

5万分の1地質図幅
説 明 書

東 海

(札幌 - 第 81 号)

北海道立地下資源調査所

技術吏員 鈴木 守

同 長谷川 潔

同 三谷 勝利

北海道開発庁

昭和 44 年 3 月

この調査は、北海道総合開発の一環である、
地下資源開発のための基本調査として、北海
道に調査を委託し、道立地下資源調査所にお
いて、実施したものである。

昭和 44 年 3 月

北海道開発庁

目 次

はしがき.....	1
位置および交通.....	1
地 形.....	2
地 質 概 説.....	2
先第三紀層.....	4
新第三紀層.....	4
. 1 汐 泊 川 層.....	4
a 緑色凝灰岩部層.....	5
b 硬質頁岩・頁岩部層.....	7
c 集塊岩部層.....	7
d 浮石質凝灰岩部層.....	7
. 2 峠下火山碎屑岩類.....	8
. 3 松 倉 川 層.....	9
. 4 磯谷川火山碎屑岩類.....	10
第 四 紀 層.....	10
. 1 双 見 層.....	10
. 2 磯 谷 礫 層.....	11
. 3 段丘堆積物.....	11
. 4 現世の堆積物.....	11
火 成 岩 類.....	12
. 1 貫 入 岩 類.....	12
a 粗粒玄武岩.....	12
b 閃緑岩質岩.....	13
c 安山岩質プロピライト.....	14
d 石英安山岩質プロピライト.....	14
e 石 英 斑 岩.....	15
f 流 紋 岩.....	15
g 安山岩質プロピライト.....	16

h 玄武岩.....	16
i 安山岩.....	16
. 2 噴出岩類.....	16
a 三森山熔岩.....	17
b 雁皮山熔岩.....	17
c 横津岳下部熔岩.....	17
d 横津岳上部熔岩.....	18
e 熊泊山熔岩.....	18
f 泣面山熔岩.....	18
g 常呂川火山碎屑流.....	19
地質構造.....	19
応用地質.....	20
. 1 金・銀・銅・鉛・亜鉛鉱床.....	20
a 鉱脈型の鉱床.....	20
b 塊状型の鉱床.....	23
. 2 マンガン鉱床.....	24
. 3 褐鉄鉱床.....	24
. 4 硫黄鉱床.....	25
. 5 石材.....	26
. 6 温泉.....	27
文 献.....	27
Résumé.....	29

5 万 分 の 1 地 質 図 幅
説 明 書

東 海 (札幌 - 第81号)

北海道立地下資源調査所

技術吏員 鈴木 守

同 長谷川 潔

同 三谷 勝利

はしがき

この図幅説明書は、昭和37年から同39年にかけての3年間にわたる野外調査の結果をとりまとめたものである。

野外調査は、著者らのほかに、大舟川流域を圧谷幸夫研究職員、杉本良也主任研究員に、また海岸線ぞいの地域の一部を前記庄谷研究職員に担当していただいた。

なお、野外調査にさいしては、函館市役所、北海道函館林務署の各位から、いろいろと便宜を計っていただいた。

ここに明記して、厚く謝意を表する。

まだ、多くの未解決の問題が残されているが、ここにとりまとめの結果を報告する。

位置および交通

この図幅は、北緯 $41^{\circ}50'$ ～ $42^{\circ}0'$ 、東経 $140^{\circ}45'$ ～ $141^{\circ}0'$ の範囲にあり、亀田半島のほぼ中央部に位置する。

行政的には、北部が茅部郡鹿部村、北東部が茅部郡南茅部町、南部が函館市、西南部が亀田郡亀田町、西北部が亀田郡七飯町にそれぞれ属している。

図幅地域の大半は山地であるために、北東の海岸線ぞいや、南東端の台地をのぞけば、まったく村落は発達していない。

海岸にそっては国道が通っており、南東の川汲峠越えの北海道道、および松倉川 -

* 現在は隧道が完成している。

大舟川経由の基幹林道によって函館市街と結ばれている。いまのべた道道経由で海岸地域にいたるバス路線が函館市街から通じている。

そのほか、主要河川ぞいに林道が開さくされており、また横津岳への登山路も各方面から通じている。

地 形

この図幅地域は、亀田半島の脊梁部をふくみ、大部分がけわしい山地からなりたっており、低平地や台地などは、ごくせまい地域にしか発達していない。

半島の脊梁部は、ほぼNNW - SSE方向に走っており、これにそって北から横津岳(1166.9m)、袴腰岳(1108.3m)、その他500m内外の山々がそびえている。この山稜の北東側には、熊泊山(817.9m)、泣面山(835.0m)などの山々が、また南東側には、三森山(842.1m)、雁皮山(743.4m)、庄司山(570.4m)、その他の山々がそれぞれ独立峰をつくってそそり立っている。

台地は、海岸線にそって、あるいは2～3の河川にそって、細長く発達するほか、図幅南西隅にわずかに分布している。また、山地と台地との接触部付近には、崖錐や扇状地などのつくる緩斜面がみとめられる。

低平地の発達はきわめて悪く、海と台地との間や、松倉川流域の一部に、わずかにみとめられるにすぎない。

図幅地域には、多数の中小河川が発達しているが、そのいずれも非常に急峻な河谷を形成している。

地質概説

東海図幅地域の地質構成は、第1表にしめしたとおりである。

この地域の基盤をつくっているのは、先第三紀の粘板岩からなる戸井層であるが、松倉川の上流部に若干分布しているにすぎない。しかし、この南側の五稜郭図幅地域には、わりあい広く分布している。

この地層を不整合におおって、新第三紀の堆積岩類や火山噴出物が広く発達している。

新第三紀の地層の最下位は、中新世の汐泊川層で、図幅の北東隅と南西隅とを結ぶ対角線から南東に広く分布しているほか、北部地域にもわずかにみとめられる。この

時代	層序		岩質	火成活動	鉱化作用
第四紀	現世	現河床堆積物および海浜堆積物	礫・砂	常呂川火山砕屑流 泣面山熔岩 熊泊山熔岩 横津岳上部熔岩 横津岳下部熔岩 安山岩脈、玄武岩脈 雁皮山熔岩、三森山熔岩	硫黄鉱床
		駒ヶ岳火山灰	火山灰・浮石		
	古世	崖錐堆積物	礫		
		扇状地堆積物	礫・砂		
	更新世	段丘堆積物	礫・砂・粘土		
		磯谷礫層	礫層・砂層		
双見層		砂層・礫層・泥層・亜炭・砂鉄			
新第三紀	鮮新世	磯谷川火山砕屑岩類	集塊岩・凝灰角礫岩・凝灰岩・熔結凝灰岩・木片	銅・鉛・亜鉛鉱床	
	中世	松倉川層	泥岩・凝灰岩		
	鮮新世 中新世	峠下火山砕屑岩類	集塊岩・凝灰角礫岩・凝灰岩		
第三紀	中新世	汐	浮石質凝灰岩部層	安山岩質プロピライトⅡ 流紋岩 石英斑岩 石英安山岩質プロピライト 安山岩質プロピライトⅠ 石英閃緑石 粗粒玄武岩	
		泊	集塊岩部層		
		川	硬質頁岩、頁岩部層		
		層	凝灰岩、凝灰角礫岩部層 集塊岩、砂岩部層		
先第三紀	先第三紀層		粘板岩		

第1表 地質層序表

累層は、さらに緑色凝灰岩部層、硬質頁岩・頁岩部層、集塊岩部層、浮石質凝灰岩部層の4つの部層にわけることができる。

この累層を不整合におおって、大沼公園図幅から連続する峠下火山砕屑岩類が、おもに図幅の西側に広く分布している。この火山砕屑岩類は、おもに集塊凝灰岩と熔岩から構成されている。その地質時代は、上部中新世ではなかろうかと考えているが、上限がなお不明であるので、いちおう中新世～鮮新世とした。

松倉川層は、図幅中央部付近に、前述の各地層を不整合におおって小範囲に分布する、泥岩と凝灰岩からなる湖成堆積物である。この上には、整合的に磯谷川火山砕屑岩類が発達している。この砕屑岩類は、おもに集塊凝灰岩、凝灰角礫岩から構成されているが、一部に熔結凝灰岩をふくんでいる。

これら2つの地層は、明確な証拠はないが、いちおう鮮新世として取扱った。

第四紀の地層は、更新世の双見層、磯谷礫層、段丘堆積物、および現世の各種堆積物がある。とくに、双見層は、大沼公園図幅の文月層に対比される地層で、早期更新世の陸成層である。

