
5 萬分の 1 地質図幅説明書

敏 音 知

(旭川一第 20 号)

地 質 調 査 所

昭和 34 年

550.85(084.32)(524) [1 : 50,000] (083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

敏 音 知

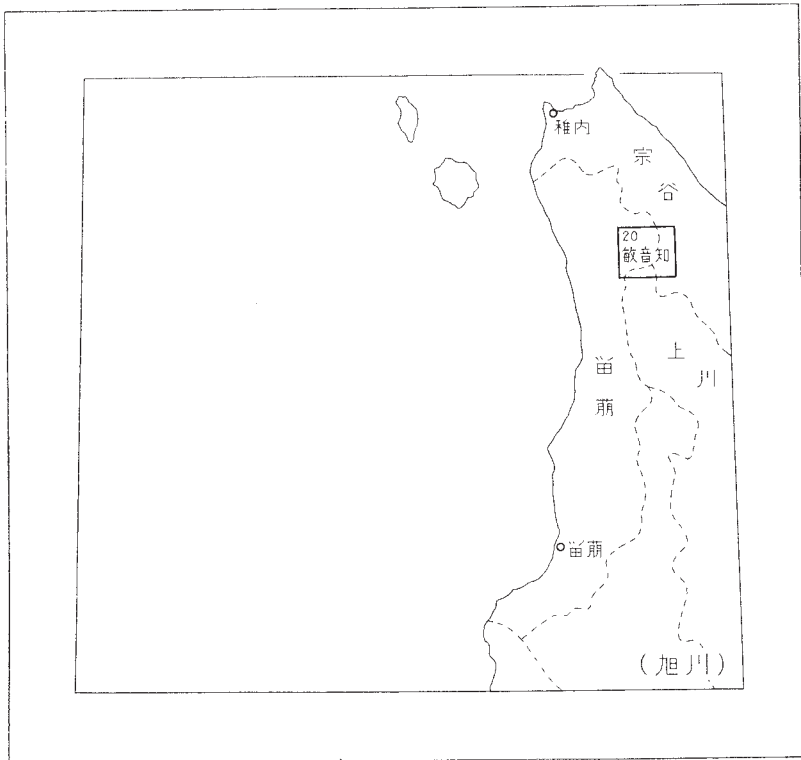
(旭川一第 20 号)

通商産業技官 猪 木 幸 男

地 質 調 査 所

昭 和 34 年

位置図



()は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 説	2
II. 2 ジュラ系—白堊系	4
II. 2. 1 空知層群	4
II. 2. 2 蝦夷層群	7
II. 2. 3 函淵層群	15
II. 3 蛇 紋 岩	21
II. 3. 1 蛇紋岩中の脈岩	28
II. 3. 2 蛇紋岩中の捕獲岩	28
II. 4 粗粒玄武岩質脈岩	32
II. 5 新第三系	33
II. 5. 1 宇津内層	34
II. 5. 2 敏音知岳噴出物	34
II. 5. 3 安山岩質岩脈	35
II. 5. 4 声間層および稚内層	35
II. 5. 5 勇知層	36
II. 5. 6 更別層	36
II. 6 第四系	38
II. 6. 1 洪積層	38
II. 6. 2 冲積層	39
III. 応用地質	39
文 献	40
Abstract	1

敏 音 知

(旭川一第 20 号)

本図幅は昭和 30 年および 31 年にわたる野外調査の結果作成された。

白堊紀層中の化石鑑定については、九州大学松本達郎教授および当所田中啓策技官を煩わし、かつ両氏からは白堊紀層の対比の問題について、いろいろと助言を得た。第三紀層中の化石鑑定については、東北大学小高民夫氏を煩わした。

I. 地 形

本図幅地域附近は、北海道の中央山脈の西縁部、すなわち、いわゆる“神居古潭帯”と呼んでいる地帯の北端部にあたるが、こゝでは南部のような急峻な地形はみられず、一段と高度を低めており、一般に平坦な丘陵ないし台地様の地形を示している。図幅地域内では、敏音知岳の 704m およびパンケ山の 631m が最高地点となっている。

図幅地域内の地形は、大きくみて、中央 - 東部地域および西部地域の 2 つに分けられる。中央 - 東部地域は、図幅地域の中央部で、南北に連なる蛇紋岩地帯の山嶺を含めて、その東方地域であって、その西方一帯をさす西部地域に較べて、いくらか急峻な地形を呈している。

中央 - 東部地域は主として蛇紋岩および白堊紀層からなり、蛇紋岩地帯は高さ 300 ~ 400m 程度の緩慢な、その地帯に特有な山容を呈するが、その地帯の南部延長部で、空知層群の分布する附近では、パンケ山のように著しく峻立した地形を示している。それらは宗谷山脈の一部をなしている。また、頓別川東方の敏音知岳は新第三紀、中新世後期に噴出した流紋岩質熔岩からなり、この山だけが一段とそそり立つドームを示す。このように中央 - 東部地域の地形は著しく地質に支配されている。

西部地域は天塩川およびそれに注ぐ問寒別川^{といかんべつ}の流域の平坦な丘陵地帯で、氾濫原、段丘などがよく発達している。段丘には50～80mくらいの高位のもの、20～40mくらいの低位のものが推定される。これは入江のように入り込んだ一種の海成段丘であろう。また河川の流域には湿地帯が多く、泥炭地があちこちにみられる。

河川では、北海道第2の長流天塩川が、函幅地域の南西隅を蛇行して北流し、処々に三日月沼がみられる。この河には架橋されているところは少なく、いまなお渡舟場が問寒別附近に残っている。また、しばしば氾濫するにもかかわらず、鉄道沿線を除いては、原始河川そのまゝになっているため、沿岸の畑地は毎年台風時期には、著しい災害を蒙っている。問寒別川はその源を北隣「上猿弘」函幅地域内の山嶺に発し、水量は比較的豊富で、小さな蛇行を著しく繰り返しているが、大きくみれば直線的に南流して天塩川に注いでいる。この方向は、この附近に推定される新第三紀層の向斜軸に沿う感がある。その流域はあまり開析されておらず、湿地帯、泥炭地が多く、あまり耕地として適当ではない。これまでに多くの開拓民が入殖したが、永続して従事したという事実は少ない。東部地域の頓別川は問寒別川とは逆に北流し、南隣天塩中川函幅地域内に源を発し、北東隣の浜頓別地域に入ってオホーツク海に注ぐのであるが、函幅地域内ではおもに白堊紀層のなかを流れ、あちこちに洪涵地をつくり、その開析も著しい。

函幅地域中央において、南北に連なる稜線をなす宗谷山脈の一部に源を発する多くの沢は、東流して頓別川に、あるいは西流して問寒別川に注ぐが、その流路はいずれも比較的整然としている。

Ⅱ．地 質

Ⅱ．1 概 説

本函幅地域は北海道中央西部を南北に走る、いわゆる“神居古潭帯”と呼ばれている構造帯の延長部にあたる。しかし、こゝでは、その主要メンバーである結晶片岩類の露出はほとんどみあたらない。

本地域にはジュラ紀から白堊紀にかけての中生代の地層、およびそれらを貫ぬく蛇

紋岩体などの火成岩類が主として分布し、東側では第三紀の火山噴出物がそれらを覆い、西側では新第三紀の地層のうち、鮮新世以後の地層が発達する。この地層と連続する下位の中新世の地層は、引き続いて西隣雄信内図幅地内に分布する。第四紀層は大小種々の河川の流域に広く分布する。

ジュラ紀から白堊紀にかけての地層は、北海道中央西部の北部から南部へ広く分布する一連の堆積層の一部で、“神居古潭帯”に密接に結びついて分布しているものである。空知層群・蝦夷層群・函淵層群などがこれであるが、こゝでは下位から上位に続く一連の関係は認められず、そのほとんどが大小の断層によって寸断されている。これらの地層のなかで 本地域ではとくに函淵層群が著しく発達し、東部地域の白堊紀層の大半を占め、また、他の北部北海道の地域にみられないほどの厚さをもち、含有する化石もまた著しく豊富である。

図幅地域の中央部を南北に縦断する蛇紋岩を境として、その東西両側の中生層の分布に著しい差がみられる。東側では前述の函淵層群が広く分布し、上部蝦夷層群はその南側に分布するのみで、それ以下の地層は分布しない。西側では東側でみられる上部蝦夷層群および函淵層群の分布を欠き、空知層群・下部蝦夷層群を主とし、中部蝦夷層群はその下部層のみが分布している。北隣「上猿払」図幅地内でも、空知層群の分布は蛇紋岩体の西側のみ分布する傾向が認められている¹⁹⁾。以上のことから、これらの地層は数多くの断層で変位しているが、もっとも大きい意味をもつ構造線は、この蛇紋岩の進入してきている位置であると考えられる。つまり白堊紀以後、函淵層群の堆積した後、大きな造構運動が起こり、その著しい方向、すなわち南北性の弱線に沿って、蛇紋岩が進入したものである。この造構運動は広く南方の“神居古潭帯”地域にも認められている^{註1)}。

蛇紋岩のなかには、ロジン岩といわれている捕獲岩のほか、ほとんど到るところで結晶片岩類の転石がみられ、これは神居古潭変成岩類の一部で、蛇紋岩の捕獲した岩石であろう。そのほか斑礫岩質岩石および角閃岩類もまた、捕獲岩様に挟み込まれているのが、処々露頭としてみいだされる。これは筆者が「幌加内」図幅作成中に認めた角閃岩類と類似のものであり、これらの岩類はともに蛇紋岩の進入前にすでに形成されたものであることを立証するものである。

註1) 南方「幌加内」図幅地域附近でも、すでに同様の造構運動が認められたところである。

蛇紋岩の進入後は新第三紀にはいるまでは、おそらく平穏で、全体が隆起し、陸化していたと思われるが、一部宇津内附近に露出する第三紀層が、古第三系に属するものとの説がある¹⁴⁾。新第三紀の頃になると、すでに東西両地域において海進があり、中新世から更新世初期にいたるまで、浅海性の堆積層が認められ、当地域内には分布しない増幌層・稚内層に引き続いて、本地域に声間層・勇知層・更別層などの一連の地層の堆積が行なわれた。増幌層に重なる稚内層の基底部には、基底礫岩が存在するが、この時期においては著しい造構運動の痕跡はなく、むしろ後白堊紀において広く発達した前述の運動に支配されて、それを中心に僅かに地塊運動程度の動きが認められるにすぎない。中央南部にみられる断層群はその例である。

稚内層と上位の声間層とは漸移し、等しく泥質岩からなる一連の地層であって、化石のうえからも、とくにその間にはっきりした境界を定めることは困難である。稚内層は声間層がなんらかの地質条件のために硬質となり、剝理性が著しく発達するか、層面が明らかとなっている部分が多いという程度のものである。したがって、岩相のうえからいって、中新世と鮮新世との時代区分の境界も、増幌層と稚内層との間におく方が、むしろよいように考えられる。

更別層は一般に緩い傾斜をもつ地層であるが、それらが緩やかな向斜、背斜構造を示し、部分的に直立している。これらのことは更別層の堆積後、第三紀末あるいは第四紀の初期における、地域的な地殻変動のあったことを物語っている。

以上述べた本地域内での地質の概略を総括すると、第1表のようになる。

II. 2 ジュラ系—白堊系

II. 2. 1 空知層群

本地域では蛇紋岩帯の西側にのみ分布し、南部では多くの断層によって地塊化され、北部では蛇紋岩と新第三系との間に細長く挟まれている。本層群の下部は主として輝緑凝灰岩からなり、上部はチャートを主とし、珪質泥岩あるいは砂岩を挟んでいる。前者を S_1 層、後者を S_2 層とする。 S_1 層の下部以下は露出していない。

第1表 地質総括表

			層 序		火 成 活 動	地 殻 変 動	
第 四 紀	沖積世	完新統	沖 積 層				
	洪積世	更新統	段 丘 堆 積 層				
新 第 三 紀	鮮 新 世	瀧川統	更 別 層	不整合?	流紋岩	隆起 (地変)	
		北	勇 知 層				
		見 統	齊 間 層 (雅 内 層)				
	中 新 世	天	(増 幌 層)	不整合			
		塩		関係不明			
		統	宇 津 内 層				
古 第 三 紀				粗粒玄武岩脈 蛇紋岩	隆起 構造流運動		
白 堊 紀	上 部 へトナイ統	函 渚 層 群	H ₄	断層	酸性凝灰岩		
			H ₃				
		下 部 へトナイ統	H ₂				
			H ₁				
	浦 河 統	上 部 蝦 夷 層 群	U ₅				酸性凝灰岩
			U ₄				
			U ₃				
			U ₂				
			U ₁				
	ギリヤーク統	U ₁					
	宮 古 統	中 部 蝦 夷 層 群	M ₃		(整合?)		酸性凝灰岩
			M ₂				
			M ₁				
下 部 蝦 夷 層 群		L ₃					
		L ₂					
		L ₁					
鳥 の 巢 統	空 知 層 群	S ₂	(不整合?)	酸性凝灰岩			
		S ₁					

