

---

# 5 萬分の 1 地質図幅説明書

---

## 昆 布 森

(釧路一第 48 号)

地 質 調 査 所

昭和 31 年



550.85(084)(524) [1 : 50,000] (083)

## 5 萬分の 1 地質図幅説明書

### 昆 布 森

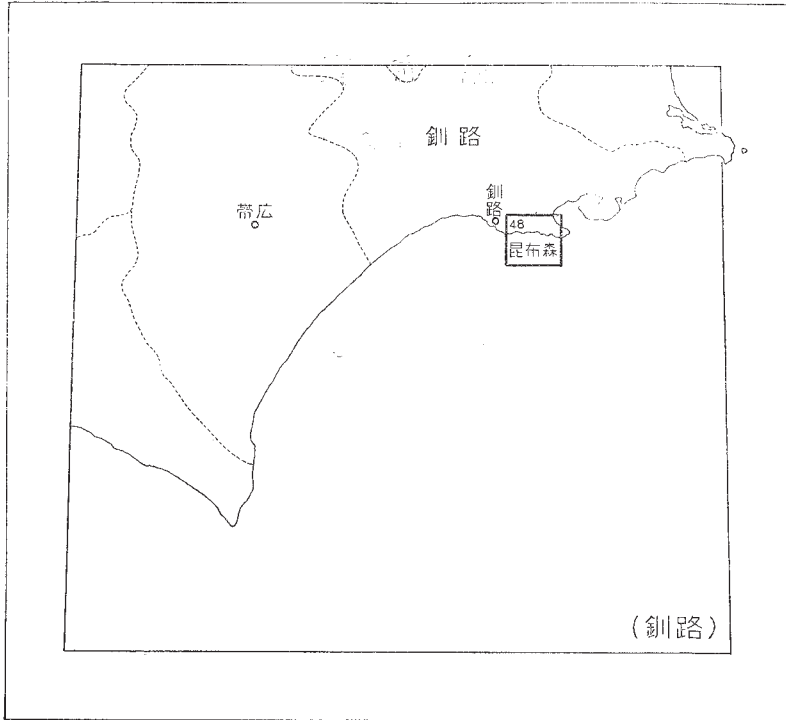
( 釧路一第 48 号 )

通商産業技官 河 合 正 虎

地 質 調 査 所

昭 和 31 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 上部白堊系	5
II. 2. 1 根室層群	5
II. 2. 2 角礫質安山岩	15
II. 3 古第三系	16
浦幌層群	16
上別保累層	17
チョロベツ累層	23
舌辛累層	30
浦幌層群の対比と地質時代	31
II. 4 新第三系	34
砂岩岩脈	34
II. 5 第四系	37
II. 6 地質構造	37
II. 6. 1 根室層群の地質構造	38
II. 6. 2 浦幌層群の地質構造	38
III. 応用地質	41
III. 1 石 炭	41
III. 2 砂 利	55
文 献	56
Abstract	1



## 昆 布 森

(釧路一第48号)

本図幅の野外調査は昭和27年8月末から10月にかけて実施し、所要日数は70日を費した。

調査に当っては主として浦幌層群ならびに仙鳳趾半島部の上部白堊系の資料を、北海道大学佐々保雄教授から提供され、西半部の太平洋炭鉱株式会社との鉱区を中心とした地域の資料は、同炭鉱鉱務課から提供を受けた。同社顧問の永測正毅氏ならびに技師豊島経世氏からはなお多くの援助をうけることができた。

### I. 地 形

この地域は北海道東部の南岸にあり、釧路市の東に隣接する。

地形は概して丘陵状の山地(図版5参照)からなる。地域の中央部をNW-SEに走る山嶺を境として、その両側では地形の性質を異にする。すなわち西側ではE-W性の山嶺が繰返しており、東側では海岸に接して分水嶺があり、その南はたゞちに断崖をもって太平洋に臨み、その北にはきわめて平坦な小丘陵が南北に並列している。小丘陵の間を小河川が蛇行し、その流域には沖積地が発達して湿地帯ないし草原を形成している。

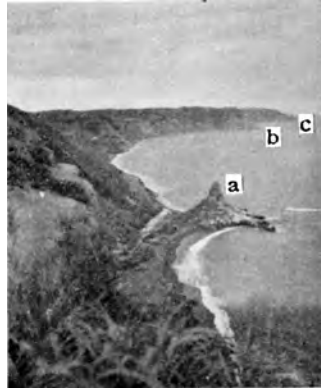
一般に地形の緩急の差異は岩石の硬軟に起因しており、根室層群(上部白堊系)の

老若舞礫岩層・去来牛礫岩層・汐見砂岩泥岩層・知方学砂岩泥岩層・角礫質安山岩、浦幌層群（古第三系）の別保礫岩層および天寧岩礫層の分布地域では、しばしば急峻な地形を呈することがある。

本地域の太平洋岸は著しく海蝕をうけており、海岸線は東西に走り、凹凸が少なく、ほぼ連続して海蝕崖が形成されている。海上には海蝕の残存物としての岩礁が露出し、そのおもなものは西から立岩・トド岩・タコ岩・蠟燭岩および大黒岩である。また海中にも多数の暗礁が伏在する（図版 1, 2 参照）。これらの岩礁には海蝕の残留物であ



図版 1 ソムテキの海蝕崖と暗礁  
海上の白波は暗礁の存在を示す  
(ソムテキ東部から西を望む)。



図版 2 十町瀬東方の海岸線  
a: タコ岩 b: 蠟燭岩 c: 入境学  
(十町瀬のカannon坂から東を望む)

るもののほかに、山地からの巨大な転石からなるものも含まれている。いずれにしても、海岸において処々に見られる崖崩れとともに、海岸線が海蝕によって後退していることを示すものである。

砂浜としては、チョロベツ川川口およびソムテキ等の海蝕崖下に小規模のものがあるに過ぎず、顕著なものはない。これらの砂浜附近はいずれも遠浅である。

東部の厚岸湾岸においては、その南域の地形は太平洋岸と同様であり、北域では南域に較べて岩礁も少なく断崖も小規模である。

これはこの地域が軟弱な仙鳳趾泥岩層からなるため、海蝕はこゝにも急速に進んでいることが認められる（図版 3 参照）。

厚岸湾岸にも小規模の砂浜が分布している。

図版 1 ではソムテキの海蝕崖と暗礁の存在を、図版 2 では海蝕によって生じた海岸





(A) 尾幌 (図幅外) 北方から北の門静を望む  
a: 門静 (厚岸図幅内) b: 防波堤



(B) 防波堤と侵蝕状況

図版3 厚岸湾岸の防波堤

線を、図版3では厚岸湾岸の防波堤による侵蝕作用の防止状況を示した。

図版4は巨大な岩石の崩壊状況を示したものである。

海岸が上述のような地形であるため港湾に乏しく、図幅地域で港と称すべきものは昆布森のみで、他の地域は僅かに小舟の出入を許す程度である。

本地域はわが国で最も濃霧の発生が著しいことで知られ、天候の良好な期間は僅かに8月中旬から11月上旬までの2ヵ月余に過ぎない。



図版4 ポントマリにおける岩石の崩壊状況  
巨大な岩塊aの下部に跡永賀炭坑の旧坑bがかくされて現在では入口は確認できない

## II. 地 質

### II. 1 概 説

この地域の基盤をなす根室層群は、小林儀一郎によって下部第三紀層硬質頁岩砂岩

互層<sup>3)</sup>、渡辺久吉によって白堊紀(?)の黒色堅硬頁岩および砂岩互層<sup>5)</sup>または鈷勝層<sup>12)</sup>、門倉三能<sup>6)7)8)9)</sup>および飯塚保五郎によって白堊系<sup>13)</sup>とされた地層である。

鈴木達夫は化石<sup>19)20)</sup>によって白堊系に属することを明らかにした。また今井半次郎<sup>16)</sup>は第三系または白堊系から第三系に亘る漸移層が含まれると考えた。すなわち、この附近では時代を決定する化石の産出が乏しく、根室層群の上部の化石は第三系のものと同様な属が多いため、地質時代が不明瞭であった。

根室層群は下部では海底火山の噴出物を顕著に含み、かつ細粒堆積物からなり、上部になるにしたがって粗粒の堆積物となる。この上半部の粗粒の部分は以前には第三系<sup>6)7)</sup>とされたが、佐々保雄および林一郎<sup>45)</sup>によって白堊系に含められた。

本地域の第三系は浦幌層群とよばれる。この地層は十勝国から鈷路国に亘って広範囲に分布する陸水性～瀕海性の古第三系で、中新世とされたこともあるが、化石によって石狩層群の上半(中・上部始新世ないし下部漸新世)に当ることが明らかになった。

浦幌層群<sup>註1)</sup>は佐々保雄<sup>26)</sup>によって下部から別保層・春採層・天寧層・雄別層・舌辛層および尺別層に区分された。筆者はその堆積輪廻を考慮して上別保累層(別保礫岩層・春採夾炭層)・チョロベツ累層(天寧礫岩層・雄別互層および清水泥岩層)および舌辛累層(米町砂岩層・ムサ泥質砂岩層)に区分した。本層群の上位には上部漸新世の音別層群がくる。しかしこの地域では舌辛累層までが残り、その上位の地層は削剥されて欠如する。

別保礫岩層は鈷路市近傍の石炭調査において、徳田貞一が白堊系の最上部の礫岩<sup>15)</sup>と考えたものである。

浦幌層群の分布は西に広く、東には僅かである。また本層群堆積後の断層運動によって、上部白堊系の根室層群の分布区域に、狭い幅で細長く取り込まれている部分もある。北隣の尾幌図幅の上尾幌附近において、NW-SEに延びる浦幌層群はその好例で、本地域の仙鳳趾北西の浦幌層群はこれの延長部と思われる。

浦幌層群に含まれる石炭の産地は、一括して鈷路炭田・浦幌炭田または鈷勝炭田とよばれることがある。

西隣の鈷路図幅地内には、鈷路層とよばれる洪積世の凝灰質堆積物が広く分布する

註1) 渡辺久吉は浦幌層<sup>12)</sup>とよんだ。

が、本地域には現われない。

北海道の東部には、高低差によって区別されるいくつかの段丘堆積物があり、大別して上段のものを根室段丘、それより低所のものを釧路段丘とよぶ。本地域では、仙鳳趾半島部に小規模な根室段丘堆積物が見られるが、地質図には省略した。



図版5 根室段丘  
釧路市東部山地から東方(昆布森村との境界)を望む。

図版5は釧路市と昆布森村との境界附近の山地で、山頂部には釧路層が分布し、山頂面が根室段丘に当る。

本地域の地質系統の層序を第1表に示す。

## Ⅱ. 2 上部白堊系

上部白堊系に属するものには、根室層群と角礫質安山岩とがある。

### Ⅱ. 2. 1 根室層群

上部白堊系に属する根室層群の下限は未詳である。本地域の根室層群は下位から厚岸累層および昆布森累層に区分される。

厚岸累層は細粒堆積物からなり、その下半部は化石によって、上部白堊系に属することが明らかである。

昆布森累層は、厚岸累層と整合関係にあると思われる粗粒の堆積物である。

### 厚岸累層

本累層は下位から門静互層・仙鳳趾泥岩層および汐見砂岩泥岩層に区分される。か

第1表 層序表

新 生 界	第四系	現世統	沖 積 層				
		洪積統	段 丘 堆 積 物			不整合	
			釧 路 層			不整合(?) (隆起)	
	新第三系	鮮新統	(欠 除)			不整合(沈降)	
		中新統				{ 地殻運動 (砂岩岩脈, 主要) 構造線の生成 }	
	古 第 三 系	漸 新 統	浦 幌 層	舌辛累層	ムサ泥質砂岩層	(隆起)	
					米町砂岩層		
					清水泥岩層	(沈降)	
			チヨロベツ累層	雄別互層			
				天寧礫岩層	陸水成層 (一部半鹹半淡) 火山活動旺盛 (酸性凝灰岩) (隆起)		
			上別保累層	春採夾炭層	陸水成層、火山活動(?) (沈降)		
	上部始新統	群		別保礫岩層	陸水成層 ← 不整合		
	下部始新統		(欠 除)				
中 生 界	上部白堊系	ヘトナイ統上部階	根 室 層 群	昆布森累層	去來牛礫岩層	安山岩の貫入 (隆起)	
					知方学砂岩泥岩層	(沈降)	
					老者舞礫岩層	{ 地殻運動 の前駆(?) }	
					厚岸累層	汐見砂岩泥岩層	(隆起)
						仙鳳趾泥岩層	(沈降)
						門 静 互 層	海底火山活動旺盛 (安山岩)

註 門静互層・釧路層は本地域には現われない。

って鈴木達夫<sup>14)15)</sup>によって報告された *Inoceramus* は仙鳳趾泥岩層中からのものである。

**門静互層** 門静互層は本地域内には現われないが、根室層群中で地質時代を明示する唯一の地層であるため、こゝに記述する。

本層は厚さ数 100m 以上と考えられる厚層で、下限は未詳である。主として砂岩と頁岩との互層からなり、輝石安山岩の角礫質熔岩ないし凝灰角礫岩および礫岩を挟有する。

砂岩は一般に帯藍灰黒色ないし淡青緑灰色を呈する細～中粒の緻密、堅硬な岩石で、時に淡緑色に灰白色の小斑点を混え、凝灰質である。

頁岩は一般に灰黒色を呈する珩質の緻密、堅硬な岩石で、凝灰質のことがある。縞状に *Inoceramus* の破片を含むことがある。頁岩の厚さは 1 単位数 cm ～数 m のもので、ほゞこれと同じ厚さの砂岩と互層する。

角礫質熔岩は茶褐色～暗灰色を呈し、輝石安山岩の角礫からなり、集塊岩・凝灰角礫岩に移化する。これらの岩石の角礫の大きさは普通は数 cm 以下である。これらの岩石の厚さは一般に数 m であるが、角礫質輝石安山岩が岩頸として現われているものに連続する部分では厚く、これから遠ざかるに従って薄くなり、岩質も次第に火山礫岩を経て凝灰質砂岩に移化する。

礫岩は上記のような火山礫岩であって、おもに安山岩の角礫～亜角礫からなり、僅かに砂岩・頁岩・珩岩および粘板岩等の径 1cm 以下の細礫や小粒を含み、また介化石や植物化石の破片を含むことがある。

門静互層は海底火山の噴出が旺盛であった時期の堆積物で、多量の安山岩質物の供給をうけたものである。安山岩の岩頸および集塊岩に接している箇所では、他の部分より岩石は硬い。

本層は北隣の尾幌図幅および北東隣の厚岸図幅地内に現われ、厚岸図幅の門静北西の採石場の砂岩および頁岩からは *Inoceramus* を多産する。佐々保雄<sup>63)</sup> はこゝの凝灰質砂岩から *Inoceramus shikotanensis* NAGAO & MATSUMOTO および *I. kushiroensis* NAGAO & MATSUMOTO を採取し、筆者は *Inoceramus* sp. (group of *I. ezoensis* YOKOYAMA) および *I.* sp. (*naumanni* と同様の double ring をもつもの) を採取した。このほか附近の礫岩中に *Ostrea* sp. および *Terebratulina* sp. を含むこと

がある。また本層には植物化石(海藻?)の破片を各所に含む。

化石によって、本層はヘトナイ統上部階に当る<sup>註2)</sup>。

本層は門倉三能<sup>8)9)</sup> および飯塚保五郎が砂岩および頁岩の互層とした地層に当ると思われ、門倉<sup>8)9)</sup> は阿寒炭田の舌辛川流域の互層から *Nucula picturata* YOKOYAMA, *N. cfr. angulata* Sow., *N. cfr. mariae* d'ORB., *Solen* sp., *Tellina* sp. が報告されている。

**仙鳳趾泥岩層** <sup>せんぼうし</sup> 本層は門静互層から漸移し、本図幅地域に現われる最下位の地層であり、本地域の北部から北東部に亘って広く分布する。本層は多くの断層によって切断されているため、その厚さは正確には求め難いが、約 800m に及ぶと思われる。

本層はおもに泥岩からなり、砂岩および凝灰岩の薄層を挟む。

泥岩は一般に帯藍灰黒色～帯藍暗灰色を呈する。多くは緻密、均質で層理に乏しいが、本層の下部では層理を示して頁岩質のこともある。泥岩の固結は一般に不充分で、吸湿性にとみ、含水すれば容易に小破片となり、ついで崩壊して粘性に富む粘土となる。この粘土は乾燥すれば灰白色に固結する。泥岩中には、灰白色の堅硬な凝灰質の、一般に数 cm ～ 10 数 cm、時としては数 10cm の団塊がしばしば含まれる。この団塊中には植物化石の破片が含まれることがあるが、介化石は存在しない。砂岩は一般に 1m 以下の薄層として介在し、細粒～中粒であるが、稀に灰白色で縞状を呈するものや、帯緑暗灰色の凝灰質のものがある。砂岩は一般に本層の下部において顕著である。凝灰岩は厚さ数 mm ～ 数 cm の薄層をなし、灰白色、細粒、緻密で、泥岩と同様に水を吸って崩れ易い。砂岩や凝灰岩あるいは凝灰質泥岩は、泥岩中に数 m ～ 10 数 m ほどの間隔に挟まれるが、時としては数 10cm の間隔で多数に挟まれることもある。仙鳳趾泥岩層はその泥岩が崩れ易いことによって層理が不明瞭のことが多いが、凝灰岩や砂岩の挟有されることによって層理が明らかにされる。

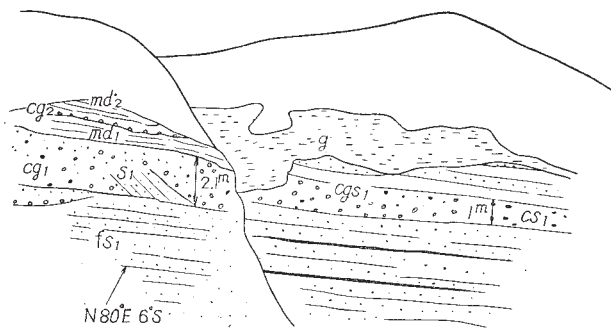
本層は門倉<sup>6)7)8)9)</sup>・飯塚<sup>13)</sup> および鈴木<sup>19)20)</sup> の頁岩層に当る。

