

5 萬分の 1 地質圖幅
説 明 書

定山溪

(札幌一第 29 号)

北海道開発庁

昭和 28 年 3 月

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

定 山 溪

(札幌一第 29 号)

北 海 道 地 下 資 源 調 査 所
北 海 道 技 師
土 居 繁 雄

北 海 道 開 発 庁
昭 和 28 年 3 月

目 次

はしがき	1
第1章 位置および交通	3
第2章 地 形	4
第3章 地質概説	5
第4章 先第三紀層	7
I 薄 別 層	7
第5章 新第三紀層	9
I 定山溪層群	11
A 白水川層	11
(1) 安山岩質集塊岩層	12
(2) 緑色角礫凝灰岩層	12
B 白井川層	13
(1) 緑色凝灰岩層	13
a ₁) 緑色凝灰岩層	13
a ₂) 凝灰質頁岩・凝灰岩互層	13
a ₃) 石英粗面岩質集塊岩層	15
(2) 砂岩・頁岩互層	15
b ₁) 砂岩・頁岩互層	15
b ₂) 頁 岩 層	16
C 豊 羽 層	16
(1) 黒色頁岩層	18
(2) 礫岩・砂岩互層	18
a ₁) 礫 岩 層	18
a ₂) 緑色砂岩層	18
(3) 緑色凝灰岩層	18
b ₁) 凝灰質砂岩層	19
b ₂) 頁 岩 層	19

b ₃) 綠色凝灰岩層	20
D 湯の沢層	20
(1) 礫岩・砂岩互層	21
a ₁) 礫岩層	22
a ₂) 綠色砂岩層	22
(2) 綠色凝灰岩層	23
(3) 凝灰質頁岩・凝灰質砂岩層	23
E 百松沢層	23
(1) 石英粗面岩質集塊岩層	24
(2) 砂岩・泥質頁岩互層	25
II 滝の沢層群	25
A 一の沢層	25
(1) 凝灰質頁岩・泥岩互層	26
(2) 砂岩層	27
B 板割沢層	27
(1) 硬質頁岩・砂岩互層	27
(2) 硬質頁岩層	28
III 天狗岳集塊岩層	28
A 神威岳集塊岩層	30
a ₁) 凝灰質砂岩層	30
a ₂) 紫蘇輝石普通輝石安山岩質集塊岩層	30
B 豊平峽集塊岩層	31
C 大江沢集塊岩層	32
第6章 第四紀層	32
I 洪積層	33
II 冲積層	34
第7章 火成岩概説	34
I 新第三紀火成岩	34
II 時代未詳火山岩	35

■	第四紀火山岩	36
第 8 章	火成岩各論	37
I	石英斑岩	37
A	角閃石石英斑岩	39
B	黒雲母石英斑岩	40
II	新第三紀火山岩	40
A	プロピライト	40
B	輝石安山岩	43
C	石英粗面岩	43
D	石英安山岩	44
E	石英粗面岩脈	44
F	玄武岩	45
G	普通輝石紫蘇輝石安山岩	46
H	普通輝石安山岩	47
I	紫蘇輝石安山岩	47
J	紫蘇輝石安山岩脈	47
III	時代未詳火山岩（新第三紀～第四紀）	48
A	狭薄山熔岩	48
B	砥石山熔岩	49
C	美比内山熔岩	49
D	一の沢普通輝石安山岩	50
E	観音岩山含石英角閃石安山岩	50
F	中山峠普通輝石紫蘇輝石安山岩	51
IV	第四紀火山岩	51
A	無意根山基底熔岩	51
B	喜茂別岳基底熔岩	52
C	札幌岳基底熔岩	52
D	空沼入沢熔岩	53

E	余市岳熔岩	53
F	無意根山熔岩	54
G	喜茂別岳熔岩	54
H	空沼岳熔岩	54
I	札幌岳熔岩	55
J	無名山熔岩	55
K	漁岳熔岩	56
第9章 地 史		56
I	新第三紀	56
II	洪積世	59
III	冲積世	59
第10章 応用地質		59
I	鉛・亜鉛・硫化鉄鋳床	60
II	銅鋳床	65
III	硫黄鋳床	67
IV	砒鋳床	69
V	褐鉄鋳床	69
VI	温 泉	71
A	黄金湯温泉	71
B	定山溪温泉	72
C	薄別温泉	74
D	豊平峽炭酸鋳泉	74
文 献		75
Résumé (in English)		78
図 版		

5 万分の 1 地質図幅
説明書

定山溪 (札幌一第 29 号)

北海道地下資源調査所
北海道技師
土 居 繁 雄

は し が き

この図幅および説明書は、北海道開発庁から委嘱されて、昭和 26 年 9 月から同年 11 月にわたる約 50 日、昭和 27 年 7 月から同年 10 月にわたる約 80 日、あわせて約 130 日で行った野外調査の結果を整理して、その概要を報告したものである。

この地方は、北海道の本島部と西南部とを劃する地形上および地質構造上の境界として、従来から多くの人々によつて注意されている、いわゆる石狩低地帯の西方に位置して、地質学的には西南部北海道に属し、東北裏日本の地質と軌を一にしている。^{*}したがつてこの地域には第三紀から第四紀にかけて、火山活動が激しく行われ、いろいろな噴出岩類がさまざまな形で碎屑岩層をもともなつて発達し、この地域の主要な構成員となつている。またこの地域には、これらの火山活動にもなつて各種の金属鉱床がもたらされ、北海道における有望な金属鉱床地帯の一つとして注目されている。

* 木下亀城：黒鉄 岩波講座 (1931 年、昭和 6 年)

棚井敏雄・新堀友行：東北裏日本における第 3 紀の火成活動について 地球化学 No. 5 (1951 年、昭和 26 年)

湊 正雄：グリーン・タフ地域の問題 新生代の研究 No. 14 (1952 年、昭和 27 年)

この地域のうち、図幅の東部地区、とくに定山溪以東の豊平川流域から札幌に到る地域は、早くより北海道大学の地質巡検コースにもとりあげられているところで、多くの人達によつて調査が行われている。またこの地域の北西部にある豊羽鉦山は、硫化鉄鉦および鉛・亜鉛鉦山として早くから注目され、地質鉦床について発表された報告が少くない^{**}。このように、局部的な、あるいは特別な問題を対称とした調査や研究は比較的盛に行われているにもかかわらず、地域全般の地質についての調査は不十分である。わずかに昭和16年、斎藤正雄が「10万分の1樽前図幅」作成の目的で、この地域をふくむ広い地域の野外調査を行つたに過ぎない。その調査は完成されるに至らなかつたが、筆者が調査をすすめてゆくに当つて、少なからず参考になつた。明記して感謝の意を表する。

報告に入るに先だち、野外調査の1部(豊羽鉦山附近)を担当し、地質図完成に援助をたまつた北海道地下資源調査所斎藤昌之技師ならびに調査助手として力をかして下さつた、北海道大学理学部地質学鉦物学教室杉山清蔵氏に厚く感謝する。また、北海道大学地質学鉦物学教室湊正雄博士・舟橋三男助教授には、いろいろご指導を賜つた。とくに湊博士からは、この地域の

* 阿部 顕・西田彰一： 石狩国簾舞・定山溪附近地質調査報文 北大地理 卒論(手記)(1934年, 昭和9年)

渡辺 武男： 豊羽鉦山および定山溪 北海道地質見学案内書 第5輯(1943年, 昭和18年)

舟橋 三男： 札幌～定山溪地質案内 科学と科学教育 第1巻(1947年, 昭和22年)

** 渡辺 久吉： 石狩国札幌郡定山溪附近地質及鉦物調査報告 鉦調第16号(1913年, 大正2年)

小林儀一郎： 石狩国札幌郡 定山溪豊羽附近 地質調査報文 鉦調第24号(1917年, 大正6年)

高野 孝： 豊羽鉦山の地質鉦床および採鉦について 北大工 卒論(手記)(1940年, 昭和15年)

金田 政一： 石狩国 定山溪豊羽鉦山附近の地質 および鉦床 北大地理 卒論(手記)(1941年, 昭和16年)

渡辺 武男： 豊羽鉦山および定山溪 北海道地質見学案内書 第5輯(1943年, 昭和18年)

藤原 哲夫： 札幌郡豊羽鉦山附近の地質および鉦床 北大地理 卒論(手記)(1953年, 昭和28年)

層序の樹立にご教示をうけたところが少くなかった。同教室魚住悟学士には化石の鑑定をお願いした。さらに隣接する「錢函図幅」の調査を担当された北海道地下資源調査所杉本良也技師には、いろいろな関連問題について討論をお願いし得るところが多かった。この説明書の中にかかげた図は、北海道地下資源調査所大島美智子嬢および北海道大学理学部地質学鉱物学教室熊野純男氏の労をわずらわした。ここに上記の人々に深甚の謝意を表す。

なお、野外調査の際、いろいろ便宜を与えられた定山溪一番通り八木橋惣十郎氏、豊羽鉱山株式会社元山事務所ならびに本龍鉱山の各位に厚くお礼を申上げる。

第 1 章 位置および交通

この図幅のしめる地域は、北緯 $43^{\circ}0' \sim 43^{\circ}50'$ 、東経 $141^{\circ}15' \sim 141^{\circ}0'$ の範囲であつて、札幌市からは西方約 30 km にある。地域の西部には、北西から南東に連なる 1,000 m 内外の美比内山・長尾山・無意根山・喜茂別岳および蓬来山をむすぶ尾根があり、行政上、これを境として東は札幌郡豊平町に、西は虻田郡京極村および喜茂別町に編入されている。この地域の最も大きな村落は定山溪市街地で、ここには豊平町役場支所と定山溪営林署とがある。このほか豊平川に沿つて、東から黄金湯・一の沢・錦橋などの小部落があるほかは、目ぼしい部落はない。

定山溪鉄道は、札幌市の郊外豊平町から豊平川の溪谷に沿い、前にのべた小部落を縫つて定山溪市街まで通じている。これと別に、錦橋から白井川に沿つて豊羽鉱山専用の軌道が水松沢まで敷設されている。道路は、定山溪鉄道にほぼ平行に豊平川の溪谷を縫つているが、銚子口から薄別川谷に沿い、さらにのびて、図幅地域の中央部の山地を開さくし、中山峠を経て喜茂別町に通ずる札幌～室蘭間国道が通じている。また、錦橋から白井川に沿つて豊羽鉱山まで鉱山専用道路があり、白井川の支流小樽内川に沿つては、小樽まで通ずる自動車専用道路がある。前者は豊羽鉱山の物資を運搬するトラック

が通っており、後者は図幅外小樽内川上流地域からの林産物運搬に利用されている。これらの以外にも、各河川に沿って、道路はあるが、林産物の搬出を除いては一般に利用されることもないので、路面の手入れは十分でない。

第 2 章 地 形

この地域は、ほとんど火山岩山地であるが、山体の基盤には、新第三紀層が発達している。したがって、この図幅地域を概観すると、4つの地形区に大別される。

- (1) 新期火山岩類からなる1,000 m以上の高峻な、しかも山頂が平坦な山地。
- (2) 鮮新世の火山岩および火山噴出物で構成され、やや解析のすすんだ急峻な地貌を呈している山地。
- (3) 主として火山碎屑岩よりなり、解析はすすんでいるが、山頂の平坦な山地。
- (4) 各河川の流域にひろげられた河成段丘および沖積地。

(1) は、図幅地域の東部および西部を占め、主として第三紀末葉ないし第四紀初葉の火山岩より構成されている地域である。この地域では、熔岩流の面があきらかに識別される。東部地区では、札幌岳(1,293.8 m)・狭薄山(1,296.1 m) および図幅外にある空沼岳(1,251 m) を結ぶ平坦な山頂を示しており、西部地区では、美比内山(1,163 m)・長尾山(1,203 m)・無意根山(1,461 m)・中岳(1,387.8 m) および喜茂別岳(1,176.3 m) を結ぶ1,300 m内外の平坦な面が示されている。

(2) は、図幅地域の中央部地区で、前にのべた(1)の東・西両山地にはさまれた地域である。中山峠・豊平峽・夕日岳・小天狗岳および図幅外神威岳にわたる山地で、やや解析のすすんだ急峻な地形を呈している。この地域の基底には、プロピライトや火山碎屑岩が諸所にみられるほか、定山溪附近では石英斑岩が広く露出している。

(3)は、中新世の火山岩および同源の火山砕屑岩を主要構成員とし、図幅地域の中央部と北西部とを占めている。この地形区では、河川の河岸または河床に、先第三紀層が露れている。

(4)は、各河川（豊平川・白井川・薄別川・小樽内川等）の沿岸にひろがつている低地である。また、各河川の川岸には、ときに数段の低い段丘面がみられるが、これらの段丘面をおおつて扇状地堆積物が発達している。

水系は、この地域の地質構成員および地質構造に支配されているようで、前にのべた山地に深い峡谷をつくり、急流や瀑布が方々にみられる。

西部地区では、前にのべた(1)の美比内山および喜茂別岳を結ぶ尾根を境として、西側にはペーペナイ川や喜茂別川が流れているが、どれも東から西に向つている。また白井川・小川・白水川および薄別川が西から東に向つて流れている。東部地区では、札幌岳および空沼岳を結ぶ尾根の西側に、ほぼ東から西に流れる空沼入沢・狭薄沢および冷水沢がある。これらの水系のうち、西から東に流れるものは、いずれも図幅の中央部を南北に縦走する豊平川に合流する。

豊平川は、定山溪錦橋附近で、西から流れてくる白井川、および図幅外となく屏風岳(763 m)の南側に源を發して北北西から南南東に流れる小樽内川を合流し、流路を東に変え、いずれも北北東～南南西の流路をとつている百松沢・一の沢・滝の沢および盤の沢などの支流を合わせながら、図幅外となく石狩平野に注いでいる。

第3章 地質概説

この地域を構成する地質系統は、模式柱状図に示すようなものである。

先第三紀層は、この地域の基盤岩層で、薄別川の河岸と錦橋南の沢とに露出している。粘板岩と硬砂岩とを主要な構成員とし、岩質から北海道の各地に分布する先白堊紀層に対比される。新第三紀層は、地域の中央部・北西部および北東部に広く分布し、下位から定山溪層群・滝の沢層群および天狗岳

集塊岩層に分けられる。

定山溪層群は、プロピライト化作用をいちじるしく受けた安山岩質集塊岩および緑色角礫凝灰岩を主要構成員とし、熔岩流をも伴う白水川層、緑色凝灰岩・頁岩を主要構成員とし、礫岩を伴ないプロピライトの熔岩流を介する白井川層、これと同時に異相の関係にある豊羽層、下部に礫岩・砂岩を主

定山溪地域模式柱状圖

時代	層	厚	柱状圖	附号	岩 質	火 成 活 動	備 考	
第四紀	沖積世	現河床堆積物		Al	礫、砂、粘土			
	洪積世	扇状地堆積物		Fd	礫、砂、粘層			
		河成段丘堆積物		Tr	礫、砂、粘土			
		支笏浮石層		Sp	浮石、火山灰	支笏岩噴出		
第三紀	新新世	天狗岳集塊岩層 (神威岳集塊岩層・豊羽集塊岩層・大池川集塊岩層)			Tag	凝灰質砂岩、普通輝岩質 凝灰質安山岩質集塊岩、 同質熔岩、凝灰質砂岩	美濃郡火山岩類 (La→Lan) 火山岩類 (An→An, Ja, Ka, Na) 支笏浮石安山岩	礫質凝灰岩 保結閃岩 火成構造運動
		新山溪層群	板栗沢層	硬質頁岩層 120m+		Imh	暗灰色～灰色硬質頁岩、 石灰岩塊を含む	
	一の沢層群		硬質頁岩・硬質砂岩互層 150m±		Ihs	暗灰色～靑色頁岩、 暗灰色中位～粗粒砂岩	玄武岩派	
			砂岩層 180m±		Is	灰色～灰緑色凝灰質砂岩、 青灰色泥岩、石灰岩塊を含む、 炭屑物にじ		<i>Calymene pacifica</i>
	中沢層群		砂岩・頁岩互層 200m±		Ish	暗灰色～灰色凝灰質頁岩、 暗灰色中位～粗粒砂岩(砂層)、 灰色泥岩、煤層塊を含む	石英凝灰岩	
			百世沢層	砂岩・頁岩互層 60m+		Hsh	灰色凝灰質頁岩、 灰緑色～暗灰色凝灰質砂岩	
	定山溪層群		石美安山岩質集塊岩層 80m+		Hag	凝灰質砂岩、石美安山岩 質集塊岩、同質凝灰岩	石美安山岩	
			茂の沢層群	砂岩・頁岩互層 170m±		Ysh	灰色～灰緑色凝灰質頁岩、 青灰色凝灰質砂岩、 石美安山岩質塊を含む	
	新山溪層群			緑色凝灰岩層 120m±		Ytu	緑色凝灰岩、 角礫凝灰岩	石英粗面岩
			深沢層群	礫岩・砂岩互層 70m+		Yg	緑色砂岩、礫岩(プロピ ライト、石美粗面岩、凝 灰岩、砂岩質岩)	石英粗面岩 プロピライト
	白井川層群			砂岩・頁岩互層 150m±	豊羽層 緑色凝灰岩層 400m±		Ssh	凝灰質砂岩、凝灰岩、凝 灰質頁岩、硬質頁岩、角 礫凝灰岩
		礫岩・砂岩互層 60m	Tst					
		緑色凝灰岩層 490m±		Tsg	砂岩、礫岩、凝灰質頁岩、 石英粗面岩質集塊岩、角 礫凝灰岩、凝灰質頁岩、 緑色凝灰岩			
		角礫凝灰岩層 90m	Sgt	角礫凝灰岩、凝灰岩				
		集塊岩層 100m±	Sug	灰緑色～緑色角礫凝灰岩、 プロピライト化作用の著 しい集塊岩				
	先第三紀	層別層			Ptr	紫色斜長石、灰青色砂岩、 珪岩、石英岩等建り、5	海成 侵蝕層	

とし、上部になると凝灰質頁岩・緑色凝灰岩が優勢となり、石英安山岩熔岩流を伴う湯の沢層の3つに分けられ、前の2者は下部訓縫統に、後者は上部訓縫統に対比されるものである。なお百沢層は下部層との関係が明らかでないが、石英安山岩質集塊岩および凝灰質頁岩を主構成員としていることと、後からのべる天狗岳火山噴出物層に不整合におおわれていることから、いちおう訓縫統上部と考えられる^{*}。

滝の沢層群は、砂岩・泥岩を主体とする一の沢層、および硬質砂岩・硬質頁岩からなる板割沢層との2つに分けられる。前者は下部八雲統に、後者は上部八雲統に対比され、定山溪層群との関係は不明である。

天狗岳集塊岩層は、地域の中央部および東北部に広く発達している。火山砕屑物を主要構成員とし、しばしば熔岩流をともなうもので、神威岳集塊岩層・豊平峽集塊岩層および大江沢集塊岩層に分けられ、黒松内統に対比される。前にのべた定山溪層群および滝の沢層群との関係は不整合である。

以上の各地層をおおつて、新期の火山岩が熔岩流として溢流し、平坦な山頂をもつ1,000 m以上の山系となつて、地域の南東部および西部にいちじるしい発達を示している。さらに、高さ1,000 mから3,500 mまでの比較的緩い山地では、前にのべた各地層の礫よりなる砂礫層が不整合にのつており、各河川の流域には数回の上昇を表わしている見事な段丘砂礫層が発達し、さらに扇状地堆積物や岩層が、これらをおおっている。

第4章 先第三紀層

1 薄別層

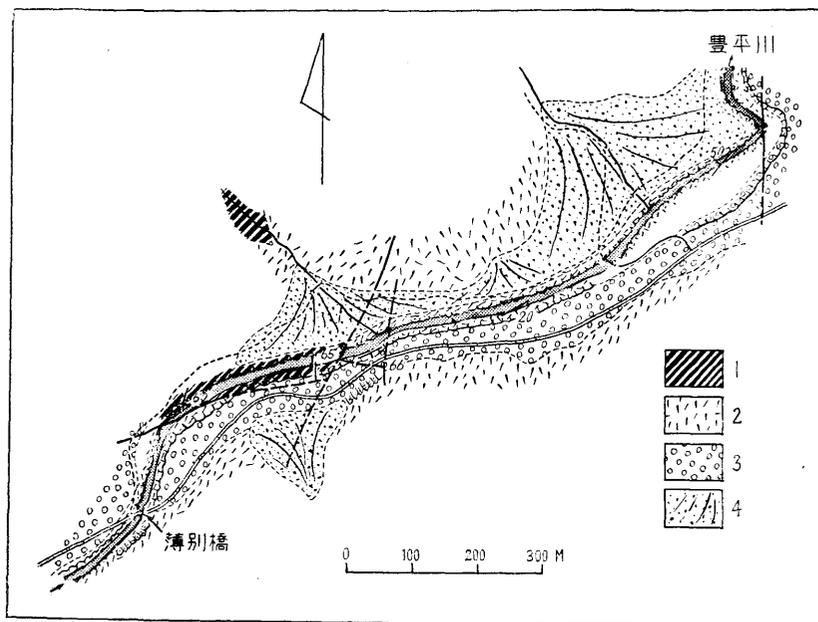
薄別温泉（図幅地域の中央部）の北北東約300 m附近の薄別河岸に、模式

* 長尾 巧・佐々保雄：北海道西南部の新生代層と最近の地史 地質学雑誌 Vol. 40, 41 (1933年～1934年, 昭和8年～9年)

阿部 顕・西田彰一： 前出

棚井敏雄・新堀友行： 前出

第 1 圖 薄別川下流の踏査圖



- | | |
|---------------|-------------------|
| 1 粘板岩・砂岩（薄別層） | 2 集塊岩・角礫凝灰岩（白水川層） |
| 3 河段丘礫層 | 4 扇状地堆積物 |

的な露出がみられるが、錦橋の南の沢にも小範囲に露出している。前者では、 $N 20^{\circ}E \sim N 20^{\circ}W \cdot 80^{\circ}SE \sim 45^{\circ}NW$ 、後者では $N 20^{\circ}E \cdot 60^{\circ}SE$ の走向・傾斜をそれぞれ示している。薄別川の河岸で観察したところでは、定山溪層群の最下部に当る白水川層——安山岩質集塊岩層——によつて、不整合におおわれていることは確実である。また、錦橋南の沢では、石英斑岩がこれを貫ぬいている。

昭和 9 年の阿部 顕・西田 彰一の調査*および、長尾 巧の報告**によれば、この地層は北海道西南部に発達する福山統の下部または古第三紀層～福山統下部とされているが、筆者は、岩質から判断して**先白堊紀層**であろうと考える。

* 阿部 顕・西田 彰一： 前出

** 長尾 巧： 札幌～苫小牧低地帯（石狩低地帯） 矢部教授還暦記念論文集（1940年、昭和 15年）

この地層は、粘板岩および砂岩より構成され、小さな褶曲と小さな断層とが無数に発達している。また、石英脈が網状に発達し、脈幅 5 cm 程度のものまでみられる。厚さおよび下限は不明である。

粘板岩： 灰黒色堅硬で、明瞭な層理を示している。一般に、厚さ 20 cm 内外の砂岩または珪岩と互層し或はレンズ状にそれを挟んでいるが、ときに全く粘板岩のみからなる。局部的には、やや千枚岩状を呈する部分もみられる。

砂岩： 細粒ないし中粒の暗灰色砂岩で、しばしば灰緑色の珪質部を交えている。普通、粘板岩と互層をしている。

このように、充分に資料を整えているわけではないが、岩質からみると、北海道のほかの地域に広く分布している先白堊系に対比される。

第 5 章 新第三紀層

新第三紀層は、定山溪層群・滝の沢層群および天狗岳集塊岩層に分けられる。

従来、この地域の層序と時代については、昭和 9 年の阿部 顕・西田 彰一の調査によるものが広く用いられていた*。第 1 表に示してあるように、この地域は薄別頁岩層を基底とし、それを不整合におおつて白井川層群がのり、この白井川層群とは不整合関係に天狗岳噴出物がおおつているが、さらに簾舞層群**が天狗岳噴出物の上に整合に累重する。阿部・西田は白井川層群・天狗岳噴出物および簾舞層群中の滝の沢層までを西南北海道における訓統統に、板前沢層を八雲統に、簾舞層を黒松内統に、それぞれ対比している。

その後、昭和 16 年齋藤正雄によつてこの図幅を含む広い地域の調査がおこなわれ第 1 表に示すような層序が想定されている***。これによると、訓統統に対比される地層を定山溪層群と呼び、下部から上喜茂別層・豊平峽集塊岩層・白井川層・烏帽子岳集塊岩層および滝の沢層に分けた。また八雲統および黒松内統に対比される地層については、阿部・西田とほぼ同様に考え、地層名も同じものを用いていた。

昭和 21 年、筒浦明は定山溪附近の地質調査をおこなつた****。その層序は前にのべた

* 阿部 顕・西田 彰一： 前出

** 筆者の百松沢層以上を簾舞層群としている。

*** 齋藤正雄： 樽前図幅（10 万分の 1）北海道工業試験場未刊行

**** 筒浦 明： 石狩国豊平川流域（錦橋～藤沢）の地質 北大地理 修論（手記）（1946 年、昭和 21 年）

第 1 表

時代	西南海道 北海 (渡島半島)	定山溪附近 阿部頭 西田彰一 (1934)	樽前 福前 (1:100,000) 齋藤正雄 (1941)	定山溪附近 筒浦明 (1946)	筆者(1952)	
新 第 三 紀	鮮 新 世	瀬 棚 統				
	中	黒松内統	簾 舞 層	簾 舞 層	天 狗 岳 集 塊 岩 層	
		八 雲 統	層	板 割 沢 層	板 割 沢 層	天 狗 岳 集 塊 岩 層
	新 世	訓 縫 統	群	滝の沢層 一の沢層 百松沢層	滝の沢層 定 烏帽子岳 集塊岩層	滝の澤層群 板割沢層 一の沢層 ? 一の沢層 百松沢層 湯の沢層 ? 白井川層 ? 豊羽層
			白井川層	薄別角礫 凝灰岩層 百松沢 凝灰岩層	白井川層 豊平峽 集塊岩層 上喜茂別 層	白井川層 薄別角礫 凝灰岩層 百松沢 凝灰岩層
		福 山 統	群	薄別凝灰 質岩層		定 山 湯の沢層 ? 白井川層 ? 豊羽層 白水川層
		薄 別 層				
	古 第 三 紀					

阿部・西田による対比とほぼ同じであるが、天狗岳集塊岩層（阿部・西田は訓縫統としている）を黒松内統に対比している。

筆者は、以上の諸説に対して、第1表に示す層序を考え、**定山溪層群を下部から白水川層・白井川層・白井川層と同時異相の関係にある豊羽層・湯の澤層および百松澤層に分け、訓縫統に対比し、瀧の澤層群を下部から一の澤層・板割澤層に分け、前者を下部八雲統に、後者を上部八雲統にそれぞれ対比した。**筒浦明による薄別角礫凝灰岩層は、筆者の白水川層に当るもので、この地域の新第三紀層の最下部を示めていることは確かである。

