

5 万 分 の 1 地 質 図 幅 説 明 書

比 布

(旭川一第 44 号)

工業技術院地質調査所併任

北海道大学教授 鈴木 醇

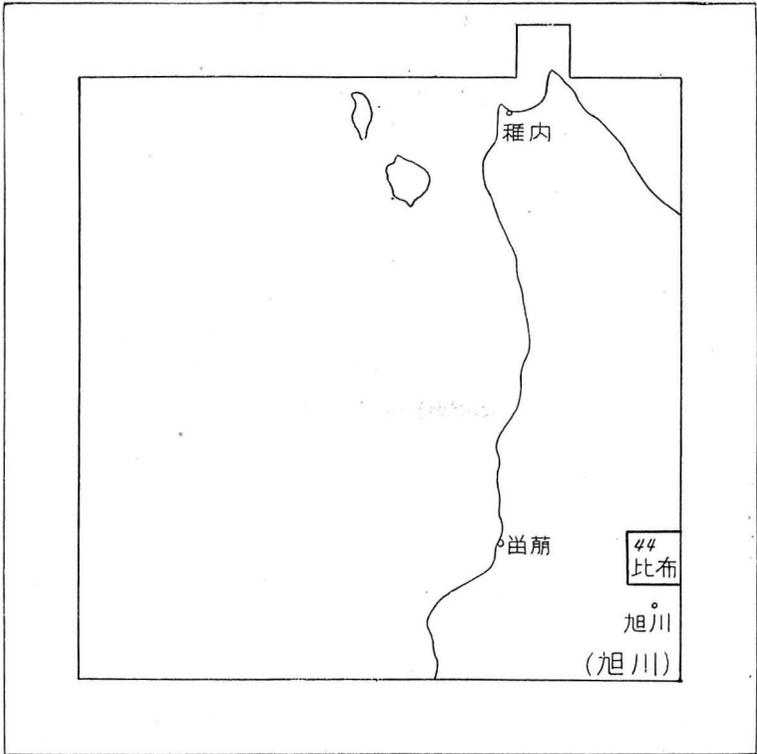
北海道開発庁

昭和 32 年

比 布 図 幅 正 誤 表

頁	行	誤	正
1	6	北海大学道理学部	北海道大学理学部
2	9	神居古潭層	神居古潭岩層
9	10	江丹別図幅	上江丹別図幅
11	19	光軸面 11 (010)	光軸面 // (010)
17	下から 5	海緑色	海緑石
18	9	同時代は	同時代に
21	5	広く広く	広く
22	17	造山鉱物	造岩鉱物
25	2	砂鉄	砂クローム (精鉱)
2	下から 7	Kamuikotan	Kamuikotan complex
4	11	plane	plain
5	3	by-produce	by-product

位 置 図



() は 1:500,000 図幅名

目 次

緒 言	1
I 地形および交通	1
II 地質概説	5
III 神居古潭岩層	8
A 緑色片岩	9
B 珪質及び珪礫質片岩	11
C 石灰質岩石	13
IV 日高層群	13
A 輝緑凝灰岩及び砂質凝灰角礫岩	14
B 黒色粘板岩	14
C 石灰岩	15
D 珪岩及び含放散虫チャート	15
V 白堊系	15
A 下部層(下部白堊系)	16
B 上部層(上部白堊系)	17
VI 侵入岩	18
A 輝緑岩	18
B 蛇紋岩	19
C 優白岩	20
VII 火山岩	20
A 普通輝石紫蘇輝石安山岩及び集塊岩	21
B 角閃石輝石安山岩(I)	21
C 角閃石輝石安山岩(II)	22
D 輝石安山岩	22
VIII 第四系	23
A 洪積層	23
B 冲積層	23
IX 応用地質	24
A 砂クロム鉄鉱	24
B 石灰岩	25

C 硫 化 鈦.....	25
D 鈦 泉.....	26
文 献.....	27
Abstract (in English)	1

5万分の1地質図幅 比 布 (旭川一第44号) 説 明 書

工業技術院地質調査所併任

北海道大学教授 鈴木 醇

緒 言

本図幅は北海道開発庁ならびに工業技術院地質調査所の委託により作製されたもので、野外調査には昭和30年8月中旬より約1カ月を費し、その後の室内作業は北海道大学理学部地質学鉱物学教室において行われた。図幅中福原原野より江丹別村に亘る西部地域^{註1)}に対しては昭和8年山口四郎、昭和26年青山忠男^{註2)}、比布村突峭山を中心とする東部地域^{註3)}に対しては昭和15年齋藤正雄、昭和29年西川鶴司^{註4)}の諸氏の調査があり、これらの手記調査報告および採集資料は北海大学道理学部に保存されているので、これらも参考とした。なお本図幅に近接する上江丹別図幅は舟橋三男氏、幌加内図幅は猪木幸男氏および深川・旭川両図幅は筆者により調査が行われたので、それらの結果は本図幅との連絡上非常に有益な資料となった。

本図幅内の調査を行うに当つては、前記の諸調査の結果に負うところが多く、また局所的調査に対しては直接北海道大学鈴木淑夫、木崎甲子郎、魚住悟、榊原忠政、北川芳男等の諸氏の協力を得たことが少なくない。ここに銘記して深く感謝の意を表するものである。

I 地形及び交通

本図幅は北緯43°50′～44°0′、東経142°15′～142°30′間の地域を占め、中央北海道のやや西部に位し旭川、上江丹別、剣淵及び愛別の各5万分の1図幅に隣接するものである。

註1 山口四郎：雨龍及び上川地方の地質學的並びに岩石學的研究、北大手記(卒論)No. 7, 昭和8年

註2 青山忠男：石狩國上川郡江丹別村附近の地質及び岩石について、北大手記(修論)No. 314, 昭和27年

註3 齋藤正雄：石狩國比布、常麻、鷹栖、愛別の地質、北大手記(卒論)No. 65, 昭和15年

註4 西川鶴司：石狩國上川郡比布村、鷹栖村の地質、北大手記(卒論)No. 361 昭和29年

図幅中西部には中央北海道をほぼ南北に走るいわゆる神居古潭変成帯の一部およびこれを貫く火成岩類が露出しており、北東部には日高層群、白堊系、これらを貫く進入岩類およびこれらを蔽う火山岩類よりなる地域が広く分布している。旭川を中心とする上川平野の北端に相当する第四系よりなる平地は図幅の南東隅に発達している。

図幅内に見られる地形はその地域を構成する主要地質の分布に応じして各々異なつた特性を示すことが多い。神居古潭岩層の地域は一般に堅固な岩石より構成されているので、地形は比較的峻しいが、本図幅内においては旭川図幅内におけるような標高の著しい部分は見られず、ただ 300~460 m の山稜がほぼ南北乃至北々東方向に走っているに過ぎない。山稜は神居古潭層中の堅固な赤色珪岩やチャートの薄層を伴う緑色片岩帯よりなる地域に相当する所が多く、山稜の方向は六体岩層の走向とほぼ一致している。これに比して同岩層中黒色珪質片岩および圧砕変成岩よりなる地帯はやや低平な地形を示している傾向がある。

図幅中の北西隅には神居古潭岩層を貫いて進入した大きな蛇紋岩体が分布しており、上川・雨龍両郡界附近においては 560 m の高度を示す部分も見られる。本岩体は本条長径 8 km 以上に及ぶものと思われるが、その中央部は侵蝕され更に沖積層により蔽われ、また一部はその後噴出した安山岩により被覆されかつ一部断層により切られているので現在は表面上不規則な輪郭を示す幾つかの岩体に分離している。蛇紋岩よりなる地域は附近の結晶片岩及び火山岩よりなる地域に比して風化著しく従つて表土厚く、地形上より見ても頂上部が平坦で森林に乏しく、また諸所に崩壊した崖の多いこと等の特徴としている。

本地域中央部に分布する白堊系よりなる地域は西部の神居古潭岩層、蛇紋岩体及び東部の日高層群とは断層を以て接し、また北部は火山岩類、南部は第四系により蔽われている。白堊系の岩石は特に軟弱で風化分解が極めて著しく全体として厚い表土によつて蔽われ比高 150 m 以下の低い丘陵地をなし、これを囲む他地質の地域とは劇然とした地形上の差異を示している。これらの低い丘陵地は現在殆ど全部閉塞せられ良好な農耕地となつており、岩層の露出は極めて悪く僅かにその内に刻まれた浅い谷間に沿う少数の小露頭に於て岩質を知り辛うじて走向傾斜を測り得るにすぎない。

白堊系の東方に小範囲分布する日高層群の一部は輝緑凝灰岩、砂質凝灰角礫岩及び石灰岩を含む黒色粘板岩及び少量の火成岩類よりなるものであるが、前記の白堊系の岩石に比していずれも岩質が堅固であるため、それらの走向にはほぼ平行した細長い高地をな

し、特に突哨山附近は幅 1 km、長さ 5 km の半島状をなして第四系の平地中に突出している。突哨山附近は海拔 236 m、その北西方の鬼斗牛山（三角山）は海拔 379.3 m に及びそれらの南方に広く展開する上川平野各地より目標として遠望することが出来る。突哨山なる名称はその地形上より由来したものと考えられる。突哨山の南端には古くより稼行されている石灰岩の採石場ありやや著しい断崖をなして平地に臨んでいる。

