

---

# 5 萬分の 1 地質図幅説明書

---

## 三 溪

(旭川一第 34 号)

地 質 調 査 所

昭和 38 年



550.85 (084.32) (524) [1 : 50,000] (083)

## 5 萬分の 1 地質図幅説明書

### 三 溪

(旭川一第 34 号)

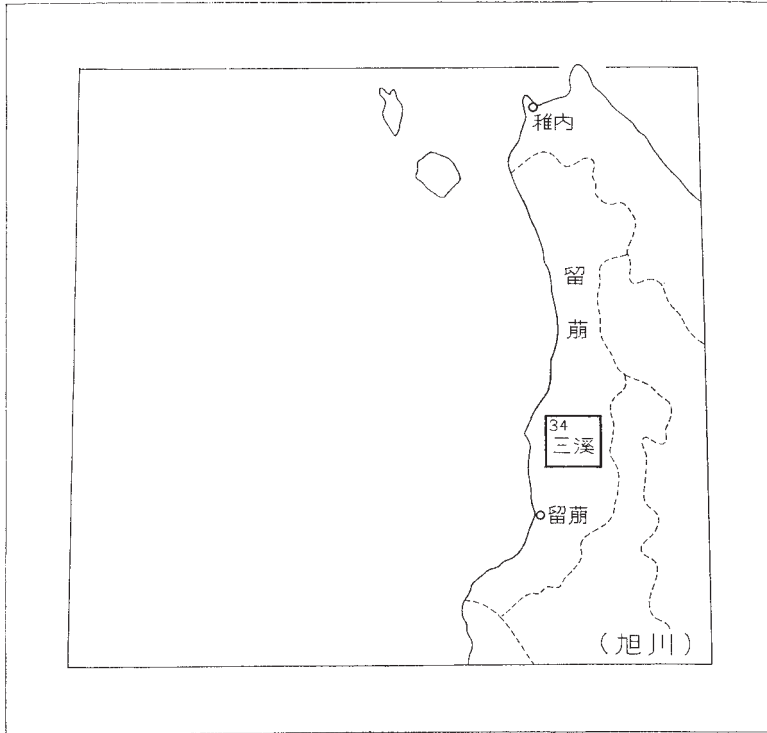
通商産業技官 山 口 昇 一

通商産業技官 松 野 久 也

地 質 調 査 所

昭 和 38 年

位置図



( )は1:500,000 図幅名

## 目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 説	2
II. 2 白堊系	6
II. 2. 1 上部蝦夷層群	6
II. 2. 2 未区分上部蝦夷層群	12
II. 2. 3 白堊系の化石および対比	12
II. 3 一時代未詳—パンケ沢層	14
II. 4 新第三系	15
II. 4. 1 羽幌層	15
II. 4. 2 三毛別層	18
II. 4. 3 築別層	22
II. 4. 4 古丹別層	26
II. 4. 5 チェボツナイ層	34
II. 4. 6 遠別層	37
II. 5 第四系	37
II. 5. 1 河岸段丘堆積層	37
II. 5. 2 沖積層	38
II. 6 地質構造	38
II. 6. 1 白堊系の地質構造	39
II. 6. 2 新第三系の地質構造	40
III. 応用地質	42
III. 1 石 炭	42
III. 2 垂 炭	47

Ⅲ. 3 石 油	47
Ⅲ. 4 ベントナイト	48
文 献	48
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅  
説 明 書

(昭和 36 年稿)

## 三 溪

(旭川一第 34 号)

本図幅の野外調査には、昭和 32 年から 33 年の 2 カ年に亘り延約 180 日を要し、白堊系の地域は主として山口が、また、新第三系の地域は松野・山口が担当した。そのほか白堊系については、当所田中啓策技官から、また、新第三系については同じく角靖夫技官からそれぞれの分野での協力を受けた。

踏査に当たっては未開発地域が多いため羽幌・古丹別両営林署から多大の便宜を受け、また炭田地域については羽幌炭硯鉄道株式会社から資料閲覧その他の便宜を受けた。

図幅地域内から産出した軟体動物化石中、白堊系からのものは主として田中啓策技官と、一部九州大学松本達郎教授および小畠郁生氏により、新第三系産のものは東京教育大学の菅野三郎博士と松野とにより、また、有孔虫化石は東北大学の高柳洋吉博士によりそれぞれ鑑定された。

## I. 地 形

本図幅地域は北海道中軸帯の西縁で、その中北部に当たる苫前炭田の南部地域を占め、そのほとんどが白堊系上部と新第三系との堆積岩からなり、標高 500m を超えることはなく一般に 200 ~ 400m の低い山地からなっている。地形上白堊系、新第三系両者の分布地域相互間での差異はほとんどないが、岩質の硬軟による差異は比較的顕著である。とくに白堊系中の硬質砂岩 ( $U_4$  および  $U_3$  中のもの)、三毛別層および築別層の各砂岩層下部、および古丹別層中最下位の凝灰岩層などは地形に良く反映し、地形図からおよその分布を知ることができ、空中写真を使用するときはかなり正確さをもって、これらの分布ならびに構造を知ることが可能である。一方羽幌層および白堊系の泥質岩は軟弱かつ風化崩壊しやすいために、これらの分布地域は低平な地形を呈し、河川はこれら地域内では蛇行が甚だしい。図幅地域内を流れる主要河川は、

北から羽幌川・チェボツナイ川・古丹別川・三毛別(三溪)川<sup>註1)</sup>で、後3者は西に接する苫前図幅地域内古丹別市街付近で合流している。これらの河川中羽幌川および古丹別川はいずれも図幅地域外東方の天塩山脈に源を發して西流し、前者は逆川、中の二股川・右の沢・デト二股川・十五線沢および二股川などの支流を合して図幅地域外西方の羽幌町市街を経て日本海に注ぎ、後者はアノトロマ沢・チェボツナイ川・三毛別(三溪)川などの支流を合して、図幅地域外西方の上平部落を経て前者同様日本海に注いでいる。図幅地域は山地が多く、平坦地はわずかに羽幌川本流、古丹別川本流および三毛別(三溪)川に沿ってそれぞれ下流地域に発達する1～2段の河岸段丘と沖積氾濫原だけであって、これらが唯一の農耕地となっている。したがってほとんど全地域を通じて未開発地が多く、公共の交通機関としては、わずかに羽幌川本流に沿って羽幌町市街から羽幌炭鉱鉄道株式会社羽幌鉱業所羽幌二坑に到る間に乗合バスがあるのみで、このほかには営林署の木材搬出の専用軌道が羽幌川本流、古丹別川本流および三毛別(三溪)川に沿って敷設されているに過ぎない。図幅東部地域にいたっては、上述の専川軌道以外に道路もなく、この地域への交通は、これらの軌道を利用する以外にない。

## Ⅱ. 地 質

### Ⅱ. 1 概 説

本図幅地域内に分布する地層は、白堊紀の上部蝦夷群層、時代未詳(おそらく新第三紀)のパンケ沢層、新第三紀の羽幌層・三毛別層・築別層・古丹別層・チェボツナイ層・遠別層、第四紀の河岸段丘堆積層および沖積層である。この地域は、苫前炭田として早くから調査開発されたところであり、その新第三系(新第三系)の層序区分は北海道中軸帯の北部地域における標準層序として用いられている。これらの層序関係を示すと第1表の通りである。

白堊系は、本図幅地域の東縁および羽幌ドームの中核部にわずかに認められるに過

註1) 三毛別川の名称は本図幅地域内に2つあり、1つは築別川の支流で本図幅地域の北縁を東から西へ流れている。また他は古丹別川の支流であり、後者には、その中流の部落名「三溪」を添え前者と区別した。



第1表 地質総括表

時代	層序	層厚	相の変化および地殻運動	火成活動	その他	
第四紀	沖積層	海退	海進	0		
	段丘堆積層	0				
新第三紀	遠別層	80m	造構運動	安山岩質活動	亜炭	
		チエボツナイ層				200
		砂岩層	280	造構運動	酸性凝灰岩	
		火山砕層岩				
	古丹別層	2,000	造構運動	凝灰岩	石炭	
		3,700				
	築別層	泥岩層	0~150	軽微な造構運動	凝灰岩	石炭
		砂岩層 (基底礫岩夾炭層)	0~400			
			砂岩泥岩互層			
		三毛別層	砂岩層			
羽幌層	0~400	造構運動	酸性凝灰岩	石炭		
	0~60					
時代未詳	パンケ沢層	0~60	造構運動	安山岩質活動		
白堊紀	ヘトナ世	上部蝦夷層群	U <sub>6</sub>	1,380	酸性凝灰岩	
	浦河世					U <sub>1</sub>

0：海水準

曲線が右側にあるときはこの地域は海面下において堆積が行なわれていたことを示し、逆に左側にあるときは陸化侵蝕を受けていたことを示す。後者の場合陸成層の堆積が行なわれていたときには斜線をもってこれを示した。

ぎないが、これは北海道中軸帯北部日本海岸に沿って厚く発達する新第三系の基盤としてその東側に、南北方向をとって帯状に分布するものの一部である。白堊系はすべて上部蝦夷層群からなり、これより下位の層準は東に接する添牛内図幅および南東に接する幌加内図幅両地域に分布している。上部蝦夷層群は全般的に泥質相が卓越するが、上部と中部との一部に砂質相の発達する部分がある。化石は一部を除いてアンモナイト、イノセラムスの比較的保存の良好なものを豊富に産する。

パンケ沢層は、従来“原の沢層”とされていたものの一部で、新第三系の最下位層と考えられていたが、新第三紀を証拠づける資料がない。すなわち、新第三系の羽幌層に不整合に被覆され、白堊系との直接の関係が明らかでなく、白堊系の疑いもないわけではない。たゞ付近のはっきり白堊系とされる部分との間に岩相上急激な変化があることから、これとは分離して時代未詳の一層として取り扱った。

新第三系は、前述の白堊系およびパンケ沢層を不整合に被覆し、その全層厚は数1,000mにも及んでいる。この地域は稚内から浦河にのびる新第三系の一大堆積盆中、天北地区と呼ばれる地域の一部に当たり、新第三系が下部から上部までほとんど欠除なく累重しているところから、上述の層序区分は同地区における新第三系の標式層序として古くから多くの人々に親しまれている。この厚い陸源の堆積物からなる新第三系の積成過程はその層序断面中に認められる造構運動と上下を通じての層相の変化とから、大きく3分される。すなわち羽幌層から古丹別層堆積前、古丹別層の堆積時およびチェボツナイ層以後と3つである。

羽幌層堆積時から古丹別層堆積前にかけては、この地域は広範囲にわたる一様な上昇・沈降を行ない、互いに軽微な不整合によって境される陸成ないし浅海成の地層を交互に堆積した。すなわち、羽幌層は時代未詳のパンケ沢層を不整合に被覆して、淡水域に形成せられたものであり、苫前炭田におけるもっとも主要な夾炭層となっている。その上位の三毛別層は羽幌層の上位に削剥面を距てて累重し、海成層からなり、下部の砂質相から上部の泥質相へと1堆積輪廻を示している。すなわち最下部は比較的温暖な気候条件下のものと考えられる浅海棲の動物化石を多産する粗粒相からなり、上方に徐々に粒度を減じ細粒砂岩を経て上部の泥質相を最後にその堆積輪廻を終えている。このような岩相変化に伴って産出化石も下部から上部へ浅い深度を示すものから深い環境を示すものへと変化している。築別層も三毛別層堆積後の幾許かの

削剥の時期をおいて生じた海進による堆積物である。これは東方へ向かって三毛別層のみならず基盤の白堊系までを広く覆っていると同時にその堆積は三毛別層より、一層完全な海進輪廻を示している。すなわち、最下部は局部的に含炭する陸成相あるいは礫岩を主とする粗粒相からなり、次第に上方へ粒度を減じ、最上部は一樣な泥相からなる。本層下半部の砂岩から産する介化石群集は、三毛別層の群集とは層位上からだけではなく、それよりやゝ寒冷的な気候条件下の群集であることからはっきり区別される。

古丹別層の堆積は、その堆積盆の連続的、かつ急激な沈降と、これと相対的な後背地—堆積物の供給源—の同様な上昇とを背景として生じた地層である。この昇降運動の強弱は古丹別層の堆積物の特性から読みとることができる。すなわち、古丹別層は厚さ数 1,000m に達する厚層をなし、著しい粗粒堆積物を含み、海成層であるにもかかわらず底棲の大型化石をまったくといってよいくらい含んではおらず、乱泥流に起因する種々の異常堆積が認められる。本層は前述したように著しい厚層をなすが、地域によって層厚に顕著な差が認められる。この関係は、本層中の鍵層の層間距離の増減によくあらわれている。この層厚の変化によって示される沈降水量の差をみると、この地域から北方、羽幌～初山別地方にかけて、背斜部に向かって鍵層間の層間距離を減少し、逆に向斜部に向かって、それを増大する。この事実から古丹別層堆積中、すでに褶曲運動が始まっていたものと考えられる。この褶曲を主とする造構運動は古丹別層堆積後まで続き、かつ断裂を伴う著しいものであったと考えられる。この運動による変形は地層の断裂褶曲が東方ほど著しく、西方に次第にゆるやかになる事実から、東方からの横圧力によるものと解される。この造構運動によって、現在認められるような、白堊系から古丹別層にいたるまでの大局的な調和性を示す基本的構造がつくられたものと考えられる。

チェポツナイ層以後遠別層にいたる堆積は、前述した造構運動によって、この地域が陸化し削剥を受けたのち一連の海進によって行なわれたものである。また、この海進は、安山岩の噴出を契機として開始したものと考えられ、この地域を含めてチェポツナイ層およびこれと同層準の地層の基底には火山碎屑岩が連続して南北に広く追跡される。この火山活動は北東方域外にあっては、上位の遠別層に相当する層準およびそれ以上がこの火山碎屑岩によって置換えられており、ずっと後おそらく鮮新世まで

引続いたものと考えられる。

チェボツナイ層は主として瀬海ないし浅海を示す砂岩あるいは礫岩からなり、局地的には淡水相を示す夾亜炭層となっている<sup>註2)</sup>。この上位に整合に累重する遠別層はチェボツナイ層に始まる海進の最盛期の産物であって、広範囲にわたって一様な海成の泥質相からなり、その産出化石からもより深い外洋性のものであることは疑いない。

遠別層の堆積時に最盛に達した海進は、鮮新世に入って海退に転じ、遠別層の上に整合に重なる砂岩を経て礫岩に終わる茂築別層を堆積した。しかしこの層準は本図幅地域内には分布しない。

鮮新統、すなわち茂築別層の堆積によって、この地域の新第三紀の堆積盆は充填され完全に消滅するにいたった。鮮新世末には、ふたゝび褶曲を主とする造構運動があって、新第三系の地質構造が最終的に決定された。

第四系は、上述の褶曲によって転位した新第三系以下の各地層群を覆って各河川に沿って分布する段丘および沖積氾濫原堆積物で砂・礫および粘土からなる。これらの間には両三度にわたる地盤の上昇が認められる。

白堊系および新第三系のつくる地質構造を概観すると、大局として、南北方向の軸をもつ褶曲構造である。この大局の方向は北海道中軸帯の南北方向の構造と一致している。しかし、この地域北東隅から北に接する築別炭砒図幅地域にかけての、白堊系を中核とする築別背斜およびその西側に位置する羽幌ドームの北方延長は、北西—南東方向をとっており、前述の主方向に斜交する褶曲構造として異例である。本図幅地域の北半部は、これら両構造方向の接合部に当たり、両者の影響を受けて、地質構造はやゝ複雑である。

## Ⅱ. 2 白 堊 系

### Ⅱ. 2. 1 上部蝦夷層群

本層群は苫前炭田の新第三系の基盤をなすもので、図幅地域の東縁部と羽幌ドームの中核部に分布する。上下を通じて泥質相が卓越するが、中部および上部に比較的連続性のある中～粗粒の砂岩層が発達する。これらは岩相および古生物学上の資料か

註2) この部分は苫前地方で小川夾亜炭層(対馬・松野・山口:1954)と呼ばれていた。

ら  $U_1 \sim U_6$  の 6 部層に分けられる。また、一般的にみて南方から北方に向かって漸次粒度を増す傾向が認められる。本層群の下部は東方域外にあって不明である。本層群と上位の新第三系との累重関係は、逆川から南の地域では本層群上部  $U_6$  (ヘトナイ統下部階) が、新第三系の三毛別層および築別層に不整合に被覆されるが、逆川から以北の地域では北に向かって漸次本層群の上部が削剝され、愛奴沢流域においては  $U_3$  が羽幌層に不整合に被覆され、一般的に北東ないし東方ほど削剝量が大である。本層群の下部 ( $U_1$ ) からは浦河統下部階を示準する *Inoceramus uwajimensis* YEHARA を多産し、 $U_2-U_3$  からは浦河統上部階を示準する *Inoceramus amakusensis* NAGAO & MATSUMOTO が、 $U_3$  からは同階を特徴づける *Inoceramus japonicus* NAGAO & MATSUMOTO を産出する。また、 $U_5$  下部の泥質相からはまれではあるがヘトナイ統下部階を示準する *Inoceramus schmidti* MICHAEL を産する。本層群は層厚約 1,500m を算する。第 1 図は本層群が比較的連続して露出する羽幌川本流、逆川および中の二股川地域の各ルートから得られた地質柱状図と、それに基づいて模式的に編集した岩相柱状図である<sup>註3)</sup>。

