

550. 85(084. 32) (524) [1: 50,000](083)

## 5 萬分の 1 地質図幅説明書

### 本 岐

(網走一第 58 号)

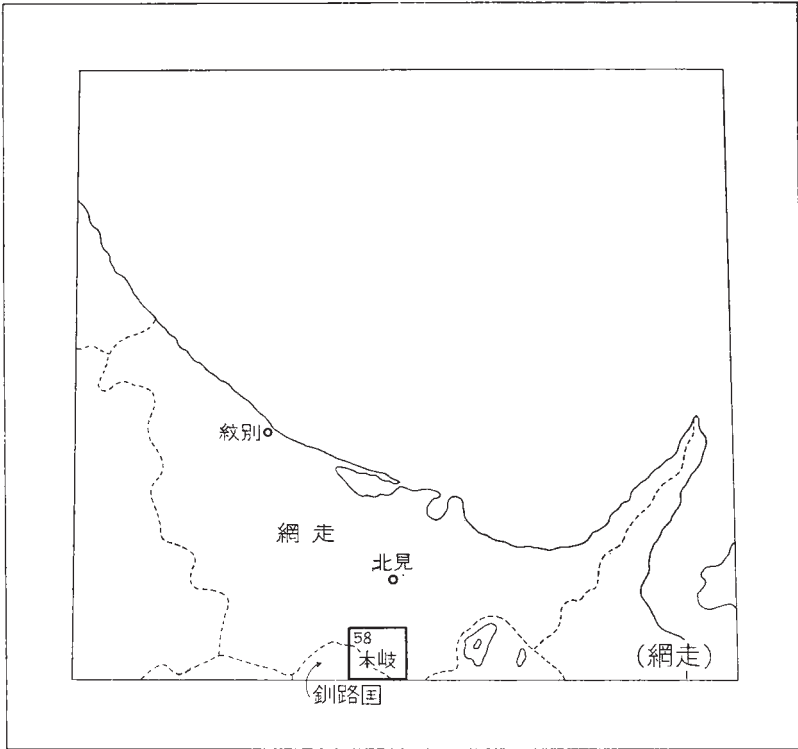
通商産業技官 山 口 昇 一

通商産業技官 沢 村 孝之助

地質調査所

昭和 40 年

位置図



( ) は 1 : 500,000 図幅名

## 目 次

I. 地 形 .....	1
II. 地 質 .....	3
II. 1 概 説 .....	3
II. 2 ジュラ系 .....	6
II. 3 古第三系 .....	9
陸別層 .....	9
II. 4 新第三系 .....	14
II. 4. 1 津別層群 .....	14
II. 4. 2 イユダニヌプリ山火山岩類 .....	29
II. 5 岩 脈 .....	30
II. 6 第四系 .....	30
II. 6. 1 木禽岳熔岩 .....	30
II. 6. 2 火山碎屑流堆積物 .....	31
II. 6. 3 河岸段丘堆積層 .....	35
II. 6. 4 沖積層 .....	35
II. 7 地質構造 .....	36
III. 応用地質 .....	37
III. 1 鈦産資源 .....	37
III. 2 地 沁 り .....	40
文 献 .....	41
Abstract .....	1



# 本 岐

(網走一第 58 号)

本図幅の野外調査は、1959年から1961年の3カ年に亘り、延180日をついやして行なわれた。

野外調査に当たっては、主として先第三系の分布する西半分を沢村が、また、新第三系の分布する東半分を山口が担当して行なった。さらに相生南方地域およびチミケップ川以北地域については、佐藤博之技官および石田正夫技官の協力を受けた。図幅地域から産した貝化石については、大山桂技官および水野篤行技官により、有孔虫化石は石田正夫技官により、植物化石については、北海道大学棚井敏雅助教授によりそれぞれ同定された。また、珪藻化石については沢村が同定した。

なお、野外調査に際しては現地町の町役場および営林署から多大の便宜をうけた。

## I . 地 形

本図幅地域は東部北海道のほぼ中央部に位置し、オホーツク海に注ぐ河川と太平洋に注ぐ河川とを分ける分水界となっている。分水嶺は図幅地域の南部を北西から南東へほぼ対角線状に走っている。

図幅地域は、その南東端に安山岩からなる小丘があって、それが海拔736mの最高点をなしているが、大部分はおおむね標高400mから600mの比較的標高差に乏しい山嶺からなっており、とくに500m前後の隆起準平原の跡と思われる稜線がよく発達している。その開析状況は、構成岩石により異なり、比較的硬い岩石からなるジュラ系の分布地域や、新第三系の安山岩および硬質頁岩の分布地域は、谷の刻みが狭くて深くV字谷を形成し峻嶒である。これに反して固結度の低い陸別層や新第三系の軟らかいシルト岩・砂質岩および第四系の軽石流などの分布する地域は、侵食されやす

いため谷が埋積されてなだらかな地ぼうを呈している。

また、本図幅地域の地形には地質構造の特徴が良く反映している。すなわち、図幅地域のほぼ中央を南北方向に走る二又断層は、図幅地域の地質を大きく2分する断層であって、これは橋本亘の北海道地質区分による“豊頃－北見帯”の基盤をなすジュラ系の東縁を画する断層に当たるもので、断層両側の岩相の差異が、地形上に明瞭に表われており、空中写真によっても容易にその存在を推測することができる。またこの断層の東側、すなわち、新第三系堆積岩の分布する地域には、地層の傾斜が緩傾斜で水平層に近い部分が多く、このような地域の山頂部には海拔400～500mの北方に向かい、緩く傾く台地状の平坦地が発達している。さらにチミケップ川下流およびケミチャップ川下流地域では左岸斜面がなだらかであるのに反し、右岸斜面が急峻である。これは右岸斜面が地層の傾斜に対して逆斜面であり、左岸斜面が地層の傾斜面となっているためである。また、新第三系分布地域には、いたるところに地入り地形が認められる。すなわち、チミケップ川流域の敬吉沢付近、沼沢付近および寿老の沢付近、ケミチャップ川流域の32線沢対岸付近、さらに網走川本流布川開拓付近などの地域に認められる。これらの地入り地形の大部分は古い地入りによりつくられたものである。

本図幅地域を流れる河川は、その水系から大きく3つに分けられ、これらは網走川水系の河川、陸別川水系の河川および常呂川水系の河川である。図幅地域の大部分は前2者の水系流域により占められている。網走川水系の河川は、図幅地域の東縁を南から北に流れる網走川本流と、それに合流するドロドロマップ沢・ケミチャップ川およびチミケップ川などの主流からなっている。本流およびドロドロマップ沢は新第三系分布地域を河川流域としているが、ケミチャップ川およびチミケップ川は新第三系分布地域を横切り、陸別層あるいは先第三系分布地域までを河川流域としている。新第三系分布地域では比較的小沢が少なく谷巾が狭いが、陸別層の分布地域では樹枝状に分岐し谷巾が広がっている。なお、チミケップ川上流二又断層の西側には周囲約6kmの細長いチミケップ湖がある。この湖の南方ケミチャップ川との稜線付近には河床堆積物が認められる。これはチミケップ湖が最初南方のケミチャップ川へ流れていたのが、後にチミケップ川に流れを変えたことを物語っているものと考えられる。網走川は以上の主要支流を集め北流して、オホーツク海に注いでいる。陸別川水系の河川は、その本流は南接図幅「上足寄」の北東部イユダニヌプリ山に源を発し、北

西方向へ支流を集めて流れ、上陸別付近で西方から南西方向に流路を変え、鹿山の沢・作集の沢・止若沢およびトリプシ沢などの支流を次々と合流し、図幅域外陸別市街付近で利別川に合流し、さらに十勝川に合流して太平洋に注いでいる。常呂川水系は、その河川流域がわずかに図幅地域北西隅にあり、支谷をあつめて北隣図幅地域内を北東方向に流れる常呂川に合流し、オホーツク海に注いでいる。

これらの河川で新第三系分布地域を流れるものには、小さな断層あるいは盤折れ状の背斜軸部を刻んでいるものが多く、谷の両側で地層の傾斜方向が異なる場合がしばしば見受けられる。また、沖積地はきわめて狭く、わずかに網走川本流、ケミチャップ川・チミケップ川および陸別川本流に農耕地となり得る平地が発達するにすぎない。新第三系地域の沖積地における堆積物はきわめて薄く、前述した河川の川床にはいたるところに露岩が認められる。しかし、古第三系陸別層の分布地域では、軟弱な陸別層が容易に風化崩壊するために、谷は深く埋積され、基盤の露出がきわめて不良である。

## Ⅱ．地 質

### Ⅱ．１ 概 説

本図幅地域はいわゆる“豊頃―北見帯”<sup>7)</sup>と呼ばれている地質構造区の中央北部に位置し、地質は、ジュラ紀と考えられる輝緑凝灰岩類・陸成古第三系陸別層・海成新第三系津別層群および第四系からなっている。これらについて伴っている火山岩類には、ジュラ系・新第三系下部および新第三系最上部から第四系にかけて顕著なものが認められる。次にこれらの地質層序関係を第1表に示す。

ジュラ系は“豊頃―北見帯”の基盤をなすもので、北はオホーツク海沿岸の常呂付近から、南は大平洋岸の豊頃丘陵まで、北北東―南南西方向に断続して分布する。輝緑凝灰岩を主とし、輝緑岩・チャート・頁岩・砂岩および石灰岩などからなる。その地質時代は明らかではないが、本図幅地域外の石灰岩からはいわゆる“鳥の巣型”の化石を産し、その岩相から空知統<sup>7)</sup>に対比され、ジュラ紀と考えられている。本図幅地域では二又断層の西側にのみ分布する。ブロック化しておりその構造は明らかでない

第1表 地質総括表

地質年代	地層名	記号	厚さ(m)	主要岩相	火成活動その他	化石類					
						貝化石	有孔虫石	珪藻			
第四紀	沖積層	a		礫・砂・泥・火山灰	阿寒カルデラ形成 ↑ 酸性安山岩質 安山岩質 酸性安山岩質						
	河川段丘堆積層	低位	t <sub>2</sub>	礫・砂							
		高位	t <sub>1</sub>	礫・砂・火山灰							
	火山礫積流	上部軽石流堆積物	pf						角閃石含有普通輝石紫蘇輝石石英安山岩質		
		増結凝灰岩	wt						ガラスに富む安山岩質増結凝灰岩		
		下部軽石流堆積物	pf						角閃石含有普通輝石紫蘇輝石石英安山岩質		
	木炭堆積層	kl		無斑晶安山岩							
新第三紀	イェダニスプリ山火山岩類	Iv		輝石安山岩質熔岩	玄武岩質安山岩岩質 塩基性安山岩質	噴出物 作用による断層運動 海棲貝化石 海棲有孔虫石					
新第三紀	津別層	シルト岩層	Tsi 150 ±	灰色凝灰質シルト岩・淡黄灰色凝灰岩 灰色細～中粒砂岩・珪藻土質シルト岩	海相						
		硬質頁岩層	Ths 50 ±	暗灰色板状硬質頁岩層・淡黄灰色凝灰岩・珪藻土質シルト岩							
		砂岩層	Tss 10 ±	凝灰質細～粗粒砂岩・凝灰岩・礫岩を含む							
	津別層群	板状硬質頁岩層	Th 0 ±	暗灰色板状硬質頁岩層							
		砂質シルト岩シルト岩互層	Tal 200 ±	灰色凝灰質硬質砂質シルト岩・凝灰質砂岩・硬質頁岩・シルト岩・凝灰岩							
		凝灰岩層	Tr 50 ±	酸性凝灰岩・粗粒砂岩							
		硬質頁岩層	Ts 150 ±	灰色～帯褐暗灰色のガラス質硬質頁岩・砂岩を伴う 雲母片・石英を含む帯緑灰色細～中粒砂岩							
	二又安山岩類	Fa		酸性安山岩質熔岩類							
古第三紀	陸別層	E Rc		帯褐灰色泥岩 帯緑灰色燧岩・砂岩・石炭・凝灰岩を伴う	削剥作用および断層運動 淡水相				淡水棲貝化石 植物化石および珪藻		
ジュラ紀		L Cs Sf Sc D		輝緑岩・輝緑凝灰岩・凝灰質砂岩・泥岩・チャート・石灰岩	長期におよぶ断層運動 閃緑岩岩脈 塩基性火成活動						



が、図幅の北部地域では、輝緑凝灰岩に富み、凝灰質細粒の堆積岩も多いが、南部地域では、むしろ輝緑岩が卓越している。

古第三系は、陸別層と呼ばれ、分布状況や古生物学的資料のないことなどから、新第三系の疑いのある時代未詳の第三系として取り扱われたこともあるが<sup>9)</sup>、包蔵する植物化石からは、従来のとおり<sup>2)</sup> 釧路炭田古第三系の周縁層とすべき地層である。ただし浦幌層群および音別層群のいずれに相当するものか否かはなお不明である。陸別層は南は足寄川支流螺湾川流域から本図幅地域まで南北に細長く分布し、さらに北方北見市東方地域にも分布し、前述のジュラ系を基盤として、常にこれに接して発達している。本図幅地域では、ジュラ系同様大部分が二又断層の西側に分布し、ジュラ系を不整合に被覆している。炭層を伴う陸成の粗粒堆積物からなり、中部に泥岩を挟みその堆積相から内湾あるいは内陸盆地に堆積した地層と考えられる。

新第三系は津別層群からなり、その基底部には酸性安山岩からなる二又安山岩類がみられるが、大部分は細粒堆積物を主とする海成の達媚層および津別層からなっている。火山活動は坊主山および飯場の沢を中心に活発であったことが、その分布および産状からうかがわれる。堆積岩からなる達媚層および津別層は、北方の常呂付近から緋牛内・美幌を経て本地域にまで広く分布する含油第三紀層として知られているもの一部に当たり、北方常呂・緋牛内地域ではジュラ系を直接不整合に被覆している。しかしいずれでもジュラ系の東側に限り発達し西側には分布せず、ジュラ系の東側に南北方向に形成された積成盆地に堆積した地層と考えられる。本図幅地域ではほとんどが泥質相からなり、わずかに津別層の基底に一堆積周期の初期を示す粗粒堆積物が認められるに過ぎない。また、達媚層および津別層中には火山碎屑物が下部から上部まで普遍的に挟有されるが、いずれも酸性で余り変化がない。この火山碎屑物は北部では発達が悪いが、南部に漸次厚くなる傾向がある。

