

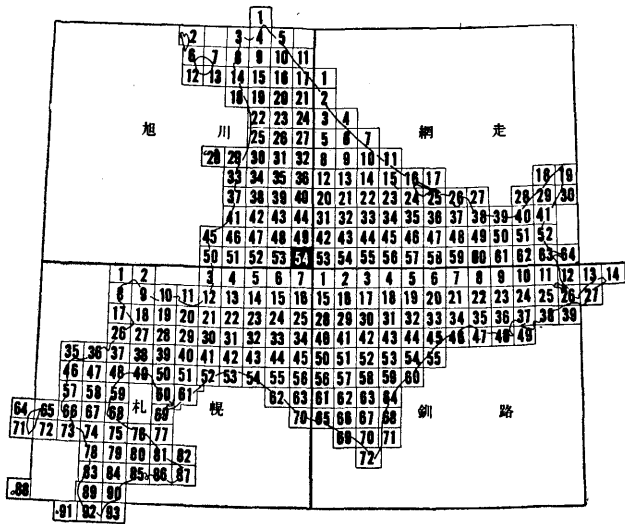
5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

美 瑛

(旭川一第 54 号)

北 海 道 開 発 庁

昭 和 39 年 3 月



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

美 瑛

(旭川一第 54 号)

北海道立地下資源調査所

技術吏員 鈴木 守

嘱 託 渡 辺 順

同 春日井 昭

北海道開発庁

昭和 39 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39年3月

北海道開発庁

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	1
II 地 形	2
III 地質概説	3
IV 日高累層群と神居古潭変成岩類	5
IV.1 日高累層群	5
IV.2 神居古潭変成岩類	7
IV.2.1 準片岩類	10
IV.2.2 結晶片岩類	11
IV.2.3 角閃岩	14
V 進入岩類	15
V.1 はんれい岩	15
V.2 蛇紋岩	16
V.3 中粒輝緑岩	17
VI 古第三系	18
VI.1 石狩層群	18
VI.1.1 幌加別頁岩層	18
VI.1.2 鏡沢夾炭層	18
VI.1.3 石炭沢夾炭層	18
VI.1.4 盤の沢泥岩層	18
VI.1.5 崩れ沢夾炭層	19
VI.1.6 赤平含化石層	19
VI.2 金剛沢夾炭層	19
VI.3 幌内層	19
VII 新第三系	20
VII.1 川端層群	20
VII.2 滝川層	20
VII.3 未分離新第三系	21

VIII	流紋岩	21
IX	十勝熔結凝灰岩	21
X	第四系	22
X.1	段丘堆積物	22
X.2	氾濫原堆積物	23
XI	地質構造	23
XII	応用地質	24
文	献	26
	Résumé (in English)	27

5 万分の 1 地質図幅 美 瑛 (旭川一第 54 号) 説 明 書

北海道立地下資源調査所

技術吏員 鈴木 守

嘱 託 渡 辺 順

同 春日井 昭

はしがき

美瑛図幅は、昭和 33 年から昭和 35 年にかけて、約 250 日間で行なった野外調査の結果をとりまとめたものである。

野外調査にあたっては、つぎの各氏に協力していただいた。

相馬恒雄* オイチャヌンベ川上流

若生達雄** 熔結凝灰岩地域の地形

田崎耕市*** 雨紛川流域

藤田郁夫**** 二股沢流域

また、現地においては、美瑛町役場、神楽営林署、および芦別営林署の方々から、いろいろとお世話をいただいた。明記して厚くお礼を申しあげる。

I 位置および交通

美瑛図幅は、北緯 43°30′—43°40′、東経 142°15′—142°30′ の範囲にあり、北海道のほぼ中央に位置している。行政区画のうえでは、旭川市、芦別市、上川郡の神楽町、東神楽村、美瑛町、空知郡の上富良野町などに属している。

図幅地域のうち、東側の半分ほどは緩やかな台地状地域であり、西側の半分ほどは

* 北海道大学

** 東北大学

*** 東京教育大学

**** 道立八雲高等学校

山岳地域になっている。そのために、交通網の発達の状態も、東と西ではいちじるしくちがっている。東側の地域には、美瑛市街をはじめ多数の村落が分布しているために、縦横に交通網が発達している。とくに重要な交通機関としては、この地域をほぼ南北に走っている国鉄富良野線と、これにほぼ平行に敷設されている国道を走っているバス路線である。このほかに、美瑛市街から、五稜部落や白金温泉へゆくバスが通っている。西側の地域は山岳地帯になっているために、村落があまり分布しておらず、したがって東側にくらべて交通網の発達はよくない。しかし、ほとんどの河川ぞいに、林道が敷設されているし、西南部の油谷炭山や旭町までは、芦別市街からバスが通っている。さらに、北西部のパンケホロナイ山のへ登山道路が、芦別市新城から通じている。

II 地 形

美瑛図幅地域の地形は、大きく、東側の台地状地域と西側の山地域との二つに分けることができる。

台地状地域： この地域の大部分は、十勝熔結凝灰岩で形成されている、緩やかな台地状地形からなりたっている。この台地の上の面の高度は、標高にして、大よそ 280～494 m の間にあり、西側ほど高度を増している。この台地の間を流れる各河川は、大小様々の広さの沖積平地をつくりだしている。そして、この沖積地と台地との間には、2段の段丘面がみられる。第1段丘面は、河床面からの比高にして、10～40 m ほどの平坦面を形成しているが、ひじょうに発達の状態が悪い。これに対して、第2段丘面は、5 m 内外の比高の平坦面をつくり、ほとんどの河川に発達している。また、第1段丘面の背後には、緩い斜面地形が発達している。

沖積平地のうち、わりあい広い面積をもっているのは、北端部の美瑛川と 辺別川との合流点付近と、美瑛市街地付近とである。前者が 153.5 m の標高をしめすのに対し、後者は 235.4 m ほどであり、約 80 m ほどの標高差がある。

山岳地域： この地域は、日高造山運動という大きな地殻変動によって形成された褶曲山脈から構成されている。その稜線は、ほぼ NNE—SSW の方向に走っており、この稜線から多数の出尾根が分岐している。稜線にそって、北から南へ、神居山 (809.8 m)、丸子山 (896.2 m)、ルベンベ山 (858.7 m)、熊山 (723.5) などの山々が配列している。この稜線からやや西にはずれた位置に、この地域の最高峰であるパン

ケホロナイ山(901.2m)がそびえている。この地域を流れている各河川は、各所に瀑布や懸崖をつくりだしており、廻行の困難な箇所がかなり多い。この地域には、多数の蛇紋岩体が分布しているが、この岩体は、他の岩石がつくりだしている急峻な地形とは対比的に、ひじょうに緩やかな地形を現出している。このような地形は、蛇紋岩上で発生した地すべり運動と関係あるものと考えられる。

III 地質概説

美瑛図幅地域の地質構成は、第1表にしめたとおりである。

この図幅地域の西側の大部分は、北海道の造構史の上で、きわめて重要な役割を果たしてきた神居古潭構造帯によってしめられている。この構造帯は、上部ジュラ紀と考えられる日高地向斜末期の塩基性噴出岩類と、その後に入居した大小の蛇紋岩体によって特徴づけられている。また、白堊系紀から第三紀にかけて行なわれた日高造山運動のさいに、主として、動力変成作用が働いた地帯である。そのために、各地に、緑色片岩相で代表される変成岩類が発達しており、とくに、藍閃石などのソーダ鉱物を多産することで有名である。

この図幅地域内の神居古潭構造帯は、神居古潭峡谷のすぐ南方にあたり、従来、典型的な結晶片岩類が分布しているとみなされてきた地域である。しかし、結晶片岩とよべるような変成岩は、ひじょうに分布がせまく、大半は、原岩の組織をわりあいよく保存している準片岩である。さらに、東側には、ほとんど不変成の岩石類が、わりあい広く残されている。ここには、砂岩、粘板岩、スピライト質岩類、輝緑岩質凝灰岩、および赤色チャートなどが分布している。この図幅では、これらを日高累層群として一括したが、神威層群と空知層群とにわけることができそうである。

また、この図幅地域の神居古潭構造帯には、細長い形をした、きわめて多数の蛇紋岩が分布している。このような状態は、神居古潭峡谷を中心にして発達している変成岩類の分布地域の大きな特徴とみられる。さらに、南東部には、わりあい大きなはんれい岩体が分布している。

この図幅地域は、これまで説明してきた神居古潭構造帯を中心にして、東と西では、いちじるしくちがった地質構成になっている。すなわち、西側は、おもに、第三系からなりたっており、東側は、主として、十勝熔結凝灰岩によってしめられている。

