

5万分の1地質図幅
説明書

イドンナップ岳

(釧路一第56号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 鈴木 守

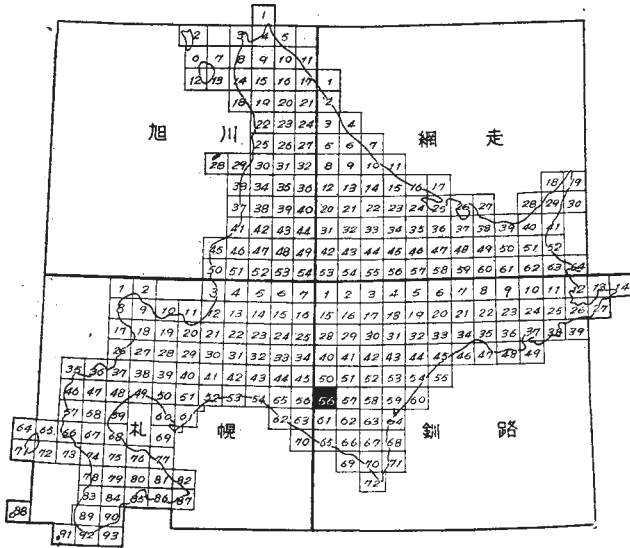
同 小山内 熙

同 松井 公平

北海道嘱託 渡辺 順

北海道開発庁

昭和36年3月



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

昭和36年3月

北海道開発庁



イドンナップ岳の遠望

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	1
II 地 形	3
III 地 質	5
III.1 地質概説	5
III.2 堆積岩類	7
III.2.1 先白堊系	7
III.2.2 白 堊 系	14
III.2.3 新第三系	22
III.3 変成岩類	24
III.3.1 準 片 岩	24
III.3.2 含らんせん石岩	24
III.3.3 ホルンヘルス	25
III.3.4 緑色片岩	25
III.3.5 セ プ タ	26
III.4 火成岩類	27
III.4.1 スピライト質岩類	28
III.4.2 緑色角閃石片状角閃岩およびソーシユル石はんれい岩	35
III.4.3 褐色角閃石角閃岩	43
III.4.4 超塩基性岩類	43
III.4.5 脈 岩 類	45
III.5 第 四 系	47
III.6 地質構造および地史	48
III.6.1 地 質 構 造	48
III.6.2 地 史	51
IV 応用地質	55

参考文献	57
Résumé (in English)	59

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

イドンナップ岳 (釧路一第56号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 鈴木 守

同 小山内 熙

同 松井 公平

北海道嘱託 渡辺 順

はしがき

イドンナップ地質図幅および同説明書は、昭和31年から昭和34年までの4年間にわたって、延約340日間を費して行なった野外調査結果をとりまとめたものである。

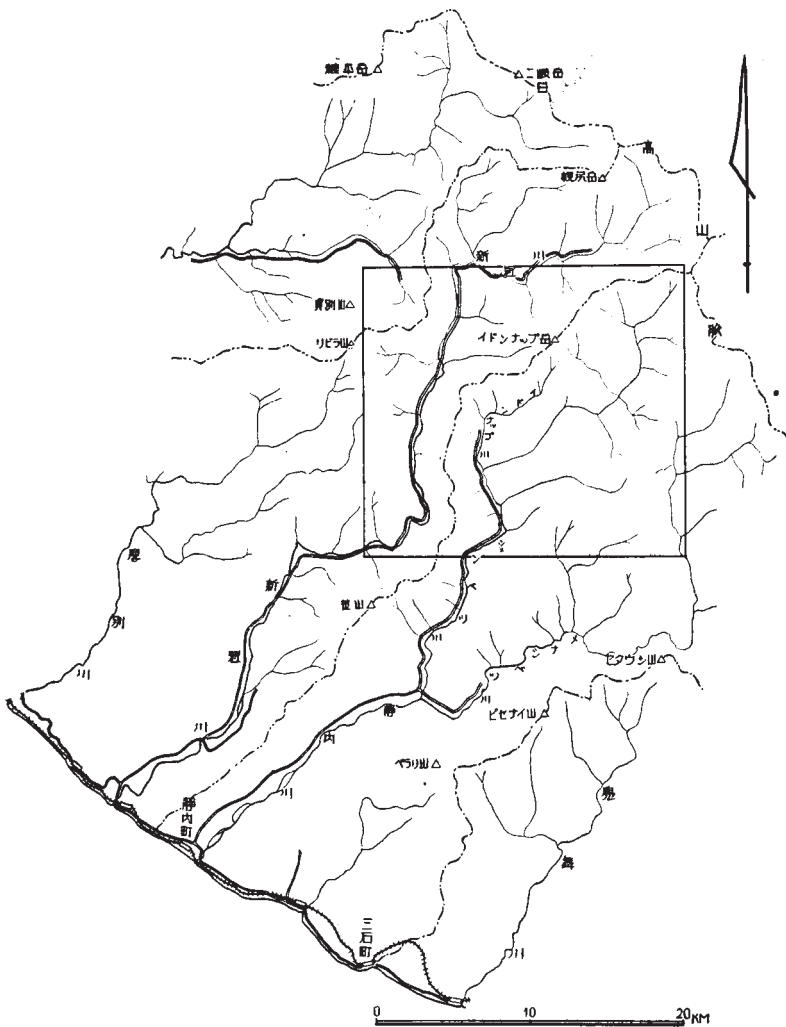
野外調査にあたっては、北海道立地下資源調査所酒匂純俊技師にはコイボクシビチャリ川流域の調査を、同松下勝秀技師にはペンケアブカサンベ川流域とその南部地域の調査を、同斎藤昌之技師にはクロム鉄鉱床を、同三谷勝利技師にはシュンベツ川上流の新第三系の発達する地域の調査を、北海道大学理学部地質学鉱物学教室の太田昌秀修士には比宇川上流域その他一部の地域の調査を、また、静内高等学校の浦野龍一氏にはシュンベツ川地域の一部の調査を、それぞれ協力していただいた。

また、現地においては、北海道電力株式会社土木部工事課および岩清水発電所連設所の各位から多くの便宜をはかっていた。

さらに、この説明書のとりまとめにあたっては、北海道大学理学部地質学鉱物学教室の舟橋三男助教授および橋本誠二教授から、いろいろの御教示と討論をしていただいた。さらに、橋本教授には資料の化学分析をしていただいた。これらの方々に厚くお礼を申し上げる。

I 位置および交通

この図幅地域は、北緯 $42^{\circ}30'$ ～ $42^{\circ}40'$ 、東経 $142^{\circ}30'$ ～ $142^{\circ}45'$ の範囲で、日高山脈中部の



第1図 位置，交通図

西側をしめる地域である。行政区劃のうえでは、日高支庁の管轄下であり、図幅地域の西北隅の宿主別川流域は平取町に、新冠川流域は新冠村に、中央部から東側の地域、つまり、シュンベツ川流域からコイボクシビチャリ川流域にかけての地域は静内町に、それぞれ属している。

図幅地域のほとんど全域が険しい山地帯であるために、全く村落はみられない。

この地域にはみごとな原始林が発達している。このため造材事業がさかに行なわれている。したがって、そのための施設が新冠川やシュンベツ川地域に、数カ所建設されている。そして、木材搬出のための林道が各河川にそって敷設されており、さらに奥地へと



第 2 図 シュンベツ川中流地域から上流地域にかけては路がないので、川ぞいに遡行しなければならない。

北海道電力株式会社による日高地域電源開発計画の進展に伴って、新冠川上流やシュンベツ川上流地域に調査歩道が開さくされている。

この計画のうちの一つである、岩清水発電所が新冠川中流地域に建設されており、すでに発電が行なわれている。いままた、奥新冠発電所の建設工事が実施されており、新冠川上流に川ぞいにジープ用道路が開さくされている。

このような発電事業の進展にともなって、図幅調査の当初には、全く道らしい道もなく、きわめて遡行が困難であった所さえ、今では自動車道路が通じており、容易に調査ができるようになった。しかし、コイボクシビチャリ川流域には、このような開発道路は開さくされていない。

II 地 形

図幅地域の大部分は、全く急峻な山地帯から構成されており、この間を流れる河川は急流となって流下している。日高山脈の主稜は、この図幅地域からわずか東側にはずれた位置にあり、この地域には、その出尾根のような形で西に張り出しているナメワッカ岳(1,799.1 m)しか分布していない。図幅地域に分布している山稜は、日高山脈の主稜にほぼ平行なNNW-SSEの配置をとっており、2列の分布がみとめられる。そのうちの1列は、図幅地域の中央部付近に分布しているものであり、北から南へ、イドンナップ岳(1,747.8 m)、大山(1,361.0m)、パンベツ山(1,336.5m)の順で並んでいる。他の1列は、図幅地域の西側にみられ、ビウ岳(1,134.1 m)のほかにも900m内外の山稜が分布している。一

方、これらの山稜の間は凹地形をつくっており、同じ方向で分布している。これらの配置の形態は、それぞれの地域を構成している地質と密接な関係をもっていると考えられる。すなわち、山稜部は、この地域の基盤岩類の分布地域と一致しており、凹地部は、より新しい時代の地層が分布している地域と一致している。このような事実は、いうまでもなく、地質時代による構成岩の岩質の違いや削剝のうける度合の違いによるものであるが、それぞれの地域の昇降運動も反映しているものと考えられる。

図幅地域内を流れる河川は、すべて太平洋にそそいでいる。これらの河川のうち、その源が日高脊梁山脈にあるものには、新冠川、シュンベツ川、コイボクシビチャリ川などがある。また、まえにのべた西側の山梁部にその源を発するものには、宿主別川と比宇川がある。前者は額平川と、後者は厚賀川と、それぞれ合流する。これらの河川の流路の方向性は大きくみると、N-S系とE-W系のものが多い。この方向性は基盤に発達している断層系の方向とほぼ一致している。これらの河川の流域は、一般に急崖をつくっており、また水量が多いため、各所に遡行困難な箇所が発達している。中でも、新冠川とシュンベツ川の上流流域は、急崖の連続する急峻なところでよく知られている。



第3図 シュンベツ川中流の溪谷
(日高西縁構造帯の輝緑岩地域)



第4図 白堊系の発達している地域の地形は、かなりゆるやかである。(新冠川中流)

これらの各河川の沿岸にそって河岸段丘が発達している。とくに、白堊系の地層の分布している地域にその発達がいちじるしい。段丘は、河床からの比高によって、第1河段丘と第2河段丘とに分けることができる。第1河段丘は比高40m～120mまでの間に、また、第2河段丘は5m～20mまでの間に、それぞれ発達している。

III 地 質

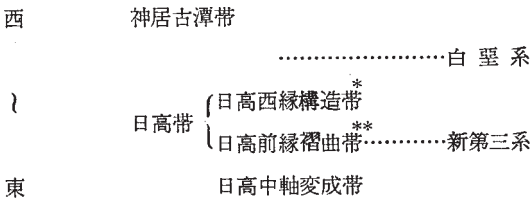
III.1 地質概説^{1),9)}

イドンナップ図幅地域は、北海道中軸地帯とよばれる特ちょうのある地質構造発達を行なった地域、すなわち、日高地向斜から日高造山運動へと大きな地殻変動をへてきた地域の一部にあっている。したがって、全般的にいちじるしい擾乱をうけており、きわめて複雑な褶曲構造を形成しているほか、各種のせん断帯が発達している。

この地域に分布している堆積岩類は、大きくみると先白堊系、白堊系、新第三系に分類することができる。先白堊系の堆積岩類は、上・下二つの地層に分けることができる。下部層は、おもにチャート、砂岩、粘板岩類から構成されているイドンナップ層で、上部層は、おもに輝緑凝灰岩から構成されている岩清水層である。

これらの地層は、この地域の基盤を構成しているもので、ともに日高地向斜の堆積物と考えられる。これらを不整合におおって白堊系および新第三系が発達している。その分布の形態は、あきらかに基盤の地質構造を反映しているものとみられる。

一方造構単位という観点から、基盤構造をみれば、つぎのように区分することができる。



これらの各造構単位は、それぞれNNW-SSE方向をとって平行に配列しているが、さらに白堊系の分布の形によって、これらの帯状配列が強調されている。これらの各単位

* 従来、日高帯の輝緑凝灰岩帯とよばれてきている地帯であるが、この図幅説明書では日高西縁構造帯と仮称した。

** 従来は、不変成日高帯ともよばれているが、この図幅説明書では日高前縁褶曲帯と仮称した。

時代	層序	記号	模式柱状図	層厚m	岩質および岩相	
第四紀	氷堆石 河段丘堆植物 (21)	T D ₁ D ₂				衝上運動
		新第三紀 中新世	カシロノオウ マナイ沢層	Tk	400±	
白堊紀	中部 エゾ層群	新冠川層	M ₂	800±	頁岩を主として、砂岩 凝灰岩の薄層をはさ む。	日 高 変 成 帯 形 成 期
		額平川層	M ₁	300+ 50 / 300 100 ↓ 250	凝灰岩を挟み、全般的に 在する砂岩・頁岩 頁岩が砂層が発達して 砂岩・礫岩る。	
	下部 エゾ層群	双珠別川層	L	200+	細状ラミナを有する頁 岩を主とし、砂岩をは さむ。	
ジュラ紀 トリアス紀	日高果層群	岩清水層	Sc Sd Ss	1500+	集塊質凝灰岩を主と し、間に粘板岩・チャ ートをはさむ。	日 高 地 向 斜 期
		イドンナップ層	Hs Hc Ls Hd	3000+	粘板岩・砂岩・チャ ートを主とし、間に輝緑 凝灰岩や石灰岩をはさ む。	

第5図 イドンナップ岳図幅地域模式地質柱状図

は、それぞれ特ちょうのある構造をしめしており、また各構造単位にみられる火成岩類あるいは変成岩類の性質にもかなりの違いがみられる。日高帯の中心的位置をしめているとみられる中軸変成帯は、この図幅地域では、東北端部にわずかにその一部が分布しているにすぎない。その大部分は塩基性火成岩あるいは、その変成岩からできており、いちじるしい帯状配列をしめしている。前縁褶曲帯は、まえにのべたイドンナップ層の主要な分布地域であり、一般に、火成活動や変成作用はいちじるしくない。しかし、小規模ではあるが、スピライト質岩類や蛇紋岩その他の火成岩類が分布している。また、黒色千枚岩や緑色片岩質の弱変成岩類がみとめられる。日高西縁構造帯は、スピライト系の輝緑岩複合進入帯から構成されている。神居古潭帯はまえにのべた不変成中軸帯と類似の性質をしめしているが、とくに大規模なスピライト質岩類とその凝灰質岩類によって特ちょうづけられる。また、規模のやや大きい蛇紋岩体が分布しており、そして、含らんせん石岩のような前縁褶曲帯にはみられない変成岩類がみとめられる。

第四系は、大きな河川にそって発達している河岸段丘と、ナメワッカ岳の北東部に発達している圏谷がしられているにすぎない。

III.2 堆積岩類

III.2.1 先白堊系

まえにのべたように、先白堊系は、イドンナップ層と岩清水層とにわけられる。両者の関係は、明らかに整合とみることができる。ともにほとんど化石を産出しないので、その時代を決定することはひじょうに困難である。しかし、イドンナップ層の上部から産出した化石は、ジュラ紀のもの可能性が^{*}つよい。

岩清水層およびイドンナップ層の時代は、おそらくジュラ紀とみられるが、イドンナップ層の下部はあるいはトリアス紀にかかる可能性がある。

イドンナップ^{**}層

この地層は、白堊系の発達する東部地域の前縁褶曲帯の大部分をしめており、また、その西部の地域（神居古潭帯）にも小範囲に分布している。チャート、砂岩、粘板岩を主とし、そのほか、石灰岩、輝緑凝灰岩のレンズ状体や薄層をはさんでいる。

北海道の中央地域でいままで得られた資料から考えるならば、この図幅地域の神居古潭

* 目下鑑定中であり、まだはつきりした結果は得られていない。

** この地層は、地質図では、チャート（Hc）、輝緑凝灰岩（Hs）、石灰岩（Ls）および砂岩・粘板岩（Hd）の各岩相においてべつべつに塗色してある。

帯に分布しているイドンナップ層として取り扱っている地層は、山部層の下部層とみられる^{4),5)} 芦別川珪質岩層に対比されるものと推定される。この地層を、日高前縁褶曲帯に広く分布しているイドンナップ層と同一の地層としたのは、つぎのような理由からである。

i 地質断面図による推定(A-B断面図参照)

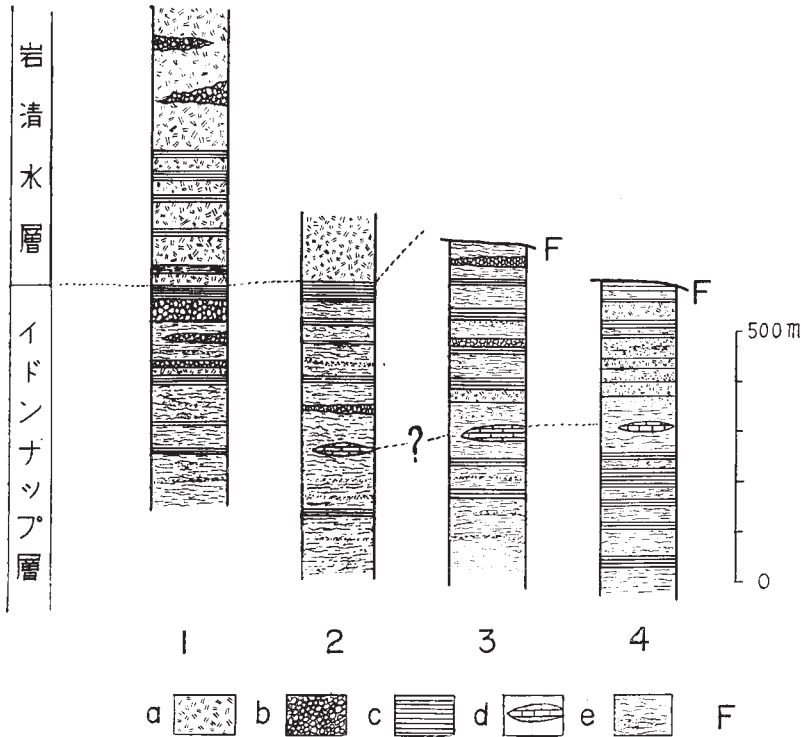
新冠川中流流域には、岩清水層の下位に、前縁帯に分布しているイドンナップ層とひじょうによく似た地層が北部と南部にそれぞれ分布している。北部に帯状に分布しているものは、下盤側がミロナイト化しており、しかも、低角度の衝上性の逆断層によって境いされている。明らかに、断層運動によって、岩清水層の下位に存在している地層が持ちあげられたものとみられる。また、南側に分布しているものは、緩い複雑な褶曲構造をしめしているが、シュンベツ川地域に分布しているものにつらなるとみられる。さらに、シュンベツ川地域で、この地層は南東側に分布している枕状構造をしめすスピライトの下部へ入りこんでゆく状態が観察される。このような事実は、岩清水層の下位に、チャート、砂岩、粘板岩類から構成されているかなりの厚さをもつ地層が横たわっている可能性を暗示している。また、白堊系の分布地域内には、岩清水層とおもわれる輝緑凝灰岩が断層で持ちあげられているが、この地層とともに、ミロナイト化した粘板岩が伴なわれているのが、一部ではみとめられる。このような事実は、白堊系の分布地域の下部にも、輝緑凝灰岩や粘板岩が存在していることをしめしているだけでなく、神居古潭帯と日高帯が近接する位置にあることをも意味している。

このような地質現象からみると、岩清水層の下位の地層が、前縁帯のイドンナップ層と同一の堆積盆の中の一連の堆積物であるという考え方が導きだされる。

ii 層序および岩質

i の解釈が正しいとすれば、これら両者の層序関係や岩質などに共通するものがあるはずである。現段階では、鍵層がないためにまだ詳細な層序を確立するまでにいたっていない。しかし、大きくみると、第6図のような層序であらわすことができる*。この図からこれらの2つの地層の間には、ひじょうに共通している要素が数多くみ出される。これらを構成している各岩石を比較すれば、つぎのとおりである。

* この場合、次のことが考慮されねばならない。すなわち、神居古潭帯に分布しているものは、岩清水層に接する上部の付近しかみられないこと、一方、日高帯側では、逆に上位の岩清水層に相当する地層が分布していないこと、そのため、この地域のものよりさらに上部層が現われているとみられる、北部幌尻岳図幅地域の資料をも加えて検討した。



- 1: 新冠川中流 (The mid-stream of Niikappugawa)
 2: 新冠川下流 (The lower stream of Niikappugawa)
 3: プイラルベツ川 (Puirarubetsugawa)
 4: シュンベツ川上流 (The upper stream of Shunbetsugawa)
- a 輝緑凝灰岩 (Schalstein) b 枕状熔岩 (Pillow lava)
 c チャート (Chert) d 石灰岩 (Limestone)
 e 砂岩および粘板岩 (Sandstone and slate)
 F 断層 (Fault)

第6図 地質柱状図 (Columnar section)

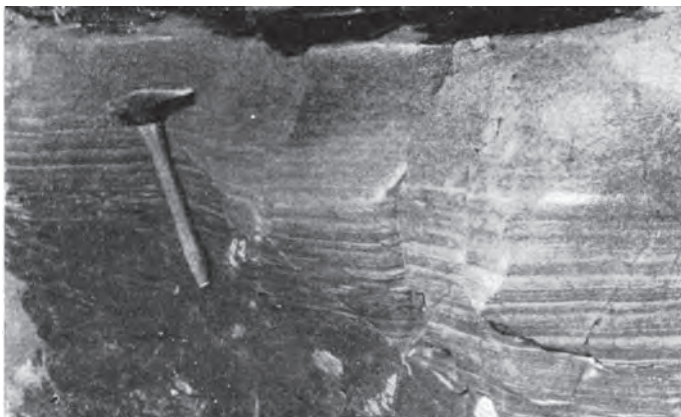
1) 岩清水層の下位の地層には、緑色チャートを交えた赤色チャートの発達がいちじるしい。イドンナップ層の上部の同層準と考えられる付近にも同じようなチャート類が発達している。そして、どちらも多量のラジオリリヤをふくんでいる (PL1)。

2) チャート層の間に挟在している粘板岩の中に、両地域とも、石灰岩体が介在している。これは、将来より精密な調査が行なわれたならば、同一層準にあることが明らかになる。

れる可能性がある。

3) 両地域とも、チャート層の間に分布している粘板岩の中に、きわめて特徴のある、緑色を呈する石灰質頁岩が発達している。しかも、日高帯側では、イドンナップ層の上部とみられる部分にしか発達していない。