火成岩類としては、新第三紀から第四紀にかけての各種貫入岩類や熔岩類が発達している。

中新世の貫入岩類は、汐泊川層の分布地域に、これを貫ぬいて発達しているもので、塩基性から酸性にわたる各種のものがみとめられる。すなわち、粗粒玄武岩、閃緑岩質岩、安山岩質プロピライト、石英安山岩質プロピライト、石英斑岩、流紋岩、安山岩質プロピライトなどが区別される。これからのなかでは、早期の塩基性岩と後期の酸性岩が卓越しているのが特徴的である。

中新世か鮮新世か明らかでないものとしては、峠下火山砕屑岩類をおおう三森山熔岩および雁皮山熔岩と、これを貫ぬく玄武岩、安山岩などの岩脈がみとめられる。

また、横津岳を中心とする付近には、横津岳下部および上部熔岩が分布している。下部熔岩は、いわゆる板状熔岩で、おそらく鮮新世の噴出ではないかとおもわれる。しかし、上部熔岩は、あるいは第四紀であるかもしれない。

第四紀の火山岩類としては、更新世の熊泊山熔岩、泣面山熔岩、常呂川火山砕屑流などがしられる。とくに、泣面山には爆裂火口をおもわせる地形がみとめられ、わりあい新しい火山ではないかと推測される。また、常呂川火山砕屑流の出所について、鹿部図幅では、泣面山のものではないかと推論しているが、まだ明らかでない。

戸井層³⁾⁵⁾(Pt)

戸井層は、松倉川上流に分布しており、この図幅地域をふくめて亀田半島の新第三紀層の基盤になっている。

この図幅地域には、粘板岩しか発達していないうえ、分布がきわめてせまいために、地質構造については明らかにできない。また、化石を産出しないので、地質時代も明らかでない。しかし、この図幅の隣接図幅では、中生代の可能性があるとのべられている。

新第三紀層

1 汐泊川層³⁾⁴⁾⁹⁾¹²⁾¹⁵⁾

汐泊川層という地層名は、はじめは薄い緑色凝灰岩やその他種々の岩相をふくむ硬質頁岩を主体とする地層について命名したものである（鈴木，長谷川 1963）。そのために、一見この地層の下位に位置するとおもわれる厚い緑色凝灰岩には、川汲層という地層名をつけ、べつの累層として取扱った。

しかし、その後に行なわれた亀田半島地域の図幅調査結果と、この図幅地域の調査結果とを比較検討し、川汲層を汐泊川層にふくめ、この累層を4つの部層に区分した。

すなわち、緑色凝灰岩部層、硬質頁岩・頁岩部層、集塊岩部層、および凝灰岩・凝灰質砂岩部層などである。

これらのうち、川汲層を汐泊川層の1部層に取扱ったことには、あるいは異論があるかとおもわれるので、その理由をつぎに説明する。

亀田半島で、比較的厚い緑色凝灰岩層が発達しているのは、この図幅から西側の尾札部図幅にかけての地域で、この半島の北東側にかたよった分布をしめしている。

尾札部図幅では、汐泊川層と川汲層とは整合であり、川汲層の下限は明らかでないときれている。このことは、この図幅地域においても、ほぼ同様である。とくに両者の関係を精進川の上流で観察すると、緑色凝灰岩と硬質頁岩とが互層しており、確実に整合斬移と判断できる。

しかし、一方において、川汲層と汐泊川層とが近接していて、しかも基盤岩が現われている地域 - この図幅と尾札部、恵山図幅との境界付近 - においても、基盤岩の上には、緑色凝灰岩（川汲層）ではなくて、基底礫岩からはじまる正常堆積岩（汐泊川層）がのっている。もちろん、他の地域でも、緑色凝灰岩が直接基盤岩をおおうという現象は認められていない。

なお、川汲山道付近に、粗粒玄武岩中に取残された状態ではあるが、頁岩の上に、枕状熔岩をふくむ緑色凝灰岩の集塊質岩相がのっているのを観察できる。同質の枕状熔岩は、後でのべるが、東海市街の北西の緑色凝灰岩中にもみとめられる。

以上の多くの事実から、これまで川汲層とされてきた緑色凝灰岩層を、汐泊川層の比較的下部に、おそらく指交関係をもって発達する、1つの部層として扱うのが妥当であると判断できる。したがって、緑色凝灰岩の下位には、厚さは不明であるが、さらに頁岩や礫岩などの堆積物が存在するものと考えられる。

つぎに、各部層について説明する。

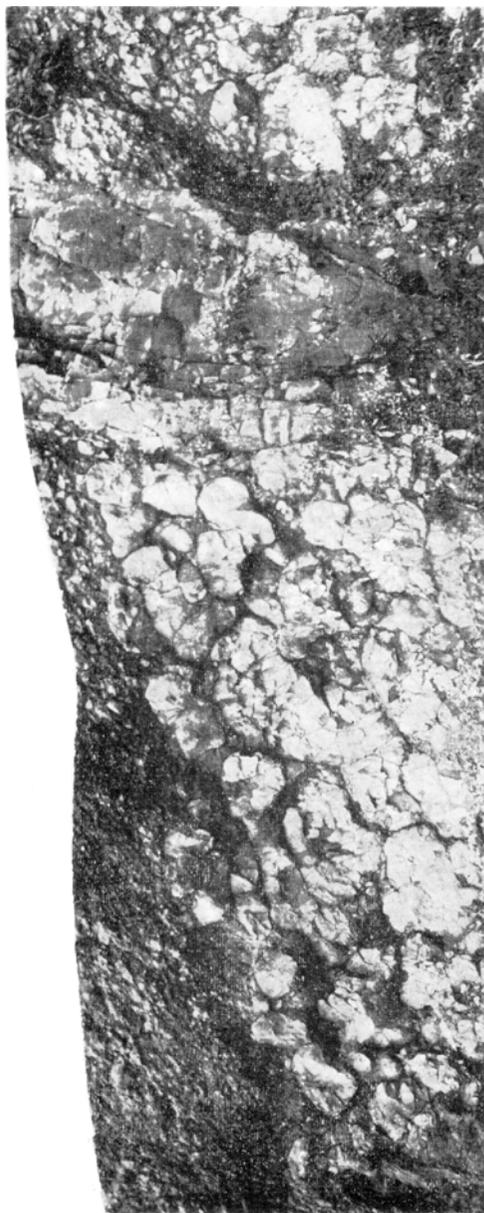
a 緑色凝灰岩部層（Sg）

大舟川から尾札部川にかけての地域に、NW - SEの方向で、わりあい広く分布する。

淡緑色ないし、緑色を呈し、凝灰岩、凝灰角礫岩、集塊凝灰岩、および集塊熔岩などの岩相から構成されている。これらのうちでは、集塊質の岩相が卓越している。

岩質的には、玄武岩質のものから安山岩質のものまで変化するが、酸性のものはふくまれていない。まえにふれたように、東海市街の北西と川汲山道で、玄武岩質の集塊凝灰岩相中に、美事な枕状構造をしめす玄武岩熔岩が、ほぼ水平に介在している。この熔岩は、火山角礫岩、集塊凝灰岩へと、漸移している（第1図）。

この部層は、一般に塊状岩が多く、多量の火成岩に貫ぬかれ、さらに後の構造運動や変質作用、などの影響をつよくうけているために、地質構造はあまり明らかでない。断片的にしられ



第1図 川汲山道に介在する玄武岩質の集塊凝灰岩（川汲山道）

る走向、傾斜からみて、いちじるしく擾乱されてブロック化していると考えられる。

したがって、層厚は、下限が明らかでないこともあっていまのところ不明であるが、少なくとも300m以上はあるとおもわれる。

b 硬質頁岩・頁岩部層 (Sh)

冷水川から松倉川にかけての地域に広く分布しているほか、亀田川、川汲、東海、大舟川、磯谷川、黒羽尻川などに若干分布している。

この部層は、おもに硬質頁岩と頁岩の板状の互層からなりたっているが、多数の灰色～白色の凝灰岩、および砂岩の薄層をはさんでいる。

この部層は、汐泊川層の主部層といえるもので、全体では相当な厚さになるとおもわれる。しかし、大量の粗粒玄武岩の貫入によって、地質構造がいちじるしく乱されており、層厚は明らかでない。

c 集塊岩部層 (Sa)

北端部の黒羽尻川下流から海岸にかけて分布しており、鹿部図幅の黒羽尻集塊岩と同じものである。また、大舟川の河口近くにも、ほんのわずかであるが、この部層に属すると推定される集塊岩が露出している。

黒羽尻川での観察によれば、わずかに凝灰角礫岩をはさむが、大部分が集塊凝灰岩からなりたっている。そして、下部には、葉理構造のけんちよな泥質岩を不規則にはさんでいる。しかし、下位層との直接の関係は、観察されない。

