

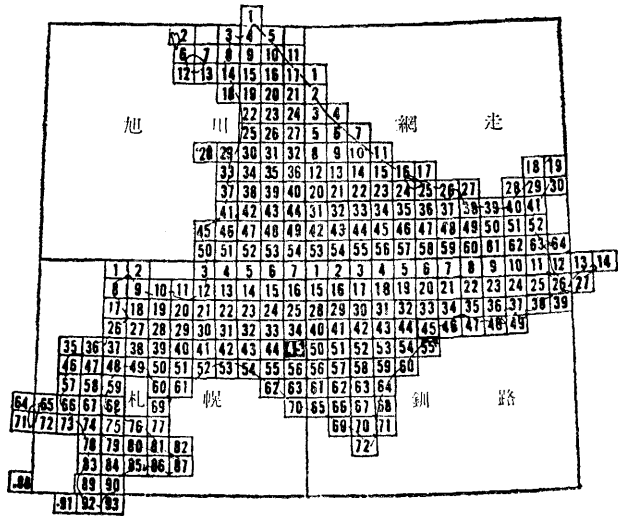
5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 岩 知 志

(札幌一第45号)

北海道立地下資源調査所

昭和 53 年



この地質図幅は、北海道総合開発の一環として、北海道開発庁の委託により実施したものを、北海道においてとりまとめたものである。

昭和53年3月

北 海 道

5万分の1地質図幅  
説 明 書

# 岩 知 志

(札幌一第45号)

北海道技術吏員 高 橋 功 二  
同 鈴 木 守

北海道立地下資源調査所

昭和53年3月

## 目 次

はしがき	1
I 位置および交通	1
II 地 形	2
III 地質概説	4
IV 先白亜系～初期白亜系 一日高累層群一	7
IV・1 未分離日高累層群	8
IV・2 沙流川層	9
IV・3 ニセウ層	14
IV・4 日高累層群の対比	16
V 侵入岩類	18
V・1 超塩基性岩類	18
V・2 微閃緑岩	22
V・3 輝緑岩	23
VI 白 亜 系	23
VI・1 中部えぞ層群	24
VI・2 上部えぞ層群	25
VI・3 函 淵 層 群	26
VI・4 白亜系の対比	27
VII 新第三系	28
VII・1 滝の上層	29
VII・2 川 端 層	32
VIII 第 四 系	33
VIII・1 段丘堆積物	33
VIII・2 現河床堆積物	34
IX 地質構造	34
X 鉱産資源	37
参考文献	40
Résumé	42

5万分の1地質図幅  
説明書 岩 知 志 (札幌一第45号)

北海道立地下資源調査所

北海道技術吏員 高 橋 功 二

北海道技術吏員 鈴 木 守

は し が き

岩知志地質図幅および説明書は、北海道開発庁の委託により、昭和42年から昭和44年にわたる延約200日の野外調査の結果を取りまとめたものである。

野外調査は、先白亜系の分布地域を主として鈴木が、白亜系、第三系の分布地域を高橋が、それぞれ分担して行なった。また、野外調査の一部は、元道立地下資源調査所燃料部長長尾捨一博士、新潟大学理学部小松正幸博士の御協力をおおぎ、貴重な御意見をいただいた。

取りまとめにあたって、岩内山かんらん岩体については、舟橋三男博士から御教示をたまわり、北海道大学理学部の加藤孝幸氏からは資料の提供を受けた。また、道立地下資源調査所地質部長酒匂純俊博士、同釧床部釧床第2科長の長谷川潔氏からは種々御助言をいただいた。上記の方々から心から感謝の意を表す。

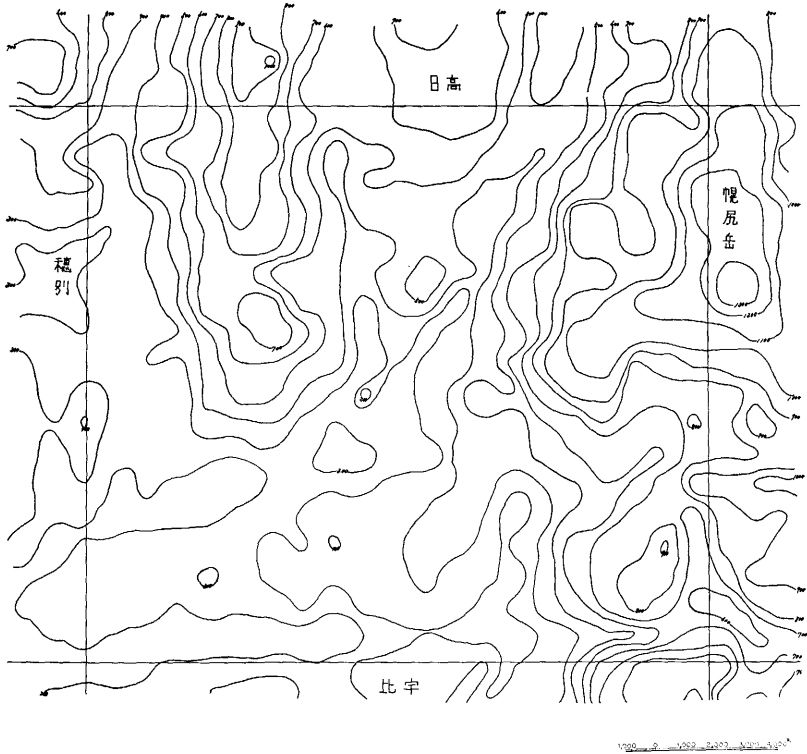
I 位置および交通

この図幅は、北緯42°41′～42°50′、東経142°15′～142°30′の範囲をしめしている。行政区画では、図幅の大部分が日高支庁管内平取町に属するが図幅の東北部分が日高支庁管内日高町に、西北部が胆振支庁管内穂別町に属している。

図幅地域の交通は、ほぼ中央部を流れる沙流川沿いに国鉄富内線が、また国鉄線とほぼ平行して、胆振・日高の海岸地域から十勝、上川を結ぶ国道237号線が通じている。このほか、図幅内で最も大きな集落である振内を中心として、西方の鷓川流域や東方の額平川流域に、山地を横断して道々を通じており、また、主要河川沿いに林道が奥深く開設されていて、山地域にもかかわらず、交通は比較的良好といえる。

## Ⅱ 地 形

図幅地域は、神居古潭帯を構成する夕張山脈の南方延長に相当する山地域であるが、地形上おおまかに次の三つの地域に区分される。



第1図 切 峯 面 図

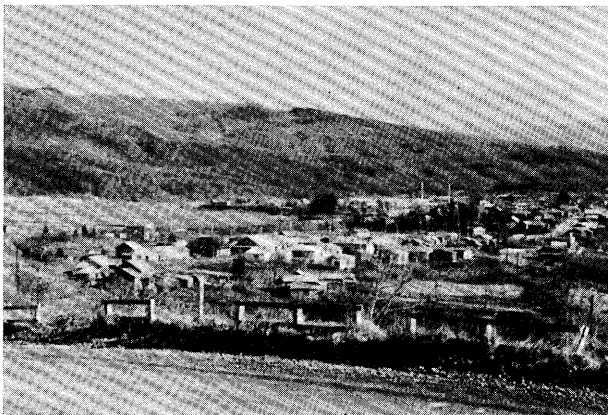
- 1) 急峻な山地域
  - 2) やや低平な山地域
  - 3) 河岸段丘が発達する河川流域の平坦地
- 1) 急峻な山地域

この地形域は、図幅東部の山地域、および図幅西側の鷓川とニセウ川の分水界を構成する山稜地域などがふくまれる。

図幅東部の山地域は、隣接する幌尻岳図幅の北西隅にある糠平山をふくむ地域で、標高900m～1,300mの急峻な山稜が、ほぼ南北に連なっている。切峰面でもわかるように糠平山からシキシヤナイ岳1,049mに、ほぼ東西に張り出した稜線が特徴的である。

鶴川と、ニセウ川の分水界は、北に隣接する日高図幅地域から南北の方向で連なるもので、標高700m～1,000mの山稜を形成している。最高峰は、日高図幅内にあるハッタオマナイ岳(1,021m)である。

のべた山地は、その地質構成が神居古潭帯に属する岩石から構成されているが、構成岩石の相異により、さらに2つの異なった地形域に分けられる。1つは、幌尻岳図幅の糠平山地域をふくむ図幅東部の稜線およびシキシヤナイ岳を中心とする地域で、ひじょうにきり立った山稜をしめし、ノコギリ状にきざみ込まれた谷地形をしめしている。これは粘板岩・スピライト溶岩・チャートなどから構成されている山地である。もう1つは、岩内岳(964m)を中心とする地域と、図幅西部の稜線南部地域の740.6m山を中心とする地域で、凹凸があるがなだらかな山容をしめしている。これ



第2図 蛇紋岩で構成される山地形  
—振内北方山地—

はおもに蛇紋岩から構成されている。

## 2) やや低平な山地域

急峻な山地域の西南側に、山地域から次第に高度を減じながら、標高が250m～400mのやや定高性をしめす丘陵にちかい山

地を形成する地域である。この山地は、先白亜系のうち最上部のニセウ層のほか白亜系と新第三系が分布する地域である。

この地域の特徴は、白亜系の泥岩の発達する地域をのぞき、全体として標高は低いが、きり立った地形を呈し、沢形が細く複雑に発達している。これに類似した地形



は、図幅中央北部のニセウ川、沙流川にはさまれたニセウ層分布地域にも認められる。この地域は標高が500m～600mと幾分高いので、前にのべた急峻な山地域との中間的な地形をしめしている。なお分布は小さいが、白亜系の泥岩の地域は、より丘陵的でなだらかな地形をしめし沢形も複雑ではない。

のべた1) および2) の山地帯の境界部は、一般にシャープな線を描いている。これは地質の境界とほぼ一致し、おそらく断層構造を反映していると考えられる。

### 3) 河岸段丘が発達する河川流域の平坦地

この地域は、2) の低平な山地域を流れる大きな河川である、沙流川、額平川、宿主別川流域にみられる段丘面と沖積面とが発達する地域である。

段丘は、白亜系、新第三系の分布する地域に顕著に発達しており、高低数段の段丘がみられる。しかし地質図では、比高20m以下のものと、比高60m～100mのものとのに区別した。ニセウ層の分布地域を横断する額平川流域では、比高の低い段丘はほとんど発達せず比高の高い段丘の発達がいちじるしい。この図幅では沖積面は、沙流川、額平川の下流部に幅広く発達している。

## III 地質概説

岩知志図幅地域は、北海道中軸帯の西翼を占める神居古潭帯の南部に位置する。そこにはこの帯の主要構成員である日高累層群（先白亜紀～初期白亜紀）が広く分布するほか、それと共に大規模な蛇紋岩体が発達している。また、図幅地域の東側の一部および西側には、白亜系や新第三系が南北方向をとって分布している。

神居古潭帯は、かなり複雑な構造過程をたどってきており、いちじるしい褶曲構造や断裂帯が発達している。このことは当地域でも同様で、きわめて錯そうした地質構造を形成している。そのため地層が寸断され、連続性に乏しくその正確な層序関係を明らかにすることはひじょうに困難である。このことは、日高累層群において特にいちじるしい。しかしながら、図幅地域の地質層序は、およそ第1表のように編集することができた。

当地域の神居古潭帯を構成する日高累層群は、その大部分が、上部の空知層群にほぼ対比される地層で、沙流川層、ニセウ層に分けられる。

沙流川層は、枕状溶岩を伴うスピライト質溶岩、スピライト質凝灰岩および黒色粘板岩からなりたち、チャートや石灰岩を伴う地層で、盛んな火山活動の所産であ

時代	層 序		岩 相	そ の 他
第四紀	現河床堆積物		砂 礫 ・ 粘 土	×—滝の上動物群—          ×—鳥の巢化石群—  輝 緑 岩 超 塩 基 性 岩
	段丘堆積物Ⅱ		砂 礫	
	段丘堆積物Ⅰ		砂 礫	
新第三紀	川 端 層		泥岩・砂岩・礫岩 の互層	
	滝 の 上 層		シルト岩、泥岩 —流紋岩質凝灰岩— 砂 岩 —基底礫岩—	
白 亜 紀	函 洩 層 群		砂岩—礫岩を含む—	
	上 部 え ぞ 層 群		—流紋岩質凝灰岩— シルト岩 (砂岩の薄層を挟む) 泥 岩	
	中部えぞ層群	上 部 層	砂 岩 泥 岩 互 層	
		中 部 層	泥 岩 質 凝 灰 岩 を 挟 む (流紋岩質凝灰岩を挟む)	
下 部 層 F		砂 岩 — 泥 岩 を 挟 む —		
初期白亜紀—先白亜紀	日 高 累 層 群	ニセウ層 F	頁 岩 ・ 砂 岩 —流紋岩質凝灰岩—	
		沙流川層	スピライト質溶岩 スピライト質凝灰岩 粘板岩を主体 —チャート・石灰岩を挟む—	
	未分離日高累層群	?	A 層   B 層	
			黒色片岩?千枚岩質 ミロナイト質砂岩   粘板岩	

第1表 地質総括表

る正地向斜堆積物の特徴をしめしている。

ニセウ層は、沙流川層との直接の関係は不明であるが、おそらく、その上位に位置するものと考えられる。やや珪質な砂岩、頁岩を主体とする堆積岩類から構成され、一部には酸性凝灰岩を伴っている。

