

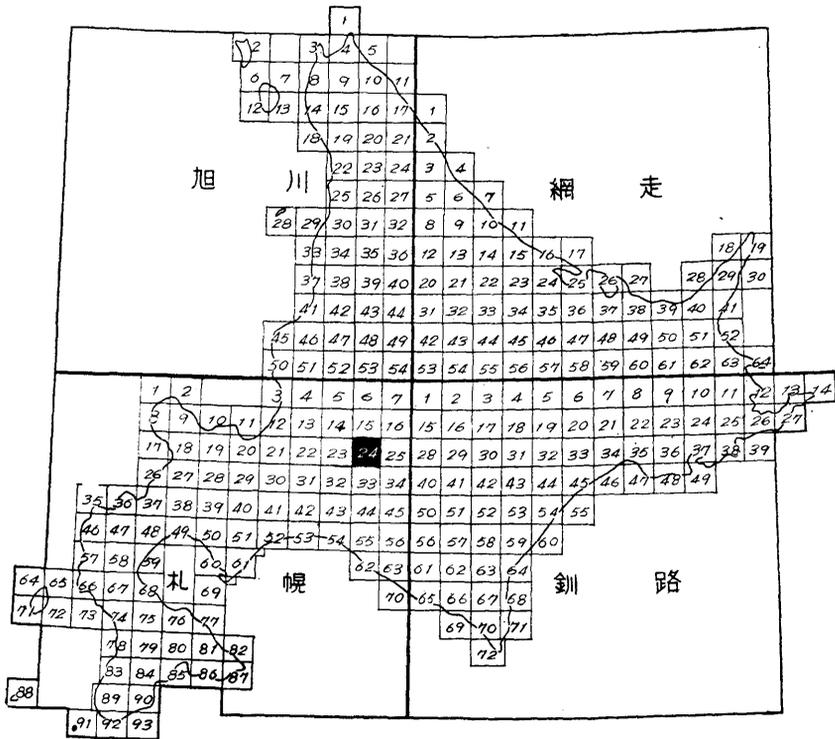
5 萬分の 1 地質圖幅
說 明 書

大 夕 張

(札幌一第 24 号)

北 海 道 開 発 庁

昭和 29 年 3 月



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

大 夕 張

(札幌一第 24 号)

北海道地下資源調査所
北海道技師

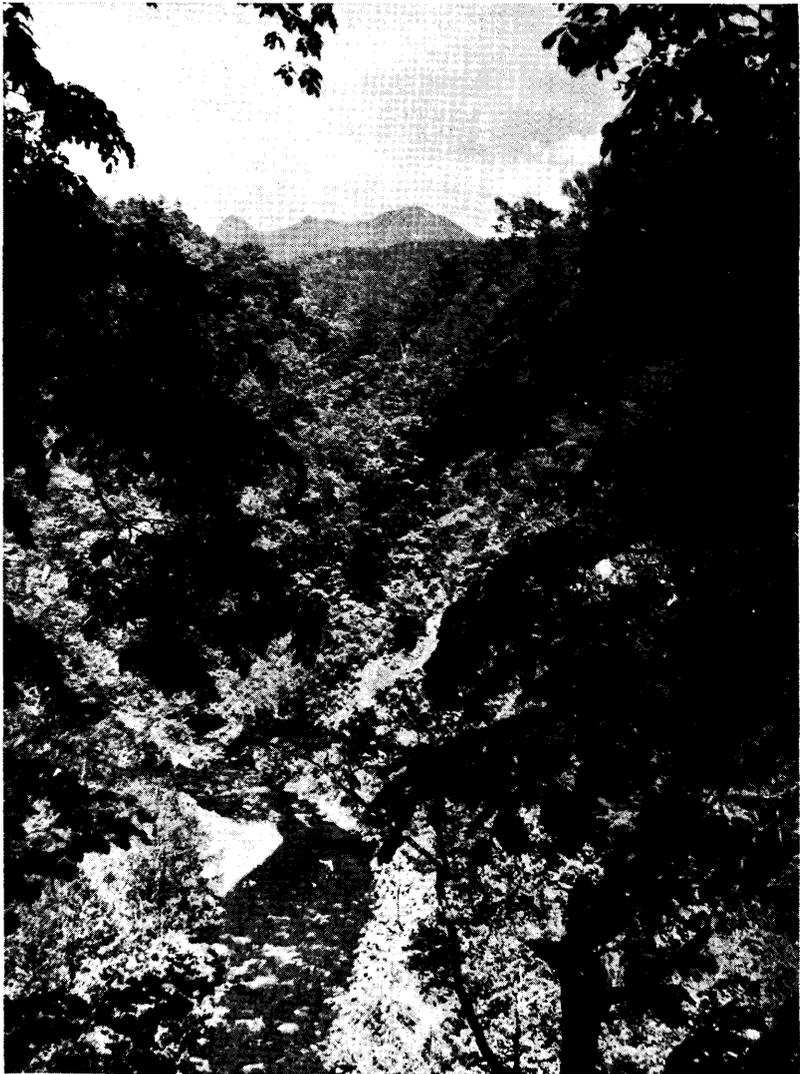
長 尾 捨 一

小 山 内 熙

酒 匂 純 俊

北海道開発庁

昭和 29 年 3 月



白金沢より夕張岳を望む

目 次

序 章	1
(1) 緒 言	1
(2) 調査の範囲および精度	1
(3) 調査の歴史	2
(4) 謝 辞	8
第 1 章 位置・交通	9
第 2 章 地 形	10
第 3 章 地 質	13
A 層 序	13
(a) 概 説	13
(b) 各 論	15
(1) 夕張岳変成岩類	15
(2) 空知層群	20
(3) 白 堊 系	23
i 下部蝦夷層群 [Ly ₁₋₄]	24
ii 中部蝦夷層群 [My ₁₋₃]	26
iii 上部蝦夷層群 [Uy ₁₋₂]	46
iv 函淵層群	51
(4) 第 三 系	55
i 古第三系	56
(i) 石狩夾炭層群	56
(ii) 幌 内 層	65
ii 新第三系 [板垣沢層群]	71
(5) 第 四 系	73
i 洪 積 層	73
ii 沖 積 層	74
iii 火 山 灰	74
(6) 蛇 紋 岩	74
B 地質構造	75

C 地 史	81
第 4 章 応用地質	87
第 5 章 結 論	103
Résumé	111

5 万分の 1 地質図幅
説明書 大 夕 張 (札幌一第 24 号)

北海道地下資源調査所

北海道技師

長 尾 捨 一

小 山 内 熙

酒 匂 純 俊

序 章

I 緒 言

本説明書は北海道開発庁の委嘱によつて調査したものであつて、調査は昭和 27, 28 の兩年に亘つて行い、昭和 29 年は採取した資料の整理検討及び化石の鑑定に大部分の日時を費した。

本地域は北海道中央地域を南北に走る夕張岳、芦別岳、幾春別岳等の海拔 1500m 以上の高峰を主体とする山岳地帯の東側を占め、融雪は平年 5 月、降雪は 10 月末、この間 8, 9 の 2 ヶ月は殆んど雨が多く年間に調査好適の期間は約 3 ヶ月に過ぎない。

地域中央部を南北に流れる主夕張川の本、支流は降雨には急激な増水を見る川で大木、大石を流下させ、地域内をあちこちと移動している熊と共に調査時に最も警戒を要したものである。

II 調査の範囲及び精度

調査範囲は 5 万分の 1 大夕張の図面と之と隣接する幾春別岳、石狩金山、夕

張炭山及び紅葉山の一部に及び、東部山岳地帯の大部分は2万分の1の営林署の図面によつて調査し、特に地層の混乱を予想した主夕張川日陰の本流、八十八班沢、九十八班沢は清水沢及び上巻沢上流と共に現地にて5千分の1の踏査図を作つて之に記入して之を5万分の1の図面に投写した。

地域西部の北方幌向岳、笹森岳附近は営林署の2万分の1により、西部の中央及びその南の地域は三菱大張礦業所及び北海道炭礦汽船株式会社の5千分の1実測図によつた。

特に三菱及び北炭の鉾区内は両社による長年の精密調査があり、今回の調査に当ては之等の最近の調査結果をコンパイルさせてもらつた所もある。之等に関しては文中引用の都度脚註として欄外に書出す様にした。

III 調査の歴史

何れの地域に於ても地質調査の当初の目的となるのは鉱物資源である。当地域の調査開発も亦その例にもれず石炭と砂金が挙げられている。殊に石炭は現在の北海道の石炭産地の根幹をなす夕張炭田であつて当図幅内に含まれる大夕張地域、遠幌、若菜辺、清水沢の各地区は広義の夕張炭田の中に含まれる。

夕張炭田及び其周辺の白堊紀層の調査の鼻祖とす可きは、ライマン (B. S. LYMAN) であつて其著 *A. General Report on the Geology of Yessa* (1877) には夕張炭田に於ける夾炭第三紀層と其の下位を占めるアンモナイトを含む白堊紀層とを大別している。但し第三紀層と白堊紀層との境には明確な断定を下して居ない。

即ち上掲の「リポート」中には夾炭第三紀層と白堊紀層との關係を次の様に述べている。

As to what the age of the group may be in comparison with the well studied geological formations of western countries nothing very precise can yet be said.....My impression has been.....that the group was of early Tertiary or possibly of late Secondary age.

Some two or three months ago a few fossils were brought to me

from the southernmost end of the Main Coal Field, and also probably its lowest rocks, perhaps some distance below of the coal beds; and among the fossils was a *Ptychoceras*, which is reckoned as a Cretaceous (late Secondary) fossil; and there are fossil ammonites found also the same neighbourhood, a confirmatory fact. It is probable therefore that these lower beds at least are Cretaceous, possibly the upper part of the great thickness of coal bearing rocks may reach into the Tertiary.

以上の記載から見ると今日の石狩夾炭層と上部アンモナイト層とが漠然と区別されているだけで函淵層群の存在は知られて居なかつた様である。其後坂市太郎等の炭田自体に目的を置いた調査が行われ、横山博士はライマン¹⁾及其他の人々の採取化石をミュンヘン大学に於て研究して本炭田産の白堊紀化石を大略印度の *Utatur*^{*} 及び歐洲の *Cenoman-Gault* に対比されている。

一方神保博士²⁾は明治21年から24年に亘つて北海道全道の地質調査を行われ、白堊紀層及び第三紀層の詳細な研究を發表された。

この發表の中で注目すべきは北海道の白堊紀層産の化石を皆同一層準のものとして取扱われている事で大体の層準としては歐洲の中部白堊紀、南印度の *Ootator* に対比されている。又今日上部菊石層群の中でも比較的上位に産するものと考えられている *Inoceramus naumanni* をそれより下位に産する *I. concentricus* に該当するものと考えられている。

夕張炭田に於ける石狩夾炭層と白堊紀層との關係については整合と認められ

- 1) 横山又次郎 *Versteinerungen aus der Japanischen Kreide.*
Palaeontographica, Bd XXXVL. 1890
- 2) 神保小虎 北海道地質報文(上下) 1891~92

* *Utatur* 又は *Ootator*

南印コロマンデル地方の白堊紀層 *Hamites*, *Pervinqueria*, *Acanthoceras*, *Puzosia* 及び *Inoceramus problematicus* を含み、上中下3部に分たれる。

化石学上から現在略その下部は我国のギリヤーク統最下部から宮古統上部に、中部はギリヤーク統下部に、上部はギリヤーク統下部の最上部からギリヤーク統上部に対比される。

(松本達郎 南部印度白堊系と本邦白堊系との対比 地質学雑誌 49巻 昭17年より)

夕張川本流及支流の調査によつて次の様な層序を記載されている。³⁾

- 1) アンモナイト及びイノセラムス其の他を含む nodular shale, 砂岩を介む。
- 2) 頁岩を挟有する砂岩, 部分的に礫質。
砂岩中には Ammonite の外 Trigonion を産する。この Trigonion-sandstone に伴つて挟まれて来る頁岩及び砂岩中に Trigonion 及び Pectunculus を産する。
- 3) 夾炭板状褐色頁岩, 灰青色凝灰質砂岩及び砂岩を介む。
- 4) 泥灰岩団塊を含む頁岩時に厚い砂岩あり。
Venericardia compressa Yok. Nucula poronaica Yok. Hemicidaris sp.
其他二枚貝及び巻貝を産す。
- 5) 頁岩の薄層を狭む厚い砂岩層, 砂岩は部分的に礫質で植物化石の破片を含む。

そして2)と3)との間は整合, 3)と4)との間是不整合と記せられている。以上の内1)は明かに今日の上菊石層群を意味し, 2)は Trigonion-sandstone を 3)は石狩夾炭層の一部を, 4)は幌内頁層岩を意味するものであるが, 之等の關係に就いては既に今井博士⁴⁾によつて指摘されている様に, 今日から見ると上菊石層群と Trigonion-sandstone が逆転した位置におかれているし2)と3)との整合問題も既に解決済みである。

其後矢部博士⁵⁾が1899~1902年の4ヶ年に亘る夕張炭田其他の調査に至つて初めて本道白堊紀層の層位学的, 古生物学的基礎が確立され且つ夕張及大夕張附近の炭田地質の大綱も亦この時に打立てられたのである。但し同博士も石狩統と白堊紀層との間是不明瞭ではあるが整合と觀察されていた様である。

矢部博士は之等の論文の中で白堊紀層を3大別され, 化石学的ばかりではなく岩質的にも一部の細区分が可能な旨を述べられている。

即ち下位より

I 下部菊石層

- 3) 神保小虎 北海道地質報文(上下) 1891~92
- 4) 今井半次郎 石狩炭田に於ける白堊紀層と夾炭第三紀層(石狩統)との層位關係. 地質学雑誌 第31卷 大13 (1924)
- 5) 矢部長克 General Geology of The middle and the southern parts of the Ishikari Coal-field, Hokkaido (Manus.) 1901
北海道石狩国及び胆振国煤田地質報告 1901
北海道石狩国郁春別及び夕張炭山附近地質調査報告 1902
Zur stratigraphie und palaeontologie der Oberen Kreide von Hokkaido und Sachalin. Zeit, Deut, Geol, Ges, vol LXI, Heft 4. 1909

- a) オルビトリナ石灰岩
- b) アンモナイトを有する頁岩層

II 三角介砂岩層

- a) *Trigonia longiloba* zone or Lower *Acanthoceras* zone
- b) *Thetis* zone
- c) *Pectunculus* zone

III 上部菊石層

- a) Upper *Acanthoceras* zone
- b) *Scaphites* bed
- c) *Pachydiscus* bed.