大舟川下流の露出では、頁岩の上に、一部頁岩と互層状の形をとって発達しており、明らかな漸移関係をしめす。

集塊凝灰岩を構成する火山角礫は、黒色ないし暗灰色を呈する多孔質の基性安山岩である。また、基質は、黄褐色の凝灰岩によってしめられている。

この部層は、きわめて限られた分布をとるもののようで、この地域以外では、まだみいだされていない。

d 浮石質凝灰岩部層 (St)

この部層は、おもに黒羽尻川の本流に分布しているが、中の川、常呂川にもわずかに分布しており、さらに図示してないが、磯谷川と大舟川の最下流部にもみとめられる。

黒羽尻川では、まえにのべた集塊岩部層の上位に、N5° E, 60° Wの走向、傾斜で整
地質図にはしめしていない。

合的にのっている。下部に灰白色～淡緑色の凝灰岩および浮石質凝灰岩が発達しており、30cm内外の大きさの流紋岩角礫をふくむ。上位には、浮石質凝灰岩を基質にし、多量のハリ質安山岩角礫をふくむ集塊質岩相が発達している。

中の川に分布するものは、鹿部図幅では、集塊岩部層の下位の中の川層とされ、流紋岩質の緑色凝灰岩からなるとされている。また、地熱調査1号井の地質柱状図では、この下位に黒色泥岩が存在すると記載されている。これらのことからみて、この部層に相当するものとした方がよさそうである。

常呂川のもは、黒羽尻集塊岩（集塊岩部層）になっているが、構成火山角礫がガラス質安山岩であるので、いちおうこの部層の上部相として取扱った。

これらの取扱い方には、なお疑問があるとおもわれるので、後日の検討を待つことにしたい。

なお、磯谷川のもは下部相に、大舟川のもは上部相にそれぞれ相当するとおもわれる。

この部層は、分布が断片的で詳しくはわかっていないが、全体として酸性であるという特徴をもっている。岩相からみて、尾札部図幅の見日凝灰岩部層に対比できる。

汐泊川層の時代については、化石が見出されていないので明らかでないが、訓縫期から八雲期にかけての堆積物と考えられる。

2 峠下火山碎屑岩類³⁾⁵⁾(Tv)

常呂川から西方、および松倉川上流域から西南方にかけて分布し、隣接大沼公園図幅地域へ広がっている。また、大舟-磯谷間の海岸ぞいにわずかに分布しているものは、この碎屑岩類にふくめてよいかどうかは、まだ疑問があるが、この図幅ではいちおう同じものとして扱った。

下位の汐泊川との関係は、五稜郭図幅ではいちおう整合として取扱ったが、その後の調査から不整合とみた方がよいようである。

大沼公園図幅では、汐泊川層相当の地層を貫ぬいているとおもわれる二股プロピライトを、不整合におおっているのでないかと推論されている。

この図幅地域では、両者の直接の接触部は観察できないが、地質図に表現された地層境界をみれば、不整合以外には説明できないものと判断できる。

この火山碎屑岩類は、集塊凝灰岩、集塊熔岩、および凝灰角礫岩などから構成されている。また、1部に浮石質凝灰岩をはさんでいる。



第2図 峠下火山碎屑岩類 - 集塊凝灰岩，凝灰岩 - (大川上流)

岩質的には，大部分がしそ輝石普通輝石安山岩質の岩相をしめすが，なかには石英安山岩質，あるいは基性安山岩質などの岩相も発達している。したがって，あるいは別の時期の噴出物をも，同一の堆積物の中にふくめて扱っている危険性もある。これについては，なお今後の検討を要する。

峠下火山碎屑岩類の地質時代については，中新世か鮮新世が決定できる資料がない。したがって，現段階では，いちおう中新世～鮮新世として，今後の検討を期待したい。

. 3 松倉川層 (Ma)¹²⁾

松倉川層は，松倉川の最上流から大舟川の最上流にかけての背梁部付近に，小範囲に分布しており，下位の地層を不整合におおって発達している。

大舟川では，この地層のほぼ全層が観察できる。

最下部には，下位の安山岩質プロピライト に由来する碎屑物が発達し，両者の接触面には褐鉄鉱が沈澱している。この上には，やや炭化した木片をはさみ，さらに，多量の浮石をふくむ泥岩が発達している。この上部には，薄い凝灰岩や砂岩と泥岩との細かな縞状の互層がやや厚く発達し，最上部では，泥岩中に多量に火山角礫をふくむ集塊岩様の岩相に移化する。とくに，細互層部には，いちじるしい層間褶曲構造がみられる。

松倉川では、この地層の中部の層相しか認められない。

この地層の層相からみて、湖成堆積物であると考えられる。

層厚は、大舟川では±30m程度であるが、松倉川では70mほどの厚さに達するのではないかと推定される。

この地層に発達する褶曲構造や分布状態などから、まだ未固結の時期につよい構造運動の影響を受けたことがわかる。

地質時代を決定できる明らかな証拠はないが、つぎにのべる礪谷川火山碎屑岩類と上位層との関係や、現地形に全く無関係な分布をしめすことなどから、鮮新世とするのが妥当とおもわれる。

4 礪谷川火山碎屑岩類 (Iv)

礪谷川火山碎屑岩類は、おもに常呂川流域から大舟川流域にかけての地域に分布しているが、1部は松倉川と亀田川との境界稜線部にもみとめられる。

松倉川層の上位に整合的に重なっているが、はるかに広い広がりを見せている。

この火山碎屑岩類は、おもに集塊凝灰岩からなるが、部分的に凝灰角礫岩、凝灰岩、熔岩などをはさんでおり、熔結凝灰岩をともなっている部分もある。また、しばしば多数の炭化木片をふくむ凝灰岩がみとめられる。

岩質的には、全般に、含角閃石石英安山岩質であるという特徴をもっている。

この火山碎屑岩類の地質時代を決める積極的な証拠は、いまのところない。しかし、いわゆる板状熔岩（横津岳下部熔岩）におおわれること、および更新世早期の双見層に不整合におおわれることなどからみて、いちおう鮮新世として取扱った方がよいと考えられる。

第四紀層

1 双見層 (Ft⁴⁾⁵⁾

双見層は、大舟から双見にかけての海岸ぞいに分布しているほか、大舟温泉の西方にも断片的な分布がみられる。

この地層は、下位層を基底礫をもって不整合におおっている。

おもに、砂と粘土、あるいは粘土と火山灰の互層、および砂と礫との互層などから構成されており、亜炭層を介している。

一般に未固結であるが、砂層や礫層には、褐鉄鉱がセメント物質になって、砂岩様

あるいは礫岩様になっているものがみとめられる。

この地層の垂炭層からは、*Menyanthes*や昆虫類の化石を産し、大沼公園図幅の文月層および鹿部図幅の鹿部層に対比でき、更新世早期と考えられる。

層厚は、文月層が150m以上と推定されているのに対し、ここでは、高々10～15mでいどしかない。これは、おそらく、いちじるしい構造運動と侵食作用のためとおもわれる。

．2 礫谷礫層 (I_g)⁵⁾

礫谷礫層は、まえにのべた双見層とほとんど同じ地域に、これを不整合におおって分布している。

基底面は、ほとんど海水準近くから標高30mほどまで変化し、しかも、かなりいちじるしい凹凸をしめしている。

この礫層は、ほとんど大部分が、拳大から径50cmほどの大きさの円礫あるいは垂円礫から構成されている。これらの礫の大部分は、安山岩によってしめられている。

厚さは、大体20mほどである。

礫谷礫層は、堆積状態からみて、大沼公園図幅の市の渡礫層に対比できる。したがって、その時代についても、いちおう更新世早期として取扱ったが、なお今後の検討が必要とおもわれる。

．3 段丘堆積物 (Td)

段丘堆積物は、海岸ぞいの地域や、松倉川、冷水川にそって分布している。

比高15～20mの平坦面をつくり、5m内外の厚さをもった、砂、礫、粘土層からなりたっている。

．4 現世の堆積物¹⁵⁾

現世の堆積物としては、扇状地堆積物、崖錐堆積物、駒ヶ岳火山灰、および現河床・海浜堆積物などがある。

これらのうち、扇状地堆積物として取扱ったものは、地形からみて一部更新世に入るものがふくまれているかもしれない。あるいは、段丘堆積物が一緒にされている可能性もある。

駒ヶ岳火山灰は、図示した範囲よりはるかに広く分布しているが、この図幅ではその一部しか表現していない。

この地域に分布する駒ヶ岳火山灰は、山田忍の分類にしたがえば、おもにKa層と

Kd層であるが、後者の方がより広く厚く発達している。この火山灰は、白色の粗粒な浮石から構成されており、約40mの厚さをもっている。

なお、この下位にある腐植土より下に、厚さ2～3mのローム質火山灰が存在しているのが、磯谷川の下流でみとめられる。これが、駒ヶ岳のものなのか、それとも恵山のものなのかはまだ明らかでない。

