

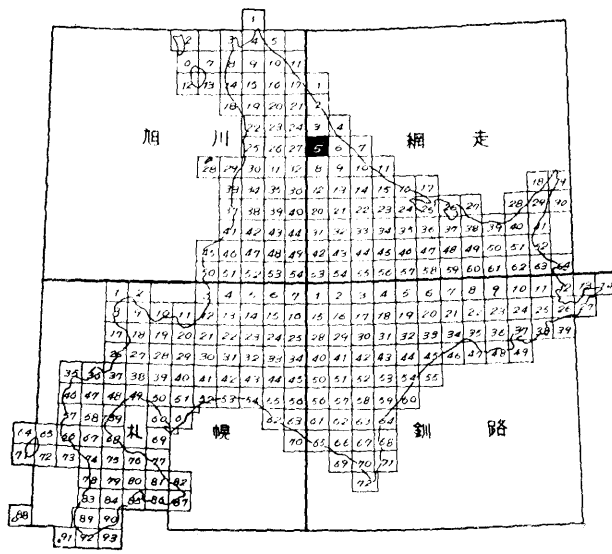
5万分の1地質図幅
説明書

仁 宇 布

(網走一第5号)

北海道開発庁

昭和35年3月



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

仁 宇 布

(網走一第 5 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 土 居 繁 雄

同 酒 勾 純 俊

北海道嘱託 金 山 喆 祐

同 太 田 昌 秀

北海道開発庁

昭和 35 年 3 月

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

昭和 35 年 3 月

北海道開発庁

目 次

| | |
|--------------------|----|
| はしがき | 1 |
| I 位置および交通 | 1 |
| II 地 形 | 3 |
| III 地質概説 | 4 |
| IV 基盤岩類 | 6 |
| IV.1 日高層群 | 6 |
| IV.2 変成岩類 | 7 |
| IV.2.1 黒雲母ホルンフェルス | 8 |
| IV.2.2 堇青石ホルンフェルス | 9 |
| IV.3 侵入岩類 | 10 |
| IV.3.1 輝 緑 岩 | 10 |
| IV.3.2 斑 れ い 岩 | 11 |
| IV.3.2.1 かんらん石斑れい岩 | 12 |
| IV.3.2.2 ノーライト | 13 |
| IV.3.2.3 角閃石斑れい岩 | 15 |
| IV.3.2.4 閃緑岩質斑れい岩 | 15 |
| IV.3.3 花 崗 岩 | 16 |
| IV.3.4 玢 岩 | 17 |
| IV.3.5 半花崗岩 | 17 |
| V 新第三紀層および同時期火山岩類 | 18 |
| V.1 砂金川層 | 18 |
| V.1.1 オロピリカイ凝灰岩層 | 18 |
| V.1.2 プロピライト熔岩 | 19 |
| V.2 ニウブ層 | 20 |
| V.3 オントツ層 | 21 |
| V.3.1 上幌内越層 | 21 |

| | | |
|--------|----------------|----|
| V.3.2 | 熔結凝灰岩 | 22 |
| V.4 | 上幌内熔岩 | 23 |
| V.5 | ペンケオーシャン熔岩 | 24 |
| V.6 | フーレップ熔岩 | 25 |
| V.7 | 滝ノ沢集塊岩 | 26 |
| V.8 | 岩脈類 | 26 |
| V.8.1 | 玄武岩質安山岩岩脈 | 26 |
| V.8.2 | 普通輝石紫蘇輝石安山岩岩脈 | 27 |
| VI | 第四紀層および同時期火山岩類 | 28 |
| VI.1 | ペンケカヨナイ沢集塊岩 | 28 |
| VI.2 | 沼岳熔岩 | 28 |
| VI.3 | 段丘堆積物 | 29 |
| VI.3.1 | 第1段丘堆積物 | 30 |
| VI.3.2 | 第2段丘堆積物 | 30 |
| VI.4 | 崖錐堆積物 | 30 |
| VI.5 | 現河床堆積物 | 30 |
| VII | 地史 | 30 |
| VIII | 応用地質 | 31 |
| | 文献 | 34 |
| | Résumé | 35 |

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書 仁 宇 布 (網走一第 5 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 土 居 繁 雄

同 酒 勾 純 俊

北海道嘱託 金 山 喆 祐

同 太 田 昌 秀

は し が き

この図幅説明書は、昭和 32 年 9 月から昭和 33 年 12 月にわたる、延 120 日間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。

野外調査は、土居が仁宇布部落以南の地域、イキタイロンニエ川流域、砂金川流域、オントツ川流域、2 号ノ沢流域および幌内川沿岸を担当し、酒勾が徳志別川流域を、金山が音標川流域およびフーレップ川流域を、太田が地域の西部山地と、東部の落船山と 2 号ノ沢とにはさまれた滝ノ沢、落船沢流域を、それぞれ分担した。なお、中央部の仁宇布部落の周辺地域および仁宇布川上流流域の調査には、北海道立地下資源調査所地質鉱床課長齋藤昌之氏の援助をうけた。また、化石の鑑定に北海道大学理学部地質学鉱物学教室、魚住悟氏の労をわずらわした。

報告にはいるに先だち、調査に当つて援助を賜わつた齋藤昌之氏、魚住悟氏、現地でいろいろ援助を賜わつた、雄武林務署職員および美深林務署職員の各位に、感謝の意を表する。

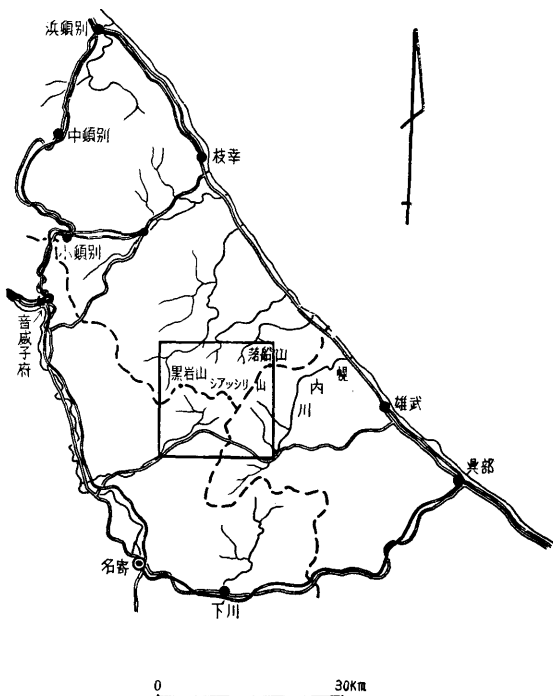
I 位置および交通

この図幅のしめる地域は、北緯 $44^{\circ}30' \sim 44^{\circ}40'$ 、東経 $142^{\circ}30' \sim 142^{\circ}45'$ の範囲である。

行政的には、落船山(標高 525.2 m) からシアツシリ山(標高 902 m) をとおり、黒岩山(標高 796.2 m) をむすぶ稜線の北部は宗谷支庁の管轄で、徳志別川流域は歌登村に、音

標川流域は^{えまし}枝幸町にふくまれる。落船山からシアツシリ山を経て、標高 558.1 m の三角点をむすぶ稜線の東部は網走支庁に、稜線の西部の仁宇布川流域は上川支庁に属し、前者は雄武町に、後者は美深町にそれぞれふくまれる。

交通は、美深町から仁宇布川に沿い、仁宇布部落を経て 31 線に通ずる町道が開さくされており、この道路とほぼ並行して、仁宇布森林軌道が施設されている。また、雄武町から地域の東南隅に位置している上幌内部落までは、町道が開さくされていて、バスが運行している。なお、東南部の上幌内からイクタライロンニエ川に沿い、上幌内越峠を経て、西部の仁宇布部落に通ずる道路があるが、利用度が低く、崩落しているところも数箇所あり、橋も落ちていて、ほとんど利



第1図 位置図

用されていない。さらに、上幌内部落からオシトツ川に沿って、延長約 10 km の林道が開さくされている。このほか、各河川にそつて、林産物運搬用の道路が開さくされているにすぎない。

このように、この地域の交通は便利とはいえない。

現在、国鉄では、森林資源や地下資源の開発促進の目的をもち、美深町から仁宇布部落を経て音標川にぬけ、オホーツク海岸にある枝幸町まで通ずる美幸線が計画され、すでに測量を完了したといわれている。この鉄道が敷設されたならば、この地域の交通は面目を一新し、奥地の開発も、一段と促進されるであろう。

II 地 形

この図幅地域を大まかにみると、つぎの4つの地形区にわけることができる。

(1) 図幅の北東部の音標川流域、および南部のオシトツ川上流流域、シアツシリ山から標高 558.1 m につらなる山稜を中心とする地域をしめる、小さな起伏にとむ山地帯。

(2) 図幅の東南部および北西部をしめ、起伏にはとむが、比較的平坦な山頂をとる山地帯。

(3) 図幅の中央部および西部をしめ、山頂の平坦な山地帯。

(4) 各河川にそつて発達している平坦地および山地帯から平坦地にうつる緩い傾斜地。

(1) は、侵蝕作用がひじように進み、小さな起伏にとんだ地域である。おもに、先白堊紀に属する日高層群、変成岩、これを貫ぬく進入岩類、および岩脈類からできている。そして、この地域内には鉱化帯が知られている。

(2) は、新第三紀中新世から鮮新世に属する地層と、同時期の火山岩類からできており、さらに、これらを第三紀～第四紀の火山砕屑岩類がおおつている。

(3) は、第四紀の火山活動の所産と考えられる熔岩流で広くおおわれている。

(4) は、山地帯から平坦面にうつる緩い傾斜地で、山地の周辺部の崩壊によつてもたらされた崖錐堆積物からなり、平坦面は河川によつてもたらされた、河岸段丘堆積物および現河床堆積物からできている。

水系の主なものは、北部地域では、落船山からシアツシリ山を経て、黒岩山に連なる稜線の北側に源を発して、ほぼ南から北に流路をとる音標川おとしべのほか、西南から北東に流れて



図版 1 シアツシリ山～黒岩山をむすぶ山稜から南方の高広山山地を望む。
平坦な山頂は、沼岳熔岩である。(斎藤昌之撮影)

いる徳志別川がある。東部では、落船山からシアツシリ山にいたる山稜の東南側に源を發し、北西から南東に流れるオシトツ川をはじめこれと並行する小河川がある、これらは、西南から北東に流路をとる幌内川に合流している。さらに西部では、仁宇布附近で、周囲の山地より流れてくる小河川を合し、北東から西南に流れている仁宇布川がある。

III 地質概説

この地域を構成している地質系統は、模式柱状図（第2図）に、しめたようなものである。

先白堊紀に属する日高層群は、この地域の基盤岩層で、北部の音標川およびフーレップ川流域、および、中央部から南部の雄武町と美深町とを境する山地に分布している。粘板岩と硬砂岩を主要な構成員としている。この日高層群をNW—SEの延長方向をもつ2つのはんれい岩体が貫ぬいて発達している。この進入岩体のほか、音標川下流地域では、花崗岩の小岩体が変成岩の中に入っている。さらに、この地層の中に輝緑岩、玢岩が進入しており、斑れい岩体を貫ぬいて半花崗岩の岩脈が発達している。

斑れい岩体や花崗岩体の周辺部には変成帯が発達している。フーレップ川から音標川の中流にかけて発達している斑れい岩体の西側および岩体延長部の南側、花崗岩体の周辺部などには、黒雲母ホルンフェルス帯が、斑れい岩体の東側には塩青石ホルンフェルス帯が、それぞれ発達している。また中央の東南部でオシトツ川とイキタイロンニエ川とにはさまれた山地に露出している、斑れい岩体の両側には、黒雲母ホルンフェルス帯が発達している。

