

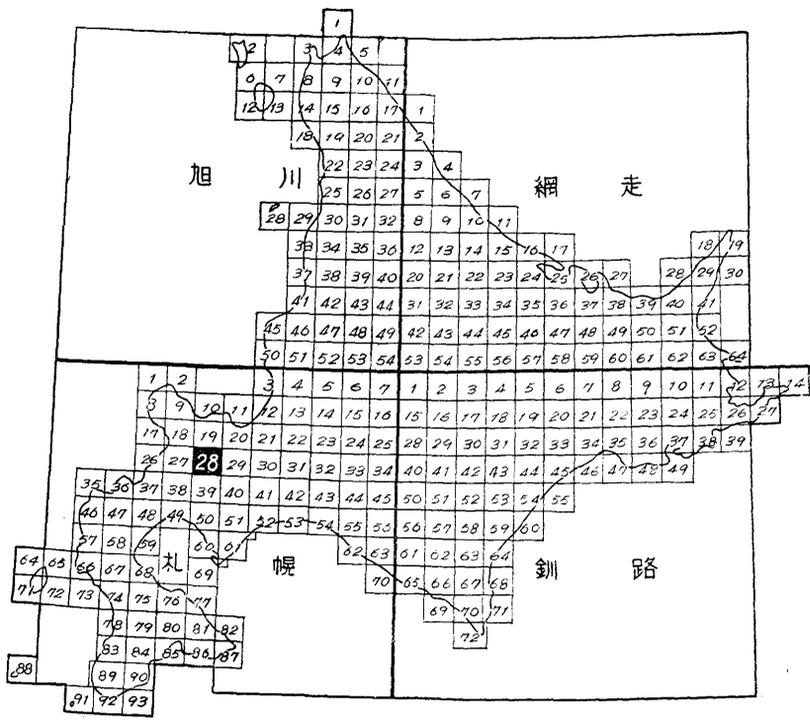
5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

安 知 俱

(札幌一第 28 号)

北 海 道 開 発 庁

昭 和 31 年



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

倶 知 安

(札幌一第 28 号)

北海道地下資源調査所

北海道技師 土 居 繁 雄

〃 嘱託 長 谷 川 潔

北海道開発庁

昭和 31 年

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	1
II 地 形	2
III 地質概説	3
I 新第三紀層および同時期火成岩類	4
IV.1 脇方層および同時期火山岩類	5
IV.1.1 ワカサタップ変朽安山岩	5
IV.1.2 1.016 m 山集塊岩部層	5
IV.1.3 大富石英粗面岩	6
IV.1.4 ペーペナイ川緑色凝灰岩部層	6
IV.1.5 日暮沢変朽安山岩	7
IV.1.6 沼の沢緑色凝灰岩部層	7
IV.2 春日層および同時期火山岩類	8
IV.2.1 5の沢変朽安山岩	8
IV.2.2 笹の沢角礫凝灰岩部層	9
IV.2.3 石の川角礫凝灰岩部層	10
IV.2.4 三角山石英粗面岩	10
IV.2.5 ワツカウエンナイ変朽安山岩	11
IV.2.6 71点沢玄武岩	11
IV.2.7 ガローの沢集塊岩部層	12
IV.2.8 ポンガローの沢石英粗面岩	12
IV.2.9 青井川角礫凝灰岩部層	12
IV.2.10 盤の沢緑色凝灰岩部層	13
IV.3 母 沢 層	13
IV.3.1 右の沢砂岩・礫岩部層	14
IV.3.2 中の川緑色凝灰岩部層	14
IV.4 石英斑岩	14
IV.5 無の沢層	16

IV.6	安山岩類	16
IV.6.1	中山梨熔岩	17
IV.6.2	松川熔岩	17
IV.6.3	931 m 山熔岩	18
IV.6.4	大沢熔岩	18
IV.6.5	カシプニ熔岩	19
IV.6.6	ヌブリエンコロ川熔岩	19
IV.7	扶桑集塊岩層	19
IV.8	末広層	20
V	時代未詳火山岩類	21
V.1	美比内熔岩	21
V.2	大和石英粗面岩	22
VI	第四紀層および同時期火山岩類	23
VI.1	洪積層および同時期熔岩類	23
VI.1.1	無意根山基底熔岩	23
VI.1.2	831 m 山熔岩	24
VI.1.3	余市岳熔岩	24
VI.1.4	無名山熔岩	24
VI.1.5	留寿都層	25
VI.1.6	高位段丘堆積物	26
VI.1.7	中位段丘堆積物	26
VI.1.8	真狩別層	26
VI.1.9	低位段丘堆積物	27
VI.2	沖積層および同時期火山噴出物	28
VI.2.1	羊蹄火山噴出物	28
VI.2.2	崖錐堆積物	31
VI.2.3	羊蹄山扇状地堆積物	31
VI.2.4	現河床堆積物	31
VII	地質構造および地史	31
VII.1	地質構造	31

VII.2 地 史	33
VII.2.1 新第三紀	33
VII.2.2 洪積世	35
VII.2.3 沖積世	35
VIII 応用地質	35
VIII.1 金・銀・鉛	36
VIII.1.1 俱登山鉛山	36
VIII.1.2 石英脈	36
VIII.2 褐鉄床	37
VIII.2.1 日鉄俱知安鉛山	37
VIII.2.2 日鉄ペーペナイ鉛山	39
VIII.3 川砂利	40
VIII.4 災害地質	40
VIII.4.1 地盤の陥没	40
VIII.4.2 羊蹄山麓の土石流	41
文 献	42
Résumé (in English)	43

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書 俱 知 安 (札幌一第 28 号)

北海道地下資源調査所

北海道技師 土 居 繁 雄

ク 嘱託 長谷川 潔

は し が き

この図幅および説明書は、北海道開発庁から依頼されて、昭和 28 年 7 月から同年 8 月にわたる約 50 日、昭和 29 年 7 月から 10 月にわたる約 50 日、あわせて約 100 日間でおこな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。

野外調査にあたっては、この地域の中央部と東南部とを長谷川が、そのほかの地域を土居が、それぞれ担当した。なお、京極から寒別にかけての地域は本所地質鉱床課長齋藤昌之氏の援助をうけた。羊蹄火山および山麓地帯は北海道大学理学部地質学鉱物学教室の勝井義雄氏の調査資料によった。

また野外調査を進める際には、日鉄鉱業俱知安鉱山ならびに赤井川村役場の職員各位、北海道後志支庁産業課の間右一氏からいろいろと御配慮を賜った。謝意を表する。

I 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 $141^{\circ}15' \sim 141^{\circ}0'$ の範囲にある。

行政区画のうえから、南東部地域は京極村に、西部地域は俱知安町に、北東部地域は赤井川村に、それぞれわかれる。しかし、北東隅の 1 部は豊平町にふくまれている。

鉄道網としては、尻別川に沿って、俱知安町から噴火湾岸の伊達紋別まで通ずる胆振線のほか、京極から脇方までの脇方線がある。そして、この胆振線とはほぼ平行に、俱知安から南京極をへて喜茂別に至る国道が通じている。このほか、末広・出雲・瑞穂地区は碁盤の目に道路が発達し、寒別・上山梨・松川・大富などの丘陵性の山地および羊蹄山麓には開拓道路が開さくされている。また、各河川にそつても道路はある。しかし、この道路は、

林産物の運搬をのぞいては、あまり利用されておらず、路面の手入れも不十分である。

II 地 形

この図幅地域は大きくみると、4つの地形区に分けることができる。

- (1) 図幅地域の北部および北東部をしめ、小起伏にとむ山地帯。
- (2) (1)の山地帯と尻別川とはさまれて、図幅地域の西から東南に帯状につらなつている、台地状地形のみられる山地帯。
- (3) 図幅地域の西南部をしめ、羊蹄火山の裾野をつくっている地域。
- (4) 各河川に沿つて、ひろがつている沖積地。

(1)は、標高 200 m から、しだいに高さをまして最高 1,000 m に達する小起伏にとんだ地域で、おもに新第三紀層と同時期の火山岩類からできており、さらに、これらをおおつて第四紀の熔岩が発達している。そして、熔岩の発達している地域は、熔岩流の面がはつきりとみとめられ、ひかく的平坦な地形面をしめしている。

(2)は、標高 180 m から、高度をまして最高約 450 m におよび、基盤は新第三紀層と同時期の火山岩類からできているが、おもに、第四紀の火山砕屑物でおおわれている地域である。この地域では、あきらかに段丘面が識別される。

この段丘面は、あとのべるように、いづれも砂礫層をのせているが、ほとんど全域が、火山砕屑物を主とする真狩別層でおおわれているため、多くの場合、礫層は河岸または台地から沖積地にうつる急崖にだけみられる。

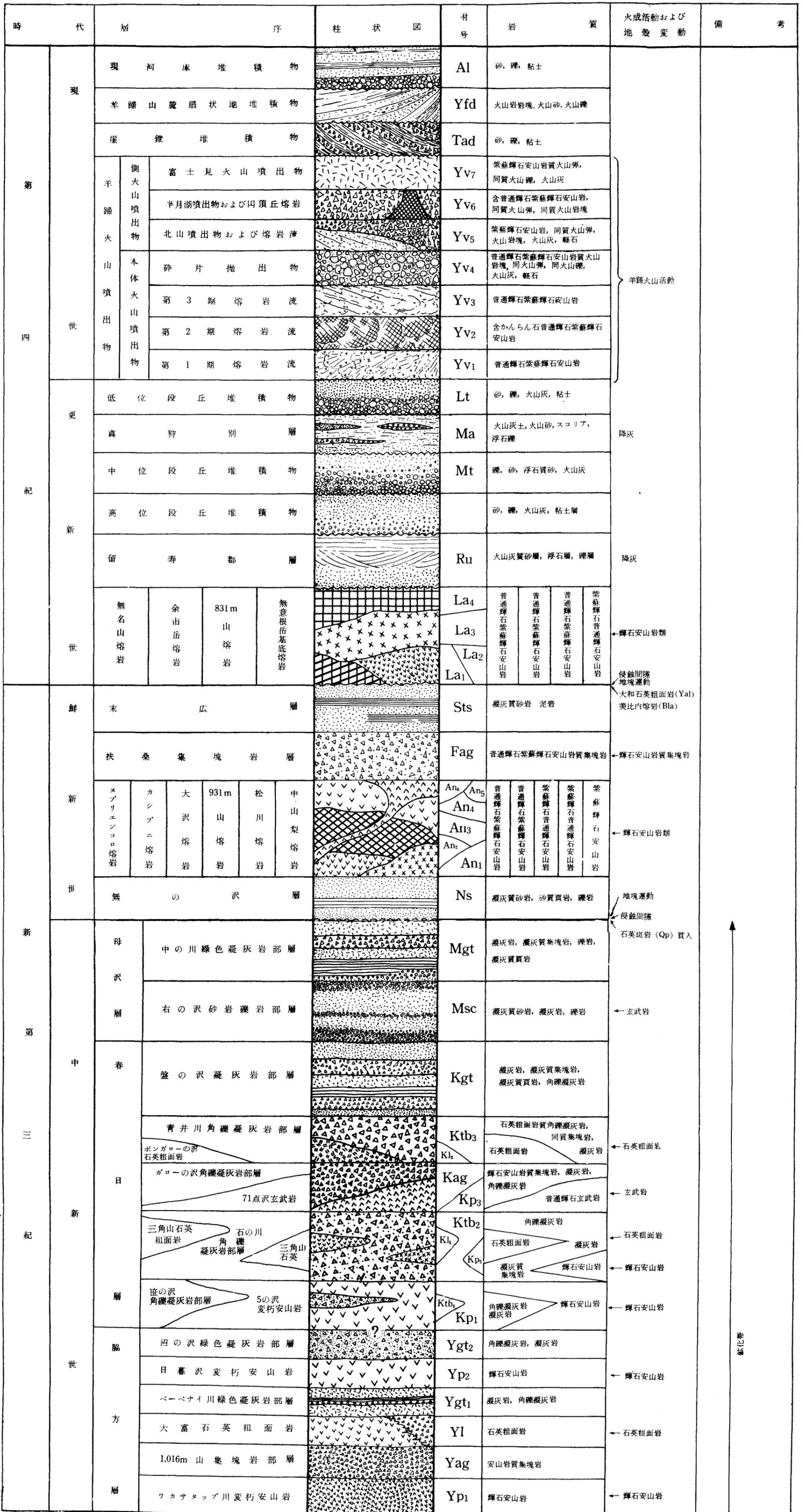
(3)は、この地域の南につらなる留寿都図幅の北部にある、羊蹄火山体の北半部をしめ、おもに羊蹄火山噴出物からできている。そして、半円形に裾野が発達しており、扇状地堆積物がのつている。

(4)は、まえにのべたように、各河川の沿岸に発達している低地を意味している。

水系は、この地域の南東か北西に流れ、寒別附近で流路をはば東西にとる尻別川をのぞいては、ほとんどの河川は、この地域の北部および東部山地に源を発し、それぞれ南北から北東—南西の流路をとつて、尻別川に合流している。しかし、三角山から 931 m 三角点および 783 m 三角点をつらねる尾根の北部では、流路を南北にとり、北に流れて、この図幅外を流れる白井川^{*}に合流している。これらのうち、主な河川は、南からワカサタップ川・

* この地域の北につらなる「仁木」図幅地域の南部を東から西にながれ、ガローの沢との合流点附近で、流路を南北にかえている。

第1図 模式柱状図



↑ 帯 礫 化

ペーペナイ川・ヌブリエンコロ川・ボンクトサン川および俱登山川である。

III 地質概説

この地域をつくっている地質系統は、模式柱状図にしめたようなものである。

新第三紀層は、この地域の北部および北東部に分布している、下から脇方層・春日層・母沢層・無の沢層・扶桑集塊岩層および末広層にわけられる。

脇方層は、変朽安山岩化作用をつよくうけた安山岩質集塊岩・角礫凝灰岩および緑色凝灰岩を主な構成員とし、変朽安山岩や石英粗面岩の熔岩流をともなっている。この地層は隣接図幅「定山溪」地域に発達している白水川層と同じ層準のもので、岩質から福山統に對比されるかもしれない*。

春日層は、変朽安山岩化作用をつよくうけた安山岩質集塊岩・石英粗面岩質集塊岩および同質の緑色凝灰岩を主な構成員とし、変朽安山岩化した輝石安山岩・石英粗面岩および玄武岩などをともなっている。この地層は、岩質から隣接図幅「定山溪」地域に発達していて、訓縫統と考えられている。白井川層または豊羽層に対比される**。

母沢層は、安山岩質集塊岩・角礫凝灰岩および緑色凝灰岩などの火山砕屑物を主要構成員とし、凝灰質頁岩の薄層をともなうもので、隣接図幅「定山溪」地域に発達している湯の沢層に対比され、訓縫統上部と考えられる**。

