

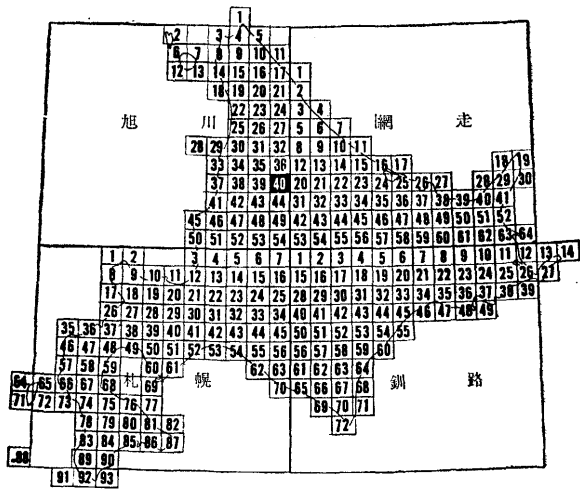
5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

剣 淵

(旭川一第 40 号)

北海道立地下資源調査所

昭和 52 年 11 月



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

剣 淵

(旭川一第 40 号)

技術吏員 松 下 勝 秀
技術吏員 寺 島 克 之
元技術吏員 小山内 照

北海道立地下資源調査所

昭和 52 年 11 月

目 次

はしがき	1
I 位置・交通	1
II 地 形	2
III 地質概説	4
IV 先白亜系(日高累層群)	8
IV.1 東丘層	8
IV.2 空知層群	9
V 白亜系(えぞ層群)	9
V.1 下部えぞ層群	9
V.2 中部えぞ層群	11
V.3 上部えぞ層群	12
VI 新第三系	12
VI.1 幌新層	12
VI.2 美深層	13
VI.3 川西層	16
VI.4 乙部山溶岩	16
VII 第四系	17
VII.1 多寄層	18
VII.2 剣湧層	18
VII.3 段丘堆積物	19
VII.4 崖錐堆積物	19
VII.5 沖積層	19
VIII 侵入岩類	21
VIII.1 蛇紋岩	22
VIII.2 花崗岩	22
VIII.3 はんれい岩	23
IX 応用地質	23
IX.1 漂砂鉄床	23

IX.2 骨材資源.....	25
参考文献.....	25
Résumé (in English)	27

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

剣 淵 (旭川一第 40 号)

技術吏員 松 下 勝 秀
同 寺 島 克 之
元技術吏員 小山内 熙*

は し が き

この図幅および説明書は、昭和 43 年から同 45 年にわたり、延約 120 日間でおこなった野外調査の結果を整理し取りまとめたものである。

野外調査にあたっては、図幅地域の大部分の範囲を松下・小山内が担当し、寺島は主に西部地域の調査を担当した。また東部地域の一部は、道立地下資源調査所松波武雄氏の御協力をえた。

調査結果のとりまとめに当っては、岩石の顕微鏡観察および応用地質を寺島が担当し、全体のとりまとめは松下が行った。また、剣淵町および上川支庁からはボーリング資料の提供をうけた。

報告に先だち、野外調査に御協力いただいた松波武雄氏および資料を提供していただいた剣淵町ならびに上川支庁に厚くお礼申し上げる。また、とりまとめにあたって有益な御討議をいただいた、道立地下資源調査所酒匂純俊地質部長に感謝する。

I 位置および交通

剣淵図幅は北緯 $44^{\circ}0' \sim 44^{\circ}10'$ 、東経 $142^{\circ}15' \sim 142^{\circ}30'$ の範囲を占め、名寄盆地の南部に位置している。

図幅地域は行政上、上川支庁に属し、剣淵町のほとんどと、士別市および和寒町の一部がふくまれている。

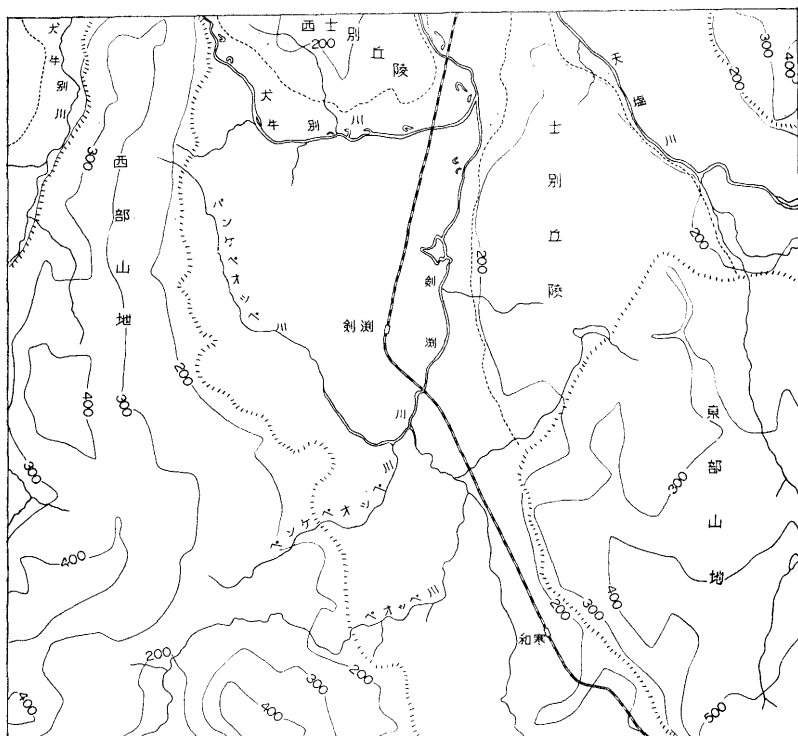
剣淵川にそって、国鉄宗谷本線および国道 40 号線が南北に通じ、図幅地域内に南か

* 現在、ユニオンコンサルタント株式会社勤務

ら和寒，東6線，剣淵，北剣淵の各駅がある。そのほか，低地および河川ぞいの地域には，道道や市町道が通じ，交通は便利である。

II 地 形

図幅地域の地形は大まかにみると，中央の低地帯と，これをはさんで分布する東西両山地（丘陵）で特徴づけられる。（第1図）



第1図 地形区分図

この地域の地形は次のように分けられる。

- (1) 山地
 - (2) 丘陵地
 - (3) 低地
- (1) 山地

山地として広い分布をしめているのは東部山地と西部山地である。

東部山地はあとでのべる土別丘陵の南に続く山地である。両者の境界は明確ではないが、ほぼ6線川^{*}付近で地形に若干の変換がみられるので、6線川以南を山地とした。

この山地は北北西—南南東の方向で細長い分布をしめている。標高は580m～300mであって、北に向って高度を減じている。また起伏は西部山地よりやや少ない山地形をしめている。図幅地域の最高点は、図幅南東隅の標高580mである。この山地は南方に隣接する比布、愛別両図幅地域の和寒山、斑溪山などの山地帯に連続している。

この東部山地とは別に天塩川をはさんで、図幅の北東隅にある山地は、隣接する奥土別図幅地域内にある土風山、東内大部山、糸魚岳などの山塊の縁辺部にあたっている。

西部山地は、図幅の西部地域を占める、ほぼ南北に連る山地である。この山地の稜線は土別市と剣淵町および和寒町の境界となっている。全体的にみると西部山地は南部が高く、標高480m前後をしめし、また比較的起伏に富んでいる。北方に向って徐々に高度を減じ図幅地域の北端では標高360m前後となり起伏もゆるやかとなっている。また、山地を刻む沢は南部では谷底平野を形成しているが、北部では沢の両側斜面がゆるくなり谷底平野の発達が悪くなっている。

(2) 丘陵地

丘陵地は図幅の北半部に分布している。小山内ほか(1970)は、犬牛別川下流北岸の丘陵を“西土別丘陵”、剣淵川東方の丘陵を“土別丘陵”と名づけている。両丘陵とも標高280m以下のなだらかな起伏をしめず丘陵地である。地形がなだらかであるので、丘陵地は畑地として、また比較的よく発達している谷底平野は水田として、それぞれ利用されている。沖積平野との境界は、天塩川や犬牛別川ぞいで明瞭であるが、剣淵川ぞいでは緩斜面が発達しているため不明瞭となっている。