新第三系堆積岩中には普遍的に海棲貝化石あるいは有孔虫化石が包蔵されるが、一般に冷水棲の属種が多く認められる。

津別層群の上位には、本図幅地域では第三紀末ないし第四紀の火山岩類が発達するが、東に接する上里図幅地域においては、その間に津別層群を不整合に覆って中新統上部と考えられる火山碎屑岩を主とする上里層群、さらに鮮新統上部の奥上里夾亜炭層が累重分布している。

その後第三紀から第四紀にかけて火山活動が活発となり、イウダニヌプリ山を構成する安山岩類が噴出し、引き続き、阿寒カルデラの北方外壁をつくる木禽岳熔岩や、阿寒カルデラ形成の要因となったと思われる火山砕屑堆積物が生じた。なお、網走川沿いには2段の河岸段丘堆積層が発達し、また、各主要河川流域には沖積層がみられる。

地質構造を概観すると、二又断層を境として、西部地域では断層構造が顕著であるのに反し、東部地域には緩傾斜褶曲構造が発達し、両者がきわめて対照的な地質構造を呈している。

二又断層は東部北海道における重要な断層の一つであって、その延長は北は常呂付近から南は本別地域まで連続し、ジュラ紀とされる中生層の東縁を限る断層で、これから東側にはジュラ系の分布がなく、釧路炭田の基盤をなす自壜系が分布している。

一方第三系は断層を界としてその発達状況を異にしてはいるが、両側に分布している。このことは二又断層がジュラ系と自壜系との境界をなすものであり、かつ、その主たる形成時期が、自壜系堆積後、第三系堆積前であって、その後、第三紀に入って断層の東側が相対的に大きく沈降し、第三系の堆積盆の形成発展に大きく影響を与えたことを物語るものであろう。したがって、本図幅地域で二又断層の東側には新第三系より古い地層はみられないが、新第三系の下位には古第三系および自壜系の伏在を推測することができる。

新第三系堆積後褶曲運動を主とする造構造運動があつて、現在みられるような、断層、褶曲構造が形成されたものであろう。

第1図は本図幅地域を中心とした周辺の地質図である。

## II. 2 ジュラ系

本地域の基盤をなすもので、二又断層の以西地域のみ分布し、古第三系の陸別層に不整合に覆われている。玄武岩質の海底火山活動に伴う堆積物である輝緑凝灰岩類を主とし、チャート・石灰岩薄層を挟んでいる。南隣、および西隣図幅地域内の石灰岩には、いわゆる“鳥の典型”の珊瑚類を含んでおり、また、北方サロマ湖図幅地域ではAucellaを産してジュラ紀とされる。

**輝緑岩** 暗緑色、緻密な岩石で、多角状の節理を示すことが多い。心部は塊状均質で

粗粒であるが、表層部には細かな気泡あるいは炭酸塩に埋められた空隙をもっている。

鏡下で見ると間粒構造を呈する玄武岩質のものとオフィチック構造をもつ粗粒玄武岩質のもの、まれには粗面岩様の安山岩がみられるが、ともに斜長石はことごとく曹長石化し、橄欖石は蛇紋石・鉄緑泥石あるいは炭酸塩化している。ときには緑簾石化により輝石も変質していることがある。なお、破碎されている例も少なくないが、南隣上足寄図幅地域内では著しく破碎され、玄武岩の構造を残す角礫の間には流理があり、緑泥石・緑簾石片岩様を呈している例が見られた。

玄武岩質のものは、熔岩流として生じたものと思われ、空隙に富む表層部をもつ例が多い。透輝石質輝石と緑泥石化した橄欖石、きわめてまれに斜長石を斑晶とし、石基は斜長石（曹長石化）・普通輝石・粒状の鉄鈹からなる。ときに石基に輝石の量の多いピクライト玄武岩質のものも存在する。

粗粒玄武岩質のものは、岩床として貫入したものと思われ、玄武岩質のものより粗粒であり、淡い赤褐色を呈するチタン質普通輝石、変質した橄欖石、曹長石化した斜長石および針状のチタン鉄鈹からなっている。

粗面岩質のものは、きわめて細粒で野外ではややガラス質の感を与える。岩脈として存するものであろう。しばしば赤鉄鈹に強く汚染されている。鏡下では流理構造を呈する羽毛状の斜長石（ことごとく曹長石化している）と少量の変質した細粒の輝石・鉄鈹からなる。

**輝緑凝灰岩**は暗緑色から黄灰色までの種々の色調を呈し、また粗粒のものからチャート質のきわめて細粒のものまで見られる。粗粒の凝灰角礫岩様ないし火山礫凝灰岩様を呈するものは図幅地域の西端部に分布し、下位の層準に多く、細粒の凝灰岩は上位を占めてそれより北東に分布する。

凝灰角礫岩様のものは風化しては凝灰岩と識別されないが、新鮮な面では角礫が認められる。通常輝緑岩に似た節理を示している。粗粒のものは図幅地域北西端、道路切割によく現われている。もともと粗粒のものは長径数10cmに及ぶガラス質凝灰岩の角礫、または不規則なレンズをシュリーレン状に含む。通常は数cm以下の緻密な、あるいはスコリア質の基性安山岩・玄武岩、ときには軽石片と粘板岩・珪岩などの水成岩類の角礫を含む。なお、緑色角閃石結晶片をしばしば含み、また陽起石・曹長石片岩礫が含まれることがある。

凝灰岩様のもは塊状であったり、または葉片状の剥理が良く発達しており、擾乱を蒙っていることが多い。したがって一般に緑泥石化、緑簾石化も粗粒岩より著しい。

**凝灰質頁岩**は塊状緻密で赤色を呈し、厚さ数mに及ぶ場合にも層理はまったく認められない。凝灰岩などに較べても軟弱である。チャートに伴っており、ラジオリリアを含有している。

**チャート**は通常板状を呈し、赤色を呈するものにはマンガン鉱を伴うことが多い。輝緑凝灰岩に接しては青色あるいは白色を呈し塊状となっている。

**石灰岩**は無層理塊状均質で、図幅地域北西隅には径数10mに及ぶレンズもみられるが、他ではことごとく数m以下の小レンズにすぎない。化石を含むことはきわめてまれで、二又奥で保存不良のものをみだしたに過ぎない。

**構造** 多くの断層に切られて地塊化し、地塊内では向斜構造を呈しているが、全般的には西から東に向かって上位の地層が現われるものようである。なお、輝緑岩は北より南にその量を増し、南に活動中心のあったことを示している。断層のうち、図幅地域北西隅にみられるNE-SW性の断層と、N-S性の二又断層とは規模の大きなものであって、前者に近いところでは地層はN-S性の、また後者に近い地塊ではE-W性の走向を呈し、北見市周辺でみられる輝緑凝灰岩のNE-SW性の構造を乱している。

**閃緑岩** 図幅地域の南西部、中陸別部落の北北西約5.5kmでトリブシ沢に注ぐ小沢に、比高4mの小丘があり、その一部に露われている。この付近10m以内には青色または赤色の凝灰岩・粗粒凝灰岩などが現われているが、これらとの直接の関係はみられない。輝緑凝灰岩類の活動末期に生じたものと考えられるきわめて小規模なアルカリ質の貫入岩体である。青黒色を呈する堅硬な粗粒岩で、不規則な節理をもっている。

鏡下では、ほぼ自形を呈する長径3mmの斜長石・普通輝石からなる粗粒完晶質の岩石であるが、一部にはオフィテック組織もみられ、また0.5mm前後の長石・エジル質輝石の集合部が不規則なレンズ状をつくるなど、やや浅いところに貫入した状況を示している。

本岩は変質がやや著しく、ゾイサイト脈、炭酸塩細脈が生じており、曹長石化も激しく、また微細な複屈折の低い緑泥石が一面に生じ、そのほか緑簾石、複屈折および

多色性の強い緑泥石もまた少量ではあるが散在している。

初成鉱物としては斜長石・カリ曹長石・普通輝石・エジル質輝石・チタン鉄鉱・燐灰石がみられる。斜長石は累帯構造は残存するがほとんど曹長石化し、また、緑泥石を生じている。カリ曹長石は斜長石同様3mm前後の短柱状を呈し、特有の消光を示すが、その量は斜長石に較べ少量である。普通輝石は多くは3mm前後の自形を呈するが、淡桃色～淡緑色の多色性を示し、ややアルカリ質のものと考えられ、一部は多色性の強いエジル質輝石に漸変している。これはまた長径0.5～1mmの長針状結晶として散在している。チタン鉄鉱は、1.5mm前後の大型のもので、やや多量に存在し、ときに普通輝石結晶内に数個包含されていることもある。常に成長途上の骸晶としてみられ、完全な結晶はない。燐灰石は小型の長柱状を呈する。なお、微細な鱗片状緑泥石が集合して2mm前後の斑紋状を呈し、これはあるいは橄欖石を置換えたものと考えられる。

## II. 3 古第三系

古第三系は図幅地域の南西部に、ジュラ系を不整合に覆って広く分布する陸別層からなる。

### 陸別層

本層は山田正行<sup>9)</sup>により陸別夾炭層と呼ばれ、釧路炭田古第三系音別層群の北方周縁相と考えられた地層に当たる。後に三谷勝利・他<sup>9) 12)</sup>により、陸別層に古生物学的資料がないのと、その分布および岩相とから釧路炭田古第三系と区別し、時代未詳の第三紀層として取り扱われた。本図幅においては、後に述べるように、みいだされた植物化石によって古第三紀に属するものであることが明らかとなった。本層は図幅の南西部地域二又断層の西側に広く分布し、その標式地は陸別市街付近である。ジュラ系を基盤とし、その関係は大局的には不整合関係にあるが、局地的に断層関係で接している地域もある。中陸別付近「道々」切割の作集寄りの地点で観察されるところでは厚さ4mの石灰岩と陸別層の層理のある角礫岩とが接して、ここでは不整合関係が明瞭であるが、この南では輝緑凝灰岩が破碎されてブロック化している部分と、輝緑凝灰岩の角礫を主とし、多少層理のわかる陸別層の角礫岩とが接し、ここでは断層関係にあるものと思われるが、岩質は漸移して、的確に断層の位置を知るのが困難である。

四号沢や域外南方土井沢の観察では、不整合下に見られるジュラ系が破碎され、角礫状化している場合が多く、さらにそれが褐鉄鉱などによって再固結している部分もあり、陸別層の下部には角礫岩の発達するのが普通であるため、本層とジュラ系との境界を識別するのはむずかしい。

これは陸別層堆積前の風化により基盤が角礫状を呈していたものが、侵食されることなく陸別層に覆われたことを示すものと考えられる。

上位新第三系との累重関係はほとんど常に断層で接しているため明らかでないが、上陸別八号沢入口東方において、かつて上陸別炭砒が、探鉱坑道を掘さくした時の状況から判断して、不整合関係にあるものと推察される<sup>注1)</sup>。

本層はその構成岩石である礫岩・砂岩が、基盤から直接由来した角礫・円礫および砂粒により構成され、かつ分級作用が悪く現地性堆積層の様相が強いと、石炭層あるいは淡水棲の貝化石などを含むなどのことから、内湾あるいは内陸盆地に形成された堆積盆を埋めた汽水～淡水性の堆積層と考えられる。本層はその岩相の特徴から礫岩層と泥岩層とに2分される。泥岩層はほぼ中位を占めて陸別層が一堆積輪廻を形成するものごとくであるが、上下の礫岩に顕著な差はなく、また岩相変化が著しいので泥岩層も必ずしも一層準を示すものではないようである。

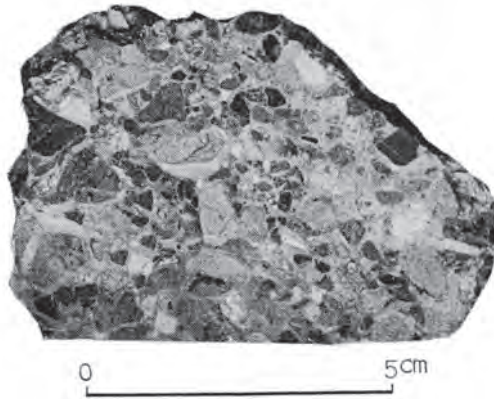
**礫岩層**は陸別層分布地域の大部分を占めており、陸別層の代表的岩相である。主として角礫質礫岩・円礫岩・礫質砂岩・砂岩およびシルト岩からなり、なかでも円礫岩が優勢である。これらの岩相相互間には規則性がなくて互いに移化し、側方への変化が著しく、堆積盆への物質の供給がきわめて不安定であったことを物語っている。

角礫質礫岩は本層の下部に多く、輝緑凝灰岩を主とし分級作用がきわめて悪い。礫の大きさは径2cmから最大1m位まで雑多である。また、礫種が少なく同一種類の礫の多いことも特徴である。

円礫岩は外観暗褐色～褐色を呈するが、川床などの比較的新鮮なところでは帯緑灰色～帯緑暗灰色を呈する。礫種は輝緑凝灰岩質のものが多く、そのほか赤色チャー

注1) 上陸別炭砒においては、八号沢入口から本流沿いに東方へ約300m地点の右岸からN40°E方向に向け沿層坑道を掘さくした。炭層の上盤には二又安山岩類に属する火山岩が直接し、また下盤は陸別層のシルト岩からなっていたと伝えられている。しかし二又安山岩類と陸別層との分布から、両者は構造的に異なっていて、不整合関係にあるものと考えられる。また、北に接する北見図幅地域内において、本層と上位の新第三系とが不整合関係にあることが知られている。