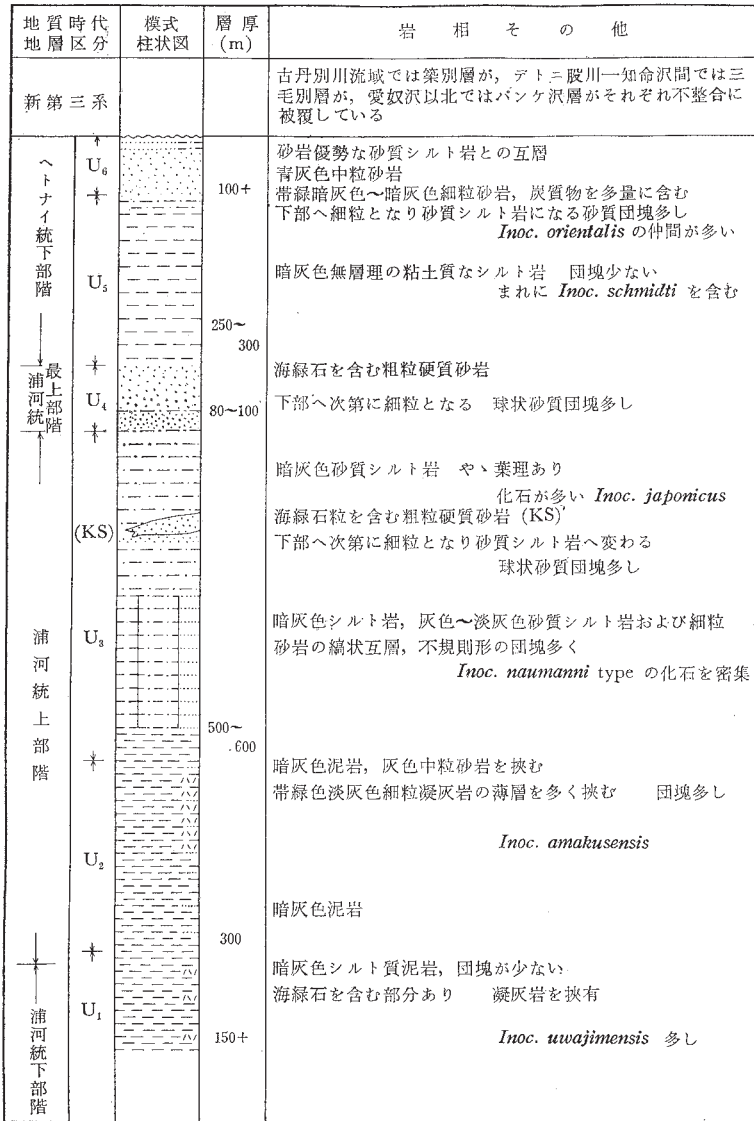
#### $U_1$

$U_1$  は図幅地域における上部蝦夷層群の最下部を占め、中の二股川流域にわずかに露出する。主として層理の不明瞭な暗灰色シルト質泥岩からなり、厚さ数 cm から数 10 cm の淡黄緑色の凝灰岩をやゝ多量に挟有している。上部には海緑石粒を多量に含有する淘汰の悪い砂質シルト岩が発達する。一般に石灰質団塊は少なく、下部にまれに認められるにすぎない。化石は上部に少ないが下部には普通に産し、アンモナイトに較べてイノセラムスが遙かに多く、かつ団塊中に含まれるものもあるが、一般には母岩中に多く含まれている。 $U_1$  から産する特徴的な化石は *Inoceramus uwajimensis* YEHARA および *Inoceramus mihoensis* MATSUMOTO であり、前者は中部から下部にかけて多産し、後者は上部からわずかに産する。 $U_1$  の厚さは約 150m+ である。

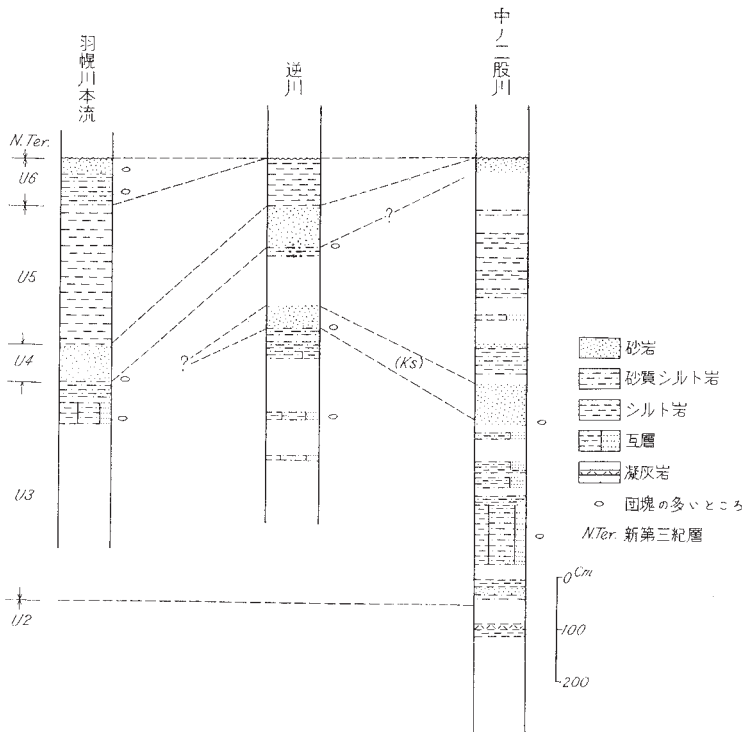
#### $U_2$

$U_2$  は  $U_1$  から漸移し、上半部に多くの凝灰岩を挟有することおよび含有化石が  $U_1$  のそれと異なることによって、後者から区分される。下部は暗灰色塊状泥岩からなり、

註3) この分帯は築別炭鉱図幅の分帯と異なる。両図幅間の関係については後述する。また、羽幌ドーム地域に分布する白壁系は分布地域が限られており、かつ産出化石が少ない。このため分帯が困難なので、一括し未区分上部蝦夷層群として取り扱った。



第1図 上部蝦夷層群模式柱状図



第2図 上部蝦夷層群主要ルート柱状図

中上部は暗灰色泥岩を主とし帯緑灰色細粒～中粒の凝灰質砂岩と、帯緑淡灰色細粒凝灰岩の厚さ10cm以下の薄層とを頻繁に挟有している。団塊は下部に少ないが中上部に多く、なかにイノセラムス、アンモナイトおよび植物の化石を包蔵している。化石は団塊中に含まれるものが多く、かつアンモナイトがイノセラムスに較べて遙かに多く、かつ量的には中上部に著しい。浦河統上部階の下部を特徴づける *Inoceramus amakusensis* NAGAO & MATSUMOTO は本部層の上部からU<sub>3</sub>の下部にかけて産出する。U<sub>2</sub>の厚さは約300mである。

### U<sub>3</sub>

U<sub>3</sub>は上部蝦夷層群中最も広く分布し、U<sub>2</sub>から漸移する。U<sub>2</sub>との境界は挟有

される凝灰岩の量の少なくなった部分から上位を  $U_3$  として取り扱った。 $U_3$  中には比較的連続性のある特徴的な硬質砂岩 (Ks) が発達する<sup>註4)</sup>。

最下部は  $U_2$  上部と岩相は大差ないが、 $U_2$  上部に特徴的な凝灰岩がほとんど挟有されない。下部は暗灰色シルト岩と灰色～淡灰色の砂質シルト岩および細粒砂岩との縞状互層からなり、各単層の厚さは 1cm 内外で葉理が良く発達している。この縞状互層は南部では薄い北部へやゝ厚くなる。この互層中にはしばしば厚さ 0.2～2m 前後の淡緑灰色中粒砂岩層が挟有される。中部は前述の縞状互層から次第に暗灰色無層理砂質シルト岩へと変わり、さらに上部へ粒度を増し炭質物に富む帯緑暗灰色塊状細粒砂岩から硬質砂岩 (Ks) へ移化している。

硬質砂岩 (Ks) は帯緑灰色～灰色の中～極粗粒の堅硬な砂岩で、径 1～2mm の緑色シルト質岩片 (火山砕屑質物らしい) および海緑石粒をおびたゞしく含み、凝灰質物により固結されており、きわめて特徴がある。この砂岩は北部地域では厚く良く連続し築別炭砒図幅地域にまで続いているが、南部へは次第に薄化し逆川以南の地域ではその存在が明らかでない。

上部は黒色～暗灰色でやゝ葉理の発達したシルト岩ないし砂質シルト岩からなり、しばしば淡灰色～灰色の中粒砂岩の薄層を挟有する。最上部には硬質砂岩 (Ks) より下位の岩相に似た帯緑暗灰色の塊状砂質シルト岩が発達し、上方へ  $U_4$  の砂岩へと移化している。

$U_3$  では上述の各岩相によって含有される団塊の形状、およびこれらに包蔵される化石の構成にかなり顕著な差が認められる。すなわち、下部の縞状互層中には扁平あるいは球状などいろいろな形の団塊が多く、これらには *Inoceramus naumanni* type の小型の *Inoceramus* が密集して包蔵され、最上部の砂質相および硬質砂岩の直下の同様な岩相中には球状の砂質の団塊が多く、なかに *Polyptychoceras* などのアンモナイトが多く認められる。

上部のシルト岩ないし砂質シルト岩からは浦河統上部階の特徴種である *Inoceramus japonicus* NAGAO & MATSUMOTO をわずかに産する。

$U_3$  の厚さは約 500～600m である。

註4) この砂岩は地質図上に硬質砂岩 (Ks) として図示した。またこの砂岩は築別炭砒図幅における  $U_2$  に連続する。



U<sub>4</sub>

U<sub>4</sub>は逆川以南の地域に分布し、それから北部の地域ではその分布が明瞭でない<sup>註5)</sup>。U<sub>3</sub>の最上部の砂質シルト岩から漸移し、下部から上部へ粗くなる。古丹別川流域では粗粒部が薄いが北方に向かって側方変化し漸次厚くなる。下部は帯緑暗灰色～暗灰色塊状細粒砂岩からなり、炭質物および海緑石を多く含んでいる。上部は粗粒の凝灰質硬質砂岩からなり、これは径1～2mmの緑色シルト質岩(火山碎屑質物?)の砂粒を含んでいる。その外観はU<sub>3</sub>の硬質砂岩(Ks)に良く似ており、これらは上下に接する部分の岩相および化石を検討せずにその岩相からだけで区別することは不可能である。団塊および化石は上部の粗粒部にはほとんど含まれないが、下部の細粒部には径5cmから50cmほどの球形の砂質団塊が多く、そのなかには *Polyptychoceras* などのアンモナイトが比較的多く包蔵されている。本層の厚さは約80～100mを算する。

U<sub>5</sub>

U<sub>5</sub>は逆川から以南の地域およびデト二股川の下流地域に分布する。下位U<sub>4</sub>との関係は整合であるが岩相上明瞭な境界を引くことができる<sup>註6)</sup>。一般に下部は海緑石および軽石粒を含み、淘汰が悪く、やや粗いが、上部へ次第に細粒泥質となる。主部は暗灰色無層理で玉状に碎ける軟らかい粘土質のシルト岩で、風化すると弛緩して粘土化しやすい。また鉄苦土鉱物を含む凝灰岩を数枚挟有している。上部は凝灰岩をほとんど挟有せず、U<sub>6</sub>へ漸移している。団塊は全般的に少なく、また、化石もヘトナイ統下部階を示準する *Inoceramus schmidti* MICHAEL のほかアンモナイトをわずかに産するに過ぎない<sup>註7)</sup>。本層の厚さは約250～300mである。

U<sub>6</sub>

U<sub>6</sub>は図幅地域における上部蝦夷層群の最上部層で羽幌川以南の地域に分布する。北部ではその最下部が認められるにすぎないが、南方へ漸次これより上位の層準が新第三系基底の不整合面下に出現し、古丹別川支流オンコの沢にいたると最上部まで認

註5) 逆川以北の地域では削剝の結果ほとんど分布しないが、デト二股川流域においてU<sub>3</sub>とU<sub>5</sub>との境界付近にU<sub>4</sub>と思われる岩相が認められU<sub>4</sub>の存在が考えられる。しかしこれより南方および北方に分布が確認できないので図上には示していない。

註6) 岩相的には粗い砂岩から急激に細かい泥質岩に変わるが、U<sub>4</sub>に多い海緑石粒は少ないながらも、なおU<sub>5</sub>の下部には含まれる。

註7) 南接達布図幅地域においてはU<sub>5</sub>の下部に相当するU<sub>1</sub>から *Inoceramus schmidti* MICHAEL を多産する<sup>25)</sup>。

められるようになる。下部は帯緑暗灰色～暗灰色の細粒ないし中粒塊状砂岩からなり、炭質物に富み、淘汰が悪く“むらくも状”を呈する。またしばしば灰緑色中粒硬質砂岩の薄層を挟有する。上部は南の古丹別川流域に分布し青灰色の中粒砂岩からなり、下部の砂岩に比較して炭質物が少なく色が明かるい。最上部は前述の砂岩に砂質シルト岩を挟み互層する。団塊は径 10cm 前後の球形砂質団塊が下部に多く、上部には少ない。この団塊中には炭化植物片および化石が多い。化石は *Polyptychoceras* の仲間のアンモナイトと *Inoceramus orientalis* SOKOLOW が多く、一般に団塊中に包蔵されるが母岩中からも産する。本層の厚さは約 100m+ である。

## II. 2. 2 未区分上部蝦夷層群

本層群は羽幌ドームの中核部に分布する。主としてシルト岩からなり、中上部に  $U_4$  あるいは  $U_3$  中に発達する硬質砂岩に似た砂岩の薄層が挟有される。化石は一般に少なく、チェポツナイ川支流間宮沢において *Inoceramus cf. orientalis ambiguus* NAGAO & MATSUMOTO を採取したに過ぎない。本層と図幅地域東縁部に分布する上部蝦夷層群との対比は、中上部に挟有される硬質砂岩を鍵として次のように推定される。硬質砂岩は  $U_3$  の中上部および  $U_4$  に発達するが、 $U_3$  の硬質砂岩の下位には縞状互層がほぼ全域にわたって追跡される。羽幌ドームの硬質砂岩の下位にも縞状を呈する互層が発達しており、このような岩相層序から考えて羽幌ドームの硬質砂岩は  $U_3$  の硬質砂岩 (Ks) に当たる可能性が強い。なお今後さらに化石その他により検討する必要がある。

## II. 2. 3 白堊系の化石および対比

次に上部蝦夷層群の各層から産した化石を第 2 表に示す。

第 2 表に示したように、 $U_1$  からは浦河統下部階を示準する *Inoceramus uwajimensis* YEHARA を多産するところから、 $U_1$  は浦河統下部階に対比される。なお *Inoceramus mihoensis* MATSUMOTO も  $U_1$  の上部からわずかに産出している。 $U_2$  から  $U_3$  は *Inoceramus amakusensis* MATSUMOTO および *Inoceramus japonicus* NAGAO & MATSUMOTO を産する層準として浦河統上部階に対比され、 $U_5$  の下部から量は少ないがヘトナイト統下部階の示準化石である *Inoceramus schmidtii* MICHAEL を産す

第2表 上部蝦夷層群産化石表

	U <sub>1</sub>	U <sub>2</sub>	U <sub>3</sub>	U <sub>4</sub>	U <sub>5</sub>	U <sub>6</sub>
<i>Neophylloceras subramosum</i> SHIMIZU	○	○	○	○	○	
N. cf. <i>ramosum</i> (MEEK)			○			
N. <i>hetonaiense</i> MATSUMOTO					○	
<i>Phyllopachyceras ezoense</i> (YOKOYAMA)		○	○	○	○	
<i>Tetragonites glabrus</i> (JIMBO)	○	○	○	○	○	
T. cf. <i>epigonus</i> (KOSSMAT)		○				
<i>Gaudryceras denseplicatum</i> (JIMBO)	○	○	○	○		
G. <i>tenuiliratum</i> YABE		○	○	○	?	
G. <i>tenuiliratum substriata</i> MATSUMOTO		○		○	○	
G. cf. <i>striatum</i> (JIMBO)						○
G. cf. <i>striatum paucistriata</i> MATSUMOTO			○			
<i>Damesites damesi</i> (JIMBO)		○	○	○		
D. <i>semicostatus</i> (YABE MS.) MATSUMOTO		○	○	○		
D. <i>sugata</i> (FORBES)	○	○	○			
<i>Desmophyllites diphylloides</i> (FORBES)		○				
<i>Hauericeras</i> ( <i>Gardeniceras</i> ) <i>angustum</i> (YABE)			○			○
H. (G.) sp.					○	
<i>Neopuzosia ishikawai</i> (JIMBO)		○	○	○		?
N. <i>japonica</i> (SPATH)			○			
<i>Yokoyamaceras jimboi</i> MATSUMOTO		○				
<i>Anapachydiscus</i> sp.			○			
<i>Eupachydiscus haradai</i> (JIMBO)		○	?			
<i>Canadoceras</i> sp.					○	?
<i>Menuites naibutiensis</i> MATSUMOTO			○			
M. <i>japonicus</i> MATSUMOTO			○			
M. (?) sp.				○		
<i>Texanites oliveti</i> (BLANCKENHORN)		○				
<i>Hyphantoceras</i> sp.			○	○	○	
<i>Bostrychoceras</i> sp.				○	?	
<i>Scaphites pseudoaequalis</i> YABE	?					
<i>Polyptychoceras obstrictum</i> (JIMBO)		○	?	○		
P. <i>haradamum</i> (YOKOYAMA)		○	○	○	○	○
P. <i>pseudogaultinum</i> (YOKOYAMA)		○	○	○	○	
<i>Subptychoceras yubarense</i> (YABE)		○	○		○	
<i>Pseudoxybeloceras quadrorinodosum</i> (JIMBO)			○			
<i>Baculites bailyi</i> WOODS*			○	○		
B. <i>tanakae</i> MATSUMOTO & OBATA*					○	○
B. sp.		○	○	○	○	○
<i>Inoceramus uwajimensis</i> YEHARA	○					
<i>Inoc. mihoensis</i> MATSUMOTO	○					
<i>Inoc. ezoensis</i> YOKOYAMA		○	○			
<i>Inoc. ezoensis vanuxemiformis</i> NAGAO & MATSUMOTO					○	
<i>Inoc. japonicus</i> NAGAO & MATSUMOTO			○			
<i>Inoc. amakusensis</i> NAGAO & MATSUMOTO		○	○			
<i>Inoc. naumani</i> YOKOYAMA		○	○	○		
<i>Inoc. orientalis</i> SOKOLOW				○	○	○
<i>Inoc. orientalis nagaoi</i> MATSUMOTO & UEDA			○	○	○	○
<i>Inoc. schmidt</i> MICHAEL					○	
<i>Inoc. balticus</i> BÖHM					○	?
<i>Inoc. aff. hetonaianus</i> MATSUMOTO				○	○	
<i>Inoc. cf. pseudosulcatus</i> NAGAO & MATSUMOTO						○
<i>Acila</i> ( <i>Truncacila</i> ) <i>hokkaidoensis</i> NAGAO		○	○	○		
<i>Nanonavis sachalinensis</i> (SCHMIDT)		○	○	○	○	
<i>Propeamusium cowperi yubarense</i> YABE & NAGAO		○	○	○	○	
<i>Lucina</i> ( <i>Myrtea</i> ) <i>ezoense</i> NAGAO		○	○			○
<i>Tellina</i> sp.			○			
<i>Brunonia cassidaria</i> (YOKOYAMA)			○	○	○	○
<i>Rostellaria japonica</i> NAGAO			○			
Cf. <i>Tessarolax acutimarginatus</i> NAGAO		○				
<i>Dentalium</i> sp.						
Echinoidea			○			
Crab					○	
Fish scale			○		○	○

