

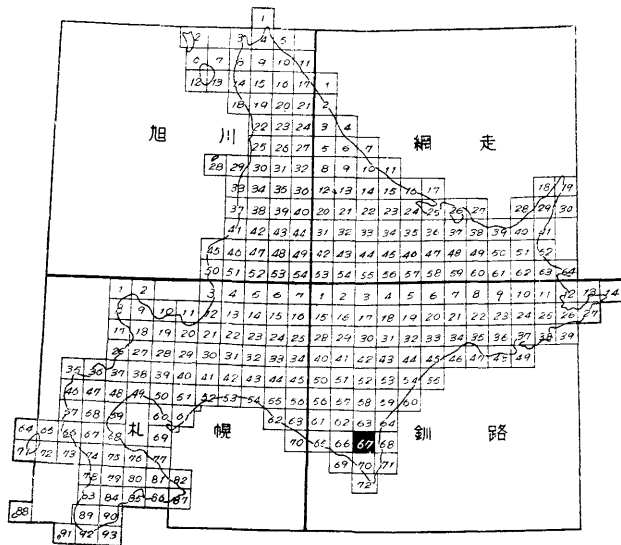
5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

楽 古 岳

(釧路一第 67 号)

北 海 道 開 発 庁

昭 和 34 年 3 月



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

樂 古 岳

(釧路一第 67 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 鈴木 守

北海道嘱託 橋本 誠二

北海道嘱託 浅井 宏

北海道技師 松下 勝秀

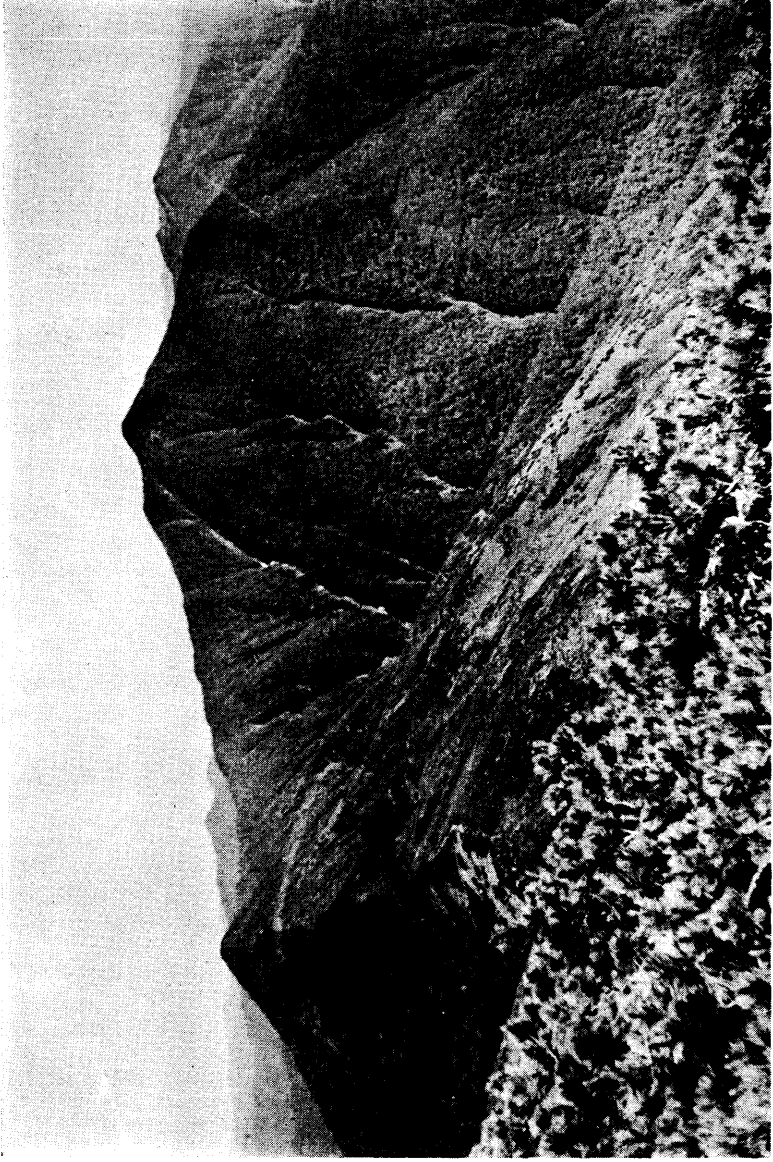
北海道開発庁

昭和 34 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34年3月

北海道開発庁



十勝岳より乗古岳を望む（浅井宏撮影）

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	2
II 地 形	3
III 地 質	4
III.1 地 質 概 説	4
III.2 堆 積 岩 類	7
III.2.1 先白堊紀層	7
III.2.2 白堊紀層	11
III.2.3 新第三紀層	12
III.3 変成岩類およびミグマタイト類	13
III.3.1 ホルンフェルス類	13
III.3.2 片 岩 類	15
III.3.3 片麻岩類	16
III.3.4 ミグマタイト類	20
III.4 火 成 岩 類	25
III.4.1 角閃岩類	25
III.4.2 斑縞角閃岩	31
III.4.3 斑 縞 岩 類	32
III.4.4 かんらん岩	36
III.4.5 花 崗 岩	36
III.4.6 脈 岩 類	37
III.5 第 四 紀 層	40
III.6 地 質 構 造	41
III.6.1 東側の堆積岩帯の構造	41
III.6.2 西側の堆積岩帯の構造	42
III.6.3 変成帯の構造	44
III.6.4 衝上断層とその後の構造運動	47

III.6.5 造構造史	48
IV 応用地質	49
参考文献	54
Résumé (in English)	57

5万分の1地質図幅
説明書 楽古岳 (釧路一第67号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 鈴木 守

北海道嘱託 橋本 誠二

北海道嘱託 浅井 宏

北海道技師 松下 勝秀

はしがき

この図幅説明書は、昭和29年より昭和32年までの4年にわたる間に、のべ約300日で行った地質調査の結果をとりまとめたものである。

野外調査は、おもに筆者たちが行ったものであるが、次のように、多くの方々の御援助と御協力をうけた。明記して、厚く御礼を申しあげる。

舟橋 三男 [*]	様似川上流の変成岩類および鉱床
春日井 昭 ^{**}	楽古岳周辺の変成岩類、ミグマタイト類
木崎甲子郎 [*]	音調別ミグマタイト・ドームとその周辺
中添 亮 [*]	東側の堆積岩類
沢 俊明 ^{***}	様似川流域の堆積岩類および変成岩類

また、現地では浦河林務署、浦河町役場の各位からいろいろと御便宜をとりはからつて頂き、浦河町上岸田の浜熊利氏には、一方ならぬお世話をいただいた。心から感謝の意を表する。

なお、この説明書をまとめるにあたっては、日高研究グループの諸氏から、多くの援助と討論をたまわつた。あわせて謝意を表する。

* 北海道大学理学部地質学鉱物学教室

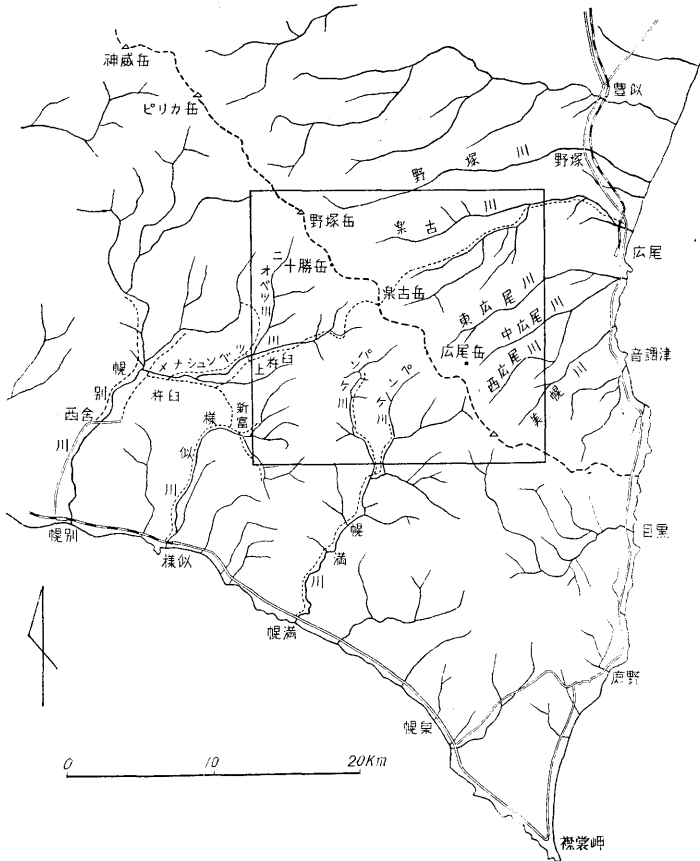
** 北海道学芸大学地学教室

*** 地質調査所札幌支所 (この調査には北海道大学理学部在職中に従事した)

I 位置および交通

この図幅は、北緯 $42^{\circ}10' \sim 42^{\circ}20'$ 、東経 $143^{\circ}0' \sim 143^{\circ}15'$ の範囲にあり、南部日高山脈の主稜をふくむ地域である。行政区劃のうえでは、日高山脈の脊梁区を境として、その東側の地域は広尾町に、西側の幌別川流域は浦河町、様似川流域および、纏満川流域は様似町に、図幅地域の東南端は幌泉村に、それぞれ属している。

図幅地域内は、すべて山地であるため、村落はおもな川すじの平坦地に分布する農耕地を中心に発達している。そのおもなものは、^{きつろこ}楽古川中流の札楽古、メナシユンベツ川にそ



第1図 位置・交通および河川図

上杵臼開拓村落、^{かみざらうす} 様似川流域の^{しんちみ} 新富などである。

これらの村落に達するには、札楽古には広尾町より、上杵臼には、国鉄日高線幌別より杵臼を経由するトラック道路が、または、様似より新富をとるトラック道路が、それぞれある。このほかのおもな道路としては、杵臼よりニオベツ川にそつてメナシュマン川に通ずるものと、^{ほろまん} 幌満から図幅地域の西南にあるバンケ川に通ずる道路があげられる。この2つの道路は、造林の目的で開さくされたものである。また、上杵臼より楽古岳へて、日高山脈を横断し、札楽古にぬける経路がある。この経路は、三角測量のためにきり開かれたもので、現在は、登山道路として利用されている。

II 地 形

この図幅地域には、南部日高山脈脊梁部がふくまれている。脊梁部は、この地域の中心部をとおり、NW~SEの方向に走っている。主稜上のおもな山岳は、北から南に、野塚岳(1,353 m)、ニオベツ岳(1,371 m)、十勝岳(1,457 m)、楽古岳(1,472 m)、広尾岳(1,230 m)などの標高1,000 mをこす山々があげられる。これらの山岳は、日高山脈の北部や中部のものにくらべて高度が低いが、しかし、峻険な山容をしめしているものがおおい。

山脈の脊梁部は、変成岩類や火成岩類から構成されているため、脊梁部の東・西両側の堆積岩の発達している地域にくらべて、ひじょうに、急峻な地形を呈している。

また、堆積岩類の発達している地帯では、一般に硬質な日高層群の山地地帯にくらべて、第三紀層の発達している地帯は、低地帯または門地帯をつくっている。このような地形のちがいは、一部では、基盤岩類の侵蝕作用に対するせん状的なあらわれと解されるが、変成帯と不変成堆積岩帯とのいちじるしい地形的不連続性は、それぞれの地帯の隆起上昇量の差にもとづくものと思われる。

この地域を流れる河川には、脊梁山脈を中心として、東に流れるものと西に流れるものの2つの系統がある。前者に属するものは、流路を西から東にとり太平洋にそそぐ野塚川、楽古川、右股川、左股川、西広尾川、中広尾川、東広尾川、美幌川などがあげられる。また、後者に属するものには、地域の北からソガベツ沢、メナシュマン川、ニオベツ川、メナシュンベツ川、バンケ川およびベンケ川などがある。これらの脊梁山脈を中心として、東・西の両翼に流下している河谷系は、それぞれ、いちじるしいちがいがみとめられる。すなわち、京鶴の河谷は、いずれも山脈の走向に直交し、ENEの方向に、ほとんど直線的な流路をとっている。そして、これらの河川の間を側稜山地には、NNW~SSE方向の山脈の

走向方向と一致している側流谷やケルンコルが配列している。そのうちでもつともけんちよなもの、野塚川上流より東広尾川に達するものである。これは、野塚川と楽古川をわけける側稜上、1,173 m の西方のケルンコルにはじまり、楽古岳と 1,056 m の間をへて、中広尾川と東広尾川の中間の側稜上の鞍部にいたるものである。これは、ミグマタイトの発達している地帯と変成岩の発達している地帯の境界線にはば一致している。また、野塚川中流から南にのび、佐柏山の東方で、まえにのべたケルンコルと合する鞍部の配列が、みとめられる。これは、日高層群の中の砂岩地帯と粘板岩地帯との境界線に重なるものである。

脊梁の西側の河谷系は、東側のそれにくらべて、複雑な配置をしめしている。西側のおおくの河川の上流部は、東側の河谷系とおなじ方向に発達しているが、その中流部になると、山脈の一般的走向にほぼちかい SN の方向にかわる。このよい例は、パンケ川、パンケ川、ニオベツ川にみることができる。

このように、山脈の東側と西側とで、河川系の方向性がちがう性質をしめしていることは、脊梁山脈を中心として、東・西両地域の地質構造がちがつていることと一致しているもので、注目しなければならないことであろう。

河段丘は、図幅の西側の地域によく発達している。ここでは、河床面からの高度によって 3 つに区分することができる。これらは、上位のものから第 1、第 2、第 3 河段丘とよぶ。いずれも砂礫層をのせているが、それぞれの基底には、基盤岩が露出している。第 1 河段丘は、河川の中流部では、河床面より約 120 m～160 m、第 2 河段丘は 20 m～40 m、第 3 河段丘は 5 m～10 m の比高差をそれぞれしめしめていて、上位のものほど開析の度合がつよい。また、図幅の東部地域の河段丘は、現河床からの高度が小さく、堆積段丘のことがおおい。

III 地 質

III.1 地 質 概 説

この図幅地域は、日高変成帯を横断しているため、中央地域では、山脈の脊梁にそつて、NW から SE の方向に幅ひろく変成岩類や火成岩類が、带状に分布している。そして、この中軸地帯の両側には、不変成の堆積岩類が発達している。

変成帯は、その中心部地域にミグマタイト類が分布して、これをとりまいて、片麻岩片岩およびホルンフェルス類が発達している。これらの変成岩類の岩質や組織は、日高

山脈のほかの地域とまったくおなじように、その東西両側では、ひじょうにちがっている。

日高山脈の西側の変成岩帯は、東側のそれにくらべて、幅広く片状岩が発達していることで特色づけられる。ここにみられる岩石は、斜長石斑状変晶黒雲母片岩・斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩・トナル岩質のミグマタイト質片麻岩などである。これに対して、日高山脈の東側に発達する変成岩類は、片状岩の発達範囲はせまい。変成岩類のうち、もつとも広く分布するものは、変砂岩・変粘板岩を主体とするホルンフェルス類である。片状ホルンフェルスおよび縞状黒雲母片麻岩などの片状岩類は、中軸帯の東翼を構成して帯状に分布している。

中軸帯の中心部をしめているミグマタイト類は、黒雲母ミグマタイト・含堇青石黒雲母ミグマタイト・花崗岩質ミグマタイトなどである。

これらのミグマタイト類や、変成岩類の発達している地域には、おおくの火成岩類が進入している。これらの火成岩類の発達の様子は、日高山脈のほかの脊梁地域にみられるのとおなじように、西翼ではおもに塩基性岩の進入がみられ、東翼では酸性岩が貫入している。塩基性岩のうち、整合的進入岩は進入した後に変成作用をうけて、角閃岩となり、さらにミグマタイト化している部分もみとめられる。これらは、角閃石の性質によつて、いくつかの種類に分類される。そのそれぞれは、まえにのべた変成岩の特定のタイプにもなわれている。ミグマタイト帯と片麻岩帯との境界には、斑禰岩や閃緑岩質岩が進入している。また、東翼では、花崗岩がミグマタイト帯と片麻岩帯との間に露出している。

変成帯と、堆積岩類の発達する地域との境界においては、脊梁山脈東側ではアブライト質岩石の発達する地帯があり、西側では衝上断層にそつて、かんらん岩、斑禰角閃岩が進入している。

すでのべたように、変成帯は中核部に発達しているミグマタイトを中心として、東・西に非対称的な帯状配列をあきらかにしめているが、図幅の北部地域と南部地域とでは、二次的な構造上のちがいがあつた。

すなわち、前者の地域では変成帯の幅はおよそ 5 km で、変成岩類・火成岩類は見事な帯状分布をしめている。これに対して、後者の地域では変成帯の幅は 15 km にも達していて、水平にちかいひじょうにゆるい角度の傾斜の発達により、帯状配列はみだれている。すなわち、この図幅地域は、日高変成帯の東・西の両地質構造に、さらに、変成帯中部（沖威岳地域²⁷）と南部（幌満地域¹⁴）の、それぞれ異つた地質構造の要素をあわせもつた地域といふことができる。

変成帯の両側に分布している堆積岩類の大部分は、先白堊紀の日高層群である。このほ

かわずかに、白堊紀層や新第三紀層がみられる。

日高層群は、ほかの地域とおなじように化石を産しない。そのうえ、構造運動の影響をつよくうけて擾乱されているため、その地質時代や層序をあきらかにすることはひじょう

時代	層序(層厚)	模式柱状図	記号	岩相	その他	
第四紀	沖積世	現河床堆積物	Al	粘土、砂、礫	日高変成帯の衝上運動	
		崖錐堆積物	T	粘土、砂、礫		
	洪積世	河段丘堆積物 (第3層、第2層、第1層)	D ₃ D ₂ D ₁	礫、砂		
新第三紀	(?) 中世	札幌古層 250 m±	Tsa	黄灰色頁岩、礫岩 — 関係未詳		日高変成帯の衝上運動
		新富層 350 m	Tsh	泥岩、砂岩、礫岩 — 層		
白堊紀	エサマンベツ層 100 m±		Ce	黒色頁岩、含石灰質団塊 — 層		
	未分離白堊紀層 600 m±		Um	暗灰色頁岩、淡灰色砂岩 塊状砂岩、泥岩互層 含石灰質団塊 — 層		
先白堊紀	上部日高層群	メナシエ	F層 700 m±	Hmf	灰緑色板状砂岩、 含黒色頁岩との薄互層部 — 層	
			E層 400 m±	Hme	細粒砂岩、粘板岩薄互層 — 層	
			D層 1000 m±	Hmd	黒色～青黒色砂質粘板岩 灰緑色砂岩 — 層	
			C層 600 m±	Hmc	灰色～灰緑色細粒～中粒 砂岩 黒色粘板岩薄層 — 層	
			B層 800 m±	Hmb	凸壘状粘板岩 石灰岩 — 層	
			A層 400 m±	Hma	黒色粘板岩、チャート 石灰岩 — 層	
			広尾層 ?	Hwi	砂岩 — 層	
	下部日高層群	楽古	C層 2,500 m±	Hrc	黒色凸壘状粘板岩 — 層	
			B層 1,100 m±	Hrb	凝結砂岩 — 層	
			B層 1,100 m±	Hrb	中粒砂岩 灰色中粒砂岩 — 層	
			A層 3,200 m±	Hra	凸壘砂岩 — 層	
			Hra	黒色粘板岩薄互層 含石灰質団塊		

第2図 一般地質層序表

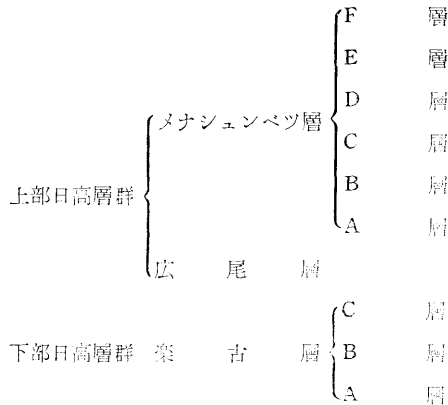
にむずかしい。したがって、この図幅地域では、岩相の分布および、その相互の関係を、神威岳図幅や広尾図幅の調査結果と比較検討して、下部日高層と上部日高層群の2つにわけた。白堊紀層は、西側の日高層群中に断層で、はさまりこんでいるものが確認された。このほか、時代のはつきりしない。白堊紀層とみられるものが、東西両翼の日高層群の中に、断層で境されて分布している。新第三紀層も、まえにのべた白堊紀層とおなじように、断層で日高層群とせつしており、川端層の上部に対比されるものとみられる²⁷。第四紀層は、各河川にそつて発達しており、洪積期に属する河岸段丘堆積物と沖積層とである。

