

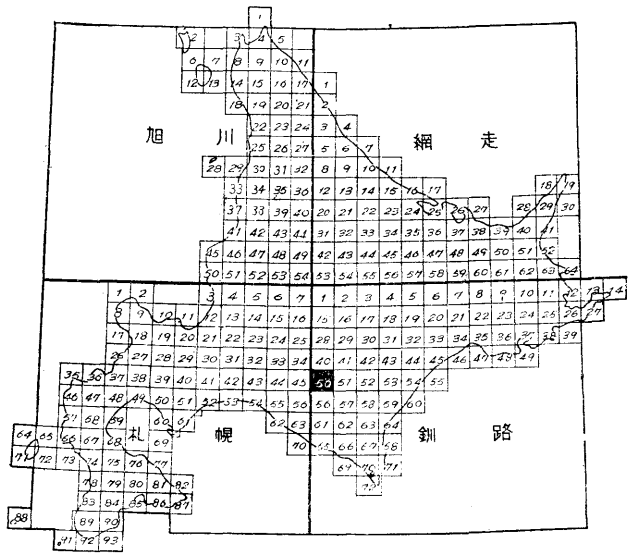
5万分の1地質図幅
説明書

幌尻岳

(釧路一第50号)

北海道立地下資源調査所

昭和36年3月



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

幌 尻 岳

(釧路一第 50 号)

北海道立地下資源調査所

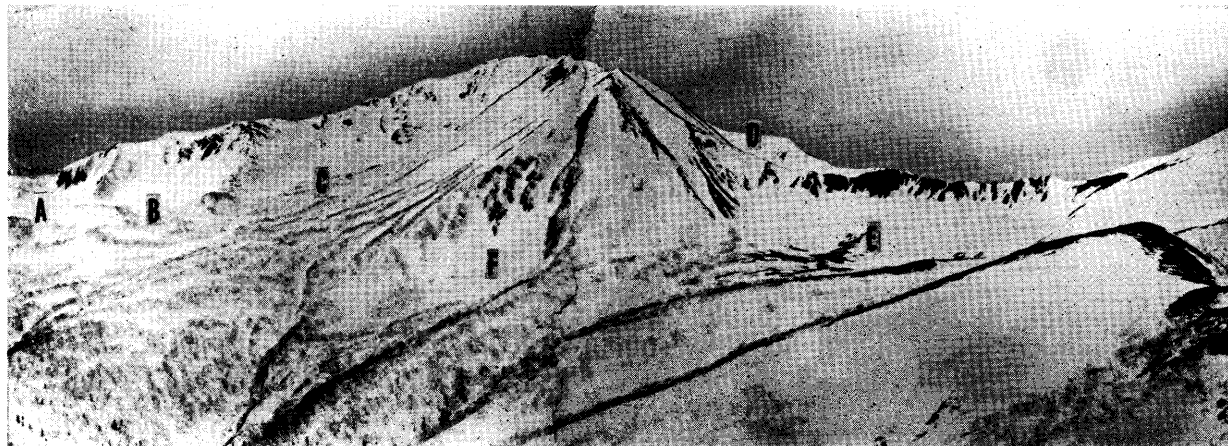
北海道嘱託 橋 本 誠 二

北海道技師 鈴 木 守

同 小 山 内 熙

北海道立地下資源調査所

昭和 36 年 3 月



幌尻岳トッタベツ岳の圏谷群

写真中央が幌尻岳、右端の山はトッタベツ岳である。A, B, Cは幌尻岳東圏谷を形成している新期の圏谷である。新冠川に面しモレーンのループを残している。

Dは額平川源頭の圏谷壁の一部分である。

Eは沼の圏谷である二つの圏谷に分れている。

左側の圏谷は幌尻岳からの崖錐によつて半ばを埋められている。圏谷底にはながくのびた、けんちょうなモレーン堤（側方氷堆石）がみとめられる。

Fは圏谷地形をしているが、氷堆石層は、ひじょうにうすい。したがつて真の圏谷かどうかは疑わしい。

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	1
II 地 形	2
III 地 質	5
III.1 地質概説	5
III.2 堆積岩類	7
III.2.1 日高累層群	7
III.2.2 白 雲 系	10
III.2.3 第 四 系	15
III.3 変成岩類	15
III.4 火成岩類	18
III.4.1 褐色角閃石角閃岩	19
III.4.2 片状はんれい岩	20
III.4.3 片麻状はんれい岩	22
III.4.4 ソーシュル石はんれい岩	25
III.4.5 緑色角閃石片状角閃岩	26
III.4.6 緑 色 片 岩	28
III.4.7 かんらん岩	28
III.4.8 片麻状かこう岩	28
III.4.9 スピライト質岩類	29
III.4.10 蛇 紋 岩	31
III.4.11 粗粒輝緑岩	32
III.5 地質構造および地史	32
III.5.1 地 質 構 造	32
III.5.2 地 史	36
IV 応用地質	37
IV.1 クロム鉄鉱床	37

IV.2	チタン鉄鋳床.....	38
IV.3	石灰石鋳床.....	39
文	献.....	40
Résumé	(in English)	41

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書 幌 尻 岳 (釧路一第 50 号)

北海道立地下資源調査所
北海道嘱託 橋 本 誠 二
北海道技師 鈴 木 守
同 小 山 内 熙

は し が き

幌尻岳図幅は昭和 26 年より 31 年にかけて行なつた野外調査の結果を、さらに最近の調査によつて補正し、とりまとめたものである。

この図幅がはじめて調査された頃は、ごく小地域をのぞき、図幅地内には林内歩道、道路はなく、地形の険悪なことと人家よりひじょうに遠いこととあいまつて、調査の精度はつよく制約されてた。しかし日高山脈西側の諸川が発電のために注目され、開発されている今日では、状況は一変した。

昭和 34 年には、隣接イドンナップ図幅調査の際、この図幅地域の一部は踏査され、あるいは有用鉱物調査、あるいは発電工事にともなう地質調査によつて、新しい事実がつきつきと明らかになつてきているのである。

この図幅調査にあつては、ひじょうに多くの方々より援助と協力をうけている。なかみずく日高研究グループの諸氏に負うところがおおい。千呂露川流域は北海道立地下資源調査所酒匂純俊技師に、額平川流域は北海道大学理学部地質学鉱物教室渡辺順修士の、それぞれ援助をうけた。また、帯広市本名木材株式会社、北海道電力株式会社の現場の多くの方々からは格別の御配慮をいただいた。厚く感謝する。

I 位置および交通

この図幅は北部日高山脈の国境山稜を一部にふくみ、その西方にひろがる山地をおおう、北緯 $42^{\circ}40' \sim 42^{\circ}50'$ 東経 $142^{\circ}30' \sim 142^{\circ}45'$ の地域である。図幅内には日高山脈最高の

山地の1つは日高山脈である。これは粘板岩、チャート、輝緑凝灰岩などから構成されている日高累層群と、片麻岩、深成岩類などから成りたつている。山脈の主稜は深成岩、片麻岩類の発達している地域と一致し、標高1,900 m～1,800 m をしめす。この図幅地域には、その主稜および山脈の西斜面がふくまれている。南北に走る主稜より西に分岐するいくつかの支脈は、主な河川の分水嶺となるもので、幌尻岳(2,052 m)、チロロ岳(1,870 m)などはこれら支脈上にある。山形は急峻で、斜面は上方に凸、なお浸蝕の平衡状態にない。主稜には、しばしば氷蝕、雪蝕地形がみとめられる。

神居古潭山地

他の1つの山地は図幅地域の西縁を南北に走る高度1,000 m 台の比較的になだらかな地形をしめしている。糠平山(1,350 m)が主峰である。この山地は図幅地域の北方では、むしろ夕張山地の1系列となるもので、粘板岩、輝緑凝灰岩および蛇紋岩より構成されている。この山地は西にやや急峻、東にゆるく傾斜している。

凹地帯

いまのべた2つの山地の中間の凹地帯は、白堊系の分布域とまったく一致している。

主稜にその源をおき西に流れる諸河川は、日高山地地域では西あるいは西北にむかつて縦谷をつくつているが、この凹地帯では、北あるいは南に、ほとんど直角に流路をかえ典型的な横谷をつくつているのである。この凹地帯は、構成岩石の硬い二つの山地の間に位置している軟弱な白堊系が、河川の浸蝕によつて容易におかされた結果によるものである。

これは河段丘の発達程度差としても表わされている。日高山地内では、河段丘にはみるべきものがない。これに対して、白堊系地帯では、いちじるしく河段丘が発達している。

段丘は二段構造をつくつている。高位のものは現河床より、プイラルベツ川 出会付 近く、比高50 m、低位のものは35～40 m をしめしている。

図幅地域の山地断面

図幅地域付近一帯の日高山地の一般的特徴を検討するために、山地形を變成帯の一般走向に直交する垂直面に投影した(第2図)。

投影図は山地の源地形をしめすために、主要な尾根すじによつて作られている。

図にあきらかなように、日高山地、神居古潭山地および白堊系分布地域は特徴的に区別できる。

神居古潭山地は東にゆるく傾き700～900 m の凹地帯に連続する。

日高山脈部は、これに対し、あきらかに地形的不連続性をしめしている。日高山地は凹

地帯に面して標高1,500 m～東方で1,800 m の台地状断面をあらわしている。幌尻岳、トツタベツ岳、千呂露岳など主なる山岳は、この台地の上に山頂部を突出し、ちょうど残丘のようになっている。

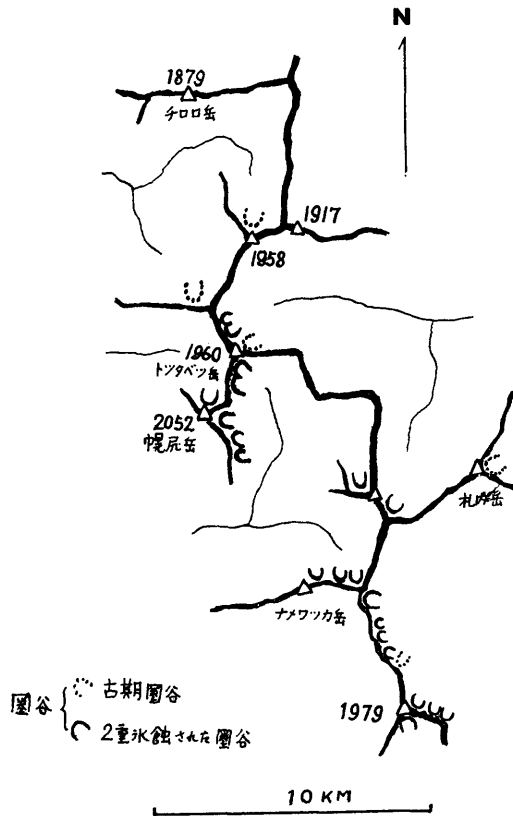
このような地形上の特徴は、日高山地の隆起以前の形態とみてよいであろう。しかし、この地形面の形成時期については判っていない。南部日高山脈の東斜面には、いわゆる下部洪積段丘堆積物とされている砂礫層が、標高400～500 m 付近まで発達し、段丘面の残片をのこしている。まえにのべた台地地形は、この古期段丘面とは不連続的で、すくなくとも、いわゆる“下部洪積段丘”形成以前の地形面の存在をしめすものであろう。

5) 圏谷地形

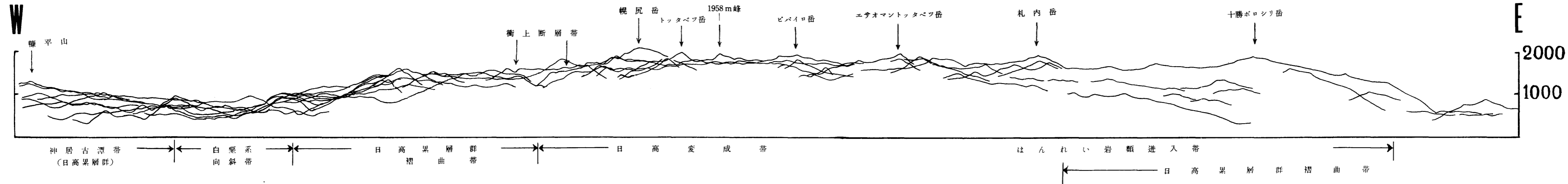
幌尻岳付近には圏谷があり接しながら、数おおく発達している(第3図)。これらのなかで、もつとも標式的な発達をしめしているのは、幌尻岳東圏谷、沼の圏谷およびトツタベツ岳の圏谷である。

圏谷のおおくのものとは二重氷蝕地形、すなわち新旧二つの圏谷壁と、それぞれに対応する氷堆石をしめしている。新期の圏谷壁は、ふるい圏谷壁の一角—おおくは西北側—をえぐつて形成されていて、保存状態はよい。旧期圏谷壁はいちじろしく崩れており、崖錐におおわれている場合がおおい。

氷堆石のうち、新期のものは、ふるい氷堆石を不整合的におおつて発達している。トツタベツ岳圏谷では、新旧2つの圏谷壁の境界が、かんらん岩と黒雲母片麻岩の境界に一致している。したがつて、ふるい氷堆石は、



第3図 日高山脈北部での圏谷の分布



第2図 幌尻岳付近の日高山脈EW断面図

片麻岩類のみから構成されており、新期の氷堆石は、かんらん岩を主体にしている。一般に、ふるい氷堆石は、新期のものよりも、低位置にも分布している。氷堆石の堆積原面の下限は、旧期で1,300 m、新期で1,600 m ほどである。

以上の諸点から、日高山脈の氷期は2回、つまり旧期をポロシリ氷期、新期をトックベツ氷期とよぶのである。これらの氷期は、氷堆石層と河段丘の關係より、リス氷期、ウルム氷期およびその亜氷期と考えられている。しかし、ウルム氷期の亜氷期の可能性も論じられている。

III 地 質

III.1 地質概説

幌尻岳図幅地域は、北海道の中軸を構成する第三紀の造山帯、日高変成帯および神居古潭構造帯を図幅の東西にふくらんでいる。したがってこの地域はいちじるしく擾乱を受け、複雑な褶曲構造や剪断あるいは断層帯が発達している。地層は互いに分離され、相互の層位的關係を決定することはむずかしいが、次頁の第4図のようにしめすことができる。