に分けられ I 下部菊石層を Cenomanian の一部に、II a 及び II b を Cenomanian 上部に、III a を Turonian 最下部に、III b を Turonian に、III c を Senonian に対比された。又石狩統と白堊紀層との関係については石狩統は羊齒砂岩帯を以て上下に 2 分され下部を夕張炭層群を含む下部石狩統、上部を幾春別、幌内の炭層群を含む上部石狩統に分けられ、その基底と白堊紀層上部の Senonian との関係は密接で整合移化する所もあり、夕張地方にある下部石狩統は幾春別及び幌内地域には見られず上部石狩が直接白堊紀海成層上に整合するも、之は石狩統下部の不整合の結果ではなく、大規模な地層の圧滅 (Squeezed out) によるものならんと説明されている。

さて其後には大井上義近⁶⁾の夕張炭田の調査報文があり、この報文に於ても石狩統と白堊紀層との間は整合と認められている。渡辺久吉⁷⁾は其後従来の諸氏の論文をまとめ、前記大井上義近の夕張川本流及びビシホロカバツ川等の観察と天北及釧路炭田の夾炭層と白堊紀層との関係について言及されている。

然しながら本地域炭田が地質学的に根本的な調査によつて体形付けられたのは1924年の今井半次郎⁸⁾の発表によつてである。

- 6) 大井上義近 北海道石狩国夕張郡 地質調査報文 1912
- 7) 渡辺久吉 中部及び東部北海道第三紀層 地要 25巻 1918
- 8) 今井半次郎 前出 (4)

同博士は先に矢部博士によつて3つに分類された白堊紀層に従来第三紀層と白堊紀層との移り変りと考えられていた砂岩礫岩部を函淵層群と命名して之が白堊紀層に入る可きを論ぜられ、函淵層群を石狩炭田の白堊紀層の最上部とし之を上部 Senonian とし、石狩炭田各地の情況から第三紀層と白堊紀層とは傾斜不整合 (Clino-unconformity) である旨を述べられている。

其後本地域の炭田地帯は三菱及び北炭の技術者によつて精細な地形図を基礎とする調査が行はれて来た一方調査の進捗につれて幌内層の下に隠されている石狩夾炭層の構造を見るための幌内層の精密調査が重要視されて来た。幌内層の層位並に細分に関する研究は以上述べた北炭及三菱の調査の他、発表されたものの重なるものを挙げると

- | | | |
|---------|-----------|--|
| 1921 | 今井半次郎 | 石狩炭田に於ける幌内層と夾炭層との關係に就いて 東北大地古邦報 1号 |
| 1924 | 村田 析 | 幌内層の研究(第一報) 北海道石炭鋳業会会報 113号 |
| 1931 | 村田 析 | 幌内層の研究に就いて 北海道石炭鋳業会会報 195号 |
| 1934 | 村田 析 | 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 北海道石炭鋳業会会報 223号 |
| 1935 | 田上 政敏 | 地化学的に考察したる幌内頁岩に就いて 地質学雑誌 41卷 |
| " | | 幌内層の深度に関する化学的研究 北海道石炭鋳業会会報 235号 |
| 1936 | 石倉新, 矢野貞三 | 幾春別炭田に於ける石炭層の研究 北海道石炭鋳業会会報 250号 |
| " | 田上 政敏 | 留萌, 雨竜及び石狩炭田に於ける幌内層位 北海道石炭鋳業会会報 244号 |
| " | 田上 政敏 | 頁岩のPH測定とその沈積相に就て 地質学42卷 |
| 1941~42 | 田上政敏 | 幌内層特にその層位に就いて 矢部教授還暦紀念論文集 |
| 1931 | 田代 修一 | 石狩炭田の地質構造に関する一考察 石炭地質研究 第1集 |
| 1951 | 矢部 長克 | Stratigraphical Relation of the Porona: and Ishikari Group in the Ishikari Coalfield, Hokkaido. Proe. Jap. Acad. Vol XXVII No. 9 |
| 1952 | 高尾 彰平 | 石狩炭田に於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 第2集 |

之等のものの内特に矢部博士のものは石狩炭田の幌内頁岩層中の化石のあるものは若菜辺層より上位の石狩統産のものと類似せること及び浅野清の幌内層

有孔虫の研究から陸成石狩統に対応す可き海成層が北海道に発見されて居ない事実の解釈として幌内層の下部のあるものは若菜辺層と同層準の海成堆積物ではなからうかとの疑問を提出された。

一方北炭及び三菱の地質技術者は幌内層細分の一手段として単位地域内の単位時間の化石の産出比を以てせんとし、実地に應用して成果を挙げている。

既に述べた様に本地域内の炭田地質は三菱、北炭の各技術者の真剣な調査があるが、之等の基礎となつてゐるのは今井半次郎⁹⁾の調査であつて、その大きな区分は現在もなお厳然たる光彩を放つてゆるぎないものである。

本地域の第三紀層及び白堊紀層¹⁰⁾に関しては其後齋藤林次の調査があり、大夕張地方の逆転及び推被構造及び白堊紀層の分帯を論じている。

大立目謙一郎の卓越した観察に基づく所論は「夕張炭田夕張の地質構造特に其の堆し被せ構造に就て」¹¹⁾の中に於て述べられ、之等の諸調査は筆者等を益する事多大なものがあつた。

当地域内の白堊紀層¹²⁾に関しては、従来函淵層群、上部菊石層群、トリゴニヤ砂岩層又は中部菊石層群及び下部菊石層群とに4別されていたのであるが、松本達郎¹³⁾によつて夕張川本流の上流地域で本図幅と幾春別図幅に跨がる地域は精細な層位的、化石学的の調査が行われ、白堊紀層は細かく26帯に細分され、その各の岩質、化石について研究された。

本図幅東部を占める山岳地帯の高所を占める夕張岳変成岩類及び所謂鬼刺層に属する空知層群^{13) 14)}に関しては本図幅の隣接区域に於て調査せられ、之等の時代^{15) 16)}に関して種々の論議があるが、未だ判然とする段階に達していない。

北炭田の部分的調査としては最近細野実¹⁵⁾、細野実¹⁶⁾、根本隆文及び上島宏¹⁷⁾、細野

9) 今井半次郎 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 1924~25

10) 齋藤林次 夕張、大夕張附近の地質 北大卒論 1934

11) 大立目謙一郎 1951 北海道地下資源資料 第4巻

12) 松本達郎 Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy of Japan part 1. 九大紀要 1942

13) 山部図幅 橋本亘 北海道開発庁 1954 pp 4~5 参照

14) 富良野図幅 橋本亘 手記 未発表

15) 細野 実 夕張川ダム建設予定地附近地質調査報告 (地質調査所)

実、根本隆文¹⁸⁾があり、又白堊紀層の分布区域内に露出する滝ノ上層準に属する夾炭層¹⁹⁾に対しては根本隆文の報告がある。其他最近のものとしては下河原寿男による夕張炭田内の各地層間の Diastem に関する報告がある。

さて以上述べた様に本地域の第三紀層に関しては石狩統及び幌内統の詳細な調査研究が行われ又現在も尙行われつつある。然しながらそれ以下の地層に関しては今井半次郎²⁰⁾の函淵砂岩層、上部菊石層群、中部菊石層群及び下部菊石層群の四大区分以後之等の地域を計画的に調査したものは無く、僅かに松本達郎²¹⁾が地域北辺に調査ハンマーを振つたにすぎない。筆者等が本調査中主力を注いだのはこの上中下菊石層群の岩質的及び化学的の細分であつて調査期間の大半の日数は之にむけられた。

IV 謝 辞

本説明書の執筆に当つて先づ極めて好意ある援助及び助言を賜つた東北大学名誉教授矢部長克博士、北海道大学早坂一郎、佐々保雄両博士及び化石鑑定¹⁶⁾の勞をとつて戴いた九州大学教授松本達郎教授に深甚な謝意を献げる。

之等の人々の他畏友橋本亘氏には同氏の山部図幅との関係もあり、特にあらゆる面に援助を戴いた。又幾春別図幅の担当者である工業技術院地質調査所の神戸信和技師、吉田尙技師、田中啓策技師とは情報交換に或は検討に密接な連絡を保つて戴き、地質調査所春城清之助、上島宏、細野実、根本隆文の各位にも当図幅に関係ある未発表資料の貸与を願つた。

現地¹⁷⁾に於ては三菱大夕張鉱業の所長山崎徳也氏、前副長岩間正男氏、開発課長望月真三郎氏及び大西弘技師、東徳衛及び友田吉澄の両氏には多大なる御世

16) 細野実、根本隆文 石狩炭田夕張地区北夕炭礦附近地質調査報告 1952年 手記(地質調査所)

17) 上島、細野、根本 石狩炭田夕張地区万字東部地質 埋炭 手記 1952(地質調査所)

18) 根本隆文 石狩炭田地区ベンケモユール産炭地調査報告 手記 1952(地質調査所)

19) 下河原寿男 夕張炭田、石狩統、若銀層下の亜不整合(Diastem) 1953 第22号 北海道地学会)

20) 前出 4に同じ。

21) 前出 12に同じ。

話を戴き特に大西技師とは調査に同行して辛惨を共にした事もある。又北海道炭礦汽船地質調査所の前所長高尾彰平博士及び現所長下河原寿男氏や同所岩堀正二郎氏には種々便宜を計つて戴き併せて感謝の辞を捧げる次第である。

大夕張管林署の各位並に北部及南部兩事業所の皆様よりは種々な御配慮を戴き、調査遂行上多大の利益を蒙つた。

直接野外調査には北大学生松本英人、住山洋、布施正の諸君の献身的な努力に負う所が甚だ多い。之等の人々とは共に崖をよぢ、川を渡り、一つ天幕で同じ雨に打たれ、あらゆる苦楽を共にしただけに、今本文を草するに当つて全く感概無量のものがある。

終りに望んで当地下資源調査所佐野正夫所長、斎藤仁次長及び土井繁雄技師にも本図幅完成に多大の御協力を願ひ此処に感謝の意を表するものである。

第 1 章 位置・交通

本地域は北海道中央部稍南西部寄りの5万分の1地形図「大夕張」を全地域とし、南は既刊10万分の1地質図「登川^{a)}図幅」の東半部に接続し、東は夕張岳の中腹を境として「石狩金山^{b)}図幅」に接する。又北は「幾春別^{c)}図幅」に、西は「夕張炭山^{d)}」図幅に境する。

本地域は大部分は夕張市に属し、西北隅に僅か三笠町と栗沢村の管轄地域があり、域内には「大夕張」「南大夕張」「遠幌」「若菜辺」の人口集結地があるのみで其の他は殆んど無人の山岳地帯である。之等人口集結地にしても殆んど全部が炭山の従業員の住宅若しくはそれに附随した商店等によつて構成され、南大夕張及び大夕張には僅かに管林署関係のものがあつて、開拓農家が主夕張川本流の南部に点在するに過ぎない。

- a) 登川図幅説明書 根本忠寛、三本杉巳代治、水口文作 北海道工業試験場 第5号 昭和17年9月
- b) 目下調査中 昭和30年度印刷予定
- c) 昭和29年印刷予定
- d) 未 刊

本地域の中心地である大夕張は国鉄夕張線の清水沢駅より三菱鉱業の社線によつて約1時間を要し、その距離は15.4kmである。

道路は三菱大夕張炭山、北炭遠幌、清水沢、若菜辺の各鉱山及び千代田万字等の鉱山道路があるのみで、清水沢、大夕張間にもトラックを通す様な道路もない。

本地域東半部及び北西部には営林署の径路があり、又主夕張川本流、パンケモユーパロ川、パンケモユーパロ白金川及び上巻沢には営林署の造材軌道がある。吾々の調査が遂行出来たのはこの軌道と径路があつたお蔭げである。

営林署北部軌道は大夕張より發して北方に主夕張川に沿つて遡り途中3.5kmの地点で上巻沢(旧称雨鱒沢)軌道が分れて東に沢沿いに4km入つている。北部軌道本線は更に北上して9.5kmの地点で主夕張川に沿つて東に廻り13kmまで延びている。更に上流日陰沢本流には軌道は取除かれているが、軌道跡があり割り面の観察が出来る。この本軌道の終点から更に北方主夕張川の本流に沿つて幾春別図幅に入る軌道跡があり、日向沢本流にまで延びている。

南部軌道は南大夕張を起点としてパンケモユーパロ及びパンケモユーパロの2軌道に別れる。パンケモユーパロの軌道は同名の主夕張川支流に沿つて南東に延び、現在18kmの地点まで延びている。パンケモユーパロ軌道はパンケモユーパロ川の支流白金川に沿つて18km延び、夕張岳ヒユツテの真下にまで来ている。其他パンケモユーパロ本流、板垣の沢、大巻沢、磯次郎沢等の各沢には嘗て造材した時の軌道跡が残つており、沢上りに大いに助けられる所もある。

第2章 地 形

殆ど南北性に排列する本地域の地層及び構造線に左右されて、地形も亦次の様に南北性の4つに分たれる。即ち東より西に

1. 背梁山脈西側地帯
2. その西に連なる山岳地帯
3. (2)と(4)との間の主夕張川縦谷地帯

4. 西部山地帯

1. は夕張岳、蘆別岳を主峰とする脊梁山脈の西側斜面であつて、標高1100m~700mの高峻な山岳地形で(2)の地域とは急崖をなして屹立する。この地帯は主として堅硬な夕張岳変成岩類及び空知統に属する硬砂岩、粘板岩、チャート、輝緑凝灰岩等の岩石からなり、之の地域中でも蛇紋岩からなる山地は稍低平な緩傾斜を示す。

2. は(1)の西に連続する700m~450mの山地であつて、殆ど白堊紀菊石層群の砂岩、砂質頁岩、頁岩からなり、(1)の地帯との移過部には明瞭な地形差を認めることが出来る。

この地帯内に於ても中部菊石層群の最上部に属する砂岩、砂質頁岩帯(My₉即ち所謂佐久層に対比されるもの)は稍高い南北性のSub-Beltを構成する。

3. は地域略中央部を北より南に流れる夕張川上流の主夕張川本流の両側の標高300m内外の丘陵及び段丘性地帯で、上部菊石層群の頁岩及び之を被覆する段丘礫層よりなる。

4. は(3)の地帯と移過する地帯に函淵砂岩層に属する堅硬な礫岩、砂岩、砂質頁岩よりなる高いSub-Beltが南北性に走り、その標高は700~850mを示す。その西は古第三紀石狩統の登川夾炭層、幌加別頁岩、夕張夾炭層、若菜辺層、羊齒砂岩層と之を不整合に被覆する幌内頁岩層の極めて複雑な構造を示す400~700mの山地帯で、之等の山地内に根無地塊或は衝上地塊として第三紀層上に乗る「丸山クリツペ」及び「西原沢衝上地塊」は標高800m以上の山塊をなしている。

