

5万分の1地質図幅
説 明 書

佐 幌 岳

(釧路 - 第 16 号)

北海道立地下資源調査所

嘱 託 橋 本 誠 二

北 海 道 開 発 庁

昭 和 46 年 3 月

この調査は、北海道総合開発の一環である、
地下資源開発のための基本調査として、北海
道に調査を委託し、道立地下資源調査所にお
いて、実施したものである。

昭和 46 年 3 月

北海道開発庁

目 次

は し が き.....	1
位置および地形.....	1
地 質 概 説.....	2
日高累層群.....	4
. 1 ニベソツ層.....	4
. 2 十勝パンケ層.....	5
. 3 十勝ペンケ層.....	5
. 4 チカベツ層.....	5
屈 足 層.....	5
岩 松 層.....	9
パンケニコロ熔結凝灰岩.....	9
十勝熔結凝灰岩.....	13
いわゆる帯広層.....	15
東 新 内 層.....	15
変 成 岩 類.....	16
. 1 ホルンフェルス類.....	16
. 2 角 閃 岩.....	16
XI 火 成 岩 類.....	17
XI.1 花 こう 岩.....	17
XI.2 酸 性 脈 岩 類.....	19
XI.3 輝 緑 岩 類.....	21
XII 熔結凝灰岩類について.....	22
XIII 地 質 構 造.....	23
参 考 文 献.....	25
Résumé (in English)	29

北海道立地下資源調査所

嘱託 橋本 誠二

は し が き

この図幅ならびに説明書は昭和40年より42年にかけての野外調査結果をとりまとめたものである。野外調査に当たっては多数の方々のご協力を得た。すなわち主として日高層群および花こう岩の分布する地域は河内晋平,野地正保,小松正幸,吉田勝,在田一則,平井喜郎の諸氏,主として熔結凝灰岩類については魚住悟,中村耕二,藤原嘉樹,太田茂志の諸氏が調査に当たられた。また説明書作成に際しては渡辺家隆氏の助力を頂いた。これらの方々には厚くお御申し上げる次第である。

位置および地形

佐幌岳図幅は日高山脈最北端の佐幌岳を図幅の南西隅に含んでおり,狩勝峠の東北方を占めている。

この地域には南端の若干の平坦地を除き,ほぼ全域は,開析された台地に占められており,北東と南西隅に標高1,000m内外の山地が分布している。

これらの山地は,日高累層群および花こう岩より構成されるピシカチナイ山と佐幌岳を中心としており,これらの中には南にゆるく傾く開析された台地が広がっている。

この台地面は火屑流の流走面である。台地面上には所々に基盤岩より成る突出部が認められ,また南南東に流れる河川によって下刻されている。この台地面は,近傍の諸図幅においても発達しており,十勝熔結凝灰岩の形成するものとされている。台地面の最高処は十勝川上流図幅のチカベツ山の台地(標高900~1,000m)であり,そこから南方および南西方向に低下しており,南南西に向かい西津布図幅内になだらかな張り出しを作っている。チカベツ山北方では台地面は北東に低まるが,シー十勝川流路付近では段丘形成などにより侵蝕され,上部をなす十勝熔結凝灰岩が失われ,下部

の古期熔結凝灰岩が露われている。

十勝熔結凝灰岩のつくる平坦面は本図幅内でも段丘等により切られている。この後熔結凝灰岩地形面はつぎのようである。

美蔓面（新得図幅）。この図幅では上幌内一帯に発達している。これは南方で上然別、美蔓につらなる台地の頂部であり、オソウシ川に沿う標高420～440mの河段丘に連なる。この面は厚く堆積した砂礫・粘土層で構成され、上面は十勝川現河床より約140mの比高を示す。本砂礫層の一部は、新得図幅の美蔓面堆積物であるが、ここではいわゆる帯広層とする。

東新内面は東新内一円の平坦面および十勝川にそう河段丘面をよぶもので、標高320～360mにわたって発達し、現河床からの比高80～100mを示す。新得図幅ではこの平坦面の一部は美蔓面に、また他の一部は上佐幌面に含まれているが、本図幅では分離し取り扱う。

上佐幌面は東新内面より比高20～40mの緩斜面で分けられる河段丘面で、部分的に厚い砂礫層で被覆されている。

下佐幌面は上佐幌面と比高40mの緩斜面の境界で分離される広い河段丘面であり現河床より25m程度の高さを示している。上佐幌・下佐幌の二つの段丘面は佐幌岳図幅内には認められない。

屈足面はもっとも低位の河段丘面として十勝川沿いに発達している。河床より5～10mの高さを示す。

これら河段丘は高位段丘として美蔓面（段丘）、中位段丘として東新内、上佐幌および下佐幌段丘、下位段丘には屈足河段丘として大別される。

地 質 概 説

この図幅内に発達する地質系統および火成岩類は第1表に示すとおりである。図幅の基盤は中生代（ジュラ紀～白亜紀前期？）に属する日高累層群である。これらは十勝川上流図幅にしたがって四分される。日高層群は直接に下部洪積統と考えられる屈足層でおおわれている。本層の下部は海成で泥炭を含む層も介在しているが、上部は熔結凝灰岩質になっている。図幅域では上部の部層が観察される。岩松層は屈足層を不整合におおう砂礫、粘土層である。この分布は比較的に限定されていて堆積には古十勝川の作用が関係していると考えられる。岩松層の上位にはそれぞれ不整合的關係

第 1 表 佐幌岳図幅地質系統

地質時代		地 層		構 成 岩	火 成 岩		
沖 積 世	新期—中期 洪 積 世 古期 初期	層 沖積			砂 礫		
		堆積物	T ₂	屈足段丘	砂, 礫, 粘土		
			T ₁	東新内段丘	砂, 礫, 粘土		
		帯る いわゆる 広層	O _B		砂, 礫, 粘土		
			凝灰岩	T _w		流紋岩質熔結凝灰岩 同質火山礫凝灰岩	熔結凝灰岩
		熔結凝灰岩		P _w		石英安山岩質熔結凝灰岩 火山礫凝灰岩 流紋岩質熔結凝灰岩	熔結凝灰岩
			岩松層	I _M		砂, 礫, 粘土	
		屈足層		K ₃	a b	b:粘土岩, シルト岩 a:火山灰	
				K ₂	熔結凝灰岩部層	軽石, 火山灰	
				K ₁		流紋岩質熔結凝灰岩	熔結凝灰岩
K ₀	下部砂礫部層			砂礫, 泥岩, 含泥炭			
ジュラ紀	日高累層群	HG-4	チカベツ層	主として頁岩	花こう岩, 輝緑岩		
		HG-3	十勝パンケ層	硬 砂 岩			
		HG-2	十勝パンケ層	シルト岩, 砂岩 粘板岩, 互層			
		HG-1	ニベソツ層	黒色粘板岩, シルト岩, 珪質岩			

でパンケニコロ熔結凝灰岩および十勝熔結凝灰岩が発達する。これらの噴出した時代は洪積世前期であろう。十勝熔結凝灰岩は不整合的に≒いわゆる帯広層≒で覆われている。古期洪積世の礫層であろう。

東新内河段丘にはじまる一連の段丘は洪積世中期より後期にわたるものである。

日高累層群

この地域の基盤は黒色粘板岩、シルト岩、砂岩およびそれらの互層より成る日高累層群で構成されている。日高累層群は褶曲し断層によっていちじるしく変位していると考えられるが、火屑流によるひろい被覆と地層中に顕著な鍵層を缺くために詳細な構造、構成は十分明らかでない。

北に隣接する十勝川上流図幅では日高累層群は下部よりニベソツ層、十勝パンケ層、十勝ベンケ層、およびチカベツ層に四分されており、これらの分布する中間には剪断作用あるいは変質作用を蒙った岩帯が発達している。