西側の隣接歌志内図幅地域には、広く第三系が発達しているが、この地域には、南

時代		地層	岩相	備考
第四紀	現世	氾濫原堆積物		
	更新世	第2段丘堆積物		
		第1段丘堆積物		
時代未詳		十勝熔結凝灰岩	大型石英を多くふくむ含黒雲母流紋岩質	流紋岩
新第三紀	鮮新世	未分離新第三系?	泥岩、凝灰岩、礫岩	
		滝川層	礫層、砂層、凝灰質粘土層	衝上運動
	中新世	川端層群	砂岩、シルト岩、礫岩	
古第三紀	幌内層	幌内層	泥岩、砂岩、泥岩互層	
		金剛沢夾炭層	砂岩、シルト岩、泥岩	
		赤平含化石層	砂岩、シルト岩、泥岩	
	石狩層群	崩れ沢夾炭層	縞状砂岩	
		盤の沢泥岩層	泥岩、海緑石砂岩をはさむ	
		石炭沢夾炭層	泥岩、砂岩をはさむ	
		鏡沢夾炭層	礫質砂岩、泥岩互層	
	幌加別夾炭層	泥岩		
	?			
ジュラ紀	日高累層群	輝緑岩質凝灰岩 スピライト質岩類 チャート 砂岩、粘板岩		

層序表

西隅付近に分布しているにすぎない。ここには、古第三紀の石狩層群、金剛沢層、幌内層、および、新第三紀の川端層群と滝川層が分布している。とくに、これらのうちで広く発達しているのは川端層群である。川端層群は、古第三系や神居古潭構造帯とは断層で接している。これらの各地層は、神居古潭構造帯の造構運動の影響を受けているために、いちじるしく擾乱されている。

ほとんどが十勝熔結凝灰岩によってしめられている東側の地域にも、断片的ではあるが新第三系と考えられる地層が分布している。しかし、ほんの部分的な露出しかみられないために、その地質時代を十分に明らかにすることが困難であり、未分離新第三系として取扱った。しかし、岩質から考えると、鮮新世の可能性がある。

十勝熔結凝灰岩は、この図幅地域の東側を半分以上もおおって、広く発達している。この熔結凝灰岩は、北海道で最大の拡がりをもっているもので、この地域はその西縁部にあたっている。

第四系は、更新世の段丘堆積物と、現世の氾濫源堆積物とからなりたっている。その大部分は、熔結凝灰岩の分布地域に発達している。

IV 日高累層群と神居古潭変成岩類

この図幅地域の西側を構成する神居古潭構造帯は、8~10 km ほどの幅で、NNW—SSEの分布方向をしめしている。この構造帯の大部分は、神居古潭変成岩類によってしめられているが、東側には、まえにのべたように、不変成の日高累層群が分布している。この構造帯の構造は、局部的にはかなり変化がはげしく複雑であるが、大局的にみれば、分布方向と同じ走向をもち、東に傾斜する形態をもっているとみることができる。

ここに分布している変成岩類のほとんどのものは、ひじょうに低変成度であるために、原岩の組織を残しているものが多い。しかも、それらの原岩は、明らかに、日高累層群を構成している岩石類と同質である。一方、日高累層群も、全部がまったく不変成ではなくて、部分的に変成されている。このような状態から考えれば、日高累層群を構成している諸岩石が、神居古潭変成岩類の原岩であることは明らかである。したがって、この地域の日高累層群の諸性質を、変成岩類もふくめて検討することにする。

IV.1 日高累層群 (Hd, Hc, Hs)

日高累層群は、主として、この構造帯の東側に分布しているが、おそらく、かなりの部分が熔結凝灰岩におおわれているものと推定される。北側では分布が狭く、南側ではかなり広い分布をしめしている。北部地域は、おもに、砂岩と粘板岩とから構成されているが、南部地域では、大部分がスピライト質岩類や輝緑岩質凝灰岩などからなりたっている。

不変成の岩石類の性質を簡単に説明すれば、大体つぎのようである。

砂岩は、暗灰色を呈する、中粒～細粒の硬砂岩質の岩相をしめしている。一般に、20 cm～1 m ほどの厚さのものが多い。

粘板岩は、黒色を呈するものが大部分であるが、部分的に暗灰緑色をおびた頁岩質のものを介していることがある。剪断運動をうけた部分は、千枚岩質になっており、ときには、完全に粘土化している。

チャートは、北東端部に分布しているものがもっとも厚く、100 m 以上もあるが、そのほかのものは大体 20 m 内外の厚さである。大部分は赤色を呈するが、一部には緑色のものもある。そして、多量に放散虫をふくんでいる。とくに、南部地域には、幅 100 m ほどのものが、変成岩と蛇紋岩との境界部にそって分布している。このチャートは、途中の東西断層によってずれているとはいえ、約 8 km にもわたってほとんど不変成のままで残されている。これは、変成作用に対するチャートの抵抗の強さを意味するものと考えられる。

輝緑岩質凝灰岩は、砂岩・粘板岩の間に、あるいは、スピライト質岩類の間に、小規模に発達している。とくに、スピライト質岩類とは、細かに入りくんだ形の産出状態をしめしている。この岩石には、集塊岩質、角礫凝灰岩質、および凝灰岩質の岩相がみとめられる。そして、凝灰質の岩相には、しばしば層理が発達しており、ときには熔結凝灰岩様の構造がみとめられる。角礫になっている岩石は、杏仁状構造をしめすひょうに細粒のスピライト質岩が多い。そのほかに、普通輝石あるいはチタン質の普通輝石の大型結晶片を多数ふくんでいる。

スピライト質岩類は、量的にはもっとも多い。この岩石類には、しばしば、枕状構造をしめすものがある。岩質的には、二つの岩相が区別される。一つは、正規スピライトであり、もう一つは、細粒輝緑岩である。しかし、この両岩相を地質図上で区別して表現することは困難である。

一般に、正規スピライトは、暗赤褐色を呈し、杏仁状構造をしめしているものが多

い。そして、少量の普通輝緑石あるいはチタン質普通輝石をふくんでいるが、これらをまったくふくんでいないこともある。基質は、曹長石のバリオリテック、サブオフィテック、および球顆状組織などをしめしている。

細粒輝緑岩は、普通輝石と曹長石のサブオフィテック組織をしめすものが大部分である。しかし、ときには、バリオライト質組織をしめすものもみとめられる。

これまでに説明してきた日高累層群のうち、スピライト質岩類発達⁴⁾のけんちよな南部地域では、少なくみつもっても、2,000 m以上の厚さをもっていると考えられる。これだけ膨大な量のスピライト質岩類から構成されている地層は、空知層群の下部層である山部層とみるのが妥当である。この点では、南の隣接図幅下富良野⁴⁾では、この図幅のスピライト質岩類に連続する部分を、芦別岳輝緑凝灰岩層として取扱っており、同じ層準とみている。

このスピライト質岩類の西側は断層で、低度変成岩類と接している。この部分の変成岩類は、スピライト質岩類、輝緑岩質凝灰岩などと砂岩、粘板岩の互層部が変成されたものと考えられる。しかも、かなり擾乱されてはいるが、大体において、西側ほど下部層をしめすものとみられる。また、北部地域では、変成以前には、大部分が砂岩と粘板岩とから構成されており、少量のスピライト質岩とチャートをともなっていた、ということになる。北部地域にみられる地質構成は、日高累層群中の神威層群にしかみられない特徴をもっている。また、南部地域の場合は、神威層群と空知層群の移り变りの状態によく似ている。いちじるしく地層が擾乱されており、さらに、変成作用のために岩石が改変されているので、詳細な層序を組立てることはきわめて困難である。しかし、うゑに説明したような層序関係の下に、この地域の変成岩類や不変成の岩石類を把握した方がよいと判断される。なお、これら両層群の境界をどこにおくかは、かなり面倒である。下富良野図幅では、芦別岳輝緑凝灰岩層の西側に、断層をへだてて芦別川珪質岩層を設置している。この地層は、すでに報告されているように³⁾、神威層群の上部に対比されるものである。この地層が、美瑛図幅地域に延長した場合に、どこに連なるものか問題である。もしかすれば、スピライト質岩類の西側の変成岩類に連なるかもしれない。いずれにしても、現段階では、明確な境界をおくことは無理であろうと、考えられる。

IV.2 神居古潭変成岩類

美瑛図幅地域に発達している変成岩類は、大きく、つぎのように分類できる。



曹長石—緑泥石—白雲母—パンベリー石—藍閃石—ローソン石片岩
縞状構造のいちじるしい結晶片岩の露出（雨紛川）

準片岩類

緑色準片岩

黒色準片岩

結晶片岩類

緑色片岩（藍閃片岩をふくむ）

黒色片岩

珪質片岩

角閃岩

これらの変成岩類のうち、角閃岩を除けば、前項で説明したように、すべてが日高累層群の諸岩石を原岩としている。したがって、緑色の変成岩類はスピライト質岩類や輝緑岩質凝灰岩を、また、黒色の変成岩類は砂岩や粘板岩を、それぞれ原岩としている。しかも、すでに指摘したように、結晶片岩は、ごく狭い範囲にしか分布せず、大半は準片岩によってしめられている。

ここで、結晶片岩と準片岩の、それぞれの特徴をのべれば、つぎのようである。

1) 結晶片岩では、準片岩より片理が明瞭であり、しばしば、けんちよな縞状構造が発達している。

2) 結晶片岩には、きわめてけんちよな微褶曲構造が発達している。そして、片理面上には、いわゆる「ちりめんじわ」とよばれる線構造が発達している。

準片岩では、微褶曲というよりは、小褶曲構造とでもいうようなものが発達している。そして、間隔の広い、波状とでもいえるような線構造がみとめられる。

3) 結晶片岩では、再結晶作用がひじょうに進んでおり、原岩のレリックはほとんど残されていないか、残されていてもごく僅かである。そして、再結晶度が高いため、岩石を一見したさいに、準片岩にみられない輝やきがある。

