

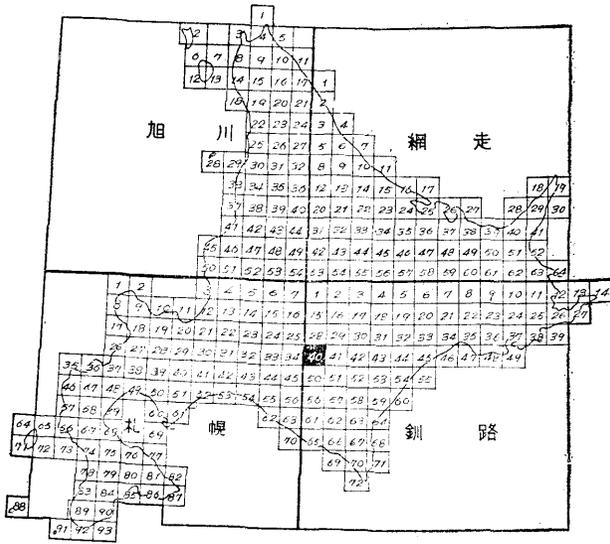
5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 千 呂 露

(釧路一第 40 号)

北海道立地下資源調査所

昭和 37 年 3 月



5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 千 呂 露

(釧路一第 40 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 酒 匂 純 俊

同 小山内 熙

北海道立地下資源調査所

昭和 37 年 3 月

## 目 次

まえがき	1
I 位置および交通	2
II 地 形	2
III 地質概説	4
IV 堆積岩類	6
IV.1 日高累層群	6
IV.1.1 ユートラシナイ沢層	7
IV.1.2 ウエンザル川層	7
IV.1.3 ベンケヌシ川層	8
IV.1.4 富 岡 層	8
IV.2 白 堊 系	9
IV.2.1 三石川層	10
IV.2.2 双珠別川層	10
IV.2.3 額平川層	12
IV.2.4 新冠川層	14
IV.2.5 カンコシナイ沢層	15
IV.2.6 千呂露川層	15
IV.3 第 四 系	17
V 変成岩類	17
V.1 含柘榴石黒雲母ホルンヘルス	18
V.2 黒雲母片麻岩および含黒雲母輝石片麻岩	19
V.3 花崗岩質岩	20
V.4 緑色片岩	21
V.5 緑色角閃石片状角閃岩	21
V.6 褐色角閃石角閃岩	22
VI 火成岩類	22
VI.1 ソーシュル石はんれい岩	23

VI.2	かんらん岩	24
VI.3	片状はんれい岩および片麻状ノーライト	25
VI.4	トロクトライト	26
VI.5	かんらん石はんれい岩	27
VI.6	ノーライト	28
VI.7	閃緑質はんれい岩	29
VI.8	輝緑岩質岩	30
VI.9	蛇紋岩	31
VII	地質構造	32
VIII	応用地質	35
VIII.1	マンガン鉱床	35
VIII.2	クロム鉄鉱床	37
VIII.3	石灰石	38
VIII.4	石材	38
文 献		38
Résumé (in English)		41

5 万分の 1 地質図幅 千 呂 露 ( 釧路一第 40 号 )  
説 明 書

北海道立地下資源調査所

北海道技師 酒 匂 純 俊

同 小山内 熙

まえがき

千呂露図幅の野外調査は、昭和 27 年から開始され、同 30、31 の兩年には一時中断されたが、同 32 年にいちおう完了した。この図幅は、その後、沙流川上流地域の鉱床調査や電源開発にともなう地質調査、あるいは北に隣接する落台図幅調査の結果などを総合してとりまとめたものである。

この図幅の完成がこのように長い年月を要したことは、この地域が日高変成帯の北部から西方の褶曲帯にかけた地帯で、沙流川の源流部に当る奥深い山岳地帯であったことが大きな原因になっている。しかし、最近における電源の開発や、日高と十勝を結ぶ日勝道路の建設などによって、開発は急速に進みつつある。

野外調査が長い年月を要したために、この間にいろいろ援助を下された方々も少なくない。とくに、北海道大学理学部地質学鉱物学教室橋本誠二教授には、ウエンザル川上流地域の調査を、同教室金山結祐修士には、沙流川本流の変成帯の調査をしていただいた。白堊紀層地帯については、北海道立地下資源調査所松下勝秀技師および北海道大学地質学鉱物学教室高橋俊正助手の協力におうところが大きい。また、北海道立地下資源調査所斎藤昌之地質鉱床課長および鈴木守技師から、多くの資料を提供していただいた。

現地においては、日高村役場の占部久重村長や山田求総務課長、および坂本木材株式会社や北海道電力の方々に、いろいろと便宜をはかっていただいた。これらの方々に、心から感謝の意を表する。

## I 位置および交通

この図幅は、北緯  $42^{\circ}50' \sim 43^{\circ}0'$ 、東経  $142^{\circ}30' \sim 142^{\circ}45'$  の範囲をしめる地域である。この地域の大半は、沙流川の最上流部地域であり、北西部が、鶴川の上流にあたる双珠別川の流域となっている。行政的には、沙流川の流域が日高村に、双珠別川の流域が占冠村にふくまれる。

図幅内の村落は、わずかに、沙流川と千呂露川の合流点にある千栄部落だけであり、両方の河岸ぞいに若干の農家が点在するにすぎない。したがって、道路もあまり発達しておらず、日高村市街から千栄部落を通り、沙流川ぞいに十勝国清水町へぬける日勝道路が、現在建設中であるほかは、電源工事や林業用の道路が、千呂露川、パンケヌ川、双珠別川にそって設けられているぐらいである。

交通機関もほとんどなく、日高村市街と千栄部落の間にバスが運行しているのが唯一のものである。

## II 地 形

この図幅地域は、特徴的な4つの地形区にわけられる。

- 1) 東 部 山 地
  - 2) 中 央 山 地
  - 3) 凹 地 帯
  - 4) 神居古潭山地
- 1) 東 部 山 地

この山地は、日高変成帯によって構成される地域で、日高山脈の脊梁部一帯をしめるものである。しかし、地形はそれほどけわしいものではない。この図幅の南部では、標高  $1,750\text{ m}$  のパンケヌ岳をはじめ、標高  $1,600\text{ m}$  内外の稜線がつらなっているが、北部になるとそれが標高  $1,200\text{ m}$  以下となっている。そして、斜面も北方ほどゆるやかで、丘陵性の山地となっている。つまり、この図幅の南方では、けわしい山稜をつらねた日高山脈が、次第に低くなってなめらかな斜面をみせるようになるところで、各河川も、北方ほど水量が少なく、ゆるやかな流れとなっている。

このような特徴は、この山地特有のもので、西側の中央山地とはいちじるしい相違があり、これが地形図の上からもはっきりとみとめられる。すなわち、パンケヌ川



第1図 ベンケヌシ岳

ウエンザル川、沙流川本流それぞれの2ノ沢を境として、東と西とで急激に山貌を変えており、この線が、日高変成帯と不変成帯とを境する衝上断層の線に一致している。

## 2) 中央山地

この山地は、この図幅の中央部を南北に走る地帯で、標高1,200 m内外の山稜がつらなるけわしい山貌を呈している。この山地は、日高累層群や輝緑岩質岩などから構成されるところで、日高変成帯の西側にそって発達する、いちじるしい褶曲帯である。変成帯が、なめらかな斜面をもつ丘陵性の山地であるのに対して、この地帯の斜面はきり立っており、とくに、輝緑岩質岩の発達する地帯には、峻阻な急崖が多くみられる。なお、変成帯のように、南北方向の地勢の変化はほとんどみとめられない。

東部山地に源をもつ河川は、西に流れて、この山地も西から東に向かって流れているが、ここでは川幅をせばめ、急流となっているところも少なくない。

## 3) 凹地帯

中央山地の西側は、一段と高度を落した山地となっている。これは、白堊系の分布地域に一致するもので、さらに西方の神居古潭山地との間にはさまれて南北に走る地帯である。神居古潭山地は、この地帯よりも高くなっているので、明瞭な凹地の形をあらわし、とくに、千栄部落から南方では、千呂露川がこの地帯の中央を南から北に向かって流れているので、この特徴が顕著である。

河川も、中央山地からこの地帯にはいって急激に川幅を拡げ、河岸には広い段丘地が発達している。これは、白堊系が河川に侵蝕されやすいことによるものであり、千

呂露川は、完全に神居古潭山地をさけて、白堊系地帯だけを通過する形となっている。河岸段丘は、たいてい一段であり、比高は場所によってかなり相違している。全般的に、千栄部落附近でもっとも低く、上下流ともに高くなる傾向をみせている。

#### 4) 神居古潭山地

この図幅の南西隅には、標高 1,000 m ぐらいのきわめてなだらかな山地が発達している。この山地は、図幅外に広く広がるもので神居古潭構造帯を構成する地帯である。ほとんどが蛇紋岩によってしめられており、蛇紋岩特有のゆるやかな凸凹の多い地形となっている。

### III 地質概説

千呂露図幅地域は、北海道の中軸にそって南北にのびる日高帯にふくめられる。図幅の東部には、日高帯の中核とされる日高変成帯が発達しており、中央部から西部にかけた範囲には、不変成の基盤岩層がいちじるしい褶曲構造帯を構成している。

この地域に発達する堆積岩層は、先白堊紀の日高累層群、エゾ層群とよばれている白堊紀層、および第四紀層である。これらの地層のうち、第四紀層をのぞけば、すべてひどく複雑な構造をとっており、各地層相互の層位的関係は十分に明らかではない。エゾ層群については、ほかの地域との対比から、いちおうの層序が確立されているが、日高累層群に関しては、地層の上下関係すらも、まだ推測の域をでていない。したがって、ここに確実な柱状を明示することはできないが、現在までに明らかにされた事柄から、この地域の層序表をしめせば、第 1 表のとおりである。

日高累層群は、岩質の上から、4つの地層にわけられる。いずれも、粘板岩と砂岩から構成される比較的単調な累層で、部分的に、チャートや石灰岩あるいは輝緑凝灰岩などをふくんでいる。そのなかで、粘板岩には、黒色の標式的な粘板岩や灰色の頁岩に近いものなどの違いがあり、砂岩にもかなりの変化がみとめられる。このようなことから、それぞれが分類される。しかしながら、これらの地層は、多くの剪断帯や断層によって寸断されており、相互の関係は不明であり、いまのところ、上下関係を知ることができない。表にしめたものは、岩質の感じからうける漸定的な層序である。

この地域の白堊紀層には、下部、中部、上部の各エゾ層群に対比されるものがふくまれている。先白堊紀層とは、つねに断層で接しており、直接の関係は明らかでない。

第1表 千呂露岡幅層序表

時代	地層	岩相	備考	
第四紀	沖積世	氾濫原堆積物 崖錐		
	洪積世	第2堆 河 岸 段 丘物 積 積 積 積		
		第1堆 河 岸 段 丘物 積 積 積 積		
白堊紀	ヘトナイ世	上ソ 千呂露川層 部層 エ群	砂岩, 頁岩, シルト岩, 凝灰岩をはさむ	{ <i>Inoceramus schmidti</i> <i>Gaudryceras</i>
		中部 エソ層群	砂岩・頁岩互層	
	宮古世	新冠川層	頁岩・シルト岩 砂岩および凝灰岩をはさむ	{ <i>Nerinea hidakaensis</i> <i>Orbitolina discoidea-</i> <i>conoidea var. ezoensis</i>
		額平川層	砂岩, 頁岩 凝灰岩をはさむ 礫岩	
		下部 エソ層群	砂岩・頁岩互層 オルビトリナー石灰岩をはさむ	
	先白堊紀	三石川層	砂岩・礫岩	輝緑岩質岩迸出活動
		富岡層	砂岩, 粘板岩 輝緑凝灰岩をはさむ チャート, 石灰岩	
ベンケヌシ川層		頁岩質粘板岩, 砂岩 チャート, 石灰岩 輝緑凝灰岩をはさむ		
ウエンザル川層		砂岩・頁岩質粘板岩 互層 チャート		
エートラシナイ層		粘板岩, 砂岩		
日高累層群		断層		