また筒浦明は、百松沢層は薄別角礫凝灰岩層の下位としているが**筆者の調査によれば明らかに上位になるもので、十分な資料を得ていないが、定山溪層群の上部と考えている。**また齋藤正雄は豊平峽集塊岩層を下部訓縫統に対比しているが、**筆者はあとのからの理由により、^{*}明らかに黒松内統に対比されるものと考えている。**

I 定山溪層群

この地層は、火山碎屑岩を主体とするもので地域の中央部・北西部および北東部に広く発達し、次のような層序を示している。

定山溪層群	{	E	百松沢層
		D	湯の沢層
		B	白井川層・C 豊羽層
		A	白水川層

A 白水川層

図幅地域の中央部に発達し、薄別温泉の河岸を模式地とするもので、白水川・小川・薄別川などの河床および河岸に良好な露出を示している。薄別川と小川との合流点から約100 m 上流の地点では N—S・20°E、薄別橋の下流約500 m の地点では N 60°E~N 50°E・27°SE~40°NW の走向・傾斜をそれぞれもっている。薄別川下流の河岸および同川支流北の沢の2地点で、前へのべた薄別層を不整合におおっていることが確認された。

白水川層は下部から (1) 安山岩質集塊岩層および (2) 角礫凝灰岩層に分けられる。

* 第5章 III 天狗岳集塊岩層を参照。

(1) 安山岩質集塊岩層

この岩層は、定山溪層群の最下部を占めるもので、薄別温泉から薄別橋にわたる河岸に、模式的な露出がみられる。集塊岩の礫は、主としてプロピライト化作用を著しくうけた安山岩であるが、黒色粘板岩も含まれている。基質は、凝灰岩というよりは、むしろ熔岩である場合が多く、熔岩流として溢流したプロピライトと同時異相の関係にある。これについては第8章でのべる。厚さは模式地で100 m内外である。

岩質： 灰緑色ないし帯緑紫色で、熔岩のようにみえる。集塊岩の礫は径3 cm～20 cmのプロピライト化した輝石安山礫を主とし、黄鉄鉱化作用をうけている。

鏡下の観察： ハイアロピリテイック構造が明かにのこされている。斑晶斜長石は、大きき0.1 mm～1 mmで自形を呈するが、ほとんどが絹雲母にかわつている。

輝石は全く緑泥石に変つている。

磁鉄鉱は、ほとんどが微細な粒状を示して散在し、黄鉄鉱は0.3 mm内外の自形斑晶状を呈しているほか、微粒のものが散在している。

石基は、微細な粒状の斜長石の間を微粒の玻璃がうめており、緑泥石や方解石の生成がいちじるしい。

基質は礫と同質のもので、わずかに流理構造がみられ、斜長石の配列に方向性がある。緑泥石や方解石の生成がいちじるしい。

(2) 緑色角礫凝灰岩層

薄別川下流の河岸に模式的な発達がみられ、そこではN 40°E～N 60°E・60°NW～30°SEの走向・傾斜を示している。このほか、白水川および小川の河岸にも露出する。前にのべた集塊岩層とは漸移的な関係にあるもので、角礫凝灰岩を主要な構成員とし、ところによつては2 m内外の緑色凝灰岩を介在する。角礫は輝石安山岩を主とし、黒色粘板岩も少量みとめられる。厚さは90 mである。

岩質： 灰緑色ないし帯緑紫色を呈する。角礫は径0.5 cm～3 cmのプロピライト化作用をうけた輝石安山岩を主とし、少量の黒色粘板岩を含み、まれに砂岩もある。基質は灰緑色の粗粒な凝灰岩である。

鏡下の観察： 斜長石は0.1 mm～0.3 mm位の不規則な碎屑片としてみられる。累帯構造や双晶したものがあつて、わずかにもとの構造がうかがわれる。輝石は全く褐色の緑泥石に変わり、細片として散在している。磁鉄鉱は0.2 mm位の自形斑晶状のものが

少量含まれているほか、微粒となつて、石基中に散在している。

捕獲岩片は、大部分が1cm程度の安山岩質のものであるが、粘板岩や砂岩の小岩片も含まれ、まれにドレライト質の岩片もみられる。

B 白井川層

この地層は、図幅地域のほぼ中央部に分布し、薄別川上流では N 20°W・10°E、白水川では N 35°E・40°NW、白井川では N 60°W・20°NE の走向・傾斜を示している。白水川中流の河床で観察したところでは、前にのべた白水川層と漸移関係にある。この地層は次のような層序を示している。

- | | | | | | | | |
|----------------------------|---|----------------|------------|----------------|-------------|----------------|------|
| (2) 砂岩・頁岩互層 | <table style="border-collapse: collapse;"><tr><td style="border-right: 1px solid black; padding-right: 5px; text-align: center;">b₂</td><td style="padding-left: 5px;">頁岩層</td></tr><tr><td style="border-right: 1px solid black; padding-right: 5px; text-align: center;">b₁</td><td style="padding-left: 5px;">砂岩・頁岩互層</td></tr></table> | b ₂ | 頁岩層 | b ₁ | 砂岩・頁岩互層 | | |
| b ₂ | 頁岩層 | | | | | | |
| b ₁ | 砂岩・頁岩互層 | | | | | | |
| <hr style="width: 100%;"/> | | | | | | | |
| (1) 緑色凝灰岩層 | <table style="border-collapse: collapse;"><tr><td style="border-right: 1px solid black; padding-right: 5px; text-align: center;">a₃</td><td style="padding-left: 5px;">石英粗面岩質集塊岩層</td></tr><tr><td style="border-right: 1px solid black; padding-right: 5px; text-align: center;">a₂</td><td style="padding-left: 5px;">凝灰質頁岩・凝灰岩互層</td></tr><tr><td style="border-right: 1px solid black; padding-right: 5px; text-align: center;">a₁</td><td style="padding-left: 5px;">凝灰岩層</td></tr></table> | a ₃ | 石英粗面岩質集塊岩層 | a ₂ | 凝灰質頁岩・凝灰岩互層 | a ₁ | 凝灰岩層 |
| a ₃ | 石英粗面岩質集塊岩層 | | | | | | |
| a ₂ | 凝灰質頁岩・凝灰岩互層 | | | | | | |
| a ₁ | 凝灰岩層 | | | | | | |

(1) 緑色凝灰岩層

白水川中流の河床および白井川河岸に、模式的な露出がみられる。ここでは N 45°E・56°ES, N 50°W・30°NE の走向・傾斜で、緑色の中粒ないし粗粒の凝灰岩を主要構成員とし、角礫凝灰岩の薄層を介在する。

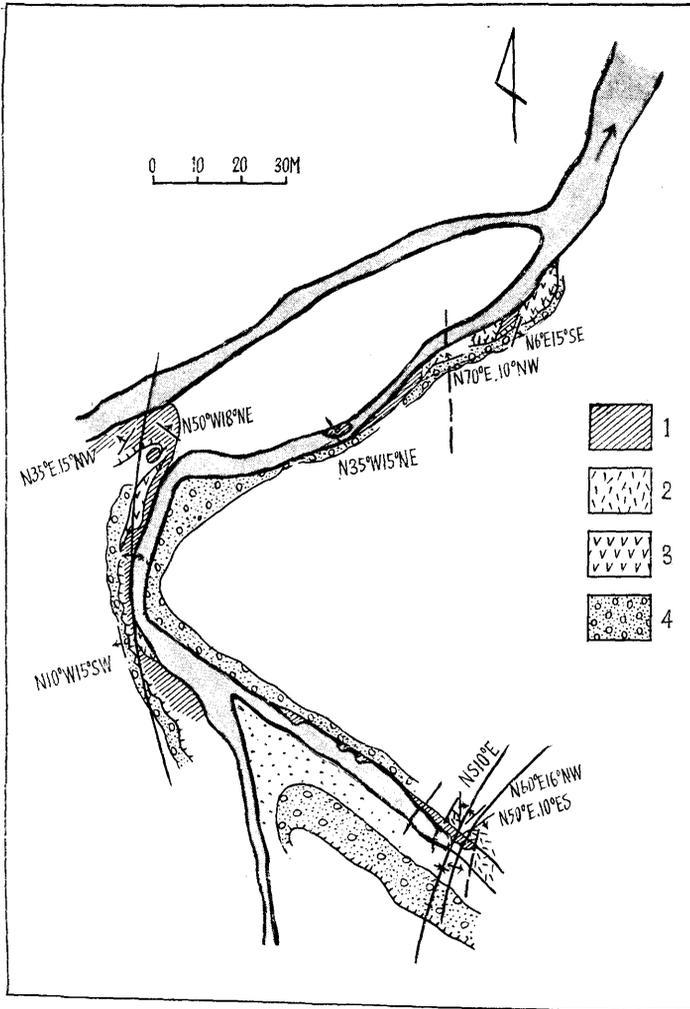
a₁) 凝灰岩層

前にのべた白水川層の角礫凝灰岩層とは漸移的關係にあるもので、粗粒の緑色凝灰岩を主要構成員としている。下部では角礫凝灰岩の薄層を介在するが、上部では凝灰質頁岩の薄層を介在する。厚さは70m内外である。

a₂) 凝灰質頁岩・凝灰岩互層

薄別川の1支流白水川の河岸、豊平川と薄別川との合流地点附近、白井川下流の河岸に露出し、それぞれ N 35°E・22°SE, N 10°W~N 60°E・15°NW~10°SE, N 50°W・30°NE の走向・傾斜を示している。灰緑色ないし灰白色の珪質頁岩を主要構成員とし、しばしば角礫凝灰岩および緑色凝灰岩の薄層を介在している。また豊平川と薄別川との合流点附近ではプロピライトの熔岩をともなっている。厚さは150mである。プロピライトの熔岩については第8章でのべることにする。

第 2 圖 豊平川と薄別川との合流点附近の踏査圖（白井川層）



1 凝灰質頁岩 2 緑色凝灰岩 3 プロピライト 4 砂礫層

岩質： 灰緑色ないし灰白色の緻密な凝灰質頁岩で、きわめて堅硬なものである。白井川河岸に露出しているものは鉍化作用をうけて灰白色となり粘土化がいちじるしい。これに反して、白水川の河床に露出するものは、層理がよく発達し、ときには、帯緑紫色の厚さ0.5 m~1 mの凝灰質頁岩層あるいは粗粒な緑色凝灰岩層を介在している。

鏡下の観察：ほとんど玻璃と石英とから構成されている。斜長石が斑晶状に少量みられるが、0.5 mm 内外の破細片が多い。曹長石化作用や絹雲母化作用をいちじるしくうけているほか、緑泥石に置換されている。2次的に硫化鉄鉱が生成されていて、径 2 mm に達する大型のものもある。

a₃) 石英粗面岩質集塊岩層

白井川の支流滝の沢・小天狗沢に良好な露出を示している。この岩層は、前にのべた下位の凝灰質頁岩・凝灰岩互層とは漸移関係にある。この上位には、灰黒色の砂質頁岩・砂岩の互層がのつている。角礫は石英粗面岩が主で、その間を同源の凝灰質物質で膠結したものであるが、ところによつて、基質にはいちじるしい差異がある。したがつて、一般に岩相の水平的な変化のはげしいものである。厚さは 120 m 内外である。

岩質：灰白色ないし灰緑色を呈する集塊岩である。小天狗沢では、下部は凝灰質集塊岩を主とし、しばしば同質の凝灰岩を介在し、灰緑色のものであるが、灰白色を呈する部分もある。また滝の沢では、灰白色を呈し、集塊岩状の角礫凝灰岩といつた外観を示し、一般に岩相の変化のはげしいものである。

礫は、径 3 cm～50 cm 程度の石英粗面を主とし、ほかに凝灰岩の角礫や黒色粘板岩の岩片を含んでいる。石英粗面岩の礫は、暗灰色で流理構造を呈し、径 0.2 mm～2 mm の石英粒がみられる。

鏡下の観察：斑状構造を呈し、斑晶として石英・斜長石がみられる。石英は、不規則な融蝕形を示し、気泡状の包裹物を含んでいる。斜長石は、拍子木状の形を示し中性長石ないし曹長石の成分で、累帯構造がいちじるしく発達し、結晶の周縁部は粘土鉄物に変つている。そのほか一部では方解石の生成もみられる。

石基は、流理構造を鮮明に示し、分解がいちじるしい。

(2) 砂岩・頁岩互層

白井川支流の滝の沢下流に模式的な発達が見られるが、この両地区では、N 40°E・20°NE の走向・傾斜を示している。この地層の下部では頁岩・砂岩の互層が卓越し、上部では砂質頁岩層である。下位の石英粗面岩質集塊岩層の上位に、整合にのり、上方は黒松内期の輝石安山岩の熔岩流に不整合におおわれている。

b₁) 砂岩・頁岩互層

朝日岳西部の小沢などに模式的な露出が見られる。ここでは N 60°E・10°NW の走向・傾斜を示している。下位層との関係は、前にのべた緑色凝灰岩

の上部を占める石英粗面岩質集塊岩ないし同質角礫凝灰岩の上位にのり、漸移関係にある。漸移部では珪質頁岩と凝灰岩が互層し、上部ではしだいに灰黒色頁岩と緑色ないし灰色砂岩との互層に移り変る。厚さは80 mである。

岩質： 珪質頁岩は、淡青灰色ないし淡褐色の緻密堅硬な岩石で、層理が明瞭である。

灰黒色頁岩は、一般に黒色の緻密なもので、しばしば1 m内外の緑色凝灰岩の薄層を介在している。

砂岩は、淡緑色ないし灰色を呈し、頁岩と互層している。

鏡下の観察によると、粘土物質の中に微細な石英粒や磁鉄鉱を含み、きわめて緻細な繊維状の淡緑色の鉱物が不規則に排列しているのがみられる。

b₂) 頁岩層

この地層の分布は、前にのべた砂岩・頁岩互層と同じで、その上位に整合にのつている。

頁岩および砂質頁岩を主要構成員とし、まれに緑色凝灰岩や角礫凝灰岩の薄層を介在している。岩質は、黒色ないし灰黒色の緻密堅硬岩で、前にのべた鏡下の観察による砂岩・頁岩互層中の黒色頁岩とほぼ同じである。厚さは60 mである。

C 豊羽層*

この地層は、図幅地域の西北部に分布するもので、模式地は豊羽鉱山附近である。ここでは大きくみて N 30°W・30°SE~75°NE の走向・傾斜を示すが、一般に走向・傾斜の変化がはげしい。白井川層との直接の関係は、野外で観察できないので、不明であるが、岩相の点から判断すると、同時異相の関係にあるのではないかと考えている。しかし白井川層と豊羽層との関係の究明は、今後に残された問題として提起しておく。

豊羽層は次のような層序を示す。

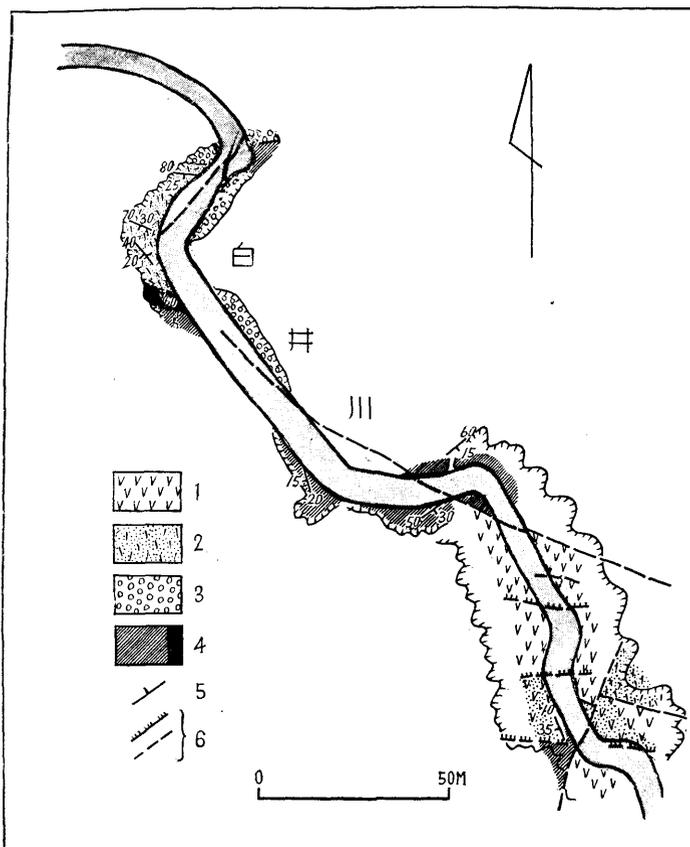
* 従来、渡辺武男によつて豊羽緑色凝灰岩層と呼ばれ、また藤原哲夫によつて豊羽緑色凝灰岩累層と呼ばれているものである。

渡辺武男： 前出

藤原哲夫： 前出

- (3) 綠色凝灰岩層
 - { b₃) 綠色凝灰岩層
 - { b₂) 暗灰色凝灰質砂岩
 - { b₁) 凝灰質頁岩層
- (2) 礫岩・砂岩互層
 - { a₂) 綠色砂岩層
 - { a₁) 礫岩層
- (1) 黑色頁岩層

第3圖 白井川上流踏査圖 (長門沢との合流点から約300m 下流)



- 1 プロピライト 2 綠色砂岩 3 礫岩
- 4 黑色頁岩・マンガン方解石脈(長門鍾)
- 5 走向・傾斜 6 断層

(1) 黑色頁岩層

露出地点は、白井川の上流で、長門沢の分岐点から約100m下つた附近に露出している。ここではN80°W・25°Sの走向・傾斜を示している。下位層との関係は全く不明で、この地層の上位には礫岩層が漸移関係でのつている。岩質は、凝灰質の黒色ないし灰黒色の緻密堅硬岩で、前にのべた白井川層中のものと同く、特べつての差異はみられない。

(2) 礫岩・砂岩互層

露出地域は、前にのべた(1) 黑色頁岩層と同じで、黑色頁岩の上位に漸移関係にのつている。この地層の上位層との関係は不明である。厚さは60m内外である。

a₁) 礫岩層

前にのべたように、黑色頁岩層の上位に整合にのつている。上部は綠色砂岩と互層するが、次第に綠色砂岩層に漸移する。礫は、径2cm~15cmの円礫を主とし、まれに歪角礫もみられる。プロピライトの礫が主で、ほかには、石英粗面岩・珪化した凝灰岩・黑色頁岩などの礫がみられる。基質は、暗綠色の中粒ないし粗粒砂岩である。

岩質： 黑色頁岩と漸移する部分は、径0.5cm~2cmの円礫を主とし、灰黒色の砂質頁岩がその間を埋めている。これに反して上部では、暗綠色の中粒~粗粒砂岩を基質とし、礫も大きくなって、径5cm~15cmに達するものを主とするようになる。この礫岩は、黄鉄欝化作用をうけている。

a₂) 綠色砂岩層

礫岩の上に漸移関係をもつてのつてくる。走向・傾斜は、N40°W~N80°W・20°SW~25°Sである。礫岩から漸移する部分は次第に礫質砂岩にかわり、しばしば礫岩の薄層を介在しているが、ついに凝灰質の中粒~粗粒砂岩にかわる。

岩質： 綠色から灰綠色を呈する中粒~粗粒の凝灰質砂岩である。なお、礫質の部分は1cm以下の礫を多量に含み、その間を凝灰質の粗粒砂で膠結している。

(3) 綠色凝灰岩層

模式地は豊羽鉦山元山附近で、白井川の河岸や大江沢の河岸に、良好な露

出がみられる。一般的にみて、下部には灰色～暗灰色の凝灰質砂岩、中部には緑色凝灰岩および珪質頁岩、上部には緑色凝灰岩と角礫凝灰岩が発達している。白井川と大江沢との合流点附近では $N 10^{\circ}W \cdot 25^{\circ}W$ 、白井川と胡桃沢との合流点附近では $N 10^{\circ}E \sim N 70^{\circ}E \cdot 13^{\circ}NW \sim 15^{\circ}N$ 、大江沢では $N 10^{\circ}W \sim N 20^{\circ}W \cdot 35^{\circ}E \sim 75^{\circ}E$ の走向・傾斜を、それぞれ示している。

前にのべた礫岩・砂岩互層との直接の関係は、野外では観察できなかつたので明らかでないが、一応この地層が、上位にのるものと考えている。しかしこれについては、今後、さらに検討を要するものであることをつけくわえておく。なお、この地層をおおつて、熔岩流として溢流したプロピライトが発達している。

b₁) 凝灰質砂岩層

この地層は、野外ではよくわからないが、豊羽鉱山の -90 m および -120 m 坑道でよく観察される。坑内では、この地層の下部に黒色の頁岩が発達している。走向・傾斜は、 $N 10^{\circ}E \sim N 60^{\circ}E \cdot 20^{\circ}W \sim 13^{\circ}NW$ である。厚さは明らかでないが、50 m 以上ある。

岩質： 暗灰色を呈する中粒の凝灰質砂岩で、2 mm～3 mm のきわめて薄い黒色頁岩質の夾みを無数に含み、一見して炭質物にとんでいるようにみえる。上部は、やや帯緑灰色の粗粒な凝灰質砂岩にかわる。

b₂) 頁岩層

模式的な露出は、大江沢左股沢のほか、豊羽鉱山の -60 m 坑道内でみられる。ここでは、 $N 50^{\circ}E \cdot 50^{\circ}SE \sim 70^{\circ}SE$ 、 $N 40^{\circ}E \cdot 28^{\circ}NW$ の走向・傾斜をそれぞれ示している。前にのべた、凝灰質砂岩層の上位にのつてくるもので、この地層の下部では珪質頁岩、上部では凝灰岩および角礫凝灰岩が発達している。なお、この角礫凝灰岩中にはプロピライトの熔岩流が介在している。

角礫凝灰岩層および凝灰岩層	130 m ±
砂質頁岩層	35 m ±
珪質頁岩層	20 m ±

岩質： 珪質頁岩は、灰青色～淡緑色を呈し、緻密堅硬な珪岩質のものである。鏡下の観察では、微粒の石英を主として、これに多量の緑泥石をともなつたものであ

る。

砂質頁岩は、暗灰色ないし緑色を呈し、細粒の緑色砂岩が 20 cm～30 cm の薄層となつて介在している。この緑色砂岩は、きわめて珪質のもので、灰緑色の珪質岩片を多量に含んでいる。

凝灰岩および角礫凝灰岩は、灰緑色ないし灰青色を呈する。角礫の大部分は緑色凝灰岩で、緑色砂岩・黒色頁岩・珪質岩および砂質頁岩などの岩片を含んでいる。凝灰岩を鏡下で観察すれば、大部分玻璃からなり、そのなかに、微細な石英の破片が散在し、緑泥石が生成されている。

b₃) 緑色凝灰岩層

豊羽鉦山と胡桃沢との間の白井川河岸および胡桃沢下流の河床に模式的な発達を示し、このほか豊羽鉦山の -20 m～-60 m の斜坑内でも観察される。白井川の河岸では、N 10°E～N 75°E・13°W～15°N, 胡桃沢下流では、N 20°E～N 30°W・30°W～20°NE の走向・傾斜をそれぞれ示している。坑内および野外の観察では、ともに、前にのべた b₂) 頁岩層の上に漸移関係をもつてのつている。この地層は、下部では砂岩・凝灰岩の互層を主とし、上部では凝灰岩および角礫凝灰岩が発達し、熔岩流としてプロピライトをともなつている。

凝灰岩層および角礫凝灰岩層	120 m ±
砂質頁岩層	25 m ±
凝灰岩・砂岩互層	20 m ±

岩質: 砂岩は、暗灰色から帯緑灰色を呈し、中粒～細粒の凝灰質のものである。砂質頁岩は、暗灰色ないし灰白色の緻密な岩石で、層理が明瞭に発達している。凝灰岩は灰緑色ないし緑色を呈し細粒～粗粒から角礫質に漸移する。角礫は、緑色凝灰岩が大部をしめ、珪質頁岩・黒色頁岩・緑色砂岩・石英粗面岩およびプロピライトなどが含まれている。

D 湯の澤層

この地層は、図幅地域の西部に分布するもので、模式地は白井川の支流、湯の沢の河岸であるが、このほか、滝の沢上流・胡桃沢上流・白井川と右股川とはさまれた山地、百松沢中流および美比内山南方のペーペナイ川支流の上流にも分布している。基底に礫岩をともなつて、プロピライトの上位にのつてくるもので、その基底礫岩は、プロピライト・緑色凝灰岩・石英粗面岩・緑色砂岩などの円礫をもつている。したがつて、プロピライトとの関係

を野外で直接観察するとはできないが、不整合関係にあるのではないかと、考えられるけれども、今後の問題としてのこしておく。

また、この地層の上位には、大江沢集塊岩層がのつているが、これとの直接の関係も観察することができなかつた。しかし、集塊岩の岩質から判断すると、あきらかに西南北海道に広く発達している黒松内統に属するもので、この地域の東北部で観察された事項——湯の澤層の上位と考えている、百松澤層および八雲統下部と考えている——の澤層を不整合をもつておおつている——からみて、不整合関係にあると考えて、問題はない。

湯の沢層は、次のような層序を示す。

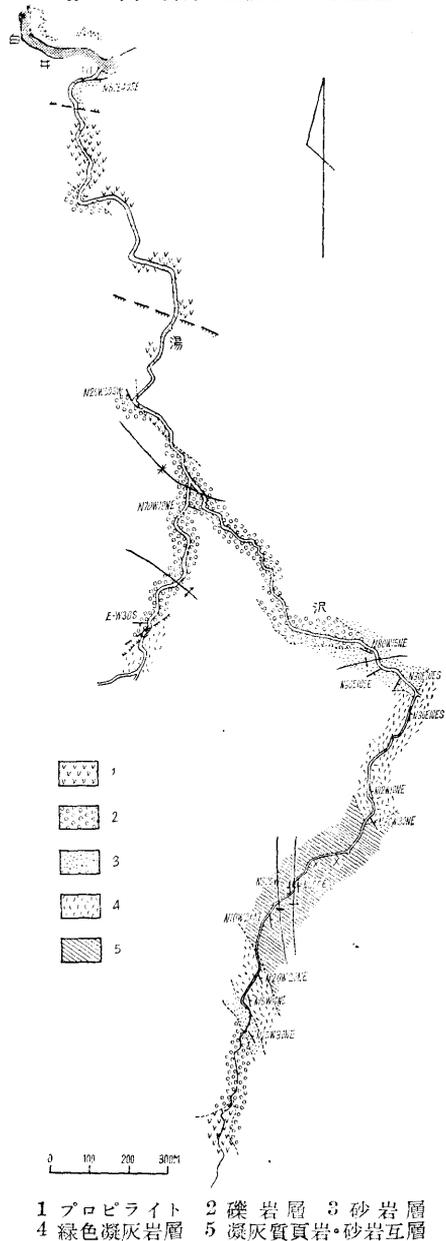
- (3) 凝灰質頁岩・凝灰岩互層
- (2) 緑色凝灰岩層
- (1) 礫岩・砂岩互層