以上のほかに、西部山地の東側山麓と、温根別の犬牛別川左岸にも丘陵地形がある。

(3) 低地

低地は図幅中央部の剣淵低地と天塩川および温根別町の犬牛別川ぞいの低地などがある。これらの低地はさらに台地、河岸段丘、扇状地、沖積低地に分けられる。

* 桜岡貯水地のある川

剣渕低地は構造盆地的性格を帯びた低地であって、標高は図幅地域北端で 140 m、南端で 180 m である。この剣渕低地の西半部の地域には、現河川ぞいの沖積面との比高が 5~10 m の低夷な台地がある。この台地は西部山地の山麓から低地中央に向ってゆるく傾斜していて、剣渕低地の東半部に広がる沖積低地とは地形的境界が不明瞭となっている。

この剣渕低地で特徴的なことは、犬牛別川、ペオッペ川などの主要河川がいずれも南に大きく彎曲して流れていることである。このように河川が曲流したり、台地が傾いていることからこの低地を中心とした傾動運動はごく新しい時代まで続いていた可能性がある。

沖積低地は剣渕低地東半部の広い地域を占めていて、その大半は泥炭地を形成している。

天塩川および温根別町の犬牛別川ぞいの低地は、ともに両河川の洪涵低地であって、平坦な汜らん原平野を形成している。

河岸段丘は沖積面との比高が 5m~15 m で、2 段の段丘面が識別できる。段丘は図幅西縁部と東部にわずかに分布している。

扇状地は小規模であって、明瞭に識別できるのは図幅北東隅地域に分布しているものだけである。また、東部山地と剣渕低地の間の緩斜面は、主に崖錐から成っているが、部分的には扇状地的性格を帯びているところもみられる。

III 地質概説

図幅地域の地質構成は第 2 図にしめたとおりであるが、大まかな地質構成をみると、第四系が最も広い分布をしめし、次いで新第三系、先第三系の順になっている。また、図幅中央の低地帯を中心にして東西両側に順次地質時代の古い地層が分布していて、大局的な地質構造は、低地帯を中心とした南北性の向斜構造をしめしている。

また、北海道の地質構造区分からみると、図幅地域は神居古潭構造帯と日高帯および両者にはさまれて存在する白亜系褶曲帯にふくまれる。すなわち、図幅地域の南西隅をかすめるようにして、神居古潭構造帯が走り、東部の 1/3 の地域は日高帯に属し、その間は白亜系褶曲帯に属している。

図幅地域の基盤をなしている日高果層群は、さきにのべたように図幅地域の西縁部と東部地域に分布している。西縁部のものは、隣接する比布図幅地域および幌加内図

時代	層序		模式柱状	岩相	その他	
第四紀	完新世	(泥炭)				
		沖積層	扇状地堆積物 崖錐堆積物		砂、礫、粘土 泥炭	
	更新世	第2段丘堆積物			砂、礫、粘土	
		第1段丘堆積物			砂、礫、粘土	
		剣淵層			粘土、火山灰、礫 泥炭	
多寄層			礫、含礫砂、砂			
新第三紀	鮮新世		乙部山溶岩		普通輝石しそ輝石、安山岩溶岩	← 関係未詳
	川西層			砂岩、礫岩、泥岩、凝灰岩	← 同上	
	中新世	美深層	火山角礫岩部層 シルト岩部層		安山岩質火山角礫岩 安山岩質凝灰角礫岩 安山岩溶岩 黒色シルト岩	
		幌新層			礫岩	蛇紋岩 花崗岩 岩岩岩 } 進入
白亜紀	上部多層群	温根別層			砂岩真岩互層、砂岩	← 断層
		北静川層			暗灰色頁岩	
		天狩峠層			板状砂岩、礫岩	← 断層
	中部えぞ層群	西和層	砂岩、頁岩互層部層		砂岩真岩互層	← 断層
			砂岩、シルト岩部層		砂岩、シルト岩	← 断層
		砂岩部層			灰白色中粒砂岩、礫質砂岩	← 断層
下部えぞ層群	空知層群			輝緑岩質凝灰石、チャート	← 関係未詳	
	日高累層群	輝緑岩質岩石			輝緑岩、輝緑岩質凝灰岩	
		粘板岩部層			黒色粘板岩チャート、硬砂岩	

第2図 模式柱状図

幅地域のそれぞれ北方延長および東端部に相当するものである。この日高累層群は、幌加内図幅地域で空知層群と呼ばれていて、輝緑凝灰岩、チャートを主とする地層である。一般に大規模な蛇紋岩や片岩類を伴い、いわゆる神居古潭構造帯の特徴をしめ

している。隣接する図幅から判断すると、この構造帯は北北西～南南東の方向性をしめしているようである。

東部地域の日高累層群は、おもに輝緑岩質岩石と粘板岩から構成されていて、日高帯に属している。このうち、輝緑岩質岩石は日高山脈地域で“日高西縁輝緑岩帯”（鈴木：1977）と呼ばれている構造帯の北方延長に当り、比布町の三角山や突哨山付近に分布する輝緑凝灰岩に連るものと考えられる。

さきにのべたように、神居古潭構造帯と日高帯の間は白亜系褶曲帯と呼ばれ、えぞ層群の分布地域である。剣淵図幅地域では新第三系におおわれているために、えぞ層群の露出範囲は図幅西縁部に限られえいるが、南に隣接する比布図幅地域では、上川盆地の北端地域に、えぞ層群が広く分布している。

図幅地域のえぞ層群は分布が限られているために、層序・構造の把握はひじょうに難しい。したがって、層序の決定は、周辺の幌加内、添牛内、士別の各図幅地域のえぞ層群の岩相対比によっている。この図幅地域には、下部えぞ層群、中部えぞ層群および上部えぞ層群のそれぞれ一部が分布している（第3図）。

新第三紀層は、日高累層群やえぞ層群を不整合におおって、広い分布をしめしている。中新統は幌新層と美深層に分けられる。下位の幌新層は、幌加内図幅の延長として、図幅の南西隅にわずかに分布している。上位の美深層は、東西両山地地域を構成している。この地層は北方の士別図幅の南方延長部に当り、北方地域でみられた碎屑岩相は、剣淵図幅ではほとんどみられず、主に火山碎屑岩や火山岩を主体とした岩相をしめしている。碎屑岩相としては東部山地の一部に同時異相と思われるシルト岩がわずかに分布しているだけである。美深層は、添牛内図幅のピッシリ岳層に連続している。ピッシリ岳層は、上部中新世の稚内階の地層と考えられている。

鮮新統の川西層は、美深層を不整合におおって、図幅の北端に士別図幅の同層の延長として分布している。この地層は名寄盆地全体に広がる地層で、礫岩や泥岩などから構成され、植物化石をふくみ、内陸湖盆の堆積相をしめしている。

