

5 万 分 の 1 地 質 図 幅 説 明 書

夕 張

(札 幌 - 第 23 号)

工業技術院地質調査所併任

北海道大学教授 佐 々 保 雄

工業技術院地質調査所

通商産業技官 田 中 啓 策

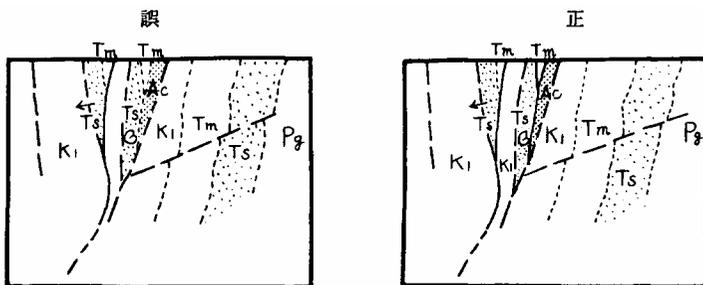
同 秦 光 男

北 海 道 開 発 庁

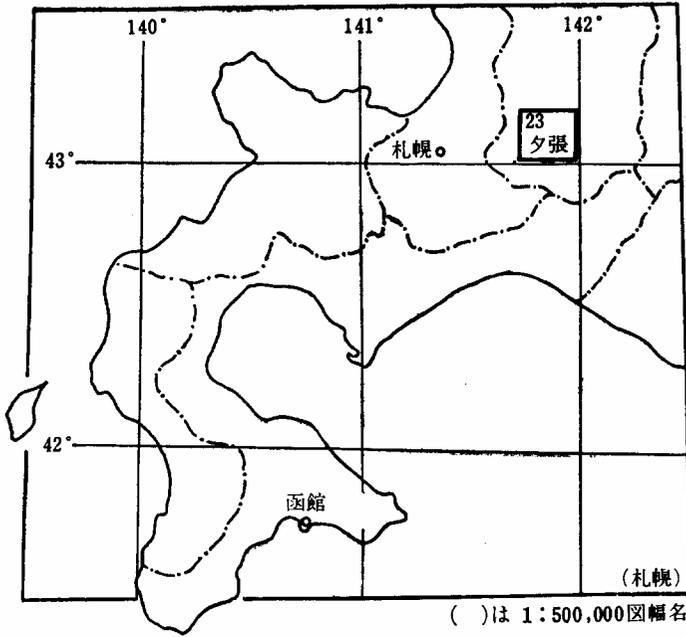
昭 和 39 年

地質図印刷上で、書き誤りや印刷もれがあったので、その重要なものについて、下記のように訂正および追加をする。

- 1 朝日炭砒地域において、下の左図のように楔形の断層に挟まれた地域のAc, Tm, Tsがともに整合関係に接するように示されているが、右図のようにいずれも断層関係である。



- 2 夕張市及びその南方に続く志幌加別川沿岸の第四紀層は、現世・沖積層(a)としてあるが、これは大部分更新世上部の段丘堆積層(t2)とする。沖積層は河辺の小区域に限られ僅かに認められる。
- 3 夕張鉱業所「二砒」となっているのは「三砒」の誤り、現在の新夕張炭砒である。



目 次

地 形.....	2
地 質.....	6
. 1 概 説.....	6
. 2 白 堊 系.....	13
. 2.1 中部蝦夷層群.....	13
. 2.1.1 主 部.....	13
. 2.1.2 三 笠 層.....	16
. 2.2 上部蝦夷層群.....	30
. 3 古 第 三 系.....	35
. 3.1 石狩層群.....	35
. 3.1.1 登 川 層.....	39
. 3.1.2 幌 加 別 層.....	47
. 3.1.3 夕 張 層.....	49
. 3.1.4 若 鍋 層.....	55
. 3.1.5 幾 春 別 層.....	63
. 3.2 幌 内 層.....	71
. 4 新 第 三 系.....	89
. 4.1 朝 日 層.....	91
. 4.2 滝の上層.....	101
. 4.3 川 端 層.....	115
. 4.4 岩見沢層.....	123
. 4.5 迫 分 層.....	125
. 4.6 清 真 布 層.....	129
. 5 第 四 系.....	132
. 5.1 茂 世 丑 層.....	132
. 5.2 河岸段丘堆積層.....	133
. 5.3 火 山 灰 層.....	134
. 5.4 扇 状 地 堆 積 物.....	134
. 5.5 冲 積 層.....	135
. 6 火 成 岩 (脈 岩 類).....	135
. 6.1 安 山 岩 質 玄 武 岩.....	135
. 6.2 紫 蘇 輝 石 普 通 輝 石 安 山 岩.....	136

. 7 地 質 構 造.....	136
. 7.1 東部隆起帯.....	138
. 7.2 中部向斜帯.....	146
. 7.3 西部背斜帯.....	148
応用地質.....	149
. 1 石 炭.....	150
. 1.1 夕張鉱業所.....	152
. 1.2 平和鉱業所.....	157
. 1.3 万字炭砒.....	159
. 1.4 美流渡炭砒.....	160
. 1.5 新二岐炭砒.....	162
. 1.6 東幌内炭砒.....	164
. 1.7 新夕張炭砒.....	165
. 1.8 朝日炭砒.....	167
. 2 石油および天然ガス.....	171
. 2.1 新第三紀層の石油及び天然ガス.....	171
. 2.2 石油 試 掘.....	171
. 2.3 古第三紀層中の油徴.....	172
. 2.4 炭 田 ガ ス.....	172
. 3 鉱 泉.....	174
. 3.1 白堊紀層に関するもの.....	174
. 3.2 石狩層群に関するもの.....	174
. 3.3 川端層に関するもの.....	174
. 4 石 材.....	174
. 4.1 白堊紀層中の砂岩.....	175
. 4.2 古第三紀層中の砂岩.....	175
. 4.3 新第三紀層中の砂岩.....	175
. 4.4 安山岩質玄武岩.....	175
. 4.5 沖積層の砂礫.....	175
. 5 粘 土.....	176
文 献.....	177
Abstract (in English).....	1

5 万分の1地質図幅
説明書

夕 張

(札幌 - 第23号)

工業技術院地質調査所併任

北海道大学教授 佐々保雄

工業技術院地質調査所

通商産業技官 田中啓策

同 秦光男

(昭和39年3月稿)

本地質図幅は北海道開発庁の委託によって作製したもので、野外調査は1959年と1960年の両年にわたって実施し、白堊系地域は田中が、古第三系地域は佐々が、新第三系地域は秦が担当した。室内研究は引続き地質調査所ならびに北海道大学において行ない、本編はこれらの結果をとりまとめたものである。

本図幅を仕上げるにあたり、野外ならびにその後の室内研究に際して現地の炭硯会社、即ち北海道炭硯汽船株式会社、朝日炭硯株式会社、東幌内炭硯株式会社、万字炭硯株式会社および新二岐炭硯株式会社から、社内の資料閲覧ならびに現地において情報の提供を受け、また石油資源開発株式会社や大学などの多くの研究者から、それぞれの分野で御協力ならびに御教示を得た。

そのうち、特に白堊系については、九州大学松本達郎教授および石油資源開発株式会社北海道鉱業所の調査資料を参考にすることができ、古生物学的資料については松本教授から教示を受け、有孔虫化石の鑑定には東北大学高柳洋吉博士を煩わした。

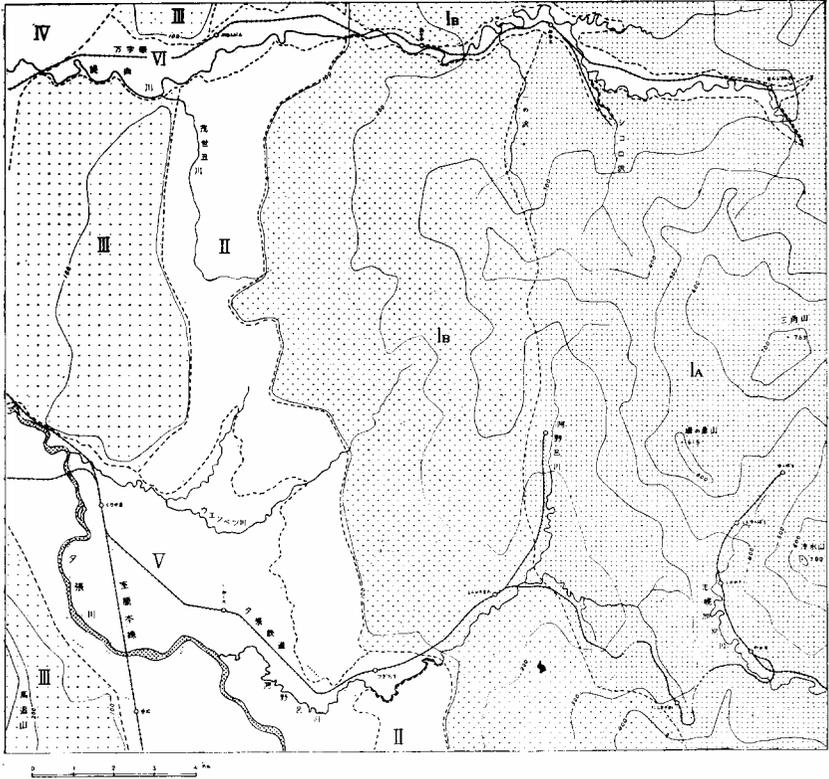
古第三系については、上記のように諸炭硯の調査担当諸氏の御高配、特に北海道炭硯汽船株式会社の下河原寿男、手島淳両博士からは多くの坑内外資料、北海道大学棚井敏雅博士からは植物化石、東京大学工学部内尾高保博士からは幌内層の有孔虫に関して、多くの未公表資料の提供をうけた。

新第三系については、調査にあたって朝日炭硯株式会社の大江謙氏の御協力を受けた。採集した有孔虫資料の処理ならびに同定は東北大学高柳洋吉博士ならびに石油資源開発株式会社の岩本寿一、大倉保の両氏を、海棲貝化石については北海道大学魚住悟助教授、花粉分析については同大学佐藤誠司博士を煩わし、かつ有益な御教示をいただいた。

ここにこのことを銘記して深甚の謝意を表する。

地 形

本図幅地域は、東に夕張山脈、西に石狩平野をのぞむ中間地帯にあたり、地形的に次の6地域に区分される(第1図)。



第1図 地形区分図
(切断面の等高線は毎100m)

夕張山地
角田低地

馬追丘陵
石狩低地

夕張川流域低地
幌向川流域低地

夕張山地は域内東半、全域の約6割を占める低山性山地で、その東部は主として古第三紀層および白堊紀層(A), 西部は新第三紀層(B) からなる。前者は夕張市北方の三角山(773.4m) を最高峰とし、同市東方の冷水山(713.8m) , 西方の鳩巣山(615.8m)

等の高地からなり、西半はその西方一帯の200～300m台の丘陵性山地からなっている。前者の山背はいずれも緩かで、定高性を示し、隆起準平原の名残りを思わせる。後者は地層軟弱のため、かなり開析されていて、前者より一段低い、西に緩下する定高性山背面を保っていることが注目される。

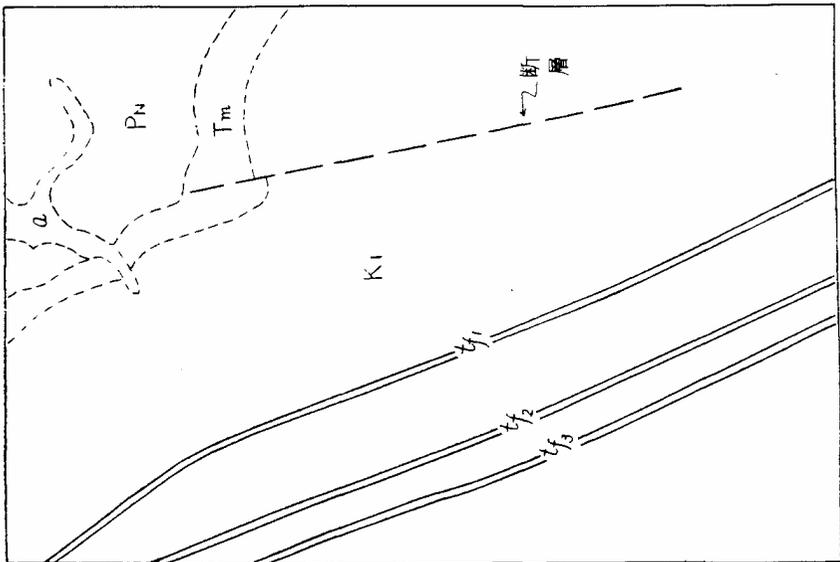
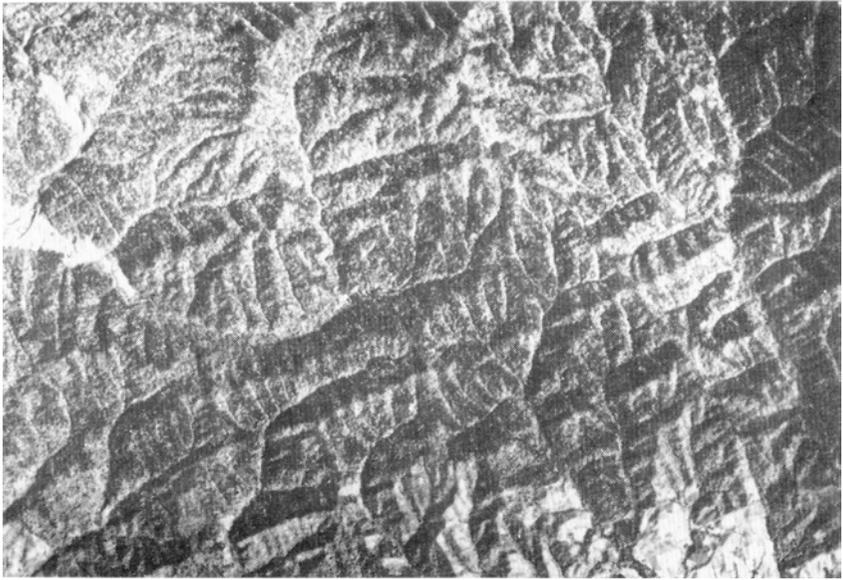
河川は地質に支配されて概ね適從的に流下し、^{マンジ}万字西南方632.4m峰を中心とする万字ドームおよび鳩の巣山を中心とする、いわゆる鳩の巣ドームを取りまいて流下している。北の幌向川本流は幌内層群の中を舐んで流れ、その支流一の沢なども付近の地層の走向に準じている。南の^{アノロ}阿野呂川の上流部は、両ドーム間の古第三紀層の中、あるいは夕張断層^{シホロ}の弱線に沿って流れ、その中流部は地層の走向に平行している。夕張市街地を流れる志幌^{カベツ}加別川もドームの核心の白堊紀層をさけた石狩層群の中あるいは幌内層分布区域を流れている。

これらの河川は、白堊紀層および石狩層群中を流れるところでは、急なV字谷を示すことが多いが、幌内層に入ると急に谷を拡げるのが常で、同時に河成段丘の幅も広がっている。これらの河川の密度も白堊系地帯では粗く、幌内層区域では密である。

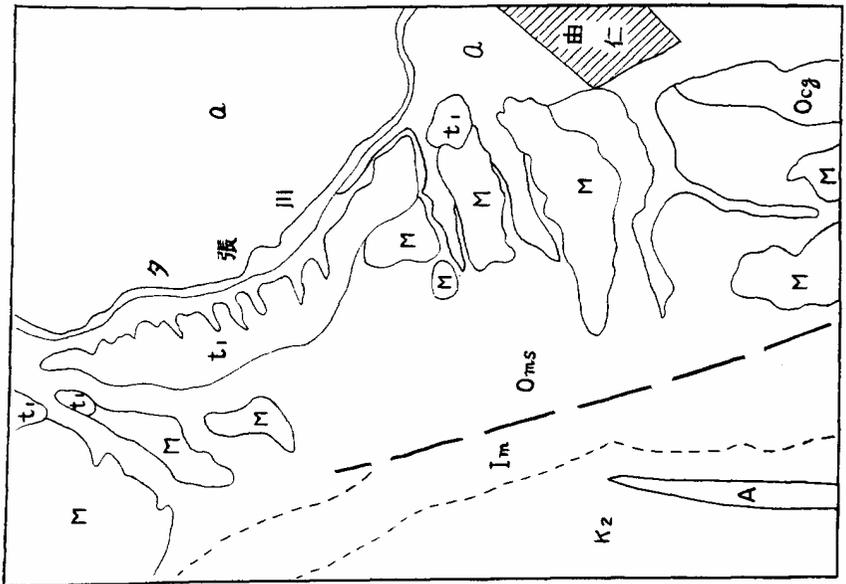
本山地西半は、西に急立する新第三紀層によって占められ、東方山地より一段と低い200～300mの西に緩く傾斜する丘陵性山地で、区域の大半を占める川端層中～下部地域では、山稜が硬軟互層をなす岩相のために鋸歯状を呈することが多い。特にその中の凝灰岩層などは顕著な造稜層として周囲よりきわ立ち、南北に連なっている（第2図）。これより西の川端層上部および岩見沢層地域では、山背が緩かで、後者は牛背状の西に傾いたケスタ地形を呈する。

この山地を刻む河川には、北から幌向川、^{ウエンベツ}雨煙別川、阿野呂川およびその支流があり、細かく付近を開析し、概ね必從的に西流する。これらの河の本流すじでは1～2段の河岸段丘をもち、その周辺に沖積平野を伴っている。

^{カクタ}角田低地は西半の中央部を南北に走る幅3～4kmの低地帯で、北は域外の¹¹³⁾茅野^{カヤ}に始まり、上志文を経て、^{シブン}角田をすぎ、更に南方の追分までぬける長大な低地帯の一部を占めている。区域内は第三紀層上部および洪積層により占められ、最高100m内外の低平な地帯で、上記河川の支流^{モセウシ}茂世丑川や中の沢下流等はこの地帯を適從的に流れ、河岸平野を拡げており、両河川の支流は東西両山地から必從的に、東流あるいは西流している。区域の南半は夕張川の侵蝕により一段と低下した沿岸平野が占めている。この低地帯は以前考えられていたような地溝的なものでなく、軟弱地層の侵蝕による向斜谷である。



第2図 阿野呂川・富野南部の航空写真。幌内層 (PN)、滝の上層 (Tm)、川端層 (k₁) および凝灰岩 (tf₁ ~ tf₃) の特徴が覗えるよい例。(a) は沖積層。図の左方が北。



第3図 馬追山地北部の航空写真。川端層 (K_2)、岩見沢層 (Im)、追分層 (Oms)、茂世丑層 (M)、段丘 (t_1) および安山岩岩脈 (A) の特徴が覗える。(a) は沖積層。図の左方が北。

ワマオイ⁷⁶⁾

馬追丘陵は北の岩見沢東南方から南の追分に続く低夷な丘陵地で、主として川端層以上の地層によって占められ、最高272.3m（由仁町西方）の、極めてなだらかな山背をもつ背斜性山地である。

これは、北では幌向川、中央部では夕張川によって3地帯に分れている。小沢は現地形に従がって東西流するものが多く、山地を細かく刻むが、その上流区域は川端層の岩石の硬軟に適応して、南北流しているところも認められる。またこの地帯を貫く安山岩岩脈は細い山稜をなして連なっている（第3図）。また、茂世丑層およびその周辺の高度40m内外の段丘の広がる地域では、小沢がこれを幼年谷状に鋭く切りこんでいるのが認められる。

石狩⁷⁶⁾低地は区域の北東隅にあり、石狩川およびその支流の堆積物によって築かれた石狩平野の一部である。馬追山地西縁の茂世丑層からなる40m内外の台地より一段と低く、ここでは高さ15m内外で、水田地として利用されている。

夕張川流域低地では区域内の西南縁を北西流する夕張川、およびその支流雨煙別川や阿野呂川は、その周辺に広い沖積原を拡げ、その間を自由に蛇行している。夕張川の流域には半月湖や湿地が多い。夕張川が馬追丘陵を横切る部分は、同丘陵を斜断する断層にもとづく断層線谷的な先行川である。

幌向川^{ホロムイ}流域低地は前者に比べてはるかに狭小であるが、東半の山地を離れると、河岸平野の幅を拡げ、馬追丘陵地を先行的に横断して、上記石狩平野に移る。現河床は、周辺の沖積原より3~4m低く、いわゆる沖積面形成後の地方的な上昇を物語っている。

地 質

. 1 概 説

本図幅内には、北海道中央部を構成する地層のうち、第1表に示した如く、下部白堊系の大部分およびそれ以前の地層を除く、ほとんどすべての地層が分布している。

そのうち、白堊系および古第三系は、区域の東半夕張山地の主部を占め、やや複雑な褶曲および断層構造を呈しているのに対し、新第三系は同山地の西半から角田低地および馬追山地を造り、大まかな構造を示す。第四系は現地形に対応し、河川周辺の段丘や平地を造っている。火成岩は極めて少なく、東の幌内層分布区域に玄武岩質安山岩の小岩脈が散点し、西の馬追山地に安山岩の細長な岩脈が認められるに過ぎない。

いま、これら本地域を構成する各地層について瞥見すると、まず白堊系は区域の東半、

第1表 夕張図幅地質総括表

年代	層序	堆積相			層厚	岩質					古生物	火山活動	地殻運動	
		海	汽	淡		礫	砂	泥	泥	凝				石
		水	水	水	岩	岩	岩	岩	炭	物	物			
第四紀	現世	沖積層および扇状地堆積物											降灰(中性)	沈降
	更新世	段丘堆積層											降灰(中性)	隆起
		茂世丑層											降灰(中性)	沈降
新第三紀	鮮新世	清真布層			290~270	○					○		降灰(酸性)	褶曲、 断層 → 淺化
	中新世	追分層			650~900	○	○	○	○				降灰(中性)	→ 稍淺化
		岩見沢層			170~300	○	○	○	○				降灰(中性)	→ 深化
	新世	川端層			750~3700	○	○	○	○				安山岩 ← 玄武岩質 安山岩 貫入 降灰(酸性)	←海進 一部削剝 背陸地 動揺
		滝の上層			150~450	○	○	○	○				降灰(酸性 ~中性)	海進 造盆地 (削剝)
	朝日層(層位未確定)			(400+)	○	○	○	○				降灰(酸性 ~中性)	→ 褶曲、 断層	
古第三紀	漸新世 始新世	幌内層			600~1300	○							降灰(酸性)	沈降-海進
		機春別層			70~200	○	○	○	○	○	○		降灰(酸性)	拗曲(削剝) 淺化
		若鍋層			60~160	○	○	○	○				降灰(酸性)	海進
		夕張層			0~200	○	○	○	○	○	○		降灰(酸性)	淺化
		幌加別層			0~110	○	○	○	○				降灰(酸性)	沈降
		登川層			0~80	○	○	○	○	○	○		降灰(酸性)	造盆地
白堊紀	ヘトナイ世	[縞]												(削剝) 拗曲
	浦河世	上部蝦夷層群			80	○	○	○	○				降灰(酸性 ~中性)	深化
	ギリヤーク世	中部蝦夷層群			185~200	○	○	○	○				降灰(酸性 ~中性)	→ 稍淺化
		三笠層 主部			330	○	○	○	○				降灰(酸性 ~中性)	
宮古世	(露出しない)													蝦夷地向斜生成

○……主 ○……従

夕張山地において北の万字および南の鳩の巣の両ドーム構造の核心をなしている。これは東から西へ向かうほどより下位の層準をもって、また万字ドームに較べて鳩の巣ドームでは全体としてより下位の層準をもって、古第三系石狩層群に平行不整合的に被覆される。これは北海道中軸帯白堊系堆積盆地、即ち蝦夷地向斜の西側縁部に近い堆積相を示し、

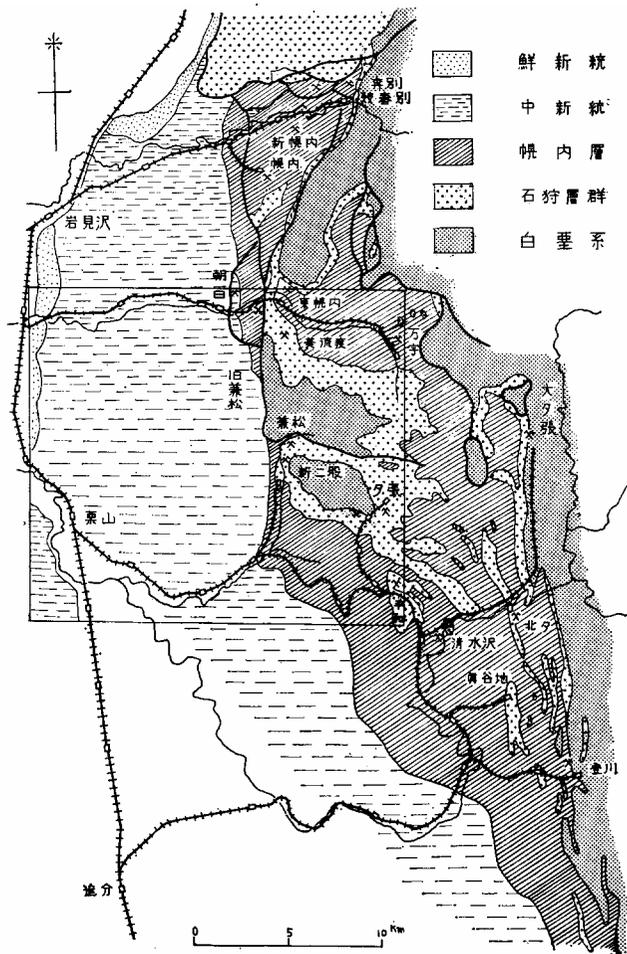
層厚および層相の点において、北隣岩見沢図幅地域の幾春別背斜南端部におけるそれに酷似する。中部蝦夷層群および上部蝦夷層群の一部からなるが、下部蝦夷層群は地下に没しており、上部蝦夷層群の大部分およびその上位の函淵層群は古第三系に先立つ侵蝕によって除去され、当地域には露われない(第2表)。

中部蝦夷層群は主部と最上部の三笠層とに分れる。主部は下限が不明であるが、330m以上の厚さがあり、主に細粒堆積物から成り、中部に砂質岩を少なからず伴ない、アンモナイトおよびイノセラムスなどの化石をわずかに含む。三笠層は白堊系地域の過半を占め、厚さ200m内外、浅海性、一部瀕海性の堆積物で、砂質岩および礫質岩から成り、泥質岩を多少伴ない、三角貝などの二枚貝化石を多量に含む。側方変化により東部相、中央相および西部相に識別され、東から西へ向い西側の供給地により近い堆積相を示す。中部蝦夷層群主部は宮古統上部階に、三笠層は宮古統最上部亜階～ギリヤーク統上部階に対比される。三笠層は、幾春別背斜南端部の場合と同様に、標準地域の場合に比べて、層序的範囲が長いにもかかわらず、層厚が薄い。

上部蝦夷層群は、上限が不明であるが、厚さ80m内外、比較的単調均質な泥質岩から成り、上部に鍵層となる比較的厚い凝灰質砂岩を挟む。アンモナイトおよびイノセラムスの化石は全体として少ない。上部蝦夷層群が薄い点は幾春別背斜南端部の場合ときわめてよく似ている。本層群はギリヤーク統上部階から浦河統上部階に当る。

白堊系は古第三系石狩層群との間に特に顕著な構造的差異は示さない。万字ドームおよび鳩の巣ドームにおける白堊系は、何れも東西に延び並列した背斜構造を呈するが、中身は単純なドーム構造ではなく、副次的背斜構造の派生および西北西 東南東、北西 東南など諸方向の断層によって変形している。とくに、万字ドームでは中核部が複背斜構造を呈し、西部においては南東隅に東西、北東隅には南北方向をとる二つの鼻状背斜構造を派出し、これらは併せて西縁および南縁が夕張断層によって限られている。また鳩の巣ドームにもその西縁中央部に南に分れた小さい鼻状構造がある。

古第三系には下位の石狩層群と上位の幌内層群がある。前者は炭田北半の空知地区と比べると、全層が薄く、かつその一部を欠いたり、または発達が悪かったりし、従って稼行炭層数の少ないことなど、その間に著しい差異のあることが認められる。即ち、下部の登川、幌加別、夕張など各層の厚さが著しく薄いこと、若鍋層もその岩相をかなり異にし、かつ空知におけるような含炭部を欠く。美唄層も明白にこれに当たるものの発達が極めて貧しく、赤平層及び平岸層など、従来いわゆる上、下の幌介層と呼ばれたもの、及び



第4図 石狩炭田夕張地区地質略図

最上部の芦別層を欠除している。すなわち夾炭層の数も少なく、登川層や夕張層なども層厚は薄い。しかし炭層そのものは質、量ともに優良なものが発達し、本邦炭田の主力を形成している。上位の幾春別層は北隣の岩見沢図幅に続き、全層の厚さは薄い、図幅内の

北東部に露れており、幾春別地区に次いで同層稼行の有力な地域となっている。これら陸成含炭層間に挟まれる若鍋層もこの地域を標式地とし、本地方の石狩層群唯一の海成層として好く発達し、化石も豊富である（第6表）。

これら石狩層群は、全体として区域の北西部に向って覆蔽的に下部を欠きつつ乗り、同時に薄化して堆積の周辺相に近づく様相を示すことは注目に値する。即ち万字ドームの東辺及び南辺から、鳩の巣ドームの周辺にかけては石狩層群の各層が揃っているが、万字ドームの北辺では東から西に、登川層、幌加別層、夕張層と欠けて行き、その北西辺では若鍋層が直接白堊系に乗っている。一方、幾春別層は、幌内層下の不整合に切られていることにもよるが、層そのものも東方に薄化していると同時に、炭層を失うことなどは、石狩層群の各層の堆積生成前後の地殻運動と剝削の様式を示すものである。一方、下述のように、各層を堆積輪廻に基いて分層、分帯して見ると、殆ど各亜層毎にその厚さの分布を異にし、各層のみならず、分層の生成単位の間にも堆積盆の動揺、移動があったことを覗い得、上記の石狩層群の堆積前後のみならず、堆積中にも、背後陸地と堆積地帯との交感的なシーソー運動が行なわれたことを物語っている。

上下を通じ海成層である幌内層群は、以上に対し、その角度は僅かではあるが、傾斜不整合で乗り、隣接幾春別図幅に次いで、厚く発達している。本層群は下位の石狩層群と影と形の如く相伴っており、いわば「本層下に夾炭層あり」の標札とも言えるものであるが、その岩相構成が厚い上に、極めて単調なので、夾炭層への深度の予測は容易でない。しかし、近年は大型介化石及び有孔虫化石などによる層序の細分も行なわれて、かなり確かに下位層への着層深度が予想出来るようになった。

これらの古第三系は万字、鳩の巣の両ドームの周辺に、白堊系をとりまいて分布するが、その構造は部分によってかなり異なる。万字ドームの北では幌向川に沿う幌向向斜を中心に、いくつかの小断層は伴っても比較的平静に緩斜するが、西の同ドームの西翼を切る東幌断層以西では急立し、多くの断層に切られ、かつ褶曲も伴っている。一方、同ドームの東側に赴くと、万字炭砒区域に入りなお暫くは斜断層に切られつつも安定しているが、東南辺から南辺にかけては褶曲を伴い、西の逆轉した角田向斜、それにつづく葵向斜、丁未向斜などの褶曲帯を呈している。同様な、西翼で急、南翼で著しく褶曲する現象は鳩の巣ドームでも認められ、西のエキモアンル川沿いの古第三系は極めて急立、南翼に廻っても依然急に、特に幌内層区域では多くの褶曲や断層を伴い、一方、東翼では図幅内で最も安定した夕張炭砒区域を形成するが、南翼にまわりかける付近では、多くの衝上断層を伴う複

雑な地質構造を呈する。

新第三系は本図幅の西部地域に、南北方向の地質構造をとって広く発達している。朝日層および岩見沢層の一部を除いて、下位の滝の上層から最上位の清真布層まで整合一連の関係にある（第15表）。

朝日層は局所的に分布し、他の諸層とはすべて断層で接しており、その層位的な位置については従来種々の議論のある地層である。本層は新第三系中唯一の炭層をもつ地層で、現在まで知られている日高地域、樺戸地域あるいは羽幌地域において発達する夾炭層と同層準と思われる。これらはいずれも本州の八尾門の沢動物群（中新世中中期）に類似する化石動物群集を産出する海成層の下位に存在し、かつ、台島型植物群を伴っている。これら周囲の状態から、本層もまた新第三系の海進の先駆的堆積物と見做して取扱っておく。

滝の上層は古第三系の幌内層を不整合に覆っている。近年、手島淳¹³⁰⁾の幌内層の分帯の研究により、後者は地域的にかなりの削剝を蒙っており、とくに新二岐から本沢にかけて侵蝕量が最大であることが明らかになった。本層は下部の砂岩層と上部の泥岩層に2分され、上部の泥岩からは*Spirosigmoilinella compressa*、*Rotalia yubariensis*などの有孔虫化石を産し、標式地の滝の上層の泥岩に相当する。一方幌向川流域の下部の砂岩層では*Mytilus tichanovitchi*、*Spisula onnechuria*^{註1)}等によって代表される幌向動物群の発達がある。この動物群は紅葉山動物群あるいは滝の上動物群とも著しく性格を異にしており、三者の関係については未だ定説がない。しかし、下河原¹¹¹⁾、手島が、紅葉山層とした本地域の泥岩層は、明らかに幌向川流域で滝の上層の指示者とされる*Rotalia yubariensis*を産する泥岩そのものである。

川端層は滝の上層から漸移し、砂岩および泥岩の規則的な互層あるいは礫質岩、砂質岩、泥質岩の周期的累層から成る。しかし、幌向川以北、あるいは西側の栗沢背斜部および馬追山地においては、礫岩をほとんど伴わず、泥質相が卓越し、かつ、馬追山地では石炭層を伴っている。礫質相と泥質相との関係は明らかに指交関係にあり、南北方向よりも東西方向に急激な変化を示し、西部に向って周縁相化している。これらの関係は堆積物と層厚の変化についても同様で、約3,700mから700mまでに急激に変化している。なお、栗沢背斜軸部に分布する泥岩層は上述の滝の上層の泥岩層に酷似し、かつ、川端層の層厚の

註1) 本化石動物群は従来朝日動物群などと呼ばれたものであるが、後述の理由により今回特に改称したものである。

変化等から考え合せると、滝の上層の泥岩層に相当するものと思われるが、現在古生物学的な確認が得られないので、一応川端層の異相として取扱っておく。本層は天北地方の増幌層、古丹別層、さらに夕張 - 日高地方の振老層、アベツ層、受乞層などと同時期のものであり、道中央西部地域に限られる、岩相上も特徴があり、厚さも著しく厚い異常な堆積層である。

岩見沢層は主としていわゆる硬質頁岩からなる。馬追山地ではその基底部に安山岩質集塊岩および砂岩層があり、下位の川端層とは凸凹面をもつ明瞭な境界が認められるが、他の地域では整合漸移的である。馬追山地は前述のように川端層堆積時から、石炭層を挟有するような周縁相を呈し、かつまた隆起部であったが、本層堆積の初期にもまだ浅海の環境下にあったものと考えられる。

追分層は主として比較的塊状の砂質泥岩からなり、礫岩および砂岩泥岩互層を挟んでいる。下位の岩見沢層との関係は整合漸移、一部側方に指交する関係にある。砂岩泥岩互層および礫岩は中上部に多く、岩見沢層堆積時から引続いた堆積盆は、堆積物の充填の結果次第に浅化し、粗粒物を積成する状態に至ったものと考えられる。しかし、中部のいわゆる栗山礫岩からは、後述のような峠下動物群に対比される海棲化石を産するほか、砂質泥岩からは有孔虫化石を産し、中新世後期に属する。

清真布層は主として塊状の砂質岩からなり、灰白色の凝灰岩を挟んでいる。下位の追分層の砂質泥岩とは整合関係にある。本層から産する化石動物群は、滝川動物群に相当するもので鮮新世に属する。なお、本層は砂川 - 石狩低地帯の東縁部において露出する滝川層およびその同位層の分布の南限であるが、貝化石の産出は今回始めて知られたものである。

以上述べた新第三系は、白堊系から古第三系にいたる比較的緩慢な上昇および沈降によって積成した時代が終り、北海道の脊梁山地に平行な南北性の軸をもつ褶曲運動の生成に伴いながら積成した堆積層である。これらの褶曲運動あるいは上昇運動は川端層堆積時で最大であり、かつ東部で著しい。すなわち、新第三系の堆積盆は、前述の東方隆起部の上昇に伴い著しい側圧を伴って、順次西に移動し、清真布層堆積後に、最後の褶曲断層運動が終ったものと考えられる。

第四系は角田低地の周縁部に認められる茂世丑層、各河川沿岸の段丘堆積物、扇状地堆積物、およびこれらと相前後して数次にわたって活動した西南方の諸火山の火山灰や火山砂礫および現在の河辺沖積物などである。

. 2 白 壁 系

. 2 . 1 中部蝦夷層群

. 2 . 1 . 1 主 部

本層は万字ドームおよび鳩の巣ドームの中核として露われる。下限は不明であるが、少なくとも330m以上の厚さがある。本層群主部は下からM₁、M₂、M₃の3部層から成り、各層間は急激に推移する。全層むしろ浅海性の堆積物で、ほとんど細粒堆積物からなるが、中部では粗粒堆積物が優る。各層とも層厚と岩相との側方変化が認められ、上位の三笠層および上部蝦夷層群に比し、しばしば層理や葉理がよく発達する。全体として石灰質団塊や化石に乏しい(第2表)。

M₁は下限が不明であるが、少なくとも80mの厚さがあり、万字ドームのシコロ沢に標式的に見られる。下部は中～上部よりも粗い。シコロ沢流域のみに露出し、無層理の暗灰色砂質シルト岩、シルト岩および泥岩から成り、石灰質団塊をわずかに含む。最上部近くでは淘汰不良となり、少量の“海緑石”粒を含む。

中～上部は黒灰色～暗灰色の頁岩質泥岩からなる。この泥岩は部分的には砂質を帯び、明瞭な葉理を示さず、ときに砂岩の葉層を挟むにすぎなくなる。石灰質団塊は稀で、化石も下部だけにごく稀に見いだされる。

M₂は厚さ100m内外。露出が悪いために詳細は不明であるが、砂岩を主とし、砂質岩泥質岩細互層および砂岩葉層をひんぱんに挟む泥岩を伴う。単独の厚層をなす砂岩は一般に青灰色中粒で、部分的に粗または細粒化する。無層理の部分や層理がよく発達するところもあり、時に炭質物微片によって縞状を呈し、また葉理を示すこともある。シコロ沢では厚さ1m内外の石灰質の礫質砂岩がレンズ状に介在する。この砂岩は主として中粒～細粒砂からなり、粗粒～極粗粒砂や細礫を混え、化石の破片に富む。石灰質団塊はごくまれで、化石の産出も前記石灰質砂岩以外ではきわめて乏しいが、*Mortoniceras (Cantabrigites) imaii* (YABE & SHIMIZU) の産出が特徴的である。

M₃は厚さ150m内外。ポンポロカベツ沢流域において標式的に発達するが、下限は断層のために不明である。最上部は新二岐炭碓北東方においてもよく露出している。主として泥岩からなるが、下部から上部へ向って全体として粗くなり、葉理が明瞭に発達し始め、かつ砂質物を増す。下部は比較的均質な頁岩質の泥岩(むしろシルト質)が主で、細粒凝灰質岩の葉層を稀に挟む。石灰質団塊はあまりない。

上部は下部と同様に頁岩質泥岩(むしろシルト質)から成るが、下部と違い砂岩の葉層

第2表 白堊系層序総括表

層序区分		層厚(m)	岩 質	石灰質 団塊	大型動物 化石	備 考	主要化石	対比			
上部 蝦夷 層群	U ₃	25(+)	細砂質シルト岩 下部：細砂質シルト岩 量下部：凝灰質砂岩	少	下部：普通	上限不明 上部：凝灰質岩 下部：凝灰質岩	la	上部階 下階 階			
	U ₂	40	細砂質シルト岩 量下部：中砂～細砂質シルト岩 シルト質細砂岩	稀	稀	量下部：凝灰質岩	By				
	U ₁	15	細砂質シルト岩	普通	普通						
中 部 蝦 夷 層 群	三 笠	185 ~ 200 ↑ ↓ 210(+)	T ₄	細粒砂岩→ 細粒砂岩>シルト質細砂岩	少	普通		It	上 部 階		
			T ₃	20~30	細粒砂岩<中粒砂岩 わずかに硬質	少	多				
			T ₂	50~60	細粒砂岩>中粒砂岩 →細粒砂岩 しぼしぼ硬質→わずかに硬質 中粒砂岩>細粒砂岩 →細粒砂岩	極稀	極多			下部：炭質頁岩	Ih
			T ₁	80(+) 40~50	細粒砂岩>中粒砂岩 細粒砂岩→中粒砂岩 しぼしぼ硬質→わずかに硬質 中粒砂岩>細粒砂岩	稀	極多			上部：凝灰岩	×Il Icn, Iy ×Icr
			M ₃	30 40 150	薬理砂質泥岩 >砂岩泥岩交互層・泥岩 泥岩>薬理砂質泥岩 泥 岩	少	少				×Md
部	M ₂	330(+)	100	砂岩・砂岩泥岩交互層 薬理砂質泥岩	極稀	稀		Mi	上 部 階		
	M ₁	80(+)	泥 岩 シルト岩・泥岩	稀	稀	下限不明					

By : *Baculites yokoyamai*

la : *Inoceramus amakusensis*

Icn : *I. concentricus nipponicus*

Icr : *I. aff. crispis*

Ih : *I. hobetsensis*

> : 左側が右側より優勢

Il : *I. cf. labiatus*

It : *I. teshioensis*

Iy : *I. yabei*

Md : *Mortoniceras (Deiradoceras) sp.*

Mi : *Mortoniceras (Cantabrigites) imaii*

: 左側が右側とほぼ同量

: 左側が西、右側が東

が発達した泥岩やシルト岩をところどころに含み、また厚さ1.5m内外の成層した中粒砂岩を少なくとも1層挟む。また、青灰色細粒で、葉理を示し、かつ炭質物微片を縞状に含む砂岩と頁岩質泥岩との細互層も挟在する。この互層は3m内外の厚さがあり、前記の砂岩層と同一層準のものと考えられる。その上部の方には厚さ約0.5mの黒雲母を含む白色細粒凝灰岩が横たわる。石灰質団塊はごく稀である。

最上部（厚さ30～40m）は主として頁岩質泥岩（むしろシルト質）から成り、ところど

第3表 中部蝦夷層群主部産化石

	M ₁	M ₂	M ₃	
			主部	最上部
<i>Hypophylloceras</i> (?) sp.				×
<i>Anagaudryceras</i> cf. <i>sacya</i> (FORBES)				×
<i>Anagaudryceras</i> (?) sp.				×
Gaudryceratidae gen. & sp. indet.				×
<i>Desmoceras</i> cf. <i>kossmati</i> MATSUMOTO			×	
<i>Desmoceras</i> sp.				×
Desmoceratidae gen. & sp. indet.			×	
<i>Puzosia</i> sp.			×	
<i>Mortoniceras</i> (<i>Deiradoceras</i>) sp.			×	
<i>Mortoniceras</i> (<i>Cantabrigites</i>) <i>imaii</i> (YABE & SHIMIZU)		×	×	
<i>Mariella</i> (?) sp.			×	
<i>Pseudhelicoceras</i> sp.		?	×	
Tuberculated uncoiled ammonoid gen. & sp. indet.	×			
<i>Lechites</i> cf. <i>gaudini</i> (PICTET & CAMFISCH)			×	
<i>Sciponoceras</i> sp.			×	
<i>Hamites</i> sp.			×	
Ammonoid gen. & sp. indet.		×		
<i>Inoceramus</i> cf. <i>anglicus</i> WOODS		×		
<i>Inoceramus</i> sp.				×
<i>Propeamussium</i> <i>cowperi yubarensis</i> YABE & NAGAO			×	×
<i>Anthonya</i> cf. <i>japonica</i> MATSUMOTO		×		
<i>Lucina</i> (<i>Myrtea</i>) cf. <i>ezoensis</i> NAGAO				×
Pelecypod gen. & sp. indet.	×			×
<i>Dentalium</i> sp.		×		

? 同定不確実

ころ、とくに下部～中部に砂岩の薄層および葉層をくり返し挟み、ときには砂岩泥岩細互層層を伴う。この砂岩は一般に細粒、暗灰色～青灰色を呈し、葉理を示し、ときに炭質物微片を縞状に含む。細互層中の泥岩は一般に葉理を示す。石灰質団塊は下位層よりは多いが、全体としては少ない。

M₃中の化石の産出はわずかであるが、下部に比べ上部～最上部の方により多くなる。特徴的な化石としては、下部～上部から*Mortoniceras imaii*および*Mortoniceras (Deiradoceras)*がある。

中部蝦夷層群主部から産出する化石は第3表に示した。また、万字ドーム南西部のウエソベツ川上流におけるM₃の最上部からは次記のような有孔虫化石が検出された。

<i>Asanospira teshioensis</i> (ASANO)	<i>Involutina</i> cf. <i>cretacea</i> . (REUSS)
<i>Bathysiphon alexanderi</i> CUSHMAN	<i>Lenticulina</i> sp.
<i>Citharina</i> cf. <i>complanata</i> (REUSS)	<i>Marginulina</i> cf. <i>austiana</i> CUSHMAN
<i>Epistominella</i> sp.	<i>Nodosaria</i> sp.
<i>Glomospira charoides</i> (JONES & PARKER)	<i>Rhabdammina</i> cf. <i>discreta</i> BRADY
<i>Haplophragmoides ijimai</i> ASANO	<i>Robulus ezoensis</i> TAKAYANAGI
<i>H. obesus</i> TAKAYANAGI	<i>Robulus</i> sp.
<i>Haplophragmoides</i> sp.	<i>Trochammina</i> sp.
	(鑑定：高柳洋吉)

対比 本域の中部蝦夷層群主部は、三笠層や上部蝦夷層群の場合と同様に、厚さ、層相の点で、北隣岩見沢⁶¹⁾図幅の幾春別背斜南端部のものに酷似する。岩相層序的にはM₁、M₂、M₃が、それぞれ幾春別地域のMa、Mb - Mc、Mdに当る。しかし、M₂とMb - Mcとは、M₂が露出不良のため未詳なので、M₂がMb - Mcの全体に当るか、Mbのような岩相が当地域では尖滅しMcだけに当るか、のいずれかは、断言できない。幾春別地域のMe相当層は、同背斜南端部の場合と同じく、本地域でも三笠層T₁の最下部に移行していることはいうまでもない。第3表に示した産出化石により、中部蝦夷層群主部は全体として宮古統上部階に対比される。

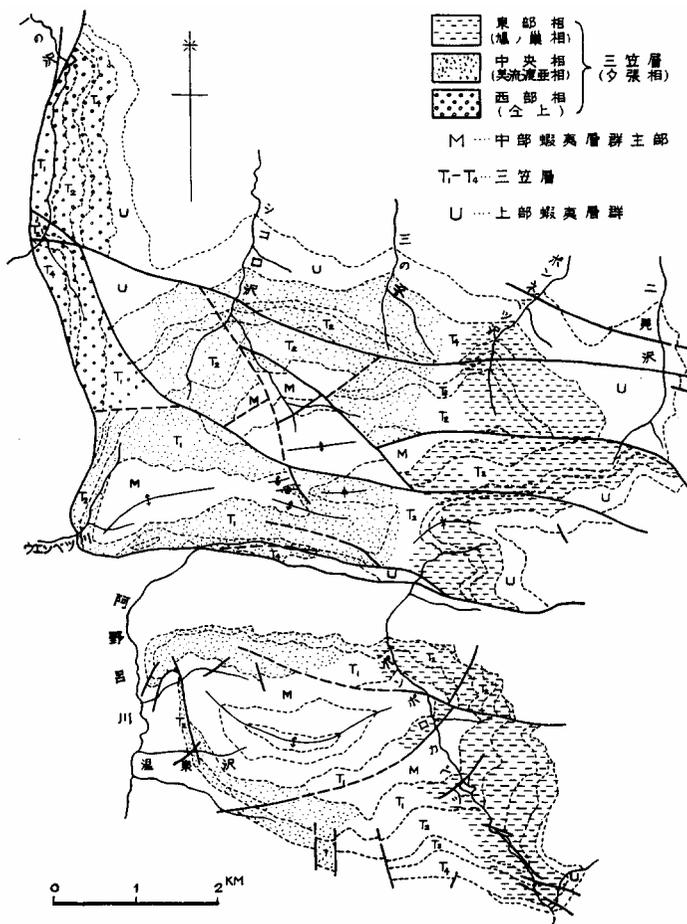
中部蝦夷層群主部はM₁およびM₂ - M₃の2堆積輪廻層(-)から成り、輪廻層では粗粒堆積物の量比が少なくなく、約250mの厚さがある。

. 2 . 1 . 2 三 笠 層

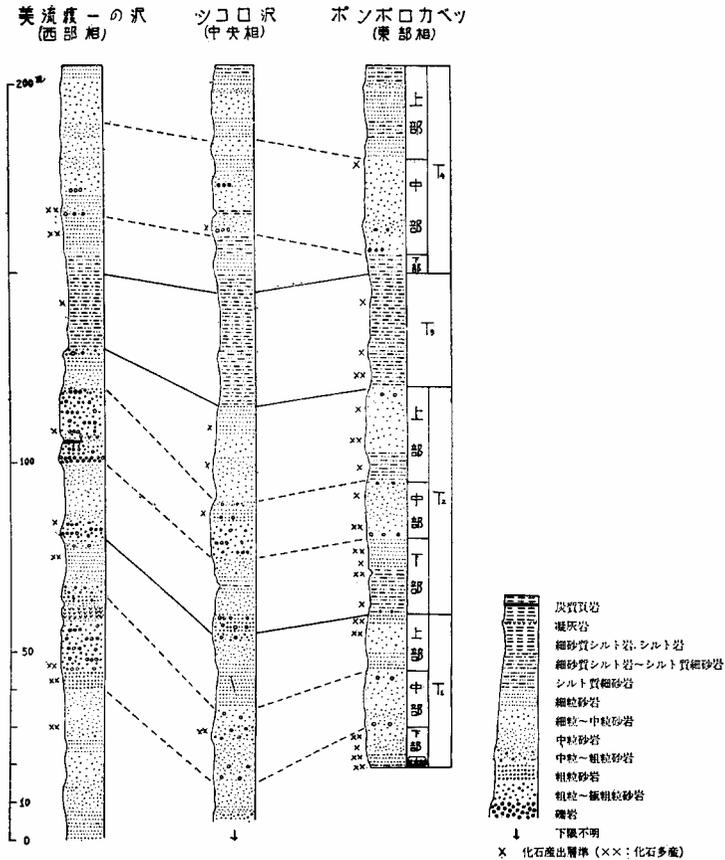
本層は万字ドームおよび鳩の巣ドームの過半部を占めて露われる。浅海性、一部瀕海性の堆積物で、中部蝦夷層群主部とは整合するが、急激な岩相推移を示す。厚さは185～200

m, 場所により210m以上に達する。おもに種々の粒度の砂岩から成り、礫岩やシルト質細砂岩～細砂質シルト岩を伴うが、一般に無層理である。凝灰岩および石炭ないし炭質頁岩をも稀ながら挟んでいる。三角貝などの浅海棲二枚貝が全層にわたって豊富で、イノセラムスも少なくなく、*Ostrea*も2, 3の層準に多産する。

岩相の垂直的变化は比較的顕著で、下位から T_1 , T_2 , T_3 および T_4 に区分されるが、各層間の推移はむしろ緩慢である。 T_3 を除いて、 T_1 , T_2 , T_4 それぞれは下、中および上の



第5図 夕張図幅地域三笠層の相区分



第6図 三笠層の地層柱状図

3部に分れ、中部が下部および上部よりも全体として粗い。T₃は三笠層中最も粒度細かく、T₁、T₂、T₄についてはその順に全体として細くなる。層厚や岩相の側方変化は全体として著しくない。しかし側方変化を詳細にみると、三笠層は東部相、中央相および西部相の3相に識別され、大局的には西部相から東部相へ向って細くなる。層厚は西部相から東部相へ向ってわずかであるが減る傾向を示す。T₃、T₄に比べより粗いT₁、T₂では岩相の側方変化もより大きく、さらにT₁では厚さの側方変化もやや著しい(第2表、第5図および第6図)。

三笠層を構成する砂岩は極粗粒のものから細粒のものまであり、概して青灰色、ときに

灰色～暗灰色あるいは緑灰色を呈する。一般に無層理であるが、ときに厚層理や葉理を示し、また炭質物微片を縞状に含むことがある。細粒砂岩はときに、中粒砂岩もまれにはシルト質となり、暗灰色～灰色を呈する。シルト質細砂岩～細砂質シルト岩は概して暗灰色～灰色、ときに緑灰色を呈し、一般に無層理であるが、ときに層理、葉理を示し、前記のシルト質細砂岩と同様に玉葱状風化を示す。礫岩はおおむね数10cmの厚さを有し、円礫～垂円礫からなり、砂によって膠結されている。淘汰は比較的良好なこともある。礫の大きさは種々あるが、巨礫はほとんどみられない。礫片には閃緑岩、アプライト、玢岩、流紋岩、安山岩、古期砂岩、チャートおよびポーンフェルスなどがある。

本層の西、中央および東の堆積相は次の区域に現われる。（*：標式的露出地）

西部相： 万字ドーム西地区（一の沢流域*）

中央相： 万字ドーム中央地区（シコロ沢流域*および三の沢流域）、同南西地区（ウエンベツ川上流流域）、同南地区（阿野呂川上流流域）および鳩の巣ドーム西地区（阿野呂川中流流域）

東部相： 万字ドーム東地区（ボンネベツ沢流域および二見沢流域）および鳩の巣ドーム東地区（ボンポロカベツ流域*）

T₁は中粒砂岩を主とし、細粒砂岩、粗粒砂岩を伴う。岩相の垂直的变化が比較的著しく、基底部・下部・中部および上部に区分される。薄い比較的細粒の堆積物からなる基底部を除くと、中部が最も粗く、上部が最も細かい。また岩相や層厚の側方変化も比較的顕著で、西から東へ向い細かくなり、同方向に厚さを減少する。西部相では下限が不明であるが、一の沢流域で80m以上に達し、東部相ではボンポロカベツ流域で40m内外となる。西部相では最も粗い中部の厚さはそれより細かい上部の厚さよりもかなり大きい。中部相および東部相では両者がほぼ等しい。

基底部は中部蝦夷層群主部と三笠層の粗粒堆積物との境界にある1m内外の厚さの細粒砂岩からなる。これは両者の漸移部であるが、岩相や化石内容からみると、三笠層の基底部とみなされる。薄いためにわずかの場所だけにしか観察されないが、鳩の巣ドームのボンポロカベツ水源池北端近くの右岸に好露出がある。ここにおける層序関係は次頁に示した通りである。

この基底部は鳩の巣ドーム西部においては葉理を示す細砂質シルト岩～シルト質細砂岩として露われ、万字ドーム南西部では、無層理の帯緑暗灰色細砂質シルト岩～シルト質細砂岩からなり、4～5mの厚さとなる。この地層は、鏡下では石英、斜長石、黒雲母、ジルコンのほかに、多量のガラスの変質したものと思われる緑色物質および岩石粒（中性火山

岩)から成る。化石の産出は多く、*Aphrodina (Larma) pseudoplana* (YABE & NAGAO), 三角貝が優勢で、*Inoceramus aff. crippsi* MANTELLや*I.aff.anglicus* WOODSもわずかではあるが見いだされる。

三笠層	$\left\{ \begin{array}{l} T_1 \text{ 下部} \\ \text{(一部)} \\ \\ T_1 \text{ 基底部} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{中粒砂岩：青灰色，無層理，部分的に層理および葉理を示す。炭質物微片を縞状に含む。化石は稀。厚さ4m以上。} \\ \text{細粒砂岩：青灰色，無層理，部分的に層理および葉理を示す。化石は稀。厚さ3.5m。} \\ \text{シルト質泥岩：暗灰色，礫（径1cm以下）をわずかに含む。厚さ0.1m。} \\ \text{シルト質細砂岩：暗灰色，化石少くない。厚さ0.5m。} \\ \text{細砂質シルト岩～シルト質細砂岩：暗灰色，下限にはところどころに礫（径4～5cm以下）を含む。厚さ0.35m。} \end{array} \right.$
		————— 整合 —————
中部蝦夷層群 主部	$\left\{ \begin{array}{l} M_3 \text{ 最上部} \\ \text{(一部)} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{シルト質泥岩：頁岩質，部分的に葉理を示し，砂質。厚さ4m。} \\ \text{シルト質泥岩（葉理を示し，砂質）と細粒砂岩との細互層：泥岩の厚さ10～30cm，砂岩の厚さ5cm以下，石灰質団塊は少ない。厚さ3m以上。} \end{array} \right.$

下部は厚さが東部相および中央相では約10m，西部相では下限が不明であるが，少なくとも40m以上ある。大局的には下から上へ向って細粒になる。岩相の側方変化は少なく，全域にわたっておもに中粒砂岩および細粒砂岩からなる。西部相や中央相では中粒砂岩の方が細粒砂岩よりもかなり優勢であるが，東部相では両者がほぼ同じか，または後者の方がむしろ優る。これらのうち，西部相では粗粒砂岩もわずかに伴い，中央相，たとえば万字ドーム中央部では場所により下限近くが粗粒～中粒砂岩により占められる。西部相では地層はときに厚層理および葉理を示し，炭質物微片を縞状に含む。この傾向は中央相にもあるが，西部相ほど顕著でなく，東部相では炭質物微片による葉層があまり発達しない。要するに，西から東へ向って層厚が薄くなり，より粗粒の堆積物が減り，葉理の発達が衰え，また炭質物微片の量が減少する。団塊状の石灰質部（周囲の岩石にたいして不明瞭な境界を示す）がきわめて稀に含まれ，西部相では径1m内外に達するものがある。

化石はきわめて豊富で，*Aphrodina (Larma) pseudoplana*が全体にわたって基だ優勢であり，またその下部では三角貝も多く，上部では*Inoceramus concentricus nipponicus* NAGAO & MATSUMOTOや*I.yabei* NAGAO & MATSUMOTOも少なからず産出する。

中部は厚さ15～25m。中粒砂岩および粗粒砂岩からなり，大局的には上へ向って細くなる。側方変化は比較的著しい。西部相では粗粒～極粗粒の砂岩からなり，わずかに中粒

砂岩を伴い、全体にわたってしばしば礫質を帯び、また礫岩を挟有する。中央～東部相では、中粒砂岩を主とし、部分的に粗粒砂岩または細粒砂岩を伴う。中央相では全体にわたるときに礫質となり、特に下部は著しく礫質である。東部相では下限近くおよび上部に礫岩がごくわずか見られるにすぎない。この砂岩が東へ向って細くなる傾向に調和して、礫岩の厚さは西部相では最大2～3mに達するが、東部相では40cm内外にすぎなくなる。また西部相では大礫が少なくなく、最大礫は径20cm内外に達するが、東部相では中礫を主とし、大礫も小さくなり、かつきわめて僅かとなる。

また中央相では、鳩の巣ドーム西部で最下部が礫質となる以外は、礫質砂岩～礫岩が少ない。西部相では、万字ドーム西部で比較的上部に厚さ約3mの、帯緑暗灰色、風化するとチョコレート色を帯びる粗粒～細粒凝灰岩を挟む。これは鏡下で検するとガラス基流晶質で、石英、斜長石（中性長石）、黒雲母およびジルコンのほか、僅かの岩石粒（中性火山岩、チャート、スレート）などからなる。炭質物微片は西部～中央相でときに縞状に含まれる。石灰質団塊や団塊状石灰質部はT₁下部よりも多くなるが、全体としてはごく少ない。西部相および中央相では径50cm内外の大きいものもある。団塊中には植物遺骸の破片が少くない。

化石はきわめて豊富で、なかでも、*Aphrodina (Larma) pseudoplana*が優勢、三角貝、*Glycimeris*も少なくなく、*Ostrea*が多産することも特徴的である。*Ostrea*の密集層は西部～中央相では1m内外の厚さで介在する。*Ostrea*は泥岩あるいは砂岩により膠結されている。*Ostrea*の密集層は東部相では見られない。

上部は厚さ15～20m。岩相の側方変化は少ない。全域を通じて細粒砂岩～中粒砂岩を主とし、前者が後者より優勢で、特に西部～中央相よりも東部相で著しく卓越する。また西部相や中央相、とくにその西部では粗粒～中粒砂岩が僅かに含まれ、稀に礫質を帯びる部分もあるが、東部相では粗粒岩がみられず、細粒砂岩もときにシルト質となり、全体として西から東へ向い細粒化する。中央相では上限に厚さ2～3mの泥質岩がある。これは西方では主として細砂質シルト岩～砂質泥岩であるが、東方ではより細かく、泥岩となっている。この部分が西部相や東部相に存在するか、しないかは、上部層との境界部の露出不良のために判らない。石灰質団塊および団塊状石灰質部は、稀であるが最大径50cmに達することがあり、植物片を多量に包含する。西部相では層中に葉理がときによく発達し、炭質物微片による縞状葉理もときに認められ、とくに上部では細粒砂岩中にひんぱんとなっている。石灰質団塊（径10cm以下）も比較的多い。

化石は豊富で、なかでも*Aphrodina (Larma) pseudoplana*が優勢で、上部は*Inoceramus cf. labiatus* (SCHLOTHEIM), *I. hobetsensis* NAGAO & MATSUMOTOなどが僅かながら産する。

T₂は中粒～細粒砂岩からなり、粗粒砂岩を伴う。垂直的变化がやや著しく、上、中、下の3部に区分され、中部が最も粗い。側方変化も比較的著しく、三笠層中では最も激しく、西から東に向かい細くなる。厚さは50～60m。中部の厚さはそれより細かい上部に比べて、西部相ではかなり大きい、中央相から東部相では逆に薄くなる。

下部は厚さ約20m。中粒砂岩および細粒砂岩から成るが、その中部は上下の地層に比べて細かい。側方変化は比較的著しい。西部相や中央相では中粒砂岩が細粒砂岩よりも多く、下部は全体にわたって礫質を帯び、かつ礫岩を挟む粗粒砂岩によって占められ、特に西部相では部分的に極粗粒砂岩となっている。一方、東部相では細粒砂岩(しばしばシルト質)がかなり優勢で、粗粒砂岩がみられず、ただ下限だけが礫質となり、または礫岩からなる。礫岩の厚さは西部相において最大1m内外であるが、東部相においては最大20～30cmにすぎなくなり、また東部相の西方では小さめの大礫がわずかみられるが、東方では中礫を主とし、大礫は全くみられない。東部相では所により薄い細砂質シルト岩が挟在すると言うように全体として下部層は西から東へ向って細かくなっている。中央相では、万字ドーム中央の東部において細粒砂岩がシルト質を帯びる部分があり、そこに泥岩の偽礫が少なからず含まれる。石灰質団塊の類は稀である。

化石は普通に産出し、T₁中部～上部の場合と違いイノセラムスが比較的多いことを特徴とし、なかでも*Inoceramus hobetsensis*が少なくない。*Ostrea*は稀ではあるが、西部相に産する。

中部は厚さ15～20m。粗粒～中粒砂岩からなり、側方変化は比較的著しい。西部～中央相では粗粒～極粗粒砂岩から成り、わずかに中粒砂岩を伴うが、中央相東方では中粒砂岩の方が著しく卓越するようになる。東部相では中粒砂岩を主とし、部分的に細粒砂岩を僅かに挟む。西部～中央相の大部分ではしばしば礫質を帯び、かつ厚さ20～30cmの礫岩を含むが、中央相東部では礫質砂岩や礫岩がかなり少なくなる。東部相では下限だけ、ときには上層近くの部分が礫質となり、または礫岩を挟むにすぎない。この礫質岩発達の違いに調和して、礫岩層の最大の厚さは、西部相において厚く、6～7mに達するが、中央相では1m、東部相では30cmとなる。礫の大きさをみると、西部～中央相では大礫が少なく、最大径15cm内外となるが、東部相では大礫の数はごくわずかとなる。中部層もま

た西から東へ向って細くなる傾向が明らかである。西部相では下部に約0.3mの石炭～炭質頁岩、その少し上位に凝灰質砂岩10m内外が挟在する。炭質物微片は西部相～中央相においてときに縞状に含まれている。石灰質団塊および団塊状石灰質部もきわめて稀であるが、いずれも多量の植物遺骸の破片を含む。鳩の巣ドーム西部の温泉沢では、厚さ約1mの白色粗粒砂岩（部分的に礫質）が挟まれているのを見いだした。これは三笠層の砂岩中では特異なもので、鏡下では、砂粒のほとんどが石英で、ごく稀にジルコン、岩石粒（チャート）を含み、マトリックスが比較的多い。

化石は極めて多く、*Aphrodina (Larma) pseudoplana*が優勢であるが、中央相において*Ostrea*が少なからず産出することが特徴的である。*Inoceramus hobetsensis*も少なくない。

上部は厚さ10～25m。西部相において最も薄い。中粒砂岩～細粒砂岩から成り、後者が前者よりも優勢である。側方変化はかなり著しい。西部相では中粒砂岩が細粒砂岩よりもやや多く、最上部が稀に礫質を帯びる中粒～粗粒砂岩によって占められる。これに反し東部相では細粒砂岩が中粒砂岩よりも優り、細粒砂岩は部分的にシルト質となる。中央相では中粒砂岩と細粒砂岩とがほぼ同量である。このことも堆積物が西から東へ細粒化の傾向の顕われである。東部相では鳩の巣ドーム東部で上部に厚さ約20cmの礫岩がある。この礫岩は小さい中礫から成り、淘汰不良で、泥岩の偽礫を含み、多少乱堆積の様相を示す。炭質物微片は東部相に部分的に僅か見られる。石灰質団塊や団塊状石灰質部はT₂の下部～中部よりも多いが、全体としては少ない。しばしば径30～50cmの大きさがあり、多量の植物破片を含むことがある。

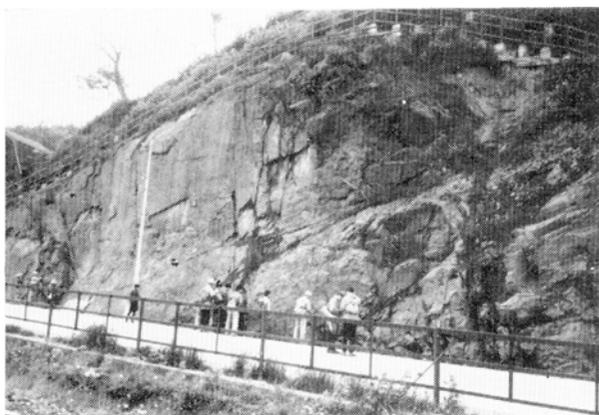
化石は豊富で、*Aphrodina (Larma) Pseudoplana*や三角貝ばかりでなく、*Inoceramus hobetsensis*も優勢である。

T₃は厚さ20～30m、西から東へ増大する。三笠層中最も細粒の地層で、上下にも水平方向にもほぼ均一な岩相を示す。暗灰色～灰色、ときに帯緑色を呈するシルト質細砂岩～細砂質シルト岩から成り、より粗い部分（ほとんどシルト質細砂岩）を下部に伴う。堆積物は一般に無層理であるが、部分により、場所により層理や葉理を示す。東部相では比較的上部に、“海緑石”粒を多量に含む部分（厚さ最大5～6mに及ぶ）がある。中央相では、万字ドーム中央部の東辺で泥岩の偽礫を少なからず含むシルト質細砂岩がより多く発達する。この現象は前記T₂下部の万字ドーム中央地区東部における状況に類似し、共に堆積の1特徴を示している。万字ドーム東部では、本層中部に厚さ約5mの暗灰色を呈した層

理や葉理を示す凝灰岩がある。ガラス結晶質，比較的細粒で，石英，斜長石（中性長石），輝石と思われるもの，黒雲母および柘榴石からなる。石灰質団塊は少ないが，部分によってやや多いこともあり，最大径は50cm内外で，植物破片を少なからず含む。層中には炭質物微片もかなり多い。

化石は普通に産出し，イノセラムスを優勢とする。最下部では*Inoceramus hobetsensis* が稀に見られ，主部では*I. teshioensis* NAGAO & MATSUMOTOが比較的多く産する。

T₄は厚さ55～60m。主として細粒砂岩から成る。岩相の垂直的变化は著しくないが，下部・中部および上部に区分され，中部が最も粗く，上部が下部よりも粗い。岩相の側方变化も激しくはなく，他と同じく西から東へ向って細粒化する。西部相では最も粗い中部の厚さは上部のそれよりも大きい，東部相では後者の方がかなり優るか，または両者ほぼ同じである。



第7図 夕張市志幌加別川西岸
白堊紀・三笠層（T₄）の砂岩

下部は厚さ5～10m。東部相で最も薄い。細粒砂岩およびときに葉理を示すシルト質細砂岩からなり，側方变化は顕著でない。西部相では前者が後者よりも発達するが，中央相および東部相ではその逆となり，東部相ではほとんど後者により代表されることがあり，西から東へ細粒化していることは同前である。石灰質団塊は全体として少ないが，ときに径30～50cmに達し，中に植物破片がかなり含まれている。

化石は普通に産出し，*Aphrodina (Larma) pseudoplana*が比較的優勢である。

中部は厚さ25m内外。ほぼ同量の中粒砂岩および細粒砂岩から成り，西・中央および

東の各相を通じて均質な岩相を示す。細粒砂岩は、東部相ではときにシルト質となる。西部～中央相では、下限近くの部分が礫質を帯び、さらに上位にも厚さ20～30cmの礫岩が1枚挟在する。しかし、東部相では、西方で局地的に下限近くに厚さ約40cmの礫岩が1層挟在する以外は、一般に下限近くの部分または下部の方において礫を稀に含むにすぎない。礫の大きさは、中央相では西方で大礫が少しあるが、東方から東部相にかけて大礫がほとんどなくなる。つまり、中部層も西から東に細くなっている。石灰質団塊や団塊状石灰質部は全域を通じて少ない。炭質物微片はごく一部に見られるにすぎない。

化石は豊富で、なかでも*Aphrodina (Larma) pseudoplana*が優勢で、三角貝も少なからず、*Ostrea*が西部相から中央相西部にかけて稀に産出している。

上部は厚さ15～25m。西から東に厚くなる。細粒砂岩を主とし、中粒砂岩をわずかに伴い、西部相では細粒砂岩が中粒砂岩よりも多少多い。これに反し、中央相では細粒砂岩が中粒砂岩よりも発達し、シルト質細砂岩をも伴い、さらに東部相では中粒砂岩が一層少なくなり、同時にシルト質細砂岩が優勢となり、側方変化を顕著には示さないが、東方に細粒化する傾向がある。炭質物微片は少ないが、部分により多い所もある。石灰質団塊は概して少ないが、上部に少なからず含まれていることがある。団塊中には植物片が多い。化石の産出は普通で、*Inoceramus teshioensis*が僅かながら産する（第7図）。

三笠層から産出する化石は第4表に示した。 T_3 （一の沢上流）からは次の有孔虫化石が検出された。

Bathysiphon sp.

