはなれて分布し、凝灰角礫岩および変朽安山岩からなり、いずれも変質はなほだしく、フレベツ川においては1～10cm幅で非晶質石英脈がみられ、粘土化することが多い。

凝灰角礫岩はフレベツ岳山腹においてはしばしば火山角礫岩および緑色凝灰岩に移化し、基質は粘土化して、白色・赤褐色となり黄鉄鉱の鉱染も認められる。ピリカネツプ白水川中流においては暗灰緑色であり、部分的に黒色縞が認められて植物破片を含有する。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石はいずれも緑泥石・カオリンにより置換され、輝石類は鉄鉱により置換されるが、まれに中核部に輝石が残っていることがある。

石基：石英・緑泥石・ガラス

変質した2次鉱物が多く、組織も判然としない。

変朽安山岩は白水川中流において前記凝灰角礫岩の上位に認められるが、周辺はいずれも新期の火山岩類によって覆われるため、白水川の約1.2kmにわたり観察されるのみである。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱

斜長石は大部分が緑泥石・曹長石および方解石により置換されている。輝石は同じく緑泥石化していることが多いが、紫蘇輝石と普通輝石とが平行連晶していることもある。

石基：斜長石・紫蘇輝石・ガラス・単斜輝石・鉄鉱・緑泥石・石英

ガラス基流晶質を示し、石英・緑泥石化の変質をうけ、とくに激しい部分では石英がモザイク状に溜りをつくっている。斜長石・輝石も緑泥石により置換されていることが多い。

本層は最初勝井¹⁹⁾によって認められ、その後今西²²⁾は本層を白水層と命名し、彼のルベシベ層の上位層とした。本層は変朽安山岩と緑色凝灰岩とによって特徴づけられる地層である。同様の岩相を示す地層は、阿寒知床帯の中核部にみられ、知床半島基部では忠類層の瑠辺斯凝灰岩層^{48)注4)}、弟子屈付近ではイクルシベ層⁶¹⁾と命名されており、いずれも阿寒知床帯の基盤岩層である。これらの上位には越川層と呼ばれ、稚内階の地層とされる“硬質頁岩”が累重する。これらの関係から、本層は、本図幅地域における新第三系下部に属するものとした。

II. 3. 2 新第三系中部

飽別層

本層は図幅地域南部の阿寒川に沿って狭長に分布し、本流および支流の各沢において認められる。岩質は凝灰質砂岩・凝灰角礫岩・軽石凝灰岩・熔岩からなり、岩相の変化が著しい。前3者は上飽別発電所付近から阿寒川本流にかけてみられ、一般に緑色を呈することが多く、熔岩は右支流の各沢に露出する。

凝灰質砂岩は中粒～粗粒であって、ときに礫質砂岩となり、あるいは凝灰角礫岩に移化することもある。一般に風化して暗灰色となり、層理が良く示され、ときに5cm前後の黒色頁岩を挟有することがある。

凝灰角礫岩は暗緑色を示し、上飽別発電所落水点によく見られる。角礫は、橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石・安山岩・普通輝石・紫蘇輝石・安山岩である。前記発電所付近では本岩はまとまっているが、本流では厚さ3～4mの凝灰角礫岩が、中粒凝灰質砂岩と互層している。

軽石凝灰岩は、やはり本流において凝灰質砂岩中に挟在している。軽石は径1～5cmで緑色～淡緑色を示し、基質も淡緑色で粘土化していることが多い。軽石の岩質は角閃石・石英・安山岩質である。

斑晶：斜長石・石英・角閃石

注4) 木下⁵⁸⁾⁶³⁾は本層の基性凝灰岩類中に挟まる黒色頁岩から *Poronaiica poronaiensis*, *Haplophragmoides* sp. a (n. sp. ?) の多産を報告し、本層を古第三紀層とした。

斜長石は灰曹長石に属し、0.5～1.0mm、清澄卓状をなし、石英は、0.5mm前後である。角閃石は柱状0.1～0.3mmでX=ほとんど無色。Y=Z=淡緑色の多色性を有する。

石基：ガラス

多孔状組織をなし、大部分がガラスからなり、他に0.5～1.0mmの輝石安山岩の岩片を多く含む。

熔岩は阿寒川本流右岸および右支流の各沢に広く露出する。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は中性～曹灰長石に属し、0.5～1.0mm前後で、最大2.0mmを示し、いずれも汚濁している。普通輝石・紫蘇輝石は0.5mm前後で、多くは変質し緑泥石となっている。

石基：斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・ガラス・鉄鉱。燐灰石
ガラス基流晶質を示す。

本層は今西²²⁾のルベシベ層。サイヤナイ層、水野・百石⁴⁷⁾の飽別火砕岩層・知茶布累層にあたるもので層厚は70m+である。

湖畔層

阿寒湖畔に新第三紀層の分布していることは従来からしばしば指摘されてきたが⁵¹⁰⁾³⁹⁾、これらは周囲の新第三系とは孤立して存在し、露頭も限られるために詳細は不明であるが湖畔層と称しておく。

本層は安山岩質熔岩と、軽石凝灰岩とからなる。

安山岩質熔岩は尻駒別二岐付近から尻駒別川にかけて分布し、砕石として利用されている。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱

斜長石は1.0～2.0mmと0.1～0.5mmとの2種あり、前者は少量で汚濁し、後者は清澄で帯状構造を有している。輝石は少なく、いずれも0.1～0.3mm程度である。その他、斜長石と輝石とからなる等粒半自形集斑晶を有している。

石基：斜長石・鉄鉱・紫蘇輝石・単斜輝石・燐灰石・ガラス
填間組織を示す。

本岩は、北隣上里図福地域において、津別層の上位に不整合関係で累重する美都層の基底安山岩熔岩に相当する。

軽石凝灰岩は、阿寒湖群の駐車場崖に標式的に現われ、粗～中粒で、乾燥すると灰

白色となる。一般に塊状で走向・傾斜を示すことは少なく、風化面に沿って剥離するが、まれに、淡褐色泥岩の薄層を挟む。

この軽石凝灰岩は阿寒湖の周辺に断片的に認められ、また湖岸には本岩が温泉作用によって白色粘土質や珪質となった礫が存在し、湖中の小島やヤイタイ島にはこの礫が多い。北岸に注ぐ小沢中にも白色粘土化した露頭のみられることにより、相当広域に分布しているものと推察される。

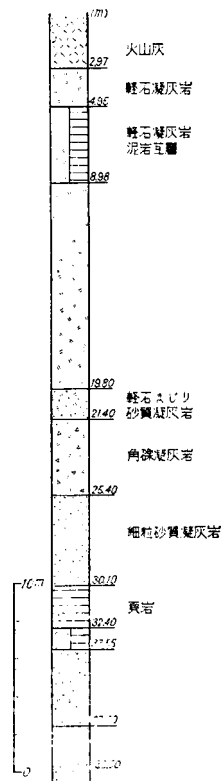
本岩は角閃石含有普通輝石紫蘇輝石石英安山岩質である。

湖畔で行なわれた電気探査と試錐とによれば⁶⁰⁾、本層は全体として、やや粗鬆な軽石凝灰岩・粘土化ないし凝灰質の頁岩と、き裂や空隙に温泉水のような電解質を伴う変質凝灰岩との層状構造を示しているという。試錐結果は第2図のとおりである。

尾札部層

本層は地域東部の阿寒カルデラ外壁から、弟子屈・屈斜路地城にかけて、変朽安山岩・緑色凝灰岩を覆って広く分布する地層であり、横断道路に沿って良好な露頭が存在する。勝井は本層に対して尾札部層と命名したので、本図幅においてもそれを使用する。本層は、オソツベツ川・久著呂川・シーセツリ川の上流にも広く分布する。

本層は、大部分が火山角礫岩からなり、一部に凝灰質砂岩・礫岩・細粒凝灰岩および安山岩質熔岩を含む。火山角礫岩は塊状で、横断道路における延長数10mの切割においても、その構造を決定するのに困難のことが多い。阿寒知床帯中核部の横断道路から久著呂川上流にかけては、一般に構造は水平に近く、北西の屈斜路湖図幅地域では、西に $35\sim 50^\circ$ の傾斜を示す⁶¹⁾。弟子屈図幅地域のオソツベツ・ヌマオロ川中



第2図 阿寒湖畔試錐柱状図
(河田・他⁶⁰⁾ 原図)

流の本層^{注5)}は、南東翼にあたり、北東走向と南東落を示す。すなわち、知床半島とほぼ同様の構造を有す。

本層は、化石に乏しく、炭化木片・植物化石^{注6)}以外には未だ発見されていない。所によって、変質作用もみられ、含金銀石英脈も存在する。

火山角礫岩はおもに横断道路に分布する。最大2m以上に及ぶ各種の角礫を不規則に含み、所によっては熔岩状の部分もあるが、多くは連続性に乏しく熔岩か角礫かを決定し難い場合が多い。角礫は変質した安山岩を主にしていて、その他綠色砂岩・シルト岩も認められ、全体的に黄鉄鉱化・綠色化および白色粘土化をうけ、角礫の配列状態や、まれに認められる泥岩の薄層により構造が推察されるにすぎない。岩質には紫蘇輝石普通輝石安山岩質と角閃石普通輝石紫蘇輝石石英安山岩質とがあり、後者が上位、すなわち湖盆側にある。いずれにおいても石英・曹長石・緑泥石・方解石・緑簾石・カオリン等の2次鉱物の生成が多少ともみられ、その著しい部分には石英脈もみられ、探鉱されたことがある。基質は一般にガラスが多く、部分的には熔結した箇所もある。

凝灰質砂岩および礫岩は久著呂川およびハンラコロシュ川上流に分布する。暗褐色～綠色を呈している。

細粒凝灰岩はセツリ川中流に分布する。風化して褐色～黄褐色を呈し、一般に塊状である。北東の久著呂川では凝灰角礫岩となり、安山岩熔岩によって覆われる。

安山岩質熔岩は、シセツリ川上流で細粒凝灰岩を覆う。本岩はボンシセツリ川以南で、阿寒熔結凝灰岩により覆われて現われないが、弟子屈図幅地域内では北東に延びて、久著呂川・ヌマオロ川・オソツベツ川は連続して分布する。本岩の厚さは約300mである。

岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

斑晶：斜長石・普通輝石および紫蘇輝石

斜長石は0.3～1.5mmで内核部の汚濁するものが多い。普通輝石は0.3～2.0mmである。紫蘇輝石は少量で、普通輝石の内核部にあって平行連晶することがある。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱・紫蘇輝石および燐灰石
 填間組織を示す。

注5) 佐藤博之・垣見俊弘：5万分の1弟子屈図幅および同説明書、(未刊)

注6) 屈斜路湖畔の本層から岡村⁹⁾が発見した。

II. 3. 3 新第三系上部

阿寒層群

阿寒層群は従来の本別層群²⁷⁾に相当するものである。水野・百石⁴⁷⁾は本別層群に代えて阿寒層群と命名した。阿寒層群は海成の古潭累層と非海成の蘇牛累層とに区別され、本図幅地域では古潭累層に相当する地層のみが分布する。

本層群は、下位の飽別層とは不整合関係で累重する。すなわち、ピリカネツプ堰堤の水門では、飽別層の安山岩熔岩の上位に安山岩礫を含む凝灰質含礫砂岩が不規則面で接する。また、それより南約1kmの国道では、基底礫岩と飽別層の凝灰質砂岩とが数mまで接近して露出する。境界面は現われていないが両者の層埋から不整合関係と推察される。

本層群は礫岩・砂岩・泥岩・凝灰岩・凝灰角礫岩・安山岩熔岩からなり、亜炭もみられる。一般に北方の横断道路・ハンラコロシュ川地域ほど火山碎屑物に富む。礫岩および砂岩からは貝化石が多く産する。貝化石は*Fortipecten takahashii* (YOKOYAMA) ほかの滝川一本別動物群である^{注7)}。

礫岩は飽別川上流・上飽別発電所の沢・オンネナイ沢など本層群の基底部に分布しおもに粗鬆な等粒細礫からなり、化石を含むことが多い。礫はよく円磨された安山岩を主とする。

砂岩は礫岩から漸移する。風化して黄色～褐色を呈し、堅硬で、年輪状の縞を生じることがある。一般に塊状であるが、礫質砂岩・凝灰質砂岩・シルト岩などの互層となることもある。含まれる貝化石は殻が溶けている。

凝灰岩は阿寒川ピリカネツプ付近とオンネナイ沢支流において、いずれも安山岩質熔岩の下位にあって、白色～黄白色の黒雲母流紋岩質である。

泥岩は阿寒川右第三溪流の亜炭層を挟む所と、双湖台付近とにある。亜炭は最厚70cmで(第14図参照)、5層みられる。層厚1m以下の泥岩が亜炭層の上下にみられ、一部は炭質頁岩となる。双湖台下の崖に露出するものは珪藻土質泥岩である。珪藻化石は破片となり、しかも、溶けているので種名はきまらないが、*Coscinodiscus* sp. あるいは*Stephanopyxis* sp. であって海成相を示す。

凝灰角礫岩は横断道路・ハンラコロシュ沢・ペンケ1の沢・同2の沢などに分布す

注7) 貝化石の詳細については本所大山桂技官がいずれ発表の予定。

第3表 火山岩の
Chemical composition

	阿寒層群 の安山岩	阿寒火山外輪山		パンケ熔 結凝灰岩	阿 寒	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	53.18	52.43	65.87	69.19	52.70	61.64
TiO ₂	0.98	1.01	0.78	0.56	0.87	0.59
Al ₂ O ₃	18.04	17.67	14.53	14.14	18.53	15.91
Fe ₂ O ₃	4.81	3.08	2.43	4.09	3.53	2.79
FeO	5.39	7.28	3.51	0.57	5.69	3.64
MnO	0.18	0.19	0.13	0.12	0.19	0.15
MgO	3.16	3.86	1.38	1.31	5.02	3.19
CaO	9.00	10.34	4.75	3.71	9.31	6.33
Na ₂ O	2.84	2.22	3.51	3.95	2.29	3.03
K ₂ O	0.82	0.51	1.46	1.78	0.66	1.61
P ₂ O ₅	0.16	0.11	0.34	0.10	0.13	0.08
H ₂ O(+)	0.68	0.42	0.75	0.30	0.56	0.64
H ₂ O(-)	0.68	0.32	0.44	0.08	0.26	0.08
Total	99.92	99.44	99.88	99.90	99.74	99.68
Colour index**	26.1	32.1	13.3	9.8	29.2	19.6
Analyst	S.Y.	Y.K. ⁴⁴⁾	Y.K. ⁴⁴⁾	S.Y.	S.Y.	S.Y.

* Totalに加算されないVの値がある

** 総化学成分から算出

1. 玄武岩質安山岩, 阿寒層群, 横断道路双湖台東方約2.2km
2. 普通輝石含有橄欖石安山岩, 外輪山熔岩, 釧北峠上部
3. 普通輝石紫蘇輝石安山岩質熔結凝灰岩, 阿寒熔結凝灰岩, 北見相生
4. 普通輝石紫蘇輝石石英安山岩質熔結凝灰岩, パンケ熔結凝灰岩, パンケトー
3の沢
5. 普通輝石橄欖石安山岩, フップシ火山熔岩, フップシ岳頂上

る。オンネナイ沢では砂岩と指交する箇所がみられ、一部は緑色を呈する。ハンラコロシュ沢では礫質砂岩・泥岩と互層し、同じく緑色を呈する。横断道路切割では風化が激しく、新鮮な露頭はみられないが、軽石や崩壊土から分布が推察される。

安山岩質熔岩は、本層の基底から約400m上位にあつて、阿寒川東岸に懸崖をつくっており、北方へ連続して双湖台および双岳台まで分布する。

南方の阿寒川東岸沿いでは火山角礫岩を主として、熔岩および自破碎熔岩を伴い、

化学組成
of volcanic rocks

火山 中央火口丘							
7	8	9*	10*	11*	12*	13*	14*
57.54	51.54	56.05	56.49	58.53	55.29	61.97	60.39
0.81	0.72	0.74	0.75	0.54	0.88	0.70	0.70
18.37	18.62	16.85	16.62	16.52	17.55	16.52	16.90
2.07	3.38	3.69	2.61	2.68	1.90	5.99	4.12
5.54	5.96	5.51	6.24	5.09	6.06	0.55	3.29
0.11	0.18	0.19	0.18	0.16	0.17	0.12	0.19
3.21	6.05	4.91	4.66	4.60	4.57	2.41	1.98
7.55	10.56	8.58	8.47	7.34	9.05	5.25	5.08
2.66	1.35	2.47	2.45	2.80	2.54	3.14	3.43
1.07	0.45	0.83	1.05	1.10	0.96	1.27	1.56
0.09	0.08	0.12	0.12	0.17	0.16	0.12	0.29
0.64	0.50	0.49	0.56	0.69	0.54	1.77	1.66
0.43	0.30	0.17	0.23	0.42	0.25	0.80	1.16
100.09	99.69	100.60	100.43	100.64	99.92	100.61	100.75
22.2	32.7	29.4	29.8	25.9	29.1	13.9	15.1
Y.K. ⁴⁴⁾	S.Y.	T.K. ³⁵⁾	T.K. ³⁵⁾	T.K. ³⁵⁾	T.K. ³⁵⁾	T.K. ³⁵⁾	T.K. ³⁵⁾

分析者 S.Y.: 山田貞子 Y.K.: 勝井義雄 T.K.: 桂 敬

6. 普通輝石含有紫蘇輝石安山岩, 雄阿寒火山山頂部円頂丘熔岩, 雄阿寒岳頂上
7. 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 雌阿寒火山ボンマチネシリ熔岩, ボンマチネシリ頂上北西部
8. 紫蘇輝石含有普通輝石橄欖石安山岩, 雌阿寒火山阿寒富士熔岩, 阿寒富士山頂9~14 安山岩, 原著³⁵⁾阿寒岳, 文献³⁵⁾では雌阿寒火山

厚さは40~140mで, 岩質は紫蘇輝石普通輝石橄欖石安山岩である。

斑晶: 斜長石・橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は0.5~1.5mmで最大2.0mmに達し, 内核部は汚濁して細粒の輝石を包有し, 累帯構造も顕著である。橄欖石は0.2~2.0mmで輝石の反応縁を有し, 普通輝石および紫蘇輝石はともに0.2~0.5mmである。

石基: 斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・鉄鈦・ガラス・燐灰石
ガラス基流晶質を示す。

北部のハンラコロシユ川から横断道路にかけての本岩は玄武岩質安山岩である。

斑晶：斜長石・橄欖石

斜長石は0.5～2.0mmで清澄であり、曹長長石で、曹長有縁を有している。橄欖石は、0.1～0.2mmの微斑晶で輝石の反応縁を有している。

石基：斜長石・普通輝石・ピジオン輝石・鉄鈹・ガラス

填間組織を示している。

本岩の化学組成を第3表に示す。

本層群の北限はパンケトー2の沢まで認められ、以北ではパンケ熔結凝灰岩に覆われるが、かつてパンケトーの岸近い湖底から滝川一本別動物群に属する貝化石が採取されたことがあり^{注8)}、本層がさらに北方に広がるものと予想される。

II. 3. 4 新第三系最上部

上飽別層

本層は上飽別発電所の沢からオンネナイ沢支流にかけて狭小に分布するほか、カルデラ南壁内および南東外壁に分布する地層も本層に属するものであり、岩相および珪藻化石の特徴からいずれも非海成の堆積物である。上飽別発電所の沢ではほぼ水平な本層の基底礫岩が、70° W、26° Nの走向傾斜を示すシルト岩砂岩互層からなる阿寒層群を、ほぼ水平に斜交不整合関係で覆っている。上飽別発電所の沢とオンネナイ沢支流の本層は、礫岩・軽石質砂岩および凝灰質泥岩からなり、ほぼ永平で、柱状図を第3図に示す。

基底礫岩は安山岩の歪角～歪円礫を主とし、阿寒層群の砂岩もあり、基底部ほど角ばって直径も20～30cmに達する。

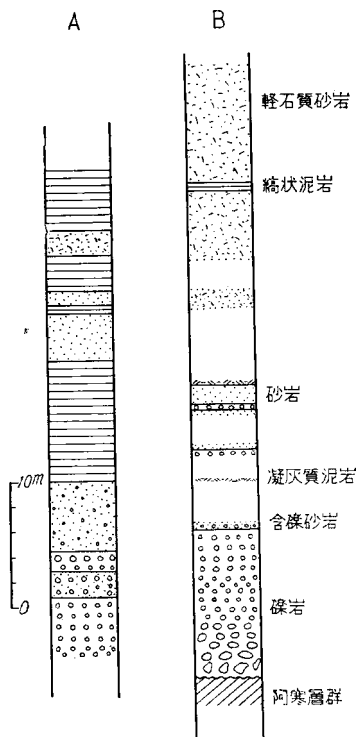
砂岩は礫質から細粒まであって黒色帯を挟んで縞状を呈し、礫は軽石を主として安山岩を伴う。とくに軽石質砂岩としたのはガラス片と結晶粒とからなり、白色細粒軟質でくずれやすく塊状で、結晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石を含む。