準片岩では、再結晶度がひじょうに低く、原岩の組織を多く残している。そして、変成鉱物の種類も、結晶片岩にくらべごく僅かである。

ここにあげたような諸点は、野外において十分に識別できる。これらは、本質的には、再結晶度のちがいを意味するものである。つまり、再結晶作用が進むとともに、いろいろの変成鉱物が生成されているのである。したがって、この再結晶作用を支配した物理化学条件や、このような物理化学条件をつくりだした地質条件に、大きなちがいがあったことを意味している。

IV.2.1 準片岩類

A 緑色準片岩 (Sg)

緑色準片岩は、この構造帯の南部地域に広く発達している。また、結晶片岩として取扱った領域内にも、かなりみとめられる。一般に、ミロナイト質あるいはカタクラサイト質の岩相をしめしている。そして、大抵の場合に、その原岩がスピライト質岩類であるか、それとも輝緑岩質疑灰岩であるか、を区別することが可能である。

この岩石には、つぎのような鉱物組合わせがみられる。なお、チタン石は、ほとんどの組合わせにみられるので、組合わせの中から除いた。

- 1) 緑泥石—方解石
- 2) 緑泥石—方解石—曹長石—(普通輝石)^{*}
- 3) 緑泥石—方解石—曹長石—パンペリー石—(チタン質普通輝石)

また、結晶片岩の分布地域内に残されているものには、つぎのような組合わせがみとめられる。

- 4) 緑泥石—曹長石—(普通輝石残晶)
- 5) 緑泥石—藍閃石—(原岩の角礫)
- 6) 緑泥石—藍閃石—曹長石—(普通輝石・褐色角閃石残晶)
- 7) 緑泥石—藍閃石—パンペリー石—(チタン質普通輝石)
- 8) 緑泥石—曹長石—褐色スチルプノメレン—(普通輝石残晶)

ここにあげたような組合わせをもった岩相は、どれも、原岩の破砕片や黒色のミロナイト縞とよばれる部分、あるいは普通輝石や閃石の残晶を多く残している。曹長石は、不規則な形をした微細結晶からなり、しばしば、レンズ状あるいはパッチ状の集合体として形成されている。また、藍閃石は針状あるいは繊維状であり、量的には少ない。パンペリー石は、微細結晶の集合体として産し、レンズ状あるいは脈状である。

B 黒色準片岩 (Sb)

この岩石の場合、原岩が砂岩であるか粘板岩であるかを識別するのは、わりあい容易である。砂岩・粘板岩の互層部がミロナイト化作用をうけると、砂岩部はひきちぎられ、ひきのばされてレンズ状になっている。そして、しばしば、このレンズ中には、石英が脈状に形成されている。一方、粘板岩の方は、滑り面を形成して片状になり、千

* ——は、とくに相対的に多量に生成されているもの。また、()内は残晶をしめす。

枚岩質になる。しかし、再結晶度は弱く、砂岩はもちろんのこと粘板岩でも、その中にふくまれている砂粒は、いくらか改変されていてもほぼ原形のままで残されている。

また、この岩石には、片理に平行あるいは片理を貫ぬく、石英脈が発達している。そして、ときには、複雑なプチグマテック褶曲をしめすものもみられる。

この岩石にみられる鉱物組合わせはつぎのようなもので、ひじょうに単純である。

9) 石英

10) 石英—曹長石

11) 石英—曹長石—緑泥石

これらの組合わせで、もっとも量的に多いのは石英である。しかし、緑色準片岩の場合と同様に、微細な不規則な形をした集合体として産している。

IV.2.2 結晶片岩類

この地域の結晶片岩類は、大まかにみれば、2帯に分布がわかれている。1帯はこの構造帯のもっとも西側であり、1帯は中央からやや東側に寄った位置である。前者は、この図幅地域から北西側に広く発達しているものの一部にあっている。この図幅地域内には黒色片岩しか分布していないが、隣接歌志内図幅地域から北西の深川図幅地域にかけては、典型的な緑色片岩が発達している。後者の帯は、大小様々の規模で、しかも、きれぎれの状態分布している。ここには、黒色片岩と緑色片岩がともないあっている。また、この帯には、藍閃石やローソン石などの変成鉱物が産する特徴がある。

しかし、これらの結晶片岩帯には、なおも、準片岩やほとんど不変成の岩石が残されている。それでも、全般的には、まえあげたような特徴をもった結晶片岩とみられる岩石が、大半近くをしめている。

結晶片岩には発達している縞状構造というのは、ちがった種類の鉱物配列によって作りだされている。一般には、1 mm 内外の間隔をもった、きれいな平行縞である。このような縞模様は、変成化作用によってもたらされたものと考えられる。

A 緑色片岩 (Cg)

緑色片岩には、しばしば、多数の単斜輝石の残晶がめられるが、原岩の組織を残しているものはあまりない。しかし、わずかながら残されている組織には、明らかに、スピライト質岩類原とみられるものがある。したがって、この岩石も、緑色準片岩と同種の岩石類を原岩としているとみてよい。

緑色片岩にみられる鉱物組合わせには、つぎのようなものがある。

- 12) 曹長石—緑れん石—陽起石
- 13) 曹長石—緑泥石—白雲母±赤鉄鉱
- 14) 曹長石—石英—緑泥石—白雲母—褐色スチルプノメレン
- 15) エヂル石—曹長石斑状変晶—石英—白雲母—緑泥石—緑れん石—褐色スチルプノメレン—パンペリー石—磷灰石
- 16) エヂル石—緑泥石—曹長石
- 17) エヂル石—緑泥石—白雲母—褐色・緑色スチルプノメレン
- 18) エヂル石—藍閃石—緑泥石—白雲母
- 19) 藍閃石—緑泥石—曹長石—石英—(褐色角閃石)
- 20) 藍閃石—緑泥石—白雲母—褐色スチルプノメレン—曹長石—方解石
- 21) 緑泥石—パンペリー石—長曹石—エヂル石—白雲母—褐色スチルプノメレン—藍閃石
- 22) 藍閃石—緑泥石—曹長石—褐色スチルプノメレン—パンペリー石—方解石
- 23) 藍閃石—ローソン石—緑泥石—褐色スチルプノメレン—曹長石
- 24) 藍閃石—ローソン石—パンペリー石—緑泥石—白雲母—曹長石

緑色片岩の間には、しばしば、珪質片岩様の優白質の結晶片岩が発達している。この岩石は、2~5 cm ほどの幅をもった小規模のものである。チャートなどの珪質岩を原岩としたものでなくて、変成作用の段階に、まわりから分泌されてつくりだされた、変成分化脈と考えられる。この岩石には、つぎのような鉱物組合わせがみられる。

- 25) 石英—曹長石—白雲母—褐色スチルプノメレン±緑泥石
- 26) 石英—曹長石—緑泥石—白雲母—褐色スチルプノメレン—エヂル石
- 27) 石英—藍閃石—エヂル石—白雲母—緑色スチルプノメレン
- 28) 石英—藍閃石—エヂル石—緑泥石—褐色スチルプノメレン—曹長石—方解石
- 29) 石英—曹閃石—褐色スチルプノメレン—方解石あるいはパンペリー石
- 30) 曹長石—エヂル石—褐色スチルプノメレン—パンペリー石—方解石

この図幅地域内に分布する緑色片岩には、大体、以上のような鉱物組合わせがみとめられる。

なお、参考までに、パンケホロナイ川地域の、歌志内図幅側に発達している緑色片岩には、つぎのような組合わせがみられる。

- 31) 曹長石—綠色スチルプノメレン—斜ゆうれん石
- 32) 曹長石—陽起石—ゆうれん石—白雲母—方解石
- 33) 曹長石—緑れん石—緑泥石—白雲母—藍閃石

B 黒色片岩 (Cb)

この岩石は、図幅地域の北西部の歌志内図幅と境界付近に、もっとも広く分布している。そのほかに、東側の結晶片岩帯中にも、綠色片岩の間に小範囲であるが分布がみられる。この岩石にも、綠色片岩にみられるものと同じような、1~3mほどの間隔をしめす白黒の平行縞が発達している。白色部の大部分は、石英から構成されている。黒色片岩にも、黒色準片岩の場合と同じように、片理を切る石英脈がみられる。この石英脈は、ときには片理にそってはいりこんでいるが、その場合には、縞状構造の白色部と区別が困難である。

黒色片岩にみられる鉱物組合せには、綠色片岩の一部のものと同じようなものがあるが、構成鉱物の量比には、いちじるしいちがいが見とめられる。一般的には、モザイク状石英、あるいは石英の斑状変品の発達が見られ、また、白雲母やスチルプノメレンなどが多量に形成されている。さらに、不透明鉱物の縞が特徴的に発達している。鉱物組合せはわりあい単純で、つぎのようなものがある。