鈴木は仙鳳趾附近から Ammonite を採取したが、このほかには未だ化石は知られていない。

**汐見砂岩泥岩層** 本層は仙鳳趾泥岩層と整合である。仙鳳趾泥岩層の南側に露出し、

註2) 深田淳夫は釧路国太田村産の *Inoceramus kushiroensis*、厚岸町バラガン岬産の *Gaudryceras* sp. および *Puzosia* sp.、根室国浜中村字姉別ボンホロトウ産の *Gaudryceras striatum* JINBO 等によって、釧路ないし根室の白壁系はヘトナイ古期ないし浦河最新期のものとしている<sup>50)</sup>。

本地域の北西部から中部を経て南東部に亘って分布する。西部に広く分布する浦幌層群は本層を基盤としている。本層は多くの断層によって切断されているため、その厚さは正確には求められないが、約 600m である。



- |                           |   |         |
|---------------------------|---|---------|
| $f_{S1}$ : 縞状細粒砂岩 (泥岩を挟む) | } | 汐見砂岩泥岩層 |
| $cg_1$ : 礫岩               |   |         |
| $cgs_1$ : 含礫砂岩            | } | 別保礫岩層   |
| $CS_1$ : 粗粒砂岩             |   |         |
| $S_1$ : 粗粒砂岩の偽層           | } | 春採夾炭層   |
| $md_1$ : 泥岩 (砂岩を挟む)       |   |         |
| $cg_2$ : 礫岩 (厚さ 30~40cm)  | } | 春採夾炭層   |
| $md_2$ : 泥岩               |   |         |
| $g$ : 崩土                  |   |         |

第 1 図 汐見砂岩泥岩層中の礫岩の見取図 (ポントマリ西部海岸)

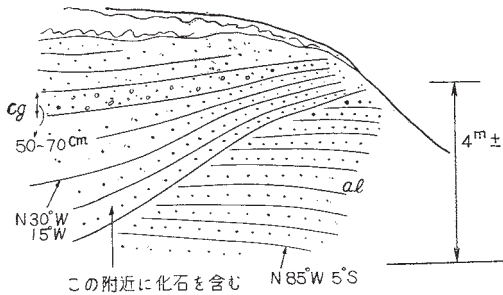
本層は砂岩を主として泥岩を伴なう互層からなり、礫岩を挟む。砂岩は帯緑暗灰色を呈し、主として細粒ないし極く細粒の緻密、堅硬な岩石である。しかし、一部には板状に剝離するもの、粗粒のもの、または淡緑灰色で大豆大の泥灰質の小球を含むものがある。砂岩の厚さは一般に数 cm ~ 数 m である。泥岩は帯緑暗褐色 ~ 帯緑暗灰色を



図版 6 汐見砂岩泥岩層中の礫岩 (ポントマリ西部海岸)

呈し、緻密、堅硬なやゝ砂質の岩石であり、しばしば灰白色の径数 cm ~ 10 数 cm

の泥灰質団塊を含む。泥岩の厚さは一般に数 cm ～数 10cm である。礫岩は本層の上部に多く (第 1 図, 図版 6), 一般に暗灰色を呈する岩石で, 粘板岩・黒色砂岩・珧岩・泥岩・藍灰色矽岩および閃緑岩質岩石等の円礫を含み, 礫の大きさは一般にそら豆大～米粒大であるが, 局部的には鶏卵大～拳大となり, 稀に人頭大のもの (尾幌川上流では人頭大の角礫質安山岩礫を認めた) があり, これらを帯緑暗灰色の豊富な砂で硬く膠結する。礫岩は一般に厚さ数 m 以下であるが, 尾幌川上流では 20 ～ 30m に



cg: 礫岩  
al: 細粒砂岩および泥岩互層

第 2 図 ポントマリ海岸における汐見砂岩泥岩層の偽層見取図

達するものがある。礫岩は連続性に乏しく, 含礫砂岩から粗粒砂岩を経て細粒砂岩に移化する。粗粒砂岩の部分ではしばしば偽層が認められる (第 2 図, 図版 7)。この礫質部は本層の上部に多い (第 1 図, 図版 6)。特に中部地域において, 浦幌層群の下にみられる汐見砂

岩泥岩層の最上部を占める厚さ 30 ～ 40m の間に最も顕著に現われる。この礫質部は, 汐見砂岩泥岩層から上位の老若舞礫岩層に移化する漸移帯に当るものであろう。

本層の岩石を門静互層のものに比較すれば, 硬さにおいて劣り, 色調は緑色がかった多少の明るさを感じず。仙鳳趾泥岩層のものに比較すれば硬さも勝り, 色調は明るくなり, 吸湿性は乏しく, 水分を含んでも崩れ難い。

汐見砂岩泥岩層から産する化石としては *Terebratulina* sp. が最も多く, *Acila* その他巻貝や二枚介もある。これらの化石は, 圧縮と歪みとをうけて変形しているのが常であ



図版 7 ポントマリ海岸における汐見砂岩泥岩層



第2表 汐見砂岩泥岩層および知方学砂岩泥岩層中の介化石  
(*Terebratulina* sp. を除く)

Member	汐見砂岩泥岩層							知方学砂岩泥岩層
	上別保東部	ポントマリ海岸(西部)	同左(西部)	プユモイ海岸(西部)	同左(東部)	ソムテキ海岸	ワカチセ海岸	
Species	知方学海岸							
<i>Ezonuculana mactraeformis</i> (NAGAO)								×
<i>Acila hokkaidoensis</i> NAGAO		×	×					
<i>Portlandia hakobutsensis</i> (NAGAO & OTATUMI)			×				×	
<i>Parallelodon sachalinensis</i> (SCHM.)		×						
<i>Anomia subovalis</i> NAG.		×						
<i>Lima</i> sp.		×						
“ <i>Fusus</i> ” <i>volutodermoides</i> NAG.	×							
<i>Semifus tuberculatus</i> NAG.	×			×				×
<i>Semifus</i> ? sp.			×					
<i>Avelland problematica</i> NAG.					×	×		

備考 水野篤行の鑑定による。佐々によれば汐見砂岩泥岩層中からはこれらのほかに *Macoma* sp., *Turritella* sp. 等を産するという。

ポントマリ海岸では数層の化石床が認められる。そのほか植物(海藻?)の破片も含まれる。第2表は本層と知方学砂岩泥岩層から産する *Terebratulina* sp. 以外の化石表である。泥灰岩の団塊中にはしばしば *Terebratulina* sp. や植物化石破片が含まれるが、これらは団塊附近の泥岩中にも存在していて、団塊中に特に多いとは限らない。本層は門倉の蛮岩砂岩および頁岩の互層<sup>6)7)</sup>・蛮岩砂岩層<sup>8)9)</sup>、および飯塚<sup>13)</sup>の砂岩および蛮岩層に当る。

## 昆布森累層

本累層は図幅地域の東端附近に現われる。粗粒の堆積物で、化石に乏しく、かつ岩質が浦幌層群の礫岩に似ているために第三系<sup>67)</sup>とされたことがあるが、その後 *Terebratulina* sp. の産出と層位的見地<sup>39)</sup>から、根室層群に含められたものである。

本累層は下位から老若舞礫岩層・知方学砂岩泥岩層および去来牛礫岩層に区別される。

おしやまづぶ

### 老若舞 礫岩層

本層は図幅地域の南東部に分布する。汐見砂岩泥岩層の上位にあり、相互の関係は老若舞西方では明らかでないが、厚岸湾岸南部では整合する(図版8参照)。本層の厚さは円山附近では120mに達し、北東および南西へ向かって急速に厚さを減じて約50mとなる。



図版8 厚岸湾岸の古番屋北方の老若舞礫岩層  
a: 汐見砂岩泥岩層の砂岩 b: 老若舞礫岩層の礫岩 a, bは漸移関係にあるようである。

本層はおもに礫岩からなり、砂岩および泥岩を挟有する。

礫岩は暗色を呈する堅硬な岩石である。礫には暗灰色粘板岩および暗灰色

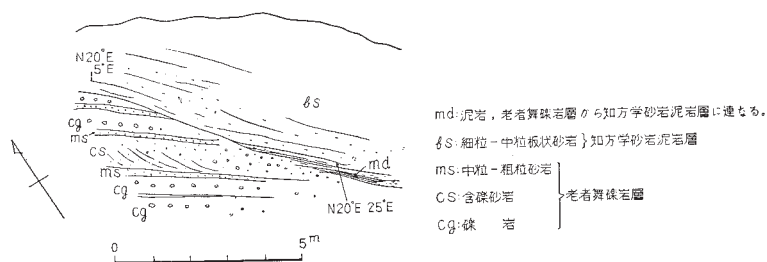
砂岩が多く、次いで灰白色～黒色の珪質岩・玢岩・千枚岩質岩石・閃緑岩質岩石・安山岩および赤褐色珪岩等がある。礫の大きさは下部では一般に鶏卵大～拳大であるが、時には人頭大のことがある。上部では大きさが減少してクルミ大のことが多い。これらの礫の間は粗粒の砂で堅く充填されている。西部すなわち円山ないし老若舞附近と、東部すなわち厚岸湾岸附近とでは、礫岩の岩質がやゝ異なり、西部のものには円礫が多く、垂角礫は比較的少なく、充填する砂の量が比較的少なく、また最上部を除いては礫岩中に砂岩や泥岩が介在することが少ない。これに対して東部では垂角礫が多く、円礫のほかに角礫をも含み、また本層の下部においても充填する砂の量が多くてむしろ含礫砂岩質を帯び、このようなものが全層を通じて砂岩や泥岩とともに頻繁な互層をする。西部のものは浦幌層群の別保礫岩層に類似し、東部のものは後述する去来牛礫岩層に似ている。

砂岩は暗灰色を呈し、一般に中粒～粗粒で含礫砂岩に移化し、偽層に富み、厚さは10数cmの薄層である。泥岩は暗灰色～灰黒色を呈しや>砂質を帯び、10数cmの薄層である。

<sup>ちつばまない</sup>  
**知方学 砂岩泥岩層** 本層は図幅東部の老者舞附近から知方学に亘る地域と、古番屋西方との2地域に分布する。老者舞礫岩層の上位に整合し、厚さ約150mである。

本層は主として砂岩からなり、泥岩を伴ない、薄い礫岩を挟む。砂岩は一般に暗灰色～灰色を呈し、細粒～中粒であるが、最下部および最上部には粗粒のものを含み、下部では板状のものが多く、上部になるに従って均質となり、汐見砂岩泥岩層のものに似る。泥岩は下部では砂質を帯び、数cm～10数cmの薄層のことが多いが、上部になるに従って汐見砂岩泥岩層のものに似る。礫岩は上位の去来牛礫岩層の直下にしばしば現われて、連続性に乏しいことや、礫種および礫の大きさ等、すべて汐見砂岩泥岩層の最上部のものと同様である。この粗粒部からは *Ezonuculana mactraeformis* (NAGAO), *Semifus tuberculatus* NAGAO, *Terebratulina* sp. を産出することがあり(第2表参照)、この部分は去来牛礫岩層への漸移帯である。

本層と下位の老者舞礫岩層との関係は老者舞北方に見られ、その漸移関係を第3図に示した。この図のように老者舞礫岩層と知方学砂岩泥岩層との間には、傾斜の相違



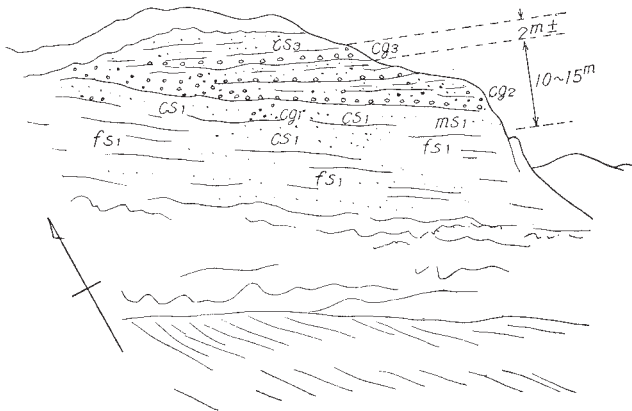
第3図 老者舞北方の知方学砂岩泥岩層と老者舞礫岩層との関係

が見られることがあるが、これは老者舞礫岩層の砂岩中に偽層が著しく発達すること、老者舞礫岩層の礫岩がしばしば膨縮して堆積していること、等のために生じたものである。また両層間に顕著な境界の認められる場所もあるが、老者舞礫岩層の含礫砂岩に挟有される泥岩が、知方学砂岩泥岩層の下部の砂岩中へ連続する事実によって、両層間に不整合関係は存在しないことが明瞭である。

さるきろし  
**去来牛礫岩層** 本層は図幅地域南東端の知方学からその東方の去来牛(図幅外)の間に分布し、知方学以西では剝割されて欠如する。知方学砂岩泥岩層の上に整合する厚さ 60m 以上の地層である。

本層は次に述べるような性質の礫岩ないし含礫砂岩の累重からなり、この間に薄い砂岩と泥岩を挟む。すなわち礫岩はそれぞれその最下部では鶏卵大〜クルミ大(稀に拳大)の円礫を含み、上部になるに従って粒度を減じ、偽層の発達が著しくなり、帯緑灰色の粗粒の砂に富む含礫砂岩質となる。礫の種類は老若舞礫岩層のものと同様である。このような層は、それぞれ西方では薄くなって消失し、東へ向かつては厚さを増して数 m に達する性質がある。この礫岩ないし含礫砂岩のほか、細粒から粗粒に亘る砂岩の厚さ数 10cm のレンズや、これと同じ程度の厚さのレンズ状砂質泥岩をしばしば挟有する。知方学では本層の下底附近の数 m 以内の部分から *Terebratulina* sp. を産出することがある。

第 4 図および図版 9 は知方学における本層の露出を示したもので、西で礫岩ないし含礫砂岩が薄くなるもの (A) と、東へ向かつて厚さを増すもの (B) とを示した。

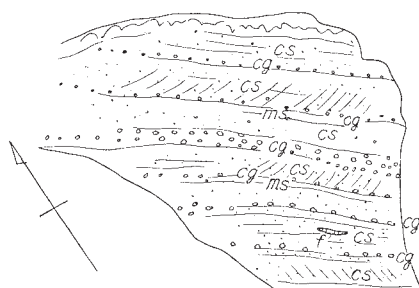


第 4 図 A 知方学海岸にみられる知方学砂岩泥岩層と去来牛礫岩層との見取図

CS3 : 砂岩 春採夾炭層 (?)	CG1 : 含礫砂岩	} 知方学砂岩 泥岩層
CG3 : 礫岩 別保礫岩層 (?)	CS1 : 粗粒砂岩	
	MS1 : 中粒砂岩	
CG2 : 礫岩 去来牛礫岩層	FS1 : 細粒砂岩 (泥岩を挟む)	



図版 9 (A) 知方学海岸の知方学砂岩  
泥岩層と去来牛礫岩層  
岩質は第 4 図 A 参照のこと  
下方の黒い縞は乾燥中の昆布



cg : 礫岩  
 cs : 含礫砂岩～粗粒砂岩  
 ms : 中粒～粗粒砂岩  
 f : 珩化木  
 粗粒砂岩～含礫砂岩には  
 偽層の発達が見られる。

第 4 図 B 知方学東部にみられる去来牛礫岩層の見取図

## II. 2.2 角礫質安山岩

本岩は図幅地域南東部海岸の老若舞から北西へ、北西部の別保川中流に至る地帯に点々と露出し、その箇所数は 16 に達する。なお厚岸湾岸の古番屋附近にも安山岩の径数 10cm の転石<sup>註 3)</sup>を認めた。これらのうち老若舞附近の岩体を除いては、いずれも径数 m ～ 10 数 m の小岩体である。



図版 9 (B) 知方学東部の去来牛礫岩層の露出

註 3) この転石は礫岩に含まれていた礫とは考え難い。

本岩はクルミ大以下の黒色安山岩角礫を灰黒色の安山岩質基質で充填するものである。角礫部は普通輝石安山岩であって、その斑晶は褐色輝石および斜長石（曹灰長石）からなり、石基は輝石・斜長石（曹灰長石）・磁鉄鉱、少量のガラス質物等からなり、毛氈状構造を呈する。基質部は輝石・斜長石および石英のほかに、安山岩の微小な破片を含むが、全般に炭酸塩鉱物が多数に生成しているため、その性質は詳らかでない。なお方解石の細脈には基質から角礫にかけて貫通するものがある。

角礫質安山岩は門静互層・汐見砂岩泥岩層・老若舞礫岩層および知方学砂岩泥岩層を貫ぬく岩脈～岩頸として現われる。老若舞附近のものは海岸においては汐見砂岩泥岩層および知方学砂岩泥岩層を貫ぬくが、その分布から一部には熔岩を含むと思われる。門静互層を貫ぬく岩脈は、門静南部の海岸では門静互層中の角礫質安山岩の熔岩に連なり、熔岩の角礫は輝石安山岩のものと両輝石安山岩のものとがあり、輝石安山岩の場合の充填物中には角閃石を認め、両輝石安山岩の場合には角閃石が認められなかった。

## II. 3 古第三系

### 浦幌層群

浦幌層群は根室層群を不整合に被覆し、古第三系である。

本層群は小林儀一郎<sup>3)</sup>の下部第三紀層中の浦幌砂岩礫岩互層、門倉三能<sup>6)7)8)9)</sup>および鈴木達夫<sup>19)20)</sup>の下部第三紀層に当る。

