

5 万 分 の 1 地 質 圖 幅 説 明 書

深 川

(旭川—第 48 號)

工業技術院地質調査所囑託

北海道大學教授 鈴木 醇

北海道開発庁

昭和 28 年

目 次

緒 言	1
I 地形及び交通	1
II 地質概説	5
III 神居古潭岩層	7
1. 概 説	7
2. 岩石各論	12
A. 珩質、珩礫質及び石灰質岩石類	12
B. 鹽基性岩石類	13
C. 火成岩侵入の影響によつて生じた特殊變成岩類	14
岩石中の特殊礦物	14
(a) 珩質片岩類	16
(b) 輝綠岩質變成岩類	17
(c) 綠泥片岩類	18
(d) 角閃片岩類及び角閃岩類	18
(e) 藍閃片岩類	18
IV 新第三系	19
1. 川端層	20
A. 幌新泥岩層	21
B. 幌新砂岩泥岩互層	21
C. 多度志黑色泥岩層	21
2. 瀧川層	22
下部層	23
中部層	23
上部層	23
V 第四系	24
1. 洪積層	24
2. 沖積層	24
VI 火成岩類	24

1. 輝綠岩	25
2. 蛇紋岩	26
3. ロゼン岩	27
4. トロンニエム岩	28
5. 閃綠岩質アブライト	29
6. 橄欖石支武岩	29
7. イルムケツプ火山岩類	30
A. 角閃石安山岩	31
B. 含角閃石複輝石安山岩	31
C. 火山碎屑物	32
VII 應用地質	33
1. ニツケル鑛	33
2. クロム鑛	36
3. 砂白金	36
4. 砂 金	37
5. 砂クロム鑛	37
6. 硫化鑛	38
7. 溫石綿	39
8. 褐 炭	39
9. 石材及び工業原料	39
10. 鑛 泉	40
文 獻	41
.Résumé (in English)	

5万分の1地質圖幅
説 明 書 深 川 (旭川一第48號)

工業技術院地質調査所囑託

北海道大學教授 鈴木 醇

緒 言

本圖幅は北海道開發廳並に工業技術院地質調査所の委託によつて作製されたもので、野外調査には昭和26年8月初旬より約50日を費し、その後の室内作業は北海道大學理學部に於て行われた。圖幅中神居古潭岩層及び新第三系の地域に對しては、昭和5年以來北海道大學理學部地質學礦物學教室の職員及び學生により多數の調査研究が行われていたので、それ等の材料も參考とする事とした。尙本圖幅に北接する上江丹別圖幅地域との連絡に關しては、北大舟橋三男、木崎甲子郎、魚住悟の三氏より貴重なる材料の供給を受け、又圖幅内調査に對しては直接北大鈴木淑夫、藤原哲夫、中村政雄、青山忠男、山田徹一諸氏の協力を得た。又特に第三系地區に對しては北大佐々保雄氏より有益なる助言を得た。その他第三系地區に於ては一部分地質調査所逆瀬川清丸氏の調査資料により、又火山岩地區に對しては同所河野義禮氏より種々有益なる助言を得た。上述の諸氏に對し茲に感謝の意を表するものである。

本地質圖幅製作に當つては、地理院發行の5万分1地形圖旭川14號「深川」を使用した。が、經度線につき少しく補正を行つた。

I. 地形及び交通

本圖幅は所謂中央北海道の中央部の稍々西部を占めるもので、圖幅中東部には、中央北海道を略々南北に走る所謂神居古潭^{カシコタン}變成帶の一部及びこれを貫く火成岩類が露出しており、その西部には廣く第三系及び第四系が分布している。但し圖幅南端中央部には、イルムケツプ火山の北麓の一部を構成する火山岩及び火山碎屑物よりなる地質が發達し

ている。従つて圖幅内に於ける地形は上述の様な主要地質の分布に伴つて、地域的に各々稍々異つた特性を示している事が注目される。

圖幅東部に分布する神居古潭岩層の地域は他に比して一般に堅固な變成岩類より構成されているので、地形は比較的峻峻で同岩層地帯中には神居山(799.2m)、常盤山(592.8m)等を初めとして標高400~600mの壯年期山稜が諸所に見られる。本岩層は略々南北の方向に延長しているが、これ等を構成する主要なる結晶片岩類は複雑な地質構造を示し褶曲多く、且諸所にドーム又はペーズン構造を示しているので、岩層又は片理の走向及び傾斜は必ずしも一定していない。従つてこれ等のつくる山稜の方向も不定である。

本圖幅中の神居古潭岩層に進入している蛇紋岩には、北接する上江丹別圖幅中に存在する様な老大な岩體をなすものは見られず、その多くは比較的小さなレンズ状をなして諸所に分布している。本岩石は周圍の變成岩類に比して軟弱なるため表土厚く且崩壊性強く、特殊な地形を示す事が多い。又蛇紋岩は長い年月の間に表面に沿つて移動する傾向を有し、これに接する他の岩層上に働き上げた様な地形を示す事があり、往々にしてこの運動は現在も尙徐々に繼續されている様に見える所も少くない。例えば神居古潭驛西方數十米の地點に蛇紋岩體を貫く極めて短い鐵道の隧道があるが、明治32年完工後岩體が移動し、路線安定までに非常な苦心と時間を要したと傳へられている。神居古潭帯北西隅に露出するトロンネム岩の地域は、同岩表面の岩質が粗粒で崩壊性に富むため地形は比較的ゆるやかである。

神居古潭變成帯とその西部に廣く分布する新第三系とは斷層又は不整合にて接しており、この境界線を挟む兩者の間には地形上可成りの差異が認められる。前述の如く神居古潭岩層地帯は比較的峻峻で高度も稍々大であるが、新第三系の地域は概して低い丘陵地を示し、圖幅中央北部附近に局所的に300mを越す部分があるのみで、他には百數十米内外の起伏が廣く分布しているに過ぎない。本圖幅中に分布する新第三系は不整合にて相接する川端層と瀧川層とに大別出来るが、300mを越す地形は大體前者の地域中に存し、瀧川層の地域は低い丘陵を示している。

尙川端層は著しい急傾斜或は褶曲を示しているのに對し、瀧川層は比較的ゆるい傾斜を示しているので、この點も不整合兩側に於て多少の地形上の差異を示す事が認められる。

これ等新第三系の地域は石狩川、^{うりほり}雨龍川及びこれ等の支流により著しい削磨作用を受

けている。これ等の流路は第三系の構造と直接の關係を示していないが、雨龍川の一支流多度志川は數kmの間川端層と瀧川層との略境界線に沿つて西流しこれに沿ひ巾1km内外の沖積層の平地が發達している。

新第三系地域中には諸所に鮮新世末期に噴出したと思われる礫石玄武岩の小露出があり、その附近は頂上部の圓い小隆起を示し遙か遠方よりもこれを認める事が出来る。圖幅中央部のタブコツ山(313.2m)、その西々南1kmの圓山(114m)及びイルムケツブ西北麓の稻見山(140m)等はその例である。

圖幅中央南部はイルムケツブ火山の北麓の一部によつて占められている。同火山は南北12km内外、東西16km内外で現在中央部イルムケツブ山(365m)、^{おきりか}沖里河山(302m)、香江山(796m)等800m内外の高地を有する稍々偏平の圓錐形火山で活動休止後解析が著しく進み500~600m附近を境としその上部は急であるが、それ以下は崖錐性又は扇狀地性崖礫物に蔽われ極めてゆるやかで中央部よりは四方に向つて放射狀に小溪谷が發達している。イルムケツブ火山の本體の大部分は南接する歌志内圖幅中に存在しているので、本圖幅には500m以下の北麓の一部が見られるのみである。上部には安山岩質熔岩を主とする部分が存在するが200~400m以下には火山碎屑物及びその崖礫物が廣く分布し、その内に多數の放射狀の溪谷が發達している。尙東北麓には安山岩を主とする西北一東南に延びた小丘陵が存在している。その延長はその東北部を走る斷層と略平行している。

圖幅中石狩川、雨龍川及びそれ等の支流に沿つては、第四系に屬する平地が發達している。特に石狩川が神居古潭峽谷を出ると同時にその兩岸に廣大な平地が開き始め所謂石狩平原の東端をなしている。この事實は神居古潭岩層と新第三系岩層とが河川の侵蝕に對する抵抗に於て如何に大なる差異があるかを物語つている。

平坦地を構成する地層は沖積層及び洪積層に大別される。沖積層よりなる平地は石狩川及び雨龍川に沿つて最も廣く、石狩川北側の部分は圖幅の東端部に於ては海拔80m内外であるが、西端部では45m内外で西に向つて多少の傾斜を示している。又その間にも多少の起伏があるので石狩川は著しく屈曲し典型的の蛇行性流路を示している。洪積層よりなる部分は主として新第三系よりなる丘陵地の周邊及びイルムケツブ火山々麓に沿つて發達し沖積層の平地より5~40mの高度を占め、部分的に2~3段の段丘を示す事もあるが、沖積地より徐々に高度を高め又崖錐性或は扇狀性堆積物と混じて、沖積層、

新第三系或は火山碎屑物等と地形的に判然たる境界を示さない部分も少くない。

本圖幅南半部を複雑なる屈曲を示しつつ西方に向つて流下している石狩川はその源を石狩岳に發し十勝・北見の國境に連る諸山脉より發する溪流を集め、層雲峡附近一帶の峻峻なる峡谷を縫うこと103km、上川平野に出で旭川附近にて牛朱別、忠別、美瑛の支川を合せて神居古潭の峡谷に入り山間を流れる事約10km、神居古潭驛の西方半kmにて石狩平野に入り複雑な蛇行をつづけて圖幅外に流れ去るものである。神居古潭岩層は中央北海道を略南北に長く延長しているが、神居古潭峡谷の如く、大きな河川によつて完全に横切られている場所は道内の他の地域には見られない。従つて同峡谷は地質學上種々興味ある問題を提供して居る。同峡谷に於て石狩川は全體としてすべての岩層又は岩層中の片理を横切つて流下している様に見えるが、峡谷に沿う岩層中には複雑なドーム又はベースン構造を示す部分があり河川の流路が局所的に岩層又は片理の走向に略平行している部分が少くない事は注目すべきである。溪谷中石狩川は環河床より可成り上部を流れた形跡があり河岸20m以上の所に舊河成礫層の存する事がある。古い時代上川平野に湖の様にただえていた水が神居古潭地域の瀧の退却によつて現状に至つたと考える人もある。

神居古潭峡谷を出で石狩平野に入つた石狩川は本圖幅中では常時2~3mの水深を示してゆるやかな流水を示し特に深川町南方に於ては蛇行の好例を示しており、曲流の著しい部分に於ては諸所に半月湖を残している。附近の平地は地味肥沃で耕地良く開け有名な米産地として知られている。唯本地域の石狩川は水量に比して河道斷面積狭小で、洪水時には往々流水の疏通を阻害し、沿岸に氾濫する事があるが、下流の新放水路及び堤防の完成により被害程度は漸次緩和されつつある。

圖幅西北隅多度志村附近を流れる雨龍川は石狩川の大支流で石狩國北端山地に源を發して南流し妹背牛南部にて石狩川に合流するものである。本河川の流域にも第四系の平地が稍々廣く發達している。尙本河川及びその支流は特に蛇紋岩地帯を流下する事が多いのでそれ等の沖積堆積物中に多量の砂クロム及び砂白金を含有している事は有名である。

本圖幅地域内の交通については、石狩川の北側に函館本線が走り、その内には西より深川、おさなない納内、神居古潭の三驛がある。深川驛よりは北方名寄町に至る深名線及び西方らふい留萌市に至る留萌線が分岐しており、深名線の多度志驛は本圖幅中にある。尙神居古潭

岩層地域を除いた他地域では、第四系の平地はもとより、新第三系地域、イルムケツプ山麓等には道路發達し、交通は極めて至便である。

II. 地 質 概 説

本圖幅内を構成する地質は、その性質より見て次の4つの單位に大別する事が出来る。(1) 神居古潭岩層及びこれに伴う火成岩類、(2) 新第三系及びこれに伴う玄武岩、(3) イルムケツプ火山を構成する火山岩及び火山碎屑物、及び(4) 第四系。

これ等四つの系統は、これ等を構成する岩石、地質構造及びこれ等の生成時期等に於て各々全く異り圖幅内に於ても各々翻然とした分布を示している。神居古潭岩層と新第三系との關係に對して本圖幅に北接する上江丹別圖幅地域に於ては、それ等の間に白堊系及び古第三系を夾み、又南接する歌志内圖幅地域に於ては古第三系が分布しているが、本圖幅地域内にはこれ等兩者を欠き、神居古潭岩層と新第三系とは不整合又は斷層で直接している。

神居古潭帯は中央北海道に於て、北見天鹽國境より日高にかけて略々南北に延びた岩層で、本圖幅中にはその中央部の西の一部が含まれているに過ぎないが、神居古潭峡谷にはその代表的露出があり古くより多くの人々の注目を引いていたので「神居古潭岩層」(或は一系、一帯、一變成岩類等)の名稱は同峡谷に因んで附せられたものである。本岩層を構成する主要なる岩石の層序及び生成時期については審かでなく、他地域に於ける産狀より推して所謂日高岩層と共に單に先白堊紀と見做されているものである。従つて本岩層は本圖幅内に於ては基底をなす最も古い岩層である。本岩層は全體として比較的輕い變成作用を受けて生じた結晶片岩類を主體とし褶曲と斷層とにより複雑な地質構造を示している。又これ等結晶片岩中には諸所に蛇紋岩、優白岩等の火成岩類が貫入しており、特に蛇紋岩に接する部分は著しい接觸變成作用を蒙り、局所的に特殊の變成岩を生じている。これ等神居古潭岩層の受けた動力變成作用、構造運動、火成活動等の影響は新第三系堆積以前にすべて完了したものである。

新第三系は神居古潭岩層と斷層又は不整合にて接してその西側に廣い分布を示し、圖中央南部ではイルムケツプ火山の基底をなしている。本系は中新世に屬する川端層とこ

れを不整合に蔽う鮮新世に屬する瀧川層の兩層に大別される。川端層は相當層と共に、北海道各地に發達する新第三系中最も著しい分布を示すもので主に砂岩、泥岩或はそれ等の互層中に礫岩層及び含化石層を夾む淺海又は濱海堆積物よりなつている。他地域の相當層中には往々含炭層又は含油層が存在し、又火山岩及び火山碎屑岩と共に金屬鑛床を胚胎している事もあるが、本地域中の川端層中にはこれ等について見るべきものが無い。本岩層の岩石中には部分的に結晶片岩、蛇紋岩等の破片を多量に含む所がありかかる所を流下する河川の沖積物中には往々少量の砂クロム及び砂白金を産する事がある。

深川圖幅中地質關係表

時 代		地 層		火 成 岩
新 世	第四紀	沖積世	沖積層(氾濫、扇狀、崖錐堆積物)	イルムケツプ火山岩類
		洪積世	洪積層(段丘堆積物)	
第 三 紀	後期鮮新世	瀧川層	上 部 層	礫攪石玄武岩
			中 部 層	
			下 部 層	
代	後期中新世	川端層	多度志黑色泥岩層	} 蛇紋岩 優白岩類
			梶新砂岩泥岩互層	
			梶新泥岩層	
先 白 堊 紀		神居古潭岩層	{ 綠色片岩層 珪質片岩層 石灰岩層 千枚岩層 糜碎岩層等	輝綠岩類

川端層の上に斜交不整合をなして堆積した瀧川層は本圖幅中に稍々廣い分布を示すもので、瀧川町東方の空知川沿岸の標式地のものと共に石狩平野の周邊に盆地狀に分布するものの一部をなしている。これと同様の地層は雨龍川の上流にも分布しているが、北海道内に於ける同位層の分布は前述の川端層及びその相當層に比して左程著しくない。他地域の瀧川層中には褐炭を挟む事があるが、本地域中の同層には部分的に少量の埋木、炭化物又は植物化石を含むのみで、良質の褐炭層は見られない。