$\left\{ \begin{array}{l} a_2) \text{ 緑色砂岩層} \\ a_1) \text{ 礫岩層} \end{array} \right.$

- (1) 礫岩・砂岩互層

模式地は、湯の沢中流の河岸であるが、このほか、滝の沢および白井川と右股川とに夾まれた山地

第 4 圖 白井川支流湯の澤踏査圖



- 1 プロピライト
- 2 礫岩層
- 3 砂岩層
- 4 緑色凝灰岩層
- 5 凝灰質頁岩・砂岩互層

にも分布している。これらの地区では、N 80°W・15°N～N 25°W・50°SW、N 30°W・10°SW、N 50°W・5°SW の走向・傾斜を、それぞれ示している。厚さは70 m 内外である。

a₁) 礫岩層

湯の沢層の最下部をしめているもので、湯の沢と湯の沢右股沢との分岐点附近に模式的な露出がみられる。この礫岩層に介在する砂岩の薄層からみると、この附近では N 70°W・10°N ないし N 25°W・50°SW の走向・傾斜である。この礫岩層の上部では砂岩とひんぱんに互層し、ついに砂岩層に漸移する。

岩質: 帯緑褐色～灰緑色を呈し、軟質である。礫は 0.5 cm～5 cm のプロピライトが主であるが、緑色凝灰岩・緑色砂岩・石英粗面岩などもある。

基質は、帯緑褐色の凝灰質物質で、上部では灰緑色となり軟質である。またこの中には、炭質物や植物の破片を含んでいる。

なお、豊羽層中の礫岩層とこの礫岩層とを比較すれば次表のようである。

豊羽層中の礫岩と湯の沢層中の礫岩との比較表

		豊羽層中の礫岩	湯の沢層中の礫岩
化	石	なし	植物破片
岩	礫の種類	プロピライト・石英粗面岩・黒色頁岩・珪化岩	プロピライト・石英粗面岩・緑色砂岩・凝灰質砂岩
質	基質	下部は、灰黒色砂質頁岩で、上部では粗粒な灰緑色砂岩、きわめて堅硬。黄鉄鉱化作用を受けている。	中粒～粗粒な凝灰質砂岩（下部では帯緑褐色、上部では灰緑色）きわめて粗鬆。軟質。炭質物を多く含む。

a₂) 緑色砂岩層

湯の沢を約 4 km 遡つた河岸に、模式的な露出がみられる。ここでは N 80°W～N 60°E、15°N～10°SE の走向・傾斜を示している。前にのべた礫岩層とは漸移関係にある。緑色砂岩を主とし、しばしば礫岩の薄層を介在している。

岩質: 灰緑色の中粒～粗粒の凝灰質砂岩である。下部には、礫岩を 1 m～3 m の薄層として介在し、上部には、しばしば凝灰質頁岩を 10 cm～20 cm の薄層として夾んでいる。また、この砂岩中には炭質物が多くふくまれ、植物化石もみられたが、保存がわるい。白井川河岸では 2 cm～3 cm のきわめて薄い石炭の夾みを含んでいるが、この

部分では緑色よりはむしろ、暗灰色ないし暗灰緑色を呈している。

(2) 緑色凝灰岩層

湯の沢を約5 km 遡つた河岸に、模式的な露出がみられる。このほか滝の沢上流、胡桃沢上流、白井川と胡桃沢との合流点より約300 m 下流の河岸などに露出している。模式地では $N 30^{\circ}E \cdot 10^{\circ}SE$ 、滝の沢では $N 60^{\circ}W \cdot 15^{\circ}SW$ 、胡桃沢上流では $N 30^{\circ}E \sim N 30^{\circ}W \cdot 30^{\circ}SW \sim 12^{\circ}NW$ 、白井川では $N 70^{\circ}W \cdot 10^{\circ}NW$ の走向・傾斜をそれぞれ示している。この地層の上位には、漸移関係に頁岩・砂岩の互層がのつている。厚さは100 m である。

岩質： 凝灰岩は、淡緑色を呈し緻密均質である。

鏡下の観察： 大部分無色ないし淡緑色の玻璃よりなり、石英の細片が散在する。このほか、黒雲母・輝石・緑泥石などもみられる。

(3) 凝灰質頁岩・凝灰質砂岩互層

湯の沢上流の河岸および河床に、模式的な露出を示す。ここでは $N 35^{\circ}W \cdot 30^{\circ}NE$ の走向・傾斜である。下部から凝灰質砂岩および凝灰質頁岩より構成されており、この上部に石英安山岩の熔岩流が発達している。これについては第8章でのべることにする。厚さは、60 m 以上である。なお、この地層(凝灰質砂岩) から次のような化石が採集された。

湯の沢上流(白井川との合流点より約4.5 km 遡つた地点)

Pecten var. kimurai YOK.

Venericardia sp.

岩質： 砂岩は灰緑青色ないし青灰色を呈する、細粒～中粒の凝灰質のもので、まれに、流理構造の明瞭な石英粗面岩の円礫を含んでいる。このほか、炭質物を多く含む。頁岩は、灰白色ないし青灰色を呈し、層理が発達しているもので、炭質物にとんでいる。

E 百松澤層

小樽内川河岸・白井川と豊平川合流点附近の河岸、および百松沢上流の河床などに露出がみられる。この地層の下部は、石英安山岩質集塊岩層を主とし、上部では砂岩・頁岩の互層が発達し、両者の間は、漸移関係にある。石英安山岩質集塊層は、この地区に発達する石英安山岩と同時異相の関係にあるらしい。

湯の沢層との関係は、観察できるところがないので明らかでないが、次のような、主として岩質の点から、いちおう湯の沢層の上部と考えておく。

- (1) この地層と同時異相と考えられるような石英安山岩が、湯の沢層の上部にも発達している。
- (2) 集塊岩の礫はプロピライト化した石英安山岩を主とする。
- (3) 上部の砂岩・頁岩層は灰緑色ないし灰色を呈し、石英粗面岩質ないし石英安山岩質である。

しかし、これについては今後の問題として提起しておく。

この地層は、第2表に示してあるように北海道新生界対比試案によれば、下部訓縫統に対比されている。また、渡辺武男によれば、福山統に対比されて豊羽層と同一層準と考えられている*。しかしながら筆者は、前にのべたような理由から定山溪層群の上部と考えている。

第 2 表

	渡辺武男 (1943年)	C C C** (1949年)	筆 者 (1952年)	
八雲統	板 割 沢 層	板 割 沢 層	滝の沢層群	板 割 沢 層 一 の 沢 層
訓縫統	一 の 沢 層	一 の 沢 層 百 松 沢 層	定山溪層群	? 百 湯 沢 層 松 の 羽 沢 層 井 川 層 白 水 川 層
福山統	(百 松 沢 層) 天 狗 岳 集 塊 岩 (薄 別 凝 灰 岩 層)	定 山 溪 層 群		

(1) 石英安山岩質集塊岩層

豊平川と白井川とが合流する錦橋附近の河岸および百松沢上流の河岸に模式的な露出がみられる。錦橋附近の河岸では N 30°E・16°SE の走向・傾斜

* 渡辺武男：前出

** 日本地質学会新生界対比委員会札幌支部：北海道新生界対比試案（1949年，昭和24年）

を示している。この地層の下限は不明であるが、上部はあとからのべる砂岩・頁岩の互層に漸移する。厚さは不明であるが80 m 以上はある。

岩質： 2 cm~10 cm 大の石英安山岩の礫の間を、同源の凝灰質物質で膠結した暗青灰色の集塊岩である。ところによっては、集塊熔岩の場合もある。石英安山岩礫は、暗灰青色を呈し緻密で、石英の斑晶が肉眼でみられる。

鏡下の観察： 斜長石は0.2 mm~1 mm の拍子木状ないし半自形を呈し、累帯構造がみられる。絹雲母化作用をうけて、絹雲母にかわつているものが多い。また方解石も生成されている。輝石は、全く緑泥石にかわつている。

(2) 砂岩・頁岩互層

錦橋附近の豊平川河岸・小樽川河岸および百松沢上流に露出がある。錦橋では、N 20°E・25°SE、小樽内河岸では、N 10°W・16°E の走向・傾斜をそれぞれ示している。前にのべた石英安山岩質集塊岩層の上に漸移関係にのつている。また、この地層の上位には、天狗岳集塊岩層（ここでは神威岳集塊岩層）がのり、不整合関係にある。下部は石英安山岩質集塊岩より漸移して砂岩を主とし、上部には頁岩が発達している。厚さは60 m 以上はある。

岩質、 砂岩は、灰緑色ないし暗灰色を呈し、中粒~粗粒の凝灰質のものである。ときどき石英安山岩の礫（径5 cm 内外）を含んでいる。頁岩は、灰色~暗灰色を呈し、凝灰質で、石英粒にとむ5 cm 内外の灰緑色砂岩の薄層をしばしば介在する。

なお、この地層から次のような化石を採集した。

Thyasira bisecta (Conrad) *Cultellus* sp.

Neptunea sp.

II 滝の沢層群

この地層は、水成碎屑岩を主体とするもので、地域の東北部に広く発達し、次のような層序を示している。

{	B	板割沢層	{	(2) 硬質頁岩層
				(1) 硬質頁岩・砂岩互層
{	A	一の沢層	{	(2) 砂岩層
				(1) 凝灰質頁岩・泥岩互層

A 一の沢層

地域の北東部に分布するもので、模式地は、一の沢および滝の沢である。この地層の一般走向と傾斜とは、 $N 30^{\circ}E \cdot 22^{\circ}SE$ である。下位層との関係は、観察できるところがないので明らかでないが、一の沢で、一の沢層の中に石英斑岩の礫を含んでいることと、岩石の構成物質の中に石英斑岩より供給されたような斑晶鉱物が多く含まれていることから、下位層である定山溪層群とは、不整合関係にあるのではないかと考えている。また、上位は、天狗岳集塊岩層によつて不整合におわれているのを、木挽沢下流の支流および、錦橋南の沢で確認できた。

この地層の層準と時代については、昭和9年の阿部顕・西田彰一の調査に基くものが用いられていることは、この章のはじめにのべた。彼等は、この地層を一の沢層と滝の沢層とに分け、西南北海道における上部訓練統に対比している。

また昭和16年、斎藤正雄は、同じ地層を滝の沢と呼び、昭和21年筒浦明は阿部・西田と同じ名称を用いて、それぞれ上部訓練統に対比している。

その後、昭和24年、北海道新境界対比試案によれば、一の沢層の名称を用いて上部訓練統に対比している。

以上の説に対して、筆者は必ずしも反対ではないが、筆者の一の沢層は、硬質頁岩を主体とする板割沢層よりも、はるかに下位にあり、厚さにして250mも下方に位するものであるが、そこから *Calypptogena pacifica* Dall. を採集していることは注意を要する。本種は北海道では大立目博士により望来層（石狩）より記載されているものである。したがつてこの地層は訓練統の一部とみるよりは、八雲統（廣義）にふくまれることもありうると考えられるのである。

(1) 凝灰質頁岩・泥岩互層

一の沢の河岸、滝の沢上・中流の河岸ないし河床など模式的な露出がみられる。このほか砥石沢・百松沢下流にも露出している。一の沢では $N 50^{\circ}E \cdot 15^{\circ}SE$ 、滝の沢では $N 30^{\circ}E \cdot 20^{\circ}SE$ の走向・傾斜をそれぞれ示している。

この地層は、天狗岳集塊岩層に不整合におおわれているが、下位の百松沢層との関係は、断層で接しているほかは不明である。岩相は、下部では凝灰質頁岩・砂岩の互層であり、上部では泥岩が発達している。厚さは200mである。なおこの地層からは、*Calypptogena pacifica* Dall. などを採集した。

岩質： 頁岩は、暗灰色ないし灰色を呈する凝灰質の軟質岩で、石灰質団塊を含んでいる。この団塊には、大きなものでは径1mに達するものもある。砂岩は、暗灰色を

呈する中粒～粗粒の軟質岩で、植物破片を多数含んでいる。

(2) 砂岩層

滝の沢下流の河岸ないし河床に模式的な露出がみられる。ここでは、 $N 10^{\circ} E \sim N 10^{\circ} W \cdot 10^{\circ} E$ の走向・傾斜を示している。前にのべた、下位の凝灰質頁岩・泥岩互層から漸移するもので、砂岩および泥岩が主構成員であるが、ところによつて、砂岩は礫岩にかわる場合もある。厚さは180 mである。なお、この地層からは若干の化石を採集したが鑑定にたえないものであつた。

岩質：砂岩は、灰色ないし灰緑色を呈し、石英粒にとむ中粒～粗粒のものと、暗緑色凝灰質の中粒～粗粒のもの、2つがある。前者は下部に、後者は上部に発達している。

泥岩は、青灰色のもので、介殻の破片や炭質物にとみ、石灰団塊を含んでいる。団塊の大きなものは、長径2 mに達する。またこの中に介化石を含む。

B 板割澤層

地域の東北部——豊平川南方の滝の沢とみすまい川とにはさまれた、300 m内外の丘陵性山地——に分布し、盤の沢の下流と板割沢とに模式的な露出がみられる。この地層は、盤の沢の下流では $N 20^{\circ} W \cdot 20^{\circ} NE$ （図幅外にあたるみすまい川河岸では $N 30^{\circ} E \cdot 12^{\circ} NE$ ）の走向・傾斜を示し、前にのべた、下位の一の沢層から漸移するもので、黒松内期の普通輝石紫蘇輝石安山岩熔岩・札幌岳基底熔岩などの新期火山岩および岩層におおわれている。

(1) 硬質頁岩・砂岩互層

滝の沢下流および板割沢と中の沢との間にある定山溪鉄道の切割に、模式的な露出がみられ、そこでは $N 20^{\circ} NE \cdot 20^{\circ} W$, $N 10^{\circ} W \sim N 20^{\circ} W \cdot 10^{\circ} E \sim 5^{\circ} SW$ の走向・傾斜を示している。硬質砂岩と硬質頁岩とからなり、層理が、きわめてよくみられるのが持ちようである。厚さは150 mである。なお、この地層の頁岩中から、若干の化石を採集したが保存不良で鑑定にたえないものであつた。

岩質：硬質頁岩は、暗灰色を呈する緻密・堅硬な泥質のものである。一般に、20 cm～40 cmの厚さで、砂岩と互層している。砂岩は、暗灰青色を呈する中粒～粗粒のきわめて硬質なもので、厚さは20 cm～100 cmである。この砂岩は、ところによつて3 cm～5 cmの浮石質の礫を含んでいる。また、層理面にほぼ直角なクラックが発達して

いて、風化面では一見、礫岩のような感じをあたえている。

(2) 硬質頁岩層

板割沢の上流に模式的な露出があり、ここでは N 15°E・20°SW の走向・傾斜を示している。頁岩を主体とし、砂質頁岩をまじえている。厚さは 120 m 以上である。なお、この頁岩中から次のような若干の化石を採集した。

Nuculana pernula (Muller)

Dentalium sp.

岩質： 暗灰色ないし灰色を呈し、泥質である。きわめて堅硬で、層理が明瞭なのが特ちょうである。

III 天狗岳集塊岩層

天狗岳集塊岩層は、小樽内川と百松沢とに夾まれた地域・小天狗岳附近・札幌岳と豊平川とに夾まれた地域・札幌岳西方の豊平峽から薄別川上流にわたる地域・豊平川支流の空沼入沢および長尾山北部の地域などに分布している。この集塊岩層は、前にのべた定山溪層群および滝の沢層群を、明らかに不整合におおい、東部地域では札幌岳基底熔岩・札幌岩熔岩、西部地域では無意根山基底熔岩など、いずれも新期火山岩類によつておおわれている。

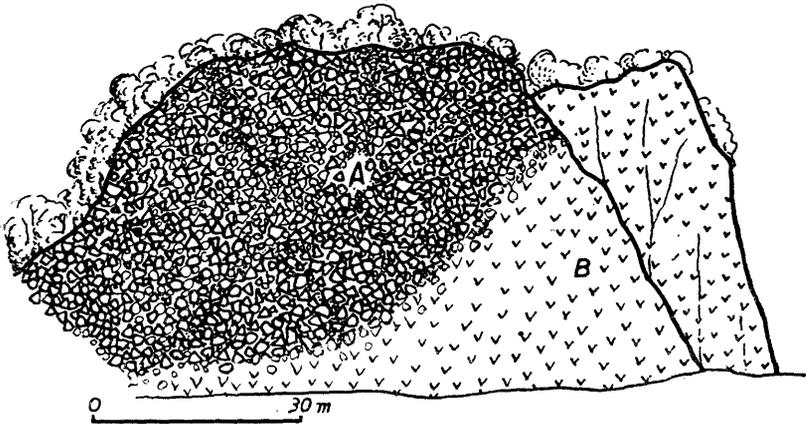
この地域の集塊岩の発達のようにすには、野外の観察では次の3つの場合がみとめられた。

- (1) 集塊岩層が直接下位層の定山溪層群または、滝の沢層群をおおつている場合。
- (2) 集塊岩層の下部に安山岩の熔岩流をとめない、その安山岩から漸移している場合。
- (3) 集塊岩層の下部に凝灰質砂岩をとめない、これより漸移している場合。

以下に、発達する地域によつて、それぞれ神威岳塊岩層・豊平峽集塊岩層・大江沢集塊岩層と呼び、説明を加える。これらの集塊岩層相互の関係は、野外では全く観察できないが、岩質や発達のようにすから、同じ地質時代の火山

第 5 圖 集塊岩の下部が安山岩熔岩である露出

(錦橋より約 300 m 下流の豊平川河岸)



A: 神威岳集塊岩 B: 普通輝石紫蘇輝石安山岩
両者は漸移関係にある。

活動による所産で、西南北海道の黒松内統に対比されるものと考えている。
したがって、記述する順序は、噴出の前後を示すものでない。

この地域の集塊岩層の層序と時代については、前にかかげた第 1 表に示したように、昭和 16 年齋藤正雄によつて想定されている*。彼は、豊平峡集塊岩層を定山溪層群の下部とし、筆者が神威岳集塊岩層とした烏帽子岳集塊岩層を同層群の上部として、西南北海道の訓縫統に対比している。

これに対して、筆者は、両者を定山溪層群—訓縫統—の中を含める根拠は全然みとめられず、つぎの理由から、黒松内統に対比されるものと考えている。

- (1) この集塊岩層は、下位の定山溪層群および瀧の澤層群を不整合におおつている。
- (2) この集塊岩層中に含まれている礫には、プロピライト・緑色凝灰岩・緑色砂岩・石英粗面岩・凝灰質頁岩・泥岩などの、明らかに、下位の定山溪層群または瀧の澤層群から供給された礫を含んでいる。
- (3) 岩質は、普通輝石紫蘇輝石安山岩質のもので、西南部北海道にみられる、黒松内統のものと同くおなじである。

さらに、齋藤正雄の烏帽子岳集塊岩層としているものは、前にのべた、筆者の百松沢層の中に含まれている集塊岩層（石英安山岩質集塊岩層）も含まれているが、神威岳集

* 齋藤正雄：前出

塊岩層は普通輝石紫蘇輝石安山質で、筆者の百松沢層の下部をしめる集塊岩層は石英安山岩質である。両者の間は明らかに不整合関係にあり、前者は黒松内統に、後者は訓縫統に対比されるものである。

A 神威岳集塊岩層

図幅外にある神威岳と豊平川とに夾まれた山地・夕日岳を含む一の沢の流域・小樽内川西側の小天狗岳などに模式的な発達が見られる。小樽内川支流の木挽沢・錦橋附近では、下部に紫蘇輝石普通輝石安山岩熔岩を、錦橋から約400m下流の豊平川の河岸およびその支流一の沢中流では、暗緑灰色の凝灰質砂岩をとまない、それぞれ、集塊岩層に漸移している。木挽沢では石英斑岩を不整合におおひ、一の沢では一の沢層を不整合におおっている。なお、この集塊岩層の上部には、暗緑灰色の砂岩を夾むことがあり、黄金湯の豊平川対岸でみられた。集塊岩層の下部に発達する熔岩については第7章および第8章でのべる。

a₁) 凝灰質砂岩層

集塊岩層の下部をしめるもので、錦橋と一の沢の間の豊平川河岸および、一の沢中流の河岸でみられる。この両地点では、N 18°E・15°SE, N 45°E・14°SEの走向・傾斜を示している。暗緑色ないし暗緑灰色の粗粒な凝灰質砂岩を主とし、0.5m~1mの安山岩質集塊岩の薄層と瀬繁に互層しながら、集塊岩層に漸移している。厚さは錦橋下流で15m内外、一の沢中流では6m内外である。

a₂) 紫蘇輝石普通輝石安山質集塊岩層

錦橋と一の沢の間の豊平川河岸・小樽内川の河岸および錦橋と一の沢の間の定山溪鉄道の切割に模式的に露出している。集塊岩の礫は、暗灰色ないし暗緑灰色の径1cm~20cmの紫蘇輝石普通輝石安山岩礫を主とし、ほかにプロピライト・石英斑岩・石英粗面岩・緑色凝灰岩・緑色砂岩・凝灰質頁岩・花崗岩・閃緑岩・輝緑岩およびホルンフェルスなどの礫も含んでいる。とくに百松沢では石英斑岩の礫を多く含んでいる。基質は凝灰質物質によつて膠結されているが、集塊熔岩のところもみられる。一般に岩相の水平的変化の

はげしいのが持ちようである。

岩質： 安山岩礫は、暗黒灰色の粗粒な岩石で、肉眼で少量の斑晶がみられる。

斑晶： 斜長石>普通輝石>紫蘇輝石

石基： 玻璃・斜長石・輝石・磁鉄鈹

鏡下の観察： ハイアロピリティック構造をもち、一部にはその玻璃質の部分に流理構造を鮮明にあらわしているものがある。斑晶・斜長石は自形を呈し、累帯構造がいちじるしく、中性長石附近の成分である。また輝石の包裹物を多くもち、内部から褐色緑泥石にかわつている。輝石は普通輝石および紫蘇輝石の両輝石とも融蝕されて、新鮮なものは少なく緑泥石化し、磁鉄鈹を包裹している。紫蘇輝石は多色性を殆んど示さない。

石基は、褐色ジンアイ状物質を多量にもつ玻璃を主とし、斜長石の小さな柱状結晶を少量含んでいる。

B 豊平峡集塊岩層

図幅地域の中央部、豊平峡に模式的な発達を示すもので、豊平川とガマの沢との合流点附近・空沼入沢中流・定山溪より喜茂別町に通ずる国道に沿う標高 659 m 附近・薄別川中流など、広い地域に亘つて分布している。模式地豊平峡では、この集塊岩の下部には、熔岩流として溢流した黒松内期の活動と考えている普通輝石紫蘇輝石安山岩が発達しているが、豊平峡から下流の地域では、白井川層の緑色凝灰岩層や、それを貫ぬいて発達する石英斑岩を、また空沼入沢ではプロピライトを不整合におおい、狭薄山熔岩・札幌岳基底熔岩・札幌岳熔岩などの新期火山岩類によつておおわれている。

集塊岩の礫は、暗灰色、多孔質な粗粒の普通輝石紫蘇輝石安山岩礫を主体とし、ほかに石英斑岩・石英粗面岩・石英安山岩などの礫を含んでいる。基質は、暗灰色ないし暗灰黄色を呈し、豊平峡附近では凝灰岩というよりは、熔岩である場合が多く、これに反して炭酸水鉄泉より南部では凝灰岩で、礫も明らかに分級作用をうけており、ところによつては走向・傾斜が測定できる。ガマの沢と豊平川合流点より下流約 200 m 附近では $N 60^{\circ}E \cdot 10^{\circ}SE$ 、同合流点より上流約 500 m の森林軌道の切割では $N 30^{\circ}E \cdot 25^{\circ}SE$ の走向・傾斜を示す。したがつて岩相の水平的変化がはげしい。

岩質： 礫は暗灰黒色の粗粒多孔質な岩石で、肉眼で斜長石の斑晶が少量みられる。

斑晶： 斜長石>普通輝石=紫蘇輝石

石 基： 玻璃・斜長石・輝石・磁鉄鈹

鏡下の観察： ハイアロピリテック構造を呈し、流理構造を鮮明にあらわしている。

斜長石は曹灰長石附近の成分で、自形を呈するが、破砕された形を示すものが多い。

累帯構造がいちじるしく、輝石を包裹している。紫蘇輝石は自形を呈し、つぎのつよい多色性を示す。X, Y=淡緑色, Z=淡褐緑色。

石基は、黒色のジンアイ状物質を多量にもつ玻璃で、微細な針状の斜長石と輝石類をも少量含んでいる。

C 大江澤集塊岩層

図幅地域の北西部に発達するもので、大江沢左股上流および湯の沢右股上流に良好な露出がみられる。この地域では、前にのべた豊羽層や湯の沢層を不整合におおっているらしい。

集塊岩の礫は、径3cm~20cmの普通輝石紫蘇輝石安山岩礫を主とし、石英安山岩・プロピライトなどの礫も含んでいる。基質は同源の粗粒な凝灰質物質である。

岩 質： 礫は、黒色緻密な斜長石斑晶がみられる玻璃質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

石 基： 玻璃, 斜長石, 輝石, 磁鉄鈹

鏡下の観察： やや多斑晶質の岩石である。斜長石は、拍子木状または柱状の形を示し、

累帯構造がいちじるしく、曹灰長石附近の成分を示している。輝石は、普通輝石および紫蘇輝石とも自形ないし半自形で、割目にそつて緑泥石にかわつている。紫蘇輝石はX, Y=淡黄褐色, Z=淡緑色のつよい多色性をもつている。

石基は、褐色玻璃が大部分で、その中に微細な拍子木状の斜長石、粒状の輝石および磁鉄鈹が散在している。

第 6 章 第四紀層

この地域では、標高500m~1,000mの面には、岩屑堆積物をのせている。この堆積物はいわゆる段丘礫層を意味するものかどうか、現在のところ明らかでないが、礫の種類や膠結物質の状態から、いちおう洪積層とみなしておく。これをおおつて、上位には支笏浮石層が部分的にのつている。

さらに、第2章でのべた山地を解析する河川の沿岸には、河成段丘の発達しているのがみられる。これらの一部は、あきらかに洪積期の末葉に形成したものである。したがって、その上にのる礫層の一部は、明らかに最新の洪積層に属する重要な地質構成員である。

沖積層は、河川の流域にみられる。

1 洪 積 層

洪積層をわけて、(1) 500 m~1,000 mの山地に発達する砂礫層、(2) 砂礫層の上位に局部的に発達する支笏浮石層および、(3) 河川の沿岸にみられる河成段丘礫層とする。