ト・硬砂岩および石灰岩なども含まれている。礫の大きさは径1cmから5cm位のものも多く、角礫岩に比較して分級程度が良好である。固結度は一般に低く、礫と同質の砂泥により固結されている。石灰質物が礫のまわりをフィルム状に取り巻き、凝固している部分がしばしば認められる（図版1）。また、容易に風化して段丘礫層などとの識別が困難になるが、多くの場合本層には層理が存在し、しかも数10°の傾斜を示すことで識別される。



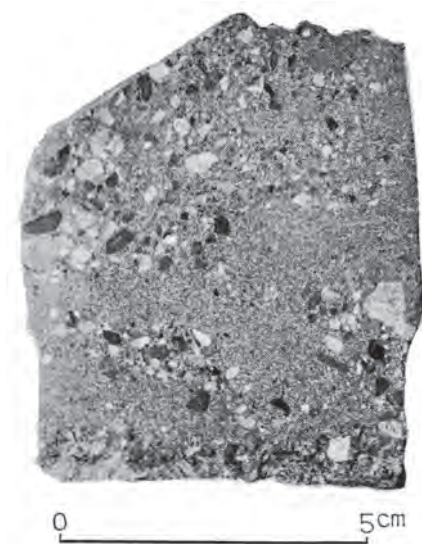
図版1 陸別層の礫岩  
礫を取りまく白色の帯は石灰質物

砂岩およびシルト岩は、帯緑灰色～帯紫褐色（俗にいうチョコレート色）を呈し、比較的分級程度が良く層理を示す場合が多い。構成砂粒は礫岩同様輝緑凝灰岩や赤色チャートなど、ジュラ系の構成岩石からなっている。このような細粒相の部分にはしばしば炭質物が多く含まれ縞状を呈する場合があり、ときには貧弱な炭層を発達せしめている。炭層は一般に連続性に乏しく、レンズ状を呈し膨縮が著しい。

さらにこの礫岩層には凝灰質の角礫岩および凝灰岩を挾有する。凝灰質の角礫岩は淡褐色～褐色を呈し、黄白色の凝灰岩片とチャート・頁岩などの角礫からなり、その大きさは径0.2cmから2cm位までで淘汰が悪い。固結物は古期岩の砂粒と凝灰質物などからなっている。凝灰質の角礫岩の発達する層準は一定してはいないが、走向方向には連続性があり、地域的には鍵層となる（図版2）。

凝灰岩は厚さ2mの黄白色の酸性凝灰岩で、鹿山東方の礫岩中に挾在される。この凝灰岩の上位には縞状シルト岩が発達し、凝灰岩と合せて連続性があり、坊主山南

東山麓まで追跡される。凝灰岩を鏡下で観察するとほとんどガラスからなり、まれに小さな石英・斜長石および角閃石の小結晶が認められる。



図版 2 陸別層礫岩層中の凝灰角礫岩

泥岩層は、坊主山の南西麓を除きその周辺に良く発達する。帯褐灰色～帯褐暗灰色無層理塊状で細片に碎ける軟質泥岩からなるが、ときに先に述べたような縞状泥岩も認められる。泥岩は均質で分級が良く、また、縞状を呈する部分には炭質物が多い。二又安山岩類と断層で接する付近には炭質頁岩が発達している。

陸別層は先にも述べたように、古生物上の資料に乏しかったため、その地質時代が明らかにされていなかったが、今回の調査で、細粒の板状を呈する砂岩から、しばしば保存良好な植物化石が発見された。その内容は主として広葉樹からなり10数種が同定されたが、なかでも*Platanus*、*Alangium*属が優勢であり、その化石群集の指示する地質時代は古第三紀の可能性が強いとされた<sup>注2)</sup>。また、北海道支所佐川昭技官によれば、旧陸別炭砒付近の本層泥岩部から淡水棲の*Viviparus*や*Unio*など沼にすむ貝の化石を採集したといわれる。

注2) 植物化石の同定には北海道大学棚井助教授により現地および教室において検討いただいた。



本層から採集した植物化石を次に示す（第2表）。

第2表 陸別層産植物化石表

	Loc. 1	Loc. 2
<i>Denstaedtia?</i> sp.		x
<i>Metasequoia occidentalis</i> (NEWBERRY) CHANEY	xc	x
<i>Juglans acuminata</i> BRAUN	x	
<i>Pterocarya</i> sp.	x	
<i>Betula</i> sp.	x	
<i>Zelkova kushiroensis</i> OISHI et HUZIOKA	x	
<i>Cercidiphyllum arctucum</i> (HEER) BROWN	x	
<i>Platanus aceroides</i> GOEPPERT	xa	xa
<i>P. guillelmae</i> GOEPPERT	xa	xa
<i>Rhododendron</i> sp.	x	
<i>Acer arcticum</i> HEER	xc	x
<i>Rhus</i> sp.	x	
<i>Alangium basiobliquum</i> (OISHI et HUZ.) TANAI	x	
<i>A. basitruncatum</i> (OISHI et HUZ.) TANAI	x	xa
<i>A.</i> sp.	x	x
<i>Viburnum</i> sp. cf. <i>whymperi</i> HEER	x	
Loc. 1 二又西方	x	少ない
Loc. 2 二又南西道路傍	xc	普通
		xa 多い

鑑定：北海道大学助教授 棚井敏雅

本層と釧路炭田古第三系との関係は、前記の植物化石からだけでは的確な対比が困難であるが、岩相により比較すると、釧路炭田浦幌地域古第三系の最下部層である浦幌層群の留真層下部が、輝緑凝灰岩・チャートおよび粘板岩の礫を主とする礫岩からなり、かつ砂岩の重鉱物組成も陸別層のそれと共通しており<sup>注3)</sup>、留真層と陸別層とが岩相的に酷似している。

一方釧路炭田古第三系の基盤が白堊系であることや、浦幌地域の古第三系上部に発達する海成層が陸別層の上位に認められないなど、未解決の問題も多い。しかし、浦幌地域古第三系の下部に発達する礫質相が北方に漸次顕著となる傾向のあること、さらに陸別層の層相が一堆積輪廻を示していることなどから、浦幌地域古第三系の周縁相とみることが可能であるが、先にも述べたように浦幌層群および音別層群のいずれ

注3) 東京大学の飯島東博士は陸別層と留真層の砂岩との重鉱物組成に共通性のあることを指摘されている。

にあたるかはいまのところ明らかでない。いずれにしてもこれらの問題は，“豊頃—北見帯”の基盤をなすジュラ系と、釧路炭田の基盤をなす自聖系との地質構造上の関係にも関連して解明されるべきものであろう。

本層の層厚は、構造が明らかでないのと、その堆積相の特徴から真の厚さを知ることとは困難であるが、最低700～800m以上と推算される。

## II. 4 新第三系

図幅地域の新第三系は、その大部分を占める津別層群と、第三紀末の火山活動によりもたらされたと思われるイユダニヌプリ山火山岩類とからなる。

### II. 4. 1 津別層群

本層群は前述したように二又断層の東側に広く分布する。角閃石・輝石安山岩質熔岩を主とする二又安山岩類と、海成の堆積岩からなる達娯層および津別層とからなっている。

二又安山岩類は当地域新第三紀の先駆的な火山活動によりもたらされたもので、二又付近を中心に発達分布する。

達娯層および津別層は津別層群の主体をなすもので、主として泥質相からなる海成堆積層であって、全層を通じて冷水棲の貝化石や有孔虫化石を包蔵する。両層は大きくみてそれぞれ堆積の一輪廻を示し、下部に粗粒相があつて漸次上部に細粒層と互層しつつ最上部の泥質相に移化しているが、岩相の垂直的変化はむしろ乏しく、比較的安定した条件下において積成作用がなされたものと推察される。

#### 二又安山岩類

二又安山岩類は、主として二又断層の西側に点々と分布する幾つかの安山岩類をまとめ、これを総称して二又安山岩類とした。その分布は、二又飯場の沢から上陸別八号の沢にかけ、二又断層を挟んで分布するもの、坊主山を中心としているもの、二又一の沢を中心とするものなどが広い分布地域を占め、そのほか二又断層に沿つて、二又付近、チミケップ湖南方、同北方およびポンタツコブ川上流に小さな岩体が存在する。これらの産状は、すべて安山岩熔岩で飯場の沢—上陸別間のものおよび坊主山を中心とするものは、何枚もの熔岩流からなっている。いずれの場合も火山碎屑岩類は

まったく存在しない。図幅地域北縁のポンタツコブ川上流にみられる小岩体は、北隣北見図幅地域内での観察ではジュラ系を貫いている。しかし他の二又断層に沿って分布している安山岩は、ジュラ系とは断層で接しているためその産出状態が明らかでない。

これらの安山岩類の噴出時期は、周辺層との関係から陸別層堆積後達媚層堆積直前と考えられ、飯場の沢地域および二又断層に沿って分布するものを除いては、すべてジュラ系あるいは陸別層中に分布し、それらを貫いている。また、達媚層との関係は、飯場の沢本流では断層で接するが、ホッタスオホナイ沢上流では達媚層の硬質頁岩の下部に斜長石・輝石の鉱物粒を多量に含む結晶質凝灰岩があり、さらに安山岩熔岩との間に厚さ5～10cmの珩化木（一部炭化している部分がある）礫を含む火山砕屑岩を経て熔岩と接している。基底部の凝灰岩中には安山岩以外の礫は含まれておらず、大局的にみて整合的關係にあるとみたい。さらに上陸別八号の沢流域においては直接關係はみられないが、達媚層下部に火山砕屑岩が発達しており、おそらくホッタスオホナイ沢に見られると同様な關係にあるものと推察される。このような達媚層との累重關係から考えると、この安山岩類は津別層群堆積初期の産物とみられる。一般に緑泥石化、炭酸塩化を多少とも蒙っているが、とくに飯場の沢地域に分布する安山岩類には、温泉作用による粘土化、珩化がみられ、節理の発達が乏しく塊状を呈している。また、割れ目に沿っての変質が激しいため、変質度の低い部分が突出して残り、集塊岩状を呈している部分がしばしば認められる。強く変質を受けた部分は一般に淡灰色～淡黄白色を呈し軟らかく、硫化鉱物の鉱染が認められ、その著しいところは風化して赤褐色を呈している。さらに後生鉱物として空隙をうめた非晶質石英が多く認められ、ときには巾20cm前後の脈状を呈するものがあり、その部分では脈の内側が葡萄状を呈している。なお、坊主山、二又一の沢には局地的に瑪瑙を胚胎している。

地域全般からみると、黒雲母角閃石石英安山岩が初期に噴出し、次いで輝石角閃石安山岩、末期に角閃石輝石安山岩と、わずかではあるが酸性から塩基性へと変化している。

**黒雲母角閃石石英安山岩**は二又一の沢に、また坊主山の下半に熔岩としてみられ、チメクッ湖北方に輝緑凝灰岩を貫く小岩体として存在する。斑晶として斜長石・角閃石・黒雲母およびまれに石英を含む。斜長石は変質して汚濁し、黒雲母も多くは緑

泥石化し、角閃石は核心部に褐色角閃石が残存するが、周辺部は輝石オパサイトに変化している。石基も緑泥石化、炭酸塩化が著しいが、石英安山岩によくみられる等粒構造は残存している。

**輝石角閃石安山岩**は坊主山の上半部に広く分布し、また二又断層沿いに、あるいは飯場の沢の最下部にみられる。斑晶として斜長石・角閃石および輝石がみられるが、輝石はすべて緑泥石化している。なお、その形状からみると紫蘇輝石の可能性が強い。石英斑晶を欠くが、石基は等粒構造を呈している。

**角閃石輝石安山岩**は飯場の沢に広く分布している。斑晶として角閃石・普通輝石および緑泥石化している紫蘇輝石がみられる。なお、角閃石、あるいは普通輝石を欠くこともある。石基はガラス基流晶質構造を呈し、アルカリ長石が斑紋状によく発達しており、ときにはクリストバル石も多量にみられる。

なお、二又一の沢の岩体の稜線近くには、転石であるが、微閃緑岩様の構造をもつ普通輝石安山岩がみられた。おそらく岩頸が存在するのであろう。

### 達 媚 層

本層は先に千地万造（1953）<sup>4)</sup>により定義された達媚層にほぼ一致するが、その上限の取り扱いに多少異なる点のあることは前述のとおりである。千地は達媚層の特徴を硬質頁岩に求め、硬質頁岩の発達する上限をもって達媚層の上限としたが、本図幅においては、硬質頁岩の上限から数10m下位に発達する海緑石、緑色の岩片（火山碎屑質のものらしい）および古期岩の細礫を含む連続性のある砂岩層を、堆積輪廻の初期堆積層と考え、これから上位を津別層とし、下位を達媚層として取り扱い、再定義した。

本層は図幅地域内に発達する新第三系分布地域のほぼ半分の地域を占め、細粒層を主体とする厚さ600m余りの地層である。おおむね下位から珪質な硬質頁岩を主とする硬質頁岩層、凝灰岩～凝灰質砂岩からなる凝灰岩層、凝灰質の砂質シルト岩・シルト岩の互層、さらに泥質の板状硬質頁岩層の順に累重するが、岩相が側方に変化するため、このような岩相層序を分布地域全域に適用することは困難である。次に本層の主要ルートにおける岩相柱状図を示す（第2図）。

下位層との累重関係は、前述したようにホッタスオホナイ沢上流において二又安山岩類を整合的に被覆している。また、陸別層との関係は、本図幅地域内では断層で接

するため明らかでないが、北に接する北見図幅<sup>23)</sup> 地域内達媚川支流17番の沢において、達媚層の岩相および周囲の状況から判断して不整合に被覆すると考えられている。その基底部付近には、黒雲母を含む帯緑灰色の特徴ある砂岩が発達し、それに良く似たものが、飯場の沢上流の断層際、および上陸別の陸別川本流の本層基底部付近にも認められる。