火成岩類

この図幅地域に分布する火成岩類は、貫入岩類と噴出岩類の2つに大別できる。

1 貫入岩類

貫入岩類としては、塩基性から酸性にわたるいろいろな種類がみとめられる。中新世の貫入岩とみなしうるものは、汐泊川層を貫ぬく粗粒玄武岩、閃緑岩質岩、安山岩質プロピライト と、石英安山岩質プロピライト、石英斑岩、および流紋岩などである。また、中新世ないしは鮮新世とおもわれるものには、峠下火山砕屑岩類を貫ぬいている玄武岩および安山岩がある。

つぎに、大よその貫入順序にしたがって、説明を加える。

a 粗粒玄武岩 (Di)

汐泊川層とくに硬質頁岩・頁岩部層の分布地域には、これを貫ぬく大量の粗粒玄武岩がみとめられる。

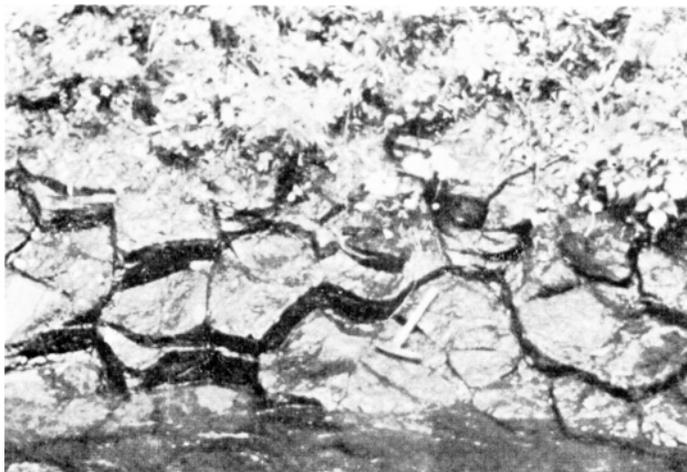
その侵入形態は、あるものは岩脈として、他のものは岩床として、しかも、しばしば相互に移化しあっている。そのために、地質図にみられるような、きわめて不規則な岩体をつくっている。

粗粒玄武岩と頁岩との接触部には、貫入にともなう裂か系のようなものは認められない。また、多くのばあい、頁岩は、接触面にそって2～10cmの幅で、真黒な硬い珪質岩に変化している。

これら多くの現象から、粗粒玄武岩の貫入は、頁岩の堆積時に行なわれたと判断することができる。

粗粒玄武岩には、貫入方向に直角な柱状節理 (Cross-joint) や、これに直交する、つまり流理面に平行な板状節理が発達している。柱状節理の断面形は、一般に六角形をなしており、40～80cmでいどの径をもっている。

この岩石は、新鮮なものでは暗緑色を呈し、ち密堅硬である。変質をうけると緑色



第3図 六角状に柱状節理が発達している粗粒玄武岩（西股川）

になり、ときにはプロピライトと見間違ふような岩相になる。

一般に、球か構造をしめし、球かは緑泥石、方解石、あるいは沸石などによって充填されている。

この岩石は、ときには斜長石の斑晶をもっているが、多くは無斑晶で、典型的なサブオフィティック組織をしめしている。

変質を受けると、ふつう輝石は緑泥石化し、多数の白チタン石を生じ、方解石による置換がげんちよになる。また、1部には、変質鉱物として斜ゆうれん石が生成されているものがみとめられる。

b 閃緑岩質岩 (Dr)

この岩石は、精進川中流と大舟川下流に、幅約700m、延長約1,500~2,000mほどの岩体をつくり、NSおよびNNW - SSEの方向をとって分布している。

この岩石は、一見まえにのべた粗粒玄武岩が、より粗粒になったような感じの岩石で、典型的な深成岩というものではない。

両岩体とも、岩相変化がいちじるしく、閃緑岩質、閃緑玢岩質、はんれい岩質などの岩相をしめすものがみとめられる。

大舟川の岩体には、やや細粒な角閃石の多い濃綠色部、粗粒な角閃石の多い部分、粗粒な花崗岩質の優白質部が、縞状構造を形成しているのが観察できる。

閃緑岩質の岩相をしめすものは、粗粒な柱状あるいは板状の斜長石と、淡緑色ないし淡褐色の粗粒な角閃石とが不規則に組合っている。これらの間には、モザイク状の石英、および緑泥石がみとめられる。角閃石中には、しばしば普通輝石が残されている。

玢岩質の岩相は、一般に斜長石が、ときには角閃石が斑晶としてふくまれている。石基は、斜長石、角閃石、石英で、モザイク状組織をつくっている。また、少量のアルカリ長石が、斜長石を置換しているものがある。

はんれい岩質岩相は、柱状斜長石と普通輝石の不規則な組合せからなり、部分的にオフィティック組織を残しているものや、あるいは普通輝石がモザイク様に組合っているものがある。また、これらの間には、モザイク状の石英が発達している。

ときには、長柱状のリンカイ石を多数ふくむものがある。

この閃緑岩質岩は、岩体のどの部分であれ、かならず石英をもっている。この石英のすべてが2次的生成物であるとは考えにくい。

たしかに、後の鉱化作用にともなって形成されている石英がみとめられる。この場合は、その他に、緑泥石、斜ううれん石、方解石、黄鉄鉱などがともなわれており、しばしば、原岩の構造が破壊されている。

今後の研究をへなければ明らかではないが、この閃緑岩質岩は、塩基性マグマへの酸性マグマの混入、あるいは、酸性マグマによる塩基性岩の交代作用などによって形成された可能性があるとおもわれる。

c 安山岩質プロピライト (Pr)

この岩石は、亀田川、松倉川、大舟川、尾札部川などの流域に、それぞれ分布している。

松倉川にみられるものは、粘板岩を不規則に貫ぬいているが、他のものは汐泊川層中に進入している。

どの岩体も、全般にいちじるしく鉱化変質をこうむっている。

そのために、有色鉱物のほとんどが緑泥石に変化しており、斑晶としては、微細な緑泥石やチリ状の分解物によってよごれた斜長石だけがみとめられる。

石基の大半は、緑泥石、石英、方解石、斜ううれん石などに置換されているが、部分的にハイアロピリティック組織が残されている。

d 石英安山岩質プロピライト (Dp)

この岩石は、尾札部川上流、川汲川流域、松倉川から大舟川にかけての地域、亀田

川などにそれぞれ分布している。

汐泊川層の緑色凝灰岩部層および硬質頁岩・頁岩部層中に、NSあるいはNW - SE方向をとって進入している。

この岩石の多くは鉱化変質をうけているが、やや新鮮なものは、淡緑色あるいは灰緑色を呈する。

斑晶として、斜長石、石英、緑色角閃石をふくんでいるが、ときには、普通輝石やしそ輝石もみとめられる。石英には、熔食されているものが多い。

石基は、ガラス質あるいは微珪長質組織をしめし、少量の短柵状～フェルト状斜長石をふくんでいる。

変質をうけたものは、石英、緑泥石、ぶどう石、方解石、黄鉄鉱などが形成されている。

なお、尾札部図幅では、この岩石と、つぎののべる石英斑岩が一緒に取扱われているが、この図幅では、これらを区分した。

e 石英斑岩 (Qp)

石英斑岩には、大舟川中流から尾札部川中～下流にかけて、NW - SE方に進入しているものと、冷水川支流の二股川上流地域に不規則な形態をとって分布するものがある。

この石英斑岩の岩体には、規則正しい柱状節理の発達しているものと、節理の不規則なものがある。また、進入境界付近が、約20mもの幅で角礫岩化しているものがある。

灰白色、灰緑色、あるいは淡緑色を呈し、1～5mmの大きさの石英や斜長石の大型斑晶を多数ふくんでいる。

斑晶としては、石英と斜長石をふくむが、ときには、緑色角閃石や普通輝石をふくむものもある。石英の大部分は、熔食形をしめしている。

石基は、おもに粒状の斜長石と石英とからなり、わずかにアルカリ長石をともなう。一部には、微文象構造がみとめられる。

石英斑岩の大部分は、鉱化作用の影響をうけており、それによって、石英、緑泥石、方解石、ぶどう石、黄鉄鉱などが生成されている。

f 流紋岩 (Rh)