- 33) 石英—曹長石—白雲母—褐色スチルプノメレン±緑泥石
- 34) 石英—白雲母—緑泥石—曹長石
- 35) 石英—曹長石—陽起石—褐色スチルプノメレン

C 珪質片岩

この図幅地域には、明らかにチャートを原岩とするとみられる結晶片岩は、わずかし分布していない。すなわち、老知安川の上流地域と西側の盤の沢に、若干しられているにすぎない。この岩石は、ほとんど大部分が石英粒から構成されており、その他の鉱物はほんのわずかふくれていただけである。この岩石には、つぎの鉱物組合せがみられる。

- 36) 石英—緑れん石—白雲母—燐灰石

これまでに説明したように、この図幅地域には、いろいろの鉱物組合せをもった変成岩類が発達している。これらのうちで、とくに藍閃石をふくんでいる変成岩の性質を考えてみると、大体つぎのようなことがいえる。この地域の東側の結晶片岩帯中には、綠色片岩だけでなく綠色準片岩にも、藍閃石がともなわれている。しかし、す

べてのものが針状か繊維状の結晶であり、神居古潭峡谷の北側の上江丹別図幅地域にみられるような良好な結晶体をつくっているものはない。そして、いろいろの鉱物種と共生関係にあり、変成作用においての安定領域が、ひじょうに広いことをしめしている。したがって、変成度を問題にするためには、再結晶度と鉱物の共生関係を同時に検討することが必要である。しかしながら、東側の結晶片岩帯の地域内だけに藍閃石が形成されているということは、そこに、交代作用が働いたことをしめすものであると考えられる。この場合、従来考えられている蛇紋岩の接触変成作用によるものは考えられない。

また、黒色片岩や黒色準片岩には、すでにのべたように、片理を切ったりあるいは片理に平行な石英脈が発達している。この石英脈は、変成作用の末期の産物としか解積のしようがない。ところが、この石英脈には、明らかに、熱水性の条件をしめすと思われるものがある。したがって、この場合には、下部からの溶液の上昇を考えなければならぬ。

この地域の変成作用を考える場合には、変成分化作用と同時に、交代作用が働いているとみるのが妥当である。

IV.2.3 角閃岩¹¹⁾ (Am)

角閃岩は、まえに説明した東側の結晶片岩帯とほぼ同じ位置に、大小様々をの岩体をつくって分布している。これらは、まわりの岩石類と断層で境いされているものが多いが、北部の雨紛川流域のものは、蛇紋岩体にとりこまれたような形態で分布している。これらのなかで、美瑛川支流の老知安川上流に発達しているものは、幅約2 km、走向延長約3 kmもある大きな岩体をつくっている。とくに、この岩体には、すでに報告されているように、いろいろの岩相がみられ、その中には、この地域の角閃岩の原岩らしいものまでみらとめられる。つぎに、この岩体の性質について簡単に説明する。

この角閃岩体は、西側の褐色角閃石角閃岩相との東側の緑色角閃岩角閃岩相との二つの岩相に大きくわけることができる。しかし、緑色角閃石岩は、東端部に約200 mほどの幅で分布しているにすぎず、大部分は褐色角閃岩相によってしめられている。

褐色角閃石角閃岩は、塊状に近い岩質をしめしているが、弱い片理がみとめられる。この片理の走向はN 20 E~N 40 Wであり、傾斜は20~70°Eと、かなり変化がいちじるしい。一般に、黒色味をおびた中粒から粗粒のものである。そして、おもに、グラノブラスチックに組合った褐色角閃石と斜長とから構成されており、そのほかに緑れ

ん石やチタン石などをともなっている。斜長石の多くは、ソーシユル石化がいちじるしく、ひじょうに汚れた感じのものが多い。

緑色角閃石角閃岩は、やや片理の発達している、中粒の岩石である。一般に、緑色角閃石と斜長石とのグラノブラスチック組織をしめしているが、ときには、ネマトグライチック組織もみとめられる。このほかの鉱物としては、緑れん石とチタン石が普通にみとめられる。斜長石のほとんどは、ソーシユル石がいちじるしく、チリ状物質を放出してひじょうに汚れている。そして、これとはべつに、緑れん石を包かしたポイキロブラストをつくっているものがある。

この緑色角閃石角閃岩中には、多数のかんらん石をふくんでいる、10~20 cmほどの幅をもった優黒色の層状岩相がある。そして、緑色の角閃岩相との間に、粗い縞状構造をつくっている。

この部分は、かんらん石のほかに、アメサイト、透角閃石などから構成されており、いちじるしい方向配列をしめしている。

この優黒質相から角閃岩相への移り変りは、漸移的である。すなわち、角閃岩相に移るにつれて、しだいに斜長石の量をまし、逆に、かんらん石とアメサイトの量が減少し、また、透角閃石が陽起石質になっている。

ここにしめしたような性質からみて、この角閃岩体は、トロクトル岩相と正規はんれい岩が原岩ではないかと推定される。

これまで説明してきた岩体以外では、かんらん石をふくむ岩相や褐色角閃石角閃岩相はみられない。北部の雨紛地域には、ほとんど大部分が陽起石だけから構成されているような岩相が分布している。しかし、この岩相の一部には、アメサイトをふくむものがあり、まえにのべたかんらん石をふくむ岩相と緑色角閃岩相との漸移部の一部によくにている。おそらくは、同じような起源をもっているとも考えられる。

V 侵入岩類

この地域の侵入岩としては、はんれい岩、蛇紋岩、および中粒輝緑岩などがある。

V.1 はんれい岩 (Gb)

この地域にみられるはんれい岩は、ルベンベ川上流に分布するものを除けば、小規模のものばかりである。大部分のはんれい岩は、スピライト質岩類の分布地域に侵入している。そのほかに、蛇紋岩体中に補獲岩様の状態で若干みられる。

ルベンベ川上流の大きな岩体は、東西1,400 m、南北4,000 mもあり、この地域で最大のものである。この岩体は、やや細粒の岩相が大部分をしめしているが、部分的に粗粒の岩相が発達している。

細粒相は、青味がかかった黒色の細粒～中粒の岩石である。

おもに、斜長石と普通輝石とから構成されており、サブオフィテック様組織をしめしている。斜長石は、やや小さな結晶で、板状、柱状、長柱状などのものがあり、部分的にソーシユル石化している。普通輝石は、しばしば、緑色角閃石や緑泥石に置換されている。

粗粒相は、暗青色～暗緑色を呈し、普通輝石結晶が大型であるのが特徴である。この岩相の一部には、白味がかかった酸性化岩相がともなわれている。この岩相の斜長石の性質は、粗粒相とほとんど同じである。しかし、普通輝石は大型結晶になっており、しかも、篩状組織を形成している。また、一部には、褐色角閃石に変っているものが認められる。

ルベンベ川以外の各地に分布しているはんれい岩の岩質も、これまで説明してきたものと大差ない。ただし、部分的に、ひじょうに剪断破碎をうけているものがある。このようなものには、多量の緑れん石や緑泥石などが形成されている。

ここに説明したような性質から考えると、この地域のはんれい岩は、輝緑岩と近縁関係にあるのではないかとおもわれる。

なお、蛇紋岩体中に捕獲状に分布しているものは、ひじょうに粗粒の斜長石と緑色角閃石とからなりたっている閃緑岩質の岩相をしめしている。そして、斜長石の大部分はソーシユル石化している。また、少量の普通輝石が角閃石中に残されている。さらに、曹長石の細脈が多数みとめられる。しかし、この岩石の詳しい性質は、ほとんど明らかでない。

V.2 蛇 紋 岩 (Sp)

この図幅地域には、ひじょうに多数の蛇紋岩が分布している。これらの蛇紋岩は、幅2 mほどのものから、幅1 kmに達する大規模なものまであり、いろいろな大きさの岩体をつくっている。南西部の第三紀層地域にみられるものを除けば、一般に、変成岩の片理に平行な細長い形態をしめしている。

蛇紋岩には、一般的に知られているように、塊状蛇紋岩と葉片状蛇紋岩の二つの岩相がある。この地域の蛇紋岩の大部分は、葉片状蛇紋岩であり、塊状蛇紋岩は一般に

大きな岩体の内部にみとめられる。

塊状蛇紋岩には、かんらん岩にみられるような節理系が発達しており、そして、かんらん岩の組織が残されている。ときには、かんらん石結晶が残存していることがある。また、この岩石を構成しているのは、板温石と斜温石綿 (Clinocrysolite) である。

葉片状蛇紋岩には、いちじるしい片理が発達している。この片理は、明らかに、塊状蛇紋岩が剪断されて形成されたものである。そのために、葉片状蛇紋岩中には、不規則な礫状になって、塊状蛇紋岩が残されている。葉片状蛇紋岩は、ほとんどが、一方向に配列している斜温石綿からなりたっている。したがって、塊状蛇紋岩の片状化という現象は変形作用とともに板温石の斜温石綿化作用をとまなっているともみることができる。

この地域の蛇紋岩の多くが葉片状蛇紋岩であるという事実は、この地域がつよく構造運動の影響を受けていることをしめすものである。これらの片理は、まわりの変成岩類に発達している片理の走向とほぼ同じであり、ほとんどが東傾斜である。しかも、しばしば、岩体の境界部は蛇紋粘土とよばれる、乳白色の粘土がともなわれている。この粘土は、いわゆる断層粘土であり、蛇紋岩の多くのものが、衝上性の断層運動によって持ち上げられたことをしめすものと考えられる。したがって、地質図上ではしめしていないが、蛇紋岩体の大部分は、断層線によつて取包まれるような状態になっているものと理解してよい。