水系の主なるものは夕張川及びその上流である主夕張川とその各支流であつて、地域北東部に源を發する主夕張川の支流日陰沢本流、八十八班沢、八十七班沢及び九十八班沢は何れも横谷であつて相集つて主夕張川本流となり、東より西に流れ地域中央部北辺で90度屈曲して一転縦谷となつて南下する。この南下する主夕張川は東側より清水沢、小巻沢、上巻沢、大巻沢、磯次郎沢、ペンケモユーパーロ及びラウネナイ、又西側からはペンケホロカユーパーロ、パンケホロカユーパーロ及び鈹泉沢の諸横谷の水を集めて地域中央部南辺にまで流下し函

淵附近で更に一転略東西性の流路をとつて西に流れ、南大夕張、遠幌を経て清水沢に至り、途中遠幌附近で北より南下して来る遠幌加別川及び清水沢附近で志幌加別川の水を集める。又上記函淵附近で西北一東南の流路をとるパンケモユーパーロが合流する。

主夕張川の支流の内の大きなものはパンケモユーパーロとパンケモユーパーロの両川であつて、前者は東側中央の前岳附近に源を發して南西に流れ板桓の沢、白金川、カネオベツ等の支流を持つ長大な支流であり、後者は東隣接図幅である石狩金山図幅に源を發し紅葉山図幅を横切つて本図幅に入る、之も亦大きな流路を持つ支流である。

既に述べた主夕張川には二段乃至三段の段丘が残つており、現在の河底は之等段丘の最下のものより更に 20m 内外下にある。上記二段乃至三段の段丘も残存しているものは極めて断片的であり、大部分のものは破壊されてしまつて跡を止めない。又現在地形的には段丘と認め難いが明かに二次的の生成に係る礫層をのせている所が主夕張川支流日陰沢本流と九十八班沢の分岐点附近に見られ、又パンケモユーパーロ上流（通称滝の沢）にあるものは砂金採集の跡があつて含金砂礫層と思われる。

日高米期に關係のある夕張山脈の地形に関しては既に橋本²²⁾亘が論じているし又本図幅にはその西麓の部分のみを含んでいるので、この問題は目下調査中の「石狩金山図幅」に於て併せて論ずる事にする。

22) 橋本 亘 山部図幅 前出 (13) pp 11~12

第 3 章 地 質

A 層 序

a 概 説

本地域の基盤を構成するものは筆者等が夕張岳変成岩類と称する硅質千枚岩、緑色片岩、石英片岩等よりなるもので、岩質的に所謂神居古潭変成岩類と呼ばれるものの一部に該当するものである。本変成岩類は図幅東辺に分布して所々蛇紋岩及び輝緑岩に貫かれる。且て鬼刺層群²³⁾と呼ばれ、現在は一般に空知層群²⁴⁾と呼ばれている硬砂岩、黒色頁岩、チャート、輝緑凝灰岩層よりなる累層は上記夕張岳変成岩類の西側に接して分布し、後者は前者の上に衝上する。

この変成岩類は蛇紋岩と共に空知層群或は又一部に於ては下部及中部蝦夷層群の上に衝上してくる。

本地域の空知層群は一般走向はNS性でEに傾斜し、山部図幅²⁵⁾の層序関係から推して逆転しているものの様である。

下部蝦夷層群は層序上空知層群に続くもので砂岩、頁岩の互層で下部は砂岩が多く、上部に近い所に *Orbitolina* 石灰岩がある。筆者等は本層群を岩質上4帯に区分したが下限は当図幅内では空知層群の衝上のため不明であり、又上部も日陰沢本流、八十八班沢及び九十八班沢等では観察する事が出来るが、その南方ペンケモユーパロ滝の沢上流では上空知層群の衝上のため僅かに顔を出し、その南の隣沢では空知層群の下に隠れる。

中部蝦夷層群は下底に極めて特徴ある硅質硬砂岩を有し、下位の下部蝦夷層群とは走向傾斜を同じうして一見整合的であるが、本層の北延長部は山部図幅に於て橋本亘によつて顕著な不整合が発見されている。本層は岩質的に9帯に

23) 森田義人 天塩国安平志内川流域地質調査報告 東北大卒論 昭6

24) 佐々保雄, 湊正雄外 昭和17年度2年目学生 1948

25) 橋本 亘 山部図幅 前出(13)

分たれ最上位のMy₉（佐久層に該当する）の砂岩帯を除けば一般に頁岩が多く之に砂岩及び砂質頁岩を交え、薄い凝灰岩層が分帯上非常にいい指示層となる。化石は極めて豊富で従来中部菊石層群又は ²⁶⁾Trigonia 砂岩層と呼ばれたものであるが9帯に分けられた各分帯は相互に整合漸移する。

上部蝦夷層群は中部蝦夷層群の上に整合する無層理厚層の頁岩層で、従来上部菊石層群と呼ばれたもの全層を包含し、下部の凝灰岩を含まない部分をUy₁とし、その上に来る凝灰岩及び凝灰質砂岩を含む部分をUy₂とした。

砂岩を主体とし之に礫岩、砂質頁岩、頁岩を挟み上部蝦夷層群の上に整合する函淵砂岩層は略南北の走向を以て主夕張川及びパンケモユーパーロの両側の高い稜線を構成する。

以上述べた白堊紀層群の一般走向はNS，大部分は東傾斜で西に向つて漸次上部を露出して行く逆転単斜構造を示すが部分的に背斜、向斜を反覆する波状褶曲を示す所もある。

古第三期層石狩統は函淵砂岩を不整合に被覆する。本統は資源上本地域内で最も重要なもので三菱大夕張、北炭遠幌、清水沢、夕張、平和、万字等の主要夾炭層を含むものである。本地域に發達する石狩統は下位より登川夾炭層、幌加別頁岩、夕張夾炭層、若菜辺層及び羊齒砂岩層までのものでそれより上のは分布しない。更に興味ある事実は上記各層は北東方に向つて漸次その下部より欠除して行く事である。即ち地域南部及び中央部北寄り幌向岳及び笹森岳の南麓パンケホロカユーパーロ沢の下流には函淵砂岩の上に登川夾炭層、幌加別頁岩及び夕張夾炭層を見る事が出来るが、西方その上流に於ては登川を欠いて幌加別頁岩が直接函淵砂岩層を被覆する。更に北西方鉄橋の沢に於ては登川、幌加別、夕張の各層を欠き若菜辺砂岩が基底礫岩を以て函淵砂岩を蔽う様になる。

26) 中部菊石層を代表する名前として Trigonia 砂岩を用いる事は既に各方面から都合の悪い事案が指摘されている。實際各地で Trigonia 砂岩と呼ばれているものの層準は必ずしも同一層準と考えられないものもあり、又本地域の中部菊石層群中の砂岩相はその上部にだけ限られて居り、大部分は頁岩相であることでもこの名称を用いるのは適当でない。

無層理で厚層をなす幌内頁岩層は上記石狩古第三紀層を不整合に被覆し、石狩統と共に極めて複雑な構造を示し、本地域西部に広く分布する。

川端層の下位の滝の上に対比される新第三紀層がペンケモューパロ支流の板桓の沢の中流に略南北性の走向を以て分布し、両側を断層で切られた「レンズ」状の形で以て中部蝦夷層群と接する。本層は著しく擾乱をうけてはいるが、大略一つの向斜構造をとり礫岩、砂岩、黒色頁岩からなり薄炭層を挟有する。本層の断片的の露出はこの他日陰沢支流の98班沢の南側の崖にも露出し、白金沢、カネオベツ等の諸沢に於て極めて小部分の礫岩の残存を認める事が出来る。即ち本層は現在の分布より嘗てはもつと広範囲に分布していたものと推察される。

この98班沢の北側の緩傾斜の所には高位礫の分布があり、之と同じ成因と推定されるペンケモューパロ上流には僅かではあるが含金砂礫層が空知統の上のつている。

現在の河川の兩岸に発達する段丘はこわされているものが多く、幸うじて三段を数え得るものがある。

沖積層である現河床堆積物と共に新しい堆積物としては地域内至る所に見られる火山灰層がある。

b 各 論

(1) 夕張岳変成岩類

この図幅地域の東縁には、南から北まで、石狩金山図幅にかけ、神居古潭帯にふくめられる地帯があり、図幅の中部や西部の堆積岩層とはかく然と違つた構造的な単位を形づくつている。

この神居古潭帯というのは、北海道の脊陵山地にそつて南北に抔る日高帯とならんで、天塩山地—雨竜山地—神居古潭—夕張山地—鷓川、沙流川筋の線を構成する一つの構造帯である。この二つの带状地域は、構造的な意味から云つて一体となつて北海道の中軸をなすもので、日高帯は、そのしめすいろいろな特性から、*「日高造山運動」*の中核帯と考えられ、神居古潭帯は、この造山帯の西縁が、衝上的に上昇した地帯とみられている。

この地域は、輝緑凝灰岩、輝緑岩、粘板岩が主体となり、これらがきわめて

低い動力変成をうけてできたとおもわれる低度の変成岩や、さらに、局部的にいちじるしく珪酸が濃集して形成されている石英片岩類と、尤大な侵入岩体として取扱はれる蛇紋岩とから、構成されている。この輝緑凝灰岩、輝緑岩、粘板岩類を主体とする地帯の中では、ごく一部のものをのぞいては、大部分は、わずかに片状をみせるぐらいのもので、かすかに、動力変成作用をうけた形跡をしめしているものである。神居古潭ではその変成作用が、決して一様でないことなどから、変成条件が短期間のうちに過ぎ去つたとみられているようであるが、この地域についても、同じようなことが考えられ、変成条件はほとんど似かよつたものであつたろう。

ただ、この地域は、一見、かなり高度の変成岩類からなると考えられやすい。その理由の一つに、石英片岩があげられる。この岩石は、きわめて特長的な石英の縞をみせ、一見高度の変成岩のようにみられ、また、この地域に源を発している各河川には、巨大なしかも多量のこれら石英片岩類が転石となつてみられ、大夕張変成岩類が、あたかも、これによつてしめられているかの錯覚を興えるのであるが、実際は、ある限られた範囲にのみ露出して転石によつて想像される様な広範囲のものではない。

これらの岩類は、ほぼ南北の走向と垂直に近い傾斜をなすものであるが、白金沢流域では、NE—SWからほとんど東西の走向をしめす。このことは、これら岩類の分布からみてもわかることで、北部では、ほぼ南北の、衝上断層とおもわれる破碎帯を境として、空知層とはつきり区別されるが、白金沢附近では、空知層や白堊紀層に、大きくおしかぶさるように、西方へはり出している。そして空知層とは、構造や構成岩類などからもはつきりとちがった形をみせている。

神居古潭帯は、大きくみて、背斜構造をもつ地帯と考えられ、これと日高帯との構造的関係から、輝緑凝灰岩層や日高層群が変化してできたものではないかとの疑いがもたれているのであるが、このことは石狩金山図幅地域をもふくめて、全巖にわたる調査ののちにはつきりするであろう。

夕張岳變成岩類の種類

この地域の構成岩類を通覧すると、輝緑凝灰岩とそれらが変成されてできた緑色片岩類および粘板岩と、それから変つた黒色千枚岩とからなつている。こ

の緑色岩類と粘板岩類は、いずれもかなりいりまじって分布しており、この両者の分布範囲を確かめることは、北部の主夕張川上流をのぞいてはまったく無理のようである。

一方、変成の強さをみると、夕張岳を中心として、南方の蛇紋岩体に接するあたりが、片状もつよく、石英片岩も多くみられ、北方の主夕張川上流ではほとんど変成されていないものを主体としている。この地域の石英片岩類は、まえにものべたように、きわめて特徴的なもので、同じ神居古潭帯のなかでもほかの地域ではあまりみられていないようである。このことから、神居古潭附近が、かなり広い範囲にわたって変成岩類がみられることと、ソーダ鉱物類をふくむ岩石によつて特徴づけられ、神居古潭帯のなかでも一つの独立した構造的な単位をなしていることとくらべて、夕張岳を中心とした附近もまた、石英片岩類によつて特徴づけられた一つの構造単元を形すくつていていると考えられる。

1 黒色千枚岩類

これは、とくに変成度の弱いもので、変成岩といわれるものはほとんどなく局部的に片理のつよいところ以外は、粘板岩そのままの形でみとめられる。ところにより、いちじるしい片理をしめし、千枚岩状を示し、また、そのようなところに、石英が脈状に多くみられる。北方の主夕張川上流附近では、この岩類が主体をなし、その岩質は石英脈をとまわらない泥岩質の粘板岩である。前岳と夕張岳をむすぶ地域から南にかけては、頁岩質粘板岩が多くなり、いたるところに、いちじるしい片状構造をみせている。そこでは輝緑凝灰岩や珪岩や石灰岩の、いろいろの大きさのレンズを、多くはさんでいる。

この粘板岩類について、その岩質からだけみると、この地域の東方に広く分布する日高帯の粘板岩層のあるものに、ひじょうによく似ている。このことはこの変成岩類の層準をかんがえるときの参考となるであろう。

2 緑色片岩類

これは、おもに輝緑凝灰岩が変成されたもので、大半は肉眼ではつきりと輝緑凝灰岩であることがみとめられる。それには、黒褐色ないし赤褐色の部分と

緑色の部分が、縞状にくみ合ったものが多く、黒色千枚岩類の中に、非常にうすい、小さなレンズとして、はさまっているものから、やや厚い層をなしているものまでである。それらは、粘板岩がさ程片状をしめさないところでも、かなりの片状岩となり、曹長石や緑泥石の生成がみられ、石英脈の生成も多く、このことから緑色岩類は、この地域でおこなはれた動力変成作用に対し、より敏感であつたことがうかがわれる。粘板岩源のものに、石英片岩や高度の変成岩類がほとんどみられないのもこのためではなからうか。

大抵は多くの緑泥石と少量の曹長石からなり、ときにステルブノメレンや緑簾石がみられる。蛇紋岩に接するところでは、曹長石の粗粒結晶が部分的にかたまり、一面に陽起石のこまかい針状結晶が生成されて、その一部が曹閃石にかわつているのがみられる。緑泥石は非常に少く、それには、大型の炭酸塩鉱物の残晶様のものがみられ、さらに方解石脈がたがらぬいている。全ての岩類について、変成鉱物の生成が、均質にみられることはほとんどなく、部分々々に程度の進んだものがみられることが一つの特長である。

