
5 萬分の 1 地質図幅説明書

幌 加 内

(旭川一第 39 号)

地 質 調 査 所

昭和 33 年

5 萬分の 1 地質図幅説明書

幌 加 内

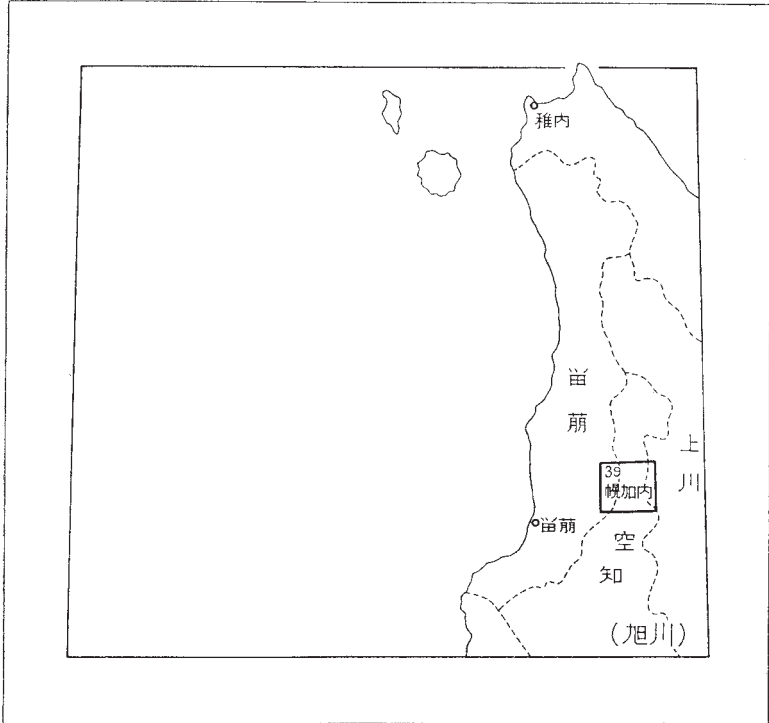
(旭川一第 39 号)

通商産業技官	猪 木 幸 男
通商産業技官	田 中 啓 策
通商産業技官	秦 光 男
通商産業技官	佐 藤 博 之

地 質 調 査 所

昭 和 33 年

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 神居古潭變成岩類	5
II. 2. 1 緑色片岩および輝緑片岩	8
II. 2. 2 石英片岩	9
II. 2. 3 千 枚 岩	10
II. 2. 4 石灰片岩	10
II. 2. 5 藍閃石あるいはソーダ角閃石含有片岩	10
II. 2. 6 分結様石英片岩	11
II. 3 ジュラ系-白堊系	12
II. 3. 1 空知層群	12
II. 3. 2 角閃岩類	15
II. 4 白 堊 系	19
II. 4. 1 下部蝦夷層群	19
II. 4. 2 中部蝦夷層群	24
II. 4. 3 上部蝦夷層群	34
II. 5 蛇 紋 岩	38
II. 6 変斑礫岩ないし輝緑岩質脈岩	44
II. 7 優白岩質岩脈	45
II. 8 古第三系	45
II. 9 新第三系	46
II. 9. 1 寧 楽 層	46
II. 9. 2 幌 新 層	46
II. 9. 3 政 和 層	48
II. 9. 4 角閃石安山岩質熔岩および集塊岩 (辺乙部山噴出岩類)	48

II. 10 第四系	49
II. 10. 1 洪積層	49
II. 10. 2 沖積層	49
II. 11 地質構造	50
III. 応用地質	51
III. 1 クロム鉄鉱	51
III. 2 石綿	51
III. 3 砂白金および砂クロム	51
III. 4 金・銀・銅	53
III. 5 亜炭	53
文 献	53
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和 32 年稿)

幌 加 内

(旭川—第 39 号)

本図幅の野外調査は、昭和 28 年および 29 年の夏期に行われた。調査日数は延べ約 200 日にわたる。調査にあたっては 28 年度には猪木・秦が、図幅地域の中央西部を南北に走る稜線の東側の約 $\frac{3}{4}$ の地域を分担し、29 年に佐藤がこれに加わった。この地域には空知層群・蝦夷層群・神居古潭變成岩類・蛇紋岩などが広く分布する。田中にはその西側の白堊紀層の広く分布する地域を、隣接「達布」図幅地域と併せて調査した。室内作業は北海道支所および本所地質部においてなされ、それぞれの分担地域の調査結果を記述し、全般に猪木がこれらを取りまとめた。

東部地域の白堊紀層の化石鑑定については、大部分は北海道大学理学部湊正雄教授により、一部は東北大学教養学部今泉力蔵教授によった。新第三系中の動物化石鑑定は、北海道大学理学部魚住悟氏により、また、空知層群中の放散虫化石の鑑定には、大阪市立大学市川浩一郎助教授を煩した。当地域は北海道の“神居古潭變成岩”の北端の露出地であり、また特殊な角閃岩類も産出するところで、すでに北大舟橋三男助教授による論説もあり、種々討論する機会が多かったことを附記しておく。

なお、本調査には地理調査所から貸与された航空写真による修正された地形図を利用した。

I . 地 形

本図幅地域は南方へ流れる雨竜川によって、東部地域と西部地域とに両断される。東西両地域ともに、雨竜川に平行して南北に連なる山嶺が形成されている。西部地域

では、600～700mの高度を示し、南に向かうにつれてその高度を減ずる傾向がある。この山嶺は主として白堊紀層からなり、比較的侵蝕が進んで、やゝ晩壮年期の山容を呈し、鋸状の山が多く屹立する。その著しいものは雨煙別川^{うえんべつ}上流の三頭山(1,009m)附近の山々である。東部地域の山嶺は西側のものに較べて低く、500～600mで、ほとんど蛇紋岩からなり、比較的緩やかな傾斜をもっている。そのさらに東側は犬牛別川などの侵蝕によって平坦化されている。また、その南東部は、第三紀末の噴出とみられる角閃石安山岩質の熔岩に覆われ、その部分は平坦な台地状を呈するが、相当開析されている。

雨竜川は著しく蛇行し、南方深川図幅地内で、石狩川の氾濫原地にのぞみ、それに合流する。雨竜川の兩岸には河岸段丘がよく発達し、西岸には処々侵蝕をまぬかれた新第三紀の堆積層が分布し、おおむね平坦な丘陵地が形成されている。また、氾濫原などの沖積面の発達も著しい。しかし、政和南方のポンコタン地域では蛇紋岩が迫ってきており、この附近では断崖絶壁の地形を示している。また東部地域の犬牛別川に沿う附近も、雨竜川の沿岸に較べて規模は小さいが、同様な平坦面がよく発達し、特にその支流、南八線沢・南十二線沢・犬牛別五線沢および九線沢などの合流する附近は、沖積面の発達が著しい。

雨竜川流域および犬牛別川流域に発達する段丘には、ともに高位、低位の2段がみいだされる。

高位段丘面	15～20m
低位段丘面	5～10m

たゞし、低位段丘面は沖積面と区別されない程度に漸移していることが多い。

幌加内市街地から西方へ約3km附近の、^{ていはく}帝白という部落の附近には、四囲を蛇紋岩・神居古潭変成岩類のような古期岩類にとりかこまれた、平坦地が形成されている。これは、第四紀にはいつて四囲の山が隆起し、オサルンナイ川の水が堰止められて、礫・砂・粘土層が堆積した結果、特殊な平坦な地形を呈するにいたったものとおもわれる。

Ⅱ. 地 質

Ⅱ. 1 概 説

本地域には、上部ジュラ系とみられる空知層群、白堊系の蝦夷層群が最も広く分布する。これに附随して神居古潭変成岩類・蛇紋岩・斑斕岩類がみられる。これらの変成岩および火成岩類を含む変成帯は、“神居古潭帯”と呼ばれているが、本地域はその最北端の位置にあたる。このような地層および岩石類は、第三系および第四系によって覆われる。本地域でこれらの古期岩類は、雨竜川の流路にあたる地域を中心とした地質構造に、大きく支配されて分布している。神居古潭変成岩類は、雨竜川の流路の中央南部で、両岸にまたがって分布し、その北部および東西両側の対称的位置には、蛇紋岩が発達する。この蛇紋岩は神居古潭変成岩類を包むように、南北に延びた帯状分布をなしているが、北部地域ではそれらは一つの岩体となって合しており、新第三系に覆われている。

蛇紋岩帯の東西両側の外縁部には、東西対称的に空知層群が分布し、さらに引続いて上位の蝦夷層群が分布する。これらは数多くの断層および褶曲によって、その分布状態は乱されており、必ずしも整然としたものではないが、大局的には空知層群・蝦夷層群ともに東側では東落ち、西側では西落ちの傾斜を示す傾向がある。これらから判断すると、蛇紋岩を含めて神居古潭変成岩類・空知層群・蝦夷層群は大きく背斜構造を示している。すなわち神居古潭変成岩類を中心とする、ドーム状構造をなすものとみなすことができる。

当地域の神居古潭変成岩類は、南方の神居古潭（深川図幅地域内）附近にその標式的に発達しているものから連続している。これには本来神居古潭変成岩類とされているものと、特殊な変成岩類とがある。また、これらの変成岩類の原岩については未だ定説はない。

空知層群は西側では蛇紋岩に沿って幅狭く分布するが、東側では比較的広く分布する。本層群は主としていわゆる輝緑凝灰岩からなり、薄いチャートを挟む。本層の上限にはチャートが著しく発達するが、その厚さは一様でない。このチャート層の直下

には、特徴的に枕状熔岩が発達している。また、東側の輝緑凝灰岩の一部は、斑岩と同様に角閃岩化している。チャートの上位は礫岩層となり、次いで細粒の砂岩に移化する。この礫岩を含んでそれ以上を蝦夷層群とした。

蝦夷層群は下部、中部、上部の3つの層群に分けられる。これらは松本達郎¹¹⁾²⁰⁾その他の人達によって、区分された層序に従ったものである。

下部蝦夷層群は、西部地域を南北に連なる山嶺以東にのみ分布する。下部から砂岩を主とする地層、細粒砂岩泥岩を主とする地層および砂岩泥岩互層を主とする地層からなる。これらは整合一連の関係を示す下位の空知層群とは、上記の礫岩を基底とし、一般に平行不整合の関係にあるが、明らかに局部的には斜交不整合のところもある。中部蝦夷層群は、東側では僅かにその下部の地層のみが分布し、大部分は西側の地域に分布する。礫岩層を基底としておもに砂岩・泥岩およびそれらの互層からなるが、それらは岩相および含有化石などから、15の地層に分けられる。下部蝦夷層群とは、局部的には斜交不整合を示すが、全般的には平行不整合である。上部蝦夷層群は西部地域の縁辺部にみに分布し、西隣達布図幅地域内に広がっている。中部蝦夷層群とは、整合漸移の関係にある一連の地層である。本層群もその岩相および含有化石によって、12の地層に分けられるが、本地域内では、その最上位の地層は分布していない。

深成岩類は、ほとんど白堊紀後期ないし後白堊紀の造構造運動にあい前後して進入してきたものとみられる。そのなかで斑岩は東部地域にのみみられ、ほとんどが角閃岩化している。蛇紋岩は神居古潭変成岩類の帯状分布に沿って、北海道南部地域から、さらに本地域の北方にまで延長分布する。本地域では上述の神居古潭変成岩類と空知層群・蝦夷層群とを境する構造線的な位置に進入しており、大きく3つの岩体のみられ、いずれも南北方向に延びる帯状分布を示す。東部地域では、岩体の延長方向は、角閃岩類の片理の一般走向傾斜の方向に対して明らかに斜交している。本岩には、処々に原岩、すなわち橄欖岩質の岩石が残っていて、それによると原岩には種々の岩相があるようである。この蛇紋岩の内部には数多くの脈岩が認められる。これは“微閃緑岩”といわれていたものである。そのほか、東部地域の輝緑凝灰岩、あるいは角閃岩類の分布する地域に限って、変斑岩質および輝緑岩質の岩脈が、数多く貫入しているのがめだつ。その脈岩の附近には石英脈が貫入し、小規模ながら銅鉛床が含ま

れているところがある。

古第三系は、僅かに図幅地域の南西隅に分布し、達布図幅地域に広く分布する小平夾炭層の一部である。

新第三系には下位から、寧楽層および幌新層と政和層との3層があり、寧楽層および幌新層はほぼ同一層と思われる。前者は西隣達布図幅地域内に引続いて分布する。幌新層と政和層とは不整合の関係を示し、いずれも古い地質系統を不整合に覆う。幌新層は侵蝕をまぬがれた部分が、各所に点々とみられるのであるが、政和層は北部地域にかたよって広く分布する。幌新層はその含有する豊富な化石から、いわゆる“川端統”中部ないし上部のもののみなされている。政和層は政和附近において、著しく亜炭を挟んでおり、膠結不完全な礫岩・砂岩・泥岩あるいは粘土からなっている。化石はほとんど含まれず、岩質から鮮新統上部のもののみられるが、明らかでない。

第四系は雨竜川および犬牛別川などの河川、その他の支流の沿岸によく分布し、河岸段丘堆積層と沖積層とからなる。洪積層には、前述の帝白附近にみられる特殊な堆積層もある。以上、これらの地質を総括して表示すると第1表ようになる。

II. 2 神居古潭変成岩類

神居古潭変成岩類は、この地域の分布を最北端とし、いわゆる“日高帯”の西側にそれと平行して分布し、南隣の上江丹別図幅地域を経て細長く帯状をなして、北海道南部の日高海岸附近にまで連なっている。当地域では、雨竜川を挟んで図幅地域の南半部に、周辺部を蛇紋岩に包まれ、南に開いた三角状を呈して分布する。この地域のドーム状構造の、中核を占めていることから判断すると、この岩類は空知層群の下部層、あるいはそれ以下の地層を原岩とするようであるが、明らかではない。

一般に本変成岩類の片理は南北方向の走向を示すが、その傾斜の方向は一定しておらず、ほとんど直立に近いものが多く、処々に微褶曲が発達している。

この変成岩類は単に動力変成作用によった変成岩類、すなわち、神居古潭変成岩プロパーとみられるものと^{註1)}、それらがさらになんらかの外力によって、ソーダに富む鉱物、例えば藍閃石などの形成をみた変成岩類すなわち“特殊な神居古潭変成岩

註1) 日高造山作用にまつわる広域変成作用による結晶片岩類と考えられているもの。

第 1 表 模式地質総括表

年代の層序区分		層 序		地殻運動・火成活動	備 考
第四系	現世統	沖積層			砂クロム・砂白金
	更新統	河岸段丘堆積物			
新第三系	鮮新統	澁川階	政和層	斜交不整合	角閃石安山岩
			梶新層		
	中新統	“川端統”	寧楽層	斜交不整合	
古第三系	漸新統	小平夾炭層		断層(不整合)	蛇紋岩・微閃緑岩・斑岩 造構造運動
	始新統	石狩統			
	暁新統				
白 堊 系	上部白堊系	ヘトナイ統	上部階	最上部	酸性-中性凝灰岩
			下部階		
		最上部階	上部蝦夷層群		
		下部階	中部蝦夷層群		
	下部白堊系	ギリヤーク統	上部階	最上部	
			下部階	主部	
		最上部階	下部蝦夷層群		
		宮古統	上部階	最下部	
			下部階	下部蝦夷層群	
		有田統			
高知統					
ジュラ系	上部統(鳥巣統)	最上部	空知層群	断層	輝緑凝灰岩(一部角閃岩化) (輝緑岩・枕状熔岩)
		主部	神居古潭変成岩類		

類”とされているものとの2つに分けられる。ただし、これら両者の間には画然とした境界は認められないで、前者のなかの特定の位置に、後者が発達しているという程度のものである。この特定の位置というのは、いままでは蛇紋岩の接触部附近ということであった。

本地域内の神居古潭変成岩プロパーのもの^{註2)}のなかで、本図幅地域内にみられるものは次の岩種に分けられる。この分類は鉱物組合せによるよりむしろ原岩によった。

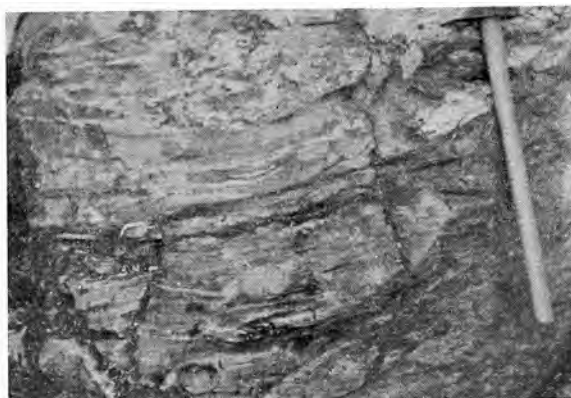
- 1) 緑色片岩および輝緑片岩
- 2) 石英片岩
- 3) 千枚岩ないし珪礫質片岩
- 4) 石灰片岩