4) 両地域に発達している砂岩は、暗灰色ないし灰色を呈する、珪質硬砂岩が圧倒的に多く、また、やや細粒のものにはラミナが発達している。また、局所的ではあるが礫岩の



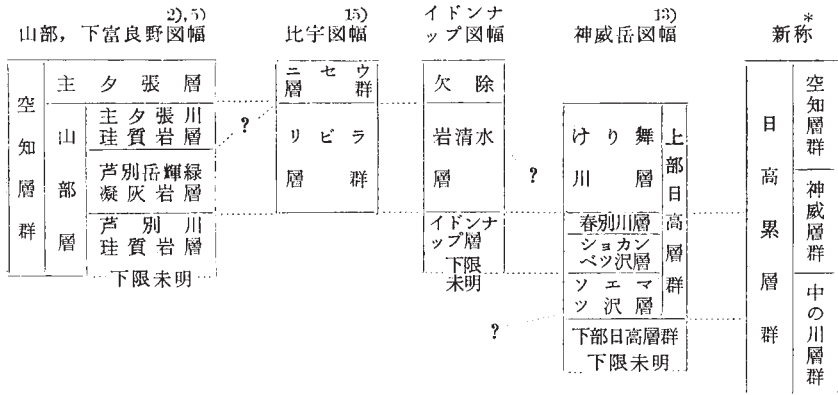
第7図 イドンナップ層上部の砂岩
(Laminated sandstone of the upper
part in the Idonnappu formation)
〔新冠川下流〕

発達がみとめられる。礫の種類には、砂岩、チャートが多く、ほかにスピライト質の岩石がみとめられる。砂粒は、おもに、石英、チャート、斜長石で、このほかに少量のスピライト質岩片、カリ長石がみとめられる (PL2)。セメント膠結物質は10~20%で、このなかに絹雲母などが生成している。しかし、両地域のをみるとわずかに違いがみとめられるが、これは、むしろ二次的変化の違いと考えられる。

iii 火成活動

岩清水層の下位の地層の中には、多数の暗赤褐色を呈する枕状熔岩が発達している。日高帯地域でも、数は少ないが同質の枕状熔岩がみられる。このことは、両地域を通じて、一連の火成活動の場にあったことを意味している。

これまでのべてきたことから考えれば、岩清水層の下位の地層を、イドンナップ層の中にくくめることが妥当であると結論づけられる。このことは、従来、相互の関係が必ずし



第8図 地層対比表

も明らかでなかった、空知層群と日高層群との関係が整合であり、前者が日高層群の上部層であるということをしめすものと考えられる。これについて、これまでの資料を、この地域のものと比較すれば、第8図のようである。この図から理解されるように、2つの層群名の使い方の間には、かなりの混乱がみとめられる。このために、この図幅説明書では、エゾ層群の下位の地層を、日高累層群として一括することにした。

これまでのべてきたことは、主として、イドンナ ップ層の上部にあたとみられる部分についてである。多量のチャートの発達している部分の下部の地層については、まだ、あまり明らかでない。これは、全般にきわめてはげしく擾乱されておき、各種の褶曲構造をつくり、いろいろの規模の剪断帯が発達しているために、詳細な層序を確立することが困難な状態にあるからである。現在までの資料からみて、イドンナ ップ岳の東西に分布している蛇紋岩体の間にはさまれている部分は、おそらくイドンナ ップ層の下部層と推定される。この地層は、わずかに赤色チャートをはさみ、そのほとんどが粘板岩と砂岩から構成されている。砂岩は、細粒ないし中粒の珪質硬砂岩で、上部のものとよく似ており、一連の堆積物と考えられる。^{**}イドンナ ップ層全体の層厚は、あまり明らかでないが、3,000m⁺と推定される。

この地層と日高中軸変成帯とは、衝上断層で境いされており、いちじるしい破碎帯が発

* これについての詳しい報告は、長谷川潔、小山内照他 (1961)
: 北地報25号で行なっているので、これを参照されたい。²³⁾

** この部分は、あるいは、神威岳図幅のソエマツ沢層に対比できるかもしれないが、ここではイドンナ ップ層にふくめておいた。¹³⁾

達している。シュンベツ川上流の一部では、衝上断層に接して、この地層の変成されたものとみられるホルンヘルスが分布している。

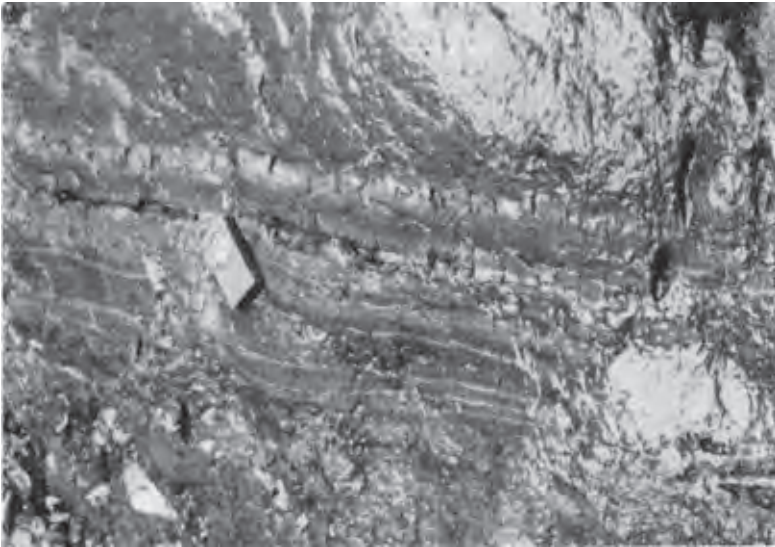
岩清水層^{*}

この地層は、膨大な輝緑凝灰岩と、その中に挟在している砂岩、粘板岩およびチャートから構成されている。また、この地層の堆積と同一時期とみられる枕状熔岩^{***}を主体とするスピライト質岩類が多量に介在している。この地層は、すでにのべたように、イドンナップ層の上位に発達している地層で、両地層はインターフィンガー様の関係で移化している。したがって、岩清水層の下限は、はっきりした境界でイドンナップ層と区別することはできない。この図幅地域では、膨大な輝緑凝灰岩層の下部にいちおう二つの地層境界をおいた^{***}。



第9図 集塊質輝緑凝灰岩
(Aglomeratic schalstein) [シュンベツ川中流]

-
- * 地質図では、岩清水層を、砂岩 (Sd)、チャート (Sc)、輝緑凝灰岩 (Ss) の、各岩相にわけて、べつべつに塗色してある。
 - ** 枕状熔岩は、その活発な活動が、この地層の堆積時にあったことは確かであるが、イドンナップ層中にもかなり介在している。この地質図幅では、これを、地層から除いて火成岩の項で取り扱ってある。
 - *** 岩清水層は、中新世の訓縫層や黒松内層のような、大まかな層準をあらわす岩相として取り扱った方がよいと考えられる。



第 10 図 層理をしめす輝緑凝灰岩
(Laminated schalstein) [新冠川支流モーレルカシュペ沢]

岩清水層を構成している主な堆積岩である輝緑凝灰岩は、大部分が集塊質凝灰岩あるいは角礫凝灰岩である。このほか、局所的に縞状凝灰岩がみとめられる。

これらの凝灰岩の中にふくまれている角礫は、いろいろの大きさのもので、おもに枕状熔岩にみられるものと同じような杏仁状構造をしめす岩質のものである。このほかに、1 cm 以上にも達するチタン質の単斜輝石を多数ふくむ斑状岩や斜長石の大型斑晶を多数ふくむスピライト質玢岩がみとめられる。これらの礫の間を埋めている基質部も、一様ではなく、いろいろの岩相がみとめられる。そのうち、最も普遍的にみられるものを、顕微鏡下で観察すればつぎのようである (PL3, 4)。

撓曲のいちじるしい柱状斜長石が、方向性をしめして配列しており、この間を、ガラスあるいは緑泥石が充填し、ちよつとみると熔結凝灰岩様の構造をしめしている。また、これとはわずかに違い、ガラス質部が緑泥石の間に円形に残存しているものもある。しかも、このような構造をしめす部分自体も、片状緑泥石集合部あるいは方解石脈に、パッチ状あるいは縞状になって残されていることが多い。また、このような部分には、大型のチタン質単斜輝石が、かなりみとめられるほかに、斜長石片も少量みとめられる。

堆積時のラミナの発達している、縞状の凝灰岩には、珪質のものと石灰質のものがみとめられる。珪質の岩相は、チャートとの境界部付近に、また、石灰質のものは、集塊質

および角礫凝灰質岩の中に、それぞれ発達していることが多い。

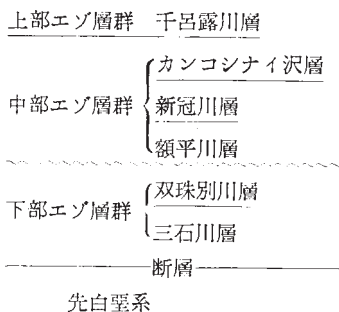
珪質岩相は、ひじょうに細かな緑泥石、石英、斜長石から構成されている。これらは、定方向配列をしめしている。斜長石は、撓曲のけんちよなものであり、また、石英はチャートを構成しているものと同質で、結晶輪かくをしめさないものである。

石灰質岩相は、大部分が微細な方解石からできている。そして、この間に、撓曲のけんちよな柱状斜長石片や、石英粒が少量みとめられる。これらの間に、定方向をしめして、赤鉄鉱の微粒が多量にみとめられる。

この地層の中に発達している、砂岩、粘板岩およびチャート類は、イドンナップ層のそれとは、大きな違いはみとめられない。

III.2.2 白 堊 系

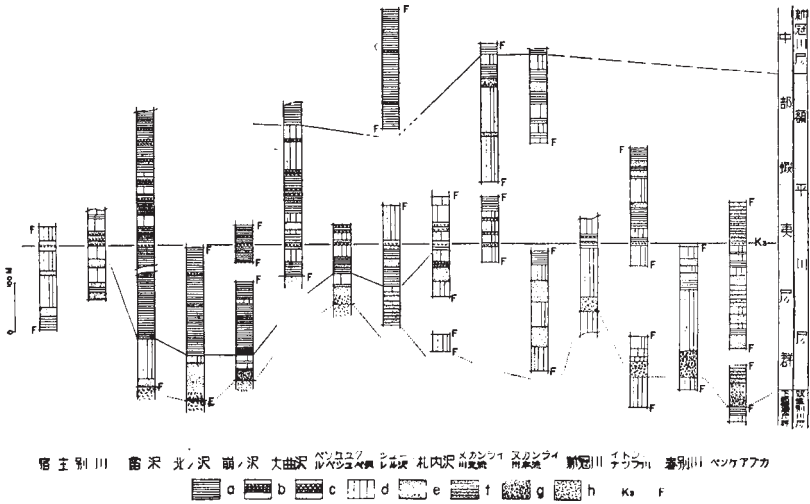
イドンナップ図幅地域の白堊系は、日高西縁構造帯と神居古潭構造帯の2つの構造帯にはさまれて、複向斜構造帯を作って分布している。このような分布上の位置づけは、この図幅地域だけでなく、けり舞川から空知川地域まで、南北100kmにわたって、ほぼ同じ構造をとりながら連続している。また、層相も、ほぼ連続して追跡することができ、つぎのように区分されている^{*}



この図幅地域には、下部エゾ層群と、その上に不整合で発達している中部エゾ層群とが分布している。また岩相によって区分すれば、下部エゾ層群下部の三石川層、中部エゾ層群上部のカンコシナイ沢層は、断層で失われている。

両層群は、複向斜構造をとっているにもかかわらず、東西両翼での分布は対称的ではない。それは中部エゾ層群下底の不整合の状態をあらわしていると同時に、一方では、過褶曲と断層にもとづくものである。

* 小山内照，松下勝秀（1959），（1960），（1961）日高山脈西縁の白堊系I，II，III地下資源調査報告21号，24号，25号



- a 頁岩 (Shale) b 凝灰岩 (Tuff) c チャート状凝灰岩 (Cherty tuff)
d 砂岩頁岩互層 (Alternation of sandstone and shale) e 砂岩 (Sandstone)
f 縞状砂岩 (Banded sandstone) g 礫岩 (Conglomerate)
h 基盤 (Base) K₃ 鍵層 (Key bed) F 断層 (Fault)

第11図 柱状対比図

(Correlation chart of columnar section in Cretaceous series)

兩層群を通じて、化石の産出が乏しく、明確な時代決定はむずかしい。しかし、層相上の持ちようは、日高山脈両縁の白堊系を通じて追跡することができ、時代のほぼ確定された地域との対比が可能である。

下部エソ層群

双珠別川層 (L)

この地層は、白堊系向斜帯の東翼の、白堊系と日高西縁構造帯の境界衝上断層前縁部にだけ分布している。したがって、いちじるしく寸断された形で分布しており連続性にきわめて乏しい。ことに図幅の北部地域では、衝上断層の下にかくされていることが多い。また下位の地層とは、いずれの地点でも断層で接しているので、直接の関係はみることができない。

主な発達をしめしているイドンナップ川およびシュンベツ川の東翼部では、砂岩と頁岩の互層を主体とする層相からなりたっている。

一般に、細粒～中粒の板状砂岩と、頁岩の薄互層で構成されているが、砂岩や頁岩の介

在量や厚さは一定していない。砂岩には、しばしば粗粒のものや、礫質のものがみられる。インドナツ川とシュンベツ川に発達している双珠別川層は、大まかには同じ構造的位置に発達しているものとみられるが、両地域の層相は、やや違っている。イドンナツ川では下部が砂岩に富む互層で構成されており、中粒～粗粒塊状砂岩を挟んでいる。上部は、しだいに頁岩に富む薄互層（10～15cmの交互層）となり、中部エゾ層群の下底には、破碎された頁岩が接している。一方、シュンベツ川では、下位から、頁岩に富む薄互層、砂岩に富む互層、頁岩に富む互層の順に露出している。

この地層の厚さは、露出している部分でおおよそ100m+であるが、断層で切られているため、真の層厚をしめしていない。

中部エゾ層群

この図幅地域の中部エゾ層群は、岩相によって、さらに、額平川層および新冠川層の2つの地層に分けられる。

中部エゾ層群は、明らかに不整合関係をしめして、下位層と接している。日高地域全般を通じてみると、この不整合は、南部ほど下位層を削り、また白堊系の複向斜帯の西翼ほど下位層と接する特ちょうをしめしている。この図幅地域でも、例外ではなく、向斜の西翼部では、岩清水層と、東翼部では、下部エゾ層群と接している。

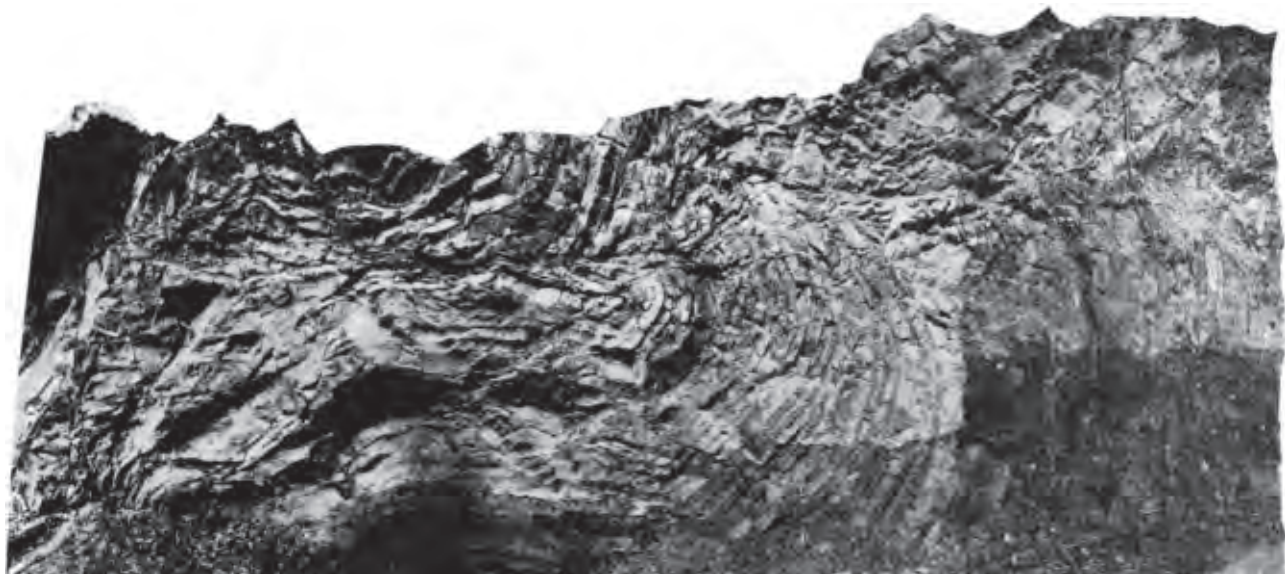
中部エゾ層群の特ちょうは、1) 下部の額平川層の層相変化がかなりいちじるしい、2) 凝灰岩が、ひんぱんに介在していることである。

額平川層 (M₁)

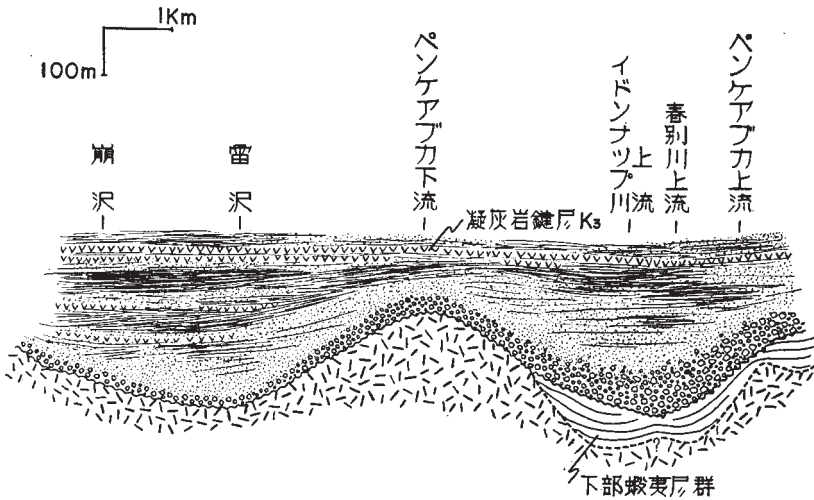
額平川層は、北部地域では、東翼部が複向斜を形成して2帯に分かれて広く分布しており、西翼部の分布は少ない。また南部では、西翼部で複向斜が発達して2帯に分かれている。

複雑な褶曲や断層によって、地層の走向・傾斜は、かなりみだれている。とくに、東翼部では複雑な、過褶曲、微褶曲帯が幅1kmにわたってみとめられる。しかし、一般的には、N10°～20°W、50°～80°NEの走向・傾斜で、多くの場合、東側に逆転傾斜をしめしている。

まえにのべたように額平川層は、下位層を不整合におおって発達している。不整合関係を最も模式的に観察できるのは、南部の西翼部である。ことにイドンナツ川支流の崩れ沢では、第13図にしめたように、岩清水層の輝緑岩熔岩の不規則な面上に直接礫質砂岩、または礫岩が発達している。ところが東翼部では、下部エゾ層群双珠別川層の上に平行不整合に厚い礫岩が発達している。第14図はイドンナツ川地域の中部エゾ層群と下位層との不整合関係を模式的に示したものである。



第 12 図 額平川層の褶曲の様子
(The folding phenomenon of the Nukabira formation) [新冠川]



第13図 額平川層の凝灰岩鍵層(K₃)以下の層相模式断面

(A type cross section of facies lying under key

bed in the Nukabira formation)

この地層は、基底礫岩、礫質砂岩、頁岩、凝灰岩などで構成されている。

礫岩は、小豆大から人頭大前後の円礫、角礫などからなり、礫の種類は、輝緑凝灰岩、輝緑岩、硬砂岩、粘板岩、チャート、石灰岩、玄武岩質および安山岩質岩石などである。基質は粗粒砂岩の場合が多いが、まれに新冠川本流の上流道路切割の露出のように頁岩のこともある。

砂岩には、粗粒のものから細粒のものまでみとめられる。下部では、一般に粗粒で塊状の産状を呈しているが、上部では、頁岩と薄互層の状態をしめしている。

頁岩は、一般に板状の層理をしめしており、砂岩のラミナの発達しているものが多い。また、シルト岩質のものがしばしばみられる。下部では薄層として砂岩の中に介在し、上部では砂岩と互属していることが多い。しかし、イドンナツア川流域のように、厚層で発達する場合もある。

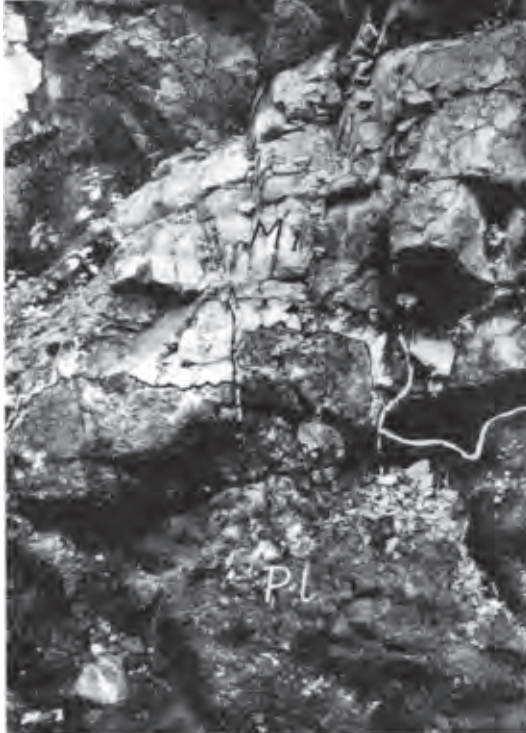
凝灰岩は、灰白色または淡青白色を呈する細粒緻密なチャート状の産状をとるものと、灰白色を呈する粗しょうなものがみられる。ともに1枚の厚さが1.5mを越えることがない。砂質凝灰岩または凝灰質砂岩および頁岩などの互層状態をしめしていることが多い(第15図)。

この地層の層相は、おおまかには、下部から、基底礫岩層・砂岩層・砂岩頁岩互層の、垂直方



M₁ : 額平川層基底
 (The base of the Nukabiragawa formation)
 P₁ : 枕状熔岩
 (pillow lava)
 [シュンベツ川支沢崩れ沢]

第 14 図 A 中部エゾ層群基底の不整合部
 (The part indicating unconformity between the Middle Yezo group
 and the pillow lava of the Iwashimizu formation)



第 14 図 B Aの拡大写真



第15図 額平川層中の凝灰岩の産状

(The occurrence of tuff in the Nukabiragawa formation) [新冠川]

向の層相変化をしめしている。しかし、これらは全域にわたって一様な発達をしめしていない。つまり、南北および東西の水平方向の層相がいちじるしく変化する特ちょうをもっている。また、それぞれの層の厚さの変化もはげしい。

基底礫岩は、ほぼ全域にわたってみとめられるが、礫岩の礫粒の大きさ、礫岩の厚さなどはかなり、変化にとんでいる。ことに東翼帯と西翼帯では対照的な差異をしめしている。

	西翼帯	東翼帯
粒の大きさ	小豆大～指頭大	人頭大前後、まれに $20 \times 30 \times 50$ cm 大のブロックを含む
礫粒の形状	円礫、亜円礫	角礫、亜円礫
礫岩の状態	やや淘汰されている	淘汰不良
礫岩の厚さ	薄い、10～50 cm	厚い、20～50 m+

新冠川本流では、二地点に礫岩の露出がみられる。ともに人頭大前後の角礫をふくみ分級がわるい。このような礫岩は、イドンナップ川、シュンベツ川、ペンケアブカサンベ沢などの東翼帯にみられる。しかし、イドンナップ川支流の崩沢では第13図のようにきわめて、薄くなっている。また、ここでは、二枚化石の破片を散点的にふくんでいる。以上のべた地点では、いろいろな種類の礫をふくんでいるが、ペンケアブカ沢などの下流では、輝緑岩、輝緑凝灰岩礫だけで構成されている礫岩もみられる。