本地域の浦幌層群は佐々保雄<sup>26)27)</sup>によって下位から別保層・春採層・天寧層・雄別層および舌辛層に区分された。なお、別に徳田貞一が本地域の石炭調査を行って以来、太平洋炭鉱では本層群を尾幌蛭岩層・釧路夾炭層・別保蛭岩層・<sup>あなん</sup>巴南互層帯・清水頁岩層・米町（または春採）砂岩層およびムサ頁岩質砂岩層に区分して呼んだことがある。筆者は堆積輪廻を考慮し本層群を下位から上別保累層（別保礫岩層および春採夾炭層）・チョコベツ累層（天寧礫岩層・雄別互層および清水泥岩層）および舌辛累層（米町砂岩層およびムサ泥質砂岩層）に区分することにした。上記の3様の区分の相互関係は第3表に比較して示した。なお、この地方の第三系のうち、本地域では舌辛累

第 3 表 浦幌層群の区分名の比較

27) 佐々保雄 (1940)		太平洋炭鋳 (徳田貞一の調査以来一 部修正されて現在使用 されている区分名)	筆 者 の 採 用 し た 区 分 名	
舌 辛 層	中 部	ムサ頁岩質砂岩層	舌 辛 累 層	ムサ泥質砂岩層
	下 部	米 町 砂 岩 層 (ま た は 春 採)		米 町 砂 岩 層
雄 別 層	上 部	清 水 頁 岩 層	チ ヨ ロ ベ ツ 累 層	清 水 泥 岩 層
	下 部	巴 南 互 層 帯		雄 別 互 層
天 寧 層		別 保 蛮 岩 層		天 寧 礫 岩 層
春 採 層		釧 路 夾 炭 層	上 別 保 累 層	春 採 夾 炭 層
別 保 層		尾 幌 蛮 岩 層		別 保 礫 岩 層

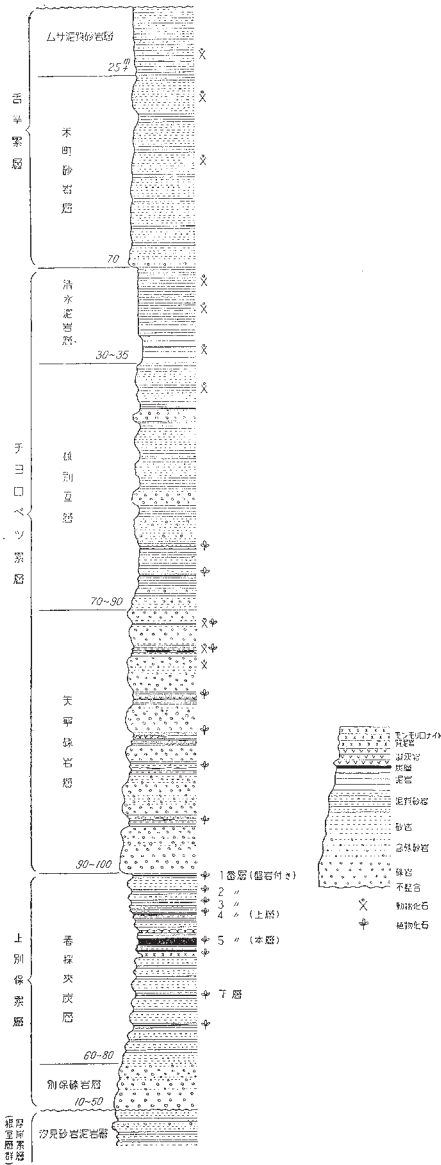
層までが分布し、これより上位の地層は削剥されて欠如している。第 5 図は本図幅地域の浦幌層群の地質柱状図である。

浦幌層群から産する植物化石は *Metasequoia chinensis* ENDO および *Woodwardia Sasae* OISHI & HUJIOKA 等で、石狩層群の羊歯植物群と近縁のものである。動物化石は *Yoldia*, *Venericardia* および有孔虫等で、音別層群や石狩層群の幌内層産のものとの多くの共通種<sup>63)</sup>をもつ。第 4 表は図幅調査に際して採取した介化石を示すものである。

#### 上別保累層

上別保累層は佐々による別保層と春採層を併せたものである。筆者はこれら兩層をそれぞれ別保礫岩層および春採夾炭層とよび、そして兩層が漸移関係にあり、1 回の堆積輪廻による地層であるので上別保累層として一括した。

別保礫岩層および春採夾炭層に該当する地層は、かつて今井<sup>16)</sup>によって雄別夾炭層



第5図 浦幌層群の地質柱状図

の基底礫岩層として一括して取扱われ、また、西田<sup>23)</sup>・長尾および佐々<sup>24)</sup>ならびに新生代対比委員会(1949)によっては、留真層として一括されたことがある。また釧路炭田の団体研究<sup>44)51)52)53)</sup>によれば、同炭田の西部地域では、別保礫岩層・春採夾炭層は上位の天寧礫岩層とともに基底礫岩層として一括された。しかしこの図幅地域では、別保礫岩層および春採夾炭層は1つの輪廻に属し、天寧礫岩層は明らかにこれとは異なった輪廻に属する。

**別保礫岩層** 本層は浦幌層群の基底礫岩である。2, 3の疑わしい地区を除き、本図幅の全域に亘って春採夾炭層の下位に常に存在するが、厚さがきわめて薄い部分が少なくなく、このような部分は地質図上では省略してある。基盤の根室層群に対する関係は、露頭部においては平行不整合であるが、全体的にみると、図幅の西部地域から中央部南海岸沿いでは汐見砂岩泥岩層を、その北方の青葉炭鉱の附近では汐見砂岩泥岩層または



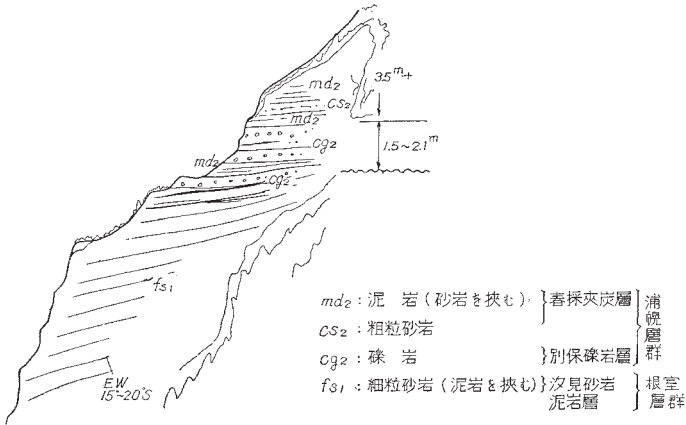
第4表 浦幌層群の動物化石表

No.	Name	チヨロベツ累層				舌辛累層		備考	
		天寧 岩層	磯 互層	雄 別層	清 泥岩層	水 岩層	米 砂岩層		町 泥砂岩層
1	<i>Yoldia</i> cfr. <i>laudabilis</i> YOKOYAMA							C	A: 多産
2	<i>Chlamys</i> sp.	R							C: 普通
3	<i>Ostrea eorivularis</i> OYAMA (MS)	C	R			A			R: 稀
4	<i>Unio uryuensis</i> SUZUKI	C	R						化石の鑑定は水野篤行による。
5	<i>Venericardia</i> cfr. <i>compressa</i> YOKOYAMA	R ?				R			
6	<i>Corbicula sitakaraensis</i> SUZUKI	C			A	R	R		
7	<i>Margaritifera perdahurica</i> YOKOYAMA	R							
8	<i>Lucina</i> sp.	R							
9	<i>Callista</i> sp.					R			
10	<i>Pitar</i> sp.					R			
11	<i>Spisula</i> sp.					R			
12	<i>Solen sogabei</i> MIZUNO (MS)					R			
13	<i>Mya kushiroensis</i> NAGAO & INOUE	R				R			
14	<i>Cipangopaludina mabutii</i> SUZUKI	R							
15	<i>C. isikariensis</i> SUZUKI	R							
16	<i>Turritella</i> sp.	R						R	
17	<i>Polinices</i> sp.					R			
18	<i>Linithia yessoensis</i> MINATO	R							

仙鳳趾泥岩層を、北東部の厚岸湾西側では仙鳳趾泥岩層を、また東部では知方学砂岩泥岩層および去来牛磯岩層を被覆することによって、本層の基底には明らかに不整合が存在することを肯定せざるを得ない。

本層の厚さは変化が甚だしく、図幅地域北西端の上別保附近では50mに達し、こ

れを隔たるにつれて急速に薄くなり、ウヌンコイ沢附近では10数～20数m, 別保川上流附近(基点の沢一初音の沢)では20～30m, その他の地域では一般に数m(第4図, 図版9および第6図, 図版10参照)に過ぎず, 図幅地域の東半部ではしばしば



第6図 老者舞-知方学間にみられる浦幌層群と根室層群との関係見取図



図版10 老者舞-知方学間にみられる浦幌層群と根室層群

数10cm(図版6, 第1図参照)となり, 浦雲泊附近においてはその存在の疑わしい所もある。

本層は礫岩を主とし砂岩および泥岩を挟有する。礫岩はいわゆる黒色礫岩とよばれ, その礫は黒色～灰色の珪岩・黒色粘板岩・暗灰色砂岩・輝緑凝灰岩を主とし, 玢岩および閃緑岩質岩石等を伴ない, 全体として暗色を呈するものの多い円礫～垂角礫であり, これらが暗灰色の細粒～粗粒の砂で硬く膠結されたもので, 天寧礫岩層に見られるような赤色を帯びる礫はほとんど認められない。礫の大きさは別保礫岩層の厚さの増加につれて増し, 最大のものは人頭大に達するが, 一般には拳大～クルミ大である。礫岩は上部になるにつれて粒度を減少して粗粒砂岩に移化し, 別保礫岩層は春採夾炭層に漸移する。砂岩は一般に暗灰色を呈し粗粒であるが, 別保礫岩層の薄くなるにつれて, 細粒のものが著しくな

る傾向がある。泥岩は暗灰色を呈し比較的に軟弱である。砂岩および泥岩の厚さはきわめて薄く、いずれも数 10cm 以下である。

本層の礫岩は暗色を呈する岩石を礫として含み、またよく固結していることは、上部白堊系の根室層群中の礫岩に似る。さらに甚だしく膨縮する地層であることから、本層は白堊系の最上部に属し、かつ本層の上位に不整合が存在すると考えられたこと<sup>18)</sup>もあるが、今井<sup>16)</sup>によって浦幌層群の基底礫岩であることが明らかにされた。

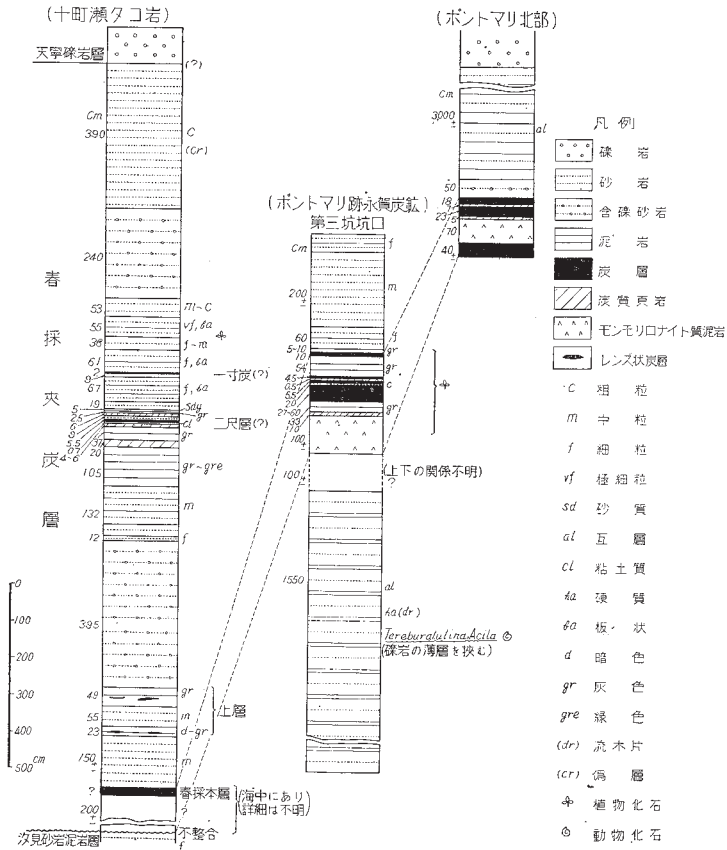
**春採夾炭層** 本層は別保礫岩層の上位に整合する。しばしば別保礫岩層が粒度を減少して、春採夾炭層の下部の砂岩に漸移する。図幅外西方の釧路地域では厚く 80m に達するが、本図幅地域に入っては次第に薄くなり、中部以東では約 20m に過ぎない。上別保累層の厚さの変化から、釧路炭田東部の本累層の堆積盆地の中心は図幅地域の南西方の春採南方海域と考えられる。

第 7 図に中部地域の春採夾炭層の地質柱状図を示した。

本層は砂岩と泥岩との互層からなり、数枚の炭層を挟む。砂岩は一般に淡灰白色～灰色を呈し、中粒～粗粒である。また時としては帯青白色のアルコーズ質のことや、細粒で縮状を呈するもの、あるいは含礫砂岩のことがある。中粒～粗粒の部分ではしばしば偽層が発達し、それに伴って含礫砂岩に移化することがある。諸処において酸化鉄のため赤褐色に汚染されて硬化している。泥岩は暗灰色～帯青灰色を呈するのが常であるが、一部には淡灰色や黒色のことがあり、一般に緻密で無層理であるが、砂質のことや玉葱状構造を有すること、あるいは灰白色～白色を呈しモンモリロナイト質のことがある。泥岩は比較的に軟弱であり、モンモリロナイト質泥岩は吸湿性に富み、水を吸って膨張して容易に崩れ、粘着力の大きい粘土となる性質がある。泥岩に富む部分に炭層または炭質頁岩が挟有される。

炭層としては下位から最下層・下層・五寸炭・春採本層(五番層または本層)・上層(四番層)・二尺層(三番層)・一寸炭(二番層)および“蛭岩付き”(一番層)の 8 層が知られるほかに、場所によっては、2, 3 の炭質頁岩がある。地層の厚さの減少に伴って炭層は低品位となり、夾みを増しあるいは尖滅することがある。

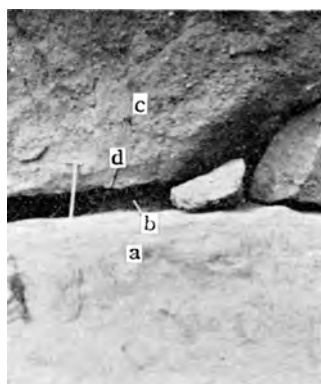
上記の炭層のうち春採本層が最も主要な炭層である。下層から春採本層までの間隔は約 1.8m である。下層から春採本層の上盤までに 3 層のモンモリロナイト質泥岩(白盤ともいわれる)を伴ない、春採本層を知るに重要な鍵層となっている。



第7図 中部地域の春採夾炭層

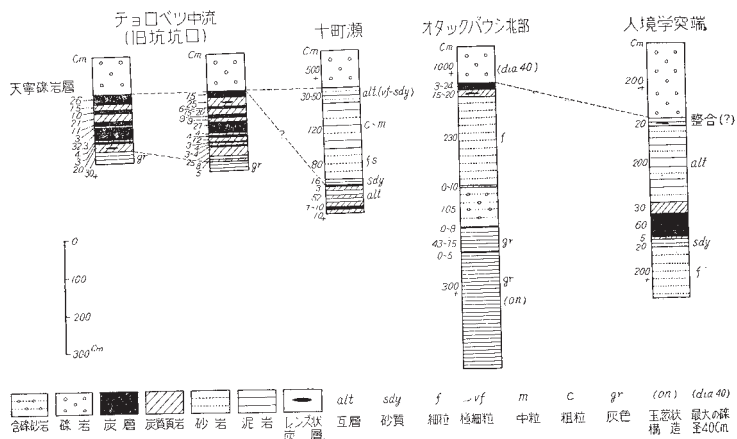
“炭層付き”と称される炭層はそのすぐ上盤に天寧層の礫岩が位置するのが常で、稀に2～3mの泥岩を挟む。この炭層は一般に20cm以下の薄層で良質炭であるが、炭層の厚さが増大するにつれて夾みが多いのが常である。図版11は“炭層付き”炭層を示し、第8図は“炭層付き”炭層と上盤との関係を示したものである。

炭層に接近した部分の泥岩から植物化石を多産する。本層から産出する植物化石は *Equisetum arcticum* HR., *Woodwardia Sasae* OISHI & HUJIOKA, *Metasequoia chinensis*(ENDO), *M. Kimurae* OISHI & HUJIOKA 等で、石狩群層の羊歯植物群と



図版 11 春採夾炭層最上部の“蛭岩付き”炭層(釧路市オソツナイ海岸(図幅外))

- a: 細粒～中粒砂岩  
 b: “蛭岩付き”炭層(厚さ約 20cm)  
 c: 礫岩(偽層がある) 天寧礫岩層  
 d: 局部的不整合(?)



