

5 万 分 の 1 地 質 図 幅 説 明 書

比 字

(札幌一第 56 号)

工業技術院地質調査所

通商産業技官	吉 田	尙
通商産業技官	松 野	久 也
通商産業技官	佐 藤	博 之
通商産業技官	山 口	昇 一

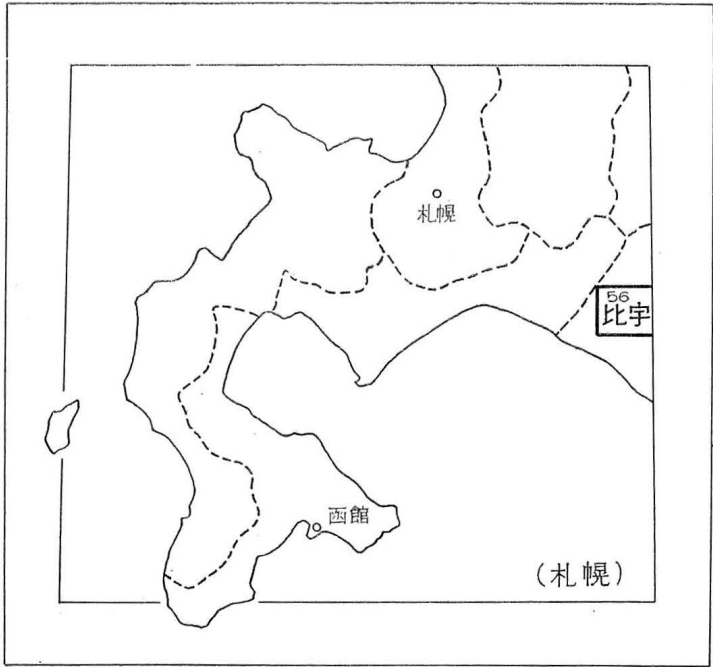
北 海 道 開 発 庁

昭 和 34 年

5万分の1地質図幅説明書「比字」正誤表

頁	行	誤	正
4・5 間	第1表の時代	ヘナイト	ヘトナイ
5	16	海侵	海進
8	下から 10	燐灰色	燐灰石
11	7	1~30 cm	1~3 cm
11	8~11	互層部には……発見できなかつた。	3行目「…非常に多い。」の後に続ける。
22	8	あつてで、	あつて、
24	7	光学異状	光学異常
24	9	輝緑岩質斑礫岩	輝緑岩質斑礫岩
24	下から 12	蝕融	融蝕
30	下から 10	擾乱帯	擾乱帯
30	下から 3	地壘状	地壘状
33	下から 2	輪輪層	輪廻層
34	下から 3	流紋岩質凝灰岩 (厚さ数 10 cm) が認められ	流紋岩質凝灰岩が認められ
40	下から 5	新第三紀系	新第三系
41	第 14 図説明	白雲系	白堊系
41	下から 3	南東隅	南西隅
41	下から 3	元神部層の最上部	受乞層の上部
43	7	油徴には	油徴は
47	16	札幌第 62 号	札幌一第 62 号
(Abstract)			
4	14	showsthat	shows that
5	下から 3	70~1,600 m	70~1,500 m

位 置 図



()は1:500,000図幅名

目 次

I 地 形	1
II 地 質	3
II.1 概 説	3
II.2 中 生 界	7
II.2.1 リビラ層群	7
II.2.2 ニセウ層群	10
II.2.3 中部蝦夷層群	12
II.2.4 上部蝦夷層群	14
II.2.5 函 湧 層 群	19
II.2.6 トロンニエム岩	22
II.2.7 輝 緑 岩 類	22
II.2.8 斑 糲 岩	25
II.2.9 蛇 紋 岩	25
II.3 新 第 三 系	26
II.3.1 フラスイ層	27
II.3.2 受 乞 層	33
II.3.3 元 神 部 層	35
II.4 第 四 系	37
II.4.1 段丘堆積物	37
II.4.2 沖 積 層	38
II.5 地 質 構 造	38
II.6 応 用 地 質	43
文 献	46
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅 比 宇 (札幌一第 56 号)
説 明 書

工業技術院地質調査所

通商産業技官 吉 田 尙
通商産業技官 松 野 久 也
通商産業技官 佐 藤 博 之
通商産業技官 山 口 昇 一

(昭和 33 年 10 月稿)

比宇地質図幅は北海道開発庁の委託によつて作成されたもので、野外調査は昭和 30、31 両年にわたつて行われ、室内作業は地質調査所北海道支所において行われた。この区域内の中生層の大部分は吉田・佐藤が分担して調査に当り、中生層の一部および新第三系を松野・山口が分担して調査を行つた。

白堊系産化石の一部は九州大学の松本達郎教授および地質調査所の田中啓策技官の鑑定を仰いだ。同じく新第三系産の貝化石の大部分は東北大学の畑井小虎教授および増田孝一郎学士に、有孔虫化石は浅野清教授に鑑定を仰ぎ、また新第三系産の植物化石の鑑定および新冠村泉附近の炭層の資料は北海道大学棚井敏雅助教授の好意によるものである。さらに石油資源開発株式会社より、同社正谷清・片平忠実両氏の採集した白堊系産化石について検討する機会を与えられ、またヌモトル地区の 1/20,000 空中写真図化による地形図の提供を受けるなどの便宜を頂いた。

I 地 形

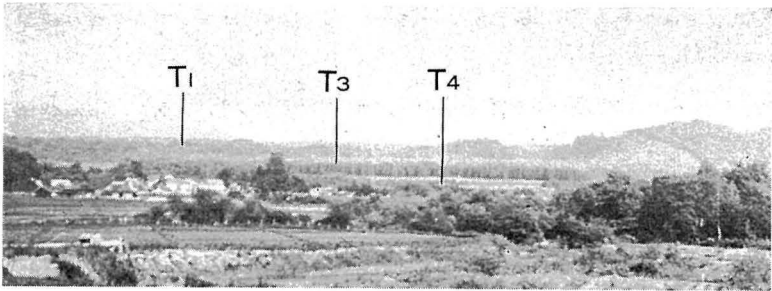
比宇図幅は北海道中央南西部に位置し、日高山脈が西に高度を減じて新第三系の作る低い山地に地形を変える地域に当たっている。図幅区域東部は中生代リビラ層群からなる山地であつて、かなり急で峻しい地形を示し、標高 1,000~1,300 m に達する山稜が区域北東部に走つており、リビラ山 (1,292 m)・貫気別岳 (1,318 m) など山嶺がその上にある。この区域の西方の区域は海拔 400~500 m 以下の低い山地あるいは段丘からなつてゐる。この部分でも、ニセウ層群と新第三系受乞層の礫岩に富む部分および元神部層の硬質頁岩の分布する所では、地層が硬いため、標高は低いがきり立つた地形を示し、沢

が細かく複雑に発達している。これに対して、その他の地層からなる部分では低くなだらかな地形を呈して、しばしば段丘面を発達させている。この結果、たとえば上貫気別、ヌモトル山にかけての区域では、ニセウ層群と新第三系フラヌイ層との境界をつくる構造線が地形によく表現されており、また図幅南西部では礫岩に富む受乞層、元神部層の硬質頁岩の褶曲構造が地形によく現われている。このほかフラヌイ層上部の安山岩質凝灰角礫岩、白堊系函淵層群中の砂岩礫岩層、中部蝦夷層群中の砂岩礫岩層が周囲の軟弱なシルト岩中にはさまれて侵蝕に耐えて残り、標高は低いながらも明らかに地層分布を示す山稜を作っている。

段丘として認められるものは、海拔 220~280 m のものが最高であつて、このほか 300~320 m の山稜にも定高性^{註1)}が認められかつて平坦面が存在したかのように見える。この現在認められる最高の段丘面 (220~280 m) は、リビラ層群からなり急峻な地形を示す東部山地とその西側の低い山地部との著しい対照を作る境界部まで発達するが、東部山地には段丘形成が及ばなかつたように考えられる。またこの 220~280 m の古い段丘形成当時既に図幅南西部の新第三系受乞層の礫岩および元神部層の硬質頁岩等からなる山地、上貫気別、ヌモトル山附近のニセウ層群からなる山地などは、平坦面より突出した残丘群であつたと考えられる。またこの古い段丘面には幼年期の侵蝕形を示す裂谷が発達するのが見られる。

区域の中の河川の多くは東部のけわしい山地に端を発して、その多くは地層の分布あるいは構造方向に直交ないし斜交して流れる。これら河川系統は、大部分厚別川の系統によつて占められ、その上流部ならびに支流である比宇川、リビラ川、ヌモトル川が東部山地から流れ出し、図幅中央南西部寄りの正和附近から合流し始めながら南流する。また、賚張川、波恵川、門別川が区域西端の山地に源を発し、この山地にはこれらの河川と厚別川流域との分水界が見られる。このほか新冠川が区域南東端をかすめて流れ、沙流川支流額平川の支流貫気別川が貫気別岳に源を発して区域北縁に近く西走する。一般に河川の蛇行がはなはだしく、リビラ層群の作る東部山地を除いて沢の刻み方が非常に細かい。これらの各河川に沿つて数段の河岸段丘が発達している (第 1 図参照)。これら河岸段丘の発達状況から、洪積期 T₃ 段丘形成時期には貫気別川は上貫気別附近から南下し、ヌモトル川を経て厚別川に入り、同じくリビラ川はリビラ開拓部落附近から比

註1) 極めて部分的ではあるが、比宇川の支流メロ澤と新冠川の分水界附近の山頂その他に、段丘堆積物と考えられる礫層が認められる。



第1図 正和附近から比宇方向を望む

T₁; 220~280 m 段丘, T₃; 80~180 m 段丘, T₄; 60~280 m 段丘
 左側遠方の高い山地はリビラ層群, 右側の山地は元神部層の硬質頁岩, 受乞層, フラヌイ層の泥岩層(硬質頁岩状)によつて構成される。正面左の部落は門別町正和。

宇川を経て厚別川に流入していたものと推察できる。続く T₄ 段丘形成時期に流路の争奪があり, 現在みられるような流路をとるにいたつたものと考えられる。続いて貫気別川に三度変遷があり, 上貫気別・ニタツナイ間で流路が更に北寄りに移動している。この流路の変更が行われた時期は T₄ 段丘形成後——おそらく沖積期——と考えられる。

沖積氾濫原は各河川に沿つて僅かに発達するにすぎない。これもリビラ層群によつて構成される山地では殆ど発達をみない。

II 地 質

II.1 概 説

この図幅区域は、^{(18) (19) (22)} 神居古潭帯の南方延長部にあたり、夕張山脈を構成する空知層群および白堊系の南方連続部である。このうち、図幅西縁の白堊系は歌志内——芦別——幾春別——大夕張——登川を経て南下してきたものの末端部で、この図幅内で新第三系下に沈下し、これより南方にあらわれない。一方夕張山脈の脊稜を作る空知層群は南下して、北隣岩知志図幅内で蛇紋岩体の大きな屈曲とともに大きく彎曲して、この図幅区域東部のリビラ層群となり、また岩知志図幅内に模式地をもつニセウ層群は彎曲部から分岐して南下し、この区域内では複雑な分布状態を示している。神居古潭帯には一般に結晶片岩類が伴われるものであるが、この区域のリビラ層群およびニセウ層群には変成作用の形跡は認められない。リビラ層群と名づけられた地層は日高層群あるいは空知層群に対比される。この地層の東限は、その北半部では断層で白堊系(ギリアーク世〜ヘト

ナイ世)・新第三系フラマイ層と接し、その南半部では新第三系フラマイ層によつて傾斜不整合関係でおおわれている。

一方、図幅区域西縁部では白堊系(ギリアーク世～ヘトナイ世)が南北に細長く、大きく見れば新第三系中に背斜構造の鞍部を作つて分布し、その東縁はフラマイ層によつて傾斜不整合関係でおおわれている。またこの白堊系の西限は新第三系フラマイ層および受乞層の上に衝上している。このように図幅区域東部と西縁部とに白堊系以下の古期層があり、そしてその中間に新第三系が広く分布するが、この分布区域の中にはニセウ層群と呼ばれる10万分の1登川地質図幅で根本・三本杉・水口¹⁴⁾によつて先白堊系(ニセウ統)とされた地層が、北隣岩知志図幅から連続し、新第三系の分布区域中に楔形あるいは不等辺多角形状に断層で囲まれて分布している。

リビラ層群・ニセウ層群・白堊系(中上部蝦夷層群および函淵層群)の三つの中生代の地層の相互の関係は、区域内ではすべて断層であつて、相互の累重関係は確認されない。

リビラ層群は日高造山帯¹⁸⁾の母胎となつた地向斜堆積物^{註1)}の一部であつて、玄武岩質熔岩・集塊岩・凝灰岩などを多量に含み、旺盛な海底火山活動の所産であり、正地向斜堆積物の特徴を示している。根本・三本杉・水口¹⁴⁾によつて、その上位におかれているニセウ層群は、リビラ層群同様この区域では、放散虫を除き無化石の地層であるが、熔岩類をはさまず、凝灰岩はあるにしてもその規模はリビラ層群のそれに比べるとはるかに小さいものである。したがつてリビラ層群と全く異つた特徴を有するニセウ層群の層位的位置について問題があることは橋本亘¹⁹⁾が指摘しているとおりである。白堊紀の地層はほとんど火山活動をとまなわない純然とした堆積岩を主とする地層であり、日高造山帯におけるフレッシュ型堆積物とされているものである。

比宇図幅区域では北海道の白堊紀標準層序のうち、下部蝦夷層群・中部蝦夷層群の基底を欠き、それ以上の地層が分布している。これらの地層はかなり多くの化石を産出し、地質構造も地層の追跡も前二者に比べてより明らかである。

以上の堆積岩のほか、リビラ層群を貫くトロンニウム岩および斑縞岩、ニセウ層群を貫く粗粒玄武岩質輝緑岩、新第三系を貫くかのように見られる蛇紋岩の小岩体などがあ

註1) 神居古潭帯においては空知層群、日高帯においては日高系あるいは日高層群とよはれているものであるが、日高層群の見掛上上部に空知層群と同様の輝緑凝灰岩を有していることなどを考えれば、両者は同一の地向斜堆積物と考えるのが妥當である。

時代	地層区分	層柱	層厚 M	主要岩相	主要化石	
第四紀	現世	沖積層		砂, 礫, 粘土		
	更新世	段丘堆積物		砂, 礫, 粘土		
第三紀	中新世	元神部層	1,900 +	礫岩	<i>Haplophragmoides</i> spp. <i>Trochammina</i> spp. <i>Ammodiscus incertus</i> <i>Cyclammina</i> cf. <i>cancellata</i> <i>C. ezoensis</i> <i>C. incisa</i> <i>C. japonica</i> <i>Cassidulina pacifica</i>	
				砂岩泥岩互層		
	新世	受乞層	70 } 1,500	凝灰質塊状泥岩	<i>Martinotiella communis</i> <i>Haplophragmoides</i> spp. <i>Cyclammina japonica</i> <i>C.</i> spp. <i>Sagarites</i> sp.	
				硬質頁岩		
				泥岩砂岩細互層		
紀世	フ ラ ヌ イ 層	泥岩層	100 } 300	暗灰色泥岩〜シルト岩 一部硬質頁岩 兩輝石安山岩質凝灰角礫岩 流紋岩質凝灰岩	<i>Haplophragmoides</i> spp. <i>Cyclammina japonica</i> <i>C. cancellata</i> <i>Sagarites</i> sp.	
				含貝化石砂岩層		120 } 680
白堊紀	ヘナイト世	函淵層群	Hb ₂	300 +	シルト岩 うすい砂岩, 泥岩 凝灰岩	
			Hb ₁	350 +	砂岩 石炭, 泥岩, 流紋岩 凝灰岩	<i>Inoceramus schmidti</i> <i>Canadoceras</i> sp.
	浦河世	上部蝦夷層群	Uy ₂	270 } 350	泥岩 緑色砂岩, 凝灰岩 薄層	<i>Inoceramus japonicus</i> <i>Eupachydiscus haradai</i> <i>I. naumanni</i> <i>I. cf. amakusensis</i> <i>I. uwajimensis</i> etc.
			Uy ₁	240 } 300	泥岩 泥岩・シルト岩 薄互層	<i>Inoceramus hobetsensis</i> <i>Anagaudryceras limatum</i> etc.
	ギリアーケ世	中部蝦夷層群	My ₂	30~200	砂岩・礫岩・砂泥岩互層	<i>Inoceramus incertus</i> <i>I. hobetsensis</i> etc.
			My ₁	160 } 350	泥岩 シルト岩	<i>Inoceramus hobetsensis</i> <i>Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum</i> <i>Inoceramus</i> cf. <i>yabei</i>
	白堊紀初期〜ジュラ紀?	ニセウ層群	断層	?	凝灰質砂岩 凝灰岩 頁岩・砂岩(礫岩)互層 頁岩	
					リビラ層群	2,700 +

第1表 地質総括表

る。

本図幅区域はまた、大塚弥之助⁶⁾によつて樺太蝦夷帯と呼ばれた第三紀褶曲帯^{註1)}の南端部に近く位置し、かつその東縁に当る。すなわち、これら新第三系は前述のとおり、リビラ層群、ニセウ層群、白堊系に不整合関係あるいは断層関係で接し、下位からフラマイ層、受乞層および元神部層に分けられる。そしてこれらは整合一連の関係にある(第1表参照)。

フラマイ層はこの地域における新第三紀の海進の先駆をなす地層で最下部には部分的に石炭を挟在し、中部は海棲貝化石を多産する砂岩層からなり、上部は火山砕屑物を含む泥岩によつて占められている。夾炭層の分布は図幅西縁の白堊系の分布の南半部をとりまくように分布するほか、東部のリビラ層群に接する地域の南部に認められるにすぎない。中部の含貝化石砂岩層の化石動物群はその組成から全国的対比の基準とされている八尾・門の沢化石動物群に極めて類似している。これを本図幅およびその周辺地域全般にわたつて産地毎の組成および岩相等から考察すると、稍々深い相を示す海域が東部のリビラ層群の分布区域寄りに南から図幅区域の中央部に入り込んでいたものと考えられる。これに対して瀕海性の海域は、これをとり巻くように東部の中北部から西縁の白堊系の分布区域の周辺に分布していたものと推察される。このような事実から、区域西縁の南北にのびる白堊系は、フラマイ層の海侵の時期にはすでに非沈降帯としての性格をもつていたものと推察される。この非沈降帯は次の受乞層の堆積時期に入ると非常に顕著なものとなる。