新第三紀層と同時期の火山岩類は、地域の北西部の徳志別川流域、仁宇布部落を中心とする盆地状低地、および地域の東南部のオシトツ川下流流域から砂金川下流流域にいたる地域に分布している。このほか、モノホロナイゴン沢やシャマルブネツ沢に沿つても露出している。これらの岩層は、下位から砂金川層・ニウブ層・オシトツ層および火山岩類に大別される。

砂金川層は、火山碎屑物とプロピライト熔岩の互層からできている。オシトツ層で不整合におおわれている。

ニウブ層は、仁宇布川の upstream 河岸に露出していて、泥岩と砂岩の互層からなり、礫岩の薄層をともなっている。オシトツ層で不整合におおわれている。

オシトツ層は、岩質から熔結凝灰岩と上幌内越層とに分けられる。熔結凝灰岩は安山岩

| 時代 | 層序 | 柱状図 | 記号 | 岩質 | 火成活動および地殻変動 | |
|-------------|------------|------------|------------------------------|--|---------------------------------------|--------|
| 第四紀 | 現世 | 現河床堆積物 | Al | 砂, 礫 | 以徳間隆 | 垂炭 |
| | 更新世 | 氾濫堆積物 | Td | 粘土, 砂, 礫 | | |
| | | 第二段丘堆積物 | T ₂ | 粘土, 砂, 礫 | | |
| | | 第一段丘堆積物 | T ₁ | 粘土, 砂, 礫 | | |
| | 新世 | 沼火山噴出物 | 沼岳熔岩 | Nl | | |
| ヘンケカヨナイ沢集塊岩 | | Nag | 普通輝石紫蘇輝石安山岩質凝灰集塊岩 | | | |
| 新第三紀 | シ火山噴出物 | 滝ノ沢集塊岩 | Sag (An) | 普通輝石紫蘇輝石安山岩質凝灰集塊岩 | 以徳間隆 | |
| | | フーレップ熔岩 | Sl | 普通輝石紫蘇輝石安山岩 | | |
| | ヘンケオーシャン熔岩 | 上幌内川熔岩 | Hi | 紫蘇輝石普通輝石安山岩 | | |
| | | Ol | 普通輝石紫蘇輝石安山岩 | | | |
| 中新世 | オシトツ層 | 上幌内越層 | Co | 礫岩, 凝灰質頁岩, 凝灰質砂岩 (石英粗面岩質凝灰岩も含む) 下部に熔結凝灰岩を挟む | 以徳間隆 | |
| | | 熔結凝灰岩 | Wt | 安山岩質熔結凝灰岩 | | |
| | 仁宇布層 | Ms | 凝灰質砂岩, 泥岩, 礫岩 泥岩の中に化石をふくむ | | | |
| 新世 | 砂金川層 | プロビライト熔岩 | Pr | プロビライト | 以徳間隆 造構運動 花崗岩, 斑れい岩, 輝緑岩(Di)の侵入 | 凝灰岩の形成 |
| | | オロピリカイ凝灰岩層 | Mt | 角礫凝灰岩, 凝灰質集塊岩 | | |
| 先白垩紀 | 日高層群 | Gr, Hi, Ga | 粘板岩, 凝砂岩 | | | |

第2図 仁宇布地域模式柱状図

質熔結凝灰岩で、上幌内越層の下位に発達しているが、ところによつては、上幌内越層の下部にも夾在している。上幌内越層は、凝灰質砂岩・凝灰質頁岩および礫岩の互層から構成されており、礫岩が優勢である。なお、垂炭の薄層を夾んでいる。

火山岩類は、鮮新世の後半に行なわれた、ひじょうに旺盛な火山活動の所産であつて、火山砕屑物と熔岩流、および多くの岩脈によつて特徴づけられている。その主なものは、上幌内熔岩・ヘンケオーシャン熔岩・滝ノ沢集塊岩・フーレップ熔岩である。岩質は、ほとんど普通輝石紫蘇輝石安山岩で、ヘンケオーシャン熔岩だけが紫蘇輝石普通輝石安山岩で

ある。

第四紀層は、地域に広く分布し、平坦な山地を構成している火山岩類、河川の沿岸に発達している河段丘堆積物、山地から平坦地に移る周縁部に発達している崖錐堆積物、および現河床堆積物にわけることができる。なお、前の3者は洪積世に属し、現河床堆積物は、沖積世に属する。火山岩類は、中央部のシアツシリ山周辺と、西部および西南部の平坦な山地に広く分布している。河段丘堆積物は、高度から第1段丘堆積物および第2段丘堆積物にわけられる。

IV 基盤岩類

この地域の基盤岩類は、地域の北部フーレップ川から音標川および同川支流流域、地域の中央部のシアツシリ山周辺部、南部のシアシリ山から、標高 558.1 m の三角点を結ぶ尾根の両側に、それぞれ発達している。

この基盤岩類は、造構造運動をうけて擾乱し、その構造は複雑である。これらの基盤岩類は、先白堊紀に属する日高層群、それから変成作用をうけた変成岩類、およびこれを貫ぬく侵入岩類に大きく分類される。

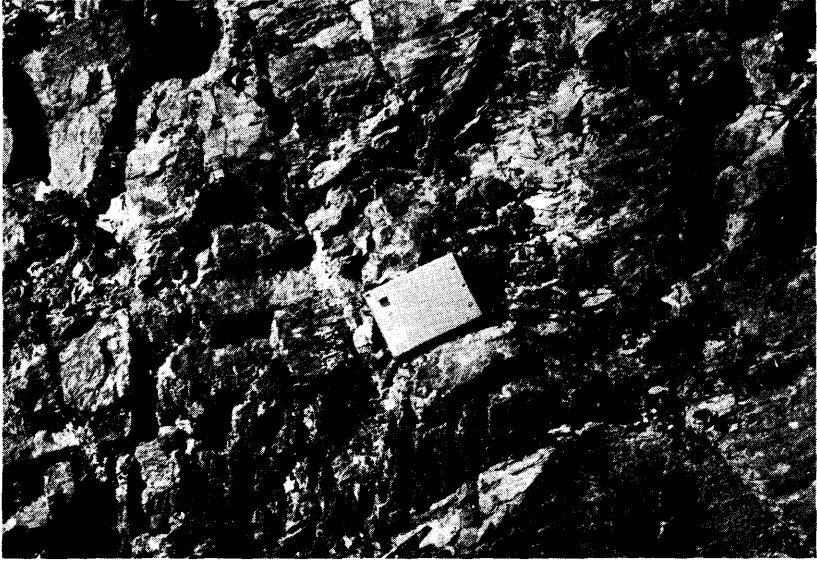
次に、これらについて説明を加える。

IV.1 日高層群

この地層は、図幅地域の東北部の音標川支流流域から落船の沢にかけての地域、および南部のシアシリ山から標高 558.1 m の三角点にいたる尾根の両側に広く発達している。このほか、フーレップ川、同川支流にも露出している。

東北部の地域およびフーレップ川流域では、N—S—N 46° E, 40° W—NW の走向・傾斜を示している。1部ではN—S性の軸をもつ傾立背斜構造をとり、背斜軸の西側では60°—70° W、東側では65° Eの傾斜をそれぞれしめしている。また、南部の地域では、モノボロナイゴシ沢ではN 40°—70° W, 40°—60° SW、砂金川上流ではN 50°—80° W, 60°—80° NEの走向・傾斜をとり、砂金川上流からモノボロナイゴシ沢東側の山腹にぬける、背斜構造を形成している。このように、音標川東部山地における日高層群の地質構造と、南部の砂金川上流における日高層群の地質構造とはちがった性質をとっている。

この地層は、北部地域では、新第三紀中新世に属する地層を欠いて、鮮新世に属すると考えられるオシトツ層とフーレップ熔岩および第四紀更新世に属する沼岳熔岩で、不整合



図版 2 日高層群の微褶曲（斎藤昌之撮影）

関係でおおわれている。

また、南部地域では、北部地域と違い、新第三紀中新世に属する砂金川層をはじめ、鮮新世に属するオシトツ層およびフーレップ熔岩で不整合におおわれている。このほか、イキタライロンニエ川と砂金川とにはさまれた山地では、輝緑岩および玢岩がこれを買ぬいている。その方向性は、日高層群の地質構造と全く一致している。さらに、この日高層群は造構造運動の影響をうけて、いちじるしく擾乱されており、破碎帯が形成されている。この破碎帯は、モノホロナイゴシ沢下流で見られるように変質をうけて、緑色岩にかわつている場合がある。おもに、黒色を呈する粘板岩と、暗灰色の硬砂岩との互層である。粘板岩は、造構造運動の影響で千枚岩質となつているところが多い。また、硬砂岩は、レンズ状に分離されて、眼球状の集合体となつている。

IV.2 変成岩類

変成岩類は、北部地域のフーレップ川下流流域から、音標川支流流域にわたる地域に発達している斑れい岩体の両側、および南部地域でオシトツ川の上流からオシトツ川とイキタライロンニエ川とにはさまれた山地に発達している斑れい岩体の両側に、それぞれ分布している。

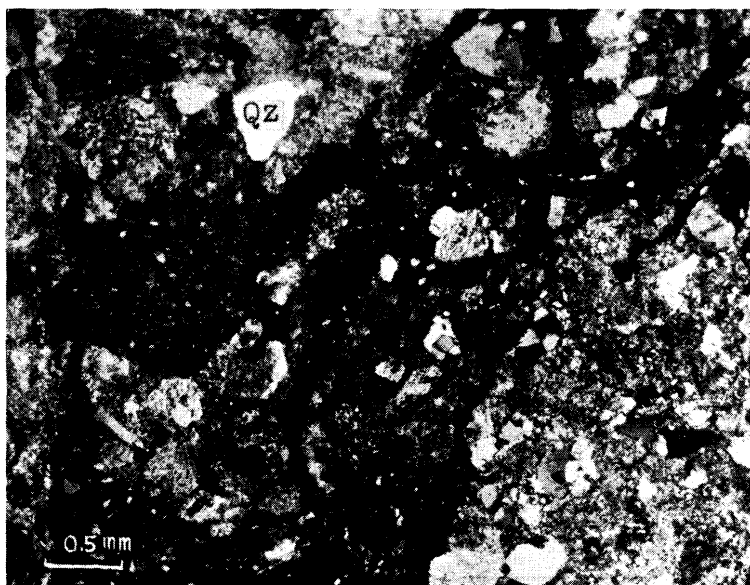
変成岩類は、変成度が低く、しかも日高帯南部のような帯状分布はみられない。

この変成岩は、構成鉱物から黒雲母ホルンフェルスと、堇青石ホルンフェルスとに区分される。

これらのホルンフェルスは、日高層群の黒色粘板岩、硬砂岩を源岩にしている。

IV.2.1 黒雲母ホルンフェルス

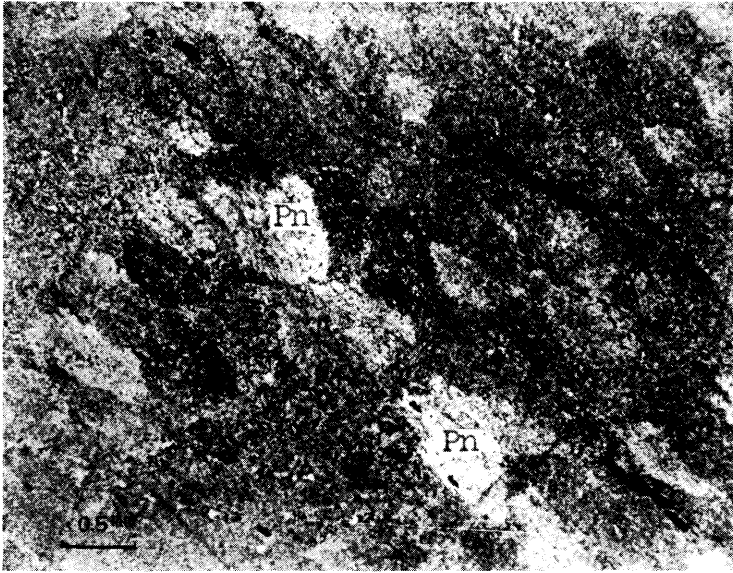
この岩石は、北部地域に発達する斑れい岩体の、北側と西側の地域、および南部の斑れい岩体の両側に、分布している。粘板岩の縞模様が保存されている低変成のものから、再結晶がすすみ、片麻状を示すものまである。しかし、全体を通じてみると、再結晶は不完全で、黒雲母のフレイクがわずかにみられる岩石が多い。北部の斑れい岩体の西側附近や、南部の斑れい岩体の周辺に発達しているホルンフェルスは、ときには再結晶がすすみ、モザイク構造をあらわしているが、一般に堆積岩の構造をのこしている。なお、これらのホルンフェルスは、わずかに黒雲母のフレイクが示されているだけで、斑れい岩体にむかつて、変成度が高まるということはない。