これらは交互に入り混って産出分布することが多いので、地質図の上でも分帯は困難である。

神居古潭帯の特殊な変成岩には次のものがある。

- 5) 藍閃石あるいはソーダ角閃石含有片岩
- 6) 分結様脈状石英片岩

この石英片岩はソーダ角閃石片岩に伴なわれることが多く、ある場合にはその片理



灰色部：藍閃石片岩 白色部：分結様石英脈

図版1 露頭における藍閃石片岩および分結様石英脈との関係(大学一号沢)

註2) これは鈴木醇による“東部緑色片岩帯”の最北部の延長部に属するものであり、その他の“中部黒色珪質片岩帯”、“西部緑色片岩帯”はこゝではあらわれてこない。

に沿って浸み込み状 (浸染) をなしており, 両者間の密接な生成上の関係を示している (図版 1)。

II. 2. 1 緑色片岩および輝緑片岩

これらはいずれも塩基性火山砕屑岩またはそれに伴う脈岩類を原岩とする。そのうち輝緑岩の構造をとらめ, またその残留鉱物を認めるものを, 北大鈴木醇教授⁸⁾の命名に従って輝緑片岩として取扱う。

図幅地域内のこれらの片岩には次の鉱物組合せがみられる。

緑色片岩

- a) ほとんど緑泥石
- b) 緑色角閃石・緑簾石・緑泥石・(柘榴石)・石英
- c) 緑泥石・石英・スチルプノメレン・赤鉄鉱・スヘン石
- d) 緑泥石・青色角閃石・緑簾石・石英
- e) 緑色角閃石・曹長石・方解石 (角閃石の一部リーベカイト化)
- f) 無色角閃石・緑泥石・鉄鉱

輝緑片岩

- g) 緑泥石・石英・角閃石・単斜輝石 (残晶)
- h) 角閃石・緑簾石・曹長石・スヘン石・曹長石 (脈状)
- i) 緑簾石・角閃石・スヘン石・緑泥石

これらの組成鉱物は, 一般に鏡下では一定方向に並んでいるが, 肉眼的には片理の発達した弱い部分も少なくない。極端な場合には一見まったく塊状の場合もある。また, これらの鉱物組合せをもつ岩石間の関係は, はっきりしていない。

組成鉱物はほとんど細粒で 0.01mm 内外の不定形をなすものが多いが, 一部のやや斑状変晶様をなすものには, 径 0.1mm 程度のものがある。

全般を通じて緑泥石質鉱物が多く, それはまったく不定形で, 他の鉱物粒の間を填めている。角閃石は柱状または針状で半自形を示すものも多く, 長径 0.05mm 内外のものが普通であるが, より小さな結晶が集合している場合も少なくなく, それらはネマトプラスチックないしはレピドプラスチックの構造を示す。一般に緑色を帯びるものが多いが, 青色を帯びるものも少なくない。また, 処々にそれらの周縁部が藍色をなし, ソーダを含む角閃石 (リーベカイト質) にやゝ変質しているのがみられる。緑簾石は粒状を示すが, ときには斑状変晶様となっているもの, また脈状をなして集合しているものなどもみられる。曹長石は緑泥石あるいは角閃石の間隙を填める

ように、あるいはプール状に集合している。それは径 0.01mm 弱の半自形ないし他形の結晶の集まりである。石英は角閃石あるいは緑泥石の配列と平行して、細粒 0.01 mm 弱の不定形の結晶の集合となっている場合のほか、曹長石と同様にプール状をなす。また脈状をなして、片理の方向を斜めにきっているものも少なくない。スチルプノメレンはまれであり、これが存在する付近には、赤鉄鉱がみいだされる。柘榴石もときどきみいだされ、石英と角閃石および緑簾石とが縞状をなしているなかで、緑簾石の帯のなかに点々と含まれていることが多い。これは無色で光学異常を示す。方解石・石英のほか、葡萄石の細脈がこれらの岩石類を貫ぬいていることもまれではない。

輝緑片岩と認められるものは、処々にみいだされるが、とくにオサルンナイ川中流付近では、やゝはっきりした脈岩状を示して産出する。その周縁部はほとんど他の片岩類と同じ方向の片理を示し、中心部が塊状の輝緑岩の残留構造をとらめている。この岩石は方向性の不明瞭な角閃石・緑泥石を主とし、処々に単斜輝石の残留鉱物がみいだされ、その周縁部が濃青色の角閃石に変わっている。また斜長石の残存とみられる部分は、著しく非晶質物質に変わり、またソーシユル石化している。

II. 2. 2 石英片岩

他の緑色片岩・千枚岩質片岩などの間に挟まって、幅 1～10m の厚さをもち、本地区の変成岩類のいたるところにみいだされる。オサルンナイ沢中流(帝白南部)では、緑色片岩ないし珪礬質片岩と著しく互層(1m 前後の幅)している。暗灰赤色を帯びるものが多く、灰白色のものと互層様を呈することも少なくなく、片理様のラミネーションが発達しているが、これは原岩チャートの層理をおもわせるものである。

本岩はほとんど石英からなる。その含有量は 90%以上で、そのなかには細粒のものがきわめて多いが、またやゝ大晶をなす斑状変晶様の石英もみられる。細粒のものは大晶のものを取り巻き、その間を埋めるような形状を示す。大晶のものは径 0.05～0.1mm のもので、これが一定方向に配列していることがある。細粒のものは 0.05 mm 内外で、必ずしも一定方向の配列を示さない。両者とも不定形で、いずれもときどき波状消光を示している。石英のほか、スヘン石あるいは赤鉄鉱が点在する。ときには石英の基地のなかに、絹雲母および方解石が挟まれ、きわめてまれに柘榴石がみ

られる。緑泥石も処々に石英の間隙を埋めており、ときには、石英粒のまわりを取り巻いていることがある。

II. 2. 3 千枚岩 (珪礫質片岩)

本岩は神居古潭變成岩中に、最も広く分布するいわゆる“黒色珪質岩帯”中のそれと、岩質的には酷似するが、“緑色片岩帯”中に幅狭くみいだされるものである。その分布範囲は図示できない程度のものであるが、本地域内の變成岩類中のいたるところにみいだされる。外観は一見粘板岩様を示すが、片理がよく発達していることは少なく、むしろ、附近の剪裂帯の影響によったと思われる剝理が著しく発達していることが多い。この剝理に沿って、石英脈が著しく発達していることもある。この場合、それは一見ざくざくと崩れるような圧碎岩となっている。

鏡下では、不透明な炭質物様物質からなり、石英のプールが処々にできていることが多い。その他、絹雲母または緑泥石様物質がよく認められる。絹雲母は弯曲が著しく、非晶質物の間に挟まれて生成されている。またまれに針状の角閃石が点々とみいだされることがある。

II. 2. 4 石灰片岩

本地域の變成岩類のなかにまれにレンズ状をなしてみいだされる。その著しいものは、オサルンナイ沢の中流部の帝白部落の南西部にみられるもので、幅約 1.5m で緑色片岩の間に挟まれている。これは石灰岩の變成したもので、外観的にも著しい片理の存在が認められる。結晶質石灰岩の一種で、とくに片理の明らかなものに、このような名称を鈴木醇が与えた。

鏡下で、完晶質のほとんど細粒の方解石のみからなり、この配列に方向性を認めることができる。これと平行して、僅かに緑泥石質の非晶質物質が、これらを埋め、あるいは 1 カ所に集まっているのがみられる。方解石は径 0.05mm の粒状のものが多く、自形の明らかなものはほとんどない。このような變成作用を蒙った地域にかゝらず、スカルン様鉱物はまったくみいだされない。

II. 2. 5 藍閃石あるいはソーダ角閃石含有片岩

神居古潭変成岩類中の特殊な変成岩として取り扱われてきた、この種の片岩は、本地域内においても点々とみいだされる。この種の岩石は必ずしも、蛇紋岩に直接するところに限られてはいないので、本地域では蛇紋岩による接触変成岩とは考えられない。

外観は暗藍色を示している場合が多いので、他の片岩類とは肉眼的にも容易に区別がつく。本岩類のとくに著しくみいだされるところは雨煙内^{うえんない}南方の大学一号沢中流附近である。この附近は塩基性の緑色片岩ないし千枚岩様の片岩を主とする地域であるが、その上流部には、著しく石英片岩が挟まっており、緑色片岩とは互層をなしているようにみられる。この藍閃石の含まれる片岩には、図版 1 に示したような分結様の脈状石英の浸み込みが、よく観察される。また、この地域のようにはっきりしたソーダ角閃石の形成をみるもののほか、前述したように角閃石の一部あるいは周縁部のみが、この種の角閃石に移化しているものも処々にみいだされることがある。

本岩類には、次の鉱物組合せをもつものが認められた。

- a) 石英・藍閃石・針状角閃石・緑簾石(?)・柘榴石
 - b) 石英・藍閃石・曹長石・緑簾石・緑泥石
 - c) ローソン石・緑簾石・藍閃石ないし緑色角閃石・曹長石・石英・緑泥石
 - d) 青色角閃石→藍閃石・ローソン石・スヘン石
 - e) 緑色角閃石・曹長石・方解石・リーベカイト
- a), b) は珪質岩の性質をもち、東部地域のおもに前述の大学一号沢に露出するものであり、c), d), e) は西部地域の緑色片岩中にみいだされるものである。

藍閃石は葉片状ないし柱状で、長径 0.5 ~ 1.0mm, 短径 0.1mm 程度のもが多く、c), d) にみられるものは、ほとんど緑色角閃石を交代した様子が、その角閃石の残存によって明らかである。ローソン石はやゝ斑状変晶状で径 0.8mm, 0.3mm のものが多い。

II. 2. 6 分結様石英片岩

前述のように、本岩は藍閃石片岩の産出する附近の地域に著しくみられ、とくに大学一号沢に多い。本岩は藍閃石片岩の、暗藍色のなかに白っぽく薄く、あるいはパール状にその片理に平行に挟まれ、こゝでは径 1cm 以下の脈状となっている。そのほか、その地域の上流では径 0.5 ~ 1.0m の灰白色の層状に発達するものがあり、著しい縞状ないし片理が発達している。岩質はほとんど前述の石英片岩と同様であるが、その縞目の部分に、緑泥石様物質、あるいはスチルプノメレンの発達をみたり、また

全般的に径 0.01mm 内外の等粒の石英のみからなっていることが、前記の石英片岩とは異なる点である。

Ⅱ. 3 ジュラ系—白堊系

Ⅱ. 3. 1 空知層群

本地域の空知層群^{註3)}は、輝緑凝灰岩および放散虫を多量に含むチャートを主とする地層である。上位の蝦夷層群との境界には礫岩層があり、両者の間には一部斜交不整合、大部分が平行不整合の関係が認められる。本層群の全体の厚さは不明である。

本層群を輝緑凝灰岩を主とする主部の Ss 層、チャートを主とする最上部の Sc 層に分ける。両者間は漸移整合である。本地域では雨竜川を挟んで、神居古潭變成岩類の両側に帯状の蛇紋岩体を経て、それに接して、東西両地域に対称的に分布する。これら両地域の本層群は、大小さまざまな断層で寸断され、とくに東部地域では向斜、背斜の構造が発達する。また、東部地域の本層群のうち、その下部層である輝緑凝灰岩層の一部は角閃岩化している。

Ss 層 (輝緑凝灰岩層)

本層は輝緑凝灰岩のほか、まれに薄いチャートを挟んでいる。下位層との関係はまったく不明である。したがってその厚さも詳らかでないが、500m 以上はあると思われる。

本層の輝緑凝灰岩としているもののなかには、純粹の輝緑岩の脈岩も処々にみいだされ、また著しく凝灰角礫岩、あるいは集塊岩様の構造を示すことも少なくない。しかし本層の犬牛別川支流六線沢附近では、この集塊岩様の構造が著しい。上部には特徴的に枕状熔岩の構造を示す部分が多く、とくに西部地域ではその露出がよく見られ、これを追跡することができる。この部分は Sc 層 (チャート層) の直下に常に発達しており、本地域では一つの鍵層をなしている。この枕状熔岩の部分で比較的一様な塊状の岩貌を示すものは、一見硬砂岩様の外観を示すため、肉眼的には塊状砂岩の玉葱状構造と見あやまることが少なくない。しかし、この岩石には、細い亀裂がよく

註3) 最近、“日高研究グループ”では、空知層群とその下位と考えられている従来の日高層群とを併せて日高層群と呼び、この部分を上部日高層群としている。

発達し、その部分に赤褐～赤紫色の脈状物質が浸み込んでいるのが特徴的であり、また露出で枕状をなすもの、横断面に発達する放射状の亀裂が、車輪のように見られることなどの点を注意すれば容易に識別される。

この枕状熔岩の中心部と外縁部とを薄片で比較してみると、鈴木醇²²⁾によって記載されたような著しい差異はなく、一様に細粒で輝緑岩構造の明らかな岩石で、他の脈状をなす輝緑岩と大差はない。組成鉱物は斜長石および普通輝石であるが、それに細粒の鉄鉱が加わる。斜長石は長径 0.1mm 程度の細長い短冊状ないし短柱状を示すが、そのほとんどが分解して非晶質物化あるいはカオリン化しており、たゞ結晶形をとゞめているだけにすぎず、その成分は決められない。普通輝石は径 0.05～0.1mm の半自形を示すものが多く、 $2V \cong (+)60^\circ$, $\hat{cZ} \cong 45 \sim 50^\circ$ でほとんど無色である。また、やゞ斑晶状を示すものは自形～半自形を示し、径 0.3mm くらいで、 $2V = (+)54^\circ$ を示す。これらは部分的に緑泥石化している。これら両者を填めるように鉄鉱の散点するガラスを含む。このガラスはきわめて汚濁しており、とくにこの枕状熔岩の外縁部のものには、ガラス質の部分が多い。内部と外縁部との岩質の相違点をしいていうならば、この点である。この種の岩石、すなわち枕状熔岩、あるいはスピライトに特有といわれているアルカリ鉱物の存在は、本地域のものにはほとんどみいだされず、きわめて局部的に曹長石の存在が認められるにすぎない。また、本岩には方解石脈が処々に発達する。

この地域の枕状熔岩構造を示す輝緑岩の、化学分析値は次のようである

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	CO ₂	Cr ₂ O ₃	Total
47.06	1.11	14.78	4.29	5.44	0.24	7.34	10.48	4.17	0.31	0.09	3.69	0.45	0.0599

(分析者:地質調査所 山田貞子技官・大森江い技官, 産地:犬牛別川支流五線沢中流部の枕状熔岩の中心部)

輝緑凝灰岩のうち、犬牛別五線沢入口附近に分布する集塊岩様を呈するものの岩塊部の分析値も次に示しておく(分析者上記に同じ)。

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	CO ₂	Total
41.10	0.68	10.58	3.24	7.23	0.17	21.40	5.60	0.28	0.24	0.29	0.04	—	8.550

本層中に挟まれているチャートには、構造のうえで、きわめて火山砕屑岩様の性質をよく示しているものが多い。これは普通 5m 内外の厚さをもっており、外観暗灰

緑色～暗灰白色を呈している。そのなかには僅かに放散虫の遺骸を含んでいるが、種名を決定しうるものはほとんどない。

Sc層(チャート層)

本層は東西両地域にわたってやや対称的(?)に分布する。その層厚には著しい変化があり、5mから150mに及ぶが、たいていの場合10～20mくらいが普通である。ニセイパロマップ川中流で上位の蝦夷層群との間に、著しい不整合が認められる(後述)附近では、150m近くの厚さをもっている。

本地域の本層はほとんどチャートのみからなる。チャートは外観緑色～青緑色を呈するものが多く、まれに灰白色のものも認められ、赤色を呈するものはきわめてまれである。一般ににぶいガラス様の光沢を示し、層理に平行な縞が認められる。部分的には火山碎屑岩あるいは泥岩ないし細粒砂岩様の粒が認められることがあるが、この場合にはその光沢がきわめてにぶいものとなっている。

外観の色のいかんにかかわらず、このチャートには著しく数多くの放散虫の遺骸が含まれている。薄片による鑑定の結果、次の種類が認められた。

Cenosphaera sp. a., b.

Melitosphaera sp.

Perichlamyidium (?) sp.

Flustrella (s. str.) spp.

Spongiscus ? sp.

Cenellipsis sp.

Doryshaera ? sp.

Tricolocapsa sp.

Lithcorys sp.

Thalassicolicae (いわゆる *Sphaerozoum*)

Dictyomita sp.