この図幅域にはこれら各層や岩帯が認められており十勝川上流図幅の分帯に従ってのべることにする。

1 ニベソツ層

ニベソツ層は主に黒色粘板岩、シルト岩より構成され、部分的に砂岩との互層また薄い輝緑凝灰岩、枕状熔岩、珪質岩層が介在している。本層は図幅域では東西両側すなわち東側ではピンカチナイ山の周縁や十勝川に沿い、西側では佐幌川、パンケニコロ川上流域にかけて、それぞれ南北に分布している。

図幅東側のニベソツ層は複雑な構造を示している。岩松ダム付近では黒色粘板岩、シルト岩の走向は南北性で急立している。中土場発電所の上流部やオソウシ川上流では走向は北東にむいており、これらの単位は断層で境いされている。パンケキナウシ合流以北では走向は北東性であるが傾斜はゆるく、ゆるい褶曲が示されている。

図幅西側のニベソツ層は走向は北東をさし比較的単純な褶曲をあらわしている。パンケニコロ川上流には千枚岩よう岩石も知られているが連続関係は不明である。この単純褶曲を示すものに対し、後述する上部層との境界に北北東に走る輝緑凝灰岩の薄層をはさむ破碎された粘板岩が約2km幅の帯をなして追跡される。この破碎帯の内部では地層の走向、傾斜は不安定で永続性がない。隣接図幅の顕著な剪断帯に関連するものと考えられる。ニベソツ層は花こう岩、はんれい岩などの火成岩類によって

貫かれている。これらの火成岩類はニベソツ層の分布域内に限って認められる。

2 十勝パンケ層

十勝パンケ層はシルト岩、粘板岩およびそれらと砂岩との互層から成りたっており、図幅の東西両側に分布するニベソツ層の中間に断層にて区切られ幅広く発達している。本層は構造上二分できる。東側のものは南北ないし北北東の走向をもち東に急斜している。これに対し西側のものは走向、傾斜は場所により異り、北東に走る攪乱帯をつくっているようである。この攪乱帯は十勝川上流図幅の変質帯の延長に当たるが、ここでは曹長石化作用や珪化作用は認められない。

3 十勝ペンケ層

ペンケニコロ川、ボンニコロ川にかけペンケ山（796.6m）を中心に灰緑色の硬砂岩が発達している。このような砂岩は十勝ペンケ層の特徴とされているが、本図幅地域内では発達は局限されており、くわしくは不明である。

4 チカベツ層

ペンケニコロ川上流部にはニベソツ層および十勝パンケ層と断層関係で接する頁岩層が認められる。この頁岩は先にのべた粘板岩とは非常に異なる軟質の岩石で、隣接図幅のチカベツ層の一部に該当するものである。本層は日高累層群にいちおう含まれているが、白垂系の疑いがあるといわれている。

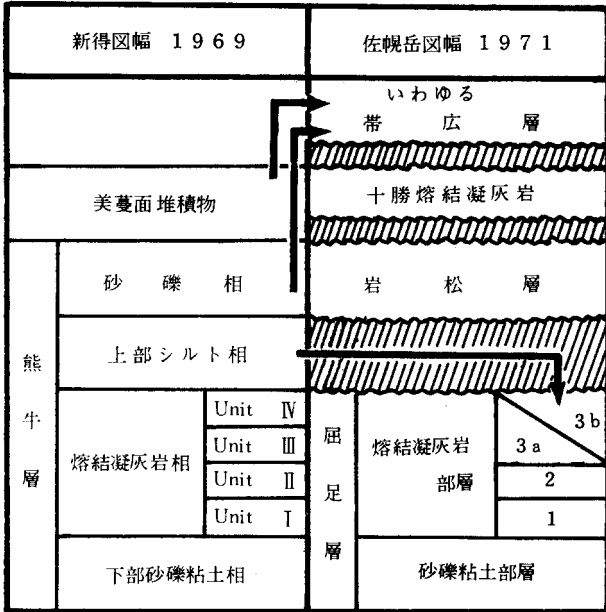
屈 足 層

この図幅で屈足層に含めるものは、美蔓台地の基盤を構成する主に熔結凝灰岩および凝灰岩より成る堆積物である。この大半は新得図幅内に分布し一部が図幅内オソウシ川、ペンケナイ川やペンケニコロ川にそい認められる。

本層は新得図幅では熊牛層とされており、標式地は屈足26号対岸の十勝川大露頭である。国府谷らは新得図幅で熊牛層を第2表のように分けている。本図幅では第2表右欄のように熊牛層から、その最上部の砂礫相をのぞき、上部シルト相を熔結凝灰岩相の上部構成員として並置し、再定義し屈足層と新たによぶことにした。

屈足層の標式地も屈足26号露頭であるが、新得図幅内の屈足上然別道路切り割り、屈足32号対岸の沢、同34号対岸の沢および同27号対岸の沢などの観察も参考にし層準を決定した。

第 2 表

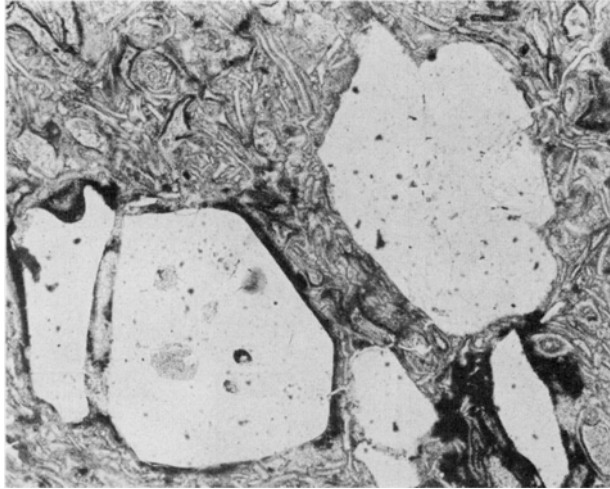


屈足層の下部は砂礫部層である。この部層は佐幌岳図幅内では認められないが、岩松でのボーリング資料で存在が確かめられている（新得図幅）。この砂礫部層を整合的におおい熔結凝灰岩部層が発達する。本部層は下部より部層 1, 2 および 3 に分けられる。

熔結凝灰岩部層 1（流下軽石質凝灰岩層）は灰白色の凝灰岩層で、絹糸光沢をもつ径 20～100cm の軽石塊を多量に含んでいる。熔結の度合いは本部層のなかではもっとも強く、岩松付近、パンケニコロ川下流では粗い節理が発達している。ペンケナイ川二岐やオソウシ川では日高累層群を直接おおい、パーライト状岩あるいは流紋岩質岩石が発達している。熔結凝灰岩部層 1 の上部には粗大な軽石の集中する 1～3m のやや不規則な層がみられ火山灰砂層が伴われる。

熔結凝灰岩部層 1 の主体は流紋岩ないし石英安山岩質熔結凝灰岩である。斑晶斜長石 > 石英 > 黒雲母。

斜長石は碎片状または熔蝕された大形結晶（5mm）で An60～50 程度ものが多い。



第1図 流紋岩質熔結凝灰岩
(屈足層熔結凝灰岩部)
基質のガラス片に特徴が認められる

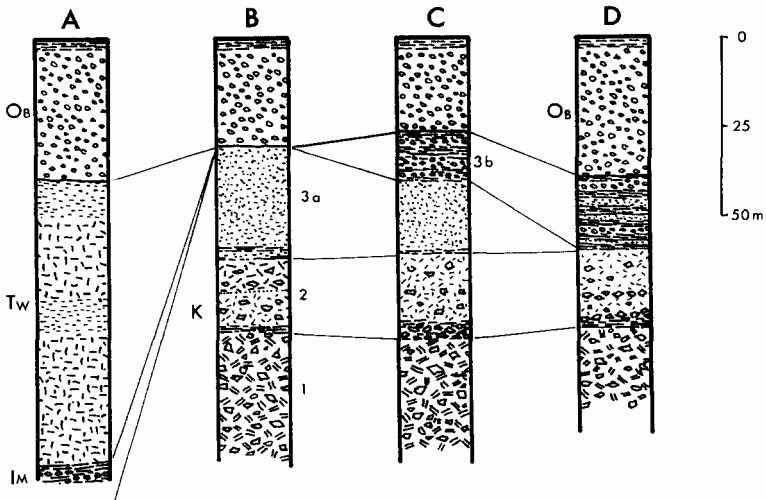
累帯は明らかで、周縁に0.05mm程のガラス縁が生じている。石英は3~2mm、熔蝕されており、ガラス縁が認められる。黒雲母は淡褐色の葉片状結晶で、きわめて稀に濃褐色部が残存する。角閃石(緑色種)、単斜輝石は少量ずつ含まれている。基質は軽石細片に富んでいる。そのガラス片は圧迫されているのみで完全に熔結されていない。軽石塊もやや圧縮されているだけである。