Dorothia hokkaidoana TAKAYANAGI

Haplophragmoides asanoi TAKAYANAGI

（鑑定：高柳洋吉）

対比 本地域の三笠層は、層厚および岩相からみて、北隣岩見沢図幅の幾春別背斜南端部の相（ミルトマップ相）の三笠層⁶¹⁾によく類似する。岩相層序的には、本地域の $T_1 \cdot T_2 \cdot T_3 \cdot T_4$ はそれぞれ幾春別地域における相の $T_1 \cdot T_2 \cdot T_3 \cdot T_4$ にほぼ相当する。また前者の $T_1 \cdot T_4$ の下部・中部・上部はそれぞれ後者における下・中・上の各部に対応する。 T_2 の中部および上部はそれぞれ幾春別地域の T_2 の下部および中部～上部に当る。この点は*Ostrea*が本地域において T_2 中部に多産し、岩見沢図幅では T_2 下部のうちの比較的上部に多産することからも指摘される。

第4表に示した産出化石によって、 T_1 基底層は宮古統最上部亜階に、 T_1 下部～ T_1 上部

第4表 三笠層産化石表

	T ₁				T ₂				T ₃	T ₄			
	基底部	下部	中部	上部	下部	中部	上部			下部	中部	上部	
Desmoceratidae gen. & sp. indet. Coiled ammonoid gen. & sp. indet. <i>Hyphantoceras</i> sp. <i>Scaphites planus</i> YABE <i>Otoscapites cf. perrini</i> (ANDERSON) <i>Scalarites cf. scalaris</i> (YABE) <i>Scalarites</i> (?) sp. Ammonoid gen. & sp. indet.							×				×		×
<i>Inoceramus concentricus nipponicus</i> NAGAO & MATSUMOTO <i>I. concentricus costatus</i> NAGAO & MATSUMOTO <i>I. yabei</i> NAGAO & MATSUMOTO		○(上部)				×							
<i>I. hobetsensis</i> NAGAO & MATSUMOTO <i>I. teshioensis</i> NAGAO & MATSUMOTO <i>I. aff. anglicus</i> WOODS <i>I. aff. crippei</i> MANTELL				×	○	○	○	×	○(下部)				×
<i>I. cf. labiatus</i> (SCHLOTHEIM) <i>I. cf. incertus</i> JIMBO <i>Inoceramus</i> sp.				×		×				×			×
<i>Acila (Truncacilla) hokkaidoensis</i> NAGAO <i>Nanonaxis sachalinensis</i> (SCHMIDT) <i>Portlandia</i> sp. <i>Glycimeris hokkaidoensis</i> YABE & NAGAO <i>Ostrea</i> sp. <i>Anomia</i> sp.				×		×			○				×
<i>Heterotrigonia subovalis</i> (JIMBO) <i>Apitrigonia minor</i> (YABE & NAGAO) <i>Steinmanella (Yeharella) aizuana</i> (YABE & NAGAO) <i>Pterotrigonia hokkaidoana</i> (YEHARA)	×	○	×	○	×	×	×		○	×	×		○
<i>Meekia cf. sella</i> GABB <i>Aphrodina (Larma) pseudoplana</i> (YABE & NAGAO) <i>A. (P.) pseudoplana alata</i> (YABE & NAGAO) <i>Tellina</i> sp. <i>Leptosolen</i> sp. <i>Panopea</i> sp. <i>Pholadomya</i> sp. <i>Cuspidaria cf. brevisostriis</i> NAGAO	×	×	×	×	×	×	×	×	○	×	×		×
<i>Natica (Lunatina) cf. exoana</i> YABE & NAGAO <i>Natica (Lunatina)</i> sp. <i>Pugnellus (Gymnarus) yabei</i> NAGAO <i>Volutoderma (Rostellinda)</i> sp. <i>Avellana cf. problematica</i> NAGAO <i>Fusus volutodermoides</i> NAGAO Gastropod gen. & sp. indet. <i>Dentalium</i> sp. Fish scale				×		×		×		×			×

◎きわめて優勢 ○優勢 () 局地的

の下部はギリヤーク統下部階に、T₁上部の上部~T₄はギリヤーク統上部階に対比される。

T₁下部の下部は対比に有効な化石を産出していないが、宮古統最上部垂階に対比される可能性があるかも知れない。

ギリヤーク統上部階の下半部 (T₁上部の上部~T₃最下部) は *Inoceramus hobetsensis*

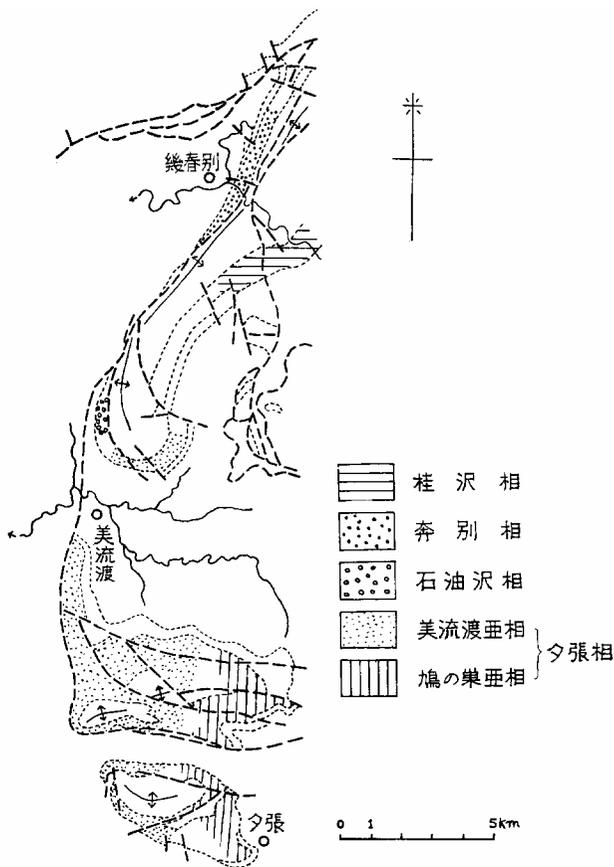
の産出により、同階の上半部（ T_3 主部～ T_4 ）は*I. teshioensis*の産出によって特徴づけられている。*Inoceramus cf. labiatus*と*I. hobetsensis*とはともに T_1 上部の上部から産するが、両者の産出層準の上下関係は産地の位置がかけ離れているために判らない。しかし、幾春別地方においては*Inoceramus cf. labiatus*は*I. hobetsensis*よりも下位の層準、すなわちギリヤーク統上部階の最下部から見出されている。

堆積相 図幅地域の三笠層は、層厚がほぼ200mで比較的薄く、しかも層序的範囲が前述のように宮古統最上部亜階全部からギリヤーク統上部階の最上部近くまであり、はなはだ長い点において、岩見沢図幅地域の幾春別背斜主部に分布する三笠層とは明らかに区別され、同背斜南端部だけに分布する 相（ミルトマップ相）の三笠層に酷似する。このうち、宮古統最上部亜階からギリヤーク統下部階にかけての部分、すなわちセノマニアン階に対比される地層はきわめて薄く、40m内外、厚いところで80m内外となる。ギリヤーク統下部階における粗粒堆積物の量比はギリヤーク統上部階（上部蝦夷層群の U_1 にも伸びる）におけるそれよりも大きく、この点は幾春別背斜東翼の場合と異なり、同背斜西翼の場合と共通している。

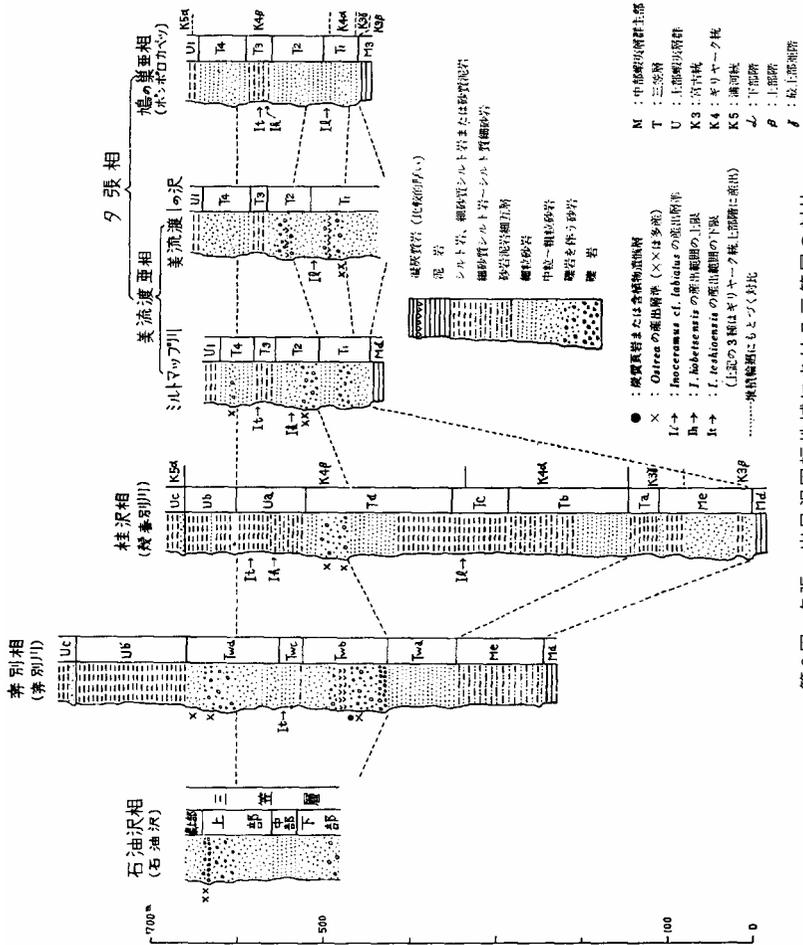
三笠層は T_1 下部（便宜上基底部を含める）、 T_1 中部～ T_2 下部、 T_2 中部～ T_4 下部および T_4 中部～上部（上部蝦夷層群の U_1 にも伸びる）の4堆積輪廻層（～）から構成される。個々の堆積輪廻層と岩見沢図幅地域の 相において対応する堆積輪廻層（岩見沢図幅説明書第13図）とが年代的位置または層序的範囲を全く同じくすることはいうまでもない。各堆積輪廻層においてはもちろん堆積物が相対的に粗粒から細粒へ向う傾向を示す。化石の量も堆積輪廻層の下部から上部へ向って減少する。*Ostrea*は堆積輪廻層の下部だけから産する。堆積輪廻層の下部～中部ではイノセラムスに比べて他の二枚貝、たとえば三角貝、*Aphrodina (Larma) pseudoplana*などがきわめて優勢であるか、またはイノセラムスが見いだされていない（たとえば 輪廻層基底部～下部の下部、 輪廻層下部～中部、 輪廻層下部～中部、 輪廻層下部～中部）。他方、イノセラムスは堆積輪廻層の上部においてかなり多くなることがある（たとえば 輪廻層下部の上部、 輪廻層上部、 輪廻層上部、 輪廻層上部、すなわち上部蝦夷層群の U_1 ）。堆積輪廻層における粗粒堆積物の量比は 輪廻層よりも 輪廻層の方が大きい。この点は幾春別背斜東翼の場合と異なり、同背斜西翼の場合と同じである。上記の個々の堆積輪廻層はすべて粗粒堆積物に著しく富み、厚さ100m以下である。

三笠層は岩相、層厚および化石相（とくに*Ostrea*の産出量）の側方変化にもとづいて

東部相，中央相および西部相に識別される。大局的にみると，西部相から東部相へ向って次のような側方変化が認められる。まず層厚が減少，つぎに堆積物が全体として細くなる。たとえば，砂岩自体の粒度が細くなり，細粒砂岩がシルト質を帯びるようになり，また礫岩が少なく薄くなると同時に礫径も減少する。他方，シルト質細砂岩～細砂質シルト岩のような比較的細粒の堆積物が厚くなる。こうした西から東への細粒化に関連して，



第8図 夕張 - 岩見沢図幅地域における三笠層の相区分



第9図 夕張 - 岩見沢図幅地域における三笠層の対比

T₁・T₂・T₄それぞれにおける中部（より粗くて、堆積輪廻層の下部を占める）の厚さと上部（より細かくて、同一の堆積輪廻層の中部を占める）の厚さとの比が西から東へ向かって減少する。古生物については、特に*Ostrea*が西部相に多産すること、石炭ないし炭質頁岩も西部相だけに見いだされている事実がある。凝灰岩は、西部相に厚いものが挟在する。要するに、西部相は東部相に比べて供給地により近い堆積相を示し、また白垩系地域

の西側に供給地が存在したと推察される。このことは、本地域の白堊系が、露出している範囲において、北海道の最も西寄りに分布していることと考えあわせて、注目すべき点である。

幾春別地域の 相（ミルトマップ相）の三笠層は、 T_1 中部、 T_2 下部（本地域の T_2 下部～中部に当る）においてしばしば礫質となり、かつ礫岩をひんぱんに挟有し、さらに T_2 下部の上部（本地域の T_2 中部に相当）において*Ostrea*を多産する。したがって、この三笠層は夕張図幅地域における西部相～中央相の三笠層にきわめて似た堆積相を示す。岩見沢図幅地域の 相および夕張図幅地域の東、中、西の各相は岩見沢図幅地域における 相（桂沢相）、 相（奔別相）、 相（ミルトマップ相）相互間の差異ほど互いに著しい差異を示さない。この点から幾春別地域の 相と本地域における各相とはむしろ一括されるべきで、しかも後者の三笠層の方が前者における 相の三笠層よりも標式的に発達するので、ここでは一括したものを夕張相と名づけておく。さらに、本地域の西部相、中央相、東部相相互間の差異は漸移的であるが、そのうち東部相はたがいによりよく似る西部相、中央相および幾春別地域の 相から比較的明瞭に識別される。したがって、西部相、中央相および幾春別地方の 相を一括したものを美流渡亜相、東部相を鳩の巣垂相として区別しておく。以上夕張・岩見沢両図幅地域における三笠層の相の区分、拡がりをも第8図に、岩相の層序の各相間における対比を第9図に示す。

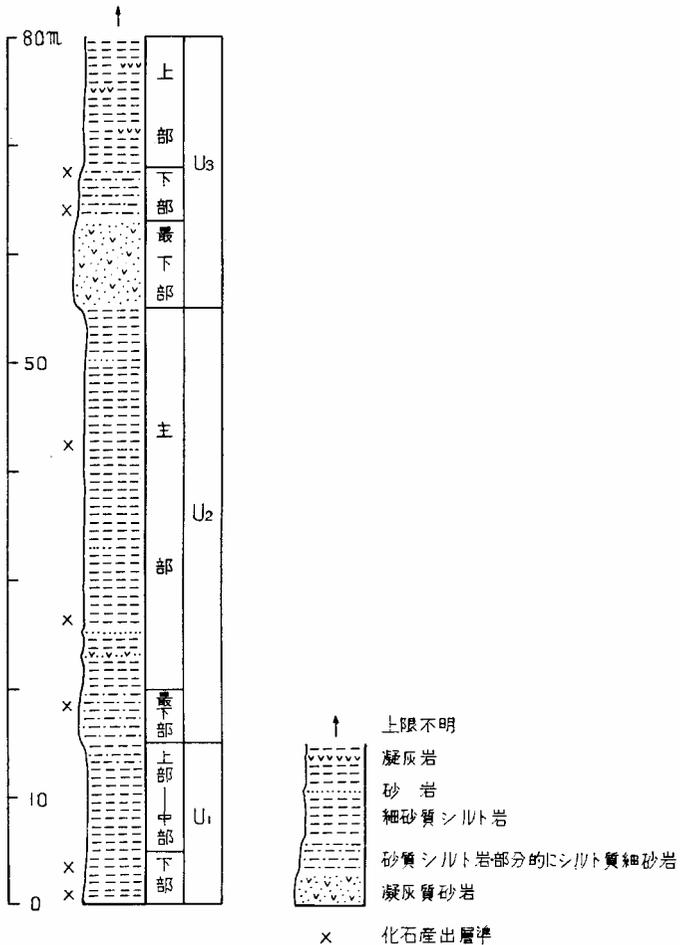
2.2 上部蝦夷層群

上部蝦夷層群は万字ドームの北縁部一帯に最も広く露われ、同ドームの南縁部および鳩の巣ドームの南東縁部にも分布する。古第三系石狩層群によって平行不整合に被覆されるために、上限は不明であるが、少なくとも80m内外の厚さがある。三笠層とは急激に岩相を異にするが、整合関係にあり、主として比較的単調均質な細粒堆積物によって構成される。細砂質シルト岩を主とし、比較的厚い凝灰質岩層および“海緑石”粒に富む地層を挟む。石灰質団塊や化石は全体を通じて多くはない。下位から U_1 ・ U_2 および U_3 に3分され、各層においては岩相の側方変化がほとんど認められない。万字ドーム北縁部では U_3 上部まで、同ドーム南東縁部の東部では U_3 下部（おそらく U_3 上部）まで、北西部では U_2 までが現われる。鳩の巣ドーム南東縁部では U_3 までが露出している（第10図）。

U_1 は厚さ約15m。三笠層への岩相変化は急激である。暗灰色、無層理で、不明瞭な葉理

註 幾春別川本流沿い（幾春別背斜西翼）に露出する奔別相の三笠層では、*Inoceramus hobetsensis*が T_{wb} の上部から産する。

を示す細砂質シルト岩からなる。最上部は細砂～中砂質シルト岩～シルト質細砂岩によって占められ、少量の“海緑石”粒を含む。石灰質団塊は下部に小さくて円いもの、大きくなって扁平なもの（長さ50cm～1m、厚さ10～20cm）がかなり多数含まれるが、上部では少なくなる。団塊中には植物破片が少なくない。



第10図 万字ドームにおける上部蝦夷層群の地層柱状図

化石は下部に比較的多いが、中部～上部にはまだ見あたらない。*Inoceramus teshioensis* の多産が特徴的である。

U₂は厚さ40m。最下部の厚さ5m内外は暗灰色、部分的に帯緑色を呈する中砂～細砂質シルト岩（部分的にシルト質細粒～中粒砂岩）と細砂質シルト岩（シルト岩そのものの粒度は前者の場合よりも細かい）との互層からなり、“海緑石”粒を多く含む。石灰質団塊は少ない。主部は暗灰色の細砂質シルト岩から成る。全層無層理で、稀に層理が発達し、またときに不明瞭な葉理を示す。主部の下限から約3m上位には厚さ約50cm、黒雲母を含む白色凝灰質粗粒砂岩がある。そのすぐ上位には厚さ50cm内外の青灰色中粒砂岩がある。主部においては2～3のより砂質を帯びた層準に“海緑石”粒が少なからず含まれる。石灰質団塊は少ないが、球状で、ときに径30cm内外に達するものがある。最下部～主部の下部における団塊中には多量の植物破片が含まれている。



第11図 夕張市志幌加別川西岸
白堊紀・上部蝦夷層群（U₃）の泥岩を主とし、薄い砂岩を挟む互層。団塊中にはアンモナイトなどが産する。

化石には乏しいが、最下部～主部の下部により多く含まれ、*Baculites yokoyamai* (TOKUNAGA & SHIMIZU) を比較的多量に産することを特徴とする。主部の上部からは *Inoceramus cf. amakusensis* NAGAO & MATSUMOTOが見いだされる。

U₃は上限は不明であるが、少なくとも25mの厚さがある。下部約8mは部分的に凝灰岩を伴う青灰色の凝灰質粗粒～中粒砂岩からなる。この凝灰質層は単調均質な泥質岩から成る上部蝦夷層群中では鍵層としてよく追跡され、一般に無層理であるが、ときに層理

を示し、下部では角礫質となっていることがある。凝灰質砂岩は石英、斜長石（曹灰長石、中性長石）、黒雲母、角閃石、燐灰石およびガラスからなり、少量の岩石粒（中性火山岩、チャート）を含む。この凝灰質岩層の直上厚さ約5mの部分は、無層理でときに不明瞭な葉理を示す暗灰色細砂～中砂質シルト岩（部分的にシルト質細粒砂岩）からなる。これには“海緑石”粒が部分的に少なからず含まれ、またきわめて稀に径4cm以下の円礫が見られる。さらに上位には無層理の暗灰色細砂質シルト岩があり、その最下部では少量の“海緑石”粒を含む。この部分は東方、二見沢流域で細くなり、主として泥岩（むしろシルト質、ときに頁岩質を帯びる）からなり、厚さ2～5cmの細粒凝灰岩ないし凝灰質シルト岩を2～3層挟有する。石灰質団塊は上下を通じ少ないが、ときに径60cm内外の大きさのものがある（第11図）。

化石は全体として少なく、最下部の凝灰質岩層を除いた部分の下部にのみ産する。特徴的な化石に*Inoceramus amakusensis*がある。

上部蝦夷層群産出の化石は第5表に示した。

対比 本図幅内の上部蝦夷層群は層厚や層相からみると、岩見沢図幅地域の幾春別背斜南端部のそれらにきわめてよく似る。この点は両地域における三笠層の類似と密接に関連している。岩相層序的には本地域の U_1 、 U_2 および U_3 はそれぞれ幾春別背斜南端部の U_1 、 U_2 および U_3 に対応する。幾春別背斜東翼の上部蝦夷層群と岩相層序的に対比すると、 U_1 は U_b 上部～ U_d 、 U_2 は U_e ～ U_h 、 U_3 は少なくとも U_i （それよりも上部に伸びるかも知れない）に相当するとみなされる。しかし、幾春別背斜南端部の U_2 に介在するような*Ostrea*の密集層は本地域には見当たらない。

第5表の化石によると、 U_1 の下部はギリヤーク統上部階、 U_2 最下部～主部の下部は浦河統下部階、 U_3 下部は浦河統上部階に対比され、 U_2 上部はおそらく浦河統上部階に対比されるであろう。 U_2 上部は幾春別地方の U_2 上部の産出化石から判断すると浦河統上部階に対比されてよい。 U_2 最下部～下部では浦河統下部階を特徴づける*Inoceramus uwajimensis* YEHARAが産出していない。しかし、層序的範囲が現在のところ浦河統下部階に限られている*Baculites yokoyamai*がこの部分から産出している。

上部蝦夷層群は U_1 （三笠層の T_4 中部よりつづく）、 U_2 および U_3 の3堆積輪廻層（～）から構成される。したがって、北海道中軸帯白堊系における堆積輪廻層の年代的¹²⁴⁾位置から判断すると、図幅地域の上部蝦夷層群において年代決定に有効な化石を産出しない部分も次のように対比することができるであろう。すなわち、 U_1 上部は浦河統下部

階に，U₂主部の上部は同統上部階に対比され，さらにU₃上部は全体が浦河統上部階に対比され，同統最上部亜階相当層を含んでいないであろう。しかし，鳩の巣ドームの上部蝦夷層群から*Inoceramus orientalis nagaoui* MATSUMOTO & UEDAの産出が知られてい¹⁵²⁾る。この点は浦河統最上部亜階に対比される地層の存在を暗示するかも知れない。なお，この地域の上部蝦夷層群の1特徴として，浦河統下部階の層厚がきわめて薄い，すなわちおそらく30m内外，またはそれに満たないことがあげられる。

第5表 上部蝦夷層群産化石表

	U ₁ 下部	U ₂		U ₃ 下部
		最下部 ~下部	上部	
<i>Desmoceratidae</i> gen. & sp. indet.	×		×	
<i>Neopuzosia</i> (?) sp.				×
<i>Scaphites</i> cf. <i>pseudoequalis</i> YABE		×		
<i>Scalarites scalaris</i> (YABE)	×			
<i>Polyptychoceras pseudogaultinum</i> (YOKOYAMA)				×
<i>Subptychoceras</i> (?) sp.				×
<i>Baculites</i> cf. <i>undulatus</i> ROMAN & MAZERAN		×		
<i>B. yokoyamai</i> TOKUNAGA & SHIMIZU		×		
Coiled ammonoid gen. & sp. indet.		×		
<i>Inoceramus</i> cf. <i>tenuistriatus</i> NAGAO & MATSUMOTO	×			
<i>I. teshioensis</i> NAGAO & MATSUMOTO	×			
<i>I. amakusensis</i> NAGO & MATSUMOTO			?	×
<i>I. naumanni</i> YOKOYAMA				×
<i>Inoceramus</i> sp.		×		
<i>Acila</i> (<i>Truncacila</i>) <i>hokkaidoensis</i> NAGAO				×
<i>Nanonavis sachalinensis</i> (SCHMIDT)				×
<i>Martesia clausa</i> GABB	×			
<i>Natica</i> (<i>Lunatia</i>) cf. <i>denselineata</i> NAGAO		×		
<i>Margarites sachalinensis</i> NAGAO		×		
Gastropod gen. & sp. indet.	×			
Echinoid				×
Fish scale	×	×		×

. 3 古第三系

. 3. 1 石狩層群

本系のうち、下半の石狩層群は5地域に露われている。(1)は図幅北縁東部ミルトマップ北岸に僅かに露れる幾春別層で、幾春別背斜の南への沈下先に僅かに頭を出し、南東に中傾度で傾いている。(2)は、図幅東縁北部、鉄橋の沢沿い、万字断層東方に露われるもので、この断層にのり上げた、小断層で分断された万字背斜の北方沈下部に当り、核として若鍋層が露われ、その上に幾春別層が断層でくり返し露出している。概ね緩傾斜で、その重複を齎した断層は、万字断層と同じく、いずれも西にのり上げた逆断層である。(3)は、万字ドームの周辺に拡がるもので、西縁は夕張断層に切られ、その露出を欠く。ドーム北辺では、幌向川の西側に、万字ドームの鼻状構造、あるいは幾春別背斜の一たん幌向川流域で沈下し、再びもり上ったと見られる部分があり、その走向は北西北、東方に $15^{\circ} \sim 20^{\circ}$ 傾いている。ここでは、下位の登川、幌加別両層を欠き、夕張層が直接白堊紀層上に乗る、若鍋、幾春別層に覆蔽されている。これら含炭層は幌向川支流シコロの沢を廻ると、万字ドーム本体の北翼を形成し、走向は大きく見て東西、北に $15^{\circ} \sim 20^{\circ}$ 穏やかに傾く。下位の登川、幌加別層は、この部分の東半で漸く夕張層下に現われ始める。次いでドームの東辺に廻ると、本層群の一部は図幅から外れるが、走向ほぼ南北、傾斜東方に $15^{\circ} \sim 20^{\circ}$ 、東西性の断層でいくつか断たれると共に、深部では万字鉱坑内で見えるように、小規模な低角東傾衝上断層によってくり返ししている。この東翼から南下すると、ドームの形に応じ、各層は西にまわるかに見えるが、更にその南の夕張断層との間に、三角山を中心とし大きく葵向斜をつくる。これは副次的に葵向斜、南に千歳背斜、千歳向斜を伴い、この附近としてはかなり締った褶曲構造で、ほぼ東西に走る向斜軸の翼傾斜はときに 40° に達し、中にいくつかの断層を伴っている。このドームの南翼は夕張断層によって切断され、本層群はほとんど現われず、僅かに基底の登川層が同断層に近くひっかかっているにすぎない。なお、上記美流渡附近の鼻状構造は、その北西翼が夕張断層の一分岐、東幌断層で切られ、その西側に幾春別層が南北帯状に僅かに露われている。幌向川北岸の東幌内炭鉱の一部や、旧兼松栗沢鉱付近の夾炭層がこれで、断層と斜交する北西方向の小逆断層によって夾炭層がくり返し切られている。(4)の鳩ノ巣ドームの周辺では、石狩層群は、厚さの差はあるが、各層全域にわたって分布している。この中、北翼は走向ほぼ東西、北へ $15^{\circ} \sim 25^{\circ}$ の傾斜で傾くが、万字ドームから本ドームにのり上げる逆断層、夕張断層に近づくと、これにまわられて、その内に向斜構造即ち角田向斜をつくり、その一部は断層下で逆転向斜を呈してい

る。その東方延長は志幌加別川流域に出て、上に幌内層をのせた東西に走る向斜、丁未向斜をつくる。これらは、落差は大きくないが、走向断層ないし斜走断層にしばしば切られる。本ドームを西に廻ると各層は薄化すると共に、走向ほぼ南北、傾斜急立し、時に60°を越える。さらに南に沈む鼻状部をすぎると、むしろ逆転して東に急立している。これを東に追い南翼にまわると、一斜走断層を経て、傾斜は正常に戻り、南に30°～60°傾き、2、3の横切断層に断たれている。平和断層を越えると、この断層に平行する若鍋断層を始めいくつかの衝上のな走向断層に切られて、複雑な構造を呈し、各層がくり返し露出する。その最も激しいのは志幌加別川にまたがる両岸、すなわち西岸の旧宇治坑や、東岸の新夕張鉱(旧三鉱)附近で、あるいは急立し、あるいは横臥し、あるいは重複などしている。しかしこれを廻って、ドーム東翼に入ると、地層は極めて安定して来、走向北東北、東方に10°内外整然と傾き、夕張炭鉱の主要稼行区域を形成している。(5)の図幅東南隅の平和背斜において、地表に露出するのは、志幌加別川にまたがる夕張層を核心とする上位の各層で、西翼の一部は平和断層に切られ欠失している。背斜軸は北々西に走り、西翼の20°～30°、東翼で20°内外、北および南にゆるく沈むが、その北東翼には、病院断層で若鍋層以上が再び現われている外、南方にも一端沈む気配を見せるが、清水の沢ではその核心に若鍋層が再び露われている(第6表)。

この地域の古第三系石狩層群は、白堊系を平行不整合とも見られる緩傾斜不整合で被覆する(第12, 13図)。両者の相接する層準は所により、互いに区々で、大局的には西に白堊系の削剝量が大きく、古第三系は西にこれを覆蔽している。すなわち白堊系は万字ドームの北縁から東縁にかけては、通じて上部蝦夷層群で、その西部では中～東部(U₃)に較べてより下位の層準(U₂)を示し、南東縁では北から南へ向ってより下位の層準(U₂)に移る。一方、古第三系は北西部では若鍋層がこれを直接蔽うが、間もなく夕張層がその下に露われ、東方で、幌加別、登川両層がその内に挟まって来、通常の累重関係を示す。

一方、その南西縁に廻ると、古第三系登川層は中部蝦夷層群の三笠層の下部(T₂)を蔽い、時にその最下部(T₁)に接する部分もあるが、東に追うと、再び上部蝦夷層群が露われる。鳩の巣ドームでは、その西部および北部の西半では三笠層下部(T₂)を最上部とするが、東すると共に上部が露われ、東縁では上部蝦夷層群(U)が残っている。この東縁では、北から南へ向い上部蝦夷層群中のより上位の層準に移化している。この両ドームを比較すると、鳩の巣ドームでは、三笠層も上部蝦夷層群も万字ドーム(南西縁を除く)よりも下位の層準が石狩層群に蔽われる。すなわち、図幅地域の白堊系の石狩層群堆積前の削

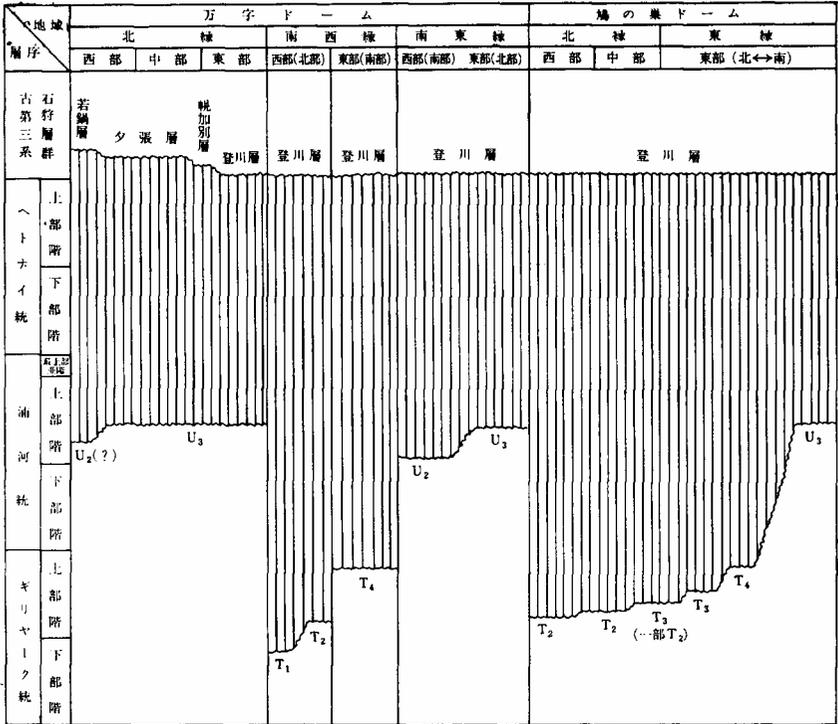
第6表 古第三系綜括表

地層名	層厚(m)	柱状図	分層	主要岩質	堆積相		岩 相										古 生 物					備 考	石 炭 層	
					淡水相	汽水相	海水相	礫相	砂相	砂互層	泥相	泥炭岩	泥礫岩	凝灰岩	海綠石	軟動物	有孔虫	植物	その他					
梶内層	65		G	軟質乏層粗泥																			Nemocardium yokoyamai 帯	
	200		F	時に海綠石帯 凝灰岩、火山灰粒入り始む																	魚骨		Lima j-suzukii 帯	
	230			硬質、稍砂質、呈層理																	魚			
	100		E	微層理を呈し始む																	鱗		Nerisca onishii 帯	
	100		D	ほぼ全層を通じ 暗灰色無層理粗泥岩主 泥灰岩薄層、同質団球散含																	海		Portlandia watasei 帯	
	120		2	蟹ノ爪帯																	膽		全体として北東に肥厚	
				C	中部 Algae 帯																珊瑚		Callinassa muratai 帯	
	100		1	上部泥灰岩帯 玄能石																			富化石帯	
	150		B	介殼石灰岩挟む 下部 Algae 帯 下部泥灰岩帯 団球、玄能石入り始む																			Venericardia spp.—Neilonella poronaiica 帯	
	130		A	含海綠石綠色砂質岩 (一部礫質)																			富化石帯 Macoma poronaiensis— Yoldia sobrina 帯 緩傾斜不整合	
石狩層	60		Ⅰ	帯緑灰→灰白色(硬質) 粗(一部礫質)→細砂岩と 灰→暗灰色(硬質)砂質泥 岩→泥岩の輪層層的互層 凝灰岩、石炭を挟む																		東南に上部削削		
	125		Ⅱ	第4砂岩帯																		北西方向に含炭・肥厚		
	0		Ⅲ	第3頁岩帯																		東南に肥厚		
	210		Ⅱ	第2頁岩帯																生痕		上部海綠石帯 下部海綠石帯 緩傾斜不整合		
	0		Ⅰ	第1頁岩帯																				
層群	0		Ⅴ	淡灰→灰白色粗(一部礫質) →細砂岩→灰色砂質泥岩→暗 灰色泥岩の輪層層的互層 泥鉄岩、凝灰岩、石炭を挟む																		北西方向に覆蔽 薄失		
	200		Ⅳ	第4砂岩帯																				
	0		Ⅲ	第3頁岩帯																				
	120		Ⅱ	第2頁岩帯																				
群	0		Ⅲ	淡灰色→黒色泥岩主 灰色砂質泥岩 泥鉄岩を挟む																				
	80		Ⅰ	淡灰色→灰白色粗→細砂岩→灰 色砂質泥岩→青灰→暗灰色泥 岩の輪層層的互層、石炭層、 泥鉄岩、耐火粘土介在																		緩傾斜不整合		

頁層内	頁層外
1層層	第2上層
2層層	第1上層
3層層	第1下層
4層層	第2下層
5層層	第3下層
6層層	第4下層

夕張上層群
平安八尺層
六・八尺層
十尺上層
十尺層 万字上層

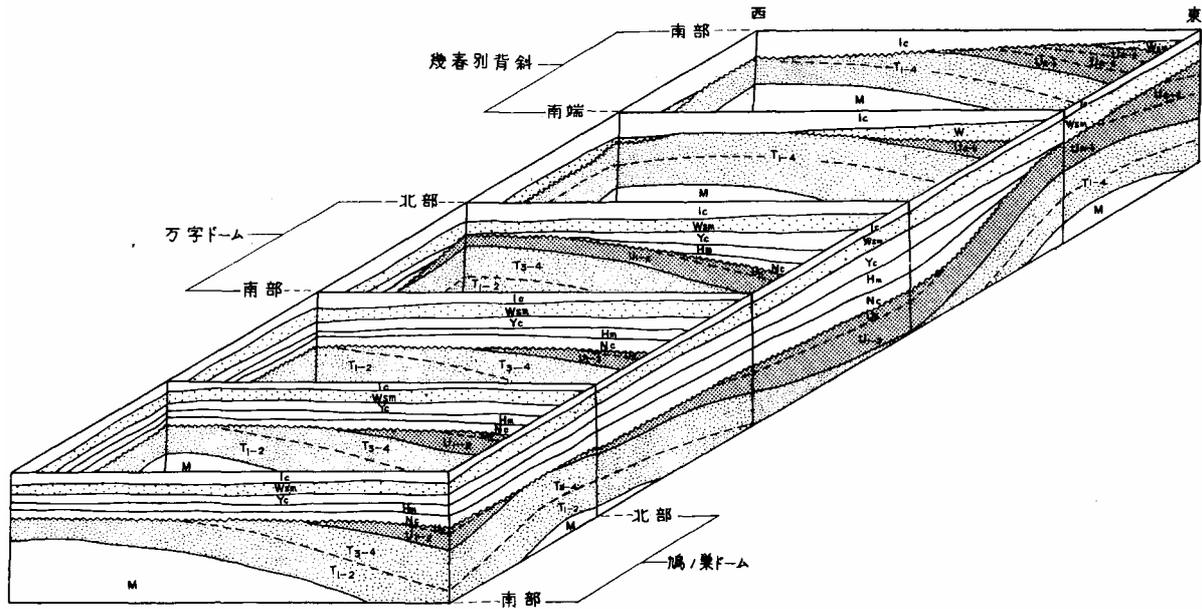
夕張1層層	万字本層	内田本層
2層層	万字本層	
3層層		



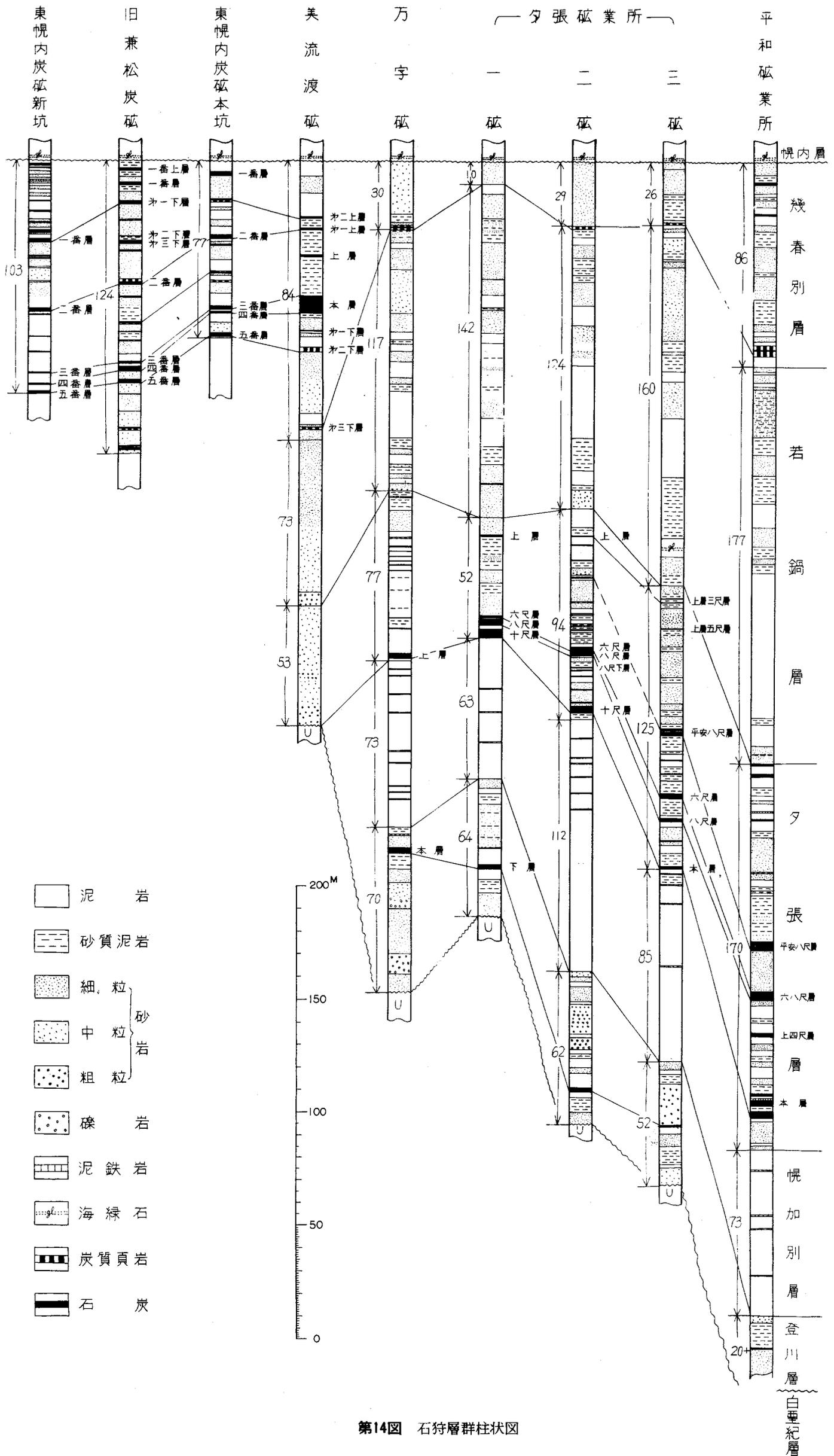
第12図 白堊系と古第三系石狩層群との累重関係

剥は、東から西へ向ってより下位の層準にまで及び、南北では南の方がより大きかったと見られる。すなわち、三笠層の厚さが東から西へ向って僅かながらも増大し、上部蝦夷層群の厚さが全地域を通じてほとんど変わらないこと、またこの地域周辺に当然堆積したと考えられる函淵層群の、他地域における状況から推定される堆積相をも考慮に入れると、この傾向のあったことが一層確かめられる。この白堊系の削剝量の西方への増大は、三笠層が東から西へ向って西側の供給地により近い堆積相を示す傾向と密接な関連をもつものである。

白堊系を蔽う石狩層群は、万字ドーム北縁では、東から西へ向って登川層から若鍋層へと次第により上位の層準に移る。したがって、万字ドーム北縁における白堊系の削剝量が西で大きいことは1つには白堊系の削剝期間の大きいためと言える。しかし、鳩の巣ド



第13図 白壁系と石狩層群との層位関係模式図



第14図 石狩層群柱状図

ームの中西部、とくに西部では、万字ドーム南西縁の場合と同様に、登川層が基底となっているにもかかわらず、三笠層が区域の中最も下方の層準まで削剝されている。すなわち、ここでは白堊系の石狩層群堆積前の削剝期間が短かったにもかかわらず、白堊系の削剝量が最も大きい。万字ドームの東部および鳩の巣ドームの東部では、白堊系の削剝期間は同じであるが、削剝量は後者の方が全体としてより大きく、鳩の巣ドームにおいては白堊系の削剝期間が万字ドームよりも短かったにもかかわらず、白堊系の削剝量が全体としてより大きかったと言える。

以上により、白堊系堆積盆地の陸化後、石狩層群登川層堆積前においては、大局的にみて（現在の地理的位置において）鳩の巣ドームの西方に相対的隆起部が存在し、その軸が東方鳩の巣ドームの方へ向って伸びていたと推察される。しかし、登川層～夕張層の堆積期間には、前記の相対的隆起部は北方に向って（万字ドームの西方へ向って）移動したが、その隆起量は小さくなった。さらに、幾春別背斜地域の状況をも併せ考えると、この隆起部はその後もさらに北方に移動し、幾春別背斜西翼の中部～南部の西側では、幾春別層の堆積前に及ぶ最も長い削剝期間を通じて、白堊系が鳩の巣ドーム西部の場合と同様に、万字ドーム西部に較べてより深部まで削剝を蒙ったといえる。

. 3 . 1 . 1 登 川 層

石狩炭田を構成する古第三系含炭層群・石狩層群の最下の累層で、全炭田の一部、すなわち北隣の岩見沢図幅から本図幅にかけての北半の一部を除いたほか、ほとんど全域に亘って、その基底層をなしており、図幅内では夾炭層として夕張層に次ぎ重要である。標式



第15図 夕張市志幌加別川西岸富岡における登川層のケスタ。層面斜面がよく判る。山裾には幌加別層が薄くのっている。

地は炭田東南端に近い登川炭砒²⁵⁾附近で、同地に因み1924年今井半次郎は「登川夾炭層」と命名した。本図幅内でも、白堊紀層をとり巻いてよく露出し、近づき易いところでは、夕張市街を流れる志幌加別川河畔で一通りその性状を知り得るし、奥地では鳩の巣ドームの北側、アノロ川本流上流によく露れている(第15図)。

本層は、区域の東南部では、その層厚が厚く、西北方に次第に薄化し、万字ドーム北西縁で遂に薄失する。すなわち地表での主な露出地は、万字、鳩の巣の両ドームの周辺のみで、北の幾春別背斜周辺では白堊紀層上に若鍋層あるいは幾春別層が直接のり、本層は露われない。万字ドームではその北縁、すなわち幌向川上流万字炭砒の西方ポンネベツ中流で始めてその姿を現わし、東方にこれを追うと、次第に厚さを増すと共に石炭層を挟み始め、万字附近ではその厚さ^{註1}70m、万字炭砒の本層を介存している。同ドームに添うて南に廻ると、三角山の西すそ附近で80mとなる。かつて本層中の石炭を稼行した葵坑の区域である。

この万字ドームの南翼は上記のように夕張断層によって切られ、本層はその連続露出を見せない。ただこの断層の北側すなわちエキモアンル川屈曲部の北側では3、4の地点で、白堊紀層上に、小区域に、断片的にもめこまれており、同川上流南岸でも狭く帯状に露われている。これらは何れも地層としてかなり擾乱しており、中の炭層も粉化が著しい。

鳩の巣ドームでは、本層は断層でずれを示しながらも連続してこれを取り巻いて居り、北側では約70m、新二岐炭砒の本層炭を挟み、西側にまわって50m内外、南側に達し、旧宇治坑区域から東に追うと80mに近づき、附近で最も厚い発達を示す。

本層は上記のように石炭層を介在する陸成層で、これを構成する岩石は砂質岩を主とし、泥質岩をその間に挟み、石炭層ないし炭質頁岩および泥鉄岩をその後者中に胚胎している。

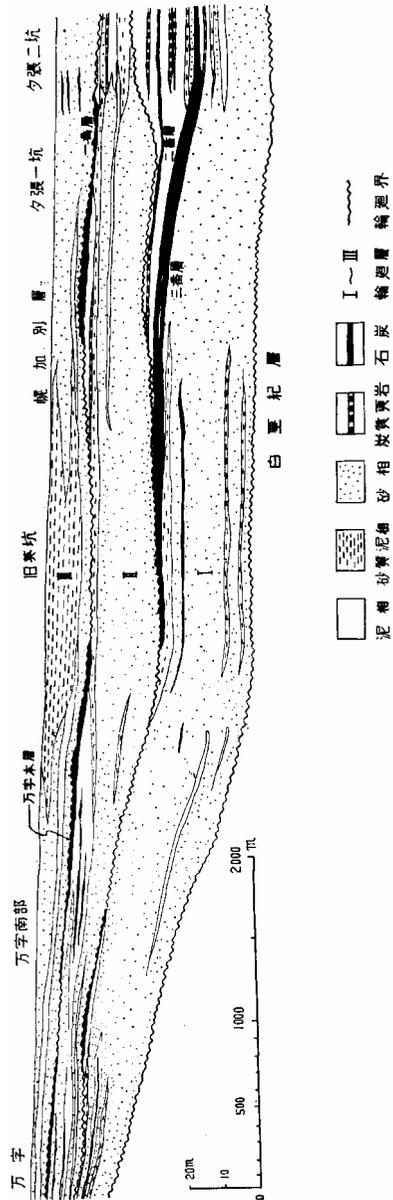
このうち、砂質岩は^{27, 28, 35)}中粒から粗粒にかけてのものが主であるが、部分により細礫質となり、一方泥質岩に移化するところでは細粒砂岩化している。色調は淡灰色～灰白色のものが多く、時にそれに青味や緑が加わり、下部ほどその傾向がつよい。これら中～粗の砂岩は漸移しあるいは互層しているが、黒雲母片を多く含んで縞状を呈することもある。本岩は一般に堅硬であるが、風化すると粗鬆、軟質となり、まだらな黄褐色を帯びる。これが粗粒化すると層間礫岩化してくるが、厚さはせいぜい数10cm止りである。礫は最大で卵大、豆大が最も多く、極めて稀に南瓜大のものも認められる。赤色や白色、あるいは霜ふ

註1 本層の層厚図は下河原寿男(112)第15図参照

りのチャート、暗色砂岩、粘板岩、千枚岩、輝緑凝灰岩、片岩および石英斑岩などの礫からなり、いずれも円磨度が高い。同様の礫岩は本層の最下部にも基底礫岩として発達する。砂岩中にはしばしば円い団球が散含し、その大きなものは南瓜倍大に及ぶ。

泥質岩は黒色ないし暗灰色の粗泥岩であるが、砂岩からの移化部は砂質泥岩となっている。より細粒部は頁岩状を呈し、より黒色となり、植物葉片や炭質物を挟んでくる。本層中では砂岩に対しては全く縦的な介在層として、著しい発達¹¹⁸⁾は示さない。泥岩中には高尾彰平らの“Milky shale”と呼んだ乳白色、風化して帯褐色の、滑らかな脂感のある耐火粘土がその下半部に挟まれている。厚さは1~3m、多くは主要炭層の下盤粘土として見られるが、また他の炭層の上、下盤にもからんでいて、水を含むと膨れて、採炭上支障を来す。また、同じく¹¹⁸⁾底部近くに、同じく高尾彰平らによって「青磁」と呼ばれた淡青灰色、堅硬緻密な凝灰岩がある。これは砂岩中において、厚さは1m内外、多くは1層であるが、所により2層あり、風化して粘土化し易い。これらは炭層や耐火粘土層と共に本層中の鍵層となっている。

本層は以上の岩石の累層であるが、その¹¹²⁾組合せから、既に1963年下河原寿男



第16図 万字~夕張間登川層層相図(下河原寿男1963原図より編集)

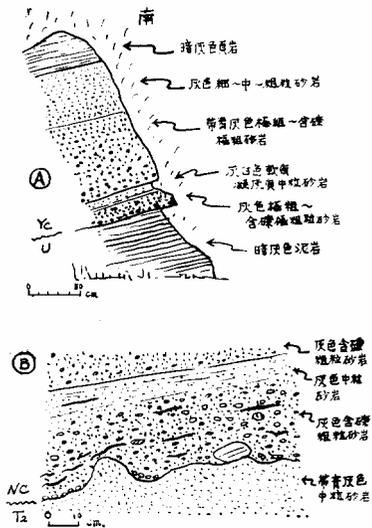
によって指摘されたように、堆積輪廻に基いて3亜層に分ち得る。すなわち夕張附近を例にとると

亜層名	層厚(m)	炭 層		
		夕張砒	万字砒	第二岐砒
第3亜層	12			
第2亜層	19	1番層	万字本層	
第1亜層	40	{ 2番層	夕張下層	
		{ 3番層		角田本層

これらの亜層間には多少であれ下位層の削剝された現象が認められ、堆積の小休止を示しているが、これらはいわゆる「堆積小隙」(Diastem)で、上下の構成地層そのものの本質は全く同じで、同一層として取り扱ひ得るものである。一つの輪廻層の構成は、他の多くの場合と同じように、下位の粗粒岩に始まり、上方に次第に細粒岩に漸次推移する型式で、その細粒部に石炭ないし炭質頁岩を挟んでいる。この亜層区分は、上記のように西方及び北方に薄化するとは言え、ほぼ追跡できるが、全体としてその方向に泥質岩の介在が乏しくなり、同時に炭層の発達も不良になっている(第16図)。

この中、第1亜層は本層の下半の大部分を占め、ほぼ全域に拡がる。その大半、即ち20~25mは砂質岩からなり、泥質岩は上の10m内外に過ぎない。夕張炭鉦区域で2番層、3番層と呼ばれる石炭層はこの中に介在し、前記のMilky shaleや青磁もこの部分に挟まれている。この亜層を北に追うと、万字方面にかけて次第に上位が削り去られ、万字以西では殆ど全層が砂岩となり、僅かに1、2の砂質泥岩薄層を見るにすぎない。

第2亜層もほぼ全域にこれを追うことが出来る。厚さは前者のほぼ半ば、大部分砂質岩からなり、その間に薄い泥質部を挟むが、最上部によく続く泥岩部が発



第17図 白堊紀層と古第三紀層の関係見取図
 A: 美流渡三ノ沢上流
 Yc: 夕張層, U: 上部蝦夷層群
 B: 新二岐炭坑内中卸立入
 Nc: 登川層, T₂: 中部蝦夷層群三笠

達し、その厚さやや優る時には万字本層のような稼行的炭層が来る。しかし、砂がちの夕張鉦附近では、一番層のがそうであるように稼行的でない。

第3亜層は厚さ15m以下で薄く、砂岩が主体をなし、泥質岩はその間や上部に薄くのるにすぎず、従ってめぼしい炭層はない。

本層中の石炭層については後にのべる。本層の基底に横たわる白堊系との関係についても既に述べたが、これを特に本層との境について現地を見ると、白堊紀層中の泥岩と接する時はこれを求め易いが、砂質部上にある時は、本層の基底部と、これは多く含礫粗粒砂岩であるが、いわゆる混移不整合 (Blended unconformity) 状を呈し、その厳密な境を決め難いこともある。この地方では空知地方でその境界とされているような明確な耐火粘土層は、上記のように、本層中にはあるが、基底には認め難い (第17図)。

本層は上記のように砂岩がちであり、その中には植物片はあるが、保存が不良で鑑定に堪えるものはない。しかし、泥岩中、特に炭層の上盤にはかなり植物葉片の化石を産し、従来、約50種、第7表のようなものが知られている。これらの中に *Sabalites*, *Osmunda*, *Magnolia*, *Cinnamomum*, *Salvinia* などがあり、その温暖帯の植物群に属することを示している。動物化石は甚だ稀で、*Margaritifera perdahurica*, (YOKOYAMA), *Unio uryueusis* SUZUKI などが見出されたにすぎない。

第7表 登川層、幌加別層及び夕張層植物化石表

種	名	登川層	幌加別層	夕張層
<i>Equisetum arcticum</i>	HEER	多	普	多
<i>Osmunda japonica</i>	Thunb. fossils OISHI et HUZIOKA			稀
<i>O. heerii</i>	GRANDIN			稀
<i>Dennstaedtia blomstrandii</i>	(HEER) HOLLICK			稀
<i>Pteris</i>	sp.			稀
<i>Polypodites shimizusawaensis</i>	HUZIOKA			少
<i>P. yubariensis</i>	HUZIOKA			少
<i>Filicites shimizusawaensis</i>	HUZIOKA		稀	稀
<i>Salvinia</i>	sp.	稀	稀	稀
<i>Ginkgo adiantoides</i>	(UNGER) HEER		稀	少
<i>Pinus</i>	sp.		稀	
<i>Pseudotsuga ishikarica</i>	HUZIOKA		稀	
<i>Keteleeria?</i>	sp.			少

種	名	登川層	幌加別層	夕張層
<i>Glyptostrobus europaeus</i> (BRONG.) HEER		多	少	普
<i>Metasequoia occidentalis</i> (NEWBERRY) CHANEY		普	少	多
<i>Sequoia langsdorffii</i> (BRONG.) HEER		少	稀	多
<i>Taxodium dubium</i> (STERNB.) HEER				普
<i>Taxites orlkii</i> HEER			稀	
<i>Pityophyllum</i> sp.		少	少	
<i>P. nervosa</i> var. <i>elongata</i> NEWBERRY				少
<i>Populus zaddachi</i> HEER		少		
<i>P.</i> sp.		少		少
<i>Salix varians</i> GÖPPERT			稀	少
<i>S. elongata</i> WEBER		少		
<i>Myrica curta</i> HOLLICK				少
<i>Engelhardtia oishii</i> HUZIOKA				少
<i>Juglans acuminata</i> AL. BRAUN		少		普
<i>J. nigella</i> HEER		少		普
<i>Alnus gracilis</i> UNGER				少
<i>A. kefersteinii</i> (GÖPP.) UNGER				普
<i>Betula atarina</i> HEER				少
<i>B. brongniarti</i> ETTINGSHAUSEN				少
<i>B. kobayashii</i> HUZIOKA				少
<i>B. spinoserrata</i> HUZIOKA				少
<i>B.</i> sp.		少		少
<i>Carpinus grandis</i> UNGER				少
<i>C. eofangiana</i> TANAI		少		多
<i>C. yubarica</i> HUZIOKA				少
<i>Corylus macquarrii</i> (FORBES) HEER				少
<i>C. ishikarica</i> HUZIOKA				多
<i>Castanea castaneafolia</i> (UNGER) KNOWLTON				少
<i>C. ezoana</i> HUZIOKA		少		多
<i>C. ungeri</i> HEER				少
<i>C.</i> sp.				多
<i>Dryophyllum ishikariensis</i> HUZIOKA				少
<i>D. johnstrupi</i> (HEER) SEWARD et CONWAY				少
<i>D. tamii</i> HUZIOKA				少

種	名	登川層	梶加 別層	夕張層
<i>Fagus antipofi</i> HEER		普	少	普
<i>F.</i> sp.			稀	
<i>Knightophyllum imaii</i> ENDO		少		
<i>Quercus pseudolonginix</i> TANAI		少		
<i>Q.</i> (<i>Cyclobalanopsis</i>) <i>kobayashii</i> HUZIOKA				普
<i>Q.</i> (C.) <i>shimokawarae</i> HUZIOKA				普
<i>Q.</i> <i>groenlandica</i> HEER				少
<i>Q.</i> <i>eocrispula</i> HUZIOKA				少
<i>Q.</i> <i>artocarpites</i> ETTINGSHAUSEN		少		
<i>Planera ezoana</i> OISHI et HUZIOKA		少		多
<i>Ulmus carpinoides</i> GÖPPERT				普
<i>U.</i> <i>longifolia</i> UNGER		少		
<i>U.</i> <i>shimokawarae</i> OISHI et HUZIOKA		少		普
<i>U.</i> <i>pseudobraumi</i> HOLLICK		少		
<i>U.</i> <i>ezoana</i> TANAI		少		
<i>U.</i> sp.				少
<i>Zelkova takahashii</i> OISHI et. HUZIOKA				多
<i>Z.</i> <i>kushiroensis</i> OISHI et HUZIOKA		少		
<i>Ficus horokabetsuensis</i> HUZIOKA			稀	
<i>F.</i> sp.		稀		
<i>Nelumbium nipponicum</i> ENDO		少		普
<i>Cercidiphyllum arcticum</i> (HEER) BROWN		少	稀	多
<i>C.</i> <i>elongatum</i> BROWN				普
<i>Magnolia yubariense</i> HUZIOKA				少
<i>M.</i> <i>kobayashii</i> HUZIOKA				普
<i>M.</i> sp.		少		少
<i>Cinnamomum obovatus</i> BERRY		少		
<i>C.</i> <i>bibaiense</i> TANAI		少		
<i>C.</i> sp.				
<i>Laurus primigenia</i> UNGER				少
<i>Lauriphyllum ezoanum</i> HUZIOKA				多
<i>Hydrangea</i> sp.				普
<i>Fothergilla kobayashii</i> HUZIOKA				少

種	名	登川層	幌加別層	夕張層
<i>Hamamelis yubariensis</i>	HUZIOKA			少
<i>Liquidambar europaeum</i>	AL. BRAUN			普
<i>L. eoformosana</i>	HUZIOKA	稀		多
<i>Eucommia kobayashi</i>	HUZIOKA			多
<i>Platanus aceroides</i>	GÖPPERT			普
<i>P. guillelmae</i>	GÖPPERT			普
<i>P.</i>	sp.	少		少
<i>Crataegus shimokawarae</i>	HUZIOKA			普
<i>C. takaoana</i>	HUZIOKA			少
<i>Sorbus ezoana</i>	TANAI	少		少
<i>Pueraria ishikariensis</i>	TANAI	少		少
<i>Mallotus elongata</i>	TANAI	少		
<i>M. eojaпонica</i>	HUZIOKA			多
<i>Rhus ezoense</i>	HUZIOKA			少
<i>Celastrus borealis</i>	HEER			普
<i>Aralia taurinensis</i>	(WARD) SANBORN	少		
<i>Phytocrene sordina</i>	(LESQ.) MacGINITIE			少
<i>Acer arcticum</i>	HEER	普		普
<i>A. eodiabolicum</i>	TANAI			少
<i>A. sakakurae</i>	TANAI	少		
<i>A. shimokawarae</i>	HUZIOKA			普
<i>A. trilobatum</i>	AL. BRAUN			少
<i>A. yubariensis</i>	HUZIOKA			普
<i>A. (samara) spp.</i>			稀	少
<i>Aesculus</i>	sp.			少
<i>Sapindus ishikarianus</i>	HUZIOKA			少
<i>Meliosma cuneata</i>	(NEWB.) BERRY			稀
<i>M. ishikariana</i>	HUZIOKA			少
<i>Berchemia kobayashii</i>	HUZIOKA			少
<i>Paliurus yubariensis</i>	HUZIOKA			少
<i>Tilia kobayashii</i>	HUZIOKA			少
<i>Hibiscus imaii</i>	ENDO	少		

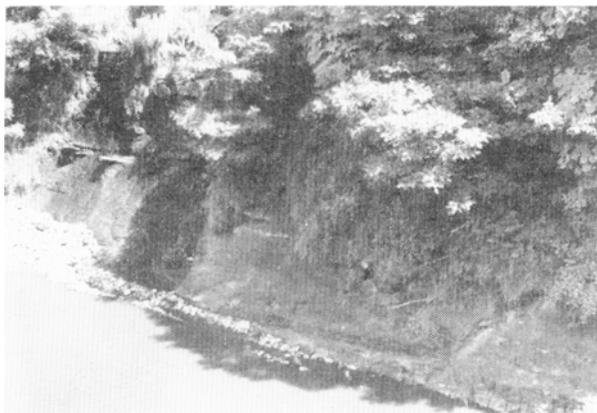
種	名	登川層	幌加別層	夕張層
<i>Ternstroemites microfolius</i>	HUZIOKA			少
<i>Alangium nagaoana</i>	HUZIOKA			
A.	<i>basiobliquum</i> (OISHI et HUZIOKA) TANAI	少		少
A.	<i>basitruncatum</i> OISHI et HUZIOKA	少		
<i>Myrtophyllum</i>	sp.		少	
<i>Symlocos ezoana</i>	TANAI	少		
<i>Fraxinus macrophylla</i>	HEER			普
F.	<i>shimokawarae</i> HUZIOKA			少
F.	<i>juglandina</i> SAPPORTA			普
<i>Rubiacites aidaefolius</i>	HUZIOKA			普
R.	<i>yagii</i> HUZIOKA			普
<i>Viburnum kobayashii</i>	HUZIOKA			普
V.	<i>speciosum</i> KNOWLTON	少		少
V.	sp.		稀	
<i>Smilax ezoana</i>	HUZIOKA			少
S.	<i>eochina</i> TANAI		稀	少
<i>Porana ezoensis</i>	HUZIOKA	稀		少
<i>Sabalites nipponicus</i> (KRYSCHTOFVICH)	ENDO			
<i>MacClintockia lyallii</i>	HEER	稀		少
M.	<i>trinervis</i> HEER			少
<i>Poacites</i>	sp.		稀	少
<i>Carpolithus eucalyptuoides</i>	HUZIOKA			普
C.	<i>terminalioides</i> HUZIOKA			普