川西層と直接の関係は不明であるが、第三紀末と考えられる乙部山溶岩が、図幅の南東隅に分布している。

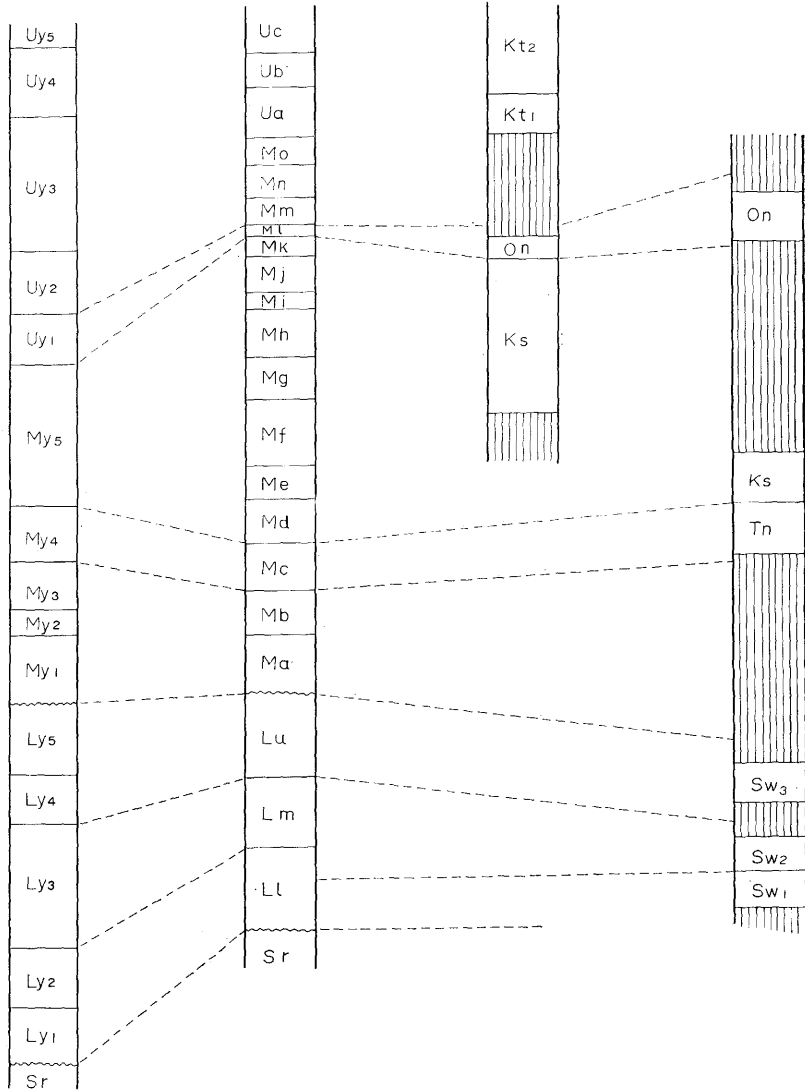
川西層以下の地層を不整合におおって、更新統の各層が分布している。多寄層は士別および西士別丘陵地域に分布しており、いわゆる“山砂利”的堆積相をしめしている。剣淵層は剣淵低地を堆積した地層で、士別図幅の風蓮層に対比できる可能性があ

添牛内図幅
(標本ほか：1953)

幌加内図幅
(標本ほか：1948)

士別図幅
(標本ほか：1940)

剣淵図幅
(標本ほか：1937)



第3図 周辺図幅地域の白亜系対比図

る。段丘堆積物は、温根別町の犬牛別川流域や天塩川流域に発達し、2段に分けられる。

完新統は、各河川流域の沖積層、扇状地堆積物および崖錐堆積物などからなり立っている。

侵入岩類は、白亜紀末から第三紀にかけて侵入したと考えられる、蛇紋岩、花崗岩、はんれい岩などがある。

IV 先白亜系*（日高累層群）

地質概説でのべたように、白高累層群はこの地域の基盤であって、図幅の東部と西縁に分布している。そして、東部のは日高帯に属し、西縁のものは神居古潭構造帯に属している。一般的に露出状態が悪いために、詳しい層序・構造は明らかでないが、東部のものを東丘層、西縁のものを空知層群とした。

IV.1 東丘層（新称）

1 粘板岩部層（SI）

この地層は、刈分川上流から東和、さらには東丘にかけての地域および図幅北東隅に分布している。岩相は主に黒色粘板岩から構成されている。全般的にいちじるしい剪断を受けている。また、この地層にはチャートや硬砂岩もふくまれている。この岩相は、地表の露頭では観察できなかったが、剣和トンネルの掘削時の“ズリ”で観察することができた。

チャートには、赤色、緑色、灰色を呈する三種類のチャートがある。“ズリ”であるために他の岩相との累重関係は不明である。一部には圧砕岩様の岩石もふくまれている。

硬砂岩は灰色を呈し、細粒で層厚はあまり厚くない。

いちじるしく剪断をうけているために、構造は明らかでないが、層理の明らかな部分の走向傾斜や、土別、比布両図幅地域の同等層の構造から判断すると、大局的な構造は南北の走向で、東に傾斜しているようである。

* 日高累層群はジュラ紀—三畳紀の地層と考えられているが、この地域の同累層群について明確な地質時代を示唆する資料は得られていない。地質図でジュラ紀としたが、これを先白亜紀と訂正する。

2 輝緑岩質岩石部層 (Db)

この岩石は、従来“輝緑凝灰岩”と呼ばれていたものであるが、中に輝緑岩体がいくつかみられ、しかも凝灰岩の部分と区別することが困難であるので輝緑岩質岩石とした。

標式的に分布しているのは、東丘から南沢に通ずる道路の切り割りである。桜岡貯水地東方や、亀の沢上流では、前項でのべた粘板岩部層とサンドイッチ状をなして分布している。

輝緑岩は一般に緑黒色を呈し、細粒・緻密である。鏡下では、緑泥石化、緑れん石化などの変質がいちじるしいが、オフィティック組織をしめている。

輝緑凝灰岩中には、まれにチャート質の部分を紹介している。

全般的にいちじるしい圧砕を受けて、細かい角礫状を呈している。また灰白色の方解石脈の顕著な部分もみられる。

前項でのべた粘板岩部層との関係は、一般に断層であって、上下関係は不明である。

IV.2 空知層群 (Sr)

空知層群は、神居古潭構造帯を特徴づける地層で、図幅の西縁にわずかに分布している。幌加内図幅地域の同層の岩相は、輝緑岩質岩石とチャートから構成されている。輝緑岩質岩石には枕状溶岩の産状をしめす輝緑岩や、集塊岩および凝灰岩の産状をしめす部分もふくまれているようである。

チャートは、一般に緑色を呈するものが多く、放散虫の遺骸が多量にふくまれている。

東部地域の日高累層群東丘層は、土別図幅で岩相的にみて日高地域の神威層群に対比されている。したがって、層位的には空知層群の下位ということになるが、現在のところ、神居古潭構造帯と日高帯の日高累層群を対比する具体的資料はない。

V 白 亜 系

V.1 下部えぞ層群

西和層 (新称)

1 砂岩部層 (Sw₁)

この地層はペオッペ川上流の溜池のある沢（比布図幅地域内）に分布している。

岩相は暗灰色で堅硬な粗粒砂岩が主で、下部に礫岩質の部分もみとめられる。上部は灰白色中粒砂岩となる。この岩相も堅硬である。粗粒砂岩には、乳白色のやや角ばった粗粒な石英粒が特徴的にふくまれている。また、暗灰色の頁岩の細かいパッチがふくまれるのも特徴のひとつである。

この地層は、下位から上位に向って細粒となっている。岩質は粗粒～細粒砂岩とも同質であるが、細粒になると頁岩のパッチが減少する。

このような岩相は、幌加内図幅の L1 層の下半部や添牛内図幅の硬質灰色砂岩部層 (Ly₁) の記載と一致する。両層とも、北海道中央地域（夕張山地）の富岡砂岩に対比されている地層である。すなわち、えぞ層群の基底をしめす岩相で、幌加内図幅地域では下位の空知層群を不整合におおっているとされている。

図幅地域では蛇紋岩と断層で接していて、下位の空知層群との直接の関係は不明である。

比布図幅によると、砂岩部層の分布地域は、ちょうど神居古潭構造帯が大きく西に転位しているところに当たっている。断層がいちじるしく発達していて、構造は乱れているが、大局的にみると東に傾いた単斜構造をとっているようである。

層厚は少なくとも 300 m 以上は推定できる。

2 砂岩・シルト岩部層 (Sw₂)

この地層は、ペオッペ川上流、犬牛別川上流部に分布している。

岩相は、暗灰色の中～細粒砂岩と暗灰色シルト岩から構成されている。砂岩の岩質は下位の砂岩部層 (Sw₁) とほぼ同質である。

シルト岩は暗灰色を呈し、やや硬質である。この砂岩シルト岩部層 (Sw₂) は、幌加内図幅の L1 層の上半部に対比される。

下位の砂岩部層 (Sw₁) とは整合漸移である。構造は東に傾いた単斜構造をしめしている。

3 砂岩・頁岩互層部層 (Sw₃)