この岩石は、冷水川の流域に、N70°WあるいはN60°E方向をとって、小岩体と

して分布している。そのほか、図幅地域の南端部から五稜郭図幅地域へのびる、南北性の小岩体がみとめられる。

紅葉山の北部に分布するやや大きな岩体は、粗粒玄武岩を貫ぬき、これをとりこんでいる。ところが、とりこまれた粗粒玄武岩が、あたかも流紋岩を貫ぬいているかのような産状をしめしている。これは、いわゆるオバケ岩派 (Ghost dyke) とよばれる、やや珍しい産状である。

流紋岩には、径13cm内外の角柱状の節理が発達している。

淡緑灰色を呈する、ち密なガラス質の岩質をしめす。

斑状構造をしめし、少量の小型な石英と斜長石の斑晶をもっている。

石基はハリ質で、微細な珪長質鉱物や緑泥石がみとめられる。

g 安山岩質プロピライト (Pr)

西股川上流から精進川上流、および大舟川上流などに、N60°E方向をとる小岩脈として産出している。

暗緑灰色を呈するが、全般に鉱化変質をうけている。

斜長石の斑晶はみとめられるが、有色鉱物は完全に緑泥石に変わっている。

石基も、緑泥石や方解石、あるいは石英などによって置換されているが、ハイアロピリティック組織が残存している。

この岩石と、まえにのべた流紋岩との進入時期の前後関係については、まだ明らかにされていない。

h 玄武岩 (Bd)

常呂川の流域で、峠下火山砕屑岩類を貫ぬく岩脈として産する。

黒色のち密、堅硬な岩石で、インターグラニュラー組織をしめす。

i 安山岩 (Ad)

亀田川の中流付近から庄可山の南方にかけて分布し、峠下火山砕屑岩類をN60°Eの方向に貫ぬいている。

放射状に開いた柱状節理が発達している。

黒色のかなり堅硬な岩石で、弱い変質作用をうけている。

斑状構造をしめし、斜長石と普通輝石の斑晶をふくんでいる。

石基は弱い緑泥石化や炭酸塩化をうけているが、ハイアロピリティック組織をしめす。

. 2 噴出岩類

この図幅地域の北西側には、安山岩質の熔岩類が広く分布している。これらの熔岩類の噴出時期は、まだ正確には決定されていない。したがって、産出形態、変質状態、地形、および他地域の資料との比較などから、おおよその時期を定めたにすぎない。

中新世か鮮新世か不明なものとしては、三森山熔岩、雁皮山熔岩が、また鮮新世と推定されるものには、横津岳上・下部熔岩がある。また、第四紀とおもわれるものには、熊泊山熔岩、泣面山熔岩、および常呂川火山砕屑流などがある。

a 三森山熔岩 (M1)

松倉川流域の三森山、その周辺の4ヶ所ほどに分布している。

いずれも峠下火山砕屑岩類をおおっているが、あるものはストック状に上昇してきている可能性がある。

青灰色から暗褐色を呈し、節理は不規則であるが、一部には板状節理が発達している。

しそ輝石普通輝石安山岩で、ハイアロピリティック組織をしめす。部分的に石英をふくむことがあり、また緑泥石や方解石などが形成されている。

b 雁皮山熔岩 (G1)

松倉川と亀田川との稜線上の雁皮山から南側に分布する。この熔岩は、明らかに熔岩流として、下位層をおおっている。

この熔岩は、新鮮なものは黒色のややガラス質の、しそ輝石普通輝石安山岩で、板状節理が地達している。

しかし、雁皮山付近では、硫黄鉱床の生成に関する珪化作用をうけ、白色の珪化岩になっている。

この北西方の庄司山に、この熔岩と同一にあつかったものが分布している。しかし、庄司山は全体が珪化岩からなり、先にのべた雁皮山付近と同じである。まだ、明確に原岩をつかんでいないが、いちおう、雁皮山熔岩にふくめておいた。

c 横津岳下部熔岩 (Y1)

横津岳下部熔岩は、横津岳周辺の稜線上に分布している。

この熔岩の下部は、塊状の節理をしめすが、上部は典型的な板状節理の発達した、いわゆる板状熔岩からなりたっている。

下部での観察では、熔岩の間に赤色粘土化した部分が数枚ほどあるが、おそらく何回か噴出をくり返したことをしめすものとおもわれる。

この熔岩は、しそ輝石普通輝石安山岩で、ハイアロピリティック組織をしめしている。

d 横津岳上部熔岩 (Yu)

横津岳の山頂付近に、下部熔岩をおおって、扁平なドーム状の形態をとって分布している。山頂のやや南側に小さな沼があり、かつて噴火口の跡ではないかといわれていたが、現在の地形からは、そのようなことは考えにくい。

この熔岩は、灰色ないしは灰褐色を呈し、やや多孔質な普通輝石しそ輝石安山岩である。

この熔岩の噴出時期は、いちおう鮮新世末期と考えているが、あるいは第四紀に入るかもしれない。

e 熊泊山熔岩 (KI)

熊泊山熔岩は、磯谷川と常呂川との間に、独立峰をつくっている熊泊山を中心にして分布している。

この熔岩は、下部は灰色を呈する自破碎熔岩的な性質をしめすものからなり、上部に黒色のガラス質安山岩が発達している。

ともに、しそ輝石普通輝石安山岩で、ハイアロピリティック組織をしめしている。下部の熔岩には、少量の石英斑晶をふくむものがある。

したがって、熊泊山熔岩として一括したものは、あるいは2枚以上の異なる熔岩からなりたっているかもしれない。しかし、いまのところ、これらを十分に区分するまでにはいたっていない。

f 泣面山熔岩 (NI)

磯谷川と大舟川との間の稜線上に、やや広く分布している。この熔岩の中央付近に位置する泣面山は半ドーム状の形をしめし、東側に半円形の切立った断崖をつくっている。また、南西側には、万量敷とよばれる平坦な熔岩台地をつくっている。

泣面山の東側に向う半円形の断崖は、いかにも爆裂火口の火口壁をおもわせる。しかも、この下方部には、多数の温泉が湧出しており、益々その可能性をつよめさせる。

この熔岩は、万量敷の台地下では約50mの厚さで磯谷川火山碎屑岩類をおおっており、柱状節理がみとめられる。しかし、泣面山をつくっているものは、見かけの厚さが300mもあるが、下限は明らかでない。下部には、いちじるしく破碎された熔岩をはさむが、上部は塊状の節理の発達した熔岩からなりたっている。

これらのことから、泣面山の山体はドーム状の隆起をしたもので、その後に噴出した熔岩が万畳敷の台地をつくった可能性がある。

新鮮な岩石は暗灰色を呈する普通輝石しそ輝石安山岩で、万畳敷側のものは非常に多孔質である。

なお、泣面山を中心にする地或では、全般に硫黄鉱床に関する鉱化変質をうけている。

g 常呂川火山碎屑流⁴⁾(Tp)

この火山碎屑流は、磯谷川下流から常呂川下流にかけて分布している。

鹿部図幅の常呂川火山性堆積物のうちの、火山碎屑流に相当する部分である。

磯谷礫層をおおっているが、鹿部地域では標高30mの段丘に切られているという。

この火山碎屑流は、大小の安山岩角礫から構成されている。その岩質は、青灰色あるいは暗灰色を呈する、しそ輝石普通輝石安山岩である。

この火山碎屑流の噴出源について、鹿部図幅では、泣面山の可能性が大きいとのべている。しかし、上部が駒ヶ岳の厚い火山灰でおおわれているために、明らかでない。これについては、今後の調査で明らかにできるとおもわれる。

地質構造

この地域の地質構造を特徴づけているのは、汐泊川層へ貫入している火成岩類の形態と、これを支配したとおもわれる裂か系である。

汐泊川層自体の構造は、NW - SEの一般走向をしめすことや、これに平行な褶曲構造がわずかに認められるといういどしかわからない。しかし、この累層中へ貫入している火成岩体には、一つの規則性のようなものがみとめられる。

もっとも早期の進入岩である粗粒玄武岩は、部分的には汐泊川層、とくに硬質頁岩・頁岩部層の層理面に平行な進入をしているが、全体としてはかなり不規則な形態をとっている。

しかし、後期の貫入岩になるほど、貫入方向に、NW - SEとN50 ~ 65°Eという2つの方向性が現われてくる。

この2つの方向性は、裂か系、鉱化帯、鉱脈などにも明らかにみとめられる。

おそらく、この方向性は、鮮新世から第四紀にかけての火山活動とも、密接な関係をもっているのではないかとおもわれる。

このような方向性は、基盤の戸井層の構造、とくに裂か系を反映しているにちがいない。

粗粒玄武岩の貫入形態が非常に不規則であるのは、汐泊川層の堆積時の活動であるために、軟質な地層中にわりあい自由に入りこめたからではないかとおもわれる。

南側の五稜郭図幅には広く戸井層が分布しているが、戸井層自体の中にはあまり粗粒玄武岩がなくて、周囲の汐泊川層中へ大量に進入している事実は、このことを暗示している。同時に、この岩石の進入通路になった裂か系が、むしろ汐泊川層の分布地域内の下部にあることをもしめしているようにおもわれる。