3.1.2 幌加別層

本層はその名を本図幅内の東辺を流れる志幌加別川に由来し、1924年に今井半次郎³⁵⁾によって「幌加別頁岩層」と命名されたものに当る。命名者は特に標式地を指定していないが、図幅内では同川の夕張市街地を流れる河岸、例えば夕張炭鉱選炭場東方の東河岸に、最もよく露われている。

本層の本図幅内での分布は、万字西方ボンネベツ中流西方に始まり、下の登川層を欠いて、白亜紀層を直接覆っている。^{註1}厚さはボンネベツで40m、万字ドームの北東縁から、東

註1 本層の層厚図は下河原寿男の(112)第16図参照



第18図 夕張市志幌加別川東岸，模擬坑南方の幌加別層。
泥岩を主とし，泥鉄岩薄層を挟む。

縁に沿って回ると，次第に厚さを増し70m内外となる。万字ドームの南縁では夕張断層に断たれ，その下に押しこまれ，逆転して一部に僅か顔を出すにすぎぬが，鳩の巣ドームではその全局をとりまき，北辺で最厚70m，西辺で再び薄くなり40m前後，南縁で70m，標式地の志幌別川筋では70mから次第に南に厚さを増し，二鉢附近では110mの厚さを示す。若鍋背斜では地表には現われないが，地下で厚さ80m内外の試錐記録がある。

本層を造る岩石は，専ら淡水性の暗灰色，緻密堅硬な，細粒ないしやや粗な泥岩で，その構成は単調と言える。新鮮な部分，例えば試錐コアでは層理に乏しいが，風化すると層理が認められ，また特に葉理に富み，頁岩と言える部分も少なくなく，黒色頁岩と言い得る部分も認められる。層理に沿って厚さ数cmから20cm前後の長楕円状ないし板状の泥鉄岩^{註1}層を随所に介在し，時に20層を越えることがある。ただし，団球状のものはまだ見られない。本層は風化面では黄褐色となるが，全体として蒼味を帯びた陰湿な暗灰色を呈し，単調な岩石構成^{註2}が特徴で，層自身が上位の若鍋層と共に，石狩層群中の夾炭層を区別する鍵層となっている。

本層と下位の登川層との境は，後者の砂岩層の最上部をもって画き得るが，時に本層中の下底部数m間に薄い砂岩層を挟み，また砂質を帯びることがあり，同様の状態は，上位

註1 これについては池上茂雄（30～32）の研究がある。Fe₂O₃で30%を越すのもあると言う。

2 本層の黒色泥岩と酷似すると言われる幌内層の泥岩や，若鍋層及び白亜紀層などの泥岩類との区別は，幌内層の項に述べてある。

の夕張層との間にも認められる。何れの場合も整合と認められ、その境界を追うことは困難でない。本層の上部には、甚だ薄く、1cm以下、時にとぎれがちであるが、白い凝灰岩層を挟む。また本層中には赤朱色のいわゆる赤鉄鉱微片を散点することがあり、風化面の黄褐色の水酸化鉄汚染はこの分解産物によると言われている。

本層はその岩質が単調のように、含まれる古生物も、種類、個体数、共に貧しい。

動物化石としては、淡水産の*Margaritifera perdahurica* (YOKOYAMA), *Unio uryuensis* (SUZUKI), *Lanceolaria pisciformis* (YOKOYAMA), *Anodonta subjapanensis* (SUZUKI) 等の二枚貝及び*Cipangopaludina jimboi* (SUZUKI) の巻貝などを産し、何れも地層中に現地棲的に散含している。この中では前2者がやや多い。

植物化石は第7表のように20余種で、登川層に含まれると同様なものが10数種知られて居り、中でもほぼ*Equisetum arcticum* Heerや*Salvinia* sp.などが随所に認められる。他の植物片も産状から見て、漂移したもので、これを斉した当時の盆地周辺の林相は、登川層と同様であったと見なし得る。また本層にはいわゆるプリントと呼ばれる数cmの線状ないし鈎状、時に分岐した細線状の印象がよく見受けられ、恐らく藻類の痕跡であろうとされている。

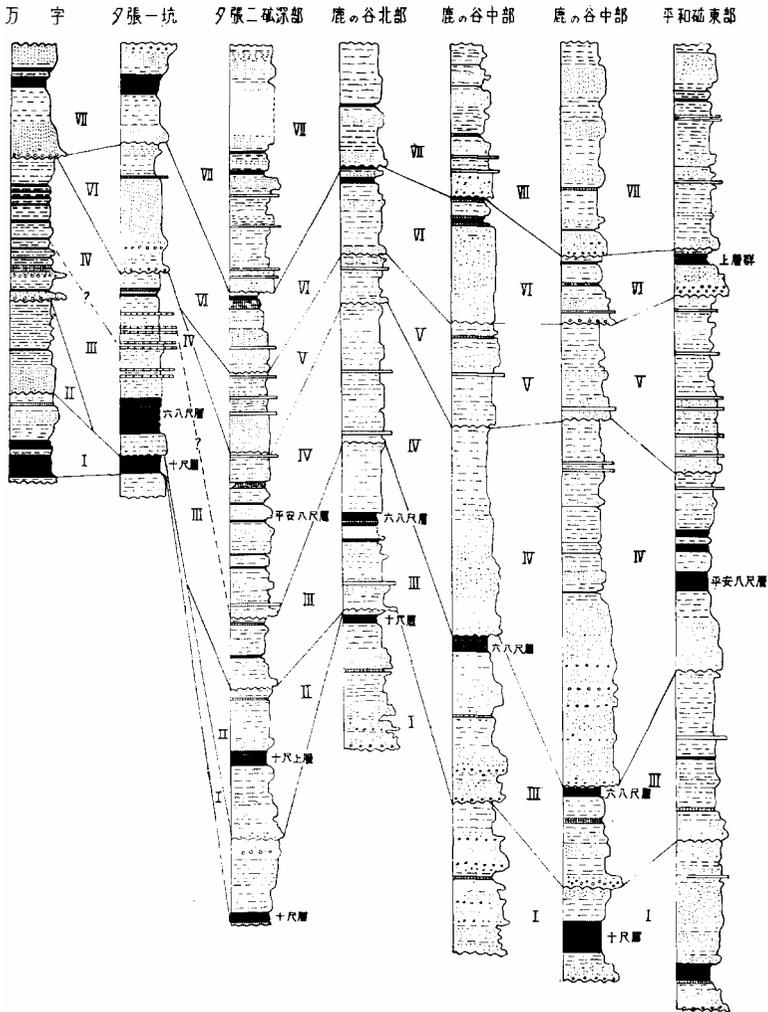
本層はその岩相や厚さの安定性から見て、広大低平な浅い湖盆に、単調な古地質的後背地から泥が供給され、極めて静穏に堆積したものと推定される。

3.1.3 夕張層

本層は1924年に今井半次郎³⁵⁾が本区域の夕張炭砒の主要炭層を挟んでいる地層に対して命名したもので、その標式的な露出は夕張市街地内を流れる志幌別川沿岸の東岸にみられる。いわゆる二十四尺層として知られる夕張本層や平安八尺層などの優秀な炭層を抱き、石狩炭田における夾炭層として最も重要なものである。

本図幅内においては、万字ドームの北及び東縁、鳩の巣ドーム周辺及びその東の冷水山南下、ならびに平和背斜の核心に露れるが、鳩の巣山ドーム東脚のものがその標式と認められている。この中、万字ドームにおいては、美流渡西方の白堊紀層の鼻状構造北端では若鍋層が直接白堊紀層を蔽^{註1}っているが、美流渡炭砒直西で、本層がこの両層間に露れ始める。シコロ沢では、その厚さはまだ20m内外にすぎぬが、層面斜面 (Dip slope) のため、地表の分布は広く見える。これを東するとその厚さを次第に増し、万字砒附近で40mを

註1 本層の層厚図は下河原寿男(112)の第17図参照。



第19図 夕張層対比図

越え、万宇上層などの石炭層を挟み始め、葵向斜区域では50mに及ぶ。しかし、このドームの西および南翼では、本層は夕張断層に切られて、その姿を見せない。

一方、鳩の巣ドームでは、その北翼、新二岐炭砦附近で角田向斜の南北両翼に露れ、厚さ50m、西にまわると薄化して30m台となるが、南下すると共に再び厚くなり、70m

となる。一方、東翼の標式地では100mに達し、主要炭層二十四尺層などを挟んでくる。これは南方にいいよ肥大して、平和背斜では150mに達し、夕張炭砒における本層（二十四尺層）より上位に、平安八尺層などの炭層を介在してくる。

本層は主として淡水性の砂質岩及び泥質岩の互層からなる。その累層状態はかなり複雑であるが、詳細に見ると、いくつかの輪廻層(Cyclothem)の集まりによって構成されていることが判り、北海道炭砒汽船株式会社^{95) 99) 127) 128)}ではこれを7垂層に区分している。同社ではこの手法を採り入れることで、詳細かつ自然的な岩相層序の設定、これに基づく部層及び炭層の正確な対比、複雑で異常な構造の解析などが可能になったとしている。同じ方法は既述の登川層でも採られているが、それより厚く且つ複雑な本層では、より有効であったわけである。

これら垂層をつくる主要な岩石は砂質岩及び泥質岩で、砂質岩の一部には礫質岩が挟まり、泥質岩中には石炭層ないし、炭質頁岩及び泥鉄岩が介在している。

この中、最も多い砂質岩は極粗粒から極細粒までの各粒度に及ぶが、各垂層の基部の粗から上位の細へと堆積するのが一般である。この基底部はしばしば下位の垂層を侵蝕して食い込み、同時侵蝕礫的に下位の泥質岩の角礫片などを含む礫質岩によって占められている。砂質岩はその色、灰白ないし淡灰色のものが最も多く、他に青味を帯びたり、緑がかったりするものや、暗色のものから、暗灰色のものもあり、粒度が細くなる程暗化している。風化に対しては極めて弱く、水酸化鉄に汚染されて、黄褐色ないし淡褐色を帯び、粗鬆化してザラザラの露面を呈するものが多い。一般に層理に乏しく、単層として数mから時に10m余に及ぶこともあるが、中には多少の粒度淘汰をうけ、また泥質岩を挟んだりして板状層理や斜層理を呈し、あるいは美しい縞状互層理を示すこともある。また炭質物のおびただしい挟在により縞目を呈する所も少なくない。

この砂岩の粒度が一そう粗くなると礫質岩に移行する。垂層の基底礫質的な位置を占めるが、何れも1m未満の薄いもので、それも側方に粒度を変じたり、含礫砂岩化したりしている。礫片は登川層などのものと同じく、各色のチャート、暗色砂岩、粘板岩、千枚岩、片岩類及び輝緑凝灰岩などで、豆大ないし胡桃大の、円磨度の高いものが多い。

泥質岩は主として垂層の上部を占めるが、時に極めて薄層として砂岩中にも挟まれる。多くは粗泥質で、暗灰色、層理に乏しいものが多いが、砂岩中のものは灰色粗泥質、泥岩岩中の一部には黒灰色細泥質で、頁岩状を呈するものもある。こうした部分は炭層や炭質頁岩は接近した所に多く、特に炭層の上ばんなどによく見られる。植物化石の保存良好な

ものは主としてこのような所に多く産する。これらは一亜層中の下位の砂質部に近づくと砂質泥岩化し、また砂岩と交互に薄い縞状層理を示す場合も多い。これら泥質岩は一般に風化すると褐色を呈し、薄く剥げるのを常とする。

また、泥岩中には石炭層の外、^{註1}泥鉄岩即ち炭酸鉄鉱を含む泥岩薄層ないしレンズや凝灰岩を挟む。泥鉄岩はその性状、上記の幌加別層中のものとはほぼ同じであるが、厚さ10~20cmのレンズ状ないし長い団塊として挟まれ、幌加別層中のもののようによく続く層状のものは少ない。

凝灰岩はいわゆる「白盤」^{シロバン}として知られているもので、本層中の石炭、特に主要炭層二十四尺層及び平安八尺層に挟まれている。厚さは数cmないし数10cm、薄層状または膨縮してレンズ状を呈する。石英を含む白色凝灰岩で、水を含むと粘土化して膨潤する。二十四尺層中では六・八尺層間にこれをよく追うことが出来、北の万字鉱では十尺層中の下部に、平和鉱では平安八尺層の下炭の上位に見られ、局所的な鍵層として利用される。

今、上記の岩石の累層形式をサイクロセムの見地から見ると、その標式的な各亜層の揃った発達を示すのはむしろ図幅外、東部の夕張二坑深部方面や、東南部の平和鉱南部から清水沢にかけてであるが、それらをも合せると次の様な層序からなる。

亜層名	厚層(m)	炭 層
第7 亜層	15~35	上 層 群
第6 亜層	10~40	
第5 亜層	0~30	
第4 亜層	0~50	平安八尺層
第3 亜層	15~30	六・八尺層
第2 亜層	0~35	十 尺 上 層
第1 亜層	10~35	十 尺 層

これら亜層間にはしばしば堆積小隙があり、下位層が侵蝕されていること登川層の場合と同じで、為に甚しい時には全亜層が削られている場合も生じている(第19, 20図)。

第1 亜層は区域の東南、平和鉱方面では、幌加内層上にのり、定石通り砂岩から始まっているが、北の夕張鉱から万字にかけてはこの基底粗粒部を欠き、十尺層が直接幌加別層に横たわり、同時に第2 亜層をも欠いて六・八尺層を含む第3 亜層がこれに近接しているのは他に比べて特異の現象である。こうした所では厚さも10m内外にすぎない。全体としても、砂岩、泥岩の累重の様子はかなり不規則で、十尺層の上部では側方変化が激しい。

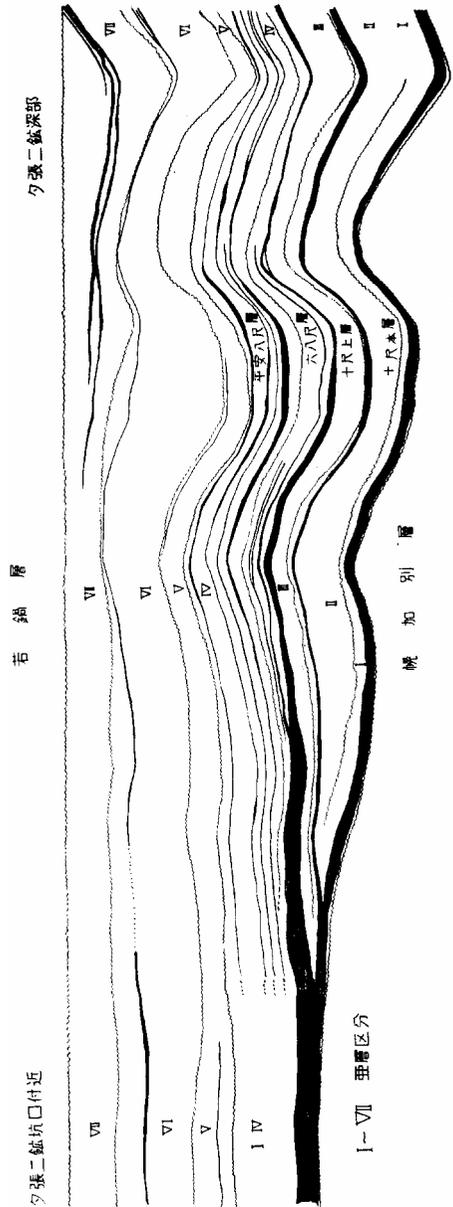
註1 これについては池上茂雄(30~32)の研究がある。

平和鉱では厚さ30mに及ぶ。

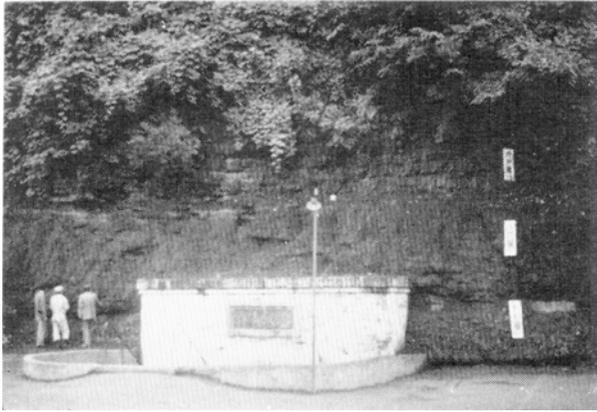
第2垂層は上記のように万字の深部に漸く認められ、図幅外、東の大夕張鉱区域から、夕張二砒深部を経、平和鉱の東南部にかけて続くが、夕張1、2砒浅部ではこれを欠き、3砒に到って漸く地表に出現し、平和鉱区域で20mになる。この垂層中には、十尺上層と呼ばれる炭層が含まれているが、図幅内では痕跡程度に止まっている。

第3垂層は比較的安定した垂層で、厚さ20~30m、粗粒砂岩ないし細粒砂岩に始まり、上方に粗粒化し、泥岩中に六・八尺層を挟んでいる。上半の泥岩中には泥鉄岩のレンズや団塊を含む。しかし、所により、その粗細の累重が小さく繰返されている所があり、また六・八尺層も厚さの変化が多く、時に分離している。

第4垂層は万字から夕張1砒~2砒の浅部にかけては明確でないが、2砒~3砒深部から鹿の谷の浅部にわたり確然とし、平和鉱に近づいて厚くなり、最厚40mを越すと共にその泥質部に稼行炭平安八尺層を挟む。好発達部では垂層としてかなり典型的で、下半の粗粒砂岩は厚さ10m以上あり、時に細礫岩となり、また斜層理を呈し、堅硬で、本垂層を特徴づけている。六・八尺層を挟む泥質部も所により砂質岩を



第20図 夕張層中の炭層の変化図(下河原寿男1963年原図より編集)



第21図 夕張鉱業所模擬坑道坑口と夕張本層（二十四尺層）の露頭

挟み、六・八尺の挟みとしてもこれが介在して、同層を分離している。泥鉄岩も薄層ないしレンズとしてこの泥質部に挟まれる。

第5亜層は砂岩がその主体を占め、泥岩の発達が貧しく、また側方変化が激しい。従って、良炭層は認められず、薄炭層ないし炭質頁岩が断続しているにすぎない。万字方面ではこの亜層は発達せず、夕張砒深部をまわり平和砒方面で漸く20mを越すにいたる。泥鉄岩は、他の亜層と同じ産状を示す。

第6亜層は厚さ20m内外、比較的安定した典型的な輪廻層を呈するが、下半の砂岩の発達がやや著しい。この砂岩中にはしばしば泥質岩を挟むと共にその同時侵蝕角礫を含んでいるのが特徴である。上半の泥岩を主とし、砂岩を挟む互層部には1、2の石炭薄層を挟み、次の亜層と共に上層群を形成しているが、特に稼行的なものはない。

第7亜層もまた万字方面ではこれを欠き、夕張1砒に漸く露れ、2砒から以南に発達し、最厚30mに達する。基底の砂岩には礫質部も挟むことがあり、上半も砂岩と泥岩の互層を主とする。炭層は薄いものが数層あり、もって上層群を形成する。

これらに含まれ石炭層については別に後述する。

本層はその含炭する淡水相堆積層の常として、炭層前後、特にその上盤の泥岩中に夥しく植物化石を産するほか、淡水介化石も炭層間の泥岩中に産する。この中、植物化石は第7表の如く、その種類も、100種を越え、個体数も多く、夕張古植物群^{註1)}とも称すべき特色あ

註1 本層中の植物化石の産状、頻度などについては、隣接清水沢砒におけるものが、藤岡一男・小林政雄(15,48)らによって詳しく研究されている。

るフローラを形成して居り、双子葉植物が圧倒的に多く、羊歯・裸子・単子葉植物を交じえ、温帯南部の常緑樹を伴った落葉樹林を示している。

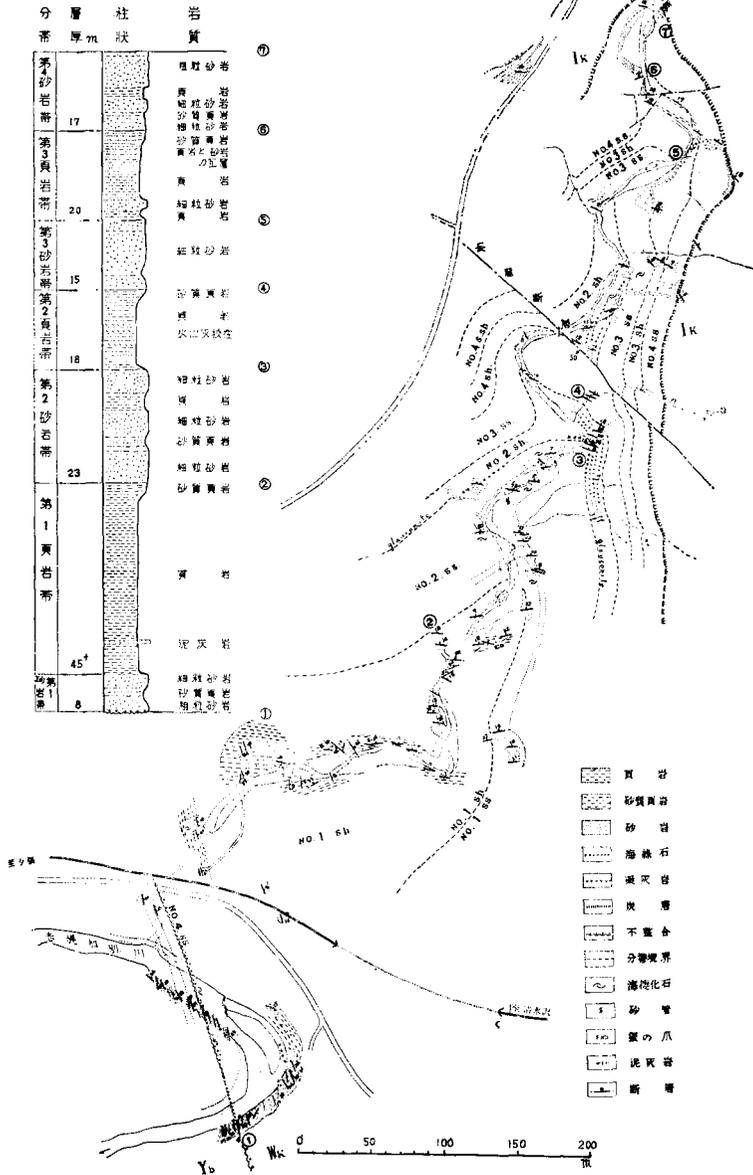
また動物化石はその構成が単調で種類も個体数も少なく、特に本層の特色を示すものはない。中では*Lanceolaria pisciformis*と*Margaritifera perdahurica*とがやや多く、前者は各垂層にかなり普遍的に、後者は第6, 7垂層に特に多い。外に*Unio uryuensis*, *Lepidodesma septentrionale*, *Anodonla subjapanensis*, *Cipongopaludina jimboi*などが所々に出る。

3.1.4 若鍋層

本層は本図幅内西南隅の平和背斜において、その中核をなして露れる累層に対し、1924年³⁵⁾今井半次郎が若鍋層(Wakkanappe Group)と命名したものに当り、志幌別川支流の若鍋沢に標式的に露出する。この地名はもとワッカナツペに由来し、一時若菜辺とも書かれたが、昨今は若鍋として通用している。石狩層群中最初かつ最大の海進を示す、浅海ないし瀕海成層で、海緑石を含んで緑色を呈した、砂管を多く含む特徴ある砂質岩と、暗灰色の泥質岩との互層からなり、また海棲化石を豊富に産しなどして他層と識別し易く、層全体が石狩層群中の鍵層的な役割を果している。その為に、石炭層こそ含まぬが、調査上からも、また特徴的な多数の海棲軟体動物化石を蔵するために、学術上からも、重要な地層である(第22, 23, 24図)。

本層は、図幅北隣の幾春別区域ではほとんど欠けていて、僅か幾春別背斜の南半から東翼にかけて白堊紀層に薄くのり始めるが、本図幅内に入ると万字ドーム周辺、鳩ノ巣ドーム周辺、平和背斜及び万字背斜の4カ所に露われ、特に東南部において標式的に発達する。大局的には北方に発達不良、東南に厚くなっている。この中、万字ドーム北西部の美流渡西方では、下位の夕張層を覆蔽して白堊紀層に直接し、厚さ60m、ドーム北辺では80m、ドーム東縁にまわって厚化し130mとなる。同ドームの西及び南では夕張断層に切られて本層は現われない。これに接する南の鳩ノ巣ドーム北辺では厚さ80m、これを西にまわると薄化し、全層粗粒化して厚さ60m、南縁で80m、同ドームの東即ち丁未向斜地帯から東縁をまわり冷水山にかけては160m、岩相も標式に近づく。標式地平和背斜附近では厚さ200mに近く、その核心に露われるものの外に、北の若鍋衝上に並走する衝上断層に伴って帯状に分布し、また南の清水の沢にも背斜の核心として露れているが、この附近でも厚さ200m内外を一般とする。また極めて小区域ではあるが、図幅の北東隅万字背斜に伴って本層が露れている。即ち万字東北方の鉄橋の沢中流、万字断層の東側でこれにのり

若鍋沢若鍋層柱状図

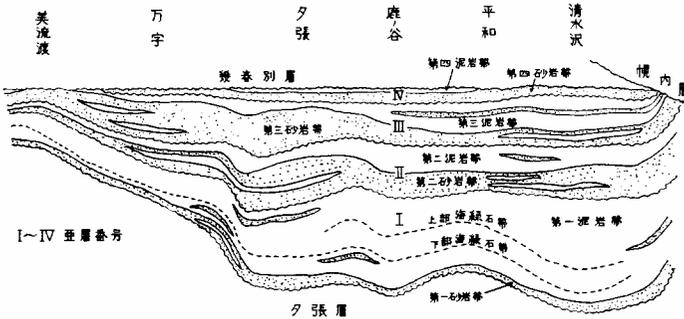


第22図 志幌加別川支流若鍋沢における若鍋層の分層見取図（北炭原図）

上げた複背斜の核心をなし、厚さは、下限が不明であるが、100m以上に及ぶ。

本層を構成する岩石は特徴ある砂質岩を主とする部分と泥質岩を主とする部分の交互のくり返しから成り、その中、砂質部を基底として砂岩 泥岩の1組を1輪廻に見ると、標式地では4輪廻から成っている。¹¹²⁾即ち若鍋沢での本層は次のように分層される(第22図)。

亜層	分層	層厚(m)
第4亜層	第4砂岩帯	17
第3亜層	第3泥岩帯	20
	第3砂岩帯	15
第2亜層	第2泥岩帯	18
	第2砂岩帯	23
第1亜層	第1泥岩帯	45
	第1砂岩帯	8



第23図 若鍋層層位断面図(下河原寿男1963年原図より編集)

この中、第1亜層は全層の厚さの半ば近くしめ、後述のように泥岩が厚いので、以前今井半次郎³⁵⁾は若鍋頁岩層Wakanappe Shaleと呼び、第2から第4亜層にかけては砂岩、泥岩相半ばし化石も多産するので、若鍋介殼化石層³⁵⁾ Wakkanappe Shell Bedとした。

この中、砂質岩はその各亜層の基部を占め、概ね数m台であるが、時に20mに近くこと第2亜層における如くである。その色調は淡灰、帯緑灰、帯青灰、暗灰と種々にわたるが、海緑石を含んで緑色を帯びるのが最も多く、もって本層の砂岩の特徴をなしている。粒度は細ないし中粒のものを主とするが、時に砂岩帯の下部では粗粒化し、更に基底部では礫岩化している。いずれも概ね層理に乏しいが、泥岩や炭質物を薄く挟み、薄い板状ないし縞状を呈することも少なくない。また各粒度の砂または泥が淘汰不良、混然として、いわゆる^{27, 28, 35)}「叢雲」状を呈する部分も多い。この様な部分にはよく小砂岩団塊や泥岩片礫を散



第24図 夕張市夕張一砦千歳坑西方の若鍋層

1c		幾春別層	
	Wsm	4s	第4砂岩層
		3m	第3泥岩
		3s	第3砂岩
		2m	第2泥岩
		2s	第2砂岩
		1m	第1泥岩
		1s	第1砂岩
Yc		夕張層	

含している。また部分を問わず砂管を含むことも本層の砂岩の特徴と言ってよい。この砂管は経0.5~2.0cm, うち1cm内外のもの最も多く, 断面形は円形からほぼ楕円形, 形は直線状, 弓状, 波状, 多屈折状など種々あり, 中には分岐し二又または三又になっているものもある。長さは20cm内外が多いが, 時に30cmを越える。概ね層面にほぼ直立するが, やや傾いて入っているものも多い。

この砂質部はその亜層の基底部に往々礫質岩に移化し, いわゆる基底礫岩をなすが, また第1, 第4砂岩中に見るように層中にも発達する。礫は小豆ないし豆大で, 時に密柑大から瓜大に及ぶものもある。厚さは最厚1m内外で, あまり連続性がない。礫片は白色や赤色, 或は赤白混った霜降状のチャート, 輝緑岩, 暗色砂岩, 粘板岩及び片岩類からなり, 円磨度が高い。第1砂岩の基底礫中には下部の夕張層から由来したと思われる石炭角礫をも含んでいる。

海棲動物化石は砂岩中にも産するが, 保存は左程よくない。植物片や炭質物も所々に見

られる。

全体として本砂岩は左程硬いと言いが、石狩層群中では硬い方で、露頭部ではしばしば凸出した急斜面をつくっている。風化を蒙ると霉爛して粗鬆軟化し、風化面は水酸化鉄に汚染されて、淡褐色ないし赤褐色を帯びてくる。

泥質岩は各亜層の主部ないし上中部を占め、厚さ数mから、時に第1亜層の第1頁岩のごとく70mに及ぶ厚い部層を形成することもある。

本岩の多くは細泥質で、均等緻密、暗灰色であるが、やや粗泥化すると灰色となる。概ね層理に乏しく、頁岩とは言えぬものが多いが、多年の習慣上、上記のように頁岩と呼ばれることが多い。これら、特に第1頁岩は幌内層に似ていて、時に誤認されたこともあるが、化石や上下関係、風化面の色調から区別出来ること、第11表の通りである。

また、砂質部から泥質部に移る部分は多少であれ暗灰色の泥質砂岩ないし砂質泥岩となっており、第1頁岩中には凝灰質の帯緑淡灰色珪質泥岩が挟まれている。泥岩が左程厚くない場合には砂岩や砂質泥岩を薄く不規則に挟み、また不定形の砂質部を炎状やむら雲状に挟むことがある。また海緑石粒もおびただしく、時に数cmないし1mに及ぶ密集帯をなすことがある。

本岩中には炭質物や植物片も乏しくなく、為に黒色の縞を呈する所もあり、一方、淡灰色の凝灰岩の薄層を帯状に挟む所もある。またこの泥岩中には泥灰岩の団球や、時にそのレンズ状薄層を挟んでいるが、幌内層ほどに多くはない。本岩は風化面では硫化鉄鉱粒を含む為が独特の赤褐色ないし帯紫褐色を呈することが多い。概ね不規則な小角片に破碎するを常とするが、稀に葉状にも剝理する。本層の特徴を示す海棲軟体動物化石は本泥岩中に最も多産し、かつ保存がよい。

これらの岩石で構成される各亜層の状態を標式地について見ると次のごとくである。

第1亜層は亜層中最も厚く、若鍋背斜で最大約80m、本方面では特に泥質部が著しく発達して主体をなす為³⁵⁾に若鍋頁岩層の名を得た程である。厚さ1m以下の細粒な基底礫岩に始まり、第1砂岩となるが、中には砂管が多い。第1泥岩中には部分的に平行剝理を示す所も多く、中に上下2帯の海緑石帯が追跡でき、前者は本層のほぼ中央にある約30cmの凝灰岩層中に含まれている。またその上部約10mには灰色凝灰質硬質頁岩が横たわる。この亜層には化石も豊富で、特に砂岩中には高鹹性のもも認められる。また上部海緑石帯直下に¹¹⁰⁾*Palliotum* sp. (*peckhami*?)¹⁰²⁾がかなり密集して帯をなすことがある。

第2亜層も下部は砂岩、上部は泥岩の明確な2部分から成り、第2砂岩は厚さ25m内外、

含水層として知られ、砂管が多く、海緑石によって全層緑色を帯びている。下部に時に数cmの厚さの凝灰岩層を挟む。第2頁岩は砂岩から漸移し、厚さ約18m、概ね砂質を帯び、時に砂質泥岩や砂岩層を介存しているほか、薄い凝灰層をも挟んでいる。

第3亜層も上記とほぼ同様であるが、砂岩部、泥岩部とも介存互層部が多い。全体としては砂岩が優勢で、第3砂岩は厚さ20m内外、特にむら雲状の部分に富み、砂岩団塊も少なくなく、砂管、海緑石も普遍的で、第2砂岩に次ぐ含水層となっている。第3頁岩は厚さ20m、砂質泥岩や細粒砂岩を挟み、又はこれと互層している。植物片や炭質物も多い。

第4亜層は輪廻の前半の砂岩部からなり、厚さは10m余にすぎず、不完全な輪廻の一部であるが、連続してこれを追跡できる。砂岩を主とするが、泥岩や砂質泥岩をも薄く挟み、頁岩の扁平礫を含むほか、砂管も随所に産する。この亜層にも植物片や炭質物が多い。

この標式地における各亜層の性状はかなり側方にそのまま追跡できるが、各部の厚さと共に累層状態、特に互層状態には次第に変化がある。若鍋層全体としての厚さは北方へ鳩ノ巣ドームの東縁鹿の谷、夕張附近までは大差がなく、また各亜層が誤りなく分ち得るが、更に北し、西すると、全体的に砂質部が優勢になり、第1頁岩中にも砂岩の介在が目立ってくるほか、他の亜層でも砂岩の肥厚、泥層部への砂岩の挟存が増してくる。この傾向は万字ドームに到ると一層著しく、厚さも急減すると共に、第1亜層以外では各亜層とも砂岩が主体となってくる。しかし、第1、2、3の砂岩部は何れも連続性の高い粗～中粒砂岩より始まり、亜層の境界を見出すことは左程困難でない(第23図)。

本層中に海棲化石の多産することには既にふれた。即ち本層を特徴づけている一群の軟体動物のほかに、有孔虫、鮫歯、魚鱗、Ostracodaなどを産し、また同定は保存不良で困難であるが、植物葉片、樹幹なども少なくない。

この中、軟体動物化石は純海水性のものを主とし、外に*Mytilus*、*Mya*及び*Crassostrea*などの高鹹性種が多少含まれている⁸⁷⁾。いま従来知られたものを第8表として挙げて置く。これらは第1頁岩中に最も多く含まれると共に、個体数も多い。砂岩中には*Crassatellites ezoensis*、*Venericardia otatsumei*、*U. subnipponica*、*Pitar* cf. *kyushuensis*、*P. matsumotoi*、*Callista matsuraensis*、*C. hanzawai*、*Spisula sorachiense*など、種類は少ないが、若鍋層を特徴づけるものが多い。これらは九州の芦屋層中のものと共通種が多い為に、かつて同層と対比された根拠となったものである。⁷⁵⁾

一方、泥質部中に多い種は*Succella hokkaidoensis*^x、*S. nagaoui*^x、*S. watanabensis*、*Port-*

第8表 夕張炭田産若鍋層動物化石表

化石種名	第1亜層		第2亜層		第3亜層		第4亜層
	第1砂岩帯	第1頁岩帯	第2砂岩帯	第2頁岩帯	第3砂岩帯	第3頁岩帯	第4砂岩帯
<i>Saccella hokkaidoensis</i> OYAMA & MIZUNO		普					
<i>S. nagai</i> TAKEDA		少					
<i>S. wakanabensis</i> SHIMOKAWARA (MS.)		普					
<i>Yoldia</i> sp.		少					
<i>Portlandia breviscapa</i> (YOKOYAMA)		少					
<i>P. watazei</i> (KANEHARA)		少					
<i>P. cf. thraciaeformis</i> (STORER)		少					
<i>Acila</i> (A.) <i>wakanabensis</i> UOZUMI		少	少				
<i>Glycimeris altoumbonata</i> NAGAO		少					
<i>Mytilus</i> sp.							少
<i>Palliolium</i> sp.		多	少				
<i>Crassostrea</i> sp.	稀	稀	稀		稀		稀
<i>Crassatellites yessoensis</i> MINATO & KUMANO	少	普	普		普		
<i>Venericardia otatsumei</i> UOZUMI	少	少					
<i>V. subnipponica</i> NAGAO	普	普	普		普		
<i>Anodontia</i> sp.		少					
<i>Papyridea harrimani</i> DALL		普	少				
<i>Clinocardium</i> sp.		少					
<i>Pitar cf. kyushuensis</i> (NAGAO)	少	普	少	少			
<i>P. matsumotoi</i> (NAGAO)	少	少	少	少			
<i>Callista matsuraensis</i> (NAGAO)	少	多	普	少	少	少	
<i>C. hanzawai</i> (NAGAO)	少	普	少	少		少	
<i>C.</i> sp.	少	少	少	少			
<i>Dosinia</i> sp.	少	少	少				
<i>Merisca cf. onishii</i> INOUE & MIZUNO	少	普	普	少		少	
<i>Macoma cf. poronaiensis</i> INOUE & MIZUNO	少	少	少	少	少		
<i>Tellina</i> sp.	少	少	少	少			
<i>Spicula</i> (<i>Mactromeris</i>) <i>sorachiensis</i> UOZUMI	少	多	多				
<i>Solen</i> sp.	少	少	少				
<i>Mya ezoensis</i> NAGAO & INOUE	多						
<i>Periploma besshoense</i> (YOKOYAMA)		普					
<i>Dentalium</i> sp.		少	少				
<i>Ampullina</i> sp.		少	少		少		
<i>Polinices</i> sp.		少	少		少		
<i>Eocyclichna multistriata</i> (TAKEDA)		普					

(下河原寿男 1963年資料に基づき編集)

landia breviscapa, *P. watazei**, *P. cf. thraciaeformis*, *Acila* (A.) *wakanabensis*, *Palliolium* sp., *Clinocardium* sp., *Periploma besshoensis**, *Ampullina* sp., *Eocyclichna multistriata**などで、この中の*印を付したものは石狩層群上の幌内層にも産する。このことは、泥質相の軟体動物の進化の遅い例として注目される。

他に本層からは蟹化石 *Callianassa cf. muratai*, 鮫魚歯化石 *Carcharodon ezoensis*やその他種属未詳の魚鱗, 海胆化石 *Linthia ezoensis*などおよび*Ostracoda*などを産する。

本層の泥岩には、多くないが、植物葉片や硅化木ないし炭化木幹を産する。充分鑑定に

堪えるものは少ないが、*Gingko adiantoides*, *Pinus* sp., *Glyptostrobus europaeus*, *Meta-sequoia occidentalis*. *Pityophllum* sp., *Salix* sp., *Carpinus* sp., *Acer* sp., *Macclintockia trinervis*などの葉化石が従来報ぜられている。温帯南部の植生を示す植物群である。

本地域の若鍋層の有孔虫に関しては、近年内尾高保の調査がある。これは鹿の谷2号、同4号及び夕張26号などの試錐岩芯によるもので、次表のようにまだ属種数の検出は少ないが、特色あるものである。大部分は泥岩中に産し、中では*Elphidium sorachiense*が上下を通じて産し、また*Ammomarginulina akabiraensis*は上半部に多い。

第9表 若鍋層産有孔虫化石表

	第1砂岩	第1泥岩	第2泥岩	第3砂岩	第3泥岩
	I	IIa	IIb	IIIa	IIIb
<i>Ammomarginulina akabiraensis</i>	少	少	普	多	多
A. (?) sp.			普	多	多
<i>Hoplophragmoides</i> spp.		少	普	多	多
<i>Involutina</i> sp.	稀	少		多	
<i>Elphidium sorachiense</i>	稀	稀	稀	多	多
E. <i>wakanabensis</i>	稀				
<i>Gyroidina</i> off. <i>yokoyamai</i>		少	少		
<i>Bulimina schwageri</i>		少		少	
<i>Guttulina</i> sp.		少	稀		
<i>Quinqueloculina</i> sp.		少	稀		
<i>Rectoglandulina</i> sp.		少			
<i>Haplophragmoides</i> sp.	少	少		多	稀
<i>Bolivina</i> sp.		少			

(内尾高保による)

本層は下位の夕張層とはその境界が比較的截然としているが、従来整合と見なされて来^{103, 112)}ていた。しかし近年下河原寿男により、その間は平行不整合とされるに至った。これは野外調査及び多く試錐の結果導き出されたもので、理由とするとところは、堆積環境の急変、即ち全く淡水層の夕張層から、海水相の本層への岩質の急変が認められ、その間が截然としていること、即ち本層の最下低に基底礫岩と認むべき部分が普遍的に見られ、その中には下位の夕張層から齧されたと思われる石炭礫や頁岩礫も含まれていること、特にその礫岩部の基底に波状の侵蝕面も認められること、更にこの所見を強力に支えるものは、夕張層を上記の様に区分して見ると、その亜層内の種々の層位と本層基底が接することで、そ

の間に極めて緩いが斜交性が認められる。つまり夕張層堆積後、僅かではあるが侵蝕が行われたことを示す（第20図）。

従来、空知地方の若鍋層と本地方のそれとは殆んど同時的¹¹²⁾で、南北の岩相の差は堆積相の違いに基づくと信ぜられて来、或は夕張の下半部の泥岩を主とする部分、いわゆる若鍋頁岩層は空知にはこれを欠き、夾炭部と併せていわゆる若鍋介殼化石層に当ると見られて来たが、この見解によるとむしろ逆で、空知の広義の若鍋層の夾炭部が夕張では欠除し、その隙に当るものが夕張・若鍋両層間の不整合で示されていると見なす¹¹²⁾下河原寿男の見解が正しい。

3.1.5 幾春別層

本図幅における本層は、1924年、今井半次郎³⁵⁾の本図幅の北隣幾春別炭田の夾炭層に因んで「幾春別夾炭層」と名づけたもの及びその下位の羊歯砂岩層、即ち高尾彰平によって再定義された幾春別層の南方延長に当る。

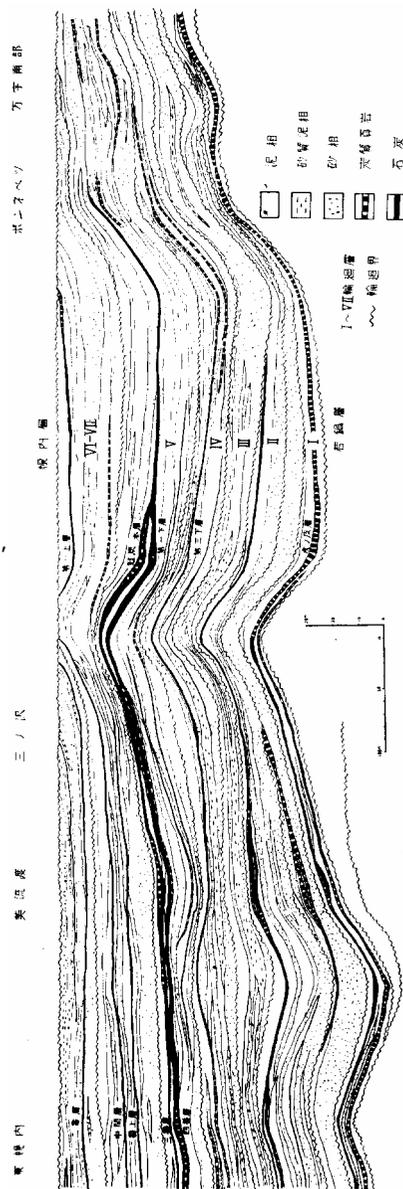
この地域の石狩層群の最上部を占め、区域内では北縁近く、幾春別背斜の南の沈下先に僅かに現われるほか、北東縁近く、鉄橋の沢において、万字断層の東の万字背斜に伴って断層に切られつつ、幌内層の間より僅かに頭を出すもの、万字ドームの北側から東側にかけて分布し、更に、鳩ノ巣ドームでは、これをとりまいてほぼ連続露出し、更にその一部は東の冷水山に達し、これに連なる山地に及んでいる。

従来、幾春別から本地方にかけての幾春別層は、空知地方と異なり、多くの人によって下位の美唄層を欠除して、若鍋層と一連整合すると考えられて来た。しかし、最近下河原¹¹²⁾寿男は、かつて今井半次郎³⁵⁾が想定したように、薄いながら美唄層の存在を認めている。本編ではその可能性を認めつつも従来通り、若鍋層以上のものを本層に含めて述べることにした。これは、下述のように、本層下部にいわゆる美唄層上部に特有とされる「虎の皮」型の石炭層と区別し難い炭層の存在すること、空知炭田南部から夕張炭田にかけて、この虎ノ皮炭層の上位には、時に厚さ30mに及ぶ特徴ある粗粒から中粒にわたる堅い砂岩、空知での「一の沢砂岩層」³⁵⁾、夕張での「夕張砂岩層」³⁵⁾があり、この中、前者は側方にいわゆる下部幌介層、即ち赤平層に移化することなどから、本来の幾春別層から分離することが出来るものであるが、少なくとも本図幅内では、他の登川、幌加別、夕張、若鍋などの各特色る累層に対する独立した累層とするより、これを一括した方が便宜と考えたからである。しかし、このことは夕張炭田における美唄層の存在を否定するものでなく、夕張炭田の幾春別層 = 空知炭田の美唄 - 赤平 - 幾春別層の可能性を認めての上であると云ってよい。

この見地からの本層は下位の若鍋層と全く整合的で、その境界は概ね判然としている。しかし、将来その間に不整合が見出されるかも知れない。一方、幾春別から本地域にかけての幾春別層は、峰延山地以北、空知地方の同層名とされて来たもののみでなく、その上位の芦別夾炭層までを併せたものでないかとの考えが田代修一によって¹²⁶⁾1950年に提唱されている。その考えは1963年、柴岡道夫によって別の観点から支持されて¹⁰⁰⁾居り、その可能性もあるが、本図幅内においてはこれを論ずる資料がない。

本層の^{註1}厚さは、上位が幌内層不整合に接する為、本来のものでないが、全体として、北西方に厚く、南東方に薄い、これは先幌内期の侵蝕に伴う削剝によることは勿論であるが、各亜層の厚さから見ても、元来の堆積が同様の傾向を示していたことが判る。また厚さの増加と、石炭層の発達ほぼ比例的で、炭層数も稜行的炭層も北方にふえている。これは本層の下位の上記各層の肥厚状態や炭層発達とは逆の傾向を示し、本層が各層と堆積盆心を異にしたことを物語っている（第25図）。

各亜層の厚さは下述の通りであるが、全体としては北部の東幌内炭砒部東部から美流渡炭砒にかけて150m～200m内外、これが東に赴くと共に幌内層に削られ、万字



第25図 美流渡～万字間の幾春別層の層位断面図（下河原寿男1963年原図より編集）

注1 本層の層厚図は下河原寿男（112）の第19図参照

礫附近で60m前後にまで薄くなる。これから鳩ノ巣ドームの東側の夕張各礫一帯にかけ、更に南の平和礫附近までは70～80mと僅かながら厚化している。一方、同ドームから西側にかけても厚さを漸次増し、新二岐炭礫附近では150mを越える。つまり、全体として先幌内層の削剝量は東に大となり、東の大夕張図幅内では本層は遂に削去されている。

本層は他の夾炭層と同じく、砂質岩、砂質泥岩、泥質岩の厚薄の累層からなり、その間に礫岩や凝灰岩及び岩層を挟んで居り、下記のように、その累積状態から多くの輪廻層に分層し得る（第25図）。これらを構成する岩石の性状は次のごとくである。



第26図 夕張市平和背斜東翼の幾春別層。
硬い帯緑灰色砂岩が突出している。

^{27, 28, 35)}
砂質岩は細粒から極粗粒の各粒度わたるが、何れもアルコーズ質で、凝灰質を帯び、且つ堅硬なものが多いことを特徴とする。その著しいものは造稜層をなし、上下の地層より突出していることが多い。第3垂層中の砂岩は「夕張硬石」などと呼ばれ、石材として採石されたことがある。色調は一般に明るく、灰白色～淡灰色系統のものを主とし、淡緑、淡青色を帯びるものも少なく、特に緑色を呈する砂岩の多いことも本層の砂岩の特色の一つと言ってよい。これらは風化して淡褐色ないし黄色を帯びた褐色を呈するを常とする。1層の厚さは数mから10数mのことが多いが、時に30mに近づくこともある。何れの場合にも一垂層の下位に粗粒、上方に細粒化して泥岩に移るのを常とする。層理は明らかでないものも多いが、板状層理をなし、斜層理や漣痕を呈する部分も所により認められる。ただし、砂岩中でも、最下位の第一垂層の砂岩は、その色調灰白色で、上記砂岩と似るが、硬度がはるかに劣り、軟かく、風化し易い点が、上記と異なる。

また、礫岩は本層の所々、砂岩の粗粒化部に伴い、また砂岩中になりに連続的に発達している。大豆大以下のものが多く、よく円磨された、赤、白、灰などの珪岩や、黒色粘板岩、暗色砂岩、輝線凝灰岩などの岩片からなっている。何れも硬く固結して居り、風化部でも褐色を呈して突出することが多い。

泥頁岩は一般に暗灰色の粗泥岩を主とするが、時に黒色の炭質物を含む互層や、青色を帯びた灰色泥岩もあり、炭層の下盤粘土として灰白ないし乳白色を呈するものもある。またやや緑色を帯びた凝灰質緻密硬質な泥岩も薄いが地方的鍵層として発達する。炭田地質家によってしばしばフィールド名として“FLINTY SHALE”と呼ばれているものがこれである。また砂質を帯び、灰色砂質泥岩に移化し、またこれと縞状の互層をなす場合も少くない。

本岩は概ね下位の砂質部より漸次移化するが、互層しつつ移化し、一亜層の上位を占め、その中に炭層ないし炭質頁岩を介在する。また泥鉄岩は薄層ないしレンズ状に、風化して赤褐色を呈して露出面に突出しているのが随所に見られる。

凝灰岩は白色ないし淡灰色、中粒ないし細粒緻密なものが、層自身または炭層に伴ってしばしば認められる。多くは軟質で風化びらんし易いが、中に燧石状に堅硬なものもある。厚さは概ね10cm以下で、地方的に鍵層として追跡し得る。石炭層中では最下位の虎ノ皮層中のものが著しく、くり返し介在し、風化して帯褐黄色を呈し、黒色の石炭と互層して黄黒の縞状を呈する為とその名を得ている。

本層はその累層状態から、標式地幾春別地方で下位的美唄層のそれも併せると13¹¹²⁾亜層に分ち得るが、本図幅内では時にその分層が合一し、分ち難くなったり、また合わせてその厚さが薄化して居り、かつ上位は幌内層の不整合面で切られたりしており、その中の第9亜層までが認められる。各亜層の厚さは概ね5～30mの間にある。各亜層間には侵蝕面が認められることが多い(第25図)。

亜層名	層厚(m)	炭 層	
第 8 ~ 9 亜層	10 ~ 20	東幌内礫	美流渡礫
		{ 1 番層 2 番層	
第 6 ~ 7 亜層	20 ~ 25	中間層	第 1 上層
		{ 3 番上層	
第 5 亜層	20 ~ 25	{ 3 番層 4 番層	本 層 第 1 下層
第 4 亜層	15 ~ 30	5 番層	第 3 下層
第 3 亜層	25 ~ 30		
第 2 亜層	8 ~ 10		
第 1 亜層	5 ~ 10	虎ノ皮層	虎ノ皮層

第1亜層は本層最下位の、下河原寿男¹¹²⁾によって美唄層に当たるとされた部分で、北の岩見沢図幅内では、2亜層からなるが、本図幅内では全域を通じ、その中の上位の第2亜層のみが認められる。厚さは10m内外、砂質岩の発達も劣り、泥岩ないし砂質泥岩を主とし、薄い砂岩や頁岩を介在互層し、その中にいわゆる虎ノ皮層と呼ばれる炭層を介在している。

下位の若鍋層とはこの岩質の移り目をもって境し得るが、その間には堆積の急変があるにもかかわらず、まだ不整合の記跡は見出されていない。

第2亜層も全域にわたり発達し、厚さ10m内外、砂岩の発達がよく、上部の泥質岩中にも著しい炭層がない。

第3亜層は25~30mの厚さを有し、全域的に拡がっている。下半の砂岩の発達がよく、夕張砂岩層として追跡される。これは所により、更に上下の小亜層に別ち得るほど側方の変化に富み、泥質岩中にも見るべき炭層がない。本亜層の上部は夕張東方附近では既に削除され、幌内層に直接おおわれている。

第4亜層は鹿の谷附近で最も厚く30mに達するもので、やはり砂岩に始まり、上半は砂質泥岩と泥岩の互層を主とし、炭質頁岩を挟む程度である。中では美流渡附近の第3下層や東幌内炭砒の5番層がややめばしい。

第5亜層は区域の北方から東方にかけ20m内外の厚さがあるが、万字以南では削去されている。下部に薄い砂岩を置く外、ほとんど、側方変化の激しい砂質泥岩、泥岩、頁岩の互層からなり、中に数層の炭層や炭質頁岩を挟む。中では東幌内の3番層、4番層、これと同位層の美流渡砒の本層、第1下層などが最も著しい。更に下方には第2下層の薄層を含んでいる。

第6亜層は、図幅内では第7亜層と岩相的に区分し難くなる。合わせてその厚さ25m内外あるが、万字附近では削剥されている。下部の砂岩は連続的であるが、中上位の泥質部は砂岩、砂質泥岩、泥岩などが入り交って互層し、その中に消長の激しい薄炭層や炭質頁岩を挟んでいる。東幌内炭砒の中間層、3番上層、美流渡の第1上層などがこれである。

第8亜層も本図幅内では上位の第9亜層と区別し難く、殆んど一連で、下部には砂岩、その一部に細礫岩が続くが、中上部は砂岩と泥質岩との互層になる。東幌内炭砒附近では中に1、2番層を挟んでいる。本亜層内は厚さ合わせて10数mあるが、万字北方で幌内層に切られて、以南にはその姿を見せない。

本層中の石炭層については後述してある。

本図幅内の本層から産する古生物は、動物、植物何れも陸棲のもので、前者には下位の各層にも見られた *Margaritifera perdahurica*, *Unio uryuensis*, *Lanceolaria pisciformis*, *Cipangopaludina jimboi* などであるが、種類も、個体数も少ない、後者は100種に余る種数を産し、個体数も多く、幾春別古植物群とも称すべき一群を形成している。これらは何れも本層の泥岩、特に炭層の上盤をなす頁岩中に産するが、中でも *Woodwardia* が最も普遍的に産するので、為に幾春別層の下部の一部は「羊歯砂岩層」³⁵⁾ と名づけたり、またこの化石植物群を「羊歯植物群」^{13, 83)} (*Woodwardia flora*) と呼んだりしている。この植物群は温帯南部ないし温暖帯のそれを示すものであると言う。

第10表 幾春別層植物化石表

<i>Equisetum arcticum</i> HEER	多
<i>E.</i> sp.	普
<i>Osmunda japonica</i> THUNB. <i>fossilis</i> OISHI et HUZIOKA	多
<i>O.</i> <i>affinis</i> LESQUEREUX	普
<i>O.</i> <i>lignitum</i> STUR.	少
<i>Athyrium delicatulum</i> OISHI et HUZIOKA.	普
<i>Aspidium oerstedii</i> HEER	少
<i>Dennstaedtia americana</i> KNOWLTON	普
<i>D.</i> <i>nipponica</i> OISHI et HUZIOKA	普
<i>Onoclea hebraidica</i> GARDNER	普
<i>Pteris grönlandica</i> HEER	普
<i>Woodwardia endoana</i> OISHI et HUZIOKA	多
<i>W.</i> <i>decurrens</i> OISHI et HUZIOKA	多
<i>W.</i> <i>japonica</i> SEWARD var. <i>eocenica</i> ENDO	普
<i>Lastraea japonica</i> KRYSCHTOFOVICH	普
<i>Salvinia</i> sp.	少
<i>Ginkgo adiantoides</i> (UNGER) HEER	少
<i>Glyptostrobus europaeus</i> HEER	普
<i>Metasequoia occidentalis</i> (NEWB.) CHANEY	多
<i>Sequoia langsdorfi</i> BROGNIART	多
<i>S.</i> sp.	少
<i>Cephalotaxus yubariensis</i> ENDO	少
<i>Taxodium dubium</i> (STERN.) HEER	多
<i>Populus glandifolia</i> ENDO	普

<i>P. laior</i> AL. BRAUN	多少
<i>P. mutabilis</i> HEER	少
<i>P. subro'undata</i> LESQUEREUX	少
<i>P. zaddachi</i> HEER	多
<i>Salix varians</i> GÖPPERT	普
<i>Carya antiquorum</i> NEWBERRY	少
<i>Juglans nigella</i> HEER	普
<i>J. alkalina</i> LESQUEREUX	少
<i>J. devaeriana</i> KNOWLTON	少
<i>Alnus kefersteinii</i> (GÖPPERT) UNGER	多
<i>A. paleojaponica</i> ENDO	少
<i>Betula brongniarti</i> ETTINGSHAUSEN	普
<i>B. palaeomaxmowicziana</i> ENDO	少
<i>Carpinus takaoi</i> ENDO	普
<i>Carpiniophyllum canadatum</i> REIN	少
<i>Corylus macquarrii</i> (FORBES) HEER	多
<i>C. kenaiana</i> HOLLICK	少
<i>C. insignis</i> HEER	少
<i>C. fasteri</i> WARD	少
<i>C. sp.</i>	少
<i>Castanea ungeri</i> HEER	普
<i>C. sp.</i>	少
<i>Fagus antipofi</i> HEER	普
<i>Quercus laharpi</i> GARDNER	普
<i>Q. sp.</i>	少
<i>Planera ezoana</i> OISHI et HUZIOKA	普
<i>Ulmus elegantior</i> NATHORST	普
<i>Ulmus nipponica</i> ENDO	少
<i>U. haru'oriensis</i> OISHI et HUZIOKA	多
<i>Zelkova takahashii</i> OISHI et HUZIOKA	普
<i>Z. kushiroensis</i> OISHI et HUZIOKA	普
<i>Z. ungeri</i> (ETTING.) KOVATS	少
<i>Celtis ezoana</i> TANAI	普
<i>Broussonetia imaii</i> ENDO	普
<i>Ficus ezoensis</i> ENDO	多
<i>F. columbioides</i> ENDO	少

<i>F. tiliaefolia</i> HEER	少
<i>F. planifolioides</i> ENDO	少
<i>F. yubariensis</i> ENDO	少
<i>Bohemeria langipetiolata</i> TANAI	普
<i>Nelumbium nipponicum</i> (ENDO) HUZIOKA	少
<i>Cercidiphyllum arcticum</i> (HEER) BROWN	普
<i>C. elongatum</i> BROWN	少
<i>C. paleojaponicum</i> BROWN	少
<i>C. crenatum</i> (UNGER) BROWN	少
<i>Magnolia eokobus</i> TANAI	普
<i>M.</i> sp.	少
<i>Cinnamomum lanceolatum</i> UNGER	普
<i>Laurus schmidtiana</i> HEER	普
<i>Sassafras alaskanum</i> HOLLICK	普
<i>S. yubariensis</i> ENDO	少
<i>Liquidambar eoformosana</i> HUZIOKA	少
<i>Platanus aceroides</i> GÖPPERT	多
<i>P. guillelmae</i> GÖPPERT	普
<i>P. mabutii</i> OISHI et HUZIOKA	普
<i>Pyrus ishikariensis</i> TANAI	少
<i>Prunus serrulata</i> HEER	少
<i>Cercis hokkaidoensis</i> ENDO	稀
<i>Leguminosites</i> sp.	稀
<i>Pueraria ishikariensis</i> TANAI	少
<i>Marlea</i> sp.	普
<i>Mallothus elongata</i> TANAI	普
<i>M. imaii</i> ENDO	少
<i>Celastrus borealis</i> HEER	少
<i>Acer arcticum</i> HEER	多
<i>Paliurus colombi</i> HEER	少
<i>Zizyphus falcatus</i> BERRY	多
<i>Cissus pectabilis</i> HEER	稀
<i>Vitis heeriana</i> KNOWLTON	少
<i>Tilia harutoriensis</i> OISHI et HUZIOKA	普
<i>T. sachalinensis</i> HEER	少
<i>T. eojaponica</i> ENDO	少

<i>Hibiscus imaii</i> ENDO	少
<i>Ilesia polycarpa</i> MAXIMOVICZ	少
<i>Alangium basiobliquum</i> (OISHI et HUZIOKA) TANAI	少
<i>A. basitrumcatum</i> (OISHI et HUZIOKA) TANAI	少
<i>Aralia wyomingensis</i> KNOWLTON et COCKERELL	少
<i>Zingiberites borealis</i> HEER	少
<i>Chionanthus eoretusa</i> TANAI	少
<i>Viburnum nordenskiöldi</i> HEER	多
<i>V. oppositinerve</i> WARD	普
<i>V. asperum</i> NEWBERRY	少
<i>V. whymperi</i> HEER	少
<i>Iris latifolia</i> HEER	少
<i>Sabalites nipponicus</i> (KRYSCHTOFOVICH) ENDO	普
<i>Smilax fayettensis</i> BERRY	少
<i>S. sp.</i>	少
<i>Musophyllum complicatum</i> LESQUEREUX	普
<i>MacClintockia trinervis</i> HEER	少
<i>M. sp.</i>	少

. 3 . 2 幌 内 層

本層は周知のように、矢部長克が1901年に本図幅北隣の岩見沢図幅内幾春別川支流幌内沢に因んで名付けた、石狩層群上の厚い海成層で、本図幅内にも広く発達する。大別して4区域に分布し、(1)北部では幾春別背斜と万字ドームとの間、幌向川沿いに幌向向斜を占め、かつ幾春別背斜東側の盤ノ沢からつづくものと合一し、広い盆状地を作っている。ここではその分帯E帯辺が露われ、全層厚約1,000mに達する。傾斜は、幾春別背斜沈下先の急なのを除いて概ね20°以下で緩いが、東北隅万字断層以東では万字背斜に伴う断層でやや乱れる。

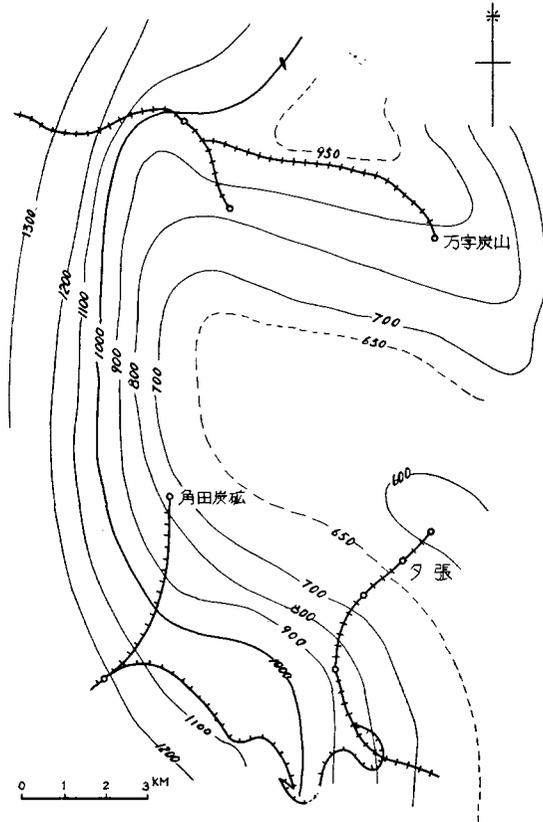
(2)この区域の西には東幌断層以西にはほぼ南北走向の直立した本層が帯状に露われる。その東半は夕張断層、幌内断層などの走向断層に切られ、西半には更に急立した南に沈下する一背斜があり、以西は西に急立同斜する。ここでは本層はG帯までが露われ、その層厚1,300mに及ぶ。幌向川両岸にはこれを貫ぬいて玄武岩の小岩体が散見される。この幌内層の南の延長は、これを横切る朝日断層により急に幅を狭め、夕張断層との間に僅かに南に沈む背斜の先端部にF、G両帯が三角状に露われる。

(3)鳩の巣ドームの南側には本層が最も広く露われる。ここでは走向ほぼ北西 - 東南、その東南部では(北から)二股、アノロ、一線沢などの背斜、高台、アノロ、大蛇沢の向斜など、数条の褶曲によって緩急の傾斜を示し、各分帯が重複して露われるほか、縦断層や横切断層によって更に重複や欠失をくり返し、かなり複雑な構造を呈する。中でも幌向川上流富野附近を通るシルツル断層は注目に値し、以北では諸褶曲は走向断層などにより収斂しているなどの構造上の差の境界をなすばかりでなく、西側にある上位の滝ノ上層を全く動かしていないことなどがある。このことは、¹⁰⁸⁾ 少くともこの地方では、後幌内 - 先滝ノ上期にある程度の褶曲、断層などの運動及び削剝が行なわれたことを示し、石狩炭田第三紀地史上見逃がすことが出来ないものである。この地域では本層分帯の最上部G帯までが露われ、全層1,000mを越す厚さがあるが、これを鳩ノ巣ドームの西側に追うと、その露出の幅は急速に狭まる。これは本層が西方に急立同斜していることにもよるが、むしろ上位の滝ノ上層下の不整合により本層が切られているためである。本層は同ドーム西側では僅かにD帯迄が認められるのみで、その厚さも最薄300m内外までになり、その北限は夕張断層に断たれている。この区域には上記シルツル断層と同様な、幌内層を切り、滝ノ上層に及ばない断層が2、3認められ、本層を貫ぬく玄武岩の小岩体も所々に露われている。この区域から東に平和断層を越えると、(4)平和ドームの周辺、特に北側に、若鍋断層との間にいくつかの走向衝上断層に切られた本層が、楔状に分布し、中に一向斜を収める。

外に、鳩の巣ドームの東方には、冷水山を始め山背部に本層が比較的平穏のっている。いずれも緩傾斜であるが、その連続は断層によって断たれている。

本層の厚さは、東方で約600m、西北方に赴くと共に厚さを増し1,300mに及び、万字、鳩の巣両ドーム附近ではやや薄い傾向があり、同ドームの撓曲の影響がうかがわれる。上位は滝ノ上層により不整合に切られているので、元来の厚さは正確に判定し難いが、各分帯の肥厚状態から見ても、西方に厚く堆積したことは否めない。即ち石狩層群の各層の肥厚方向と軌を一にせず、両層群間の堆積盆心の移動を示している(第27図)。