(鑑定：大阪市大 市川浩一郎)

鑑定者市川浩一郎によると、これらの化石からは、本層の明らかな時代を決定することはできないが、中生代中期に属するものであることは間違いないということである。

II. 3. 2 角閃岩類

雨竜川の東側に帯状分布する蛇紋岩の東縁部に沿って、角閃岩類の発達が著しい。この岩類の一部には明らかに空知層群中の輝緑凝灰岩の変成したものがあり、また一部には、そのなかに進入した斑斨岩そのものが変成したものもみいだされる。これらの角閃岩はいずれも斑斨岩の進入、およびそれに相前後した運動に起因する。両者の関係はときには野外で漸移しているが、たいていの場合両者の間に断層あるいは剪裂帯が発達していることが多い。また、岩質も両者がきわめて類似しているの、識別は困難である。しかし、輝緑凝灰岩源のものは、細粒の角閃石を主としているのに対して、斑斨岩源のものは斜長石の白色の縞がよく発達し、縞状角閃岩ともいふべき性状を呈し、輝石の残晶をとらめていることがあり、それがこれらの一般的な違いである。

この角閃岩類は神居古潭変成岩類の一つのメンバーとして、鈴木醇によって一括して取纏められているが^{註4)}、筆者らは、少なくとも本地域内ではその分布する位置、原岩の相違によって区別されるべきであると考え。原岩の相違というのは、神居古潭変成岩類の原岩が、一だ空知層群のかなり下部の輝緑凝灰岩、およびさらに下部の日高層群といわれている地層の、粘板岩質堆積岩であろうとみなされている(実際にはいままでのところ明らかではないが)のに対して、本地域の角閃岩は明らかに空知層群中の、比較的上位の輝緑凝灰岩、およびそのなかへ進入した斑斨岩自身が、変質したものであるということである。成因的にも、神居古潭変成岩類が動力を主とした、広域変成作用によった結晶片岩類の形成によるものであるのに対して、この角閃岩類はきわめて局地的であり、いわば斑斨岩による圧力を伴う接触熱変成的意味をもっているという違いがある。

また、この角閃岩類そのもののなかでの生成時期にもいさゝか相違があるようである。犬牛別三線沢下流で、その支流政和越えの沢との合流附近に、径30cmくらいの巨大な塊状の細粒角閃岩の転石がみられるが、そのなかに片状構造を明らかに示す縞状角閃岩が、捕獲岩ないしは角礫状に含まれている。これから判断すると縞状角閃岩の方が細粒角閃岩より先に形成されたものである。

註4) 比布図幅地域内でも一括して記載している。

細粒角閃岩

この種の角閃岩は一般には輝緑凝灰岩源の角閃岩であり、その関係が明らかに観察できるのは、犬牛別五線沢の中流部である。こゝでは、五線沢の入口附近で集塊岩様の構造を示す輝緑凝灰岩が、上流に向かうにつれて次第に塊状となり、続いて片状構造を示すにいたり、その部分は約 10m の幅をもっている。塊状の輝緑凝灰岩と、この片状構造を示す部分とは漸移している。この片状を帯びた部分は輝緑凝灰岩が角閃岩化したもので、ほとんど細粒の角閃石のみからなっている。その上流はふたゝび塊状の輝緑凝灰岩に移り変わる。この附近は空知層群の一部が背斜構造を示しているところで、この角閃岩の形成しているのは丁度その軸附近にあたる。

その他の地域においても上述と同様の角閃岩が、輝緑凝灰岩と接して、その西側に多くみだされる。しかしそれらの中には、たいていの場合、断層あるいは剪裂帯が存在してその境をなしている。この種の岩石は一般に暗緑色～黒褐色の脆弱な表面を示すものが多いが、新鮮なものは堅硬で、片理がよく発達している。しかしまた片理の発達がきわめて弱く、所によっては完全に塊状となっているものもある。この片理面にはそれとやゝ直交するクレスト（ひだ）様の縞を示すリニエーションが発達し、それに沿って角閃石が配列している。

本岩はほとんど細粒の緑色角閃石のみからなっている。その他、僅かに緑簾石・曹長石・鉄鉱が角閃石の間隙を填めている。緑泥石もまれである。角閃石は長柱状の自形ないし半自形で、長径 0.5～0.7mm、短径 0.05mm 程度のものが普通であるが、ときには長径 1.0mm くらいのものみみだされる。またきわめて小さな結晶では長径 0.15mm、短径 0.02mm くらいのもが多い。2V ≐ (－)80°, cẐ = 18°, X = ほとんど無色～淡緑色, Y = 草緑色, Z = 緑色 (pale-green), N₂ = 1.676。

緑簾石は径 0.005～0.01mm 程度の粒状を示し、曹長石は径 0.005mm くらいのもが集まって、径 1.0mm 程度のプール状をなしている。まれに同じくらいの石英のプールもみられる。

この岩石の犬牛別五線沢に露出するものの、化学分析値は次の通りである。

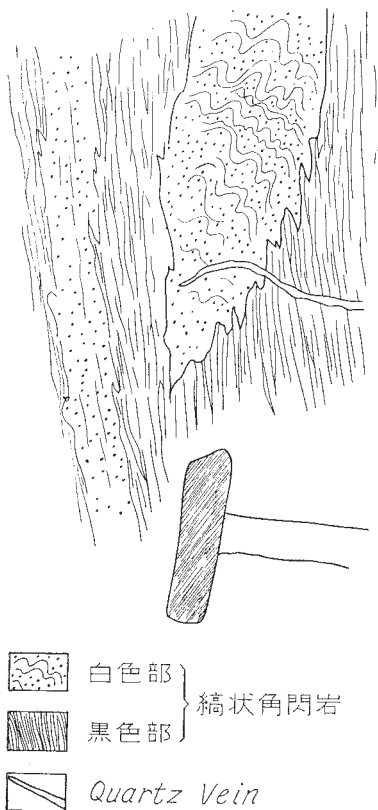
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CuO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	CO ₂	(+)	(-)	Total
													H ₂ O	H ₂ O	
39.22	2.35	14.74	4.36	11.36	0.23	10.91	12.13	2.06	0.21	0.01	0.30	1.18	1.01	0.08	100.15

(分析者：地質調査所 大森・山田)

縞状角閃岩

角閃岩のなかで、1cm くらいの幅をもった白黒の縞を示すものは、ほとんど斑斕岩源の角閃岩に属する。本岩は一般に前述の細粒角閃岩の西側、蛇紋岩に接する附近のものに多くみいだされる。西部地域でも僅か 1 カ所ではあるが、政和一線沢の中流部に露出する角閃岩もこの種のものである。

本岩の白色部は主として斜長石および角閃石からなり、この部分に残晶様の輝石が見られることが多い。黒色部はほとんど角閃石からなり、そのきわめて細粒となった部分は、前述の輝緑凝灰岩源の角閃石と大差がない。白色部では斜長石からなる縞に



第 1 図 雨煙内沢上流の露頭における縞状角閃岩の白色部と黒色部との関係

よって、微褶曲をなしている様子がよく観察できる。雨煙内沢上流では、黒色部と白色部とが互層状を呈しており、そのなかで、局部的ではあるが黒色部に挟みこまれたような、やゝレンズ状の白色部がみられ、その白色部のなかでこのような褶曲のありさまの好例が認められる。またその白色部は、最大0.1m くらいの幅をもったもので、黒色部のなかに取り残されたようなものである。その野外での観察は第1 図に示す。この観察は、黒色部は白色部よりも後に形成されたことを示す。

本岩は鏡下で細粒のやゝモザイク様の構造を示しているが、角閃石の配列に方向性が認められる。主要鉱物は角閃石・斜長石で、それらに緑簾石が加わることがある。その他普通輝石の残晶が処々にみられ、僅かにスヘン石および鉄鈹を含んでいる。

角閃石は長径0.4 ~ 0.5mm 短径0.3mm のやゝ長柱状の自形ないし半自形の結晶で、 $2V = (-)72^\circ$, $\hat{c}Z = 20^\circ (\pm)$, X = 帯褐淡緑色, Y = 緑色, Z = 濃緑色の多色性を示す。 $N_2 = 1.672 \sim 1.673$ である。斜長石は径0.1 ~ 0.3mm 程度の半自形ないし他形を示し、粒状をなすものが多い。その成分はAn 40 前後である。また処々に径0.5 ~ 1.0mm くらいの斑状変晶状を呈するものがある。これは白色部の、とくに有色鉱物の少ない部分に多く、それは屈折率が他に較べて低く、An 10 以下の成分を示し、曹長石に近い性質を示すものである。残晶様の輝石はほとんど無色に近いが、やゝ淡い緑色を帯びており、 $2V = (+)60^\circ$ 前後、 $\hat{c}Z = 35^\circ$ 。その周縁部が角閃石化しているものが多い。普通径0.3mm 程度の粒状となって残っている。また、斜長石は著しくソーシユル石化しているものも少なくなく、その部分に緑簾石の形成の著しいものもある。これは一見緑簾石角閃岩の様相を呈している。また、本岩中には普遍的に葡萄石および方解石脈が発達している。

この白黒の縞状角閃岩の化学分析値 (I) と、著しく角閃石の成長した一見角閃石岩と認められる部分の化学分析値 (II) とを下記する。

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	CO ₂	$\left. \begin{matrix} (+) \\ H_2O \end{matrix} \right\}$	$\left. \begin{matrix} (-) \\ H_2O \end{matrix} \right\}$	Total
I	51.78	0.86	15.20	2.01	7.25	0.19	7.79	9.10	3.70	0.42	0.06	0.06	—	1.20	0.18	99.86
II	45.16	2.12	14.34	1.02	5.90	0.12	17.08	10.97	2.23	0.07	0.01	0.01	—	0.94	0.08	100.05

(分析者：地質調査所 大森・山田)

II. 4 白 堊 系

白堊系も東西両地域に分布し、空知層群を平行不整合に覆う基底礫岩にはじまって、下部蝦夷層群・中部蝦夷層群および上部蝦夷層群からなり、函淵層群を含まない。下部蝦夷層群と中部蝦夷層群とは平行不整合によって区分し、いわゆる“佐久層”に相当するような粗粒岩層に比較的富む地層をもって、中部蝦夷層群の最上部とする。白堊系は本地域では西側に広く発達するので、詳細な層序はその地域から決定され、雨竜川をはさむ地域の、下部蝦夷層群—中部蝦夷層群下部の層序は第2図に、西部地域の小平藻川流域（達布図幅地域を含む）における中部蝦夷層群—上部蝦夷層群の層序は第2表に示す。東側には、たとえ西側に認められるような下部蝦夷層群と、中部蝦夷層群とを境する平行不整合の関係は、明らかでないにしても、下部蝦夷層群および中部蝦夷層群下部に相当する地層は識別される。東西両地域間に認められる層相変化の差異は、第2図に示されるように、東側の地層は西側の地層に較べて、大局的には厚く、かつ細粒となっている。

II. 4. 1 下部蝦夷層群

空知層群とは一部では明らかな斜交不整合関係を示すが、たいていの場合平行不整合の関係を示すことは、すでに述べたところである。

本層群をその岩相によって下位から次の3つの累層に分つ。

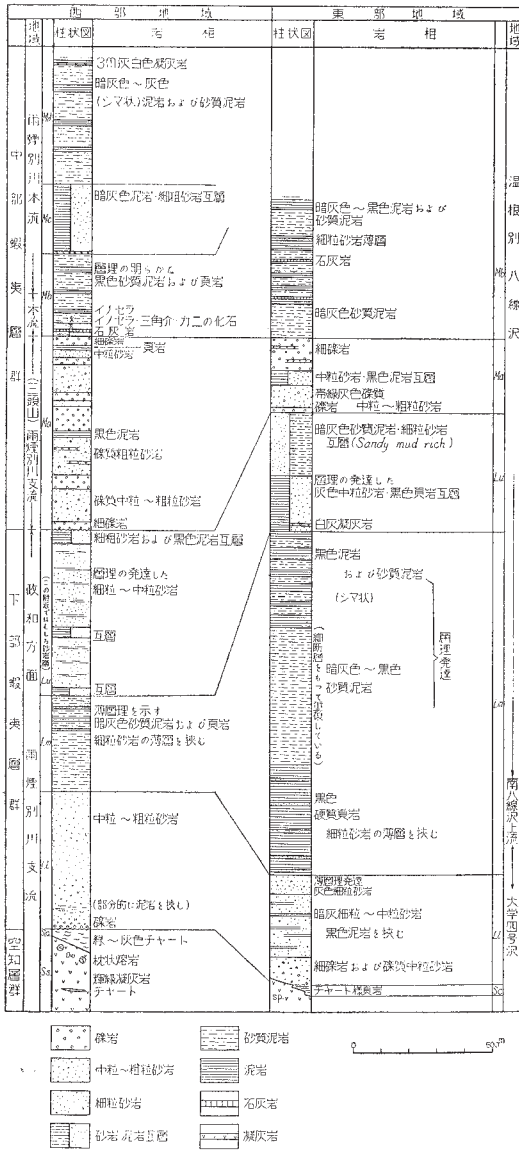
Li 層……主として中～粗粒の砂岩からなる。

Lm 層……主として泥質砂岩～砂質泥岩からなる。

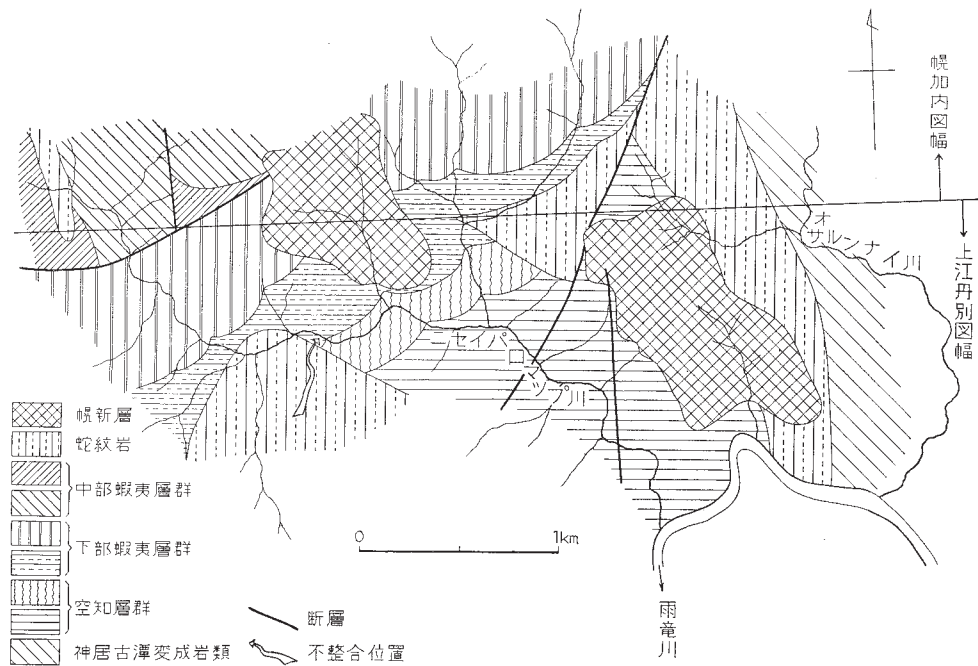
Lu 層……砂岩泥岩の互層を主とする。

Li 層および Lm 層が本層群の主部であり、Lu 層がその最上部にあたる。

空知層群との斜交不整合を示す露頭は、地域的には南隣上江丹別図幅地域内にみいだされるのであるが、その図幅¹⁹⁾にはこの記載が省かれているので、域外のことはあるが、あえてこゝに附記しておく。この関係の明らかな露頭はとくにニセイパロマップ川中流で、著しい溪谷をなし、空知層群最上部の Su 層（チャート層）が発達しており、その上位に本層群の基底をなす礫岩層が認められる。その礫岩の基質部のな



第2図 地質柱状図



第3図 ニセイバロマップ川流域（上江丹別図幅地域内）附近の地質図



Su：空知層群 Su 層
 L1：下部蝦夷層群 L1 層中の基底礫岩層
 C：同上中のチャートの亜角礫

図版2 ニセツバロマップ川流域における Su 層と L1 層との不整合関係を示す露頭

かにも、下位の Su 層中のチャートが多く含まれている。その地点の地質図、および不整合関係を示す部分の関係を第3図および図版2で示す。こゝでは Su 層は 100m 以上の厚さをもち、この基底礫岩は約 10 m くらいの厚さとなっている。

L1 層

本地域で本層と空知層群との関係のはっきり観察できるのは、東部地域では犬牛別五線沢中流、西部地域では政和一線沢の中流、幌加内西方の滝の沢および三の沢などである。それらの地域では、本層の基底の礫岩部が様にみだされる。Sc 層とは普通には平行不整合である。

本層の厚さはところによって変化はあるが、およそ 500m くらいである。最下部の礫岩に引続いて砂岩に漸移し、この砂岩が本層の大部分を占める。この礫岩部の厚さは普通 5m 以下であって、礫の種類は主として細粒砂岩・泥岩・粘板岩・珪岩あるいはチャート・玢岩・粗粒玄武岩である。東部地域では本層の主体をなす砂岩部の間に泥岩が挟まり、両岩が互層をしているところがある。それは礫岩部の直上 10m くらい

の間に認められる。

主体をなす砂岩部は主として暗灰色～灰色を呈し、中粒あるいは粗粒の部分が多いが、上部に向かうに従って次第に細粒となっている。また、西部地域の政和一線沢では、安山岩質の帯緑暗灰色の凝灰岩の薄層(1cm前後)を挟んでいる。

本層には化石はまったく認められないが、その層序的位置と岩相とから、従来北海道で富間砂岩層と呼ばれていた地層に対比できる。

Lm層

本層はL1層に引続き、本地域では東西両地域ともに比較的広く分布する。L1層とは泥質部をもって境とし、整合漸移する。その厚さは300～500mである。しかし東部地域では、おそらく数多くの細かい断層が存在し、そのために重複して1,200m近くの厚さを示すようであるが、明らかではない。本層はやゝ硬質、暗灰色の砂質泥岩・泥岩を主とし細粒砂岩を伴ない、砂質岩の含有は下部に較べて上部の方に多い。また西部地域のLm層には、灰色のシルト岩と暗灰色の泥岩とが非常に細い(幅1cm以下)縞状構造を示す葉理が発達していることが多い。

また雨煙別川の南支流いわなの沢の中流付近で、本層の上部あたりに石灰岩が露出する。この石灰岩の厚さは明らかでないが、珊瑚様の化石が含まれている。その化石は保存が悪いので種名の決定が不可能であったが、本地域のおそらく同一石灰岩中からみいだされた化石について、上江丹別図幅説明書中に次の名が記入されている。

Phyllocoenia sp.