この地層は、ペオッペ川支流の 11 線川流域や、温根別町の犬牛別川流域に分布している。

岩相は全体的にみると、泥質相の卓越する地層である。11 線川ではやや軟質な塊状の暗灰色シルト岩と、暗灰色を呈する細粒砂岩と頁岩の薄互層で構成されている。塊

状シルト岩は、風化すると玉葱状に割れる“オニオン構造”をしめす。

犬牛別川流域では、暗灰色シルト岩が主体で、なかに細粒砂岩や白色凝灰岩の薄層（層厚3 cm 前後）を、しばしば介在する岩相をしめしている。

これまでのべた岩相からみると、この地層は幌加内図幅のLu層の一部に相当すると考えられる。

下位層との関係は断層である。

構造はNNW—SSEの一般走向をしめし、全体的には東に傾いた単斜構造をしめすが、11線川では一部に小褶曲のくり返しがみられる。

層厚は、ほぼ400 m 以上である。

V.2 中部えぞ層群

1 天狩峠層 (Tn) 橋本ほか (1965)

この地層は、温根別町の犬牛別川の右岸から摺鉢川中・下流域、犬牛別、西和の三つの地区にそれぞれ分布している。

岩相は板状砂岩を主とし、中に礫岩や砂岩・頁岩互層を介在している。

板状砂岩は層厚50~100 cm の砂岩に、層厚5~10 cm のシルト岩をはさむ砂岩に富む互層である。一般に層厚の厚い砂岩は塊状であるが、薄い砂岩は板状に割れる性質をもっている。

礫岩は、この地層の中部から上部にかけて、2~3枚みとめられる。層厚は2~3 m である。礫は良く円磨された小礫や中礫が多く、まれに小児頭大の礫もふくまれている。礫種は硬砂岩、チャート、珪質粘板岩などが多い。

薄互層をしめす岩相は、層厚5~10 cm の暗灰色中粒砂岩と層厚10~15 cm の暗灰色頁岩のリズミカルな互層であって、一般に一つのユニットは4~5 m である。

また、石灰質砂質団球をふくんでいる。

以上のような岩相から、この地層は幌加内図幅のMc層、添牛内図幅の天狩峠層下部のMy₄に相当すると考えられる。

構造は図幅の南部地域でNNW—SSE、北部でN—Sの一般走向をしめし、東に25°~60°傾いた単斜構造をしめしている。

下位層とは断層で接していて、直接の関係は不明である。

層厚は700 m 以上であろう。

2 北静川層 (Ks) 小山内ほか (1970)

この地層は、温根別町の南線と西部山地の北端にわずかに分布している。

この地層はさきへのべた天狩峠層の上位に整合漸移する地層で、岩相はおもに暗灰色頁岩から構成されている。この頁岩は一般に風化すると細片に碎ける。まれに層厚 3~5 cm の細粒砂岩の薄層を介在している。

土別図幅内のこの地層から、*Mesopuzosia pacifica* MATSUMOTO, *Pachydesmocerans* sp., *Pseudouhligella japonica*などを産出し、添牛内図幅の My₅ に対比している。

構造は南線では N 5°~10°W/E 10°~15° の走向傾斜をしめし、西部山地北端地域では、土別図幅内の分布からみて西に傾いた構造をしめしているようである。

層厚は 400~500 m と推定される。

V.3 上部えぞ層群

1 温根別層 (On) 小山内ほか (1970)

この地層は、温根内市街地の南東地域に、土別図幅から連続して分布している。

岩相は、褐灰色の粗粒~中粒砂岩と暗灰色頁岩の互層が卓越している。また、板状砂岩の岩相をしめすところもある。なお、灰白色凝灰岩の薄層を介在している。

のべたような岩相から、土別図幅では添牛内図幅の佐久層 (Uy₁) に対比し、上部えぞ層群としている。

構造は N-S から N 28°W の一般走向をしめし、西側に傾いた単斜構造をしめしている。

下位の北静川層とは断層で接している。

層厚は土別図幅で 200 m+ と推定されている。

VI 新第三系

VI.1 幌新層 (Hs) 猪木ほか (1958)

この地層は、図幅の南西隅の 11 線川上流地域に分布している。下位層との関係は断層のところが多く明確でないが、分布から白亜系を不整合におおっていると考えられる。

岩相は、礫岩を主とし局部的にシルト岩や含礫砂岩などが不規則な形で入っている。全体的に乱堆積状の堆積相をしめしている。

礫は小礫から大礫までふくまれていて、一般に淘汰はよくない。また礫の円磨度も雑多である。礫種は、角閃岩、花崗岩、チャート、ホルンフェルス、緑色岩、優白岩および白亜系の含礫砂岩などである。このなかでチャートおよび優白岩を多く含むのが特徴である。

このような岩相から、西に隣接する幌加内図幅の幌新層に対比される。

構造および層厚は岩相が塊状であるため不明である。

VI.2 美深層 小山内ほか(1970)

美深層は、北は恩根内図幅、北西部は蔭の台図幅地域にまで広く分布する。火山岩や火山碎屑岩を伴う中新世の地層である。北部の名寄・恩根別図幅地域では、海棲化石をふくむ碎屑岩相と火山碎屑岩相が、ほぼあい半ばして分布している。また、添牛内・蔭の台両図幅においては、ピッシリ岳層と呼ばれていて、やはり海成の堆積岩相と火山碎屑岩の組み合わせで構成されている。堆積岩には海棲動物化石がふくまれていて、稚内階の堆積物とされている。

士別・剣淵図幅地域では、美深層は火山碎屑岩や火山岩が卓越し、碎屑岩は僅少である。すなわち、美深層（ピッシリ岳層）は、南部ほど火山岩が卓越する傾向にある。

1 シルト岩部層 (Bfm)

この地層は、桜岡貯水池北方や剣淵市街地北東の丘陵地の沢形部で、火山角礫岩部層の下位に分布している。

岩相は黒色～暗灰色泥岩から構成されている。一般に軟質で、風化すると細片に碎ける。

分布が限られているので、詳しいことは不明である。今のところ層準を決める手懸りはないが、一応美深層の一員としてあつかった。

2 火山角礫岩部層 (Bfa)

さきへのべたように、士別・剣淵両図幅地域の美深層は、火山碎屑岩や火山岩が卓越している。さらに南に隣接する比布図幅地域では、第三紀末期に噴出したとされる安山岩類が広大な分布をしめしている。岩質を比較すると、これらも美深層相当の火

山岩の可能性が強い。しかも火山碎屑岩が少なく、溶岩が多いようである。

図幅地域の火山角礫岩は東・西両山地に分布している。

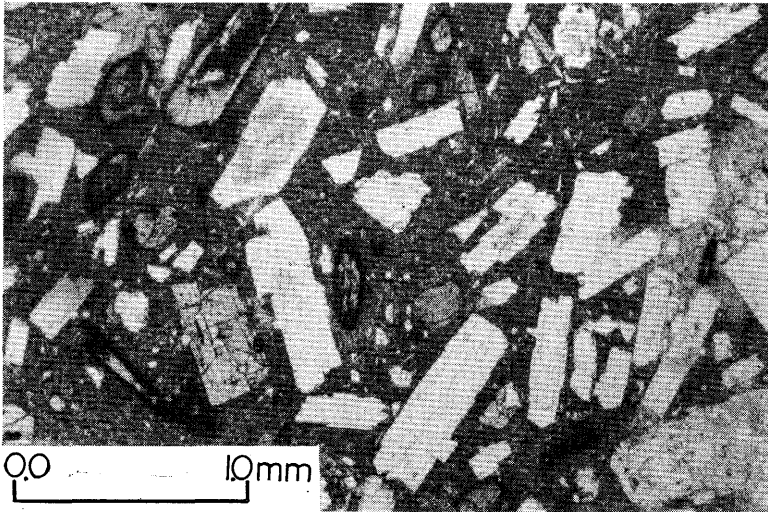
この部層の岩相は、安山岩質の火山角礫岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩および溶岩などからなっている。露出がわるく各岩相の追跡区分が困難であったので一括してとりあつかった。