図幅の北部に広く分布する安山岩を主とする火山岩類は日高層群、白堊系、蛇紋岩体等を被覆するものである。これら火山岩は古期噴出のものであるので表面の削磨が甚だしく、その結果現在の産状のみにては噴出当時の中心、熔岩流動の方向等地質的構造を推知することは出来ないが、岩質ならびに分布状態より幾つかの岩体に分つことが出来る。これらはいずれも急峻な地形を示し、北東部及び北部においては海拔 500 m 以上の高度を示し、特に北西部の上士別村和寒山頂は海拔 740.8 m に及び図幅中の最高点をなしている。

これら各種の古期岩層よりなる丘陵または山岳地の南西部に発達する第四系よりなる平地は、旭川を中心に極めて広い地域を占めるいわゆる上川平原の北端部に相当する部分で、その北辺は幾多の小河川流域に沿って深く丘陵地内に夾入して葉脈状の発達を示している。この平原は概して北東部が高く標高 200 m 以上に及び、南西部は低く 110 m 附近までに達している。従つて同平地内では石狩川始めその多くの支流はこの高度差に従つて流下している。

本地域内には上記の上川原野の外に図幅の北東部に和寒原野、北西部に福原、覚礼、辺乙部の三原野がある。和寒原野は和寒市街地を中心としてやや広い範囲に分布する原野の南端部に相当し標高 150 m 内外のものであり、福原その他の原野は蛇紋岩、安山岩その他よりなる丘陵地に囲まれた極めて狭いもので、いずれも標高は 200 m 内外である。

第四系の平原はその生成条件よりこれを河川に沿う沖積層、低位段丘堆積層及び崖積または崩壊岩層の 3 つに大別され、沖積層は更に現河床堆積層と旧河床堆積層に分けられ、これらは各々個々の地形を示している。

河川に沿う沖積層中石狩川及びその支流の附近に広く分布する旧河床堆積層は砂礫、粘土等を主体とするものであるが、それら河川の現河床堆積物は周囲の旧河川堆積物よりなる平原よりやや低い位置を占めて狭く且つ長く分布し、砂礫を主とすることが常である。旧河川堆積物よりなる沖積原中にはオサラッペ川およびヨンカシベ川間の地域に

見られる如くその一部に低位泥炭層が発達しているところもある。

図幅中において低位段丘堆積層はオサラッペ附近の白垩系の低い丘陵の南麓及び旭川市北方において北東延長 8.6 km, 北西の幅最大 2.2 km を示すいわゆる近文台の北端部において認めることが出来る。これら低位段丘は洪積世に属する砂礫堆積層よりなり、旧河床沖積平原よりやや高い位置を占めている。旭川図幅内に見られる低位段丘堆積層の下部にはいわゆる十勝熔結凝灰岩層が広く発達しているが、本図幅内の段丘堆積層の下部には歴然とした熔結凝灰岩の存在は未だ知られていない。しかしその下部層中には多量のパイピラミッドの石英結晶粒を含む酸性凝灰状岩石の存在は認められる故、或はこれが熔結凝灰岩と関係あるものかも知れない。

崖錐及び崩壊岩層は本図幅内の山岳または丘陵地の山麓または下部側面に沿つて各所に不規則に発達している。附近の岩片、粘土等を主とするもので相当の厚さを示し時には扇状地を構成しているが、概して分布状態不規則で沖積層または洪積層との境界が判然としない部分もある。

上川平野中を流下する石狩川は本図幅中の南東隅を僅かに横切つているに過ぎないが、その北側にはウッペ川、比布川、ヨンカシュベ川、ハイシュベツ川、チライウエンベツ川、オサラッペ川、江丹別川等の支流が発達し、これらの大部分は図幅内の各地の山岳地域より源を発しているものが多い。

比布川の源をなす塩狩峠 (274.4 m) はその名の示す如く天塩・石狩両国境をなすもので、この附近をほぼ東西に走る国境線に沿う山稜は重要な分水嶺をなし、これより南側には前記の石狩川の諸支流を発し、また北側には和寒川、サクルジュウネフチ川、辺乙部川等を発しこれらは北流して途中諸河川を合して天塩川をなすものである。国境線上千歳山西側より発するサクルジュウネフチ川は和寒原野北西端において堰止められ、やや大きな中和及び南ケ丘の両貯水池が造られている。

本地域中平地及び河川に沿う部分においては道路発達交通至便で一部にはバスを通じているが山岳地には道路少なく、殊に山稜が南北に走っている部分が多いので東西を結ぶ交通路には殆ど見るべきものがない。

旭川駅を起点として名寄を経て稚内にいたる宗谷本線は本図幅の東部をほぼ南北に走り、それに沿つて南より比布、蘭留、塩狩の3停車場が存在している。

II 地質概説

本図幅の地域を構成する地質はその性質より見て次の6系統に大別することが出来る。

- 1) 神居古潭岩層及びこれに伴なう火成岩類
- 2) 日高層群及びこれに伴なう火成岩類
- 3) 白堊系
- 4) 蛇紋岩及びこれに伴なう脈岩類
- 5) 安山岩類
- 6) 第四系

これらの間の関係を表記すれば次の如くである。

比布図幅地質関係表

時 代			地 層	火 成 岩
新 世 代	第 四 紀	冲積世	現河床冲積層 (氾濫、扇状、崖錐堆積物を含む)	燻結凝灰岩(?) 輝石安山岩, 角閃石 輝石安山岩, 集塊岩, 優白岩, 蛇紋岩
			旧河床冲積層 (砂壤土, 粘土層, 砂礫層)	
	洪積世	低位段丘堆積層 (砂礫層, 粘土層, 凝灰質堆積物)		
中 生 代	白 堊 紀	白堊紀層群 (暗灰色細粒砂岩, 含化石石灰岩, 黑色泥岩等)		
		先 白 堊 紀	日高層群 (輝緑凝灰岩, 砂質凝灰角礫岩, 黑色粘板岩, 含放射虫チャート, 石灰岩等) (断層) 神居古潭岩層 (緑色片岩, 黑色珪質片岩, 石灰岩, 含放射虫チャート, 珪岩等)	

上表に示す各系統は構成する岩石、産状、地質構造および生成時期において全く異なり各々劃然とした分布を示している。本図幅の西部及び南西部に接する上江丹別及び深川両図幅中には新第三系の地層が著しく発達しているが、本図幅地域中には未だ知られていない。また南接する旭川図幅中にはいわゆる十勝熔結凝灰岩の厚層が著しい範囲に分布しており、本図幅地域内においても嘗ては低平地区に同熔結凝灰岩流の北端部が相当広く分布していたものと想像されるが、現在は大部分が侵蝕し尽されたものの如く殆どその存在は認められず、僅かに低位段丘堆積層の下底に類似の凝灰岩層が見られるに過ぎない。

神居古潭岩層は中央北海道において北見・天塩国境より日高にかけてほぼ南北に延びた岩層で、本図幅中にはその中央部の東側の一部が分布しているに過ぎない。本岩層の南方への延長は神居古潭岩層の標式的産地として知られる神居古潭峡谷附近の岩層に、また北西方への延長は雨龍川沿岸の幌加内山地の岩層に連続するものである。

本岩層は全体として比較的低度の動力変成作用を受けて生じた結晶片岩類を主体とし褶曲と断層とによつて複雑な地質構造を示している。結晶片岩類を構成した主要な変成作用は白堊系生成以前に已に完了していたものと見られる。なお本岩層は時代の判明している他の岩層との直接関係が審かでないので、これを構成する主要な岩層の層序及び生成時代については不明な点が多く、現在は日高層群と共に単に先白堊紀に属するものとして取扱われている。

神居古潭岩層中或はこれに接して諸所に輝緑岩、蛇紋岩、優白岩等の火成岩体が存在しているが、これらの多くは地殻変動の行われた以前あるいは変動継続中に進入したものと見られる。本地域の北西隅には福原原野を中心部とする巨大な蛇紋岩体が貫いている。その進入時期は本地域内のみの関係では判定出来ないが、他地域に見られる諸事実より推定して白堊紀以後で恐らく第三紀初期のものと考えられている。蛇紋岩体により貫かれた神居古潭岩層が諸所にやや著しい接触変成作用を蒙り局所的に興味ある特殊の変成岩を構成していることは、神居古潭峡谷地方、雨龍山地等においてしばしば見られることであつて、本地方においても福原原野附近にその例を見ることが出来る。なお蛇紋岩体中には諸所に種々の優白岩類が存在しているが、これらは岩質ならびに産状より見て蛇紋岩体の本源たる超塩基性深成岩を貫いて出た岩漿分化脈岩と見ることが出来る。

いわゆる日高層群は一般に神居古潭岩層との間に白堊紀層を夾みその東側に、北は北

見方面より南は十勝・日高国境にかけて極めて広範な分布を占めるもので、種々の堆積岩類とこれを貫く深成岩類並びにこれに附随する種々のホルンフェルス、ミグマタイト等よりなるものであるが、本図幅内にはその最西帯の小部分が比布市街地の西部丘陵地に露出しているに過ぎない。突哨山および鬼斗牛山（三角山）附近にその例が見られ、同地域を構成する日高系は輝緑凝灰岩、黒色粘板岩、砂質凝灰角礫岩、石灰岩、含放散虫チャート等及びこれに伴う輝緑岩その他の火成岩よりなり、堆積岩層の性質、走向等より見て旭川図幅東辺旭山附近に露出するものと関係あるものと思われる。