S₁層 厚さは400mくらいまでが推定できる。主としていわゆる輝緑凝灰岩からなり、上部附近には泥岩様のチャート質岩が挟まれていることがある(パンケナイ川)。輝緑凝灰岩のなかには、輝緑岩質ないし粗粒玄武岩質熔岩が含まれている。また斑斨岩あるいは閃緑岩の岩脈によって貫ぬかれている部分があり、この附近には、よく方解石・石英などの細脈が発達している。またこの輝緑凝灰岩のなかには、明らかに枕状熔岩の構造を示す部分も認められる。その露頭はパンケナイ川南支流で、断層によって下部蝦夷層群のなかに挟まれ、S₁層のみが蛇紋岩に貫ぬかれた附近の上流側に露出する(図版1)。



図版1 パンケナイ川上流における枕状熔岩の露頭

輝緑岩と輝緑凝灰岩との境界はしばしば明らかでない。輝緑岩には斑状構造の明らかなものとそうでないものがある。前者には一見脈岩様を示すものもある。斑状構造を示さないものは、普通には斜長石の長径0.6mmくらい、短径0.05mmくらいのものが、一様に径0.3mmくらいの普通輝石のなかに入りこんで、全体がオフィチック構造を示している。斑状構造を示すものでは、斑晶の斜長石は普通長径1.5mmくらいにも及び、石基中のもの大きさは前述のものとはほぼ同じくらいである。輝緑岩はまた著しく変質しており、ときには原岩の構造をほとんどさめていない。有色鉱

物は炭酸塩鉱物(おもに方解石)化するほか、斜長石は曹長石あるいは炭酸塩鉱物となっていることが多く、このような岩石には、緑簾石・葡萄石・スヘン・緑泥石・鉄鉱がよくみだされ、まれにエジル輝石様鉱物をみることがある。

枕状熔岩の枕状をなす部分はきわめて硬質で、岩質としてはむしろ輝緑岩質熔岩といった方がよい。鏡下ではオフィチックな輝緑岩構造を示し、主として斜長石・普通輝石からなる。しかしこれらは斑晶をなすことが少なく、全般的には無斑晶構造を示す。このほか細粒の鉄鉱が散点し、緑泥石様あるいは不透明な汚染物質が多く、ガラス質物質は少ない。また、炭酸塩鉱物の集合体が径0.5～1.0mmくらいのプール状をなして形成されていることがある。この枕状熔岩¹⁸⁾もスピライト化しているところはほとんど見られず、他の輝緑岩とそれほどの相違は認められない。

斑岩質脈岩は一見、後述の蛇紋岩中のいわゆる微閃緑岩に類似しているが、比較的粗粒である。本岩は外観、暗灰黝色を呈し、きわめて硬硬で、輝緑凝灰岩との境界が明らかである。5mくらいの幅をもつものが普通である。これはパンケナイ川支流によくみだされる。鏡下では $\approx 0.5\text{mm}$ くらいの等粒の鉱物からなり、部分的に斜長石と普通輝石とが組合って、オフィチック構造を示す。斜長石(約 An_{60})は一部絹雲母化するほか塵埃様物質が含まれている。輝石には、普通輝石のほか紫蘇輝石が僅かにみだされることがあるが、いずれも、褐色角閃石化し、その周縁部は緑色の緑泥石となっている。

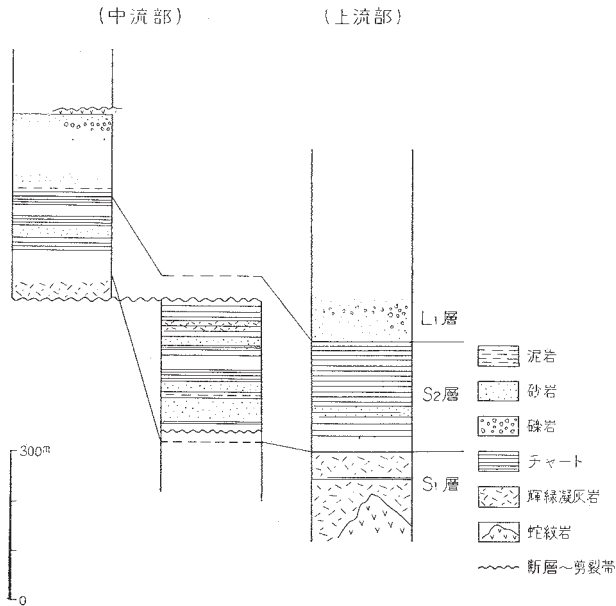
また、その他閃緑岩質の脈岩がパンケナイ川上流部にみられる。その外観は上述のものとの差がないが、やや白っぽい。構造も等粒構造である。主として長石・角閃石および黒雲母からなり、緑泥石質鉱物のほか石英がまれにみられ、燐灰石・鉄鉱が散点する。長石には斜長石($\text{An}_{40\sim 50}$)と正長石様のアルカリ長石とがみられる。

S₂層 S₁層とは整合漸移する。その層厚は200～300mで、チャートを主とし、細粒～中粒の砂岩および珪質の泥岩からなる。それらの中には凝灰質の珪質岩が挟まれていることがある。チャートには赤色、緑色および灰色など、さまざまな色を示すものがあり、それらがそれぞれ約0.1mの厚さで互層し、美しい縞状を呈していることもある。これらのチャート層のなかに、まれに輝緑凝灰岩が認められることがある。チャートには *Cenosphaera* sp. などの放散虫の遺骸の破片を数多くみるが、種名を決定しうるものはほとんどない。

本層は従来、奈江川チャートとして取り扱われていたものに相当する。

北部地域で、蛇紋岩の西側に細長く分布する本層中に、幅 5m くらいの曹長岩様脈岩が貫ぬいている。本岩は外観帯褐暗灰色を呈し、硬質で一見砂岩様を呈するが、やや斑状構造を示す。その斑晶は主として曹長石質の長石を主とし、石基は珪長質で、僅かに流動構造を示す。部分的に圧碎溝造を示すところもあり、また著しく汚染しているため、その他の鉱物については明らかでない。

S₁ および S₂ 層の、本地域での標式的露出地であるペンケナイ川流域における、分布状態から作成した本層群の柱状図を、第 1 図に示す。



第 1 図 ペンケナイ川における S₁, S₂ 層柱状図

II. 2. 2 蝦夷層群

下部蝦夷層群

本層群も西部地域にのみ分布する。空知層群の S₂ 層に連続して分布するが、S₂ 層

との間には細かい断層が多く、相互の関係を確認できないが、薄い基底礫岩をもって境され、平行不整合の関係にあるものようである。本層群は本地域内では、主としてその岩相によって下部から L_1 , L_2 , L_3 の3層に分けられる。

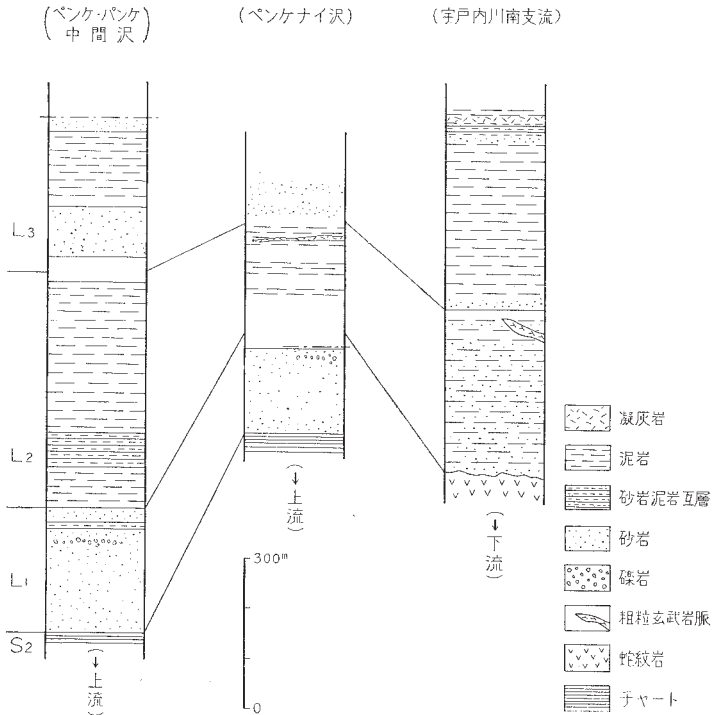
L_1 層 層厚約300m。主として塊状の細粒砂岩および中粒砂岩からなる。その下部の中粒～粗粒の砂岩の基底部には、前述の礫岩が含まれているが、その附近には剪裂帯あるいは断層が発達していることが多く、その基底部の下位相当の位置に、上部層の砂岩の繰り返しがみられることがある。この部分に多くみいだされる粗粒砂岩の部分には方解石・葡萄石様の白色の細脈がよく発達していることがある。上部には暗灰色の泥岩が薄く挟まり、細粒砂岩と互層するところもある。また、パンケルペシュツペ川の南第一支流の下流に分布する本層には、砂岩・泥岩の互層があり、 L_2 層の一部が断層で挟み込まれた感はあるが、こゝではそのような地層も本層の一部として一括塗色してある。

L_2 層 L_1 層とは整合漸移する。厚さは400m内外で、主として暗灰色泥岩と灰白色のシルト岩との細互層からなる。下部ではそれらは細い縞模様をなす。ときに径0.5～1cmの団塊が含まれていて、ことに本層の中部附近に多い。また、まれに薄く灰白色の凝灰岩質のシルトが挟まることがある。このようなものはパンケナイ川の本層中にみられる。化石はまったく発見されない。また、宇戸内川南支流には、粗粒玄武岩(幅約3m)が本層を貫ぬいている。

L_3 層 L_2 層とは整合漸移する。厚さ300m以上、本層群の最上部と考えられるが、中部蝦夷層群とは断層あるいは剪裂帯をもって接することが多い。本層は細粒の砂岩および暗灰色泥岩からなる。下部では細粒砂岩が優勢で、ときに凝灰質である。泥岩は本層の中部附近に多く、層理は必ずしも明瞭でない。化石は発見されなかったが、パンケナイ川の下流において、本層の分布する附近から径1.0m近くの菊石の転石が発見されたことがある。発見者である現東京教育大学教授橋本亘によれば、Upper Aptian を支持する *Parahoplites* の仲間 に似ているということである。そうだとすれば、本層は下部宮古統にあたることになろう。そしてまた、このパンケナイ川上流域には、この層以下の蝦夷層群のみが分布するので、本層群の時代は下部白堊紀であるとはいい得る。

本層群の地層をパンケナイ川・パンケナイ川とパンケナイ川との中間沢および宇

戸内川における露頭から作成した柱状図は第2図の通りである。



第2図 下部蝦夷層群の柱状図

中部蝦夷層群

本地域における標式的露出地は宇戸内川上流附近を中心とする地域である。蛇紋岩あるいは断層によって取りかこまれ、地質図上ではあたかも、俗にいう“マド”のような分布を示す蝦夷層群のなかに含まれている。下部蝦夷層群とは整合漸移するものとみなされるが、露出では必ずしも明らかな関係はみられず、小さい断層の繰り返しに伴って移りかわっているようである。L₃層の上位に酸性の凝灰岩が著しく発達する部分があるが、それを含めたより上位の地層を中部蝦夷層群とする。

本層群は岩相によって下位から M₁, M₂, M₃ の3層に分けられる。これらの地層は

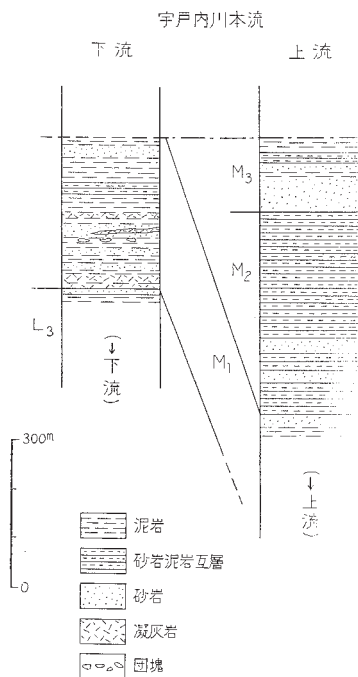
L₃層を含めて、向斜構造を形成するが、さらに断層により構造は複雑になっている。また、M₁層は南北に走る断層の西側に、M₂層、M₃層はその東側に分布している。