(1) は、無意根山を含む尾根の東西両側および札幌岳の西部および、南部地域の山地に分布しているもので、砂礫層を主体とし、火山灰の薄層をはさんでいる。砂礫層は、礫・粘土・砂からなり、下部には鍋鉄鉱が沈積している場合もある。礫は、主として10 cm~30 cmのもので、この地域に発達している火山岩の礫が多いが、プロピライト・緑色凝灰岩などもみられる。

(2) は豊平川の上流地域に局部的にみられるほか、空沼入沢・炭酸水鉱泉の向の沢および、銚子口の発電所取水口附近などにも分布する。この支笏浮石層は、前にのべた砂礫層の上位にのっているもので、登別附近から白老地域にかけて発達する、支笏浮石層^{*}あるいは支笏泥熔岩^{**}をもちようづける浮石——特有の絹糸状光澤をもち、縦條の通つた浮石——を含む未凝固の火山灰層である。浮石の大きさや火山灰の粒度は、前記の地域にくらべて小さく、この地域にみられる浮石は、径1 cm内外のものが多い。

(3) は、河川の沿岸にみられるもので、とくに豊平川の沿岸には数段の河成段丘が発達している。段丘面には、礫層（時には径1 mに達する安山岩礫

* 斎藤昌之・小山内照： 西南北海道東部地域の地質（第1報 登別泥流についての2,3 問題）地質要報 No.20（1925年，昭和27年）

** 土居繁雄； 白老図幅説明書 北海道地下資源調査所（1953年，昭和28年）

をふくむ)をともなうほか、最新期の扇状地堆積物または、崖錐におおわれている。

礫: 径3cm~5cmの円礫で、安山岩礫を含んでいる。一般に基底部に大きな礫が多く、上部になるにしたがつて砂層を介在する。

砂: 中粒ないし粗粒の泥褐色のものである。

II 沖 積 層

現河床および扇状地を構成しているものである。安山岩・石英斑岩・プロピライト・石英粗面岩・緑色凝灰岩など、流域に露出する岩石の人頭大以下の円礫および砂で河床礫となり、扇状地を構成するものは、附近の岩石の角礫・砂・粘土である。この扇状地は現河床面に切られているが、河成段丘砂礫層をおおっていることから、沖積層とみなされる。

第 7 章 火成岩概説

この地域には、新第三紀および第四紀の火山岩類が広く発達している。以下これらについて略述するのであるが、記述に先だち、とくに新第三紀の火山岩類については、火山碎屑岩層を伴うもので、層位的にみて火山碎屑岩層と別個のものとして取扱うことのできない同時異相の関係にあることを、明らかにしておく。

I 新第三紀火成岩

地域の中央部から北部にかけて、Y字形に発達している。この時期の火成岩で、もつとも多くみられるものはプロピライトである。このプロピライトは、明らかに熔岩流である場合が多く、同時期の火山碎屑岩層とは同時異相の関係にあることは、前にも少しくのべた。たとえば、定山溪層群の最下部をしめる白水川層では、集塊岩層を追跡して行くとプロピライトの熔岩流に

移りかわる。

また黒松内統に相当する天狗岳集塊岩層は、豊平川支流の一の沢上流では、凝灰質砂岩層と漸移関係をしめしているが、この集塊岩層は、さらに普通輝石紫蘇輝石安山岩の熔岩流とも漸移関係にある。

このように、この地域に発達する**プロピライト**や**安山岩熔岩流**は、**火成岩**として、**堆積岩**と切り離して考えられないものであつて、**地層の一構成員として取あつかわなければならない。**

新第三紀に属する火成岩には、(1) 訓縫統に相当する定山溪層群中に熔岩流または岩脈としてみられるプロピライトと輝石安山岩とがあり、さらに、この地層の上部には、石英粗面岩や石英安山岩の熔岩流と岩脈とがみられる。(2) 訓縫統に相当する定山溪層群を貫ぬく岩脈として発達する玄武岩。(3) 黒松内統に相当する天狗岳集塊岩層の下部に、熔岩流として発達する輝石安山岩熔岩。(4) 定山溪層群を明らかに貫ぬき、天狗岳集塊岩層におおわれて、地域の中央部に南北の方向を保ちながら、方々に露出する石英斑岩がある。

岩	種	産	状	時	代
A	プロピライト	熔岩流・岩脈	}	中新世(訓縫期)	
B	輝石安山岩	岩脈			
C	石英粗面岩	熔岩流			
D	石英安山岩	熔岩流・岩脈			
E	石英粗面岩岩脈	岩脈			
F	玄武岩	岩脈			
G	普通輝石紫蘇輝石安山岩	熔岩流(集塊岩を伴なう)	}	鮮新世(黒松内期)	
H	普通輝石安山岩	熔岩流			
I	紫蘇輝石安山岩	熔岩流・岩脈			
J	紫蘇輝石安山岩脈	岩脈			

II 時代未詳火山岩

前にのべたもののほか、活動時期の明らかでないものがある。これには、

(1) 黒松内統に属する集塊岩層および普通輝石紫蘇輝石安山岩をおおい、あるいは貫ぬくものと、(2) さらに (1) をも貫ぬく岩脈とがある。したがって、これらの活動時期は明らかではないが、大体新第三紀の末葉から第四紀の初葉にわたつたものと考えられる。

岩	種	産	状	時	代
A	狭薄山熔岩 (紫蘇輝石普通輝石安山岩)	熔岩流(集塊岩を伴う)		}	新第三紀?
B	砥石山熔岩 (紫蘇輝石普通輝石安山岩)	熔岩流			
C	美比内山熔岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩)	熔岩流			
D	一の沢普通輝石安山岩	岩脈			
E	響音岩山含石英角閃石安山岩	岩脈		}	第四紀?
F	中山峠普通輝石紫蘇輝石安山岩	岩脈			

Ⅲ 第四紀火山岩

新第三紀層および同時代の火成岩類をおおつて、地域の東・西両地区には、最新期の熔岩がいちじるしく発達している。これらの熔岩の活動時期は、決定づけることのできる確実な資料をまだつかんでいないが、次の理由から、第四紀として問題はなかろうと考えている。

- (1) 第2章の地形のところでのべたように、熔岩流の面が明らかに識別される。
- (2) 地形的に、ほとんど解析を受けていない。
- (3) 岩質は、きわめて新鮮で変質を受けておらない。また一部は、現在の火山にみられるように、岩石そのものが火山熱の影響をうけている。

岩	種	産	状	時	代
A	無意根山基底熔岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩)	熔岩流 (1部集塊岩状)		}	
B	喜茂別岳基底熔岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩)	熔岩流			

岩	種	産	状	時	代
C	札幌岳基底熔岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩)	熔岩流	(1部集塊岩状)	}	第四紀(洪積世)
D	空沼入沢熔岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩)	熔岩流	(1部集塊岩状)		
E	余市岳熔岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩)	熔岩流			
F	無意根山熔岩 (紫蘇輝石普通輝石安山岩)	熔岩流	(下部および周辺部集塊岩状)		
G	喜茂別岳熔岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩)	熔岩流	(下部および周辺部集塊岩)		
H	空沼岳熔岩 (紫蘇輝石普通輝石安山岩)	熔岩流	(集塊岩を伴なう)		
I	札幌岳熔岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩)	熔岩流	(下部および周辺部集塊岩状)		
J	無名山熔岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩)	熔岩流			
K	滝岳熔岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩)	熔岩流	(1部集塊岩状)		

第 8 章 火成岩各論

I 石英斑岩

この地域の唯一の深成岩で、地域のほぼ中央部を NNE—SWW の方向性をもつて所々に露出しながら北上し、錦橋附近になつて二方向に別れ、一つはそのままのびて図幅外に露出し、一つは NNW—EES (小樽内川の流路と一致する方向) をとつて、遠く図幅外におよんでいる。

模式地は、豊平川に沿つて、南から駅停の沢・狭薄沢と豊平川との合流点附近・炭酸水鉱泉南部および西南部・冷水沢と豊平川との合流点附近・定山溪温泉附近・一の沢および小樽内川に沿う地域である。冷水沢と豊平川との合流点から約 100 m 上流の河床 (第 6 図)、および錦橋附近の白井川河岸では、定山溪層群を明らかに貫ぬいているのが観察された (第 7 図)。また、定山溪層群の上位にある滝の沢層群の下部をしめる一の沢層の中に石英斑岩を

礫として含まれており、木挽沢の支流では、石英斑岩を天狗岳集塊岩層がおおい、その中に石英斑岩が礫として含まれているのがみとめられた。したがって、進入の時期は、訓縫期の末期と考えられる。^{*}

この石英斑岩については、阿部・西田が定山溪石英斑岩の名称で記載し、天狗岳噴出物層を貫ぬいていると考えていた。その後、齋藤正雄は烏帽子岳集塊岩層堆積後瀧の澤本層堆積中と考え、百石浩はこの地域の基盤とし、先訓縫期のものと考えている。

以上の諸説に対し、筆者は、野外調査で得た資料から次のように考えている。

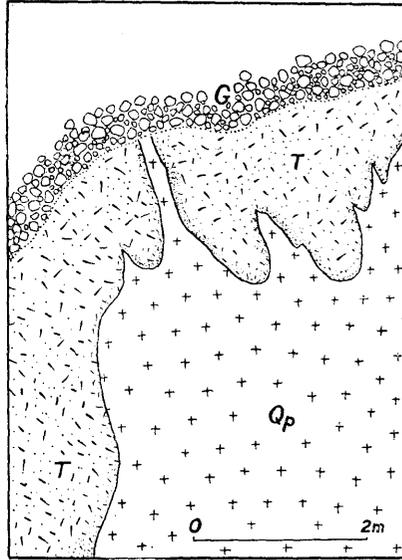
(1) 阿部・西田が天狗岳噴出物層としているものは、筆者の天狗岳集塊岩層に当たるが、白井川河岸で石英斑岩に貫ぬかれている集塊岩は、定山溪層群の上部と考えられる百松澤層の石英安山岩質集塊岩で、明らかに天狗岳集塊岩層におおわれていて、その関係は不整合である。

(2) 齋藤正雄の烏帽子岳集塊岩層は、筆者の天狗岳集塊岩層に相当する。筆者は、この集塊岩層の中に多数の石英斑岩の礫が含まれ、しかも、この集塊岩層が石英斑岩をおおっていることを観察しているので、烏帽子岳集塊岩層堆積以後の貫入とみる齋藤正雄の考えはおかしく、明らかに天狗岳集塊岩層堆積以前のものである。

なお、岩質は一様ではなく、構成鉱物・構造および成分などに相違があり、岩体には多様性が示されている。その主体を構成する代表的な性質の名称をつけて、以下にそれぞれの岩質について説明を加えるが、次のようにわけられる。

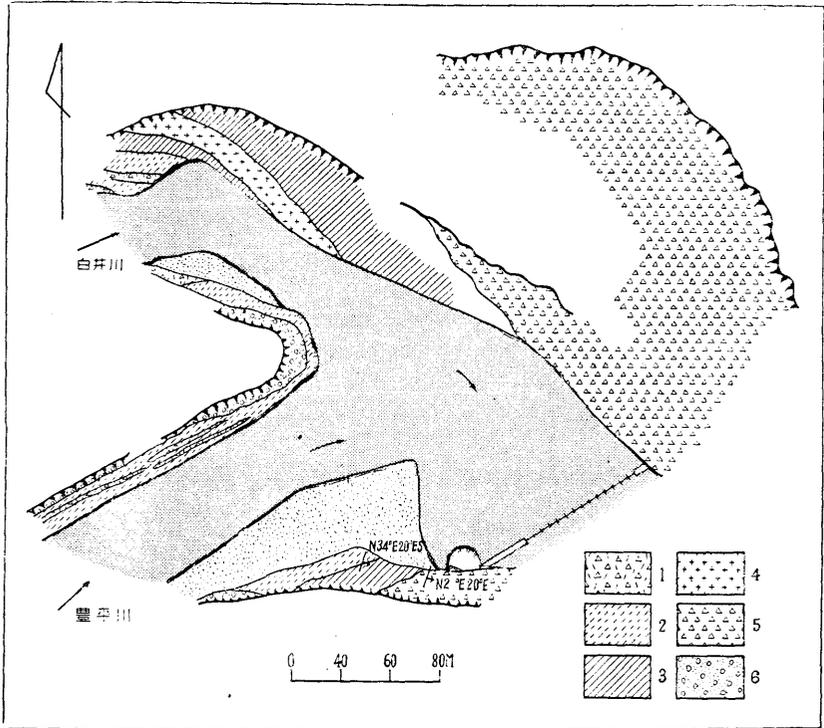
^{*} 石英斑岩の逆入時期については、錢函圖幅説明書の中で、一應八雲期と考えていたが、脱稿ののち、この圖幅地域内に發達する瀧の澤層群の下部である一の澤層の中に石英斑岩を礫として含まれていることが、明らかになったので、ここで訂正しておく。

第6圖 豊平川河床にみられる白井川層中の綠色凝灰岩を貫く石英斑岩



G: 河床礫 Qp: 石英斑岩
T: 綠色凝灰岩

第7圖 白井川河岸でみられる定山溪層群を貫ぬく石英斑岩



- | | |
|-------------|--------|
| 1 石英安山岩質集塊岩 | } 百松沢層 |
| 2 凝灰質砂岩 | |
| 3 凝灰質頁岩 | |

- | |
|-----------|
| 4 石英斑岩 |
| 5 神威岳集塊岩層 |
| 6 砂 礫 層 |

- | | | |
|------|---|-----------|
| 石英斑岩 | } | B 黒雲母石英斑岩 |
| | | A 角閃石石英斑岩 |

A 角閃石石英斑岩

模式地は一の沢駅附近の豊平川河岸であるが、そのほか、薄別川上流の河岸にも露出がみられる。普通、灰緑色～暗緑色の粗粒堅硬なネバダイト質のもので、百松沢と豊平川との合流点より約 100 m 上流の豊平川河岸では、一の沢層と断層で接触しており、この附近では破碎作用をいちじるしくうけている。

岩質： 普通，3 mm～5 mm の石英および長石斑晶がみられるきわめて粗粒な斑状構造の岩石である。模式地の一の沢附近では，多くの捕獲岩をもっている。

構成礦物： 主 石英＝斜長石＞正長石＞角閃石

副 燐灰石・磁鉄鈹

鏡下の観察： 斑状構造を呈する。石英は融蝕された不規則な形状を呈し，包裹物として褐色ないし無色の気泡状物質を含んでいる。斜長石は，1 mm～3.5 mm 大のもので，自形ないし半自形を呈する。 $Ab_{50}An_{50} \sim Ab_{30}An_{70}$ の成分を示し，累帯構造がいちじるしい。また，角閃石・緑泥石などの小結晶を包裹するほか，二次的に方解石に変つている場合もある。角閃石は，緑色で，大きさ1.5 mm 内外の自形または半自形を呈する。 $\hat{Z}c \div 25^\circ$ で，あざやかな多色性を示す。X＝淡黄緑色，Y＝黄緑色，Z＝濃緑色。この角閃石の周縁部は陽起石や緑泥石に変つているのが普通である。

石基は，珪長質物質よりなり顕晶質で，二次的に方解石が生成されている。

B 黒雲母石英斑岩

定山溪温泉附近に模式的な露出を示すほか，夕日岳および朝日山などにもみられる。普通，灰緑色～暗緑色の粗粒堅硬な岩石であるが，温泉附近では温泉の影響で，暗緑灰色の軟質岩にかわつているものもある。

岩質： 0.05～0.5 cm の石英および斜長石と黒雲母の斑晶が明らかにみられる，きわめて粗粒な岩石である。一の沢附近の角閃石石英斑岩に捕獲岩が多いのに反して，定山溪附近の黒雲母石英斑岩には捕獲岩に少いようである。

構成礦物： 主 石英＞斜長石および正長石＞黒雲母

副 燐灰石・磁鉄鈹

鏡下の観察： 斑状構造を呈する。石英は融蝕形を示し，一般に円味をおびている。亀裂にとみ，無色ないし褐色の玻璃を包裹物として含んでいる。斜長石は1 mm～3.5 mm の短柱状を呈し， $Ab_{90}An_{10} \sim Ab_{70}An_{30}$ の成分で，累帯構造が発達している。正長石もまたおなじ形をもち，絹雲母化をうけている。また斜長石は黒雲母・緑泥石などの小結晶を包裹しており，2 次的に方解石が生成している。黒雲母は，0.5 mm～1 mm の柱状ないし板状結晶になり，つぎの多色性を示している。X＝淡黄色，Y，Z＝暗褐色。結晶の周辺部は，繊維状の緑泥石にかわつているものが多く，また磁鉄鈹が生成していて，いわゆる Opacite boulder を示すものもある。

石基は，珪長質物質よりなり顕晶質で，2 次的に方解石が生成されている。

II 新第三紀火山岩

A プロピライト

野外の観察結果から，次の3つに大別されるようである。

- (1) 白水川層の主要構成員である集塊岩と漸移関係にあるもの。
- (2) 白井川層や豊羽層中に熔岩流として、みられるもの。
- (3) 白井川層や豊羽層の上位に熔岩流として発達しているもの。

(1) は、白水川上流の河岸に良好な露出がみられるが、そのほか小川の右股第1支流や、白水川右股支流にも露出する。小川の支流では、集塊岩層と漸移関係にあることが、明らかに観察された。また地域の西部、ペーペナイ川上流でも、このような関係がみられた。したがって、白水川層と、このプロピライトとの関係は、大きくみれば、同時異相の関係にあるものと推察される。

肉眼の観察では、暗灰緑色または灰緑色の緻密なもので、ところによつては、黄鉄鉱化作用をいちじるしくうけている。

鏡下の観察： 絹雲母化作用をいちじるしくうけていて、斑晶は、すべて絹雲母にかわつている。このほかに、緑泥石に置換された斑晶がある。

石基は、絹雲母・緑泥石がいちじるしく生成されており、ジンアイ状の物質が一面に散在している。2次的鉱物として、正方形の黄鉄鉱がみられる。

(2) は、豊平川銚子口の発電所より100 m上流の河岸および胡桃沢の約600 m上流の河岸に、良好な露出をしめしている。両地点では明らかに緑色凝灰岩層中に熔岩流として発達している。

肉眼の観察では、暗緑色～灰緑色の緻密なもので、柱状節理が発達し、とくに黄鉄鉱化作用をいちじるしくうけている。

鏡下の観察： 絹雲母化作用・緑泥石化作用をいちじるしくうけている。また、ところによつては、黄鉄鉱化作用もいちじるしい。安山岩の構造を呈し、斜長石の形が明らかに残つているが、完全に絹雲母に置換されている。有色鉱物らしいものも全く緑泥石に置換されている。このほか、方解石も生成している。

石基は、緑泥石が多くみられ、ほかに方解石・絹雲母・玻璃からなる。黄鉄鉱は半自形～不規則な形で散在している。

(3) は、前にのべた白井川層および豊羽層の上位に熔岩流として発達しているもので、この地域に広く分布している。南部地区では、この上位を黒松内期の普通輝石・紫蘇輝石・安山岩や新期の火山岩がおおい、北西部地区では、前にのべた湯の沢層がこの上位に発達している。

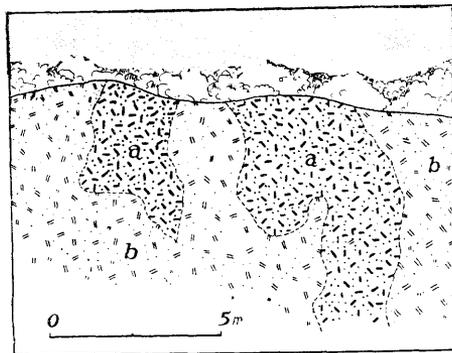
プロピライト化作用の比較的低い南部地区および西北部の一部地区では、もとの安山岩の構造をのこしているようであるが、中央部および西北部地区では、プロピライト化作用をいちじるしくうけていて、原岩の構造はみられない。

このプロピライト化作用は、大きくみて、この地域の地質構造と密接な関係をもつもので、南部地区では $N 30^{\circ}E \sim N 50^{\circ}E$ 、西北部地区とくに白井川にそつたところでは EW の方向にいちじるしい。したがつて、プロピライト化作用をほとんどうけていない部分は、一見、岩脈のようにみえる場合が多く、このような状態は方々でみられる。従来、岩脈として地質図にあらわしてあつたものの中には、このような部分をあやまつて観察したものが少なくない。第8図は、定山溪から喜茂別町に通ずる国道の切割（薄別温泉より約2 km）で観察したスケッチである。

このほか、南部地区に多く、珪化作用をいちじるしくうけたプロピライトがある。従来石英粗面岩として地質図にあらわしてあつたものであるが、鏡下の観察によれば、プロピライトの珪化したものが多く、石英粗面岩ではない。この珪化したプロピライトの地区では、硫黄鉄床が多いことから、新期の火山活動に関係があるのでないかとみている。しかしながら、この問題については、今後、検討を要することをことわつておく。

鏡下の観察： プロピライト化作用の軽度のもものは、斜長石斑晶があきらかにみとめら

第8圖 定山溪から喜茂別町に通ずる国道の切割（薄別温泉より約2 km）にみられるプロピライト化作用の強弱の示される露出



- a: プロピライト化作用をまぬがれた部分。突出する傾向がある。
- b: プロピライト化作用が強く、軟質で崩壊しやすくなつていいる。

*** 斎藤正雄： 前出

れる。最大対称消光角による An 成分は 45~65% で中性長石~曹灰長石のものである。有色鉱物は、まったく緑泥石に変つている。プロピライト化作用のいちじるしいものでは、斜長石は、方解石・絹雲母・緑泥石などで置き換えられている。

石基は、緑泥石が多くみられ、ほかに方解石・絹雲母・玻璃およびジンアイ状物質からなる。また、黄鉄鉱の微粒が散在し、赤鉄鉱が²次的に生成していることもある。顕微鏡的な方解石・石英の細脈が発達している。

B 輝石安山岩脈

この岩脈は、この地域全域にわたつて数多くみられるものであるが、地区によつて伸びの方向が違つている。これは、それぞれの地区の地質構造に支配されているためで、長門沢と白井川との合流点附近では N 30°E、薄別川上流の白水沢と境沢の間では EW・N 45°W の 2 つの伸びの方向を、それぞれ示している。これらを肉眼で観察すると、ほとんど無斑晶の暗緑色緻密な岩石で、プロピライト化作用をうけている。したがつて地質図にはプロピライトとして塗色しておいた。

鏡下の観察： ハイアロピリティック構造を残している。斜長石の斑晶が明らかに残つており、緑泥石・カオリンが生成し、ときには絹雲母にかわつている。有色鉱物は、全く泥緑石に置換されていて、区別がつかない。

石基は、ほとんど緑泥石、絹雲母・方解石が生成され、そのほか、少量の玻璃もみられる。

C 石英粗面岩

この岩石は、北部地区、とくに天狗岳の西部および、薄別川支流の境沢に発達しているもので、白井川層の上位に熔岩流として発達するプロピライトの上につている。しかし、両者の関係を直接観察できるところがないので不明であるが、隣接図幅「^{*} 銭函」地域では、この関係が観察されたそうである。また湯の沢層との関係は全く不明であるが、層序的には一応、湯の沢層の下位と考えている。

この岩石を肉眼で観察すれば、灰緑色を呈し、やや粗粒な岩石である。

鏡下の観察： 斑状構造を呈し、構成鉱物は石英・斜長石・有色鉱物・玻璃である。斑晶石英は、融蝕形のものである。斜長石は、半自形のものが多く、累帯構造がいちじ

* 杉本良也： 銭函図幅説明書 北海道開発庁（1953年、昭和28年）

るしく発達しており、絹雲母・方解石・緑泥石などにかわつているものもある。有色鉱物は、ほとんどが、緑泥石にかわつていて、その種名を決めることができない。

石基は、潜晶質で、玻璃が大部分である。緑泥石・方解石が生成されている。

D 石英安山岩

この岩石は、地域の北部地区では、百松沢の東の沢・小樽内川の支流木挽沢下流・湯の沢の東側の山地に発達しているほか、南部地区にも岩脈としてみられる。

百松沢では、白井川層およびプロピライトを貫き、八雲統下部と考えている一の沢層または、黒松内統に属する神威岳集塊岩層におおわれている。また湯の沢では、湯の沢層の上部に熔岩流として発達しているもので、上位の地層との関係は不明である。岩質および前にのべた資料から、百松沢層の下部をしめる石英安山岩質集塊岩層と、何等かの関係があるのではないかと考えている。肉眼の観察では、暗緑色を呈する、緻密堅硬な岩石で、石英の斑晶がみられる。

鏡下の観察： 斜長石斑晶は、1mm~4mmの大きさで、曹灰長石附近の成分を示している。累帯構造は、ほとんどみられない。内部から、方解石、緑泥石に置換されているものが多い。有色鉱物は、緑泥石・方解石に置換されている。長柱状の仮像をのこしていることから、輝石のようである。石英は、小型の不規則な融蝕形を示すものが普遍的にあるが、中には大型のものもある。

石基は斜長石・緑泥石・磁鉄鉱が多い。

E 石英粗面岩脈

この岩石は、北西部地区の白井川と右股川との合流点附近・湯の沢と白井川との合流点北方の山地および中央部地区に小さな岩脈となつてみとめられる。この地域の石英粗面岩脈には、つぎのようなものがある。

石英粗面岩脈： 右股川と白井川との合流点附近。白井川と湯の沢との合流点北方の山地。右股川との合流点。白水川下流および薄別北方山地。

黒雲母石英粗面岩脈： 白井川と大江沢との合流点より大江沢にそつて約300m 遡つた地点。

石英粗面岩脈

右股川と白井川との合流点附近のものは、プロピライトを貫ぬいてほぼ

N 30°E 方向に伸び、白井川と湯の沢との合流点北方山地のものは、湯の沢層を貫ぬいて N 45°W 方向に伸びる小さな岩脈である。また薄別北方の山地では、白井川層を貫ぬき、ほぼ N 45°W の方向に、白水川河岸では白水川層および白井川を貫ぬいてほぼ N 20°W の方向に、それぞれ伸びる小さな岩脈としてみられる。これらを肉眼で観察すると、帯緑暗灰色～緑灰色の岩石で、石英の斑晶があきらかにみとめられる。斑晶石英の量は、岩脈の中心で多く、周縁部では少なくなつて、リソイダイト質になる。また、これらの岩脈は珪化作用・炭酸塩化作用・黄鉄鉱化作用をうけている。

鏡下の観察： 斑状構造を呈する。構成鉱物は石英・斜長石・玻璃である。斑晶石英は、自形ないし半自形を示すもののほか融蝕形のものもある。斜長石は半自形のものが多く、ほとんどがいちじるしく分解を受け、絹雲母・方解石・緑泥石化している。石基は、潜晶質で、玻璃が大部分で微細な石英粒と斜長石とを含んでいる。流理構造は全くみられない。