礫岩の上部には、塊状粗粒砂岩、板状砂岩などが発達しており、しばしば、炭質物や植物化石破片をふくんでいる。上部ではしだいに頁岩の薄層を介在しはじめ、砂岩・頁岩の薄互層が厚く発達している。局部的に、塊状砂岩・板状砂岩および頁岩の厚い層を介在す

ることもある。この上部にチャート状の凝灰岩をひんばんに介在する層準^{*}が発達している。全般的にみると東翼帯では、頁岩の厚層を多く挟んでいるが、西翼帯では頁岩^{*}の発達がいちじるしい。ことにイドンナップ川の西翼帯では、250～200mにおよぶ頁岩が発達している。チャート状の凝灰岩を基準にしてみると、イドンナップ川地域では第13図のような模式的層相変化がうかがえる。つまり、凝灰岩は、東翼帯では、砂岩に富む互層の中に、西翼帯では頁岩に富む互層または頁岩層の中に介在している。しかし、北部の新冠川地域では、むしろ、イドンナップ川地域の東翼帯と同じように砂岩に富む互層の中にみられる。

この地層の中から化石の産出は、ひじょうにまれである。ただシュンベツ川本流の道路の切り取りから、属種未決定の*Ammonite*破片を産出している。

額平川層の厚さは、部分的にかなり異なっている。一般的には、東翼帯で薄く（約300m）西翼帯で厚く（約600m）なっている。

新冠川層 (M₂)

向斜帯の、ほぼ全域にわたって分布している。模式的には、新冠川本流に発達している。この地層の一般走向・傾斜はN10～30°W、40～90°NEで、多くの場合逆転傾斜をしめしている。下位の額平川層とは、整合的にかわっているが、層相ははっきりと違っている。つまり、額平川層の最上部の互層の上に発達する厚い頁岩から、この地層にふくめた。

この地層は局部的にシルト岩をふくむが、おもに暗灰色を呈する頁岩の厚層からできていいる。粗粒～細粒砂岩の単層（1～3m）・砂岩・頁岩の薄互層^{**}（3～50m）、灰白色ベントナイト状の凝灰岩の薄層（1～10cm）、粗しょうな凝灰岩（20cm～1m）、凝灰質砂岩（20cm～3m）、チャート状凝灰岩（1～3m）などを介在しているが、これらは、一定層準をしめしてない。団球帯もしばしばみとめられるが、化石はほとんど包蔵していない。また*Inoceramus*や*Ammonite*を産出する化石帯もみられる。北部の新冠川流域では、この化石帯と、チャート状の凝灰岩・粗しょう凝灰岩などの組み合わせは、かなりの範囲にわたって追跡される。したがって化石帯は、ほぼ同じ層準にあるようである。この層準は、新冠川層の基底から、新冠川では約700～800m、イドンナップ川では約400～500m上位にみとめられる。サツナイ沢上流・新冠川本流・ホルカン沢上流・イドンナップ川本流などに

* 地質図では、とくに頁岩の厚層、および凝灰岩をひんばんにはさむ部分を部層として塗色してある。

** 地質図では、とくに、厚い互層部および砂岩をひんばんに介在する部分を部層として塗色した。

みられるが、南部のシュンベツ川流域では、まったく発達していない。したがって、南部では、上部を失っていることになる。

この地層を構成している頁岩は、下部では板状層理が発達し、砂岩のラミナを介在することが多いが、上部では、チリメン状になって、細片に破碎されやすくなっている。また、北部の新冠川地域では、全般的に黒光りする粘板岩様の外観を呈している。

粗しょう凝灰岩・凝灰質砂岩には、黒雲母を多量にふくんでいるのが特ちょうである。まえにのべたこの地層の化石帯からは、つぎのような化石を産出している。

Eucalycoceras sp.^{*}

Inoceramus concentricus Parkinson var. *costatus* NAGAO et MATUMOTO¹⁴⁾

Inoceramus cfr. *incertus* JIMBO

Inoceramus cfr. *hobetsensis* NAGAO et MATUMOTO

Inoceramus hobetsensis NAGAO et MATUMOTO

Inoceramus cfr. *yabei* NAGAO et MATUMOTO

Inoceramus sp.

これらの化石からみて、その時代は、上部ギリヤーク世をしめしているとおもわれる。

この地層は、断層で切れ、また褶曲していることが多いため、真の層厚を算出することはむずかしいが、新冠川流域では、おおよそ1000m±。イドンナップ川流域では500m～600mである。

III. 2. 3 新第三系

カシコシオウマナイ沢層 (Tk)

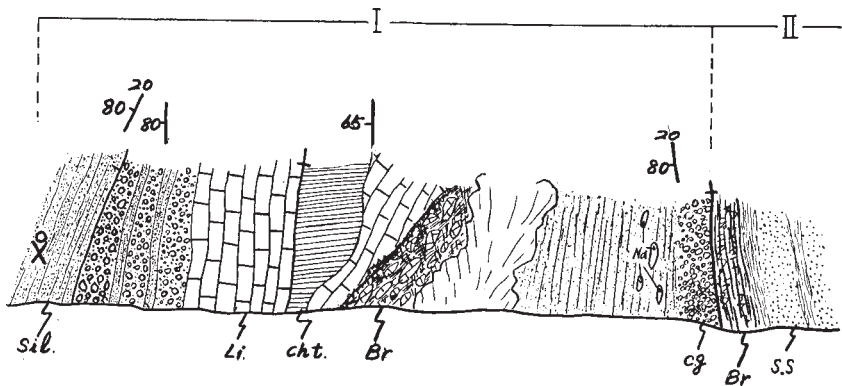
この図幅地域には、シュンベツ川上流地域の変成帯西縁の衝上断層の近くと、カシコシオウマナイ沢流域の、2カ所に分布している。

その分布の形は、変成帯にほぼ平行であるが、この地層の走向は変成帯と斜交している。標式的な露出のみられるカシコシオウマナイ沢付近では、走向、傾斜はともにいちじるしい変化をしめしている。しかし、ここではN-Sの褶曲軸をもつ向斜構造が推定される。下位の地層とは、すべて断層で接しているが、カシコシオウマナイ沢の枝沢には厚い礫岩層が発達しており、不整合関係にあることがうかがえる。層厚は、400mと推定される。^{**}

* *resembling E Penlagonum* (JUKES BROWN)

(松本達郎鑑定)

** このような現象は、この新第三系の南東延長部にあたる、¹³⁾ 神居岳、および¹⁶⁾ 楽古岳図幅地域内のものと共通してみられることである。



I: カシコシオウマナイ沢層 (Kashikoshioumanaizawa formation)

II: イドonnaツ層 (Idonna Tsu formation)

Sil: シルト岩 (Silt-stone), Li: 石灰岩 (Limestone), cht: チャート (Chert),

S.S: 砂岩 (Sandstone), c.g: 礫岩 (Conglomerate), Br: 破砕帯 (Brecciated zone)

X: 化石産出位置 (A part occurring fossil fauna)

第 16 図 カシコシオウマナイ沢層の基底部付近のスケッチ

(Sketch near the base in the Kashikoshioumanaizawa formation)

この地層には、まえにのべた礫岩のほかに、厚い頁岩層が発達している。そして、この中には中粒ないし粗粒の砂岩層をかなりはさんでいる。また、頁岩中には、多数の石灰質団球がみとめられ、一部のものから二枚介の化石が採取された。礫岩は、主として、親指大から拳大でいどの礫をふくんでいるが、1 m以上の石灰岩礫を多数もっている部分もある。礫の種類は、チャートがもつとも多く、このほかに、スピライト質岩類、頁岩、細粒砂岩、粘板岩などがみとめられる。

この地層の中から産出した化石には、つぎのような種類がある。

Portlandia (Portlandella) tokunagai (YOK.) var. *hayasakai* UOZUMI

Yoldia (Orthoyoldia) sagittaria YOKOYAMA

Macoma spp.

Turritella cfr. *nipponica* YOKOYAMA

Turritella sp. (大型) (北海道大学理学部地質学鉱物学教室魚住悟鑑定)

この化石からみると、おそらく川端層滝の上階に対比されるものと考えられるが、あるいは、これより若干上位の地層に対比される可能性もある。

III.3 変成岩類^{*}

この図幅地域に分布している変成岩類には、2つのタイプがみられる。一つは、神居古潭帯や日高前縁褶曲帯に分布しているもので、きわめて局所的な発達をしめすものである。もう一つは、中軸変成帯の西翼を形成しているものである。前者に属するものには、準片岩、含らんせん石岩、およびホルンヘルスがある。また、後者に属するものには、緑色片岩およびセプタがある。

III.3.1 準片岩 (Se)

ここで準片岩とした岩石は、ひじょうに低変成の片岩質あるいは千枚岩質の岩石である。この岩石は、シビチャリ川流域や、この地域の蛇紋岩進入帯の近くに分布している。とくに、シビチャリ川流域では、N15°W, 80°NEの走向・傾斜をしめして、600mほどの幅で分布している。これは、さらに、隣接する神居岳図幅地域にはいって、幅広く帯状に発達しているものである。

一般に、いちじるしい剝理性をもった黒色千枚岩、緑色千枚岩、珪質千枚岩、およびミロナイトなどの岩質のものがみとめられる。

これらの岩石には、条線状の線構造 (striation) や“しわおれ” (crenulation) などが発達していることが多い。黒色千枚岩は、粘板岩が千枚岩化されたものであり、ときには多量の石英と絹雲母が形成されていることがある。しばしば、各種の砂岩をはさんでいる。緑色千枚岩は、おそらく輝緑岩源とおもわれるもので、顕微鏡下で観察すると、長柱状の斜長石 (0.1×0.3mm) のレリックがみとめられる。一般に準片岩の中には、片理を切る石英の細脈が多く発達している。

これらの岩石は、この地域では、大部分がイドンナップ層の砂岩・粘板岩などの変成したものとおもわれるが、部分的に岩清水層の輝緑凝灰岩が変成されたと考えられるものがみとめられる。^{**}

III.3.2 含らんせん石岩 (Gj)

この岩石は、蛇紋岩進入帯の中にだけ分布しており、現在までのところ、神居古潭帯にしか知られていない。

* 塩基性岩自体、現象形からいえば明らかに変成岩として取扱うべきであるが、ここでは、初源的には塩基性進入岩であることと、その方が都合がよいので、火成岩の項で扱うことにした。

** 地質図に表現できないスケールで発達していることが多い。

らんせん石をふくんでいる岩石には、2つの種類がみとめられる。

一つは、紫色を呈する硬質の珪質岩である。この岩石は、新冠川中流付近で1カ所露出がみられるほかは、転石としてみられることが多い。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、大部分がひじょうに細粒の不定形の石英から構成されており、この中に針状のらんせん石と粒状の緑れん石とが、多量に散在している。この珪質の基質の中には、放散虫化石が少量残されており、原岩が放散虫チャートであったことが確かである。

もう一つは、蛇紋岩と角閃岩との間に発達している方解石脈の中にみとめられる。このような産状のものは、新冠川にそった道路の切割りのところで、ただ1カ所しかみとめられない。

顕微鏡下で観察すれば、多量の針状結晶の集合体をつくっているらんせん石がモザイク状方解石を貫ぬいて発達しており（PL5）、さらに、モザイク状の石英集合体でいちじるしく置換されている。方解石粒の間には、2~3のクロム鉄鉱粒が残存しており、明らかに蛇紋岩を交代しているものとみられる。また、らんせん石とは共生していないが、同じ部分で、方解石と共生している多量のざくろ石がみられる（PL5）。

このような事実は、少くとも、らんせん石の形成が蛇紋岩進入以後の交代作用によって行なわれたことをしめすものと考えられる。

III.3.3 ホルンヘルス (Ho)

ホルンヘルスは、前記のべたように、シュンベツ川上流地域の變成帯西縁衝上断層に近接する小範囲に分布している。このような位置にホルンヘルスがみられるのは、南部幌満地域と北部の狩勝峠の南部地域がしられているが、ほかでは全然しられていない。この地域のものは、ひじょうに局所的な分布をしめしているために、そのくわしい性質は明らかでない。わずかに桃色味をおびた、低變成の黒雲母ホルンヘルスである。

なお、図幅地域の神居古潭帯の中に進入しているトロニエム岩は、そのまわりの粘板岩との接触部に、10cm内外の範囲でホルンヘルスを形成している。

III.3.4 緑色片岩 (Gr)

緑色片岩は、變成帯の西端部を形成しており、1km内外の幅で帯状に分布している。そして、西側のイドンナップ層とは衝上断層で境いされており、また、東側の緑色角閃石片状角閃岩とは、剪断帯で接している場合と、間に15m内外のセプタを介在している場合とある。

* トロニエム岩による熱變成現象は、神居古潭帯の各所で観察できる。道中央部の富良野地域では、このようなホルンヘルスのわり合⁸⁾広範囲の発達がしられている。

この岩石帯は、北部と南部とでは、その産状に違いがみとめられる。すなわち、北部シュンベツ川地域では、緑色を呈する細粒の片理のいちじるしい岩質のものだけからできている。これに対して、南部のコイボクシビチャリ川地域では、衝上断層に近い側に、いちじるしい片理をもった淡緑色と暗灰色を呈する岩相が、20mぐらいから100mほどの幅で互層状の形態をしめしている。この場合、変成帯の外側ほど灰色を呈するものが多く、内側になるほど緑色を呈する傾向がみとめられる。全体を通じて、東側ほど再結晶度がつよく、角閃片岩様の岩質のものにかわっている。そして、それに伴って、ちりめんじわ様の線構造がいちじるしくみとめられるようになる。

緑色のものを顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

再結晶度の弱いものは、主として、ひじょうに細粒のモザイク状集合をつくっている石英と、緑れん石、緑泥石から構成されており、このほかに、白チタン石やちり状物質が多量にみとめられる。これらの各鉱物は、けんちよな定方向配列をしめしており、また、微褶曲構造をつくっている (PL6)。

再結晶化のより進んだものは、0.1~0.5mmでいどの羽毛状角閃石が大部分をしめており、多い部分では80%の量比にまで達している。そして、いちじるしい方向性をしめしている。また、緑れん石がかなりみとめられる。これは、0.05~0.3mmほどの粒状のもので、部分的に濃集して聚斑晶をつくっているものがある。このほかに、少量の石英や曹長石などがみとめられるが、これらは、片理に平行な脈状のモザイク状集合をつくっていることが多い。角閃石は、X=淡黄緑色、Y=帯黄緑色、Z=淡緑色の多色性をしめし、陽起石質である。そして、1部のものに、オフィティック様の残存組織のみとめられるものがある。

暗灰色を呈するものは、石英・絹雲母片岩の岩質をもっている。

顕微鏡下でみると、いちじるしい方向性をもった、多量の絹雲母とモザイク状石英(径0.03mm平均)とが縞状に配列している。衝上断層の近くのものには、絹雲母が少なくなり、粘板岩の炭質物などが残っているものがみとめられる。

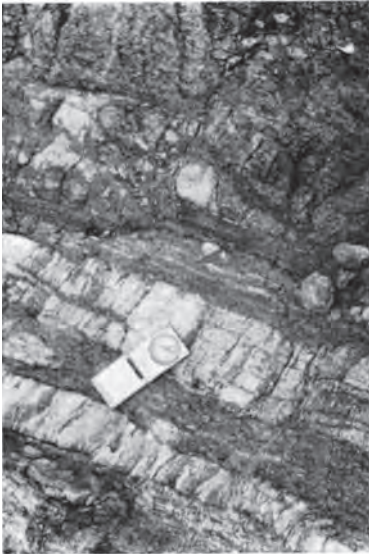
以上のべた状態からみると、灰色を呈するものは粘板岩を原岩とするもので、緑色を呈するものはオフィティック輝石をもった結成岩源のものであると推察される。

III.3.5 セ プ タ (St)

セプタは、^{**}中軸変成帯に分布している塩基性火成岩類の間に発達しており、つぎのよう

* 南部の楽古岳図幅地域内においても、おなじような構造的位置に、ミロナイト質の緑色片岩がみられる。ここでは、明らかに輝緑岩とみられる岩質部が残存しているのがみとめられる。

** セプタは、中軸変成帯に進入しているいろいろの塩基性岩類の岩体相互を区切る隔壁の意味をしめす用語である。この図幅では隔壁を構成している岩石の意味で使用した。



第 17 図 緑色角閃石角閃岩とソーシユル石はんれい岩との間のセプタ

(The septa between green hornblende schistore amphibolite and saussurite gabbro)

黒雲母片麻岩と珪質片麻岩

(Biotite gneiss and siliceous gneiss)

〔コイボクシビチャリ川〕

ん方向性をしめして多数散在しており、この間を細粒の斜長石や石英が、方向性をしめしながらモザイク状にうずめている。0.05~0.5mmでいどの黒雲母や緑褐色角閃石は、集合結晶をつくっており、大型の斑状結晶をさけるよううねった状態で発達している。大型の斑状斜長石は、An%=21~35をしめし、いくぶん汚れているが、細粒のものは新鮮である。黒雲母は、淡黄褐色のものである。これらの鉱物のほかに、少量の単斜輝石やカミングトン閃石がみとめる (PL7)。

片麻岩様のものは、おもに、1~1.5mmでいどの斜長石、石英、黒雲母から構成されており、グラノプラスチックあるいはグラニュリティック様組織をしめしている。斜長石は、An%=21~29で、いくぶん汚れている。黒雲母は、前のべたものより濃色である。また、これらの鉱物の間に、細粒の斜長石と石英がモザイク状に組合って発達している。なお、一般に、少量の角閃石や不透明鉱物がみとめられる。

な3帯にわかれて分布している。

1) 緑色片岩と緑色角閃石片状角閃岩の間に発達しているもの; 2) 緑色角閃石片状角閃岩とソーシユル石はんれい岩との間に分布しているもの; 3) ソーシユル石はんれい岩と褐色角閃石角閃岩との間に分布しているもの; などである。

これらは、どの場所でも、10~20mほどのひょうに狭い幅のものである。セプタの両側には、一般に、剪断帯が発達している。

この岩石は、塩基性岩と接する付近では、一般にミロナイト質であるが、その中央部は片状ホルンヘルズ様あるいは黒雲母片麻岩様の岩質をしめしている。

これを顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

片状ホルンヘルズ様のものは、おもに、斜長石と石英から構成されており、いちじるしい斑状破碎構造をしめしている。長径1mmでいどの卵状の形をした斜長石や石英がいく

III.4 火成岩類

イドンナップ図幅地域内には、いろいろな時期にわたる各類の火成岩類が分布している。これらの火成岩類は、日高造山運動のながい歴史の中で活動したものであり、地角斜期、造山期、造山末期の、それぞれの時期に対応するものがみとめられる。

これらは、分布、産状、および岩質から、つぎのようにおおまかに分類することができる。

- 1 スピライト質岩類
- 2 緑色角閃石片状角閃岩およびソーシユル石はんれい岩
- 3 褐色角閃石角閃岩
- 4 超塩基性岩類

典型的な枕状熔岩部分分析植 (新冠川)

5 脈 岩 類

	1	2
SiO ₂	55.70	57.15
TiO ₂	2.26	n.d.
Al ₂ O ₃	20.63	21.40
Fe ₂ O ₃	3.57	4.12
FeO	1.95	1.33
MgO	2.77	8.09
CaO	95	68
Na ₂ O	7.50	5.18
K ₂ O	47	1.03
H ₂ O(+)	n.d.	n.d.
H ₂ O(-)	39	58

2), 3), *
III. 4. 1 スピライト質岩類

スピライト質岩類に属するものには、非顕晶質のものや顕晶質のものなど、いろいろの岩質のものがみとめられる。このグループの岩石類は、その主要な構成鉱物である斜長石が曹長石質であることで特ちょうづけられる。ここでは、その産状や岩質などから、つぎの3つの型に分類した。

正規型スピライト類

細粒および中粒輝緑岩類

変輝緑岩

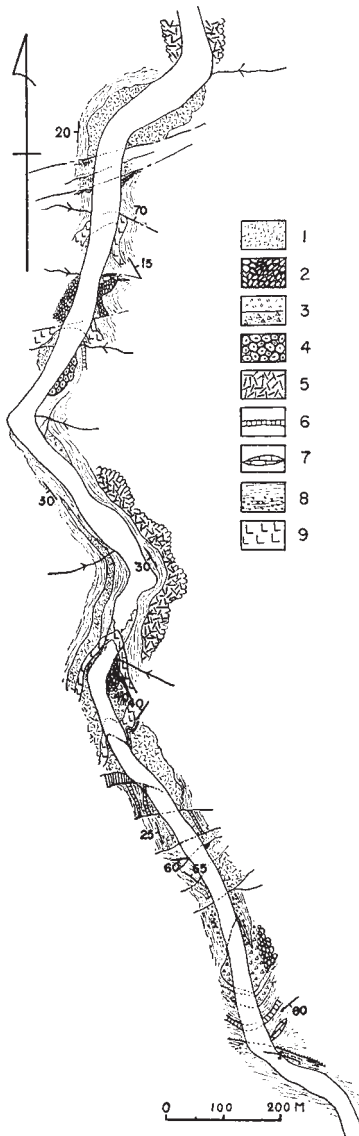
正規型スピライト類 (Sp)

(橋本誠二分析)

この型にふくめられるスピライト類は、一般に、非顕晶質の火山岩質岩である。この種の岩石にもっとも普遍的にみられるものは、いわゆる枕状熔岩である。このほかに、柱状節理をしめすものや、層状のものが少量みとめられる。これらの岩石類は、すでに説明したように、イドンナップ層や岩清水層の中に、その地質構造に平行ないろいろの規模のレンズ状の岩体で多数みられる。また、これと同質のものが、凝灰質岩層の中の角礫としても多量にみとめられる。

枕状熔岩は、この型のスピライトにとくにその発達がいちじるしいが、その名がしめす

* 従来は、これらの岩石類は、すべて輝緑岩および輝緑凝灰岩として取扱われてきた。しかし、斜長石のAn%や、この岩石にふくまれるNa₂O、あるいはその特有の構造からみると、スピライトとよぶのが妥当である。



- 1 層状の正規型スピライト
(The bed of normal type spilite)
- 2 枕状構造をしめす正規型スピライト
(Pillow lava of normal type spilite)
- 3 輝線凝灰岩
(Schalstein)
- 4 柱状節理をしめす正規型スピライト
(Normal type spilite indicating
columnar joint)
- 5 中粒輝線岩
(Mediumgrained diabase)
- 6 チャート
(Chert)
- 7 石灰岩
(Limestone)
- 8 砂岩・粘板岩
(Sandstone and slate)
- 9 トロニエム岩
(Trondhjemite)

第18図 新冠川中流地域のルートマップ
(Route-map of mid-stream of Niikappugawa)



第19図 枕状熔岩
(Pillow lava) [新冠川中流]



第20図 初生形態を保存している枕状熔岩
(Pillow lava retaining primary form) [新冠川中流]

ように、枕をつみ重ねたような産状をとるものが大部分をしめている（第19図）。この枕の一つ一つは、回転階円体様の形をしており、長径30cm～50cmでいどのものが多い。しかし、場合によっては、1m以上にも達するものがみられる。このような構造は、むしろ二次的な破碎をうけたためにつくられたもので、初生的には第20図にみられるような、不規則にうねった形をとっていたのではないかと考えられる。実際にこのような産状をとるものがほかの数カ所で観察できるし、また、まえにのべたような枕状構造をしめすものの中にも、このような形態が残されていることがある。このような構造が、どのようにしてつくられたかという問題については、いろいろの解釈がある。これについては、ここではふれないが、少なくとも、海底における火山噴出の産物であることは確かである。