この地層も、頁岩と砂岩を主体とするものであるが、礫岩や凝灰岩の介在を鍵とすることによって、日高累層群よりもはるかに正確に追跡することができる。とくに、中部エゾ層群は、下部エゾ層群を不整合におおうことが明らかにされている。この地域には、第三系は分布しておらず、白堊系の上に第四系が直接おあって発達している。第四系は、洪積世の河岸段丘堆積物と、沖積層とからなる。

この地域は、構造的にみた場合、5つの帯状地域にわけられる。つまり、図幅の東部をしめる日高変成帯と、図幅の西南隅に分布する神居古潭構造帯とはさまれた地域は、東から、日高前縁褶曲帯とよばれる日高累層群の分布する地帯、さまざまな輝緑岩質岩によって構成される日高西縁構成帯、それから白堊系の復向斜帯となっている。この帯状配列の形は、日高変成帯の発達する日高山脈の西側に、南から北まで乱されることなく連続しているものである。

日高変成帯は、この図幅地域においては、ほとんどが塩基性の侵入岩およびその変成岩によってしめられており、角閃岩帯と複合はんれい岩体に大きくわけられる。それらの間を境するような形で、堆積岩源の変成岩が若干発達している。

神居古潭構造帯は、優勢な蛇紋岩と粘板岩、砂岩、輝緑凝灰岩などからなり、ごく一部に、閃緑岩やトロニウム岩などの火成岩と変成度の弱い変成岩をふくんでいる。

## IV 積堆岩類

この図幅地域に分布する堆積岩類は、先白堊紀の日高累層群、白堊紀のエゾ層群、および第四紀層である。

### IV.1 日高累層群

日高累層群は、図幅の中央部に、幅広い帯状の分布をしているほか、図幅の南西隅に発達する神居古潭構造帯中に分布している。これらは、主として粘板岩と砂岩からなる、一見単調な堆積岩層であるが、岩質の特徴から、次の4つの地層にわけることができる。

- 4 富岡層
- 3 ベンケヌシ川層
- 2 ウエンザル川層
- 1 ユートラシナイ沢層

この層群は、とくに擾乱がひどく、構造が複雑なため、これらの地層相互の層序関

係を知ることはできない。また、化石が発見されていないため、時代も不明であるが、いまのところ、大部分がジュラ紀と推定されている。

#### IV.1.1 ユートラシナイ沢層 (Hy)

この地層は、東側の変成帯に接して、1~5 kmの幅で、南北に細長く分布している。南方では、幅がせまくせいぜい1.5 kmぐらいであるが、ウエンザル川から北に向って拡がり、5 km以上の幅になっている。走向は、平均して南北方向をしめすが、北部では西側ほど西方にふれる傾向をみせており、傾斜は垂直に近く急斜している。つまり、この地層は、北に向って扇形に拡がる形の分布をしているが、この傾向は、この地層だけにかぎらず、日高累層群全体の分布にも明瞭にあらわれている。

この地層は、黒色のやや硬い粘板岩を主体とし、暗灰色の硬砂岩質砂岩を挟在している。粘板岩には、一般に片理がよく発達し、また、剪断帯の発達がいちじるしい。とくに、変成帯に近接した地帯のこの地層は、いちじるしく破碎され脆弱になっており、粘土化された部分も少なくない。これは、変成帯との間に発達する衝上断層の影響によるもので、変成帯がこの地層の上に衝し上っているのが明らかにみとめられる。

この地層の一部は、つよい珪化と緑泥石化、炭酸塩化などをうけ、いちじるしい変質帯となっており、その中にはいくつかのマンガン鉄床や硫化鉄物をふくんだ石英脈が発達している。また、北部の双珠別川流域では、弱い変成をうけて、変粘板岩や変砂岩となっているものが多い。この弱変成岩は、この図幅の北に隣接する落合図幅地域において、広く発達している堇青石ホルンヘルス帯の南端部に当るものである。

#### IV.1.2 ウエンザル川層 (Hu)

この地層は、ペンケヌシ川の下流部から、双珠別川の14ノ沢附近にかけて、北にむかって拡がるくさび状の形に分布している。東側は、断層によってユートラシナイ沢層と境され、西側は、同じく断層によってペンケヌシ川層と接している。一般に、N 20° Wの走向と60°~70°NEの傾斜をあらわす。

この地層は、灰緑色の中粒で堅硬な砂岩を主体とし、少量の頁岩質粘板岩あるいはチャートと明瞭な互層をなしている。ときに、いちじるしいラミナがみられることがあり、地層の上下を判定できることがあるが、その場合は、例外なく、この地層が逆転傾斜であることをしめしている。つまり、西側が下部で、東側ほど上部であることは間違いないようである。全体として、下部ほど互層の形が鮮明であり、上部になるに



第2図 ウェンザル川層のチャート・砂岩・粘板岩の互層部  
(双珠別川中流)

したがって、層理の不明瞭な砂岩となっている。また、ウェンザル川合流点附近では、ほとんどが砂岩と頁岩質粘板岩の互層となっているが、双珠別川流域になるとチャートが多くなり砂岩とチャートとの互層部が多くみられる。

#### IV.1.3 ペンケヌシ川層 (Hp)

この地層は、日高累層群分布帯の西側をふちどる形で、幅約1.5 km ぐらいの細長い帯状の分布をしている。東側は、ウェンザル川層およびユートラシナイ沢層と断層で接し、西側は、いちじるしい剪断帯をはさんで輝緑岩質岩に移行している。この剪断帯は、ペンケヌシ川合流点附近から北方においてとくに顕著であり、そこでは、輝緑岩質岩の上にこの地層が衝し上っていることが伺える。走向はN—SからN40°Wをしめし、大体東に70° ぐらい傾斜している。

この地層は、主として頁岩よりの粘板岩が多く、そのほかに、硬砂岩・チャート・石灰岩なども数多く挟んでいる。そして、輝緑岩質岩を多量にふくんでいるのが特徴である。この輝緑岩質岩は、凝灰岩質のものが多く、一部には、砂岩に漸移する状態も観察される。このような形から、この地層は、輝緑岩質岩の迷出活動ときわめて近い時期の堆積物と考えられる。この地層には、ときに、珪質な細粒砂岩の礫をふくむ礫岩もみとめられる。この地層も、破砕がいちじるしく、砂岩のはさみがひきちぎられた形や、粘土化のはげしい部分が多く観察される。

#### IV.1.4 富岡層 (Ht)

この地層は、この図幅の西南隅に、蛇紋岩にとりまかれて分布するほか、神居古潭

構造帯の北縁にそって発達している。まわりの地層とは、つねに断層によって境されており、ほかの地層との関係は不明である。蛇紋岩にとりかこまれたものは、南北の走向をとり、北縁のものは、ほぼ東西の走向となっているが、この地層もいちじるしく擾乱をうけており、きわめて複雑な構造となっているらしい、露出が不十分で、地層の状態を明らかにすることができない。ただ、中央部のものは、ほとんど粘板岩と砂岩だけからなり、北縁のものは、輝緑岩質岩(凝灰質岩)・チャート・石灰岩などを多くふくむといった、岩質上の違いが両者の間にみとめられる。

この地層は、以前、沙流川層とよばれていたもので、図幅の中央に分布する日高崇層群との関係も不明であったが、最近、この図幅の南方の幌尻岳図幅やイドソナップ図幅の調査によって、整合的に連続する同時代の地層であることが明らかになった。しかし、詳しい層序については、まだ不明のままである。

## IV.2 白 堊 系

千呂露図幅地域の白堊系の分布は、西部地域にかぎられている。この白堊系分布帯は、日高西縁構造帯と神居古潭構造帯の間にはさまれて、幅数 km、延長南北 100 km 以上にわたって連続する向斜構造帯の一部である。したがって、層序的にも連続性をもち、南部地域や北部地域から追跡されて、次のように区分されている。

上部エゾ層群	千呂露川層
中部エゾ層群	カンコシナイ沢層
	新冠川層
	額平川層
下部エゾ層群	双珠別川層
	三石川層

この図幅地域では、下部エゾ層群から上部エゾ層群までの、それぞれの地層が発達している。しかし、それぞれの地層の分布はかぎられ、上部エゾ層群を中心にして、その南北両地域に下部および中部エゾ層群が発達している。

先白堊系と下部エゾ層群とは、例外なく断層で接しているため、この図幅地域では直接の関係は明らかでない。中部エゾ層群は、下部エゾ層群を不整合でおおって、下部エゾ層群のいろいろな層準と接している。

下部エゾ層群および中部エゾ層群は、ともに化石の産出が乏しい。ただ、下部エゾ層群の上部相には、オルビトリーナを含む石灰岩がみとめられる。上部エゾ層群にな

ると比較的化石が多く、*Ammonite* や *Inoceramus* などの動物化石を産し、時代的な意味もっている。

#### 下部エゾ層群

下部エゾ層群は、おもに北部の双珠別川地域に発達していて、砂岩相を主体とする三石川層と、その上部で頁岩にとむ相の双珠別川層とに区分される。

##### IV.2.1 三石川層 (L<sub>1</sub>)

三石川層は、フンベツノ沢上流、二ノ沢合流点附近およびポンソーシュベツ川上流などに、断層で寸断されて小さく分布している。模式的には、双珠別川本流の二ノ沢下流部に露出している。

この地層は、灰青色または淡褐灰白色を呈し、ひじょうに粗粒の砂岩で構成されている。肉眼的に石英粒がみとめられ、ギラギラした光沢をもっていることが特徴である。しばしば小豆大以下の円礫や角礫（礫は、チャート・粘板岩・砂岩などが肉眼的に見分けられる）を散点的にふくんでいる。また、炭質物や植物化石片をふくんでいる。一般に塊状の産状を呈し、層理の発達していることは少ない。

三石川層の砂岩を、顕微鏡でみると、チャート・珪岩・粘土岩・スピライト・輝緑岩・玢岩などのほか、花崗岩質岩および石英片岩などの岩石片がみとめられる。とくに、花崗岩質岩や石英片岩などは、現在の北海道ではみられないタイプのものであることが特徴的である。

この地層は、まえにのべたように、下部が断層で切られているため真の層厚は得られないが、二ノ沢下流では厚さ約 90 m 前後露出し、フンベツノ沢で 50 m、ポンソーシュベツ川で 100 m 以上発達している。

##### IV.2.2 双珠別川層 (L<sub>2</sub>)



第3図 三石川層の露出  
(双珠別川下流部)

双珠別川層は、おもに沙流川から北部の地域に分布している。そのほか、南部のシュンベツノ沢にわずかに発達している。北部地域では、向斜構造の両翼に発達する形がみられるが、南部では、東翼だけがみとめられる。

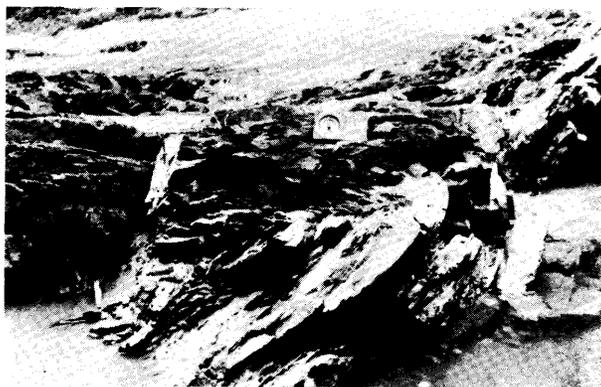
一般に、N—S～N 20°W の走向と、50°～80° 東または西傾斜をしめしている。局部的には、かなり複雑な微褶曲構造が発達している。