本層と下の石狩層群との関係は、古く矢部長克を始めとし、³³⁾ 今井半次郎、⁷²⁾ 村田析ら石狩炭田調査の初期から不整合とされて来ており、その後、^{142, 144)} 精査の進むにつれて一層このことが確認されて来ている。しかし矢部長克は近年陸成層である石狩層群に当る同時異相的海成層が本層でないかとの発想に基いて、石狩層群上部 = 幌内層の同層位説を提唱し、^{2-9, 10, 11, 117)} 同調者も少なくない。これは幌内層の古生物的要素が石狩層群中にも見出されることもその論拠の一つになっている。^{26, 73, 96, 135)} しかし、その後の検討によると、両層群間の不整合関係の確実度



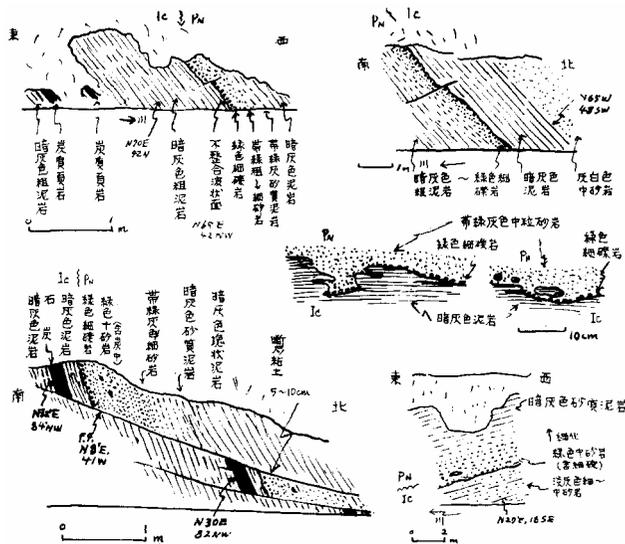
第27図 夕張図幅内幌内層厚図

は一そう高くなりこそすれ、同時・同層位を立証する事実は少しも現われて来ていない。

本図幅内では、本層はすべて幾春別層上のにり、東方の大夕張地方や南方の登川、穂別地方のように、より下位の地層と接しているところはない。しかし、区域内の幾春別層と本層の接着状態を見ると、前者の種々の部位にのっており、緩やかな傾斜不整合関係にあることが判る。これは前者を亜層に分けた場合に一そう判然とし、またその中の石炭層を追跡することより明確に理解出来、大局的には東南方に削割が著しいことが判る。即ち北の幾春別炭田では第13亜層までであるのが、北端の東幌内区域に入ると第9亜層まで食いこ

み、美流渡地区では更に第7垂層までの境界が下り、その東部では一部第6垂層までも下り、万字の東方では第5垂層に接し、夕張東方では第3垂層に達している。これら両層間には漸移と見られる所は1ヶ所もなく、常に侵蝕面をもって接し、下位層の性状が、幌内層内に再現することはない(第25,68,71図)。

この幌内層の基底は多少であれ波状を呈するのが常で、薄くは10数cm,厚い時は数mの粗粒部があり、それより漸次上方に細粒化して、幌内層本来の泥岩に移化している。この粗粒部の基底は概ねやや硬い極粗～粗粒の含海緑石緑色砂岩で、最基底は古期岩類の細～小礫を含むか、または細礫岩化している。また下の幾春別層の砂岩や泥岩及び石炭の小



第28図 古第三系石狩層群と幌内層との関係見取図

左上 アノロ川南岸, 兼松新角田炭鉱磁力室南

左下 幌向川南岸, 旧兼松美流渡炭鉱北方

右上 夕張市志幌加別川西岸, 幸橋下(一部), 逆転部

右中 東幌内炭鉱マップ立入坑壁

右下 シコロ沢南岸美流渡炭鉱人車卸南

片を散含している場合もある。また下の砂岩層の割目に緑色砂岩や細礫岩が入りこみ、また砂岩の岩片をとりこんでいる場合も認められる。下位の幾春別層の砂層部と接する時は、あたかも混移 (blend) するかのように見えるが、その場合でも基底細礫岩や色調、硬度などでその境が区別出来る (第28図)。

本層は最基底の砂質部を除く外、上下を通じ、極めて均質単調な泥岩からなり、ほとんど粗粒岩の介在を見ない。この泥岩は一般にほとんど層理を示さず、従ってその走向や傾斜の測定が困難であるが、慣れてくると、風化面に浮び出る微層理や、層理に平行な劈開からも測れるようになる。また層中には所々に泥灰岩の薄層や泥灰岩団球を始め、玄能石などが介在し、僅かに走向傾斜の測定を助ける。また本層の上部では、中下部よりも僅かに砂質を帯び、かつやや層理を呈し、凝灰岩の薄層を数枚挟みなどして、構造の測定がやや容易になる。本岩は新鮮面では暗灰色均質無層理の粗泥質であるが、風化すると褐鉄鉱で汚染された独特の赤褐を帯び、また破面では磷酸鉄の白粉をふく。一般に不規則な小角片の割れ、また小貝殻状ないし小玉葱状に剝離するが、葉状ないし板状になることは少なく、また比較的軟弱なため、大きな円礫となることはない (第31図)。

基底の砂質部については上にのべたが、本層上位のやや砂質を帯びた部分は主部より暗灰色の暗さが減り、僅かに層理を呈するかまたは砂質粗泥岩ないし泥質極細砂岩の薄層がひんぱんに介在し、層理が明瞭になってくる。また上部に現われる灰白色軟質細～中粒の凝灰岩は厚さ数cmにすぎぬ所が多いが、暗灰色泥岩中において顕著なので、鍵層として追跡出来る (第32図)。

泥灰岩は数cmないし10数cmの厚さを常とし、板状を呈するものが多い。また同質の団球は径1cm内外から20～30cmのものまで大小種々あり、扁平円盤状、紡錘状、楕円体状、柱状、繭状、垂鈴状、算盤玉状など種々の形を呈するほか、名状し難い不規則なものもある。これら泥灰岩層ないし団球はその含有鉄分のためやや重く、新鮮面は暗灰色であるが、露出面では褐色化し、堅緻で、突出している。団球中には保存のよい軟体動物化石やいわゆる「蟹の爪」を核としていることがあり、また玄能石や黄鉄鉱結晶を含むこともある。これら泥灰岩層ないし団球は従来も「マール帯」¹¹⁸⁾などと呼ばれたように、ある部位に集まって見られることが多い。玄能石は北海道の第三紀層中で本層の中に最も多く含まれ、大いさ数cmのものが常で、これも従来「玄能石帯」^{69, 71, 104, 118)}として認められている。単体のものが多いが、双晶ないし多晶的なものもあり、時に団球中にも含まれる。石灰岩は他の地域では時折貝殻化石の密集からなるレンズ状ないし塊状を呈し、かなりの大きさのも

第11表 各層の泥岩の性状比較

項目	地層	上蝦夷層 部群	幌加別層	若鍋層	幌内層	滝の上層
	層位的位置		函洲層群下, 中部蝦夷層群上	夕張層下, 登川層上	幾春別層上, 夕張層上	石狩層群上, 紅葉山滝の上層下
岩質		やや砂質を帯び粗泥質, 砂岩と互層, 頁岩状	粗泥質, 砂質泥岩を挟み, 頁岩状	砂質を帯び, 砂質岩と互層	粗泥質, 単調	粗泥質
層理		判然	判然	稍判然	概ね乏層理	やや判然
色調		暗灰一灰	暗灰一黒	暗灰一灰	暗灰一黒灰	暗灰
風化色		灰褐	灰褐	灰褐	茶褐	灰褐
硬度(相対的)		硬	稍硬	中硬	やや硬	軟
破面		層理に平行, 小介殻状	層理に平行	介殻状	小介殻状	不規則
破片形		薄板状	薄板状	不規則塊	不規則小塊	薄板状~方角状細片
厚さ		薄い, 時に厚化	数10 m	時に厚し	極めて厚し	数10 m
介在層		砂質岩, 泥灰岩	泥鉄岩, 砂質岩	砂質岩	海緑石質部, 泥灰岩	泥灰岩
泥鉄岩層		無	有	無	無	無
泥灰岩層		有	無	少	多	少
泥灰岩団球		有	無	少	多	少
玄能石		無	無	無	有	無
砂泥管		無	無	多	少	無
介在鉱物		硫化鉄	無	硫化鉄	海緑石, 硫化鉄, 白鉄鉱	硫化鉄
化石	動物	アンモナイト, イノセラムス	淡水介化石	海棲介化石, 有孔虫	海棲介化石, 有孔虫, 蟹の爪, 海胆, 珊瑚, 介形類	海棲介化石, 有孔虫
植物		極めて稀, 時に炭質物片	少	極めて稀	稀, 時に炭質物片	極めて稀, 炭質物が多い

のがB帯に散合されるが、この地域では稀にしか認められない。海緑石は本層の基底部に密集している外、全層にわたり多少であれ含まれ、部分的に濃集することもあるが、全体として上部に赴くほど減っている。

本層中にはその頻度の大小こそあれ、ほぼ全層に亘り多数の軟体動物化石が散合されている。とくに両殻類化石が種数、個体数とも多く、下述のようにその頻度や組合せから本層の分層を可能にしている。これらはしばしば双殻を閉じ、層面に対し直立或はこれに近い姿勢で埋没していて、現地棲的な産状を示すものが多い。

そのほか海胆類、単体珊瑚、いわゆる蟹の爪、有孔虫、介形類、魚鱗及び稀に植物化石

などを含んでいる。

本層はごく一部、即ち石狩炭田の南東縁のごく一部で直接白堊系と接する外、すべての地域で、石狩層群上の上になっている。しかも地域により、いろいろの層準に接しており、例えば芦別地方における芦別層や、幾春別地方から本図幅内にかけてのように、幾春別層と広い範囲にわたり接している場合でも、よく見るとその層内のいろいろな部層の上になって、その不整合間に石狩層群堆積後のゆるやかな運動と剝削の行なわれたことを示している。しかし、いずれの場合でも本層の下位に夾炭層が横たわっており、本層の存在は下位に炭層ありの立札と見ることが出来る。従って本層分布地の調査に当って、下位幾何の深さに夾炭層が伏在するかを知ることが常に要求される。上述のように、本層は厚層である上に、上下を通じてほぼ均質なために、その分層が困難で、目前の部分が基底から幾何の上にあるかを知ることが容易でない。しかし従来多く炭田地質家がそのための努力を重ねて来ていて、例えば最も古く村田折は泥岩の検鏡による岩質差や海緑石濃集部、玄能石や蟹の爪の多産部、軟体動物や有孔虫の頻度などに注目して、本層の分層を試み、高尾彰平¹¹⁸⁾もまたその手法を踏襲し、更にalgae帯の存在などにも着目して細分を試みている。また田上政敏^{114, 116)}は本層の泥岩の検鏡による構成物の外に、化学成分の変化、特にpH値の推移に着目し、石倉新¹⁵⁰⁾、矢野貞三らは特に玄能石や泥灰岩の分布に注目して、分層を行ない、新幌内炭砒の開発の基礎を築いた。

本層中に豊富な軟体動物化石に関しては、古く横山又次郎¹⁴⁸⁾以来断片的な研究があり、近年では竹田(四十物)¹²⁰⁾秀蔵が総括を行なったが、彼は種が分散的で、分帯は可能でないとした。しかるにその後、下河原寿男、手島淳らは本層から定間隔毎に一定量の岩石例えば 1m^3 を採取し、その中の化石を鑑別、計上し、個体数多いもの、全層を通じて出るもの、特にある部分に多いもの、ある部分から出現し始めるもの、または消失するもの、数は多くなくともある特定の部分に出るものなどをえり分け、その組合せと量比から幌内層の細かい分帯に成功した。これは最初本地域東南方の真谷地地域で試みられ、9帯を認めしたが、この分帯は、側方に厚さや種数、個体数に多少の変化を伴いつつも、ほとんど夕張地方の全域にわたって適用出来ることが、その後の調査で認められている。本編の分帯もまたこれに従った。同じ手法はほとんど同時に本図幅東隣の大夕張図幅地内で大西弘ら⁸⁴⁾によっても行なわれ、その境界に多少の上下の差はあれ、ほとんど同じ成果を得ている。これらによって単調な本層の下方向百米に炭層が伏在するかの予想がかなりの精度で立てられ、これに基づいて行なった多くの試錐が、その立論の正しさを証拠だてている。

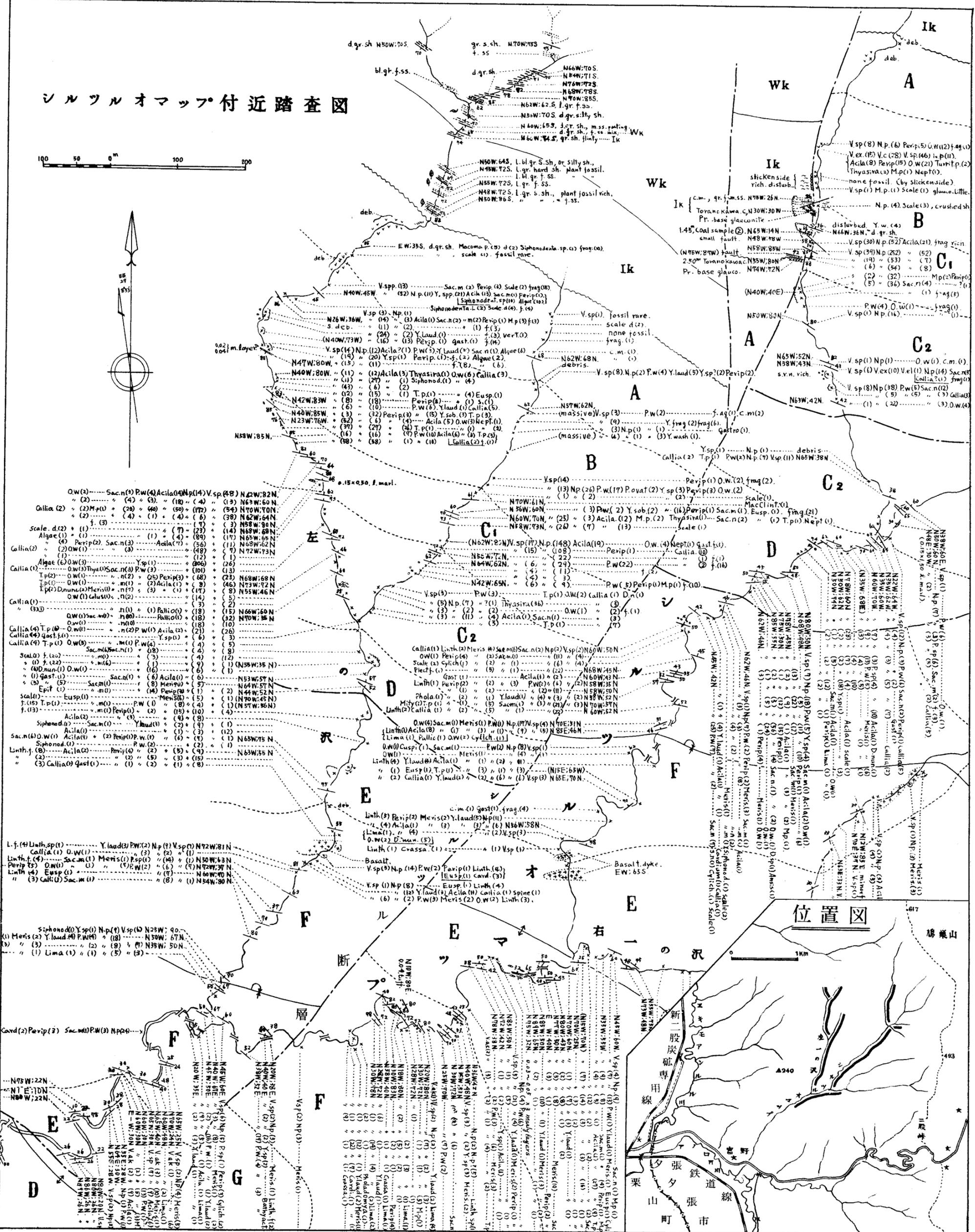
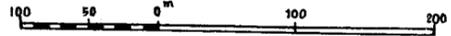
手島らによると標式地真谷地地帯における本層の分帯は上から次の9帯となる。

- I帯： *Venericardia* spp. *Neilonella poronaica*-*Linthia* sp. 帯
- H帯： *Colliamassa muratai* *Crassatellites teshimai* *Linthia* sp. 帯
- G帯： *Nemocardium yokoyamai* 帯
- F帯： *Lima j-suzukii*帯
- E帯： *Merisca onishii* 帯
- D帯： *Portlandia watasei* 帯
- C帯： *Callianassa muratai* 帯
- B帯： *Venericardia* spp. *Neilonella poronaica* 帯
- A帯： *Macoma poronaiensis* *Yoldia sobrina* 帯

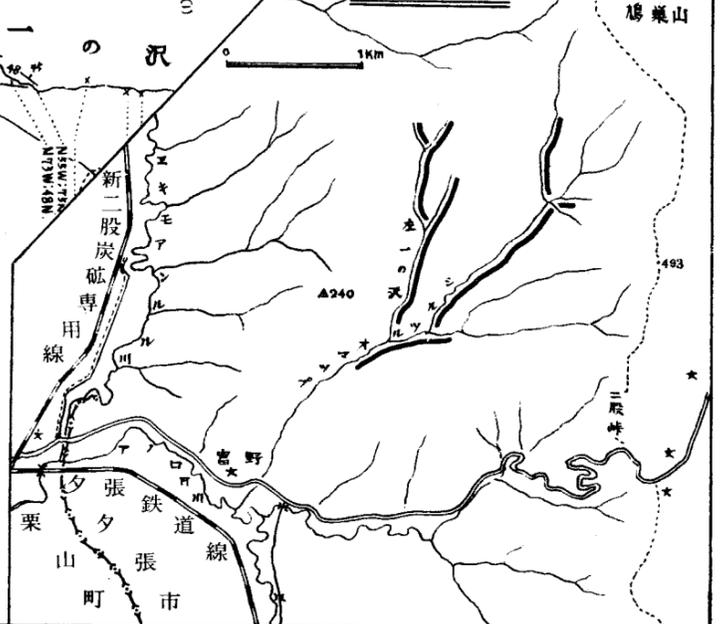
これは数多い産出化石中、その組合せと量比から帯別し、2、3の重要化石をもってその帯を代表させて命名したもので、この中F帯の*Lima*などを除いては、他の帯にも現われるものが多い。例えば*Venericardia*の各種や*Neilonella*、*Oreciospira*などは各帯を通じて普通に産すると言っても過言でなく、中で、B、C帯及びH、I帯に多産するものであるし、*Acila picturata*などもB帯から始まり、かなり普遍的であるが、B帯上部からC帯中部に饒産するためにB、C帯を各2分するのに役立つ。 *Thyasira*や*Hubertsehenckia*もB、C帯に出た後、H、I帯に再び現われ、*Saccella*もB帯前半から後半から出現し、C帯前半に多産してC帯の2分に役立つ。 *Portlandia*、*Merisca*、*Periploma*もB帯から終始その姿を消さないが、第1者はD帯及びH帯に、後者はE帯に多産してその帯を特徴づけている。一方、*Crenella*や*Crassatellites*、*Clathrus*などはE帯に出現し始め、*Nemocardium*、*Pholadomya*、*Palliolum*、*Eocylichna*などはいずれもF帯に始めてその姿を現わし、多くは後まで続くが、後2者は*Lima*と共にF帯に留まっている。これらはいずれも産出個体数は多くないが、その初発現が、他の多産種と歩を一にしていって帯別に役立つものである(第29図)。

蟹の爪の中、*Callianassa muratai*はB帯後半に登場し、ほとんどI帯まで続くが、特にC帯に著しく、後半ではH帯に多く、帯別の特徴となっているのに対し、*Portunites*はC帯に僅か産するのみである。海胆の*Linthia*はほとんどF帯に急に多産し始め、G帯半ばまで豊かに、後なおH、I帯と普遍的に産している。一方*Salenia*、*Frabellum*、*Hyas*などの珊瑚類は*Lima*などと共にF帯を特徴づけている。これらを通じて見ると、F帯のやや深い水深を示す化石群を中心に、下位の群集に似た群集が上位に再び出現して(勿論数、種についての差はあるが)似た水深環境を再現している事実が注目される。これは各帯別

シルツルオマップ付近踏査図

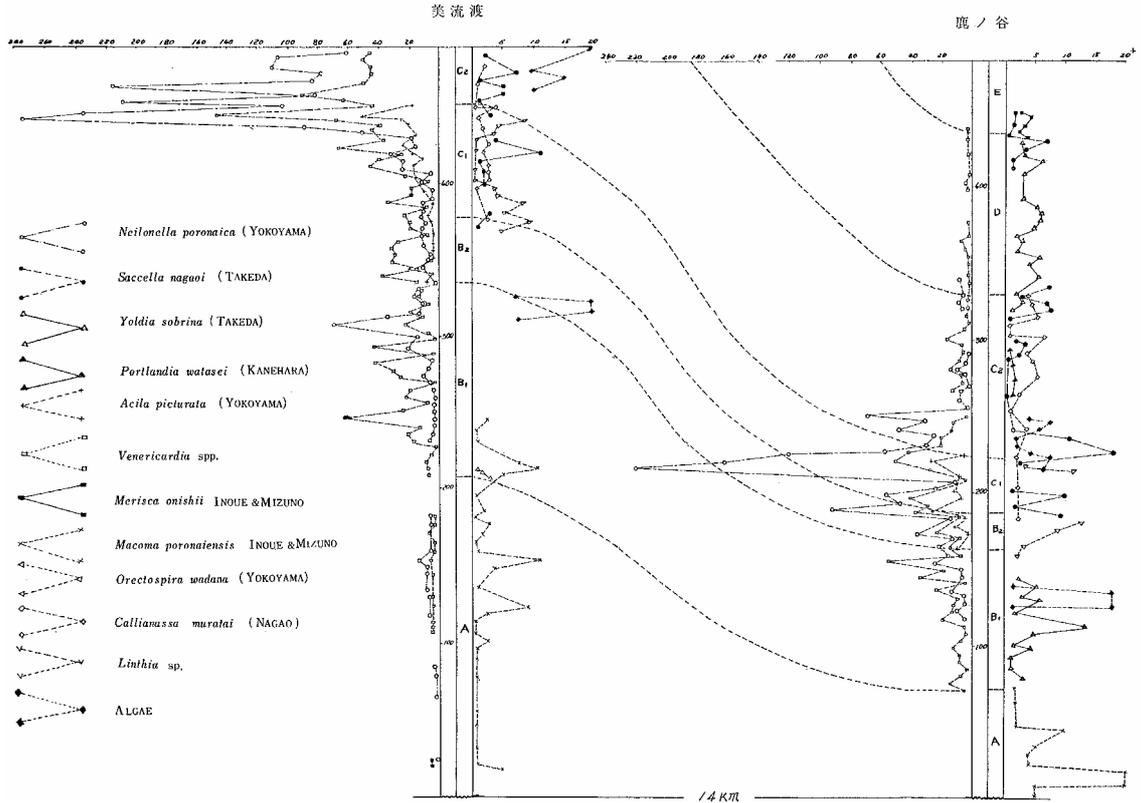


位置図



第29図 幌内層分層の一例

シルツルオマップ近踏査図 (北炭原図)



第30図 美流渡および鹿ノ谷における幌内層下部の主要化石頻度図 (手島淳による)

を呈する動物群の示す意味と共に幌内層の堆積生成の解明の鍵と見なされるが、一応は幌内層堆積盆地の堆積に優る深化でF帯までを、以降は埋積による水域の浅化として説明出来るであろう(第6表)。

こうして分けた帯別の特徴を図幅内のアノ口川上流二股地方について見ると、標式地とされた真谷地地方と僅かの差はあるが、全体の性状は極めて似ている(第12表)。

A帯は基底の砂質部に始まる乏化石部で、厚さ110~130m、*Neilonella poronaica*, *Yoldia sobrina*, *Portlandia watasei*, *Venericardia* spp., *Macoma poronaiensis*などが出、中では最後者がやや多く、*Yoldia*も目立っている。

B帯は次のC帯と共に、化石の種数のみならず個体数にも富み、泥灰岩層やその団球も多い。*Neilonella poronaica*, *Yoldia* cfr. *laudabilis*, *Portlandia watasei*, *Acila picturata*, *Venericardia* spp., *Thyasira bisecta*, *Macoma poronaiensis*, *Periploma besshoense*, *Siphonodentalium* spp., *Orectospira wadana*, *Turritella poronaiensis*, *Ancistrolepis modestides*などを産し、中では*Venericardia*, *Neilonella*, *Acila*が最も多い。いわゆるalgaeも多産する。厚さは150m。この帯は標式地では*Acila*の多い下部と少ない上部に分れるが、この地方ではそれが判然としない。これは鳩ノ巣ドームの西辺でB帯が薄くなることと考え併せると、B帯上部の薄化又は無沈積とも見なされる。

C帯もその化石多く、その組成はB帯に似るが、特に蟹の爪の多産を特徴とし、*Neilonella poronaica*, *Saccella nagaoui*, *Yoldia sobrina*, *Portlandia watasei*, *Acila picturata*, *Palliolium poronaiensis*, *Venericardia* spp., *Thyasira bisecta*, *Merisca onishii*, *Periploma besshoense*, *Dentalium nunomae*, *Siphonodentalium* spp., *Orectospira wadana*, *Turritella poronaiensis*, *Ancistrolepis modestoides*, *Eocylichna multistriata*等がめばしい。この中*Neilonella*, *Venericardia*, *Acila*が饒産し、後者は下半に多いので、これを更に上下の2帯に区別出来る。厚さは約240m(C₁帯100m, C₂帯120m)あり、泥灰岩や同質団球が介在している。蟹の爪はこの団球中に多い。algaeもこの帯に多く、B帯のに対し上部algae帯をなす(第29, 30図)。

D帯は上記2帯に比し化石種は似るが、個体数がかなり減り、*Portlandia*のみが独り残ること、標式地と全く同じである。*Neilonella poronaica*, *Saccella nagaoui*, *S. sp.*, *Portlandia watasei*, *Acila picturata*, *Palliolium poronaiensis*, *Venericardia* spp., *Merisca onishii*, *Periploma besshoense*, *Siphonodentalium* spp., *Orectospira sp.*などは、中で普通に産する。厚さ約100m。

第12表 アノロ川流域幌内層化石垂直分布表

化石名	分帯										
	A	B	C ₁	C ₂	D	E	F	G			
層厚	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100
1 <i>Salemia</i> (<i>Acharax</i>) <i>tokunagai</i> YOKOYAMA											
2 <i>Nettionella</i> <i>poronatica</i> YOKOYAMA											
3 <i>Succella</i> <i>hokkaidoensis</i> OYAMA & MIZUNO											
4 <i>S.</i> <i>nagai</i> (TAKEDA)											
5 <i>S.</i> sp.											
6 <i>Nuculana</i> sp.											
7 <i>Yoldia</i> (<i>Yoldia</i>) cfr. <i>laudabilis</i> YOKOYAMA											
8 <i>Y.</i> (<i>Y.</i>) <i>saitoi</i> UOZUMI											
9 <i>Y.</i> (<i>Tepidoleda</i>) <i>sobrina</i> TAKEDA											
10 <i>Y.</i> sp.											
11 <i>Portlandia</i> (<i>Portlandella</i>) <i>watasei</i> (KANEHARA)											
12 <i>P. watasei</i> (KANEHARA) var. <i>semiostrata</i> UOZUMI											
13 <i>P.</i> (<i>Portlandella</i>) <i>oata</i> (TAKEDA)											
14 <i>Nucula</i> <i>hokkaidoensis</i> MIZUNO & INOUE											
15 <i>Acilia</i> (<i>Truncacilia</i>) <i>picturata</i> (YOKOYAMA)											
16 <i>A.</i> (<i>Acilia</i>) <i>elongata</i> NAGAO & HUZOKA											
17 <i>A.</i> (<i>A.</i>) sp.											
18 <i>Isognomon</i> (<i>Isognomon</i>) <i>maruyamai</i> YOKOYAMA											
19 <i>Pavilolus</i> <i>ikushiyabetsuensis</i> UTASHIRO											
20 <i>P.</i> <i>poronaiensis</i> UTASHIRO											
21 <i>P.</i> <i>numano-sawaensis</i> TESHIMA (MS.)											
22 <i>Ctenosium</i> <i>kusiroense</i> (TAKEDA)											
23 <i>Lima</i> (<i>Acosta</i>) <i>j-suzukii</i> TAKEDA											
24 <i>Lima</i> <i>poronaiensis</i> HONDA (MS.)											
25 <i>Crassatellites</i> <i>teshimi</i> INOUE & MIZUNO											
26 <i>Venericardia</i> (<i>Cyclocardia</i>) <i>elliptica</i> TAKEDA											
27 <i>V.</i> () <i>akagii</i> KANEHARA											
28 <i>V.</i> () <i>tokudai</i> TAKEDA											
29 <i>V.</i> () <i>ezoensis</i> TAKEDA											
30 <i>V.</i> () <i>satsuparea</i> MIZUNO & INOUE											
31 <i>Anodontia</i> <i>poronaiensis</i> (YOKOYAMA)											
32 <i>Thyasira</i> (<i>Conchocele</i>) <i>bisecta</i> omari OYAMA & MIZUNO											
33 <i>Nemocardium</i> <i>gokoyamai</i> TAKEDA											
34 <i>Crenella</i> <i>nagahamai</i> MIZUNO (MS.)											
35 <i>Hubertschenkia</i> <i>ezoensis</i> (YOKOYAMA)											
36 <i>Merisca</i> <i>onishii</i> INOUE & MIZUNO											
37 <i>Macoma</i> <i>poronaiensis</i> INOUE & MIZUNO											
38 <i>Lacina</i> sp.											
39 <i>Pholadomya</i> <i>poronaiensis</i> TESHIMA (MS.)											
40 <i>Thracia</i> sp.											
41 <i>Periploma</i> <i>besshoense</i> (YOKOYAMA)											
42 <i>P.</i> <i>ezoense</i> MIZUNO & NOUE											
43 <i>Crepidaria</i> sp. nov.											
44 <i>Dentalium</i> <i>nummae</i> TAKEDA											
45 <i>Siphonodentalium</i> sp. nov. α											
46 <i>S.</i> sp. nov. β											
47 " <i>Mimolia</i> " <i>funiculata</i> (YOKOYAMA)											
48 <i>Orectospira</i> <i>wadama</i> (YOKOYAMA)											
49 <i>O.</i> <i>shimokawarai</i> URATA											
50 <i>Turritella</i> <i>poronaiensis</i> TAKEDA											
51 <i>T.</i> sp.											
52 <i>Clathrus</i> cfr. <i>submaculosus</i> (NAGAO)											
53 <i>Ampullina</i> <i>asagaiensis</i> MAKIYAMA											
54 <i>Euxypra</i> sp. nov.											
55 <i>Crepidula</i> sp.											
56 <i>Colus</i> aff. <i>fujimotoi</i> HIRAYAMA											
57 <i>Ancistrolepis</i> <i>modestoides</i> (TAKEDA)											
58 <i>A.</i> sp.											
59 <i>Trombinia</i> <i>japonica</i> (TAKEDA)											
60 <i>Neptunea</i> sp. nov.											
61 <i>Buccinum</i> sp. nov.											
62 <i>Molopophorus</i> cfr. <i>kusiroensis</i> TAKEDA											
63 <i>Tudicula</i> <i>japonica</i> TAKEDA											
64 <i>Fulguraria</i> (<i>Psephaea</i>) <i>antiquior</i> TAKEDA											
65 <i>Eocylichna</i> <i>multistriata</i> (TAKEDA)											
66 <i>Olivella</i> sp. nov.											
67 <i>Atraria</i> <i>gokoyamai</i> NAGAO											
68 <i>Callinassa</i> <i>muratai</i> NAGAO											
69 <i>Portunites</i> <i>hexagonalis</i> NAGAO											
70 <i>Hyas</i> sp.											
71 <i>Limkia</i> sp.											
72 <i>Salenia</i> sp. nov.											
73 <i>Platycyathus</i> sp.											
74 <i>Fradellum</i> sp.											
75 <i>Ophiuroides</i> sp.											
76 <i>Graphularia</i> sp.											
77 BRACHIOPODS											
78 (Algae)											
79 <i>Plectofrondicularia</i> spp.											
80 <i>Coramniroides</i> <i>shimokawai</i> HANZAWA & ASANO											



第31図 夕張市二股峠西方の幌内層C帯。
均質乏層理の泥岩で、風化すると細
碎片として崩落する。

E帯は厚さ一般に100m内外，最厚180m，化石組成は標式地とよく似，*Neilonella poronaica*, *Saccella nagaoui*, *S. sp.*, *Yoldia* cfr. *laudabilis*, *Portlandia watasei*, *Acila picturata*, *A. sp.*, *Crassatellites teshimai*, *Venericardia* spp, *Crenella nagahamai*, *Merisca onishii*, *Periploma besshoense*, *Dentalium nunomae*, *Siphonodentalium* spp., *Orectospira* sp., *Fulgoraria antiquior*, *Eocylichna multistriata*などを産し，中で，*Merisca*, *Periploma*特に前者が多く，もって本帯にその名を与えている。*Portlandia*はこの地方にはやや多くD帯に近い性状を呈している。*Crassatellites*の出現，下で稀であった。*Crenella*, *Clathrus*及び*Platycyathus*の増加も特徴である。二岐峠背斜附近の本帯上部はやや砂質を帯び，化石も少なく，厚さも厚い。

F帯は化石の数にはやや乏しいが，本層中の最も大型の化石である*Lima*の産出を特徴とする。外に，*Solemya tokunagai*, *Neilonella poronaica*, *Saccella nagaoui*, *Nucula* sp., *Yoldia* cfr. *laudabilis*, *Portlandia watasei*, *Acila picturata*, *A. sp.*, *Palliolium poronaiensis*, *P. numanosawaensis*, *Crassatellites teshimai*, *Nemocardium yokoyamai*, *Crenella nagahamai*, *Merisca onishii*, *Macoma poronaiensis*, *Periploma besshoense*, *Cuspidaria* sp., *Dentalium nunomae*, *Siphonodentalium* spp., *Orectospira wadana*, *Turritella poronaiensis*, *Ancistrolepis modestoides*, *Tudicula* sp., *Fulgoraria antiquior*, *Eocylichna multistriata*, *Callianassa muratai*, *Linthia* sp., *Platycyathus* sp., *Flabellum* sp., 等を産し，中では*Nemoca-*

rdium, *Frabellum*, *Linthia*を始め*Terefraturina*等が初出現である。ただし、標式地で見られた*Hyas*, *Salenia*などはまだこの地方では知られない。また下位に無かった凝灰岩や火山灰の白小点がかかり含まれ始め、泥岩もやや凝灰質で、堅硬な所や層理を呈する部分も少なくないことが注目される。厚さは200～230m（第32図）。



第32図 夕張市若菜南方の幌内層F帯。
このあたりになると層理も判然し、砂質岩や凝灰岩の挟みも入ってくる。

G帯は本地方では下半部のみが見られ、その上半及びH, I帯は滝ノ上層下の不整合によって欠失している。厚さは70mにすぎない。この帯の化石群集は、その個体数は多くないが、*Neilonella poronaica*, *Saccella* sp., *Yoldia* cfr. *laudabilis*, *Portlandia watasei*, *Acila picturata*, *Palliolum poronaiensis*, *Crassatellites teshimai*, *Venericardia* spp., *Nemocardium yokayamai*, *Merisca onishii*, *Pholadomya poronaiensis*, *Periploma besshoense*, *Siphonodentalium* sp., *Orectospira* sp., *Turritella* sp., *Natica?* sp., *Ancistrolepis modestoides*などを産し、D～F帯で減じていた*Venericardia*, *Neilonella*, *Orectospira*などの数が増し始め、下部に*Merisca*, *Beriploma*, *Orectospira*のやや多い部分もある。この帯には*Lima*も含まず、蟹の爪も極めて少ないが、E, F帯で始まった*Nemocardium*, *Crassatellites*, *Pholadomya*, *Clathrus*, *Platycyathus*, *Frabellum*及び*Linthia*などが引続き残り、特に*Nemocardium*の多いのが特徴である。この帯では岩質はやや砂質を帯びると共に、多少軟質塊状となり、中に凝灰岩の薄層を挟んでいる。

H帯及びI帯は上記のように本地方には出現しないが、標式地では化石が再び増し、下

第13表

新二岐炭砒西部幌内層化石垂直分布表

分 帯 化 石 名	A		B	C		D~F	
	50	100	150	200	250	300	350
1 <i>Solemya</i> (<i>Acharax</i>) <i>tokunagai</i> YOKOYAMA							
2 <i>Neilonella poronica</i> YOKOYAMA							
3 <i>Saccella hokkaidoensis</i> OYAMA & MIZUNO							
4 <i>S. nagaii</i> (TAKEDA)							
5 <i>S. sp.</i>							
6 <i>Nuculona sp.</i>							
7 <i>Yoldia</i> (<i>Yoldia</i>) <i>cfr. laudabilis</i> YOKOYAMA							
8 <i>Y. (Y.) saitoi</i> UOZUMI							
9 <i>Y. (Tepidoleda) sobrina</i> TAKEDA							
10 <i>Y. sp.</i>							
11 <i>Portlandia</i> (<i>Portlandella</i>) <i>watasei</i> (KANEHARA)							
12 <i>P. watasei</i> (KANEHARA) <i>var. semiovata</i> UOZUMI							
13 <i>P. (Portlandella) ovata</i> (TAKEDA)							
14 <i>Nucula hokkaidoensis</i> MIZUNO & INOUE							
15 <i>Acila</i> (<i>Truncacila</i>) <i>picturata</i> (YOKOYAMA)							
16 <i>A. (Acila) elongata</i> NAGAO & HUZIOKA							
17 <i>A. (A.) sp.</i>							
18 <i>Isognomon</i> (<i>Isognomon</i>) <i>murayamai</i> YOKOYAMA							
19 <i>Palliolum ikushyubetsuensis</i> UTASHIRO							
20 <i>P. poronaiensis</i> UTASHIRO							
21 <i>P. numonosawaensis</i> TESHIMA(MS.)							
22 <i>Ctenamysium kusiroense</i> (TAKEDA)							
23 <i>Lima</i> (<i>Acesta</i>) <i>j-suzukii</i> TAKEDA							
24 <i>Lima poronaiensis</i> HONDA (MS.)							
25 <i>Crassatellites teshimai</i> INOUE & MIZUNO							
26 <i>Venericardia</i> (<i>Cyclocardia</i>) <i>elliptica</i> TAKEDA							
27 <i>V. (") akogii</i> KANEHARA							
28 <i>V. (") tokudai</i> TAKEDA							
29 <i>V. (") exoensis</i> TAKEDA							
30 <i>V. (") salisparva</i> MIZUNO & INOUE							
31 <i>Anodontia poronaiensis</i> (YOKOYAMA)							
32 <i>Thyasira</i> (<i>Conchocele</i>) <i>bisecta omurai</i> OYAMA & MIZUNO							
33 <i>Nemocardium yokoyamai</i> TAKEDA							
34 <i>Crenella nagahamai</i> MIZUNO (MS.)							
35 <i>Hubertschenckia exoensis</i> (YOKOYAMA)							
36 <i>Merisca onishii</i> INOUE & MIZUNO							
37 <i>Macoma "poronaiensis"</i> INOUE & MIZUNO							
38 <i>Lucina sp.</i>							
39 <i>Pholadomya poronaiensis</i> TESHIMA (MS.)							
40 <i>Thracia sp.</i>							
41 <i>Periploma besshoense</i> (YOKOYAMA)							
42 <i>P. ezoense</i> MIZUNO & INOUE							
43 <i>Cuspidaria sp. nov.</i>							
44 <i>Dentalium numomae</i> TAKEDA							
45 <i>Siphonodentalium sp. nov. α</i>							
<i>S. sp. nov. β</i>							
47 " <i>Minolia</i> " <i>funiculata</i> (YOKOYAMA)							
48 <i>Orectospira wadana</i> (YOKOYAMA)							
49 <i>O. shimokawarai</i> URATA							
50 <i>Turritella poronaiensis</i> TAKEDA							
51 <i>T. sp.</i>							
52 <i>Clathrus cf. submaculosus</i> (NAGAO)							
53 <i>Ampullina asagaiensis</i> MAKIYAMA							
54 <i>Euspira sp. nov.</i>							
55 <i>Crepidula sp.</i>							
56 <i>Colus aff. fujimoloi</i> HIRAYAMA							
57 <i>Ancistrolepis modestoides</i> (TAKEDA)							
58 <i>A. sp.</i>							
59 <i>Trominina japonica</i> (TAKEDA)							
60 <i>Neptunea sp. nov.</i>							
61 <i>Buccinum sp. nov.</i>							
62 <i>Molopophorus cf. kusiroensis</i> TAKEDA							
63 <i>Tudicula japonica</i> TAKEDA							
64 <i>Fulgoraria</i> (<i>Psephaea</i>) <i>antiquior</i> TAKEDA							
65 <i>Eocylichna multistriata</i> (TAKEDA)							
66 <i>Olivella sp. nov.</i>							
67 <i>Aturia yokoyamai</i> NAGAO							
68 <i>Callianassa muratai</i> NAGAO							
69 <i>Portunites hexagonalis</i> NAGAO							
70 <i>Hyas sp.</i>							
71 <i>Limhia sp.</i>							
72 <i>Salenia sp. nov.</i>							
73 <i>Platycyathus sp.</i>							
74 <i>Frabellum sp.</i>							
75 <i>Ophiuroidea sp.</i>							
76 <i>Graphularia sp.</i>							
77 <i>Brachiopoda</i>							
78 (<i>Algae</i>)							
79 <i>Plectofrondicularia spp.</i>							
80 <i>Cornuspiroides onomikadoi</i> HANZAWA & ASANO							

部のB, C帯に対し, 上部の富化石部をなしている。また多産する化石種も下部含化石部のそれとほぼ同じであるが, 同時にE帯以上で出始めたものも加わるので, 下部との区別が出来る。この帯の特徴の一つとして, C帯以上産出の稀であった蟹の爪が再び多くなることが挙げられる。

この帯の岩質もG帯と同じく軟質凝灰質の傾向があり, 凝灰岩の薄層をかなり挟む。I帯はB帯とその化石組成がよく似ているが, B帯で稀であった*Crenella nagahamai*及びそれになかった*Crassatellites*, *Linthia*などが, E, F帯から引続き産する点が異なる。この帯の岩質もやや砂質をおびた粗泥岩からなる

この二岐地域から北西, 鳩ノ巣ドームの西翼に本層を追うと, 下部のA~C帯迄は明確に追える。厚さA帯160m, B帯40m余, C帯130mで, 各帯を通じて薄い。D帯も厚さ35mと極めて薄いが*Nemocardium*, *Linthia*など他ではF帯に出現するものを含むことが注目される。これは以上の厚さの縮薄とも合わせ考えると, このD帯とした部分にはその上の地層をも併せ含んでいて, 本層堆積中の鳩ノ巣ドームの撓曲に伴い, その厚さが収斂しているのかも知れぬ。このドーム周辺で注目すべきは, このような地層の縮迫と共に, 上位の滝の上層下の不整合による本層の侵蝕量も日の出-角田間に見る如く, ドームに近づいて大きくなることで, このことは, 既述のようにドーム周辺に起発した断層が滝の上層を切っていないこと, 滝の上層自身もドームに近づいて薄化していることと共に, ドームの生育経過の考察に興味ある資料を与えている(第13表)。

本層の本図幅内における他の広い分布地である幌向川流域でも, 本層のA帯からG帯までが露われている(第30図)。

A帯には*Neilonella poronaica*, *Nuculana* sp., *Yoldia* cfr. *laudabilis*, *Y. sobrina*, *Acila* sp., *Palliolium ikushunbetsuensis*, *P. poronaiensis*, *Venericardia* spp., *Crenella?* sp, *Merisca onishii*, *Macoma poronaiensis*, *Periploma besshoense*, *Dentalium nunomae*, *Siphonodentalium* sp., *Ancistrolepis modestoides*, *Tudicula japonica*, *Eocylichna multistriata*等が産し, 厚さ約200m, この中*Palliolium ikushunbetsuensis*はこの地方から以北に始めてその姿を見せるものである。

B帯は*Neilonella poronaica*, *Saccella nagaoi*, *S.* sp., *Yoldia* cfr. *laudabilis* *Y.* sp., *Portlandia walasei*, *P. ovata*, *Acila picturata*, *Palliolium poronaiensis*, *Venericardia* spp., *Thyasira bisecta amarui*, *Crenella nagahamai*, *Merisca poronaiensis*, *Periploma besshoense*, *Dentalium nunomae*, *Siphonodentalium* spp., *Orectospira wadana*, *Turritella poron-*

aiensis, *Clathrus* sp., *Euspira* sp., *Ancistrolepis modesloides*, *Eocylichna multistriata*などを産し, *Neilonella*, *Venericardia*を多産することは漂式地と同様で, この中 *Yoldia* cfr. *laudabilis*が多いことは, 上記 *Palliolum*の産出と共に, 北の幾春別地方の性状に近づいている。この帯中には万字方面では「*Yoldia*帯」とも呼ばれた多産帯が2帯発達している。厚さ160m, 中部に従来から「*玄能石帯*」と言われた*玄能石*の多集帯及び「*下部マール帯*」の*団球密集帯*がある。

C帯は厚さ約200m, *Neilonella poronaica*, *Saccella nagaoui*, *S.* sp., *Dentalium nunomae*, *Siphonodentalium* sp., *Orectospira* spp., *Yoldia* cfr. *laudabilis*, *Y.* sp., *Portlandia watasei*, *P. ovata*, *Acila picturata*, *Palliolum poronaiensis*, *Venericardia* spp., *Thyasira bisecta omurai*, *Merisca onishii*, *Macoma poronaiensis*, *Periploma besshoense*, *P. ezoense*, *Turritella poronaiensis*, *Euspira* sp., *Ancistrolepis modestoides*, *Callianassa muratai*, *Portunites hexagonalis*などを産し, その中部に*Neilonella*, *Acila*, *Venericardia*などの饒産帯もあり, これによって更に分帯も可能である。厚さC₁帯70m, C₂帯130m。この帯中にも泥灰岩*団球帯*があり, 「*上部マール帯*」と呼ばれて来ている。

D帯は厚さ約100m, *Neilonella poronaica*, *Saccella nagaoui*, *S.* sp. *Yoldia* cfr. *laudabilis*, *Portlandia watasei*, *Acila picturata*, *Venericardia* spp., *Macoma poronaiensis*, *Periploma besshoense* *Merisca onishii*, *Dentalium nunomae*, *Siphonodentalium* sp., *Orectospira wadana*, *Turritella poronaiensis*, *Clathrus* cfr. *submaculosus*, *Callianassa muratai*などを産し, 層種が急に減り, *Portlandia*のみが多産すること標式地と規を一にしている。*Merisca*, *Orectospira*がやや目立ち, また*玄能石*も多くはないが含まれている。

E帯は厚さ100m内外, *Neilonella poronaica*, *Saccella nagaoui*, *S.* sp., *Yoldia* cfr. *laudabilis*, *Portlandia watasei*, *Acila picturata*, *A.* sp., *Venericardia* spp., *Merisca onishii*, *Macoma poronaiensis*, *Periploma besshoense*, *P. ezoense*, *Siphonodentalium* sp., *Orectospira wadana*, *Turritella poronaiensis*, *Ancistrolepis modestoides*, *Platycyathus* sp.などを産する。*Merisca onishii*を代表種とし, *Platycyathus*を伴う特徴も標式地と同じである。

F帯は厚さほぼ200m, 凝灰岩層を挟み始め, *Neilonella poronaica*, *Saccella* sp., *Yoldia* sp., *Acila picturata*, *Lima j-suzukii*, *Crassatellites teshimai*, *Venericardia* spp., *Nemocardium yokoyamai*, *Crenella nagahamai*, *Periploma besshoense*, *Orectospira* sp., *Clathrus* cfr. *submaculosus*, *Ancistrolepis modestoides*, *Callianassa muratai*, *Hyas* sp., *Linthia* sp., *Salenia* sp., *Frabellum* sp.などを産する。

G帯は*Neilonella Poronaiensis*, *Nuculana* sp., *Yoldia* cf. *laudabilis*, *Y.* sp., *Portlandia ovata*, *Acila* sp., *Crassatellites teshimai*, *Venericardia* spp., *Thyaseia bisecta omurai*, *Nemocardium yokoyamai*, *Merisca onishii*, *Pholadomya poronaiensis*, *Periploma besshoense*, *P. ezoense*, *Siphonodentalium* spp., *Orectospira wadana*, *Euspira* sp., *Ancistrolepis modestoides*などの群集からなるが、G帯上部を示す*Neilonella*, *Venericardia*の増加の傾向は認められないので、G帯下部に当たると見られる。厚さ約50m。

これら全体を通じて本層産の貝類について言えることは、その若干を除き、いずれも小形であること、層種類は特に多いと言えぬが、個体数が甚だ多いことである。

なお本層からの軟体動物として⁴⁹⁾*Aturia*産出の報告がある。これは万字水道の沢からの転石で、泥灰岩団球に含まれていることから見て、恐らくC~D帯あたりのものであろうと推測されているが、その層準は不明である。上記の多数の介類が寒流系のもので多いのに対し、これは暖流系のものであることは、底棲のもの示す寒流的な水温の水塊の上を、暖流系のもので覆っていた可能性を示すものかも知れない。

一方、本層の中に¹⁴⁸⁾有孔虫の産することは、1890年横山又次郎以来知られており、^{69, 71, 72)}村田¹¹⁸⁾析、¹¹⁶⁾高尾彰平、¹³⁹⁾田上政敏の諸氏もこれに注目し、分帯に利用しようと試みた。近年、³⁻⁹⁾浅野清は生物層序学的な見地からこれを検討し、上下2帯に分つことが出来るとし、^{134, 135)}氏家宏らもまた芦別地方で、これを試みたが、本層を最も広く見、種の組合せと頻度から、細かく分層したのは内尾高保で、本層を10帯に分けている(第14表)。

この有孔虫による分層が軟体動物による分層とその境界が少しづつづれていることは、他の地域、他の地層にもよく見られることであるが、本地方の場合、それが両者の生態の差に基くものか、或は処理例が少ないことによるのか、まだ判らない。いずれにしても、有孔虫により各層準を特徴づけた分帯はまだ十分に設立されたとは言えず、将来更に追究を要する問題となっている。内尾によると各帯の特徴は次の如くである。

第 帯は砂質有孔虫群集で特徴づけられるが、種類も個体数も少ない。数種の*Haplophragmoides*を主とし、上部に*Cyclammina*を含み始める。僅かに石灰質有孔虫を含む。このいわゆる深海種が現れることは、幌内層堆積の基盤の沈降がかなり急であったことを示す。ほかに*Alveolophragmium* sp., *Globobulimina ezoensis*などが次第に出現する。

第 帯は全産出数が激増すると共に、石灰質有孔虫、特に*Bulimina schwageri*の優占する部分で、種類、個体数とも多くなる。この*Bulimina*の優勢は 帯まで続く。外に砂質有孔虫では*Haplophragmoides*の数種のほか*Cyclammina* cf. *pacifica*. *C.* cf. *incisa*が

第14表 夕張市鹿の谷2号試錐の幌内層産有孔虫化石表

北炭地質調査所分帯	厚さ										
	100			200			300		400		
	A	B		C		D	E				
内尾高保分帯	I	II		III	IV		V	VI	VII		
		II ₁	II ₂		IV ₁	IV ₂					
総個体頻数	少	多	甚多	普	普	普	普	普	稀—普		
<i>Bathysiphon</i> sp. ⁽¹⁾		少						少		稀	
<i>Ammobacalites</i> sp.		少	少	稀			普—少				少
<i>Cyclammina</i> cf. <i>ezoensis</i> ASANO	少			少							少
<i>C. incisa</i> (STACHE) ⁽²⁾		少	少	稀			少—普		普		
<i>C. sp.</i>	少	少		普			普		普		普
<i>Alveolophragmium</i> (?) sp. ⁽³⁾	少	普		普			少	少	少		
<i>Goesella</i> (?) sp.							少				
<i>Involutina</i> sp.		少									
<i>Quinqueloculina goodspeedi</i> HANNA & HANNA			稀								
<i>Q. sp.</i>											稀
<i>Robulus</i> sp.			稀								
<i>Nodosaria</i> sp. A				少			少	少	少		
<i>N. sp. B</i>		稀—少					稀	稀			
<i>Plectofrondicularia packardi</i> CUSHMAN & SCHENCK ⁽⁴⁾		少		少			稀	少			
<i>Guttulina</i> sp. ⁽⁵⁾				稀					稀		
<i>Protelphidium</i> (<i>Nonion sorachiense</i> ?) sp.	少	少									
<i>Bulimina schwageri</i> YOKOYAMA	少	普	—多—	少—					少		普
<i>Entosolenica</i> sp.		少			少						稀
<i>Gyroidina</i> sp. ⁽⁶⁾								普	多		少
<i>Angulogerina</i> sp.											稀
<i>Bolivina</i> sp.			稀								
<i>Trifarina</i> (?) sp.				少							
<i>Sigmomorphina</i> (?) sp.		少—									
<i>Cassidulina globosa</i> HANTKEN			少	普							
<i>Cassidulina</i> sp.		少									
<i>Globobulimina ezoensis</i> YOKOYAMA ⁽⁷⁾	少	少	普		少		普—	少			

- (1) 従来本層の有孔虫研究者によって*B. eocenica* CUSHMAN & HANNAとされたものを含める。
- (2) 同じく*Cyclammina pacifica* BECKとされたものは*C. incisa*に含めてある。
- (3) 同じく*Haplophragmoides*及び*Trochammina*とされたものは*Alveolophragmium* (?) sp.とする。
- (4) 同じく*P. packardi multineata* CUSHMAN & SIMONSONとされたものは*P. packardi*に含める。
- (5) 同じく*Guttulina* cf. *irregularis* d'ORBIGNYとされたものは*Guttulina* sp.にしてある。
- (6) 同じく*Gyroidina* cf. *soldanii* d'ORBIGNY及び従来*G. yokoyamai* (UIHE & WATANABE)とされたものは*G. sp.*に含めてある。
- (7) 同じく*Bulimina ezoensis* YOKOYAMAとされたものは*Globobulimina ezoensis* YOKOYAMAに含めてある。
(内尾高保1963年資料に基づき編集)

加わり, *Poroniaia poronaiensis*が参加し, *Ammomarginulina* (?) sp., *Bathysiphon*も始まる。石灰質有孔虫では*Elphidium* cf. *sorachiense*, *Nonion* cf. *scaphum*, *Dentalina grandis*, *Guttulina* cf. *pacifica*などがあり, *Globobulimina ezoensis*, *Epistomella* cf. *sandiegoensis*なども現われ始める。*Angulogerina*, *Bolivina* cf. *alazanensis*, *Cassidulina* cf. *margurete*も引き続き産する。

第 帯は前帯に似て, 産出数やや減るが, なお*B. schwageri*が優勢なほか, 砂質有孔虫では多くの*Haplophragmoides*の外, *Cyclamina* cf. *pacifica*, *Ammomarginulina*などがある。石灰質有孔虫は少いが, *Dentalina* cf. *pauperata*, *Nonion* *scaphum*, *Bolivina alazanensis*, *Epistominella* cf. *sandiegoensis*などがあり, *Gyroidina yokoyamai*や*Plectofrondicularia* spp.も現われ始める。

第 帯は種数も個体数も少くなるが, 依然*B. schwageri*が優勢なほか, 砂質のものでは*Cyclamina* cf. *pacifica*, *Involulina* sp. *Haplophragmoides*の数種があり, 石灰質のものでは*Nonion* cf. *umblicatam*, *Guttulina* cf. *pacifica*. *Bolivina alazanensis*, *Gyroidina* sp. などがある。

第 帯も種数, 個体数とも少なく, 中では砂質有孔虫が優っている。*Haplophragmoides*の数種のほか, *Involulina* sp.などが目立ち, *Goesella*(?) sp.もこれより現れ始める。石灰質有孔虫では*Bulimina schwageri*がやや多いほか, *Globobulimina*や*Gyroidina*も引つづき存し, *Dentalina*, *Bolivina*も残っている。

第 帯は種類も個体数もやや増し, *Haplophragmoides*と*Bulimina*相半ばするほか, 上記の各種があり, 中部に*Cyclamina*, *Plectofrondicularia*, *Gyroidina*などがやや目立っている。

第 帯は再び*Bulimina schwageri*を優占種とし, 特に下部に多い。全体として種の構成に特徴少く, 石灰質有孔虫が砂質有孔虫よりやや優る。中部に*Cassidulina*の多い薄層がある。

第 帯は*Bulimina schwageri*を優占種とし, 個体数も甚だ多い群集で特徴づけられている。

第 帯は, 石灰質有孔虫と砂質有孔虫が同程度に共存する。下部に*Bulimina schwageri*, *Angulogerina*, *Cassidulina*等と石灰質有孔虫の多い上部がある。前者は手島のE帯の上部, 後者はG帯下部に当る。

第 帯はそれ以上を一括したもので, 部分的に*Epistominella* cf. *sandiegoensis*, *Cass-*

idulina, *Gyroidina*, *Baplophragmoides*, *Elphidium*等それぞれによって示される帯があるが、未分層である。手島のG帯以上がこれに当たる。

いまこの有孔虫分帯の具体例として、鹿の谷2号試錐の記録を第14表として掲げて置く。

この中、砂質有孔虫群集は、下部、及び帯にあるが、これは沿岸性のやや塩分の薄められた浅海、またはやや深海の所産であり、*Bulimina schwageri*を優占種とし、個体数の多いことで特徴づけられる部分は、上部、の下部及びの諸帯であり、*Cassidulina* cf. *globosa*群集は第帯中にあり、*Angulogerina* sp. (cf. *elliptica* Darren) 群集は第帯にあり、何れも寒流域の陸棚下部ないし大陸斜面上部を示すと言う。また*Gyroidina yokoyamai*群集は第帯下部及び第帯最上部にあり、大陸斜面ないしやや深海の条件のものであり、第帯にある*Epistomella* cf. *sandiegoensis*群集は大陸斜面下部の状態を示している。一方浮遊性有孔虫の殆どないことは、外海と直接の連絡が制限されていたことを示す。

以上のように、有孔虫群集の生態から見ると、当時の幌内海は外海から隔てられた内湾であって、深度にして、沿岸の浅水性水域に始まり、地形は現在と異なるにしても、大陸棚上ないし大陸斜面に当たる深さを上下した海盆であり、かなり沈積速度の早い泥海であったことを物語っている。その帯別の境界は多少異なるにしても、全く同じことが軟体動物からも言える。

一方また、まだ種数も産出量も少ないが、本層中には放散虫や、珪藻類を産し、また、貝形類も見出されている。海胆類や、珊瑚類も従来属種は多少知られているが、その研究は今後に属する。稀であるが、魚歯や魚骨、例えば、万字におけるA帯の鮫の歯や各地のF帯に時折産する魚歯、魚骨の産出があり、またかなり普遍的に魚鱗の散含を見る。後者については未公表であるが、北炭地質調査所においてかねてより研究中で、少なくとも20数種が検出されている。そのあるものはかなり水平分布が広がったり、ある層位に頻度が高かったりしているので、分帯の助け、あるいは鍵層として利用出来る見込みがある。

また本層中には、所々に植物葉片が散含されている。流されたために保存もよくなく、その種類も少なく、どのような植物群の所産であるかは不詳であるが、従来*Glyptostrobus europaeus* (Brogniart) HEER, *Cunninghamia* sp., *Pinns* sp., *Picea* sp., *Carya* sp., *Fagus* sp., *Laurophyllum* sp., *Acer* sp., *Macclintockia trinervia* HEER及び近年遠藤誠道博士によってアノロ川筋のG帯から得られた*Engelhardtia koreanica* OISHIなどの産出が知られている。この中に*Cunninghamia*や*Engelhardtia*のあることは、当時の陸上

の植生が下位の石狩層群時代のそれに近い、温帯南部ないし温暖帯のそれを思わせる。

一方、本層のB、C帯にはいわゆる“Algae”と呼ばれる不規則な形のひじきあるいはわかめ様の炭化物が散含され、時には部分的に密集して、いわゆる“Algae帯”¹¹⁸⁾をなしている。その正体はまだ判っていない。

本層は上記のように極めて単調な泥相を呈する堆積物からなり、その堆積期を通して極めて斉一な環境にあったことを示している。含まれる化石はかなり多いが、やや単調な上、多く現地棲で、掃きよせの影響が認められない。即ち斧足類は両弁の揃った完形のものが大部分で、各種の分布は連続的であること、底棲単体珊瑚類や海胆類も棲息状態で産する。その化石の組合せから見ると幌内層を斉らした海は浅海中部の深さから始まり漸次、堆積盆が深化し、F帯で深海帯上部の深度となり、後、次第に埋積されて浅化するに到った形跡を辿ることが出来る。これは既に手島淳が指摘しているように、その帯別、特にF帯を境に下半と上半とが、化石群の構成において対称的であることからいえる。一方、この堆積物すなはち単調な泥岩を有したものは、背後山地の古地質の単調さと地盤の動きの極めて緩徐であったことを物語るもので、恐らく白堊系の泥質岩が地表に広く現出していたためであろう。この海は地層の厚さの肥厚状態から見て、西に深い、底質が泥の内海で、底流には寒流が入り込んでいたが、表層には暖流が流入して居り、四近の陸上部は、含まれる植物化石から見て温帯南部の気候下にあったろうと思われる。このことは本層中に*Aturia*が産したことや、2、3の有孔虫及び浮遊性有孔虫の殆ど無いことからも言えるのである。

4 新第三系

新第三紀層は、域内の西半の地域を占めて、広く、厚く発達しており、中新世から鮮新世にわたる海成層から成っている。その下部の層準には一部に稼行の対象となる炭層群があり、また、中部の層群は油田およびガス油を形成する役割りをなしている。

この地域の新第三系は概説で述べたような各層に分かれ、おのおの整合的に累重している(第15表)。

朝日層の層準については、古くは古第三系石狩層群中の一部と考えられたこともあるが、近年植物化石から新第三紀初期に属するとされるに到った。しかし、その層的位置にはまだ定説がなく、滝の上層中の一部層あるいは滝の上層ないし川端層下部の一部層と見る人もいる。岩見沢図幅および本図幅の調査結果では、朝日層と他の地層との関係はいずれも断層で断たれており、その層準を明確にすることが出来なかった。しかし、最近の¹²¹⁻¹²³⁾植物化石および花粉分析の研究結果では、台島植物群に属するといわれ、また、今回の調⁹⁸⁾

第15表 新第三系層序総括表

時代	地層区分	層柱	厚さ (m)	主要岩相および化石	火成活動	備考	
第四紀 鮮新世 中世 新世 紀	茂世丑層						
	清真布層		200 ↓ 270	塊状砂岩 凝灰岩を挟む 滝川フォーナ	中期から後期にかけて 酸性な安山岩の活動	褶曲構造・地盤上昇 さらに淺化し潮海となる	
	追分層		650 ↓ 900	砂質泥岩および 砂岩泥岩互層 礫岩 鉢下フォーナ	馬追山地南部では輝石 安山岩の活動	前期から引継いだ海は堆積物の充塞の結果次第に 淺化していった。	
	岩見沢層		170 ↓ 300	硬質頁岩 凝灰岩を挟む 安山岩質火山円礫岩	初期から中期にかけて 輝石安山岩の活動	前期の著しい相対的な昇降運動は終熄し同一な環 境で均質な堆積物が積成した。 (馬追山地では下位層と不整合関係にある)	
	川端層	上部		700	(東部) 砂岩泥岩互層 硬質頁岩 凝灰岩を挟む (馬追山地で 石炭を挟む)	中期から後期にかけて 石英粗面岩質の火成活 動が盛んであった	滝の上層堆積後、東方春梁山脈地域は連続的に上 昇を続ける隆起帯となると共に、この地域は同様 な下降を続ける沈降帯となった。 川端層はこの連続的な上昇性と沈降性とを反影す る堆積を行なった。この地域における川端層中礫 質部が卓越し、かつ層厚が異常に厚い事実は対応 する隆起地域の異常な上昇に起因するものであろ う。
		主部		3700	泥岩・砂岩 礫岩互層		
	滝の上層	泥岩層		150	泥岩 凝灰岩・含海緑石 砂岩を挟む	輝石安山岩質の活動	本地域における中新世初期の海進による堆積層で その拡がりは最大である。初期においては基盤の 状況に応じて多少異なるが後期では平穏で、比較 的均質な堆積を行なっている。
		砂岩層		450	砂岩 凝灰岩を挟む	石英粗面岩質の活動	
	朝日層		+400	頁岩・凝灰質砂岩 礫質砂岩互層 石炭			

査結果、新二岐炭砒北西地域で滝の上層の下部に発達する石炭層から、朝日層と同様の花粉を得たことから、本編では、後述するように紅葉山層、滝の上層とともに本地域の新第三紀初期の堆積と考えることとした。

本地域の滝の上層もまた、南部の標式地の紅葉山層、滝の上層の定義上から見ていくつかの問題を含んでいる。その一は「朝日動物群」の取り扱いにいくつかの異なった見解があることであり、また層位的には、下河原、手島氏¹¹⁾らはその大部分を紅葉山層としていることである。今回の調査においては域内の主部をなす泥岩層は、その有孔虫化石が滝の上動物群に属することからも、これを紅葉山層とせず、元来の滝の上層と見るようになった。

川端層から清真布層にいたる地層は、いずれも標式地に劣らない発達を示しており、概説に述べたように堆積盆の変遷が推察出来る。

第16表 本図幅の新第三系と近隣図幅のそれらとの対比表

時代	C. C. C. 対比試案(1949)	早来図幅(1960) 松野・石田	追分図幅(1960) 松野・秦	夕張図幅(1964) 佐々・田中・秦	岩見沢図幅(1964) 松野・田中・水野・石田	
鮮新世				清真布層	峰延層	
中新世	長沼砂質 頁岩層	筋別層	由仁層 千歳夾 炭層 馬追山層	追分層	追分層	
	岩見沢層			加茂川層	岩見沢層	岩見沢層
	加茂川 頁岩層			川端層	川端層	川端層
	幌向互層	振老層	川端層	川端層	川端層	
	幌向含 化石層	トニカ層	滝の上層	滝の上層	滝の上層	
	朝日夾炭層 (千歳夾炭層)	露出せず		(断層関係) 朝日層	朝日層	
漸新世	紅葉山層	紅葉山層	幌内層	幌内層	幌内層	

4.1 朝日層

本層は従来朝日夾炭層と呼ばれた地層で、図幅中央北部の朝日炭砒坑内を模式地とし、これより北隣岩見沢図幅にかけて南北方向に狭長に分布する。

朝日夾炭層は、1949年日本地質学会新生界対比委員会(C.C.C.)札幌支部によって命名され、近年までその分布の状態から、滝の上層の中部に挟在するものと考えられていた。今まで判ったところでは、上下いずれの地層とも断層で接して、他層との層位関係が不明のため、その帰属には諸説があった。