イルムケツプ火山は古第三系及び新第三系を基底とするもので、恐らく他の多くの火

山と同様に洪積世の生成にかかるものと思われる。本火山は極めて古く活動を終止した舊火山でその後著しく解析が進んだため頂上部は破壊され、山麓部は厚い崩壊物により蔽われその正確な原形を推定する事は困難な状態にある。本火山の主體は所謂新期安山岩質熔岩及び火山碎屑物より構成されているが、熔岩中に角閃石を含むものが多い事を特徴としている。本火山はその形態、熔岩の性質、地帯構造上の位置より見て、道内の如何なる火山系統に属するものであるか未だ審かでない。

第四紀に入り石狩川、雨龍川及びそれ等の支流の侵蝕は益々盛んとなり、特に侵蝕に弱い新第三系地域は著しく削られ、それと同時に洪積層引つづいて沖積層の堆積が行われて今日に至っている。これ等の堆積物は、砂、淤泥、礫等よりなつており局所的に泥炭層を含む事も認められるが、上述兩川とも堆積物中に多量の火山岩類の礫を混じている事は、これ等が遠く上川山地或は石狩・天鹽國境地域より運ばれて来たものである事を示している。又これ等の河川に沿う沖積層中に稍々多量の砂クロム、砂白金等を含んでいる事はこれ等が上流に於て蛇紋岩體、或は蛇紋岩質崩壊物を材料の一部として堆積した第三系の地域を貫流した事を物語っている。石狩川河口に略々近い札幌市附近の土壌中に藍閃石が含まれている事は古く申尾清藏により報ぜられた所であつて、同礫物は神居古潭峡谷、雨龍川中流樫加内附近及び上江丹別附近等の特産であるから、これ等は明かに石狩川により 100km 以上の距離を運ばれたもので河川の侵蝕力と運搬力の大きな事を示している。

III. 神居古潭岩層

1. 概 説

神居古潭岩層は北海道脊梁山脉の西側に略々南北に延長して不規則な帯状をなして分布するもので、脊梁山脉を構成する所謂日高帯との間には常に白堊系その他の岩層を夾み、これ等兩帯が直接する所は見られない。本岩層は北は天鹽北見國境より南は日高に至る間諸所に露出しているが、特に石狩川中流神居古潭峡谷はその標式的産地であるので、同峡谷に因んで神居古潭なる名稱が興えられている。同峡谷附近に見られる厚い岩層は北方の雨龍山地を経て天鹽山脉に延び、南方は直接夕張山脉に連続するもので

ある。

古く B. S. Lyman (1877) は全北海道の地質圖及び地質報文を構成するに當り「神居古潭石層 (Kamuikotan group)」なる名稱を用いたが、これには脊梁山脉に沿つて産出する花崗岩質岩石その他各種の岩石をもその内に含有せしめており、現今考えられつつあるものとは著しくその内容を異にするものである。その後神保小虎 (1890) は北海道の地質を綜合した際本層を三波川系、御荷鉾系及び秩父系等に對比して論じている。筆者 (1934) は變成岩類を主體とする本岩層に對し、層位學的 position の確定されるまで暫定的に「神居古潭系」と命名したが、更に諸所の調査が進むに従いこの内には種々の時代の地層と一緒に變成された疑が存在するので、判然たる時代的意義を捨て、その後 (1944) これに對し「神居古潭岩類」なる名稱を用いる事がより適當である事を述べた。近年 (1951) 舟橋三男及び橋本誠二は脊梁山脉に沿う地帯の詳細なる調査を行つた結果本岩層を所謂日高造山運動に對し前縁の衝上の一特殊相をなすものと見做し、日高帯に密接な關係をもつ構造帶として「神居古潭帶」なる名稱を用いている。

本報文に於ては岩石の分布、排列等を記述する必要があるので「神居古潭岩層」なる名稱を用いたが、北海道全體に對しては分布上上記の構造上の一單位たる神居古潭帶と一致するものである。道内に廣く分布する本岩層を通覽するのにその内に含まれる特殊岩石の層位的な位置とその一部から産する腕足類、水蛇類、珊瑚虫類等の化石より、恐らくその一部はジュラ紀に屬するものと考えられるが、上下の地層との正しい關係は未詳で、現今は全體として先白堊系として取扱われている。

本岩層は輕い動力變成作用を受けて生じた結晶片岩類及び片狀岩を主體とする厚層で、同變成作用繼續中或はその直後に進入したと思われる超鹽基性或は鹽基性火成岩が諸所に介在している。これ等の火成岩のために接觸作用を受け、局部的に交代作用を蒙つた部分には極めて複雑な成分を有する特殊の變成岩が發達している。

本岩層は綠色片岩及び黒色片岩を主とし、部分的に珪岩、千枚岩、壓碎岩、結晶質石灰岩等を夾み、且綠色片岩中には變成程度の低い輝綠岩及び輝綠凝灰岩を含む事が認められる。

本岩層の標式的露出を示す神居古潭峡谷に於ける岩石の分布状態を見るのにそれ等は大体略南北に走る次の三帶に大別する事が出来る。

1. 東部綠色片岩帶—伊納驛の東方^{いのら}80m 伊納川上流富澤流域に至る巾2~4 kmの岩

帯で、緑色片岩を主とし、その内に巾數mより最大巾 500 mに及ぶ多數の珪岩又は珪質片岩を介在し、又多數の蛇紋岩及び輝綠岩が進入している。本岩帯は北は旭川市西の鷹栖山地、南は美瑛山地に連るもので本圖幅内には露出してない。

2. 中部黑色珪質片岩帯—東部緑色片岩の西端より春志内の西部 1 km の地點に至る巾 4~6 km の岩帯で黑色珪質片岩を主とし、その内に黑色千枚岩、壓碎砂岩、緑色片岩、赤色珪岩、少量の石灰岩等を夾み、又多量の蛇紋岩及び少量の輝綠岩により貫かれている。本岩帯は北は江丹別地域、南は神居山東部に延びるものである。

3. 西部緑色片岩帯—本岩帯は上記の黑色珪質片岩の西に接し略南北に延長しているが、その西側が斷層にて新第三系と接しているため南部の神居山附近にては巾 4 kmにも及んでいるが、神居古潭峡谷にては巾 1 km、更に北部多度志川上流右股にて尖滅している。然し北部の雨龍川の支流梶内川以北にては再び巾 3 km 以上のものが露出している。本岩帯は殆ど緑色片岩よりなり、極めて少量の珪質岩と石灰岩を夾在しているに過ぎない。但し多量の蛇紋岩體が貫入している事は上述二岩帯と同様である。

以上述べた三岩帯は大體南北乃至北々西の方向を示し、その内の岩層及びそれ等の片理の走向は略岩帯の延長方向と一致しているが、褶曲著しいため傾斜の方向は一定ではない。尚所々に略々南北に延びた大規模なドーム又はベースン構造が發達しているのでその部分に於ては走向が南北より東西方向にまで變じている。それら岩層中には多數の斷層も存在する事が認められる。この様に岩層全體が非常に複雑な構造を示しているので岩層内の層序、上下關係、對比等は困難で、各層の厚さも未だ明かでない。従つて西部及び東部の緑色片岩帯相互の關係も不明である。中央黑色珪質片岩と緑色片岩との接觸は漸移的で見懸け上前者は後者の下位を占める様であるが、正確な層序は不明である。

これ等各岩層中には後次の進入にかかる多數の蛇紋岩體が存在している事が特徴である。本圖幅中には北接する上江丹別圖幅中に見られる様な巾 10 km 以上に及ぶ大なる岩體の存在は見られないが、神居古潭峡谷附近及びその南部一帯には巾數m乃至 500 m、長さ數 10 m乃至 2 km 以上のレンズ状を示した無数の岩體が、緑色片岩又は黑色珪質片岩の延長方向と略々平行して進入している事が認められる。ここに注目すべき事は蛇紋岩が緑色片岩又は珪質片岩に接觸した部分に於ては、往々にして種々の交代作用が行われ曹長石、藍閃石、青閃石、曹閃石、ニチル輝石その他の礦物を含む特殊の岩相が發達している事である。

本圖幅中に露出する神居潭岩層の岩石を岩質並びに産状より大別すれば次の如くである。(A) 珪質、珪礫質及び石灰質岩石類、(B) 鹽基性岩石類、(C) 蛇紋岩侵入の影響によつて生じた特殊變成岩類。

尙これ等各岩石類を構成礦物及び構造より更に細別すれば次の様に分類する事が出来る。

本圖幅内神居古潭岩層中の岩石の種類

(A) 珪質、珪礫質及び石灰質岩石類

- (1) 黑色石英片岩 (Black quartz schist)
- (2) 絹雲母・石英片岩 (Sericite quartz schist)
- (3) 綠泥石・絹雲母・曹長石・石英片岩 (Chlorite sericite albite quartz schist)
- (4) 角閃石・石英片岩 (Hornblende quartz schist)
- (5) 珪岩 (Quartzite)
- (6) 含放射虫チャート (Radiolarian chert)
- (7) 黑色千枚岩 (Black phyllite)
- (8) 壓碎變成岩 (Mylonite)
- (9) 石灰質石英片岩 (Calcareous quartz schist)
- (10) 結晶質石灰岩 (Crystalline limestone)

(B) 鹽基性岩石類

- (1) 輝綠片岩 (Diabase schist)
- (2) 片狀輝綠凝灰岩 (Schistose schalstein)
- (3) 綠簾石・綠泥片岩 (Epidote chlorite schist)

(C) 火成岩侵入の影響によつて生じた特殊變成岩類

(a) 珪質片岩類 (Siliceous schists)

- (1) 藍閃石*・曹長石・石英片岩 (Glaucophane albite quartz schist)
- (2) 含エゲル輝石・藍閃石・曹長石・石英片岩 (Aegirine augite-bearing glaucophane albite quartz schist)
- (3) 曹閃石**・曹長石・石英片岩 (Riebeckite albite quartz schist)

* 藍閃石 (Glaucophane) は一部青閃石 (Crossite) により代表されている。

** 曹閃石 (Riebeckite) は一部曹針閃石 (Crocidolite) により代表される。

- (4) 含柘榴石・曹閃石・曹長石・石英片岩 (Garnet-bearing riebeckite albite quartz schist)
 - (5) 含エヂリン輝石・曹閃石・曹長石・石英片岩 (Aegirine augite-bearing riebeckite albite quartz schist)
 - (6) 黒雲母ホルンフェルス (Biotite hornfels)
- (b) 輝緑岩質變成岩類 (**Diabasic metamorphics**)
- (1) 含藍閃石輝緑片岩 (Glaucophane-bearing diabase schist)
 - (2) 含藍閃石片狀輝緑岩 (Glaucophane bearing schistose diabase)
 - (3) 含藍閃石片狀輝緑凝灰岩 (Glaucophane-bearing schistose schalstein)
 - (4) 含エヂル輝石輝緑片岩 (Aegirine augite-bearing diabase schist)
 - (5) 含エヂル輝石及び藍閃石輝緑片岩 (Aegirine augite-and glaucophane-bearing diabase schist)
 - (6) 含ステルブノメレーン及び藍閃石輝緑片岩 (Stilpnomelane-and glaucophane-bearing diabase schist)
- (c) 緑泥片岩類 (**Chlorite schists**)
- (1) 角閃石・緑泥片岩 (Hornblende chlorite schist)
 - (2) 含ステルブノメレーン・緑泥片岩 (Stilpnomelane-bearing chlorite schist)
 - (3) 含ステルブノメレーン・曹長石・綠簾石・緑泥片岩 (Stilpnomelane-bearing albite epidote chlorite schist)
- (d) 角閃片岩及び角閃岩 (**Amphibole schists and amphibolites**)
- (1) 曹長石・角閃片岩 (Albite amphibole schist)
 - (2) 緑泥石・角閃片岩 (Chlorite amphibole schist)
 - (3) 緑泥石・陽起石片岩 (Chlorite actinolite schist)
 - (4) 角閃岩 (Amphibolite)
 - (5) 含藍閃石・角閃岩 (Glaucophane-bearing amphibolite)
 - (6) 含扁石及びエヂリン輝石・角閃石 (Sphene-and aegirine augite-bearing amphibolite)
- (e) 藍閃片岩類 (**Glaucophane schists**)
- (1) 綠簾石・曹長石・藍閃片岩 (Chlorite albite glaucophane schist)

- (2) 含ステルブノメレーン・綠簾石・絹雲母・藍閃片岩 (Stilpnomelane-bearing epidote sericite glaucophane schist)
- (3) 含エヂリン輝石・曹長石・藍閃片岩 (Aegirine augite-bearing albite glaucophane schist)
- (4) 含ローソン石及び柘榴石・エヂリン輝石・藍閃片岩 (Lawsonite-and garnet-bearing aegirine augite glaucophane schist) (本岩は特にパンペリー石 (Pumpellyite) の脈により貫かれて居る)

以上は本圖幅内に露出する神居古潭岩層の基本をなす岩石及びそれ等が蛇紋岩侵入の影響を受けて更に多元的變成作用を蒙つた岩石を表記したものであるが、これ等相互の間が比較的確然と區別されるものと、徐々に漸移するものとある。これ等を通覽すると例えば藍閃石は珪質礫基性兩岩中に生じて居るのに對し、曹閃石は常に珪質岩中のみ生成されて居る事は注目すべきである。曹閃石と藍閃石とが同一岩石中に共存する事は未だ知られない。尙他地域神居古潭岩層よりは紅簾石 (Piedmontite) を含む石英片岩、磁鐵鉱及び柘榴石を主體とする岩石、角礫を含む輝綠片岩等特殊の岩石が知られて居るが、本地域よりは未だこれ等は知られて居ない。

又神居古潭岩層の岩石特に蛇紋岩に接する附近の岩石は種々の礦物の細脈に貫かれて居るのが常である。礦物脈として産出する主なるものは石英、綠簾石、綠泥石、方解石、霏石、苦灰石、沸石等であるが稍特殊のものとしてはパンペリー石 (Pumpellyite)、曹灰針石 (Pectolite) 等である。

2. 岩石各論

A 珪質、珪礫質及び石灰質岩石類

黑色石英片岩—本圖幅中に分布する神居古潭岩層中最も廣い面積を示めるもので、その内には諸所に綠色片岩、綠色石英片岩、珪岩、千枚岩、壓碎岩等の岩層を介在するものである。灰黑色の岩石で片理に富み著しい褶曲を示す部分がある。

成分：石英>炭質物>絹雲母>斜長石。この外に少量の綠泥石、方解石等を含んで居る。主成分をなす石英は0.05mm内外の微粒の集合をなし、波狀消光を示すものも少くない。斜長石は曹長石の性質を帯びた微粒で石英と組合つて産する。

絹雲母石英片岩—黑色石英片岩又は綠色片岩中に層狀をなしその性質は黑色石英片岩

と殆ど同じであるが炭質物を欠き灰白色を示す事の特徴とする。本岩の一部には稍々多量の緑泥石及び緑簾石又は淡緑色の細い角閃石柱を含む帯緑色のものも見られる。

珪岩—灰白色乃至赤褐色を示すもので、隣接する旭川圖幅、上江丹別圖幅中には厚層として著しい分布を示して居るが本地域内には主として赤色珪岩が巾數mの薄層をなして黑色石英片岩中に介在して居る。幽かな剝理面を示し、巾1mm以下の石英脈に貫通されて居る。成分：石英>黒褐色不透明物及び赤鐵礦>絹雲母。外に少量の緑簾石、綠泥石等を含む事がある。石英は0.05mm以下の細粒よりなり多くは波狀消光を示す。

含放射虫チャート—本地域北部の赤色珪岩の一部を占め少量産出する。變質程度少く *Cenosphaera* sp. *Tricolocapsa* sp. *Dictyomitra* sp. 等を含有して居る。これと同様のものは旭川圖幅鷹栖村方面に多量に産出して居る。