凝灰質泥岩は大部分が淡褐色で縞状を示し、層理に従って剝離し、層間褶曲を示すこともある。本岩からは淡水性の珪藻化石Cyclotella群集を産する。

Cyclotella comta 多

Fragilaria pinnata 多

注8) 北海道大学松井愈助教授の談話による。それによれば阿寒営林署職員によって採取されたものである。



A : オンネナイ沢支流 B : 第四発電所の沢
第3図 上飽別層柱状図

<i>Synedra ulna</i>	多
<i>Cymbella prastrata</i>	少
<i>C. fumida</i>	少
<i>Epithemia</i> sp.	少
<i>Hantzsia amphixis</i>	少
<i>Melasira granedata</i>	少
<i>Pinnularia</i> sp.	少

カルデラ南東外壁下の本層はボンシセツリ川および幌呂川上流において認められる。最上流では熔結凝灰岩の直下標高600~680mに、粗粒~礫質砂岩・砂岩泥岩互

層・縞状泥岩がわずかに傾斜して現われている。幌呂川では標高約500m付近で、水平の層理を示す黒色砂岩・礫岩が認められる。この砂岩・礫岩の構成物はほとんどが多孔質で軟らかい岩滓からなり、一部に軽石や縞状軽石が存在する。まれに安山岩の角礫を多く含んでいる。岩滓は普通輝石含有紫蘇輝石安山岩質である。これらの岩滓は次に述べるピリカネツプ白水川の熔結凝灰岩と関連するものであろう。

ピリカネツプ白水川の合流点から約800m上流の右岸の本層は、ガラス質安山岩の火山角礫岩・凝灰質泥岩・砂岩・熔結凝灰岩からなる。泥岩は *Cyclotella* 群集を多く含み、淡水性であって、上飽別発電所上流の本層に岩相上からも対比される。

検出された珪藻化石は以下のとおりである。

<i>Cyclotella comta</i>	多
<i>Stephanodiscus astraea</i>	多
<i>Epithemia</i> sp.	少
<i>Hantzsia amphioxix</i>	少
<i>Pinnularia</i> sp.	少
<i>Rhoicosphenia</i> sp.	少
<i>Stauroneis phenicentron</i>	少
<i>Synedra ulna</i>	少

熔結凝灰岩は黒曜石のパッチと外来岩片とを有し、強く熔結されている。層厚その他詳細は不明である。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉍

斜長石は2.00mmに達し、一般に清澄で累帯構造を有する。紫蘇輝石・普通輝石はともに0.1～0.6mmである。

石基：熔結した軽石片・ガラス破片からなる。

本層は北海道東部における池田層に対比されるものと考えられるが、一方雄別図幅地域において古潭累層の上位に整合関係にある蘇牛累層に相当し、本図幅地域と雄別図幅地域との間に新第三紀末期に地殻運動の差があったとする可能性も存在する。

II. 4 第四系

II. 4. 1 釧路層群

本層は図幅地域南東隅にわずかに分布している。全体として軽石質砂層からなる。

釧路層群は、佐々¹⁴⁾によってはじめて北海道の下部洪積統の代表的地層として、釧路統と命名された。その後今西²²⁾によって釧路層群と呼ばれ、下位から、幌呂層・オンネピラ層・クチョロ層に3分帯された。柴崎・鳥居・飯島⁴²⁾および岡崎も釧路層群の名称を使用し、主として釧路平野東限において、くわしい分帯を行なっている。

佐々¹⁴⁾によれば、釧路平野には高位から、白糠段丘（200m前後）・根室段丘（120m前後）および釧路段丘（60m以下）の3海成段丘面が存在し、釧路統は白糠段丘面の形成時に沈積したものとしたが、最近になって斎藤・北川⁶⁶⁾は、釧路層群の堆積面を根室面としている。

水野・百石⁴⁷⁾は南隣雄別図幅地域において、海拔300m付近にまで釧路層群の存在を認め、岩相から、大部分は非海成と考えている。

本図幅地域のボンシセツリ川・モセツリ川流域の釧路層群も、300m前後の高度に分布する。岩質は軽石質砂・礫および粘土からなる。ボンシセツリ川における本層は軽石質砂礫の互層で層厚5cmの黒色砂を挟み、粗粗部分の軽石礫は粒度も比較的揃い、降下軽石がそのまま水平に堆積した様相を示す。本層は、従来の分帯のいずれに属するか不明であり、岩相からみても非海成である^{注9)}。

II. 4. 2 阿寒火山外輪山

阿寒から屈斜路を経て、知床半島に至るまでは千島火山帯の南西端にあたり、中新世から火山活動の激しかった所で、千島弧の内帯に沿う雁行配列のひとつにあたり、一連の第四紀火山が並んでいる。阿寒火山はこの火山列の南西端にある。

これらの火山の基盤をみると、知床半島では新第三系が半島の中軸に沿って背斜構造を形成する。すなわち、中新世の緑色凝灰岩・変朽安山岩・流紋岩などの厚い累層が背斜軸部を形成し、両側には中新世から鮮新世にかけての頁岩・泥岩・凝灰岩・火山角礫岩・安山岩などからなる地層が緩い傾斜をなして分布する。一方、南西の浦幌

注9) 最近の弟子屈および中雪裡図幅の研究によれば、釧路層群の砂礫層の分布は、おおよそ海拔120m前後までである。より高い地域では、降下軽石層・軽石流堆積物が圧倒的に多く、砂礫層も泥岩の多い非海成を示すようになる。この降下軽石層は数10層あって、阿寒熔結凝灰岩より下位にあり、海成釧路層群の分布地域にみられないので、いまのところ、釧路層群堆積時に陸上に降下堆積したものと考えられる。なかに金雲母質黒雲母を含む降下火山灰が2層みられるが、この性質は、従来阿寒知床帯第四紀火山活動にみられなかったことであり、同様の降下火山灰は東北海道のどこでもまだ知られておらず、起源についても不明である。おそらく本図幅地域のボンシセツリ川やホロナイ川流域にも非海成釧路層群と伴って分布するものと推察されるが、本図幅地域内に露頭がみられないため、記載できない。

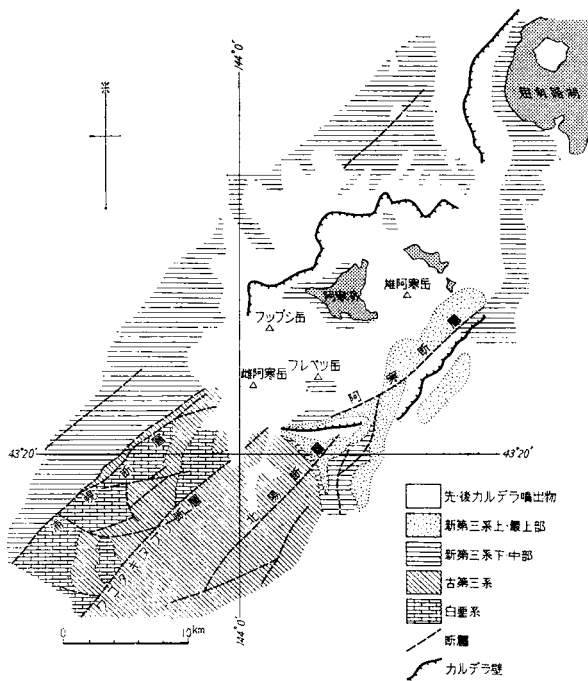
炭田地帯から阿寒火山にかけては、北東—南西方向、すなわち知床方向の断層が優越し、半島中軸の延長には、浦幌断層とウコタキヌプリ断層とに挟まれる白堊紀層が分布し、その両翼に順次古第三紀層・新第三紀層の堆積岩類が分布する。知床方向の断層は、いずれも前記白堊紀層からなる地塊を中核として階段状に両翼が落ちるのを特徴とする。つまり、阿寒火山は阿寒知床帯第四紀火山とともに、一大背斜部に位置している。

第四紀にはいつてから、背斜部から熔岩が流出して、木禽岳をはじめとした成層火山をつくったと考えられ、その一部には新第三紀鮮新世の噴出も含まれるかも知れない。外輪山熔岩はその他釧北峠・カルデラ南部・南東部・北東部にもみられるが、他のクラカトア型カルデラに較べて熔岩の量は少ないといわれている²⁶⁾。

外輪山熔岩活動の末期には、大量の火山碎屑物が噴出して、その結果補償的陥没が起こり、阿寒カルデラを形成した。カルデラ陥没の時代は洪積世末期と考えられたこともあるが²⁵⁾²⁶⁾、屈斜路カルデラの火山碎屑流堆積物よりも旧いので、洪積世末期よりもさらに旧いものである。火山碎屑物は降下軽石と火山碎屑流堆積物とに分かれ、前者はカルデラ南東外壁にのみ知られ、後者については、北西方に流下したものがくわしくしらべられているが、いずれも本図幅地域の周辺が調査されるまで詳細は不明である。

しかし、この陥没は破壊作用が少なく、カルデラ底には、他のクラカトア型のカルデラとは異なって、広く基盤の新第三系がカルデラ底中央にまで分布し、単純なクラカトア型カルデラというよりも、むしろ、火山構造的な大陥没地に属するものであろう。この火山構造的な大陥没地は、基盤の知床方向に支配されて、北東—南西方向の長方形を示す。長方形—火山構造的な大陥没地—の南東辺は、阿寒断層により示される。阿寒断層は平均200~400mの落差で北西側（内側）が落ち込んでいる。長方形の北東辺には、尾札部層と阿寒層群との分布から断層の伏在が予想されたが、その後、弟子屈図幅地域の調査により延長方向の断層が明らかとなった。北西辺には明瞭な断層構造は現在明らかでなく、南西辺は後カルデラの火山によって覆われ、不明である。

カルデラの地形的特徴として、前述の長方形のほか、内壁が比較的緩いことが挙げられる。とくに、南東壁は顕著である（図版1参照）。南東壁では、熔結凝灰岩が内壁にまで流れていることが原因である。これは、熔結凝灰岩の噴出が、阿寒断層に



第4図 阿寒カルデラの基盤地質構造図

よって内側が落ち込んだ後まで継続したものである。北東内壁の緩傾斜は、屈斜路火山起源によるパンケ熔結凝灰岩の流入による2次的なものである。

外輪山熔岩類

木禽岳熔岩：木禽岳は北隣上里図幅地域内に本体がある成層火山であり、その一部が本図幅地域に及んでいる。標高は995mで熔岩流は北方に緩く、南方の阿寒カルデラに面する方では比較的急傾斜ではあるが、湖に注ぐ河川により侵食されており、時代は鮮新世にさかのぼるかも知れない。位置・形状からみて、屈斜路カルデラにおける藻琴山に類似した性格を有している。

本岩は網走川右岸に注ぐ支流にみられ、木禽岳を構成する熔岩流の下部にあたるものである。岩質は無斑晶安山岩である。

斑晶：まれに斜長石

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈹・燐灰石・ガラス・鱗珪石
 ガラス基流晶質～ピロタキシチック組織を示す。鱗珪石はまれに認められる。

釧北峠の外輪山熔岩：本岩は釧北峠においては約100mの厚さを有し、3枚の熔岩流からなるものであるが、網走川の本流から左支流および国道傍にも認められる。岩質は普通輝石含有橄欖石安山岩である。

斑晶：斜長石・橄欖石・普通輝石
 斜長石は0.5～2.0mmで普通輝石を包有物として有し、累帯構造を示している。普通輝石はまれで0.5mm位である。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈹・ガラス・鱗珪石
 填間組織を示す。

本岩の化学組成を第3表に示す。

カルデラ南部の外輪山熔岩：カルデラ南部には、標高約1,000mの無名峰があって、外輪山熔岩からなっている。その基盤は新第三系からなり標高約700mまで認められる。高度としては木禽岳に匹敵し、やはり古い成層火山を形成していたと推察される。より西方のコイカタショロ川上流では古第三系を直接雌阿寒火山の噴出物が覆っているので、外輪山熔岩は存在しないか、あっても少ないと考えられる。しかし東方の阿寒川に臨む所には標高700mの平坦な熔岩台地があり、90mの厚さを有して、2～3枚の熔岩流からなり、熔結凝灰岩によって覆われる。いずれの熔岩流も上下部は角礫が多く、中核部が緻密質である。

岩質は、普通輝石含有橄欖石安山岩・無斑晶安山岩・普通輝石紫蘇輝石安山岩などである。普通輝石含有橄欖石安山岩は阿寒川右第2溪流にあつて最下部をなすものであり、釧北峠に見られるものと同じである。後2者は阿寒川右第4溪流にみられ、それぞれ60m・20mの崖をつくっている。

無斑晶安山岩は

斑晶：斜長石（稀）・普通輝石（ごく稀）
 斜長石は0.3～1.5mmで清澄で、普通輝石は0.2mm前後の微斑晶である。

石基：斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鈹・燐灰石
 ガラス基流晶質を示す。

普通輝石紫蘇輝石安山岩はほとんどが凝灰集塊岩となる。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は0.2～1.0mmで、輝石はいずれも0.2～1.0mmで黒色オパサイトに化し、中核部にわずかに残っていて淡紫紅色を呈する。

石基：ガラス基流晶質を示すが鉄鉱により汚染されている。

カルデラ南東壁の外輪山熔岩：カルデラ南東部では熔岩は少ない。基点沢においては厚さ20mの橄欖石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩が、久著呂川においては無斑晶安山岩がおもなものである。

基点沢においては熔岩は火山砕屑物に覆われ、下部は角礫状となり酸化して赤褐色となる。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石

斜長石は累帯構造を示し、輝石の包有物を有し、最大3.0mmに達している。紫蘇輝石は、単斜輝石の反応縁を有し、普通輝石・橄欖石はまれである。

石基：斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鉱・燐灰石・鱗珪石
 填間組織を示す。

降下火山砕屑物

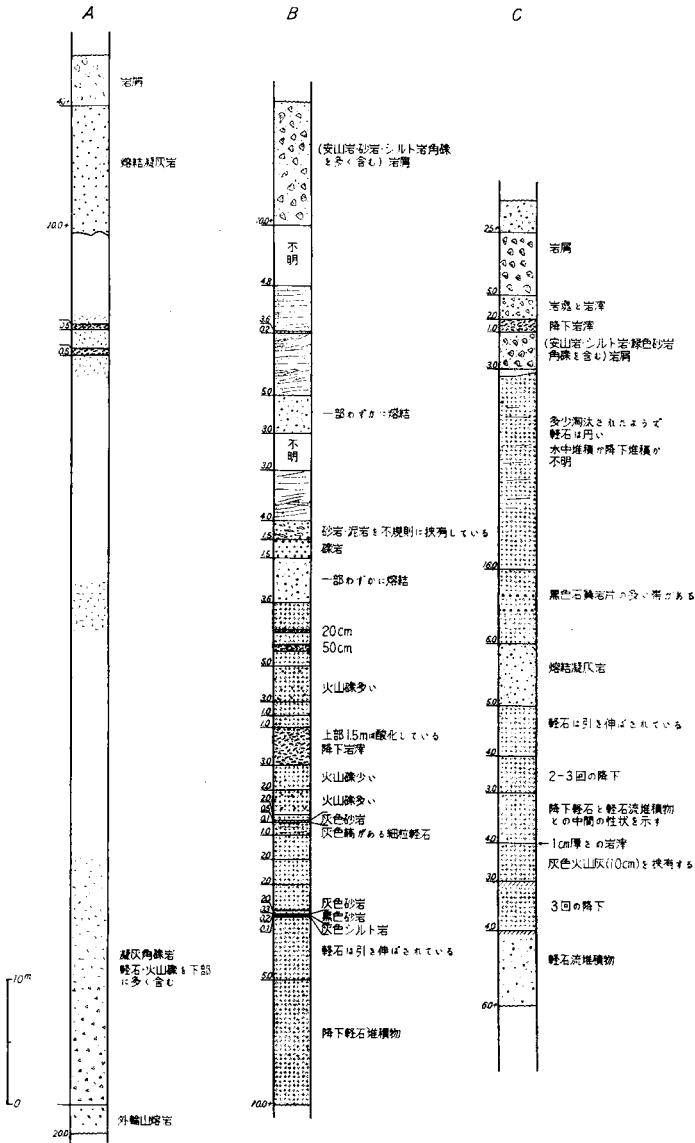
外輪山熔岩の噴出後、激しい爆発とともに大量の火山砕屑物の放出が始まった。これらは、北海道の沖積世にみられる火山灰層の多くと同様に、主として東方へ散布されたので、カルデラの南東壁のみでみられるが、観察地点は幌呂川とポンモセツリ川の最上流および基点沢に限られている。これらの柱状図を第5図に示す。

放出された火山砕屑物の大部分は降下軽石であり、一部には降下岩滓もみられる。内壁の基点沢においては軽石・火山礫・火山砂からなる凝灰角礫岩が多く、層厚50mの降下岩滓が2層みられる。幌呂川上流では降下砕屑物が水中で再堆積し、軽石礫の多い礫岩・砂岩となることがある。ポンモセツリ川最上流では、層厚5mの熔結凝灰岩が降下軽石堆積物中に挟在している。これが、広く分布する熔結凝灰岩に連続するか否かは不明であるが、岩質からみて、一応同一の熔結凝灰岩とする。この他軽石流堆積物もみられ、降下砕屑物は、砕屑流と一部前後して噴出したと考えられる。

降下軽石は大部分発泡の良い軽石からなり、一部では押し伸ばされてわずかに熔結することがある。構成鉱物は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石で、石英・角閃石はみられない。

岩滓は孔隙多く、赤褐色に酸化をうけ、有色鉱物はみられず、幌呂川最上流では、2～6mmの斜長石斑晶が散在している。

幌呂川最上流の砂岩中に、わずかながら緑色角閃石結晶が含まれる。



A: 基点沢最上流 B: 幌呂川最上流 C: ボンモセツリ川最上流

第5図 阿寒降下火山碎屑物柱状図

火山碎屑流推積物

阿寒カルデラの火山碎屑流は北西隣の本岐図幅地域^{注10)}においてくわしく調査されており、これによると下位から下部阿寒軽石流・阿寒熔結凝灰岩・上部阿寒軽石流の順に噴出した。本図幅地域には後2者が分布している。

阿寒熔結凝灰岩：本岩は図幅地域北西部の網走川流域と、カルデラ南東壁とに分布している。いずれも上層部の非熔結部はことごとく削割されたもののようで、強く熔結した普通輝石紫蘇輝石安山岩質の岩滓および火山灰からなり、外来岩片に富み、黒曜石パッチを多く含む。阿寒カルデラの長軸である北東－南西方向の両側、すなわち北西・南東方向におもに流下したようで、長軸の方向にはみあたらない。

北西方向に流下したものは、一部は木禽岳の東側を廻って津別川沿いにみられ、大部分は相生一本岐・二岐・上足寄にかけて新第三系を覆って分布し、カルデラ中心部から30kmまでは強く熔結して、35kmの津別市街対岸では非熔結部がみられる。本岐および上里図幅地域の分布をみると、当時の流路は現在の地形とはかなり異なっていたものようである。

南東壁の本岩は幌呂川・モセツリ川から鶴居村に広く分布し釧路層を覆っている。中雪裡付近では強く熔結してさらに大楽毛原野北端の宮嶋崎に及び、ここでは上位に亜炭層をのせる非熔結岩滓流となる。段丘面との関係は、今後本岩の時代を決定する上で重要な事柄である。本岩の一部はカルデラの南東内壁にも広く分布し、阿寒川左岸各支流・ハンラコロシュ川支流においても認められ、所によっては内壁の方が外壁よりも緩傾斜の場合がある。

本岩の厚さの測定された箇所は少ない。ポンシセツリ川最上流において45m（＋）、基点沢上流では10m（＋）、モセツリ川上流においては5mを示すがいずれも上部層の非熔結部は含まれない。北西部の網走川では30～40mと推察される。本岩は幅3～4mの柱状節理と厚さ10～20cmの板状節理とが良く発達する。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

基質：ガラス裂片・珪酸鉱物・アルカリ長石・鱗灰石

ガラス裂片は熔結してその間に微細な珪酸鉱物・アルカリ長石が生成している。外来岩は安山岩が大部分で一部には泥岩も認められる。

注10) 山口昇一・沢村孝之助：5万分の1地質図幅「本岐」、地質調査所、未刊



図版4 阿寒熔結凝灰岩

本岩の化学組成を第3表に示す。

上部阿寒軽石流堆積物：本図幅地域内において、網走川沿いの国道切割で熔結凝灰岩を覆っているのと、釧北峠北方1kmの地点における火山灰調査のピット掘とでみられた（第9図参照）。図幅地域外では相生開拓道路・二又付近に広く分布し、一部は東方の螺湾付近にも及び、カルデラ南東方では中雪裡図幅地域内の中幌呂付近で見られる。層厚は15～20mと推察され、岩質は普通輝石含有紫蘇輝石石英安山岩質であるが、軽石中には石英斑晶は認められない。