オソウシ川、ペンケナイ川には日高累層群の直上にうす紫色の熔岩状岩が層状のパーライトを伴い発達している。この岩石は斜長石、石英の斑状結晶をもつのみで、有色鉱物はない。熔結度は完全であって、流理状構造が顕著である。扁平な空隙が配列するものもみられる。ペンケナイ川ではこの岩石の上部をおおい桃色の弱く熔結した凝灰岩(屈足層熔結凝灰岩部層2)が発達している。

部層2は淡い桃色を呈する細粒の軽石、火山灰の均質な層で、1~数cmの細角礫状の粘板岩、安山岩の破片が含まれる。屈足32号対岸の沢では約10mの比較的緻密に熔結した部分が部層の上部をしめて認められる。ペンケナイ川などではこの部層がひろく分布する。26号の露頭ではこの熔結部は認められず、屈足-自然別道路では軟質になり微弱な層理や軽石層も発達する。すなわち下流部に向かい熔結性を失う傾

向がある。

部層3はサーモンピンクの色調の均質な火山灰層である。細粒の岩片は含まれる。32号対岸の沢では層厚は約30m、26号露頭では層厚約20mに減ずるが、その上部には浮石、礫をまじえる火山砂、粘土層より成る約10mの層が発達する。上然別道路切り割りにおいては、火山灰より成る部分は失われ、層厚約20mの火山砂、同質粘土層が礫、軽石を伴って分布している。この基部には泥炭の薄層も認められる。この火山砂、粘土層は新得図幅の上部シルト岩相に当るものであるが、部層3の同時異相的堆積物と考えられる。美蔓台地での屈足層の層序は第2図に示す。



第2図 美蔓台地における屈足層の柱状断面図

- A 屈足34号対岸（熊の沢） C 屈足27号対岸
B 屈足32号対岸 D 屈足 - 上然別道路
K 屈足層 1 流紋岩質熔結凝灰岩
 2 淡桃色軽石・火山灰層、一部に熔結部がある
 3 a サーモンピンク火山灰層
 3 b 火山灰、粘土、砂礫層
- I_M 岩松層
T_W 十勝熔結凝灰岩
O_B いわゆる帯広層

A - B - C - D面は台地面すなわち標高320mである。

岩 松 層

岩松層は屈足層の顕著な削ハク凹所を埋める砂礫，粘土より成る堆積物である。標式地は岩松付近，オソウシ川中流域である。本層は局部的に岩相や層厚がいちじるしく異なっている。

岩松発電所対岸では，岩松層の下部は厚さ40m以上の浮石まじりの礫層，上部はピンク色の火山灰，砂層を介する粘土層（厚さ20m）で，流紋岩質熔結凝灰岩（十勝熔結凝灰岩）におおわれている。岩松市街地近くでは屈足層の熔結凝灰岩部層1を凝灰質シルト，砂層にはじまり礫層に移化する岩松層が不整合的におおっており，その上部には十勝熔結凝灰岩が不整合的に被覆している。オソウシ川中流域一帯には十勝熔結凝灰岩の下部に凝灰質シルト・粘土あるいは砂礫と所により岩相の異なる岩松層が認められる。

このように岩松層と十勝熔結凝灰岩とはいちじるしい不整合をもって接している。この不整合の境界面は岩松発電所対岸では標高300mであるが，約3km下流の屈足34号対岸の沢（新得図幅）では200mに下降し，この不規則な境界面に粘土質の岩松層の一部が，下底の屈足層との間を埋め認められる（第2図A参照）。

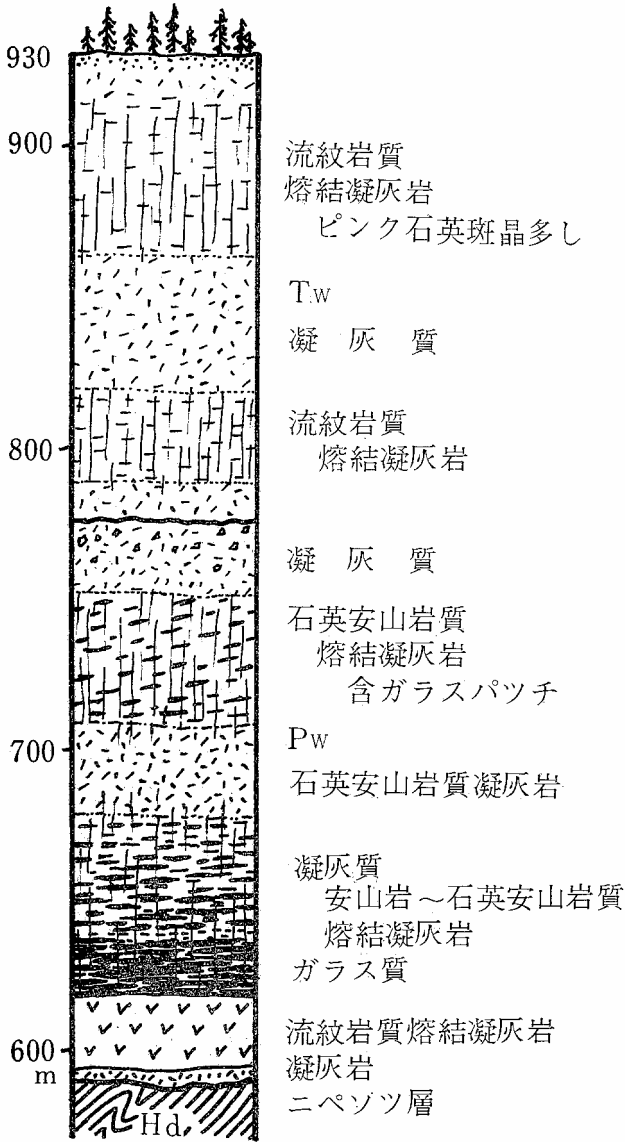
パンケニコロ熔結凝灰岩

パンケニコロ熔結凝灰岩はパンケニコロ川，ボンニコロ川，ベンケニコロ川の上流部などで台地面をつくる十勝熔結凝灰岩の直下に発達する顕著な熔結凝灰岩である。

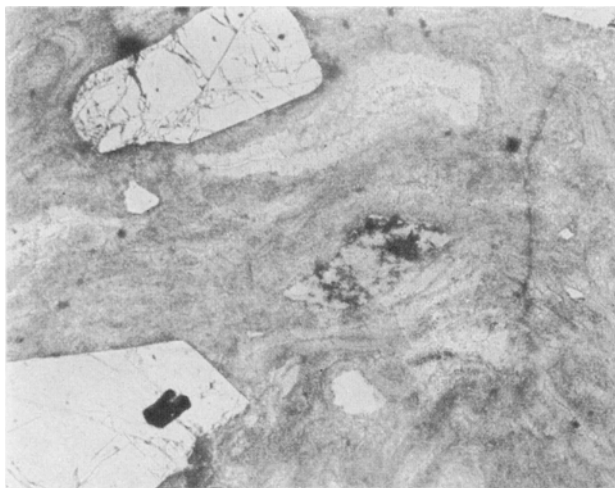
この岩層は三つの部層に分けられる（第3図）。最下部層はパンケニコロ川では層厚30mの降下噴出物層，流紋岩質熔結凝灰岩である。しかしこの最下部層はボンニコロ川やベンケニコロ川などでは認められず，つぎの部層が下底部を占めている。下部層（90m）はガラス質の安山岩質熔結凝灰岩および同質噴出物層より成りたつ。上部層は石英安山岩質熔結凝灰岩とそれをおおう同質または流紋岩質の凝灰岩層から構成されている。これらいずれの層にも層理は認められない。