図版 3 低変成黒雲母ホルンフェルス

×20 +ニコル

Qz; 石英 結晶がほとんどおこなわれず、わずかに黒雲母がみられるのみである。



図版 4 ビニ石化した堇青石ホルンフェルス
×20 +ニコル

Pn; ビニ石, ビニ石化した堇青石がホルンフェルスの片理に沿って配列している。

北部の斑れい岩体の東側における、剪断帯附近では、圧碎や緑泥石化がすすみ、また珪化作用もいちじるしくすすんでいて、石英の縞模様があらわれている。斑れい岩体との接触部附近では、モザイク構造をとり、黒雲母が配列して片状をあらわしている。この片理は、一般に斑れい岩体の延びの方向性と斜交し、ほぼ $N 30^{\circ} E, 70^{\circ} SE$ の走向・傾斜をとる。

剪断帯の東側は、圧碎作用や粘土化作用がいちじるしい。片理はみだれ、一定していない。

IV.2.2 堇青石ホルンフェルス

この岩石は、北部地域に発達する斑れい岩体の東側にだけ、分布している。その幅は約 2 km で、 $N 20^{\circ} E$ の方向性をとっている。新鮮な堇青石を観察することは、ほとんどない。野外で、わずかに区別されているだけである。

このホルンフェルスは、ほとんど、再結晶の不完全なもので、堇青石はピナイト化している。このほか、柘榴石がまれにみられる。しかし、不透明鉱物によつて、ほとんど交代されている。

IV.3 逆入岩類

この図幅地域には、多くの逆入岩類がみとめられる。これらの逆入岩類の逆入の方向性については、地域的にある規則性がみとめられる。この規則性は、おもに、日高層群の構造的運動要素をよくあらわしているものといえる。このため、おなじような岩質の岩石はほぼ同じ方向性の配列をしめしている。なお、逆入岩類には次のような種類がみられる。

(1) 輝 緑 岩

(2) 斑 れ い 岩

角閃石斑れい岩

ノーライト

閃緑岩質斑れい岩

(3) 花 崗 岩

(4) 玢 岩

(5) 半花崗岩

IV.3.1 輝 緑 岩

輝緑岩は、地域の北部で音標川の東側に発達する葦青石ホルンフェルス帯に、岩脈群として逆入している。また、地域の中央部でシアツシリ沢の上流にも露出している。このほか、砂金川の上流にもみられる。この輝緑岩は、まえにのべた3つの地域で、それぞれ逆入の方向性を異にしている。音標川の東方山地や音標川の上流沿岸では、この地域を走るN-S性の走向をもつ剪断帯にそつてN 20° E~N 10° Eの逆入方向を示している。中央部では、フーレップ熔岩や沼岳熔岩におおわれているので、確かなことは不明であるが、ほぼN 30° W~N 45° Wの走向をとつているらしい。また、南部の砂金川上流では、N 40° Wの走向をしめしている。これらの走向のちがいは、基盤岩類の、地質構造のちがいを意味しているものと考えられる。

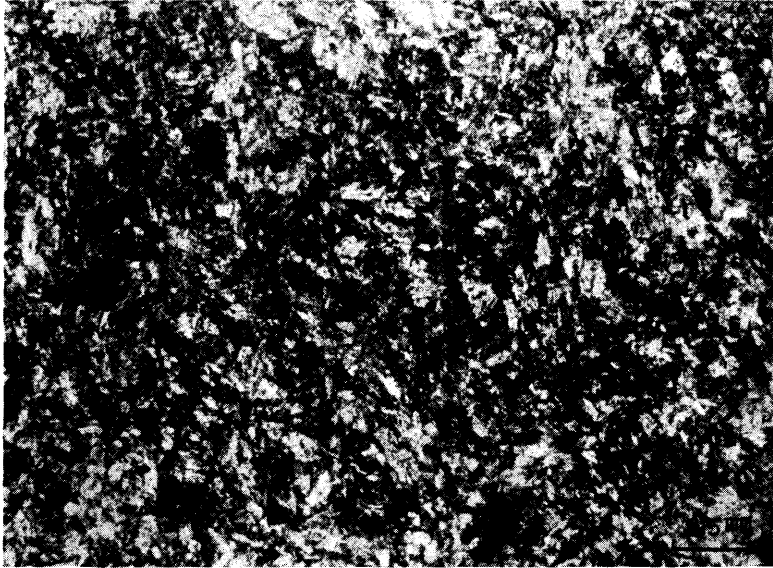
緑色を呈する緻密な岩石で、変質して変輝緑岩質岩から角閃岩質岩のものまである。

この岩石を、顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

オフテック構造を残している変輝緑岩質の岩石から再結晶がすすみ、角閃岩質のものまである。

一般に、斜長石の短柱状の結晶を残し、脈状に角閃岩化したものが多い。有色鉱物は繊維状を呈する緑色角閃石で、陽起石質の角閃石である。とくに再結晶の進んだ部分では、粒状の輝石ができて、グラノブラステック組織をあらわす部分がみられる。このほか、構成鉱物として斜長石・緑泥石などがみられるほか、わずかにチタン鉄鉱・炭酸塩

鉱物がともなわれている。



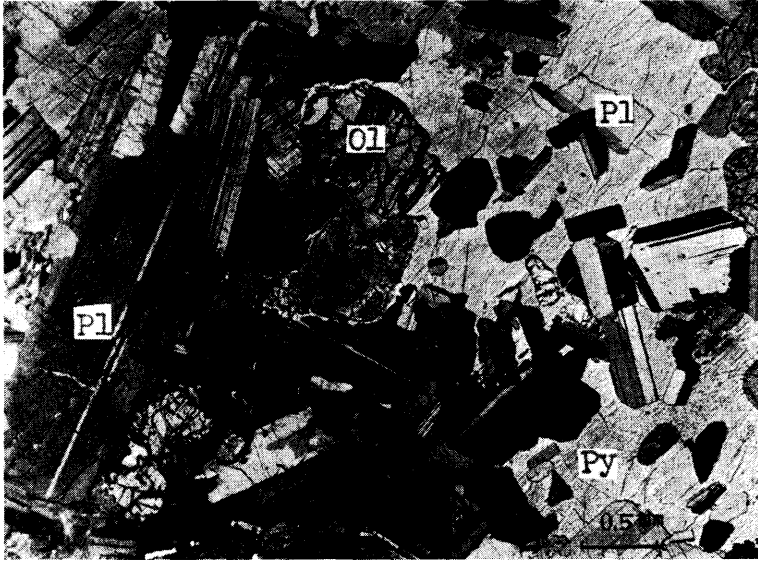
図版 5 緑色岩化した輝緑岩
×20 +ニコル

ほとんどが緑色角閃石，緑泥石に変っている。

IV.3.2 斑れい岩

この地域の斑れい岩は，北部のフーレップ川下流域から音標川の西部山地にかけて発達しているものと，南東部のオシトツ川上流からオシトツ川とイキタライロンニエ川とにはさまれた山地帯にかけて発達するものと，2つの岩体がある。前者は，フーレップ川下流域では， $N 40^{\circ} W$ の伸長方向を示したものが，音標川と右股川とにはさまれた山地では，岩体の幅も狭くなり，ほぼ $N-S$ 性の進入方向にかわっている。しかし，後者は，オシトツ川上流ではほぼ $N-S$ 性の進入方向をしめしているものが，南部にゆくにしたがって，岩体の幅も広くなり， $N 45^{\circ} W$ の進入方向にかわる。このようにこの2つの進入岩体がしめす進入の方向性は，南部と北部とでは，全く相反する対照的な性質をしめしている。このようすは，まえにのべた輝緑岩の場合と全く同じ傾向である。

この斑れい岩体は，かんらん石斑れい岩から閃緑岩質斑れい岩まで，その岩質が変化する。これらのはんれい岩類は，いずれも大型斜長石斑状変晶ができて，酸性化が行われている。とくにこの酸性化は，ノーライトから閃緑岩質岩にいたる分化の過程でいちじるしくあらわされていて，野外でも追跡することができる。なお，かんらん石斑れい岩は露出



図版 6 かんらん石斑れい岩
×20 +ニコール

斜長石斑状変晶を生じ、岩石の組織の変化があらわれている部分
Ol; かんらん石 Py; 輝石 Pl; 斜長石

がとぎれているので、ほかの斑れい岩類との関係は明らかでない。しかし、斜長石斑状変晶やカミング角閃石ができていることから、初期に形成されたものと推定される。

IV.3.2.1 かんらん石斑れい岩

この岩石は、音標川本流の岩体にみられ、岩体の西側の部分に発達している。東側の本流沿岸では、ひじょうに露出が悪く、かんらん石斑れい岩の露出はわずか1箇所だけである。

灰黒色粗粒な岩石で、風化面はこの岩石特有の凹凸面が発達している。塊状で流理構造はみられない。風化面では、大型の斜長石斑状変晶がみとめられ、並行配列をしているようにみえるが、明らかではない。

この岩石を顕微鏡下で観察すればつぎのとおりである。

構成鉱物は、斜長石・かんらん石および輝石類を主成分とし、副成分として輝石を交代して生成した淡褐色ないし淡緑色の角閃石および黒雲母がある。このほか、磁硫鉄鉱や少量の炭酸塩鉱物がある。

これら斜長石・かんらん石および輝石類がオフテックに組み合わせ、斑れい岩組織をしめている。さらに斜長石斑状変晶が形成されたので、斑れい岩組織は斑状組織状にかえ、

岩石組織は不均質となつている。このほか、有色鉱物の角閃石化が多くみられ、とくに大型斜長石斑状変晶と接する部分では、ミントクタイトあるいは櫛の歯状を呈する淡緑色の角閃石を交代している。各鉱物の粒度は不均一である。とくに、斜長石は、細粒の粒状斜長石および長柱状斜長石を埋め、または内包する大型斑状変晶がある。粒状および斑状の斜長石には累帯構造はみられない。しかし、長柱状斜長石にはその発達がいちじるしい。An成分は粒状斜長石 An 70~75%, 長柱状斜長石 An 75%±, 斑状斜長石 An 45%~60%である。