下位の三石川層とは漸移しているが、頁岩が介在する部分から、この地層にふくめた。

双珠別川層は、頁岩、および砂岩で構成されており、一般的に砂岩と頁岩の互層相にとんでいる。しかし、地域的に層相の発達状態に多少の相異がみられる。すなわち、北部の双珠別川地域では、下位から、頁岩相・砂岩頁岩互層相・頁岩相がみとめられる。一方沙流川、ボンソーシュベツ川、滝ノ沢地域では、頁岩相・下部砂岩・頁岩相・砂岩相・上部砂岩相に分帯できて、一般に砂岩の介在が多くなっている。さらに、南部のシュンベツノ沢では、ほとんど砂岩・頁岩の互層相で構成されている。

この地層の砂岩は、灰青色～暗灰色を呈し、一般に中粒または細粒である。まれに粗粒のものも介在している。厚さ5～50cmでいどで頁岩と互層状態をしめしていることが多い。しかし、沙流川地域のように、20m以上の厚さで発達している場合もある。その場合には、層理面が発達していて、しばしば頁岩の薄層を介在している。

頁岩は、暗灰色で板状の産状を呈し、粘板岩様の外観をしめす場合が多い。上部ではしばしば縞状の砂の葉理が発達している。



第4図 双珠別川層の褶曲状態（双珠別川下流部）

この地層の上部の頁岩相（とくに双珠別川地域）の中には、塊状の産状をもった石灰岩がレンズ状岩体として介在している。この石灰岩は、灰白色または暗灰色で、砂岩や頁岩などの不純物をしばしば介在しているが、そのほかオルビトリーナなどの動物化石<sup>文献<sup>1)</sup></sup>を多量に包蔵している。いままで知られている化石種は、次のとおりである。

*Nerinea hidakaensis* FUKADA

*Orbitolina discoidea-conoidea* var. *ezoensis* YABE and HANZAWA

*Praeaprotina yaegashii* (YEHARA)

*Tucasis carinata* (MATHERON) var. *orientalis* NAGAO

この地層の厚さは、双珠別川地域では、350 m 以上、沙流川地域で 400 m 以上、シュンベツノ沢で 200 m 以上それぞれ発達している。

#### 中部エゾ層群

中部エゾ層群は、白堊系分布帯のうち、千呂露川の下流部をのぞいて、ほぼ全域にわたってみられる。分布の主体を構造的にみると、向斜構造をつくっており、両翼にほぼ対照的に同一岩相が露出している。ところが、沙流川とパンケヌシ川の合流点附近には、これらの構造とは、ほとんど関連なしに、先白堊系中に、断層で落ちこんだ形で、中部エゾ層群の一部が露出している。

中部エゾ層群は、岩相上から、砂岩・礫岩で構成される額平川層・おもに頁岩からなる新冠川層およびさらに上部の砂岩にとむカンコンナイ沢層に区分される。下部の額平川層は、地域的に岩相や層厚に変化があるが、中部の新冠川層では、全域にわたって岩相変化がとぼしい。最上部のカンコンナイ沢層は、南部地域にだけみとめられ、相変化の様子は明らかでない。

#### IV.2.3 額平川層 (M<sub>1</sub>)

額平川層の分布の主体は、下位の下部エゾ層群と同様に、沙流川から北部地域と南部地域である。模式的には、双珠別川地域に発達している。

この地層は、北部では N 20~30°W の走向と、50~80°SW または NE 傾斜をもち、断層と褶曲によって、繰返し露出している。ことに双珠別川本流および一ノ沢では 3 回、ボンソーシュベツ川およびフンベツノ沢ではそれぞれ 2 回の反復がみられる。一方、南部ではほぼ N—S 性の走向と 60~80°W の傾斜で発達している。

1) Atsuo FUKADA (1953): A new Species of *Nerinea* from Central Hokkaido. *Jou. of the Fac. of Sci. Hokkaido University. Ser. IV. Vol. VIII. No. 3.*



第5図 額平川層基底部の礫岩（双珠別川支流一ノ沢口）

下位の双珠別川層を、基底礫岩をもって不整合におおっている。不整合関係は、この図幅地域では明確にみられない。しかし、右左府図幅中の滝ノ沢支流や、幌尻岳図幅中の千呂露川本流などでは、明らかに双珠別層を切って、額平川層の礫岩がのっている。

額平川層は、おもに礫岩・礫質粗粒砂岩および粗粒砂岩で構成されている。また、上部では、砂岩・頁岩の互層となり、凝灰岩を介在している。

礫岩および礫質砂岩は、基底部に発達している岩相である。一般に淡青灰色を呈し、粗粒砂岩を基質とし、小豆大から人頭大前後の円礫・亜円礫で構成されている。礫は、粘板岩・メタ砂岩・変質輝緑岩・青色および赤色チャートなどが肉眼的に見分けられる。全域を通じて、礫の種類にはあまり変化はない。しかし、礫粒の大きさや、基質と礫の量比は、それぞれの地域でことなっている。たとえば、シュンベツノ沢・滝ノ沢および双珠別川本流の上流側などの露出では、礫粒が小さく、礫の量も少なく、礫質砂岩である。ところが、一ノ沢口や滝ノ沢の支流などでは、礫が拳大以上となり、礫量の多い礫岩となっている。

砂岩は、青灰色または暗青灰色を呈し、粗粒のものから細粒のものまでみとめられる。また、灰白色で凝灰質の粗粒砂岩もみとめられる。一般に、粗粒のものは塊状で、層理はみられないが、細粒のものでは、板状の層理が発達し、しばしば頁岩の薄層を交えている。凝灰質砂岩は、一般にこの地層の上部にみとめられる。

凝灰岩は、灰青白色を呈し、ひじょうに細粒堅硬で、チャート状の外観をしめすも



第6図 額平川層上部相の露出，砂岩・頁岩の互層  
(双珠別川下流部)

のである。厚さは、2~3 m で頁岩・砂岩と互層状態をしめしている。この凝灰岩は、日高山脈両縁の白堊系分布帯のほぼ全域にわたって追跡される鍵層である。この図幅地域では、一部は、砂岩・礫岩相で構成される額平川層の上部相に発達しているが、大半は、あとからのべる新冠川層の下部相中に介在している。つまり、時間面と岩相面があきらかに斜交していることをしめしている。

額平川層の厚さは、地域ごとにかなり変化がみられる。北部の双珠別川流域でも、55 m から 10 m 前後までかわっている。一般に、西翼部ほど厚く東翼になるほど薄くなる傾向がみられる。一方、南部の滝ノ沢流域では、300~350 m となり、シュンベツノ沢では、200 m 前後露出している。

#### IV.2.4 新冠川層 ( $M_2$ )

新冠川層は、下位層と同様に北部と南部の向斜の中核部をしめて分布している。そのほか、まえにのべたように、パンケヌシ川と沙流川合流附近に一部が断層で落ちこんでいる。

向斜部を構成している新冠川層は、下位層とほぼ同じような走向・傾斜をしめしているが、パンケヌシ川地域の北部では、 $N 20 \sim 30^{\circ} W \cdot 60 \sim 80^{\circ} NE$  の走向・傾斜をしめしている。一方その南部では、 $30 \sim 40^{\circ} E \cdot 60^{\circ} SE$  の走向・傾斜がみとめられる。

下位の額平川層とは漸移していて、おもに頁岩で構成される地層を新冠川層とした。

新冠川層は、暗灰色の頁岩およびシルト岩を主体とする地層である。一般的に岩相変化のとばしい地層であるが、まれに1~3 m での厚さをしめす砂岩・凝灰質砂岩・砂岩と頁岩の互層部などを介在している。また、まえにのべた鍵層として有力なチャート状凝灰岩が下部に介在している。そのほか、ベントナイト質の凝灰岩の薄層(5~10 cm) がしばしばみとめられる。

新冠川層は、この図幅地域では、300~400 m の厚さをしめしている。

#### IV.2.5 カンコシナイ沢層 (M<sub>3</sub>)

この地層は、千呂露川支流ベンケユクトラシナイ沢の下流部・カンコシナイ沢の中下流部および千栄北方にだけ分布しており、ほかの地域には、まったくみられない。

下流の地層とは整合的にかわるものと考えられるが、確実な関係はみられない。

ベンケユクトラシナイ沢では、N 10~20° W・70~80° NE、カンコシナイ沢では、N 10~20° E・50~60° NW の走向・傾斜をそれぞれしめしており、断層で切られているが、向斜構造をとっている。千栄北方では、N 10~20° W・60~70° NE で、南部の向斜両翼部の連続する構造をもっている。

カンコシナイ沢層は、おもに砂岩で構成されているが、上部では頁岩をまじえている。

この地層の下部相は、暗灰色~淡青灰色の粗粒~細粒砂岩からなり、一般に塊状の産状を呈している。ベンケユクトラシナイ沢では、約30 m ほどしか露出していないが、カンコシナイ沢では70~80 m ほどみとめられる。

上部相は、カンコシナイ沢で模式的にみとめられ、中粒砂岩と玉ねぎ状にわれる頁岩の互層および板状にわれる細粒砂岩などで構成されている。上部相は、カンコシナイ沢で約200 m 発達している。

#### 上部エゾ層群

図幅地域の上部エゾ層群の主体は、千呂露川下流域に発達している地層で、*Inoceramus* や *Ammonite* などの動物化石を産出していることで特徴づけられる。岩相上からは、凝灰岩の介在の多い下部相と、砂岩にとむ上部相とに区分することができるが、この図幅では、一括して、千呂露川層としてとりあつかう。

#### IV.2.6 千呂露川層 (u<sub>1</sub>)

千呂露川層は、まえにのべたように千呂露川の下流域と、千栄北方のイオカマツブ沢および滝ノ沢中流域に分布している。南部のベンケユクトラシナイ沢では下部相

が、幌内川では上部相が、それぞれ模式的に発達している。

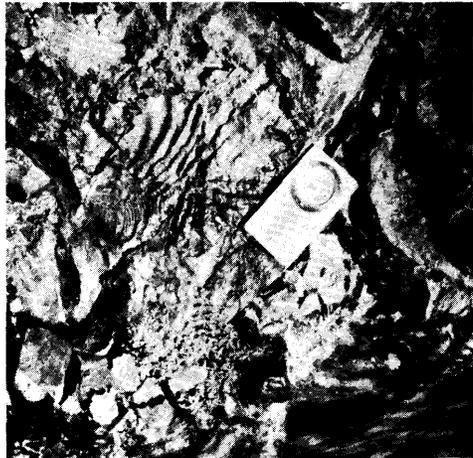
千呂露川流域では、一般にN-S性の走向と、 $50\sim 60^\circ$ 東および西傾斜がみとめられ、向斜構造がうかがえる。千栄北部では、 $N 25\sim 35^\circ W \cdot 70\sim 80^\circ NE$ となっている。

下位のカンコシナイ沢層とは整合漸移している。したがって頁岩で構成される地層から、千呂露川層とした。

この地層は、おもに頁岩・シルト岩で構成され、凝灰岩および砂岩をしばしば介在している。岩相上から、凝灰岩の介在のひんばんな下部相と、シルト岩を主体とし、砂岩の介在の多い上部相とにわけられる。

下部相は、カンコシナイ沢およびパンケユクトラシナイ沢などの南部地域にみられる。頁岩およびシルト岩を主体としているが、凝灰岩や凝灰質砂岩の介在の多いのが特徴である。カンコシナイ沢では、 $50\sim 150$  cmの灰白色でち密な凝灰岩が、頁岩中に3枚介在している。その上部では、砂岩・頁岩の薄互層部・凝灰質粗粒砂岩・凝灰岩などを介在する頁岩層が発達している。カンコシナイ沢の下部相の厚さは約250 mほどみとめられる。また、パンケユクトラシナイ沢では、 $25\sim 30$  cmの灰白色ち密凝灰岩と頁岩の互層が $5\sim 10$  mみられ、さらに上部でも凝灰質砂岩や凝灰岩の介在がみられる。上部の凝灰質砂岩中には、しばしば植物化石片や炭片をふくんでいる。パンケユクトラシナイ沢での下部相は、約400 mの厚さをしめしている。

上部相は、千呂露川下流域だけに発達し、幌内川で模式的にみとめられる。頁岩・シルト岩および砂岩で構成されている。一般に下部は頁岩であるが、上部では次第にシルト岩質となり、最上部では粗粒砂岩となっている。頁岩およびシルト岩は、玉ねぎ状にわれる性質をもち、小型の団球をふくんでいることが多い。幌内川でみると、全般的に頁岩およびシルト岩で構成され、最下部約100 mおよ



第7図 千呂露川層上部砂岩相中にふくまれる  
*Inoceramus japonicus* NAG & MAT  
(千呂露川下流部)

び500m上位に、厚さが10~15m前後の砂岩層を、それぞれ介在している。最下部の砂岩層は、暗緑青灰色の粗粒砂岩で、炭質物や *Inoceramus* の破片を多量にふくみ、

*Inoceramus naumanni* YOKOYAMA.