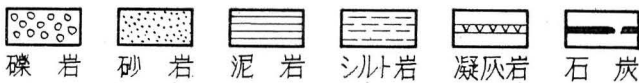
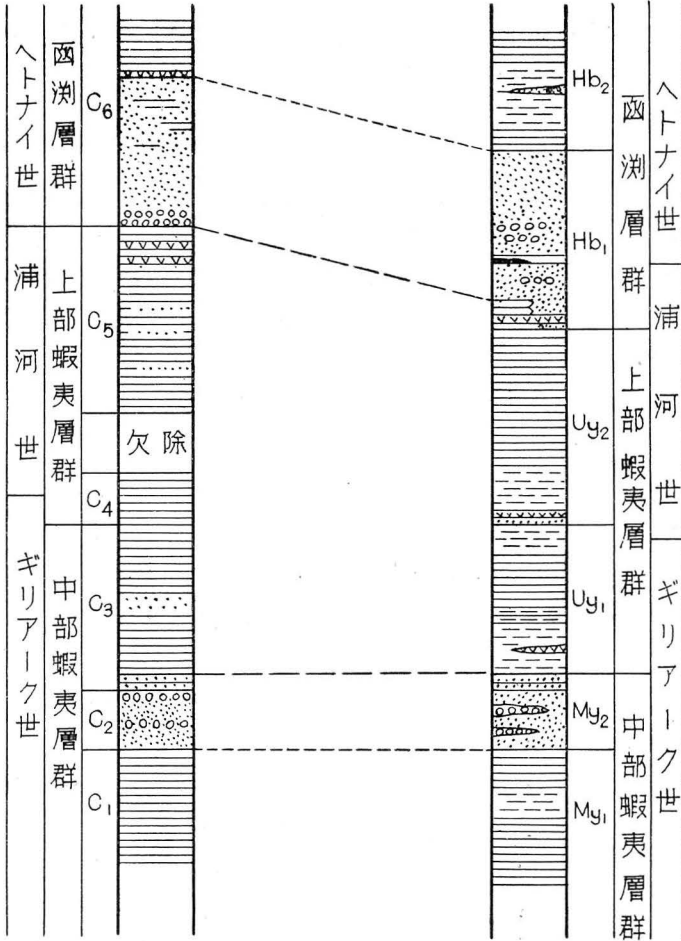
受乞層の堆積盆の最大沈降部は前述の非沈降帯の西側すなわち西隣の富川図幅区域から比宇背斜の南西側にかけての地域に生じ、その主部はここに広く厚く堆積した。受乞層は礫岩から始まり砂岩、砂岩・泥岩互層あるいは泥岩に終る周期をくりかえす厚い累層であつて、その累積状況から判断すると、その堆積は堆積盆の断続的沈降およびこれに併行した後背地の著しい隆起運動に支配されていたものと推察される。

元神部層は受乞層の上位に整合に重なり、硬質頁岩その他からなる地層である。またその層位的位置から、他地方の硬質頁岩をもつて構成される軽舞層、加茂川層などと同層準の地層と考えられている。しかし本図幅区域では一部に硬質頁岩は存在するが、他地域の同層準の地層とは異り著しく多量の礫岩あるいは粗粒岩を介在しかつ厚さも非常

註1) この褶曲帯は半澤正四郎¹⁵⁾の石狩地向斜、上田定次郎²⁹⁾の宗谷日高堆積盆に相當し、北海道の中軸帯の西縁に沿つて南北に擴がる第三系の大きな堆積盆である。

富川図幅
(今井・角 1958)

比宇図幅



第2図 白堊系地質層序対比表

に厚い。

第四系は部分的に認められる比較的古い2段の段丘面を構成する段丘堆積物、さらにこれらより新しい主要河川に沿ってその両岸に発達する河岸段丘堆積物、および沖積氾濫原を構成する沖積層などである。

II.2 中生界

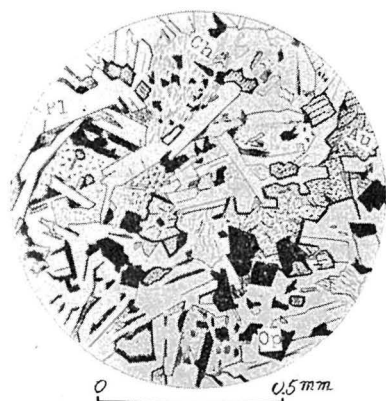
中生界はこの区域で、ジュラ～白堊系?と思われるリビラ層群、ニセウ層群、および白堊系の中部蝦夷層群、上部蝦夷層群、函淵層群からなり、北海道白堊系標準層序の下部蝦夷層群と中部蝦夷層群の下底とが欠けている。なお、白堊系は図幅区域西縁部において隣接する富川図幅区域のものと接続連絡するが、富川図幅に記された層序についてその対比を行うと第2図のような関係になる。

II.2.1 リビラ層群

本層群の標式的露出地はリビラ川上流である。10万分の1登川地質図幅の¹⁴⁾糠平統と沙流川統とを含めたものであつて、この区域では輝緑凝灰岩、黒色粘板岩、緑色あるいは赤色チャート、礫岩、砂岩などからなる。石灰岩の転石が沢で時々見られるが、大きな分布を示すものでなく、多くは輝緑凝灰岩中の最大1~2m以下の小さなレンズであり、結晶質となり無化石である。

輝緑凝灰岩中赤紫色を呈するもの、深緑色～草緑色を呈するものがあり、多くは塊状で層理面が認められなく、火成岩起源のものが大部分を占める。まれに鳥糞状(方解石の細脈が分散したもの)を呈するところがある。

熔岩起源のものは赤紫色または緑色で、まれに杏仁状を呈する部分が見られ、その球形孔隙は径2.0mmの大きさで、方解石その他によつてうずめられている。熔岩の中には枕状熔岩があり、リビラ川、比字川、ウエンテシカン沢枝沢などに分布する。露頭で観察されるところでは、円形ないし楕円形の枕状部の断面が積み重なっている。断面は中心から放射状に節理が入り車輪状を呈し、断面の直径は20~40cm位のものが多く、また断面では



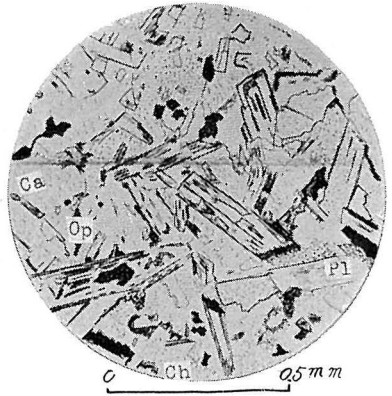
第3図 a 輝緑凝灰岩(貫気別川上流)
Pl 斜長石 Au 輝石 Ch 緑泥石
Op 鉄鉱

なく長径30~60cmの枕状部がそのまま積重なっていることもあり枕状ではなくその形が長く伸びて大蛇がうねつたような特異な外観を呈する露頭も比宇川の支流で認められる。検鏡の結果では、枕状熔岩起源の輝緑凝灰岩は、ほかの熔岩起源の塊状輝緑凝灰岩とほとんど同一の組織をもっている。すなわち、これらの岩石のほとんどが、針状斜長石の骸晶と粒状の輝石からなり、輝緑岩構造を示している(第3図a)。

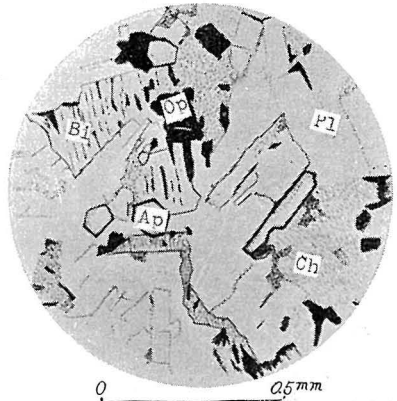
斜長石は0.3mm×0.05mmの針状をなすが、ほとんど汚染されている。輝石は無色粒状の0.1mm前後が多い。まれに褐紫色でわずかに多色性を示す含チタン輝石が認められることがある。ここでは斜長石は0.5~1.0mmで、含チタン輝石は他形で、オフィチック構造を示す。一般に緑泥石化・方解石化が甚しく、輝石は完全に交替されることが多い(第3図b)。曹長石化は一部を除いてほとんど認められない。ほかに磁鉄鉱・チタン鉄鉱がある。貫気別川上流では、短柱状0.5mm×0.2mm程度の中性長石と緑泥石化した黒雲母からなる部分がある。本岩には0.3mm±の鱗灰色が比較的多い。わずかに残つた黒雲母はX=淡褐色、Z=濃褐黒色の多色性を示す。また少量の緑簾石も認められる。

なお、部分的に緑泥石化・陽起石化した部分があつて樹脂状光沢を示すが、鏡下では原岩の構造を残しながら、陽起石の針状微晶が生成しているのが認められる。

凝灰岩起原のものは石灰質あるいは珪質となつて、その色も淡緑色となり、塊状のこともあるが、層理面が認められることが多い。また、砂質となる部分もあり、粒度差によつて葉理を生じている。オサツナイ沢の層状をなす凝灰岩起原のものは緑白色チャー



第3図b 輝緑凝灰岩(リビラ川中流)
Pl 斜長石 Ch 緑泥石
Op 鉄鉱 Ca 方解石



第3図c (貫気別川上流)
Pl 斜長石 Bi 緑泥石化した黒雲母
Ch 緑泥石 Ap 鱗灰石 Op 鉄鉱

トと互層し、鏡下では輝緑岩片・斜長石・緑泥石の細片よりなる。凝灰岩礫岩起原のものは、凝灰岩起原と思われるものを基質として、その中に杏仁状構造を有する熔岩角礫の大きさ拳大から人頭大のものを含むものである。

輝緑凝灰岩中にはさまれる礫岩は、リビラ川上流、新冠川枝沢オサツナイ沢においてその露出を見るが、その分布地では礫岩層が小背斜構造の中軸部に当たっている。礫岩の膠結物は帯緑色砂岩である。礫岩の礫は比較的円磨されており、まれに垂角礫をふくむ。その種類は緑白色・白色・赤色チャート、石英、黒色粘板岩、凝灰質硬砂岩、輝緑凝灰岩であり、大きさは最大 20 cm、多くは 3~5 cm の径をもつものである。リビラ川のもものは礫径が小さく、小豆大~卵大のものが多く、90 cm×60 cm の方形の砂岩および輝緑凝灰岩の大塊をわずかに含んでいる。比宇川上流の一枝沢に見られる礫岩はごくうすいものであるが、ここでは珪質粘板岩中にはさまり、膠結物も珪質粘板岩である。リビラ川に分布する礫岩層の厚さはおよそ 300 m に及ぶものである。ここでは、緑色砂岩と板状互層をしており、級化成層 (graded bedding) も見られる。これら礫岩層は層間礫岩であつて、水平的にもまた垂直的にも輝緑凝灰岩・粘板岩と互層しながらしだいに輝緑凝灰岩優勢の地層に移り変つていく。その移り変わる部分の黒色粘板岩中には珪質輝緑凝灰岩の偽礫が見られる。

粘板岩はやや板状であり、珪質なものが多く、比宇川上流・リビラ川上流・新冠川支流モウレルカシュベ沢最上流などに見られる所では灰色の砂岩と縞状あるいは板状細互層をつくることもある。また緑白~灰白色チャートををさみ、輝緑凝灰岩と不規則な形で互層することがある。粘板岩・砂岩中には炭質物微細粉を含むことがまれに認められる。

チャートは緑白色または赤色のものが多く、ほとんど塊状であり、1~3 cm の幅の板状節理をもつものも少量存在する。板状節理をもつ所では細かい撓曲あるいは屈曲を見せていることがある。チャートの中には保存不良な放射虫化石が含まれている。また赤色チャートには、まれに酸化マンガンを含むことがあつて、貫気別川上流には厚さ約 1 m ほどの露頭がある。

輝緑凝灰岩の大部分は塊状で、走向傾斜の不明な部分が多いが、大体において N 10~15°W の走向をもち、40~50° 西に傾斜することが多く、局部的に背斜構造が認められる。しかしながら、全体として地塊化運動をうけている。比宇川最上流からリビラ川上流にかけては東西性の走向をもち、40~50° 北に傾斜し、一般的走向と直交するようなブロックが存在する。このように地塊化しているために、正確な層厚は算定できない

が、リビラ川筋でおよそ 2,700 m 土を推定できる。

リビラ層群からは放射虫のほか、化石の産出を見なかつたため、本層の地質時代についての証拠はない。しかし、北隣岩知志図幅区域内では 10 万分の 1 登川地質図幅¹⁴⁾に記されているように、リビラ層群の連続部である沙流川統の石灰岩中から、矢部長克・杉山敏郎¹¹⁾の報ずる *Circoporella semicliathrata* HAYASAKA 等の化石を産する。矢部・杉山¹¹⁾によれば、このほか、*Pycnoporidium lobatum* YABE et TOYAMA, Chaetoid coral, *Heptastylopsis asiatica* YABE et SUGIYAMA, *Nerinea* sp. を産し、鳥ノ巣石灰岩¹⁹⁾に対比されることをのべている。これらの事実から、橋本亘がのべるように、リビラ層群は夕張山脈の脊稜を構成している空知層群の延長部に当ることが明らかである。したがって、その時代はジュラ紀後期～白堊紀初期のものであろう。また一方、リビラ層群は東隣イドンナップ図幅区域において、白堊系を細長くはさんでその東方に分布する日高層群上部の輝緑凝灰岩層と同一の岩相^{註1)}であり、この中の石灰岩から産するといわれる化石^{註2)}もいわゆる“鳥ノ巣型”のものではないかと考えられる。リビラ層群と日高層群との関係については同一時期のものであると考えられ、ひいては日高層群も空知層群もともに、日高造山帯の母胎である日高地向斜堆積物であるといつてさしつかえないと思われる。

II.2.2 ニセウ層群

ニセウ層群は根本・三本杉・水口¹⁴⁾によつてニセウ統とされたものに相当し、その模式地は北隣岩知志図幅地域内にあり、その南方への連続部が図幅北縁部に分布する。そのほか本層群はイワ山—ヌモトル山を中心とした地域、イトラッキ川—門別川上流ニタナイ附近を結ぶ地域および貫気別川支流パンケセタナイ沢—ベンケセタナイ沢地域に新第三系中に楔形あるいは不等辺多角形状をなして断層で囲まれて分布している。

本図幅区域内では、ニセウ層群は砂岩頁岩互層・礫岩・黒色頁岩・灰緑色砂岩および火山碎屑質岩などからなる。

砂岩頁岩互層は主としてイワ山—ヌモトル山を中心とする地塊の北部にみられる。頁岩優勢の部分が多く、波状の層理面をもち、あまり板状互層を作らない。互層の単位の厚さは 5~30 cm である。この互層を構成する砂岩は、中～細粒で比較的硬く一般に明るい灰白帯緑灰色を呈し石灰質である。ところによつては炭質物を含み縞状を呈し板状

註1) 現在地下資源調査所において、調査実施中のイドンナップ岳図幅区域内で、同所鈴木守により確認されている。

註2) 竹内嘉助・三本杉巳代治：10 万分の 1 地質図幅「浦河」、北海道工業試験場，1983

となつている部分もある。また互層の中で層状の形を失い、扁平な団球を作ることがある。頁岩は黒色～暗灰色で小角塊片に割れやすく、細かい不規則な割目——どちらかといえば層理面にやや直角な——が非常に多い。

礫岩はヌモトル本流からイトラッキ川上流で、前述の互層部に挾有され、イトラッキ川では特に著しい。礫岩の外観は黒つぼく、礫の種類は黒色粘板岩・白色チャートなどからなり前者が主である。大きさはうずら豆大～小豆大で角礫が多く、その角礫をなすものはすべて黒色粘板岩であり、鋭角的に割れた形でその径は1～30 cmである。膠結物は砂岩であるが、黒色の頁岩の場合もある。互層部には団球を多く含む部分があるが、泥灰質のものと、先にのべた灰白色砂質のものとがあり、その直径は30～80 cmに達し、方解石脈に縦横に細かく貫かれていて、これが節理に伴っていることもあり、非常に壊れやすい。化石は全く発見できなかつた。

黒色頁岩はニタツナイ附近、ウエンテシカン、カンバベツ沢流域および上貫気別（貫気別川本流筋）附近に多く分布する。互層部の頁岩と同様の岩質であるが、しばしば石灰質の薄層を挟み、また層理と無関係に乱雑に走る方解石脈によつて細かく貫ぬかれている。不規則な形の石灰質団球も含まれるが、化石は見出されない。この頁岩には割目が多く、こわれ易い。リビラ層群の黒色粘板岩とは違つた感じのもので、層理に乏しく、新第三系の硬質頁岩に近い外観を呈する。

灰緑色砂岩は主として上貫気別北部の地塊に多く分布する。この砂岩はやや緑色をおびるが、風化面では褐色に汚れていることが多く、また方解石の網脈によつて貫かれている。これを検鏡すると、石英・長石片および安山岩質の粒を主とし、比較的新鮮な輝石・雲母片もまれに含まれている。安山岩質粒の部分は一般に鶯色あるいは茶褐色に汚れており、方解石の網脈によつて貫かれている。

火山碎屑質岩は、前述の安山岩の破片を含むものからさらに酸性の岩相にまでおよんでいて、リビラ層群の中の輝緑凝灰岩のような塩基性の岩相は全くみられない。そのもつとも顕著なものはヌモトル川中流でヌモトル山——イワ山を中心とした地塊がフラスイ層に接する所に分布する黒曜岩質凝灰岩で、灰黒色細粒の凝灰質石基に2～15 mmにおよぶ黒色の黒曜岩の破片が散点している。この破片は鏡下では全く新鮮で真珠岩構造を呈している。そのほか、灰白色の凝灰岩が上貫気別北部を除いた他の所所にみられ、特にカンバベツ沢中流および貫気別川本流筋の2, 3の地点に好露出する。この凝灰岩は灰白色～帯緑灰白色で比較的硬く塊状無層理である。鏡下でみると殆どガラス質で斜長

石の破片を散点している。また、この凝灰岩中には黒色粘板岩と緑色チャートの角礫を含み、これの多い部分では特異な模様を呈している。角礫の大きさは最大径 5 cm 位であるが一般には 2~3 cm のものが多く小さいものでは 2~3 mm 程度のものもある。