M₁層 厚さは300m以上と推定されるが、上限は断層によって不明である。岩相はL₃層と類似するが、M₁層の下部には酸性の凝灰岩の薄層を数多く含んでいるのが特徴的であり、この凝灰岩の存在によって両層は区別される。最下部には部分的に粗粒の砂岩を含んでいるが、本層は主として暗灰色泥岩からなる。処々に径0.1mくらいの団球を含んでいる。凝灰岩は流紋岩質で、厚さ2～5mくらいのものもまれではない。中部では中粒～細粒の砂岩および泥岩がおもで、それらが細かく互層することもある。さらに上部では細粒砂岩あるいはシルト質岩となる。本層中には化石はまったく発見されなかった。

M₂層 M₁層の上位に連続するものであるが、詳細な相互の関係は明らかでない。宇戸内川の最上流部で、蛇紋岩帯の西側に、岩質上M₁層の上部と思われる砂岩層が露出し、その上位に引き続いて露出する、泥岩を主とする地層をM₂層とする。厚さは約400mで、本層の主体をなすものは暗灰色の泥岩であるが、細粒灰色の砂岩ないしシルト岩と細く互層する。処々に径0.1m以下の団塊を挟むことがあるが、量はきわめて少ない。化石はみられず、岩相だけでは一見L₂層によく似ている。

M₃層 M₂層に引き続き整合漸移し、厚さは150m以上である。ただし、上部は断層をもって切られているので、上限が明らかでなく、また、上部蝦夷層群との関係も不明である。主として灰白色の細粒砂岩およびシルトないし暗灰色の泥岩からなる。一般的に本層は塊状で、層理が不明である場合が多いが、比較的上部では、泥岩が優勢であり、ときには細粒砂岩と互層することがある。宇戸内川本流の上流附近に分布する本層は、この附近の構造からみて、向斜構造の軸の中心部附近を形成するものようで、傾斜は10～20°Wである。化石はみあたらない。

第3図には本層群の宇戸内川流域に分布するものについて、作成した柱状図を示す。



第3図 宇戸内川における中部蝦夷層群の柱状図

上部蝦夷層群

本層群は東部地域の南部に分布する。中部蝦夷層群との関係は不明であるが、上位の函淵層群とは基底礫岩をもって平行不整合の関係にある。本層群の内部には、逆転構造もみられ、また他の層群のなかに認められたと同様、数多くの小断層が発達し、図示できないほどの褶曲があり、同一地層が繰り返されて分布していることが多いので、地層の正確な厚さは算定し難く、以下に記載するものも実際の厚さを示すものとは限らない。

本層群は累計 1,000m 以上の厚さをもつが、岩相およびその含有する化石などから、下部から U_1 , U_2 , U_3 , U_4 , U_5 層の 5 つの地層に分ける。しかし前述のようなことから、 U_1 層は必ずしも本層群の最下部層を意味する訳ではない。

U_1 層 熊本団体の沢の下流部およびその東側に分布するが、東側では露出状態が

悪い。下限は不明であるが、厚さは 400m 以上と推定される。この附近で上位の U_2 層とともに逆転している。本層は主として暗灰色泥岩および砂岩の互層からなるが、泥岩が優勢で、上部は泥岩を主とし、最上部は中粒～粗粒の砂岩（これをもって U_2 層の基底部とする）と整合漸移する。泥岩中には拳大の団球が散点し、化石を含むことがある。

熊本団体の沢の下流部の本層から、次の化石が発見された（鑑定者：九州大学松本達郎および本所田中啓策技官、以下同じ）。

Inoceramus cf. teshioensis NAGAO & MATSUMOTO

U_2 層 熊本団体の沢・宮城野沢附近にのみ分布する。層厚 300m 以上と推定されるが、数多くの断層によって寸断され、下限から上限に向かって連続分布するところがないので明らかでない。本層はほとんど灰色の細粒～中粒の砂岩と、暗灰色の泥岩とからなり、これらは普通細互層あるいはそれぞれが約 0.5cm の厚さをもつ、みごとにズミカルな互層を呈する場合が多い。泥岩部には拳大の団球を含んでいる。基底部には砂岩層が発達しており、ときには礫質となっている。また部分的に灰白色の凝灰岩を挟むことがある。泥岩部には拳大の団球を含む。上部では泥岩が優勢となる傾向がある。チュビタウシナイ沢・宮城野沢の下流では著しく褶曲しており、断層などもよく発達し、同一地層が何回となく繰り返されて分布している傾向がある。また前述のように、熊本団体の沢の下流では、 U_1 層とともに逆転している。

本層中には化石が豊富に含まれ、鑑定されたおもなものは次の通りである。

Gaudryceras tenuiliratum YABE

Cf. *Neopuzosia ishikawai* (JIMBO)

Cymatoceras sp.

Inoceramus uwajimensis YEHARA

I. cf. mihoensis MATSUMOTO

I. naumanni YOKOYAMA

これらの化石から本層の主体は浦河統上部と推定される。

U_3 層 U_2 層とは整合漸移する。 U_2 層との関係のみられるのは宮城野沢中流部においてのみである。本層は U_2 層の細かい葉理がなくなって、塊状の泥岩を主とするようになり、砂質をおびる部分から始まる。むしろ U_2 層とは岩相的に一連のものとの

考えた方がよい。本地域では、上限と下限とが連続して露出することがほとんどないので、その正確な層厚は不明であるが、およそ 400m と推定される。敏音知岳北部および上頓別郷に（域外からその北方へかけて）分布する本層は、背斜構造の中心部をなしている。

本層は主として、暗灰色の泥岩および中粒の灰色砂岩からなるが、この暗灰色の泥岩は灰色の細粒砂岩ないしシルト岩と互層し、葉理がよく発達することがある。この部分は比較的下部で、U₂層直上の塊状泥岩に引き続く。また泥岩部に団球がよく発達し、入頭大のものから拳大くらいのものが普通で、ときにはそれらが密集して礫岩様を呈することもある。

本層中からは次のような化石が発見された（おもに敏音知岳北部）。

Gaudryceras sp.

Neopuzosia ishikawai (JIMBO)

Anapachydiscus arrialoorensis (STOLICZKA)

Eupachydiscus sp.

Inoceramus naumanni YOKOYAMA

I. *orientalis ambiguus* NAGAO & MATSUMOTO

I. *ezoensis* YOKOYAMA



図版 2 国鉄松音知駅南方，頓別川に露出する U₄ 層のリズミカルな互層

I. cf. amakusensis NAGAO & MATSUMOTO

U₄層 U₃層とは整合漸移する。層厚約 300m である。U₃層とは岩相的に一連のもので、砂岩・泥岩の互層部が比較的是っきりしてくる部分から始まる。敏音知岳の北方、上頓別川の北方においてはU₃層とともに背斜構造をなし、U₃層の両翼に分布する。本層はほとんど泥岩と砂岩とのリズムカルな互層からなる。図版2はその一部である。泥岩部には拳大の団球を多く含んでいる。化石はそれほど豊富ではないが、次のものが発見された。

Inoceramus orientalis SOKOLOV var. *ambiguus* NAGAO & MATSUMOTO

Raunadoceras sp. or *Maorites* sp. ?

Patella problematica (NAGAO & OTATSUME)

P. gigantea (SCHMIDT)

U₅層 本層はU₄層に引き続き整合漸移する。厚さは約 400m である。層理不明の暗灰色泥岩と、そのなかに含有される *Inoceramus schmidti* の存在をもって特徴づけられる。本層の上部附近には砂岩脈が発達することが多く、この近くには大型(径約 0.3m)の *Inoceramus schmidti* の化石の破片が豊富に含まれているのも特徴的である。そしてまたこれが本層群の最上部層としての鍵層となる。泥岩中には人頭大～拳大の団球も豊富に含まれている。また部分的に灰白色のシルト質の細粒砂岩が薄く挟まれていることがあり、中部附近には灰白色の凝灰岩ないし凝灰質砂岩を含んでいる。本層中から次のような化石が発見された。

Pyllopachyceras ezoense (YOKOYAMA)

Epigonicerias (*Saghalinites*) *popetense* (YABE)

Desmophyllites diphylloides (FORBES)

Anapachydiscus (*Neopachydiscus* ?) *naumanni* (YOKOYAMA)

Eupachydiscus sp.

Canadoceras cf. *kossmati* MATSUMOTO

Inoceramus schmidti MICHAEL

I. sachalinensis SOKOLOV

I. cf. orientalis var. *ambiguus* NAGAO & MATSUMOTO

以上の化石から、本層はヘトナイ統の下部階に相当する。

II. 2. 3 函 淵 層 群

本層群も東部地域に限られて分布する。上部蝦夷層群とは平行不整合をもって移化する。*Inoceramus schmidti* の化石を豊富に産出する上部蝦夷層群最上部層のうえに、基底礫岩をもってはじまる上位の地層を函淵層群とする。地域的には、南部に下部層が多く分布し、北部により上部の地層が分布する傾向が認められるが、褶曲、断層などの発達のため、分布は複雑となっており、以下に示される各層の厚さは正確でないことが多いが、本層群の厚さは1,600m以上と推定される。このことは他地域、とくに北隣の上猿弘図幅地域内においてもみられないところで、本地域は本層群の特殊な堆積盆地であったといえる。

本層群のもつ岩相および化石の集合状態あるいは堆積物の粒度からみられる輪廻、たとえば、礫質から砂質、泥質などへの移りかわりの繰り返しの状態から、本層群を下部からH₁、H₂、H₃、H₄の4層に分ける。たゞし上限は明らかでない。

H₁層 本層の基底部には礫岩の薄層があり、U₅層とはやゝ不整合的關係がみいだされ、全般的にはそれは平行不整合である。この礫岩には、下位のU₅層の泥岩が含まれている。この礫岩部は各分布地域に普遍的にみられ、本層群の一つの鍵層となっている。本層の厚さは約400mである。本層は主として灰色の極細粒の砂岩からなるが、前述のように、最下部は礫岩で、数mくらいの砂岩部を経て泥岩に漸移する。この泥岩部には縞状に泥岩と砂岩とが互層していることがある。その上位はやゝ厚い細粒の砂岩となって、さらに上位は灰色の泥岩となる。いずれも層理はあまり明瞭でないが、泥岩部にはやゝ層理が発達する。また、知駒内川の下流部では、本層の上部の泥岩部に帯黄灰白色の凝灰岩(幅約3m)が挟まれている。また知駒内川の頓別川合流附近の鉄道の切割り附近には、この基底礫岩層が他の地域のものに較べて厚く発達している。この附近のルートスケッチマップを第4図に示す。

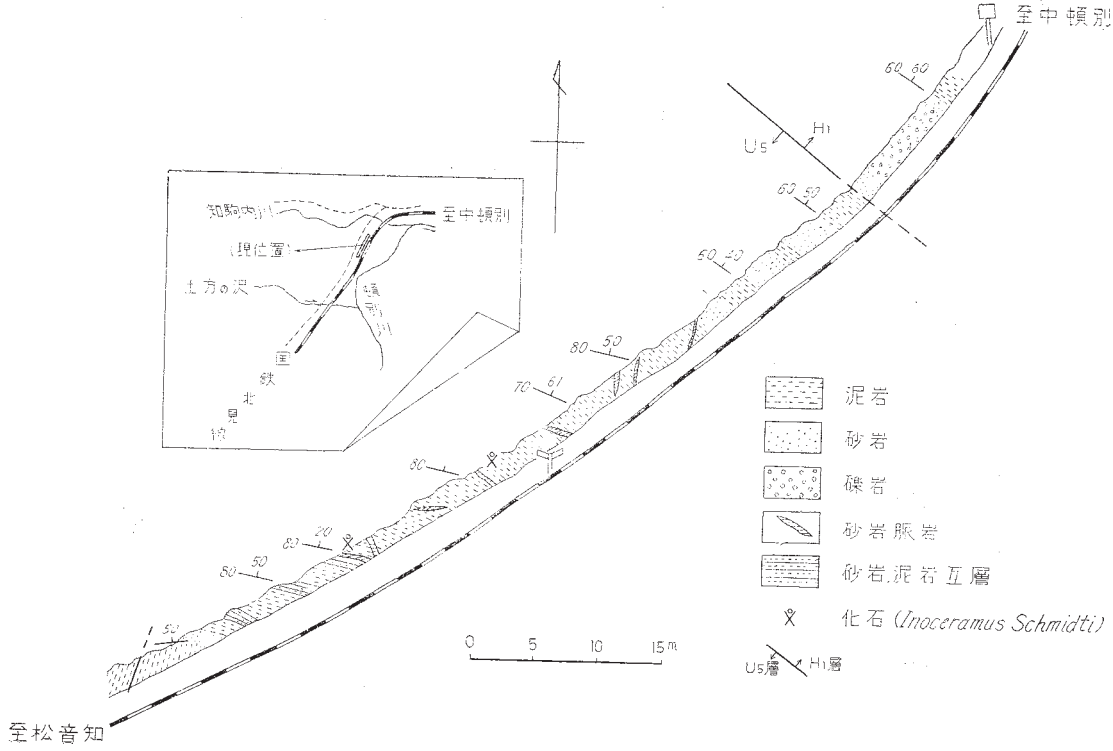
本層からは次の化石が発見された。

Epigoniceras (Saghalinites) sp.