最下部を構成している日高累層群は、下部から、おもに砂岩、粘板岩、チャートなどからなりたつているイドンナップ層、ほとんど輝緑凝灰岩から構成されている岩清水層、および、大部分が砂岩、粘板岩から構成されている關係未詳日高累層群にわけることができる。それら 7) にも化石をみないので、地質時代は詳らかでない。しかし、今日の知識を⁷⁾とすると、日高累層群の地質時代は大部分ジュラ紀の堆積物と推定される。

白堊系は下部エゾ層群と中部エゾ層群とに対比される地層をふくらんでいる。下部エゾ層群と日高累層群とは、断層で境いされており、直接の關係はわからない。下部エゾ層群は中部エゾ層群によつて不整合におおわれている。この図幅地域には第三系は発達していない。第四系は洪積期の河段丘堆積物、氷成堆積物、および沖積層からなりたつている。

この図幅地域の地質は、ほぼ南北に平行して走るつぎの五つの構造単位に区分することができる。すなわち、図幅地域の西側には神居古潭帯が位置している。その東側に隣接して、褶曲した白堊系よりなる地帯がある。さらに、その東側には日高構造が分布している。日高構造帯は、3つの構造単位から構成されている。これらは、日高西縁構造帯、日高前縁褶曲帯および日高中軸変成帯とよばれ、それぞれ南北に走り平行に配列している。

それぞれの構造単位を構成している岩類の特徴はつぎのようである。

神居古潭構造帯および日高前縁褶曲帯は、地向斜堆積物よりなりたつているが、スピラ

時代	層 序	記号	模式柱状図	層厚 m	岩質および層相	
第四紀	現河床堆積物	A1			粘土・砂・礫	衝上運動 蛇紋岩 花こう岩
	崖錐堆積物	T			礫	
	水期堆積物	Gd			礫	
	第2河段丘堆積物	D2			粘土・砂・礫	
	第1河段丘堆積物	D1			粘土・砂・礫	
白堊紀	1中部エゾ層群					各種の塩基性岩類の 進入、および片麻岩 の形成
	カンコンナイ沢層	M ₅		150-	砂岩・頁岩互層 砂岩	
	新冠川層	M ₂		900~1000	頁岩・シルト岩 凝灰岩・凝灰質砂岩 をはさむ	
	額平川層	M ₁		100~500	頁岩をはさむ 砂岩・頁岩互層 砂岩 礫岩	
	下部エゾ層群					
	双珠別川層	L ₂		400-	砂岩・頁岩互層 頁岩をはさむ	
	三石川層	L ₁		140+	砂岩 礫岩	
ジュラ紀トリアス紀	日高果層群	Hs		2500+	輝緑凝灰岩 石灰岩をはさむ	スピライト質岩類の 活動
		Hd			砂岩・粘板岩	
	岩清水層	Sd		1500+	輝緑凝灰岩	
		Ss			砂岩・粘板岩をはさむ	
	イドンナップ層	Ks		3000+	輝緑凝灰岩・石灰岩を はさむ	
		Ke			砂岩・粘板岩および チャート	
		Kc				
Kd						

第4図 地質柱状図

イト系の輝緑岩、正規型スピライトを介在している。ここには後期に形成された剪断、衝上帯をしめす蛇紋岩が発達している。蛇紋岩は、とくに、神居古潭構造帯にいちじるしい。

口高西縁構造帯は、これ自体輝緑岩の複合的進入帯である。

日高中軸変成帯は、この図幅地域においては、1つの大規模な複合進入体の形をつくっている。進入岩類のほとんどすべては、強烈な偏圧をうけ、再構成されている。片麻岩やミグマタイト類は、それらの進入岩体の中間に、南部から帯状に延びはいりこんでセプタをつくっている。

III.2 堆積岩類

この地域の基盤を構成している堆積岩類は日高累層群である。これは図幅の広い地域をしめている。このほかに、基盤岩と断層、あるいは不整合関係で白堊系が発達している。

III.2.1 日高累層群^{*}

日高累層群は、この地域では、神威層群の上部に対比されると考えられるイドンナップ層と、空知層群の下部に対比されるとおもわれる岩清水層、および関係未詳の日高累層群から構成されている。これらの各層からは、ラジオラリヤ以外の、時代を決定できるような化石は発見されていない。したがって地質時代は明らかではない。しかし、現在までのところ、その主体をなすものはジュラ系であろうと推論されている。

イドンナップ層^{**}

イドンナップ層は、日高前縁褶曲帯を構成しているものである。ほぼ NS の方向をしめし、幅約 5 km の帯此分布をしている。層厚は約 3,000 m⁺と推定される。

この地層は、おもに、チャート、砂岩・粘板岩から構成され、輝緑凝灰岩、石灰岩をもなっている。枕状熔岩のふくまれる部分もまれではない。

チャートは、いちじるしく発達している。層厚は 20 m から 200 m ほどで、赤色のものが多い。つよく剪断されている部分では、脱色され、白色を呈している。これはおそらく、石英の再結晶の結果と考えられる。これらのチャートには、多数のラジオラリヤがふくまれている。また新冠川上流に分布しているものには、明らかに“れんこん”とみられるも

* 日高累層群は、エゾ層群の基盤をつくっているとおもわれる地層についての名称である。これは上部より空知層群、神威層群、中ノ川層群に分類されている。

イドンナップ図幅(1961)¹⁷⁾ 北海道中軸地帯の先エゾ層群(1961):北海道立地下資源調査報告 25号¹⁸⁾ 参照

** この層は、地質図上では岩相ごとにおいて、べつべつにして塗色してある。

チャート層(Kc)、砂岩、粘板岩層(Kd)、輝緑凝灰岩層(Ks)、石灰岩(Ls)

のが発見された。チャート層はいちじるしく不規則な褶曲をしている。すなわち褶曲軸の方向、傾斜は一定していない。

砂岩および粘板岩は、いろいろの幅の互層を形成して発達する。その互層部では、一般に粘板岩を主とし砂岩を従としている。粘板岩のおおくには剝離面を生じ、あるいは片状構造をしめしている。石灰石が介在することがおおい。砂岩の大部分は中粒の珪質硬砂岩である。砂粒は、一般に角ばっており、石英、斜長石、チャートが大半をしめしている。ほかに、少量ではあるが、砕屑岩片としてスピライト質岩石、粘板岩、細砂岩など、鉱物片として少量の単斜輝石や微斜長石などがみとめられる。

輝緑凝灰岩は、額平川流域からプイラルベツ川流域にかけての地域に発達している。この岩石は、一般に、集塊岩質の岩相をしめしており、赤色チャートに漸移するものがみとめられる。また、プイラルベツ川下流では、石灰岩レンズをふくんでいる。

なお、プイラルベツ川下流地域には、イドンナップ層の上部が露出しているものと考えられる。すなわち、この付近の岩相は、イドンナップ図幅地域に発達している岩清水層の下位に連続する部分と、岩質的にきわめてよくにている。なかでも特徴となるものは、緑色を呈する頁岩あるいは粘板岩の発達している点である。また、ここで粘板岩と緑色チャート層が5 cm 内外の幅で互層している。これら互層部層の間には、まえにのべた赤色チャートや輝緑凝灰岩が発達している。枕状熔岩の介在する部分は、このような輝緑凝灰岩の発達する層準である。

この地層は、全般に、きわめて複雑な褶曲構造をしめしている。さらに、走向方向の剪断帯やそれを切る東西方向や断層が数多く発達しているために、くわしい層序はまだ確立されてはいない。

岩清水層との関係は、この図幅地域ではあきらかではない。

岩清水層^{*}

岩清水層は、おもに図幅の西南隅の宿主別川からその北方のシュドニ川にかけての地域に分布している。シュドニ川流域に分布しているものは、全般的にいちじるしく破碎されており、そのため、緑色岩の大部分は、片状化され、さらに粘土化している部分がおおい。露出は良好な状態ではないが、この地層の大部分は集塊岩の輝緑凝灰岩質岩石から構成されている。枕状構造をしめすスピライト質岩石もかなりふくまれているようである。しか

** この地層も、イドンナップ層と同様に、構成層を、輝緑凝灰岩層 (Ss) と砂岩、粘板岩層 (Sd) の各部層にわけて、塗色してある。

し、一般に、その岩質や原構造を明らかにすることは、ひじょうにむずかしい。宿主別川流域には、集塊質の輝緑凝灰岩が発達しており、この間に、砂岩、粘板岩などの薄層が介在している。このほかに、図幅地域の北部の千呂露川流域には、白堊系と日高前縁構造帯との間に、300 m 前後の幅をしめて、チャートの薄層をはさむ砂岩、頁岩の互層が発達している。この互層部は、前縁構造帯を構成している細粒輝緑岩を構造上整合的におおっている。この地層と白堊系とは断層で接している。岩清水層は、いちじるしく擾乱されているために、その層厚、および層序は明らかでない。しかし、南に隣接するイドンナップ図幅地域の資料では、少なくとも層厚 1,500 m+ はあるものと推定されている。



第5図 集塊岩質輝緑凝灰岩

シュドニ川流域

関係未詳日高累層群

この地層は、図幅地域の北西端部、糠平山一帯に発達している。この地層は、大局的には糠平山を中心とし北に開いたベイズン状の構造をしめしている。しかし、その内部の構造はひじょうに錯雑している。糠平山南方の額平川にそつて発達している地層は、ベイズン構造の周縁部に当たっているが、蛇紋岩の進入する帯によつて中心部のものから分断されている。それぞれを構成する物質には、かなりの相違点がみとめられる。すなわち、北部、糠平山周縁の岩相はほとんど砂岩、粘板岩のみからなりたっているのに対し、南部、額平川流域の岩相は、輝緑凝灰岩、石灰岩、チャートなどをはさんでいる。また、これら2つのものに共通している粘板岩にも、岩質上かなりの相違点がみとめられる。南部地域では、黒色粘板岩のなかに、緑色を呈する岩質部が介在している。このような岩質は、北部にはみとめられない。しかし、両者に発達している砂岩は、ともに珪質硬砂岩であり違いはない。

額平川にそつて発達する関係未詳日高累層群は、岩質上ピラルベツ川下流地域のイド

* この地層は従来、糠平層とよばれてきている。しかし、ここでは、関係未詳日高累層群としてとり扱つた。

この地層も、構成層を、砂岩、粘板岩層 (Hd) と輝緑凝灰岩層 (Hs) におけ、さらにこの内部にふくまれている岩相をわけて、べつべつに塗色してある。

ソナップ層とひじょうによくにている。一方、あとにのべる白堊系の構造から判断すると、この地層および白堊系を切る東西性の断層によつて、階段状に、北側ほど下部層があらわれている。これらは、関係未詳日高累層群のうち南側の地層は、イドソナップ層の上部層に対比される可能性のあることをしめしている。したがつて、蛇紋岩帯の内側に分布しているものは、イドソナップ層の下部層あるいはさらに下位の層準になる可能性がある。しかしながら、現在この地層はベイゼン状の構造をあらわしている。この不調和は将来の問題として残されるが、蛇紋岩の進入前後の運動に係する2次的な変位によるものではなからうかと、推定される。

III.2.2 白 堊 系 ^{11, 16)}

この図幅地域の白堊系は、層序的にも構造的にも南に隣接するイドソナップ図幅地域のものの延長である。

層序はつぎのように区分される。

中部エゾ層群	<table style="border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="border-right: 1px solid black; padding-right: 5px;">カンコシナイ沢層</td> </tr> <tr> <td style="border-right: 1px solid black; padding-right: 5px;">新冠川層</td> </tr> <tr> <td style="border-right: 1px solid black; padding-right: 5px;">額平川層</td> </tr> </table>	カンコシナイ沢層	新冠川層	額平川層
カンコシナイ沢層				
新冠川層				
額平川層				
下部エゾ層群	<table style="border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="border-right: 1px solid black; padding-right: 5px;">双珠別川層</td> </tr> <tr> <td style="border-right: 1px solid black; padding-right: 5px;">三石川層</td> </tr> </table>	双珠別川層	三石川層	
双珠別川層				
三石川層				

日高累層群とエゾ層群との直接関係は、断層によつてたち切られており、あきらかでない。下部エゾ層群と中部エゾ層群とは、あきらかな不整合関係をしめしている。

下部エゾ層群

下部エゾ層群は、層相によつて、粗粒の堆積物を主体とする三石川層と、それよりやや細粒の堆積物からなる双珠別川層の2層に区分される。下部エゾ層群は、複向斜の両翼部に分布しているが、対称的な発達は示していない。一般に東翼部は、両翼部より広い分布をあらわしている。

三石川層 (L₁)

この地層は千呂露川本流域にかぎつて露出している。

千呂露川では、構造的に進転傾斜した岩清水層と、順傾斜を示す下部エゾ層群とが断層で接している。

三石川層は層厚の発達がけんちよでなく、走向、傾斜は明らかでない。ただ上位層の構造からみると、ほぼNS性の走向と、60°~80°Wの傾斜をしめしているようである。

三石川層は、礫岩および砂岩で成形されている。

礫岩は、拳大以下の角礫・亜円礫を多量にふくみ、その間隙を暗灰色の粗粒砂岩が充填している。したがって、いちじるしく礫質ある。礫種には、粘板岩、頁岩、砂岩、チャートなどのほか、輝緑岩などの緑色岩礫がみとめられる。

砂岩は、暗灰色粗粒のもので、石英粒が肉眼的にみとめられる。一般に板状の産状しめしている。

下部は、分級の悪い礫岩で構成されており塊状の産状をしめしている。また上部は、板状粗粒砂岩で構成されている。

下部層は、約 60 m、上部層は 80 m の厚さを、それぞれしめしている。

双珠別川層 (L₂)

この地層は千呂露川本流域のほか、額平川支流のベンケユクルベシュベ沢、額平川本流、宿主別川などに、わだかに分布がみとめられる。この図幅域では、千呂露川本流を模式的発達地としている。

千呂露川の露出では、下位の三石川層より整合的に漸移している。したがって、頁岩を介在し始める部分から上位を、この地層とした。

双珠別川層は、一般に NS 性の走向と、60°~85° E、または W の傾斜をしめしている。しかし、かなり剪断、破碎をうけており、走向、傾斜の錯乱する地域がおおい。