黒雲母石英粗面岩脈

この岩脈は、豊羽鉱山の西方および大江沢の下流で、豊羽層を貫ぬいて、E—W の方向に伸びる小さな岩脈としてみられる。この岩脈の中核部には、規則正しく節理が発達している。肉眼で観察すると、淡緑色の粗鬆な岩石であるが、変質のいちじるしい部分では、緑色凝灰岩のような外観を示している。

鏡下の観察： 斑状構造を示す。構成鉱物は石英・角閃石・斜長石・黒雲母である。

石英は、融蝕形を示すものが多く、割目がよく発達し、そこを緑泥石が埋めている。角閃石は、自形または長柱状を示し、ほとんど緑泥石に交っている。なお、次の多色性を示している。Z'=褐色 X'=淡黄色

斜長石は、半自形ないし他形をとり $An_{20}Ab_{80}$ で曹灰長石の成分を示す。このほとんどは絹雲母・緑泥石などに交っている。

F 玄武岩

この岩脈は、地域の北西部（白井川と胡桃沢との合流点附近・胡桃沢の中流・胡桃沢と湯の沢とに夾まれた小沢の上流および中流）に豊羽層を貫ぬいて発達している。2・3の例外（白井川と胡桃沢との合流点附近のものは N 45°E の方向に伸びている。）はあるけれども、大体 E—W の方向に伸びる小さな岩脈である。肉眼で観察すると、暗緑色の緻密・均質な岩石で、わずか

に緑泥石化作用・炭酸塩化作用および珪化作用を受けている。

鏡下の観察： 塊間構造を呈している。大部分が短冊状の斜長石からなり、その他少量の輝石から変った緑泥石がある。斜長石は、 $An_{60}Ab_{40}$ で曹灰長石の成分を示し、部分的に方解石に変つている。緑泥石は輝石の結晶形をあきらかに残しているので、輝石より変つたものである。

G 普通輝石紫蘇輝石安山岩

この岩石は、熔岩流として溢流したもので、この地域に広く発達している。東部地区では、^{ミスマイ} 籠舞川上流に分布していて、板割沢層をおおい、札幌岳基底熔岩におおわれている。西部地区では、大江沢集塊岩層の下部に発達し、無意根山基底熔岩・喜茂別岳基底熔岩などの新期熔岩におおわれている。北部地区では、小天狗岳北方の山地を構成し、白井川層およびプロピライト・石英斑岩などをおおい、この上位に天狗岳集塊岩層が発達し、隣接する「銭函」図幅内に連なつている。また、南部地区では、中山峠を中心とする地域にプロピライトの熔岩流をおおつて発達しているが、さらに伸びて隣接図幅「壮溪珠」に連なつている。

この岩石は、明らかに、西南北海道に発達する黒松内期の安山岩熔岩と同じであり、また、訓縫統に相当する白井川層およびプロピライトの熔岩流をおおい、前にのべた黒松内期の天狗岳集塊岩層（神威岳集塊層・豊平峽集塊岩層・大江沢集塊岩層）が上位に発達している。したがって、この熔岩は黒松内期の活動によるものとみて問題はなからう。

岩質は暗緑色緻密で、柱状節理が発達している。ところによつては弱い黄鉄鉱化作用をうけている。

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

石 基： 玻璃・斜長石・輝石・磁鉄鉱

鏡下の観察： ハイアロピリティック構造を呈している。斜長石は曹灰長石の成分のもので短冊状を示している。累帯構造は、場所によつてみあたらない場合もあるが、普通は弱い累帯構造を示している。輝石・磁鉄鉱の小結晶を包裹している。輝石は、斜方および単斜の両輝石ともみられ、紫蘇輝石をつつんで普通輝石がみられる。紫蘇輝

* 杉本良也： 前出

石は次の多色性を示す。X, Y=淡褐色 Z=淡緑色。

ところによつては、輝石のほとんどが緑泥石に変つている。

石基は、短柱状の斜長石および粒状の輝石とが主体をなし、その間を玻璃が埋めている。そのほか、ジンアイ状の磁鉄鉱が散在し、緑泥石も生成している。流理構造を示している部分もある。

H 普通輝石安山岩

朝日山西方の山地を構成しているものである。この安山岩の下位には白井川層の灰黒色頁岩層や緑色凝灰岩層がみられる。この岩石を肉眼で観察すると、緑灰色のやや粗粒な岩石で、緑泥石が多くみられる。

斑 晶： 斜長石>普通輝石

石 基： 斜長石・玻璃・普通輝石・磁鉄鉱

鏡下の観察： やや多斑晶質の岩石である。斜長石は自形ないし半自形を示し、輝石や磁鉄鉱を包裹している。緑泥石化作用をうけている。普通輝石は、淡緑色の小型の斑晶で、磁鉄鉱を包裹している。多くは緑泥石で置換されている。

石基は、微細な斜長石の間を、玻璃がうめているもので、輝石も少量含まれている。2次的に緑泥石の生成がいちじるしい。

I 紫蘇輝石安山岩

豊平峡の北西方にあるもので、豊平川と薄別川とに夾まれて南北に連なる尾根(750 m)を構成している。黒松内期の普通輝石安山岩や、同時期の豊平峡集塊岩層をおおつて、熔岩流として溢流したものである。この熔岩は、下部では集塊熔岩状を呈しているが、上部では比較的均質な熔岩となつている。肉眼で観察すると、ほとんど無斑晶の漆黒色の岩石で、ややにぶい光沢のある、均質で細粒緻密な外観をもち、玄武岩とみまちがう。

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石

石 基： 玻璃・斜長石・磁鉄鉱

鏡下の観察： ハイアロピリティック構造を呈し、きわめて斜長石の多い岩石である。

長石は、曹灰長石附近の成分で、累帯構造が発達している。紫蘇輝石を包裹している。紫蘇輝石は自形ないし半自形を呈し、次の多色性を示す。

X=淡褐色, Y=淡褐緑色, Z=淡緑色。

石基は、淡褐色の玻璃を主とし、わずかに微細な柱状の斜長石がみられ、磁鉄鉱の微粒が散在している。

J 紫蘇輝石安山岩脈

この岩脈は、豊平峡附近に良好に発達している黒松内期の豊平峡集塊岩層

中に見られるものである。いずれも規則正しい東西方向に延びる小さな岩脈で、肉眼で観察すれば、前にのべた紫蘇輝石安山岩と全く同じような外観を呈している。したがって、この岩脈とまえにのべた紫蘇輝石安山岩熔岩とは、岩質がきわめて類似していることからみて、密接なつながりをもつものであろう。

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石

石 基： 玻璃・斜長石・磁鉄鈹

鏡下の観察： ハイアロピリティック構造を呈し、斜長石の斑晶が多い。斜長石は累帯構造がいちじるしく発達しており、自形ないし半自形を示している。紫蘇輝石は次のあざやかな多色性を示している。X・Y=淡褐色、Z=淡緑色。時には普通輝石の斑晶もみられるが、きわめてまれである。

石基は、淡褐色のジンアイ状の玻璃を主とし、その中に微細な柱状の斜長石がみられる。磁鉄鈹は微粒をなして一面に散つている。

Ⅲ 時代未詳火山岩（新第三紀～第四紀）

A 狭薄山熔岩（紫蘇輝石普通輝石安山岩）

地域の東南部にある狭薄山（1,296.1 m）を構成しているほか、空沼入沢の下流および漁入の沢の下流にも発達している。

この熔岩の下部には、ガマの沢および空沼入沢では、豊平峡集塊岩層が、また狭薄沢では、プロピライトがみられる。札幌岳熔岩・空沼岳熔岩との関係は、直接観察できるところがない。岩質からみると、この2者より古いものと考えられる。ところによつて柱状節理がいちじるしく発達している。暗緑色の、均質で堅固緻密な、普通輝石紫蘇輝石安山岩であるが、ところによつては、青灰色～褐色で粗粒なところもみられる。

斑 晶： 斜長石>普通輝石>紫蘇輝石

石 基： 玻璃・斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鈹

鏡下の観察： この岩石は、ハイアロピリティック構造を呈している。斜長石は、大形で、曹灰長石くらいの成分で、半自形または他形を示すものが多い。

しかし、ところによつては破碎された形をしめすものもある。普通輝石および紫蘇輝石は自形ないし半自形を呈し、融蝕形を示す磁鉄鈹を包裹している。周縁部は、褐色の緑泥石または方解石に変つているものが多い。紫蘇輝石はほとんど多色性を示さな

い。

石基は、淡褐色の玻璃を主とし、微細な針状の斜長石を含む。

B 砥石山熔岩（紫蘇輝石普通輝石安山岩）

この熔岩は、図幅外の砥石山を構成しているもので、この地域では北東隅にわずかに分布している。下部には、一の沢層の砂岩がみられる。なお、あとからのべる観音岩山岩脈に貫ぬかれている。比較的均質な熔岩で、外観は暗灰色～暗緑色を呈し、斑晶はあまりみとめられない。

斑 晶： 斜長石>普通輝石>紫蘇輝石

石 基： 斜長石・玻璃・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鈦

鏡下の観察： ハイアロピリティックな構造を呈する。一部には石基が完全にジンアイ状の玻璃のみからなっているものがある。その流理構造は余り明らかでない。斑晶斜長石は累帯構造がいちじるしく、中性長石～曹灰長石の成分を示し、柱状または拍子木状の形を呈するものが多い。輝石類はほとんど緑泥石化しているが、それと同時に方解石ができています。普通輝石はしばしば双晶をしていることがある。紫蘇輝石は、ほとんど多色性を示さない。磁鉄鈦はジンアイ状を呈しているが、自形を示すものもある。

石基は、斜長石の小さな柱状結晶を多量にもち、その間をジンアイ状物質を含む玻璃が埋めている。

C 美比内山熔岩（普通輝石紫蘇輝石安山岩）

この熔岩は、地域の北西部の美比内山（1,163 m）附近の山地を構成しているものである。明らかに前にのべたプロピライトおよび黒松内期の安山岩質集塊岩層をおおっているが、余市岳熔岩・無意根山基底熔岩との関係は不明である。しかし、岩質からみると、この2者より古いものと考えられる。暗緑色の、きわめて緻密な岩石で、外観は玄武岩のようにみえる。

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

石 基： 玻璃・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鈦

鏡下の観察： ハイアロピリティック構造を呈しており、斜長石斑晶の多い岩石である。斜長石は、曹灰長石附近の成分を示し、短冊状を呈する。累帯構造はほとんどみられず曹長石化作用をいちじるしくうけている。紫蘇輝石および磁鉄鈦を包裹している。輝石には、紫蘇輝石・普通輝石の両輝石ともみられるが、前者が目立つて多い。紫蘇輝石はほとんど多色性を示さない。

石基は、微細な短冊状の斜長石と細粒の普通輝石とを主体とし、これを玻璃がうめて

いる。緑泥石の生成がいちじるしい。また、孔隙の周縁部からクリストバル石が晶出している。

D 一の澤輝石安山岩（普通輝石安山岩）

この岩石は、地域の東北部地区に当る砥石山西部の鐘状の山地を構成しているもので、豊平川河岸および定山溪鉄道の切割に沿つて良好な露出がみられる。一の沢層を貫ぬいていることは明らかにみとめられた。また、前にのべた百松沢石英安山岩との直接の関係はみとめられなかつたが、地形と岩質とから判断して、石英安山岩を貫ぬいているものと考えられる。

一の沢層との接触部をみると、明らかに、一の沢層に接触変質作用を与えており、しかも、貫入後の地殻変動によつて、接触面とほぼ平行する板状の節理が発達している。

暗灰色～青灰色を帯びた、細粒の玻璃質な岩石で、肉眼で1 mm～2 mm 大の斜長石斑晶がみとめられる。

斑 晶： 斜長石>普通輝石

石 基： 玻璃・斜長石・普通輝石・磁鉄鉱

鏡下の観察： ハイアロピリティック構造を示し、きわめて玻璃にとむものである。斑晶斜長石は曹灰長石ぐらいの成分を示している。自形ないし半自形を呈し、累帯構造が顕著であつて、カオリン化作用を受けているものもある。

普通輝石は半自形を呈しているものが多いが、ほかに碎片のものもみとめられる。

石基は、斜長石の小さな柱状結晶を多量にもち、その間を玻璃が埋めている。

E 観音岩山含石英角閃石安山岩脈

地域の北東部にみられる。砥石山熔岩を貫ぬいて、観音岩山(510 m)を構成しているもので、ほぼN 45°Wの方向に伸びる小岩脈である。灰青色～灰緑色を呈し、斜長石および角閃石の斑晶が肉眼であきらかにみとめられる。

斑 晶： 斜長石>角閃石>石英≧普通輝石

石 基： 玻璃・斜長石・石英・普通輝石・磁鉄鉱

鏡下の観察： ハイアロピリティック構造を呈し、流理構造はみられない。斑晶・斜長石は累帯構造がいちじるしく、一般に自形を示すが、破碎されたものも処によつてはみられる。角閃石は自形を示し、褐色角閃石で、周辺は黄褐色の緑泥石に変つている。石英は融蝕形を示している。普通輝石は粒状を呈し淡緑色を呈する。

石基は、微細な拍子木状の斜長の間を玻璃で埋めていて、微細な石英と輝石とを少量

含んでいる。

F 中山峠普通輝石紫蘇輝石安山岩脈

この岩石は、地域の中央部中山峠附近で、前にのべた黒松内期と考えている普通輝石紫蘇輝石安山岩熔岩を貫ぬいて、NW~SE 方向に伸びる岩脈である。したがって、この岩脈は黒松内期以後に貫入したものであることは確かであるが、他の地層との関係が全くみられないので、詳細な活動時期については不明である。しかし岩質からみると、新期の火山活動と関係があるようで、現在のところ、新期火山岩類が活動した時期のものではないかともみている。暗灰色~灰青色の粗鬆な岩石で、斜長石と輝石の斑晶が肉眼であきらかにみとめられる。

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

石 基： 玻璃・斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鈹

鏡下の観察： ハイアロピリティック構造をもち、玻璃質のところは流理構造を示している。斑晶は大形で、その量も多い。斜長石は一般に半自形ないし他形を示し、累帯構造はほとんどみあたらない。輝石は斜方および単斜の両輝石とも、半自形を示し、融蝕されており、磁鉄鈹を包裹している。紫蘇輝石は次の多色性を示す。X・Y=淡褐色、Z=淡緑色。

石基は、長柱状ないし、針状の斜長石の間を、淡褐色の玻璃で埋めたもので、流理構造をしめている。そのほか少量の輝石を含み、ジンアイ状の磁鉄鈹が一面に散在している。

IV 第四紀火山岩

A 無意根山基底熔岩（普通輝石紫蘇輝石安山岩）

この熔岩は、長尾山を含む図幅地域の西部山地に発達するもので、無意根山の基底をなしている。喜茂別岳基底熔岩におおわれているが、下部には、定山溪層群に含まれているプロピライトや、天狗岳集塊岩層に含められている集塊岩がみられる。板状節理がいちじるしく発達し、均質な熔岩である。青灰色の堅固緻密な、普通輝石紫蘇輝石安山岩質のもので、斜長石の斑晶が明らかにみられる。

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

石 基: 玻璃・斜長石・輝石・磁鉄鈹

鏡下の観察: きわめて玻璃質でハイアロピリティック構造を呈する。玻璃質の部分に流理構造を鮮明にあらわすものがある。斑晶は、多くは小形である。斜長石は一般に自形を示し、双晶や累帯構造がほとんどみられない。また一部が帯状に絹雲母化作用を受けているものもみられ、輝石の包裹物を多くもち、内部から褐色緑泥石に置換されている。

輝石類はほとんどその周辺は磁鉄鈹がとりまいており、または磁鉄鈹を包裹している。

紫蘇輝石は多色性をほとんど示さない。

石基は、流理を示すこまかなジンアイ状物質を多量にもつ、褐色の玻璃で、細かな斜長石と輝石類を少量含んでいる。

B 喜茂別岳基底熔岩（普通輝石紫蘇輝石安山岩）

この熔岩は、地域の西南部にある喜茂別岳（1,176.9 m）の基底をなして発達するものである。下方には定山溪層群に含まれて分布するプロピライトおよび珪化したプロピライトがみられる。肉眼の観察では、暗灰青色の堅硬緻密な岩石で、斜長石の斑晶がみられる。

斑 晶: 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

石 基: 玻璃・斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鈹

鏡下の観察: この岩石は、やや斑晶の多いハイアロピリティック構造を呈している。

斜長石はきわめて多く、曹灰長石附近の成分で、累帯構造がいちじるしい。紫蘇輝石は次の鮮かな多色性を示している。X=淡赤褐色、Y=淡褐色、Z=淡緑色。普通輝石は0.4mm~0.7mmのもので淡緑色を呈する。

石基は、暗褐色のジンアイ状物質を多量にふくむ玻璃で、長柱状の斜長石と粒状の輝石類との少量を含む。孔隙の周縁部からクリストバル石が晶出している。

C 札幌岳基底熔岩（普通輝石紫蘇輝石安山岩）

この熔岩は、図幅地域の東部にみられるもので、札幌岳の北方の三角標高930.2 m・893.6 mの山地を構成している。冷水沢上流では安山岩質集塊岩を、一の沢上流および滝の沢上流では一の沢層を、板割沢上流では板割沢層・黒松内期の輝石安山岩および集塊岩をそれぞれおおつており、札幌岳東部の山地および中の沢上流では、空沼岳熔岩と札幌岳熔岩とによつて、おおわれている。暗紫灰色の比較的軟質な岩石で、ところによつては泥熔岩のような外観を呈する部分も少くない。斜長石および輝石の斑晶が明瞭にみとめられる。

斑 晶: 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

石 基: 玻璃・斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鈹

鏡下の観察: 斜長石の斑晶が多いハイアロピリティック構造を呈している。斜長石は1mm内外の短柱状または拍子木状を呈しており、 $Ab_{50}An_{50} \sim Ab_{30}An_{70}$ ぐらいの成分を示し、累帯構造がきわめて良好に発達している。紫蘇輝石は0.3mm~1mmで自形ないし半自形を呈し、多色性がみとめられる。 X' =黄褐色。 Z' =淡緑色、磁鉄鈹を包裹している。普通輝石は自形ないし半自形のもので、磁鉄鈹を包裹している。石基は、針状または短柱状の微細な斜長石の間を、ジンアイ状物質を含む透明な玻璃がうめている。

D 空沼入澤熔岩（普通輝石紫蘇輝石安山岩）

この熔岩は、地域の東南部空沼入沢の河岸に露出する。プロピライト・豊平峡集塊岩層・狭薄山熔岩などの上位にのり、漁岳熔岩および空沼岳熔岩におおわれている。灰緑色~暗灰色を呈するもので、ところによつては集塊岩状を示している。岩質からみると、札幌岳基底熔岩ときわめて類似しているので、これとは、密接なつながりをもつものであると考えられる。

斑 晶: 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

石 基: 玻璃・斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鈹

鏡下の観察: ハイアロピリティック構造を呈している。斜長石は、拍子木状のもので、累帯構造がよく発達している。輝石は、普通輝石および紫蘇輝石とも自形ないし半自形を示し、磁鉄鈹を包裹している。紫蘇輝石は次の多色性を示す。 X, Y =淡黄褐色、 Z =淡緑色。

石基は、微細な針状または短柱状の斜長石の間を、ジンアイ状物質を含む淡緑色の玻璃がうづめている。少量の輝石類も含んでいる。

E 余市岳熔岩（普通輝石紫蘇輝石安山岩）

この熔岩は、隣接図幅「銭函」の余市岳を構成しているもので、この地域では、地域の北西隅の美比内山につらなる尾根を形成している。この熔岩の下には、プロピライトがみられる。

斑 晶: 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

石 基: 玻璃・斜長石・磁鉄鈹

鏡下の観察: この岩石は、ハイアロピリティック構造を呈し、玻璃質のところは流理構造を鮮明に現わしている。斜長石は一般に拍子木状の形のもので、双晶や累帯構造はほとんどみあたらない。輝石は紫蘇輝石および普通輝石の両輝石とも半自形を示し、融蝕されている場合もある。

石基は、大部分がジンアイ状の物質を含む、暗褐色の玻璃が埋めている。

F 無意根山熔岩（紫蘇輝石普通輝石安山岩）

この熔岩は、無意根山および中岳を構成するもので、前にのべた無意根山基底熔岩をおおっている。灰緑色あるいは緑褐色を呈し、斑晶の大形なきわめて粗鬆な岩石である。また、この中には安山岩の小さな捕獲岩が多くみられる。

斑 晶： 斜長石>普通輝石>紫蘇輝石

石 基： 斜長石・玻璃・輝石・緑泥石・磁鉄鈹

鏡下の観察： ハイアロピリテック構造を呈し、やや多斑晶質である。斑晶斜長石は中性長石ないし曹灰長石で、自形または半自形を示しており、累帯構造がいちじるしい。輝石は、斜方および単斜の両輝石とも自形を呈している。紫蘇輝石は多色性をほとんど示さない。

石基は、長柱状ないし針状の斜長石を主とし、その間を淡褐色の玻璃で埋めている。

G 喜茂別岳熔岩（普通輝石紫蘇輝石安山岩）

喜茂別岳(1,176.9m)を含む図幅地域の西南に発達するもので、喜茂別川の上流に良好な露出がみられる。この熔岩はきわめて不均質で、周辺部および下部は集塊岩となつているが、中心部および上部では比較的均質な熔岩となつている。この熔岩の下位にはプロピライトがみられる。青灰色～褐色の、きわめて粗粒な軟質の岩石で、斜長石の斑晶が多い、多斑晶質なものである。

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

石 基： 玻璃・斜長石・輝石・磁鉄鈹

鏡下の観察： きわめて斑晶の多いハイアロピリテック構造を呈する。斜長石は、曹灰長石附近の成分を示し、累帯構造がいちじるしい。輝石は磁鉄鈹および少量の玻璃・緑泥石を包裹している。普通輝石は淡緑色の半自形ないし他形をし、紫蘇輝石は次の多色性を示している。X=淡赤褐色、Y=淡褐色、Z=淡緑色。

石基は、微細な柱状の斜長石の間を淡褐色の玻璃が埋めていて、少量の輝石と磁鉄鈹を含んでいる。

H 空沼岳熔岩（紫蘇輝石普通輝石安山岩）

この図幅の東部に隣接する「石切山」図幅中の空沼岳(1,251m)を模式地とするもので、この地域では、空沼岳の東南部から真籬沼にかけて、平坦な熔岩台地の面を残して発達している。下部には、プロピライト・泥熔岩の外観をもつ空沼入沢輝石安山岩熔岩・札幌岳基底熔岩がみられる。狭薄山熔岩

との関係は直接観察できるところがないので、不明である。暗緑色～暗灰色の堅硬緻密な岩石であるが、集塊熔岩のところもある。

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石=普通輝石

石 基： 玻璃・斜長石・輝石・磁鉄鈷

鏡下の観察： やや多斑晶なハイアロピリティック構造を示す。斜長石は0.5mm～1.5mm大のもので、中性長石の成分でわずかに累帯構造がみられる。カルスバッド式およびアルバイト式双晶が多い。また曹長石化作用が多くみられる。そのほか、輝石や磁鉄鈷の包裹物も多い。紫蘇輝石は多色性がいちじるしい。X、Y=淡褐色、Z=淡緑色ないし無色。普通輝石は0.1～0.2mm位の粒状を呈する。淡緑色を示し、融蝕されたものもある。

石基は、玻璃の中に柱状の斜長石と輝石および磁鉄鈷の微粒が散在している。柱状の斜長石は、そのならび方にやや方向性がみとめられる。そのほか、緑泥石が多く生成されている。

I 札幌岳熔岩（普通輝石紫蘇輝石安山岩）

この熔岩は、札幌岳附近が模式地で、熔岩流の地形を明らかにあらわしている。下部には、一の沢層・札幌岳基底熔岩・狭薄山熔岩がみられる。空沼岳熔岩との関係は直接観察できるところがなかつたので、不明であるが、岩質と発達の様子とからみると、空沼岳熔岩の上位にのるものと考えられる。岩質は、周辺部および下部で集塊熔岩となつているが、上部では比較的均質な熔岩である。しかし、さらに最上部になると粗粒となり、多孔質な部分もみられる。外観は、青灰黒色ないし暗灰色を呈し、斑晶斜長石が肉眼でもあきらかにみとめられ、斜長石の中には径2mmに達するものもある。

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

石 基： 玻璃・斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鈷

鏡下の観察： きわめて玻璃質で、ハイアロピリテック構造を呈する。その玻璃質の部分に流理構造を鮮明にあらわしているものがある。斑晶斜長石は、中性長石～曹灰長石ぐらいの成分で、自形ないし拍子木状を呈しており、ときには破砕形を示すものもある。輝石類は紫蘇輝石が多く、磁鉄鈷を包裹している。紫蘇輝石はほとんど多色性を示さない。

石基は、流理構造があきらかにみられる黒褐色ジンアイ状の玻璃からなつていて、針状ないし短柱状の微細な斜長石と、輝石類とを少量含んでいる。

J 無名山熔岩（普通輝石紫蘇輝石安山岩）

この岩石は、地域の西南隅、喜茂別町字黒橋の西方の標高769.6mの山地

を構成し、訓縫期の火山活動の所産であるプロピライト・黒松内期の活動と考えている普通輝石紫蘇輝石安山岩熔岩および洪積期初葉の活動とみている喜茂別岳基底熔岩を、熔岩流としておおつているものである。淡褐色～灰白色の粗鬆な岩石で、柱状節理がよく発達し、流理構造が明らかにみられる。

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

石 基： 玻璃・斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鈦

鏡下の観察： この岩石は、ハイアロピリティック構造をもち、玻璃のところは流理構造を鮮明に現わしている。斑晶は多くは大形で、その量はいちじるしく少ない。斜長石は一般に半自形ないし他形を示し、双晶や累帯構造はほとんどみあたらない。輝石は普通輝石および紫蘇輝石とも、融蝕されている。

石基は、大部分が、暗褐色の玻璃がうめており、一面にジンアイ状の物質が散在している。

K 漁岳熔岩（普通輝石紫蘇輝石安山岩）

この熔岩は、地域の東南隅に分布するもので、漁入の沢の河岸に露出がみられる。灰青色～緑灰色を呈し、大形の斑晶をもつ粗鬆な岩石で、一般に流理構造を明らかに示している。

斑 晶： 斜長石>普通輝石=紫蘇輝石

石 基： 玻璃・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鈦

鏡下の観察： ハイアロピリティックまたはピロタキシティック構造を呈している。玻璃のところは流理構造を鮮明にあらわしている。斜長石は一般に融蝕形を示し、双晶や累帯構造はほとんどみあたらない。また破碎された形を示すものもみられる。輝石は普通輝石および紫蘇輝石とも融蝕され、磁鉄鈦を包裹している。