枕状構造をとるこの種のスピライトは、一般に、暗赤褐色を呈するものが多い。このほかに緑色を呈するものもかなりみられる。そして、そのほとんどのものが杏仁状構造をしめしている。これは、さらに、斑状構造をしめすものと、斑晶をほとんどふくんでいないものにわけることができる。

典型的な杏仁状構造をしめしているものを顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

杏仁をとりまく基質は、一般に、ハイアロオフィティック組織をしめすことが多い。しかし、中にはインターサータル様の組織をしめすものもみとめられる。斑晶はほとんど存在しないものが多いが、稀に斜長石の斑状結晶がみられる。また、輝石は、この種のものには、存在しないことが多い。斜長石は、長径0.2～0.4mmほどのいろいろの大きさの、長柱状、板状、短柱状をしめし、ほとんどのものが、外形がくずれており、また撓曲がいちじるしい。これらの斜長石は、杏仁のまわりでは、つねにその外形に平行に配列している。このことは、現在みられる杏仁が、方解石、緑泥石、稀には沸石はよって充填されているけれども、初生的に形成された気泡であったということをしめしているものと考えられる。また、斜長石の間や、斜長石そのものも、緑泥石でいちじるしく置換されている。さらに、これらの間には、微細な粒状緑れん石やチタン石が散在している。

赤褐色を呈している岩相では、これらの間に多量の微細な赤鉄鉱やチタン鉄鉱がみとめられる（PL8, 10, 11）。

うえにのべたものと若干違う斑状岩では、斜長石が聚斑晶をつくって多数みとめられる。このほか、少量の単斜輝石の斑晶が存在している。杏仁の量は、まえにのべたものに比較して、ひじょうに少い。石基は、柱状斜長石と単斜輝石とが填間様の組織をしめして組合わさっている。斜長石も輝石も、ともに緑泥石、緑れん石、赤鉄鉱およびチタン鉄鉱などによって、いちじるしく置換されている（PL9）。

これまで説明してきたものは、枕状あるいは層状の産状をとっているものであるが、柱状の節理の発達しているものは、これらとは違った岩質のもののような産状をしめすものは、新冠川の中流域で、1カ所しかしられていない。



第 21 図 柱状節理をしめす正規型スピライト
(ルートマップにしるしてあるものと同じ)

(Normal type spilite indicating columnar joint) [新冠川中流]

のブロックとして産することが多い。しかし、中には岩床状のものもみとめられる。一般に、灰色がかった緑色を呈する塊状の非顕晶質岩である。

この岩石を顕微鏡下で観察すると、つぎのとおりである。

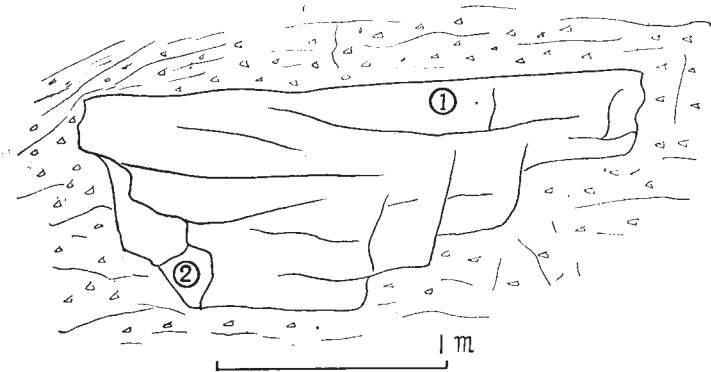
ひじょうに多量の単斜輝石と、少量の斜長石からできており、これらの間に、緑泥石で充填されている杏仁が、みとめられるものがある。単斜輝石は、淡紫色を呈するチタン輝石質のもので、束状、放射状、その他いろいろの不規則な形態で組合わさっている (PL13)。斜長石は、ひじょうに汚れていて、はっきりした外形をとっていないものが多い。輝石と斜長石の間には、第22-B図のような関係がみられ、明らかに、この輝石は斜長石を置換したものである。また、これらの各鉱物の間には、緑泥石、チタン石およびチタン鉄鉱が不規則に散在している。なお、この中に、方解石-曹長石脈が発達しているものが多く、これに伴って、多量のパンペリー石がみとめられる。

まえにしめた第22-B図で、①の資料は上述のような岩質をしめすが、②ではふつうの杏仁状構造をとるスピライトで、ひじょうに少量の同質輝石がみられるにすぎない。また、他の資料では、全く斜長石がみとめられない。そして、この岩石の内部あるいはまわ

1本1本の柱状体は、やや放射状に拡っており、また、その断口は楕円状でしかも王ねぎ状の模様をしめている。暗赤褐色を呈する、ち密塊状の硬質な岩質で、小さな杏仁がわずかにみとめられる。

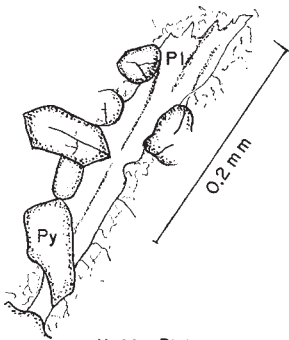
ピロタキシティック組織をしめしており、斑晶はみとめられない。構成鉱物の大部分が、 0.03×0.2 mm前後の大きさの柱状斜長石である。斜長石の間は、粒状の赤鉄鉱で充填されている。緑泥石は、斜長石を置換して発達しているが、また、杏仁をうずめて発達しているものもみとめられる (PL12)。

これまで説明してきたものと、いちじるしく岩質の違うスピライトが、新冠川沿岸の数カ所にみとめられる。この岩石は、第22-A図のような、輝緑凝灰岩の中の角礫や層状



- ① 多量の単斜輝石によって置き換えられている部分
(Pyroxenized spilite)
- ② ほとんど輝石の形成されていないふつうのスピライト
(Common normal type spilite)

第22-A図 集塊質の輝緑凝灰岩中のスピライトブロック
(A spilite block in agglomeratic schalstein)



第22-B図

①の部分の、斜長石と単斜輝石の
関係の、顕微鏡下でのスケッチ

- Py : 単斜輝石
(Monoclinic pyroxene)
- Pl : 曹長石質斜長石
(Albitic plagioclase)

りに、パンペリー石を伴った曹長石脈が発達している。このような事実からみて、この岩石は、正規型スピライトの交代作用の産物とみることができる。

細粒および中粒輝緑岩 (Di)

これらの岩石は、まえに説明した正規型スピライト類にくらべて、一般に、かなり粗粒であること、緑色を呈すること、オフィティックあるいはサブオフィティック組織をしめすことなどから区別される。一部のものでは枕状構造をとるものがみられるが、その大部分のものは層状で、岩脈あるいは岩床進入と考えられる。岩体の厚さは5~20mていどのものが多い。白堊系の東側の日高西縁構造帯は、ほとんどがこの種の岩石の複合進入体から構成されているものと考えられる。しかし、その詳細は明らかでない。現在までの調査

結果からみると、この図幅地域内では、この帯の中に凝灰質のものはほとんどみとめられていない。全般にきわめていぢじしい破碎をうけているために、その岩質を識別するこ

とが困難である。さらに、今後の詳細な調査が必要である。この図幅地域の南東方の神威岳図幅地域内では、この帯にかなりの幅の輝緑凝灰岩が分布していることが報告されている。このような事実から考えれば、この地域では、この帯の深部が断層で持ち上げられて、あらわれている可能性が大きい。このような考え方を支持する事実として、この帯の幅が狭くなっている、シュタレルカシュベ沢から北部の部分では、わり合均質の輝緑岩が分布しているのにくらべて、シュンベツ川からベンケアブカサンベ川にかけての地域では、かなり不均質にいろいろの岩相が入り交っているようである。さらに、この帯の幅がもっとも狭くなっている、北部のサツナイ沢では、典型的なこのタイプの輝緑岩体が、西側の白堊系の上に30度でいどの低角度をもつ断層で、のし上っているのが観察される。この帯の東側も断層であることから考えれば、まわりの地層と全く岩質が違うこの岩帯が、後の衝上運動のさいに、その進入面を境いに突出するようにして持ち上げられたとみることが出来る。

この輝緑岩は、岩質の上から、細粒相と中粒相にわけることができる。この両者の関係は、まだ明らかでない。細粒相の一部には、枕状構造をとるものがみとめられているといどである。

これらを顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

中粒相：斜長石と単斜輝石とがサブオフィティック組織をしめして組合わさっている。斜長石は、長柱状のものと板状のものがああり、前者は、 $0.05 \times 0.5 \sim 0.9 \text{mm}$ 、後者は $0.2 \times 0.6 \text{mm}$ ほどの大きさを持ち、ちり状物質でかなり汚れている。長柱状のものは、正規型スピライトで普遍的にみられたような、撓曲形態をしめすものが多い。単斜輝石は、淡緑味をおびており 0.25mm ほどの大きさのものが多く、 0.4mm ほどのものもみられる。いちじるしい波動消光をしめしている。

これらの鉱物を置換しながら、緑泥石が発達している。また、とくに輝石を置換した不透明鉱物がかなりみとめられる (PL14)。

細粒相：この岩相は、まえにのべた中粒相のものに比較して、斜長石がかなり細粒になっている。そして、中粒相がサブオフィティック組織をしめしているのに、この岩相は、完全なオフィティック組織をしめしている。

斜長石は、 $0.02 \times 0.22 \sim 0.3 \text{mm}$ ほどの長柱状のものが大部分をしめており、内部の方から緑泥石化されているものが多く、また、一般に、わずかではあるが、撓曲した形をしめしている。単斜輝石は、 0.4mm 前後の大きさのもので、中粒相と同じように、淡緑色味を呈し、波動消光がいちじるしい。輝石も斜長石も、ともに緑泥石化がいちじるしい。また、これらの鉱物間には、白チタンや不透明鉱物が散在している (PL15)。

変輝緑岩 (Md)

この岩石は、シュンベツ川上流から新冠川上流地域にかけての、蛇紋岩体の近くのとこ

ろに分布している。ひじょうに細粒の緑色塊状岩で、一見、珪質の輝緑凝灰岩のようにみえる。しかし、この岩体に発達している節理系の形能は、明らかに輝緑凝灰岩のそれとは違っている。この岩体のまわりは、いちじるしく破碎されており、黄褐色の風化面をしめしている。この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

ひじょうに細かな、陽起石質角閃石、斜ゆうれん石、斜長石の不規則な集合からなり、ほとんど原岩の構造は残されていない。わずかに残存している斜長石の形から、輝緑岩質の岩石から変質したものと推察されるにすぎない。構成鉱物の大半をしめるのは、角閃石である。これは、葉片状あるいは針状形をしめし、ほとんど無色ないしは、ひじょうに淡い緑色味を呈する。撓曲がいちじるしく、けんちよな波動消光をしめす。斜長石は、曹長石質のもので、カルスバット双晶をしめす柱状結晶がわずかにみとめられほか、大部分は、他の鉱物の間に不規則な形で残されているにすぎない。斜ゆうれん石は、自形粒状結晶をしめし、全般に散点しているが、脈状に発達しているものもみとめられる。これら各鉱物の間には、粒状のチタン石が多数散在している。このほかに、緑泥石が他鉱物を置換して発達している。

このような事実からみれば、この岩石は、変輝緑岩というよりは、角閃石化スピライトとよぶべきかもしれない。

7), 11)

III. 4.2 緑色角閃石片状角閃岩 (Ag) およびソーシユル石はんれい岩 (Sg)

この2つの岩石は、いままでは、はんれい角閃岩という名称で、一括して取扱われてきている。たしかに、シュンベツ川本流からその北部にかけての地域では、これら2つの岩体は、相互に漸移するような関係をしめしている。しかし、1) 南部のコイボクシビチャリ川地域では、この両者はセプタによって境いされている；2) ペツピリガイ沢付近では、セプタはみられないが、剪断帯で境いされている；3) これら2つの岩体の角閃岩は、それぞれの構造がいちじるしく違^{*}う；などの諸点からみると、2つの岩体に分けて取扱うべきであると考えられる。

緑色角閃石片状角閃岩

この岩石は、まえに説明した緑色片岩の東側に、これと平行して帯状に分布している。南部地域では、幅500m内外であるが、北部で1000m以上にも達し、隣接する幌尻岳図幅地域内にかけて、さらにその幅を増大している。

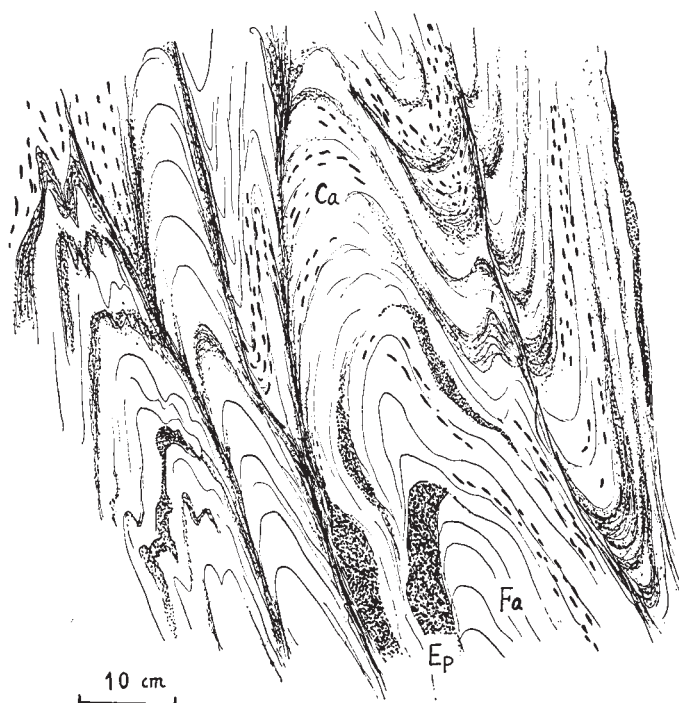
この岩石は、濃緑色を呈し、片状構造の発達の一ちじるしい角閃片岩様の岩質のものである。この岩帯は、さらに、岩質および構造のそれぞれ違^{*}う3つの岩相部にわけることができる。これらの各岩相は、相互にほぼ平行な帯状配置をしめしており、剪断帯によって、

²¹⁾
* これらの諸関係は、幌尻岳図幅地域でも観察することができる。

それぞれ区別されている。

もっとも西側に分布しているのは、いちじるしい微褶曲構造をしめし、しかも、片理にそって緑れん石が縞状に発達している岩相である。ペツピリガイ沢から北部の地域では、50~100mほどの幅で分布しているのがみられるが、南部地域では明らかでない。

片理の発達がいちじるしく、角閃石の平行配列による線構造は、ゆるいNおとしを、また、褶曲軸は、かなり変化するが、一般に、E-Wの方向性をしめしている。



Ep : 緑簾石濃集プール
(Concentrated pool of epidote)

Fa : 細微の角閃石と斜長石からなる部分
(The part consisting of fine grained hornblende and plagioclase)

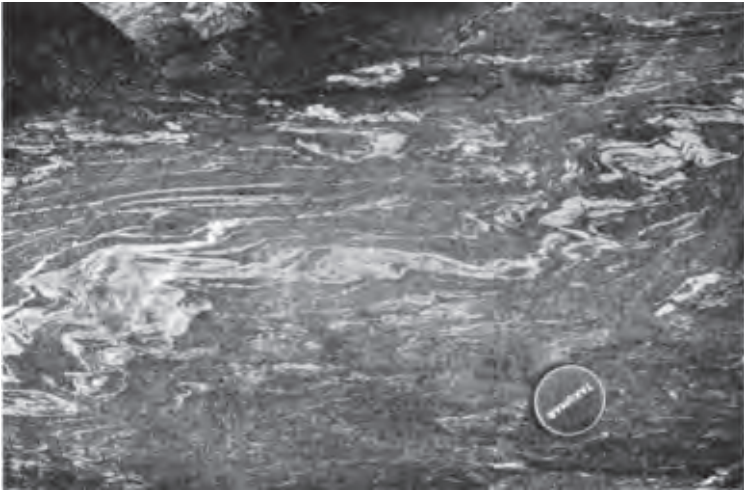
Ca : 粗粒の角閃石が発達している部分
(The part consisting of coarse grained hornblende)

第 24 図 緑色角閃石片状角閃岩帯の西側に発達している緑れん石角閃岩相
(Epidote amphibolite developing at the western side of
green hornblende schistose amphibolite)

顕微鏡下では、0.1~0.2mmの大きさの緑れん石がモザイクに組み、その粒間をうず

めている細粒角閃石、少量の斜長石をともなっている部分、細粒の角閃石および斜長石からなりたっている部分が、組合わさって縞状構造を形成している。角閃石は、Z=草緑色、Y=帯緑黄色、X=淡黄色の多色性をしめしている。また、これら各鉱物を置換して、モザイク状の石英がかなりみとめられる。そして、部分的には、細脈状にあるいはレンズ状に発達している。なお、緑れん石にともなって、チタン鉄鉱およびチタン石がみとめられる。

まえにのべたような、いちじるしい微褶曲構造と緑れん石の濃集縞によって特ちょうづけられている岩相の東側には、剪断帯をはさんで、この角閃岩体の主体となる岩相部が発達している。この岩相部は、一般に、西側が $50^{\circ}\sim 70^{\circ}$ Eの傾斜をとる片理が発達しているのに対し、東側では、 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ Eと傾斜がゆるやかになり、それとともに、優白質のプチグマティック脈の発達がめだっている。角閃石の平行配列による線構造は、西端部ではS



第25図 緑色角閃石片状角閃岩のプチグマティック脈の発達している岩相
(Green hornblende schistose amphibolite characterized by ptigmatitic veins)
〔シュンベツ川上洗〕

落しであり、中央部ではN-S方向で水平であり、東端附近ではN落しである。ともに、ひじょうにゆるい傾斜をしめしている。この片状角閃岩の、大半をしめている、プチグマティック脈の発達している岩相を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

圧倒的に多量の緑色角閃石が、C軸をそろえて方向配列しており、ネマトプラスチック組織をしめしている。この間に、斜長石と石英から構成されている優白質部が、縞状に発達しており、部分的にはレンズ状に広がっているのがみとめられる。優白質部は、 $0.3\sim 0.8$ mm、稀には3mmていどの板状斜長石と、この間をうずめるモザイク状の石英、

および、少量の角閃石からできている。この石英は、斜長石や角閃石をいちじるしく置換している。また、破碎されている大型の斜長石のまわりを粒状のものがとりまき、モルタル組織をつくっている。角閃石は、ポイキリティック構造をしめすものが多い。そして、一般に、斜長石の外形に影響されて、このまわりにうねるような形で発達している。一方、優黒岩部は、大部分が0.3~0.5mmほどの柱状角閃石から構成されており、この間に0.3mmでいどの斜長石が少量みとめられる。また、チタン石の粒状集合体がレンズ状に発達している。斜長石は、優白質部のもは一般によごれているが、どちらの部分でもAn=25~38%でいどで、あまり大差はみられない。角閃石は、Z=帯青草緑色~濃草緑色、Y=帯黄緑色、X=淡黄色の多色性をしめしている(PL16)。

まえにのべたプチグマティック脈の発達している岩質のものから連続して、その西側には、プチグマティック脈のみとめられない岩相が、50~100mの幅で発達している。

この岩相のものは、モザイク状に組合わさっている石英(0.1~0.3mm)が多量にみとめられ、また、この間に残存している斜長石は、いちじるしく汚濁している。さらに、緑れん石や斜ゆうれん石、チタン石などの粒状結晶が、局所的に濃集しているのがみとめられる。

したがって、この岩相は、西側のまえにのべた緑れん石縞の発達している岩相に、よく似た性質をしめすようである。

このような事実は、片状角閃岩にプチグマティック脈をもたらした運動と、この岩帯の西側に、石英が濃集して緑れん石が形成された作用とが、きわめて密接な関係をもっていたことをしめすものと考えられる。

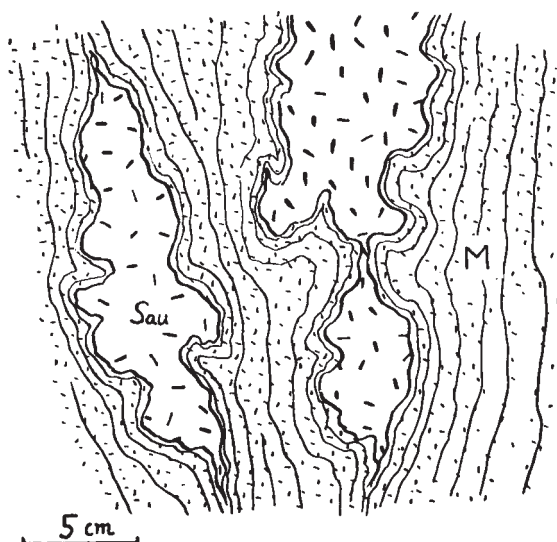
ソーシュル石はんれい岩

ソーシュル石はんれい岩は、変成帯の西翼に帯状に分布しているものと、変成帯の西側の地域にみられる蛇紋岩進入帯の中に、小さなレンズ状岩体をつくって分布しているものの2つに区別される。これらは、産状や岩質に、かなりの違いがみとめられるが、ともに、ソーシュル石化した斜長石をもっていることで特ちょうづけられる。

変成帯に分布しているものは、すでに説明したように、緑色角閃石片状角閃岩帯と褐色角閃石角閃岩帯の間に位置している。南部では幅1kmでいどであるが、北部では2kmに増大している。

この岩石は、典型的なソーシュル石はんれい岩相と、それを置き換えて発達している。葉理構造をしめす交代岩相、および角閃岩相とからなりたっている。

典型的なソーシュル石はんれい岩相は、この岩帯中の数カ所でみることができる。ペピリガイ沢では、はんれい岩構造をまだ残している塊状岩の中に不規則に角閃石が形成されていて、眼球状構造をしめしている。さらに、この南部のシカシナイ山麓こは、ソーシ



Sau : 塊状の典型的なソシュール石はんれい岩相
(火成岩構造を強く保持している)

M : やや細粒の交代岩相

第 26 図 ソシュール石はんれい岩の交代相中に残存して
いる典型的なソシュール石はんれい岩

(Typical saussurite gabbro holding igneous texture
remained in metasomatic facies)

[シュンベツ川上流]

ユル石化している斜長石をふくむかんらん石はんれい岩の転石が多量にみとめられる。ソ
ーシュール石はんれい岩についてのこれまでの知識から推察すれば、このかんらん岩も原岩
の一つであったと考えられるが、この図幅地域では、その関係は明らかでない。