双珠別川層は、細粒~中粒砂岩と頁岩の互層および頁岩で構成されている。

模式的に発達する千呂露川本流では、板状で砂のラミナの発達した頁岩を主体とする部分、頁岩にとむ薄互層部、砂岩にとむ互層部などが、くり返し露出している。大まかにみると、下部には互層相がおおく、上部はラミナにとむ厚い頁岩相である。

一方、ベンケユクルベシュベ沢上流では、破碎された頁岩を主体とし、細粒砂岩の薄層が挟入されている。また、額平川本流では、圧砕され、片理面の生じた黒びかりのする頁岩相と、砂岩、頁岩の互層相がみとめられる。頁岩相中には、砂岩を介在しているが、それらは例外なく圧砕されレンズ状となっている。互層相は、板状層理をわりあいにのこしており、やや頁岩にとんだ薄互層である。宿主別川では、砂岩の薄層を介在する頁岩層が主体である。それぞれの地域のものは、どこでも中部エゾ層群によつて不整合におおわれ、したがって下部エゾ層群にふくまれることができる。しかし、それぞれの地域の相互関係は明らかでなく、したがって層準もたしかではない。

もつとも模式的に発達する千呂露川では、400 m 以上の厚さに達しているが、ほかの地域では 100 m 以下しか露出していない。

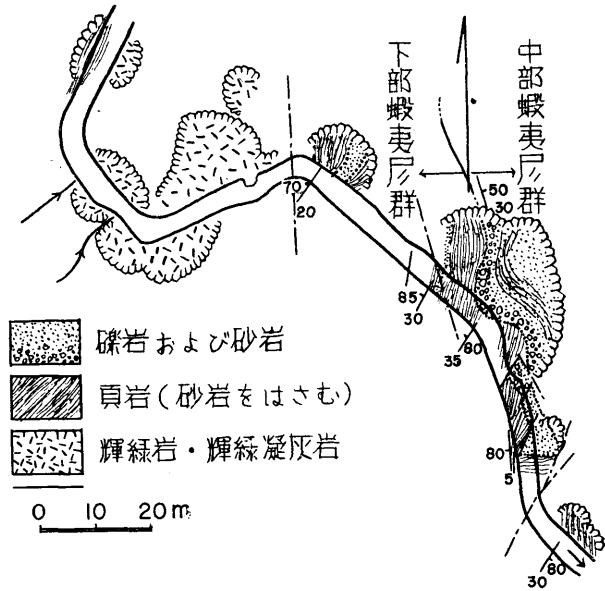
中部エゾ層群

中部エゾ層群は、層相から、2分することができる。下部の額平川層は、粗粒堆積物にとみ、層相の変化がいちじるしい地層である。また上部の新冠川層は、粗粒の堆積物を主体とし、層相の変化が少ない厚層である。これらの2つの地層には、特徴的に凝灰岩がしばしば介在している。また、下部エゾ層群でみとめられなかつた *Ammonite Inoceramus* などの動物化石を産出する。

額平川層 (M₁)

この地層は向斜の両翼部にほぼ対称的に分布しており、模式的には、額平川流域に露出している。

額平川層は下位の双珠別川層と、ひじょうに緩い角度の斜行不整合的關係をもっている。不整合面には基底礫岩が発達し、局部的には下位層とあきらかに斜行する構造がみとめられる。もつとも模式的発達地は、ペンケユクルペシュベ沢左股上流および千呂露川本流である。ペンケユクルペシュペ沢



第 6 図

では、介殻破片をふくむ礫質粗粒砂岩が、双珠別川層の頁岩の凸凹面上発達している。また千呂露川本流では、頁岩にとむ互層で構成される双珠別層の上に、人頭程度の円礫から構成されている礫岩層が発達している。

額平川層は、NS の方向で、50~90° E おとしの逆転傾斜をしめしていることがおおい。宿主別川では EW 性の走行、S 傾斜をしめしている。

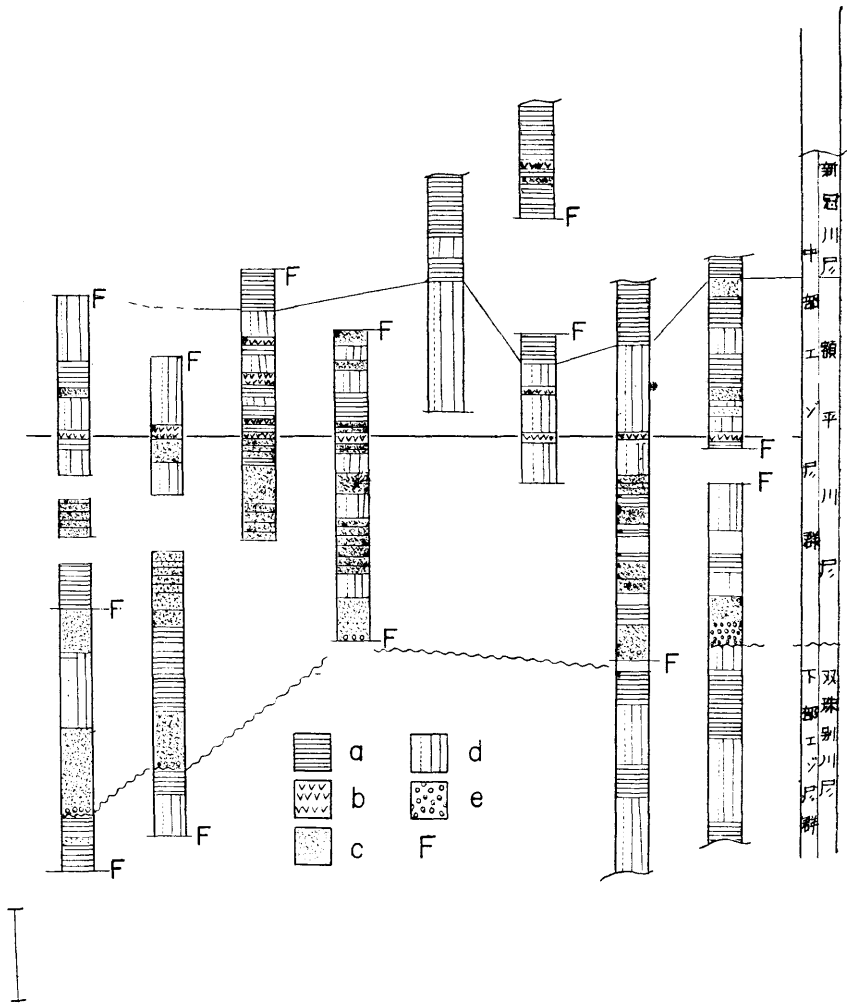
額平川層は、礫岩、礫質砂岩、砂岩、頁岩および凝灰岩で構成されている。

礫岩および礫質砂岩は基底部に発達する岩相である。淡青灰色の粗粒砂岩を基質とし、小豆大から人頭大の円礫、亜円礫が多量にふくまれている。礫の種類は、輝緑岩、輝緑凝

灰岩，砂岩，粘板岩，チャートなどである。一般に東翼部の礫岩層は礫質である。これに対し，西翼部での礫の大きさは，拳大から小豆大程度で，砂質であり，礫粒は散点的にふくまれているにすぎない。

砂岩は，粗粒のものから細粒のものまでみとめられる。一般に粗粒砂岩は，塊状で単層の層厚は2mをこえている。細粒砂岩は，これに対し，頁岩と互層することがおおい。

中部の砂岩は，板状の層理面が発達し，北部の西翼帯，南部の東翼帯に模式的に発達



第7図 a 頁岩 b 凝灰岩 c 砂岩 d 砂岩・頁岩互層 e 礫岩 F 断層

している。この板状砂岩には、一般に波状にうねつた微褶曲がみとめられる。またこの砂岩中には、レンズ状の石炭薄層（5cm～15cm）や、植物破片がふくまれている。

上部には、灰白色の凝灰質砂岩がみとめられる。

頁岩は、中・上部で砂岩と互層状態をしめしていることがおおい。

凝灰岩には、淡緑灰色ないし灰白色、チャート状の凝灰岩、黄白色のベントナイト状凝灰岩および灰白色の粗しよう凝灰岩が区別される。これらのうち、チャート状凝灰岩は、額平川層に普遍的に発達しており、鍵層と考えることができる。チャート凝灰岩の単層厚は50cm～1.2mである。ベントナイト状凝灰岩は、一般に薄層で厚さ30cmをこえるものはない。粗しようのものは、50cm～1mでいどである。

額平川層には、垂直方向に基底礫岩および砂岩層、砂岩頁岩互層、板状砂岩、砂岩頁岩互層、凝灰岩層、砂岩頁岩互層の6つの層相がみとめられる。しかし、それらは水平方向に層相を変化し、それぞれの層相は全域にわたつてみとめることはできない。ただし、基底部の礫岩および砂岩層および凝灰岩層は例外的で、構成岩相にかなり変化はあつても、ほぼ全域にわたつてみとめられる。北部地域の東西両翼の層相および厚さをしめすと第7図のようになる。

図幅の南部地域における東西両翼を構成する額平川層についても、図にしめたものとはほぼ同様の関係が観察できる。

額平川層は、発達する断層のために真の層厚がなかなか判らない。しかし、大まかにのべると、北部地域の東翼で300m前後、西翼で600～700m、南部では、両翼ともほぼ300～350mである。

新冠川層（M₂）

新冠川層はイドンナップ図幅地域からの延長部が向斜の中央部をしめて分布している。

この地層は、N 10°～30° W, 40°～90° NE の一般走向・傾斜をしめしている。逆転傾斜する部分がおおいが、局部的にはNS性の複雑な小褶曲をつくりながら、順傾斜をしめしていることもある。下位の額平川層とは漸移関係にある。

新冠川層は、暗灰色の頁岩を主体としている。ときに1m～3mでいどの粗粒砂岩、凝灰質砂岩（黒雲母をふくむ）、砂岩、頁岩の薄互層や、シルト岩を介在している。また、ベントナイト状の凝灰岩薄層をしばしば挟んでいる。しかし、これらの凝灰岩は、一定の層準にない。南部の新冠川支流、ヌカンライ川では、イドンナップ図幅地域で追跡された上部層準に発達するチャート状凝灰岩や *Inoceramus* sp. 化石帯がみとめられる。図幅の北部域、額平川流域や千呂露川流域では、新冠川層は削剝されて向斜の中心にもみられない。

新冠川層からは、次のような化石を産出している。*Eucalycoceras* sp. *Inoceramus concentricus* Parkinson var. *constatus* NAGAO et MATUMOTO ¹¹⁾*Inoceramus* sp. これらは南のイドンナップ図幅地域の産出層準化石種と同じものである。

新冠川層の厚さは、南部で1,000 m 以上、北部で600 m 程度と推定される。

カンコシナイ沢層 (M₃)

図幅の西北端地域(千呂露川流域)にわずかに分布している。この地層は砂岩および砂岩、頁岩互層で構成される。下位の地層とは断層で接している。

カンコシナイ沢層の基底部には、厚さ30 m ほどの暗灰色～淡青灰緑色凝灰質粗粒砂岩が発達している。これは一般に塊状を呈しているが、上部ほど板状の層理がみられる。この砂岩の上部には、細粒砂岩と頁岩の互層部が発達している。図幅の北部地域(千呂露図幅地域)では、互層部はひろく分布しているが、この図幅では、その下部の一部分しか露出していない。

III.2.3 第四系 ⁵⁾

この地域の第四系は河段丘堆積物および氷成堆積物である。河段丘は河川の中流より下流に発達している。とくに白堊系の分布する地帯では、現河床よりおよそ40～50 m 高位に、かなり広く、連続して発達する段丘があり、その段丘面は砂礫層をのせている。これらは、洪積世のものと考えられる。

氷成堆積物は日高山脈主稜に形成されている圏谷にみとめられる。すでに地形の項でのべたように新旧2期の氷期に、それぞれ対応する堆積物が存在する。古期、すなわち幌尻氷期の氷堆石は、浸蝕をうけ、堆積の原形はほとんど失われている。のみならず、その上部を不整合的におおい新期、すなちトッタベツ氷期の氷堆石が発達している。この氷堆石には、堆積の原形すなわちモレーン堤の形状の保存されている部分が少なくない。氷堆石はいずれも淘汰の悪い巨大な角礫、亜角礫と土砂より成りたつている。礫にはストリエーションはみとめられない。

III.3 変成岩類

黒雲母片麻岩 (Gn)

この図幅の主な変成岩類は、塩基性深成岩体の境界に、細長く帯状に挿入されているセプタとして発達している黒雲母片麻岩である。

黒雲母片麻岩はその発達の環境により、セプタ I および II にわけることができる。

セプタ I は変成帯の西側へ進入し、片状になつているソーシュル石はんれい岩および緑

色角閃石片状角閃岩の岩体群と、その東側に分布する片麻状はんれい岩の岩体とを分離しているものであり、セプタ II は片麻状はんれい岩岩体のなかに発達しているものである。

そのどちらも変成帯の中軸にひろく発達している片麻類が、塩基性深成岩の進入境界にとり残されたものである。

セプタ I にはつぎの岩相がみとめられる。

含ざくろ石黒雲母片麻岩

斜長石斑状変晶含ざくろ石黒雲母片麻岩

角閃石黒雲母片麻岩

セプタ II にはつぎの岩石がみられる。

含ざくろ石黒雲母片麻岩

堇青石黒雲母片麻岩

しそ輝石黒雲母片麻岩

含ざくろ石しそ輝石堇青石黒雲母片麻岩

含ざくろ石黒雲母片麻岩および斜長石斑状変晶含ざくろ石黒雲母片麻岩

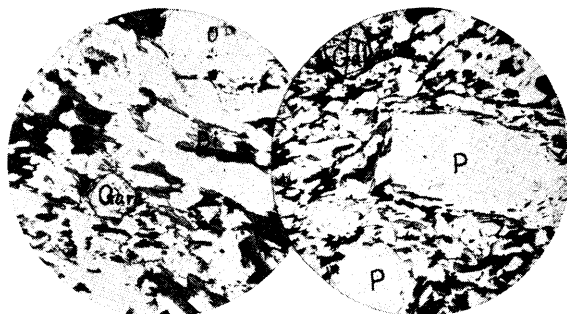
これらの岩石はセプタ I の大部分およびセプタ II の南半を構成しており、図幅の南方にひろく発達するものに連続する。