図幅地域の南西部に分布している川端層群中にみられる蛇紋岩体も、おそらく、断層運動によって持ち上げられたものと推察される。これらの蛇紋岩が、おもに葉片状蛇紋岩であり、しかも、いちじるしく粘土化しているという事実は、そのためと考えられる。これらの蛇紋岩のあるものは、川端層群を貫ぬいているという人もいる¹⁰⁾が、疑問である。また、たとえ、貫入現象がみられるとしても、火成侵入であるとは考えられない。

V.3 中粒輝緑岩

この輝緑岩は、まえに説明したスピライト質岩類にくらべてかなり粗粒で、しかも黒味がかった色をしめしている。したがって、空知層群中に分布しているものは、まわりの岩石類と岩質上にかなりのちがいがあり、岩脈状の侵入体であることは確かである。そして、変成岩中にみられるものは、岩体の周辺部が片状化しており、明らか

に変成作用をこうむっている。しかも、このような輝緑岩が、地質図にはしめしてないが、結晶片岩の間にさえ残されている。

この輝緑岩は、輝石と長柱状斜長とから構成されるサブオフィテック組織をもった岩石である。斜長石は、曹長石質であり、神居古潭構造帯の他の地域の中粒輝緑岩とおそらく同質であろうとおもわれる。

VI 古第三系

図幅地域の最南西端部には、ほぼ南北の方向をとって、古第三系が分布している。この地域の古第三系については、三田、小島らによって、きわめて詳細な調査が行なわれ、すでに報告されている。したがって、ここでは、その概略の説明だけにとどめておく。古第三系は、大きく、西側の石狩層群、金剛沢夾炭層、および幌内層にわけることができる。

VI.1 石狩層群⁶⁾

VI.1.1 幌加別頁岩層 (Ho)

この地層は、鏡沢上流に小範囲に分布しているにすぎない。この地域の石狩層群の最下位層であり、黒色～暗灰色の泥炭からなりたっている。NWの走向で、20°NEの傾斜をしめしている。

VI.1.2 鏡沢夾炭層 (Kc)

この地層は、鏡沢の上流から北部地域にかけて分布している。そして、石炭沢夾炭層中に、ドーム構造をつくってあらわれている。この地層は、礫質砂岩と泥岩との互層から構成されている。また、この地層中には、10枚ほどの炭層がしられている。

VI.1.3 石炭沢夾炭層 (Sc)

この夾炭層は、油谷炭山周辺地域に分布しており、この炭山のほとんどの稼行炭層をふくんでいるといつてよい。おもに、暗灰色の泥岩からなりたっており、これに青灰色をおびた中粒砂岩を互層としてはさんでいる。東西性の断層によって断ちきられており、また、ゆるやかな波状の褶曲構造が発達している。

VI.1.4 盤の沢泥岩層 (Ba)

この地層は、この図幅地域には、ごくわずか分布していない。おもに、暗灰色の泥岩からなりたっており上部に海緑石をふくむ粗砂岩の薄層をはさんでいる。

この地層中にも炭層がみとめられるが、ひじょうに不規則な形をした、芋づる状の

ものである。

VI.1.5 崩れ沢夾炭層 (Ku)

この地層も、小範囲に分布しているものである。おもに、暗灰色縞状砂岩であるが、上部ほど中粒～粗粒砂岩をはさんでいる。この図幅地域内では、この地層中に、厚さ10 m 以上炭層がある。

VI.1.6 赤平含化石層 (Ab)

この地層は、図幅地域の石狩層群中、もっとも分布が広い。この地層は、暗緑色ないし灰色の中粒砂岩、灰色のシルト岩、および暗灰色の泥岩などからなりたっている。全般に擾乱がいちじるしく、地層の走向・傾斜はかなり変化がはげしい。

VI.2 金剛沢夾炭層 (Ko)

この地層は、石狩層群と幌内層との間に、断層ではさみこまれ、200～400 m ほどの幅をもって带状に分布している。したがって、この図幅地域では、これらの層序関係は明らかでない。しかし、三田、小島らは、この地層中の炭層の状況や、地質構造および分布などを、他の地域のものと比較検討した結果、金剛沢夾炭層として取扱った方がよいという見解をのべている。

この地層は、泥岩、シルト岩、砂岩などから構成されている。また、部分的に、海緑石をふくんでいる。構造運動の影響をつよくうけているため、いちじるしい褶曲構造をしめしている。

この地層中の炭層は、5～6 層ほどあるがどれも貧弱なものである。

VI.3 幌内層 (Po)

この地層も金剛沢夾炭層と同様に、ひじょうに細長い分布をしめしている。すなわち、250 m 内外の幅で、南北に5 km ほどの延長をもっている。この地層の西側は、南部では金剛沢夾炭層と、また、北部では石狩層群および滝川層と、さらに、東側は川端層群と、それぞれ断層によって境いさされている。

この地域の幌内層は、下部はおもに泥岩層から、上部は砂岩・泥岩互層から構成されている。この地域では、大半が、砂岩・泥岩の互層部によってしめられている。

砂岩・泥岩の互層部中には、炭層をはさんでおり、2～3 枚の可採炭層がある。これらの炭層は、膨縮がいちじるしく連続しない。

なお、この地層中から、*Portlantzia Watasei* KANEHARA, *Corbicula* sp. *Ostria* cf. *coriularis* OYAMA などの化石が報告されている。

VII 新第三系

まえに説明した古第三系と神居古潭構造帯との間の地域には、新第三紀新世の川端層群と鮮新世の滝川層とが分布している。また、神居古潭構造帯の東側の地域にも、熔結凝灰岩の下位に、未分離新第三系が分布している。

VII.2 川端層群 (Ka)

川端層群は、分布地域の西側では、おもに、暗灰色の砂岩とシルト岩とからなりたっており、東側では、礫岩を主とし、部分的に砂岩と互層している。多数の南北性の断層が発達しており、また、いちじるしい褶曲構造をしめしているために、層序を十分に明らかにすることは困難である。おそらく、東側の礫岩層が、この層群の最下位のものと考えられる。

礫岩は、小豆大から拳大ほどの大きさの礫が圧倒的であり、ひじょうに円磨度がよい。礫種は、神居古潭構造帯から由来したとみられる緑色岩類や蛇紋岩が多く、そのほかに、古第三紀のものらしい砂岩や泥岩などがみられる。

砂岩やシルト岩などを主とする地層中には、泥岩層を若干ふくみ、また、小豆大の礫からなりたっている薄い礫岩層が、ところどころにみとめられる。また、石灰質団塊を多数ふくむところがある。この地層中には、あちらこちらにあり、介化石を産するところが、ときには、化石の密集体が見られる。化石には、この層群中の下部の滝の上層と、本来の川端層をしめすのではないかとおもわれるものとの、2群がある。

滝の上層をしめすとみられるものには、*chlamys heteroglypta* YOKOYAMA, *Ostria* sp などがある。また、川端層とみられる地層中のものには、*Portlandia tokunagai* (YOKOYAMA), *Periploma besshoensis* YOKOYAMA, *Portlandia* sp* などがある。しかし、この地域の川端層群を正確に区分することは、ひじょうに困難である。

VI.2 滝川層 (Ta)

この地層は、油谷炭山の北部地域に、古第三系を不整合におおい、川端層群とは断層で接して、小範囲に分布している。

この地層は、細粒の礫層、砂層、および、凝灰質粘土層などの互層からなりたっている。そして、ほとんど水平に近い傾斜をしめしている。

* 化石の鑑定は、北海大学理学部地質学鉱物教室の魚住悟氏にいただいた。

VII.3 未分離新第三系 (Vt)

この地層は、熔結凝灰岩の下位に、窓のようになって、断片的に露出しているにすぎない。泥岩、凝灰岩、礫岩などからなりたっている。礫岩は、固結の度合の弱い、かなりルーズな感じの岩質のものである。

化石を産出せず、しかも、分布がひじょうに局所的であるために、地質時代は明らかでない。

VIII 流紋岩 (Ry)

この図幅地域には、熔結凝灰岩の下部に、狭い分布で流紋岩がみられる。3ヵ所の分布があり、みな同じ岩質のものである。この流紋岩が、十勝熔結凝灰岩におおわれていることは確かであるが、その直接の接触面をみることはできない。熔結凝灰岩中には、この岩石にわりあいよくにた岩相の発達することがある。この両者が、まったくちがう時代の火山活動に関係して、生成されたものであるかどうかは、いまのところ明らかでない。

この岩石は、灰色がかった桃褐色とでもいうような色調をおびている。そして、斜長石斑晶を多数ふくむ、ち密で硬い岩石である。一般に、規則正しい立方体状の節理系が発達している。

斑晶には、多数の斜長石のほか、少量の石英や、あるいは、普通輝石などがみられる。石基は、ハリ質であるが、部分的に微柱長質組織が発達している。また、多数の球顆を生成している。

IX 十勝熔結凝灰岩 (Tw)