*Pottela* sp.

などが鑑定できた。

中部の砂岩は、淡青緑色中粒~細粒で、板状層理が発達している。またこの砂岩の上下には、砂岩・頁岩の薄互層部が約5mずつみられる。

上部の暗緑色の斑点を多量にふくむ、淡褐色粗粒砂岩で、外観は海緑石砂岩様である。この砂岩の上部はシルト岩から次第に細粒砂岩となっているが、植物化石片や動物化石をしばしば産出している。ことに幌内川川口附近から千栄附近の河岸では、*Inoceramus schmidtii* MICHEAL *Inoceramus* sp. *Inoceramus orientalis* SOKOLOV *Gaudryceras* sp. *Eupachydiscus* sp. *Helaster* sp. などが産出している。

以上の上部相の厚さは、少なくとも1,200mほどみつめられる。したがって、千呂露川層の全層厚は1,400~1,600mとなる。

#### IV.3 第四系

この地域の第四系は、河岸段丘堆積物と沖積層である。河岸段丘は、沙流川および千呂露川の下流部に広く発達している。中流部や上流部には、ほとんどみとめられないが、パンケヌ川の上流部だけは、わずかに段丘面が発達しているところがある。

主な河川は、白堊系分布帯において急に川幅を増し、河岸段丘もそこにかぎって、広く発達している。この河岸段丘は、場所によって比高がかなり違っており、低いところでは3.4mでいどにすぎないが、高い所では10数mにもなっている。一般に、千栄部落附近がもっとも低く、上流部と下流部ともに高くなる傾向をしめしている。

各河川は、変成帯のはんれい岩体に源をもっているため、下流部の氾濫原堆積物には、人頭大以上のはんれい岩礫が多量にふくまれている。また、双珠別川の上流部には、厚い崖錐堆積物がおおっている。

#### V 変成岩類

この図幅地域に分布する変成岩類には、深成岩体の境界に細長く帯状にはさまれている堆積岩源のものと、塩基性侵入岩類が変成されたものがある。

堆積岩源変成岩 含柘榴石黒雲母ホルンヘルス

黒雲母片麻岩および含黒雲母輝石片麻岩

花崗岩質岩

侵入岩源変成岩 緑色片岩

緑色角閃石片状角閃岩

褐色角閃石角閃岩

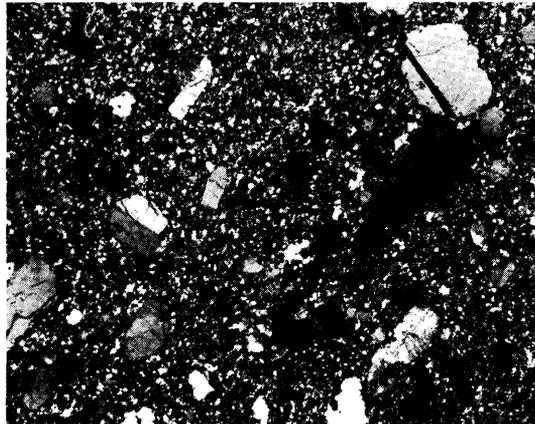
このうち侵入岩源のものは、これまで、侵入岩としての1つの単位として取扱うことが便宜的である点から、火成岩にふくめて説明されてきている。しかし、一般的な分類の基準からすれば、明らかに変成岩として扱われるものであり、混乱をさける意味からも、常識的な分類にしたがった。

### V.1 含柘榴石黒雲母ホルンヘルス (Ht)

この岩石は、変成帯の西縁部に発達する角閃岩帯と、その東側に広がるはんれい岩体との間にはさまれて、細長く断続しながら分布している。とくに、パンケヌシ川の

流部に、幅広く発達している。これは、いわゆるセブダ<sup>\*</sup>を構成するもので、南に隣接する幌尻岳図幅地域では、約2km平均の幅で連続しているものである。

この岩石は、一般に再結晶度の低い細粒のホルンヘルスであるが、径0.5~1.5mmの斜長石斑状変晶を多量にふくん



×20

第8図 斜長石斑状変晶含柘榴石黒雲母ホルンヘルス

でいるのが特徴である。そして、基質部は、石英・黒雲母および斜長石によって構成されている。柘榴石は、あまり多くはなく、部分的に散在しているていどである。

黒雲母は、いちじるしい方向性をもって配列しているが、細粒であるため、肉眼的

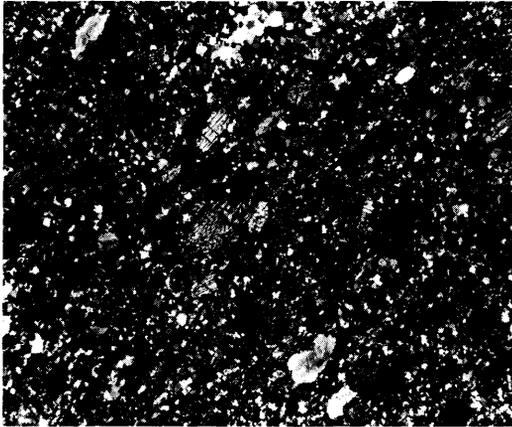
\* 侵入岩体中に、細長く帯状に挟まれている堆積岩源の変成岩で、これが侵入単位を境するものと考えられている。

にはそれほど方向性がけんちよでない。一部に、かなり粗粒になっているところがあるが、そこでは、黒雲母片麻岩の傾付をしめし、方向性もいちじるしい。

この岩石が、断続しながら分布しているのは、東側のはんれい岩体がいちじるしく衝し上っているためであり、もともとは、幌尻岳凶幅地域のように、2 km での幅で連続していたと考えられる。このため、この岩石は、全般的につよい剪断をうけている。

## V.2 黒雲母片麻岩および含黒雲母輝石片麻岩 (Ng)

これらの岩石は、パンケヌシ川と沙流川の上流部に分布している。パンケヌシ川では、かんらん石はんれい岩とノーライトとの間にはさまれて発達しており、南方の幌尻岳凶幅や札内川上流凶幅地域において、花崗岩質岩に移行し、大きな岩体となっ



第9図 含黒雲母輝石片麻岩 ×20

ている。沙流川上流のものは、閃緑質はんれい岩と花崗岩質岩との間に分布しており、ちょうど花崗岩質岩体の周辺部をふちどる形となっている。つまり、これらの岩石は、含柘榴石黒雲母ホルンヘルスと同じようにセプタを構成するものであるが、南北に連続する形はみとめられず、花崗岩質

岩と密接にもなっており、ノーライトや閃緑質はんれい岩の岩体中に斜交するような形でのびている。

岩質をみると、パンケヌシ川のように、はんれい岩体にはさまれたところでは、輝石片麻岩の形をとるものが多く、沙流川上流のようなところでは、標式的な黒雲母片麻岩となっている。一般に、前者は細粒で緻密な岩石で、後者は粗粒である。輝石片麻岩において、輝石のほとんどは紫蘇輝石で、径 0.5 mm ぐらいの斑状変晶の形をとるのが普通である。また、はんれい岩の境界部に近いものほど輝石の量が多く、普通輝石がふくまれるようになる。そして、不規則に粗粒化して、はんれい岩 (閃緑質は

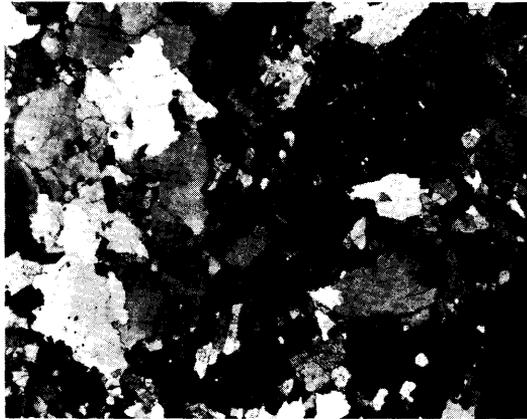
んれい岩)の組織構造に近づく傾向をしめし、両者の間に明瞭な境界をみとめることができない。

### V.3 花崗岩質岩 (Mt)

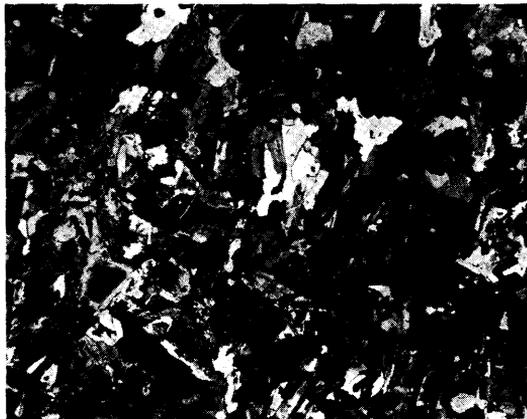
この図幅の東北隅には、花崗岩質岩が広く発達しており、さらに東方の御影図幅や北方の落合図幅地域にかけて広がっている。

この岩石は、一見、塊状の花崗岩のようなものであるが、ところによってかなり粒度が異っており、黒雲母の多いものや優白質のものなどのほか、方向性が明瞭にみとめられるものなど、いろいろの岩質をしめしている。もっとも多くみられるものは、石英、斜長石、黒雲母を主体とし、部分的にカリ長石をふくむ粗粒な岩石である。この黒雲母は赤褐色を呈し、石英やカリ長石は斜長石をおきかえて生長している。そして組織構造の持徴は、南方の日高変成帯中に多くみられる花崗岩質ミグマタイトとよく類似している。このことから、この岩体は、粗粒なミグマタイトを主体としていると思われるので、いちおう変成岩として取扱った。

しかし、この岩体の中には、明らかに火成岩構造をもった石英閃緑岩が



第10図 花崗岩質ミグマタイト ×20



第11図 石英閃緑岩 ×20

ふくまれている。これは、ミグマタイトのような岩石よりも粗粒で優白質のもので、不規則な岩脈状の発達をしているようである。そして、東方の御影川幅においては、標式的な花崗岩が主体となっているのであって、両者の関係を明らかにすることが今後の問題として残されている。

#### V.4 緑色片岩 (R)

変成帯の西縁部には、約1.5 kmの幅で角閃岩帯が南北につらなっている。この角閃岩帯が衝上断層で不変成帯と接する部分には、ところどころに緑色片岩がみられる。この岩石は、黄緑ないし淡緑色の細粒で緻密な岩石で、一般にいちじるしい片理をしめしている。

岩質は、ミローナイト質で、緑泥石・炭酸塩鉱物を主体としており、まれに多量の緑簾石をふくんでいる。石英と方解石の細脈がひじょうに多い。変成帯の内部になると、ひじょうに細粒の石英をふくむ緑簾石緑泥石陽起石片岩となっているところもみとめられる。これは、東側の緑色角閃石片状角閃岩の岩質とほとんど変りがない。つまり、この岩石は、衝上断層の運動に関連して、角閃岩からもたらされたものと考えられる。