第 8 図 “蛭岩付き”炭層の炭柱図(上盤との関係を示す)

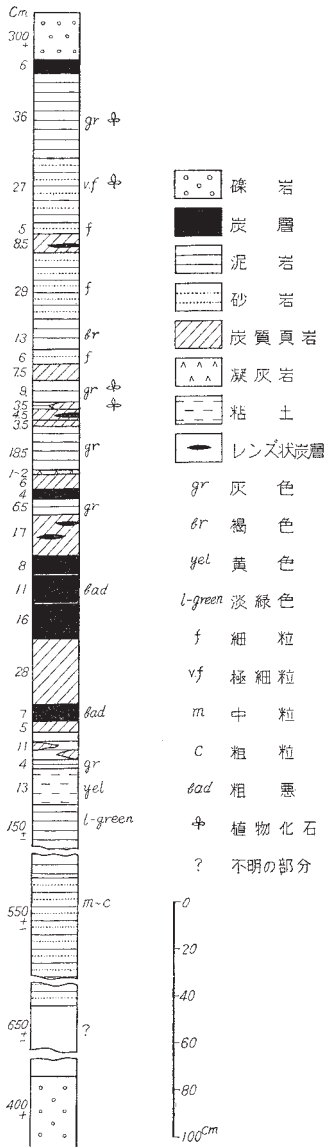
近似し、佐々保雄の総括<sup>63)</sup>によれば羊歯植物群との共通種は 21 種を数える。

春採夾炭層は本地域炭田の主要な夾炭層であり、地表に露出するもののほかに、天寧礫岩層の下位に伏在するのはもちろんであり、また南方の海中にも潜在する。

### チヨロベツ累層

本累層は下部から天寧礫岩層・雄別互層および清水泥岩層に区分される。

**天寧礫岩層** 本層は春採夾炭層の上位に整合する(局部的には不整合らしいところがある)。本層の厚さは図幅地域北方の上尾幌附近では 50～60m、図幅地域の西部で



第9図 尾幌川上流における天寧礫岩層中の砂岩泥岩互層帯の地質柱状図

90m 内外，南東部では約 130m に達する。本層は礫岩を主体として砂岩および泥岩を挟有する。これらの岩石はいずれも膨縮に富むが，地層は全体を通じて 5～6 層の礫岩層と 4～5 層の砂岩・泥岩の互層帯とによって構成される。

砂岩と泥岩の互層中には薄い炭層・凝灰岩および礫岩を挟むことがある(第9図)。天寧礫岩層の礫岩には2種類がある。その1つは赤色礫岩とよばれるものである。この礫岩は下部では一般に鶏卵大～クルミ大で，時には拳大の礫を含むが，上部になるに従って礫は大豆大～小豆大の小礫となる傾向がある。礫の種類には珪岩・粘板岩・砂岩・輝緑凝灰岩・閃緑岩質岩石・玢岩等があり，そして著しい特徴としては全体を通じて赤色珪質岩が多く含まれ(礫の数としては全体の30%内外が赤色珪質岩)，このため礫岩は赤色に他の礫の雑色を加味した色調を呈する。上記の各種の岩石からなる円礫～亜角礫は，粗粒の砂で充填され硬く固結している。なお礫岩には処々に珪化木あるいは炭化した流木を含む。この種の礫岩は厚いものは10数mに達し，天寧礫岩層の礫岩の大部分を占める。

他の礫岩は暗緑色～灰緑色を呈し，厚さ数10cmの薄層として，中部～上部に介在する。そら豆大～小豆大の安山岩質

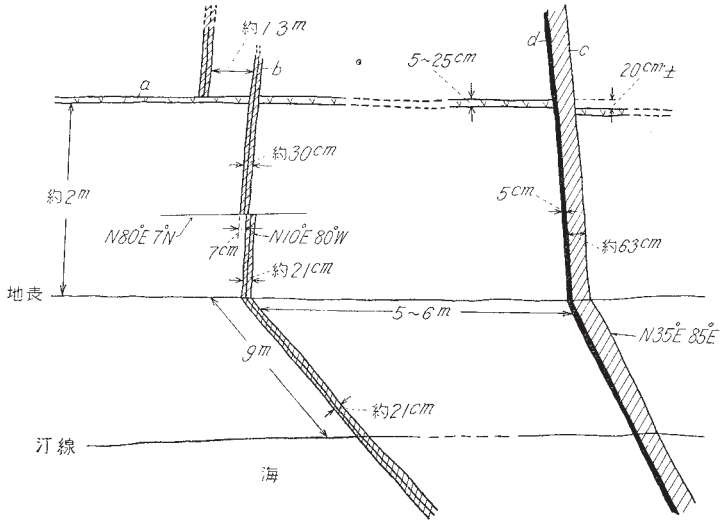
岩石の小角礫が、同種の岩石の碎屑物の角粒によって充填され固結したものである。緑色を呈する点で天寧礫岩層に特有の岩石である。

砂岩は礫岩と同様に 2 種類に分けられ、その 1 つは種々の岩石からなる中粒～粗粒の砂が硬く固結したもので、暗灰色～灰黒色の石地に赤色珩質岩の小粒が散点し、赤味を帯びることのある岩石であり、他の 1 つは暗緑色を呈する安山岩質岩石の粗粒～細粒の角粒が、固結した岩石である。前者は下部から上部に亘って礫岩中に挟有され、含礫砂岩から帯赤色の礫岩に移化することがあり、また泥岩と互層するものの大部分もこれである。後者は中部～上部に僅かに挟有されて、帯緑色の礫岩と密接な関係をもってこれに伴なう。

泥岩は一般に暗灰色～灰黒色を呈し、緻密で硬く固結され、一般に厚さ 1m 以下の薄層である。本層の中部にある砂岩と泥岩の互層帯中には、茶褐色および緑色の泥岩があり、これらのうちには、緻密で硬く固結された天寧礫岩層に特有の色調を帯びる泥岩が挟有されている。この種の泥岩は、炭田地帯ではその色調によってチョコレート・茶羊羹・緑茶羊羹等と俗称され、天寧礫岩層の中部を示す鍵層とされることがある。

凝灰岩は白色～灰白色を呈するきわめて堅硬な岩石である。一般に 10 数 cm 以下の薄層であるが、時としては 30cm に及ぶことがある。凝灰岩の上部および下部は粗粒で、長石粒・石英粒および黒雲母が認められ、しばしば両盤に並行して黒雲母が縞状に配列する。中部は微細で均質である。鏡下ではカリ長石・石英・黒雲母およびガラスからなる酸性凝灰岩である。凝灰岩は天寧礫岩層の中部の砂岩と泥岩とが互層する部分に含まれる。厚さが膨縮して連続性に乏しい 1～2 層と、厚さ 5～20cm の連続性に富む 1 層とがある。第 10 図および図版 12 に連続性に富む凝灰岩の 1 例を、また第 11 図には天寧礫岩層中部の凝灰岩を挟有する附近の地質柱状図を示す。

炭層は 2～3 層があり、中部の砂岩と泥岩の互層帯に介在する。一般に厚さ数 cm～10 数 cm の薄層であるが、尾幌川上流では数 10cm の厚さに肥厚することがある(第 9 図参照)。これらの炭層は一般に良質ではあるが、厚さを増すにつれて夾みが増して低品位となる傾向がある。炭層のうち 1 層は凝灰岩および特有のチョコレート、緑茶羊羹色の泥岩を伴ない、これらの炭層・凝灰岩および泥岩はいずれも連続性に富む。他の炭層は連続性に乏しく、処々に断続的に現われ、時としては茶褐色～緑茶色泥岩を伴うことがあるが、これらの炭層とこの種泥岩との随伴関係は密接ではない。



第10図 幌内における天寧礫岩層中の凝灰岩と砂岩岩脈との見取図



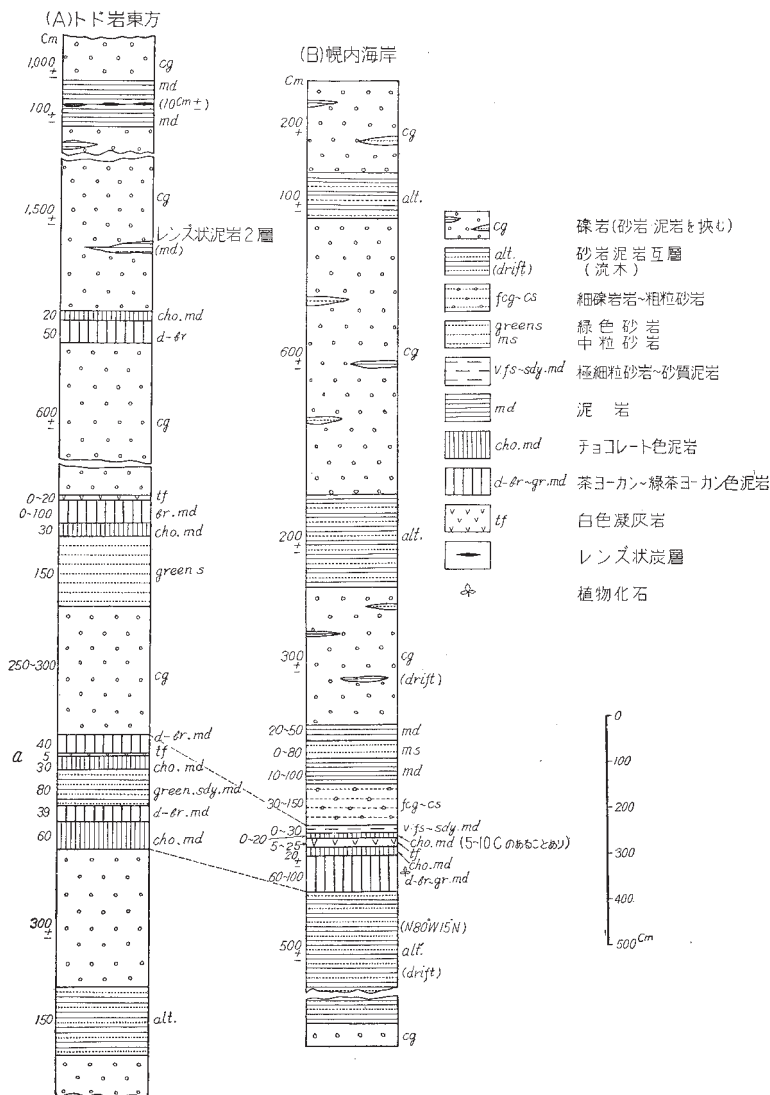
図版12 幌内における天寧礫岩層中の凝灰岩と砂岩岩脈

- a : 天寧礫岩層中の凝灰岩 (連続性に富む)
  - b : 砂岩岩脈
  - c : 断層面 (落差 20cm) に沿う砂岩岩脈
  - d : 断層粘土  
(柱状図は第11図B参照)
- (以上の説明は第10図と共通)

天寧礫岩層の砂岩および泥岩には植物化石が埋藏され、泥岩中のものは保存が良好であり、特に茶褐色の泥岩<sup>註4)</sup>から *Osmunda japonica* OISHI & HUJIOKA, *Meta-seguoia chinensis* ENDO 等を産出する。動物化石としては、仙鳳趾半島の本層の上部から *Ostrea*, *Unio*, および *Corbicula* 等の半鹹半淡棲介化石を産出する (第4

註4) たゞしチョコレート・茶羊羹・緑茶羊羹とよばれるものからは産出しない。





第11図 天寧礫岩層中部の地質柱状図

(註) aは第10図、図版12中のaに当る

表参照)が、他の地域からは動物化石は未だ産出しない。

東部地域に至るに従って天寧礫岩層が厚さを増すこと、西部地域では陸成層であるが東部の仙鳳趾半島では半鹹半淡棲介化石を産することから、チョロベツ累層の堆積盆地の中心は上別保累層の堆積盆地の中心に比して東方に移動したものと思われる。天寧礫岩層は本地域の浦幌層群中では最も広範囲に分布する地層で、岩石は堅硬であるから比較的急峻な山地を形成し、海岸においては海蝕によって断崖をつくり、巨大な岩塊が崩壊、転落していることが多い(図版 13A, B)。



(A) 天寧礫岩層中の亀裂(十町瀬カンノン坂附近から西方の立岩を望む)。



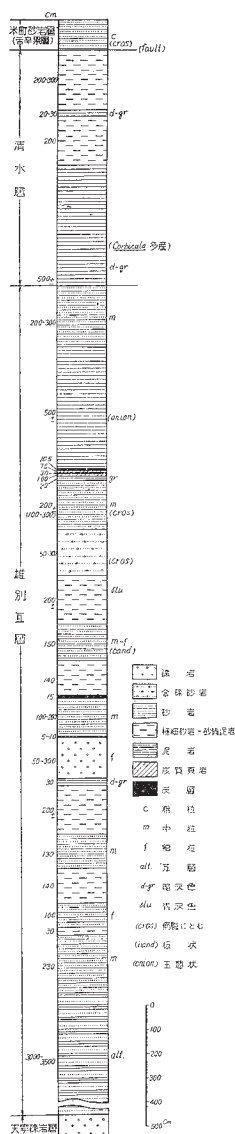
(B) 天寧礫岩層の転石(キトウシから東方の立岩を望む)。

a: 立岩  
b: 亀裂の生じている天寧礫岩層  
c: 天寧礫岩層の礫岩の転落したもの(径数 m 以上の巨塊がある)

図版 13 天寧礫岩層からなる山地の地形

春採夾炭層と天寧礫岩層との関係は従来整合と考えられ、本調査によっても不整合と断定するだけの資料は得られなかった。しかし局部的不整合の存在を疑わしめる余地がある。

その理由は、① 別保礫岩層と春採夾炭層は漸移的であるのに対して、天寧礫岩層は急激に岩質を異にして、春採夾炭層と漸移する部分は認められない。② 天寧礫岩層は上別保累層と構成物質の点で多くの差異がある。③ 上別保累層とチョロベツ累層の間には、堆積盆地の中心部に移動が行われている。④ 天寧礫岩層の下位には春採夾炭層の“蛮岩付き”炭層があるが、場所によっては、この間に泥岩を主とした砂岩との厚さ数 m の互層が介在することがある。⑤ 天寧礫岩層と春採夾炭層との接触部は往々僅かながら凹凸面を認めることがある、等である。



第12図 昆布森西方海岸における雄別互層上部および清水泥岩層の地質柱状図

**雄別互層** 本層は天寧礫岩層から漸移する厚さ70～90mの地層で、浦幌層群の中部の夾炭層すなわち雄別夾炭層とよばれるものに当り、図幅外西方の雄別附近の主要夾炭層である。本図幅地域ではおもに西部に分布するが、尾幌川上流や仙鳳趾半島にも少し残存している。

本層は主として砂岩・泥岩の互層からなり、礫岩を伴ない、また炭質頁岩ないし薄い炭層を挟有する。一般に下部では粗粒であるが、上部では粒度を減ずる。本層は下部では天寧礫岩層に似た性質を多分にもつが、上部になるに従ってその特性を失う。

砂岩は下部では赤色珪質岩の粗粒の砂を含むことが多いが、上部になるに従って赤色の砂の量は減少する。細粒ないし含礫砂岩までの種々の粒度のものを含む。礫岩は天寧礫岩層の上部の赤色礫岩と同様である。礫岩や砂岩の厚さは一般に数10cm～数mで、きわめて膨縮性に富む。泥岩は暗灰色～灰色を呈し、春採夾炭層のものに似る。泥岩の厚さは一般に2m以下である。

炭層は一般に厚さ30cm以下で低品位であり、炭質頁岩に移化する。本図幅地域では稼行の対象にならない。

本層中には植物化石を含むが、春採夾炭層におけるものより種類も少なく、個体数も僅かである。本地域では、天寧礫岩層の植物化石に較べてなおその産出は僅かで、保存も良好ではない。動物化石は最上部から稀に産し、昆布森の西部から *Unio uryuensis* SUZUKI がみいだされた。また仙鳳趾半島の本層下部から(古番屋南部), *Ostrea eorivularis* OYAMA(MS)が

得られた(第4表参照)。

第12図は昆布森西方海岸の本層上部および清水泥岩層の地質柱状図である。

**清水泥岩層** 本層は函館地域の南西部に小範囲に分布するに過ぎない。雄別互層の上に整合するチョロベツ累層の最上部の地層である。厚さは30～35mである。本層は泥岩を主体として砂質泥岩～細粒砂岩を挟む(第12図参照)。

泥岩は暗灰色～灰色を呈し、一般に塊状で無層理のことが多く、しばしば玉葱状構造を有する軟弱な岩石である。しばしば砂質を帯びる部分があり、また砂質の部分と泥質の部分とが縞状を呈することもある。砂岩は暗灰色で細粒～極細粒で、一般に厚さ2m以下であり、しばしば砂質泥岩に移化する。また稀に厚さ10数cmの中粒砂岩がある。

本層の最下部には *Corbicula* を多数に含む厚さ約5mの泥岩があり、有効な鍵層として利用される。本層からは *Corbicula sitakaraensis* SUZUKI および有孔虫を産出する。

#### 舌辛累層

本累層は清水泥岩層の上位に整合する厚さ95m以上の地層で、米町砂岩層からムサ泥質砂岩層に及ぶ新しい堆積輪廻である。

本累層からは動物化石を産し、その動物群は本累層より上位の音別層群<sup>註5)</sup>から産する動物群とともに、石狩炭田の幌内層等の動物群ときわめて近縁関係があり、浦幌層群の対比に重要な位置を占める。

**米町砂岩層** <sup>よねまち</sup> 本層は昆布森西方に僅かに露出するに過ぎない。舌辛累層の下部に当り、厚さは約70mである。本層は砂岩を主体とし、泥岩および礫岩の薄層を挟む。

砂岩は帯緑灰色を呈し、中粒～粗粒で時に含礫砂岩となる堅硬な岩石である。風化によって黄褐色を呈する。しばしば偽層を有し、*Ostrea* を多産する特徴がある。泥岩は一般に砂質で厚さ30cm以下の薄層で、レンズ状に挟有される。礫岩は一般に数10cm以下の薄層で、そら豆大の小円礫を粗粒の砂で充填する含礫砂岩質のもので、粗粒砂岩に移化する。泥岩および礫岩は全体を通じて僅かに数枚が認められるに過ぎない。

本層の中部および上部に、厚さ数10cmの *Ostrea* を多産する化石床がある。本

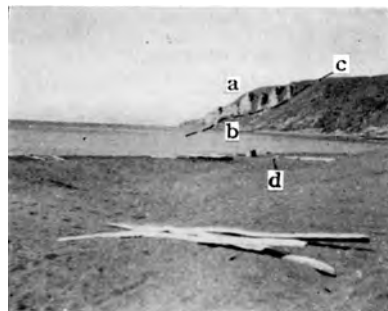
註5) 釧路市北西方に広く分布し、本地域には存在しない。

層からは *Ostrea eorivularis* OYAMA (MS), *Corbicula tokudai* (YOKOYAMA), *C. sitakaraensis* SUZUKI を産出する。

図版 14A, B はアチョロベツ東方の米町砂岩層を示す。(A) には偽層がみられ、(B) には雄別互層と米町砂岩層の、硬さの差による差別侵蝕が明らかに示されている。