無の沢層および末広層は、それぞれ、凝灰質砂岩および凝灰質頁岩からできており、岩質から黒松内統に対比されるものであろう。

扶桑集塊岩層は、安山岩質の火山砕屑物からできており、しばしば熔岩流をともなうもので、岩質から黒松内統と考えられる。まえにのべた脇方層および春日層との関係は、不整合である。

これまでのべた各地層をおおつて、新期火山岩類が熔岩流として溢流し、平坦な山地をつくつて、地域の中央部および東部に発達している。

また、まえにのべた新第三紀層および同時期の火山岩類からできている山地と、尻別川にはさまれた台地状の山地には、いろいろの層準の洪積層が発達しており、さらに地域

* 筆者の1人土居が5万分の1地質図幅「定山溪」を調査した1953年に、訓縫統下部と考えていたが、最近、岩質の点から福山統と考えられているようである。しかし、ここではいちおう訓縫統下部と考えておく。

** 土居繁雄1953年：5万分の1地質図「定山溪」図幅説明書，北海道開発庁

の西南部には、新期洪積層を不整合におおつて、羊蹄火山噴出物が発達している。

第一表 倶知安図幅周辺新第三紀対比表

時代		西北 北海道 (渡島半島)	定山溪図幅 (1952 土居)	倶知安図幅 (1955 土居・長谷川)	留寿都図幅 (1955 斎藤・石山・松井)	仁木図幅 (1954 大田・上村)	岩内図幅 (1955 村山・広川)	
新 第 三 紀	鮮 新 世	蕨棚統						
		黒松内統	天狗岳集塊岩	末広砂岩層 秩森集塊岩層 無の沢砂岩・頁岩層	三の原層 知来別火山噴出物	小樽集塊岩層	集塊岩層 無の沢層	
	中 新 世	八雲統	滝の沢層群	板割沢層 一の沢層			余 市 川 層	パンの沢層
			訓 縫 統	百松沢層 湯の沢層	母沢層			小沢凝灰岩層
		縫 統	山 溪 層 群	白 井 川 層	春日層 羽層	美笛層	白井川層	?
				白 水 川 層	脇 方 層			
				福山統				



輝石安山岩



玄武岩



石英安山岩



石英粗面岩



安山岩



石英斑岩

IV 新第三紀層および同時期火成岩類

この地域に発達している新第三系は、下位から、(1) 訓縫統下部と考えている脇方層、(2) 訓縫統中部に対比される春日層および、(3) 黒松内統に相当する無の沢層・末広層・桑集塊岩層ならびに同時期の火山岩類に大きくわけることができる。



第1図版 カシブニより西南を望む

IV.1 脇方層および同時期火山岩類

この地層は、この地域東部の脇方地域に発達しているもので、変朽安山岩化した輝石安山岩や石英粗面岩の熔岩流をとめない、火山碎屑岩を主体としている。地層の走向・傾斜からみると、脇方地域のワカサタップ川を中心にして、その北部では北に傾斜し、南部では南に傾斜する、背斜構造をしめしている。

なお、この地層は、つぎのような層序をしめしている。

沼の沢緑色凝灰岩部層〔Ygt₂〕

日暮沢変朽安山岩〔Yp₂〕

ペーペナイ川緑色凝灰岩部層〔Ygt₁〕

大富石英粗面岩〔YI〕

1,016 集塊岩部層〔Yag〕

ワカサタップ変朽安山岩〔Yp₁〕

IV.1.1 ワカサタップ変朽安山岩〔Yp₁〕

この岩石は、ワカサタップ川の上流流域に発達し、河岸に模式的な露出がみられる。この図幅地域を構成している地層の最下部の位置をしめ、上位に発達している 1,016 集塊岩部層に整合におおわれている。

暗緑色の緻密堅硬な岩石で、全体に緑泥石化作用をうけているほか、部分的に黄鉄鉱化作用および炭酸塩化作用をうけている。

IV.1.2 1,016 山集塊岩部層〔Yag〕

この集塊岩層は、ワカサタップ川とペーペナイ川とはさまれた地域の 1,016 m 三角点の附近に、模式的に発達している。このほか、ワカサタップ川左股川の河岸、ワカサタップ中流の河岸および大富地域の 1 部に露出している。模式地では、N 20°E・40°NNW、大富地域では、EW・35°S の走向・傾斜をしめしている。この地層の上位には、ペーペナイ緑色凝灰岩層が整合にのつている。

この集塊岩層は、灰緑色または帯緑紫色をしている。礫は径 3 cm~10 cm 程度の変朽安山岩化作用をうけた輝石安山岩礫である。基質は同質の凝灰岩であるが、ときには熔岩の場合もある。

この集塊岩層は、全体につよい緑泥石化作用をうけているほか、部分的に黄鉄鉱化作用や炭酸塩化作用をうけた輝石安山岩質のものである。

この集塊岩の礫を、顕微鏡下で観察するとつぎのようである。

斜長石は、ほとんど結晶形をみとめることができないほどかわり、絹雲母・方解石および緑泥石に置きかえられている。輝石類は完全に緑泥石にかわっている。

石基は、絹雲母・方解石および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。

IV.1.3 大富石英粗面岩〔YI〕

この岩石は、ワカサカップ川右の沢支流の下流の河岸に、模式的な露出がみられる。このほか、脇方駅の西南方約 500 m にある鉄道線の切割にも露出している。

まえにのべた、1,016 m 山集塊岩部層との直接の関係は、観察されるところがないので、不明である。だが、模式地では、河岸の崖に石英粗面岩が、河床面には 1,016 m 山集塊岩部層が、それぞれ露出しているので、いちおう石英粗面岩を上位とした。なお、この石英粗面岩は、黒松内期と考えている中山梨熔岩や、第四紀の真狩別層に、不整合におおわれている。

この岩石は、灰緑色または暗灰色を呈し、緑泥石化作用やカオリン化作用をいちじるしくうけている。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

斑状構造を呈している。構成鉱物は石英・斜長石・正長石・ガラスである。斑晶石英は、自形ないし半自形をしめしているもののほか、融蝕形のものもある。斜長石は、他形を呈し累帯構造がいちじるしい。正長石は他形を呈し、ほとんど分解して、絹雲母・緑泥石が2次的に生成されている。

石基は、潜晶質で、ガラスが大部分であるが、石英と斜長石の小さな結晶がみられる。

IV.1.4 ベーペナイ川緑色凝灰岩部層〔Ygt₁〕

この地層は、ベーペナイ川中流の河岸に模式的な露出がみられる。このほか、藤五郎の沢、日暮沢上流、一の沢上流およびワカサカップ川南方の大富地域にも分布している。

模式地では、N 20°E~N 10°W・30°W~EN、一の沢では N 70°E・30°NNW、大富地域では EW~N 60°W・35°~45°S~SW の走向・傾斜をそれぞれしめしている。まえにのべた 1,016 m 山集塊岩部層を整合におおい、日暮沢変朽安山岩におおわれている。厚さは 500 m 内外である。

おもに灰緑色または暗緑色の、角礫凝灰岩と凝灰岩から構成されているが、ときどき凝灰質砂岩や凝灰質頁岩の薄層をはさんでいる。全般に緑泥石化作用をいちじるしくうけているほか、部分的に珪化作用や黄鉄鉱化作用をうけている。

安山岩質のものである。凝灰岩はひじょうに粗粒なもので暗緑色のパッチをふくんでいる。また、角礫凝灰岩は、緑泥石化作用をいちじるしくうけた輝石安山岩の角礫のあいだを、同質の中粒ないし細粒の凝灰岩でうめたものである。ともに、部分的に粘土化

しているところがみとめられる。

IV.1.5 日暮沢変朽安山岩〔Yp₂〕

この地域の西部にある日暮沢の下流地域に、模式的な露出がみられる。このほか、沼の沢と石の川との合流点附近、およびペーペナイ川の河岸にも発達している。まえにのべたペーペナイ川凝灰岩部層の上位に、整合でのつており、沼の沢緑色凝灰岩部層で整合におおわれている。この変朽安山岩の下部は集塊熔岩で、上部は緻密堅硬な熔岩流である。

暗緑色ないし暗灰青色を呈し、緑泥石化作用・炭酸塩化作用・黄鉄鉱の鉄染がみられる。沼の沢下流の河岸では、この地域の構造線と、ほぼ同じ走向をしめす N 60° E 方向の石英の細脈が発達し、その附近はつよい珩化作用をうけている。

この岩石を、顕微鏡下で観察すればつぎのようである。

斜長石は、短柱状を呈し、炭酸塩化作用や緑泥石化作用をうけて、方解石や緑泥石にかわつているものが多い。しかし、双晶や累帯構造などのもとの構造をのこしている。輝石類は、全く緑泥石にかわつている。石基は、方解石・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 次的鉄物として黄鉄鉱がみられる。

IV.1.6 沼の沢緑色凝灰岩部層〔Ygt₂〕

この地域の東部にある沼の沢の河岸に、模式的な露出がみられる。このほか、ペーペナイ川と笹の沢とはさまれた、尾根の南斜面にも発達しており、ここでは、N 80° W・20° N の走向・傾斜をしめしている。

まえにのべた日暮沢変朽安山岩の上位にのつているが、直接の関係は不明である。

おもに角礫凝灰岩から構成されているが、緑色凝灰岩の薄層をはさんでいる。角礫は輝石安山岩を主とし、黒色頁岩も少量みとめられる。厚さは 200 m である。

なお、この地層は、沼の沢の上流流域では、黄鉄鉱化作用をうけているが、ペーペナイ川と笹の沢とはさまれた山地では、いちじるしく珩化作用をうけ、石英粗面岩のようにみえる。

灰緑色ないし帯緑紫色を呈する。角礫は、0.5 cm～3 cm 程度の変朽安山岩化作用をうけた輝石安山岩を主とし、少量の黒色頁岩や砂岩の岩片もある。基質は、灰緑色の粗粒な凝灰岩である。

珩化作用をいちじるしくうけたものは、灰色または暗灰色を呈し、2 次的石英粒がみとめられ、石英粗面岩のようにみえる。しかし、よくみると角礫凝灰岩のもつ構造をのこしており、黒色頁岩の岩片をふくんでいる。

IV.2 春日層および同時期火山岩類

この地層は、地域の西部にある石の川流域に、模式的に発達しているほか、北部の青井川流域、ガローの沢流域、北西部の俱登山川上流流域およびポイントサン川上流流域にそれぞれ分布している。

この地層の構造は、大きくみると、石の川流域では、北方にむかつてしだいに上部層がみられる単斜構造をしめているのに対し、三角山を中心とする北西部地域では、NNW—SSE および E—W 方向の断層で分断されており、その構造はひじょうに複雑である。

なお、岩相からつぎのようにわかることができる。

盤の沢凝灰岩部層〔Kgt〕

青井川角礫凝灰岩部層〔Ktb₃〕

右の沢石英粗面岩〔Kl₂〕

ガローの沢集塊岩部層〔Kag〕

71点沢玄武岩〔Kp₃〕

石の川角礫凝灰岩部層〔Ktb₂〕

三角山石英粗面岩〔Kl₁〕

ワッカウエンナイ沢変朽安山岩〔Kp₂〕

笹の沢角礫凝灰岩部層〔Ktb₁〕

5の沢変朽安山岩〔Kp₁〕

IV.2.1 5の沢変朽安山岩〔Kp₁〕

この岩石は、石の川下流流域に模式的に露出している。このほか、笹の沢の上流、ヌプリエンコロ川上流、ポイントサン川支流の基線の沢、および俱登山川上流などに発達している。

まえにのべた、脇方層の最上部をしめている沼の沢緑色凝灰岩部層の上位にのつているが、直接の関係は不明である。

野外の観察では、石の川下流地域に発達しているものは、熔岩と集塊熔岩の互層からできているが、基線の沢や俱登山川上流地域に分布しているものは、熔岩が多く、わずかに集塊熔岩をとまなつているに



第2図版 5の沢変朽安山岩の露出
(大和地区基線の沢)

すぎない。この岩石は、暗緑色ないし灰緑色の緻密なもので、全般に、緑泥石化作用、炭酸塩化作用および黄鉄鉱化作用を受けている。石の川流域をふくむ東部地域では緑泥石化作用をつよくうけているほかは、黄鉄鉱化作用をわずかうけているにすぎないが、北西部地域のものは、緑泥石化作用のほか、ややつよく炭酸塩化作用を受けている傾向が、みとめられる。

比較的新鮮な岩石を顕微鏡下で観察すると、絹雲母化作用・緑泥石化作用をひじょうにうけている。また、ところによっては、黄鉄鉱化作用もいちじるしい。安山岩の構造をのこし、斜長石は半自形を呈しているが、ほとんど、絹雲母や方解石にかわつている。有色鉄物も、まったく緑泥石に置きかえられている。このほか2次的に方解石が生成されている。

石基は、緑泥石が多くみられ、ほかに方解石・絹雲母・ガラスからでき

ている。黄鉄鉱は半自形ないし不規則な形で散在している。

IV.2.2 笹の沢角礫凝灰岩部層〔Ktb₁〕

この地層は、石の川の支流の笹の沢に、模式的に発達している。ここでは、EW~N60° W・20°N~ENの走向・傾斜をしめしている。

まえにのべた、5の沢変朽安山岩の中に介在しているもので、厚さは、300 m内外である。

おもに灰緑色の角礫凝灰岩からできており、凝灰岩の薄層をはさんでいる。笹の沢の上流地域では、珪化作用を受けて、石英粗面岩のようにみえる珪質岩に、かわつている。

角礫凝灰岩の礫は、おもに0.5 cm~3 cm 程度の変朽安山岩化作用を受けた輝石安山岩であるが、凝灰質砂岩もある。基質は、灰緑色の粗粒な凝灰岩である。



P: 斜長石 A: 輝石 C: 緑泥石

第3図版 変朽安山岩(輝石安山岩)(5の沢変朽安山岩)
×65 // ニコル

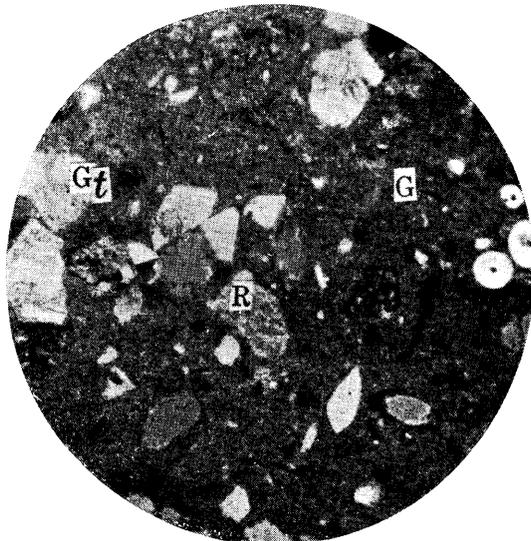
IV.2.3 石の川角礫凝灰岩部層〔Ktb₂〕

石の川中流の河岸に、模式的に発達している。このほか、大和地区の基線の沢上流および俱登山川上流の地域にも分布している。模式地では N 60°E・20°NW、俱登山川上流では N 60°E・10°~30°SE の走向・傾斜をしめしている。まえにのべた 5 の沢変朽安山岩のうえにのつており、その関係は整合である。