白堊系は本地域中限られた小範囲に分布しており、北部ならびに南部に近接する地域には直接その延長を見ることが出来ないが、北海道中央地帯を通覧すれば、本地域内のものも、神居古潭岩層の東西両側に沿つて南北方向に帯状に長く分布する白堊紀層中の東側のものの一部に相当するものである。本系は西部の神居古潭岩層及び東部の日高層群とはおそらく断層を以て接しているものと思われる。

図幅の北部及び東北部に広く分布する安山岩類は北海道中央低地帯北部即ち現在の宗谷本線の両側に極めて厩大な面積を占めて分布する古期安山岩類の南端の一部に相当するものである。これらは複輝石安山岩を主とするが時に角閃石を多量に含むもの或は少量の橄欖石を含むものも見られる。また局所的に集塊岩状を呈する部分も存在している。本岩類と第三系との直接の関係は本図幅内においては見ることが出来ないが、他地域における産状より推せば恐らく第三紀末期に噴出したものと考えるのが至当であろう。

第四紀に入り石狩川、天塩川およびそれらの交流の侵蝕はますます盛んとなり各種の岩層または火成岩はそれらの硬さ、構造或は河川の流路の位置、方向および勢力に応じて著しく削磨されると同時に各河川の流域には広い洪積層または冲積層の堆積が行われつつ今日に至つたものである。但し洪積期の下位段丘堆積物が生成される以前のある時期に厩大な量を示すいわゆる十勝熔結凝灰岩が十勝岳方面より流出し富良野平原より上川平原に亘る一帯の低地を埋め尽した事実があるが、これはその後各河川により著しく削りとられ、特に上川平原北部においては侵蝕甚だしく、下位段丘堆積層及びその下部に存在する熔結凝灰岩様の岩層の残存する地域は極めて少なくなつている。

上川平野を蔽う冲積層は前期冲積層すなわち旧河床冲積層と、新生の冲積層すなわち現河床冲積層とに大別され、これら兩者の間は2~3mの段を以て境されていることが多い。比較的広い分布を占める旧河床冲積層は各河川と直接関係を示すものが多く、本

図幅内のもは分布状態より、永山沖積層、和寒沖積層、福原盆地堆積物等に分つことが出来る。これらの各沖積層は地域的に多少性質を異にするが、一般に下部は砂礫層、上部は砂及びロームの層よりなり表面は砂壤土を示している。福原原野は覚礼原野および辺乙部原野と共に大きな意味において和寒原野の南西端の一部であるが、地質的に四圍蛇紋岩体に囲まれていることを特徴とし、従つて福原盆地堆積層の砂礫層中には砂グロームを含んでいる部分が少なくない。

多くの河川は旧河床沖積層よりなる平原を刻んで流下しており、この平原の地並より一段低い各河川の河床または河岸には砂礫よりなる現在の沖積層が分布していることが常である。しかし本図幅中には石狩川の極めて小部分が含まれているのみで、他の支流はいずれも細いもので、現河床堆積層は石狩川以外においては左程見るべきものがない。

III 神居古潭岩層

神居古潭岩層は北海道脊梁山脈の西側にはほぼ南北に延長した不規則な帯状をなして分布する変成岩帯で、特に本図幅の南部および西南部に接する旭川、深川両図幅に跨る神居古潭峡谷に標式的露出を示しているのでその名称が由来している。本岩層中には興味ある岩石が含まれているため古くより多くの人々に注目されているが、原岩層の層序、地質構造、他の時代の判然した岩層との関係等について不明のところが多く、従つてその生成時期も審かでないので現在は全体として日高系と共に先白堊系として取扱われている。

本岩層は軽い動力変成作用を受けて生じた結晶片岩類及び片状岩類を主とする厚層で同変成作用継続中あるいはその直後に進入したと思われる超塩基性または塩基性火成岩が諸所に介在している。これらの火成岩のために接触作用を蒙り局所的に交代作用を受けた部分に極めて複雑な成分を有する特殊の変成岩が発達していることはよく知られている。

神居古潭峡谷に沿つて広く分布する神居古潭岩層は分布状態より大体ほぼ南北に走る三帯、即ち東部緑色片岩帯、中部黒色珪質片岩帯および西部緑色片岩帯に大別されているが本図幅内には上述の東部緑色片岩帯及び中部黒色珪質片岩帯の東縁の一部が露出している。なお旭川図幅中のものに比して圧碎変成岩に乏しいこと、その北部において比

較的巨大的な蛇紋岩に貫かれていること、および蛇紋岩体の東縁に沿って特殊の角閃岩帯の発達を見ること等を特徴としている。

神居古潭岩層の層理及び片理の走向はほぼ岩帯の延長方向と一致しているが褶曲が著しいため傾斜の方向は一定でなく所々に岩帯の方向に延びた大規模なドームまたはベースン構造が発達していることも見られる。またそれら岩層中には多数の断層も存在することも認められる。要するに岩層全体が非常に複雑な構造を示しているため、岩層内の層序、上下関係、対比等は困難で各層の正確な厚さは明かでない。

A 緑色片岩

図幅内の緑色片岩帯は江丹別川の東側に分布する幅 3.5~5 km の岩帯で走向はほぼ北西を示しその北方は江丹別図幅中のものに連続している。但し蛇紋岩体の東側に細い岩層として分布する緑色片岩帯は北々西の走向を示して幌加内地方に延長している。この細い岩帯は白堊系と直接しているが、それらは恐らく断層を以て接しているものと考えられる。

本地域の緑色片岩帯は主として輝緑片岩よりなるものであるが、片状輝緑凝灰岩、緑簾石緑泥片岩よりなる部分もあり更に一部には特殊の角閃岩も存在している。なおこれらの緑色片岩帯中には諸所に珪岩、含放散虫チャートの薄層またはレンズを夾んでいる。

輝緑片岩

緑色片岩帯の主体をなす輝緑片岩は輝緑岩および輝緑凝灰岩がやや低い動力変成作用を受けて生じたと信ぜられる片状岩石で、0.5 mm 以下の再結晶鉱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斜長石の残晶を含みまた稀に原岩中のオフィテック構造を示したのも認められる。本地域内には未だ知られていないが、他地区のこの種の岩石中には輝緑岩質岩石の小岩塊を含んだ角礫岩質または集塊岩質の岩相を示すものもある。本地域内の標式的輝緑片岩は暗緑乃至淡緑色緻密でかすかに片理を示し、成分は緑泥石、曹長石、角閃石、緑簾石、陽起石質角閃石等の細粒に混じて輝石の残留結晶を含むものである。輝石の残晶はしばしば多量に含まれることもありこれらは一般に 0.05~1.0 mm の形状不定の細粒でその性質は消光角は $c:Z=53^{\circ}\pm$ 、淡黄乃至淡緑の弱い多色性を示し、時に淡紫色を呈し微量のチタンを含有することを示すものもある。斜長石の残晶は比較的少なく時には全くこれを欠くことがある。同残晶は不定形の細粒で著しく汚濁しているものと一部やや新鮮な曹長石に変じているものもある。また本岩中

には所により方解石、緑泥石その他により充填された空隙を有し杏仁状構造を示す火成岩より変じたことを示すものがある。

片状輝緑凝灰岩

緑色片岩帯中の一部、特に東縁部ならびに蛇紋岩体の東側に相当広く分布する片状輝緑凝灰岩は外見やや輝緑片岩に類似し時には区別しがたいことがあるが、概して片理に乏しく暗緑色のものの外に暗赤紫色を呈する部分もある。また再結晶鉱物少なく時には殆どこれを欠き、破碎された輝石及び斜長石の残晶を多く含み一部に塩基性火山岩質岩粒を混じ、全体として火成碎屑状の構造を示した方解石の細脈によつて貫通されることが多い。蛇紋岩体の東側に带状分布をなすものには部分的に *Cenosphaera* sp. その他の放散虫を含有するものあり明かに海成堆積層であることを示している。

緑簾石緑泥片岩

野外においては輝緑片岩と類似の外見を示しているが鏡下においては輝石及び斜長石の残晶を含まず全部再結晶作用によつて生じた緑泥石、緑簾石を主として少量の曹長石、陽起石質角閃石を含有するもので一般に片理が著しい。要するに前記の緑色片岩類はその成分、産状等より見て輝緑岩質または輝緑凝灰岩質岩石が低度の動力変成作用を蒙つた結果によるものと推定される。

角閃岩

福原原野の東側において蛇紋岩体と片状輝緑凝灰岩層との間に特殊の角閃岩様岩石が発達している。本岩は北々西の方向を有する幅 2~300 m の膨縮を示すレンズの連続よりなる細い带状岩体として産出するもので、岩質は主として角閃石、緑泥石よりなるものの外に斜長石、普通輝石、絹雲母等を含む部分もある。副成分として礫石を含むものも少なくない。主成分の角閃石は淡緑色の長短不定の柱状結晶を示し時には 1 mm に及ぶものもある。角閃石の配列には一定の方向性少なく岩体自身にも割理性に乏しい部分が多い。本岩には往々比較的粗大な角閃石、斜長石及び輝石の集合体よりなる部分が見られる。この場合各々の性質より見て後の二鉱物は恐らく残晶と思われるもので両者とも著しく分解して殆ど原形を留めず、斜長石は汚濁して絹雲母その他に変じたもの多く、輝石は周辺に沿つて緑色の角閃石またはウラル石に変じておるのが常である。本岩は他の緑色片岩とは著しく性質を異にし、岩質が不均質なこと、残晶と思われる斜長石及び輝石をやや多量に含むこと、構成鉱物が比較的粗粒なこと等より見て輝緑凝灰岩中に細長い脈状或は岩床状に進入した斑欄岩様の塩基性火成岩が低度の変成作用を受け一部