(A) アチョロベツから北東を望む。偽層が明瞭にみられる。



(B) 昆布森から西を望む。断層 c の直ぐ東側 b 附近から *Corbicula* を多産する。

a : 米町砂岩層 c : 断層  
b : 清水泥岩層 d : チョロベツ川川口

図版 14 アチョロベツ東方の米町砂岩層

**ムサ泥質砂岩層** 本層は図幅地域西部の山地に僅かに露出するに過ぎない。米町砂岩層の上に整合する厚さ 25m 以上の地層である。泥質砂岩を主として細粒砂岩および泥岩を挟有する。泥質砂岩は帯緑灰色～暗灰色を呈し、極く細粒の砂岩に泥質物を混える岩石で、一般に無層理であり、しばしば玉葱状構造を有し、砂管や径数 10 cm 以下の団球を含むことがある。また一部に縞状を呈するものがあり、細粒砂岩や泥岩に移化することがある。細粒砂岩は淡緑灰色～灰色を呈し、均質で比較적으로よく固結しており、時として板状のものがある。泥岩は暗灰色を呈する軟弱な岩石で、一般に無層理で、しばしば玉葱状構造を有することがある。

図幅地域外の釧路市東方山地では、本層から *Acila* sp. のほか小型二枚介を産出した。

#### 浦幌層群の対比と地質時代

浦幌層群の対比は従来多くの人によって試みられた。

その着目するところは、春採夾炭層・雄別夾炭層（雄別互層に当る）および尺別夾炭層<sup>註6)</sup>の植物群は、石狩層群の羊歯層の植物群と近縁があること、ならびに舌辛累層および音別層群の動物群は、石狩炭田の幌内層および常磐炭田の浅貝層のものと同近縁があること、の2点である。第5表は上述の基準によって最近に試みられた層序の対

第5表 最近に行われた対比表

地質時代	調査地域		一般 <sup>46)</sup>		雄別地域 <sup>51)</sup>		阿寒地域 <sup>55)</sup>		石狩炭田
	北海道地質図 (60万分の1) 佐々・根本・橋本 (1952)	雄別地域 (松井他) (1953)	阿寒地域 (1953)						
新第三紀	中新世	本別層群	本別統	阿寒層群	?		滝ノ上層		
古第三紀	漸新世	直別層	音別層	硬質頁岩層	音別層群	ペルツナイ層		紅葉山層	
		縫別層		黑色砂岩層		直別層			
		茶路層	別統	灰色泥岩層	縫別層		幌内層		
		大曲層		浦幌層群	茶路層				
始新世	浦幌層群	尺別層	浦幌統	尺別層	浦幌層群	大曲層		石狩層群	
		舌辛層		舌辛層		尺別層			
		雄別層		雄別層		浦幌層群			
新世	天春別	天春別	天春別	天春別	天春別	雄別層		上部	
		天春別		天春別		天春別			
		天春別		天春別		天春別		中部	
		天春別		天春別		天春別		下部	

註6) 浦幌層群の最上部とされている地層であって、本地域には現われない。

比である。幌内層はその動物群から後期漸新世と考えられるので、浦幌層群は少なくとも漸新世より新しくないことは決定的である。また棚井敏雅<sup>47)</sup>によれば、春採夾炭層の植物群は石狩層群の羊歯植物群に、雄別夾炭層および尺別夾炭層の植物群は石狩層群の芦別夾炭層の植物群に近縁であり、かつ新第三系の要素を混ざるといふ。これも浦幌層群が石狩層群の上階に対比される理由となる。

石狩炭田地域の古第三系は石狩層群とその上位の幌内層で、この2つの地層は不整合関係にあるといわれていた。しかるに最近矢部長克<sup>41)</sup>は、石狩層群と幌内層とが同時異相の堆積物であると提唱し、浅野清は有孔虫の研究<sup>48)</sup>からこれを支持し、併せて不整合関係とみられるものを古石狩海の変遷<sup>60)</sup>によって説明した。石狩層群と幌内層を基準にして、これと浦幌層群を対比した従来の例は、上述の石狩層群と幌内層との間に、不整合による時代の間隙があるとして試みられたものである。しかるに石狩層群と幌内層との間には時代の間隙を有する不整合が存在せず、両者が同時異相の堆積物であれば、浦幌層群の対比も必然的に変わらなければならない。最近浅野<sup>64)</sup>は石狩層群と幌内層に対して浦幌層群の対比を試みた(第6表参照)。これによると舌辛層および下部

第6表 有孔虫による北海道古第三系の対比表(1955 浅野<sup>64)</sup>による)

	石狩炭田	釧路炭田
<i>Plectofrondicularia packardi</i> 帯	{ 紅葉山 幌	直別 縫別
<i>Bulimina ezoensis</i> 帯	内	茶路 大曲
<i>Cornuspiroides oinomikadoi</i> → <i>Nonion sorachiense</i> 帯	頁岩	尺別 舌辛
	芦平岸 → 幾春別 赤平 美唄 若鍋 夕張 幌加別 登川	雄別 天寧 春採 別保

幌内層は *Cornuspiroides oinomikadoi* HANZAWA & ASANO を産することによって、*Nonion sorachiense* 帯に当る石狩層群の平岸層に、その下位の地層は化石帯の出現順序によってそれぞれ対比が行われている。従来は幾春別(羊歯)層が春採夾炭層

に対比されていたことに較べて、この対比では浦幌層群がより古くなっている。また仮に石狩層群と幌内層との間に不整合による間隙があっても、北海道東部では幌内層による海進の前駆が舌辛累層に現われているので、その間に時代的間隙のみられぬ一連の堆積物である浦幌層群中の尺別夾炭層が、春採夾炭層とともに植物化石の点で石狩層群の芦別夾炭層と近縁であることは当然である。

いずれにせよ、基準として取扱われる石狩炭田地域の層位学的関係が詳らかになるまで、石狩層群と幌内層とに対して浦幌層群の正確な対比を行うことは困難である。したがってこゝでは、浦幌層群は石狩層群の中階ないし幌内層の下部に亘るものとし、その地質時代は中期ないし後期始新世から漸新世に亘るものとする。

## II. 4 新 第 三 系

### 砂 岩 岩 脈

本地域には、根室層群の仙鳳趾泥岩層から浦幌層群の清水泥岩層までに亘る諸層を貫ぬいて、多数の砂岩岩脈が存在する。

これらの岩脈を構成する砂岩は一般に灰色～帯緑灰色を呈し、極く細粒のものから粗粒に亘る砂が固結したものである。岩脈の厚さは一般に数 10cm 以下で 1m を超えることは稀である(第 7 表参照)。岩脈の厚さと砂岩の粒度との間には、一般に密接な関係がある。すなわち脈幅 2～3cm 以下の岩脈は極く細粒の砂岩からなり、均質であるが、脈幅が増すにつれて粗粒となる傾向があり、脈幅 20cm 内外より厚いものでは、粗粒の砂に数 mm～1cm の角礫や炭質物を混入することがある。脈幅数 10cm 以上の厚さの岩脈では、一般に両側面が内部に較べて粗粒である。

岩脈は膨縮性に乏しく連続性に富み(第 10 図および図版 12 参照)、最もよく連続するものは延長数 km<sup>註 7)</sup> に及ぶことがある。岩脈の走向は一般に N-S に近く、東または西へ急斜し、直線状に延びるが、時によると走向 N50° E で南へ 80° 位傾斜するもの(チョロベツ川支流のもの)や、樹枝状を呈して現われるもの等<sup>註 8)</sup> がある。第 13 図はキトウシ東方に見られる樹枝状の岩脈である。

註 7) 太平洋炭鉱海底坑の岩脈は北へ延びて釧路市春採沼北岸に現われる。

註 8) 十町瀬タコ岩附近には走向は E-W で水平に近い岩脈があるといわれる。

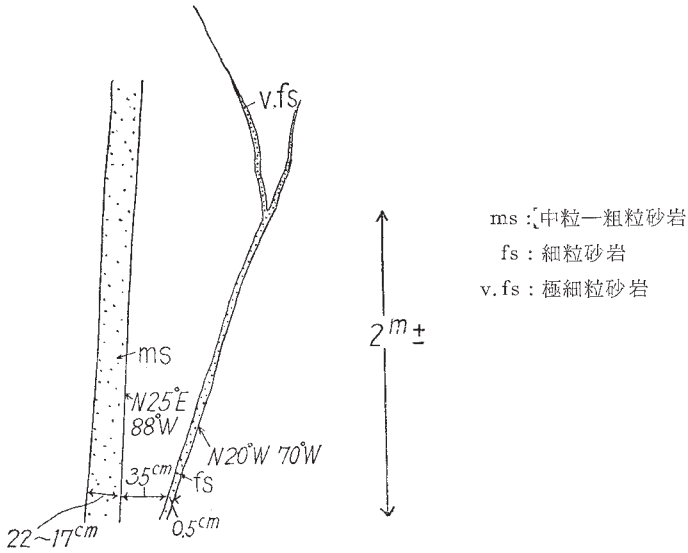


第7表 砂岩岩脈の諸性質

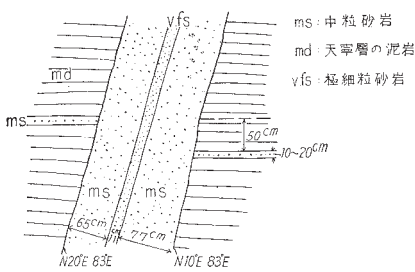
露頭位置	走向および傾斜	厚さ cm	備考	露頭位置	走向および傾斜	厚さ cm	備考
釧路市知人礁(海岸)	N 15° E 85° E	50	図幅外, 他に数本あり	跡永賀	N 30° W 88° W	55	
春採沼北岸	N 22° E 85° E	23~24	図幅外	ソムテキー塩見海岸	N 30° E 80° W	57	
〃	N 15° E 65~75° E	60	太平洋海底坑内から連続するといわれるもの	〃	N 5° E 85° W	1.7	
チャテンベツ海岸	N 10° E 88° W	8~10		〃	N 25° E 83° W	35	第15図参照
〃	N 10° E 90°	1.5		〃	N 20° W 65° W	2.5	
アチヨロベツ海岸	N 25° W 90°	25~40		〃	N 35° E 90°	5	3本に分岐する
幌内	N 35° E 85° E	63	図版12, 第10図参照	〃	N 10° W 88° W	15	
〃	N 10° E 80° W	21~30		〃	N 2° W 88° W	2.8~3.5	
キトウシ海	N 20° E 88° W	35		〃	N 10° W 87° W	4.6	
〃	N 15° E 83° W	153	第14図参照尖端は分岐する	〃	N 13° W 88° W	0~1.0	2本に分岐する
〃	N 20° W 70° W	0~0.5	第13図参照	〃	N 10° W 85° E	30~43	
〃	N 25° E 88° W	17~22	〃	〃	N 12° W 85° E	15	
昆布森	N 35° E 80° E	150±		〃	N 15° W 85° E	15~20	
チヨロベツ川支流	N 50° E 80° S	7		〃	N 12° W 83° E	8	
十町瀬海岸	N 35° E 75° E	52		〃	N 25° E 70° W	2~7	
〃	N 32~35° E, 83~87° W	13~60	図版15, 第16図参照	仙鳳趾南方	N 45° E 60° S	3~4	
プユモイ	N 35° E 90°	3		〃	不明	200±	
〃	N 33° E 90°	1.5		シノマンチヨロベツ	N 25° E 83° W	32	

砂岩岩脈は地殻変動に際して地層の亀裂に砂が吸い込まれて生成されたものである。亀裂の生成の際に、比較的幅広い亀裂の空隙中の気流は、側面と中央部(内部)とでは速度が異なるので、流入した砂塵が粒度を異にして堆積し、細い亀裂には細塵が入り込んだものと解釈することができる。

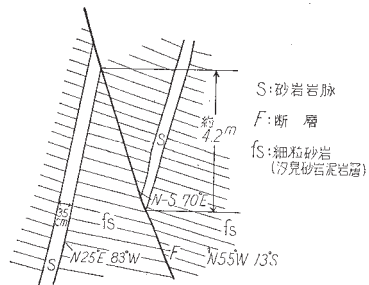
砂岩岩脈の生成の地質時代については、本地域の調査では決定することはできないが、これら岩脈は新期断層群の生成と密接な関係がある。すなわち、断層面に沿って



第13図 キトウシ海岸の樹枝状砂岩岩脈見取図(断面)

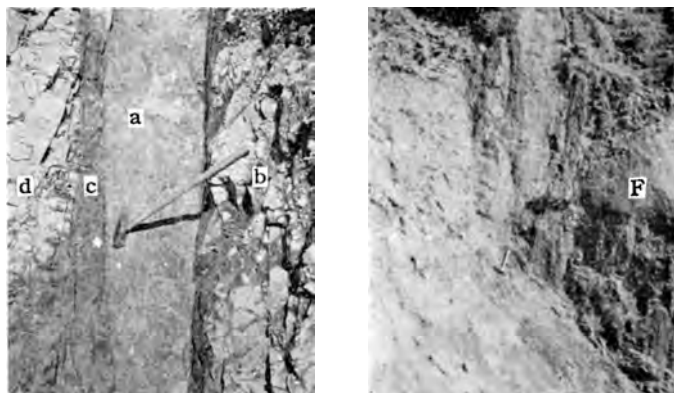


第14図 キトウシ海岸のN-S性小断層に入った砂岩岩脈中に両側面に並行した亀裂がみられる



第15図 ソムテキの断層と砂岩岩脈

貫入した岩脈(第14図),断層によって切断された岩脈(図版12,第10図および第15図参照),あるいはまた岩脈が断層面に沿って貫入した後ふたたびこの断層によって岩脈が切断されたもの(図版15A・Bおよび第16図)等がある。これらの様子を総合すると,砂岩岩脈はおそらく後期第三紀の地殻運動の際に生成されたものであろう。



(A) 図版 15 十町瀬の断層面 (NNE-SSW) と砂岩岩脈  
(B)

## II. 5 第四系

### 沖積層

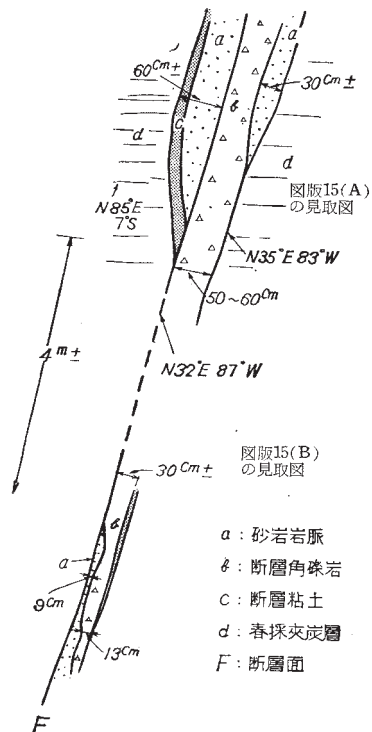
砂浜は昆布森および仙鳳趾等の川口や、  
老者舞および知方学等の海蝕崖の下部に小  
規模に形成されている。

沖積層は諸河川の沿岸に分布し、砂礫お  
よび粘土からなるほか、泥炭を含む。

泥炭は沼地や湿原に分布し、暗褐色～灰  
褐色を呈する水生植物の不完全な腐朽物か  
らなり、炭化は不充分で海綿のように軟く  
弾力を有する。

## II. 6 地質構造

本地域の地質構造は全体として走向ほゞ



第 16 図 十町瀬の断層面と砂岩岩脈の断面図

E-W で、南へ緩く傾く単斜構造である。しかし多くの断層によって地塊構造が形成されている。

## II. 6. 1 根室層群の地質構造

根室層群の走向は  $N60^{\circ}W \sim E-W$  で、傾斜は一般に  $5 \sim 15^{\circ}S$  である。断層に接近した擾乱地帯でも傾斜は  $30 \sim 40^{\circ}S$  を超えることは少なく、 $65^{\circ}$ 内外を示すことが稀にあるだけである。

全体としては南へ傾く単斜構造であるが、部分的にはほぼ  $E-W$ 、あるいは  $WNW-ESE$  の軸をもつ小褶曲をすることがある。その著しいものは、仙鳳趾南方の仙鳳趾泥岩層中に見られる向斜構造である。

チョロベツ中流では断層に囲まれた3角形の地塊に汐見砂岩泥岩層が分布し、こゝでは傾斜  $10^{\circ}N$  内外で、その一部では南北の軸で小規模に褶曲する。

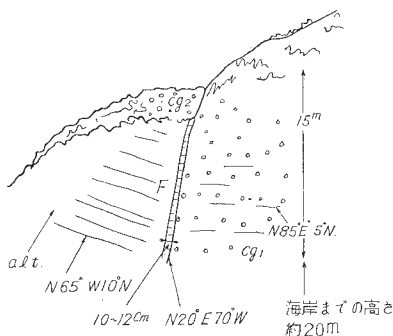
断層は尾幌川上流から老者舞を結ぶものと、これに伴って  $NW-SE$  の方向をとる数條、および東部地域で上述の断層に切られる  $NE-SW$  方向のものが著しい。

## II. 6. 2 浦幌層群の地質構造

浦幌層群も全体としてみると単斜構造を形成し、ほぼ  $WNW-ESE$  の走向を示し南へ  $5 \sim 7^{\circ}$  傾斜する。局部的には  $10^{\circ}$ 内外の傾斜で緩い小褶曲を示し、あるいは走向が色々に変化することがあるが、全体の構造に大きく現われるものはない。本層群の地質構造を最も大きく支配しているものは、多くの断層による地塊構造の生成である。これによって、根室層群中に諸所に浦幌層群が取り込まれて小範囲を占めて分布する。地塊構造の生成時期は詳らかでないが、おそらく主として後期第三紀であろう。

断層を大別して、1)  $E-W$  性、2)  $NE-SW$  性、3)  $NNW-SSE$  性、4)  $NW-SE$  性、5)  $NNE-SSW$  性の断層群とする。このうち1)のものは最も古く、次いで2), 3)の順に新しく生成した。4)および5)の断層群についてはその前後関係が詳らかではないが、おそらく4), 5)の順に生成したもので、ともに1), 2), 3)に属する断層を切断しており、これらより新しい。図版16・第17～20図に一部の断層の見取図を示す。