なお、ソーシユル石はんれい岩が衝上断層に接する部分にも、同じような岩石が形成されている。これは、あとにのべるソーシユル石はんれい岩の角閃岩相を特徴づける角閃石の、レリックを多くふくんでおり、ソーシユル石はんれい岩が破碎されたものであることは明らかである。

#### V.5 緑色角閃石片状角閃岩 (As)

この岩石は、角閃岩帯の南半部に帯状の分布をしている。東側は、ソーシユル石はんれい岩あるいはかんらん岩と接しており、その間には剪断帯あるいは断層が発達している。ところによっては、ソーシユル石はんれい岩が、この岩石の上に衝上している。

この岩石は、緑色ないし青緑色の片理のいちじるしいもので、肉眼によって斜長石がみとめられる。西方ほど細粒で、東方にゆくにしたがって粗粒になる傾向をみせる。この岩石の角閃石は、陽起石質の緑色角閃石で、やや多量の緑簾石をともなっている。このほか、少量の石英、曹長石、チタン石および不透明鉱物がふくまれており、そのほか、源岩のレリックとみられる汚濁した鉱物がみとめられる。この中には、石英の細脈が走っていることがある。

この岩石の中には、ときに、輝石の仮像と思われるレリックがみられ、また、オフィティックな構造を残しているものがあることも知られている。このことから、いまのところ、この岩石の源岩は、輝緑岩質のものと考えられている。



第12図 緑色角閃石片状角閃岩

#### V.6 褐色角閃石角閃岩 (Ab)

この岩石は、角閃岩帯と東側のはんれい岩体との間に発達するセブタの中に、含柘榴石黒雲母ホルンヘルスと組合ってみられる。つまり、ホルンヘルスの中に、数mから数10mの幅で互層状にはさまれており、岩床状ないしレンズ状の形をしめしている。

岩質は、淡褐色の角閃石をふくむのを特徴としているが、このほかに斜長石、黒雲母、石英などを少量あるいは多量にふくんでおり、岩石の組織構造もかなり変化にとんでいる。これは、ホルンヘルスの変成とともに片麻岩化されているためで、破碎された形跡も多い。片状構造は、あまりつよくないのが普通である。

この図幅地域内では、源岩の構造がのこっているものはみとめられなかったが、幌尻岳図幅地域では、輝緑岩のオフィティック構造の残されているものが観察されている。つまり、この岩石は、セブタ中に岩脈群の形で進入した輝緑岩質岩が、変成されたとみられるものであるが、角閃岩帯の角閃岩類の源岩とは、まったく単位を異にしたものである。

### VI 火成岩類

この図幅の東半をしめる変成帯には、いちじるしく多量の火成岩類が分布している。それは、塩基性から酸性にわたるさまざまな岩質のもので、規模の大きい複合岩体を構成して発達している。これは、南北に約40km、東西に10~15kmの範囲をし

める幌尻岳侵入複合体とよばれるものの西北部にあたる。これらのうち、早期に侵入した岩類の一部は、変成をうけて角閃岩になっているものがあるが、これについては、変成岩の項でのべた。

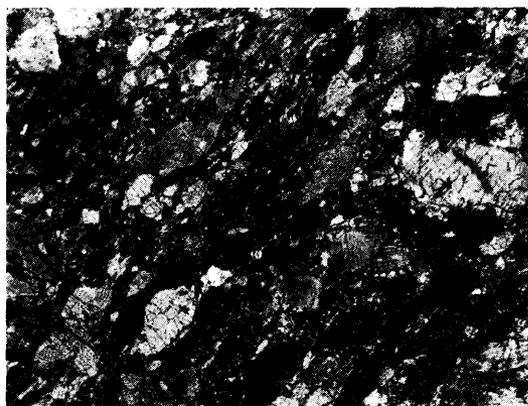
変成帯の中で、火成岩として扱われるものは、西縁部の角閃岩帯中に発達するものと、東側のはんれい岩体を構成するものに分けられる。

角 閃 岩 帯	{	ソーシユル石はんれい岩 かんらん岩
はんれい岩体	{	片状はんれい岩および片麻状ノーライト トロクトライト かんらん石はんれい岩 ノーライト 閃緑質はんれい岩

一方、不変成帯中には、さまざまな岩質をしめす輝緑岩質岩が優勢に発達している。また、特定の構造線と神居古潭構造帯中には、蛇紋岩の進入がみられる。

### VI.1 ソーシユル石はんれい岩 (Gs)

この岩石は、角閃岩帯のなかに、ペンケヌシ川から南方とワエンザル川から北方にわかれて、帯状に分布している。緑色角閃石片状角閃岩が発達するところでは、その東側に発達している。ほとんどが中粒の角閃岩であるが、ソーシユル石化したはんれい岩のレリックが多量に残されている。また、一部には、完全にはんれい岩の構造を



残しているのので、いちおう、はんれい岩として扱われている。西側の緑色角閃石片状角閃岩とは断層で接し、ときには、強い剪断とともにソーシユル石はんれい岩が衝し上がっていることがある。この岩石の東側は、かんらん岩あるいは含榴石黒雲母ホルンヘルスと褐色

第 13 図 ソーシユル石はんれい岩中の角閃岩相 ×20

角閃石角閃岩からなるセプタとなっている。

この岩石の初生的な岩質は、斜長石、異剥石質輝石およびかんらん岩からなる粗粒のかんらん石はんれい岩で、典型的なはんれい岩構造をしめしている。角閃岩化されたものは、強い片状構造をもち、ごく細粒なものから中粒のもので、緑色角閃石と再結晶した斜長石とを主体としている。この緑色角閃石は、長柱状の自形性の強いもので劈開が明瞭である。また、複屈折率が高く、緑色角閃石片状角閃岩のものとはいちじるしい相違がある。このような角閃石の性質は、細粒なものから中粒のものまで、ほとんど変りなく一貫している。



第14図 ソーシュル石はんれい岩中のはんれい岩ベグマタイト相 ×20

この岩石中には、はんれい岩ベグマタイトの岩相をしめす部分がある。これは、いちじるしく粗粒なもので、斜長石の部分と角閃石の部分がまだら状に発達している。その形からみると、中粒の角閃岩相中に交代生成されたと思われる、顕微鏡下では、径数mmにおよぶ斜長石と角閃石がみとめられる。ときに、源岩の構造とみられるオフィティックな組織の仮像が観察され、角閃石は、そのオフィティック輝石をおきかえてできている。この岩相には、チタン鉄鉱の粗粒結晶がみとめられることがある。

## VI.2 かんらん岩 (P)

この岩石は、角閃岩帯の東縁にそって岩床状に侵入している。この図幅の中央部に発達するものは、延長10 km、幅1 km 平均の大規模なもので、南方のパンケヌン川のは、幌尻岳図幅地域に優勢にのびている。

岩質は、径1 mm ほどの粒状かんらん石からなるツンかんらん岩がほとんどで、強

い流理構造がみとめられる。ときに、厚さ数 cm から数 10 cm ぐらいのはんれい岩の帯がはさまれている。

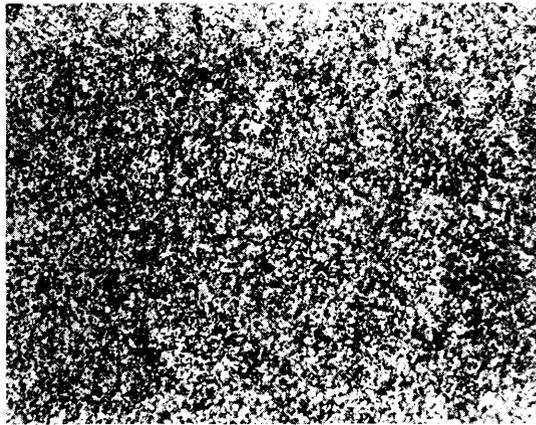
ベンケヌシ川上流からウエンザル川にかけたものは、ひじょうに新鮮な岩質をしめしているが、ベンケヌシ川に露出しているものは、多分に圧砕され、全般的に蛇紋岩化されている。このような岩石は、片状化される傾向をしめしている。

### VI.3 片状はんれい岩および片麻状ノーライト (Gh)

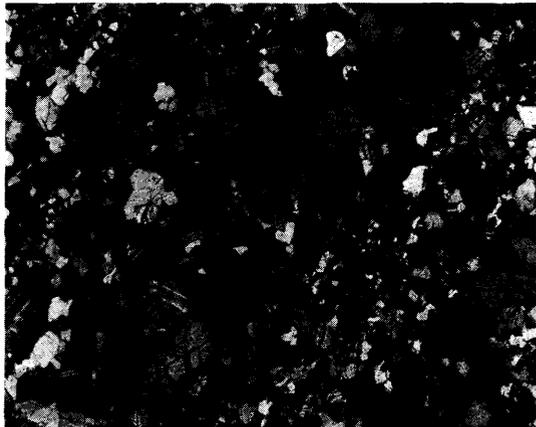
はんれい岩体の西縁部、つまりセプタの東に接する部分には、ごく細粒のものから中粒でいどの、つよい片状構造をもったはんれい岩がみられる。この岩石とセプタとの間は、いちじるしい衝上断層となっていて、ベンケヌシ川上流附近においてももっとも顯著である。この岩石の東側は、かんらん石はんれい岩に漸移している。

この岩石は、西縁部ほど細粒で黒色の緻密な岩相をしめし、片状構造も強い。東側ほど粒度があらくなっているが、その間は漸移しておらず、より粗粒な岩相が粗粒相を切る形をとっている。

岩質をみると、斜長石と紫蘇輝石および少量の



第 15 図 片状はんれい岩中のグラニェライトよう岩石 ×20



第 16 図 片麻状ノーライト ×20

普通輝石からなるグラニュライトのようなものや、それに褐色角閃石がふくまれるものなどがあり、まれに、ほとんど斜長石と褐色角閃石だけのものもみとめられる。その岩石は、セプタ中の褐色角閃石角閃岩とひじょうによくにており、区別がつけにくい。この岩帯の東側のものは、中粒の片麻状をしめすノーライト質の岩相をしめしている。これは、斜長石と紫蘇輝石を主体としたかなりはんれい岩的な組織構造をもつが、斜長石はモザイクないしグラノプラスチックであり、輝石類は完全に粒状となっている。この片麻状ノーライトは、東側に広く発達するかんらん石はんれい岩中にも部分的にみられる。このような状態から、片状はんれい岩は、はんれい岩類のなかでもっとも先駆的な岩相で、片麻状ノーライトは、かんらん石はんれい岩の周辺相であることが推察される。



第 17 図 片麻状ノーライトの露出

#### VI.4 トロクトライト ト (Gt)

沙流川上流の片状はんれい岩の東側には、トロクトライトが発達している。この岩石は、黒色の凸凹の多い表面をもった岩石で、ほとんど、かんらん石と斜長石だけからなる典型的なトロクトライトである。

この岩石と片状はんれ



第 18 図 トロクトライト ×20

い岩との間には、破碎された部分があり、その附近のトロクトライトは広い範囲に変質している。つまり、かんらん石の大部分が角閃石になっており、斜長石もいちじるしくよごれている。これには、方向性はみとめられない。

この岩石の東側は、かんらんはんれい岩に移行しているが、両者の関係は、いまのところ不明である。ほかの地域の例からみて、おそらく、かんらん石はんれい岩よりも早期の侵入岩と考えられる。

### VI.5 かんらん石はんれい岩 (Go)

この岩石は、片麻状はんれい岩の東側に、約3 kmの幅で南から北まで連続して大量にみられる。とくに、ペンケヌシ岳附近から南方において優勢である。片麻状はんれい岩とは、



片麻状ノーライト 第19図 かんらん石はんれい岩の露出 (ペンケヌシ岳附近)

をはさんで移行しており、東側はノーライトと接する。

岩質は、帯紫黒色のきわめて堅硬な中粒の岩石で、特徴的な外観をもっている。一般に弱い方向性をしめし、ところによって、片麻状の構造をみせている。この岩石は、斜長石・かんらん石および普通輝石を主体とし、