岩脈および寄生熔岩円頂丘

外輪山熔岩の活動に伴った岩脈と、寄生熔岩円頂とが存在する。

岩脈は飽別川上流8の沢に存在し、伏布内層を貫く。これは普通輝石橄欖石玄武岩で、雄別図幅地域阿寒川右3号沢で同じ伏布内層を貫く岩脈と同質である。

普通輝石橄欖石玄武岩

斑晶：斜長石・橄欖石・普通輝石

斜長石は、0.2～1.0mm，橄欖石は0.2～0.7mmで完全に変質する。普通輝石は0.2～0.5mmである。斑晶は少量で、かつその大部分は微斑晶である。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈹・鱗珪石

填間組織を示し、2次鈹物として緑泥石・方解石がみられる。

寄生熔岩円頂丘はカルデラ壁の北西部に、湖望台と818m峰との2コ存在する。北高は湖望台が120m，818m峰が160mで、岩質はいずれも普通輝石紫蘇輝石石英安山岩である。両者の開析程度も同じ位であり、相前後して噴出したものであろう。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・石英

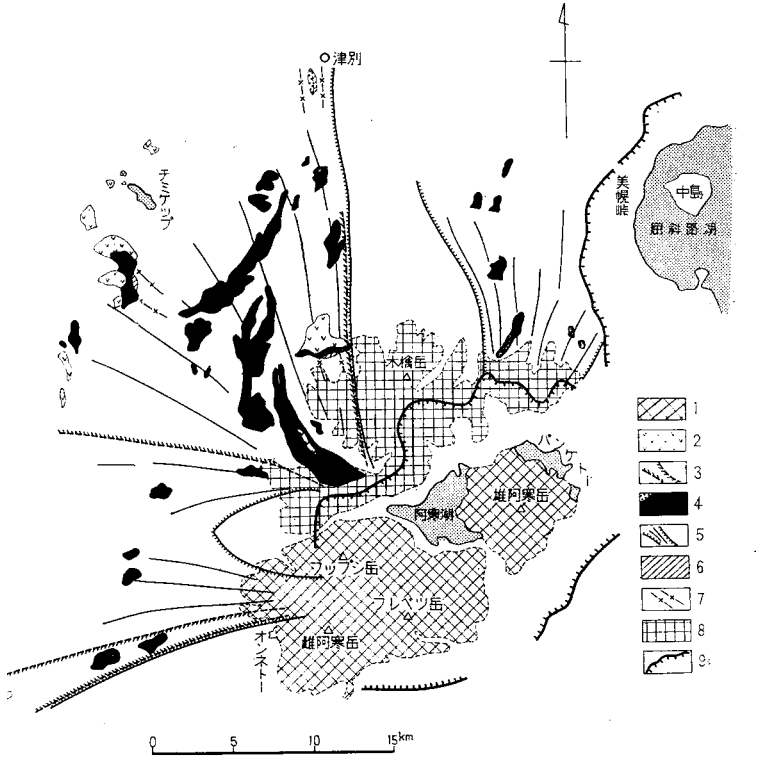
斜長石は最大4.0mmに達し、1.5mm以上のものは汚濁帯を有し、普通輝石を包有している。空洞に金雲母・パーガス角閃石の認められることがある。1.0mm前後のものは清澄で累帯構造を有している。輝石は0.2～0.6mmでまれに1.5mmに達している。石英は1.0～2.0mmで融食された外形を呈している。

石基：斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・燐灰石・鉄鈹・クリストパル石
ガラス基流晶質を示す。

II. 4. 3 古阿寒湖層

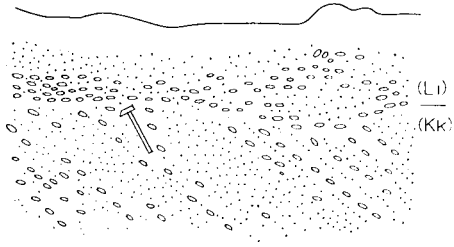
阿寒火山が苦鉄質熔岩と火山碎屑物とを噴出した後補償的陥没が起こり、阿寒カルデラが生成されて、ここでつくられた凹地に湛水が行なわれ、現在の阿寒湖よりも広大な湖ができた。この湖を古阿寒湖と呼び、その湖成堆積物を古阿寒湖層^{注11)}と称する。古阿寒湖は、はじめは阿寒カルデラ内のほぼ全域にわたって存在したと推定されるが、生成直後からフレベツ火山・フップシ火山とカルデラ内に次々と火山ができ、さらに北方からはパンケ熔結凝灰岩の流入などがあって次第に水域が狭まり、最後に雄阿寒岳の噴出によってその北半部は阿寒湖・ペンケトー・パンケトー・南沼・および瓢箪沼などに分化する一方、ピリカネツプー上飽別発電所間における阿寒川によるカルデラ壁の侵食が進み、遂に排水されて消滅した。

注11) 古阿寒湖層は、はじめ堀江³⁹⁾によって定義された地層である。堀江によれば阿寒湖は堰止湖であり(堰塞した火山は雄阿寒岳およびフレベツ岳北東方の831mの峰)、堰止当時は現在より20m水位が高く、古阿寒湖の南限はピリカネツプ付近まで延びるかもしれないと述べている。しかし、上記2つの火山より堰塞された湖が、それより南方まで広がっていたとは理解できない。ここでの古阿寒湖層とは、堀江の古阿寒湖層から現在の阿寒湖による湖岸段丘堆積層を除いて限定再定義したものである。



- 1. 後カルデラ火山岩類
- 2. 上部阿寒軽石流堆積物
- 3. 2の流出範囲
- 4. 熔結凝灰岩 (点部は非熔結相)
- 5. 同上流出範囲
- 6. 下部阿寒軽石流堆積物
- 7. 6の流出範囲
- 8. 前カルデラ火山岩類
- 9. カルデラ壁

第6図 阿寒カルデラ北方における火山碎屑流堆積物分布図



第7図 古阿寒湖層 (KK) と湖岸段丘堆積層 (L1)

本層はピリカネツプ—雄阿寒温泉付近の国道にかけて標式的に露出し、ピリカネツプ・白水川・オクルシベ川沿いにも分布するが、基盤との境界はまだみつけれられていない。阿寒湖周辺でも本層の存在が予想されるが、湖岸段丘堆積層とそれぞれの露頭において区別することは困難である。阿寒湖畔の阿寒湖荘前の段丘崖においては傾斜した本層¹²⁾が湖岸段丘堆積層により覆われている（第7図）。両者ともに湖畔層の変質した軽石凝灰岩を礫とし、同じ岩種によって構成されている。湖岸段丘面の最高面は湖水面上約17mで、これよりも高い所の堆積物は古阿寒湖層に属する。阿寒湖畔水源地では（第9図）凝灰質砂礫土・褐鉄鉱層・泥炭・礫層からなる古阿寒湖層がみられる。一般に古阿寒湖層はOa-b層以上の火山灰によって覆われている。ピリカネツプ付近の本層は所によって層間褶曲のみられることもあるが、一般に水平である。しかし、雄阿寒温泉から湖畔にかけては局部的に傾斜、あるいは逆断層が認められ、雄阿寒岳の生成による変動が考えられる。



図版5 オクルシベ道路切割における古阿寒湖層

本層は所によって岩質を異にするが、一般に砂岩泥岩の互層からなり礫岩を挟有する。砂岩は粗粒から細粒までにわたるが、とくに軽石片により構成される場合は10m以上の層厚を示すことが多く、また互層の間に偽層をつくることがある。泥岩は珪藻土質のものとガラス質のものとがある。阿寒湖の水門から下流約200mの阿寒川左岸においては本層は青灰色泥岩からなり、2～4mmの周期で黒色炭質物の薄層と互

注12) 田中館¹⁰⁾の生成時代不明なる礫岩層に相当する。

層し、雄阿寒火山熔岩により覆われている。礫岩は砂岩・泥岩と互層するが、レンズ状・クサビ状あるいは不規則な溜り状を示すことが多く、周辺からの土石流として短時間に湖底に流入したことを示す例が多い。礫は熔結凝灰岩・安山岩からなる。軽石の礫や破片はおおむね北部ほど、また上部に近づくほど多量となる。ピリカネツ付近の阿寒川支流阿寒層群分布地域に、本層のシルト岩～砂岩互層が断片的に分布する。

堀江²⁹⁾ は本層から以下の珪藻化石を報告した。

雄阿寒温泉付近 *Stephanodiscus astraea*

オクルシベ川 *Melosira italica*

Stephanodiscus astraea

なお、今回の調査によって以下の珪藻化石がみいだされた。産地はアイヌ墓地・阿寒湖畔水源地・楢原およびピリカネツである。

Cyclotella kiitzingiana 多

Fragilaria pinnata 多

Stephanodiscus astraea 多

Cymbella praestrata 少

Cymbella tumida 少

Diploneis sp. 少

Eunotia placentula 少

Fragilaria virvistriata 少

Melosira itaiica 少

Navicula sp. 少

Pinnularia sp. 少

II. 4. 4 パンケ熔結凝灰岩

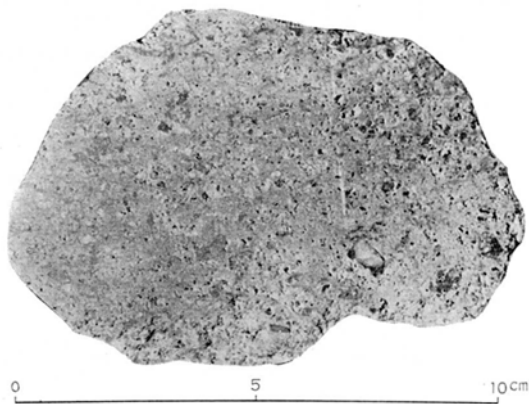
イベシベツ川からパンケトー・ペンケトーの北東岸にかけてパンケ熔結凝灰岩が分布している。本岩はイベシベツ川における分布状態からみて雄阿寒岳熔岩により覆われるものであり、分布面の高度は北方へ高まっている。北隣の上里図幅地域内では本岩と同質の熔結凝灰岩が、屈斜路カルデラの外壁に認められ、屈斜路火山外輪山のサマツカリ岳南の960m峰にも存在している。これにより、本岩は屈斜路カルデラ起

源のもので南方に向かって噴出し、阿寒カルデラ内に流入したものである。

本岩の大部分は強い熔結を示しており、非熔結部はほとんど削剥されたと考えられるが、パンケトー沼尻西方500mの坂では熔結が弱く、パンケ1の沢では2層の熔結凝灰岩が存在する。さらに、パンケ2の沢では3層以上の熔結凝灰岩がみられ、いずれも層厚約5mで、基底部近くは強く熔結し、上部は弱熔結相となる。

屈斜路火山は、北方では10層にわたる火山砕屑流を噴出しているが⁶⁴⁾、本岩がそのいずれに対比されるかは、それらとは独立して分布し、岩質も異なるために不明である。

本岩は淡灰色～茶灰色を示し、黒色パッチは少なく結晶が多い。軽石片の認められることも多い。岩質は普通輝石紫蘇輝石石英安山岩質である。



図版6 パンケ熔結凝灰岩

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

基質：ガラス裂片・鱗珪石・アルカリ長石・燐灰石

ガラス裂片が熔結して、斑晶鉱物を取り巻いている。パンケトー北方の本岩では、脱ガラス化が著しく、鱗珪石・アルカリ長石が生成している。

外来岩汁は安山岩が多い。

本岩の化学成分を第3表に示す。

II. 4. 5 阿寒火山中央火口丘 I

阿寒火山のカルデラ底には、はじめ中央西寄りにフレベツ岳、次にフツシ岳・雄阿寒岳、最後にカルデラ南西壁に雌阿寒岳と順次中央火口丘が生成した。これらを、摩周火山火山灰層を基準として I および II に分ける。

フレベツ火山

ここでフレベツ火山としたのは、カルデラ内のほぼ中央部にあるフレベツ岳付近の成層火山と熔岩円頂丘とを総称したものである。これらの相互の関係については、すでに相当の開析をうけて森林により覆われており、判然としない点が多いが、以下のとおりである。

最初にもっとも東側、現在の阿寒川の右岸にガラス質石英安山岩の熔岩円頂丘ができた。その後軽石流の噴出もあり、円頂丘は破壊された。これを角の沢熔岩円頂丘と称する。その後3つの成層火山がその西側に生成し（831m峰^{注13)}・フレベツ岳・950m峰^{注14)}）、831m峰によって円頂丘の本体はかくされてしまった。この3つの成層火山のうちで831m峰ほ古く、フレベツ岳・950m峰の時期はその後で、フツシ火山の活動はこの時期と考えられる。最後にフレベツ岳の側火山として西側に熔岩円頂丘ができ、東側では熔岩流がフレベツ岳の山体斜面を流下した。この頃には雌阿寒火山の一部、北岳・東岳などの活動ははじまっていた。

角の沢熔岩円頂丘

本熔岩円頂丘は阿寒川右岸にあつて、その西半部は831m峰に覆われて東部のみかわずかに現われているが、本来の基底直径は4~5kmあつたものと推察される。大部分はガラス質石英安山岩からなり、古阿寒湖層を貫ぬいて噴出したが、末期には軽石流も噴出して、山体のほとんどが破壊され、その上に831m峰が生成したものである。

普通輝石紫蘇輝石安山岩 本岩はガラス質石英安山岩の先駆噴出物で、イタリイカオマナイ川および角の沢に認められる。両方の産地では斜長石斑晶が、前者では多く後者では少ないが、いずれも石基はガラスに富み、また石英斑晶をまれに有すること

注13) 勝井¹⁹⁾の831M山

注14) 勝井¹⁹⁾の915M山

がある。

ガラス質石英安山岩本岩は角の沢・旧道において観察され、角の沢では流理構造がみられ、また気泡に富むことが多い。十条製紙の林道切り割りでは、本岩が古阿寒湖層を不規則に貫ぬき、幅約50cmが急冷相を示し、黒曜岩となっている。

檜原一オクルシベ間の国道切り割りでは、本岩の大岩塊の集合が古阿寒湖層のなかにみられ、全露頭が岩塊のみからなることもあるので、この熔岩円頂丘は、はじめ古阿寒湖のなかに生じ、その山腹が崩壊して岩塊が古阿寒湖のなかに流入し、さらに新しい熔岩の噴出が湖岸近くで行なわれたりしたものであろう。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は0.2～2.0mmで輝石を包有し、汚濁帯を有している。紫蘇輝石0.2～1.0mmで弱い多色性を示すことがある。普通輝石は0.2～0.5mmである。

石基：ガラス・晶子・クリストバル石・黒雲母・2次鉱物（石英・沸石）

流理構造を示して晶子が配列している。流理に沿って石英・沸石などの2次鉱物に富むことがあり、また0.03～0.1mmの黒雲母（X＝無色、Y＝Z＝淡褐色）が認められる。

軽石流堆積物は阿寒湖畔水源池付近においてみられ、層厚約5mの軽石片を主とした無層理の堆積物である。湖畔小学校裏のバイパス切り割りでは約15mの層厚を示す。ここでは軽石塊は少なく、軽石片が多く、粘土化あるいは風化した様子を示し軽石流堆積物が陸上で移動し2次堆積した疑いがある。

軽石流堆積物はガラス質石英安山岩噴出時に小規模な噴出をみたのであるが、山体が破壊被覆されたために詳細は不明である。

本堆積物の軽石は、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱・燐灰石の結晶片を有している。

831m 峰

831m峰は露出に乏しく、サルンベツ川の熔岩末端崖のほかはわずかにイタルイカオマナイ沢左岸の山腹と、送電線鉄柱の掘り返しあとの転石としてみられるにすぎない。地形図によれば山頂は3峰に分かれ、古い火口が中央にあるものと考えられる。

東山麓には崖錐堆積物が認められる。岩質は普通輝石紫蘇輝石安山岩質である。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は0.2～1.5mmで輝石を包有している。紫蘇輝石は0.2～1.0mmの長柱状を示し、普通輝石は0.2～0.8mmで、中心部に磁鉄鉱が

放射状に配列することがある。

石基：斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・ガラス・鉄鉱・燐灰石・金雲母
ガラス基流晶質を示す。

950m 峰

本峰もまた露出に乏しく、雌阿寒登山道路途中と山頂部付近とに熔岩が認められるにすぎない。岩質は橄欖石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩質である。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石

斜長石は0.5～2.0mmで汚濁し、紫蘇輝石は0.5～0.8mmの長柱状を示す。橄欖石は最大2.0mmに達し、輝石の反応縁を有している。

石基：ガラス・晶子・斜長石・燐灰石・鱗珪石
ガラス基流晶質を示す。

フレベツ岳

フレベツ岳は標高1.088mの成層火山であるが、白水層の変朽安山岩・火山角礫岩が山腹の標高720m付近まで認められるので、真の比高は約350mである。はじめに凝灰角礫岩を、次に数枚の熔岩流を噴出した。熔岩流の間にはフレベツ川において認められるような湖成堆積物も挟在しており、小規模な堰止湖を各所につくった。その後山頂の東西に熔岩円頂丘と寄生火山とが生じた。

凝灰角礫岩からはじまって熔岩流に移る噴出様式はフツシ火山にもみられ、また両者が雌阿寒火山をとりまく位置からみて、噴出時代がほぼ同じ頃に属するものと推察される。

凝灰角礫岩は白水川の中流から上流にかけてみられ、白水層の緑色凝灰岩・変朽安山岩を覆っている。中流では2層みられ、層厚はいずれも10m前後であり、下位のは暗灰色細粒粗鬆で火山礫・岩滓を含むが、基質はくずれやすく砂状である。上位のものは角礫が多く、岩滓も認められ、むしろ火山角礫岩と称するのが適當の部分も認められる。上流部に向かうとこの凝灰角礫岩は4枚認められ、層厚は最下位層は約20m、上位3層はおおの約6mで、各層の上部が酸化して赤褐色となっているが、岩質は同じである。最下位層には、しばしば2～4m間隔の柱状節理が発達し、軽微に熔結した部分の認められることがある。これらは熱雲形式によって噴出したと考えられよう。火山礫は橄欖石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石

斜長石は1.5mm以下で中核部が汚濁するか、汚濁帯を有し、輝石を包有することもある。紫蘇輝石・普通輝石は0.8mm以下、橄欖石は0.2～0.5mmで輝石の反応縁を有している。

石基：斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・ガラス・鉄鈦・燐灰石

ガラス基流晶質あるいはガラスが多く、多孔状組織を示す。

普通輝石含有紫蘇輝石安山岩質熔岩はフレベツ岳の本体をなすものであるが、厚い植生に覆われ、わずかにフレベツ川で認められるにすぎない。フレベツ川では本岩は新期湖成層を挟む、板状節理の発達した熔岩で、1.0mm前後の輝石が肉眼でよくみられる。山頂部は侵食された地形を示すが、山麓では熔岩流による波紋状の地形が認められる。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は0.3～1.5mmで輝石を包有するが清澄で累帯構造を示す。紫蘇輝石は常に単斜長石の反応縁を有し、普通輝石は少ない。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈦・ガラス・燐灰石・紫蘇輝石(?)

ガラス基流晶質を示す。

石英安山岩質円頂丘熔岩はフレベツ岳西方約1kmにある標高1,080mの山体を形成している。円頂丘の高さはおよそ160m、直径およそ1kmで、変質ははげしい。

斑晶：斜長石・石英・輝石(?)