\*九州大学松本達郎および小島郁生の鑑定による

第3表 達布・三溪・築別炭砒図幅白堊系対比表

達布図幅*				三溪図幅	築別炭砒図幅		
時代区分	地層区分						
ヘトナイ統	下部階	最上部	U <sub>l</sub>	U <sub>6</sub>			
			U <sub>k</sub>				
			U <sub>j</sub>				
			U <sub>i</sub>				
			U <sub>h</sub>				
	最上部階		上部	U <sub>g</sub>		U <sub>3</sub>	U <sub>1</sub>
	浦河統			蝦夷層群		KS	U <sub>2</sub>
						U <sub>f</sub>	U <sub>2</sub>
						U <sub>e</sub>	
						下部階	主部
U <sub>c</sub>							
U <sub>b</sub>							
		U <sub>a</sub>					

\* 古丹別川流域の一部を含む

るので、U<sub>5</sub>から上位がヘトナイ統下部階に対比される。U<sub>4</sub>は上下層との層的位置から浦河統最上部階に対比される可能性が強い。

次に隣接する達布図幅<sup>25)</sup>および築別炭砒図幅<sup>16)</sup>との対比表を掲げると第3表の通りである。

本図幅地域中、南半部古丹別川流域までは達布図幅による層序区分がおゝむね適用できる。しかし図幅北部地域では岩相が変化するため(すなわち全体として粗くなるため)、達布図幅地域における分帯とは若干異なっている。また、築別炭砒図幅との関係は、築別炭砒図幅におけるU<sub>2</sub>の硬質砂岩は逆川以南では尖滅していることと、U<sub>2</sub>の上下の岩相および産出化石から判断すると、築別炭砒図幅のU<sub>1</sub>—U<sub>3</sub>は本図幅のU<sub>3</sub>に相当する。

## Ⅱ. 3 一時代未詳—パンケ沢層

本層は従来築別炭砒図幅地域で“原の沢層”<sup>6)</sup>と呼ばれていた地層の南方延長であり、その標式地は築別川支流パンケ沢中流の一支流である<sup>註8)</sup>。

本層は主として築別炭砒図幅内の築別背斜の軸部に分布し、漸次南方へ薄化尖滅するものと考えられ、地表ではっきりそれと認識できるものの南限は愛奴沢中流および羽幌川本流上羽幌付近までである。

本層と下位の白堊系との関係は、岩相の急激な変化が認められるが、その直接の関係は露出が悪く野外で確認するにいたっていない。

本層はその岩相から上下に2分され、下部は帯緑灰色の粗粒～中粒の塊状砂岩からなり、上部は帯緑灰白色の板状層理を示す凝灰岩からなっている。これらの砂岩・凝灰岩はいずれも堅硬であり、顕著な稜線を形成し、谷筋ではしばしば滝を形成し露出がきわめて良好である。

**砂岩**は一般に中粒で淘汰が良く、新鮮なものは帯青灰色を呈するが風化するとだちに黒色となる。ときには細礫を混じえ偽層の発達する場合もある。この砂岩は野外では一見後述する羽幌層の下部の砂岩と区別がつかない。この砂岩を鏡下で観察すると、粗粒および中粒のものを主とし、極粗粒砂と細粒砂とを混じえる。基質は炭酸石灰質物が30～40%を占めている。砂粒の種類は多量に含まれるものとして石英・半晶質安山岩および斜長石であり、次いで普通輝石・基性安山岩・ガラス質酸性岩および石英安山岩である。そのほか少量の角閃石・角閃石安山岩・角閃石黒雲母石英安山岩および輝石安山岩など、さらに微量の黒雲母が認められる。

**凝灰岩**は、帯緑灰白色～灰白色、中～細粒の結晶質凝灰岩で微細な黒色の苦鉄質物(黒雲母)を少量含んでいる。鏡下でみると、黒雲母石英安山岩質ガラスで、ガラス・石英、少量の斜長石および微量の黒雲母・褐鉄鉱粒などからなっている。凝灰岩

註8) 原の沢層と呼ばれた地層の標式地は羽幌川本流上羽幌付近の南岸、原の沢とされているが、この地域では、羽幌層と基盤の白堊系との間に独立の一層として区分することができるような地層は認められない。筆者らの観察したところでは、羽幌層が基底礫岩をもって白堊系を直接覆っている。もっともパンケ沢層の最上部の凝灰岩を欠くときは、本層の主部をなす砂岩と羽幌層の下部のそれとは野外で区別し難く、あるいは筆者らの羽幌層と一括したものの下部の一部には、パンケ沢層に属するものが含まれている可能性もある。このことは羽幌川の南岸、羽幌二坑付近で施行された試錐によって、地表下にパンケ沢層とされる地層が羽幌層と不整合関係をもって存在することが知られている。もし原の沢層という地層名を用いるならば、この層準に対してである。

の厚さは愛奴沢で約 10m を算する。

本層は前述したように“原の沢層”と呼ばれ、その地質時代は新第三紀初期とされていた。しかし本層は、明らかに新第三紀と考えられる羽幌層よりは不整合を距てて下位の層準ではあるが、時代を決定するに足る古生物学上の資料もなく、果して新第三紀に属するか否か疑問である。一方下位の白堊系との関係は直接観察できず不明であるが、その分布から白堊系との間には構造上かなりの差が認められ、かつ岩相の上にも急激な差がある。したがって白堊系とする資料もないところから、これとは分離し一応時代未詳の一層として独立させたが、第三紀の疑いが濃い<sup>註9)</sup>。

## II. 4 新 第 三 系

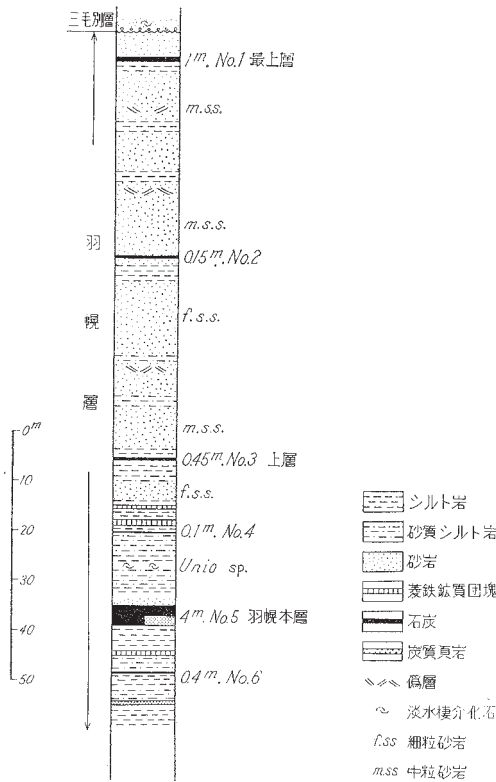
新第三系は、本図幅地域の大半を占めて分布している。下位から羽幌層・三毛別層・築別層・古丹別層・チェポツナイ層および遠別層の順に累重し、おのおのの関係はチェポツナイ層と遠別層との関係を除き、すべて不整合関係にある。

### II. 4. 1 羽 幌 層

本層は服部幸雄 (1950)<sup>9)</sup> の羽幌夾炭層にほゞ相当する。羽幌川中流上羽幌付近をその標式地とし、主として羽幌ドームの中核部に露出し、このほかは築別向斜の東翼部、愛奴沢以北の地域にわずかに分布するだけである。これは北に接する築別炭硯図幅地域内における築別背斜の西翼のもの南方延長であり、北には次第に発達しているが南方へは間もなく尖滅し、愛奴沢以南ではまったく認められない。下位のパンケ沢層との累重関係は本図幅地域においては観察されないが、図幅域外北方の築別鉱業所選炭場付近の鉄道切割および築別川本流などにおいて本層が波状の凹凸面をもってパンケ沢層を不整合に被覆しているのが観察される。また羽幌ドームの主部においてはパンケ沢層を欠いて直接基盤の白堊系を基底礫岩を伴って不整合に覆っている。

本層は苦前炭田の主要夾炭層であり、主として砂岩・シルト岩からなり、ベントナイト質凝灰岩・石炭・炭質頁岩および菱鉄鉱質団塊を挾有している。本層は一般に岩

註9) 従来原の沢動物群<sup>7)</sup>という名称のもとに新第三紀初期における化石動物群とされたものの内容はまだ公表されていない。魚住悟によると、この化石動物群を産する地層はパンケ沢層の下位(関係不明)にあり、むしろ白堊系から漸移しているものである。産する化石もきわめて種数、個体数が少なく、現在のところ時代を決定するに足るものがなく、今後の検討が望まれる。



第3図 羽幌層柱状図 (羽幌鉱業所, 羽幌2坑)  
(羽幌炭鉱K.K.資料による)

質が軟弱なためその分布地域はなだらかな地形を示し、地形図から本層の大略の分布を知ることができるほどである。したがって露出はきわめて不良で、野外においてその岩相柱状を明らかにすることは困難である。第3図に示した岩相柱状図は羽幌鉱業所羽幌2坑付近の試錐資料によったものである。

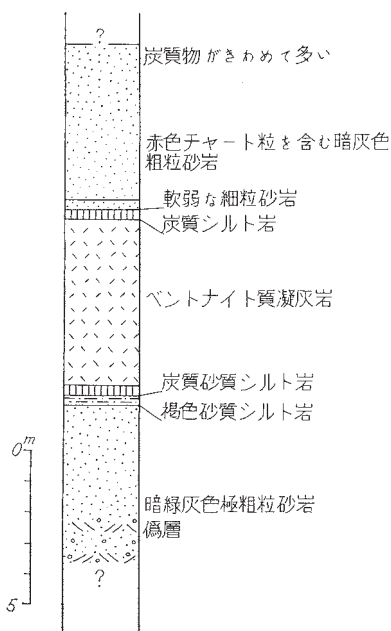
本層下部には主として粗粒の堅硬砂岩が卓越し、上部になるにつれ中粒から細粒の砂岩へと移化し、かつ軟弱となり泥質岩と互層するようになる。基底部は一般に含礫した砂岩でときには礫岩となる場合もあり、凹凸面をもって白堊系を不整合に被覆す

るのが右の沢および原の沢地域で観察される。下部の砂岩は暗灰～帯緑暗灰色粗粒の堅硬な塊状砂岩で、外観がパンケ沢層の砂岩に酷似している。このためパンケ沢層最上部の凝灰岩を欠くときは両者の区別が困難である。この砂岩中にはしばしば赤色チャート粒を散点的に含有する場合がある。中部から上部の砂岩は、淡青灰色～淡灰色を呈し、中粒から細粒で軟弱かつ凝灰質である。砂岩は通常シルト岩と互層するが、ときには厚層をなしておりみごとな斜交葉理を示し、また、炭質物による縮状葉理を示すことがある。

シルト岩は砂岩に比較してその量は少なく、一般に夾炭部付近に多く砂岩と互層している。青灰色～暗灰色を呈し柔軟で粘土化しやすい。暗灰色を呈するものは炭質物に富んでいる。

ベントナイト質凝灰岩は<sup>註10)</sup>、本層の中下部に挟有され白色を呈し、指頭で圧碎さ

註10) この凝灰岩は所により良質のベントナイトとなっている。現在上羽幌地区においてベントナイトとして採掘されている。



第4図 上羽幌吉松沢におけるベントナイト質凝灰岩



れるほど軟弱なため野外でその露頭をみることはまれで、崩壊して粘土状になって押出されている場合が多い。各所における厚さは明らかではないが、上羽幌吉松の沢において観察したところでは5mの厚さが確認された(第4図)。

石炭は本層の中上部に挟有される。おおむね羽幌層分布地域の北西部に良質の厚い炭層が発達し、漸次南東方へ薄化するとともに貧化する傾向がある。羽幌鉱業所羽幌2坑付近においては6枚の炭層が確認され、うち2枚が厚く稼行対象となっている。

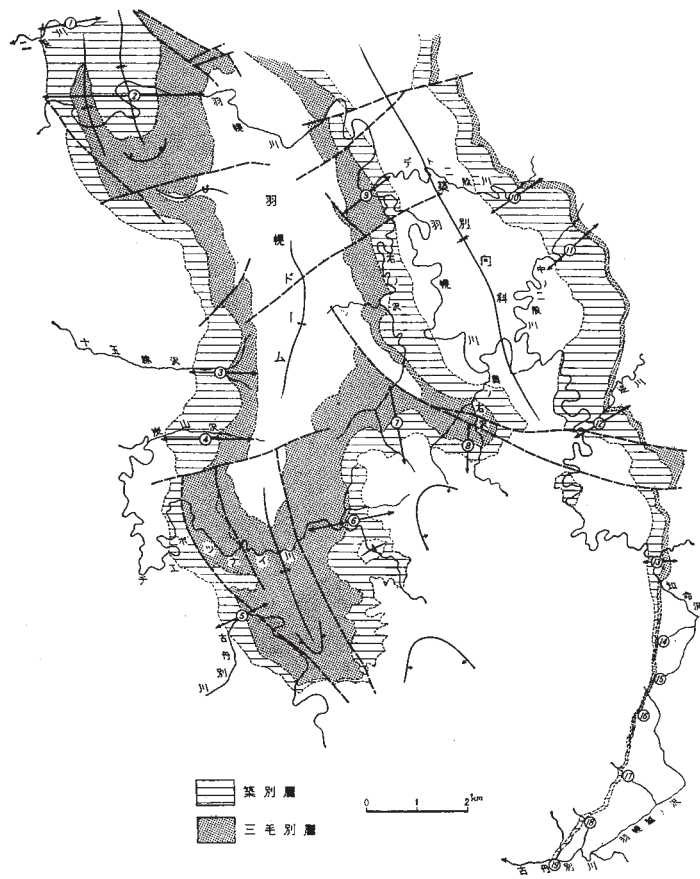
菱鉄鉱質団塊は各層準に含まれるが、概して炭層付近に多い。径10数cm以下の球状あるいは厚さ20cm内外、またはそれ以下のレンズ状あるいは層状を呈して砂岩中あるいは互層中に介在する。一般に表面は褐色～黄褐色を呈するが新鮮な部分は灰色～淡灰色を呈し堅硬である。

本層からは古生物の遺骸の産出が少なくわずかに淡水棲の軟体動物化石と植物化石とを産するにすぎない。植物化石は本層の岩質が軟弱なため鑑定に耐える標本の採集は不可能に近い。棚井敏雅(1955)<sup>20</sup>によれば本層の化石植物群は中新世阿仁合型の組成をもつものであるとしており、その地質時代は中新世初期と考えられる<sup>註11)</sup>。本層は古生物学上の資料が充分でなく近接地域との対比は困難であるが、夕張地方の朝日夾炭層<sup>20)29)</sup>、留萌地方のユードロ層<sup>22)24)</sup>あるいは寧楽層<sup>25)</sup>の下部に対比されるものと考えられる。