第20図 かんらん石はんれい岩 ×20

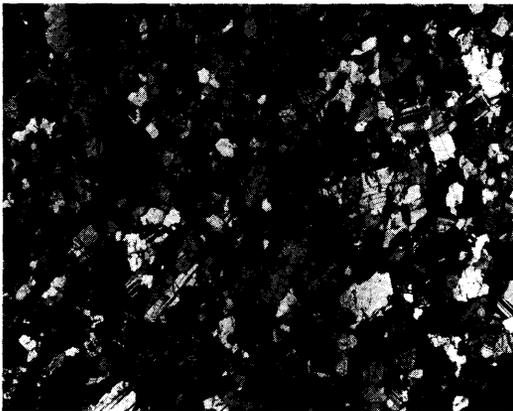
まれに、紫蘇輝石・褐色角閃石・黒雲母などをふくんでいる。西部のものほど、かんらん石を多くふくむ傾向があるが、有色鉱物は比較的少ない。東部には、かんらん石をほとんどふくまないハイパライト質のものが多い。斜長石は、モザイク状の構造をとり、かんらん石はつねに粒状である。片麻状構造の強いところでは、有色鉱物が方向性をもってつらなっている。

かんらん石はんれい岩の中には、ところどころ、片麻状ノーライトがレンズ状にはさまれており、多いところでは、両者が互層状になっている。また、二次的にウラル石化されている部分が多く、その中に、新鮮な部分がボール状に残っているのがみとめられる。パンケスシ岳の東方一帯には、数多くのペグマタイトがN 60° Eの方向性をもって発達している。

#### VI.6 ノーライト (Gn)

ノーライトは、かんらん石はんれい岩の東側に、約1 km ぐらいの幅で帯状に分布している。かんらん石はんれい岩に接する附近のものは、一般に強い方向性をもっており、かんらん石はんれい岩の中や東側にみられる片麻状ノーライトと区別がつけにくい。しかし、このノーライトのほとんどは、片麻状ノーライトとは同一にみられない岩質のもので、分布の上からも、特徴的な違いがみられる。

つまり、この岩石は、沙流川上流附近から、この図幅の南方まで連続して分布しているが、パンケスシ川上流附近には、含黒雲母輝石片麻岩のセフタがN 60° W方向にはいりこみ、ノーライトの岩体は南と北とに分離している。かんらん石はんれい岩や



第 21 図 ノーライト ×20

片麻状ノーライトの岩体が、南北に切れることなく連続するのに反して、このノーライトやその東に分布する閃緑質はんれい岩の岩体は、セフタをはさんで雁行状に配列していることになる。

岩質の上で片麻状ノーライトと違ったところは、より細粒で鉱物の方

向性が弱く、何よりも、褐色角閃岩や斜長石の斑状変晶が、細粒鉱物をおきかえて生長していることである。ときに、この斜長石と角閃石が多量に形成されて、全体が粗粒になっているものがある。このような粗粒化は、ところによって状態が違う。角閃石の斑状変晶のみのところ、斜長石の斑状変晶だけが散点しているところ、粗粒相が交代性岩脈のような不規則な形で発達しているところなどさまざまである。この岩石には、たいていの場合黒雲母がふくまれている。パンケヌシ川附近のセブタに近いものには、多量の石英や黒雲母が多い。このため、含黒雲母輝石片麻岩と区別のつけられないものも少なくない。

### VI.7 閃緑質はんれい岩 (Gd)

閃緑質はんれい岩は、ノーライトの東側に、はんれい岩体の東部一帯をそして広く発達している。さらに、東方の御影幅地域にも大きく広がっており、進入複合体の中で、もっとも多いものである。

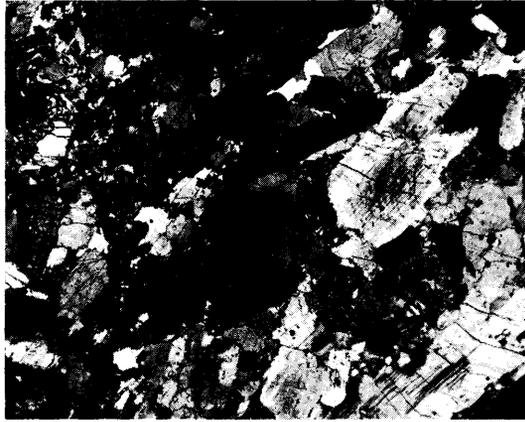
この岩石は、東側のノーライトと漸移している。つまり、ノーライトにみられる粗粒化の現象がより優勢にみられ、石英、黒雲母および角閃石が多くなり、かなり酸性になったものである。岩質がいちじるしく不均質なことを大きな特徴としており、構成鉱物の量比は、ところによっていち



第 22 図 細粒相を含む閃緑質はんれい岩 ×20

じるしく相違している。この岩体の西側のものには、縞状になったノーライトを多量にふくむものが多い。そのノーライトの中には、斜長石や角閃石の斑状変晶はみとめられるが、組織構造は明瞭に残されている。

東側のものになると、粗粒化した岩石の中に細粒の斜長石や輝石粒のレリックがわずかに点在するていどになってしまっている。また、ときに、黒雲母をふくまない斜長石と緑色角閃石のみからなるものもみとめられるが、これは、繊維状の大型角閃石



第23図 粗粒化された閃緑質はんれい岩 ×20

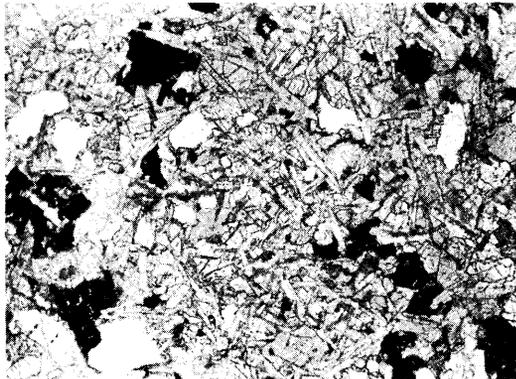
を主体とするウラル石化のような岩石である。

### VI.8 輝緑岩質岩 (D)

日高累層群の褶曲帯と白堊系分布帯の間には、いちじるしい輝緑岩質岩が発達している。これは、約5 kmの幅をもって、NNW—SSE方向に帯状に分布しているもので、日高西縁構造帯を構成している。このほか、日高累層群や神居古潭構造帯の中に、岩脈状あるいは岩床状の形で数多くみられる。

日高西縁構造帯を構成するものは、さまざまな岩質の輝緑岩類からなる輝緑岩複合体である。そこには細粒から中粒の輝緑岩・スピライト・スピライト質矽岩・輝石矽岩・凝灰質岩などがふく

まれているが、大部分は典型的なオフィティック構造をもった細粒から中粒の輝緑岩である。スピライトは、枕状熔岩の形をとることが多く、双珠別川や千呂露川の支流に、ところどころみとめられる。凝灰質岩は、量的にはひじょうに少な



第24図 標式的な輝緑岩 ×20

い。この複合体の中には、日高累層群のベンケヌシ川層にふくめられる砂岩、頁岩質粘板岩およびチャートが多くみられる。全体にいちじるしい擾乱をうけており、破碎された部分も少なくない。

南方の幌尻岳図幅地域においては、この岩体は幅せまくなり、凝灰岩質のものはまったくみられず、侵入複合体の形となっているようである。しかし、この図幅においては、あきらかに粘板岩や砂岩類と整合的關係にあるものがみられることから、より浅いところの状態があらわれているものと考えられる。



第 25 図 枕状熔岩の露出（双珠別川）

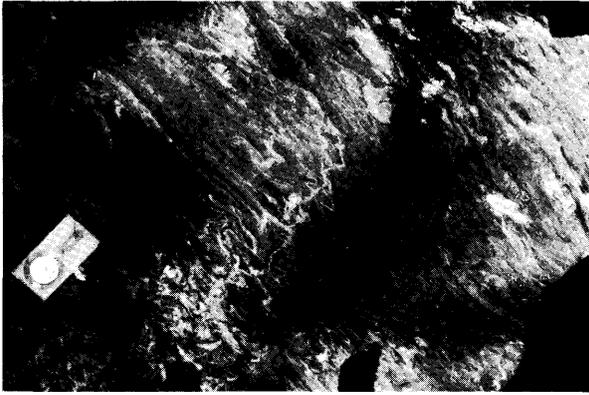
また、日高累層群中にみられるものは、たいていの場合、いちじるしい剪断帯にそって発達している。たいてい、10 数 m ぐらいの幅のもので、これにもいろいろの岩質のものがあるが、ほとんどが細粒のスピライト質のものである。神居古潭帯構造帯のものは、すべて変輝緑岩に変成されている。

これらの輝緑岩質岩は、今後の、さらに詳細な調査によって、いくつかの岩質に区別してあらわされるものと思われる。だが、いまのところ、それができないので、一括して扱った。

## VI.9 蛇 紋 岩 (S)

蛇紋岩は、この図幅の南西隅に発達する神居古潭構造帯の大部分をしめて分布しているほか、日高累層群の褶曲帯と日高西緑構造帯の間に岩床状にみられる。

神居古潭構造帯のものは、多くの岩脈状岩体が密集したような形をみせており、地質図上に一色にしめた中には、数多くの砂岩や粘板岩などがふくまれている。ま



第26図 蛇紋岩中にみられる黒色片岩

た、黒色片岩や変輝緑岩などの小岩体もみとめられる。全体に、いちじるしい擾乱をうけており、蛇紋岩もつよく破碎され、詳細な構造を知ることができない。この岩体中には、いたるところ、小さなクロム鉄鉱床が胚胎している。

日高累層群中の構造線にみられるものは、細長いレンズ状の岩脈となって、点々と分布している。この構造線は、きわめて幅の広い剪断帯であって、蛇紋岩もつよく破碎されている。このようなものは、双珠別川からパンケヌシ川合流点附近にかけていちじるしく、パンケヌシ川流域では、蛇紋岩の分布は散在的になっている。この蛇紋岩からも、クロム鉄鉱が採集されたことがある。

## VII 地質構造

この図幅地域は、日高変成帯から神居古潭構造帯にかけた地帯で、日高造山帯の西側をしめていることから、造山帯の構造的な性格を、つよくあらわしているところである。この地域は、構造的に、次のようにわけられる。

変成帯	日高変成帯	
不変成帯	{ <ul style="list-style-type: none"> <li>日高前縁褶曲帯</li> <li>日高西縁構造帯</li> <li>白堊系向斜帯</li> </ul>	
		神居古潭構造帯
		日高変成帯

日高変成帯は、まず2つの大きな構造单元にわけられる。それは、西縁部の緑色角閃石角閃岩・ソーシユル石はんれい岩およびかんらん岩からなる角閃岩帯と、東部一帯にひろがるはんれい岩の侵入複合体である。これに、含柘榴石黒雲母ホルンヘルズと褐色角閃石角閃岩からなるセブタの単位と、黒雲母片麻岩・含柘榴石黒雲母片麻岩および花崗岩質岩からなる単位が加えられる。

角閃岩帯は、幅せまいものであるが、この幅の北部から南方へ、約55 kmの間、切れることなくつづく細長い構造帯で、その間、構成岩石の岩質と構造に大きな変化はない。この岩体の緑色角閃石角閃岩の源岩は、輝緑岩質のものと考えられるもので、ソーシユル石はんれい岩は、異剝石をふくむことを特徴としている。このようなものは、はんれい岩体の方には、まったくみられない。したがって、両者は、まったく異なった侵入活動によるものである。また、すべての岩類がいちじるしい片状構造や流理構造をもっていることもこの岩帯の特徴で、変成帯の西縁部という位置的な特質をあらわしている。