斜長石・石英はともに2.0mmに達し、有色鉱物はまったく変質して外形から輝石と推察されるのみである。

石基：隠微晶質で変質をうけ、放射状に沸石が多くみられる。

橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩は、フレベツ岳北東方約1.5kmの標高820m地点に生成した寄生火山で、熔岩流は白水川に達し、古阿寒湖層を覆っている。熔岩流動面は削剝をうけることが少なく、明瞭な熔岩末端崖も認められる。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石

斜長石は0.5～1.5mmで汚濁帯を有している。普通輝石は0.2～0.3mmで、中核部には鉄鈦が放射状に配列し、あるいは散点する。紫蘇輝石は0.3mm前後で反応縁を有しない。橄欖石は0.2～0.5mmで輝石の反応縁を有している。

石基：斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・鉄鈦・燐灰石・鱗珪石

填間組織を示す。

フツブシ火山

フツブシ火山は阿寒湖の西方にあつて、標高1,225mで山頂部は削剝をうけて急

峻であり、山麓部は緩い火山性山麓緩斜面をつくって、その上に2つの寄生火山が認められる。フップシ火山の基底は湖畔層の軽石凝灰岩からなり、山麓の緩斜面は凝灰角礫岩と岩屑とから、山頂部は熔岩と放出物とからなっている。

基底凝灰角礫岩

本岩はフップシ岳の基底に分布し、足寄街道で観察される。噴出の機構としては、フレベツ岳の凝灰角礫岩と同様に熱雲として噴出したものと考えられるが、熔結した部分はみられず、かつ、1層のみ認められているにすぎない。

足寄峠北東方約1kmの足寄街道土砂採取場（図版7）では、本岩は火山岩塊、火山礫・火山灰からなり、厚さ3.0m以上で、雑然と堆積し、脆く、崩壊しやすい。全体が酸化して赤褐色～黒色となり、火山岩塊・火山礫は緻密質のものはむしろ少なく、多孔質のものが多い。本岩はさらに西方の足寄白水川にかけて広く分布している。



図版7 フップシ火山基底凝灰角礫岩（足寄街道）

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石

斜長石は0.2～0.7mmで最大1.0mmに達し、輝石粒を包有して、汚濁した中核や帯を有している。紫蘇輝石は0.3～0.6mm、最大1.5mmで、普通輝石は0.3～0.5mmである。橄欖石は少量で0.2～0.3mmであり、紫蘇輝石の反応縁を有している。

石基：ガラス・斜長石・鉄鉱・クリストバル石

ガラス基流晶質を示すが、汚濁している。

フップシ岳

フップシ岳山頂部は急峻で、とくに山頂部の北斜面は急崖をつくり、爆裂による破壊を思わせるものがある。それ以外の斜面は比較的平滑で厚い植生により被覆されて

いる。山頂部熔岩は山頂から北に下る急峻な沢でよくみられ、厚い熔岩が成層し、下部約130mは、普通輝石橄欖石含有石英紫蘇輝石安山岩から、それより上部標高約950m以上は普通輝石橄欖石安山岩からなっている。

普通輝石橄欖石含有石英紫蘇輝石安山岩

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・橄欖石・石英・普通輝石・鉄鋳

斜長石は0.5～3.0mmで汚濁した核や帯を有し、累帯構造を示している。紫蘇輝石は0.3～1.5mmで、橄欖石は0.2mm前後を示し、輝石の反応縁を有している。石英は融食されて球形を示し0.3～2.0mmで、普通輝石は0.3mm前後である。

石基：斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・燐灰石・ガラス・鉄鋳
ガラス基流晶質を示す。

普通輝石橄欖石安山岩

斑晶：斜長石・橄欖石・普通輝石

斜長石は0.2～0.5mmのものは清澄で亜長石であり、まれに1.5～2.0mmのものは輝石を包有している。橄欖石は0.1～1.0mmで鉄鋳に包まれている。普通輝石は0.3～1.2mmでほとんどが粒状の鉄鋳を包有し、鉄鋳は放射状に配列したり、帯をつくったりしている。

石基：斜長石・ピジオン輝石・鉄鋳・燐灰石・ガラス
填間組織～ガラス基流晶質を示す。

本岩の化学組成を第3表に示す。

寄生火山は東西の山麓にそれぞれ1つずつあって、比高は西側のは約100m、東側のは約140mで、基底直径は700～1,000mであり、岩質はいずれも石英普通輝石含有紫蘇輝石橄欖石安山岩である。

斑晶：斜長石・橄欖石・紫蘇輝石・普通輝石・石英

斜長石は0.5～2.0mmで、1.5～2.0mmのもの多くは中核部が汚濁している。橄欖石は0.3～1.0mmで輝石の反応縁を有し、紫蘇輝石は0.5mm前後で単斜輝石の反応縁を有している。石英は0.5～2.0mmで融食されている。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鋳・ガラス・鱗珪石
ガラス基流晶質を示す。

雄阿寒火山

雄阿寒火山は標高1,371m、阿寒湖の東岸に位置する単一の円錐形楯状火山で、西斜面の標高1,200m付近からの側噴火による熔岩流がわずかに単調さを破っている。

山頂には旧爆裂火口の跡である凹地が3つあるが、現在活動はまったく認められず植生に覆われており、ただ北中腹の標高約800m付近に微弱な噴気作用が認められ、直径20~30mの円錐丘が存在するほか、北麓のイベシベツ川付近において温泉の湧出がみられるにすぎない。

フレベツ岳・フップシ岳の生成が終わった後、古阿寒湖のなかに雄阿寒岳の噴火活動がはじまった。最初は激烈な爆発活動があつて軽石と火山礫とを放出した。これは北西風によって南方から東方にかけて運ばれ、中雪裡・弟子屈付近にまでみられる。次には細粒暗褐色の火山灰が南西方に分布する。

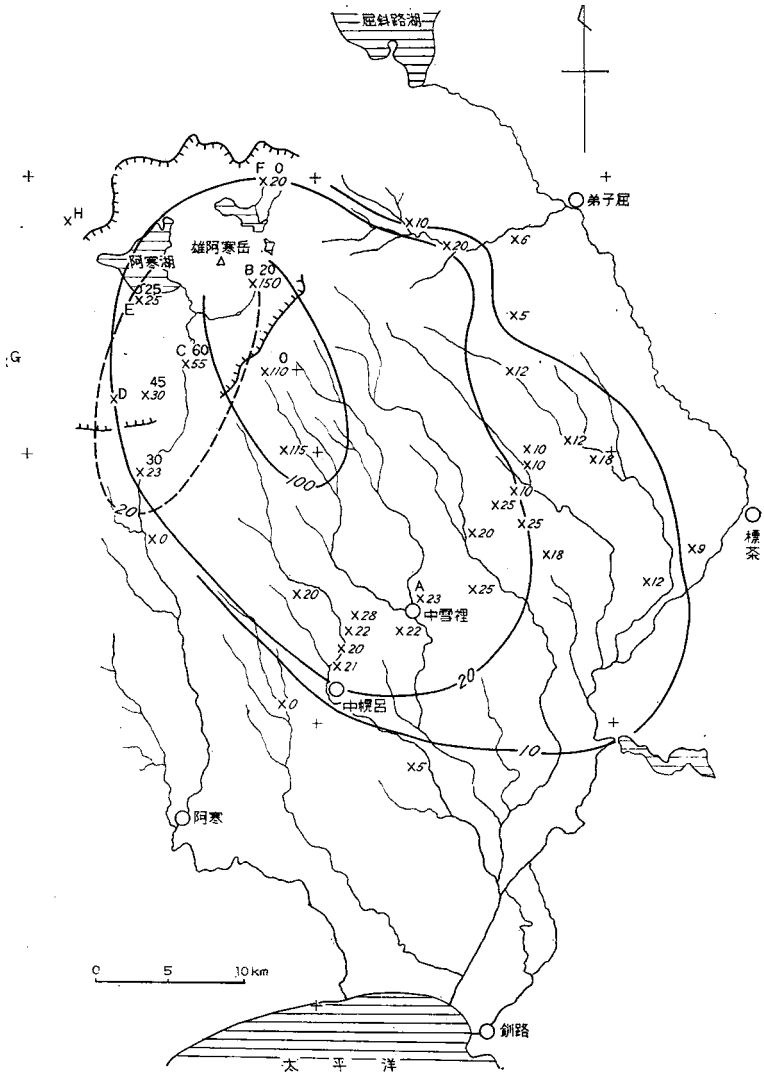
その後、雄阿寒火山は熔岩の流出に終始したようであり、山腹には放出物はまったく認められないで岩塊のみからなり、山頂部に、わずかに放出された火山岩塊がみられるにすぎず、熔岩の性質は橄欖石普通輝石安山岩から次第に酸性となり、石英紫蘇輝石安山岩に終わっている。

雄阿寒火山灰層

従来雄阿寒火山には火山灰の存在が認められていなかった⁴³⁾。本層は下位の降下軽石と上位の降下スコリヤとからなるが、北海道において一般に行なわれてきた火山灰の命名に従つて、上位からOa-a、Oa-b層と呼ぶこととする。これらの火山灰層は現在の雄阿寒岳の山腹には存在していないが、雄阿寒岳に近づくに従つて層厚・粒度が増大し、熔岩に覆われる古阿寒湖層の最上部が軽石・火山礫に富んでいることにより、熔岩噴出の前駆として激しい爆発作用があつたものと結論される。これらは現地形面には支配されないで一様に覆つており、摩周軽石(Ma-f層)によって覆われている^{注15)}。これらの分布範囲の概略は第8図のとおりである。

Oa-b層は軽石と火山礫とのほぼ等量からなり、上位に腐植土を有しておらず、雄阿寒岳山麓の双湖台西方約1kmでは、150cm(+)の層厚を有して上部は赤褐色となり、植原の国道割切では層厚55cmで、古阿寒湖層を覆っている。阿寒湖畔上水道取入口では層厚25cmを示す。フレベツ岳中腹斜面の褐鉄鉱山付近では、軽石が2次的に移動して膨縮し、1m近くの層厚を示したり、上位のOa-a層と混交したりしている。

注15) 火山灰層の柱状図は雄阿寒火山の項に示す。



数字：cm，上段はOa-a層，下段はOa-b層，破線：Oa-a層，

実線：Oa-b層，A・B……：第9図参照

第8図 雄阿寒火山灰層の分布図

軽石と火山礫との比は噴出源から遠ざかるに従って大となり、粒度は小になる。

本層は雄阿寒岳から中雪裡に至る線を軸として南南東方向に分布し、弟子屈から標茶にまで認められる。層厚では単純な楕円形を示さないで、西限の上飽別発電所から中幌呂にかけて20cmから0cmと急激に消失するが、東方へは次第に層厚を減じてゆく傾向にある。弟子屈から中雪裡にかけて、本層を層位的に追跡すると、本層は勝井⁵⁰⁾が摩周火山の成層火山形成期^{注16)}に噴出したとするM- γ 層の下位となる。

本層はMa-f層（約7,000年前）に覆われ、現地地形に支配されず、かつ中幌呂付近では沖積面上に存在することが確認されているので、その降下年代は沖積世最初期と考えられる。本層の体積は約0.4km³で重量は 4.4×10^6 tである。

軽石の岩質は角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩で、角閃石の量はきわめて乏しい。

Oa-a層は細粒暗褐色の雄阿寒岳の山体形成期火山灰で、下位のOa-b層とは明確に境され、楢原では層厚1~2cmの淘汰された砂層を有することもある。山地ではOa-b層と混交している。本層は雄阿寒岳から南南西に楕円状に分布し、双湖台西方1kmで30cm、楢原で75cm、阿寒湖畔上水道取入口で35cmで、いずれも上部約15cmは腐植土となってMa-f層に覆われている。Oa-a層は東方に向かって層厚を減じてゆが、双岳台以東では摩周火山本体形成期スコリヤ層M- β ・M- γ ・M- δ_1 が現われ、外観が類似するために判別できない。

本層はガラス被膜を有する斜長石・紫蘇輝石・普通輝石とスコリヤ・普通輝石紫蘇輝石安山岩の破片、まれに軽石からなり、細粒暗褐色の軟質な火山灰である^{注17)}。本層の体積はOa-b層の10分の1以下である。

基底 熔岩

本岩は山体の裾にみられ、新第三系と古阿寒湖層とを覆っており、初期に噴出流下したものである。横断道路切り割りに、熔岩流の表面が角礫化しているのがみられる。阿寒湖水門付近では古阿寒湖層の最上部は軽石質砂岩になっており、その上位に本熔岩の覆っているのが見られる。本岩は普通輝石紫蘇輝石橄欖石安山岩である。

注16) 勝井⁵⁰⁾は摩周火山の成層火山形成期の火山灰として上位からM- α 軽石、M- β スコリヤ、M- γ スコリヤ、M- δ スコリヤ、M- δ_2 軽石、M- ϵ スコリヤ、M- ξ スコリヤの7層を区分している。この標準柱状作製の位置は、計根別~中標津であるが、弟子屈西方における調査ではM- γ 層の下位にOa-b層があり、M- δ_2 軽石との関係は今後の問題である。

注17) このような火山灰を“ローム”あるいはローム質火山灰と記載されている例が多い。

斜長石は最大 2.5mm に達し、輝石粒を包有したり、汚濁帯を有している。橄欖石は紫蘇輝石の反応縁を有し、0.3～0.8mm である。紫蘇輝石はまれに普通輝石と並行連晶をなすことがある。

石基：斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鉍・ガラス・燐灰石・鱗珪石
ガラス基流晶質～填間組織をなし、輝石と斜長石とが等粒半自形構造を示す包有物の認められることがある。

雄阿寒岳

雄阿寒岳山体の大部分は、基底熔岩を覆うガラス質普通輝石紫蘇輝石安山岩の熔岩流からなる。熔岩流は数回にわたり流下したもので、それぞれの熔岩流の流下した様子が航空写真によってよく認められ、明瞭な波紋を示す。山腹は大小の岩塊からなる。本岩は一般に孔隙が多い。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は最大 3.0mm で輝石粒を包有し、汚濁帯や核を有している。紫蘇輝石は 0.3～1.0mm で、X=淡褐色、Z' =淡緑色の弱い多色性を有し、また普通輝石と並行連晶を示すことがある。輝石類は黒色物縁を有することが多い。捕獲結晶として、石英・酸化角閃石の認められることがある。

石基：斜長石・ガラス・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鉍・燐灰石・鱗珪石・沸石
ガラス基流晶質を示すが結晶度には差異がある。イベシベツ川口付近では、ガラス質の部分が流理構造を示している。

ニッ岳

ここにニッ岳と称したのは、雄阿寒岳西腹標高約1,100m付近にある比高約50mを示す2コの小円錐体を指す。ここから橄欖石普通輝石含有紫蘇輝石安山岩質熔岩が3条の舌状となり、山稜を形成する。舌状体の先端は標高約500mにまで達している。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石

斜長石は最大 2.5mm で輝石の包有物を有し、ポイキリチック組織を示す。輝石は 0.2～1.5mm で、紫蘇輝石は普通輝石と平行連晶を示すことがある。橄欖石は輝石の反応縁を有している。

石基：斜長石・ガラス・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉍
ガラス基流晶質を示す。

山頂部熔岩円頂丘

雄阿寒岳頂上三角点は勝井¹⁸⁾によって熔岩丘とされた。本岩は普通輝石含有紫蘇輝

石安山岩である。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は最大3.0mmで輝石粒を包有し、帯状構造を示したり、汚濁している。紫蘇輝石は0.2～1.0mmである。

石基：斜長石・ガラス・紫蘇輝石・鉄鈹・燐灰石

ガラス基流晶質を示す。

その他に斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・ガラスからなる等粒半自形構造の包有物がみられる。

本岩の化学組成を第3表に示す。

II. 4. 6 新期湖成層

フレベツ岳の熔岩が流れたときに各所に堰止湖をつくり、湖成層をつくった。これらを新期湖成層と呼ぶ。

もっとも顕著な湖成層はピリカネツ白水川上流にあつて、フレベツ岳噴出物の凝灰角礫岩によって堰止められ、層厚約20mで、礫岩・砂岩・泥岩からなる。

さらにフレベツ川右岸にあつて、フレベツ岳噴出物の熔岩に覆われる湖成層がある。最下部は層厚約2mの黄褐色凝灰質泥岩で、中間約10mは不明であるが、最上部は層厚約6mの含礫粗粒砂岩で、構成物は火山礫・岩滓・軽石・泥岩であり、急傾斜して不整合で熔岩により覆われる。

また、双湖台から約400m北方の、標高580m付近に、高さ約30mの崖くずれがあり、ほとんど水平の砂・礫・粘土層があつて、熔結凝灰岩の礫を含んでいる。粘土層には淡水性の珪藻化石*Epithemia* sp., *Pinnularia* sp. がみられるので、これも新期湖成層に属するのであろう。

II. 4. 7 摩周火山灰層

双湖台付近や楢原の国道切り割りで、Oa-a層とMe-b層との間に、層厚12cmと8cmの石質岩片に富む火山灰層がみられる。

この火山灰層は層位・岩貫からみて摩周火山の破局的陥没が起因した軽石流堆積物Ma-f層に相当する。Ma-f層は、最初山田¹⁾²⁶⁾⁴³⁾によりM・f層と記載され、その噴出年代はB.P.約2,000年とされたが、その後の層位学的研究⁶¹⁾および¹⁴C法年代決定⁶⁴⁾により、B.P.約7,000年とされている。本層は阿寒褐鉄鉱山以西にはみら

れないため、雌阿寒岳の各山体との関係は不明である。

本層は、帯褐灰色で、石質岩片が多く、火山灰と軽石とからなる。楯原では、軽石の粒径は、最大1cm、大部分は1～4mmである。軽石は、発泡が悪く、新鮮な面では青灰色を示し、やや硬く、普通輝石含有紫蘇輝石安山岩質である。

II. 4. 8 湖岸段丘堆積層

阿寒湖の周辺では湖岸段丘の認められる箇所が多い。とくに湖畔小学校とボッケ付近では湖面からの比高約15～17mの平坦面が発達し、その下には同じく約5～10mの平坦面が接している。その他段丘堆積層は阿寒湖に流入する各河川沿いにもみられるが、古阿寒湖層との識別の困難なことが多い。しかし古阿寒湖層で述べた分布高度と、累重する火山灰との関係によってある程度区別できる。古阿寒湖層上には Oa-b層から以上の火山灰がみられるが、湖岸段丘堆積層はMe-b層以上の火山灰により覆われている。また場所によりMe-a層のみによって覆われている。15～17mの平坦面をつくる堆積物を高位湖岸段丘堆積層、5～10mの平坦面をつくるものを低位湖岸段丘堆積層と称する。

高位湖岸段丘堆積層は、湖岸南側に分布する。いずれも礫・砂および粘土からなる。湖畔小学校では17mを示し、ボッケ入口では15mで、第7図の礫層がある。

低位湖岸段丘堆積層は湖岸周辺一帯に分布する。比高は5～10mであるが、湖畔バイパス入口では13mを示す。

本層は一般に礫・砂および粘土からなり、一部に泥炭の薄層がある。礫は湖群層の軽石凝灰岩と安山岩とが多く、粘土には珪藻化石が多く含まれる。テクショベツ川入口ではパンケ熔結凝灰岩を覆って層厚約10mの本層が分布する。

堀江²⁹⁾は、本層中から以下の珪藻化石をみいだした。

オタウンナイ川とキナチョウシ川との間の無名沢

Epithenia sp.

Synedra sp.

Frustulia rhomboides

サルンベツ川

Melosira italica

Rhopalodia sp.

Cocconeis sp.

Cymbetta sp.

Epithemia sp.

Naviada sp.

Stephanodiscus sp.

Melosira varians

キネタンベ沢

Epithemia sp.

Synedera sp.

Surirella sp.

Rhopalodia sp.