パンゲセタナイ沢と正和附近を結ぶ NNW—SSE 方向を示す幅約 1 km の地域は、破碎帯とでもいうべきところで、ハトナイ沢からパンゲセタナイ、パンゲセタナイ沢におよぶ北部地域では数条の粘土化帯、ニセウ層群、新第三系が NNW—SSE の方向に帯状に分布しているが、イタラツキ川流域の南部地域では破碎帯の殆どが粘土化されている。粘土化された部分は主としてニセウ層群のものと思われる黒色頁岩と灰色砂岩の破碎されたものようで縞状を呈している部分がある。しかし北部地域の一部では新第三系と思われるものの粘土化した所もあるが地質図上にはすべてニセウ層群として取扱った。

この粘土化帯はいずれも断層に附随したものと考えられ、その延長方向はいずれも NNW—SSE 方向の主要構造線の方向に一致している。

ニセウ層群はその多くが新第三系中の大小の楔形の地塊あるいは破碎帯中の断片として分布するし、また上貫気別——ニツツナイあるいはヌモトル山に分布する大きな地塊でもその中の走向傾斜は乱れているため、その層序あるいは構造を明かにすることが困難である。

ニセウ層群自体の層序的位置については、この図幅区域ではすべてほかの地層と断層¹⁴⁾関係であるため不明である。根本・三本杉・水口はリピラ層群相当層である沙流川統との関係について、やはり層位関係は不明であるけれども、両者間に著しい不整合は認められず岩質もやはり類似するから、沙流川統と同じように上部ジュラ紀に属するものであろうとしている。橋本亘はこのことなどからニセウ層群は空知層群の局部的異相ではないかとのべている。

II. 2. 3 中部蝦夷層群

本図幅地域では北海道白堊系標準層序の最下部の下部蝦夷層群の分布を欠き、中部蝦夷層群の基底も同様地表にあらわれていない。

この区域の中部蝦夷層群は区域西縁部の白堊系にのみ存在し、東部ではその分布を見ない。

中部蝦夷層群はこの区域に露出する部分だけを区分すれば、My₁、My₂ と二つの岩相単位によつて構成される。

My₁ は部分的に頁岩性となる暗灰色泥岩とシルト岩とからなり、石灰質団球を含んでおり、ほかの区域の層序と比較すれば、この下位に中部蝦夷層群の基底部がくるのであろうと考えられる。本層から産出する化石はチベシナイ沢上流比宇図幅西限よりわずかに西の地点(富川図幅内)で、*Inoceramus cf. yabei* NAGAO et MATSUMOTO, *Desmoceras (Pseudouligella) japonicum* YABE, さらに波恵川上流部で *Inoceramus hobetsensis* N. et M., Cf. *Pachydesmoceras* sp. を採集した。すなわちこの地質時代はギリアーク世中～後期であろう。層厚は約 300 m である。

My₂ は **My₁** の上位に整合し、粗中粒砂岩・礫岩からなり、暗灰色泥岩をうすくはさむことがある。本層の上部には砂質団球を含む特長ある青白色(新鮮な面)砂岩があり、さらにその上位には砂岩泥岩の板状互層がある。この層相は広富衝上断層の北東側のものであつて、南西側では砂質団球と板状互層だけの層相となり、砂岩礫岩層は消失している。広富衝上断層の転位があるため、その間の層相変化が追えないから北東側と南西側との対比についてなお検討の必要はあるが、化石の産出状態からいっても、本層中あるいはその直上直下附近から同様な化石種が採取されており、また砂質団球をもつ砂岩はこの区域を通じこの層準だけであるから、同時異相の関係と見てさしつかえないであろう。層厚も両地域では違いがあつて、北東側は 70~200 m であるが、南西側では 15~70 m であり、また、最上部の板状互層についても、その互層を作る 1 枚 1 枚の層の単位が北東側では 30~200 cm, 南西側では 5~10 cm のものとなつている。

砂岩は中粒のものを主として塊状であり、鏡下では石灰質の部分が砂粒の間をうめていくことが多い。砂質団球をもつ砂岩は青白色時に緑色をおびるやや緻密で固い中粗粒のものである。緑色の斑点(海緑石?)が含まれることがあり、粗粒のものでは緑白色赤色のチャート粒が目立っている。

最上部の砂岩泥岩互層部はきれいな板状を呈し、広富衝上断層北東側では互層単位の厚さが大きく、南西側では砂岩泥岩互層がシルト岩泥岩互層に変化する場合もあり、互層単位もうすくなつている。この板状互層を作る砂岩層の面には時に生痕が見られる。

礫岩は広富衝上断層北東側の部分に、砂岩層の中にはさまれて存在する。チベシナイ沢・門別川筋広富附近でよく露出が見られる。この礫岩は礫の密集度が高く、よく固結している。礫は洗磨不良で亜角礫が多く、淘汰不良であり、その大きさはうずら卵大から夏蜜柑大のものが大部分で、まれに径 20 cm に達するものがある。その種類は緑白色および赤色チャート、硬い砂岩、珪質粘板岩と輝緑凝灰岩(?)であり、炭片(ドリフ

ト)を含んでいる。

My₂ から得られた化石はつぎのとおりである。

1 門別川筋広富

礫岩中にはさまる暗灰色泥岩薄層より

Inoceramus cf. hobetsensis NAGAO et MATSUMOTO

同上附近の転石より

Mesopuzosia cf. yubarensis (JIMBO)

2 波恵川上流一の沢

砂岩泥岩互層より

Inoceramus cf. incertus (JIMBO)

Scaphites puerculus JIMBO

本層の地質時代はギリアーク世後期であろう。

II.2.4 上部蝦夷層群

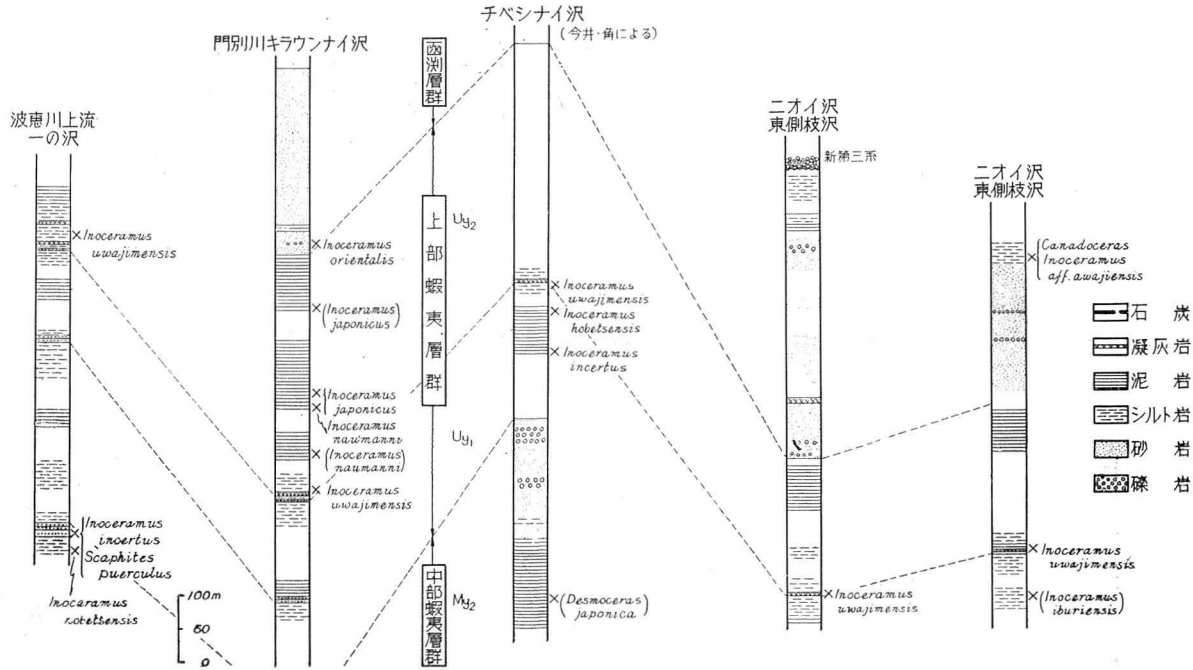
図幅区域の東部と西縁部と二つの区域に分れて分布する。

西縁部で見られるように、本層群は中部蝦夷層群上部 My₂ の砂岩泥岩板状互層の上に整合にかさなる。泥岩シルト岩を主とする地層であつて Uy₁、Uy₂ に区別される。

Uy₁ は西縁部では My₂ の板状互層の上位にくる灰色ないし暗灰色のシルト岩に始まる。主として暗灰色泥岩およびシルト岩からなる地層であつて、泥岩とシルト岩とは同じような岩色をもち、粒度が微妙に変化する。泥岩シルト岩は軟弱で、風化に弱く細かい小角片に割れ易い。また断層帯などでは粘土化し易い傾向がある。本層の中部には暗灰色シルト岩と泥岩、あるいは灰色細粒シルト岩との1~4 cm ほどの薄互層があり、広富衝上断層の南西側の区域に限り認められ、所によつては縞状シルト岩になつてボケることもあるが、単調な泥岩シルト岩層中であつてある程度鍵層的な役割を果している。薄互層の上下には、非常にうすい1~5 cm の白色ベントナイト質凝灰岩が見られることもあるが連続性に乏しい。薄互層の上位は比較的均質の暗灰色泥岩が多い。一般に石灰質団球が少ないが、薄互層の下位には比較的多い。化石も Uy₂ などに比べると産出が少ないが、つぎのような化石を採取した。

1 波恵川上流本流筋

Inoceramus hobetsensis NAGAO et MATSUMOTO



第4図 区域西縁部白堊系地質柱状図

I. cf. *hobetsensis* NAGAO et MATUMOTO*Anagaudryceras* cf. *limatum* YABE (転石, 層準として確実なもの)

2 ニオイ沢

Inoceramus iburiensis NAGAO et MATSUMOTO*Bostrychoceras* sp.

3 チペシナイ沢枝沢 (今井・角の採取による)

Inoceramus incertus NAGAO et MATSUMOTOI. *hobetsensis* NAGAO et MATSUMOTO

4 チャシナイ沢

Scalarites scalaris (YABE)

5 キラウンナイ沢上流

cf. *Pachydesmoceras* sp.

本層は My₂ に引きつづいてギリアーク世後期のものである。

西縁部の本層の層厚は 240~300 m である。

図幅区域東部の本層は、主分布を北隣岩知志図幅内におくため、その一部がわずかに分布するにすぎないが、暗灰色の泥岩シルト岩からなる地層であつて、宿主別川枝沢の図幅区域北限よりわずか北の部分(岩知志図幅区域)において *Inoceramus hobetsensis* NAGAO et MATSUMOTO を多産する層準が追跡できる。このイノセラムスは高さ 30~60 cm に達する大きなもので、これに伴つて産する化石はほとんどなく、わずかに *Inoceramus iburiensis* N. et M. を見ただけである。

Uy₂ は区域西縁部にあつては、その基底部に緑色または緑白色の軟弱で、5~30 cm のうすい凝灰質砂岩、あるいは白色の非常にうすい 1~3 cm の何枚かのベントナイト質凝灰岩をはさむ暗灰色シルト岩があつて、Uy₁ から整合し漸移する。この Uy₂ の基底部分の部分は、同時に *Inoceramus uwajimensis* YEHARA を豊富に産出する化石層となり、良好な鍵層となつている。しかも、この化石層から産出する化石は *Inoceramus uwajimensis* YEHARA 1 種にほとんど限られ、また白堊系のほかの化石が多くは石灰質団球から産出するのに対して、ここではシルト岩母層から直接産出するという特徴が見られる。この層準はこの区域で比較的単調な上部蝦夷層群の中で追跡の可能な一つの鍵層となるものである。

本層の上位には一般に暗灰色シルト質泥岩、さらにその上には暗灰色の均質の肌理の

細かい泥岩層が続き、この部分では、石灰質団球が多く、化石を多産する層準がある。

これら泥岩シルト岩は中部蝦夷層群のものとまったく同様の岩相をもち、ほとんど区別ができない。したがって、一般に軟弱で、風化面にあつては細かに砕け、層理面も明らかではない。

本層の層厚は 270~250 m である。

この層準の化石産地はニオイ沢・門別川およびその枝沢・波恵川およびその枝沢などに普遍的に多い。本層から産出する化石種は次のとおりである。

Inoceramus uwajimensis YEHARA

I. ezoensis YOKOYAMA

I. japonicus NAGAO et MATSUMOTO

I. cf. amakusensis NAGAO et MATSUMOTO

I. balticus BOEHM

I. naumanni YOKOYAMA

Neophylloceras subramosum SHIMIZU

N. cf. compressum MATSUMOTO

Epigoniceras glabrum (JIMBO)

E. sp.

Anagaudryceras yokoyamai (YABE)

Gaudryceras denseplicatum (JIMBO)

G. denseplicatum var. *intermedia* (YABE)

G. tenuiliratum YABE

G. cf. crassicostatum (JIMBO)

Damesites damesi (JIMBO)

D. sp.

Hauericeras gardeni (BAILY)

Mesopuzosia yubarensis (JIMBO)

Cf. Mesopuzosia sp.

Neopuzosia japonica (SPATH)

N. sp.

Yokoyamaoceras jimboi MATSUMOTO

Y. sp.

Anapachydiscus sutneri (YOKOYAMA)

Eupachydiscus haradai (JIMBO)

Cf. *Menuites* sp.

Pachydiscinae gen. et sp. indet.

Polyptychoceras obstrictum (JIMBO)

Subptychoceras yubarens (YABE)

Pseudoxybeloceras quadrinodosum (JIMBO)

Acila sp.

Cucullaea sp.

Nucula formosa NAGAO

Propeamussium cowperi WARING var. *yubarens* YABE et NAGAO

Sergipia akamatsui YEHARA

Gastropoda gen. et sp. indet.

図幅東部に分布する Uy_2 は Uy_1 の上に整合し、その最下部に緑色凝灰質砂岩薄層とうすいベントナイト質白色凝灰岩をはさむシルト岩があり、その上位に比較的均質な暗灰色泥岩シルト岩があつて、西縁部白堊系と同様の岩相である。しかし、西縁部に見られる最下部のシルト岩中の *Inoceramus uwajimensis* YEHARA の密集帯はこの区域では認められず、散点するだけである。それはまた、断層が発達し、露出が不良であることにもよるのであろう。西縁部本層上部にある石灰質団球の非常に多く、産出化石の豊富な層準も1カ所認められたにすぎないが、これも西縁部の特長が失われていることとともに、構造変位によつて分布を欠いたということも考える必要がある。

本層の厚さは、断層で切られているため明らかではない。

産出する化石はつぎのとおりである。

Inoceramus uwajimensis YEHARA

I. cf. *naumanni* NAGAO et MATSUMOTO

Gaudryceras denseplicatum (JIMBO)

Submortonicer sp.

Polyptychoceras obstrictum (JIMBO)

Sabptychoceras yubarens (YABE)

Uy₂ の地質時代は東部・西縁部を通じ、浦河世最末期を除く浦河世に属する。

II.2.5 函淵層群

函淵層群も東部と西縁部区域とに分れて分布する。東部区域の方が広く分布するが、断層に切られていることが多いため、地層の累重関係が不明であり、西縁部の方では、上部蝦夷層群の上位に本層群の基底の礫質砂岩あるいは砂岩が整合に重なっている。

西縁部では本層群は Hb₁、Hb₂ に区分される。東部では Hb₂ 相当の岩相が見当たらない。

Hb₁ は西縁部では緑色～灰白色の粗中粒砂岩を主とし、部分的に礫岩層をはさんでいる。また、厚い凝灰岩をはさみ、また一部炭層をはさむことがある。砂岩は一般に緻密ではなく、軟弱であり、凝灰質の部分が相当あり、また海緑石が生じている部分もある。砂岩には不規則に泥片を含み、一部には葉理がよく発達し、斜交葉理をもつ部分がある。礫岩の礫は鶏卵大以下銀杏実大のものもつとも多く、よく円磨されており淘汰も比較的よい。礫の種類はチャート・珪質岩・黒色粘板岩が多く、大部分が砂岩によつて膠結されている。ニオイ沢の東方に南北に走る山稜は本層によつて作られているが、ここでは 5～10 m の厚さをもつ流紋岩質凝灰岩が、比較的下位にはさまり、かなり連続している。この凝灰岩は白色、黄白色あるいは緑白色を呈し、一部ベントナイト化するが、珪質の部分があつてこれは非常に固い。

なお、この凝灰岩は岩相に斜交する疑がある。すなわち、図幅区域北方、貫気別の北の所では、上部蝦夷層群の上部泥岩中にはさまれて、所により厚さ 30 m におよぶ著しい凝灰岩がある。この延長は本図幅の西に隣接する富川図幅区域内のニオイ沢西方の枝沢において上部蝦夷層群中に認められる。ただし、この区域ではこの凝灰岩層の上下に砂岩層を伴うことがある。この事実は凝灰岩の上下の地層に砂の量が多くなつて、岩相変化し始める兆のように考えられる。ニオイ沢西方ではこの凝灰岩の上位に函淵層群がのつて、やはり南北に走る山稜を形作つているのであるが、ニオイ沢東^{註1)}方と西方とは一つの背斜構造の両翼を作つている。本図幅内に分布するニオイ沢東翼の Hb₁ の中の凝灰岩と富内からニオイ沢の背斜の西翼に連続する上部蝦夷層群上部のものとは同一連続層の疑があつて、5～30 m に達する厚い凝灰岩は上部蝦夷層群と函淵層群の岩相面を切り、したがつて両層群間の一部は同時異相であることを示すものではないかと推測される。

註1) 背斜軸部はニオイ沢の潭筋に當るが、この軸部に走向断層が発達して函淵層群がきわめて細長い形ではさまこまれている。

しかし、この間の関係を示す中間の部分の地層が、ニオイ沢背斜構造の中軸部にあつて侵蝕をうけ、地表において確かめることができない。他方、ニオイ沢西方の Hb₁ 相当層（富川図幅区域内）、額平川貫気別川合流点附近の独立丘からニオイ沢にかけて断層ではさみこまれた Hb₁ 中には厚さ山丈 60 cm・炭丈 40 cm ほどの石炭層が発達しているが、ニオイ沢東翼部の本層においてはこれが認められず、炭片が砂岩中に散在するだけでやはりこれも東翼部と西翼部の岩相変化を示す証拠ではないかと思われる。なお、ニオイ沢西翼部の Hb₁ の延長は西隣富川図幅から、門別川以南の所で比字図幅区域に入つてきて、わずかな分布を示す。ここでは、ニオイ沢西方の炭層も弱化して、断続するようであり、露頭を 1 カ所発見したにすぎない。また、ニオイ沢東翼では函淵層群に、また西翼部では上部蝦夷層群中に発達する凝灰岩は門別川以南の区域では認められない。富内・振内・貫気別・ニオイ沢と南下して、この凝灰岩は門別川流域では薄化し消滅するものと考えられる。

この図幅区域西縁部の Hb₁ から産出する化石はつぎのとおりである。

Inoceramus orientalis SOKOLOV

I. aff. *hetonaianus* MATSUMOTO

Neopuzosia japonica (SPATH)

Canadoceras sp.