さきに秦・松野⁶¹⁾らが報告したように、東側にあつて見掛上の下盤をなしている砂岩泥岩互層は、岩相や夾炭層との層位関係から見て、川端層の下部に属するものであり、かつ夾炭層の上下にあつて異なった層準のものであると考えられていた緑色砂岩中の貝化石、すなわち、上位の幌向含化石層、下位の朝日含化石層は、その化石内容から同一層準のものであることが明らかになった。したがつて本層は単純な同斜構造中の地層とは思われない。従来本層の層準については、C.C.C.札幌支部(1949)、上島宏、根本隆文(1957未公表)および朝日炭砒において、大体次のような層序を組み、滝の上層に所属するとされて来た。すなわち、第17表に示した通りで、幌内層を不整合に覆い、朝日含化石層から幌向層まで同斜構造で整合一連の関係にあるとされていた。

第17表 従来の考えによる朝日層の層位的位置
(右欄のa,b,c,は引用上の便宜のための記号)

川端層	幌向層		礫岩砂岩泥岩互層	i
			砂岩泥岩互層	h
滝の上層	上部	幌向含化石層		g
	中部	朝日夾炭層	泥岩層	f
			含炭互層	e
			夾炭層	d
	下部	砂岩泥岩互層		c
層	下部	朝日含化石層		b
		黒泥岩層 緑色砂岩		a
幌内層				

ところが岩見沢図幅および本図幅の調査の結果、この夾炭層(d)すなわち、今回新しく定義した朝日層は、前述のように上下盤の地層とはいずれも断層で断たれていて、正常な層序関係にないことが確認された。さらに幌向含化石層(g)と朝日含化石層下部の緑色砂岩層(a)、中部の泥岩層(f)と下部の黒色泥岩層(b)とは、それぞれその岩相および化石

内容から全く同一層で、あわせてここに新しく滝の上層（上部は黒色泥岩、下部は緑色砂岩）としたものにあたることが明らかになってきた。この意味の滝の上層の泥岩層と整合暫移関係（一部指交）にある中部の砂岩泥岩互層(c)は、南部地域たとえば幌向川本流から二の沢および一の沢上流などの調査結果から明らかに川端層に連続しており、したがって、上記幌向層の砂岩泥岩互層(h)と同一に取り扱われるべき地層である。

このほか、層序および地質構造を組むのに重要な意義をもつのに、中部の含炭互層(e)、すなわち岩見沢図幅や本図幅で滝の上層の砂岩層上部として取り扱った甚だ淘汰の悪い砂岩、炭質物を含む泥質砂岩がある。前者は上記のように多くの人によって朝日夾炭層の一部として扱われているが、その上下の地層との関係もまた断層である。岩相は石炭粒や礫を含む多少凝灰質な砂岩泥岩互層からなり、一部に数mの泥岩も挟んでいる。このように炭粒を含んで異なった岩相を示しているが、砂岩の砂粒の特徴は川端層の砂岩泥岩互層のものほとんど変わらない。また、南部の湯の沢および本沢地域においても、砂岩泥岩互層と礫岩砂岩泥岩互層の間に泥質物に富む砂岩泥岩互層が見出されることから考え合わせると、この層準すなわち、(h)に相当するものとも考察される。後者は*Anadara ogawai*, *Ostrea gravitesta*, *Dosinia nomurai*などを産する淘汰の悪い砂岩で、小断層と露出不良のためその前後関係には未だ問題は残されているが、今のところ砂岩層と泥岩層の暫移部に相当するものと考えられる。

従来この付近の古動物群に対しては、幌向川河岸の滝の上層下部砂岩層中のものに対して「朝日動物群」、見掛上層の朝日炭礫通洞坑口付近の砂岩のものには「幌向動物群」の名が与えられていた。しかし、上述のようにこの両者が同一であることが明らかなので、一括した名称をあたえる必要がある。この意味におけるこの動物群は従来朝日動物群と呼ばれているものであるが、ともするとこれが朝日層中の動物群と誤解されるおそれが充分にあり、同一「朝日」の名が異層準に用いられることから生ずる混乱を考えて、ここに改めて「幌向動物群」と再定義することにする。ただし、この幌向動物群の内容は魚住悟、藤江¹⁴⁰⁾からの朝日動物群の砂岩部のものとし、前述の*Anadara*, *Ostrea*, *Dosinia*などを含む群集でないことを注意しておく。

残された朝日層の層位学的位置については、いまだ確言はできない。ただ、古植物は台島型植物群に属するとされている。一方後述する新二岐炭礫地域、北隣岩見沢図幅内の石油沢の支流および岡田の沢地域では、滝の上層砂岩層の下位に薄いながらも灰白色砂岩を主とする含炭部があり、かつこれらの炭質物の花粉分析の結果、朝日層と同様のものが得ら

れたこと、また日高地方においても滝の上層に相当する地層下に、しばしば夾炭層（例 - けのまい 慶能舞夾炭層）などが局所的に発達していることなどから、朝日層もほぼ同層準の陸成含炭層と考える。

以上のことがらを表示すると次表のようになる。

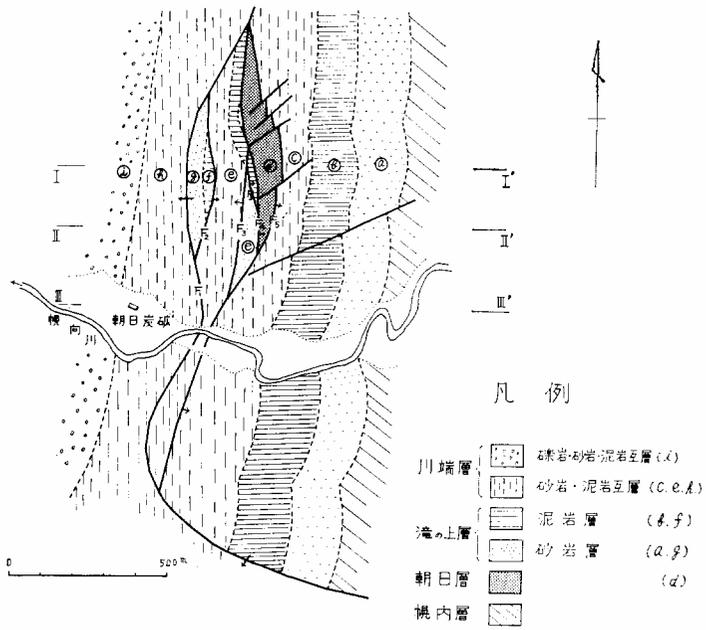
第18表 朝日層の層位的位置
(右欄は第17表に用いた記号)

川端層	礫岩, 砂岩, 泥岩互層(i)
	砂岩泥岩互層(c, e, h)
滝の上層	泥岩層 (滝の上有孔虫群)(b, f)
	砂岩層 (滝の上動物群)(a, g)
	(幌向動物群) / 朝日層 (朝日植物群)(d)
幌内層		

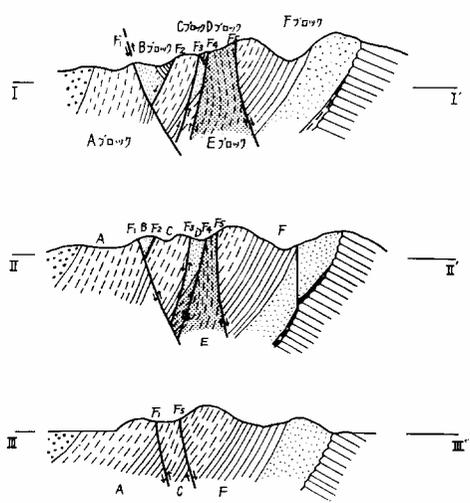
こうすると、台島型植物群を含む朝日層が、滝の上動物群より下位にあって寒冷な要素をもつ再定義の幌向動物群よりさらに下位の層準にあることになるが、上記のように未詳の点もあるので、最終的な結論はまだ下せない。

以上述べたように、朝日層(d)、含炭互層(e)および断層間に挟まれて露出する泥質砂岩(eに含まれていたもの)の取り扱いについてはなお問題が残るが、朝日層を最下部として考えた場合の現構造を模式的に表わすと第33図のようになる。すなわち、南北方向の断層 F_1 (朝日断層)、 F_2 (桂ノ沢大断層)、 F_3 、 F_4 、 F_5 によって各ブロックに分けられている。

本坑地域で F_1 の朝日断層は衝上性で断層面は $70^\circ \sim 80^\circ$ 東に傾斜している。この F_1 の西方ブロック(Aブロック)は川端層の下部から西方に傾斜する同斜構造をなしている。東の F_2 との間(Bブロック)には滝の上層の砂岩、泥岩が東傾斜で露出している。 F_2 は西に 60° 内外傾斜し、 F_3 は西に 80° 傾き、この間(Cブロック)には川端層の砂岩泥岩互層あるいは含炭互層が西に $76^\circ \sim 80^\circ$ 傾いて露出している。 F_4 は直立から西に 80° 傾き、 F_3 から F_4 の間(Dブロック)には滝の上層の砂岩層と F_3' によって見掛上砂岩層の下部に泥岩の極く一部が西傾斜で露出している。 F_5 は $60^\circ \sim 75^\circ$ 東に傾斜し、 $F_4 \sim F_5$ の間(Eブロック)には $50^\circ \sim 80^\circ$ 東傾斜を示す逆転した朝日層が露出している。 F_5 以东(Fブロック)は西へ急傾斜をなして川端層下部の砂岩泥岩互層から滝の上層の泥岩、砂岩と同斜構造で

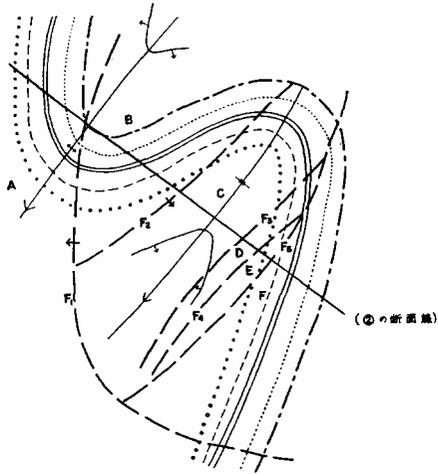


㉔～㉚の記号は従来の区分による

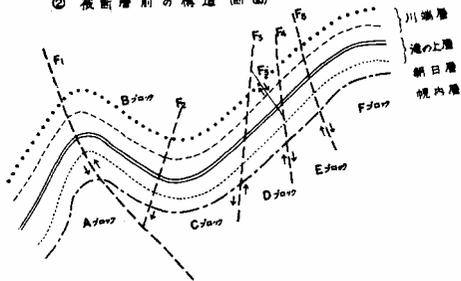


第33図 朝日炭砒付近の地質および断面図

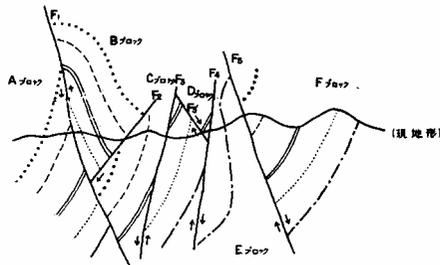
① 被断層前の構造(平面)



② 被断層前の構造(断面)



③ 断層後の構造(断面)



第34図 朝日炭砒付近の地質構造の形成模式図

続き、さらに不整合関係で幌内層がくる。

中間地域では地層の傾きには各ブロックとも大差ないが、断層の切る角度と方向によって変化している。すなわち、 F_1 は更に低角度となり、Bブロックは F_2 の接近によって滝の上層の泥岩を切り、砂岩層の一部が露出しているにすぎない。Dブロックでは小断層が消滅し、滝の上層の砂岩のみが露出するようになる。Eブロックは F_5 の西南方向の寄り(F_4 への接近)によって朝日層はわずかにその一部分が露れるのに対し、Fブロックは川端層の砂岩泥岩互層の幅を増している。

幌向川地域では F_1 と F_5 が接近すると同時に地表では F_2 、 F_3 、 F_4 がともに切られて消え、AブロックとCブロックとFブロックの川端層の砂岩泥岩互層とがそれぞれ接し、あたかも幌内層から川端層主部まで一連の同斜構造のようにみえる。

実際には、主なこれらの断層のほか、区域は南北性の小断層あるいはその後の北東北-南西南から北東-南西方向の小断層によって切られており、その構造は複雑となっている。

北隣岩見沢図幅と考え合せて見ると平面的には、南に傾く沈む向斜と背斜を形成する地層の背斜部を北東~南北~南東へと方向を転ずる衝上断層(F_1)によって切られ、その東部地域が衝上すると共に、引続き衝上部がさらに同方向の数本の断層によって各ブロック化されたものと考えられる。しかも、各ブロックはかなり差のある動きを示し、第34図におけるように、向斜西翼Bブロックがかなり南部へ移動すると共に落ちこんでいる。Cブロックは向斜東翼のものと思われ、断層 F_2 から F_5 までのCからEまでの各ブロックは相対的にかなり上ったものと考えられる。

これら各断層と各ブロック間の関係の概略を図示すると第34図の通りである。

朝日層は、砂岩、砂質泥岩および泥岩からなり、多くの石炭および炭質頁岩を挟有する。これらは第36図に示すように、全層を通じて粗粒物から泥質物への連続的堆積をなす比較的明瞭な周期的累層をなしている。すなわち、第35図のような堆積様式を単位とする輪廻層サイクロセムの繰返しである。現在確認される限りでは顕著な輪廻層は8層あって、その各々の厚さは15~75mまで変化している。そのうち下位から3番目、5番目および7番目の輪廻層はさらに小輪廻層に区分することが出来る。

砂岩は、主として灰色ないし灰白色を呈する花崗岩質砂岩からなる。輪廻層の下部では礫質になって、小礫を含み乱雑な堆積を示すものが多い。この礫は径1cm以下の粘板岩、チャート、硬砂岩の円礫や炭質物の礫が多く、ときに安山岩片などをも含んでいる。細粒



泥岩および上盤粘土
 石炭および炭質頁岩
 砂質泥岩～泥岩
 縞状～板状砂岩
 細粒砂岩
 }
 中粒砂岩
 粗粒砂岩
 極粗粒砂岩および礫質砂岩
 ← 侵蝕面

第35図 朝日層中の輪廻層模式図

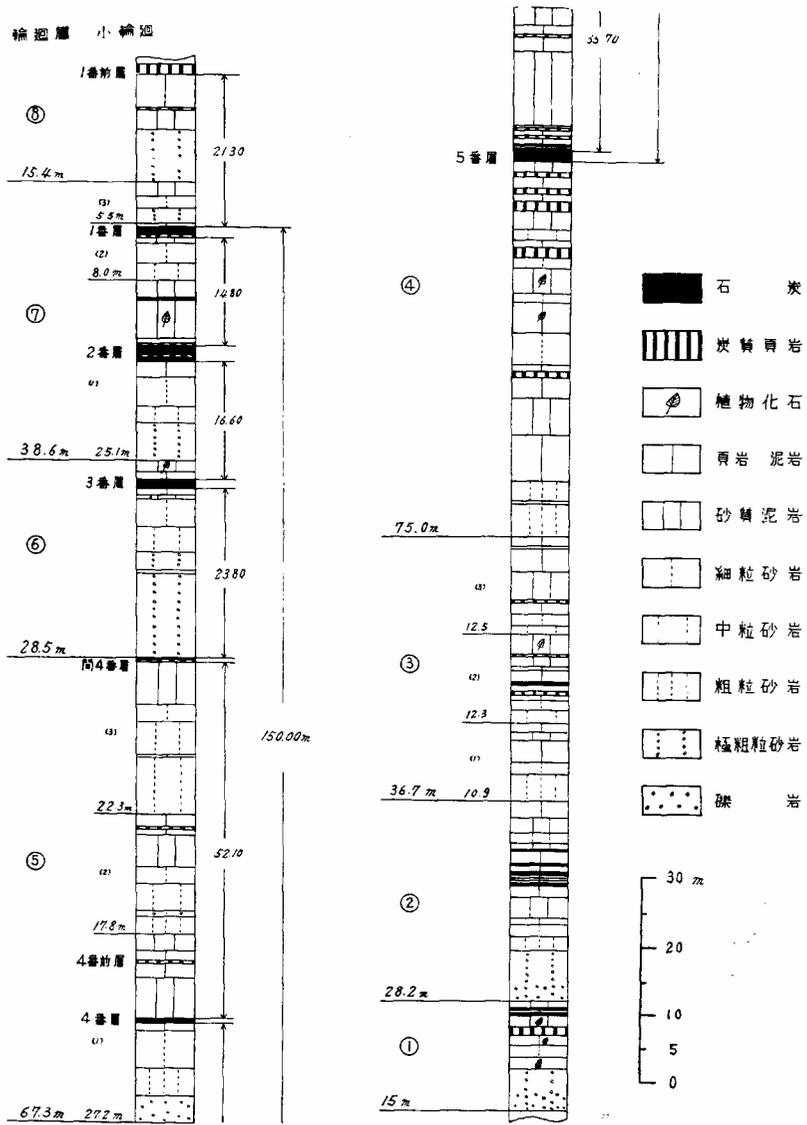
砂岩から砂質泥岩にかけては、縞状や板状を呈するものが発達している。

泥岩は暗灰色ないし黒色で緻密なものが多い。

石炭および炭質頁岩は前記のように、輪廻層の泥質相の卓越する部分に挟み込まれている。石炭は20数枚あるが、その主要なものは上から、1番層（第7輪廻層、以下同じ）、2番層（7）、3番層（6）、間4番層（5）、前4番層（5）、4番層（5）および5番層（4）で、このうち稼行の対象となるものは、1番層、2番層、3番層および4番層である。炭層の層間距離は1番前層～1番層間 21m、1番層～2番層間 15～20m、2番層～3番層 18m、3番層～間4番層間 25m、間4番層～4番層間 55m、4番層～5番層間 25m、5番層以下の地層はボーリングによると130mあり、1番前層から上部についてはまだ不明である。

炭層の発達と炭質の良否を見ると、本坑地域のような輪廻層の明瞭な地域では炭層が定められた位置を占めて良く発達しているが、不明瞭になると炭層は薄化し、かつ貧質化し、さらに分裂する傾向がある。すなわち、1番層の上盤の泥岩が安定している部分では、炭層も安定しているが、北部へ向かって上盤が砂質の粗いものになると、炭層は分裂し、かつ貧質化している。2番層はあまり変化はないが、3番層および4番層もまた1番層と同様に北部に急激に分裂している。また、南地域においても同様の変化が見られ、全般的に南部へ向って貧質化している。

本層からは、海棲あるいは汽水棲の動物化石を産していない。模式地の本層からの植物化石は最初棚井敏雅によって中新世初期阿仁合型の植物群集であるとされたが、その後の



第36図 朝日層柱状図
 (朝日炭砦作成の柱状
 図を基礎として編集)

資料により、むしろその上位の台島型の北方型の組成を示すと考えられるにいたった。

現在まで本層から産出した植物化石としては、¹²²⁾ 棚井敏雅によって次のようなものが報告されている。

第19表 朝日層産植物化石表

- Glyptostrobus europaeus* (BROG.) HEER
Metasequoia occidentalis (NEWB.) CHANEY
Betula mioluminifera HU et CHANEY
Fagus antipofi HEER
Ulmus shiragica HUZIOKA
Cocculus heteromorpha (KNOWLTON) BROWN
Platanus aceroides GÖPPERT
Aesculus majus (NATHORST) TANAI
Alangium aequalifolia (GÖPPERT) KRYSSET et BORSUK'
Kalpanax acerifolium (NATHORST) HU et CHANEY

一方本夾炭層から産出する花粉については、⁹⁸⁾ 佐藤誠司によって次のようなものが報告されている。

第20表 朝日層産花粉化石表

Taxodiaceae	甚多	<i>Ulmus</i> or <i>Zelkova</i>	普
Pinaceae	普～多	<i>Liquidambar</i>	普
<i>Salix</i>	少	<i>Rhus</i> or <i>Nyssa</i>	普
<i>Juglans</i>	少	<i>Ilex</i>	普
<i>Pterocarya</i>	少	<i>Tilia</i>	少
<i>Carya</i>	普	Ericaceae	少
<i>Engelhardtia</i>	普	Polypodiaceae	普～少
Betulaceae	普	<i>Osmunda</i>	少
<i>Fagus</i>	非	Lycopodiaceae	少
<i>Quercus</i>	多	<i>Sphagnum</i>	普～少

この分析結果によると、Taxodiaceae、*Quercus*が特に多く、*Engelhardtia*、*Liquidambar*、*Rhus*、*Nyssa*および*Cinnamomum*?を含むもので、羽幌炭田における羽幌層あるいは東北地方の台島植物群に相当するものであるという。

本層の厚さは、坑内の資料および試錐の資料から確認されたところでは、300m以上である。

4.2 滝の上層

本層の模式地は北海道夕張市紅葉山から同市滝の上間の夕張川沿岸であるが、本層およびその下位の紅葉山層と共に両層間およびこれらの上下の地層間の層位関係、層序区分、古生物およびその時代論に関して従来多くの論議が重ねられて来た。

第21表 紅葉山 - 滝の上層に関する各著者の考えの比較

村田 1923	村田 1933	田上 1933	藤岡 1941	松井 1950	松野・秦 1960	下河原・手島 1961	秦・松野 1961	菅野・小川 1963
川端層	川端層	川端層	川端層	川端層	川端層	川端層	川端層	川端層
紅葉山 中間層	滝の上層	紅葉山層	滝の上層	滝の上層	滝の上層	滝の上層	滝の上層	滝の上層
	紅葉山層			紅葉山層			紅葉山層	紅葉山層
幌内層	幌内層	幌内層	幌内層	幌内層	幌内層	幌内層	幌内層	幌内層

68) 模式地において最初村田析は、幌内層の泥岩の上位にあって、次に述べる礫岩を混え砂岩と泥岩との有律互層を主とする川端層の下位に位置するものに「紅葉山中間層」と命名した。この紅葉山中間層を同氏は下位から緑色砂質頁岩層、黒灰色頁岩層、綠色礫岩層、黒色頁岩層の四部層に区分したが、その後更に、最上部の黒色頁岩層に対して「滝の上層」の名をあたえ、以下の3層に対して「紅葉山層」と命名した。

14) 藤岡一男は、村田の綠色礫岩層と下位層との関係が不整合であることと、古生物学的にも差異が認められることから、村田氏の綠色礫岩層と泥岩層を合わせて滝の上層と再定義した。しかし、藤岡は紅葉山層と幌内層とは同時異相関係にあり、幌内統に属し、滝の上層もまた川端統の下部で、川端層と同時異相の関係にあるとしている。これらの関係はその後第21表に示すように多くの人によって研究され、種々の見解が発表された。このうち、層序的にはとくに1949年秋に北炭地質調査所で、紅葉山層と、幌内層との間に不整合が存在することを確認し、その後松井愈および高尾彰平は、幌内層と紅葉山層との不整合を強調し、更に不整合にのる滝の上層もまた川端層との間に位置する独立した層序的単位地層で、紅葉山層は従来通り古第三紀に属するとした。

60) 松野久也、秦光男は、とくに熊の沢本流の幌内層上位の従来紅葉山層とされていた基底

部から15~16m上部の砂岩から*Cardium* sp. *Mya*(?) sp. *Crepidula* sp. *Tateiwaia* sp. *Turritella* sp. を産し、かつ、北方阿野呂川にかけて主体をなす泥岩中に*Makiyama chitanii*が普遍的に認められることから、この地層から有律互層を主とする川端層との間を滝の上層と再定義し、時代は中新世中古期とした。なお、熊の沢以南の模式地にいたる紅葉山層との関係については、熊の沢において再定義した滝の上層の不整合が模式地の紅葉山層の基底の不整合に連続する可能性が十分認められ、かつ、従来滝の上層と紅葉山層とを分離する根拠となった滝の上層の基底礫岩は、層間礫岩の疑いがあり、不整合関係が認められないことから、これを一括して滝の上層として取扱った。

下河原寿男¹¹¹⁾、手島淳は、穂別から三笠にいたる従来の紅葉山層、滝の上層準中に発達する火山碎屑岩および古動物群の検討を行ない、熊の沢以北で従来滝の上層とされていた地層のほとんどは紅葉山層準のもので、模式地の滝の上層の泥岩は川端層の有律互層に移り変わり、川端層下部の地域的堆積異相とした。なお、紅葉山層の地質時代は熊の沢などで紅葉山層下部から滝の上動物化石群に属する顕著な瀕海性動物化石群を発見したことからこれを中新世とした。しかし、その翌年手島淳¹³³⁾は、紅葉山層基底の不整合による下位幌内層の被削剝の状況を論じ、紅葉山層の時代は中新世であると強調し、あわせてさきに両名の報じた両層の境界について論じ、熊の沢以北で紅葉山層としたもののうち上部泥岩の一部は滝の上層に当たると訂正した。

一方、早坂一郎²²⁾、魚住悟は、軟体動物を主とした古生物にもとづいて地質時代を論じ、紅葉山層は幌内層の浅海相で漸新世上部に属するとした。一方浅野清⁸⁾も有孔虫化石から紅葉山層を下紀念砂岩層、浅貝層、伊王島層に対比し、下部漸新世とした。

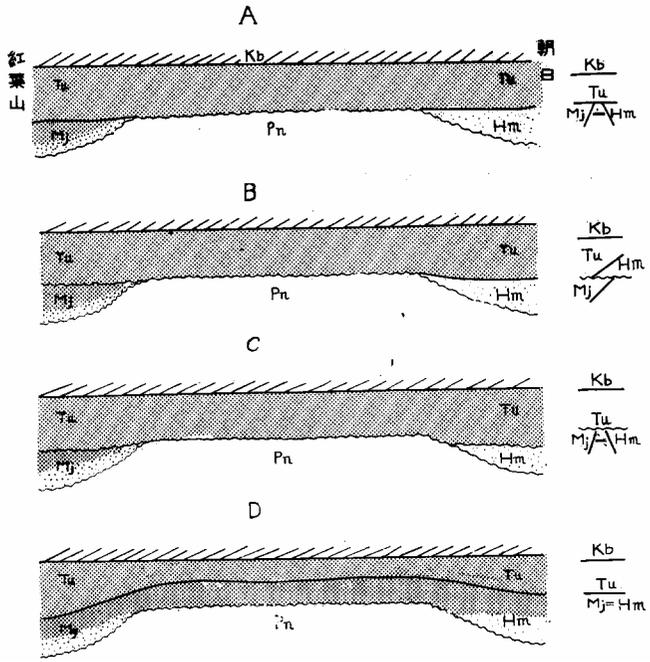
その後、菅野三郎^{42, 44)}、小川久は、模式地から熊の沢にいたる化石群集を解析して、夕張川沿いの紅葉山層の化石群集はやや深い海底の群集、北方熊の沢地域のは浅海やや汽水性の群集とし、一見著しくその内容を異にするが、これら両化石群集は両地域間^{註1}において互いに漸移し、その時代は中新世であるとのべた。また、彼らによる滝の上層(手島淳¹³³⁾の区分にほぼ相当)産の貝化石群集はその下部層から産するものは門の沢動物群と近似しており、その上部層から産するものは亀の尾動物群に近似してとした。このほか内尾¹³⁵⁾高保もまた、模式地東翼の紅葉山層産出の有孔虫化石は滝の上累層の特徴種を含まず、*Haplophragmoides*(?) spp., *Cyclamina* spp., *Plectofrondiculria* aff. *gracilis*などの

註) 紅葉山層の模式地産の化石群集は幌内層産のものに著しく近似し、熊の沢地域のもはその属の構成が門の沢動物群のそれに類似している。しかし、後者の含有種は門の沢のそれより原始的形態を示している。

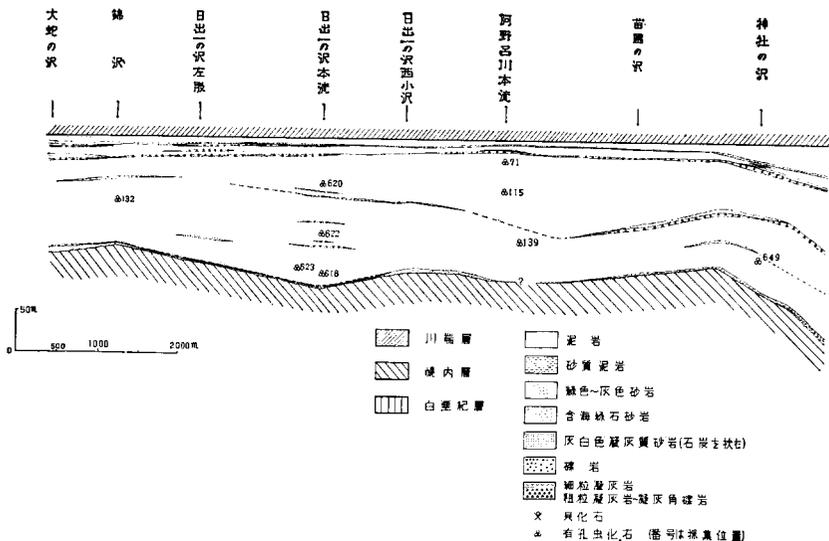
幌内層の種を少し含んでいるが、西翼部の紅葉山層からは*Martinottiella* sp., *Spirosigmoilinella compressa*等の滝の上層の特徴種を産することから、紅葉山層を中新統下部とした。

以上、簡単に紅葉山層と滝の上層との関係についての諸見解を記したが、両層間の層位関係は不整合説が有力となり、また熊の沢以北に紅葉山層が存在しないこと、紅葉山層と幌内層との不整合はかなり大きいこと、などが最近認められつつある。一方、紅葉山層の時代については、中新世に属するとする考えが強いが、その中に幌内層の古生物要素の強いことをどう扱うかについては、今後の問題として残っている。本図幅内の滝の上層下部に産する幌向動物群と、南隣の追分図幅内の熊の沢における滝の上動物群、模式地における滝の上動物群など、3者の相互関係も将来の残された問題である。

本図幅では、朝日地域における幌向動物群を産する下部の砂岩層を除いた、炭の沢等の砂岩層上部および上位の泥岩層から産出する貝化石を、その内容から滝の上動物群に属す



第37図 紅葉山 (Mj), 幌向 (Hm) および滝の上 (Tu) 3化石動物群間関係についての諸見解の模式図



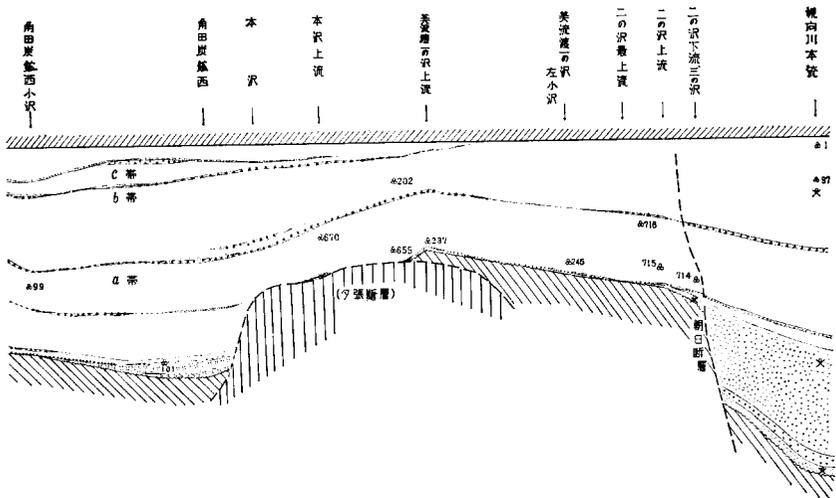
第38図 滝の上層

ると見なし、一方、この泥岩から産出する有孔虫化石は *Martinottella*, *Spirosigmoilinella compressa* を主体とし、*Rotalia yubariensis* など産する“滝の上動物群集”なので、これを区別する要素がないことから、総括して滝の上層として取り扱った。

いま、現在まで報告された資料によって想定される主な場合 (A~D) をあげると、次のようなものがある (第37図)。

- A: 紅葉山層と幌向動物群を産する砂岩層とは同時期の局所的な異地堆積層で、両地層とも滝の上層とは整合関係にありとする。
- B: 幌向動物群を産する砂岩層は、滝の上層の最下部を占める局所的堆積層で、紅葉山層とは時期を異にし、かつ紅葉山層と滝の上層とは不整合関係にある。(秦・松野)²⁰⁾
- C: 時代の取り扱いにおいてはAの考えとほぼ同様であるが、両地層とも滝の上層とは不整合関係にある。(石油資源)
- D: 紅葉山層と朝日地域の砂岩層および泥岩層の大部分は同時期の堆積層で、滝の上層とは整合関係にある。(下河原・手島)¹¹¹⁾

後述する今回の調査資料から、想定されるこれらの関係は第37図の(B)である。



岩相図

すなわち、1) 阿野呂川から幌向川にいたる間の主体をなす泥岩は、滝の上層の泥岩に連続しており、有孔虫化石からも滝の上動物群集といえる。^{註1} 2) 標地地の紅葉山層との間には不整合がある。3) 滝の上層の泥岩層と“川端層”の有律互層とは大局的には異相関係にない。4) 紅葉山動物群と幌向動物群とを比較すると、あまりにも異なる点が多く、また滝の上動物群とも異なる。一方層位的関係を見ると、共に泥岩層下にあると同時に、朝日の炭の沢付近では、幌向動物群を産する砂岩層の上部から“滝の上動物群”を産する。

このような事実は、前記の紅葉山層と滝の上層との間の不整合に起因するものと思われる。

本層は、下位の古第三系幌内層を傾斜不整合関係をもって覆い、上位の川端層とは整合関係（一部指交関係）にある。幌内層に対する侵蝕量は新二岐炭碓付近で最大で、下河

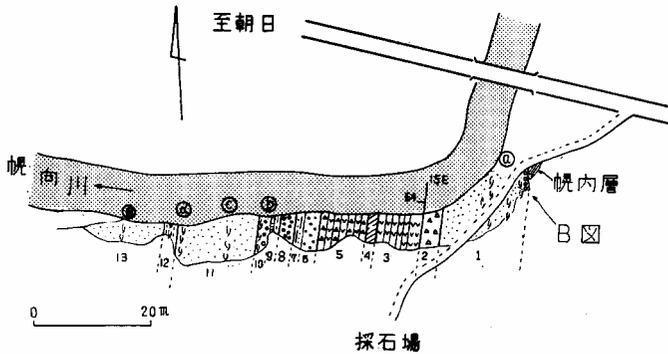
註1 幌向川流域で泥岩層下部に発達する海緑石砂岩をもって不整合とする説（C）も考えられるが、今のところ下位との構造的関係は並行的で、さらに北隣岩見沢図幅内の資料によっても、このような海緑石砂岩の発達が見受けられないので、一応整合関係であろう。

原・手島¹¹¹⁾によると、幌内層のE層にまで食い込み、実に900m以上侵蝕してる。上位の川端層とは、幌向川本流河岸で一部指交関係が認められるが、全般的に砂岩あるいは礫岩に始まり、その境界は明瞭で、大局的に下河原・手島¹¹¹⁾の報告したような異相関係にはない。前述の朝日層との関係はすべて断層であり、正常な累重関係は不明である。

本層は、岩相から下部の砂岩層と上部の泥岩層とに区分される。

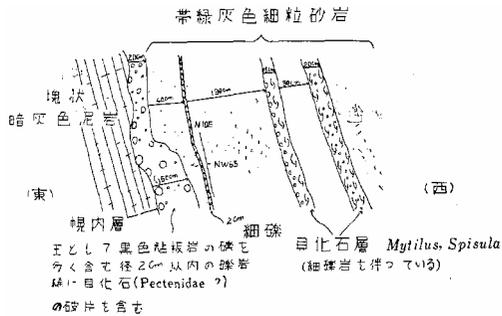
砂岩層

本層は、幌向川本流で標式的発達を示しており、南の幌向川支流二の沢および北隣岩



- | | | | |
|----|-------------------------|---|---|
| 1 | 緑灰色細粒～中粒砂岩(炭片を含む) | Ⓐ | <i>Spisula, Mytilus</i>
<i>Siliqua, Solemya</i>
<i>Natica, Turritella</i> その他 |
| 2 | 淡灰色含礫軽石質凝灰岩(炭礫を含む) | Ⓑ | <i>Mytilus, Spisula</i> |
| 3 | 灰白色層状の細～中粒凝灰岩 | Ⓒ | <i>Mytilus</i> . ウニ |
| 4 | 灰色硬質細粒凝灰岩 | Ⓓ | <i>Mytilus</i> |
| 5 | 灰白色軽石凝灰岩・流紋岩質凝灰岩互層 | Ⓔ | <i>Spisula, Mytilus</i> |
| 6 | 淡灰色凝灰質粗粒砂岩 | | |
| 7 | 層状の淡灰色中粒砂岩 | | |
| 8 | 暗灰色細礫岩 | | |
| 9 | 灰色細粒砂岩・砂質泥岩互層(25cm炭質頁岩) | | |
| 10 | 暗灰色礫岩 | | |
| 11 | 塊状の帯緑灰色細粒砂岩 | | |
| 12 | 砂質泥岩・細粒砂岩互層 | | |
| 13 | 塊状の帯緑灰色細粒砂岩 | | |

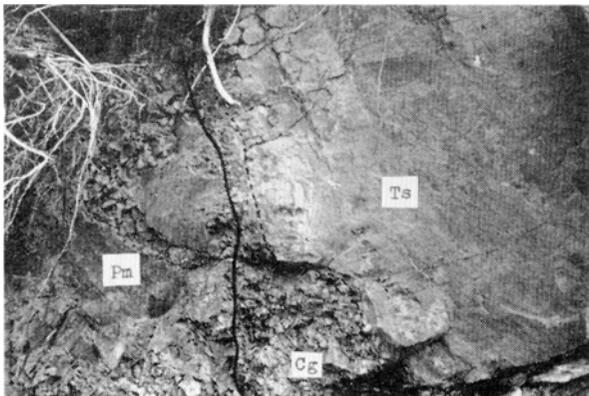
第39図A 幌向川南岸における滝の上層下部の露出地見取図



第39図B 幌内層と滝の上層との間の不整合面
(幌向川本流南岸第39図AのB地点)

見沢図幅内に広く分布している。このほか、朝日炭砒付近および新角田砒付近に本砂岩層に相当するものが認められる。

本層と下位の幌内層との関係は不整合関係で第39図A, Bのように幌向川本流で観察できる。幌向川から南部の二の沢にいたる本砂岩層は第38図のように、薄くなると同時に下位の幌内層に対して覆蔽しながら堆積しており(実際には朝日断層によって数100mの間が欠けている)、二の沢上流以南からウエンベツ川本沢にいたる間で、薄い海緑石砂岩を基底部とする上位の泥岩層が直接幌内層を覆っている。



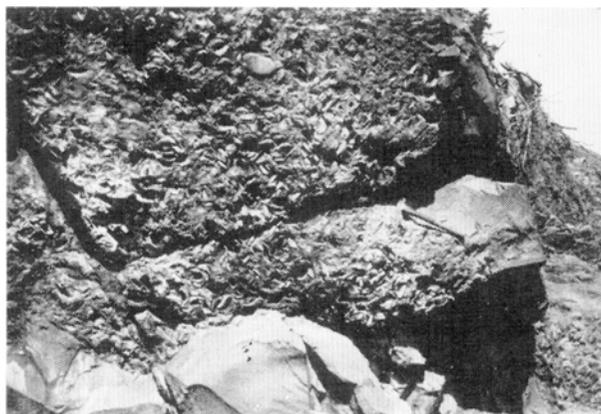
第40図 幌向川本流南岸における滝の上層下の不整合(第39図B地点)

- Pm: 幌内層泥岩
- Cg: 滝の上層の基底礫岩
- Ts: 滝の上層の砂岩

本砂岩層は、緑色を呈する比較的塊状の中～細粒砂岩を主とし、下部には顕著な凝灰岩を挟在し、所によって厚さ数10cmの礫岩を挟んでいる（第38図）。砂岩は前述のように、新鮮な面では緑色ないし緑灰色を呈し、風化面では黄褐色を示す。鏡下では石英粒と緑泥石が特徴的である。一般に塊状であるが、ところにより一部斜層理を呈することもある。礫岩は一般に暗灰色、礫は径1～5cmの垂円礫を主とし、黒色粘板岩、チャート、輝緑凝灰岩からなる。凝灰岩は幌向川本流で厚さ約20m、これを南へ追うと薄化し、二の沢上流では数mとなり、さらに南では尖滅している。この凝灰岩は灰白色の、黒雲母石英安山岩質～流紋岩質、中粒の軽石粒あるいはガラスからなる。細粒なものと同粗粒なものとの互層し、とくに細粒なものは硬く、見事な層状を呈している。本凝灰岩の最下部には黒色粘板岩の礫や炭礫が含まれていることが多い。また、最上部には流状構造が顕著である。このほか本層の中下部には砂質泥岩と細粒砂岩互層との薄層があり、しばしば炭質頁岩を挟在している（第38図）。

本層の主体をなす緑色砂岩は、上部に赴くと共に次第に粒度を減じ、砂岩から砂質泥岩となり、遂には後述の黒色泥岩へと漸移している。

朝日炭砒付近における砂岩層は、通洞（本坑）坑口付近と東の炭の沢地域の2カ所に、断層によって囲まれ、南北方向の楔状を呈して分布する。この両区域の地層はその産する貝化石内容から、その層準を異にすることはすでに述べた通りである。



第41図 幌向川本流南岸における滝の上層
砂岩層中の幌向動物群貝化石層（*Mytilus tichanovichi*帯）
（第39図Aのc）

新角田炭碓西方では、本砂岩層に相当する緑色砂岩が3~4mあって、その下部に、地質図には示さなかったが、後述する灰色泥岩があり、さらに下位に石炭を挟む灰色~灰白色の、厚さ10~15mの凝灰質砂岩がある。この種の砂岩の発達は極めて稀で、当地域のほか、域外の岩見沢図幅内の石油沢支流で、厚さ約8mの同様の含炭部が認められる。朝日層をその岩相と花粉内容から滝の上層の最下部にもって来た理由の一つでもある。

本砂岩層の厚さは、幌向川筋で200mに達し、南北にその厚さを減じている。

本層からは多数の貝化石を産する。これらの化石はその組成から2つの群集に区分することができる。その1つは幌向川本流で基底から中部にかなり密集して産出するもので、魚住、藤江¹⁴⁰⁾の朝日動物群の砂岩部中のもに相当する。すなわち、再定義した幌向動物群他のものは、朝日炭碓付近で本砂岩層最上部から上位の黒色泥岩の層準にかけて認められるもので、滝の上動物群に当る(第38, 39図A, 41図, 第22表)。

泥岩層

本層は下位の砂岩層から漸移し、主として塊状緻密な黒色を呈する泥岩からなり、数枚の凝灰岩、凝灰質砂岩および海緑石砂岩などを挟んでいる。泥岩中には径数cmから10数cmの泥灰質団球を産する。

主体をなす泥岩は、中~上部ではかなり凝灰質物を含み、暗灰色を呈し、風化して方形状の細片となる。泥灰質団球もまた中~上部に多い。前述のように、幌向川支流二の沢以南では本層の基底は海緑石砂岩からなり、幌内層に直接している。この海緑石砂岩は二の沢からウエンベツ川本沢にいたる間で特に顕著で、厚さ50cmから1.5m、幌向川へ追跡すると下部の泥岩中に入ってくる。三の沢から幌向川にいたるこの海緑石砂岩の下部には、炭質頁岩を含む黄灰色の凝灰質砂岩を伴っていて、一見不整合面的であり、海緑石砂岩の分布から見て多少の時間的間隙があったものとも考えられる。新角田炭碓付近の緑色砂岩が尖滅する付近から日の出一の沢西小沢にいたる間も、基底部はこの海緑石砂岩によって占められているが、日の出一の沢以南では明瞭でなくなり、下位の砂岩層にあたると思われる砂岩あるいは凝灰岩の薄層に連続移行している。

泥岩中の凝灰岩および砂岩は第38図のように、基底部をのぞいて、地域的であるが、顕著なものが3層準ある。

a帯： 幌向川流域から阿野呂川流域までの間に分布し、泥岩層のほぼ中部に発達する。幌向川流域においては、本流で厚さ3~4mの緑灰色を呈する含角礫凝灰岩からなり、これを南へ追うと二の沢で80cmと薄くなり、二の沢最上流から一の沢間では明瞭で

ない。一の沢最上流からふたたび発達し、本沢で約2m、阿野呂川流域においては部分的に細粒～砂質凝灰岩が多くなり、また分散しているところもある。岩質は石英粗面岩ないし安山岩質である。

b帯： 美流渡一の沢最上流から南部地域に連続して発達している。本帯は非常に顕著なので、地質図に角礫凝灰岩 (tb) として塗色してある。手島はこの帯をもって、下位を紅葉山層、上位を滝の上層と区分している。¹³³⁾

本岩は本沢から阿野呂川本流にいたる間で最もよく発達しており、平均して下部に3m内外の厚さをもつ緑色の角礫凝灰岩ないし含角礫凝灰岩があり、上部に緑灰色凝灰質砂岩を1～5m伴っている。北方延長の美流渡一の沢最上流においては全体の厚さは1.5mと薄くなり、北方へ消滅している。南部の日の出一の沢から大蛇の沢にいたる間では、上部の緑色凝灰質砂岩を主にしているが、含角礫凝灰岩も薄いながら存在する。その全体の厚さは1～3mあり、図幅外南方の熊の沢方面に続いている。本帯は下河原、手島¹¹¹⁾の紅葉山層中の上部玄武岩質火山砕屑岩帯に相当するものであろう。この角礫凝灰岩の岩質は、鏡下で見ると有色鉱物はほとんど緑泥石化され、割に新鮮なものは中性～曹灰長石の性質を示す長石のみで、構造も明瞭でないが、玄武岩質ないし安山岩質である。

c帯： b帯の5～10m上位にあつて、その分布もまた同帯と同様の地域で発達している。阿野呂川南部の地域においては、緑色凝灰岩、緑色砂岩からなり、厚さは1.5～6mと変化している。最も厚い日の出一の沢においては、下位から厚さ1.5mの緑色凝灰質細粒砂岩、1mの緑色凝灰岩、3.5mの緑色砂岩～粗泥岩からなっている。阿野呂川から本沢にいたる間では50cm～2mの厚さを有し、ほとんど海緑石様の緑色凝灰質細粒砂岩からなっている。凝灰岩の岩質はb帯のものほとんど変りなく、安山岩質であり、砂質などころでは多くの珪藻を含んでいる。

本泥岩層の厚さは新角田砒西部および幌向川本流域で最大で、260mあり、その他の地域では150m内外である。

本泥岩層中からは、散点的であるが、泥岩および泥灰質団球中から海棲貝化石を産する。また有孔虫化石は普遍的に産出する。

滝の上層産出化石については、先にも触れたが、次のようなものがある。

砂岩層下部では、*Mytilus tichanovichi*、*Spisula onnechuria*などを主要構成種とする幌向動物群からなり、上部では*Batillaria* sp., *Ostrea gravitesta*、*Dosinia nomurai*などを主

第22表 滝の上層産出動物化石表

種名	層準		砂岩層						泥岩層	
	下 部			上 部			46	70		
	42	159	98	715	197	198			199	
<i>Turritella</i> sp.	×									
<i>Batillaria</i> sp.					※					
<i>Epitonium</i> sp.	×									
<i>Crepidula</i> cf. <i>jimboana</i> YOKOYAMA	※									
<i>Natica</i> sp.	※		×	×						
<i>Ancistrolepis</i> sp.								×		
<i>Acila vigilia elongata</i> NAGAO & HUZIOKA								×	×	
<i>Portlandia tokunagai</i> var. <i>hayasakai</i> UOZUMI								※	※	
<i>Yoldia notabilis</i> YOKOYAMA	×									
<i>Mytilus tichanovichi</i> MAKIYAMA	※	※	※	×						
<i>Ostrea gravitesta</i> THUNBERG										
<i>Venericardia</i> sp.										
<i>Cardium</i> sp.										
<i>Dosinia nomurai</i> OTUKA					※	※	※			
<i>Spisula onnschuria</i> (OTUKA)	※	※	※	※						
<i>Angulus</i> sp.										
<i>Siliqua</i> sp.	※	※	×							
<i>Solen</i> sp.					×					
<i>Callianassa</i> sp.								×		
<i>Linthia</i> sp.	×									
<i>Makiyama chitanii</i> (MAKIYAMA)									※	

※……多産

とする“滝の上動物群”からなっている。泥岩層からはその産出は少ないが、*Acila elongata*、*Portlandia hayasakai*、などのほか^{註1}*Periploma besshoense*が知られており、滝の上動物群の泥質相にあたることを示している。

有孔虫化石は採取個所が少なく、全体を通じて論ずることは出来ないが、次のようなもの

註1 買手屋 仁：朝日炭砒付近の地質（朝日炭砒蔵・手記）

を産した（第38図の採取番号参照）。

第23表A 滝の上層産有孔虫化石表-1

化石名	産地番号												
	1	94	97	101	618	620	622	623	649	655	670	714	715/716
<i>Cyclammina pusilla</i> BRADY				/						x		/	
<i>Cyclammina</i> 1.			/										
<i>Cyclammina</i> 3.		x										/	/
<i>Bathysiphon</i> sp.	/		/						/				●
<i>Haplophragmoides</i> (cf. <i>subglobosum</i> (SAR.)) spp. (cf. <i>emaciatum</i> (BRADY))			●							○	/	○	/
<i>Haplophragmoides</i> cf. <i>evoluta</i> NATLAND	/		/		x	/	x					/	
<i>Haplophragmoides</i> cf. <i>evoluta</i> NATLAND ?				/									
<i>Haplophragmoides</i> cf. <i>trullissatum compressa</i> sp. A		◎		○	○		○		●		◎	/	/
<i>Haplophragmoides</i> sp.		○	◎					/					
<i>Nonion pompilioides</i> (FICHEL & MOLL)		x											
<i>Martinottiella communis</i> (d'ORBIGNY)		○		/	/		/	/	/	/	/	/	/
<i>Martinottiella</i> cf. <i>communis</i> (d'ORBIGNY)												x	
<i>Spirosigmoilinella compressa</i> MATSUNAGA							◎	○	○	/		x	
<i>Trochammina</i> sp.		/											
<i>Lagena</i> spp.		/	/										
<i>Eponides frigidus</i> (CUSHMAN)		/	/						/				
<i>Globigerina</i> spp.		/	/										

(鑑定： 岩本寿一，大倉保)

註 筒体数 x.....1 /2~56~2020に近い数21~300
採取番号の採取層序は第38図（滝の上層岩相図）を参照。但し，94は朝日北東の石油沢。

このうち，泥岩層は*Martinottiella communis*，*Spirosigmoilinella compressa*，*Haplophragmoides*が主要構成種をなしている。今回の調査では産出を見ないが，滝の上動物群の指示者とされている*Rotalia yubariensis*が阿野呂川から幌向川にかけてかなり産出することが，浅野⁵⁾，岩本¹⁹⁾，橋本ら¹³⁶⁾，内尾および石油資源開発KKの資料で明らかになっている。一方下部の砂岩層には有孔虫は稀で，今まで浅野⁵⁾，岩本によって*Martinottiella communis*，¹³⁶⁾内尾によって*Cyclammina*，*Haplophragmoides*(?)が報告されているにすぎない。

第23表B 滝の上層産有孔虫化石表-2

	71	99	115	132	139	202	237	246
<i>Rhabdammina</i> sp.			×					
<i>Bathysiphon</i> sp.			/		×	×	○	/
<i>Involutina</i> sp. a		/	/				/	/
<i>Haplophragmoides hatae</i> n. sp. (MS.)			○	○				/
<i>H. nishikizawaensis</i> n. sp.		○		●		○	○	
<i>H. renzi</i> ASANO					○			
<i>H. cf. trullissatum</i> (BRADY)			○					
<i>Cyclammina cancellata</i> BRADY	×	◎						
<i>C. incisa</i> (STACHE)	×							
<i>C. japonica</i> ASANO							○	/
<i>C. orbicularis</i> BRADY							×	
<i>C. pusilla</i> BRADY			○				×	
<i>Verneuilina robusta</i> n. sp. (MS.)				×				
<i>Eggerlla matsunoi</i> n. sp. (MS.)							×	
<i>Dorothia</i> sp.		×						
<i>Martinottiella communis</i> (d'ORBIGNY)	◎	/	○	○	/	○	○	/
<i>Spirosigmoinella compressa</i> MATSUNAGA	/	×	◎				○	○
<i>Trochammina</i> sp.				×				

(鑑定： 高柳洋吉)

註 筒体数 ×1 /2~56~2020に近い数21~300
採取番号の層準は第38図(滝の上層岩相図)参照。

このほか前記のように、本層の泥岩層下部あるいは砂岩層中に石炭~炭質頁岩の薄層を挟在している。

すなわち新角田砦の西方から北方にかけて、ほぼ700mの間に最大40cmの薄い炭層が追跡できる。これは泥岩層の下位の緑色砂岩(3~4m)、*Haplophragmoides* sp.を産する塊状の灰色泥岩(2~4m)を経た10~15mの厚さの灰色~灰白色の凝灰質砂岩中に挟在している。この炭層からの花粉については佐藤誠司⁹⁸⁾によって報告されており、第24表のようなものがある。この結果によると、前述の朝日層産出の花粉と同様のものによって占められており、台島植物群に相当する。

第24表 滝の上層下部砂岩層産花粉化石表（新角田炭碕西方）

Taxodiaceae	多	<i>Quercus</i>	多
Pinaceae	普	<i>Fagus</i>	普
<i>Salix</i>	少	<i>Ulmus or Zelkova</i>	普
<i>Carya</i>	普～少	<i>Liquidambar</i>	普～少
<i>Engelhardtia</i>	普	<i>Ilex</i>	普
<i>Alnus</i>	普	<i>Tilia</i>	少
Betulaceae	普	Ericaceae	少

また幌向川南岸の砂岩層下部の標式的露出地において第39図Aの9の層準の灰色細粒砂岩，砂質泥岩互層中に厚さ2.5cmの炭質頁岩が挟在している。さらに三の沢地域の泥岩層下部の海緑石質砂岩薄層の下部に部分的に挟在する炭質頁岩があり（第38図），厚さは20～25cm，約500mにわたり追跡できる。

これらの炭質頁岩の花粉分析の結果は次の通りである。

第25表 滝の上層中炭質頁岩産花粉化石表

種名	泥岩層	砂岩層	種名	泥岩層	砂岩層
<i>Alnus</i>	普	多	<i>Tilia</i>	普～少	
<i>Carpinus</i>		普	<i>Liquidambar</i>	普～少	
Betulaceae	普		Taxodiaceae	甚多	普
<i>Quercus</i>	普～少		<i>Corylus</i>		少
<i>Fagus</i>	少		<i>Tsuga</i>	普	普～少
<i>Ulmus</i>		少	<i>Picea</i>		普～少
<i>Ulmus or Zelkova</i>	普		Pinaceae	普	
<i>Carya</i>	多		Polypodiaceae	普	普
<i>Pterocarya</i>	少	少	Cycopodiaceae	少	
<i>Juglans</i>	普		<i>Osmunda</i>	少	甚多

（鑑定：佐藤誠司）

この後二者地域の花粉末組成について佐藤誠司の談話によると，後者は，*Carya*，*Liquidambar*，*Tilia*などの暖気候を示すものが含まれている点で台島植物群に近縁であるが，朝日層との組成と比較すると，朝日層に多く産出する^{註1}*Quercus*が少ないと言う。

註1 *Quercus*の産出頻度について，佐藤誠司は朝日層の1炭層について見ると，炭質が悪くなるにしたがって少なくなる傾向があると言う。

また、前者は *Alnus*, *Carpinus*, *Taxodiaceae* および *Osmunda* を主とした組成で、後者よりは寒冷な環境を示しているものと考えられるとのことである。さらに域外の岩見沢図幅内、岡田の沢（三笠 - 幌内間の小沢）の滝の上層基底部に挟在する炭質頁岩の薄層からは *Liquidambar* などを含む朝日層に近縁な組成の花粉群が見出されるという。

以上、産出箇所は少ないが、花粉によって比較して見ると、幌向川南岸の砂岩層中のものを除いて、いずれも台島植物群に近縁である。とくに新角田砒付近のものや岡田の沢のものは、本層基底部から産出するもので、滝の上階を指示している。

朝日層からの花粉群も、新角田砒付近および岡田沢のものと同様の組成であり、かつ、同地域では緑色砂岩の下位に存在することからも、朝日層は滝の上階初期の堆物積と考えられる。

4.3 川 端 層

本層は夕張炭田地域の西縁に沿い南北方向に広く発達する。標式地の夕張川流域から本地域にかけては、とくに粗粒物が多く、かつ厚さも3,000m以上を示す特異な地層である。岩相上から主部、上部および泥岩層とに区分できる。

本層と下位の滝の上層との関係は、通常整合である。下位の滝の上層の上部が泥岩であるのに対して、本層の基底部は砂岩泥岩互層あるいは礫岩から始まるので、境界は容易に判定できる。しかし、幌向川本流においては、一部が指交関係にある。

大局的に、主部は粗粒物質が多い礫岩、砂岩、泥岩などの周期的互層からなり、下半部を構成し、上半部は砂岩泥岩互層および泥岩からなる。さきに秦²⁰⁾、松野が報告したように、東西および南北方向にかなり著しい岩相変化がある。すなわち、東西方向では西方へ細粒ないし泥質となり、南北方向では北方へ泥質となっている。

このうち、泥岩層は泥岩相がとくに発達する西部の栗沢背斜部に分布するもので、滝の上層の黒色泥岩層に酷似し、かつ川端層全体の層厚変化などから考え合せると、あるいは滝の上層に相当するものかとも考えられるが、現在まで古生物学的な確証が得られないので一応川端層として取扱っておく。

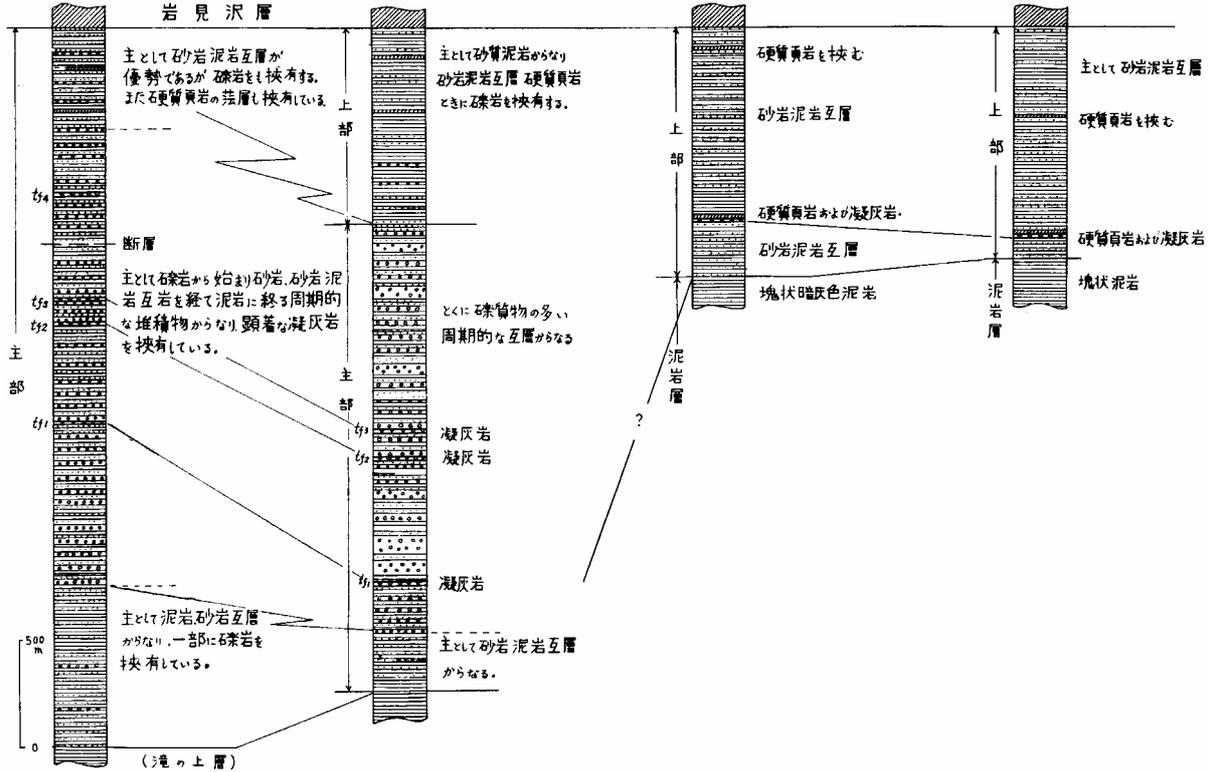
このような岩相変化と同時に、泥質相が卓越するにしたがって、その厚さを減じている。この傾向は東西方向に特に著しく、茂世丑向斜東部では厚さが3,000m以上もあるのに対し、西方の栗沢背斜部では千数百mとなり、さらに西方馬追山地では僅かに数百mとなっている（第42図）。

本 沢

幌向川—湯ノ沢

栗丘の沢

加茂川



第42図 川端層模式岩相図

主 部

本層は砂岩、泥岩の規則的互層あるいは礫岩に始まり、漸移的に砂岩、砂岩・泥岩互層を経て、泥岩あるいは泥岩の優勢な互層に終る、周期的堆積からなる累層である。

概観すると、下部は砂岩泥岩互層が卓越し、(阿野呂川流域で基底から約1,000m、幌向川流域で約400m)、中部の厚さ約1,500~2,000m間は、礫岩がもっとも卓越し、かつ輪廻層がもっともよく発達している。中部には4枚の顕著な凝灰岩があり、有効な鍵層となっている。上部の約500mは、礫岩の少ない砂岩泥岩互層からなり、硬質頁岩の薄層を挟んでいる(第42、43図)。

礫岩は通常輪廻層の最下部にあって、下部から上部に向い徐々に礫の大きさを減じ、砂岩に移化する。礫岩は主として黒色粘板岩、チャート、硅岩、玢岩、閃緑岩、花崗岩等の垂角礫~円礫からなる。礫の大きさは一般に5cm以下のものが多いが、もっとも礫岩の卓越する中部には20cm内外のものも見受けられる。またしばしば川端層自体の砂岩、泥岩の礫あるいはその互層したものの5mにもおよぶ岩塊をとりこんでいることがある。恐らく、いわゆるslumping ballまたはslumping blockであろうと思われる。

砂岩は、輪廻層の礫岩から漸移するものと、泥岩と互層するものがある。前者は塊状を呈し、普通粗粒から細粒となり、遂には互層部の泥岩に移化しているのが常である。また下部の粗粒な部分にはしばしば礫を散含している。後者は中粒から細粒のものが多く、細かい葉理を示すものが多い。厚さは数cmから数10cmである。互層する泥岩との接着



第43図 川端層の砂岩泥岩互層
(継立 - 日の出間の道路切割)

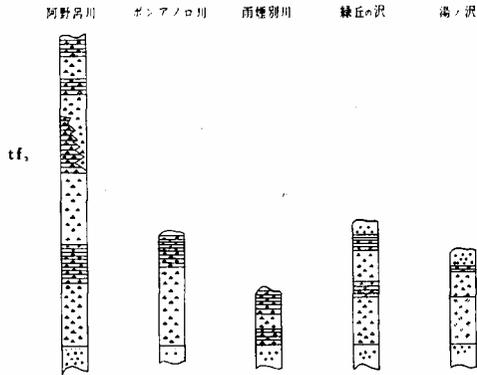
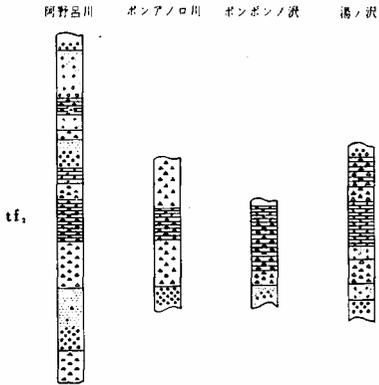
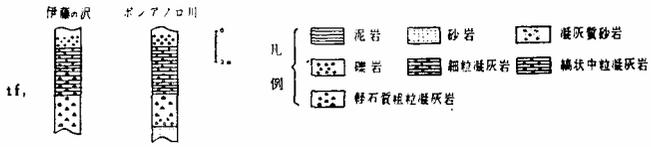
面は下部互層部で明瞭であり、かつ堅硬なので、顕著な板状をなしている。これに反して上部互層部では不明瞭で、かつ軟かい。

泥岩は、互層するものと、輪廻層の上部発に達するものがある。前者は層理を示し、後者は塊状を呈するのが常である。一般に黒灰色から暗灰色を呈するが、下部ほど黒色が強く、かつ、緻密である。

凝灰岩は、前述の通り中部に4枚 (tf_1 ~ tf_4) あって、有効な鍵層となっている。これらの凝灰岩は茂世丑向斜の東翼において、南限から幌向川南部の湯の沢流域まで顕著に追跡され、南部地域では特に tf_1 と $tf_2 - tf_3$ が顕著な山稜を形成している。 tf_1 は阿野呂川の支流伊藤の沢および今川の沢で観察され、下位には厚さ2~3mの凝灰質物（軽石質）の多い礫岩があり、上位は2~3mの板状の中~細粒凝灰岩から構成されている。 tf_2 および tf_3 は継立 - 日の出間の道路の崖でよく観察できる（第44図）。 tf_2 は総層厚約20mあり、2~4の小堆積輪廻が認められる。すなわち、第45図のように、凝灰質礫岩から板状の細粒凝灰岩までのグレーディングを何回か繰返している。 tf_3 もまた tf_2 同様2~4の小サイクルをなすもので、南部の最も発達しているところでは最厚20m以上に達する。



第44図 川端層中の凝灰岩層（継立 - 日の出間の道路切割）



第45図 川端層中の凝灰岩柱状図

tf₄は南隣の追分図幅内では良好な発達を示しているが、本域内では阿野呂川以南でわずかに追跡できるにすぎない(第45図)。

これらの凝灰岩は、第45図のように、ともに北方へ薄化する。すなわち、tf₁は湯の沢では10m以内となっているし、tf₃は上記のものよりも著しく、最大20mの厚さがあるが、湯の沢では5mとなっており、幌向川に至れば、注意して観察しなければ判らない様な軽石粒を含む砂岩に変化している。

tf₁ ~ tf₄の凝灰岩の岩質は石英粗面岩質 ~ 安山岩質のもので、次のようなものから構成されている。

tf₁は、破碎された斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、少量の石英および黒雲母からなる。斜長石は比較的新鮮で中性長石の性質を示している。石英は丸味を帯びたもの、破碎されたものなどがあるが、極く少量である。軽石は有色鉱物をほとんど含まず、ガラスからなっている。また包含されている安山岩小礫の石基は小卓状の斜長石、粒状の普通輝石からなり、ガラス基流晶質を呈する。このほか、北部の湯の沢で採取したものには淡緑色の角閃石2個が観察された。

Tf₂は、長柱状の斜長石、粒状の石英、普通輝石、および鉄鉱からなる。斜長石はあまり破碎されず新鮮なものが多いが、普通輝石はかなり緑泥石化されている。石英はかなり多い。含まれている火山岩小礫は、小卓状の斜長石と少量の粒状輝石からなり、ガラス基流晶質 ~ ガラス質を呈している。