なお、今回の調査によって以下の珪藻化石がみいだされた。産地はキナチョウシ川である。

<i>Epithemia</i> sp.	多
<i>Stephanodiscus astaea</i>	多
<i>Synedera ulna</i>	多
<i>Cocconeis placentula</i>	少
<i>Cymbella placentula</i>	少
<i>C. tumida</i>	少
<i>Eunotia placentula</i>	少
<i>Fragilaria viruistriata</i>	少
<i>Gomphonema</i> sp.	少
<i>Hantzsia amphioxys</i>	少
<i>Mwlosira italica</i>	少
<i>M. varans</i>	少
<i>Navieula</i> sp.	少
<i>Rhopalodia</i> sp.	少
<i>Stauroneis phenicentron</i>	少

II. 4. 9 阿寒火山中央火口丘II

雌阿寒火山

雌阿寒火山は、阿寒カルデラの南西壁上に位置して多くの山体から構成される複雑な成層火山であり、硫黄活動が数カ所において認められ、1955年になって激しい爆発も行なわれた。またこの火山の山体には、褐鉄鉱・硫黄・マンガンなどの鉱床が分布している。

雌阿寒火山の主体をなすのは中マチネシリで、それ以前に生成した1,042m山・東岳・剣ヶ峯・瘤山・南岳などが東方に位置している。中マチネシリの西半には、北山・西山・ポンマチネシリなどが寄生し、そのうち、ポンマチネシリは最大で比高約300mであり、1955年以來の爆発もこの火口で行なわれた。

最後に阿寒富士がポンマチネシリの南側に美しい円錐形を現わした。初期の東岳・1,042m山・南岳などは植生により覆われているが、中マチネシリ以下の山頂部は一面の裸地で、植生は山麓部を覆っているにすぎない。勝井¹⁹⁾は雌阿寒火山についてその発達を次のように4期に分けた。

1. 初期噴出期 南岳・1,042m山・東岳の形成
2. 主噴出期 瘤山・剣ヶ峯・中マチネシリの形成
3. 初期寄生火山噴出期 西山・北山・ポンマチネシリの形成
4. 後期寄生火山噴出期 阿寒富士の形成

南 岳

南岳は雌阿寒火山中もっとも古いものであり、山体はすでに侵食が多少進み、山頂部まで植生に覆われ、裾野は中マチネシリ・ポンマチネシリ・阿寒富士の噴出物によって覆われている。山体は比高約400mで、熔岩と放出物とが成層し、山頂部には南に開いた爆裂火口跡を有している。勝井¹⁹⁾は山頂に突出した緻密な熔岩塊をもって爆裂とその後の侵食とによって現われた火山岩頸の頂部であるとしている。

山頂部の熔岩塊は橄欖石安山岩である。

斑晶：斜長石・橄欖石

斜長石は0.5～1.5mmで内部は汚濁している。橄欖石は0.2～1.0mmで輝石の反応縁を有している。

石基：斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鉱
 填間組織を示す。

1,042m 山

1,042m山は雌阿寒岳の北東部にあって、山頂は平坦であるが、噴出物は北東に向かって流下し、フレベツ火山の950m峰熔岩を覆う。

山腹は東岳・剣ヶ峯の熔岩に覆われ、頂部を除いて厚く植生が発達する。山頂近くの南斜面では現在も硫気活動が続いて昇華硫黄が生成しており、明治年間には硫黄の採掘も行なわれた。硫気孔は現在も移動して、這松を焼けこがしている。

石英橄欖石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石・石英・鉄鈹

斜長石は2.0mmに達し、汚濁していることが多く、輝石は0.2～1.0mmで黒色物縁を有している。橄欖石は1.0mm前後で黒色物縁を有して、全部が変質している。石英は最大2.5mmで融食されている。

石基：斜長石・紫蘇輝石・鉄鈹・ガラス・燐灰石
ガラス基流晶質を示す。

東 岳

東岳は1,042m山の南にあって、基底直径約2.0km、比高約350mで頂部には径300×400mの火口を有している。山体は熔岩と放出物との互層からなっており、活動はまったく終了し、植生によって覆われている。

普通輝石紫蘇輝石安山岩

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹

斜長石は最大2.5mmに達し、内部の汚濁したものが多い。紫蘇輝石と普通輝石とは0.3～1.5mmで、黒色物縁を有し、平行連晶することがある。

石基：斜長石・鉄鈹・ガラス・紫蘇輝石
ガラス基流晶質を示す。

瘤 山

瘤山は中マチネシリの北西山腹にあって、山体の大部分は中マチネシリと北山との噴出物により覆われる塊状の熔岩であり、勝井¹⁹⁾はおそらくトロイデ式の火山であろうとしている。

石英含有普通輝石紫蘇輝石安山岩

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・石英

斜長石は最大2.5mmに達し、内部が汚濁することが多い。輝石類は

0.3～1.5mmで黒色物縁を有している。石英は径2.0mmに達し、融食されている。

石基：斜長石・ガラス・紫蘇輝石・憐灰石・鉄鉱
ガラス基流晶質を示す。

剣ヶ峯

剣ヶ峯は中マチネシリ東壁に突出し、山体の西側は中マチネシリ第1火口生成の際に切られている。突出した部分は剣ヶ峯最後の噴出によるものであり、山腹には初期の熔岩と放出物が互層をなしている。山頂部には北東に開いた爆裂火口を有している。山頂部の熔岩は以下のとおりである。

普通輝石紫蘇輝石安山岩

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は最大2.5mmに達し、輝石を包有し、内部は汚濁することが多い。輝石はともに0.2～1.0mmで、黒色物縁を有し、0.3mm以下の輝石はまったく置換されている。

石基：斜長石・紫蘇輝石・ガラス・鉄鉱・憐灰石
ガラス基流晶質を示す。

中マチネシリ

中マチネシリは雌阿寒火山の主体をなして、内部には2重の火口と、爆裂火口を有する中央火口丘とを有し、爆裂火口内では現在も硫黄活動が活発に行なわれて、大噴と称され、最近まで硫黄採掘においてわが国有数の鉱山であった。

勝井¹⁹⁾は中マチネシリの生成過程について、

1) 瘤山・剣ヶ峯の形成後両者の裾合に熔岩流および碎片的放出物を噴出し、巨大な成層火山を形成し、前記2山体をほとんど埋めてしまった。その後、凝灰角礫岩層を形成するような一種の泥流および軽石流を流出し、径1.1kmに及ぶ第1火口を形成した。

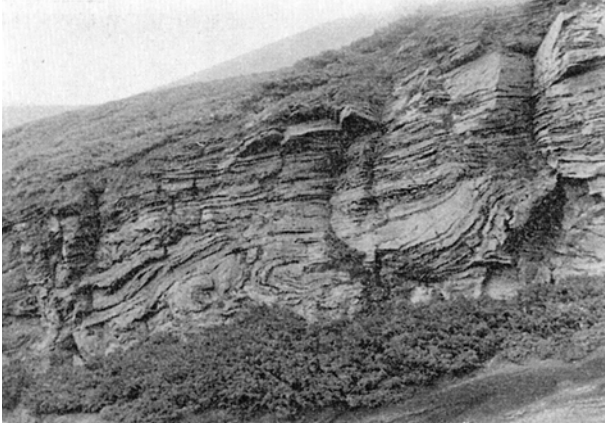
2) その後熔岩流の流出はなく、爆発により少量の暗色火山礫・火山灰などが噴出し、第1火口底に同心円状に第2火口（径約500m）ができた。

3) さらに第2火口底内南壁近く、熔岩丘（径約400m、基底よりの高さ約50m）が形成した。

4) 最後に熔岩丘の北西部を破って爆発が起こり、いまなお硫黄活動旺盛な第3火口が生成した。それと前後して中マチネシリ南東麓にも爆発が行なわれ、ここでは現

在多くの温泉が湧出している。と述べている。

外輪山の表面には放出物が厚く、凝灰角礫岩は北～北西方に流下してフップシ岳を覆って、末端は北西方約8kmに及んで新第三系の泥岩を覆う。山腹は厚い降下碎屑物からなる。熔岩流も山腹に厚く発達し、ペリカネツ白水川上流では、発泡部が配列する特異な流理構造が認められる。これは熔岩流が部分固結しながら流下したことを示すのであろう。



図版8 中マチネシリ熔岩の流理構造

山体の西半部は、その後の北山・西山・ポンマチネシリなどの寄生火山によって覆われている。

普通輝石紫蘇輝石安山岩

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は1.5mm前後が多く、内部は汚濁している。紫蘇輝石は、0.3～1.5mmで、普通輝石と平行連晶することがある。普通輝石は0.3～1.0mmで少量である。

石基：斜長石・ガラス・紫蘇輝石・鉄鋳・燐灰石・鱗珪石

ガラス基流晶質を示す。空隙には鱗珪石が認められる。

中央火口丘は比高約50mで、北西半部は大噴火口により破壊されている。

石英橄欖石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・石英・橄欖石

斜長石は最大3.0mmに達し、内部が汚濁している。紫蘇輝石・普通

輝石は0.2～1.0mmで黒色物縁を有し、橄欖石は0.3mm前後である。石英は0.8mm前後で、融食されている。

石基：斜長石・紫蘇輝石・ガラス・鉄鈹・燐灰石・鱗珪石
ガラス基流晶質を示す。空隙に鱗珪石が認められる。

西 山

西山はボンマチネシリの北西斜面標高約1,300m付近の凸部であり、北西方向約1.5kmにわたって小規模の熔岩流が認められる。西山は北山噴出物に覆われ、中マチネシリに寄生し、それよりも高く成長したものと考えられる。噴出物は数層の熔岩流と火山放出物との互層からなり、熔岩流は数10cm単位の薄い連続性を示し、流動性に富んだものである。熔岩は中性から苦鉄質へと変化して行った。

紫蘇輝石含有橄欖石普通輝石安山岩

斑晶：斜長石・普通輝石・橄欖石・紫蘇輝石

斜長石は最大1.5mmで、内部の汚濁したものが多く、普通輝石は0.1～0.6mmで、橄欖石は自形を呈し、0.4mm前後で輝石の反応縁を有している。紫蘇輝石はきわめてまれで、普通輝石と平行連晶することがある。

石基：斜長石・ガラス・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鈹・燐灰石
ガラス基流晶質を示す。

北 山

北山は中マチネシリ第1火口西肩にあつて、標高約1,400mの山体である。噴出物は熔岩流のみからなり、西山・中マチネシリを覆い、北西約3kmまで流れて裾をひろげている。末端は急峻な斜面をつくっている。北山は粘性の少ない熔岩円頂丘に属し、火口はなく、熔岩が基盤の斜面を流下したものである。

橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石

斜長石は0.2～1.0mmで累帯構造を示し、汚濁した内核を有するものがある。輝石は0.5mm前後であり、橄欖石は0.3mm前後できわめてまれに認められ、輝石の反応縁を有している。

石基：斜長石・ガラス・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鈹・燐灰石
ガラス基流晶質を示す。

ボンマチネシリ

ボンマチネシリは雌阿寒火山の最高峰で、中マチネシリの南西斜面に寄生した火山

であって、基底からの高さは約300mであり、頂部には2つの火口を有している。南東側の火口は直径約500mの半円状を呈し、深さ30～60mであり、北西半部はその後にできた直径約400m、深さ約120mの爆裂火口によって破壊されている。南東側の浅い火口底には、1955年の爆発以前に東壁近く2つの小火口があって、その1つは水をたたえて青沼と称され、他は小赤沼と呼ばれた。1955年11月の爆発は小赤沼から2条の溝が西方へ延びて火口となったものであり、その後、青沼の水は干上ってしまった。北西側の深い爆裂火口の西壁には現在も硫気活動が活発である。

ポンマチネシリの山体は熔岩流と火山砕屑物との互層からなり、山麓は西・南・東方に広がってオンネトー以下の湖沼および湿地を堰止め、南斜面は阿寒富士により覆われている。

普通輝石紫蘇輝石安山岩

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は0.2～2.5mm で内核の汚濁しているものが多い。輝石は0.2～1.5mm である。

石基：斜長石・ガラス・鉄鉱・紫蘇輝石・単斜輝石・燐灰石・鱗珪石
ガラス基流晶質を示す。空隙に鱗珪石が認められる。

本岩の化学組成を第3表に示す。

阿寒富士

阿寒富士はポンマチネシリの南斜面にあつて、円錐状をなし、裾野は遠く南方に及び、熔岩流はコイカタシヨロ川に流れ込んでいるが、山体の比高は約300mである。阿寒富士は塩基性の熔岩と放出物とを噴出し、山体の裾野は熔岩が卓越するが、主部は火山弾・岩滓・火山礫が多く、ストロンボリ式噴火によって生成されたようである。山頂には最後に噴出した熔岩が存在し、爆裂火口も認められる。爆発は数次にわたって起こったようであり、東方に分布して、岩滓からなる、Me-b₆～Me-b₁層の火山灰は阿寒富士から放出されたものと推察されている。

阿寒富士の山頂東部には表面温度47～50℃を示す部分があつて、活動はまだ余勢を保っていると推察される。

紫蘇輝石含有普通輝石橄欖石安山岩

斑晶：斜長石・橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は0.2～1.0mm で量が多く、一般に清澄である。橄欖石は

0.1～0.8mm で一般に融食を受けており、黒色物縁を有するものが多い。普通輝石は0.5mm 前後であり、紫蘇輝石は0.8mm 前後で、少量しか存在せず、周辺は普通輝石により不規則に置換されている。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈹・ガラス充填組織を示す。

本岩の化学組成を第3表に示す。

雌阿寒火山灰層

雌阿寒岳から噴出した火山灰層は主として、東方に分布している。山田¹⁶⁾⁴³⁾は雌阿寒岳起源の火山灰としてMe・b、Me・a₃の4層を認め、それぞれの噴出年代をMe・bとMe・a₃は700～800年前、Me・a₂は220年前、Me・a₁は190年前と編年した^{註18)}。さらに本地域には摩周火山から200年前に噴出したとされるM・a層が認められていたが、近年になって、M・a層も雌阿寒岳から噴出したものとされている⁵⁰⁾⁶²⁾。

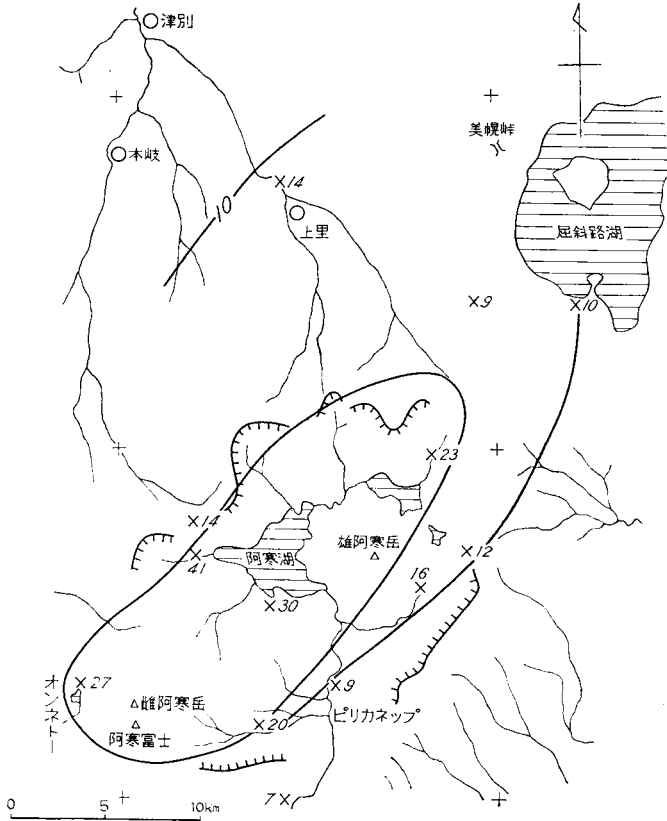
今回の調査によってMe・b層はMe-b₆層に相当して、同質の火山灰が、さらに5層あることが判明したが、Me・a₁～₃層およびM・a層は一括してMe-a層と記載する。

Me-b₆～₁層 M・b層は山田⁴³⁾によって、阿寒湖畔と野中温泉（現雌阿寒温泉）において認められた、層厚それぞれ15cmと27cm（+）の岩滓質火山礫であるが、同質の火山灰がより広く分布し、また阿寒褐鉄鈹山付近においては岩滓質火山灰は6層存在し、従来Me・b層とされた火山灰は、その堆積様式から、最下位のMe-b₆層であることが判明した。

Me-b₆層は雌阿寒岳から北東方に向かって降下し、上里から和琴半島にまで達して、札友内付近ではMa-c層の腐植土中にわずかに認められている。阿寒湖畔では25cm、尻駒内では37cmに達している。おもに褐色岩滓からなるが、黒色細粒の岩滓をも混じえ、多少の分級を示している。尻駒別三又付近では下部6cmが0.2cm以下で、上部31cmは0.2～0.5cmの粒径を示す。Me-b₆層の分布は第10図のとおりである。

Me-b₅層は、Me-b₄～₁層とともに阿寒褐鉄鈹山付近においておもに分布し、黒色

注18) 1955年を基準とする。



第10図 雌阿寒岳火山灰層 (Me-b₄層) の分布図
野中温泉における層序は山田⁴³⁾による数字 : cm

中粒岩滓からなっている。第2鉱床では層厚10cmである。

Me-b₄層は阿寒褐鉄鉱山第2鉱床において層厚18cmを示し、褐色細粒岩滓である。

Me-b₃層は同じく層厚15cmであり黒色中粒岩滓からなるが、最上部が風化をうけわずかに褐色がかっているのが特徴である。

Me-b₂層は同じく6cmの黒色粗粒岩滓である。

Me-b₁層は同じく9cmの黒色細粒岩滓である。

これら6層の岩滓からなる火山灰層の間には、Me-b₃層最上部の、わずかの褐色

化を除いて風化帯や土壌はまったく認められず、連続的に噴出降下したものであろう。

Me-a層は表層最上部の腐植土中に存在し、所によって1層から3層が認められる。いずれも極細粒のミガキ粉状の火山灰からなり、黄白色を示すが、ときに灰白色を示すことがある。山田は上位からMe. a₁・M. a・Me. a₂・Me. a₃とし、M・a層が灰白色であるとしている。前述のとおり、近年、M. a層も雌阿寒火山起源とする意見⁵⁰⁾⁶²⁾があり、また、本地域においてこの4層がすべて1カ所でみられることがなく、所によっては腐植土中に黄白色の痕跡としてみいだされることから一括してMe-a層とする。Me-a層はいずれも10cm以下である。ここで黒色腐植土の層厚を全部下位の火山灰層に加えるか否かは疑問があろう。Me-b₆層の分布図では、黒色腐植土の層厚の半分を、一応、下位の火山灰層に加えて作製した。

雌阿寒岳ポンマチネシリの爆発

雌阿寒岳では前述のとおり、山田によって700～800年前（Me-b層）および190～220年前（Me-a層）の降灰が認められており、また、1927年4～5月には東麓部の白水川に沿って鳴動が発生し、その後1951年7月～1952年3月、1954年1月～3月の各時期に北東部山麓で鳴動を感じた。

1955年11月19日16時50分頃にいたって、ポンマチネシリ火口の南東壁に沿った所において、最初の爆発が起こった。

1955年活動の状態は佐久間・他³²⁾によれば以下のとおりである。

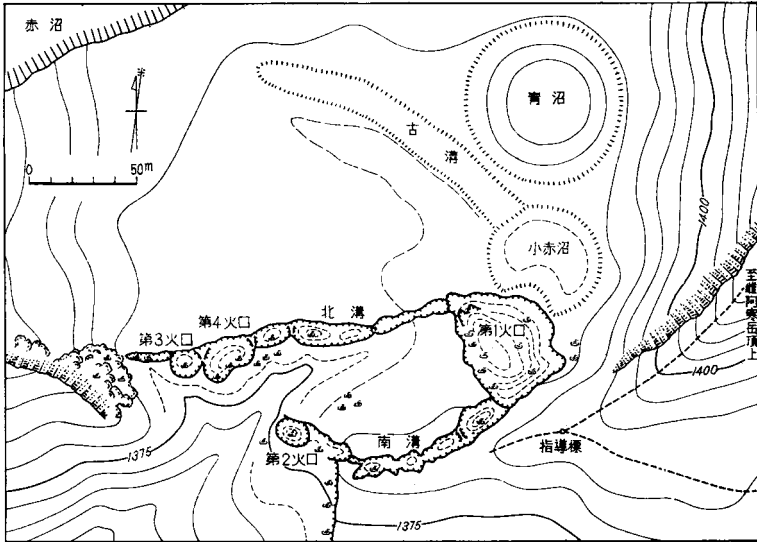
概説：1955年11月19日16時50分頃頂上火口内より音響を伴って黒煙を山頂約200mの高度に噴出した。火山礫が火口壁を越えて9合目付近まで落下するのが火口北東約1.1kmの阿寒硫黄鉱山現場から見られた。

降灰：噴煙は東方に流れ、阿寒川の第4発電所では18時頃から23時すぎまで厚さ0.2cmに達した。

噴出口の位置・形状の観察：新噴出口群はポンマチネシリ火口内南東側の火口底上にあり、小赤沼のほぼ南に連なり、火口壁に沿って西南西に約200mに延長している。

第1火口はもっとも大きく、小赤沼の南縁をわずかに削り、ほぼ40×55mの歪んだ4辺形で、その南西と北西との角はそれぞれ浅い南溝・北溝に連なる。西壁はもっとも急で垂直に近く、ほかの3方は30～50°傾斜の壁をなしている。底には多数の噴火口があり、噴煙は常に内部を消していた^{注19)}。

注19) 11月23,24日の観察



第11図 ポンマチネシリ噴出口付近の地形図(佐久間・他³²⁾原図)

噴煙の状況：19日夕方は爆発後しばらく灰を含んだ黒煙を噴出していたようである。20日午前には第1火口からは黄色を帯びた濃い灰色の煙が烈しく間欠的に噴出していた。ほかの噴出口からの煙はほぼ白色であった。以後煙の色は日とともにうすくなったが、その量および高さには29日頃まで大なる変化はなく火口上100～300mに達していた。すなわち、濃い黒煙の噴出は19日の1回をもってほぼ終わったものようである。

23日、24日には噴出はやや定期的に見え、混在する硫黄の微粉によるらしく23日から24日に至る1日の間に、約200m風下の北東火口壁の新雪が黄色に変色した。煙には刺激臭があるが、23日には臭は強くはなかった。11月下旬には、湖畔・飽別などの山麓でも風向により噴煙の臭気らしきものを感じている。

総括：本火山は噴火記録を欠くとはいえ、昭和初頭以来、北東部山麓の地震活動は漸次その発生間隔を縮めていた。しかし、今回の爆発自体は著しい前兆を伴わずに起こった。噴出はボンマチネシリ火口南東壁沿いの火口底に新たにできた爆裂火口群から起こり、火口底に堆積していた火山岩屑約30,000m³を最大数10m/sの初速度で放出し、東方26kmまで降灰した。初生噴出物はなかった。