III.2 堆積岩類

III.2.1 先白堊紀層

変成帯の両側に分布する堆積岩類は、ほとんどが先白堊紀に属する日高層群である。日高層群は、上部と下部に大別されるが、それら相互の関係はあきらかではない。また、これらは、神威岳図幅の中に発達している、上部日高層群と下部日高層群とに、それぞれ相当するものと推定される。

日高層群は、岩相から次のように区分することができる。



下部日高層群⁹

この地域の下部日高層群は、変成帯の東側にだけに分布している。この層群を楽古層とよぶ。

楽古層

* 広尾図幅…調査中。

この地層は、さらに下部より、A、B、Cの各部層にわけられる。これらは、帯状配列をして発達しており、しかも、変成帯と斜交する分布方向をしめしている。

A 層 (HRA)： この地層は、下部日高層群の最下部層とみられる。変成帯に直接して帯状に分布しているが、変成帯にそつた、幅約2,000 mほどの部分は、ホルンフェルス化している。その層厚は、約3,200 mと推定される。岩相は、砂岩の中に、粘板岩がラミナをつくり、数mm~1cmごとにくり返す縞状砂岩を主とし、部分的に、砂岩あるいは粘板岩層を介在している。このラミナ様の互層部の堆積状況から、地層の上下関係をあきらかにすることができる。なお、この地層の下部には、石灰質団球をふくむ部分が2帯みとめられる。

B 層 (HRB)： この地層は、A層の東側に、約1,200 m前後の幅で、整合的に発達している下部日高層群の中部層である。層厚は約1,100 m±である。南部の東広尾川附近では、断層によつて切れ、南東部に転位している。おもに灰色の中粒砂岩からできているが、粒度は一般に、南部では粗粒で、北部では、細粒から中粒となる。また、垂直的には、上、下部は細粒で、中部は粗粒という傾向がみとめられる。

この砂岩の中には、粘板岩の破砕片を多く含み、それがこの層の一つの特ちようになっている。

C 層 (HRC)： この地層は、図幅地域の北東部楽古川から東広尾川にかけて分布する。楽古層の最上部層をしめており、下位のB層とは、漸移関係にある。層厚は、約2,500 m±である。岩相は、おもに黒色のち密硬質の粘板岩からなり、下位のB層との漸移部には、縞状の砂岩がかなりみられる。

なお、この地層は東側で上部日高層群の広尾層と断層で接している。

上部日高層群

この地域で上部日高層群に属するとみられるものは、変成帯の西側に発達するメナシェンベツ層および、東側に発達する広尾層である。この両者の関係は、まだあきらかではない。

広尾層 (HBi)

この地層は、図幅地域の北東部にせまい分布がみられるだけである。そのおもな分布は、隣接する広尾図幅の中である。したがつて、この地域でみられるのは基底部の一部にすぎない。

岩層は、おもに砂岩からなり、全般的にせん断がいちじるしい。下位の楽古層とは、断層で接しており、その境界部一帯は、いわゆる鳥糞状岩石となつている。

メナシュンベツ層²⁹⁾

この地層は、変成帯の西側に広く分布しているが、いちじるしく構造運動の影響を受け、断層がおおく、変形もはげしいので、その層序を確立することは困難である。しかし、それぞれの岩相の分布、構造などから、下位より、A, B, C, D, E, F の各部層に細分することができる。

A 層 (HMA): メナシュマン川流域にわずかに分布している。おもに、千枚岩質の粘板岩からなり、N 60°~W の走向をもち、ほとんど直立している。また、上部には、石灰岩を介在しており、その周辺には、厚さ 10 cm~20 cm 程度のチャートの薄層をはさんでいる。図幅地域外ではあるが、メナシュマン川の本流では、岩床状に輝緑岩が、進入している部分が見られる。

これらは、つよく圧砕されていて、さらに、いちじるしい珪化作用を受けている。層厚は、400 m 以上と推定される。

B 層 (HMB): 様似川流域、新富部落の南西山地に広く分布している。

岩相は、黒色粘板岩を主体とし、しばしば硬砂岩をはさんでいる。この部層には、とくにおおくのレンズ状の石灰岩が、介在している。粘板岩は、ち密塊状で、もつとも典型的な粘板岩である。

このなかには、やや硬質の部分があつて、ラミナを形成している。硬砂岩は、層厚 3 m~5 m で、暗灰色ないし灰緑色を呈し、粘板岩片をふくんでいる。石灰岩は、再結晶作用のため大理石にかわつている。この地層でも、石灰岩の周辺には、チャートの薄層が多い。地質構造は、南北および東西性の断層によつて、いくつかのブロックに分断されているが、N 20° W 方向の褶曲軸が、断片的ではあるが、みられる。層厚は、800 m 以上と推定され、下位層との関係は不明である。

C 層 (HRC): 新富部落の南部に、やや広く分布するほか、滝の沢、ニオベツ川下流、ニオベツ川からメナシュンベツ川にかけての衝上断層と新第三紀層との間に、それぞれせまく分布している。下位の B 層とは、断層で接しているが、分布および地質構造からみると、漸移関係にある可能性が大きい。

岩相は、おもに灰色~灰緑色の細粒ないし中粒の砂岩からなり、黒色粘板岩をわずかにはさんでいる。この砂岩は、B 層の硬砂岩とほとんど同じである。塊状のひじょうに硬質なもので、60° 位の角度で交る裂開がいちじるしく発達しているのが特徴である。また、この砂岩には、ひじょうに石英粒がめだつ部分があるが、層準として追跡することはできなかった。粘板岩は、約 50 cm~1 m の層厚で、まえにのべた砂岩にはさまっている

が、どこでも、いちじろしく破砕されている。層厚は600 m以上と推定される。



第3図 メナシュンベツ層C層(様似川)

D 層 (HMd): メナシュンベツ層のうち、もつとも広く分布している。

岩相は、黒色ないし青黒色の粘板岩を主体とし、ところによつては、砂岩をはさんでいる。

粘板岩は、B層の粘板岩にくらべて、やや砂質である。砂岩は、層厚1 m~5 mで、下位のC層の砂岩にくらべてやや凝灰質で、粗しようである。

この地層は、せん断運動をつよくうけている部分がおおく、部分的に片岩状ないし千枚岩状になっている。とくに、衝上断層に近い所では、この傾向が強い。

このように岩相が単調であるので、くわしい構造はわからない。層厚は、はつきりしないが、1,000 m以上とおもわれる。

E 層 (HME): ニオベツ川、メナシュマン川に露出している。

岩相は、細粒砂岩、黒色粘板岩とのラミナ状の互層を主体としていて、1 m 前後のチャートの薄層を、数枚はさんでいる。互層部は、上部になるにしたがつて、砂質部を増加する傾向がある。

下位層との関係は、断層で接している。層厚は、400 m 前後であろう。

F 層 (HMF): メナシュンベツ川下流に標式的に発達しており、ほかの地域には全くみられない。

岩相は、砂岩を主体とし、黒色頁岩との規則的な互層部をふくんでいる。砂岩は、灰緑

色を呈し、中粒ないし細粒で、局部的に粗粒の部分がある。互層部は、層厚 50 cm~1 m で、さらにそれは、5 cm~10 cm ごとに、砂岩から頁岩になる堆積の周期をしめしている。

野外の観察によれば、下位層との関係は、断層で接しているが、整合漸移する可能性が つよい。層厚は、700 m 前後とおもわれる。

III.2.2 白堊紀層²⁹

白堊紀層は、せまい範囲にしか分布しないが、舎化石のエサマンベツ層と、全く化石を含まないか、あるいは、化石が発見されていない未分離白堊紀層とにわけられる。この未分離白堊紀層としたものは、白堊紀層である証拠は今のところないが、岩質は日高群層とちがひ、むしろより上位のものであろうという感じが つよいので白堊紀層とした。しかし、時代の決定は将来にのこされた問題である。

未分離白堊紀層 (Um)

この地層は、変成帯の東・西の両側に分布している。しかし、おたがひの関係はあきらかでない。

西側の未分離白堊紀層： メナシュマン川、エオベツ川、シロチノミの沢の各流域に発達しているほか、また、様似川上流、エサマンベツ沢にも、かなり広く分布している。

岩相は、黒色ないし暗灰色を呈する頁岩を主体とし、淡灰色ないし灰緑色の中粒砂岩をはさんでいる。また、同質の砂岩頁岩の薄互層の部分もある。頁岩の持ちようは、風化作用によつて細かく砕け、酸化で赤さびのできていることで、そのようすは、新第三紀の頁岩とみまちがうほどである。砂岩は、粗しような凝灰岩の岩質で、日高群層のそれとは、容易にみわけることができる。メナシュマン川、シロチノミの沢では、この地層の中に礫質部が含まれているが、厚さは 20 cm~30 cm のレンズ状に発達しているだけである。礫種は、多い順に、粘板岩、珪岩、珪質岩、緑色砂岩、硬砂岩、輝緑岩などである。粒度は、径 1 cm~3 cm までいどの細礫だけである。薄互層部は、様似川の上流域にみられるが、厚さ 1 cm~2 cm の砂岩頁岩互層である。層厚は、600 m までであろう。

東側の未分離白堊紀層⁹： 礼楽古の南西部に周囲を断層でかこまれて、ブロック状に分布している。

岩相は、楽古層の最下位の A 層にみられる縞状砂岩に似た砂岩と泥岩との互層であるが、岩質は軟弱で、いちじるしいちがひがみられる。

南北性の走向をしめし、直立している。層厚は、はつきりわからないが、600 m~800 m (700 m 土) と推定される。

エサマンベツ層 (Ce)

様似川上流およびエサマンベツ沢にそれぞれ分布しているほか、メナシュマン川にもわずかに分布している。

岩相は、おもに黒色頁岩からなり、石灰質団球をふくんでいる。かつて、この地層から、Ammonite を1個採取し、齋藤林次によつて、*Anagaudryceras sacya* (FORBS)? とされたが、くわしい記載はない。また、メナシュマン川に露出しているこの地層の中の石灰質団球から、化石片 (*Turritella* sp.?) を採集したが、鑑定にたえるものではない。

層厚は、100 m 前後とおもわれる。

III. 2. 3 新第三紀層

変成帯の東・西の両側に、新第三紀層のせまい分布がみられる。このうち西側のものは、わりあい広く分布しており、化石をおおく産するが、東側のものは全く化石を産せず、岩質から第三紀層であろうと推定されるにすぎない。

新 富 層 (TSh)

変成帯の西側に分布している新第三紀層である。南は滝の沢からメナシュマンベツ川、ニオベツ川、メナシュマン川の各流域にひじょうにせまく帯状に分布しており、さらにその延長は、図幅地域外のルテンベツ沢、神威岳図幅地域内までしられている。

岩相は、おもに礫岩からできているが、ニオベツ川では 上位に灰褐色を呈する中粒砂岩がみられる。また、滝の沢や図幅地域外になるメナシュマンベツ下流では泥岩がみとめられる。

礫岩は、灰色から淡緑色を呈する中粒砂岩と黒色粘板岩の礫が主体で、赤、白、緑色チャート、石灰岩、輝緑岩および緑色岩の礫もふくまれている。礫種の地域別の特ちようは、滝の沢では石灰岩礫があるが、北部地域にはみられない。また、様似川上流部のものにはチャートが多い。エサマンベツ沢、ニオベツ川では、礫の中に、まえにのべた白堊紀層の中の石灰質団球が、わずかであるがみとめられる。

下位層との関係は、断層で接しているが、ニオベツ川では、せん断をうけてはいるが、不整合関係が、わずかにみとめられる。

層厚は、約 350 m である。

化石は、様似川上流部に発達している礫岩の中に、はき溜め状におおく産するが、保存はよくない。北部の砂岩に含まれるものは、保存が良い。このなかには、つぎのような化石を産する。

Yoldia (C.) cf. *notabilis* Yok.

Acila (A.) *vigilia bremsis* Nag. et Huz.

Glycymeris sp. ?
Chlamys sp.
Volsella sp. indet.
Macoma sp. nov.
Macoma sp.
Venericardia sp. nov.
V. sp. nov.
V. *abeshinaiensis* OT.
Spisula onnechuria (OT.)
Mercenaria iizukai KAN.
Paphia sp. nov. a.
P. sp. nov. b.
Panope japonica ADAMS.
Mya cuneiformis BÖHM.
Turritella fortilirata YOK.
Neptunea modestus KUR.
Natica sp.
Mitrella lischkei SMITH.
Echinarachnius sp.

札 楽 古 層 (TSa) (北海道大学理学部地質学鉱物学教室・魚住悟氏の鑑定による)

この地層は、楽古川流域のかぎられたところに分布をしめしているにすぎない。層厚は、250 m 土である。

岩相は、黄灰色の頁岩から構成されているが、部分的に楽古の薄層をはさんでいる。

下位層との関係は、断層で接しており、全般的に破碎されているので、その構造はあきらからでない。

III. 3 変成岩類およびミグマタイト類

この地域の変成帯を構成している変成岩類およびミグマタイト類は、岩質によつてつきのようにわけることができる。

ホルンフェルス類

片 岩 類

片 麻 岩 類

ミグマタイト類

III. 3. 1 ホルンフェルス類

ホルンフェルス類は、おもに、変成帯の東側に分布している。ここでは、外帯をつくるふつうの塊状ホルンフェルスと、内帯をなす片状ホルンフェルスの2つにわけられる。

ホルンフェルス (Ho)

変成帯の東側にそつて、3 km~6 km の幅で分布している。暗褐色を呈する細粒塊状の岩石である。しかし、変成帯中軸にそつた約 1 km ほどの間には、NW~SE の方向性をもつよわい片理がみとめられる。岩石の再結晶の度合は、ほとんど全域にわたつてよわく、原岩の堆積時のラミナがよく保存されている。原岩の構造が、再結晶作用によつて失われるのは、つぎにのべる片状ホルンフェルスに、ひじょうに近い地域に発達しているものだけである。

けんび鏡下の観察でも、一般に原岩の組織はよく保存されている。新しくできた鉱物は、原岩の碎屑物質の間にできた、細かい斜長石、石英、黒雲母などである。斜長石は、0.1 mm 以下で、そのほとんどが単晶である。An % = 28~36、石英も細粒で、波動消光はほとんどみられない。黒雲母は、不規則な細片状で、炭質物のおおい部分に、ひじょうに少く、X = 淡褐色、Z = 褐色、の多色性をしめす。ところによつては、1 mm ほどの堇青石をふくんでいることがある。

片状ホルンフェルス (SHo)

この岩石は、変成帯中軸部の東側を形成している。ホルンフェルスと綺状黒雲母片麻岩との間に、幅 100 m 内外の帯状に発達している。ところによつては、綺状黒雲母片麻岩の岩体中に、その走向に平行して、せまい帯状にのこされていることもある。このような産状は、図幅地域の南東部にみとめられる。また、このほか、片状ホルンフェルスは、図幅地域の西南端で、隣接する梶泉図幅との境界附近に、日高層群の中に、まわりを断層でかこまれて分布している。

この岩石は、片状構造の発達した黒雲母ホルンフェルスであるが、一般に、剝離性はよわい。しかし、野塚川上流に露出しているものは、いちじるしい剝離性をしめしており、むしろ黒雲母片岩にちかい岩質のものである。この岩石に発達している片理は、隣接の綺状黒雲母片麻岩の片理に整合的な発達をしめしている。つまり、この岩石は、塊状のホルンフェルスに、綺状黒雲母片麻岩の形成をもたらした変成作用と、構造運動がくわえられたために形成されたものと考えられる。

この岩石をけんび鏡下で観察すると、つぎのようである。

塊状のホルンフェルスにくらべて、片理に平行に黒雲母が配列し、しばしば石英のストリークを形成している。再結晶は完全であるが、粒度はまえのものとききなちがいはない。斜長石は、0.1 mm 以下で、単晶がもつともおおく、これについてアルバイト双晶

がおおい。An % = 28~36 である。石英も、0.1 mm 以下のものがおおい。しかし、片理に平行して、球数状に集まっている部分では粗粒で、0.5 mm 以上にも達する。黒雲母も細粒で、X = 淡褐色、Z = 褐色の多色性をしめし、いくぶん粗粒な黒雲母が斑点状にあつまっている部分もある。これらの鉱物の間には、少量の絹雲母、ジルコン、電気石などがみとめられる。

図幅地域の西南端に分布している片状ホルンフェルスも、鉱物組合せ粒度、組織など、まえにのべたものと、ほとんどおなじである。しかし、斜長石が斑状変晶として成長しているのが持ちようである。

III.3.2 片岩類

片岩類としたものは、いずれも変成帯西縁部にある衝上断層のちかくにせまく分布している、緑色片岩と斜長石斑状変晶黒雲母片岩とである。

緑色片岩 (GSh)

この岩石は、シロチノミの沢とメナシュンベツ川の衝上断層附近によく露出している。岩質は緑色片状で、黒色の千枚岩質の岩石、互層状にはさんでいる。シロチノミの沢では、塊状の輝緑岩質の岩石が破碎され、ミロナイト様の岩質にかわつており、さらに、斑稜角閃岩のちかくでは片理の発達がいちじるしくなり、ふつうの緑色片岩にうつりかわる過程を、かんさつすることができる。このような現象は、この地域の緑色片岩の原岩が、輝緑色質岩で、衝上断層に関係のある構造運動によつて、緑色片岩になつたことをしめしている。

この岩石を顕微鏡下で観察すると、つぎのようである。

0.1 mm 以下の細粒の葉片状緑泥石、絹雲母、および粒状の緑れん石が平行に配列している。なお、これらの中に、縞状に不透明鉱物のおおい部分が発達している。また、斑稜角閃岩の近くに分布するものには少量の角閃石がみとめられる。さらに、しばしば、細粒の石英と斜長石からできているレンズ状の集合体が発達している。片理の発達はあまり規則正しくはなく、一部の片岩は、いちじるしい微褶曲構造をしめしている。この微褶曲は、翼部に裂開をともなつていて、そこは、粗粒のモザイク状石英によつてうづめられている。また、石英一方解石脈が不規則に発達している。

緑色片岩の原岩とみられる岩石は、シロチノミの沢で観察される。これを、けんび鏡下で観察すると、つぎのようである。

いちじるしく破碎されているが、そのなかに、単斜輝石と長柱状斜長石がオフィテック構造をしめしている部分が残つている。そして、いちじるしい緑泥石化と炭酸塩化をうけている。

斜長石斑状変晶黒雲母片岩 (PSh)

この岩石は、変成帯の西側の衝上断層の東側にそつて、幅 100 m でいどで、細長く分布

している優黒質の片状岩である。そして、一般には、斜長石斑状変晶がぼつぼつとみられる。しかし、つぎにのべる斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩のように大きくはない。また、片理面の上には線構造の発達がけんちよである。メナシェンベツ川附近から北西部地域にかけて発達しているこの片岩は、斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩が圧砕によって形成されたものとみられる。圧砕作用のひじように進んだものは、千枚岩様の岩相をしめしている。この圧砕作用は、同時にいちじるしい珪化作用を伴っている。

圧砕をうけてない、代表的な斜長石斑状変晶黒雲母片岩を、顕微鏡で観察するとつぎのようである。

細粒の0.2 mmほどの斜長石、石英がモザイクに組み合わさっていて、この間に黒雲母がきれいな平行配列をしめしている。また、卵形をした0.5 mmていどの斜長石斑状変晶が、長軸をそろえてならんでいる。

圧砕をうけたこの片岩では、典型的なモルタル構造をしめしており、まわりを破砕された斜長石残斑晶と、それを取りまいて発達している破砕されて細粒化した斜長石、石英、黒雲母などから形成されている。斜長石はかなりよごれており、石英は細粒のものが片理の方向に集まって不規則なレンズ形をしめし、斜長石を置換している。また、黒雲母は、ストリークとして発達していて、いちじるしく撓曲しており、絹雲母や緑泥石にかわつているものがすくなくない。これら2つの岩相とも、斜長石のAn% = 26~38で、石英は波動消光をしめし、黒雲母は、X = 淡褐色、Z = 褐色~赤褐色の多色性がいちじるしい。副成分としては、ざくろ石、燐灰石、ジルコン、方解石、不透明鉱物などがみとめられる。