**硬質頁岩層**は、本層の下部に発達し、ホッタスオホナイ沢上流から上陸別方面にかけて分布する。代表的な硬質頁岩は外観灰白色～灰色で、褐色の年輪状の模様が良く認められるが、新鮮面では暗灰色～帯褐暗灰色（“鮎色”）を呈し、緻密、堅硬で、割口が貝殻状断口を示し、叩くと金属音を発する。

一見するとチャートのような感じを受け、珪質である。普通はこのように硬い頁岩が厚さ10～15cmの板状を呈し、軟らかいシルト岩の薄層と互層している。このような産状は本層上部や津別層の下部に発達する板状の硬質頁岩に外観が似ている。

このほか本岩相の下部には帯緑暗灰色～帯緑灰色の凝灰質細粒～中粒砂岩が発達する。この砂岩には、黒雲母・斜長石および石英などの結晶粒が多いが、これらはその形から2次的なものともみよりは、むしろ火山活動に由来した1次的なものともみられる。さらに本岩相中には凝灰質の砂岩シルト岩が挟有される。これらは分級が悪く、小豆大の古期岩礫や海緑石粒が多量に含まれている。本層の厚さは飯場の沢で約200m余である。

**凝灰岩層**は先に述べた硬質頁岩層の上位に発達し、北から南へ漸次厚さを増し、陸別川以南の地域では後述する互層部までがきわめて凝灰質となり、本層との区別が困難となっている。ホッタスオホナイ沢から北部では、薄化すると同時に分散し、ケミチャップ川本流筋では厚さ数mの凝灰岩の卓越する部分が認められるにすぎない。

飯場の沢上流で観察される凝灰岩層は下部に軽石質凝灰岩があり、次に凝灰質シルト岩、さらに帯緑暗灰色の凝灰質極粗粒砂岩、最上部に白色～灰白色細粒凝灰岩が発達し、ここでの厚さは全体で約80～120mを算する。このような岩相層序は飯場の沢から上陸別上流地域まで南北方向に良く連続する。軽石質凝灰岩は淡灰色～灰白色で径3mm前後の軽石粒からなり粗鬆である。極粗粒砂岩はきわめて特徴があり、表面は帯緑暗灰色で径0.5～3mm前後の砂粒からなり、固結度が低く粗鬆である。鏡下で観察すると、砂粒のうち円味を帯びているものには緑色の岩片・海緑石・安山岩

および赤色チャートなどが多く、角張っているものには斜長石・石英および少量の輝石と角閃石とが認められる。そのほか、放散虫および珪藻の化石が多量に含まれている。膠結物質は火山ガラスなどである。細粒凝灰岩には、有色鉱物を伴わない灰白色～黄灰白色の凝灰岩と、暗緑色の径1mm前後の砂粒をゴマ塩状に含むものがある。後者を鏡下で観察すると、ほとんどがガラスからなり、少量の斜長石・石英と円味を帯びた海緑石および粘板岩の砂粒が認められる。

これらの火山碎屑質岩はいずれも比較的酸性の火山活動に由来したものである。

**砂質シルト岩シルト岩互層**は後述する硬質頁岩とともに達媚層の代表的岩相である。この互層は規則性がなく、かつ各単層の側方変化が著しい。厚さ5～10m単位の互層で、小さい露頭においては、単にシルト岩あるいは砂質シルト岩のみが露出するから互層の状態は、大きな崖によってはじめて知ることができる。砂質シルト岩は灰色～灰白色で分級程度がきわめて悪い。きわめて凝灰質であることがあり、軽石質の微粒が層理面に沿ってレンズ状に濃集し、シルトと不規則な縞模様を呈しているのがしばしば認められる。また、厚さ10～15cm間隔に層理面が発達するが、凹凸が多く走向傾斜の測定が困難である。シルト岩は灰色～暗灰色で砂質シルト岩に較べ分級程



図版 3 達媚層中部に発達する緑色鉱物粒を包含する砂岩



図版 4 a 達婁層上部の板状硬質頁岩層（ケミチャップ川下流付近）



図版 4 b 達婁層上部の板状硬質頁岩層（二又付近）



度が良く、軽石や炭質物をあまり含まない。また、硬さは硬質頁岩に比較し軟らかく、葉理が発達する。シルト岩の良く発達する地域は上オホナイ沢流域で、ここでは硬質頁岩と互層している。

この互層中にはこのほか灰色～帯緑灰色の淘汰の悪い細粒砂岩や、厚さ数10cmから数mに及ぶ凝灰岩が挟まれている。大部分が灰白色の軽石質酸性凝灰岩であるが、なかに径1mm前後の緑色砂粒を多量に含むものや、有色鉱物を含む軽石質の粗粒凝灰岩が認められる（図版3）。なお、本相中には径数cmから数10cmの砂質団塊が少ないながらも全般的に含まれている。

**板状硬質頁岩層**は達媚層の上部に発達し、いわゆる“硬質頁岩”と呼ばれる岩相である。厚さ2～5cmの暗灰色～灰色、緻密、堅硬なシルト岩と、1cm以下の軟らかい葉片状のシルト岩とが互層する。硬質頁岩には立方状の割れ目が発達し、あたかも煉瓦を積み重ねたような外観を呈する（図版4a, b）。

達媚層下部に発達する硬質頁岩に比較し、ガラス質ではなく泥質で軟らかい。チミケップ川入口付近の本層には海緑石粒が含まれている。また、ドロドロマップ川上流地域に発達する硬質頁岩層は、南部へ漸次硬質頁岩から珪藻土質のシルト岩へと変わっており、イユダニヌプリ山火山岩類の北西縁では、灰白色～黄白色の軽い珪藻土質岩となっている部分がある。このような現象は後述する津別層の場合にも認められ、北方から南方へ次第に珪藻土質となる傾向が認められる。

達媚層は前述したように岩相がきわめて単純で粗粒堆積物がほとんどなく、大半が泥質層からなり、かつ岩相の垂直変化が乏しいため、各相境界を決定することが困難である。したがってその境界は人為的であり、同一時間面を示すものではない<sup>注4)</sup>。

## 津 別 層

本層は主として網走川本流から以東の地域に広く分布するが、最下部の砂岩層は二又断層東側の向斜軸部、ドロドロマップ沢－ケミチャップ川間の稜線、およびケミチャップ川－チミケップ川間の稜線に、向斜の軸部を占めて盆状に分布している。

下部には特徴のある砂岩層が発達するが、中部から上部には硬質頁岩を経て漸次軟らかいシルト岩が発達している。これらは岩相の特徴により下位から砂岩層・硬質頁

注4) 岩相区分および分帯が人為的であるため、北見図幅の達媚層の分帯とは異なる。



岩層およびシルト岩層に3分される。本層の主体をなすものはシルト岩層であるが、本図幅地域にはその一部が分布するに過ぎない<sup>注5)</sup>。

下位達媚層との累重関係は、ドロドロマップ川流域、ケミチャップ川流域およびチミケップ川入口付近の数カ所の地点で観察される。いずれの場合も岩相的に漸移することなく、達媚層の硬質頁岩あるいは凝灰質砂質シルト岩と明瞭な境界をもって接している。相生付近では凝灰質砂質シルト岩と、緑色の岩片および古期岩の円礫からなる凝灰質礫岩とが小さい凸凹のある面をもって直接し、ドロドロマップ沢では凝灰質細粒砂岩と珪質頁岩のレンズを含む厚さ1.5mの礫岩とが、相生付近同様に小さな凹凸のある面で接している。また、チミケップ川入口付近では板状硬質頁岩層を、緑色の岩片および古期岩の細礫を含む凝灰質砂岩が覆っている。ここでは砂岩に含まれる海緑石粒が下位の板状硬質頁岩層にも含まれている。前2者は一見すると不整合のようにもみられるが、構造的に両者がまったく平行しており、また、下位層の岩片を取込んでいないことや、チミケップ川下流にみられるような現象もあり、さらに本層基底の砂岩層が南部に薄化し、相生市街の南方では尖滅し、達媚層と津別層の板状硬質頁岩とが直接しているなどの点から、両者の累重関係は整合とみたい。

上位層との関係は、本図幅地域では、津別層の下部のみしか分布しないため観察できないが、隣接する美幌図幅<sup>22)</sup> および上里図幅<sup>24)</sup> 地域において、上里層群により不整合関係に覆われているのが観察される。本層の厚さは全体では1,000~1,100mを算するが、本図幅地域にはその下半約500mがみられるのみである。

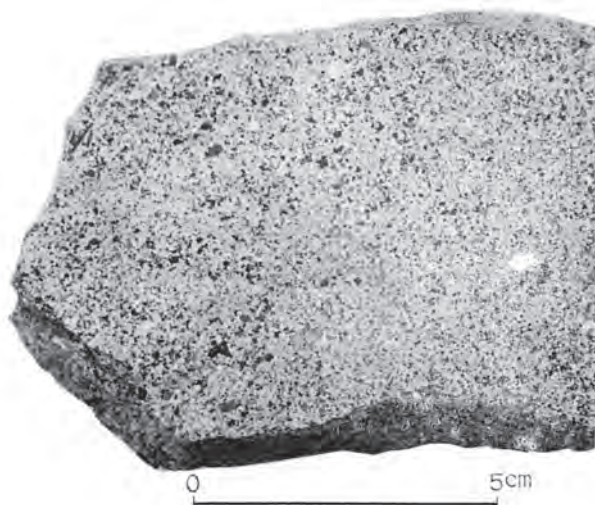
**砂岩層**は津別層の下部に発達し、火山碎屑物を多量に含んだ凝灰質の特徴のある砂岩を主としている。北に接する北見図幅地域中央部から本図幅地域の相生付近まで分布するが、ケミチャップ川流域がもっとも厚く約300mを算する。南方に漸次薄化し、相生付近から南では認められない。厚く発達する地域では礫岩や凝灰岩を伴っている。

主体をなす砂岩は、帯緑灰色～灰色、中～粗粒の硬質砂岩で厚さ10~25cmの板状層理が発達している(図版5のa)。構成砂粒は帯緑黒色の古期岩・海緑石、淡緑色の岩片(火山碎屑質物らしい)、白色軽石粒および後成鉱物と考えられる非晶質石英

注5) 砂岩層および硬質頁岩層は前述したように、千地による達媚層の上部に含まれ、シルト岩層のみが津別層として取り扱われているが本図幅では再定義し、砂岩層から上部を津別層とした。



図版 5 a 津別層下部の砂岩層（ケミチャップ川入口付近）



図版 5 b 同 上

黒色の部分は古期岩片，淡黒色の部分は淡緑色を呈する火山碎屑物，  
白色部は軽石流および非晶質石英

(これは砂粒というより間隙を埋めたもの)などが認められ、その粒径は1mmから5mm位まで雑多である(図版5のb)。鏡下で観察すると、砂粒としてチャート・粘板岩・輝緑凝灰岩・安山岩および軽石などが認められ、丸味を帯びている。そのほか丸味を帯びた海緑石粒が多量に含まれている。これらの砂粒を固結しているものはガラス質物である。

礫岩は砂岩層の下部を占めて局地的に発達し、前述したように砂岩層のもっとも厚く発達するドロドロマップーケミチャップ川地域に発達するにすぎない。外観は暗灰色～灰色、堅硬で、礫の大きさは径0.5cm～2cm程度の円礫からなるが、まれに径50cmに達する巨礫を含むことがある。礫種は、粘板岩・チャート・輝緑凝灰岩および安山岩などからなり、石灰質物あるいは泥質物により固結されている。この礫岩は膨縮が激しく連続性に乏しい。

凝灰岩は砂岩層の上部を占め、粗粒から細粒への粒度変化を示している。黄白色～灰白色の有色鉱物を含む酸性凝灰岩で、礫岩に比べ連続性があり、達媚層に含まれる凝灰岩に似ている。

硬質頁岩層は砂岩層の上位に発達する。その境界は漸移することなく明瞭な岩相の差異が認められる。下部はいわゆる“薄板状硬質頁岩”であるが、上部は漸次“薄板状硬質頁岩”の様相が薄れ、葉片状硬質シルト岩から次第に上位のシルト岩層に漸移



図版 6 津別層の硬質頁岩上部  
凝灰岩をひんばんに挟む(白い縞状の部分)(本岐駅前)

している。“薄板状硬質頁岩”は厚さ数cmの暗灰色～灰色、緻密、堅硬なシルト岩と、厚さ1cm以下の軟らかい葉片状シルト岩との互層で薄板状を呈し、前述した達媚層上部の板状硬質頁岩に良く似ており区別できないが、幾分津別層の方が色が明かるい。また、板状硬質頁岩層から上位のシルト岩層に移化する付近には、厚さ数cmから数10cmに及ぶ黄白色の細粒凝灰岩層が、頻繁に挟有される点などからも区別できる。この凝灰岩層は、それぞれ単層ごとに追跡することができないが、“凝灰岩帯”としての追跡が可能であり、津別町市街付近から布川付近までの網走川本流沿いに追跡され、北部から南部へ行くにつれ凝灰岩層が厚くなる傾向が認められる。板状硬質頁岩層には、しばしば球形の径1.5mにも達する団塊が含まれている（図版6）。

**シルト岩層**は前述の硬質頁岩層から漸移する。下部は帯緑暗灰色から暗灰色の葉理の発達した、比較的硬いシルト岩からなっている。

風化すると赤褐色～褐色を呈し薄板状に剥理する。上部に次第に色が明かなくなり灰色を呈し、かつ葉理が消滅して塊状となり、走向・傾斜の測定が困難となる。風化すると淡灰色を呈し小塊片にくだける。また、シルト岩層は分布地域の南部では下位の硬質頁岩層も合わせ、珪藻土質シルト岩に変わる傾向がある。珪藻土質シルト岩は風化すると灰白色～黄白色を呈し、大塊状にくだけ、あまり小塊片にならない。