石基は、微細な針状または細片の斜長石の間を、ジンアイ状の物質を含む、暗褐色の玻璃が埋めており、少量の輝石類をも含んでいる。

第 9 章 地 史

以上の各章でのべたことから、この地域の地質構成が、現在みられるようになった経緯をある程度推定することが可能である。

I 新第三紀

西南部北海道のどこの地域でもみられるように、この地域でも、基盤を構

成するのは、いわゆる古生層といわれている先第三紀層からなつている。新第三紀以前の永い期間の侵蝕期をへたのち、この基盤岩層の上に、直接新第三紀層が堆積した。

この地域の主要構成員である新第三紀層は、火山砕屑岩を主体とし、いろいろの火山岩を伴うもので、西南北海道のほかの地域と同じように、新第三紀には、火山活動がきわめて旺盛であつたことが推察される。しかし西南北海道の他の地域と異なる点は、**瀬棚統**に相当する地層を欠除していることである。

A 定山溪層群堆積期

新第三紀初葉になつて、陸地化をつづけてきたこの地域も海水下に没して、まず訓縫統下部に相当する白水川層を堆積した。この堆積の前半は、緑色凝灰岩をはじめ、火山砕屑岩を主体とし、プロピライトの熔岩流を伴うものであるが、次第に酸性となり、石英粗面岩の熔岩流も伴つている。この火山活動は、連続的に行われたことが示されており、海底で行われたものらしい。この前半のおわりに、きわめて盛んなプロピライトの熔岩流を溢流し、同時期に石英粗面岩の活動もあつた。この堆積期の後半では、火山活動が衰えると同時に一時上昇して、浅海の状態におかれ、礫岩を堆積したが、しだいに沈下して凝灰質砂岩・凝灰質頁岩を主とするものにかわり、下位の火山砕屑岩を主とするものと多少岩相を異にするようになった。さらにこの時期のおわりには石英安山岩の活動が行われた。

定山溪層群の堆積期の末期には、いままで沈下の状態にあつたこの地域は、上昇にかわり、これに伴う擾乱によつて、断層・褶曲などの地殻変動が起り、石英斑岩のような酸性岩の進入が行われた。

この堆積を通じて、初めにもたらされた凝灰岩が、主として安山岩質であつたのに対して、後半では石英粗面岩質に変つている。

B 瀧の澤層群堆積期

前にのべた定山溪層群堆積期を終えると、一時陸化したらしいが、ふたたび海進をうけた。

瀧の沢層群の下都をしめている、一の沢層の砂岩中に石英斑岩を礫として含んでおり、

砂質頁岩を構成する物質も石英斑岩の斑晶などを含んでいる。したがって、石英斑岩の活動の時期と一の沢層堆積期の間は、不整合と考えられるかもしれない。しかし、この問題については、さらに検討を要することをつけ加えておく。

この時期になつて砂岩・頁岩・泥岩・硬質頁岩などを堆積し、岩相からみて次第に深海の形成によるものであることは明らかである。また含有されている化石より判断すると、この地層が西南北海道のいわゆる八雲統に対比されるものである。この時期は火山活動は休止の状態にあつて、わずかにこの地域内では玄武岩の活動があるだけで、静穏な時期であつたらしい。このような時期をへて、この地域には大きな造構運動があつて、陸地化し、削剝期間に入つた。

C 後板割・先天狗岳間隙

滝の沢層群の堆積後、この地域は陸化に転じ、かなり大きな削剝期であつたらしい。滝の沢層群は地域の東部地区に限られて分布し、地層はいずれも、東ないし南東に傾いている。しかも、この地層は地域の中央部では全くみられず、下位の定山溪層群が露出し、滝の沢層群を欠除して、直接黒松内期の天狗岳火山噴出物がおおつていることから、このような削剝期が推察される。

D 天狗岳集塊岩層堆積期

この時期には、西南北海道の他の地域と同じように猛烈な火山活動が行われ、輝石安山岩が溢流したが、これにともなつて、同質の集塊岩や凝灰岩などの火山碎屑岩層がもたらされた。この火山活動は、後板割・先天狗岳間隙期をもたらしただころの、この地域の大きな造構造運動による地質構造に支配されているようで、集塊岩層は、大きくみて、東部地区では南北に連なり、北西部では部分的な分布を示して、地域的な特ちょうをしめしている。

E 後天狗岳間隙

天狗岳集塊岩層の堆積後、この地域は陸化に転じ、その後、削剝がつづけられた。しかしこの時期にも、なお安山岩・石英安山岩などの火山活動が行われた。この活動は、前にのべたいろいろの時期の火山活動のように激しいものではなく、天狗岳集塊岩層をもたらしただ火山活動の余波的な活動であろうと考えている。一方、瀬棚層に相当する地層のみられないような、長期に

わたる削剝期間には、大きな造構造運動があつて、現在みられるような地質構造の大様が決定づけられたらしい。

Ⅱ 洪 積 世

第四紀になると、新第三紀末に決定づけられたこの地域の地質構造と密接な関係をもつて、きわめてはげしい火山活動が行われたものと推察される。すなわち、地域の東・西両山地を構成している火山岩類はこの時期のものである。

Ⅲ 沖 積 世

洪積世の末葉から沖積世の初葉に、この地域の周辺で最新期の火山活動が行われた。

この活動はきわめて旺盛で、浮石・火山灰などの噴出物層がこの地域にもたされた。その後、活動は微弱となつたが止むことなく現在におよんでいる。

そのほか、現在の河川に沿つて発達する河成段丘上に堆積が行われ、さらに氾濫原面が形成される程度のわずかな上昇が行われ、現在におよんでいる。

第10章 応用地質

この地域は、中新世訓練期^{*}の火成活動がはげしく行われた所で、プロピライトあるいは同源の緑色凝灰岩が広く発達していることが特ちょうである。したがつて、この火成活動に伴なつて、東北裏日本などにみられると同じタイプの各種の金属鉱床が方々に胚胎され、豊羽鉱山はその代表的なものとなつて^{*}いる。このほか、図幅地域の東部・西部および南部一帯には、かなり広範

* 佐々保雄・根本忠寛・橋本 亘：北海道地質図（60万分の1）説明書 北海道科学技術連盟（1952年、昭和27年）この説明書の中で、この図幅地域を含め、手稲、豊羽、千歳、伊達の諸鉱山を含む一帯を千歳金銀銅鉛亜鉛硫化鉄地帯としている。

圃にわたつて新期の火山岩類が発達し、この火山活動に関係をもつ硫黄鉄床あるいは褐鉄鉄床がみられる。

プロピライトや緑色凝灰岩層中に胚胎する訓縫期の金属鉄床は、大きくみれば、地域によつて賦存する方向に相違がみとめられる。すなわち、地域の北西部地区では、鉄床の方向はがいて E—W で、規模も大きい。しかし豊羽鉄山では、鉄脈の細部構造をみれば、E—W 方向に斜交する NW—SE 方向の細脈が交叉して富鉄化している。これに対して、中央部地区から東部地区にかけて賦存する鉄床は、N40°E から N—S 方向となり、規模も小さく、稼行の対象となるものがない。したがつて、鉄床の形態はこの地域の構造運動によつて規定されたことは明らかであるが、より具体的なことは、この地域に隣接するさらに広い地域をも含めて地質調査を行うとともに、鉄床の細部構造についても系統的に観察と調査を進めた後に、はじめて明らかにされるものとする。したがつて、ここでは地質構造と鉄床との間には、きわめて深い関係がある、ということをはっきりしておく。

これらの金属鉄床のほか、この地域の重要な資源としては、定山溪市街を中心とする温泉がある。これらの温泉は、いずれも地質構造と密接な関係をもつて、断層線に湧出するものである。

I 鉛・亜鉛・硫化鉄鉄床

この地域の鉛・亜鉛・硫化鉄鉄床としては、白井川上流に位置する豊羽鉄山がある。このほか、隣接図幅「倶知安」に近い白井川の上流地域には、かなり有望な露頭徴候が方々で見られるが、まだ探鉄は進んでいない。

豊羽鉄山

鉄 区： 石狩国採掘権登録第 310 号
後志国試掘権登録第 3,164 号
外試掘権 12 筆

札幌郡豊平町字定山溪の白井川上流にあり、札幌市の西南約 30 km に位置する。定山溪鉄道錦橋駅から、鉄山専用線で白井川にそつて約 6 km 廻り、水

松沢駅で下車し、そこから約8 kmで元山事務所に達する。この間には鉱山の専用トラックが通じている。なお、選鉱場は、豊平町字石山（隣接図幅「石切山」）に含まれ、定山溪鉄道石切山駅で下車し、約2 km）にある。

沿革および現況

発見の時期はあきらかでないが、明治10年ライマンは定山溪附近の鉱脈について記述している。その後、明治40年に武田某によつて、探鉱されたことがある。大正元年には、渡辺久吉がこの附近の地質調査をおこなつて、鉱床の賦存状態を明らかにし、大正4年になつて、久原鉱業株式会社が注目し、銀を対象として水松沢に乾式製錬所を設けて操業した。大正5年、小林儀一郎は、豊羽鉱山附近のさらに詳細な地質ならびに鉱床の調査を行つた。大正11年、第1次世界大戦後の不況時代に入つて、操業を中止した。その後、浮游選鉱法の発達と、鉱業振興期に恵まれたことによつて、この鉱山もまた、操業可能な状態となつた。そうして、昭和10年には久原鉱業の後身である日本鉱業株式会社によつて事業が再開され、昭和14年に月10,000 ton処理の浮游選鉱場を石山に設置した。さらに昭和17年には、これを25,000 tonに拡張し、国内屈指の大鉱山に発展した。しかし、昭和19年9月6日、白井川の河底が陥没して坑内は浸水し、遂に操業を休止して数年を経過した。その後昭和22年、北海道議会で、豊羽鉱山の復興計画がとりあげられ、昭和25年には豊羽鉱山株式会社が設立されて、同鉱山の復興が進められ、昭和27年1月に月6,000 ton処理の選鉱場を石山に建設し、操業を開始した。

地 質

この附近の地質は、下位からプロピライトの熔岩流をともなう豊羽層・湯の沢層からなり、これら貫ぬいて石英粗面岩・黒雲母石英粗面岩・石英安山岩・輝石安山岩・玄武岩などの岩脈類が発達している。

豊羽層は、白井川層と同時異相の関係にあるものと考えられ、この地域の基盤をなし、下限は不明である。緑色凝灰岩・凝灰角礫岩を主とし、プロピライトを熔岩流としてもない、層理の明瞭な礫岩・砂岩・黒色頁岩などの薄層を夾在している。

湯の沢層は、下部は礫岩と砂岩とを主とするが、上部になると頁岩・緑色凝灰岩の互層が優勢となつてくるものである。

ある元山の播磨鍾は、鍾幅が10 m 余りに達する場合が稀でない（第10 図）。

以上の鈹脈は、断層破碎帯とこれに関連する裂隙に胚胎されたものであることは、前にのべた。現在みられるような鈹脈がどのようにしてできたか、ということは、今後明らかにしなければならない重要な問題として提起しておく。

しかし、豊羽鈹山に対して筆者は、斎藤昌之・杉本良也^{*}とともにやや詳しく坑外および坑内の調査を行つた。また藤原哲夫^{**}は筆者の調査と併行して調査を進められた。したがつて、これらの調査から現在のところでは、大体次のような見透しをいちおうもつている。

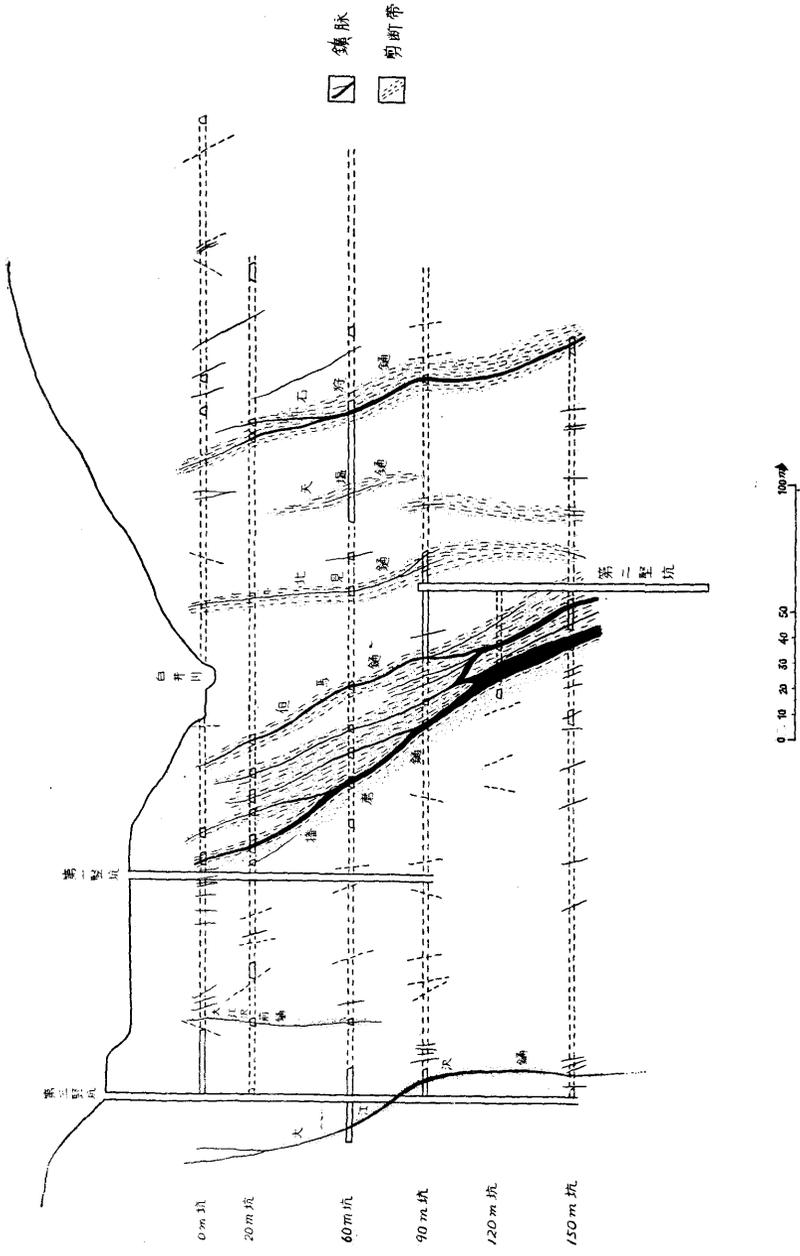
鈹床は、播磨鍾と呼んでいる東西性の鈹脈が主脈で、この主脈はトーションの下に形成された破碎帯を意味しているような形をとつて少しくねじれている。そして、この力の平衡の破れと考えられる所には、これを切つて斜交する多くのテンションクラックを意味する平行な細脈が発達し、これらと主脈とが交叉する部分が富鈹部となり、高品位部は主脈中を斜にはしつていようである。このような状態をみると、まずトーション下に破碎帯ができ、たまたまこの破碎帯が鈹液上昇の導通路となつて、交代作用にはじまる鈹床形成の萌芽がもたらされた。その後、この構造の干渉の下に運動は進められて、多くのテンションクラックが形成され、このクラックを充填して裂隙充填鈹脈が発達し、ついに現在みられる鈹床の形態をとるにいたつたものであろう。

しかも、鈹脈と母岩との接触部には滑り面が示されており、また裂隙によつて鈹脈が移動していることもみとめられるので、鈹床生成の後にも、その余波的性格をもつた断層運動は引続き行われていたことがうかがわれる。したがつて、現在坑外で方々にみられる鈹化作用の伴なわない断層の中には、このような性質のものが少くないと思われ、むしろ鈹床形成の後駆的な意味を

* 斎藤昌之・土居繁雄・杉本良也（北海道地下資源調査所技師）：石狩国豊羽鈹山附近の地質構造（要旨）鈹山地質 Vol.2 No.6（1952年、昭和27年）

** 藤原哲夫（北海道地下資源調査所嘱託）：札幌郡豊羽鈹山附近の地質および鈹床北大理地卒論（手記）（1953年、昭和28年）

第10圖 豊羽鑛山鑛床断面圖 (藤原哲夫による)



もつものが多いのではなからうか。

母岩の変質はいちじるしく、珪化作用・粘土化作用・黄鉄鉱化作用・炭酸塩化作用を蒙っている。

鉍石は、黄鉄鉍・黄銅鉍・方鉛鉍・閃亜鉛鉍を主とし、白鉄鉍・銀鉍物を伴なう。脈石鉍物としては、石英を主とするが、そのほか菱マンガン鉍・方解石・緑泥石・絹雲母がある。2次鉍物には、褐鉄鉍・赤鉄鉍・磁鉄鉍がある。

黄鉄鉍： 鉍脈中にあるものは、縞状構造・輪状構造のものが多く、ほかに緻密塊状のものがある。また粘土化の部分や緑泥石化の部分では、自形結晶を示している。

黄銅鉍： 閃亜鉛鉍と共生していて、おそらく生成時期は、ほとんど同時と考えられるものがある。

閃亜鉛鉍： 主要な鉍石鉍物で、方鉛鉍・黄鉄鉍・黄銅鉍と共生している。鉍床の下部にゆくにしたがつて、その量が増加する。褐色～黄褐色を呈し、透明ないし半透明で明瞭な劈開がみられるが、黒褐色、不透明で鉄閃亜鉛鉍 (marmatite) でないかと考えられるものもある。

方鉛鉍： 閃亜鉛鉍とともに主要な鉍石鉍物であつて、閃亜鉛鉍・黄鉄鉍・黄銅鉍と共生している。この方鉛鉍は含銀量が多いといわれる。

銀鉍物： かつて銀山として稼行していたころは、相当量の銀を産出したようであるが、現在採掘している部分は銀の品位が低い。銀鉍物は次の4つが知られている。

輝銀鉍 (Ag_2S)

濃紅銀鉍 ($3\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$)

ポリバサイト? ($8\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$)

自然銀 (Ag)

II 銅 鉍 床

薄別川と白水川との合流点から薄別川にそつて約 500 m 遡ると、西にわかれる支流がある。この地域の銅鉍床として注目されているものは、そのプロピライト中に胚胎している豊富鉍山であるが、これはむしろ銅・鉛・亜鉛鉍床として知られてきたものでもある。

豊富 鉍 山

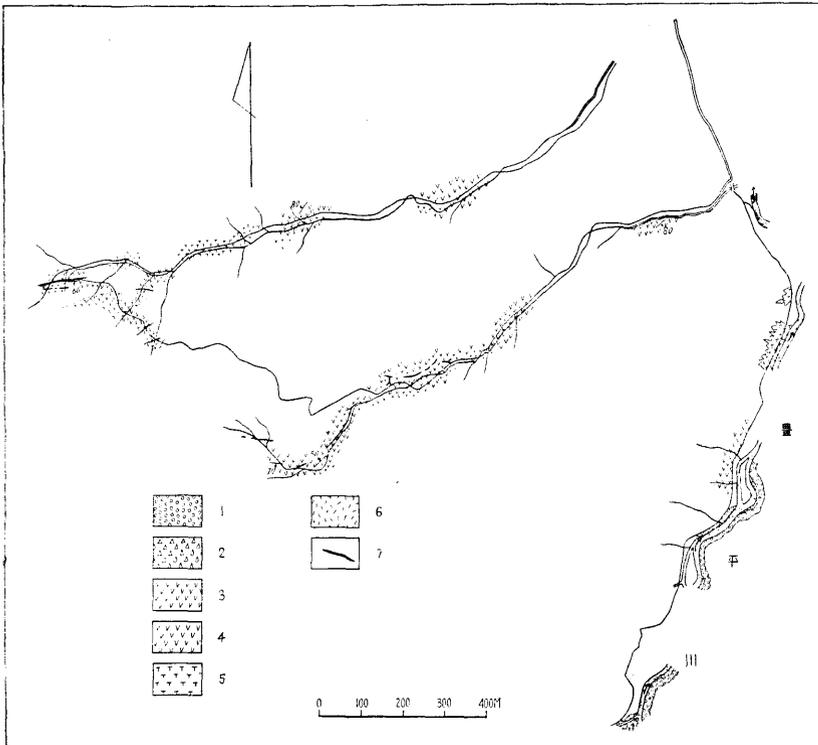
この鉍山は、昭和 20 年頃までは国蔵鉍山と呼ばれていたが、その後休山した。昭和 26 年、三井金属鉍業株式会社を買収して、昭和 27 年から探鉍を始めた。

附近の地質は、緑色凝灰岩・凝灰質頁岩・角礫凝灰岩およびこれらをおお
うプロピライトからなつている。

鈳床は、プロピライト中の断層破碎帯に胚胎する浅熱水性裂隙充填鈳脈で
あるが、現在までに知られているかぎりでは、規模は大きくない。N 40°E~
N 55°E・20°NW~60°NWの走向・傾斜をもつた、いくつかの平行鈳脈が集
合したもので鈳石は黄銅鈳を主とし、黄鉄鈳・方鉛鈳・閃亜鉛鈳を伴ない、
石英を脈石とする。(第11図参照)

なお、この鈳床の上盤側には網状に石英脈が発達し、その中には輝安鈳が

第11圖 豊富鎮山附近踏査圖



- 1 砂礫層 2 集塊岩層 3 プロピライト (プロピライト化作用の強い部分)
4 プロピライト (プロピライトの珪化された部分) 5 プロピライト化作用をま
ぬかれた普通輝石紫蘇輝石安山岩 6 緑色凝灰岩 7 鈳脈

みられるが、この石英脈は、大体は銅鉛脈とほぼ同じ走向を示している。しかも現在知られたところでは、この輝安鉛を含む石英脈と銅鉛脈中のものとは全く性質が異なっている。したがって、輝安鉛の生成は、銅鉛床の生成後の断層運動に伴う裂隙にそって行われたものと考えているが、なお不明な点が少くないので、解明は今後の精査によらなければならない。

母岩のプロピライトは、鉛体周辺では黄鉄鉛が鉛染して暗緑色～暗灰色を呈し、さらに近くなつて鉛体に接する部分になると粘土化がいちじるしい。

Ⅲ 硫黄鉛床

この地域で硫黄鉛床として取上げられるものは、喜茂別町字黒橋の喜茂別鉛山（敗戦と同時に休山し、現在におよんでいる）だけである。このほか、硫黄の徴候としては、大正初期から知られている白井川上流のものと薄別川支流の小川下流のものがあるが、稼行価値はない。

A 喜茂別鉛山

この鉛山は、胆振国虻田郡喜茂別町字黒橋にあり、小喜茂別岳の南麓に位置する。胆振線喜茂別駅からは 11 km で、定山溪から洞爺まで通ずるバスを利用できる。この鉛山は、早くから村民の共有で稼行されていたものである。その後昭和 10 年、早瀬某が譲り受けて二硫化製錬を行つたが失敗した。昭和 14 年末、喜茂別鉛業株式会社の所有にうつり、製錬法の研究に着手すると共に坑内探鉛を行つたが、資金難のため、昭和 15 年には昭和鉛業株式会社に売り渡された。同社は着業計画を進めて蒸気製錬所などの建設に着手したが、昭和 19 年、硫黄鉛山整備によつて休山した。現在は、昭和 24 年に譲り受けた林勉の所有となつている。

地質は、輝石安山岩を主とするが、一部に珪化岩・凝灰岩・頁岩が露出し、これをおおつて、喜茂別岳熔岩が広く発達している。現在では、坑道は全く崩壊してしまつている。それで、鉛床を観察することはできないが、鉛床は上下 2 層の沈澱鉛床で、平均間隔は約 10 m であつたという*。

* 北海道鉛業会：北海道の金属鉛業 163～164 pp (1952 年、昭和 27 年)

鉍床名	分布区域		厚さ(m)	品位(%)
	東西(m)	南北(m)		
天狗鉍床	500	300	上層 2~8 下層 1~4	35
田久保鉍床	未探鉍			

B 白井川上流の鑛床

白井川上流の鉍床は、すでに大正初期に渡辺久吉によつて報告されている*。4露頭（湯の沢附近に3個所、豊羽鉍山元山附近に1個所）が知られているが、何れも低品位の鉍床で稼行価値はない。

湯の沢附近の露頭

湯の沢附近には、(1) 湯の沢と白井川との合流点から、湯の沢を約700m遡つた東岸、(2) 小柳沢の約600m上流および、(3) 白井川と右殿川との合流点から約600m上流で白井川の南側岸、の3個所に露頭がある。前の2者は、はげしく変質したプロピライトを母岩とするもので、蛋白石化作用・黄鉄鉍化作用などがいちじるしい。また、硫化水素の気泡を伴つて、鉍泉が湧出していて、露頭附近では硫化水素の臭が強い。後者は、凝灰岩および砂岩の互層を母岩とするもので、蛋白石化作用がいちじるしい。いずれも、鉍床の規模はきわめて小さく、品位も低いので、稼行価値はまつたくない。

豊羽鉍山元山附近の露頭

元山事務所の南方約300mのところにあつて、緑色～灰色の凝灰岩を母岩とする鉍床である。蛋白石化作用と黄鉄鉍化作用とがいちじるしい。ここには、廃坑となつた坑口があつて、探鉍した跡がみられるが、低品位で稼行されるまでにならなかつたという。現在この附近には、硫質冷泉の湧出しているところがあつて、硫化水素臭が強い。

C 薄別川支流小川下流の露頭

これもすでに大正の初期に渡辺久吉および小林儀一郎によつて知られているものである。露頭は薄別川と小川の合流点から小川を約400m遡り、さらに右股支流を約500m行くと到達する。白水川層に属する角礫凝灰岩を母岩とする鉍床で、蛋白石化作用・珪化作用がいちじるしい。硫質冷泉が湧出していて、附近一帯は漂白作用をうけており、硫化水素の臭が強い。探鉍

* 渡辺久吉：前出

** 小林儀一郎：前出

した跡もみられるが、低品位で稼行されなかつたようである。

IV 砒 鉍

図幅地域の西部には、美比内山から無意根山および喜茂別岳にかけて新期火山岩類が発達しているが、これらの山岳を結ぶ稜線の東側で、火山岩類と新第三系とが境する付近には砒鉍が賦存している。これらのうち、境沢と薄別川との合流点から、約4 km 遡つた薄別川河岸に露出するものは、早くから知られていたが、そのほか、白水川の上流で、白水川と無意根林道との交叉点から約300 m 下流の河岸にも露頭がみられる。

薄別川上流河岸の露頭

プロピライト中に胚胎するもので、河岸の両側に露出している。露頭の付近では、プロピライト黄鉄鉍作用をいちじるしく受けており、粘土化しているところもみられる。露頭の走りは $N50^{\circ}E$ の方向であるが、幅は明らかではない(大体5 m 内外と推察される)。現在までに知られているところでは、きわめて小さなもので、珪化されたプロピライト中の網状微細脈の集合体である。構成鉍物は、雄黄・鶏冠石である。