おもに角礫凝灰岩からできているが、緑色凝灰岩や凝灰質集塊岩の薄層をはさんでいる。厚さは 700 m 内外である。

灰緑色ないし暗緑色を呈する。角礫は 0.5cm から 5 cm ていどの変朽安山岩化作用をいちじるしくうけた輝石安山岩で、基質は、同質のひじょうに粗粒な凝灰岩である。

なお、この地層のなかに、俱登山川上流および三角山地域では、石英粗面岩が熔岩流として発達している。また、石の川流域では、変朽安山岩の熔岩流が夾在している。したがって、これらを、それぞれ三角山石英粗面岩 (Klh)、ワッカウエンナイ変朽安山岩とよび、別項で説明する。



Gt: 凝灰岩 R: 石英粗面岩 G: ガラス
第 4 図版 緑色凝灰岩 (石の川角礫凝灰岩部層)
×65 // =コル

IV.2.4 三角山石英粗面岩〔Klh〕

この岩石は、地域の北部にある三角山 (m) 附近に模式的に発達している。このほか、俱登山川と八号の沢とにはさまれた標高 664 m 山およびヌブリエンコロ川下流の河岸にも発達している。三角山および標高 664 m 山附近では、黒松内期の所産と考えている、扶桑集塊岩層や大沢熔岩に、不整合におおわれている。ヌブリエンコロ川下流では、扶桑集塊岩層はいうまでもなく、ヌブリエンコロ川熔岩のほか第四紀の留寿都層や貞狩別層で、不整合におおわれている。

灰緑色または暗灰色の緻密堅硬な岩石で、石英の斑晶が、肉眼ではつきりとみられる。また、部分的に黄鉄鉱化作用や緑泥石化作用をいちじるしくうけている。なお、標高 664 m

山附近やヌプリエンコロ川下流流域に発達しているものは、つよい硅化作用をうけている。

この岩石を、顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

斑状構造を呈し、構成鉱物は石英・斜長石・有色鉱物・ガラスである。石英は融蝕形を呈している。斜長石は、半自形ないし他形を呈し、累帯構造がいちじるしい。絹雲母・方解石・緑泥石などにかわつているものが多い。有色鉱物は、まつたく緑泥石にかわつていて、種名をきめることができない。

石基は、潜晶質でガラスが大部分である。黄鉄鉱は半自形または不規則形で散在している。

IV.2.5 ワッカウエンナイ変朽安山岩〔Kp₂〕

この岩石は、地域の東部にある、石の川支流のワッカウエンナイ沢に、模式的に発達している。まえにのべた、石の川角礫凝灰岩部層のなかに、熔岩流として介在するものである。

暗灰緑色または灰緑色をした緻密な岩石で、ところによっては、黄鉄鉱化作用や硅化作用をいちじるしくうけている。

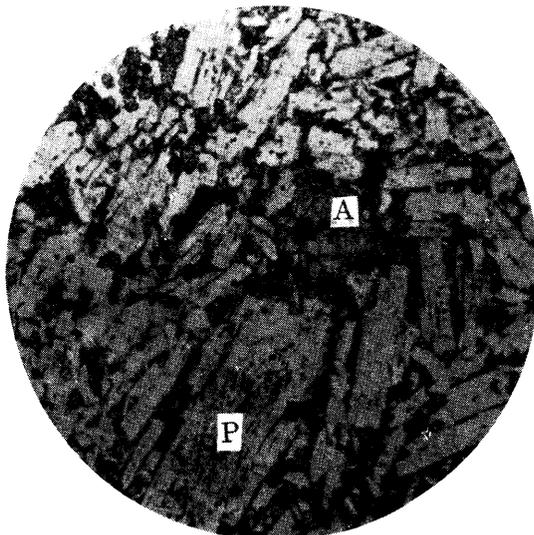
比較的新鮮なものを顕微鏡下で観察すると、安山岩の構造をはつきりと残している。斜長石は、自形ないし半自形を呈し、絹雲母や方解石に置きかえられている。有色鉱物らしいものは、まつたく緑泥石にかわつていて、2次的に方解石が生成されている。

石基は、緑泥石が多くみられ、このほか方解石・絹雲母・ガラスからできている。黄鉄鉱は半自形または不規則な結晶で散在している。

IV.2.6 71点沢玄武岩

〔Kp₃〕

この岩石は、石の川支流71点沢の河岸や河床に、模式的な露出がみられる。このほか、石の川中流の河岸にも露出している。まえにのべた、石の川角礫凝灰岩部層の上位に熔岩流として発達している。しかし、直接の関係は、観察できるところがないので、不明である。



P: 斜長石 A: 普通輝石

第5図版 普通輝石玄武岩 (71点沢玄武岩)

×68 // ニコル

帯紫緑色ないし暗緑色の、堅硬緻密な普通輝石玄武岩である。なお、緑泥石化作用をいちじるしくうけているほか、部分的に黄鉄鉱化作用もみられる。

この岩石を、顕微鏡下で観察すると、つぎのようである。

塊間構造を呈し、大部分が短冊状の斜長石からなり、そのほか普通輝石からかわつた緑泥石がある。緑泥石は輝石の結晶形をあきらかに残しているのので、輝石よりかわつたものである。このほか、新鮮な普通輝石もみられる。

IV.2.7 ガローの沢集塊岩部層〔Kag〕

この集塊岩層は、地域の北部にあるガローの沢に模式的に発達している。このほか、石の川上流流域・青井川下流および右の沢下流にも分布している。模式地では、石の川角礫凝灰岩部層の上位に整合にのつているが、石の川流域では、まえにのべた71点沢玄武岩の上位に整合にのつている。厚さは350m内外である。

暗緑色の紫蘇輝石安山岩を主体とし、基質は同質の粗粒な凝灰岩である。しかし、石の川流域や、青井川下流地域では、集塊熔岩である場合が多い。したがって、地域によつて、岩相の水平的変化がはげしいものである。なお、この集塊岩層には、角礫凝灰岩や、凝灰岩の薄層をはさんでいる。

また、全般に緑泥石化作用をいちじるしくうけているほか、部分的に炭酸塩化作用がみとめられる。輝石安山岩質のものである。

IV.2.8 ポンガローの沢石英粗面岩〔Kl₂〕

この岩石は、ガローの沢支流のポンガローの沢に、模式的に発達しているもので、ガローの沢集塊岩部層の上位に、熔岩流でのつている。灰緑色または灰青色の粗粒な岩石で、やや緑泥石化作用をうけている。

この岩石を、顕微鏡下で観察すると、つぎのようである。

斑状構造を呈し、構成鉱物は石英・斜長石・有色鉱物・ガラスである。斑晶石英は、融蝕形のものが多い。斜長石は、半自形のものも多く、累帯構造がいちじ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、ほとんど緑泥石にかわつていて、その種類をきめることができない。

石基は、潜晶質で、ガラスが大部分である。緑泥石・方解石が生成されている。

IV.2.9 青井川角礫凝灰岩部層〔Ktb₃〕

この地層は、地域北部の青井川の流域に、模式的に発達している。このほか、ガローの沢流域およびポイントサン川の支流である基線の沢中流域にも分布している。模式地では、N_{50°E}~N_{40°W}・30°NW~20°NE、ガローの沢ではN_{40°E}~EW・30°ES~15°N、基線の沢では、N_{60°W}・20°SW、ポイントサン川上流では、N_{60°W}・20°SWの走向・

傾斜を、それぞれしめしている。

この地層は、青井川上流および石の川の北部の尾根で、まえにのべたガローの沢集塊岩部層のうえに、整合にのつているのが観察された。厚さは 400 m 内外である。

灰緑色をした石英粗面岩質の角礫凝灰岩を、主とし、ほかに、同質の凝灰質集塊岩や凝灰岩の薄層を介在している。

灰緑色を呈している。角礫凝灰岩の礫は、1 cm~5 cm でいどの緑泥石化作用を受けた石英粗面岩片である。絹雲母化作用や炭酸塩化作用を、いちじるしくうけている。

IV.2.10 盤の沢凝灰岩部層 (Kgt)

この地層は、石の川の支流である盤の沢の流域に模式的に発達している。このほか、青井川の流域にも分布している。模式地では $N 80^{\circ} W \sim N 80^{\circ} E \cdot 35^{\circ} NNE \sim 30^{\circ} NNW$ 、青井川流域では $N 60^{\circ} W \sim N 20^{\circ} E \cdot 30^{\circ} NE \sim 20^{\circ} NW$ の走向・傾斜をそれぞれしめしている。まえにのべた、青井川角礫凝灰岩部層の上位に、漸移関係でのり、母沢層に整合におおわれている。

この地層は、おもに灰緑色の凝灰岩と凝灰質集塊岩との互層から構成され、凝灰質頁岩の薄層を介在している。しかしながら、青井川流域では、凝灰岩と凝灰質集塊岩の互層というよりも、むしろ角礫凝灰岩から構成されおり、粗粒な凝灰岩の薄層をはさんでいる。このように、地域によつてかなり岩相にちがいがあつたもので、岩相の水平変化がいちじるしい。厚さは 350 m である。

凝灰岩は、石英粗面岩質の粗粒なものである。集塊岩は、石英粗面岩の角礫のほか、変形安山岩・緑色凝灰岩などの礫をふくんでいる。基質は、石英粗面岩質のもので、石英粒がはつきりとみとめられる。なお、青井川流域では、珪化作用をうけて、石英粗面岩のようにみえるところや、粘土化作用をうけて、緑色の粘土にかわつているところが見られる。

IV.3 母沢層

この地層は、図幅地域の北東隅に発達するもので、盤の沢の上流および右の沢の流域に良好な露出がみられる。この地層は、 $N 80^{\circ} W \sim N 30^{\circ} W$ の走向をもつて、北方または北東方に傾斜する、単斜構造をしめしている。

まえにのべた、春日層の上位に整合にのつており、第四紀の所産と考へている余市岳熔岩で、不整合におおわれている。なお、岩相によつて、つぎの2つの部層にわけることができる。

中の川緑色凝灰岩部層〔Mgt〕

右の沢砂岩・礫岩部層〔Msc〕

IV.3.1 右の沢砂岩・礫岩部層〔Msc〕

この地層は、右の沢の流域に、模式的に発達している。このほか、石の川支流の盤の沢上流地域にも発達している。模式地では、 $N 30^{\circ}W \sim N 80^{\circ}W \cdot 10^{\circ}NNE \sim 30^{\circ}N$ 、盤の沢上流の河岸では、 $N 80^{\circ}E \cdot 30^{\circ}N$ の走向・傾斜をしめしている。まえにのべた、春日層の最上部をしめている盤の沢凝灰岩部層のうえに、整合にのり、第四紀の余市岳熔岩に不整合におおわれている。おもに礫岩と凝灰質砂岩とからできているのが、特ちょうである。この地層の下部には凝灰岩の薄層を介在している。厚さは 400 m である。

礫岩は、暗灰色ないし暗緑色を呈し、礫は 1 cm～3 cm ていどの黑色頁岩の円礫が多い。このほか、緑色凝灰岩・変朽安山岩・石英粗面岩・凝灰質頁岩などの円礫もみられる。砂岩は、暗緑色の粗粒な凝灰質のもので、層理は明瞭でない。まえにのべた礫岩と互層している。

IV.3.2 中の川緑色凝灰岩部層〔Mgt〕

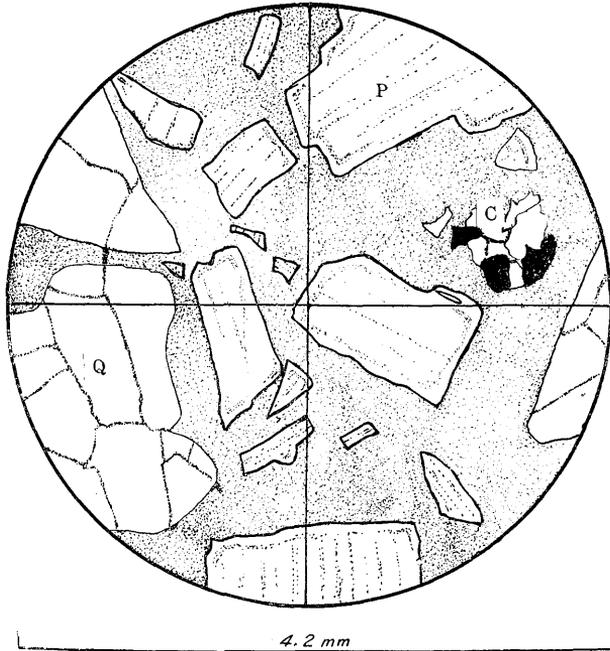
河地層は、この地域の北につらなる「仁木」図幅地域の南部を流れる、白井川の支流の中の川流域に、模式的に発達している。この地域では、右の沢の北部地域に分布し、 $N 80^{\circ}W \sim N 80^{\circ}E \cdot 10^{\circ} \sim 20^{\circ}N$ の走向・傾斜をしめしている。

まえにのべた、右の沢砂岩・礫岩部層のうえに整合にのつており、第四紀と考えられる余市岳熔岩で不整合におおわれている。おもに粗粒な凝灰岩・凝灰質集塊岩などの火山碎屑物から構成され、凝灰質頁岩や礫岩の薄層をはさんでいる。

灰緑色を呈している。凝灰岩は、ひじょうに粗粒な安山岩質のもので、角礫凝灰岩と互層している。集塊岩は、おもに変朽安山化作用をうけた 5 cm ていどの輝石安山岩礫で、そのあいだを同質の粗粒な凝灰岩がうめている。また、礫岩は、変朽安山岩の円礫が多いが、このほか、緑色凝灰岩・石英粗面岩などの礫もみられる。基質は、安山岩質の粗粒な凝灰岩である。

IV.4 石英斑岩〔Qp〕

この地域で唯一の半深成岩である。地域のほぼ中央部に、 $N 60^{\circ}W$ の方向性をもつて露出している。模式地は、ポソクトサン川支流の基線右股沢上流の河岸、およびペーベナイ川支流の藤五郎の沢の中流河岸である。前者の地域では、春日層の最下部をしめる 5 の沢変朽安山岩を、後者の地域では、脇方層の最上部をしめているペーベナイ川緑色凝灰岩部層を、それぞれ貫いている。そして噴出時代のはつきりしない大和石英粗面岩の熔岩流で、