Tf₃は、前記tf₂とほとんど同質のもので、斜長石、石英、普通輝石、紫蘇輝石、および鉄鉱などからなっている。

Tf₄は、ほとんど圧碎された軽石(ガラス)からなり、極く少量の斜長石、石英、黒雲母が見出されるにすぎない。

上 部

本部層は茂世丑東部の沢から北隣の岩見沢図幅にいたる地域と、栗山丘陵から馬追山地にかけて分布している。

主部との指交関係は、茂世丑東部の沢から幌向川本流にかけての地域で最も著しく、良く観察される。主部と上部との移行部においては、主部のいわゆる周期的互層のうち、礫岩および粗粒砂岩を減じ、砂岩泥岩互層となり、やがて泥質物のみとなり、周期的互層が不明瞭となっている。これらの粗粒物と泥質物との量的変化の関係を見ると、南部から北部へはより泥質に、また東部から西部へと泥質になっている。

本部層は上記のように砂岩泥岩互層および砂質泥岩からなるが、このほか、硬質頁岩の薄層、凝灰岩の薄層および石炭の薄層を挟在している。

砂岩泥岩互層は、栗山丘陵地域で顕著な発達を示しており、主として厚さ数cm～数10cmの灰白細粒砂岩と厚さ数10cmの暗灰色ないし灰色を呈する泥岩からなっている。主部の互層と比較すると、炭質物をかなり含んでおり、風化して全般的に明るい色を呈し、かつ軟弱で侵蝕されやすい。馬追山地における砂岩泥岩互層は、全般的に凝灰質の砂岩および泥質砂岩が多く、薄い泥岩もまた凝灰質となり、凝灰岩および石炭を挟有している。

砂質泥岩は幌向川北部でとくに発達しており、層理に沿って薄い膜状の細粒砂岩あるいは泥質砂岩を挟む暗灰色～灰色の砂質泥岩で、しばしば泥灰質団球を含んでいる。前述の砂岩泥岩互層よりさらに軟弱である。本岩中には葉片状の炭質物を非常に多く含んでいるのが特徴である。

硬質泥岩は、厚さ3～5cmの板状を呈する泥岩と、厚さ1～2cmの砂質泥岩との互層からなり、外観は後述する岩見沢層の硬質泥岩に似ている。しかし、この硬質泥岩は黒色に近く、かつ互層の砂質泥岩の量が多い点などで異なっている。単層としての厚さは、数10cmから数mまでと変化はかなりあるが、10mをこえるものはない。雨埴別川（本沢）から幌向川南部の地域にかけては比較的連続しており、ほぼ3層準認められる。栗沢背斜部地域においては全般的に不規則であり、かつ、連続性に乏しい。

凝灰岩は、栗沢背斜部において2層あり、上位のものは連続性に乏しいが、下位の層は一部加茂川断層で切られているが、連続して追跡出来る。これらと東部で発達している川端層主部の凝灰岩との対比については、現在までその手がかりがないが、川端層全体の堆積状況から察すると、主部の tf_1 ～ tf_3 のいずれかに相当するものと思われる。

上位の凝灰岩は、清真布川に露出している。灰白色を呈する凝灰岩で、硬質泥岩を下盤としての中粒～粗粒の軽石質のものと、細粒のものとの互層する凝灰岩があり、その上に板状を呈する細粒～極細粒の泥質凝灰岩が約4mある。これらは有色鉱物を含まず、ほとんどガラスからなっている。

下位のよく続く凝灰岩は、加茂川および栗丘の沢で良好な発達を示す。この凝灰岩も下盤が硬質泥岩（厚さ1～3m）の場合が多く、厚さ5～7mの、比較的塊状で軽石を含む中～粗粒の砂質凝灰岩を主とし、上部に30cm～2mの板状を呈する細粒ガラス質の凝灰岩を伴っている。主体をなす砂質凝灰岩中には灰色～暗灰色を呈する泥岩の同時礫的な岩片と緑色粒を含んでおり、新鮮なものは灰白色～灰色であるが、風化して緑灰色を呈する特徴

がある。鏡下で見ると、斜長石、変質された輝石類および角閃石、丸味を帯びた石英からなり、石英安山岩質である。輝石類と角閃石はほとんど緑泥石化されており、肉眼で見受けられる緑色粒はこれらの有色鉱物からなっている。この凝灰岩の厚さは加茂川から栗丘の沢で最大であり、北部および南部に向って急に薄くなっている。すなわち、北部の鈴木の沢においては1m、清真布の枝沢では50mになり、南部の桜丘の沢では3m前後になっている。

泥岩層

本層は栗沢背斜の核部に発達しているもので、鈴木の沢から栗丘の沢にかけてよく露出する。上位の川端上部との関係は整合的であるが、北部では硬質泥岩を含む緑灰色凝灰岩と接し、南部では砂岩泥岩互層と接している。これは層の側方変化とも多少の時間的間隙があった為かとも考えられる。

この泥岩は、主として黒色～暗灰色で、多少層理を示す硬質泥岩あるいは暗灰色の塊状泥岩からなり、泥灰岩質団球を含み、稀に砂質泥岩および凝灰岩の薄層を挟んでいる。

硬質泥岩と泥岩との境は一般に不明瞭で、その量比は判然としないが、北部で泥岩が優り、南部では硬質泥岩の量を増している。これらの泥岩は風化して方形状の細片となり、風化面は褐色がかった灰色を呈し、その様子は滝の上層に酷似している。泥灰質団球は丸いものより長いものが多く、大きさは長径2～5cm程度で、層面に平行してならんでいる場合もある。

稀に挟在する凝灰岩および砂岩は、灰色～灰白色を呈し、いずれも数cmの厚さで、レンズ状をなしている。砂岩は一般に凝灰質である。

本泥岩中には*Haplophragmoides* spp.および*Makiyama chitanii* MAKIYAMA等の微化石が認められるが、海棲貝化石は認められない。前に述べたように岩相上滝の上層に酷似し、かつ上位の川端層上部との関係から、本層は滝の上層相当層とも考えられるが、古生物学的な確証がない。本泥岩層の層厚は露出部で約350mであるが、栗沢背斜部の試掘井の記録を見ると深度1,200m内外にいたるまで硬質泥岩～泥岩で占められている。

本泥岩層は、さきに、村田析^{67), 68)}によって加茂川含油頁岩層と命名され、さらに同氏⁷²⁾によって加茂川層と命名されたものの一部に当もので、彼によると「川端層を整合漸移的に被い、追分層に整合漸移的に被われる」とされ、現在の岩見沢層の“硬質頁岩層”¹⁴¹⁾のように思われていた。これに対しては、加茂川黒色頁岩層(大村一蔵命名、渡辺久吉紹介)²⁹⁾などの地層名も使用されてきたが、飯塚保五郎は、この泥岩と前述の川端層上部を含めたものを、

川端統の上部層としている。

4.4 岩見沢層

本層は栗沢背斜北部から岩見沢背斜にかけての両翼部、茂世丑向斜両翼部および馬追山地の東側などに分布している。北隣の岩見沢⁶¹⁾図幅の岩見沢層に続くもので、馬追山地では、追分⁶⁰⁾図幅および恵庭⁷⁴⁾図幅中で馬追山層と命名されたものに相当する。図幅内では上志文¹²⁾東方の幌向川本流南岸で標式的な露出を示している。本層名は千谷好之助によって命名されたもので、標式地は岩見沢背斜地域にある。

本層と下位の川端層との関係は、川端層上部の砂岩層と整合的に接し、硬質頁岩から始まっているのが常である。さきに、茂世丑向斜東翼部（千代谷 - 継立）地域において吾妻¹⁾積は、川端層と岩見沢層とは斜交不整合関係にあると報告しているが、雨煙別川（本沢）以南では断層によって川端層中部と接していることと、本層の基底^下川端層中70～100m内外のところに、硬質頁岩の薄層が連続かつ平行して存在する事実から、不整合関係にあるとしても、それほど構造的差異を示すものではないと思われる。

しかし、馬追山地域では下位の川端層と不整合関係にある。この地域では基底部に火山円礫岩および凝灰質砂岩が約10m発達あり、さらに川端層との接触面も凸凹をなしている。前述の地域と堆積様式を異にしている。このことは、追分⁶⁰⁾図幅や恵庭⁷⁴⁾図幅でも指摘されているように、馬追山地が他の地域と異なり、川端層堆積時から本層堆積初期にいたる間、浅化して、汽水ないし浅海的环境下にあったことで理解される。

本層は“硬質頁岩”で代表される地層で、主として暗灰色の硬質泥岩と灰色砂質泥岩との互層からなるが、凝灰岩、凝灰質砂岩および火山円礫を挟んでいる。

硬質泥岩は新鮮なものでは暗灰色を呈するが、風化して表面が赤褐色となり、稜角をもつ岩片となるのが特徴である。本岩の単層の厚さは普通5～20cmである。砂質泥岩は新鮮なものでは暗灰色～灰色を示し、風化して灰色となり軟弱になる。単層としての厚さは1～5cm程度であるが、その挟在する量は地域によって異なり、とくに幌向川流域の栗沢背斜西翼部では多く、かつ厚さも数10cmに達するものがある（第46図）。

凝灰岩は茂世丑向斜東翼の中^の沢付近で最もよく発達し、厚さ30cm以上のものが3枚挟在する。厚さは最大約3mあり、灰白色の軽石質凝灰岩である。鏡下では、主として圧碎されたガラス質の軽石からなり、丸味を帯びた斜長石、破碎した普通輝石、稀に丸い石英が含まれている。そのほか径3～5mmのガラス質な酸性安山岩岩片を散含する部分が



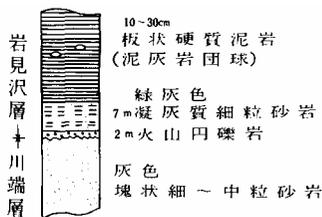
第46図 岩見沢層の“硬質頁岩”。明瞭な板状互層を呈している。(中の沢入口)

ある。

凝灰質細粒砂岩も前述の中の沢付近で最も多く、厚さ3~5cmのものが数枚見受けられる。灰白色~灰色を呈し、ときに軽石粒を含んでいる。

馬追山地の基底部の火山円礫岩および凝灰質砂岩は、第47図のように馬追鉱泉の沢上流で観察できる。

火山円礫岩は厚さ約2mで、主として径5cm内外の安山岩礫からなり、稀に川端層中の砂岩と思われるものの礫を含んでいる。この安山岩は暗灰色を呈し、鏡下で見ると、斑晶は中性長石に属する長柱状自形の斜長石、少量の普通輝石からなる。普通輝石はかなり炭酸塩化を豪っているものも多い。石基はガラス基流晶質で、微細な斜長石、粒状の単斜輝石、ガラスおよび少量の鉄鉱からなる。



第47図 岩見沢層の基底部 (馬追鉱泉の沢上流)

このほか、本層中には径10~50cmの泥灰質団塊が包含されている。

本層中からは貝化石を全く産せず、わずかに *Makiyama* sp., *Cyclammina* spp. が肉眼で認められるほか、鏡下で上部に珪藻がみられるにすぎない。^{註1}

註1 吾妻種(1)は、本層準の有孔虫は *Haplophragmoides* sp., *Martinottiella bradyana*, *Martinottiella communis* 群集のなかで、*Spirosigmoinella compressa* の出現する上限層準にあたることと、珪藻では望来層を特徴づける *Coccosinodiscus maginatus* *C. elegans* 群集が知られていると報じている。

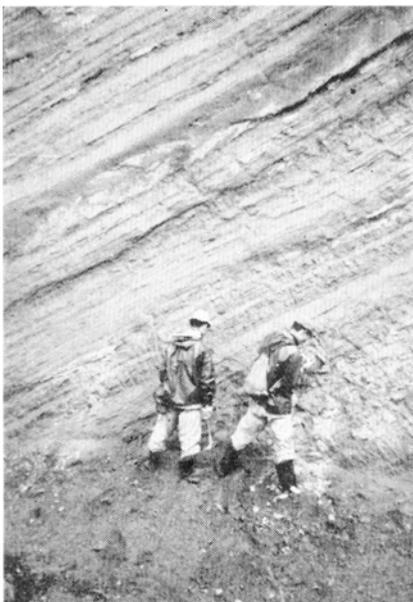
本層の厚さは、茂世丑向斜東翼部で300～350mあり、馬追山地では断層に切られて明らかでないが、最大280mを算する。

本層は前述のように、南隣の追分⁶⁰⁾図幅の馬追山層に当り、さらに南東軽舞振老油田の軽舞層上部に連続するものである。

4.5 追分層

本層は茂世丑向斜両翼，栗沢背斜西翼および馬追山地東部に広く分布する。主体をなすものは塊状の砂質泥岩からなるが、栗沢背斜南部地域では、礫岩，砂岩あるいは砂岩，泥岩互層が著しい発達をなしている。砂質泥岩中には砂質あるいは泥灰質団球を含んでいる。地域別にその岩相柱状を示すと第50図の如くである。

主体をなす砂質泥岩は、一般に無層理で、珪藻質のものが多い。新鮮面では通常青灰～淡緑灰色を示すが、風化すると灰色～灰白色を呈し、ときに年輪状の黄褐色縞を滲出し、きわめて軽いものとなる。

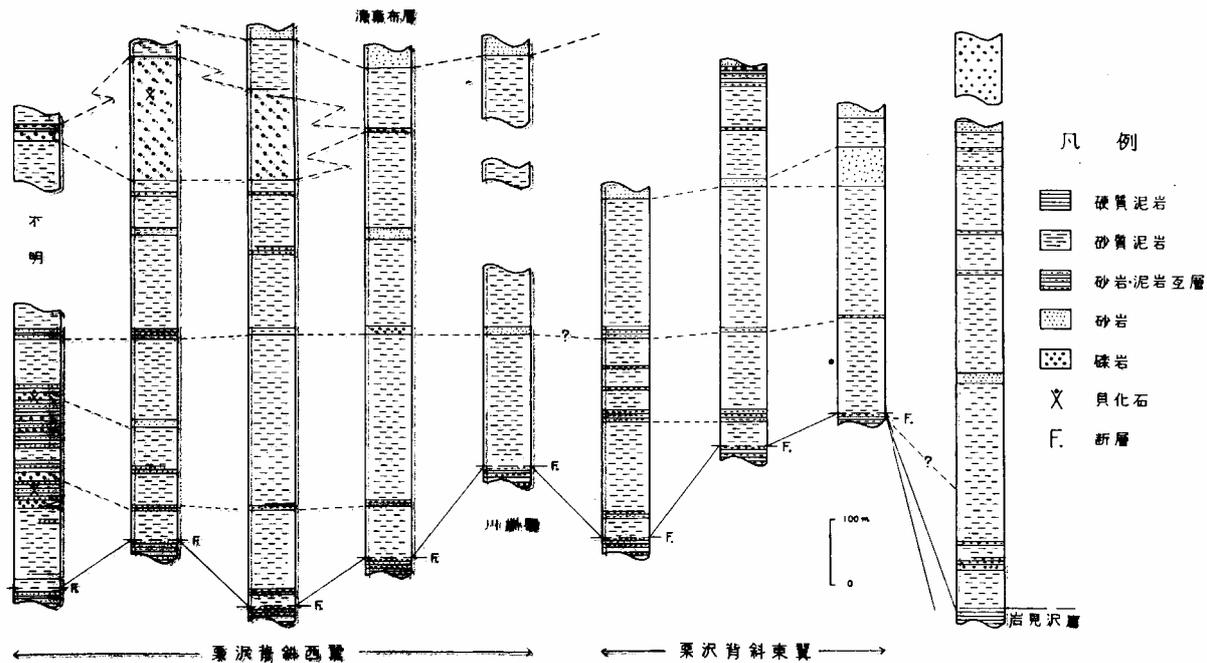


第48図 追分層中の砂岩泥岩互層
(栗丘 - 栗山間トンネル傍)



第49図 追分層中の“栗山礫岩”
(栗山 - 栗丘間)

夕張川本流 栗丘の沢 加茂川 釜木の沢 栗沢 通田の沢 鳩山 茂世丑 馬追山地

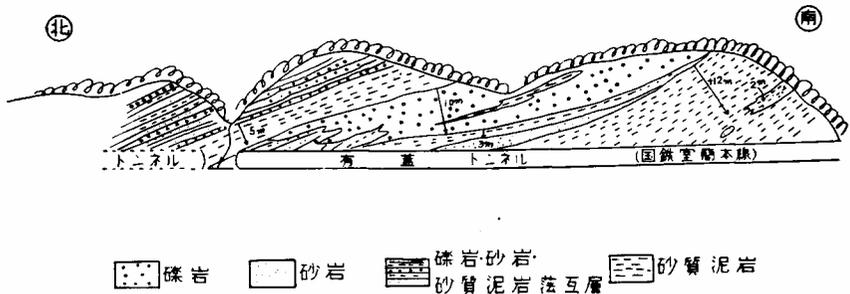


第50図 追分層柱状図

この砂質泥岩に包含されている砂質あるいは泥灰質団塊は普通10～50cmであるが、ときに1mをこすものもある。

砂岩は大別して、砂質泥岩中に挟在するものと、砂岩泥岩の互層中のもの、あるいは礫岩とともに発達する部分とがあり、それぞれ特徴がある。砂質泥岩中に挟在するものは、青灰色を呈する塊状の細粒砂岩で、風化して帯黄灰色となる。前述の砂質泥岩との境は漸移し、判然としないのが常である。砂岩泥岩互層を構成するものは一般に炭質物が多く、縞状を呈する暗灰色～灰色の細～中粒砂岩からなり、とくに砂粒に有色鉱物（黒雲母>輝石類>角閃石>緑泥石）が多い。礫岩部では中～粗粒で、泥質岩の小岩片等を含み、とくに斜層理の部分が多い（第48図）。

礫岩は前述のように本層の中～の下部（いわゆる栗山礫岩の部分）と、上部（栗丘および由仁町南部地域）の2層準にあり、それぞれ区別される。前者は村田析により栗山礫岩層とされたもので、第50、51図に示すように斜層理を呈し、かつ不規則な層状をなしてい



第51図 栗山礫岩の露頭見取図（栗山 - 栗丘間）

る。厚さ約10mの礫岩2枚が顕著に発達しており、礫種は黒色粘板岩、チャート、花崗岩、閃緑岩質岩、古期安山岩などの円礫からなり、大きさは径1～2cmのものが主である。礫岩の層間には、礫岩、砂岩、砂質泥岩の薄互層が発達している。これらの薄互層は全体的に炭質物を多く含み、ときに0.5cmの炭質物の薄層をも形成している。

後者は前者から約380m上位にあり、夕張川本流から鈴木の沢南部にかけて分布するもので、栗丘の沢で最大の厚さを有し、約150mある。この礫岩は非常によく成層しており、径1～2cmの楕円～円礫からなる。前述の“栗山礫岩”に較べて、礫の長径は層理面に平行して並んでいるものが多い点に差異がある。礫岩自体がこの様に層理を示すほか、さらに3～5m間隔で厚さ20～30cmの礫質砂岩を挟在している。礫種は黒色粘板岩およ

び珪岩がとくに多い。この礫岩は、北部と南部との延長部で2～3枚に分岐し、ともに砂質泥岩と指交し、更に岩相を変じて、砂岩あるいは砂質泥岩に移化している。

由仁町南部のものは追分図幅で報告されているように、主として径3～20cmの古期岩類の円礫よりなる礫岩と砂岩との互層からなっている。上限が不明なので、はっきりしないが、栗丘付近のものとはほぼ同時期のものと思われる。

本層の“栗山礫岩”からは次のような貝化石を産した。

第26表 追分層産出貝化石表

<i>Glycymeris</i> sp. indet.	<i>Polinices</i> sp.
<i>Patinopecten yessoensis</i> (JAY)	<i>Propebela</i> sp.
<i>Dosinia</i> (<i>Kaneharaina</i>) cf. <i>kaneharai mirabilis</i> UOZUMI (M.S.)	<i>Polytropa</i> sp.
<i>Mercenaria chitaniana</i> (YOKOYAMA)	<i>Cymatium</i> (?) sp.
<i>Pitar okadana</i> (YOKOYAMA)	<i>Turritella</i> sp.
<i>Antiplanes</i> (<i>Rectiplanes</i>) cf. <i>sanctiioannis</i> (SMITH)	

(鑑定; 魚住 悟)

また、上部の礫岩からは栗丘の沢で*Patinopecten yessoensis* (JAY)を産した。

前者の貝化石群集の組成は、留萌地方の“峠下動物群”のそれに近似しているが、この層準からこのような貝化石群集の産出が知られたのはこれが始めてである。北海道中軸帯全体にわたってはまだ資料が少ないが、いずれも砂礫質で斜層理を呈するような浅海性の堆積物の中から産出しており、峠下動物群集は“稚内動物群”の下位に位置するものと従来考えられていた。しかし、むしろ稚内階における地層の泥質相には稚内動物群集を産し、礫質相からは峠下動物群集を産するものと考えた方がより妥当ではないかと考察される。^{註1}

土田定次郎、岩本寿一¹³⁸⁾によって馬追山地の砂質泥岩中から報告された有孔虫化石は第27表の通りである。

両氏の報告によると、*Cyclammina-Haplophragmoides-Martinottiella*群集を含み、*Eponides* sp. *Bulimina* cf. *pupoides* d'ORB., *Spirosigmoilinella compressa* MAT. を随伴している。これは厚真油田における軽舞層の化石と同様で、時代は中新世上部と考えられている。

本層の厚さは、栗沢背斜西翼部で880m以上あり、馬追山地で680m以上を算する。

本層は従来この地域で追分層と呼ばれて来た地層に相当し、追分図幅の由仁層に連続す⁶¹⁾

註1 この点については36年3月地質調査所北海道支所の調査研究報告会で公表した(文献20参照)

るものである。

第27表 追分層産有孔虫化石表

Bulimina cf. *pupoides* d'ORBIGNY

Eponides sp.

Haplophragmoides sp.

Martinottiella bradyana tarukiensis (ASANO)

Martinottiella bradyana cf. *tarukiensis* (ASANO)

Martiuottiella communis (d'ORBIGNY)

Rotalia sp.

Spirosigmoilinella compressa MATSUNAGA

4.6 清真布層

本層は栗沢背斜西翼の南北へのびる狭長な地域に分布している。さきに飯塚保五郎²⁹⁾によって清真布砂岩層と命名されたものほぼ同一の地層で、その性状を最もよく観察できるのは栗沢(旧清真布)市街東方の鈴木²⁹⁾の沢にあるので、この地をもって本層の標式地とする。このほか、地質図には塗色しなかったが、由仁町市街地北西方の小地域に露出する砂岩層もおそらく本層準のものと思われる。

本層と下位の追分層とは漸移し整合の関係にある。両者の境界は、岩相により、追分層型の砂質泥岩の上位にくる、まとまった塊状の砂岩をもって本層の基底としたが、将来、珪藻、有孔虫、放散虫などによってその境を吟味する必要がある。本層の上限は第四紀の茂世丑層あるいは沖積層によって覆われているために不明である。

本層は主として塊状の細粒砂岩からなるが、第52図に示すように、下位から、50~60m、110~120m、180m付近には斜層理を呈する1~2層の細~中粒の砂岩層が発達しており、また凝灰岩を挟在している。

砂岩は新鮮な場合には青灰色~灰色を示すが、風化すると灰黄色~淡褐色を呈し、粗鬆かつ軟かいものとなる。全般的に追分層の砂岩に比べて凝灰質で、黒雲母片の多いのが特徴である。斜層理を示す砂岩層では、小礫や炭質物をかなり含んでいる。

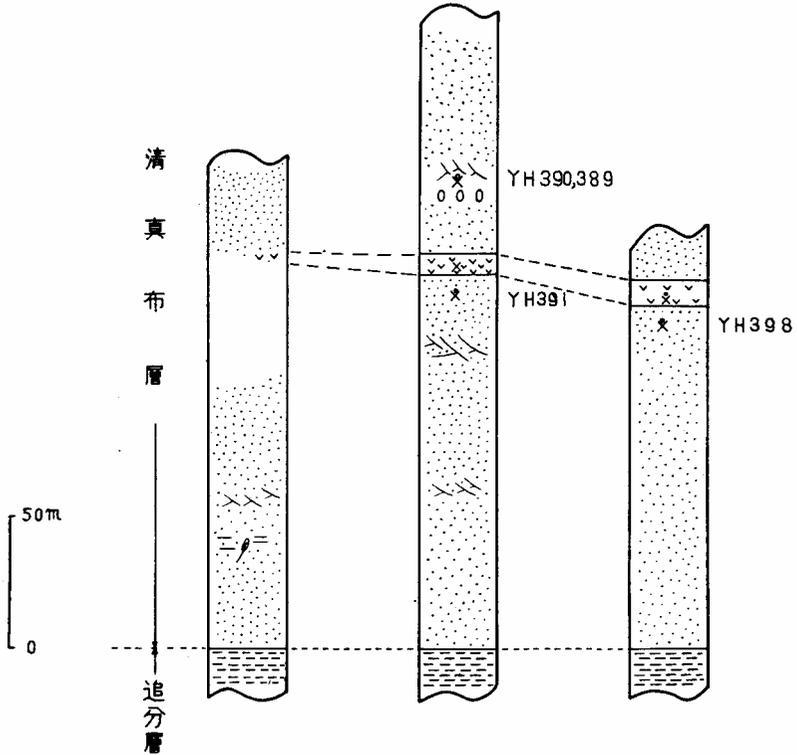
凝灰岩は、第52図のように、下位から140~150mのところ10m内外の厚さを有するものと、連続性に乏しい10~40cmの厚さのものが稀に挟在している。前者は灰白色細粒のガラス質凝灰岩、後者は白色微細粒のガラス質凝灰岩である(第53図)。

本層の中部からは第28表のような貝化石および*Linthia?* sp.を産する。前記の凝灰岩の下位から産するもの(YH391, YH398)は一般に散点型であり、上位のもの(YH390,

加茂川

鈴木の沢

清真布の沢



文 YH390: 介化石産出. 採集番号.

第52図 清真布層柱状図



第53図 清真布層の砂岩および凝灰岩（鈴木の沢）
 上部：灰白色凝灰岩
 下部：貝化石を産する凝灰質砂岩

第28表 清真布層産出貝化石表

<i>Acila insignis</i> (GOULD).....	多
<i>A. sp. (gottschei type)</i>	
<i>Pecten sp.</i>	
<i>Yoldia (Cnestorium) notabilis</i> YOKOYAMA	
<i>Clinocardium cf. californiense</i> (DESHAYES)	
<i>Cardium sp.</i>	
<i>Serripes sp.</i>	
<i>Merceraria stimpsoni</i> (GOULD)	
<i>Mya japonica</i> JAY	多
<i>Turritella fortilirata</i> SOWERAY	多
<i>T. sp.</i>	
<i>Natica sp.</i>	
<i>Beringius (Japelion) pericochlion</i> (SCHRENCK)	

YH389)は密集型で、とくにYH390では*Mya japonica*, *Acila insignis*の化石帯が顕著である。

本層は北隣の岩見沢⁶¹⁾図幅の峰延層に当るもので、貝化石も図幅地域内では*Fortipecten takahashii* Yok.こそ産しなかったが、いわゆる滝川動物群に酷似した群集で、鮮新世に属するものである。

本層の層厚は、前述の通り上限不明であるが、標式地で250m、南部で最大300mに及ぶ。

. 5 第 四 系

第四系は主として茂世丑低地帯(1938年、飯塚保五郎²⁹⁾の呼称)以西に発達し、茂世丑層、河岸段丘堆積層、火山灰層、扇状地堆積物および沖積層からなる。

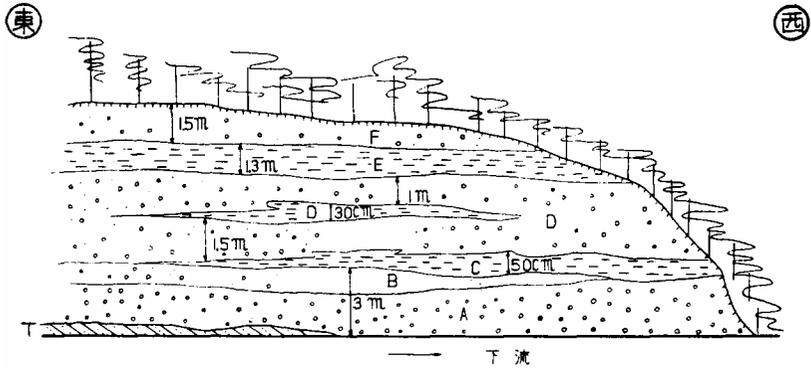
. 5. 1 茂 世 丑 層

本層は、飯塚保五郎²⁹⁾の命名にかかり、茂世丑低地帯および馬追山地の西縁部に広く分布している。下位の新第三系を不整合に覆い、およそ海拔80m以下の高さに分布しているが、湯池～鳩山北部あるいは馬追山地南部の如く、地域によっては100m以上の地点にも及んでいる。

本層は礫層、砂層、粗泥と粘土との互層あるいは粘土等からなり、岩相や厚さの変化は著しいが、次のような特徴がある(第54図)。

すなわち、A) 基底をなす礫層は厚さ2～4m、花崗岩、黒色粘板岩等の古期岩類の円礫を主とする。しかし、馬追山地部では、岩見沢層の硬質頁岩や砂質泥岩の礫を含む。B) 主として灰色の細・中粒砂からなるが、薄く、かつ含礫することが多く、容易に礫層となり、岩相が不安定である。C) 0.5～3mの厚さの比較的安定した青灰色～灰色の粗泥層があり、地域によっては青粘土になっている。御園地域では薄い泥炭を伴う。D) 1～3mの厚さの、風化して褐色を呈する礫層からなる。これは、岩見沢層の硬質頁岩や砂質泥岩の垂角礫～円礫を主としていて、下部の礫層と区別できる。E) 1～4mの厚さの、灰色を呈する粘土と粗泥との不規則縞状の互層からなる。粗泥質のものは全般的に下部に多い。F) 幌向川下流の露頭で観察できた最上部を占める砂層で、風化して淡褐色ときに礫質、最大1.5mの厚さを有するが、広範囲に亘っては確認できなかった。

栗丘北部の粗泥質粘土層(E)からは珪藻を産した。珪藻は海棲のものと淡水棲のものが産するが、前者は破損されたり、汚濁されていることから追分層の砂質泥岩等に含まれてい



- T: 第三紀清真布層の塊状細粒砂岩
- A: 花崗岩粘板岩等の古期岩類を主とする径5cm~10cmの円礫がらなる礫層
- B: 灰色含礫砂層
- C: 灰色粘土質シルト層
- D: 風化して褐色を呈し下部にHard Shaleの垂角礫を含む径1cm~3cmの礫層
- D: 帯青灰色シルト層
- E: 粘土とシルトとのシマ状をなす灰色粘土層
- F: 風化して淡褐色の礫質シルト~砂層

第54図 茂世丑層の露頭見取図(幌向川下流南岸)

たものの残骸と見做される。^{註1}珪藻のほかには動物化石を産せず、その堆積物からその大半は非海成層と思われる。すなわち、第三紀末の褶曲構造形成後に生じた石狩低地あるいは盆状の茂世丑低地に向かって流入した堆積物であろう。石狩低地帯とその周辺に分布し、海棲貝化石を含む野幌層との関係は明らかにできなかった。

5.2 河岸段丘堆積層

註1 追分の砂質泥岩中には、かなり珪藻が含まれており、その礫を多量に含有するD層に近いE層下部から産することは間違いないものとする。

註2 石狩低地帯グループ員の矢野牧夫氏の話によると、栗山町緑丘小学校付近の本層準からAcila sp.などを産したとのことであるが、いまだ確認していない。

本層は主として幌向川，阿野呂川および夕張川流域に分布している。これら河岸段丘のうち，顕著な発達をとげているものに標高60～80mの平坦面を形成する高位段丘(t_1)と，20～40mの標高を示す低位段丘(t_2)とがある。

高位段丘(t_1)は，夕張川左岸の由仁から下流の地域と，日の出地域の阿野呂川左岸に広がる。堆積物は夕張川左岸地域では比較的厚く，下位から約2mの古期岩類の礫からなる礫層（礫の径5～10cm），約40cmの含礫砂層，約1.5m古期岩類の礫が並んでいる礫層（礫の径5cm以下），約2mの硬質礫岩など新第三系の礫を含む砂礫層があり，更に上位に泥質な砂層が観察される。日の出地域では厚さ5m内外，古期岩類を主とする礫や砂からなり，粗泥，粘土などを混えている。

低位段丘(t_2)は，幌向川流域，志幌加別川および阿野呂川流域に良好な発達を示す。ほか各河川の小地域に，本段丘に当るものがあるが，小規模のために志幌加別川のものほかは，地質図には塗色しなかった。幌向川流域で最大で，現河川の両岸に分布している。

堆積物は新第三系の岩石を混える砂礫を主とし，粘土および粗泥などを挟み，厚さは一般に薄く，厚いところで4m内外である。

5.3 火山灰層

本図幅地域の火山灰層は，大別して1)前述の茂世丑層を覆い，低位段丘によって切られているものと，2)現在の地形なりに覆う，きわめて新しいもの，との2群に分けられる。

前者に属する火山灰層は，とくに馬追山地で顕著で，北東部地域ではきわめて薄い。馬追山地では，下位から火山灰質粘土，火山砂礫，白色～黄色軽石，火山灰質粘土，黄色軽石ながらなり，最大5m内外の厚さがあるが，北東部では火山灰質粘土あるいは黄色軽石質粗泥が薄く分布しているにすぎない。

後者に属する火山灰層は，現在の地表面を被っている腐蝕土中あるいはその直下において，全般に白色～黄色を呈する，軽石および火山灰からなる，きわめて新しいもので，おそらく現世（樽前火山灰層?）に属するものであろう。この火山灰層は上述のように，現河床を除いて全域を薄く覆っているが，地質図には塗色しなかった。この火山灰層もまた，前述の火山灰層と同様に北東に向かって薄化している。

5.4 扇状地堆積物

本堆積物は，南隣の追分図幅内の川端付近から夕張川の左岸に広く発達している扇状地の末端にあたり，本地域では沖積面との比高が2～3mほどある。構成する堆積物は礫および砂からなるが，露出が僅かなため，厚さは不明である。

このほか、地質図には色別しなかったが、主に角田から北学田にかけての山地の周縁に現河川氾濫原の面から1~5mの比高を示し、一見沖積段丘的な勾配のゆるやかな扇状地堆積物が見受けられる。この堆積物の構成物と前者の扇状地堆積物との関係については不明である。

5.5 沖積層

沖積層の主なものは、夕張川、阿野呂川ウエンベツ川および幌向川の流域に分布する河川氾濫原や現河床を構成するものである。

河川氾濫原堆積物は、夕張川流域で最大の拡がりを示し、次いで幌向川、阿野呂川、雨煙別川、茂世丑川等の各河川流域にも発達している。主として、礫、砂、粘土等からなるが、夕張川流域、とくに角田から下流部は自然堤防背後の後背湿地や古河跡にかなり広く泥炭が拡がっている。夕張川本流の近くの半月湖あるいは低湿地には最も新しい河床堆積物がある。

現河床堆積物は、各河川に多少であれ認められるが、夕張川に沿うものが最も広く分布している。堆積物は古期岩類の円礫のほか、第三系に由来した岩礫をも少なからず混えている。

このほか、各地の山地、丘陵地の周辺には麓屑層、崖錐層が認められるが、これらはいずれも地質図には色別しなかった。

6 火成岩（脈岩類）

本図幅域内には、1)幌内層を貫ぬく安山岩質玄武岩¹⁶⁾、2)川端層を貫ぬく紫蘇輝石普通輝石安岩との岩脈がある。

6.1 安山岩質玄武岩

本岩は、南の日の出北東方および美流渡西方に散在している。いずれも幌内層を貫ぬいているもので、(2)と比較して規模は甚だ小さい。これらの岩脈類は帯緑暗灰色の緻密堅硬な安山岩質玄武岩あるいは玄武岩質安山岩で、鏡下では、石基は斜長石、普通輝石^{註1}、鉄鉱、黒雲母、アルカリ長石、燐灰石からなり、輝緑岩構造を示す。斜長石はAn₃₅~42、普通輝石は2V = (+)54°を示す。黒雲母は不規則板状~葉片状で、大きさは0.02~0.1 mm、X = 淡緑色、Y Z = 濃褐色の多色性を示し、アルカリ長石と共に間隙を充填している。

また美流渡西方、幌向川流域に露れるあるものには、橄欖石玄武岩というべきものがあ

註1 地質調査所北海道支所、佐藤博之技官の検鏡による。

る。これは帯緑暗灰色、緻密堅硬、所々に沸石に埋められた杏仁状気孔を散点している。鏡下にこれを検すると、石基は極めて小さい長柱状基性斜長石（An70～75）の間を埋めつつ、ほぼ同量と見られる粒状単斜輝石が填間粒状構造を呈している。稀に橄欖石の小粒も認められる外、針状の角閃石、赤褐色葉片状の黒雲母も散点している。

斑晶には長石、輝石、橄欖石などの小斑晶があり、長石は短冊状、An75～80、周辺はより低くなっている。単斜輝石は $2V = (+)55^\circ$ 内外、 $CZ = 44^\circ$ 内外、累帯構造をなすものもある。

. 6 . 2 紫蘇輝石普通輝石安山岩

本岩は馬追山の山稜部を形成して、南北方向に連なっており、南隣の追分幅に延長している。川端層の走向とはやや斜交し、東に傾いて急立し、幅は最大120mに達し、北方に尖滅している（第3図）。

本岩は暗緑灰色の緻密堅硬な安山岩で、斜長石斑晶を散含し、露出では柱状節理が発達する。鏡下でこれを見ると、石基は、中性長石位の斜長石、かなりの量の単斜輝石および鉄鉱からなり、完晶質毛氈状組織をなしている。斑晶は中粒大の亜灰長石および曹灰長石、少量の普通輝石および微量の紫蘇輝石からなる。稀に炭酸石灰に置換した橄欖石らしい結晶が認められる。

斑晶の斜長石は0.8～1.7mmの清澄卓状、中心部はAn66～70、周縁はAn60を示す。普通輝石の包裹物を有し、また微細な絹雲母が生長している。普通輝石は粒状で大きい0.8mm前後、 $2V = (+)52^\circ$ である。紫蘇輝石は長柱状で0.3～0.8mmであり $2V = (-)74^\circ$ である。

本岩のモードは以下の通りである（2枚の薄片の平均値）。

斑晶斜長石：2.3、斑晶輝石：0.2、石基長石：63.5、同普通輝石：28.0、鉄鉱：3.4、黒雲母：2.4

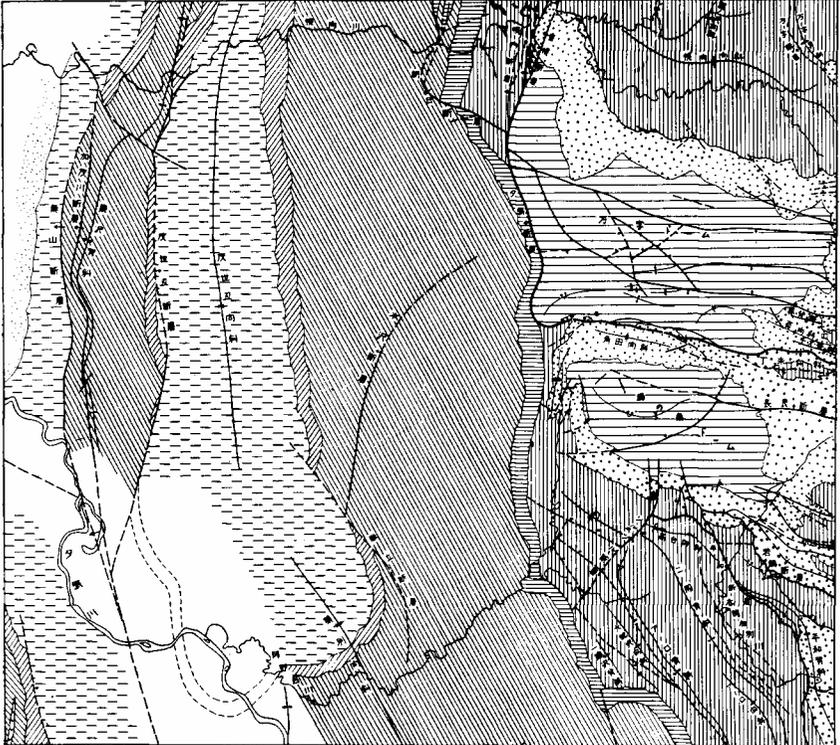
これらの脈岩の貫入岩時代は、いずれも、その被貫入岩層より以後というより外に手がかりはない。しかしその被貫入岩層の変位程度と関係なく、ほぼ直立することから、それらの地層の褶曲後ということが出来、同じ石狩炭田区域内の空知地区の近似岩が、いわゆる滝川層を貫いていることを考え合せると、第三紀末と考えられる。

. 7 地質構造

本図幅地域は、地質構造的に、ほぼ南北に走る次の3地帯に区分される。

1) 東部隆起帯

- 2) 中部向斜帯
- 3) 西部背斜帯



- | | | | |
|----------|-------|------------------|----------|
| 玄武岩岩脉 | 幌内層 | 古
生
紀 | 確定断層 |
| 安山岩岩脉 | 石狩層群 | | 推定伏在断層 |
| 清真布層 | 白堊紀層 | 新
第
三
紀 | 正断層 |
| 追分層 | 向斜軸 | | 逆断層 |
| 岩見沢層 | 背斜軸 | | 不整合地層境界線 |
| 川端層 | 転倒向斜軸 | | 整合地層境界線 |
| 滝の上層・朝日層 | 転倒背斜軸 | | 推定地層境界線 |

第55図 夕張図幅地質構造略図

このうち、東部隆起帯は、区域内の東部約5分の2を占め、白堊紀層を核とし、主とし

て古第三紀層からなり、後述のようなやや複雑な構造を呈する。中部向斜帯は、中央部の5分2強を占め、主として新第三紀層からなるが、東西の隆起帯の間において、浅い向斜を呈し、その向斜芯は西側に片寄っている。西部背斜帯は、いわゆる馬追山地の一部をなすもので、新第三紀層からなり、雁行する背斜によって構成されている。

7.1 東部隆起帯

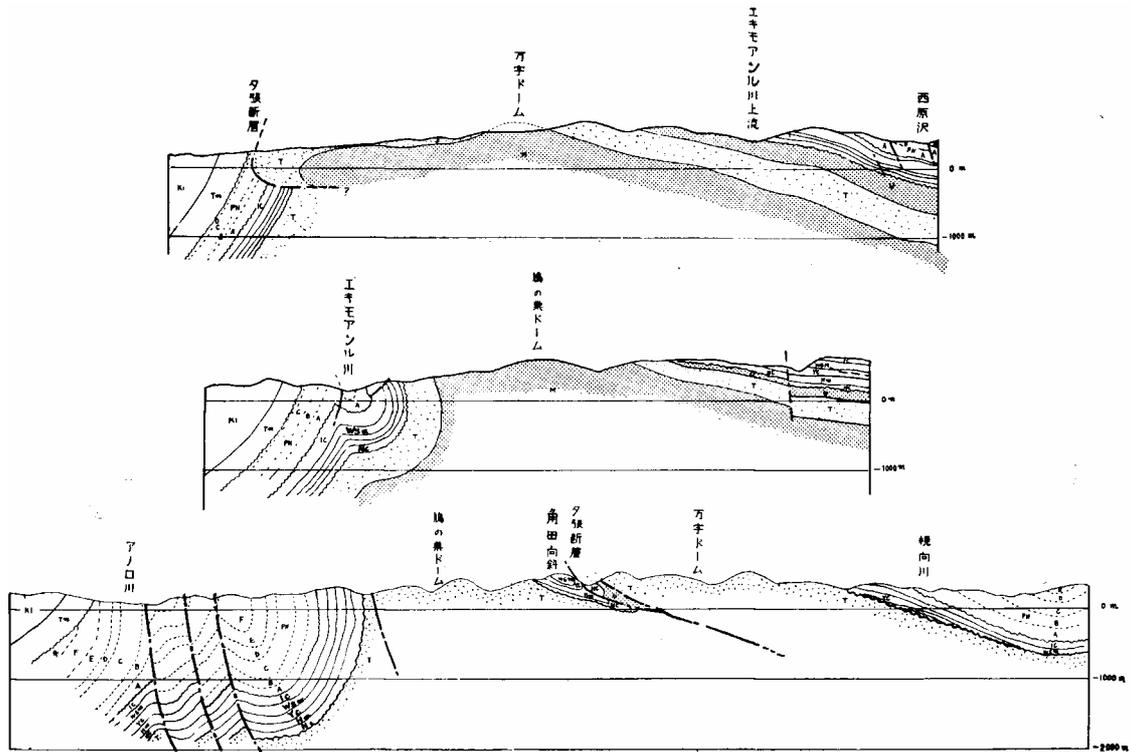
本地帯は、大別して(イ)北東隅の万字断層以東の万字北東区域、(ロ)北半の万字ドームを中心とする区域、(ハ)中央部の鳩の巣ドームを中心とする区域、(ニ)東南隅の平和背斜を中心とする区域、(ニ)を除く(ホ)南半地域などに細分することができる。

このうち(イ)万字北東区域は、西にのし上げた万字断層より以東の地で、主として幌内層により占められ、同断層に添って1背斜、万字背斜がある。この背斜の最大隆起部には、若鍋層および幾春別層が核芯として露われているが、その構造はやや複雑で、万字断層に平行する衝上断層で同一層位が繰返し現われている。

(ロ)の万字ドームを中心とする区域は、北から南に走る夕張断層を西限とし、ドームの西南縁で同断層が急に東に彎曲して東西走る部分を南限としている。この区域は大局的に、区域の南半を占める白堊紀層を中心とし、古第三系石狩層群に取巻かれる万字ドーム区域と、北半の幌内層によって占められる幌向向斜の2区域に分けられる。

このうち、万字ドームの核芯をなす白堊系は、ほぼ東西の方向をとり、主軸にほぼ直角な南北方向では非対称の形態を示し、中核部はむしろ南に偏在している。複背斜構造を形成し、南翼では北翼に較べて地層の傾斜が全体として急、特に西縁部および南縁部では急傾斜なところが多く、南縁部ではしばしば転倒している。北西部の一の沢流域では北へ向って沈下する南北方向の鼻状の副次的背斜が派生するが、その西翼は夕張断層(一部は東幌断層)によって切られ現出しない。また南西部には北東東-南西南方向をとる背斜がある。これは中核部の複背斜の西方延長で、中核部では北傾斜の転倒背斜をなす。一方、南東部にも一背斜を派出するが、南翼は夕張断層によって切られている。こうして、夕張断層は本ドームの西縁および南縁を限るが、特に南縁部ではその北側にもこれと平行して走る衝上性断層が走り、地層はこれに接して一般に急傾斜し、或は転倒している。本ドーム内には種々の方向の断層が達し、とくに北西西-南東東または北西-南東方向の断層が卓越するが、これらは南側が相対的に落下するものが多い。但し中核部では⁵⁶深げ落ちが多い傾向がある(第56図)。

以上の白堊系をとりまく石狩層群は、ドーム東翼では登川層に始まり、幾春別層に終る



第56図 万字および鳥の巣両ドーム付近の地質断面図 (北炭資料による)

本地方の一般層序を保っているが、北翼に廻って西に赴くにしがたい、下位の地層から次第に欠除し、上位の地層が直接白堊系を覆うにいたり、美流渡地域では遂に若鍋層が白堊系に直接する。ドーム東翼の石狩層群は大局的には、東に $15 \sim 20^\circ$ と緩く傾くが(第67図)、いくつかの東西性の深け落ちやや深け上りの断層によって切られ、その周辺では多少の乱れを見せる。この東翼が南に廻る地域では、走向が東西方向となり、南の白堊紀層の張り出しとの間に東に沈む葵向斜をつくり、その両翼では $20 \sim 40^\circ$ の傾斜を示す。しかし、更にこれを詳しく見ると、その内に葵、千歳の2背斜、千歳向斜を収め、外見より複雑な複向斜を呈し、正逆の断層これを切って、地層は堅樋或は平層を呈する。この葵向斜芯部の東縁には幌内層がのって居り、その東の三角山には、下位の幾春別層の作るケスタが見える(第64図)。

一方、ドームの北翼にまわると、石狩層群はかなり安定し、 $15^\circ \sim 25^\circ$ の角度で北に同斜する。これを横切る断層は、東翼と同じく北西～北西西の南落ちの深け上り断層が多いが、その間隔は東翼に比して間遠になる。これを更に西に追跡すると、白堊系の鼻状構造に添って走向は北西北となり、美流渡砦区域を形成するが、同砦の坑内で見えるように、5万分の1図では示し難い少落差の北西～南東方向の深け上り断層が発達する(第68図)。美流渡市街の西縁をほぼ南北に切る東幌断層を越えると、そこに現われる石狩層群は幾春別層のみとなり、その走向ほぼ南北、傾斜急立し、ときに逆転して東傾する部分も少なくない。この部分は北西-南東～北西北-南東南の北落ちの断層群で細かに切られていること、旧兼松美流渡炭砦に見る如くである。これら夾炭層の西には幌内層が続くが、まもなく走向断層に切られている。そのうちもっとも落差の著しい夕張断層は、上記の西限を画する、西にのし上げた顕著な衝上断層で、これに添い南下すると、万字ドームを形成する白堊紀層と幌内層とが直接し、更に南に辿ると、一の沢上流では滝の上層と白堊紀層の下部とが直接し、この断層の落差の最大を示す。この地帯の夕張断層は、その破碎帯の存在によってその通過地点を確め得るが、断層面を測定できる箇所は極めて少ない。この断層はウエンベツ川本沢の上流から阿野呂川上流の東への屈曲部にかけて急にその走向を変え、ほぼ東西となり、以前丁未断層と呼ばれたものに続いている。この部分も、その断層の性状の把握は困難であるが、幾つかの地点の発掘によって $40^\circ \sim 60^\circ$ 北に傾いた面をもつ衝上断層であることが知られている。ここの夕張断層の南側は、石狩層群および幌内層によって占められているが、北側はほとんど白堊紀層によって占められ、わずかに断層によって登川層が狭長に分布している。これら夾炭層は南に倒れた向斜構造を呈し、白堊紀層

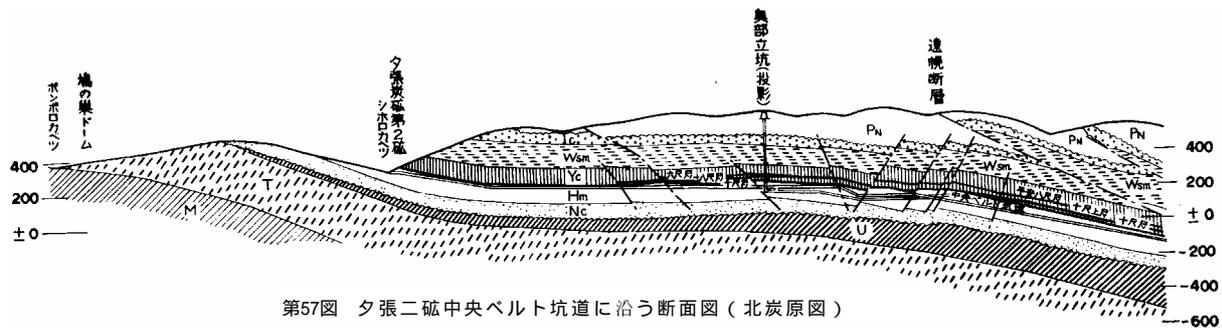
中に巻きこまれたものと見られ、その構造はやや複雑である（第56，69図）。

万字ドームの北に横たわる幌向向斜は、幌向川の北側にあつて、ほぼこれに併走し、東におもむくにしたがつて南に曲がり、万字砦東方の万字向斜となる。この向斜の南翼は上記万字ドームの北翼をなし、幌内層によって広く占められている。その翼傾斜は、南翼で 20° 内外、向芯に近づいて 10° 内外となる。

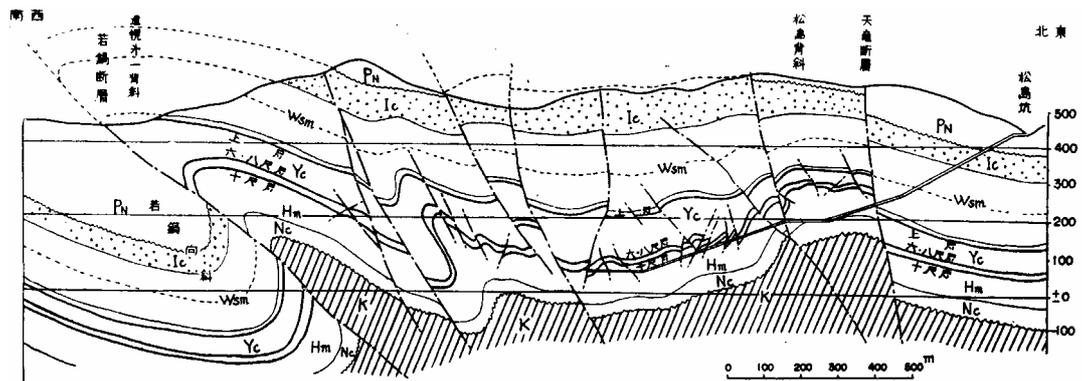
この向斜の北翼の西部には、本図幅北隣の岩見沢図幅から続く幾春別背斜の南端のごく一部がわずかに現われている。東幌内炭砦はこの背斜の構成員である幾春別層の石炭を稼行しているが、その付近では翼傾斜は $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$ を一般とする（第71図）。

この幾春別背斜の東側に並走する盤の沢向斜は向心を幌内層によって占められ、その西翼は $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 、東翼は $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ を呈する。この向斜は更に南下して上記の幌向向斜と合流し、ここに美流渡ベズンを形成し、向心に幌内層のE帯を収めている。

(八)鳩の巣ドームを中心とする区域は、白堊紀層をドームの核とし、その周辺を石狩層群および幌内層が取りまいている。このうち、白堊紀層は大局的にみると北西西～南東東方のドーム構造を呈し、その中核部は西に偏在、北傾斜の転倒背斜をなすが、北東部および北西部では軸面が北傾斜する正規の背斜となる。この中核部から東方と南東方には2つの鼻状構造を出す、その形態および軸の位置はあまり明瞭でない。万字ドームと同様に、主軸に直交する南北方向では、非対称的に地層の傾斜は北翼に較べ南翼が、また東縁部や北縁部に較べ西縁部や南縁部が急で、とくに西縁部では地層がしばしば転倒している。また西縁部には南に沈む短い鼻状構造を派生している。ドーム内には北西西～南東東、北西～南東および北東～南西方向の断層が発達する。北翼を通る北西西～南東東系の断層および南翼を通る北東～南西系の断層は、いずれも北落ち、前者では深げ落ち、後者では深げ上りで、地層の重複が認められる。このドームをとりまく石狩層群は、北翼では北に比較的整然と $20 \sim 30^{\circ}$ 傾き、万字ドームの南限をなす夕張断層に近づいて1向斜、角田向斜を形成するが、一部はその北翼が逆転し、向斜心は夕張断層下にもぐるところもある。新二岐炭砦はこの部分の登川層中の石炭層を稼行している。ここから西翼に移ると $30 \sim 40^{\circ}$ の傾斜となり、北西に傾き、アノロ川屈曲部では深げ上り断層によって地層が重複している。旧兼松新角田炭砦はこの部分の幾春別層中の石炭を採掘していたものである（第69図）。ここから更に西翼に廻ると、地層は甚だしく急立し、南に沈む白堊紀層の鼻状部より以南では、むしろ逆転して 80° 内外東に傾斜する。この急立構造は南翼一帯にもおよび、そ



第57図 夕張二砒中央ベルト坑道に沿う断面図（北炭原図）



第58図 新夕張砒（旧三砒）付近地質断面図（北炭原図）

の勢いは更に東に達して志幌加別川をこえ、若鍋断層はじめ、いくつかの衝上断層群に移化している。このうち西翼や南翼の中央部には、いくつかの横切断層があり、その多くは白堊紀層や幌内層を動かしている一方、上位の滝の上層は切っていない点が注目される。より以東では、走向ないし走向に近い東西性の衝上性断層が著しい。この区域内の旧宇治坑では、これらの断層にはさまれて、夾炭層の部分が著しい褶曲を呈していることで著名である（第62図）。

一方本ドームの北東部では、幌内層を上のにせた最上（丁未）向斜がある。その軸心は断層で切られているが、その南翼部は $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$ 北東傾して、比較的安定しており、夕張炭砒の一坑即ち丁未坑区域として、かつての出炭の一中心として稼行され、今日なお続いている。この区域と北落ちの長良断層へだてた夕張2坑区域は、この地方に珍しく極めて安定



第59図 夕張市福住より東南望、各層の累重状態を示す。若鍋断層



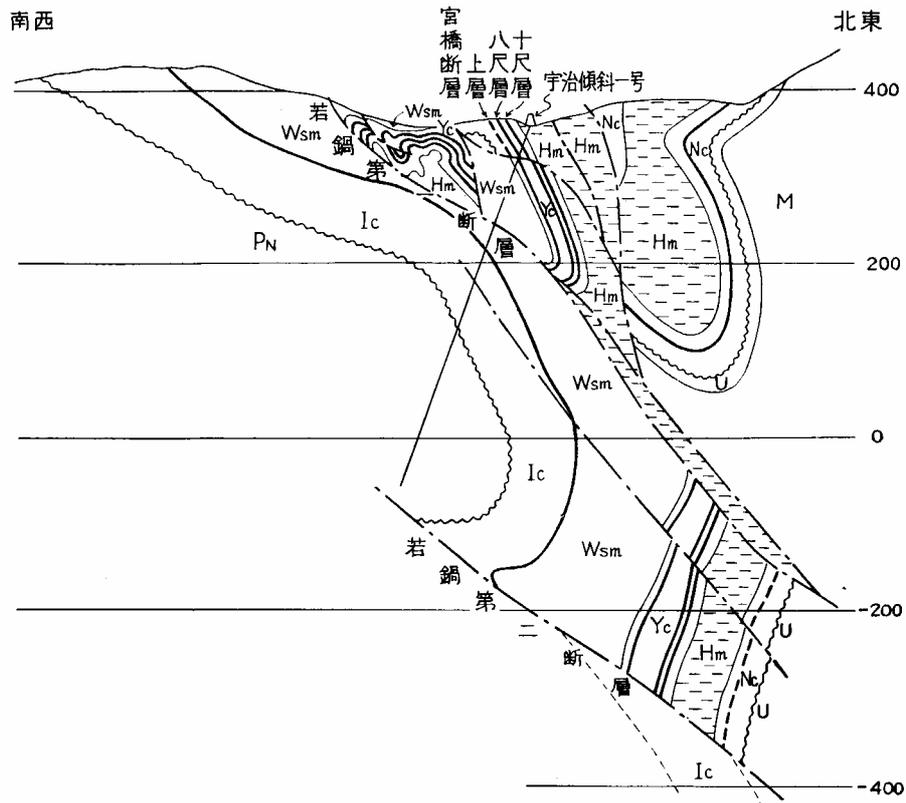
第60図 夕張市鹿ノ谷北方より東望、若鍋断層とその周辺の地層の配列を示す

した区域で（第57, 59図），東南方向に 10° 内外傾き，断層も極めて少ない。夕張層下部の石炭層は集合肥厚して二十四尺層と呼ばれる厚層となり，深部では次第に分岐しているが，その厚さと安定性のために依然夕張炭砒の主力をなしている。その南，若鍋断層との間の旧夕張3坑，今の新夕張炭坑区域は，北西西 南東南方向の断層群によって，数ブロックに切断され，本図幅中で最も複雑な構造の地域を呈している（第58, 72, 73図）。ここでは，上に乗る幾春別層や若鍋層だけを見ると，やや安定しているかに見えるが，その下に横たわる夕張層は意外にも複雑な褶曲構造¹⁰⁶⁾，下河原の「被硬殻褶曲」を呈し，採炭を困難ならしめている。この区域の南を画する若鍋断層は， $20 \sim 30^{\circ}$ の角度で南にのし上げた衝上断層で，南に接する幌内層とは岩質の差もあって，野外でも境界線がかなり顕著に追跡される。その境界線は地質図上にも表われているように，かなりの出入のある曲線を呈しているが，これはこの断層が上記のように低角度のためである（第60, 61図）。

（二）の平和背斜を中心とする区域は（第63, 66図），若鍋断層を北限とし，西端は鳩の巣ドーム南翼より発し，南走する平和断層をもってする。その北半は幌内層で占められ，断層による繰り返しや，逆傾した向斜を経たのち，平和断層に沿い，顕著な1背斜，平和背斜を起す。これを南に辿ると，志幌加別川に跨がる夕張層を核とする平和背斜が隆起している。北炭平和鉱業所の稼行地域で，夕張層の石炭を採炭し，西翼でやや急に 30° 内外，東翼はやや緩く 20° 内外の翼傾斜をもっている。この背斜の最大隆起の南翼部に温泉断層があるが，これに伴い炭層ガスがトラップされていて，古くからボーリングによって開発されている。この背斜の北東翼には若鍋断層から分岐し

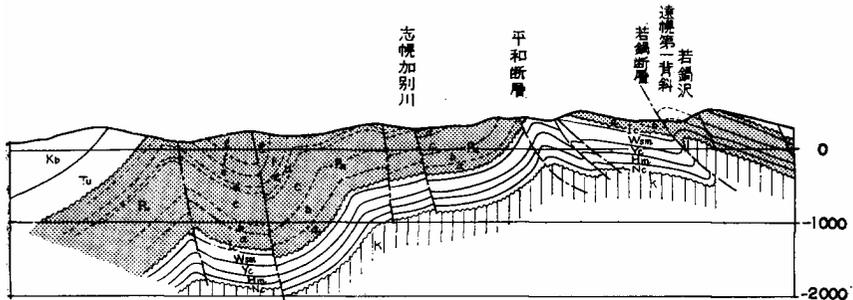


第61図 夕張市昭和グラウンドより西望，若鍋断層とその周辺の地層の配列



第62圖 旧宇治坑付近南北断面圖（北炭原圖）

た病院断層や長尾断層などの衝上断層があり、前者は石狩層群上部を重複させている。



第63図 平和背斜を通る東西断面図（北炭原図）

(ホ)の鳩ノ巣ドーム南半地域は、新二岐東方のアノロ川流域上流部から志幌加別川添い若菜～鹿の谷にわたる広い区域で、西限は新第三紀層との境界をもってする。大局的には鳩ノ巣ドーム周辺および平和背斜に近づいて下位の地層を表わし、西縁に上位の地層を露わすと言えるが、その間に、幾つかの背斜や向斜があり、断層これを切って地層の分布を広くし、かつ複雑にしている。中でも著しいのは、北の高台向斜中央部を北西～南東に走る二岐峠背斜、その西に並走するアノロ背斜、その間のアノロ向斜、西縁に近づいて大蛇沢向斜および一線沢背斜などである。これらの背斜の翼傾斜は、おおむね 30° 内外のところが多いが、向斜芯に近づいては緩くなり、また断層に近づいて著しく急立するところも認められる。区域内でもっとも著しいのは、鳩ノ巣ドーム南翼中央部から南西南に走るシルツル断層で、以北は全体として南に動き、ドーム西縁に近づいては逆転して東に傾く部分もある。南半で発達していた褶曲構造は、ここでその延長がいくつかの走向断層によって集約され、判然としなない。ここで特に注目すべきは、これら幌内層を切る断層、即ちシルツル断層を始めいくつかのものが上位の新第三紀層を切っていないことで、幌内層生成後、新第三紀層堆積以前に、傾動運動のみならず断層運動のあった事を物語って居り、その移動はシルツル断層で最大、水平移動600mに達する。なお、本地域には所々に安山岩質玄武岩の小岩体が噴入していることは、火成岩の少ない本図幅内でのめぼしい事実であるが、その出現の箇所と地質構造の間には特に著しい関連はまだ認めがたい。

7.2 中部向斜帯

本帯は、南北に走る雄大な茂世丑向斜およびこれにつづき北西 - 南東に走る築別向斜を

形成する地域で、東限を北東部の夕張断層、さらに南下しては新第三紀層基底部とし、西限を馬追山地東限の茂世丑断層とする。本向斜帯は主として新第三紀層で占められるが、北東の朝日東部地域には一部古第三紀の幌内層が現われている。大別して北東の夕張断層以西から朝日断層に囲まれた(イ)朝日東部区域と、(ロ)茂世丑向斜および築別向斜を形成する区域とに分けられる。前者はかなり複雑な構造を形成しているが、後者の構造は雄大である。

(イ)の朝日東部区域では、ほぼ南北方向の衝上性の夕張断層の西側に幌内層が拡がり、さらに衝上性の幌内断層を経て、やがて新第三紀の滝の上層に覆われている。西方に衝上した夕張断層と同性質の幌内断層に挟まれた幌内層は、ほぼ南北に走る急立した下部幌内層からなり、幌内断層の西側では同断層添いに南北方向の1小背斜を呈しているが、更に西側では同斜構造を示して、順次幌内層上部の地層が続く。その西側には不整合をもって新第三紀層の滝の上層および川端層がのり、北北東-南南西の方向で西に60~70°傾いて重なっている。朝日炭砒付近では多くの断層によって切られ、複雑な構造を呈し、朝日炭砒で稼行している石炭層、すなわち朝日層の層学的位置の決定を困難ならしめている。しかし、朝日炭砒坑口附近の朝日断層のすぐ東側に、東傾斜を示す滝の上層の砂岩層、泥岩層が露出しており、さらに南東側に南北方向の断層を経て、同様の滝の上層を伴っていたりするので、本地域における地質構造は従来考えられていた様な同斜構造ではなく、むしろ断層を伴った褶曲構造と見なされる(第33, 34図)。

これらの構造を大きく支配している朝日断層は、夕張断層と同様な南北方向から東西方向に転ずる衝上断層で、屈曲部では多少舌状を呈し、東端は夕張断層で消失している。断層面の確認は困難であるが、湯の沢の支流において、炭質物を伴う断層粘土をもって川端層中を切っているのが認められる。幌向川流域で約400mの厚さのある滝の上層が、二の沢上流の本断層南部で100m余の厚さになっていることから見ると、その移動量はかなりなものと推察できる。前述の南北方向の断層と直交する、ほぼ東西方向の断層は、朝日炭砒から北隣岩見沢図幅にかけて多く発達しているが、これらは南北方向の断層を切っている所が多く、従ってその形成は南北方向のそれより後と考えられる。

(ロ)の茂世丑向斜および築別向斜を形成する地域は、主として古第三系堆積後の傾動~断層運動を蒙った後に生成した新第三紀の地層によって占められている。この南北の方向を示す向斜帯は南隣の追分図幅地域の築別向斜あるいは北隣の岩見沢図幅地域の志文向斜へと続くもので、この地域でその規模は最大である。

東翼部では一部に幌内層が僅かにのぞいている外、下位から滝の上層、川端層、岩見沢層および追分層などの新第三紀層が順次西に同斜ないし単斜して分布している。一般に40°～60°西に傾斜しているが、雨煙別川以南の川端層中～下部では70°以上に急立するところが多く、特に阿野呂川以南では急立し、一の沢流域では80°東へ逆転している。ただし、同川上流の一走向断層を越えた上流区域では、本層は下位の滝の上層と同じく30°内外の緩傾斜となっている（第21図）。