火山角礫岩・凝灰角礫岩および火山礫凝灰岩の礫は、ほとんどが安山岩質のものであって、異質礫はきわめて少ない。

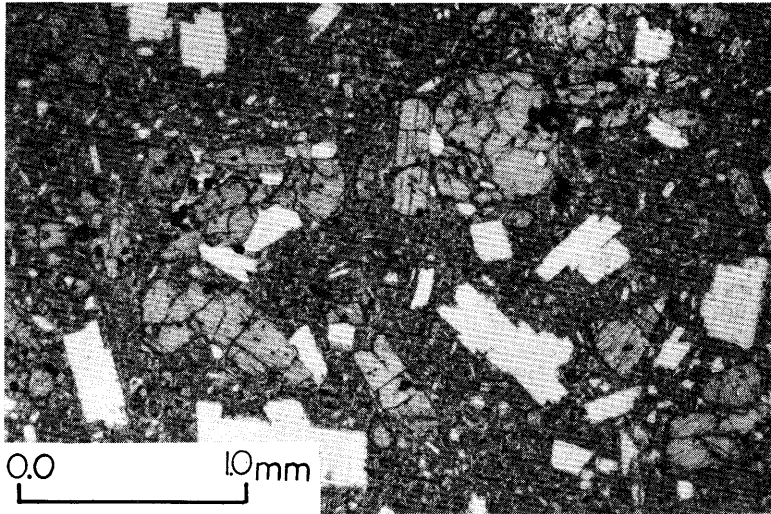
礫はこぶし大～人頭大のものが多く、まれに径1 m以上に達するものがある。また、基質のほとんどは黄褐色の凝灰質物質である。

安山岩礫および溶岩には、2つの岩質がみとめられる。1つは紫蘇輝石・普通輝石安山岩であり、他の1つは含角閃石普通輝石・紫蘇輝石安山岩である。(PL. 1, 2)

紫蘇輝石・普通輝石安山岩は、西部山地全体および東部山地の美羽鳥付近から北部にかけて多い。一般に黒褐色～黒色を呈し、多孔質から緻密なものまで多様である。斑晶はいちじるしく多く、斜長石、普通輝石、紫蘇輝石からなり、グロメロ斑状を呈していることがある。石基はハイアロピリティック組織を呈している。輝石類の一部がモンモリロナイト群鉱物に交代されていることが多い。



PL 1 美深層 (Bfa) 中の角閃石を含む安山岩溶岩 //ニホル



PL 2 美深層 (Bfa) 中の角閃石を含まない安山岩溶岩 //ニコル

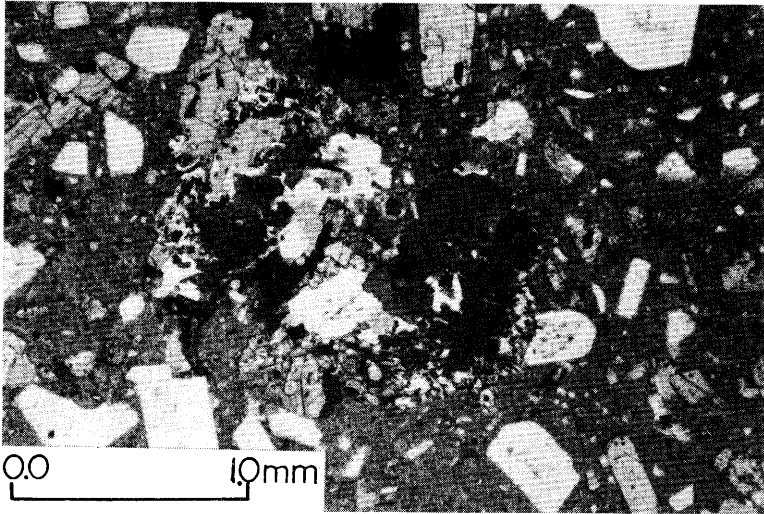
含角閃石紫蘇輝石・普通輝石安山岩は、東部山地の南半部に多いようである。一般に灰褐色緻密な岩石である。肉眼でも角閃石と斜長石の斑晶を識別することができる。鏡下では、斑晶は斜長石、紫蘇輝石、角閃石を主体とし、まれに石英、黒雲母が認められることがある。角閃石の周縁には不透明集合体が発達し、オパサイト縁が形成されている。石英、黒雲母および角閃石はいずれも全体に円味を帯びた融蝕状を呈し、外来結晶と思われる。

石基は、一般にハイアロピリティック組織をしめすが、まれに隠微晶質な組織をしめすものもある。

和寒原野付近のこの岩石の中には、黒雲母、角閃石、石英、斜長石からなる基盤の花崗岩類と思われる小捕獲岩が認められた。(PL. 3)

これらの安山岩は、有色鉱物の一部あるいはほとんど全部が、モンモリロナイト群鉱物に交代されている。とくに和寒南方では変質がいちじるしい。

これまでのべたように、美深層は、南部に向かって溶岩部が多くなっているということは、同時代の火山活動の中心が南方にあったことを意味している。また、角閃石あるいは石英、黒雲母などの外来結晶の存在、花崗岩の小捕獲岩の存在などから判断すると、美深層の火山活動には、基盤の花崗岩類の部分融解の可能性が考えられる。こ



PL 3 美深層 (Bfa) 安山岩溶岩中の花崗岩質捕獲岩 //ニホル

のような問題については、今後の詳細な調査研究が必要であろう。また、火山角礫岩部層の変質は、モンモリロナイト群鉱物の生成を特徴としている。

VI.3 川西層 (Kn) 小山内ほか (1970)

この地層は、土別および西土別の両丘陵地域に分布している。

岩相は、礫岩、砂岩、泥岩、凝灰岩などから構成されている。

礫岩の礫は径3~5 cmの円礫が多く、礫質は安山岩および粘板岩が多い。固く膠結しているところと、半固結状態のところが見られる。とくに固結度のよわいところは、第四系の砂礫層と区別し難い。泥岩は暗灰色泥岩が主で、中に灰色の凝灰質泥岩を介在する。砂岩は一般に薄層である。

凝灰岩は土別丘陵地域に多く、一般に乳白色を呈し細粒である。

以上のように、この図幅地域の川西層は模式地である名寄図幅地域の川西層と比較すると、粗粒相がひじょうに多くなっている。

層厚は、土別図幅で150 m ほどとみられている。

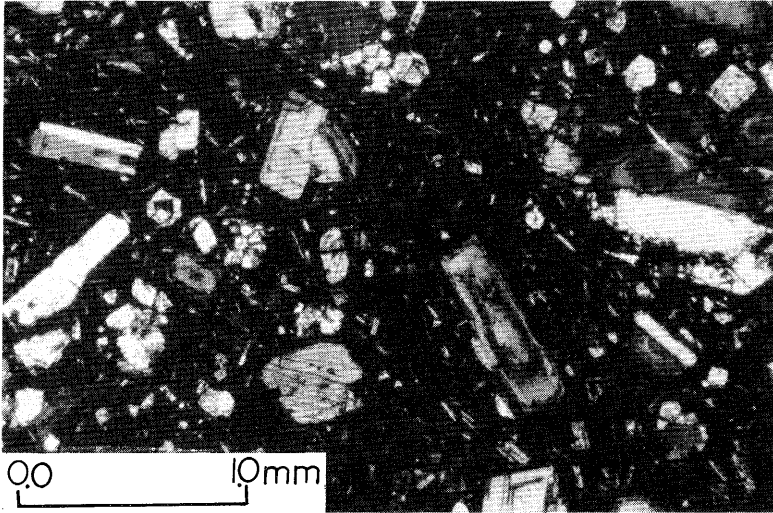
VI.4 乙部山溶岩 (Ov)

この溶岩は、図幅の南東隅に位置する金川上流地域に分布している。

奥土別図幅で乙部山溶岩とされているものは、下部に火山碎屑岩をともない、上部は塊状の溶岩であるとされている。しかし図幅地域では火山碎屑岩をとまわず、板状節理がよく発達する岩相を呈している。

岩質は、普通輝石・紫蘇輝石安山岩である。一般に黒灰色～淡灰色で、斜長石の比較的粗粒な斑晶がよく目立ち、多孔質な部分が多い。

鏡下では、斑晶がひじょうに多く、斜長石、紫蘇輝石、普通輝石からなる。石基は、ハイアロピリティック組織をしめしている。(PL. 4)