角閃岩に変じたものようである。本岩の進入作用或は變成作用が近接する蛇紋岩と如何なる關係にあるかは不明である。

含藍閃石綠色片岩

神居古潭岩層に属する低度の變成作用によつて生じた種々の結晶片岩類が更に蛇紋岩の進入を受けた場合その接触部に生じた特殊變成岩中には種々興味ある鉱物が含まれていることは広く知られている。これら鉱物のうち曹長石、藍閃石、青閃石、曹閃石、エジリン輝石の如く曹達を含む鉱物が多く含まれていることは蛇紋岩進入に際して曹達到富む上昇溶液によつて交代作用が行われたことを物語っている。なお上述の特殊岩石中には曹達を含む珪酸塩鉱物と伴つて、柘榴石、ローソン石、ステルプノメレーン、礬石、バンベリー石その他特殊の鉱物を産することがしばしば認められる。

この種の岩石として本図幅中に産するものは福原原野の東北部において蛇紋岩に接する綠色片岩中に見られる含藍閃石輝綠片岩、綠泥石曹長石綠簾石藍閃片岩等である。

含藍閃石輝綠片岩は一般の綠色片岩に比してやや暗藍綠色であることを特徴としその主成分は綠泥石、曹長石、綠簾石、藍閃石よりなり外に輝石の殘晶、角閃石、礬石、石英等を含んでいる。また綠泥石曹長石綠簾石藍閃片岩は暗藍色乃至灰藍色の岩石で剝理に富み剝理面に縮緬状の微皺を示し、成分上藍閃石を主とし外に綠簾石、曹長石、綠泥石、磁鉄鈣、礬石等を含んでいる。これら兩岩中の藍閃石は一般に長径 0.5~1.0 mm の長柱状または半自形で時に 2 mm に及びものもある。これらは片理に沿つて配列するものが多く、その光学性は $b=Y$ 、光軸面 11 (010)、 $c:Z=5\sim 14^\circ$ 、 $(-)\ 2V=16\sim 40^\circ$ 、多色性： $X=$ 淡青堇色、 $Y=$ 青堇色-淡堇色、 $Z=$ 藍色~濃青色、 $X>Y>Z$ 、 $n_1=1.651\sim 1.666$ 、 $n_2=1.659\sim 1.669$ 、 $n_2-n_1=0.018$ 、 $\rho>v$ 。

福原原野の西方の幌加内峠附近、本地域の南方神居古潭峡谷附近よりは種々の鉱物を含む興味ある特殊岩石が諸所に産することで有名であるが、本図幅中ではこの種の岩石の産出は比較的限られた場所より知られるのみであつて、その種類にも乏しい。しかし福原原野を構成する第四系の礫中には藍閃石その他を含む岩石片が少なからず発見されるので、かつては附近に相当広い範囲に産出していたものと想像される。

B 珪質及び珪礬質片岩

珪質及び珪礬質片岩は黒色石英片岩と珪岩または含放散虫チャートに大別することが出来る。黒色石英片岩帯は神居古潭峡谷の南北両側に著しい分布を示すもので前記の緑

色片岩帯の西側に幅 4~6 km の岩帯として南北に延びるものであるが、本図幅内においてその東部の一小部分が見られるのみである。本地域内の黒色石英片岩帯はその東側の緑色片岩帯と平行して北々西の走向を以て北方は雨龍地方、南方は旭川西部のものと連絡している。

珪岩または含放散虫チャートは緑色片岩または珪質片岩中に薄層またはレンズ状をなして介在するものであるが、本地域においては特に緑色片岩帯中の諸所に存在していることを認めることが出来る。

黒色石英片岩

本岩は外見灰黒色または暗灰色を示し一般に片理に富み時に著しい褶曲を示す部分もある。成分は多量の石英と少量の斜長石及び絹雲母よりなり、それらの細粒間に微点状または微片状の不透明の炭質物が散在している。本岩は部分により石英、絹雲母及び炭質物の微粒よりなる黒色の千枚岩状の岩石に移化する場合も見られる。これらの黒色珪質または珪礬質片岩はそれらの成分及び構造より推して恐らく有機物を含んだ珪質堆積岩が軽い動力変成作用を受けた結果によるものと思われる。

珪岩及び含放散虫チャート

珪岩は灰白色または赤褐色を示すもので、本地域では幅数 m より 100 m の岩層として輝緑片岩及び片状輝緑凝灰岩中諸所に介在しているが本図幅内の黒色珪質片岩帯中には見るべきものがない。珪岩は幽かな剝理面を示し、無数の石英の細脈により貫通されているものが多い。成分は石英の微粒を主とし、少量の黒褐色不透明物及び赤鉄鉱、外に微量の緑簾石、緑泥石等を含んでいる。石英は 0.05 mm 以下のものが多く、やや大なるものは波状消光を示している。

含放散虫チャートは珪岩に比して剝理少なく、石英の細脈に乏しいが外見、産状共に珪岩と殆ど区別し得ぬことがあり、また両者が移化する部分も少なくない。本地域各地のものについて鏡下に於て検するのに、旭川図幅内の鷹栖村、雨紛村等より産するものと同様に *Cenosphaera* sp. *Tricolocapsa* sp. *Dictyomitra* sp. 等の放散虫を多量に含有している。

珪質または珪礬質岩石は緑色片岩類の場合と同様に蛇紋岩の併入に伴なう接触変成作用により一部交代されて特殊の結晶片岩に変ずるものであるが、本地域では蛇紋岩体と珪質片岩と直接する部分が少ないため、特殊鉱物を含む珪質片岩について見るべきものが未だ知られていない。

C 石灰質岩石

神居古潭岩層中石灰岩は比較的少量で従来本地方においては神居古潭峡谷の西端の神居橋下附近及び雨紛附近に少量の露出をしているに過ぎない。本図幅内においても石灰岩の産出は極めて少なく、僅かに辺乙部原野の東南方の 15 線の沢に沿う輝緑凝灰岩層中及び中江丹別の東方上川、雨龍郡境の東側の緑色片岩層中に薄層として介在するのみである。これらは灰白色細粒で多少片理を示す岩石で、成分は微小な方解石に不純物を混じているのみで、他に特殊の鉱物は含まれていない。辺乙部原野東方より産する石灰岩は粉状となして加熱すると赤い光を発することを特徴としている。

IV 日高層群

北海道の脊梁山脈に沿って広大な面積を占めて発達するいわゆる日高層群は本地域の東部愛別山地においてもその一部が基底をなしている。本図幅内において比布市街地の西方の丘陵地に比較的狭い地域に分布しているものはその西端の一部分に相当するものである。

突峭山及び鬼斗牛山（三角山）附近に分布する日高層群は西方は断層を以て白堊系の地層と接し、北方は広く分布する第三紀末に噴出したと思われる安山岩により蔽われている。本地域内の日高層群はその走向、岩質等より見て旭川図幅東辺の桜岡及び旭山附近に露出するものに連続することは明かである。ただし桜岡附近には蛇紋岩が貫入しているが本地域にはその存在を見ない。

比布地方の日高層群は主として輝緑凝灰岩、砂質凝灰角礫岩、黒色粘板岩、石灰岩、チャート等の互層よりなるもので、これらの内に小規模の輝緑岩、ガラス質安山岩質岩石等の岩床または岩脈が貫入している。北海道脊梁山脈を構成する主要なる日高層群中には各種の酸性乃至超塩基性の深成岩が進入し、またこれらと伴なつて種々のホルンフェルス、結晶片岩、片麻岩、ミグマタイト等が発達しているが、本地域中にはこれらを認めることが出来ない。比布附近のものは大きな意味の日高岩層中最西部を縁どるいわゆる輝緑凝灰岩帯の一部に相当するものと思われる。

本地域内の上述の諸堆積岩層は大体北々西の走向を示し東北に $60\sim 80^\circ$ の傾斜を示している部分が多く、特に堅固なる岩質よりなる部分は河川による削磨作用を免れてその

岩層の走向方向に細く長い分布を示し岩層の配列と地形とが一致している。

A 輝緑凝灰岩及び砂質凝灰角礫岩

本岩は突哨山の北部東側及び北西部の鬼斗牛山附近に分布しており共にほぼ南北の走向をもつて東方または東北方に傾いており、北東部のものは本地域の日高層群中見掛け上の最上部をなし、南西部のものは最下部をなしている。これらの輝緑凝灰岩層中には輝緑岩、ガラス質塩基性火山岩の小岩脈或は小岩床が進入しておりまた細い圧砕岩、珪岩、含放散虫チャート等の薄い層またはレンズを介していることが諸所に見られる。

