

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

濁 川

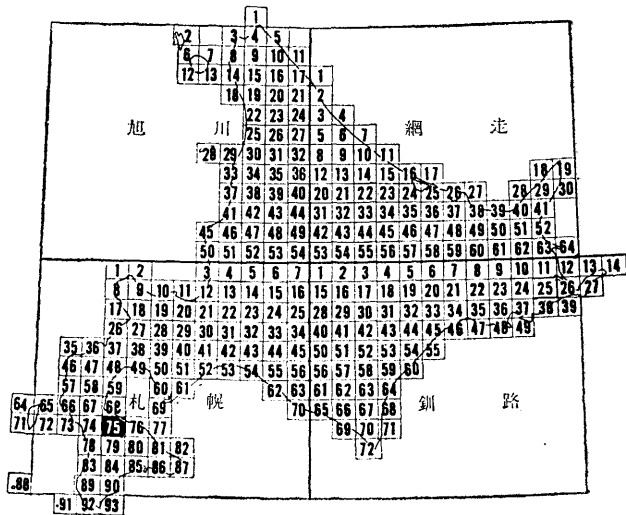
(札幌一第75号)

北海道立地下資源調査所

昭和 48 年

5万分の1地質図幅説明書濁川正誤表

頁	行	誤	正
4 24	第1表下から8 下から6 下から10	角 門 石 北海道資下資源 調査所 北海道資下資源 調査所	角 閃 石 北海道地下資源調査所 北海道地下資源調査所



この地質図幅は、北海道総合開発の一環として、北海道開発庁の委託により実施したものを北海道においてとりまとめたものである。

昭和48年3月

北 海 道

5万分の1地質図幅
説明書

濁川

(札幌一第75号)

技術吏員 松下勝秀
同 上 鈴木守
同 上 高橋功二

北海道立地下資源調査所

昭和48年3月

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	2
II 地 形	2
III 地質概説	4
IV 地質各説	6
IV.1 先第三紀層	6
IV.2 第三紀層	6
IV.2.1 訓 縫 層	6
IV.2.2 八 雲 層	7
IV.2.3 黒松内層	8
IV.2.4 瀬 棚 層	11
IV.3 第四紀層	11
IV.3.1 石 倉 層	11
IV.3.2 段丘堆積物	12
IV.3.3 崖錐堆積物	14
IV.3.4 駒ヶ岳火山灰層	14
IV.3.5 河現床および湖沼堆積物	15
V 火成岩類	15
V.1 花崗閃緑岩および玢岩	15
V.2 アロピライト類	16
V.3 石 英 斑 岩	16
V.4 流 紋 岩	17
V.5 岩 脉 類	17
V.6 横山熔岩および毛無山熔岩	17
VI 応用地質	18
VI.1 金 銀 鉍 床	18
VI.2 銅鉛亜鉛鉍床	19
VI.3 マンガン鉍床	19

VI.4	油徴・その他	20
VI.5	温 泉	20
VI.5.1	濁 川	20
VI.5.2	上 の 湯	21
VI.5.3	核 野	21
文 献		24
Résumé		25

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

濁

川

(札幌一第75号)

北海道立地下資源調査所

技術吏員 松 下 勝 秀

同 上 鈴 木 守

同 上 高 橋 功 二

は し が き

この地質図幅の野外調査は、昭和40年および41年の両年にわたり、約180日間で行った。野外調査に当っては、野田追川、落部川本流、濁川および海岸地域を松下が担当した。また、落部川上流および釜別川流域を高橋が、鳥崎川流域を鈴木が担当した。その他の地域については、後でのべる様に、多くの人々の協力を得ている。調査日数の関係で、乙部岳周辺地域や狗神岳～桂川にかけての地域は、それぞれ鉾床調査および森町の地質調査時の資料を参考にした。

この図幅調査が終了した後、昭和45年より八雲町管内の地質調査が、町の依頼により当所の手によって行なわれている。この調査により、図幅調査時の資料に加えて、新しい資料が得られている。この地質図幅および説明書は、その様な新しい資料を加えて作成した。

八雲町管内の地質に関連して、当所小山内照、山岸宏光、寺島克之の各氏から未公表資料の提供および多大の助言を得た。また、鉾床調査の関連では、当所酒匂純俊、長谷川潔両氏の助言を得た。特に、酒匂純俊氏には、野外調査の一部を担当していただいた上に、鉾床および温泉の取りまとめもお願いした。また、当所三谷勝利氏には、化石の鑑定をお願いした。

その他、野外調査については、当所松井公平氏の御協力を得た。以上御協力いただいた方々に厚くお礼申し上げる。

なお、図幅および説明書作成に当っては、地質図の作成および説明書のとりまとめを松下が担当し、岩石の顕微鏡観察は鈴木が行った。

I 位置および交通

この図幅は、東経140°15′から140°30′北緯42°00′から42°10′の範囲にあり、北海道の地域区分では道南に属する。図幅の北東隅の海域は内浦湾（噴火湾）であり、つまり内浦湾の南西に位置している。

行政区画では、渡島および松山両支庁の一部がふくまれている。図幅中央の大部分は八雲町に、東部は森町に属していて共に渡島支庁管内である。また、南部は厚沢部町に、南西隅は乙部町に属していて、これらは松山支庁管内である。

交通は、海岸線に沿って国鉄函館本線と国道5号線が通じている。落部川から厚沢部川上流濁川にかけて、道々八雲―厚沢部線が通じ、途中の銀婚湯までは温泉のバスが運行している。落部川支流の釜別川や下二股川には林道が開さくされている。

野田追川流域には、本流沿いに併用林道が上流の二股まで通じている。近年この二股から石股沢を経て、乙部町姫川に通ずる峯越林道が開さくされつつある。野田追川支流の中二股川にも林道が通じている。その他、下二股川や釜別沢にも古い林道が残っている。

図幅北東部には濁川温泉があるが、森および長万部からバスの便がある。その他、濁川盆地北側の三岱の台地は、牧場として利用されていて農道が通じている。また、厚沢部町清水川や森町鳥崎川沿いにも林道が通じている。

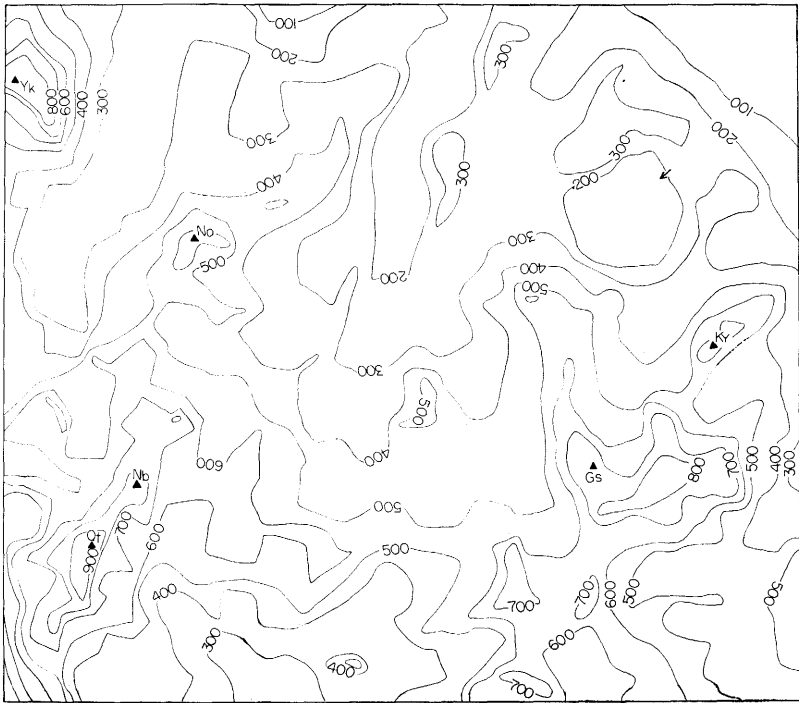
以上のように、図幅地域が地形的にみて山岳地帯であるにもかかわらず、道路は多い方である。