岩石は黒雲母の配列により、けんちよな方向性が発達する。粒度は局部的に変化する。

斜長石斑状変晶はとくに、剪断をうけた帯にそいあきらかに発達している。片理は一般の片麻岩よりもいちじるしい。

斜長石斑状変晶は長径 2~0.5 mm ほどの卵形結晶で、新鮮である。自形的な黒雲母をふくむことがおおく、それら包有物は累帯にそつて配列することがある。An 30 ないし 20 の成分である。ざくろ石は 0.5 mm ほどのポイキロプラストをつくる。

基質部は斜長石、石英および黒雲母から構成されている。斜長石は 0.5~0.2 mm の粒状累帯を欠き An 35 ないし 20 の成分でひじょうに細かな石英結晶とくみあつている。黒



第 8 図 含ざくろ石黒雲母片麻岩 (A) および斜長石斑状変晶含ざくろ石黒雲母片麻岩 (B) 新冠川源流部
Gar: ざくろ石, Bi: 黒雲母 あとは斜長石, 石英の変晶よりなりたつ。P: 斜長石斑状変晶

雲母は淡褐色の0.2 mm程の葉片状結晶で斑状変晶の周縁で屈曲する。ジルコンを包有しそのまわりには多色量がみられる。

角閃石黒雲母片麻岩

含ざくろ石黒雲母片麻岩のなかに、角閃石をふくむ粗粒の部分がみとめられる。この岩石にはおおくの場合角閃岩のパッチあるいはレンズがともなわれており、角閃岩の片麻岩化によるものと考えられる。

岩石は等粒構造あるいは斑状変晶構造をしめし、角閃石および黒雲母の配列で方向性が与えられている。

斜長石は2~1 mmの斑状変晶あるいはモザイク結晶で、ほかに累帯のいちじるしいものがある。An 45~35の成分である。

角閃石は淡緑色ないし淡緑褐色の色調をもつ他形結晶である。しばしば1 cmに達するポイキロプラストを形成している。 $\hat{CZ}=22\sim 15^\circ$ 。黒雲母によつて置換されている。

黒雲母は黄褐色~褐色で、一般の片麻岩のそれとちがいはない。

石英は1 mmほどのレンズをつくっており、例外なく交代的な発達をしめしている。

ざくろ石は普遍的にはみられぬが、この岩石と母岩との境界に濃集する例がある。

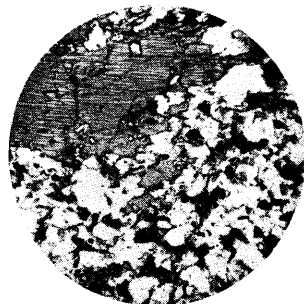
堇青石黒雲母片麻岩

この岩石はセプタ II の北半部におおくみられ、あるいは片麻状はんれい岩にとりこまれるレンズ状岩体を構成することがある。

岩石は中粒で、等粒構造をしめしている。斜長石の斑状変晶もみとめられることがある。

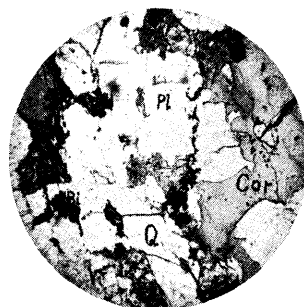
斜長石は1~0.3 mmの他形ないし半自形、累帯はなくAn 35の成分である。石英は粒状、おおくは他鉱物の間隙を埋めているが、ときには交代的に生長している。

黒雲母はよく発達した葉片状結晶で、配列性をしめしている。赤褐色ないし淡褐色の色調をもつ。ジルコンをふくみ、多色量がいちじるしい。堇青石は2.5~1 mmの斑状変晶で斜長石、石英粒を包みこんでいる。



第9図 角閃石黒雲母片麻岩
角閃石のポイキロプラストが形成されている。図の下方などは、黒雲母片麻岩質となつている。

トッタベツ岳付近



第10図 堇青石黒雲母片麻岩
堇青石 (Cor) はピナイトにかわつている。Pl: 斜長石, Q: 石英, Bi: 黒雲母

このような大形の変晶のほか、斜長石の粒間に充填する 0.3 mm 程の小型結晶もみとめられる。

部分的には曹長石の斑状変晶 (2 cm) もみられ、しそ輝石をふくむものもある。

しそ輝石黒雲母片麻岩および含ざくろ石しそ輝石堇青石黒雲母片麻岩

しそ輝石を主成分の 1 つにもつ岩型は、一般にセプタが細くなり、あるいは消滅する地域などにみとめられることがおおい。トツタベツ川でみられるセプタ II は、ほとんどこの岩石から成りたつている。新冠川上流では片麻状はんれい岩中のゼノリス状の岩石におおい。

この岩石はかなりあきらかな方向性をしめしている。これはおもにしそ輝石の配列によるのである。黒雲母を多量にふくむものでは明瞭な片理をもつことはいうまでもない。

斜長石には 2 mm ほどの斑状変晶と他形粒状の 0.7~0.3 mm の細粒結晶が区別できる。まえのものは An 35, 細粒のものは An 30, 25 程度の成分である。石英はモザイク状またはレンズ状結晶で比較的多量である。黒雲母は部分によつて一定しない。しそ輝石は 2~1 mm のポイキロブラストを形成している。この形態は後述する片麻状はんれい岩のしそ輝石と異なつて自形的柱状結晶をつくることはない。 $2V \times = 65^\circ$ 。

ざくろ石および堇青石は斑状変晶として発達する。あとのものはしばしばビナイト、黒雲母で置換されている。

いまのべたように、セプタの変成岩類のおおくのものは、塩基性岩の進入に先だつて変成した珪ばん質堆積岩に由来する、とみてもよい。しかし、これらセプタは角閃岩 (褐色角閃石角閃岩) により貫ぬかれ、その角閃岩も変成され、一部では片麻岩化している。

角閃岩の貫入の時期は、いまのところ明らかではない。あとにのべるように、角閃岩にはきわめて変成のひくいものもふくまれているが、それらの貫入時期が片麻岩類の変成以後とは、一概に考えられないのである。

すなわち、斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩の形成には、いくつかの時期の異なつた重複した変成作用が考慮されるのである。

III.4 火成岩類

この図幅には火成岩の発達がひじょうにいちじるしい。図幅の東側をしめている変成帯は、ほとんど全域が深成岩類よりなりたつといつても過言でない。

これらの深成岩類は複合進入体をつくつており、南北に約 40 km, 東西に 15~10 km の大規模な発達をしめしている。これが幌尻岳進入複合体である。この図幅には、その西南

端の一部分がふくまれている。

変成帯の西側の褶曲帯などには、堆積岩類と整合的に発達する大小の塩基性岩岩床、あるいは特定の構造帯をしめす貫入岩体が、普遍的に分布している。超塩基岩類もかなりみとめられる。

変成帯に発達する深成岩類はつぎのようである。

- 1 褐色角閃石角閃岩
- 2 片状はんれい岩
- 3 片麻状はんれい岩
かんらん石はんれい岩
ノーライト
はんれい岩
- 4 ソーシュル石はんれい岩
- 5 緑色角閃石片状角閃岩^{*}
- 6 緑色片岩様岩石^{*}
- 7 かんらん岩
- 8 片麻状花こう岩

変成帯の西側すなわち日高前縁褶曲帯、日高西縁構造帯および神居古潭帯を特徴づける火成岩類はつぎのようである。

- 9 スピライト質岩類
- 10 蛇紋岩
- 11 粗粒輝緑岩

III. 4. 1 褐色角閃石角閃岩 (Ab)

この岩石は幌尻岳侵入複合体を東西にわたる帯状のセプタのなかに幅 100~10 m の小さなシート又はレンズ状岩体として発達している。

これらは母岩の片麻岩とともに変形し、またミグマタイト化作用をこうむっているものがおおい。一般に源岩の構造、鉱物はのこっていないが幌尻岳沼のカール東方の岩石には、部分的に、輝緑岩のオフィティック構造がみとめられる。

新冠川の 1 支流およびトックベツ川源流部では、この角閃岩の一部に、レンズ状または

* この岩石は、げんみつにみれば変成岩にふくまれる。しかし、これは侵入岩に由来する岩石であることと侵入岩としての 1 つの単位として取扱うことが、より便宜的である点から火成岩の項にのべることにする。

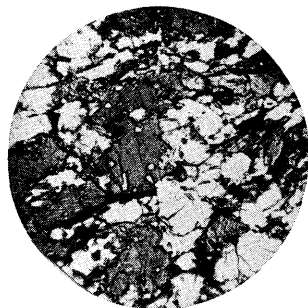
じゆず状に残存する粗粒のはんれい岩質岩石が観察される。この残存するはんれい岩の斜長石は 3.5~1.5 mm の半自形的で An 65 の成分である。輝石はサブオフィティックな異はく石である。異はく石は淡緑色のせんい状角閃石の集合体に変成し、ついで褐色角閃石にうつり変つている。

もつとも広く分布する褐色角閃石角閃岩は、細・中粒、緻密で片状の岩石である。ミグマタイト化作用を受けた部分には石英と黒雲母が加入し、粗粒質になっている。標式的な岩型は鏡下でつぎの性質をしめす。

斜長石は 2~0.5 mm の他形変晶で、そのまわりにモルタル構造ができています。累帯はまれである。成分は An 50~45 ほどで、細かな自形的角閃石を包有する。

角閃石は半自形にちかいかい形態をしめすが、縫合線状の境界をもつものである。色調は緑褐色ないし褐緑色である。 $\hat{C}Z = 21 - 15^\circ$ 。

黒雲母は濃褐色、チョコレート色のもので角閃石のまわりに発達している。石英は標式的岩形にはない。



第11図 褐色角閃石角閃岩
角閃石の変晶を交代して、濃色の黒雲母が形成されている。石英も片状のあきらかな部分に加わっている。

ミグマタイト化作用は黒雲母の新生、石英の加入にまずしめされている。黒雲母は角閃石を周囲より交代し、不規則にあるいは特定の配列をあらわして形成される。

石英は、おおくの場合炭石のいちじるしい片状化にともなわれて出現し、レンズやストリークをつくつて濃集している。斜長石は酸性化し An 40~30 程度の成分にかわり、細かな斜長石、角閃石や黒雲母結晶を包有する。角閃石はオリーブ色、淡青緑色を呈するポイキロプラストである。ざくろ石が加わる例も少なくはない。

まえにのべた角閃石黒雲母片麻岩は、このような中間過程をへて形成された岩石と、みることができる。トッタベツ川上流（通称3岐）や北トッタベツ岳南面などには、褐色角閃石角閃岩がブロック状に破細され、その間隙より酸性物質が滲潤している例がある。この部分ではカミントン閃石、しそ輝石も形成されている。これは「神威岳」「楽吉岳」図幅でそれぞれアグマタイト質角閃岩または褐色角閃石角閃岩 II などとよばれている岩石と同質である。しかしそれらとの間の連続関係は不明である。

III. 4. 2 片状はんれい岩 (Gs)

セプタによつて東西に大きく2分されている幌尻岳進入複合岩体の東側の岩体は、片麻状はんれい岩の岩体である。この片麻状はんれい岩体のもつとも西側の部分、いにかえるとセプタにそつて角閃岩が発達している。片状はんれい岩とはこの角閃岩をさすのであ

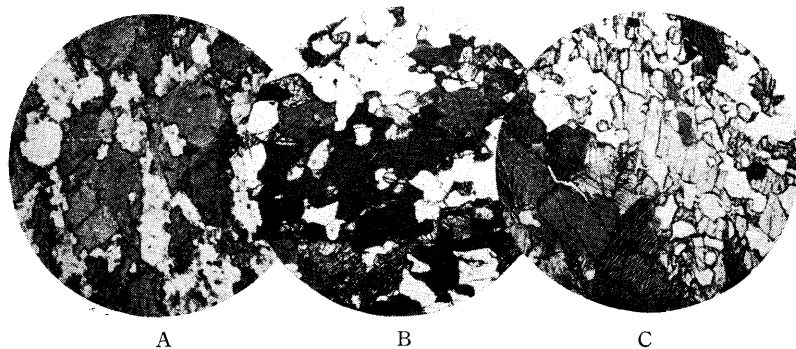
る。岩質は褐色角閃角閃岩にひじょうに似ており、肉眼的に2つを分けることは、むずかしい。しかし片状はんれい岩の片理は、一般によわく、つねに片麻状はんれい岩にともなわれて分布する。おおくの場合、片状はんれい岩は片麻状はんれい岩の周縁の先駆相とみなされ、あとのものによつて貫入されている。

標式的の岩型は褐色角閃石と斜長石からなり、グラニューライトないし、ネマトブラスト構造をしめしている。

斜長石は1~0.5 mm のモザイク状結晶で、源岩の残晶とみられる何者もない。累帯はない。An 65~55 の成分である。

角閃石は1 mm ほどの他形で、淡褐色—緑褐色の色調である。 $\hat{C}Z=25\sim 28^\circ$ 。

トッタベツ川、千呂露川上流では、角閃石の核に透輝石やしそ輝石がみられ、またユラライト、カミントン角閃石あるいは緑泥石—陽起石—チタナイト集合体を包みこむものがある。



第12図 片状はんれい岩

A もつとも典型的な岩質部緑褐色角閃石および斜長石よりなる。

(トッタベツ川)

B モザイク構造部角閃石は褐色をしめしている。(新冠川)

C しそ輝石を生じている部分。しそ輝石は角閃石を交代している。内部に角閃石をとりこんでいる。(新冠川)

片状はんれい岩は、一般に片麻状はんれい岩によつて貫ぬかれ、破細をうけてはいるが、ところによつては角閃石がしそ輝石に、粒状斜長石が半自形的斜長石におきかえられ、ノーライト質岩石に移りかわっている。