PL 4 乙部山溶岩 (Ov) +ニコル

VII 第四系

図幅地域の第四系の大部分は、丘陵地および低地を形成する陸成堆積物である。

名寄盆地を埋積した第四系は、名寄、土別、剣淵の各図幅地域で広い分布をしめしている。名寄図幅では、段丘および扇状地を除く更新統を多寄層群と名付け、さらに3つの地層に分けている。土別図幅では名寄図幅の更新統を再吟味して、多寄層と風連層に整理し分類している。そして、多寄層は丘陵地を構成する粗粒相、風連層は丘陵地と沖積地との緩斜面地帯に発達する細粒堆積物で特徴付け、両者を上下関係と

して取扱っている。しかし全般的にみると水平的岩相変化の可能性もあるとしている。

剣淵図幅の多寄層は土別図幅の多寄層の南方延長である。剣淵層は風連層相当層であるかどうかは、問題がある。剣淵低地特有の堆積物の可能性もある。

VII.1 多寄層 (Ta) 小山内ほか (1970)

この地層は、西土別および土別丘陵を構成して分布している。名寄から土別にかけての天塩川流域には、丘陵地形が発達していて、それらはいずれも粗粒の未固結堆積物から構成されている。剣淵図幅の多寄層は、その分布の南限に位置している。標式的な多寄層は、土別丘陵の北端（土別図幅内）で観察することができる。ここでは、拳大以下の円礫からなる礫層、偽層に富む粗粒砂などが主な構成物である。

剣淵図幅地域の多寄層は、丘陵の表面をおおう形で分布しているため、露出がきわめて悪い。ただ、丘陵地の畑の中に散在する先白亜系の円礫でその存在がわかる程度である。

剣淵市街の北方 1.5 km に小高い丘がある（剣淵神社）。この丘は西に傾いた川西層を不整合におおう礫層から構成されている。礫は先白亜系の礫が量的に多く、多寄層の延長と考えられる。

図幅地域の多寄層は、土別図幅地域のそれにくらべて薄く、層厚は 20 m 前後と思われる。

VII.2 剣淵層 (Ke) (新称)

この地層は、剣淵低地の西半部から南部にかけて分布している。低夷な台地の構成層であるために、標式的な露頭は望めないが、西原付近の河岸の崖で観察することができる。また調査当時、小さな貯水池（タコツボ）の掘さくが数カ所で行われていて、その掘り土から構成物を判断することができた。すなわち、パンケベオツペ川流域には、沖積低地とは明瞭な比高差をしめす丘陵があり、東にゆるく傾く地形面を形成している。しかし剣淵市街地から北部にかけての地域では、沖積低地との境界は不明瞭である。

層相は、西部山地麓では、砂礫、粘土、泥炭などから構成されている。砂礫の礫種には安山岩のほかに緑色岩や粘板岩などの先白亜系の円礫をふくんでいるのが特徴で

ある。粘土は灰白色～褐色と雑多な色を呈する。灰白色粘土には、多量の雲母片や石英粒がふくまれている、火山灰起源の粘土のようである。また、粘土のなかにしばしばうすい泥炭をはさんでいる。局部的であるが、砂の中に浮石をふくむところも認められた。

剣渕原野では古くから農業用水確保のために貯水池（タコツボ）が掘られている。これらの溜め池の掘り土には、埋れ木を多量にふくむ泥炭や、灰白色の火山灰質粘土が特徴的にみられる。粘土層は、山麓地帯でみられたものと同じである。低地内部の剣渕層の地表に近い部分には、礫層は観察されなかった。

多寄層とは直接の関係を確かめることはできなかった。剣渕神社の多寄層や南土別地域の剣渕層と、多寄層が形成している地形から、剣渕層は多寄層の堆積地形を浸蝕して堆積した、より新しい更新統と考えられる。

VII.3 段丘堆積物 (T_1 , T_2)

段丘堆積物の主な分布は、図幅東縁の川南付近および北西隅の南線付近である。ともに、河床がより高かった時の河川氾らん原堆積物が、その後の河川の浸蝕によって段丘化したものである。現河川氾らん原からの比高で、10～15 m の第1段丘堆積物と、5～7 m の第2段丘堆積物に分けられるが、ともに低位段丘堆積物に相当するものである。構成物は、砂、礫、粘土で平坦面を形成している。

VII.4 崖錐堆積物 ($T1$)

山地と平地の境界部に発達する斜面の構成物を崖錐として一括した。一般には背後山地からの崩落物で構成されているが、東部山地西麓斜面の崖錐堆積物として一括したなかには、扇状地堆積物の要素が強い部分もふくまれている。また、東丘付近で崖錐として表現したものは、地すべり崩土である。

VII.5 沖積層*

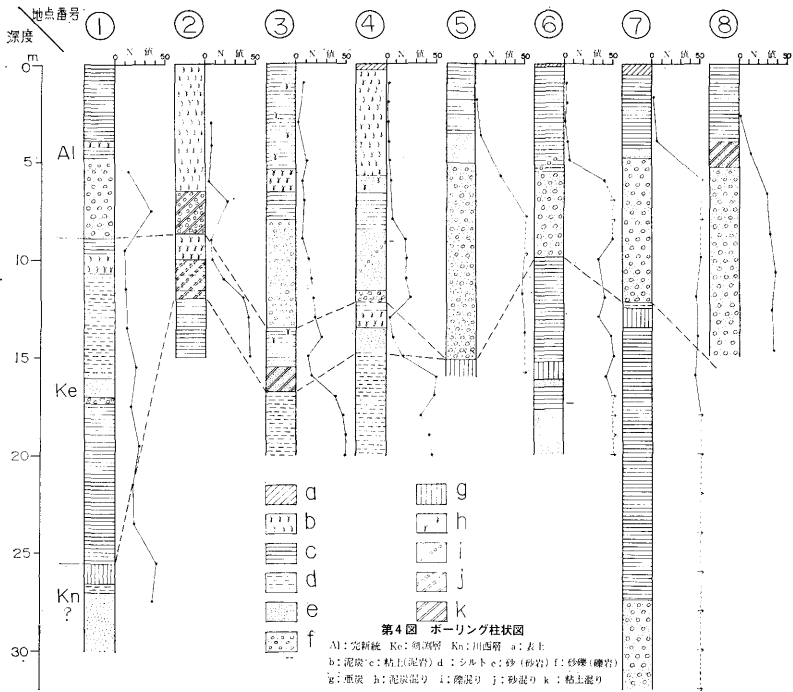
沖積層は、天塩川、犬牛別川、剣渕川流域およびそれらの各支流流域に発達する洪涵低地の堆積物である。

* 低地堆積物を一括したが、地質図では泥炭を区別した。

温根別町管内の犬牛別川流域、および天塩川流域や、山間地を流れる小河川流域では、主に礫や砂の多い堆積相をしめし、小河川が低地に入るところでは、小規模な扇状地を形成している。

剣淵低地の沖積層は、10～16 m の層厚をしめし（第4図）、下部は砂礫、上部は粘土や泥炭からそれぞれ構成されている。上部の粘土や泥炭はN値が6以下でひじょうに軟かく、いわゆる軟弱地盤地帯となっている。

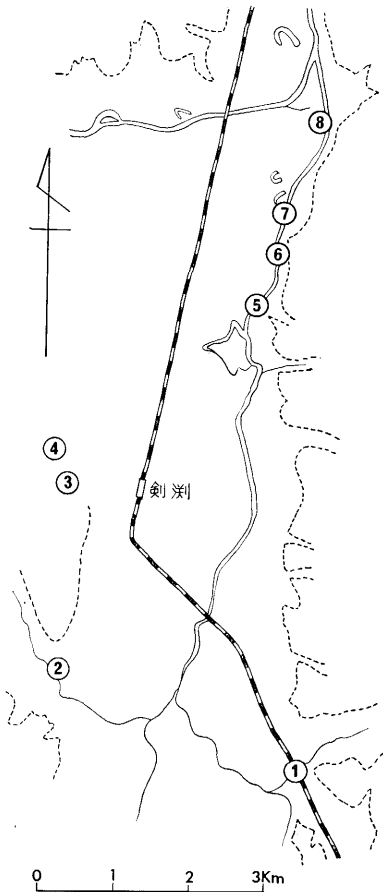
剣淵川流域では、沖積層の下位にN値50以上の締った粘土（泥岩？）や砂・礫（礫岩？）があり、亜炭を挟在している。（第4図，③～⑤）。このような岩相からみて、