Gaudryceras striatum (JIMBO)

Canadoceras kossmati MATSUMOTO

C. sp. immature (*C. kossmati* M. の子供?)



第4図 知駒内川・頓別川合流附近の鉄道沿線におけるスケッチマップ (U₅層-H₁層の関係を示す)

C. cf. yokoyamai (JIMBO)

Patella gigantea (SCHMIDT)

そのほか、宇津内川上流の本層相当層から次のものが発見された。

Baculites sp.

Inoceramus sp. (group of *ezoensis*)

Acila hokkaidoensis

Margarites cf. *sachalinensis* NAGAO

以上の化石から、この層の時代はヘトナイ統下部階と推定される。

H₂層 H₁層とは漸移する。層厚は約500mである。本層は主として暗灰色の泥岩ないし灰色のシルト質、極細粒の塊状砂岩からなり、中部附近には黄灰白色の凝灰岩を挟むことがある。これは知駒内川でのみみいだされるもので、約0.2mの厚さをもつ。上部には泥質のものがよく発達し、北部の宇津内川上流では、全般的に泥岩が優勢となっている。泥質部には団球がよく挟まれており、比較的層理が明らかである。

本層中には、化石の含有が少なく、一般には *Gramatodon sachalinensis* がみいだされたにすぎない。しかし宇津内川上流に分布する本層には比較的よくみいだされ、一カ所の露頭で次のようなものが採集された。

Neophylloceras cf. *hetonaiense* MATSUMOTO

Gaudryceras striatum (JIMBO)

Acila hokkaidoensis NAGAO

Gramatodon sachalinensis (SCHMIDT)

Propeamussium cooperi WARRING var. *yubarensis* YABE & NAGAO

Periplomya cf. *tricarinata* NAGAO

Fish scale

時代はヘトナイ統の下部階と推定される。

H₃層 H₂層とは整合漸移する。厚さは500～800mに及ぶ。たゞし小断層で繰り返された一部分も多少あるかも知れない。主として灰白色、シルト質の極細粒砂岩ないし細粒砂岩からなるが、部分的に泥質のところもある。下位H₂層との境附近の最下部には、細い縞状を示す程度の暗灰色の泥岩と、シルト質の灰色細粒砂岩との互層

を示し、この部分を鍵層とすることもある。本層中の細砂岩中には細かい斑点がみられる。それは径 0.01m 以下のレンズ状あるいは角礫状の暗灰色の泥岩からなっている。また団球の含有は少なく、各所に僅かに点在する程度である。下部の互層部の上位附近に凝灰質の中粒砂岩が含まれていることがある。

本層中には化石が豊富に含まれており、次のようなものが発見された。

Neophylloceras hetonaiense MATSUMOTO

Epigonicerias (Saghalinites) cf. cala (FORBES)

Anagaudryceras ryugasense MATSUMOTO

Cf. *Gaudryceras crassicoatum* (JIMBO)

Zelandites cf. varuna var. japonica MATSUMOTO

Pachydiscus subcompressus var. absolutus MATSUMOTO

P. cf. subcompressus var. absolutus MATSUMOTO

P. suciensis (MEEK)

Canadoceras sp.

Inoceramus cf. awajiensis MATSUMOTO

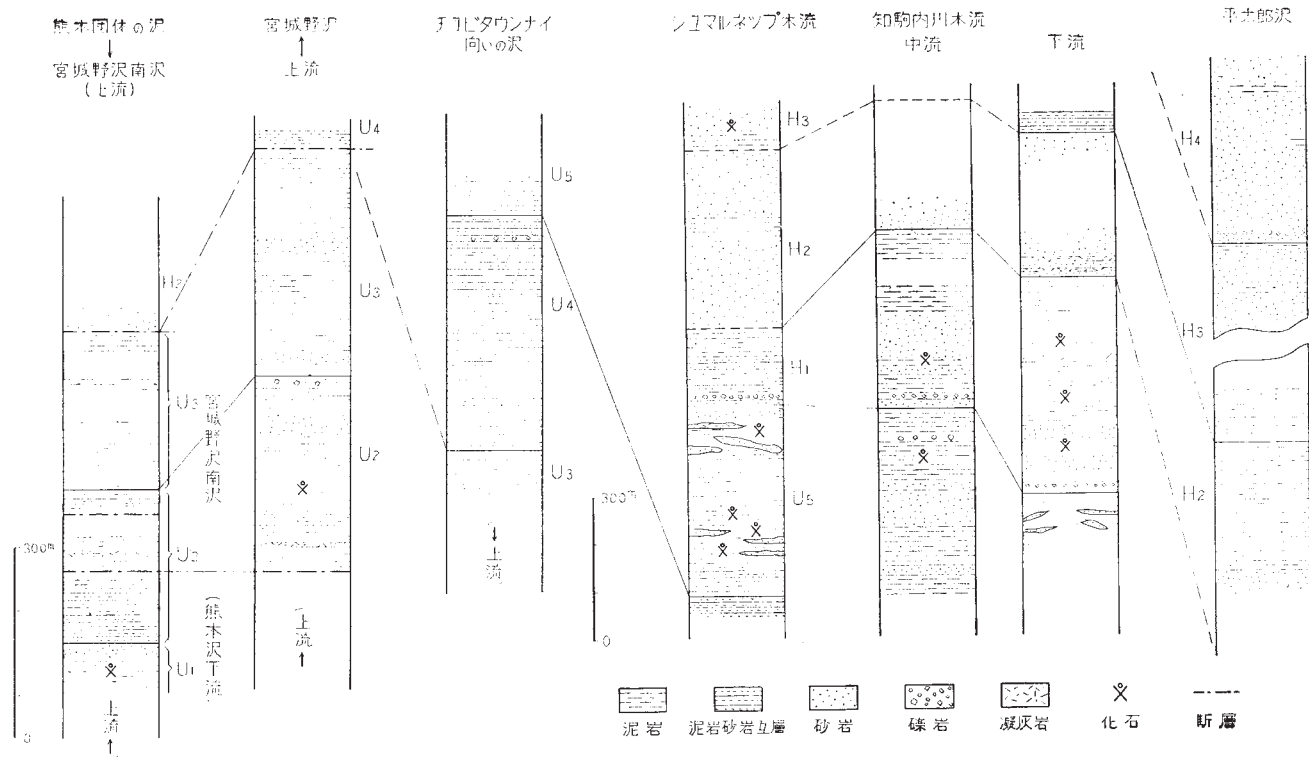
I. shikotanensis NAGAO & MATSUMOTO

Platyathythus sp. (Simple coral)

これらの化石から、本層はヘトナイ統上部階に相当するものとみられる。

H₄層 H₃層とは整合漸移するのであるが、H₃層との境界附近には、中粒～粗粒の砂岩あるいは礫岩の薄層が発達し、一見基底礫岩様を呈する。厚さはその上限が明らかでないためはつきりしないが、400m 以上はあるのではないかとおもわれる。本層は主として灰色のシルト質極細粒～細粒砂岩からなり、部分的には中粒となっている。層理の明らかな部分は少ない。また最下部の礫岩部の附近に、灰白色の凝灰岩が薄く挟まっていることがある。団球は下部の附近に、ときにみいだされる程度で、きわめてまれである。本地域の北東隅、平太郎沢では、基底部の礫岩が3層に分かれているが、いずれも 1m 以下の薄層である。上部ではまた、部分的に泥質を帯び、やゝラミナが発達している部分もある。礫岩部直上の砂岩には、H₃層中にみられたシミ状の泥岩の破片がよく含まれていることがある。

本層中には化石は少ないが、次のものが発見された。



第5図 上部蝦夷層群および函淵層群の岩相対比柱状図(南矢→北)

化石名	H ₄	H ₃	H ₂	H ₁	U ₅	U ₄ (上部)	U ₃	U ₂	U ₁
<i>Cf. Diplomoceras</i> sp.	×								
<i>Cymatoceras</i> sp.								×	
<i>Inoceramus cf. teshioensis</i> NAG. & MAT.									×
<i>I. uwajimensis</i> YEHARA								×	
<i>I. cf. mihoensis</i> MAT.								×	
<i>I. shikotanensis</i> NAG. & MAT.		×							
<i>I. naumanni</i> YOK.							×		
<i>I. orientalis</i> SOKOLOV var. <i>ambiguus</i> NAG. & MAT.						×	×		
<i>I. ezoensis</i> YOK.							×		
<i>I. schmidti</i> MICHAEL					×				
<i>I. cf. amakusensis</i> NAG. & MAT.							×		
<i>I. sachalinensis</i> SOKOLOV					×				
<i>I. cf. awajimensis</i> MAT.		×							
<i>Gramatodon sachalinensis</i> SCHMIDT	×								
<i>Patella problematica</i> (NAG. & OTAT.)						×			
<i>P. gigantea</i> (SCHMIDT)				×		×			
<i>Platycyathus</i> sp. (Simple coral)		×							

対 比

函 溜 層 群	H ₄	} ヘトナイ統上部階
	H ₃	
	H ₂	} ヘトナイ統下部階
	H ₁	
	U ₅	
上 部 蝦 夷 層 群	U ₄	浦河統最上部階
	U ₃	浦河統上部階
	U ₂	浦河統下部階
	U ₁	ギリヤーク統上部階

(田中啓策校官による)

II. 3 蛇 紋 岩

北部北海道に分布する蛇紋岩帯のなかで、本地域の蛇紋岩がもっとも大きな膨らみをもち、その幅は約 10km にも及ぶところがある。蛇紋岩特有の枝分かれが、本地域でもあちこちにみられるが、岩体の全般的な分布方向は、他の地域と同様はっきりした南北性を堅持している。

蛇紋岩と母岩（中生層）との境界附近には蛇紋岩の崩れが多く、また露頭がなくなっているため、両者の接触部がみられることはきわめてまれである。図版 3 はパンケナイ川中流にみられた、いくつかの接触部の一つである。そこでは下部蝦夷層群の一部はほとんど変質していない。しかし、他の宮城野沢上流の露出では、僅かに母岩の砂岩が硬質化しており、また、炭酸塩鉱物の発達をみる。



L_1
 (下部蝦夷層群) ← → 蛇紋岩

図版 3 蛇紋岩と下部蝦夷層群との接触部 (パンケナイ川中流部)

肉眼的に認められる岩質は、一応一様な外観を示しているが、必ずしも特有の暗緑灰色を呈するものばかりでなく、ときには黒色の強い部分、あるいは灰白色の強い部分などあって、さまざまである。堅硬なものは、一般に表面が酸化して赤褐色～黄褐色を呈しており、節理の発達が著しい。灰白色を帯びる部分は粘土化の著しいもの、あるいは滑石化した部分である。粘土化したところには、葉理様の構造を示すことがあり、その粘土化をまぬがれた部分が塊状に残り、一見集塊岩様を呈している。また

比較的堅硬なものに、條線状の黒色の部分が発達しているものがあり、新鮮な緑灰色の蛇紋岩のなかに縞がみられる。この部分は微細粒の磁鉄鉱が濃集しているところでもあるが、とくに蛇紋岩化が著しく発達したところのようである（それは後述の本岩中に含まれるロジン岩および角閃岩類などの捕獲岩の周縁部、または“微閃緑岩”質脈岩の接触部、あるいは岩体内の剪裂帯などにみられる黒色を呈する部分に似ている）。また、処々に温石綿の細脈が発達し、それがあある範囲内に濃集していることもある。クロム鉄鉱が点在しているが、これが鉱床を形成するものはいままでみいだされていない。また、異常に赤色を帯び、または褐色となり、珪化され、著しく硬質となっている部分があちこちにみられる。部分的に、とくに岩体の粘土化した部分に油微が認められることがある。その著しいものは宇戸内川中流にみられ、佐々保雄¹⁶⁾および橋本亘¹⁷⁾によって報告されている。

本地域の蛇紋岩は完全に蛇紋岩化しており、まったく原岩の残存鉱物はみられない。主としてアンチゴライト（およびクリソタイル）様の蛇紋石鉱物からなる。蛇紋岩特有のメッシュ構造を示すことは少なく、纖維状をなすアンチゴライト、あるいはバスタイトが粒状に組合っている場合がよくみられる。クリソタイルの脈がよく発達していることは当地域の一つの特徴である。たゞし石綿鉱床として、稼行の対象となるものは少なく、脈幅もほゞ0.5cm以下のものが多い。クリソタイルの脈に伴って、やゝ灰緑色のピックロライト（硬蛇紋右）がみられる。その幅は約0.1cmのものが多い。ときにはクリソタイルの両縁に発達している。尖晶石は普遍的にみられ、径約0.5mmくらいのもので径0.1mm以下のものがある。大きなものは鏡下で赤褐色を示すが、小さなものはほとんど黒色不透明であり、これは他の組成鉱物の割れ目に沿って生成されている。またときには、外縁部が黒色、内部が赤褐色のものが、宮城野沢本流の上流附近の蛇紋岩中にみいだされた。赤褐色のものはクロム鉄鉱で、後者は磁鉄鉱と推定される。それらはほとんど他形ないし半自形で散点する。クロム鉄鉱くらいの大きさの磁鉄鉱もよくみいだされ、蛇紋岩のなかに磁鉄鉱の多いというのも、また本地域の特徴でもある。