このようなノーライト質岩石の形成は、片麻状はんれい岩内に残存する層状の片状はんれい岩体やレンズ状岩体におおく観察される。

移行部の片状はんれい岩の角閃石は2~0.5 mm、やや自形的柱状で褐色の型である。 $\hat{C}Z=23\sim 26^\circ$ 。

ノーライト質部分は片状はんれい岩の片理にそつて層状に、あるいは粒状に形成されている。ノーライト質部分が増加するにつれて岩石は片状構造を失つてゆく。

このような岩質部では、斜長石は主軸方向によく発達した半自形をしめし、粒状の斜長石をつつみこんでいる。An 60 の成分である。しそ輝石は角閃石を不規則に交代している。それらは角閃岩の片理方向に支配され、平行に配列する半自形的ポイキロプラストをつくることがおおい。 $2V \times = 65^\circ$ 。

黒雲母はほとんど発達していない。

III.4.3 片麻状はんれい岩 (Gg)

このグループにふくめられる岩石は、いちじるしい片麻状構造で特徴づけられる塩基性岩類である。これらは一方では、岩質上輝石グラニュライトに対比できるものをふくむのであるが、他方では、より火成的な構造をしめす岩類をもふくんでいる。この片麻状はんれい岩は、いわば、幌尻岳進入複合体の主要部分をなすものである。その岩床状の岩体には、まえにのべた片状はんれい岩が、つねに岩体西縁部にともなわれている。

片麻状はんれい岩は、1つの大きな進入単位体として考えられるが、進入体の内部には片麻岩起源のセプタがいくつか発達している。それらは、図幅の東北隅にみとめることができる。これらのセプタは、岩体をさらに細かく分離するものであり、それ(セプタ II とする)を境界として、東西で片麻状はんれい岩の性質には、いくらか大きな相違が生じている。すなわち、セプタ II の東側に発達するはんれい岩は、西側の岩石にくらべて片麻状構造がよわく、より火成的な特徴をしめすのである。

つぎに、片麻状はんれい岩を構成する岩石についてのべる。

片麻状かんらん石はんれい岩 (Go)^{*}

片麻状かんらん石はんれい岩は、岩体の中軸、すなわちピパイロ岳西方よりチロロ岳東方にかけ、ほぼ NS 走向をしめし分布している。その周縁では片麻状ノーライトに漸移する。

岩石は一般に粗、中粒で、有色鉱物は 40~25% (量比) ていどすくない。片麻状構造は岩体中心のためかけんちよではないが、ところによつて明らかな方向性をしめす。

片麻状構造のよわい部分は鏡下でグラニュライト構造、片状構造のつよい部分ではモザイク~モルタル構造がみとめられる。

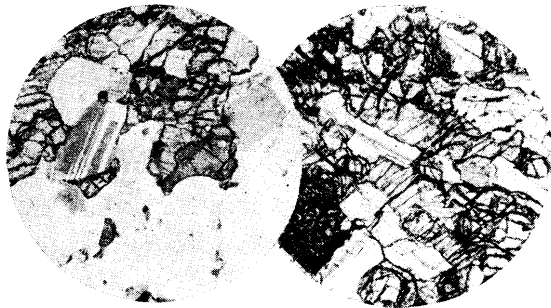
主成分は斜長石、かんらん石、普通輝石または異はく石および褐色角閃石である。かんらん石のすくない部分にはしそ輝石もみられる。

* 片麻状はんれい岩が、いろいろの岩質部からなりたつていていることは、前にのべた。地質図上では、とくに、片麻状かんらん石はんれい岩相を、タイプの片麻状はんれい岩から区別してしめしてある。

斜長石は2~1 mm のモザイク粒状で累帯はない。複雑双晶がおおいが双晶面はわん曲する場合がある。An 75~60 範囲の成分である。

かんらん石は、有色鉱物のおおいものほど粗粒で、径10~8 mm にたつするものもみられる。輝石と等量程度ふくまれている岩石では、径5~3 mm のモザイク結晶をなす。斜長石との接触面は平滑である。蛇紋石化はまつたくみられない。普通輝石は、径0.5~0.3 mm のモザイク状で、かんらん石を被覆する例は、輝石のすくない岩石以外にはみられない。2Vz=55~52°。角閃石は褐色のもので、ときに輝石をつつむが、おおくは斜長石とくみあうモザイク結晶である。 $\hat{CZ}=20\sim 17^\circ$ 。

北トッタベツ岳や新冠川源流には塊状のかんらん石はんれい岩の小岩体がセブタのなかに進入している。このはんれい岩は、半自形的斜長石、他形粒状のかんらん石および他形の普通輝石よりなり、片麻状構造はない。ここにみられる方向性は、有色鉱物の濃集によるもので、流理をしめすものがある。したがって、一般の片麻状はんれい岩と、同じ単位にふくめられる岩石であるかどうかは、明らかでない。



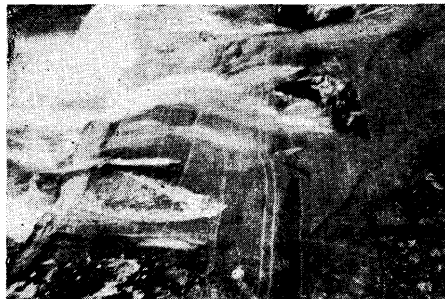
第13図 片麻状かんらん石はんれい岩

- A 典型的な岩型、有色鉱物はかんらん石、普通輝石である。1,958 m 峯
- B 北トッタベツ岳のかんらん石はんれい岩、組織はAにしめすものと、まつたく異なり、火成的構造をもっている。

片麻状ノーライト

片麻状ノーライトは、まえにのべた岩体の周縁相として発達している。片麻状構造がいちじるしい。とくに岩体の西側ほど、けんちよである。岩質は岩体の、ほとんどすべての地域にわたって同質で、斜長石、普通輝石、しそ輝石よりなりたつ。おおくの場合、黒雲母は少量加わっている。褐色角閃石、石英のみられる部分もある。

片麻状ノーライトの組織は変化にと



第14図 片麻状ノーライトの露頭

千呂露川上流
見事な縞状構造、片麻状構造をもっている。
その方向性は岩体にひろく持続する。

んでいる。片麻状構造は、輝石類の配列にもとづくものである。なかには、圧砕された微細な斜長石の間に残存する、眼球状の輝石の配列による場合もある。

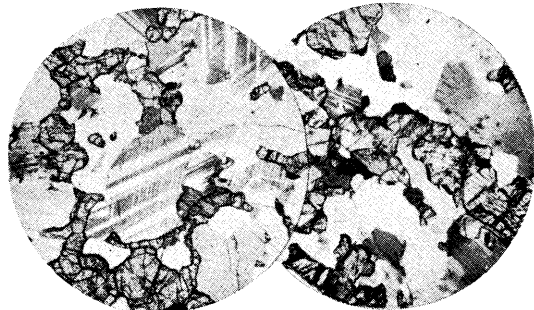
斜長石は、全量の70%内外をしめる。これらは0.7~0.2 mm、主軸方向に延伸したモザイク状結晶で、累帯に欠けている。色有物にもとぼしい。成分はAn70~50、とくにAn60~50のものがおおい。

普通輝石は、しそ輝石とほぼ同量含有されている。1 mm から0.1 mm の他形粒状である。しそ輝石をふちどつて発達するものもある。 $\hat{CZ}=46^\circ$ 内外。 $2Vz=53\sim 50^\circ$ 。典型的な岩型では、角閃石化していない。

しそ輝石は、他形の柱状結晶である。2次的変化はほとんどみられない。 $2Vx=55\sim 50^\circ$ 。55° 近くのものがおおい。

黒雲母は、かなり普通にみられるが、量はまったく副次的である。片理に平行する、チョコレート褐色の色調のものであるが、なかには、片理をきつて発達するものもある。

片麻ノーライトには、角閃石、黒雲母などの含水珪酸塩鉱物は、ほとんどみとめられない。これは、カルソカイト系岩石あるいは輝石グラニューライトの性質に、ひじょうに近似しており、この岩類形成の条件が高温、あるいは水蒸気圧のひくいことを暗示している。



第15図 片麻状ノーライト

両輝石および斜長石より構成されている。左図はつよく配列している部分、右図は等粒、モザイク状部分。

図幅の東西隅に発達しているセプタ II の東方にも、片麻状ノーライトは分布している。ここにみとめられる岩石には、グラニューライトよう岩石部と、粗粒で火成的構造をしめす岩石とが、複雑な形でくみあっている。

グラニューライト質の岩石は、まえにのべた岩型とほぼ同じである。これに対し、縞状構造をしめして発達する中粒岩石には、火成的構造がけんちよにみとめられる。

すなわち、この岩型では、岩石の方向性はおもに半自形的斜長石の配列によつて、強調されている。

斜長石は、2~1 mm の半自形的で、主軸をそろえて分布している。累帯は、けんちよというほどではないが、存在する。An 55 程度の成分である。

輝石は、一般に自形的で、1~0.5 mm の柱状ないし短柱状結晶が斜長石と平行して配列する。普通輝石は $2Vz=52\sim 50^\circ$ 。しそ輝石では $2Vx=55\sim 54^\circ$ である。

角閃石は、褐緑色ないし緑褐色の色調をしめす。輝石をつつみこんでくみあう産状をしめしている小形結晶と、自形的斜長石をつつみこみポイキロブラスト的発達をしめす大形結晶とが存在する^{*}。

このような角閃石の発達は、正規はんれい岩、に普通にみとめられるもので、いわば火成的構造の特徴とされるのである^{*}。

はんれい岩

ここにのべるはんれい岩は、北トッタベツ岳南方、トッタベツ川源流付近で、セプタ I のなかに入っている、塊状の岩石である。岩型は、小さな岩体にもかかわらず変化がおおい。

III.4.4 ソーシュル石はんれい岩 (Gs)

変成帯の西側の地域には、緑色片状岩類やかんらん岩、さらにソーシュル石はんれい岩が、変成帯の走向に平行し、南北に走る帯を構成している。

この帯の岩石は、一般につよく片理をおびている。この性質は、中軸部をしめる片麻状はんれい岩や褐色角閃石角閃岩などの、方向性や片理の性質と異なるものである。そればかりでなく、この帯は、西側では、衝上断層で褶曲帯と接し、東側は、セプタ I によつて片麻状はんれい岩などと、はつきり分離されている。

ソーシュル石はんれい岩は、この緑色片状岩帯のほぼ中心に、带状の岩体をしめして分布している。

ソーシュル石はんれい岩はかなり片状化し変成されてはいるが、いたる処に、原岩の鉱物、組織を残存している。

幌尻岳およびその南方新冠川一帯には、粗粒かんらん石はんれい岩が残存している。流理構造がみとめられるが、それは、片理の方向と一致していない。

ソーシュル石はんれい岩の原岩と考えられるかんらん石はんれい岩は、つぎのようなものである。岩石は粗粒、典型的なはんれい岩構造をしめしている。有色鉱物の濃集する流理構造が、よく発達している。

斜長石は2~1 mm の自形的結晶である。累帯はない。成分 An 75~70。新鮮であるが、細かなピグメントがふくまれ、そのために、肉眼的にくすんだ紫色をしめしている。

かんらん石は1 mm の粒状、 $2Vx=85^\circ$ 。輝石による被覆関係は一般にない。斜長石との接触部に幅0.3 mm のケリファイト縁が生じている。緑色スピネル、せんい状角閃石、斜方輝石などが、リムを構成している。

輝石は他形、斜長石の間隙を充填する異はく石である。これにより、サブオフィティッ

* 札内岳図幅、広尾図幅、楽古岳図幅参照

ク構造部が生じている。 $\hat{C}Z=53\sim 51^\circ$, $2V_z=70\sim 60^\circ$ 。

このはんれい岩は、広範囲にわたり、とくに岩体の周縁部で、剪断され変成され角閃岩質部分を生じている。

角閃岩質部分は層状になり、はんれい岩と互層し、あるいはレンズ状、パッチ状にはんれい岩をとり残して発達している。

角閃岩質岩石はおもに斜長石、角閃石よりなりたつている。斜長石は原岩の残晶とみられるもの、および再構成によつて形成された結晶境界の不明瞭な細粒のものである。

角閃石は淡黄緑色の4～1 mm の長柱状結晶と2～1 mm の他形変晶である。

柱状角閃石は粗粒の斜長石残晶の集中する帯と互層し濃集し、残晶をきつて発達している。

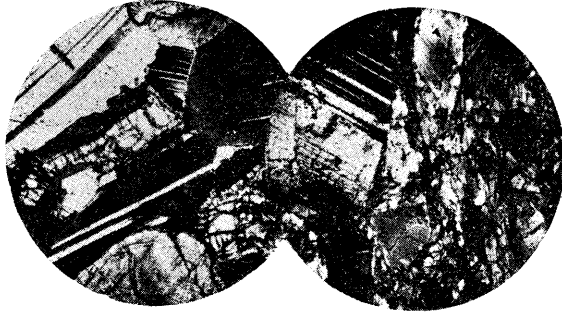
このような角閃岩質岩石のなかに、片理に平行し、場合によつては片理を切つて、不規則な形に発達する粗粒の斜長石、角閃石よりなりたつ塊状部がみとめられる。これは1～0.5 mm のやや主軸方向にのびるモザイク状斜長石と、黄緑色角閃石の大きな半自形的結晶およびチタナイトの粒状結晶から、構成されている。斜長石はきわめて新鮮で、包有物はほとんどない。この岩質部は、はんれい岩の角閃岩化にひきつづいた交代的作用によつて、形成された部分と考えられる。

この交代性の粗粒岩相は、図幅の北部地域では、まれにしかみとめられないが、南方域、とくに新冠川支流、ベッピリガイ沢ではかなり普遍的に発達し、隣接イドナップ図幅¹⁹⁾では、きわめていちじるしく発達している。

幌尻岳頂上付近では、ソーシュル石はんれい岩は、すこしも片状化することなく、緑泥石化、蛇紋石化作用をこうむっている。

III.4.5 緑色角閃石片状角閃岩 (Ag)