凝灰岩は下部に頻繁に挟有されるが上部には少ない。なお、シルト岩層には径数cmから数10cmの球形の団塊が多量に含まれている。

### 津別層群産の化石と対比

津別層群は上下を通じて海棲貝化石、有孔虫化石および珪藻化石を包蔵している。これら化石の産出は岩相との間に密接な関係があり、貝化石は比較的粗い相に多く、硬質頁岩や比較的粘土分の多いシルト岩には少ない。また、達媚層と津別層とでは津別層の方がはるかに多い。

有孔虫化石は砂岩にはほとんど含まれず、硬質頁岩にも少なく、一般的に軟らかいシルト岩に多い。また珪藻化石は、図幅南東部地域に分布する珪藻土質シルト岩に普通に含まれるほか、達媚層下部の凝灰岩層中の極粗粒砂岩からも多量に産する<sup>注6)</sup>。なお、これらの化石類には地質時代の決定や、他地域との対比を行なううえで有効な決め手となるものは少ない。

注6) このように粗い火山性堆積層に珪藻化石の含まれる例は上里層群にもしばしば認められる。

有孔虫化石および珪藻化石はその内容から幾つかの群集に分けられるが、層序的にみて両者相互間の区分が一致しない。しかし、下部から上部に変化する群集の示す堆積環境は大局的にみて一致している。すなわち、いずれの場合も津別層群堆積の初期には外洋性の種属に富んでいるが、後期に向かって漸次沿岸性の種属が多くなっている。このことは、津別層群の堆積盆は、初期の火山活動とともに急激に海進が進み外洋性の環境となり、その後逐次狭められて浅海化し、沿岸性の環境に移行したことを示すものであろう。

次に津別層群から産した化石を示す<sup>注7)</sup> (第3表)。

第3表—1 津別層群産有孔虫化石表

(達 姫 層)	
<i>Bathysiphon</i> sp. ....	R
<i>Haplophragmoides compressum</i> LEROY .....	F
<i>H.</i> cf. <i>emaciatum</i> (BRADY) .....	R
<i>H.</i> <i>subglobosum</i> (SARS) .....	R
<i>H.</i> cf. <i>trullissatum</i> (BRADY) .....	C
<i>H.</i> sp. ....	C
<i>Cyclammina cancellata</i> BRADY .....	F
<i>C.</i> <i>ezoensis</i> ASANO.....	C
<i>C.</i> <i>japonica</i> ASANO .....	A
<i>C.</i> <i>orbicularis</i> BRADY .....	R
<i>C.</i> sp. ....	R
<i>Goëssella</i> sp. ....	R
<i>Martinottiella</i> sp. (cf. <i>communis</i> d'ORBIGNY) .....	R
(津 別 層)	
<i>Cyclammina ezoensis</i> ASANO .....	R
<i>C.</i> <i>japonica</i> ASANO .....	R
<i>C.</i> sp. ....	R
<i>Haplophragmoides trullissatum</i> (BRADY) .....	R
<i>H.</i> sp. ....	R
<i>Bulimina ovata</i> d'ORBIGNY .....	F
<i>B.</i> <i>pyrula</i> d'ORBIGNY .....	R
<i>B.</i> <i>pupoides</i> d'ORBIGNY .....	R
<i>B.</i> sp. ....	R

A: 多 C: 普通 F: 少 R: まれ

鑑定: 石田正夫技官

注7) 貝化石については本所大山技官により別に報告される予定である。

第3表-2 新第三系産出珪藻化石表

地層区分 珪藻化石 群区分	津別層群			上里層群			
	達媚層		津別層 上部	美都層 上部	里美層		
	A <sub>1</sub>		A <sub>2</sub>	A <sub>3</sub>	B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub>	B <sub>3</sub>
	a	b					
<i>Kisseleviella carina</i>	○	△	●	△			
<i>Bidulphia</i> sp.	△	○		—			
<i>B. aurita</i>	△	●		—			△
<i>Coscinodiscus marginatus</i>	○	—	—	—	△	●	△
<i>C. radiatus</i>	△	—	—	—	△	○	—
<i>C. stellaris</i>	—	—	△	△	—	—	—
<i>Stephanopyxis</i> cfr. <i>ferox</i>	○	—		△		△	△
<i>S. turris</i>	△	—	—	△	—	△	△
<i>Actinocyclus ehrenbergii</i> & var.	△	—	△	—	—	—	—
<i>Archinodiscus ehrenbergii</i>	—	—	—	—	—	—	—
<i>Coscinodiscus argus</i>			—	—	—	—	—
<i>Fragilaria</i> sp.			△	△	△	△	△
<i>Melosira granulata</i>			—	○	—	—	—
<i>Xanthiopyxis</i> sp.			△	○			—
<i>Archinodiscus ornatus</i>				—			—
<i>Cocconeis antiqua</i>				—	—		—
<i>Lithodesmium</i> sp.				—	—		—
“ <i>Thalassiosira mariamica</i> ”				△			○
<i>Th.</i> sp.				—	—	—	△
<i>Th. elegans</i>				—			○
<i>Actinocyclus ingens</i>					○		—
<i>Chaetoceros cinctus</i>						△	△
<i>Coscinodiscus elegans</i>					—		—
<i>C. excentricus</i>					—		—
<i>C. lineatus</i>					—		—
<i>Denticula hustedtii</i> & <i>D. lauta</i>					●		—
<i>Rouxia pergallii</i>						—	—
<i>Stephanopyxis sckenkii</i>					—	—	—

— まれ    △ 少ない    ○ 普通    ● 多い

貝化石には、一般に泥質岩を主とする中新統に普通にみられる種が多いが、達媚層と津別層とでは多少化石種に差があり、前者には*Lucinoma acutilineatum* (CONRAD), *Periploma yokoyamai* (MAKIYAMA) が多く、後者には*Venericardia abeshinaiensis* OTUKA, *Portlandia tokunagai* var. *hayasakai* UOZUMI, *Turritella* sp. などのほか、津別層最上部の砂岩に *Mytilus* や *Tectonatica* などを多く産し、また、両層に

共通的なものとして *Nuculana pennula* YOKOYAMA, *Macoma calcarea* (CMELIN), *Portlandia thraciaeformis* (STORER) がある。これらの貝化石のうち *Portlandia tokunagai* var. *hayasakai* UOZUMI, *Venericardia abeshinaiensis* OTUKA は釧路炭田新第三系の最下部層とされている布伏内累層<sup>14)</sup> や、上茶路累層などにも多産するもので、どちらかといえば新第三系の下部層に多い種である。また、津別層最上部の砂岩中に *Mytilus*, *Tectonatica* の化石の多いことは、津別層群がその末期において沿岸性の堆積環境になったことを物語るものであり、先に述べた有孔虫化石・珪藻化石の示す傾向と一致する。

有孔虫化石は津別層シルト岩層下部の葉理を示す部分と、塊状になる付近とを境として上下に2分される。下部は *Cyclammina* 属や、*Haplophragmoides* 属など砂質殻有孔虫化石により特徴づけられるが、上部は下部にみられるような砂質殻有孔虫化石の量が減少して、逆に下部に認められない。*Bulimina* 属および *Cassidulina* 属など石灰質殻の有孔虫化石を多量に含んでいる<sup>注8), 17)</sup>。

珪藻化石についてはすでにその詳細が報告されているが<sup>19), 20)</sup>、表に示すように津別層群の上位にある上里層群とは明瞭に区別され、常に *Kisseleviella carina* の存在することで特徴づけられている。この群集はさらにその構成種により A<sub>1</sub> から A<sub>3</sub> まで3分され、とくに A<sub>1</sub> と A<sub>2</sub> ~ A<sub>3</sub> 群集間の差異が顕著である。この境界は達姫層の上部にあって、先に述べた有孔虫化石群集の境界とは異なっている。このような珪藻化石群と他地域から産する化石群との比較は、珪藻化石の資料が少ないのでむずかしいが現在知られているところでは、稚内層群以上から産出する化石群集とは区別され、むしろそれ以下の三毛別層（苫前炭田の中下部中新統）から産するものに近似している<sup>18)</sup>。

以上述べた貝化石・有孔虫化石および珪藻化石は、従来北海道で知られている幾つかの化石群集と的確に比較することがむずかしい。しかしさきにも述べたように、珪藻化石は上部中新統の稚内層群<sup>11)</sup> 以上から産するものとは区別されるし、貝化石・有孔虫化石などもどちらかといえば稚内層群以下の川端層群<sup>11)</sup> に多産するものである。

注8) 千地万造によれば達姫・津別両層の有孔虫化石を東北大学浅野清教授の手により検討された結果、達姫層および津別層下部は *Cyclammina* 属を主とする *Cyclammina cancellata* zone に、また、津別層上部は *Bulimina ovata* d'ORBIGNY, *B. pyruda* d'ORBIGNY, *B. pupoide* d'ORBIGNY, *Uvigerina* sp., *Nodosaria* sp. などの多い *Bulimina ovata* zone に2分されるとしている。



一方岩相からみると、津別層群は泥質岩を主とし硬質頁岩を伴うという点で、川端層群よりは稚内層群に似ている。しかし本層群を不整合に被覆する上里層群の中部には稚内層群の上部に良くみられる珪藻土質シルト岩が発達し、かつその下部にわずかではあるが珪質の硬質頁岩がみられ、さらに津別層群の北方延長が、川端層群に対比されている常呂層<sup>4) 5)</sup>に連続しているなどの点から、津別層群を稚内層群より下位の地層とみるのが適当であろう。

### 他地域との対比

北方網走地域との対比については、すでに述べたように網走地域新第三系の最下部層である常呂層に対比される。すなわち津別層群は北方に向かって硬質頁岩の量が漸減し、美幌付近においてはほとんど含まず、全体が津別層のシルト岩に似た岩相によって占められ、常呂層に連続している。ただ津別層群の達娼層・津別層がどのような関係で北方の常呂層に連続しているかは不明である。

南方足寄～本別地域との関係は、すでに公表された資料によると<sup>9)</sup>、この地域には川上層群と呼ばれる硬質頁岩を伴う泥質岩を主とする海成新第三系が広く分布している。川上層群はさらに泥岩を主とする貴老路層、硬質頁岩を主とする仁生層、さらに板状硬質頁岩、基底砂岩層からなる本別沢層に3分されている。川上層群は少ないながらも海棲貝化石を含むが、その内容は中新統に一般的に産するもので、対比の規準となる種類が発見されないが、一方上述したような、硬質頁岩や泥岩を主とする岩相の特徴、層序関係などから中新統上部の稚内階に属するものとされ、本図幅地域の津別層群とは異なる層準のものと考えられていた<sup>11)</sup>。しかるに、津別層群と川上層群との岩相層序が似ており、また、貝化石で*Venericardia abeshinaiensis* OTUKA, *Portlandia tokunagai* var. *hayasakai* UOZUMI, *Nuculana*, *Pennula* YOKOYAMAなどが共通して産し、さらに有孔虫化石や珪藻化石も似た種類が産出され、また構造的にみても両層群が“豊頃―北見帯”の基盤の東側にのみ分布し、同一層準の地層とみることができる。

次に釧路炭田地域との関係を見ると、従来釧路炭田の新第三系は、後期中新世と考えられる厚内層群<sup>14)</sup>と、鮮新世と考えられる阿寒層群<sup>14)</sup>とに2大別されていた。しかし最近釧路炭田地域の図幅調査の結果、古第三系音別層群と新第三系厚内層群との間に独立した地層のあることが指摘された。それは布伏内累層あるいは上茶路累層の名



で呼ばれ、いずれも軟らかいシルト岩からなっており、*Venericardia abeshinaiensis* OTUKAや*Portlandia tokunagai* var. *hayasakai* UOZUMIを産し、津別層のシルト岩層に似ている。さらに浦幌・厚内図幅地域内の厚内層群中上部から得た資料からは、津別層群上位の上里層群に含まれる珪藻化石群に似た化石の産出も知られている<sup>19), 20)</sup>。これらのことから津別層群と布伏内累層や上茶路累層との対比が可能であろう。次に“豊頃―北見帯”を中心とした道東地域新第三系の対比表を示す(第4表)。

第4表 新第三系対比表

年代	標準層序	端野・仁頃盆地 (MS) (端野図幅)	常呂・女満別地区 (常呂・女満別図幅)	津別・本岐地区 (本岐・上里図幅)	足寄太・本別 (足寄太・本別図幅)	釧路炭田 (上茶路・鹿別図幅)
鮮 新 世	瀬棚層群					
	滝川層群	上仁頃層	美柳層	上里英都層	十勝層群	阿寒層群
中 新 世	雅 内 層 群	富里層	呼入層	上里層群	奥老路層群	厚内層群
		登層				
		登以加層 (相の内層=知乘層)	禰走層	美都層		
	川湯層群		常呂層	津別層群	津別層 達磨層 二又安山岩類	上里層群 奥老路層 仁生層 本別岩類

注. 標準層序は魚住・江藤(1957)の対比試案による

## II. 4. 2 イユダニヌプリ山火山岩類

イユダニヌプリ山火山岩類は、ドロドロマップ沢上流独立標高点736m地点から南東方向に延びる稜線を形成し、域外南方のイユダニヌプリ山をその中心部としている。図幅地域にはその北方延長の一部が分布し、新第三系中に円錐形をなして突出している<sup>注9)</sup>。独立標高点736m峰付近は、同峰を形成していると考えられる安山岩の崖錐によって山麓部が覆われているため、露出がなく、その構成岩石を知ることができない。崖錐を形成している岩塊は、その大半が暗灰色～灰色、緻密、堅硬でわずかに1mm前後の斜長石の斑晶を伴う安山岩により占められている。この安山岩には厚

注9) イユダニヌプリ山と直接しておらず独立しており、また岩質的にも多少異なっているので、イユダニヌプリ山を構成する火山岩とは区別されるべきかもしれないが、活動時期が同一時期のものと考えられるので本図幅ではイユダニヌプリ山火山岩類として一括した。

さ0.5～2cmの板状節理の良く発達するものと、比較的塊状のものがあるが、岩質的には大差がない。

この安山岩を鏡下で観察すると、斑晶として斜長石および紫蘇輝石が認められ、斜長石は新鮮で一般に長柱状のアルバイト双晶を示すものが多く、紫蘇輝石は斜長石に較べその量が少なく、かつ小さい。石基はピロタキシチック組織を示し、長柱状の斜長石を主とし少量の鉄鉱・輝石類およびガラスからなっている。