千枚岩及び壓碎變成岩—これ等兩岩は相接して産する事が多くこれ等兩者は中部黑色珪質岩帯の東部伊納附近に厚層をなして南北に走つて居るが、本地域内にては黑色石英片岩中諸所に薄層をなして居る。千枚岩は石英と絹雲母の微品の集合よりなる片狀岩で、壓碎岩は周邊の壓碎された石英及び斜長石粒の間を再結晶作用で生じた石英片岩質の石基で充填して居る。

結晶質石灰岩—本岩は神居橋下の綠色片岩中又は綠色片岩と珪質片岩との間に薄層をなして居る。灰白色細粒で多少片理があり著しく褶曲して居る。方解石を多量に含む石灰質石英片岩の薄層は春志内附近の黑色石英片岩中に介在して居る。

以上に挙げた各種の岩石はその性質及び産状より見て何れも水成岩類が低い動力變成作用により變じたものと見るのが適當であらう。

B 塩基性岩石類

輝綠片岩—鹽基性岩石類中には一般に綠色岩類と稱せられるものの大部分が含まれて居るもので、これ等は神居古潭岩層中に於て黑色珪質片岩とともに重要な一員をなして居る。特に輝綠片岩はその内に大きな位置を占めるもので、本圖幅内に於ても廣い分布を示して居る。輝綠片岩とは輝綠岩及び輝綠凝灰岩等が稍低い動力變成作用を受けて生じた片狀を示す岩石の總稱であつて、再結晶礦物の集合したものの内に部分により原岩中の輝石時には輝石と斜長石の殘晶を含み、又稀に原岩中の輝綠岩的構造を示したものも認められる。本圖幅内には未だ知られて居ないが、他地域では輝綠岩質の小岩塊を含んだ角礫質又は集塊質の岩相も含まれて居る。輝綠片岩の代表的のものは神居古潭驛附

近より春志内方面に至る石狩川沿岸に廣く分布する暗緑乃至淡綠色緻密で幽かに片理を示した岩石で、成分は綠泥石、曹長石、角閃石、綠簾石等に混じて輝石の殘留結晶を稍々多量に含むものである。再結晶作用による礦物はいづれも0.5mm以下の細粒で角閃石は淡綠色の陽起石に類するもので、又曹長石は點紋を示す様な大きなものは見られない。輝石の殘晶は0.05~1.0mmの形狀不定の細粒で淡黃~淡緑で $c \ Z=53^\circ \pm$ 時に淡紫色を示し微量のチタンを含有する事を示すものもある。本岩中には所により方解石其他により充填された杏仁狀構造を示す所もある。神居古潭驛春志内間の代表的岩石の化學成分は次の如くである。

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
50.88	0.75	13.29	1.67	8.60	0.28	8.78
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	I g. loss	Total	
8.99	3.62	0.38	tr	9.04	100.28	

輝綠片岩：石狩國上川郡神居古潭—春志内間産（金成明分析）

片狀輝綠凝灰岩—本岩は他地域の神居古潭岩層中には相當厚層をなして産する事が有るが、圖幅中には黑色石英片岩中にレンズ狀をなして産するものが多い。外見稍々輝綠片岩に似て居るが、片理に乏しく、暗赤紫色を示す部分と互層する事があり又鏡下では再結晶礦物少く、輝石の殘晶多く時に汚染した斜長石を含み全體として火成碎屑狀の構造を示す事の特徴として居る。

綠簾石綠泥片岩—綠色片岩帯の一部又は黑色石英片岩中に薄層として産する岩石で、輝綠片岩に見る如き輝石の殘晶を含まず、全部再結晶作用によつて生じた綠泥石、綠簾石を主體として少量の曹長石、陽起石質角閃石を含有するものである。一般に片理は稍々著しい。輝綠片岩に漸移し野外にてこれ等の區別は困難である。以上各種の輝綠岩質岩石はいづれも綠簾石、綠泥石、曹長石、石英等の細脈で貫かれて居る場合が多い。

C 火成岩進入の影響によつて生じた特殊變成岩類

岩石中の特殊礦物

神居古潭岩層が蛇紋岩の進入を受けた場合その接觸部に生じた特殊變成岩中には種々興味ある礦物が含まれて居る。これ等の礦物の内曹長石、藍閃石、エヂリン輝石其他の如く曹達を含む礦物が多く含まれて居る事は蛇紋岩進入に際して曹達に富む上昇溶液に

よつて交代作用が行われた事を物語つて居る。これ等特殊礦物の種々の組合せによつて生じた特殊岩石を記載する前に共通に含まれる礦物の性質について述べる事とする。

曹長石(Albite)—曹長石は單なる動力變成作用によつて生じた神居古潭岩層中の正規の結晶片岩中にも小粒として含まれて居るが、蛇紋岩に接觸する部分には稍々大粒のものが多量に含まれる事がある。

本長石は新鮮無色で、時にアルバイト双晶を示すが、累帯構造は殆ど認められない。成分は Ab_{96} 内外のものが最も多い。

綠色角閃石(Green hornblende)—綠色角閃石は綠泥石と共に一般の綠色片岩中に含まれるものもあるが、蛇紋岩體附近のものには濃綠乃至青綠色のものが多量に集合して角閃片岩又は角閃岩を構成する事がある。青色を帯びるものは藍閃石分子を含むものと思われる。

柱狀：巾長さ不定、光軸面 $\parallel (010)$ 、 $c \wedge Z = 3 \sim 4^\circ$ 、多色性：X = 淡黄色、Y = 暗黄綠色、Z = 暗綠青色、 $Y \geq Z \ll X$ 、 $n_1 = 1.651 \sim 1.677$ 、 $n_2 = 1.658 \sim 1.687$ 。

藍閃石(Glaucophane)—珪質片岩にも綠色片岩中にも生じて居るのでその分布は廣く且性質も多種である。一般に柱狀：巾 $0.1 \sim 0.3\text{mm}$ 、長さ $0.5 \sim 1.0\text{mm}$ 、 $b = Y$ 、光軸面 $\parallel (010)$ 、 $c \wedge Z = 5 \sim 14^\circ$ 、 $(-)$ $2V = 10 \sim 40^\circ$ 、多色性：X = 淡黄藍色、Y = 淡青藍色 = 淡藍色、Z = 青 ~ 濃青色、 $X < Y < Z$ 、 $n_1 = 1.651 \sim 1.666$ 、 $n_2 = 1.659 \sim 1.669$ 、 $n_2 - n_1 = 0.018$ 、 $\rho > \nu$ 。

青閃石(Crossite)—藍閃石と殆ど同様の産状を示し外觀のみでは區別するを得ない。 $b = Z$ 、光軸面 $\perp (010)$ 、 $c \wedge Y = 18 \sim 20^\circ$ 、 $(-)$ $2V = 45 \sim 50^\circ$ 、X = 黄藍色、Y = 濃青色、Z = 藍色、 $X < Y > Z$ 、 $n_1 = 1.658 \sim 1.666$ 、 $n_2 = 1.662 \sim 1.672$ 、 $n_2 - n_1 = 0.018$ 、 $\rho < \nu$ 。

曹閃石(Riebeckite)—藍閃石と異り珪質片岩中のみに産出する事は注目すべきである。長柱狀：巾 $0.1 \sim 0.2\text{mm}$ 、長 $0.5 \sim 3\text{mm}$ 、 $b = Y$ 、光軸面 $\parallel (010)$ 、 $c \wedge X = 0 \sim 8^\circ$ 、 $(-)$ $2V = 50 \sim 75^\circ$ 、X = 濃青色 ~ 暗青色、Y = 灰藍青色、Z = 淡黄褐色、 $X > Y > Z$ 、 $n_1 = 1.678 \sim 1.699$ 、 $n_2 = 1.683 \sim 1.705$ 、 $n_2 - n_1 = 0.023 \sim 0.025$ 、 $\rho \gg \nu$ 。

曹針閃石(Crocidolite)—曹閃石と殆ど同様の産状を示して居る。纖維狀： $0.01 \times 1\text{mm}$ 、 $b = Y$ 、光軸面 $\parallel (010)$ 、 $c \wedge X = 0 \sim 20^\circ$ 、多色性曹閃石と殆ど同じ。 $n_1 = 1.700 \sim 1.706$ 、 $n_2 = 1.712 \sim 1.719$ 、 $n_2 - n_1 = 0.023$

エチリン輝石 (Aegirine augite) 一常に微量であるが藍閃石、曹閃石等と共生して居る。丸味を帯びた短柱状：0.3~1mm, 光軸面// (010), $c \wedge X = 38^\circ$, $(-)\angle V = 70^\circ \pm$, X = 草緑色~淡青緑色, Y = 淡黄褐色, Z = 淡黄緑色, 異帯構造あり。部分により波状消光を示す。n = 1.7 以上で複屈折は曹閃石より高い。

梃石 (Titanite) 一分布が廣いが、特に蛇紋岩體に近き部分に多い。正しい結晶又は丸味ある粒状：0.3~1.0mm, 局所的に集合する事あり。

柘石 (Garnet) 一分布は比較的限られる。藍閃石片岩中にエチリン輝石と共生する事がある。等方體, 不規則な粒状, 0.7mm以下, 淡桃色, 光學異常は示さない。

ローソン石 (Lawsonite) 一神居古潭春志内に於て1938年本邦で初めて発見され其後各所よりも知られるに至つたが常に藍閃石と共生して産する。卓狀結晶：0.2×0.5mm, 劈開(010)(100)完全, (001)不完全, 光軸面// (010), $(+)\angle V = 34^\circ$, 無色, 双晶あり。 $n_D = 1.665$, $\beta_D = 1.671$, $\gamma_D = 1.684$ 。

パンペリー石 (Pampellyite) 一造岩礦物ではないが春志内のローソン石及び藍閃石を含む岩石中に巾1~5mmの脈として知られている。巾は岩石の片理に平行又はこれを貫く。恐らくb軸に延長, $b = Y$, 光軸面 \perp 結晶の長徑, $(+)\angle V = 37^\circ$, $n_D = 1.685$, $\beta_D = 1.688$, $\gamma_D = 1.698$ 。幽かな多色性を示す。無色~淡褐緑色。十字ニコル下で接合面を中軸とし兩側に對稱的な鋸齒狀又は櫛葉狀の双晶が認められる。

ステルブノメレーン (Stilpnomelane) 一圖幅南端のオロウエン潭附近の蛇紋岩に近い緑色片岩中に産し多くの場合藍閃石と共存して居る。肉眼的に赤錆の如く見える。鏡下では一見黒雲母に似るが劈開不完全で細い纖維狀を示す。巾0.02~0.06mm, 長さ0.2~0.7mm, 時に長徑0.1mm以下の鱗狀をなす。纖維は平行に集合し時に束狀又は放射狀をなす。直消光, 光學性(+), 屈折率高し。X = 黄金黄色, Y = Z = 暗褐色, $X < Y = Z$ 。

(a) 珪質片岩類

藍閃石、曹閃石或は曹閃石を含む珪質片岩はいづれも灰藍色又は暗藍色を呈し、極めて剝理の發達した岩質を示すもので剝理面に縮緬の如き微皺を示す事が多い。

藍閃石・曹長石・石英片岩—藍閃石を含む珪質の岩石として最も分布の廣いもので、春志内附近のものには一部に少量のエチリン輝石を含有して居る。

石英>曹長石>藍閃石>エチリン輝石>綠簾石。これ等の外に少量の綠泥石、金紅石、

磁鐵礦、赤鐵礦等を含んで居る。石英は0.02~0.1mm 新鮮で波状消光を示すものが多い。

曹閃石・曹長石・石英片岩—曹閃石を含む石英片岩は何れも剝理の發達著しく一般に藍閃石を含む岩石に比して濃い暗藍色を示す事が常である。造岩礦物の個々は肉眼では識別出来ないが、岩石の表面を摩擦すると暗藍色の粉末を生じ、岩石が極めて繊細な斜狀結晶に富む事を示して居る。本岩は春志内附近及び神居古潭驛東方の鐵道路側崖に薄層をなして産するが、兩者ともその一部にエヂリン輝石を含む事がある。

石英>曹閃石>曹長石>エヂリン輝石>磁鐵礦。其他の副成分については藍閃石を含む場合と同様である。

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O(+)	Total
76.77	0.59	9.40	7.19	1.50	2.73	0.08	0.26	1.14	99.71

含エヂリン輝石曹長石石英片岩，石狩國神居古潭驛東部産（金成明分析）

珪質片岩中に少量の曹閃石が含まれて居る時は岩石は淡灰藍色で鏡下で曹閃石は白色の石英粒の基地中に縞狀に排列して居る。

黒雲母ホルンフェルス—圖幅中トロンニェム岩に接する黒色珪質岩中に小範圍に分布する暗灰色緻密の岩石で石英と曹長石と混じて淡褐色の黒雲母の微晶が散點するものである。

(b) 輝綠岩質變成岩類

藍閃石其他の特殊礦物を含む輝綠岩質岩石は前述の珪質岩と同様に蛇紋岩に近い所に發達して居る。

含藍閃石輝綠片岩—藍閃石を含有するため少々暗藍綠色を示すが大體に於て一般の輝綠片岩類と略同様の性質を示して居る。

綠泥石>曹長石>綠簾石>輝石（殘晶）>藍閃石。この外に角閃石、石英等を少量含む事がある。この種の岩石中の藍閃石は一般に色が淡く時に輝石の殘晶の周邊に發達するものも見られる。神居古潭附近の綠色片岩中又黒色石英片岩中の薄層中の諸所に産出している。

片狀輝綠岩及び片狀輝綠凝灰岩中に藍閃石を含むものも上記と同様の關係にある。又蛇紋岩に直接する輝綠片岩中にエヂリン輝石を含む場合同礦物は輝石の殘晶の周邊が一

部交代された部分に發達して居る。オロウエン澤に産するものにはステリブノメレーンを含んで居る。

輝石(殘晶) > 綠泥石 > 藍閃石 > 絹雲母 > 角閃石 > ステリブノメレーン > 方解石。外に少量の磁鐵礦、赤鐵礦。

(c) 綠泥片岩類

角閃石綠泥片岩——一般の綠泥片岩中にも角閃石を含む事があるが、蛇紋岩の侵入の多い部分では濃綠色～濃青綠色の角閃石を少々多量に含み漸次角閃岩に移化するものがある。本岩も蛇紋岩侵入の影響を蒙つた部分と認められる。オロウエン澤のものにその例が見られる。

含藍閃石綠泥片岩——輝綠片岩の少々變質の進んだ部分に藍閃石を含んだもので、輝石の殘晶は存在しない。

含ステリブノメレーン綠泥片岩——少々多量のステリブノメレーンを含む綠泥片岩及び曹長石・綠泥片岩は局部的であるがオロウエン澤に産出して居る。

綠泥石 > 綠簾石 > ステリブノメレーン > 曹長石 > 方解石 > 石英。

綠泥石と綠簾石の層と、曹長石、方解石及び石英の層とが縞狀に排列し、ステリブノメレーンは前者の層に後次的に薄片として介入して居る。

(d) 角閃片岩類及び角閃岩類

角閃片岩及び角閃岩——綠色片岩帶中蛇紋岩に近接する地帯に存在し濃綠色又は青綠色の角閃石を主體とする岩石である。その好露出は神居山南方、常盤山西方の中野川中流等に見られる。暗綠色片狀又は無方向性の塊狀の岩石で時に2～6 mmの角閃石の集合よりなる事がある。主成分たる角閃石の外綠簾石、綠泥石、金紅石、斜長石、石英、磁鐵礦等を含んで居る。

尙部分的に藍閃石、エヂリン輝石、黝簾石、曹長石、絹石等を含み、それぞれの組合せにより特殊の岩相を構成して居る。藍閃石化作用は低度の場合は角閃石の周邊又は劈開に沿つて行われて居るが、高度の時は全角閃石を變化せしめ長徑1 mm以上の藍閃石を多量に含む事がある。尙蛇紋岩體中には淡綠色の陽起石を主體とする綠泥石・陽起石片岩が胚胎して居る事がある。