かんらん石は他形を呈し、長柱状斜長石とオフテックに組み合つている。結晶の割目や周辺部から蛇紋石化が行われている。2Vは(+85°~)83°である。輝石類は紫蘇輝石と透輝石で、前者が多い。紫蘇輝石は2V=(-80°, 透輝石は2V=(+55°, ZC 40°である。黒雲母は、緑褐色で磁硫鉄鉱をとまなうものが多く、とくにそれは淡褐色のカミング角閃石を交代したものにみられる。

IV.3.2.2 ノーライト

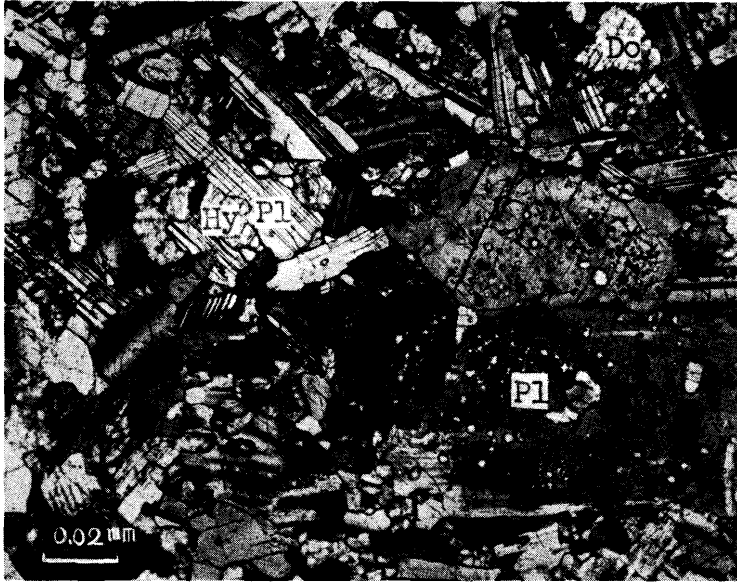
この岩石は、首標川の下流沿いの岩体に発達しているほか、中ノ沢にも分布している。主として、岩体の西側に多い。灰黒色を呈する細粒から中粒の岩石で、有色鉱物、とくに、黒雲母の並行配列による方向性がかすかにみられる。この方向性は、岩体の延びの方



図版 7 ノーライト ×20 +ニコル

ノーライトの細粒部

Pl; 斜長石 Py; 輝石類



図版 8 ノーライト ×50 +ニコル

第8図の50倍に拡大した写真でPl;斜長石 Hy;紫蘇輝石 Do;透輝石
斜長石斑状変晶(右方)中に粒状の紫蘇輝石,斜長石が内包されている。

向である N 30° W とほぼ一致している。斜長石斑状変晶が脈状または網目状に発達しており、閃緑岩質斑れい岩にかわつている。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

構成鉱物は、斜長石・紫蘇輝石・透輝石質輝石を主成分とし、副成分として、石英・輝石類から交代生成した淡緑褐色角閃石・黒雲母および磁硫鉄鉱がみられる。石英は中粒ないし粗粒なノーライトにわずかにともなわれている。

細粒ノーライトは粒状組織をとり、中粒ノーライトはいわゆる斑れい岩組織を呈している。なお、これらの構造に大型斜長石斑状変晶ができ、斑状組織状の構造をとる部分があり、さらにこの斜長石斑状変晶が多く、粗粒化した岩石では他形粒状組織状をあらわしている。

斜長石は、細粒部では粒状他形をとり、カルルスバッド双晶やアルバイト双晶をなしているものが多く、累帯構造はほとんどみられない。An 成分は An 55% のものが多い。中粒部では、柱状の斜長石が多い。聚片双晶しているもののほか、累帯構造も発達している。An 成分は内部が An 60%、周縁部 An 55% である。斜長石斑状変晶は、粒状斜長石や、粒状の輝石類をふくんでいる。これらの接触部は、不明瞭な消光をする場合が多い。ふくまれている輝石類はほとんど淡緑色角閃石あるいは黒雲母に交代されてい

る。斑状変晶は、一般に汚濁されていて、不明瞭な消光や累帯構造が発達している。An成分は内部で An 55%, 周縁部で An 45% である。輝石類は、細粒部で粒状をとり、中粒部では粒状輝石が集合してオフテック構造をしめしている。斜長石斑状変晶と接する部分では、櫛状の淡緑色角閃石または、黒雲母に交代されている。紫蘇輝石; $2V = (-)60^\circ$, 単斜輝石; $2V = (+)60^\circ$ $\hat{Z}C = 45^\circ$

IV.3.2.3 角閃石斑れい岩

角閃石斑れい岩は、斑れい岩体の西側のノーライトと、次にのべる東側の閃緑岩質斑れい岩との間に分布している。まえにのべたノーライトとは漸移している。また、閃緑岩質岩に交代され、粗粒になつている。細粒ないし中粒で、灰緑色を呈している。

この岩石を、顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

主成分鉱物は、緑色角閃石・黒雲母・斜長石で、副成分として緑泥石・磁硫鉄鉱・炭酸塩鉱物がみられる。このほかレリックとして輝石がある。オフティック構造で、微斑れい岩組織をとつている。ノーライトと同じように大型斜長石斑状変晶が形成されていて、部分的に斑状組織を示している。

斜長石は、粒度が不均一で、累帯構造が発達している。緑色角閃石は、針状または繊維状の集合で、陽起石質角閃石である。なお、この角閃石の中に輝石のレリックがみられる。

IV.3.2.4 閃緑岩質斑れい岩

北部の音標川流域に分布している岩体の東側および、南東部の岩体でも東側に発達している。灰色ないし灰黒色を呈する、中粒から粗粒なひじょうに粒度の不均一な岩石である。なお中粒の部分には、大型の斜長石斑状変晶が形成されているが、これがいちじるしい部分では、トナール質岩となつている。

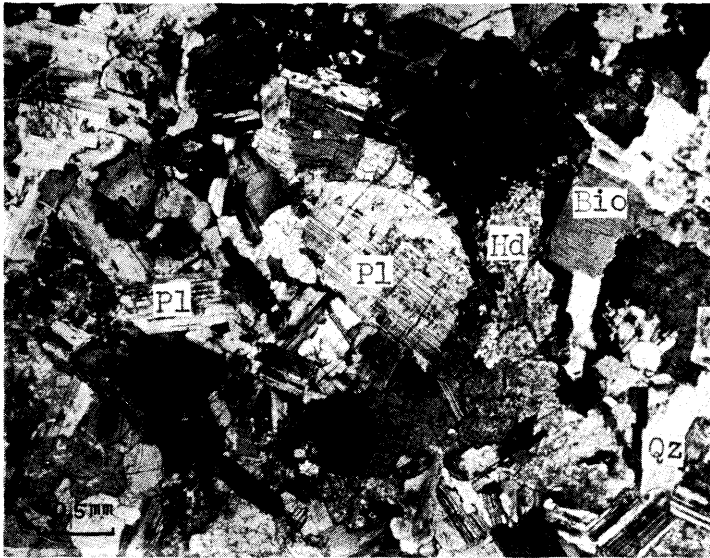
黒雲母・大型斜長石の配列方向がみられ、 $N 40^\circ W \cdot 35^\circ SW$ の走向・傾斜を示している。この岩体ののびや、線構造の方向は、黒雲母ホルンフェルスの片理方向と斜交している。

この岩石を、顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

主成分鉱物は、斜長石・石英・緑色角閃石・黒雲母である。また、副成分として、焼灰石・緑泥石・少量の炭酸塩鉱物および不透明鉱物などがみられる。

中粒から細粒部は、柱状の斜長石と角閃石とがオフティックに組合い、微斑れい岩構造をあらわしている。

斜長石は、中粒部の岩石では、半自形ないし他形をとり、聚片双晶をしているものが多い。細粒の岩石では、粒状斜長石の集合している部分は、双晶も単純で、アルバイト双晶またはカルスバッド双晶をしている。大型斜長石斑状変晶は、不明瞭な消光をするものが多く、また、チェス盤状の構造をとつているものもある。粒状斜長石 An 40%,



図版 9 閃緑岩質斑れい岩

×20 +ニコル

Pl; 斜長石 Qz; 石英 Hd; 角閃石 Bio; 黒雲母
斜長石には、角閃石とオフテックに組合う柱状斜長石
と大型斑状の斜長石がみられる。

柱状斜長石 An 65%, 斜長石斑状変晶 An 60% (内部) および An 45% (周縁部) である。石英は、波動消光や割目がいちじるしい。

綠色角閃石は、他形を呈し、赤褐色の黒雲母に交代されているものが多い。また櫛状となり、緑泥石に置換されている。このほか、淡緑褐色を呈し、聚片双晶をしている角閃石もある。黒雲母は、淡緑褐色を呈するものであるが、いちじるしく劈開が彎曲して赤褐色のものもみられる。

IV.3.3 花崗岩 (Gr)

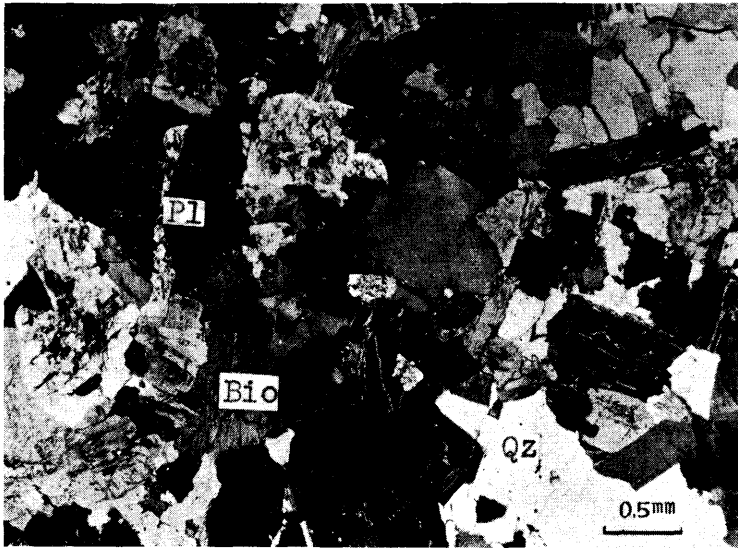
図幅地域の北部で、音標川の下流と中ノ沢の合流点 (三股) の東部山地と西部山地に露出している。ほぼ N-S 性の進入方向をとっている。幅 10 m 前後の、優白質中粒の岩石で、ほぼ均質である。

この岩石を、顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

主成分鉱物; 斜長石・石英・黒雲母

副成分鉱物; 燐灰石・緑泥石・ジルコン

ほぼ半自形粒状構造をしめしており、部分的に細粒である。



図版 10 花 崗 岩 ×20 +ニコル

Pl; 斜長石 Qz; 石英 Bio; 黒雲母

斜長石は、累帯構造が発達し、カルスバッド双晶をしているものが多い。大型の斑状斜長石がみられ、汚濁されているほか、割目がいちじるしく、累帯構造が顕著である。An成分は、中心部でAn 35%，周縁部でAn 15%である。石英は、比較的新鮮で、他の鉱物の割目や結晶の間を埋めている。黒雲母は葉片状またはインターサータルに斜長石と組み合わせられているものもある。葉片状のものは、緑褐色で、後者は赤褐色である。

IV.3.4 玢 岩

玢岩は、地域の南部で、イクタライロンニエ川と、砂金川とにはさまれた山地に露出している。その伸長方向はほぼN-S性をもち、日高層群中に入っている小岩体である。暗灰色の緻密な岩石である。この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