最下部層の流紋岩質熔結凝灰岩は有色鉱物を含まない熔結の進んだ熔岩状の外観を示している。

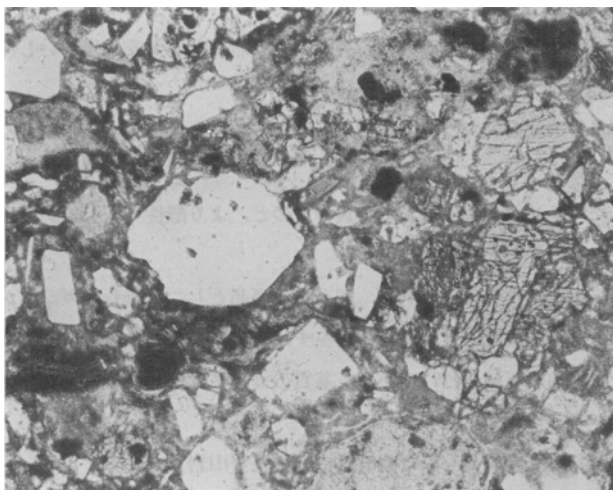
斑晶は径5～1mmの熔蝕された石英を主とし，斜長石が若干伴われる。石基部は黄褐色ガラス質で軽石が圧迫され熔結し，流理のような構造をしめす。球顆は多量



第3図 バンケニコロ熔結凝灰岩，十勝熔結凝灰岩柱
状断面 (バンケニコロ川上流)



第4図 パンケニコロ熔結凝灰岩
下底部の流紋岩質部。有色鉱物はない。



第5図 パンケニコロ熔結凝灰岩
石英安山岩質である。基質は不透明なガラスである。
有色鉱物。単斜輝石。

に含有されている。

岩質上この熔結凝灰岩は屈足層基底の熔岩状またはパーライト質流紋岩質熔結凝灰岩に似ているが、岩石帯磁方位測定によれば屈足層中のもは磁化方位は西偏しており、それに対し本岩石の磁化方位は東偏しており区別される（橋本他，1968）。

下部層の安山岩質熔結凝灰岩は暗灰色で、下部はとくにガラス層やレンズが多量含まれている。上部は約30mの凝灰岩質層で構成されており、整合的に石英安山岩質熔結凝灰岩におおわれている。

熔結の進んだ下部層の鏡下での特徴は次のようである。斑晶は虫くい状に熔蝕された基性斜長石で、石英も少量伴われている。有色鉱物は角閃石、単斜輝石、紫蘇輝石が主要なものであるが、黒雲母も僅か認められる。以上の斑晶は流理状構造の顕著なガラスで埋められている。

ガラス質の熔結凝灰岩の間には熔結は進んでいるが、凝灰質部分の層が介在している。一般に凝灰質部分は石英や黒雲母の斑晶が大形で、量も増えている。

安山岩質熔結凝灰岩は石英安山岩質凝灰岩層によっておおわれる。この凝灰岩層は30mの層厚を示し、細かな火山岩片や粘板岩片が含有される。北にきわめて緩く傾く層状構造を微かに認めることができる。

パンケニコロ熔結凝灰岩上部層は石英安山岩質岩石と石英安山岩ないし流紋岩質凝灰岩層からつくられている。

石英安山岩質熔結凝灰岩は薄い層またはパッチのガラス部をもつ、かなり熔結した灰色の岩石である。

熔結したガラス部の組成は安山岩質のものと、より酸性で石英安山岩ないし流紋岩質のものとが混在している。

安山岩質の層は斜長石、角閃石、輝石類を斑晶とし、汚濁したガラスが埋めている。石英安山岩～流紋岩質のガラスパッチは短冊状斜長石、石英、黒雲母が主たる斑晶で少量の角閃石が伴われている。基質のガラスは透明でパーライト構造が認められる。

ガラス層間を充填するものは凝灰質で、石英安山岩質である。

これらパンケニコロ熔結凝灰岩は十勝川上流図幅内にひろく分布している。シー十勝川標高700m地点ではトノカリ凝灰質泥岩層を被覆している。ここでは十勝熔結凝灰岩は欠除しており、河段丘礫が直接上部にのっている。酒匂らはこの事実に基づ

第3表 熔結凝灰岩の帯磁方向

		試料番号	伏角	偏角	
屈	1	1~ 3	53	323	5.6
		6~ 12	61	345	4.6
足 層	2	4~ 5	55	328	3.7
		新得 18~ 19	53	343	6.0
		然別 20~ 22	52	313	6.0
パンケニコロ 熔結凝灰岩	基 底	18~ 21	57	13	3.0
		24~ 27	61	60	5.6
	上 部	103~104	-78	37	7.6
		100~102 106	-82	121	5.1
十 勝 熔 結 凝 灰 岩		13~ 17	Anomalous		
		22~ 23	Anomalous		
		美瑛 23~ 24	57	15	3.0
		美瑛 25~ 27	56	19	6.4
		美瑛 28~ 30	56	11	2.0

屈足層の凝灰岩の帯磁方向は伏角50~60°N 西偏している。

これに対しパンケニコロ凝灰岩基底のものは東偏する。パンケニコロ上部凝灰岩は伏角は逆転を示し、偏角も異なる。十勝熔結凝灰岩は熔結度の高い岩石であるにも拘らず、異常であって確たる磁化方位を示さない。

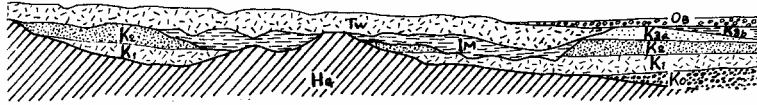
しかし美瑛周縁の一部の十勝熔結凝灰岩はパンケニコロ熔結凝灰岩基底の岩石と同じ方位をあらわしている。これらの産状岩質にも類似の点がある。

き、本熔結凝灰岩がチカベツ山などの平坦な流走面を形成するものと見なしている。しかし十勝熔結凝灰岩は此处ではたまたま削ハクされたもののようで、付近の標高800mの台地に残存しているらしい。パンケニコロ熔結凝灰岩に関し、とくに注意すべき点はその最下部の流紋岩質部分をのぞき岩石帯磁気方向が逆転を示す点である(第3表)。

十勝熔結凝灰岩

十勝熔結凝灰岩は流走面を形成し起伏を埋めてひろく分布する流紋岩質熔結凝灰岩

であり、すくなくとも二枚以上の冷却単位から成りたっている。パンケニコロ川上流では、パンケニコロ熔結凝灰岩をおおい全層厚150mに及び発達を示している。この熔結凝灰岩の分布南限は新得図幅内美蔓台地の屈足32号対岸の沢に達している。この熔結凝灰岩は屈足層上の不規則な侵蝕面に堆積した岩松層をさらに削りこんだ凹所を埋めており、≒いわゆる帯広層≒により不整合的におおわれている。