(e) 藍閃片岩類

綠簾石曹長石藍閃片岩——輝綠片岩或は角閃片岩等に類似の岩石であるが、藍閃石を主

體とする事の特徴とする。暗藍色乃至灰藍色で剝狀に富み剝理面に縮緬狀の微皺を示す岩石でその代表的ものは春志内西方 1 km の路傍の黒色石英片岩中に薄層として露出して居る。

藍閃石>綠簾石>曹長石>綠泥石>絹石>磁鐵礦。

正確な産地は不明であるが神居古潭産と稱せられるこの種の岩石は古く小藤文次郎により報ぜられ、その後同標本は米國に送られ H. S. Washington により分析され、更に獨逸の L. Milch によつても注目された事である。

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
48.88	3.90	13.44	5.32	8.96	tr	4.21	5.80	3.73	1.71	3.73	99.73

綠簾石藍閃片岩，石狩國神居古潭産 (H. S. Washington 分析)

上述の春志内西部及び春志内川右股入口附近より産する綠簾石藍閃片岩の一部にはステルブノメレーンが含まれ、又春志内川中流及び上川釧山東部半 km の藍閃片岩中にはエチリン輝石が含まれて居る。

含ロウソン石・エチリン輝石・藍閃片岩—春志内川中流の黒色石英片岩中に薄層をなして産するもので附近に蛇紋岩のレンズが存在して居る。稍々青味を帯びた暗黒色粗粒の片理に乏しい岩石である。主成分をなす藍閃石は長徑 3 mm に及ぶものがあり、劈開に富むその柱面は稍々著しい光澤を示して居る。ロウソン石の多い部分は暗黒色の礦物粒の間に不規則な灰白色の斑點が散在して居る。鏡下では藍閃石>ロウソン石>エチリン輝石>絹石>綠泥石>柘榴石>絹雲母>黝簾石>赤鐵礦。

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	Ig. loss	Total
46.72	4.08	15.20	4.02	5.12	0.13	7.23	9.18	3.62	1.50	0.24	3.19	100.23

含ロウソン石エチリン輝石藍閃片岩，石狩國神居古潭春志内川中流産(金成明分析)

IV. 新 第 三 系

本圖幅中に於ける新第三系は神居古潭岩層の西部に廣く分布するもので、河川流域に於ては廣い第四系により蔽われ又中央南部に於てはイルムケツプ火山の基底をなして居

る。本地域の新第三系は川端層とこれを不整合に蔽う瀧川層とに大別する事が出来る。

1. 川 端 層

川端層は中新世に堆積した淺海性又は瀕海性の岩層であつて、本層及びその相當層は北海道内に於ける新第三系中最も廣範な分布を示すものである。本圖幅中に分布するものはその一部であつて、道中央部に於ける留萌炭田の幌新層群石狩炭田中の瀧の上一川端層等の一部に相當するものと見られるが、本地域内のものには、他地域の様にその内に含炭層或は含油層の存在は知られて居ない。

一般に川端層或はその相當層と神居古潭岩層との間には、白堊系、古第三系或は下部新第三系夾炭層瀧の上相當層等を夾在して居り又その上は下部鮮新統の地層に蔽われて居る事が多いが、本地域内に分布する川端層の東部は不整合又は斷層によつて神居古潭岩層に直接し、西南部は不整合によつて上部鮮新統たる瀧川層により蔽われて居る。川端層と神居古潭岩層との接する部分に於ては、附近の岩層が亂れ、中間に礫又は角礫を含む粘土が發達する部分が少くない事等より、これ等兩者間に地質構造上の弱線があつた事は疑いなく、川端層が神居古潭岩層上に不整合に蔽つた後不整合面に近く又はこれに沿つて一部に斷層作用が行われたものである。この斷層面に沿つては往々衡き上げ運動も行われたものの様で、特にこれ等兩岩層に蛇紋岩體が介在して居る所ではその現象が一層著しく認められる。その好例として、亂された川端層の岩層の上に、同層より古い時代に貫入した蛇紋岩が乗り上つて居る有様は、神居古潭峡谷神居大橋の稍々下流西岸及びその南方の上川ニツケル鑛山採掘跡の西側に於て認められる。これ等の場合、蛇紋岩體と川端層との間には斷層角礫岩が發達して居る。本圖幅の北端屈付志内川^{くつかりしない}上流宇十戸西部の川端層中に巾 200m の神居古潭岩層の綠色片岩が南北に延びた小露出を示して居るが、この兩側も斷層により窺され、これに沿ひ巾 30cm 内外の斷層角礫が認められる。

本地域南部の川端層は瀧川層及びイルムケツブ火山體と北西—東南方向の斷層によつて窺されて居るが、この斷層以南の地域に於ては、相當の範圍の間川端層の廣い露出は見られない。

本地域の川端層の走向は一般に北 20°~30° 西で東又は西に急傾斜し、その間に略々平行した幾條かの背斜又は向斜が存在し、時には 70°~90° の急傾斜を示し特に中部層に

ては東に逆轉する部分もあり本層が著しい褶曲作用を受けた事を示して居る。本層はこれを構成する主要岩層により次の三つに大別する事が出来る。下部層より(A)幌新泥岩層、(B)幌新砂岩泥岩互層及び(C)多度志黒色泥岩層。これ等の内中部及び上部の岩層は所謂川端層型の堆積相を示すが、礫岩層に乏しい事を特徴として居る。尙本地域の川端層には全體を通じ純粹な凝灰岩層が含まれて居ない。

A 幌新泥岩層

本層は本地域内の川端層の最下部をなすもので、神居古潭岩層の西側に接して略北々西の方向に發達して居る。主として厚い泥岩層よりなり下部は稍々厚い砂岩層と互層を示して居る。本層の最下部で神居古潭岩層に近い部分に於ては、暗灰色砂岩、淡青灰色砂岩及び礫岩の互層がありこれ等の内には往々神居古潭變成岩類、蛇紋岩等の岩片が含まれ、又暗色の砂岩中には角閃石、藍閃石、輝石、磁鐵鏽等特殊礦物粒を含む部分も認められる。

尙この部分には *Pecten kimurai* YOKOYAMA が含まれて居る。本層はその性質より見て夕張地方に分布する所謂瀧の上層上部の岩層に相當するものの様である。

B 幌新砂岩泥岩互層

本層は上記の幌新泥岩層と略平行してその西側に分布しその一部は龍川層により不整合に蔽われて居る。本層は主として互に數mmへ數cmの砂岩層と泥岩層とのおおむね互層よりなる事を特徴とする。本層中には諸所に多數の石灰質團塊を含む砂岩層が介在して居る。これ等團塊は一般に徑6~8cm時に15~20cmで略層理面に平行して排列して居る。石狩川と内大部川の合流點南部、園見峠東2kmの石狩川南岸、東尙武山東部の幌内川沿岸等に産するこの種の團塊中には次の二種の蟹特にその缺の化石が含まれて居る。

Callianassa muratai NAGAO

Callianassa sp. (indet.)

尙化石を含む石灰質團塊中特に外縁部には次の有孔虫が密集して居る。

Dentalina emaciata REUSS

C 多度志黒色泥岩層

本層は幌新砂岩泥岩互層の上部に重る岩層で本圖幅に西接する地域には稍々廣い分布を示すが、圖幅内に於ては殆ど龍川層に蔽われて僅に沼田村の一部及び雨龍川の西岸に

小露出を示して居るに過ぎない。

本岩層は暗灰乃至黒色で層理に乏しい緻密塊状の泥岩を主とし、外に少量の砂岩を含むものである。雨龍川本流沿岸及び圖幅外の雨龍川支流ケネベツ川沿岸に露出する岩層中には次の如き化石が含まれて居る。(魚住悟鑑定)

<i>Solemya</i> cfr. <i>tokunagai</i> YOKOYAMA	<i>Meretrix</i> sp.
<i>Cultellus</i> sp. aff. <i>izumoensis</i> YOKOYAMA	<i>Neptunea</i> sp.
<i>Modiola</i> sp.	<i>Ostrea gravitesta</i> YOKOYAMA
<i>Thyasira bisecta</i> var. <i>nipponica</i> YABE et NOMURA	<i>Natica</i> sp.
<i>Acila</i> sp.	<i>Mya cuneiformis</i> BÖHM.
<i>Arca amicula</i> YOKOYAMA	<i>Cardium</i> sp.
<i>Siratoria siratoriensis</i> (OTUKA)	<i>Fusus</i> sp.
<i>Tellina</i> sp.	<i>Macoma optiva</i> YOKOYAMA
<i>Chrysodomus</i> sp.	<i>Buccinum</i> sp.
<i>Natica janthostoma</i> DESH.	<i>Turritella fortilirata</i> SOW.

2. 瀧川層

瀧川層は鮮新世上部に屬する地層で同層及びその相當層は、標式地たる瀧川町東方の空知川沿岸を初めとして、北海道中央南部及び中央北部に廣く分布し、常に下位の地層と斜交不整合よつて接して居る。本層は本圖幅内の西部に廣く發達しその東北部の川端層を不整合に蔽つて居る。多度志川沿岸では殆ど直立する川端層を蔽う部分も見られ河川は大體この不整合線にそつて流れている。

本層は主として凝灰質に富む砂岩と泥岩の互層よりなり、その内に礫岩を夾み、最上部は火山碎屑物の厚層により蔽われて居る。尙本層中には貝化石、埋木、瀾葉樹化石等を含む地層も認められる。本層は岩質、化石等より推して淺海性又は瀕海性堆積層と見做す事が出来る。

本地域内の瀧川層の走向は東部に於ては大體北西—東南であるが、西部に向うに従い略東西に近づいて居る。傾斜は一般に緩かで 5° ~ 15° 西南方に傾いて居り時に水平に近い事もあるが、部分的に稍々急斜を示す所もある。本地域内の瀧川層は岩質より上部、

中部，下部の三層に分つ事が出来る。

下部層は凝灰質砂岩を主とし内に凝灰質泥岩を夾み又一部に埋木層を含む事がある。本層の基底をつくる礫岩層は1~數cm大の礫よりなり部分的に10cm以上に及ぶものを混じて居る。礫は少々角ばつた火山岩類を主とするが，神居古潭岩層に近い内大部川沿岸のものには種々の變成岩類が含まれて居る。本層の主要部分をなす凝灰質砂岩及び泥岩は淡青灰色乃至青灰色を帯びその内に少々角ばつた礫を含む礫層を夾む事がある。又部分的に貝化石を含む岩層も見られる。多度志市街地西南2kmの雨龍川南岸よりは次の化石が知られて居る。

Pecten cfr. *takahashii* YOKOYAMA

Acila gottschei BÖHM

Mya arenaria japonica JAY

Lucina acutilineata CONRAD

Macoma sp.

尙イルムケツブ火山の北麓の基底をなし石狩川南岸に露出する岩層中には *Fagus* sp. その他の植物化石を含んで居る。

中部層は主として砂岩及び礫岩よりなるものである。本礫岩層は2~3帯あり各々數cm~數mの厚さに膨縮しながら連なるものでその内に1cm~數cm大の圓礫を含んで居る。又砂岩層中には厚さ2~10cmの半ば炭化した埋木の薄層が夾在して居る。

上部層は深川町北方山地の南縁に少々狭い部分を示して居る。凝灰質泥岩を主とし、この内に砂岩層を互層として夾んで居るが，埋木の層は認められない。凝灰質泥岩は淡黄褐色で比較的軟く，部分的に褐鐵鏽により著しく汚染された所がある。本層の最上部を占める火山碎屑物層は白色乃至淡褐色の未凝結火山灰中に輕石，安山岩等の角礫を混じて居る。安山岩の角礫には複輝石安山岩の外に黒雲母及び角閃石を含む石英安山岩があるが，これ等は現在のイルムケツブ火山噴出以前のものであるから何所より由來したものか未定である。

以上本地域内の瀧川層は相當に廣い分布を示して居た事は相像されるが，石狩川，雨龍川及びそれ等の支流により著しい侵蝕を受けて現今の状態にせばめられたものである。尙他地域の瀧川層及びその相當層中には幾層かの褐炭層を夾む事が知られて居るが本圖幅中には上述の下部層及び中部層の埋木層以外に見るべきものがない。

本地域内の瀧川層中にはクボツツ山，圓山等に於て見られる様な橄欖石玄武岩の露出が見られるが，これ等は同層堆積の末期に於て噴出したものと推定される。

V. 第 四 系

1. 洪 積 層

本圖幅内の洪積層は主として石狩川北部に於ける新第三系の山地の南麓及び石狩川と南部のイルムケツプ火山體との間に廣く分布し、その他雨龍川及び内大部川の沿岸にもその發達が見られる。一般に沖積層の平地より5~40mの高度を占め、地域的に2~3段の段丘を示す事もあるが、沖積地より徐々に高度を高め、又崖錐性或は扇狀性堆積物と混じて、沖積層、新第三系或は火山碎屑物等と地形的に判然たる境界を示さない部分もある。堆積物は砂、游泥、礫よりなり、礫は火山岩を主とし、第三系、神居古潭岩層の岩石も含まれて居る。蛇紋岩は崩壊し易いため堆積物としての材料を提供して居るが、礫として存在する事は比較的少い。

2. 沖 積 層

沖積層は石狩川、雨龍川を初めこれ等の支流に沿ひ廣く分布して居る。特に石狩川の北側に沿つては最も廣く、石狩平野の北端部をなして居る。この部分は石狩川の流路の跡であり、堆積物の大部分も石狩川及びその支流により運ばれて來たものである事は勿論である。この沖積平地は圖幅内の東端と西端とでは約35mの高度差があり幽かに西方に向つて傾斜して居る事を示している。

沖積層は主として砂、游泥、礫等よりなり一部に少量の泥炭を含む所もある。それ等の表面は厚い表土で蔽われて居り大部分が良い耕地となつて居る。雨龍川の如く、特に廣い蛇紋岩地帯を流下して居る河川に沿う沖積層中には、砂クロム、砂白金及び砂金等が稍々多量に含まれ鑛床をなして居る事は特筆すべきである。

VI. 火 成 岩 類

本圖幅内に發達する火成岩類は、岩石の性質及び生成時期の兩點より、輝綠岩、蛇紋岩、及びこれに伴う岩漿分化脈岩質岩石、橄欖石玄武岩及びイルムケツプ火山岩の四つ

に大別する事が出来る。輝緑岩及びこれと同質の凝灰岩は神居古潭岩層中の緑色質岩の母體をなし珪質又は珪質堆積岩類と共に稍々低度の動力變成作用を蒙つた。本地域中最古の火成岩である蛇紋岩は上記の變成作用の末期に神居古潭岩層中に侵入したものでロゼン岩、トロンニウム岩、閃緑岩質アブライト等の岩漿分化作用による特殊岩石を伴つて居る。橄欖石玄武岩は新第三紀末期に噴出したもので、雨龍及び窟崩山地中各所に小露出を示して居る。イルムケツブ火山岩類は第四紀初期に噴出した安山岩類に屬し本地域中最も新しい火成岩である。

1. 輝 緑 岩 (Diabase)

輝緑岩は緑色片岩帯中諸所に岩床狀に産するものであるが、その多くは大きな地殻變動の行われた以前或はその間に侵入したものと見られるので、變成作用を受け一部片狀輝緑岩となり又緑色片岩帯の主體をなす輝緑質岩又は變成程度の低い輝緑凝灰岩と區別困難なるものがある。比較的塊狀のものは暗綠色細粒堅固で、鏡下では斜長石>輝石>綠簾石>綠泥石、外に少量の磁鐵鏽を含む。斜長石は細い短冊形をなし大部分はソー石に化し、又輝石と共にオプイテツク構造を示す部分も見られる。輝石は $1.0 \times 0.7 \text{ mm} \sim .0 \times 1.0 \text{ mm}$ で半自形、多色性弱く淡綠色～淡褐色で時に淡い紫色を呈し、チタンの含有を思わしめるものがある。 $c \wedge Z = 45^\circ \sim 52^\circ$ で周邊又は劈開に沿ひ綠泥石化が行われて居る。綠簾石は 0.2 mm 内外の黄綠色の細粒で綠泥石の多い部分に發達し、又磁鐵鏽は微晶として散點して居る。春志内川中流に産するものは緻密塊狀なるものの一部に極めて多色性の弱い藍閃石を含有するものがある。本岩は偏力の影響は迎れたが、蛇紋岩の接觸作用により弱い交代作用を受けたものである事を示して居る。本地域中には未だ發見されて居ないが、他地域ではエヂル輝石を含むもの或は多量のチタン輝石を含むものが知られて居る。