すなわち、Hb₁ の一部は浦河世最末期からヘトナイ世にわたるものである。

層厚は 350 m 土である。

図幅区域東部の Hb₁ は西縁部同様の岩相をもつが、一般に色がるかに濃い緑色を呈する。主として深緑色緑灰色ないし緑白色粗中粒礫質砂岩からなり、厚さ 2~3 m の白色珪質凝灰岩をはさむ。また、一部で暗灰色の泥岩をはさみ、砂岩と板状互層を作ることもある。互層は 15~200 cm ほどの程度のもが多く、また一部緑灰色のシルト岩をはさむことがある。本層の中には、しばしば細かな炭質物片をふくみ、またそれが縞状に葉理を作る所がある。

化石は密集して産し、あるいは化石層として連続して産出することが多い。上貫気別川上流の一つ北の沢では、とくに一つの層準に *Inoceramus orientalis* var. *ambiguus* と *I. sachalinensis* を多産する層準があつて、追跡できる。上貫気別部落東方では *Inoceramus schmidti* を多産する所がある。西縁部の Hb₁ より化石を種類は少いが多産する。産出化石はつぎのとおりである。

Inoceramus orientalis var. *ambiguus* NAGAO et MATSUMOTO

I. *schmidti* MICHEL

- I. sachalinensis* SOKOLOV
I. cf. yokoyamai NAGAO et MATSUMOTO
Neophylloceras cf. compressum MATSUMOTO
Gaudryceras striatum (JIMBO)
Hauericeras gardeni (BAILY)
Anapachydiscus sutneri (YOKOYAMA)
Canadoceras sp.
Sabptyhoceras yubarensis (YABE)
Patella sp.
Ostrea sp.
 Gastropoda gen. et sp. indet.

このほか転石として

- Inoceramus balticus* BOEHM
Gaudryceras striatum (JIMBO)
G. crassicoatum (JIMBO)
Polyptyhoceras sp.
Pseudoxybeloceras sp.

を得ている。

層厚は、東部区域は断層で切られてブロック化しているために算定できないが、西縁部の 350 m ± よりは厚いと推定される。

また、東部区域の Hb₁ 中にはさまれる凝灰岩は、ニオイ沢東方の Hb₁ 中に発達するものと同一層準に当る可能性があるが、確証はない。ニオイ沢東西翼の関係から推して、この凝灰岩を同一層準のものと考えれば、函淵層群の堆積は東に厚くまた早い時期に始められたということができ、これをさらに東方東部区域のものと考えを及ぼせば事実、凝灰岩はニオイ沢東方で Hb₁ の下底より 40 m~50 m ぐらい上であるが、図幅区域東部ではこの凝灰岩の下位に 100~200 m の厚さの Hb₁ 砂岩があると推察される。また、東部の Hb₁ の中に含まれる化石の中に浦河世後期のものが含まれている可能性があつて、ニオイ沢東方の Hb₁ よりは多少堆積の始められた地質時代が古いという疑いがある。

Hb₂ は西縁部に限られ、東部にはその分布が見られない。これが岩相変化でそうなるのか、または Hb₂ 相当層の分布が絶たれたのかどうかは不明である。

この主な分布は門別川上流クッタラ沢で、Hb₁の上位にかさなつて分布している。大部分は暗灰色泥岩とシルト岩とからなり、中に軟弱な緑色細粒砂岩・帯緑暗灰色シルト岩あるいは白色粘土質凝灰岩の薄層をはさんでいる。その砂岩中には細かい縞状葉理を作っている。石灰質団塊は多くはないが、ある部分に径1.5 mに達するやや扁平なものを多く含んでいる所がある。化石は非常に稀であつて、門別川上流ハトナイ小学校附近で露頭からアンモナイト2種を採集し、さらに転石でアンモナイトの新種か（ハトナイ小学校のものうちの1種と同種）と思われるものを採集したにすぎない。いずれによつても地質時代の決定は困難であつて、Hb₂の層位について大いに疑問を残しているが、クッタラ沢におけるHb₁との関係からHb₁の上位のものであると考へた。厚さは300 m以上と推定される。

II.2.6 トロンニウム岩^{註2)}

本岩は岩床あるいは岩脈としてリビラ層群を貫く。主としてリビラ川および比字川上流に認められ、新冠川の支流オサナイ沢にも分布する。本岩は幅300 m、延長2,000 mの岩体から幅1 m未満に至るまでの大小があるが、殆どが地層の一般走向に沿つて進入している。

リビラ川上流の大岩体は堅硬で淡緑色～灰白色の岩石で、長石の白紋が点在し、時に緑色針状の緑泥石化した苦土鉱物が認められる。

斑晶、斜長石、石英、角閃石

斜長石は卓状を示し(1.0~1.3 mm)、角閃石は殆どが緑泥石化している。石基にある石英が稀に1.7 mm位の斑晶を示すことがある。

石基、斜長石、石英、黒雲母、角閃石

斜長石は灰曹長石を示し、0.3 mmの大ききで粒状の石英と半自形構造をなしている。黒雲母は大部分が緑泥石化している。

リビラ川に分布する小岩体は、白色堅硬で斜長石の斑晶が点在している。斜長石が0.5~1.0 mmの長柱状をなして、石基は0.1 mm前後の斜長石、石英、角閃石からなっている。

II.2.7 輝緑岩類

本岩類はニセウ層群をつらぬく岩床あるいは岩脈で、幅約50 cm、から数100 mの岩

註1) クッタラ沢附近でHb₁とHb₂との間が整合関係であるというデータがあがつている。

註2) 伊本常誠により珍岩とされたものであり、鈴木、酒匂・鈴木・松井により下富良野地方で、トロンニウム岩と記載されたものと同じである。なお東隣イドンナツツ岳圖幅地域で本岩が各所に分布することが、鈴木寺によりたしかめられている。鈴木寺；5万分の1地質圖幅「イドンナツツ岳」(未刊)。

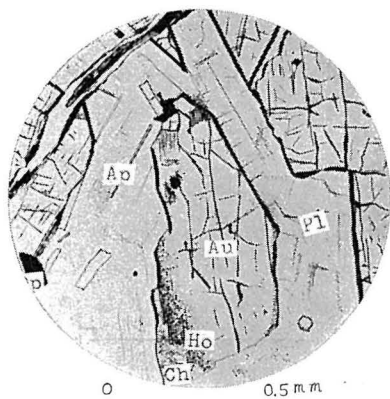
体まであり、また岩質も大部分が輝緑岩であるが、一部に輝緑岩質斑縞岩・石英輝緑岩があり、同一岩体内にあつても粒度・組織の変化がいちじるしく、また酸性岩があるので地質図では一括して主要のもののみ記入した。

本岩類はニセウ層群に限って進入することが一つの特徴をなしており、その分布もニセウ層群の分布に従つて大別してヌモトル山周辺と、ニタツナイ・イタラッキ間の山稜とに分布している。上記した様に本図幅地域ではニセウ層群をつらぬくのみであるが、¹⁴⁾根本・三本杉・水口によれば、これとほぼ似た輝緑岩類が北隣で白堊紀層およびこれを貫く蛇紋岩を貫ぬいているので、本岩類の進入時期は蛇紋岩の進入以後、²⁴⁾新第三系堆積以前と推察される。本岩類は下川・奥土別・下富良野・山部地方で古期岩層をつらぬく輝緑岩類と密接な関連を有するものであろう。

輝 緑 岩

本岩は多様の粒度を示しているが、大部分は肉眼で1.0~2.0 mmの長柱状の斜長石と濃緑色の輝石とが飛白状にくみ合っている塊状の岩石であるが、風化すると灰白色砂岩様の岩石となる。本岩中に黄鉄鉱の小粒が認められることがある。粗粒なものは次に述べる輝緑岩質斑縞岩と区別することが困難である。

鏡下で共通の性質は、いずれも斜長石と輝石の粗粒なオフィチック構造を主体とし、間隙を充填する微文象構造を示す部分がある。斜長石は汚れたものが多く、長さ1.0~2.0 mm位で輝石・磷灰石の包有物を有している。まれに新鮮な部分ではAn 65~70で基性的な曹灰長石の性質を示す。輝石は斜長石により透入をうけた他形を示し、一般に0.5~1.5 mmの大ききで淡緑色の普通輝石であるが部分的に淡褐紫色の含チタン輝石がみられる。この含チタン輝石は普通輝石の周辺部に多く、あるいは全くの単結晶をなすものもある。輝石の一部は陽起石質角閃石と緑泥石に変つている。陽起石質角閃石は輝石の末端部に繊維状を呈しX=淡黄色、Y=緑色、Z=青緑色の多色性を有し、 $\hat{C}Z=15^\circ$ である。またまれに褐色のパークビカイト質角閃石が認められ、 $\hat{C}Z=12^\circ$ を示す。他に磷灰石、チタン鉄鉱などの副成分鉱物があり、



第5図 輝 緑 岩

Au 普通輝石 Pl 斜長石 Ho 角閃石
Ch 緑泥石 Ap 磷灰石 Op 鉄鉱

二次的鉱物としては沸石、緑泥石、ブドウ石、方解石などがある。

上記した大よその性質の外に、岩体によつてはソーダ輝石と方沸石が加わる。1枚の薄片に両者が共存するのは1枚のみで、他はどちらかが存在するのみである。ソーダ輝石が多く認められる岩体はニタツナイ～ヌモトルの山稜に細長く分布する岩体であり、ソーダ輝石は長さ0.2 mm 前後の短柱状をなし、1枚の薄片内に5～6コ存在するにすぎない。 $\hat{C}Z=50^\circ$ 青緑色を示して多色性は弱い。方沸石は細脈をなして認められるが、まれに溜状に存在する。溜状に存在するのは微弱な光学異状を呈し、0.1 mm 前後の断面で8角形を示している。

輝緑岩質斑輝岩

前記輝緑岩と漸移して認められ、略同一の性質を示している。鏡下では等粒半自形構造をなしており、局部的にオフィチック構造の部分も認められる。

石英輝緑岩

本岩はヌモトル川中流の左岸に注ぐ小沢に認められる岩体で肉眼では黒色、細粒、緻密であり、輝石、黒雲母の劈開面のよくみられることが特徴である。

鏡下では等粒半自形構造を示し、長柱状の斜長石、輝石、黒雲母、石英よりなる。斜長石は0.5 mm の長柱状あるいは卓状をなし、卓状のものほど汚濁している。 An は60～65で曹灰長石の性質を示す。輝石は0.2 mm 前後、まれに0.7 mm の粒状で無色を示し、 $2V=54^\circ$ 土であつて透輝石質普通輝石である。黒雲母はほとんどが緑泥石化しており、葉片状あるいは不規則な撓曲をなして汚れた褐色を示し、弱い多色性を有する。石英は0.3 mm 前後の蝕融された形を示し、また一部は六角断面の自形を有しており、初生鉱物であるか二次的鉱物であるか不明であるが、自形の石英はかならず沸石、緑泥石に包まれている。他に針状の鱗灰石、チタン鉄鉱があり、また方解石脈につらぬかれている。

文象岩質岩

本岩はヌモトル川中流に露出する幅約100 m の輝緑岩の一部に認められる。肉眼では長柱状の斜長石と有色鉱物がくみ合った塊状の岩石である。本岩は上記の輝緑岩の残漿より生成したものであろう。

鏡下では長柱状の1.0～2.0 mm の斜長石と角閃石がくみ合つて、間隙を充填しているのは微文象構造をなす石英とアルカリ長石が大部分で、他に少量の粒状をなした石英、アルカリ長石からなる。微文象構造をなす部分は容量比で約30%である。斜長石は全く汚濁している。角閃石は長柱状～不規則形を示し、緑泥石化していることが

多く、X=黄色、Y=淡褐色、Z=淡褐色の多色性を有し、 $\hat{C}Z=23^\circ$ 、 $(-)2V=80\sim 82^\circ$ である。まれに中心部に無色の輝石を有していることがある。その他針状の燐灰石、チタン鉄鉱が散在する。

II.2.8 斑 縞 岩

本岩はウエンテシカン沢支流でリピラ層群の輝緑凝灰岩に伴っている小岩体で境界は判然としませんが、一応リピラ層群をつらぬくものとする。本岩は肉眼的に塊状暗灰緑色を示す。

鏡下では斜長石と単斜輝石の等粒半自形構造を示している。斜長石は柱状を呈し、1.0~2.5 mm 前後でソーシユル石化している。輝石は長柱状の0.8~2.0 mm 前後で無色、 $2V=60^\circ$ 、 $\hat{C}Z=42^\circ$ の性質を示し、透輝石質である。輝石には周辺部やあるいは砂時計構造状に褐色角閃石化した部分があり淡褐色でわずかの多色性を示している。他にチタン鉄鉱、緑泥石が随伴する。

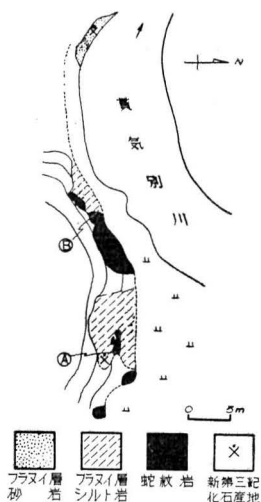
II.2.9 蛇 紋 岩

岩知志図幅内には広い面積を占めて蛇紋岩が分布しているが、この図幅区域にはあらわれぬ。しかし、貫気別川筋ニタツナイ附近において、新第三系フラヌイ層中のシルト岩中に貫入状態をしている蛇紋岩の小岩体が認められる。この附近の見取図は第6図のとおりであり、暗灰色シルト岩中には貝化石破片(非常にまれ)・有孔虫化石が発見される。シルト岩中にはまた0.5 cm 内外の小礫が散点する部分がわずかにある。

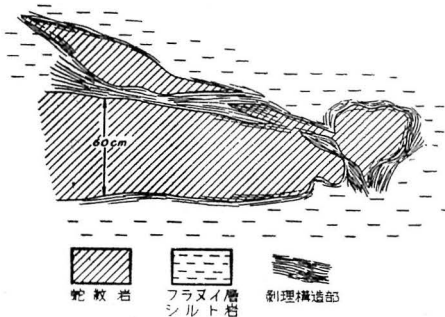
第6図中、④点と⑤点のスケッチはそれぞれ第7図、第8図に示されるが、蛇紋岩はシルト岩中に貫入状を呈し、またシルト岩・蛇紋岩の接触部にそつて、剝理が認められる。

第三系中に貫入形態をとる蛇紋岩については、今までも報告され、隣接富川図幅内でも今井・角が報じているが、いずれも小岩体であつて、従来漂礫として考えられたものようで、これをもつて神居古潭帯に広く分布を占める蛇紋岩の貫入時期を云々することは誤りであり、事実、新第三系フラヌイ層の礫岩中に蛇紋岩の礫が含まれている。

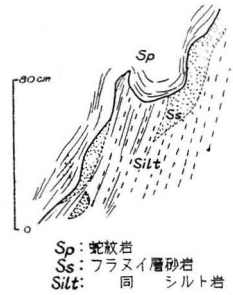
このニタツナイの小蛇紋岩体は神居古潭帯中の大きな蛇紋岩と異つた時期のものであるかどうかという点につ



第 6 図



第7図 ①点のスケッチ
註1)



第8図 ②点のスケッチ

いては根本忠寛の考える二次的滑動の結果としておきたい。

なお、段丘でおおわれているため、地質図上に現われないが、貫気別部落東方の山地——上部に段丘面が発達する——において、ニセウ層群と新第三系との境界に蛇紋岩の小岩体がはさまっている。この蛇紋岩にはクローム鉄鉱が胚胎し、かつて50tほど採掘したと伝えられ、そのズリが残されている。