前にのべた地層のほか、図幅地域には図幅中央部のニセウ川右岸地域および図幅東北隅に、蛇紋岩体にとり囲まれている地層がみられる。これらの地層は、主に黒色片岩、千枚岩からなりたち沙流川層やニセウ層と岩相が異なり、層位関係が全く不明なため、未分離日高累層群としてとり扱った。日高累層群にともなわれる火成岩としては、沙流川層のスピライト質溶岩のほか、図幅地域に広大な分布をしめす蛇紋岩をはじめ、小分布であるが、かんらん岩、輝緑岩、微閃緑岩などがある。

蛇紋岩は、大きくみると、ほぼ南北の方向をとる次の3つの大きな岩体となって分布している。すなわち、1) ニセウ川出合い付近から740m 山を中心として大きな分布をしめすもの。2) シキシヤナイ川から岩内山を中心に分布するもの。3) 糠平付近のペンケユシナラ川上流から北方へ連なる稜線を構成するものである。

このような広い分布をしめす蛇紋岩体は、振内、仁世宇、糠平を結ぶ東西の線より北方にのみ分布しており、図幅地域の主要な構造である東西性および南北性の断層によって規制されている。このほか、蛇紋岩の小岩体は図幅各地域にみられるが、いずれも断層に伴なわれるものである。

白亜系は、図幅の西端部と、中央部よりやや東方の額平川および宿主別川沿いに、いずれも南北の走向をもつ二帯の分布がみとめられる。図幅の西端のものは、石狩炭田の東方に分布する白亜系の南方延長で、図幅地域では上部えぞ層群と函淵層群が分布している。東部のものは、ニセウ層と沙流川層との間に地溝状に落ち込んだような分布をしめし、中部えぞ層群と上部えぞ層群が発達しているが、下部えぞ層群は発達していない。これらの白亜系は、北海道の中軸帯に発達するものと同じような岩相層序をしめしている。すなわち、中部えぞ層は砂岩を主体とする下部層、泥岩を主体とする中部層、砂岩、泥岩の互層の三層に分けられ、上部えぞ層群は泥岩を、函淵層群は砂岩を主体とし一部に礫岩を挟在している。

新第三系は、図幅の西部地域と中央部にまとまった分布をしているほか、沙流川流域とニセウ川流域にそれぞれ小規模に分布している。西部地域に認められるものは、西側の白亜系と東側の蛇紋岩やニセウ層に挟まれた形で、南北に狭長な分布をしめしている。また中央部のものは、ニセウ川出合い付近から豊糠付近にかけて比較的まとまって分布している。新第三系と下位の白亜系や日高累層群および蛇紋岩との関係は、中央部では一部で上部えぞ層群と不整合関係にあるが、ほかの地域ではほとんどの場合断層で接している。

新第三系は、その岩相と化石の産出状況から、下部の滝の上層と上部の川端層に区別される。滝の上層は、図幅地域の新第三系のほとんどをしめるもので、基底部に礫岩を伴ない上部へむかって砂岩から泥岩へ移化するが、泥岩が主体で、流紋岩質凝灰岩を挟在している。また化石を多く産する。川端層は、西部地域にのみ分布しており、滝の上層と整合に、向斜の軸部を構成する地層である。板状の砂岩、泥岩の周期的な互層で、礫岩を挟在している。この地層は、南方の比宇図幅地域にまで追跡され受乞層と呼ばれている。

第四系は、沙流川、額平川、宿主別川など主要河川の流域に発達する段丘堆積物と、現河床堆積物とがある。段丘堆積物は、比高30m以下のものと、60m～100mのものに大きく二分される。

図幅地域の地質構造は、錯そうした、ひじょうに複雑な地質構造をしめすことは、すでにのべたとおりであるが、おおまかにみると、南北性と東西性の2つの構造形態に支配されている。

南北性の地質構造は、北海道中軸帯の地質構造とほぼ平行なもので、神居古澤帯を構成する日高累層群や蛇紋岩体の一般的な方向はもとより、白亜系や新第三系の構造方向もこの系統に属している。

しかしながら、図幅地域は、のべた南北性の構造の他に、これを切る東西性の方向をもつ断層帯が顕著に発達している。このような断層構造は、図幅中央部を東西に横断する。すなわち西部の沙流川沿いから東部の糠平地域を結ぶ、いくつかの断層によって表現されるものが、最も代表的で、しかもこの地域の日高累層群の走向方向は、断層帯とほぼ平行な東西をしめしている。また、蛇紋岩体の分布も、この断層帯に大きく規制されていることは、すでにのべたとおりである。このような東西性の構造は、東方の幌尻岳図幅地域にも連なり、南北の構造形態をとる神居古澤帯を横断するものとして、特異な構造形態をしめしている。

#### Ⅳ 先白亜系～初期白亜系

##### 一日高累層群一

図幅地域の日高累層群は、ジュラ系から下部白亜系をしめすと考えられる沙流川層とニセウ層からなりたっており、その大部分が日高累層群の最上部の空知層群に対比

---

※ 現在の55分の1地形図は「正和」と呼ばれている。

される。このほか、沙流川層およびニセウ層と岩相が全く異なり、また周辺が蛇紋岩体に取り囲まれていて層位関係が不明な地層が分布している。この地層を未分離日高累層群として区別した。

#### Ⅳ・1 未分離日高累層

群未分離日高累層群は、その分布および岩相からA・Bの2つの地層に区別できる。

##### 1) A層

この地層は、図幅中央北部のニセウ川の右岸からニセウ川と鷺川とにはさまれた陵線付近に分布しており、北に隣接する日高図幅地域に連なる。

この地層は、根本忠寛ら(1942)の10万分の1「登川」地質図幅では、向斜構造をしめすニセウ層の西翼を形成するものとされている。しかしこの地層は、ニセウ層とは、岩相的に異なり、ニセウ川右岸沿いの蛇紋岩を伴う南北性の断層で接しているため層位関係は不明である。なお、この地層は、分布の西側および南側とも蛇紋岩体と接している。

この地層は、黒灰色を呈する千板岩質粘板岩、砂岩、黒色片岩からなりたっており、一部にやや再結晶の進んだチャート質岩を挟むところがある。このなかに発達する砂岩はミロナイト質で、顕著な片理が形成されている。もっとも典型的な黒色片岩は、肉眼的には、白黒の明瞭な縞状構造が発達している。これを顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。完全な再結晶組織をしめし、片理面の方向にやや伸長した結晶形をとって緑泥石、曹長石、石英が方向配列している。黒色の縞の方が白色部よりやや細粒である。随伴鉱物としては少量の白雲母とスヘンが認められる。

この地層に発達する片理面は、ほぼ地層面に平行するものと考えられる。この片理面から推定される地質構造は、複雑な褶曲構造を形成しているが、おおまかには、分布の西半部に背斜構造が、東半部に向斜構造が推定される。

##### 2) B層

この地層は、図幅地域では図幅北東隅に分布しているが、東に隣接する幌尻岳図幅地域の糠平山を中心に発達するもので、北に隣接する日高図幅、北東に隣接する千露呂図幅の各図幅地域にまたがって分布している。この地層の周辺は、すべて蛇紋岩体に取り囲まれているので、図幅地域を含め周辺地域においても日高累層群との関係はまったく不明である。

この地層は、一般的に緑灰色、黒色を呈する千枚岩質の粘板岩を主体としているが、一部に砂岩を介在している。砂岩は、細粒、中粒のやや緑色をおびた珪質硬砂岩とでもいうべきものである。これらの地層は、全般に構造運動の影響を受け、片状化あるいは圧砕岩化がいちじるしい。

のべたように、この地層はいちじるしく破碎されており、その地質構造は複雑である。しかしながら、片理面から推定される地質構造は、ほぼ南北の走向をしめし、南北の軸をもつ褶曲構造をしめしているが、幌尻岳図幅地域では、糠平山を中心とする1つの盆状構造を呈していると考えられている。

#### N・2 沙流川層

この地層は、古くからいわゆる「輝緑凝灰岩層」と呼ばれてきたもので、幌尻岳図幅地域では岩清水層、比字図幅地域では、リビラ層群と呼ばれ、それぞれこの図幅地域から連続している。ここでは、10万分の1地質図幅「登川」で命名された「沙流川統」を再定義し、沙流川層としてとり扱うことにした。

この地層は、図幅地域では比較的広い分布をしめている。すなわち、仁世宇付近より上流の沙流川流域に模式的にみられるほか、沙流川支流シキシャナイ川流域一帯、図幅東部の額平川および宿主別川流域にみられる。

この地層は、スピライト質溶岩、スピライト質凝灰岩、粘板岩と、岩相上から3つに大別され、さらに、チャートや石灰岩を挟んでいる。しかし、沙流川層の分布地域では、断層により複雑に破壊され、ひじょうに錯そうした地質構造を呈している。したがって岩相相互の全体的な層序関係および層厚など明らかにすることはひじょうに困難である。ただ図幅地域では、次のような岩相相互の組み合わせに地域的な特徴がみられる。すなわち 1) スピライト質溶岩が卓越する地域。 2) スピライト質凝灰岩が卓越する地域。 3) 粘板岩が卓越する地域。 4) スピライト質溶岩と粘板岩が互層状の分布をしめす地域。 5) スピライト質溶岩、同質凝灰岩、粘板岩が組み合さった地域。以上の5地域である。

##### 1) スピライト質溶岩の卓越する地域

豊糠東方の額平川流域およびその支流のシェードニ川、オソウシノ沢流域で、東方延長は幌尻岳図幅地域につらなる。ほとんどが緑色を帯びたスピライト質の枕状溶岩があるが、このなかにほぼ南北の走向をもつ青緑色の縞状凝灰岩を挟んでいる。

この溶岩は、全般にいちじるしく変質されており、一部を除けば初生の単斜輝石も

斜長石も残されていない。緑れん石、緑泥石、緑閃石といった、変質鉱物から構成されている。しかしつよい変質をまぬがれた斜長石には明らかにバリオライト質組織をつくっているものがみられる。

この地域のスピライト質枕状溶岩は、幌尻岳図幅地域を含め、その分布だけからは、ぼう大な厚さが見込まれるが、おそらく断層や褶曲によって繰り返されているものと考えられる。シュードニ川流域にみられた綺状凝灰岩は、枕状溶岩のなかにおいて、背斜構造を形成していると考えられ、少なくとも凝灰岩より上部の枕状溶岩の厚さは2,000mと算定される。

## 2) スピライト質凝灰岩の卓越する地域

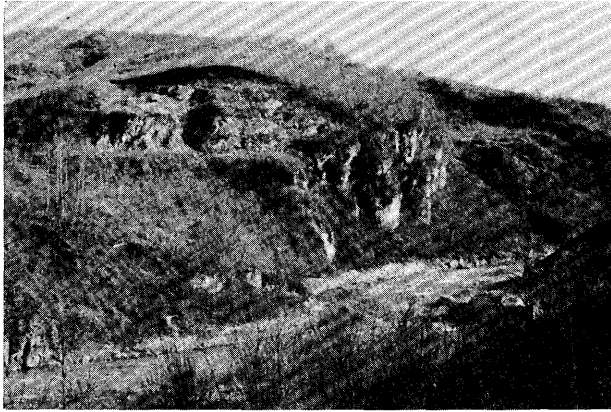
仁世宇付近の沙流川流域からパンケヒップ沢流域にかけての地域およびシキシヤナイ川上流地域からシキシヤナイ岳を中心とする地域である。この地域に分布するものは、主として従来「輝緑凝灰岩」とされていたスピライト質凝灰岩であるが、一部に粘板岩、チャート、石灰岩を挟在している。

スピライト質凝灰岩は、一般に緑色および赤褐色を呈し、拳大ほどのスピライト質溶岩の角礫を伴う角礫岩状のものと、砂質の部分や珪質、石灰質の部分を含み、また粘板岩の薄層を挟んで層理面の認められるものなどがある。しかし、全体的によわい片理が発達しており、ところによってはいちじるしく片状化し網の目状の方解石脈が発達している。

チャートは、シキシヤナイ川上流地域からシキシヤナイ岳を中心とする地域の凝灰岩層の中に挟在している。緑白色または赤色を呈し、保存不良の放散虫化石が含まれている場合が多い。シキシヤナイ岳を構成するものは、チャートであるが、おそらくこの図幅地域のなかで、もっとも大きな岩体であろう。

石灰岩は、仁世宇付近の沙流川流域からパンケヒップ沢流域にいたる地域の凝灰岩中に、不規則な塊状の大きささまざまな多くの岩体が賦存している。なお一部に薄層状の岩体が見られる。これらの石灰岩は、分布地域の地質構造がいちじるしく乱されているが、その配列をみると、石灰岩を胚胎する凝灰岩層の走向とも調和していることから、一定の層準をしめしているようにみられる。

この石灰岩中には、次のような蘚苔虫類、珊瑚類、および巻介の化石が知られている。



第3図 沙流川層中に挟在する石灰岩の露頭  
—岩知志付近—

*Pycnoporidium lobatum* YABE and SUGIYAMA

*Heptaslyloopsis asiatica* YABE and SUGIYAMA

*Circoporella semiclatilata* HAYASAKA

*Chaetetoid coral*

*Microsolenia* sp.

*Nerinea* sp.