白水川上流の露頭

白水川上流のものは、緑色凝灰岩(走向・傾斜は、ほぼ $N 35^{\circ}W \cdot 15^{\circ}SW$ である)および角礫凝灰岩中に網状に発達するもので、砒鉍がみられた。概観すれば、 $N 30^{\circ}W \cdot 60^{\circ}NE$ の走向・傾斜を示しており、脈幅は $0.5 \text{ cm} \sim 1 \text{ cm}$ である。構成鉍物は、薄別川上流のものと同じで、雄黄・鶏冠石である。

V 褐鉄鉍床

この地域には、方々に褐鉄鉍の露頭がみられるが、そのうち主なものは現在稼行中の本龍鉍山と探鉍中の無意根鉍山で、そのほかには、稼行の対称となるようなものは、まだ発見されておらない。

A 本龍鑛山

この鉍山は、札幌郡豊平町字定山溪にあり、豊平川の上流で、その支流鳥居沢に位置する。定山溪市街から豊平川に沿つて約9 km で到達するが、国道によれば約14 km で、そのうち12 km はトラックが通じている。

昭和7年頃、砂川善太郎が鉍業権を設定し、ちくじ隣接鉍区を買収して探

鉄につとめた結果、昭和18年褐鉄鉄の露頭を発見した。札幌市の秋山某・有原某などの協力を求めて、翌昭和19年、採掘に着手し、昭和20年には宿舍・事務所などを山元に建設し、森林軌道と現場とを結ぶ鉄山専用道路を開設して、本格的な操業に入ろうとした時に敗戦、休山となった。その後は昭和27年までは休山の状態がつづいた。この間、協同者の秋山・有原両氏は、持分を鉄道工業株式会社にゆすり、さらにこれを、昭和26年製鉄原料輸送株式会社が譲り受け、ついで日鉄鉄業株式会社が粗鉄権を設定し、昭和27年10月から同社の手によつて着業された。鉄石は、採鉄場から国道までは索道で搬出し、ここから定山溪までトラック輸送を行つている。

附近の地質は、主としてプロピライトと、これをおおつて黒松内期に属する普通輝石紫蘇輝石安山岩が発達している。鉄床は、これらの岩石を基盤として、その上に沈澱したもので、鳥居沢の鉄床は、東西200m・南北150m・平均厚さ5m・品位Fe52%の有望なものである。このほかにも、ところどころに露頭があるので、今後の探鉄に期待されるところが大きい。

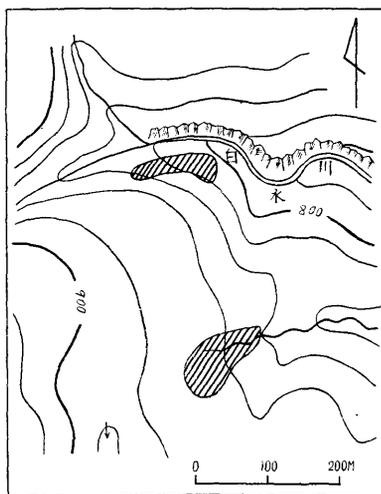
B 無意根鉄山

この鉄山は、札幌郡豊平町字定山溪にある。定山溪奥の薄別部落から薄別川支流の白水川に沿つて約4km遡ると到達する。

昭和10年頃、砂川善太郎が金・銀・銅・鉛・亜鉛鉄区として鉄業権を設定し、その後、鉄に変更したもので、昭和25年から探鉄に着手し、現在におよんでいる。

附近の地質は、主として凝灰岩とプロピライトで、これらを基盤として、その上に沈澱したもので、品位はFe50%を越える。(第12図参照)

第12図 無意根鉄山附近の褐鉄鉄床



褐鉄鉄床

VI 温 泉*

豊平川にそつては、たがいに約4 kmを隔てて、黄金湯・定山溪・薄別の3温泉——定山溪温泉群——と豊平峡の1鉱泉——豊平峡炭酸鉱泉——とがある**。(第13図参照)。前者には、(1)普通輝石紫蘇輝石安山岩中に湧出しているもの、(2)石英斑岩中に湧出しているもの、および、(3)緑色凝灰岩中に湧出しているもの、の三つがあり、後者は集塊岩層中に湧出している。これらの温泉および鉱泉は、更新世の火山活動に直接関係のあるものか、または新第三紀火山活動の名残りと考えてよいものかどうかは、いまのところ明らかではない。つぎに各温泉および鉱泉について略述する。

A 黄金湯温泉

附近の地質は、八雲統下部に対比される一の沢層(砂岩・泥岩の互層)を基盤とし、これを黒松内統に対比される神威岳集塊岩層が、不整合におおつている。さらにこれを、普通輝石紫蘇輝石安山岩が貫ぬいている。この安山岩の割目はN30°Eで、発達がいちじるしい。

泉源は1個所で、湧水量は少いように思われる。従来の調査によれば、次のような結果が発表されている。

温泉: 32.0, PH: 8.5 (採取直後), 8.5 (30分放置後), 比重: 0.9991 (20°C), 無色透明, 微硫化水素臭がある。

ほとんど無味。泉水1立について蒸発残渣: 0.613g (180°C)。

Na ⁺	0.212g	Cl ⁻	0.1611g
K ⁺	0.003	SO ₄ ⁼	0.002
NH ₄ ⁺	0.0006	CO ₃ ⁼	0.0046

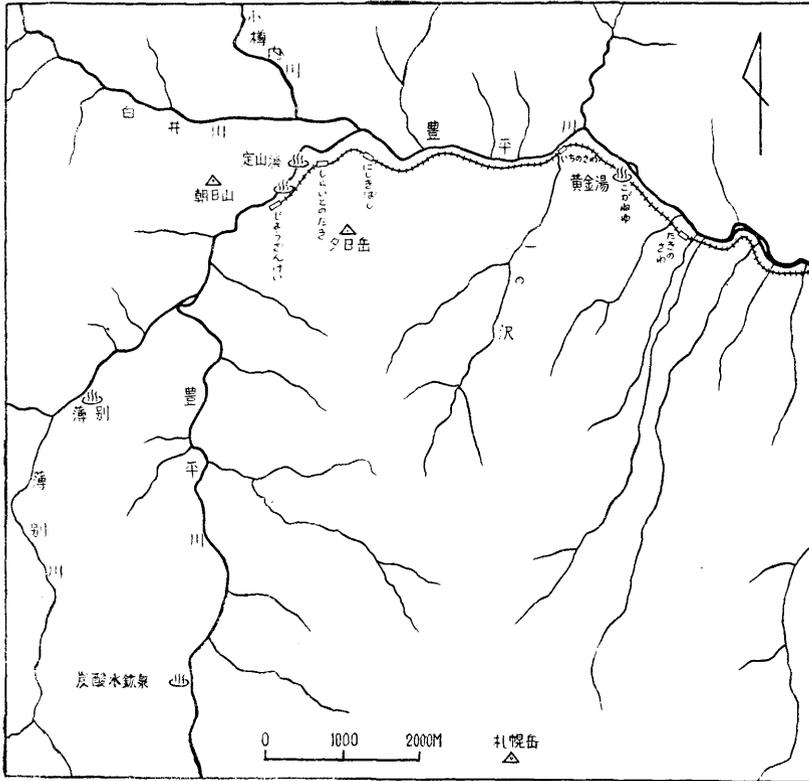
* この泉温については、北海道大学理学部化学教室西村雅吉助教授から資料をいただいた。ここに厚くお礼を申上げる。

** 太秦康光・西村雅吉：温泉の化学的研究(第5報)北海道定山溪温泉(その一)日本化学会誌 第62巻 第8号(1941年, 昭和16年)

太秦康光・西村雅吉：温泉の化学的研究(第11報)北海道定山溪温泉(その二)日本化学会誌 第64巻 第6号(1943年, 昭和18年)

西村雅吉：温泉の化学的研究(第12報)北海道薄別温泉, 黄金湯温泉および定山溪温泉 日本化学会誌 第66巻 第1~6号(1945年, 昭和20年)

第 13 圖 温泉および鑛泉分布圖



Ca^{++}	0.0055	HCO_2^-	0.26
Mg^{++}	0.0010	OH^-	0.0001
		HS^-	0.0073
		BO_2^-	0.0030
		HSiO_2^-	0.00052

HBO_2 : 0.013 g, H_2SiO_3 : 0.0778 g, CO_2 : 0.003 g, H_2S : 0.00024 g, Total : 0.75 g

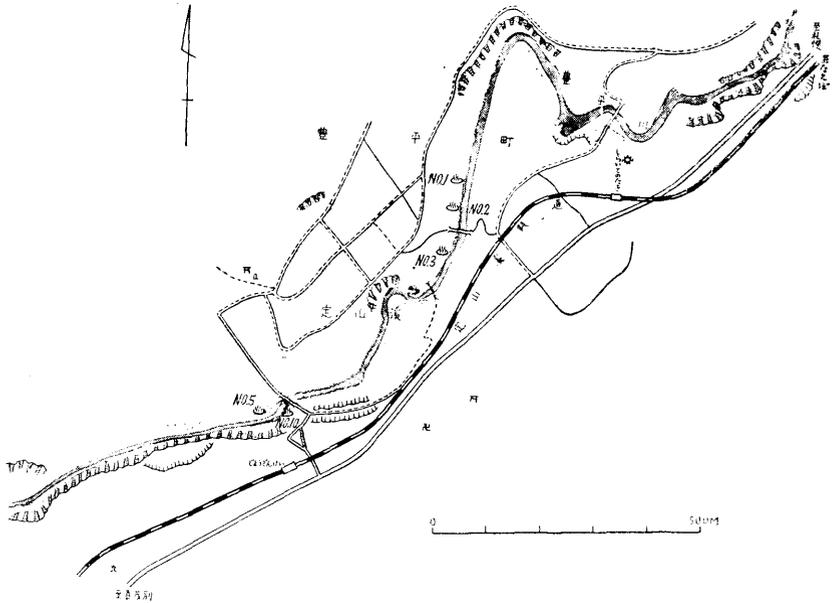
(西村雅吉による)

B 定山溪温泉

定山溪温泉は、札幌市の西方約 25 km に位置する。豊平川に沿つて、数百米の範囲にわたつて湧出している温泉である。この地区の高さは 280 m 内外で、附近一帯は石英斑岩で、温泉はいずれもその割目から湧出している。割

目の方向は $N 45^{\circ}W \sim N 30^{\circ}E$ で一様でない。湧水は、一般に無色透明でほとんど無味無臭・微アルカリ性を呈し、湧出状態は概して静穏である。泉温は各湧泉によつて多少異なり $70^{\circ}C \sim 85^{\circ}C$ であるが、泉質はいずれも大差がないようである。

第 14 圖 定山溪附近温泉分布圖



この温泉の分析結果（第 14 図 No. 10）を示すと次のようである。

泉温： $76.0^{\circ}C$ ，湧出状況：湧水は無色透明，ほとんど無味無臭。時々小気泡を伴う。

PH： 7.8 ，比重： 1.0011 ($20^{\circ}C$)，泉水 1 立の蒸発残渣： 3.278 g ($180^{\circ}C$)^o

Na^{+}	0.914 g	Cl^{-}	1.576 g
K^{+}	0.187	SO_{4}^{-}	0.084
NH_{4}^{+}	0.0020	HPO_{4}^{-}	0.0035
Ca^{++}	0.130		
Mg^{++}	0.0101		
Mn^{++}	0.0010		

* 西村雅吉原図による。

HBO₂:0.150 g, H₂SiO₃:0.159 g, CO₂:0.103 g, Total:3.669 g

(西村雅吉による)

C 薄別温泉

附近の地質は、黒色粘板岩と砂岩の互層よりなる薄別層、塊集岩・角礫凝灰岩およびプロピライトを伴う白水川層よりなり、おのおのは不整合に重なっている。薄別川に沿って、N 50°E の方向の断層線と、これと関係のある EW の走向の小断層とが、優勢にみられるが、これと交わる N 45°W 方向の断層も発達している。湧泉の附近は、粘土化作用がいちじるしくすすんでいるので、地質構造との関係を明らかにすることはできなかつた。泉源は 1 個所で、湧出量はわずかである。

泉温:36.5°C, PH:6.3 (採取直後), 6.6 (30分放置後), 比重:0.9996 (20°C), 泉水は無色透明, 微硫化水素臭がある。味は微かに収斂性である。

泉水 1 立について蒸発残滓:0.899 g (180°C)

Na ⁺	0.103	Cl ⁻	0.0228 g
K ⁺	0.038	SO ₄ ⁼	0.063
NH ⁺	0.005	HCO ₃ ⁻	0.925
Ca ⁺⁺	0.164	HPO ₄ ⁼	0.00002
Mg ⁺⁺	0.0416	H ₂ PO ₄ ⁻	0.00014
Mn ⁺⁺	0.0017	HS ⁻	0.00044
Fe ⁺⁺	0.00008		

HBO₂:0.007 g, HSiO₃:0.054 g, CO₃:0.562 g, H₂S:0.0022 g, Total:1.986 g

NO₂⁻, NO₃⁻はない。アンモニアによつて Al⁺⁺⁺は検出してない。

(西村雅吉による)

D 豊平峡炭酸鍍泉

附近の地質は、石英安山岩質集塊岩と砂岩の互層と、普通輝石紫蘇輝石安山岩質集塊岩層より構成されている。両者の関係は、この附近ではわからないが、ほかの地区で観察された事実から不整合関係にあることは間違がない。この附近に発達する割目は、豊平川にほぼ平行なものと、これと交わる N30°E の方向のものである。泉源は 1 個所であるが、岩石の割目からしみ出るところは、方々にみられる。鍍泉は、気泡をともなつて湧出していて、湧出量は少い。微細な褐色浮游物を含んでいる。湧出は無色透明で、無臭であ

るが、味は炭酸の刺激がある。

泉温:10°C, PH:5.8 (採集直後), 6.1 (30分放置後), 比重:0.99900 (20°C), 湧水
1立について、蒸発残滓:0.722g (110°C)

Na ⁺	0.059 g	Cl ⁻	0.0072 g
K ⁺	0.007	HCO ₃ ⁻	0.879
NH ₄ ⁺	trace	SO ₄ ⁼	0.002
Ca ⁺⁺	0.054	HPO ₄ ⁼	<0.00002
Mg ⁺⁺	0.099		
Mn ⁺⁺	0.0002		
Fe ⁺⁺	0.0193		
Al ⁺⁺⁺	0.0052		

HBO₂:0.005 g, H₂SiO₃:0.0196 g, CO₂:2.33 g, Total:3.48 g

H₂S, NO₂⁻, NO₃⁻, Fe⁺⁺⁺はない。(西村雅吉による)

したがって、この泉はいちじるしく遊離炭酸をふくむ“炭酸含有単純炭酸
鈹泉”である。

参 考 文 献

- (1) 渡辺久吉: 石狩国札幌郡定山溪附近地質および鈹物調査報告 鈹調第16号 (1913年, 大正2年)
- (2) 小林儀一郎: 石狩国札幌郡定山溪豊羽鈹山附近地質調査報文 鈹調第24号 (1917年, 大正6年)
- (3) 木下亀城: 黒鈹 岩波講座 (1931年, 昭和6年)
- (4) 長尾 巧・佐々保雄: 北海道西南部の新生代層と最近の地史 地質学雑誌 Vol. 40, 41 (1933年~1943年, 昭和8年~9年)
- (5) 阿部 顕・西田彰一: 石狩国釧路・定山溪附近地質調査報文 北大理地 修論 (手記) (1934年, 昭和9年)
- (6) 安田三郎・鈴木 要: 石狩国厚別, 石山附近地質調査報告 北大理地 修論(手記) (1934年, 昭和9年)
- (7) 長尾 巧: 札幌一苫小牧低地帯附近の新生代地史 地質学雑誌 Vol. 43 (1936年, 昭和11年)
- (8) 神津俣祐・待場 勇・竹内常彦: 玻璃包裹物と液体 包裹物を共有する斑状石英に就いて 岩礦第21卷 (1939年, 昭和14年)
- (9) 高野 孝: 豊羽鈹山の地質鈹床および採鈹について 北大工 卒論(手記) (1940年, 昭和15年)
- (10) 長尾 巧: 札幌一苫小牧低地帯(石狩低地帯) 矢部教授還暦記念論文集

- (1940年, 昭和15年)
- (11) 金田政一: 石狩国定山溪豊羽鉾山附近の地質および鉾床 北大理地 卒論(手記)(1941年, 昭和16年)
 - (12) 太秦康光・西村雅吉: 温泉の化学的研究(第5報) 北海道定山溪温泉(その一) 日本化学会誌 第62巻 第8号(1941年, 昭和16年)
 - (13) 斎藤正雄: 樽前函幅(10万分の1) 北海道工業試験場 未刊行
 - (14) 渡辺武男: 豊羽鉾山および定山溪 北海道地質見学案内書 第5輯(1943年, 昭和18年)
 - (15) 太秦康光・西村雅吉: 温泉の化学的研究(第11報) 北海道定山溪温泉(その二) 日本化学会誌 第64巻 第6号(1943年, 昭和18年)
 - (16) 西村雅吉: 温泉の化学的研究(第12報) 北海道薄別温泉, 黄金湯温泉および定山溪温泉 日本化学会誌 第66巻 第1~6号(1945年, 昭和20年)
 - (17) 百石浩: 石狩国定山溪附近の地質 北大理地 修論(手記)(1949年, 昭和21年)
 - (18) 筒浦明: 石狩国豊平川流域(錦橋一藤の沢)の地質 北大理地 修論(手記)(1946年, 昭和21年)
 - (19) 青木正行: 石狩国藤の沢附近の地質 北大理地 修論(手記)(1946年, 昭和21年)
 - (20) 舟橋三男: 札幌一定山溪地質案内 科学と科学教育 第1巻(1947年, 昭和22年)
 - (21) 日本地質学会新生界対比委員会札幌支部: 北海道新生界対比試案(1949年, 昭和24年)
 - (22) 新堀友行: 緑色凝灰岩層に関する新見知 地質学雑誌 Vol.56(1951年, 昭和25年)
 - (23) 棚井敏雄・新堀友行: 東北裏日本における第3紀の火成活動について 地球化学 No.5(1951年, 昭和26年)
 - (24) 湊正雄: グリン・タフ地域の問題 新生代の研究 No.14(1952年, 昭和27年)
 - (25) 柴田勇: 日本およびその近傍の第3紀玄武岩類 新生代の研究 No.15~16(1952年, 昭和27年)
 - (26) 佐々保雄・根本忠寛・橋本 頁: 北海道地質図(60万分の1) 説明書 北海道科学技術連盟(1952年, 昭和27年)
 - (27) 土居繁雄: 石狩低地帯西南部における洪積紀の火山活動(とくに支笏泥流の時期について) 地質学雑誌 Vol.58(1952年, 昭和27年)
 - (28) 斎藤昌之・土居繁雄・杉本良也: 石狩国豊羽鉾山附近の地質構造 鉾山地質 Vol.2 No.6(1952年, 昭和27年)

- (29) 斎藤昌之・小山内熙： 西南北海道東部地域の地質（第1報 登別泥流についての2,3の問題）北海道地質要報 No.20（1952年，昭和27年）
- (30) 北海道鉛業会： 北海道の金属鉛業（1952年，昭和27年）
- (31) 土居繁雄： 5万分の1白老図幅説明書 北海道地下資源調査所（1953年，昭和28年）
- (32) 藤原哲夫： 札幌郡豊羽鉛山附近の地質および鉛床 北大理地 空論（手記）（1953年，昭和28年）
- (33) 杉本良也： 5万分の1銭函図幅説明書 北海道開発庁（1953年，昭和28年）

EXPLANATORY TEXT
of the
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN
Scale, 1 : 50,000

ZYOZANKEI
(Sapporo-29)

By
Shigeo Doi
(Geological Survey of Hokkaido)

Résumé

During the last two years, I spent about 130 days in engaging the field work for the geological survey of the Zyozaankei district, where is situated about 24 km west of Sapporo. The field survey began in September 1951 and came to an end October 1952. This explanatory text is the outcome of this field work and is dealt with briefly the stratigraphy and mineral resources of this district.

1. Stratigraphy

The geological complex encountered during this survey belong to the so-called Palaeozoic as basal member, Neogene Tertiary, various kinds of volcanic as well as dyke rocks, and Quarternary sediments.

The Palaeozoic rock is only exposed along the river side of tributary Usubetsu, in only small area which is mainly consisting in black slate, intercalating occasionally with thin bed of sandstone and quartzite. The whole thickness, succession and the geological age of these rocks are at present quite unknown, but from their lithic characters they may be doubtlessly belong to the so-called Palaeozoic of Hidaka system in Hokkaido. As is known elsewhere in Southwestern Hokkaido the basement complex

under the Neogene Tertiary is always the so-called Hidaka Palaeozoic System, lacking Mesozoic and Palaeogene formations and it seems to be the same case in this district.

Neogene Tertiary

The Neogene Tertiary is divisible into three groups in descending order, which are :

- Tengudake group
- Takimosawa group
- Zyozankei group

Each group above enumerated is also divisible into more numerous and more smaller scales of formations as well as members which may be shown in table 1.

Zyozankei Group

Siramizu Formation : This formation covers unconformably the so-called Palaeozoic rocks above described, with agglomeratic lava as its basal member, the matrix of which is mostly propylitic in lithic character and attains about 100 m in total thickness. The upper part of this formation is mainly tuff-breccia as well as tuff, also mostly andesitic being altered to the propylite, 90 m in thickness. The boundary between agglomeratic lava and the upper member is not sharp and the former gradually pass over the brecciated tuff of the upper division.

Shiraigawa Formation : This formation lies conformably above the preceding formation and is also divisible into two members, the lower and the upper. The lower member consists mainly in green tuff, 490 m in thickness, intercalting occasionally black shales, while the member of upper division chiefly in alternations of sandstone and shale occasionally also intercalated by thin layers of green tuff, about 150 m in total thickness. Metallic ore deposits, either in large or small scale are mostly found in this formation or its equivalent, with only little exceptions, through all the area surrounding Zyozankei district and accordingly this formation is very important for prospecting ore deposits yet undiscovered.

The Shiraigawa formation develops mostly in the eastern side of this district, while in the western side we find also formation being stratigra-

Table 1

Age		Geological Series		Remarks	
Quaternary	Recent	River Deposits in Recent			
		Fun Deposit			
	Pleistocene	Shikotsu Pumice Bed			
		Talus Deposits		Limonite Volcanic Rocks	
Neogene Tertiary	Pliocene	Tengudake Agglomerate Formation		Volcanic Rocks	
				Regression	
	Miocene	Takinosawa Group	Itawarizawa Formation	Hard Shale Member	Block movement
				Alternation of Hard Shale and Hard Sandstone Member	
			Ichinosawa Formation	Sandstone Member	Volcanic Rocks
				Alternation of Sandstone and Shale Member	
		Hyakumatsuzawa Formation	Alternation of Sandstone and Shale Member	Block movement	
			Dacitic Agglomerate Member		
		Zyozankei Group	Yunosawa Formation	Alternation of Sandstone and Shale Member	← Quartz Porphyry
				Green tuff Member	
				Conglomerate Member	
			Shirai-gawa Formation	Alternation of Sandstone and Shale Member	← Dacite
Green tuff Member					
Shiramizugawa Formation	Green tuff Member		← Liparite		
	Andesitic Agglomerate member				
Pre-Tertiary	Usubetsu Formation (So-Called Palaeozoic Complex)		← Propylite	Metallic Ore Zone	
	Toyoha Formation	Green tuff Member	← Propylite		
		Conglomerate Member			
	Toyoha Formation	Green tuff Member	← Propylite		
		Conglomerate Member			
	Toyoha Formation	Green tuff Member	← Propylite		
		Conglomerate Member			
	Toyoha Formation	Green tuff Member	← Propylite		
		Conglomerate Member			
	Toyoha Formation	Green tuff Member	← Propylite		
		Conglomerate Member			

phically almost in same position, although its succession of rocks, thickness and rock facies is somewhat different from the former, for which I wish to call provisionally under the name of **Toyoha Formation**. Toyoha mine and its surrounding area is the type locality for this formation.

The stratigraphical relation between Shiraigawa formation and the Toyoha formation is in nowhere yet directly ascertained, however Toyoha formation lies also above the Upper division of Shiramizu formation and is covered by lower Yunosawa formation, and accordingly the stratigraphical equivalent of Toyoha formation to the Shiraigawa is almost beyond doubt.

The Toyoha Formation is also divisible into two parts, the lower part is mainly composed of alternations of conglomerate and sandstone, about 60m in thickness, while the upper part is mainly green tuff, about 400 m in total thickness. We find also locally black shale in the basal part of this formation, which is quite indistinguishable from the one intercalating in the lower member of the Shiraigawa formation.

Occasionally propylite intrudes into the Shiramizu formation and the lower part of Toyoha —as well as Shiraigawa— formations as thin patches of lava flows, sheets or dykes, but as large mass of propylite we find mainly in the upper part of Toyoha —as well as Shiraigawa— formation; most of them developes in this member as lava flows.

Yunosawa Formation: A tributary of Shiraigawa river, naming Yunosawa is the type locality for this formation, whole thickness of which is about 360 m. The stratigraphical relation between this and the Shirai-gawa as well as Toyoha formation is yet uncertain, however the former lies above the propylite which is intercalating in the latter formations as lava flows, and the pebbles of conglomerate consisting in the basal part of the Yunosawa formation are mostly propylite, which are quite indistinguishable from the lava flow of propylite lying directly under the Yunosawa formation. Accordingly the stratigraphical hiatus may be expected between the Yunosawa and the Shiraigawa formation or its equivalent.

The Yunosawa formation consists in three members in descending order, which are:

Upper division: alternations of sandstone and shale, about 170 m in

thickness

Middle division: green tuff, about 120 m in thickness

Lower division: alternations of conglomerate and sandstone, about 70m in thickness

The lower member consists mainly in conglomerate and sandstone as above enumerated, which are greenish and grayish in colour; the matrix of conglomerate is mostly tufaceous sand. Among the pebble, propylite is most remarkable in amount, green tuff, green sandstone and liparite follow this. The middle member of this formation is mainly green tuff which pass over gradually from the alternations of conglomerate and sandstone and accompany occasionally thin layers of tuff-breccia. Whole of these rocks of this division are liparitic.

The upper member of this formation is also tufaceous, consisting in alternations of sandstone and shale, graysh or greenish in colour, occasionally rich in carbonaceous matter. From this part *Pecten kimurai* YOKOYAMA and *Venericardia* sp. was collected at the upper course of Yunosawa river.

Covering this formation we see dacitic lava flow of considerable scale at elsewhere.

Hyakumatsuzawa Formation: The lower part of this formation is chiefly composed of agglomerate, in marked contrast to the preceding formation. Although the stratigraphical relation of the Hyakumatsuzawa formation to the preceding formation is not yet ascertained, there is dacitic lava flows covering the Yunosawa formation as above mentioned, and the agglomerate of the Hyakumatsuzawa formation now in question is also dacitic; therefore it may be quite probable that the Hyakumatsuzawa formation lies above the Yunosawa formation.