II.3 新第三系

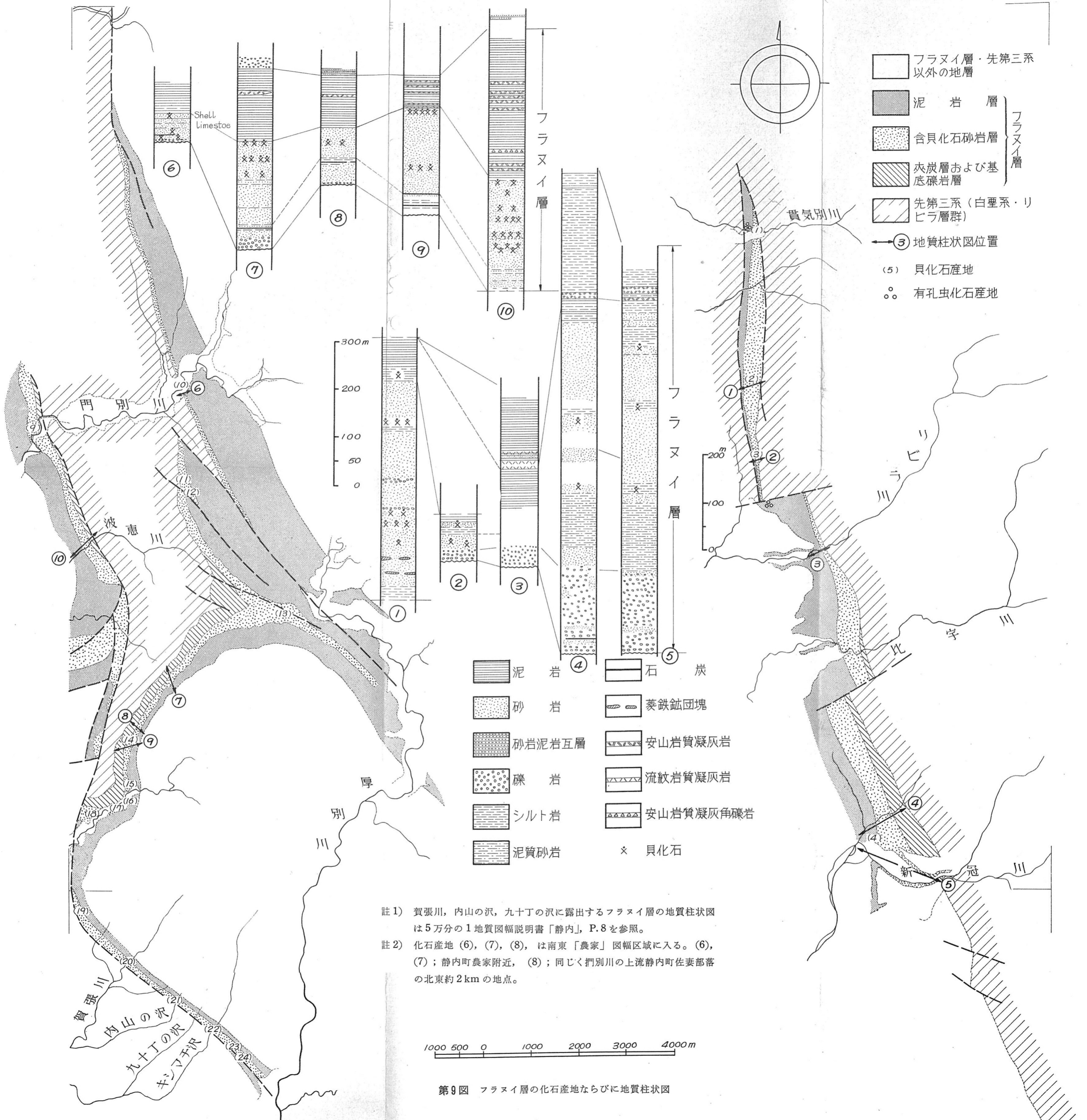
本図幅地域に分布する新第三系は、概説の項に述べたとおり、東部地域でリビラ層群に対して北半部で断層、南半部で傾斜不整合、中央部でニセウ層群に対して断層、西部地域で白垩系に対して不整合または断層で接し、第1表地質総括表に示したとおり最下部のフラヌイ層から最上部の元神部層まで整合一連の関係にある。

これら新第三系の各層の記述に先立つて、本図幅と最近公刊された隣接する各図幅地域における層序区分の関係を掲げておく(第3表)。

第3表 隣接各図幅間の層序関係

富川図幅 今井・角 (1958)	静内図幅 松野・山口(1958)	門別図幅 山口 (1958)	比宇図幅 松野・佐藤・山口
荷名層	厚賀層	厚賀層	
二風谷層	元神部層	元神部層	元神部層
アベツ層	受乞層		受乞層
柴層	フラヌイ層		フラヌイ層

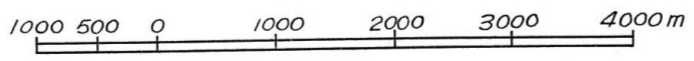
註1) 談話による。



- フラヌイ層・先第三系以外の地層
- 泥岩層
- ◻ 含貝化石砂岩層
- ▨ 夾炭層および基底礫岩層
- ▧ 先第三系 (白堊系・リビラ層群)
- ③ 地質柱状図位置
- (5) 貝化石産地
- 有孔虫化石産地

- | | | |
|----------|---|-------------|
| ■ 泥岩 | ④ | ■ 石炭 |
| ◻ 砂岩 | | ▨ 菱鉄鉱団塊 |
| ▨ 砂岩泥岩互層 | | ▧ 安山岩質凝灰岩 |
| ◻ 礫岩 | | ▧ 流紋岩質凝灰岩 |
| ▨ シルト岩 | | ▧ 安山岩質凝灰角礫岩 |
| ▨ 泥質砂岩 | | × 貝化石 |

註1) 賀張川, 内山の沢, 九十丁の沢に露出するフラヌイ層の地質柱状図は5万分の1地質図幅説明書「静内」, P.8を参照。
 註2) 化石産地 (6), (7), (8), は南東「農家」図幅区域に入る。(6), (7); 静内町農家附近, (8); 同じく門別川の upstream 静内町佐妻部落の北東約2kmの地点。



第9図 フラヌイ層の化石産地ならびに地質柱状図

上表に掲げた各地域では、新第三系殊に元神部層およびこれより上位の地層では、岩相の変化が著しく各層間の厳密な境界を定めることが著しく困難な場合が多く、各地域毎の岩層区分による各層の境界が必ずしも同一時間面をあらわすものでないことは十分予想されるところである。

II.3.1 フラヌイ層

フラヌイ層は図幅区域の南西隅、慶能舞川の一支出フラヌイ沢を標式地とする。本層は千谷好之助⁵⁾によつて命名せられ、松野・山口²⁵⁾によつて記載された。フラヌイ層は本図幅区域内における新第三系中もつとも広い分布を示し、その地理的分布、堆積状況などから東部、中央部、西部の各地域毎に若干の差異が認められる。すなわち、東部のリビラ層群、西部の白堊系に直接して分布するものは下位から上位に基底礫岩層および夾炭層、含貝化石砂岩層、泥岩層に細分される。これに反して中央部に広く分布する本層は殆ど前述の最上部の泥岩層である。この泥岩層の分布中所々に断層線に沿つて下位の含貝化石砂岩層が認められる。この部分は前述のとおり、中生代のニセウ層群が複雑な断層関係で露出するところであつて、一つの擾乱帯に当たっているため、フラヌイ層の正確な成層関係およびその構造を把握することができない。以下上述の3地域のフラヌイ層について順を逐つて記述する。

東部地域におけるフラヌイ層は基底礫岩をもつてリビラ層群を不整合に被覆し、岩相から基底礫岩層、含貝化石砂岩層および暗灰色泥岩層に3分される。その柱状図を示すと第9図、①、②、③、④、⑤のとおりである。ここでは本層の上限は断層または侵蝕のため不明であるが、層厚は少くとも1,000 m以上である。

基底礫岩層は比較的淘汰不良の拳大あるいはそれ以上の大小様々の垂角礫ないし円礫からなり、炭粉をおびただしく含む帯緑色の細粒砂岩を挟在する。礫は主としてリビラ層群から由来した輝緑凝灰岩からなり、赤色、緑白色または白色のチャート、粘板岩、砂岩等を混えている。基底礫岩層は南部ほど発達し新冠川川岸からポキヤップ沢にかけては厚さ160~170 mに達し、北方に向つて薄くなる。基底礫岩層中には1~2枚の石炭層が認められる。

含貝化石砂岩層は基底礫岩から移化し、帯緑灰色の細粒砂岩ないしシルト質の砂岩を主とし、多くの貝化石を含有している。本砂岩層はポキヤップ沢から新冠川の沿岸にかけてもつとも厚く、他地域のものに比べて一般に細粒かつシルト質となり、ポキヤップ沢で約500 m、新冠川本流で約550 mの厚さとなる。この北方、リビラ川附近およびそ

の支流のウエンテシカン沢の下流の支沢では、本砂岩層は殆ど認められず、基底礫岩から幾許もなく最上部の暗灰色泥岩層へと移化している。更に北方ウエンテシカン沢の中流から貫気別川筋にかけては、再び含貝化石砂岩層が発達する。この附近では含貝化石砂岩層は南部とやや異り、シルト質の部分が少く、しばしば細粒の礫岩を挟有している。化石の産状は南部のシルト岩の卓越するところでは散点的であり個体数も少ないが、北部の砂岩の卓越するところではいくつかの層準に分れて密集して産する。

泥岩層は前述の含貝化石砂岩層の上に整合に重なり、後者とは漸移関係にある。本泥岩層の下部には 1~2 枚の灰白色の流紋岩質の層灰岩があつて、新冠川川岸から北方リピラ川の北岸まで追跡される。本泥岩層は新鮮な面でしばしば暗緑灰色をなすが、全般的に暗灰色を呈し、軟質部は一見幌内層の泥岩によく似た外観をもち、また所によつては硬質頁岩状を呈する。前者は細かい粒状の片となつて崩壊し、後者は不規則な葉片状となつて崩壊する。本泥岩中には海緑石らしい緑色の粒を多量に含む部分があり、また全般的に白色の浮石粒が認められる。本泥岩中に大型化石は殆ど産しない。微化石として、

貫気別川本流含貝化石砂岩の直上から

Haplophragmoides spp. FEW

Martinotiella sp. RARE

また、リピラ川北岸から

Haplophragmoides sp. RARE

Cyclammina sp. RARE

Sagarites sp.

Radiolaria

等が検出された。

西部地域におけるフラヌイ層は、白堊系を核として南に向つて沈下する一つの背斜構造を形作つている。この背斜構造の西翼は断層によつて断たれ、フラヌイ層は最下部を欠いて白堊系に直接している。これに対して東翼では基底礫岩をもつ不整合が全域にわたつて追跡され、前述のように下位から、基底礫岩層、夾炭層、含貝化石砂岩層、泥岩層に 4 分することができる (第 9 図、⑥、⑦、⑧、⑨、⑩)。

基底礫岩層および夾炭層の分布は部分的である。すなわち基底礫岩層は波惠川上流比

註1) 基底礫岩層と夾炭層を併せて慶能舞夾炭層とし、含貝化石層は廣富介化石層とされている。

宇背斜の軸部においてもつともよく発達し、厚さ最大 30 m に達するが、殆んど認められない所さえある。礫岩は全般的に淘汰不良であつて、種々の大きさの輝緑凝灰岩、チャート等の礫のほか、直接下位に接する白堊系から由来した泥岩、砂岩等の礫や岩塊からなる。本礫岩は上方に次第に粒度を減じ上位の夾炭層の砂岩・シルト岩の互層あるいは直接含貝化石砂岩層に移化し、しばしば瀝青炭の炭片あるいは炭礫を含んでいる。

夾炭層は比宇背斜の軸部から元神部向斜の末端が半盆状構造をなす所に沿つてフラマイ沢に至る間に発達する。このほか、賀張慶能舞断層に下限を断ち切られてその西側に部分的に露出する。夾炭層は帯緑青灰色の中粒ないし細粒の砂岩と青灰色のシルト岩との互層からなり厚さ最大 60 m に達する。砂岩は板状によく成層するが、ところによつては著しく偽層を示すところがある。本夾炭層中には少くとも 2~3 枚の石炭が介在しており、フラマイ沢に露出する炭層の上盤の細粒砂岩中の団塊中から *Ulmus appendiculata* HEER^{註2)} を産する。石炭層は、フラマイ沢からウクルカッ沢までの間にもつともよく発達し、この石炭はかつて稼行されたことがある（応用地質の項参照）。

含貝化石砂岩層は厚さ数 10 m~180 m であつて、北部で薄く南部で厚く、白堊系の分布の周縁に普遍的に広く追跡される。主として帯緑色の凝灰質細粒砂岩からなり、おびただしく多量の高棲貝化石を産する。貝化石は砂岩層中に数枚の層にわかれ密集帯を形作っている。本砂岩層の最上部、後述の泥岩層の下位に接して厚さ数 m の緑色の中〜粗粒凝灰質砂岩があつて、しばしば“海緑石砂岩層”と呼ばれ、鍵層として追跡される。また、門別川の上流ハトナイ附近からクッター沢にかけて厚さ 10~20 m の淡青灰色の Shell limestone があつて、その延長は薄いながらも南北数 km にわたつて追跡される。本石灰岩中に海胆および *Chlamys* sp. が点々と産する。

泥 岩 層

本地域における泥岩層は著しく火山砕屑岩に富む。すなわち暗緑灰色を呈する両輝石安山岩質の凝灰角礫岩をさき、著しいところではこの凝灰角礫岩と泥岩が等量に近い互層状態を呈している。本凝灰角礫岩は泥岩層の下部に著しくかつ南から北へ行くに従つて著しく殊に波恵川流域から比宇、正和附近において極めて顕著となり、門別川附近から以北では再び少くなる。賀張・慶能舞断層の西側波恵川筋では径数 10 cm の両輝石安山岩の角礫を混在している。本凝灰角礫岩は数 10 cm から 10 数 m の厚さとなつて泥岩中に介在し、沢筋に瀆をつくりまた侵蝕に耐えて、白堊系を核としてこれを圍繞す

註2) 北海道大地理学部棚井敏雅助教授の鑑定による。

る前述の含貝化石砂岩層のさらに外側に極めて顕著な山稜を形成している。一方、東部地域のフラヌイ層の泥岩の下部に見られるような流紋岩質層灰岩が極めて少量ながらクッタリ沢の向いの沢の泥岩中および門別川とハトナイ沢の合流点附近に認められる。

泥岩は暗灰色ないし黒灰色塊状あるいは板状硬質頁岩状で、前者は細粒片状となつて崩壊し風化面は鉄錆色を呈し、一見幌内層の泥岩を思わせるが、後者の如く不規則な葉片状の片となつて露出面からはげ落ちるような風化状態を示すことはない。また著しく凝灰質となるところでは玉葱状構造を呈している(第10図)。本泥岩層中からは *Sagarites* sp. *Cyclamina japonica* ASANO *C. cancellata* BRADY *Haplophragmoides* spp. を産する。

中央部

前述の東西両部の間に、図幅地域の中央部に南北方向に分布するフラヌイ層は、後述する著しい擾乱帯に当る地域に分布するもので、著しく乱れておりその成層状態は全く把握できない。ここに露出するフラヌイ層は殆どが暗灰色泥岩であつて、所々に貝化石を含む帯緑灰色の細粒砂岩あるいは砂質泥岩が露出している。すなわち貫気別川中流南岸の支沢に蛇紋岩の礫を含む含貝化石砂岩が露出し、また、イトラッキ川中流からヌモトル川中流にかけて断層に沿つて分布する含貝化石砂岩層があり、イトラッキ川ではこの断層際にかつて炭層が見られたといわれる。一般にリビラ川以南で硬質頁岩相が卓越し、リビラ川以北では塊状泥岩相が顕著である。本地域は北々西—南々東の数条の断層が認められ、この間に前述の通り地畳状にニセウ層群が露出しているが、地質図に示された以外にも多くの断層が存在するものと考えられる。従つてフラヌイ層の分布の間に随所にかつてこの上を覆つて存在したと考えられる受乞層あるいは元神部層の一部と



第10図 フラヌイ層の泥岩中の
玉葱状構造
貫気別川中流ニタツナイ附近

種名	東 部								西 南 部															
	北 部		南 部						北 部		南 部													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
PELECYPODA																								
<i>Nuculana kongiensis</i> OTUKA																								X
<i>Yoldia</i> cf. <i>soblina</i> TAKEDA						X																		
<i>Yoldia</i> sp.							X	X																
<i>Portlandia scapha</i> (YOKOYAMA)							X																	
<i>Portlandia</i> sp.				X																				
<i>Anadara abdita</i> MAKIYAMA																X								
<i>Anadara ogawai</i> (MAKIYAMA)	X														X				X					
<i>Anadara ogurai</i> (MAKIYAMA)																					X			
<i>Anadara</i> sp.		X													X				X		X			
<i>Glycymeris vestoides</i> NOMURA										X	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Glycymeris derelicta</i> (YOKOYAMA)				X																				
<i>Glycymeris</i> sp.	X			X				X	X	X														X
<i>Volsella</i> sp.					X							X		X										X
<i>Chlamys</i> sp.				X	X														X					
<i>Anomia</i> sp.						X						X												
<i>Patinopecten kobyamai</i> KAMADA				X																				
<i>Patinopecten kimurai</i> (YOKOYAMA)			X			X																		
<i>Ostrea gravitesta</i> YOKOYAMA				X				X																X
<i>Ostrea</i> sp.				X	X	X	X	X	X			X												
<i>Felaniella ustus</i> (GOULD)												X												
<i>Joanisiella ferruginea</i> (MAKIYAMA)					X																			
<i>Fulvia</i> sp.					X																			
<i>Clinocardium shinjiense</i> (YOKOYAMA)												X						X	X					
<i>Clinocardium</i> cf. <i>shinjiense</i> (YOKOYAMA)						X																		
<i>Cardium</i> sp.										X	X	X	X	X				X						
<i>Trachycardium</i> cf. <i>siobaraense</i> (YOKOYAMA)	X																							
<i>Callista chinensis takagii</i> MASUDA																		X						
<i>Callista</i> sp.					X																			
<i>Pitar okadana</i> YOKOYAMA		X		X				X	X		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Pitar</i> cf. <i>okadana</i> YOKOYAMA	X																							
<i>Pitar</i> sp.									X	X														X
<i>Meretrix arugai</i> OTUKA	X			X				X	X															
<i>Meretrix</i> cf. <i>izukai</i> YOKOYAMA									X															
<i>Meretrix</i> sp.												X											X	
<i>Dosinia nomurai</i> OTUKA									X		X	X	X	X				X		X				
<i>Dosinia nagaii</i> OTUKA											X	X	X	X	X			X		X			X	
<i>Dosinia</i> sp.	X							X	X	X	X	X	X	X	X			X		X			X	
<i>Mercenaria stimpsoni</i> (GOULD)					X																			
<i>Mercenaria yizukai</i> KANEHARA												*												
<i>Mercenaria chitaniana</i> (YOKOYAMA)												*												
<i>Mercenaria</i> sp.												*												
<i>Venus?</i> sp.	X																							
<i>Cyclina japonica</i> KAMADA	X	X							X															
<i>Cyclina japonica</i> KAMADA n. subsp.																								X
<i>Cyclina</i> sp.																		X						
<i>Tapes</i> n. sp. HATAI	*	*										*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Tapes</i> sp.					X			X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
<i>Lutraria?</i> sp.									X															
<i>Soletellina minoensis</i> YOKOYAMA									X															
<i>Macoma optiva</i> (YOKOYAMA)		X	*	X	X	X																		
<i>Macoma</i> cf. <i>optiva</i> (YOKOYAMA)						X																		
<i>Macoma</i> cf. <i>asagaiensis</i> MAKIYAMA							X																	
<i>Macoma</i> cf. <i>incongrua</i> (MARTENS)									X															
<i>Macoma</i> cf. <i>carcareae</i> (GMELIN)		X																						
<i>Macoma</i> sp.							X																	
<i>Tellina</i> sp.				X																				
<i>Siliqua</i> sp.																	X							
<i>Solen</i> sp.									X														X	X
<i>Panope japonica</i> A. ADAMS											X													
<i>Mya japonica</i> JAY									X	X														
<i>Mya cuneiformis</i> (BOHN)									X															
<i>Mya</i> sp.											X													
<i>Mya</i> n. sp. HATAI									X															
GASTROPODA																								
<i>Calliostoma</i> n. sp. HATAI				X																				
<i>Umbonium</i> sp.											X													
<i>Periploma</i> sp.												X												X
<i>Turritella</i> sp.			X																					
<i>Certhium?</i> sp.												X						X						
<i>Cerithidea sirakii</i> MAKIYAMA									X															
<i>Cerithidea</i> sp.									X	X	X													
<i>Crepidula jimboana</i> YOKOYAMA												*												
<i>Crepidula</i> cf. <i>isihmotoi</i> OTUKA											X													
<i>Crepidula</i> sp.												*												
<i>Calyptrea</i> n. sp. HATAI													X											
<i>Polinices (Euspira) meisensis</i> MAKIYAMA																	X		X					
<i>Natica janthostomoides</i> KURODA & HABA			X														X		X					
<i>Natica</i> cf. <i>janthostomoides</i> KURODA & HABA																	X		X					
<i>Natica</i> sp.	X	X										X												
<i>Siphonaria</i> sp.											X													
<i>Neptunea</i> cf. <i>oomurai</i> OTUKA				X																				
<i>Nassarius simizui</i> OTUKA																		*						
<i>Solariella</i> sp.																X								
<i>Terebra</i> sp.															X									