Stromatoporoid ?

Bryozoa

(鑑定：故大立目謙一郎)

以上のようにこの石灰岩中にはオルビトリナの化石は含まれていないが、層位学的には夕張などの他地域で呼ばれている、オルビトリナ石灰岩層とほぼ同一の層準にあるものである。また、この石灰岩の露出するいわなの沢の、さらに上流のL1層との境界付近に、本層を貫ぬく安山岩質岩脈の貫入をみる。図幅地域を通じてこの種岩脈のみみだされるのは、この地点に限られている。その貫入時期は不明である。

安山岩質岩脈は外観暗灰色の堅硬な岩石で、その幅約10mである。肉眼で斜長石および輝石の斑晶が明らかである。鏡下では斑状構造がはっきりしており、斑晶は斜

長石および輝石からなる。斜長石は径 0.5～1.0mm で、An 55 くらい。輝石には径 1.5mm くらいのものもある。ほとんど無色の普通輝石である。石基はガラス基流晶質で、斜長石・普通輝石・鉄鈦・ガラスからなる。部分的に輝石は緑泥石化していて、方解石が脈状あるいはプール状に形成されている。

Lu 層

本層は Lm 層と整合漸移する。Lm 層上部の砂岩部の上位で泥岩が挟まり、それらが互層を示すところをもって両者の境とする。本層は東西両地域において分布も広く、おもに中～細粒の砂岩と暗灰色の泥岩との互層からなるが、東部地域ではその互層部の砂岩層がきわめて薄く、場所によっては、ほとんど無層理の泥岩のみからなっていることもある。

本層の厚さは 500m 内外で、砂岩部は灰色の中粒～粗粒で、泥岩と細かい周期的互層を示し、それぞれ約 2～5cm の厚さをもっているのが普通である。また上位の中部蝦夷層群に近づく上部では、砂岩部が著しく厚くなる。本層中には化石はまったく含まれていない。東部地域では下部に白色凝灰岩が介在している。

II. 4. 2 中部蝦夷層群

本層群は全般的には、下部蝦夷層群を平行不整合に覆い、3,000m あまりの厚さを有する整合一連の地層で、下部から Ma・Mb・Mc・Md・Me・Mf・Mg・Mh・Mi・Mj・Mk・Ml・Mm・Mn および Mo に区分される。各層間の岩質変化は一般に緩慢であるが、比較的急激な場合もある。最下部 (Ma—Mc) は砂岩・礫岩を主とする粗粒の堆積物であって、石灰質団塊や動物化石に乏しい。最下部の厚さは 900m 内外である。主部 (Md—Mk) は 2,000m 内外の厚さをもち、最下部から漸移する砂岩泥岩互層にはじまり、比較的単調均質な細粒の堆積物から構成される。主部には石灰質団塊や動物化石が幾分含まれるようになり、またその上部では凝灰岩も相当挟まれてくる。最上部 (Ml—Mo) はふたたび粗粒となって、泥岩に砂岩を頻りに伴う地層からなり、石灰質団塊やアンモナイト・イノセラムスの化石に富む。この部分は厚さ 500m 内外である。なお、下部、主部の泥岩はしばしば頁岩となっている。

次に中部蝦夷層群を構成する堆積岩の性状を簡単に述べる。泥岩はシルト岩と粘土岩とを一括したものであるが、こゝではむしろ後者を主体とするものをいう。砂質泥

岩とは細粒～極細粒砂岩の葉層があまり発達しないものであり、葉理砂質泥岩とは砂岩の葉層が顕著に発達して微細な縞状を呈するものをいい、砂岩葉層はしばしば1cm内列の厚さとなる。泥質岩は一般に細粒になると黒色～黒灰色を呈し、粗粒になると暗灰色を呈するようになり、ときどき頁岩質となり、さらに頁岩となる。細砂質シルト岩ないしシルト質細砂岩は一般に暗灰色～灰色を呈し、また多少緑色または青色を帯びることがある。砂岩泥岩細互層においては、互層を構成する各単層の厚さが一般に5～10cmであるが、ときには30cm内外に及ぶこともあって、しばしば明瞭に“graded bedding”を示している。凝灰岩は一般に白色を呈し、または緑色を帯び、酸性ないし中性であって、ガラス質のものもあれば結晶質のものもあり、風化するとしばしばベントナイト質となる。以上に述べた堆積岩の性状は上部蝦夷層群の場合にもあてはまる。

Ma層

厚さは平均400mあまりと推定されるが、膨縮が甚だしく、50～700m近くの変化がある。その著しいところは雨煙別川上流地域である。主として砂岩・礫岩からなる。上限には厚さ約3mの礫岩があり、中部にも礫岩がよく発達するが、大局的には下部の方に向かって粗くなる。また、下部ではところによって礫岩と砂岩との互層が認められる。泥岩は僅かに含まれる。

砂岩は一般に緑灰色を呈し、粗～中粒である。また砂岩は一般に無層理であるが、ときには厚い(0.3～1mほどの)層理を示し、とくに上部では泥質岩の薄層を処々に挟んで、種々の厚さに成層している。砂岩にはときどき炭質物微片が入っている。礫岩は全体にわたって処々に介在し、とくに西部地域では中部に厚いものが介在し、また礫質砂岩としてもみられる。礫岩は緑色を帯び、拳大内外(ときには人頭大に及ぶ)の密集した円礫ないし垂角礫から構成され、淘汰があまりよくない。一般に西部地域では礫は大きく、東部地域では礫はより小さいものからなっている。礫の種類にはチャート・砂岩・頁岩・流紋岩・閃緑岩・石英閃緑岩・輝緑岩・粗粒玄武岩などがある。そのうち、流紋岩には巨大な漂礫状を示す垂角礫が少なくなく、ところによって、幅約2mの脈岩様となっているものがある。雨煙別川上流の本層中では、約4mにわたってこの流紋岩質岩のひろがりが見られる。この部分の層厚は10～15mである。これは一見本層の礫岩部の堆積時における噴出、あるいは貫入をおもわせるもの

である。この流紋岩は外観灰白色，きわめてガラス質に富んだ様相を呈する。斑晶は石英・斜長石・正長石・黒雲母からなる。長石類はほとんど分解していることが多く，黒雲母は葉片状を示し，内部に黒色の鉄鉱が条線状に点々とその劈開線（あるいは parting）に沿って形成されていて，また処々が緑泥石化している。石基はきわめてガラス質に富み，部分的に脱ガラス作用によって珪化されている。一般に汚濁物質によって帯褐灰色となっているが，部分的にやゝ流状構造を認める。その他微晶が多い。

Mb 層

厚さ 250m 内外。砂岩泥岩の細かい互層と砂質泥岩とが，種々の厚さで交互に累重するが，全体としては細互層の方が優勢である。しかし東部地域では，ほとんど無層理の泥岩のみとなっている。細互層をつくっている砂岩は一般に暗灰色で，ときに緑灰色を呈し，細粒である。泥質岩は一般に頁岩質であり，しばしば頁岩となっている。本層の中部および上部では泥質岩が比較的良好に発達している。最下部および最上部では，しばしば炭質物の微片を縞状に含む緑灰色の中～粗粒砂岩が発達していて，それらは 5m 内外の厚さを有することがある。また，黒雲母に富む灰白色の凝灰岩が処々に挟まっており，厚さ 1m くらいの石灰岩が挟まれることがあるが，石灰質団塊はまれである。

産出化石として次のものがある。

Desmoceras cf. latidorsatum (MICHELIN)

Desmoceras (s. l.) sp.

Trigonia ainuana YABE & NAGAO

なお，*Puzosia cf. communis* SPATH が転石として採集されたが，これは本層から由来したものであろう。

その他，雨煙別川上流地域から *Netopocorystes (Paleocorystes) inter-mediums* NAGAO(東北大学助教授今泉力蔵鑑定) のカニの化石が発見された。

Mc 層

厚さ 250m 内外。主として緑灰～灰色（一部暗緑色）の粗粒～中粒砂岩によって特徴づけられる。下部は上部よりも粗粒である。すなわち下部では，むしろ粗粒砂岩が優勢である。この砂岩には無層理の場合もあれば約 0.3～1m おきに層理が発達する場合もある。また礫岩が処々にレンズ状に介在し，厚さは一般に 0.3～1m，最大 10

mに達する。上部では、中粒砂岩が優勢であり、砂岩には一般に約0.1～0.3mごとに層理がよく発達し、0.1～0.5mの泥質岩の薄層を処々に挟む。砂岩には部分的に炭質物微片が縞状に含まれ、また泥岩の偽礫も含まれている。ニセイパロマップ沢支流で、蛇紋岩の進入している地域の西側の小沢では、約0.5mの厚さをもつ石炭をはさんでいる露頭がみられる。さらに上部では、礫岩が下部に較べてはるかに少なくなっており、砂岩中に礫がまばらに含まれ、また厚さ3mの礫岩が1層介在するにすぎない。本層を構成する砂岩には、鏡下において斜長石・石英・アルカリ長石および砂岩・頁岩の断片などがみられるほか、安山岩・石英安山岩・流紋岩の断片が多く含まれていることが特徴的である。礫岩は淘汰不良であって、成層状態が悪く、一般に3～5cm(しばしば人頭大のこともある)の円礫から構成される。礫の種類にはチャート・砂岩・頁岩・粘板岩・珪質頁岩・石灰質泥岩のほかには花崗岩質岩・流紋岩・角閃石安山岩・玄武岩・粗粒玄武岩などがある。

厚さ6mの青灰色堅硬凝灰質中粒砂岩が、西部地域の金尻沢において、本層の下部に認められる。この岩石には、斜長石(中性長石および中性ないし曹灰長石)・石英・輝石・黒雲母がみられ、ガラスも多い。

石灰質団塊は本層の上部においてきわめてまれに含まれる。放散虫の化石が砂岩中にまれにみいだされるほかには、大型動物化石が発見されていない。

金尻沢における本層の最上部近くには、砂岩が多少凹凸のある侵蝕面をもって、泥岩をきっている状態が観察される。この砂岩は極粗～粗粒であって、偽層が発達し、下位の泥岩に近い部分に泥岩の礫を多量に含み、さらに下限においては礫岩～礫質砂岩となっている。この現象は同時侵蝕と考えられる。

なお本層より上位の地層は東部地域には分布していない。

Md層

厚さ220m内外。無層理の葉理砂質泥岩と、砂岩泥岩の細互層とが種々の厚さで、交互に累重する。大局的にみると、下部は細互層に富み、最下部では互層をつくる砂岩が、しばしば厚くなることもある。上部は葉理砂質泥岩に富む。互層をなす砂岩の性状はMbの場合に類似する。いくぶん厚い層をなす砂岩には石英・カリ長石・緑泥石などの鉱物、および火山岩の微破片などを含んでいる。泥岩はしばしば頁岩質となる。凝灰岩および凝灰質砂岩薄層はきわめてまれであり、約3mの厚さにも及ぶこ

とがある。石灰質団塊もまれにみられるにすぎず、薄い層状(厚さ 10cm 内外)をなすことがある。化石としては海胆化石が、きわめてまれに発見されるにすぎない。

Me 層

厚さ 200m 内外。Md と同様に砂岩と泥岩の細互層と、葉理砂質泥岩との交互層からなるが、全体としては前者の方が優勢である。砂岩の性状は Mb および Md の場合に類似する。しかしやゝ厚い砂岩は、炭質物微片を縞状に含んでいることもある。泥岩はしばしば頁岩質となる。下部では砂質岩が優勢となり、場所によっては厚さ 5 m 内外の緑灰色中粒砂岩、または厚さ 20m 内外の帯緑色シルト質細粒砂岩が、本層の下限となっていて、これらの地層はしばしば層理を示す。凝灰岩・凝灰質砂岩が一般にはまれに介在されているが、場所によって本層の下部に、厚さ 1.5～3m のものが頻繁にみられる。凝灰岩は斜長石(灰曹長石および灰曹～中性長石)・正長石・石英・黒雲母のほかに少量の磁鉄鉱を含み、その基質はガラスである。海緑石粒は小平藁川上流において、本層の下部に介在する砂岩の薄層中に多量に含まれる。

この砂岩からは多数の化石が産出している。石灰質団塊は少なく、化石も本層全体としては多くない。

産出化石

Phylloceras sp.

Anagaudryceras sacya (FORBES)

Desmoceras kossmati MATSUMOTO

Inoceramus sp. (Group of *I. concentricus*)

I. aff. anglicus WOODS

I. aff. cripsi MANTELL

Propeamusium cowperi WARING var. *yubarensis* YABE & NAGAO

(局地的に普通)

Acteon sp.

Mf 層

厚さ 450m 内外。主として泥岩・砂質泥岩からなり、一般に頁岩質であり、しばしば頁岩となっている部分もみられる。下部約 150m の部分には、砂岩の葉層がよく発達し、さらに少量の砂岩の薄層も介在している。凝灰岩・凝灰質砂岩は僅かであって、

厚さは 30cm 内外である。石灰質団塊は下部にまれ、中部ないしは上部では少なく、薄い層状をなすことがある。

化石は一般に乏しいが、上部では普通に産出している。化石はおもに団塊中に含まれる。中部ではアンモナイト、とくに *Desmoceras (Pseudouhligella)*、上部ではイノセラムスが優勢である。なお *Inoceramus concentricus nipponicus* および *I. yabei* に富む層準が認められる。

産出化石には次のものがある。

下部

Tetragonites (?) sp.

Gaudryceras sp.

Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum YABE

Desmoceras (s. l.) sp.

Inoceramus cf. *yabei* NAGAO & MATSUMOTO

I. aff. *cripsi* MANTELL

Propeamussium cowperi WARING var. *yubarensis* YABE & NAGAO

Echinoidea

中部

Anagaudryceras sacya (FORBES)

Zelandites aff. *odiensis* (KOSSMAT)

Desmoceras (Pseudouhligella) ezoanum MATSUMOTO (普通)

D. (P.) poronaicum YABE

Puzosia nipponica MAT.

P. (?) cf. *ambigua* MAT.

Marshallites sp.

Calycoceras cf. *orientale* MAT.

Inoceramus concentricus nipponicus NAGAO & MATSUMOTO

I. yabei N. & M.

上部

Anagaudryceras cf. *sacya* (FORBES)

Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum YABE

Acanthoceras (s. l.) sp.

Inoceramus concentricus nipponicus NAGAO & MATSUMOTO (普通)

I. aff. concentricus nipponicus N. & M.

I. yabei N. & M. (普通)

I. aff. tenuis MANTELL (普通)

I. sp. (Group of *I. concentricus*)

Pleurotomaria sp.

Mg層

厚さ 250m 内外。一般に葉理砂質泥岩からなり、下部約 50m は無層理のシルト岩からなる。凝灰岩は一般にまれであるが、小平藜川流域中部では本層の中部に頻繁に介在することがあり、それらの厚さは 10cm 内外である。石灰質団塊はまれに含まれ、薄い層状を呈することがある。化石の産出はまれである。

産出化石は下記のとおりである。

Tetragonites (?) sp.

Anagaudryceras sacya (FORBES)

Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum YABE

D. (P.) ezoanum MATSUMOTO

Puzosia cf. *nipponica* MAT.

Acanthoceras (s. l.) sp.