長柱状の斜長石は、ほとんど曹長石化やソーシュール石化している。有色鉱物は、すべて緑泥石にかわつている。このほか細い半白形ないし融蝕形の石英がみられる。また、少量の方解石と絹雲母ができています。

IV.3.5 半花崗岩 (Ap)

この岩石は、オシトツ川の上流に発達している、斑れい岩体を貫ぬいて露出している。灰白色を呈し、塊状で黒雲母が肉限でみとめられる。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

他形を呈する斜長石と石英からなる。これらはモザイク状の構造をとっている。斜

長石は、ソーシユール石化が進み汚濁され、部分的に粒状にかわつているものもある。このほか、カリ長石・白雲母・黒雲母などがある。

V 新第三紀層および同時期火山岩類

この地域に発達している新第三紀層は、下位から砂金川層・ニウブ層およびオシトツ層にわけられる。このほか、この時期に噴出した火山岩類として、プロピライト熔岩・熔結凝灰岩・上幌内熔岩・ペンゲオーシャン熔岩・フーレップ熔岩・滝ノ沢集塊岩があげられる。このほか、玄武岩質安山岩や普通輝石紫蘇輝石安山岩の岩脈類がある。つぎに、これらについて説明する。

V.1 砂金川層

この地層は、この地域の東南隅の幌内川の流域、同川支流のオシトツ川下流からイキタライロンニエ川下流流域、および砂金川の中流に発達している。このほか、オシトツ川の上流やイキタライロンニエ川上流にも分布している。

砂金川層は、つぎのような層序を、しめしている。

V.1.2 プロピライト熔岩

V.1.1 オロピリカイ凝灰岩層

V.1.1 オロピリカイ凝灰岩層 (Mt)

オロピリカイ川下流、幌内川の沿岸、オシトツ川の下流地域にかけて、分布している。このほか、砂金川の中流にも発達している。

この地層は、砂金川では、下位の先白堊紀に属する日高層群を、大きな不整合関係でおおい、上位には、プロピライト熔岩が、整合にのつている。また、オロピリカイ川下流では、オシトツ層の上部である上幌内越層で不整合におおわれている。一般に、層理面の発達がわるく、走向・傾斜は、ほとんど測定することができない。それでも、砂金川では、 $N 10^{\circ} E, 20^{\circ} E$ 、幌内川河岸では $N 10^{\circ} W, 16^{\circ} E$ の走向・傾斜をそれぞれとつている。この地層の構成員は、おもに角礫凝灰岩であるが、凝灰質集塊岩のところもある。灰緑色ないし暗灰緑色を呈し、輝石安山岩質のものである。

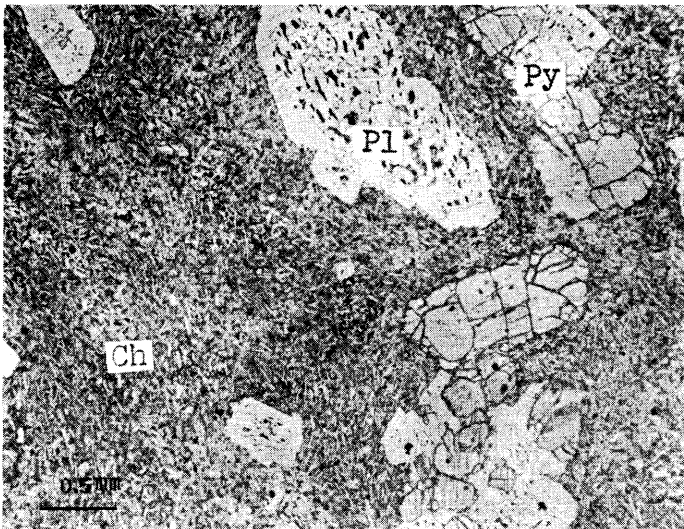
凝灰質集塊岩は、プロピライト化作用をうけた輝石安山岩の角礫のあいだを、粗しような同質の凝灰岩でうめたもので、角礫の量が多く、その大きさも径 30 cm に達するようなものまである。

角礫凝灰岩は、中量の角礫をふくむ粗しような凝灰岩である。ちよつとみると、熔結

凝灰岩を思わせるような外観のところもみられる。角礫の岩質は、凝灰質集塊岩と同じ輝石安山岩質である。基質の粗しような凝灰岩は、灰緑色を呈し、緑泥石化作用や炭酸塩化作用をいちじるしくうけている。この凝灰岩を顕微鏡下で観察すれば、破砕片として斜長石がふくまれており、新鮮なものと、いちじるしく変質したものがある。このほか、少量の普通輝石の破片もみられる。ガラスは緑泥石にかわつていて、方々に炭酸塩鉱物ができているのがみられる。

V.1.2 プロピライト熔岩 (Pr)

地域の東南部で、オシトツ川下流からイキタライロンニエ川下流にかけての地域と砂山川中流流域、中央部でオシトツ川上流流域および、地域の北西隅の徳志別川沿岸や同川支流ペンケカヨナイ沢の下流沿岸に、それぞれ分布している。地域の東南部では、まえのべたオロピリカイ凝灰岩層の上位に整合でおり、新第三紀鮮新世に属するオシトツ層で不整合におおわれている。中央部では、オロピリカイ凝灰岩層を欠除して、直接この熔岩が不整合関係で基盤岩の上のり、鮮新世に属するフーレップ熔岩や第四紀更新世に属する沼岳熔岩で、不整合におおわれている。また、地域の北西隅では、この熔岩の基底は、何処にも露出していない。したがって、下位層とどのような関係にあるか不明である。上位は鮮新世に属する滝ノ沢集塊岩、更新世に属するペンケカヨナイ沢集塊岩や沼岳熔岩で



図版 11 プロピライト化作用のひじようによわい輝石安山岩

×20 // ニコル

Pl; 斜長石 Py; 輝石 Ch; 石基が緑泥石化作用をうけている部分

不整合関係でおおわれている。

暗灰緑色を呈する輝石安山岩といったようなものから、プロピライト化作用をうけて、灰緑色を呈し、火山岩の構造がわずかにのこつている程度のものであつて、その変化はいちじるしい。

これらの岩石を、顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

プロピライト化作用のひじょうに弱い岩石；少量の斜長石と、輝石の斑晶をもつ輝石安山岩である。斑晶の輝石はわずかに、緑泥石化作用をうけて、部分的に緑泥石にかわつているにすぎない。

石基の斜長石は、わずかに汚濁しているで、みるべき変質は示されていない。微細な柱状の斜長石の間隙をうめているガラスは、点紋状に緑泥石にかわつている。また、あるものでは、曹長石化が可成りすすんでいる場合もある。

プロピライト化作用をうけて灰緑色を呈する岩石；構成鉱物は、いちじるしく分解されているが、原岩の構造は完全に残されている。したがつて、斑晶の形態、石基の組織は充分に残つている。斑晶の斜長石や輝石は、割目や周辺にそつて、緑泥石化されている。石基の斜長石も多く緑泥石化しているほか、いちじるしく汚濁されている。分解にとまつて、微細な不規則な粒状の形態をとる鉄鉱が散在している。

V.2 = ウプ層 (Ms)

この地層は、仁宇布地域の仁宇布川の上流、とくに同川支流の27線沢や29線沢、25線から31線にいたる仁宇布川の右岸、および、上幌内越沢と、ホロナイゴシ沢との合流点から約500m下流の段丘崖の下部に露出している。オシトツ層と段丘堆積物および崖錐堆積物でおおわれているほか、ほかの地層や火山岩類との直接の関係は、野外で観察できるところがないので不明である。

この地層は、おもに暗灰色を呈する泥岩、同色の砂岩および礫岩の互層から構成されている。

仁宇布部落の西方の仁宇布川の河岸では、N 5° E, 18° W, 31線附近ではN 45° W, 15° NE, 25線附近ではN 5° E~N 30° W, 10°~25° Wの走向・傾斜をそれぞれしめしている。

なお、31線附近に発達している泥岩の中からつぎのような化石を採集した。

Anadara sp.

Mactra ezodensata (Kubota)

Venerupis sp.

Mya cuneiformis Böhm

これまでのべた岩質と、この地層の中にふくまれている化石からみると、一応、新第三紀中新世の末期に堆積したものと考えられる。したがって、このニウブ層は、西南北海道に広く発達している「八雲層」に、また、道北地方に広く発達している「稚内層」に、相当するものと考えて、さしつかえないであろう。

V.3 オシトツ層

この地層は、この地域の東南部で、オシトツ川中流からイクタライロンニエ川中流を経て、砂金川にいたる地域に標式的に発達している。このほか、上幌内越沢、シャマルブネップ沢、ペンケオーシャンの沢下流、ナリの沢下流、ホロカペンケニウブ沢の中流沿岸、31線附近、仁宇布の東南部の段丘崖および幌内越沢の北部の沢の沿岸にも、それぞれ露出している。

この地域では、基盤岩である日高層群はいうまでもなく、中新世に属する砂金川層を不整合でおおい、新期の火山岩類や最新期の段丘堆積物および崖錐堆積物で不整合におおわれている。

なお、この地層は岩質から上幌内越層と、熔結凝灰岩とにわけられる。

V.3.1 上幌内越層 (Co)

この地層は、地域の南部でモノホロナイゴシ沢に標式的に露出している。このほか、砂金川の北部地域で、イクタライロンニエ川中流からオシトツ川中流にかけての地域、シャマルブネップ沢、仁宇布部落の東南方にある段丘崖、ペンケオーシャンの沢などにも発達している。標式地では、N 10° W, 10°~15° SW, または 18° NE, オシトツ川支流の沢では、N 50°~60° W, 18°~20° SW, または 30° NE, ペンケオーシャンの沢下流では N 30°~65° W, 20° NE または、20° SW の走向・傾斜を、それぞれしめしている。

オシトツ川支流の沢では、熔結凝灰岩の上位に整合でおり、イクタライロンニエ川下流では、基盤岩はいうまでもなく、砂金川層を不整合関係におおっている。なお、この地層の下部には、この地層の下位にくる熔結凝灰岩と同じ岩質の熔結凝灰岩を夾在しており、地域によつて、変化がある。

この地層の下部は、凝灰質砂岩と凝灰質頁岩の互層が卓越しており、上部は、凝灰質砂岩と礫岩の互層で代表される。この上部には厚さ 20 cm 程度の亜珪の薄層を夾在している。

凝灰質砂岩は、暗灰色を呈し、中粒から粗粒なもので、軽石礫をふくんでいるほか、石英粒や斜長石破片にとんでいる。

凝灰質頁岩は、暗灰色ないし暗灰青色を呈し、植物の炭化した破片をふくんでいる。礫岩は、全体として黒味を帯びた暗灰色を呈している。礫は、ほとんど黒色粘板岩、暗灰色硬砂岩の円礫である。基質は、凝灰質砂岩というよりも、むしろ粗粒な火山砂の固まつた砂岩といったものである。

V.3.2 熔結凝灰岩

この岩石は、オシトツ川下流、同川支流の沢、砂金川と、イキトライロンニエ川下流とにはさまれた山地、幌内越沢の支流北部の沢、31線附近およびホロカペンケニウブ沢の中流河岸にそれぞれ露出している。前の2者をのぞいては、熔結凝灰岩が、直接基盤岩または、ニウブ層の上位に不整合でつつている。前の2者の地域では、上幌内越層の下部にも夾在している。