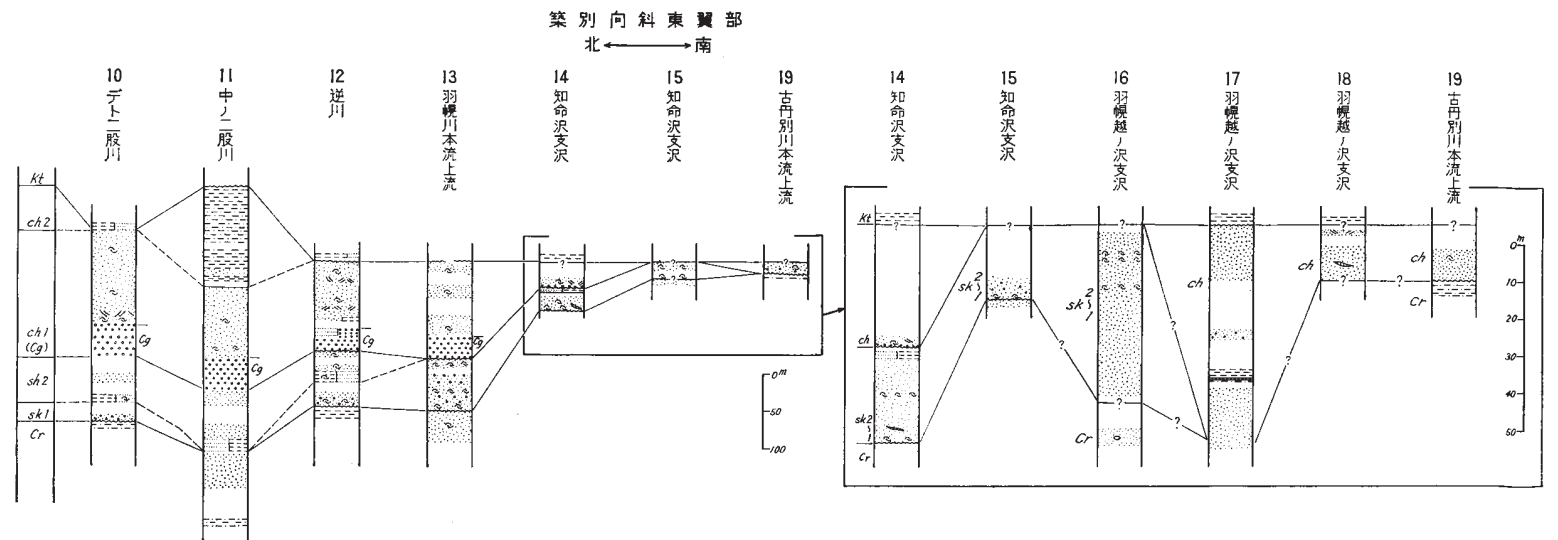
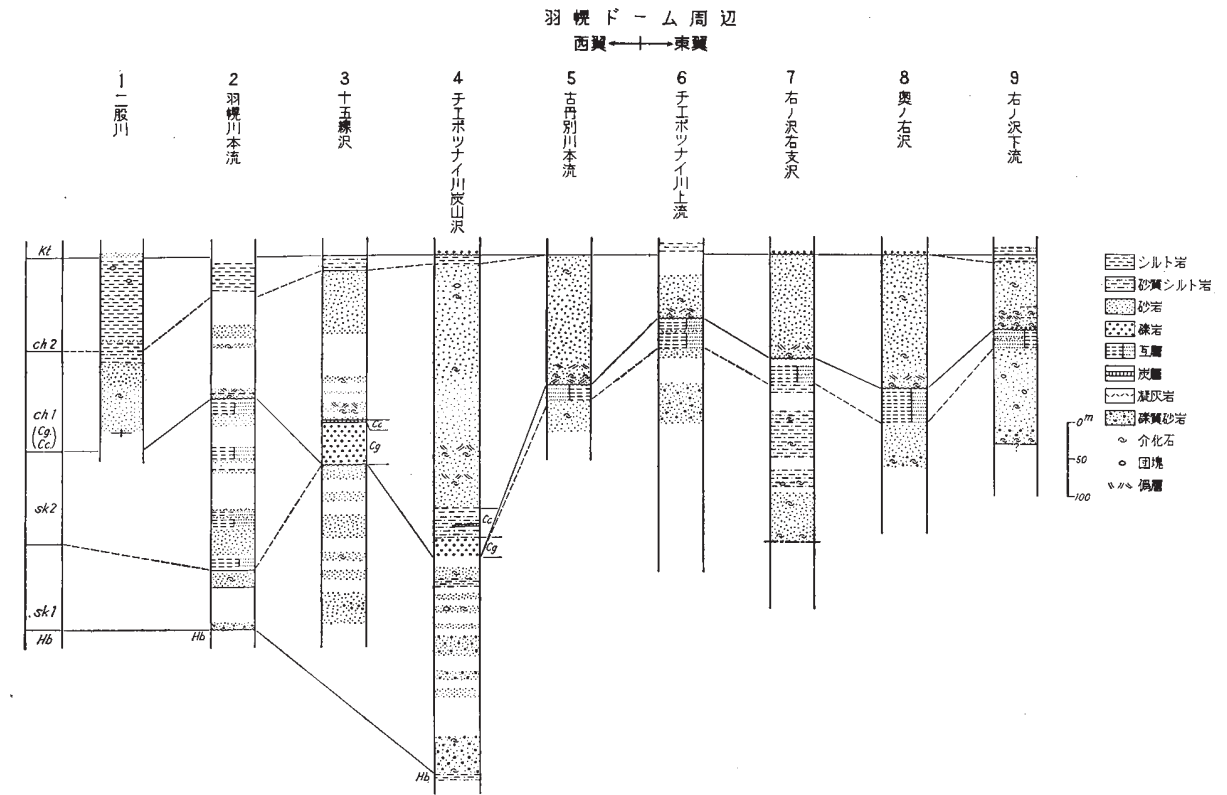
#### II. 4. 2 三毛別層<sup>16)</sup>

本層は、植村癸巳男(1925, 1928)<sup>26)27)</sup>の築別層の下部および中部、服部幸雄(1950)<sup>9)</sup>の築別層の下部砂岩層および中部互層に相当する。その標式地は函館地域外北方、羽幌町三毛別付近から上羽幌付近に通ずる道路切割である。函館地域内では主として羽幌ドームの中核部および築別向斜東翼部の羽幌川支流知命沢以北の地域に分布する。知命沢以南の地域では漸次薄化尖滅し、古丹別川上流地域では白堊系に直接築別層が接し三毛別層以下は分布していない。下位層との累重関係は、羽幌ドームおよ

註 11) 最近棚井敏雅により本層の化石植物についてさらに検討が加えられた結果、台島型植物群の要素もあ  
ることが明らかとなり、さらに今後の研究が必要である。



第5図 三毛別層・築別層岩層位置図



第6図 三毛別層・築別層岩層柱状図

び築別向斜東翼の北部(愛奴沢以北)では羽幌層を不整合に被覆するが、後者の愛奴沢以南の地域では羽幌層およびパンケ沢層を欠いて直接白堊系を不整合に覆っている。羽幌層との不整合関係は羽幌川本流上羽幌附近および右の沢流域の2, 3の地点で確認された。右の沢では一般に本層の基底は珪化木, 石炭および古期岩の礫を含む礫質の砂岩からなり, 凹凸面をもって羽幌層に接している。一方不整合面直下の羽幌層は厚さ10~20cmの間, 泥質岩と砂質岩とが斑状に入乱れている場合が普通である。また, 白堊系との累重関係は, デト二股川・中の二股川および羽幌川本流で観察される。デト二股川では基底に小豆大以下の礫からなる礫岩が発達し, 凹凸面をもって白堊系のU<sub>5</sub>の泥質相を被覆している。中の二股川では基底に礫岩が発達せず砂岩が発達し, 下位の白堊系U<sub>4</sub>の砂質相と接するためその境界を決定するのが困難である。羽幌川上流および知命沢流域でも, 白堊系U<sub>6</sub>の砂岩と本層の砂岩とが直接するため, 岩相による境界決定は困難であるが, こゝではそれぞれに特有の介化石を多量に産するのでその境界をかなり適確に判定することができる。

本層は岩相から下部の砂岩層および上部の砂岩泥岩互層に2分される(第5, 6図)。

### 砂 岩 層

砂岩層は下部が粗く上部へ漸次細粒に変わる垂直方向の粒度変化が認められる。下部は帯緑暗灰色~暗灰色の粗粒~中粒の堅硬砂岩からなり, しばしば小豆大から蚕豆大のチャート礫を主とする円礫を含み, ところによっては礫質砂岩となっている部分がある。また, 下部には例外なく3~4枚の介化石層を挟有している。中部から上部にかけては次第に粒度を減じ, 最上部には細粒砂岩ないし砂質シルト岩が発達している。いずれも帯緑暗灰色~灰緑色塊状で下部の砂岩に比較して軟らかい。炭質物が多く, また径数cmの砂質団塊がしばしば含まれ, そのなかには多くの場合玄能石や海棲介化石が含まれている。介化石は下部では前述したように密集した化石帯をなすが, 中上部では全体に散点的に含まれ, その内容も下部に比較し幾分深い深度に棲息する属種が多い。上限はさらに細粒となり遂にはシルト岩と互層し, 後述する砂岩泥岩互層に移化している。

### 砂岩泥岩互層

砂岩泥岩互層は前述の砂岩層から漸移する。主として羽幌ドーム地域に分布し, とくに北部へ厚く発達している。砂岩・泥岩はいずれも凝灰質で, しばしば凝灰岩の薄

層を挟有している。砂岩と泥岩との量比は一樣でなく、本図幅地域では北部では泥岩が多く南部では砂岩が多い<sup>註12)</sup>。砂岩は、灰色～帯緑青灰色の中粒から細粒に至る凝灰質砂岩で比較的硬い。泥岩は、風化面では赤褐色を呈するが新鮮な面では帯緑暗灰色を呈し凝灰質で硬く“硬質頁岩”の様相を示す部分がある。また、風化するで稜角のある細片にくだける。凝灰岩は厚さ数 cm から 10 数 cm で一般に白色を呈し、細粒緻密であり、しばしば黒雲母を多量に含むものがある。本層中には介化石はさわめてまれにしか認められない。

本層中、下部の砂岩層は前述したように海棲介化石を豊富に包蔵している。従来この化石群集は後述する築別層中に含まれる介化石と分けずに、一括して“築別動物群”<sup>7)</sup>と呼ばれていたが、最近菅野三郎・松野久也<sup>10)</sup>により本層および築別層産の介化石について検討が加えられ、その内容の異なることが明らかにされ、それぞれ“三毛別動物群”および“築別動物群”と呼称された。次に本図幅地域および北に接する築別炭碕図幅地域から産した本層および築別層の介化石を一括表示する。

化石は地域ごとに、また層準ごとに、構成属種および産状にかなりの差が認められる。すなわち、羽幌川以南の地域においては、中の二股川およびデト二股川を除き、砂岩層の基底部には例外なく *Papyridea harrimanni* (DALL) を密集する化石帯が 2～3 枚認められる。また、*Dosinia yamaguchie* (KANNO & MATSUNO) は逆川およびチェボツナイ川間宮沢に多く、前述の *Papyridea* の少し上位の比較的粗い砂岩中に産する。また、中部から上部にかけての細粒の砂岩あるいは砂質シルト岩の部分には、*Conchocele disjuncta* (GABB), *Nemocardium yokoyamai* TAKEDA および *Periploma besshoensis* (YOKOYAMA) などが非常に多く、下部の粗い砂岩中に含まれるものより幾分深い海域に棲息する属種が多い。一方上部の互層中からは本図幅地域においては化石をほとんど産しないが、築別炭碕図幅においては、*Yoldia* 属、その亜属 *Portlandia*, さらに *Nuculana* および *Malletia* などを多く産し、下部砂岩層の要素はまったくみられない(第 4 表)。

これら三毛別層に含まれる介化石は漸新世後期から中新世にかけて出現するものからなり、かつ温暖な気候条件を示す *Lithophaga* spp., さらに *Vicarya* 動物群に伴

註 12) 築別炭碕図幅地域内築別背斜の北西部では、圧倒的に泥岩が多いが築別鉱業所付近では幾分砂岩が多い。

第4表 三毛別層・築別層産介化石表

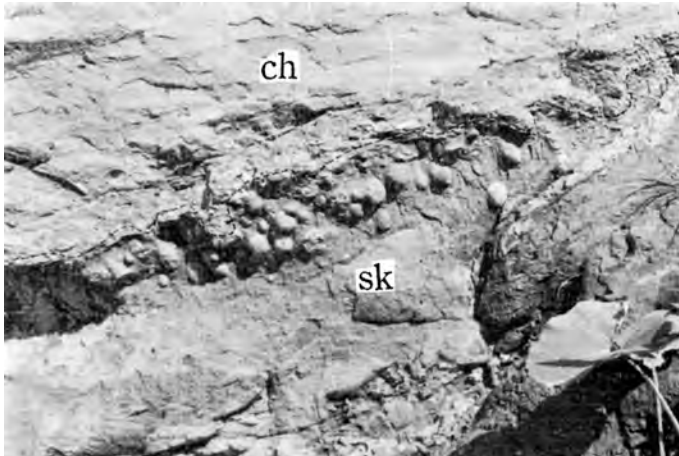
	築別層		三毛別層	
	下層	上層	下層	上層
1. 本表は岩相の垂直方向の變化と軟体動物化石の垂直層上の關係を概略的に示したものである。毛もろろ層の變化があるが、岩相狀は様式化してある。				
2. 北石表は S. KANNO & K. MATSURO(1960) の化石表に若干の補正を行つてある。				
3. 岩山形次 ----- ; まろ ----- ; 普通 ----- ; 多量 -----				
<i>Enonella habarovensis</i> KANNO & MATSURO				
<i>Aulla</i> (s. s.) <i>sigillata elongata</i> NAGAO & UOZUMI				
<i>A.</i> sp.				
<i>Yoldia</i> (s. s.) <i>lanceata</i> UOZUMI				
<i>Y.</i> (s. s.) et. <i>abnormale</i> UOZUMI				
<i>Y.</i> ( <i>Choristoma</i> ) <i>putidilla</i> YOKOYAMA				
<i>Yoldiella</i> ( <i>Yoldiella</i> ) <i>fulvipes</i> var. <i>bayashi</i> UOZUMI				
<i>Y.</i> (?) <i>ichnospira</i> (YOKOYAMA)				
<i>Y.</i> (?) et. <i>costata</i> (KANEHARA)				
<i>Y.</i> sp.				
<i>Nuculina</i> sp.				
<i>Mutilla</i> et. <i>parvula</i> (YOKOYAMA)				
<i>Ancylora</i> sp.				
<i>Mytilus</i> sp.				
<i>Lithophaga chikidatsumi</i> KANNO & MATSURO				
<i>L. otaki</i> HATAI & NAGAO				
<i>Polypecten himurai naganis</i> HATAI & NAGAO				
<i>Yenericardia</i> et. <i>obolusensis</i> OZUKA				
<i>Y.</i> spp.				
<i>Trochodonta</i> aff. <i>hammili</i> (OZUKA)				
<i>Cuneocera alijayata</i> (OZUKA)				
<i>Nymphaeodonta yotogawani</i> HATAI				
<i>Polydora harrisi</i> (OZUKA)				
<i>Serripes gracilicauda</i> (HATAI)				
<i>S. fujitensis</i> (YOKOYAMA)				
<i>Dalmanella yonaguchii</i> (KANNO & MATSURO)				
<i>Marcgravia chikidatsumi</i> (YOKOYAMA)				
<i>M. yitabai</i> (KANEHARA)				
<i>Spizella dunckeri</i> (OZUKA)				
<i>S.</i> sp.				
<i>Platysia nipponica</i> UOZUMI & FUJII				
<i>Pteraulis l-matsumoi</i> OZUKA				
<i>Maronia optica</i> (YOKOYAMA)				
<i>M. et. ikoyamii</i> MATSUMURA				
<i>M. et. puerilis</i> (Y. MATSURO)				
<i>M. calcarata</i> (OZUKA)				
<i>M.</i> sp.				
<i>Pteropoda beilobata</i> (YOKOYAMA)				
<i>Mya canaliculata</i> (HATAI)				
<i>M. truncata</i> LESSE				
<i>Panopaea</i> ? sp.				
<i>Pharolidea hatakei</i> KANNO & MATSURO				
<i>Cryptidula</i> sp.				
<i>Polinices ditropoides</i> KANNO & MATSURO				
<i>Natica</i> ( <i>Trochammina</i> ) <i>sovera</i> (OZUKA)				
<i>N.</i> (?) <i>esona</i> KANNO & MATSURO				
<i>Turritella s-hatai</i> NAGAO				
<i>T. furillirata chikidatsumi</i> KANEHARA				
<i>Trophomypis fuku</i> (YOKOYAMA)				
<i>Ancillina</i> sp.				
<i>Ancillina</i> ? sp.				
<i>Buccinum et. chikidatsumi</i> PERRY				
<i>Neptunus oomurai</i> OZUKA				
<i>Derogastus</i> sp.				
<i>Fulguraria</i> sp.				

なう *Turritella s-hataii* NOMURA などを含んでいる。また、築別炭砒付近の地表試料および試錐の岩芯から検出された有孔虫化石のなかに *Nonion pompilioides* (FICHTER & MOLL), *Elphidium takinouense* ASANO (MS.) が発見されている。

本層の化石動物群の組成は的確に滝の上層<sup>15)</sup> や門の沢層<sup>3)</sup> のそれに等しいとはいえないが、気候条件から考えて3者は同一時期の地層であることが考えられる。したがって本層は夕張地方の滝の上層および雨竜地方の幌新層群<sup>18)</sup>、小平地方の寧楽層<sup>25)</sup> に対比される可能性が強い。なお上部の互層中から産するもののなかには逆に古い時期、すなわち幌内層にしばしば認められるものが多いことが注目される。

#### II. 4. 3 築別層

本層は植村癸己男 (1925, 1928)<sup>26)27)</sup> の築別層上部であり、服部幸雄 (1950)<sup>6)</sup> の築別層の上部砂岩層と上部泥岩層とを併せたものである。本層の分布は三毛別層の分布に較べて遥かに広く、南は達布図幅地域に、東は築別背斜の東翼からさらに東方朱鞠



ch : 築別層 sk : 三毛別層 ----- : 不整合面  
砂管の下端は球状をなし、このなかに穿孔貝 *Platyodon nipponica* および *Phoradidea kotakae* の遺骸が包蔵されている

図版 1 築別層基底の不整合と穿孔貝による砂管

内地方にまで及んでいる<sup>9)</sup>。本層の標式地は北方築別炭碓付近通称二股であるが、地域的な岩相の差異はほとんど認められない。下位層との関係は羽幌ドームおよび築別向斜東翼北部では三毛別層を不整合に覆い、また、南部古丹別川流域および東部デト二股川上流地域では三毛別層以下の新第三系を欠き、直接白堊系を不整合に覆っている。この下位層との不整合には2つの場合が認められる。1つは基底礫岩の発達する場合で、これは凹凸面をもって礫岩が下位層を覆っている。他の1つは基底礫岩が発達せず砂岩が直接覆っている場合である。後者の場合はほとんど例外なく、不整合面下には穿孔貝 *Phoradidea kotakae* KANNO & MATSUNO および *Platyodon nipponica* UOZUMI & FUJIE による10数cmから20cmに達する穿孔跡が認められる(図版1)。本図幅地域全体を通じて、基底礫岩をもって下位層に接する場合はむしろ少なく、後者のような関係が普通である。

本層は大きく下部の砂岩層と上部の泥岩層とに分けられ、砂岩層は下部から次第に上方に向かって粒度を減じ、遂には上部の泥岩層に移化しており、局部的に基底部に基底礫岩あるいは夾炭層が認められ、典型的な一海進輪廻を示している(第5図, 6図)。