本圖幅中神居村神居山附近より産する比較的標式的輝緑岩の化學成分を示せば次の如くである。

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	Ig. Total Loss
49.12	1.00	16.44	6.80	6.01	0.28	5.75	9.00	3.12	0.47	tr	2.66 100.65

輝緑岩，石狩國上川郡神居村神居山附近産（金成明分析）

2. 蛇 紋 岩 (Serpentinite)

神居古潭變成帯に沿つては多數の超鹽基性火成岩體特に現今蛇紋岩によつて代表される岩體が廣い地域に亘つて侵入して居る。これ等蛇紋岩體は大小様々の形を示しつつ神居古潭岩層中或はこれに接して略南北方向を以て北は北見・天鹽國境より南は日高に至る間略連続的に分布して居る。蛇紋岩體は白堊系、又は第三系に接して産する事があり、これ等相互間は斷層によつて境されて居る場合が少くない。

蛇紋岩體の或物はこれに接する神居古潭岩層又は上部白堊系の岩石に接觸變成作用を興えて居る一方蛇紋岩は礫として新第三系又は古第三系に含まれて居る。これ等の事實は北海道中央帯の蛇紋岩は大體に於て第三紀初期の地殻變動に伴つて特殊の變成帯にそつて侵入した事を示して居る。蛇紋岩の大きな岩體は北見天鹽國境より日高にかけ諸所に露出しその各々の長さは15~43 km, 巾は4~10 kmに及ぶものがあるが、本圖幅中には大きな岩體なく、長さ2 km以下、巾500 m以下のレンズ状のものが多數に分布して居るに過ぎない。

本地域内に發達する蛇紋岩類はその岩質より塊狀蛇紋岩、片狀蛇紋岩及び滑石質蛇紋岩の3種に大別する事が出来る。塊狀蛇紋岩は暗綠色乃至暗黒色で比較的光澤に乏しい緻密堅固な岩石で神居古潭峽谷沿岸その他に發達し殊に岩體中の中心部を占める部分にこの種のものが多い。片狀蛇紋岩は暗綠色乃至黝綠色で稍々光澤を有する片狀岩で比較的脆弱である。片理の方向は岩體をはさむ母岩たる結晶片岩の片理と略平行である。片狀蛇紋岩は圖幅中神居山南部地域に發達するものの内に多く見られる。尙片狀を示す蛇紋岩は塊狀蛇紋岩よりなる岩體の周縁部に發達する事もある。滑石質蛇紋岩は白色乃至淡綠色で脂感の著しい軟弱な岩石である。この種の岩石は他地域に於ては相當大きな岩體となつて産するが、本地域に於ては塊狀又は片狀蛇紋岩體の一部をなして居る事が多い。この場合滑石に富む部分とこれを欠く部分とは漸移するものである。

以上各種の蛇紋岩類を鏡下で檢べばいずれも無色乃至淡綠色で葉片狀のアンチゴライトが不規則に集合しその間に比較的多量の磁鐵礦が散點するものである。片狀を示すものも鏡下では特別な構造を示して居るとは認められない。

本地域より産する蛇紋岩中には、他地域に産するものの内に往々見られる様な輝石、橄欖石等の發晶の存在は鏡下に於ても未だ知られて居ない。尙塊狀蛇紋岩體中には稍明

隙な節理が存在し、又極めて細い温石綿、硬蛇紋石等の網脈に貫かれて居る事が多い。且その割目の間隙が方解石により充填されたものもある。

3. ロヂン岩 (Rodingite)

蛇紋岩體中には往々頭大より長徑數mに及ぶ不規則なる白色、灰白色、灰緑白色或は灰黄白色等を示す岩體が存する事がある。この岩石は時に脈状をなすものもあるが多くは四周完全に蛇紋岩に取り囲まれた稍球狀の塊狀岩體である。成分も石灰質珪酸鹽礦物を主體とする所謂ロヂン岩と稱すべきもので、蛇紋岩とは全くその性質を異にするものである。蛇紋岩とは稍々確然たる境界を示す事が多いが、數cmの間に徐々に漸移する事もある。

本圖幅中の蛇紋岩體にも諸所に見られるが神居古潭峡谷の春志内川の入口に近い蛇紋岩體中にその好例が見られる。同岩は灰白色乃至淡緑白色の緻密堅硬の塊狀岩で成分は透輝石>灰礬石榴石>ヴェスツ石で更に微量の綠泥石及び塵埃的不透明物質を含んで居る。周縁部には少量の蛇紋石、磁鐵礦、方解石等を混じて居る部分も認められる。

透輝石 (Diopsid) は殆ど無色で 0.2×0.3 mmの細粒で劈開完全、 $c \wedge Z = 45^\circ$ 、時に双晶を示して居る。灰礬石榴石 (Grossularite) は無色に近い不規則微細な粒状をなして集合して透輝石粒間を充填するもので、十字ニホル下に於ては幽かな複屈折を示す事が常である。ヴェスツ石 (Vesuvianite) は無色又は淡褐色の細粒の集合體として灰礬石榴石の集合體中に帶狀又は脈状をなして配列して居る。本地域産の本岩石については化學成分不明であるが、他地域の例によれば $SiO_2 = 38 \sim 41\%$ 、 $CaO = 27 \sim 29\%$ である。

本岩は礦物成分より見る時は石灰岩が接觸變成作用を受けた場合に生ずる所謂スカルン體と極めて類似の性質を示して居るものであるが、各地の蛇紋岩體中に稍々普遍的に分布する事より見てこれ等は簡單なる石灰質岩石の捕虜岩とは認め難い。本岩はその名稱の由來した New Zealand の Roding river 附近の蛇紋岩中に發見され新岩石として命名された當時 (1911) よりその成因については種々討議されて來たが、恐らく蛇紋岩中に頁岩より生じたと見るべき鹽基性優白岩に、更に石灰に富む水溶液が作用した結果によると見るのが適當の様である。

4. トロンニエム岩 (Trondhjemite)

本岩は雨龍郡多度志村幌内幌成驛の東方2 km の地誌より雨龍川の一支流幌内川の河床及びその南岸に沿つて露出して居る。同岩體は地表に於て最長4 km, 最大巾2 kmで北々西へ南々東に延長して居り、東側は神居古潭岩層中の黑色珪質片岩、北側は同綠色片岩に接し、西南側は新第三系幌新泥岩層と接して居る。本圖幅中にはその南半が含まれて居る。本岩が黑色珪質片岩に接觸する部分に於ては、これに變成作用を與え、局部的に黑雲母ホルンフェルスを生成せしめて居る。

本岩は白色乃至灰白色粗粒堅固の優白岩質の岩石で、岩體の周邊部も中央部も略均質であるが、風化した部分は粗鬆で崩壊し易く局部的に褐色を帯びて居る事がある。鏡下にて最も主要なる鑛物は斜長石で全岩石の約45%内外を占めて居る。石英これに次ぎ、その他に極めて少量の綠泥石、絹石及び陶土化した物質が含まれて居る。

斜長石は主に巾1~1.5mm, 長さ1.5~3mmの正確なる桌子狀結晶をなす斑晶として産出する外0.1~0.2mmの細粒として斑晶間を充している。劈開著しく、正規單式の累帶構造、各種の双晶等を示すものが多い。成分はAn³⁰附近の灰曹一中性長石附近のものが最も多い。石英は全岩石の35%内外を占めその内には1mm以上の結晶もあるが、多くは0.2mm内外で斜長石の周邊に集合して居る。一部に波狀消光、二軸性を示すものも認められる。有色鑛物として見るべきものは綠泥石で少量ながら0.2~0.6mmの不規則の形を示して全岩石中に分布して居る。形状より推して原石中の黑雲母より變化したものと信じられる。この外に微量の絹石、二次的の黝鐵石、絹雲母を含んで居る。本岩は鑛物成分より見て特に斜長石が自形を呈する事及び鐵苦土鑛物の少量なる事を示し次の化學成分と共にトロンニエム岩の特性を表わして居る。

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
70.45	0.10	16.43	0.37	0.71	0.03	1.53	3.11
Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O(-)	H ₂ O(+)	Total		
4.43	1.07	0.58	1.27	0.27	100.35		

トロンニエム岩 石狩國雨龍郡多度志村幌内川 (根本忠寛分析)

本分析結果は原產地 Norway の Trondhjem の標準の岩石と極めて類似の値を示して居る。

トロンニウム岩は他の優白岩と共に蛇紋岩中に岩漿分化脈岩として産出する事は北海道他地域にもしばしば見られる事で本岩もその北部に存在する大きな蛇紋岩體に關係あるものと思われるが、本岩の如き大きな岩體が蛇紋岩體以外の地域に侵入して居る事は珍しい事である。尙本岩は古くより「龍輝石」又は「雨龍御影」と稱され建築石材として用いられて居た。

5. 閃綠岩質アブライト (Diorite aplite)

本圖幅中の西部綠色片岩帯の南端を流るオロウエン澤上流及び中部黑色珪質片岩中の春志内川右股の兩地域内にある小蛇紋岩體中に閃綠岩質アブライトの小露出がある。これ等は共に巾6~7mの小岩脈で、前述のトロンニウム岩と同様に蛇紋岩に關係ある一種の優白質の岩漿分化脈岩である。これと同様の閃綠岩質アブライトの稍々大なるものは雨龍地方の大きな蛇紋岩體中に多數貫入して居る。

本岩は外見灰綠乃至暗灰綠色緻密堅硬な岩石で、汚染された斜長石の基地中に黑色の角閃石が散點する所が見える。鏡下では完晶質で小粒が集合して閃綠岩的構造を示して居る。主成分は斜長石>角閃石で副成分として、普通輝石、黒雲母、石英、綠泥石、葡萄石、磁鐵礦を含んで居る。斜長石は殆どソー石化して居るが一部に双晶を示す新鮮なる部分も認められる。角閃石も一部綠泥石化して居るが新鮮な部分は $\angle Z=15^\circ$ 、 X = 淡黃色、 Y = 淡黃褐色、 Z = 褐色、 $Z > Y > X$ 。本岩は多くの場合細い石英脈によつて貫かれて居る。

6. 橄欖石玄武岩 (Olivine basalt)

雨龍及び留瀨山地一帯には橄欖石玄武岩の小岩體が諸所に露出して居る。本岩石は新第三紀末期に特定の構造線に沿つて噴出したもので、安山岩類を主體とする新期火山體生成の先驅をなすものと見做される。この種の岩石は本圖幅中に於ては、石狩川の北部山地にあるクブツツ山(313.2m)圓山(114m)及びイルムケツブ西北麓の稻見山(140m)等に露出し、附近はいずれも頂上部の丸い稍々偏平の小隆起を示して居る。これ等各地に於ては表土厚く又崖錐性崩壞物多く、玄武岩は破片となつてこれ等と混じて散在して居り、附近の構造は不明であるが他地域の例より推して同岩が、瀧川層下部層及び中部層を貫いて居る事は明かであるから、鮮新世末期に噴出したものと信ぜられる。

本岩石は暗灰乃至黒色緻密の岩質を示し肉眼にて諸所に橄欖石を認める事が出来る。鏡下にて斑状構造を示し、斑晶は斜長石>橄欖石>輝石で、石基は斜長石>輝石である。石基は完晶質で玻璃質の部分なくインターサタル構造を示して居る。

斑晶をなす斜長石は長径0.3~0.7mmの自形又は半自形を示し累帯構造あり成分はAn80~75で特に周縁はAn68である。橄欖石は0.3~0.5mmの粒状をなし $2V=85^\circ$ で、周縁には二次的に變化した部分も見られる。輝石は稍々小さい粒状を示し、淡黄色で $2V=55^\circ$, $c \wedge z=42\sim 44^\circ$ の普通輝石である。石基を構成する斜長石は微小な短冊状を示しAn75, 周縁部に於てAn60である。輝石は斜長石の間に介在し $2V=53^\circ$ 附近のものが多し。尙石基中斜長石及び輝石の間に最後の産物たるAn15内外の斜長石が充填して居る。これ等の性質は前記の三カ所の産地のもののみならず雨龍、留萌兩山地の各所に露出するものにも略共通するものと思われる。

深川町東北方のタブコツツ山より採集した橄欖石玄武岩について分析を行つた結果は次の如くである。

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO
47.52	1.39	18.57	4.58	5.15	7.27
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O(+)	H ₂ O(-)	Total
10.82	3.03	1.30	n.d.	0.59	100.22

橄欖石玄武岩, 石狩國雨龍郡タブコツツ山産 (藤井義雄分析)

7. イルムケツツ火山岩類

本圖幅内に於ける安山岩類はイルムケツツ火山を構成するものの一部によつて代表される。同火山は古第三系及び新第三系を基底として洪積期に噴出したもので、主に石英安山岩、角閃石安山岩、含橄欖石角閃石複輝石安山岩、角閃石複輝石安山岩等の熔岩及びこれ等と關係ある火山碎屑物より成立つて居る。然し同火山は活動休止後解析甚だしく、表土厚く全山草木に蔽われ、山麓部には耕地が發達して居るため、熔岩類は河底に露出し或は高地に破砕片として散點して居る事が多く、熔岩相互の關係、火山構造等を決定する事は困難な状態にある。

本火山の主要なる部分は南接する歌志内圖幅中に存在し、本圖幅中にはその北面に分布する褐色角閃石安山岩、含角閃石複輝石安山岩及び火山碎屑物の一部が認められるに

過ぎない。

(A) 角閃石安山岩 (Hornblende andesite)

本岩石は香江山北麓に廣い分布を占める外稍々離れた部分に高所を造つて轉々と存在して居る。圖幅内に於ては上記の廣い分布を示すものの西北端で沖里河溪谷の左岸を占める部分と、稍々離れてイルムケツプ火山の東北麓出會澤右岸に小丘稜をなす部分とに見られる。

本岩は灰白色乃至灰色で部分的に稍々赤褐色に染められた粗鬆の岩石で、肉眼で斜長石その他の斑晶を認める事が出来る。又部分的に角礫状を示して居る事も少くない。鏡下では斑状構造が著しい。

斑晶は、斜長石 > 角閃石 > 普通輝石 > 紫蘇輝石。斜長石は最も多く $0.3 \times 0.7 \sim 2 \times 5 \text{mm}$ の自形又は半自形の結晶で果糖構造を示し、成分は An_{65-50} の曹灰長石である。角閃石は $0.4 \sim 0.8 \text{mm}$ の短柱状のものが多く、時に長さ 4mm 以上に及ぶものがある。 $c \wedge Z = 2 \sim 7^\circ$ で多色性は $X = \text{淡黄色}$ 、 $Y = \text{褐色} \sim \text{黄褐色}$ 、 $Z = \text{赤褐色} \sim \text{暗赤色}$ 、 $Z > Y > X$ で褐色角閃石に屬して居る。往々周囲を不透明鑛物が取圍み反應縁をつくつて居る。輝石は比較的少量で普通輝石と紫蘇輝石の兩方又は一方を含む事があるがいずれも稍々小粒である。普通輝石は淡黄綠色で多色性に乏しく、 $c \wedge Z = 28 \sim 30^\circ$ 。紫蘇輝石は幽な多色性を示す。 $X = \text{淡紅色}$ 、 $Y = \text{淡綠色}$ 、 $Z = \text{淡黄色}$ 。