眼球状の構造をしめす塊状部を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

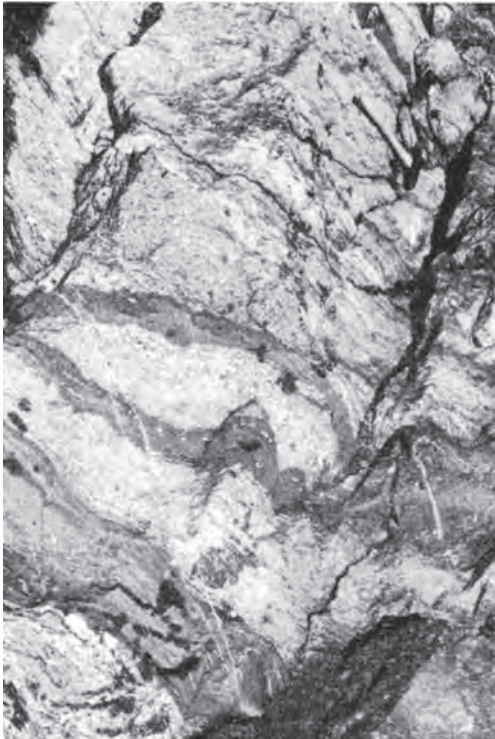
おもに斜長石と角閃石とから構成されている。斜長石は、1~1.5mmでいどの柱状自
形結晶で、カルスパット双晶がいちじるしい。そして、角閃石で置換されてはいるが、
はんれい岩構造をよく残している。また、斜長石は、 $An=45\sim 67\%$ のものである。角
閃石は、一般に、葉片状~板状の形をしめし、斜長石を置き換えて発達しているが、こ
の大型結晶の中には、虫食い状に単斜輝石を残しているものがみとめられる。また、一
部では、ウラル石質の角閃石が自形柱状の斜長石をふくんでいて、原岩のオフィティッ
ク組織を残しているものがみとめられる。角閃石は、 $Z=$ 淡緑色、 $Y\approx X=$ 淡黄緑色の多
色性をしめしている。これらの鉱物の間には、モザイク状の斜長石がみとめられるが、
これは、角閃石とほぼ同時期に生成したものとおもわれる。 $An=44\sim 53\%$ である (P

L17)。

かんらん石はんれい岩相を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

構成鉱物の大部分が2~4mmの大きさの斜長石で、この間に0.5~2mmの不規則な形をとるかんらん石と単斜輝石がみとめられる。斜長石は、半自形の柱状結晶で、汚れており $An=49\sim75\%$ のものである。かんらん石は、そのまわりが、輝石と斜長石とでつくるシンプレクタイトで囲われている。輝石は、裂開のいちじるしく発達している異剥石である。そして、そのまわりに陽起石のケリファイト縁をつくっており、さらにその外側には、陽起石と斜長石とから構成されているシンプレクタイトを形成している(PL18)。

これまでのべてきた岩相は、かなり原岩のはんれい岩構造を残している塊状岩であるの

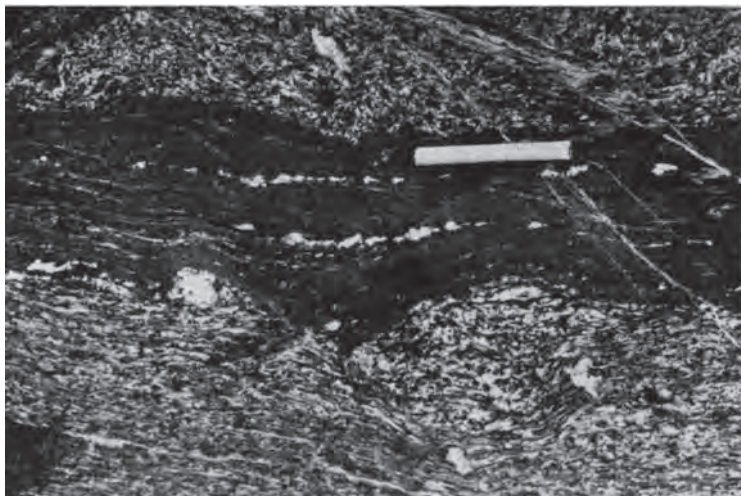


第 27 図 ソーシュル石はんれい岩 (交代相) とその中にみられる角閃岩相

A occurrence of saussurite gabbro
(metasomatic facies) and amphibolite
〔シュンベツ川上流〕

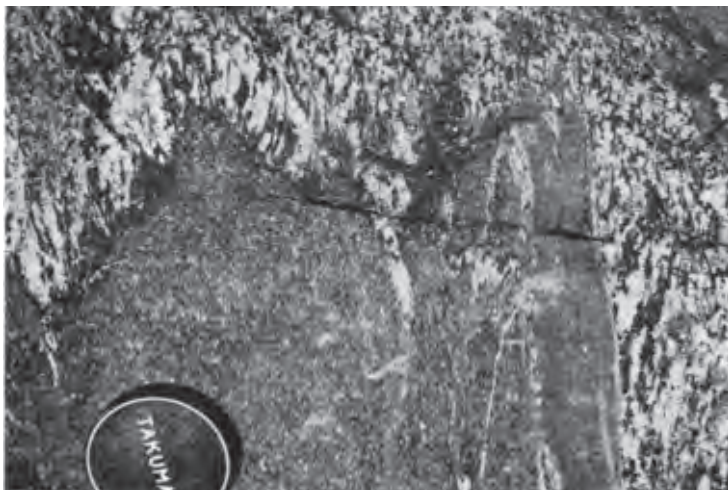
に対して、交代岩相では、いちじるしく葉理構造が発達している。この地域のソーシュル石はんれい岩体の主要部分をしめているのは、むしろ、この交代相であるようである。一般に、優白岩の粗粒な岩相をしめし、角閃石の大型結晶が多数みとめられる。

主として、斜長石と角閃石から構成されているが、これらは、それぞれ大型と小型の結晶にわかれている。大型の斜長石は、1~2mmの大きさをしめし、ひじょうによごれている。一般に、自形性がつよく、しかも、カルスバット双晶がみられることから、原岩の残晶と考えられる。 $An=47\sim65\%$ 。このような斜長石を置換しながら、0.2~0.6mmでいどの新鮮な卵状斜長石が多量にできている。この斜長石は、粒状角閃石を包かし、グラノプラスチックに組合っており、しかも一方向に長軸をそろえている。



第 28 図 ソーシュール石はんれい岩（交代相）の中にみられる角閃岩相
（第25図の一部の拡大写真）

Stratified amphibolite found in saussurite gabbro (metasomatic facies)
〔シュンベツ川上流〕



第 29 図 ソーシュール石はんれい岩（交代相）中にブロックで残されている
角閃岩相部

Amphibolite block remained in saussurite gabbro
(metasomatic facies)

〔シュンベツ川上流〕

また、角閃石は1~3mmの大型の板状結晶と、0.05×0.3~0.06×0.6mmの長柱状結晶にわけられる。大型のものは、汚れた斜長石を置換しているが、卵状の斜長石には逆に置換されている。柱状の角閃石は、卵状の斜長石の間に発達しており、これらはほぼ同時の生成とみられる。これらの角閃石は、同質とみられ、Z=緑色、Y≒X淡緑黄色の多色性をしめす。なお、これらの各鉱物の間には、粒状のチタン石のレンズ状集合体が発達している(PL19)。

ソーシュル石はんれい岩帯中には、層状やレンズ状などのいろいろの産状をしめして角閃岩相が発達している。この角閃岩は、明らかに、典型的なソーシュル石はんれい岩から変成したものである。岩質の点では、この角閃岩相と、まえに説明した片状角閃岩とは、それほど大きな違いはないようである。しかし、片状角閃岩に特ちょう的に発達しているプチグマティック脈は、この岩相にほとんどみとめられない。さらに、この岩相の方が、いくぶん粗粒であり、また、わずかではあるが、片状構造が弱いようにみうけられる。しかし、とくにシュンベツ川本流流域では、片状角閃岩とソーシュル石はんれい岩との境界が明らかでない。それは、この附近にひろく発達している交代相が、片状角閃岩とこの角閃岩相を、ともに、いちじるしく交代してきているためと考えられる。そのために、交代相の中に残存している角閃岩が、どちらのタイプのものか区別できないようになってるのであろう。顕微鏡下の観察では、片状角閃岩が、角閃石のネマトプラスチック組織で特ちょうづけられるのに対して、この角閃岩相は、一般に、グラプラスチック組織をしめしている。また、角閃石の性質も、いくぶん違うようである。そして、さらに、斜長石の量もかなり多いようにみられる。

これまでのべてきたことから考えると、緑色角閃石片状角閃岩は、ソーシュル石はんれい岩の角閃岩代作用の産物ではなくて、もともと別個の岩体をつくっていたものと推定される。しかし、まだ未解決の問題が多くこのこされており、今後の精査がのぞまれる。

蛇紋岩進入帯に観察されるソーシュル石はんれい岩は、蛇紋岩にとり囲まれて、ブロック状の産状をしめしている。

0.3×1.4~0.6×0.8mmでいどの、板状または長柱状の斜長石が、はんれい岩構造をとって組合わさっており、これらの間に、板状または葉片状の角閃石が不規則に組合って発達している。斜長石はソーシュル石化がいちじるしく、アルバイトおよびカルスバット双晶をしめしている。An=34~42%、角閃石は、内部に斜長石の細粒の柱状結晶を包かしているポイキリティックなものが多い、また、大型のものでは、虫食い状に単斜輝石を残しているのがみとめられる。X=黄緑色=Y、Z=草緑色の多色性をしめす。これらの各鉱物を置換して、ぶどう石、斜ゆうれん石、緑れん石、および緑色緑泥石が不規則に発達している。

III. 4.3 褐色角閃石角閃岩 (Ab)

図幅地域の北東端地域に、NNW-SSEの方向性をもって帯状に分布している。西側のソーシュル石はんれい岩とは、片麻岩質のセプタをはさんで境いされている。この岩帯は、南部地域では500m以上の幅をもっているが、北部の幌尻岳図幅地域との境界部付近では、レンズ状の小岩体にわかれてゆく傾向がみとめられる。

優黒色を呈しており、N-S; 50~60° Eの走向・傾斜をしめしている片理がいちじるしく発達している。局所的には、優白質の縞が発達して片麻岩様の岩相をしめす部分がみとめられる。また、西側のセプタに接する付近では、不規則に褶曲構造が発達している。また、部分的に、石灰質珪酸塩鉱物のプール状の集合体のみとめられる。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

0.5~1.5mmていどの半自形を呈する板状の角閃石と、0.5~1mmていどの斜長石が組合わさって、グラノプラスチック組織をしめしている。斜長石はバニディオモルフ構造をしめしており、部分的にはいちじるしくソーシュル石化している。An=22~35%。角閃石には、ポイキリティックな結晶がわずかにみとめられる。Z=淡褐色~帯緑褐色、Y≒X=帯緑淡褐色の多色性をしめしている。また、これらの結晶の間には、いろいろの大きさのモザイク石英が発達していることがある。

片麻岩状の構造をしめしている岩質部では、きわめて細粒の黒雲母が多量みとめられる(PL20)。

また、石英質珪酸塩鉱物の集合体は、0.1~0.3mm大きさの多量の透輝石と、灰長石質の斜長石、石英、絹雲母および黒雲母などが、グラノプラスチックに組合わさっている。

なお、神居古潭構造帯の蛇紋岩進入帯のあちらこちらに、緑色角閃石と斜長石がグラノプラスチックに組合っている角閃岩の転石がみとめられる。まえに、ちょっとふれた、らんせん石を生じている近くに発達しているのも、同質の角閃岩とみられるが、ここでは、多量の石英が他鉱物を置換して発達している。

III. 4.4 超塩基性岩類

この図幅地域内には、いたるところに超塩基性岩類が分布している。この進入の形態をみると、ほとんどの場合、まわりの地層に対して低角度で進入している。したがって、低角度の逆断層にそって進人活動が行なわれたものと考えられる。この岩類は、かんらん岩と蛇紋岩の2つに分類される。

かんらん岩 (Pe)

この岩石は、変成帯の緑色角閃石片状角閃岩と東側のセプタとの間に分布している。この地域では、コイボクシビチャリ川流域でみられるだけである。小規模なレンズ状の岩体

をつくっており、風化面が黄褐色を呈することから、遠方からでもすぐ判別することができる。新鮮な面では暗緑色を呈し、塊状緻密な岩質で、規則正しい節理系が発達している。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

大部分がかんらん石からできており、このほか、輝石およびかんらん石から変ったと考えられる蛇紋石や、さらにこれを置換している透角閃石がかなりみとめられる。かんらん石は1cmにも達し、いわゆるメッシュ構造をしめしている。これらのかんらん石結晶の間には、輝石の擬晶をもった絹布石が少量みられる。この絹布石はさらに **bowlingite** に変化している。透角閃石は、葉片状あるいは柱状の結晶形をもち、一部ではモザイク状に組み、あるいは単独に、ほかの鉱物類を置換して成長している。また、これらの間に、少量の尖晶石と磁鉄鉱粒がみとめられる。これらの鉱物粒のまわりには、最末期とみられる角閃石の柱状結晶が発達している。

蛇紋岩¹⁹⁾ (Sr)

蛇紋岩は、いろいろの規模の進人体をつくって、多数みられる。神居古潭帯側では2帯



第30図 蛇紋岩の産状（破碎部にそって片状化している。）

(A occurrence of serpentinite) [新冠川中流]

みとめられる。いずれもほぼNNW-SSEの方向性をとり、変成帯の分布方向にほぼ平行に配列している。この場合、2つの蛇紋岩進入帯にはさまれた地域に分布している地層は、ひじょうに緩い褶曲構造をしめしている。一方、日高帯側では、シュンベツ川本流から南側の地域では、日高前縁構造帯の東翼にそって進入している^{*}。しかし、ペンケアブカサンベ川からパンベツ川流域にかけてのイドンナップ層の盆状構造部では、盆状構造に平行に多くの進入岩体がみとめられる。また、シュンベツ川本流部から北の地域では、2つの進入帯にわかれており、これらは隣接する幌尻岳図幅地域内にまでものびている。

この地域の蛇紋岩体は、全般に剪断運動の影響をうけている。そのために片状化がいちじるしく、油脂状光沢をしめす葉片状蛇紋岩にかわっているものが多い。

塊状の岩質のものでは、おもに、かんらん石および輝石の仮晶をとる板温石と絹布石からできている。そして、これらの間に、クロム鉄鉱粒や粉状の磁鉄鉱が散点している。

日高帯に分布しているものには、多くの新鮮な異剥石がみとめられる。

また、葉片状の岩質のものでは、かんらん石の仮晶をしめす板温石は、わずかにみられるだけで、大部分が不規則な板状あるいは片状の板温石だけからできている。そして、いちじるしい方向性をしめしている。

III.4.5 脈岩類

この地域に発達している脈岩類には、つぎのようなものがある。

粗粒輝緑岩

微閃緑岩

トロニエム岩

これらの脈岩類は、イドンナップ層あるいは岩清水層を貫ぬいているが、白堊系の分布地域にはみとめられない。

粗粒輝緑岩 (Gd)

この岩石は、ふつうは、2~4mていどの厚さのものであるが、時には10m以上にも達するものがある。一般に、岩床状進入岩体をつくっているが、岩脈状のものもみられる。輝緑凝灰岩やスピライト質岩類を貫ぬき、蛇紋岩にとりこまれている。おそらくは、蛇紋岩の進入時期よりは早期ではあるが、この地域の造構運動のかなり後期の進入岩とみられる^{**}。優黒質のひじょうに粗粒な塊状岩である。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

¹²⁾
* 神威岳図幅地域のイベツ-レダトイ構造線につらなるものである。

** 美瑛図幅地域内において、いわゆる神居古潭結晶片岩を貫いている同質の輝緑岩がみられている²⁵⁾。

主成分鉱物としては、斜長石と単斜輝石とから構成されており、このほか、緑色角閃石、りん灰石、緑泥石、板温石、ポーリンジャイト、および不透明鉱物をともなっている。粗粒の単斜輝石（長径2mm前後）と板状あるいは長柱状の斜長石（0.2×1.5mm）が、典型的なオフィティック組織をしめして組合わさっている。輝石は、Z=明紫色、Y=X=淡紫色の多色性をしめしており、チタン輝石質のものである。割目の発達がいちじるしく、ブロック状の消光をしめすものが大部分をしめている。斜長石は、全般にソーシユル石化しているが、その変質の度合は内部ほどいちじるしい。

緑色角閃石は、輝石を置換してその量はわずかである。Z=濃青緑色、X=緑色の多色性をしめす。緑泥石が、これらの鉱物を置換して不規則に発達している（PL21）。

また、一部のサンプルでは、単斜輝石を置換して多量の褐色角閃石が生成しているのがみとめられる。この岩石は、まえにのべたものとは違い、インターグラニューラ状の構造をしめしている。そして、角閃石、輝石、斜長石などの鉱物の間に、かんらん石の仮晶と考えられる円形の板温石およびbowlingiteが多くみとめられる。

このような事実は、この岩石が、かんらん石輝緑岩様の岩石であったことをしめしている。

19) 微閃緑岩 (Mi)

この岩石は、図幅地域の南西部の岩清水附近の蛇紋岩進入帯に多くみられるほか、北東部地域でも蛇紋岩にとまわられてわずかにみとめられる。一般に、幅5m前後の岩脈で貫入しているものが多い。しかし、中には50mていどの岩体もみとめられる。優白質の塊状岩であるが、蛇紋岩の中に貫入しているものは、全般にいちじるしく蛇紋石化されている。

おもに、斜長石、角閃石および単斜輝石からできている。斜長石は、自形の短柱状あるいは板状結晶で、内部ほどちり状物質を多くふくんでおり、累帯構造様の形態をしめしている。いちじるしくソーシユル石化しているものでは、その形状の不明なものが多い。角閃石は、淡緑色の陽起石質のもので、不規則な形のものが多い。なかには、粒状の輝石をふくんでいるものがみとめられる。輝石は、いちじるしく裂開の発達している異剥石である。これらの各鉱物は、淡緑色の緑泥石で、いちじるしく置換されている。

トロニエム岩 (Tr)

この図幅地域内で、トロニエム岩が貫入しているのは神居古潭帯側である。この岩石は、ひじょうに不規則な進入形態をしめしており、まわりの岩石に、小範囲ではあるが熱変成をあたえている。また、蛇紋岩ブロックをとりこんでおり、明らかに蛇紋岩進入後の進入岩である。

この岩石を顕微鏡下で見れば、つぎのとおりである。

斜長石斑晶を多量にふくむ、はっきりした斑状構造をしめしている。斜長石斑晶は、自形の柱状または板状結晶で、0.2×0.4mm～0.6×1.4mmの大きさである。そして、

この種の岩石に特有の累帯構造がいちじるしく、また、カルスバット双晶型式のものがその大部分をしめる。一般に、ちり状物質をふくんで汚れているものが多い。これらの間を埋めている石基は、ひじょうに汚れた、細粒の不規則な形をした斜長石と石英から構成されており、この間に、細粒のきれいな短冊状の斜長石が多くみられる。また、いちじるしく緑泥石化した黒雲母が少量散在している（PL22）。

III.5 第四系

第四系は、各河川にそって発達している洪積期に属する段丘堆積物と氷河期堆積物がある。

段丘堆積物

この地域を流れている大きな河川の沿岸地域は、河段丘が分布している。とくに、白堊系の分布している地域に、その発達がいちじるしい。これらは、河床面からの比高によって、つぎの2つに分けられる。

第2河段丘堆積物

第1河段丘堆積物

第2河段丘堆積物（D₂）

第2河段丘堆積物は、現河床より約20～60mの高さで発達しており、最も広く分布している。基底部には、多量の大礫をふくむ礫層が卓越しており、その上部にむかつて、拳大の礫からできていた礫層、砂層および粘土層が発達している。

第1河段丘堆積物（D₁）

現河床面から約120～180mでいどの高さの平坦面をつくって発達している。一般に、拳大の礫をふくむ礫層、砂層、および粘土層から構成されている。

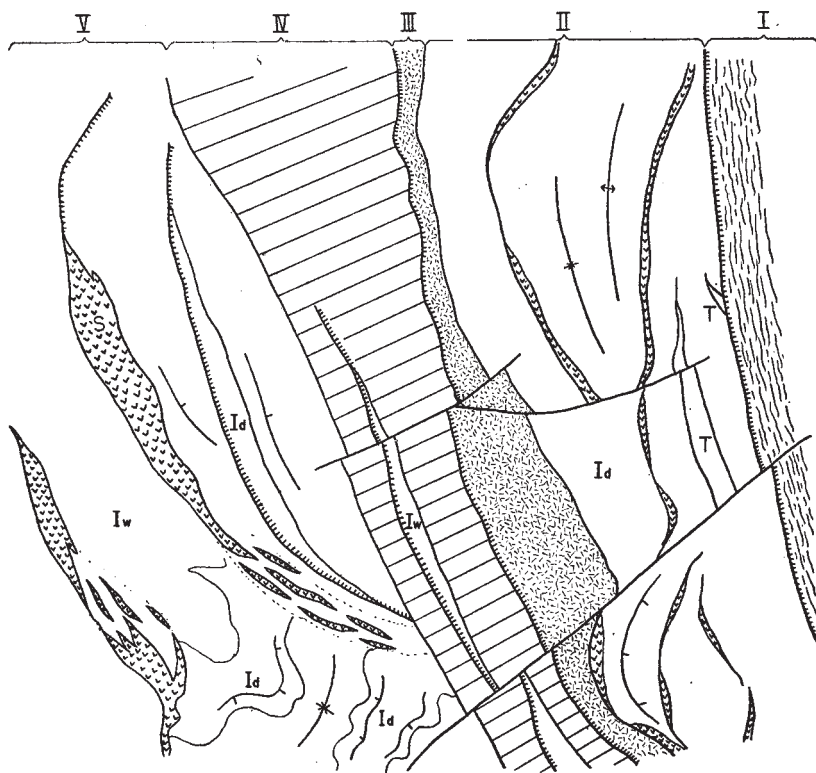
氷期堆積物（Gd）

図幅地域の北東隅のナメワッカ岳の北側には、圏谷が発達しており、圏谷底の末端部には氷堆積がみられる。この圏谷の形成時期は、トッタベツ氷期に対比されるものと考えられる⁶⁾。

なお、この図幅地域には、地質図に記していないが、第2河段丘をおおって、総計約4mでいどの厚さをもつ火山灰層が広く分布している。この火山灰層は、おおまかに、3層に分けることができる。このうち、最上部のものは、腐蝕土の下位に発達しており、灰白色を呈する。中位のものは、やや粗粒のもので、黄褐色を呈している。最下位のものは、崖錐堆積層の中に介在しており、二次堆積によるものと考えられる層が発達している。黄褐色を呈しているが、この中には、灰白色のものが層状に介在している。これらは、いま

までの知識によれば、樽前山統火山噴出物とみられる。¹²⁾

III. 6 地質構造および地史



- I: 日高中軸変成帯 (Hidaka axis metamorphic zone)
- II: 日高前線縁曲帯 (Hidaka front folded zone)
- III: 日高縁構造帯 (Hidaka western tectonic zone)
- IV: 白 堊 系 (Cretaceous series)
- V: 神居古潭構造帯 (Kamuikotan tectonic zone)
- S: 蛇 紋 岩 (Serpentinite)
- I_d: イドンナップ層 (Idonnappu formation)
- I_w: 岩清水層 (Iwashimizu formation)
- T: 新第三系 (Neogene tertiary)

第 31 図 地質構造図 (Geologic structural map)