P: 斜長石 Q: 石英 C: 緑泥石
 第2図 石英斑岩

不整合におおわれている。したがって、進入の時期は、春日層の5の沢変朽安山岩の活動以後であることはまちがいない。

しかしながら、筆者の1人土居は、この地域の東につらなる「定山溪」図幅地域で、石英斑岩の進入の時期は、中新世の末期であることをあきらかにしている^{*}。また、この地域に発達している石英斑岩は、春日層と同じように、いちじるしい鉍化作用をうけている。ところが、春日層を不整合おつて発達している黒松内期と考えている輝石安山岩の熔岩流や集塊岩層は、まったく鉍化作用をうけていない。このような事実から、この地域に露出している石英斑岩の進入の時期は、いちおう中新世の末期と考えて、問題はないであろう。

この岩石は、灰緑色または優白色の、きわめて粗粒なネバダ岩質のもので、石英の大きな斑暈が、はつきりとみとめられる。

構成鉱物： 主 石英>斜長石>正長石>角閃石

* 土居繁雄 1953年： 5万分の1地質図幅「定山溪」説明書，北海道開発庁

構成鉱物： 副 磷灰石・磁鉄鉱

斑状構造を呈する。石英は 1 mm~3 mm ていどの融蝕されて丸味をおびた、不規則な形をしている。包裹物として気泡状の物質をふくんでいる。斜長石は、1 mm~3 mm 大の自形ないし半自形結晶で、双晶や累帯構造が発達している。そして、角閃石や緑泥石などの小さな結晶を包裹しているほか、2 次的に方解石に変つているばあいもある。角閃石は、ほとんど緑泥石または不透明鉱物にかわり、わずかにもとの構造がみられるだけである。

石基は、珩長質物質の微晶からできており、顕晶質で、スヘルライト構造をとり、2 次的に方解石が生成されている。

IV.5 無の沢層〔Ns〕

この地層は、地域の北西隅にある無の沢の河岸にそつて発達している。ここでは、N 30° E・15°SE の走向・傾斜をしめしている。

この地域の西につらなる「岩内」^{*} 図幅地域の北東部に発達する小沢凝灰角礫岩層^{**}のうえにのり、大沢熔岩におおわれている。その直接の関係は、観察されるところがないので不明である。厚さは不明である。

この地層は、凝灰質砂岩を主要な構成員とし、砂質頁岩および礫岩の薄層をはさんでいる。

凝灰質砂岩は、暗灰色を呈し、中粒ないし粗粒な安山岩質のものである。砂質頁岩および礫岩は、厚さ 1 m~1.5 m ていどで、安山岩質物質からできている。礫岩の礫は、ほとんど輝石安山岩であるが、そのほか、石英粗面岩・緑色凝灰岩などの円礫もふくまれている。

IV.6 安山岩類

概観すると、この地域の北西隅から南東隅にむかつて、輝石安山岩類がひじょうに多く発達している。これらの安山岩類は、すでにのべた訓縫統に対比されるものと考えている脇方層および春日層を不整合におおい、あとのからのべる安山岩質集塊岩層で、おおわれている。その関係は不明である。

つぎに、発達する地域によつて、中山梨熔岩 (An₁)、松川熔岩 (An₂)、931 m 山熔岩 (An₃)、大沢熔岩 (An₄)、カシブニ熔岩 (An₅)、ヌプリエンコロ熔岩 (An₆) とよび、説明を加える。これらの熔岩相互の関係は、1 部をのぞいて、野外では全く観察ができない

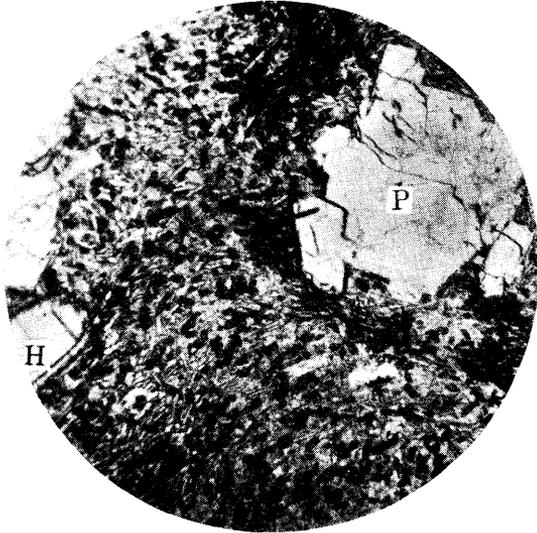
* 広川 治・村山正郎 1955 年： 5 万分の 1 地質図幅「岩内」説明書，地質調査所

** この図幅地域に発達している青井川角礫凝灰岩層に対比される。

が、岩質や発達のようなすから、同じ地質時代の火山活動による所産であり、その時代は、黒松内期と考えている。したがって、記述する順序は、噴出の前後関係をしめしているものではない。

IV.6.1 中山梨熔岩〔An₁〕

この熔岩は、ワカサタップ川とトシ川とにはさまれた中山梨地域に発達しているもので、臈方層を不整合におおい、松川熔岩におおわれている。そして、さらに第四紀の真狩別層に不整合におおわれている。ワカサタップ川河岸では、柱状節理が発達する均質な熔岩である。暗灰青色の緻密堅硬な紫蘇輝石安山岩質のもので、斜長石の斑晶がみとめられる。



斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石

ハイアロピリテイック組織を呈し、きわめて斜長石の多い岩石である。斜長石は自形な

いし半自形を呈し、紫蘇輝石を包裹している。紫蘇輝石は半自形を呈し、X=淡緑色・Z=帯緑褐色の多色性をしめしている。

石 基： 淡褐色のガラスを主とし、わずかに微細な斜長石がみられ、流理構造が発達している。

P：斜長石 H：紫蘇輝石

第6図版 紫蘇輝石安山岩（中山梨熔岩）

×65 // ニコル

IV.6.2 松川熔岩〔An₂〕

この熔岩は、ペーペナイ川とワカサタップ川とにはさまれた、松川地域の山地に広く発達している。まえにのべた中山梨熔岩の上位にのり、扶桑集塊岩層におおわれている。

青灰色の緻密堅硬な、紫蘇輝石普通輝石安山岩で、斜長石の斑晶があきらかにみられる。

斑 晶： 斜長石>普通輝石>紫蘇輝石

斜長石は累帯構造がいちじるしく、柱状または拍子木状の形を呈するものがおおい。輝石類は、ほとんど緑泥石化しているが、方解石もできている。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、ほとんど多色性をしめさない。磁鉄鉱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： 斜長石の小さな柱状結晶を多量にもち、そのあいだをジンアイ状物質をふくむガラスがうめている。ハイアロピリティック組織を呈している。

IV.6.3 931 m 山熔岩〔An₃〕

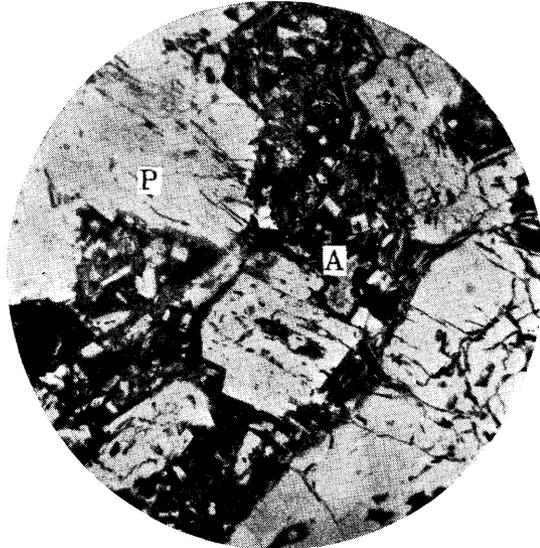
この熔岩は、地域の北方にあるガローの沢と青井川とはさまれた、標高 931 m 山附近の山地を構成している。訓練統と考えられる春日層を不整合におおい、ヌブリエンコロ熔岩の上位に発達している。なお、この熔岩は第四紀と考えている 831 m 山熔岩におおわれている。ほとんど無斑晶の漆黒色を呈する岩石で、均質の緻密なものである。玄武岩のような外観をもっている。

斑晶： 斜長石 > 普通輝石 > 紫蘇輝石

斜長石は、0.2~0.4 mm 大の半自形結晶で、双晶が発達している。また輝石の包裹物を多くふくみ、内部から緑泥石にかわつているものもある。

普通輝石および紫蘇輝石は自形ないし半自形を呈し、融蝕形をしめす磁鉄鉱を包裹している。周縁部は、緑泥石または、方解石にかわっているものが多い。普通輝石は、やや透輝石質であり、紫蘇輝石はほとんど多色性をしめさない。

石基： ハイアロピリティック組織をもち、微細な短冊状の斜長石と細粒の輝石類のあいだをガラスがうめている。緑泥石の生成がいちじるしい。



P: 斜長石 A: 普通輝石

第7図版 普通輝石安山岩(大沢熔岩)

×65 // ニコル

IV.6.4 大沢熔岩〔An₄〕^{*}
この熔岩は、地域の北西隅を流れている、無の沢流域に分布しているものである。この熔岩の下位には無の沢層がみられ、上位には扶桑集塊岩層が発達している。暗緑色の緻密堅硬な岩

* 地質図中、⁷無の沢に分布している大沢熔岩 (Na₄) は An₄ につき訂正する。

石で、斜長石の斑晶がみられる普通輝石安山岩である。

斑 晶： 斜長石>普通輝石

斜長石は、他形を呈し、割目が発達している。輝石は、普通輝石で $\hat{C}Z=50^\circ\sim 52^\circ$ である。ほとんど緑泥石にかわり、残晶として残っている。

石 基： 微細な斜長石のあいだを、ガラスがうめっているもので、輝石も少量ふくまれている。2次的に緑泥石の生成がいちじるしい。

IV.9.5 カシブニ熔岩〔An₅〕

地域の南東隅に発達している。脇方層を不整合におおい、無名山熔岩におおわれている。その関係は不整合である。暗緑色ないし暗灰青色の緻密堅硬な岩石で、玄武岩のような外観をもっている。

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

ハイアロピリティック組織をしめしている。流理構造はあまりあきらかでない。斜長石は累帯構造がいちじるしく、柱状または拍子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おり、方解石が2次的に生成されている。紫蘇輝石はほとんど多色性をしめさない。

石 基： 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ふくむガラスがうめっている。

IV.6.6 スプリエンコロ川熔岩〔An₆〕

この熔岩は、地域のはば中央部にあるスプリエンコロ川流域に、模式的に発達している。このほか、やや北部の標高1,009.4 mの三角点と、標高931 mの三角点とをむすぶ尾根にも、広く分布している。まえにのべた脇方層および春日層を不整合におおっており、扶桑集塊岩層および大和石英粗面岩におおわれている。その直接の関係は、野外で観察することができない。

暗灰色ないし暗灰青色の粗しような岩石で、斜長石の斑晶が、肉眼ではつきりとみとめられる。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

斜長石は、大形の自形または半自形を呈し、双晶や累帯構造が発達している。

輝石は、斜方および単斜の両輝石ともみられる。

石基は、短柱状の斜長石と粒状の輝石が主体で、その間をガラスがうめ、ハイアロピリティック組織を呈している。そのほか、ジンアイ状の磁鉄鉱が散在している。

IV.7 扶桑集塊岩層〔Fag〕

扶桑集塊岩層は、ポントサン川中流域の扶桑地域に、模式的に発達している。このほか、8号の沢流域・俱登山川とポントサンとはさまれた地域・寒別地域の北方山地・

北山梨地域の北方山地およびペーペナイ川とトシ川とにはさまれた、松川地域などに分布している。この集塊岩層は、北西部地域ではまえにのべた春日層をあきらかに不整合におおい、西南部地域では、黒松内期のものである、安山岩の熔岩流のうえにのつている。そして、第四紀の留寿都層や真狩層で、不整合におおわれている。

なお、この集塊岩層は、(1) 訓縫統と考えている春日層を、不整合におおつていること。(2) この集塊岩層にふくまれている礫は、変朽安山岩・緑色凝灰岩・緑色砂岩・石英粗面岩・凝灰質頁岩などで、あきらかに下位の春日層または脇方層から供給された礫であること。(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じであること。以上3つのことから、いちおう黒松内期の火山活動によつてもたらされたものと考えられる。

集塊岩の礫は、暗灰色ないし暗緑色の径1 cm~20 cm 大の輝石安山岩礫を主とし、ほかに、変朽安山岩・石英粗面岩および緑色凝灰岩などの礫も、少量ふくんでいる。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。一般に岩相の水平変化がはげしいのが、特ちょうである。

安山岩礫は、暗灰青色ないし暗緑色の粗粒な岩石で、肉眼で少量の珪晶がみられる。

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石=普通輝石

斜長石は、自形ないし半自形を呈し、累帯構造が発達している。また、輝石の包裹物を多くもち、内部から緑泥石にかわつている。輝石は、普通輝石および紫蘇輝石とも融蝕されて、新鮮なものは少なく、ほとんど緑泥石化しており、磁鉄鉱を包裹している。紫蘇輝石はほとんど多色性を示さない。

石 基： 褐色のジンアイ状の物質を、多量にもつガラスを主とし、斜長石の小さな柱状結晶を、少量ふくんでいる。

IV.8 末 広 層 [Sts]

この地層は、地域の西部にある末広地域に模式的に発達している。そのほか、ポイントサン川下流の河床にも露出している。模式地の西部では N 10°E・15°E、北部では N20°W・10°SW~N 70°W・12°SSW の走向・傾斜をしめし、ほぼ NNW—SSE の方向の軸をもつ向斜構造を呈している。まえにのべた末広集塊岩層のうえにのつているが、直接の関係は、観察できるところがないので不明である。また、この地層の上位には、第四紀の留寿都層や真狩別層が発達し、その関係は不整合である。厚さは不明である。

おもに凝灰質砂岩から構成されており、泥岩の薄層をはさんでいる。砂岩のところには植物化石がみられるが、保存が悪くて鑑定することができないものであつた。

凝灰質砂岩は、灰緑色ないし暗灰色をした凝灰質のもので、細粒～中粒の砂岩である。泥岩は、暗灰色の層理面がよく発達しているものである。

このように、黒松内期の火山活動の所産である、扶桑集塊岩層の上位にのつていることと、岩質の点から、いちおう西南北海道に広く発達している、黒松内統に対比されるものと考えた。

V 時代未詳火岩類

この地域に発達している火山岩類のうち、活動の時期を推定することができる資料の全くないものが、2つある。その1つは、地域の東部に分布している美比内岳熔岩 (Bla) で、訓縫統と考えられる春日層を不整合におおっているほかは、全く関係がわからない。ほかの1つは、地域の中央部から北西部にかけて広く分布している、大和石英粗面岩 (Yal) で訓縫統と考えている春日層と黒松内期と考えられる、火山岩類を不整合におおい、第四紀の真狩別層に不整合でおおわれているほか、まったく上下関係がわからない。これらは、岩質の点からみて、新第三紀末期から第四紀初期にかけて活動したものと考えられるが、いちおう時代未詳の火山岩としてとりあつた。