3 輝 緑 岩

これは緑色片岩類にふくめられるものであるが、あきらかに輝緑岩としてまとめられ、岩脈状の産状をみせるものもあるところから、別にとりあつた。

このうちの一つは、北方の主夕張川上流の、空知層とこの岩類との境をなす巾広い、破碎帯にそつたところにみられる。それは、中粒の緑色で堅硬な輝緑岩であるが、ところにより、集塊岩様の進入角礫岩状の形をみせている。長さ0.2mm巾0.05mm位の、細長い拍子木状斜長石と、その間をうめた径0.5mmぐらいの輝石とで、はつきりしたオフイテイツク構造をそのまましめしているが、斜長石はソーシユル石やこまかい曹長石にかわり、ひじようによごれたものとなつており、輝石は繊維状の絹布石にかわるものが多い。一面にチタン石とチタン鉄鉱が多く散在する。

この岩脈は、破碎帯に近くなると、蛇紋岩化をうけているのでよくわからないが、いちじるしく方向性をしめし、岩石の構造がまつたく異なり、杏仁状の空洞がある方向性をもつてならんだものとなつている。その空洞には、温板石が生成され、輝石は絹布石にかわりながらも、レリツクとなるものが多く、緑

泥石も多い。そして、破碎帯に接するところでは、完全に蛇紋粘土になつている。

このような、輝緑岩の蛇紋岩化は、南方のカネオベツ沢の衝上断層破碎帯にもみられる。そこでは、やや粗粒の輝緑岩が、部分的に原岩のレリツクを残すほかは、曹長石—緑簾石—緑泥石岩となり、方向性はなく、ただ圧碎構造をはつきりみせている。そこにも、チタン石やチタン鉄鈹が多く、径 1mm 位の大型のものもある。これが、内部の蛇紋岩帯と接する附近では、杏仁状構造をきれいにのこした蛇紋岩となつて、外側は主夕張川のものともまったく同じである。

また、白金沢の一支流にみられる輝緑岩は、同じように、オフイテツク構造をよくのこしているが、再結晶した曹長石と緑泥石からなり、チタン石の散在するほかに、自形の黄鉄鈹が多く散在しているのが、肉眼でもよく観察される。

4 石英片岩類

これは、いちじるしい石英の生成によつて特徴づけられ、おもに綠色片岩が、高度に変成したものと考えられる。構成鈹物のほとんどが、粗粒あるいは細粒の石英からなり、少量の緑泥石、曹長石、スチルプノメレン、緑簾石がみられる。石英は、ひじように小さなものから、径 2mm 位の大型のものまでであるが、いずれも複雑な縫合線状に組合つている一部に、曹長石がかなり多量に生成している部分がみられ、ときに、腕曲して、細長くのびされたような形をみせるものもある。そのほかは、緑泥石が少量みられるのが普通で、それはアミグダロイダルな形でひろがつている。スチルプノメレンもよくみられ、短い針状のものが脈状あるいはたまり状に集つている。緑簾石は自形をしめすものが多い。ときに、炭酸塩鈹物が石英にくいのこされて、わずかにみられることがある。

この変成岩類の分布する地域の、各沢の転石は、ほとんどこれによつて占められるが、その露出は、白金沢上流にわりと多くみられるぐらいで、そのほかの場所ではまれに露出がみとめられるにすぎない。この多量の石英が、珪岩からのものと考えすることは、今のところできない。また、石英片岩は蛇紋岩に接する附近に多いこと、尤大な蛇紋岩体にもなう優白岩類等がみられないこと

などから、あるいは、蛇紋岩の火成活動と関連するものかもしれない。

(2) 空知層群

本回幅に於て空知層群と呼ぶものは森田義人²⁷⁾の鬼刺層、大立目謙一郎²⁸⁾の輝緑凝灰岩層、橋本亘²⁹⁾の芦別岳輝緑凝灰岩層及び奈英川チャート、等に対して佐々保雄³⁰⁾、湊正雄³¹⁾、北大昭和17年度2年目学生等がこの総括的名称を提唱し其の後の諸報文中に於て用いられているもので其の上限は下部菊石層群と整合すると一般に認められているが、下限は大立目謙一郎³²⁾によつて空知川沿岸鹿越方面に於てその東に当る日高系に連続移過するとされているが、之に対しては筆者等はこの地域の調査の際にこの関係を断層によるものと見た。

本地域北方主夕張川上流の空知層群は松本達郎³³⁾によつて調査され、次の様な層序が記載されている。(下位より)

- Ot…鳥糞状硬砂岩、淡色、珪質頁岩を狭む、厚さ200m
- Ou…綠色或は赤色の vitric tuff. 輝緑岩の角礫凝灰岩あり。厚さ35m
- Ov…綠色或は赤色のチャート、band 状、graywacke 砂岩を伴なう。厚さ200m
- Ow…暗綠色 graywacke. 時に礫質、珪質頁岩あり。graywacke は安山岩質。厚さ100m
- Ox…綠色或は白色のチャート、数層の安山岩質 graywacke を狭む。厚さ230m
- Oy…安山岩質 graywacke. 所々礫質でチャートの亜角礫を含む。厚さ70m
- Oz…主として黑色頁岩、珪質砂岩及びチャートを有す、薄互層。厚さ350m

以上の各層は山部図幅に於て橋本亘によつて次の様に対比されている。即ち

- Ot…25線沢砂岩層 (Sr₄)
- Ou…主夕張川珪質輝緑凝灰炭層 (Sr₅)
- Ov…芦別川赤色チャート層 (Sr₆)
- Ow…芦別川輝緑凝灰岩、チャート、硬砂岩互層 (Sr₇)
- Ox+Oy…奈英川チャート層 (Sr₈)
- Oz…奈英川珪質頁岩層 (Sr₉)

27) 森田義人 前出 (23)

28) 大立目謙一郎 北海道中央部に於ける下部菊石層群と輝緑凝灰岩層との層位関係について 北地調報II 1940

29) 橋本 亘 石狩国空知国富良野盆地西部山地の地質 東北大卒論 1935

30) 前出 24

31) 橋本 亘 北海道侏羅系の地質 地調報 特別号 1952
同 山部図幅 前出 (13)

32) 大立目謙一郎 前出 (28)

33) 松本達郎 前出 (12) 標式地は本図幅外である。

本図幅の北東端には僅かな空知層群の露出があり、山部図幅及び幾春別図幅に連続する。本層は主として黒色の泥岩で板状の砂岩及びチャートを含み、黒色泥岩は珪質で蝦夷層群中の泥岩とは明かに区別する事が出来、橋本の Sr₉、松本の Oz に対比される。本層の東南部は夕張岳変成岩類によつて衝上をうけ西南部は断層によつて蝦夷層群の富間砂岩層 (Ly₁) と接する。之から南に露出する空知層群は夕張岳衝上と前岳衝上の間を占め、南北に近い走向を以て帯状に分布する。この空知層群は北より日陰沢本流の最上流、ペンケモユーパロ滝の沢、奥二股左沢、同中二股左沢の上流、白金沢上流及びカネオベツ沢上流等に於て観察する事が出来るが、各観察地点の相互の距離が長すぎて結びつける事が出来なかつたので分帯はしなかつた。

ペンケモユーパロ滝の沢奥二股左沢の空知層群は略南北性の衝上性の断層で下部蝦夷層群中の Ly₄ の砂岩頁岩の互層と接し、大部は暗灰色緻密堅硬な graywacke 砂岩層からなり、所々方解石脈に貫かれ鳥糞状を呈する所もあり又所々植物化石の破片を含んでいる。本層は岩質的に橋本亘の Sr₄、松本達郎の Ot に対比される。走向傾斜は N20°W/NE30° N60°E/V, NS/V と色々で、複雑な断層及び褶曲が予想されるが、露出が断片的であるので構造を明確に把握する事が出来なかつた。この沢で面白い事は二股の所に蛇紋岩粘土の押し出しのある事で、その状況は空知統の硬砂岩層の上に乗っている様に見える。恐らく可なり高所にあつたものが押し出されてこの所に止つて残つたものであろう。

滝の沢中二股左沢上流のものは比較的露出も良好で連続している。本層は一向斜及び背斜構造をなし Sr₄ 及び Sr₃ に該当するものがあり、見掛上 Sr₄ を下にしてあるのでこの空知層群も逆転しているものと推定される。

本層は同じく衝上性の断層を以て My₂ (中部蝦夷層群) の砂岩、砂質頁岩及び頁岩の互層と接する Sr₄ の暗灰色乃至灰白色砂岩、珪質頁岩より始まり、一般走向 N20~60°E、傾斜は 40~70° で部分的にレンズ状薄炭層を挟有する。この炭層は厚さ 2~3cm で方解石脈が層面と平行にレンズ状に入っている。又暗灰色砂岩中に厚さ 20cm 内外の礫質部があり礫は赤及び白のチャート片の径 1cm 内外のものを含むものもある。Sr₃ の層準と推定されるものは之より上流

に露われ黒色硅質頁岩，灰色或は褐色等のチャート， **graywacke** 砂岩層等よりなる累層で前岳衝上断層で夕張岳変成岩類と接する附近は厚い **graywacke** 砂岩層で方解石脈が入つて所謂鳥糞状を示している。

この二股左沢上流の左沢の層序と岩質を記すれば下の如くである。但し各岩層の厚さは小断層で反覆している事が多いので，見掛程厚いものでない事が想像される。

下位より

- (1) 厚層の **graywacke** 砂岩層，方解石脈貫入のため鳥糞状を呈する。砂岩の色は一般に暗緑青灰色で堅硬で角の鋭い小破片に破碎する性質がある。厚さ± 200m
- (2) 黒色硅質粘板岩と **graywacke** 砂岩との互層，頁岩が優勢である。硅質粘板岩も鳥糞状を呈し所々黄灰色粘板岩及びチャートを狭む，厚さ±50m
- (3) **graywacke** 砂岩と硬質粘板岩との互層，砂岩中に薄炭層を狭む，中央部に厚さ20cm 余の礫質部があり赤，白のチャート片の径1cm 内外のものを礫として含む。上部（見掛上の下部）は粘板岩，砂岩，砂質粘板岩の互層で各単層は1m 前後の厚さである。厚さ100m 以上。

以上の各層の岩質から(1)及び(2)を Sr_3 に(3)を Sr_4 に対比した。

白金沢上流に於て見られる空知層群は夕張岳衝上断層を以て接する蝦夷層群と前岳衝上断層を以て接する蛇紋岩との間に僅か数mの露出が見られるだけである。

夕張岳衝上が確実に観察されるのはこの地点である。即ち中部蝦夷層群の My_4 に属する黝青色の砂質頁岩が略南北の走向で東に 50° 傾斜し，之には **Inoceramus** の破片や薄い泥灰岩の「レンズ」がある。之と接する空知層は灰緑色のチャートで衝上面は $N40^\circ W/NE 60^\circ$ で，空知層が明かに My_4 の上に乗つて来る。この衝上面に厚さ5cm 余の砂状物がある。この空知層中の「チャート」は直ぐに $N10^\circ E$ 方向の面で蛇紋岩の角礫粘土と接し，之より上流には再び露われる事はない。この「チャート」だけではその層準を決定するのは難しいが，恐らく Sr_3 に属するものであろう。

「カネオバツ」上流の空知層群は不明瞭ではあるが，衝上と推定される面を以て My_5 の暗灰色頁岩と接し，黒色粘板岩，暗緑色及び暗灰色 **graywacke** 砂岩よりなり，その露出範囲は約60m 内外で，恐らく Sr_4 の層準のものと推定

される。

以上述べた様に本地区の空知層群の主体となるものは蝦夷層群上に衝上して来たもので、これ等のものは空知層群略中部の Sr_4 及び Sr_3 の層準に属するものである。之に反して本地域北東端主夕張川本流最上流に夕張岳衝上地塊の西側に分布するものは Sr_9 即ち空知層群最上部である。

空知層群の地質時代は現在侏羅～下部白堊紀と見られ、特に *Cyrtoides* に属する放散虫化石や又稀に石灰藻類の化石が知られている。但し本地域に於てはチャート中に含まれる放散虫以外には化石を発見し得なかつた。

(3) 白 堊 系

本地域の白堊紀層に対して従来用いられて来た下部菊石層、中部菊石層（又は *Trigonia* 砂岩層）、下部菊石層と云う名称の代りに松本達郎³⁴⁾によつて提称された上、中、下蝦夷層群を使用する。

本地域北辺の蝦夷層群は既に前項「調査の歴史」の項で述べた通り、松本達郎³⁵⁾による詳細な調査がある。この調査は化石と岩質とを極めて巧みに結合、分離させた優れたものであるが、筆者等はこの層序を参考とし更に南方の延長部を調査する事によつてその区分の変更の必要性を感じ、新たに下部蝦夷層群を4分して、下部より Ly_1, Ly_2, Ly_3, Ly_4 とし、中部蝦夷層群を $My_1, My_2, My_3, My_4, My_5, My_6, My_7, My_8, My_9$ に分け、上部蝦夷層群を Uy_1, Uy_2 とした。上記松本達郎の区分と筆者等の本図幅の区分との対称を掲げて参考にす。但し松本達郎のものは上部蝦夷層群の区分が漠然として、その境界をとる事が出来ない所以これは除外する。

本図幅の区分	松本達郎の区分
上部蝦夷層群	$\left\{ \begin{array}{l} Ly_2 \\ Ly_1 \end{array} \right.$
	$\left\{ \begin{array}{l} My_9 \dots\dots\dots II_m, II_n, II_p, II_q, II_r, II_s \\ My_8 \dots\dots\dots II_j \text{ の上部, II}_k \\ My_7 \dots\dots\dots II_g, II_h, II_i, II_j \text{ の下部} \end{array} \right.$

34) 松本達郎 蝦夷層群と関門層群 地質 LVII pp 95~68 1951

35) 松本達郎 前出 (12)

中部蝦夷層群	}	My ₆	II _f
		My ₅	II _e の上部 glauconite を含む砂岩, 頁岩, 砂質頁岩, 薄い凝灰岩あり
		My ₄	II _d , II _e の下部
		My ₃	II _c
		My ₂	II _a 上部の頁岩部, II _{b1} , II _{b2}
		M ₁	II _a 下部の砂岩部
下部蝦夷層群	}	Ly ₄	I _d , I _e , I _f
		Ly ₃	I _c
		Ly ₂	I _b
		Ly ₁	I _a

函淵層群に関しては従来の区分をそのまま用い一括して函淵層群として取扱った。

(i) 下部蝦夷層群 (Ly)

空知層群に続く所謂菊石層群の下部で松本達郎³⁾によつて本図幅の北隣り幾春別図幅内の主夕張川上流で空知層群, 即ち所謂鬼刺層との間が整合漸移であると認められている。この両層群の關係は各地区で多くの観察者によつても亦この説が支持されているが, 本図幅では両者の直接關係を認める事が出来ない。