### 砂 岩 層

砂岩層は前述したように基底礫岩、夾炭部および主部の砂岩からなっている。

**基底礫岩**は羽幌ドーム西翼の15線沢—炭山沢間、築別向斜東翼の知命沢以北地域および右の沢下流域に発達する。外観褐色～暗褐色を呈し堅硬で、大きな崖あるいは滝を形作っている場合が多い。礫は水磨された古期岩(とくに粘板岩が多い)類からなり、その大きさは径3～5cmのものが主で10cmを越えるものは少なく、固結物は砂である。基底礫岩の厚さは最大50m前後である。

**夾炭部**は15線沢—チェポツナイ川炭山沢間に局部的に分布し、前述の基底礫岩の直上に発達している。この夾炭部は青柳信義・外<sup>1)</sup>により苦前夾炭層と呼ばれている。主として帯青灰色の砂質シルト岩からなり、その厚さは約30mである。この夾炭部には稼行の対象となる炭層を1枚挟有している。

このほか、地質図上には着色はしていないが、古丹別川上流の枝沢羽幌越の沢およびオンコの沢流域の本層下部に含炭部が認められる。羽幌越の沢支沢では厚さ20cmの炭層が発達し、その上部にはチャートの小礫を散点的に含む帯緑灰色の中粒砂岩が



露出している<sup>註13)</sup>。また、オンコの沢においては下部に粗悪炭の薄層を挟在している。この両者は不連続ではあるがほぼ同一層準のものと考えられる。またオンコの沢の南方延長部は達布図幅地域内の十五線沢層およびあらき沢夾炭層に連続している。

砂岩は本層の主部を占め、粗粒から細粒にわたる帯緑青灰色の凝灰質塊状砂岩である。層理は概して不明瞭であるが下部にはしばしばみごとな偽層理および板状層理が発達する。また、中上部では次第に細粒となり、ほとんど層理を示さず、かつ軟弱である。砂岩中には海棲化石を多く含み、その産状は下部では各所に掃き寄せられたように密集しているが、中上部では一般に散点的である。また、砂質団塊、まれにレンズ状の石炭およびシルト岩の薄層を挟有している。本層の砂岩は前述の三毛別層下部の砂岩に似ているが、より明かるい色彩を呈すること、および含まれる化石内容の異なる点などから容易に区別される。本層の厚さはもっとも厚いチェポツナイ川炭山沢流域で約350m、また、古丹別川羽幌越の沢流域では薄く30m以下である。

### 泥岩層

泥岩層は下位の砂岩層から漸移し、主として羽幌ドームの北東部地域と、築別向斜の中の二股川入口付近の両翼とに分布する。その他の地域では下位の砂岩層が直接上位の古丹別層に覆われ、泥岩層を欠いている。この現象からだけみると、古丹別層堆積前における削剥量は150mに達するようにもみられる。しかし、古丹別層の下位に築別層全体を欠除することはきわめてまれであって、その上部の泥岩と砂岩層との間には、岩相の側方変化も考えられるので、この不整合が、大きな削剥を示すとは断定できないようである。

泥岩は一般に風化面では赤褐色～茶褐色無層理で、稜角のある割れ目が発達し細片にくだけるが、新鮮な面では帯緑暗灰色～暗灰色、緻密で比較的硬く、三毛別層の互層部の泥岩に似ている。泥岩層中には厚さ10cm以下の薄い凝灰岩を数枚挟有し、かつ泥岩自体も凝灰質である。また、径10cm前後の不規則球状の泥灰質団塊を含んでいる<sup>註14)</sup>。本層の層厚は中の二股川流域では比較的厚く150m前後を算し、また、羽幌川下流地域では50m以下である。

築別層からは前述したように下部の砂岩層から多くの海棲化石を産する(第4

註13) 第6図17の柱状図参照。

註14) 古丹別層の下位にも泥岩が発達し本層の泥岩と区別しにくい場合があるが、古丹別層中の泥岩には団塊を含まないので、これが古丹別層と本層との境界決定の手がかりにもなる。



表)。その内容は下位三毛別層のそれとはかなり異なっている。すなわち *Cnesterium notabilis* (YOKOYAMA), *Spisula onnechuria* (OTUKA), *Mercenaria chitaniana* (YOKOYAMA) および *Serripes* spp. を始め、基底部に多産する *Phoradidea kotakae* KANNO & MATSUNO および *Platyodon nipponica* UOZUMI & FUJIE などがある特徴種である。これらは三毛別層にはほとんど認められない。また大槻沢流域の砂岩層からは、次に示す有孔虫化石が発見された。

比較的泥質部から	{	<i>Bathysiphon</i> sp. ....	rare
		<i>Haplophragmoides</i> sp. ....	rare
砂質部から		<i>Rotalia</i> sp. ....	common

上部の泥岩層からは大型化石はまったく発見されず、わずかに *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) および *Cyclamina* spp. を見出したに過ぎない。以上の化石のうち *Serripes* spp. は寒流系北方種であり、三毛別層のそれが温暖な要素を示すのに対し、本層の群集が寒冷型であり、古気候の点からも三毛別層の群集とは明らかに区別される。しかし現在のところ本化石動物群に比較される化石動物群は本地域以外では知られていない。

本層は、従来下位の三毛別層と一括され、その地質時代は中新世中古期とされ、夕張地方の滝の上層あるいは天北地方の鬼志別層<sup>15)</sup> などに對比されていた。しかし三毛別層とは古生物学的にも異なることはすでに述べた通りであり、かつ滝の上層に對比される三毛別層より不整合を距てて上位にあることなどから、滝の上層よりさらに新しい地層である。以上のような観点から、本層を中心とする上下の地層の對比についてはすでに築別炭礫図幅においてその試案が公表されている<sup>16)</sup>。すなわち、南接する達布図幅地域では従来十五線沢層・あらき沢夾炭層および築別層は、それぞれ本図幅地域の“原の沢層”、羽幌層および従来の“築別層”に對比されていた。しかるに最近十五線沢層およびあらき沢夾炭層の含有化石が検討された<sup>註15)</sup> 結果、それが築別層の化石群集とまったく同様であることが明らかとなり、十五線沢層およびあらき沢夾炭層はむしろその上位の築別層とともに本図幅地域の築別層に對比される。また天北地方との對比については、従来の“築別層”に對比されている鬼志別層には、築別層の特徴種である *Phoradidea kotakae* KANNO & MATSUNO (= *P. kamakuraensis*

註 15) 教育大学菅野三郎および松野久也により化石が採集され、検討が行なわれた(未公表)。

(YUKUYAMA) of UOZUMI & FUJIE, 1956), *Platyodon nipponica* UOZUMI & FUJIE および *Spisula onnechuria* (OTUKA) を産すること<sup>19)</sup>、および天北炭田の鬼志別層と増幌層、本地域の築別層と古丹別層との層位関係から、両者の対比に問題はないであろう。築別層より下位の層準であることが明らかになった三毛別層、および羽幌層と天北地域における鬼志別層より下位の宗谷夾炭層、さらに曲淵層との対比については未解決な問題が残される。

#### II. 4. 4 古丹別層

本層は渡辺久吉 (1918)<sup>30)</sup> により古丹別層と命名された地層に相当し、本図幅地域新第三系の大半を占めて分布する。本層と下位層との関係は不整合関係にあり、本図幅地域ではほとんど例外なく築別層に接している<sup>註16)</sup>。基底層は礫岩から始まる場合、あるいは泥岩から始まる場合など、一定していない。礫岩で始まる場合は下位層との境界を求めるのは容易で、その接触部には小さな波状の凹凸面が認められ不整合とされるが、泥岩で始まる場合で、かつこれが築別層の上部泥岩層に接するときはその境界の決定はきわめて困難であり、加えて築別層と本層とが構造的にほとんど差がないので、一見整合であるかのように見受けられる。しかしこのような場合も、基底層泥岩の直上に発達する礫岩中に、しばしば築別層の介化石を含む砂岩および泥岩の礫を含むことから、本層と築別層との間に削剝の時期のあったことが考えられる。

本層の主部は、非常に規則性のある周期的累層からなる。すなわち、下部から上部へ向かって粗粒相から細粒相へと粒度変化を示す輪廻層の繰り返しからなる。この輪廻層の完全なものは、下部から上部へ

- 1 垂円礫 (粗粒～中粒) を主とする礫岩
- 2 円礫 (細粒) を主とする礫岩
- 3 極粗粒砂岩
- 4 砂岩泥岩互層
- 5 泥岩

の順序で配列し、おのおのの関係は漸移的であり、多くの場合 2 から 3 にかけての層準に、同時礫 (本層自体の砂岩・泥岩あるいは両者の互層した大小の礫あるいは岩

註 16) 知命沢から羽幌越の沢にかけて一部築別層を欠き、直接三毛別層を不整合に被覆する部分がある。



下位の輪廻層は泥岩の卓越する互層で終り，次の輪廻層は粗粒礫岩で始まっている。礫岩中には層理，偽層等の内部構造はまったく認められない  
……線は輪廻層の境界

図版2 古丹別層の細粒礫岩・極粗粒砂岩中によくみられる同質岩の石灰質団塊

塊)を多量に含んでいる。このように輪廻層が完全な場合は少なく，円礫を主とする細粒礫岩から始まる場合があり，また最上部の泥岩，ときには砂岩・泥岩の互層を欠いて，次の輪廻層が始まる場合など多様である。各輪廻層の厚さは，本層全体の厚さと非常に密接な関係があり，地層の厚さの厚い所では，各輪廻層も厚く，かつ完全である。逆に地層全体の厚さが薄い所では，輪廻層は薄くなり，さらに層厚の極端に薄くなる所では，本層全体が砂岩・泥岩の互層からなり，上述のような典型的な輪廻層はまったく見られなくなる。

礫岩は，前述したように輪廻層の最下部に発達する。外観暗灰色～灰黒色を呈し，無層理で礫の配列などにより層理を示すような内部構造は認められない。礫は下部が

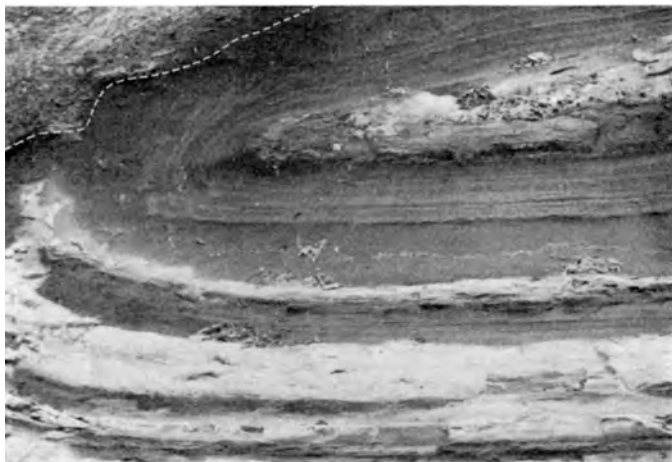


図版 3A 古丹別層の礫質泥岩中の同時礫の 1 例 (巨大なものは径数 10m に達する)



下位の輪廻層は砂岩の多い互層で終り次の輪廻層は極粗粒砂岩で始まる  
……線は輪廻層の境界

図版 3B 古丹別層下部中の互層 (比較的砂岩の多い互層) の 1 例



……線は正常な輪廻層の下限

図版 4A 古丹別層中の異常堆積の 1 例 (層間褶曲)



図版 4B 古丹別層上部の互層中の砂岩にみられる偽層

粗くかつ角張っているが、上部に次第に細礫となり円磨度も比較的高くなる。固結物質は一般には泥質であるが、部分的に石灰質物により固結されていることがある。この部分は硬いため団球となり、侵蝕に耐えて露頭面に突出して残っている。このような団球は径 1cm 以下の礫を主とする細粒礫岩、あるいは極粗粒砂岩中によく見受けら



大小の同時礫を含みさらに互層からなる部を巨大な岩塊としてとりこんでいる

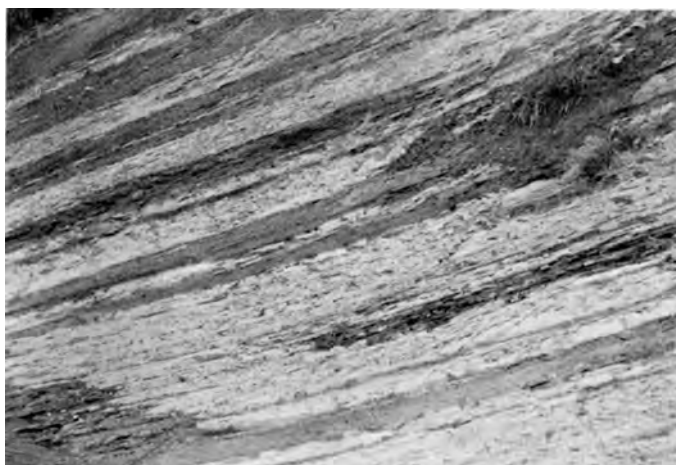
図版 5A 古丹別層中の異常堆積の 1 例

れる (図版 2)。礫種は黒色粘板岩を主とし、石灰岩・ホルンフェルス・花崗岩・チャート・軽石・古期砂岩および炭礫などが認められる。粘板岩礫は全般に含まれるが石灰岩礫は下部に多く、花崗岩礫は北東部地域に多い。デト二股川流域では礫の 50% 近くまでが花崗岩礫により占められている部分がある。軽石礫および炭礫は (tf<sub>4</sub>) から上位の礫岩中に多く認められる。また本層下部の礫岩中には、下位の三毛別層および築別層の化石を含む砂岩および後者の泥岩などの巨礫を含んでいることがある。礫

岩の顕著に分布する地域は築別向斜部および  $tf_4$  の上位の層準で、いずれも各輪廻層の基底として側方に良く追跡できる。

礫岩から極粗粒砂岩に移化する付近には、同時礫を多量に含む異常堆積相が発達する。これの顕著な場合には、泥質砂岩中に古丹別層の泥岩の大小の岩片、あるいは角礫をおびただしく含み、古期岩類の礫あるいは砂粒を混じえており、しばしば本層自体の砂岩あるいは砂岩泥岩の互層した巨大な岩塊を含んでいる (図版 3A)。これの大きなものは長径 20m にも達し、これだけをみると層間褶曲と誤認されるようなものがある (図版 5A)。このような現象の顕著なものは羽幌川平付近の  $tf_4$  の上位の礫岩の上部に認められ、こゝでは炭礫および軽石礫をも多く含んでいる (図版 3A, 4A, 5A)。

砂岩は、極粗粒から細粒まで多様であるが、その構成砂粒は礫岩と同様で、黒色粘板岩粒を主としている。産状は粒度によりそれぞれ異なり、礫岩の上位に礫岩から漸移する極粗粒のものは塊状無層理で、外観暗灰色～灰黒色を呈している。細粒のものは一般に板状を呈し、多くの場合泥岩と互層して産し、前述の粗粒、かつ塊状のものに較べて、幾分か明るい色彩を示している。



図版 5B 古丹別層上部の砂岩および泥岩の互層 (羽幌川本流平付近)



互層は、本層の中下部に良く発達する輪廻層の中位を占めるものと、上部(鍵層  $tf_4$  より上位の層準)に発達するものがあり、両者は産状において若干の差がある。

輪廻層の中位のもの、中粒～細粒の砂岩と泥岩との級化互層からなり、砂岩および泥岩の量比についてみると、下部は砂岩が多く、上方に次第に泥岩の量を増し、遂には輪廻層最上部の泥岩へと移化している(図版2, 図版3B)。このような互層では砂岩は一般に中粒～細粒で板状を呈し、泥岩は黒色、緻密であり、葉理が発達する。

上部の互層は、一般に板状層理の良く発達した砂岩・泥岩の互層からなるが、砂岩および泥岩の量比に規則性がなく、層準によってかなり異なる。この互層では砂岩・泥岩ともに凝灰質であり、かつ軽石粒を多量に含んでいる。また砂岩は比較的淘汰が



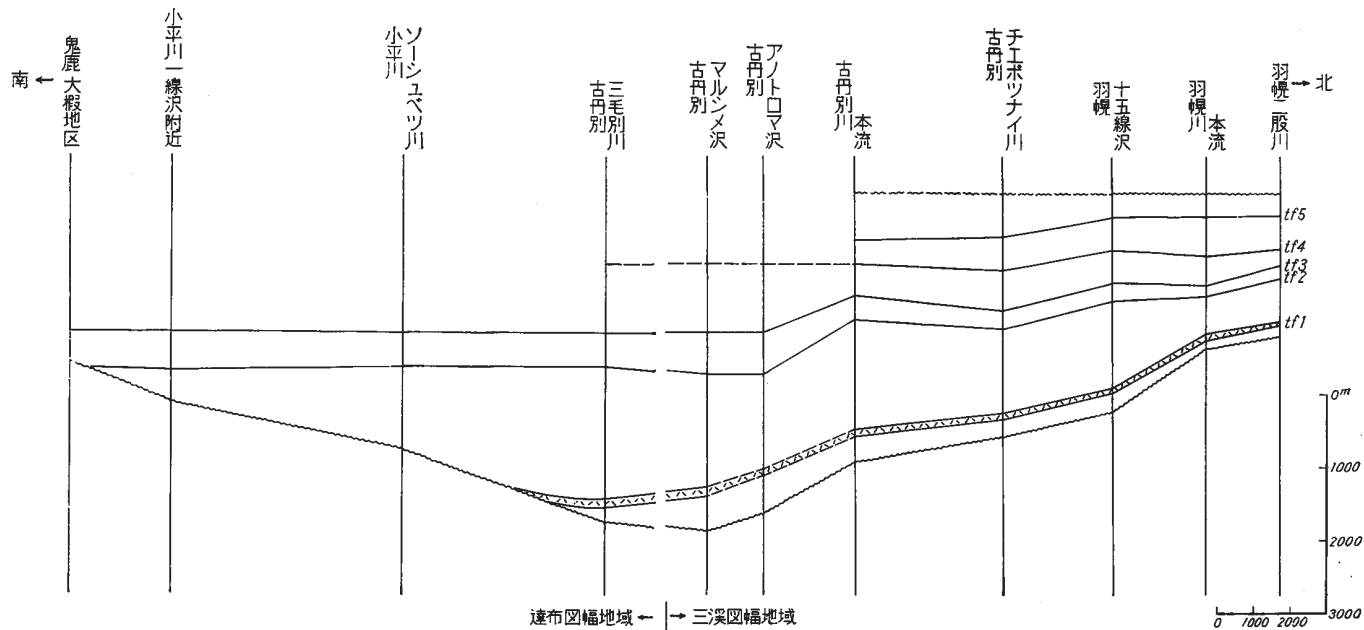
図版6 古丹別層中の  $tf_1$ (凝灰岩層)の露出 古丹別層川本流 錐立山附近