II 地 形

図幅地域の地形は、その大部分が標高300m～900mをしめす山地形である。その他に、主要河川流域の河岸段丘および河川氾らん原、三岱から石倉にかけての地域や、蛸谷川北側地域の台地、濁川盆地などの地形がある。

図幅地域の山地形をみると、3つの山塊に分けることができる。つまり、地形復元図（第1図）の600mの等高線より高い部分は、図幅西隅の横山周辺、図幅南西隅の鍋岳および乙部岳周辺（ここには図幅地域内の最高点である標高1,016.7mの乙部岳がある）、狗神岳から鶺川上流域などの地域である。横山の山塊を除くといずれも開析の進んだ山地である。

第1図 地形復元図



Yk・横山, No: 野田追岳, Nb: 鍋岳, Ot: 乙部岳, Ky: 毛無山, Gs: 狗神岳

濁川盆地の北東の三岱や蜷谷川左岸には平坦な台地地形が発達している。内陸地域の標高は300m前後であって、北東に向って高度を減じ、海岸では60~80mになる。この台地は後でのべるように火砕流で形成された台地であって、さきのべた山地形とは全く異った地形発達史をたどっている。

この図幅地域で最も特異な地形は濁川盆地であろう。濁川盆地は、経約2.5kmのほぼ円形をしめす盆地で、周辺の台地とは、高さ150~200mの急崖で境いされている。この急崖は侵蝕がはげしく、崖錐が発達している。盆地内の標高は南西部で130m、北東で100mで平坦な地形である。盆地内に流入する沢や河川の出口には、小規模な扇状地が発達している。この盆地は、断層陥没によって形成されたと考えられているが(長尾・佐々:1934)、前にのべた台地を構成している火砕流の成因と関連して、

クラカトア型カルデラと考えられる様になった（佐藤：1968）。

段丘および河川氾らん原は主要河川流域に若干みられる程度である。河岸段丘は、河床からの比高がほぼ30mの第1段丘と、5～10mの第2段丘とがある。それぞれ落部川下流や、野田追川中流の桜野付近に比較的広く分布している。

III 地質概説

この図幅地域には、先第三紀、新第三紀および第四紀の各地質時代に属する堆積岩類や各種の火成岩類が分布している。これらの層序は、第1表に示したとおりである。

第1表 地質層序表

時代	地 層 名		主 要 岩 相	火 成 活 動 其 他	
第 四 紀	現 世	現河床および湖沼堆積物	礫・砂 砂・粘土		
		崖錐堆積物	礫・砂・岩塊		
	更 新 世	第2段丘堆積物	砂・礫・粘土		濁川カルデラ形成
		第1段丘堆積物	砂・礫・粘土		
		石 倉 層	火山碎屑流堆積物 降下火山碎屑物		
鮮 新 世	瀬 棚 層	礫岩・砂岩	横山熔岩, 毛無山熔岩		
新 第 三 紀	黒 松 内 層	火山角礫岩部層	集塊岩・礫岩・凝灰岩・安山岩熔岩	{ 角閃石安山岩, 玄武岩 角閃石石英安山岩 變質安山岩 }	
		凝灰角礫岩部層	凝灰角礫岩 凝灰岩・泥岩・砂岩		
	砂 岩 部 層	細粒砂岩 板状砂岩	流紋岩		
	八 雲 層	硬質頁岩	粗粒玄武岩・石英斑岩		
	訓 縫 層	凝灰角礫岩 緑色凝灰岩 礫 岩	プロピライト III プロピライト II プロピライト I 花崗閃緑岩・珩岩		
先 第 三 紀	先 第 三 紀 層		粘板岩・硅岩 チャート・砂岩		

この図幅地域南西の乙部岳周辺には、粘板岩を主体とする先第三紀層が分布している。この先第三紀層は、同地域に分布する花崗閃緑岩や玢岩とともに、この地域では新第三紀層の基盤をなしている。

この様な基盤の上には、訓縫層を始めとして、八雲層、黒松内層、瀬棚層など西南北海道の標準的地層が分布している。このうち瀬棚層を除く各層は中新世の地層であり、それらの各層の分布状態から、図幅地域を3つの地帯に分けることができる。すなわち、野田追川流域から乙部岳にかけての西部地帯、落部川から厚沢部川上流および鶺川上流にかけての中央地帯、濁川盆地から鳥崎川にかけての東部地帯などである。

西部地帯は、さらに3つの地域に分けられる。南半部は、先第三紀の基盤岩類をとりまく様にして、礫岩や緑色凝灰岩で特徴付けられる訓縫層や同時期のプロピライトが分布している。また、この地帯の北部に当る野田追川下流にも、プロピライトや訓縫層が分布し、中部には、硬質頁岩で特徴付けられる八雲層が分布している。

中央地帯には、中新世上部の黒松内層のみが分布している。黒松内層は岩相的に、3つの部層に分けられる。下部は砂岩を主体とする正規堆積岩であるが、中・上部は、凝灰岩、凝灰角礫岩および火山角礫岩など火山砕屑物に富む部層に大別される。層位的にみると、釜別川中流に最も下位の層準が分布している。また、この地帯自体は南北性の褶曲構造をしめし、落部川本流から釜別川にかけて背斜軸を推定することができる。

東部地帯には、八雲層と同時期のプロピライトおよび黒松内層が分布している。

以上の様な各層の分布から、図幅地域の大局的な地質構造は、ほぼ南北性の褶曲構造をしめし、中央地帯が向斜部で、東西両地帯が背斜部に相当すると推定される。

これらの地質構造は、単純な褶曲構造だけではなく、南北性の断層を伴っていて、これらが各地帯の地質構造を強調している。

鮮新世の瀬棚層は、中央地帯の北端に分布していて、砂岩や礫岩を主とする地層である。

第四紀層の石倉層は、海岸地域の段丘の関連では洪積世後期と推定されるが、内陸地域の河成段丘との関係では、あとでのべる様にその時代は若干問題となる点がある。今後に残された問題であろう。

IV 地質各説

IV.1 先第三紀層

先第三紀層は、乙部岳周辺に広く発達する。また、野田追川上流部にも断片的に分布している。

乙部岳周辺の先第三紀層の岩相は黒色粘板岩を主とし、硬砂岩、チャートなどを介している。また、それらが互層状になっている部分もある。また、ところによっては千枚岩質あるいは圧砕岩質になっている所もある。全般に著しく擾乱されていることと、一般に層理が不明瞭なため、くわしい層序、構造は明らかでない。走向は、 $N20^{\circ}W \sim N60^{\circ}E$ といちじるしく変化し、また、傾斜は垂直なものが多い。全体的にみると、ほぼN～S性の構造が卓越している。

なお、ホルンフェルスが形成されている部分があるが、明確にその分布をしめすことができなかったので、地質図では省いてある。酒匂ら(1961)によると、清水川上流部のホルンフェルスは、含石榴石黒雲母ホルンフェルスで、また、姫川上流部のものは、堇青石黒雲母ホルンフェルスで、経数mmの堇青石が目立っていると記載されている。

野田追川上流に分布する先第三紀層の岩相は板状チャートや珪質硬砂岩、珪質黒色粘板岩などである。しかし、花崗閃緑岩の進入のためにホルンフェルス化と擾乱が著しく、岩相層序は明確でない。