III.3.3 片麻岩類

片麻岩類は、脊梁のミグマタイト帯の両翼に分布している。まえにのべたように、中軸帯の東・西両翼では、岩質や発達の規模にいちじるしいちがいがある。西翼の片麻岩類は、斜長石の斑状変晶がけんちよで、片理の発達がいちじるしく、また、ひろく分布していて規模が大きい。これに対し、東側の片麻岩は、比較的単調な岩種で、分布の幅もせまい。

なお、この地域には、発達している片麻岩類には、つぎのようなものがある。

縞状黒雲母片麻岩

斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩

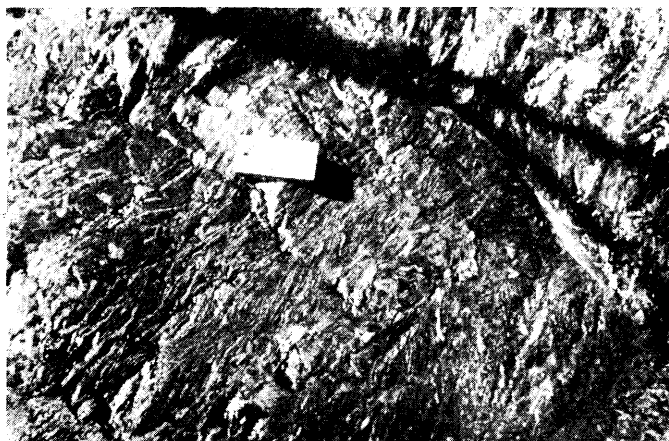
ミグマタイト質片麻岩

縞状黒雲母片麻岩 (BGn)

縞状黒雲母片麻岩の発達の状態は、2つにわけることができる。その1つは西広尾川上流から野塚川上流にかけて、ミグマタイト帯の東縁に附着するような分布をしめすもので、その東側は、片状ホルンフェルスと接している。これに対し、図幅地域の南東部の中広尾

川から美幌川にかけての地域では、縞状黒雲母片麻岩はミグマタイトの岩体内にはさみこまれている。含草靑石黒雲母ミグマタイトのなかには、この縞状黒雲母片麻岩の岩塊が、ハレオゾームとして、しばしばみとめられる。この片麻岩と片状ホルンフェルスとは漸移している。そのうつりかわりのようすは、片状ホルンフェルスの片理に平行して優白質の縞がしだいにおおく発達するようになり、それとともに粗粒となつて、縞状黒雲母片麻岩にかわる。

この片麻岩は、黒雲母を主とする優黒部と、斜長石、石英を主とする優白部とが、いちじるしい縞状構造をしめしている。一般に、線構造の発達はやよい。



第4図 縞状黒雲母片麻岩（野塚川）

顕微鏡下の観察は、つぎのようである。

全体として斜長石、石英、黒雲母がモザイク構造をしめしている。黒雲母は方向性をしめしている。このなかにはホルンフェルスの残存組織はほとんど残されてない。

優白部にくらべて、優黒部は、黒雲母の量がおおく、斜長石、石英の量は少ない。各鉱物の性質は両者ともおなじである。

斜長石は、0.5 mm 以下のものがおおく、片状ホルンフェルスにくらべて、いちじるしく自形性がつよくなつている。An % = 30~42 のもので、アルバイト双晶と単結晶がおおい。石英は、斜長石と、ほぼおなじ粒度である。ときどき 2 mm~3 mm の斑状変晶がみられることがある。一般に、よわい波動消光をしめしている。黒雲母は、X = 淡褐色、Z = 褐色の多色性をしめす。また、少量の白雲母、燐灰石、ジルコンがみとめられる。

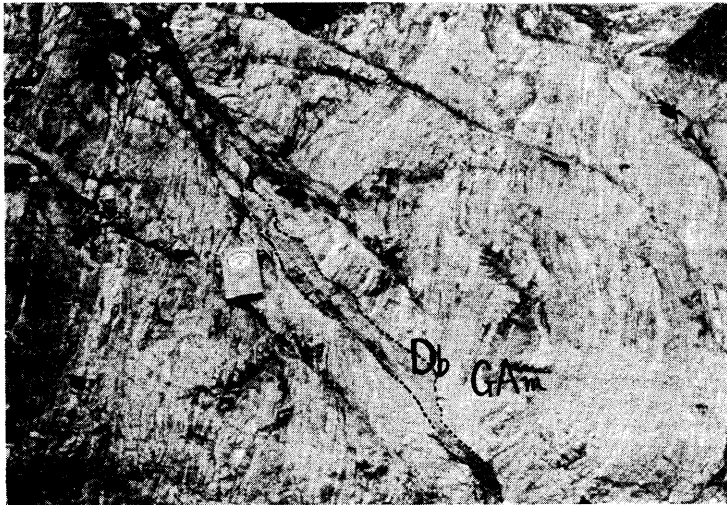
斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩 (PGn)

この岩石はミグマタイト帯の西側に発達している変成帯の大半をしめていて、角閃岩類

の整合的な岩床と互層している。この片麻岩帯は、北西に隣接している神威岳図幅から、この図幅地をとおり南につらなる幌泉図幅にのびている。しかも、北方地域ではその幅はせまく、南部ではその幅は広がっている。片麻岩の片理は、これに対応して、北では東に急斜しており、南ではゆるく、ときには水平の部分さえもある。したがって、岩帯の真の厚さは、北部地域も南部地域もあまりちがわぬものであろう。

斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩は、斜長石の大きな斑状変晶をふくみ、片理のあきらかな片麻岩である。大きな斑状変晶は、特定の部分にいちじるしくみとめられ、一般に、縞状片麻岩に似た縞状構造をもつことがおおい。片理は部分的にいちじるしく、微褶曲をしており、介在している角閃岩もおなじような褶曲をしている。この片麻岩の西側の地帯——あとからのべる緑色角閃石角閃岩帯——および他の地点では、ざくろ石をいちじるしくふくんでいる。また、局所的ではあるが、メナシェンベツ川中流部では、含珪線石堇青石黒雲母片麻岩もみとめられている。

顕微鏡下の観察は、つぎのようである。



第5図 斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩とレンズ状の緑色角閃石角閃岩 (GAm)と、これらを貫く変輝緑岩脈(Db) (メナシェン川)

細粒の斜長石と、石英がモザイク組織をつくり、そのなかに、1mm~3mmの卵形をした斜長石斑状変晶がみられる。黒雲母は、これらの間に、方向性をもつて配列しているが、斜長石の斑状変晶にせつするものは、いちじるしく撓曲しており、斑状変晶の間をぬうような形をしめしている。この斑状変晶は、石英や黒雲母をつつみこんでいるが、この中の黒雲母は、平行配列や撓曲をしていない。斜長石斑状変晶は、アルバイト双晶

をつくるものがおおく、(010)の面が、片理に平行に配列するものがおおい。An % = 32~42である。細粒の斜長石も An % はほとんど変りがなく、30~40くらいである。石英は、一般に粗粒で、波動消光をしめている。黒雲母は、X = 淡褐色、Z = 褐色の多色性がいちじるしい。なお、斜長石斑状変晶のなかにふくまれているものは、いくぶん色が濃い。このほか、部分的に、正長石が濃集することがある。副成分鉱物としては、絹雲母、燐灰石、ジルコン、不透明鉱物がみとめられる。

珪線石堇青石黒雲母片麻岩は、メナシェンベツ川とエオルグシェナイ沢との出会の附近に、褐色角閃石角閃岩と互層状に観察される。

この岩石は、堇青石の斑状変晶で特ちようづけられる。堇青石は長径 3 mm~5 mm で、片理の方向にひきのばされており、石英、黒雲母、不透明鉱物、せんい状珪線石を多数ふくんでいる。斜長石および石英は 0.2 mm~0.5 mm のモザイク結晶で、いずれも新鮮である。黒雲母は明るい褐色の葉片状のもので、堇青石をなかばつつみ、部分的に堇青石を黒雲母化している。また、この岩石のなかには、石英、斜長石、堇青石(珪線石をふくむ)からなる優白質のシェリーレンが、片理に平行して発達していることがある。

なお、このような片麻岩と共生する岩石は、堇青石ざくろ石黒雲母片麻岩である。

ミグマタイト質片麻岩 (MGn)

斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩の分布している地域、例えば、図幅地域の南部のパンケ川からベンケ川にいたる地域、メナシェンベツ川中流、ニオベツ川上流およびソガベツ川上流などに、塊状のトナル岩質の岩石が、幅 100 m 内外でプール状に発達している。このトナル岩質岩石は、石英・斜長石および黒雲母からなり、外観は含堇青石黒雲母ミグマタイトに似ている。この岩石をミグマタイト質片麻岩という。ミグマタイト質片麻岩と変晶片麻岩との境界附近には、おおくのばあい角閃岩が介在している。

変晶片麻岩が境界近くでいちじるしい微褶曲をしめすのに対して、ミグマタイト質片麻岩は塊状で、時どきふくまれている片状の片麻岩質岩石は、水平または緩傾斜の片理をもっている。また、このミグマタイト質片麻岩は、含有している角閃岩を交代変成して、紫蘇輝石・ホミング角閃石を形成しており、交代にさいして角閃岩をブロック状に破碎している。このような交代変成のようすは、変晶黒雲母片麻岩にはまったくみられない。

ミグマタイト質片麻岩の粒度は、ふつう 1 mm~2 mm でいどで、他形粒状またはモザイク粒状構造をしめている。

斜長石は、尖みのある 1 mm~3 mm の半自形ないしは他形様の結晶である。アルバイト双晶とカルスバード双晶がいろいろまじりあっていて、累帯構造はみとめられない。An % = 35~40 といどである。ときには、微細な斜長石粒や、片状の黒雲母結晶を包有している、斑状変晶としての形をしめているものがある。石英は、2 mm 以下の粒状結晶で、

斜長石などの間をうずめている。黒雲母は、ミグマタイト類にふつうにみられる赤褐色を呈するもので、葉片状結晶があつまっている。

この岩石には、副成分としてつぎの鉱物がみとめられる。

ざくろ石の微細な結晶は、わずかではあるが、すべてのミグマタイト質片麻岩に、ともなわれている。カミントンセン石は、微細な集合体をつくつて散在していることがあり、結晶個体には自形性はまつたくない。しかも、黒雲母によつて置き換えられており、まわりに黒雲母の集合する反応縁ができています。まれに、カミントンセン石の中心に紫蘇輝石をみることがある。

このように、この岩石が副成分に特異な組成をもつことは、あとでのべるように、片麻岩ばかりでなく角閃岩類をもいちじるしく交代して形成されたことをしめすものと考えられる。

III.3.4 ミグマタイト類

ミグマタイト類は、変成帯の中核部を形成して広い範囲に分布しており、図幅地域をNW~SEに横切つて発達している。その最大の幅は、パンケ川上流で5 kmにも達している。なお、つぎの3種類ミグマタイトに区分することができる。

含堇青石黒雲母ミグマタイト

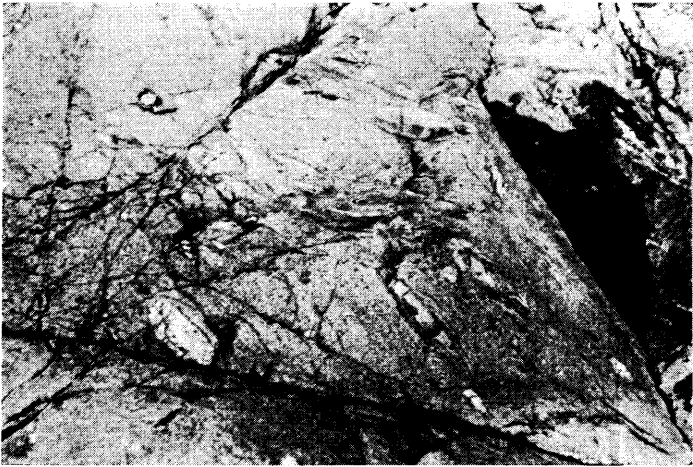
黒雲母ミグマタイト

花崗岩質ミグマタイト

含堇青石黒雲母ミグマタイト (CMi)

含堇青石黒雲母ミグマタイトは、ミグマタイトから構成される中軸帯の主要な部分を形成している。図幅地域では、その発達の状態から、3つの単位に区別することができる。その1つは、ミグマタイトの主軸となるもので、北は野塚岳の附近からほぼ山脈の主稜にそつて南東に走り、図幅の南端に達するもので、その延長約20 km、幅約5 kmの大きなレンズ状岩体を形成している。その2は、主軸の東側にある東広尾川上流から美幌川上流にかけて分布しているもので、この岩体の南東端は音調津川上流の山地のミグマタイトドーム^{15,17}に連続している。野塚川上流にも、この単位に相当する小さなレンズ状岩体がみられる。ほかの1つは、主軸の南西側にあるオピラ石第一支流から、幌泉図幅地域内にかけて¹⁶発達しているもので、この図幅地域内では、その一部しかみられない。これら各単位の境界部には、片状ホルンフェルス、縞状片麻岩が帯状にはさまつていて、これらの単位を分離している。なお、主軸と南西側のものとは、せん断帯で境されている。

含堇青石黒雲母ミグマタイトの岩質は、それぞれの単位岩体でもおなじ性質——トナル岩質——をしめしており、また、片理の配置、残存構造も各単位岩体は類似した性格をも



第6図 含堇青石黒雲母ミグマタイト，パレオゾームを多数ふくんでいる。
(メナシェンベツ川上流)

つている。このミグマタイトは、ふつう中粒から細粒のトナル岩質のもので、なかに径2 cm~4 cm の石英団塊をおおくふくんでいる。さらに、堇青石結晶が不規則に分布しているのがみとめられる。野外では、岩石の表面に赤いヤケが形成されている。

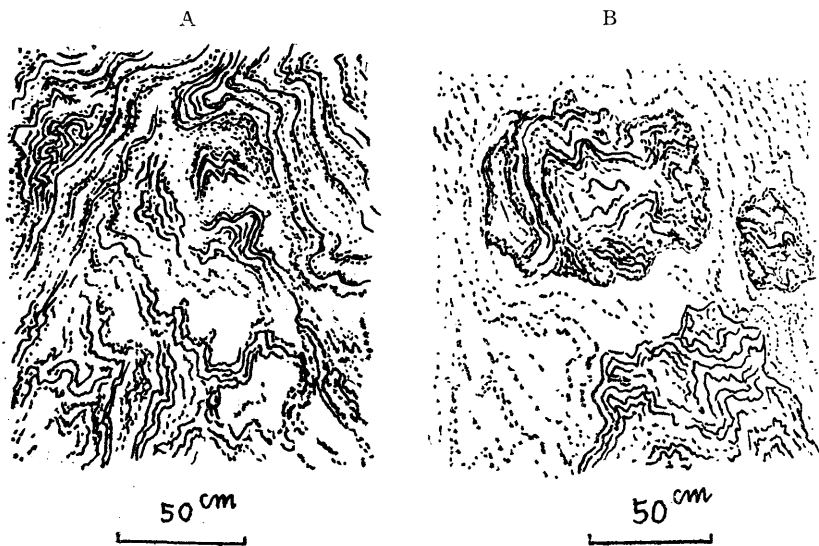
これは、含有する細かな磁硫鉄鉱の酸化によるためであろう。一般に包有物がおおく、石英団塊のほか、縞状黒雲母片麻岩、片状ホルンフェルス、あるいは堆積岩の中に見られる石灰質団塊などがある。ときには、いちじるしく褶曲した黒雲母ミグマタイト様の岩石、

閃緑岩質岩石，あるいは角閃岩などをふくんでいる。

含堇青石黒雲母ミグマタイトは，1 mm～3 mmの斜長石，石英，黒雲母がモザイク状にくみあわさっている。斜長石は累帯構造はほとんどみとめられない。おおくの結晶はアルバイト双晶をしめしており，まれに，カルスバード双晶がみられるにすぎない。An % = 28～36。石英の粒度はほぼ一定していて，径1 mm内外である。よわい波動消光がみられる。また，石英団塊のまわりには，不規則な大型結晶がおおい。黒雲母は，X = 淡褐色，Z = 赤褐色～褐色の多色性をしめす。一般に，白雲母もかなりみとめられる。ミグマタイトには，局部的に正長石のおおい部分がある。このばあいは，正長石と斜長石の間で，ミルメカイトをつくっている。堇青石は，とくに優黒質の部分におおくみとめられる。長径が1 cmに達する自形性のつよい結晶もあるが，おおくのもの，卵形の不定形結晶である。このほか，りん灰石，チタン石，ジルコン，不透明鉱物などを少量ふくんでいる。

黒雲母ミグマタイト (BMi)

黒雲母ミグマタイトは，含堇青石黒雲母ミグマタイトの主帯と，西側の片麻岩帯との間に帯状に発達しており，その分布は図幅地域の北半に限られている。この岩石は不均質な岩質のもので，片麻状構造の発達している部分や，塊状の岩相をもふくまれる。



片麻状岩にみられる特ちよう的な微褶曲構造（一定の褶曲軸を持たず片理に沿う剝理性が殆んどない）
（メナシエンベツ川上流）

周囲は堇青石ミグマタイトの中に団塊としてみられる片麻岩質の黒雲母ミグマタイト。特徴的な微褶曲構造を示す。
（メナシエンベツ川上流）

第7図 黒雲母ミグマタイト

主帯のミグマタイトと同様に、石英団塊はみとめられるが、重晶石はほとんどみることができない。

メナシェンベツ川上流に発達しているわりあい塊状の岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

斜長石、石英、黒雲母を主成分としている。斜長石は1 mm 程度の卵形あるいはモザイク結晶をつくり、それぞれの結晶は縫合状にせつしている。An % = 30。石英はレンズ状に細粒結晶が集まつており、ほかの鉱物に対し交代の性質をもっている。黒雲母は、X = 淡褐色、Z = 褐色の多色性をしめす葉片状結晶である。そして、厚さ 0.3 mm ~ 0.5 mm、ひろがり 4 mm ~ 5 mm の条線状集合を形成しており、そのなかに斜長石結晶をふくんでいる。それらはおれまがつたり、圧砕されたあととはまつたくない。

花崗岩質ミグマタイト (GMi)

この岩石は、おもに含重晶石黒雲母ミグマタイト帯のなかに、その一般走向とわずかに斜交して雁行状に発達するレンズ状岩体として発達している。岩体はふつう幅 100 m、その延長約 300 m 程度の規模のものである。しかし、同幅地域の南東部には、幅 400 m もある大きなものが集中している。

花崗岩質ミグマタイトにせつしている母岩の含重晶石黒雲母ミグマタイトは、いちじるしく片状をおびており、黒雲母が濃集して、ざくろ石の大きな斑状変晶をふくんでいることがおおい。これに対して、花崗岩質ミグマタイトは粗粒な優白質のもので、一般に片理を欠いている。そして、一部では、片状をおびた母岩のなかに層々進入の形で貫入しているばあいがある。

包有岩はわりあいに少いが、細粒の斑縞岩質岩石をとりこんでいるばあいがおおい。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

粗粒の斜長石・石英、カリ長石、黒雲母が、半自形または等粒変晶構造をもつてくみあわさっている。

斜長石は、2 mm ~ 4 mm の大きさと、やや不規則な半自形結晶をしめしている。アルバイト、ペリクリン、カルスバード式双晶がくみあつてよくみられる。

An % = 30 ~ 40。石英は不定形の粒状結晶である。カリ長石は、それらの間をうずめた形で発達しており、斜長石を交代してミルメカイト構造をつくつている。黒雲母は粗粒で、はつきりしたりんかくをもつ葉片状結晶である。おおくのばあい、斑点状に集合して産出する。X = 淡黄褐色、Z = 褐色の多色性がいちじるしい。副成分として、ジルコン、燐灰石などがみとめられる。



A)



B)

第8)図 花崗岩質ミグマタイト (メナシェンベツ川上流)

A) 花崗岩質ミグマタイトの露出

B) 含堇青石黒雲母ミグマタイトに対して, 層々侵入状の
関係をしめす花崗質ミグマタイト

III.4 火成岩類

この図幅地域には、ひじようにおおくの種類の火成岩類がみられる。これら火成岩類のそれぞれには進入している位置に関して、ある定まつた規則性がみとめられる。この規則性というはおもに構造的運動要素をあらわしている。また、火成岩類の岩質は進入した位置での変成作用の時期と、性格に密接な関係がある。このために、この地域では火成岩類は変成岩、ミグマタイト類の带状配置にむすびつき、おなじような岩質の岩石の带状分布をもたらせている。火成岩類にはつきのような岩種が見出されている。