これらの化石は、上部ジュラ紀をしめす鳥の巣石灰岩の化石群集に類似するとされている。

### 3) 粘板岩が卓越する地域

粘板岩の卓越する地域はシキンヤナイ川中流部である。

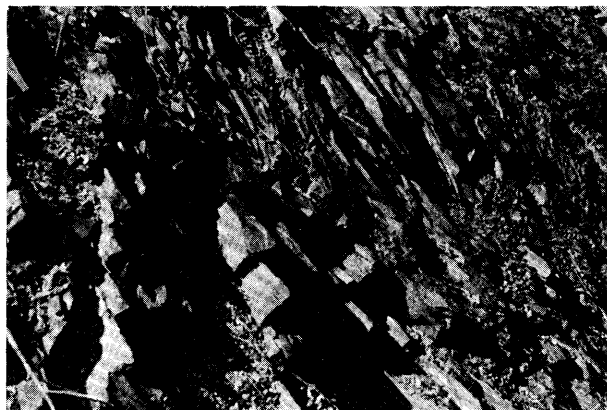
粘板岩は黒色～緑灰色を呈し、千枚岩質になっていることが多い。また砂岩を挟在し、粘板岩と互層状を呈しているところもある。砂岩は暗灰色を呈する硬砂岩で、ミロナイト化しているところもみられる。粘板岩の片理面の方向はほぼ北東東～南西西をしめしている。このような岩相は、この地域のほかに岩内山東方で、蛇紋岩体に挟まれて細長い分布をしめすものと、図幅西部地域の蛇紋岩体の西側に沿って小分布をしめすものがある。いずれも、ほぼ南北性の走向をしめしている。



4) スピライ  
ト質溶岩と  
粘板岩が互  
層状の分布  
をしめす地  
域

シキシャナイ川  
出合い付近から上  
流の沙流川流域  
で、スピライト質  
溶岩と黒色粘板岩  
とが互層状をしめ

して分布している地域である。



第4図 沙流川層の粘板岩  
—ニセウ付近—



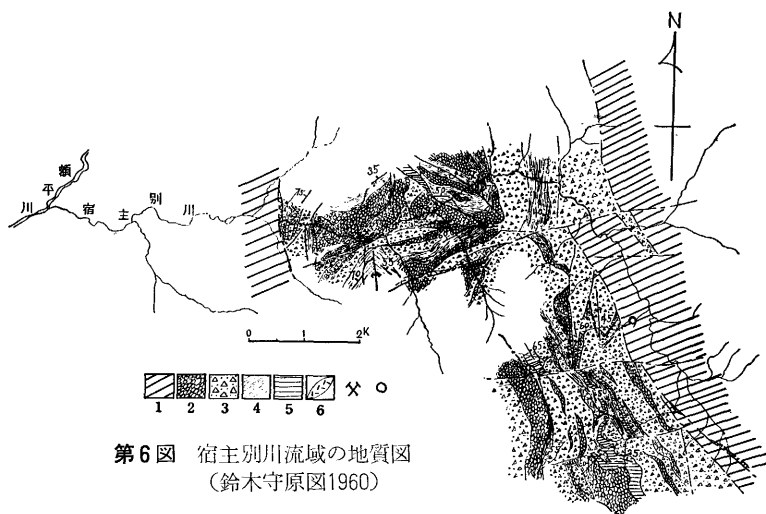
第5図 枕状溶岩岩知志ダム下流

スピライト質溶岩は、沙流川の河床部にみられるような見事な枕状構造をもつ枕状溶岩であるが、前にのべた糠平地域のものとは異なり、赤褐色を呈するものが多い。また、2次的変質の度合もよわい。顕微鏡下の観察では、バリオリテック組織をしめし、白チタン石や緑泥岩が形成されており、初生的な有色鉱物はほとんど認められない。斜長石は湾曲した形態をしめし、また方解石脈も多い。

この地域にみられる粘板岩は、黒灰色を呈し、千枚岩化の度合はそれほどつよくない。ところにより黒色頁岩に近いものもみられる。

スピライト質溶岩とは厚さ100m~200mの割合で交互にみられるが、数cm~数10cmの薄層で溶岩中に挟在されている場合もある。粘板岩から判断される走向はほぼ北東一南西をしめし、小褶曲をくり返しているが、走向と平行な方向をもつ断層により転移している。しかし、全体的な傾向として西方へ傾斜しているものと考えられる。

5) スピライト質溶岩、凝灰岩、粘板岩が組み合された地域



第6図 宿主別川流域の地質図  
(鈴木守原図1960)

- |        |        |          |          |
|--------|--------|----------|----------|
| 1 白亜紀層 | 2 枕状溶岩 | 3 輝緑凝灰岩  | 4 砂岩・粘板岩 |
| 5 チャート | 6 輝緑岩  | ☆ 鉄床露頭位置 | ○ 流鉄採取位置 |

この地域は、図幅西南部の宿主別川流域である。この地域には、スピライト質溶岩、同質凝灰岩、粘板岩が発達し、小規模であるがチャートを伴っている。これらの岩相は、東に隣接する幌尻岳図幅地域に連なっている。

スピライト質溶岩は、4)の沙流川流域のものと同じように一般に赤褐色を呈する枕状溶岩で、顕微鏡下の観察でも沙流川地域のものとはほとんど変わらない。しかし、この地域の溶岩中には曹長石輝緑岩の小岩体の貫入がみられ、赤鉄鉱の鉄床が胚胎している。

スピライト質凝灰岩は、この地域では、一部に粒度の差による葉理の発達する岩相もあるが、一般に角礫岩状のものが多く、角礫には杏仁状構造をもつ赤褐色のスピライトや、大型の輝石を多く含んでいるスピライト質岩などがある。この地域の凝灰岩にも、全体によわい片理がみられ、さらにいちじるしく破碎を受けたところでは、多数の方解石脈が発達している。

粘板岩は、砂岩と縞状の互層をしている場合が多く、ところにより砂岩の優勢な場合がある。これらの岩石にも片理が発達し千板岩様の岩質に変化しているものもあ

る。この片理面が複雑な褶曲構造を形成している。

この地域にみられるチャートにも赤色および緑色のものがある。赤色のものにはマンガン焼けと呼ばれるものが認められる。このチャートにも粘板岩と同様な褶曲構造がみられる。

のべた岩相が組み合わさったこの地域は、南北方向の軸をもつ褶曲構造と東西性の方向の断層とが組み合わさっており、複雑な地質構造を形成している。したがって前にのべたが、その正確な層序を組み立てることはもとより、沙流川層全体の厚さを算定することも困難である。

#### Ⅳ・3 ニセウ層

この地層は、10万分の1地質図幅「登川」で、ニセウ川流域を標式地とし、ニセウ統として命名されたものである。

分布は、図幅中央北部のニセウ川左岸地域一帯と、図幅中央南部の沙流川と額平川に挟まれた地域にそれぞれ広く分布している。標式地とされたニセウ川地域のものは、前に末分離日高累層群の項でのべたが、10万分の1地質図幅「登川」では、ニセウ川兩岸の広い地域に分布するとされていたが、実際の分布は左岸地域のみである。つまりニセウ川沿いに発達する蛇紋岩を伴う断層によって、ニセウ川右岸地域に分布する末分離日高累層群A層と接している。下位置と考えられる沙流川層との関係はあまり明瞭ではないが、ニセウ川流域と沙流川流域とを境する稜線付近に断層が推定され、沙流川層のスビライト質溶岩および粘板岩と接していると考えられる。この地域の地質構造は、全体として走向が北西—南東、傾斜は北東をしめし大きくみて単斜構造をしめしているようにみえる。

南部地域のニセウ層は、大きくみると地質断面図C—Dにしめたように、ほぼ南北性の軸をもつ褶曲構造をくり返しているが、東西性および南北性の断層により複雑に切られて、ブロック状の地質構造を呈しながら、南方の比字図幅地域に連なっている。周辺の各地層との関係はすべて断層であるが、下位の沙流川層とは、同層の石灰岩を挟在するスピライト質凝灰岩と、沙流川左岸（南岸）沿いに推定される東西の方向をもつ断層で接している。

のべたほか、南部地域のニセウ層の西側に発達する新第三系のなかにも、南北性の断層によって楔状にもちこまれたニセウ層の小分布がみられる。

ニセウ層は、図幅地域全体を通じてみると砂岩、頁岩の互層ということができ、一

部に凝灰岩や薄いチャートを挟み、まれに礫岩もみられる。露頭では一般に茶褐色を呈し、いちじるしく風化をうけたものが多く、破碎されて細片状に割れる岩相をしめし、新鮮なものは少ない。砂岩は、新鮮な面では一般に帯緑灰白色を呈する細粒～中粒砂岩で、一部に細礫を含む粗粒砂岩もみられる。

砂岩の顕微鏡下の観察では、鉱物片としては石英、斜長石、正長石、緑れん石、岩石片としては、スピライト質岩、ケラトファイア質岩、石英質岩などがそれぞれみられ、とくにニセウ川地域の標本からは、含ザクロ石石英片岩が、認められた。また、二次的な変質鉱物には緑れん石、石英、ゼオライト、方解石などがある。

頁岩は、黒色～暗灰色を呈し塊状であるが、不規則な割れ目がひじょうに多く発達しているほか珪質の部分もある。また、細かい方解石脈が網の日状に発達しているのが特徴的である。

砂岩と頁岩は、それぞれの厚さが、数m～数10mの単位で互層して発達する場合と、数m～1m以内で互層するものがある。このような砂岩と頁岩の境は、一般にあまり明瞭ではなく、細粒砂岩から頁岩へ漸移している。細かい互層の場合も、同じようにその境が明瞭でなく、板状の互層を形成していない。また頁岩のなかに薄い砂岩を挟む場合、砂岩は二次的にレンズ状に引き延ばされていて、層状を失っている場合がしばしば認められる。

凝灰岩は、ニセウ川流域や額平川流域の数カ所に露出がみられたが、その連続性を確かめることはできなかった。風化を受けた露頭部では緑色を呈し、沙流川層の凝灰岩とよく似ているようにみえたが、新鮮な部分はむしろ灰白色を呈している。この凝灰岩は、沙流川層のものとは異なり、酸性のガラス質結晶凝灰岩で、顕微鏡下では、大部分が変質したガラスからなりたっており斜長石、石英がみられる。かなり変質を受けており、ガラスはゼオライトやモンモリロナイトに変化している。また球顆がみられるものがある。

チャートは、南部地域のニセウ層中にみられる。厚さ1m内外の緑色を呈するもので、頁岩中に層状または、レンズ状で挟在している。

礫岩は、宿庄別川の出合い付近でただ一ヶ所、幅50m前後の露頭がみられたが、ニセウ層の他の岩相との関係は、まったく不明である。全体に黒色を呈し、拳大ほどの垂角礫～亜円礫からなりたっている。礫は、粘板岩が圧倒的に多く、硬砂岩やチャートなども含まれている。基質は砂岩で、一部に頁岩の場合があり、角片状に破碎され

ているのが特徴的である。この礫岩は、一カ所の露頭であるので、断層により挟みこまれた第三系の可能性も考えられるが、比宇区幅地域のニセウ層中に類似した礫岩が記載されていることから、ここではニセウ層に含めておいた。

ニセウ層からは化石の産出はなく、またかつての調査においてもその報告はない。

ニセウ層の層厚は、地質構造が複雑なため、その算定は困難である。しかし図幅内に露出する厚さは2,000m程度と推定される。

#### Ⅳ・4 日高累層群の対比

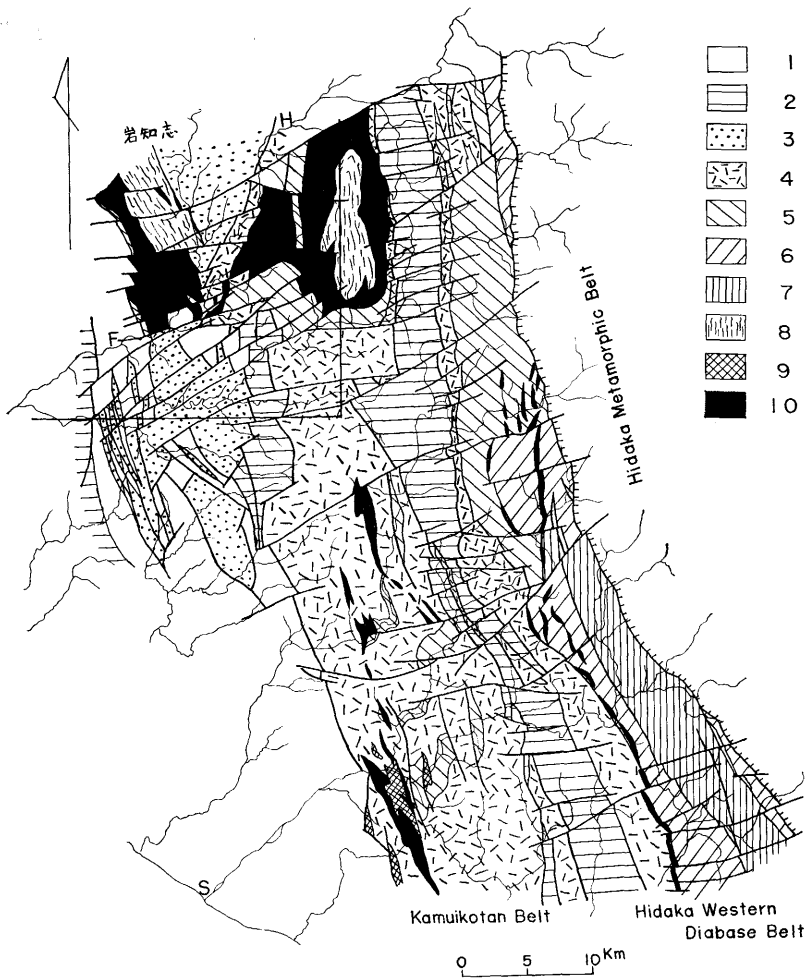
日高累層群の周辺図幅地域および北海道中軸部の標準層序との対比を考えると第2表のようになる。