Inoceramus concentricus nipponicus NAGAO & MATSUMOTO

I. aff. concentricus nipponicus N. & M.

I. cf. yabei N. & M.

I. sp. (Group of *I. concentricus*)

Mh層

厚さ 350m 内外。泥岩・砂質泥岩からなり、一般に頁岩質である。この泥岩は上部ではきわめて均質、細粒であり、部分的に頁岩となっている。灰色砂岩の薄層がまれに挟まっている。凝灰岩は全体としては多くないが、本層の上部には多く介在し、その厚さは一般に 10cm 内外で、ときには 1m に及ぶものがある。中部には厚さ 5 ~ 10

cm の海緑石中粒砂岩が 2～3 層介在する。石灰質団塊は少ないが、まれには薄い層状(厚さ 10cm 内外)をなしている。金沢では本層中部に径 5m 内外の暗灰色石灰岩のレンズが存在し、これにはアンモナイト・貝の化石を多量に産出する。

化石は前述の石灰岩以外では全体として多くないが、おもに団塊から産出する。下部ではアンモナイト、とくに *Desmoceras (Pseudouhligella)*、上部、最上部ではイノセラムスが優勢である。本層および上位の地層の産出化石は一括して、産出化石および対比の項目に記載する。なおそれらの詳しい産出層準は達布図幅説明書に示されている。

Mi 層

厚さ 50～60m。帯緑色(海緑石質)のシルト岩からなり、炭質物微片を多量に含み、緑色砂岩薄層・葉層を頻繁に挟む。凝灰岩は薄層をなして、きわめてまれに介在する。石灰質団塊は僅かに含まれ、一般に緑色を帯びる。保存不良のイノセラムスの化石が団塊から僅かに産出する。

Mj 層

厚さ 350m 内外。下部は砂質泥岩・泥岩からなり、砂岩薄層をまれに挟み、上部は一般に泥岩からなる。本層の泥岩にはしばしばきわめて均質、細粒の部分があり、また頁岩質となる部分もある。凝灰岩および凝灰質砂岩は下部では少ないが、上部では普通にみられる。それらの厚さは一般に 5～10cm であるが、ときどき 0.3～1m に及ぶことがある。下部に厚さ 12m 内外の白色凝灰岩が介在する。石灰質団塊は下部よりも上部の方に多く、上部には多量に含まれ、一般に扁平である。

化石は下半部よりも上半部により多くみられ、すなわち中部には多量に、上部では普通に含まれる。化石は一般に団塊から産出する。本層の上部ではアンモナイトとイノセラムスの産出量はほとんど同じくらいであるが、中部においてはむしろアンモナイトの方が優勢である。アンモナイトのうちでは *Mesopuzosia*, *Tragodesmoceroidea* が優勢であり、異常型のものは少ない。

Mk 層

厚さ 130m 内列。一般に無層理の砂質泥岩および泥岩からなる。下限には厚さ 20～30m の無層理シルト質細砂岩～シルト岩がある。厚さ 0.3m 内外の灰色砂岩薄層が僅かに介在する。凝灰岩はまれである。石灰質団塊および化石も僅かに産出する。

MI 層 (中記念別砂岩層)

本層は砂岩が優勢であることによって特徴づけられ、そのためにこの地域の白堊系の複雑な構造にもかかわらず、容易に追跡される。その厚さは 50m 内外である。緑灰色の堅硬中粒砂岩と砂質泥岩との互層であるが、どちらかというとなら砂岩の方が優勢であり、各単層の厚さは 0.1 ~ 1m、ときには 3m に及ぶ。泥質岩中には石灰質団塊がまれに含まれる。化石はまれに産出する。

Mm 層

厚さは 100m 内外と推定される。本層は露出状態がよくないが、おもに泥岩からなるであろう。石灰質団塊はまれであり、化石も発見されていない。

Mn 層

本図幅地域内には下部の一部分 (厚さ約 50m) だけが分布する。おもに泥岩であって石灰質団塊をかなり含む。化石はまれに産出している。

Mo 層

厚さ 150m 内外。おもに泥岩・砂質泥岩からなり、泥質岩はしばしば頁岩質となる。下限は厚さ約 30m の無層理シルト岩である。砂岩葉層が発達し、厚さ 0.1 ~ 0.3m の緑灰色中粒~細粒砂岩が僅かに介在する。凝灰岩は緑色・青白色を呈し、本層の全体にわたって普通にみられ、厚さは 0.3m 内外である。石灰質団塊は多く含まれ、わりに扁平な形を呈し、長径 0.5m 内外の大きさになることが多い。

化石は、団塊からも母岩 (泥質岩の部分) から多く産出している。イノセラムスの方がアンモナイトよりもはるかに優勢である。イノセラムスでは *Inoceramus hobetsensis* NAGAO & MATSUMOTO が優勢であって、この化石は大型のものが多く、これがしばしば大型の団塊の表面をなしている。

産出化石および対比

Mg より下位の地層から産出する化石は前述したとおりで、Mh より上位の地層から産出するアンモナイト・イノセラムスの化石には次のものがある。

主部の上部 (Mh—Mk)

Tetragonites (?) sp.

Epigoniceras glabrum (JIMBO)

E. epigonum (KOSSMAT)

- Anagaudyceras sacya* (FORBES)
Gaudryceras denseplicatum (JIMBO)
Desmoceras (*Pseudouhligella*) *japonicum* YABE
D. (*P.*) *japonicum compressior* MATSUMOTO
Tragodesmoceroides subcostatus MAT.
Puzosia cf. *nipponica* MAT.
Mesopuzosia cf. *pacifica* MAT.
M. yubarensis (JIMBO)
Jimboiceras planulatifforme (JIMBO)
Marshallites sp.
Acanthoceras (s. l.) sp.
Romaniceras cf. *yubarensis* (YABE)
Fagesia sp.
Hyphantoceras aff. *oshimai* (YABE)
Bostrychoceras sp.
Scaphites (s. l.) *pseudoequalis* YABE
Scalarites venustus (YABE)
Sciponoceras orientale MAT.
Inoceramus concentricus nipponicus NAGAO & MATSUMOTO
I. aff. *concentricus nipponicus* N. & M.
I. concentricus costatus N. & M.
I. yabei N. & M.
I. tenuistriatus N. & M.
I. hobetsensis N. & M.
I. hobetsensis var. *nonsulcatus* N. & M.
I. iburiensis N. & M.
I. teshioensis N. & M.
I. incertus JIMBO
最上部 (MI—MO)

Epigonicerias glabrum (JIMBO)

Gaudryceras denseplicatum (JIMBO)

Scaphites puerculus JIMBO

S. (s. l.) *pseudoequalis* YABE

Scalarites scalare (YABE)

Inoceramus hobetsensis NAGAO & MATSUMOTO

I. teshioensis N. & M.

以上の産出化石によって、Mb は宮古統上部階に^{註5)}、Me は同統最上部亜階に、Mf-Mg はギリヤーク統下部階に対比される。さらに産出化石および西隣りの達布図幅地域の状況から判断すると、Mh は大部分がギリヤーク統下部階に、Mi-Mo は同統上部階に対比される。

II. 4. 3 上部蝦夷層群

本層群は比較的緩慢な岩相変化をもって、中部蝦夷層群につづく整合一連の地層である。本地域では Ua・Ub・Uc・Ud・Ue・Uf・Ug・Uh・Ui に区分され、西隣の達布図幅地域内にみられる。さらに上位の Uj-U1 は分布しない。厚さは 1,500m 内外である。各層間の岩質変化は一般に緩慢である。主部 (Ua-Ug) は厚さ 1,200m 内外で、比較的単調均質な細粒堆積物であって、凝灰岩を頻繁に挟み、また処々に海緑石粒を多量に含む。主部には石灰質団塊およびアンモナイト・イノセラムスの化石が豊富である。最上部の地層 (Uh-Ui) も主部と同様の地層であるが、幾分粗粒となり、凝灰岩に乏しい。最上部の厚さは 250m 内外である。

Ua 層

厚さ 200m 内外。無層理の砂質泥岩および泥岩を主とし、中部に厚さ 30～50m、上部に厚さ 20～30m の無層理のシルト岩を伴ない、青灰色砂岩の薄層 (厚さ 2～10 cm) が僅かに介在する。凝灰岩は乏しいが、上部では緑色～白色凝灰岩が普通にみられ、厚さは一般に 5cm 以下であるが、ときには 1.5m に及ぶこともある。海緑石粒は中部において海緑石砂岩薄層、および葉層として普通にみられる。石灰質団塊は

註5) *Puzosia communis* SPATH は Gault (宮古統上部階に相当する) に産出する。

一般に球状を呈しているが、その量は少ない。化石の産出は少なく、イノセラムスの方がアンモナイトよりも優勢である。

Ub 層 (上紀念別シルト質細砂岩層)

本層はその特徴的な岩相によって容易に追跡され、この地域の白堊系の複雑な構造を解明するのに、きわめて有効な地層である。厚さは 50～100m である。主として無層理シルト岩ないしシルト質細砂岩からなり、一般に下位から上位に向かって細粒となる傾向を示す。下限には、厚さ 1m 以上の緑灰色中粒砂岩がみられる。主部のシルト岩ないしシルト質細砂岩には砂岩薄層 (厚さ 0.1～0.3m, 海緑石粒を含むことが多い) が頻繁に介在し、炭質物微片も少なくない。また海緑石粒も豊富に含まれている。石灰質団塊がかなりみられる。化石の産出は少なくない。イノセラムスの方が、アンモナイトよりも優勢である。

Uc 層

厚さは 100m に近い。葉理砂質泥岩からなり、厚さ 3～30cm の緑～緑灰色砂岩薄層を処々に挟む。泥岩はしばしば頁岩質となっている。なお本層には層理が発達する。凝灰岩は僅かであるが、2m の厚さに及ぶことがある。海緑石は、泥岩のなかに全般にわたって普通に含まれ、介在する砂岩も一般に海緑石粒を含む。石灰質団塊は普通に含まれ、一般に比較的扁平な形を呈する。

化石はきわめて多く産出し、イノセラムスはおもに母岩から、アンモナイトはおもに団塊から産出する。イノセラムスの方が、アンモナイトよりもはるかに優勢であり、泥岩中に *Inoceramus uwajimensis* の密集帯をつくる。

Ud 層

厚さ 300m 内外。泥岩および砂質泥岩を主とし、砂岩の薄層をまれに挟む。泥岩はしばしば頁岩質である。凝灰岩および凝灰質砂岩は下半部に厚さ 0.1～1m のものが頻繁に介在し、しばしば 2m の厚さに及ぶこともある。凝灰質岩は上半部では少なくなる。また海緑石粒は下部に少量みられる。石灰質団塊は全体としては僅かであるが、下半部に多く、一般に扁平な形をしている。

化石の産出は全体として多くないが、下半部にむしろ多い。イノセラムスの方が、アンモナイトに較べて優勢である。なお下部—中部と上部の間には化石内容の変化がみられる。

Ue層

本地域では下部を占める厚さ約 50m が分布しており、ほとんど無層理泥岩からなる。この泥岩はきわめて均質、細粒であって砂質のものをほとんど含まない。本層の下限は幾分粗粒となっていて、厚さ 10m 以下の無層理シルト岩である。石灰質団塊は多くない。化石の産出はまれである。

Uf層

本地域では上部約 70m がみられる。主として砂質泥岩および泥岩からなり、泥岩はしばしば頁岩質となる。石灰質団塊はかなり含まれ、扁平のこともあり、球状のこともある。化石は発見されていない。

Ug層

厚さ 300m 内外。全体として無層理泥岩からなるが、上部ではしばしばシルト質の部分もみられる。下限には厚さ 10m 内外の無層理のシルト岩がある。砂岩の薄層がまれに介在する。凝灰岩は全体として僅かであるが、上部にはかなり発達している。石灰質団塊は全体としては少量であるが、下部に較べて上部に多く、とくに最上部において豊富となる。化石は一般に乏しいが、上部に多く含まれている。本層の最上部には、下部—上部から産出する化石動物群とは異なった要素がみられる。

Uh層

厚さ 150m 内外。一般に無層理のシルト岩を主とし、部分的にシルト質細砂岩を伴なう。全体としては上部に向かって細粒となる。本層には砂岩の葉層および薄層がいくぶん発達している。厚さ 10cm 以下の凝灰岩がきわめてまれに介在する。石灰質団塊は少なくなく、一般に球状を呈する。化石の産出も少なくはない。

Ui層

厚さは 100m 内外と推定される。主として泥岩・砂質泥岩である。泥岩は一般に頁岩質であり、しばしばきわめて均質、細粒のことがある。砂岩の薄層は一般にまれである。化石は多量に含まれる。とくに *Inoceramus schmidti* が泥質岩から多量に産出する。

産出化石および対比

上部蝦夷層群から次のようなアンモナイト・イノセラムスの化石が産出する。

主部 (Ua—Ug)

- Neophylloceras subramosum* SHIMIZU
N. compressum MAT.
Anagaudryceras limatum (YABE)
Gaudryceras denseplicatum (JIMBO)
G. tenuiliratum YABE
Damesites cf. *damesi* (JIMBO)
Mesopuzosia yubarensis (JIMBO)
Scaphites puerculus JIMBO
S. (s. l.) *pseudoequalis* YABE
Polyptychoceras haradanum (YOKOYAMA)
Inoceramus hobetsensis NAGAO & MATSUMOTO
I. uwajimensis YEHARA
I. mihoensis MATSUMOTO
I. ezoensis YOK.
I. amakusensis N. & M.
I. naumanni YOKOYAMA
I. orientalis SOKOLOW
Sergipia (?) *akamatsui* YEHARA
 最上部 (Uh—Ui)
Gaudryceras cf. *denseplicatum* (JIMBO)
Bostrychoceras sp.
Baculites sp.
Inoceramus orientalis SOKOLOW
I. schmidti MICHAEL
I. aff. hetonaianus MATSUMOTO

以上の産出化石および達布図幅地域内での状況から判断すると、Uaの下部はギリヤーク統上部階に、Ua 上部—Ud 中部は浦河統下部階に、さらに Ud 上部—Ug(最上部を除く)は同統上部階に対比される。UhはUg最上部とともに浦河統最上部階に、Uiはヘトナイ統下部階に対比される。

II. 5 蛇 紋 岩

本岩には雨竜川を挟んで、その東西地域に南北方向の伸びをもって、帯状分布をする岩体と、東西両地域ともに、空知層群および蝦夷層群の一部を貫ぬく小岩体とがある。帯状分布をする大岩体は大きく3つに分けられる。1つは温根別西方の534～621mの山嶺を形成し、犬牛別五線沢口附近に伸びているもの、1つは政和南方より犬牛別山を形成して宇遠内貯水池附近から南隣上江丹別図幅地域内へ延びるもの、他の1つは政和南方地域から帝白部落西方の山腹を通して、これも南隣上江丹別図幅地域内へ延び、その図幅地域内で神居古潭帯内での、最大の岩体をなすものに連なるものである。この3つの岩体は北部政和附近で合体して1つの岩体となっているが、この附近では新第三系の政和層、あるいは河岸段丘堆積層および沖積層に覆われていて、その地表でははっきり蛇紋岩の露出は認められない。これらの蛇紋岩体は岩体の大小を問わず、いたる所で“微閃緑岩”質岩脈によって貫ぬかれている。この種の岩脈は、蛇紋岩体中に限ってのみ存在するので、後述の脈岩類とは別にこの項目中で述べる。

蛇紋岩は普通、外観は暗緑色～暗灰緑色を呈し、表面は風化して黄褐色を帯びている。これは蛇紋岩としては新鮮なものというべきもので、きわめて堅硬である。しかし、処々粘土化されて蛇紋粘土といわれている部分も少なくなく、そのなかには漂礫状(Boulder)に蛇紋岩塊が含まれており、この岩塊はとくに著しく緑色を帯び、すべすべした樹脂光沢を示している。また、処々に著しく葉片状の構造を示す部分が認められる。これはほとんど粘土化された蛇紋岩からなり、前述のような蛇紋岩塊が処々に含まれている。これらはともに見集塊岩状を呈する。このような部分は、蛇紋岩が貫入した後に起った部分運動(あるいは造構造運動)の影響によって生じたものと考えられる。これらの産状を地形的にみると、表面黄褐色を呈する堅硬なものは、比較的山頂近くに見られることが多く、粘土化され、あるいは暗緑色の表面を示すものは、山麓または山の中腹附近に多くみいだされる。山頂近くの硬質蛇紋岩のなかには、その原岩と思われる橄欖岩が、蛇紋岩化作用をまぬがれて残留していることがある。その多くは東部地域のものなかに見られ、とくに帯状分布をする岩体の東縁から、中央部にかけての部分に著しい。そのなかには明らかな原岩の流状構造さえもみいだされ、組成鉱物もそのまゝほとんど変質しないで残されていることがある。その