* 個体数の非常に多いもの

註) 化石産地 No. 5~8 は東部地域のフラヌイ層の南方延長であつて、「静内」図幅の東に接する「農家」図幅区域内にある。No. 5; 砂岩, 静内町字幕別炭山沢上流, No. 6; 夾炭層の上位の泥質細粒砂岩, 静内町字農家道路切割, No. 7; 夾炭層上位のシルト岩~細粒砂岩, No. 6 の対岸, No. 8; 細粒砂岩, 静内町字佐妻北方の小沢。

第4表 フラヌイ層化石表

考えられる岩相を示す露頭が見られることは前述の通りであつて、これは断層運動によつて捲込まれたものと考えられる。^{註1)}

フラマイ層は南に接する静内図幅地域内に本図幅地域のものの延長が露出し、さらに東部地域の本層の延長は静内図幅地域を経てその東に接する農家図幅地域内に追跡される。本層の中部の含貝化石砂岩層はこれらの地域全般にわたつて貝化石を豊富に産する。これらのうち、比較的成層状態の安定した東部および西部地域のフラマイ層の分布、岩相柱状図、化石産地および産出化石を掲げると第9図および第4表の通りである。^{註2)}

第4表で二枚貝および巻貝併せて既知種に同定したもの32種、既知種に比較されるもの12種、新種および新亜種とされるもの5種、種名未決定のもの31、属の疑わしいもの3種が識別される。

これらのうち、*Nuculana kongiensis* OTUKA, *Patinopecten kimurai* (YOKOYAMA), *Ostrea gravitesta* YOKOYAMA, *Clinocardium shinjiense* (YOKOYAMA), *Meretrix arugai* OTUKA, *Dosinia nomurai* OTUKA, *Dosinia nagaii* OTUKA, *Cyclina japonica* KAMADA, *Soletellina minoensis* YOKOYAMA, *Macoma optiva* YOKOYAMA, *Polinices meisensis* MAKIYAMA, *Nassarius simizui* OTUKA, *Crepidula jimboana* YOKOYAMA, *Cerithidea* sp. 等は全国対比の規準とされている中部中新世の八尾一門の沢動物群といわれる化石動物群の主要構成要素であつて、フラマイ層の化石動物群はこの化石動物群の北海道への延長と考えることが出来る。

しかし、フラマイ層の化石動物群には八尾一門ノ沢化石動物群のもつとも顕著な構成要素である *Vicarya*, *Vicaryella*, *Batillaria*, *Cerithium* 属が認められない点が注目される。また、本化石動物群の構成は各地域毎に比較的顕著な差が認められる。

すなわち、1) 東部地域では *Yoldia*, *Portlandia*, *Macoma* 属を特徴的に産するが、西部地域ではこれらの属は全くといつてよいくらい認められない。逆に 2) 西部では *Glycymeris*, *Anadara*, *Dosinia*, *Tapes*, *Pitar* 属を多産し、かつ個体数も著しく多い。さらに細かくみると、3) 西部の北半部、門別川流域以北では種属共に多く変化に富んでいる。また、4) 東部の北半部、ウエンテンカン上流の支沢から貫気別川にかけては、西部地域の南半部と同様 *Pitar*, *Tapes*, *Anadara* 属が顕著である。東部の南部 Loc. no. 5

註1) 受乞層あるいは元神部層の一部と考えられる露頭はこの中央部のフラマイ層の間に隣所に NNW—SSE の走向を示し、直立し、西傾斜あるいは東傾斜し、局部的に點々と見られるが地質図には記入していない。

註2) 本表に掲げた化石は Loc. no. 2), 3) を除いて他は畑井小虎教授による。またこの一部は静内図幅で既に報告されている。

は基底礫岩層中の砂岩層からのものであつて矢張り *Glycymeris*, *Pitar* 属が見出される。

一方図幅区域中央部は、前述のとおりフラヌイ層上部の泥岩からなるが、その間に所々に細粒砂岩あるいは砂質泥岩が露出し、貝化石を含んでいる。この地域内から得られた貝化石を一括表示すると次のとおりである。

Nuculana sp.

Yoldia notabilis YOKOYAMA

Yoldia cf. *soblina* TAKEDA

**Spisula* sp.

Mytilus sp.

**Macoma optiva* YOKOYAMA

**Macoma* sp.

**Natica janthostomoides* KURODA & HABE

* 印は特に個体数の多いもの

以上から中央部における貝化石群集は東部の南部地域における群集に近縁である。

Glycymeris, *Anadara*, *Dosinia*, *Tapes*, *Pitar* 属の組合せからなる群集を西部型、*Yoldia*, *Portlandia*, *Macoma* 属からなる組合せを東部型とすると、前者はその組成から沿岸性の群集であり、後者はより深い群集である。東部型はシルト質砂岩ないしシルト岩中に散点的に産し、西部型のは砂岩中に掃寄せ式に密集して産する。これらの両群集は前述の層序関係から時間的に同時と考えられ、東部の北部と、西部の貫気別から比宇を経て静内図幅内の元神部附近が浅い環境にあつたときに、やや深い内湾性の海が図幅区域の中央部に深く入り込んでいたものと推定される。

以上、フラヌイ層の貝化石動物群——特に西部型の群集——は所謂“滝ノ上化石動物群”¹⁰⁾と共通種が多く、また前述のとおり中新世中期とされている八尾一門ノ沢化石動物群に対比されることは疑いのないところである。

藤岡一男¹⁰⁾、松井愈・高橋進等¹⁷⁾によつて滝ノ上層の火成活動は酸性火山岩すなわち石英粗面岩の活動によつて代表されると報告せられている。一方フラヌイ層の火成活動は——今井・角も報告しているとおりに——ほとんどが両輝石安山岩の噴出によるものである。この点について藤岡、松井・高橋等によつて取扱われた材料は殆どが滝ノ上層の基底の礫岩の礫であることと、最近の追分図幅^{註1)}の調査結果から、滝ノ上層の上部の泥岩下

註1) 松野久也・秦光男：5萬分の1地質図幅「追分」(札幌一第32號)

部に多量に介在し従来緑色砂岩といわれた堆積物は、所によつて非火山性の堆積物を全くといつてよい位含まず安山岩質凝灰角礫岩であるという点の考慮が必要であろう。

以上フラヌイ層について述べたが、太陽附近のフラヌイ層の分布区域中に石灰岩の露出がある。本石灰岩の所属については甚だ疑問がある。すなわち本石灰岩は白色塊状を呈し結晶質であつて検鏡の結果全く化石は認められない。しばしば滝ノ上層と同層準の地層中に石灰岩の存在が知られており、本図幅地域内においてもハトナイ附近のフラヌイ層中に認められることは前述の通りである。しかしこれらはおびただしい量の貝殻および海胆の殻等を石灰質物質で凝結せしめたものでかつ外来の礫、その他の堆積物(砂、泥等)を含んでおり極めて不純なものである。また二次的に変質を受けていない。従つて太陽附近の石灰岩はこれらとは甚しく岩質を異にしている。

次にこれが原位置 (in situ) のものでないとするれば先新第三系のもの漂礫とも考えられるが、その産状から断層運動によつて基盤のものがフラヌイ層中に捲込まれたものとも考えられる。すなわち、本石灰岩の露頭は幅 10 m 足らずであるが、その延長は N 30°~40°W 方向で比宇川の北岸から河床を横切つてその南岸まで少なくとも 80 m にわたつている。この延長方向は断層によつて第三系中に挟み込まれているニセウ層群の延長方向に一致しているのである。しかし、この附近のフラヌイ層の基盤と考えられるニセウ層群中にはこのような石灰岩の存在は知られておらず何れとも決定し難い。

II. 3. 2 受 乞 層

受乞層は図幅外厚別川下流新冠村受乞附近を標式地とし、²⁵⁾ 図幅地域の西部白堊系の分布する地域の周辺に分布する。地域の南西部に南東に開いた半盆状構造を形作つて分布する本層は直接標式地に連続する。

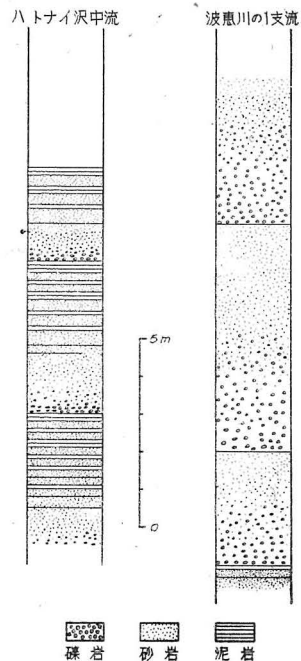
受乞層は礫岩、砂岩、砂岩泥岩の互層を主とし、少量の硬質頁岩を混え、下位のフラヌイ層から整合漸移する。従つて両者の確実な境界を決定することは困難である。しかし、一応の目安として、泥岩が凝灰質でなくなりかつ砂岩あるいは礫岩と互層し始めるところを受乞層の基底として取扱つた。

本層は周期性堆積が著しく発達する。第 11 図はその堆積周期の輪廻層の例を示したのである。左側に示したものはもつとも標式的なもので礫岩層に始まつて粗粒砂岩、細粒砂岩を経て砂岩泥岩互層に終る。右側に示したものは不完全なものであり、しばしば礫岩層として一括されているものの中に見られるものである。通常これらの輪廻層の厚さは数 m から 10 数 m である。

礫岩は主として黒色の粘板岩の礫からなり、硬質砂岩、チャート、石灰岩等の礫を混える。外観は全般に黒色を呈し、礫は比較的良好に円磨されており、その大いさは通常クルミ大以下であるが稀に拳大ないし人頭大のものまである。礫岩の基底は一般に極めて平坦な面をもつて下位に来る輪廻層の最上部の泥岩（あるいは砂岩）に接し、上位は次第に粒度を減じ砂岩に移化している。

砂岩は褐灰色あるいは青灰色を呈し、粗粒から細粒まで変化がある。一般に礫岩の上位にあつて礫岩から移化するものは粗粒かつ塊状を呈し、泥岩と互層するものは概して細粒かつ板状に成層する。

泥岩は暗灰色ないし青灰色を呈し、砂岩と互層している。泥岩は極めて稀であるが硬質頁岩となる。全般的に見て砂岩と等量の互層をなす場合が多く、その互層の各々の厚さは数 cm から数 10 cm 程度である。時に輪廻層の最上部にある泥岩は厚さ数 m に達することがある。



第 11 図

受乞層の周期的堆積の例

受乞層は全体を通じて大型化石は極めて稀であるが、^{註1)}有孔虫化石は単調に全体を通じて産する。すなわち

Martinotiella communis (d'ORBIGNY)

Haplophragmoides spp.

Cyclammima japonica ASANO

C. spp.

等である。

本層中には火山砕屑岩は極めて稀であつて、僅かにハトナイ沢中流およびクッタリ沢支流で厚さ数 10 cm の流紋質凝灰岩（厚さ数 10 cm）が認められただけである。

本層の層厚は 70 m~1,500 m である。比宇背斜の軸部でもつとも薄く、両翼に向つて

註1) ²⁵⁾ 静内岡幅内ブケマ橋附近で採集されただけである。

漸次厚さを増し、南西翼では最大 1,500 m に達する。北東翼については削剝のため不明である。

以上から受乞層はその堆積時期中引続いて断続的に行われた地殻運動——堆積盆の沈降とその後背地の隆起——を背景として急速に堆積が行われたものと考えられる。しかうしてその堆積盆は場所によつて著しく沈降量を異にしていたものと推察される。すなわち本図幅地域内で見られるだけでも、比宇背斜軸部の非沈降帯によつて沈降の中心が2つに分けられていたのである。このような事実は天北地方の増幌層、苫前羽幌地方の古丹別層、夕張地方の川端層などに対比せられる地層において共通して認められている²⁹⁾。

II.3.3 元神部層

本層の主体は南に接する静内図幅内に分布し、同図幅内の元神部沢を標式地とする。本図幅内では南西隅に南東に開いた盆状構造を形作っている。元神部層は泥岩砂岩細互層、硬質頁岩、砂岩泥岩互層、凝灰質塊状泥岩および礫岩の5つの岩相に区分される。これらの各岩相の特徴について静内図幅説明書に述べられているところを抜萃して記述する。

泥岩砂岩細互層は受乞層から整合に移化する。本互層は暗灰色泥岩と青灰ないし灰褐色細粒砂岩の数 cm から最大 10 cm 位の単層からなる。泥岩および砂岩それ自体は受乞層のそれ等とは全く区別出来ない。

硬質頁岩は厚さ数 cm から 10 cm 内外の暗灰色ないし黒灰色の珪質頁岩と泥岩あるいはシルト岩の薄層との互層からなり、あたかも畳を重ねたような断面を見せ、あるいは露出面一杯に層面を露呈する。

砂岩泥岩互層は暗青灰色泥岩と細粒砂岩との互層からなり、岩相のみかけは受乞層の砂岩泥岩互層と本図幅中には見られないが、静内図幅地域内で見られる凝灰質泥岩砂岩互層との中間的な感じである。

礫岩は細粒から人頭大の垂角礫ないし円礫からなる。礫の種類は各種の変成岩および火成岩から構成され、下位の受乞層のそれとは対照的である。すなわち、斑礫岩（優白岩相）、角閃石斑礫岩、正常斑礫岩、輝緑岩質斑礫岩、片麻状斑礫岩、ホルンフェルス、斑礫角閃岩、片麻岩、文象斑岩、ミグマタイト、ハイバライトおよびミロナイト等である。

凝灰質塊状泥岩は新鮮な面で青灰色を呈し、風化乾燥すると白色ないし帯黄白色を呈する。本泥岩中にはしばしば断面の長径 2 mm、長さ 3 cm に達する *Sagarites* sp. を密

集するところがあり、かつ全体的に *Sagarites* sp. 以外の化石は少い。

本層は上述のように本図幅地域内で泥岩砂岩細互層、硬質頁岩、砂岩泥岩互層、礫岩および凝灰質塊状泥岩に区分されるが、これらの相互の関係は南に接する静内図幅地域内でよく観察され、その関係は各岩相が互に上下関係をもつて累重するのではなく、互に側方に移化し合っている。本層の厚さは本図幅地域内で基底部から上位へ1,900 m まで認められるが、静内図幅の資料から全体で2,200~2,600 m に達することが明らかにせられている。

本層は全体を通じて大型化石の産出が稀であつて、僅かに厚別川と比字川との合流点附近に分布する硬質頁岩中から *Palliolium peckhamii* (GABB), および属種不明の二枚貝1ヶを採集したにすぎない。前者は比較的個体数を多く産する。有孔虫化石は、礫岩および凝灰質塊状泥岩以外の各岩相から普遍的に産出するが個体数、種数共に多くはない。既に松野・山口²⁵⁾によつて本層から

Haplophragmoides renzi ASANO

H. spp.

Trochammina spp.

Ammodiscus incertus (d'ORBIGNY)

Cyclammina cf. *cancellata* BRADY

C. *ezoensis* ASANO

C. *incisa* (STACHE)

C. *japonica* ASANO

C. sp.

Cassidulina pacifica CUSHMAN

C. *subglobosa* BRADY

Robulus sp.

Rectobolivina bifrons (BRADY)

Eponides sp.