第6図 屈足層、岩松層、十勝熔結凝灰岩、いわゆる帯広層の関係模式図

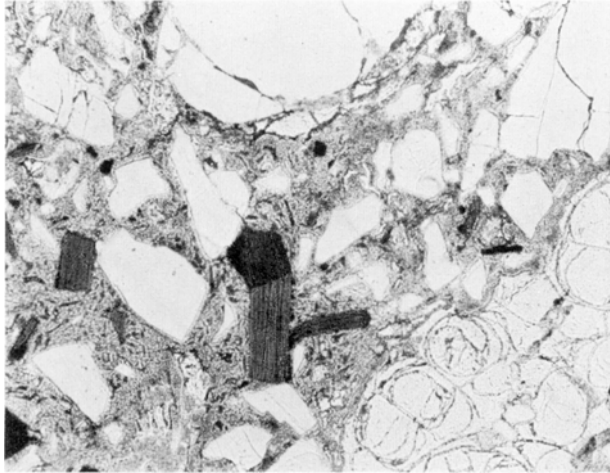
- | | |
|---------------------------------------|-----------------------------|
| O _B ：いわゆる帯広層 | H _G ：日高累層群 |
| T _W ：十勝熔結凝灰岩 | K _O ：下部砂礫層 |
| I _M ：岩松層 | K ₁₋₃ ：上部熔結凝灰岩部層 |
| K _O - K _{3b} ：屈足層 | |

第6図には十勝熔結凝灰岩、岩松層、屈足層および≒いわゆる帯広層≒の関係が模式的に示されている。

パンケニコロ川では下部に存在する熔結凝灰岩と整合しているように観察される。しかし本熔結凝灰岩分布の北東限、トムラウシ温泉道路では標高640～680mの間で二股熔結凝灰岩（鮮新統）をおおっている。これに対しパンケニコロ熔結凝灰岩はカムイサンケナイ川やユートムラウシ川では標高860～1,000mの台地をつくっていて、両者は不整合的關係を示している。

十勝熔結凝灰岩は淡灰色、やや粗ほうな岩石で、熔結部には粗い柱状の節理がある。斑晶の石英は淡桃色、径4～5mmの自形の大形結晶で、丸みを呈しまたは熔蝕されたものが多い。この石英斑晶は特徴的なものであるが、上部の層準ほど多量に含有されている。斜長石は半自形あるいは破片状を示す中性～酸性成分の結晶で累帯は顕著でない。パンケナイ川、パンケニコロ川下流部の岩石には長軸約1mmの曹長石自形結晶が含まれている。有色鉱物はチョコレート褐色の黒雲母が主なものである。屈足層の流紋岩質凝灰岩中の黒雲母とは外形、色調ともにはっきりと区別できる。

基質はガラス裂片のコンパクトな集合であるが、流理構造のような層状パーライトが含まれる。球顆がいちじるしく生じている部分もある。外来岩片も多量含まれて



第7図 十勝熔結凝灰岩
大形石英斑晶，破片状の斜長石，石英，板状
黒雲母，ガラス（パーライト状）のバッツ

いる。

いわゆる“帯広層”

図幅東南部，西上幌内の台地面上には十勝熔結凝灰岩をおおい厚い砂礫層が堆積しており，この砂礫層はオソウシ川に沿って発達する標高420～440mの河段丘に連なっている。この砂礫層は第2図および第6図に示したように十勝熔結凝灰岩を不整合におおうものである。

新得図幅ではこの砂礫層の上部を構成する一部は西上幌内台地面，すなわち美蔓面堆積物とされており，下部のものは熊牛層に含まれている。しかし本図幅では上記の事実から，この砂礫層を一括して以前に呼ばれていたように標式地の不明確な現況のまま，いわゆる“帯広層”として取り扱い，今後の検討にゆだねることとした。

東新内層（河段丘堆積物）

十勝川の主に右岸に沿って分布する標高360～320mの河段丘面をつくる砂礫層を東新内層とする。パンケ山の西方の上佐幌西基線の段丘は新得図幅においては美蔓面堆積物すなわちこの図幅でのいわゆる“帯広層”とされているが，すでに述べたよう

に東新内層とすべきである。東新内付近では段丘礫層の発達は顕著ではなく、風化した屈足層熔結凝灰岩部層をおおう細礫をまじえる粘土層となっている。

変 成 岩

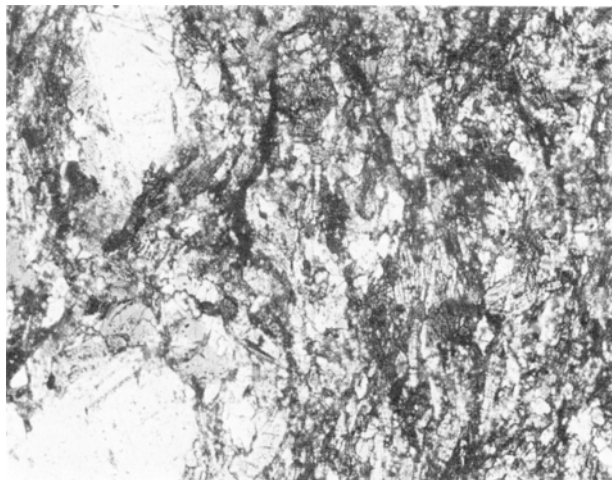
. 1 ホルンフェルス類

花こう岩体の周縁のニベソツ層はホルンフェルス化している。佐幌岳花こう岩体は岩体境界が熔結凝灰岩におおわれており、ホルンフェルスは佐幌川上流の小部分に認められるのみである。ここでは細粒の黒雲母ホルンフェルスが発達している。

ピシカチナイ花こう岩体周縁には幅300～500m幅にホルンフェルスが生じている。黒雲母ホルンフェルスが主なものであるが、北部には珪化作用が熱変成に伴われており、ピシカチナイ沢では紫蘇輝石 - 黒雲母ホルンフェルスが認められている。本岩体周縁では未変成域と変成域との境界は比較的判然としており、紫蘇輝石の産出は幅狭い変成域にもかかわらず観察されている。

. 2 角 閃 岩

パンケニコロ川上流にはニベソツ層の一部は片状を呈しており、角閃岩が介在している。パンケニコロ熔結凝灰岩の基底部に被覆される地点である。



第 8 図 角 閃 岩 パンケニコロ川上流
斜長石の残斑晶が認められる。

この角閃岩は残斑状構造を示し、輝緑ひん岩が母岩と考えられる。残晶は1mm程の汚濁した斜長石またはその集合である。

基質は細粒の粒状斜長石と0.1mm程度の粒状角閃石または0.5～10mmの柱状淡緑色角閃石がくみあっており、弱い片理をあらわしている。曹長石の細脈やプールの所々に発達している。

XI 火成岩類

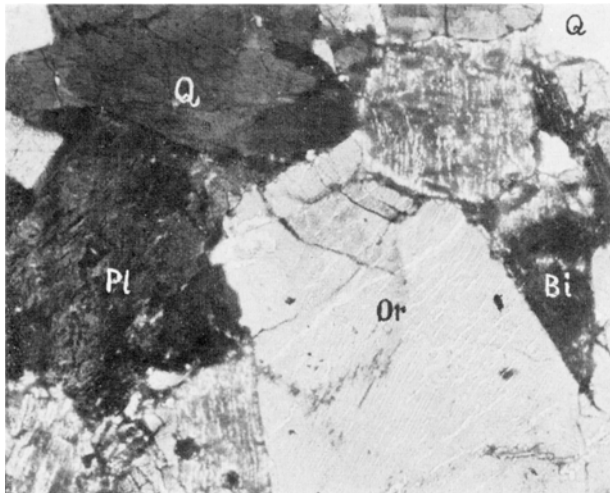
この地域の火成岩類はいずれも日高層群の下部をしめるニペソツ層の分布地内に貫入している。

XI.1 花こう岩

花こう岩には二つの主要な岩体が認められる。

佐幌岳花こう岩（黒雲母花こう岩）

佐幌岳一帯に発達する花こう岩は日高変成帯の東翼にみられるものの延長にあたる。岩体周縁部が熔結凝灰岩におおわれ、形態は明らかでないが、南南西 - 北北東に延びる岩体を構成しているらしい。本体より分岐した小岩体も伴われている。岩石は