先第三紀層の地質時代については、この地域では、第三紀層より古いと言う以外の時代を示すものはない。この図幅では先第三紀層としたが、いわゆる“古生層”とされている松前層群の岩相に似ているところもあり、ほぼ同等層と考えてよいと思われる。

IV.2 新第三紀層

IV.2.2 訓縫層

長尾・佐々(1934) 訓縫層

訓縫層は、野田追川上流や姫川上流地域など、先第三紀層の分布地域の周辺や、野田追川支流の下二股川および釜別沢流域に分布している。この図幅全体としてみると、訓縫層の分布はあまり広くない。

訓縫層の岩相は地域によってかなり差異がある。すなわち、姫川上流部では、凝灰質礫岩、凝灰質角礫岩や凝灰角礫岩などで構成されている。

野田追川上流地域の訓縫層は、礫岩と緑色凝灰岩で構成されている。

右股沢で礫岩がプロピライトを不整合におおっている様に見える露頭がある。しかし、このプロピライトは岩質的にみて福山期のものとは異なり、一応訓縫期とみられることから、この礫岩が訓縫層の基底礫岩とは考えられない。

図幅北部の下二股や釜別沢に分布する訓縫層は、前記野田追川上流部のものとは岩相的に異っている。この地域の訓縫層としたものは、野田追川下流に分布するプロピライトの岩体の東縁にあり、それをとりまく様な形で分布している。ここでは、花崗岩の大礫～巨礫をふくむ礫岩で特徴付けられる。プロピライトとの境界は、一般に断層であるが、この礫岩の中には、プロピライト熔岩がはさまれている所もあり、プロピライトの活動と同時期の堆積物と言うことができる。層厚は、明確でないが、数10mで、八雲層に漸移している。釜別沢の訓縫層は、緑色を呈する凝灰岩や凝灰角礫岩で構成されていて、若干の変質作用を受けている。

地質構造をみると、下二股や釜別沢に分布する訓縫層は、ほぼ南北性の構造を示している。

野田追川上流地域では、多数の断層が発達して細く切られているので詳しいことは分らない。

野田追川上流の本層の中から次の様な動物化石を産している。

Chlamys sp.

Dosinia sp. (三谷勝利氏鑑定)

IV.2.2 八雲層

長尾・佐々 (1934) 八雲層

土居 (1960) 八雲層・桂川頁岩層

八雲層は、主に野田追川中下流々域や濁川盆地の南東地域から鳥崎川にかけての地域に分布している。その他、石倉付近に断層にはさまれて狭い地域に分布している。標式的に発達しているのは、野田追川中流桜野付近である。

八雲層の岩相は、分布地域によって岩相が若干異っているが、それらの直接の層位関係は不明である。野田追川流域に分布する八雲層は、いわゆる“硬質頁岩層”と言われる八雲層の標式的な岩相をしめている。すなわち、10～20cmの層厚で板状層理を

しめている。これは、10~20cmの層厚の暗灰色頁岩と、1~2cmの凝灰質な砂質泥岩との互層である。風化すると一般に頁岩は黄灰色を呈し、角ばった細片にわれる。稀に、1~4mの層厚の灰白色の酸性凝灰岩層を介在している。この凝灰岩は、薄く削離する性質をしめている。また、この凝灰岩の中には黒色の火山砂を主とする砂岩の薄層も介在している。また、八雲層の全層準を通じて経50~100cmに達する巨大な泥灰岩団球や *Sagarites sp.* を含有している。

野田追川の下二股川流域に分布する八雲層は、一応この地域では、比較的下部岩相と思われるが、色調が黒く塊状を呈する部分が多い。濁川盆地南東地域の八雲層も、ほぼ同様の岩相を呈している。

濁川下流や、石倉付近にも、断層にはさまれた八雲層が分布している。ここではやや厚い30~40cmの板状層理をしめている。石倉付近では、真珠岩質凝灰岩を介在している。八雲層が広い分布をしめず、遊楽布川流域は数枚の同様な真珠岩質凝灰岩が数枚あるといわれている（小山内・他：1973）。石倉付近のものが、そのどれに相当するか不明である。

濁川流域や桂川流域に分布する八雲層は、桂川頁岩層と呼ばれていて、（土居：1960）、比較的塊状の頁岩と、板状層理をしめず“硬質頁岩”とがある。両者の関係は不明である。ここでも *Sagarites sp.* を含有している。

地質構造は、野田追川流域では、下流のプロピライトと野田追岳の石英斑岩を結ぶ線上に背斜構造が推定される。桂川流域では、断層による擾乱がはげしく、くわしい地質構造は不明である。

下位層の訓縫層との関係は、下二股川や祭礼沢においてみられる。ここでは、凝灰角礫岩を硬質頁岩の互層部を経て、八雲層の硬質頁岩に移り変っていて、両者は整合関係をしめている。

IV.2.3 黒松内層

長尾・佐々（1934）黒松内統+濁川噴出物層群

土居（1960）黒松内層

黒松内層は中新世上部に属する地層で、下部の正規堆積岩相と、上部の火山碎屑物に富む凝灰質岩相と構成されている。長尾・佐々（1933）は、上部の火山角礫岩相を濁川火山噴出物層群として、下部の正規堆積岩相や凝灰岩相と分離し、この間に不整合を認めている。そしてこれらは鮮新世下部に属するとした。

その後、土居（1960）は、長尾・佐々（1934）の黒松内層と濁川火山噴出物層群との間には大きな不整合的時間々隙はなく、堆積機構の差によるものとして両者を一括し黒松内層として取扱い、なおその地質時代は鮮新世としている。

その後、魚住・藤江（1958）は、北海道各地の新第三系を対比し、黒松内層を中新世としている。

この図幅でも、地質時代は中新世として取扱っている。また、地層区分は、土居とほぼ同じ取扱いであるが、岩相上3つの部層に分けている。すなわち、下位から、砂岩部層、凝灰角礫岩部層、火山角礫岩部層の3部層である。

砂岩部層

長尾・佐々（1934）上二股川層、梨ノ木岱層

砂岩部層は、黒松内層の下部を構成している部層であって、釜別川下流（落部川支流）に標式的に分布している。

この部層は、落部川およびその支流である釜別川に広く分布している他、濁川盆地の南西壁や、濁川、桂川、鳥崎川にも狭い範囲に分布している。

岩相は、暗灰色の細粒ないし微細粒の砂岩を主とする部層である。この部層の比較的下部は釜別川流域に分布していて、ここでは暗灰色の微細粒砂岩を主とする岩相であるが、まれに泥岩の薄層を夾むこともある。板状層理が明瞭であり、全体的にみると10~30cmの板状層理と100~300cmの厚い板状層理との互層をしめす。上部で一般的にみられる泥灰岩団球は、下部には比較的少ない。この部分は長尾・佐々（1934）の上二股川層に相当するものであろう。

落部川下流域に分布する砂岩部層は、上部と考えられ、前記下部の岩相と異なるところは、板状層理が一般的に厚く、2~3mとなり、泥灰岩団球の含有が多くなる。この部分は、長尾・佐々（1934）による梨ノ木岱層に相当する。長尾・佐々（1934）の下二股川層と梨ノ木岱層を明確に区別するのは難しく、本図幅においては砂岩部層として一括した。