V.1 美比内熔岩〔Bla〕

この熔岩は、この地域の東につらなる「定山溪」^{*}図幅の西部にある美比内山 (1,163 m) を構成しているもので、この地域では、盤の沢と沼の沢とに、はさまれた山地に発達している。すでにのべた春日層を不整合におおっている。地域の北東隅に発達している余市岳熔岩との関係は不明であるが、岩質からみると、余市岳熔岩よりは古いものと考えられる。

この岩石は、暗緑色のひじょうに緻密堅硬な、玄武岩のようにみえる、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

斜長石は、曹長石附近の成分をしめし、短冊状を呈する。累帯構造はほとんどみられない。また曹長石化作用をいちじるしくうけているほか、紫蘇輝石や磁鉄鉱を包裹している。輝石は、紫蘇輝石・普通輝石の両輝石ともみられるが、前者がめだつて多い。

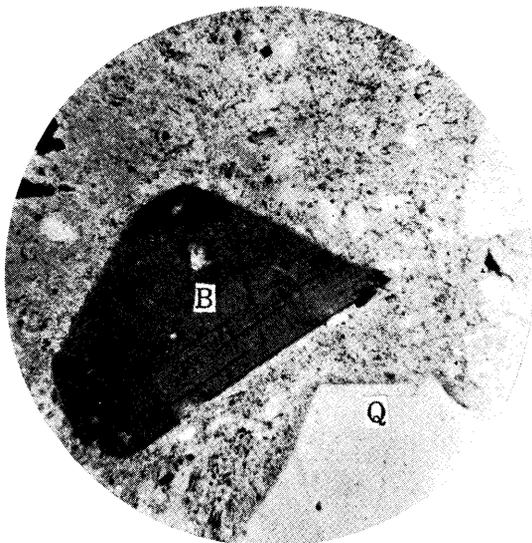
石 基： ハイアロピリテック組織を呈している。微細な短冊状の斜長石と、細粒の普通輝石とを主体とし、これをガラスがうめている。緑泥石の生成がいちじるしい。

また、孔隙の周縁部からクリストバル石が晶出している。

* 土居繁雄 (1953年)： 前出

V.2 大和石英粗面岩〔Yal〕

この岩石は、地域の西部にある大和地域の、馬橋沢と基線の沢とにはさまれた、東西につらなる尾根に、模式的に発達している。このほか、ポンクトサン川と俱登山川とにはさまれた山地、ポンクトサン川と金山沢とにはさまれた山地、および地域の中央部にある標高1,009mの三角点の南部の山地に、それぞれ分布している。模式地附近では、すでにのべた訓縫統と考えている春日層はもちろん、黒松内期と考えている大沢熔岩および扶桑集塊岩層を、不整合におおっている。そして、第四紀の真狩別層に不整合におおわれている。しかし、標高1,009mの三角点の南部の山地では、訓縫統と考えている春日層、および黒松内期と考えているヌプリエンコロ熔岩を、不整合におおっているほか、ほかの岩層との関係は全く不明である。



Q: 石英 B: 黒雲母

暗灰色の粗粒な岩石で、石英や角閃石の斑晶がみられる、含角閃石黒雲母石英粗面岩である。

第8図版 含角閃石黒雲母石英粗面岩 (大和石英粗面岩)
×65 // =コル

斑 晶: 石英>斜長石>黒雲母>角閃石

斑状組織を呈している。石英は融蝕形をしめし、一般に円味をおびている。亀裂にとみ、無色のガラスを包裹物としてふくんでいる。斜長石は、0.5 mm~2.3 mm 程度の短柱状を呈し、累帯構造が発達している。黒雲母は 0.3 mm~0.8 mm の柱状ないし板状結晶で、X=濃褐色、Y=帯緑褐色の多色性をしめす。結晶の周縁部は、緑泥石にかわつているものが多い。角閃石は、半自形または他形を呈し、X=淡緑色、Z=緑色の多色性をしめしている。結晶の周縁部は、緑泥石にかわつている。

石 基: 珩長質物質よりなり顕晶質である。

VI 第四紀層および同時期火山岩類

この地域の西南部地域を構成している地質系統は、いろいろな層準の洪積層・沖積層および同時期の火山噴出物である。このほか、北西部から東部にかけての山地には、洪積期の火山活動の所産である熔岩類が発達している。

洪積層は、段丘面との関係から新旧の2つの地層にわけることができる。

旧期の洪積層とよばれるものは、この地域の最も高い段丘面によつても切られるもので、留寿都層がこれに属する。また、新期の洪積層とよばれるものは、いわゆる段丘堆積物のほか、同時期の火山活動によつてもたらされた真狩別層がある。

沖積層は、河川の沿岸にみられるほか、地域の西南隅に、同時期の羊蹄火山噴出物が広く発達している。つぎに、これらの地層について、古いものからのべる。

VI.1 洪積層および同時期熔岩類

この地域に発達している洪積層は、下位から、高位段丘堆積物・留寿都層・中位段丘堆積物・低位段丘堆積物・真狩別層にわけられる。なお、同時期の火山活動の所産である火山岩が方々に発達している。それぞれ無意根山基底熔岩・831 m 山熔岩・余市岳熔岩無名山熔岩とよび、説明を加える。

VI.1.1 無意根山基底熔岩 [Lai]

この熔岩は、この地域の東部につらなる「定山溪」^{*} 図幅の西部にある、無意根山の基底をなしているもので、この地域の脇方地域にも、その1部が発達している。この熔岩の下部には脇方層にふくまれている変朽安山岩や、1016 m 山集塊岩部層がみられる。柱状節理がいちじるしく発達する、均質な熔岩である。青灰色の緻密堅硬な、普通輝石紫蘇輝石安山岩で、斜長石の斑晶がはつきりとみとめられる。

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、一般に自形をしめし、双晶や累帯構造がほとんどみられない。また、1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、内部からの褐色緑泥石に置きかえられている。

輝石類は、ほとんどその周辺を磁鉄鉱でとりまかれているか、または磁鉄鉱を包裹している。紫蘇輝石は、ほとんど多色性をしめさない。

石 基： ひじょうにガラス質で、ハイアロピリティック組織を呈する。ガラス質の部

* 土居繁雄 (1953 年)： 前出

分に、流理構造を鮮明にあらわすものがある。スガラは褐色を呈し、こまかいジンアイ状物質を多量にもち、細かな斜長石と輝石類を少量ふくんでいる。

VI.1.2 831 m 山熔岩〔La₂〕

この熔岩は、地域北部のガローの沢と青井川とにはさまれた標高 831 m の三角点を中心とする山地に発達している。まえにのべた訓縫統と考えている春日層、および黒松内期の火山活動による所産と考えている 931 m 山熔岩を、おおつている。暗灰青色の緻密堅硬な岩石で、板状節理がよく発達し、斜長石の斑晶がはつきりとみられる、紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

斑 晶： 斜長石>普通輝石>紫蘇輝石

斜長石は、1.0 mm~1.5 mm ていどの大きさの結晶で、半自形または他形を呈し、累帯構造が発達している。普通輝石は、半自形ないし他形をしめし、周辺は熔融されている。紫蘇輝石は、自形または半自形を呈し、ほとんど多色性を示さない。

石基は、ひじょうにガラス質で、流理構造が発達している。

VI.1.3 余市岳熔岩〔La₃〕

この熔岩は、この地域の北東につらなる「^{*}銭函」図幅の南西にある余市岳 (1,448.1m) をつくつているもので、こは地域では、地域の北東隅の標高 1,000 m 内外の屋根をつくつて分布している。暗灰青色の緻密堅硬な岩石で、斜長石の斑晶がはつきりとみとめられる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

斜長石は、1 mm~0.8 mm ていどの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。二次的に緑泥石に変つているものもある。輝石は、紫蘇輝石および普通輝石とも半自形ないし他形をしめし、融蝕されている場合もある。

石 基： ハイアロピリテック組織をしめし、大部分がジンアイ状の物質をふくむ、暗褐色のガラスで、流理構造を鮮明にあらわしている。

VI.1.4 無名山熔岩〔La₅〕

この熔岩は、地域東南隅の標高 734 m の山地を構成し、訓縫期の火山活動の所産である 1,016 m 山集塊岩部層および、岩質から黒松内期の活動と考えている、カシブニ熔岩を不整合におおい、第四紀の真狩別層に不整合におおわれている。淡褐色から灰白色の粗粒な岩石で、柱状節理がよく発達し、流理構造がはつきりとみとめられる。

* 杉本良也 (1953 年)： 5 万分の 1 地質図幅「銭函」北海道開発庁。

土居繁雄 (1953 年)： 前出

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、半自形ないし他形をしめし、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に融蝕されている。

石 基： ハイアロピリティック組織をもち、大部分が暗褐色のガラスがうめており、流理構造を鮮明にあらわしている。また、一面にジンアイ状の物質が散在している。

VI.1.5 留寿都層〔Ru〕

この地層は、すでに地形のところでのべた標高 180 m から標高 300 m までの台地、または、台地状の山地に発達している^{*}。黒松内統と考えている末広層・扶桑集塊岩層および同時期の火山岩類を不整合におおい、新期洪積層の段丘堆積物と真狩別層で不整合におおわれている。また、西南部では沖積世の初期と考えている羊蹄火山噴出物にもおおわれている。このように、この地層の上位には、新期の地層が広く発達しているのので、台地から沖積地にうつる急崖や河谷にだけ露出している。おもに火山灰質の砂や浮石類から構成されている。分級作用をうけ、ところによつては、偽層がいちじるしく発達している。しかし、堆積の状態や構成物質は、ところによつてちがいがみられ、岩相の変化がいちじるしい。

たとえば、西部の末広地域に発達しているこの地層は、北部の山地より供給された輝石安山岩・変朽安山岩・緑色凝灰岩および石英粗面岩などの垂円礫を多くふくみ、そのあいだを浮石質砂でうめた礫岩といったものであるが、これを南方に追跡すると、瑞穂地域では、ほとんど火山灰と浮石粒とからなり、かなり分級作用をうけている。さらに南方の六郷では、浮石類と火山砂および火山灰の互層からできており、偽層の発達がいちじるしい。



第9図版 留寿都層の露出（倶知安町瑞穂
6号線切割）

* 模式地は、隣接図幅「留寿都」地域である。

斎藤昌之ほか3名（1956年）： 5万分の1地質図幅「留寿都」説明書を参照。

また、地域の南部の松川地域では、灰白色の粗粒な火山灰や浮石礫の互層で、わずかに分級されているにすぎない。なお、火山灰層の中に、この地域の北東部の山地を構成している輝石安山岩から供給されたと考えられる垂円礫からできている礫層をはさんでいる。

このような堆積のようすから、この地層がもたらされた当時は、尻別川にそつた地域や瑞穂地域は、浅い湖沼の状態であつたと考えられる。

VI.1.6 高位段丘堆積物

高度約 320 m～360 m の平坦面にのる砂礫層で、広く分布しているらしいのであるが、この地層を真狩別層が厚くおおつているため、実際に観察されたのは、ワカサタップ川の流域のわずかな地点にだけである。したがつて、地質図には塗色してない。

ここでは、砂礫層は 5 m 程度の厚さをしめしており、留寿都層を不整合におおい、真狩別層におおわれている。主な構成物は、礫層を主体とし、このほか粘土層・砂層などの薄層をはさんでいる。基質は、浮石粒または火山灰質の砂である。

VI.1.7 中位段丘堆積物〔Mt〕

高度 200 m から 260 m 程度の平坦面にのる礫層で、尻別川の沿岸にそつて発達している。この上面は真狩別層でおおわれている。

礫層の厚さは 10 m 以上で、礫は経 3 cm から 30 cm 大の安山岩礫を主とし、基質は粗粒な砂および浮石質砂、または火山灰などである。粘土の薄層をはさんでいる。

VI.1.8 真狩別層〔Ma〕

この地層は、標高 200 m から標高 400 m 程度の台地状の山地に広く分布している。^{*}まえにのべた留寿都層・高位段丘堆積物および中位段丘堆積物を不整合におおい、低位段丘堆積物に切られている。このほか、地域の西南隅では、沖積世初期の羊蹄火山噴出物で不整合におおわれている。したがつて、この地層がもたらされた時期は、中位段丘堆積物の堆積後、低位段丘堆積物の堆積前と考えられる。

おもに、褐色のロームにかわつた火山灰・浮石礫・火山砂・スコリアなどの火山碎屑物からできており、その堆積のようすは、地域によつて、ひじょうにちがつている。また、この地層の厚さも、地域の南部にゆくにしたがつて増加する傾向がみとめられる。

たとえば、西部の瑞穂地域では、下部に、まえにのべた留寿都層から供給されたと考えられる火山灰質層や浮石礫層の薄層をもち、そのうちに 2 m～3 m の厚さの火山灰質粘土層が重なつており、さらに粘土層のうえに、厚さ 2 m 程度のロームにまつた火山灰層

* この地層の模式地は、隣接図幅「留寿都」地域真狩別附近である。

斎藤昌之ほか 3 名（1956 年）： 前出 参照。



第10図版 真狩別層の露出（京極村松川）

が発達している。また、寒別地域の標高 300 m~400 m 程度の山地では、黒松内統に属する扶桑集塊岩層のうえに、厚さ 2 m 内外の赤褐色のロームに変った火山灰層がのつている。そして、この火山灰層の中には、スコリアや火山砂の薄層が不規則に介在している。ところが、南部の松川地域や大富地域では、ロームに変った火山灰層・スコリア礫層・火山砂層および浮石礫層の互層から構成されており、その厚さも、露出では 7 m 以上あることが確認された。

しかも、この地層がもたらされ当時は、西部の地域は粘土層を堆積するような遷境であったが、そのほかの地域では、現地形にそつたような堆積の状態をしめしているので、この地層が堆積をはじめた頃は、すでに現在みられる地形にちかいものであつたらしい。

VI.1.9 低位段丘堆積物〔Lt〕

尻別川にそつて、現在の河川氾濫原の面より約 20 m から 30 m 程度高い平坦面が発達しており、そのうえに礫層をのせている。なお、この堆積物は、羊蹄火山噴出物におおわれている。

この平坦面は、低位段丘が形成された当時の、尻別川によつてできた、河成段丘面であろう。

堆積物は、おもに砂礫からできているが、このほか、火山灰質の粘土層をはさんでいる。

VI.2 沖積層および同時期火山噴出物

この地域に発達している沖積層は、下位から、羊蹄火山噴出物・崖錐堆積物・羊蹄山扇状地堆積物および現河床堆積物にわけることができる。

VI.2.1 羊蹄火山噴出物

勝井義雄の調査^{*}によれば、羊蹄火山噴出物は、本体火山噴出物と側火山噴出物とにわけられ、本体火山噴出物は第1期熔岩・第2期熔岩・第3期熔岩および砕片抛出物に、また、側火山噴出物は北山熔岩・半月湖噴出物・半月湖門頂丘熔岩および富士見火山噴出物にそれぞれ細分することができる。

VI.2.1.1 第1期熔岩〔Y_{v1}〕

この熔岩は、この地域の南西隅に露出しており、低位段丘面を不整合におおっている。この熔岩は、斑晶の少い普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