第9図 佐幌岳花こう岩

Or : カリ長石 (パーサイト) Q : 石英 Pl : 斜長石
Bi : 黒雲母

比較的均質な中粒岩であるが、圧砕された部分も少なくない。

岩石は半自形粒状構造を示し、時にモルタル構造もなしている。

カリ長石 \geq 石英 \geq 斜長石 $>$ 黒雲母

カリ長石：パーサイト構造が認められ、他形～間隙充填の発達をする。時に1cm以上のプールを形成する。

石英：他形，間隙充填的である。

斜長石：長軸方向1mm半自形的，累帯は弱いかまたは缺ける。

黒雲母：0.5mm内外の片状結晶をなす。圧砕部では波状にうねり，緑泥石に変わっている。

ピシカチナイ花こう岩

ピシカチナイ花こう岩は佐幌岳花こう岩と岩体を構成する随伴岩石関係や特徴が異なっており，さらに周縁のニペソツ層に与える熱変成の性質も異なる。佐幌岳花こう岩のまわりには，黒雲母ホルンフェルスが生じているが，ピシカチナイ花こう岩の周縁では通常0.5kmの狭い変成域がみられるに過ぎない。しかしホルンフェルスは輝石ホルンフェルスであり，珪化帯も形成されることがある。

花こう岩体の本体は中粒黒雲母花こう閃緑岩である。岩体の周辺では斑岩のような細粒岩相や中細粒はんれい岩のバッチが不規則に含まれている。

黒雲母花こう閃緑岩

半自形～他形粒状構造。斜長石 $>$ 石英 $>$ 黒雲母 $>$ 角閃石 $>$ カリ長石。

斜長石：1～2mmの短冊状の結晶が多く，累帯構造，双晶は普通である。

石英：1～1.5mm不定形。

カリ長石：間隙充填的に発達し，散在するプール状集合をつくる。

角閃石：0.5～1mm，淡緑色半自形をしめす。周縁は黒雲母に置換されている。

黒雲母：0.5mm程度の板状結晶，X = 淡褐色，Z = 濃褐色。

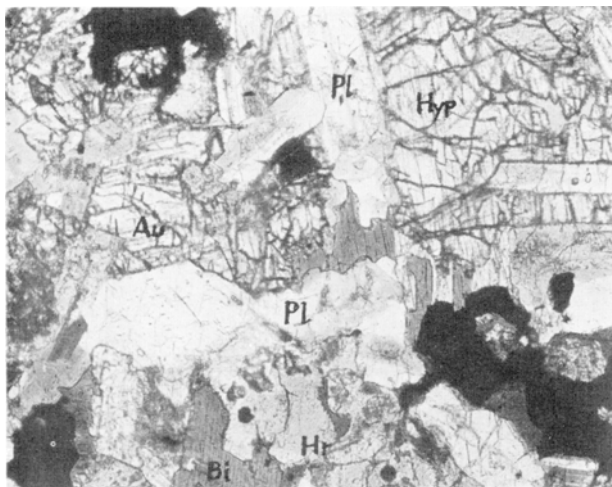
はんれい岩相（角閃石はんれい岩）

標式的なはんれい岩構造をしめす。

斜長石 $>$ 角閃石 $>$ 単斜輝石 $>$ 紫蘇輝石 $>$ 黒雲母。

斜長石：0.5～1.5mmの自形～半自形で，弱い累帯が発達する。

紫蘇輝石：1～2mm半自形的であるが，短冊状斜長石を包みこむものが多い。単斜輝石も包有する。周縁に僅かに角閃石，黒雲母を生じている。



第10図 ピシカチナイ花こう岩に伴われるはんれい岩質岩石
 Pl: 斜長石 Hyp: 斜方輝石 Au: 単斜輝石
 Hr: 角閃石 Bi: 黒雲母

単斜輝石: 褐色角閃石の内部に残存している。汚濁するものが多い。

角閃石: 褐色角閃石である。単斜輝石を置換し生長しており、斜長石も包みこんでポイキロプラスト状結晶をつくる。

黒雲母: 0.5~1mmの濃褐色板状結晶を成す。早期形成有色鉱物のまわりに集中する。

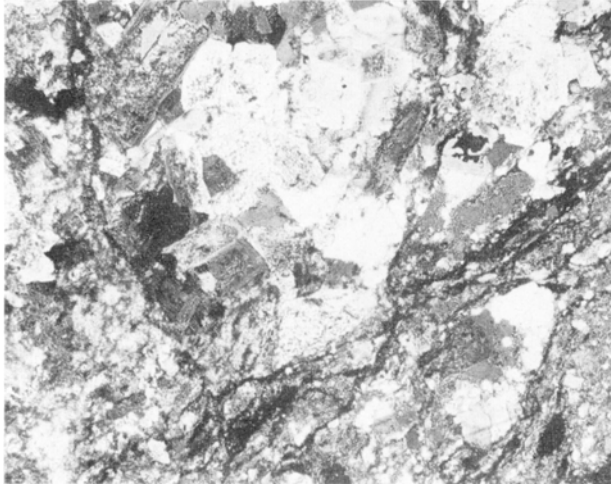
XI. 2 酸性脈岩類

角閃石, 黒雲母, 石英閃緑岩

この脈岩は岩松ダムの西南方に貫入している。脈岩全体が圧砕され、緑泥石が形成されていて暗緑色を呈している。鏡下では深成岩構造を示す石英閃緑岩であり、圧砕された薄層が多数認められる。

斜長石: 0.5~1mm短冊状、汚濁いちじるしく累帯構造はほとんど認められない。石英は間隙を埋め少量発達している。波動消光する。カリ長石も間隙を充填して僅かに存在する。有色鉱物は主に黒雲母であるが、緑泥石化するものが大半で、波状に彎曲している。角閃石は淡緑色種で少量含まれている。

グラノファシア



第11図 酸性脈岩（岩松ダム付近）
石英閃緑岩質岩石である。圧砕されており、滑り面に
緑泥石が生じている。

グラノファニアは十勝川中土場左岸，ピシカチナイ沢出会付近，オソウシ川上流部などに貫入している。いずれも有色鉱物をほとんど伴わぬ優白岩脈である。

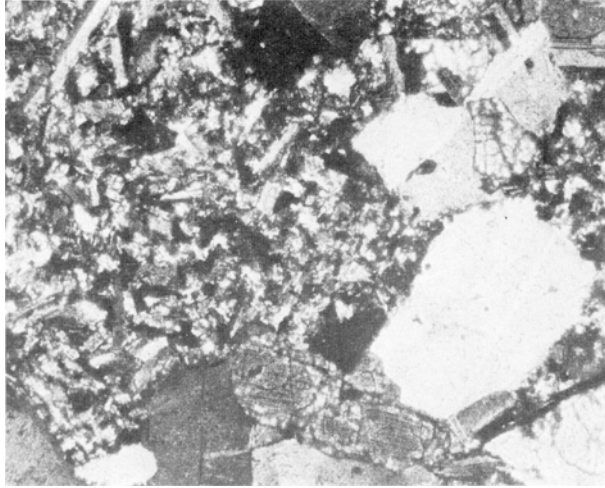
石英や斜長石は0.5～1mmの粒状結晶であり，結晶の外縁は石英およびカリ長石（？）微文象組成の石基に融合している。