1) 角閃岩類

緑色角閃石角閃岩

褐色角閃石角閃岩

輝緑岩質角閃岩

2) 斑禰角閃岩

3) 斑禰岩類

かんらん石斑禰岩

角閃石斑禰岩

閃緑岩質岩

4) かんらん岩

5) 花崗岩

6) 脈岩類

変輝緑岩

輝緑玢岩

玢岩

トロニウム岩

アプライト

III.4.1 角閃岩類^{*}

角閃岩類は、変成帯の両側の地域に、ほとんど限定されている。これらは、大小さまざまな規模で片麻岩類などの間、あるいは特定の構造的 위치에整合的な岩床状進入をおこなった岩石である。この地域には、うえにわけたような、3種類の角閃岩がみられる。3分

^{*} この岩石は変成岩の項でとりあつかうべきものであるが、あきらかに火成岩源であることと、説明の都合上、この項で説明することにした。

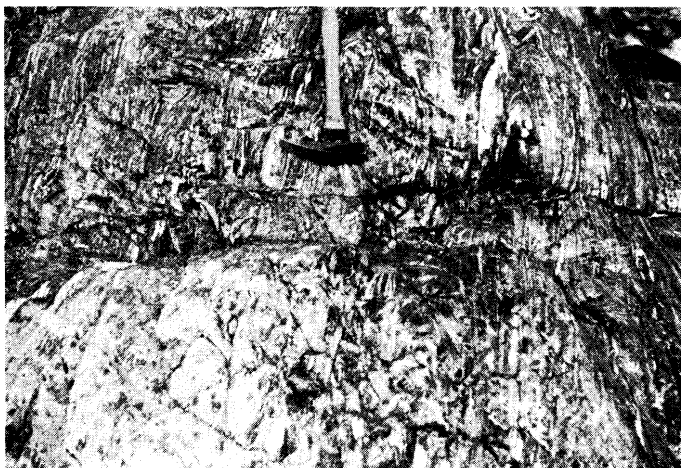
されたそれぞれが分布している位置には、つぎのような規則性がみとめられる。

緑色角閃石角閃岩は斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩の西はじの位置に帯状に分布している。また、褐色角閃石角閃岩は、おなじ片麻岩の東より、つまり中軸に近い位置に帯状に発達している。輝緑岩質角閃岩は、メナシュンベツ川より北西側の地域にしかみられない。この岩石は西翼の片麻岩類と、黒雲母ミグマタイト帯との境界部に分布している。この地域の西北部、ニオベツ川、ソガベツ沢上流では、この岩石ははつきりとした帯をつくっているが、メナシュンベツ川に近い地域では、ほかの角閃岩類の配置といくらか斜交し、2つあるいは3つのものが入りまじる傾向がある。

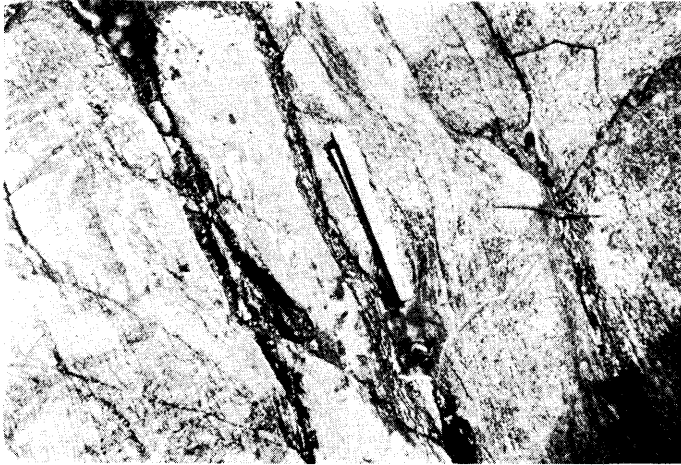
緑色角閃石角閃岩 (GAm)

この岩石は、斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩の西縁側に帯状に配列していて、ほとんど全域にわたつてみることができる。メナシュマン川、ニオベツ川では、その標式的な露出がみられる。ここでは、この岩石は幅 20 cm から 10 m ほどのレンズ状あるいは層状の形態をしめしている。この岩石は緑色角閃石で特ちょうづけられる、細粒で片理のけんちよな、そして、ち密な岩質のものである。

緑色角閃石角閃岩は、その岩体のまわりが、片理にそつて酸性物質の交替的滲入をうけ、角閃石黒雲母片麻岩質部分を層状に形成する。ニオベツ川、メナシュマン川では岩体全体が層状に交代変成されて、角閃岩と角閃石黒雲母片麻岩との規則正しい互層としてみられることがおおい。緑色角閃石角閃岩の母岩である片麻岩も、一般に角閃岩の発達している近くでは角閃石あるいはざくろ石をふくんでいる。したがつて、この角閃岩は、いちじる



第9図 緑色角閃石角閃岩 (ニオベツ川)



第10図 含石英角閃岩相（ニオベツ川）

しい交代変成作用と変形とを蒙つた岩石とみることが出来る。また、緑色角閃石角閃岩の一部のものは、圧碎作用をうけて、緑泥石化され、同時にいちじるしく珪化されて、含石英角閃岩とよんでよいような岩石にも変成している。ふつう、このような含石英角閃岩は変成帯西縁の衝上断層の近くに分布している。

これらの岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

交代変成作用のもつともすくない、ち密な角閃岩では、青緑色の長柱状をしめし0.5 mm～1 mmの角閃石が組成の60%をしめる。これらは長軸をそろえネマトブラスト構造をつくる。 $\angle Z = 20^\circ \sim 21^\circ$ 、斜長石は0.3 mmほどの粒状結晶である。双晶、累帯構造はほとんどない。An% = 45、石英は粒状結晶が集まり片理の方向に小さなレンズをつくっている。岩石によつては石英のいちじるしい注入がみとめられる。緑れん石は部分的に片理の方向にしたがい、またこれを切つて細脈として発達している。斜長石が分解するところではソーシエル石と共生している。

交代変成作用をうけた部分には斜長石斑状変晶黒雲母角閃岩、または角閃石黒雲母片麻岩質部ができ、母岩に漸移する。

この部分は斑状変晶構造が、斜長石の生長することにつくられる。斜長石は半自形的な1 mm～3 mmの結晶となり、内部に細かな黒雲母、角閃石、斜長石結晶をつつみこんでいる（An% 26～33）。角閃石は青緑色あるいは淡緑色で量的に減少する。黒雲母によつておきかえられる。黒雲母のいちじるしい加入は石英の発達とともに、角閃岩の片麻岩化を待ちようづけるものである。黒雲母は濃褐色を呈するものであつて、一般の片麻岩のものとはちがつている。片麻岩質部分の中あるいは角閃岩部との境界には、しば

しばピンクの色調をもつざくろ石がみとめられる。

含石英角閃岩はモザイク構造をしめしている。この岩石の斜長石は径 0.6 mm~1 mm の粒状、透明な斜長石 (An % 27~33) がおもなもので、原岩の斜長石 (An % 42~46) は汚れてなお残存している。石英は斜長石の結晶境界にそい、粒状結晶として生じ、ほかのほとんどすべての鉱物を置換している。角閃石は残存することがすくない。なお残るものはごくうすい黄緑色のもので、ぶどう石やチタン石をともなう。黒雲母もこの岩石では緑泥石にかわりチタン石を放出している。

つまりこの岩石は、緑色角閃石角閃岩らひどく珪化されて坐じたものとみられる。

褐色角閃石角閃岩 (BAm)



第 11 図 褐色角閃石角閃岩と斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩
(メナシュンベツ川中流)

褐色角閃石角閃岩は、斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩の岩体の東よりの地域、すなわち緑色角閃石角閃岩の分布地域の東側にそつて、ひじように数おおくの岩床状の整合的岩体をつくつて発達する岩石である。図幅の中央から北では、これらの岩床は NW~SE の方向にのび、NE 側に急斜する。これらの岩体は南部の地域でひじように緩傾斜をとり、ほとんど水平になっている部分がある。したがつて図幅地域ではこの角閃岩はいちじるしく幅がひろくみえる。この岩石はまえの角閃岩と異つて褐色角閃石で特ちようづけられている。もつとも変成のすくない部分では、この岩石はやや塊状、ち密質で、白色成分はひじようにすくない。これらは片麻岩とともに交代変成作用をつようけ、褶曲し、あるいはいろいろな岩質をもつ部分ができている。そのおもなものはつぎのようである。

含ざくろ石黒雲母角閃岩

含ざくろ石角閃石黒雲母片麻岩

カミントンセン石直閃石角閃岩

カミントンセン石紫蘇輝石斜長石岩

これらのうちカミントンセン石紫蘇輝石斜長石岩は、ミグマタイト質片麻岩の形成にと
もなわれる岩石で、カミントンセン石直閃石角閃岩は、ミグマタイト質片麻岩をとりまく
角閃岩中に、点々と見出される岩質部である。

褐色角閃石角閃岩のもつとも変成のすくないものを顕微鏡下で観察すれば、つぎのよう
である。

角閃石および斜長石を主成分とし、ところによつては微量の黒雲母をともなう。

角閃石は、帯緑褐色のものである。ふつうは $1\text{ mm}\sim 3\text{ mm}$ の半自形的なモザイク結
晶をつくっている。これらは主軸をそろえて配列をする。 $\hat{C}Z=22^\circ\sim 25^\circ$, $X=$ 淡黄褐～
淡緑褐, $Z=$ 帯緑褐色, 斜長石は径 $0.3\text{ mm}\sim 0.5\text{ mm}$ 内外のモザイク——パネディオモ
ルフ構造をしめす。しばしば角閃石の小さな結晶を包有する。 $An\% = 45\sim 60$ 。

パンケ川の中流地域には、まえにのべたものとはひじように岩質のちがう角閃岩が分布
している。この岩石は、まえにのべた角閃岩とくらべて、片理の発達がよくない。しかも、
このなかには、シェリーレン状に細粒の部分がみつめられる。

この岩石を顕微鏡下で観察すると、つぎのようである。

$0.4\text{ mm}\sim 1\text{ mm}$ の半自形の柱状あるいは葉状の褐色角閃石が、ほぼ、長軸をそろえて
配列している。このなかには、不規則な形をした紫蘇輝石や単斜輝石がふくまれており、
褐色角閃石とのあいだに、カミントンセン石のケリファイト縁を形成している。斜長石
は、これらの結晶間をうずめており、半自形の $0.2\text{ mm}\sim 0.6\text{ mm}$ ていどのもので、なか
には 2 mm にもたつする斑状変晶状のものがみつめられる。内部に粒状褐色角閃石を多
数ふくんでおり、また、輝石を包かしているものもある。 $An\% = 44\sim 60$, 角閃石は、
 $X=$ 淡褐色, $Z=$ 褐色の多色性をしめす。カミントンセン石は、細粒の葉片状結晶が集ま
つており、集合結晶の外側は、わずかに緑色角閃石にかわつている。また、単斜輝石は
紫蘇輝石よりおおい。

シェリーレン状の細粒部では、カミントンセン石は全くみられないが、そのほかは、
おなじ鉱物組合せである。各結晶は、 $0.3\text{ mm}\sim 0.5\text{ mm}$ ていどのもので、モザイク状に
くみあつている。このばあいも、斜長石 ($An\% 52\sim 60$) は、粒状の褐色角閃石を包か
している。まえのものとおなじように、単斜輝石は紫蘇輝石よりおおい。

含ざくろ石黒雲母角閃岩は、角閃岩と片麻岩との境界あるいは角閃岩のなかに層状、ま
たはレンズ状にできて、角閃石黒雲母片麻岩にうつりかわる。この交代の変成の過程は石
英のいちじるしい加入、角閃石が脱色、せんい状角閃石への変化、あるいは黒雲母による
おきかえなどでしめされるが、これにともなつて斜長石の斑状変晶 ($An\% 40\sim 45$ 程度)

が発達することがある。

カミントンセン石直閃石角閃岩はメナジュンベツ川中・上流に観察される。この岩石は褐色角閃石角閃岩を交代して形成されたもので、磁硫鉄鉱の鉱染、石英脈のしんとうをともなっている。

この岩石では、褐色角閃石が脱色して、せい状カミントンセン石に変化している。直閃石は 0.5 mm~1 mm の長柱状結晶で、みごとに配列している。斜長石はこの角閃岩では少量みられるだけである。

カミントンセン石紫蘇輝石斜長石岩は、北からソガベツ沢上流、ニオベツ川上流、メナジュンベツ川中流、ベンケ川などの地域に局所的に分布している。この岩石の発達している地域は、いずれもミグマタイト質片麻岩の分布している地域である。ここの褐色角閃石角閃岩は、一般に塊状のものであるが、ミグマタイト質片麻岩の形成によつて、破碎されている。カミントンセン石紫蘇輝石斜長石岩は、破碎され、片麻岩にとりかこまれたこの角閃岩の変成したものである。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

構成鉱物の大きさは、0.5 mm~1 mm ほどのもので、モザイク粒状構造をしめしている。斜長石は、0.5 mm ほどの他形結晶で累帯構造はみられない。カミントンセン石、紫蘇輝石の生長にともなつて、いくらか自形性をしめしている。An % = 60~50。褐色角閃石は、のこつていることがおおい。あるものは、カミントンセン石、紫蘇輝石におきかえられている。カミントンセン石、紫蘇輝石は一般に多量に集まつて、岩石中にクロットとして形成されている。しかし、これらの一部は、ふたたび不安定となつて、カミントンセン石だけの集合物になつている。石英および黒雲母のおもな形成期は、この最終の階程と考えられ、カミントンセン石はこの変成によつて帯緑色の単斜輝石におきかえられていることがおおい。

輝緑岩質角閃岩 (DAm)

図幅地域の中部から北部にかけての、ミグマタイト帯のすぐ西側には、まえにのべたどの角閃岩にも属さない、岩質のちがう角閃岩が、岩脈あるいは小さな岩床をつくり片麻岩帯との境目に帯状に分布している。メナジュンベツ川では、この角閃岩のなかに、もとの構造とおもわれる輝緑岩構造が、明らかにみとめられた。より北にあるニオベツ川やソガベツ沢の岩石は、交代の変成作用をつよくうけていて、輝緑岩構造はないが、産状を考えて、2つのものを同じ単位の角閃岩として、輝緑岩質角閃岩と名づけた。北部の地域では、輝緑岩質角閃岩はいちじるしく片麻岩化されている。したがつて片麻岩の中に大きなレンズ、または塊として残されているので母岩の構造とまつたく整合的に産出している。なお、この岩石は、この地域に隣接している「神威岳」図幅では、黒雲母角閃石片麻岩として記

載されている。ところが、メナジュンベツ川では、輝緑岩質角閃岩は、母岩の構造に斜交して発達している。この地域では、ほかの角閃岩類もこの近傍に露出するので、野外での識別はむずかしいが、整合的あるいは不整合的産出のようすは、区別する上では、有力な手がかりとなつている。



第 12 図 輝緑岩質角閃岩の残存岩体をふくんでいる黒雲母・角閃石片麻岩（ソガベツ沢）

メナジュンベツにみられる輝緑岩質角閃岩を顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

この岩石は、斜長石がいくらか斑晶をつくる粗粒玄武岩質構造をもっている。斜長石は 0.5 mm~1 mm の短冊状の結晶で、一方向にならんでいる。累帯構造はよく残されており、中核は汚れているものが多い。An % = 28~35 周縁は新鮮である。角閃石は青緑色ないし淡褐緑色で、細かな長柱状の結晶で、その中心に包有物として鉄鉱をふくんでいる。 $\hat{C}Z = 23 \sim 27^\circ$, X: 淡黄緑色, Y: 黄緑色, Z: 青緑色。これらの角閃石は黒雲母によって、顕著におきかえられている。黒雲母は濃色のものである。

ニオベツ川、ソガベツ沢でみとめられる岩石で、岩脈形をのこしており、変成のもつとも弱いものは、まえにのべた岩種とくらべて、大きなちがいはない。しかし、この地域では、輝緑岩質角閃岩は片理にそつて交代変成されている。斑状変晶状の斜長石 (An % = 25~27), 石英の晶出、淡褐緑色ないし淡緑色の角閃石の形成、黒雲母のいちじるしい発達、岩石の粗粒になることなどは、交代変成作用のあらわれである。

ニオベツ川では、同じ位置にしばしば含ざくろ石トナル岩質岩石が貫入している。

III. 4. 2 斑縞角閃岩 (Ga)

斑縞角閃岩は、変成帯西縁の衝上断層にそつて、幅 20 m~200 m で、新富東方山地、メ

ナジュンベツ中流，シロチノミ沢からニオベツ川にかけて，断続的に露頭がみられる。この岩石は，緑色の片状岩であり，とくに衝上断層ぞいでは圧砕がけんちよである。ところによっては，この片状岩の中に粗粒のソーニェル石斑縞岩が残存している。

この岩石を，顕微鏡下で観察すれば，つぎのようである。

淡緑色角閃石および斜長石がみとめられる。角閃石は，長柱ないし針状の結晶をしめしている陽起石質のもので，一方向に長軸を配列している。これらの間隙には，細粒の新鮮な斜長石が発達している。それらは $An\% = 10$ ていどの成分である。なかには角閃石が貫入していて，汚濁した斜長石がみとめられる。これらは，ソーニェル石はんれい岩に由来するものである。

III.4.3 斑縞岩類

この図幅地域の斑縞岩類は，ペンケ川下流域，ニオベツ川上流一帯，および変成帯の東側の美幌川を中心として発達している。ペンケ川の岩体は，この地域に隣接している幌泉図幅の中のオピラ岩体の連続部である。美幌川の岩体は，広尾図幅地域にのびて，音調津複合進入岩体をつくっている。大きくみると，これらの各岩体は，ミグマタイト帯と片麻岩帯との境めに進入したものである。

これらの斑縞岩類は，ミグマタイトと片麻岩とが空成して，それぞれの空間的位置をきめたあとに，進入したものであるが，一方では，ミグマタイト化作用の影響をいちじるしく蒙っている。

斑縞岩類は，岩質からつぎのように区分することができる。

かんらん石斑縞岩

角閃石斑縞岩

閃緑岩質岩

かんらん石斑縞岩 (OGb)

かんらん石斑縞岩は，十勝岳の北斜面および美幌川上流に露出している。十勝岳では，ミグマタイトを貫ぬき，角閃石はんれい岩および花こう岩と直接に隣りあつている。しかし，これら相互の進入関係はわかつていない。美幌川ではこの岩石，角閃石斑縞岩体の内部にみとめられる。おそらく花崗岩および角閃石斑縞岩を，ともに貫ぬいているものとおもわれる。かんらん石斑縞岩は，縞状の流理構造をもつ粗粒な岩石である。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば，つぎのようである。

優黒質の縞の部分は，かんらん石に富んでいる。かんらん石は，径1 mmほどの不定形の粒状のもので，集合して数 mmの大きさのクロットをつくっている。また，つねに輝石または褐色角閃石の縁をともなっている。輝石は半オフィティックな透輝石，紫蘇

輝石であるが、ポイキリティックな角閃石につつまこまれていることがおおい。斜長石は、2 mm~4 mm の大きさの半自形のような結晶でよわい累帯構造が発達している。An % = 55~60。優白質の縞の部分には、かんらん石や輝石はみられない。この部分の斜長石は、長軸を一方方向にそろえるような傾向がつよい。角閃石のほかに、チョコレート色を呈する黒雲母の発達が目だっている。石英もまれにみとめられる。

角閃石斑輝岩 (HGb)

角閃石斑輝岩は、ニオベツ川上流野塚岳付近、幌満オビラ右第1支流、美幌川^{*}などに発達している。それぞれの岩体はいくつかの岩相や岩質部に区別することができる。

輝石斑輝岩相 細粒角閃石斑輝岩相 角閃石斑輝岩相

また野塚岳付近では、この岩石はミグマタイト化作用をつよくうけているので、石英閃緑岩質岩石に移りかわるいろいろな岩相がみられる。

輝石斑輝岩相は、美幌川の岩体にはひろくみとめられる。

この岩石は、中粒で標式的なはんれい岩構造をもっている。斜長石は、長径 0.5 mm~1.5 mm の他形、または半自形の結晶である。累帯構造はよわい。An % = 39~46。紫蘇輝石は 0.5 mm~1 mm の長柱状、または半自形を呈している。普通輝石は、0.5 mm 程度の粒状の結晶である。緑褐色角閃石で縁どられていることが多い。角閃石の発達は、部分的にいちじるしい。これらは斜長石をつつまこんで半オフィティック構造をつくっていることがおおい。