斑晶： やや多量の斜長石（An₆₅₋₄₅）と少量の紫蘇輝石・普通輝石および鉄鋳をふくんでいる。

石基： ほとんど褐色のガラスからなり、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および鉄鋳などの微晶をふくんでいる。結晶度の高いものは、クリストバル石をともなっている。

VI.2.1.2 第2期熔岩〔Y_{v2}〕

この熔岩は、羊蹄火山体の北東方に、分布している。尻別川河岸では、まえにのべたように、低位段丘面を不整合におおっている。熔岩流面の流理構造がはつきりみられ、斑状構造がいちじるしい、橄欖石や亜灰長石の大きな結晶をふくむ、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

斑晶： やや多量の斜長石（An₆₀₋₄₄）および少量の紫蘇輝石・普通輝石・鉄鋳をふくみ、しばしば紫蘇輝石の反応縁をもつ橄欖石（ $2V_{\alpha}=81^{\circ}$ ）をふくんでいる。ふつうの紫蘇輝石の斑晶は、 $2V_{\alpha}=62^{\circ}\pm$ であるが、橄欖石の反応縁でみられるものは、 $2V_{\alpha}=66^{\circ}\sim 62^{\circ}$ である。また、紫蘇輝石は、単斜輝石の反応縁をもつものが多い。普通輝石は、一般に累帯構造がよくみられ、中心部で $2V_{\alpha}=50^{\circ}\sim 52^{\circ}$ 、外縁部では $2V_{\alpha}=34^{\circ}\sim 25^{\circ}$ となつてピチオン輝石にかわる。しばしば、亜灰長石の大きな結晶（0.5～3.0 cm）（An₈₅）がふくまれており、その結晶の外縁はAn₆₀ていどの斜長石の被膜をもっている。

石基： こまかい境間構造をしめし、斜長石（An₄₀）・単斜輝石（ $2V_{\gamma}=25^{\circ}?$ ）・クリストバル石・鉄鋳などをふくみ、単斜輝石粒の反応縁をもつ少量の紫蘇輝石、およびガラスをふくんでいる。

* 勝井義雄 1956年： 羊蹄火山の地質（5万分の1地質図幅「留寿都」説明書附録）を参照。

VI.2.1.3 第3期熔岩流〔Yv3〕

羊蹄火山体の頂上ちかくに露出しており、北山噴出物によつておおわれている。この図幅地域に露出しているものは、橄欖石および垂灰長石の大きな結晶をふくむ普通輝石紫蘇輝石安山岩である。これらの熔岩流と互層して、火山岩塊・火山弾・火山礫・火山灰および軽石などからできている**碎片抛出力**〔Yv4〕が発達している。

斑 晶： やや多量の斜長石 (An_{70~63}, An_{87~45}) と、少量の紫蘇輝石 (2V_α=62°)・普通輝石。鉄鉍をふくむ。

石 基： 不完全な填間構造をしめし、斜長石 (An_{35~13})・クリストバル石・単斜輝石 (2V_γ=48°?)。斜方輝石 (2V_α=61°)・鉄鉍および少量のガラスからできている。

VI.2.1.4 北山噴出物および熔岩流〔Yv5〕

羊蹄火山の頂上部にある新火口の北壁のうえに、2つの小さな火口があり、これから流れてきた熔岩流および**碎片抛出力**が、まわりに堆積している。これを北山噴出物および熔岩流とよぶ。

熔岩は、暗灰色の殻状の紫蘇輝石安山であり、**碎片抛出力**は同質の火山岩塊。パン殻状火山弾・火山礫・火山灰および少量の軽石などからできている。

紫蘇輝石安山岩を顕微鏡下で観察すると、つぎのようである。

斑 晶： やや多量の斜長石 (An_{60~55})、および少量の紫蘇輝石。鉄鉍をふくむ。

石 基： 玻璃基流晶質で、斜長石 (An_{50~30}) と褐色のガラスが大部分をしめ、少量の紫蘇輝石・普通輝石。鉄鉍およびクリストバル石がふくまれている。

VI.2.1.5 半月湖噴出物および円頂丘熔岩〔Yv6〕

羊蹄火山本体の北西山麓の海拔約 300 m 附近に、半月湖がある。

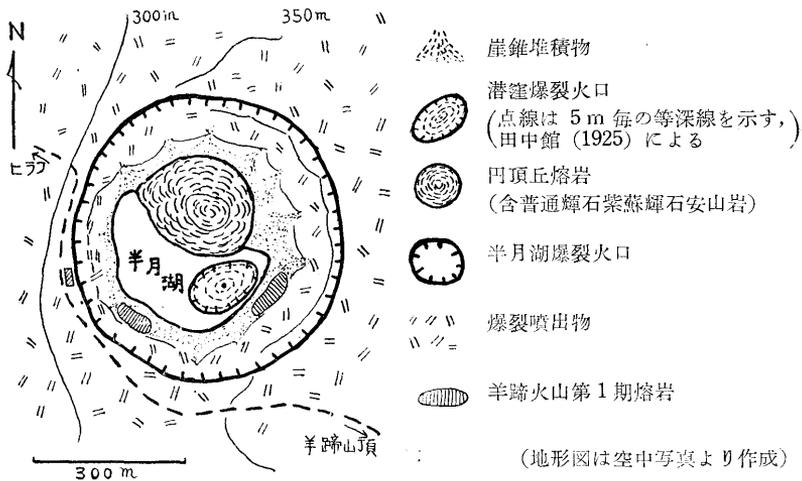
ここには、直径約 550 m、深さ 60 m~100 m のほぼ円型の急崖をもつ爆裂火口があり、そのまわりには、**抛出岩塊**・パン殻状火山弾・火山礫・火山灰および少量の軽石からできている噴出物が堆積している。

爆裂火口底のやや北口に偏したところに、灰色の含普通輝石紫蘇輝石安山岩の熔岩からできている**円頂丘**が噴出している。この熔岩**円頂丘**は、基底から約 70 m の高をもっている。

この**円頂丘**熔岩を顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

斑 晶： やや多量の斜長石 (An_{68~46})・少量の紫蘇輝石・鉄鉍および微量の普通輝石をふくんでいる。

石 基： ガラス基流晶質で、多量の褐色ガラスおよび斜長石 (An_{45~20}) および少量の斜方輝石。鉄鉍よりなり、ひじょうに少量の単斜輝石をふくむ。

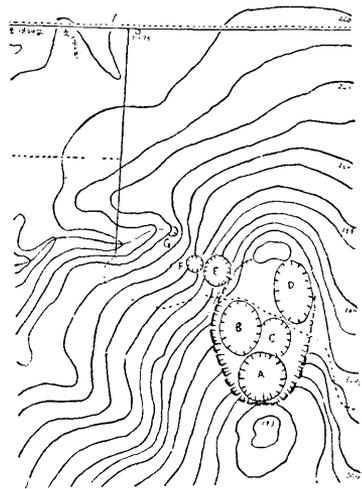


第3図 半月湖附近の地質図

VI. 2. 1. 6 富士見火山噴出物〔Yv7〕

富士見山は、羊蹄火山本体の北北西麓の海拔 350 m 附近に噴出した砕屑丘である。山体は紫蘇輝石安山岩の、赤褐色をした鋳滓状の火山弾・火山礫・火山灰などからできており、その頂上は海拔 393 m である。したがって、この山体そのものの高さは 40 m~50 m でいどにすぎない。

富士見山の頂上附近および北西の斜面には、大小の火口が散在している。久保武夫 (1951年) は第4図のように、頂上部の経 400 m×700 m の大火口内に、A・B・C・D の4ヶの火口があり、北西斜面には、E・F・G の4ヶの小さな火口があることを記載している。これらのうち、A火口およびE火口は、ひじょうに明瞭な爆裂火口としてみとめられるが、ほかは火口底も浅く、明瞭でない。な



久保武夫 (1951) による
(縮尺 2 万 5 千分の 1)

第4図 富士見山の火口分布図

久保武夫 1951 年： 羊蹄山麓富士見寄生火山調査概要，北海道地質要報，16 号

お、久保武夫によれば、A 火口底には、水蒸気孔がみとめられるという。

この火山噴出物を、顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

斑 晶： 少量の斜長石・紫蘇輝石・鉄鈹よりできている。

石 基： 玻璃基流晶質で、ほとんど褐色ガラスと斜長石の骸晶がしめ、少量の単斜輝石・斜方輝石・鉄鈹およびクリストバル石をともなう。

VI.2.2 崖錐堆積物〔Tad〕

この地域のうち、ガローの沢・盤の沢・ペーベナク川中流およびワカサップ川上流流域には、それぞれ崖錐堆積物が発達している。おもに砂・礫・粘土などからできているが、礫の種類は、発達する地域の地質構成によりそれぞれちがっている。現河床堆積面にきられていることから、いちおう沖積世の初期に生成されたものであろう。

VI.2.3 羊蹄山扇状地積堆物〔Xfd〕

羊蹄山の標高 600 m より低い山麓地帯には、山体からおし出された扇状地堆積物が発達している。すでにのべた留寿都層や真狩別層というまでもなく、低位段丘堆積物を不整合におおっている。この堆積物はいまなお、羊蹄山体からおしだされ、堆積をつづけている。

おもに羊蹄火山体を構成している物質から供給されたもので、火山礫・火山砂・拋出岩片などの火山噴出物よりできている。

VI.2.4 現河床堆積物〔Al〕

現河川氾濫原および現河床をつくっているものである。安山岩・変朽安山岩・石英粗面岩・緑色凝灰岩など流域に露出する岩石の人头大以下の円礫および砂で河床礫となり、氾濫原をつくっているものは、まえにのべた砂礫層のほか砂・粘土などである。

VII 地質構造および地史

VII.1 地質構造

この地域の地質構造は、大きくみると、褶曲や断層をとめない、やや複雑な構造をしめている北東部と、ほとんど水平にちかい単調な構造をしめし、そして、円錐形の羊蹄火山体の 1 部がみられる西南部の 2 つに区分することができる。前者は、新第三紀層と同時期の火山岩類からできている地域であり、後者は第四紀層と同時期の火山噴出物からできている地域である。

北東部地域は、訓縫統に対比される脇方層、および春日層の発達している北東部から東

部にかけての地域と、黒松内統に対比される伏桑集塊岩層、および末広層の発達している地域とにわけることができ、両者の構造は、全く性質がちがっている。

脇方層および春日層の発達している地域は、NNE—SSW から NNW—SEE の方向性の背・向斜軸をもつて褶曲しているが、地域の南から北にむかつて、次第にその上位層をあらはしている単斜構造をしめしている。そして、NE—SW, NW—SE および NNW—SSE・NNE—SSW 方向の断層で、いくつかのブロックにわけられている。すなわち、脇方地域では、この図幅地域の最下位をしめている脇方層が NEE—SWW 性の背斜軸をもつて露出しており、地域の北にゆくにしたがつて、順次その上部層があらわれている。そしてペーペナイ川流域では、E—W および NEE—SWW の方向の断層できられ、わずかに転移しているが、脇方層の上位層である春日層が露出してくる。また、石の川にそい、北にむかつて春日層の上部が順次露出しているが、右の沢から盤の沢にぬける NNW—SSE 方向の断層によつて、この地層は大きく転移している。この断層を境にして、東側では、春日層および母沢層という順に、露出しており、北に傾斜しているが、西側では、母沢層は露出していない。

ところが、ガローの沢からポイントサン川上流をへて、俱登山川上流にいたる地域は、まえにのべた地域と、構造を異にしている。この地域では、ガローの沢から基線の沢上流をとおり NNW—SSE 方向の断層、ポイントサン川の流路とほぼ一致する NNE—SSW 方向の断層、および俱登山川上流からポイントサン川上流にぬける NW—SE 方向の断層で、それぞれ構造のちがつた 3つのブロックにわけられている。

基線の沢の上流地域からガローの沢にかけての地域は、南から 5の沢変朽安山岩・石の川角礫凝灰岩部層・ガローの沢角礫凝灰岩部層というように春日層の上部層を順次露出しており、石の川流域と同じ地質構造をしめしている。ポイントサン川上流からガローの沢上流にかけての地域では、NW—SE 方向のに屋根とほぼ一致した走向の背斜軸があり、ガローの沢側では、ガローの沢角礫凝灰岩部層・ボンガローの沢石英粗面岩および青井川角礫凝灰岩部層が露出し、NE に傾斜している。また、ポイントサン川上流側では、ガローの沢角礫凝灰岩部層および青井川角礫凝灰岩部層が露出し、SW に傾斜している。俱登山川からポイントサン川にぬける NW—SE 方向をもつ断層と、三角山の東側をとおりポイントサン川にぬける NNE—SSW 方向の断層とにはさまれ地域では、5の沢変朽安山岩・石の川角礫凝灰岩部層の下部層・三角山石英粗面岩という順に露出し、SW に傾斜している。さらに、俱登山川からポイントサン川にぬける NW—SE 方向の断層の西部、および南部では、N 40°E・30°SE および N 20°E・20°NW の走向・傾斜で青井川角礫凝灰岩

部層が発達しており、黒松内期の輝石安山岩の熔岩流や扶桑集塊岩層でおおわれている。この走向・傾斜から、これら黒松内期の火山岩類の下には、少なくとも1本の向斜軸が想定される。

黒松内期の所産である安山岩の熔岩流や集塊岩層は、新第三紀層からできている山地帯と、おもに洪積層からできている台地または台地状の山地との境の附近に、ひじょうに発達している。これらの火山岩類の分布のようすから、地域の北西隅から南西隅に向う1つの大きな構造線が想定できる。また、地域の西部では、末広層が発達しており、俱登山川を中心として東側では $N 30^{\circ}W \cdot 15^{\circ}SW$ 、西側では $N 10^{\circ}E \cdot 10^{\circ} \sim 20^{\circ}ESE$ の走向・傾斜をしめしており、N—S 方向の走向をもつ1本の向斜軸が存在している。しかも、この向斜軸の落しは南である。このように、熔岩流や集塊岩層の分布のようす、および末広層の構造からみると、大きくみて、NW—SE の走向をもち、SW 落しの構造をしめしているものと推定できる。

この図幅地域の西南部をみると、下位から火山砕屑物からできている留寿都層が、ほとんど水平にちかい構造で発達し、さらに、ほぼ現地形に沿って真狩別層が不整合におおっている。また、この地域の南西隅には、円錐形の火山噴出物からできている半蹄火山体の北半部が、まえにのべた地層の上位にのつている。

VII.2 地 史

これまでの各項でのべたことから、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、あるていど推定することができる。

VII.2.1 新第三紀

この地域の基盤をつくっている新第三紀層は、凝灰岩や凝灰質集塊岩を主体として、いろいろの火山岩類を伴うもので、この図幅地域の東につらなる定山溪地方と同じように、新第三紀には、火山活動がひじょうに旺盛であつたことが推察される。