この図幅地域には、すでにのべたように、戸井層はわずかししか分布していない。この地層は、汐泊川層にはおおわれなくて、より上位の峠下火山碎屑岩類におおわれている。したがって、松倉川上流では、この碎屑岩類の下位に、おそらく北西方向をとって、戸井層が広く分布している可能性がある。この戸井層も、五稜郭図幅地域と同じようにドーム状の上昇を行ない、新第三系や第四系の構造に大きな影響を与えているとおもわれる。しかし、残念ながら、今のところ、この点についてはほとんど明らかでない。

応用地質

この図幅地域には、金・銀・銅・鉛・亜鉛鉱床、マンガン鉱床、褐鉄鉱床、硫黄鉱床などの、金属、非金属鉱床のほか、石材、温泉等多くの地下資源が賦存している。

1 金・銀・銅・鉛・亜鉛鉱床

この地域には、分布図にしめたように、多数の鉱床や鉱徴地がしられている。しかし、現在稼行中の鉱山はない。

鉱床は、鉱脈型と塊状型の2つの型にわけられ、前者には、尾札部、北大三盛、大舟、大和、その他の鉱山があり、後者には、亀田、紅葉山鉱山などがある。

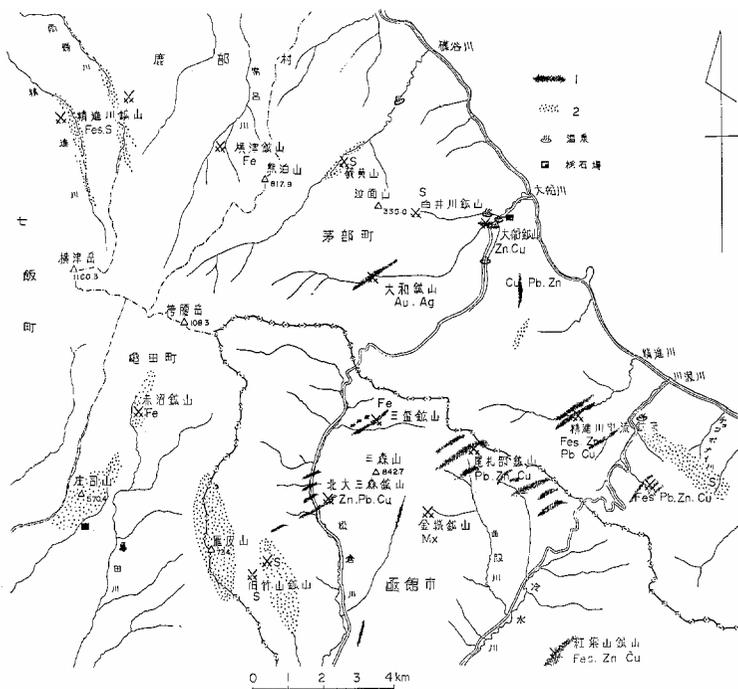
a 鉱脈型の鉱床

尾札部¹⁰⁾鉱山

西股川上流部に位置しており、第2次大戦中に銅鉱を出鉱したといわれている。

鉱床は、鉱山を中心に、幅800m、延長1,200mの範囲に分布しており、緑色凝灰岩、頁岩、石英斑岩を母岩としている。

* 逆にいわゆる裂か系はできにくいとおもわれる。



第4図 地下資源分布図

この地域には、N50～60°E方向の小さな剪断帯が多数発達しており、これにそって鉱脈が形成されている。おもな鉱脈として、A、B、C、Dの4本あり、AとCとがやや規模が大きい。A脈は、脈幅10～50cm、延長120m、C脈は、脈幅30～50cm、延長約300mである。

鉱脈は、黄鉄鉱と石英が主で、部分的に黄銅鉱や閃亜鉛鉱にとむ。ときに、高品位のところもあるが、平均すれば低品位である。

なお、鉱脈は、母岩が移化するところで傾斜が変わり、脈幅が膨大するという。

北大三盛⁷⁾¹⁰⁾鉱山

松倉川の上流に位置し、明治時代に銀鉱を採掘したといわれているが、その後、探鉱は行なわれたが採掘までにいたっていない。

鉱床は、戸井層および安山岩質プロピライト の中に発達する、N40～60°Eの剪断帯にそって形成されている。このような剪断帯は、平行に数本ほどあり、その中の

やや大きな鉱脈にそって150mの坑道が掘られている。

鉱脈は、黄鉄鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱を主とし、少量の黄銅鉱をふくみ、脈幅5～70cmの膨縮のいちじるしいもので、延長20mほどのものが3カ所でみられるほかは、すべて石英脈である。

銅・鉛・亜鉛の品位は、1部に高いところもあるが、平均すればかなり低い。

精進川中流¹⁰⁾鉱床

鉱床は、精進川中流に分布する安山岩質プロピライトや、この岩石と頁岩との境界面に胚胎するもので、数本の鉱脈がみとめられる。それぞれに探鉱坑道が掘さくされているが、出鉱するにいたらず休止している。

鉱脈のうち、主脈はN65°E方向の剪断帯にそって形成されているが、N40°EやN80°W方向の派生脈をとまなうものもある。脈幅は10～20cmでいどであるが、富鉱部では60cmほどになる。また、延長は75mのものがある。

鉱脈は、石英と黄鉄鉱がおもで、閃亜鉛鉱のとくに多い脈や、やや黄銅鉱を多くふくむ脈などがある。しかし、全般に品位は低い。

大舟¹⁴⁾鉱山

この鉱山は、大正末期に開発が試みられたが、その後上・下2本の探鉱坑道が掘さくされただけで休山している。

鉱床は、閃緑岩質岩の中に胚胎し、N60～70°W、70°SEの走向、傾斜の剪断帯にそって形成されている。鉱脈は、幅50cm内外、延長約20～30mで、数m～10数mの単位脈の雁行状配列をしたものからなる。下部坑では部分的破碎にともなって、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄銅鉱が濃集しているところがある。また、上部坑は、含金・銀石英脈で、硫化鉱はふくまれていない。

品位は、全般に低い。

大和¹⁴⁾鉱山

この鉱山は、大舟鉱山の¹⁴⁾上流約5kmの地点にある。

鉱床は、緑色凝灰岩中に発達する含金・銀石英脈で、N45～65°E方向の剪断帯にそって胚胎している。1号坑から8号坑までの探査坑道が掘さくされたが、現在は休止している。

脈幅は、最大1m近くもあり、延長は20～30mほどである。

* 南茅部町。

品位は、高品位のもので、Au 1.7%、Ag 88%ていどにすぎない。

その他の鉱床^{10) 11) 14)}

この地域には、これまでのべたもののほかに多数の鉱徴地がいられている。

尾札部鉱山東方には、笹小屋の沢鉱床、椴の沢鉱床がある。N60~80°W、N10~80°Eというように、鉱脈の走向はいちじるしく変化する。いずれも小規模で低品位であるが、笹小屋の沢には、脈幅10cmていどの高品位部をとまなうものがみとめられる。

そのほか、川汲川流域、あるいは、東海の西方などに、緑色凝灰岩中に鉱徴がみとめられる。

b 塊状型の鉱床

紅葉山鉱山^{2) 12)}

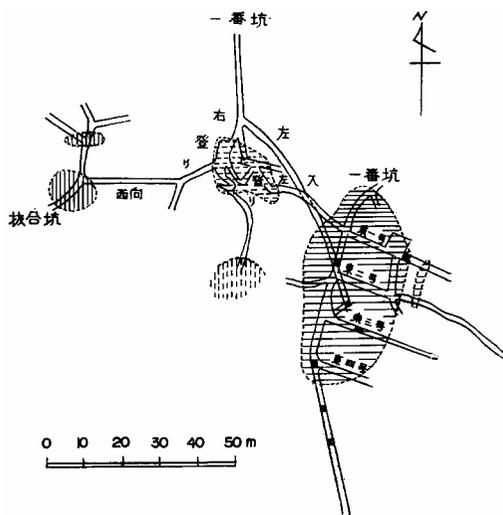
図幅地域の南東端部の冷水川の支沢最上流部に位置する、かなり古くからいられている鉱山で、坑道探鉱やボーリングによる探査などが行なわれている。