橋本 亘 (1954. 1955)		長谷川 他 (1961)		幌尻岳 図幅 橋本 誠二 他 (1961)		岩知志 図幅		比宇 図幅 吉田 他 (1959)		
空知層群	主夕張層	日高累層群	空知層群	日高累層群	岩清水層	日高累層群	ニセウ層	リビラ層群	ニセウ層	
	山部層		神威層群				イドンナップ層			沙流川層
			—?—				—?—			—?—
			中の川層群		関係未詳 日高累層群		未分離 日高累層群			

第2表 日高累層群対比表

未分離日高累層群としたものは、そのB層が幌尻岳図幅地域に連なり、関係未詳日高累層群とされているだけで、周辺地域はもとより標準層序のどこに対比されるのか、決め手はない。しかしこの地層は、蛇紋岩体の上昇によって下部から押し上げられたような分布形態をとっているため、沙流川層よりは下位の地層と考えられる。

沙流川層は、スピライト質溶岩および凝灰岩で特徴づけられ、周辺図幅では、リビラ層群（比宇図幅）岩清水層（幌尻岳、イドンナップ図幅）として追跡される。また橋本の空知地域の層序では空知層群の下部をしめる山部層に対比される。この層序には鳥の巢型の化石を含み、地質時代はジュラ紀をしめすと考えられる。鈴木(1977)によると、沙流川層の一部、おもに粘板岩を主体とした地層は、幌尻岳およびイドンナップ図幅地域のイドンナップ層に対比される可能性を示唆している。



第7図 日高山脈中西部地域の地質図（鈴木守原図1977）

- |             |                     |
|-------------|---------------------|
| 1 第三紀および第四紀 | 2 えぞ層群              |
| 3 ニセウ層      | 4 沙流川層・岩清水層         |
| 5 インドナップ層   | 6 ソエマツ沢層            |
| 7 ニシュオマナイ沢層 | 8 未分離日高累層群—千枚岩・黒色片岩 |
| 9 トロニエム岩    | 10 蛇紋岩              |

ニセウ層は、比宇図幅地域を含めて、従来から漠然と空知地域の空知層群上部をしめる主夕張層に対比されてきた。しかし主夕張層は、チャートおよび珪質頁岩を主体としたもので、輝緑岩の小岩脈を伴っている点を除けば、ニセウ層と異なる岩相をしめしている。ここでは、確実な証拠はないが、下位の沙流川層、上位のえぞ層群の関係から一応主夕張層に対比しておく。

のべたことから、長谷川ら(1961)が提唱した日高累層群の標準層序に対比すると、沙流川層とニセウ層は、そのほとんどが日高累層群最上部の空知層群に対比される。しかし沙流川層の一部が、神居層群に対比される可能性もある。

## V 侵入岩類

### V・1 超塩基性岩類

#### 1) 蛇紋岩

図幅地域に分布する蛇紋岩は、ほぼ南北方向の伸びをもって帯状配列をしめしている大きな岩体と、断層に沿ってわづかに認められる小岩体とがある。

帯状配列をしめす大きな岩体は、次の3列で、図幅地域の地質構造を大きく支配している。すなわち、1) ニセウ川出合い付近を南限とし、それより北方へ連続するもので、740m 山付近では大きくふくらみ、その巾が約5 kmにも達する。この岩体はさらに北にのび、図幅北西隅の鶴川流域から、北に隣接する日高図幅地域にまで発達している。2) シキツナイ鶴川下流域から岩内山を中心に広く分布するもので、岩内山付近では巾約3 kmのふくらみをもっている。なお、1)および2)の岩体は、その分布の南端で、断層に挟まれた断片的な小岩体となっはいるが、ほぼ東西性の断層に沿って沙流川を渡り連続しており、大きくみるとU字状の分布形態をとっている。

3) 図幅の東部地域で、額平川の支流ベンケユシナラ川上流付近から北方へ連なる稜線を構成するもので、前にのべた未分離日高累層群B層を取りまく蛇紋岩体の西翼に担当する。なお、この岩体と西側に分布する2)の岩体との間には沙流川層の粘板岩が分布しており、両者は直接には連続していない。のべた3列の岩体は、振内～仁世宇付近の沙流川流域と図幅東端の額平川流域を結ぶ地域に発達する東西方向および北東～南西方向の断層帯に切られ、南方には分布していない。

蛇紋岩は、野外の産状から塊状蛇紋岩と葉片状蛇紋岩とに大きく分けることができる。

塊状蛇紋岩は、野外では一般に暗緑色～暗灰色を呈する堅硬なもので、節理の発達が良好である。表面は風化して茶褐色を呈しているが、原岩の鉱物類や組織がよく保

存されており、それらから流理構造を知ることができる。

この蛇紋岩は、図幅地域の3帯の岩体のうち、1)の740m山を中心とする地域や、2)の岩内山を中心とする地域のように幅広い分布をしめす蛇紋岩体を構成している。これらの岩体の中には、ところどころに蛇紋岩化をまぬかれた原岩のかんらん岩の部分が認められる。あとからのべるが、岩内山でみられるように、やや大きな岩体として残されているものもある。

葉片状蛇紋岩は、塊状蛇紋岩が構造運動の影響を受け、原岩の構造を失い、葉片状化したもので、濃緑色を呈し、片理面は樹脂状光沢をしめしている。このような蛇紋岩の片状化がよわい場合は、塊状蛇紋岩の節理面に沿って片状化しているが、つよい場合は、節理系が完全に破壊され、しかもある方向性をしめすようになる。さらに、断層ぞいやその付近では、一般にいちじるしく破碎されて、乳白色の粘土になっている。また、葉片状蛇紋岩のなかに、しばしば角礫状に、大小の塊状蛇紋岩の岩塊が、残されているのがみられる。

図幅地域には、幅狭い帯状分布をしめす岩体や、断層に囲まれて小規模な分布をしめす岩体は、葉片状蛇紋岩と粘土状蛇紋岩である。とくに、図幅東側の3)の地域に帯状に分布するものは、一部に塊状蛇紋岩もみられるが、大部分が葉片状蛇紋岩でありたっている。また、幅広い分布をしめし、塊状蛇紋岩で構成されている岩体でも、その岩体の縁辺部や岩体の中に発達する剪断帯に沿う地域は、葉片状蛇紋岩になっている。のべたように蛇紋岩体は原岩のかんらん岩が蛇紋岩化したものであるが、図幅地域では、東側の帯状分布をしめす(3)の地域と西側のもの(1)2)の地域とでは、原岩の鉱物組合せに違いがみられる。この鉱物組合せの違いについて、岩内山を中心とする岩体と東側の岩体との比較を加藤の資料に基き第3表にしめた。すなわち、両岩体とも原岩は、ダナイト、ハルツパージャイトの層状岩体であるが、岩内山のものは斜方輝石を伴っている。構成鉱物は岩内山地域のものは単斜輝石をほとんど含まないのに対し、東側のものは、単斜輝石をしばしば含み、ときにはレールズライト(複輝石かんらん岩)様の岩質をしめす場合もあり、単斜輝石を濃集するところでは、かんらん石ウエブステライトやウエブステライトとなっているところもある。残存するかんらん石のフォルステライト成分は、岩内山のものが主としてFo91~Fo94で、東側のものはFo89~Fo92であり、東側のものはFeに富むようである。一方、蛇紋岩化による蛇紋石の鉱物組成は、両岩体とも相異はみられない。X線粉末解析による同定ではリザルダイトおよびクリソタイルで、アンチゴライトは、同定で



		岩内山を中心とする地域	東側の地域
層 状 岩 体	ダ ナ イ ト	かんらん石+(尖晶石) +(斜方輝石土)+(単斜輝石土)	かんらん石+(尖晶石) +(斜方輝石土)+(単斜輝石土)
	ハルツバージャイト	かんらん石+斜方輝石 +(尖晶石)+(単斜輝石土)	かんらん石+斜方輝石 +(尖晶石)+(単斜輝石土)
	かんらん石斜方輝岩 ないし斜方輝岩	斜方輝石+かんらん石 +(尖晶石)+(単斜輝石土)	
	レルゾライト		かんらん石+斜方輝石 +単斜輝石+(尖晶石)
	かんらん石ウェブステライト ないしウェブステライト		単斜輝石+斜方輝石 +かんらん石+(尖晶石)
かんらん石 単斜輝岩 で代表される 脈岩*	単斜輝岩 かんらん石 単斜輝岩 ウェーライト ダ ナ イ ト	単斜輝石+かんらん石	単斜輝石+(かんらん石) 単斜輝石+かんらん石 かんらん石+単斜輝石 かんらん石+(単斜輝石)

第3表 超塩基性岩の原岩の鉱物組合せ

( )=随判鉱物

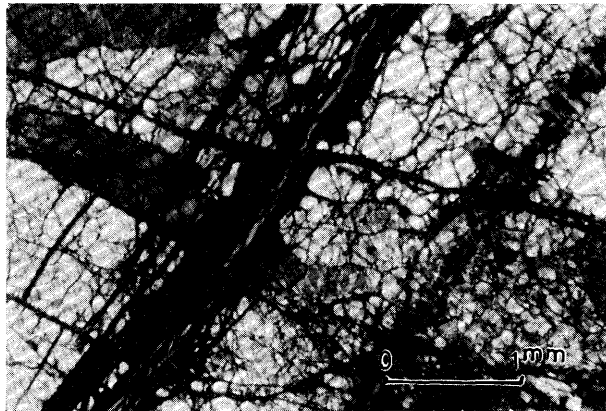
( 土)=あつたりなかつたり

※ かんらん石単斜輝岩で代表される脈岩は、幅数cm~10数mのものが多い。幅数m以上の大きいものでは、層状構造をもち上記のように、部分的にウェーライトなどの岩相をもつ。

きなかつた。なお、蛇紋岩化作用に伴って、ブルーサイトやマグネサイトも生成されている。

2) かんらん岩

前のべたように、図幅地域に発達する蛇紋岩体、とくに塊状蛇紋岩



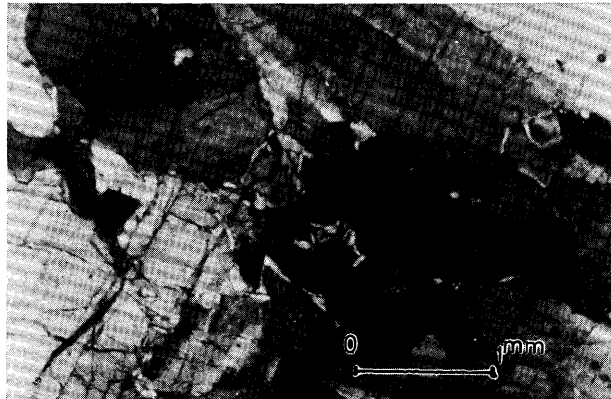
第8図 塊状蛇紋岩の顕微鏡写真(蛇紋岩化50%)

の中には、ところどころに原岩であるかんらん岩が残されている。図幅中部の岩内山

には、東西約2 km南北約1 kmの範囲で、蛇紋岩体の中に蛇紋岩化をまぬかれた新鮮なかんらん岩の大きな岩体が分布している。このほか、イワナイ川の下流部にも小岩体が、みられる。

岩内山のかんらん岩体は、20万分の1地質図幅「登川」で、はじめて記載されたものであるが、その後、多くの研究者により、詳細な研究がなされている。

このかんらん岩は、全体に暗緑灰色を呈するが、一部のものには淡緑色を呈しており、流理面にそってクロム鉄鉱の見事な配列がみられるところがある。顕著な節理系や流理構造がみられ、この岩体は、蛇紋岩の項



第9図 ダイナトの顕微鏡写真

でのべたように周辺地域の蛇紋岩の原岩と同じような、ダナイトおよび単斜輝石をほとんど伴わないハルツバージャイトとの層状岩体である。のべた層状岩体の分布と流理構造から、かんらん岩体の構造を求めると、地表部では、ゆるやかな盆状構造を形成するようにみえるが、全体をみると西方へ傾斜しているようである。

これらのかんらん岩体を構成するダナイトおよびハルツバージャイトを、顕微鏡下で観察すると次のとおりである。

ダナイト：ほとんどが、かんらん石からなりたっており、随判鉱物として、わずかに尖晶石を伴っている。かんらん石は、長径0.5～10mm、短



第10図

ハルツバージャイトの流理構造  
—三岩林道—

径0.2~0.4mmの伸長形のものが多い。中には径2mmの大型のものもみられる。尖晶石は、0.1mm~1.0mmの自形や他形をしめすいろいろな形態のものがみられる°