本部層は上下を通じて炭化した植物破片をふくむが、動物化石は発見されなかった。

凝灰角礫岩部層および火山角礫岩部層

長尾・佐々（1934）黒松内層の一部+濁川噴出物層群

土居（1960）鳥崎川凝灰岩層および狗神岳集塊岩層

凝灰角礫岩部層と火山角礫岩部層とは、この地域の黒松内層上部の火山碎屑物に富

む層準で、大まかに2つに分けられると言うことであって、両者の間には厳密に明瞭な境界を引くことは難しい。つまり凝灰岩の多い部分を区別したと言うことである。一般的にみて、山稜部には火山角礫岩部層が、山腹には凝灰角礫岩部層が発達しているようである。これは、それぞれの風化に対する強度の差であろう。

凝灰角礫岩部層は、落部川兩岸の山腹部から落部川および釜別川上流部にかけての地域、狗神岳周辺などの地域に分布している。また、野田追川中二股川にもその一部が分布している。

主な岩相は、凝灰質砂岩、凝灰岩、凝灰角礫岩などで、岩相変化が激しい。極端な場合、1つの露頭でも岩相の不連続がみられる。例えば、凝灰質砂岩中に灰白色の石英、黒雲母凝灰岩の挟みがあったり、時には、集塊岩状を呈する火山角礫岩をレンズ状に介在している所もある。つまり異常堆積を示す部分が多い。

下部の砂岩部層との関係は落部川左岸の支沢でよく観察できる。ここでは、砂岩部層の上限に近づくと、砂岩中に灰白色～黄灰色の浮石質凝灰岩（層厚1～5m）がひんばんに挟まれる様になり、これらは凝灰岩と凝灰角礫岩との比較的厚層の互層を示す凝灰角礫岩部層に漸移している。また、黒色安山岩の角礫の多い一見集塊岩状の火山角礫岩や、植物破片を多量に含む砂岩・シルト岩などの薄層も挟在している。また、他の地域では、局部的に不整合様に見える所もある。しかしこの落部川左岸の露出では、砂岩部層と凝灰角礫岩部層とは整合と考えて何ら問題はない。

火山角礫岩部層は、下位の凝灰角礫岩と互層状になったり指交関係を示すところもあるが、一般に上位になる程、火山角礫岩が多くなる。地域的にみると、この図幅の範囲内では、南部程、火山角礫岩部層の発達が著しい。

火山角礫岩を構成している礫には、普通輝石紫蘇輝石安山岩、角閃石石英安山岩、角閃石安山岩など、いろいろな種類の安山岩類が多い。しかし、また、先第三紀層の堆積岩やプロピライトの円礫などをふくみ、円礫岩の岩相をしめす部分もある。

地質図の表現では、両部層が八雲層やプロピライト類などと接していて、一見不整合状であるが、このことは、この両部層の火山砕屑物をもたらした火山活動の中心が、砂岩部層の堆積盆の中心とずれていたと言うことであって、八雲層と黒松内層との関係は、正確には、一部整合一部不整合と言うことになる。

黒松内層の地質構造は、 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ のゆるい傾斜の褶曲構造をしめし、落部川流域ではほぼ南北性の構造をしめしめいる。図幅北東部の黒松内層は、海岸線にほぼ平行な

北西～南東の構造が卓越している。

VI.2.4 瀬 棚 層

長尾, 佐々 (1934) 瀬棚統

瀬棚層は野田追川下流釜別沢東北部と栗ノ木岱地域の一部に狭い分布をしめしている。

岩相は、礫岩と砂岩を主とする地層である。下部は主に礫岩で構成されていて礫岩には安山岩の巨礫をふくむものや、中礫の円礫を主とするもの、頁岩の亜角礫、いわゆる、“ビスケット”礫を主とする礫岩などがあり、含有する礫種の変化が激しい。この様な礫種の変化が大きいのは、本層の基底にいろいろな地層が隣接して分布している可能性を暗示しているものであろう。

中部は、砂岩と礫岩の互層部が累重する。この部分は、細粒砂岩と礫岩やシルト岩の不規則な互層をしめしている。シルト岩中には *Sagarites sp.* を産する。この部分の礫岩の礫種には、硬質頁岩の亜角礫やシルト岩の円礫が多い。

上部は黄褐色の粗粒砂岩を主として構成されている。この砂岩は偽層の発達が著しく、固結の度合はゆるく、ハンマーで叩くと容易に砂粒に分離する。したがって、小沢の発達が著しく、沢口には扇状地が発達しているのが通例である。部分的に褐鉄鉱化により堅硬になっているブロックがふくまれている。

栗ノ木岱では、主に砂岩で構成されているようであるが、分布が限られているために基底部の岩相は不明である。

地質構造は釜別沢下流東方では、 $N40^{\circ}E/NW10^{\circ}$, $N80^{\circ}E/NW12^{\circ}$, とほぼ北西にゆるく傾いた単斜構造をしめしている。これは、この付近の地形面の傾斜と同じであって、地形はほぼ堆積面をあらわしているものであろう。栗ノ木岱地域では、構造は明らかでないが、地形との関係で、北にゆるく傾斜していると推定される。

この地域では、化石は発見されていないが、岩相上、隣接図幅の瀬棚層に良く似ているので、瀬棚層とした。

IV.3 第四紀層

IV.3.1 石 倉 層

長尾, 佐々 (1934) 石倉層群

土居, (1960) 石倉層

地形の項でのべたように、三岱から石倉にかけての地域や蛭谷川左岸には台地地形が発達している。この台地は石倉層で構成されている。

石倉層は、降下火山砕屑物および火山砕屑流堆積物から成立している。岩相は、場所によってかなり変化している。

濁川盆地西方では、主に安山岩の角礫で構成されていて、礫の間を暗灰色の火山灰が充填している。三岱付近では、安山岩角礫の量が減り、主に軽石あるいは火山灰となっている。軽石は角ばっていて、拳大の大きさのものが多い。海岸近くになると、暗灰色の典型的な軽石流堆積物となっていて、含まれる岩片も細粒になっている。

降下火山砕屑物は、数10cmの厚さで石倉層の下部を構成している。これは、軽石流堆積物よりも淘汰が良く、一見して降下軽石ということが判る。分布および層厚については詳しくは不明である。

又、海岸地域には、軽石流堆積物の上に二次堆積物がのっている所がある。

以上のべた岩相の変化を、長尾・佐々(1934)は、石倉層群の部層と考え、石倉火山礫層、蛭谷火山灰層、笹岱火山灰層と命名している。しかし、これらは部層として分けられるものではなく、噴出源からの距離に関係するものである。つまり、石倉層は、海岸から濁川盆地に近づくに従い、含まれる安山岩礫が量的には多く、粒経も大きくなる傾向にある。したがって、石倉層の噴出源は、濁川盆地と考えて間違いない。

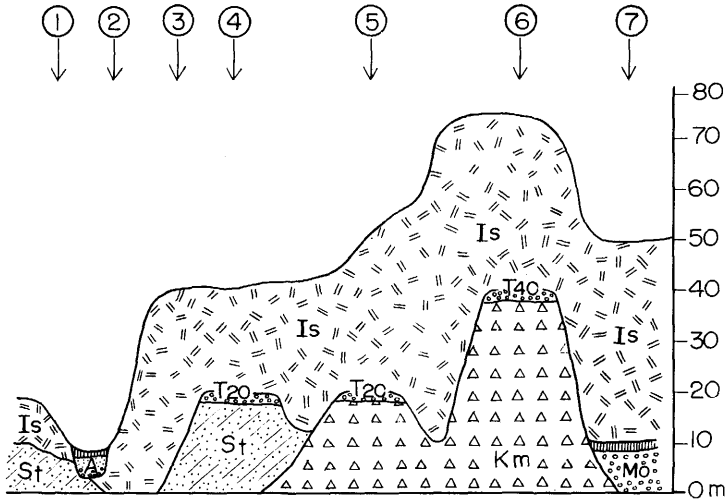
従来から(長尾・佐々:1934, 土居:1960), 濁川盆地は、断層運動によって形成されたものと言われてきたが、佐藤(1968)は、石倉層の検討から、小さなクラカトア型カルデラであることを明らかにした。すなわち、最初にガラス質角閃石安山岩(SiO_2 : 61.98%)のドームを生成し、次にわずかに進化した同質軽石(SiO_2 : 62.08%)の活動により、ドームは完全に破壊され、陥没したものと推定されている。