よく、偽層する場合があります、泥岩は中下部のものに較べて明色を呈している(図版5のB)<sup>註17)</sup>。

泥岩は、砂岩と互層して産するものと、中下部の輪廻層の最上部を占めて厚く発達するものがある。前者についてはすでに述べたところである。後者は、暗灰色～黒

註17) この互層からなる部分は苫前図幅<sup>23)</sup>において古丹別層上部としたものとほぼ同一層準である。





第7図 古丹別層中の鍵層と古丹別層基底および各鍵層の層間距離

灰色を呈し、中下部の互層中の泥岩とまったく同様な性状を呈している。

本層中には鍵層として良く追跡される凝灰岩層が5枚挟有される。これら5枚の凝灰岩層は羽幌ドーム西翼、北方二股川付近から<sup>註18)</sup>南方達布図幅地域内にまで追跡され、下位から  $tf_1 \sim tf_5$  とした。 $tf_1$  がもっとも厚く約70～100m、 $tf_2 \sim tf_4$  はそれぞれ約10～20mの厚さを有する。これらのうち  $tf_5$  を除いて他は下部から上部に向かって次第に粒度を減じ、凝灰岩層自体が1輪廻層を形成している。とくに  $tf_1$  はこのような粒度変化が明瞭で、下部は極粗粒の板状凝灰質砂岩で漸次上部に細粒となり、遂には帯緑灰色の堅硬な“硬質頁岩”様の凝灰岩になっている。 $tf_5$  は淘汰が悪く、全層厚は20～30mに達するが、厚さ数10cmから数mにわたる幾枚かの軽石粒あるいは軽石質砂からなり、その岩質は他の4枚の凝灰岩に比べ軟弱で粗鬆である。軽石粒は一般に径5mm以下のものが多いが、ときに10数cmに達するものもある。凝灰岩層は  $tf_5$  を除き一般に硬く、とくに  $tf_1$  が堅硬で大きな崖あるいは滝を形成している(図版6)。これらの凝灰岩はいずれも酸性凝灰岩である。鏡下で観察すると  $tf_1$  は主として斜長石・石英・海緑石・ガラスおよび輝石類からなり、少量の角閃石・黒雲母および鉄鉱を含んでいる。輝石類は大部分が炭酸塩化している。 $tf_2$  は軽石粒がおもでまれに小さな斜長石・石英および角閃石を含んでいる。 $tf_3$  は  $tf_2$  同様軽石粒を主とするが、斜長石・輝石類および黒雲母の量が多く、石英はほとんど認められない。また、ガラス質の部分と鉱物粒の多い部分とが互層している。 $tf_4$  は  $tf_1$  に似るが軽石粒が多く、そのほか石英・斜長石および角閃石が認められ、輝石類はほとんど認められない。 $tf_5$  は粒度が不均一であり、軽石を多量に含有するほか、石英・輝石が認められる。

これらの鍵層と前述の輪廻層との関係は、まったく平行であって交錯することはない。しかし各鍵層の相互間、あるいは本層の下限または上限とその上下の鍵層との層間距離は、地域ごとに差があり、いずれも背斜の頂部に向かって層間距離を縮少し、逆に向斜部に向かって増大する<sup>14)17)</sup>(第7図)。したがってこの事実は、古丹別層以下を褶曲させた褶曲運動が、すでに古丹別層の堆積中に始まっていたことを示している。この運動は古丹別層の堆積中連続的に行なわれ、前述のような異常な厚層形成の背景となったものである。

註18) 二股以北にも凝灰岩層が分布し追跡されるが、構造が複雑であるのと露出が悪いため、築別炭図幅地域のそれとの連続については今後さらに検討が必要である。

すなわち、この運動は地域ごとに沈降量を異にする運動であり、上述のような堆積状況から考えると、最初に深い堆積盆が形成され、そこに多量の物質が一度に供給されたというよりは、堆積盆の連続的な沈降と平行して、堆積物による充填が行なわれたものと考えられる。そして、これと相対的な堆積物の供給源の同様な隆起が考えられ、この隆起地域は、隣接地域を総括的に検討した松野の見解によれば、東西方向の層相および層厚の変化から東方にあったものと考えられている<sup>14)17)</sup>。

本層からは、大型動物化石の産出はまったくといってよいくらい認められず<sup>註19)</sup>、わずかに中部、上部の泥岩から *Cyclamina* spp. や *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が発見されるに過ぎない。本層は岩相の特徴および上下層との関係から、天北地方の増幌層、夕張地方の川端層に対比される。またその地質時代は中新世中後期であろう。本層の厚さは古丹別川流域では約 3,700m、また羽幌二股川流域では約 2,000m を算する。

#### II. 4. 5 チェボツナイ層

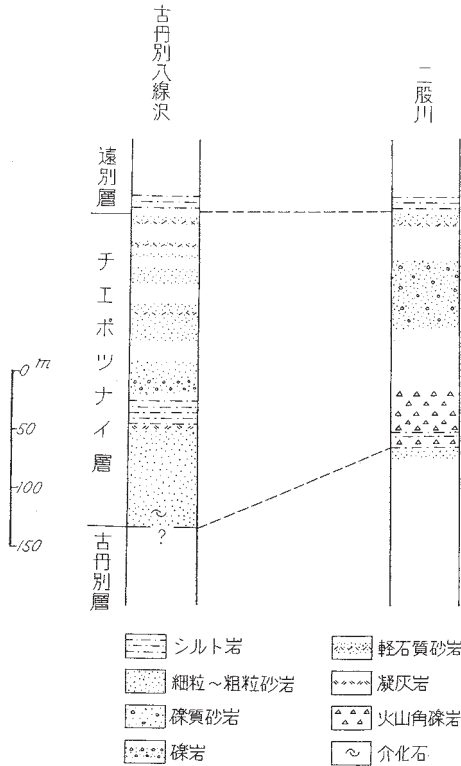
本層は対馬坤六・他(1954)<sup>23)</sup>により、小川夾亜炭層とされた地層にほぼ相当し<sup>註20)</sup>、図幅地域の北西隅に帯状にわずかに分布する。本層と下位層との累重関係は図幅地域においては、基底部に局部的に火山碎屑岩を伴ない、整合的に古丹別層を被覆するが、本層下部が陸成の堆積物であることから、不整合関係にあるものと考えられる。この関係を域外北東部(築別川上流地域およびデト二股川上流地域)に追跡すると、古丹別層との間に著しい構造上の差が認められる<sup>註21)</sup>。

註 19) 本層中にしばしば貝化石が認められるが、これらは三毛別層あるいは築別層のものであって、多くの場合貝化石を含んだ両層の岩塊が古丹別層の礫岩の礫として入っている。この礫が巨大なものになると小さな露出ではあたかも築別層や三毛別層の露出と見誤ることがあるので注意を要する。

註 20) 本層は苫前図幅において当該地域内では陸成の相からなることから、小川夾亜炭層と命名されたが、苫前炭田周辺の図幅調査が進むにつれ、小川夾亜炭層は南北に向かって側方に、海成層(鬼鹿化石層<sup>24)</sup>・東野層<sup>25)</sup>・金駒内層<sup>26)</sup>)となることが明らかになり、松野久也<sup>16)</sup>によりこれらの総括名としてチェボツナイ層が提唱されるに至った。

註 21) 天北炭田および苫前炭田地域における本層層準の地層分布を概観すると、本層以前の第三系の分布を遥かに越えて本層層準が東部地域へ広く分布している。さらに各地域における下位層との関係を見ると、西部海岸地域では下部に浅海～陸成の堆積物を発達せしめ、増幌層および古丹別層を整合的(一部に多少構造的に斜交しているところもある)に被覆するが、漸次東方内陸地域に増幌層～古丹別層、第三系下部を不整合に被覆し、遂には白壁系および先白壁系を直接不整合に被覆している。またその層相も浅海から瀬海陸成相へと変わっている。これらの事実から本層堆積前の造構運動が考えられ、かつこの運動が東部地域と西部地域とでそれぞれ異なった上昇量を示したものと考えられ、その結果西部では構造上の差が顕著でなく、東部地域では著しく斜交しているものと考えられる。

本層は岩相から主部の砂岩層と、基底部に局部的に発達する火山碎屑岩とに分けられる。



第8図 チエポツナイ層柱状図

### 火山碎屑岩

火山碎屑岩は、二股川地域の本層基底部に発達する。主として安山岩質角礫岩からなり、凝灰質砂岩の薄層を挟有している。安山岩質角礫岩は外観灰黒色で、大小さまざまな安山岩礫を含んでいる。その大きなものは径 50cm にも達するが、5～20cm くらいのもが多い。安山岩礫は主として角閃石安山岩からなるが、まれに普通輝石安

山岩もみられる。角閃石安山岩は灰色～暗灰色斑状で、角閃石の長径 4mm にも達する斑晶が認められる。

鏡下では斑晶として角閃石・斜長石および輝石を有し、石基はガラス基流晶質で、ガラス・斜長石および鉄鉱からなっている。角閃石はそのほとんどが黒色のオパサイト縁をもっている。

普通輝石安山岩は暗灰色で、径 1～1.5mm の輝石および斜長石の斑晶を有し、幾分多孔質である。鏡下では斜長石および普通輝石の斑晶を有し、石基はガラス基流晶質で斜長石・普通輝石・ガラス・鉄鉱および燐灰石からなる。

### 砂岩層

砂岩層は本層の大部分を占めるもので、中粒から粗粒の砂岩からなり、凝灰岩・シルト岩・礫岩および亜炭層を挟有している。

砂岩は下部は暗青灰色～帯緑暗灰色、中粒から粗粒で塊状を呈し、一般に粗鬆である。この砂岩中には黄鉄鉱粒が多く含まれており<sup>註22)</sup>、表面には酸化鉄が沈澱して褐色を呈し、硬化している場合がある。上部は帯緑灰色～青灰色粗粒の軟弱な砂岩で、軽石粒を多く含有し、ところによっては軽石質砂岩となっているところがある。中部にはしばしばシルト岩と礫岩が発達する。シルト岩は灰色～帯褐灰色で炭質物を多量に含み、一部では厚さ 1～2cm の亜炭層を挟有している<sup>註23)</sup>。

礫岩は厚さ数 m の薄いもので、チャート・安山岩・凝灰質泥岩および粘板岩の円礫からなり、固結物は砂粒で古丹別層の礫岩とは一見して区別できる。

凝灰岩は中部に挟有され、その厚さは 3～4m で帯青緑色である。鏡下でみると、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および少量の角閃石・安山岩片および鉄鉱を含んでおり、安山岩質凝灰岩である。

砂岩層中にはしばしばいろいろな形の砂質団塊が含まれる。

本層は本図幅地域では主として陸成の堆積物からなり、海棲動物化石の産出はまれで、わずかに *Macoma* sp. を 1 コ発見したにすぎない。本層は下位および上位地層との層序関係から、鬼鹿図幅地域の鬼鹿介化石層<sup>24)</sup> および初浦図幅地域の東野層<sup>5)</sup>・金

註 22) この黄鉄鉱は 2 次的鉱染作用により生成されたものか否かは不明である。また砂岩に酸化鉄の滲透が多いのは、この黄鉄鉱が風化し酸化鉄になっているためであろう。

註 23) 苫前図幅地域および築別炭硯図幅地域で山丈 2.8m にも達する炭層があり、一時試掘されたことがある。

駒内層<sup>5)</sup>に対比される。本層の厚さは二股川では約 200m, また, 古丹別八線沢では約 260m を算する。

#### II. 4. 6 遠 別 層

本層は植村癸己男 (1928)<sup>26)27)</sup>によって命名され, その標式地は本地域の北方, 天塩郡遠別町南方海岸である。

本図幅地域では図幅北東隅羽幌川下流にわずかに分布している。下位チェボツナイ層との関係は整合である<sup>註24)</sup>。

本層は凝灰質ないし珪藻質の帯緑青灰色無層理塊状シルト岩からなる。風化すると表面は淡黄灰色となり黄色粉を生ずる。また比較的粗い砂が斑状を呈してシルト岩中に産し, 刷毛ではいたような細かい斜交葉理を形成している。本層中には厚さ数 10 cm の軽石質細粒砂岩を挟有し, また軽石粒および径 10 数 cm から数 m に達する球形あるいは楕円球形の泥灰質団塊を含んでいる。本層中には全層を通じて個体数は多くはないが, 海棲化石を含んでいる。苫前・羽幌両図幅を含めて次の種が知られている。

*Conchocele bisecta* (CONRAD)

*Serripes groenlandicus* (BRUGUIERE)

*Macoma tokyoensis* (MAKIYAMA)

本層の層厚は図幅地域内で約 200m である。

### II. 5 第 四 系

本図幅地域における第四系は, 前述したようにその分布はきわめて狭く, 主要河川流域に発達する河岸段丘堆積層および沖積層のみである。

#### II. 5. 1 河岸段丘堆積層

本層は羽幌川・古丹別川および三毛別川の流域に発達する。羽幌川では少なくとも高低 2 段の段丘面があり, それぞれに堆積物が認められる。古丹別川および三毛別川

---

註 24) 整合関係にあるが漸移せず, チェボツナイ層の砂岩から遠別層のシルト岩への粒度変化は急激である。

では明瞭な 2 段の段丘面はなく、低い 1 段の段丘面があり堆積物が認められる<sup>註 25)</sup>。この段丘の堆積物は、淘汰が悪く、相の側方変化が著しく、明らかに河成のものと考えられる。これらは主として礫層および砂層からなる。礫層を構成する礫は古丹別層中の礫岩の礫や、白堊系・新第三系中の硬質砂岩に由来するものが多い。

## II. 5. 2 沖 積 層

本層は各河川の氾濫原を構成している。構成物は主として砂・礫および泥土からなり、砂礫の内容は段丘堆積層とほゞ変わらない。本層の厚さは、各河川下流域の川底に基盤がいたるところに露出していることから、10m を超えることはないと判断される。

## II. 6 地 質 構 造

この地域は、北海道中軸帯の西側、白堊紀～新第三紀褶曲帯、あるいは蝦夷・樺太褶曲帯と呼ばれる地帯に含まれ、こゝに分布する白堊系および新第三系は褶曲を主とする変形を蒙っている。

白堊系と新第三系とは、個々の露頭の観察では、見掛け上、平行不整合の関係にあつて、両者の間には根本的な構造の形態差はない。しかし、広範囲にわたつて、この関係をみると、場所によって白堊系上部蝦夷層群の  $U_3$  から  $U_6$  にわたる種々の層準が、新第三系に覆われるという関係にあつて、かなり侵蝕間隙の大きな緩傾斜不整合である。そして、この侵蝕量の差は南北方向よりはむしろ東西方向に大きいことが、四近の資料から明らかである。

大局的には、白堊系は新第三系のつくる背斜構造の中核部に背斜構造をつくっているが、細かくみると、前者の構造は後者のそれに較べてかなり複雑である。時代未詳のパンケ沢層は構造上新第三系と密接な関係にあるようであり、むしろ造構運動は上部蝦夷層群堆積後、パンケ沢層の堆積前に著しかったと考えられる。パンケ沢層から新第三系に到る各層間の関係は、チェボツナイ層と遠別層との関係を除いて互に不整合である。しかし、この図幅地域内の資料からだけでは、これらの各層は構造的に調

註 25) 各段丘堆積層は個々に孤立して分布し、おのおのの対比が困難なため図上には一括してある。

和しているかのように観察される。

しかし、この地域を含めて、広く稚内地方にわたって、これらの関係を検討すると、築別層堆積前に天北地方の鬼志別層とその下位層との間に認められるような軽微な撓曲性の運動<sup>註26)</sup>が予想され、また古丹別層(増幌層)堆積後、チェボツナイ層および同層準の稚内層の堆積前に、顕著な褶曲と断裂とを伴う造構運動が認められる。

すなわち、築別層は、函幅地域東縁部から以東にかけて、三毛別層以下の新第三系を欠除して、白堊系に直接し、その堆積前に南北方向の撓曲性の上昇運動が考えられるが、この地域では、三毛別層以下と本層との関係—この間の地域ごとの削割量—が詳らかでない。したがってこのような関係は、あるいは下位の第三系堆積時における傾動に起因するものかも知れない。

チェボツナイ層と古丹別層との関係は、本函幅地域内では、一見整合的であるが、北に接する築別炭礫およびさらに北方の初浦函幅地域と、その東方地域の資料を併せて考えると、西方海岸地域では両者の関係は構造的にまったく差がないものが、東方内陸部に向かって、チェボツナイ層および同層位の地層と古丹別層との間の構造差は次第に大きくなり、古丹別層のみならずさらに下位の第三系が前者によって傾斜不整合関係で覆われるようになる。さらに東方では、チェボツナイ層の延長部は白堊系や先白堊系にも直接し、白堊系と古丹別層以下の第三系とは、大局的にみて構造上調和性を示すことからみると、チェボツナイ層堆積前の構造運動は、この地方におけるもっとも激しいものの一つと解される。

茂築別層堆積後、第四紀段丘堆積層形成前にも、褶曲を主とする造構運動があつて、現在認められるような地質構造の最終的形態が完成されたのである。

## II. 6. 1 白堊系の地質構造

白堊系は、函幅地域の東縁部に南北方向をとって走り、北部では両側に第三系を配し、北～北西に沈下する大きな複背斜構造をとっている<sup>註27)</sup>。この複背斜構造に