The upper division of this formation is mainly consisting in alternations of sandstone and shale, graysh and greenish in colour, also tufaceous, 60 m in thickness, occasionally fossiliferous. Among the fossil collections *Culutellus izumoensis* and *Thyasira* sp. is most noteworthy.

Takinosawa Group

Ichinosawa Formation: Both of the Ichinosawa and the Itawari-zawa-formations of Takinosawa group are developing in the eastern district.

of this sheet. Ichinosawa formation is also dividible into two parts. The lower part is mainly consisting in the alternation of tufaceous sandstone and shale, grayish or black in colour, occasionally nodulous, and fossiliferous. Among them *Calyptogena pacifica* (DALL) is found, which is the characteristic element of the Môrai hard shale formation, developing at Môrai, north of the mouth of the Ishikari river, about 50km northwest of this district.

The upper part is chiefly consisting in the sandstone, in which we find also thin bed of shale at somewhere; also fossiliferous. We find also numerous calcareous nodules through this part of the formation, while the sandstone of this part is observed to be occasionally rich in carbonaceous matter.

Itawarizawa Formation: The Ichinosawa formation pass gradually over the Itawarizawa formation in rock facies. The grain size of the material composing the rocks of the upper part of the preceding formation become gradually to be finer, and contents of shally rocks become also to increac, in marked contrast to the lower as well as middle part of the preceding formation and the upper member of the Ichinosawa formation passes over conformably to the Itawarizawa formation. The Itawarizawa formation is also dividible into two parts, the lower part of which is mainly consisting in the alternation of hard shale and sandstone, graysh in colour, 150 m in thickness. Fossils rare and mostly in bad preservation. The upper part is consisting in exclusively hard shale, which is nodulous and fossiliferous, 120 m in thickness.

From lithic characier as well as fossil contents, though the latter are less numerous, the Zyozankei group may be correspond to the Kunnui Series in stratigraphical position and the Takinosawa group may be roughly estimated to be almost equivalent to Yakumo Series. Accordingly both of these may be Miocene in age.

Tengudake Group: In the central district of this sheet, especially at the northern corner and in the western side of this district, the Tengudake group developes in relatively narrow area with north south trend. This complex is chiefly consisting in agglomerate of andesitic

nature, however the lower part is occasionally composed of andesitic dykes as well as lava flows, covering unconformably the upper part of the Zyozankei group as well as Takinosawa group. The breccia of this agglomerate is mainly consisting in andesite, but green tuff, shale, mudstones, palaeozoic slates and various kinds of igneous rocks such as quartzite, porphyry, liparite, propylite, diabase and gabbroic rocks. The latter two kinds of rocks are, to be noted, not exposed in this district.

It is far from doubtful that this group is correlable to the so-called Kuromatsunai agglomeratic group developing widely in Southwestern Hokkaido. The age of this complex may be Pliocene.

Quaternary

Covering the mountainous region, about 500 m to 1000 m in altitude, talus or terrace deposits are widely developed through this district; the true geological nature of which is yet unknown to me, however that the stratigraphical position of these deposits is older than the aluvial deposits is almost beyond doubt. It may be probably denote the later Pleistocene in age.

Although it occupies only quite narrow area, we see also the Shikotsu pumiceous bed in a few localities, covering the preceding agglomeratic deposits above enumerated. The age of this bed is also later Pleistocene.

Along the river side, river terraces in different altitude are developing in narrow belt, each of which is overlaid by thin gravel bed.

To the aluvial deposits there is nothing to be remarked here.

2. Igneous rocks.

Volcanic activity was quite intense through the Neogene Tertiary period as well as Quaternary in this district.

Firstly **Propylite** began its activity in the early stage of deposition of the Shiraigawa formation; during this stage, its activity was culminated at least in three times as before mentioned.

We see propylite in these two formation as sheet, dykes and lava flows. Among them, the most large mass of this rock is confined in the upper part of Shiraigawa formation and its equivalent.

Liparite: Following the activity of propylite the liparite began its activity, it intruded into the Shiraigawa formation of Toyoha formation as dykes and occasionally overflowed the surface of the depositional plain of these formation.

Dacite: After the deposition of the Yunosawa formation dacite began also its activity. We see lava flows of dacite covering the Yunosawa formation elsewhere and dacitic agglomerate consisting in the main part of the lower division of the Hyakumatsuzawa formation.

Quartz porphyry: Quartz porphyry is also developed in considerable wide area of this district, with north south trend, which cut the upper part of the Hyakumatsuzawa formation. Although the stratigraphical relation between this igneous rock and Ichinosawa formation is now unsettled, I think the latter perhaps to cover unconformably the former. Therefore the age of activity of this rock in this area may be the later stage of the deposition of the Zyozankei complex.

Andesite: Andesitic rocks began to appear after the deposition of the Takinosawa formation. As already stated, the agglomeratic formation of the Tengudake group is exclusively andesitic.

There are various kinds of andesitic rocks, which intruded into decidedly the Tengudake group; the exact geological age of them is at present unknown, but it may be probably the later Pliocene or early Pleistocene in age. (see also table 2)

Table 2

Kind	Mode of Occurrence	age
Sausu Yama Lava (Hypersthene augite andesite)	Lava flow	} Neogene Tertiary ?
Toishi Yama Lava (Hypersthene augite andesite)	Lava flow	
Bihinai Yama Lava (Augite hypersthene andesite)	Lava flow	
Ichinosawa Pyroxene andesite	Dyke	} Neogene Tertiary ~Quaternary ?
Kannoniwa Yama Quartz bearing hornblende andesite	Dyke	
Nakayama-toge Augite hypersthene andesite	Dyke	} Quaternary ?

Basalt: As dykes in small scale, basalt cut locally the Yunosawa formation in this district and accordingly the lower limit of the geological age of this rock is doubtlessly after the deposition of the Yunosawa formation, but the upper limit of the activity of this rock is still uncertain.

However as the most prevalent activity of basaltic rocks in the Neogene Tertiary through southwestern Hokkaido it is elsewhere known to be the Yakumo-stage. Therefore the same case may be expected in this district.

Covering the whole igneous rocks above stated, as well as Tertiary sediments, there develops widely andesitic flows which are found mainly in high mountainous region forming flat topped mountains.

3. Mineral resources

In the following paragraph some mineral resources found in this district will be briefly dealt with, most of them such as Lead, Zinc and Copper ore as well as Asenic deposits are found in the formation or volcanic rocks in early Miocene age. While Limonitic or Sulphur deposits are product during Pleistocene age.

Besides of this, Mineral springs are found in a few localities in this district, most of them employed for bath or other uses.

Lead, Zinc and Pyrite ore deposits:

As already stated, ore deposits containing Lead, Zinc, and Pyrite etc. are found in a few localities of this district, all of them develop in the Shiraigawa formation as well as Toyoha formation, especially in the green tuff and propylite as mother rocks. These deposits are exclusively vein type. Among them, most remarkable deposits either in quality or in scale, are found at Toyoha mine as well as its surrounding area, about 12 km West of the town of Zyozaunkei, which were worked since the early Taisho era and is now worked. At present ores of 6000 tones are mined for each month.

Copper deposits:

This type of ore deposits are specially rich in Copper than lead and zinc contents in comparing with the preceding deposits, which are also found in the propylite being intercalating in the upper divisions of Shirai-

gawa formation as lava flows. The deposit of this type was not yet mined until present day, but is now prospected at Toyotomi mine, situating about 6 km southwest of Zyozankei town.

Sulphur deposits :

There is Kimobetsu mine being situated at the southwestern corner of this district, which was known to work Sulphur deposits during 1934 to 1944; but it is now not worked.

Arsenic ore deposits :

At the upper course of the Usubetsu river, Arsenic ore deposits being consisting in Realger and Orpiment was known since very old days of Taislgo Aera, which is developed in the propylite belonging to the Shiramizu formation. Meanwhile same type of ore deposit was also newly fownd by myself at the upper course of Shiramizu river, the deposit of which is also developing in the propylite of same formation. Both of these, however are not in economic importance, owing its small scale.

Limonitic deposits : We find limonitic ore in various scale elsewhere in the fauglomeratic deposits covering the propylite or green tuff sediments of various formations. Of them, ore deposit developing surrounding Houryu mine, about 9 km south of Zyozankei town, along the Toyohira river is at present only mined, and other single case being found at Muine mine situating at the upper course of Shiramizu river is now prospecting.

Hot springs :

As minerale springs we find them at four points. Three of them are found along the Toyohira river, with intervals of about 4 km from east to west, which are known as Kogane-hot spring, Zyozankei and Usubetsu respectively. Other one spring gushes forth at the upper course of left tributary of Toyohira river, about 7 km south of Zyozankei town, and this is not warm like other three springs. All these positions of mineral springs either cool or hot, indicate the existince of fault line near by and I could ascertain it in field. The result of the chemical analysis of one of spring at Zyozankei is as follows :

Na ⁺	0.914 g	Cl ⁻	1.576 g
K ⁺	0.187	SO ₄ ⁻	0.084

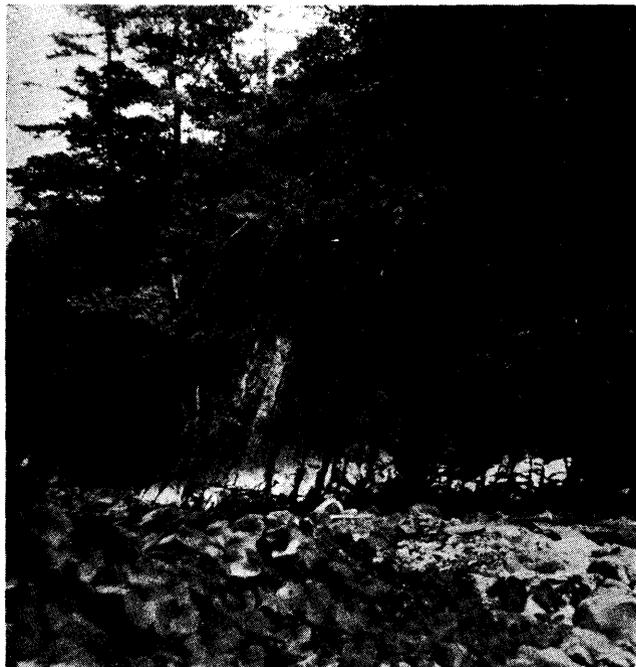
NH_4^+	0.0020	HPO_4^{2-}	0.0035
Ca^{++}	0.0101		
Mn^{++}	0.0010		

HBO_2 : 0.150 g, H_2SiO_3 : 0.159 g, CO_2 : 0.103 g, Total : 3.669 g



白井川層中の緑色凝灰岩層 (薄別川中流)

Green tuff member in the Shiraigawa formation (Middle course of Usubetsu river)



豊羽層中のプロピライト（熔岩流）
Propylite (lava flow) in the Toyoha formation.



豊羽層中の緑色凝灰岩層

Tg: 緑色凝灰岩層 Pr: プロピライト
Green tuff member in the Toyoha formation
Ttu: Green tuff member Pr: Propylite



湯の沢層中の砂岩・礫岩互層 (白井川上流)

S: 砂岩 Cg: 礫岩

Alternation of sandstone and conglomerate in the Yunosawa formation. (Upper course of Shirai river)

S: Sandstone Cg: Conglomerate

第 5 図 版 PLATE 5

第 1 圖 神威岳集塊岩層 (錦橋から豊平川の 500 m 下流)

Ag: 凝灰質集塊岩層 S: 凝灰質砂岩

Fig. 1 Kamoi Dake agglomerate member in the Tengu Dake agglomerate formation
(At about 500 m from Nishikibashi (bridge) is the lower course along the Toyohira
river)

Ag: Tufaceous agglomerate S: Tufaceous sandstone

第 2 圖 滝の沢より観音岩山を望む

Ish: 一の沢層 (砂岩・頁岩互層)

An₂: 砥石山熔岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩)

Ka: 観音岩山岩脈 (含石英角閃石安山岩)

Fig. 2 View of Kannoniwa Yama from Takinosawa.

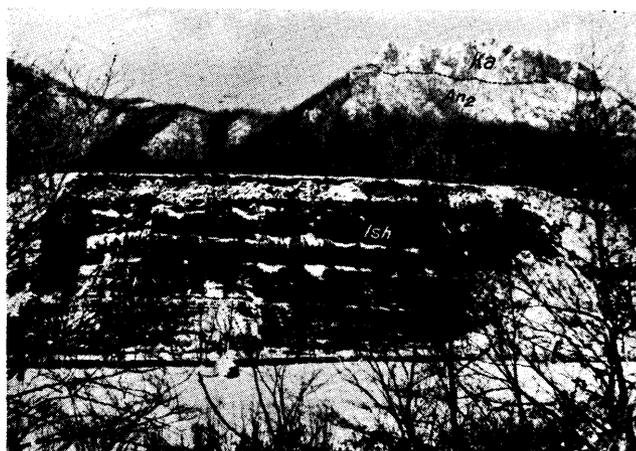
Ish: Ichinosawa formation (Sandstone · Shale member)

An₂: Toishi Yama Lava (Augite hypersthene andesite)

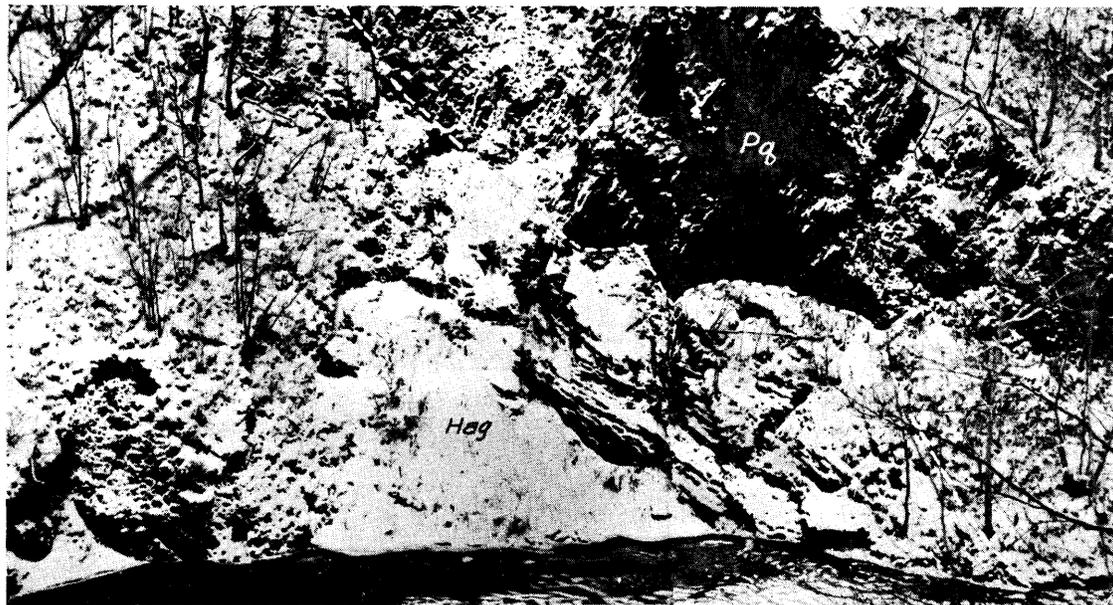
Ka: Kannoniwa Yama Dike (Quartz bearing hornblende andesite)



第 1 図
Fig. 1



第 2 図
Fig. 2



百松沢層を貫ぬく石英斑岩（錦橋）

Hag: 百松沢層 Pq: 石英斑岩

Quartz porphyry intruded into the Hyakumatsuzawa formation at Nishikibashi.

Hag: Hyakumatsuzawa formation. Pq: Quartz porphyry.



豊平峡集塊岩層（豊平川上流）

Hoheikyo agglomerate member in the Tengudake agglomerate formation.
(upper course of Toyohira river)

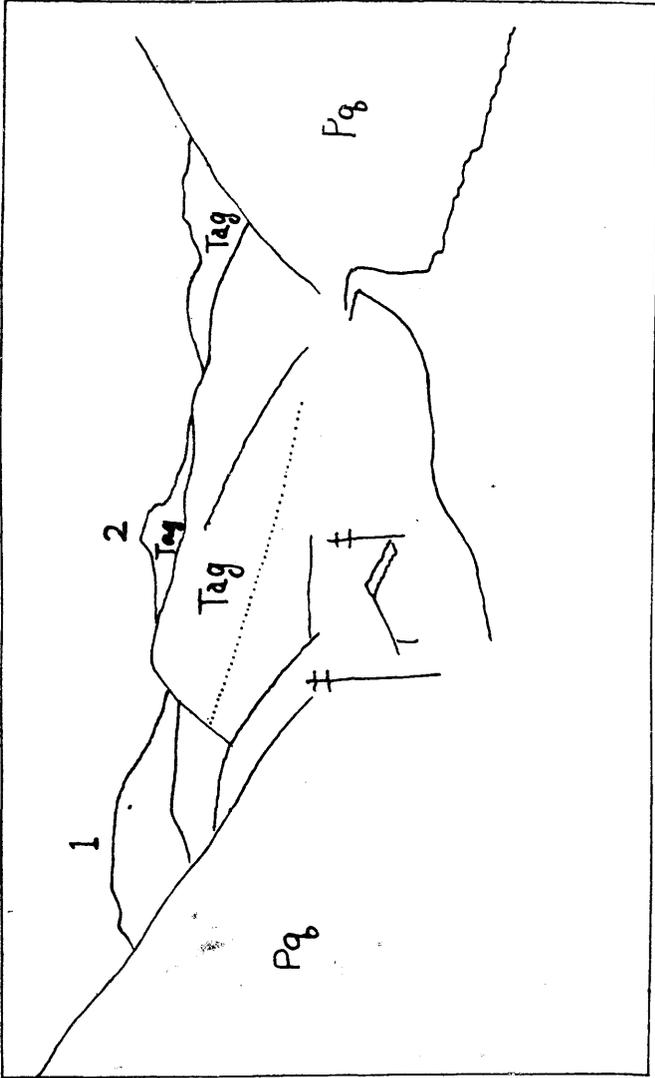


百松沢層中の断層 (百松沢下流)

Hag: 石英安山岩質集塊岩 Hsh: 砂岩・頁岩互層

Fig. 1 Fault between Dacitic agglomerate member and Sandstone・Shale member in the Hyakumatsuzawa formation. (Lower course of Hyakumatsuzawa)

Hag: Dacitic agglomerate Hsh: Alternation of Sandstone and Shale



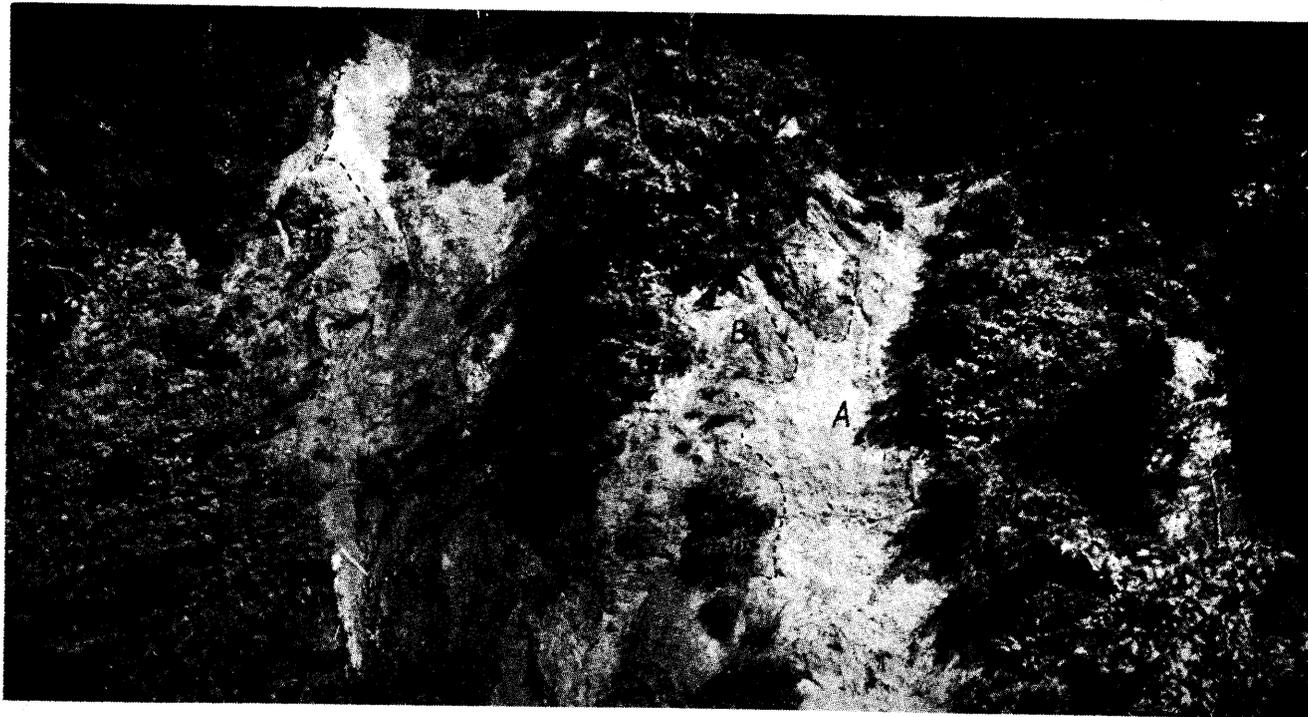


銚子口より神威岳を望む。 1 神威岳 2 烏帽子岳

Qp: 石英斑岩 Tag: 神威岳集塊岩層

View of Kamoi Dake from the Chyosiguchi. 1 Kamoi Dake 2 Eboshi Dake

Qp: Quartz porphyry Tag: Kamoi Dake agglomerate member (Tengu Dake
agglomerate formation)



豊羽鉱山附近にみられるプロピライト化作用の強弱の示される露出

- A: Aプロピライト化作用が強く、崩壊しやすくなっている部分。
B: 強いプロピライト化作用をまぬかれた部分。やや突出する傾向がある。
A view showing duplicated propylitization of the neighbourhood of Toyoha mine
A: Powerfully propylitized portion. B: Weakly propylitized portion.

第 1 圖 石英斑岩 (白井川・しぐれ橋)

× 25 // ニコル

Q: 石 英 pl: 斜長石

Fig. 1 Quartz porphyry (Shi rairiver)

× 25 // nicol

Q: Quartz Pl: Plagioclase

第 2 圖 石英斑岩 (朝日岳)

× 25 // ニコル

Q: 石 英 Pl: 斜長石 Bi: 黒雲母

Fig. 2 Quartz porphyry (Asahi Dake)

× 25 // nicol

Q: Quartz Pl: Plagioclase Bi: Biotite

第 3 圖 石英安山岩 (湯の沢東部)

× 25 // ニコル

Q: 石 英 Pl: 斜長石

Fig. 3 Dacite (Easternpart of Yunosawa)

× 25 // nicol

Q: Quartz Pl: Plagioclase

第 4 圖 玄武岩 (胡桃沢上流)

× 40 // ニコル

Pl: 斜長石

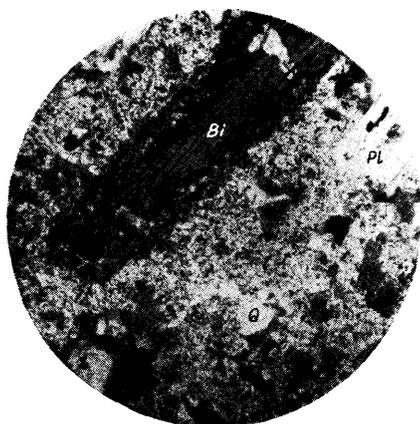
Fig. 4 Basalt (Upper course of Kurumizawa)

× 40 // nicol

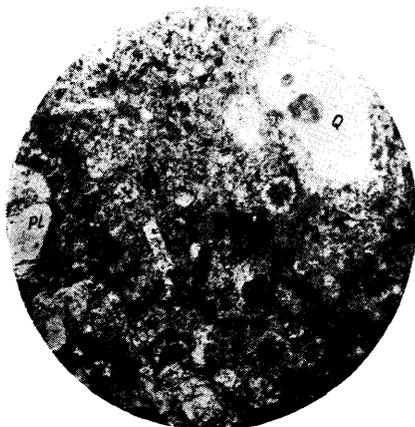
Pl: Plagioclase



第 1 図



第 2 図



第 3 図



第 4 図

第 1 圖 普通輝石安山岩 (朝日岳西方)

× 25 // ニコル

Pl: 斜長石 An: 普通輝石

Fig. 1 Augite andesite. (Western part of Asahi Dake)

× 25 // nicol

Pl: Plagioclase An: Augite

第 2 圖 大江沢集塊岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩) (桃胡沢上流)

× 40 // ニコル

Pl: 斜長石 Hy: 紫蘇輝石

Fig. 2 Oezawa agglomerate (Augite hypersthene andesite) (Upper course of Kurumizawa)

× 40 // nicol

Pl: Plagioclase Hy: Hypersthene

第 3 圖 札幌岳熔岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩) (札幌岳)

× 25 // ニコル

Pl: 斜長石 Au: 普通輝石 Hy: 紫蘇輝石 Mg: 磁鉄鉱

Fig. 3 Sapporo Dake Lava (Augite hypersthene andesite) (Sapporo Dake)

× 25 // nicol

Pl: Plagioclase Hy: Hypersthene Au: Augite

Mg: Magnetite

第 4 圖 空沼岳熔岩 (紫蘇輝石普通輝石安山岩) (空沼岳)

× 25 // ニコル

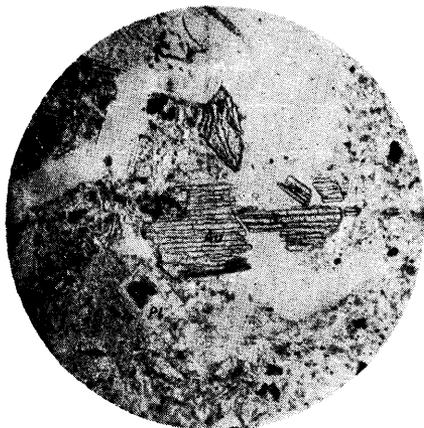
Pl: 斜長石 Au: 普通輝石 Hy: 紫蘇輝石 Mg: 磁鉄鉱

Fig. 4 Soranuma Dake Lava (Hypersthene augite andesite) (Soranuma Dake)

× 25 // nicol

Pl: Plagioclase Au: Augite Hy: Hypersthene

Mg: Magnetite



第 1 図



第 2 図



第 3 図



第 4 図

昭和 28 年 3 月 25 日 印刷

昭和 28 年 3 月 30 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三 田 德 光

札幌市北三條西一丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北三條西一丁目

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1:50,000

ZYŌZANKEI

(SAPPORO—29)

BY

SHIGEO DOI

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO

MASAO SANO, DIRECTOR.

HOKKAIDO DEVELOPMENT AGENCY

1953