強い噴出は19日16時50分にはじまって、ごく短時間に終わり、20日以降は硫黄を含む灰白色の多量の煙を噴出し続けていた。爆発のエネルギーは 10^{18} ～ 10^{17} ergと推定される。爆発後も若干の地震活動は微弱ながらあったと思われる。

以上の諸特徴から、このときの爆発は、やや小規模の水蒸気爆発と名づけられるであろう。

一度終息したかに見えた爆発も、翌1956年3月18日を最初として同年7月8日まで10回の爆発があった。Sakuma・Murase³⁷⁾によれば、この間の活動は以下のとおりである。

- 1956年3月18日 火山灰を西南西11kmまで放出
- 3月19日11時20分 中程度の爆発、黒色の噴煙が2km高度まで上る。火山灰は北方60kmまで及ぶ。
この爆発は第1火口を拡げて深くし、第3・第4火口は合一して1つの火口となった。爆発エネルギーは 3×10^{18} ergである。
- 3月29日20時32分 北東1.1km地点において弱い音と多少の降灰、北東山麓において降灰。第1火口は少し東西に拡がった。爆発エネルギーは 5×10^{16} ergである。
- 6月10日12時30分 黒色噴煙
- 6月15日16時25分 北東1.1kmにおいて急激に増大する轟音が聞えた。北西2.3km地点では弱い音が聞えた。噴煙の高さは1kmを超えない。火山灰は約100km西方まで降下した。第1火口は以前の2倍となり、その西半は東半より浅い。北溝の一部は水蒸気噴出が激しく、第5火口と命名されたが、強いガスの放出は長く続かなかった。第1火口の北にも1つの新火口、第6火口が形成された。この爆発エネルギーは 7×10^{18} ergである。
- 6月20日夜 北東1.1km地点で火山灰降下
- 6月29日 黒色の噴煙
- 6月30日6時 西南西1.1km地点において火山灰降下
- 7月8日10時 黒色の噴煙

1955年に放出された岩塊は、変質作用を強く受けたものであったが、1956年の爆発では、新鮮な外観の岩塊を放出した。しかし、岩漿由来の初生岩塊ではない。

1956年6月15日に頂点に達した雌阿寒岳の活動は、その後比較的平穏であったが、1959年に至って、その活動規模はやや激しくなり、8月2日、6日、10月3日にみたび爆発を行なった。村瀬他⁴¹⁾の報告によれば、活動は以下のとおりである。

- 1956年10月31日 岩塊・火山灰を放出
- 1957年2月24日 黒煙
- 1957年3月29日 火山灰を放出
- 1958年2月23日 火山灰を放出

1959年 8月 22日 火山灰を放出

1959年 8月 2日 10時16分 岩塊・火山灰を放出，爆発エネルギー
10¹⁷erg，噴煙，の高度約1km

1959年 8月 6日 14時10分 岩塊・火山灰を放出，爆発エネルギー
10¹⁷erg，噴煙の高度約1km

1959年 8月 15日 火山灰を放出

1959年 10月 3日 22時35分 岩塊・火山灰を放出

火口の地形変化：火口の外形は1956年6月15日の爆発後に起こった爆発，あるいは火口壁の自然崩落などによって若干拡がった。1959年9月4日現在で，第1火口の東寄り，一段低くなって50m以上の深さがあると思われる爆裂火口が認められた。

噴出物の分布と性質：噴出物は従来と同様で，ボンマチネシリをつくる熔岩・火山砕屑物で，新しいマグマに由来したものはない。岩塊および火山灰の降下は釧路測候所の観測によれば，1959年8月2日，6日は主として南方の縫別付近にまで及び，8月15日は北東方へ降灰した。

火山性微動の震源：震源は1956年とほとんど変わりなく，火口直下約300mである。

II. 4. 10 崖錐堆積物および温泉沈殿物

崖錐堆積物はフップシ岳の南東麓・831m峰の東麓およびカルデラ南東外壁の各河川に存在する。

フップシ岳南東麓の崖錐はオタウンナイ川上流にみられる。オタウンナイ川は，崖錐堆積物を4～5mの深さで，箱型にうがち，垂直の壁をつくっている。下位は人頭大から1m大のやや円味を帯びた岩塊からなり，孔隙多く，上位になるに従って粒度を減じている。

831m峰東麓の崖錐堆積物は阿寒旧道においてみられ，土砂として採取されている。全体として砂の部分（結晶と岩片）が多く。角礫を含み，粗い層理を示し，全体に褐色である。ときに2～3mの岩塊を含み，5m以上の層厚を示す。

カルデラ南東外壁のボンシセツリ・ホロナイ・モセツリおよびボンモセツリ川では川の斜面を埋めて崖錐が厚い。

温泉沈殿物は湖畔神社付近にあって約10mの盛り上りとなっている。珪質のため多孔質ではあるが硬く，木の葉の印象がみられることがある。この丘からは現在も温泉が湧出している。

II. 4. 11 湿原堆積物および現河川堆積物

各湖沼の周辺には湿地が発達して、泥土と泥炭とからなり、とくに瓢箪沼の周辺には広く認められる。阿寒褐鉄鉱山第1鉱床付近や、雄阿寒岳南麓にはすでに埋めつくされた湿原がみられる。

阿寒川はじめ各河川の流域には狭少に河床があって、大小の安山岩塊および砂礫が存在する。

III. 応用地質

この地域の有用鉱産物は、火山活動に起因するものが多く、褐鉄鉱・硫黄は稼行され、温泉・石材は盛んに利用されている。石油徴は本図幅地域からわずか西の足寄川上流にみられる。岡村⁵⁾は阿寒湖南畔に原油の溶出を記し、今西²²⁾は阿寒湖畔とピリカネツ白水川上流との油徴について1行言及しているのみで、詳細は不明である。清水の沢層中に含金石英脈がみられ、かつて探鉱された。

III. 1 褐鉄鉱

雌阿寒岳の周辺には後火山作用として生成した褐鉄鉱鉱床が多くみられる。これらのうち、野中鉱床と錦沼鉱床とはマンガン鉱床とともに雌阿寒火山の西麓にあって、本図幅地域には属していない。阿寒褐鉄鉱山はピリカネツ白水川中流にあって、昭和35年生産を開始し、鉱床調査も行なわれた。以下は五十嵐⁴⁾の記述によっている。

阿寒褐鉄鉱山

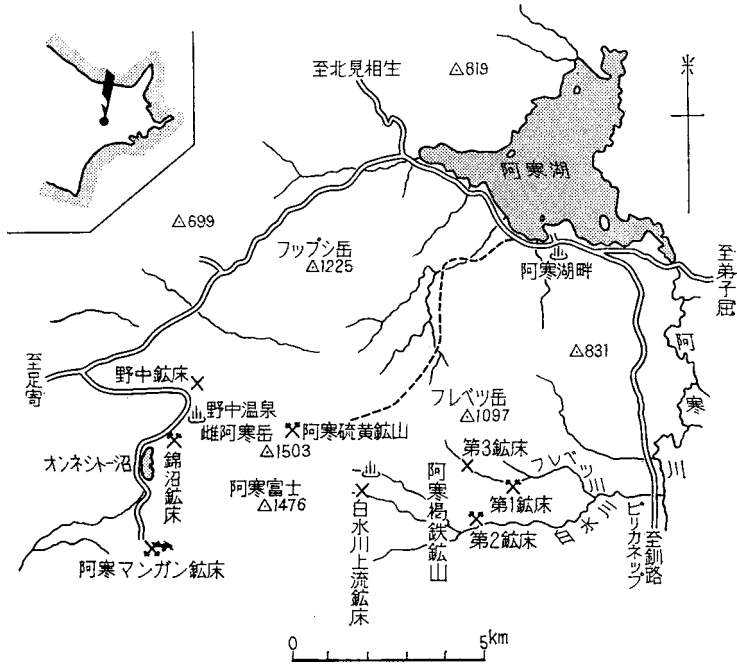
鉱区番号： 釧路国試登第4762・4763・4797・4798・4823号

鉱種名： 鉄

鉱業権者： 岩田一・岩田鉱業株式会社

沿革 本鉱床は昭和33年に札幌市の中村萬平によって発見され、昭和34年に岩田鉱業株式会社が鉱業権を設定して、昭和35年5月から開発準備にはいり、7月から送鉱を開始した。従業員は約30名で、冬季には積雪のため休山する。

出鉱を開始した昭和35年夏の実積は以下のとおりである。



第12図 雌阿寒岳付近鉱床位置図（五十嵐⁴⁹⁾ 原図）

7月	135t
8月	516t
9月	1,007t
10月	1,135t
11月	565t

(Fe51.79%)

鉱床 本鉱山の褐鉄鉱床は沈殿性褐鉄鉱層で、現在も第1鉱床上部の湿地や丸松の沢などには若干の水酸化鉄の沈殿が認められるが、鉱床の主要部はOa-b層の降下時には形成されていたようである。現在採掘中の主要鉱床は第1・第2の両鉱床であって、ほかに第3鉱床がある。このほか白水川上流にも小規模の鉱体が知られている。

第1鉱床はもっとも規模が大きく、かつ高品位のものであり、フレベツ川中流右岸

の海拔570m付近に位置し、東西550m、南北200mの湿地の東端に賦存する。鉱床の下盤は安山岩質火山角礫岩で、鉱床はこの上部に直接に接する。鉱床の規模は東西140m、南北70mで層厚は最大5mに達する。鉱層の上位にはOa-b、Me-b、Me-a層などがあり、2m前後の層厚を示している。鉱層中には腐植土が挟在し、この下部の層準に次のような植物樹幹の集積がみられる。

Betula sp.

Alnus sp.

Quercus dentata THUNB.

Picea yezoensis CARR. (or *Picea glehni* MAST.)

鑑定：北海道大学農学部 五十嵐恒夫

すなわちカンバ属・ハンノキ属・ナラ属・トウヒ属の植物樹幹である。これらのうちカンバ属の樹幹のみは高品位褐鉄鉱にかわっているが、樹皮はほとんど未鉱化である。本鉱床の鉱石は2つに大別される。すなわち鉱体の上部に厚さ1.2mの黄土（粉状鉱）として産するものと、その下位にあつて植物の仮像をもつ塊状鉱とである。塊状鉱の品位はFe 52～57%、SiO₂ 1～5%、S 0.2～1%、As 0.04%±、P 0.04%±の良好なものである。また黄土としたもののうち、下部のものは蘚苔類の仮像を残しており、Fe 52～55%を示すが、上部のものは植物仮像を含まず、Fe 22～40%、SiO₂ 7～19%で、鉱床生成中に火山灰が混入したものである。

第2鉱床は白水川左岸の海拔570m付近にある。鉱床は東西210m、南北40mで、厚さは0.7m±、鉱層は2m前後の火山灰層によって覆われている。鉱石は主として笹の葉・茎の仮像を有する塊状鉱で、鉱床周辺部には火山灰の混入した低品位粉状鉱が多くみられ、さらに鉱体周辺の一部には低品位の角礫状鉱がみられる。鉱石の品位は第1鉱床に較べて一般に低く、塊状鉱でFe 50～56%、粉状鉱で20～40%程度である。

第3鉱床は第1鉱床の上流の海拔710m付近に賦存し、沢の凹所に薄く沈殿した鉱層である。鉱床は沢の上流部でややまとまっているが、下流部では沢の両側斜面に薄く張りついた産状を示す。鉱床は上流部で沢沿いに120mの延長を有し、幅は20mである。最大層厚は3.7mを超えるが平均1.2mである。鉱石は塊状鉱を主とし、品位はFe 48～56%を示す。

白水川上流鉱床は第2鉱床の西方3km、海拔800m前後の白水川上流に位置する、きわめて小規模の鉱床で、粉状鉄を主体とし、鉄石品位も低い。

鉄量 3鉱床合計して、約33,000tがほぼ確定と考えられ、鉄石品位はFe 52～54%で、不純物にはとくに問題となるものはない。

III. 2 硫 黄

ポンマチネシリ大噴鉄床の硫黄は、近年阿寒硫黄鉄業株式会社によって開発され、一時は日本屈指の産額を示したが、最近に至って、一時閉山した。しかし本地域の硫黄の生産は、明治時代にも行なわれ、岡村要蔵によって研究が公表され、さらに近年には梅本悟他³³⁾・Suguki et al³⁸⁾によって研究されている。以下は上記の結果と、元阿寒硫黄鉄山職員西原六郎および丹波齊両氏の観察結果による。

阿寒硫黄鉄山

鉄区番号： 釧路国採登第8号・9号・10号

鉄種名： 硫黄

鉄業権者： 阿寒硫黄鉄業株式会社

沿革 雌阿寒岳山頂付近に硫黄鉄床の賦存していることは、比較的旧くから知られていたようで、1802年徳川幕府の役人が踏査したという。その後もLymanによって雌阿寒岳の硫黄は記述されているが、本格的に探鉄したのは釧路の佐野孫右衛門の1876年（明治9年）が最初である。その後1887年（明治20年）に函館の武富善吉は現在の8号鉄床開発に着手し、山元に焼取釜を設置したが、産額は不詳である。北海道庁技師大日方一輔は埋蔵鉄量600,000石と算定している^り。1891年（明治24年）に西山正吾²⁾は全山の硫黄鉄床について、S 70～90%の鉄石544,000tと算定した。1906～1908年（明治39～41年）の間に細川時太郎は毎年6,000石の精製硫黄を生産したが価格暴落のため休山した。1913年（大正2年）には岡村要蔵が調査を行なった注²⁰⁾。

1951年（昭和26年）に至って阿寒硫黄鉄業株式会社の前身である日本特殊鉄業

注 20) ビリカネップ白水川温泉の上流の標高960m付近の松林中に、鉄製釜の破片が散乱している。ここでも焼取が行なわれたようであるが、記録には明らかでない。

株式会社が大噴鉱床再開の準備を進め、翌1952年から生産を開始し、1962年に閉山した。1963年には硫黄の活況とともに再開された。この間、1956年頃には製品で月1,800tを生産し、松尾鉱山に次いで本邦第2位の産額を示す鉱山であった。1960年における従業員は、職員34名、鉱員183名で、生産施設は下記のとおりであった。

採鉱	トヨタダンプトラック	9台
	小松 D-50 バケットローダ	1台
	小松 D-50 ブルドーザー	1台
	小松 SD-20 ショベルローダー	1台
	目特銅 NTK-4 トラックショベル	1台
	ヤンマー 2 LDL ジーゼルエンジン	1台
索道	3/8t 玉村式架空索道	6,000m
選鉱	ボールミル	2台
	浮選機 950 ミリ 3区	6台
	精選機 950 ミリ 4区	3台
	インパクトミル	2台
	再選機 950 ミリ 4区	2台
精錬	オートクレーブ	7基
	レシーバー	14基
	集合タンク	7基
	ランカシャ式ボイラー 7呎×30呎	2基

閉山に至るまでの生産実績は以下のとおりである。

昭和 27 年	1,109 (t)
28 年	12,032
29 年	16,463
30 年	19,673
31 年	23,036
32 年	20,993
33 年	18,858
34 年	16,526

35年	16,001 (t)
36年	17,118
37年	1,966 (3月まで)

しかし、硫黄業界の活況に伴い、昭和38年にはいつて再開の準備が進められ、同年10月から小規模に出鉱が開始された。

鉱床 採掘されたのは大噴鉱床であり、一時は東部B鉱床も稼行されたが、このほか東部A鉱床・東部8号鉱床・青沼鉱床がある。

大噴鉱床は中マチネシリ中央火口丘の北東部を吹き飛ばした爆裂火口のなかにあって、火口のほぼ中心に大噴と称する硫気孔が烈しい活動を続けている。1891年（明治24年）、西山は、この火口が非常に深く、孔底から水の沸騰する音があたかも雷鳴のように聞えたと述べている。最初は表面の昇華硫黄鉱床と考えられていた大噴鉱床も採掘が進むにつれて、鉱石が層状をなして胚胎して盆状構造を呈し、鉱石は下位から1) 下部縞鉱層、2) 青盤鉱層、3) 上部縞鉱層、4) 昇華硫黄、の順で配列することが判明した^{注21)}。

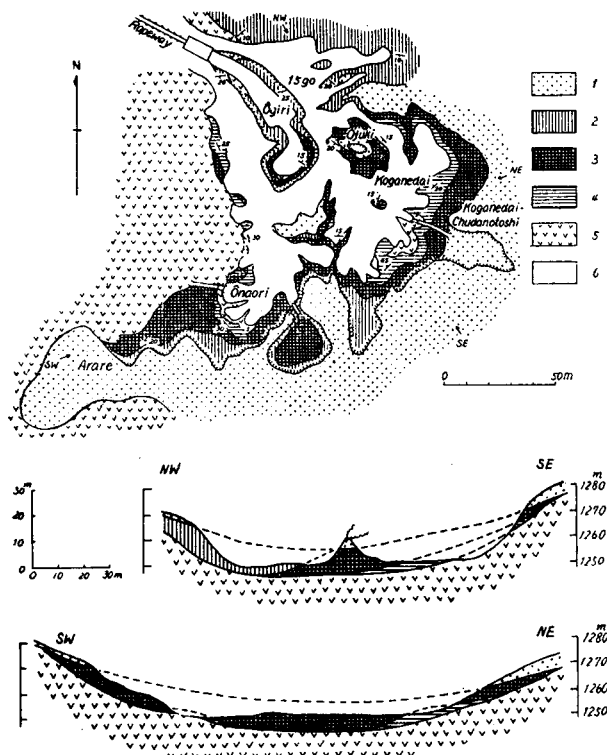
下部縞鉱は灰～灰白色、比較的緻密で火山灰と硫黄とからなり、しばしば火山灰泥の縞を挟有する。火口の周縁部にあって10～20°内側に傾斜し、中央部にはみられない。品位はS 25～30%である。

青盤は青緑色を呈し、S 50～60%で大噴鉱床の主要鉱石である。中央部で厚く、周縁では薄く、レンズ状ではあるが、不規則である。原岩は中マチネシリやボンマチネシリから放出された火山灰・火山礫・軽石・岩滓で、硫黄が鉱染交代したものである。青盤中には自然硫黄が直径0.5cmの粒状や、不規則アメーバー状に空洞を埋めている。鏡下では基質は硫黄により置換され、石質岩片は蛋白石化作用を受けている。

上部縞鉱は下部縞鉱より粗粒であり、硫化鉄の縞を挟有し、S 28%である。上部縞鉱中にはしばしば豆灰がみいだされる。

昇華硫黄は鉱床の最上部にあり、結晶の集まりの花硫黄、径1～2cmの粒状をなすアラレ、塊状の鷹の目などにわかれ、東部の黄金台中台には層厚7～8mのレンズ状鉱体があった。

注 21) 以下 Suzuki et al.³⁸⁾による、梅本・他³⁹⁾はこの下位に角礫凝灰岩が鉱化作用により交代された S 15～20%の集塊岩鉱のあることを述べている。



- 1) 火山灰層 2) 上部縞鉱層 3) “青盤” 鉱層
4) 下部縞鉱層 5) 変質安山岩 6) 現稼行床

第13図 大噴鉱床の地質図 (Suzuki et al³⁸⁾ 原図)

大噴鉱床の成因としては、はじめ中マチネシリ中央火口丘北東に開いた爆裂火口が熱湯に充たされ、湯沼となり、その底部に縞鉱が堆積した。その後火口の活動が復活して爆発が起こり、中央部の下部縞鉱は吹き飛ばされ、火口内は放出物片で充たされ中央部は多少沈降したので、その所では厚くなった。これらの放出物片が硫気ガスにより鉱染交代されて青盤となった。火口の活動が弱まってふたたび湯沼となり、上部縞状鉱が堆積したが、この湯沼は下部縞鉱当時の湯沼よりも浅かった。下部縞鉱はさらに帽岩の役割を果し、青盤の富化を促進した。その後硫化水素や亜硫酸ガスが酸素や水と反応して昇華硫黄を形成した。

はじめは深い硫気孔であった大噴も、周囲を次第に採掘されたため、高さ10数m

の煙突状となった。休山までに火口内では約20m以上掘り下げられた。梅本・他³³⁾は大噴鉱床の南西方にさらに1つの爆裂火口の存在を予測したが、休山時の資料によれば、周辺にさらにいくつかの火口があったと推察される。昭和30年の鉱量計算では青盤122, 400t (S 55%) , 集塊岩鉱360,000t (S 18%) とされている。