脇方層堆積期

この地層の堆積期は、全盤を通じて火山活動がはげしくおこなわれたらしく、緑色凝灰岩をはじめ、火山砕屑岩を主体とし、変朽安山岩の熔岩流を伴うものであるが、中期には酸性岩の活動もみられ、石英粗面岩の熔岩流も介在している。

しかも、この火山活動は、この地域の東部地域がもつともはげしかつたらしい。このことは、変朽安山岩の熔岩流や集塊岩が多いことから推定できる。

春日層堆積期

まえにのべた脇方層の堆積期を終えると、ひきつづいて変朽安山岩の活動から始まる春日層を堆積した。この堆積期の前半は、変朽安山岩の熔岩流を溢流するような活動がおこなわれ、石英粗面岩の熔岩流も伴われた。この堆積期の後半でも、火山活動は衰えることなく、玄武岩質の集塊岩層を堆積し、しだいに酸性となつて、石英粗面岩質の角礫凝灰岩や集塊岩層を堆積した。

この堆積期をとおして、初めは輝石安山岩の活動をともない、もたらされた凝灰岩は主として安山岩質であつたが、前半の終りごろには石英粗面岩の熔岩流を伴ない、凝灰岩も石英粗面岩質のものにかわつている。また、この堆積期の後半では、はじめに玄武岩の活動があつたが、そのごは、ほとんど石英粗面岩質のものになつている。

母沢層堆積期

この地域では、まえにのべた春日層堆積期にひきつづいて母沢層の堆積期にはいつている。しかし、この時期と春日層堆積期とのあいだに、造構造運動があつたらしい。それは、この堆積期は礫岩の堆積にはじまり、地層の厚さも 400 m でかなり厚く、しかも、礫は、ほとんど黒色頁岩の円礫からできていることから、いちおう造構造運動が推定される。

堆積物は、凝灰岩や角礫凝灰岩などの火山砕屑物を主とし、ほとんど安山岩質のものである。このような時期をへて、この地域には大きな造構造運動があり、しだいに陸化して削剝期間にはいつた。この地域に発達している E—W 性の断層はこの時期に形成されたものであり、しかも、この構造運動にともなつて石英斑岩の活動もおこなわれたらしい。

後母沢先無の沢間隙

母沢層の堆積したのち、この地域はかなり大きな削剝期があつたらしい。すなわち、脇方層や春日層を、黒松内期の輝石安山岩の熔岩流や、扶桑集塊岩層が不整合におおつていることから、このような削剝期が推察される。

無の沢層—末広層堆積期

この時期のはじめには、地域の西北部で凝灰質砂岩の堆積がおこなわれていたが、西南部北海道のほかの地域と同じように、しだいに火山活動がはげしくおこなわれ、輝石安山岩の熔岩流を溢流し、これにともなつて、同質の集塊岩などの火山砕屑岩層がもたらされた。この時期の後半は、火山活動も衰え、末広層を堆積するような静穏な時期であつたらしい。

後末広間隙

末広層の堆積後、この地域は陸化し、削剝がつづけられた。一方、瀬棚層相当層が欠除するような、長い削剝期の間には、かなりの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。

VII.2.2 洪積世

この時期になると、新第三紀末に決定づけられた、この地方の地質構造と密接な関係をもつて、はげしい火山活動がはじまったものと推察される。この地域の東部や、831 m 山附近に発達している火山岩類、西南部の地域に発達している留寿都層などはこの時期のものであろう。これにつづいて、この地域が間けつ的に隆起運動がおこなわれ、数段の段丘面をのこしてこの地域一帯は隆起した。そして中位段丘面形成後低位段丘面形成いぜんに火山砕屑物を主とする真狩別層がもたらされた。

VII.2.3 沖積世

洪積世の末葉から沖積世の初葉にかけて、この地域のまわりで、最新期の火山活動がおこなわれた。美しい羊蹄火山体が形成されたのはこの時期である。この活動はひじょうにはげしく、熔岩流や火山砕屑物層をもたらした。

そのご、活動は止んで現在におよんでいる。しかし、この地域外では、活動は微弱となつたが、中止することなく現在におよんでいる。

また、現在の河川に沿つて発達している氾濫原が形成され、現在におよんでいる。

VIII 応用地質

この地域は、中新世訓練期の火成活動が、はげしくおこなわれたところであるが、図幅の西南部地域は、留寿都層をはじめ、第四紀の火山噴出物や堆積岩類に広くおおわれている。そのため、いろいろの有用鉱物をふくむとみられている新第三紀層は、深く埋積されている。

しかし、新第三紀層が露出している北部および東部の地域には、貧弱ではあるが金銀鉱床や石英脈があるほか、硅化帯や硫化鉄鉱の鉱染している地帯がみられる。硫化鉄鉱の鉱染地帯では、いろいろな規模の褐鉄鉱鉱床が生成されている。

石英脈の延長方向および硅化帯や硫化鉄鉱鉱染帯の伸びの方向などには、地域によつてちがいがみられる。脇方地域や春日地域では、N 60°E ないし N 40°E の方向性をしめしているが、北部地域では N 60°E~EW である。このような石英脈の走向や硅化帯および硫化鉄鉱鉱染帯の方向性は、この地域の地質構造によつて、決定されたものであろう。

これらの金属鉱床をのぞく地下資源としては、路床の敷石用砂利や建築骨材用砂利として採取されている、ペーペナイ川や尻別川の河床礫がある。

また、第四紀の火山噴出物でできている地域では、地盤の陥没があり、羊蹄火山の山麓では、大雨のあるごとに、土石流によつて畑地が失われている。このような災害地質の問題は、今後この地域の営農が進むにしたがつて、いよいよ重視しなければならないであろう。

VIII.1 金 銀 鋳

VIII.1.1 倶登山鋳山

位置および交通 鋳床は、後志国岩内郡倶知安町にあり、胆振線六郷駅の北方約 9 km のところに位置している。現地には、六郷駅で下車し、ここから北にのびている 6 号線道路にそつて、北 12 線までゆき、ここから倶登山川に沿つて約 3 km さかのぼる。そして北方から流れてくる谷川を約 1 km ゆけば、旧坑口に達する。六郷駅から谷川までの間は、トラックが運行できる。

地質および鋳床 鋳山附近の地質は、すでにのべた、石の川角礫凝灰岩部層のなかに熔岩流として発達する三角山石英粗面岩である。この石英粗面岩は、鋳山の西部および南部では、黒松内期の択桑集塊岩層に不整合におおわれている。

鋳床は、この三角山石英粗面岩のなかに発達するEW性の裂隙にそつて形成された金銀石英脈である。

この鋳床については、大町北一郎が 1949 年（昭和 24 年）に調査をしている。その要旨はつぎのようである。

鋳床は、まえにのべた三角山石英粗面岩の裂隙にそつて網状に発達している石英脈で、ほぼ $N 80^{\circ}E$ の走向をもち、 $75^{\circ}\sim 80^{\circ}S$ の傾斜をしめしている。

坑道は、 $N 10^{\circ}E$ の方向に約 200 m 掘進されており、そのあいだに約 15 の石英脈が発達しているのが確認された。

なお、石英脈のなかには、随伴鋳物として、黄銅鋳・黝銅鋳・硫砒鉄鋳・閃亜鉛鋳・銅藍および含錫黝銅鋳などがみられる。

VIII.1.2 石 英 脈

新第三紀層の分布している地域には、方々に石英脈が発達している。その主な地域は、春日地域とガローの沢上流地域である。

春日地域では、石英脈は脇方層の上部をしめている日暮沢変朽安山岩、および沼の沢緑色凝灰岩部層のなかに発達している。この石英脈は、沼の沢の河岸では $N 20^{\circ}E \cdot 50^{\circ}SE$ 、

* 大町北一郎： 倶登山鋳山鋳床調査報告（未発表）

ペーペナイ川と笹の沢とはさまれた山地では $N 20^{\circ} E \sim N 50^{\circ} E \cdot 70^{\circ} \sim 80^{\circ} NW$ の走向・傾斜をそれぞれしめしている。石英脈の幅は、最大 1 m に達するものもある。母岩は強い珪化作用をうけているほか、黄鉄鉱がいちじるしく鉱染している。

また、ガローの沢上流地域では、春日層の上部をしめる石英粗面岩質の青井川角礫凝灰岩部層のなかに発達している。この地域では $N 30^{\circ} W \sim N 60^{\circ} W$ の走向で、 $80^{\circ} NW$ の傾斜をしめしている。石英脈の幅は、最大 2 m に達する。母岩の変質がいちじるしく、珪化作用・粘土化作用・黄鉄鉱化作用などをうけている。

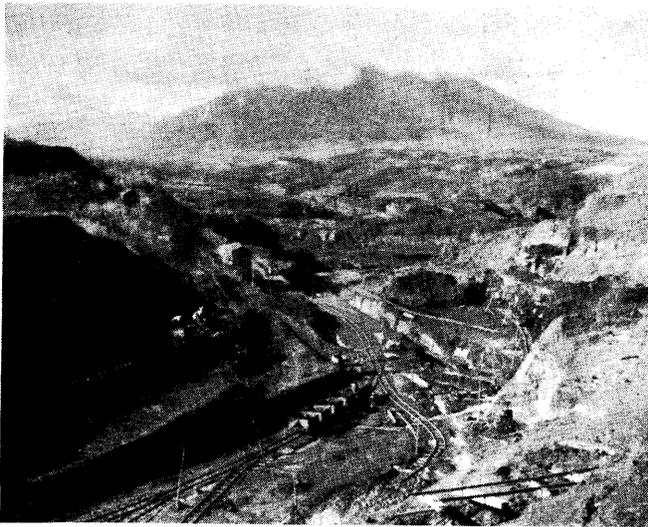
VIII.2 褐鉄鉱

この地域の方々に、褐鉄鉱の露頭からみられる。そのうちの主なものは、現在稼行中の日鉄倶知安鉱山と、日鉄ペーペナイ鉱山の2つである。このほかには、稼行の対称となるようなものは、発見されていない。

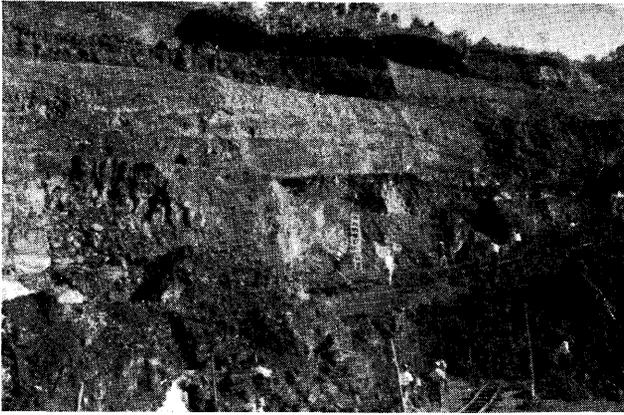
VIII.2.1 日鉄倶知安鉱山

位置および交通 鉱区は、胆振函虻田郡京極村字脇方にあり、ワカサツブ川と白井川とはさまれた丘陵性山地に位置している。現地には、胆振線京極駅で脇方線にのりかえ、終点脇方駅で下車する。駅から鉱山専用道路にそつて、約 2 km ゆくと採鉱現場に達する。

沿革 この鉱山は、明治 31 年に京極村の農夫によつて発見され、同 35 年に朝倉某が



第 11 図版 倶知安鉱山（露天掘現場より羊蹄山を望む）



第 12 図版 日鉄倶知安鉱山（露天掘現場）

試掘権をえた。その翌年に東京の橋本組が譲りうけたが、試掘でいどで採鉱するまでにはならなかつた。大正 5 年に三井鉱山株式会社の手につてから、はじめて試錐などを行つて積極的な探査がはじめられた。同 8 年末に日本製鋼所倶知安鉱務所となつて操業をはじめたが、同 9 年 7 月に京極・脇方間に鉄道が開通されるにおよんで、ようやく本格的に発展の段階にはいつた。しかし第 1 次世界大戦の反動によつて、同 10 年から同 13 年まで休山した。そのご同 14 年に再開し、小規模に操業をつづけてきたが、満洲事変から急激に発展した。この間、日本製鋼所より分離し、輪西製鉄株式会社となり、昭和 14 年 5 日鉄鉱業株式会社の設立によつて同会社の経営となり、現在にいたつている。

地質および鉱床 鉱床が賦存する地域の基盤地質は、訓縫統下部に対比される脇方層（熔岩流として変朽安山岩をともなう集塊岩層）で、これを留寿都層（火山灰質粘土層と火山灰層からできている）が不整合におおい、さらにこれらを不整合におおつて真狩別層が発達している。

鉱床は、留寿都層の下位にあるものと、留寿都層の上位にあつて真狩別層におおわれているものと 2 つの層準のものがある。

前者は、脇方層の集塊岩の上位に賦存しており、集塊岩と鉱床との境は、いちじるしく粘土化して、その関係は漸移関係にある。しかも、粘土化した集塊岩は、黄鉄鉱化作用をいちじるしくうけている。鉱床は塊状のもので、厚さも 30 m に近いものまであり、はつきりと集塊岩の構造がみられる。

ところが、留寿都層と真狩別層との間に賦存している鉱床は、現在の地形とほぼ同じ傾斜をしめし、層状を呈している。しかも厚さは 5 m をこえるものはほとんどない。また、

鉱床のなかには褐鉄鉱化した木や木葉のほか、安山岩の角礫などをふくんでいる。

したがって、前者の塊状鉱床は、いちじるしく黄鉄鉱化をうけた集塊岩が、褐鉄鉱化作用をうけて生成されたものであり、後者の層状鉱床は、留寿都層の堆積したあとに、その地形面にそつて沈澱してできたものと考えられる。

鉱床は、3つの地区に賦存しており、その規模は幅約 300 m 内外で、延長 250 m から 1,100 m にわたるものである。

鉱石は、塊状鉱床のものは堅硬で暗褐色を呈し、層状鉱床のものは、多孔質粗じょうなものが多い。品位は、ひじょうに良好で、鉄分 52%~56%である*。

VIII. 2.2 日鉄ペーペナイ鉱山

位置および交通 鉄区は、胆振国虻田郡京極村にあり、胆振線京極駅の北東方約 8 km のペーペナイ川の北岸に位置する。現地には、京極市街から倶知安に通ずる国道を北にゆき、さらにペーペナイ川にそつて約 8 km さかのぼると、採掘現場に達することができる。

沿革 はじめは室蘭市菊地組の所有であつたが、大正 5 年に北海道炭硯汽船株式会社が買収した。大正 6 年には北海道製鉄株式会社に譲り渡し、さらに大正 8 年には日本製鋼所の所有となつた。そのご、輪西製鉄株式会社にうつり、昭和 14 年に日鉄鉱業株式会社の設立によつてその所有となり、現在にいたつている。