茂世丑向斜部における追分層は両翼とも10°～20°を呈するが、更に西に赴くと40°～60°東への傾斜を示している。このほか、茂世丑向斜部には、新第三紀層を覆って第四紀の茂世丑層および沖積層が分布し、また幌向川および阿野呂川流域では段丘堆積層が発達している。

本地帯における断層には、西限となっている茂世丑断層、本沢断層および継立断層がある。茂世丑断層は、後述の栗山・加茂川両断層形成時の派生的断層で、おおむね岩見沢層と追分層との岩質の差を示す部分に形成されている。北北東-南北方向をとり、断層面はほぼ垂直から80°東の正断層である。本沢断層は川端層中を北北東-南南西方向に切るもので、川端層中の顕著な4枚の凝灰岩の移動（南東部が北西へ）によって示されるものである。継立断層は川端層と岩見沢層および追分層とを切るもので、雨煙別川では川端層と追分層が、桜山では川端層中部と岩見沢層が、継立では川端層中部と上部が接している。北北西-南南東方向を示し、西方へ衝上しているものと思われる。

7.3 西部背斜帯

本帯は、馬追山地を形成する馬追背斜地域^{1, 64, 76)}および栗沢背斜を形成する地域で、いずれも石狩低地帯⁷⁶⁾の第四紀層の迫るところをその西限としている。馬追背斜と栗沢背斜とは栗山断層および夕張川流域の沖積原によってさえぎられており、直接の関係は不明であるが、雁行する一系列中の別の背斜である。

(イ)の馬追背斜は、南隣の追分図幅内から西隣の恵庭図幅内にわたって続き、本図幅地域では、その東翼の一部が分布しているにすぎない。

地表に認められる地層は、川端層、岩見沢層および馬追層で、ほぼ南北の方向をとっている。このうち、川端層から岩見沢層にかけては50°～70°東へ傾くが、追分層に入ると上部へ次第にその傾斜を減じ、その中～上部では20°以下となっている。追分層の分布する地域、すなわち丘陵の周縁部には、第四紀の茂世丑層および段丘堆積層が下位の地層を不整合に覆って拡がっている。このほか、南西隅の馬追山稜には安山岩岩脈が南から続いて川端層

を貫ぬいている（第3図）。また岩見沢層と追分層とを境する北北西 - 南南東方向の走向断層・由仁断層は、あまり大きくはないが、断層の西側の直立する岩見沢層は峠南部で小褶曲を伴っている。

（口）の栗沢背斜地域では、ほぼ中部の加茂川筋にその核芯として川端層の泥岩層が現われ、東翼では川端層上部、岩見沢層および追分層と累重し、前述の茂世丑断層によって切られている。西翼部は衝上性の加茂川断層および栗山断層によって切断され、為に幌向川南部では岩見沢層が欠除して、追分層から清真布層へと重なっている。

栗沢背斜の軸は、大局的にはほぼ南北方向をとるが、幌向川以南では西よりになっていくつかの小彎曲を示す。本背斜は加茂川流域に最下位層が露われ、それぞれ南北に沈下し、ドーム状を呈しているが、北方は幌向川以北の岩見沢背斜に及んで再び上っている。その翼は中央部・加茂川流域で $50 \sim 70^\circ$ 東に傾斜するが、南北の沈下端部では緩化し、とくに北部では緩く 20° 内外となる。西翼の加茂川断層以東では、 30° 内外であるが、加茂川断層と栗山断層に挟まれる地域はとくに $60 \sim 80^\circ$ と急立し、逆転しているところもある。栗山断層以西の地域では追分層下部で $50 \sim 60^\circ$ 西傾斜し、上部から清真布層にかけて $30 \sim 40^\circ$ と緩くなる。

加茂川断層は、前述の褶曲構造と同様の南北方向を示す西への衝上断層で、その落差の最大である鈴木沢では川端層の泥岩層と上部層とが接している。断層線は栗沢背斜と同様に軸に添って小彎曲しており、褶曲に伴って形成されたものと見做される。

栗山断層では、川端層上部と追分層とが直接し、岩見沢層を欠除し、その落差が大きい。加茂川断層同様に西への衝上断層で、断層面は栗丘沢で 60° 東傾がみられた。加茂川断層および栗山断層の北端部は大沢から北西 - 東南方向にぬける胴切断層によって切断され、その北方延長は明らかでない。いずれにしても両断層は北部にその落差を減じている。栗丘から由良にいたる丘陵の周縁部では、第四紀の茂世丑層によって覆われている。幌向川流域および夕張川流域の栗山地域には、沖積層が広く発達して居るが、後者の一帯には石油資源開発株式会社が地震探査を行なっていて、南部に、北に沈む第三紀層の背斜構造を第四紀層下に認めているが、しかし沖積層下に潜む地層の解明は今後に属する。

応用地質

この地方で最も主要な有用鉱産物は、言うまでもなく(1)石炭であり、他にはまだ特に見るべきものはない。しかし、(2)石油や(3)天然ガスは所々に徴候もあり、今までもしばしば

調査が行なわれて来たが、将来なお一層探査・試掘の必要がある。後者にはいわゆる天然ガスの他に、炭砒からの(4)炭田ガス¹⁰⁵⁾があり、近年積極的にその湧出を誘導し、これを利用しているが、中でも本地方は石狩炭田での有数な出ガス中心地となりつつある。

外に区域内には、(5)鉱泉、(6)石材、(7)粘土などがあるが、何れも経済的価値は高くない。また夾炭層中の泥鉄岩には菱鉄鉱^{註1)}が含まれているが、まだ資源としての価値は認められていない。

1 石 炭

本図幅は石狩炭田夕張地区の中心部にあり、その主力夾炭層である夕張夾炭層がよく発達しているのを始めとして、その下の登川層や、上の幾春別層にも稼行炭層が少なくないし、また新第三紀の朝日層中にも数層の石炭があり、これらを採掘する有力な炭砒もまた少なくない。

この中、夕張夾炭層中の石炭層^{23, 24)}は厚さも厚く、連続性に富み、その多くは低硫黄、低磷、良質のB₂級原料炭で、本区域の出炭の大宗をなしている。すなはち、既に述べたように(第20図)、北は万字附近より稼行炭層を介し始め、第1垂層の万字上層、第1～2垂層の十尺層、第3垂層の六・八尺層などが、万字、鳩ノ巣両ドームの東側に沿い連続発達し、夕張一、二坑附近では、これら六・八・十尺層が合して、夕張本層あるいは二十四尺層と呼ばれる厚層となり、更に、二砒や三砒(現在の新夕張砒)の深部から平和背斜にかけては、第2垂層の上位に十尺上層が生まれる外、第4垂層中にも平安八尺層などの厚層を挟んでくる。更に上の第6、7垂層中には上層群がある。これらはいずれも各垂層上部の泥岩中にあり、従って上の垂層下の侵蝕面で流去され切られている場合も少なくない。この中、上層群は厚さも1m内外及びそれ以下の、C級の弱粘結炭で、炭質や厚さの消長も激しく、万字砒から夕張砒北部方面で1～2層、後者の南部から平和砒にかけて数層に分岐している。

これら本層中の炭層を組織学的に見ると、万字、夕張一砒、新角田、旧宇治などの諸炭砒のそれは、植物碎屑物に富むクラライトやドライト、なかんづく暗色ドライトが多く、特に後者にはエキジナイト、スクレロナイトなどが多く含まれ、炭層堆積盆の周辺相に近い様相を呈し、夾炭層の砂岩率も高い為に、石炭化度も、東の夕張二砒や平和砒方面のそれに比べてやや低い。これに対し東部では、レジナイトやスポリナイトが少なくなる一方、ピトライト

註1 菱鉄鉱を含む泥鉄岩に関しては池上茂雄(30～33)の研究がある。

が増し、堆積盆中の植積層の様相を呈し、燃料比や補正純炭カロリーも高く、石炭化度が進んでいる。これらは、各亜層の発達から見た本層の堆積相とも一致している。

また、下位の登川層中の石炭層は、その分布が一部に止まり、万字附近より(第2亜層中の万字本層)、両ドームの東縁(夕張鉱業所区内での第1亜層中の2番層及び3番層、すなわち夕張下層、第2亜層中の1番層)にかけて発達するが、これは更に両ドーム間の向斜帯にも入り込み、新二岐炭砒(角田本層)などを斉している(第16図)。万字から夕張にかけての本層中の石炭は、その一部に手がつけられたのみであるが、上位の夕張炭の強粘結の原料炭なのに対し、本層のものは不粘結なC級の、一般用炭である。このことは石炭化が、変動度や上覆層の厚さに比例するのみでなく、含炭層自身の砂岩率のような、地層組成にも関係していることを物語っている。

一方、上位の幾春別層中の石炭層は、区域の北東部、すなわち幌向川流域の中流部、北の幾春別背斜から南の2つのドームの西半にかけてのみ発達し、両ドームの東側には発達が悪い。すなわち本層標式地、北隣の幾春別地方に比して、炭層の発達ははるかに貧しい。これは幌内層下の不整合によって、上部が削られ、亜層の数が少なくなっていることにもよるが、各亜層中の炭層も、その数、厚さが劣っている為である。中で、最も普遍的なのは本層最下位、第一亜層中の“虎ノ皮層”で、その厚さは最大4m近くに達することもあるが、挟みが多い為に稼行に堪えない。最も見るべき炭層は第5亜層中のもので、東幌内炭砒での3番層、その直下の4番層及びこれらに続く美流渡炭砒の冠炭や本層などがこれである。外に後者には第2下層も含まれている。その外、下位の第4亜層中には、東幌内炭砒の5番層があり、美流渡炭砒の第3下層がこれにつながる。上位の第6~7亜層中には、東幌内炭砒で中間層、3番上層、前者につづく美流渡炭砒の第1上層などがある。東幌内では、更に第8亜層中に2番層、第9亜層中に1番層があるが、前者は南の美流渡砒では第2上層がこれに当り、区域の東半で幌内層によって切られ、後者も東幌内区域の東半で、幌内層によって削去されている(第25図)。何れもD級の非粘結性の一般用炭である。

朝日層中の石炭層は、幌向川北岸の朝日付近に露われる。非粘結性のE級炭が数層があり、朝日炭砒でこれを稼行している。

本図幅内には、以上の石炭層を稼行の対照としている炭砒がかなりあるが、その主なものは第29表の如くである。他に極めて小さいものや、あるいは既に廃山となったものがあるが、ここにはその記述を省略した。例えば、幌向川筋では、東幌断層の西側の光真(旧兼松美流渡)、同断層東側、美流渡付近の北海栗沢、伊藤、東美流渡、万字付近の相生などの諸炭砒があり、志幌加別川筋では、丁未付近の志幌、二砒付近の旭、その西側対岸の宇治、

平和鉱北方の蜂ノ巣，新二股奥の兼松新角田などの炭砒があったが，伊藤，東美流渡，志幌，旭などが小規模に残炭などを採掘している外，他は近年にいたってほとんど廃坑となり，買上げ炭砒となったりしている。

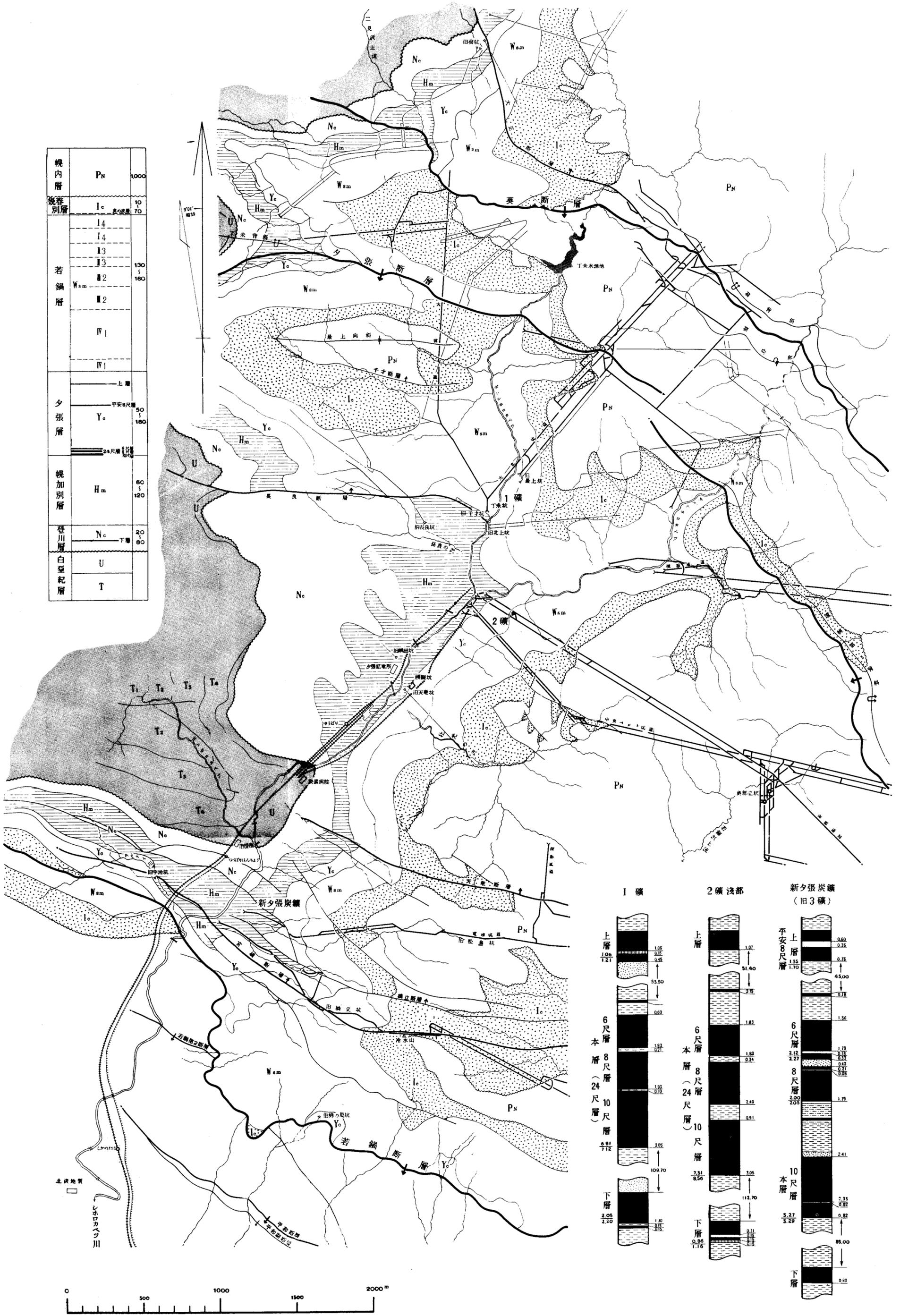
第29表 石炭層層準表

炭砒名 炭層名	朝 日	東 幌 内	美 流 渡	万 字	夕 張		新 夕 張	平 和	新 二 岐
					一 鉞	二 鉞			
朝 日 層	1 番層 (E) 2 番層 (E) 3 番層 (E) 4 番層 (E) 5 番層 (E) 6 番層 (E)								
幌内層									
幾 春 別 層	1 番層 (D) 2 番層 (D) 3 番上層 (D) 3 番層 (D) 4 番層 (D) 5 番層 (D) (虎ノ皮層 (D))	第2 上層 (D) 第1 上層 (D) 冠炭 (D) 本層 (D) 第3 下層 (D) (虎ノ皮層 (D))							
若鍋層									
夕 張 層				万字上層 (B ₂)	上層群 (C) 六・八尺層 (B ₂) 十尺層 (B ₂)	上層群 (C) 二十四尺層 (B ₂)	上層群 (C) 平安八尺層 (B ₂) 六・八尺層 (B ₂) 十尺上層 (B ₂) 十尺層 (B ₂)	上層群 (C) 平安八尺層 (B ₂) 六尺上層 (B ₂) 六・八尺層 (B ₂) 十尺上層 (B ₂) 十尺層 (B ₂)	
幌加 別層									
登 川 層				万字本層 (B ₂)	1 番層 (C) 2 番層 (C) 3 番層 (B ₂ -C)	1 番層 (C) 2 番層 (C) 3 番層 (C)			角田本層 (C)

註 ●現稼行炭、他は稼行可能炭、ただし () 内は不稼行炭、(B₂)、(C)、(D)は炭級

1.1.1 夕張鉱業所 (第64図)

本炭砒は北海道炭砒汽船株式会社 (東京, 明治22年創立) に属し, 九州の三池, 北海道の



第 64 図 夕張鉄業所付近地質図

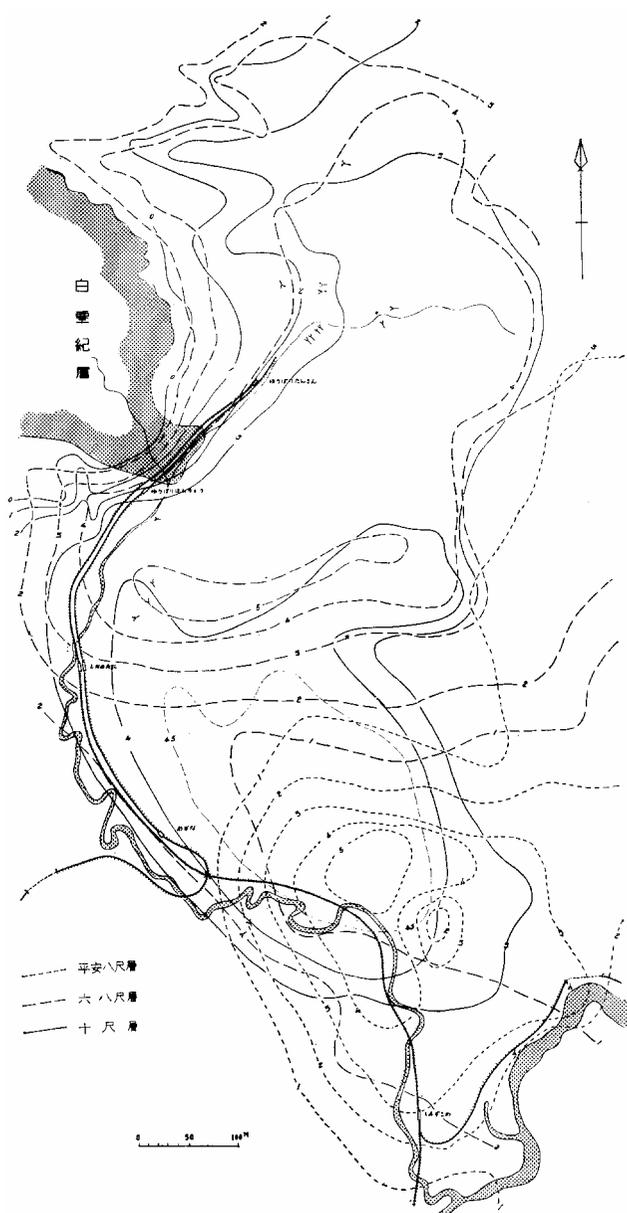
赤平と並んで本邦有数の大炭砒である。夕張川支流の志幌別川溪間にあり、炭砒を中心として発達した夕張市街には、国鉄夕張線、私鉄夕張鉄道が入っている。鉱業所は夕張市福住、夕張駅より北方400mにある。本砒業所は一砒、二砒の2砒に分かれ、前者は丁未砒（夕張市丁未）とも呼ばれ、国鉄夕張駅より北方1.4km、二砒（夕張市小松）は同じく北方約1kmの地点にある。

本炭砒を含む一帯に良好な炭層が埋蔵されていることは、早く明治初年開拓使に招かれて、本道の地下資源を調査した米人B. S. ライマンが予言している。彼は夕張川筋を溯行した折に、舟行の為、今日の千鳥の滝で行く手を阻まれたが、付近の夥しい流炭により、上流に良質炭層の存在を予想した。しかし実際の炭層発見は遙かに遅く、明治21年、ライマンに指導されて地質調査を会得した道庁技師の坂市太郎が、幌向川筋から山越えしてシーホロカベツ川に下りた際に、今日の丁未付近や選炭場付近に本層炭の連続露出しているのを見出したに始まる。今日の模擬坑道における大露頭はその一部と言われている（第21図）。本炭砒は幌内炭砒と共に北海道においても古い炭砒の1つで、明治23年の開砒以来、社名の変更はあったが、明治39年以降は、北海道炭砒汽船株式会社の手によって稼行を続け、爾來80年、年を追って発展し、その良好な炭層状況と共に、古いに拘わらず、今日なお本邦第3の炭砒としての盛況を示している。

本炭砒の一帯は低山性山地で、最高点は東岸の冷水山（714m）、志幌加別川があたりを南北に切って南流し、その大小の支流と共に、山地を壮年的に開析している。岩質による斜面の緩急が顕著で、若鍋層及び幾春別層は造崖層、造稜層となり、一方幌内層は特に緩い山背を示し、河川もまた幌内層に入って河段丘の幅を拡げている。

本炭砒附近は、白堊紀層を核とする鳩ノ巣ドームの東翼から東北翼にかけて露出する石狩層群の占める所で、東翼では比較的整然と10°余の傾斜で各層が東に同斜し、安定した区域をなしている。この区域が二坑区域として、厚炭層の露出もあり、早くから開発されたのも当然である。これに対し北東翼では長良断層以北、万字ドームとの間、既述のように丁未向斜を主とする褶曲を示し、東翼とは別区域をなす。古くから一坑区域として開坑された地域である（第57、59図）。

一方、南東翼も、上記のように北西 - 南東方向に走る多くの断層によって寸断され、独特の複雑な構造をつくっている。ここでは主要夾炭層である夕張層が、上下の地層に比してもめ易い為、その層間にあって、或は引き延ばされ、或は著しく褶曲して、地表では覗い知り得ないほど複雑な構造を呈している。従って、その中の炭層も、逆転部あり、堅



第65図 夕張層主要炭層層厚図（北炭資料より編集）

層あり、平層ありなど、激しくもめていて、採炭を著しく困難にしている。この区域はかつて三砒区域として本鉱業所に属していたが、近年、企業整備に伴って独立し新夕張炭砒となっている（第58図）。

本鉱の稼行炭層は、夕張層と登川層中にあるが、今日の主力は前者中にあり、上から上層、平安八号層、六尺上層及び六・八尺層、十尺上層及び十尺層の各炭層があるが、その厚さを示すと次の通りである。

炭層名		一 砒			二 砒			
		山 丈	炭 丈	間 隔	山 丈	炭 丈	間 隔	
夕張層	上層	1.0~2.0	0.7~1.0	29~37	0.5~1.5	0.3~1.2	20~55	
	平安八尺層	発達不良			1.2~1.9	1.0~1.5 [×]		
	六尺上層	〃		1.1~1.3	1.1~1.3			
	六・八尺層	x本層 {	1.0~3.2	0.9~3.5	x本層 {	1.0~1.4	0.9~1.5	0.3~20
	十尺上層			0.4~7		1.6~2.6	1.0~1.6 [○]	0~15
	十尺層		2.5~4.0	2.4~3.8		1.5~3.0	1.4~2.9	
			100~105				125~160	
登川層	下層	2.0~2.2	2.0~2.2		1.2~1.3	1.2~1.3		

× 稼行中 ○ 深部で発達 数字はm

上層は上層群中の1層で、1、2砒方面を通じて連なり、嘗て一部が稼行されたが、なお将来も稼行の余地を残している。平安八尺層は二砒深部から現れ始め、南に赴くと共に発達するが、未稼行であり、六尺上層もまた二砒南東方面に現れるが、既に一部は採掘されている。六・八尺層及び十尺層、特に後者は本鉱の主力で、二砒の浅部ではその間の夾み近接して殆ど一層化し、いわゆる二十四尺層となっていること、模擬坑道の入口の大露頭に見るごとくである（第21図）。これは一砒方面では両者やや離れ、一方、二砒深部から南部に赴くと、両者間は一層はなれ、その間に十尺上層を挟んでくる。

一方、登川層中の石炭は、一・二砒両区域に分布するが、二砒区域の志幌加別川西岸の水準上が採炭されたのみで、一砒及び二砒の深部のもははまだ開発されていない。

各層はいわゆる夕張炭の名で市場に知られている強粘結性の瀝青炭で、概ねB₂級、石狩炭田中最優良炭の一つと言える。水分、灰分及び硫黄ともに甚だ少なく、為にその用途は極めて広く、いわゆる原料炭、すなわち製鉄、ガス、コークス原料として用いられている。今工業分析の一例を示すと下表の通りである。

炭層名	工業分析%				全硫黄 (%)	発熱量 (カロリー)	灰色	粘結 性	補正 純炭 発熱量	正炭 燃量 比	炭質 区分	
	水分	灰分	揮発分	固定 炭素								
上層	2.56	13.82	38.83	44.79	0.25	7009	灰褐	粘結	8349	1.15	C	
平安八尺層	0.96	2.70	42.69	53.65	0.28	8247	〃	粘結 膨脹	8586	1.25	B ₂	
六尺層	1.00	4.60	43.00	51.40	0.20	8170	〃	〃	8686	1.19	B ₂	
八尺層	一砒	1.10	3.80	40.80	54.30	0.28	8130	〃	〃	8613	1.33	B ₂
	二砒	1.11	4.90	44.09	49.90	0.23	8427	〃	〃	8794	1.13	B ₂
十尺層	一砒	1.35	9.83	43.62	45.20	0.25	7590	〃	〃	8652	1.03	B ₂
	二砒	1.80	4.41	42.96	50.83	0.27	8173	〃	〃	8755	1.18	B ₂
下層	0.95	7.18	40.81	51.06	0.39	7780	〃	粘結	8513	1.24	B ₂	

(右3欄以外は山元資料による)

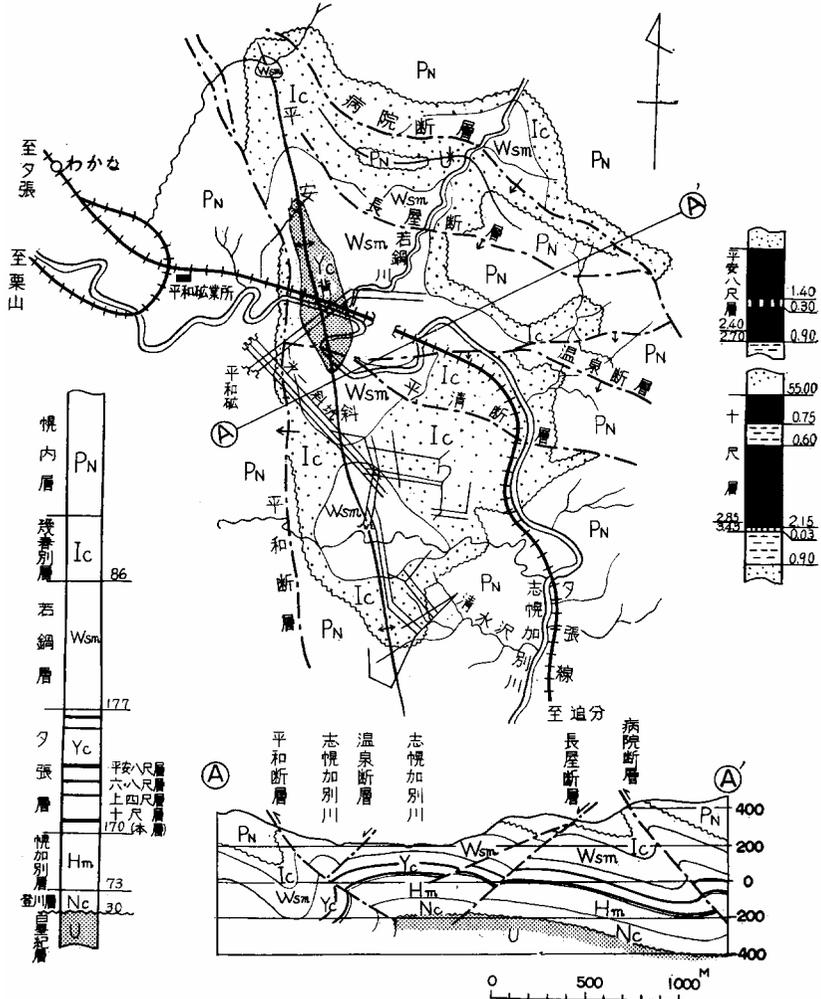
本鉱業所内の理論可採埋蔵炭量は全鉱区で約15,150万トと称され、うち実収炭量は10,610万トあると言う。

現在、稼行は一、二砒において行なわれ、第一砒区域には北上、最上、千歳、長良などの坑口があったが、今は丁末砒の1坑口に集約され、千歳区、最上区、北上区として採掘されている。第二砒は東部の緩傾斜部に斜坑を下し、1～4区に分って採炭しているが、目下何れも深部に移行して居る。通気、資材搬入および入昇降のために奥部排気立坑があるが、更に深部方面の採炭のための中央立坑が完成に近い。開坑の骨格は斜坑方式を採っている。現在稼行中の主要炭層は本層(二十四尺層)で、ガス・炭じんが多く、かつ自然発火し易い特性をもっているため、その採掘について従来種々研究され、今日に至っている。すなわち運搬、通気の主要坑道はすべて下盤岩石中にとり、これより小立坑、小斜坑及び立入で炭層に連結し、片盤向き長壁式総払法を行ない、各採炭切羽内は炭壁によって隔絶する区画採炭法をとっている。採炭は十尺層を先ず掘り、六・八尺の順で採掘し、拡跡は肩及び深け側に3～4mの帯状充填を施し、中間は総ばらしとしている。切羽延長は地質条件で多少の差はあるが、約150mを普通とする。近年は坑内機械化の進展に伴い、全面的に鉄柱カッペによる切羽鉄化が進み、コールカッター、バウムカッター、ローダー、チェーンコンベヤー等の組合せによる連続機械採炭を行っている。

また、坑内の保安を確保し、同時に坑内ガスを利用する為に、ガス抜を実施して居り、一砒からは14.4m³、二砒からは62.3m³、計76.7m³(何れも毎分)を出しているが、これは払跡天盤から約48%、坑内地山から26%、密閉跡から26%となっており、前2者の比率が次第にふえつつある。坑内ガスは清水沢発電所に送り、火力発電の助燃用および山元での燃料に利用され、その利用率は99.7%と高い。夕張二坑ブロー室から清水沢発電所までは15吋径パイプが9km布設してある。

本鉱は開坑以来昭和38年末まで約7,100万トンの出炭を見ているが、その中、昭和38年には1,134,070トンの出炭があり、坑内外人員約3,200人、能率29.6トンで、目下の月間生産目標は99,000万トンとなっている。

1.2 平和鉱業所(第66図)



第66図 平和鉱業所付近地質・坑内図(北炭資料より編集)

本炭鉱は北海道炭鉱汽船株式会社に属し、石狩国夕張郡夕張市若菜、志幌加別川中流、夕張鉄道若菜駅より南東へ約1.5kmにある。鉱区は、大正9年に入手、昭和5年まで若鍋砒の名で浅部を稼行し、昭和12年一区（旧平和坑）を、昭和29年には二区（旧平和第二砒）を開坑、現在の主力は後者にある。

一帯はほぼ南北方向に走る平和背斜の膨起部を中心とし、地表には夕張層を核とし、若鍋及び幾春別各層が現われ、幌内層がそのまわりをとりまいている。背斜の西翼は30°以上傾斜し、直ちに平和断層で切られ、以西には幌内層が広く現れる。東翼は20°内外傾き、比較的安定して同斜し、本鉱の主要稼行区域となっている。しかしほぼ東西方向の断層が所々で斜断し、南の温泉断層附近では、断層封鎖でガス田を形成している。また、北東部では長屋断層や病院断層が南に衝上して、地層を重複させている。

稼行的な炭層には、夕張層中の上層群中の三尺層、五尺層、平安八尺層、六尺上層、六・八尺層、十尺上層および十尺層などがあるが、現在はその中、平安八尺層と十尺層とを稼行している。

炭 層 名	山 丈 m	炭 丈 m	間 隔 m
三 尺 層	0.9	0.9	7~18
五 尺 層	1.0	1.4	53
平 安 八 尺 層 *	2.7~5.6	2.3~4.6	28~30
六 ・ 八 尺 層	1.0~1.4	0.5~1.2	15~17
十 尺 上 層	0.5~0.6	0.6~0.7	20~22
十 尺 層 (本層)*	3.4~5.7	2.8~4.4	

* 現稼行炭

数字はm.

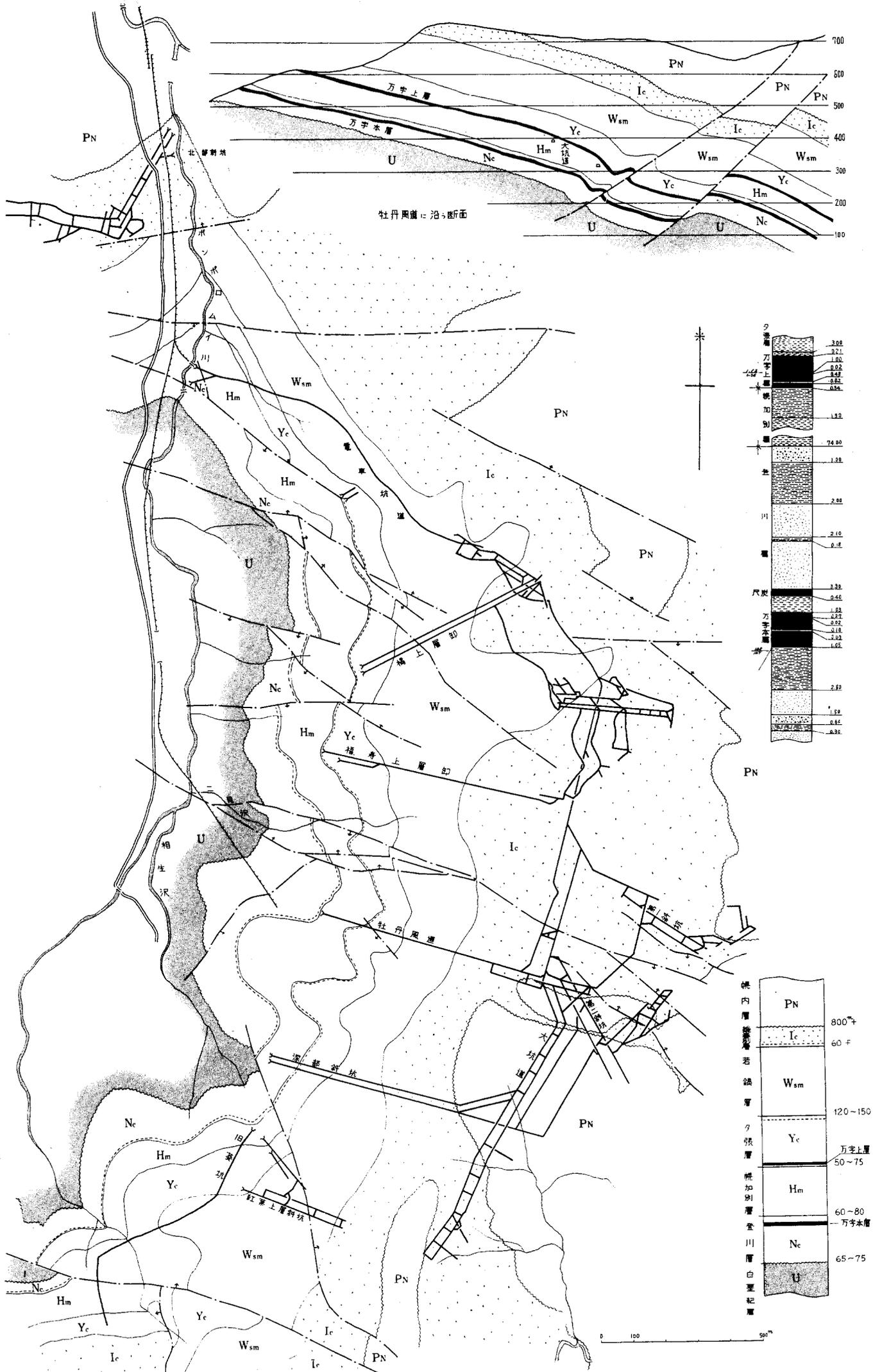
炭質は表示の如く、四近の石炭層中、最も粘結度強く、水分、灰分ともに少い優良炭で、原料炭として名がある。

炭 層 名	工 業 分 析 (%)				全硫黄 (%)	発熱量 (キロ)	灰色	粘結性	補正純炭炭量 (30)	燃料比	炭質区分
	水分	灰分	揮発分	固定炭素							
平安八尺層	1.03	3.26	47.68	53.03	0.17	8153	灰褐	粘結膨脹	8548	1.11	B ₂
十 尺 層	1.05	4.89	42.88	51.18	0.21	8216	ク	ク	8781	1.19	B ₂

(右3欄以外は山元資料による)

炭量は理論埋蔵量5,490万ト、可採炭量3,840トと計上されている。

区域内の南半の採掘を目的とした一区は終掘に近づき、東部及び北部の開発を旨す二



第67図 万字炭鉱附近地質・坑道図 (北炭資料より編集)

区が目下主力となっている。これは北東に向けた延長1,140mの斜坑を主とし、更に一段坑内斜坑を下し、奥部には2本の堅坑が上げられている。この区域はドーム構造をしている為に、特にガスが多いので、先進ボーリング及び払跡ガス抜きにより約60m³/分を誘導し、大半は清水沢発電所に、他は自家用熱源として利用している。

本鉱は昭和11年の開鉱から昭和38年までの25年間に総出炭588万トに達し、うち昭和38年の出炭は94万ト、在籍者約1,600名、能率49.2ト、現下の月間目標は89,000トとなっている。

1.3 万字炭砒(第67図)

本鉱は万字炭砒株式会社(札幌市、創立昭和35年)に属し、空知郡栗沢町万字、幌向川上流、国鉄万字線万字炭山駅より南に600mの地点にある。

もと個人が所有していたが、明治36年1月北海道炭砒汽船株式会社が入手、同38年開坑し、爾来採炭を続行、昭和35年企業整備に伴い、北炭の直轄を離れ、現会社を創立し、本炭砒を経営している。

本砒では嘗て、葵坑、牡丹坑、五月坑、桜坑、橘坑、紅葉坑、福寿坑などが開坑されたが、何れも廃坑、集約されて現在は大坑道とその奥部の南部斜坑が骨格坑道となっている。本鉱は万字ドームの東翼を占め、白亜紀層を土台として、石狩層群の各層が20°内外の東傾斜で同斜的に横たわり、最北部の旧橘坑方面では北東北方へ、以南は東へ傾いている。

域内は大きな構造上の擾乱が少なく、地層は石狩炭田としてはかなり安定しているが、東西ないし北西-東南方向、即ち万字ドームの長軸方向に沿い斜走ないし胴切断層が少ない。これらの中で、正断層は北落ち、逆断層は南落ちの傾向が強い。ほぼ南北方向の深け上り、西にのし上がった小落差の衝上断層も坑内にくり返し現れているが、地表ではこれらは判定し難い。恐らく層内断層に止まるものであろう。

このドーム縁を南に辿り、葵断層を越えると、三角山下の旧葵坑区内に入るが、ここで地層は三角山をとりまいて東に沈む舟底形を呈し、周辺では傾斜が強く、30°を越える。いわゆる葵向斜がこれであるが、既に述べたように、その間に葵背斜、千歳向斜、千歳背斜などを収め、断層がこれらを切り、炭層は或は立錘、或は平層となり、意外に複雑な構造を呈している。

炭層は登川層中に万字本層、夕張層中に万字上層などがあるほか、六・八尺層系統の三番層もある。前2者は本鉱の主力層であるが、後者は厚さもメートル以下でまだ稼行の対象となっていない。全体として各層とも北方に貧化している。

炭層名	山 丈 (m)	炭 丈 (m)	層間 隔 (m)	工業分析 (%)				全硫 量 (%)	発熱 量	灰色	粘 結 性	補 正 純炭 熱	正 炭 発 量	燃 料 比	炭質 区分
				水分	灰分	揮 分	揮 分								
万字上層	1.5~2.9	1.4~2.8	120	1.6	5.7	42.7	50.0	0.37930	カロリー	灰褐	強粘 結	カロリー	8607	1.17	B ₂
万字本層	1.2~2.1	1.1~2.0	140	1.1	4.2	46.0	48.7	0.18110	カロリー	〃	〃	カロリー	8602	1.05	B ₂

(右3欄以外は山元資料による)

炭質はB₂級の粘結性瀝青炭で、主として原料炭として用いられ、また灰の耐火度が高いので汽罐用にも適する。その工業分析結果は上表の如くある。炭量は理論埋蔵炭量として2,490万ト、その中1,770万トが可採炭量となっている。

現在、区域内の浅部は殆ど採掘済みで、概ね水没して居り、目下南部斜坑により南方深部の上方が採炭の主力となっている。

坑内はガスが特に多いわけではないが、払跡及び坑内地山ボーリングにより、ガス抜を実施し、14m³/分を誘導して、自家用に利用している。

本鉱は明治42年の開鉱以来、昭和38年度末までに約1,005万トの出炭を見ているが、昭和38年に143,300ト、人員は約340人、能率35.4ト、月間目標は15,000トとなっている。

1.4 美流渡炭鉱(第68図)

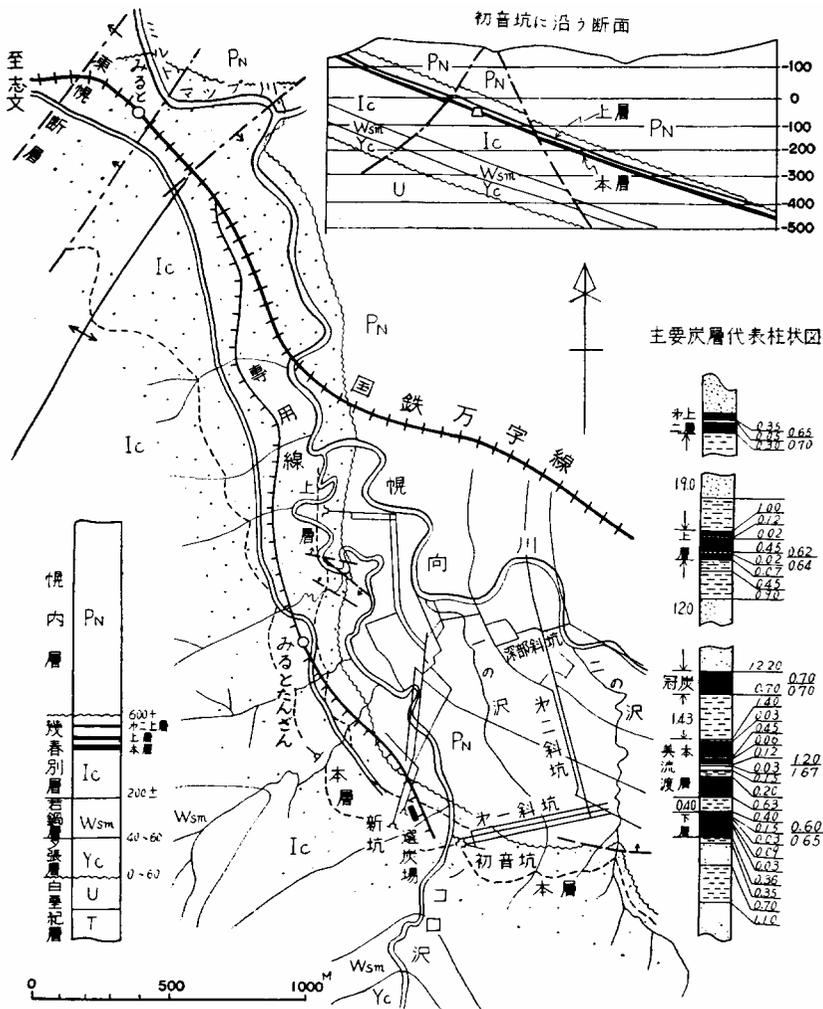
本鉱は美流渡炭鉱株式会社(札幌市、昭和35年創立)に属し、空知郡栗沢町美流渡、幌川支流シコロの沢中流、万字線美流渡駅より専用鉄道により南に約2.5kmの地点にある。鉱区はもと三菱合資会社の所有であったが、大正7年鉱区の交換によって、北海道炭鉱汽船株式会社が入手、開鉱し、爾來40年稼行して来た。昭和35年の企業整備に伴い、万字炭鉱株式会社とし独立し、本鉱を引継ぎ、今日に到る。

この地域は万字ドーム北西隅の白堊紀層が鼻状構造をなす部分の東翼区域に当り、北に尖滅する夕張層を最下とし、若鍋、幾春別両層が、走向北北西、東に15~20°傾いてほぼ同斜し、幌内層に不整合に蔽われている。鉱内の含炭層は図幅内で最も安定していると言えるが、坑内では、北西-南東方向の深けりの小断層が所々にある。

稼行的炭層は夕張層中には認められず、採炭の対照となるのは、幾春別層上半の表示の諸炭層である。何れも、厚さは比較的安定しているが、北に富化、東に薄化の傾向がある。目下の採炭は第1上層、冠炭と本層、第1下層などであるが、下の第3、第4下層も北方に向い発達しているので、将来は採炭の対象になる。

炭質は表示の如くで、D級の不粘結性の一般用炭であるが、火付よく、特に暖房炭として好評を得ている。

本鉱は、往時は初音坑を主坑口とし、斜坑を東に向け下し、南北に片盤を入れた型通り



第68図 美流炭炭砒付近地質・坑内図（北炭資料より編集）

の坑内構造をもっていたが、下部浸水後廃坑とし、今は新坑、則ち第2斜坑の深部に移行し、その南北に片盤を展開して採炭している。

坑内ガスは少なく、総排気中の0.7%、総ガス量 $10\text{m}^3/\text{分}$ で、積極的にガスを抜いたり、特に利用の道を講じていない。

層炭名	山丈 (m)	炭丈 (m)	層間 隔 (m)	工業分析 (%)				全硫 黄 (%)	発熱 量	灰色	粘結 性	補正 発熱 量	燃料 比	炭質 区分
				水分	灰分	揮発分	固定炭 素							
第2上層	0.5~0.7	0.5~0.6	20~ 24	5.08	4.12	43.59	47.21	7175	カローリ 7931	灰褐	弱粘 結	1.08	D	
第1上層	0.7~1.1	0.6~0.7	8~ 15	6.41	8.10	38.57	46.92	6790	カローリ 8119	〃	〃	1.21	D	
冠炭	0.6~0.7	0.6~0.7	0.5 15	4.91	8.76	39.63	46.76	6953	カローリ 8119	〃	〃	1.18	D	
本層	1.7~2.0	1.2~1.5	0.5 7	7.00	12.54	33.86	47.05	6100	カローリ 7676	〃	〃	1.40	D	
第1下層	0.6~0.8	0.6~0.7	0.2 15	6.50	12.45	33.41	47.18	6100	カローリ 7538	〃	〃	1.36	D	
第3下層	0.6~0.8	0.8~0.6	9	5.57	15.15	36.91	42.37	6150	カローリ 7878	〃	〃	1.14	D	
第4下層	1.2~1.4	1.6~2.8	36	4.32	16.40	34.18	45.10	6515	カローリ 8496	〃	〃	1.31	D	

× 稼行炭

(右3欄以外は山元資料に基づく、灰分補正率1.08)

炭量は理論量3,390万ト、実収量1,700万トとされている。

大正10年の出炭開始以来総出炭約500万トに達し、昭和38年の出炭量は138,500万ト、人員坑内外300人余、能率35.5ト、目下月産目標を1.3万トとしている。

1.5 新二岐炭砒(第69図)

本鉱は角田炭砒株式会社(札幌市、昭和29年創立)に属し、夕張市日ノ出307番地、アノ口川支流エキモアンル川中流、私鉄夕張鉄道新二岐駅から専用線で北東へ約4.0kmの地点にある。明治38年8月、北海道炭砒汽船株式会社が鉱区を入手、昭和2年に開坑し、爾来同社の経営下にあったが、同29年3月企業整備のため一たん廃山した。しかし、その炭層状況から閉鎖を忍び得ず、同年7月、角田炭砒株式会社を設立、同社新二岐炭砒とし再発見し、深部の開発を行なうと共に合理化を図り、今日に至っている。

本鉱は鳩ノ巣ドーム北翼部の登川層中の炭層を採掘する為に開坑したもので、同ドームの核心をなす白堊紀層を土台とし、この上に石狩層群の各層がほぼ東西の走向で北向きになっている。傾斜は肩部で20°を越すが、一般に10°余の緩傾斜で、かなり安定していて、深部に赴くと共により緩くなり、万字ドーム南縁の夕張断層にまくられて、その間に南に倒れた角田向斜をつくる。断層は比較的少ないが、所々斜走ないし横切断層がある。これらの地層は西に赴くと共に走向を南北に変え、かつ急傾斜となり、ドームの西翼では南北走向となり、80°内外に急立してくる。この地域の夕張断層の北側、万字ドーム地内にも白堊紀層を土台として登川層がのり、褶曲や断層によって捲きこまれている。その一部は嘗て稼行されたが、炭層は粉化し、かつ膨縮激しく、炭量としても少ない。

本鉱では登川層中の角田本層、山丈2.3~2.7m、炭丈1.2~1.7mの1層を稼行している。炭状はかなり安定しているが、西方~西南方に薄化し、現稼行区域にも一部に、ある幅



第69図 新二岐炭砒附近地質・坑道図(山元資料より編集)

の貧化帯がある。これは上盤上の砂岩の削剥いわゆる流去(Washout)によるものである。本層の上下盤には“Milky shale”耐火粘土層がある。夕張層中の炭層はこの付近では貧化しているが、東部に移るに従い発達し、夕張本層の十尺層に当るものは、区域東縁で山丈2.3m、炭丈1.0mの縞炭で、六・八尺層に当るものは山丈1.4m、炭丈1.0mとなっている。幾春別層中にも西南に1m前後のものが2、3層あり、北西隅で、兼松新角田炭砒が稼行(上層は山丈0.6~0.7m、炭丈0.5~0.6m、10m下の本層は山丈1.2~1.4m、炭丈1.0~1.2m、直下の下層は山丈1.1~1.2m、炭丈0.6~0.7m、この中、本層を稼行)していたが、本炭砒ではまだ手をつけていない。

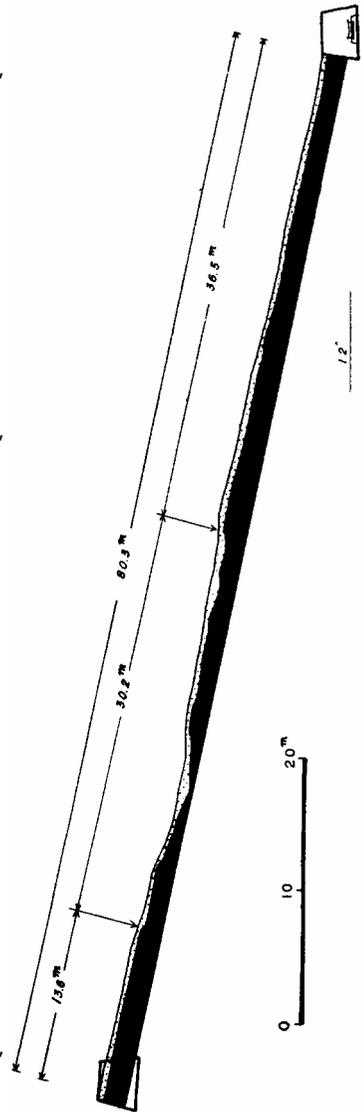
角田本層の炭質はその一例を工業分析結果などで示すと、次表のようなD₂級のさえ物で、火持ちよく、ボイラー用、一般用炭として広く用いられる。

工業分析 (%)				全硫黄 (%)	
水分	灰分	揮発分	固定炭素		
3.41	9.37	40.38	46.39	0.45	
発熱量	灰色	粘結性	補正発熱量	燃料比	炭質区分
6737 <small>カロリー</small>	淡褐	弱粘結	7808 <small>カロリー</small>	1.14	D ₂

(主として山元資料による)

炭量は理論総埋蔵量1,680万トあり、可採炭量はその中890万トと見込んでいる。

主要坑道はエキモアンル川に沿い北約1.6kmの新二岐坑口から、ほぼ東方に向け延長2,400m、西半の肩部は既に払い済みであり、深部もあまり稼行的でない。現在は奥部の上部斜坑の肩部と東部及び深部に下した第二斜坑の深部と東奥部を稼



第70図 新二岐炭砒，壺川層中の万字本層の流去の一例(下部跡向ロング)(新二岐炭砒資料より)

行区域としている。開鉱以来36年間に約175万トンの石炭を採掘し、昭和38年には年間出炭86,420トン、在籍者約230人、能率約30.9トン、目下の月産目標を8,000トンとしている。

1.6 東幌内炭鉱(第71図)

本炭鉱は東幌内炭鉱株式会社(東京、昭和9年創立)に属し、空知郡栗沢町美流渡、幌向川流域北岸、国鉄万字線美流渡駅の北方約300mにある。

本鉱の石炭発見の由来は詳らかでないが、明治中葉に坂市太郎が北の幌内沢より山越し来り、幌向河畔で露頭を発見したのが端緒と言われる。大正3年三菱合資会社が鉱業権を設定し、同6年奈良義路が奈良炭鉱として請負掘を始め、爾来数次経営者の変遷を経て、昭和9年に東幌内炭鉱株式会社を設立、その手の下に今日に至る。本坑卸は昭和13年、東斜坑は同18年に開坑され、更に昭和29年に東坑があげられ、現在は後者が主要坑口となっている。

鉱区の主部は、白堊紀層を核心とする幾春別背斜の南端沈下先に当り、同層上に直接の薄い若鍋層及び幾春別層が、これをとりまいている。鉱区内の地表の大部はこれを不整合に蔽う幌内層によって占められていて、幌向川北岸に沿い東西に走る幌向斜内の同層下の幾春別層中の炭層が、現在の採掘の対象となっている。同層は白堊紀層に近い露頭部では60~70°とかなりの傾斜を示すが、向斜心に近づいて次第に緩下し20°内外となる。向斜底はゆるい波状を呈し、本坑卸を中心に鞍状をなし東西に下って居り、向斜南翼は15~20°と緩いが、全域所々に北西-南東系統の正逆の小断層が発達している。ここに注意すべきは、この区域での幾春別層が、東南方に赴くと共に幌内層によってその上部が削除されていることで、炭層も西から東へ1番層、2番層と消去されている。

一方、区域の西にはほぼ南北の東幌断層が走り、その西側に幾春別層を露出している。ここでは同層は斜断層で多少走向を変えているが、ほぼ南北に走り、傾斜は地表で西に70~80°、時に逆転し、深部で50~60°の傾斜で急立している。ここには現在第4斜坑を下し、稼行区域になっている。

炭層は幾春別層の上半部にあり、上から1、2、3、4及び5番層の稼行的炭層がある。外に、1番下層、3番上層などがあるが、いずれも薄層に過ぎない。また基底近くには虎ノ皮層があり、山丈は甚だ厚いが、挟みが多くて稼行的でない。

この中、1番層は北に厚くなるが、東部に赴くと幌内層によって切られており、2、3番層は南に厚くなると共に挟みを増す。4番層は変化が少ないが、5番層も東方に挟みが多くなる。



第71図 東幌内炭鉱附近地質・坑道図(山元資料より編集)

炭質は、1番層が最も良くて、2、4番層がこれに次ぎ、5番層最も劣る。全体として東方に貧化、北西方により良化している傾向がある。今これらの炭層の厚さと炭質を見ると次の如くである。すなわちD₂級の亜瀝青炭であるが、一般用炭、特に暖房用炭として好評がある。

炭層名	山 丈 m	炭 丈 m	層間隔 m 東 西	工 業 分 析 (%)				全硫 黄%	発熱 量 カロリー	灰色	粘結 性	補 正 炭 純 発 熱 量 カロリー	燃 料 比	炭質 区分
				水分	灰分	揮 発 分	固 定 炭 素							
1 番層	1.0~1.3	0.8~1.3	19~32	3.82	9.75	40.58	45.85	0.41	6631	淡赤褐	弱粘 結	7740	1.13	D
2 番層	1.1~1.5	0.9~1.0		29~36	4.05	8.23	40.23	47.49	0.42	6560	赤褐	◇	7449	1.18
3 番層	0.7~1.7	0.6~1.2	0.8~8 2~10	3.97	8.21	40.64	47.18	0.52	6875	淡赤褐	◇	7796	1.16	D
4 番層	0.7~0.9	0.7~0.8		4.34	9.29	37.53	48.84	0.50	6661	◇	◇	7779	1.31	D
5 番層	1.1~1.3	0.6~0.8		4.31	11.60	36.50	47.59	1.36	6500	灰赤褐	◇	7816	1.30	D

(灰分補正率1.08) (右3欄以外は山元資料による)

鉱区内の理論埋蔵炭量は約2,980万ト、うち可採炭量は1,710万トとされている。

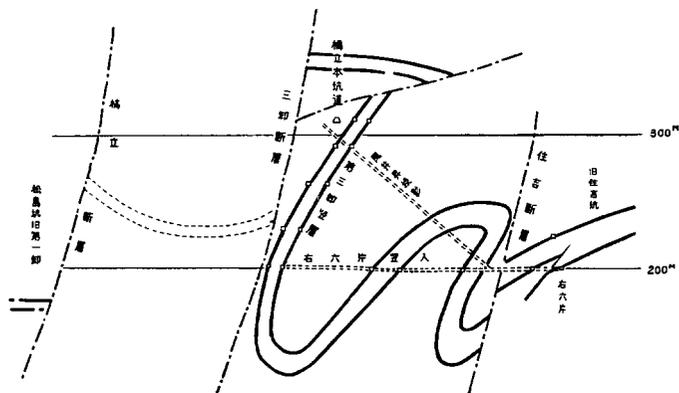
本鉱には従来本坑及び東斜坑があったが、現在は、東坑を主要坑口としている。これは昭和29年東斜坑の坑内斜坑と連結した若返りの為の坑道で、傾斜18°、延長1,450mで、最深部は-255m(6片)に達する。目下その東部の深部が採炭の主力で、各片盤は斜距離150m、垂直40m毎に捲立を設けているが、ほぼ向斜軸に近くこれに平行に掘っているので、坑道は斜坑を中心に両翼に展開している。斜坑の左片盤は炭層傾斜35°~40°、右片盤は20°内外ある。また東坑の途中から北に長い連絡坑道を入れ、東横断層の西に第4斜坑を下し、同断層以西の急傾斜部の採炭を行なっている。

本鉱は大正6年の開鉱以来、昭和38年まで38年間に総出炭454万ト、うち、昭和38年には210,500ト、人員約5,300人、能率33.1ト、目下の月間目標を19,000トとしている。

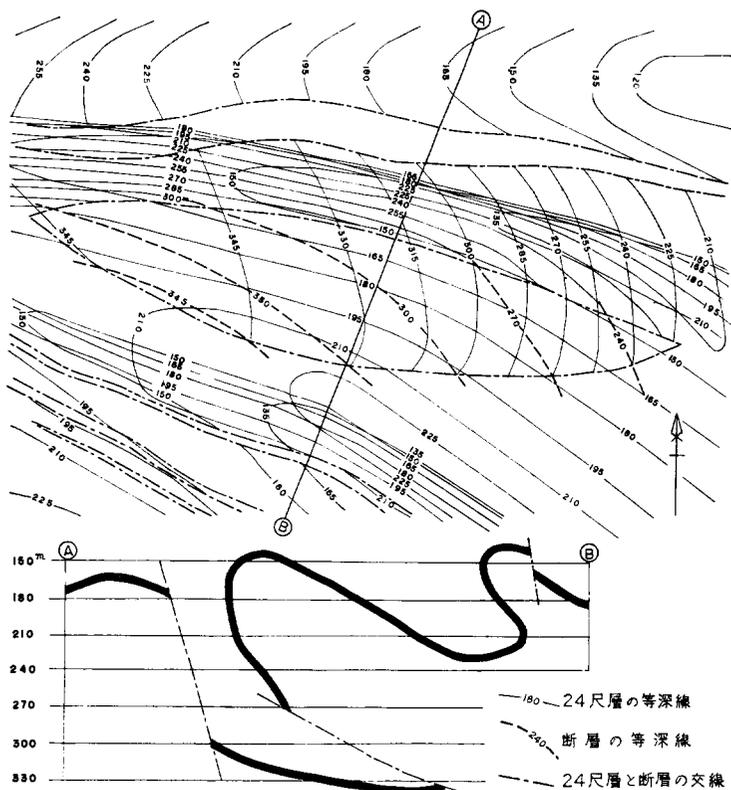
1.7 新夕張炭砒(第58, 64, 72, 73図)

本砒は新夕張炭砒株式会社(札幌市、昭和38年創立)に所属し、夕張市新夕張、則ち志幌加別川中流東岸、私鉄夕張鉄道新夕張駅の南方400mの地点にある。

本砒は明治21年坂市太郎の調査に始まり、同30年新夕張炭山として発足、以来、幾多の変遷を経て、大正9年北海道炭砒汽船株式会社の有に帰した。昭和7年夕張砒に併合され、同13年夕張第三砒と改め、引つづき採炭を行なってきたが、同38年6月に企業整備によって同社から分離し、上記の会社が事業を継承した。



第72図 新夕張炭砒橋立坑の一部の断面（北炭原図）



第73図 新夕張炭砒橋立坑の一部の等深線図（北炭資料より）

本鉱の地質状況については夕張鉱業所の項に記載したので省略するが、主要炭層名及びその厚さ、炭質などは次の通りである。この中、現在は十尺層を専ら採炭しているが、夕張炭と同じく良質の原料炭である。

層名	山丈 (m)	炭丈 (m)	層間隔 (m)	工業分析 (%)				全硫黄 (%)	発熱量 (kcal)	灰色	粘結性	補正炭比 燃料比	炭質区分	
				水分	灰分	揮発分	固定炭素							
六尺層	2.0	1.8	0.2~0.4	1.40	10.00	42.64	45.76	0.32	7632	灰褐	膨脹粘結	8712	1.08	B ₂
八尺層	2.5~	2.4		1.0~2.0	1.87	10.47	38.93	48.73	0.31	7587	〃	〃	8544	1.22
十尺層	3.1~	3.0		1.22	10.42	42.33	46.03	0.25	7414	〃	〃	8490	1.08	B ₂

(右欄以外は山元資料による)

本鉱内の炭量は理論埋蔵炭量で380万ト、実収炭量で160万トあり、夕張鉱業所より分離し、独立しても操業如何で経済的稼行の出来る見込みがある。断層によって隔てられて、橋立坑と松島坑の両坑口があり、これを根幹にして立入、昇り、斜坑などを入れて、諸断層間の、豎層、平層と緩急極りない炭層を採掘して来ており、目下は図幅外の東の深部を採炭している。分離以来昭和38年度末までに約3,000トを出し、人員は約130人で、月産7,200トを目標としており、能率は同38年度末で44.3トとなっている。

1.8 朝日炭砒(第75図)

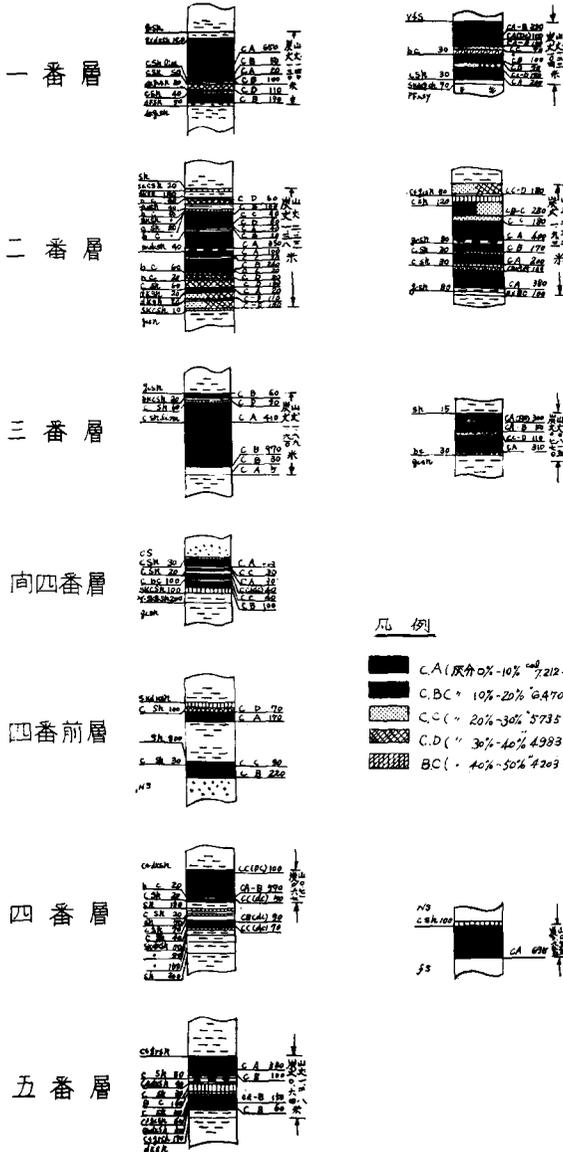
本炭砒は朝日炭砒株式会社(東京、昭和24年創立)に属し、岩見沢市朝日町、幌向川中流北岸、万字線朝日駅より西方0.5kmに鉱業所がある。鉱区の設定はかなり古く、明治42年に溯るが、開砒は昭和8年、爾来2、3の経営者を経て、昭和24年以来現会社が事業を継続している。

本鉱⁴¹⁾四近は、東に古第三紀幌内層、西に新第三紀中新世の川端層があり、その間に本炭砒の主要夾炭層である朝日層及び滝の上層がある。これら地層関係は上述したように、断層で接しているため、その層位的位置に問題がある。走向ほぼ南北、夾炭層部分は地表部で逆転して70°東に傾き、深部に移ると直立に近づく。地表部における夾炭層の分布は断層により二区に分かれ、その中に川端層が落ちこんで来ており、南部では桂ノ沢断層により僅か300m内外の延びを示すにすぎないが、同断層は低角度断層のために、地下では炭層が続いていて、深度を増すにつれ南北にのび、現在の確認走向距離は約2.5kmに及ぶ。深部では坑口水準下450mまでが確かめられている(第33, 34図)。

朝日層中には大小合せて10枚近くの炭層があるが、稼行に堪えるのは1、2、3、4番層の4層で、この中1番層は山丈1.2~1.4m、炭丈1.0~1.3m、2番層は山丈2.2~2.3m、

本坑地域

北部斜坑



第74圖 朝日炭砒炭層柱狀圖

炭丈1.4～1.9m，3番層は山丈0.8～1.7m，炭丈0.7～1.6m，4番層は山丈0.7～0.8m，炭丈0.6～0.7mである。これらの炭層は北に赴くに従い分裂薄化する傾向があるが、深部での貧化の徴候は今のところない。炭層は桂ノ沢断層より以北、150～200m位の間隔で斜断する断層で切られ、ために採掘区域が分れている。

炭層の上下盤は主として泥岩で、上盤は比較的よいが、下盤は時にいわゆる含煤となり、鱗片状に剥れ易く、切羽管理上支障をきたしている。しかし薄層化するにつれ上下盤は比較的改良する傾向がある。