突哨山の北東部に分布する輝緑凝灰岩層は細粒の暗緑色の岩石よりなり風化した部分は褐緑色を呈している。鏡下では部分的にかなりの差異を示すが、一般に分解の進んだ不定形の斜長石及び輝石の破片の間を緑泥石、方解石、塩基性火山岩片等で充填し全体として火山岩屑質岩石の構造を示す部分が多い。また部分的に斜長石及び輝石の間を無色乃至黄褐色のガラスの破片にて充填したもの、または杏仁状構造を示し空隙中を緑泥石或は方解石を以て充填したものも認められる。

鬼斗牛山附近のものは大体において前記のものと類似の性質を示しているが、ある部分はやや黄褐色を呈しかつ粗雑な外見を示し、むしろ砂質輝緑凝灰岩と称すべき部分も見られる。かかる部分のものには石英、斜長石或は塩基性火山岩の細粒を多量に含み砂岩に似た構造を示している。

突哨山の西側に南北方向に細く分布する粗雑な岩石で、砂質の輝緑凝灰岩中にやや大きい塩基性火山岩やガラス質火山岩の破片を比較的多量に含み全体として角礫状の岩質を示す砂質凝灰角礫岩がある。本岩層は成因上前記の砂質輝緑凝灰岩と密接な関係にあるものと相像されるが、これらは互に移化するものか、或は別個に堆積したものか野外においてその関係を明かにすることは困難である。

B 黒色粘板岩

黒色粘板岩層は突哨山々稜の東側の輝緑凝灰岩層と西側の砂質凝灰角礫岩層との間に整合的に夾まれ 200~700 m の幅をもつてほぼ南北に走つて産出している。本岩層中にはやや大なるレンズ状の石灰岩の外に、非常に薄い酸性凝灰質岩、緑色岩、含放散虫チャート及び頁岩等と互層しやや複雑な構造を示している。黒色粘板岩は一部黒色の千枚岩または頁岩に漸移することがあるが、この場合これらを野外において区別することは

困難である。本岩は一般に暗灰色乃至灰黒色緻密堅固で、やや層理に富むもので、鏡下では極めて微細な石英、斜長石、膠結物質、炭質物等の集合で黒色頁岩に移化した部分には少量の放散虫 *Cenosphaera* sp. を含有することがある。突哨山がほぼ南北に走る山稜を以て平原中に突出していることは同山稜の主軸をなす黒色粘板岩層が極めて堅固なることに帰因するためと思われる。

C 石灰岩

本岩は突哨山の南端において黒色粘板岩中にやや厚いレンズ状をなして介在している。これは明治6年米人ライマンが札幌より石狩川をさかのぼりその上流を経て十勝に至る地質調査旅行の途中において発見注目したものと伝えられ、古い時代には山麓にライマン氏表彰の石碑が建立してあつたといわれるがその真疑は不明である。その後小規模ながら採掘が行われ現在も附近に本原料による石灰工場が建てられている。

採石場附近の本石灰岩の走向は北30°西で東方へ70°傾斜している。岩質は白色、灰白色乃至灰白緑色を示し一般に緻密で部分的にやや粗い方解石粒の集合よりなる部分も認められる。灰白緑色の部分には鏡下において種々の放散虫、*Cenosphaera* sp., *Cellipsis* sp., *Theocampe* sp., *Lithocampe* sp., *Dictyomitra* sp., *Tricolocapsa* sp., *Theocapsa* sp., *Tetracapsa* sp., 等を多量に含有する部分がある。なお1931年渡瀬正三郎は突哨山南端の石灰岩中より *crinoid stem* 及び種名不明の4種の有孔虫化石を発見した旨の報告があるが、その後の調査においてはこれを知ることは出来なかつた。

D 珪岩及び含放散虫チャート

この種の岩石は突哨山附近を構成する粘板岩層及びその東北側の輝緑凝灰岩層中に極めて薄い層またはレンズとして多数に介在している。灰白色、淡褐色或は淡緑色等を示す堅固かつ緻密の岩石で淡褐色のものには石英の細脈にて貫かれたものがある。またこれらの内のあるものには、*Cenosphaera* sp., *Lithocampe* sp., *Dictyomitra* sp., *Tricolocapsa* sp. その他の放散虫類の遺骸を含んでいる。

V 白堊系

白堊系は本図幅のほぼ中央部を占めて分布し、その西方にある神居古潭岩層ならびに

これに附随する蛇紋岩体、及びその東方にある日高層群とは各々断層線によつて境されている。なおその南方は上川原野の一部をなす広い沖積層或は低位段丘堆積物により蔽われ、北東部は古い安山岩により厚く被覆されている。これらの白堊系の一部はオサラッペの北西部の丸山 (190 m) を中心とする地域において安山岩により貫かれている。なお図幅の北西部には北々西に延びた細長い白堊系の岩層がありこれの東側は上記の安山岩に蔽われ、西側は神居古潭岩層に属する輝緑凝灰岩に直接しているが、これら両岩層の層位的または構造的関係はおそらく断層によつて接していると見るのが適当であろう。

本地域内に分布する白堊系は一般に軟弱な堆積層よりなるため風化分解が著しく、概して低平な丘陵地を構成し更にその表面は厚い土壤にて蔽われて分布地の殆ど全部は農耕地となつている。従つて新鮮な岩石の露出は極めて悪く僅かに谷間や河岸の小露頭によつて岩質、走向、傾斜等を推知し得るのみで、隣接する他種の地質との正確な境界を劃することも困難なことが多い。比較的少ない露頭や転石の分布状態等より総合すれば、本地域内の白堊系は一般に南北乃至北々西の走向を示し東方または北東々々 $50^{\circ}\sim 60^{\circ}$ の傾斜をなす部分が多く地質構造上よりその内に幾つかの断層の存在を推定せねばならない。これらの地域は古い時代においては単に古生層と做されていたが、その後幸にも有力なる化石が発見されるに至り、唯に白堊系と決定されるに至つたのみならず、白堊系中のやや限定された地層及び岩層の上下関係まで或る程度判明するに至つた。図幅内の白堊系は大体上部層と下部層の二つに区分することが出来る。

A 下部層 (下部白堊系)

下部層はチライウエンベツ川の西側に広く分布している。岩層の走向、傾斜共に上部層にはほぼ平行しているが、チライウエンベツ川に沿う沖積層により境されておるものようで、共に露出状態が非常に悪いいため直接の層位的関係は不明である。岩質も全体としてほぼ上部層に類似した暗灰色の細粒の頁岩を主体とし、その内において泥質岩石の薄層を挟んでいるが、一部に重要な化石を含む石灰岩のレンズが介在している点を大きな特徴としている。この石灰岩よりは 1933 年森田義人が *Orbitolina descoidea var. ezoensis* Yabe et Hanzawa を発見して以来同岩を含む下部層は古宮古世に相当する下部白堊系に属するものであることが判明した。

この石灰岩はオサラッペ川の支流チライウエンベツ川の中流に相当する鷹栖村15線17

号附近の川底に幅 5 m 内外の小露出をなし砂質頁岩と於泥質岩石との互層中に挟在するものである。岩質は灰白色堅固で、その内に上述の比較的保存のよい多数の *Orbitolina* を含んでいる。本化石は *Orbitolina* 分布中本邦最北のものとして注目されている。なお本岩石中には外に有孔虫、石灰藻及び珊瑚の破片が含まれているが、これらは保存悪く種名を同定することは困難のようである。

B 上部層（上部白堊系）

上部層は東部の日高層群に接して分布するもので、西方はチライウエンベツ川をへだてて下部層に対しているようである。一般に北 10~30° 西の走向を示し、東方に 50~65° 傾斜している。ただし区域内の断層の東側においては西方に向つて同程度傾斜している部分もある。

上部層は岩質より更に二つに細別することが出来る。上部層中の上位のものは日高層群と断層を以て直接する部分に幅 2~2.5 km をなして分布している。岩質は極めて軟弱な黒色於泥岩を主としその内に薄い黒色頁岩層及び暗灰乃至灰黒色の細粒砂岩層を挟在する所がある。全体として薄い板状をなすが岩質軟弱で崩壊し易い。上部層の下位は前記の黒色於泥岩層の下部に整合的に接しハイシュベツ川の両側に分布し黒色於泥岩層と殆ど同様の走向、傾斜を示すものであるが岩質を著しく異にし、暗灰色乃至暗灰黒色で薄く割れ易い細粒の頁岩を主とするものである。但し一部に黒色の於泥岩の薄層を挟み、またその内の下方にはやや多量の高緑石を含む層も認められる。上部層下位に相当する岩層中ハイシュベツ川右股の西側の鷹栖村 14 線 19 号附近に発達する高緑石砂質頁岩中に 1939 年齋藤正雄は *Propeamussium cowperi var. yubarensis* Yabe et Nagao の破片を多数に含むものを発見した。従つて上部層は少なくとも上部白堊系に属するものであることは明かとなつた。化石を含む砂質頁岩は 0.3 mm 内外の他形を示す石英、斜長石の細粒と微量の絹雲母、磁鉄鉱等よりなる集合体中に比較的多量の 1 mm 内外の高緑色を混じたもので、化石に近い部分には間隙を方解石にて充たしているところも認められる。

以上本地域内の白堊系の上部層と下部層の性質について述べたが、既に述べた如く白堊系の殆ど全地域には厚い表土が被覆し露出悪く兩層の層位的關係を直接知ることは出来ない。しかし上部層中には *Propeamussium cowperi var. yubarensis* Yabe et Nagao