この地域に分布している熔結凝灰岩は、十勝岳周辺に広域に拡がっている、十勝熔結凝灰岩の西縁部にあたっている。わりあい平坦な台地状の地形をつくっているが、一方、削剝もかなり進んでいる。この台地面は、美瑛市街の周辺地域では300m内外の標高をしめしているのに対し、西側の神居古潭構造帯に近い位置では、500mの標高をしめしている。そして、神居古潭帯の内域の雨紛川地域には、300mほどの標高をもった基盤岩上に、約40mほどの厚さのものが、取残されたような状態で分布している。このような事実は、この熔結凝灰岩の噴出後に、神居古潭構造帯が上昇したからではないかと推測される。

この熔結凝灰岩の噴出時代は、まだ明らかにされていない。もし、第三紀のものであるならば、この熔結凝灰岩のつくる平坦台地上に、古い段丘礫層があっても、よさそうなものである。しかし、現在までのところ、河床面からの比高にして10~40 mほどの段丘堆積物をのせているほかには、古いものはまったくしられていない。つまり、平坦台地の上部には、段丘堆積物がないということである。この点から考えれば、更新世になる可能性が大きい。いずれにしても、今後十分に検討する必要がある。

この岩石は、場所によって、かなり岩質が変化する。一般的傾向としては、東側ほど浮石を多量にふくみ、西側では浮石が少なくなるとともに、かなりハリ質な岩質をしめしている。美瑛川本流ぞいの流紋岩や未分離第三系をおおう付近から西側では、全般に、よく熔結してかなり硬質になっており、間に黒曜石のレンズ状体がみとめられる。おそらく、基盤に近い位置が、熔結作用が進んでいるためであろうとおもわれる。しかし、北西端部のもは、あまり熔結しておらず、凝灰質の岩相をしめしている。そして、ここでは、赤色チャートやスピライト質岩などの基盤岩の角礫を多数ふくんでいる。また、東側のものには、一般に、拳大から親指大までの大きさの安山岩角礫がみとめられる。

この岩石は灰白色~灰色を呈し、一般に、熔結作用が進んでおり、板状あるいは柱状の節理が発達している。浮石片は、圧縮・熔結されており、ひきのばされたレンズ状になっている。石英や黒雲母の斑晶を普遍的にふくみ、そのほかに、少量の普通輝石、紫蘇輝石、緑色角閃石などをふくんでいる。基質は、無色ない褐色のハリからなりたっている。無色のものには、真珠岩様の組織がみとめられる。また、褐色のものには、球顆構造が発達している。

X 第四系

この図幅地域に発達する第四系には、更新世の段丘堆積物と、現世の氾濫原堆積物とがある。

X.1 段丘堆積物

段丘堆積物は、第1と第2段丘堆積物にわけることができる。

第1段丘堆積物(T₁)は、河床面からの比高にして、10~40 mほどの平坦面をつくっている。しかし、発達は不良である。一般に、下部は礫層から構成され、上部が

粘土と泥炭の互層になっている。また、これらの間に、火山灰質の砂層をはさんでいることがある。

第2段丘堆積物 (T₂) は、5 m 内外の比高の平坦面をつくっている。分布規模は小さいが、各河川にそって、ひじょうに数多く発達している。この堆積物は、沖積面に切られており、更新世最末期に形成されたものと考えられる。堆積物は、礫と粘土である。

X.2 氾濫原堆積物

この堆積物は、各河川にそって発達している。とくに、大きな河川の合流点付近には、広い沖積平地が形成されており、良好な農耕地になっている。

XI 地質構造

美英図幅地域の地質構造の発達史は、神居古潭構造帯の構造運動が中心になっている。

神居古潭構造帯は、すでにいろいろ報告されているように、日高地向斜の西側に行なわれた、スピライト質岩類を中心とする塩基性火成活動帯である。この地帯は、白堊紀から第三紀初頭にかけての永い地質時代を通じて、はげしい構造運動の行なわれた地帯である。その結果、日高山脈地域に発達している熱的要素の強い変成岩類とは対照的に動力的要素の強い変成岩類が形成されている。

この構造帯の地質構造をみると、まえに説明したように、全体としては、ほぼ南北性の走向をもち、西に倒れたような形態をしめしている。しかし、この内部のあちらこちらには、バイズン状その他の、複雑な褶曲構造が発達しており、決して、単調な構造をとっているわけではない。この構造帯の構造をひきたたせているのは、蛇紋岩の侵入形態と南北性の断層である。すなわち、この地域の蛇紋岩体や南北性の断層のほとんどは、東傾斜をしめている。蛇紋岩の岩質、変成岩の片理の一般傾向、および、剪断帯や断層の発達状況などから考えると、この構造帯が、一つの大きな衝上断層帯の性格をもっているとみることができる。

このような性格は、南西側の第三系にも反映されている。古第三系の地質構造は、この図幅地域ではあまり明らかでない。しかし、隣接歌志内図幅地域の資料では、この構造帯の方向に平行な褶曲軸をもった褶曲構造や断層が、ひじょうに多数発達していることが、明らかにされている。また、新第三紀中新世の川端層群は、明らかに、

この構造帯とは衝上断層で接している。しかも、この地層中にも、古第三系の場合とよく似た、褶曲構造や断層がみとめられる。しかし、鮮新世の滝川層は、東側が断層で切られているが、いちじるしい擾乱をうけていない。

また、十勝熔結凝灰岩の流出時には、すでに神居古潭構造帯は山稜をつくっていて、この流れをさえぎったとみられる。しかし、その後においても、この構造帯の上昇が行なわれ、そのために、かなり高い位置まで、熔結凝灰岩も持上げられることになった。

なお、神居古潭構造帯の変成作用は、少なくとも、川端層群の堆積以前にはおわっていたと考えられる。川端層群の堆積物にふくまれている蛇紋岩、変成岩、塩基性岩類は、このことを物語っている。

これらの点からみれば、この構造帯は、変成作用のおわった後に、はげしい衝上運動をとうして上昇運動を行ない、鮮新世以降はわりあいおだやかな上昇を行なったとみることができよう。

XI 応用地質

美瑛圏幅地域内には、石英、クロム鉄鉱、珪石、石材などの地下資源がみられる。

石 炭 (C)

石炭は、古第三系中のあちらこちらに賦存しており、稼行中のものとしては油谷炭山がある。詳しいことは、すでに、三田・小島らによって報告されている。

この地域の古第三系は、すでに説明したように、構造運動の影響をひじょうにつよくうけている。そのために、炭層もいちじるしく擾乱されており、採掘条件がかなり悪い。

クロム鉄鉱

クロム鉄鉱床は、神居古潭構造帯の蛇紋岩体中のあちらこちらに胚胎している。すなわち、大きな蛇紋岩体の分布地域を流れる河川のところどころに、拳大のものから2t以上もあるような、流鉱がみとめられる。とくに、雨粉川流域の支流の鉱石沢の中流には、河床面をつくる蛇紋岩の上に、約100m以上にもわたって、多量の流鉱が堆積している。

岩体中に胚胎するものは、過去に採鉱され、1部は採掘されている。辺溪川の上流には、採鉱坑道が残されているし、また、老知川支沢の二子沢の上流には採掘跡がみ

られる。しかし、この地域のクロム鉱床は、規模が小さい上に擾乱がいちじるしいので、開発は困難である。

珪石 鉱床 (Qt)

図幅地域の北西部のパンケケホロナイ川には、芦別珪石鉱山がある。北海道唯一の珪石鉱山として一時稼行され、炉材用原料としての珪石を出荷した。しかし、良好な鉱床の採掘をおわり、現在は休山している。

ここで珪石として採掘したのは、まえに説明した、黒色片岩中に発達している石英脈である。この石英脈は、黒色片岩の片理を貫ぬく、幅 10cm~1 m ほどのもので、ひょうに多数の脈が集中して発達している。数本の脈が合体した部分は、2~3 m もの幅をもっており、富鉱体をつくっている。鉱石は、ほとんど純粋な石英だけからなりたっている。この脈中の孔隙内には、しばしば、大型の水晶が形成されている。

石 材

この地域で石材として採掘されているのは、十勝熔結凝灰岩である。美英市街の直ぐ西側には、石切場がある。建築用石材として利用されている。

農業地質

この図幅地域の東側に広く発達している台地の上は、農耕地として利用されている。この台地は、すでに説明したように、熔結凝灰岩が基盤になっている。この台地表面は、大まかにみれば、わりあい平坦であるといえるが、実際は、かなり起伏にとんだ地形面をつくっている。つまり、多数の小沢ないし谷地形と 10~20 度ほどの緩斜面とからなりたっているのである。しかも、一般に、土層の発達が悪く、20~30cm たらずの深さのところ基盤岩があったり、あるいは、基盤岩の角礫化した風化産物が分布している。そのために、降雨のたびに土壌の流出がいちじるしく、いわゆる土壌浸食をうけている。