ハルツバージャイト：構成鉱物は、かんらん石>斜方輝石>尖晶石>(単斜輝石)である。かんらん石は、1mm~0.3mmの大きささまざまな大きさである。その間を埋めて、斜方輝石が斑状に分布している。

斜方輝石は、かんらん石よりもやや大きく、2mm前後のものが多く、半自形をしめしている。

尖晶石は、0.2~1.0mmの大きさで一般に自形をしめすが、他形をしめすものもかなり認められる。なお尖晶石の量は、ダナイトにくらべ比較的少ない。

### 3) 蛇紋岩体の中に見出される捕獲岩様岩石

蛇紋岩体の中には、さまざまな岩石が転石として認められるが、その部分が蛇紋岩体が、構造運動によって上昇してくるさいに、下位から持ち上げられたものと考えられる。つぎに、その主なものについてのべる。

#### ロジン岩

この岩石は、神居古潭帯に発達する蛇紋岩体の中に普遍的にみ出される岩石である。一般に灰白色~暗灰色のレンズ状~球状を示している。この岩石の性質については、鈴木醇(1954)はじめ多くの人達によりのべられている。

結晶片岩：主に曹閃石-石英からなり濃青色~暗青色を呈する塊状の岩塊で、縞状構造が顕著に認められる。

閃緑岩様岩石：この岩石は淡緑灰色を呈する塊状岩で、新鮮な石英、アルバイトの集合で不規則な再結晶集合中に、汚れた斜長石の板~柱状結晶の残晶がみられる。この斜長石は、あきらかに深成岩起源とみなされるが、はんれい岩か閃緑岩かは、はっきりしていない。残晶の斜長石には緑泥岩、絹雲母、角閃石などの細かな鉱物が形成されている。また少量の緑れん石類も伴なわれている。

#### V・2 微閃緑岩

この岩石は、神居古潭帯に発達する蛇紋岩中に、普遍的に存在する脈岩である。図幅地域では、多くはないがところどころに小岩体がみられるが、地質図にはすべてを図示しなかった。岩内山の南方に比較的大きな岩体で図示したものは、露頭条件がわるいため、転石から判断したものである。しかし、それほど大きな岩体ではなさそう

---

\* 加藤孝幸氏から、地質図作成後、微閃緑岩として図示したものの多くは、輝緑岩質岩であるとの御教示を得た。

である。

この岩石は、暗灰色～暗緑色の堅硬な岩石で、粗粒から中粒のさまざまな粒度からなりたっている完晶質岩である。斜長石と角閃石を主体とし、鉄鉱およびスヘンが加わっている。

### V・3 輝緑岩

図幅地域には、沙流川層、ニセウ層を貫く輝緑岩が、ひじょうに多くみられる。また蛇紋岩中にもみられるが、その産状については、明らかでない。

この岩石は、一般に緑色を呈し、粗粒および細粒の岩質をしめすもので、幅数m～数10mの大きささまざまな岩体が見られる。産状は一般に周囲の岩石の構造にはほぼ平行な侵入形態をとっているが、岩脈であるか岩床であるか明らかでない。これらの岩体のうち、宿主別川上流にみられる粗粒の輝緑岩と、ニセウ川流域のニセウ層を貫く細粒輝緑岩について顕微鏡下の観察を次にのべる。

粗粒輝緑岩：粗粒の普通輝石と斜長石からなり、典型的なオフィテック組織をしめしている。普通輝石は、1mm内外の大きさでまわりはフィルム状に緑色角閃石が生じているものがある。そして、割れ目や外側から黄緑色の緑泥石に変化しており、ときに全部が緑泥石によって置換されている。斜長石は、0.1～0.2×1.0×2.2mmほどの長柱状結晶で、ソーシユール石化がいちじるしい。前記鉱物を貫いて長柱状あるいは粒状のチタン鉄鉱が、認められる。

細粒輝緑岩：初生的には、単斜輝石と斜長石のサブオフィテック組織をとっていたと思われる。しかし単斜輝石の多くは緑泥石に変化しており、その一部が残されているにすぎない。これらのほかに、白チタン石、イルメナイト、緑れん石が認められる。

## VI 白 亜 系

白亜系は、ほぼ南北の方向で帯状に分布する二帯が認められる。

一帯は、図幅東南部地域で、額平川および宿主別川流域に標式的に発達する。この帯の北限は、シクシヤナイ川南支流の南方で、沙流川層と東西性の方向をもつ断層で接し、南方延長は比宇図幅地域に連なる。またこの帯の西側は、大部分がニセウ層と、東側は沙流川層と南北性の方向の断層で接し、日高累層群の中に落ち込んだ地構

状の形態をとっている。この帯を、東帯と呼ぶことにする。

他の一帯は、図幅の西端で、ホロケンシオマップ川流域から貫気別に至る地域で、西に隣接する穂別図幅東部地域を含み、南方の比字図幅、富川図幅の境界部に連なる。この帯を、ここでは西帯と呼ぶことにする。

東帯は、中部えぞ層群および上部えぞ層群から構成されているが、西帯は上部えぞ層群および函洺群から構成されている。

#### Ⅵ・1 中部えぞ層群

中部えぞ層群は、東帯のみに分布している。全体をみると、西方に傾斜する単斜構造を形成しているが、分布の東部が沙流川層と断層で接している。中部えぞ層群は、その岩相から砂岩を主体とする下部層、泥岩を主体とする中部層、砂岩泥岩の互層である上部層に3分される。

##### 下部層

宿主別川中流付近で、北方に入る無名沢上流部にみられる。灰白色のアルコーズ質の中粒砂岩を主体としており、全体に塊状で層理の発達がある。この地層の上部には、珪質のひじょうに堅硬な酸性の凝灰岩を挟むのが特徴である。また、わづかながら泥岩を挟み、層理が発達している。凝灰岩は、厚さ数10cmから2～3mのものが数枚あり、砂岩または一部は泥岩と互層している。同じような凝灰岩は、あとでのべるように、中部層の下部にも認められる。これらの凝灰岩は、北海道の中軸帯に広く追跡されている“骨石”と呼ばれるもので中部えぞ層群の下部をしめす鍵層となっている。なお、この地層から化石の産出はみられなかった。層厚は、断層で切れているため地層は不明ではあるが、露出地域では600m+と算定される。

##### 中部層

東帯のほぼ全域に認められる。下位の下部層が発達する宿主別川地域をのぞき、沙流川層と断層で接している。なお、下部層とは、整合漸移している。

岩相は、主として塊状の黒色の泥岩から構成されており、石灰質圓球を含んでいる。下部層から漸移する宿主別川流域の無名沢下流で、この地層の下部には、下部層に挟在すると同じような酸性の珪質凝灰岩を挟在している。また、この地層の上部には、薄い緑色の砂岩を挟在している。なお、調査地域では、化石を採集することができなかった。この地層は、図幅地域では沙流川層と境する南北性の方向をもつ断層、また、それとほぼ平行な走向方向の断層、および東西性の方向をもつ断層により切断

されている。したがって、この地層のかなりの部分が欠除していると考えられ、その全体の層厚を算定することは難しい。しかし少なくとも1,000m以上の厚さがみ込まれる。

#### 上部層

この地層は、東帯全域にみられる。とくに、豊糠周辺の額平川流域および宿主別川流域にそれぞれ好露出がみられる。

この地層は、泥岩を主体とする下位の中部層が、砂岩を顕著に含むところからこの地層とした。小規模な背斜、向斜をくり返すうねり構造がみられるが、全体として西へ傾斜している。

この地層は、全体的にみると砂岩、泥岩の板状の互層であるが、一般に下部は、砂岩・泥岩の、ときに、シルト岩・泥岩の細かい縞状の互層であり、上部では砂岩が厚くなり、10mに近い塊状の砂岩を、挟むこともある。

砂岩は、一般に青灰色～灰緑色を呈し、細粒～粗粒のさまざまな粒度のものがみられ、級化層理が発達している。また、砂岩の下底面には、流痕・荷重痕などのソールマークや、生痕も認められる。この地層は一般に、ダービダイトの特徴を備えている。

化石は、宿主別川流域で、保存の悪いアンモナイト *Puzosia* sp. と *Inoceramus* *cf.* *hobetsuensis* NAGAO and MATHUMOTO を採集したにとどまった。

層厚は400m ±と算定される。

#### V・2 上部えぞ層群

東帯と西帯の両地域に分布している。東帯では、中部えぞ層群上部層の西側に整合漸移して、西に傾斜する単斜構造をしめし、その上限は、一部は新第三系に不整合におおわれている。しかし、大部分はニセウ層と断層で接している。西帯は、断層で転移しているが、ホロケジオマップ沢流域から貫気別にかけて、一つの背斜構造を形成して分布している。下限は不明であるが、上限は、背斜西翼では函湧層群におおわれ、東翼は新第三系と断層で接している。

この地層は、両帯とも、主に暗灰色のシルト岩および泥岩からなりたっている。このシルト岩および泥岩は一般に塊状で層理は明瞭ではない。風化すると、細かな角片状に割れる性質をもっている。しかし東西両帯では、岩相上、次のような違いがみられる。つまり東帯では、比較的単調な泥岩、シルト岩で、まれに薄い凝灰岩を挟むが、風化してペントナイト状になっている。また、層理はあまり明瞭ではない。また

石灰質団球の含有はきわめて少ない。これに対し、西帯は図幅内で露出するもっとも下部に近いところで、10cm～20cmの緑色の砂岩を介在するほか、白色の凝灰岩の薄層を頻繁に挟んでいる。一般に東帯よりシルト岩質である。また特徴的な事は、幌毛志付近の沙流川右岸および貫気別北方の小沢で、上位に合する函渕層群の下底の約100m下位に20m～25mの厚さをもつ灰白色の酸性凝灰岩を挟在している。この凝灰岩は、一部は珪質で堅硬なところもあるが、風化しベントナイト化している場合が多い。この凝灰岩は、隣接する穂別図幅の富内付近から連続追跡できるもので、さらに南方の比宇図幅地域に連なっている。

上部えぞ層群の東西両帯の違いは、産出化石の内容にも認められる。東帯では化石の産出はあまり多くはないが、宿主別川の下流部の左岸から比宇図幅地域に連なる小沢で *Inoceramus* *cf.* *hobethuensis* NAGAO and MATHUMOTO の密集帯が認められた。このイノセラムスは高さ40～50cmのもので、石灰質団球の中に含まれているのではなく、母層の泥岩中に含まれている。また糠平川流域のこの地層中から

*Scalarites saclar* (YABE)

*Bostricoceras* *sp.*

を採集した。

一方、西帯では、ホロカシオマップ沢で、背斜軋部付近の緑色の凝灰質砂岩を挟在する付近で、 *Inoceramus unojimensis* YEHARA の密集帯が、認められた。

このほか、次の化石を採集することができた。

*Gaudrycers tenui'iratum* YABE

*Neophylloceras subramosum* SHIMIZU

*Epiigonicers* *sp.*

*Anapachyliscus* *sp.*

*Inoceramus naumanni* YOKOYAMA

図幅地域の上部えぞ層群は、上記の化石内容および上下位置の関係から判断すると、東帯は上部えぞ層群の相対的の下部が、西帯は上部が分布することになる。

層厚は、上部えぞ層群全体を通じての厚さは不明であるが、東部で600m+西帯で500m+が露出することになる。

### Ⅵ・3 函渕層群

図幅の西南隅、すなわち沙流川から貫気別にかけての地域に、上部えぞ層群と整合

に、わづかな分布がみられる。その主な分布は、西に隣接する穂別図幅地域である。

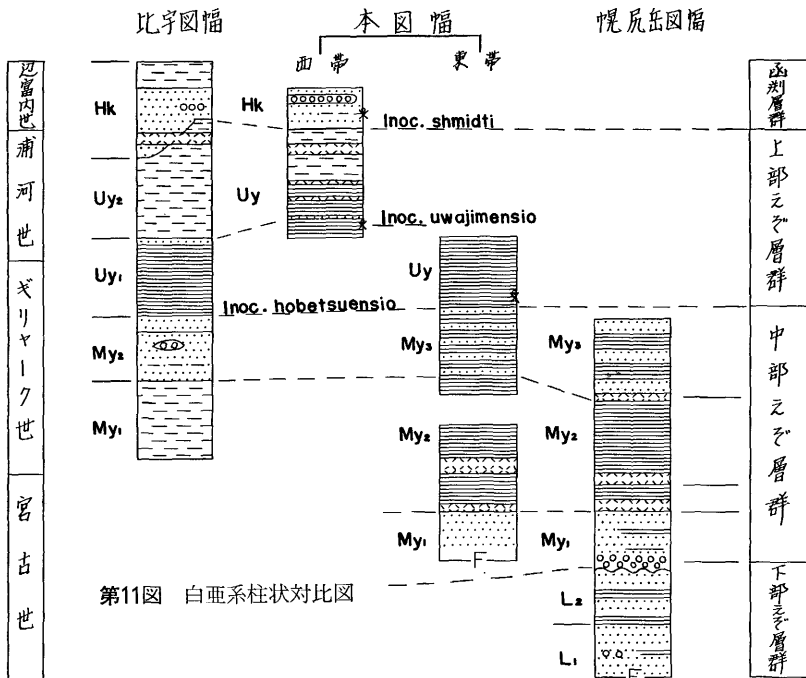
岩相は、緑色を呈する粗～中粒砂岩を主体としているが、貫気別北方の沢下流では、厚さ5～6mの礫岩を挟んでいる。