本層群は一般に砂岩, 頁岩及砂質頁岩の互層で略中部に石灰岩を挟有し, 下部は砂岩が多く上部は砂岩, 頁岩, 砂質頁岩の互層である。

全層の厚さは約1400m内外である。

(a) Ly₁ 富間砂岩層

山部図幅に於て橋本亘によつて富間砂岩層と呼ばれているもので, 本図幅では日陰沢本流及び88班沢の上流に露出し, 西はLy₂と整合し, 東は前岳衝上で夕張岳変成岩類と接する。

細粒乃至中粒砂岩と暗灰色頁岩の互層で砂岩が優勢で暗青色或いは暗緑色, 岩質は空知層群のSr₁の砂岩とよく似ているが, 後者は更に堅硬である。本層の下部は殆んど砂岩のみであるが, 上部に次第に頁岩, 砂質頁岩を挟みLy₂に整合漸移する。本層には植物化石の極めて不完全な破片を包含するを特徴とする。88班沢, 日陰沢本流共に走向N30~50°E, 傾斜は断層のためE或はWに60

36) 松本達郎 前出(12)

～80°である。

(b) Ly₂ 下部砂岩頁岩層

下部は砂岩と黒色頁岩の互層，中部は粗粒砂岩と頁岩の互層，上部は頁岩部の稍優勢な砂岩頁岩の互層で，上位の「オルビトリナ石灰岩」(Ly₃)と整合する。厚さは88班沢，98班沢，日陰本流で400～500mである。

本層は稀に石灰質団球はあるが無化石で，一般に下位のLy₁に比して稍明るい色調を示す。走向は日陰本流でN40°E内外，SEに80°内外急斜する。88班沢の本層は断層のため僅か少部分の分布を示すのみで，大部分は高位段丘層の下にかくれて98班沢に連なる。98班沢の本層は走向N30～50°E，傾斜SE70°内外で上部は頁岩，中部は砂質頁岩，下部は砂岩が優勢である。

(c) Ly₃ オルビトリナ石灰岩層

所謂「オルビトリナ」石灰岩と称せられるもので *Orbitolina*, *Coral*, *Bryozoa*, 2枚介, *Nerinea*, *Calcareous algae* 等を含む。本石灰岩は88班沢で2ヶ所及び87班上流で見られるだけであつて，その南では断層のため転位して夕張岳衝上片の下に隠れる。この石灰岩はN10°E/SE70°内外，厚さ略50m，層理の不明瞭な石灰岩で比較的粗鬆である。本石灰岩の露出地域では川が往々にして伏流となつて河床の下を流れることがある。

産出化石は既に長尾³⁷⁾巧の論文に発表されているが，*Orbitolina discoidea-conoidea* var. *ezoensis* YALE et HANZANA 及び奇妙な厚齒瓣鰓類2枚介 *Praecaprotina yaegashii* YEHARA 石灰藻，棘皮動物の棘等がこの石灰岩を特徴づけるものである。

(d) Ly₄ 上部砂質頁岩層

オルビトリナ石灰岩の上に整合する砂岩，頁岩及び砂質頁岩の互層であつて層厚約500m，下部は砂岩，頁岩，砂質頁岩の薄互層，中部はやや砂岩の多い互層，上部は厚い無層理の暗灰色頁岩を挟む互層である。砂岩は一般に暗灰綠色中粒又は細粒で石英，長石及び火山岩の細破片を含む。頁岩は暗灰色，時に黒色炭質のものもある。

38) 長尾 巧 「北海道のオルビトリナ石灰岩」地雑 第39巻 pp 787 昭7

本層は87班沢、日陰本流、88班沢及び98班沢上流で見ることが出来、南限はベンケモユーバロ滝の沢上流の奥二股附近で夕張岳衝上片の下に隠れる。化石の産出は極めて稀であるが、本層から松本達郎³⁸⁾によつて次の化石が報告されている。

Lima (*Limatula*) sp. (下部)

Nautilus (*Cymatoceras*) cfr. *virgatus* SPEN. (上部)

Tetragonites cfr. *timotheanus* MAYOR (上部)

Baculites sp. (上部)

Propeamusium cowperi WAR. (上部)

本層は下部蝦夷層群の上限であつて、之から上は基底砂岩層より初まる中部蝦夷層群に属する岩層で両層群の関係は本地域では平行不整合である。下部蝦夷層群を岩質的に見るとオルビトリナ石灰岩を境として下位の Ly_1 , Ly_2 は空知層群に近く、上位の Ly_4 は中部蝦夷層群に近い。

(ii) 中部蝦夷層群 (My)

全層厚 2850m に及ぶ累層であつて、従来の中部菊石層群或は又齋藤林次³⁹⁾のトリゴニヤ砂岩層の全層を包含する。略均一な無層理厚層の暗灰色頁岩、砂質頁岩の累層で所々砂岩部があり、又頻繁な凝灰岩及び凝灰質砂岩を挟んでくる層準があつて分帯に役立つている。

本層中の頁岩中には石灰質の団塊が多数含まれ、之に豊富な *Ammonite* や *Inoceramus* を多産する。全般的に見て上部には極めて砂岩部の発達した累層があつて、所謂佐久層と称せられる層準が之に該当する。この佐久層 (My_3) の上部は上部蝦夷層群の無層理厚層の頁岩層と整合する。中部蝦夷層群の基底は緻密堅硬な珪質砂岩で時に細かい礫質部を挟むことがあり、又砂岩が凝灰質部分を示す所もある。本基底層は下位の Ly_4 と走向傾斜に殆んど差異は認められないのであるが、橋本亘の山部図幅ではこの間に大きな傾斜不整合が認められ、その主体をなすものは礫岩層であつて馬鈴薯大の珪岩、チャート、粘板岩

38) 松本達郎 前出 (12)

39) 齋藤林次 前出 (10)

やオルビトリナ石灰岩の礫を含んでいると云われる。この事実から本層を中部蝦夷層群の基底におき下部蝦夷層群との関係を本図幅に於ては平行不整合とした。但し前に述べた様に下部蝦夷層群最上部の Ly_4 の岩質は中部蝦夷層群の岩質と極めて類似する。

(a) My_1 奥ノ澤硅質砂岩層

中部蝦夷層群基底の硅質堅硬な砂岩で厚さ 20m 内外、場所によつては 10m 内外の所もある。87班沢, 88班沢, 日陰本流, 98班沢を横切つて略 $N40^\circ E$ の方向に延びペンケモユーパロ滝の沢奥二股上流で夕張岳衝上断層のため空知層群の下に隠れる。

87班沢の本層は殆んど最上流に近く露出し $N46^\circ E/NW64^\circ$ で層厚は約 18m の硅質の堅硬な細粒砂岩で下盤に来る Ly_4 及び上盤に来る My_2 との直接関係は不明である。88班沢の本層は NS/vert, 岩質は87班沢のものと同様, 層厚は 15m 内外である。日陰沢本流では硅質砂岩中に稍凝灰質部を挟み, 層厚は 10m 内外である。98班沢では $N60^\circ W/SW50\sim60^\circ$ で層厚 10m 以上で下盤 Ly_4 (見掛上の上盤), 上盤 My_2 (見掛上の下盤) との関係は全く整合的である。この硅質砂岩は下側半分は灰白色の硅質細粒砂岩で上側半分は暗灰色の硬質砂岩で細礫を含む部分もある。本層の最南端の露出であるペンケモユーパロ滝の沢の奥二股上流では灰白色硅質の堅硬砂岩で, 層厚は露出している範囲では 5 m 以上あり, 僅かな Ly_4 の薄砂岩を挟む頁岩と砂質頁岩の互層を隔てて空知層群に衝上被覆されてその下に隠れる。以上述べた様な My_1 の岩質は極めて特徴があつて野外では非常にいい鍵層となる。

(b) My_2 98班沢頁岩層

My_1 の上に整合する暗灰色無層理, 厚層の頁岩を主体とする厚さ 500m に及ぶ累層で下部に砂岩, 砂質頁岩及び頁岩の互層部があり, これに 2~5cm の灰白色凝灰質砂岩を挟む。又その上部の無層理の頁岩層の上部に凝灰質頁岩層がある。

本層からは松本達郎⁴⁰⁾によつて下の様な化石が記載されている。

40) 松本達郎 前出(12)

Tetragonites cfr. *Kiliani* JACOB.

Anagaudryceras kawakitai MAT.

Anagaudryceras sp.

Anisoceras (s. s.) sp.

Puzosia cfr. *subcorbarica* YABE.

Turrilites (*Meriella*) *bergeri* RRONGN.

Hypoturrilites aff. *tuberculatus* (BOSC.)

Inoceramus sp. indet. aff. *bohemicus* LEONHARDT

本層は一般にN 20~40° E の方向で所々断層のため僅かな転位を示すが略連続して87班沢, 日陰沢本流, 88班沢, 98班沢, ペンケモユーパロ滝の沢奥二股上流及び中二股左沢上流, 下二股板桓の沢上流及びその南に源を發して南西流する白金沢支流上流に露出し, そこで夕張岳衝上のため空知層群の下に隠れる。

87班沢上流の本層は走向 N20~40° E で傾斜は垂直のものが多いが, 時にNW50~80° のものがあり, 最下部の互層部は露出不良のため見られないが, その上の暗灰色頁岩はよく露出し略中央部に NS/vert の断層があつて重複露出する。

その南の88班沢では下部の My_1 に近く砂質頁岩を挟む頁岩層があり, その上は殆んど全層暗灰色厚層の頁岩層で傾斜は垂直或いは東に 80° 内外急斜する。

日陰沢本流の My_1 に近い本層下部は N25°E/SE80° 内外で灰白色砂岩と暗青色砂質頁岩に挟まれた巾 20cm の灰白色凝灰質砂岩があり, 更に之から10m 下には glauconite を含む巾 10cm 内外の砂岩があり, 上下盤は砂岩及び砂質頁岩の薄層を介む暗灰色頁岩で, その 2m 下部に 2cm, 3cm 及び 5cm の 3 層の灰白色凝灰岩を含む砂岩部がある。

上記 20cm の灰白色凝灰質砂岩に近い頁岩中から *Ammonite* と *Echinoid* を得たが標本が不完全で鑑定に堪えない。本層上部は殆んど暗灰色厚層の頁岩層であるが時に砂岩, 砂質頁岩の薄層を挟んで来る事もある。

88班沢では本層上部の暗灰色頁岩が $N20\sim 40^{\circ}E/SE80^{\circ}$ で露出し断層のためやや走向を變じて $N50^{\circ}E/vert$ を示す My_2 に近く砂質頁岩と砂岩の互層が見られる。

ペンケモユールパロ滝の沢奥二股上流の本層は殆んど直立する My_1 に引続いて薄い灰白色凝灰岩を挟む砂岩及び砂質頁岩の互層があり、上方次第に無層理の暗灰色頁岩に移つて行く。

同上中二股上流では下半部は夕張岳衝上のため空知層群の下に隠れて露出せず、上部の頁岩部のみが見られ、傾斜は東に $70\sim 80^{\circ}$ 急斜する。本層中上方の My_3 に近く薄い凝灰岩層が頁岩に挟まれて存在する。

ペンケモユールパロ支流板桓の沢上流のものは、断層によつて新第三紀の滝の上の層準に対比される礫岩層と接し薄い砂質頁岩を挟む頁岩層で、岩質的に後述する My_4 とも考えられるものであるが、鍵層である My_1 或は My_3 の覆出がないので何れとも断定し難い。然しながら砂質頁岩部の少ないことから My_2 の上部と考えた。本層下部は前述の沢と同様夕張岳衝上のため露出してない。

白金沢第一支流上流のものは板桓の沢のものと同様の砂質頁岩を挟む暗灰色頁岩で、本層は之から南には露出しない。

(c) My_3 奥二股砂岩層

My_2 の上に整合する本層は 50cm 内外の層厚を有する砂岩、砂質頁岩及び頁岩の累層で全層厚は 60~100m である。本層上位の My_4 が頁岩質であり、又下位の My_2 の上部が頁岩部であるので、この間と介まれて岩質的に非常にいい鍵層となる。本層は北は87班から南はペンケモユールパロ滝の沢中二股右沢及び左沢とその南に南北両側を断層で切断された1ブロックで切れ、それより南には露出しない。

最北端の87班沢の本層は $N30^{\circ}E/vert$ を示し、露出不良のため全層の露出を見る事は出来ないが、本層略中央部の 50cm 内外の灰白色凝灰質砂岩を挟む頁岩及び砂質頁岩が見られ、之の附近には 1cm 内外の薄い灰白色の軟かい凝灰岩層も見られる。

88班沢では $N8^{\circ}E/vert$ を示す本層の大部分は砂質頁岩と薄い砂岩との互層であるが、露出不良のため最もいい指示層となる 50cm 内外の凝灰質砂岩は見られない。

次に南に下つて本層は日陰本流では断層転位のために見られないが98班沢では $N20^{\circ}E/SE80$ 。内外で、略中央部に 10cm 内外の凝灰岩を挟む砂質頁岩帯があり薄い砂岩を挟有している。

本層は更に南下して上巻沢及び大巻沢の最上流の尾根を通つてパンケモユエパロ滝の沢の中二股右沢附近に露われる。ここでは 60cm 内外の巾の凝灰質砂岩を挟む砂岩、砂質頁岩及び頁岩の互層で本層は更に南に延びて中二股左沢では $N30^{\circ}E/SE55^{\circ}$ を示す巾 90cm 内外の灰白色凝灰質砂岩を挟む頁岩、砂岩、砂質頁岩の互層で各単層の厚さは 1m 内外である。

本層準から松本達郎⁴¹⁾によつて記載されている Ammonite は次の様である。

Pervinquiera imaii YABE & SHIMIZU

Turrilites oehlerti PERV.

Phylloceras sp.