以上のような蛇紋岩の、1つの岩体のなかで黒色の縞状を呈するものと、他の普通にみられるものとの化学成分を比較すれば、第3表のようである。たゞし、こゝに示されたほとんど類似の化学成分の相違からは、 Fe_2O_3 と FeO との含有量の違いのほか

に、黒色を呈する理由についてのよりどころをみだし得ない。

第3表

	普通の蛇紋岩	黒色蛇紋岩
SiO ₂	34.24	37.60
TiO ₂	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	0.78	0.79
Fe ₂ O ₃	6.23	4.95
FeO	0.86	1.29
MnO	0.10	0.07
MgO	39.76	39.25
CaO	0.01	0.01
Na ₂ O	0.07	0.07
K ₂ O	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.01	0.01
H ₂ O (+)	14.61	13.07
H ₂ O (-)	1.48	1.10
CO ₂	1.10	1.15
Cr ₂ O ₃	0.45	0.33
NiO	0.33	0.32
Total	100.05	100.03

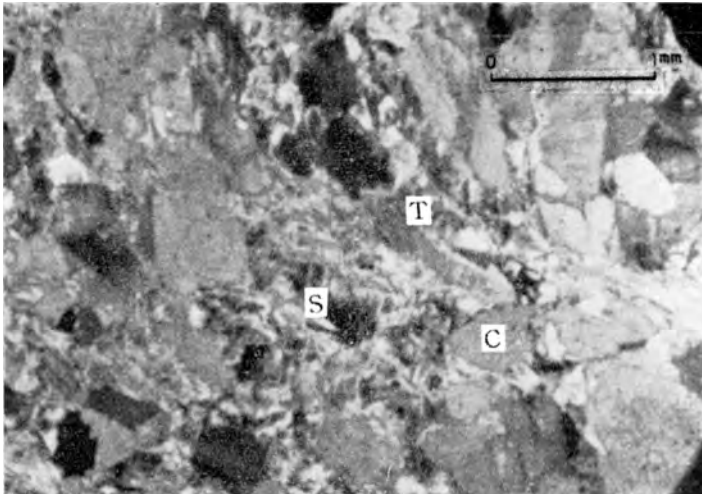
産地：天塩郡幌延村間寒別川支流ヌボロマッポロ川

分析者：前田憲二郎

本地域内の蛇紋岩中には、マグネサイト質の炭酸塩鉱物がいたるところで2次的に形成されている。それは脈状ないし滲みこみ状(あるいは druse 晶洞の充填)をなす場合が多い。どの蛇紋岩の薄片をみても、本鉱物のみいだされるのは、また当地域の蛇紋岩体の特徴の一つともいえる。とくに、片状を示すような蛇紋岩では、組成鉱物である蛇紋石鉱物(Serpentine minerals)の配列が片状の方向にのびており、その組成鉱物の間隙をうめるように、この種の炭酸塩鉱物が多くみられる。

滑石質の蛇紋岩の表面は帯黄灰緑色を示し、樹脂光沢が著しい。アンチゴライト・滑石・炭酸塩鉱物がおもな組成鉱物で、これらが組合ってデカシット様の構造を示すことがある。滑石は普通長径 0.8mm 内外の葉片状あるいは繊維状をなす。パンケル

ベシュッペ川南第二支流の蛇紋岩は、灰白色を帯びた褐色～淡緑色で、肉眼的にもクロム鉄鉱質の尖晶石が散点しているのがよくみられる。こゝではむしろ次のような鉱物組合わせをしている。滑石>炭酸塩鉱物>クロム鉄鉱<板温石質蛇紋石鉱物。滑石は炭酸塩鉱物の結晶粒を取り巻くように発達する。鏡下における構造は図版4に示す。この滑石に富んだ蛇紋岩の化学成分は第4表の通りである。また滑石は、部分鈞に蛇紋岩のなかに脈状をなして産出するものがある。とくに知駒内川の上流部においてその露頭がみられる。(図版5の白色の細脈状のものがこれである。



S：蛇紋岩（アンチゴライト） T：滑石 C：炭酸塩鉱物（マグネサイト）

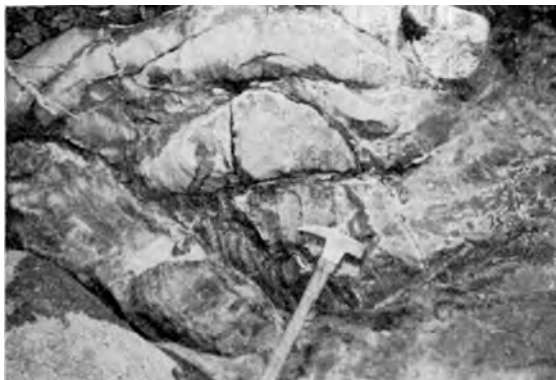
図版4 滑石質蛇紋岩の顕微鏡写真

第4表

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O (+)	H ₂ O (-)	CO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	Total
30.71	0.01	0.51	0.96	3.52	0.07	36.18	0.01	0.07	0.01	0.01	1.58	0.18	25.40	0.20	0.38	99.70

産地：天塩郡幌延村パンケルベシュッペ川南支沢

分析者：前田憲二郎



図版 5 蛇紋岩中に滑石の細脈の発達する部分の露頭(知駒内川上流)

蛇紋岩中に褐色を呈し、ときには赤色にまでなって、著しく硬質化しているものがあることはすでに述べたところである。これは蛇紋岩の進入後における鉱化作用の影響とは考えられるが、どんな地殻変動に原因したのか明らかではない。しかし第三紀に入ってから火山活動(例えばこの附近にもみられる流紋岩質火山岩を噴出させたような火山作用)に関係づけられる^{註2)}。この珪化部には流動構造に似た部分が認められる。鏡下ではほとんど蛇紋石鉱物は認められず、分解して非晶質物質となっている。しかしときにはやゝ緑泥石に似た緑色を帯びた蛇紋石鉱物の認められることがある。本岩は主として炭酸塩鉱物、細粒の石英の集合、前述の非晶質物質からなる。赤色を示す部分には、鏡下で辰砂様の物質が炭酸塩鉱物の縁辺部に附着しているのがみられる。この赤色を帯びる岩石を分析してみた結果、微量の Hg の存在が明らかであった。その分析値は第 5 表に示す。

註 2) この地域から南へかけての蛇紋岩中にもこのような現象がみられ、水銀の鉱床の存在も知られている。水銀の鉱床の成因については著名なイトム鉱山に比すべきではないが、その末端的な現象の一つとも考えられる。ちなみに東隣福岡地域内には白垩紀層中にもきわめて小規模な水銀鉱床も存在している。

第5表

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O (+)	H ₂ O (-)	CO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	Hg	Total
39.00	0.01	0.47	0.88	1.58	0.02	27.40	0.01	0.09	0.01	0.01	1.10	0.60	28.50	1.01	0.03	0.07	99.79

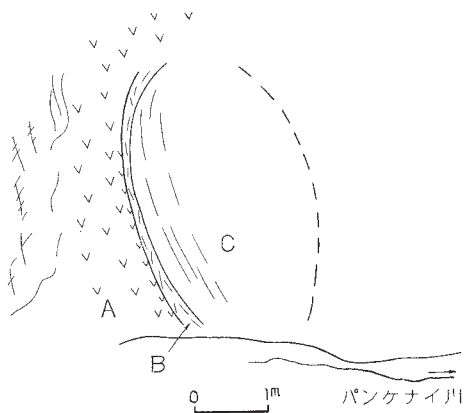
産地：天塩郡幌延村間寒別川支流ヌブカナイ川
 分析者：前田憲二郎

このように変質した蛇紋岩のなかにも、赤褐色のクロム鉄鉱様の鉱物粒が残存していることは注目すべきことである。しかしその他の不透明鉱物は磁鉄鉱である場合が多い。

いわゆる“ロジン岩”は蛇紋岩中に普遍的に含まれているもので、この項目に一括して扱う。本岩は蛇紋岩のなかに、円形ないし楕円形、ときには脈岩状をなして産出する。その幅は0.5～1.0mが普通であるが、約0.3mくらいのものもまた少なくない。普通灰白色を示すが、ときには後述の“微閃緑岩”質岩脈と外観を同じくする場合もある。しかし組成鉱物はまったく異なっている。母岩の蛇紋岩とは、著しく黒色を帯びた部分で境されている。それは蛇紋岩でもとくに脈岩あるいは堆積岩などの接触部附近にみられるものとまったく同様である。本岩と蛇紋岩との境界附近には第6図に示すような関係がみられることが多い(パンケナイ川本流)。第6図に示されたA, B, Cの部分における組成鉱物は第6表に示される。

この地域では鈴木醇^{註3)}が詳細な記載をなした典型的な“ロジン岩”の鉱物組合せをもつものはほとんどなく、第6表中のヴェスヴ石の存在も明らかでない。透輝石も一般のものに較べて、複屈折が低い。本地域では上記のような岩質を示すロジン岩が多く、原岩の残存組織あるいは残晶はほとんどみられない。

註3) Suzuki, J.: On the Rodingitic Rocks in the Serpentinite Masses of Hokkaido, Jour. Faculty of Science, Hokkaido University, Vol. 8, No. 4, p. 419, 430, 1954



第6図 パンケナイ川における蛇紋岩とロジン岩の露頭図

第6表

A	蛇紋岩	塵埃様物質 非晶質物質 点紋状に残存する蛇紋石鉱物
B	接触部	塵埃様物質 非晶質物質 炭酸塩鉱物（脈状）
C	“ロジン岩”	緑泥石 ヴェスグ石(?) 葡萄石質鉱物 柘榴石 透輝石 スヘン 黝簾石

II. 3. 1 蛇紋岩中の脈岩

本地域のみならず、北海道の中央北部の神居古潭帯に沿って進入する蛇紋岩中には、南から北へ、一様に“微閃緑岩”として取り扱われている岩脈がみられる。本岩も、ほとんどそれと同質であって、調査した沢筋に沿って数えられるだけでも100本近くあり(それ以外にも含まれていることを考慮すれば、数百本から1,000本にも及ぶのではないと思われる)、延長方向はたいていの場合ほゞ南北にのびている。

この岩脈は一様に幅5～10mのものをもっとも多く、極端に小さくなると1m以下のものまで認められる。一般に蛇紋岩との境界は明瞭で、周縁部の蛇紋岩は著しく黒色を帯びるか、あるいは粘土化している。

外観は暗灰色、きわめて堅硬で、新鮮なものは白黒の緋状を示す。完晶質で、径約0.5mmの等粒の斜長石と角閃石とを主とし、鉄鉱およびスヘンが加わる。角閃石のなかに輝石の残晶がみだされることがある。斜長石は約An_{50~60}の成分を示し、部分的に汚染される。角閃石は褐色を帯びるものが多いが、その周縁部は著しく緑色を帯びる。一般に緑泥石化することが多く、ときに緑簾石の晶出もみられる。また、スヘンのほかにチタン鉄鉱がみられ、磁鉄鉱・黄鉄鉱が鉄鉱として含まれている。燐灰石はまれであるが方解石脈は普通にみられる。また、ときに本岩の周縁部が著しく変質して、組成鉱物はほとんど分解し、非晶質物となり、部分的に蛇紋岩化していることもある。本岩は蛇紋岩の原岩の蛇紋岩化直後あたりに貫入したものと推定される。

II. 3. 2 蛇紋岩中の捕獲岩

蛇紋岩中のおもな捕獲岩には3種類ある。1つは前述のいわゆる“ロジン岩”であり、他の2つはこの項で述べる角閃岩ないし斑斨角閃岩および結晶片岩類である。このほかに、輝緑凝灰岩あるいはチャートなどの空知層群、またはそれ以下の地層(日高層群?)の一部が捕獲岩として含まれている場合もある^{註4)}。