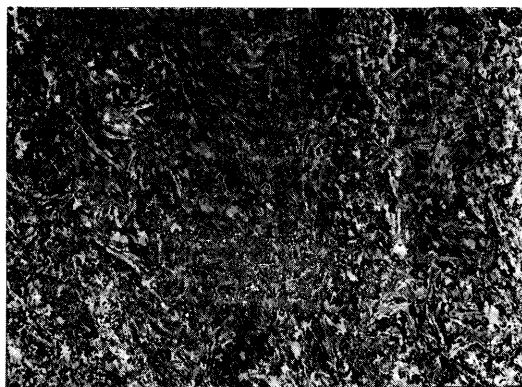
この地域の土壌浸蝕には、布状流亡と細谷流亡の両者がみられる。そのために、土地の瘠土化がいちじるしい。これらの対策として、現在、軌道による客土が実施されている。

土壌浸蝕に対する対策としては、土壌の厚さを増大させるための客土が必要であることは、いうまでもない。それと同時に、土壌の流失を防止するための対策が必要である。それには、斜面の勾配を緩和するための土塁の敷設や、植林を行ない、樹木による流失防止をはかるなどのことを実施しなければならない。また、細谷流亡のよう

な速い侵蝕に対しては、表流水の流速をおそくし、土壌流失を防ぐための土堰めをつくるとか、細谷を埋めるとか、ときには、排水管を埋設するなどの方法をとる必要があるだろう。

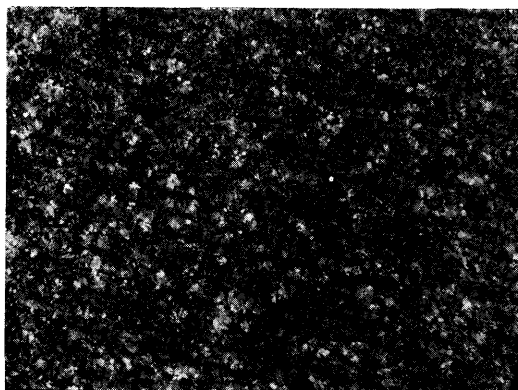
文 献

- 1) 舟橋三男 (1953): 5万分の1地質図幅「上江丹別」, 北海道開発庁
- 2) ——— (1958): 神居古潭構造帯, 鈴木醇教授還暦記念論文集
- 3) 長谷川潔, 小山内熙, 松下勝秀, 鈴木 守 (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
- 4) 橋本 亘 (1955): 5万分の1地質図幅「下富良野」, 北海道開発庁
- 5) 河野義礼, 松井和典, 清水 勇 (1956): 5万分の1地質図幅「歌志内」, 北海道開発庁
- 6) 三田正一, 小島光夫, 佐々木実 (1951): 石狩炭田空知地区東芦別区域地質図および説明書, 日本炭田図 VI, 地質調査所
- 7) 鈴木 醇 (1953): 5万分の1地質図幅「深川」, 北海道開発庁
- 8) ——— (1955): 5万分の1地質図幅「旭川」, 北海道開発庁
- 9) 鈴木 守 (1961): 5万分の1地質図幅「イドンナップ」, 北海道開発庁
- 10) 竹原平一 (1951): 北海道の古第三系中の油徴及び川端累層を貫ぬく蛇紋岩様火成岩の発見その他, 地調月報, 第2巻, 第8号
- 11) 渡辺 順 (1961): 神居古潭峡谷南部の角閃岩, 北地要報, 第40号



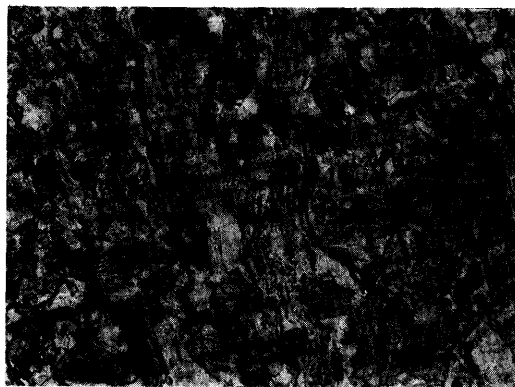
0 2 mm

1 正規スピライト



0 2 mm

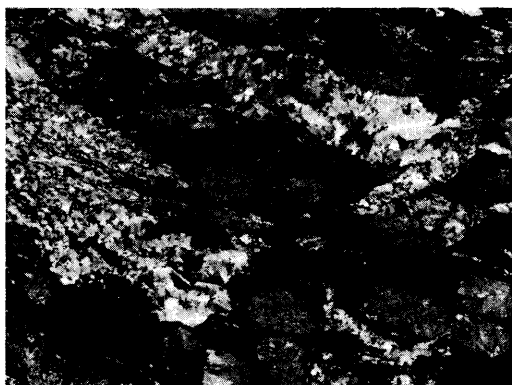
2 細粒輝緑岩



0 1 mm

緑泥石のほかに、少量の藍閃石が生成されている。

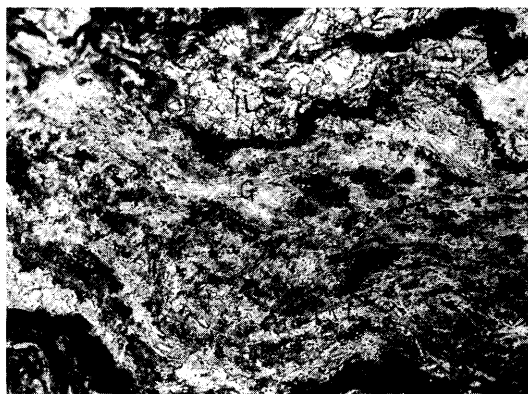
3 チタン質普通輝石残晶を多量にふくむ緑色準片岩



0 2 mm

曹長石 (Ab), パンペラー石 (Pm), 緑泥石を多くふくみ, ほかに針状藍閃石, 褐色スチルプノメレン, 白雲母が少量生成されている。

4 緑色片岩



0.5mm

曹長石—緑泥石—白雲母—ハンペリー石—
藍閃石—ローソン石片岩

- 5 ローソン石 (L) と繊維状藍閃石 (G) との縞状構造がいわゆる美しい。



1 mm

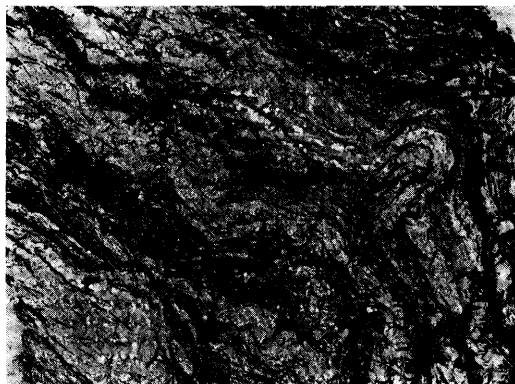
- 6 おもに曹長石とエチル石とからなりたっている緑色片岩中の優白部。



0 1 mm

石英，曹長石，白雲母，褐色スチルプノメレンからなりたっている。とくに，優白色鉱物が多いが，不透明鉱物も多い。

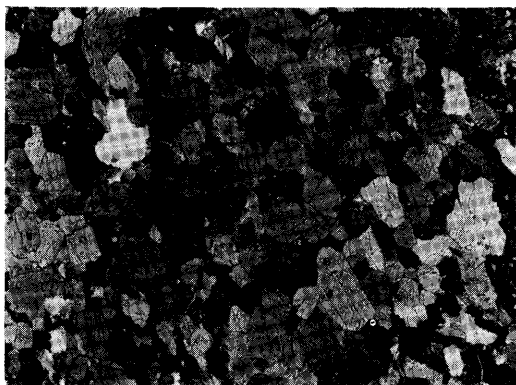
7 黒色片岩



0 2 mm

褐色スチルプノメレン，白雲母，石英，曹長石部の縞状構造が発達している。

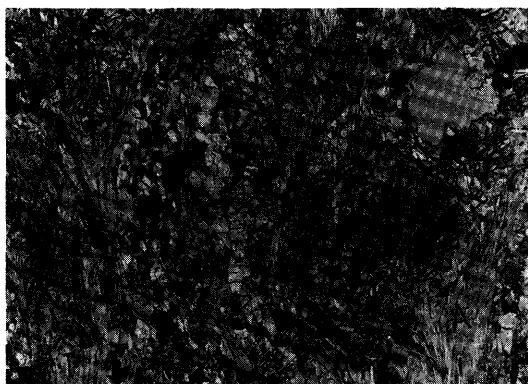
8 黒色片岩



0 2 mm

褐色角閃石とソーフェル石化した斜長石

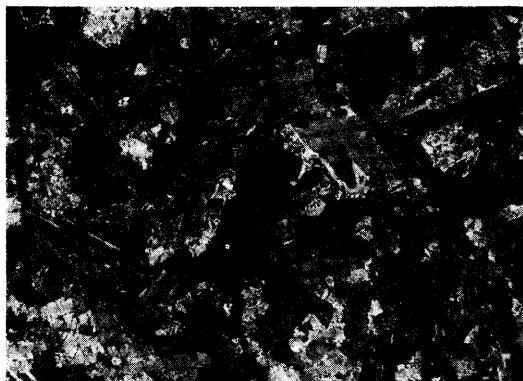
9 褐色角閃石角閃岩



0 2 mm

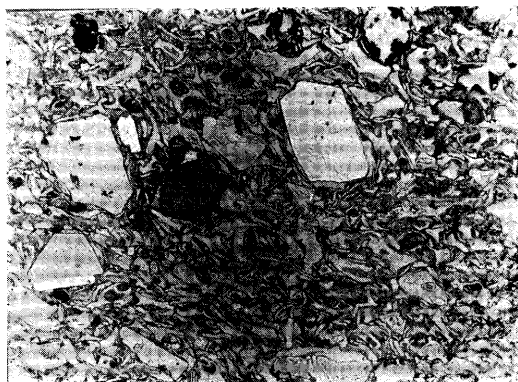
かんらん石 (O), アメス石 (A) などがみられる

10 緑色角閃石角閃岩



0 2 mm

11 はんれい岩



0 2 mm

12 十勝熔結凝灰岩

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

(Scale, 1 : 50,000)

B I E I

(Asahikawa-54)

By

Mamoru Suzuki

Jun Watanabe

Akira Kasugai

(Geological Survey of Hokkaidō)

Résumé

The sheet map "Biei" covers the area between 43°30' and 43°40' N. latitude and 142°15' and 142°30' E. longitude.