緑色角閃石片状角閃岩は、ソーシュル石はんれい岩の両側、とくにその西側に、帯状に分布している。ソーシュル石はんれい岩との境界には、剪断帯あるいは断層が発達し、チ



第 16 図 ソーシュル石はんれい岩

A: 源岩のかんらん石はんれい岩

Ol: かんらん石 Px: 輝石 Pl: 斜長石

かんらん石斜長石の間には、反応によるケリファイト縁が形成されている。

B: 角閃岩化した部分。

左方に残晶斜長石がある。右方は角閃岩化している。

ロロ岳南西方では、ソーシユル石はんれい岩が、この岩帯の上に衝上している。また、2つの岩石の境界には、千呂露川では片麻岩のうすいセプタがあり、あるいは蛇紋岩の小さなシートが貫入している。

緑色角閃石片状角閃岩は、緑色ないし青緑色角閃石および斜長石などよりなりたつ、片理のけんちよな岩石である。

幌尻岳の周縁では、ソーシユル石はんれい岩体をへだて、東西2帯の岩帯がある。

そのそれぞれは、前記の鉱物で特徴づけられてはいるが、岩質は多少異なる点がある。

西側に発達する片状角閃岩の緑色角閃石は、淡緑色短柱状角閃石および細かな針状緑色角閃石である。

淡緑色短柱状角閃石は、2~0.5 mm 程度の短柱状、眼球状の形態をしめし、結晶の内部には微細なチタナイトなどをおおく包有し、汚濁している。結晶主軸の方向は、岩石の片理に必ずしも平行していない。結晶の外縁部は、つぎにのびる針状角閃石によつておおわれている。

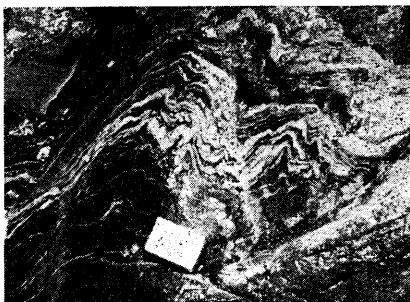
針状緑色角閃石は、0.3~0.1 mm ほどのものである。これらは、まえにのべた大形結晶の外縁より派生し、モザイク状の斜長石とくみあい、大形結晶をさけて波状に発達している。チタナイトの結晶をともなうことがおおい。

この片状角閃岩は、その西側で、緑色片岩と断層また剪断帯をへだて接するが、その境界付近には、いちじるしくエビドートの濃集する部分がある。エビドートは、片状角閃岩とともに褶曲する石英脈にともなわれ、あるいは、単独にシュリーレンをつくつて発達している。場合により、斜長石 (An 20) エビドート脈としてみとめられる。

ソーシユル石はんれい岩の東側に発達する緑色角閃石片状角閃岩は、青緑色~緑色の角閃石および斜長石を主成分としている。片理はつよい。岩石は、ほとんど完全に再結晶質である。この岩石は、セプタに直接しているのであるが、その中間に、かんらん岩岩床が進入している処がおおい。セプタに直接する位置でも、ミグマタイト化作用をうけた跡はない。

角閃石は1~0.5 mm のネマトプラストで、 $\hat{CZ}=19^\circ$ 、 $2Vx=64^\circ$ 。透輝石をともなうものも、ところによつて見出される。

斜長石は細粒、An 45 のモザイク結晶である。しばしば、2 mm ほどの残晶の斜長石が



第17図 緑色角閃石片状角閃岩

石英、斜長石脈ともに褶曲している。緑れん石もこのような産状をしめすことがおおい。

ふくまれている。この斜長石は複雑双晶をしめし、一航に破細されている。そのわれめには、粒状角閃石が多数生じている。

III.4.6 緑色片岩 (G)

緑色片岩質岩石は、まえにのべた片状角閃岩と、変成帯の西縁を区切る衝上断層との間に発達している。片状角閃岩との間には、剪断帯がみつめられている。

緑色片岩質岩石は黄緑色、緻密な岩石で、場所によっては片理を欠いている。石英の細脈をともなうほか、全体が珪化作用をうけている。

鏡下でみても、構成鉱物はほとんど識別できないほど細粒で、ミローナイトとみるべき岩石である。衝上断層に関連して形成されたものと、考えられるものである。

III.4.7 かんらん岩 (Pe)

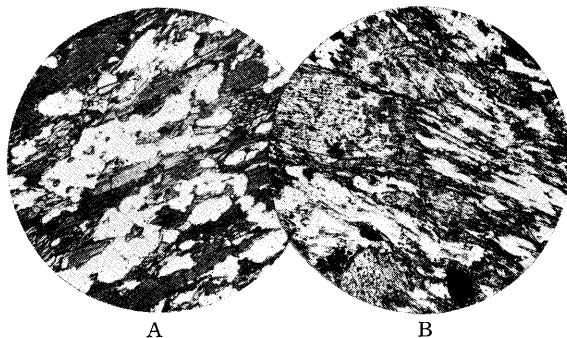
かんらん岩は、セプタと緑色角閃石片状角閃岩、またはソーシユル石はんれい岩岩体の境界に、大規模なシートをつくって発達している。この進入位置は、変成帯内部の衝上断層の位置に一致している。

かんらん岩の岩質は、ダナイトである。

1 mm ほどの粒状かんらん石よりなりたっているが、ほかに、少量のスピネルがともなわれている。かんらん石はいくらか圧砕され、波動消光をするが、蛇紋石化作用はほとんどみられない。

III.4.8 片麻状花こう岩 (Gr)

図幅の北東隅に、わずかに、片麻状花こう岩が分布している。この片麻状花こう岩は、隣接する札内岳図幅および御影図幅内にひろがる岩体の一部である。隣接図幅内では、片麻状粗粒の花こう岩質岩石がみられるが、この図幅にふくまれる部分では、岩体の西縁を構成する含堇青石黒雲母縞状片麻岩質岩石がみられる。この片麻岩質岩石は千呂露図幅内に延び、本体の花こう岩質部分と分離して、片麻状はんれい岩と正規はんれい岩とを分けるセプタになる。



第 18 図 緑色角閃石片状角閃岩

- A: 東側の帯をなすもの。典型的ネマトブラスト構造をなす。(新冠川)
B: 西側の帯のもの。板状角閃石のまわりが針状角閃石に変っている。平行配列するのは針状角閃石である。(千呂露川)

岩石は内眼的には中～細粒の片麻構造をもち、堇青石の斑状変晶が散点している。

優白部は10～5 mm ほどの幅で、黒雲母にとむ優黒質片状部と互層する。斜長石は0.5 mm 程度の半自形ないし他形的変晶で、An 30 ないし 20 の成分である。石英はいくらか分結的に集中し、レンズまたはシュリーレンをつくる。

優黒部分は0.3～0.2 mm のモザイク斜長石と葉片状黒雲母を主成分とし、約1.5 mm ほどの堇青石の斑状変晶をもっている。

岩体のもつとも西縁部分には、花こう岩質岩石が発達している。ここにはカリ長石の斑状変晶がみとめられ、堇青石は失われている。

III.4.9 スピライト質岩類

この図幅地域にみられるスピライト質岩類は、正規型スピライト、細粒および中粒輝緑岩、スピライト質玢岩、変輝緑岩の4グループに大別できる。この地域にもつとも広範囲に分布しているのは、細粒および中粒輝緑岩である。

細粒および中粒輝緑岩

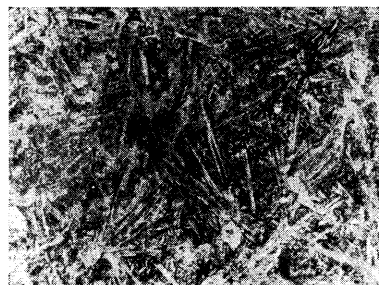
この種の輝緑岩は日高西縁構造帯をつくり、いちじるしく発達している。また、図幅北西部の蛇紋岩体と白雲系の境界部付近や、イドンナップ層中に大小いろいろの岩脈あるいは岩床状の産状をしめして、みとめられる。細粒輝緑岩と中粒輝緑岩の関係は、野外ではあまり明らかでない。それは、全般的にいちじるしい破碎をうけているために、2つの岩質を識別することが困難なためである。細、中粒岩はともに、緑色塊状の岩質である。露出面では風化されて、黄褐色を呈することがおおい。

細粒輝緑岩を鏡下で観察すれば、つぎのようである。

細粒の単斜輝石と斜長石が大部分をしめており、これらはたがいにオフィティックに組合っている。このほかに、これらを置き換える緑色および褐色の緑泥石が発達している。さらに、白チタン石や不透明鉱物が散点してみとめられる。単斜輝石は0.2～0.4 mm ほどの大きさもち、無色から淡緑色をしていし、普通輝石とみられる。一般に、いちじるしい波動消光をしめす。斜長石は $2.02 \times 0.2 \text{ mm} \sim 0.04 \times 0.4 \text{ mm}$ ほどの大きさの長柱状結



第19図 中粒輝緑岩



第20図 ヴァリオリイティック輝緑岩

晶のもので、いくらか撓曲している。なお、一部では、この岩石の破碎部にそつて曹長石脈やぶどう石脈が数おおく発達している。

中粒輝緑岩では、細粒相にくらべて、構成鉱物の粒度が粗くなり、また、一般に、サブオフィティック組織をしめすことによつて特徴づけられる。斜長石は、 $0.04\sim 0.8\text{ mm}$ 内外の大きさをしめし、単斜輝石は、斜長石の空間を充填する 0.3 mm 程度の大きさの結晶である。これらを置き換えて緑泥石が発達している。ほかに、不透明鉱物が多量にみとめられる。

これらの岩相といくぶん異なつた輝緑岩は、図幅地域のパンゲユクルベシュペ沢の上流地域でみとめられる。

鏡下の観察によれば、 $0.05\times 1.3\text{ mm}$ ほどの大きさの長柱状の斜長石が、いくぶんヴェリオリティック組織をしめしており、この間をチタン質の単斜輝石がうずめている。この岩石は、あるいは、異つた岩石種として取り扱うのが適当であるかもしれないが、いちおう、ここでは粗粒および中粒輝緑岩の中にふくめて記述しておく。

正規型スピライト^{*}

この岩石は、この図幅地域では、それほどけんちよな発達はみとめられない。一般に、まわりの堆積岩の構造に整合的な、レンズ状の形態をしめしている。暗赤褐色を呈する杏仁状構造をしめす非顕晶質岩石である。ほとんどすべてが、枕状構造をしめしている。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

方解石あるいは緑泥石によつて充填されている杏仁が、全般に散在している。この間に、ハイアロオフィティック組織をしめして、長柱状斜長石が多量にみとめられる。原岩の有色鉱物は、緑泥石あるいは不透明鉱物に置き換えられているが、わずかに、単斜輝石のみとめられることがある。斜長石は、曹長石質で、かなり撓曲している。基質は、全般に緑泥石に置換されており、また、不透明鉱物が散点している。しばしばみられる破碎部にそつては、石英——方解石脈、あるいは曹長石脈が発達している。

スピライト質玢岩 (Sp)

この岩石は、この図幅地域では、新冠川支流のピラルベツ川中流地域の一露頭でみられているにすぎない。暗灰緑色を呈する緻密塊状の岩石である。まわりの粘板岩との関係は、明らかでないが、おそらく岩脈状の産状のものと推定される。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

斜長石斑晶を多数ふくむ斑状構造をしめしている。石基は微晶質組織をしめしており、針状の斜長石と不規則な形をした斜長石、および、これらをおきかえて発達している、不規則な形の石英によつて構成されている。斜長石斑晶は、 $0.2\times 0.4\text{ mm}$ ほどの大きさの

* イドナップ図幅地域でみられるような、いろいろの岩相はみられない。

自形柱状結晶で、カルスバット双晶をしめしている。基質の斜長石は曹長石質である。不規則形の斜長石と石英は、おそらく2次的生成物と考えられる。これらの間には、緑泥岩が発達しており、また白チタン石が散点している。

変輝緑岩 (Md)

この岩石は、新冠川流域で、最大900mほどの幅をしめして、NS方向に分布している。これは、さらに南部イドンナップ図幅地域内に延びている。まわりの、イドンナップ層とは断層で接し、いちじるしく片状化されている。岩体の大部分は、緑色の緻密塊状の岩石で、わりあいに規則正しい節理系が発達している。しかし、剪断運動の影響をうけているために、NS性の割目が、数おおく発達している。また、その方向に緑れん石が縞状に濃集している部分がみとめられる。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

おもに、羽毛状の角閃石と、いろいろの大きさの粒状のエピドートから構成されており、この間に少量の曹長石質斜長石がみとめられる。さらに、全体に微細なチタン石の粒状結晶が散点しており、中には網目状に発達しているものがある。原岩の構造は、全く残されていない。角閃石は、ひじょうに淡い緑色を呈する陽起石である。これは、曹長石質斜長石を置換して発達している。エピドートは、やや粗粒の半自形結晶で、レンズ状の集合を形成している。なお、これらの鉱物を置換して、プール状に曹長石が発達している。

III.4.10 蛇紋岩 (S)

蛇紋岩は、この図幅地域の神居古潭構造帯の北部地域と、日高前緑曲帯の南部地域にも分布している。神居古潭構造帯に分布しているものは、関係未詳日高累層群の構造にほぼ平行な岩床状進入体を構成しているとみられる。したがって、蛇紋岩体は、大まかにみれば、大きな盃状の形のものと考えられる。この蛇紋岩は、1つの大きな岩体をつくつていてのではない。多数の小岩体が密集し、複合進入体を構成しているのである。また、前緑褶曲帯中に進入している蛇紋岩は、新冠川流域にみられる。ここでは、まえにのべた変輝緑岩をはさみこんで、おおくの小さなレンズ状岩体が集中している。二つの進入帯がみとめられる。これらは、南部の隣接イドンナップ図幅地域内へのびていつている。このうち、東側の進入帯は、北方で、変成帯西縁の衝上断層によつて断ち切られているようである。

蛇紋岩は一般に剪断運動の影響をつよくうけているために、大部分のものは葉片状あるいは片状蛇紋岩にかわつている。これらは片状の岩質部には、ブロック状に塊状部が残されている。神居古潭構造帯、日高前緑褶曲帯の両地域に分布している蛇紋岩は、岩質的にかなり異なつている。すなわち、糠平山周辺の蛇紋岩は、ほとんどが、かんらん石の仮像

をしめす蛇紋石から構成されており、この間隙に粒状のクロム鉄鉱が散点している。絹布石は少量みとめられるものがある。これに対し、新冠川地域のものは、一般に、新鮮な単斜輝石をたくさんふくんでおり、クロム鉄鉱粒はみとめられない。このような相違が、なにを意味するものかは、今後の問題である。