砂岩は一般に緻密でなく、比較的風化し易く軟弱なところがある。凝灰質の部分があり海緑石を含んでいる。また砂岩には、不規則な泥岩の岩片を含んでおり、しばしば葉理が認められる。

礫石は、指頭大から拳大の垂円礫で、拳大のものが多い。礫種はチャート、硬砂岩、粘板岩などが多く、穂別図幅の穂別周辺のこの地層に、特徴的に含まれている流紋岩質岩は、まったく含まれていない。

化石は、穂別図幅との境界付近の沙流川に沿う国道の切割りで、*Inoceramus shimidti* MICHAELI の密集体がみられた。ここでは、イノセラムスのほか、種不明の2枚介、巻介も産出する。

#### VI・4 白亜系の対比





えぞ層群の周辺図幅地域および北海道中軸部の標準層序との対比は、第11図のように考えられる。

東帯の中部えぞ層群は、幌尻岳図幅地域に発達している中部えぞ層群の岩相および層序とほぼ一致する。このことは、鍵層である下部層の上部から中部層の下部にみられる流紋岩質凝灰岩、いわゆる“骨石”および上部層のダービダイトで特徴づけられる砂岩、泥岩互層の層位的位置が、ほぼ一致していることからいえる。なお、幌尻岳図幅地域の白亜系は、図幅地域の東帯との間に、未分離日高累層群B層を囲む蛇紋岩体および沙流川層をへだてて分布するもので、日高山脈西緑の白亜系と呼ばれるものである。

東帯の白亜系は、上部えぞ層群から南方の比宇図幅地域に連なっている。また西帯の白亜系もまた比宇図幅地域に連続し、東帯とは、構造単元を異にしている。東西両帯の上部えぞ層群を比宇図幅地域を含めて対比すると、下部には、*Inoceramus hobetsuensis* 中部には *Inoceramus uwajimensis* の密集帯が追跡され、岩相的にもほぼ類似する。

西帯の上部えぞ層群上部のシルト岩中に、鍵層として挟在する流紋岩質凝灰岩は、比宇図幅地域では、砂岩からなりたっている函洩層群中に追跡できる。このことは、上部えぞ層群の上部と函洩層群とは、同時異相の関係にあることをしめしている。

東帯の比宇図幅への延長部には、上部えぞ層群の上位に函洩層群が重なるが、岩相は西帯とほとんど変わらない。また *Inoceramus schimulti* ほかに函洩層群に特徴的な化石を産出している。

標準層序との対比は、産出化石および周辺地域の対比から、中部えぞ層群下部層および中部層はほぼ宮古統上部に、中部えぞ層群上部層および上部えぞ層群下部はギリャーク統に、上部えぞ層群上部および函洩層群の下部の一部は浦河統に、函洩層群の大部分は辺富内統に、それぞれ対比される。

## Ⅶ 新第三系

図幅地域の新第三系は、二つの地域に大きな分布がみられる。一つは、図幅の西部地域で、図幅西北隅の鶴川流域から貫気別東方の額平川流域まで南北に連なる地域で、分布の西側は白亜系と、東側は蛇紋岩やニセウ層と、それぞれ断層で接してい

る。他の一つは、図幅の中央部に、ニセウ川出合い付近からオタリマップ沢流域およびその周辺部に、広く分布しているものである。この地域では、東帯の白亜系には不整合に重なるが、ニセウ層や沙流川層および蛇紋岩とは、ほとんどの場合断層で接している。このほか、沙流川やニセウ川流域の日高累層群の分布地域では、断層にはさみ込まれた形でところどころに小分布がみられる。

これらの新第三系は、10万分の1地質図幅では、新第三系最下部の滝の上層とされていた。しかしながら、西部のものについては、上下二つの地層に区分することができ、下部が滝の上層に、上部が川端層に対比することができる。ここでは、刊行された隣接図幅、比宇図幅や富川図幅で用いられている地層名をさけ、中軸帯南部の新第三系の標準層序である滝の上層、川端層を使用することにする。

#### Ⅶ・1 滝の上層

図幅中央部に分布するものや、ニセウ川、沙流川流域に日高累層群や蛇紋岩体に挟み込まれて小さく分布をしめすものは、すべてこの地層に含まれる。また西部地域に発達する新第三系のうち、その分布の約半分がこの地層である。各分布地域とも、褶曲や断層の影響をうけ地質構造がひじょうに複雑であるため、連続した層序を組み立てることは、困難である。しかし、比較的分布が広い中央部オタリマップ沢沿いや、西部の分布地域で、断片的ながらおよその層序が組み立てられた。

##### 1) 中央部地域

この地域の滝の上層は、オタリマップ上流部にみられ、北方へ張り出した形のニセウ層の地塊を境にして、その東西両側に、大まかにみて二つの南に開いた盆状構造を形成して分布している。東側のものは、盆状構造の東翼は、えぞ層群を不整合におおい、西翼はニセウ層と断層で接している。西側のものは、ニセウ層の間に挟まれた形で盆状構造を形成しており、その西翼はニセウ川下流に、蛇紋岩体に取り囲まれて分布するものに連なっている。いづれも、分布の北部は、東西性の方向の断層で切れ、沙流川層や蛇紋岩体と接している。

層序は、下位から基底礫岩層、化石を含む砂岩、シルト岩層、暗灰色泥岩層の三つに大きく区別できる。

基底礫岩層は、下位の地層との関係がほとんど断層であるため、また不整合関係にあると考えるえぞ層群との関係も、露頭ではあまり明瞭でないので、完全にすべてを確認することはできない。しかし層序関係でもっとも最下部に位置すると考えられる

部分は、礫岩と砂岩が混在するが、礫質の粗粒砂岩から構成されており、これが基底礫岩層に相当するものとみられる。礫岩は、拳大のものが多いが人頭大のものもみられ、淘汰の不良な亜角礫～亜円礫からなりたっている。礫種は、一般に下位層から由来したスピライト質岩、チャート、硬砂岩、粘板岩などが多い。ニセウ川下流部の礫岩は、不揃いな亜角礫～亜円礫からなりたち、周辺の地質を反映して蛇紋岩礫がひじょうに多い。礫は、大部分が灰緑色の粗粒砂岩で膠結されている。

基底礫岩層の上部は、砂岩層に漸移する。この砂岩は帯緑灰色を呈し、全体に中粒～細粒砂岩で、部分的にシルト岩を伴っている。この砂岩を鏡下で観察すると、鉱物片および岩片は、斜長石が多くついで石英、正長石がみられる。またマスコバイト、緑泥石、輝石などもみられる。岩石片は、スピライト質岩が多く、ほかに結晶片岩、閃緑岩、チャート、スレートなどもみられる。この砂岩中には、ところどころに介化石を産出する。場所によっては、化石床状の密集帯を形づくっており、ニセウ川下流域では、この密集帯が貝殻石灰岩状の形態をしめしている。

泥岩は、下位の砂岩層から漸移し、盆状構造の軸部を構成している。下位の岩相にくらべると層厚も厚く、したがって分布地域も広い。泥岩は、暗灰色～暗黒灰色を呈し塊状で、風化すると細片状に割れる。やや凝灰質で注意して観察すると白色の浮石粒が認められる。ニセウ川下流では、この泥岩と下位の砂岩とが移化する付近で、厚さ1m前後の白色の流紋岩質凝灰岩を挟在している。

厚さは400m+と推定される。

## 2) 図幅西部地域

この地域は、褶曲構造と、それに伴なわれる南北性の方向をもつ断層によって、上位の川端層とサンドイッチ状の分布をしめし、さらに東西性の方向の断層によって切られ、複雑な地質構造を呈している。沙流川以南の地域では、下位のニセウ層が南北性の方向の断層に伴なわれて楔状に顔を出し、さらに複雑化している。

しかしながら、この地域の滝の上層は、大きくみて南北に連なる二列の帯状分布が



第12図

滝の上層の含化石砂岩ニセウ下流  
*Spisplan onnechuria*  
(OTSUKA)

認められる。一列は、この地域のもっとも西側に分布し、西帯の上部えぞ層群と断層で接し、東方へ傾斜しているものである。他の一列は、この地域のほぼ中央部に背斜構造を形成して、その軸部に分布しているもので、さらに北部地域と南部地域に分けられる。北部のものは、ニタカイ沢からクニナイ沢上流部に分布しさらに南方のホロケンオマップ沢最上流部で南へ沈下するドーム状の構造形態をとっている。南部のものは、振内西方から額平川に連なるものであるが、その西側は、ニセウ層が楔状に顔を出す地域で、地質構造は複雑である。

この地域の滝の上層は、のべたように複雑な地質構造を呈するが、下部から基底礫岩層、含化石砂岩層、泥岩層の層序が読みとられ、中央部地域の層序とまったく同じである。

基底礫岩層は、この地域の滝の上層が、すべて下位の地層とは断層で接しているため、明瞭に発達しているところは少ない。ホロケンオマップ川沿に穂別へ通じる道々の峠付近に露出しているものが、この岩相と考えられる。すなわち、指頭大の粗礫を主体とし、まれに拳大の礫を含む礫岩層で、円礫～亜円礫から構成され、砂岩で膠結されている。淘汰は、比較的よい。礫種はチャート、粘板岩、硬砂岩の礫が多い。この礫岩層は、東へゆるく傾斜し、上位の化石を含む砂岩層へ移行している。このほか、鶴川流域に蛇紋岩の亜角礫～亜円礫を含む淘汰の悪い礫岩が発達しているが、おそらく基底礫岩層と考えられる。

砂岩層は、上記の基底礫岩層の分布地域以外では、滝の上層の最下部をしめしている。おもな分布は、ニタカイ沢南方地域および振内南方地域で、背斜軸部に発達している。また貫気別付近で、えぞ層群と断層で接する付近にもみられる。基底礫岩の分布する地域では、礫岩から漸移して、化石を含む粗粒砂岩からシルト岩を含む細粒砂岩に移化している。背斜軸部や貫気別付近にみられるものは、砂岩層の相対的上部のもので、シルト岩を含む細粒砂岩である。細粒砂岩とシルト岩の関係は、互層状を呈する場合は少なく、一般に混層状で、乱堆積状を呈するところもある。この砂岩層中には、しばしば介化石が含まれている。

西部地域の滝の上層中にも、中央部地域にみられたと同じような、酸性凝灰岩を挟在している。分布地域は、ニタカイ沢地域の背斜軸部付近で、泥岩層の下部に薄層がみられたが、連続的に追跡することができなかった。注目されるのは、振内から貫気別に通ずる農道に露出しているもので、約50mの厚さを持ち泥岩層に挟まれた産状を

呈する。露頭部は稜線上のため風化がいちじるしく、白色のベントナイト状になっている場合が多いが、やや新鮮な部分は灰白色で、やや緑色を帯びているところもある。しかし変質を受けいちじるしく珪化している。鏡下では、石英、斜長石の結晶がみられ、炭酸塩鉱物やパーライが伴なわれている。

西部地域の滝の上層も、その地質構造から中央地域と同様に、その全体の厚さを確実に算定することは難しい。しかし、およその厚さは、約 600 m と推定される。

滝の上層から産出した化石を次にしめす。

*Yolbia* sp.

*Ostrea gravitesta* YOKOYAMA

*Ostrea* sp.

*Patinopecten kimurai* (YOKOYAMA)

*Vorsella* sp.

*Clinocardium shinjiensis* (YOKOYAMA)

*Callsta* sp.

*Macoma optiva* (YOKOYAMA)

*Spisula onnechuria* (OTSUKA)

*Natica* sp.

*Turritera* sp.