炭質はE級の平均6,000cal程度の冴え物炭で、非常に硬く、風化にも強い。塊炭率60%と高く、暖房炭として好評がある。

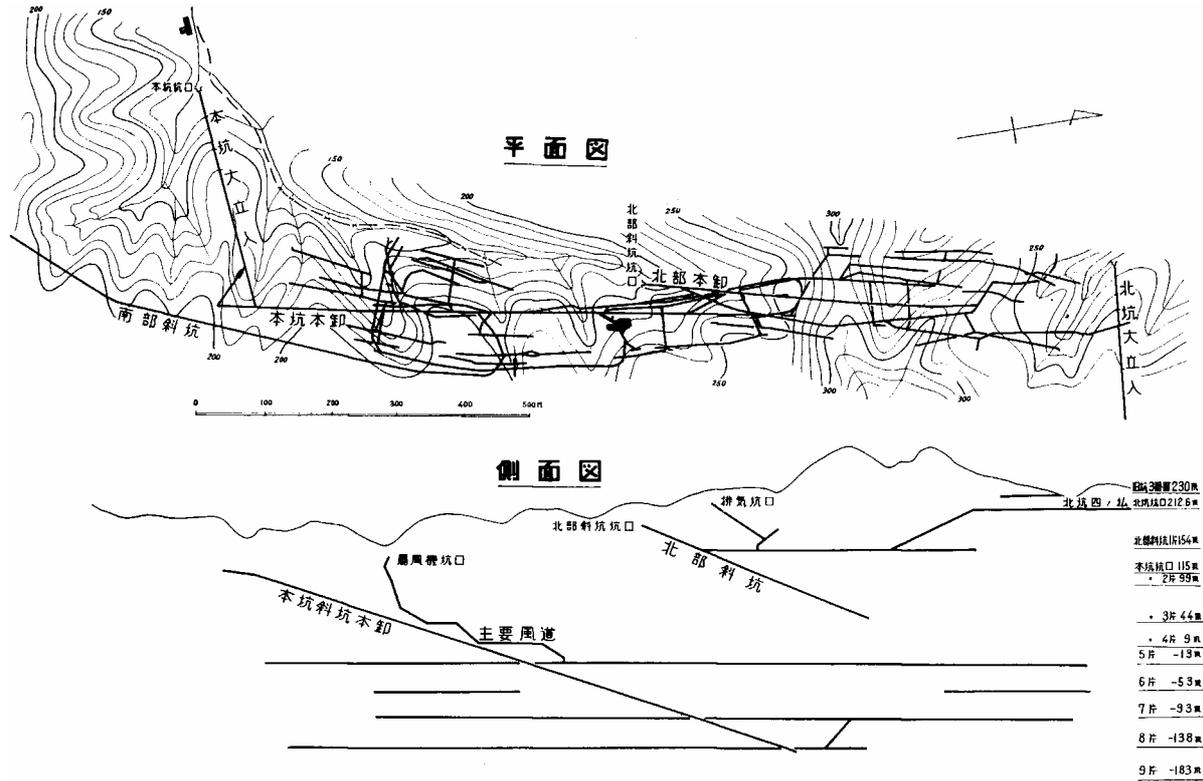
試料採取箇所	炭層名	工業分析(%)					全硫黄 %	発熱量 (カロリー)	粘結 性	灰の色調	補正純炭 発熱量 (カロリー)	燃料 比	炭質 区分	
		湿分 %	水分 %	灰分 %	揮発分 %	固定 炭素 %								
朝日炭鉱坑内C区6片	5番層	3.30	6.82	10.67	36.54	45.97	0.333	6.047	弱	赤褐	7,410	1.26	E	
〃	C区6片	4番層	3.29	5.07	14.80	42.25	37.88	0.543	6.134	〃	灰	7,769	0.90	E
〃	B区6片	3番層	3.37	3.60	13.50	41.77	41.13	0.236	5.975	非	茶褐	7,303	0.98	E
〃	C区7片	3番層	3.69	3.50	16.63	41.70	38.17	0.205	5.594	〃	灰	7,112	0.92	F ₁
〃	B区6片	2番層	2.33	3.94	23.51	41.32	31.25	0.374	5.578	〃	〃	7,893	0.76	D ₂
〃	C区7片	2番層	1.79	3.23	12.65	43.94	40.18	0.202	6.298	弱	淡灰	7,578	0.91	E
〃	B区6片	1番層	5.35	4.18	21.42	40.96	33.44	0.216	5.573	非	淡白	7,669	0.82	E

分析：地質調査所北海道支所（昭和29年），灰分補正率1.08

炭量は、理論埋蔵炭量約822万ト、うち確定炭量は523万ト、可採炭量は298万トとされている。

従来、本坑は小滝ノ沢中流の地点から通洞を入れ、延長330mの地点から北西北に傾斜18°の坑内斜坑延長1,800mを卸し、20m～30m毎に片盤をとり、採炭していたが、（現在9片、水準下185m）、昭和37年に選炭場横から4片南大坑道に通ずる南部斜坑を開坑し、運搬の集約と合理化を図った。北部斜坑（海拔188m）は北の二の沢上流にあり、北東に向け下り、傾斜22°、60m毎に捲立を設け、片盤に達している。両区域とも、主として3～4番層間の砂岩層中に岩盤大坑道をとり、150～200m毎に立入坑道を入れ、沿層坑道を展開している。

切羽は急立炭層なので、偽傾斜長壁式採炭法を採用し、切羽は偽傾斜にとり、面長50mを一般としている。



第75图 朝日炭砒主要坑道图 (朝日炭砒資料より)

本砒は開砒以来38年度までに152.7万トンの出炭があり、38年度には84,500トン、能率29.3トン、人員約240名、目下の目標は月産8,300トン内外である。

2 石油及び天然ガス

本図幅内には産油地はまだないが、石油徴候は少なくなく(1)新第三紀層及び(2)古第三紀層中のものがあり、天然ガスにも同じく(3)新第三紀層に伴うものと、(4)古第三紀層の夾炭層からの炭田ガスがある。石油に対する探査、即ち地表調査、重力探査や弾性波探査などの物理探査も、一部に、主として石油資源開発株式会社によって行なわれ、試堀も従来幾度か試みられたが、まだ成功したものはない。一方、炭田ガスはその採取も古くから試みられ、現在はガス採量も莫大で、本邦での最も大規模な炭田ガス地域に属する。

2.1 新第三紀層の石油及び天然ガス

本図幅の西半部には、北海道における主含油層である新第三系中新統中～下部の地層が厚く発達しており、地質構造も、北部の岩見沢背斜に続く栗沢背斜、さらに西南に馬追背斜²⁹⁾などがあり、空知油田として従来多くの調査及び試堀が行われた地域である。

油徴は(イ)栗沢背斜部の加茂川流域で最も顕著で、核部をなす川端層泥岩層の黒色泥岩中あるいは泥岩中に挟在する砂岩の所々に原油の滲出が見られ、(ロ)同背斜北部の大沢流域、幌向川本流の川端層上部中の砂質泥岩にも少量の滲出油があり、(ハ)栗丘の沢においても同層準の泥岩中に原油の滲出がある。1ヵ所から滲出している量はわずかであるが、油徴個所は非常に多く、しばしば川面に油膜の流れを見出す程である。背斜部以外の地域では、(ニ)ポンアノロ川中流の川端層主部の砂岩中に、ごく少量の原油の滲出が見出されている。

可燃性ガスの噴出が認められるのは、前述の(ホ)栗沢背斜東翼の加茂川流域の油徴のある地点で、黒色泥岩の割れ目から少量の原油とともに湧出している。

2.2 石油試掘

過去の試掘の記録¹⁴⁹⁾によると、(イ)栗沢背斜部では、札幌市佐藤倉吉が明治23年栗沢村久樽(現栗沢町)に3坑、(ロ)インターナショナル石油会社が明治34年栗沢村に2坑(加茂川および現栗沢市街東方各1)、(ハ)同35年加茂川に1坑(軽便綱掘)、(ニ)同年加茂川に手掘井2坑、(ホ)宝田石油会社が大正6～7年加茂川に1坑(綱掘：深度512.12m、) (ハ)日本石油会社が昭和11～12年栗丘の沢に1坑(ロータリー式：深度1,172.5m)などがある。このほか、(ト)栗沢丘陵と馬追山地の間の平野部(夕張川流域の沖積層分布地域)に、帝国石油株式会社が昭和14～16年に3坑(南部から長沼R₁…深度964.7m、R₂…1,364.5m、R₃…1,049.5

m) 掘っている。

これらの試掘では、いずれも油気あるいは瓦斯の徴候を多数認めているが、何れも不成功に終わっている。ただ、佐藤倉吉が行なった栗沢村久禰の1坑では、深度38.2mで油層に達し、当時日産0.18軒を出油し、暫く採油した記録がある。

なお、栗沢背斜部の栗丘の沢の試錐柱状図によると、深度1,172.5mまでほとんど黒色の泥岩で占められている。現在まで時代を決定しうる古生物学的資料はないが、周囲の層序から滝の上層と推察される。

. 2. 3 古第三紀層中の油徴

一方、古第三系の石狩層群中からも油徴が従来知られている。例えば(イ)万字第4試錐(昭和23年)中の若鍋層上部の砂岩岩芯中に微量の滲油、(ロ)夕張二砒四区の十尺層上位の砂岩中に黒色タール状の汚染、(ハ)同砒一区の幌加別層中の坑壁からも点滴して約1ヵ月続いたと言われ(昭和32年)、(ニ)又同区の十尺層と八尺層間の砂岩から少量の滲油を見(昭和32年)、(ホ)同三砒の橋立砒の幌加別上部にもタール様の汚染を見(昭和27年)、(ヘ)鹿ノ谷3号試錐の夕張層第6垂層の上層炭の上のコアに滲油(昭和34年)あり、(ト)南の平和砒の一区坑内では夕張層の第1垂層に属する十尺層下部の砂岩中に石油が滲出し、190ccほど採取した記録(昭和32年)がある。いずれも陸成層とされている地層中のものであるが、その起源が層それ自体あるいは近くの石狩層群中に母層が介在し、それより齎されたものか、あるいは下部に横たわる白堊紀層から由来したものであるか、まだ決定的でない。

. 2. 4 炭田ガス

上記の各炭砒の記述に当り少し触れたが、近年、夾炭層のメタンガスを、(1)掘進に先立ちボーリングによって排除し、また(2)坑道あるいは切羽より夾炭層中にボーリングを行ないガスを吸い出し、あるいは(3)採炭払い跡を密閉し、パイプでガスを誘導し、あるいは(4)表地よりボーリングを行ってガスを採取するなど、稼行上厄介物扱いされたメタンガスを積極的に採取して、坑内の安全度を高めると同時に、これをパイプで引いて、自家発電に、あるいは暖厨房用に利用するようになって来た。

これらのメタンガスは主として夾炭層内に胚胎し、炭層中の吸着性ガスや炭層中の孔隙、地層中の空隙に含まれる遊離ガスなどがある。同斜層中の夾炭層にもあるが、大量のガスは背斜の頂部や断層による閉塞部に多く、帽岩に緻密な泥岩を頂く場合に特に多い。また、夾炭層中では夕張層が最も多い。

^{21, 39, 66, 105)}

本図幅内でも平和背斜においては、古く1920年に、平和背斜の一試錐(温泉ボーリン

グ)において深度240m, 登川層中から4,000m³/日のガス噴出を見, これを1927年から1934年まで清水沢に引いて火力発電所の助燃用に用いたことがある。これは温泉断層にトラップされたもので, 約9,400カロリーあり, 本邦における炭田ガス利用の嚆矢とされて居り, また1923年, 夕張一砒最上坑でも採取されたことがある。近年では夕張の一砒, 二砒及び三砒(現新夕張砒)を始めとし, 平和砒においても, その後一時中絶していたが, 近年引き続き採取し, いずれもその大部を集めて清水沢発電所に送っており, 一部を自砒業所内に配給して, ボイラーあるいは暖厨房用に利用している。これらは濃度38~63%のもので, その利用率は全ガス抜量の95%を越え, 高い。

今, 39年3月における各砒のガスの毎分産出状況を見ると, 次の如くである。

砒名	ブロー誘導			総排気中			ガス抜率 %
	粗ガス量 m ³ /分	濃度 %	純ガス量* m ³ /分	ガス含有 m ³ /分	ガス量* m ³ /分	計 m ³ /分	
夕張1,2砒	185.6	46.8	86.9	0.67	70.7	157.6	55.1
新夕張砒	0	0	0	0.20	2.1	2.1	0
平和砒	129.8	61.1	79.3	0.62	41.7	121.0	65.5

* 純メタン換算

また, 38年3月におけるガス抜量の一例を見ると, 次の如くである。

砒名	個所	濃度 (%)	生産量* m ³ /月	利用率 (%)	用途
夕張	一砒丁未砒	49	502,398	99	自家発電助燃用
	二砒奥部排気堅坑	42	2,618,600		自家用暖厨房用
平和	一区人道斜坑	66	898,689	96	同上
	二区排気堅坑	67	2,122,194		

* メタン100%換算

次に近年の年間生産量を見ると次の通りである。

年度・砒名	生産量*	濃度	空中放出量 m ³	消費量 m ³	消費量内訳 (m ³)		
					自家発電用	暖厨房用	その他
36 { 夕張 平和	35,390,947	41~47	4,776,257	30,614,688	1,686,440	12,187,972	—
	24,402,057	50~62	176,582	24,225,475	18,002,573	4,932,471	1,290,431
37 { 夕張 平和	35,630,865	38~45	2,609,229	34,021,626	21,238,955	11,832,171	—
	37,364,430	57~70	2,867,098	34,497,339	27,402,231	5,523,853	1,571,249

* メタン100%換算 * 夕張化成工業所向け

2 鉱 泉

区域内には鉱泉は極めて少ない。僅かに(1)白堊紀層から少量湧いているもの、および(2)新第三紀層の川端層から湧出しているもの、などがあるが、後者では小規模な鉱泉宿も営まれている。また(3)試錐や坑導掘進によって古第三紀層中から一時的に温泉の湧出した例も知られている。

3.1 白堊紀層に関するもの

本地域に限らず、北海道の白堊紀層中にはよく、割目などから白い沈澱物を僅かに伴って鉱泉が湧いている。量も極めて僅か、かすかに硫化水素臭のする炭酸冷泉が多い。図幅内で10数地点に同様なものが認められ、例えば三笠層中からは、万字ドームの三ノ沢やボンネベツなどに知られ、また上部蝦夷層群中の所々に断層や割目からの湧出がある。

3.2 石狩層群に関するもの

平和背斜において行った古い試錐では一時、夕張層中から温度38°Cに達する温泉が湧いたことがあり、入湯の設備の設けられたこともあったが、今は既にその跡がない。夕張二鉱でも夕張層掘進中に一時温泉の湧出を見たことがある。

3.3 川端層に関するもの

域内の(1)栗山町字日の出、(2)栗沢町字宮村および(3)湯ノ沢に鉱泉が湧出している。これらは、いずれも川端層の礫岩、砂岩あるいは砂岩泥岩互層中から湧出しているもので、硫黄泉に属する。

これらのうち鉱泉として利用されているものは次の通りである。

(イ)吉兆園は夕張郡栗山町字日の出にあり、湧出口は同地域、水質は(採水年月日：昭和25年9月27日)はやや混濁していて、混濁度3度、硫化水素臭があり、湧水量は毎時30l、反応は微弱アルカリ性、pH7.0~7.1である。(北海道炭鉱汽船KK夕張炭鉱病院分析による)

(ロ)季楽園は岩見沢市上志文にあり、湧出口は空知郡栗沢町字宮村、水質は(採水年月日：昭和34年2月23日)は無水透明、硫化水素臭あり、湧水量は毎分20l、水温13°C、反応は水素イオン濃度pH8.4(比色法による)、比重1,000(1.5°C)(北海道立衛生研究所分析による)である。

(ハ)酔月荘は空知郡栗沢町字湯の沢にあり、湧出口は同地点で水質は(ロ)と同様である。

4 石 材

本図幅内には特に良好な石材として見るべきものは無い。これは火成岩が極めて少なく、かつ立地の悪いこと、古期岩層が無く、白堊紀層中にも著しく堅硬なものが少ないこ

と、新古の第三紀層中には一そう堅固な岩石が少ないことによる。しかし、(1)散点する玄武岩と安山岩の一部、(2)白堊紀層の砂岩の一部、(3)古第三紀層及び新第三紀中の砂岩の一部は、作業に便利な地点で地方的に道路用などに採取されている。また、(4)砂利も、古期岩層から発する河川が夕張川などのみで、多くの河川流域が新しい地層なため、堅硬良質なものを産しない。

4.1 白堊紀層中の砂岩

区域の東部夕張市街に注ぐボンポロカベツ川の水源地南方で、三笠層中の砂岩が、この地方の土建用土石として小規模に採取されている。質は脆く、良質とは言えないが、近接地にこれに代るものが無いので、適時需要がある。この種の岩石の連続はかなりあるが、搬出の便の悪い所が多いので稼行にいたらない。

4.2 古第三紀層中の砂岩

古第三紀層の中、幾春別層や夕張層の砂岩の一部には、かなり堅硬なものがあり、図幅内の所々で随時随所で一時的に採取されているが、近年では、特に採掘場として見るべきものはない。

4.3 新第三紀層中の砂岩

栗沢町字滝の上で、下述の安山岩採石地の南西1.5kmの幌向川南岸、橋南ぎわの新第三系滝の上層下部の砂岩層が標式的に露出する地点で、砂岩層中の主体をなす緑色砂岩を採取している。この砂岩は塊状、均質で、河川護岸石材、建築用石材などとして利用されている。当地点は主幹線道路に面していて、搬出が容易であり、また、砂岩層の分布も南部方向へ1.5kmも続いているので、その埋蔵量は大きいと見込まれる。

4.4 安山岩質玄武岩

岩見沢市奈良町幌向川北岸で、幌内層を貫ぬく安山岩質玄武岩が採掘されている。本玄武岩は緻密堅硬で、路床敷石、コンクリート骨材に最適である。現地までトラック道路が通じており、採石現場から地並までの比高はかなりあって、採石から砕石までの一連の施設があり、きわめて好条件である。埋蔵量については国府谷・松井⁵¹⁾によって100万³と概算されている。他に図幅内には、この種の岩石の小岩体が所々に散布しているが、その大きさ、地並上の高さの少ないこと、風化帯が厚いこと、不便な所が多いことなどで、採取に到らない。

4.5 沖積層の砂礫

南角田附近において夕張川の川砂利が採取され、道路の敷石として利用されて居り、外

でも、図幅内の諸河川で随事採取している。

5 粘 土

図幅内には中央部から西にかけて(1)第四紀層が拡がり、その中に粘土層が介在していて、立地条件のよい所では採掘されている。一方、(2)古第三紀層の含炭層に伴って所々に耐火粘土層が介在しているが、これは厚さも薄く、耐火度も高くないので、稼行に到らない。

(1) 茂世丑層の煉瓦粘土

栗山町字湯地および栗沢町字栗沢において、小規模ながら煉瓦用粘土が採取されている。これらの粘土は茂世丑層上部の青灰色～灰色を呈する凝灰質粘土層あるいは粘土を含む凝灰質粗泥層である。煉瓦工場は栗山および栗沢にそれぞれ1カ所あり、煉瓦のほか農業用土管(排水用)などが造られている。なお、煉瓦製造の混成原料として、上述の粘土のほか、新第三系清真布層中の凝灰質砂岩も利用されている。これは清真布層下部の最も貝化石を産出する部分の凝灰質細粒砂岩で、栗沢町内の鈴木沢および清真布川(最上)の2カ所で採取されている。

これら粘土および砂岩の量は、両者ともその分布が広く、かなり著大なものと見なし得る。

(2) 角田炭砒の耐火粘土

これは角田炭砒における登川層中の角田本層の上下盤に伴う、乳白色ときに淡紅色を帯びた粘土岩で、よくその色調から“Milky shale”と呼ばれたものである。層理無く、均質緻密で、中に菊花状～球顆状の菱鉄鉱小粒を散点して居り、下盤のものは中に植物の根毛をも散含し、典型的な下盤粘土と言える。厚さは40cm内外を常とする。一方、上盤のものは、本層より1m内外の上位にある尺炭(厚さ0.4m)と呼ばれる炭層との合盤アイバンをなすもので、やはり根毛を散含し、むしろ尺炭の下盤粘土と見なされる。厚さは最大1.50m稀に部分的に4mに及ぶが、30cm内外の所が多い。鉄分のやや多いせいもあり、耐火度はSK30(最高もので34°)で、特に高いとは言えないし、厚さも薄いので、まだ稼行に到らない。これを利用した試作品もあまり好結果でなかったと言う。同様な性状の粘土層はより薄い^が、万字炭砒にも見られ、また登川層基底には“青磁”と仇名された、帯淡青灰色白色～堅硬緻密な細泥岩があるが、耐火度はSK30に達しない。

文 献

- 1) 吾妻 穰 (1961): 由仁平野と馬追丘陵の地下構造 (その1, 2). 石油技術会誌, 26巻, 4, 7号.
- 2) ASANO, K. (1952): Paleogene Foraminifera from the Ishikari and Kushiro Coal-field, Hokkaido. Short Paper, IGPS., No.4.
- 3) 浅野 清 (1954): 古石狩海における有孔虫群の変遷. 地質学雑誌, 60巻, 701号.
- 4) 浅野 清 (1955): 石狩炭田と釧路炭田の対比. 新生代の研究, 21号.
- 5) 浅野 清・岩本寿一 (1957): 岩見沢美流渡西部の幌内有孔虫群. 有孔虫, 8号.
- 6) 浅野 清 (1958): 石狩炭田の幌内層 (予報). 有孔虫, 9号.
- 7) ASANO, K. (1958): Some Paleogene smaller Foraminifera from Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser., 29.
- 8) 浅野 清 (1962・A): 日本の古第三系と新第三系との境界. 化石, 4号.
- 9) 浅野 清 (1962・B): 有孔虫化石群からみた日本の古第三系. 東北大学理学部地質古生物学教室邦文報告, 57号.
- 10) 別所文吉 (1961): 地下深処における岩層の配列を推理する可能性の限界 - 夕張炭田の場合. 地学雑誌, 70巻, 6号.
- 11) 別所文吉 (1962): 石狩平原下の石油, 石炭 - 地下深処における岩層の配列を推理する可能性の限界 (続編). 地学雑誌, 71巻, 1号.
- 12) 千谷好之助 (1930): 本邦油田第三紀層の分類と其名称とに就いて (摘要). 地質学雑誌, 37巻, 441号.
- 13) 遠藤誠道 (1933): 新生代の化石植物. 岩波講座.
- 14) 藤岡一男 (1941): 石狩炭田紅葉山附近の所謂中間層に就いて. 矢部教授還暦記念論文集, 2巻.
- 15) 藤岡一男・小林政雄 (1961): 石狩炭田夕張地区清水沢炭砒に於ける夕張層の植物化石の産状. 鉱山地質, 11巻, 45~46号.
- 16) 舟橋三男 (1950): 雨竜空知地方の玄武岩. 新生代の研究. 5号.
- 17) Geological Survey of the Hokkaido Colliery and Steamship Co., Ltd. (1956): Geology of the Ishikari Coalfield, Hokkaido.
- 18) 原田方人・松本達郎 (1961): 夕張市鳩の巢山地区の白堊系. 地質学雑誌, 67巻, 790号.
- 19) 橋本 亘・下河原寿男・菅野三郎・手島 淳・大原 隆 (1963): 紅葉山層に関する諸問題. 化石, 5号.
- 20) 秦 光男・松野久也 (1961): 夕張炭田西縁の新第三系. 地質調査所北海道支所

講演要旨録，13号．

- 21) 久末 寛 (1955) : 平和第二炭砒のガス抜き．炭砒技術，10巻，11号．
- 22) HAYASAKA, I. and S. UOZUMI, (1954) : Molluscan Fauna of the so-called "Momijiyama Transitional Formation". Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser.4, Vol.8, No.4.
- 23) 北海道開発庁 (1962) : 石狩炭田南部地区 (夕張区, 大夕張区, 真谷地区, 穂別区) 炭質, 炭量調査．北海道鉱工業開発計画調査・石炭化学工業開発基本調査報告書．
- 24) 北海道開発庁 (1962) : 石狩炭田中部地区 (幾春別区, 幌向区) 炭質, 炭量調査．北海道鉱工業開発計画調査・石炭化学工業開発基本調査報告書．
- 25) 北海道通商産業局石炭部 (1953) : 北海道の石炭鉱業．
- 26) 北海道炭砒技術会地質部会 (1952) : 幌内層に関する諸問題 (討論)．石炭地質研究, 第4集A, 北海道炭砒技術会地質部会．
- 27) IJIMA, A. (1959) : On Relationship between the Provenances and the Depositional Basins, considered from the Heavy Mineral Associations of the Upper Cretaceous and Tertiary Formations in Central and Southeastern Hokkaido, Japan. Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo Ser2, Vol.11, Pt.4.
- 28) IJIMA, A. (1964) : The Chromian Distribution in the Paleogene Deposits of Hokkaido and its Bearing on Ultrabasic Rock Belts. Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol.35, No.1.
- 29) 飯塚保五郎 (1938) : 北海道空知油田 (大日本帝国油田第41区) 地形及地質図並説明書．地質調査所．
- 30) 池上茂雄 (1958) : 石狩炭田幌加別層中に産するリョウテツ鉱質鉄質岩に就いて (予報), 鉱物学雑誌, 3巻, 6号．
- 31) 池上茂雄 (1963・A) : 北海道の炭田地域におけるリョウテツ鉄質岩石の研究 () . 北海道学芸大学紀要 (第2部B), 13巻, 2号．
- 32) 池上茂雄 (1963・B) : 北海道の炭田地域におけるリョウテツ鉱質岩石の研究 () . 北海道学芸大学紀要 (第2部B), 14巻, 1号．
- 33) 今井半次郎 (1921) : 石狩炭田に於ける幌内層と夾炭層との関係に就いて．東北大学邦文報告, 1号．
- 34) 今井半次郎 (1924) : 石狩炭田に於ける白堊紀層と夾炭第三紀層 (石狩統) との層位的関係．地質学雑誌, 31巻, 364号．
- 35) 今井半次郎 (1924~1925) : 石狩炭田に於ける夾炭第三紀層 (石狩統) の層位地質学的研究．地学雑誌, 36~37巻, 421~431号．
- 36) IMAI, H. (1926) : Geology of the Ishikari Coalfield, Hokkaido with Special Reference to an Overthrust Rock Sheet. 3rd Panpacific Congr., Guide

Book., Tokyo.

- 37) 今井半次郎 (1927) : 田代修一学士の「夕張空知両炭田の対比論」を読み私見を述ぶ。北海道石炭鉱業会会報157号。
- 38) 今井半次郎 (1933) : 幌内層および川端層に関する最近の研究について。北海道石炭鉱業会会報, 226号。
- 39) 上島 宏 (1955) : 北海道石狩炭田夕張地区石炭層ガス予察報告。地質調査所月報, 16巻, 8号。
- 40) KANEHARA, K. (1955) : On some Tertiary Fossil Shells from Hokkaido (Yesso). Jap. Jour. Geol. & Geogr., Vol.10, No.1.
- 41) 菅野三郎・貫手屋仁 (1962) : 北海道岩見沢市朝日炭砒付近の地質 (演旨)。地質学雑誌, 68巻, 802号。
- 42) 菅野 三郎・小川 久 (1962・A) : 北海道中央部における中新~漸新両統の境界について。化石, 4号。
- 43) 菅野 三郎・小川 久 (1962・B) : 北海道紅葉山 - 滝ノ上付近の地質と化石軟体動物群について (演旨)。地質学雑誌, 68巻, 802号。
- 44) 菅野 三郎・小川 久 (1963) : 北海道夕張市紅葉山 - 滝の上付近の第三系。地質学雑誌, 69巻, 813号。
- 45) KANNO, S and H. OGAWA (1964) : Molluscan Fauna from the Momijiyama and Takinoue Districts, Hokkaido, Japan. Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Ser. C, Vol.8, No.81.
- 46) 経済安定本部資源調査会・資源庁・工業技術院地質調査所 (1951) : 日本の燃料地下資源。商工会館出版部。
- 47) 小林 勇・垣見俊弘・植村 武・秦 光男 (1957) : 5万分の1地質図幅「滝川」および同説明書。北海道開発庁。
- 48) 小林政雄 (1955) : 夕張層の化石植物群の調査とその分層への応用。炭砒技術, 10巻, 1号。
- 49) KOBAYASHI, T. (1957) : On an *Aturia* from the Poronai Shale in Hokkaido, Trans. Proc. Pal. Soc. Jap., No.1.
- 50) 工業技術院地質調査所 (1960) : 主として燃料になる鉱石 - 石炭 - 。日本鉱産誌, BV - a.
- 51) 国府谷盛明・松井公平 (1961) : 栗沢町宇美流渡石材。地下資源調査所報告, 25号, 北海道立地下資源調査所。
- 52) 松井 愈 (1949) : 石狩炭田南部の第三紀層 - 特に川端層について (演旨)。地質学雑誌, 55巻, 648 - 649号。
- 53) 松井 愈 (1950) : 紅葉山層について。新生代の研究, 4号。
- 54) 松井 愈・高橋 進 (1951) : 紅葉山階ならびに滝ノ上階の火山岩活動の特性。

新生代の研究，9号．

- 55) MATSUMOTO, T. (1942~1943): Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy of Japan. Part 1, 2 and 3, Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ., Ser. D, Vol.1, No.3 & Vol.2, No.1.
- 56) MATSUMOTO, T. (Editor)(1954): The Cretaceous System in the Japanese Island (Compiled by the Cretaceous Research Committee). The Japan Society for the Promotion of Science.
- 57) MATSUMOTO, T. (1959): Zonation of the Upper Cretaceous in Japan. Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Vol.9, No.2,
- 58) 松野久也・秦 光男 (1956): 追分層から *Cyclammina japonica* ASANO の産出について．北海道地質要報，31号．
- 59) 松野久也・石田正夫 (1960): 5万分の1地質図幅「早来」および同説明書．北海道開発庁．
- 60) 松野久也・秦 光男 (1960): 5万分の1地質図幅「追分」および同説明書，北海道開発庁．
- 61) 松野久也・田中啓策・水野篤行・石田正夫 (1964): 5万分の1地質図幅「岩見沢」および同説明書，北海道開発庁．
- 62) MERRIAM, C. G & C. L. ROGERS (1947): Ishikari Coalfield, Hokkaido. G. H. Q. Natural Resources Section. Report No.99.
- 63) 湊 正雄 (1950): 石狩統，若鍋層の相について．新生代の研究，6号．
- 64) 湊 正雄・魚住 悟 (1957): ふたたび若鍋層の相について (古生態の研究，2)．北海道地質要報，34号．
- 65) 水野篤行 (1962): 古第三紀～新第三紀初期貝類群の時代的変遷からみた境界問題．化石，4号．
- 66) 本島公司・牧野登喜男・枚 真一 (1959): 北海道石狩炭田夕張地区炭田ガス予察報告．地質調査所月報，10巻，2号．
- 67) 村田 析 (1923・A): 栗山地方の地質．北海道石炭鉱業会会報，111号．
- 68) 村田 析 (1923・B): 栗山地方の地質．地質学雑誌，30巻，359号．
- 69) 村田 析 (1924): 幌内層の研究．北海道石炭鉱業会会報，113号．
- 70) 村田 析 (1927): 追分地方火山灰堆積の状態．北海道石炭鉱業会会報，156号．
- 71) 村田 析 (1930): 幌内層の研究に就いて，第2報．北海道石炭鉱業会会報，195号．
- 72) 村田 析 (1933): 幌内層の研究より得たる北海道中央山脈西部に沿う新第三紀層論 (上・下)．北海道石炭鉱業会会報，222~223号．
- 73) 長尾捨一・小山内照・酒匂純俊 (1954): 5万分の1地質図幅「大夕張」および同説明書．北海道開発庁．

- 74) 長尾捨一・小山内熙・石山昭三 (1954) : 5万分の1地質図幅「恵庭」および同説明書。北海道開発庁。
- 75) 長尾 巧 (1933・A) : 古第三紀。(岩波講座), 岩波書店。
- 76) 長尾 巧 (1941) : 札幌 - 苫小牧低地帯 (石狩低地帯)。矢部教授還暦記念論文集, 2巻。
- 77) NAGAO, T. (1942) : Two Tertiary and Cretaceous Crustacea from Hokkaido, Japan. Jour. Fac. Sci. Tohoku Imp. Univ., Ser.4, Vol.2, No.1.
- 78) 日本地質学会地層名辞典刊行委員会 (1954) : 日本新生界の部 (A - I)。東京大学出版会。
- 79) 日本地質学会地層名辞典刊行委員会 (1955) : 日本新生界の部 (K - N)。東京大学出版会。
- 80) 日本地質学会地層名辞典刊行委員会 (1959) : 日本新生界の部 (O - S)。東京大学出版会。
- 81) 日本地質学会地層名辞典刊行委員会 (1962) : 日本新生界の部 (T - Z)。東京大学出版会。
- 82) 大井上義近 (1907) : 夕張郡地質調査報文。札幌鉱山監督署。
- 83) 大石三郎・藤岡一男 (1943) : 所謂北極地中新世植物群に就いて。植物分類地理, 13巻, 1号。
- 84) 大西 弘・小倉乙郎・井上正昭 (1963) : 幌内層の生物層序学的研究 (とくに大夕張地域の幌内層の分帯について)。鉱山地質, 13巻, 62号。
- 85) 大立目謙一郎・福島時雄 (1939) : 石狩統各層の岩石に就いて。地質学雑誌, 46巻, 549号。
- 86) 大立目謙一郎 (1950) : 夕張炭田夕張地方の地質構造, 特に其の堆し被せ構造に就いて。北海道地下資源資料, 4号。
- 87) OYAMA, K., A. MIZUNO, & T. SAKAMOTO (1960) : Illustrated Handbook of Japanese Paleogene Molluscs. Geol. Survey of Japan.
- 88) 斎藤林次 (1952.A) : 炭層の堆積状況に関する研究。炭鉱技術, 7巻, 2号。
- 89) 斎藤林次 (1952.B) : 石狩統の堆積環境について。炭鉱技術, 7巻, 7号。
- 90) 斎藤林次 (1953) : 赤平附近登川層基底の堆積環境について。鉱山地質, 3巻, 10号。
- 91) 斎藤林次 (1955) : 幌内層に関する一考察 (1, 2)。北海道地質要報, 28, 29号。
- 92) 斎藤林次 (1956) : 本邦古第三紀層の諸問題。鈴木醇教授還暦記念論文集。
- 93) SAITO, R. (1958) : Poronai Group, the Paleogene Formation of Hokkaido. Kumamoto Jour. Sci. Ser. B, Sec.1, Geol., Vol.3, No.1.
- 94) 坂倉勝彦 (1954) : 石狩炭田の造構造史について (1, 2)。鉱山地質, 4巻, 14号。
- 95) 佐々保雄 (1954) : 地層と炭層 (演旨)。地質学雑誌, 60巻, 706号。

- 96) 佐々保雄 (1956・A) : 北海道古第三系に関する諸問題 . 有孔虫 , 6号 .
- 97) 佐々保雄 (1956・B) : 日本における白堊系・第三系境界問題 (討論) . 有孔虫 , 6号 .
- 98) SATO, S. (1963) : Palynological Study on Miocene Sediments of Hokkaido, Japan. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Vol.12, No.1,
- 99) 柴岡道夫 (1957) : 炭層及びCyclothemの生成 . 北海道鉱業会誌 , 3巻 , 1号 .
- 100) 柴岡道夫 (1963・A) : 石狩炭田中部の地質に関する2, 3の考察 . 鉱山地質 , 13巻 , 60号 .
- 101) 柴岡道夫 (1963・B) : 石狩炭田夕張地区における地質と炭質との関係 . 燃料協会誌 , 43巻 , 446号 .
- 102) 下河原寿男・手島 淳 (1950) : 夕張炭田の幌内層と若鍋層第三頁岩帯について . 炭砒技術 , 5巻 , 9号 .
- 103) 下河原寿男 (1953) : 夕張炭田・石狩統・岩鍋層下の亜不整合 (Diastem) . 北海道地質要報 , 22号 .
- 104) 下河原寿男 (1954) : 玄能石によって解る幌内層構造の一例 . 炭砒技術 , 9巻 , 5号 .
- 105) 下河原寿男 (1956) : 夕張炭田のガス地質 . 鈴木醇教授還暦記念論文集 .
- 106) 下河原寿男 (1960) : 被硬殻褶曲について . 炭砒技術 , 15巻 , 7号 .
- 107) 下河原寿男・手島 淳・本田仁麿・岩堀正二郎 (1961・A) : 空知炭田芦別地区の幌内層と夕張炭田の幌内層との対比 . 鉱山地質 , 11巻 , 48号 .
- 108) 下河原寿男 (1961・B) : 後幌内地変について . 北海道鉱業会誌 , 17巻 , 4号 .
- 109) 下河原寿男 (1961・C) : いわゆる熊の沢断層 (夕張断層と新称) について . 新生代の研究 , 32号 .
- 110) 下河原寿男 (1961・D) : 夕張炭田の若鍋層に関する覚書 - とくに小型イタヤガイ科化石 (*Pallilnm* sp.) の産出層準について - . 炭砒技術 , 16巻 , 3号 .
- 111) 下河原寿男・手島 淳 (1961・E) : 紅葉山層の層位学的位置 . 地質学雑誌 , 67巻 , 786号 .
- 112) 下河原寿男 (1963) : 夕張炭田の形成とその地質構造の発展 . 石炭地質研究 , 5巻 , 北海道炭砒技術会地質部会 .
- 113) 田上政敏 (1932) : 北海道の海岸地形について (4) . 地理教育 , 14巻 .
- 114) 田上政敏 (1934) : 幌内層の深度に関する化学的研究 . 北海道石炭鉱業会会報 , 235号 .
- 115) 田上政敏 (1935) : 留萌雨竜および石狩炭田における幌内層位 . 北海道石炭鉱業会会報 , 244号 .
- 116) TAGAMI, M. (1941) : On the Poronai Series of Hokkaido, especially its stratigraphical Position. 矢部教授還暦記念論文集 .

- 117) TAKAI, F., et al, (1963): Geology of Japan. Univ. of Tokyo Press.
- 118) 高尾彰平 (1952): 石狩炭田 (特に夕張炭田) における幌内層の層序と地質構造に関する研究. 石炭地質研究, 2集, 北海道炭硯技術会地質部会.
- 119) 竹田秀蔵・橋本 互 (1949): 北海道白堊系の時代区分および地史の新解釈. 石油技術協会誌, 14巻, 4号.
- 120) TAKEDA, H. (1953): The Poronai Formation (Oligocene Tertiary) of Hokkaido and South Sakhalin and its Fossil Fauna. 石炭地質研究, 3集, 北海道炭硯技術会地質部会.
- 121) 棚井敏雅 (1955): 本邦炭田産の第三紀化石植物図説, .初期および中期中新世植物群. 地質調査所報告, 163号.
- 122) TANAI, T. (1961): Neogene Floral Change in Japan. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser.4, Vol.11, No.2.
- 123) 棚井敏雅 (1963): 北海道における新第三紀植物群の変遷. 化石, 5号.
- 124) TANAKA, K. (1963): A Study on the Cretaceous Sedimentation in Hokkaido, Japan. Geol. Survey of Japan, Reports No.197.
- 125) 田代修一 (1927): 夕張, 空知両炭田の対比. 北海道石炭鉱業会会報, 155号.
- 126) 田代修一 (1951): 石狩炭田の地質構造に関する一考察. 石炭地質研究, 1集, 北海道炭硯技術会地質部会.
- 127) 田代修一 (1952): 炭層の堆積と沈積輪廻. 地質学雑誌, 58巻, 686号.
- 128) 手島 淳 (1954): 夕張炭田平和附近における夕張層内の堆積小輪廻について. 地質学雑誌, 60巻, 709号.
- 129) 手島 淳 (1955): 幌内層の研究 (その1) - 特に幌内層中の大型化石の量的扱いによる分帯について. 地質学雑誌, 61巻, 713号.
- 130) 手島 淳 (1958): 幌内層の研究 (その2) 夕張炭田中部の幌内層 - 幌内層化石の東西方向の性状, および東方同層欠除部の推定 - . 地質学雑誌, 64巻, 748号.
- 131) 手島 淳 (1959): 石狩炭田における生物層序学的調査の例. 日本鉱業会誌, 75巻, 855号.
- 132) 手島 淳 (1961): 化石組成に見られる幌内層の堆積輪廻. 北海道地質要報, 40号.
- 133) 手島 淳 (1962): 夕張炭田における新・古第3系の境界 - とくに幌内層の分帯から - . 化石, 4号.
- 134) 内尾高保 (1961): 北海道古第三系の有孔虫層序 (演旨). 地質学雑誌, 67巻, 790号.
- 135) 内尾高保 (1962): 有孔虫化石からみた北海道の古第三系と新第三系の境界問題. 化石, 4号.
- 136) 内尾高保 (1963): 北海道岩見沢市朝日炭硯付近の第三系有孔虫層序 (演旨). 地

質学雑誌, 69巻, 814号 .

- 137) 上田定次郎 (1958) : 北海道宗谷日高堆積盆地の微小古生物学的研究 (その6) .
石油技術協会誌, 23巻, 5号 .
- 138) 上田定次郎・岩本寿一 (1959) : 馬追山丘陵東側の堆積岩の地質時代 . 新生代の
研究, 29号 .
- 139) UJIE, H. & H. WATANABE (1960) : The Poronai Foraminifera of the Nor-
thern Ishikari Coal-field, Hokkaido. Sci. Rep. Tokyo Univ. Educ., Sec.
C, No.63 .
- 140) 魚住 悟・藤江 力 (1958) : 北海道第三紀の地層対比 - 新第三紀対比試案につ
いて - . 新生代の研究, 26号 .
- 141) 渡辺久吉 (1932) : 新第三系 (新生統) . 日本地質鉱産誌地質調査所 .
- 142) YABE, H. (1951・A) : Stratigraphical Relation of the Poronai and Ishikari
Groups in the Ishikari Coalfield, Hokkaido. Proc. Jap. Acad., Vol.27,
No.9 .
- 143) YABE, H (1951・B) : Major Geological Structure of the Ishikari Coalfield,
Hokkaido. Proc. Japan, Acad., Vol.27. No.10 .
- 144) YABE, H. (1955・A) : The Second Discovery of Graphularia-like Bodies
from the Tertiary of Japan. Proc. Jap. Acad., Vol.31, No.5.
- 145) 矢部長克 (1955・B) : 5万分1北海道地質図幅札幌24号「大夕張」(昭和29年
刊)の読図 . 北海道地質要報, 28号 .
- 146) YABE, H (1955) : Post-Poronai and Pre-Kawabata Crustal Deformation in
the Ishikari Coalfield. Proc. Jap. Acad., Vol.31, No.6 .
- 147) 八木次男 (1929) : 幌内頁岩の化学成分 . 岩石磁物磁床学会会誌, 2巻, 2号 .
- 148) YOKOYAMA, M. (1890) : Versteinerungen aus der Japanisches Kreide.
Palaeontographica, Bd.36 .
- 149) 北海道鉱業振興委員会 (1955) : 北海道石油鉱業の現況と将来
- 150) 北海道炭磁技術会ガス技研究委員会 (1960) : ガス技研究報告, 第3号 .
- 151) 石倉 新・矢野貞三 (1935) : 幾春別炭田に於ける石炭層の研究 . 北海道石炭鉱
業会会報, 250号
- 152) MATUMOTO, T. and M. HARADA (1964) : Cretaceous stratigraphy of the
Yubari dome, Hokkaido. Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. Ser. D. Geology,
Vol.15, No.1 .
- 153) 下河原寿男 (1958) : 夕張炭田, 地質見学案内書, 北大理学部地質学鉱物学教室刊

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN
Scale 1:50,000

YŪBARI
(Sapporo - 23)

By
Yasuo SASA, Keisaku TANAKA and Mitsuo HATA

—— Abstract ——

This geological sheet map "Yūbari" covers the area between 141° 45' and 142° 00' East longitude and 42° 00' and 42° 10' North latitude, located almost in the center of Hokkaidō, the northernmost island of Japan. It is in the heart of the Ishikari coalfield, the most productive coalfield in Japan, and is occupied by the young sedimentary rocks ranging from upper Cretaceous, older and younger Tertiary through Quaternary, with a very few small dykes of andesite and basalt. The stratigraphical sequence of the area is shown briefly in the following table.

Topography

The area is divided topographically into three zones, namely from east to west, 1) the Yūbari Mountainland, 2) the Kakuta Hills and Basin and 3) the Umaoi Hills (Fig.1). The first zone is a maturely dissected flat-topped mountainland of 500~600 meters in height and it reminds us the upheaved peneplain. It is occupied mostly by the upper Cretaceous and older Tertiary rocks which show folding, broad or intense, and are cut by numerous faults, big and small. The second zone is a maturely eroded low hilly land of 300~400 meters in height

GEOLOGICAL COLUMN OF THE YŪBARI SHEET

Age	Formation	Abbreviation	Range of Thickness in metres	Sedimentary facies			Lithology			Fossil		Volcanism	Diastrophic event		
				Marine	Brackish	Terrestrial	Conglomerate	Sandstone	Mudstone	Coal	Plant			Animal	
Quaternary	Holocene	Alluvial deposits	a			○						○I	C C+G C+G		
	Pleistocene	Terrace deposits	t			○						○I			
		Moseushi fn.	Ms			○						○I			
Neogene Tertiary	Pliocene	Kiyomappu fn.	Ks	200~270	○		○	○				○	○A	FD~Fr	
	Miocene	Oiwake formation	Oms	650~900	○		○	○	○			○	○I		
		Iwamizawa fn.	Im	170~300	○			○	○			○	●A&B		S E(Local)
		Kawabata formation	K ₁	750~3700	○			○	○	○		○	○A		S
		Takinoue formation	Tm	150~450	○			○	○			○	○A-I		S S E
	Asahi formation	Ac	400+			○	○	○	○	○		○A	S E		
	Paleogene Tertiary	Oligocene	Poronai formation	Px	600~1300	○							○		○A
Ishikari group			Ic	70~200			○	○	○	○	○	○	○A	E W	
Eocene		Wakkanabe fn.	Wsm	60~160	○				○	○			○	S	
		Yubari fn.	Yc	0~200		○	○	○	○	○	○	○	○A		
		Horokabetsu fn.	Hm	0~110			○			○			○		
		Noborikawa fn.	Nc	0~80			○	○	○	○	○	○	○	S	
Cretaceous	Coniacian												E W		
	Turonian	Upper Yezo group	U	80	○			○	○			○	○A-I	S	
	Cenomanian	Middle Yezo group	T	185~200	○			○	○	○		○	○A-I		
		Albian	Main part	M	330	○			○	○		○			
													S		

fn. ...Formation
 ○ ...Mainly or Abundant
 ○ ...Subordinate

○ ...Ash fall
 ● ...Intrusion
 A ...Acidic rocks
 I ...Intermediate rocks
 B ...Basic rocks

S ...Subsidence
 U ...Upheaval
 FD ...Folding
 Fr ...Faulting
 W ...Upwarping
 E ...Erosion

on the east and a depressed lowland which runs from north to south on the west. The exposed rocks in this zone are mostly of younger Tertiary in the former section and of Quaternary in the latter section. The third zone is a very low hilly land with 273 meters in its highest, ranging from north to south. Rocks in this zone are also of younger Tertiary and is intruded by an andesite dyke in its folded core.

Rivers which run in this area are Horomui-gawa on the north and Yūbari-gawa on the south and their tributaries, in which most of them show consequent stream and a few of them are subsequent. These two rivers spread wide alluvial plains on their sides and cut the Umaoi Hills antecedently until they flow into the Ishikari Plain.

Geologic Structure

From the standpoint of geologic structure, this area is made up of three parts, namely, from east to west, 1) the Yūbari folded zone, 2) the Kakuta synclinal zone and 3) the Umaoi anticlinal zone, almost showing concordancy with the zonation by topography (Fig.55).

The Yūbari zone is divided into four sections, namely from the north, the Horomui basin, Manji dome, Hatonosu dome and the Futamata folded zone. The first one is a basin mainly occupied by the Poronai formation with gentle undulation running from west to east and is flanked and underlain by the coal bearing Ishikari group. A large thrust fault cuts its east margin and the strata east of this Manji fault is fairly folded. The second one is a brachydome which is cored by the Cretaceous deposits with a nose on its northwest corner. It is surrounded by the Ishikari group on its north and east flanks with gentle dip while it is cut by a huge fault named the Yūbari fault on its west and south end where high dip or overturned beds are observed (Figs.56 and 67). It has a nose structure which stretch toward the southeast corner of the dome and a disturbed zone with numerous thrust or overthrust faults are seen on its eastern extension. The third one is also an east-west axis brachydome with a core of

Cretaceous beds and is flanked by the Ishikari group, in which it is gentle on its north and east limbs and steep or overturned on its west and south limbs (Figs. 56 and 57). The fourth one is mostly covered by the Poronai formation with many foldings and faultings running nearly from northwest to southeast. On its southeast portion, behind a thrust named Wakanabe fault, an anticlinal structure of Heiwa dome is observed with a core of the Ishikari group (Fig. 63).

The Moseushi synclinal zone consists of two belts. The eastern half of it is mainly occupied by wide exposures of the steeply dipped Kawabata formation. The western half of this part is represented by a narrow belts of the Iwamizawa and Oiwake formations on both limbs of a broad syncline with meridional trend while the Pleistocene and the Holocene deposits develop extensively in its bottom.

The Umaoi anticlinal zone is mainly built of the Kawabata formation as its core of the structure and bounded by formations of Iwamizawa and Oiwake. These beds dip steeply toward both limbs and are cut by longitudinal faults and also by oblique faults that separated and shifted this anticline into three portions. An andesite dyke is found in the core of the anticline on the southwest corner.

As a whole, in the time of Cretaceous and Paleogene Tertiary, the deposition of formations developed in this area took place almost under epeirogenic movement with intermittent slight disturbance. The Cretaceous beds of this area were laid down in the western marginal area of the Yezo geosyncline which run from north Sakhalin to central Hokkaido.

Paleogene sediments had filled the shallowed Ishikari basin, a descendant of the Yezo geosyncline and it is followed by the marine invasion of the Poronai Sea.

However, in the Neogene time, sedimentation which is mostly marine in origin was subjected to the influence of orogenic movement caused by the upheaval of the Hidaka zone, the backbone of Hokkaido. It was most active in the Kawabata time, middle Miocene, and fundamental structural features were finished at the close of Tertiary age.

Depositional areas, at least in this area, migrated to westward from east in each depositional epoch after occasional movements, and consequently, geologic structures are rather complicated on the east of the area because of repeated disturbance of the eastern upheaved zone.

Stratigraphy

Cretaceous Deposits

The Cretaceous deposits, overlain by the Ishikari group with a slight clinounconformity, crop out as the cores of the domes of Manji and Hatonosu. They are totally marine in origin and composed of an alternation of sandstone and mudstone. They are divided into the Middle Yezo group and the overlying Upper Yezo group lithologically and also by fossil content. No exposures of the Lower Yezo and Hakobuchi groups are found in this area, in which the former is the lowest division of the Cretaceous deposits in Hokkaido, lying beneath the Middle Yezo group and the latter is the uppermost division of them, eroded away by erosion with the upper half of the Upper Yezo Group represented by the unconformity at the bottom of the overlying Ishikari Group. The Cretaceous beds are represented by a near-shore facies within the Cretaceous basin (Yezo geosyncline) in the meridional zone of Hokkaido, and are very similar to those of the southernmost part of the Ikushumbetsu anticline in the northern neighbouring Iwamizawa district in thickness of the strata and also in rock-facies. They are deeply eroded away in the west than in the east, and moreover so in the southern Hatonosu dome than in the northern Manji dome before the deposition of the Ishikari group (Table 2).

The **Middle Yezo** group, its lower limit being not observed, with a thickness of a little more than 500m, is divided into the main part and the uppermost part called the Mikasa formation.

The **main part** of the group, about 300m thick, consists of mudstone, commonly shaly, with occasional intercalation of sandstone, accompa-

nied with frequent sandstone layers in its middle part. The sediments are occasionally stratified and laminated, and are poor in calcareous concretions and fossils such as ammonites and inocerami. It is to be correlated to the Upper Miyakoan stage (Albian) because of the occurrence of *Mortoniceras (Cantabrigites) imaii* and *M. (Deiradoceras) sp.* (Table 3).

The **Mikasa formation** is a neritic and partly littoral sediments of nearly 200m in thickness, consisting of greenish grey to bluish grey sandstone, occasional conglomerate, and subordinately of sandy siltstone. Sandstones are generally massive and poor in calcareous concretions, some of which are huge, differing from the case of the underlying and overlying strata. Molluscan fossils, particularly bivalves such as many varieties of trigonians, *Aphrodina (Larma)*, and *Glycimeris* are abundantly found throughout the formation. The rock-facies changes, though not remarkable, in a definite direction: the sediments become slightly thicker and coarser grained from east to west, a coal seam is found only in the western part, and moreover *Ostrea* is abundantly contained in such a part, Furthermore, it is noteworthy that this formation is fairly thin in spite of its considerably long stratigraphic range as in that of the southernmost part of the Ikushumbetsu anticline. Discriminated in this formation are the zones respectively of *Inoceramus aff. crippei*, *I. concentricus nipponicus-I. yabei*, *I. hobetsensis*, and *I. teshioensis* in ascending order. Accordingly, the Mikasa formation ranges from the Uppermost Miyakoan (Cenomanian) to the Upper Gyliakian stage (Turonian) (Figs.5~9 and Table 4).

The **Upper Yezo group**, its upper section being not observed, is about 80m in thickness and composed mainly of rather massive, fine sandy siltstone. A bed of tuffaceous sandstone, nearly 5 m thick, is intercalated in the upper part, being well traced as a key bed within the sequence of monotonous rocks; green sand grains are much disseminated in some horizons, particularly in the lower part.

Calcareous concretions are sporadically scattered throughout the

group and so are fossils such as ammonites and inocerami. Characteristic fossils from the group are *Inoceramus teshioensis*, *Baculites yokoyamai*, and *Inoceramus amakusensis* and they occur in their respective horizons from lower to upper. The group is to be correlated stages from the Upper Gyliakian (Turonian) to the Upper Urakawan (Santonian) (Figs.10 and 11, Table 5).

Older Tertiary (Paleogene) Deposits

The older Tertiary sediments are separated from the underlying Cretaceous formations by a slight clinounconformity and are divided into the two major groups, namely the Ishikari group and the Poronai group (Figs.12,13 and 17).

The Ishikari group

The Ishikari group of Eo-Oligocene age has been divided into five formations and ranges in total thickness from 300 to 600 meters. It consists mostly of fresh water deposits with intercalation of partial brackish water deposits and a remarkable marine sediments (Wakanabe formation) in the middle. These formations overlap northwestwardly onto the Cretaceous basement, being thinner and lacking the lower units toward the west. Lateral changes of thickness of each formation suggest us the migration of basin center in each stage.

The Noborikawa Formation is of fresh water origin with 0 to 80 meters in thickness. It consists of three cyclothemic deposits. In each cyclothem, light gray coarse-grained sandstone lies at its base and it transits into finer sediments until it merges into dark gray mudstone or shale with coal seams or coaly shale. The basal sandstone is often replaced by granule conglomerate and muddy member contains frequently thin layers of ironstone. Plant remains and fresh water molluscs are occasionally found mostly in mudstone. Coal seams which are few in number usually not so thick but southwardly they thicken enough with good quality to be mined (Figs.15,16 and 17 and Table 7).

The Horokabetsu Formation has an average thickness of 100 meters in type locality along the east limb of the Hatonosu dome and is a lacustrine deposits. Dark gray or black siltstones are the main

constituent of the formation in which thin ironstone layers and its nodules and a very few thin sand layers are intercalated. It bears no coal seams and not so rich in fossils of plant and fresh water molluscs (Table 7).

The Yūbari formation is present at almost all parts in this area except the northwestern part and ranges in thickness from 0 to 200 meters. Originally it is a fresh water deposits and consists of nine cyclothems which grade upwardly in the following way: light gray or white coarse-grained sandstone with occasional fine conglomerate-medium-grained sandstone-fine-grained sandstone-gray sandy mudstone-dark gray siltstone or shale which intercalates coal seams. The basal part of sandstone is very often conglomeratic and shows scour and fill diastemic boundary at its base. This is one of the most important coal measures in the Ishikari group throughout the Ishikari coalfield, containing numerous thick coal seams. Even coal seams are poor in number and also in thickness in the northwest of the area, it attains richness in number, thickness and in quality as well and some of them reach the maximum thickness up to eight meters in the middle of the area. White tuff layers and thin ironstone layers are interbedded occasionally in the formation. Abundant plant remains called "Yūbari flora" which suggests warmer paleoclimate occur in various horizons with some fresh water molluscs (Figs.19,20,21 and Table 7).

The Wakanabe formation is the only marine deposits in the Ishikari group and shows very slight unconformity to the underlying Yūbari formation, ranging in thickness from 60 to 160 meters that thins off toward northwest. It is composed of four subformations including seven members of sandstone and mudstone. Sandstones are more or less greenish in color with various grain sizes from coarse to fine and contains abundant sand pipes of various shapes and sizes. Marly concretions are also common. Mudstones are mostly silty in size with dark gray color and massive in general and shaly in part. Marine origin of this formation is evidenced by the occurrence of

abundant faunal remains such as molluscs, foraminifers, crustacea, echinoids, scales and teeth of fish. Very few plant leaves and trunks are found in poor preservation (Figs.22,23,24 and Tables 8,9).

The Ikushumbetsu formation is an entirely lacustrine sediments and consists of cyclothem in which rocks are arranged as in the same manner described above. Characteristic rocks in this formation are the greenish colored hard sandstone and light greenish colored hard flinty claystone. Each cyclothem contains coal seams in which some of them are minable in the north western part of the area. It ranges from 70 to 200 meters in thickness that thins toward the southeast because of eroding away before depositon of the overlying Poronai formation. It is well known in richness of plant remains called "Ikushumbetsu or *Woodwardia* flora" which is characterized by the existence of *Woodwardia* and it reminds us the warmer climate at that time (Figs.25,26 and Table 10).

The Poronai formation of middle Oligocene age always overlies the Ishikari group and is separated from it by an low angle clino-unconformity. Even a slight evidence of lateral change between this formation and the Ishikari group as believed by some workers was not observed (Figs.25,28). It is totally marine in sedimentary environment and deposited in a relatively cold water of a closed calm embayment which was sinking gently down to an intermediate depth in its early stage of deposition and was filled up by sediments in later stage. It is composed of a very monotonous massive thick accumulation of dark gray colored mudstone, mostly silty in size from bottom to top, with thickness of 600 to 1,300 meters. A very thin green glauconitic sandstone is seen at its base on the uneven erosion surface of the underlying Ikushumbetsu formation. Several thin tuffite layers are usually intercalated in the upper part of the formation which is more or less sandy or coarse silty with obscure bedding. Thin marly layers and marly nodules of various size are also observed in some horizons. Presence of exposure of this formation indicates us the existence of the coal bearing

Ishikari group in the underground. Therefore, it is necessary to identify horizons by dividing this almost homogenous formation into zones for the purpose to estimate the depth of the underlying coal measures. Thanks to the abundant occurrence of molluscan fauna such as pelecypods and gastropods, although not so much in number of species, subdivision into nine zones are successfully done by their combination and abundance. This zonation is also backed up by foraminiferal sequence. Fossils other than molluscs and foraminifers are cephalopods, brachiopods, crustacea, echinoids, anthozoa, scales, bones and teeth of fishes. Remains of algae are rich in particular horizons. Even a few in number, plant leaves are occasionally found in this formation and they indicate relatively warmer climate of the land at the Poronai time (Figs.27,30~32 and Tables 13 and 14).

Younger Tertiary (Neogene) Deposits

The younger Tertiary sediments develop extensively with north-south trend in the western half of the area. They cover the Paleogene deposits with distinct unconformity and are divided into six formations. Stratigraphically, they, from the Takinoue to Kiyomappu formation, are all conformable, excluding the Asahi formation which contacts with faults with the other formations (Tables 15 and 16).

The Asahi formation crops out locally in the northern middle of the area and its stratigraphic position is yet uncertain because of the reason described above. It is the only terrestrial deposits of Neogene formations in the area with 400 meters of thickness and consists of grayish white sandstone, bluish gray to dark gray mudstone, intercalated with many workable coal seams and coaly shales. Plant fossils including pollens evidence the age of lower Miocene (Figs.33~36 and Tables 17~20).

The Takinoue formation is of marine origin underlain unconformably by the Poronai formation. It is 150~450 meters in thickness and is divided into the two members: The sandstone member in the lower and the mudstone member on top. The dark gray colored

mudstone bed which is usually massive yields foraminiferal fossils such as *Spirosigmoilinella compressa*, *Rotalia yubariensis*, etc., and is correlated to the Takinoue formation of the type locality. The sandstone bed consists of light greenish gray colored coarse to fine-grained sandstone with intercalations of tuff layer and produces the molluscan fossils called "Asahi fauna" represented by *Mytilus tickanovitchi*, *Spisula onnechuria* and so on (Figs.37 ~ 41 and Tables 21 ~ 25).

The Kawabata formation transits concordantly from the Takinoue formation, and is composed of a frequent rhythmic alternation of conglomerate, sandstone and mudstone with thickness of 750 ~ 3,700 meters. However, at the north of the Horomui river or near the Kuriyama anticline and in the Umaoi mountainland on the west, the muddy facies are prevalent and conglomerates are scarcely found, and at the same time coal seams are interbedded in the Umaoi mountainland. Conglomerate rich facies and muddy facies interfingered to each other and mudstone exposed in the Kuriyama anticline resembles closely the above mentioned mudstone of the Takinoue formation and even the conclusive evidence is not yet shown, the writers regard it as a part of this formation at present (Figs.42 ~ 45).

The Iwamizawa formation is 170 ~ 300 meters in thickness and is mainly composed of the so-called "hard shale" which is tabularly bedded somewhat tuffaceous hard siltstone. Andesitic agglomerate and sandstone bed are found at the base of the formation in the Umaoi mountainland, and it suggests us with other evidences that this mountainland was located on the geocynclinal margin and was an upheaval zone from the time of end of the Kawabata formation. Fossils are scarcely found except diatoms and radiolaria (Figs.46 and 47).

The Oiwake formation with thickness of 650 ~ 900 meters is composed mainly of massive mudstone intercalated with conglomerate and alternation of sandstone and mudstone. It transits into the underlying formations conformably and sometimes interfingers with the latter in places. Conglomerate and alternation of sandstone and

mudstone are abundant in the middle and upper parts of the formation. The sedimentary basin continued from the age of the Iwamizawa formation became gradually shallow as a result of sediments filling containing coarser materials. The formation yields molluscan and foraminiferal fossils which show horizon of the Togeshita fauna of late or post Miocene age (Figs.48 ~ 51 and Tables 26 and 27).

The Kiyomappu formation is composed mainly of massive sandstone, intercalating thin tuff layers and rests conformably on the underlying Oiwake formation with 200 ~ 270 meters in thickness. Fossil fauna in this formation belongs to the "Takikawa fauna," which indicates Pliocene in age (Fig.52, 53, and Table 28).

Quaternary Deposits

Pleistocene deposits of this area are mainly of terrestrial origin. Wide distribution of the **Moseushi formation** is seen in the Moseushi synclinal zone on the west, and is built of unconsolidated layers of sand and clay. The others are the river **terrace deposits** built of irregular accumulation of gravel, sand and clay, and they particularly develop along major rivers such as Horomui and Yūbari.

Holocene deposits are only laid down alongside of all rivers and they are particularly extensive along the course of Yūbari river and in the Ishikari Plain.

Igneous Rocks

Igneous rocks are very few in this area. Small bodies of basaltic andesite which intruded the Poronai formation are scattered sporadically in the eastern central part. Relatively large sized dyke of hypersthene andesite which intruded the Kawabata formation in the southwestern corner of the map exposed as the core of the Umaoi anticline.

Economic Geology

Several mineral resources such as coal, petroleum, building-stone and clay, including natural gas and mineral spring, are hitherto known in this area. Among them, coal is the most important mineral product

not only in this area but also in Japan, producing 2.8 million tons in 1963 which is almost 6% of total production in Japan. Methane gas which derived from the coal mine plays the next important role in the area while the others are of minor local importance.

Coal seams are interbedded in the formations of Noborikawa, Yūbari and Ikushumbetsu within the Paleogene Ishikari group and also in the Neogene Asahi formation (Table 29). Coals in the former two formations are mostly of high bituminous coal of fine quality, suitable for coke-making while those of the latter two formations are of low bituminous coal good for domestic use. By petrographical examination of coal, particularly by combination of vitrite and durite, it will be said that coal seams of the formations of Noborikawa and Yūbari show the marginal circumstances of coal basin on the north and west while are in the most suitable accumulative condition of plant remains on the east and south of the area. Coal seams in these formations are all intercalated in the upper muddy member of a cyclothem and vary in number and also in thickness from place to place. They sometimes join together into one seam as seen in the basal part of the Yūbari formation and sometimes they show separation into several seams or thinning off of seams (Figs.19, 20 and 64).

One or two coal seams in the Noborikawa formation develop mostly in the eastern flank and also inbetween of the domes of Manji and Hatonosu (Figs.16 and 67). Seams of 1.1 meter thick is now worked at the Shinfutamata coal mine (Fig.69). Coal seams are numerous in the Yūbari formation and thick enough to be mined in the eastern flank of the both domes and also in the south (Fig.20). The 24-shaku-sō (shaku is approximately 0.3 meter and sō means a seam in Japanese) at the base of the formation is the most important one in the Yūbari coal mine (Figs.21 and 64), the third big coal mine in Japan producing 99,500 tons of coal per month. Other main seam is the Heian 8-shaku-sō which is mined as a main seam in the Heiwa coal mine, producing 89,200 tons of coal per month. The 24-shaku-sō separates

into three seams such as 6-shaku-sō, 8-shaku-sō and 10-shaku-sō toward north and also toward south and some of them are mined in the Manji coal mine on the north (Fig.67) and in the coal mines of Shinyūbari (Figs.72 and 73) and Heiwa (Fig.66) on the south.

Many coal seams are found in the Ikushumbetsu formation and minable in thickness in the north of the area while most of them become thinner in thickness toward south. It is quite a contrast in depositional condition of this formation when compared with the development of thickness of the underlying other formations in the Ishikari group, suggesting us the migration of center of the coal basin. Three or four seams more than 1.5 or 2 meters in this formation are presently mined in the mines of Higashi-horonai (Fig.67) and Miruto (Fig.68) located along the Horomui river. The Asahi coal mine works the coal seams of the Asahi formation. Seams are five in number and the thickest one reaches almost to 2 meters (Figs.33, 36, 74, and 75).

Coal mine methane gas from coal seams and from the surrounding rocks are drained in the mines of Yūbari and Heiwa. 240,000m³ is the total production per day at present and it is utilized as subordinate fuels at the Shimizusawa electric power plant and also for domestic and factory uses in the coal mine. Drainage of gas is done by drilling the formation before going to mine at the face or tunnel and also by closing tightly the abandoned working faces.

昭和 40 年 3 月 20 日印刷

昭和 40 年 3 月 31 日発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 加藤 博

印刷所 興国印刷株式会社