石英—斜長石及び有色鑛物の微少な結晶の集合よりなりその間を玻璃が充填してヒアロピリテツク構造を示す部分が多い。

岩石中往々角礫質を示す部分が見られるが、角礫も充填物も共に同種の岩石から出来て居るので熔融角礫質のものと見做す事が出来る。又岩石中には部分的に斜長石と角閃石を主とする特殊の完晶質岩石片が含まれて居るが岩質より見て恐らく同源捕虜岩と推定される。

褐色角閃石安山岩はイルムケツプ火山の本體の一部をなす外、北東部山麓の火山碎屑物中に北東の方向に數百米の延長を示した小丘稜として産出するが岩質は本體のものと殆ど同様である。

(B) 含角閃石輝石安山岩 (Hornblende-bearing two pyroxene andesite)

本岩はイルムケツプ山 (864m) の北側約 4 km にある沖里河山 (802m) の頂上部より沖里河溪谷の右岸一帯に分布する熔岩で、頂上部に於ては北 50° 西の走向、南西に 20° の傾

斜を示す板状節理の發達した岩石が煉瓦を積み重ねた様な産出を示して居る。更にこの岩石には南北の走向で殆ど垂直に立つ節理によつても切られて居る部分が見られる。頂上部の北側の山腹にはこれ等節理によつて生じた板状の轉石が果々として廣く分布して居る。従つて本熔岩の正確なる分布状態は不明であるが、熔岩の位置附近の地形より推して前記の褐色角閃岩安山岩より後期に噴出したものと想像される。

本岩は黝灰色緻密堅固な岩石で斜長石及び輝石の斑晶を見る事が出来る。鏡下にては比較的新鮮な礦物よりなる斑状構造が示されて居る。

斑晶一斜長石>紫蘇輝石>普通輝石>角閃石。斜長石は1~4mmの長徑を有する自形又は半自形をなし、累帯構造及び各種の双晶を示して居る。成分はAn65~60の曹灰長石。紫蘇輝石は0.5×0.3~1.5×0.8mmの柱状結晶で多色性は前述のものと同様であるが、吸収性が稍々弱い。普通輝石は一般に小さく0.5×0.3mm程度の粒状を示し、紫蘇輝石又は角閃石と密着するものが多い。c^Z=41~44°で、微帯紅色より微帯綠色に至る幽かな多色性を示して居る。角閃石は少量で一般に普通輝石と同様の大きさを示す。時に1.5mmの長徑を示し比較的確な外形を示すものもあるが周縁部は磁鐵礦粒その他で汚濁され、僅に中央部のみに新鮮なる部分を残して居る。その多色性はX=淡黄色、Y=緑褐色、Z=綠色。

石基は斜長石輝石及び磁鐵礦の細粒よりなりそれ等の間を玻璃が埋めて居るが、玻璃は多い時と少い時とがある。

岩石中に斜長石、輝石、橄欖石等よりなる完晶質の同源捕虜岩と思われるものが含まれている事がある。

尙本圖幅中には露出は見られないが、香江山の西側で前述の褐色角閃岩安山岩に接して本岩と殆ど同様の性質を有する岩石が廣く分布して居る。但し同岩石は少量ながら常に橄欖石を斑晶として含有して居る事を特徴とする。

(C) 火山碎屑物 (Volcanic ejecta)

イルムケツブ火山地域の殆ど大部分には同火山に關係ある火山碎屑物が分布して居る。特に標高200~300m以下の山麓にはそれ等の堆積が極めて厚く、地形上にも判然とした境界が示されて居る。これ等碎屑物はイルムケツブ火山の活動期に各所より噴出した火山砂、火山泥、火山灰等を主としその内に斜長石、角閃石、輝石、石英等の分解した單結晶を主成分とした砂も混じて居り又各種の安山岩類の大小の破片を多量に含んで居る。

本地域には未だ火山潭の存在は知られて居ない。

これ等碎屑物は初め各種の熔岩流と層状に重つて居たもの或は火山灰として地表に厚く堆積して居たものと推定されるが、火山活動が休止し、漸次解析が進み、頂上部より四周に向つて放射状の溪谷が發達するに及び、これ等崩壊性に富む火山碎屑物は下方に押し流され、途中熔岩の破片も多量に混入し、中腹以下に於ては各所に大規模な扇状性堆積物を構成して居るので噴出當時の原況を推知する事は困難である。

これ等火山碎屑物堆積地には部分的に各種安山岩の2~4mの岩塊が含まれて居る事があるがこれ等の由來についても不明の事が多い。本火山の山麓特に東側に於て、山頂部より發する放射状の溪谷の余り發達して居ない地域には、往々にして各種の碎屑物が互層して厚い層状の堆積を示して居る部分が認められるが、この部分などは、二次的變化を受けない原状を示すものとも見られる。

要するに本地域を厚く蔽う堆積物はいずれも火山性のものであり、それ等の根源はイルムケツプ火山にある事は明かであるから各地區に於ける碎屑物の岩質、分布範圍、堆積状態、地形等を吟味すれば、或程度同火山活動當時の状態を推定し得ると思われる。

VII. 応 用 地 質

本圖幅地域中に於て有望な地下資源として知られるものは極めて少く、過去に於ても僅に少量のニッケル鏽、砂白金、砂金、砂クロム及び建築石材が採掘せられた以外特に見るべきものなく、現今採行中のものは殆どない。上述の鏽種の大部分は蛇紋岩に根源を有するもので、今後探鏽が進み若し他に良好な鏽床が發見されるとすれば、これも蛇紋岩と密接な關係にあるクロム鐵鏽又は溫石鏽であつて、その他のものについては大きな期待は出來ないであらう。本地域内に於て已に或程度採掘された鏽床及び今後探鏽の對象となるべきものに就いて略記すれば次の如くである。

1. ニッケル鏽

七川ニッケル鏽山

蛇紋岩中に常に0.1~0.2%内外のニッケルが含まれて居る事は人の知る所であつて、

蛇紋岩特に熱水作用により變化した蛇紋岩が風化作用により分解して厚い粘土に化した場合、その内の一部が富化されて0.5% 或はそれ以上のニッケルを含むに至る事も少ない。この種の粘土質ニッケル鑛石は本圖幅中神居古潭驛の南方1~2 kmにある神居村上川ニッケル鑛山に於て見られる。本鑛床は戰時中東洋ニッケル株式會社により露天掘にて採掘され良質の鑛石は岩見澤市の製練所に送られて居たが終戰とともに稼行休止となり今日に至つて居る。

本鑛床は神居古潭岩層の綠色片岩と新第三系との間に介在する巾數百m長さ約2 kmの蛇紋岩體の略中央部に位し、附近は海拔200m以下の低い山地をなして居る。鑛床は蛇紋岩を蔽う厚い粘土帶中に含まれて居るが、特に下底の蛇紋岩が稍々著しい珪化作用を蒙り、更に部分的に炭酸作用を伴つた部分の直上部の分解粘土が最も良質の鑛石を構成して居る。この珪化帶と呼ばれる部分は北30°~40°東の方向に約200m連続し、直立或は西に80°の急傾斜を示して居る。その巾は最大50mに及ぶが一般に20~25mで比較的判然とした境界面或は小斷層によつて變化を蒙らない蛇紋岩に接して居る。但し境界面は大部分不規則な出入を示し、直接する蛇紋岩中には絹泥石化、滑石化、曹長石化作用を受けた部分が認められる。

珪化帶の直上には7m内外の風化分解による赤褐色粘土帶があり更に上部には0.5m以下の表土が蔽つて居る。粘土帶の下底部をなす酸化した珪化帶の表面又は裂隙中には綠色の珪ニッケル鑛(Garnierite)が含まれて居る。又この酸化珪化帶には稀に針ニッケル鑛(Millerite)を含む石英脈が貫き又更に石英及び炭酸鹽鑛物の小脈が無數に貫入して居る。

本地域の新鮮な部分の含ニッケル量は0.15%内外であるが、その酸化珪質帶及びその上部の風化分解粘土中に於ては含ニッケル量が可成りに富化されて居る。本鑛床中鑛石として取扱われる部分はその性質より次の5種に分類する事が出来る。(1)粘土鑛、(2)酸化珪質鑛、(3)黒褐色塊狀鑛、(4)含珪ニッケル鑛及び(5)含針ニッケル鑛石英鑛。これ等の内最も品位の高いのは(4)及び(5)であるが、多量なる點、採掘、製煉に適する點等より最も利用價值の多いものは(1)及び(2)である。

粘土鑛は蛇紋岩及び酸化珪質鑛が風化分解して褐色乃至赤褐色の粘土に化した部分で一部に硬い珪質鑛の破片を含んで居る。粘土質の部分は含ニッケル量は0.1~1.0%一般に0.3%以上で比較的良品位であるが、上述の理由で最も稼行の対象物となるものであ

る。

酸化珪質鑛は珪化帯中に含まれる鑛石の大部分をしめる稍々硬質のもので、石英、玉髓、菱苦土石、苦灰石、方解石、緑泥石、褐鐵鑛、ウラル石、少量の蛇紋石、クローム鐵鑛、磁鐵鑛等よりなり、赤褐色又は褐綠色に汚染された部分はニッケル品位0.6%内外を示して居る。稍々量が多く品位が高いので粘土鑛に次ぐ鑛石である。成分として SiO_2 40~60%、CaO 2~5%、MgO 15%±である。

黒褐色塊狀鑛は珪質帯中特に炭酸鹽鑛物に富んだ部分及びこれに接する蛇紋岩が分解してそのまま碎け易い黒褐色の塊となり粘土を含まないもので、ニッケル品位は0.6%以上のものあり上鑛として採取されるが、量は多くない。

含珪ニッケル鑛緑色鑛は粘土帯の最下底で珪化帯の最上部又は裂隙に沿う部分に見られるもので暗綠色又は鮮かな綠色の部分が、脈狀、皮殻狀或は鑛染狀に含まれた鑛石である。概して高品位で、局所的にニッケル含有量30%に近いものも知られて居るが、量は非常に少いものである。

含針ニッケル鑛石英鑛は珪化帯を貫く石英脈中に局部的に賦存し針ニッケル鑛、珪ニッケル鑛、石英よりなる帶綠色の鑛石で、針ニッケル鑛は相集合し時に放射狀を示し結晶の大なるものは往々1.5mmの針狀結晶をなす事がある。鑛石の良質のものは含ニッケル量7~15%に及んで居るか採掘し得る量は少いものである。

要するに本鑛床中のニッケル成分は元々ニッケル鑛物として存在したものでなく蛇紋岩を構成して居た珪酸鹽鑛物中に固溶體をなして居たものが、同岩の進入に引きつづき弱帯に沿つて上昇した岩漿液により炭酸化作用並に珪化作用が行われその際熱水溶液により蛇紋岩中のニッケル分が溶解移動し特に上部の珪化帯に沈澱したものである。尚屢々熱水溶液の作用を蒙つた部分は一般に風化分解され易いため上表面に厚い粘土帯を生成し、その際珪酸、石灰、苦土等が他に移動し、其結果粘土中に鐵分及びニッケル分が富化され、更に天水の作用によりこれ等は粘土帯とその基底をなす稍々堅固な珪化した蛇紋岩との間に濃集沈澱したものと考えられる。従つて本鑛床は一種の露天化殘留鑛床ではあるが、單に蛇紋岩が直接風化したものでなく、炭酸化又は珪化作用を受けた部分が更に風化分解した結果によるものと見られる。

本上川鑛山に於ては戰時中1941~1945年の間に露天掘によりニッケル含有量平均0.6%の鑛石を約4,000噸產出したが終戰とともに鑛行を休止して居る。

2. クロム鐵鑛

北海道内に發達する蛇紋岩體中には諸所に良質のクロム鐵鑛が胚胎して居る事は人の知る所であるが、これ等の分布は地域的に限定されて居る。日高國沙流川沿岸、膽振國釧川沿岸地方には本邦の高品位クロム鐵鑛の大部分が存在するのに對し、これと同様のものは、石狩國神居村神樂岳の北々西部に位する神邦鐵山を北限として、それ以北の地域では、非常に老大な蛇紋岩體が分布して居るのに拘らずその内に從來採行せられた鐵鑛の存在は未だ知られて居ない。本圖幅に東接する旭川圖幅中の近文山より半面山につづく蛇紋岩體中に小規模のクロム鐵鑛が存在し戰時中探鑛が行われたが、開發されるには至らなかつた。

本圖幅中内大部川の東岸の表土中に拳大乃至頭上の小數のクロム鐵鑛の轉石が發見されて居りこれ等はその上部の蛇紋岩體より由來したものである事は想像されるが、その本體については未だ明かにされて居ない。轉石として産するクロム鐵鑛は常に高品位のもので、内大部川沿岸に見られる轉石も酸化クロム量 50% 以上の緻密塊狀鑛で一部に堇泥石及びクロム柘榴石を含むものである。

3. 砂白金

蛇紋岩地帯を通過して流下する河川に沿う沖積層中には砂白金、砂金、砂クロム或は砂鐵が含有されて居り、雨龍川及び天鹽川は北海道のみならず本邦に於けるこれ等の特産地として知られて居る。特に雨龍川の中流幌加内村鷹泊附近は砂白金産地として最も有名である。

本圖幅の西北隅を流下する雨龍川及びその支流に沿う流域中多度志村宇摩團體地區、圖幅の西側に接する沼田村石田の澤、ボンボンの澤、ボンニの澤等に於ても砂白金を産する事が知られ、戰時中は各地とも盛んに採行せられて居たが現在は休止状態にある。

圖幅中の宇摩團體地區的鐵鑛は深名線多度志驛より北方約1 kmの地點以北より上流宇摩團體に至る迄雨龍川本流に沿ひ約4 kmの間鐵鑛區が設定されて居る。本地域は昭和19年6月雨龍鐵業開發株式會社多度志鐵業所により開發が着手され、他地區に見られない電動力による採掘の機械化が行われ且つ人員60名の能力に相當する移動性建型選鐵機が使用され、戰時中相當の成績を挙げた所である。

比較的流域の狭い雨龍川は多度志附近に至つてその沿岸に初めて廣大な沖積地を發達せしめ、その間を蛇行緩流して居る。現河床は厚さ約70cmの砂礫層よりなりその下部の基盤岩は川端層に屬する灰色泥岩である。砂礫層中の礫は一般に細小且つ均質で、機械採掘に最も適して居る。砂白金の賦存は砂礫層下層中のものと、基盤岩上のものと各相半して居る。但し川が蛇行彎曲して居る部分に於てはその内側地帯に含有量の多い傾向がある。

本地域中より産する砂白金は上流の鷹泊附近のものと同様に色澤鮮明であるが一般に極めて細粒で0.1~0.05mmを示し稍々大粒のものも著しく偏平となつて居る。これ等砂白金の成分は他地域のものと同様にイリドスミンに屬して居る。砂礫層最下部に産するイリドスミンの含有量は坪當り平均0.14瓦で坪當り平均1.0瓦を産する上流の鷹泊附近の状態には遠く及ばない。本地域に於ける砂白金採掘可能面積を延長4km、巾平均10mとすれば面積約1.8万坪で約2.7匁の埋藏量を算定する事が出来る。砂白金は常に微量の砂金を伴うもので本地域の砂礫中に於ける砂白金と砂金との割合は7:3である。尙地域の砂礫層中に含まれる砂クロームは1立坪平均15匁内外である。

雨龍川は石狩天鹽國境の古い安山岩地帯に源を發して居るが中流に於て甚大な蛇紋岩體の地域を貫流して居り、本地域の砂白金、砂クローム等がこれ等の蛇紋岩より供給された材料による漂砂礫床をなしたものである事は明かである。本地域の砂白金が概して微量なる事はその本源をなす蛇紋岩體より遠距離にあるためである。

4. 砂 金

多度志方面の雨龍川沖積地より採取される砂白金に常に微量の砂金を混じて居る事は前述の如くであるが、本地域の神居古潭岩層地帯を流れる小澤中にも砂金を産する事が知られて居る。諸所に砂金澤と稱せらるるものがあるのはそのためである。神居古潭驛の東方1kmの處を北流する神居古潭砂金澤は大正末期及び昭和12年に稍々大規模に採掘され當時1粒にして10匁瓦のものを得たと傳へられて居る。この附近の砂金を産する小澤はいつでも蛇紋岩に貫かれた綠色片岩の地帯を流下するものが多い。