残存部分から判断すると、蛇紋岩はダン橄欖岩・輝石橄欖岩(両輝石橄欖岩)・輝岩・橄欖石斑斨岩などを原岩としていることがわかる。蛇紋岩のなかには随所にいわゆる“ロゼン岩”と呼ばれている捕獲岩を数多く含んでいる。また、宇遠内川の支流の夕立沢(宇遠内貯水池の下流)の中流付近で、前述の角閃岩類似の岩石のなかに橄欖石の残晶を多く残したものがみだされる(これは蛇紋岩の一部が斑斨岩の進入によって変成したものであるという説があるが、この両者の間に判然とした境界があり、この岩石を含めての角閃岩の片理の方向は、蛇紋岩帯の延長方向と明らかに斜交しているので、問題がある)。

きわめてまれに石英脈がレンズ状に挟まれていることがあるが、その延長部は滑石化している。

完全に蛇紋岩化された岩石は主として径0.1mm くらいの、葉片状の板温石の集合体からなっている。輝石が原岩に含まれていたと思われるものは、結晶形をそのままに絹布石となってやゝ斑状を示す。全般的には特有の Mesh structure(網目構造)が明らかである。また処々にクリソタイルおよび硬蛇紋石が、脈状に発達しており、ときにはクリソタイルの両側に、硬蛇紋石が発達していることもある。これらは肉眼でも幅0.5cm くらいのものが明らかにみだされる。部分的にはそれらをきる脈状あるいは、プール状に滑石・霞石または他の炭酸塩鉱物が認められる。尖晶石はほとんどチョコレート～帯赤褐色で、クロム鉄鉱質のものが多く、自形ないし半自形で、その大きさ径0.5mm 以下のものから0.1mm 以上のものなど、大小さまざまで点々と普遍的にみだされる。

この岩石の代表的なものの化学成分は次のようである。

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁽⁺⁾	H ₂ O ⁽⁻⁾	Total
33.64	0.01	0.60	3.91	2.19	0.09	42.43	0.01	0.01	0.01	0.52	0.01	—	16.08	0.56	100.07

(分析者：地質調査所 大森・山田, 産地：宇遠内夕立沢下流)

ダン橄欖岩の残留構造を有する蛇紋岩は、久弥山北方大学二号沢上流附近に認められる。外観は一般の硬質蛇紋岩と大差はなく、表面褐色を帯びた岩石である。この岩石は周縁部が蛇紋石化した橄欖石の、粒状結晶の集合からなり、細粒のクロム鉄鉱以外は、まったく他の鉱物を含んでいない。橄欖石は径0.5mm 前後の等粒他形の鉱物で、著しく蛇紋石化した部分は、蛇紋岩に特有な網目構造を示している。2V = (—)

88°前後である。

輝石橄欖岩の性質を残しているものは、犬牛別南十二線上流部附近に認められる。一般に塊状で、暗灰～黒色を帯びることが著しい。本岩は大部分がほとんど蛇紋岩化され、その部分は鏡下で著しく緑色を帯びていて、網目構造が明らかである。この網目の部分に処々橄欖石・単斜輝石・斜方輝石の残存鉱物が認められるのである。それらはいずれも粒状の半自形ないし他形の結晶粒である。

橄欖石は径0.5mm程度のもが多く、 $2V = (-)84^\circ$ 前後である。とくにその周縁部は蛇紋岩化が著しい。単斜輝石は径0.5mmくらいであるが、1.5mmに及ぶものもある。 $2V = (+)58^\circ$ 、 $\hat{c}Z = 40^\circ$ 前後で、やや褐色を帯びるが、ほとんど多色性はない。斜方輝石は径0.5mm前後のもが多く、 $2V = (+)75^\circ$ で、ほとんど無色、頑火輝石に近い性質を示している。その他径0.05mmくらいの細粒、自形ないし半自形のクロム鉄鉱が散点する。

この岩石の化学成分は次のようなものである。

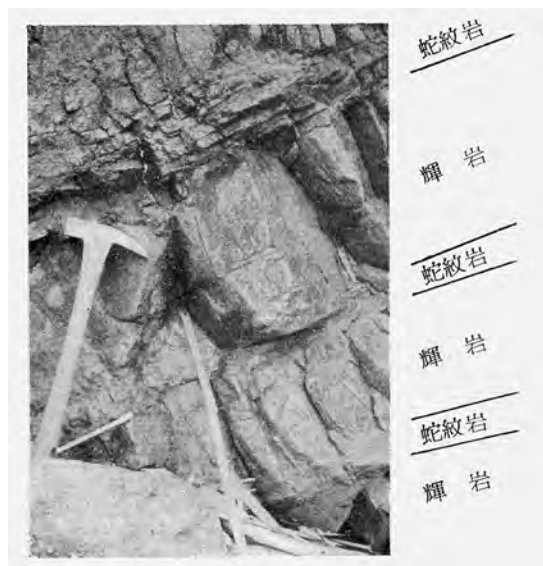
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	CO ₂	(+) H ₂ O	(-) H ₂ O	Total
39.82	0.86	2.36	5.34	7.52	0.22	28.32	4.66	0.02	0.01	0.35	0.01	—	9.98	0.48	99.95

(分析者：地質調査所 山田・大森)

輝岩の性質を残しているものは、犬牛別三線沢上流の政和越えの沢でみられる。それは蛇紋岩のなかに、20cmくらいの幅をもつ灰白色の縞状をなして露出しており、この縞目の部分は約2cmくらいの、黒灰色の蛇紋岩化した輝石橄欖岩からなっている。このようなものは、同一蛇紋岩体中の同じく東側の他の地点においても、処々にみいだされる。その産状を図版3に示した。

この岩石は粒状構造を示し、ほとんど頑火輝石からなるが、処々に橄欖石がみられ、クロム鉄鉱を散点させている。頑火輝石は径0.5～1.0mmくらいの、半自形ないし他形で、 $2V = (+)74 \sim 76^\circ$ 、ほとんど無色である。橄欖石は径0.5mm以下の粒状他形の結晶で、頑火輝石の間を埋めるように発達している。 $2V = (-)84^\circ$ 程度である。クロム鉄鉱は自形を示すものも多く、径0.05～0.1mmくらいのものが散在している。その色は赤褐色～帯褐黒色である。

縞目の部分の蛇紋岩は外側がやや灰褐色を帯び、内部が黒灰色を示し、きわめて堅



図版3 犬牛別三線沢上流の政和越えの沢における蛇紋岩中の輝岩の産状

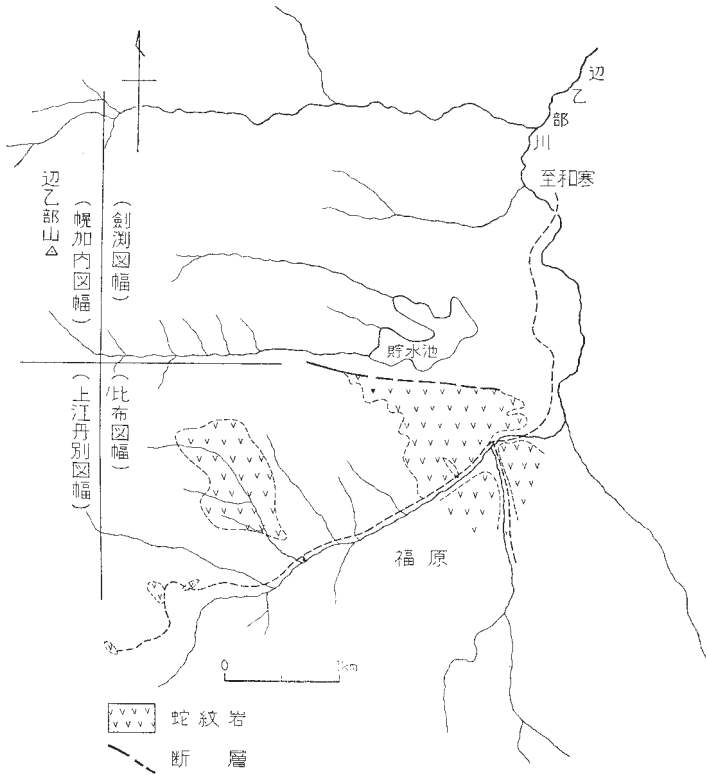
硬な岩石である。鏡下で粒状構造および網目構造が明らかで、橄欖石・輝石の結晶粒のまわりが蛇紋石化している。このなかに含まれる輝石は肉眼的にも灰白色で、輝岩のなかのものと同様な頑火輝石質である。尖晶石も同じくクロム鉄鉱である。

橄欖石斑岩の性質を残存しているものは、南東隣比布図幅地域内にも認められるのであるが、本地域内の蛇紋岩帯の延長部にもあたり、かつ蛇紋岩の原岩を知るうえにも必要と思われるので附記しておく。

本岩を含む蛇紋岩は比布図幅地域北西隅で、^{べおつべ}辺乙部川上流の福原開拓地の入口附近の道路側の崖にみだされる。この附近の地質の概略を第4図に示す。

こゝでは、蛇紋岩のなかに、幅1～2mくらいの白い縞をなしている部分が露出している。これは蛇紋岩化をまぬがれた原岩の部分で、斑岩の性質を示す。この白い縞の部分はほとんど斜長石からなり、そのなかに径2cmにも及ぶ斜方輝石を点々と含んでいるのが特徴的で、日高変成帯のなかに含まれる橄欖岩^{註6)}、とくに幌満地域の斑岩相ないしは、含斜長石輝石橄欖岩相に酷似している。

註6) 5万分の1幌泉図幅および説明書の橄欖岩の項に詳記されている。文献25)



第4図 福原開林地附近の蛇紋岩の露出地 (地質図の詳細は「比布」図幅 (鈴木醇, 1957) 参照のこと)

この岩石は中粒の斜長石・斜方輝石・単斜輝石・橄欖石・角閃石・尖晶石の粒状結晶からなるが、とくに斜長石および輝石の量が著しく多い。斜長石は径0.5mm程度の半自形ないし他形で、粒状結晶の集合となっていることが多く、その成分はAn 60くらいである。斜方輝石は径0.5mmから20.0mmのものであり、自形ないし半自形を呈する。ほとんど無色である。部分的にその周縁部が緑泥石化ないし蛇紋石化している。単斜輝石は少量で径0.5mmの半自形のものも多く、無色である。橄欖石は処々にみだされる程度で、径0.5mmくらいの他形粒状をなす。 $2V = (+)88^\circ$ 前後

である。角閃石はまれであるが、他形無色の径 1.0mm くらいのもので、ポイキリティック (あるいは Sieve structure) 様に、橄欖石を包んでいる。この部分のみを見ると、コートランド岩様を呈している。

尖晶石にはチョコレート色を呈するものと、淡褐色を呈するものがあり、クロム鉄鉱とピコタイトの性質を示すものがある。前者は径 0.5mm くらい、後者は 0.08 mm 前後の粒状のものが多い。

いわゆる**ロヂン岩**は蛇紋岩内に、普遍的に点々とみいだされる捕獲岩である。普通灰白色～暗灰色のレンズ状～球状を示し、その長径 1～2m、短径 0.2～0.5m 程度のもが多い。ときには径 0.5m 弱の幅をもって、帯状あるいは脈状に長く延びているものもみいだされる。この捕獲岩の周縁部は、狭い範囲で蛇紋岩に移化し、この附近の蛇紋岩はとくに著しく黒色を帯びて、はっきり隈取られたような形状を呈している。

本岩石の性質は、すでに鈴木醇^{3)～8)18)24)}によって詳しく記載されている。それによると「本岩は透輝石・灰礬柘榴石・ヴェスヴ石などを主とする石灰に富む珪酸塩鉱物からなり、それらはおそらく蛇紋岩中に、残漿より生じたとみるべき塩基性優白岩に、さらに石灰に富む水溶液が作用した結果によって交代されたものとみるのが適当である」としている。しかし本地域ではそのような石灰質の珪酸塩鉱物の存在が乏しく、たいていの場合、著しく汚濁された非晶質物質が散点している。そしてこのようなものには、輝緑岩ないしオフィティック構造の残存が認められ、長い短冊状の斜長石結晶の痕跡がみいだされる。このことから判断すると、本岩の原岩は斑岩質の塩基性岩である。しかし、脈状を呈しているもの、または後述の微閃緑岩質脈岩と、その外観がまったく同様であるものもあるので、一部にはこの種の脈岩を原岩としたものもあるような疑いもたれる。筆者の一人はこのような捕獲岩の少なくとも一部は、幌泉図幅²³⁾地域内に認められる橄欖岩のなかに、外観がこの脈岩と類似の玢岩質脈岩が存在することから、それと同質の岩石を、原岩としているものもあるとみている。

微閃緑岩質脈岩は、北海道の中央以北の蛇紋岩中にとくに著しく普遍的に存在するものである。本図幅地域内でもきわめて多く蛇紋岩中にみいだされ、地質図中に図示され得ないものを含めると、数 100 本も存在しているであろうと思われる。

本岩はこれまでの慣例によって“微閃緑岩質”という名称をつけているが、粗粒の

もの、中粒のものなどがあって、その粒度はさまざまである。肉眼的に暗灰色の堅硬な岩石で、普通1～5m くらいの幅をもって蛇紋岩を貫ぬいているが、ときには0.5m 程度のものもある。

本岩はほとんど斜長石・褐色角閃石のみからなるものが多く、その他僅かにスヘン石または鉄鉱が加わる程度である。斜長石は径0.5mm くらいの自形ないし半自形を示し、その成分An 60 程度。ときに分解し、非晶質化、ソーシユル石化していることがある。また、まれに径1.0mm くらいの斑晶状を呈していることもある。角閃石は径0.5mm くらいで、半自形、短柱状を示すものが多く、帯緑淡褐色～褐色の多色性を示すが、しかし一般には周縁部が緑色を帯びている。単斜輝石はまれにみだされるが、角閃石の内部に残晶様となっている。 $2V= (+)56^\circ$, $\hat{c}Z \cong 45^\circ$, ほとんど無色で普通輝石と思われる。

また、この岩脈は著しくはっきりした境界をもって蛇紋岩を貫ぬいているのが普通であるが、なかには蛇紋岩とは漸移するかのような産状を示すものがみだされる。この場合周縁部が肉眼的にも蛇紋岩化が著しく、内部も蛇紋石化していることもある。その部分だけでは一見捕獲岩とみなしうるし、そのようなものは前述のロジン岩の脈状を呈しているものと異なる産状を示している。

II. 6 変斑岩ないし輝緑岩質脈岩

本岩類は当図幅地域の東部地域にのみみだされ、下部蝦夷層群の一部、空知層群の輝緑凝灰岩層および角閃岩類を貫ぬいており、とくに角閃岩中に著しい。その岩脈の幅は約5m 前後のものが普通であるが、なかにはそれに伴ってその末端部かとも思われる小脈状の部分 (Veinlet 状) が、角閃岩中にみられる。

外観は暗灰色～暗緑灰色の堅硬な岩石で、前述の蛇紋岩中にみられる“微閃緑岩”質岩脈に類似する部分もみられる。ときには、肉眼的に斑状構造のみみだされることがあり、輝緑岩質のものは特有のオフィティック構造を認めうる。これらの岩石は斜長石・輝石・角閃石を主とし、スヘン石その他、鉄鉱を含んでいる。斜長石は径0.5 mm 前後の半自形を示し、輝緑岩質のものには短冊状をなすものが多い。その成分はAn 40 くらいである。輝石は径0.3mm 前後の半自形ないし自形のものも多く、ほと

んど無色である。その一部はウラル石化ないし角閃石化している。角閃石は径 0.5mm くらいの短柱状の半自形のものが多い。2V = (－)76°。

また、この岩石類は常にくらか変質しており、斜長石が緑簾石化あるいはさらにソーシユル石化しているのが認められる。なかには完全に石英・絹雲母・緑泥石・緑簾石・角閃石岩となっているのがある。しかし多くは原岩の残晶をとめてている。このほかスヘン石・チタン鉄鉱・硫化鉄鉱が含まれている。またこの岩脈の附近では数多くの石英脈の貫入をみる事が多く、それには約 0.5m くらいの幅を有するものがある。後述の含金銅鉱床は、この種の石英脈中に胚胎する鉱床である。

II. 7 優白岩質岩脈

図幅地域の東部、犬牛別川支流温根別の南十二線沢の合流附近に露出する。空知層群と下部蝦夷層群とが、断層を境として接する附近の下部蝦夷層群の中部層を貫ぬいている。

外觀帯褐灰白色で、その幅 10m 前後、露出点では風化して脆弱なものとなっている。曹長石質斜長石と石英を主とし、黒雲母を随伴し、鉄鉱が散点する。斜長石は径 0.5mm 程度の半自形を示すものが多い。石英は径 0.5～0.8mm くらいで粒状を示し、長石とともにミルメカイト構造を示していることがある。黒雲母は径 0.5mm くらいで葉片状をなすが、ほとんど緑泥石化している。