註26) 鬼志別層は稚内市曲淵付近から北方に向かって徐々に宗谷夾炭層より下位の層準に接し、同市増幌北方では曲淵層に直接し、宗谷岬北端にいたって、下位の第三系をまったく欠いて白堊系を直接不整合関係で覆っている。宗谷岬の南東側ではふたたび白堊系と本層との間に曲淵層および宗谷夾炭層が現われ、南北方向を軸とした上向撓曲が考えられる。

註27) この複背斜構造は北に接する築別炭礫函幅地域内に入って、第三系をつくる築別背斜の中核に向かって沈下してしまう。



関与する白堊系は、褶曲に密接な関係をもつ縦断層系(南北系)によって切られており、さらに縦断層を切る東西性の断層の影響をも受けている。縦断層系は相対的に西落ちのものが多く、東西性の断層は前者より後期に生成せられたものであり、新第三系下位層にも若干の転位をもたらしている。

上述のほか、羽幌ドームの中核部に分布する白堊系は、新第三系のつくるドーム構造中に大局的にこれと調和してドームを形づくっている。しかし、その詳細不明であることは前述の通りである。

## II. 6. 2 新第三系の地質構造

新第三系の地質構造は、巨視的には白堊系と同様南北方向である。その構造単元の主要なものは、図幅地域の中央部北寄りに北方築別炭礫図幅地域にわたる羽幌ドーム、これの東側に並走して位置する築別向斜、さらに東側の白堊系を中核とする背斜構造—築別背斜<sup>16)</sup>の南方延長であることは前述の通りである一である。

羽幌ドームの西翼から以西は、大局として西方へ10～30°の傾斜を示す単調な単斜構造を呈し、西方へ順次、より新期の地層が分布する。

要するに、東から西へ築別背斜・築別向斜・羽幌ドームと踵を接して波状の褶曲構造を形づくり、その西側は単調な単斜構造となっている。これらの主要構造は図幅地域北部から築別炭礫図幅地域にかけて、南北方向から漸次北西に方向を変え、築別炭礫図幅地域の北西—南東の主要構造に連続している、

羽幌ドームは、築別炭礫図幅地域内の築別背斜に平行した延長方向を示し、北半部では北西—南東方向をとり、かつ背斜の性格が強いが、南半部図幅地域では南北方向の長軸をもつドーム状を呈し、南端部でふたたび北西—南東方向に転ずるが霧立付近で間もなく沈下消滅している。ドームは軸部を切る羽幌背斜断層およびこれに付随する派生断層、また主軸に斜交して派出する褶曲のためや、複雑な形を呈している。軸部には白堊系の上部蝦夷層群が露出し、順次これを取りまいて外側に羽幌層・三毛別層・築別層および古丹別層が累重している。前述の通り、南北方向の主軸に斜交して二十二線沢と右の沢中流とを結ぶ北西—南東方向の背斜軸があって、その末端はそれぞれ対称的に半ドーム状を呈して間もなく消滅している。この方向は築別背斜および羽幌ドームの北半部の北西—南東方向にほぼ一致している。そして、これらと羽幌ド

ームの主軸との間には、それぞれ対応する位置に小さな半盆状構造がある。

北西部における半ドーム構造は、主軸から派出し、その軸は二十二線沢中流に沿って東西方向をとり、その下流にいたって北方に方向を変え、図幅域外二股川北方（築別炭砒図幅内）で沈下消滅している。この構造の軸は東西方向を示す部分において左右対称でなく、北に向かって逆転している。また、この半ドーム構造と羽幌ドームの主軸との間に認められる半盆状構造も、次に述べる南東部のものに伴われるそれに較べてやゝ複雑な構造を示している。

南東部の半ドーム構造は、右の沢中流において、羽幌ドームから派出し、南東方奥の右沢中流にいたって一旦沈下するが、その延長は羽幌川本流にいたってふたゝび上昇し、築別向斜の軸の延長上に小さなドーム構造を形づくり、古丹別層中に築別層を露出させている。

築別向斜は築別背斜と羽幌ドームとの間にあり、ほゞ東西対称の向斜構造で、前述した羽幌ドームに斜交する背斜軸の南東延長部に至って完全な向斜構造としての形態を失い、南に向かって開いた半盆状構造となって消滅している。北方延長は羽幌ドームおよび築別背斜の間であって北西－南東方向をとり、築別炭砒図幅地域内にのびている。

羽幌背斜断層は、羽幌ドーム北部ではその主軸を切り背斜断層の性格が顕著であるが、南部では主軸方向に延びるものと、前述の斜交軸の方向に沿って奥の右沢を経て羽幌川上流へ延びるものとに分かれ明瞭でなくなる。斜交軸の方向に延びるものは、築別背斜断層および初山別断層などの方向と一致し、かつ、その性格も北東から南西方向への衝上性の逆断層である。このため断層周縁の地層がしばしば逆転し、背斜が転倒している場合がある。断層面は直接観察される場合は少なく、通常広い擾乱帯となっているため断層面の角度は明らかでない。

築別背斜は、新第三系に関しては、本図幅地域内では、図幅地域北東隅に大局的に1つの背斜構造をつくる白堊系を核として北西－南東方向をとっている。この北方延長は、北西方向に沈下し、築別炭砒図幅地域内において北西－南東方向の一大背斜構造を形づくっていることは、すでに述べた通りであり、また、この軸部に北東方からの衝上性の顕著な背斜断層（築別背斜断層）を伴っている。本図幅地域内、中の二股川流域以南では、東翼は不明であるが、西翼についてみると、北西－南東の方向性

は失われて南北方向を示している。

以上述べた通り、主要構造の方向は、大局的には南北であるが、図幅地域北部から築別炭砒図幅地域にかけて北西―南東に方向を転ずる。そして、北部の北西―南東方向を示す部分では、これらの構造は著しい非対称性を示し、北東方からの著しい衝上断層を伴っている<sup>註28)</sup>。

すなわち、本図幅地域の地質構造は、東方からの横圧力と、北東からの横圧力とが同時に働いて形づくられたものであり、北部においては後者の方が卓越し、南部においては前者による横圧力が構造形成のおもな原動力となったものと考えられる。羽幌ドームにおける主軸と北西―南東方向に派生した褶曲構造とは、両者の干渉の結果と考えられる。

これらの主要構造のほか、東川付近に東西性の軸をもつ曲隆構造があり、また、主要構造に直角に近い方向の胴切断層が認められる。胴切断層は、主要構造方向と密接な関係をもつ南北方向の断層系よりは後期の生成であることは、すでに述べた通りである。

### Ⅲ. 応用地質

本図幅地域内に産する鉱産資源中もっとも重要なものは石炭である。このほか亜炭・石油およびベントナイトが知られている。これらのうち石炭およびベントナイトが現在採掘されている。

#### Ⅲ. 1 石 炭

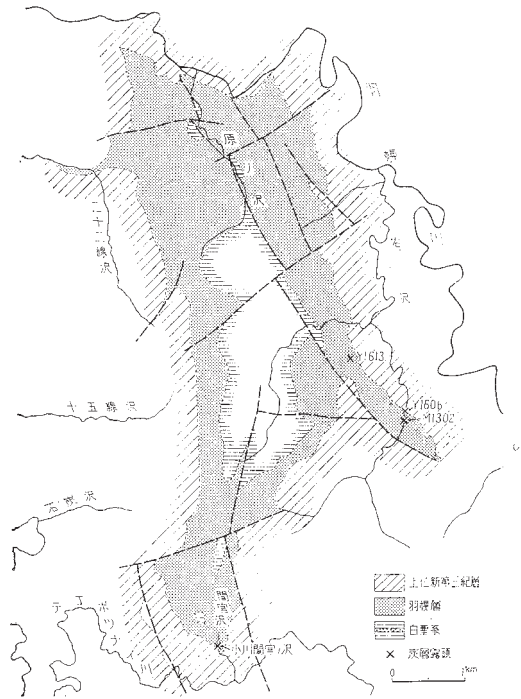
石炭は羽幌層および築別層の基底部に挟有されるが、現在稼行の対象となっているものは羽幌層中のものであり、羽幌町上羽幌において羽幌炭砒鉄道株式会社により採掘されている。

##### 炭層状況

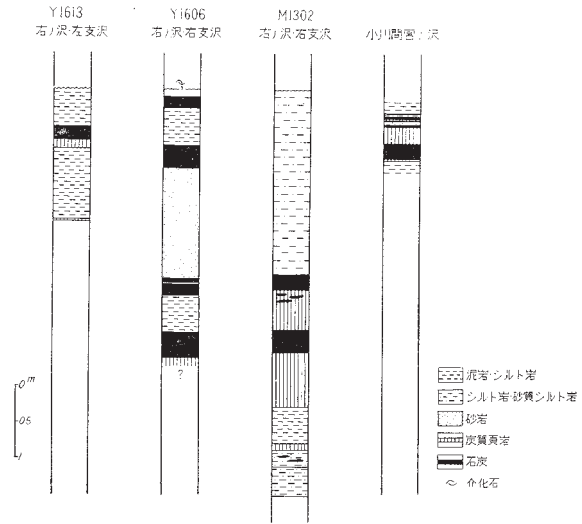
羽幌層中に挟有される炭層は、羽幌鉱業所2坑においては6層認められる。同鉱業

---

註28) 羽幌背斜断層・築別背斜断層・初山別断層(築別炭砒図幅参照)。



第9図A 羽幌夾炭層露頭位置図



第9図B 羽幌夾炭層柱状図

所において上位から順次 No. 1～No. 6 とされ、これらのうち No. 1, No. 3, No. 5 がそれぞれ最上層 (山丈 1m)・上層 (山丈 0.45m) および羽幌本層 (山丈 4m) と呼ばれている。現在採掘されているのは羽幌本層のみである。各所における本層の石炭分析値は次の通りである。

羽幌本層の石炭分析値

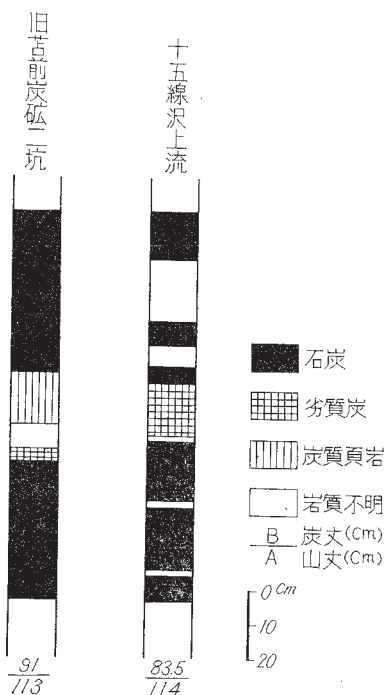
産地	水分 %	灰分 %	揮発分 %	固定炭素 %	硫黄 %	発熱量 Cal.
羽幌川北岸西翼	10.05	11.76	42.49	35.70	0	6,076
羽幌2坑火薬庫の沢	14.44	2.64	33.81	49.11	0	6,120
羽幌2坑炭の沢3中切	10.41	4.56	44.81	40.22	0	6,699

(日本鉱産誌による)

他地域における羽幌層の炭層賦存状況は、羽幌層の項においても述べたが、おむね、羽幌ドームの北西部地域に良好な厚い炭層が発達し、逆に南東部地域では薄く貧炭化している。右の沢および間宮沢で確認された炭層は、山丈 1.5m を超えるものはなく、かつ炭質頁岩などの夾みが多く、稼行の対象になる炭層は認められない。次に右の沢・間宮沢における炭層柱状図を示す (第 9 図 B)。

築別層中に挟まれる炭層は、羽幌ドームの西翼十五線沢一炭山沢間の地域に発達する<sup>註 29)</sup>。このほか古丹別川上流の羽幌越の沢およびオンコの沢地域に前者と同層準と考えられるものが認められる。前者は青柳信義・他により苦前夾炭層と呼ばれ、すでに詳細な報告がなされている。青柳によれば本夾炭層の層厚は最大 15m に達し、稼行の対象となる炭層は 1 枚である (第 10 図)。この炭層は戦後まもなく苦前炭砒によって採掘されたが、搬出が困難なため開坑後いくばくもなく廃坑されるにいたった。後の 2 者は築別層の基底部に発達するものようであるが、きわめて薄いのと、分布がせまいため、詳細な調査によらなければ正確な層準は確認できない。確認し得た限りでは、羽幌越の沢支沢とオンコの沢だけであり、両者は連続していない。オンコの沢のもの南方延長は達布図幅地域のあらし沢夾炭層に連続している。羽幌越の沢において認められた炭層は厚さ 20cm+ で下限は不明である。この付近の踏査図炭柱図 (第 11 図) および石炭の分析値を示すと次の通りである。

註 29) この含炭部は、とくに地質図上に彩色区分してある。



第10図 苦前夾炭層(築別層基底) 苦前本層炭柱図

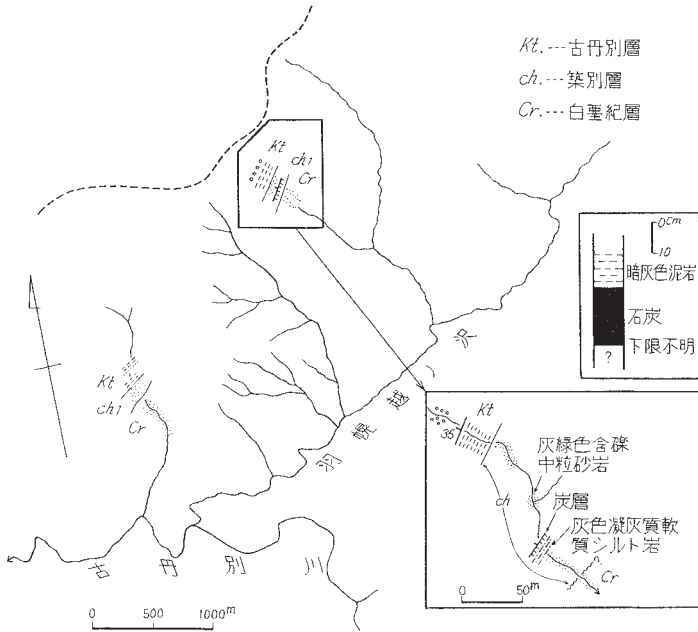
苦前本層の石炭分析値

水分 (%)	灰分 (%)	揮発分 (%)	固定炭素 (%)	硫黄 (%)	発熱量 (kcal/kg)
8.50	13.53	40.50	37.47	4.37	5,830

天塩国羽幌炭田苦前地区調査速報(青柳・一杉(1951)<sup>1)</sup>による)

### 開発状況

本炭田開発の歴史は古く、1897年に谷七太郎により冬期間小規模に採掘されたのが初めであるが、その後幾度かの変遷を経て1931年神戸市太陽産業株式会社の所有となった。同社は連年調査を行ない、1940年7月羽幌鉄道株式会社を設立、翌年これを羽幌炭砒鉄道株式会社と改め、北に接する築別炭砒図幅地域内に本格的に築別炭砒を



第 11 図 羽幌越の沢含炭部付近踏査図および炭柱図

石炭の分析値

発熱量	揮発分	灰分	S	水分	固定炭素
6,123	38.72	12.96	0.701	12.16	36.16

分析：地質調査所北海道支所 稲田技官

開坑した。その後着々と同会社によって調査が進められ、1947年には図幅地域内羽幌町上羽幌に羽幌2坑が開坑され、さらに翌年羽幌町三毛別において現在の羽幌本坑が開坑された。

現在羽幌2坑においては羽幌本層1層を採炭し、索道により羽幌本坑へ運び、そこで選炭ののちさらに索道によって私設鉄道曙駅に搬出している。調査当時昭和33年度の出炭状況および人員は、出炭年約15万t<sup>註30)</sup>、人員は職員および雇員を併わせ

註30) その後の出炭統計によると昭和35年度は17万tを出炭している。

510名である。

### Ⅲ. 2 亜 炭

亜炭はチェポツナイ層中に挟有され、その発達状況はきわめて局地的である。図幅地域西縁古丹別川の支流において、山丈 80cm の炭層を認めたと、夾みが多く稼行の対象にはならない<sup>註31)</sup>。

### Ⅲ. 3 石 油

石油は羽幌鉱業所羽幌 2 坑の坑内(羽幌川の北岸に当たる位置)において羽幌本層の上盤から滲出滴下している。この原油の試験分析値は次の通りである。

#### 原油の分溜試験

溜出分(%)	初溜	1	5	10	20	30	40	50	60	70	80
分溜温度(°C)	90	100	121	130	160	202	225	263	292	303	

全溜出分 81.5% 残溜油分 18.0% 減失量 0.5% 最高温度 °C 303

#### 原油の性状

色 相	比重 15/4°C	B/60/60F°	水分 10l%	粘度(1号型 レッドウット秒)			引火点°C	発火点°C
				30°C	40°C	50°C		
暗黒色	0.8970	26.3	0.0	123.6	88.6	69.2	24°C以下	24°C以下

揮発油分% (215°C) 35.0%

灯油分% (215°C~275°C) 18.0%

軽油分% (275°C~300°C) 11.5%

重油分% (300°C以上) 35.0%

pH 油 100cc/水 100cc 4.8

分析者:北海道支所化学係

註 31) 戦後まもなくチェポツナイ川下流および古丹別市街付近において本層の亜炭が試掘されたが、本格的な採掘には至らなかった。



### Ⅲ. 4 ベントナイト

ベントナイトは、羽幌層の中下部に挟有されるベントナイト質凝灰岩が、著しく粘土化しベントナイト化している部分で、羽幌 2 坑の南部地域によく発達する。その採掘は戦後昭和 21 年、東京の藤野某および羽幌町の某との共同で年 70～80t の採掘が行なわれたが、粉碎設備がないためまもなく中止された。その後日本ベントナイト工業株式会社が石油井掘さく用泥水の混合剤として着目、昭和 33 年春に羽幌町市街に粉碎工場を設け、ふたたび採掘に着手した。現在冬季期間は休業し夏季期間のみ採掘している。現在までの採掘量は年産 1,000t 程度で約 2,400t が採掘された。ベントナイトとしての質は良好で、泥水混合剤としての規格品が生産されている。次にその工業分析値を示す。