尾幌川上流において、浦幌層群が4)に属する断層によって根室層群中に取り込ま

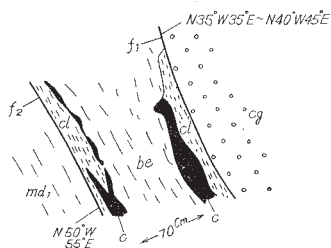


alt.: 砂岩泥岩互層 } 雄別互層  
 cg2: 礫岩 } 天寧礫岩層  
 cg1: 礫岩 }  
 F: 断層 (10~12cmの断層粘土がある)

第17図 伏古竜東方の断層の見取図



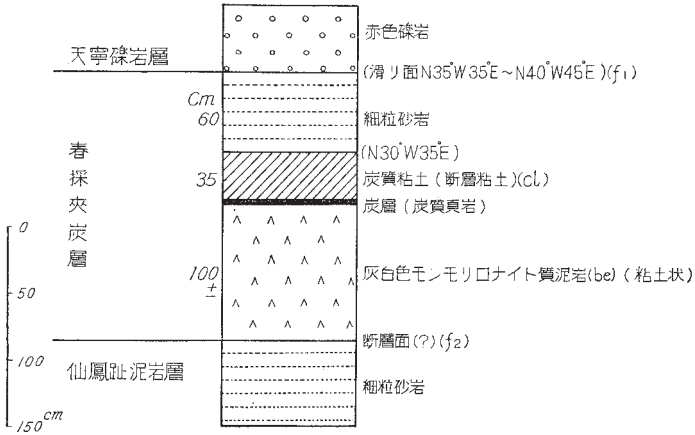
図版16 伏古竜東方の断層 (NNE-SSW)



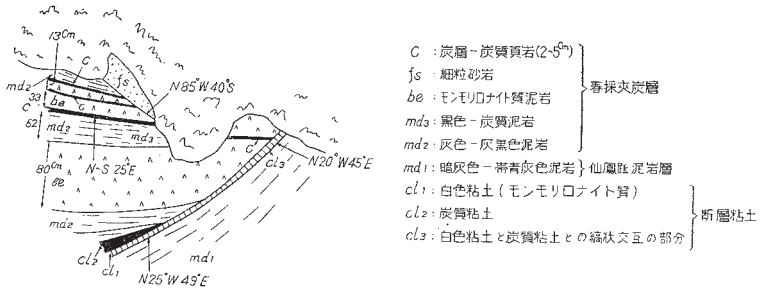
cg: 赤色礫岩 } 天寧礫岩層  
 cl: 炭質粘土 }  
 be: モンモリロナイト黄泥岩 (粘土状) } 春採炭質層  
 c: 五番層 (春採本層)  
 md1: 暗灰色-青灰色泥岩 } 仙鳳趾泥岩層  
 f1: 断層面 (この附近の実測値には N70°W45°N, }  
 N30°W55°E, N35°W35°E 等がある。)  
 f2: 断層面 (N25°W35°N)  
 f1-f2の間隔は2m内外におよぶ場所がある (B図参照)  
 春採炭質層自体が断層粘土として存在し、炭層の  
 最大の部分約50cm 酸性白土質粘土の最大の部分約1m

第18図 (A) 尾幌川上流国道東側にみられる断層 (NW-SE) の見取図

れ、3列となって分布しているところでは、基盤は一般に根室層群の仙鳳趾泥岩層であるが、東列と中列の北部には汐見砂岩泥岩層が分布する事実があり、比較的小区内において基盤の層準に差異が認められる。このような局所的に著しい基盤層準の差異を生じた原因としては、根室層群と浦幌層群との間の全般的な不整合だけでは説明が困難であり、浦幌層群堆積前において、すでに根室層群には局所的な地塊構造が生成されていたためと考えられる。この地区の断層は浦幌層群の堆積後にも活動したものであるが、上記の状態からみて、断層運動の先駆はすでに中生代末にみられ、その運

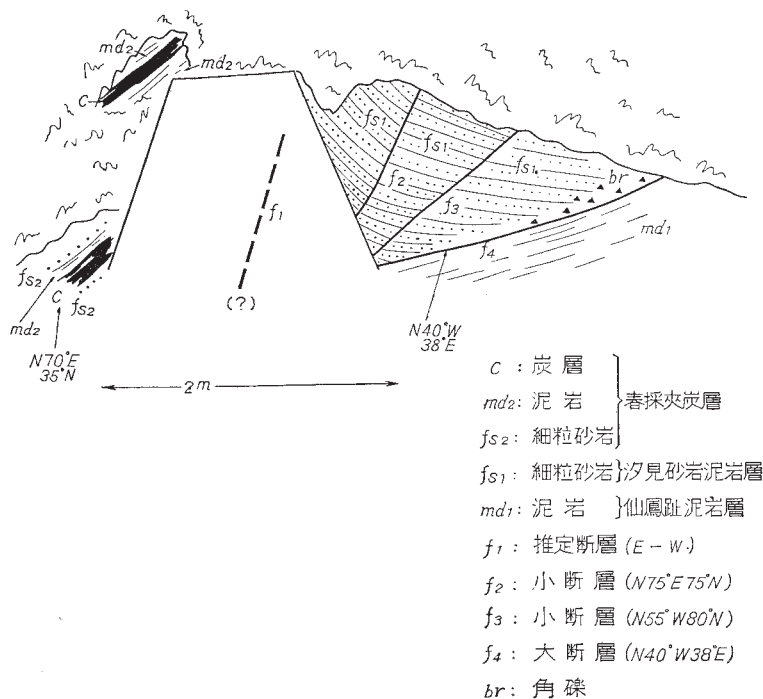


第 18 図 (B) 断層の一部における地質柱状図



第 19 図 尾幌川上流国道北側の断層 (NW-SE) 見取図

動は浦幌層群堆積後、おそらく中新世頃まで継続されたとみなすべきであろう。なおこの尾幌川一老者舞間の 4) に属する断層に接近して、これとほぼ並行する地帯に、浦幌層群より古期に属する角礫質安山岩が分布することは、この附近の断層の上記の特性を暗示する。



第20図 基点の沢北方の青葉炭鉱宝生坑坑口の断層 (E-W 性および NW-SE 性) 見取図

### Ⅲ. 応用地質

本地域の有用鉱物としては石炭が唯一のものである。このほかこの地方では軟弱、泥質の岩石が多い地質的特性のために、道路は降雨によって泥濘化し、その保力が甚だ困難である。土地の開発が進むにつれて砂利の供給が問題となるであろう。

#### Ⅲ. 1 石 炭

##### 概 説

釧路・十勝地方一帯に分布する浦幌層群中の春採夾炭層・天寧礫岩層・雄別互層お

よび尺別夾炭層が、いずれも炭層を挟有する。

各夾炭層を稼行する主要炭鉱には、次のものがある。

春採夾炭層——太平洋炭鉱・庶路炭鉱・白糠炭鉱・上尾幌炭鉱

天寧礫岩層——雄別炭鉱

雄別互層——雄別炭鉱・尺別炭鉱・本岐炭鉱

尺別夾炭層——音別炭鉱・新白糠炭鉱

これらの産炭地は総括して釧路炭田・浦幌炭田または釧勝炭田とよばれている。このうち釧路市周辺の産炭地は狭義の釧路炭田として一括され、あるいは個々の産炭地について春採炭田<sup>註9)</sup>・太平洋炭田<sup>註10)</sup>・別保炭田・昆布森炭田・仙鳳趾炭田および厚岸炭田の名でよばれることもある。本図幅地域はこの狭義の釧路炭田の一部を含んでいる。

本図幅地域においては主要夾炭層は春採夾炭層で、雄別夾炭層に相当する雄別互層には稼行価値のある炭層は存在せず、また尺別夾炭層は分布していない。

## 沿 革

この地方の石炭は古くから“タキイシ”とよばれて、燃料として利用されていた。釧路西方の白糠地区では、すでに安政年間に採掘が開始されたが、本図幅地域を含む釧路近傍では、開発はこれより遅く、明治3年秋に工部省が桂恋オソツナイ(本図幅の西隣地域)で開発に着手し、3年間位で採掘が中止されたという。明治17年野坂良八が本地域西部のフタコウベで炭層を発見し、同22年北海道庁の手によって調査が行われた。明治29年江政敏が採掘権を入手し、山県勇三郎に譲渡したものが、別保炭山とよばれるものである。この炭山はその後明治22年頃試掘権を得た昆布森炭山とともに、釧勝興業株式会社のものとなった。

春採炭山とよばれたものは、明治19年山田朔郎によって春採において炭層が発見され、同20年安田善之助によって開発され、これを大正10年に木村久太郎が入手し、木村組炭鉱と称した。

大阪炭山と称されたものは、明治29年試掘権を共立商會が入手し、同38年大阪鉱

註 9) 本図幅の西方釧路市春採附近の炭田

註 10) " " " 南方の海底炭田



業株式会社の所有となり、39年から開発に着手されたものである。その後三井鉱山がこれを買収し、三井釧路炭鉱とよんだ。また釧路市桂恋でも炭層が発見され、明治22年頃試掘権が許可されている。

上記諸炭山は現在太平洋炭鉱に一括されて稼行されている。

そのほか仙鳳趾南方においては、尺別炭鉱が明治39年頃から、また仙鳳趾半島の北東部(図幅外)においては、脇坂炭鉱が明治末期に開発された。

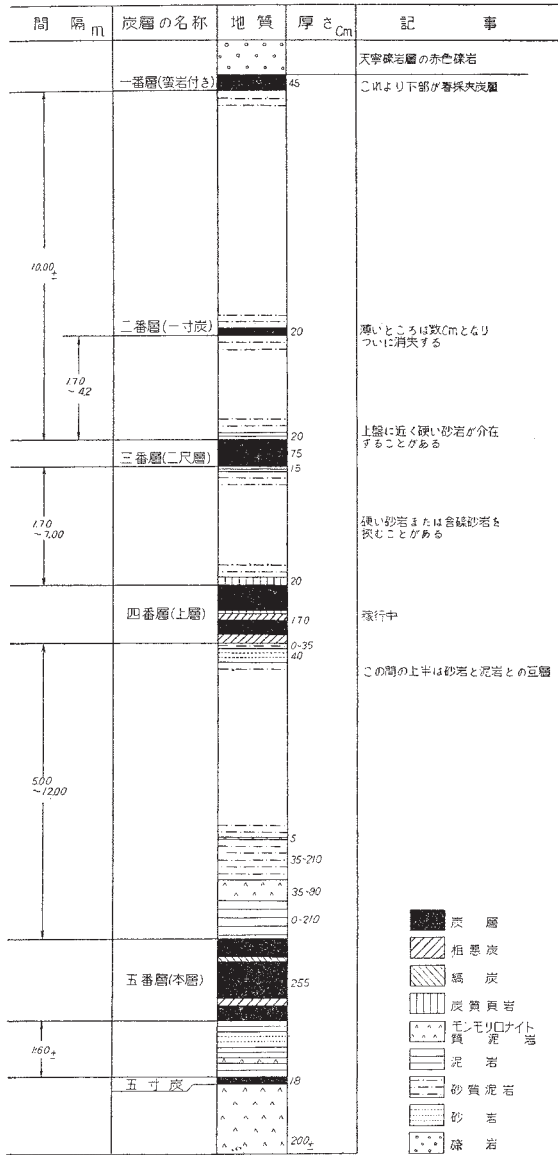
## 炭 層

春採夾炭層には7～8層の炭層と、1～2層の炭質頁岩とが挟有されている。第21図は春採夾炭層の堆積盆地の中央に近い釧路市春採附近の各炭層の厚さ、および相互の間隔を示したものである。

春採附近では、最下位の炭層は別保礫岩層の上位約15mにあり、低品位で炭質頁岩に近い。下層はその上位約12mにあり、低品位である。この両炭層はいずれも厚さは約30cmであり、露頭部では稼行価値はないが、堆積盆地の中心へ近づけばどのように変化するか不明で、試錐による調査は未だ不十分である。下層の上位20数mに五番層または本層(春採本層)とよばれるものがある。五番層の約2m下に五寸炭とよばれる厚さ10数cmの炭層が介在すること、五番層と下層との間に1、2の炭質頁岩が介在することがある。五寸炭は五番層に接近して1つの炭層となることがある。

五番層の厚さは一般に1m内外で最大3mに近く、東部では減少して約30cmとなる。下盤にはモンモリロナイト質泥岩・灰色泥岩あるいは砂岩があり、上盤には灰色泥岩・モンモリロナイト質泥岩あるいは砂質泥岩がある。上下盤とも場所によって変化があるが、ほとんど全地域に亘ってモンモリロナイト質泥岩を伴うのが常である。モンモリロナイト質泥岩は吸湿性に富み、水を吸って膨張して粘土状となり、石炭の品位を低下させかつ盤膨れの原因となるが、反面には鍵層として有効である。

五番層の上位5～12mに四番層があり、上層ともよばれる。厚さは60～170cmである。下盤は薄い砂質頁岩を隔てて砂岩であり、場所によっては炭層は直接に砂岩と接する。上盤は炭質頁岩を隔てて砂質頁岩となる。炭層中には炭質頁岩の夾みをもつ。



第 21 図 春採附近における炭層の厚さと炭層間の間隔

四番層の上位 1.7～7m に三番層があり、二尺層ともよばれる。この厚さは 15～75cm で炭質は四番層および五番層に較べて悪いが、なお稼行の対象となる。上下盤とも砂質泥岩である。

三番層の上位約 1.7～4.2m に二番層があり、一寸炭ともよばれる。二番層は、その厚さが 10 数～20cm で薄層であることと粗悪な炭質とによって、稼行の対象とはならない。

二番層の上位約 10m に一番層がある。一番層の厚さは 20～45cm である。下盤は砂質泥岩で、上盤は礫岩である。上盤の礫岩は天寧礫岩層に属するもので、炭層と直ちに接すること、場所によっては炭層との間に泥岩と砂岩との数 m の互層を挟むこと、とがある。天寧礫岩層の礫岩と直接するのが普通であるため、“蛮岩付き”とも通称される。

春採夾炭層は釧路市南方の堆積盆地の中心部へ向かって地層の厚さが増大し、それに伴って炭層間隔は増大し、また炭層も肥厚する傾向がある。従来一般に五番層(春採本層)を除く炭層は、稼行の対象にならないと信ぜられていた。しかし太平洋炭鉱の海底炭田等の開発につれて、四番層(上層)および三番層(二尺層)も稼行の対象となっている。したがって将来の開発状況によっては、低品位とか薄層であるとかみなされている炭層にも、採掘可能な炭量がみいだされるかも知れない。

炭層は一般に E-W に近い走向で南に緩く 5～30°に傾斜し、本図幅地域の中部の断層によって擾乱された地域でも、傾斜が 30°を超えることは少ない。

## 炭 質

春採夾炭層の炭層は、いずれも黒色を呈する非粘結性の瀝青炭からなる。発熱量は一般に 5,000～6,500Cal で、家庭用その他の燃料炭あるいはガス発生炉用に供せられる。

第 8 表および第 9 表には商品炭の分析試験値を示す。第 10 表は炭層別の分析値で、このうちには天寧礫岩層中の炭層の分析値も附記してある(第 10 表に関係のある炭層の露頭部の柱状図については、第 22 図ならびに第 8・9 図を参照)。

第 8 表 商 品 炭 の

銘 柄	分 析 年月日	水 分 %	灰 分 %	揮 発 分 %	固 定 素 炭 %	全 硫 黄 %	発 熱 量 Cal	純 炭 の 純 炭 量 Cal	純 炭 %
春 採 粉	昭和 24. 6. 13	6.04	29.98	37.29	26.69	—	5140	8030	63.98
春 採 中 塊	24. 5. 25	6.37	11.18	42.73	39.72	—	6150	7460	—
別 保 洗 塊	24. 5. 25	6.51	12.50	41.91	39.08	—	6110	7540	—

第 9 表 商 品 炭 の

銘 柄	分 析 年 月 日	水 分 %	灰 分 %	発 熱 量 Cal
新尾幌 洗中塊	昭和18. 6. 9		13.71	6096
太平洋 " "	24. 6. 9		13.32	6140
" " "	23.11.14		15.51	6020
春 採 中 塊	25. 2. 13	6.15	14.34	6131
" " "	24. 7. 16		11.57	6320
" " "	24. 7. 2		13.91	6184
" 洗中塊	25. 3. 3	6.31	13.74	6231
" " "	24. 1. 27		14.81	6140
別 保 " "	25. 2. 16		13.46	6050
" " "	24. 3. 28		12.61	6210
" " "	23.10.29			

第 10 表 炭 層 別 の

試 料 採 取 場 所	炭 層 別	水 分 %	灰 分 %	揮 発 分 %	固 定 素 炭 %	全 硫 黄 %
深 山 南 東 方 坑 内	本 層 (五 番 層)	8.36	12.97	41.65	37.02	0.33
ル ク シ ヌ ポ ー ル 北 方 (旧 坑)	上 層 (四 番 層)	7.66	11.34	40.58	40.42	0.27
チ ョ ロ ベ ツ 川 中 流 (旧 坑)	壘 岩 付 (一 番 層)	7.21	35.26	32.93	24.60	0.39
尾 幌 川 上 流 露 頭 (新 八 千 代 炭 鉱)	天 寧 礫 岩 層 中 の 炭 層	10.57	16.52	36.32	36.59	0.37

## 分 析 試 験 値

炭素 %	水素 %	酸素 %	窒素 %	硫黄 %	燃料比	燧炭 指数	粘結度	灰の耐火度		
								変形点 °C	熔融点 °C	熔流点 °C
—	—	—	—	—	0.70	1	0.92	1240	1340	1360
62.72	4.61	13.81	1.18	0.13	0.93	1~2	0.85	1310	1400+	1400+
61.52	4.82	13.39	1.19	0.07	0.93	3	—	—	—	—