III. 6. 1 地質構造

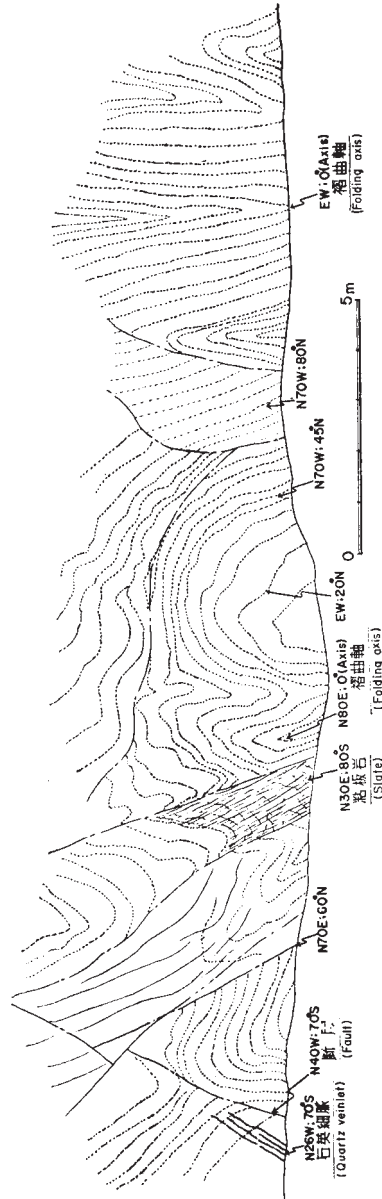
1), 9), 10)

この図幅地域には、これまでのべてきたように、ジュラ紀あるいはトリアス紀から新第三紀にいたる堆積岩類が発達している。また、いろいろの時期の火成岩類の活動、および変成岩類の形成がおこなわれている。

とくに、これらの岩石類がけんちよな帯状配列をしめしていることは、ひじょうに特ちょうのある事実として注目されなければならない。これらについて、各構造単位にわけて説明を加える。

神居古潭構造帯

この構造帯は、すでにのべたように、日高地向斜堆積物の上部層である岩清水層、すなわち、厚い輝緑凝灰岩層の発達している地帯である。このような堆積物は、明らかにスピライト質岩類のはげしい火山活動の産物と考えられる。これらの噴出の中心帯が、どこに、どのような配列をしているかということは、まだ明らかにされていない。多くの噴出帯が雁行状の配列をしているらしいということは、十分に推察することができる。したがって、この図幅地域もふくめて、神居古潭帯の第1の特ちょうは、もっとも初生的な構造として、スピライト質岩類が、雁行状に配列していたということで、表現されるようである。第2の特ちょうは、蛇紋岩の進人形態から読みとれるように、NNW-SSEの方向性をとる剪断帯の発達していることである。剪断帯としてもっともけんちよなものは、新冠川中流地域に分布しているイ



第32図 神居古潭構造帯のチャート (インドナツプ層) にみられる褶曲の様子の例
(An example of folding phenomena of chert in the Kamuikotan tectonic zone)

ドンナップ層の下盤側に発達しているものである。この剪断帯は、まえにもふれたが、幅約30m内外のミロナイト帯をとまなっているものである。そして、西側に彎曲した形をしめしており、その傾斜は30°E内外のひじょうに緩いもので、一つの衝上断層とみることができる。この西側には、2本の蛇紋岩進入帯が雁行状に発達している。この場合も、蛇紋岩の進入境界面は、ひじょうに緩い東傾斜をしめしている。しかも、うえにのべたイドンナップ層の下盤側にみられたと同じように、下盤側に、ミロナイト様の破碎岩あるいは準片岩が形成されている。第3の特ちょうは、これらの各剪断帯にはさまれている地域が、いちじるしい褶曲構造をしめしていることである。この褶曲軸には、N-S性とE-W性のものがみとめられるが、まだ、この褶曲構造の要素は十分に解明されていない。しかしながら、2と3の特ちょうからみると、この地域の蛇紋岩の逆入は、褶曲運動の末期と推定される。

日高西縁構造帯

この構造帯は、従来、単純に日高帯の輝緑凝灰岩帯として取り扱われてきたが、この図幅地域においては、輝緑岩の複合進入帯としてみるることができる。また、この構造帯の西側に接して、白堊系が分布しており、しかも、下部エゾ層群がこの位置に断続的ではあるが分布しているということは、注目に値する事実であろう。この西縁構造帯は、全体にいちじるしく破碎されており、しかも白堊系の上に低角度の衝上断層でのし上っている。この事実と、南東に位置する神威岳図幅地域におけるこの構造帯に凝灰質の岩石が発達していることと考え合わせることは、つぎにのべるような興味ある問題を提起するようである。すなわち、この構造帯の断層運動による上昇量の差によって、ある地域では下部相（輝緑岩相）があらわれ、また、ある地域では上部相（火山岩相凝灰岩相）が残されているという考え方ができるのではないかと、ということである。

日高前縁褶曲帯

この褶曲帯は、西縁帯と中軸変成岩の間に発達している。この図幅地域では、イドンナップ層の主要な分布地域に相当している。神居古潭帯側に比較して、より傾立した複雑な褶曲帯を形成している。図幅地域の南部と北部とでは、ベンケアブカサンベ川の上流を横切るN60°Eの方向性をもつ断層を境にして、その構造に違いがみられる。南部地域の構造は、大きくみると、南東側に口を開いたバイズン状構造とみることができる。また、この地域に進入している蛇紋岩も、このような構造に支配された形態をしめしている。一方、北部地域では、ほぼNNW-SSEの走向をしめしてはいるが、きわめていちじるしい褶曲構造を形成しているものとみられ、その構造解析はきわめて困難である。しかし、ま

えにのべたように、大きくみると、イドンナップ岳を中心とする傾立背斜状構造が推定され、その両側の地域は、おそらくは、向斜構造をつくっているものと考えられる。蛇紋岩体は、このような構造の境界にできた剪断帯にそって進入したものとみることができる。また、新第三系の分布地域が、基盤の向斜構造をとる地域と一致していることも興味あることであろう。この褶曲帯と変成帯とは、衝上断層で接しているが、北東部側では、明らかに両者の構造は斜交している。

日高中軸変成帯

この図幅地域に分布している変成帯にみられる諸岩石は、すでにのべたように、ほとんどが塩基性火成岩類である。これらは、きわめてけんちよな帯状配列をとっている。このうち、緑色角閃石片状角閃岩には、いちじるしい微褶曲構造が発達しており、その褶曲軸はN-Sでほとんどが水平に近い。その他の岩石には、このような褶曲構造は発達していない。

白 堊 系

この地域の白堊系については、すでに、小山内熙、松下勝秀によって報告^{17), 18), 22)}されている。白堊系の構造は、大きくみると、大きな向斜構造をとっているものとみられる。しかし、すでにのべたように東西両翼でいくぶん違った非対称の形態をしめしている。これを、さらに詳しく観察するならば、そこには、きわめて複雑な褶曲構造をみることができる。地質図でみられる構造は、ほとんどがN-S性の方向性をもつ褶曲軸が主要なものであるが、この細部においては、数多くのE-W性の方向性をもつ微褶曲構造が発達している。このような現象は、基盤層の構造にもみとめられる。しかし、白堊系の構造は、基盤構造とはかなりの違いがあるように考えられる。このような構造の差異は、ただ白堊系を上部構造としてみるだけではなくて、白堊系の堆積以前、少なくとも中部エゾ層群の堆積以前に、何らかの褶曲運動があったことを意味しているものであろう。

III. 6.2 地 史

北海道本島の中心部を南北に通る脊梁山脈を中心に、基盤を構成しているものとみられる古期岩類が帯状に分布している。この地帯は、北海道中軸帯とよばれており、日本におけるアルプス期の造山運動、日高造山運動を中心として生成、発展の過程をたどった地帯である。この造山運動は、ジュラ紀末からはじまり、白堊紀全期にわたってさかんに活動し、おそらく白堊紀末には、変成作用や火成作用はほとんど終り、その後、新第三紀にかけて、いちじるしい隆起運動がおこなわれたと考えられている。

イドンナップ図幅地域内の地史も、ほぼまえにのべたような歴史過程をへて確立された

ものとみることができる。この地域の地史を、造構史的に、大よそ、つぎのように分類して説明を加える。

- i 地 向 斜 期
- ii 造 山 期
- iii 造 山 末 期 (断 裂 期)

i 地 向 斜 期

地向期斜とみられるイドンナップ層および岩清水層で代表される、膨大な堆積岩類が発達している。イドンナップ層の厚さは、この地域では約3000m+と推定されるが、さらにその下位に膨大な厚さの堆積岩類が横たわっていると考えられるので、総体の層厚は相当の厚さに達するものと推定される。スピライト質岩類の活動は、したがって、地向斜堆積の後期に行なわれたとみることができる。おそらく、その初期には、神居古潭構造帯の地域で広範囲にわたる、雁行状の裂か噴出が行なわれ、わずかにおくれて、日高西縁構造帯にそって火成活動が行なわれたものと考えられる。また、はっきりした証拠はないが、中軸変成帯地域においても、この時期には同じ岩系の岩石類が活動したのではないかと、との疑いもたれる。このような火成活動を契機として、もっとも特殊な条件をそなえていた地帯が、その後の造山運動の中心帯になったものであろう。

ii 造 山 期

造山期には、日高変成帯を中心として、いろいろの変成作用および火成活動がおこなわれた。この時期の運動は、中軸変成帯と、その西側の地域とでは、いちじるしくその趣きを異にしている。この地域の中軸変成帯は、分布が狭く、しかも塩基性火成岩類がその大部分をしめしているので、片麻岩類やミグマタイト類との関係は明らかでない。このような意味で、この地域においては中軸変成帯を中心とした火成活動や変成作用についてのべるのは適当でない。しかし、これまで行なわれたほかの地域の研究結果からみれば、褐色角閃石角閃岩がもっとも初期の進入岩（輝緑岩）で、片麻岩類の形成とほぼ同時期に角閃岩化されたものとみられる。緑色角閃石片状角閃岩およびソーシユル石はんれい岩については、まだ未解決の問題が多く残されていて、現段階では明確な位置づけは困難である。従来までの解釈によれば、ソーシユル石はんれい岩は後期の進入岩とみられている。しかし、緑色角閃石片状角閃岩には、早期の輝緑岩源のものがあるのではないかと疑いがつよい。緑色片岩は衝上運動に関係した変成作用の後期に形成されたものと考えられる。また、この変成帯に進入しているかんらん岩は、ソーシユル石はんれい岩の進入よりもおくれた時期で、おそらく衝上運動に関係するものではないかと考えられる。

中軸変成帯の西側の地域、日高前縁褶曲帯および神居古潭構造帯は、蛇紋岩の活動によって持ち上げられている。蛇紋岩体を中心としてみた火成活動の順序は、大よそつぎのように考えられる。

粗粒輝緑岩
ソーシユル石はんれい岩
蛇紋岩
微閃緑岩
↓
トロニユム岩

このような火成活動の時代はこの地域では明らかでない。しかし、神居古潭構造帯の北部地域の調査資料によれば、蛇紋岩が中部エゾ層群を貫ぬいており、あるいは函淵層をも貫ぬく可能性があると考えられている。また、トロニユム岩の場合でも、中部エゾ層群を貫ぬいていることが確かめられている。また、蛇紋岩が中部エゾ層群の背斜構造の翼部に進入していることが明らかにされている²⁰⁾。このような事実から考えれば、少なくとも、蛇紋岩の進入は、中部エゾ層群を褶曲させた構造運動に関係しているとみることができる^{*}。この図幅地域では、白堊系の分布地域には蛇紋岩はみられないが、基盤層の褶曲構造の翼部に進入するというよく似た性質がみとめられる。したがって、蛇紋岩の進入が、ほぼ同一の時期とみられるので、基盤層の褶曲構造には、中部エゾ層群を褶曲させた構造要素がそれ以前のものに加算されてあらわれているとみななければならない。

現状においては、変成帯内部の火成活動や変成作用と、そのまわりの地域のそれとの関係が明らかでない。将来、蛇紋岩とかんらん岩、また、両地域の角閃岩やソーシユル石はんれい岩などの関係が明らかにされ、さらに、徹底的な構造解析がおこなわれると、これらの問題は解明できるであろう。

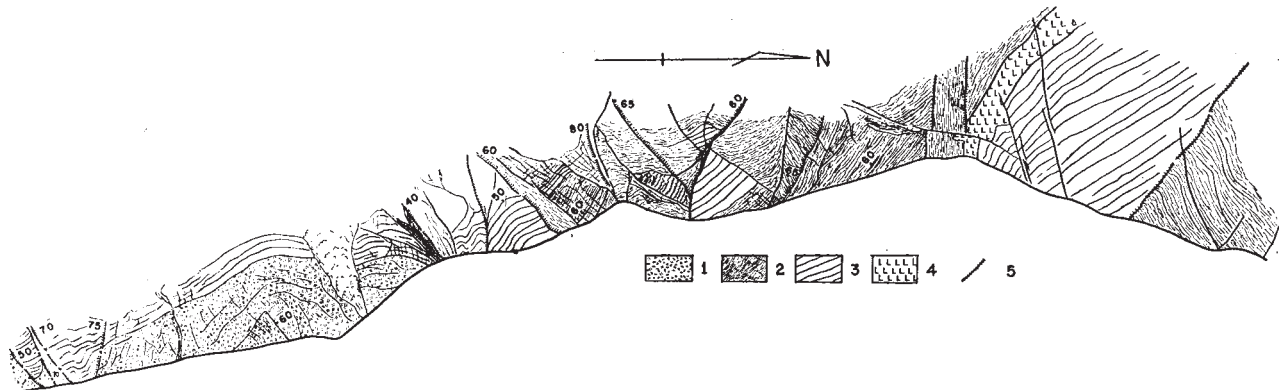
したがって現段階では、各種の変成作用や火成作用が行なわれた時期、つまり造山期は、白堊紀の全期あるいは、古第三紀にまでかかると推定するにとどめたい。

iii 造山末期

造山末期は、火成作用や変成作用が終り、このような活動を行なった地域がいちじるしい上昇運動に転化し、そして、いろいろの規模の断層によって地質構造がこわされていく時期にあたる。

この地域では、はじめにN-S性の一般構造に平行な剪断運動や断層運動が行なわれたとみられる。このような運動は、おもに、異種岩石の境界部で強調されている。この場合、

* この場合、上部エゾ層群も中部エゾ層群と同様の構造をしめすとみられている。したがって、蛇紋岩の進入が、あるいは、かなり新しい時代に入る可能性もあるとおもわれる。



- 1 正規型スピライト (Normal type spilite)
- 2 粘 枚 岩 (Slate)
- 3 チャート (Chert)
- 4 トロニエム岩 (Trondhjemite)
- 5 断 層 (Fault)

第33図 最末期とみられる断層系の発達の状態 (神居古潭構造帯)
(System of faults developing at the late stage (Kamuikotan tectonic zone))
〔新冠川中流〕

おそらく、それ以前にすでに形成されたとおもわれる剪断面にそって、転移しているもの
かなりあるものと考えられる。これらの後に、N60°EおよびN60°W方向の断層運動が
行なわれている。この断層は、基盤岩を横断するところでは、幅広い破碎帯をつくって
いるが、白堊系を横切る位置では、余り破碎帯をつくっていない。そして、一番最後に、E-
W系の方向性をとるブロック断層運動が活発に行なわれ、各地層は、ずたずたに切り裂か
れていっている。一般的には、これらの各断層は、中軸変成帯外の地域でとくにいちじる
しいようである。なお、これらの断層運動の時代は、川端期以後と考えられる。

IV 応用地質

この図幅地域内には、みるべき鉱床は賦存していない。それでもこの地域に賦存してい
る鉱床としては、中軸変成帯内の含銅硫化鉄鉱床、蛇紋岩中のクロム鉄鉱床のほか、イド
ンナップ層中の石灰石鉱床などがあげられる。このほか、神居古潭構造帯の蛇紋岩進入帯
の東側に、いちじるしい鉱化帯がみられる。また、ペンケアブカサンベ川上流の日高西縁
構造帯の輝緑岩中に、含金石英脈や水銀鉱床が胚胎していることが伝えられているが、今
回の調査では確認できなかった。

1 含銅硫化鉄鉱床（高隆鉱山）(Cu)

この鉱床は、図幅地域の東南端コイボクシベチャリ川中流で、静内からシベチャリ川を
さかのぼること約50kmのところにある。この鉱床は、かなり以前から知られていたもの
であるが、地理的な悪条件のためにわずかに地表調査がおこなわれているにすぎない。現
在は、本流および支流の河岸に露頭がみられるだけである。

鉱床は、変成帯中のソーシユル石はんれい岩帯の中にある。そこは、ソーシユル石はん
れい岩帯と緑色角閃石片状角閃岩帯との間に発達するセブタの約300m東方にあたり、
鉱床の胚胎する母岩はソーシユル石はんれい岩中の角閃岩相である。

この鉱床は、角閃岩の構造とほぼ整合的に胚胎しており、約1.5kmの間に、露頭が点
在するものである。露頭ごとに、鉱床が相当違っていて、各露頭はそれぞれ別個の鉱体
を形成しているものようである。

最南端の露頭は、幅約5cm平均の細長いもので、延長が約25mでいど確認される塊
鉱体である。走向は角閃岩の片理と平行したN20°W方向であるが、傾斜は角閃岩のそれ
が70°NE平均であるのに対して50°NEぐらいの傾斜をしめしている。鉱石鉱物は、磁鉄
鉱、磁硫鉄鉱、黄鉄鉱、および黄銅鉱で、部分的に多量の黄銅鉱が濃集しているところが

ある。母岩の変質は、それほどいちじるしいものではないが、石英、斜長石、各種の角閃石、透輝石、緑れん石、緑泥石などが不規則に組合わさって生成されている。とくに、石英はプール状あるいは脈状となって多量にみられる。

塊鉍鉍体の約160mほど北方には、本流を横断する露頭がみられる。それは、幅約4mの剪断帯の中に黄鉄鉍が鉍染したガリ鉍だけからなり、塊鉍はみられない。ピリ脈状に、磁鉄鉍や黄銅鉍が形成されている場合がある。ここでは、石英と緑泥石が多い。

そこから約500mほど北方の支流に、幅約30cmぐらいで、12mほど延長が確認できる露頭がある。それは、大型の黄鉄鉍が鉍染したガリ鉍からなるもので、少量の磁鉄鉍、磁硫鉄鉍、黄銅鉍がともなわれている。

以上の露頭のほか、硫化鉄鉍が鉍染したところや、磁鉄鉍だけが形成されたところなどがある。これらの露頭相互の関係は、よくわかっていないので、この鉍物が全体としてどのような形態をとって胚胎しているものか不明である。塊鉍は相当高品位のものであり、ガリ鉍も一応稼行可能な品位を保持している。したがって、今後規模の大きい鉍体が発見されれば開発も可能となるであろう。

2 クロム鉄鉍床²⁴⁾ (Cr)

ピウ岳の東方を、北北西—南東方向に走る蛇紋岩体がある。この岩体は、シュンベツ川から新冠川本流、さらに北上して、その支流モウレルカシエバ沢にぬけるものである。シュンベツ川から新冠川本流にかけては、幅数100mの小岩体の群集であるが、ピウ岳東方では、それらは一つになって幅はやや広くなり、1kmを越えるようになる。このように、蛇紋岩体が大きくなると、クロム鉄鉍の転石が目立って多くなる。

この蛇紋岩体中で、最もクロム鉄鉍の転石が多いのは、ピウ岳の東出尾根の北および南の地域である。ことに南のアイマベツ沢の地域では、ほとんどの小沢にも、クロム鉄鉍の転石がみとめられ、所によっては、直径50cmから1mに達する大きな鉍塊が群集して沢の中にみられることがある。鉍床の露頭も、数カ所に発見されている。しかし、蛇紋岩体中には多くの剪断帯が発達し、蛇紋岩は片状化と粘土化がいちじるしい。したがって、クロム鉄鉍床も変位変形がいちじるしく、初生形態をほとんど失ってレンズ状を呈して胚胎し、きわめて探査が困難である。

Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	CaO	MgO
51.27	15.60	12.01	0.60	0.96	15.77

分析者 北海道立地下資源調査所 技師 佐藤 巖

現在まで、有望な鉍体が発見されていないが、蛇紋岩体が小さいことから考えても、大きな期待を持つことはできない。な

お、参考までに、この地域で採取された流鉱の品位をしめせば、次のように Cr_2O_3 は50%を越える高品位鉱である。

3 石灰石鉱床 (Ls)

イドンナップ層の上部とみられる層準には、多くのレンズ状石灰石鉱体が賦存している。しかし、そのほとんどのものは、幅10m内外の小さな岩体で、そのもっとも大きいものでも30mの厚さの岩体にすぎない。この図幅調査のときに、新冠川本流で大規模の石灰石の岩体を発見したが、その大部分は幌尻岳図幅地域内にふくまれており、この地域ではその延長部とみられるその一部が露出しているだけである。したがって、この図幅地域内の石灰石鉱床は、採掘の対象となるものではない。

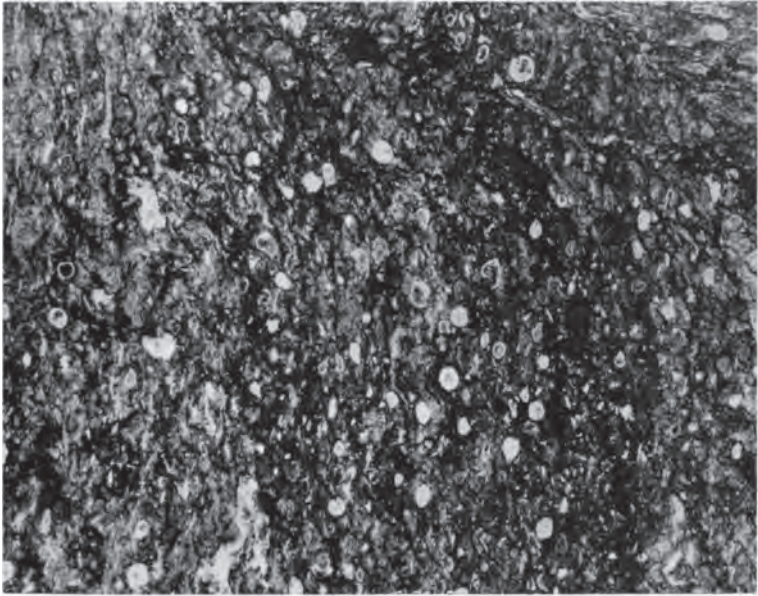
4 鉱化帯 (Me)

この図幅地域の基盤岩類の中には、各所に鉱化帯が発達している。このうち、とくにその発達がいちじるしいのは、神居古潭構造帯の蛇紋岩体の東側に発達しているものである。岩清水附近にみられるものは、幅約50~100mほどで、延長約1kmていどである。また北部のモクレルカシュペ沢の蛇紋岩体の東側にも、同じ様な鉱化帯が幅約100m、延長約2,000mほどにわたって発達している。この鉱化帯は、いちじるしく粘土化されており、その中に多量の黄鉄鉱が鉱染している。一部には、珪化帯が発達している。そして、部分的ではあるが、黄鉄鉱の塊状鉱がみとめられる。