工業分析および試験表

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	灼熱減量	計
75.48	10.28	2.24	1.30	1.99	0.06	4.86	98.21

pH 9.8 膨潤度 24cc

日本ベントナイト工業 KK 資料による

### 文 献

- 1) 青柳信義・一杉武治：天塩国羽幌炭田苫前地区調査報告，地質調査所月報，Vol. 2, No. 9, 1951
- 2) ASANO, K. : Foraminifera from the Miocene Takinoue Formation near Momiijiyama, Hokkaido, Short Papers, IPGS., No. 4, 1952
- 3) 半沢正四郎：日本地方地質誌，東北地方，古今書院，1954
- 4) 橋本 亘：北海道の地質，地下資源，No. 7～8, 1960
- 5) 秦 光 男：5 万分の 1 地質図幅「初浦」，および同説明書，地質調査所，1961
- 6) 服 部 幸 男：羽幌炭田三毛別，上羽幌地区の地質，炭硯技術，Vol. 5, No. 11,

1949

- 7) 藤江 力・魚住 悟：北海道新第三紀の動物化石群集 (1), 新生代の研究, No. 23, 1957
- 8) 藤江 力・他：日本新生代の堆積区とその変遷—中新世を中心として (1)—北海道地区, 新生代の研究, No. 24～25, 1957
- 9) 菅野三郎・他：北海道雨竜郡朱鞠内川流域の地質 (演旨), 地質学雑誌, Vol. 65, No. 972, 1959
- 10) KANNO, S. & MATSUNO, K. : Molluscan Fauna from the “Chikubetsu Formation” Hokkaido, Japan, Jour., Geol. Soc. Japan, Vol. 66, No. 972, 1960
- 11) MATSUMOTO, T. : Zonation of Upper Cretaceous in Japan, Memoirs Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D Geology, Vol. 9, No. 2, 1959
- 12) 松野久也・山口昇一：遠別層 (追分階) から *Pecten (Fortipecten) takahashii* YOKOYAMA の発見—更に追分階と滝川階との関係について—, 北海道地質要報, No. 30, 1955
- 13) 松野久也・山口昇一：5万分の1地質図幅「羽幌」, および同説明書, 地質調査所, 1955
- 14) 松野久也：古丹別層の堆積盆沈降運動, 石油技術協会誌, Vol. 23, No. 4, 1958
- 15) 松野久也・秦 光男：5万分の1地質図幅「追分」, および同説明書, 北海道開発庁, 1960
- 16) 松野久也・木野義人：5万分の1地質図幅「築別炭砒」, および同説明書, 北海道開発庁, 1960
- 17) 松野久也：川端, 古丹別兩層の地質時代とその堆積間の地殻運動, 東北大学理科学報告 (地質学), 特別号, Vol. 4, 1960
- 18) 西田彰一・対馬坤六：留萌炭田の所謂硬質頁岩砂岩の意義について, 新生代の研究, No. 11, 1951
- 19) 小山内 熙・三谷勝利・北川芳男：5万分の1地質図幅「宗谷および宗谷岬」, および同説明書, 北海道地下資源調査所, 1959
- 20) 棚井敏雅：本邦炭田の第三紀植物図説 1, 初期および中期中新世植物群, 地質

調査所報告, No. 163, 1955

- 21) 土田定次郎：北海道日高，宗谷堆積盆の微古生物学的研究，石油技術協会誌，  
Vol. 22, No. 5～6, Vol. 23, No. 1～3, 5, 1957～1958
- 22) 対馬坤六・山口昇一：5万分の1地質図幅「留崩」，および同説明書，地質調査  
所，1954
- 23) 対馬坤六・松野久也・山口昇一：5万分の1地質図幅「苦前」，および同説明書，  
地質調査所，1954
- 24) 対馬坤六・松野久也・山口昇一：5万分の1地質図幅「鬼鹿」，および同説明書，  
地質調査所，1956
- 25) 対馬坤六・田中啓策・松野久也・山口昇一：5万分の1地質図幅「達布」，およ  
び同説明書，地質調査所，1958
- 26) 植村癸巳男：天塩国羽幌炭田調査報告，鉱物調査報告，No. 36, 1925
- 27) 植村癸巳男：天塩国北部に於ける含油第三紀層，地質学雑誌，Vol. 37, No. 447,  
1928
- 28) UOZUMI, S. & FUJIE, T. : The Sand-pipe created by the Pelecypods ;  
*Platyodon nipponica* n. sp. and *Phoradidea (Penittella) kamaku-  
raensis* (YOKOYAMA), Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4, Vol.  
9, No. 3, 1956
- 29) 魚住 悟・藤江 力：日本新生代の堆積とその変遷—特に中新世を中心として  
(II)—北海道の地層対比—新第三紀対比試案について，新生代の研  
究，No. 26, 1958
- 30) 渡辺久吉：中部および東部北海道第三紀層，地質要報，Vol. 25, No. 3, 1918
- 31) YOKOYAMA, M. : Tertiary Shells from Coal Field of Haboro, Teshio, Jour.  
Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Vol. 2, No. 4, 1927

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50, 000



SANKEI

Asahikawa, No. 34

By

SHŌICHI YAMAGUCHI & KYŪYA MATSUNO

(Written in 1961)

---

(Abstract)

GEOLOGY

The "Sankei" sheet-map area is situated in the Haboro-Tomamae coal field in the northwestern Hokkaidō. It entirely consists of sedimentary formations whose stratigraphic sequence is shown in Table 1.

## CRETACEOUS

The Cretaceous formation is a thick series of marine sediments, and the paleontological evidences indicate that it is correlative to the Upper Yezo group in the standard Cretaceous stratigraphy in Hokkaidō. It includes six members  $U_1$  to  $U_6$  in ascending order.

$U_1$ , although its lower limit is unknown, crops out only in some restricted area along the Nakanohutamata-gawa (river). It is more than 150 m thick and composed of dark gray siltstone intercalating many thin layers of tuff whose individual thickness is from several to several 10 cm. The upper part of the member is accompanied by poorly sorted sandy siltstone in which glauconite grains are contained abundantly.

Calcareous concretions and fossil remains are generally poor except for the lower part. The important fossils are *Inoceramus uwajimensis* YEHARA and *I. mihoensis* MATSUMOTO indicating the lower part of the Urakawan stage.

$U_2$ , nearly 300m thick, transforms conformably from the  $U_1$ . It is composed mainly of dark gray mudstone. The mudstone of the lower part is massive but those of the middle and lower parts are intercalated with many layers of tuffaceous sandstone and fine-grained tuff less than 10 cm in thickness.

Calcareous concretions, which contain fossil remains of inocerami, ammonite and plant, occur abundantly in the middle and upper parts. *Inoceramus amakusensis* NAGAO & MATSUMOTO appears in the upper part of this member and continuously in the lower part of the superjacent member  $U_3$ . From these fossil evidences the middle and upper parts of  $U_2$  are correlated to the upper part of the Urakawan stage at least.

$U_3$  has the broadest distribution among the members of the Upper Yezo group and is about 500 to 600 m in thickness. This member transforms gradually from the aforementioned  $U_2$  member and therefore the boundary between them can not be drawn definitely.

The lowermost part of the member is rather frequently inter-

calated with the tuff layers as compared with the upper part of subjacent member. The lower part consists of an alternation of dark gray siltstone, gray or pale gray sandy siltstone and fine-grained sandstone. These units composing the alternation are 1 cm or so in thickness, so that laminated stratifications are well developed.

The middle part is composed chiefly of massive dark gray siltstone which becomes coarser upwards and finally the uppermost portion of this part changes to hard sandstone. The hard sandstone is medium to very coarse. It characteristically contains abundant grains of green rock and glauconite, and it is traced in some extent from the Sakasagawa area in the south to the Chikubetsu-tanko sheet-map area in the north.

The upper part is composed chiefly of laminated siltstone or sandy siltstone and its uppermost part becomes massive sandy siltstone.

Each rock facies shows some differences from each other in the shape of calcareous concretions and the components of fossil assemblage contained.

From the fact that *Inoceramus japonicus* NAGAO & MATSUMOTO occurs in the upper part of this member, U<sub>3</sub> is correlative to the upper part of the Urakawan stage.

U<sub>4</sub> crops out in the narrow area north to south, in the southern area of the Sakasa-gawa (river) and has a thickness only 80 to 100 m. Between the subjacent U<sub>3</sub> and this member, there are no abrupt changes in lithofacies.

The lower part is composed of greenish dark gray to dark gray massive fine sandstone which abundantly contains glauconite grains and coaly material and gradually becomes coarser upward. The upper part is composed of tuffaceous coarse sandstone which is considerably hard. So that this sandstone can be discriminated from the hard sandstone in the U<sub>3</sub> only by paleontological investigations.

In the lower fine sandstone, there are found many calcareous concretions 5 to 50 cm in diameter, which contain many ammo-

nites such as *Polytychoceras*. Among fossil remains from this member, the occurrence of *Inoceramus schmidti* MICHAEL, although rare in numbers, shows that U<sub>4</sub> is surely correlative to the Hetonaian stage.

U<sub>5</sub> is conformable to the above-mentioned U<sub>4</sub>, but the lithological boundary between them is sharp. It is mainly composed of soft siltstone intercalated with several layers of tuff including mafic minerals.

U<sub>5</sub> is also correlative to the Hetonaian stage by the occurrence of *Inoceramus schmidti* MICHAEL.

U<sub>6</sub>, the uppermost member of the Upper Yezo group in this area, crops out in the area south of the Haboro-gawa (river). It is conformable to the underlying U<sub>5</sub>, and mainly composed of medium- to fine-grained sandstone. The uppermost part of this member is an alternation of sandstone and siltstone. The total thickness of the member is about 100m or more.

Concretions are frequent rather in the upper part than in the lower one. Molluscan remains are contained throughout all horizons, and among of them *Polytychoceras* and *Inoceramus orientalis* SOKOLOV are dominant.

#### **Undifferentiated Upper Yezo group**

The Cretaceous formation cropping out in the axial part of the Haboro dome is mainly composed of siltstone, and in the upper horizon of the middle part, a layer of sandstone having similar rock facies to the hard sandstones in the U<sub>3</sub> or U<sub>4</sub> is intercalated. This layer of sandstone is underlain by a thin alternation of sandy siltstone and fine sandstone which closely resembles the alternation below the hard sandstone in the U<sub>3</sub>. From the above-mentioned rock stratigraphic succession, it is considered that the sandstone layer may belong to equal horizon to that in the U<sub>3</sub>. But subdivision of this Cretaceous formation and decision of its precise time stratigraphic horizon are left for the future studies.

**Pankezawa formation** (Age unknown) The Pankezawa formation

is divided into two parts. The lower one is composed of greenish gray, medium- to very coarse-grained sandstone which is hard and massive. The sandstone is made up of grains mainly of quartz, hypocrySTALLINE andesite and plagioclase, and subordinately of augite, basic andesite, glassy acidic rock, quartz-bearing andesite and others.

The upper part is composed of greenish or grayish white tuff. Under microscope, it is of biotite-quartz-bearing andesitic glass, consisting of glass, quartz and small quantities of plagioclase, accompanied rarely by grains of biotite and limonite.

The interrelation between the Cretaceous and this formation can not be ascertained in the field and the age of this formation has not been determined because of the lack of fossil remains.

## NEOGENE TERTIARY

The Neogene Tertiary in this area includes six Miocene formations which are mostly marine exclusive the non-marine Haboro formation and the terrestrial to littoral Chiepotsunai formation.

**Haboro formation** The Haboro formation crops out on the axial part of the Haboro dome and in a small area on the northern part of the eastern wing of the Chikubetsu syncline. This formation, measuring up to 400 m in maximum thickness, covers unconformably the underlying Pankezawa formation. It is composed chiefly of sandstone and siltstone, and partly of bentonite or bentonitic tuff, coal, coaly shale and sideritic marl.

Up to date, several species of non-marine molluscan fossils and plant remains, although their individual numbers are little, have been reported by some investigators. It is said that the flora from this formation resembles the early Miocene Aniai flora.

**Sankebetsu formation** The Sankebetsu formation is subdivided lithologically into the lower sandstone bed and the upper alternation, conformable each other. The columnar sections of the formation at various localities are shown in the Figure 5 in the



Japanese Text.

The sandstone bed is composed of coarse- to fine-grained sandstone, gray to greenish gray in colour. Its basal part includes pebbles of chert sporadically or thin layers of granular conglomerates containing chert pebbles in some places.

The alternation is composed of tuffaceous sandstone and mudstone, in which several layers of thin tuff are intercalated.

The Sankebetsu formation lies unconformably on the Haboro formation in usual cases, but it rests directly on the Cretaceous formation in the southeastern area.

Numerous molluscan fossils are found in this formation as listed in the Table 4 in the Japanese Text. The assemblage of the molluscan fossils, almost of them found in the lower sandstone, is called the Sankebetsu fauna, indicating warm temperate conditions. It is correlative to the Takinoue fauna of the early to middle Miocene in age.

**Chikubetsu formation** The Chikubetsu formation is divided into the lower sandstone bed and the upper mudstone bed. Its columnar sections are shown in the Figure 5 in the Japanese Text.

The sandstone bed is composed of massive, coarse- to fine-grained tuffaceous sandstone, of which basal part is represented by a basal conglomerate and a coal-bearing member in some places. The mudstone bed is composed of massive, compact and tuffaceous mudstone with several intercalations of pumiceous tuff less than 10 cm in thickness.

The Chikubetsu formation unconformably covers the Sankebetsu formation in usual cases, but directly covers the Cretaceous formation in the east.

The sandstone bed yields numerous molluscan remains throughout whole horizons. This fossil assemblage is called the Chikubetsu fauna whose association is listed in the Table 4 in the Japanese Text. It is considered that the fauna represents the transitional horizon between middle and upper Miocene because it contains both elements of middle and upper Miocene.

**Kotambetsu formation** The main part of the Kotambetsu formation consists of conglomerate, sandstone and mudstone, which occur in a characteristic feature showing an orderly repetition of sequence of cyclothemic arrangements. The typical sequence of the cyclothemic arrangement is, in ascending order, I) conglomerate, II) sandstone, III) alternation of sandstone and mudstone, and IV) mudstone. And the upper part of the formation is chiefly composed of rhythmic alternation of sandstone and mudstone.

Additional characteristic feature of this formation is the unique sedimentary structures such as interformational foldings, erratic blocks and slumping sheets or balls in the conglomerate or very coarse sandstone, conglomeratic mudstone, etc. found in some horizons.

This formation is characterized also by the absence of benthonic megafossil remains and of cross bedding, coal, plant remains and others indicating a shallow facies.

In this formation, five tuff layers are intercalated.

Among them, the lowest one attains 100 m and others usually several meters in thickness. They are traced in the whole area as good key beds to identify the structure of the formation.

The relation to the subjacent Chikubetsu formation is para-unconformity. Precise paleontological data to show the age of this formation are not available.

**Chiepotsunai formation** The Chiepotsunai formation consists mainly of coarse- to medium-grained sandstone. Locally at the basal part, pyroclastic rocks are distributed. In the middle part siltstone and conglomerate are found and in this part very thin lignite seams are interbedded.

The pyroclastic rocks crop out in the northern part of the area and are composed of andesitic volcanic breccia locally intercalated with layers of volcanic sandstone. The pebbles of breccia are 5 to 20 cm in diameter and most of them are hornblende andesite and rarely augite andesite.

The Chiepotsunai formation and the underlying Kotambetsu

formation seems to be conformable in this area, but they are in a relation of clinounconformity in the northeast out of the mapped area.

Fossils are very scarce in this area, but this formation is surely equivalent basing upon the stratigraphic position to the upper Miocene Wakkanai formation in the Tempoku oil field.

**Embetsu formation** The Embetsu formation transforms conformably from the Chiepotsunai formation, but a rapid change in rock facies is found between them.

It is composed of massive, greenish gray, tuffaceous and diatomaceous siltstone, which contains marly concretions from several cm to several m in diameter.

Marine molluscan remains are included sporadically throughout, although they are very scarce in numbers.

The age of this formation may be latest Miocene based upon the stratigraphic position lying below the Mochikubetsu formation of the lower Pliocene in the western neighbouring area.

## QUATERNARY

The Quaternary includes terrace deposits and alluvium developed along the rivers. They are fluvial origin and composed of gravel, sand and clay.

## ECONOMIC GEOLOGY

In this area, the important mineral resources are coal and bentonite. Besides above, seepages of petroleum and thin lignite seams are found.

**Coal** Coal seams are interbedded in the Haboro and Chikubetsu formations. There are six seams which have been distinguished by the test boring at a point near Haboro Ni-ko (Haboro 2nd pit) in the Haboro formation. However, the workable one is only the "Honso" (main seam) of which total thickness is about 4.5 m and its calorific value is 6,000 to 6,700 cal.

It was 1947 that the Haboro Ni-ko was opened, and its out-

put in 1958 was about 150,000 tons.

The coal in the Chikubetsu formation develops only in a limited area on the western wing of the Haboro dome. There is only one seam of 113 to 114 cm in total thickness. It was once worked shortly after the World War II, but due to the disadvantage of transportation it was closed soon.

**Bentonite** It was 1947 that the bentonite was exploited at first. At that time, an annual output was about 70~80 tons.

Since 1958, Nihon Bentonite Kogyo Co. has been working and producing 1,000 tons yearly for the use of mixing compound.



---

---

昭和38年12月2日印刷

昭和38年12月9日発行

工業技術院  
地質調査所

印刷者 小林孝次

印刷所 泰成社印刷所







---

# EXPLANATORY TEXT OF THE GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Masatsugu Saitō, Director

---

## SANKEI

(Asahikawa-34)

By

SHŌICHI YAMAGUCHI & KYŪYA MATSUNO

---

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1 9 6 3