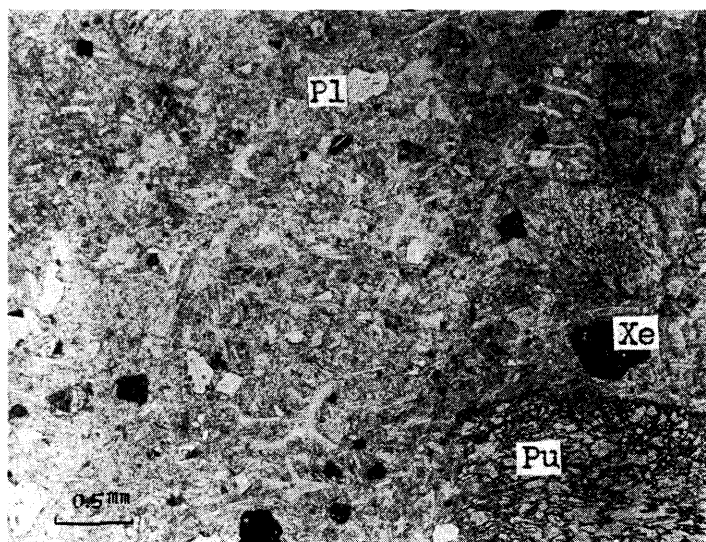
暗灰色を呈する、粗しような軽石礫をふくむ安山岩質熔結凝灰岩である。

第四紀に属する熔結凝灰岩にみられるような、見事な柱状節理の発達はみとめられない。この熔結凝灰岩を、顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

捕獲岩片・軽石礫および斜長石の破片をふくむガラス質石基を主体とする。捕獲岩片は、粘板岩・砂岩・斑れい岩質岩などが多く、不規則な形のものが多い。また、軽石礫は、やや円味をおびているが、石質部との境は、明瞭な境をひくことができない。斜長



図版 12 熔結凝灰岩の露出
ニウブ30線（斎藤昌之撮影）



図版 13 安山岩質熔結凝灰岩

Pl; 斜長石 Pu; 軽石 Xe; 捕獲岩片

石は破片状のものが多く、ごく少量自形をとつている。一部のものは、斜長石の劈開にそつて、曹長石化しているものもある。

石質部は、細かいガラス片の集合体で、その一部は脱玻璃化作用をうけて、緑泥石に置換されている。

V.4 上幌内熔岩 (H1)

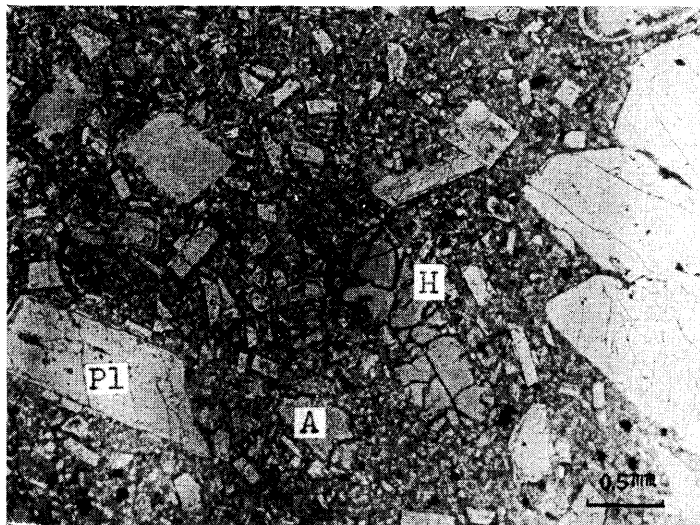
この熔岩は、モノホロナイゴシ沢の上流および、ジャマルブネツ沢の上流に、それぞれ露出している。まえにのべた、オシツ層を不整合でおおい、最新期の沼岳熔岩でおおわれている。

この熔岩は、暗灰色を呈する緻密堅硬な岩石で、紫蘇輝石の大きな結晶が肉眼でみられる。普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

この岩石を、顕微鏡下で観察すればつぎのとおりである。

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、双晶をしているものが多い。異常構造は、ほとんどみられない。紫蘇輝石は半自形のものが多く、淡緑色から淡黄色の多色性を示している。ときには、粒状の普通輝石をふくんでいる。普通輝石は半自形ないし粒状を呈している。



図版 14 上幌内熔岩（普通輝石紫蘇輝石安山岩）

×20 // ニコル

Pl; 斜長石 H; 紫蘇輝石 A; 普通輝石

石基は、長柱状の斜長石，粒状の普通輝石，ガラスからできている。ガラスは透明なガラスで，細い長柱状の斜長石のあいだを埋めているもので，量は少ない。

V.5 ペンケオーシャン熔岩 (Ol)

この熔岩は，仁宇布部落の西南方約1.5kmのところにある，ドーム状の山地を構成している。このほか，仁宇布川をはさんでその河岸にも露出している。

崖錐堆積物で，おおわれているほか，他の地層との関係は不明である。

暗灰緑色を呈する，粗じょうな紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

この岩石を，顕微鏡下で観察すれば，つぎのようである。

斑晶： 斜長石>普通輝石>紫蘇輝石

斜長石は，半自形ないし他形を呈し，双晶や累帯構造の発達がいちじるしい。普通輝石は，自形ないし半自形結晶で，淡緑色を呈している。劈開や結晶の周縁にそつて緑泥石にかわつているものが多い。紫蘇輝石は，半自形を呈し，ほとんど多色性をしめさない。普通輝石と同じように，劈開や結晶の周縁部にそつて緑泥石にかわつている。

石基は，ハイアロピリティック組織をしめし，微細な長柱状の斜長石と，粒状の輝石類のあいだを，ガラスがうめている。斑晶の周辺のガラスは点紋状に緑泥石で置換されている。また，石基一面に，ジンアイ状の鉄鉱が散在している。

以上、のべたような岩質と変質の度合から、第四紀の火山活動によつてもたらされたものではなく、新第三紀—鮮新世の所産と考えられる。

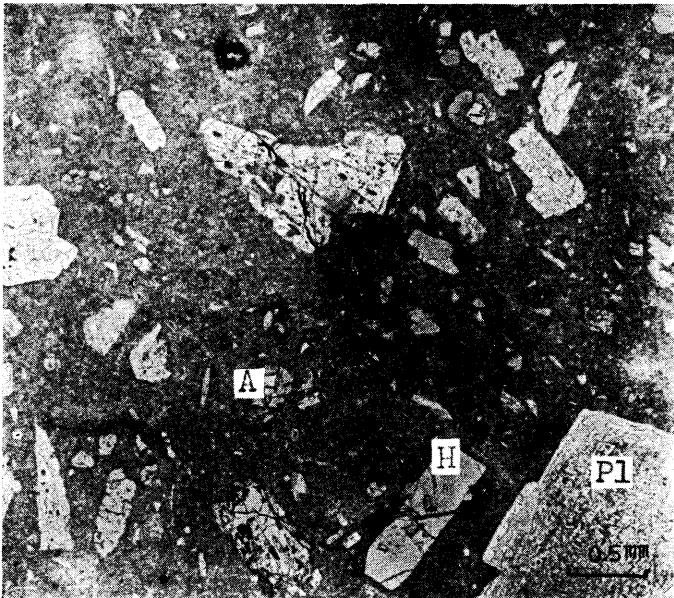
V.6 フーレップ熔岩 (Sl)

この熔岩は、図幅地域内では、あとからのべる沼岳熔岩について、広く分布している。

図幅地域の西半部で、仁宇布川の各支流流域、フーレップ川と同支流流域に分布しているほか、東部の滝ノ沢流域にも発達している。前者の地域では、この熔岩の上位に滝ノ沢集塊岩がのっているが、後者では、滝ノ沢集塊岩と互層するような、上下関係をしめている。地域の中央地域では、滝ノ沢集塊岩はほとんど発達していない。このように野外における資料からみると、このフーレップ熔岩と、滝ノ沢集塊岩とは、上・下関係をしめすものではなく、同時異相の関係にあるものといえよう。

この熔岩は、基盤岩類や新第三紀中新世と考えている砂金川層はいうまでもなく、オシトツ層、上幌内熔岩を不整合におおい、第四紀更新世に属する沼岳熔岩でおおわれている。

暗灰青色の粗しような岩石で、斜長石の斑晶がはつきりとみられる、普通輝石紫蘇輝石



図版 15 フーレップ熔岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩)
×20 // ニコル

P1; 斜長石 H; 紫蘇輝石 A; 普通輝石

安山岩である。

この岩石を、顕微鏡下で観察すると、つぎのようである。

斑晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、自形または半自形を呈し、双晶や果帯構造がいちじるしい。紫蘇輝石は半自形または他形を呈し、淡緑色から無色の多色性を示している。普通輝石は半自形または他形をとり、双晶が発達していて、淡緑色を呈している。

石基は、ハイアロピリティック組織をしめし、微細な短柱状斜長石と粒状の輝石類のあいだをガラスがうめっている。

V.7 滝ノ沢集塊岩 (Sag)

この集塊岩は、仁宇布川の西部山地、仁宇布川下流の沿岸、徳志別川の北部山地、同川の南部山地、地域の東部で滝ノ沢流域、および仁宇布川下流沿岸にそれぞれ分布している。

前の4地域では、ほぼ、フーレップ熔岩の上位に発達しているが、後の2地域では、フーレップ熔岩として取扱った熔岩流と互層する。このように、地域によつて産状を異にする。

おもに、普通輝石紫蘇輝石安山岩質の凝灰質集塊岩からなり、角礫凝灰岩や凝灰質砂岩の薄層を夾在している。

淡灰褐色から濃褐色を呈する、角礫状構造をしめすひじょうに粗しような岩石である。礫は普通輝石紫蘇輝石安山岩で、これらの礫のあいだをうめっている基質は、灰褐色や濃褐色を呈する粗粒な軽石質凝灰岩、または凝灰質砂岩である。

なお、普通輝石紫蘇輝石安山岩の礫は、まえにのべた、フーレップ熔岩と全く同質のものである。

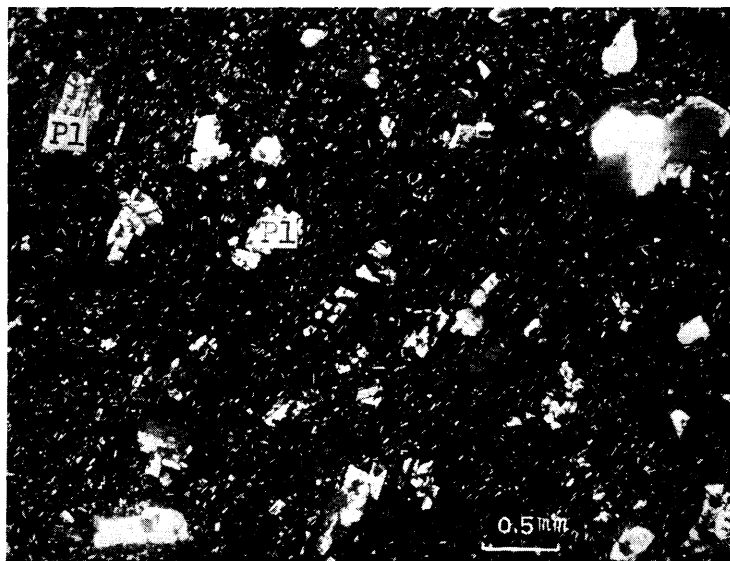
V.8 岩脈類

この図幅の東部地域には、2種類の岩脈がみられる。この2種類の岩脈は、玄武岩質安山岩の岩脈と、普通輝石紫蘇輝石安山岩の岩脈である。

V.8.1 玄武岩質安山岩岩脈 (Am)