参 考 文 献

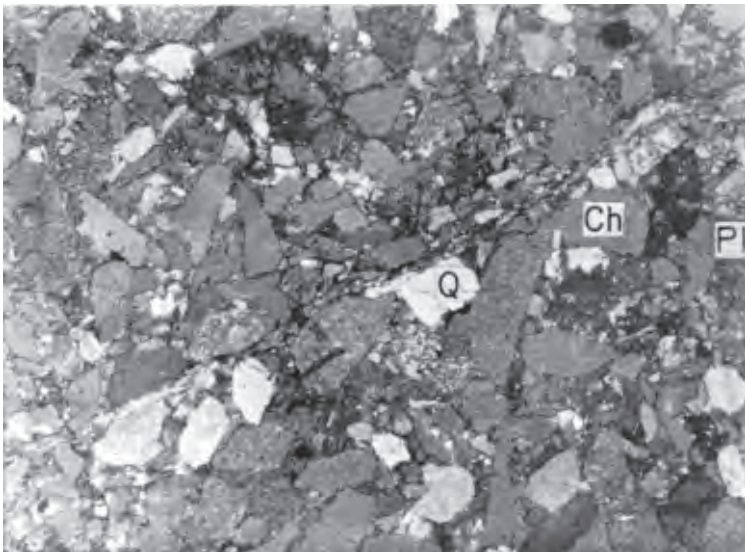
- 1) 舟橋三男, 橋本誠二 (1951): 日高帯の地質 地団研專報
- 2) 橋本 亘 (1953): 5万分の1地質図幅「山部」
- 3) 鈴木 醇 (1954): 北海道産枕状熔岩 (Pillow lavas) に就いて 北地要第26号
- 4) 鈴木 醇 (1955): 輝緑岩 (Diabase) に関する諸問題 北地要第30号
- 5) 橋本 亘 (1955): 5万分の1地質図幅「下富良野」
- 6) 橋本誠二 (1955): 北部日高山脈の氷蝕地形 地質雑 Vol. 716. P209~217
- 7) 橋本誠二 (1955): 日高山脈幌尻岳附近のはんれい角閃岩類について
(日高山脈塩基性深成岩類の地質学的岩石学的研究, No. 3) 北地要第28号1-10
- 8) 鈴木 守, 酒勾純俊, 松井公平 (1957): 北海道富良野町西方山地のホルンフェルス 岩鉱第43巻第1号
- 9) Mitsuo FUNAHASHI (1957): Alpine Orogenic Movement in Hokkaidō Japan
Jour. Fac. Sci. Hokkaidō Univ. Seri. IV Vol. IX, No. 4, 415-469
- 10) 舟橋三男 (1958): 神居古潭構造帯 鈴木醇教授還暦記念論文集 37-52
- 11) 橋本誠二 (1958): 日高変成帯 鈴木醇教授還暦記念論文集 17-36

- 12) 山田 忍 (1958) : 火山噴出物の状態からみた沖積世における北海道の火山活動に関する研究 地団研専報 No. 8
- 13) 長谷川潔, 酒匂純俊 (1958) : 5万分の1地質図幅「神威岳」
- 14) 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 北地要第36号1-5
- 15) 吉田 尚, 松野久也, 佐藤博之, 山口昇一 (1959) : 5万分の1地質図幅「比字」
- 16) 鈴木 守, 橋本誠二, 浅井 宏, 松下勝秀 (1959) : 5万分の1地質図幅「楽古岳」
- 17) 小山内熙, 松下勝秀 (1959) : 日高山脈西縁の白堊系-I 北地報告第21号17-28
- 18) 小山内熙, 松下勝秀 (1960) : 日高山脈西縁の白堊系-II 北地報告第24号19-37
- 19) 鈴木 守 (1960) : 岩清水発電所の蛇紋岩隧道について 第24号38-44
- 20) 小山内熙 (1960) : 5万分の1地質図幅「共和」
- 21) 橋本誠二, 鈴木 守, 小山内熙 (1961) : 5万分の1地質図幅「幌尻岳」
- 22) 小山内熙, 松下勝秀 (1961) : 日高山脈西縁の白堊系-III 北地報告第25号
- 23) 長谷川潔, 小山内熙, 鈴木 守, 松下勝秀 (1961) : 北海道中軸地帯の先エゾ層群—地層区分の提案— 北地報告第25号
- 24) Masayuki SAITō (1961) : Chromite deposits associated with ultra-basic rocks of the Kamuikotan Tectonic Zone—especially on the mechanism of genesis 北地報告第25号
- 25) 酒匂純俊 (1961) : コイボクシュシビチャリ川の含銅硫化鉄床 北地質料65号
- 26) 鈴木守也 : 5万分の1「美瑛図幅」未発表

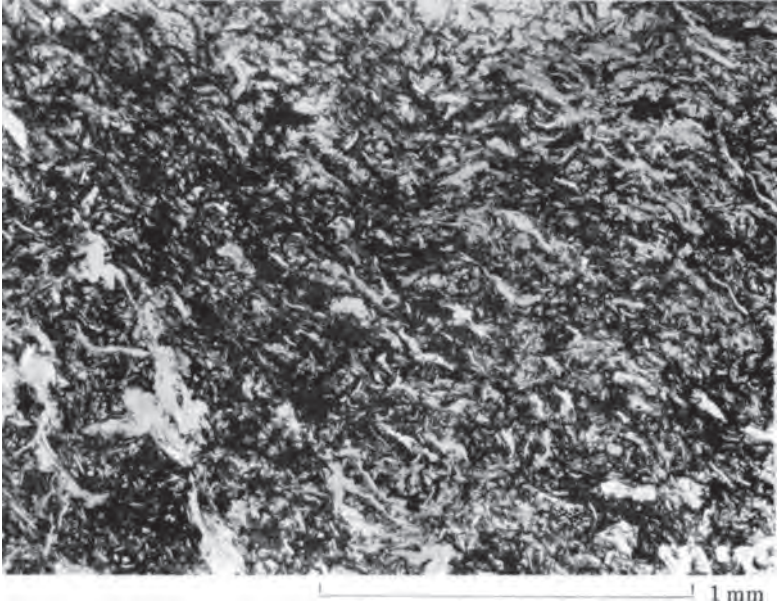


× 20

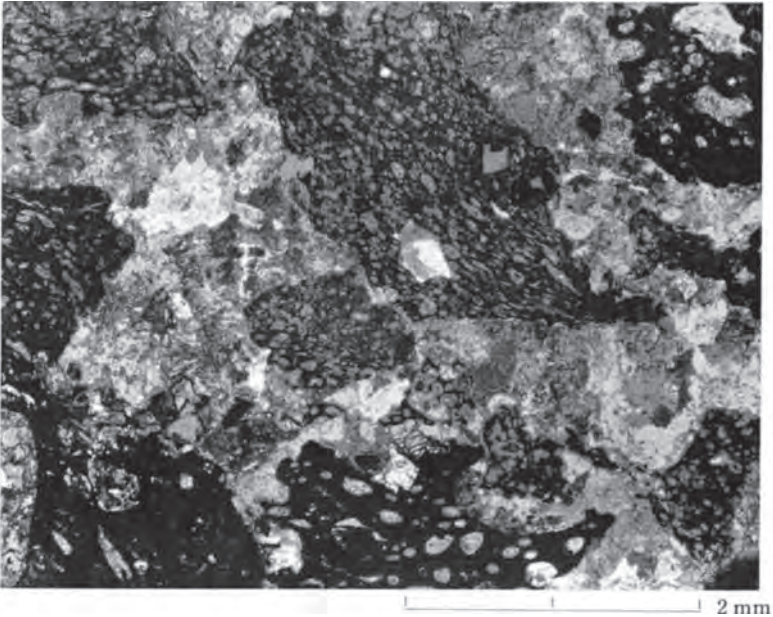
PL 1 含ラジオラリヤ珪質輝緑凝灰岩
(Radiolarian bearing siliceous schalstein)
〔新冠川中流〕



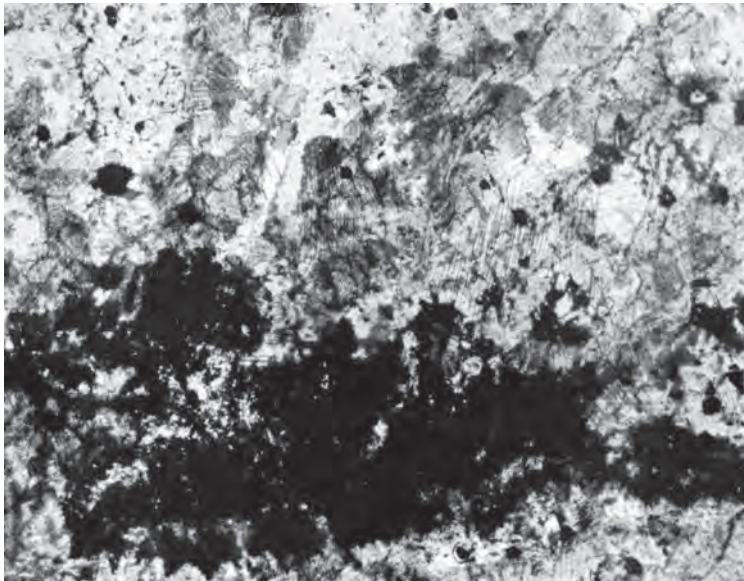
PL 2 珪質硬砂岩－イドンナップ層
(Siliceous wacke) 〔新冠川上流〕



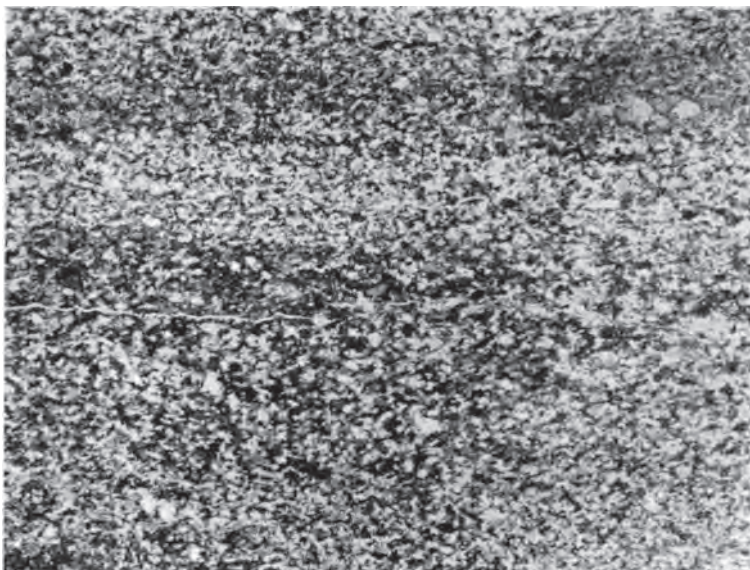
PL 3 輝綠凝灰岩
(Common schalstein) [新冠川中流]



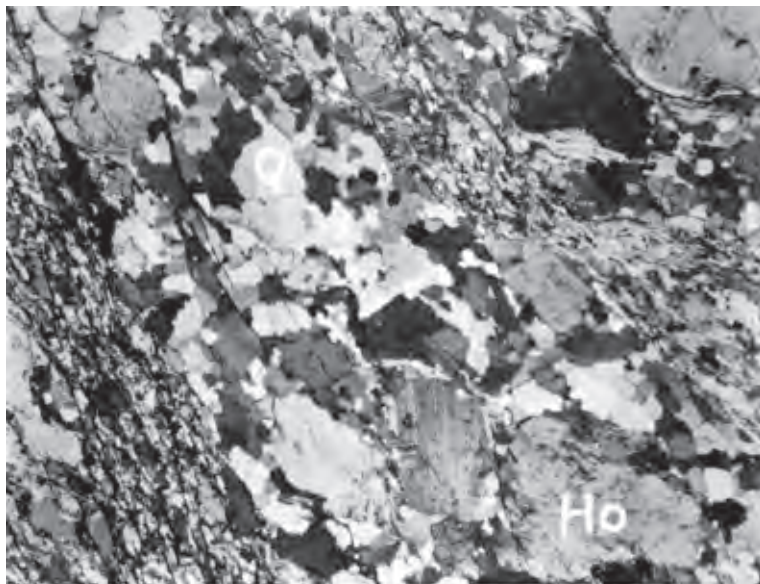
PL 4 角礫質輝綠凝灰岩
(Breccia bearing schalstein) [新冠川中流]



PL 5 方解石中の針状らんせん石集合部
(Needle glaucophane aggregate in calcite) [新冠川]

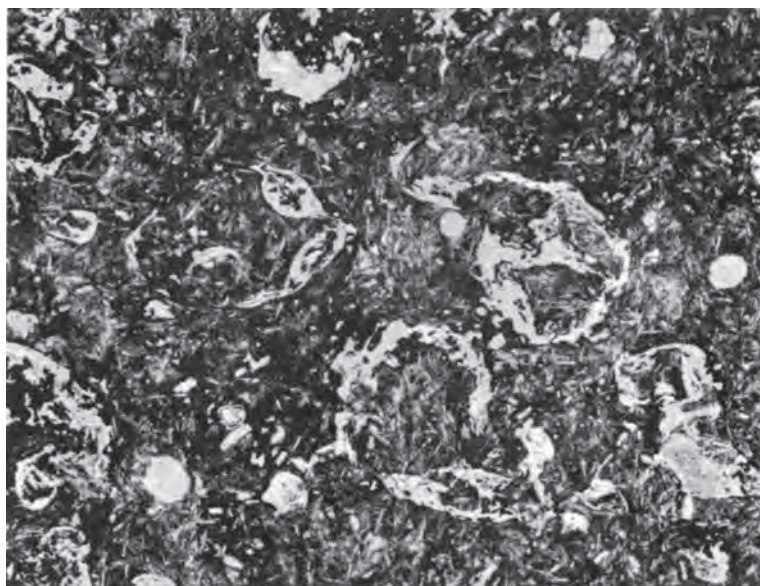


PL 6 緑色片岩—ミロナイト質岩相
(Green schist—Mylonitic facies) [シュンベツ川]



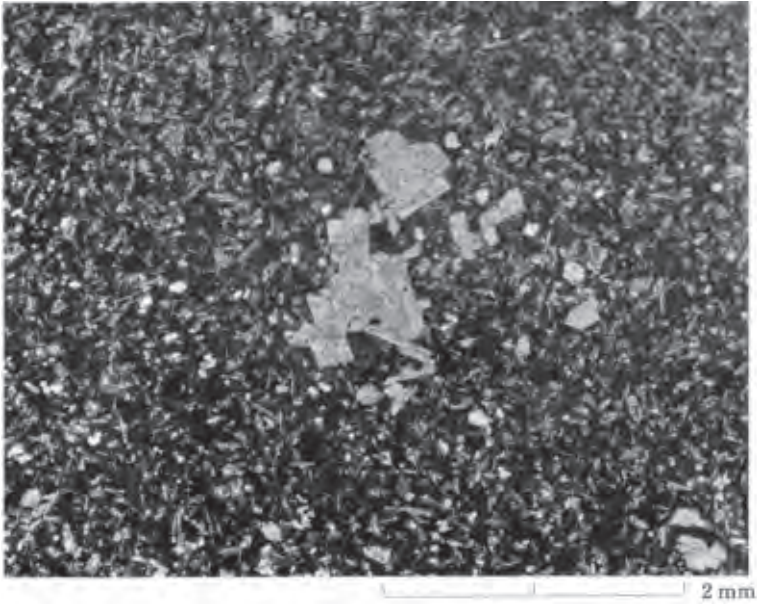
PL 7 セプタ (Septa)

Ho : (褐色角閃石) Q : (石英)



PL 8 杏仁状構造をしめす正規型スピライト

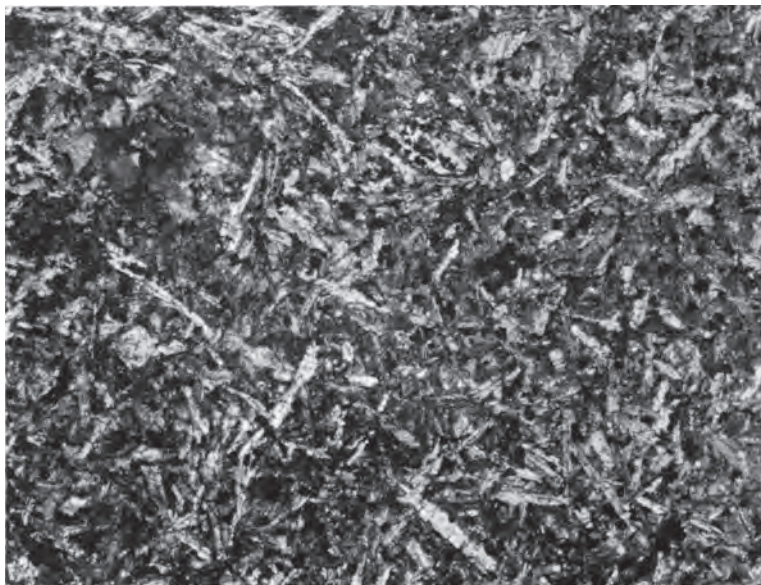
(Normal type spilite containing amygdules) [新冠川中流]



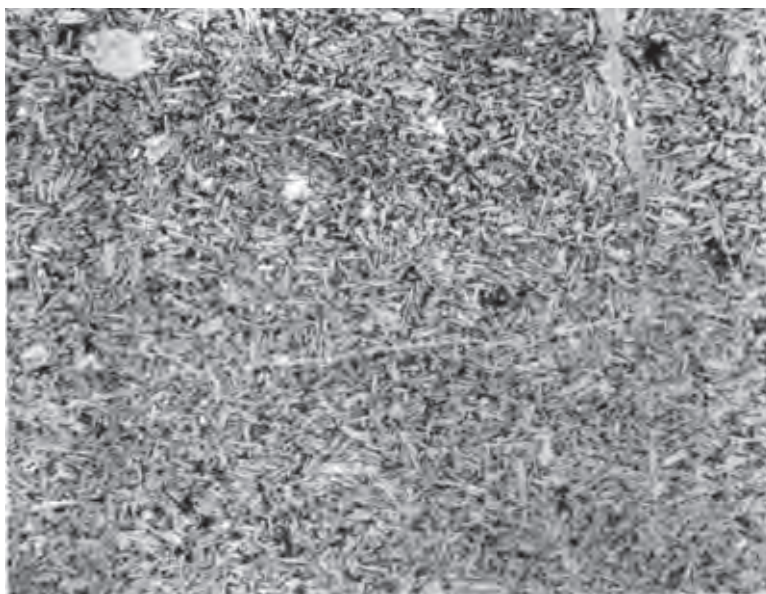
PL 9 斜長石斑晶をふくむ正規型スピライト
(Plagioclase phenocrysts bearing normal type spilite) 〔新冠川中流〕



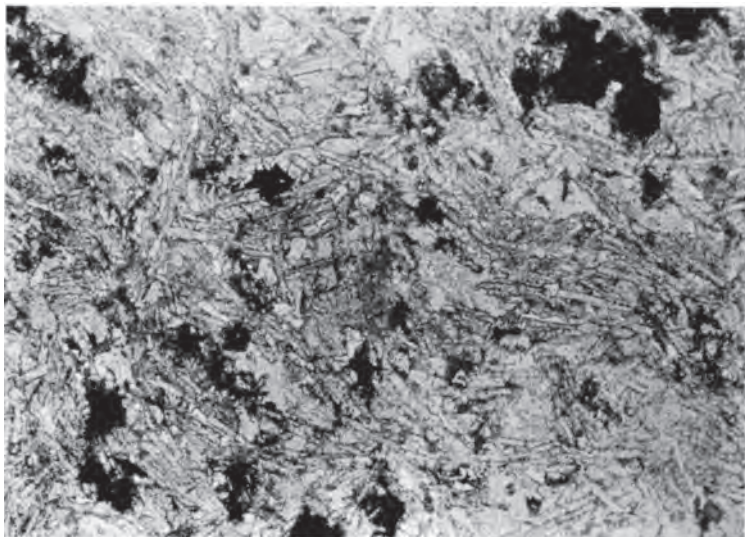
PL 10 杏仁状構造をしめす正規型スピライト
(Normal type spilite containing amygdules) 〔新冠川中流〕



PL 11 正規型スピライト
(Normal type spilite)

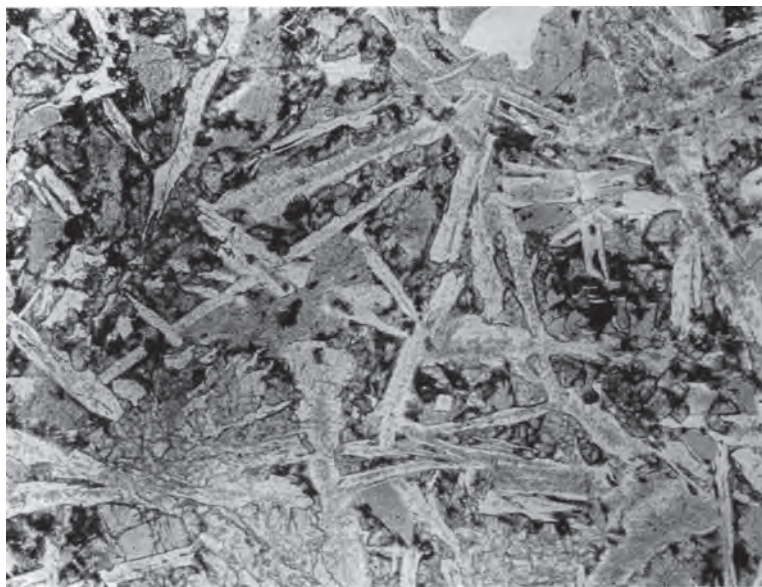


PL 12 正規型スピライト (柱状節理をしめす)
Normal type spilite (Indicating colurminar joint) [新冠川中流]



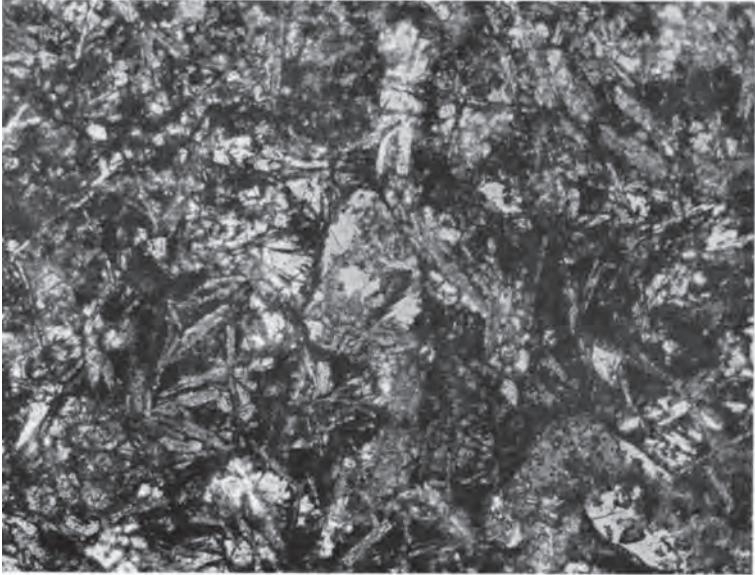
1 mm

PL 13 チタン質単斜輝石の発達しているスピライト
(Spilite developing titaniferous monoclinic pyroxenes)
〔新冠川中流〕