鉱床は、硬質頁岩・頁岩互層中に発達するN10°E方向の剪断帯にそって胚胎している。この剪断帯の延長は、約2kmにわたって追跡されている。

鉱床の露頭は、黄鉄鉱と閃亜鉛鉱のレンズ状集合体からなりたっている。坑道内では、幅1.5m、延長30m以上にわたる鉱体がみとめられている。この鉱体は、黄鉄鉱を主とし、少量の閃亜鉛鉱と黄銅鉱をふくむもので、品位は低い。

この鉱体の下部に対して行なったボーリング結果では、見かけの幅約6mにわたって、黄銅鉱をふくむ黄鉄閃亜鉛鉱体が確認されている。

この鉱床は、Cu品位がま



第5図 亀田鉱山坑内図(大日方順之による)

だ0.5%ていどにすぎないが、下部に向って品位が増大する可能性がある。

亀田 鉺山⁷⁾

大正時代に開発され、昭和24年から28年にかけて残鉺処理が行なわれ、ほとんど掘りつくされている。明治44年の調査では、鉺量が約270,000トン、品位はCu平均2%以下という。

. 2 マンガン鉺床

金城 鉺山¹⁾

鉺山は、西股川と松倉川の支川上女岳川との分水界から、やや西股川へよった付近に位置している。

この鉺床は、昭和26年頃に発見されたもので、昭和28年から32年にかけて稼行され、昭和31年まで約5,000トン採掘された。昭和36年には残鉺処理が行なわれ、現在は休山している。

鉺床は、いわゆるピリカ型の二酸化マンガンの堆積性鉺層である。

鉺床は、下盤が緑色凝灰岩部層で、上盤が硬質頁岩・頁岩部層になっており、ちょうどこれらの境界部にはさまった状態になっている。南北120m、東西100mの範囲まで、鉺体が確認されている。

鉺体中には中石が介在しており、北部と西部では中石が厚くなって、2枚の鉺床にわかれている感じを与える。中心部では、中石を数枚はさんでいるが、3mもの厚さに達している。

なお、この鉺石中から、サメの歯の化石が産出したということである。

. 3 褐鉄鉺床

褐鉄鉺床には、一般にみられる堆積性のものと、硫化鉄鉺の露天化作用によって形成されたとおもわれるものとの2つの型がある。

前者の例としては、赤沼鉺山や、横津岳北東部の鉺床がある。また、後者には三盛鉺山がある。

赤沼鉺山、その他の鉺床

赤沼鉺山は、亀田川の上流に位置しており、昭和26年から31年にかけて採掘され、176,000トン出鉺されている。この鉺床は、ほとんど採掘済みである。

常呂川の上流、熊泊山の南西側にも、多くの鉺床がしられている。しかし、鉺量が、320～420トンていどの規模しかないので、開発できる可能性は少ない。

三 盛 鉱 山¹⁰⁾

この鉱山は松倉川の上流に位置する。

昭和25年頃に発見され、昭和32年から、月1,500トンていどの割合で採掘されたが、5~6月で鉱体の大部分を掘りつくしてしまい、休山した。

鉱床は、石英安山岩質プロプライト中に胚胎している。いちじるしく珪化されて白色化した母岩中に、長径25m、短径20mで、円錐を逆にしたような形の鉱体をつくっていたようである。

品位は、富鉱部で、Fe 60.74%、S 3.36%あり、鉄品位も高いが、硫黄分の多いものである。

この周辺地域には類似の鉱床があり、1部出鉱したが、本鉱床にくらべて、鉱石は不均質である。

この鉱床は、もともと黒鉱式鉱床の硫化鉄鉱体であったのが、鉱体のつよい破碎と露天化作用によって、褐鉄鉱床へ変わったものと考えられている。

4 硫 黄 鉱 床 (硫化鉄鉱床)

この地域には、分布図にしめしたように、多数の硫黄鉱床が分布する。これらのうちで、比較的大規模に採掘されたのは、精進川鉱山と函館鉱山である。

精進川¹³⁾鉱山

この鉱山は、横津岳の北方に位置し、国鉄函館本線池田園駅の南東約10kmに当たっている。

鉱床は、精進川鉱床と雨鱒川鉱床とからなりたっている。

精進川鉱床は、昭和12年に褐鉄鉱床を対象に開発されたが、翌13年、鉱床の下部探査のさい硫黄鉱床が発見され、開発のきっかけとなった。日本硫鉄株式会社によって、昭和18年から硫黄製品が出され、昭和30和年に硫化鉄鉱床が発見され、35年の閉山時には、硫化鉄鉱が採掘されていた。

雨鱒川鉱床は、明治28年に発見されたといわれ、その後、いろいろな過程をへて、昭和18年に同会社の雨鱒坑となったが、ほとんど残鉱処理の状態で閉山となった。

閉山当時の毎月生産量は、硫黄約400トン、硫化鉄鉱 (FeS_2 43%以上) 1,500~2,000トンである。

鉱床は、峠下火山砕屑岩類中に介在する安山岩を鉱染交代した、いわゆる岩鉱型のものである。

精進川鉱床は、精進川の中流左岸に、N20°W方向をとって約800m連続する、扁平な鉱床である。下流より約350mの間は、遊離硫黄の多い良質の黄鉱で、幅80~90m、厚さ20~30mにも達した。上流側は、遊離硫黄20%以下である。

閉山当時は、無選鉱でFeS 43%以上のものが採掘されており、まだ鉱石は相当量残っているといわれる。

雨鱒川鉱床は、この川の中流右岸に、N20°W方向をとって長くのびる扁平な鉱体で、長さ60m、幅80~90m、ときに140m、厚さ20m内外である。現在は、掘りつくされてしまっていて、詳細はよくわからない。

函館硫黄^{B)}鉱山

この鉱山の開発はかなり古く、明治初年にさかのぼる。かつては、松倉鉱山、三盛鉱山、竹山鉱山にわかれていたが、昭和25年に、一緒に白老硫黄株式会社所有に移り、函館硫黄鉱山になった。

これら3鉱山のうち、松倉鉱山と三盛鉱山は、同一の鉱床を南と北とからわかれて採掘していた。この2鉱山は、昭和10年から19年までに、併せて年間5,000トン前後の生産を行ない、わが国有数の硫黄鉱山になった。

函館鉱山に合併してからの昭和26年から29年にかけて残鉱処理を行ない、2,616トンを生産した。現在では、採掘条件の悪い下部に、少量の鉱石を残すだけという。富鉱部は、S50%以上であったが、平均25~40%の品位であった。

旧竹山鉱山は、峠下火山砕屑岩類を鉱染した鉱床で、かなり低品位であったようだが、詳しいことはわからない。

以上に説明した鉱山のほか、白井川鉱山、白尻鉱山、硫黄山（磯谷鉱山?）、チョッポナイ川上流鉱床などがいられている。

硫黄山や白井川鉱山は、磯谷川火山砕屑岩類の中に胚胎しており、前者は大正年代から昭和27年頃まで稼働されていたという。

また、硫黄鉱床の生成に関係あるとおもわれる変質帯は、雁皮山や庄司山などのほか、各地にみとめられる。

5 石 材

石材として現在採掘されているのは、庄司山南方の安山岩と、大舟川下流の閃緑岩質岩の2カ所である。

どちらも、土木用の砕石である。

6 温 泉

函館地域の北東には、北西から南西へ、磯谷温泉、大舟上・下温泉、川汲温泉などが並んでいる。

磯谷温泉と川汲温泉には旅館があるが、大舟温泉にはなく、土地の人々が銭湯として利用している。

磯谷と大舟の両温泉は、石灰華の沈澱がいちじるしく、磯谷温泉には層状の、また大舟温泉にはドーム状の沈澱物がみられる。

立面山から流れ下る白井川の下流部には、多数の温泉が湧出している。

文 献

- 1) 番場猛夫他 2 名 (1955) : 函館市金城鉱山のマンガン鉱床調査報告, 北海道地下資源調査資料, 第21号, 北海道開発庁
- 2) 長谷川潔 (1963) : 函館市宇紅葉山地域の試錐調査結果に対する考察, 地下資源開発計画調査資料, 鉱床調査 (試錐調査) 報告, 北海道開発庁
- 3) 長谷川潔・鈴木守 (1964) : 5 万分 1 の地質図幅「五稜郭」, 北海道開発庁
- 4) 国府谷盛明他 2 名 (1967) : 5 万分 1 の地質図幅「鹿部」, 北海道開発庁
- 5) 三谷勝利他 3 名 (1966) : 5 万分の 1 地質図幅「大沼公園」, 北海道開発庁
- 6) 大日方順三 (1911) : 渡島国亀田半島鉱床調査報告, 鉱物調査報告, No.2
- 7) (1911) : 樽川鉱山および三盛鉱山, 鉱物調査報告, No.6
- 8) 斎藤正雄・松村明 (1953) : 函館鉱山鉱床調査報告, 北海道地下資源調査資料, 第 9 号
- 9) 庄谷幸夫・高橋功二 (1967) : 5 万分の 1 地質図幅「尾札部」, 北海道開発庁
- 10) 杉本良也 (1958) : 渡島国旭竜地区鉱床調査報告, 北海道地下資源調査資料, 第38号, 北海道開発庁
- 11) (1960) : 渡島国川汲地区鉱床調査報告, 北海道地下資源調査資料, 第56号, 北海道開発庁
- 12) 鈴木守・長谷川潔 (1963) : 函館市の地質, 函館市
- 13) 鈴木守・国府谷盛明 (1964) : 七飯町の地質, 七飯町
- 14) 山田敬一他 2 名 (1959) : 渡島国横津岳周辺の金・銀・銅・鉛・亜鉛および褐鉄鉱床調査報告, 北海道地下資源調査資料, 第47号, 北海道開発庁
- 15) 山田忍 (1958) : 火山灰噴出物の状態から見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 8
- 16) 山口久之助他 2 名 (1967) : 鹿部地熱調査 - 1号井について, 地下資源調査所報告, 第37号