Tetragonites cfr. *kiliani* JACOB

Desmoceras kossmati MATSUMOT

(d) My_4 88班沢砂質頁岩層

My_3 の上に整合する頁岩累層であつて、層厚 500m 内外下部に薄砂岩及び薄い凝灰岩層を挟む部分がある以外は全層殆んど無層理の暗灰色頁岩層である。但し88班では本層上部は比較的砂質頁岩が多い。

本層は北端の87班沢から $N20^{\circ}E$ 内外の方向で南に延び南端は白金沢で夕張岳衝上との接触面を露出する。

88班沢の本層下部は My_3 に整合する暗灰色頁岩部が $N20^{\circ}E/SE60\sim 80^{\circ}$ で重なり My_3 の上位約 20m 位の層準に巾 1cm 内外の灰白色凝灰岩を挟んで来

41) 松本達郎 前出 (12)

この化石 list 中の化石はシユエパロ本流及び天狗沢 (以上幾春別図幅) 産のものも含む。

る。之から上位の My_3 迄は全く単調な暗灰色無層理の頁岩層である。

88班沢では既に述べた通り比較的暗灰色砂質頁岩が多く、地層の傾斜は急で垂直或いは東に $70\sim 80^\circ$ である。比較的下底に近くに薄砂岩と薄い凝灰岩層を挟んで来る層準があり、87班沢の凝灰岩層と対比されるものとする。

日陰沢本流の本層の分布範囲は露出不良で断片的な頁岩露出が見られるだけである。

上巻沢最上流の本層は $N 20\sim 40^\circ E$ の走向を以て東方に $50\sim 80^\circ$ 傾斜する頁岩層で以て代表され下部の特徴のある砂岩、凝灰岩部は山の尾根近くにあるので露出しない。

更に南下してペンケモユール滝の沢奥二股附近では走向 NS 性、東に $70\sim 80^\circ$ 急斜する無層理均質の暗灰色頁岩層で、下部に薄い凝灰質砂岩と薄砂岩の互層部が見られる。

本層は中二股左沢下流に露われ、その南は断層で以て夾炭滝の上の層準の板桓層と接し、更に南の白金沢上流に再び露われる。この白金沢上流の My_4 は暗青灰色均質砂質頁岩層で薄い泥灰岩団塊があり、*Inoceramus sp* を含む。本層の露出の東端部は前岳衝上で空知層群のチャートの下に潜る。この地点の夕張岳衝上は $N40^\circ W$ の方向に走り、断層面は NE 方向に 60° 傾斜し、後章に於て詳述するつもりであるが、衝上の確認出来る重要なポイントである。

⁴²⁾
松本達郎によれば次の化石が産出する。

Parajaubertella kawakitai MAT.

Zelandites odiensis KOSSMAT

Hamites sp.

Desmoceras kossmati MAT,

Eogunnarites unicum YABE

Rauliniceris sp.

42) 松本達郎 前出 (12)

この記載化石中には幾春別図幅に入る天狗沢及び主夕張川本流のものも含まれる。

Hypoturrilites aff. tuberculatus (Bosc.)

Inoceramus aff. bohemicus LEONHARDT

(e) **My₅** 87班澤砂岩層

My₄の上に整合する砂岩、頁岩及び砂質頁岩の薄互層部で層厚50m内外 My₄と My₆の両頁岩質層の中に挟まれたいい鍵層になり、岩質的に類似した My₄と My₆を野外で識別するのに非常に役立つのである。本層と My₃との野外での区別は前者は後者より砂岩質であり且つ砂岩中に海緑石を含むものがあることである。

本層準からは⁴³⁾松本達郎によつて主夕張川本流及支流、天狗沢で下の化石が発表されている。

Parajaubertelle kawakitai MAT.

Baculites cfr. gaudini (PICTET & CAMPISCH)

Desmoceras kossmati MAT.

Hypoturrilites aff. tuberculatus (Bosc.)

*Phylloceras sp. indet.**

本層も北は87班沢から南は白金沢まで露出するが、南端のカネオベツ沢には断層によつて転位されて見られない。

87班沢では N20~48°W/NE50~70° 或は N8°E/SE60° 内外で砂岩、砂質頁岩、頁岩及び灰白色凝灰質砂岩の互層で砂岩には厚さ 80cm に達するものもあり細粒質で海緑石を含む。凝灰質砂岩中には巾 40cm に及ぶものもあり、既に述べた様に全体としては砂岩質が優勢である。

88班沢では N60°E/SE60° 内外をなし細かい砂岩と頁岩の互層で、砂岩中には巾 70cm に達するものもあり、凝灰質砂岩を挟むことも87班沢と同様である。

日陰本流では露出不良のため断片的な露出を見るのみであるが、南北性の流路の川に N6°E/SE80° を示す砂質頁岩部が本層の一部に該当するものと考えらる。

43) 松本達郎 前出(12)

* 層準に?が打たれている。

上巻沢右大沢上流の本層は $N30^{\circ}E/SE80^{\circ}$ を示す巾 2m に及ぶ厚い凝灰質砂岩を挟む頁岩, 砂質頁岩の累層で同じ上巻沢左大沢上流の 30cm 及び 1cm の 2 層の凝灰質砂岩を挟む頁岩及び 1.5~2m の厚い砂岩を挟む砂質頁岩部に連なる。

ベンケモユーパロ滝の沢中二股分岐点附近に断層のため二回反覆して露われ $N10^{\circ}E/SE60^{\circ}$ 及び $N20^{\circ}E/SE70^{\circ}$ をなす砂質頁岩, 頁岩及び砂岩の累層がこの層準に該当する。

本層はその南で断層で切断されて My_6 と接し, 白金沢に於て再び地表に露われ殆んど南北性の走向で W に 80° 急斜する灰色砂岩と頁岩の互層となる。

この頁岩中には石灰質団塊があり化石を含む。

筆者等が採取したものは

Inoceramus concentricus nipponicus NAGAO & MAT.

Inoceramus concentricus spengleri NAGAO & MAT.

Desmoceras (Pseudouhligella) japonica YABE

があつた。

(f) My_6 日陰澤頁岩層

My_5 の上に整合する厚さ約 400m の暗灰色無層理均質の頁岩層で下部には薄い凝灰質頁岩を挟み中, 上部には時に凝灰質砂岩及び砂岩層を挟むことがある。石灰質団塊を多く包含して化石も亦多い。松本達郎⁴⁴⁾によつてこの層準から記載されたものは下の如きものがある。

Phylloceras sp. indet.

Tetragonites cfr. *kiliani* JACOB

Parajaubertella kawakitai MAT.

Anagaudryceras sacya (FORBES) em. (Including *Lytoceras imperiale* YABE)

44) 松本達郎 前出 (12)

(化石には幾春別図幅に入る主夕張川上流, 天狗沢のこの層準のものをも含む)

Baculites cfr. *gaudini* (PICTET & CAMPISH)

Desmoceras *kossmati* MAT.

D. (*Pseudouhligella*) *ezoana* MAT.

D. (*P.*) *japonica* YABE.

Puzosia an *Pachydesmoceras*

Calioceras sp.

Acanthoceras cfr. *turneri* WHITE

Schloenbachia (?) sp.

Inoceanus sp. (cfr. *moresbyensis*).

87班沢, 88班沢及び日陰本流に見る本層は数多の断層のため走向傾斜の乱れた暗灰色頁岩層で88班沢及び日陰本流では断片的な露出を見るだけである。87班沢の下流で本層の上部と推定される部分に凝灰質砂岩があり、之より下位即ち上流に向つて My_5 までは全て暗灰色の厚層の頁岩が露出する。

南に下つて上巻沢の三つの支流の各上流には本層の連続した露出が見られる。上巻沢右大沢上流の二本の沢では My_5 と接する下部は $N30\sim40^\circ E/SE70\sim80^\circ$ に急斜する暗灰色頁岩の累層があり、巾2cm内外の凝灰質頁岩を含む部分が見られ、又上部には1~2cmの巾を持つ凝灰岩層を持つ部分が所々に存在する。又 My_7 に近い最上部にも巾2cmの凝灰質砂岩があり、中央部には巾15cm余の暗灰色細粒砂岩を挟む。上巻沢左大沢の上流は断層によつて3度反覆して露出する本層があり $N20\sim30^\circ E/SE30\sim70^\circ$ 下部に5cm内外の凝灰質砂岩を挟む層準が見られる。又稍上部に近く3cm内外の凝灰岩2層が暗灰色頁岩中にある。中央部と憶しき辺に巾20cm余の細粒堅硬な暗灰色砂岩があり、之の砂岩に細かい green rock の微細な礫を持つ部分もある。この沢では本層の上部と上位の My_7 とは断層接触である。

大巻沢上流の本層は $N20\sim40^\circ E/SE60\sim80^\circ$, 断層のため大きく2回反覆露出する。 My_5 に近い下部は露出不良のため見られないが、上部の頁岩部はよく観察され、最上部に近い所に薄凝灰岩層(1cm内外)を挟む頁岩層がある。

ペンケモユール滝の沢本流では略川の流路と走向を同じうする本層がよく

発達して2~5cmの凝灰岩を挟む頁岩の層準が川の流路に沿つて露出する。傾斜は東に急傾斜で逆転である。本層も亦この区域では断層で大きく2回反覆し中二股附近では下位（見掛上は上位）の My_8 に近い部分に凝灰岩，砂質頁岩がひんばんに入つて来る部分がよく見られる。

ペンケモユーバロ滝の沢支流の板垣の沢及びこの北隣りの沢では数多の断層に切断された本層が $N10\sim 30^\circ E/SE60\sim 80^\circ$ で分布する。このペンケモユーバロ地区に分布する本層は他の地区に比較して凝灰岩の介在が多い様である。上記の板垣の沢及びその北隣りの沢では本層の東限は断層で以て滝の上の層準の板垣沢層群と接する。

本層は更に南に延びて白金沢に露出し NS 性の走向で殆んど垂直に近い傾斜角で東或は西に傾斜する。露出は殆んど均質な暗灰色の頁岩層で，ここから

Desmoceras (Pseudouhligella) japonica YABE

を得た。

(g) My_7 : 中二股砂岩頁岩層

中部蝦夷層群中の泥質岩類から佐久層に移り変る層準が之であつて，下位の泥岩層から漸次砂岩層が優勢となり My_8 を経て My_9 に至つて典型的の佐久層砂岩質岩層となる。

本層は下部より

- (1) 砂岩の薄層を挟む頁岩層，薄い凝灰質砂岩あり。
- (2) 砂岩頁岩の互層
- (3) 5~3cm の凝灰質砂岩を狭む砂岩頁岩の互層，凝灰質砂岩には時に 50~70cm の厚さのものもある。海緑色を含む部分あり。
- (4) 砂岩，頁岩の互層，但し頁岩部が優勢。
- (5) 5cm 内外の凝灰質砂岩を狭む砂岩頁岩の互層，但し頁岩が優勢。

全層約 600m，石灰質の団塊が多く化石も豊富である。

松本達郎⁴⁵⁾によつて記載されている主夕張川本流流域の化石には次の様なものがある。

45) 松本達郎 前出 (12)

(幾春別図幅の主夕張川本流及び天狗沢を含む)

Phylloceras sp indet. cfr. *Ph. velledae* an *Ph. japonicum*

Tetragonites cfr *kiliani* JACOB

Anagaudryceras sacya FORBES (em.)

(Including *Lytoceras imperiale* YABE)

Zelandites odiensis KOSSMAT

Z. odiensis var. *lateumbilicata* MAT.

Desmoceras (*pseudouhligella*) *ezoana* MAT.

D. (P.) ezoana var. *poronaicum* YABE

D. (P.) kossmati MAT.

D. (P.) japonica YABE

Puzosia nipponica MAT.

Holcodiscoides papillatus STOLICZKA

Maorites olcostephanoides MAT.

Calyoceras sp.

Acanthoceras orientalis MAT.

A. asiaticum JIMBO

Inoceramus yabei subconcentricus MAT.

I. yabei NAGAO & MATSUMOTO

本層は地域中央部を略南北の方向に *My₆* の西側について分布し、北部は走向 NS に近い NE, 中央は NS 性, 南部は NS に近い NW とゆるい半円状を画いて分布する。

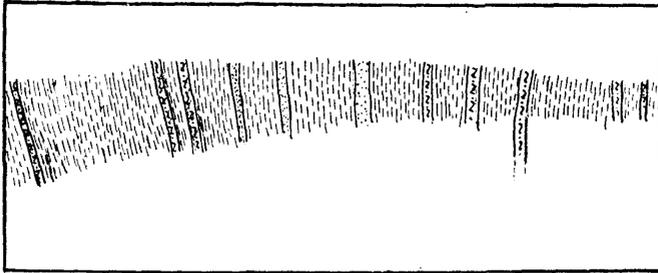
最北の主夕張川支流日陰本流の本層は下部に近く *glauconite* を含む砂岩を挟む頁岩層があり (②に該当する), その上位に巾 3~5cm 位の砂岩を挟む頁岩と砂質頁岩の互層があつて N30°E/SE80° を示し, 砂岩中には *glauconite* を含む。又そのやや上位に巾 1.5m に及ぶ厚い砂岩があり, この砂岩は *glauconite* のみならず *pyrite* 及び炭質物を含み, 団塊の中には植物化石の破片を有するものもある。之も前項の②に該当するものであろう。これより上位には凝灰質砂岩の薄層が相当入つて来て③の層準に移り変る。③に該当する部分