を含む層があり、下部層中には *Orbitolina descoidea* var. *ezoensis* Yabe et Hanzawa を含む石灰岩層が知られており、少なくともこれら含化石層中、前者は上部白堊系、後者は下部白堊系に属することが明かにされている。若し本地域内の白堊系が全部整合の状態にあるとするならば、上述の二つの含化石層の間に三角介砂岩層に相当する地層の存在を想定せねばならない。しかるに実際において両含化石層間の地層の厚さは標準層序に比べ僅かに 1 km 以下と算定される故、このような想定は困難である故この場合両者の間にやや大きな断層が存在しているものと推定し、地形上より見てチライウエンベツ川に沿う低地帯を断層線に相当するものと見るのが適当であろう。本地域中の白堊系中には同時代は進入したと思われる火成岩は知られていない。下部白堊系の西部丸山附近に安山岩が露出しているが、これは第三紀末期に噴出したもので単に白堊系を貫いているに過ぎない。

VI 進入岩

本図幅内に発達する一般の進入岩としては輝緑岩、蛇紋岩及びこれに伴う優白岩や少数のガラス質中性脈岩等を挙げることが出来る。なおこの外にすでに神居古潭岩層の一員として存在する角閃岩質岩石は、その内に含まれる残晶の性質、或は変成作用の軽微な部分の構造より斑糲岩質岩石より変じたものと見られるので、上述の岩石の外に斑糲岩の進入があつたことを認めねばならない。

A 輝緑岩

輝緑岩は神居古潭層の緑色片岩帯中及び日高層群の各所に小さな岩床状をなして産出している。一般に暗緑色細粒堅固で、時にやや片状を呈することあり、野外においては緑色片岩または輝緑凝灰岩と区別困難な場合がある。主成分は斜長石と輝石で部分的に緑簾石、緑泥石、磁鉄鉱を含んでいる。斜長石は細い短冊形をなし、輝石粒とともにオフィテック構造を示すことが多い。斜長石は時に細い針状結晶をなすものが放射状に集合して菊花状を示すことがあり、これらの一部は往々にして曹長化作用を蒙っているものもある。輝石は 1 mm 以下の半自形粒状を示し、多色性弱く淡緑色～淡褐色で時に淡い紫色を呈しチタンの含有を示すものがある。c:Z=45°～52°で周辺または劈開に沿って緑泥石化またはウラル石化作用が行われていることが多い。緑簾石は黄緑色の細粒

として緑泥石またはウラル石の多い部分に発達し、また磁鉄鉱は微晶として広く散点している。

輝緑岩は神居古潭岩層中のもも日高層群中のもも岩質はほぼ同様で、これらの進入時期については正確に定め得ないが、各々が進入している緑色片岩或は輝緑凝灰岩と成因的に密接な関係を示すものと推定される。

B 蛇 紋 岩

北海道において蛇紋岩は日高層群及びジュラ紀層の一部に或る程度の露出を示しているが、神居古潭及びこれに附帯する地域には最も著しい発達をなし、北は北見・天塩国境附近より南は石狩、胆振兩國を経て日高国に至る間はほぼ連続した地帯に無数の巨大な岩体が帯状に進入している。本地域に南接する旭川及び深川両図幅に分布する神居古潭岩層中には長さ数 km 以下幅 1 km 以下のレンズ状のものが多数に分布しているが、本図幅及び西接する上江丹別図幅中には径 10~8 km の巨大な岩体が発達している。但し本地域内の蛇紋岩体の中央部はその後の噴出による安山岩の熔岩により広範囲に被覆され、かつ辺乙部川の侵蝕とそれに伴う沖積層により広い福原盆地となり、更に南東部は断層にて切られたため、蛇紋岩体本来の形体は失われ表面上不規則な輪郭と地形を示すに至っている。

岩質は一般に暗緑色乃至暗黒色で比較的光沢に乏しい緻密堅固な塊状岩である。神居古潭峡谷南方山地に見られるような片理の著しく発達したものは無い。鏡下において各地点のものを検すればアンチゴライトのみよりなるもの、橄欖石粒を含むもの、及び橄欖石と輝石の両粒を含むものの 3 つに大別することが出来る。これらの内の橄欖石と輝石は蛇紋岩化作用を逸れて残留したもので、3 種とも別個の岩体ではなく、原岩である超塩基性火成岩体において完全な蛇紋岩に変化する途中の状態が局所的に残されているに過ぎないものである。それらの岩石中の橄欖石は 0.1~0.2 mm、輝石は時に 1~2 mm に及ぶもので、これらは常にアンチゴライトに囲まれ、標式的の篩状構造を示している。アンチゴライトは鏡下にて殆ど無色或は淡緑で所々に濃褐色で囲辺または割目に沿い黒色不透明の縁を有するクローム鉄鉱粒を混じている。

蛇紋岩中にやや多量の滑石を含む部分は外見白緑色乃至淡緑色で脂感を呈し諸所に小規模のすべり面を生じていることが多い。また塊状の蛇紋岩体中にはやや明瞭な節理が発達していることがあり、また極めて短い温石綿及び硬蛇紋石の細脈により貫かれてい

る部分も諸所に見られる。

C 優白岩

一般に蛇紋岩体中にはこれと成因的に密接な関係にある岩漿分化脈岩と見なされる種々の優白岩質岩石が貫入していることが少なくない。本地域内の蛇紋岩体は比較的巨大であるが、優白岩類の産出は僅かに辺乙部川沿岸附近に極めて小規模のものが知られるのみでその種類もまた多くない。

微閃緑岩は辺乙部原野の西南隅の辺乙部川の二股の西 60 m の河岸の蛇紋岩中に産出する灰緑乃至暗灰色緻密堅硬の岩石で、鏡下では斜長石を主とし角閃石これに次ぎ、更に副成分として普通輝石、黒雲母、石英、緑泥石、磁鉄鉱等の小粒が集合し完晶質の閃緑岩的構造を示している。斜長石は殆どソーシユール石化しているが一部に双晶を示す部分も認められる。角閃石は一部緑泥石化しているが新鮮な部分は $c:Z=15^\circ$ で、淡黄色乃至褐色の多色性を示している。本岩は多くの場合、細い石英脈によつて貫かれている。

斑禰岩ベグマタイトは前記二股の北に接した地点及びその南東方 500 m の地点において蛇紋岩中に進入した脈岩として産出するもので両者ともにやや大粒の斜長石と輝石の集合よりなつている。輝石は鏡下にて淡黄褐色を示す異剝石の性質を帯びその周辺は緑泥石またはバスタイトに変じていることが多い。

ロジン岩は蛇紋岩体中の諸所に灰白色乃至灰緑白色の頭大乃至長径 1 m 大の塊状体として包含されている。蛇紋岩との境界は比較的判然としたものが多い。本岩は主として透輝石、灰礬柘榴石を主成分とするもので、恐らく蛇紋岩中に生じた岩漿分化脈岩が更に石灰に富む熱水溶液により作用された結果によつて生じたものと考えられている。

VII 火 山 岩

火山岩類は図幅の北部一帯に広く分布し第四系の堆積層を除いたすべての地層を被覆している。これらの火山岩類はいずれも安山岩質のもので、岩質並びに産状より 4 種に大別することが出来る。A) 普通輝石紫蘇輝石安山岩、B) 角閃石安山岩 (I)、C) 角閃石安山岩 (II)、及び D) 普通輝石安山岩。

本図幅中には未だ第三紀層の存在が知られていないので、これと安山岩類との関係は

未詳であるが、他地域の産状より推して恐らく第三紀末期に噴出したものと見るのが適当であろう。なおこれらの安山岩類中前三者の岩体相互の直接関係は不明であるが、最後の普通輝石安山岩は角閃石安山岩 (II) の中に貫入していることも認められる。

以上の安山岩類の分布する地域は地形が急で標高も他より大であるが一般に表土厚く、植物繁茂し且つ周辺の山麓には崩壊性岩屑物の堆積物が広く広く発達しているため岩石の露出は比較的乏しく、各岩体内の詳しい構造を知ることは非常に困難である。

A 普通輝石紫蘇輝石安山岩及び集塊岩

本安山岩は図幅東北部の和寒山及び北斗山を中心として広く分布している。これらは更に北方の和寒地方及び東北の愛別地方の山地一帯に分布するものと連続するもので、広く基底の日高層群を蔽いその南西部は白堊系を被覆している。これらの岩石は主として塊状の熔岩流よりなつてゐるが、和寒山の南麓をめぐる比布沢の上流一帯においては熔岩流の下底部に集塊岩状を示す部分がある。

本安山岩は一般に暗灰色乃至灰黒色で肉眼で白い斜長石の斑点を認めることが出来る。鏡下では斑状構造著しく斜長石、紫蘇輝石及び普通輝石の斑晶の間をピロタキシチックまたは流状構造を示す石基によつて充填されている。極めて広大な面積を示すため局所的に種々異なつた性質を示すことも認められる。例えば蘭留駅東部の有隣農場附近のものは杏仁状構造を示し空隙を褐色物質にて充填し、石基はガラスに富みその一部は脱ガラス作用を示している。かつその一部に極めて少量の角閃石を含んでいる。比布川最上流附近のものは、輝石粒が多数集合してグロメロ斑状構造を示している。塩狩峠の西方 2.5 km 夫婦岩附近のものには結晶形より橄欖石より変じたと思われる少数の結晶を含んでいる。ただし同結晶の大部分は現在緑泥石により置換されている。