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1:50,000

TŌKAI

(Sapporo - 81)

By

Mamoru Suzuki

Kiyoshi Hasegawa

Katsutoshi Mitani

(Geological survey of Hokkaidō)

(Résumé)

The area of Tokai sheet map is situated in Latitude $41^{\circ}50'$ ~ $42^{\circ}0'$ N and Longitude $140^{\circ}45'$ ~ $141^{\circ}0'$ in the South-Western district of Hokkaido.

The area of the sheet map "Tokai" is located in the Kameda Peninsula of southwestern Hokkaido. Since the area includes the backbone range of this peninsula, topographically the area is mainly composed of ragged mountains, accompanied with only narrow plains.

Geology

The geology of the area is composed of pre-Tertiary formations, Neogene formations, Quaternary formations and igneous rocks. The pre-Tertiary formation which forms the basement of this area is called the Toi Formation, composed mainly of slates. Owing to its narrow exposures and the absence of fossils,

its geologic structures and geologic age are not well-known. The geologic surveys in and around this area, however, suggest the possibility that the formation may be Mesozoic in age.

As the Neogene formations, the Shiodomari-gawa Formation of the Miocene, Tōgeshita pyroclastics of the Miocene-Pliocene, the Matsukura-gawa Formation and the Isoyagawa pyroclastics of the Pliocene can be mentioned. The Shiodomari-gawa Formation, which is extensively developed, covering unconformably the basement rocks, is composed of the green tuff member, the hard shale-shale member, the agglomerate member, and the pumiceous tuff member in the ascending order. The green tuff member is correlated to the so-called Kakkumi Formation, and is developed under the hard shale-shale member, sometimes with an interfingering relation. The member consists mainly of agglomeratic tuffs, tuff breccias, and tuffs of basaltic or andesitic composition. Basaltic lavas with pillow lava structure have been found at three localities within the agglomeratic tuffs. The hard shale-shale member is composed of the alternation of hard shale and shale, intercalating numerous thin layers of light grey tuff. The agglomerate member is mostly composed of agglomeratic tuffs of mafic andesitic composition, intercalating irregularly well-laminated layers of mudstone, which grade into the hard shale-shale member. Pumiceous tuff member consists mainly of light grey, coarse-grained pumiceous tuffs and gradually changes to the above-mentioned agglomerate member. In its lower horizon some parts are rich in rhyolitic blocks, and in its higher horizon agglomeratic facies carrying glassy andesite blocks are developed.

The Shiodomari-gawa Formation was intruded by numerous igneous rocks, resulting in the disturbance of the strata, and therefore its detailed geologic structures and its thickness are not yet known.

The Tōgeshita pyroclastics are extensively developed, lying

unconformably on the Shiodomari-gawa Formation. It is mainly composed of andesitic agglomeratic tuffs and tuff breccias, accompanied by many andesite lava flows. Owing to the absence of fossils in this formation, its geologic age has not yet been determined definitely. It is probably Miocene in age, but there may be a possibility that it is Pliocene.

The Matsukura-gawa Formation is a lacustrine deposit composed of well-laminated mudstones and tuffs, and shows distinct intraformational foldings. This is overlain conformably by the extensive Isoyagawa pyroclastics, which consist mainly of dacitic agglomeratic tuffs and tuff breccias, associated with welded tuffs in the lower horizon. Since these pyroclastic are covered conformably by the Futami Formation of Quaternary as will be mentioned below, they are Pliocene in age.

The Quaternary deposits are divided into the Futami Formation, Isoya conglomerate, and terrace deposits of the Pleistocene, and various Recent deposits. The Futami Formation consists of alternation of sand, gravel and mud layers, intercalating sometimes lignite layers. The presence of *Menyanthes* in this formation as well as its geological relation with the strata in this area indicate that the formation is early Pleistocene in age. The Isoya conglomerate which covers unconformably the Futami Formation, is regarded to be early Pleistocene. The terrace deposits are developed along the sea shore or large rivers, forming flat plane about 20m in relative height.

The Recent deposits can be divided into the fan deposits, talus deposits, Komagatake volcanic ashes, and fluvial and beach deposits. The Komagatake volcanic ashes composed of coarse-grained pumice grains, are extensively developed in the northern and northeastern part of the area, but its distribution is indicated only in restricted parts in this map.

Various igneous rocks are well distributed in this area. Of

the Miocene igneous rocks, dolerite cutting through the Shiodomari-gawa Formation, dioritic rocks, andesitic propylites and dacite, quartz-porphry and rhyolite are noticed. All of these intrusive rocks were more mafic in the earlier stages, and more felsic in the later, and the directions of their intrusion varied during this period. Dolerite and quartz-porphry are more abundant than other rocks. The intrusion of dolerite was nearly simultaneous with the deposition of the Shiodomari-gawa Formation.

Various igneous rocks, geologic ages of which have not yet been determined whether Miocene or Pliocene, include dykes of basalt and andesite, cutting through the Tōgeshita pyroclastics, and Mitsumoriyama lava and Gambiyama lava, both of which cover the Tōgeshita pyroclastics. These lavas are hypersthene augite andesites, which have been subjected to strong mineralization related to the genesis of the sulfur deposits.

The lower and the upper Yokotsu-dake lavas, composed of augite hypersthene andesites, have been regarded as Pliocene or early Pleistocene. The lower lavas have distinct platy joints. The Kumadomari-yama lava of dacite and the Nakitsura-yama lava of andesite, both of which cover the Isoya-gawa pyroclastics, are Quaternary in age. The presence in Nakitsura-yama of a depression resembling the explosion crater suggests the young age of this volcano. Besides andesitic pyroclastic flow of unknown origin is observed on the flat surface of marine terraces.

Economic Geology

Many metallic and non-metallic deposits and impregnated parts are present in this area, and abundant hot springs issue from the coastal zone.

Copper, lead, and zinc deposits, manganese deposits and limonite deposits are important among the metallic deposits. Both vein-type and massiye-type are known among the copper,

lead, and zinc deposits, and are related with the Shiodomari-gawa Formation and the associated igneous rocks, such as quartz-porphry, dacite, diorite, and andesitic propylite. Most of the vein-type deposits are formed along the shear zones, parallel to N60° W and N45° ~ 65° E directions. Large-scale deposits have not yet been found, and no mines have been worked as yet.

Massive-type deposits include both Kameda mine and Momijiyama mine, formed within the hard shale-shale member of the Shiodomari-gawa Formation. Though Kameda mine was worked one time, its detailed structure has not been Clear. The Momijiyama mine has been exploited recently, and its future development is expected.

Kinjō mine consisting of the layered deposits of manganese within the Shiodomari-gawa Formation, was worked for the period from 1953 to 1957, producing 5,000 ton manganese ores.

Most of the limonite deposits are precipitated deposits of bog iron ores, but sometimes massive ore bodies enclosed in the dacitic propylites are known, as for instance, at Mitsumori mine. There is no mine which is worked at present.

Sulfur deposits are the only non-metallic deposits distributed widely in this area. Though they were mined during the World War , none of them is worked now.

In Isoya, Ōfuno and Kakkumi there are many hot springs, which are distributed along NW-SE zone. Especially many natural springs issue from the surrounding area of Ōfuno spa.

昭和 44 年 3 月 20 日 印刷

昭和 44 年 3 月 25 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者	加藤 博 札幌市北大通西 8 丁目
印刷所	興国印刷株式会社 札幌市北大通西 8 丁目