本火山岩類の噴出時期は明らかでないが、新第三系の津別層群を貫いていることと隣接する上里図幅地域の火山活動の状況やその岩質から考え、新第三紀末の活動に由来したものと推定される。

## Ⅱ. 5 岩 脈

本図幅地域南東隅の国道傍に新第三系津別層を貫く岩脈があり、採石が行なわれている。本岩は網走川上流に発達する阿寒カルデラの外輪山熔岩の岩質に似ており、それに関係あるものと考えられる。

本岩は1mm以下の斜長石斑晶が多く、橄欖石も肉眼で認められ、紫蘇輝石普通輝石含有橄欖石玄武岩質安山岩である。

斑晶として斜長石・橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石を含む。斜長石は0.5～2.0mmで清澄、累帯構造を示し、橄欖石は0.2～0.7mmで輝石の反応縁を有している。普通輝石・紫蘇輝石はともに少なく、0.5mm前後で、紫蘇輝石は、単斜輝石の反応縁を有している。

石基は間粒組織を示し斜長石・単斜輝石・鉄鉱・燐灰石が認められる。

## Ⅱ. 6 第 四 系

本図幅地域に分布する第四系は、第四紀初期の火山活動に由来したと思われる木禽岳熔岩、阿寒カルデラ生成の要因と考えられる火山砕屑流堆積物、さらに網走川本流沿いに発達する高低2段の段丘堆積層および各河川流域に発達する沖積層からなる。

### Ⅱ. 6. 1 木禽岳熔岩

この熔岩は東隣上里図幅地域内にある木禽岳を構成するものであり、阿寒カルデラ

の外輪山の一部であって、その北方に広く分布するものの末端が、図幅地域の南東隅におおむねに分布する。木禽岳を頂点として北方および西方に広く緩傾斜面を作り流下している塩基性熔岩流である<sup>3)</sup>。

本岩は網走川右岸に注ぐ支流にみられ、木禽岳を構成する熔岩流の下部に当たるもので、岩質は無斑晶安山岩である。斑晶としてまれに斜長石が認められる。

石基は斜長石・単斜輝石・鉄鈹・燐灰石・ガラスからなり、ガラス基流晶質～ピロタキシチック組織を示す。また鱗珪石を含むことがある。

## II. 6. 2 火山砕屑流堆積物

本図幅地域には、主として阿寒カルデラ生成の誘因になったと思われる軽石流堆積物や、熔結凝灰岩が分布する。これらを一括して火山砕屑流堆積物と呼ぶ。

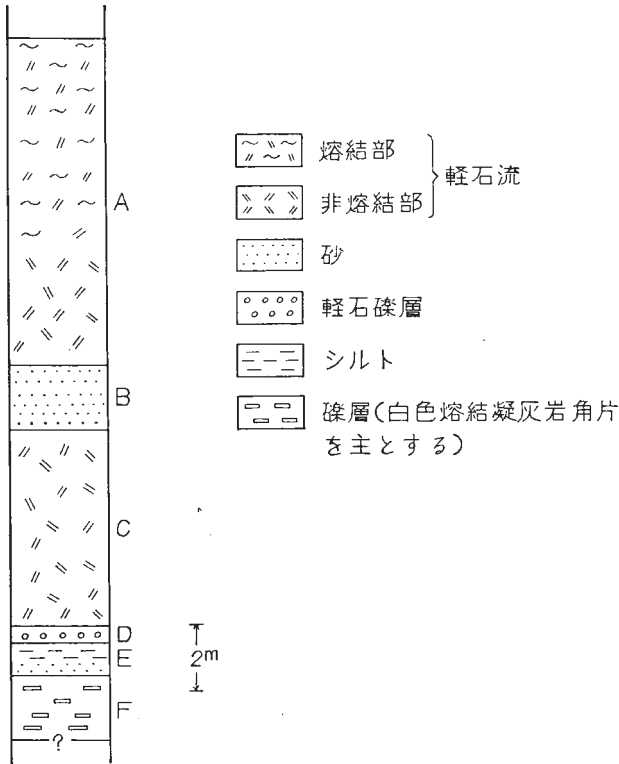
火山砕屑流堆積物は、おおむね図幅地域全域に認められるが、とくに阿寒カルデラに近い東方地域に厚く連続的に分布している。この火山砕屑流は、岩質や累重関係からみると、幾度かの活動により噴出されたものようであるが、露出が散在しているため、全体の層序関係、噴出時期および噴出起源による区分が困難である。したがって本図幅地域では見掛けの岩相および確認された累重関係を合わせ、熔結凝灰岩を中部にして、これと上下の軽石流堆積物とに3分する<sup>注10)</sup>。これら3者の累重関係は、二又西北西4km地点および域外相生開拓道路において、下部軽石流堆積物と熔結凝灰岩との関係が、また、二又飯場の沢において、熔結凝灰岩と上部軽石流堆積物との関係が、それぞれ観察される。

二又西北西4km地点（本流沿い南岸）では第3図に示すような関係が観察される。

(A) は付近に広く分布する熔結凝灰岩の一部と考えられ、黒色を呈し、約10mの厚さを有するが、熔結はその上半にのみみられ、その程度は不充分である。下位の軽石流 (C) との間には約2mの厚さの褐色砂層 (B) を挟んでいる。また相生開拓道路では砂層の発達とは認められないが、両者の間には時間的間隙のあったことが明瞭である（上里図幅参照）。

二又飯場の沢で観察される熔結凝灰岩と上位の軽石流との関係は、熔結凝灰岩の上

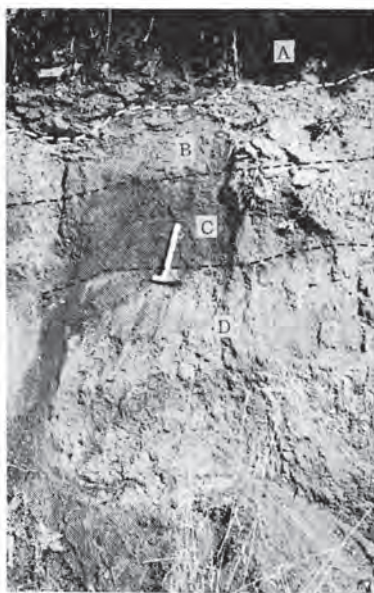
注10) 上下の軽石流堆積物は地質図幅上では軽石流堆積物として一括し塗色した。



第3図 二又部落西北西4km地点にみられる2枚の軽石流の関係

部に一般的に認められる未熔結の部分が存在せず、かつ上位軽石流とは漸移することなく、明瞭な境界が存在するなどの点から考えると、この両者間にも多少とも時間的間隔があったものと推察される。

下部軽石流堆積物はその分布が限られ、図幅地域で確実に下位の軽石流のみられるのは、上位の熔結凝灰岩との累重関係の観察される二又西北西4km地点のみである。ここでは厚さ約6mで発泡のよい径5cm前後の軽石を含む白色の軽石流で、全然熔結していない。角閃石含有普通輝石紫蘇輝石石英安山岩質のものであるが、石英の量はむしろ少なく、上位の軽石流堆積物と岩質が似ている。さらにこの軽石流の下位には第3図に示すように幾枚かの軽石質堆積物が存在する。(D)は径3cm程度の軽



- A : 完全なる熔結凝灰岩
- B : 熔結度の低い熔結凝灰岩
- C : 淡黒色軽石を含む暗灰～淡黒色軽石流
- D : 黄白色軽石流（CとDとの間は漸移的）

図版 7 a 二又付近小沢にみられる熔結凝灰岩の産状



図版 7 b 板状節理の発達した熔結凝灰岩層（二又飯場の沢入口付近）

石のみからなる礫層で、軽石は普通輝石紫蘇輝石安山岩質のものである。この下位には褐色シルト～砂層 (E) を間にして、白色熔結凝灰岩角片を主とする礫層 (F) がある。この熔結凝灰岩は角閃石・普通輝石をまれに含有するほとんど無斑晶質のものである。すなわち、この地域には熔結凝灰岩の下位に数回 (C, FおよびD?) の軽石流が、かつては存在したが、ほとんど侵食されつくしてしまったものと考えられる。

なお、チミケップ湖の西方には黒色～白色を呈し、熔結部のみられぬ軽石流が散在する。普通輝石紫蘇輝石石英安山岩質のもので一応上位の軽石流と考えられるが、常に軽石質砂～シルト層に覆われており、それがときには6mにも及ぶ厚さをもつこともあるので、下部軽石流の疑いもあり、なお、検討の余地が考えられる。

**熔結凝灰岩**は図幅地域の南東隅から二又を結ぶ線、西方鹿山を結ぶ線および北方沼沢を結ぶ線を中心として分布している。その分布状況は、山頂部に台地を形成している場合、あるいは谷床に局地的に残っている場合、さらに現在の谷を横切っている場合など、現在の地形との関係はあまり認められない。

この熔結凝灰岩は分布地域の北部あるいは北西部では熔結度が低く、漸次暗灰色～黒色の軽石流へ移行している。また、下盤には数10cmの熔結されていない部分が伴われている。さらにところによっては白色の軽石凝灰岩を下部に伴っていることもあり (図版7a), それぞれの関係が漸移している。

熔結凝灰岩は外観暗灰色～灰色を呈し、黒色～暗灰色のレンズ状のガラスおよび堆積岩・安山岩を主とする捕獲礫を多量に含む普通輝石紫蘇輝石安山岩質のものである。レンズ状ガラスの規模は、小さいものは厚さ1～2mm、延びは1～2cmであるが、大きいものになると厚さ2cm、延びが10数cmに達するものがある。捕獲礫は径約1mmから2cm位まで雑多であるが、1cm以下のものが多い。二又地域に分布する本岩は他地域に分布するものと異なり、レンズ状のガラスや捕獲礫が少なく板状節理が良く発達している (図版7b)。二又地域の本岩を鏡下で観察すると、大部分がガラスで占められ、わずかに斜長石・紫蘇輝石・普通輝石などの鉱物と、堆積岩・安山岩の外來岩石片が含まれ、明瞭な流理構造が認められる。

**上部軽石流堆積物**は熔結凝灰岩とほぼ同様の分布地域を占めるが、軟弱であるため崩壊流失し連続的分布をせず、点々と山頂部や山腹に残っている。外観、白色～淡黄白色で軽石および岩石片が少なく、かつ小さい。軽石は最大径10cm位で、普通径

1～2cmのものが多い。また、その発泡度は下位の軽石流のものに較べてよい。岩石片は径1cmを超えるものはまれで、普通1cm以下のものが多い。そのほか炭化木片が普通に含まれている。基質は磨砂状の細粒ガラスからなっている。軽石中には有色鉱物および珪酸鋁物がしばしば認められる。これを鏡下でみると、斜長石・輝石（紫蘇輝石が多い）・磁鉄鋁およびまれに角閃石・石英の鋁物粒と、安山岩・堆積岩の砂粒が認められ<sup>注11)</sup>、その岩質は角閃石含有普通輝石紫蘇輝石石英安山岩質で、下部軽石流に似ている。

### II. 6. 3 河岸段丘堆積層

網走川本流沿いには高低2段の段丘が認められ、それぞれ堆積物を伴っている。これらの段丘はいずれも河成段丘である。

**高位段丘**は下三基線付近に認められる標高160～180mの平坦面を形成している。この面は下流の津別・美幌方面にも広く発達し、津別付近では120～140m、美幌市街付近では60mの標高を示している。この段丘は上述の火山砕屑流堆積物および美幌層を切っている。

**低位段丘**は、相生市街付近から下流に発達し、下流に向かって漸次広くなっている。布川付近では標高140mであるが、本岐市街では120m、さらに下流の津別市街付近では80m（±）、美幌市街付近では40mとなっている。

両段丘は、いずれも平坦面が良く保存され、良好な農耕地となっている。これらの段丘を作る堆積物は、下部は礫層、上部は粘土を混じえた砂礫からなり、その厚さは1mから6mある。

低位のものは淘汰が悪く礫が多いが、高位のものにはしばしば成層する部分が認められ、かつ火山灰砂が伴われている。

### II. 6. 4 沖積層

各河川流域に狭長な分布を示す。相生市街付近や、小沢の主流への流出口付近には

---

注11) 熔結凝灰岩上位の軽石流は隣接の上里図幅地域にも広く分布するが、ここでは軽石がきわめて大きくかつその量が多い。外観は本図幅地域に発達する軽石流と異なっており、両者が同一起源のものか否か明らかでない。

扇状地性の堆積物が処々に認められる。沖積層の堆積物は礫・砂・粘土などからなるが、それらの砂礫は各河川流域の地質を良く反映し、網走川相生付近から上流では火山岩礫が圧倒的に多く、ケミチャップ川・チミケップ川流域では硬質頁岩や砂質シルト岩を主とし、また、陸別層や、ジュラ系の分布地域では輝緑凝灰岩や赤色チャート礫が多い。なお坊主山南東のケミチャップ川および陸別川の河川流域には瑪瑙の角礫が非常に多い。これは、二又安山岩類中にしばしばみられる非晶質石英脈が風化崩壊し、崖錐堆積物として現河床に残ったものと考えられる。これらの沖積層は地形の項で述べたようにその厚さは薄く、扇状地性堆積層の部分を除き10mを超えることはない。

## II. 7 地質構造

本図幅地域の地質構造は、地域のほぼ中央を南北に走る二又断層によって西と東とで対照的な地質構造を示している。すなわち、西側が断層構造で、また東側が褶曲構造で特徴づけられている。