これに対して、はんれい岩体は、南北約40 kmにわたるが、東にも広くはり出しており、東部ほど個々の岩体も塊状になっている。はんれい岩複合体は、さらに、片状はんれい岩、片麻状ノーライトおよびかんらん石はんれい岩からなる単位と、ノーライトと閃緑質はんれい岩からなる単位に細分される。この2つは、岩類の分布形態や岩質にきわめて大きな相違があり、はんれい岩活動の中に、2つの系列が明らかにされる。前者はかんらん石はんれい岩の活動を主体とした系列で、全般的に岩類は片麻状構造をしめしている、後者は閃緑質はんれい岩の系列で、塊状のいちじるしく不均質な岩相をしめし、交代的な粗粒化とともに岩質は酸性化されている。

この地域には、堆積岩源の変成岩が少なく、これらの侵入活動と変成作用との関係を明らかにすることができない。これらの岩類形成後の変動は、西縁の衝上断層に近いものほど、強くあらわれている。緑色片岩の形成が、そのいちじるしいものである。

#### 日高前縁褶曲帯

これは、日高累層群の複雑な褶曲帯で、擾乱がひどく、構造はきわめて複雑であって、詳細なことは不明である。

この褶曲帯の特徴的な構造は、ペンケヌシ川附近を境として、南と北とでかなり変化をみせていることである。南部では、幅がせまく、走向はN—SからN 20°E方向のものが多いが、北部になると、北に向って広がる形をとり、その西縁部ではN 20—

60°Wの走向となり、傾斜はつねに東傾斜である。ウエンザル川層に発達するラミナから判断すると、地層の大半は逆転している。これが、日高変成帯との衝上断層近くになると、西に傾斜するところが多くなっている。つまり、構造的には向斜状ないし盆状の形をみせるが、実際は背斜ないしドーム状の構造をとっているようである。この構造の軸部には、マンガン鉱床を胚胎する珪化変質帯が発達している。

この褶曲帯は、北に拡がる部分において、西側の輝緑岩複合体の上に衝し上る形をしめしており、その衝上断層の剪断帯にそって、蛇紋岩が進入している。このような形は、この図幅地域にかぎらず、南方の神威岳図幅地域にも同じようにみとめられている。

#### 日高西縁構造帯

この構造帯は、輝緑岩質岩の複合体によって構成されているものである。この輝緑岩複合体は、日高変成帯と平行に、南から北まで連続しているいちじるしいものである。

この地域では、日高前縁褶曲帯の構造の影響をうけて、南北方向のものが、北部ではNW—SE方向になっている。輝緑岩質岩には、いくつかの岩質のものが分類されるが、それらの分布形態はきわめて複雑であり、全体の構造も不明である。ただ、侵入岩的なものや凝灰質岩などが錯そうした形など、いろいろ観察される現象からみると、この構造帯は、輝緑岩質岩の进出活動帯であったことが推察される。

そして、この構造帯は、西側の白堊系向斜帯に対して衝上の運動をおこなった地帯となっている。

#### 白堊系向斜帯

白堊系は、日高西縁構造帯の西側に、複向斜の構造をとって分布している。幅がわずか5kmでいどのところに、下部エゾ層群から上部エゾ層群までの地層が、いちじるしい褶曲構造をみせているわけであるが、この地帯を南北に通覧すると、各地層の分布の状態が大きく変化している。つまり、千栄部落から千呂露川の下流部一帯には、上部エゾ層群の千呂露川層が広く分布しているが、その南方にも北方にも上部エゾ層群は分布しておらず、中部と下部のエゾ層群だけとなっている。

また、この上部エゾ層群の分布する地域の東方には、日高西縁構造帯の中に、中部エゾ層群のおちこんだ地帯がみとめられる。さらに、より東方の日高変成帯においては、複合はんれい岩体がもっとも大きく衝上しており、白堊系向斜帯の構造が、変成

帯の上昇と密接に関連していることが伺える。

### 神居古潭構造帯

この地域の神居古潭構造帯は、図幅の南西隅に分布しているにすぎないので、全体の構造をうかがうことはできないが、南方の幌尻岳図幅地域とてらし合せると、次のようである。

この構造帯は、南北約18 km、幅約5 kmの南北に細長い形をした1つの単位を構成しており、地層の走向傾斜からみると、盆状の構造をとっている。そのまわりに蛇紋岩がとりまいた状態になっており、ほかの地層とは連続しておらないが、その南部では、より上位の地層と思われるものが分布しているようである。この図幅地域においても、神居古潭構造帯の分布する北端には、それと同じ関係をみとめることができる。つまり、実際は、糠平山を核とするドーム状の構造をとるものようである。

このような形態は、日高西縁褶曲帯の構造についても共通したもので、今後の問題とされよう。

## VIII 応用地質

この地域には、現在稼行中の鉱山はないが、マンガンやクロム鉄鉱などの金属鉱床のほか、石灰石やかんらん岩などがみとめられる。

### VIII.1 マンガン鉱床

日高累層群の褶曲帯には、変成帯との衝上断層の近くに、マンガン鉱床が点々としてみられる。この鉱床は、南北にのびる珪化変質帯中に胚胎するもので、似かよった形態をとる一連のものである。

この珪化変質帯は、幅500 m内外で、約10 kmもの間連続しているもので、南はベンケヌシ川から、北は本流のベンケユートラシナイ沢合流附近までのびている。この地帯の岩石は、全般に破砕が強く、源岩の不明なものも多いが、大半は、粘板岩が緑泥石化をうけさらにいちじるしい珪化をうけて、幅0.2 mmぐらいの石英細脈が網状に発達するものである。砂岩は、割合に源岩の構造をよく残しているが、ときに、緑泥石、絹雲母、炭酸塩鉱物などが多量に形成され、それに多量の石英がしみこんでいるのがみられる。この地帯には、多くの輝緑岩質岩が発達しているが、新鮮なものでは、割合に粗粒な完晶質のオフィティック構造がみとめられる反面、いちじるしく破砕されて源岩の構造がまったくみられないものもある。そこには、緑泥石化や緑簾

石の形成が強く、石英のしみこみもみられる。

このような変質帯の東縁に、さらに局部的ないちじるしい珪化とともにマンガン鉱床がみられるが、日宝鉱山のほかは、露頭がみられるだけである。

### 日宝 鉱 山

この鉱山は、ペンケヌシ川の上流に位置している。日高村市街からペンケヌシ川の合流点まで約 15 km の間は、すでに日勝道路が完成されているが、合流点から鉱山まで約 6 km の間は、造材道路の跡があるだけで、現在は歩行も困難である。昭和 18 年ころに、若干の採掘をおこなったことがあり、また昭和 26 年にも少量の出鉱をみている。

この鉱山の鉱床は、粘板岩砂岩層中の珪化変質剪断帯中に交代形成された、バラ輝石—菱マンガン鉱を主体としたマンガン鉱床である。鉱床の延長は約 80 m で、鍾幅の平均は約 1 m である。鉱体は、不規則なレンズ状ないし芋状の形をしており、それが雁行状の配列をしている。

鉱石は、菱マンガン鉱、バラ輝石、ペンビス石および酸化マンガンからなる。これに脈石として石英がふくまれている。菱マンガン鉱を主体とした鉱石はまれで、大部分が菱マンガン鉱とバラ輝石とから構成されている。菱マンガン鉱は、よごれた形のはっきりしないもので、その中にバラ輝石が残晶状に多くみられるものである。ときに、バラ輝石の仮像をもった菱マンガン鉱もみられる。あとから、新鮮な菱マンガン鉱が再結晶しているのが普通である。鉱石の品位は次のとおりである。

鉱 石	場 所	Mn (%)	SiO <sub>2</sub> (%)	分 析 者
白色菱マンガン鉱	貯 鉱	40.65	3.14	松 田
うぐいすマンガン	転 石	46.80	18.02	佐 藤
菱マンガン鉱バラ輝石	貯 鉱	36.12	32.39	松 田
ペンビス石	2 号 坑	32.78	31.79	松 田
菱マンガン鉱石英鉱石	2 号 坑	19.59	43.63	横 山
白色菱マンガン鉱	4 号 坑	29.24	35.26	横 山
菱マンガン鉱バラ輝石	6 号 坑	26.16	15.70	横 山
黒色酸化鉱	貯 鉱	36.90	—	松 田
同	5 号 坑 露 頭	20.83	—	松 田
同	6 号 坑 東 方 露 頭	18.15	55.80	横 山

### その他の鉱床

日宝鉱山のほかに、ペンケヌシ川、3ノ沢、ウエンザル川の1ノ沢と向沢、沙流川本流の2ノ沢などに点々と露頭がみとめられる。いずれも、バラ輝石と菱マンガン鉱からなるもので、鉱床の特徴も日宝鉱山とよく似ている。とくに、沙流川の2ノ沢のものは、今後の探査によって稼行される可能性が強い。これらの鉱床を通覧した場合、北方のものほどバラ輝石—ピロクスマンチャイトと判定される ( $+2V=38\sim 42^\circ$   $\hat{CZ}=43^\circ$ )—の量が多く、硫化鉄鉱をふくんでいる傾向がある。

なお、ウエンザル川の2ノ沢にも露頭がみられるが、これは珪化変質帯からはなれた東方にみられるもので、うえにのべた鉱床とは性質を異にした、いわゆる鉄マンとよばれる型の鉱床である。その場所は、衝上断層にごく近いところで、輝緑岩質岩の中にみられる。黒褐色の鉱石から褐色の変質岩までをふくめると、相当の量になるが、一見しては、鉱石と変質岩の区別がむずかしい。したがって、鉱床の形なども、現在の露頭だけから判断することは困難である。この種の鉱床は、ペンケヌシ川合流点の近くにもみられる。

### VIII.2 クロム鉄鉱床

この図幅の西部地域には、ほぼ南北にのびて帯状に分布する蛇紋岩体がみられる。この蛇紋岩体は、沙流川流域に発達する蛇紋岩体の東北端に近い部分に相当するが、諸所にクロム鉄鉱床がみられる。現在では、いずれも休止状態にあって、稼行当時の状態をしのぶこともできない。現在の調査資料から、簡単に、それらについてのべる。

#### 昭和鉱山<sup>\*</sup>

千栄市街から約1 kmで、昭和沢の頂上(標高800 m)に位置する。この地域の蛇紋岩体の北東端に胚胎している。完全に廃坑となっており、坑内観察は不可能で、賦存状態はまったくわからない。採鉱場附近に転石として集めてある鉱石をみると、比較的低品位の塊状鉄鉱である。

#### 三井千呂露鉱山<sup>\*</sup>

千栄市街から約5 kmの福島団体から、さらに左股沢を約3 kmさかのぼり、山頂に近く胚胎する。敗戦後間もなく休山したので、詳細は不明であるが、採掘坑道は1

\* 齊藤昌之： 沙流川、鶴川流域のクロム鉄鉱床 北海道地下資源調査資料 No. 11, 昭和28年

号から 11 号まで算えられた。鉱体はいずれも、東西の走向で、ほとんど水平に近い傾斜のもので、鉱石は、鉱体の中央部が塊状鉱で、周囲が斑状鉱となり、母岩に漸移するという。

そのほか、戦争中には堀内沢や幌内沢で流鉱の採取が盛んに行なわれたが、現在では、ほとんど取りつくした状態となっている。

### VIII.3 石 灰 石

日高累層群のウエンザル川層とペンケヌシ川層の中には、石灰岩のレンズが挟まれている。いままでに知られているものは、ペンケヌシ川合流点の東方約 2.5km の稜線近くと、双珠別川のペンケヌシ川層の中である。しかし、いずれもあまり大きくないもので、露出する場所からみても、稼行価値はないと判断される。

また、双珠別川の額平川層中にはオルビトリーナ石灰岩がみられるが、これも小さなもので採掘に値しない。

### VIII.4 石 材

日高変成帯の角閃岩帯中には、かんらん岩が発達しているが、この岩石の新鮮なものは、ごく少量のスピネルをふくむほかは、すべてかんらん石だけからなる純粋のゾンかんらん岩である。したがって、オリビンサンドの原石として利用することが可能である。