The geology of the map area can be broadly grouped into three different geological units. They are, from West to East, Tertiary area, Kamuikotan tectonic zone, and Tokachi welded tuff area. Kamuikotan tectonic zone, so far the oldest of the map area, is a part of the Hidaka orogenic zone, Japanese representation of the Alpine orogenesis. Rocks of the geosynclinal stage, such as mainly spilitic effusives and tuffaceous rocks are widely developed in the zone. These rocks have been evolved to various schistose rocks through the orogenic stage dynamic metamorphism. The zone is also characterized by intrusion of serpentinites, with a variety of form and size. Part of the Tertiary rocks, viz. Palaeogene and Miocene rocks covering the Kamuikotan zone, have been

greatly influenced by the Hidaka orogenesis and consequently have much disturbed structure. Seemingly the orogenesis ceased to have such influential force after Pliocene since rocks of this age suffered no disturbance. Tokachi welded tuff, its age being probably late Pliocene or Pleistocene, covers fairly large area in the eastern half of the map area.

Hidaka super-group and Kamuikotan metamorphic rocks.

Constituents of Kamuikotan zone are Hidaka super-group, Kamuikotan metamorphic rocks derived from the Hidaka super-group rocks, and some intrusive rocks. Hidaka super-group rocks are divided into three groups in ascending order viz. Nakanogawa group, Kamui group and Sorachi group. Presented within the map area are upper Kamui to lower Sorachi group formations, considered as upper Jurassic. Lithologically they comprise sandstones, slates, radiolarian chert, diabasic tuff and spilites. Presumably metamorphic rocks of the map area are mostly derived from these formations, in other words green schists and green semi-schists are derived from diabasic tuff and spilites, black schists and black semi-schists from sandstones and slates. Among these metamorphics, green or black crystalline schists are very limited and lower grade semi-schists develop quite predominantly. Following mineral assemblages are found in the metamorphic rocks ;

A. Semi-schists of basic rock origin ;

- 1) chlorite-calcite
- 2) chlorite-calcite-albite
- 3) chlorite-calcite-albite-pumpellyite
- 4) chlorite-glaucophane
- 5) chlorite-glaucophane-albite
- 6) chlorite-glaucophane-pumpellyite
- 7) chlorite-albite-brown stilpnomelane

B. Semi-schists of sandstone-slate origin ;

- 8) quartz
- 9) quartz-albite

- 10) quartz-albite-chlorite
- C. Crystalline schists of basic rock origin ;
- 11) albite-epidote-actinolite
- 12) albite-quartz-chlorite-muscovite- (hematite)
- 13) albite-quartz-chlorite-muscovite-brown stilpnomelane
- 14) aegirine-albite-quartz-muscovite-chlorite-epidote-brown stilpnomelane-apatite
- 15) aegirine-chlorite-albite
- 16) aegirine-chlorite-muscovite-brown stilpnomelane
- 17) aegirine-glaucophane-chlorite-muscovite
- 18) glaucophane-chlorite-albite-quartz
- 19) glaucophane-chlorite-muscovite-brown stilpnomelane-albite-calcite
- 20) chlorite-pumpellyite-albite-aegirine-muscovite-brown stilpnomelane-glaucophane
- 21) glaucophane-chlorite-albite-brown stilpnomelane-pumpellyite-calcite
- 22) glaucophane-lawsonite-chlorite-brown stilpnomelane-albite
- 23) glaucophane-lawsonite-pumpellyite-chlorite-muscovite-albite
- D. Felsic part in green chrystalline schists ;
- 24) quartz-albite-muscovite-brown stilpnomelane
- 25) quartz-albite-chlorite-muscovite-brown stilpnomelane-aegirine
- 26) quartz-glaucophane-aegirine-muscovite-chlorite
- 27) quartz-glaucophane-aegirine-chlorite-brown stilpnomelane-albite-calcite
- 28) quartz-riebeckite-brown-stilpnomelane-calcite-(pumpellyite)
- 29) albite-aegirine-brown-stilpnomelane-pumpellyite-calcite
- E. Crystalline schists of sandstone-slate origin ;
- 30) quartz-albite-muscovite-brown stilpnomelane-(calcite)
- 31) quartz-muscovite-chlorite-albite
- 32) quartz-albite-actinolite-brown stilpnomelane

— : Predominant minerals, () : Occasionally present

Amphibolites, their origin being igneous and quite different from Hidaka super-group rocks, are also observed in the zone. They show granoblastic texture, comprising green or brown hornblende and plagioclase. One exceptional type rock, however, has no plagioclase and is composed entirely of actinolite. There occurred also, from only one locality, rock with many olivine relicts with accompanying amesite and tremolite. Original rocks of these amphibolites are probably some sort of gabbroic rocks.

Intrusive rocks in this area are serpentinites and gabbros. Serpentinites are characterized with a lot of intrusive bodies of considerably different sizes, elongated to N-S direction. Lithologically two types exist, "massive" and "foliated" ones, the latter being predominant in number. The area must have been under tremendous tectogenesis, whereas massive rocks became quite schistose or foliated. Gabbros are observed penetrating the spilites and making fairly big rock masses, especially in the southern area. They are dark greenish in colour and are consisted of fine- and coarse-grained facies. Most of the rocks are fine-grained. Main constituent minerals are fine to medium size augite and plagioclase, but actinolitization and chloritization of augite are significant. Plagioclase also suffered much saussuritization.

Palaeogene Tertiary

Distribution of Palaeogene formations are at the south-western corner of the map area. They form the north-eastern marginal part of the Ishikari coal-field, one of the most important natural resources of Hokkaidō. Ishikari group, Poronai group and Kongōzawa group make up the Palaeogene of this area. Influence of orogenic tectogenesis is conspicuous over whole Palaeogene formations and included coal seams tend to become discontinuous because of the disturbances.

Neogene Tertiary

Two types of Neogene formations are observed, one surfaced

and develop in between the Palaeogene and the Kamuikotan zone, and another mostly subterranean and underlie the Tokachi welded tuff of the eastern area. The former can be divided into Miocene Kawabata group and Pliocene Takikawa formation, but the age of the latter is yet uncertain.

Kawabata group is here composed of siltstones, sandstones and conglomerates, marine shell fossils being collected among them. Takinoue formation, which is earlier, and Kawabata formation proper may both present, but without any decisive proof. Area of the Takikawa formation is rather small. Tuffaceous mud and sand compose the formation.

Paucity and poorness of outcrops make it impossible to classify the latter formations, being covered by welded tuff. They comprise loose conglomerates, mudstones and tuffaceous rocks. Judging from the lithological characteristics, their age may belong to Pliocene.

Tokachi welded tuff

Over 50% of the map area at the eastern side are covered by Tokachi welded tuff. Yet they make only part of a vast welded tuff mass, the largest of this kind in Hokkaidō. Petrographically they are rhyolitic, and are scattered with many quartz and biotite phenocrysts. Flow structure is very conspicuous, and obsidian lenses are found parallel to the flowage. In certain parts many pumice are included. The age of the welded tuff effusion is considered as either late Tertiary or early Quarternary, and the latter case seems more probable.

Quarternary

Quarternary sediments are developed along the many river valleys of area, comprising 1st and 2nd terrace deposits of Delluvium age and recent flood deposits of Alluvium age.

The 1st terrace deposits make fairly flat surface with heights of ca. 10 to 40 meters above river beds. The 2nd terraces, also flat ca. 5 meters high.

Economic Geology

The map area yields very few workable natural resources. Only active mine is Yuya coal mine, working coals of Palaeogene age. Chromite ores are found in the Serpentine masses of the Kamuikotan zone, but poor quantity and disturbed structure make them quite unworkable. Tokachi welded tuff is to some extent used as building stones.

昭和 39 年 3 月 25 日 印刷

昭和 39 年 3 月 31 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 加藤 博

札幌市北 3 条西 1 丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北 3 条西 1 丁目

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

B I E I

(ASAHIKAWA—54)

BY
MAMORU SUZUKI
JUN WATANABE
AKIRA KASUGAI

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ
JIN SAITŌ, DIRECTOR

HOKKAIDŌ DEVELOPMENT AGENCY

1964