この岩脈は、落船山の西方の音標川の交流沿岸、落船ノ沢の沿岸、および滝ノ沢の沿岸に集中している。このほか、オシトツ川の上流で、斑れい岩体を貫ぬいている。

前の2者では、基盤岩の日高層群を貫ぬいており、後者では滝ノ沢集塊岩を貫ぬいている。音標川の河岸では、N 40° E、落船沢では N 10° E、滝ノ沢では N 20° ~ 30° E の走向をとっている。



図版 16 玄武岩質安山岩岩脈 (普通輝石紫蘇輝石玄武岩質安山岩)

×20 +ニコール Pl; 斜長石微斑晶

なお、この方向性は、日高層群の破碎帯の方向と全く一致している。

黝黒色の緻密で斑晶に乏しい、玄武岩質普通輝石紫蘇輝石安山岩である。この岩石を顕微鏡下で観察すればつぎのとおりである。

斑晶： 斜長石 > 紫蘇輝石 > 普通輝石

斜長石は、自形また柱状を呈し、累帯構造はほとんどみられない。輝石類は 1.2 mm × 0.5 mm まで、聚片構造がみられる。斑晶は新鮮なものが多く、グロメロ構造もしばしばみとめられる。

石基は、柏子木状の斜長石が、やや方向性をもち、輝石類・緑泥石・炭酸塩鉱物その他の不透明鉱物がうめて、インターサタル組織をしめしている。柏子木状の斜長石はカルスバッド双晶や、累帯構造が発達している。輝石類は斜長石と同じように柱状をしめすものが多い。

V.8.2 普通輝石紫蘇輝石安山岩岩脈 (An₂)

この岩脈は、地域の東部で滝ノ沢の下流と 2 号ノ沢右股中流とに露出している。前者では N-S、後者では N 60° E の走向をしめしている。また、前者は、滝ノ沢集塊岩を貫ぬいており、後者は、フーレップ熔岩を貫ぬいている。

暗緑色を呈する緻密堅硬な、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

この岩石を、顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

斑晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は半自形ないし短柱状の結晶で、アルバイト双晶をしているものが多い。わずかに累帯構造がみとめられる。輝石類は半自形または粒状を呈し、紫蘇輝石はほとんど多色性をしめさない。普通輝石には双晶をしているものがある。

石基は、ハイアロシリチック組織を呈しており、少量の微細な短柱状の斜長石や粒状の輝石類のあいだを褐色のガラスがうめている。このガラスのところには無数のジンアイ状の鉄鉱が散在している。

VI 第四紀層および同時期火山岩類

この地域の、南部山地や西南部山地および中央部から東部にいたる平坦な山地の最上部を構成している地質系統は、更新世に属し、下部に集塊岩を伴う沼岳熔岩である。また、仁宇布川の上流地域で、同川および同川支流の沿岸に発達している河段丘堆積物、山地帯から平坦地にうつる附近に発達している崖錐堆積物も更新世に属する。

沖積層は、各河川の沿岸に発達しているもので、現河床堆積物がこれに属する。

つぎに、これらの地層について、古いものから説明する。

VI.1 ペンケカヨナイ沢集塊岩 (Nag)

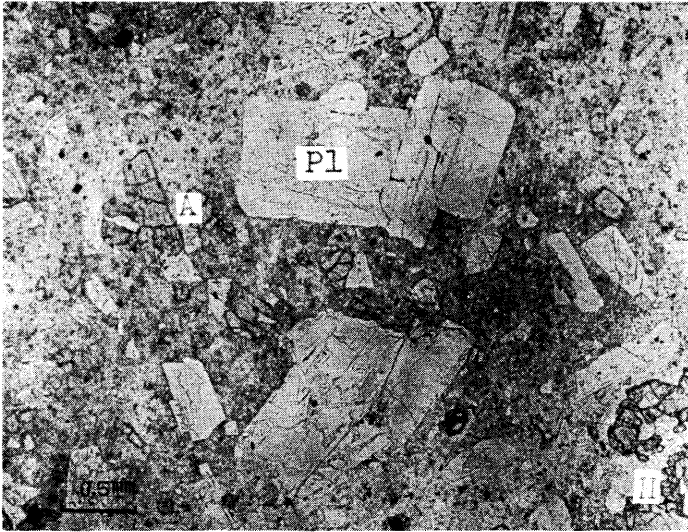
この集塊岩は、この地域の北西部の徳志別川の支流ペンケカヨナイ沢の中流河岸に発達している。

すでにのべた、新第三紀中新世に属するプロピライト熔岩の上位に不整合でのもつており、この集塊岩の上位には整合関係で沼岳熔岩が発達している。この地域の山地に広く発達している沼岳熔岩をもたらした火山活動の、初期の所産である。

下部には、浮石を多く含んだ黄褐色の角礫凝灰岩が多く、ところによつては、凝灰質砂岩や火山円礫岩もはさまっている。中部になるにしたがつて、凝灰質集塊岩の部分が多くなっている。それは、褐色ないし暗灰色の、ひじょうに粗しような普通輝石紫蘇輝石安山岩の角礫を、褐色ないし黄褐色の凝灰岩によつてうめたものである。夾在する凝灰質砂岩以外は成層しておらず、各岩類は不規則に組合っている。なお、上部では、沼岳熔岩と同質の集塊岩とが互層しながら、しだいに熔岩だけの部分にうつりかわっている。

VI.2 沼岳熔岩 (NI)

この熔岩は、黒岩山(標高 796.2 m)を中心とする西部の平坦な山頂をもつ山地、高広



図版 17 沼岳熔岩（普通輝石紫蘇輝石安山岩）

×20 // ニコル

Pl; 斜長石 H; 紫蘇輝石 A; 普通輝石

山（標高 609 m）をふくむ西南部の平坦な山頂をもつ山地，中央部のシアツシリ山（標高 902 m）を中心とする地域から東部の標高 610.2 m にかけての平坦な山頂をもつ山地，および落船山（標高 525.2 m）を，それぞれ構成している。暗灰色を呈する，粗じょうな岩石で斜長石の斑晶が肉眼で観察できる普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

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，双晶がいちじるしい。累帯構造をわずかにとっている。不規則な結晶形をもつ鉄鉱をふくんでいる。紫蘇輝石は，半自形を呈するものが多く，多色性をほとんどしめさない。普通輝石も半自形ないし他形のものが多い，淡緑色を呈している。

石基は，ハイアロピリティック組織を示す。微細な長柱状の斜長石と粒状の輝石類のあいだをガラスがうめており，ジナイ状の鉄鉱が散在している。

VI.3 段丘堆積物

段丘堆積物は，徳志別川，幌内川，仁宇布川の沿岸および同川支流の沿岸に発達しており，高度により第 1 段丘堆積物と第 2 段丘堆積物とにわけることができる。

VI.3.1 第1段丘堆積物 (T₁)

仁宇布川および同川支流の沿岸には、標高 300 m から標高 360 m の平坦面が発達している。礫層をのせている。この平坦面は、沖積面からの比高 10 m～15 m でいどである。

礫層は、おもに砂、礫からできているが、このほか、粘土の薄層もはさんでいる。礫は人頭大以下のもので、上流地域を構成している火山岩類から供給された、輝石安山岩が多い。このほか、日高層群から供給された黒色粘板岩や硬砂岩の小さな礫も交えている。

VI.3.2 第2段丘堆積物 (T₂)

仁宇布川、徳志別川、幌内川の河岸に沿って、いまの河川氾濫原の面より 5 m 内外の高い平坦面が発達していて、そのうえに礫層をのせている。この平坦面は、これらの河川によつてできた、河成段丘面である。

礫層は、おもに砂、礫からできているが、粘土の薄層をはさんでいる。しかし、一様に追跡できるものではない。礫は、人頭大以下のもので輝石安山岩の礫が多い。

VI.4 崖錐堆積物 (Td)

仁宇布川の流域で、山地から平坦面に移りかわる附近には、山地から供給された崖錐堆積物が発達している。おもに、砂、礫、粘土から構成されている。礫の種類は、輝石安山岩が最も多い。

現河川氾濫原の面によつて、きられていることから、いちおう、更新世の末期と考えておいた。

VI.5 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。各河川の流域に発達している、各岩層の人頭大以下の、円礫および砂からできている、いわゆる河床礫である。礫は、輝石安山岩・プロピライト・凝灰岩・黒色粘板岩・硬砂岩・薺れい岩・輝緑岩などで、それぞれの流域を構成している地質によつて、多少のちがいがある。

VII 地 史

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、いままでののべたことがらから、簡単に考察する。

この地域の基盤をつくる日高層群は先白堊紀の日高地向斜に堆積した堆積岩である。こ

これらの地層は白垩紀までおこなわれた「日高造山期」に褶曲し、侵入岩類の進入をうけた。

古第三紀全般を通じて、この地域は陸化しており浸蝕をうけた。新第三紀にはいると、火山活動がおこなわれ、火山碎屑物や熔岩流から構成されている砂金川層をもたらした。引続いて地域は海浸をうけニウブ層を堆積した。ふたたび陸化して大きな浸蝕作用をうけたが、熔結凝灰岩をもたらすような火山活動が始まり、海浸をうけ浅海性のオシトツ層を堆積した。しだいに火山活動がはげしくおこなわれ、多くの火山岩類がもたらされた。この火山活動は、第四紀更新世までつづき、地域の山地のほとんどをおおっているような大量の熔岩を噴出した。

その後、更新世末期になると、この地域は間接的に隆起し、仁宇布川、徳志別川および幌内川河岸に発達しているような河成段丘が形成された。

沖積世にはいると、更新世末期におこなわれた隆起運動にともなつて、大きな削剝期にはいつた。そして各河川にそつて、氾濫原面が形成され、現在におよんでいる。

VIII 応用地質

この図幅地域内には、規模の大きな金属鉱床はみられない。北部の音標川の河岸に、斑れい岩体中に賦存する小規模な磁硫鉄鉱床が知られているほか、南部の日高層群の発達している地域に、2, 3の鉱化帯がみとめられるにすぎない。

これらの鉱床と鉱化帯については、1956年～1957年に、沢俊明・松村明・五十嵐昭明によつて調査され、すでに発表されている。ここではその概要をのべておく。

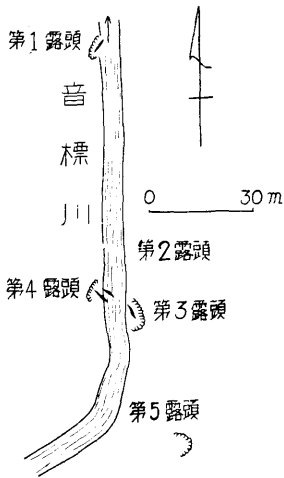
VIII.1 音標鉄床

この鉄床は、音標川の上流にあり、音標川を約18kmさかのぼつたところにある。

鉄床附近の地質は、日高変成帯の黒雲母ホルンフェルス、堇青石ホルンフェルス、斑れい岩および輝緑岩の小岩体から構成されている。鉄床は磁硫鉄鉱床で斑れい岩体の東縁部に胚胎されており、母岩の斑れい岩は、交代性の斑れい岩となつている。

鉄床附近にはN 60° E～E—W, N 60°～70° W および N—S～N 10° Eの剪断帯が発達している。

磁硫鉄鉄床には2つの型がある。その1つは、角閃岩を母岩とするもので、スカルン鉱物を伴つて磁硫鉄鉄・黄銅鉄鉄がごく少量みられるものである。他の1つは、斑れい岩体の中に賦存する石英—電気石—磁硫鉄鉄である。この鉄床は、斑れい岩体の中のN 60°～