〔石炭分析試験成績集成(1950, 石炭技術資料普及会)による〕

## 分 析 試 験 値

純炭の発熱量 Cal	粘 結 度	灰 の 耐 火 度		
		変 形 点 °C	熔 融 点 °C	熔 流 点 °C
	0.93	1330	1380	1400
	0.72	1360	1400	1400
	0.75	1380	1400	1400
	0.84	1290	1360	1400
	0.92	1240	1340	1360
	0.92	1250	1380	1390
	0.89	1280	1390	1400
	0.89	1260	1360	1390
7560	0.89	1330	1400	1400
	0.89	1310	1400	1400
		1350	1400	1400

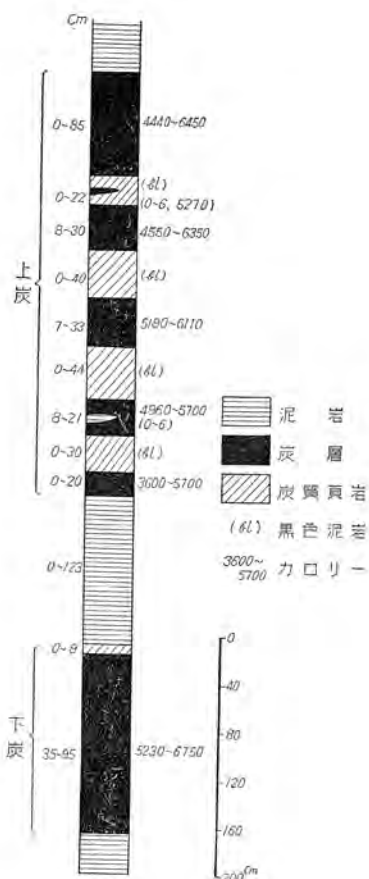
〔石炭分析試験成績集成(1950, 石炭技術資料普及会)による〕

## 分 析 表

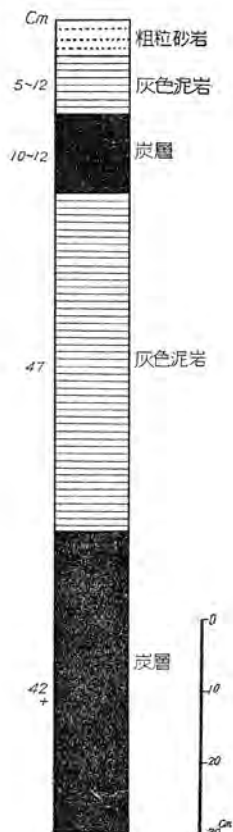
発 熱 量 %	純炭に対する 固定炭素 %	補正純炭 発 熱 量 Cal	灰 の 色	粘 結 性	備 考
5927	47.05	7635	褐	非	
6000	49.90	7492	〃	〃	
4171	42.76	7623	〃	〃	
5245	50.18	7326	〃	〃	第9図の炭層肥厚部

(1954, 地質調査所分析)





第 23 図 別保坑内炭柱図



第 24 図 新八千代炭鉱桂坑内炭柱図

図幅内では中部以西の大部分の地域をその鉱区としていて、別保坑等があるが、最近では稼行していない。

別保坑は本図幅の北西部のフタコウベ附近に開坑し、かつて盛んに稼行されたことがあるが、第 2 次大戦終戦後は休止状態にある。稼行の対象とされた炭層は五番層で炭層の厚さは 60～100cm である(第 23 図)。走向は N50° W、傾斜は 5° S である。炭質は非粘結性の瀝青炭で、発熱量は約 6,000 Cal である(第 11 表)。用途としては家

第 11 表 別保坑炭層の分析値

試料採取場所	水分 %	灰分 %	揮発分 %	固定炭素 %	硫黄分 %	発熱量 Cal	灰の色	比重	燃料比
フタコウベ北西方(本層の上炭)	6.29	6.32	44.51	42.88	0.27	6490	淡褐	1.322	0.96
〃 (本層の下炭)	6.65	23.34	32.63	37.38	0.41	5230	〃	1.478	1.15
フタコウベ南部露頭	10.26	3.62	40.86	45.26	0.37	5830	〃	1.359	1.11

(門倉三能?)による)

第 12 表 新八千代炭鉱の炭層の分析値

試料採取場所	水分 %	灰分 %	揮発分 %	固定炭素 %	発熱量 Cal	全硫黄 %	純炭に対する 固定炭素 %	補正純炭 発熱量 Cal	灰の色	粘結性	比重	燃料比	備 考
新八千代炭鉱桂坑坑内	7.01	24.17	35.55	31.27	4983	0.17	45.44	7450	褐	非粘			1954年地質調査所分析
〃 (旧坑坑内)	6.01	5.10	49.79	39.10	6490	0.18			淡褐	〃	1.294	0.78	飯塚 <sup>(13)</sup> による
〃 桂坑北東露頭	9.99	6.11	47.48	36.42	6490	0.17			〃	〃	1.291	0.76	〃
〃 国道南側露頭	7.68	10.58	45.93	35.81	6050	0.24			〃	〃	1.314	0.76	〃 (第18図)参照



第13表 青葉炭鉱の炭層の分析値

試料採取場所	水分 %	灰分 %	揮発分 %	固定素 炭 %	硫黄 %	発熱量 %	灰の色	比重	燃料比	備考
青葉炭の 沢露頭	7.07	16.95	43.12	32.86	0.24	5390	淡褐	1.331	0.76	飯塚 <sup>13)</sup> による
基点の沢 〃	7.07	12.73	42.21	37.99	0.44	6020	〃	1.370	0.90	門倉 <sup>7)</sup> による

庭用燃料炭または各種汽罐用に供された。

**新八千代炭鉱** ルクシュポール南側の炭層は、明治年代に北海炭業株式会社によって稼行され、青葉第一坑とよばれた。尾幌川上流地域のものは、明治38年道路開設の際に発見されたもので、大正5年八千代炭鉱として着手された。その後これらは太平洋炭鉱の所有となり、昭和11年から19年まで稼行された。昭和24年久田重蔵は太平洋炭鉱から権利を譲渡されて、新八千代炭鉱として稼行を開始し、現在に及んでいる。調査当時の従業員数は約40名、月産約10tである。

炭層の分析値は第12表に、炭柱図は第24図に示した。

**青葉炭鉱** 青葉炭の沢附近で稼行している。沿革は詳らかではないが、大正7年頃から北海炭業株式会社青葉第三坑として稼行されたもので、現在は北海炭山株式会社経営している。

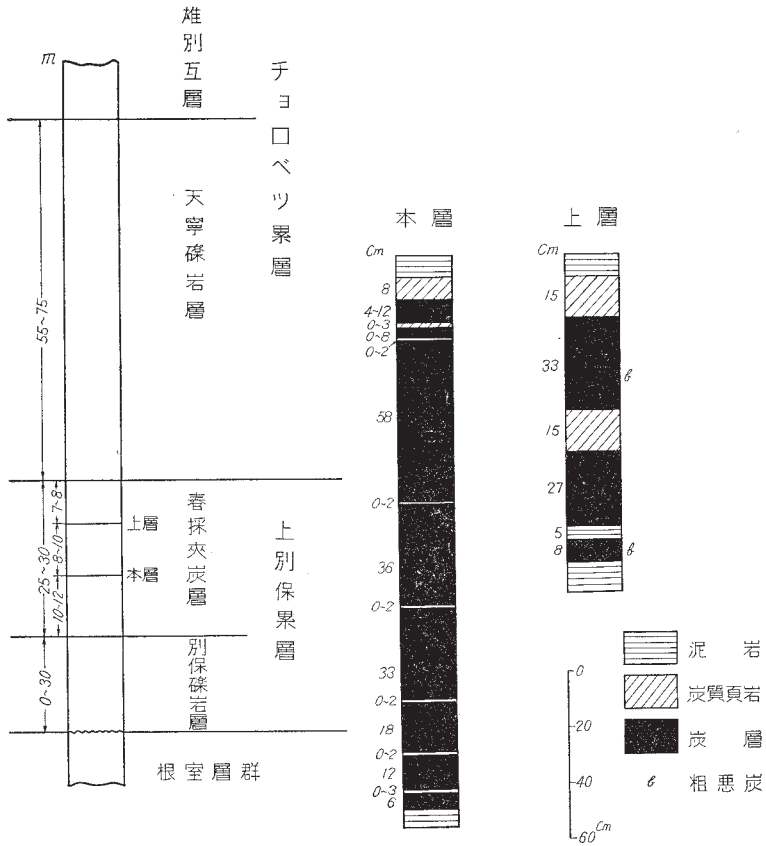
第13表に分析値を示し、第25図に地質柱状図ならびに炭層柱状図を示した。

**北興炭鉱** 本炭鉱はチヨロベツ川上流にあり、昭和25年から手島炭鉱として採掘された。昭和27年北興炭鉱と改称して探鉱中である。本炭鉱の炭層柱状図は第26図に示す通りである。調査当時従業員25名をもって稼行し、27年7月から9月までの出炭量は約300tである。

**跡永賀炭鉱** 本炭鉱は以前細川炭鉱として跡永賀で稼行していたが、現在はポイントで探鉱し、鉱業権者は細川勝太郎である。炭質を第14表に、炭柱図を第7図に示した。

**その他の炭鉱** 仙鳳趾半島では(図幅地域外)、明治37～38年頃脇坂炭鉱が稼行して、舟便で搬出したことがある。仙鳳趾南方山地では古く仙鳳趾炭鉱(または尺別炭鉱)が稼行したことがあり、現在はふたたび探鉱されている。

釧路村上別保には新別保炭鉱、昆布森村深山北方には開北炭鉱および七福炭鉱、汐見東方には尾幌炭鉱、シノマンチヨロベツ上流には上山炭鉱があり、いずれも小規模



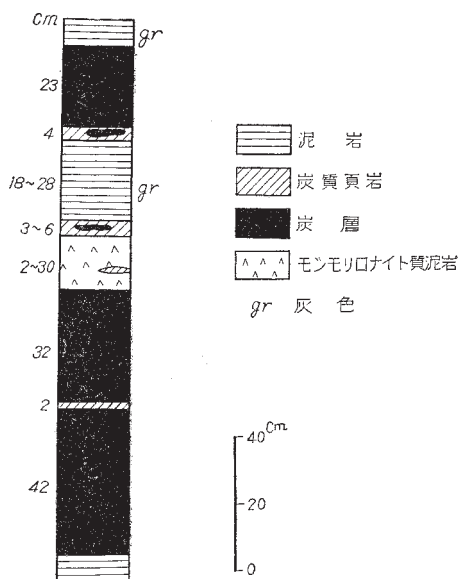
第 25 図 青葉炭鈳地質柱状図ならびに炭柱図

第 14 表 跡永賀炭鈳の

試料採取場所	水分 %	灰分 %	揮発分 %	固定炭素 %	硫黄 %
ポイントマリ旧坑 (本層の上層)	6.45	8.97	42.07	42.51	0.50
( " " の下層)	5.57	19.63	44.62	30.18	0.47

に採掘あるいは探鉱している。

入境学東方では露天掘によって採掘されたことがあるほか、仙鳳趾北西方山地・チヨロベツ中流地域（一部では蛮岩付き炭層を採鉱した）および十町瀬北西方附近（一部では天寧礫岩層中の炭層を採鉱した）等諸所に探鉱跡がある。第15表はこれらの地区の炭層の一部の分析値を示し、第27図では炭柱図を示した。



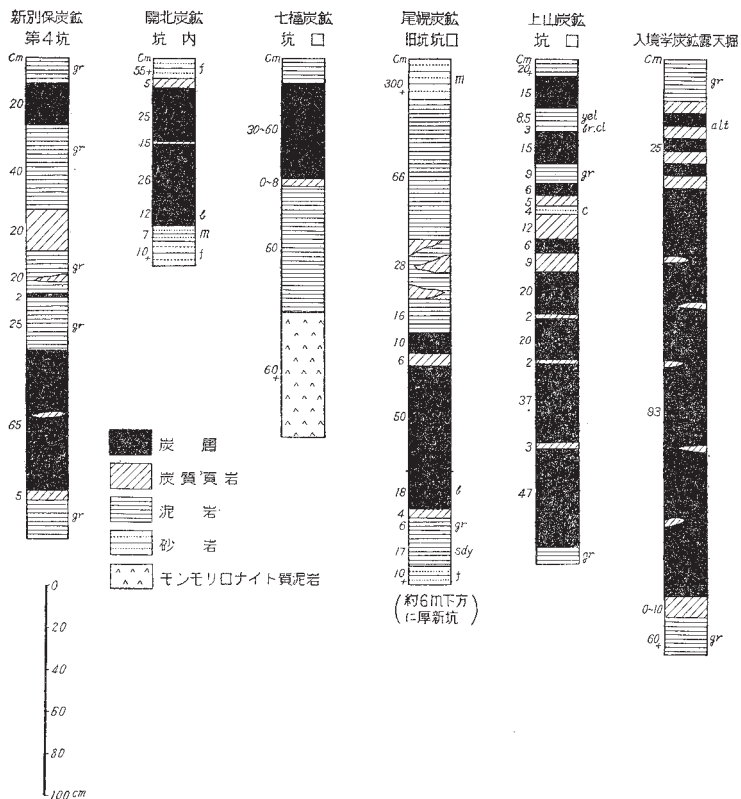
第26図 北興炭鉱炭柱図

炭層分析値

発熱量 Cal	灰の色	比重	骸炭の質	燃料比	備考
6270	淡褐	1.337	非粘結	1.01	門倉による
5680	〃	1.383	〃	0.68	〃

第15表 その他の諸炭鉱の炭層分析値

試料採取場所	水分 %	灰分 %	揮発分 %	固定 炭素 %	発熱量 Cal	全硫黄 %	純炭に 対する 固定炭 %	補正純炭 発熱量 Cal	灰の色	粘結性	比重	燃料比	備 考
仙鳳趾西坑 (尺別炭鉱)	8.52	7.22	42.97	41.29	6315	0.23	49.00	7547	褐(濃)	非粘結	—	—	貯炭, 1954, 地 質調査所分析
〃	9.73	5.38	39.38	45.51	5995	0.29	—	—	褐	〃	1.306	1.16	門倉 <sup>7)</sup> による
深山北方露頭 (七福炭鉱)	7.90	8.54	40.92	42.64	6050	0.38	—	—	淡褐	〃	1.337	1.04	〃
尾 幌 炭 鉱	7.99	23.64	37.34	31.03	4983	0.34	45.39	7495	褐	〃	—	—	貯炭, 1954地 質調査所分析
入境学露天掘	6.97	34.39	33.37	25.27	4219	0.25	43.10	7549	灰褐	〃	—	—	〃



第 27 図 その他の諸炭鉱の炭柱図  
 f: 細粒 m: 中粒 c: 粗粒 alt: 互層 b: 粗悪炭 d: 粘土質 sdy: 砂質 gr: 灰色 br: 褐色 yel: 黄白色

### III. 2 砂 利

砂利は未だ採掘されていないが、道路の開設につれてその要望が大きくなるであろう。その供給源としては別保礫岩層・老若舞礫岩層および海岸の砂利ならびに転石等が考えられる。

海岸の転石ならびに砂利は、硬さと大きさにおいて必ずしも大量の需要に応じられるとは思われない。老若舞礫岩層の礫は古期岩石の礫を多量に含み、その礫の大きさも適当である。上別保における別保礫岩層も砂利として適当である。

## 文 献

- 1) 福地信也：釧路附近の炭層，地質学雑誌，Vol. 13，1906
- 2) 福地信也：石炭調査概要，農商務省鉱山局編，1913
- 3) 小林儀一郎：浦幌炭田調査報文，鉱物調査報告，No. 18，1914
- 4) 井上禧之助：本邦に於ける石炭（釧路国），地質調査所報告，No. 42，1914
- 5) 渡辺久吉：釧路国白糖舌辛地方地質調査報文，鉱物調査報告，No. 21，1915
- 6) 門倉三能：釧路国釧路炭田調査，地質調査所報告，No. 64，1917
- 7) 門倉三能：釧路国釧路炭田調査報文，鉱物調査報告，No. 25，1918
- 8) 門倉三能：釧路国阿寒炭田調査報文，鉱物調査報告，No. 27，1918
- 9) 門倉三能：釧路国阿寒炭田，地質調査所報告，No. 68，1918
- 10) 門倉三能：釧路国及び厚岸湾の近況，地学雑誌，Vol. 30，No. 349，350，  
1918
- 11) 門倉三能：釧路の磨砂，地学雑誌，Vol. 30，No. 353，1918
- 12) 渡辺久吉：中部及び東部北海道第三紀層，地質要報，Vol. 25，No. 3，1919
- 13) 飯塚保五郎：釧路国東部釧路炭田調査報文，鉱物調査報告，No. 31，1920
- 14) 鈴木達夫：北海道釧路炭田地方のアンモナイトの発見，地学雑誌，Vol. 35，  
No. 410，1923
- 15) 鈴木達夫：北海道釧路炭田地方のアンモナイトの発見，地質学雑誌，Vol. 30，  
No. 353，1923
- 16) 今井半次郎：石狩炭田と釧路炭田との対比，北海道石炭鉱業会会報，No. 125，  
126，1925
- 17) 茂呂泰晴：釧路地方の炭砒，北海道石炭鉱業会会報，No. 176，177，1929
- 18) 徳田貞一：樺太の地形及び地質に関する諸問題，地学雑誌，Vol. 41，No.  
486，1929
- 19) 鈴木達夫：釧路国阿歴内産炭地調査報文，鉱物調査報文，No. 37，1930
- 20) 鈴木達夫：釧路国糸魚沢産炭地調査報文，鉱物調査報文，No. 37，1930
- 21) 佐々保雄：釧路平原下に於ける含炭層の存在，北海道鉱山学会誌，Vol. 1，  
No. 10，1934
- 22) 佐々保雄・西田彰一：北海道南部新生代層の総括的層序（予報），地質学雑誌，  
Vol. 42，No. 501，1935