角閃岩類は、いわゆる“神居古潭変成岩類”の一部として取り扱われている場合もあるが、それとはやゞ趣を異にし、別個に扱うべき性質をもっている^{註5)}。結晶片岩

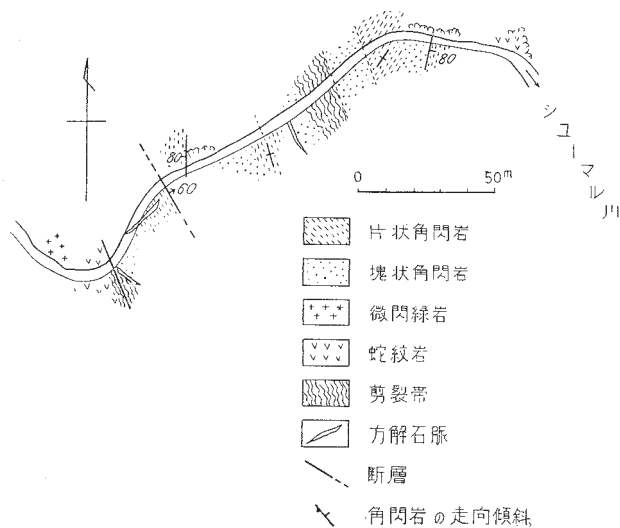
註4) 西部地域のバンケナイ川およびバンケルベシュッペ川に露頭がある。

註5) 幌加内図幅参照のこと。

類は“神居古潭変成岩プロパー”の一部で、北海道中央南部地域の“神居古潭帯”を形成する主要メンバーのものと同種類である。とにかく、これらの変成岩類は蛇紋岩の侵入前に、すでに形成されていたことには間違いない。

角閃岩

本岩は蛇紋岩のなかに挟み込まれたように存在する。これには褶鉢山附近のように東西に約 500m の拡がりをもっている場合もあり、僅か数 m の幅で挟まれている場合もある。産状においては脈岩様の形態をとっている。それを取り囲む蛇紋岩はその周縁部が著しく粘土化し、蛇紋岩自体が黒色を示すことが多い。この種の捕獲岩そのものもその周縁部は著しく擾乱されており、小さなスベリ程度の断層を認める場合が多いが、岩体のもつ片理あるいは組成鉱物の配列によって示される白黒の縞目などは、よく保存されている。しかし、片理あるいは縞目は必ずしも一定方向の走向傾斜をとっているとは限らず、その方向性も蛇紋岩帯の延長方向、すなわち南北性を示すものは少なく、たいていの場合斜交していることが多い。また捕獲岩の内部にも認められる擾乱あるいは細断層、亀裂などによって、著しくその片理の方向が乱されていることもある。第 7 図は、露頭における蛇紋岩との関係、および角閃岩自身の内部構造を



第 7 図 シューマル川上流におけるルートマップの一部 (蛇紋岩中に挟まれた角閃岩の内部構造を示す)

知るうえに、参考となるルートマップである。

本岩は一般に表面が著しく風化した暗黒色の脆弱な岩石であるが、内部は一般に堅硬で、この岩石のみいだされる附近は蛇紋岩地帯のなかでも、地形的に一段と高度をあげ峻嶒となっており、附近の蛇紋岩で構成される平坦な山嶺とは趣を異にしている。そして川の兩岸は、断崖、絶壁を形成していることもまれではない。とくに、本岩からなる褶鉢山(482m)は、そのようにそそり立った三角形のピラミット型をなすものの好例である。

本岩は角閃石および斜長石を主とし、一般に角閃石が一定方向にならぶ片状構造を示している。ときには方向性をまったく示さないものもあり、部分的に圧碎構造がよく発達している。角閃石は柱状で、長径0.5～1.0mmのものが普通であり、帯褐緑色を示すものが多い。斜長石は中性長石ないし灰曹長石程度のものである。一般にソーシュル石化しており、著しく汚染していることが多い。そのほか緑簾石・緑泥石・鉄鉱およびスヘンを伴う。まれに白雲母をみることがある。角閃石の一部には、その内部に残晶様に淡緑色～無色の単斜輝石のみられることがあって、原岩が斑岩質ないし輝緑岩質岩石であることを思わせるものもある。この輝石にはときに長径1.0～1.5mmのものもみだされ、それにはほとんどソーシュル石化した斜長石および緑色角閃石が含まれ、シーヴ(篩状)構造様を呈するものもある。方解石および葡萄石の細脈あるいは溜りのみられるのは普通であり、曹長石のプールもまれでない。また、この岩体のなかに白色の脈状岩(幅約0.5m)のみられることがあるが、これは著しくカタクラスチック組織を示し、方解石・葡萄石・角閃石およびスヘンを含み、まれに石英のプールなどがみられる。

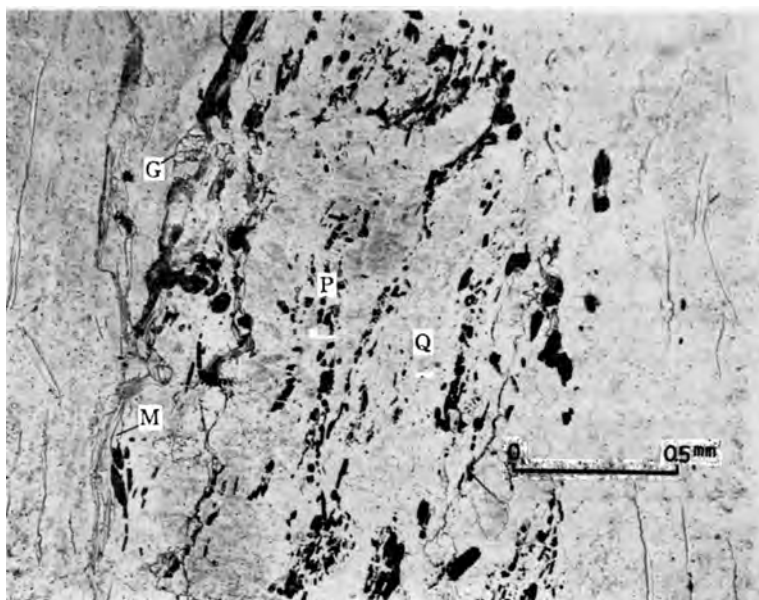
このほか、角閃石岩(Hornblendite)ともいえる岩石が転石としてみられることがあるが、これはほとんど径約1.0mmの褐色の角閃石のみからなり、僅かに斜長石・輝石および鉄鉱を含む。これもこの種の蛇紋岩中の捕獲岩の一つと考えられる。

結晶片岩類

本岩類は、たいていの場合、蛇紋岩体からなる山嶺に源を発する沢のなかに転石としてみだされ、2、3のおもな沢を除いては普遍的である。これらの転石は、その大部分が垂角礫ないし角礫で、完全な円礫といえるものはきわめてまれである。大きさは大小さまざまであるが、径1m以上の転石も少なくなく、このようなものの附近に

は、この種の転石が密集しているのが常である。コウリの沢上流部に緑色片岩の露頭が認められるほか、ヌポロマツポロ沢本流の中流部の右岸で、明らかに捕獲岩として蛇紋岩に含まれている事実が知られている^{註6)}。いずれにしても、この種の捕獲岩はこの地域では蛇紋岩体の比較的上部でとらえられ、岩体の隆起に伴って、地表近くまでもち上げられたものが、後の侵蝕によって崩れ落ちたものと考えるのが妥当である。

このような結晶片岩類には、珪岩・石英片岩などの珪質岩が多く、緑色片岩のような塩基性のものはまれである。石英片岩類には柘榴石・磁鉄鉱などが含まれていることが多く、“神居古潭帯”中の結晶片岩のうち、南部の日高地方、蓬来山附近のものに^{註7)}類似するものが多い。また、北部地域の転石には、著しく紅靡石を含むものがある。これについてはすでに鈴木醇⁴⁾によって記載されているが、とくに宇津内川流域にはあちこちにみだされる。図版6はその岩石の顕微鏡写真である。



Q：石英 P：紅靡石 G：柘榴石 M：白雲母
図版6 含紅靡石石英片岩(宇津内川崖一転石)

(撮影：正井義郎技宮)

註6) 浅井宏の談話による(浅井宏：天塩国天塩郡幌延村間寒別附近の地質，北大修論，1941)。

註7) 石橋正夫：日高国三石蓬来山附近の岩石に就いて，北海道地質調査会報告，No. 10，1939

以上のような結晶片岩類は、おもに次のような鉱物の組合わせをもっている。

石英片岩類

- 1) 石英・絹雲母
- 2) 石英・絹雲母・磁鉄鉱
- 3) 石英・絹雲母・柘榴石・スヘン・チタン鉄鉱
- 4) 石英・白雲母・柘榴石・紅簾石・スヘン・磁鉄鉱 (宇津内川流域に限る)

緑色片岩類

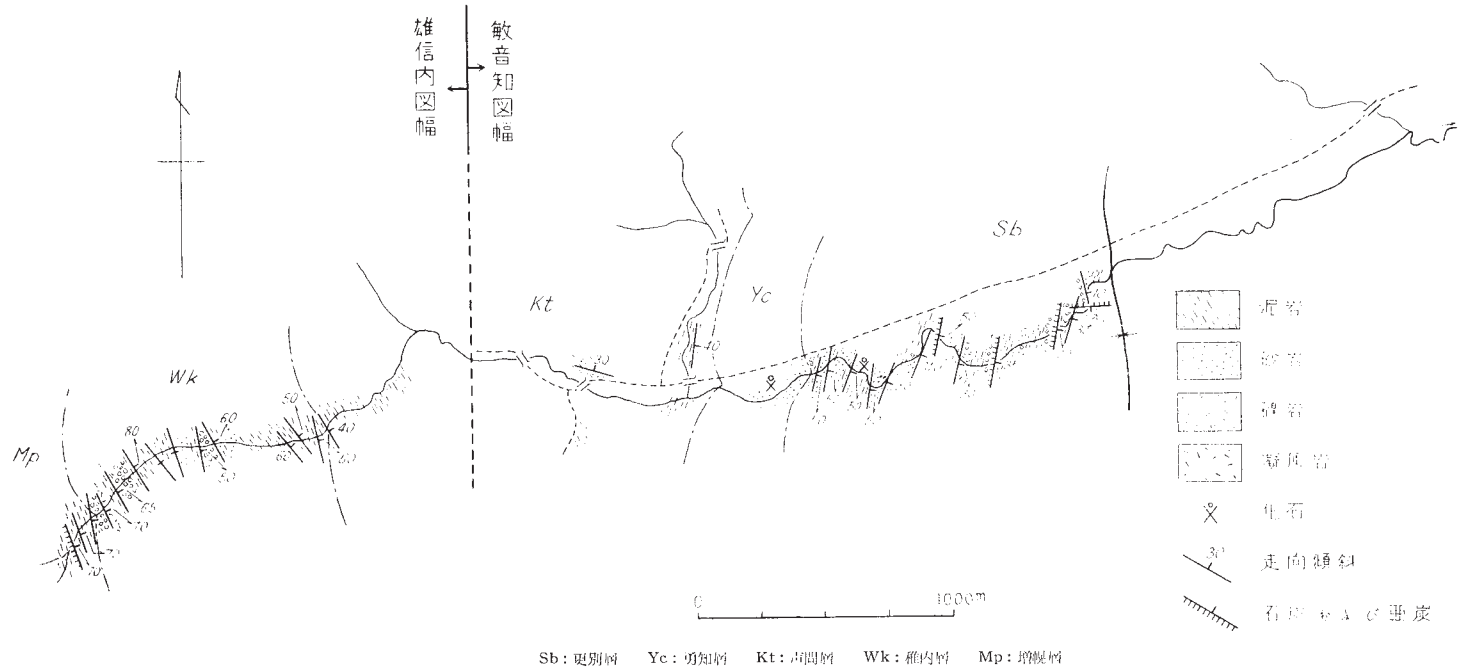
- 5) 緑泥石・緑簾石・曹長石・鉄鉱
- 6) 方解石 (脈をなすもの, 基地をなすもの)・曹長石・緑泥石・緑簾石・絹雲母・スヘン
- 7) 緑簾石 (Clinzoisite ?)・緑泥石・方解石・曹長石質斜長石・磁鉄鉱

そのほか、中の沢では次のような2つの岩石が露出している。ともに径1mくらいの捕獲岩で、部分的にプチグマチック微褶曲を示す片理の明らかなものである。1つは草緑色の角閃石・緑簾石および曹長石質長石を主とし、方解石およびスヘンを含んでいる。もう1つは石英片岩様のもので、それは斜長石・石英・角閃石・スヘンおよび白雲母からなっている。

また、パンケルペシュッペ本流に点々と変輝緑岩の捕獲岩がみられる。摺鉢山の角閃岩の南側に露出するものは、外観は一見暗灰色の粘板岩様を呈している。部分的にはまた、輝緑凝灰岩様でもある。これには斜長石はまったく変質分解して、その存在を明らかにしていない。一般に緑泥石様物質が多いが、明らかな単斜輝石と橄欖石とが認められ、スヘンが散点している。