A1：全新統，Ke：剣淵層，Kn：川西層，a：表土，b：泥炭，
c：粘土（泥岩），d：シルト，e：砂（砂岩），f：砂礫（礫岩），
g：亜炭，h：泥炭混り，i：礫混り，j：砂混り，k：粘土混り

第4図 ボーリング柱状図

* 標準貫入試験値



第5図 ボーリング資料位置図

これらは川西層に相当する可能性がある。また、剣淵川上流地域では、この川西層相当層と沖積層の間に3~16mの層厚をもつ、泥炭をふくむやや締った粘土層が発達している（第4図、①~④）。N値は10~23の範囲である。地表地質との対比は、今のところ困難であるが、剣淵層相当層の可能性が大きい。

図幅地域の泥炭地は大小の団地に分れて分布している。いずれも周辺に低位泥炭地が、中央に中間泥炭地がある。

低位泥炭地は、剣淵町管内では表層下層ともヨシ泥炭である。和寒町管内では表層がキ泥炭、ヨシをふくむキ泥炭、またはキをふくむヨシ泥炭よりなるが、下層は一般にキをふくむヨシ泥炭から構成されている。

中間泥炭の表層は所によって違いがみられ、ヌマガヤを主材とし、これにワタスゲ、シダ類、キなどをふくむもの、ワタスゲを主材とし、これにヨシ、キなどをふくむもの、ヨシを主材とし、これにワタスゲをふくむものなどがある。また中間泥炭の下層は、ワタスゲ泥炭やヌマガヤ泥炭などから構成されている。（飯塚・瀬尾：1964から抜粋）

VIII 进入岩類

図幅地域に発達している进入岩類は、蛇紋岩、はんれい岩、花崗岩などである。いずれも、白亜紀末~第三紀に进入したものと考えられている。なお図幅西部の犬牛別の南方小沢には多数の微閃緑岩の転石が認められ、この地域に微閃緑岩の小岩体が进

入している可能性がある。

VIII.1 蛇紋岩 (Sp)

蛇紋岩は、図幅の南西隅に小規模に分布している。これは、隣接する比布図幅地域に分布する大規模な蛇紋岩体の北方延長部に相当する。

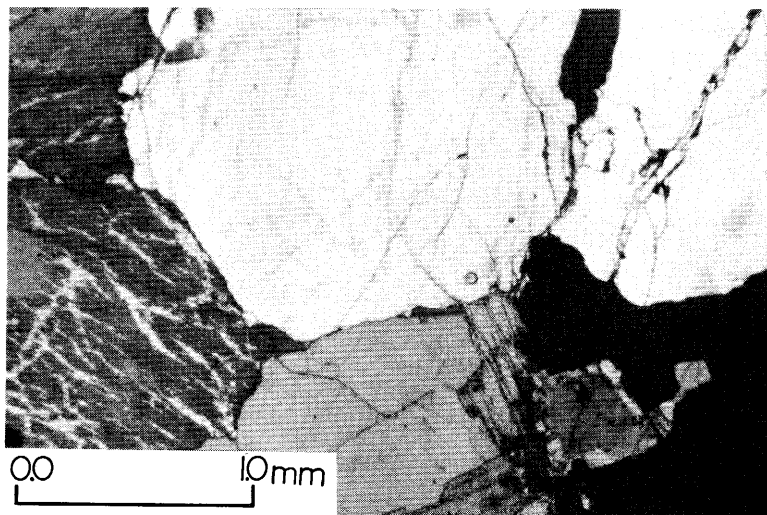
この地域の蛇紋岩には、暗黄褐色で光沢の乏しい塊状蛇紋岩と、暗緑色ですべすべした樹脂光沢をもつ葉片状蛇紋岩とがある。なお、蛇紋岩の詳細については比布図幅にのべられている。

VIII.2 花崗岩 (Gr)

花崗岩は、川南を中心に北の天塩川流域から南の金川流域にかけて、南北約 5 km、東西約 3 km 程の範囲にみられ、比較的規模の大きい岩体として分布している。

一般に優白色を呈し、粗粒な黒雲母花崗岩が多く、部分的に有色鉱物の比較的多い花崗閃緑岩質のところも認められる。

黒雲母花崗岩を鏡下で観察すると、カリ長石、石英、斜長石、黒雲母の斑晶が顕著である。カリ長石が多く有色鉱物が少ないのが特徴である。黒雲母中にはジルコンを



PL 5 黒雲母花崗岩+ニッケル

包有することが多く、多色性ハローを生じている。(PL.5)

この黒雲母花崗岩は、奥土別、愛別両図幅の記載から判断すると、これらの図幅地域に発達する花崗岩とよく似ている。

一方、花崗閃緑岩を鏡下で観察すると、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、角閃石が認められる。黒雲母花崗岩と比較するとカリ長石の量が少なく、有色鉱物として角閃石が含まれているのが特徴である。

VIII.3 はんれい岩 (Gb)

はんれい岩は、図幅東部の川南の東方山地にわずかに分布している。この岩体は、奥土別図幅で閃緑岩体として記載されているものの西側周辺部に相当する。同図幅の記載では、閃緑岩体の周辺部に、はんれい岩質の細粒岩がみられるとされている。本図幅のはんれい岩はその一部と考えられる。

IX 応用地質

図幅地域には、現在特筆できる地下資源はきわめて少なく、わずかに和寒市街地周辺で骨材の採石が行われているにすぎない。しかし、かつては数カ所で漂砂鉱床の採掘が行われた記録がある。

IX.1 漂砂鉱床*

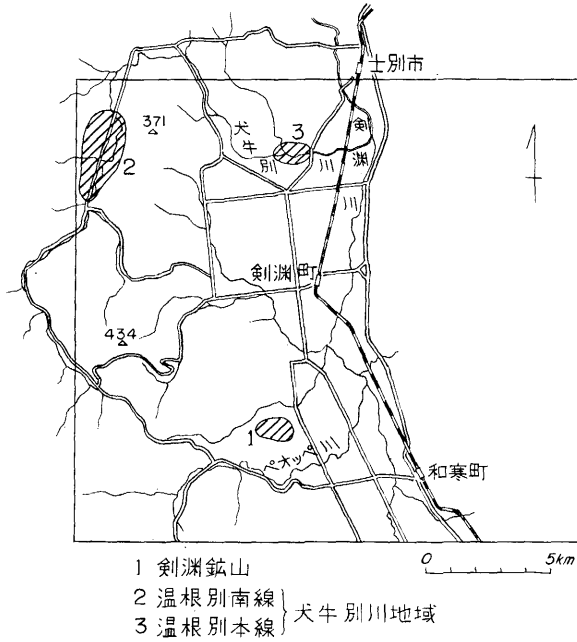
図幅地域内の漂砂鉱床としては、剣湧鉱山で砂クロムを昭和39年頃まで採掘していた実績がある。その他、犬牛別川流域で砂金、砂白金、砂クロムなどが採取された記録がある。

1 剣湧鉱山

剣湧鉱山は、和寒駅の西北西約6~7 kmに位置している。漂砂鉱床は北側の黒川鉱床と南側の菊野鉱床の2地区に賦存している。

黒川鉱床は、はじめ砂白金鉱床として明治42年から採鉱されている。ここの砂白金鉱石は、一般に灰色を帯び、60メッシュ前後のものが多く、1.8 m立方あたり0.6

* 地質調査所(1967)北海道金属・非金属鉱床総覧、番場猛夫(1958)石狩国雨竜郡・天塩国上川郡の砂クロム鉱床調査報告を引用。



第6図 鉦床位置図

g程度の含有であったようである。昭和8年からは、砂クロム鉦床として採掘され、昭和10～18年の粗鉦量は100tである。昭和20年以降は、個人あるいは会社による採掘が行われ、年間30t程度の生産量があったが、昭和39年に閉山している。