石倉層の生成の時期については、長尾・佐々(1934)は、300~240mの段丘面に対比し、洪積世の古い時代を推定している。

第2図は、茂無部から桂川河口にかけての海岸地域で得られた、石倉層と段丘との関係である。この図で判る様に、石倉層は、20mおよび40m段丘をおおって分布しており、現在の海面下にも分布している。この点から考えると、後期洪積世の海退期の堆積物の可能性[※]がある。

※ この図幅では段丘堆積物の下位層として取扱ったが、これは後でのべる段丘堆積物の構成物に石倉層に良く似た火山灰質砂があることによる。しかし、地質時代から考えると、段丘堆積物より新しいものとして取扱うべきかもしれない。

第2図 石倉層と段丘の関係模式図



A : 沖積層, Is : 石倉層, T₂₀ : 20m段丘, T₄₀ : 40m段丘, Mo : 森層 (土居), St : 瀬棚層, Km : 黒松内

- ① 茂無部河口西方1km (海岸), ② 茂無部河口, ③ 石倉新道切削,
④ 石倉南方500m, ⑤ 本石倉北西1km, ⑥ 石谷小中学校, ⑦ 桂川河口

IV.3.2 段丘堆積物

野田追川と落部川流域には、河岸段丘が発達している。これらの段丘は、現河床からの比高で、2段に分けることができる。

第1段丘堆積物は、現河床から約30mの比高をしめしている。主に、野田追川の桜野周辺や落部川の上の湯より上流部に分布している。構成物は、礫、砂およびシルトである。上の湯付近の第1段丘堆積物中には、石倉層に由来すると思われる軽石や火山灰の再堆積物がふくまれている。石倉層の堆積に関係が深いようである。したがって、さきに石倉層の項でのべた、海岸地域の20m段丘より新しい可能性がある。^{*}

第2段丘は、河床からの比高が5～10mで野田追川の下流や、落部川の上の湯より下流地域に分布していて、主に礫や砂で構成されている。

^{*} 今後、この段丘を海岸まで追跡する必要がある。

IV.3.3 崖錐堆積物

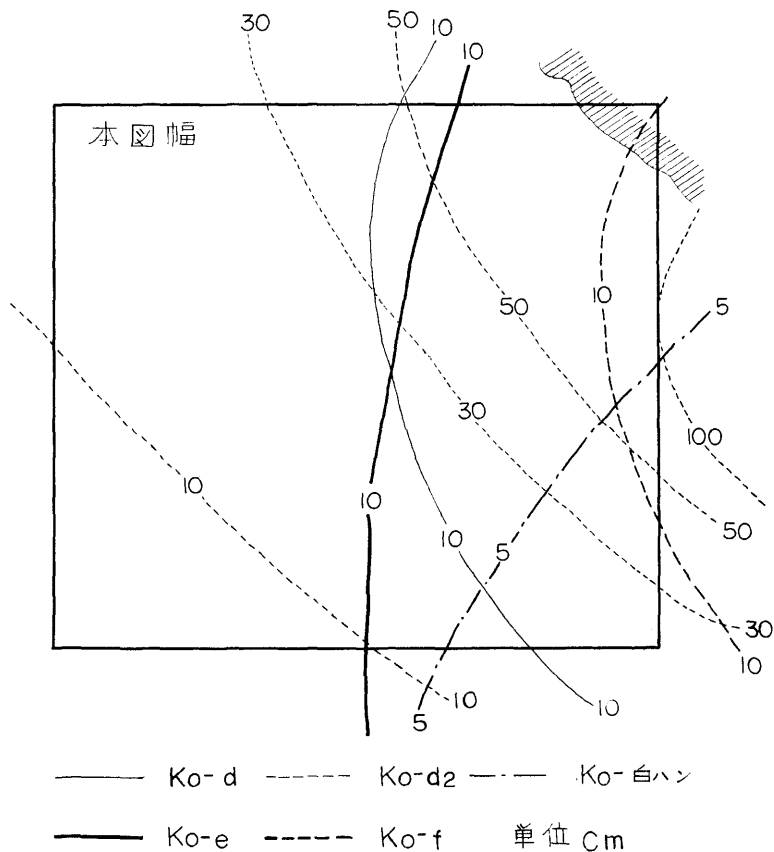
崖錐堆積物の主な分布は、横山周辺および濁川盆地周辺地域である。小規模なものは、地質図では省略した。

横山周辺のものは、安山岩の岩塊を主としているが、濁川盆地周辺では、砂、礫およびシルトで構成されている

IV.3.4 駒ヶ岳火山灰層

この図幅地域の地表部は、駒ヶ岳に由来する火山灰におおわれている。この火山灰分

第3図 火山灰分布図（北海道の火山灰分布図による）



布は第3図にしめたとおりである。この火山灰の岩相は、佐々木・片山(1972)[※]によると次のとおりである。

Ko-d₁ : 降下年代不明。細粒火山灰。褐色, 灰色, 白灰色層の3層に細分される。

Ko-d₂ : 降下年代1640年。軽石砂礫。粒径の違いにより4層に細分されるが, 大別すると上半部が砂質, 下半部が礫質(粒径1~5cm)である。

Ko-e : 降下年代700±130 B.P.。褐黄色細粒火山灰。腐植層あり。

Ko-白ハン : 白灰色の細粒火山灰。腐植あり。

Ko-f : 降下年代2750±110 B.P.。赤褐色で多孔質な軽石礫。風化を受けており指間で容易につぶれる。上層部は細粒火山灰を混ず。腐植層あり。

IV.3.5 現河床および湖沼堆積物

現河床には, 礫や砂の堆積がみられる。

湖沼堆積物としたものは, 濁川盆地を構成している堆積物であって, カルデラ形成後の堆積物である事から考えて, 洪積世から沖積世に連続するものである。

堆積物の詳細は, ボーリング資料がないため不明であるが, 現地調査当時掘さくされたボーリング孔(深度60m)より, 湯の湧出に伴って多量の微粒砂が排出されていた。この砂は, 明らかに, 黒松内層の砂岩部層の砂である。カルデラの深度は不明であるが, カルデラ壁を構成している黒松内層や八雲層の風化物がカルデラ内に厚く堆積していると考えられる。

V 火成岩

V.1 花崗閃緑岩および玢岩

花崗閃緑岩 :

花崗閃緑岩は, 野田追川上流や乙部岳南方の先第三紀層分布地域にみられる。この岩石は, 先第三紀層中に進入したものである。鏡下では, 完晶質, 等粒構造をしめし, 黒雲母, 淡緑褐色角閃石, 石英, 斜長石などからなる英雲閃緑岩質のものや, 黒雲母, 石英, 斜長石および正長石などからなる花崗岩質のものなどがある。とくに, 後者には文象構造様の組織がみとめられる。

玢岩 :

玢岩は, 乙部岳の東方に小さな岩脈として分布する角閃石玢岩質の岩石である。

※ 北海道の火山灰分布図

V.2 プロピライト類

プロピライト類は、生成時期や岩質の違いから、I, II, IIIの3つに区別できる。

プロピライト I

この岩石は、野田追川下流地域および同川の上流から厚沢部川上流にかけての地域にそれぞれ分布している。

主に緑色の安山岩質プロピライト、および暗赤褐色の玄武岩質安山岩のプロピライト溶岩からなりたっているが、一部にはブロック状溶岩や集塊岩を伴っている。

一部のプロピライト溶岩は、訓縫層の礫岩や緑色凝灰岩に挟まれている。この様なことから、その噴出時期は、訓縫期と推定される。しかし、なかにはより新しい八雲期のものも若干混在している可能性がある。