II. 4 粗粒玄武岩質脈岩

本岩は蝦夷層群および函淵層群のみを貫ぬいて点在する。とくに東部地域に多い。その貫入時期は後白堊紀といえるだけで明らかでない。この岩脈は一般に幅10m以下であるが、ときにはそれ以上のものの存在が推定されることがある。外観は暗灰色～黝色で、表面が暗灰褐色に風化している場合でもきわめて堅硬な岩石である。母岩とは明瞭に境される。肉眼的にも斑状構造が明らかな場合が多い。斜長石・輝石の斑晶のほか橄欖石の残晶、あるいは結晶形のみがとゞめられているのがみられることが



第8図 ケナシボロ川流域における新第三系連続露頭踏査図

あるが、それはほとんどイディングサイトあるいは緑泥石様鉱物になっている。斜長石は An_{70} 程度の成分を示し、輝石として紫蘇輝石・普通輝石がみられる。ときにはそれらが聚斑晶構造を示すことがある。輝石類は緑泥石化あるいは炭酸塩鉱物化していることが多い。石基は間粒状組織ないし填間組織を示し、斜長石・輝石・鉄鉱およびガラスからなる。有色鉱物は緑泥石様鉱物(ないし物質)あるいは炭酸塩鉱物に変質し、とくにドルーズ(晶洞)の部分に炭酸塩鉱物およびゼオライト様鉱物が充填している。また、酸化鉄によって著しく汚染されている。まれに、部分的に珪化して石英の細粒が密集し、溜り様となった部分がみられる。

II. 5 新第三系

新第三系は当地域ではほとんど西部地域にのみ分布する。東部地域では、その北東隅に、今西茂¹⁴⁾によって“宇津内層”とされている地層が分布するにすぎない^{註8)}。

西部地域での新第三系は鮮新世前期の稚内層より上位の地層が露出するが、より下位の地層は西隣雄信内図幅地域に連続して分布している。その地層区分の標準はいままでの慣例に従って、上位から更別層・勇知層・声間層～稚内層・増幌層とするが、中新世の増幌層以下は当地域にはみられない。しかし、雄信内図幅地から当図幅地内へ東流してくる、問寒別川の支流ケナシポロ沢をさかのぼると、それらの地層が上位より連続して露出しており、それらの関係がよく観察される。第8図は、後に述べる各地層の岩相の性質、相互関係がよく観察されるこの標式的露出地、すなわちケナシポロ川の流域のルートマップを示すものである。

これらの一連の地層は問寒別川流域では向斜構造をなし、南部のオカモチ沢流域では背斜構造を示している。

東部の敏音知岳を形成する石英粗面岩質熔岩およびそれに附随した噴出物は、直接白堊紀層を覆っている。第三紀層との直接の関係はほとんどどこでも認められないが、この石英粗面岩と類似の火山岩が広く南東方地域にみられ、中新世末期の噴出岩とされていることから、この火山岩も一応それに関連性のあるものと考え、中新世末期の火山活動によるものとした。

註8) 図幅東隣地域には第三紀層の広い分布が知られている。またこの宇津内層も北隣「上猿払」図幅地域内に標式的に分布する。

II. 5. 1 宇津内層

本層は1935年鈴木要^{註9)}によって与えられた地層名であり、今西茂¹⁴⁾によって宇津内層群とされたものの一部である。地質図上で本層に塗色した地域は、白亜紀層地帯とは異なる地形を示し、きわめて平坦なこと、露出はないが、沢すじにみられる泥岩の落ち石、あるいは転石が第三紀層のものであろうということ、および北隣函館地域の本層の分布状態から推定し、宇津内層の分布を地質図上に示したものである。したがって本層についての記載は、他の論文あるいは上猿弘図幅¹⁹⁾を参照されたい。

II. 5. 2 敏音知岳噴出物

敏音知岳を形成し、熔岩円頂丘(Lava dome)をなす(図版7)。これはネバダイト質の斜長流紋岩からなる。その山麓には、その噴出に伴う放出物などが広く分布し、基盤である白亜紀層を覆う。

この流紋岩の外観は灰白色で、一般的に脆弱、著しく風化しており、石英の斑晶がよくめだつ。

斑晶：石英・斜長石・黒雲母



図版7 松音知南部の頓別川から敏音知岳を望む

註9) 鈴木要：北海道北見国頓別地方の地質，北大地理卒論，1935

石基：珪長質構造を示し、石英・斜長石・黒雲母・ガラス・鉄鉱および微晶からなる。著しく酸化鉄が浸みこみ、汚染する場合が少なくない。

II. 5. 3 安山岩質岩脈

本岩脈は敏音知岳の北方，3号沢で，白堊紀層および前記の敏音知噴出物を貫ぬくかのように露出する。その幅約5mである。外観は一見流紋岩様で，灰白色を呈する。肉眼で斑状構造が明らかである。

斑晶：斜長石のみが新鮮な鉱物としてみられる。有色鉱物はほとんど酸化して，茶褐色な褐鉄鉱様物質でおきかえられている。

石基：ピロタキシテックないしフェルシック構造を示す。斜長石・鉄鉱がよくめだつほか，石英・ガラスをみるが，有色鉱物はほとんど汚染して原形をとどめない。

II. 5. 4 声問層および稚内層

「稚内層」は概説の項でのべたように，声問層とは一連の地層とみなされるので，そのものは本図幅地内に分布しないが声問層とともに併記しておく。稚内層と声問層とはともに渡辺久吉³⁾によって命名されたものである。両層とも一様に泥質岩からなり，まったく岩相自体には相違はない。稚内層はむしろ声問層の下部層に相当し，それがよく成層した部分であって，硬質となり，剝理性 (Fissility) に富むようになった部分とみて間違いないと思う (声問層と稚内層とのみかけ上の相違は上，下部における後次の地質条件の違いにすぎないということである)。

稚内層の下限には砂岩あるいは礫岩が数層あって，その最下部は基底礫岩の性質をもっている。下位の増幌層とは不整合の関係にある。含有化石にあまり違いがないということから，岩相的に時代区分を考えるとすれば，増幌層以下を中新世，稚内層以上を鮮新世とみた方がよいと思われる。また岩相的にも増幌層のより下部には泥岩の部分に石炭層を挟むばかりでなく，多くの灰白色の凝灰岩を挟んでおり，相当な違いが認められる。

稚内層とみられる部分の厚さは約700m，声問層は900m以下で，計約1,600mである。両層とも，泥質岩からなり，稚内層は硬質で，“Hard shale”と呼ばれている。

声間層はそれに較べて一般に軟質で、上部では漸移的に砂質を帯びてくる。これらの泥岩は暗灰色～灰色であるが、風化すると灰白色となるのが特徴的である。部分的に玉葱状構造を示し、この部分に同心円状の黄褐色の縞模様をなす褐鉄鉱がみられる。団球は多く両層中に含まれているが、稚内層では小塊で、声間層に比較的多く認められ、径約 0.3m のものが普通である。

本地域内の声間層には化石はまれにしか発見できず、鑑定に堪えるものは次のものにすぎない(鑑定：東北大学小高民夫氏，以下同じ)。

Acila sp.

Turritella fortilirata SOWERBY

II. 5. 5 勇 知 層

下位の声間層とは整合漸移する。岩質は全般的に膠結度の弱い砂質岩である。厚さは普通約 200m である。暗灰色の凝結不良の細粒～中粒の砂岩からなる。部分的に粗粒となり、礫岩様となっており、このようなことはとくに下部に著しい。ほとんど塊状であるが、まれに層理がみられることがある。介化石が多産するが、保存が悪く、鑑定に堪えるものは少ない。鑑定し得たものは次のものくらいである。

Serripes gronelandica (BRUGIERE)

II. 5. 6 更 別 層

勇知層の最上部に引き続く礫岩部をもって本層の基底とする。勇知層とは平行不整合の関係にある。この地層は間寒別川流域に広く分布しているが、全体が緩慢な向斜構造をなしているため、厚さは明らかでないが、400m 以上の厚さが推定される。本層は未固結の礫岩・砂岩を主とし、泥岩あるいは粘土を挟む。これらはそれぞれ入りまじって互層する。また、数多くの、普通 0.1m から 1m の厚さをもつ亜炭層を挟んでいる。本層を覆う河岸段丘堆積層とは、その岩質からは区別できないこともあるが、一般に後者に較べて、本層は傾斜をもち、それと斜交する場合が多い。とくに蛇紋岩の分布地域に接する附近では、著しく傾斜し、ときにはほとんど直立していることが多い(図版 8)。

本層中には次のような化石が発見された。

Natica janthostoma DESHAYES

Antiplanes sp.

A. *contalia* (YOKOYAMA)

Clinocardium (*Ciliatam* ?)

Lucinoma sp. (cf. *aculilnectum*)

Macoma sp.

Turritella sp.

Corbicula sp.

C. *japonica* PRIM.

(以上ケナシポロ川流域)

Anadara sp.

A. cf. *trilineata* (CONRAD)

A. *trilineata* (CONRAD)

Macoma cf. *incongrua* (v. MARTENS)

M. *incongrua* (v. MARTENS)

Chlamys ? sp.

(以上問寒別川下流, 国鉄問寒別駅西方の崖)



図版 8 蛇紋岩の分布附近の直立した更別層 (ヌボロマッポロ川南源)

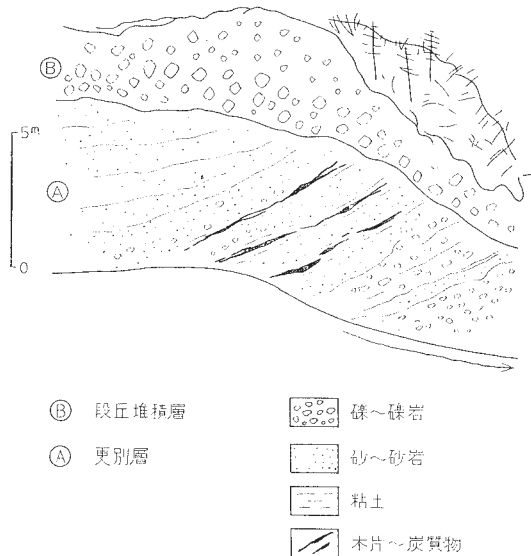
Ⅱ. 6 第四系

図幅地域南西部の天塩川，西部の間寒別川，東部の頓別川などの河川の流域に，第四系がよく発達している。とくに，氾濫原堆積物による沖積層が著しい。

Ⅱ. 6. 1 洪積層

洪積層の分布は西側の間寒別川および天塩川の流域にみられる。これはおもに段丘堆積層であり，地形の項で述べたように，最高 100m くらいのものから 30m 前後のものまで，およそ 3 段くらいの段丘面上に堆積したものである。この段丘は河岸にみられるのであるが，主として海成とみられる。しかし，純粹に河成のものも含まれている。こゝでは，それらはすべて一括して，地質図上に塗色してある。

本層は主として礫・砂・粘土からなる。一般に下部に礫層がよく発達している。間寒別川の流域では，平坦な水平分布を示す新第三系最上部の更別層とは，ほとんど区別できないことがある。しかし前述のように，一般には更別層が傾斜をもっているた



第9図 パンケルベシュッペ川下流における更別層と段丘堆積物の露頭

めと、亜炭層を豊富に挟んでいることによって区別される場合が多い。このような地点の露頭にみられる両者の関係を第9図に示す。

II. 6. 2 沖 積 層

前述のように、おもな河川に著しく発達する氾濫原堆積物である。一般には礫・砂・粘土を主とする。天塩川および間寒別川流域には、とくに粘土層が厚く発達し、泥炭がよく含まれている。これらの地域には、ところによって湿地帯もまたよくみられ、一般に、“泥炭地帯”として開発のうえに、いろいろの障害が認められている。

III. 応 用 地 質

本図幅地内には、とくに鉱産資源として取りあげられるほどのものはない。石炭(亜炭)・石油・石綿・砂白金・砂クロム・金などが知られているが、稼行されているものはほとんどない。

石炭は新第三系の増幌層のものであるが、図幅地域を僅かにはずれるもので、たゞ更別層にみられる数多くの亜炭層が、一時採掘されたという程度である。

石油も現在、油田調査が広く行なわれ、構造的に南西部の背斜構造をなす地域に注目すべきものがあるようであるが、いままでのところ取りあげられるほどの油徴が知られていない。宇戸内川中流部での蛇紋岩体のなかに油徴がみられるが、単に興味があるという程度にすぎない。

石綿は本地域の蛇紋岩中のいたるところにみいだされるが、その脈幅の大きさ(0.005m以下)からいっても、また、その石綿脈が1カ所に集まって鉱床を形成するほどのものがないということからいっても、稼行の対象とはならないようである。12線沢上流に、試掘した当時の小屋がある程度で、現在は採掘を行っていない。

砂白金・砂クロムも点々と採掘した跡がみいだされるが、現在は行なわれていない。砂金は北海道大学演習林間寒別看守所の北沢に採取の記録がある。現在でもいくらか採集できる程度のものようである。