このように東西の地質構造を2分する二又断層の性格を考察すると、この断層は、北は北方常呂付近から南は本別地域まで追跡され、“豊頃―北見帯”の基盤をなす中生層の東縁を限る断層で、これより東側にはジュラ紀とされる中生層の分布がなく、釧路炭田の基盤をなす自壜系が分布し、道東におけるジュラ系と自壜系との境界をなすもので、きわめて重要な断層である。この断層の形成時期は終局的には新第三系の堆積後ではあるが、古第三系の堆積層が、西側では陸成層を主とするのが、東側では陸成層とともに厚い海成層が発達すること（南の本別地域）、さらに新第三系の堆積がほとんど東側にあることなど、第三系の堆積がこの断層の影響を受けているように見受けられ、主たるその形成時期が、白壜系堆積後―第三系堆積前であったものと推測される。

二又断層の西側地域では先にも述べたように断層構造が顕著で、地層がブロック化されており、その一般的方向性を知ることがむずかしいが、図幅地域北方に広く分布するジュラ系の一般的傾向を参考にして考えると、おおむねNNE-SSWの方向が卓越している。断層はNW-SE～NNW-SSE方向を示すものと、これに直交するNE-SW方向を示すものと2つの断層系統があるが、両者の関係は明らかでない。また、これらの断層と二又断層との関係は、ほとんどが二又断層を切っておらず、二又断層



とほぼ同一時期の造構造運動によりもたらされたものであろう。

二又断層の東側は新第三系の分布地域で緩傾斜褶曲帯に属する。地層の一般的方向はNNE-SSW～NE-SW方向を示し、背斜軸・向斜軸が雁行配列をしている。地層の傾斜は断層周辺部を除き $20^\circ$ を超えることは少なく、一般に $5\sim 10^\circ$ である。このほか一般的褶曲構造の方向とは別に、小規模で方向性をもたない背斜、向斜、ドームおよびベーズン構造が処々に認められる。これらの背斜および向斜の軸部には、盤折状の小規模な断層を伴っているのが普通である。このような構造は一般的褶曲構造をつくった造構造運動により形成されたというよりは、比較的浅い所にあると推測される基盤の構造が新第三系に反映しているものと思われる<sup>注12)</sup>。

これらの褶曲構造の形成時期は新第三系堆積後である。この運動には断層運動も伴っており、新第三系堆積前に形成された断層構造が再活動して、終局的に現在みられるような地質構造が形成されたものと考えられる<sup>注13)</sup>。

### Ⅲ. 応用地質

本図幅地域内に分布する鉱産資源には、石炭・珪石・含マンガン赤鉄鉱・石灰石および瑪瑙などがあるが、いずれも規模あるいは品位が低いため、その経済的価値は一般に少ない。そのほか土木用骨材として安山岩・熔結凝灰岩および軽石流が小規模に利用されている。

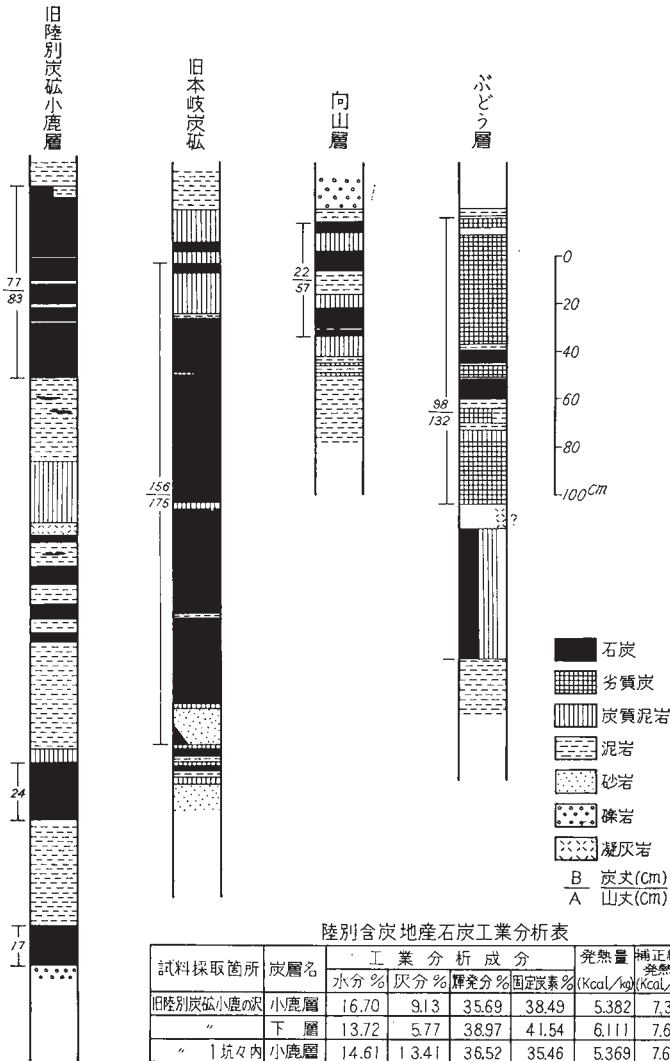
#### Ⅲ. 1 鉱産資源

##### 石 炭

石炭は陸別層中に発達するもので、鹿山付近・上陸別付近および二又南方に比較的良好な炭層が発達し、一時小規模に稼行されたことがある。炭層は膨縮が著しく連続

注12) このような緩傾斜褶曲構造は、常呂から上足寄間の二又断層東側の新第三系分布地域に共通して認められる。女満別・常呂付近においては新第三系自体がブロック化しているところや、緋牛内北方地域ではブロック化した先第三系の上に新第三系が山頂部に分布しているのが知られている。このような現象は新第三系堆積後の造構造運動による。ブロック化というよりむしろ新第三系堆積前に形成された基盤構造が大きく反映したもので、それが再活動し、新第三系までをブロック化したものであろう。

注13) 本図幅地域には津別層以上の新第三系が分布しないが、東に接する上里図幅地域には上部新第三系の上里層群が分布する。これは津別層・達娯層など同様の構造運動をうけている。



(札幌通商産業局滝川分析所)

第4図 旧陸別炭砒・旧本岐炭砒炭層柱状図ならびに石炭工業分析表

性に乏しいため、企業化は困難でいずれも廃坑となっている。そのほか各所に炭層や炭質頁岩が発達するが、薄く連続性に乏しい。稼行地域の炭層状況は、露頭がほとんど採掘しつくされているため明らかでない。日本鉱産誌の記録によると（日本鉱産誌—Va p. 248～251），鹿山付近の陸別層はN-S～NNE-SSW走向で、西へ傾斜し、礫岩を主体としている。炭層は3枚あり、上位から順次小鹿層・向山層およびぶどう層の名で呼ばれ、なかでも小鹿層が良好で採掘された。陸別炭砒および本岐炭砒における炭層柱状図と石炭の分析値とを示す（第4図）。

### 珪石および含マンガン赤鉄鉱

本図幅地域のジュラ系には、しばしば珪石および含マンガン赤鉄鉱の鉱徴が認められるが、いずれも小規模であり経済的価値のあるものはない。戦前二又北方チミケツブ湖へ通ずる道路の西側地域で、含マンガン赤鉄鉱を対象に採鉱がなされたが、有望な鉱床は見えず、むしろこれに随伴する珪石で良質なものが発見され、製鉄、製鋼用耐火物原料として2～3カ年にわたって小規模に採掘されたが、現在は掘りつくされ、みるものがない。当時の調査資料による珪石の品位は次のようである。

本岐珪石

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO	灼熱減料	耐火度
97.68	0.48	1.36	0.48	SK34

### 瑪 瑙

瑪瑙は坊主山南南東地域の現河床堆積物中（崖錐を含む）に、種々の大きさの転石として認められる。この瑪瑙の成因については既述のように、二又安山岩類中に2次的に形成されたものが、風化崩壊したものと推測される。崩壊角礫状で、大きいものは径1mから小さいものは径5cm位のものまで雑多である。乳白色～淡黄褐色で緻密であるが、均質なものは少なく、大塊の場合は結晶質石英が伴われていると同時に割れ目があり、飾石としての価値のあるものは少ないが、なかに小さな細工に利用できる良好なものがみいだされる。しかし量的に少ないため経済的価値は低い。

### 土木工用骨材

主として道路の補修ならびに改修工事の骨材として利用されているもので、路面保持には安山岩および熔結凝灰岩の砕石が、また、路床の凍上防止には、水はけの良い軽石流堆積物が広く利用されている。安山岩は美幌—阿寒湖畔間国道筋に分布する安

山岩岩脈が、砕石の設備を設けて採石され、熔結凝灰岩は二又付近において、小規模に利用されている。また軽石流は立地条件のよいところで数カ所採掘されている。

### Ⅲ. 2 地 じ り

地形の項でも述べたように、本図幅の新第三系分布地域には、地じり地形がいたるところに認められる。ただし、これらは古い地じりによってできた地形であって、現在明らかに滑動している証拠のあるものはほとんどない。その発生原因を四辺の地質条件から推測すると、本地域の地じりは、地質構造の特徴と、新第三系を構成する岩石の特徴とが密接に関係しあって、その発生の要因となっているものと思われる。

新第三系分布地域は緩やかな褶曲構造を呈し、これには多くの小断層が伴われ、亀裂が発達して地層がブロック化されている。これらの亀裂は地下水の滲透を容易にせしめ、岩石の風化崩壊を助長していると考えられる。さらに新第三系をつくる岩石が、泥岩を主体とする砂質岩との互層で、泥岩中には水を含むと容易に粘土化するものが挟有されている。したがって、地下水の滲透とあいまって泥岩の粘土化が進み、これが滑剤となり、地下水が飽和状態に達した時に地じりが発生したものであろう。これらの地じりにより形成された地形は特徴があり、一般の山地にみられる谷の発生様式と異なり、出口の明らかな谷が発生したり、地じり地の奥に盆状凹地が形成され湛水している場合さえある。出口の明らかな沢は、谷底が地じりや山崩れによる崩壊岩石で埋まっているため、沢水が地下へ滲透し、伏流となっているのである。このような条件のところでは、多量の降雨によってふたたび山崩れの誘発される危険性が充分予測される。

ケミチャップ川中流32線沢沢口対岸において、この種の山崩れが発生し、その前面に施設してあった造林飯場が壊滅埋没し、16名の死者をだすという事故が発生している<sup>6)</sup>。この山崩れの直接原因は多量の降雨によるものと考えられ、帯水が飽和状態に達したため起きたものであろう。本図幅地域においては、このように古い地じり地が、外因的作用により山崩れなど起こす可能性が強い。これらの地じりや山崩れを人工的に予防することは実際的には不可能に近いが、それによる災害をより少なくするための考慮がなされなければならない。それには現在みられる地じり地形の下方にある溪谷の沢口直前とか、山裾により近いところには、極力住宅その他の施設を設けぬこと

や、沼沢地の水位、懸濁度の変化など自然の変化に注意し、地氾りの発生を事前に予知し、それに対処することが必要である。

## 文 献

- 1) 佐々保雄・井上 武 (1939): 北見国網走町付近の第三系層序, 石油技術協会誌, vol. 7, no. 4
- 2) 山田正行 (1951): 十勝国陸別町付近の地質, 北大手記 (M. S)
- 3) 勝井義雄 (1951): 雌阿寒火山の地質, 北海道地質要報, no. 16
- 4) 千地万造 (1953): 北海道網走川に沿う第三系層序の概略, 泉陽高校研究論集
- 5) 島田忠夫・矢崎清貫 (1956): 北海道網走市付近地質調査報告, 石油技術協会誌, vol. 21, no. 6
- 6) 北大理学部地鋳教室 (1954): 北見国津別町本岐の地氾り, 北海道地質要報, no. 25
- 7) 橋本 亘 (1957): 北海道地質構造に関する 2, 3 の問題, 日本の後期中生代の研究, 第 5 号
- 8) 山田 忍 (1958): 火山噴出物の堆積状態からみた沖積世における北海道の火山活動に関する研究, 地団研専報, 第 8 号
- 9) 三谷勝利・橋本 亘 (1958): 5 万分の 1 地質図幅「足寄太」, および同説明書, 北海道開発庁
- 10) HASHIMOTO W., KANNO, S. (1958): Molluscan Fauna from the Tertiary Formation of Chirai, Kamisaroma, Kitamino-kuni, Hokkaido, Trans. Prac. Palaenont, Soc. Japan N. S., no. 32
- 11) 魚住 悟・藤江 力 (1958): 北海道第三紀の地層対比—新第三紀対比試案—新生代の研究, no. 26
- 12) 三谷勝利・他 3 名 (1959): 5 万分の 1 地質図幅「本別」, および同説明書, 北海道開発庁
- 13) 織田精徳・他 2 名 (1959): 5 万分の 1 地質図幅「常室」, および同説明書, 北海道開発庁

- 14) 水野篤行・百石 浩 (1960): 5 万分の 1 地質図幅「雄別」, および同説明書, 北海道開発庁
- 15) 佐藤 茂・他 2 名 (1961): 5 万分の 1 地質図幅「上茶路」, および同説明書, 北海道開発庁
- 16) 三谷勝利・他 2 名 (1960): 5 万分の 1 地質図幅「陸別」, および同説明書, 北海道開発庁
- 17) 石田正夫 (1962): 北見美幌地域新第三系有孔虫について (予報) — 特に中新世の達娯層および津別層に産する有孔虫化石一, 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, 第 14 号
- 18) 沢村孝之助 (1962): 三毛別層および古丹別層上部に含まれる化石珪藻, 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, 第 14 号
- 19) 沢村孝之助・山口昇一 (1962): 網走—浦幌地域の硬質頁岩層の珪藻による対比, 地質調査所月報, vol. 12, no. 11
- 20) 沢村孝之助・山口昇一 (1963): 道東津別地域新第三系の化石珪藻による分帯, 地質調査所月報, vol. 14, no. 10
- 21) 番場猛夫・他 2 名 (1964): 北見国サロマ湖・チミケツブ湖地域の珪石・マンガ  
ン・銅・硫化鉄・金銀鉱床, 北海道地下資源調査資料, 第 72  
号, 北海道開発庁
- 22) 石田正夫・佐藤博之 (未刊): 5 万分の 1 地質図幅「美幌」, および同説明書, 地  
質調査所
- 23) 石田正夫・沢村孝之助 (未刊): 5 万分の 1 地質図幅「北見」, および同説明書,  
地質調査所
- 24) 佐藤博之・山口昇一 (未刊): 5 万分の 1 地質図幅「上里」, および同説明書, 地  
質調査所

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000



HONKI

Abashiri, No. 58

By  
SHŌICHI YAMAGUCHI & KONOSUKE SAWAMURA

(Written in 1964)

---

(Abstract)

The area mapped is located to the northwest of the famous volcano Akan in the eastern Hokkaido.