なお、糠平山周辺の蛇紋岩進入帯の中には、ロシン岩がしばしばみとめられ、珪質の含らんせん石岩や角閃岩などの転石も数おおくみられる。

III.4.11 粗粒輝緑岩 (Cd)

この図幅地域で、岩石が露出しているのは、まえに説明した蛇紋岩進入帯中か、あるいはその近くである。2~20 m ほどの、幅の小さなレンズ状岩体をなしている。この輝緑岩は、あきらかに粘板岩の層理を貫ぬく岩脈を形成している。しかし、蛇紋岩よりは早期の進入岩と考えられる。暗緑色の粗粒の岩石で、これを顕微鏡下で観察すれば、つぎのようなものである。

ひじょうに粗粒の斜長石と単斜輝石が、サブオフィティック組織をしめして組合っている。斜長石は、0.3×2.0 mm の長柱状のものほか、内外の板状のものが、少量みとめられる。単斜輝石は、斜長石の間をうすめて発達しており、粒状のものから0.5~1.0 mm ほどの大きさのものまで、いろいろみとめられる。斜長石は内部まで、ほとんど緑泥石化している。また、全般に微細な不透明鉱物が散在し、汚濁している。

III.5 地質構造および地史

III.5.1 地質構造

この図幅にふくまれる地域は、日高変成帯と神居古潭構造帯にはさまれている。すなわち、ここは日本における第三紀の造山運動、日高造山運動によつて形成された地質構造をしめすとみてよい。

この地域は構造的に、つぎのように分けることができる。それぞれの帯は、褶曲、剪断の形式のみならず、そこに発達する火成岩類にも独特な性質がある。

神居古潭構造帯

日高西縁構造帯

日高前縁褶曲帯

日高変成帯

白堊系向斜帯

神居古潭構造帯

この構造帯は、図幅の西端を南北に走っている。ここを構成する地層群の層位的位置づ



 衝上の構造線
 衝上断層
 断層
 構造帯境界線

第21図 構造図

A: 神居古潭構造帯 B: 白垩系向斜帯 C: 日高西縁構造帯
 D: 日高前縁褶曲帯 E: 日高変成帯

けは、まだ完全ではない。

しかし現在の形態からみると、帯の北部、糠平山周縁日高累層群は、北に開いたベイズンを形成している。これらは両側および南部において、蛇紋岩で貫ぬかれており、四周との連続関係は断たれている。この日高累層群は岩質の上で、岩清水層の下部層に当る可能性が大きい。もし、この推定が正しいとすれば、額平川以南に分布する輝緑凝灰岩よりなる岩清水層、さらにその南方での白垩系の発達と照らしあわせると、糠平山を核とする細長いドーム状の構造が考えられる。しかし、現在観察される範囲では、糠平山の核はむしろベイズン状の構造をしめしている。このような相反する構造は、当初からのものではなく、遅れて形成された剪断および断層運動に関連し、蛇紋岩の進入時期に生じたものであ

ろう。

白堊系向斜帯^{*}

白堊系は、構造的に1つの大きな向斜をしめしている。その向斜の両側は、神居古潭帯および日高西縁構造帯との境界で、断層また剪断されてはいるが、全体としては複向斜構造をなしている。白堊系は構造的に2つの部分に分けることができる。主要な部分は、ながく南北に帯状分布をしめす帯である。ここは向斜の両翼が急立あるいは逆転し、いちじるしく圧縮されている傾向がある。この帯状部分の褶曲は、地層の分布域の方向と平行に形成され、褶曲軸は南北走向をとつている。層相、層厚は褶曲の両翼部で異なっている。一般に東に厚く西に薄い傾向があり、堆積物の粒度は東に粗、西に細いものである。

白堊系の他の部分は、白堊系向斜の主帯より西にはりだしたところである。ここは南北走向の断層で、主帯より断絶されている。堆積物の性状は向斜の西翼部分のものに近い。

しかし特異なのは、その褶曲構造である。褶曲は南に急に傾斜する褶曲軸をもつ扇状褶曲の形態をしめしている。

白堊系向斜帯は、上述のほか、東西に走る平行した断層によつて、たち切られている。これらの断層により切られている、それぞれの部分についてみれば、下部層は北に、上部層は南部に分布している。これは、1つには、神居古潭構造の構造と同じように、北部ほど上昇の傾向のあることをあらわすものである。

日高西縁構造帯

日高西縁構造帯は、前にのべた白堊系向斜帯のすぐ東側に、南北に走る帯である。

この構造帯は輝緑岩のいちじるしい進入によつて特徴づけられている。この輝緑岩は複合進入体をつくり、その岩体の北端はこの図幅の北隣する千呂露図幅地域にあり、南端は南に接するイドンナップ図幅を通り、神威岳図幅に達する延長約60 kmに達するいちじるしいものである。

この輝緑岩の進入位置は、白堊系の向斜帯との境界の衝上の運動のはたらいた地帯にあつており、輝緑岩自体も白堊系の上に、衝上しているのである。

日高前縁褶曲帯

前縁褶曲帯とは、輝緑岩床で特徴づけられている日高西縁構造帯と、変成帯との間に発達する日高累層群の複雑な褶曲帯である。

この地域の構造は、まだ充分に解析されてはならないが、一般に東に急傾する、いちじ

* この地域の白堊系のくわしい構造については小山内熙，松下勝秀：(1961) 北海道地下資源調査所報告 25号を参照されたい。

るしく圧縮された褶曲構造がみとめられる。

それらの走向・傾斜と大体一致して、かなり大規模な剪断帯や断層が発達している。

そのうち、とくにいちじるしいものは、図幅の南半部に存在する。ここでは剪断帯や断層は、平行した輝緑岩床群、蛇紋岩レンズ群あるいは片状岩帯としてみとめられる。これらは雁行し、あるいは取れんして、構造的に異なつた単位部分をいくつもつくり上げていくらしい。

変成帯の構造

変成帯の構造は、大別して3つに分けることができる。

その1は変成帯の西側に発達する緑色角閃石角閃岩、ソーシユール石はんれい岩、かんらん岩および緑色片岩質岩石の意味する単位構造である。

その2は変成帯の東側をしめる片麻状はんれい岩のあらわす単位である。

その3は上記の東西2つの単位を分けるセプタおよびセプタ内部に発達している褐色角閃石角閃岩で代表される構造である。

これらのほかに、この図幅では大きな意味がしめされないが、東北端の片麻状花こう岩体も1つの単位と考えられる。

すでにのべたように、この地域の塩基性岩の進入は、進入体の形態からあきらかなように、特定の地帯の衝上の運動に関連している。

すなわち褐色角閃石角閃岩は、これを南に追跡すると、神威岳図幅、シビチャリ川上流域、楽古岳図幅にみられるように輝緑岩、はんれい岩の巨大な岩床の進入活動にむすびについている。この進入は、裂か形成をあらわすものであり、同時に裂かの東側の地帯の上昇あるいは衝上の運動傾向を反映しているのである。

セプタの東側に発達する片麻状はんれい岩は、褐色角閃石角閃岩の活動に遅れて開始された大規模な進入運動をしめしている。この岩石は、その組成、組織より判断されるように、共運動的深成活動をあらわしている。進入の中心は図幅の北部域より千呂露図幅域にある。グラニユライト様岩石より火成的構造の岩石へ漸移する点からみると、岩石の片麻構造は固結の当初から附与されていたとみるべきである。片麻状はんれい岩体内部へのセプタの挿入と、その東側にみられる多分に火成的はんれい岩の発達は、進入が運動の強烈な西より、東へと次第に移行してゆく様子をあらわしている。

セプタの西側に発達しているソーシユール石はんれい岩、片状角閃岩類の形成も、変成帯西縁部での裂かの形成をあらわしている。これらの進入は、おそらくは一連の運動系列をしめすものであろう。ソーシユール石はんれい岩、片状角閃岩は、そのなかにふくまれて

いる、異なつた単位の岩体である。

これら進入体は、固結後にいちじるしく差動をうけ、片状岩化している。この差動運動は、塩基性岩類の角閃岩化をもたらしているが、変成条件は比較的到低温度をしめしている。すなわち変成帯では、すでに中軸帯が片麻岩化あるいはミグマタイト化し、そこはある程度固化しているのである。

いいかえれば、ブセタ西側の片状岩類は、変成帯中軸部の西方への衝上の運動をしめすものになる。このような運動傾向は、後にいくつもの衝上断層に収れんされた。すなわち、かんらん岩床の進入はその1つのあらわれであり、変成帯西縁の衝上断層もその1つである。

以上を要するに、変成帯は形式と時期の点では異なつてはいるが、数おおくの衝上片の置重したもので、衝上運動の方向は、いずれも東より西にむかうものである。

このような性格は、まえにのべたように、変成帯西方の各構造帯の性格と一致している。

なお、この図幅では、東より西へむかう衝上運動のほかに、変成帯内部では北方の単位が、南へおしあがる要素をしめしている。すなわち戸島別川流域より幌尻岳付近には、ほぼ東西ないし北西——南東走向の衝上断層が、南北走向の衝上断層を横切つて発達している。これは片麻状はんれい岩体の中心部が、周縁部に比べて、より上昇する動きをあらわしているのである。この北高、南低の構造的傾向は、白堊系あるいは神居古潭帯での傾向とまったく共通する点は、興味深いものである。

III.5.2 地 史

この地域の地史は、日高変成帯の形成に密接に関連している。現在の知識では、変成帯は、白堊紀全期間をつうじて形成されつづけたとみられているだけで、それぞれの変成作用や火成活動が、白堊紀の何時の時期に対応するかは、まだ明らかでない。しかし変成帯形成の順序は、大体つぎのようである。この地域全体は、おそらく中生代の半ばより、ジュラ紀にかけての地向斜であつた。この地向斜堆積の後期には、いちじるしいスピライト質岩類の火成活動が行なわれ、それにともなつて輝緑凝灰岩も堆積した。ジュラ紀の末期あるいは白堊紀の初期には、日高変成帯を中心にして、変成作用や火成作用が始まつたと考えられる。片麻岩類が中軸に生じ、輝緑岩類が進入し、ひきつづく変成作用により角閃岩化した。これが褐色角閃石角閃岩である。ややおくれ、片麻状はんれい岩の大規模な進入が行なわれた。ソージュール石はんれい岩および緑色角閃石片状角閃岩は、うえにのべたものより後期の進入岩と考えられる。この進入活動は、変成帯の中軸部が、おおむね固化した後のものであろう。これらの進入体は、中軸部のいちじるしい衝上の隆起によつて片状化している。衝上断層も形成され、そのあるものは、かんらん岩床を導いている。変成

帯西縁が、いくつもの衝上片の集合となつているのは上記の運動の反映である。片麻状はんれい岩の東側には、このはんれい岩を貫ぬいて花こう岩が進入している。酸性岩類の進入は変成帯の形成史の後期の出来ごとである。

一方、変成帯の西側の地域では、変成帯の形成運動に直接に関連しているとみられるものは、南北方向の衝上の構造線、輝緑岩、蛇紋岩床の発達である。それらは、堆積岩のはげしい褶曲におくれて生じたものであるが、変成帯西縁の衝上断層（狭意の）以前のものであることは、あきらかである。糠平山を中心とする地域の構造からみれば、白堊系の堆積時には、すでに構造運動が進捗しており、白堊系堆積後のつよい褶曲運動が、これに重複している。この地域の蛇紋岩の進入は、白堊系褶曲後となるが、進入をともなつた構造運動は白堊系堆積後期に、すでにあらわれていたであろう*。この地域の最末期の構造運動は EW 性の断層によつて代表されている。

IV 応用地質

この図幅地域は、従来、交通の便がひじょうに悪く、地形も急峻で鉱物探査は充分に行なわれていない。しかし現在までにクロム鉄鉱床、チタン鉄鉱床および石灰石鉱床などが知られている。

IV.1 クロム鉄鉱床 (Cr)

クロム鉄鉱床は、図幅の北西部、つまり、神居古潭構造帯に分布している蛇紋岩に胚胎している。日高前縁褶曲帯中の蛇紋岩には、鉱石はみとめられない。

八田糠平鉱山*

この鉱山は、昭和 30 年以來、八田鉱業株式会社によつて探鉱が行なわれ、11 カ所の鉱床露頭が発見されているが、現在は休山している。これまでに、約 200 トンほど出鉱されている。

鉱床は、額平川の支流、パンケユクルベシュベ沢の上流地域にあり、さらに、その北部の蛇紋岩体中にも、小規模の鉱体がみとめられる。この鉱山への交通の便は、きわめて悪い。ここには、千呂露川側から額平川へ越える林内歩道をへて行くか、あるいは額平川ぞ

* この地域のクロム鉄鉱床については、すでに斎藤昌之・鈴木守(1959)によつて報告されている。本文においては、その概要をのべるにとどめておく。

いのトラック道路の、パンケユクルベシュベ沢、額平川の合流点より、まえにのべた林内歩道に入るかの、いずれかである。

鉾 床

クロム鉄鉾床の露頭は11カ所みられるが、主要なものは6カ所である。これらは、1号～7号鉾床とよばれている。各鉾床は、すべて蛇紋岩に発達する節理系に規制されて発達している。鉾床に関係する蛇紋岩体の節理系としては、岩体の伸びにはほぼ平行なNS系のものおよびN40°～60°E系のものがみとめられる。鉾体は、これらの節理の間に胚胎しており、幅20cmから50cmほどのもので、膨縮がいちじるしい。これが鉾体の原形と考えられる。母岩の蛇紋岩は、構造運動の影響をつよくうけて片状化がいちじるしい。そのため、鉾床も2次的に変位変形をうけている。

鉾石には、塊状鉾と斑状鉾（メッチャ鉾）がみとめられる。塊状鉾は、一般に、Cr₂O₃が50%前後の高品位鉾である。

この地域の鉾床は、すべて小規模のものであり、大規模な鉾床が発達している可能性はすくないと推察される。しかし、今後の探査いかんによつては、小規模の新鉾床が数おおく発見される可能性はある。