細粒角閃石斑輝岩相は、野塚岳付近に発達している岩石で代表される。ペンケ川の角閃石斑輝岩もこの型に属する。

細粒角閃石斑輝岩相を顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斜長石は 0.5 mm~1.5 mm の短冊状ないし他形結晶である。短冊状ないし他形結晶である。短冊状の結晶からなる岩石は、輝緑岩構造をもっている。累帯構造は、よわいかあるいはまったくない。An % = 40~50。輝石は、普通輝石が斜方輝石よりもおおい。これらの輝石は、いずれも角閃石の核に不規則な形でのこつている。角閃石は淡緑色~褐緑色を呈しており、斜長石の間をうずめている。野塚岳の真下の岩石では、とくに黒雲母および石英が、交替的に発達している。

角閃石斑輝岩相は、細粒の岩相に、不規則なハッチの形で、ともなわれることがある。

斜長石は半自形的で累帯構造がみとめられ、それらの配列は不規則であるが、褐色角閃石のポイキロプラスト状の発達をともなっている。

また、このような粗粒の岩石が細粒部の中に縞状に発達している例もみられる。このよ

^{*} 地質図幅中で、この岩体は閃緑岩質岩になつているが、これは角閃石斑輝岩の誤りである。

うな岩石はパッチ状の角閃石斑縞岩とは、いくらか岩質がちがつている。たとえば、ニオベツ川の上流一帯の粗粒の角閃石斑縞岩では、黒雲母の片状結晶および斜長石の間隙を充填し、同時に斜長石を溶蝕している石英を多量にもつている。このように黒雲母や石英の発達のうちじるしい岩石は、角閃石をほとんどしない、斜長石も酸性化して、トナル岩または石英閃緑岩質の岩石となつている。

閃緑岩質岩 (Do)

この岩石の発達地域は、ニオベツ川上流からシコチノミ沢にかけての地域およびペンゲ川下流のキリブネイ沢からオビラルカオマップ第1交流にわたる地域である。ニオベツ川の岩体は、不均質な岩質部が入りまじつており、また、進入の形態も単純ではない。すなわち、岩体の中部には片麻岩類およびミグマタイト類が帯状にセプタをつくつてはさみこまれていて、それらによつて岩体は NNW~SSE にのびる、いくつかの小部分にわけられている。岩質はセプタの近傍ではとくに変化がいちじるしくノーライト質岩相がとくに発達している。

幌満の岩体では、セプタとして片麻岩類およびトナル岩質岩石などがみられる。しかし、ここではそれらの分布は明らかにされていない。

ニオベツ川の岩体は、おもに粗粒の岩石から構成されている。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

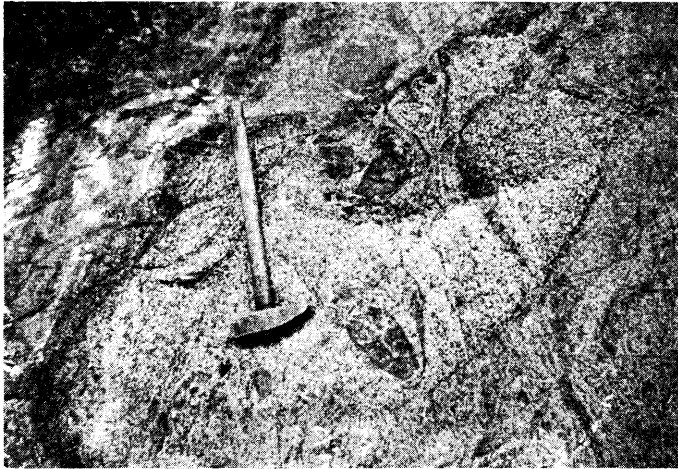
標式的な半自形粒状ないし斑縞岩構造がみとめられる。

斜長石は、3 mm~5 mm の半自形的短冊状の結晶がおおく、これらは場所によつては長軸をそろえて配列することがある。累帯構造はよわい。おおくのは複雑な複合双晶をしめしている。成分は、 $An \text{ \%} = 45 \sim 50$ 程度である。ほかの斜長石は、1 mm 以下の短冊状または粒状結晶であつて、これらは角閃石に包有されている。角閃石は、小形の斜長石を包有しており、大形の斜長石の粒間をうずめている褐色角閃石である。その中核の一部には粒状の普通輝石、ウラル石、カミントンセン石がふくまれることがある。 $\angle Z = 20^\circ \sim 25^\circ$ 。黒雲母は、石英にともなわれていて、それらの粒間に形成されている。標式的岩型ではあまりおおくはない。

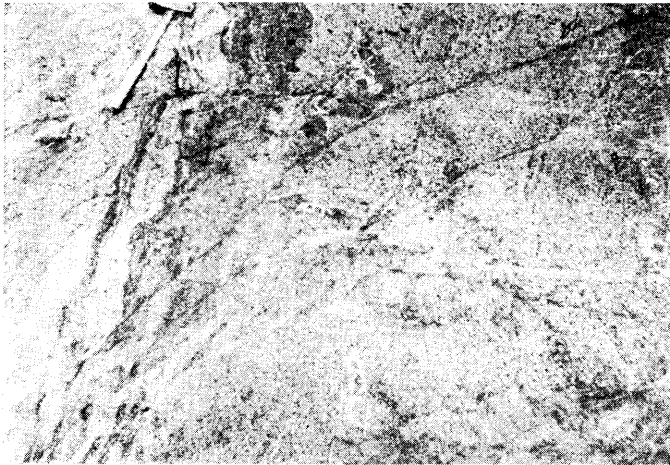
ノーライト質岩石は、閃緑岩質岩とセプタとの接触部に、数 m から十数 m の幅をもつて、つねに発達している。一般に、セプタと閃緑岩質とのあいだには、ノーライト質岩と閃緑岩質岩との縞状の互層が観察される。

ノーライト質岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

斜長石、紫蘇輝石、黒雲母および石英を主成分とし、角閃石はほとんどともなわれていない。斜長石は、2 mm~5 mm の短冊状の結晶 ($An \text{ \%} = 40 \sim 50$) と、その間隙をうめめる 1 mm 以下の短冊状の結晶または粒状の結晶とがある。一般に細粒の斜長石は、



A セプタをパッチ状にのこしている。



B 綫状のノーライト質岩と閃緑岩質岩

第13図 閃緑岩質岩 (ニオベツ川)

紫蘇輝石，黒雲母，石英とくみあつている。大形の斜長石の包有物は角閃石の微晶がおおく，輝石はまれである。紫蘇輝石は，赤褐色を呈する葉片状の黒雲母につつまれている。これは1mm~2mmの柱状結晶であるが斜長石に対しては他形性である。

閃緑岩が石英・黒雲母に乏しいのに反して，ノーライト質岩石は，輝石，黒雲母および石英で持ちようづけられていることは，注意すべきことである。

セプタの岩石は，流涎性岩体の間に挿入されており，含スピネル重晶石紫蘇輝石黒雲母

斜長石岩、含堇青石紫蘇輝石トナル岩質岩石などである。これらの岩石には分結的に生じた石英のプール、団塊がおおくみとめられる。

斜長石は、径 0.1 mm~0.3 mm のモザイク状結晶と、3 mm にも達する半自形の結晶がある。大形の結晶は、まえの粒状斜長石を消費して、あらたに形成されたものである。An % 45~50。岩石によっては曹長石が間隙を充填して、まえのものと交代して微ペグマタイト構造を形成していることがある。

スピネルは、小形の斜長石粒のなかに見出される暗緑色の微粒結晶である。紫蘇輝石はわりあい自形で 0.5 mm~1 mm の柱状の結晶が集合しており、このまわりに赤褐色の黒雲母が形成されている。あるいはまた、斜長石を包みポイキロプラストとなつていいる。堇青石は一樣には分布していない。石英は、スピネルをもつ岩型では量がすくない。これらは斜長石の間隙に黒雲母と共生しているほか、レンズ状や塊状に濃集しており、特ちようのある石英団塊を形成している。

III.4.4 かんらん岩 (Pe)

この岩石は、斑瀾角閃岩と斜長石斑状変晶黒雲母片岩との間に、幅 10 m から 200 m の大小様々の岩床岩体として、変成帯西限の衝上断層にそい点々と分布している。なかでも、メナジュンベツやニオベツの岩体は、比較的大きなものである。どの岩体の岩石も岩質的にはほとんど変化がなく、すべて斜方輝石かんらん岩とよばれるものである。一般に、露頭表面は蛇紋石化しているために黒つばい緑色を呈しているが、新鮮な割目では、淡い緑色味をおびただいだい色を呈している。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

かんらん石、斜方輝石を主成分として、少量の褐緑色のスピネル、時には陽起石質の角閃石がともなわれている。ひじように粗粒 (1.5×3.0 mm~2.5×5.0 mm) のかんらん石と斜方輝石のまわりを、細粒のかんらん石がうずめている、いわゆるモルタル構造をしめしている。粗粒な各結晶には、割目が発達しており、また、波動消光がけんちよである。輝石を置換して、少量の短柱状の角閃石がみとめられる。かんらん石は部分的に蛇紋石化している。斜方輝石は、しゅうへん双晶が発達している。これらは蛇紋石脈によつて貫ぬかれている。

なお、地質図上にはしめされていないが、メナジュンベツの沢の本流およびその支流のルベジュベの沢では、はんれい角閃岩の中に幅 5 m のかんらん岩体が見られる。このかんらん岩は、上にのべられたものとは、全く岩質のちがう異剝かんらん岩とよばれるものである。ルベジュベ沢の岩石には、チタン鉄鉱床が胚胎している。鉱床については、第 IV 項の応用地質のところでのべる。

III.4.5 花崗岩 (Gr)

花崗岩は、野塚岳頂上一帯の国境稜線より北にのび、おそらく豊似川上流部をへてカム

イ岳図幅の花崗岩体に連続するものであろう。この花崗岩は、ミグマタイトをその走向に平行して貫ぬいている。国境の西斜面ではミグマタイトを層状にのこしていることが観察される。花崗岩には2つの岩質部がある。その1つは細粒斑状黒雲母花崗岩で、ほかの1つは普通の中粒黒雲母花崗岩である。細粒の岩石は早期の岩相を代表するものと考えられ、中粒の岩相のなかに、N 25°W の方向性をもち東に急斜する配列をもつてならんでいる。この走向・傾斜は、ミグマタイトのはさみと並行している。

顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

典型的な花崗岩は、斜長石、正長石、石英および黒雲母からなりたつている。白雲母は、わずかに認められるだけである。

斜長石は長径 1 mm~1.5 mm の長い短冊状の結晶である。果帯構造が明らかである。成分は An % 30~15。石英は結晶境界の不規則な 0.5 mm 程度の粒状をしめしており、いくらか波動消光をする。正長石は、すべての鉱物の間隙をうずめて分布している。パーズ石構造をしめしている。黒雲母は、いくらか不規則な 0.5 mm 程度の葉片状のものである。緑泥石にかわつていることがおおい。

野塚岳の岩体では、ほぼ N~S 方向に Cross joint が発達しており、これにそつて輝緑玢岩の岩脈がみとめられる。

III.4.6 脈 岩 類

脈岩類は、玢岩をのぞきすべて変成帯の内部に分布されている。

a 変輝緑岩 (Di)

変輝緑岩は、図幅の北西部のメナシェマン川から北端のソガベツ沢にかけての狭い地帯に集中して貫入しており、岩脈群を形成している。このほかの地域では、ほとんど岩脈は発達していない。変輝緑岩は、変成帯の一般走向に斜交して、N~S 方向に貫入しているが、岩脈の延長は、堆積岩地域にはまつたくみられない。岩脈の規模は、幅 20 cm から 4 m で、塊状のち密な岩質のものである。黒雲母が形成されているために、ホルンフェルス様の赤紫ないし暗緑色を呈している。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

おもな鉱物は、斜長石と緑色角閃石で、このほか、黒雲母と少量の不透明鉱物とである。原岩の構造は失われているものがおおい。すなわち、内部の汚れた長柱状の自形斜長石のほかに、半自形で燐灰石を置換して多量の角閃石が不規則にくみあつている。角閃石は、まわりから黒雲母にかわつており、そしてさらに緑泥石にかわつている。自形の斜長石の内部は An % = 49~55 で、外側は An % = 42~43 である。半自形のもの、An % = 30 で、まわりの片麻岩のものとおなじである。

b 輝緑玢岩 (DPo)

輝緑ひん岩は、ニオベツ川の最上流また十勝岳南山腹に N-S 方向の岩脈群をつくり、花崗岩および堇青石ミグマタイト、さらに角閃岩はんれい岩などを貫いている。これらの岩脈は、まえにのべたように花崗岩の Cross joint にそつて明確な接触境界をもっているにもかかわらず、ミグマタイト地域のなかではミグマタイト化作用を蒙り花崗岩化されている。変成作用をもつともまぬかれた部分の岩石は、明瞭な斑状構造をしめしている。



第 14 図 含堇青石黒雲母ミグマタイト内における輝緑ひん岩岩脈の産状、ニオベツ川源流、部分的にミグマタイト化作用を蒙っている。

斑晶は、1 mm~1.5 mm の長柱状の斜長石、普通輝石および角閃石である。斜長石は新鮮ではつきりした累帯構造をしめしている。斑晶は内部は、An % 56~32 であり、外側は、An % = 23~36 である。また、長柱状結晶は、An % = 43 である。有色鉱物の斑晶は、長軸 1 mm、あるいは 0.3 mm ほどの自形をしめしているが、黒雲母によつて完全におきかえられている。石基は 0.3 mm の短冊状斜長石とその間隙を埋めている淡緑色を呈する粒状の角閃石からなる。これらの角閃石は、普通輝石から変化したものである。黒雲母のこまかな片状結晶も置換的に生じている。

c 玢 岩 (Po)

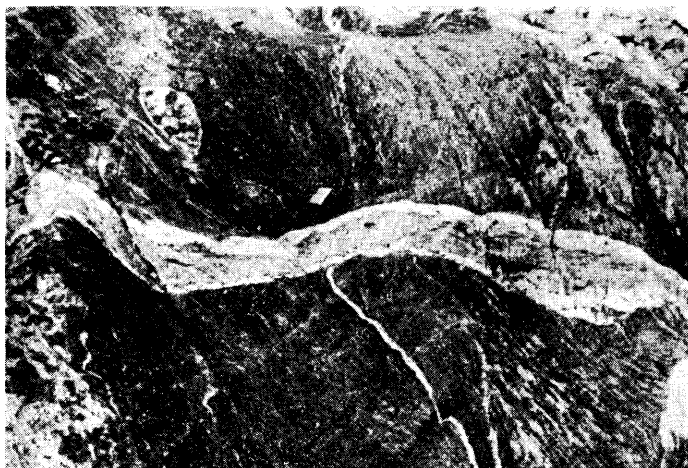
玢岩は、新富にただ一方所露出している。この岩石は灰白色の塊状で、日高層群を岩脈として貫ぬいている。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

斑晶として斜長石がみとめられる。斜長石斑晶は $0.7\text{ mm} \times 0.4\text{ mm}$ ないし 0.5 mm の半自形的結晶である。斑晶の量はすくなく大部分は 0.1 mm の短冊状斜長石およびひじょうに微細な粒状の斜長石の石基でしめられている。有色鉱物はみられない。石英も稀に 0.1 mm ほどのモザイク結晶としてみとめられる。岩石全体は、かなり炭酸塩化作用をうけ、汚れている。

d トロニウム岩 (Tr)

トロニウム岩は、この図幅地域のほうぼうで観察される。とくに、メナシェンベツ川中流やエオルクジュナイ沢のものがいちじるしい。これらは片麻岩を貫いて幅数 m の岩脈を形成している。なお、このような岩脈のほかには塩基性岩に貫入した小規模な発達をしめず類似の岩石もしられている。



第 15 図 トロニウム岩脈 (メナシェンベツ川)

メナシェンベツ川中流の岩石は、長径 1 mm の粒状ないし半自形的斜長石と、それらの間隙を埋めている細粒の石英、黒雲母から構成されている。副成分的に淡緑色の角閃石や、緑泥石がみられる。

エオベツ川上流の岩石は、 1 mm ほどの自形的斜長石の間を石英、曹長石、黒雲母が埋めたものである。石英と曹長石とは微ペグマタイト構造をしめしている。斜長石は、内部は、 $An\% = 33 \sim 59$ 、外側は、 $An\% = 20 \sim 33$ である。

e アプライト (Ap)

この岩石は、変成帯の稜側のホルンフェルス帯の中に、中軸帯にそつて点々といろいろの大きさのレンズ状岩体として分布している。一般に、まわりのホルンフェルスとのあい

だはせん断帯であり、両者の関係はあまりあきらかでない。しかし、野塚川のものでは、まわりに黒雲母片麻岩質の岩石をともなっており、また、美幌川では、ホルンフェルス交代して花崗岩質の岩相が形成されている。

岩質は、アプライト質、斜長石斑状変晶の発達する花崗岩質、およびトナル岩質など、いろいろのものがみられるが、ここではアプライトとして一括した。

代表的な岩相を顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

0.2 mm～0.5 mm の石英、斜長石、黒雲母などからなり、このほかにカリ長石が少量みとめられる。斜長石は、自形から半自形のもので、アルサイト双晶とカルスパット双晶がけんちよである。An % = 30～35、黒雲母は、葉片状あるいは柱状のもので、部分的には集合して、クロット状になっている。X = 淡褐色、Z = 濃褐色～赤褐色の多色性がいちじるしい。石英は、これらの鉱物を置換しており、さらに包かしているものがある。カリ長石は、最末期のもので、前にのべた各鉱物のあいだをうずめており、同時に各鉱物を置換している。このほか、りん灰石、ジルコン、絹雲母、緑泥石、不透明鉱物などが、少量みとめられる。

美幌川上流に露出している、斜長石斑状変晶の発達している岩相のものには、5 mm にもたつする柱状の斑状変晶斜長石が発達しており、同時に他鉱物も粗粒化している。

III.5 第四紀層

第四紀層は、河川にそつて発達している洪積期の段丘堆積物と、沖積期の崖錐堆積物および現河床堆積物に区分される。

III.5.1 洪積層

この地域を流れている大きな河川の流域には、河岸段丘の発達が、いちじるしい。これらは、次の3つに分けられ、それぞれ砂礫層をのせている。

洪積層 { 第3河段丘堆積物
第2河段丘堆積物
第1河段丘堆積物

第3河段丘堆積物は、現河床面より、5 m 内外の高さで、発達しているもので、最も分布の広いものである。

第2河段丘堆積物は、現河床から、20 m～40 m、第1河段丘堆積物は、120 m～160 m、とそれぞれの高さに発達している。第1、第2河段丘堆積物の発達は、変成帯の西側でけんちよで、東側はほとんどみられない。とくにその発達のいちじるしいのはメナシェンベツ川ぞいの地域である。堆積物は、砂礫および粘土である。

III.5.2 沖積層

これは、現河床のはんらん原堆積物がおもなもので、大きな河川の流域にみられる。

崖堆積物は、東側の変成帯と不変成帯の境界部に発達しており、変成岩の角礫、砂および粘土からなる。

III.6 地質構造

図幅地域の地質構造は、変成帯およびその両側にみられる堆積岩帯にそれぞれ持ちようのある、ちがった性質がみとめられる。大きくみると、NW～SEの走向をもつ変成帯に対して、両側の堆積岩帯の構造方向は、ともに斜交的である。しかも、変成帯をふくめ、中軸の東西には、あきらかな非対称的性格がみとめられる。

III.6.1 東側の堆積岩帯の構造

東側の堆積岩帯には、変成帯ののびにほぼ平行なせん断帯や断層が発達しており、さらに、N～SあるいはE～Wの方向性をもつ断層によって、地層はひじょうに擾乱されている。それにもかかわらず、堆積のラミナや互層状態をかかさずすると、それらの地層は、ほぼ南北の走向をもち、いくつかの褶曲軸がみとめられる。そして、変成帯から東へ向つて、順次上位層が分布している。堆積岩類がしめしているこのような構造は、東側の堆積岩帯の構造を持ちようづけている、もつとも重要なものである。この南北性の層理構造は、ホルンフェルス帯の中にまでも追跡することができる。しかし、中軸帯のちかくでは、その走向に平行な片理が発達しており、それとともに層理構造もN～Sの走向から中軸帯とほぼ平行なNW～SEの走向までかわつている。このような寧寧は、堆積岩帯の構造が、変成帯の形成のまえにできていたことをしめしているものであろう。