この鉦床は、磁鉄鉦の含有が多く、着磁率は平均9.2%で、磁選以前では Cr_2O_3 は45%であった。また、砂クロムの含有率は92g/10kgをしめしている。

菊野鉦床は、ほとんど採掘ずみの鉦床である。開発の沿革は明らかでないが、昭和31～32年には38tの精鉦(平均品位 Cr_2O_3 48%)を産出した記録がある。また未開発部の原鉦石品位は25g/10kgと低い、採掘あとの原鉦石品位は100g/10kgと高い値をしめしている。

2 犬牛別川地域

温根別南線の西側山際、犬牛別川本流砂州、温根別本線の犬牛別川本流砂州などに漂砂鉦床が賦存している。

砂クロムは、温根別南線の犬牛別川本流で、日本復興産金KK（東京本社）その他によって一部採掘された。生産実績は、昭和10～18年の間で粗鉱量526tである。

この鉱床のクロム鉄鉱の粒度は中粒で0.5～1mm、着磁率平均5.8%、磁選後の品位は49.7%である。

砂白金は、温根別南線、本線とも1.8m立方あたり0.2g内外含まれているようである。南線では古くから個人により採掘されていたが、昭和18、19年頃、北海道砂鉄開発KKにより開発がなされた。採取量などは不明である。

また、砂金についても、犬牛別川流域で若干採取された記録があり、その採取量は271gとされている。

IX.2 骨材資源*

図幅地域には、骨材資源の対象になる岩石としては、美深層の火山角礫岩部層中の安山岩溶岩がある。昭和48年当時、北海道採石工業KKが採石を行っていた。

地質の項でのべたように、火山角礫岩部層には、いろいろな岩相をしめす部分がある。この中で、採石に適しているのは溶岩のみであって、他の岩相は不適である。

参考文献

渡辺 光 (1931～34)：岩波講座地理学第Ⅲ自然関係諸論Ⅱ，平地および台地，岩波書店。

酒匂純俊 (1952)：5万分1の地質図幅および同説明書「奥土別」，北海道開発庁。

猪木幸男・田中啓策・奏 光男・佐藤博之 (1958)：5万分の1地質図幅および同説明書「幌加内」，地質調査所。

番場猛夫 (1958)：石狩国雨竜郡，天塩国上川郡の砂クロム鉱床調査報告。北海道地下資源調査資料 No. 46

酒匂純俊・藤原哲夫・松下勝秀・小山内照・斎藤昌之・武田裕幸 (1959)：「土別市の地質と地下資源」土別市。

飯塚仁四郎・瀬尾春雄 (1964)：天塩国泥炭地土性調査報告，北海道農業試験場土性調査報告第14編，北海道農業試験場。

橋本 亘・長尾捨一・菅野三男 (1965)：5万分の1地質図幅および同説明書「添牛内」，北海道開発庁。

* 松井公平 (1975) による。

地質調査所（1967）：北海道金属・非金属総覧。

小山内 熙・松下勝秀・長尾捨一（1970）：5万分の1地質図幅および同説明書「土別」，北海道立地下資源調査所。

松井公平（1975）：和寒町有林内の骨材調査概要報告，北海道立地下資源調査所。

鈴木 守（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第49号，北海道立地下資源調査所。

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

KENBUCHI
(ASAHIGAWA-40)

BY
Katsuhide MATSUSHITA
Katsuyuki TERASHIMA
and
Hiroshi OSANAI

Résumé

ABSTRACT

The mapped area is situated in the southern part of the Nayoro Basin, and occupies a quadrangle between latitude $44^{\circ}00'$ to $44^{\circ}10'$ North, and longitude $142^{\circ}15'$ to $142^{\circ}30'$ East.

Area stretching from the Nayoro Basin to the Kamikawa Basin has been called "Central Depression Zone" which has also been noted as a structural belt marking the boundary between the Hidaka Zone in the east and the Kamuikotan Zone in the west.

Geology

Pre-Cretaceous System is developed in the east of the mapped area in the Hidaka Zone and in the west in the Kamuikotan Zone respectively. In between in the center there develop Cretaceous, Neogene Tertiary and Quaternary formations. Plutonic rocks are distributed in the area where Pre-Cretaceous rocks are present.

Stratigraphy in the studied area is shown in Table 1.

1. Pre-Cretaceous System (Hidaka Super Group)

Both the Higashioka Formation developed in the Hidaka Zone and the Sorachi Group in the kamuikotan Zone are Pre-Cretaceous. The former consists of black clay-slate and diabasic rocks, while the latter is of diabasic tuff, chert and so on.

2. Cretaceous (Yezo Group)

The Seiwa Formation which belongs to the lower Yezo Group, shows lithologic change from sandstone to sandstone and shale in alternation as the sequence goes higher up.

Table 1

Quaternary	{	Holocene	{	Alluvial Deposits
		Pleistocene	{	Fan Deposits
{	Low Peat			
{	Transitional Peat			
{	Talus Deposits			
Neogene Tertiary	{	Pliocene	{	The 2nd Terrace Deposits
			{	The 1st Terrace Deposits
		Miocene	{	Kenbuchi Formation
			{	Tayoro Formation
			{	Otobeyama Lava
Cretaceous	{	Upper Yezo Group	{	Kawanishi Formation
			{	Bifuka Formation { Volcanic Breccia Member Siltstone Member
		Middle Yezo Group	{	Horoshin Formation
			{	Onnebetsu Formation
Lower Yezo Group	{	Seiwa Formation	{	Kitashizukawa Formation
			{	Tenkaritoge Formation
			{	Sandstone Shale Alternation Member
Pre-Cretaceous	{	Hidaka Super Group	{	Sandstone Siltstone Member
			{	Sandstone Member
Pre-Cretaceous	{	Sorachi Group	{	Sorachi Group
			{	Higashioka Formation { Diabasic Rock Member Slate Member

Middle Yezo Group is consisting of the Tenkaritōge Formation which is characterized by platy sandstone and the Kitashizukawa Formation dominant in dark gray shale.

The Onnebetsu Formation belongs to the upper Yezo Group and mostly consists of sandstone, and sandstone and shale in alternation.

3. Neogene Tertiary

Miocene is divisible into the Horoshin Formation and the Bifuka Formation in ascending order. Conglomerate is dominant in the former, and andesitic pyroclastics are rich in the latter formation.

For Pliocene there are the Kawanishi Formation and the Otobeyama Lava, but the actual relationship between the above two is unknown. The Kawanishi Formation covers the Miocene Bifuka Formation unconformably and is composed of sandstone, conglomerate, mudstone, and tuff. Lithology of the Otobeyama Lava is augite-hypersthene andesite.

4. Quaternary

Pleistocene sediments are the Tayoro Formation, the Kenbuchi Formation and terrace deposits.

The Tayoro Formation develops in hilly terrain, and is composed of sand gravel. The Kenbuchi Formation consists of clay, peat, sand and gravel, and is distributed in the basin area. Terrace deposits are to be seen along the Teshio and Inuushibetsu rivers, and is composed of sand, clay and gravel.

For Holocene talus deposits, fan deposits, alluvial deposits and peat are present.

5. Intrusive Rocks

Gabbro and granite in the Hidaka Zone and serpentinite in the Kamuikotan Zone are the intrusive rocks in the mapped area.

6. Applied Geology

Underground natural resources are poor in the mapped area. But placer gold and platinum were formerly mined at several places. At present only a quarry near the Wassamu town is under

operation for the use of aggregate.

昭和 52 年 11 月 13 日 印刷

昭和 52 年 11 月 18 日 発行

著作権所有 北海道立地下資源調査所

印刷者 三 田 德 光
札幌市中央区大通西 8 丁目

印刷所 興国印刷株式会社
札幌市中央区大通西 8 丁目

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAI DŌ
SHIGEO DOI, DIRECTOR

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

KENBUCHI

(ASA HIGAWA—40)

BY
KATSU HIDE MATSUSHITA, KATSUYUKI
TERASHIMA AND HIROSHI OSANAI

SAPPORO, HOKKAI DŌ

1977