附圖 1 地質 柱狀 圖

時代	名稱	模式柱狀圖	岩 質	厚	記号		
白堊紀	河床礫		砂 礫 粘 土		Al		
	高位礫段丘礫層		砂礫粘土, 3段, 段丘列		Dl		
第 三 紀	港上層		灰岩部主として砂岩 礫質砂岩 暗灰色硬頁岩 含化石 基底 砂岩 含海綠石礫岩類	±200	Tk		
	幌内層		暗灰色厚層 無層理頁岩	+500	PH	不整合	
	石狩層群	羊齒砂岩層		砂岩, 砂質頁岩 虎皮式炭層	72-100	WD	整合
		若菜辺層		砂岩, 砂質頁岩 1頁岩層 2頁岩層 3頁岩層 4頁岩層	60-200	WK	整合
		夕張夾炭層		砂岩頁岩互層, 主要夾炭層	0-100m	Yc	整合
幌加別頁岩層			暗灰色頁岩 sideritic marl 等含山	0-160	Hs	整合	
	登川夾炭層		頁岩, 砂岩, 頁岩互層 夾炭層 砂岩, 砂質砂岩, 頁岩互層	0-100	Nc	不整合	
白 堊 紀	西洞砂岩層		砂岩, 砂質砂岩 上部砂岩層 下部砂岩層 含 Nilaparina 夾炭層 粗粒砂岩, 凝灰岩 含礫砂岩	±450	Hb	整合	
	上部蝦夷層群	鉦泉沢凝灰質砂岩, 頁岩層		massive 暗灰色頁岩 所々凝灰岩, 礫質 凝灰質砂岩等 TFR-層, 15M凝灰質砂岩等含海綠石	±400		
		磯沢部泥質頁岩層		凝灰岩, 礫質凝灰質砂岩 礫質凝灰質砂岩 凝灰質砂岩等 含山礫, 稀=5-10cm 1砂岩層, 薄層, 海綠石 等含山	±600	Uy ₂	整合
		白金沢砂岩層		上位140M位下位=Imo- mae, urajimassio 密集層アリ。	±400	Uy ₁	整合
	中部蝦夷層群	滝沢砂岩層		砂岩頁岩互層 海綠石等含山砂岩, 砂質頁岩 互層 7m位, 凝灰質砂岩等礫質 砂岩, 頁岩, 互層 30cm粗粒砂岩等礫質 1m内外, 粗粒暗灰色砂岩等	±400	My ₈	整合
		中二股砂質頁岩層		凝灰質砂岩等礫質砂岩, 頁岩 互層 砂岩, 頁岩互層, 頁岩等			整合
		日陰沢頁岩層		砂岩頁岩互層, 海綠石等含山 凝灰質砂岩等 凝灰質砂岩等礫質砂岩, 頁岩 互層 砂岩, 薄層等含山頁岩	300 600	My ₇	整合
		八七班沢砂岩層		暗灰色厚層, 無層理 頁岩, 稀=砂岩等礫質 凝灰質砂岩, 薄層等含山	250 400	My ₆	整合
		八八班沢砂質頁岩層		頁岩, 砂質頁岩等礫質砂岩, 頁岩 等含山砂岩等	20-50	My ₅	整合
		奥二股砂岩層		暗灰色無層理頁岩 (但=88班沢の砂質 頁岩等)	±500	My ₄	整合
九八班沢頁岩層			凝灰質砂岩等礫質砂岩, 頁岩, 砂 質頁岩等互層 薄砂質頁岩等含山頁岩	60-100	My ₃	整合	
奥沢砂質頁岩層			暗灰色頁岩	±500	My ₂	整合	
下部蝦夷層群	上部砂質頁岩層		砂岩, 砂質頁岩, 頁岩, 互層 凝灰質砂岩等礫質砂岩, 頁岩 互層	±20	My ₁	整合 平行不整合	
	オルトリナ石炭層		砂質 堅硬砂岩	±20	My ₁		
	下部砂岩頁岩層		暗灰色厚層頁岩 砂岩頁岩, 砂質頁岩, 互層 薄砂岩等含山頁岩, 砂質頁岩	±400	Ly ₄	整合	
	富間砂岩層		オルトリナ石灰岩	±50	Ly ₃	整合	
侏羅-白堊紀	前岳硬質砂岩及砂質頁岩層		頁岩, 頁岩, 砂岩, 頁岩互層 砂岩, 頁岩, 互層 粗粒砂岩, 頁岩互層 砂岩, 頁岩, 互層	400 500	Ly ₂	整合	
	空知層群		薄頁岩等含山暗灰色砂岩 植物化石, 破片等暗灰色 砂岩, 頁岩等含山 暗灰色砂岩	±500	Ly ₁	整合	
先白堊紀	空知層群		暗灰色至灰白色硬砂岩 砂質頁岩 硬砂岩中レンズ状=薄炭層列 硬砂岩, 時=硬砂岩, 礫 硬砂岩 黑色砂質頁岩, 粘土板岩 頁岩, 暗灰色砂岩		?	Sr 街上下断層	
	夕張岳變成岩類		砂質綠色片岩, 綠黑色 千枚岩及C=砂岩等 蛇紋岩及C=綠泥岩等進入		?	Km DbSP 街上下断層	