本地域に分布する上記の安山岩類は一般に新鮮であるが、塩狩峠附近及びその西南 2 km の国境附近一帯には後火成作用として上昇した熱水溶液の影響により変化し珪化または粘土化作用を蒙つた部分が発達している。

B 角閃石輝石安山岩 (I)

本岩体は図幅中央北部を占めるもので東部は前記の輝石安山岩体とはサクルシュウネウチ川にて境され、南東部は広く白堊系を蔽つている。白堊系の地域は極めてゆるやかな丘陵地を示しているのに対し、安山岩の地形は極めて急峻な山岳地帯となり白妙山附

近においては標高 577.4 m の高地をなしている。本岩体は産状岩質共に前記の輝石安山岩と類似しているが部分的にやや多量の角閃石を含有していることを特徴としている。但し時には全く角閃石を欠き前者と区別し難きものも認められる。角閃石は輝石と共に斑晶をなして産出し 0.2 mm 内外のもの多く時には 1.5 mm に及ぶものもある。黄色乃至黄褐色の多色性を示しそれらの殆ど全部は黒色の反応縁を示している。石基はガラス質のものと比較的ガラスに乏しく結晶質のものがある。

C 角閃石安山岩 (II)

図幅の北西部において主として蛇紋岩の占める地域には大小数個の安山岩よりなる岩体が露出している。なおこれと全く同様の小岩体がやや南方の白堊系中に小丘をなして存在している。これら各々の岩体の産状を見るのに、初め大きな岩体として噴出したものが、後に削磨作用によつて幾つかに分離したものではなく、初めより個々独立して噴出し後各々が多少削磨を受けたものと見る方が適当であろう。恐らく前記の角閃石安山岩 (I) より遅れて流出したものと思われる。これらの多くは直接蛇紋岩を基底とするものであるが、これら両者の関係は地形の上にもくよあrawわされている。

本岩は細粒乃至中粒塊状の岩質で暗灰黒色の基地中に白色の斜長石と黒色の角閃石または輝石を散点する斑状構造を示しており、これら斑晶の大なるもの内には 5 mm に及ぶものもある。岩石の構造、造山鉱物の性質等は大体において前記の角閃石安山岩と類似している。

D 輝石安山岩

本岩は小岩体をなして図幅東部に 2 カ所露出している。その一つは蘭留駅北方 3 km にある蘭留山 (337 m) を構成するもので、他は鬼斗牛山北方において日高系輝緑凝灰岩層とこれを蔽う複輝石安山岩の境界に沿つて噴出し 330 m の小高地をなすものである。これらはその産状より見て恐らく複輝石安山岩体を貫いて噴出したものと考えられる。

蘭留山を構成するものの岩質は緻密なガラス質で斜長石と輝石の細粒を含み斑晶は認められない。時にはガラス質の部分を欠き主として斜長石、輝石の細粒が集合し完晶質の玄武岩状の構造を示すものがある。本岩類はその産状及び岩質より見て噴出岩よりは寧ろ進入岩に近い性質を有するもののように見える。

VIII 第四系

本図幅内における第四系は洪積層に属する低位河成段丘堆積層と沖積層とに大別することが出来る。

A 洪 積 層

洪積層に属する低位河成段丘堆積層は近文台上部及び白垩系地域の南東隅に相当する鷹栖村 16~17 線間に小範囲に分布している。前所においては海拔 140~154 m の標高を示すやや傾いた平坦地をなし、上川沖積平地に対する比高は 20~30 m である。また後所においては海拔 120~130m の標高即ちオサラッペ川現河床より比高 10m の平坦面をつくっている。これら段丘堆積物は粘土層及び砂礫層よりなりその内の礫は安山岩、流紋岩、熔結凝灰岩等を主としている。なお下底部には酸性凝灰質岩石が存在する。

B 沖 積 層

沖積層は図幅の南東部に広く分布する外に北部の和寒原野及び北西部の辺乙部・福原両原野にも発達している。

南東部の広い平野は旭川を取囲むいわゆる上川原野の北端部に相当するもので、石狩川及びその多数の支流によつて生じた沖積層により蔽われている。本沖積層はその性質及び分布状態より見て旭川図幅中のいわゆる永山沖積層の連続と見ることが出来る。沖積層よりなる地区は概して平坦であるが所により 2~3 m の低い段のある所も見られる。またこれを大きく見ればこの平坦に見える沖積地も図幅内では東端部においては最も高く海拔 250 m 内外に及び南西部においては最も低く 110 m 内外で、その差 140 m あり相当の傾斜を示している。この沖積原には図幅中現在は石狩川本流の一小部分の通過している外その北側の支流たるウッペ川、比布川、ヨンカシベ川、オサラッペ川、江丹別川等が地形の傾斜に従つて流下しており、これら各河川流域及び現河床には、広く分布する旧河床堆積物より一段底くかつせまい範囲において各河川個有の現河床堆積物を生じている。

旧河床堆積物を構成する物質は地域的にやや異なるが大体下部は砂礫層、上部は砂またはロームよりなり、最上部はいわゆる砂壤土となり大部分の場所が良好な水田となつ

ている。

図幅中の北部の和寒原野は天塩川の上流サクルジュネウチ川及び和寒川によつて生じた標高 150 m の沖積原であり、また北西部の辺乙部及び福原の両原野はこれも天塩川の最上流辺乙部川により生じた標高 200 m の沖積層より成つている。層の状態は前記上川平原のものとはほぼ同様と見られるが、和寒原野の一部及び福原原野の沖積層中には砂クロームを含有していることを特徴としている。これは砂クロームの材料が、蛇紋岩体地域より源を發した、或は同地域を通過した河川により運搬されたことを物語るものである。

IX 応用地質

本図幅地域中において利用し得る地下資源として注目されているのは、突峭山南端の日高層群中の石灰岩、福原原野の沖積層中の砂クローム鉄鉱及び塩狩峠附近より湧出する鉄泉以外に見るべきものがない。しかしこれらについても石灰岩をのぞいては、その量或は質において現在ではさほど重要な位置を占めるものとは認め難い。かつて福原原野を取囲む巨大なる蛇紋岩体中において温石綿鉄床に対する探査が行われたが未だ良質のものを發見するを得ず、また塩狩峠附近の安山岩地域中で熱水作用により変化した部分知られているが採掘し得る鉄床は未だ知られず今日に至つている。

なお福原原野及び比布村北方 2 km 北 5 線 9 号附近の沖積土中に極めて若く生成された褐鉄鉱があり、またオサラッペ南方の湿地に泥炭の存在が知られているがこれらも、量ともに稼行の対象とはなつていない。

A 砂クローム鉄鉱

天塩川上流及び雨龍川沿岸に良質な砂クローム鉄床が存在することは古くより知られている。これらは蛇紋岩体より源を發したまたはこれを通過した河川の沖積地中に胚胎するもので、砂クロームの材料は蛇紋岩中に造岩鉱物として比較的少量に含まれていたクローム鉄鉱の微晶が河川の削磨、運搬、堆積の間に機械的に適當の場所に蓄積された結果によるものと考えられている。四囲蛇紋岩に取りまかれた福原原野及び西和原野、ペオッペ川沿岸はこの条件に従つて生じたもので、0~2 m の表土の下の 1~2 m の砂利層中に砂クロームが存在している。砂クロームは磁鉄鉱、角閃石、輝石等の微晶と混じて

いるもので、覚礼原野にて含有率の比較的多い部分においては1立方メートルの土砂中に約20kgの砂鉄を含む部分あり戦時中には1カ月に約20トンを産出したといわれているが現在は残鉱少なく稼行されていない。本地方は沖積地の面積が狭い上に蛇紋岩体とやや接近し過ぎているため多量の埋蔵はのぞまれない。砂クローム層の下底よりは時に砂白金及び砂金を得ることがあり、本地方においても1立方メートルの土砂中に平均0.4grの砂白金、1gr程度の砂金を得たと伝えられている。

本地域の北方に広く分布する和寒原野の沖積層中には古くより諸所に砂クローム産地として知られる部分があり、これらは蛇紋岩地帯より源を發した辺乙部川の影響によるものと考えられている。しかし図幅内の和寒原野の南端部には殆ど砂クロームの存在は見られない。これは同地域の沖積層が主として安山岩地帯より流下した和寒川の最上流マタルクジャ川、サクルジュネウチ川等に関係していることによるものと思われる。

B 石灰岩

旭川市の北東方約10kmに位し宗谷本線比布駅の南方約4kmに当る突哨山の南端に露出する日高層群中の黒色粘板岩中に夾在する厚いレンズ状の石灰岩は明治6年頃ライマン氏によつて発見注目されたと伝えられるもので、今より30年程前より採掘され始め今日に至っている。現在旭川市山崎与作氏の経営にかかり、幅約90m、高さ約40mの採石現場より年産約1万トンの石灰岩が採取され、これらは山麓の小工場によつて工業用及び土壤改良用の生石灰または炭酸石灰が製造されている。本地域中には外に辺乙部原野の南東方15線の沢に沿う輝緑凝灰岩層中及び中江丹別の東方上川・雨龍郡境の東側の綠色片岩中に薄層として介在する石灰岩が知られているが量少なく採掘利用されていない。