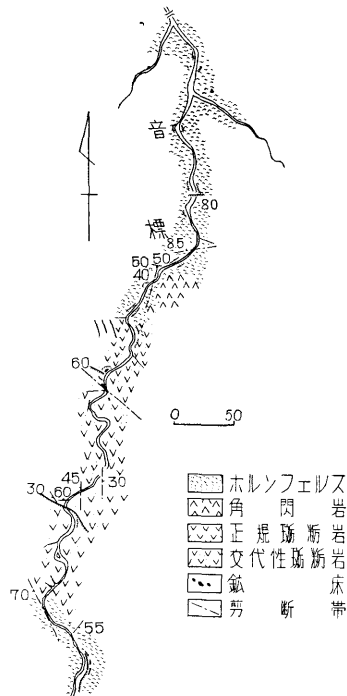


第3図 音標川河岸にみられる露頭関係図
(松村・沢原図)

70° W 性の剪断帯に胚胎し、幅 2m~4m の露頭が 5ヶ所ある。このほか、小規模なものも、数箇所認められる。鉱床の走向は、それぞれの鉱体によつてちがっている。しかし、一般走向は、N 60°~70° Wで、傾斜は 50°~70° N である。鉱体の形は、上・下盤とも剪断面で境されていて岩脈状を呈しているものも多く、1部のもは、変質岩の中に小さなレンズ状を呈しているものもある。

鉱体は、石英・電気石・硫化鉱物部、石英・硫化鉱物部、絹雲母・緑泥石・石英・硫化鉱物部に分けられる。前の 2者は鉱体の主体をなし、後者は、一般に鉱体の盤際に位置している。なお、硫化鉱物は、磁硫鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱である。

第1露頭は、N 30° E, 70° NW の走向・傾斜を示し、幅 1.5m, 延長 8m である。鉱体の両端は N 70° W, 70° SW の剪断面で切られ、尖滅している。第2露頭は、N 60° W, 50° SW の走向・傾斜をもつ幅 1.4m, 延長 4m が確認され、石英・電気石・硫化鉱物からできている。第3露頭は N 50° W, 50° NE の走向・傾斜をとる幅 2m の、石英・電気石・硫化鉱物部と、石英・硫化鉱物部とからなる。第4露頭は N 60° W, 55° NW の走向・傾斜をもち、幅 2.5m で、第3露頭と雁行し、鉱体の大部分は石英・電気石・硫化鉱物部からなり、上盤側に絹雲母・緑泥石・石英・硫化鉱物部を伴っている。第5露頭の走向は



第4図 鉱床附近の踏査図
(松村・沢原図)

E—W で N に 60° 傾斜している。露頭の幅 4 m のうち、上盤側 1 m は絹雲母・緑泥石・石英・硫化鉍物部で、1 部に原岩の構造を残している。

鉍石は、鉍体の部分によつてちがいが、2 つの種類がある。その 1 つは、絹雲母・緑泥石・石英岩の中の炭酸塩鉍物のなかに硫化鉍物が 6 mm～8 mm 大で斑点状にあるものである。硫化鉍物は、磁硫鉄鉍を主とし、閃亜鉛鉍・黄銅鉍・方銅鉍を伴う。

他の 1 つの鉍石は、磁硫鉄鉍・石英が主体である。脈石鉍物として電気石・榎石・磷灰石・緑泥石をふくんでいる。

なお、おもな鉍石についての分析結果は、つぎのとおりである。

音標鉍床の分析値（未利用鉄資源調査報告 1969 による）

| | Ni (%) | Cu (%) | Fe (%) | S (%) | Pb (%) | Zn (%) | 備考 | |
|------------------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|------|-----------|
| 第 1 露 頭 | 0.007 | 0.01 | tr. | 13.57 | 14.30 | 0.20 | 9.02 | 昭和31年度の資料 |
| 第 3 露 頭 | tr. | 0.0029 | 0.02 | 21.38 | 12.48 | | | |
| 〃 | 0.005 | tr. | tr. | 6.00 | 13.47 | | | 昭和31年度の資料 |
| 第 3～第 4 間川底露頭 | none | none | tr. | 22.28 | 15.92 | | | |
| 〃 | none | none | tr. | 12.28 | 7.13 | | | |
| 〃 | 0.005 | 0.01 | tr. | 21.64 | 20.95 | | | 昭和31年度の資料 |
| 第 4 露 頭 | none | none | tr. | 32.72 | 32.06 | | | |
| 〃 | 0.005 | 0.01 | tr. | 20.65 | 28.44 | | | 昭和31年度の資料 |
| 第 5 露 頭 | tr. | tr. | tr. | 11.75 | 7.94 | | | |
| 〃 | none | none | tr. | 28.89 | 24.66 | tr. | tr. | |

以上、のべたように、鉍床の規模が小さく、鉍石も低品位であるので、稼行価値に乏しい。

VIII. 2 仁宇布地域の鉍化帯

この地方には、かつて金・銀を目的として探鉍した日府、天北両鉍山の旧坑がある。この地域には N 30°～40° W と、E—W 性の剪断帯が発達していて、粘板岩はこの剪断帯にそつて、石墨片岩質岩または千枚岩質岩にかわつている。これらのなかの珪質部に、磁硫鉄鉍がごくわずかに鉍染しているにすぎない。

モノホロナイゴン沢では、日高層群と新第三紀鮮新世に属する上幌内越層との境界附近に、つよい緑泥石化と珪化がみられるが、硫化鉍物の鉍染はみとめられない。

VIII. 3 上幌内—落船沢地域の鉍化帯

オントツ沢の上流では、黒雲母ホルンフェルスのなかに E—W 性の構造が発達しており、それらの中に、微量の石英—黄鉄鉱の条線状の鉱染がみられるにすぎない。

落船沢では、黒色粘板岩（ひじょうに変成度がひくい堇青石ホルンフェルスになつていくところが多い）のなかに N 60° W の剪断帯が発達しており、その中心部の珪質などに、少量の黄鉄鉱が鉱染しているにすぎない。

文 献

- (1) 今西 茂： 5 万分の 1「名寄」地質図幅説明書 北海道立地下資源調査所 1956
- (2) 沢 俊明・五十嵐昭明： 美深地区磁硫鉄鉱鉱床調査報告 未利用鉄資源調査報告 第 3 輯 通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会 1956
- (3) 松村 明・沢 俊明： 音標地区磁硫鉄鉱鉱床調査報告 第 4 輯 通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会 1957
- (4) 斎藤昌之・太田昌秀： 5 万分の 1「音標」地質図幅説明書 北海道開発庁 1959
- (5) 酒匂純俊・土居繁雄・太田昌秀： 5 万分の 1「サンル」地質図幅説明書 1960

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

NIUPU
(Abashiri-5)

By

Shigeo Doi, Sumitoshi Sakō,
Tetsusuke Kanayama and
Yoshihide Ōta
(Geological Survey of Hokkaidō)

Résumé

The Niupu sheet covers an area laying between 44°30' and 44°40' N. lat., and 142°30' and 142°45' E. long., which includes the green tuff area of the north-eastern Hokkaidō. The field survey began in August 1957 and came to end November 1958. This explanatory text is based upon the field-work and dealt briefly with the stratigraphy and applied geology of this district.

Basement Complex

The basement complex in this mapped area, are composed of folded Pre-Cretaceous sediments, metamorphic rocks and various plutonics intruded in sediments such as Diabase, Gabbro, Granite, Porphyrite and Aplite.

The Pre-Cretaceous sediments, so-called Hidaka group is composed dominantly of altered black slate and grewacke. It shows several folds and fault. The details of its stratigraphy and structure are not easy to understand. The metamorphic rocks exposed at surrounding gabbro and granite mass, these rocks are belong to biotite hornfels and cordierite hornfels.

The intrusive rocks are divided into dyke rocks and plutonic rocks. The dyke rocks as Diabase and Porphyrite are intruded into metamorphic rocks or sedimentary rocks along shered zone.

The Gabbro which is intrusive into the metamorphic rocks area exposed in the northern and south-eastern parts of this area, and forms of the large intrusive body.

The Granite of the area forms a small mass which stretches in north~south direction. The exposures of granitic aplites is seen in the upper cours of the Oshitotsu river, they penetrate into the gabbro body as narrow dyke.

Neogene Tertiary

The Shyakingawa Formation comprises such member as Orobirikai tuff member(Mt) and propylite lava(Pr) in ascending order. Of them, the Orobirikai tuff member as the lowest member in the Shyakingawa formation being distributed at south-eastern part of this sheet, is characterized by tuff breccia and agglomerate of pyroxene andesitic nature. The propylite lava are developed at upper course of Tokushibetsu river and south-eastern of this mapped area, which is pyroxene andesite altered to propylite, greenish grey in colour. The Niupu formation is typically exposed only in a small area along upper courses of Niupu river in central part of this sheet. This formation is composed of tufaceous sandstone, mudston and conglomerate, which is occasionally fossiliferous.

Fossils:

Anadara sp.

Maetra ezodensata (KUBOTA)

Venerupis sp.

Mya cuneiformis BÖHM

The precise geological age of them is at present unknown, but from lithic character and fossil contents, it may be upper Miocene.

The Oshitotsu formation is developed at north-western part and southern area of this sheet. This formation lies unconformably on the preceding formations and basement complex; it is made up of such members as welded tuff and Kamihoronaigoshi sandstone-conglomerate

member. Of these members, the welded tuff is pyroxene andesitic nature, dark grey in coloured. The Kamihoronaigoshi sandstone-conglomerate member is consists of two part, the lower is characterized by tufaceous sandstone, intercalated with thin tufaceous shale and lignite bed, while the upper is mainly consisting in conglomerate black in colour.

From the lithic character, it may probably be later Pliocene.

It should be mentioned in this juncture that there are various kinds of volcanic rocks of later Pliocene age occurring as lavas and dykes; Kamihoronai lava (H1), Penkeōshian lava (O1), Fūreppn lava (S1), Takinosawa agglomerate (Sag), basaltic andesite dyke (An₁) and augite hypersthene andesite dyke (An₂).

Quarternary

The sediments and volcanic rocks of Quarternary are classified to Numadake volcanics, Terrace deposits, Talus deposits and River deposits on Recent in ascending order.

The Numadake volcanics is divided to Penkekayonaizawa agglomerate (Nag) and Numadake lava (Nl). The former is exposure in lower cours of Penkekayonai swamp at north-western part of this mapped area; it is consits chiefly of tufaceous agglomerate, which is augite hypersthene andesitic nature. The Numadake lava is developed in mountaineous region of western, central and eastern parts on this sheet. It is porphyritic augite hypersthene andesite.

The Terrace deposits is divisible into main two groups, 1st and 2nd respectively, all with gravel deposits in variable thickness, probably derived from the high mountaineous region.

The Talus deposits are found in areas which transitional parts from high mountaineous region to plateau.

Mineral Resources

The mineral resource found in this area is only the cupriferous iron sulphide deposit. This deposit found in a few localities, all of them developed in the gabbro body, however are not in economic importance, owing its small scale.

昭和 35 年 3 月 25 日 印刷

昭和 35 年 3 月 30 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三田徳太郎

札幌市北三条西一丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北三条西一丁目

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

NIUPU

(ABASHIRI—5)

BY

SHIGEO DOI

SUMITOSHI SAKŌ

TETSUSUKE KANAYAMA

YOSHIHIDE ŌTA

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ

HOKKAIDŌ DEVELOPMENT AGENCY

1960