地質および鉱床 鉱山附近の地質は、ペーペナイ川緑色凝灰岩部層とこれを貫ぬく石英斑岩が発達し、それらを第四紀の崖錐堆積物がおおつている。

ペーペナイ川緑色凝灰岩部層および石英斑岩はひじょうに硅化作用をうけている。鉱床



第 13 図版 ペーペナイ鉱山（褐鉄鉱露天掘の現場）

* 日鉄鉱業所北海道作業所事業概要による。



第 14 図版 ペーペナイ 鉱山（褐鉄鉱床）

は、これらの岩石を侵蝕してながれている大飯沢と安藤沢にそつて、生成した沈澱鉱床である。鉱床の規模は、ひじょうに小さなものである。

鉱床の下部は、硅化岩や安山岩の垂円礫をふくみ品位は低いが、上部になるとほとんど褐鉄鉱だけとなり高品位のものとなつている。品位は鉄分 52%^{*}~55%^{*}である。

VIII.3 川 砂 利

この地域で、河床礫が利用されているのは、ペーペナイ川と、尻別川である。採取地は、ペーペナイ川下流および寒別地区の尻別川の河床である。前者で採取された川砂利は、この地域の道路の敷地として利用されており、後者で採取されたものは、それぞれの需要に応じて、胆振線寒別駅から貨車で各方面に送られている。砂礫は河川の流域を構成している地質の影響をうけ、ペーペナイ川のもは、変朽安山岩・角礫凝灰岩・硅化岩および輝石安山岩などの礫が多く、尻別川のもは、輝石安山岩類の礫が多い。

VIII.4 災 害 地 質

VIII.4.1 地盤の陥没

この地域で、地盤の陥没がおこつているのは、留寿都層で構成されている地域である。とくに、倶知安町八幡地区のように留寿都層が発達する台地から沖積地にうつりかわる傾斜地の地域で、灌がい用水路が掘られているところにみられる。

すでのべたように留寿都層は火山灰・浮石礫などから構成されている地層で、地表水

* 日鉄鉱業北海道鉱業所事業概要による。



第15図版 地盤の陥没（倶知安町字八幡）

の浸透度が高い。したがって、この地層中にろう水防止の施設をしない灌がい用水路が開さくされている場合には、これからの浸透水も加つて、地下水の水量はいちじるしく増加する。

また、この地下水によつて、火山灰が流失して地下に洞穴ができ、それがしだいに大きくなつて、地表からの圧力にたえられなくなり、地盤の陥没がおこる。

地盤陥没の防止策としては、地下水を全くなくすることはできないのであるから、家屋の建築や、灌がい工事に当つては、地質をよく調べて地下水の流路となつている所をさける以外にない。

VIII.4.2 羊蹄山麓の土石流

羊蹄火山体の破片抛出物（Yfd）が発達している山麓部に、降雨のたびに大小の土石流があり、多くの畑地が流失して、毎年大きな損害をうけている。

このような土石流のおこる原因は、破片抛出物の下に、第1期～第3期の熔岩流が発達しているために、降雨のさいに浸透した地表水は、地下水となつてこれら熔岩流の上面を流下する。地下水は、流下に伴つてしだいに水量を増し、水圧によつて、破片抛出物の1部を押流すようになる。

このようにしてできた谷は、降雨ごとに山頂部にむかつて生成してゆく。同時にその谷にそつて、その両側から崩壊し、しだいに大きな土石流を押出すようになる。

羊蹄山麓の土石流は、うえにあげたような地質現象によつて生ずるものであるから、一時のまにあわせに、こそくな土塁や、植林では到底処置しきれない。速かに詳細な地質調査をおこなつて、岩層の分布・性状などをあきらかにし、根本的な解決策を検討する必要がある。

文 献

- 1 Deguchi, Y.: The Valcano Ezo-fuji. 東京大学卒業論文(手記), 1910年(明治44年).
- 2 大日方順三: 渡島国及び後志国鉾床調査報文. 鉾物調査報告. 12号. 1912年(大正元年).
- 3 田中館秀三: 北海道の火山湖調査概報. 北海道庁. 1925年(大正14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. 第40, 41卷. 1933年~1934年(昭和9年~昭和10年).
- 5 久保武夫: 羊蹄山麓富士見寄生火山調査概要. 北海道地質要報16号. 1951年(昭和26年).
- 6 斎藤正次・上村不二雄・大沢 稔: 5万分の1地質図「茅沼」図幅および同説明書. 北海道開発庁. 1952年(昭和27年).
- 7 杉本良也: 5万分の1地質図幅「銭函」および同説明書. 北海道開発庁. 1953年(昭和28年).
- 8 土居繁雄: 5万分の1地質図幅「定山溪」および同説明書. 北海道開発庁. 1953年(昭和28年).
- 9 藤原哲夫: 5万分の1地質図幅「壮溪珠」および同説明書. 北海道開発庁. 1954年(昭和29年).
- 10 太田良平・上村不二雄・大沢 稔: 5万分の1地質図幅「仁木」および同説明書. 北海道開発庁. 1954年(昭和29年).
- 11 広川 治・村山正郎: 5万分の1地質図幅「岩内」および同説明書. 地質調査所. 1955年(昭和30年).
- 12 根本忠寛: 北海道西南部のアノソクレス流紋岩(短報). 北海道地質要報30号. 1955年(昭和30年).
- 13 斎藤昌之・藤原哲夫・石山昭三・松井公平: 5万分の1地質図幅「留寿都」および同説明書. 北海道開発庁. 1956年(昭和31年).
- 14 勝井義雄: 羊蹄火山の地質と岩石(5万分の1地質図幅「留寿都」説明書附録). 北海道開発庁. 1956年(昭和31年).
- 15 日鉄鉱業北海道鉾床所: 事業概要.
- 16 大町北一郎: 倶登山鉾山鉾床調査報告(未発表).

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1:50,000

KUCCHIAN
(Sapporo-28)

By
Shigeo Doi and Kiyoshi Hasegawa
(Geological Survey of Hokkaido)

Résumé

The Kucchian sheet covers an area lying between 43°0' and 43°50' N. lat., and 141°15' and 141°0' E. long., which includes the central part of the Nasu volcanic zone. The field survey began in July 1953 and came to an end October 1954. This explanatory text is based upon that field-work and deals briefly with the stratigraphy and mineral resources of this district.

Neogene Tertiary

The oldest formation of this mapped area is the **Wakikata formation**, which comprises such members as Wakkasatappu propylite (Yp₁), 1,016 m-yama agglomerate (Yag), Ōtomi liparite (YI), Pēpenaigawa green tuff (Ygt₂) in ascending order. Of them, the **Wakkasatappu propylite** as the lowest member in the Wakikata formation being distributed in the Wakikata vicinity in the eastern part of this sheet, is pyroxene andesite altered to propylite. The **1,016 m-yama agglomerate** lies on the preceding propylite, and is characterized by agglomerate of andesitic nature: the breccia of this agglomerate is mainly comprised of pyroxene andesite altered to propylite, and the matrix is andesitic tuff, dark

greenish gray in color. The **Ōtomi liparite** is distributed in the Wakikata region of the eastern part of this sheet; the stratigraphical relation between this rock and the preceding member is now unsettled. The **Pēpenaigawa green tuff** lies conformably on the preceding member, and is divisible into two parts: the lower part is characterized by tuff breccia with tuffaceous sandstone, while the upper part is chiefly composed of green tuff, intercalated with tuffaceous sandstone and tuff breccia; the whole thickness is 500 m. The **Higurezawa propylite** lies over the preceding member, at the upper course of the Pēpenai river and Higurezawa, in the eastern part of the mapped area; it is pyroxene andesite altered to propylite. The **Numanosawa green tuff** lies on the preceding propylite, and is characterized by pyroclastic sediments such as tuff breccia, tuffaceous agglomerate and green tuff, about 200 m in thickness.

The **Kasuga formation** is developed in the northern and north-western area of this sheet. It is made up of such members as Gonosawa propylite [Kp₁], Sasanosawa tuff breccia [Ktb₁], Ishinokawa tuff breccia [Ktb₂], Sankakuyama liparite [Kl₁], Wakasauenai propylite [Kp₂], 71tenzawa basalt [Kp₃], Garonosawa agglomerate [Kag], Pon-garonosawa liparite [Kl₂], Aoigawa tuff breccia [Ktb₃], and Bannosawa green tuff [Kgt] in ascending order. Of these formations, the **Gonosawa propylite** is distributed in the central and the eastern parts of this mapped area; it is pyroxene andesite with agglomerate altered to propylite. The **Sasanosawa tuff breccia** intercalating with the preceding propylite, is mainly composed of tuff breccia with a thin bed of tuff, greenish gray in color, thickness 300 m. The **Ishinogawa tuff breccia** lies over the Gonosawa propylite, and is mainly composed of pyroclastic sediments, such as tuffaceous agglomerate, tuff breccia and tuff; all of the rocks of division are liparitic, thickness 700 m. The **Sankakuyama liparite** is found at Sankakuyama and its surrounding area in the northern part of this sheet. The **Wakasauenai propylite** is developed at the eastern side of the mapped area. The **71 tenzawa basalt** is typically developed at 71 tenzawa, a tributary of the Ishinokawa river in the northeastern part of this district. It is augite basalt. The **Garonosawa agglomerate**

consists of hypersthene andesitic agglomerate, 350 m in thickness, intercalated occasionally with thin layers of tuff breccia and tuff. The **Pongaronosawa liparite** is found at Garonosawa in the northern part of this sheet. The **Aoigawa tuff breccia** typically develops along the Aoigawa river to a total thickness of about 400 m. As to the stratigraphical relation between this member and the Garonosawa tuff breccia, the former lies conformably on the latter. It is chiefly composed of the liparitic tuff breccia, intercalating occasionally thin beds of tuff and tuffaceous agglomerate, which are green and gray in color. The **Bannosawa green tuff** gradually passes from the preceding member; it consists of pyroclastic sediments, such as tuffaceous agglomerate, tuff breccia and tuff, green or greenish gray in color. All of these rocks of Bannosawa green tuff are liparitic, 350 m in thickness.

Next, comes the **Mozawa formation** which is divisible into two main members: the Miginosawa sandstone conglomerate (Msc) and the Nakanogawa green tuff (Mgt). The former consists of alternations of sandstone and conglomerate, greenish gray in color; the latter is composed of pyroclastic sediments, such as agglomerate, tuff breccia and green tuff, with thin beds of tuffaceous shale.

Quartz porphyry (Qp) is also developed at the central part of the Kasuga formation, and is covered by an andesitic lava flow of Pliocene age. Therefore the age of activity of the rocks in this area may be latter Miocene.

The Pliocene deposits of the area are divisible into three groups: the Nashinosawa formation (Ns), Fusō agglomerate (Fag) and Suehiro formation (Sts), in ascending order. The **Nashinosawa formation** is exposed in only a small area, along the river side of a tributary of the Nashinosawa. It mainly consists of tuffaceous sandstone, intercalating with thin beds of sandy shale and conglomerate; the whole thickness and succession are at present quite unknown. The **Fusō agglomerate** is developed with a trend from north-west to south-east, in the central district of this sheet; it consists chiefly of agglomerate of andesitic nature while the breccia is mostly augite hypersthene andesite. The **Suehiro formation** is mainly composed of tuffaceous sandstone, occasi-

onally with intercalating thin beds of sandy shale. From the lithic character, it is quite certain that these formations can be correlated to the Kuromatsunai series developing widely in south-western Hokkaido.

It should be mentioned in this juncture that there are various kinds of volcanic rocks of Pliocene age occurring as lavas: Nakayamanashi Lava (An_1) (hypersthene andesite), Matsukawa lava (An_2) (hypersthene augite andesite), 931 m-yama lava (An_3) (hypersthene augite andesite), Osawa lava (An_4) (augite andesite), Kashipuni lava (An_5) (augite-hypersthene andesite) and Nupurienkoro lava (An_5) (augite hypersthene andesite).

Furthermore, there are other igneous masses of andesitic (Bihiniyama lava) (Bla) and liparitic (Yomoto liparite) (Yal) rocks, which began to appear after the deposition of the Suehiro formation; the precise geological age of them is at present unknown, but it may probably be later Pliocene or early Pleistocene.

Quaternary

There are various kinds of andesitic rocks occurring as lavas, the geological age of which is early Pleistocene. They are: Muineyama basal lava [La_1] (augite hypersthene andesite), 831 m-yama lava [La_2] (hypersthene augite andesite), Yoichi-dake lava [La_3] (augite hypersthene andesite) and Mumei-yama Lava [La_4] (augite hypersthene andesite).

The **Rusutsu formation** [Ru] lies unconformably on the Neogene Tertiary deposits. It is composed of pyroclastic sediments, such as volcanic ash and pumice, all pinkish gray in color.

In this district, three terraces can be seen on the plateau. Of these the highest one is traceable along the contour line of about 320 m-360 m, while the middle one [Mt] occupies an extension, about 200 m-260 m high. The lowest terrace [Lt] completely preserves its original nearly horizontal surface; it extends widely. All of the terrace deposits contain gravel deposits of variable thickness, formed of pebbles mainly of andesite, probably derived from the high mountainous region.

The **Makkaribetsu formation** [Ma] covers the higher and middle terrace deposits, and is cut by the lowest one. It is characterized by

pyroclastic sediments, such as volcanic ash altered to loam, pumice, volcanic sand and scoriae. All are brownish gray in color.

The Yōtei volcanics are also divisible into two groups: the main volcano volcanics and the parasitic cone volcanics. The former is composed of the 1st-3rd lavas [Yv₁, Yv₂, Yv₃] and fragmental ejecta [Yv₄], while the latter is divided into three members: Kitayama lava [Yv₅], Hangetsu-ko volcanics including Hangetsu-ko peak lava [Yv₆] and Fujimi volcanics [Yv₇].

Mineral resources

In this paragraph, some mineral resources found in this district will be briefly dealt with. Gold, Silver and Pyrite deposits are found in sediments or volcanic rocks early Miocene in age. Limonitic deposits were produced during the Pleistocene age.

Besides these, gravels are also locally employed in making concrete for architectural and other uses.

Gold and Silver ore deposit :- At the upper course of the Kudosan river, gold and silver ore deposits have been known since very old days. They are found in quartz veins developed in the igneous rocks in the early Miocene age. However, such deposits are of slight economic importance, owing to their small scale.

Limonitic deposits :- Limonitic ore is found in varying amounts elsewhere in the Pleistocene deposits and in the propylite or green tuff sediments of various formations. Among them, the ore deposit developed in the neighborhood of the Nittetsu Kucchian Mine in the course part of this district and the Pēpenai deposit situated at the middle of Pēpenai river have an economic value. They are being mined at present.

昭和 31 年 3 月 15 日 印刷

昭和 31 年 3 月 20 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三 田 徳 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

KUCCHIAN

(SAPPORO—28)

BY

SHIGEO DOI AND KIYOSHI HASEGAWA

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ

MASAO SANŌ, DIRECTOR

HOKKAIDŌ DEVELOPMENT AGENCY

1 9 5 6