C 硫化鉄

図幅の東北隅に広く分布する複輝石安山岩地域中塩狩峠附近及びその南西方向2kmの国境附近一帯には、後火成作用として上昇した熱水溶液の影響によつて変化したと思われる部分が北東方向にほぼ連続している。これらの地域は母岩たる複輝石安山岩が珪化及び粘土化作用を蒙つて白色乃至褐色に変じその内に黄鉄鉱が鉄染し所によりその酸化によつて赤褐色の焼けを作っていることもある。なお母岩の粘土化した部分に少量の石膏と共に小塊状の黄鉄鉱を産する黒鉄々床に類似の部分があつたので古くより注目さ

れ、戦時中には塩狩峠附近に塩狩鉱山と称する試掘現場が出来て短い切りや浅い試掘坑道が掘進されたが遂に稼行対象となるべき鉱床は発見されず中止後今日に至っている。

D 鉱 泉

本図幅内には未だ温泉の湧出は見ないが宗谷線塩狩駅の西側数百メートルの地点に鉱泉の湧出あり、これを浴用の目的とする旅館がある。本鉱泉は淡褐色澄明で酸性反応を呈し、少量の褐色沈澱物を有する酸性泉で、比重は摂氏 15° にて 1.004、固形物総量は千分中 4.7 でその成分は結合硫酸、カルシウム、鉄等を主とし他は極めて微量である。

文 献

- 1) Jimbo, K.: General Geological Sketch of Hokkaido with Special Reference to the Petrography, Hokkaido, Sapporo, 1892.
- 2) 渡瀬正三郎: 北海道中央部の石灰岩, 地質学雑誌, vol. 38, 1931.
- 3) 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, 地質学雑誌, vol. 40, 1933.
- 4) 長尾 巧: 北海道におけるオルビトリナ石灰岩の新産地, 地質学雑誌, vol. 41, 1934.
- 5) 鈴木 醇: 御荷鈴系及び神居古潭系の岩石学的研究, 学振第6常置抄録, 第1号, 1939.
- 6) 鈴木 醇: 北海道産蛇紋岩に附随する優白岩類に就いて, 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 23, 1940.
- 7) 木下亀城: 北海道黒物鉱床補遺, 九州鉱山学会誌, vol. 12, No. 12, 1941.
- 8) 鈴木 醇: 北海道及び樺太における砂クローム鉱床, 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 27, 1942.
- 9) 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.
- 10) 佐々保雄・根本忠寛・橋本 亘・松沢太郎編: 北海道現勢図説地質図同説明書, 北海道総合開発委員会事務局, 1951.
- 11) 鈴木 醇: 深川図幅及び同説明書, 北海道開発庁, 1953.
- 12) 舟橋三男: 上江丹別図幅及び同説明書, 北海道開発庁, 1953.
- 13) 鈴木淑夫・北川芳男: 十勝岳周辺の熔結凝灰岩について, 北海道地質要報, No. 32, 1955.
- 14) 鈴木 醇: 旭川図幅及び同説明書, 北海道開発庁, 1955.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1 : 50,000

PIPPU

(Asahikawa-44)

By

JUN SUZUKI

(Geological Survey of Japan)

Abstract

GEOLOGY

General feature

The Pippu sheet covers an area lying between $43^{\circ}50'$ and $44^{\circ}0'$ N. lat., and $142^{\circ}15'$ and $142^{\circ}30'$ E long., which occupies the western part of the central Hokkaido. The area is composed mainly of rocks of the Kamuikotan and Hidaka complexes, and the Cretaceous system as well as associated igneous rocks, volcanic products and alluvial materials being now restricted to limited area. Topographically, the Kamuikotan and Hidaka complexes forms the mountaineous ridges trending in a longitudinal direction, while the Cretaceous strata constitute comparatively flat-topped low-lands, as the later rocks resist more feebly the agents of denudation. The features are dominated by the serpentinite and volcanic rocks. In the area the Ishikari river and the tributaries

of it and the Teshio river flow across plains and on the both sides of them alluvial and diluvial terraces are preserved.

The geological history of the region is summarized as follow :

- 1) Pre-Cretaceous sedimentation and diabase intrusions (Formation of the original rocks of the Kamuikotan and Hidaka complexes)
- 2) Metamorphism. Folding and faulting.
- 3) Sedimentation of the Cretaceous formation.
- 4) Ultrabasic (serpentinite) and accompanied leucocratic intrusions (Cretaceous-Early Tertiary)
- 5) Folding and faulting, denudation.
- 6) Pleistocene sedimentation, extrusions of the Tokachi welded tuff flows, terrace formation.
- 8) Alluvium deposition, denudation, talus and fan formation.

Age		Formation	Igneous rocks
Cenozoic	Quaternary	Recent (Alluvial, fan, talus deposits)	Welded tuff { Andesite Agglomerate Leucorate Serpentinite
		Pleistocene (Terrace deposits, gravel deposits)	
Mesozoic	Cretaceous Upper and Lower Cretaceous formation (Sandstone, lime stone, black silt-stone)		
Pre-Cretaceous	Hidaka complex (Schalstein, slate, chert) (Fault)	Diabase	
	Kamuikotan (Greenschist, siliceous schist, calcareous schist)	Gabbroic rock Diabase	

Kamuikotan complex

The Kamuikotan complex is extensively distributed in belts in the western part of the sheet, running NNW-SSE. The prominent members of the complex in this region are (A) greenschists: diabase schists,

schistose schalsteins, epidote-chlorite schists, amphibolite etc, (B) siliceous and argillo-siliceous schists : black quartz schists, quartzites, radiolarian cherts, etc. and (C) calcaceous schist : crystalline limestones.

It is noticeable that various interesting rocks locally develop between normal greenschists, in the Kamuikotan complex and serpentinite mass, which have attracted special attention because of the presence of some special soda-bearing silicates, such as glaucophane, albite, etc. These special rocks have only a limited development in the small area near the serpentinite mass at the north-western corner of the sheet. This fact seems reasonably to indicate that they are a product brought by contact metamorphic action due to ultra-basic intrusion. The occurrence of the special minerals in them, originated from pyro-metasomatism, primarily owes to the action some special soda-rich hydrothermal solution derived from the ultra-basic intrusives.

Hidaka complex

The Hidaka complex occurs in small mountaineous area in the southeastern part of the sheet. It is chiefly composed of schalstein, sandy-tuff breccia, black slate, limestone, quartzite, radiolarian chert, and is associated with small sills of diabase.

As no organic remains except radiolaria in some cherty rocks have been found in the Kamuikotan and Hidaka complexes, the stratigraphical position and age of these complexes and mutual relation between them are not yet clearly defined and they are now only said to be pre-Cretaceous.

Cretaceous system

In the central part of the sheet, the Cretaceous system occupies a wide area though it is overlain by the younger andesites on the north and the alluvial deposits on the south. The system can be stratigraphically classified to the Upper and Lower formations which seem to be bounded by faults. The Upper formation is composed chiefly of black siltstone, black shale and sandstone. Fossils, *Propeamussium cowperi* var. *yubarensis* Yabe et Nagao etc. have been found in the sandstone. The Lower formation consists of black shale, siltstone and

limestone and it is characterized by containing *Orbitolina descoidea* var. *ezoensis* Yabe et Hanzawa etc. in the limestone.

Quaternary

Pleistocene deposits are widely developed in the area extending mostly along the Ishikari River and its tributaries. Alluvial material is found both in present streams and on the some steps of terraces above stream level which are accompanied by the talus and fan accumulations. They consist chiefly of soil, clay, sandy clay, sand, gravel and peat. Of gravels and pebbles of the deposits volcanic rocks are most abundant. It is worthy to note that alluvial deposits at the Hukuhara plane being surrounded by serpentinite contain minute amount of placers of chromite, iridosmine and gold.

Igneous rocks

The serpentinite which occurs as large mass in the Kamuikotan complex is massive being mostly composed of aggregation of antigorite flakes, though it partly contains the relict grains of olivine or augite or both showing mesh structure. Sometimes talcose part can be recognized in it. The serpentinite mass is in places accompanied with leucocratic rocks such as microdiorite, gabbro pegmatite, rodingite etc. which may be genetically related to the ultrabasic rocks and may belong to a single intrusive series.

The diabases which occur as dikes or sills in the Kamuikotan and Hidaka complex zones, are genetically seemed to show intimate relation to the greenschists and schalsteins in these complexes.

From the petrological natures and modes of occurrence, the volcanic rocks in the area are divided into four: two pyroxene andesite, hornblende andesite (I) and (II), and augite andesite. They are believed to be of late Pliocene age, though the last one is youngest and it penetrate the first type. Traces of the welded tuff can be recognized under the alluvial deposits in the Kamikawa plain.

Economic geology

Placer chromite deposits are widely found in the area along the Uryu river which runs through the large serpentinite districts at its

upper course, but in this area a part of the deposits is only known in the alluvial layers of the Hukuhara plain. In the deposits extremely minute amount of fine native gold and iridosmine occur as by-produce of base metal mining operation.

The limestone in the Hidaka complex in the Pippu districts are used as industrial matters though it is mined in small scale.

昭和32年3月20日印刷

昭和32年3月25日発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三田徳光

印刷所 興国印刷株式会社