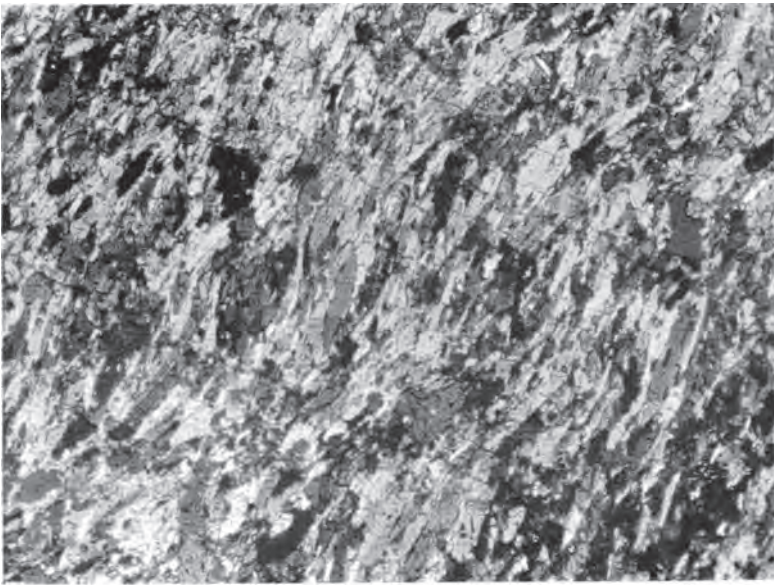
1 mm

PL 14 中粒輝緑岩
(Medium grained diabase) 〔シュンベツ川上流〕



1 mm

PL 15 細粒輝緑岩
(Fine grained diabase) [パンベツの沢]



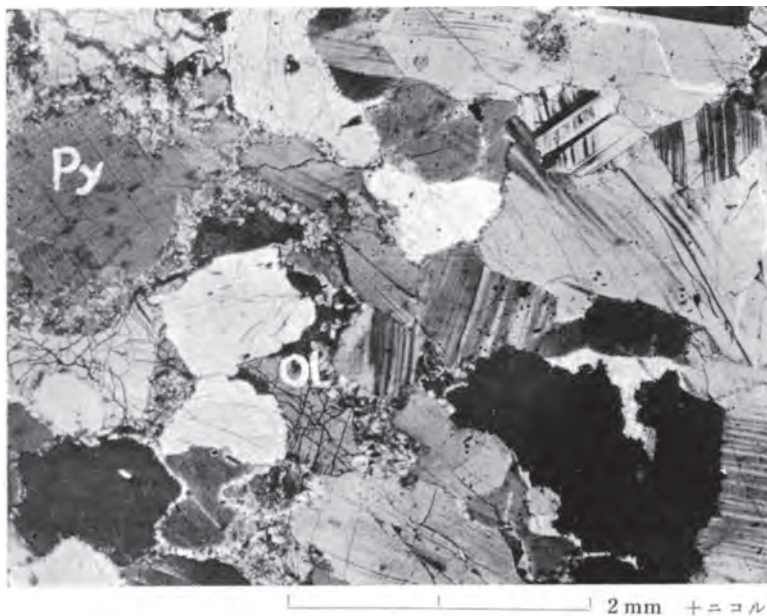
2 mm +ニボル

PL 16 緑色角閃石片状角閃岩
(Green hornblende schistose amphibolite)
[シュンベツ川上流]



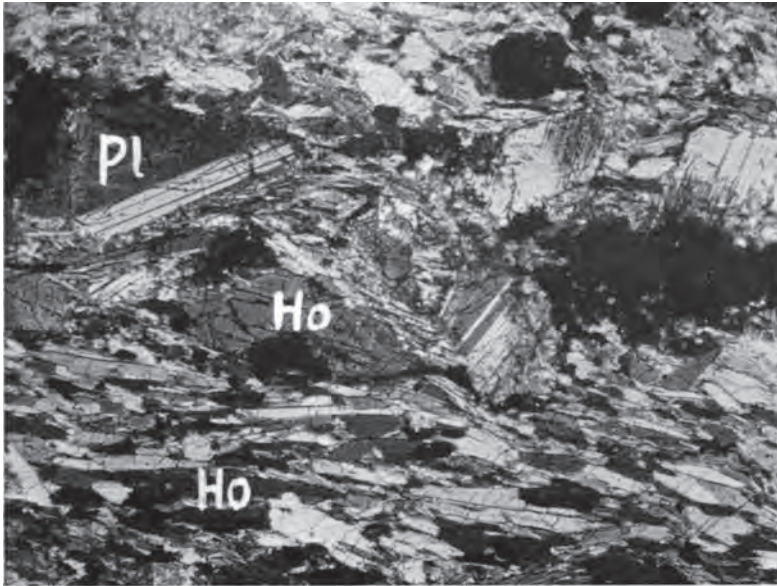
PL 17 ソシュール石はんれい岩中のかなり火成岩構造をとどめている岩相
 (The rock facies holding igneous texture in saussurite gabbro)

Ho : 褐色角閃石 (brown hornblende) [シュンベツ川上流]



PL 18 かんらん石はんれい岩 (Olivine gabbro)

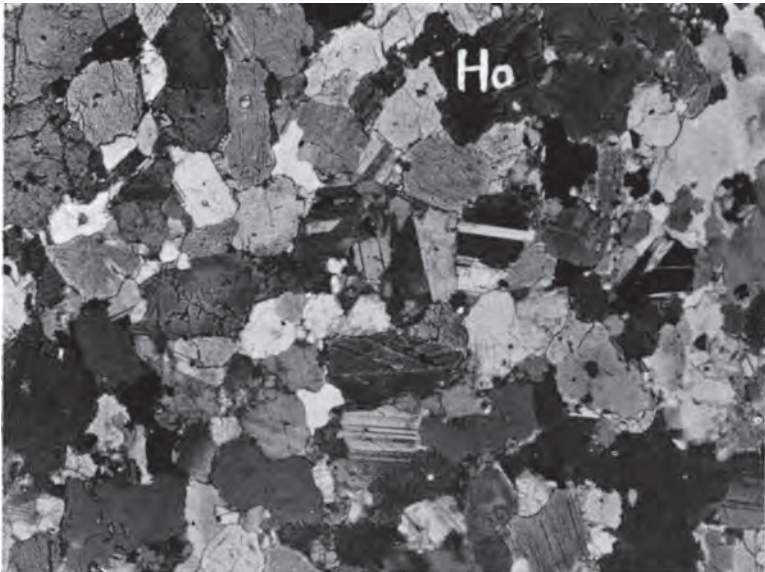
Ol : かんらん石 (olivine) Py : 普通輝石 (augite) [シカシナイ山]



2 mm +ニボル

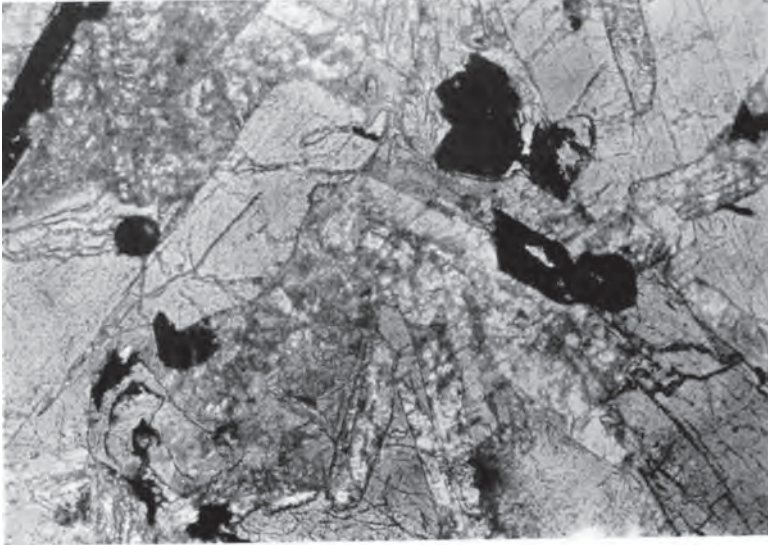
PL 19 ソシュール石はんれい岩 (交代相)
(Metasomatic facies of saussurite gabbro)

Pl : 斜長石 (plagioclase) Ho : 緑色角閃石 (green hornblende)
〔シュンベツ川上流〕

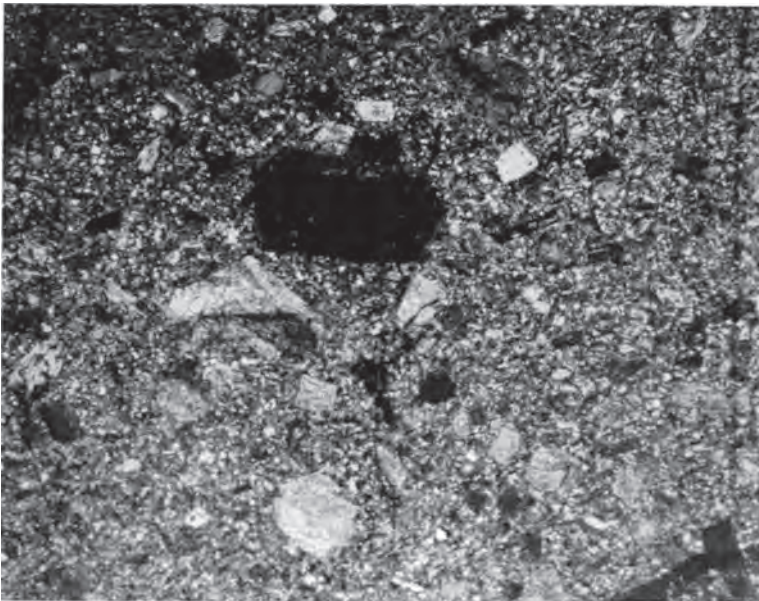


2 mm +ニボル

PL 20 褐色角閃石角閃岩 (Brown hornblende amphibolite)
Ho : 褐色角閃石 (brown hornblende) 〔シュンベツ川〕



PL 21 粗粒輝緑岩
(Coarse diabase) [新冠川]



PL 22 トロニエム玢岩 (Trondhjemite)
[新冠川]

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

IDONNAPPUDAKE
(Kushiro-56)

By
Mamoru Suzuki
Hiroshi Osanai
Kōhei Matsui
Jun Watanabe
(Geological Survey of Hokkaidō)

Résumé

The sheet-map "Idonnappudake" covers the area on the western side of the Hidaka mountain range forming a quadrangle between longitude to 142° 30' to 142° 45' E and latitude 42° 30' to 42° 40' N.

In this area included in the axial tectonic zone of Hokkaidō, there are two prominent tectonic zones. The one is the Hidaka tectonic zone and the other the Kamuikotan. The former is moreover divided into three tectonic units, namely from west to east the Hidaka western tectonic zone, the Hidaka front folded zone and the Hidaka axial metamorphic zone. Between the Kamikotan and the Hidaka tectonic zones, Cretaceous series are situated in a narrow belt. Each of these units respectively presents conspicuous parallel zonal arrangement.

Sedimentary rocks

The sedimentary rocks of the area are made up of Pre-Cretaceous, Cretaceous, Neogene Tertiary and Quaternary deposits.

The Pre-Cretaceous series is divided into two formations, which

Stratigraphical sequences

Geological age		Stratigraphical sequence
Quaternary	Deluvium	Gracial Deposits
		Terrace deposits $\left\{ \begin{array}{l} 2 \\ 1 \end{array} \right.$
Neogene Tertiary	Miocene	Kashikoshioumanaigawa formation
		Middle Ezo Group $\left\{ \begin{array}{l} \text{Niikappugawa formation} \\ \text{Nukabiragawa formation} \end{array} \right.$
Cretaceous	Gyliakian Miyakoan	Lower Ezo Group—Sôsyubetsugawa formation
		(fault)
Jurassic~Triassic	Hidaka Super-group	Iwashimizu formation The lowest formation of Sorachigroup
		Idonnappu formation (The upper-most formation of Kamui group)

are constructed of the Idonnappu formation in the lower part and of the Iwashimizu formation in the upper. The former may presumably be correlated to the upper formation, the Shorokanbetsu, of the Kamui group, which hitherto has been called the upper Hidaka group and the latter to the lower member, the Ashibetsudake schalstein, of the Yamabe formation of the Sorachi group.

The Idonnappu formation is composed chiefly of radiolarian cherts, slates and sandstones, in addition to which there are small amounts of thin layers of schalsteins and limestones. The Iwashimizu formation lies conformably on the Idonnappu. It consists of predominant volcanic breccias and tuffs, so-called schalstein, and small amounts of cherts, slates and sandstones. Besides, many pillow lavas exist among the beds of these formations. Owing to structural disturbances and deficiency

of the key bed the details of the stratigraphic sequence and geologic structure of these formations are still not perfectly clear. Though fossils occur rarely in them, they seem to correspond from Triassic to Jurassic judging from previously published reports.

The Cretaceous series are divided into two groups, the lower and the middle Yezo. The Sōshubetse formation is the only one of the lower Yezo group on the mapped area. It consists of black shales and grey or fine dark grey sandstones. In this area the Middle Yezo group is represented by two formations of which the lower is called the Nukabiragawa formation and the upper the Niikappugawa. The former covers the preceding formations unconformably, and consists of sandstone containing small amounts of shales and white tuffs. Conglomerate is located in the lowest part of the formation. The Niikappugawa formation lies conformably on the Nukabiragawa. Shale is the chief constituent member in the formation, but more or less tuffaceous sandstones are intercalated.

The Neogene Tertiary of the area is constructed only of the Kashikoshioumanaizawa formation which lies unconformably on the Idonnappu formation. At the lowest part of this formation conglomerates lie and from the lower to the upper a large part of it consists of shale in which many calcareous nodules are contained. Thin beds of sandstones are intercalated.

Quaternary deposits of the area are beds of gravel and of sand which can be observed as terrace deposits along the river sides. Other morainic deposits are distributed on the north-east side of Namewakkadake.

Metamorphic rocks

The metamorphic rocks found in the area can be classified into two types. The one is exposed in the axial core of the Hidaka metamorphic zone, showing green schist and septa rock. The other is distributed in the western area of axial core; it consists of hornfels, semi-schist and glaucophane-bearing rock.

Green schist forms the western belt of the axial core. The rock consists of granular quartz, plagioclase and actinolitic amphibole. It is a fine-grained mylonitic rock and remarkably schistose. The boundary

between the western edge of the rock and the Idonnappu formation is bounded by a large scaled overthrust.

Septa rock is found in narrow bands, of about 10 ~ 20m width, between basic intrusive bodies. It shows schistose hornfelsic, biotite gneissic or prophyroid-like facies.

Hornfels is found in a restricted part of the western out side along the axial core. It is low-grade metamorphic rock and retains original sand grains.

Semi-schist consists of black phyllite or green schistic rock. This rock is situated in shearing zones, especially in the eastern side of intrusive zones of serpentinites.

Glaucofane-bearing rock has been observed only in intrusive belts of serpentinites in the Kamuikotan zone up until the present. This rock is divided into siliceous facies, which the one seems to be of radiolarian chert origin, and the other has an assemblage with garnet, calcite and granular quartz.

Igneous rocks

Igneous rocks in this mapped area are divided into two groups. The one forms the axial core of the Hidaka metamorphic zone and the other is found in the Kamuikotan tectonic, the Hidaka western folded and the Hidaka front tectonic zone. There are various kinds of igneous rocks.

It seems that spilitic rocks are effusives or intrusives of the latter stage of the Hidaka geosynclinal deposits. The rocks are characterized by the presence of albitic plagioclases which show generally bended behavior.

The rocks are distinguished as follows into various rock facies.

{ Normal type spilites
{ Fine and medium grained diabases
{ Meta-diabase

The normal type spilites are found in the Iwashimizu formation and the upper part of the Idonnappu formation. A large part of the spilites of this type are found in the form of pillow lavas, but more or less of lava beds.

The significant features of the rocks can be stated as follows;

1) They have a tinge of dark reddish brown; 2) They are generally an aphanitic rock containing many amygdules; 3) They are composed of plagioclase ($0.03 \sim 0.05 \times 0.4 \sim 0.6$ mm), pyroxene and chlorite. The pyroxenes are a titaniferous augite characterized by light violet color, but in general are few owing to having been replaced by ore minerals, haematite and ilmenite; 4) They show generally hialo-ophitic texture, but a few textures different from the characteristic one of this type are recognized. These are pilotaxitic, hialopilitic and sub-ophitic.

The fine and medium grained diabases are found almost entirely in the Hidaka western tectonic zone, with a few in the Idonnappu formation. They seem to form intrusive bodies at several places, but the details of their occurrences are not yet clear. The diabases of this type are fine to medium grained, and are characterized by deep green color, and by the presence of somewhat banded albitic plagioclase ($0.05 \times 0.5 \sim 0.9$ mm). The rocks show ophitic or sub-ophitic texture.

The meta-diabase is found in the Idonnappu formation. It is presumably an intrusive rock, but its character is not clear. It is substantially altered by the occurrence of various micro-crystals of needle-like actinolite and other minerals.

The other igneous rocks of the Kamuikotan tectonic zone and the Hidaka western folded zone consists of coarse diabases, saussurite gabbro, serpentinite, microdiorite and trondhjemite.

The coarse disbases are found in sheet or dyke form. The rocks consist of very coarse-grained plagioclase and monoclinic pyroxene, which show ophitic texture. The olivin diabase of which the olivine is altered by chlorite or bowlingite, is known in the other hand specimens.

The saussurite gabbro is a little different from that of the Hidaka metamorphic zone. This rock is only found in serpentinite intrusive zones and in general it seems to be an older intrusive one than the serpentinite but the detail of its occurrence is not clear. The rock is made up of large crystals of saussuritized plagioclase, monoclinic pyroxene and actinolic hornblende, and furthermore these minerals are substantially altered by prehnite, chlorite and others.

The serpentinites are the most important igneous rock in the area

excepting the axial metamorphic zone. This sort of rock forms various large and small rock bodies that intrude into sheared zones. The serpentinites in this area show largely foliated habit as the result of late shearing movements of the Hidaka orogenesis. In the serpentinite found in the northern part of the Kamuikotan tectonic zone there are chromite ore deposits.

Many small bodies of microdiorite and trondhjemite are found as cross-cut dykes through the serpentinites or slates.

There are various basic igneous rocks in the axial core of the Hidaka metamorphic zone. All the rocks show schistic or foliated habit and mutually parallel arrangement. From west to east they are divided into three rock facies, namely they are green hornblende schistose amphibolite, saussurite gabbro and brown hornblende amphibolite. Between each of these rocks there are boundary sheared zone or septa.

The green hornblende schistose amphibolite is a dark greenish remarkable schistose. In general aspect it is characterized by development of ptigmatic veins of quartz-plagioclase. It consists of deep green hornblende, plagioclase ($An=25 \sim 38\%$), and a little quartz while the other constituents comprise of epidote, sphene and ilmenite. Hornblende is the most prominent mineral occupying $60 \sim 80\%$ by volume; it shows nematoblastic assemblage.

The saussurite gabbro is characterized by the presence of saussuritized plagioclases tinged with pale violet to the naked eye. As the rock has been subjected to metamorphism a large part of the rock body is intensely amphibolitized. This amphibolitized facies retains character like to the above mentioned schistose amphibolite. But the massive part which has remained free from amphibolitization shows clear gabbroic texture. Many idiomorphic plagioclases are found in this part; besides, granular monoclinic pyroxenes showing irregular form as relic mineral have remained in large uralitic hornblendes.

The brown hornblende amphibolite is assumed to the earliest intrusion of diabases of the metamorphic zone. The rock shows clear granoblastic texture consisting of brown hornblende, plagioclase ($An=22 \sim 35\%$) and a little biotite or quartz.

昭和 36 年 3 月 25 日 印刷

昭和 36 年 3 月 31 日 発行

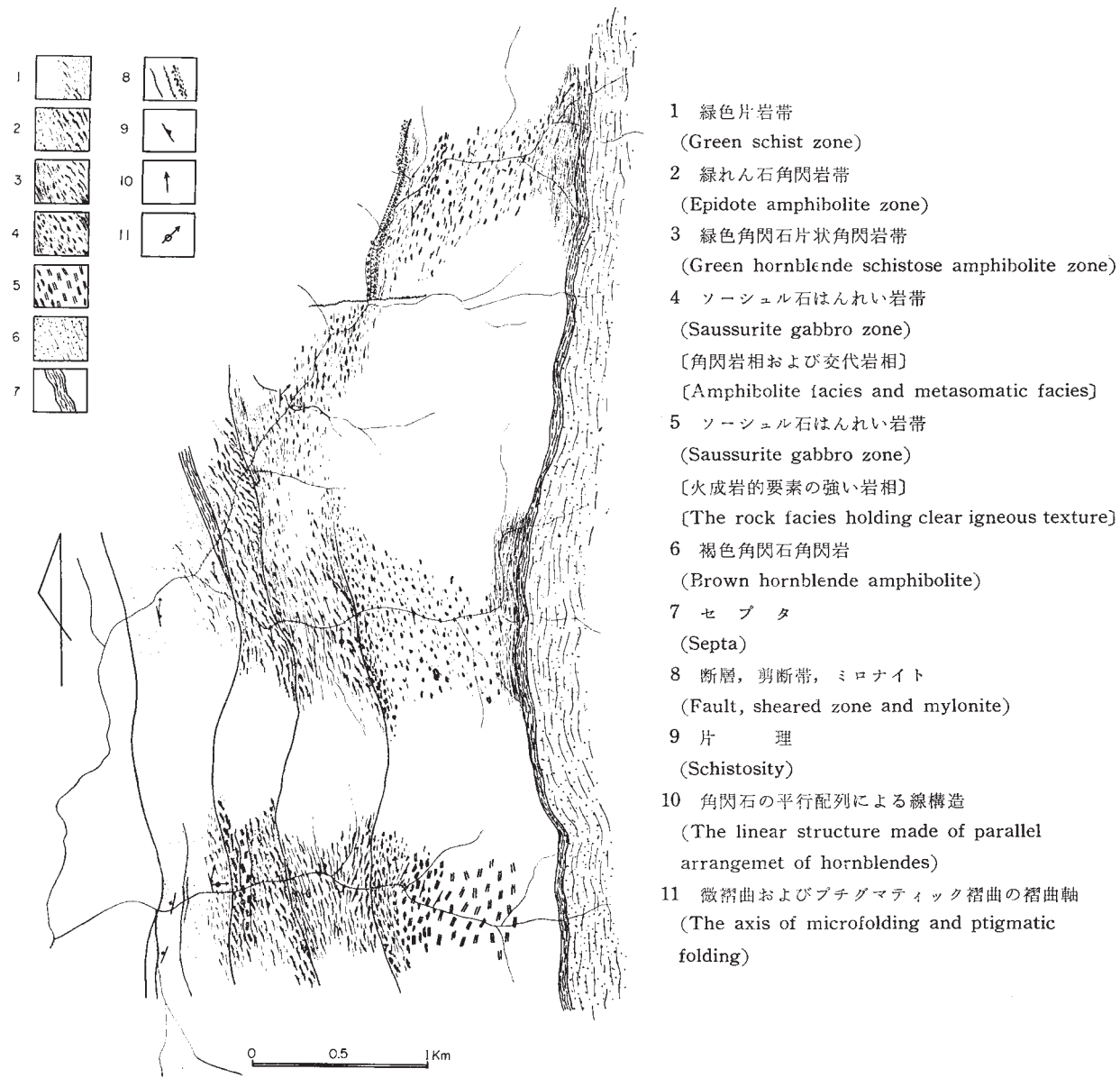
著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三田徳太郎

札幌市北三条西一丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北三条西一丁目



第 23 図 シュンベツ川上流地域の中軸変成帯の塩基性岩類の岩相図
(Facies map of the basic rocks constituting axial
metamorphic zone in the Shunbetsugawa area)