東部A鉱床はポンマチネシリの放出物によって半分以上埋められた爆裂火口であり火山礫・火山灰が鉱染し、層厚3m以上の青盤がみられる。

東部B鉱床は火山礫・火山灰中に硫黄が鉱染し、1959年頃には冬期に限って採掘したことがあり、青盤式鉱石の露頭もみられる。

東部C鉱床は中マチネシリ南山腹にあつて昇華硫黄が認められる。

青沼鉱床はポンマチネシリ火口底にあつて、硫気孔があり、灰色の泥状硫黄を流出させたが、1955年の爆発により破壊された。

8号鉱床は1,042m山の南腹にあつて、硫気活動があり昇華硫黄が認められる。

Ⅲ. 3 金・銀鉱

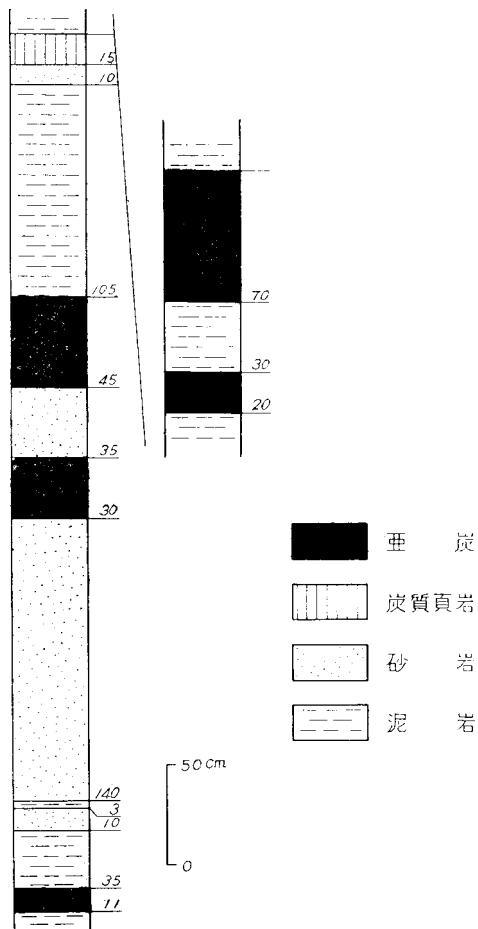
尾札部層は変質を多く蒙り、本図幅地域東方の弟子屈付近では、泰豊鉱山・当別鉱山(旧日章鉱山)・阿寒金山などが探鉱されたが現在は休止している。

本図幅地域内では、東端の横断道路清永の沢バス停留場の東方約350mの小沢を、南に3~40m登った所に鉱脈がみられ、黄金脈と名付けられ、斎藤・渡辺³⁴⁾により調査された。以下は同報文による。

鉱脈は清水の沢層の凝灰角礫岩中に胚胎し、N30°E方向に約60mまで確かめられているが、なお延長の見込がある。脈中には母岩の喰い残しや粘土の夾みがあるが脈幅は1.2~1.5mで、西に70°前後の傾斜を有する。下盤はやや粘土化しているが、上盤は珪化して堅硬質となり、夾みの粘土は青色で、硫化鉄鉱の鉱染が認められる。鉱石は白色~帯黄白色石英を主とし、まれにみられる暗灰色石英中に硫化鉄鉱の鉱染がきわめて多く、黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱を伴う。鉱石品位は沢中に露出する部分はかなり良く、Au 100g/tを超えている。

Ⅲ. 4 亜炭

阿寒川右第三溪流では、阿寒層群基底部に、亜炭の薄層がみられるが、いまだ利用



第14図 阿寒川右第三溪流における炭層柱状図

されるまでに至っていない。炭質はあまり優良でない。炭層柱状図は第14図のとおりである。

Ⅲ. 5 石 材

道路用碎石や護岸用石材として、次のものが使用されている。

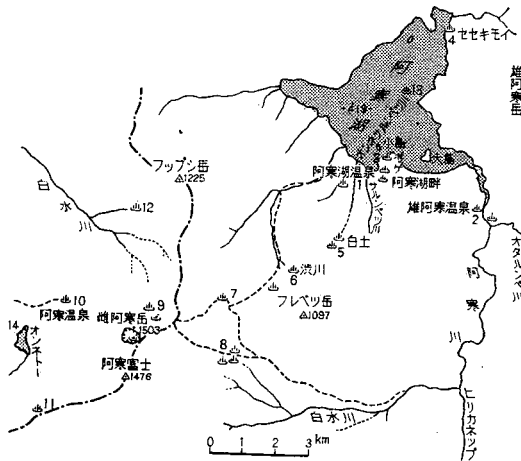
安山岩 尻駒別三又路付近の湖畔層の普通輝石紫蘇輝石安山岩，および清流橋南の旧国道傍にある阿寒層群の安山岩などが碎石として利用されている。

熔結凝灰岩 尻駒別からパンケトー北岸にいたる営林署林道用敷石として，パンケ熔結凝灰岩が使用されている。一般に熔結凝灰岩の敷石は，水はけ良好で，適当に砕けて密着するため適材とされるが，荷重の大きな車輛がひんぱんに往復するときは常に補修の必要がある。

III. 6 温 泉

本図幅地域には阿寒湖温泉・雄阿寒温泉などの，北海道でよく知られた温泉があり，これ以外にも山間部にあつて利用されていない温泉も多く，雌阿寒岳周辺には硫気孔も多い。これらの温泉は，阿寒湖温泉のややアルカリ～単純泉から，山間部の強酸性泉にわたり，地質構造のうえからも興味ある配列を示している。

これらの温泉については，勝井¹⁹⁾，鈴木・他³⁹⁾，福富・他⁴⁰⁾および河田・他⁶⁰⁾の報告がある。鈴木・他³⁹⁾によると，阿寒地方において従来知られている温泉は第15図



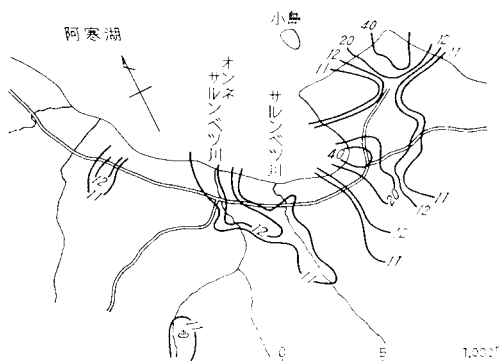
- 1) 阿寒湖温泉 2) 雄阿寒温泉 3) 阿寒湖岸ボッケ 4) 阿寒湖北東岸セセキモイ
 5) 白土温泉 6) 洗川温泉 7) 8号鉱床付近 8) ピリカネップ白水川上流 9) 中マチネシリ中央火口火口瀬 10) 雌阿寒温泉(旧野中温泉) 11) 阿寒マンガン温泉
 12) フップシ岳西斜面白水川上流 13) 阿寒湖，中東部湖底 14) オンネトー湖底

第15図 阿寒地方温泉分布図(鈴木・他³⁹⁾原図)

のとおりで、これらのうち10・11・14は西隣足寄図幅地域内にある。これら温泉の湧出は地質構造に支配されているようで、酸性～強酸性泉は硫気活動の著しい温泉を連ねる北北東方向をとって、大きく図幅地域を斜に走り、ややアルカリでほとんど単純泉に近い阿寒湖温泉・雄阿寒温泉は、酸性泉の方向と直交する西北西に配列している。

阿寒湖温泉 阿寒湖畔の温泉は、古くから知られていた湖畔神社裏と最近開発されたオンネサルンベツ川左股の2地区に分かれている。基盤は新第三系湖畔層の軽石凝灰岩を主とし、変質（珪化・粘土化）が著しい。主要湧出口の神社裏山は軽石凝灰岩が温泉沈殿物により、固結されている。温泉はここで150～160 l/min 自然湧出するが、温泉街では静止水頭が地下数10cmで、1m以上掘ると温泉が湧出する。この地域では地下1mの地温測定が行なわれているが、河田・他⁶⁰⁾は神社裏を主とする一連の温泉脈は、ほぼ北北西方向に湖畔をかすめて走っているものとして、温泉試掘に成功している。

神社裏山の泉温は65.3℃、pH7.0～7.5を示す。福富・他⁴⁰⁾は阿寒湖畔地域（ポッケをも含む）から出る総熱量を $4.8 \times 10^7 \text{ca l/min}$ と計算し、地表から大気中に放出される熱量と総熱量との比が大ききことから、阿寒湖畔温泉の熱源は決して大きい方ではないが、ほとんど天然のままの状態にあって、今後ある程度までは開発の余地があると述べている。



第16図 阿寒湖畔における地表下1mの地温分布図（1956年7月27-28日）（福富孝治・他⁴⁰⁾ 原図）

温泉名	分析月	泉温 °C	pH	E.R g/kg	K	Na	Ca	Mg
くまや旅館	1954.10	45	6. ⁸	0. ⁴³	1. ¹	42. ⁴	23. ²	14. ¹
阿寒湖荘	〃	52	6. ⁸	0. ⁶²	0. ⁹	46. ⁵	34. ¹	18. ⁹
山浦旅館	1954.11	56	7. ²	0. ⁵⁹	2. ⁰	85. ³	30. ⁴	18. ⁸
大東館	〃	66	7. ⁴	0. ⁶¹	2. ⁴	66. ³	37. ⁰	18. ⁹
まりも荘*	1956.9	55	8. ²	0. ⁷⁶	1. ⁹	108. ⁰	32. ⁰	11. ⁶
芳友寮*	1957.6	55	7. ⁹	0. ⁵⁶	2. ⁷	89. ⁴	34. ⁰	13. ²

北海道立衛生研究所³⁴⁾が行なった本温泉の分析結果は上記のとおりである。

オンネサルンベツ川左股では川沿い約150m 間一帯に湧出している。1956年の調査³⁹⁾では泉温54～67.6°C, pH6.8～7.2を示し, 1944年には54°C, pH7.8を示した。

雄阿寒温泉 阿寒川上流のオクルシベ川との合流地点から上流約500m間にあつて, 30カ所以上から湧出する温泉である。旧くから湧出量の多いことが知られている。鈴木・他³⁹⁾はこの温泉群は狭い河岸沖積面や, 河底あるいは基盤の輝石安山岩が沖積面に接する境に自然湧出し, 水頭の阿寒川河面に近いものが多いが, 雄阿寒ホテル付近の湧出口の水頭には河水面よりかなり高位のものがあり, ホテル付近一帯は湿地帯をなしている。また泉源近くには一般に温泉から沈殿した石灰華が多いと述べている。

北海道立衛生研究所³⁴⁾が行なった本温泉の分析結果は以下のとおりである。

温泉名	分析月	泉温	pH	E·R	K	Na	Ca	Mg
雄阿寒温泉	1954.10	50	6. ⁴	0. ⁶⁶	1. ⁴	88. ³	33. ³	12. ⁹

Fe	Al	Mn	Cl	SO ₄	HCO ₃	H ₂ SiO ₃	HBD ₂	CO ₂
0. ⁴⁰	0. ⁰⁶	0. ¹⁰	33. ⁹	69. ²	245. ⁰	197. ⁰	13. ²	153. ⁰

各単位は前表と同じ。

阿寒湖岸ボッケ ボッケは阿寒湖岸にある数コの爆裂火口であり, もっとも大きいものは, 30×15mで底部には多数の硫気孔があつて熱泥を噴上げている。多くは

Fe	Al	Mn	Cl	P ₂ O ₅	SO ₄	HCO ₃	H ₂ SiO ₃	HBO ₂	CO ₂
0. ²⁰	0. ⁴⁰	—	26. ⁷	—	38. ²	164. ⁰	162. ⁰	4. ⁴	—
0. ²⁰	0. ¹⁰	0. ⁰⁵	46. ⁸	—	51. ⁰	180. ⁰	219. ⁰	8. ⁸	—
0. ²⁰	0. ²⁰	0. ²⁰	42. ⁸	—	65. ⁴	262. ⁰	155. ⁰	5. ⁷	—
0. ⁴⁰	0. ⁰⁵	0. ³⁰	42. ⁸	—	62. ⁹	235. ⁰	154. ⁰	3. ⁸	—
0. ⁴⁰	3. ⁶⁰	—	58. ⁵	—	87. ¹	261. ⁰	162. ⁰	3. ⁸	—*
0. ⁶⁰	3. ⁰⁰	0. ²⁰	40. ⁸	—	70. ¹	273. ⁰	77. ¹	26. ⁶	—*

K以下はmg/kg *試料を実験室に持ち帰って定量した値

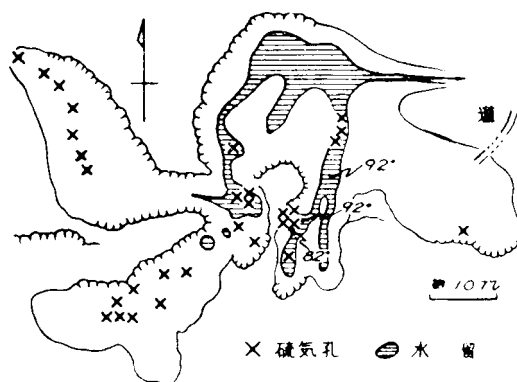
96～99℃, pH3.0～3.4を示している³⁹⁾。付近の湖岸・湖中には温泉が湧出して89.0℃を示す³⁹⁾。

阿寒湖北東岸セセキモイ この付近湖辺の水温はやや高く、湧出口は明らかでないが、鈴木・他³⁹⁾は水温27℃を測定している。

白土温泉 オンネサルンベツ川右股の上流にあって、約300mの間の谷沼に温泉と硫気孔があり、一部に珪華の沈殿している所もある。

洪川温泉 雌阿寒岳とフレベツ岳との間にあって、数コの爆裂火口内の硫気孔の活動により特徴づけられ、おもに雨水溜りが熱せられて温泉になっている。温泉として湧出するものは少量である。

8号鉱床付近 雌阿寒岳1,042m山南山腹の8号鉱床付近は硫気活動の激しい所であるが、一部に温泉が湧水している。

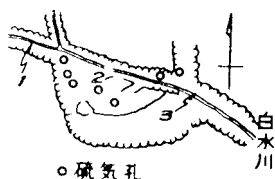


第17図 洪川温泉付近見取図 (鈴木・他³⁹⁾原因)

ピリカネップ白水川上流：ピリカネップから西方約7.5kmの白水川上流に位置している。数多くの硫気孔・噴気孔が排列し、温泉も湧出して烈しく沸騰するものもある。付近は灰色～黄灰色に分解して温泉余土化している。勝井¹⁹⁾によれば爆裂火口内の硫気活動の存続したもので

1. 95℃, pH 7.2 湧出量少量, 沸騰せる透明泉
2. 65℃, PH 2.4 少量, 静かに湧出する帯黄灰色泉
3. 90℃, pH 8.0 石灰華の塔より多量湧出する透明泉

などの種々の泉質を含むものである。



第18図 ピリカネップ白水川上流見取図（勝井原図，鈴木・他³⁹⁾による）

中マチネシリ中央火口火口瀧 大噴鉱床の現場事務所北西側谷底に温泉が湧出し、浴用に供された。このほか、勝井¹⁹⁾は、谷の低所で少量黄灰色に沸騰する温泉の90℃ pH 2.2を測定している。

フツシ岳西斜面白水川上流 岡村⁵⁾によれば足寄側の白水川（旧称ワクカウエンアショロナイ川）上流水源近くに数カ所から多量の鉱泉が湧出することを述べている。鉱泉は無色透明であるが、冷水中に流入するとただちに淡褐色を呈し、数km流下しても黄濁している。本泉は炭酸泉に属し地質調査所⁹⁾における分析値は下記のとおりである。

反 応	全固形物	珪 酸	第2酸化鉄礬土	マンガン	カルシウム	マグネシウム
中 性	85. ⁶⁰	7. ⁰⁴	0. ⁵⁶	0. ⁵²	8. ²⁸	3. ⁵²

ポ タ ッ シ ウ ム	ナ ト リ ウ ム	ア ン モ ニ ヤ	塩 素	硫 酸	炭 酸
1. ⁶⁵	6. ¹⁹	0. ¹¹	6. ⁸⁰	24. ⁵¹	45. ⁵⁵

定量分析 10 万分中

阿寒湖中東部湖底 阿寒湖のほぼ中央に、冬季まったく凍結しないか、あるいは氷のきわめて薄い部分がある。この点はほぼボッケ、セセキモイを結ぶ線上で、おそらく湖底では温泉が湧出しているものと鈴木・他³⁹⁾は推察している。

セセキモイ この付近の水温はやや高いが、湧出口は明らかでなく、湖岸の砂中から滲出しているようである³⁹⁾。

文 献

- 1) 多羅尾忠郎：北海道釧山略記，北海道庁，1889
- 2) 西山正吾：北海道釧床調査報文，北海道庁，1891
- 3) 神保小虎：北海道の火山，地学雑誌，Vol. 3，1891
- 4) 加藤鉄之助：北海道雌阿寒火山について，地質学雑誌，Vol. 20，1913
- 5) 岡村要蔵：北海道網走屈斜路地方地質調査報文，釧物調査報告，No. 20，1914
- 6) 岡村要蔵：阿寒火山群の構成，地学雑誌，Vol. 27，1915
- 7) 岡村要蔵：阿寒屈斜路両火山群生成の時代，地学雑誌，Vol. 7，1915
- 8) 門倉三能：知床半島地質調査報文，釧物調査報告，No. 23，1916
- 9) 田中館秀三：北海道本島の火山湖，地学雑誌，Vol. 30，1918
- 10) 田中館秀三：北海道火山湖研究概報，北海道庁，1925
- 11) 田中館秀三：北海道雌阿寒岳鳴動，地学雑誌，Vol. 39，1927
- 12) Tanakadate, H. : The Problem of Calderas in the Pacific Region, Proc. 4th. Pan. Pac. Sci. Cong., 2B, 1930
- 13) 田中館秀三：日本のカルデラ，岩波講座，1934
- 14) 佐々保雄：北海道下部洪積統・釧路統に就きて，矢部教授還暦記念論文集，1939
- 15) Williams H. : Calderas and Their Origin, Bull. Dep. Geol. Sci. Calif. Univ., Vol. 25, No. 6, 1941
- 16) 山田 忍：火山性地土性調査法と北海道における火山性土壌，北海道農業試験場報告，No. 44，1951
- 17) 湊 正雄：グリンタフ地域の問題，新生代の研究，No. 14，1952
- 18) 勝井義雄：雄阿寒火山，地質学雑誌，Vol. 57，1951

- 19) 勝井義雄：雌阿寒火山の地質, 北海道地質要報, No. 16, 1951
- 20) 千地萬蔵：北海道網走—阿寒湖間の第三系層序, 地質学雑誌, Vol. 58, 1952
- 21) 山田 忍：北海道における火山噴出物の分布について, 北海道地質要報, No. 21, 1953
- 22) 今西 茂：北海道釧路国阿寒地方の地質について, 東北大学邦文報告, No. 44, 1953
- 23) Hayasaka, I. : Pliocene Mya Bed in Hokkaido, Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, Vol. 8, 1953
- 24) 松井 愈・他2名：釧路炭田雄別炭礦付近の地質, 北海道地質要報, No. 22, 1953
- 25) 湊 正雄：北海道第四紀に関する諸問題, 科学, Vol. 25, No. 3, 1955
- 26) Ishikawa, T. & Minato, M. : Age of the Welded Tuffs in Northern Japan, INQUA, 1955
- 27) 佐々保雄：北海道炭田誌, No. 2, 釧路炭田, 1955
- 28) 千地萬造：北海道網走川に沿う第三系層序の概略, 泉陽高校研究論集, 1953
- 29) 堀江正治：阿寒湖周辺の湖岸段丘地形, 地理学評論, Vol. 27, 1954
- 30) Minato, M., et al. : Geotectonic Synthesis of the Green Tuff Regions in Japan, Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., Vol. 34, 1956
- 31) Matsumoto, T., et al. : Some Problems of Welded-Lava and Welded-Tuff Related with the Sunken Calderas in Japan, Proc. 8th Pac. Sci. Cong., Vol. II, 1956
- 32) 佐久間修三・他3名：1955年の雌阿寒岳の活動, 北海道地質要報, No. 31, 1956
- 33) 梅本 悟・他3名：釧路国雌阿寒岳付近の地質鉱床調査報告, 北海道地下資源調査資料, No. 24, 1956
- 34) 斎藤正雄・渡辺芳次：北海道川上郡泰豊鉱山および付近の金・銀鉱床調査報告, 地質調査所月報, Vol. 7, No. 11, 1956
- 35) 桂 敬：本邦火山の地球化学的研究（その35）富士火山帯以北の地方の火山岩のパナジウム含有量, 日本化学雑誌, Vol. 77, No. 8, 1956