なお、東側の堆積岩帯に発達している構造線の形成は、おおよそ、E～W、N～S、NW



第16図 滝の沢に分布する、変成岩の巨礫をふくむ第2河段丘
基盤は、メナシェンベツ層D層

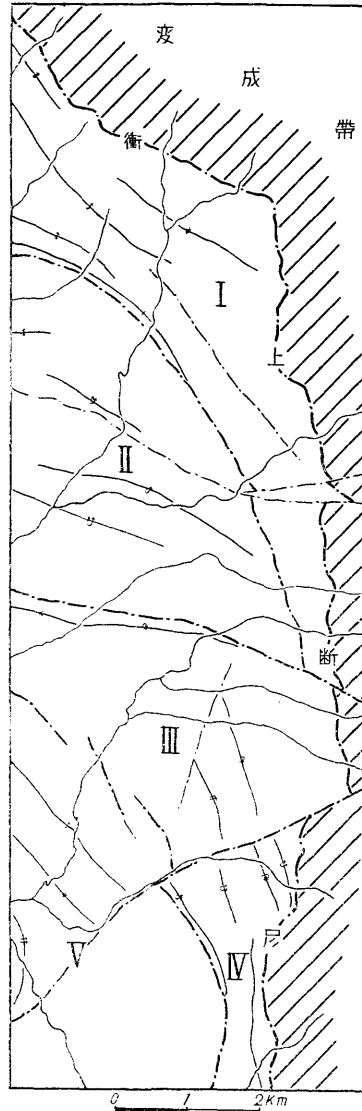
～SE の順であり、なかでも最後のものがもつとも大きいとみられる。

III. 6.2 西側の堆積岩帯の構造

西側の堆積岩帯の構造は、東側のそれとは、ひじょうにちがっており、構造運動の影響がよく現われていて、複雑な構造をしめしている。これは、衝上断層で変成帯と接していることや、新第三紀層をはじめ、白堊紀層、日高層群のけんちよな帯状配列などで特ちようづけられている。いまのところ、くわしく構造を解析することはむずかしいが、おおまかに5つの構造単位に分けることができる。これらを地質構造概念図にしめたように、I, II, III, IV, V帯として説明する。

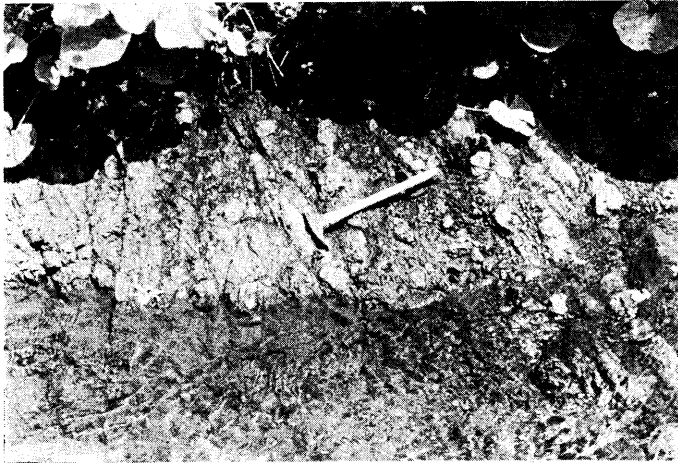
I 帯： この地帯は、新第三紀層と衝上断層との間にあつて、あとからのべる、III帯の東部や、IV帯とおなじように、日高変成帯の衝上運動の影響を一番激しくうけた地帯である。したがつて、低度の変成や破碎をともなうせん断がいちじるしく発達している。おおよその構造は、衝上断層にやや斜交する、 $N 20^{\circ} \sim 30^{\circ} W$ 方向のせん断、褶曲で特ちようづけられている。また、白堊紀層の存在などから考えても、激しい褶曲、りん片状構造をなしていると思われるが、くわしい構造は、わからない。

II 帯： この地帯の構造は、 $N 60^{\circ} \sim 80^{\circ} W$ 方向の褶曲、断層で特ちようづけられているが、これは、衝上断層と、いちじるしく斜交し、あとでのべる新第三紀層をかぎとした構造解析と考え合わせると、比較的古い構造の残つているものと考えられる。それで、新第三紀層の堆積後の運動で、強調・変形されたものであろう。



第17区 西側堆積岩帯地質構造概念図

III 帯： この地帯は、II 帯と V 帯の間の向斜部的な位置にあたり、東部の衝上断層ふきんは、I 帯とおなじ傾向の構造要素がつよいが、中央部、西部では、II 帯とおなじような、E~W 性の構造要素があらわれている。この地帯は、新第三紀層、白垩紀層の分布が、もつとも広いことも持ちよう的なことである。



第 18 図 様似川上流の衝上断層前縁のせん断帯

IV 帯： この地帯は、I 帯とおなじような位置にあり、その構造に似ている。しかし、破碎のていどは I 帯よりはむしろはげしい。これは、滝の沢以南の持ちようでもある。これらの構造は、低角度の衝上断層を生ずるような、変成帯内部の影響とおもわれるが、くわしくはわからない。

V 帯： この地帯は、N 20°~30°W 方向の断層と、N 70°~80°E 方向の断層とで、数ブロックに分けられてはいるが、II 帯とおなじように、古い構造を残しているらしい。とくに、この地帯の南部には、片状ホルンフェルスが発達しており、まえの構造が複雑であつたとおもわれる。

以上、簡単に西側の堆積岩類の構造をのべたが、このような構造解析にあつて、新富層の分布、構造および、せん断等が、ひじように役立つた。

すなわち、I 帯の新富層は、1) 細く帯状に分布しており、この北方延長は、神威岳図幅地域内までも追跡されている。これはどの沢でも、急傾斜で、なかには、逆転している所もあるが、例外なく西側が上位である。とくに、ニオベツ川では、断層で乱されてはいるが、不整合の部分が、わずかにみとめられる。2) また、この分布地域で、新富層と西側 (II 帯) の口高層群との接触部は、ほとんど垂直な断層であり、せん断は、新富層の分布と

平行で、新富層よりむしろ日高層群につよくあらわれている。しかもそれは、 $N 60^{\circ} \sim 80^{\circ}$ W 方向のせん断を切っており、西にゆくにしたがつて弱くなっている。

したがって II 帯のおおまかな構造は、すくなくとも、新富層堆積前のものが、おおく残されているものとおもに考えられる。

また、新富層の帯状分布は、I 帯と II 帯との境界と一致しており、この構造線は、衝上断層というよりは、むしろ I 帯の西縁が II 帯にもぐりこむような構造線ではなからうかと推定される。また、この構造線は、新富層の堆積にも影響している可能性が大きい。

III 帯の新富層では、3) エサマンベツ沢で、白堊紀層中に含まれている石灰質団球と同質のものが、礫岩の中にふくまれている。また、チャートの礫が多く、とくに、滝の沢では石灰岩の礫がみられる。このようなことは、白堊紀層の広い分布、V 帯に多くの石灰岩があることなどから考えても、新富層の堆積時には、すでに日高層群が、現在に近いひろがりをしていただと考えられる。それは、新富層の分布と、白堊紀層の分布とが、だいたい一致することから考えて、あるいは白堊紀層堆積前の構造ではないかとおもわれる。

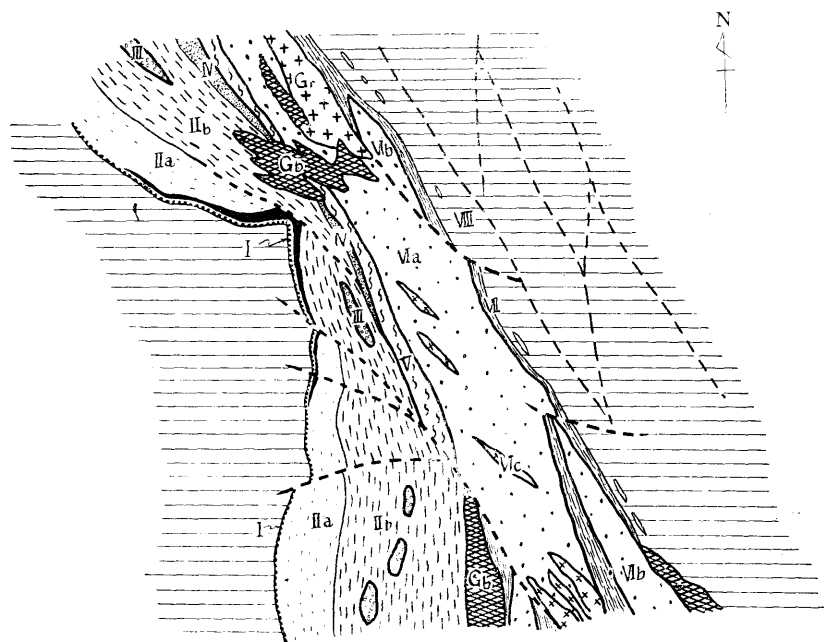
このようなことは、この地域ばかりでなく、西舎、神威岳図幅地域内でも、推定される。また、将来にのこされた問題ではあるが、新富層の礫岩の礫には、変成岩がまつたくみあたらないが、同時代の堆積とおもわれる、襟裳層群の礫岩のなかに、花崗岩、変成岩礫があるといわれている。このようなことは、日高変成帯の浮き上りの形態によるものか、新富層の堆積盆の形態によるものか、ひじょうに興味のある問題である。

III. 6.3 変成帯の構造^{15, 16, 17, 20}

変成帯の内部構造は、きわめて複雑で、まだ不明の点がおおい。しかし、おおまかにみれば、変成帯の中核をしめるミグマタイト帯を中心として、いろいろの変成岩類や火成岩類が帯状に配置されていることが、基本となつている。

ミグマタイト帯の構造

この地域のミグマタイト帯は、3つの単位にわかれている。すなわち、図幅地域の中央部に位置する主帯と、その南東側に位置し、幅せまくつづく音調津ドーム、および、オビラ右第 1 交流からはじまつて、隣接する幌泉図幅地域内にかけてひろがつている主帯の西側に位置しているものが区別される。これらは雁行状に配置されており、相互の間には、縞状黒雲母片麻岩や片状ホルンフェルスをはさんでいる。とくに、主帯のミグマタイトと音調津ドームのミグマタイトとの移り変りの状態をみると、それぞれのミグマタイトを包んで片麻岩が分布し、それぞれの片麻岩の間には片状ホルンフェルスがはさまれて、2つの構造単位の境界をあきらかにしている。このような構造は、ミグマタイトが、地下深処



- I: 衝上断層帯
 II: 斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩帯
 IIa: 緑色角閃石角閃岩 IIb: 褐色角閃石角閃岩
 によつて、それぞれ特徴づけられる。
 III: ミグマタイト質片麻岩
 IV: 輝緑岩質角閃岩侵入帯
 北部では黒雲母、角閃石片麻岩の帯となる。
 V: 黒雲母ミグマタイト
 VI: ミグマタイト帯
 VIa: 含堇青石黒雲母ミグマタイト主帯
 VIb: 含堇青石黒雲母ミグマタイト副帯
 VIc: 花こう岩質ミグマタイト
 VII: 縞状黒雲母片麻岩および片状ホルンフェルス帯
 VIII: ホルンフェルス帯
 Gr: 花こう岩 Gb: 斑礫岩および閃緑岩質岩

第19図 楽吉岳図幅域内の構造図

で形成された初期から、いくつかの中心に分れて、それらがすでに雁行状の配置をとつており、それぞれ廻りに形成された片麻岩や片状ホルンフェルスを押しあげるとともに、そ

れらを交代したことによつて、つくられたものと考えられる。

花崗花質ミグマタイトは、こうしたミグマタイト帯の形成におくれたある時期にできた雁行状の割目に入りこんだと、解釈されるような分布をしめしている。この種のミグマタイトは、まわりの岩石を交代してできたものがおおいが、なかには、あきらかに進入したとみられるものもある。

ミグマタイト帯の両側の構造

ミグマタイト帯の両側に分布している岩石は、片麻岩や角閃岩などのように、いちじるしい片理をもっていることによつて持ちようづけられる。この片理は、全域にわたつて、おおよそ東落しの傾斜をしめしており、その傾斜の角度は、変成帯が幅広くあらわれている南部では、東側が $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ でいどであるのに対して、西側では、 $0^{\circ}\sim 40^{\circ}$ となつており、いちじるしく低角度である。変成帯の幅がせまくなる北西部では、東西とも一様に $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$ となり、かなりの急傾斜をしめしている。このことは、北部地域では、それぞれちがつた岩石種から構成されている岩帯（変成岩および角閃岩類）の見事な帯状配列がみられ、南部地域では、このような帯状配列が乱れていると同時に、衝上断層が低角度になつていることなどに、密接な関係があるものと考えられる。

また、ミグマタイト帯の東と西とでは、構造がちがうだけでなく、岩質においてもいちじるしいちがいがみとめられる。すなわち、東側に分布している縞状黒雲母片麻岩や片状ホルンフェルスは、構成鉱物が等粒であるのにくらべ、西側に分布している変成岩類は、片麻岩類から片状ホルンフェルスまで、とくに、斜長石斑状変晶の存在によつて持ちようづけられている。いま一つの大きな持ちようは、この西側が、早期から末期にかけての各種の塩基性岩のいちじるしい進入帯になつているのに対して、東側は、花崗岩やアブライトなどの酸性岩の進入帯となつていることである。

このように、ミグマタイト帯の東・西で、構造や岩質のちがいをみせていること、さらに、火成岩類についても、それぞれが異種類の進入帯として区別されることなどは、変成帯の発展の仕方がいちじるしく非対称的であつたことをしめしているものと考えられる。

火成岩類の進入位置

この地域に分布している火成岩類は、変成帯のいろいろの時相の造構造運動に関係して、それぞれの時期に進入が行われたものとみられる。

もつとも早期の進入岩とみられるものは角閃岩類である。このうち、緑色角閃石角閃岩と褐色角閃石角閃岩は、斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩の中に分布しており、それらの構造もまわりの片麻岩と、一致している。しかし、それぞれをふくむ片麻岩の岩相にはちがいが

みとめられる。輝緑岩質角閃岩は、片麻岩帯と黒雲母ミグマタイト帯の境界ふきんに分布しており、岩床状あるいは岩脈状の産状をしめす。そして、これらの角閃岩類は、東側に分布しているものほど原岩の構造をよく残しており、西側のものほど、角閃岩化および片麻岩化をつよくうけている。角閃岩類の類別についてみとめられる、このような事実は、片麻岩の形成に関係して進入した輝緑岩にくわえられた、構造要素のちがいをあらわしているとともに、おたがいの進入時期のずれをもしめしているものと考えられる。この点でとくに注目しなければならないのは、輝緑岩質角閃岩である。この岩石は、メナシェンベツ流域以北に分布が限られており、北部に向うにつれていちじるしく交代変成されている。そして、北部では、片麻岩帯のなかでの1つの岩帯としてあきらかにみとめられるのに反して、南部では、関係はあきらかでなくなり、ほかの片麻岩と構造的に斜交するような発達をしめしている。このような性質をもつ岩石を手がかりにして、変成作用、進入活動の空間的、時間的關係をすることができる。

以上におくれた時期の火成岩の進入位置は、ミグマタイト帯の周縁部と衝上断層ふきんの2つの位置にわかれる。ミグマタイト帯の周縁に分布するものは、角閃石斑岩、閃緑岩質岩、花崗岩、かんらん石斑岩の順に進入したとみられる。このばあい、変成帯内部の帯状配列のけんちよな北西域では、西側に塩基性岩が、東側に花崗岩がみられる。しかし、変成帯が幅広くなり、帯状構造の乱れる南部では、ミグマタイト帯の両側に塩基性岩類が進入している。なお、花崗岩は、この図幅地内にはみられないが、隣接の広尾図幅地域内で、東側の塩基岩類と相伴つてホルンフェルス帯に進入しているのが知られている。これらの火成岩類は、すべて塊状岩であり、それぞれの分布も局地化している。ここにあげた火成岩類は、いずれも、いろいろの形でミグマタイト化をうけている。

衝上断層ぞいには、斑岩角閃岩が幅せまく進入している。この岩石は、衝上の運動によつてつくられたものと考えられる、いちじるしい片理をしめす。また、斑岩角閃岩と斜長石斑状変晶黒雲母片岩との間は、かんらん岩の進入帯となつている。

いままでのべてきた火成岩類が、いずれも変成帯の走向方向の構造に支配された進入形態をしめすのにくらべて、一見、これと全く無關係なN-S性の塩基性岩脈群の進入活動が、北西地域でとくにいちじるしく行われている。これらの岩脈群は、いかにも変成帯が形成された後の割目にそつて入つてきたようにみられる。しかし、花崗岩を貫く輝緑岩質玢岩脈がミグマタイト化されているという事象からも解るように、この時期にまでも、ミグマタイト化作用がつづいていたことはあきらかである。

III. 6. 4 衝上断層とその後の構造運動

衝上断層によつて、変成帯は、この地域の北西部では未分離白堊紀層と、中部から南部では上部日高層群と直接している。ここには、変成帯の東側にみられるような片状ホルンフェルやホルンフェルスの分布は全くみられず、わずかに、片状ホルンフェルスが図幅地域の西南端に、日高層群の分布域に一つの衝上片となつてあらわれているだけである。このようなことは、衝上断層による変成帯の上昇量が相当な大きくなることを意味するとともに、ホルンフェルス類が地下深くにかくされていることを暗示している。

衝上断層の西側の堆積岩には、数軒にわたつて、いちじるしい破碎がみられ、そこには、並列する多くの衝上の断層がみつめられる。一方、衝上断層のすぐ東側の変成帯も、数百米の幅にいちじるしく破碎され、珪化されるものがみつめられる。そして、さきへのべたように、衝上断層にそい、斑綫角閃岩やかんらん岩などの進入がおこなわれたことなどを考えあわせると、この断層は、ただ一度で形成されたものではなくて、永い歴史をもつていると考えられるのである。

変成帯内部にも、うえへのべた衝上断層と並列する、衝上の性格をもつ断層がみつめられる。しかし、衝上断層との時期関係は、火成岩の進入時の構造運動や、ミグマタイト帯の形成および上昇に関する構造運動が複雑にからみあつているために明らかにできない。

衝上断層よりおくれ、変成帯を横断するような、 $N 70^{\circ}W \sim N 70^{\circ}E$ 方向の断層が発達している。これらの断層にそつて、各岩石はいちじるしく破碎され、片状化や緑泥石化がおこなわれている。なかでも、とくに大きなものは、この図幅に隣接する梶泉図幅地域内のサルル川上流からミグマタイト主帯の南西をとり、ムコロベツ川にぬけるもので、ここでは幅 100 m にもわたつて破碎帯がみられる。

III. 6.5 造 構 造 史

この地域の地質構造をつくりあげた造構造運動は、日高変成帯の形成の過程の一部をつくるものである。現在までの知識によれば、日高変成帯の形成は、時代的にはジュラ紀の末から第三紀の初頭にかけて、汎世界的におこなわれたアルプス造山運動の、日本におけるあらわれに比較対照することができる。しかしながら、日高山脈にみられる造構造過程は、典型的なアルプス構造をつくりあげたものではなくて、全体としては衝上の性格をつよくあらわしている。その造山の様式は塩基性岩類の活動がとくにけんちよなこと、変成帯の構造が、まわりの堆積岩帯の構造と斜交することなどから、いわゆる地向斜から地背斜へというような造山の模式とくいちがつているものである。これらのことから、日高変成帯は、断裂を基本にしてつくられた造山帯であると考えられるにいたつた。^{9, 22}

図幅地域内の造構造過程からも、ほぼおなじようなことがうらづけられる。塩基性岩類の進入は、変成帯形成の初期から末期にかけて、何回かおこなわれており、また、変成作用もいろいろと性質を変えながら、ながい期間にわたつておこなわれていたと考えられる。

このように、いろいろの造構造をへて、変成帯が形成され、それが西側に衝上し、現在みられる構造をとつたのである。変成帯内部でおこなわれた造構造運動は、とうぜんまわりの堆積岩帯にもいろいろの形であらわれているとみななければならない。しかし、この点については不明のことがおおい。変成帯が大体できあがつたのは、白堊紀の末期であると考えられる。変成帯の衝上の時期には、少くとも、新第三紀川端層の堆積以前と以後の二つの時期があつたことは確かである。