II. 8 古第三系

小平夾炭層

達布図幅地域の南東隅からつづくものであって、白堊系とは断層関係をもって接するが、元来は達布図幅³¹⁾地域内にみられるように白堊系を不整合に覆い、これとの間には著しい構造的間隙が認められない。本図幅地域に分布するものは標式的発達地域におけるものの下部に相当し、礫岩および砂岩を主とし、泥岩を伴なう。礫岩が最も優勢であって、とくに分布地域の東方に著しく発達する。

礫岩は緑色を呈し、淘汰のよくない密集した円礫から構成される。礫の大きさはしばしば径 50cm 以上に達する。礫の種類には神居古潭變成岩類から由来された岩石、例えば緑色片岩類・帯赤白色珪質片岩・黒色～緑色の千枚岩類・帯赤～緑白色珪質岩(チャート状を呈する)が多く、さらに輝緑凝灰岩・蛇紋岩・砂岩・粘板岩などもある。礫岩の基質は粗～中粒砂岩である。砂岩は一般に灰色を帯び、粗～中粒であって、偽層が発達し、ときどき薄い礫岩のレンズを伴っている。泥岩は黒色を呈する。

本層は年代決定に有効な化石を産出していないが、層序的位置から判断すると古第三系の上層部、すなわち漸新統に対比されるであろう。

II. 9 新 第 三 系

II. 9. 1 寧 楽 層

西隣の達布図幅地域の南東隅に分布するものの連続であって、小平夾炭層を緩い傾斜をもって不整合に覆う。青灰色で、無層理の、粗～中粒砂岩と薄い黒色泥岩との不規則な互層からなり、達布図幅地域内においては保存不良の海棲貝化石、および植物葉片化石を含んでいる。本層は南隣の上江丹別図幅地域内の幌新層(現在の知識によると寧楽層の一部に属すると考えられる³¹⁾)の連続とみなされる。寧楽層はこの地域から、年代決定に有効な化石を産出していないが、層序的位置から判断すると中新統下中部階に対比されるであろう。

II. 9. 2 幌 新 層

本層はニセイパロマップ沢下流、雨煙別川下流部の北方から、政和二線沢にかけての地域、また犬牛別南部地域に散点的に分布している。ニセイパロマップ沢に露出するものは、南隣上江丹別図幅地域から連続する幌新層の一部である。

本層は下部より礫岩・砂岩・泥岩の累層からなり、厚さは約 500m 内外である。礫岩には砂岩・頁岩・チャート・輝緑岩質岩石・蛇紋岩などの礫が含まれていて、砂岩部とは漸移する。砂岩は灰色でやゝ粗鬆である。泥岩部は最も厚く 300m 以上はあると推定され、やゝ無層理であるが、暗灰色で細かい剥理性に富んでいる。基底部の礫

岩およびその上位の砂岩部にかけて、数多くの貝殻化石を含んでいる。とくにニセイパロマップ沢下流附近、すなわち本図幅地域と上江丹別図幅地域との境界附近に露出する本層には、著しく化石がみいだされる。それらの化石から次の種類のものが鑑定された（鑑定：北海道大宇理学部 魚住悟）。

Anadara sp.

Ostrea sp.

Clinocardium sp.

Mercenaria chitaniana (YOK.)

M. *yiizukai* (YOK.)

M. *sigaramiensis* (MAK.)

Pitar okadana (YOK.)

P. *okadana* var. *igii* UOZ. (M. S.)

Spisula ezoensata (KUBOTA)

Panope japonica (A. ADAMS)

Turritella sp.

Polinices sp.

Crepidula jimboana YOK.

そのほか政和二線沢の本層からも次のような化石が採集された（鑑定者同上）。

Pitar okadana (YOK.)

Venerupis sp.

Macoma optiva (YOK.)

Macoma sp.

“ *Cardium* ” sp.

Turritella sp. aff. *S-hataii* NOM.

Crepidula jimboana YOK.

Hydroides sp.

以上の化石から、本層は中新世の“川端統”中部ないし上部の地層に対比されるものである。

II. 9. 3 政 和 層

本層は政和附近に広く分布するだけでなく、雨竜川の西岸沿いにも狭く带状に分布している。図幅地域内で知られる厚さは 200m 前後である。下部の幌新層との関係は、政和南方ポンコタン附近の雨竜川にそぐ鶯鳴の沢の下流部で観察され、そこでは下位の幌新層とは斜交不整合の関係を示している。蛇紋岩・白堊紀層とは断層で接している場合が多く、神居古潭変成岩類を直接不整合の関係で覆っている箇所は、南部の滝の沢でみられる。

本層は膠結度の弱い灰色～暗灰色の泥岩・中粒の砂岩および礫岩を主としている。基底部には薄い礫岩あるいは砂岩が認められるが、一般に下部は泥岩を主体としている。この泥岩のなかには数多くの亜炭層を挟有する。礫岩は段丘堆積物のものと区別することが困難なことがある。政和五線沢では砂岩あるいは泥岩と互層し、なかには亜炭層を含んでいる。亜炭層は普通約 0.5m 前後の厚さをもつものが多い。政和市街地附近ではほとんど水平ないし 10° 前後の傾斜を示しているが、西方の白堊紀層に近づくとつれて、地層は直立するほどの急傾斜を示す傾向がある。また、亜炭層はこの附近にも多くみだされる。

本層には化石がほとんど発見されていないが、岩質および亜炭の存在、そして層序的位置から、鮮新世上部の追分階ないし滝川階に対比されるであろう^{註7)}。

II. 9. 4 角閃石安山岩質熔岩および集塊岩 (辺乙部山噴出岩類)

本岩類は図幅地域の南東隅の辺乙部山を形成する火山噴出岩類で、南東隣の比布図幅地域内に同質の岩石が広く分布している。宇遠内川上流地域では、新第三系の幌新層の上位に連続してやゝ漸移的に分布する。こゝではおもに集塊岩様凝灰角礫岩状を呈しており、幌新層堆積直後の火山活動による噴出物と考えられる。熔岩と集塊岩とは一連のもので、周縁部が、熔岩流出の前駆と考えられる集塊岩となっている。

これらの熔岩および集塊岩は、いずれも同質の角閃石安山岩で、外観暗灰色で、斑晶の斜長石・角閃石が肉眼でよく観察される。

註7) たゞし、岩質は異なるが、幌新層の直上にあるので、川端統最上部の峠下層に対比される疑いもあるが明らかでない。

斑晶には斜長石・帯褐緑色角閃石のほか、まれに石英・普通輝石がみられる。

石英はガラス質ないしガラス基流晶質で斜長石・角閃石・輝石・石英・磁鉄鉱およびガラスからなる。角閃石はときにオパサイト化している。

II. 10 第四系

本地域の第四系は雨竜川の流域に広く分布している。また犬牛別川流域にも、処々分布する。

II. 10. 1 洪積層

河岸段丘堆積層は、雨竜川流域および犬牛別川流域に発達する高位、低位の河岸段丘面上に堆積する礫・砂・粘土からなる。前述のように、低位段丘面は沖積面と区別され得ないことがある。このようなところでは、地質図では沖積層のなかに含めてある。

帝白低地堆積層はオサルンナイ川中流部の帝白部落の地域、約 1.5 × 2.0km の平坦地の洪積層の堆積物である。これは四囲の神居古潭変成岩類によって構成される山陵の、隆起によって堰止められて形成された湖沼に、集積した堆積層で、おもに礫・砂・粘土からなり、ときどき蛇紋岩・変成岩類などの巨大な漂礫が含まれている。

II. 10. 2 沖積層

沖積層は雨竜川および犬牛別川の大河の、それぞれの支流の合流地点附近によくみられ、氾濫原堆積物を主とする。特に雨竜川の流域が著しい。礫・砂・粘土からなり、ときには泥炭が挟まれている。雨竜川に沿う本層は水田および畑地となっている。雨煙別野水池附近では、この沖積層は畑地に適さないことが、広く土地の人達に知られており、それはこの附近が湿地帯であるばかりでなく、その土壤中にニッケルを含むからであるとのことであった。

また、蛇紋岩帯の周縁部にいわゆる“コンクリ盤”があり、これは一種の崩壊堆積物であることは、すでによく知られている。

II. 11 地質構造

本地域で、先第三紀の地層が、雨竜川を狭んで東西両地域にわたって、大きな背斜構造をなしていることはすでに述べた。また、雨竜川を挟む3つの蛇紋岩帯の位置は、明らかに南北方向に延びる構造線の位置でもあり、これとやゝ平行に、東側と西側ともにそれに沿うような、南北方向の小さな構造線が発達している。これは蝦夷層群堆積後の造構造運動によって、大きな南北方向の構造線が形成され、この位置に蛇紋岩が進入してきたものと考えられる。この造構造運動と蛇紋岩の進入、およびその原岩の岩質とを考え併せると、北海道中央部の日高帯に認められる造山運動に関連性があるようである。

神居古潭変成岩類の形成、および空知層群中にみられる角閃岩の形成などは、この造構造運動、すなわち蛇紋岩進入以前の、火成活動およびそれに相前後する運動によるものであろう。

その後古第三紀後期にふたゝび沈降が開始し、小平夾炭層や新第三紀の寧楽層・幌新層が堆積した。

川端期の幌新層の堆積後は局部的にふたゝび隆起をはじめ、造構造運動を伴ったが、後白堊紀の運動に較べると本地域でははるかに小さなものであった。しかし南部地域の地塊運動は、後川端期の最も著しい運動の一つであろう。その後また沈降を始め、政和層が堆積した。これはきわめて浅水性のもので、亜炭層などを挟有する。南東部の角閃石安山岩質熔岩類の噴出は、後川端期ないしはこの時期の火山活動である。政和層の堆積後は、局部的な造構造運動があったにすぎないが、政和西方地域においてみられるように、亜炭を挟む部分が直立し、白堊紀層と政和層とが断層をもって接するにいたっている。

第四紀にはいと、局部的な隆起があり、帝白部落附近の洪積層分布地域はそのため特殊な地形を呈している。

要するに本地域を大きく支配している構造は、後白堊紀の造構造運動によって生じたものであり、その運動は火成活動を含めての日高造山運動に、密接に関係があるとみられる。

Ⅲ. 応用地質

本図幅地域内には有用鉱産物としては、クロム鉄鉱・石綿・砂白金・砂クロム・金銀銅のほか亜炭がある。しかしいずれも規模が小さく、現在稼行しているものはほとんどないが、戦時中はそれぞれ国庫の補助金によって、細々ながら操業していた記録がある。次にその個々について略記する

Ⅲ. 1 クロム鉄鉱

蛇紋岩中に点々と存在するクロム鉄鉱が、1カ所に濃集して鉱床を形成したものである。本地域ではオサルンナイ沢上流の、ほゞ八合目附近の山腹にみいだされるにすぎない。その鉱床の広がりはいまだ不明であるが、坑口掘りをした痕跡もあり、その坑口附近に採掘した鉱石が散在している。そのなかには比較的良質 (Cr_2O_3 : 50%) のものも認められる。しかし全体の鉱量、品位は不明で、この鉱床に関する記録はまったく得られなかった。

Ⅲ. 2 石綿

これも蛇紋岩中に普遍的に点在する脈状の温石綿 (Chrysotile) が、比較的狭い範囲に集まって鉱床の形態をなすものである。それを露天掘りして稼行した形跡の認められるのは、宇遠内北方の小貯水池北側の崖においてである。その崖に認められる石綿の脈幅はきわめて薄いもので、0.5cm以下のものが多い。品位は余りよくないようで、かつ鉱量も不明である。この鉱床に関する記録もまったくわからない。

Ⅲ. 3 砂白金および砂クロム

これらはともに洪積層あるいは沖積層の、おもに砂層中に含まれていて、とくに東部地域に多い。砂白金はクロムの副産物としてみいだされ、その産出は砂クロムほど

普遍的ではない。とくにこれらを大規模(?)に採掘したのは政和南東部の地域である。

政和砂クロム鉱山 この鉱床は鈴木醇¹³⁾によって雨竜政和鉱床とされていたものである。本鉱山は政和東方大学四号沢口附近一帯の、河岸段丘堆積層中に含まれる砂クロムを採掘した。本鉱山の沿革を簡単に記すと、昭和7年に発見され、同8年に南海サラシ粉工業株式会社が操業に着手して10t生産した。同9年には北海道クロム鉱業株式会社により、年産450tをあげた。戦争中は北海道砂鉄開発株式会社により稼行され、敗戦とともに休業した。その後地元の某氏により12tを生産したという。27年には日東鉱山が買収して毎年月産30t前後をあげた。筆者らが調査をしたのはこの頃であった。その後ふたたび地元民により、砂白金と併せて小規模に採掘されている。

筆者らが調査中に採集した、稼行中の砂クロムの原砂について分析した結果を次に示す。

Cr₂O₃ : 50.55%

FeO 21.71

Ni, Ir, Os., Pt 等はいずれも None。

(分析者：北海道支所 伊藤聰・粕 武)

なお、札幌通商産業局の保管する記録による戦時中の出鉱量、品位を附記する。

	昭和16年	17年	18年	19年	20年
出 鉱 量 t	無	356	431	700	212
品 位 Cr ₂ O ₃ %		51	51	55	55

その他、鈴木醇の資料¹³⁾によると次の鉱床が記録されている。すなわち、政和南部のポンコタン峡谷附近を鉱区とする雨竜幌加内ポンコタン鉱床、ニセイパロマップ沢中流と南隣上江丹別図幅地域との境界附近のニセイナイ鉱床などである。なおオサルンナイ川中流部の洪積層にも、白金の存在が知られていて、現在部落名として残っているテイハクという名は、帝国白金開発会社の略語の文字通りのなごりであるらしい。

Ⅲ. 4 金・銀・銅

東部地域の犬牛別川支流の温根別南八線沢上流地域の、角閃岩類を貫ぬく石英脈中に胚胎する鉱床である。これは温根別銅山の名称が記録されていて(天塩国採登第 89 号, 権者 東日鉱業株式会社), 稼行の対象は銅を主とし, 金・銀は副産物であった。現在も当時の坑道掘りをした稼行の跡が残っているが, おもに操業されたのは第 2 次大戦中である。この鉱床は角閃岩類を貫ぬく斑岩質ないし輝緑岩質の、岩脈の貫入に引続いた熱水作用に伴なわれて形成されたものと思われる。品位はほとんど問題にならない程度のものである。石英脈に附着する鉱物には黄銅鉱・黄鉄鉱のほか、僅かに閃亜鉛鉱・方鉛鉱などがある。

Ⅲ. 5 亜 炭

政和西方に分布する政和層のなかに、多くの亜炭層が挟在する。とくに政和三線沢で、これらを稼行(試掘?)した記録がある。炭鉱は次のようなものであった。

政和炭鉱(石狩試登第 9,092 号, 権者 小林末吉) 昭和 15 年 11 月企業を起し、戦時中はなにがしかの出炭をみたらしいが詳細は不明。戦後昭和 22 年に操業を再開したが、同年中に休業した模様である。稼行の対象となった亜炭には“本層”, “上層”および“下層”があったが、おもに“本層”のみを稼行したらしい。山丈 1.7m, 炭丈 1.5m, 傾斜は平均 10 ~ 12°で、カロリーは 4,350, いずれも木質亜炭である。その出炭量は不明。

文 献

- 1) 鈴木 醇：北海道における藍閃片岩類の原産地, 地質, Vol. 39, 1932
- 2) 鈴木 醇・山口四郎：旭川北西部山地における超塩基性火成岩の接触変成作用について, 地質, Vol. 40, 1933
- 3) Suzuki, J.: Aegirine Augite-bearing Riebeckite Quartz Schist from Ka-

- muikotan, etc. Proc. In. Acad., Vol. 19, 1933
- 4) 鈴木 醇：北海道神居古潭其の他より産する含エヂリン輝石，リーベカイト石英片岩について，岩碓，Vol. 12, 1934
 - 5) Suzuki, J. : On Some Soda-Pyroxene and Amphibole-bearing Quartz Schist from Hokkaido. Jour. Fac. Hokkaido, Imp. Univ., (IV) Vol. 2, 1934
 - 6) 鈴木 醇：北海道変成岩中のソーダ角閃石類について，岩碓，Vol. 20, 1938
 - 7) 鈴木 醇：北海道神居古潭産 Lawsonite 及び Pumpellyite について，岩碓，Vol. 20, 1938
 - 8) Suzuki, J. : A Note on Soda-Amphiboles and Pyroxenes in Crystalline Schist from Hokkaido. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., (IV) Vol. 4, 1939
 - 9) 大立目謙一郎：北海道中部における下部菊石層と輝緑凝灰岩層の層序関係について，北地調報，No. 11, 1941
 - 10) 鈴木 醇：北海道産クローム鉄鉱石について，岩碓，Vol. 27, 1942
 - 11) Matsumoto, T. : Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy of Japan, Part I. II and III, Mem. Fac. Sci. Kyūshū Imp. Univ., Ser. D, Vol. 1, No. 3, Vol. 2, No. 1, 1942~43
 - 12) 舟橋三男：石狩国幌加内地方の蛇紋岩に伴う特殊なる角閃石片岩類について，地質，Vol. 51, No. 607, 1944
 - 13) 鈴木 醇：北海道の砂白金鉱床，北海道地要，No. 14, 1950
 - 14) 舟橋三男：北海道の日高帯と神居古潭帯の岩石，地球科学，No. 4, 1951
 - 15) 舟橋三男・橋本誠二：日高帯の地質，地団研專報，No. 6, 1951
 - 16) Suzuki, J. : Ultrabasic Rock and Associated Ore Deposits of Hokkaido, Japan, Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., (IV) Vol. 8, 1952
 - 17) 橋本 亘：北海道の侏羅系の地質，地調報告，特別号 (B), 1952
 - 18) 鈴木 醇：5万分の1地質図幅「深川」，および同説明書，北海道開発庁，1953
 - 19) 舟橋三男：5万分の1地質図幅「上江丹別」，および同説明書，北海道開発庁，1953
 - 20) Matsumoto, T. (Editor) : The Cretaceous System in the Japanese Islands