鉱泉の明らかな湧出は認められないが、含硫黄泉の徴候が処々にある。白堊系の岩石の亀裂に沿う白色の沈澱物がそれである。とくに著しいのはシューマル川中流部と

敏音知岳南西部の小沢に認められる。

文 献

- 1) 伊木常誠：明治 45 年度鉱物調査報告 (北見宗谷炭田), 鉱調, No. 7, 1912
- 2) 岡村要蔵：北海道北部中央地区地質調査報文, 鉱調, No. 11, 1912
- 3) 渡辺久吉：宗谷炭田調査報文, 鉱調, No. 19, 1914
- 4) 鈴木 醇：北見国宇津内産紅簾石石英片岩礫について, 岩碕, Vol. 14, No. 6,
p. 285 ~ 289, 1935
- 5) 松本達郎：北海道・樺太中軸部白堊系の層序学的分類に就いて, 一日本白堊系層
序の基礎的研究略報 (其の五), 地質学雑誌, Vol. 49, No. 582, p.
92 ~ 111, 1942
- 6) Matsumoto, T. : Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy in Japan,
Pts. I, II and III Mem. Fac. Sci., Kyushu Imp. Univ., Ser.
D, Vol. 1, No. 34, Vol. 2, No. 1, 1942, 1943
- 7) 小出作次郎：天北炭田問寒別地区調査速報, 商工省地下資源調査所, 1947
- 8) 佐々保雄：天北炭田地質概観, 炭碕技術, Vol. 3, No. 11, 1948
- 9) 北海道石炭協会編：天北炭田, 北海道炭田誌, No. 1, 1950
- 10) Matsumoto, T. : The Yezo Group & the Kwanmon Group, Jour. Geol.
Soc., Japan, Vol. 57, No. 666, 1951
- 11) Ijima, S. & Shimada, Y. : Geology of Northern Part of Abeshinai Oilfield,
Hokkaido, Bull. Geol. Sur. Jap., Vol. 3, No. 12, 1952
- 12) Matsumoto, T. : The Cretaceous System in the Japanese Islands (Compiled
by the Cretaceous Research Committee), Jap. Society for the
Promotions of Scientific Research, 1953
- 13) Hashimoto, W. & Matsumoto, T. : A Find of *Pseudaspidoceras* from
Hokkaido, Japan (Studies on the Cretaceous Ammonites from
Hokkaido and Saghalien-II) Trans. Palaeont. Soc. Japan, N. S.
No. 12, p. 97~102, 1953

- 14) 今西 茂：宇津内層群について，北海道地質要報，No. 22，p. 39～46，1953
- 15) 鈴木 醇：北海道における含紅簾石岩石—北海道産岩石雑記(3)，北海道地質要報，No. 22，p. 30，1953
- 16) 佐々保雄：北海道天塩国中川郡中川村歌内，宇土内川における蛇紋岩中の石油徴候，石油技術協会誌，Vol. 20，No. 2，p. 1～6，1955
- 17) 橋本亘・佐々保雄：北海道における蛇紋岩中の油徴の二例，石油技術協会誌，Vol. 20，No. 3，p. 75，1955
- 18) 猪木幸男：幌加内附近の枕状熔岩について—北海道産岩石雑記(14)，北海道地質要報，No. 33，p. 24，1957
- 19) 猪木幸男・田中啓策・秦光男・佐藤博之：北海道北部の中生層(函淵層群・蝦夷層群・空知層群)と蛇紋岩・神居古潭變成岩類との構造関係，地質学雑誌，Vol. 63，No. 742，p. 403，1957
- 20) 田中啓策：5万分の1地質図幅「上猿払」，および同説明書，地質調査所(未刊)

**EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN**

Scale 1 : 50, 000

PINNESHIRI

Asahikawa, No. 20

By

SACHIO IGI

(Written in 1958)

(Abstract)

GEOLOGY

The area mapped is located in the northern part of Hokkaidō, at the extended part of the so-called "Kamuikotan zone" which is a long tectonic zone lying from north to south on the western side of the Hidaka mountain range, and corresponds with the western border of the Hidaka tectonic zone.

The greater part of the map-area is composed of serpentinite, and Mesozoic and Neogene Tertiary sediments. The Mesozoic is divided into 5 groups, namely the Sorachi group, Lower, Middle and Upper Yezo groups, and Hakobuchi group, in ascending order. These groups are intruded by serpentinite which occurs as a large belt stretching from north to south in the central part of the area. The lower groups of the Mesozoic occur on the western side of the serpentinite belt, and the upper groups occur on the eastern side. Accordingly, the situation where serpentinite zone occupies is surely a tectonic zone.

The Neogene Tertiary consisting of the Utsunai, Wakkanai, Kotoi, Yuchi and Sarabetsu formations in ascending order, covers the above-mentioned older rocks or formations. Excepting the Utsunai, they occur on the western side of the serpentinite belt. Quaternary deposits are found on the terraces or flood plains along the rivers.

The stratigraphical and other geological relations in the area are summarized in Table 1.

JURASSIC-CRETACEOUS

The Sorachi group is distributed only in the western part of this area. The lower part (S_1) of the group is mostly composed of schalstein, and is probably more than 400m thick. This part is injected by gabbroic or dioritic dike-rocks and there are distinctly found pillow-lava or diabasic lava in schalstein. The upper part (S_2) is of chert and siliceous mudstone or sandstone, and is about 200 ~300 m in thickness. Radiolarian fossils such as *Cenosphaera* sp. are found in cherty rocks, which have bands of varying colours, but these fossils are not sufficient to determine the age.

CRETACEOUS

The Lower Yezo group lies on the Sorachi group. Between them, an unconformity is supposed, though it is not proved. The group is probably more than 1, 000 m in thickness, and is divided into the lower, middle and upper parts. The lower part (L_1) is mainly composed of fine- and medium-grained sandstone, and very rarely in

Table 1

		Stratigraphy			Igneous activity	Crustal movement	
		Holocene	Alluvium				
		Pleistocene	Terrace deposits				
Neogene	Pliocene	Kitami series	Sarabetsu formation	Uncon- formity ?		Upheaval	
		Teshio series	Yuchi formation				
			Koetoi formation				
			(Wakkanai formation)				
	Miocene	(Masuporo formation)	Uncon- formity	Rhyolite	Upheaval		
		Utsunai formation	Not to be detailed				
Paleogene					Dolerite	Upheaval	
					Serpentinite	Upheaval	
Cretaceous	Upper Hetonian series	Hakobuchi group	H ₁	Acidic tuff		Tectonic movement	
			H ₃				
			H ₂				
	Lower Hetonian series	H ₁					
		Upper Yezo group	U ₅				
			U ₄				
	U ₃						
	Urakawan series		U ₂				
			U ₁				
	Gyliakjan series						
	Jurassic	Miyakoan series	Middle Yezo group	M ₃	Acidic tuff	Fault	
				M ₂			
M ₁							
Kōchian series		Lower Yezo group	L ₃	(Con- formity ?)			
			L ₂				
			L ₁				
Torinosan series		Sorachi group	S ₂	(Uncon- formity ?)	Acidic tuff		
			S ₁				
						Gabbro ~ diabase dike · Diabase, Pillow lava Schalstein	

its basal part is found a thin bed of conglomerate. The middle part (L_2) is generally composed of laminated alternation of dark gray mudstone and gray siltstone, both of which rarely contain small nodules.

The upper part (L_3) is composed of fine-grained sandstone and dark gray mudstone, which is sometimes tuffaceous. At the lower stream of the Pankenai-zawa (stream) where this part occurs, a fossil of ammonite was found as a boulder. According to Dr. Wataru Hashimoto who found it, this ammonite seems to be a member of *Parahoplites*, an index fossil for the Aptian.

The Middle Yezo group is about 900m in thickness, and divided into 3 parts, M_1 , M_2 and M_3 , in ascending order. All parts are composed of fine-grained sandstone and dark gray mudstone or siltstone ; the upper part (M_3) is rich in sandstone and the lower (M_1), mudstone. The presence of acidic white gray tuff in the basal part is characteristic of this group. Similar tuff occurs as thin beds also in other parts.

The relationship between the Middle Yezo group and the Upper Yezo group is not observed in this area, because they are separated from each other by the serpentinite belt. The Upper Yezo group is no less than 1, 000 m in thickness, and is divided into 5 formations, U_1-U_5 . The group is dominantly composed of mudstone with lesser amount of siltstone or fine-grained sandstone, and in some parts, especially U_2 and U_4 , they occur as rhythmical alternations. Molluscan fossils of ammonites, *Inoceramus*, etc. are abundant throughout this group. The lower and middle parts (U_1-U_4) yield *Gaudryceras tenuiliratum*, *Inoceramus uwajimensis*, *I. naumanni*, *I. orientalis*, etc. Consequently the age of these parts refers to later Gyliakian to Urakawan. The upper part (U_5) is characterized by containing *Inoceramus schmidti* in dark gray massive mudstone with many sandstone dikes, and therefore the age of this part is surely regarded as earlier Hetonaian.

The Hakobuchi group lies on the upper part (U_5) of the Upper Yezo group with a para-unconformity with thin conglomerate at the base. The thickness is estimated to be about 2,000 m, although it

is not decisive due to the presence of many minor faults or folds. On the basis of sedimentary cycles which are conceivable from the successive deposits of differently grained sediments such as conglomerate, sandstone and mudstone, this group is divided into 4 formations (H_1-H_4). All over this group are abundant fossil molluscs such as ammonite and *Inoceramus*, whose list is shown in the Table 2 of the Text p.19 : the fossil content indicates that this group is from middle to later Hetonaiian in age.

Serpentinite and dike rocks

The serpentinite is entirely serpentized, remaining no relics of original rocks throughout the mass. It is mainly composed of antigorite and chrysotile, with a few amount of spinel minerals such as chromite and magnetite ; presence of magnetite is one of the characteristic features of the serpentinite in this area. Some parts of the rock are talcose, and white gray in colour. Some other parts are hard and brownish, caused by silicification or carbonitization, and sometimes changed to be reddish brown by addition of mercurial material. The so-called micro-dioritic rock occurs as a lot of small dikes about 5 m in width in the serpentinite. As xenolithes, not only lenticular bodies of rodingitic rocks, but also the "Kamuikotan" crystalline schists such as quartz schist and green schist, and gabbro or amphibolite are found in the serpentinite mass. Therefore, it is certain that these rocks had already been formed before the serpentinite mass intruded at the present position.

Dolerite dikes are intruded only in the Mesozoic sediments ; most of them are found in the eastern area, but some occur in the western area, for instance, in the Lower Yezo group along the southern tributary of the Utonai-gawa (river). Rarely, leucocratic albitite occurs as dikes in the western area.

It may be merely inferred that the age of the serpentinite and the dike-rocks associated to it, would be just a period of post Cretaceous or early Paleogene, which means a disturbance epoch associated with Hidaka orogenesis. But the writer can say nothing about the intrusion period of doleritic rock.

NEOGENE

The Utsunai formation, probably middle Miocene in age, occurs to a small extent only at the northeastern corner of this area, so the details of this formation is unknown in this area.

The Pinneshiri-dake effusives, probably post Miocene in age, is composed of nevaditic plagioclase rhyolite, and forms a lava dome, which rests on the Cretaceous sediments. Andesitic dike occurs, injecting the Cretaceous sediments at the north of Pinneshiri-dake.

The Koetoi, Yuchi and Sarabetsu formations are Pliocene in age. They are chief members of the Neogene of so-called "Tempoku oil field", and show anticlinal and synclinal structures in this area, but no oil seepages are found in them. Both of Wakkanai and Koetoi formations have the similar rock facies, namely mudstone; in the former, the bedding and fissility develop very much, and rather harder rock called "hard shale" is predominant than in the latter. The Yuchi formation, which conformably succeeds to the Koetoi, is mainly composed of soft, loose and medium-grained sandstone, and is about 200m in thickness. There are found few fossils to be able to determine.

The Sarabetsu formation is unconformable to the Yuchi formation, and composed of conglomerate, sandstone and mudstone, all being very loosely cemented. It is intercalated with many seams of lignite. The thickness of this formation is more than 400m. The fossil molluscs are very abundant.

QUATERNARY

Terrace deposits as Diluvium, located along the rivers, are composed of gravel, sand and clay. Alluvial, flood plain deposits are composed not only of gravel, sand and clay, but in some areas, composed of peat bed.

ECONOMIC GEOLOGY

The mineral resources in this area are lignite, asbestos and placer gold, which are straggling each other, but there are nothing to be workable at the present.

昭和34年9月10日印刷

昭和34年9月15日発行

工業技術院
地質調査所
著作権所有

印刷者 田中春美

印刷所 田中幸和堂印刷所

EXPLANATORY TEXT OF THE GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

PINNESHIRI

(Asahikawa-20)

By

SACHIO IGI

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1 9 5 9