プロピライト II

この岩石は、鳥崎川上流地域に分布し、さらに南東隣接図幅地域に広がっている。この岩体は、安山岩質プロピライトおよび同質集塊岩の不規則な混合体をつくっている。この岩石は、黒松内層に不整合におおわれているが、八雲層との直接の関係は明らかでない。しかし、岩相からみてその生成時期は、訓縫層の上部から八雲層の下部にかけての時期と推定される。

この岩石は、全般に著しい鉱化変質をうけており、変質の弱いものでも有色鉱物の大部分は、方解石や緑泥石、その他の鉱物に置換されている。強く変質をうけたものでは、全体が方解石、緑泥石、石英の集合に変化している。

プロピライト III

この岩石は、厚沢部川支流の清水沢上流地域に分布し、東西3km、南北2kmほどの岩体をつくっている。プロピライト I との直接の関係を観察することはできないが、おそらく、これを貫いているものであろう。八雲層との関係は不明であるが、多分、八雲層中期の進入岩と考えられる。

この岩石は、淡緑色を呈する含角閃石・石英安山岩プロピライトで、斜長石や角閃石の斑晶を多く含むやや粗粒な岩相をしめしている。

V.3 石英斑岩

野田追岳を構成している岩石で、八雲層を貫く大きなドーム状の進入岩体をつくっている。淡緑褐色の角閃石、普通輝石、斜長石、石英などを斑晶として含み、石基は

微珪長質組織をしめす。全般にやや変質をうけており、モンモリロン石や黄鉄鉱などが形成されている。

V.4 流紋岩

この岩石は、落部川支川の釜別川中流域に分布している。黒松内層の砂岩部層におおわれているが、下部の方は観察できないので不明である。しかし、おそらく八雲層の堆積末期の噴出によって形成されたものと推定される。この岩石の産状は、上・下部に板状の流理構造が発達し、その間には見事な柱状節理が形成されている。いわゆる斜長流紋岩で、やや変質をうけており、有色鉱物は完全にモンモリロン石に変化しているが、角閃石の仮象を残している。

V.5 岩脈類

粗粒玄武岩は、野田追川支流下二股川地域で八雲層中の岩床や岩脈として分布している。柱状節理の発達した、ち密、塊状の岩石で、普通輝石と斜長石の斑晶をふくみ、典型的な粗粒玄武岩組織が発達している。また、一般的に弱い緑泥石化をこうむっている。この粗粒玄武岩は、八雲層堆積時の火成活動の産物と考えられる。

玄武岩は、数10cm～数mの中の小岩脈として、八雲層や黒松内層を貫いている。

変質安山岩としたものは、鳥崎川流域の八雲層や黒松内層を貫く岩脈であって、角閃石・普通輝石安山岩と普通輝石安山岩の2種類がある。共に弱い変質を受けている。やや強い変質を受けたものに、プロピライトの岩相をしめす。角閃石をふくむ岩相は、やや酸性で、石基はマイクロソテック組織をしめし、変質も比較的強い。これに対して、角閃石をふくまない岩相は典型的なハイアロピリテック組織をしめす。変質鉱物としては、モンモリロン石、緑泥石、方解石などがある。

これらの2つの岩相をもった岩脈は、地質図では一括しているが、あるいは、進入時期が異なるものかもしれない。すなわち、前者は八雲層だけを、そして後者は黒松内層を貫くものかもしれない。

角閃石石英安山岩と角閃石安山岩は、黒松内層や八雲層を貫く岩脈として分布している。

V.6 横山熔山および毛無山熔岩

図幅北西隅の横山および東部の毛無山を構成している暗灰色の新鮮な、しそ輝石・

普通輝石安山岩である。しそ輝石、普通輝石、斜長石などの斑晶を多数ふくみ、ハイアロピリテック組織の石基が発達している。

VI 応用地質

VI.1 金・銀鉱床

図幅南東隅の鳥崎川上流七曲沢に、含金銀石英脈が発達している。昭和10年から同18年にかけて大盛鉱山が操業していた。

鉱床は、この地域に広く分布しているプロピライト中に N75°E60°SE 方向に賦存する含金銀石英脈と方解石脈で、稼行された石英脈は主脈のほか数本あり、脈巾は3m内外、走向延長120mから380m、傾斜延長は最高180mといわれている。この鉱脈には、少量のマンガン鉱のほか、黄銅鉱と黄鉄鉱が伴なわれている。

稼行当時の生産量および品位は、第2表のとおりである。

第2表 大盛鉱山の生産量および品位

年次	粗鉱量 (t)	品位 (g/t)		澱物 (kg)	品位 (%)	
		金	銀		金	銀
昭和13年	480	5.90	280.0	—	—	—
14	31,237	3.57	199.6	6,955	1.26	56.24
15	68,158	3.50	187.6	13,122	1.61	72.50
16	69,782	2.13	129.5	8,997	1.35	64.50
17	28,871	2.46	147.5	6,223	0.85	49.50

(北海道の金属鉱業1952)

また、図幅北辺部の野田追川支流下二股川および釜別沢にも含金銀石英脈がみられ、前者については、昭和2年から16年にかけて稼行されたといわれる。鉱床は、角閃石安山岩および頁岩層中に N70°E~EW 方向に発達しており、脈巾や延長については明らかでないが、千葉の沢に位置する茅部金山とよばれたものでは、抗道、延長約350mで、良鉱の品位はAu70g/t、出鉱量は盛時において月150~200tであったと伝えられている。生産実績は、昭和10~14年精鉱中含有量1,584,959g、昭和10~12年精鉱中銀量213kgである。

下流側のものは第1金山とよばれ、昭和11～13年にそれぞれ50t (Au5～9g/t, Ag 300～900g/t) ていどの実積がある。

釜別沢にみられる石英脈は、N20°W方向にのびるものが多く、膨縮のはげしい形をとり規模は大きくないようで、金銀の含有もほとんど認められていない。

さらに、図幅南西部の鍋岳山頂部付近にも、N70°E70°NW方向にのびるやや規模の大きい石英脈の発達知られているが、本格的に探鉱されたことはなく、2、3の調査によっても、金銀の含有は確認されていない。

VI.2 銅・鉛・亜鉛鉱床

鍋岳の西北西方向の野田追川上流には、やや優勢な銅鉛亜鉛鉱床の鉱化帯が発達している。この鉱化帯の延びの方向はN60°～70°Wで延長は約2,000m、巾は最大500mにも及んでいる。母岩は、基盤の花崗閃緑岩、粘板岩、新第三紀の緑色凝灰角礫岩、黒色頁岩、角閃石安山岩などさまざまで、珪化と粘土化がいちじるしい。

このような変質をうけている鉱化帯中に、10条以上の平行脈が発達しているが、大きく3つに分帯される。中軸部には分岐のいちじるしい黄鉄鉱石英脈がみられ、最大2.5mの脈巾をしめすが膨縮のはげしく、黄鉄鉱の量もそれほど多くない。そして、鉱化帯の両辺部には、黄銅鉱、方鉛鉱、閃亜鉛鉱を少量ともなった石英脈あるいは粘土脈が発達しており、とくに北東側のものに銅鉛亜鉛の鉱物が多い。脈巾は1.5mていどのものもあるが、今のところ高品位の濃集部は発見されていないようである。