(Compiled by the Cretaceous Research Committee) The Japan Society for the Promotion of Science, 1953

- 21) 吾妻 穰・正谷 靖：最近の石油技術の進歩，IV A 4 北海道地区，石油技，Vol. 18, No. 4(特別号)，1953
- 22) 鈴木 醇：本邦産枕状熔岩について，北地要，No. 26, 1954
- 23) Suzuki, J. : On the Rodingitic Rocks in the Serpentinite Masses of Hokkaidō, Jour. Fac. Sci. Hokkaidō Univ., Ser. IV. Vol. 8, No. 4, 419-430
- 24) 猪木幸男・佐藤博之・秦 光男：北海道幌加内地方の蛇紋岩の構造的位置について(要旨)，地質，Vol. 1, No. 718, 1955
- 25) 舟橋三男・猪木幸男：5万分の1地質図幅「幌泉」，および同説明書，地質調査所，1956
- 26) 鈴木 醇：5万分の1地質図幅「旭川」，および同説明書，北海道開発庁，1956
- 27) 田中啓策：北海道中軸帯の中部—上部蝦夷層群(要旨)，地質雑，Vol. 62, No. 730, 1956
- 28) 猪木幸男：幌加内附近の枕状熔岩，北海道地質要報 岩石雑記(14)，No. 33, 1956
- 29) 猪木幸男・田中啓策・佐藤博之・秦 光男：北海道北部の函淵層群，蝦夷層群，空知層群と蛇紋岩，神居古潭變成岩類との構造的関係(要旨)，地質，Vol. 63, No. 743, 1957
- 30) 鈴木 醇：5万分の1地質図幅「比布」，および同説明書，北海道開発庁，1957
- 31) 対馬坤六・田中啓策・松野久也・山口昇一：5万分の1地質図幅「達布」，および同説明書，地質調査所，(1958)
- 32) 橋本 亘：北海道中生界の堆積と変形(未刊)

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50, 000

HOROKANAI

Asahikawa, No. 39

By

SACHIO IGI, KEISAKU TANAKA,
MITSUO HATA & HIROYUKI SATŌ

(Written in 1957)

(Abstract)

The area mapped is located in the western part of the central Hokkaidō and occupies the northernmost part of the so-called "Kamuikotan zone" which is a long tectonic zone lying from north to south on the western side of Hidaka mountain range corresponding to the western border of the Hidaka tectonic zone.

GEOLOGY

The greater part of this sheet-map area is mostly composed of the Mesozoic formations, the Kamuikotan metamorphic complex

and ultra-basic or basic rocks such as serpentinite and gabbro. The metamorphics and the igneous rocks are the main members of the Kamuikotan zone.

The Mesozoic in the area is divided into four groups, namely the Sorachi group and the Lower, Middle and Upper Yezo groups, in ascending order. These groups, in addition to the Kamuikotan metamorphics and igneous rocks, construct a major anticlinal, dome-like structure, in which the metamorphics occur as the core.

The Tertiary formations, such as the Paleogene, Obira coal-bearing formation and the Neogene, Neiraku, Horoshin and Seiwa formations and also Quaternary deposits cover unconformably the above-mentioned older formations. The stratigraphical and geological relations of these formations are summarized in Table 1.

KAMUIKOTAN METAMORPHICS

These metamorphics are distributed along the river Uryū, and are intruded by serpentinites on both eastern and western borders with the Mesozoic sedimentary rocks. The Kamuikotan metamorphics have roughly two members named "green schist" and "black schist" or quartz schist according to the classification by Dr. J. Suzuki and Dr. M. Hunahashi, but in this area, we can find only one member such as green schist. Even in this member are found many rock species according to their mineral assemblages as follows:

- 1) Green schist or diabase schist
- 2) Quartz schist
- 3) Phyllitic (or argillaceous) schist
- 4) Lime schist

As the schists occur closely mingling together, it is difficult to make a zoning on the map.

As the specials of the rock facies in them, there are found the soda amphibole-bearing schist and segregated quartz-vein-like schist. The soda amphibole-bearing schist might have been formed in the later phase under the conditions of dynamic action and the addition of soda-rich liquids after having been formed the Kamuikotan metamorphics proper. But many petrologists still believe

Table 1

Time-stratigraphic classification		Stratigraphy		Crustal movement and igneous activity	Remarks
Quaternary	Recent		Alluvium		
	Pleistocene		River terrace deposits		Cr. Pt-placer
Neogene	Pliocene	Takikawa stage	Seiwa formation		Lignite
	Miocene	"Kawabata series"	Horoshin formation Neirako formation		Hornblende Andesite
Paleogene	Oligocene		Obira coal-bearing formation		
	Paleocene-Eocene	Ishikarian series		Fault (unconformity)	
Cretaceous	Maestrichtian	Heonjisan series	Upper		
			Lower		
	Campan.	Unakawan series	Uppermost	Uppermost part	
			Upper	Main part	
	Santon.	Gyljakian series	Upper	Uppermost part	
			Lower	Main part	
	Albian	Miyazaki series	Upper	Lowest part	
			Lower		
	Aptian	Aritan series	Uppermost		Para-unconformity
			Lower		
Neocomian	Kochian series	Uppermost		Para-unconformity	
		Lower			
Jurassic	Upper series (Torinosuan series)	Uppermost			
		Main part			
		Kamuikotan metamorphic complex	Fault		

that this rock has been occurred by soda-metamorphism in connection with the intrusion of serpentinite. From the fact that these metamorphic rocks occur in the central part of the anticlinal structure and are surrounded by the Sorachi group, it may be considered that the original rocks of these metamorphics might probably be the still lower parts of the same group.

JURASSIC-CRETACEOUS

Sorachi group

This group is distributed, through serpentinite belts, both on the western and eastern sides of the area, where the Kamuikotan metamorphics occur. It occurs more widely in the east than in the west. The lower part of the group is composed of schalstein accompanied with thin lenses of chert and the upper part is of chert. The thickness of the group is not certain.

In the upper part of the schalstein bed, there are generally found pillow lava, showing its characteristic structure, especially at its uppermost horizon, just under the chert bed. In the eastern area, there are amphibolites. Some of them are considered to have been changed from the schalstein, and some are from gabbroic rocks. However, it is very difficult to distinguish these amphibolites, even petrologically as well as geologically. And still in the most cases, the relation between schalstein and amphibolite is hardly recognized in detail in this region.

Fossils of radiolaria contained in chert are found, and the lists of the fossils are shown in the Text p.14. These fossils are, however, not sufficient to determine the age of the group.

CRETACEOUS

The Cretaceous formation is spread widely on the western wing of a major anticline and is underlain by the Sorachi group. It is divided into the Lower, Middle and Upper Yezo groups in ascending order. The Lower Yezo group is equally distributed both in the eastern and western parts of the area, and lies on the Sorachi group with an unconformity, as is found on an outcrop at the middle

stream of Niseiparomappu-zawa in the southern neighbouring sheet-map, "Kamiétambetsu". The group is about 1, 000 m in thickness, and is divided into the lower, middle and upper parts.

The lower part is mainly composed of medium- or coarse-grained sandstone, rarely alternated with thin mudstone. The basal part is composed of conglomerate, which contains gravels of fine-grained sandstone, mudstone, slate, quartzite or chert, porphyrite and doleritic rock, etc.

The middle part is generally composed of rather harder and dark gray sandy mudstone or very fine-grained sandstone. In the western area, the silty sandstone and dark gray mudstone are laminated at the lower of this part. And this lower part contains the coral-bearing limestone only at Iwana-zawa. In the upper stream of Iwana-zawa, pyroxene andesite dike, 10 m in width, has injected into the lower part of this group.

The upper part succeeds to the middle in a gradual change of the rock facies. It is composed of gray sandstone and dark gray mudstone constituting rhythmical alternations of 2~5 cm in thickness. In this part, no fossil is found.

The Middle Yezo group lies on the preceding group with an unconformity. In the western part, the group is about 3, 500 m in thickness, and is classified into the lowest, main and uppermost parts. The lowest part (Ma-Mc) is characterized by the predominance of coarse-grained clastic rocks and scanty fossils remain in it. The thickness is 1, 000 m or so. Some ammonites such as *Desmoceras* cf. *latidorsatum* and *Puzosia* cf. *communis* refer this part to the Neomiyakoan series (Albian). The main part (Md-Mk), nearly 2, 000 m thick, is, comparatively monotonous and fine-grained deposits, containing sporadic calcareous concretions, some of which are fossiliferous. Frequently sandstone layers occur in its lowest part, but tuffaceous rocks are found on several horizons. Of the enclosed molluscan fossils, *Desmoceras* (*Pseudouhligella*), *Acanthoceras* and *Inoceramus concentricus nipponicus* are characteristic to the middle, *Tragodesmocerooides*, *Mesopuzosia*, *Romaniceras*, *Fagesia* and *Inoceramus hobetsensis* to the upper. Moreover, *Ino-*

ceramus aff. *cripsi* is found in the lower. Assuming from these fossils, the main part ranges from Infragyliakian (late Albian) to Neogyliakian (Turonian) in age. The uppermost part (Ml-Mo), about 500 m thick, consists of concretionary and fossiliferous mudstone with frequent intercalations of sandstone. It yields *Inoceramus hobetsensis*, *Scalarites* and *Scaphites* as molluscan fossils. This part is referable to the Saku formation in its rock-facies and fossil contents, and is assigned to the Neogyliakian series. The eastern wing where the above-mentioned unconformity to the Lower Yezo group is not found, is only occupied by the lowest part, which is finer-grained than that of the western wing.

The Upper Yezo group shows a gradual change of rock-facies to the Middle Yezo group and is no less than 1, 500 m in thickness. The main part (Ua-Ug) is composed largely of calcareous concretion-bearing fine-grained sediments frequently intercalated tuffaceous layers, and is comparatively fossiliferous throughout. The thickness is nearly 1, 200 m. Of its minor rock-stratigraphic unit, the "Ub" member characterized by a rather coarseness of rock and great dissemination of glauconite grains is easily traceable. In the main part, the zones of *Inoceramus hobetsensis*, *I. uwajimensis*, *I. naumanni* and *I. orientalis* are discriminated in ascending order, and furthermore, the dominant ammonites are *Gaudryceras*. Consequently, the age of this part refers to Neogyliakian (Turonian) to Infracretaceous (Campanian). In the uppermost part (Uh-Ui), measuring up to 250m in thickness, rocks are rather coarse-grained and tuffaceous layers are scarce as compared with the main part. This part is correlated to the Infracretaceous-Paleocretaceous series (Campanian), due to the occurrence of important fossils such as *Inoceramus orientalis* and *I. schmidtii*.

The Cretaceous deposits show a remarkable tectonic gap in the Neogene formation, but none to the Paleogene. The strata in the western wing form a synclinal structure associated with minor nose structures in the southwest, and are disturbed by numerous faults, of which directions of NE-SW and NW-SE dominate.

SERPENTINITE AND OTHER IGNEOUS ROCKS

The serpentinite is divided into three large belt-like bodies, running from the north to the south. They intrude into the tectonic zones between the Kamuikotan metamorphics and Jurassic or Cretaceous sediments, on both wings of the anticlinal structure. The serpentinite occurs also as small masses intruding the Sorachi or Yezo groups.

Most parts of the serpentinite-masses have been entirely serpentinitized, but some parts retain the relict-parts of original rocks, which are thought to have been dunite, pyroxene peridotite, pyroxenite, olivine gabbro and cortlanditic rock. The features of the original rocks are quite similar to the peridotites occurring in the Horoman district belonging to the southern Hidaka tectonic zone.

Throughout the serpentinite-masses, rodingitic rocks are contained as lenticular xenolithes in them, but the so-called "Micro dioritic rocks", about 5 m in width, occur abundantly as dike rock.

Meta-gabbroic or diabasic rocks are found as dikes, about 5 m wide, injected into the Lower Yezo group, Sorachi group and amphibolites in the eastern area. They have generally suffered by the hydrothermal alteration. Some of them are accompanied with many quartz veins, some parts of which contain small amount of gold and copper. Also leucocratic dike, albitite is injected into the Lower Yezo group in the eastern part.

TERTIARY

Paleogene

The Obira coal-bearing formation, underlain by the Cretaceous rocks with an unconformity in the western neighbouring area, is composed of conglomerate, sandstone and mudstone, of which the first dominates in this region. The conglomerate is greenish in colour due to the predominance of boulders derived from the Kamuikotan metamorphic rocks. The sandstone is greenish in colour and cross-bedded. The formation is referable to the upper

part of the Ishikari series and Oligocene in age.

Neogene

The Neiraku formation covers the Paleogene, Obira coal-bearing formation with an unconformity. It is built up of sandstone and mudstone in irregular alternations. The sandstone is bluish gray in colour, massive and medium- to coarse-grained. It may be comparable to the lower and to the middle part of the Miocene series. The formation is correlated to the Kawabata series.

The Poroshin formation covers the older rocks such as the Sorachi and Yezo groups and serpentinite, with an unconformity, especially in the central or eastern area. The formation is composed of conglomerate, sandstone and mudstone from the base upwards. The thickness of the formation is about 500m. The lower part of the formation yields many molluscan fossils (listed on page 47 in the Text) which indicate the upper Miocene.

The Seiwa formation is localized near Seiwa village and covers the Poroshin formation with an unconformity. The formation is composed of gray mudstone and sandstone, both being loosely cemented. In the muddy part, many lignite seams, mostly 1 m \pm in thickness, are contained. No fossils of molluscs are found in the formation.

Lava and agglomerate of hornblende andesite cover directly the Mesozoic and Tertiary sediments in the southeastern corner of the area and construct Mt. Peoppu-yama. The age of the eruption of these volcanics is not correctly known, but seems to be later Tertiary.

QUATERNARY

River terrace deposits. River terraces conspicuously develop along the rivers Uryū and Inushibetsu, and are generally divided into two, as follows:

Higher terrace	15~20 m	high
Lower terrace	5~10 m	high

The deposits of terraces consist of gravel, sand and clay. The

Diluvium occurring at Teihaku village, is composed of deposits in a swamp or bog which seems to have originated from damming up the river by the upheaval movement of the surrounding mountains in later Pleistocene. The Alluvium as flood plain deposits is found mainly along the rivers Teshio and Inushibetsu.

ECONOMIC GEOLOGY

Mineral resources in this area are in small scale. Samples of chromite ores are collected from a ruin of old pit found at the upper stream of the Osarunnai-zawa in the western belt of serpentinite. Asbestos deposits composed of veinlets of chrysotile-asbestos, are found on a cliff of serpentinite at the northern side of the little pond, north of Uennai. The placer deposits of chromite associated with platinum, which are derived from serpentinite, are mainly found through the Diluvium, developed along the rivers Uryū and Inushibetsu. The placer in the southeastern part of Seiwa village is now in working almost unceasingly through the year, under the name of Seiwa chromite placer mine.

Copper (probably bearing gold and silver) deposits are found in the upper stream of Hassen-zawa, a branch of Inushibetsu river. The ore deposits are in quartz veins, traversing amphibolite. In former days, the Onnebetsu mine has been worked. The ore minerals of this mine are said to have been mainly chalcopyrite and pyrite with a very few sphalerite and galena.

There are lignite seams in the Seiwa formation. The Seiwa coal mine at the lower stream of the Sansen-zawa in Seiwa village was once worked. The lignite worked is 1.7 m in thickness and 4,350 Cal. in calorific value.

昭和 33 年 7 月 1 日印刷

昭和 33 年 7 月 5 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

HOROKANAI

(Asahikawa-39)

By

SACHIO IGI, KEISAKU TANAKA,
MITSUO HATA & HIROYUKI SATŌ

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1 9 5 8