5. 砂クォム鐵鱗

砂白金礫床の項に述べた如く、蛇紋岩地帯を流下する河川の流域には砂白金と共に砂

クロムを産出する所が多く、雨龍川、天鹽川及びそれ等の支流に沿つては多數の砂クロム鑛床が存在して居る。特に雨龍川中流には梶加内土谷鑛山の如く戦時中より引きつづき現今も尙採掘をつづけて居る現今本邦唯一の砂クロム鑛床が存在して居る。

本圖幅内には雨龍川の流路短くその間に優良なる砂クロム鑛床地帯は認められず、僅に多度志村宇摩瀧地區の砂白金鑛床中に少量含まれて居るに過ぎない。他地域の砂クロム鑛床中優良なるものに於ては！立坪の砂鑛中に約100疋、特殊の場合には180疋の砂クロムを含んで居る事が知られて居るが、本地域中のものは僅に15疋内外で、従つて砂クロムのみを目的としての採取は行われた事がなく戦時中砂白金採取の副産物としてその少量が集められて居るに過ぎない。

砂クロムは一般に砂鑛層の上層部には少く中部以下に濃集して居る事が多いので最下底に存する砂白金以前に採取されるのが常である。砂鑛として産出するクロム鑛は長徑1mm内外の黑色光澤を示す細粒で、多くの場合磨滅して稍々丸味を帯びて居るが、その内には正確な八面體を示したものも少くない。砂クロムは鑛石として相當高い品位を示すものであるが、その品位は鑛石中に混じて居る磁鐵鑛の量により變化がある。混入する磁鐵鑛の量は地域的に差異を示すもので、少きは1~2%より多きは30%に及んで居る。

砂鑛をなすクロム鑛が砂白金と同様にこれと關係する河川の上流の蛇紋岩體に根源を有する事は明かであるが、これ等の河川の上流に必ずしも塊クロム鑛床の存在しない事、砂クロム鑛に結晶形の完全なものが多い事等よりして、これ等砂クロム鑛石は蛇紋岩中に造岩鑛物として存在して居たクロム鑛及び磁鐵鑛が岩石と共に崩壊し運搬堆積され漂砂鑛床となつたものと信ぜられる。

6. 硫 化 鑛

本地域の蛇紋岩中或はこれと結晶片岩との接觸部、又はイルムケツプ火山下部熔岩の變朽安山岩化した部分には少量の黃鐵鑛、磁硫鐵鑛等が鑛染して居る所があるが未だ見るべきものはなく、尙今後もこれ等の良好な鑛床の發見は期待出来ない。本圖幅北方の雨龍川沿岸の梶加内水銀山には蛇紋岩中に辰砂鑛床があり、又雨龍川の砂白金鑛床中には往々辰砂粒を混じて居るが、本地域の蛇紋岩中に辰砂の胚胎するものについては未だ知られて居ない。

7. 温石綿

温石綿は常に蛇紋岩中に胚胎する礦物で、本道各地より其の産出が知られて居る。本圖幅内に於ては、その南部のオロウエン澤の蛇紋岩體中に極めて細い温石綿脈が發達して居るのが認められるが、未だ隊行の對象になる良質のものは知られて居ない。本圖幅に隣接する雨紛、上江丹別、幌加内等の各山地よりは少量ではあるが1~2 cmの脈巾を持つ時々良質の温石綿が産出して居るので、本地域内に於ても、今後同様のものの發見は期待出来る。内大部川の upstream 新城附近は本道に於いて初めて角閃石質石綿が發見された所として知られて居り、これに北接する本地域内の蛇紋岩中にも同種のものが存在するであろうが、新城附近と同様に量に於ても質に於ても隊行價値あるものは期待出来ない。

8. 褐炭

本圖幅以外の地域に發達する瀧川層及びその相當層中には褐炭層を夾む事が知られて居るが、本地域中の同層中には部分的に少量の埋木、炭化物又は植物化石を含むのみで未だ良質の褐炭層が夾在する事は知られて居ない。

9. 石材及び工業原料

本地域から石材として切り出されたものにトロンニエム岩がある。本岩は既述の如く深名線幌成驛の東方2 kmの地點より幌内川に沿い約4 kmにわたつて露出する白色乃至灰白色粗粒堅固の優白岩質岩石で、外見が稍花崗岩に似て居るので、古くより「雨龍御影」「耐火花崗石」又は「龍輝岩」等の名で呼ばれ、古くより建築石材として用いられて居るものである。北海道工業試験場の實驗結果によれば、石材としての性質は次の如くである。

熔融度：1,200°C 耐壓強度：36.125 屈 吸水率：0.775%

1 切の目方：19.4 貫 比重：2.625

沖里河山の頂上部を構成する含角閃石複輝石安山岩は板狀節理とこれに直交する節理とによつて煉瓦を積み重ねた様な産状を示して居る。故に同所の岩石及びこれより山麓に轉じた岩石は堅固な板狀を示すものが多い。未だ建築石材として用いられた事は聞かないが、運搬の便があれば或程度の用途があるものと思われる。

本圖幅の東に隣接する台塚曲水澤入口附近には淡青色堅硬な石英片岩の採石場があり堤防用材として使用されて居る。本地域内にも同様のものがあるが量少く未だ採掘されて居ない。又北接する上江丹別地域の赤色珉岩は耐火煉瓦用として少量採掘された事があるが、本地域のものには量又は質に於てこれに適するものがない。又神居古潭附近に石灰岩を産すが、量に於て採掘の價値はない。

神居古潭峽谷の河底に暗青緑色で光澤に富み滑らかな表面をもつた岩塊が諸所に轉石として存在して居る。これ等は「神居古潭石」又は「油石」と稱されるもので、乃至數噸のものは貴重なる觀賞用庭石として天然の形のままで掘出されて居る。本岩は外見蛇紋岩に似て居るが非常に堅硬で、鏡下で檢すると曹臥石石英片岩又は含藍閃石輝綠岩で、特にその硬化された部分が風化分解をまぬかれ丸味を帯びたまま土壤中に存在し更に河川中に轉落して表面が一層削磨されたものである。

超鹽基性火成岩特に純粹の橄欖岩は耐火煉瓦用としての用途があるが本地區のもの殆ど全部は蛇紋岩化作用が著しく進んで居りこれには適さない。蛇紋岩は近來落成糞肥等の材料に利用されるが量又は交通の點で本地域のものは問題にならない。又蛇紋岩中には常に多少の滑石を伴つて居るが、全北海道の例に見ても良質の鱗床の存在は知られて居ない故にこれも本地域中のものには期待出来ない。

10. 鑛 泉

本地域内に於ける鑛泉は二つの系統に屬して居る。一つは神居古潭岩層中の小構造線に關係し他はイルムケツプ火山に關係するものである。両者は成分上も可成りの差異を示して居る。

神居古潭岩層中のものは神居古潭驛南東方 600m の海拔 90m 附近の綠色片岩中に二、三の湧出口を有し、旭川營林局保養所神居莊及び旅館古潭莊に於て浴用として利用されている。泉質は一般に無色透明乃至稍々混濁、無味にして硫化水素の強臭を有する。泉温は 6°C、pH は 2.6 で酸性鑛泉に屬する。1 立中に含有する固形物成分は次の如くである。(單位瓦)

CaS	Na ₂ SO ₄	NaCl	Ca(HCO ₃) ₂	K ₂ SO ₄	H ₂ S	MgSO ₄	Fe	有機物	Total
0.2341	0.1835	0.1125	0.0523	0.0431	0.0317	0.0163	tr.	tr.	0.6735

神居古潭鑛泉中固形物成分 (1 立中) (内務省東京衛生試験所分析)

イルムケツブ火山に關係あるものは沖里河の川底に3~4ヶ所の涌出口があり一部は鳩の湯鑛泉として旅館あり浴用に供されて居る。

涌出口附近は炭酸瓦斯を發生し又酸化鐵の沈澱甚だしく周圍の岩石は赤褐色に汚染されて居る。又一部には現生植物の破片の跡を示す鑛泉沈澱物の層も見られる。泉質は無色透明でかすかに鹹味を有するが無臭である。泉温は9°C、比重は15°Cで1.001、弱い酸性であるが煮沸すればアルカリ性となる。1立中に含有する固形物成分は次の如くである。(單位瓦)

Na ₂ CO ₃	NaCl	CaCl ₂	MgCl ₂	Al ₂ (SO ₄) ₃	CaCO ₃	MnO
3.2139	1.3571	0.1918	0.3119	0.3657	0.3278	0.0007
I ₂ HBO ₃	SiO ₂	FeCO ₃	Total			
tr	0.0800	0.0028	6.3517			

沖里河鳩の湯鑛泉中固形物成分(1立中)(内務省東京衛生試験所分析)

同鑛泉中半結合及び遊離のCO₂は3.6336瓦である。尚鑛泉沈澱物の分析値は次の如くである。(%)

CaO	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O+K ₂ O	H ₂ O	CO ₂	不溶解残渣(SiO ₂ 外)	Total
51.60	1.58	3.16	1.16	38.91	1.07	97.48

沖里河鳩の湯鑛泉沈澱物(中村政雄分析)

文 献

- (1) 1877 Lyman, B. C. : A General Report of Geology of Yesso. Kaitakushi, Sapporo. (明10)
- (2) 1878 來曼 : 北海道地質總論. 開拓使, 札幌 (明11)
- (3) 1886 Harada, T. : Versuch einer geotectonischen Gliederung der japanischen Inseln. Tokyo (明19)
- (4) 1888 原田豊吉 : 日本地質構造論. 地要, 2號 (明21)
- (5) 1889 神保小虎 : 北海道地質略説. 地學, 第1卷 (明22)
- (6) 1889 神保小虎 : 北海道の片岩. 地學, 第1卷 (明22)
- (7) 1890 淺井郁太郎 : 石狩川上川地理小誌. 地學, 第2卷 (明23)
- (8) 1890 神保小虎 : 北海道の御荷鉢. 地學, 第2卷 (明23)

- (9) 1892 Jimbo, K. : General Geological Sketch of Hokkaido with Special Reference to the Petrography. Hokkaidocho, Sapporo. (明25)
- (10) 1900 小藤文次郎 : 藍閃岩の分析. 地質, 第7卷 (明33)
- (11) 1901 Washington, H. S. : A Chemical Study of the Glaucophan Schist. Am. Jour. Sci., 4 Ser., 11. (明34)
- (12) 1913 山崎直方・佐藤傳藏 : 北海道及樺太. 大日本地誌, 第9卷 (大2)
- (13) 1918 小藤文次郎 : 藍閃千枚岩の分析. 地質, 第25卷 (大7)
- (14) 1924 鈴木 醇 : 本邦産藍閃片岩. 地質, 第31卷 (大13)
- (15) 1925 中尾清藏 : 札幌附近土壤中の藍閃石. 地質, 第32卷 (大14)
- (16) 1927 渡邊光・今泉政吉 : 日本群島に於ける火山の分布並びに地形學的火山群の設定. 地理學評論, 第3卷 (昭2)
- (17) 1928 小石源藏 : 北海道雨龍炭田地質調査豫報. 日本鑛業會誌, 第44卷 (昭3)
- (18) 1929 小石源藏 : 雨龍炭田に於ける梶新介燄化石層に就きて. 日本鑛業會誌, 第45卷 (昭4)
- (19) 1932 Yokoyama, M. : Tertiary Mollusca from the Coal Field of Uryu, Ishikari. Jou. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec. II, Vol. 2 pt. 4 (昭7)
- (20) 1932 鈴木 醇 : 日本結晶片岩. 岩波講座(岩石學) (昭7)
- (21) 1932 原田準平 : 北海道産ベクトライトに就いて. 岩礦, 第8卷 (昭7)
- (22) 1932 鈴木 醇 : 北海道に於ける藍閃片岩類の原產地. 地質, 第39卷 (昭7)
- (23) 1932 鈴木 醇 : 本邦産藍閃片岩類に關する二三の新事實に就いて. 岩礦, 第8卷 (昭7)
- (24) 1933 山口四郎 : 雨龍及び上川地方の地質學的並に岩石學的研究. 北大保存手記(卒論) 第7號 (昭8)
- (25) 1933 鈴木 醇・山口四郎 : 旭川北西部山地に於ける超鹽基性火成岩の接觸變成作用に就いて. 地質, 第40卷 (昭8)
- (26) 1933 鈴木 醇 : 北海道の地勢及び地質. 改造社地理講座, 第1卷 (昭8)
- (27) 1933 Suzuki, J. : Aegirine augite bearing Riebeckite Quartz Schist from Kamuikotan, etc. Proc. Im. Acad., Vol. 9 (昭8)
- (28) 1933 淡路正三 : 河川曲流に就いて. 地理學評論, 第9卷 (昭8)
- (29) 1934 鈴木 醇 : 所謂神居古潭系の岩石に就いて. 地質, 第41卷 (昭9)
- (30) 1934 Suzuki, J. : On Some Soda-pyroxene and-amphibole bearing Quartz Schist from Hokkaido. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. (IV) Vol. 2 (昭9)
- (31) 1934 鈴木 醇 : 北海道神居古潭其他より産する含エヂリン輝石リーベカイト

- 石英片岩に就いて、岩礦、第12卷 (昭9)
- (32) 1935 鈴木 醇：北海道雨龍産トロンニエム岩 (Trondhjemite) に就いて、岩礦第14卷 (昭10)
- (33) 1938 鈴木 醇：北海道變成岩中の曹達角閃石類に就いて、岩礦、第20卷 (昭13)
- (34) 1938 鈴木 醇：北海道神居古潭産 Lawsonite 及び Pumpellyite に就いて、岩礦、第20卷 (昭13)
- (35) 1939 Suzuki, J.: A Note on Soda-amphiboles and pyroxenes in Crystalline Schist from Hokkaido. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. (IV) Vol. 4. (昭14)
- (36) 1939 鈴木 醇：御荷鉾系及び神居古潭系の岩石學的研究、學振第6常置抄録、第1號 (昭14)
- (37) 1939 Nagawo, T. Huzioka, K.: A New Species of *Callianassa* from the Neogene Tertiary of Hokkaido. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. (IV) Vol. 4. (昭14)
- (38) 1940 鈴木 醇：北海道産蛇紋岩に附隨する優白岩類に就いて、岩礦、第23卷 (昭15)
- (39) 1941 重本長春・末光俊雄・齋藤昌之：石狩國神居山地北部の地質、北大保存手記 (修論) 第69號 (昭16)
- (40) 1941 金田政一・大島徳哉・小川致男・榊原才市：石狩國神居山地の地質、北大保存手記 (修論) 第70號 (昭16)
- (41) 1941 鈴木 醇：北海道産石綿について、岩礦、第20卷 (昭16)
- (42) 1942 鈴木 醇：北海道及び樺太に於ける砂クロム礫床、岩礦、第27卷 (昭17)
- (43) 1942 鈴木 醇：北海道産クロム鐵礫々石に就いて、岩礦、第27卷 (昭17)
- (44) 1944 鈴木 醇：北海道地質概観、地質、第51卷 (昭19)
- (45) 1944 石川俊夫：石狩國上川ニツケル鑛山、學振58小委員會、第72號 (昭19)
- (46) 1945 藤原隆代：蛇紋岩に關するニツケル礫床の一例に就いて、北大保存手記 (卒論) 第164號 (昭20)
- (47) 1946 山本敏夫：石狩國雨龍郡深川町北部附近の地質、北大保存手記 (修論) 第193號 (昭21)
- (48) 1947 木下龜城：本邦ニツケル資源、學振58小綜合報告第1號 (昭22)
- (49) 1948 舟橋三男：日高帯及び神居古潭帯の岩石、地團研誌 第2卷 (昭23)
- (50) 1950 鈴木 醇：本邦超鹽基性岩類に附隨する諸礫床の生成形式、科學、第20卷 (昭25)
- (51) 1950 舟橋三男：雨龍空知地方の玄武岩、新生代の研究、第5號 (昭25)

- (52) 1950 鈴木 醇：北海道の砂白金鑛床- 北海道地質要報, 第14號 (昭25)
- (53) 1951 舟橋三男：北海道の日高帯と神居古潭帯の岩石. 地球科學, 第4號 (昭26)
- (54) 1951 佐々保雄・根本忠寛・橋本直・松澤太郎編：北海道現勢圖說地質圖同説明書. 北海道總合開發委員會事務局 (昭26)
- (55) 1952 中村政雄：深川町南方イルムケツプ山附近の地質及び岩石. 北大保存手記 (修論) 第311號 (昭27)
- (56) 1952 藤原哲夫：神居古潭峽谷南方地域の地質. 同上第313號 (昭27)
- (57) 1952 山田敬一：神居古潭峽谷北方地域の地質. 同上第315號 (昭27)
- (58) 1952 Suzuki, J. : Ultra-basic Rocks and Associated Ore Deposits of Hokkaido, Japan. Jour.Fac. Sci. Hokkaido Univ. (IV). Vol. 8. (昭27)
- (59) 1953 舟橋三男：玄武岩の問題. 地球科學, 第10號 (昭28)
- (60) 1953 舟橋三男：上江丹別圖幅及び同説明書. 北海道開發廳 (昭28)

(完)

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1 : 50,000

FUKAGAWA

(Asahikawa-48)

By

Jun Suzuki

(Geological Survey of Japan)

Résumé

General features

The Fukagawa sheet covers an area lying between $43^{\circ} 40'$ and $43^{\circ} 50'$ N. lat., and $142^{\circ} 0'$ and $142^{\circ} 15'$ E. long., which occupies the western part of central Hokkaido. The area is composed mainly of metamorphic rocks of the Kamuikotan complex, and associated igneous rocks, Tertiary strata, volcanic products and alluvial materials, being now restricted to limited area.