ひん岩

ひん岩は中土場右岸にやや大きな貫入体を形成している。構成鉱物の上ではグラノファニアに比し塩基性であるが，石基部の構造は非常に類似する。

斑晶斜長石：0.5～2mmの自形結晶である。汚濁，分解いちじるしい。単斜輝石：緑泥石にほとんど全体が交代されている。

石基は微細な斜長石・緑泥石（輝石）の集合より成るが，球顆状に石英，長石の発達する部分が認められる。



第12図 ひ ん 岩

斜長石，単斜輝石の斑晶

斜長石，輝石（緑泥石）の集合する石基をしめす。

XI. 3 輝 緑 岩 類

この地域の輝緑岩類は岩質上二つの型に分けられる。

バリオライト（球顆）輝緑岩

この型の輝緑岩はパンケニコロ川中流部に岩床または熔岩として発達する。肉眼的に明瞭ではないがピロー状の構造が認められる。

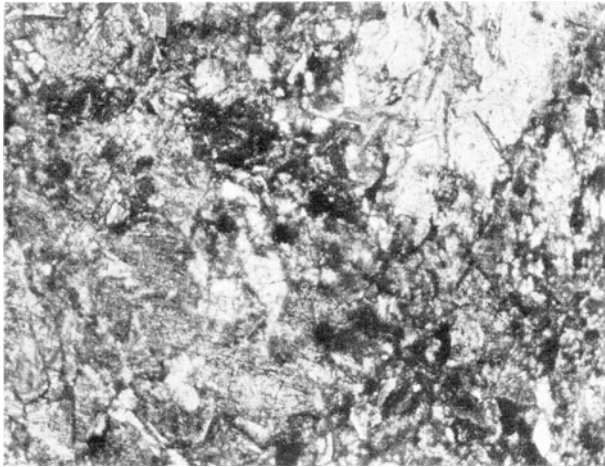
鏡下では細粒の基質のなかに微斑晶が観察される。微斑晶は0.3～1mmの斜長石柱状結晶であり，一定の配列もなく累帯もない。

基質はきわめて細かな柱状斜長石と微細の単斜輝石がくみあい間粒状構造を示すが，斜長石，輝石の球顆とが混在する。

輝 緑 岩

標式的なオフィティック構造の輝緑岩はパンケニコロ川中流などに広く分布している。この輝緑岩の斜長石はなかに1～5mm短冊状の斑晶をつくるが，普通は0.2～0.3mm内外の短冊状結晶であり，輝石の単晶の内部に包有されている。輝石は透輝石であり径2～5mmの比較的大形結晶をなし，それぞれ不規則な境界で接している。これらは多くの斜長石結晶を包みこんでいる。オソウシ川中流の輝緑岩は粗粒であ

り、はんれい岩質であるが、構造は上述の輝緑岩と異なる。



第13図 輝 緑 岩 (オソウシ川)
オフィティック構造をしめす岩種である。

XII 熔結凝灰岩類について

この図幅地域に発達する熔結凝灰岩類はすでにのべたように下部より屈足層熔結凝灰岩部層、パンケニコロ熔結凝灰岩および十勝熔結凝灰岩であり、それぞれは不整合をもって接している。しかしこれらの各岩層は岩質の類似することなどのために、今まではまちまちに取り扱われていた。新得図幅においての区分と本調査結果との相違する点はすでに指摘しておいた。十勝川上流図幅では下部より二股熔結凝灰岩、トムラウシ熔結凝灰岩、さらにトノカリ凝灰質泥岩層をはさみ下富良野熔結凝灰岩と区分され、最後のものは十勝熔結凝灰岩に対比されている。しかしこの点は前述したようにこの図幅のパンケニコロ熔結凝灰岩が「下富良野熔結凝灰岩」とされねばならない。

このようにするとトノカリ凝灰質泥岩層と岩松層、トムラウシ熔結凝灰岩あるいは二股熔結凝灰岩と本図幅の屈足層との関係が問題になる。パンケニコロ熔結凝灰岩と岩松層との直接の関係をこの図幅では観察できないが岩松層が下部を占める可能性が大きく、したがってトノカリ凝灰質泥岩と対比もできることになる。しかしトノカリ凝灰質泥岩層はかなり広域的に、十勝岳・トムラウシ火山の下部に分布するのに対

し、岩松層は局所的かつ帯状に発達していて、堆積の環境はいちじるしく異なっている。今後の検討が必要である。

トムラウシ熔結凝灰岩ならびに二股熔結凝灰岩と、屈足層とは時代的には並置できるものようである。前の二つのものは噴出源に近い地域を占めており、岩脈に貫入されている。これに対し屈足層は水中での堆積相も含んでいて堆積の状態にいちじるしいへだたりがある。さらに詳細な調査研究が必要とされるのである。

本地域の熔結凝灰岩類の化学組成を次にしめす。

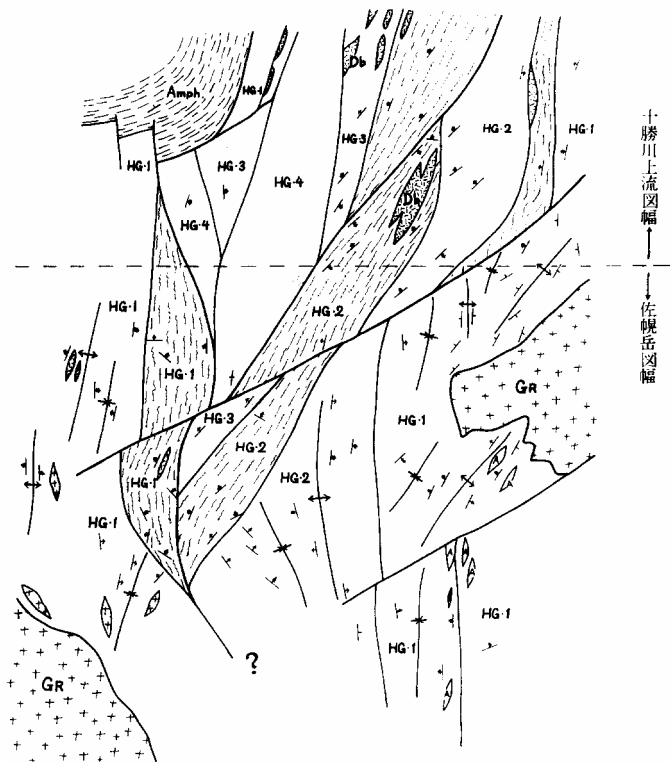
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	69.83	65.26	70.18	70.68	71.57	70.00
TiO ₂	0.46	1.94	0.50	0.24	0.29	0.15
Al ₂ O ₃	13.60	17.15	15.19	15.06	13.11	14.08
Fe ₂ O ₃	2.21	0.56	2.48	2.00	2.62	1.30
FeO	0.78	2.39	1.38	0.81	0.78	1.51
MnO	0.11	0.12	0.11	0.09	0.07	0.20
MgO	0.73	1.84	1.24	0.38	0.64	1.34
CaO	2.95	4.19	3.19	2.72	2.19	3.56
Na ₂ O	3.67	3.20	3.72	3.42	3.89	3.80
K ₂ O	2.97	2.00	2.35	2.50	3.39	2.30
P ₂ O ₅	0.78	0.10	0.06	0.09	0.06	0.20
H ₂ O(+)	1.37	0.97	0.03	0.50	0.60	} 2.12
H ₂ O(-)	0.34	0.23	0.35	0.66	0.42	
Total	99.80	99.95	100.78	99.15	99.63	100.5

- 1 屈足層熔結凝灰岩部層1 岩松付近
 2 パンケニコロ安山岩質熔結凝灰岩 パンケニコロ川
 3 パンケニコロ、石英安山岩質熔結凝灰岩 同上
 4 十勝熔結凝灰岩 パンケニコロ川源流 分析者 橋本誠二
 5 十勝熔結凝灰岩 (十勝岳図幅)
 6 " (")

XIII 地質構造

この図幅域での日高累層群の露出は良好でないが、隣接図幅を参照し以下のように考察できる(第14図)。

ニベツ層 (HG-1) は地域の両側を占め、ほぼ南北に帯状に分布しており、日高累層群上位の地層とは北北東 - 南南西走向の断層で接している。本層自体はその帯状域のなかで東にふれた走向と比較的に単純な褶曲を示している。この構造は西側に分布する日高変成帯の延長部に当たる花こう岩体に対しいちじるしく斜交している。



第14図 構造図

- HG-1: ニベツ層 $\vee < 20^\circ$
- HG-2: 上勝バンケ層 $\vee 20^\circ < 40^\circ$
- HG-3: 上勝バンケ層 $\vee > 40^\circ$
- HG-4: チカベツ層

十勝パンケ層 (HG - 2), 十勝ベンケ層 (HG - 3), チカベツ層 (HG - 4) はニベソツ層の中間に向斜を形成しているが, その向斜は剪断帯, 断層のために複雑な形となり相互の間にいちじるしい変位運動のあったのがわかる。