IV 応用地質

この図幅地域内には、金属鉱床は規模の大きなものではなく、2、3の地点に小規模なものが見られるにすぎない。いままで鉱床のしられているのは、図幅地域の東南隅に分布して角閃石斑輝岩体の中にみられる含ニッケル磁硫鉄鉱床と、変成帯の西側の目高層群の中にしられているマンガン鉱床とである。このほか、西側の目高層群の発達している地域には、西に隣接している西舎図幅地域にみられるように、レンズ状の石灰岩に伴われる水銀鉱床がしられていることから、新富周辺におおくみられる石灰岩にもその可能性が考えられる。すでに、一部には、その転石がみられるという。

図幅地域の中心にあつて広い面積をしめている変成帯の主体地域には、ほかの地域とおなじように、鉱床としてみるべきものはしられていない。わずかに、斑輝角閃岩中のかんらん岩に、小規模なチタン鉄鉱床がみとめられるほか、変成帯の西翼に進入している、閃緑岩質岩に小規模な石墨鉱床が賦存している。このほか、石灰岩が、新富ふきんにしられている。

つきに、それぞれについての概要をのべる。

1. チタン鉄鉱 (Ti)

この地域にみられるチタン鉄鉱床は、メナジュンベツ川の交流ルベシュベの沢の上流にみとめられる。この鉱床は、今回の調査ではじめてしられたものである。

このチタン鉄鉱床は、ルベシュベの沢の上流に分布する斑輝角閃岩の中に、幅約5mほどのレンズ状岩体として介在しているかんらん岩の中に胚胎している。このかんらん岩は、異剝かんらん岩で、斑輝角閃岩の東側に点々と分布している斜方輝石かんらん岩とは、

全く岩質のちがうものである。異剝かんらん岩は、片理の発達した、緑黒色の岩石で、その構造はまわりの斑纏角閃岩と一致している。

チタン鉄鉱床は、異剝かんらん岩の片理に平行な角閃石化帯や緑泥石化帯にみられる。したがって、異剝かんらん岩体自体が1つの鉄床とみることができるが、品位はごく低いものである。

1, 3, 4, 6, 8, 10, 21, 23.
2. 含ニッケル磁硫鉄鉱床（音調津鉱山大勝坑）（Py）

図幅地域の東南隅、美幌川上流域に、賦存している。その1つは、かつて、十勝ニッケル株式会社によつて、大勝坑として開坑せられたものである。この鉱化地帯の中心は、むしろ隣接する「広尾」図幅地域内にあつて、その母岩とする角閃石斑纏岩体のより膨大となる部分にある。そこでは鉄床の露頭が大小数十カ所にしられるものがあつて、ここへのべる大勝坑はそれの最北部に位置している。

鉄床は十勝国広尾郡広尾町音調津にある。鉄床に至るには音調津市街地を経由し、それより露頭までは10 km 内外の距離がある。奥地の露頭をのぞいては、トラック道路が開かれている。鉄床は角閃石斑纏岩を母岩とする。この斑纏岩にはすでにのべたように、種々の岩類が区別される。すなわち、かんらん石斑纏岩、輝石斑纏岩、角閃石斑纏岩などである。

この地域にみられる鉄床は含ニッケル磁硫鉄鉱床と石墨鉄床とからなり、おおくの場合、両者が相伴っている。それらの露頭は、美幌川上流、コイカクオシラベツ川上流の本流あるいは支流に数多く分布しており、そのうち、美幌川上流のものが、この図幅地域にふくまれ、大勝坑として知られている。

このふきんには、数多くの露頭が知られている。これらは大体 $N 70^{\circ} \sim 80^{\circ} E$ の方向に並ぶ傾向がある。これらの鉱化帯のうち、個々の鉄床は、 $N 30^{\circ} W$ 方向ののびをしめしている。

大勝坑についてみると、大露頭より $N 30^{\circ} W$ 方向にのびる小沢にそつて、一線上に点々と露頭のなるものがあつて、坑道はこれを目指して掘り進まれている。この鉄床のまわりは、黒雲母をともなう輝石斑纏岩である。鉄床はそれに対し、あきらかに優白質、硬質の輝石斑纏岩からできている。その周りの母岩にも磁硫鉄鉱のともなうものがみられ、よりおおくの磁硫鉄鉱が散点しているが、十分に連続するものではない。しかし、かなりの範囲にわたつて切れ切れにこれを追跡することができる。これは一般にゴマ鉄とよばれるものである。こうした鉄床の周りには、角閃石斑纏岩の性質をしめす岩相がしばしば認められる。それとゴマ鉄との関係は充分にあきらかでないが、ややおくれた時期に形成さ

れたものとみられている。とくに、鉱床の一部に塊状の磁硫鉄鉱の密集しているものがあるが、ゴマ鉱と密接に伴いあつている。このムク鉱の量は、ゴマ鉱にくらべその量ははるかにすくない。また、このような角閃石斑礫岩相のみられるあたりには、つねにせん断帯が発達しており、これら両者を探鉱上の1つの手がかりとしている。

鉱石は硫化鉱物（主に磁硫鉄鉱）の密集していどによつてつぎのようにわけられる。

- 1) 塊状鉱（いわゆるムク鉱）
- 2) 散点鉱（いわゆるゴマ鉱）
- 3) 脈状鉱

上記の鉱石は、その形成期がちがうと考えられているが、相互の間には産状その他の点で密接な関係がみとめられる。

1) 塊状鉱は硫化鉱物が母岩をほとんど交代しつくして塊状の産状を呈するもので、散点鉱とは漸移しない。この鉱石は散点中あるいは母岩を切るせん断帯の中にみとめられる。塊状鉱の中の珪酸塩鉱物は角閃石、斜長石、黒雲母まれに緑泥石などでその性質は母岩のものと同様にちがつている。

2) 散点鉱は母岩の組織中にほぼ一様の細粒の硫化鉱物の散点するものをいう。この鉱石は鉱床の主体をなし、鉱石の基質をなすものは、すでにのべたように、輝石斑礫岩および角閃石斑礫岩などである。硫化鉱物は珪酸塩鉱物の間隙をうめ、母岩鉱物との境は比較的平滑である。一部は角閃石や斜長石のへき開、割目その他不規則に鉱染している。そのさい、輝石斑礫岩相のばあいは、接触する鉱物にけんちよな変質をあたえないが、角閃石斑礫岩相のばあいは、わずかの変質をあたえ、カミントンセン石、ぶどう石、緑泥石などが生成されている。

3) 脈状鉱は母岩を切るアプライト脈に磁硫鉄鉱の大きな結晶がともなわれるものであるが、稼行されるほど大きなものはない。これは塊状鉱体を切つている。

うえにのべたもののほか、細粒散点鉱と塊状鉱との中間的性質をもつた粗粒散点鉱あるいは半塊状鉱がある。

鉱石鉱物は、磁硫鉄鉱を主体とし、黄銅鉱、方鉛鉱、閃亜鉛鉱、キューバ鉱、ポリシマイト、紅ニッケル鉱、硫砒鉄鉱などをともなつている。このほか、硫鉄ニッケル鉱からかわつたヴィオラル鉱がみとめられ、また、少量のチタン鉄鉱をともなつている。

鉱石品位の数例をしめせばつぎのとおりである。

* 番場猛夫による。

鉱石種	成分	Cu	Fe	Ni	S	SiO ₂
粗粒散点	鉱	0.131	8.79	0.130	3.30	45.57
細粒散点	鉱	0.231	12.49	0.544	4.57	41.17
細粒散点	鉱	0.079	8.18	0.151	2.57	44.66
塊状	鉱	0.304	46.02	2.106	32.05	5.10

3. マンガン鉱床 (Mn)

図幅地域の西南隅にあつて、隣接の幌泉図幅地域から、この図幅地域にかけて3カ所にマンガンの小鉱床がしられている。つぎに、これらを一括してのべておく。

鉱床は、松岡沢上流部と、大泉越えの沢をはさみ南北に並んでおり3カ所に露頭がある。その1つは、稟様似鉱山として稼行された。松岡沢上流の第1支沢（通称マンガン沢）のものも、稟様似鉱山の一部分として稼行されたことがある。

松岡沢上流部の鉱床は、変成帯西限の衝上断層に接近した位置にあつて、その下盤域のひじょうに擾乱をうけた地帯に賦存している。そのふきんは、メナジュンベツ層のB層からなり、粘板岩を主とし、レンズ状のチャートを挟在している。マンガン鉱床は、このチャートにともなわれている。このチャートは、長さ10m内外の小岩体にわかれており、それらが不規則にならんでいる。したがつて、その連続性を追跡することはむずかしい。しかしながら、まわりの岩層の一般走向にそつて、約1.5kmの間に数カ所もその露頭がしられることから、一定の層準にそつて点在するものようである。このチャートレンズの上盤および下盤になつている粘板岩は、いちじるしく圧砕されており、やや軟質の黄緑色岩に変つている。これは、多量の緑泥石片が形成して、一種の変質岩で、ふきんにみられるふつうの粘板岩の性質とはちがつている。これとあきらかな境界をしめし、走向N~S、E40°に傾くチャート層がみられる。これは長さ10~15mの厚さで、2~5mほどの大きさをもつもので、かんさつされた露出では、雁行して2つみとめられ、なおその延長方向に2、3の小岩体がしられるほどの拡がりをしめしている。

このチャートは、微細な石英の集合で、その一部には、かなり赤鉄鉱の微粒をともなう鉄質の部下がみられる。ここには、いちじるしい破碎の跡がみられ、その破碎面にそつてより大形の粒状石英に再結晶することが広くみとめられる。また、さらに後続する破碎作用があつて、その破碎面は酸化マンガン鉱でうずめられている。この酸化マンガン鉱の種類は決定できなかつた。そのほか、割目にそつてペンビス鉱が少量みとめられる。この種ものは珪質含鉄部としてあつかわれるもので、チャート岩体の多くの部分がこの状態で

あり、酸化マンガン鉱の網状に拡がる部分に高い濃度の部分が局在する。

鉱石としてあつかわれるものは、うえにのべたものとはちがい、おもに地表部の近くにみられ、露天化をうけたと考えられるものである。これは鉱滓状をしており、チャートを構成する微粒の石英粒とちがつた、より大形の石英粒と、それと密接に組みあう酸化マンガン鉱からなり、ゲル状の沈澱をしめた皮殻状構造がみられる。一部分は少量の赤鉄鉱をともなっている。この酸化マンガン鉱は X 線による検討の結果、 γ - MnO_2 、および δ - MnO_2 のような低結晶度の二酸化マンガン鉱である。鉱滓状の空洞内面に、しばしば微粒の酸化マンガン鉱結晶がみとめられるが、これは、パイロロース鉱である。この鉱石は、稼行された当時には、平均品位 42 % 程度のものとして出鉱されたという。このふきんには、ほかに 2 カ所の露天掘りあとがみられるが、まえにのべたものとおなじ性質のものである。

通称マンガンの沢の鉱床は、田代越えの峠から N60°E 方向に走り、滝の沢にいたり、さらに変成帯内部にまでびる断層線上に位置し、いちじるしい破碎帯のなかに賦存している。

鉱体のまわりは、巨砕粘板岩からなり、崩壊がいちじるしく、大きな地崩れ地形をあらわしている。このなかに、レンズ状の鉱体がふくまれている。現地調査の際は崩落土におおわれて、詳細をみることはできなかつたが、その連続性を追跡することはむずかしいようである。

鉱石は黒色の酸化マンガン鉱を主体としている。なお、鉱石を網状に切つて菱マンガン鉱の細脈がみられる。この鉱石はおもに酸化マンガン鉱で、これに石英と炭酸塩鉱物をともなっている。かつて稼行された当時には、その品位は、平均 50 % 程度のあつたという。

4. 石 墨 鉱 床 (C)

石墨鉱床は、斑縞岩類ともなわれるのがふつうである。まえにのべた音調津鉱山の大勝坑には、磁硫鉄鉱床の西側にせつし、大きな塊となつて露出している。ここでは、角閃石斑縞岩体のなかの、輝石斑縞岩相の形成時期から、それともなつて石墨の濃集がはじまつている。この点で、両者は密接な関係をもつものと考えられる。

このほか、ニオベツ川の閃緑岩質岩のなかで、これとセプタとの間の石英脈に、多量のぶどう石ともなつて産するものや、また、ベンケ川の角閃岩中に胚胎するものなどがある。しかし、いずれも小規模のものである。

5. 石 灰 石 (Ls)

様似川流域に分布している上部日高層群、メナシェンベツ層の B 層の中に、レンズ状岩体として多数みとめられる。この石灰岩は、部分的には再結晶して大理石にかわつている。

まゑに遡、松井によつておこなわれた調査によれば、⁷ 鉱量は、2,600,000 吨とのことであるが、さらにくわしい調査が必要と考えられる。

参考文献

- 1 竹内嘉助・三本杉己代治 (1938): 浦河図幅説明書, 北海道工業試験場報告.
- 2 赤岡純一郎・杉本忠雄 (1941): 北海道の含ニッケル磁硫鉄鉱床に就て, 北工試鉱床報 No. 1.
- 3 小関幸治 (1949): 北海道音調津黒鉛鉄床調査報告, 地調速報, No. 101.
- 4 佐藤光之助・紫藤喜平 (1950): 北海道十勝国音調津鉱山物理探査調査報告, 地調月報, Vol. No. 3.
- 5 Hashimoto S. (1950): On the Nickel-bearing Pyrrhotite and Graphite Deposits at Oshirabetsu, Tokachi Province, Hokkaidō (Geological and Petrological Studies on the basic plutonic rocks in the Hidaka Mountain, 1st Report). Jour. Fac. Sci. Hokkaidō Univ. Seri. IV, Vol. VII No. 3, 227~236.
- 6 舟橋三男・橋本誠二 (1951): 日高帯の地質, 地団研専報, No. 6.
- 7 湊 正雄・松井 愈 (1952): 日高国様似村, 様似川上流新富附近の石灰石, 北地報, No. 6.
- 8 鈴木 守・佐藤博之 (1952): 日高国楽古岳西方之地質, 北大修論.
- 9 中添 亮 (1955): 十勝国楽古川上流の地質, 北大卒論.
- 10 石橋正夫・舟橋三男 (1955): 日高帯の硫化鉄鉱床産キューバ鉱及び硫砒鉄鉱 (Cubanite and Arsenopyrite) 北地要, No. 22, 38~59.
- 11 舟橋三男 (1955): 日本のアルプス造山運動, 自然, 4, 6.
- 12 番場猛夫・渡辺芳次 (1955): 音調津鉱山, 未利鉄, 第2輯, 232~237.
- 13 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, No. 28, 1~10.
- 14 浅井 宏 (1956): 日高国ホロベツ川上流 (ニオベツ川) の混成岩体に見出された斜長石石榴石紫蘇輝石角閃石岩の流石, 岩鉱, Vol. 40, No. 1.
- 15 Kizaki K. (1956): Petrofabrics of the Oshirabets Dome in the Southern Hidaka Metamorphic Zone, Hokkaidō Japan, Jour. Fac. Sci. Hokkaidō Univ. Series IV, Vol. IX, No. 3, 289~317.
- 16 舟橋三男・猪木幸男 (1956): 幌泉図幅, 地質調査所.
- 17 木崎甲子郎 (1956): 日高変成帯南部, 音調津山地のミグマタイト構造について, 地雑, 62 卷 731 号, 415~430.
- 18 浅井 宏 (1956): 日高国幌満川中流の褐色角閃石斜長石片麻岩の捩れ構造, 地雑, 62 卷 726 号, 121~128.

- 19 ——： 日高国幌満川上流の黒雲母・斜方輝石・斜長石片麻岩に伴われる塩基性メタ
 プラスチック岩，地雑，62巻，727号，177~188.
- 20 舟橋三男・橋本誠二・浅井 宏・猪木幸男・外崎与之・木崎甲子郎・広田正一・春日
 井 昭 (1956)： 日高帯南端部の変成岩類について，第1部 変成岩類の分析状
 態，62巻，731号，401~408. 第2部 岩質と化学組成について，62巻，732号，
 464~471. 第3部 構造運動について，62巻，733号，541~549.
- 21 外崎与之 (1956)： 日高帯猿留川地域のミグマタイトにともなう包有岩類 (I)，岩磁
 40巻，4号，163~168. (II)，40巻，5号，196~203.
- 22 ——： 日高帯猿留川地域における花崗岩質ミグマタイトについて，地雑，62巻，732
 号，449~463.
- 23 石橋正夫 (1956)： 音調津鉱山産ヴォイラル鉱 (Voilartite) 北地要，No. 31, 24.
- 24 ——： 音調津鉱山産の紅ニッケル鉱 (Niccolite) 北地要，No. 32, 23.
- 25 志保井利夫・近藤皓二 (1956)： 音調津鉱山の鉱床について (要旨)，鉱山地質，p.
 38.
- 26 橋本誠二・番場猛夫・五十嵐昭明 (1957)： 日高国沙流郡日高村チロロ川チタン鉄鉱
 床調査報告，北地調査資料，第31号.
- 27 舟橋三男・橋本誠二・沢 俊明・斎藤義人・斎藤正雄 (1957)： 日高国様似郡幌満
 川の含ニッケル磁硫鉄鉱床調査報告，北地調査資料，第31号.
- 28 Hunahashi M. (1957)： Alpine Orogenic Movement in Hokkaidō, Japan Jour.
 Fac. Sci. Hokkaidō Univ. Series IV, Vol. IX, No. 4, 415~469.
- 29 松下勝秀 (1957)： 日高帯南部衝上断層前縁の地質構造について，北大修士論文.
- 30 長谷川 潔・酒匂純俊 (1958)： 神威岳図幅，北海道開発庁.
- 31 橋本誠二 (1958)： 日高変成帯，鈴木醇教授還暦記念論文集.
- 32 舟橋三男 (1958)： “日高”と“グリーン・タフ地域”地研シンポジウム資料.
- 33 橋本誠二・武田裕幸： 広尾図幅 (未発表).

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

RAKKODAKE
(Kushiro-67)

By

Mamoru Suzuki

Seiji Hashimoto

Hiroshi Asai

Katsuhide Matsushita

(Geological Survey of Hokkaidō)

Résumé

The sheet map "Rakkodake" covers the southern part of the axial zone of the Hidaka mountains in a quadrangular area between longitude 143° to 143° 15' E and latitude 42° 10' to 42° 20' N.

The area presents a steep central mountainous uplift extending from north-west to south-east with Mt. Rakkodake (1,472 m) as its highest elevation.

On both side slopes of the axial uplift, being spread over the rest of the sheet, there are gently inclined wide hilly belts. A general juxtaposition in the trend of the mountains and these hilly belts exactly accord with the geological structure being composed of a crystalline core and sedimentary mantles.

Sedimentary rocks

The sedimentary mantles on both slopes are made up of Pre-Cretaceous, Cretaceous, Neogene Tertiary and Quaternary deposits. The sediments constructing the western flank are strongly compressed and

are shuttered upon each other by steep reverse faults striking along the axis of folding. On the other hand, sedimentaries on the eastern slope show a good sequence of succession in the form of monoclinical structures steeply dipping towards the east.

The Pre-Cretaceous of this area is divided into two, which presumably correspond to the non-fossiliferous and monotonous sediments of the so-called lower Hidaka group and upper Hidaka group.

Rakko formation on the eastern side is representative of the lower Hidaka group. The lowest member of the group is composed of an alternation of sandstone and slate (A member), then follows thick sandstone beds (B member) and the uppermost position is occupied by beds of monotonous black slate (C member). The structure of the Rakko formation is quite simple as shown by its monoclinical inclination. The upper Hidaka group comprises the Birō formation in the east, being made up from very thick coarse sandstone and the Menashunbetsu formation in the west.

The structure in the upper Hidaka group in the west is complicated. The Menashunbetsu formation is strongly compressed and separated by a pattern of faults striking NW—SE and W—E direction respectively. The lower members of the Menashunbetsu formation occur as distinct units of wedge form being bounded by faults on their both sides. The upper members of this formation are met with along the synclinal axis or are found as a group in a separate unit. The stratified rocks that made up the Menashunbetsu formation are as follows:—

A member: beds of slate and phyllite; B member: slate and sandstone accompanied with lenses of chert and limestone; C member: thick greywacke sandstone; D member: beds of slate and sandstone; E member: shale and sandstone beds intercalating with the lenses of chert; F member: alternation of sandstone and shale and beds of shale.