- 36) Sakuma, S. : Volcanic Tremor of Meakan-dake, Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII, Vol. 11, 1957
- 37) Sakuma, S. & Murase, T. : Recent Activity of Volcano Meakandake, ibid, 1957
- 38) Suzuki, J., et al. : On the Sulphur Deposits of the Akan Sulphur Mine, Hokkaido, Japan, Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, Vol. 9, 1957
- 39) 鈴木 醇・他3名: 阿寒地方温泉地質調査報告, 環境衛生に関する報告, No. 14, 北海道衛生部, 1957
- 40) 福富孝治・他2名: 阿寒湖畔温泉について, 環境衛生に関する報告 No. 14, 北海道衛生部, 1957
- 41) 村瀬 勉: 北海道火山の地球物理学的研究(その6) 雌阿寒岳の微小地震状態, 北海道大学地球物理学研究報告, No. 5, 1957
- 42) 北海道開発局農業水産部: 釧路原野地域地質・地下水調査中間報告書, 1957
- 43) 山田 忍: 火山噴出物の堆積状態からみた沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究, 地団研専報, No. 8, 1958
- 44) 勝井義雄: 阿寒屈斜路火山群, 地球科学, No. 39, 1958
- 45) 横山 泉・他3名: 屈斜路湖・阿寒湖および摩周湖地域における重力測定一序報—火山, 第2巽, Vol. 3, No. 1, 1958
- 46) 村瀬 勉・他3名: 北海道火山の地球物理学的研究(その8) 1959年の雌阿寒岳の活動, 北海道大学地球物理学研究報告, No. 7, 1960
- 47) 水野篤行・百石 浩: 5万分の1地質図幅「雄別」および同説明書, 北海道開発庁, 1960
- 48) 杉本良也: 5万分の1地質図幅“武佐岳”および同説明書, 北海道地下資源調査所, 1960
- 49) 五十嵐昭明: 釧路国阿寒褐鉄鉱山の褐鉄鉱床調査報告, 北海道下資源調査資料, No. 69, 北海道開発庁, 1961
- 50) 勝井義雄: 火山砕屑物からみた摩周火山の活動史, 地球科学, No. 55, 1961
- 51) 沢村孝之助・山口昇一: 網走—浦幌地域の硬質頁岩層の珪藻による対比, 地質調査所月報, Vol. 12, 1961
- 52) 棚井敏雅: 5万分の1地質図幅「厚内」および同説明書, 北海道開発庁, 1961

- 53) 佐藤 茂・他2名：5万分の1地質図幅「上茶路」および同説明書，北海道開発庁，1961
- 54) 北海道衛研薬学科・衛生部環境衛生課：北海道鉱泉誌，（第2篇），北海道立衛生研究所報，第12集，1962
- 55) 井上英二・鈴木泰輔：5万分の1地質図幅「ウコタキヌプリ山」および同説明書，北海道開発庁，1962
- 56) 佐藤博之：阿寒・屈斜路カルデラ北方の火山砕屑流，調査研究報告会講演要旨録，No. 14，地質調査所北海道支所，1962
- 57) 国府谷盛明・他3名：5万分の1地質図幅「摩周湖」および同説明書，北海道開発庁，1962
- 58) 木下浩二：地向斜と油田成立条件—日本の新第三紀油田を例として—石油技術協会誌，Vol. 27，No. 6，1962
- 59) 小野晃司：日本産火山岩の化学成分，地質調査所，1962
- 60) 河田 英・他2名：阿寒湖畔の温泉探査，北海道地下資源調査報告，No. 27，1962
- 61) 勝井義雄：5万分の1地質図幅「屈斜路湖」および同説明書，北海道開発庁，1962
- 62) 瀬尾春雄・他5名：根室国（根室市を除く）土性調査報告，北海道農業試験場土性調査報告，第13編，1963
- 63) 木下浩二：日高造構運動の過程（1），炭礦技術，Vol. 18，No. 1，1963
- 64) 勝井義雄・佐藤博之：5万分の1地質図幅「藻琴山」および同説明書，北海道開発庁，1963
- 65) 佐藤博之：雄阿寒火山灰層について，調査研究報告会講演要旨録，No. 15，地質調査所北海道支所，1963
- 66) 斎藤昌之・北川芳男：5万分の1地質図幅「標茶」および同説明書，北海道開発庁，1963
- 67) 沢村孝之助・山口昇一：道東津別地域新第三系の化石珪藻こよる分帯，地質調査所月報，Vol. 14，No. 10，1963

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

AKANKO

Kushiro, No. 7

By
HIROYUKI SATOH

(Written in 1964)

(Abstract)

The area of this sheet-map, located between latitude $43^{\circ} 20' \sim 43^{\circ} 30'$ N and longitude $144^{\circ} 00' \sim 144^{\circ} 15'$ E, covers the most part of the Akan volcano, in the east Hokkaido. The Akan volcano in the southwestern part of the Akan-Shiretoko volcanic chain, an échelon belonging to the Kurile volcanic zone, is known for its gigantic caldera formation and the national park. The shape of caldera is rectangular, 13×24 km, and its elongation agrees with the Akan-Shiretoko direction, that is, NE-SW.

The somma of the Akan volcano is distinct on the NW and SE walls, constructed of piles of somma lavas and pyroclastic rocks, but

indistinct on the NE and SW walls for the post caldera volcano and the welded tuffs from the Kutcharo volcano.

Four post caldera volcanoes were formed in the bottom and on the wall of the caldera: Furebetsu, Fuppushi and Oakan volcanoes in the bottom and Meakan volcano on the SW wall, respectively.

GEOLOGY

The geological sequence in this sheet-map, as shown in the Table 1, can be divided into the Paleogene and Neogene-Tertiary, Quaternary volcanoes and sedimentary rocks.

Paleogene-Tertiary system

Rushin formation, distributed narrowly in the SW corner of this sheet-map, is composed of conglomerates intercalated with sandstones. This formation belongs to the Urahoro group, coal seam bearing in the east Hokkaido, and to that lowermost formation.

Charo formation, distributed in the SW corner, in the upstream of the Koikatashoro-gawa, is composed of massive mudstones and siltstones intercalated with sandstones. This formation belonging to the Ombetsu group with the Nuibetsu formation, contacts by the fault relation with the Rushin formation.

Nuibetsu formation, resting conformably on the Charo formation, is composed of sandstones, mudstones and siltstones in the lower part and of biotite-bearing hornblende andesitic volcanic breccias in the upper part.

Neogene-Tertiary system

Neogene-Tertiary system, mostly continuations of strata from surrounding areas, is distributed in several portions independently. It is divided into four horizons: lower, middle, upper and uppermost.

Neogene-Tertiary lower is middle Miocene in age.

Fuppushinai formation, cropping out in the southern margin of this area, is composed of mudstones and rests unconformably on the Nuibetsu

Table 1 Geological sequence in the Akanko sheet-map

Holocene	Central cones of the Akan volcano I Akan volcano (A)	Recent river deposits (a) and Moor deposits (Md)	Central cones of the Akan volcano II Meakan volcano (M ₁₋₁₁)	Recent river deposits (a) and Moor deposits (Md)	Activities of Central cones of the Akan volcano					
		Talus deposit (T) and Hot spring sinters		Talus deposit (T) and Hot spring sinters						
Pleistocene	Somma of the Akan volcano Furebetsu volcano (F ₁₋₉) Fuppushi volcano (Fp ₁₋₈) Oakan volcano (O ₁₋₉)	Meakan volcanic ash	Meakan volcanic ash	Meakan volcanic ash	Formation of the Akan caldera Formation of the Kutcharo caldera Caldera was filled with water. Takikawa-Hombetsu fauna					
		Lacustrine terrace deposits (L ₁₋₂)	Lacustrine terrace deposits (L ₁₋₂)	Lacustrine terrace deposits (L ₁₋₂)						
		Mashū volcanic ash	Mashū volcanic ash	Mashū volcanic ash						
		Oakan volcanic ash	Oakan volcanic ash	Oakan volcanic ash						
		Younger lacustrine deposits (NI)	Younger lacustrine deposits (NI)	Younger lacustrine deposits (NI)						
		Panke welded tuffs (Pk)	Panke welded tuffs (Pk)	Panke welded tuffs (Pk)						
		Koakan-ko formation (Kk)	Koakan-ko formation (Kk)	Koakan-ko formation (Kk)						
		Dike (d) and Parasitic lava-domes (Pd)	Pyroclastic flow deposits { Upper Akan pumice flow deposits (pl ₂) Akan welded tuffs (pl)	Dike (d) and Parasitic lava-domes (Pd)		Dike (d) and Parasitic lava-domes (Pd)	Formation of the Akan caldera			
								Pyroclastic fall deposits (fa)	Pyroclastic fall deposits (fa)	Formation of the Kutcharo caldera
		Kushiro group (Ks)	{Kamiakubetsu formation (Ka) Akan group (Hb)	Kushiro group (Ks)		{Kamiakubetsu formation (Ka) Akan group (Hb)	Explosion of the Oakan volcano			
								Neogene-Tertiary upper most Neogene-Tertiary upper	{Ossape formation (Os ₁₋₂) Kohan formation (Kh ₁₋₂) Akubetsu formation (Ab)	{Ossape formation (Os ₁₋₂) Kohan formation (Kh ₁₋₂) Akubetsu formation (Ab)
Neogene-Tertiary middle	{Shiramizu formation (Sm) Tsubetsu formation (Tb) Fuppushinai formation (Fn)				{Shiramizu formation (Sm) Tsubetsu formation (Tb) Fuppushinai formation (Fn)					
		Neogene-Tertiary lower	{Nuibetsu formation (Nb) Charo formation (Ch) Rushin formation (Rs)	{Nuibetsu formation (Nb) Charo formation (Ch) Rushin formation (Rs)		Formation of the Oakan volcano				
Paleogene-Tertiary	Paleogene-Tertiary				Paleogene-Tertiary		Paleogene-Tertiary			

Letters in () show those of the legend of the geological sheet-map.

formation.

Tsubetsu formation, cropping out in the northwestern margin of this area, is composed of diatomaceous mudstones.

Shiramizu formation, occupied independently in the central part of bottom of the caldera, is composed, however, of propylites, green tuffs and tuffbreccias.

Neogene-Tertiary middle is considered to be late Miocene in age.

Akubetsu formation, cropping out in the southern part of this area, is composed of tuffaceous sandstones, tuff-breccias, pumice-tuffs and andesitic lavas.

Kohan formation, distributed in the central part of this area independently, is composed of andesitic lavas and pumice-tuffs intercalated with thin layers of shale.

Osappe formation, distributed in the eastern part of this area, is composed of volcanic-breccias, tuffaceous sandstones, conglomerates and andesitic lavas. This formation is subjected to alteration.

Neogene-Tertiary upper is Pliocene in age and belongs to the horizon of *Fortipecten takahashii* (YOKOYAMA).

Akan group, resting unconformably on the Akubetsu formation, is distributed extensively from southern part to the bottom of caldera.

This formation, consisting of conglomerates, sandstones, mudstones and tuff-breccias intercalated with andesitic lavas, produces abundantly shell fossils, Takikawa-Hombetsu fauna including *Fortipecten takahashii* (YOKOYAMA) etc.

Neogene-Tertiary uppermost is considered to be late Pliocene in age.

Kamiakubetsu formation, resting unconformably on the Akan group, is composed of conglomerates, mudstones, sandstones and welded tuffs. This formation, producing diatom fossils that are characteristic of fresh water, is distributed on the southeastern wall of the caldera.

Quaternary system

Kushiro group, well known marine deposits in the east Hokkaido, is distributed narrowly in the southeastern corner of this area. However,

the formation in this area is presumed to be nonmarine deposits by rock facies composed of pumiceous gravels and sands.

Somma of the Akan volcano

The Akan volcano, together with the Kutcharo and Iōsan volcanoes, situated on the Akan-Shiretoko zone, NE-SW anticlinal structure, was formed in early~middle Pleistocene. Somma lavas and fragments composed of aphyric andesites and augite-bearing olivine andesites seem to have constructed some of stratovolcanoes, although in the present time the restoration to the original state is difficult for caldera depression. After piling of lavas of the Akan volcano, in middle Pleistocene, pyroclastic flows accompanied by pyroclastic falls were ejected (cfr. Figs. 5 & 6) resulting in the formation of the Akan caldera as major volcano-tectonic depressions rather than caldera of Krakatau type (cfr. Fig. 4).

Dike of augite olivine basalt and two **parasitic lava-domes** of augite-hypersthene dacite are formed by somma.

Koakan-ko formation, deposits of the lake filled by water in the caldera depression, is composed of pumiceous conglomerates and alternation of sandstones and mudstones. This formation produces diatom fossils. The old lake soon vanished by the draining and growth of post caldera volcanoes.

Panke welded tuffs, ejected from the Kutcharo volcano, are distributed extensively in the northern part of caldera bottom. This welded tuffs are augite-hypersthene dacitic.

Central cones of the Akan volcano I

Furebetsu volcano, situated in the central part of the bottom, is composed of the glassy dacitic lava-dome and stratovolcanoes: 831 m hō, 950m hō and Furebetsu-dake accompanied by dacitic lava-dome and andesitic parasitic volcano. The glassy dacitic lava-dome, ejecting dacitic pumice flow on a small scale, is concealed by 831m hō composed of augite-hypersthene andesites. 950m hō is composed of olivine-bearing augite-hypersthene andesites and Furebetsu-dake is composed of tuff-

breccias in initial stage and of augite-bearing hypersthene andesites.

Fuppushi volcano, situated in the western part of the bottom, is constructed by stratovolcano accompanied by two parasitic cones. This volcano erupted at first tuff-breccias, and after that, erupted augite-olivine-bearing quartz-hypersthene andesites and augite-olivine andesites, there by, such as the activity of the Furebetsu volcano.

Oakan volcano, situated in the northern part of the bottom, is a shield volcano accompanied by parasitic volcano and lava-dome. At first, in early Holocene, hornblende-bearing augite hypersthene andesitic pumice and ash falls (Oa-a & b) were ejected (cfr. Fig. 8), and then, augite-hypersthene-olivine andesites and glassy augite-hypersthene andesites made the conical mountain body. The surface of the mountain body shows concentric grooves (cfr. Plate 3). Oakan-dake dammed up Akan-ko, Penke-tō and Panke-to surrounding itself.

Younger lacustrine deposits were made in some portions by dams which central cones made.

Mashū volcanic ash, Ma-f ejected by the catastrophic eruption of the Mashū volcano B.P. ca. 7,000 years, is distributed in the eastern part of this area. This deposit is composed of augite-hypersthene andesitic pumice, ash and lapilli.

Lacustrine terrace deposits are composed of gravel, sand and clay, and develop around the Akan-ko and form a higher terrace (15~17m) and a lower terrace (5~10m).

Central cones of the Akan volcano II

Meakan volcano, situated on the southwestern wall of the caldera, is multiple stratovolcano consisting of Minami-dake, 1,042 m-yama, Higashi-dake, Kobu-yama, Kenga-mine, Nakamachineshiri, Nishi-yama, Kita-yama Ponmachineshiri and Akan-fuji. Among them, Ponmachineshiri erupted in 1955~1959. Nakamachineshiri, the main body of the Meakan volcano, has double craters, central cone and explosion crater, in which solfatara is present and the sulphur deposited around it is being worked. Nishi-yama, Kita-yama and Ponmachineshiri were built on the flank

of the Nakamachineshiri. Akan-fuji, a fine conical stratovolcano, was built in the last stage.

Rocks of the Meakan volcano are mostly pyroxene andesites containing sometimes quartz and olivine phenocrysts.

Talus deposits, distributed in the southern foot of the Fuppushidake and the eastern flank of the 831m hō, are composed of block, sand and clay.

Hot spring sinters are found at Kohan and moor deposits are distributed around lakes.

ECONOMIC GEOLOGY

The economic materials in this area are mostly owing to volcanism: limonite, sulphur, building and road stone and hot spring. Lignite and gold and silver ore slightly develop in the limited area.

Limonite deposits: Around the Meakan volcano, numerous limonite deposits exist. Deposits on the flank of the Furebetsu-dake are being worked. Deposits occur in swamps and the main body is 140×70m in width and 5m in thickness. The grade of ores is 52~54% Fe.

Sulphur deposits: numerous solfataras are distributed on the Meakan volcano, especially Ofuki that is in the explosion crater of the Nakamachineshiri, is most violent. Sulphur deposits have been accumulated in the explosion crater. Akan sulphur mine has been worked since 1951 and its production until 1962 was ca. 164,000t. Sulphur ores are divided into sublimated, impregnated and banded ores, genesis of them are sublimation, replacement, impregnation and sedimentation.

Gold and silver ore: Ossape formation is subjected to alteration and mineralization. Gold and silver ores develop in that formation but their mineralized scale is small.

Lignite deposits: In the Akan group, lignite seams are intercalated. Their maximum thickness is 70cm.

Building and road stones: Andesites of the Kohan formation and

Panke welded tuffs are used,

Hot springs: In this area, many hot springs are distributed as shown in Fig. 15. Among them, acidic springs run in NNE-SSW direction and weak alkalic simple springs, Akan-kohan and Oakan hot springs, cross at right angles.

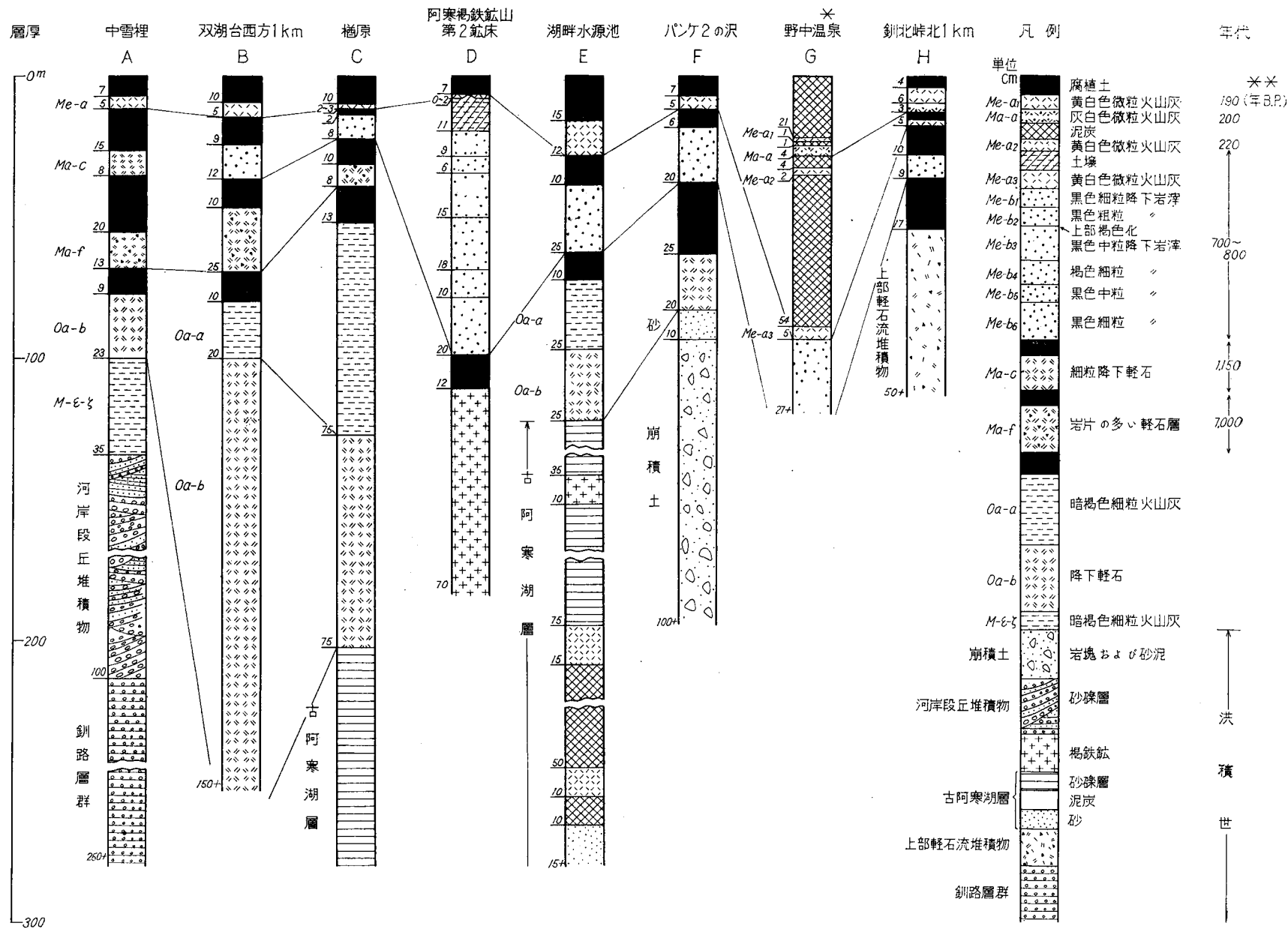
昭和 40 年 9 月 1 日 印刷

昭和 40 年 9 月 7 日 発行

工 業 技 術 院
地 質 調 査 所

印刷所 笠井出版印刷社

© 1965, Geological Survey of Japan



第9図 火山灰柱状図 (A・B…は第8図参照)

* 山田⁴³⁾ P. 32 原図

** 1955年を基準とし、Ma-cまでは山田、Ma-fは勝井・佐藤⁶⁴⁾による