しかし、道路が完備しているバンケヌシ川のもものは、つよい破碎をうけて、広い範囲に蛇紋岩化されており、直ちに利用することはできない。新鮮な岩質のものは、ペンケヌシ川の上流から沙流川の 2ノ沢にかけた地帯に分布しているが、現在の道路から相当の距離のところに位置している。

このほか、かんらん石はんれい岩や多くのはんれい岩は、建築石材やその他の石材として良質のものと思われる。ただし、花崗岩質岩は、破碎や風化がひどく、石材として利用できるものはみとめられない。

## 文 献

- 1) 橋本誠二・鈴木 守・小山内熙 (1961): 5 万分の 1 地質図幅説明書「幌尻岳」, 北海道立地下資源調査所
- 2) 酒匂純俊他 (未刊): 5 万分の 1 地質図幅説明書「落合」, 北海道開発庁
- 3) 橋本誠二 (1948): 日高山脈幌尻岳深成岩体に関して, 地球科学 No. 1

- 4) 橋本誠二 (1955): 日高山脈幌尻岳付近のはんれい角閃岩類について, 北海道地質要報第 28 号
- 5) 舟橋三男 (1958): 神居古潭構造帯, 鈴木醇教授還歴記念論文集
- 6) 斎藤昌之・鈴木 守 (1959): 糠平川上流地域のクロム鉄鉱床, 北海道地下資源調査資料 51 号
- 7) 小山内熙・松下勝秀 (1959): 日高山脈西縁の白堊系—I, 北海道立地下資源調査所報告第 21 号
- 8) 小山内熙・松下勝秀 (1960): 日高山脈西縁の白堊系—II, 北海道立地下資源調査所報告第 24 号
- 9) 小山内熙・松下勝秀 (1961): 日高山脈西縁の白堊系—III, 北海道立地下資源調査所報告第 25 号
- 10) 橋本誠二 (1958): 日高変成帯, 鈴木醇教授還歴記念論文集
- 11) Atsuo FUKUDA (1953): A new species of *Nerinea* from Central Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., ser. IV. VIII,*
- 12) 小山内熙 (1961): 日高山脈西縁に発達する蝦夷層群の研究—特に堆積相・地質構造について (M. S.)
- 13) 酒匂純俊・金山祐祐 (1959). 沙流川上流・落合地域のマンガン鉄鉱床および硫化鉄鉱床, 北海道地下資源調査資料第 51 号
- 14) 根本忠寛・三本杉己代治・水口文作 (1942): 10 万分の 1 地質図幅「登川」, 北工試, 地調報 5
- 15) 岡村要蔵 (1911): 日高国沙流川流域調査報告, 鉱物調査報告 4 号
- 16) 橋本誠二 (1953): 5 万分の 1 地質図幅説明書「札内岳」, 北海道地下資源調査所
- 17) 橋本誠二 (1954): 5 万分の 1 地質図幅説明書「御影」, 北海道地下資源調査所
- 18) 上島 宏 (1940): 日高国沙流郡右左府地方の地質, 北大修論 63 号 (M. S.)
- 19) 今田 正 (1946): 日高国右左府地方の地質及び鉄鉱床, 北大卒論 173 号 (M. S.)
- 20) 小関幸治 (1950): 日高国糠平鉱山附近のクロム鉄鉱床調査報告, 地調月報 I
- 21) 斎藤晶之 (1953): 沙流川, 鶴川流域のクロム鉄鉱床, 北海道地下資源調査資料第 11 号

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

(Scale, 1 : 50,000)

---

C H I R O R O

(Kushiro—40)

By

Sumitoshi Sakō and Hiroshi Osanai

Résumé

The Chiroro sheet occupies the area between lat.  $42^{\circ}50' \sim 43^{\circ}0'$  N and long.  $142^{\circ}30' \sim 142^{\circ}45'$  in the central part of Hokkaidō. The area of this map sheet corresponds to a part of the Hidaka orogenic zone which constitutes the north-south trending backbone of Hokkaidō. Being situated near the northern end of the Hidaka metamorphic zone which is the nucleus of the Hidaka orogenic zone, the map area involves many geologic problems relating to the orogenic zone.

In the east half of the map area, the Hidaka metamorphic zone is extensively developed. The west half is composed of the Pre-Cretaceous formation consisting chiefly of clay slate and sandstone, the Cretaceous formation, and the diabasic effusive rocks. Rocks of the Kamuikotan tectonic zone are distributed in the southwestern corner of the map area.

**Metamorphic Zone**

The Hidaka metamorphic zone in this area is bounded with the unmetamorphosed zone to the west by a remarkable thrust

fault. It consists largely of various kinds of plutonic rocks ranging in chemical properties from ultrabasic to acidic. Metamorphic rocks are found only locally, as exemplified by hornfels and gneiss. The plutonic rocks form a composite intrusive body, and constitute the northwestern portion of the so-called "Poroshiridake intrusive complex" extending about 40 km north-south and 15 to 10 km east-west.

This metamorphic zone can be classified into the amphibolite zone narrowly stretching in the west marginal area, the gabbro body widely developed to the east of the former, and the granitic body occurring in the northeastern corner of the map area. The respective rock bodies are distinctly bounded by the "septa," i. e., partings consisting of metamorphic rocks.

The amphibolite zone is developed continuously for a distance about 40 km from north to south, and comprises saussurite gabbro, schistose amphibolite, green schist and peridotite.

The saussurite gabbro is a product of secondary alteration, having been derived from a massive, coarse-grained gabbro partially containing olivine. The greater portion of this rock has altered to amphibolite which is characterized by cummingtonitic amphibole and relict crystals of saussurite.

The schistose amphibolite consists of actinolitic amphibole, granular plagioclase and a very small quantity of quartz. It is easily distinguished from the saussurite gabbro by the different character of amphibole and by the marked schistosity. This schistose amphibolite is believed to have been metamorphosed from diabasic rock affected by the tectonic movement. Between the schistose amphibolite and the unmetamorphosed zone is developed a mylonitic green schist.

The peridotite occurs as sheets along the eastern margin of the amphibolite zone, and consists almost essentially of dunite. It is rarely intercalated with thin beds of gabbroic rocks. Serpenti-

nized portion is found locally where shearing took place.

The "septa" between the amphibolite zone and the gabbro body consist of garnetiferous biotite hornfels and brown-amphibole amphibolite. The hornfels characteristically contains large porphyroblasts of plagioclase, and is partially gneissose. The amphibolite, alternating with hornfels, is presumed to have altered from diabasic rock occurring as dikes.

The rock body of gabbro is classified into two types: one is the olivine gabbro series comprising schistose gabbro, gneissose norite, troctolite and olivine gabbro; the other is the dioritic gabbro series comprising norite and dioritic gabbro. The gabbro of the olivine gabbro series is generally characterized by a marked gneissose structure, and is zonally distributed in the north-south direction, whereas the rocks belonging to the dioritic gabbro series are mostly massive and show the en echelon arrangement bounded by the "septa."

The schistose gabbro is supposedly a forerunner of the intrusive rocks belonging to the olivine gabbro series. It shows such mineral composition as plagioclase-brown amphibole-hypersthene, or plagioclase-hypersthene-augite. The gneissose norite is considered to have been formed by the assimilation between the olivine gabbro and its source rock. The olivine gabbro shows a comparatively homogeneous texture, but the mineral combination varies, some parts containing a large quantity of olivine while others are hyperitic without, or with very little, olivine.

The norite, representing an early phase of the dioritic gabbro series, grades into dioritic gabbro of various rock characters. An important characteristic of the dioritic gabbro is the metasomatic factor as noticed in the replacement of earlier minerals by later minerals.

The "septa" that contact the rock bodies of the dioritic gabbro series are biotite gneiss and biotite-bearing augite gneiss. Some

are hornfelslike, showing a low grade of metamorphism and containing porphyroblasts of plagioclase.

The "septa" also serve as a boundary between the gabbro and the granitic rock body which consists of coarse-grained granitic migmatite intruded by dikes of granodiorite and granite.

### **Unmetamorphic Zone**

The unmetamorphosed zone of the map area is divided into the following three tectonic zones:

**Hidaka frontal fold zone.** This is a zone of the intricately folded Hidaka super-group which is distributed adjacent to the west side of the Hidaka metamorphic zone. The width is about 2.5 km in the south, but it gradually widens northward, amounting to about 10 km. Lithologically, this zone can be divided into Yūtorashinai formation consisting of black clay slate and black fine-grained sandstone, the Uenzaru-gawa formation consisting largely of grayish-green medium-grained sandstone intercalated with thin beds of shaly slate, and the Penkenushi-gawa formation consisting of shaly slate and gray medium-grained sandstone. However, the stratigraphic sequence and the structural details of these formations are not known, on account of monotonous lithology and severe disturbances. Especially in the areas adjacent to the Hidaka metamorphic zone and to the Hidaka west margin tectonic zone, crushing and shearing due to thrust fault are remarkable, and serpentine intrusion is found along the shear zone.

**Hidaka west margin tectonic zone.** This zone is generally known as the schalstein zone. Situated between the Hidaka frontal fold zone and the Cretaceous synclinal zone, it stretches in the NNW—SSE direction with a width about 5 km. It is characterized by schalstein of various rock characters, and constitutes a diabase complex. From the fact that the complex is partially intercalated with pillow lava, red quartzite and sandstone, and that markedly coarse-grained diabase occurs locally, this complex is considered to

have been formed by intense effusive activities which took place in this zonal area.

**Cretaceous synclinal zone.** This is a zone of synclorium, flanked between the Hidaka west margin tectonic zone and the Kamuikotan tectonic zone. It is in fault contact with the tectonic zones on both sides, but its west limb is steeply dipping and intensely folded. The strata constituting this synclinal zone can be divided into three formations, lower, middle and upper. The lower and middle formations are distributed in the northern part of the zone, the middle formation is distributed in the southern part, and the upper formation is found in the intermediate part, thus presenting generally a canoe-shaped structure.

#### **Kamuikotan tectonic Zone**

This zone is a part of the great dome which is situated to the southwest of the map area. It is composed of sedimentary rocks and igneous rocks. The sedimentary rocks are sandstone, clay slate, schalstein, chert and limestone, belonging to the Tomioka formation of the Hidaka supergroup. The igneous rocks comprise serpentine and diabasic rocks, development of serpentine being especially remarkable. Xenoliths of metadiabase, diorite and trondhjemite are contained in the serpentine.

#### **Economic geology**

Metal ore deposits in the map area are chromite deposits and manganese deposits.

The chromite deposits occur in the serpentine of the Kamuikotan tectonic zone, but they are all of a small scale in spite of their large number. Chromite was previously worked at a few localities chiefly on placer deposits, but the mining has been suspended.

As for the manganese deposits, there are two types; one is the rhodonite rhodochrosite ore deposit occurring in the clay slate and

the sandstone of the Hidaka frontal fold zone, and the other is the manganiferous hematite ore deposit found in diabasic rocks. Ore of the former type occurs scatteringly in the silicified zone which extends north-south for a distance about 10 km. adjacent to, and in parallel with, the thrust fault bounding the Hidaka metamorphic zone and the unmetamorphosed zone. Some production of ore was once reported, but the deposits are rather small in scale and their mode of occurrence is too complicated for a profitable mining.

Deposit of the manganiferous hematite type ore is exposed at two localities but neither its grade nor quality is worthwhile exploitation.

昭和 37 年 3 月 25 日 印刷

昭和 37 年 3 月 31 日 発行

著作権所有 北海道立地下資源調査所

印刷者 加 藤 博

札幌市北 3 条西 1 丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北 3 条西 1 丁目

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ

JIN SAITŌ, DIRECTOR

---

**EXPLANATORY TEXT**

OF THE

**GEOLOGICAL MAP OF JAPAN**

SCALE 1 : 50,000

---

**CHIORO**

(KUSHIRO—40)

BY

SUMITOSHI SAKŌ

AND

HIROSHI OSANAI

---

SAPPORO, HOKKAIDŌ

1962