The Cretaceous formation divided into two groups. Esamanbetsu formation, constructed from mudstone and sandstone, may be correlated to Middle Yezo group in Sorachi Province in central Hokkaidō, with

regard to its fossil contents.

Undifferentiated Cretaceous formation is found in the synclinal position of Menashunbetsu formation in the west or crops out overlying Birō formation.

Neogene Tertiary, Shintomi formation is developed in a narrow belt along the boundary between the structural units of the Pre-Cretaceous formations. It has been much folded and tured over. Sandstone and conglomerate are the chief constituent members in which abundant fossils are to be found.

Quaternary deposits of the area are beds of gravel and of sand which can be observed as terrace deposits along the main river sides.

Metamorphic rocks and migmatites

The metamorphic and migmatitic rocks of the area, which are exposed in the axial part of the stratified rocks, exhibit themselves as a steep anticline in respect to structure and constitution. They are bounded on both sides by large-scaled faults and comprise a distinct structural unit as to their metamorphic sequences. Plutonic intrusions of ultrabasic, basic to intermediate and acidic composition, were largely developed concurrently with the metamorphism.

Migmatites

Migmatite representatives of the axial core of the metamorphic zone, are divided into three categories differing from each other in lithologic structure and mineral associations, viz., (1) cordierite bearing biotite migmatite, (2) biotite migmatite and (3) granitic migmatite.

(1) Cordierite bearing biotite migmatite consists of crystals of blastic ovoidal plagioclase, granular quartz and flaky biotite with or without porphyroblastic cordierite. It is medium-grained massive in appearance. Two distinct structural units are detected in this migmatite, forming elongated and steep inclined domes; one of those units makes up the main migmatitic belt in the central axis, the other shows as a less distinct zone in the south-eastern part of the area. Its northward continuation appears again in the north-eastern part of the area. (2) Biotite migmatite crops out in the western margin of the just described cordierite bearing migmatite. It is composed of clustered flaky biotite,

granular plagioclase and quartz. It is gneissic, being characterized by banded aggregates of biotite crystal intercalated with tonalitic materials. (3) The granitic migmatite of this area occurs in lenticular bodies which cut obliquely the trend of the other migmatites. The rock is medium to coarse-grained, and contains crystals of K-feldspar among flaky aggregates of biotite, subhedral plagioclase and quartz. Not rarely, intrusion or penetration into the other migmatites is observable.

Metamorphic rocks

Metamorphic rocks developed on both sides of the migmatitic axis, are different in their modes of occurrence, in their textures and in the igneous rocks intruded. In the western wing of the migmatitic axis, the rocks show a pronounced schistosity, and occupy a wide tract of 8 to 15 km width in which the following rock types are distinguished.

- (1) Plagioclase porphyroblastic biotite gneiss
- (2) Migmatitic gneiss
- (3) Plagioclase porphyroblastic biotite schist

(1) Plagioclase porphyroblastic biotite gneiss is the most widespread rock type in the western flank. It is characterized by a development of large porphyroblastic plagioclase, however, the rocks close by the western boundary of the gneiss belt are intensely sheared and are more fine-grained than those adjacent to the eastward. The distinction in the type of gneisses is also reflected in the petrography of the intruded basic rocks whose characteristics serve to separate the gneisses into two types: blastic biotite gneiss I embraces green hornblende amphibolite and blastic biotite gneiss II includes the brown hornblende amphibolite. Near the contact of, or in the bodies of amphibolite, large crystals of pinkish garnet are observed or sometimes cordierite bearing biotite gneiss and sillimanite cordierite biotite gneiss with or without garnet, could be found. (2) Migmatitic gneiss of this area is marked by its granu-lose, massive texture very similar to the cordierite bearing biotite migmatite. The characteristic mineral formation in this gneiss is demonstrated by the contamination of basic rocks which accompanied the transformation of hornblende into hypersthene or cummingtonite. (3) Plagioclase porphyroblastic biotite schist is typically located near the

south-western boundary of the metamorphic zone.. It is found as a narrow belt that can be distinguished from the plagioclase porphyroblastic biotite gneiss by its intense schistosity and by diminution in its grain size. The rocks in the north-western zone are very intensely sheared to become mylonitic.

A series of metamorphic rocks in the east is not so schistic as those in the west; it develops in an area of limited narrow-ness. That series is represented by zonally arranged banded biotite gneiss, schistose hornfels and low grade hornfels, from the center to the margin. Banded biotite gneiss is typified by its distinct banding of biotite rich layers and quartz-feldspathic layers, without porphyroblastic plagioclase. The fragments of these gneisses are very often found in the body of cordierite bearing biotite migmatite. Schistose hornfels develops itself transitionally from the banded biotite gneiss by losing its quartz-feldspathic banding.

Hornfels in the eastern side is lowest in grade in metamorphism and retains original clastic sedimentary grains; it gradually passes into the non-metamorphic sedimentaries of the Hidaka group.

Igneous rocks

The sequence of intrusion of the igneous rocks of this area is a problem of great difficulty. The difficulty is increased by the concomitant interaction of the metamorphism and migmatitization. However, the following statements may be made with certainty.

(1) Intrusion of the basic_rock in the zone of the plagioclase porphyroblastic biotite gneiss occurred within the phase of its metamorphism. The basic rocks which were intruded were severely metamorphosed to form amphibolites being characterized by green hornblende and brown hornblende respectively.

(2) Intrusion of basic sheets along the boundary between the gneiss and the migmatite is signified by the occurrence of diabasic amphibolites. The rock occasionally preserves its original diabasic initial structures. However, the rock in its northern continuation, is completely metamorphosed and transformed into biotite hornblende gneiss.

(3) Intrusive complex is composed of olivine gabbro, hornblende

gabbro and diorite are met with near the boundaries between migmatite and gneiss or schist. These rocks are of wide prevalence in both the southern and in the northern part of the area.

Olivine gabbro is very coarse-grained, dark-coloured, possessing banded structure being a result from the alternation of olivine rich layers and normal pyroxene gabbroic layers. A metamorphic and migmatitic transformation of these rocks could hardly be noticed.

Hornblende gabbro is fine to medium-grained composed chiefly of greenish brown hornblende and plagioclase. Some granules of pyroxene are also seen enclosed within hornblende.

Without doubt, the rock shows intrusive relation to the gneisses or migmatite, the gabbro is affected by intense migmatitization. The intrusions of diorite which accompanied that of gabbro, show aggregates of subconcordant bodies separated from each other by intervening narrow zones of gneiss severely metamorphosed and metasomatized into hypersthene cordierite granulite with or without spinel. Diorite is composed of euhedral plagioclase and subhedral hornblende. Relict pyroxene is rarely found in hornblende. Biotite and quartz represent an additional phase. In the rocks more acidic, they comprise the one of the chief constituents.

(4) Granitic intrusion occurred in the eastern side of the metamorphic belt. Granite is intruded along the boundary of cordierite bearing biotite migmatite and banded biotite gneiss as is observed everywhere in the Hidaka metamorphic zone. The granite is fine to medium-grained massive in texture. A faint banding due to flowage is found with NW-SE strike; it dips steeply towards the east.

Joints developed perpendicular to the flow layers, are most common, the direction of which opened the way for the diabase porphyrite or diabase to intrude.

(5) Minor intrusions of the area. The dykes of diabase porphyrite and diabase extend out into the gneisses and migmatites and into the north-western part of the area. The initial consolidated structure of the rocks well preserved; however, in some part of the migmatite domain, the dykes have suffered intense migmatitization. It has broken

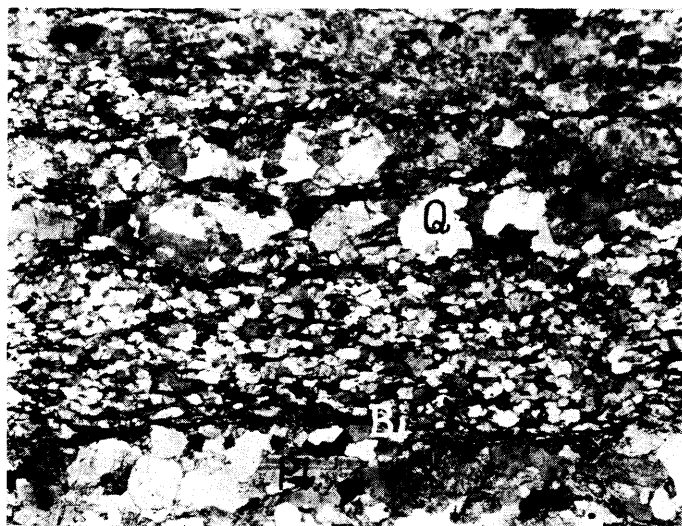
down into basic xenolithic patches and are scattered throughout in the migmatite. It is particularly interesting to note that the occurrence of migmatitization is not confined to a single phase but is repeated at least several times.

Dykes of trondhjemite are occasionally observed to truncate the gneiss, especially near the migmatitic gneiss. Trondhjemite is composed of euhedral plagioclase, granular quartz with a minor amount hornblende and biotite. It is distinguished into two types of rocks. The one is comparatively finer and usually accompanied by a plenty of mafics; the other shows coarser-grained, it is aplitic and metasomatically invades the finer ones.

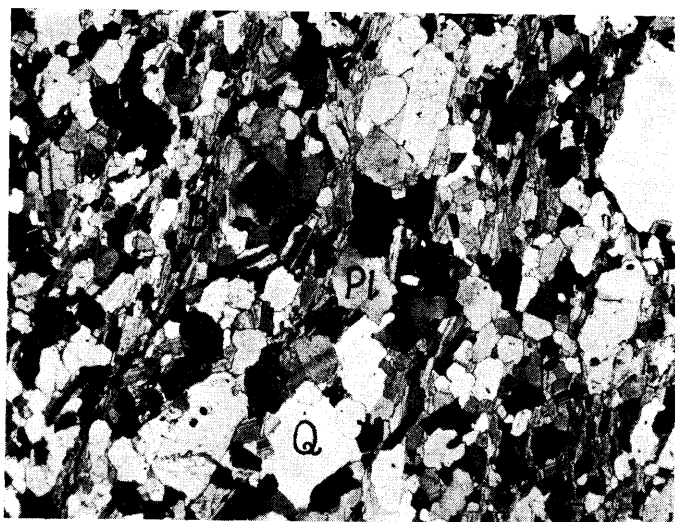
Dykes of aplite are intruded into hornfels or schistose hornfels in the eastern flank of the mountains. The arrangement of them is quite in accord with the general trend direction of the metamorphic zone.

(6) Sheet intrusions of gabbro amphibolite and peridotite are found along the western thrust zone.

The structural movements that make up the whole of the metamorphic zone led to the breaking out of the thrust fault in the western margin of the belt, along which sheet intrusions of gabbro and peridotite occurred. The gabbro is very severely modified by shearing being transformed into amphibolite or hornblende schist. Relict structure is rarely preserved but correlation to the same rock of other area proved to be obviously of gabbroic origin.

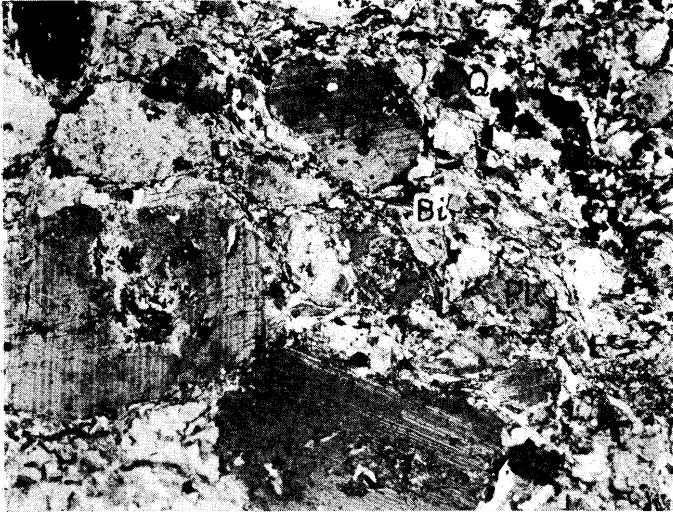


PL. 1 片状ホルンフェルス (+) ニコル
(楽古川)



PL. 2 縞状黒雲母片麻岩 (+) ニコル
(楽古川)

0 9mm

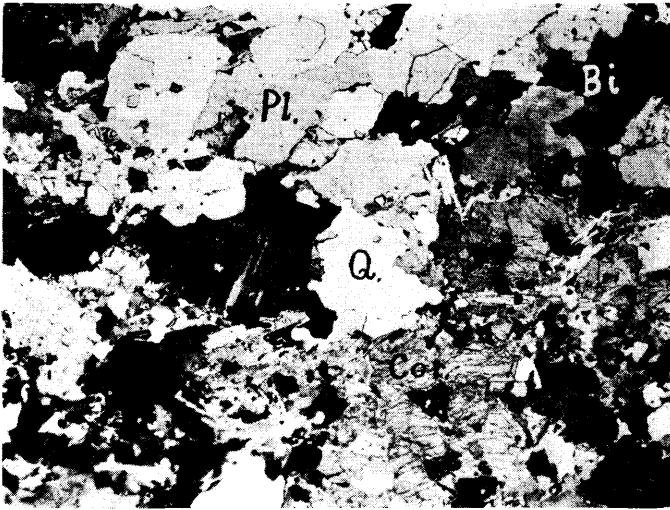


PL. 3 斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩 (+) ニホル
(メナシェンベツ川)



PL. 4 ミグマタイト質片麻岩 (+) ニホル
(メナシェンベツ川)

0 ————— 5mm



PL. 5 含葉青石黒雲母ミグマタイト (+) ニコル
 (メナシユンベツ川最上流)

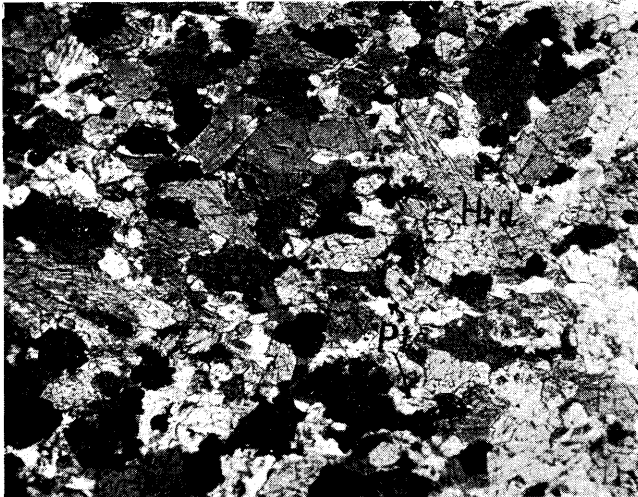


PL. 6 花崗岩質ミグマタイト (+) ニコル
 (メナシユンベツ川)

0 ————— 3mm

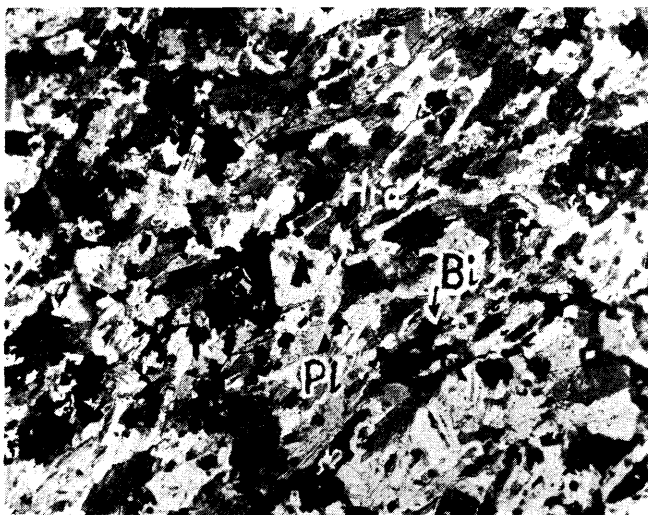


PL. 7 緑色角閃石角閃岩
 角閃岩層と角閃石黒雲母片麻岩層との互層部



PL. 8 褐色角閃石角閃岩 (+) = コル
 (ニオベツ川)

0 3mm

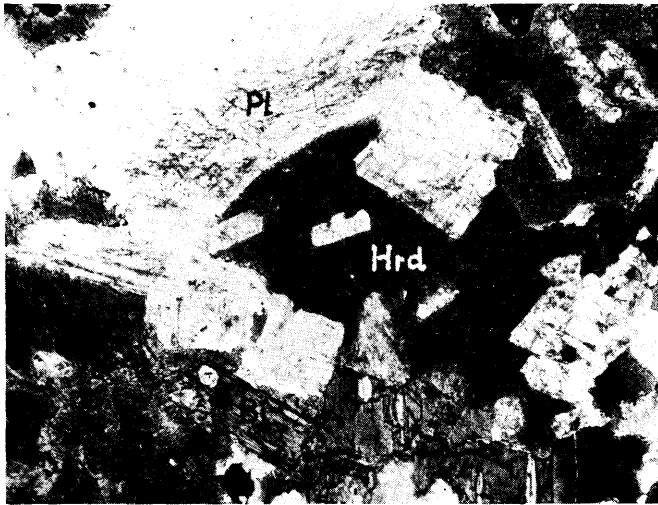


PL. 9 輝緑岩質角閃岩
(メナシユンベツ川)

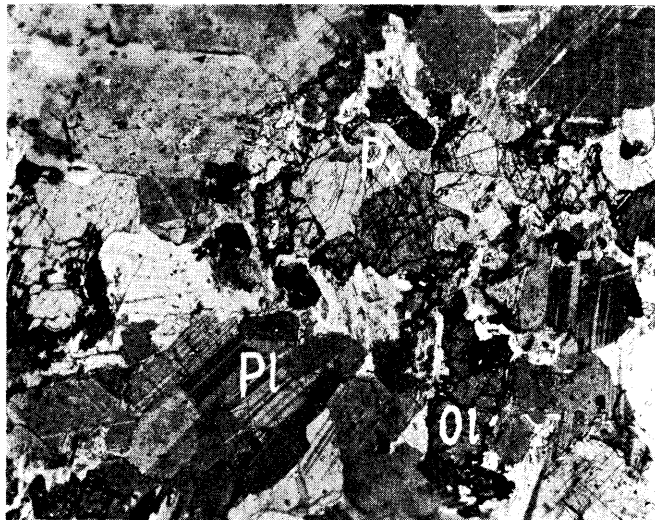


PL. 10 角閃石斑糲岩
(ニオベツ川上流)

0 ————— 3mm

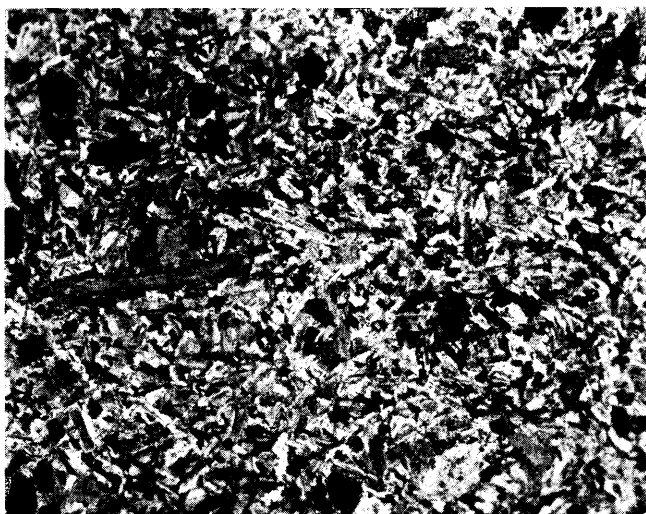


PL. 11 閃緑岩質岩
(ニオベツ川上流)



PL. 12 かんらん石斑礫岩 (+) ニコル
(ニオベツ川支流二股沢上流)

0 3mm



PL. 13 輝緑玢岩
(野塚岳)



PL. 14 トロニエム岩 (+)ニホル
(ニオベツ川)

0 3mm

昭和 34 年 3 月 30 日 印刷

昭和 34 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

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

RAKKODAKE

(KUSHIRO—67)

BY

MAMORU SUZUKI

SEIJI HASHIMOTO

HIROSHI ASAI

KATSUhide MATSUSHITA

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ

JIN SAITŌ, DIRECTOR

HOKKAIDŌ DEVELOPMENT AGENCY

1959

樂 古 岳
樂古岳地質圖幅正誤表

誤

正

HR _A	粘板岩博互層	粘板岩薄互層
CMi	cordierite bearing	cordierite bearing biotite migmatite
GMi	granitic migmatite biotite migmatite	granitic migmatite