Globigerina cf. *bulloides* d'ORBIGNY

G. *dubia* EGGER

等の有孔虫が報告されている。^{註1)}

²⁵⁾ 註1) 松野久也・山口昇一 (1958), pp. 14-15 有孔虫化石表, 産地 No. 13-16 本図幅地域内に入る。

これらのほか、ホロカアンナイ沢の上流に露出する泥岩砂岩細互層の上部から

Cyclammina japonica ASANO Common

Haplophragmoides spp. Few

Trochammina sp. Few

同じく硬質頁岩の下部から

Cyclammina japonica ASANO Common

Haplophragmoides spp. Few

を得た。

以上の古生物学的資料、前述の受乞層の上位、鮮新世の厚質層²⁵⁾²⁶⁾の下位に位するという層位学的位置、岩相上の特徴——硬質頁岩を主とする——等から稚内層、加茂川層、軽舞層に対比される。しかし本層は著しい厚さ——2,200~2,600 m——をもち、岩相変化が著しくかつ粗粒な堆積物をおびたたく挟有するなど他の同時代の地層に見られない特徴をもっている。このような現象は日高海岸地域において本層より上位の鮮新世の地層——厚質層²⁵⁾²⁶⁾、荷葉層²⁷⁾——等についても認められ、本地域は元神部層堆積時期から鮮新世にかけて他地域と異つた運動、すなわち著しい沈降運動に支配されていたものと考えられる。

II.4 第四系

本図幅地域内に分布する第四系の主なものは、地形の項で述べた 300~320 m、220~260 m の高距をもつ 2 段の比較的古い段丘面および 3 段の河岸段丘面を構成する段丘堆積物と沖積層とである。

II.4.1 段丘堆積物

この図幅地域は比較的開けておらず人工的な切割が殆どなく、また火山灰および火山灰質の土壌が広く地表を覆っているため段丘堆積物は極めて稀にしか観察できない。しかし観察し得た限りでは、これらの段丘堆積物は主として砂礫層からなり、粘土、シルトを介在している。その堆積物は所によつて異なるが一般にこれらの堆積物は顕著な基底礫をもつて、中生層および第三紀層の上に平らに横たわり、上位に比較的砂、粘土、シルトが多くなるようである。一般にこれらの堆積物の厚さは 10~15 m にすぎないようである。

T 段丘 (300~320 m) は地形の項で述べたように 300~320 m の山稜が定高性をもつことから僅かに察知されるにすぎない。その堆積物は厚別川の支流メロの沢と新冠川との

分水嶺の附近に僅かに認められる。本段丘は南に接する静内図幅地域で新冠面と呼ばれた段丘に当る（第5表）。

第 5 表

比 宇 図 幅	静 内 図 幅 ²⁵⁾
T 300~320 m	新 冠 面
T ₁ 220~280 m	馬 歌 山 面
T ₂ 90~280 m	豊 畑 面
T ₃ 80~180 m	御 園 面
T ₄ 60~280 m	ヌ ッ カ 面

T₁ 段丘はメロの沢の北部に分布し、これはその高さから静内図幅地域内の馬歌山面に相当することは確実である。これと同位の面と推察される段丘面が貫気別川の下流の北部に存在するが、他の段丘との高さの関係からだけで T₁ 面としたが堆積物その他による同時性を決定する資料はない。

3 段の河岸段丘 (T₂, T₃, T₄) のうち、厚別川およびその支流のヌモトル川、リビラ川、比宇川の兩岸に発達する T₃ 段丘は静内図幅地域内の御園面の連続としてもつともよく追跡されるものである。従つてこれより上位の T₂ 段丘を豊畑面に、T₄ 段丘をヌツカ面に対比して略誤りはないものとする。

II.4.2 沖 積 層

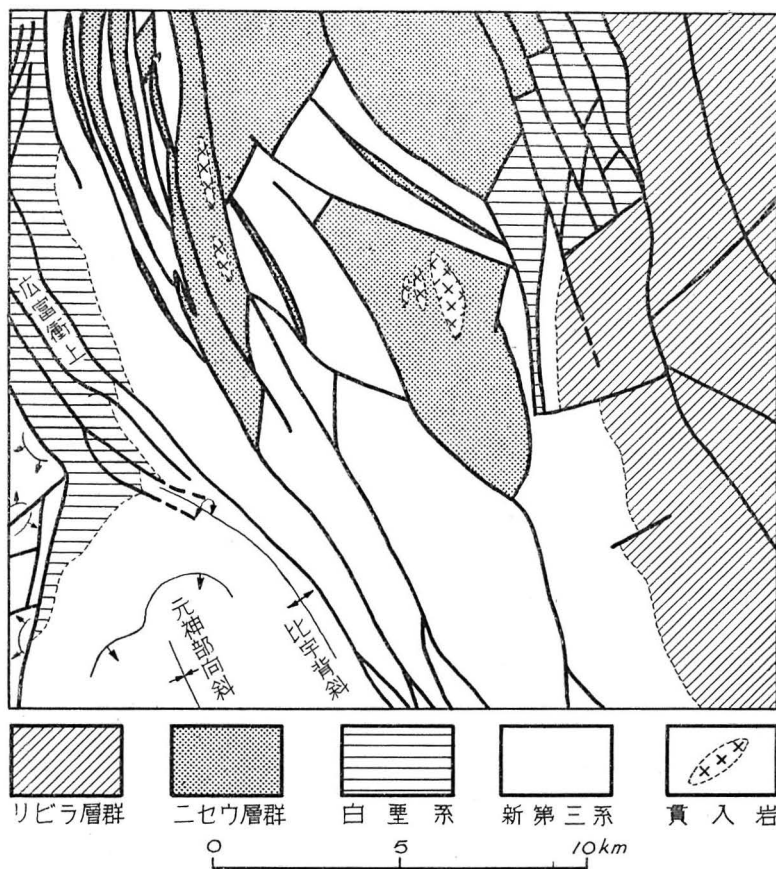
沖積層は諸河川の流路に沿つた低地に分布し砂礫や粘土からなる。

その他、本図幅地域の丘陵性の山地、各段丘面、沖積面の一部を一様に広く覆つて、火山灰質土壌および浮石層が薄く分布する。

II.5 地 質 構 造

地質概説で述べたように、この図幅区域は神居古潭帯の南部に属し、これが分岐し沈下する地域で、新第三系が広く神居古潭帯内に分布している。この地域を支配する地質構造の傾向は NNW—SSE の方向性であつて、古期岩から新第三紀層を含めて、この方向の断層線、褶曲軸、地層の分布状況が支配的である。

図幅区域中央部に広く分布を占める新第三紀層の中には、ニセウ層群のみが断層で囲まれて楔形・レンズ形の小ブロック、あるいは多辺形の大きなブロックで分布している。すなわち、ニセウ層群とおそらく上下の関係にあると考えられている白堊系およびリビラ層群ははさみこまれていないのである。このことは、区域中央部で新第三系下によこ



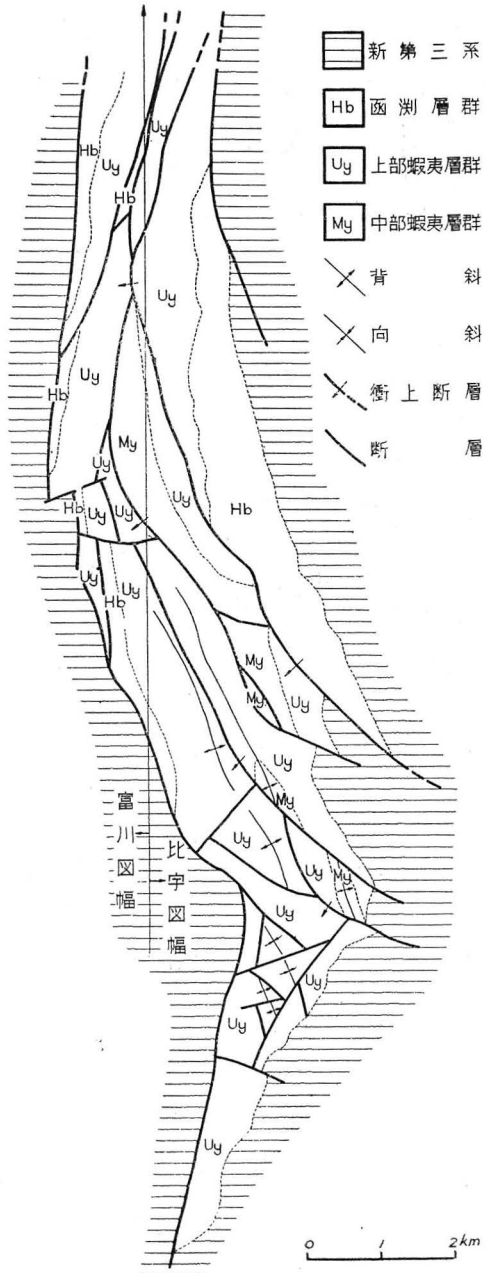
第12図 比宇図幅地質構造図

たわる古期岩がニセウ層群だけであることを物語るのではないかと想像される。したがって、古期岩類の現在地表で見られる配列状態——すなわち、東部にリビラ層群、白堊系、中央部にニセウ層群、西端部に白堊系という分布配列——がすでに、新第三系堆積前にできあがっていたと考えられる。そしてその後、新第三系堆積中あるいはその堆積後に行われた構造運動の結果、中央部では新第三系の下にあつたニセウ層群が断層で押し上げられて(あるいはまわりの新第三系がおちこみ)、現在の分布を占めたものであり、さらに西縁部の白堊系も褶曲の結果背斜部としてもち上げられたというように考えられる。

西縁部の白堊系について、さらに細かくみると、これの西限は新第三系と断層で接する

が、大きくみれば新第三系中の背斜部となつている。しかし、この白堊系自体の構造は新第三系のそれとかなり違つており、いくつかの衝上断層によつて覆瓦構造を作つている(第13図)。これらの衝上断層は新第三系中まで追跡されるものもあるが、新第三系の中での動きは白堊系の中のような大きさを示さないで、やがて消滅するものが多い。このことはおそらく、白堊系の中に見られる褶曲・断層が新第三系堆積前に行われ、その後新第三系堆積間あるいは後に再活動、または継続的に活動したというように考えられる。また、白堊系と新第三系とは門別川筋では平行不整合的に見えるが、波恵川上流の流域では著しい傾斜不整合となり、地層を大きく欠除した——函淵層群を欠除して上部蝦夷層群の上位に不整合にのる——ことが認められる。

これらの事実と推定とからも、明らかに新第三紀系堆積前にリビラ層群・ニセウ層群・白堊系の構造および分布列を決定的ような地殻変動が行われていたとみることが出来る。

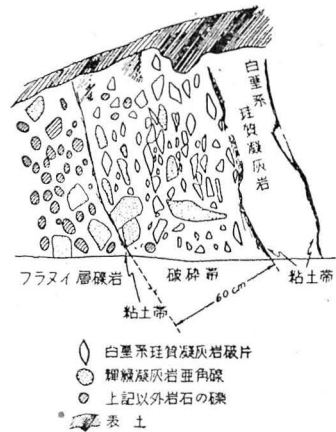


第13図 比宇図幅区域西縁部白堊系地質構造図

新第三紀に入つてからの造構造運動は、新第三系の堆積盆の沈降と、日高山地の上昇に伴い東方から加わつた側圧に支配された運動である。

この図幅区域およびこの附近から西ないし南西の地域に分布する新第三系を通観すると、新しい地層程西ないし南西方に分布し、かつその堆積の中心も逐次西ないし南西に移行している。また、概してリビラ層群およびこれに続く地層からなる東側の山地から西ないし南西に速さかるに従つて構造も逐次ゆるやかになる傾向が見られる。^{註1)}

さらに細かくみると、区域東部ではウエンテシカン沢・ヌモトル川にかけて、白堊系がごく狭く細長く新第三系中にはさみこまれてい
るが、これは日高山地の方向に平行して古期岩をはさみこむような構造線の特徴を示している。ヌモトル川において、この断層の露頭が見出され、第 14 図に示されるように 函淵層群と新第三系フラヌイ層の基底礫岩層との間に急角度 (70°) の東から西への衝上性の断層が認められる。貫気別——正和断層帯でサンドイッチ構造といえるような構造を作つたものはこのような急角度の衝上断層群と推察される。この貫気別——正和断層帯は同時に破砕化作用を伴い、ニセウ層群のレンズ状・楔状体の一部は破砕されて粘土化している。この



第 14 図 スモトル川上流に見られる白雲系・新第三系基底部間の衝上断層

断層帯は貫気別方面でもつとも幅が広く、ほぼ 3 km にわたり、次第に南に狭まつて、正和附近から南東静内図幅区域にかけての地域では 1~2 本の断層に集約されてしまう。そして、静内図幅内では断層の西側は元神部層によつて占められ、受乞層を欠いて東側にフラヌイ層が直接している。

また、図幅区域西縁の賀張・慶能舞断層は新第三系と白堊系とを境する断層であつて、西隣の富川図幅の北東隅チベシナイ沢沢口より NNE—SSW の方向をもつて本図幅内に入り、フラヌイ沢沢口附近を経て南に接する静内図幅区域内に及んでいる。本断層も東から西への衝上断層であつて、図幅区域の南東隅では白堊系を大きく元神部層の最上部まで衝上せしめている。

註1) 5 萬分の 1 地質圖幅「富川」(27)、「静内」(25)、「門別」(26)、「早來」(未發表)、「鶴川」(未發表)の資料。

前述の貫気別——正和断層帯を離れその西～南西の地域に入ると、本図幅内から南の静岡図幅内にかけて、北東から南西に、比宇背斜、元神部向斜、受乞背斜、オサツナイ向斜、新冠背斜、また賀張・慶能舞断層から西に図幅区域外、富川・門別図幅区域にかけて、二風谷向斜、平取背斜、清昌向斜という順序で、雄大な背斜・向斜が配列し、一大褶曲帯を形作っている。これらの褶曲構造は東に急で、西に緩やかになり、これに関与する地層も新しい地層程順次西ないし南西に分布している。これらの事実からその褶曲運動は東から西への側圧により逐次西ないし南西方に波及して行つたものと推察される。また、何れの褶曲軸もこの地域の主要な断層の方向と平行しており、上述の断層運動と密接な関係にあるものと考えられる。

この地域は、大立目謙一郎¹²⁾によつて推し被せ衝上構造の報告された石狩炭田南部に連なる地域であつて、その東方からの側圧による推し被せ断層、衝上断層、転倒褶曲等を形成した運動と本質的に同様な造構造運動の影響を受けているものと推察することができる。

新第三紀における造構造運動で特記されなければならないことは、受乞層堆積間の地盤の断続的な動揺を伴つた沈降運動である。すなわち、受乞層と上下の地層との関係は整合漸移であるにもかかわらず、層厚の著しい変化——70～1,500 m——が認められることである。いいかえると、層厚のもつとも薄い比宇背斜の頂部ともつとも厚い元神部向斜南西翼との間に1,400 m 以上におよぶ著しい運動量の差が認められることである。一方その北西翼でも著しい沈降が推定されるのであるが、ここでは受乞層の上限が不明でその沈降量を推定することができない。このような著しい運動量の差を示す沈降運動は受乞層の堆積中^{註1)}断続的にずっと引続いて行われたものである。

このような中新世中葉から後期にかけての地盤運動は、受乞層と同時期の堆積である古丹別層中に顕著にみられ、また、夕張地方の川端層の堆積間においても同様な運動のあつたことは疑いないところであつて、日高・宗谷堆積盆における雄大な褶曲運動に関与した運動の一つと考えることができる。^{註2)}

以上述べたように、本地域の新第三系の地質構造を決定した時期は、この地方の新第三系最上部、鮮新世初期の厚賀層まで下位の地層と共に褶曲に関与していることから、

註1) このような差別的な沈降運動は受乞層の堆積物にもよく表現されている。すなわち、受乞層は第11圖に示したように規則的に累重する輪廻層からなり、地層の厚い所では輪廻層の厚さも厚く、粗粒堆積物も多い。そうでない所では輪廻層の厚さも薄く礫岩などの粗粒堆積物も少ない。

註2) 5 萬分の1地質図幅「追分」。「早來」兩圖幅の資料による。

最終的には——前述のように新第三系堆積中の運動もあるが——鮮新世中葉あるいはそれ以降である。

II.6 応用地質

石 油

樺太蝦夷褶曲帯あるいは宗谷日高堆積盆地と呼ばれる地帯は現在北海道の主要産油地帯である。比宇図幅地域は前述の通りこの産油地帯内その南部の東縁部に位置し古くから多くの油徴が認められて²⁾³⁾いるが、未だ採掘されるまでにいたっていない。油徴には図幅地域の西部の白垩系および新第三系のフラマイ層および受乞層中に認められ、特に受乞層中に著しい。

白垩系中の油徴

含油層は函淵層群中の砂岩および礫岩であつて、油徴地はニオイ沢において数カ所認められる。この図幅区域内に見られる著しい油徴地は2カ所あるが、ニオイ沢入口のものは、手掘の井戸の跡があり、かつて少量の油を採つたといわれている。この井戸は小さな河岸段丘の上にあるが、この10m西方のニオイ沢の崖は礫質砂岩と粗粒砂岩とからなり、ここが含油して、油を滲出している。砂岩・粘板岩・チャートなどの粒あるいは小礫を除くと、白っぽい膠結物あるいは砂からなつて、凝灰質であり、かなりぐざぐざである。そして2cmの厚さの石炭の薄層をはさんでいる。

ニオイ沢の油徴地は富川図幅区域にあるものを含め、この函淵層群中の砂岩——炭層を含む部分で比較的下部の砂岩——であつて、上部蝦夷層群に断層ではさまれて細長い帯状に分布する。

フラマイ層中の油徴

波恵川の支流パンケヤラ沢の中流、フラマイ層の含貝化石砂岩層の最上部の細粒砂岩に油臭を感ずるほかオサツナイ沢の中流比宇背斜の南西翼に当る本層の泥岩の割目中に滲出油が認められる。

受乞層中の油徴

受乞層中の油徴は図幅区域内の南西隅、慶能舞川の支沢フラマイ沢中流に集中する。この附近における油徴は本図幅地域中もつとも顕著なものである。ここに分布する受乞層は中～細粒礫岩、粗粒～細粒砂岩を主とし暗灰ないし青灰色の泥岩を挟む互層からなり、石油はこれらの礫岩、砂岩あるいは泥岩の割目より滲出している。また川床の砂礫を攪拌すると石油が水面に浮んで来る。

この区域は丁度受乞層がドーム構造を作り、その東半部が衝上性の慶能舞・賀張断層によつて断たれているところに当たっている。

石 炭

白堊系中の石炭は、函淵層群の下部の砂岩礫岩層中にはさまれるものであり、西隣の富川図幅区域内ニオイ沢西方の南北に走る山稜中に発達しており、比宇図幅区域では、額平川と貫気別川合流点近くの独立丘中に石炭の露頭がある（第15図）。

炭層附近の走向は N 16°E, 80° 東に傾斜するが、逆転している可能性もある。

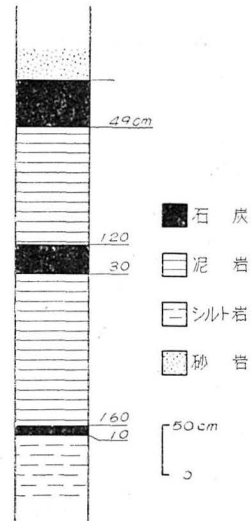
炭質はあまり優良ではない。

この石炭露頭の附近において、石油資源開発株式会社の正谷清・片平忠実は *Inoceramus orientalis* を採取している。

また、本図幅区域内において、門別川以南に函淵層群がごくわずかに分布しているが、これはニオイ沢西方の函淵砂岩層の延長部であつて、粗悪炭よりなる 30 cm ほどの炭層の露頭を 1 カ所認めた。ニオイ沢西方の炭層は、南下してしだいに悪くなり不連続になるものと思われる。