これらの鉾床のほか、この地域には、かなり多量のクロム鉄鉾の流鉾がみとめられる。

糠平鉾山（大臣坑，神慶坑）

この鉾山は、昭和11年から昭和20年にかけて、稼行された。しかし鉾床の主体は、隣接岩知志図幅地域内に存在しており、この図幅地域には、ペンケハユシエナラ川流域の神慶鉾床と、その東側の大臣鉾床などがみられるていどである。

この鉾床位置までは、額平川本流ぞいに開きくされているトラック道路から歩道が通じていた。しかし現在では、歩道は荒廃し通過できない。

鉾床の形態や鉾石の性質など、現在ではほとんど不明である。鉾床の規模は、おそらく小さいものであつたろうと推定される。しかし、ここも、まえにのべたように今後の探鉾次第によつては、新鉾床を発見することができるであろう。

IV.2 チタン鉄鉾床（Ⅱ）^{*}

チタン鉄鉾床は千呂露川本流、海拔900m付近にあつて、賦存する範囲は本流沿いに約500mにわたつている。

* このチタン鉄鉾床については、橋本誠二、番場猛夫、五十嵐昭明（1957）によつて詳しい報告が、すでに行なわれている。⁶⁾

チタン鉄鉱はソーシユル石はんれい岩にともなわれるはんれい岩ペグマタイト岩脈に胚胎している。ペグマタイトのあるものは、母岩とともに変成し角閃岩化している。

ペグマタイト岩脈の脈幅はせまいもので、普通は 30~10 cm 程度で、それらの分布する範囲も本流沿いに限定されているようである。

チタン鉄鉱はペグマタイトの斜長石、異はく石の結晶間をうずめ、交替的に拮がつている。変成した部分では片理にそつて鉱石は散点し、チタナイトを形成し、品位は劣悪となる。もつとも高品位部分ではつぎのようである。

Fe	22.90	TiO ₂	21.89	Cr ₂ O ₃	0.403
	16.29		9.59		0.425
	25.14		28.60		1.033

地質調査所北海道支所 伊藤 聡分析

この鉱床はクローム含有がおおいうえに、賦存範囲が限定されているために、あまり期待できない。

IV.3 石灰石鉱床

この地域のイドンナップ層中には、石灰岩層が数おおく分布している。しかし石灰石鉱床として稼行の対象となるようなものは、南部の新冠川流域に分布するものに限られる*。新冠川流域に発達している鉱床は、南北2つの鉱体からなりたつている。南の鉱体は、新冠川本流に面して露出し、兩岸に高さ約 300 m ほどの崖をつくつて観察される。

鉱体は、NNW—SSE の走向、40°~60° W の傾斜で、層厚はおよそ 300 m 内外である。北部の鉱体は、幅約 200 m ほどで、走向方向での延長は NS に 600 m ほどである。背斜構造をしめしていると考えられる。これらの鉱体を、南から北へ、第1、第2、第3鉱体にわけて鉱量を算出すれば、つぎのようである**。

第1 鉱体……約 800 万 ton

第2 鉱体……約 5,400 万 ton

第3 鉱体……約 2,000 万 ton

(鉱量の算定は稜体公式を用いた。等高線間隔は 50 m にとり、石灰石の比重は

* この石灰石鉱床は、イドンナップ図幅調査のときに発見したもので、その詳しい報告は別途に行なわれてある。

鈴木守他 (1961): 新冠石灰石鉱床調査報告, 特殊地帯²⁰⁾

** 南の鉱体は、新冠川本流によつて断ち切られているので、その南のものを第1 鉱体、北のものを第2 鉱体として取扱つた。

2.7, 可採率は60%にみである。)

これらの鉍体を構成している石灰石は、かなり良質であり、セメント原料として充分に利用できるものである。鉍体の品位図は、まだ作成されておらないので、鉍量の確認と、品位図の作成のためには精査を行なう必要がある。

文 献

- 1) 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, 1~6
- 2) 舟橋三男, 橋本誠二 (1951): 日高帯の地質 地団研専報 No. 6
- 3) 鈴木 醇 (1955): 輝緑岩 (Diabase) に関する諸問題 北地要 第26号, 9~23
- 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 北地要 No. 8, 1~10
- 5) 橋本誠二, 熊野純男 (1955): 北部日高山脈の氷蝕地形 地質雑 Vol 61. 716号, 208~217
- 6) 橋本誠二, 番場猛夫, 五十嵐昭明 (1957): 日高国沙流郡日高村チロロ川チタン鉄鉍鉍床調査報告 北地資料 31号
- 7) Mitsuo Funahashi (1957): Alpine Orogenic Movement in Hokkaidô, Japan. Jour. Fac. Sci. Hokkaidô Univ. Seri. IV, Vol. IX, No. 4, 415~469
- 8) 長谷川 潔, 酒匂純俊 (1958): 5万分の1地質図幅「神威岳」
- 9) 舟橋三男 (1958): 神居古潭構造帯 鈴木 醇教授還暦記念論文集
- 10) 橋本誠二 (1958): 日高変成帯 鈴木 醇教授還暦記念論文集
- 11) 中島秀雄, 鈴木 守, 平井喜郎 (1958): 日高山脈西方時代未詳層群の化石新産地 北地要 36号, 1~5
- 12) 斎藤昌之, 鈴木 守 (1959): 糠平川上流地域のクロム鉄鉍床 北地資料 51号
- 13) 鈴木 守, 橋本誠二, 浅井 宏 (1959): 5万分の1地質図幅「菜古岳」
- 14) 小山内 照, 松下勝秀 (1960): 日高山脈西縁の白堊系 II 北地報告 24号
- 15) 鈴木 守 (1960): 宿主別川流域の赤鉄鉍床 北地資料
- 16) 橋本誠二, 武田裕幸 (1960): 5万分の1地質図幅「広尾」
- 17) 小山内 照, 松下勝秀 (1961): 日高山脈西縁の白堊系 III 北地報告 25号
- 18) 長谷川 潔, 小山内 照, 鈴木 守, 松下勝秀 (1961): 北海道中軸地帯の先エゾ層群——
- 19) 鈴木 守, 小山内 照, 松井公平, 渡辺 順 (1961): 5万分の1地質図幅「イドンナップ岳」
- 20) 鈴木 守, 松井公平 (1961): 新冠石灰石鉍床調査報告 特殊地帯調開査資料

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

POROSHIRI-DAKE
(Kushiro-50)

By
Seiji Hashimoto, Mamoru Suzuki
and Hiroshi Osanai
(Geological Survey Hokkaidō)

Résumé

The region under survey belongs to northern Hidaka Range, Alpine orogenic mountains striking northward through the central part of Hokkaidō.

Tectonically, the area is divided into the following five longitudinal structural zones from west to east.

- 1) The Kamuikotan zone
 - 2) The Cretaceous synclinal zone
 - 3) The westernmost Hidaka zone
 - 4) The frontal folded Hidaka zone
 - 5) The Hidaka metamorphic zone
- 1) The Kamuikotan zone

The Kamuikotan zone is characterized by enormous occurrence of serpentinite and diabasic sheets which were displaced along the weakest lines of structure.

Oldest sedimentary rock in this zone, probably Jurassic or older in age, crops out making the core of an elongated dome and forming sequences mainly of sandstone, black slate and chert intercalating

layers of pillow lava.

The southern flank of the dome consists of a very thick schalstein formation in which agglomeratic layers and extrusive pillow lavas are combined with sandstone and slate. This is called the Iwashimizu formation; probably it is upper Jurassic in age.

As a result of a strong orogenic movement, almost every trace of stratification has been lost and it is very difficult to make the structure clear.

The uppermost part of the mantle of the dome developing in the south-western corner of the map, corresponds to the folded Cretaceous in which the axis of folding pitches towards the south.

Throughout the whole area, the Kamuikotan zone is almost vertically uplifted to the zone of Cretaceous to be next described.

2) The Cretaceous synclinal zone

A narrow zone of Cretaceous sediment which is made up of sandstone, shale and conglomerate, occurs in the form of an east-dipping synclinorium, between the uplifted Kamiukotan and Hidaka zones. Although, no direct relationship is observed because of faulting, the Cretaceous formation is in general, separated from the basement by unconformity. The Cretaceous formation in which some unconformity is found in the middle part, belongs to the Senonian to Aptian age, on the basis of its fossil content.

3) The westernmost Hidaka zone

The westernmost Hidaka zone forms a characteristic tectonic zone which is made up of an extensive sheet of diabase, upthrust upon the Cretaceous syncline from the west side.

This longitudinal diabase intrusion is characteristic of a region where the differential vertical movements between two different structural units, has taken place. The diabase intruded in the present zone shows a variety of facies.

Medium to fine-grained diabase occurs in comparatively greater quantity, while protocrushed or agglomeratic facies have been found in some places which are indicative of a concomitant movement during the intrusive phase.

4) The frontal folded Hidaka zone

The wide zone of the Hidaka super-group which is called the "Idonnappu" formation in this area, occurs just to the east side of the above diabase sheet.

It is composed of a series of intensely folded and faulted black slate, sandstone and chert. Subordinate layers of schalstein, pillow lava and limestone are also observed.

No fossils have been found; however, it is thought that the formation is older than Cretaceous, most likely Jurassic in age.

In general, the folding is isoclinal and dips to the east. There are several upthrusts of minor scale with accompanying intrusions of serpentinite and diabase.

This zone is, as a whole, upthrust upon the Cretaceous, the boundary of which comprises the site of the longitudinal intrusion of the above-mentioned diabase.

5) The Hidaka metamorphic zone

The Hidaka metamorphic zone, which is made up of a series of ultrabasic, basic to acidic plutonic rocks and subordinate amounts of the gneisses, occupies the eastern part of the map.

The plutonic mass of this region represents the south-eastern end of the huge plutonic body called the "Poroshiri-daké plutonic complex" extending in a wide belt 60 km long and 15 km wide. This plutonic mass is separated into two or three parts by a swarm of narrow gneiss belts which is a remnant of the gneiss of the original axial zone into which the Poroshiri-daké magma intruded.

The swarm of narrow gneiss belts or the "septa" are composed chiefly of garnet-biotite-gneiss and hornblende-biotite-gneiss being characterized by a development of porphyroblastic plagioclase or hornblende. The gneisses near the gabbro contact are more or less influenced by basic material and are converted into hypersthene-biotite-gneiss and garnet-cordierite-biotite-gneiss.

Within the gneiss belt, a number of concordant amphibolite sheets have been found, the most of which have suffered metamorphic and some were completely converted into biotite-hornblende-gneiss. In

some places, relictic texture and minerals of diabase or gabbro have been detected. It is obvious that the amphibolites were formed, at least, prior to some phase of metamorphism. But at present, very little is known about the mutual time relationships between the migmatitic phases and those of intrusions.

The large body of basic rocks occurring in the east side of the septa has a strong gneissose foliation and alternations of mafic bands and felsic bands. It is, therefore, named gneissose gabbro in which three types are notable.

Schistose gabbro

Gneissose olivine gabbro

Gneissose norite

The schistose gabbro occurs in the boundary part of the gneissose gabbro mass as concordantly intercalated narrow layers of brecciated bands. It has the same constituents as that of the amphibolite viz., brown hornblende and plagioclase. No trace of biotitization nor migmatization has been found, but hyperstheneization of hornblende or noritization is rather common. The schistose gabbro may be derived from the diabasic fore-runner of the main intrusion.

The gneissose olivine gabbro consists of olivine, diallage and basic plagioclase; it occupies the central part of the plutonic body widening its area to the north. At the marginal parts of the olivine gabbro, rhombic pyroxene enters, whereas the amount of olivine decreases and it gradually passes into the gneissose norite.

The gneissose structure is better developed in the norite than in the olivine gabbro. Linear or planar oriented dark minerals are characteristics.

A series of the basic rocks which occur in the west side of the septa has a pronounced schistosity. Four types of these rocks have been observed.

Saussurite gabbro

Schistose amphibolite

Greenschistose rock

Peridotite

The saussurite gabbro is derived from the coarse-grained massive olivine gabbro which is sometimes found to be enclosed in the former. The amphibolite layers of variable width develop very often in the saussurite gabbro. These amphibolites are formed as a result of a deformational metamorphism superposed upon the gabbro.

The schistose amphibolite consists principally of acicular green hornblende and granular plagioclase; it retains no traces of the original rock. However, the most of the schistose amphibolite is petrographically very like that derived from the saussurite gabbro. It belongs rather to a different unit of the rock type for the following reasons: 1) narrow septa of the gneiss are often found between the two types of rocks, 2) in the north and in the south, the bodies of the two rocks which lay closely side by side in this mapped area, are separated into independent bodies.

The greenschistose rock always occurs along the great thrust fault which separates the Hidaka metamorphic zone from the frontal folded Hidaka zone. The rock is mylonitic in texture and certainly was derived from the schistose amphibolite having been crushed during the thrusting.

The sheets of peridotite are well developed in the terrain of the schistose rock series. The ultrabasite belonging to the metamorphic zone is quite free from serpentinization and entirely different from the one that occurred in the Kamuikotan or the frontal folded Hidaka zone. Structurally, it is considerable significant that the peridotite is intruded along the line of weakness where the thrusting had taken place.

The granite

A part of granite body is exposed in the north-eastern part of the map. It is biotite granite and has a strong foliation. Intercalation of the cordierite-biotite-gneiss is common in the eastern part. The gneissic banding is confused by secondary steep foliation obliquely truncating, along which granitic banding occurs. A gradation from gneiss into granite is very commonly observed.

Ore deposits

Chromite, ilumenite and limestone are chief ore deposits of the region.

The chromite ore in the serpentinite has once been worked in a number of small mines which have been closed.

The ilumenite ore is found in the drainage basin of the river Chiroro. It accompanies the gabbro pegmatite in the saussurite gabbro, however, the poor quality and quantity prevent its being worked.

Some layers of limestone exposed in the basin of the river Niikappu, are suitable for Portland cement materials.

昭和 36 年 3 月 25 日 印刷

昭和 36 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 三田 徳太郎

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

POROSHIRI-DAKE

(KUSHIRO-50)

BY

SEIJI HASHIMOTO

MAMORU SUZUKI

HIROSHI OSANAI

SAPPORO HOKKAIDŌ

1961