この鉱化帯に対しては、古くから鉱区の設定がなされているが、若干の探査が行なわれたのみで、本格的に探鉱されたことはない。

また、鍋岳南方の清水川上流部には、N10°～40°Eの走向をもった鉱化帯が、ほぼ南北に雁行して多数みとめられる。この鉱化帯は、粘土化、珪化、および黄鉄鉱の鉱染を主体としており、一部に脈巾80cmぐらゐの石英脈が発達しているが、硫化鉱物はほとんどみられない。また清水沢の中流部から下流部にかけては、N45°～50°Wの走向をもつ鉱化帯が何本かみられるが、粘土化と黄鉄鉱の鉱染だけである。

V.3 マンガン鉱床

図幅南西部の乙部岳西方の粘板岩中に、酸化マンガンの鉱床がみられる。いちじるしく破碎された粘板岩中に、巾1.5～5mの不規則な形をした露頭が、南北方向に連

続しているが、**Mn 15%**前後で多量の石英を伴ったものである。ただ、露頭の周辺には広い範囲にマンガンヤケがみられ、良質の菱マンガン鉱が産するともいわれている。

VI.4 油徴・その他

石 油：

濁川盆地の北端には、古くから石油の徴候が知られている。この原油の分析値は次のように報告されている。^{*}

比 重	0.8400
燈 油 分	74.0%
重 油 分	14.5%

砂 鉄：

図幅北東部の海浜部には、若干の海浜砂鉄がある。濁川河口付近の海浜で、**6 cm**の砂鉄層が認められているが、採掘の対象となるものはない。^{**}

VI.5 温 泉

図幅地域には、古くから知られている濁川温泉をはじめ、落部川の上の湯および野田追川の桜野に温泉の湧出がみられる。また、石倉付近の海岸地域でも、ボーリングにより新たな泉源が開発されつつある。

VI.5.1 濁川温泉

濁川盆地の北半部一帯には、数多くの温泉湧出がみられる（第4図）。これらは、天然の噴気孔、自然湧出の泉源、あるいは、ボーリングによるものなどで、昭和42年の道衛生部の調査で、利用泉源数 **35**、廃止泉源 **14**、計 **49**、湧出湯量 **1,179l/min** と報告されている。湧出温度は、**40~80°C**で比較的高温のものが多く。成分的には、太秦らの化学的研究や福富らの地球物理学的研究で、高温高かんの源泉と普通地下水とが混合して、さまざまなものが湧出する機構が考察されている。また、一部に多量の炭酸ガスの湧出がみられるのも特徴の1つである。なお、泉源分布地域は、全般的に地温が高く、福富らの調査で熱伝導による放出熱量が**13.6×10⁷cal/min** と計算され

* 小林儀一郎 (1911)

** 北海道の未利用鉄資源調査報告

ている。当時の温泉湧出 (8,05l/min) の熱量は $4.6 \times 10^7 \text{ cal/min}$ であり、多数の泉源が開発されているにもかかわらず、熱伝導による放出熱量の方が大きいことは、他の温泉地域とは違った特質とされている。

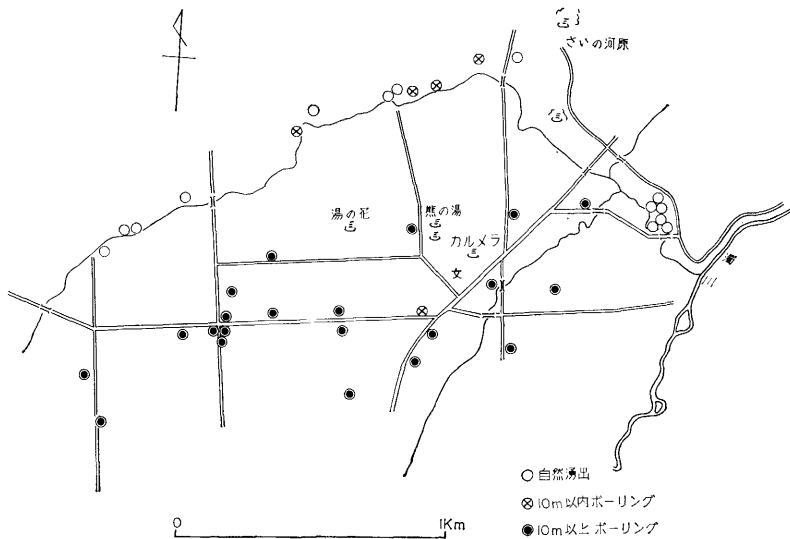
VI.5.2 上の湯

落部川中流の上の湯地区には、以前より 50°C でいどの温泉が自然湧出していたといわれているが、ここ数年来ボーリングによる泉源の開発が行なわれ、高温高かんの温泉湧出をみている。いずれも、落部川の沖積地あるいは段丘上にあり、含有成分が多く、湧出口に多量の沈澱物の付着がみられる。また、やや多量の炭酸ガスを伴うことから、一部のボーリング孔では、ガスリフトによる間けつ現象が生じている。

VI.5.3 桜野

野田追川の下二股川合流から約 5 km 上流にも温泉の湧出がある。段丘上から自然湧出のものと、30m 程度の浅いボーリングによるものがあり、いずれも 50°C 前後の温度の食塩泉である。

第4図 濁川温泉の泉源分布図



第3表 濁川温泉の成分表

泉 源	滝 の 湯	第 1 温 泉	5 色 の 湯
分 析 年 月	30.11	30.11	30.11
湧 出 状 況	ボ ー リ ン グ	ボ ー リ ン グ	ボ ー リ ン グ
湧 出 量 l/min	200	300	13
泉 温 °C	48	80	61
P H	6.8	7.6	6.8
蒸 発 残 渣 mg/l	1.69	3.16	1.34
K mg/l	7.2	8.5	5.8
Na mg/l	325.0	917.0	43.1
Ca mg/l	137.0	73.9	166.0
Mg mg/l	33.1	8.4	96.3
Fe mg/l	3.00	0.60	0.05
Al mg/l	6.40	4.20	—
Mn mg/l	1.10	—	0.10
Cl mg/l	478.0	1,105.0	70.4
PO ₄ mg/l	—	—	2.40
SO ₄ mg/l	—	—	39.9
HCO ₃ mg/l	689.0	840.0	938.0
H ₂ SiO ₃ mg/l	109.0	220.0	119.0
HBO ₂ mg/l	48.8	142.0	24.4
CO ₂ mg/l	189.0	—	189.0
H ₂ S mg/l	1.0	1.7	4.7

(衛生研究所 分析)

第4表 上の湯および桜野温泉分析表

泉源	上の湯 (外山)	銀婚湯 (1)	銀婚湯 (2)	上の湯 (笹田)	桜野 (1)	桜野 (2)
分析年月	36.10	39.7	47.7	47.7	41.6	47.7
湧出状況	ボーリング (28.5m)	ボーリング (70m)	ボーリング (28m)	ボーリング (84.5m)	自然湧出	ボーリング (30m)
湧出量l/min	100	36	43	170	30	13.5
泉温 °C	96	86	74	83.7	40	56.0
P H	8.0	7.4	6.8	7.1	6.4	6.6
蒸発残渣 mg/l	6,728		3,593	6,582	3,557	3,714
K mg/l	12.0	140.0	56.9	101.3	80.0	98.2
Na mg/l	2,050.0	2,010.0	988.0	2,008.0	920.0	934.0
Ca mg/l	113.3	196.5	44.2	79.9	185.0	119.0
Mg mg/l	40.4	25.2	29.1	28.9	32.0	35.4
Fe mg/l	0.84	0.92	0.79	0.25	1.60	1.17
Cl mg/l	2,201.0	2,115.8	1,170.0	2,270.0	1,363.0	1,500.0
SO ₄ mg/l	1,176.0	1,012.0	543.0	1,047.0	135.0	115.0
HCO ₃ mg/l	887.5	1,387.2	692.0	1,090.0	805.0	990.0
H ₂ SiO ₃ mg/l	274.3	180.7	SiO ₂ 108.0	SiO ₂ 175.8	115.0	SiO ₂ 104.1
HBO ₂ mg/l	257.3	134.4	—	—	89.6	—
CO ₂ mg/l		110.0	80.5	73.5	692.0	140.8
H ₂ S mg/l	0.5	0.34	—	—	0.68	—