It is a hilly land with the height of 400~600 m, and seems to be a upheaved peneplane dissected deeply by V shaped or U shaped valleys following the hardness of the basement rocks,

Geologically the area is divided by a fault traversing north-southwards into the west and east halves, which are different in geologic structure. The west half is composed of Jurassic schalstein bed and Paleogene terrestrial Rikubetsu formation, and the east half is of marine Neogene Tsubetsu group and late Cenozoic andesites and pyroclastic flows. It seems probable that under the Neogene in the east half exist the upper Cretaceous and /or upper Paleogene extending from the Kushiro coal field situated to the southeast of this area. The general stratigraphy is shown in the Table 1.

Table 1

Quaternary	Recent	Alluvium	
		Pleistocene	River terrace deposits
	Pyroclastic flow deposits		Upper pumice flow deposit
			Welded tuff
		Lower pumice flow deposit	
		Kikin-dake lava	
Neogene	Pliocene	Iyudaninupuri-yama volcanic rocks	
	Miocene	Tsubetsu group	Tsubetsu f. { Siltstone bed .....150 m
			Hard shale bed .....50~150 m
			Sandstone bed.....10~300 m
		Tatsukobu f. {	Platy hard shale bed .....0~150 m+
			Alternation of sandy siltstone and siltstone.....200 m+
			Tuff bed .....50 m±
		Hard shale bed.....150~200 m	
		Futamata andesites	
Paleogene	Rikubetsu f. { Mudstone bed		
		{ Conglomerate bed	
Jurassic	(Schalstein, diabase, tuffaceous sandstone, mudstone, chert, limestone)		

The Jurassic system is widely developed in the Iktawara and Saromako map-areas to the north of this area. Here exist mostly the products of submarine volcanism occurred at the middle stage of the system. They comprise basaltic flows, sheets and pyroclastics with the intercalation of red shale, chert and lenses of limestone, which contains some fossils



not well preserved. The volcanic rocks are wholly of spilitic and alkaline to contain titaniferous augite as phenocrysts. The system is correlated to the Torinosu limestone in the Outer Zone of Southwest Japan and to the Sorachi group of the Hidaka area in the central Hokkaido.

Paleogene Rikubetsu formation has the thickness more than 700 m, and it consists almost wholly of conglomerate with basal breccia and intercalation of mudstone in its middle horizon. The conglomerate shows clear stratification and in part alternates with thin siltstone, which contains plant remains as listed on the table 2 in the Japanese text. The conglomerate is well consolidated and greyish green when fresh, but it is easily weathered to brown, loose rocks which look like the older terrace gravels. The surface of the underlying Jurassic rocks is always brecciated by ancient weathering. The plant fossils found in this formation strongly suggest that this formation is presumably Paleogene in age. However, the detailed stratigraphic relation between this formation and the Paleogene of the Kushiro coal field is not yet clear.

Neogene Tsubetsu group is composed almost wholly of fine-grained rocks, deposited in rather deep sea, with the basal volcanic facies and the intercalated tuffaceous sandstone bed. The basal Futamata andesites are thick at the center of this area and cover the Paleogene Rikubetsu formation with unconformity not only in the east but also in the west halves of the mapped area. It is almost wholly composed of lava flows of acidic andesites, mainly hornblende-pyroxene andesite, which are more or less altered by carbonatization and chloritization.

The Tatsukoku formation conformably covers the volcanics. It begins with the thin bed of biotite-bearing tuffaceous sandstone, followed by the main part made of hard shale, tuff and silt, with the total thickness of about 600m. The shale contains shells of *Lucinoma*, *Periploma*, argillaceous foraminiferas and diatoms.

The Tsubetsu formation covers the former conformably. It consists of hard shale and massive siltstone, with the basal thin bed of tuff or tuffaceous sandstone. The total thickness of the formation amounts to 1,000m, but in this area, only its lower half is exposed. It contains fossils of *Venericardia*, *Portlandia*, calcareous foraminiferas and diatoms.

The Tsubetsu group is correlated to the lower to middle Miocene as it is covered unconformably by upper Miocene in the Kamisato map-area to the east.

The late Neogene lava flow of hypersthene andesite, the Quaternary lava and the dyke of aphyric or pyroxene-olivine basaltic andesite, possibly a member of the Somma of volcano Akan, covers a narrow area in the southeastern end of the sheet-map.

There are also remains of pyroclastic flows, among which the lower one is not at all welded and hypersthene-hornblende dacitic, the middle one is well welded and pyroxene andesitic, and the upper one is not welded and hornblende-pyroxene dacitic. The distribution of the flows suggests that recent river system did not exist in the time of eruption, and after that, higher (160~180m in height) and lower (140m in height) terraces were formed along the recent river course.

The west and east halves of the area bordered by the fault, which is named Futamata fault, are different in geologic structure from each other: in the western half block-wise structures defined by NW and NE faults, which never cut the Futamata fault, are predominant in Jurassic and Paleogene areas, while in the eastern half gentle folds associated with minor faults are shown in the Neogene formations. The Futamata fault extends to the south, and in the Kushiro coal field it coincides with the tectonic line bordering the Cretaceous and the pre-Cretaceous formations. The fault is probably originated before the deposition of the Neogene, and is rejuvenated afterward.

As regard the mineral resources of this area manganiferous hematite ore deposits, quartzite and limestone in Jurassic, coal in Paleogene, and agate in the basal volcanics of Neogene are found, but they are low in grade or small in scale. For the building stone or for construction materials, are used andesites, welded tuff and pumice flow.

---

昭和 40 年 12 月 1 日 印刷

昭和 40 年 12 月 7 日 発行

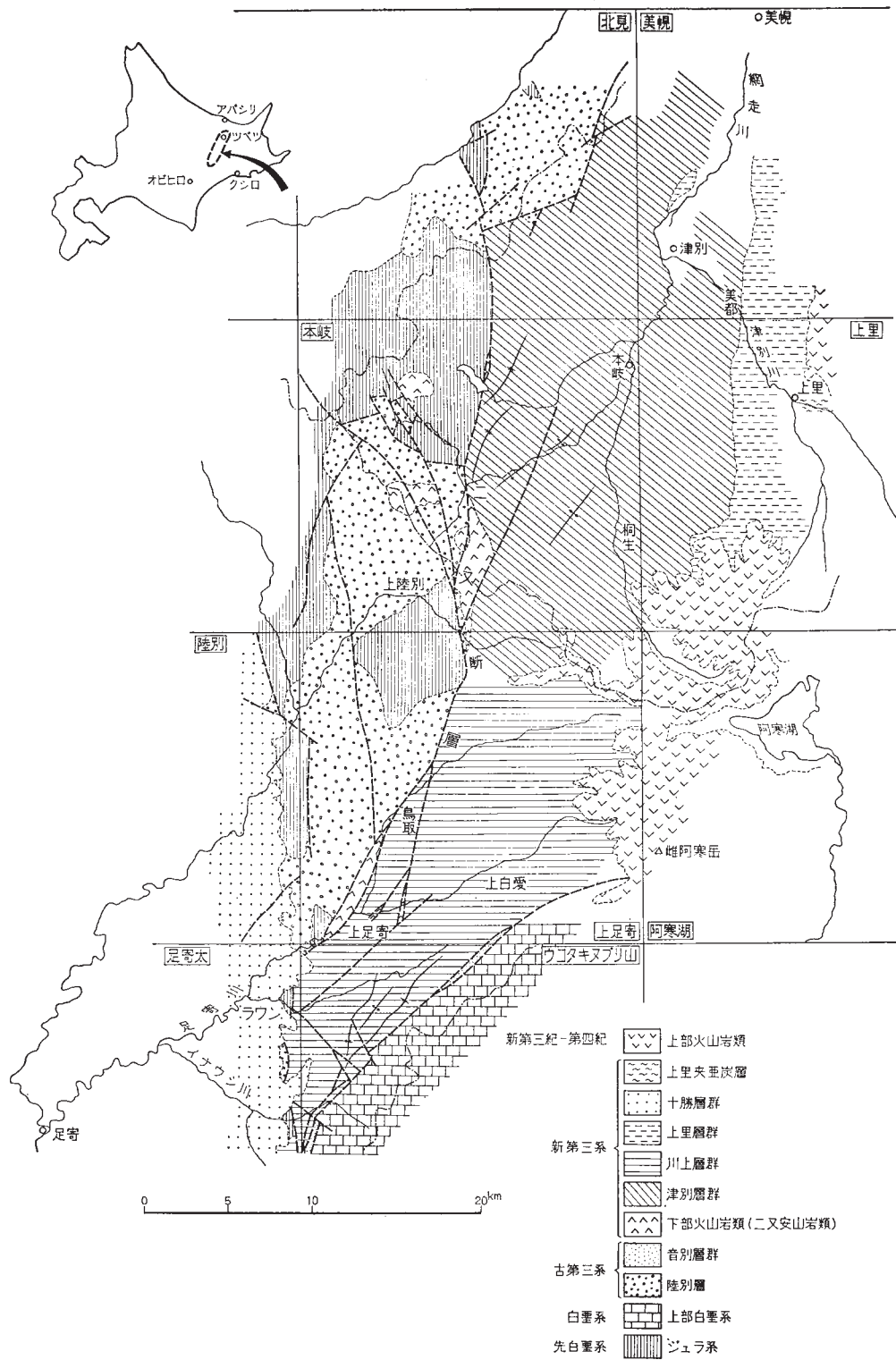
工業技術院  
地質調査所

印刷者 高橋 武夫

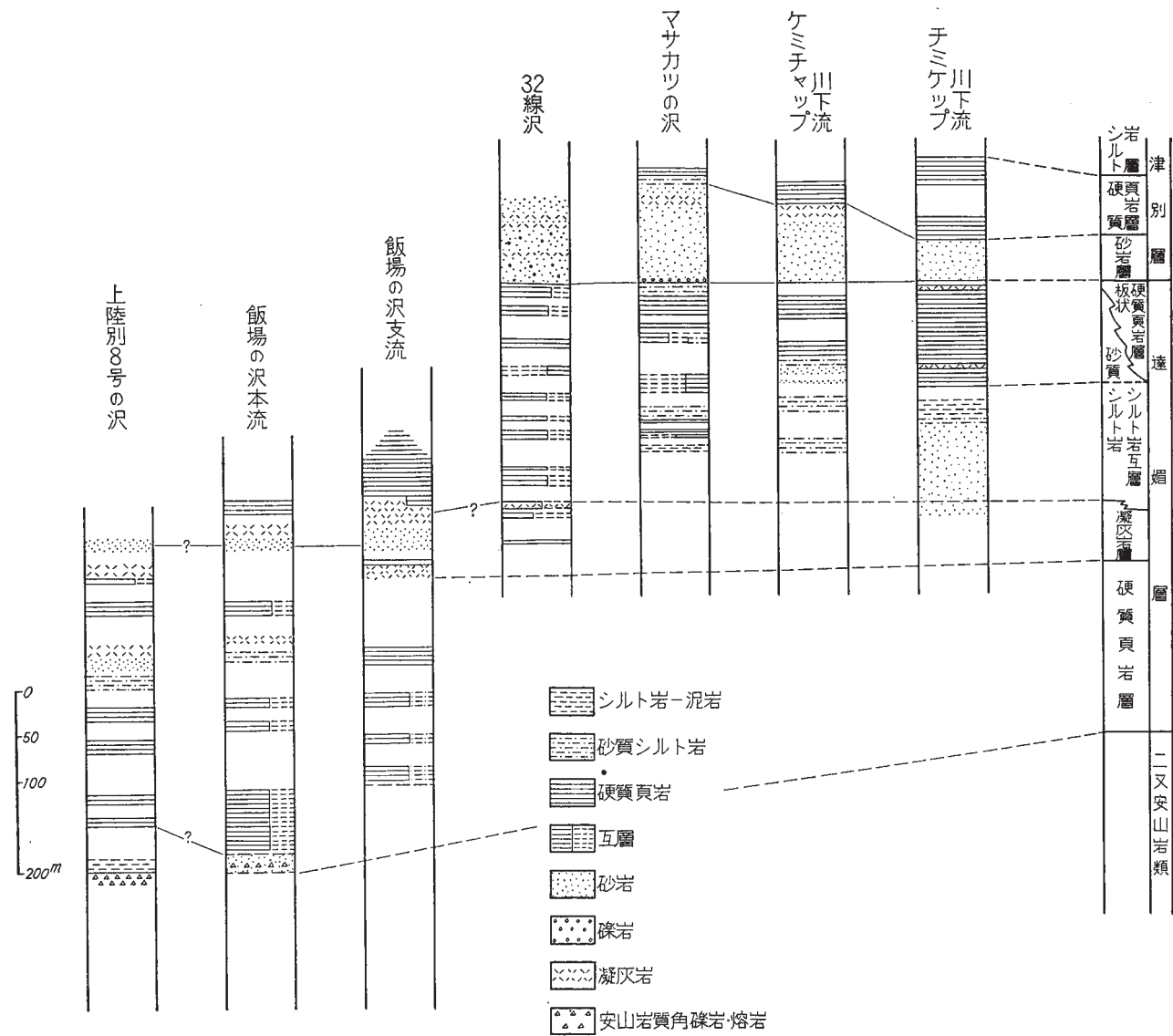
印刷所 大日本印刷株式会社

---

© 1965, Geological Survey of Japan



第1図 津別・足寄周辺地質概略図



第2図 達姫層岩相柱状図