## Ⅶ・2 川 端 層

川端層は、図幅西部地域にのみ分布している。下位の滝の上層とは、整合で、滝の上層の泥岩が礫岩を含む砂岩、泥岩の互層になるところからこの地層とした。この地層は、滝の上層を軸部とする背斜構造の両翼に分布しており、向斜部を形成するようみにみられるが、その構造は、断層により破壊され確実な形態をとどめていない。なお、分布の東端は、断層で沙流川層、ニセウ層および蛇紋岩体と接している。

この地域の川端層は、のべたように地質構造が複雑ではあるが、その岩相は、標式地の川端層および中軸帯の川端層相当層を特徴づける堆積の周期性がこの図幅地域でも認められる。すなわち、礫岩から始まり、粗粒～細粒砂岩を経て砂岩、泥岩の互層に終るもので、砂岩、泥岩の互層部には級化層理が発達している。この一周期を形成する堆積層の厚さはさまざまであるが、10m前後の厚さのものが多い。

礫岩は、1～2mのものが多く、周期を形成する堆積層の最下部をしめている。一

般に黒色を呈し、指頭大から拳大までの円礫～亜円礫から構成されている。礫の種類は粘板岩を主体とし、硬砂岩やチャートなどの礫を含んでいる。なお、礫岩の下底は比較的明瞭な面で、下位の互層部の泥岩または砂岩と接している。

砂岩は、風化面では褐色を呈するが、新鮮な面では青灰色をしめしている。粒度は粗粒から細粒まで、さまざまな粒度のものであるが、一般に、礫岩から移化するところは粗粒である。泥岩と互層するところは細粒で板状の形態をとる。砂岩の厚さは2mにも達するものもあるが、泥岩と互層する場合、砂岩の厚さは数cm～数10cmである。

泥岩は、暗灰色を呈し、砂岩と互層している場合が多い。互層の場合、砂岩と泥岩の厚さの比がほぼ等量で、縞状の板状互層をしめし級化層理がみられる。

この地域では、凝灰岩の発達は、みられない。また化石も採集することができなかった。

層厚は、分布地域では向斜部を形成するため上限は不明であること、また地質構造が、複雑なためその全体の厚さは算定できない。しかし、この地域には約400～500mの厚さで分布していると推定される。

## Ⅷ 第 四 系

図幅地域の第四系は、段丘面を構成する段丘堆積物と、現河床の堆積物である沖積層に区分できる。

### Ⅷ・1 段丘堆積物

地形の項でのべたように、図幅地域には高低数段の河岸段丘が発達しており、その平坦面を構成して段丘堆積物がみられる。

段丘は、その比高から、比高60m以上のものと、30m以下のものに区別したが、前者を構成しているものを段丘堆積物Ⅰ、後者のそれを段丘堆積物Ⅱとした。

段丘堆積物Ⅰ：比高60m～100mの段丘面を構成している。火山灰など表土におおわれているため、観察できる露頭は少ないが、その定高性から判断すると、日高累層群から構成される比較的急峻な山地域まで発達しているようである。堆積物は、観察できる露頭では、基底部に人頭大の礫を伴うが、一般に拳大の礫が多い砂礫層である。一部にシルト質の粘土を伴っている。厚さは5～6mである。

段丘堆積物Ⅱ： 比高6～7mから30mまでの段丘面を構成しているもので、白亜系や新第三系が分布する沙流川流域や額平川流域に発達している。堆積物は、段丘堆積物Ⅰと同じように砂礫を主体としているが、一部に粘土を伴っている。厚さは5～10mである。

#### Ⅷ・2 現河床堆積物

図幅内の各河川の流域に発達しており、砂礫および粘土からなりたっている。沙流川および額平川の下流部では比較的広く分布している。

### Ⅸ 地質構造

図幅地域は、前にのべたように裨居古潭帯の南部に位置している。したがって、この地域の地質構造は、北海道中軸帯と同じような南北性の方向をとり、ぼう大な蛇紋岩体の配列を含めて帯状配列をしめしている。

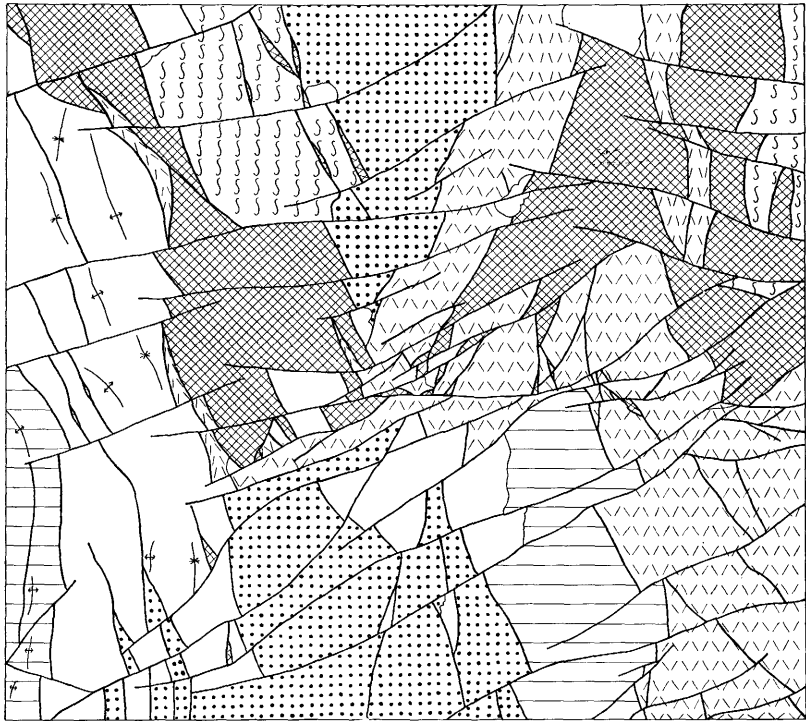
しかしながら、図幅地域には上記の構造と直交した顕著な東西性の方向をもつ断層が発達している。すなわち、この構造の代表的なものは、蛇紋岩体の南限を画する断層帯で表現されるもので、この断層帯周辺の地層、とくに沙流川層の走向は、断層の方向と平行な東西性の方向をとっている。このような東西性の方向をとる断層は、図幅地域の全域にみられ、一般的な方向である南北性の構造と組み合わさって、この地域の地質構造を、より錯そうしたものにしている。

図幅地域の主要な構造要素である地質構成の、南北方向の帯状配列は、図幅西部地域の白亜系や新第三系の布地域をのぞき、蛇紋岩体の南限を画する断層帯を境いに、北部地域と南部地域で、その性格を異にしている。

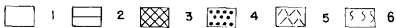
北部地域の帯状配列は、蛇紋岩体の配列によって支配されている。蛇紋岩体の配列は今まで何回かのべたように、西から740m山を構成するもの、岩内山地域を中心とするもの、そして、東部地域に分布するものの、3帯の帯状配列である。これらの蛇紋岩体の迭入形態は、いづれも断層運動によってドーム状に持ち上げられた形態をとっているようにみえる。このことは、主に黒色片岩からなりたっている未分離日高累層群A層が、西部の蛇紋岩体によって、また主に千枚岩質の粘板岩からなりたっている未分離日高累層群B層が、それを取り囲む蛇紋岩体一図幅地域では東側の岩体一の上昇によって持ち上られたような分布形態をとっていることからも、うかがわれる。

---

\* 番場（1957）により糠平ドーム名付けられている。



1,000 0 1,000 2,000 3,000 4,000<sup>m</sup>



**第13図** 地質構造

1. 第3紀    2. 白亜系    3. 蛇紋    4. ニセウ層  
5. 沙流川層    6. 未分離日高累層群

西側の蛇紋岩体と岩内山を中心とする蛇紋岩体の中間に位置する帯状部には、東部に、沙流川層、西部にニセウ層が分布している。この部分は、両側の蛇紋岩体の上昇地塊に対する地構状の落ち込み部と考えることができる。この地構部は、番場(1957)によりニセウバーズンと呼ばれたものの東半部で、東側の沙流川層は一般に西傾斜を、西側のニセウ層は、東傾斜をしめし、大きくみると向斜部を形成しているように見えるが、両者の関係は断層で、おそらく西落ちの正断層と考えられる。



東側の蛇紋岩体は、そのすぐ西側にみられる岩内山を中心とした蛇紋岩体に比較すると、いちじるしく破碎を受けて片状化がよい。また原岩であるかんらん岩の鉱物組成も異なっている。このことから、東側の蛇紋岩体は、岩内山の岩体に衝上するような上昇形態をとっているように考えられる。

南部地域は、北部地域と構造形態がまったく違う。すなわち、ぼう大な蛇紋岩体の発達のみならず、それに変わって東側には沙流川層<sup>\*</sup>で、中央ではニセウ層から構成される地塊状の隆起部で特徴づけられている。両者に、挟まれた地域は、地構状に落ち込んでおり白亜系と新第三系の発達がみられる。このような構造形態は、南方の比宇図幅地域に連続しているが、ニセウ層の隆起部は、その地域に広く発達している新第三系の下位にもぐり込んでいる。

前にのべた南、北両地域を境する東西方向の断層帯は、東方の幌尻岳図幅地域に追跡され、この図幅地域の主要な構造を切っている。この断層帯で注目されることは、断層帯周辺の沙流川層の走向が、断層の方向と調和して、東西性をしめしていることである。このことと、蛇紋岩体とその周囲を取りまく沙流川層とは、調和した分布をしめしていることと合せ考えると、この断層帯は、初生的には、蛇紋岩体のドーム状の盛り上がりに関係しており、おそらくこの断層帯の発達地域は、蛇紋岩体の隆起の南限を規制した、古い構造帯を表現しているのかも知れない。この断層帯を境にして、南北両地域の地質構成をみると、蛇紋岩体で特徴づけられる北部地域が、南部の地域に衝上しているようにみられる。

図幅西部地域の白亜系、新第三系の分布地域は、大夕張、穂別地域から図幅内に連続する白亜系の背斜部と、その東翼の第三系からなりたっている。この地域は、南北系の軸をもつ褶曲と、褶曲軸と平行または、わずかに斜交する断層が発達していて、複雑な地質構造を形成している。前にのべた東西系の方向をもつ断層も、この地域に連続し、南北系の構造を切断しているが、落差はそれほど大きくなく、胴切り断層状の性格をしめている。

この地域で注目されることは、図幅南西部の新第三系の分布地域に、ニセウ層が断層にそって狭長な分布をしめしている。この地域の構造を比宇図幅に追跡すると、新第三系の川端層とニセウ層が南北方向の断層によって楔状、またはサンドイッチ状に交互に分布し、ひじょうに複雑な地質構造をしめしている。このことから判断する

---

\* 番場（1957）により宿主別ドームと呼ばれた。

と、この地域の新第三系の下部には、白亜系の分布はなく、直接ニセウ層に重なっているものと考えられる。

以上のべたことについて、地史的に整理すると次のようになる。

- 1) 蛇紋岩侵入の場となった構造帯の形成は、蛇紋岩体の分布が、日高累層群とくに、沙流川層の、分布と調和していること、東帯の白亜系の分布から考えると、日高累層群堆積以降中部えぞ層群堆積までの時期が考えられる。この場合、中部えぞ層群基底の不整合をもたらした構造運動、すなわち、橋本(1954)の中えぞ地変を頂点としたものであろう。
- 2) 蛇紋岩岩体の侵入上昇の時期は、従来から白亜紀末とされている。しかしながら、初生的には、中えぞ地変の時期からすでに始まっていたものと考えられる。
- 3) 白亜系を含めた带状配列、および带状配列の南北両地域の対立は、図幅西南部から比字図幅にかけての、ニセウ層と新第三系との関係、および白亜系の分布から類推すると、新第三系の堆積時には、すでにその原形が完成されていたものと考えられる。
- 4) 新第三系の変形は、川端層の堆積期を通じて、継続的に行なわれた。基盤の昇降運動を通じて進行したと考えられるが、最終的には、新第三紀末すなわち鮮新世中期、またはそれ以降にほぼ完成したものであろう。

## X 鉱産資源

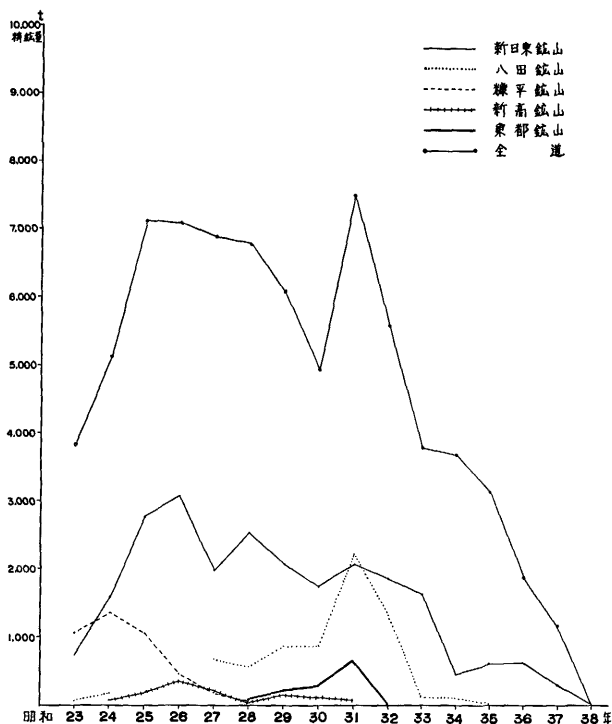
図幅地域の鉱産資源としては、蛇紋岩中に伴われるクロム鉄鉱で代表される。このほか、沙流川層のスピライト質岩に伴われる赤鉄鉱、スピライト質凝灰岩中に挟入する石灰岩などがある。また岩内山のかんらん岩も耐火物原料などに利用されている。

### 1) クロム鉄鉱

クロム鉄鉱は、かつては北海道のほこる主要な鉱産資源であり、最盛期には高品位鉄としては全国産額の95%を産出していた。クロム鉄鉱の産地は、そのほとんどが、図幅地域を中心とした沙流川、鶴川の流域である。とくに、図幅内の日東鉱山、八田鉱山は、北海道のクロム鉄山としてもっとも古い歴史をもち、日東鉱山は大正8年、

八田鉱山は昭和2年の開発といわれる。貿易の自由化による海外輸入鉱との関係から、昭和38年の新日東鉱山の閉山を最後として、道内のクロム鉱山はすべて閉山に追いこまれた。

参考までに、第14図に図幅地域における盛業時のクロム鉱山の鉱産額をしめた。つぎに、図幅地域のクロム鉱床と鉱石の概要についてのべる。



第14図 図幅地域クロム鉱山生産量推移図

この地域のクロム鉱床は、蛇紋岩体の中に、棒状、芋状、連球状などのさまざまな形態で胚胎している。クロム鉱床のこのような賦存形態や形成機構については、不明な点が多かったが、斉藤（1953）番場（1957）の研究により、次第に明らかになった。すなわち鉱床は、初生的には蛇紋岩体に発達する節理系と密接な関係をもって胚胎したものであるが、その後の構造運動により、蛇紋岩体とともに二次的に変形し、

変形の度合いに応じて色々な形態をとることが明らかになった。初生的な形態を保っている鉱床は、ひじょうにまれで、図幅地域では、新高鉱山や日東鉱山の鉱床の一部で見られるが、それ以外は、ほとんどの場合二次的な変形をこうむっている。

鉱石は、塊状鉱とに大別されている。前者は、無数のクロム鉄鉱が密に集合した黒色～黒褐色の鉱石で、後者は、いわゆる「メチャ鉱」と呼ばれるもので、原岩の中にクロム鉄鉱が散点したものをいう。日東鉱山の鉱石分析値を第4表にしめた。

### 2) 赤鉄鉱

宿主別川流域の沙流川層に発達するスピライト溶岩中に発達している。

鉱床は同溶岩中にみられる幅数10cmの曹長石輝緑岩のまわりに胚胎している。鉱床は、塊状鉱体、がり状鉱体、鉱染状鉱体の三つに分けられる。なお鉱石の品位を、第5表にしめた。

成分	産地 日東鉱山(塊) 本 抗	日東鉱山(斑) 4号抗
H <sub>2</sub> O	0.06	1.17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58.28	37.43
Ai <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.24	7.08
FeO	14.15	10.18
CaO	0.50	0.71
MgO	14.85	23.55
SiO <sub>2</sub>	2.72	17.16
Total	99.80	97.28

第4表 クローム鉄鉱分析表  
分析： 日本化学工業K.K.