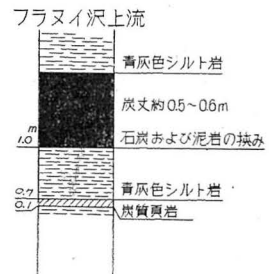
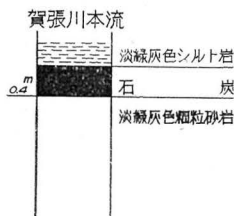
新第三系の最下部、すなわちフラマイ層中に炭層を介在する。図幅の西部に分布するフラマイ層の最下部の夾炭層は慶能舞夾炭層として知られている。本夾炭層中には 1~2 枚の炭層が賦存するようである。かつて波恵川中流北岸の小沢、慶能舞川の支流パンケヤラ沢上流、ヌ

モトル川の支流ウクルカッ沢において採掘されたことがあり旧坑が現在なお残っている。しかし何れも既に崩壊しており炭層の状況は不明であつた。現地で聞くところで



第 15 図

白堊系中の炭層柱状図



第 16 図 図幅西部地域に分布するフラマイ層中の炭層柱状図

はパンケヤラ沢上流のものは山丈 1.2 m内外, 炭丈 70 cm内外であるが, 炭層は安定していないということである。

賀張川本流およびフラヌイ沢上流に炭層が露出している。その炭柱図は第 16 図の通りである。

図幅東部のフラヌイ層中にも石炭が夾在し, 新冠川の枝沢ポキャップ沢附近にその露頭がいくつか知られている。炭層は本層下部の礫岩優勢の岩相中に存在して, かなりの厚さに達することがある。その炭柱図の 1 例を第 17 図に示す。

なお, 地域の中央部のフラヌイ層中にも炭層の賦存することが予想される。すなわち前述の通りイタラッキ川の中流に断層線に沿ってフラヌイ層中部の含貝化石砂岩層が露出するが, かつてこれに附随して断層際に炭層が露出していたといわれている。

マンガン

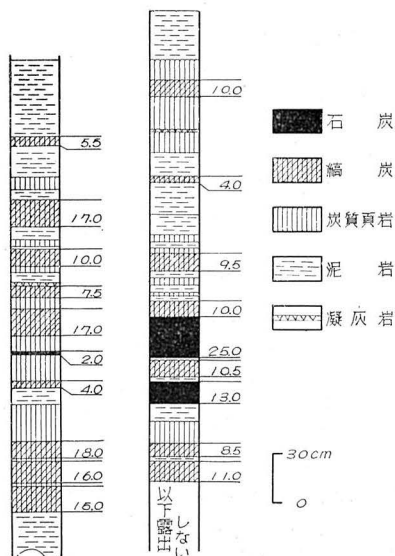
リピラ層群中の赤色チャート中に酸化マンガン鉱が胚胎している。貫気別川上流では, 小規模の露頭があり, その附近の崖錐に, マンガン鉱の転石が密集している所が見られる。赤色チャートの中には放散虫化石が認められる。

なお, 比宇川上流南枝沢と新冠川枝沢オサツナイ沢の間にもマンガン鉱体があるらしく, その鉱体を発見することはできなかつたが, その枝沢に酸化マンガン鉱石が認められる。

それらの分析値はつきのとおりである。

産地	Mn (%)	Fe (%)	SiO ₂
貫気別川上流のもの	33.74	2.54	25.74
比宇川枝沢 (転石)	12.80	3.28	71.08

(地質調査所北海道支所技術課 豹武技官分析)



第 17 図 ポキャップ沢における炭層柱状図 (北大棚井助教授による)

文 献

- 1) 伊木常誠： 日高国「マカピラ」川流域調査報告， 鉱物調査報告， No. 4, 1911.
- 2) 岡村要蔵： 日高国新冠， 静内， 三石三郡地方調査報告， 鉱物調査報告， No. 4, 1911.
- 3) 伊木常誠： 日高国門別川， 波恵川， 慶能舞川及厚別川流域調査報告， 鉱物調査報告， No. 5, 1911.
- 4) 岡村要蔵： 日高国北西部産油地調査報文， 鉱物調査報告， No. 22, 1915.
- 5) 千谷好之助： 本邦第三紀層の分類とその名称に就きて (摘要). 地質学雑誌， Vol. XXXVII, No. 47 1930.
- 6) OTUKA, YANOSUKE: Tertiary Crustal Deformations in Japan with Short Remarks on Tertiary Paleogeography, Jubil. Publ. Comm. Yabe's 60 th Birthday, Vol. I, 1939.
- 7) YABE, HISAKATSU, & SUGIYAMA, TOSHIO: Discovery of a Mesozoic Hexacoral in a "Green Schistose Rock of the Kamuikotan System" of Hokkaido, Proc. Imp. Acad. Vol. XV, 1939.
- 8) 竹原平一： 北海道振老油田地形及地質図説明書 (大日本帝国油田第 41 区)， 地質調査所， 1940.
- 9) 鈴木 醇： 北海道における蛇紋岩に伴う優白岩類について， (I) (II) 岩石鉱物鉱床学会誌， Vol. XXIII, 1940.
- 10) 藤岡一男： 石狩炭田紅葉山附近の所謂中間層について， 矢部教授選暦記念論文集， Vol. II, 1941.
- 11) 矢部長克・杉山敏郎： 北海道における *Circoporella semiclatrata* HAYASAKA の発見， 地質学雑誌， Vol XLXIII, No. 568, 1941.
- 12) 大立目謙一郎： 石狩炭田南部の推被衝上構造の新事実について， 矢部教授選暦記念論文集， Vol. II, 1941.
- 13) MATSUMOTO, TATSURO: Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy of Japan, Pt. I. II & III., Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ., Ser. D, Vol. I, No. 3 and Vol. II, No. 1, 1942~1943.
- 14) 根本忠寛・三本杉巳代治・水口文作： 十万分の一地質図幅「登川」および同説明書， 北海道工業試験場， 1942.
- 15) HANZAWA, SHOSHIRO: Tertiary Paleogeography of North Japan, Short Papers from the IGPS, No. 2, 1950.
- 16) 湊 正雄・浦野龍一： 日高国静内町近傍の 第三紀層及び三石断層の 意義について， 新生代の研究， No. 6, 1950.
- 17) 松井 愈・高橋 進： 紅葉山階ならびに滝の上階の火山活動の特性， 新生代の

- 研究, No. 9, 1951.
- 18) 舟橋三男・橋本誠二： 日高帯の地質, 地学団体研究会専報, No. 6, 1951.
 - 19) 橋本 亘： 北海道侏羅系の地質, 地質調査所報告特別号 (B), 1952.
 - 20) MATSUMOTO, TATSURO: The Cretaceous System in the Japanese Island, Jap. Soc. Promotion. Science, 1953.
 - 21) 鈴木 醇： 北海道産枕状熔岩類について, 北海道地質要報, No. 26, 1954.
 - 22) HUNAHASHI, MITSUO: Alpine Orogenic Movement in Hokkaido, Japan, Jour. Fac. Sci Hokkaido Univ., Sev. V, Vol. IX, No. 4, 1957.
 - 23) 酒匂純俊・鈴木 守・松井公平： 富良野鉱山の磁硫鉄鉱々床, 北海道地下資源調査資料, Vol. 35, 北海道開発庁, 1957.
 - 24) 猪木幸男・田中啓策・佐藤博之・秦 光男： 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・神居古潭変成岩類との構造関係, 地質学雑誌, Vol. 63, No. 742, 1957.
 - 25) 松野久也・山口昇一： 5万分の1地質図幅「静内」(札幌一第63号)および同説明書, 北海道開発庁, 1958.
 - 26) 山口昇一： 5万分の1地質図幅「門別」(札幌第62号)および同説明書, 地質調査所, 1958.
 - 27) 今井 功・角 靖夫： 5万分の1地質図幅「富川」(札幌一第55号)および同説明書, 地質調査所, 1958.
 - 28) 土田定次郎： 北海道宗谷日高堆積盆地の微古生物学的研究(その1~6), 石油技術協会誌, Vol. 22, No. 5, Vol. 23, No. 4, 1957~1958.
 - 29) 松野久也： 古丹別層の堆積盆の沈降運動, 石油技術協会誌, Vol. 23, No. 4, 1958.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

BIU

Sapporo, No. 56

By

TAKASHI YOSHIDA

KYUYA MATSUNO

HIROYUKI SATOH

SYŌICHI YAMAGUCHI

(Written in 1958)

(Abstract)

GEOLOGY

General Remarks

The area of this sheet-map is situated on western side of the Hidaka mountain range, the axial North-South range of Hokkaido.

Mesozoic and Cenozoic strata are distributed in this area. The Mesozoic strata are intruded by dikes of diabasic rocks and trondhjemite. The subdivisions of the strata and their stratigraphical sequence are given in Table 1.

MESOZOIC

The Mesozoic is divided into the Ribira, the Niseu, the Middle Yezo, the Upper Yezo and the Hakobuchi groups. The latter three belong to the fossiliferous Cretaceous system.

Table 1

Geological age		Stratigraphical sequence	
Quaternary	Recent	Alluvium	
	Pleistocene	Terrace deposits	
Neogene Tertiary	Miocene	Motokambe formation	
		Ukekoi formation	
		Furanui formation	{ Mudstone bed { Fossil-shell-bearing bed { Coal-bearing bed { Basal conglomerate
Cretaceous	Hetonaian	Hakobuchi group	{ Hb ₂ { Hb ₁
	Urakawan	Upper Yezo group	{ Uy ₂ { Uy ₁
	Gyliakian	Middle Yezo group	{ My ₂ { My ₁
Early Cretaceous Jurassic ?		Niseu group	(Fault)
		Ribira group	(Fault)

Ribira group

This group is essentially comprised of the geosynclinal deposits in the Hidaka geosyncline, which developed in the Hidaka orogenic zone. It consists of green or purplish schalstein, intercalated with conglomerate, black slate, gray sandstone and red or greenish white chert. No fossils are found, except of radiolarians in the red chert. Accordingly, the geological age of the group can not be determined

in this mapped area, but, on account of the continual distribution, this group is considered equivalent to the Sorachi group (Jurassic-Cretaceous).

Niseu group

This group is composed of alternations of shale and sandstone (partly intercalated with conglomerate), greenish sandstone, black shale and pyroclastic rock. The relation of this group to the other groups or systems is always that of faulting contact in this area, so the stratigraphical situation is obscure. But in the northerly neighbouring area, this group is said to be laid without sharp distinction on the equivalent of the Ribira group. No fossils are found.

In the faulted zone in the Neogene Tertiary, occurring near Nitatsunai to Showa, small wedge-shaped masses are squeezed up abundantly.

Middle Yezo group

This group is divided into two formations, My_1 and My_2 , though its basal part is unexposed.

The lower formation, My_1 , consists largely of dark gray mudstone, partly of siltstone. It includes fossils of *Inoceramus* cf. *yabei*, *Desmoceras* (*Pseudouhligella*) *japonicum*.

The Upper formation, My_2 , is composed of coarse or medium-grained sandstone and conglomerate. The uppermost part of this sandstone incorporates sandy nodules. Though *Inoceramus* cf. *hobetsensis*, *I. incertus* and *Mesopuzosia* cf. *yubarensis* are yielded, the fossils area generally scant in number.

In geological age the Middle Yezo group belongs to the Gyliakian period.

Upper Yezo group

This group is divided into two parts, Uy_1 and Uy_2 superposed conformably one above the other on the Middle Yezo group.

The lower formation, Uy_1 , is composed principally, of dark gray siltstone and mudstone inter-bedded with thin alternations of mudstone

and fine-grained sandstone, and rarely of very thin tuff. The fossils contained are *Inoceramus hobetsensis*, *I. iburiensis*, *Anagaudryceras limatum* etc, indicating the geological age to be late Gyliakian.

The upper formation, Uy₂, is composed chiefly of dark gray siltstone and sandstone; the dark gray siltstone intercalated with very thin greenish tuffaceous sandstone and white bentonitic tuff, is found in the basal part, and produces *Inoceramus uwajimensis* very abundantly, forming remarkable key beds. The upper part of the Uy₂ formation consists of homogeneous dark gray mudstone, bearing many calcareous nodules which yield abundant specimens of ammonites and inocerami such as: *Inoceramus naumanni*, *I. cf. amakusensis*, *I. japonicus*, *Gaudryceras denseplicatum*, *G. tenuiliratum*, *Eupachydiscus haradai*, *Polyptychoceras*, *Subptychoceras*, etc.

This fauna produced from Uy₂ formation, shows that the group belongs to the Urakawan stage.

Hakobuchi group

This group overlies the Upper Yezo group conformably; it consists of two parts Hb₁ and Hb₂.

The lower, Hb₁, is composed of coarse sediments, sandstone and conglomerate, intercalating liparitic tuff, and sporadically coal and mudstone. From its basal part, *Inoceramus orientalis* is obtained, which indicates the latest Urakawan stage. In addition to this fossil, *Inoceramus schmidti*, *I. balticus*, *I. sachalinensis*, *Gaudryceras striatum*, *G. sp.*, etc are produced. In geological age, Hb₁, belongs to the latest Urakawan and Hetonaian stage.

The upper part, Hb₂, is composed of dark gray siltstone and mudstone, rarely of greenish sandstone. This formation seems to follow after Hb₁ with conformity, but fossils occurring in this formation are very rare and obscure ones.

CENOZOIC

The Cenozoic is divided into Neogene Tertiary and Quaternary. The Neogene Tertiary rests unconformably on the aforescribed

Mesozoic directly without Paleogene Tertiary in this mapped area. It is divided into three formations, from the lower upwards; Furanui, Ukekoi, and Motokambe.

The Quaternary sediments cover Mesozoic and Tertiary rocks; they form terraces and alluvial plains.

Furanui formation

The Furanui formation, as shown in Table 1, is divisible into basal conglomerate, coal-bearing, fossil-shell-bearing and mudstone beds, from the base to the top. The coal-bearing bed develops to a limited extent in some portions of this area. The fossil-shell-bearing bed contains a great number of fossil shells. Among of them, *Nuclana kongiensis*, *Ostrea gravitesta*, *Patinopecten kimurai*, *Clinocardium shinjiense*, *Meretrix arugai*, *Dosinia nomurai*, *D. nagaii*, *Cyclina japonica*, *Soletellina minoensis*, *Macoma optiva*, *Polinices meisensis*, *Nassarius simizui*, and *Crepidula jimboana* are the most characteristic elements of the so-called Yatsuo-Kadonosawa fossil fauna of the middle Miocene. The mudstone upper part of the formation includes as intercalations several layers of andesitic tuff breccia in its basal part. The total thickness of this formation is about 220–1,000 m.

Ukekoi formation

The Ukekoi formation transforms gradually from the underlying mudstone of the Furanui formation; it consists of conglomerate, sandstone, and mudstone. It is found by the survey that the Ukekoi formation is composed of an orderly repetition of a sequence of cyclothem arrangement of the above-mentioned rocks. The typical sequence of that cyclothem arrangement is, in ascending order. i) conglomerate, ii) sandstone, iii) alternation of sandstone and mudstone, iv) mudstone.

This formation includes foraminiferal fauna of Miocene and is 70–1,600 m in thickness.

Motokambe formation

The Motokambe formation is the uppermost member of the

Neogene Tertiary in this area within which its upper limit can not be seen. It rests conformably on the Ukekoi formation and is divided into five characteristic rock facies viz., i) a thin alternation of sandstone and mudstone, ii) hard shale, iii) alternation of sandstone and mudstone, iv) conglomerate, and v) tuffaceous massive mudstone. The interrelations amongst these different rock facies are those of lateral facies change.

Examples of foraminiferal fauna which is concluded to belong to Miocene fauna are contained throughout all horizons except the fourth and fifth facies. It is estimated that this formation is approximately 1,900 m in thickness in the area.

The main faults and folding axes in this area have NNW-SSE trend parallel to that of the axial range of Hokkaido. The groups or systems of the Mesozoic are separated from each other by faults of the above-mentioned trend. The groups are arranged from east to west; Ribira group, Cretaceous system, Niseu group, and Cretaceous system. The Neogene Tertiary system covers the Ribira group in the eastern portion and also the Cretaceous system in the western portion unconformably. In addition, the fact that the Niseu group was squeezed into the Neogene Tertiary system, in the central portion, by the faulting movements, in blocks of various forms; rectangular, lenticular or wedged-shaped, may give evidence that the underlying strata beneath the Tertiary system are of the Niseu group only. From these facts, it is considered that this arrangement of the Mesozoic strata was completed before the deposition of the Neogene Tertiary system.

In the Neogene Tertiary age, the region from this area to the westerly adjoining area was submerged and Neogene system of geosynclinal features continuous from Miocene to Pliocene was deposited. This westward area is the southern part of the Yesso-Sakhalin folded zone in which the Tertiary systems are intensely folded. In

this whole area the folded structure is complicated to the east but becomes more simple to the westwards; many faults which accompany the folded structure show that there were thrusts westward from the east. Thus younger formations were developed in the part farther to the west than the older ones. This means, in other words, that the sedimentary basin had moved from east to west with time. From these facts, the above mentioned folded and faulted structure may be stated to have been caused by the lateral pressure to the westward from the east, which was originated by the emergence of the Hidaka orogenic zone. It is considered that the submergence of the sedimentary basin of Tertiary age was synchronous with the emergence of the Hidaka orogenic zone and that those movements had continued during at least Neogene time until early Pliocene.

ECONOMIC GEOLOGY

Coal

Coal seams are interbedded in the Hakobuchi group (Cretaceous) and in the Furanui formation (Neogene). These were worked in the past on a very small scale, the former ones at Nioi-zawa, outside of the western limit of this sheetmapped area and the latter ones at Okurikappu-zawa, upper reach of Hae-gawa and near Furanui-zawa.

Petroleum

Some oil indications are found in the Cretaceous and Neogene. Oil seepages of the Cretaceous occur at Nioi-zawa in the Hakobuchi group. Those of the Neogene are remarkable in the Ukekoi formation near Furanui-zawa and Ukurukappu-zawa.

Manganese ore

Small bodies of red chert impregnated by manganese ore are formed in the Ribira group. It does not seem feasible to work them on a large scale.

昭和34年2月20日印刷
昭和34年2月25日発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三田徳太郎
印刷所 興国印刷株式会社