日高累層群の一部は剪断をうけている。すなわち西側のニベソツ層の一部は剝理をおび複雑に褶曲しており, 伴われる断層によってニベソツ層とチカベツ層が直接するに至っている。十勝川上流域の角閃岩はこの変位によりもち上げられたものであろう。

十勝パンケ層内に発達する剪断帯は上記のものより東に偏する走向をしめす。北方域ではこの帯には顕著な変質作用がみられるが, ここでは剝理と複雑な褶曲を示すに止まり変質の程度は微かである。

本地域には比較的後期に北東 - 南西走向の断層が生じている。このうち注目すべきはピシカチナイ花こう岩体南東縁に沿うものである。花こう岩は本断層にそい圧砕され珪化され, シー然別川では花こう岩礫を含む礫岩, 粗粒アルコーズ砂岩質のシー然別層が岩体に接して発達している。本層の地質時代は明白ではないが, 第三紀に属する上支湧別層に対比されている。

参 考 文 献

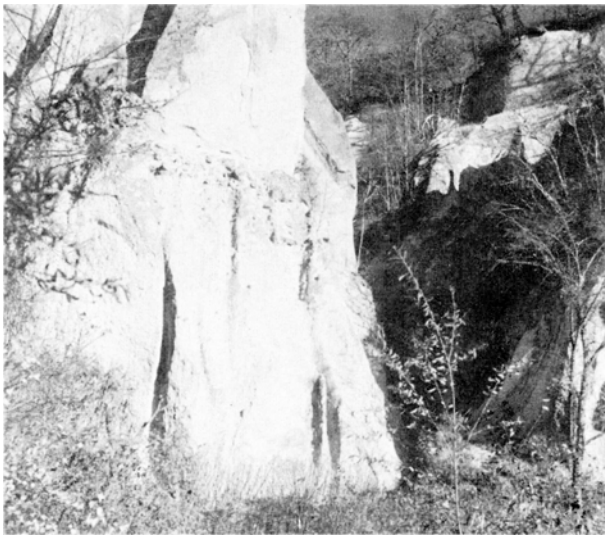
- 1) 酒匂純俊, 長谷川潔 (1957): 十勝川上流図幅, 北海道開発庁
- 2) 長谷川潔, 高橋俊正, 松井公平 (1961): 上支湧別図幅, 北海道開発庁
- 3) 酒匂純俊, 小山内熙, 松下勝秀, 金山詰祐 (1967): 落合図幅, 北海道開発庁
- 4) 小山内熙, 酒匂純俊, 松井公平, 松下勝秀 (1968): 西達布図幅, 北海道開発庁
- 5) 橋本誠二, 太田茂志, 藤原嘉樹 (1968): 北海道中央部佐幌岳付近に分布する火
灰岩類の古地磁気学的研究, 地球科学22巻 1号19~23頁
- 6) 国府谷盛明, 松井公平, 土屋 篁 (1969): 新得図幅, 北海道開発庁



佐幌岳図幅域遠望（狩勝峠より）
中央遠景，然別沼周縁の山岳，右方の台地美蔓台地



十勝熔結凝灰岩（パンケニコロ川）
柱状節理が特色である。



屈足層，熔結凝灰岩部層
写真中央の軽石層下部が部層 1
上部は部層 2 （屈足26号）

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

(Scale 1 : 50,000)

SAHORO-DAKE
(Kushiro-16)

By
Seiji HASHIMOTO

Résumé

The sheet map " Sahoro-dake " area is situated in the north-eastern portion of the Karikachi Pass, the northernmost of the Hidaka Range in Central Hokkaido .

The majority of the mapped area is covered by enormous flows of pyroclastic rocks and the basemental rocks are poorly cropped out beneath the flows and are exposed in areas of more or less high relief situated in southwestern and northeastern corners .

The stratigraphic sequence in this area is shown in the following table .

	Late	Terrace deposits
	Middle	So-called Obihiro Formation Tokachi Welded Tuff
Pleistocene	Older	Panke Nikoro Welded Tuff Iwamatsu Formation
		Welded Tuff
	Early	Kuttari Formation Lower Gravels

Cretaceous?		Chikabetsu Formation
⋮		Tokachi Panke F.
	Hidaka super Group	
		Tokachi Penke F.
Jurassic		Nipesotsu Formation

Hidaka super Group. Basemental formation in this area is composed of thick beds of slate, siltstone and sandstone, intercalated in someplaces with conglomerate and green rock. No fossil has been found. These are included in the Hidaka super Group, the geosynclinal deposits in the axial belt of Hokkaido, within which four formations are distinguished on the basis of the characteristics of sedimenets and of the structures as well as their extension to the neighbouring sheet map area.

Nipesotsu formation consists chiefly of black slate and sandstone and shows gentle folding in a main part. Granite intrusion are confined to be observed in this formation. Tokachi Panke formation is made up of alternation of sandstone and siltstone. And Tokachi Penke formation is composed of medium to coarse-grained sandstone. Chikabetsu formation comprises black shale beds which is suggested to be Cretaceous in age. The mutual relationship between these formations are not clearly obtained, however, a disposition of the formation reveals synclinal structure running NNE to SSW.

Distinct sheared zones are found in the Hidaka super Group; T hezone in the west runs N S direction in which irregular folding is observed together with shearing and the zone in the east has NE SW strike and is characterized by intense crushing, but no obvious alteration due to silicification or chloritization is found in contrast to the northern extension where such alteration being very prevalent.

Kuttari Formation lies unconformably upon the Hidaka super Group in the southern part of the area. This formation consists of

flatlying gravel beds, rhyolitic pumiceous welded tuff and volcanic pumice and ash beds which become more clayish to the upper and to the south.

Iwamatsu Formation being characterized by irregular deposition, occurs near Iwamatsu Lake in a narrow belt, the occurrence of which indicates that this was formed by the action of the Old Tokachi river cutting into the Kuttari Formation. Although no positive proof is obtained, it is presumed to lie below Panke Nikoro welded tuff.

Tokachi Welded Tuff is the one of the most extensive pyroclastic flows in Hokkaido and covers greater part of this area in which total thickness is about 180m in the northwest, whereas the thickness of the same flow is reduced to 40 to 70m in the southeastern margin. This welded tuff is of rhyolitic in composition and is characterized by the occurrence of large quartz phenocrysts. At least, two cooling units are observed throughout this area. In spite of the well welded appearance, the paleomagnetic property of the tuff shows no definite polarity except for normal orientation.

So-called Obihiro Formation lies unconformably upon Tokachi welded tuff, forming uppermost deposit of the Kumaushi plateau, east of the Tokachi River and extends along the river side as the higher river terrace deposit. This formation consists chiefly of gravel and sand, overlain by clayish deposit.

Igneous and Metamorphic Rocks

Granite. Two distinct bodies of granite are exposed in the Mt. Sahoro-dake area and Mt. Pishikachinai area. The Sahoro-dake granite which belongs to the rock of the Hidaka metamorphic belt, is medium to coarse-grained homogeneous biotite granite and forms a body stretching from north to south. Pishikachinai granite is medium-grained hornblende bearing biotite quartz diorite to granodiorite in composition and is incorporated with many gabbroic inclusions. This intrusion occurs in a direction extending NNE

to SSW, presumably continuous to Mt. Ishikari-dake granodiorite further to the north and is assumed here to belong to the another belt of granitic intrusion.

The dikes of granophyre and quartz diorite are observed to be associated with Pishikachinai granite. Diabase is also found in which type varies from variolitic diabase to normal diabase and gabbroic diabase.

Hornfels is formed around the granite bodies. It includes pyroxene hornfels and biotite hornfels. Amphibolite is locally observed at the upstream of Panke Nikoro river where it appears just beneath of the pyroclastic flow.

昭和 46 年 3 月 20 日 印刷

昭和 46 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

札幌市大通西 8 丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市大通西 8 丁目