	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	FeO %	MnO %	SiO <sub>2</sub> %
塊 状 鉱	44.22	3.46	0.26	23.89
がり状鉱	49.67	3.25	Tr	65.31

第5表 赤鉄鉱分析表

分析者 北海道地下資源調査所・佐藤 巖

この鉱床は、日高鉱山として探鉱されたが、開発にはいたっていない。

この鉱床については、鈴木(1960)による詳細な報告がある。

### 3) 石灰石

石灰石は、ニセウ川出合い付近の沙流川流域からパンケップ沢下流地域にかけて、沙流川層のスピライト質凝灰岩の中に、塊状、レンズ状などのさまざまな形態を

とって分布している。このうちパンケピップ沢出合い付近の沙流川流域に比較的大きな岩体が見られ、昭和37年頃から鉄道路床用砕石、治山治水工事用骨材として採掘されたが、現在では中止されている。

この石灰石は、良質部はCaO55%をこえしかもSiO<sub>2</sub>、MgOがいづれも少く、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>も0.02%以下の極めて優秀なもので、セメントや化学工業原料に適するが、鉄量が少ないため、原石供給地としては、不適である。

#### かんらん岩

岩内山のかんらん岩は、品質がMgO 47%、SiO<sub>2</sub>40%、SK37%で、耐火物原料として利用が期待されていたが、現在富士ジュナイト(株)で月産5～6千吨規模で採掘されている。製品は、製鉄所の高炉用、蛇紋岩と併用して肥料用、そして築堤用捨石として利用されている。

## 参 考 文 献

- 番場猛夫(1951)：岩内岳礫岩体；北海道地質要報、No.29、P 7～14  
———(1957)：北海道のクロム鉄床1) 日高・胆振；地調報告、No.176 P 1～60  
土居繁雄(1964)：平取町岩知志石灰石鉄床調査中間報告；地下資源所内報告(手記)
- 舟橋三男・橋本誠二(1951)：日高帯の地質；地団研専報、No.6、P 1～38  
———・鈴木淑夫・清滝昌三郎(1960)：日高シキシヤナイ岳山麓クロム鉄鉄床調査報告；特殊地帯調査報告、P 13～33  
———・小林英夫(1960)：日高村岩内かんらん岩体調査報告；特殊地帯地下資源資料、P 1～11
- 橋本互(1952)：北海道珠羅系の地質；地調特別報告(B)、P 1～64  
———(1954)：北海道中生界の堆積と変形(M. S.)  
———(1955)：5万分の1地質図幅説明書「下富良野」；北海道開発庁
- 橋本誠二・鈴木守・小山内照(1961)：5万分の1地質図幅「幌尻岳」；地下資源調査所
- 長谷川潔・小山内照・鈴木守・松下勝秀(1961)：北海道中軸地帯の先エゾ層群一地層区分の提案一；地下資源調査所報告 No.25、P 108～114

- 今井功・角靖夫(1957)：5万分の1地質図幅および説明書「富川」；北海道開発庁  
 加藤孝幸(1975)：日高町岩内岳周辺の地質と岩石；北大卒論(手記)  
 ———(1977)：沙流川超塩基性岩体とくに岩内岳かんらん岩体；北大修士論文  
 (手記)
- 松井愈・高橋進(1951)：紅葉山階ならびに滝の上階の火山活動の特性；新生代の  
 研究、No.9
- 湊正雄・松井愈(1951)：日高国岩知志附近の石灰石；北海道地下資源報告No.2、  
 P1～7
- 長尾捨一・未詳中生界を主題とした北海道のジュラー白亜系について；地下資源調  
 査所報告No.33、P1～47
- 根本忠寛・三本杉己代治・水口文作(1942)：10万分の1地質図幅及び説明書「登  
 川」；道工業試験場地質調査報告、No.5、P1～31
- 斉藤昌之(1953)：沙流川鶴川流域のクロム鉄鉱床；北海道地下資源資料、No.11  
 P1～33
- 酒匂純俊・小山内熙(1962)：5万分の1地質図幅「千呂露」；地下資源調査所  
 鈴木守(1960)：宿主別川の赤鉄鉱床；北海道地下資源資料、No.60、P21～30  
 ———・小山内熙・松井公平・渡辺順(1961)：イドンナップ岳；北海道開発庁  
 ———(1962)：平取町糠平山麓クロム鉄床調査報告；特殊地帯地下資源調査資  
 料  
 ———(1977)：日高地向斜の火成活動の特性とスピライトの成因；地下資源調  
 査所報告
- Suzuki.J(1954)：On the Rodingitic Rocks in the Serpentinite Masses-  
 of Hokkaido Jour. Faculty of Science, Hokkaido University, Vo1.8.No.4  
 P419～430
- 土田定次郎(1957)：北海道宗谷日高堆積盆地の微古生物学的研究(その1)；石  
 油技術協会誌 Vo1、22 No.5
- 矢部長克・杉山敏郎(1941)：日高系中の含蘚虫類石灰岩の地質時代について；地  
 質学雑誌、Vo1、48 P189
- 吉田尚・松野久也・佐藤博之・山口昇一(1959)：5万分の1地質図幅「比字」；  
 北海道開発庁

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN  
(Scale. 1 : 50, 000)

---

IWACHISHI  
(SAPPORO-45)

BY  
Kohji TAKAHASHI  
and  
Mamoru SUZUKI

Résumé

General Remarks

The area of the sheet map "Iwachishi" is situated on the western side of the Hidaka mountain range, extending between  $42^{\circ}40'$ - $42^{\circ}50'$  lat, and  $142^{\circ}15'$ - $142^{\circ}30'$  long.

This area is located in the southern part of the Kamuikotan tectonic belt, which is the western one of the two tectonic units discernible in the axial zone of Hokkaido running from the north to the south.

Such divergent rocks as pre-Cretaceous sedimentary rocks, spilitic rocks, and serpentinite that characterizes the Kamuikotan Belt besides Cretaceous and Neogene strata are distributed in the area.

Stratigraphical succession of this area is shown in the table below.

Quaternary	{ Alluvial deposits
	{ Terrace deposits
Neogene	{ Kawabata Formation
Tertiary	{ Takinoue Formation

Cretaceous	{ Hakobuchi Group Upper Yezo Group Middle Yezo Group	{ Upper Formation Middle Formation Lower Formation
Pre-Cretaceous Hidaka Super Group	{ Niseu Formation Sarugawa Formation Undivided Hidaka Super Group	

### Geology

#### Hidaka Super Group

Undivided Hidaka Super Group: This group is distributed in central and in NE-corner of the area, and is always surrounded by serpentinite. So the exact stratigraphical situation of it is obscure. It consists of black schist and phillitic slate with meta-sandstone.

Sarugawa Formation: This is chiefly composed of spilitic rocks with pillow lavas and tuffs, intercalated with slate, sandstone, chert and limestone. Fossils found in limestone are similar to those of the Torinosu fauna.

Accordingly, the geological age of the formation is considered to be Jurassic.

Niseu Formation: This is composed of alternation of siliceous shale and sandstone, partly intercalated with acidic tuff. This formation is always in fault contact with the Sarugawa Formation. But in the neighbouring area, this formation is said to be conformable with the Sarugawa Formation. No fossil is found.

Serpentinite and other intrusive rocks associated with the Hidaka Super Group

The serpentinite is divided into three larger bodies parallel with each other, running from the north to the south. They intruded into the tectonic zone developed in the Hidaka Super Group.

The serpentinite occurs also as smaller masses intruding along the



fault and sheared zone.

Most part of the larger serpentinite masses have been entirely serpentinitized, but some parts retain relict part of original rocks. For example Iwanai-yama is composed of fresh dunnite and harzburgite which are thought to have been original rocks of serpentinite. The smaller serpentinite masses are almost entirely altered to clay.

Within the serpentinite, rodingitic rocks, dioritic rocks and crystalline schist etc., are found as Inticular or blocky xenolithes in it. They might have been brought from the basement by the uplifting of serpentinite bodies. Besided many smaller bodies of microdiorite and diabase are found as cross-cut dykes through the serpentinite or the Hidaka Super Group.

#### Cretaceous System

Cretaceous System is divided into three Groups in ascending order; The Middle Yezo the Upper Yezo and the Hakobuchi Groups. Basal part of the Cretaceous is unexposed.

Middle Yezo Group: Further divisible into 3 formations; the lower, the middle and the upper formations.

The Lower Formation is composed chiefly of gray, medium grained sandstone with intercalated silicified acidic tuffs. The Middle Formation consists of massive black shales with the intercalation in its lower part of similar acidic tuffs to those found in the Lower Formation. The Upper Formation is composed of such alternation of sandstone and siltston as turbidite. *Inoceramus cfr. hobetsuensis* is found in it.

The geological age of the Middle Yezo Group is Gyliakian.

Upper Yezo Group: This group is superposed conforformably on the Niddle Yezo Group. This group entirely consists of massive, dark gray mudstone or siltstone, and is intercalated with acidic tuffs in the upper part.

*Inoceramus hobetsuensis* found in the lower part indicates the late Gyliakian; whereas from the middle part *Inoceramus uwajimensis* of the early Urakawan has been obtained.

Hakobuchi Group: This group overlies the Upper Yezo Group conformably and cannot be divided lithologically into the small units as in the case of the Upper Yezo Group.

The group is mainly composed of medium to coarse grained sandstone, sometimes intercalated with conglomerate. From the presence of *Inoceramus schmidti* the group is determined as the early Hetsunaian.

#### Neogene Tertiary

Neogene Tertiary rests unconformably on the Cretaceous System or the Hidaka Super Group, lacking in between Palaeogene Tertiary in this area. It is divided into two formations; the lower is Takinoue and the upper is Kawabata Formation.

Takinoue Formation: Lithologic succession of the formation from the base to the top is as follows; basal conglomerate, shell bearing sandstone and mudstone bed. Fossil fauna indicates the middle Miocene age of the formation.

Kawabata Formation: This formation is gradually transitional from the underlying mudstone of the Takinoue Formation. It consists of conglomerate, sandstone and mudstone, and is composed of such repeated suits of cyclic sequence of the above-mentioned rocktypes, as we find in the Kawabata Formation in the type area in central Hokkaido.

#### Quaternary

Terrace deposits: The river terraces are well developed along the Saru, Nukabira, Shukushubetsu and Mukawa rivers, and are generally divided into the two; about 10 m and 60-100 m in elev-

ation above the present river bed. The deposits of terraces consist of gravel, sand and clay.

Alluvial deposits: It is distributed along the main streams in this area. It consists of recent fluvial deposits.

### Geologic Structure

The geologic structure of this area is very complicated. However it is essentially characterized by the two fault zones, trending N-S and E-W respectively.

The former is parallel to the general trend of the axial zone of Hokkaido, and is in the same direction with the distribution of the Hidaka Super Group, serpentinite, Cretaceous and Neogene Systems.

The latter cuts the southern tip of large serpentinite masses which show N-S trend. Near the fault zone, the strike of Sarugawa Formation becomes parallel to it. The fact may imply that an older tectonic zone may be preserved in this fault zone.

### Mineral Resources

Mineral resources in this area are chromite in serpentinite, hematite and limestone in the Sarugawa Formation. Chromite ores were once extensively mined, but all mines have been closed. Hematite and limestone resources are in small scale.

5万分の1地質図幅説明書

(岩知志)

昭和53年3月25日(1978)発行

## 北海道立地下資源調査所

〒064 札幌市中央区南11条西3丁目

Tel 011(511)0111

印刷所

札幌三光印刷株式会社

札幌市白石区菊水3条2丁目

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO

SHIGEO DOI, DIRECTOR

---

**EXPLANATORY TEXT**

OF THE

**GEOLOGICAL MAP OF JAPAN**

SCALE 1 : 50,000

---

**IWACHISHI**

(SAPPORO—45)

BY

KOHI TAKAHASHI

MAMORU SUZUKI

---

SAPPORO, HOKKAIDŌ

1978