The crystalline schists of the Kamuikotan complex with their associated intrusive masses form the mountaineous region of the eastern part of the area, while Neogene Tertiary strata constitute the western low-lands, these strata being surrounded by alluvial plain and provincionally penetrated by younger volcanic rocks.

The **physiographical features** of the mountains and river valleys in the area have been determined by the relative powers of resistance of the rocks to the denuding agencies. Topographically, the Kamuikotan complex forms the mountaineous ridges trending in a longitudinal direction at an elevation of 500m. to 800m. ,while younger strata constitute comparatively flat-topped low-lands, none rising to a greater height than 325m as these later rocks resist more feebly the agents of denudation. The features are dominated by the volcanic masses which rise above the Tertiary foundation. In the area the Ishikari and Uryu rivers flow across plains on the both sides of them alluvial and diluvial terraces are preserved.

The **geological history** of the region is summarized as follows:

- 1) Pre-Cretaceous sedimentation and dolerite intrusions. (Formation of the original rocks of the Kamuikotan complex).
- 2) Metamorphism, ultrabasic and accompanied leucocratic intrusions (Cretaceous - Early Tertiary), folding and faulting.
- 3) Denudation.

- 4) Miocene sedimentation.
- 5) Folding and faulting, denudation.
- 6) Pliocene sedimentation and basaltic extrusions.
- 7) Slight folding and faulting, denudation.
- 8) Pleistocene sedimentation, extrusions of the Irumkeppu-volcanics, terrace formation.
- 9) Alluvium deposition, denudation, talus and fan formation

		Age	Formation	Igneous rocks	
Caenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium (Alluvial, fan, talus deposits)	Irumkeppu volcanics	
		Pleistocene	Diluvium (Terrace deposits)		
	Neogene Tertiary	Pliocene	Takikawa formation	Upper (Tuffaceous mudstone, sand- stone)	Olivine-basalt
				Middle (Sandstone, conglomerate)	
				Lower (Tuffaceous sandstone, mud- stone, conglome- rate)	
Miocene	Kawabata formation	Tadoshi black mudstone member.	Serpentine Leucocrate		
		Poroshin sandstone mudstone alterna- tion member Poroshin mudstone member			
Pre-Cretaceous		Kamuikctan complex	{ Green schists, siliceous schists, calcareous schists, phyllites, mylonites, etc.	Diabase	

Kamuikotan complex

The Kamuikotan complex is extensively distributed in belts in the eastern part of the sheet, running roughly NNW - SSE. The prominent members of the complex in this region are green schists and black siliceous schists, interbedded with thin layers of reddish quartzite, limestone, phyllite, mylonite and schalstein. The fundamental type of the Kamuikotan complex are of somewhat crystalline nature and generally schistose in structure.

The **normal metamorphic members** of the Kamuikotan complex in the area are classified as follows:

A) **Siliceous, argillo-siliceous and calcareous metamorphics**

- Black quartz schist
- Sericite quartz schist
- Chlorite sericite albite quartz schist
- Hornblende quartz schist
- Quartzite
- Radiolaria-bearing cherty rock
- Black phyllite
- Mylonite
- Calcareous quartz schist
- Crystalline limestone

B) **Basic metamorphics**

- Diabase schist
- Schistose schalstein
- Epidote chlorite schist

Of these crystalline schists, the siliceous and calcareous types are assumed to be derived from some siliceous, argillo-siliceous or calcareous sediments and the presence of residual grains of pyroxene or unaltered blocks of diabasic rocks in a member of the green-schists would appear to indicate that such rocks originated in most case from basic igneous rocks and their derivatives.

As no organic remains except the presence of radiolarian casts in some cherty rocks have been found in the rocks of the Kamuikotan complex, the stratigraphical position and age of the complex are not yet clearly defined and are now only said to be pre-Cretaceous.

In and along these crystalline schist zones, there develop numerous small lenses or narrow belts of ultrabasic intrusives, which are now represented by serpentinite, showing their long axes roughly parallel to the regional strike of the county. It may probably be safely assumed the intrusion of the ultrabasic masses belongs to an early Tertiary orogenic period, from the available facts in the other districts.

It is noticeable that various interesting rocks locally develop between normal schistose rocks in the Kamuikotan complex and the serpentinite masses, which have attracted special attention because of the presence of some special soda-bearing silicates, such as albite, glaucophane, crossite, riebeckite, crocidolite, aegirine-augite. In addition to these, some special minerals like lawsonite, garnet, zoisite, sphene, rutile, stilpnomelane, apatite, etc. are occasionally included in similar rocks.

Excellent localities for these special rocks are known at the area along the Kamuikotan valley, the Harushinai and Orowen rivers in this region. The detailed mapping of these localities has proven that these special rocks have only a limited development in an area along or near a certain serpentinite mass or lens, though some geological and petrological differences are found locally in them. This fact seems reasonably to indicate that these special rocks are a product brought about by contact metamorphic action due to ultrabasic intrusion and the occurrence of the special minerals in them, originated from pyro-metasomatism, primarily owing to the action of some specially soda-rich hydrothermal solution derived from the ultrabasic intrusions.

Some typical examples of these special **contact metasomatic rocks** from this area may be named as follows:

A) Siliceous schists

- Glaucofane albite quartz schist
- Aegirine augite-bearing glaucofane albite quartz schist
- Riebeckite albite quartz schist
- Garnet-bearing riebeckite albite quartz schist
- Aegirine augite-bearing riebeckite albite quartz schist
- Biotite hornfels

B) Diabasic metamorphics

- Glaucofane-bearing diabase schist
- Glaucofane-bearing schistose diabase
- Glaucofane-bearing schistose schalstein
- Aegirine augite-bearing albite diabase schist
- Aegirine augite- and glaucofane-bearing diabase schist
- Stilpnomelane- and glaucofane-bearing diabase schist

C) Chlorite schists

- Hornblende albite chlorite schist
- Stilpnomelane chlorite schist
- Stilpnomelane-bearing albite epidote chlorite schist

D) Amphibole schists and amphibolites

- Albite amphibole schist
- Chlorite amphibole schist
- Chlorite actinolite schist
- Amphibolite
- Glaucofane-bearing amphibolite
- Sphane- and aegirine augite-bearing amphibolite

E) Glaucofane schists

- Chlorite albite glaucofane schist
- Stilpnomelane-bearing epidote sericite glaucofane schist
- Aegirine augite-bearing albite glaucofane schist
- Lawsonite and garnet-bearing aegirine augite glaucofane schist

(with pumpellyite veins).

Neogene Tertiary

Along the western side of the Kamuikotan complex zone, Neogene Tertiary formations occupy a wide area in the region though the most of southern half of it is overlaid by the younger volcanics and the Caenozoic deposits. The formations can be stratigraphically classified into two called respectively the Kawabata formation and the Takikawa formation.

Kawabata formation

The Kawabata formation rests unconformably upon the fundamental schists of the Kamuikotan complex though locally faults can be recognized along the boundaries between them. Between the Kamuikotan complex and the Kawabata formation there are Cretaceous and Palaeogene beds in the neighbouring areas, but no traces of them have been recognisable in the area of this sheet. The small fault trends NW. to SE. on the north-eastern foot of the Irunkeppu volcano. The formation of the fracture may be of earlier date of the formation of the volcano.

The Kawabata formation in the area, which belongs to the upper Miocene consists of stratified sandstone, mudstone and a few conglomerates, all much disturbed and folded, and is subdivided into three members from the petrological natures in ascending order:

A) **Horoshin mudstone member**:— It is composed chiefly of mudstone, partly of sandstone in the lower part resting unconformably upon the Kamuikotan complex. Fossils, *Peeten kimurai* Yokoyama, etc., have been found in the sandstone at the point 100 m. south of Kamuikotan. The sandstone layer is intercalated with occasional beds of loose conglomerates, especially in its lower part so-

me pebbles of which have been derived from the Kamuikotan complex.

B) Horoshin sandstone and mudstone alternation member:—

This member consists of mudstone and sandstone alternating in thin bands, several mm.~several cm. all of which are very much folded and is characterised by containing crab fossils, *Callianassa muratai* Nagawo and *Callianassa* sp., in the nodules in sandstone. A part of the member is overlaid unconformably by the strata of the Takikawa formation.

C) Tadoshi black mudstone member:— It consists of black mudstones, underlying mostly the strata of the Takikawa formation and has only been traced in several section on river-cliffs of the Tadoshi and Uryu rivers. Numerous remains of marine mollusca are recognisable in them. Amongst the fossils proving the age to be upper Miocene may be mentioned:

Solemya cfr. *tokunagai* YOKOVAMA

Cultellus sp. aff. *izumoensis* YOKOVAMA

Modiola sp.

Thyasira *bisecta* var. *nipponica* YABE et NOMURA

Mya *cuneiformis* Böhm

Arca *amicula* YOKOVAMA

Siratoria *siratoriensis* (OTUKA)

Cardium sp.

Ostrea *gravitesta* YOKOVAMA

Natica *janthostoma* DESH.

Turritella *fortilirata* SOW. etc.

Takikawa formation.

The formation in the area is northern extension of that of the typical locality near Takikawa town, about 20 km. south from the area, and was deposited in the same condition. Tuffaceous sandsto-

nes, mudstones and a few conglomerates, all of shallow-sea deposits comprise the formation and they belong to the upper Pliocene. They rest unconformably upon the Kawabata formation and partly are covered by the Irumkeppu volcanics. The strata of the formation have mostly a very slight dip, $5\sim 15^\circ$ to the SW. or SSW., or lie nearly horizontal without any marked disturbance, though they are locally folded.

The **lower part** of the formation consists chiefly of tuffaceous sandstone intercalating conglomerate and mudstone in which a small amount of carbonaceous fragments of plants *Fagus* sp. etc. and lignite has been found. Fossils occur in various places and include

Peeten cfr. *takahashii* YOKOVANA

Mya arenaria japonica JAV

Macoma sp.

The **middle part** of the formation, the succeeding deposit on the above-cited layer, is composed chiefly of sandstones with intercalated the beds of conglomerates and in places of thin lignite beds.

The rocks of the **upper layer** of the formation consist principally of thick beds of pyroclastic materials rarely showing any signs of stratification, though bands of sandstones are occasionally intercalated.

Pleistocene

Pleistocene deposits are widely developed in the area extending along the Ishikari and Uryu rivers. Alluvial material is found both in present streams and on the several steps of terraces above stream level which are accompanied by the talus and fan accumulations. They consists chiefly of soil, peat, clay, sandy clay, sand and gravel with underlying Neogene Tertiary though peat is absent in certain localities. Of gravels and pebbles of the deposits volcanic rocks are most abundant. The beds are horizontal, or dip very slightly to the

west.

It is worthy to note that alluvial deposits contain locally minute amounts of placers of iridosmine, gold, and chromite.

Ingeous rocks

The **serpentinites** which occur as masses or lenses in and along the Kamuikotan complex zone can roughly be classified by their petrographical natures into three types: massive serpentinite showing mesh structure, schistose serpentinite and talcose serpentinite. The serpentinite masses in the area are in places accompanied with **leucocratic rocks** such as trondhjemite, diorite-aplite, etc. which may be genetically related to the ultrabasic rocks and may belong to a single intrusive series.

The **volcanic rocks** in the area belong two periods and all to be of basic and intermediate natures; the earlier are the basalts which are believed to be of late Pliocene age and the later are the various andesites of the Irumkeppu volcano which were mainly poured out in post-Pliocene times.

Three basaltic domes seem to be present in the area, two rise above the low-land of Tertiary to a height respectively of about 40m. and 100m. forming the small hills in the northeastern environs of Fukagawa, and the other is situated on the northwest foot of the Irumkeppu volcano. The rocks are all fresh olivine-basalt but occur usually fragments and blocks which were accompanied by the thick detrital materials.

On the south side of the central portion of the area, northern skirt of the Irumkeppu volcano covers the Neogene Tertiary formations. Two pyroxene andesitic, brown hornblende andesitic and hornblende-bearing two pyroxene andesitic laves, and volcanic ejecta are represented in this part. Many large lava flows spread over the volcano, but the exposures of those rocks are usually very bad as

they are covered by talus and fan which may possibly have accumulated through several times.

Economic geology

In general the serpentinites in Hokkaido are not only of interest geologically but they are of special importance because of the associated deposits of various kinds of useful minerals such as chromite, platinum mineral group, chrysotile asbestos, mercury, nickel, copper, etc. But except for some small deposits of nickel and placer iridosmine, no workable deposits of chromite, chrysotile, etc. have been known in the area, in spite of the existence of numerous localities of serpentinite masses.

At the Kamikawa mine near the Kamuikotan valley the **nickel ores** were mined by open-cut from 1941 to 1945. The ores from where are residual earthy clayey matters derived from decomposition of the underlying serpentinite mass containing 0.3~0.8% nickel and 20~35% iron. The underlying serpentinite is partly penetrated by numerous veinlets of calcite and quartz, in which a small amount of garnierite and millerite is found especially in the lower part of the residual clay resting on the veined serpentinite, indicating that the deposits were enriched by hydrothermal solution.

Placer iridosmine deposits are widely found in the areas along the Uryu river which runs through the large serpentinite district at its upper course. In this area, a part of the deposits is known in the Tadoshi district in where iridosmine grains are always found in extremely minute amount in the lowest part or on the bed-rock of the alluvial deposits. In the deposits some quantities of placers of fine native **gold** and **chromite** usually occur as by-product of base metal mining operations.

With respect to **chromite** and **chrysotile** asbestos, though their modes of association with the serpentinites present no unusual fea-

tures, the forms and volumes of them are not yet ascertained at present.

The trondhjemites from Horonari have furnished most of the **building stones** in the past. Fragments of lignite have been obtained from the middle and lower parts of the Takikawa formation, but no workable lignite seams are known in this area.

Two **mineral springs** are known in the area, one is located near Kamuikotan and is apparently connected with the faults affecting the Kamuikotan complex, and the other occurs in the district of the Irumkeppu volcanics.

昭和28年3月5日印刷

昭和28年3月10日發行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 山藤國八

印刷所 山藤印刷會社