- 23) 西田 彰 一：十勝国浦幌炭田地方の地質，石油技術協会誌，Vol. 4, No. 1, 1936
- 24) 長尾功・佐々保雄：釧路炭田北部に於ける含炭第三系の層序及び層準（予報），地質学雑誌，Vol. 46, No. 550, 1939
- 25) 佐々保雄：北海道下部洪積統・釧路統に就きて，矢部教授還歴記念論文集（I），1939
- 26) 佐々保雄：釧路炭田に於ける第三系の層序と之に関する従来の諸説（上・下），北海道石炭鉱業会会報，No. 307, 308, 1940
- 27) 佐々保雄：釧路炭田に於ける含炭層の分布（予報）（上・中・下），北海道石炭鉱業会会報，No. 319, 320, 321, 1941
- 28) 佐々保雄：釧路第三系とアラスカケナイン第三系の対比に関する問題，地質学雑誌，Vol. 49, No. 585, 1942
- 29) 大石三郎・藤岡一男：所謂極地中新世植物群に就いて，一特に北海道樺太第三紀植物群に関連して一地質学雑誌，Vol. 49, No. 585, 1942
- 30) 藤岡一男・大石三郎：釧路炭田浦幌春採産 *Woodwardia* 及び *Metasequoia* の2新種類について，地質学雑誌，Vol. 49, No. 587, 1942
- 31) 大立目謙一郎：A Brief Note of Fossile Corbicealids from the Kushiro Coal-field in Hokkaidō, 地質学雑誌，Vol. 50, No. 594, 1943
- 32) 鈴木好一：本邦北部産第三紀非海棲介化石の若干について，地質学雑誌，Vol. 51, No. 606, 1944
- 33) 佐藤吉栄：太平洋炭鉱に於ける海底採炭に就いて，炭鉱技術，Vol. 3, No. 9, 10, 1949
- 34) 佐山総平：釧路地方に於ける諸炭鉱の概況，炭鉱技術，Vol. 3, No. 11, 1949
- 35) 新野 弘：北海道釧路沖及び江差沖海底谷について，地質学雑誌，Vol. 55, No. 648, 649, 1949
- 36) 八木健三：北海道根室地方のアルカリ岩，地質学雑誌，Vol. 55, No. 648, 649, 1949
- 37) 鶴見志津夫：石炭分析試験成績集成，石炭技術資料普及会，1950
- 38) 松井 愈：大炊御門氏舌辛層から有孔虫 *Operculina* (オパーキュリナー) を発見す，新生代の研究，No. 6, 1950
- 39) 佐々保雄：北海道の炭田(1)，(2)，北海道地質要報，No. 15, 17, 1951
- 40) X 生：北海道の炭田事情(1)，(2)，新生代の研究，No. 8, 9, 1951
- 41) H. Yabe：Stratigraphical Relation of the Poronai and Ishikari Groups in the Ishikari Coal-field, Hokkaido, Proc. Japan Academy, Vol. 27, No. 9, 1951

- 42) 新野 弘：釧路炭田の海底地質，鉱山地質，Vol. 2, No. 3, 1952
- 43) 佐々保雄：北海道に於ける炭層の堆積状態の2, 3について，地質学雑誌，Vol. 58, No. 682, 1952
- 44) 松井愈・勝井義雄・古畑泰邦・藤江力：釧路炭田雄別附近の第三系，地質学雑誌，Vol. 58, No. 682, 1952
- 45) 佐々保雄・林一郎：釧路炭田東部における白堊系の層序と先第三系変動の様式，地質学雑誌，Vol. 58, No. 682, 1952
- 46) 佐々保雄・根本忠寛・橋本亘：北海道地質図及び同説明書，北海道科学技術連盟編，1952
- 47) 棚井敏雅：本邦炭の原植物の研究の総括—本邦に於ける新生代植物群の概観，炭田探査審議会事業報告，II，1952
- 48) K. ASANO：Paleogene Foraminifera from the Ishikari and Kushiro Coal-fields, Hokkaidō. short papers, Inst. Geol. Pal. Tōhoku, Univ., No. 4, 1952
- 49) 今西 茂：北海道釧路国阿寒炭田地区の新第三紀層について，地質学雑誌 Vol. 58, No. 682, 1952
- 50) 深田 淳夫：釧路国厚岸町バラサン岬から産した白堊紀アンモナイトに就いて，北海道地質要報，No. 21, 1953
- 51) 釧路炭田団体研究グループ：釧路炭田の団体研究，地球科学，No. 10, 1953
- 52) 松井愈・古畑泰邦・藤江力：釧路炭田雄別附近の地質，釧路炭田団体研究第1報，北海道地質要報，No. 22, 1953
- 53) 松井愈・古畑泰邦・藤江力：釧路炭田雄別附近の地質（特に雄別夾炭層と舌辛介殼化石層との関係について），釧路炭田団体研究第2報，新生代の研究，No. 17, 1953
- 54) 高柳 洋吉：釧路層の有孔虫化石群について，地質学雑誌，Vol. 59, No. 691, 1953
- 55) 今西 茂：北海道釧路国阿寒地方の地質に就いて，東北大学理学部地質古生物学教室研究邦文報告，No. 44, 1953
- 56) 半沢正四郎：古第三紀，地史学下巻（単行本），1953
- 57) 佐々保雄：釧路炭田に関する地質学的諸問題，地質学雑誌，Vol. 59, No. 694, 1953
- 58) 松井愈・藤江力・三谷勝利：釧路国白糠郡滝ノ上附近の地質（第1報），地質学雑誌，Vol. 59, No. 694, 1953
- 59) 佐々保雄・他：幌内層に関する諸問題（討論），石炭地質研究，第4集，北海道炭鉱技術会地質部会，1953



- 60) 浅野 清：古石狩海における有孔虫群の変遷，地質学雑誌，Vol. 60，No. 701，1954
- 61) 松井愈・藤江力・三谷勝利：釧路炭田北西部の層相と構造の特徴，地質学雑誌 Vol. 60，No. 706，1954
- 62) 石井次郎：釧路炭田浦幌統中に含まれる礫について，地質学雑誌，Vol. 60，No. 706，1954
- 63) 日本石炭協会北海道支部編：釧路炭田，北海道炭田誌，No. 2，1955
- 64) 浅野 清：石狩炭田と釧路炭田の対比，新生代の研究，No. 21，1955



EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50, 000

---

**KOMBUMORI**

Kushiro, No. 48

By  
MASATORA KAWAI

(Written in 1955)

---

(Abstract)

**GEOLOGY**

The area mapped is located at the southern coast of the Pacific ocean in the eastern Hokkaidō. The strata exposed in the area are the Nemuro group and brecciated andesite of upper Cretaceous, the Urahoro group of Paleogene, and some deposits of Quaternary. Sandstone dykes formed probably in Miocen age are found. The geological classification in the area is summarized in Table 1.

1. Upper Cretaceous

**Nemuro group**

The group is distributed widely in the eastern half of this area, and is composed of the Akkeshi and Kombumori formations in ascending order.

**Akkeshi formation** The formation is divided into the following

Table 1

Cenozoic	Quaternary	Recent	Alluvium		Unconformity	
		Diluvium	Terrace deposits		Unconformity(?) (Upheaval)	
			Kushiro formation			
	Neogene	Pliocene			Unconformity (Subsidence)	
		Miocene			Block movement (Sandstone dykes and fault)	
	Paleogene	Oligocene	Urahoro group	Shitakara formation	Musa muddy sandstone member	(Upheaval)
					Yonemachi sandstone member	
				Chorobetsu formation	Shimizu mudstone member	(Subsidence)
					Yūbetsu alternation member	
		Eocene	Kamibeppo formation	Harutori coal-bearing member	Vigorous volcanism (Acidic tuff) (Upheaval)	
Beppo conglomerate member						
Lower Eocene			Unconformity (Andesitic injection)			
Mesozoic	Upper Cretaceous	Nemuro group	Kombumori formation	Sarukiushi conglomerate member	(Upheaval)	
				Chipomanai sandstone mudstone member	(Subsidence)	
	Akkeshi formation		Oshamappu conglomerate member			
			Shiomi sandstone mudstone member	(Upheaval)		
			Sempōshi mudstone member	(Subsidence)		
Upper Tertiary	Monshizu alternation member	Vigorous submarine-volcanism (Andesite)				

members in ascending order.

Monshizu alternation member : This member is the lowermost of the Akkeshi formation, but is not exposed in the mapped area. It is characterized by siliceous shale and clastic matter from andesitic rocks. The member is assigned to upper-Hetonaian age due to the presence of fossils, such as *Inoceramus shikotaensis* MATSUMOTO, *I. kushiroensis* NAGAO & MATSUMOTO, *I. sp.* (group of *ezoensis* NAGAO & MATSUMOTO, *Inoceramus sp.* and *Terebratulina sp.*)

Sempōshi mudston member : The member is underlain conformably by the Monshizu alternation member. It is composed chiefly of mudstone, including sandstone and thin tuff or tuffaceous mudstone. The thickness is about 800 meters. Ammonites have been formerly found in this member.

Shiomi sandstone mudstone member : The member is underlain conformably by the Sempōshi mudstone member. It consists chiefly of an alternation of fine sandstone and sandy mudstone, including lenticular beds of conglomerate. The conglomerates occur, in most cases, near the uppermost part of the member. The thickness is about 600 meters.

Molluskan fossils are collected, and the following species have been identified.

*Acila hokkaidoensis* NAGAO

*Portlandia hakobutsensis* NAGAO & OTSUKA

*Parallelodon sachalinensis* (SCHPM)

*Anomia subovalis* NAGAO

*Lima sp.*

"*Fusus*" *volutodermoides* NAGAO

*Semifus tuberculatus* NAGAO

*Semifus* ? sp.

*Avelland problematica* NAGAO

*Macoma sp.*

*Terebratulina sp.*

*Turritella sp.*

**Kombumori formation** It is divided into the following members

in ascending order.

Oshamappu conglomerate member : The member is underlain conformably by the Shiomi sandstone mudstone member, and consists of conglomerate intercalated with sandstone and mudstone. The thickness ranges from 50 to 120 meters.

Chipomanai sandstone mudstone member : The member is underlain conformably by the Oshamappu conglomerate member, and consists chiefly of fine- or medium-grained sandstone and partly of mudstone. Thin layers of conglomerate or conglomeratic sandstone often occur at the uppermost of this member, and these layers rarely contain fossils such as *Ezonuculana mactraeformis* (NAGAO), *Semifus tuberculatus* NAGAO and *Terebratulina* sp. The thickness of the member is about 150 meters.

Sarukiushi conglomerate member : The member is underlain conformably by the Chipomanai sandstone mudstone member, and consists chiefly of conglomerate or conglomeratic sandstone, and partly of sandstone and mudstone. The thickness is more than 60 meters.

*Terebratulina* sp. appears the conglomeratic sandstone of the lowermost of the member.

### **Brecciated andesite**

It occurs as volcanic necks or lave flows. Generally, the necks consist of augite andesite and penetrate into the Shiomi sandstone mudstone, Oshamappu conglomerate and Chipomanai sandstone mudstone members. They are distributed along a structural line running from Kiten-no-sawa to Oshamappu. Some necks are composed of hypersthene-augite andesite, and penetrate into the Monshizu alternation member accompanied with the lava flows.

The lava flows are composed of hypersthene-augite andesite and hornblende-augite andesite. But the lava flows of hypersthene-augite andesite or hornblende-augite andesite are intercalated in the Monshizu alternation member.

## 2. Tertiary

### **Urahoru group**

The group is distributed widely in the western half of the mapped area, and scatteringly in the eastern half. It is underlain, unconformably by the Nemuro group and divided into the Kami-beppo, Chorobetsu and Shitakara formations in ascending order.

**Kamibeppo formation** It is divided into the following members in ascending order.

**Beppo conglomerate member** : The member is the basal member of the group, and consists chiefly of conglomerate and partly of sandstone. The thickness ranges from several centimeters to 50 meters. The conglomerate is the so-called "black conglomerate". The pebbles of conglomerate are black clayslate, grey sandstone, black or grey quartzite, dark bluish schalstein and dioritic rocks.

**Harutori coal-bearing member** : The member is underlain conformably by the Beppo conglomerate member. It consists chiefly of alternation of sandstone and mudstone, and partly of conglomeratic sandstone, montmorillonitic mudstone and several seams of coal or coaly shale. The thickness is from 20 to 80 meters. The member belongs to the main coal-bearing strata of this area, and contains the flora, such as *Woodwardia Sasae* OISHI & HUIOKA and other plant remains common in the so-called "*Woodwardia* sandstone" of the Ishikari group.

**Chorobetsu formation** It is divided into the following members in ascending order.

**Tenneru conglomerate member**: The member is underlain by the Harutori coal-bearing member. It consists chiefly of conglomerate, and partly of alternation of sandstone and mudstone. The thickness ranges from 50 to 130 meters.

The conglomerate is the so-called "red conglomerate". The pebbles are reddish chert or schalstein, greenish andesite and others. A few layers of greenish conglomerate or coarse-grained

sandstone, and two or three thin layers of coal or coaly shale, chocolate or green jelly-like-coloured mudstone, and acidic tuff, are found in this member.

The member is commonly a fresh water deposit containing the flora of the Harutori-type, but in the eastern part of this area (Sempōshi Peninsula), a brackish deposit containing *Ostrea eorivularis* OYAMA (MS) and other shells is intercalated in the above stated deposit.

Yūbetsu alternation member : The member is underlain conformably by the Tenneru conglomerate member. It consists chiefly of alternation of sandstone and mudstone, and includes conglomerate and coaly shale. The thickness is from 70 to 90 meters. It is commonly a fresh water deposit containing *Unio uryuensis* SUZUKI and the flora of the Harutori type, but at Sempōshi Peninsula in the eastern part, the interbedded brackish deposit is recognized containing *Ostrea corivularis* OYAMA.

Shimizu mudstone member : The member is distributed only in the western part of the mapped area. It is underlain conformably by the Yūbetsu alternation member, and consists chiefly of mudstone and subordinately of fine sandstone. The thickness is from 30 to 50 meters.

The lowermost 5 meters of the member are mudstone in which *Corbicula shitakaraensis* SUZUKI is found.

**Shitakara formation** The formation is underlain conformably by the Chorobetsu formation. It is covered by the Ombetsu group, but this group is not distributed in the mapped area.

The Shitakara formation is divided into the following member in ascending order.

Yonemachi sandstone member : The member is distributed only in the western part of the area. It is underlain conformably by the Shimizu mudstone member, and consists of medium- or coarse-grained sandstone with thin layers of conglomerate and mudstone. The thickness is about 70 meters.

A large number of *Ostrea eorivularis* OYAMA, a small number of *Corbicula shitakaraensis* SUZUKI and other brackish molluscs



are collected.

Musa muddy sandstone member : The member is underlain conformably by the Yonemachi sandstone member, and consists chiefly of muddy sandstone and partly of fine-grained sandstone and mudstone. The thickness is more than 25 meters.

The fossils occurred in this member, including *Acila* sp. and formainifera, belong to the Ombetsu type.

The floras collected from the Kamibeppo (Harutori coal-bearing member) and Chorobetsu formation indicate close relation to the that of the so-called "*Woodwardia* sandstone" (Upper Eocene) of the Ishikari group ; the faunas of the Shitakara formation and Ombetsu group are similar to the fauna of the Poronai formation (Oligocene) in the Ishikari coal field. Therefore, the geological age of the Urahoro group (from Beppo conglomerate to Musa muddy sandstone members) is considered from middle or late Eocene to early Oligocene.

### **Sandstone dyke**

There are sandstone dykes intruded into the strata which include from the Shimizu mudstone member (Urahoro group) down to the Sempōshi mudstone member (Nemuro group). The thickness of the dykes ranges from several millimeters to 2 meters. Thin dykes are composed of fine-grained sand, while thick dykes show coarse-grained sand. Most of the dykes extend nearly from north to south and dip steeply to the east or west. Some of the dykes are intruded along fault planes of NNE-SSW trend, and some others are cut by fault of the same other trend ; but certain dykes intruded along the same fault plane, are also cut by later fault. Therefore, the intrusion of dykes is assumed to be the time of a crustal movement occurred in late Tertiary.

### 3. Quaternary

**Alluvium** It is distributed along the Chorobetsu river, Beppo river and other rivers, and consists of gravel, sand, clay and peat.

#### 4. Geological Structure

The Cretaceous Nemuro group together with the Paleogene Uraoro group show a complicated, mozaic structure caused by a block movement probably in late Tertiary, although these two groups reveal, as a whole, a monoclinical structure dipping gently to the south.

The faults are classified into groups of E-W, NE-SW, NNW-SSE, NW-SE and NNE-SSE trends, successively from older to younger ages. The some of the mass-like Uraoro group caused in late Tertiary by the fault movement trending NW-SW direction, appear in Nemuro group as the faulted block, but their first movement is considered to date back to late Cretaceous.

## ECONOMIC GEOLOGY

### Coal

Coal is the most important mineral resource in the area. Several coal-seams are found in the Harutori coal-bearing member.

The workable coal seams are called No. 5, 4 and 3 in this coal field (or "Harutori-honsō, Jo-sō", and "Nishaku-sō"). No. 5 is the most important coal-seam, and its thickness varies from 1 to 3 meters. This seam is accompanied by montmorillonitic mudstone. No. 4 ranges from 60 to 170 centimeters in thickness. No. 3 varies from 15 to 75 centimeters in thickness.

The coal produced in this area is non-coking and bituminous with a calorific value of 5,000~6,500 calories. It is used, generally, as household coal or gas coal.

---

---

昭和31年11月5日印刷

昭和31年11月10日発行

工業技術院  
地質調査所  
著作権所有

印刷者 田中春美

印刷所 田中幸和堂印刷所

---

---





---

# EXPLANATORY TEXT OF THE GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

---

## KOMBUMORI

(Kushiro-48)

By

MASATORA KAWAI

---

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1 9 5 6