分析者 上の湯（外山），銀婚湯（1），桜野（1）……衛生研究所

銀婚湯（2），上の湯（笹田），桜野（2）……地下資源調査所

文 献

- 小林儀一郎 (1911) : 渡島国濁川油田調査報告, 鉱物調査報告, 第15号
- 田中館秀三 (1930) : 北海道濁川盆地に就いて, 地学雑誌 Vol.42
- 矢島 澄策 (1934) : 北海道濁川盆地に就いて, 地学雑誌 Vol.46
- 長尾巧・佐々保雄 (1933~1934) : 北海道西南部の新生代層と最近の地史, 地質学雑誌 Vol.41
- 矢島澄策・茶木久芳 (1935) : 北海道有用鉱産物調査報文 (第5), 北海道工業試験所報告, No.54
- 高島彰・梅本悟 (1952) : 北海道茅部郡落部村鍋岳付近および丸山付近鉱床調査報告, 北海道地下資源調査資料, No.7
- 北海道の未利用鉄資源調査報告 (1955) : 北海道未利用鉄源開発調査委員会
- 番場猛夫 (1956) : 渡島国茅部郡落部村茅部金山ほか 2, 3 の金銀鉱床調査報告, 北海道地下資源調査資料, No.25
- 五十嵐昭明 (1957) : 檜山郡厚沢部村地内の鉄・硫化鉄鉱床調査報告, 北海道地下資源調査資料, No.30
- 魚住 悟・藤江 力 (1958) : 北海道, 第三紀の地層対比, 新生代の研究 26号
- 太秦康光, 那須義和, 瀬尾淑子 (1959) : 北海道西南の諸温泉, 日本化学雑誌
- 土居繁雄 (1960) : 森町の地質, 森町
- 酒匂純俊・藤原哲夫・松井公平 (1961) 乙部岳周辺鉱床調査報告・北海道資下資源調査資料, No.63
- 福富孝治・藤木忠義・須川明・大谷清隆・和田昭夫・徳永英二 (1963) : 北海道濁川温泉の調査報告, 北大地球物理研究報告
- 酒匂純俊・秋葉 力・金山結祐 (1964) : 相沼内東方地域の鉱化帯, 北海道資下資源調査資料, No.93
- 佐藤博之 (1968) : 西南北海道濁川カルデラとその噴出物について, (要旨), 地質学雑誌 Vol.74
- 北海道火山灰分布図 (1972) : 北海道火山灰命名委員会
- 小山内熙・他 (1973) : 八雲町の地質, 八雲町

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

NIGORIKAWA
(SAPPORO-75)

BY
KATSUhide MATSUSHITA
MAMORU SUZUKI
KŌJI TAKAHASHI

Résumé

The area of the present map sheet belongs to S.W. Hokkaidō, and is situated between longitudes $140^{\circ}15'$ - $140^{\circ}30'E.$, and latitudes $42^{\circ}00'$ - $42^{\circ}10'N.$

Topography

Principal topography of the mapped area is mountainous, ranging from 300-900m in altitude. The highest peak in the area is the Otobedake of 1,016.7m high. In the northeastern part of the mapped area there presents plateau made up by pyroclastic flow. This plateau has altitude of about 300 m in inland, and is 60-80m in the coastal region.

The most peculiar topographical feature in the area is the presence of the Nigorikawa basin which shows subround outline with 2.5 km diameter. Steep cliff of about 150-200m high bounds the basin from the surrounding mountains and plateau. The Nigorikawa basin belongs to a caldera of Krakatau type, which was

formed in late pleistocene by subsidence. Inside of the caldera was later partially filled with lacustrine deposits, and is now revealing basin topography as a whole.

River terraces are found along the main drainage systems.

Geology

In the area Pre-Tertiary, Neogene Tertiary and Quaternary sediments and pyroclastics are developed. Their stratigraphical succession is shown in Table 1.

Table 1

Quaternary	{	Holocene	{	Alluvial Deposits
				Talus Deposits
	{	Pleistocene	{	The 2nd Terrace Deposits
				The 1st Terrace Deposits
Neogene-Tertiary	{	Pliocene		Ishikura Formation
				Setana Formation
	{	Miocene	{	Kuromatsunai Formation
				Yakumo Formation
Pre-Tertiary			{	Kunnui Formation
				Pre-Tertiary Formation

Pre-Tertiary formation

The oldest rocks cropping out in the area consist of black slates having lithological similarity to the Palaeozoic Matsumae Group. Granodiorite and Porphyrite intrude this Pre-Tertiary formation.

Kunnui formation

The Kunnui formation is lithologically characterized by green-tuffs and conglomerate, and occupies the lowest part of the Neogene formation of the area. Also there develops a huge propylite body within the Kunnui formation. This considered to be of the same age with the Kunnui formation.

In general propylite of this area may be lithologically divided

into three types. Their eruptions may have taken place repeatedly from the Kunnui to the Yakumo age.

Yakumo formation

This is the formation characterized by the so-called hard-shale. As the contemporaneous igneous rocks the activity of dolerite, meta-andesite, propylite, quartz porphyry and rhyolite has been known.

Kuromatsunai formation

This formation comprises both normal sediments and pyroclastic sediments. Namely, lower part is the sandstone member, and the upper consists of tuff-breccia member and the volcanic-breccia member. Activity of hornblende andesite, hornblende dacite and basalt was in this Kuromatsunai age.

Setana formation

This formation occupies the topmost Neogene strata in the present area, and is composed of conglomerate and sandstone. The igneous activity represented by the Yokoyama lava and the Kenashiyama lava occurred prior to the deposition of the Setana formation.

Ishikura formation

The formation consists of pyroclastic fall deposits and pyroclastic flow deposits. And it has been generally considered as the result of the eruption and the formation of the Nigorikawa caldera. Its geological age is designated as late Pleistocene in connection with terrace chronology.

Terrace deposits

Two steps of river terraces are rerecognizable in the present area.

Alluvial deposits

Deposits forming the river bed, talus and lacustrine deposits in the Nigorikawa basin may be enumerated as the Alluvial deposits of the area.

Applied geology

Ore deposits for Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mn minerals have been found in this area. And some of them were worked in the past. However no working mines are present at the moment.

Although mineralization has been noted fairly widely in the area, no extensive prospecting has been carried out.

As to hot spring there are Nigorikawa, Kaminoyu and Sakurano spas with more than 10 inns.

昭和 48 年 3 月 5 日 印刷

昭和 48 年 3 月 31 日 発行

著作権所有 北海道立地下資源調査所

印刷者 北 村 演 夫

札幌市西区八軒 453

印刷所 (株)チ ューエツ札幌工場

札幌市西区八軒 453

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ
MASAYUKI SAITŌ, DIRECTOR

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

NIGORIKAWA

(SOPPORO-75)

BY
KATSUhide MATSUSHITA
MAMORU SUZUKI
KŌJI TAKAHASHI

SAPPORO, HOKKAIDŌ

1973