は附図2の様に巾3~5cmの凝灰質砂岩、稀に15cmの厚いものもあるが、灰白色のよく目立つ凝灰質砂岩が何枚も挟まれて来て主要部は頁岩質である。

附図2 My₇ 暗灰色頁岩中頻繁に挟まれてくる砂岩及び凝灰質砂岩の薄層



- ~~~~~ 灰白色凝灰質砂岩 3~5cm
- ||||| 灰色砂岩時に海緑石を含む。
- ≡≡≡ 暗灰色頁岩

上部のMy₈に近い所はN10°E/SE40°内外で巾2cmの凝灰質砂岩を挟む頁岩層があり、僅かに砂質頁岩部が入つて来る。(5)の層準)

上巻沢の本層の大部分は下部がMy₆と接するが(1)に相当する部分がよく見られるので、この断層は大きな落差を持つものでないことが想像出来る。本上巻沢では右大沢、左大沢共にその岩質はよく連続して露出も良好であり、(5)に相当する最上部の凝灰質砂岩が1~7cmの巾で数層密集して挟まれて来る部分がよく観察される。

大巻沢右沢では最下部の(1)に相当する頁岩層はN10°E/SE60°をなし砂質頁岩、頁岩の互層部がその上にあり(2)に相当する。(3)に相当する中央部の含凝灰質砂岩部はN20°E/SE40°で凝灰質砂岩には厚さ50cmに達するものもある。(4)の層準に属するものはその上にあつてN20~25°E/SE75~80°をなし、最上部の(5)に当る部分には厚さ5cm内外の凝灰質砂岩2~3枚を挟む頁岩層が見られる。大巻沢左沢は最上流部は火山灰に被われて露出不良で下部は厚さ70cmの凝灰質砂岩を挟む(3)の層準より見られ、その層序は左沢と全く相対応する。

その南延長は磯次郎沢右沢に露われ断層のため3回反覆し、断層附近のものを除けば走向略南北、東傾斜60°或は垂直で凝灰質砂岩の入る部分を鍵層とし

て前記の層序がよく判る。磯次郎左沢はその上流部に My_8 のすぐ下は $NS/E80^\circ$ 及び $N20^\circ W/NE45^\circ$ を示す(5)に属する凝灰質砂岩を含む頁岩が分布するが最上流部が露出不良であるので下部層は見られない。

本層の下半部は断層のためその東ペンケモニューパロと板垣沢との分岐点附近に再び露われ、東は My_8 と整合し西は断層で My_8 と接する。

本層の南延長は白金沢の北岸の2本の支流の上流に露われる。この2つの支流のものは走向何れも南北に近く東に $50\sim 80^\circ$ 傾斜し、凝灰質砂岩部の発達している層の間に頁岩部があつて(3)(4)(5)の層準のものが分布する。

白金沢では本層は中に My_8 を挟んで断層のため2回露出するが、何れも岩質的に見て最上位の(5)に属する部分である。下流に露出するものは $NS/E60\sim 80^\circ$ の頁岩層で巾40m余の崖に18層の薄砂岩層と3層の薄凝灰質岩層が見られる。上流に露出するものは My_8 のすぐ下に灰白色の凝灰質岩層の2~5cmのものを多数挟有する部分があり(5)に相当する。ここで筆者等の得た化石は

Inoceramus yabei N. & M.

In. uwajimensis YEHARA

In. concentricus nipponicus N. & M.

Scaphites (Yezoites) planus Y.

Turrilites inconstans MAT. (sp. nov.)

Turrilites costatus LAMARCK

Inoceramus concentricus spngleri MAT.

Desmoceras (Pseudouhligella) japonica Y.

Eogunnarites unicus YABE

Cunningtonites sp. aff. *meridionalis* var. *africana*. (STOLICZKA)

Cunningtonites sp. aff. *sussexiensis* SHARP.

其他

Epigonicerias glabrum Y.

Puzosia sp.

* この40mの間に断層が一本見られる。

を下流の露頭から得た。

上流部の東に之と断層で接し My_6 の上になる狭少な本層は薄い凝灰質砂岩を挟む頁岩部で(1)に該当する。

カネオベツ沢の本層は断層或は褶曲のため広い範囲に露出し、東端の沢の上流部では My_6 と断層で接する。本層の一般走向は南北性で大部分は東に $70\sim 80^\circ$ 傾斜するも、時に西に 80° 内外傾斜するものもある。この地帯の構造は前記の区分によつて岩質的に区分してみると比較的容易に推定する事が出来る。

(h) My_8 瀧の澤砂岩頁岩層

本層は上位の My_9 即ち所謂佐久砂岩層の岩質に漸移する砂岩、砂質頁岩、頁岩の互層で中央稍上位と下位に凝灰質砂岩を挟む。又砂岩及砂質頁岩中には海緑石を含むものがある。比較的低位に 30cm 内外の厚さを有する粗粒砂岩があつて之に硅岩、緑色片岩の細かい破片を含むものがあり雲母質である。最下部より稍上部にある 1m 内外の厚さをもつ細粒砂岩も連続性はないが、本層の特徴となつて野外に於て低位の My_7 との区分に役立つことがある。全層厚は 400m 内外である。

⁴⁶⁾ 松本達郎による主夕張川上流での採取化石中には次のものが記載されている。

Anagaudryceras sacya (FORBES) em. (Including *Lytoceras imperiale* YABE)

Desmoceras (*Pseudohligella*) *ezoana* MAT.

D. (P.) *ezoana* var. *poronaicum* YABE

D. (P.) *japonica* YABE

Puzosia nipponica MAT.

Calyoceras sp.

Acanthoceras orientalis MAT.

Inoceramus yabei subconcentricus MAT.

In, *yabei concentricus* MAT.

最北部日陰沢中流のものは最下部は $N10^\circ E/SE50^\circ$ 内外の薄い砂岩及び凝灰

46) 松本達郎 前出 (12)

質砂岩を挟む頁岩層でその上位は砂岩、頁岩の互層で砂岩は5~7cmであるが次第に上位には厚い砂岩層を挟んで来る。それから上は殆んど砂岩、頁岩の互層で遂に砂岩質の佐久層 (My₉) に漸移する。

上巻沢中流の二股附近の本層は My₇ と接する最下部は N20~30°E/SE40~60° の砂岩、頁岩の互層でその稍上位に巾 1m 以上の暗灰色細粒の砂岩が挟まれている。これよりやや上位の頁岩中から

Anagaudryceras sacya FORBES

を得た。この上は砂岩、砂質頁岩、頁岩の薄互層でその上位に巾 30cm 位のアルコーズ砂岩があり下盤の²/₃は風化して脆弱となり上下盤は緑灰色の砂質頁岩でこの粗粒砂岩中には珪岩、黒雲母及び緑色岩類の破片を含んでいる。

この上位で本層の約中央部には砂質頁岩と頁岩の互層部に巾 6cm 内外の凝灰質砂岩を挟んで来る。これから上位は大部分は砂質頁岩を主体とする砂岩、頁岩の互層で最上部 My₉ に近い部分には巾 10cm 内外の海緑石を含む砂岩層を挟有する。

大巻沢に於ける本層は東は My₇ と整合し西は My₉ と断層で接する。一般走向は N30~40°E で東に 40~70° 傾斜する。最下位に近く巾 1m 内外の砂岩があつて薄い凝灰岩層を挟んでいる。その上位は砂質頁岩部の優勢な砂岩、頁岩の互層で所々凝灰質砂岩の薄層を挟んでくる。

磯次郎沢右沢の上流にも本層の延長が露出し N10°E/SE40~60°、大部分は砂質頁岩と砂岩、頁岩の互層であるが露出は断片的である。磯次郎沢左沢の最上流に近く本層は NS/E40° 内外で露出し、断片的な露出で層序は判然としなないが大部分は砂質頁岩である。

本層の南延長はペンケモユール滝の沢に延び殆んど沢の流路と並行した走向をとり、東に 60~80° 傾斜する。大部分が砂質頁岩の優勢な砂岩、頁岩、砂質頁岩の互層で 5cm 内外の凝灰質砂岩を挟有する。この凝灰質砂岩中には時に 70cm の層厚をもつものもある。

白金沢の本層は断層のため My₇ を挟んで2回反覆露出し、最下位は砂岩を挟む頁岩で砂岩は 5cm 内外で海緑石を含む。この上位には 3cm 内外の薄い凝

灰質砂岩及び海緑石砂岩の中 50cm に達するものを挟む頁岩及び砂質頁岩の互層があり、上部 My₉ に近い部分は砂質頁岩、頁岩を主体とし之に砂岩の薄層を挟むが砂岩中には厚さ 30cm 或は 50cm に達するものもある。又中央部には凝灰質砂岩を挟む部分がある。

本層は頁岩中の泥灰岩団塊中に多数の化石を産す。筆者等が採集したのは次の様なものである。

Inoceramus concentricus costatus NAGAO & MATSUMOTO

Inoceramus cfr. *anglicus* WOODS

Inoceramus hobetsensis NAGAO & MATSUMOTO

Neophylloceras subramosum SHIMIZU

Phyllopachyceras ezoense YOK.

Epigonoceras glabrum JIMBO

Gaudryceras denseplicatum J.

Scaphites (*Yezoites*) *puerulus* J.

S. sp. indet.

Scalarites scalare YABE

Hyphantoceres venustum YABE

Hyphantoceras sp.

Nipponites cfr. *mirabilis* YABE

Nipponites sp. (*Allocriceras* sp.?)

Baculites (*Lechites*) sp.

Desmoceras (*Pseudouhligella*) *ezoana* MAT.

Tragodesmoceras subcostatus MAT.

Puzosia sp.

Mesopuzosia pacifica MAT.

Parapuzosia (*Mesopuzosia*) *yubarensis* J. (em.)

Jimboiceras planulatifforme J.

Cunningtonites sp. cfr. *sussexienis* (SHARP)

Maorites olcostephanoides MAT.

Scaphites (Yezoites) planus YABE

Scaphites sp. nov.

カネオベツ沢の本層は白金沢の延長部に当りその岩質、層序も白金沢のものと殆んど同様である。最下位に近く厚さ 40cm に達する砂岩を挟む砂質頁岩、頁岩があり、中央部近くに凝灰質砂岩を挟む層準も白金沢とよく一致する。本層中から次の化石を産する。

Inoceramus concentricus costatus N. & M.

I. *hobetsensis* N. & M.

Epigoniceras glabrum JIMBO

Gaudryceras denseplicatum J.

Scaphites (Yezoites) puerculus J.

S. (Y.) *planus* YABE

Scalarites scalare YABE

Nipponites sp. (= *Aillocreres* sp. ?)

Tragodesmoceroideis subcostatus MAT.

Mesopuzosia pacifica MAT.

本図幅内の本層の南端はイオロケシマツブ沢の右沢及び左沢に露われる。ここでは走向は N40~60°W となり、大体一つの背斜構造をとるものの様で西方 My_9 に近い所は W 傾斜であるが上流地方は E 傾斜となり、滝の沢及び白金沢、カネオベツ沢の南北性の走向からやや東に開いてくる。岩質は一般的に砂質頁岩、砂岩、頁岩の互層で上部と中央部に凝灰質砂岩の薄層を挟む部分がある。

(i) My_9 白金澤砂岩層

中部蝦夷層群の上限であつて岩質的には著しく砂岩質ではあるが、中部蝦夷層群の各層とは一連の関係にある。安平志内地方で佐久層と呼ばれるものに該当し山部図幅の近藤山砂岩層に対比される。下部の My_8 との関係は整合漸移であるので砂岩が著しくなる所からを本層に入れた。全層厚はおよそ 500m で下部より岩層的特徴を記すれば次の如くである。

凝灰質砂岩を挟む砂岩と頁岩の互層で砂岩が優勢である。

海緑石を含む砂質頁岩を挟む砂岩、頁岩の薄互層。

厚い砂岩層（3m 内外）を挟む砂岩頁岩の互層、砂岩の量が多い。

凝灰岩を挟む砂岩と砂質頁岩、砂質頁岩は海緑石を含む。

砂岩、頁岩の互層で時に砂岩優勢となり時に頁岩が優勢となる。

⁴⁷⁾ 松本達郎によつて主夕張川の本、支流からは多数の化石が記載されている。

即ち

Neophylloceras subramosum SHIMIZU

Phyllopachyceras ezoense YABE

Epigonoceras glabrum JIMBO

Anagaudryceras limatum YABE

Gaudryceras denseplicatum JIMBO

Zelandites cfr. *mihoensis* MAT.

Scaphites (*Yezoites*) *puerulus* JIMBO

S. (Y.) *planus* YABE

Scaphites yonekurai YABE

S. *pseudoequalis* YABE

Baculites aff. *baculoides* MANTEL

(*B. orientalis* MATS.)

Scalarites scalare YABE

S. *venustus* YABE

S. *mihoensis* MAT.

Bostrycoceras otsukai YABE

B. *otsukai* var. *multicostatus* YABE

Hyphantoceras sp. *iudet.*

Desmoceras (*Pseudouhligella*) *ezoana* MAT.

Tragodesmocerooides subcostatus MAT.

Puzosia gaudama var. *intermedia* KOSSMAT

47) 松本達郎 前出 (12)

Mesopuzosia pacifica MAT.
Puzosia yubarense JIMBO
Puzosia cfr. *ishikawai* JIMBO
Jimboiceras planulatiforme JIMBO
Yokoyamaoceras kotoi JIMBO
Maorites olcostephanoides YABE
Romaniceras yubarenis YABE
Barroisiceras (*Reesidites*) *minimun* YABE
Inoceramus cfr. *yabei* NAGAO & MAT.

- I. *hobetsensis* NAGAO & MAT.
- I. *hobetsensis nonsulcatus* N. & M.
- I. *hobetsensis intermedia* N. & M.
- I. *hobetsensis peculiaris* N. & M.
- I. *hobetsensis maximus* N. & M.
- I. *iburiensis* N. & M.
- I. cfr. *concentricus nipponicus* N. & M.
- I. *conentricus costatus* N. & M.
- I. *tenuistriatus* N. & M.
- I. *pedalionoides* N. & M.
- I. *teshioensis* N. & M.
- I. *incertus* JIMBO

最北端の本層は主夕張川本流と日陰沢の分岐点附近に全層の露出が見られる。下部の凝灰質砂岩を挟む砂岩頁岩の互層は $N45\sim60^{\circ}E/SE40^{\circ}$ で My_8 の最上部層と漸移し、中央稍上部の砂岩、頁岩の互層中に挟まれる厚層砂岩は 3 m 余あつて暗緑灰白色、中粒で漣痕が見られる。最上部の砂岩、頁岩は薄互層で上部蝦夷層群の Uy_1 との境は砂岩のなくなる所を以てした。本層は南に 700m 内外の山稜を構成して $N20^{\circ}E$ 内外の方向に延びて上巻沢中流に露われる。上巻沢の My_9 は所々断層で転位するが最上部は断層を以て Uy_1 と接する。

砂岩と頁岩の互層で砂岩には厚さ 50~60cm に達するものもある。その下位は 20~30cm の凝灰岩を挟む砂質頁岩と頁岩の互層で砂質頁岩は海緑石を含むものがある。上部の My_8 に近い所は 5cm 内外の凝灰質砂岩を挟む砂質頁岩の互層で My_8 とは整合漸移する。

その南犬巻沢の本層は比較的砂岩部の優勢な砂岩、砂質頁岩及び頁岩の互層で下部に近い凝灰質砂岩には厚さ 1m に達するものもある。磯次郎沢では断層のため Uy_1 を挟んで 2 回露出し最上部は 5cm 位の砂岩と頁岩との薄互層で頁岩はやや砂質である。この部分から

Inoceramus yabei NAGAO & MATSUMOTO

Mesopuzosia pacifica MAT.

を得た。その上部は 3cm 内外の凝灰岩を挟む頁岩と砂質頁岩、砂岩の互層である。

本層は之から南方に殆んど南北の走向で延び傾斜は垂直或は 80° 内外東或は西でペンケモユーパロ沢の滝の沢、白金沢及びカネオベツの 3 支流の合流点附近に露われる。この本層は数多の断層で切断或いは反覆し、あるものは主要分布区域西方の上部蝦夷層群の中にレンズ状に露出する。下部の My_8 に近い砂岩、頁岩の互層部の砂岩は 1~2m に達するものがあり Sand-stone dyke が至る所に見られる。この Sand-stone dyke は本層の特徴であつてその岩質は互層の中に挟まれる砂岩と同様である。下部の上部或いは中央部の下寄りの辺には海緑石を含む砂岩が発達し、大きな nodule を多数含んでいる。化石は次のものを得た。

Mesopuzosia pacifica MATSUMOTO

Inoceramus hobetsensis NAGAO & MATSUMOTO

I. *iburiensis* N. & M.

Epigonicerias glabrum JIMBO

Gaudryceras denseplicatum JIMBO

Scaphites sp. indet.

Nipponites sp. (= *Allocriceras* sp.?)

Parapuzosia (Mesopuzosia) yubarensis JIMBO

Barroisiceras (Reesidites) cfr. minimum YABE

(以上ペンケモニーバロ及び白金沢)

Inoceramus hobetsensis N. & M.

Anagaudriceras limatum YABE

Scalarites scalare YABE

Mesopuzosia pacifica MATSUMOTO

(以上カネオベツ沢)

(iii) 上部蝦夷層群 (U₁)

中部蝦夷層群上に整合すを厚層、無層理の単調な頁岩層で南樺太の美保層と同様な岩質からなる。全層厚約1500m内外下部の400mは暗灰色の無層理の頁岩層で上位から40m位下に *Inoceramus uwajimensis* の密集した帯がある。本層には特に砂質部が混する事があるが、凝灰岩層又は凝灰質砂岩層を交えない。この上に整合する上部層(U₂)は略中央部に厚さ1.5m内外の凝灰質砂岩層があり、連続的でないので一つのZoneとして追跡は出来ないが見られる範囲ではいい指示層となる。本層の特徴は暗灰色頁岩中に頻繁に凝灰質砂岩及び凝灰岩の薄層を挟んで来ることで、これに海緑石を含むものもある。

主夕張川中流及び下流の本層群中の化石は松本達郎^{*}によつて次のものが記載されている。

Gaudryceras denseplicatum JIMBO

Anagaudryceras limatum YABE

Neophylloceras subramosum SHIMIZU

* 筆者等の採集した上部蝦夷層群の化石は目下尙お研究中のものがあり、此所に記載し得なかつたことをまことに残念に思うものであるが、いずれ他日別の方法で発表したいと思つている。

但し之等の内ウニ及び単体珊瑚の化石は北大早坂教授の御好意によつて夫々

Holcaster sp. indet.

Microbacia sp. indet.

であることが判つた。何れも鉱泉沢の U₂ の層準から産したものである。

Epigonicerias glabrum JIMBO
Gaudryceras tenuiliratum YABE
Scaphites sp.
Scalarites mihoensis MAT.
Scalarites densicostatus MAT.
Hyphantoceras miotuberculatus MAT.
Damesites damesi JIMBO
Mesopuzosia pacifica MAT.
Inoceramus uwajimensis YEHARA
Inoceramus (*Sergipia*) *akamatsui* YEHARA
Phyllopachyceras ezoense YOKOYAMA
Inoceramus mihoensis MAT.
I. naumanni YOK.
Polyptychoceras. sp.
Hauericeras gardeni BAILY
Parapuzoria (*Mesopuzosia*) *ishikawai* JIMBO
Eupachydyscus haradai JIMBO
Inoceramus ezoense YOK.
Inoceramus japonicus SASA (M.S)

其他 Echinoid 及び coral を産する。

(a) Uy_1 : 磯次郎澤頁岩層

下位の白金沢砂岩層 (My_9) とは整合関係で著しい砂岩層がなくなつて無層理, 厚層の頁岩層になる部分から Uy_1 として取扱つた。但し稀に薄い砂岩や砂質頁岩を挟む部分も存在する。本層と Uy_2 とは断層で相交錯して露出し楔状の形の複雑な分布を示す。

主夕張川上流の本層は My_9 との境界近いものは緩傾斜で $12\sim 15^\circ$ であるが西方次第に $40\sim 50^\circ$ に変化する。全層厚は約 400m, 最上部から約 40m 下位に *Inoceramus uwajimensis* の密集した帯がある。この *Inoceramus* の大多

数は convex side を見掛上上しているが、地層が逆転しているので堆積当時は convex side を下にしていたものと考えられる。この Inoceramus 帯は主夕張川に沿つて2回見ることが出来るが断層による反覆露出と解釈される。

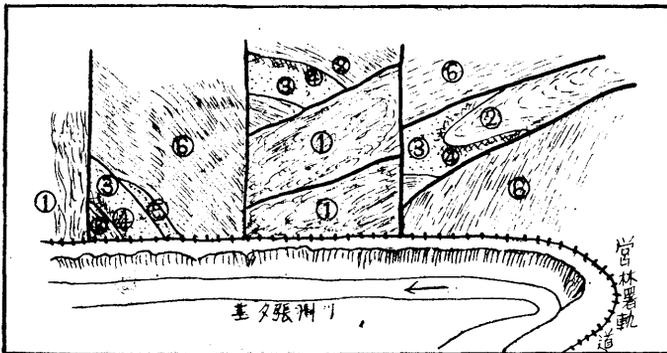
この帯はその南の清水沢でも明瞭で、反覆した露出を2回見ることが出来るが、その南の小巻沢及びそれから南の沢ではこの Zone は明瞭でない。小巻沢上巻沢、大巻沢では本層中に Uy_2 を挟んで2度反覆露出するが、この際には凝灰岩あるいは凝灰質砂岩を含まない Uy_1 は頻繁に灰白色凝灰岩を挟んでくる Uy_2 と容易に区別することが出来る。

磯次郎沢白金沢及びラウネナイ沢では本層中に断層で中部蝦夷最上部の My_9 が挟まってくる。又その南のイオロケシマツ沢では My_9 の中に本層が楔状に挟まれてくる。

(b) Uy_2 鏡泉澤凝灰質砂岩、頁岩層

Uy_1 の上に整合する同じ岩層のメンバーであるが、著しく凝灰岩或は凝灰質砂岩の薄層を挟んでくることを特徴とする。この凝灰岩及び凝灰質砂岩は1cm内外の薄層から20cmに及ぶものに至るまであり、時に海緑石を含むものもある。

附 圖 3



- (1) 破砕された暗灰色頁岩
- (2) 赤褐色に汚染された頁岩
- (3) 灰白色粗粒砂岩、海緑石を含みや凝灰質 1.5m
- (4) 下半部、軟質部、海緑石多し
- (5) 粘土化せる部分
- (6) (Uy_2) 暗灰色頁岩

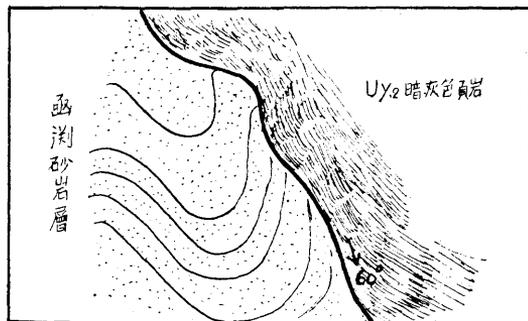
全層厚約 1000m に及ぶ厚層であつて、略中央部に巾 1.5m^{*} 内外の海緑石を含む灰白色の凝灰質砂岩層があるが連続性を欠く。(附図3参照) これから上位のものは凝灰岩の介在は下位のものほど著しくない。

本層の分布範囲は北方に広く南方に狭くなつてゐる。即ち北方では主夕張川の屈曲地点の東から西方に向つての本層の露出距離は東西約 7.5km に及び、最狭部は主夕張川とパンケモューパロ川の合流点のやや北方で、ここでは東西約 500m を数えるにすぎない。

この北方で広がつてゐる理由の一つは盤の沢衝上であり、も一つの理由は地層の細かい褶曲で、同一層の反覆露出である。盤の沢衝上断層は本地域の主夕張川の西側支流パンケホロカユーパロとパンケホロカユーパロの中間の函淵砂岩層内に初まつて、北上してパンケホロカユーパロ及び鉱泉沢を経てここに於て西に方向を転じ幌向岳の北側を通り、再び北東上し鉱泉沢上流の尾根を経て幾春別川の支流盤之沢に向う大衝上断層であつて、上部蝦夷層群を函淵砂岩、幌内層、若鍋層及び羊齒砂岩層等の各層の上に衝上せしめてゐる。

本図幅内では函淵層群からなる西原沢衝上地塊の上に盤の沢衝上によつて上部蝦夷層群の Uy_2 がのし上つてゐる。この Uy_2 は鉱泉沢とパンケボロカユーパロの川口で見られる様に 2本の背斜及び向斜があり、その軸の方向はいづれも南北性である。この盤の沢衝上でのし上つてゐる Uy_2 は露出不良のため詳細

附図 4 鉱泉沢、盤之沢衝上断層、延長部



函淵石の岩層の上に衝上している上部蝦夷層群

* 附図 4 参照

な構造は不明であるが、上記川口に見られる様な波状褶曲を持つて広い分布を示すものと推定される。盤の沢衝上は後章地体構造の項に於て詳述するが、この地域内で観察される箇所はペンケホロカユーパロ川口から約 1km 上流で只 1ヶ所である。この地点では附図 5 の様に比較的急角度で函淵砂岩上に Uy_2 の暗灰色頁岩が衝上する。

本図幅に於て「大夕張根無地塊」と称するものは既に今井博士⁴⁸⁾によつて発見されその層位及び構造も明らかにされている。この根無地塊は Uy_2 、特にその上部によつて構成され、これの南側に函淵層群を下にしてともなつていたので逆倒構造と考えられていたが、この附近にある他の衝上地域やあるいわ根無地塊がいつれも函淵層群を上にした順構造であるのと比較して奇異の感をいだかしめるものがあつた。今回の調査に當つてこの点に関して矢部先生に暗示を戴いて函淵層群と Uy_2 とを別個の根無地塊と考えてみた。これに関しては後の地質構造の項で詳しく述べる。

この大夕張根無地塊から大立目⁴⁹⁾によつて記載されている化石には下の如きものがある。

Parallelodon sachalinensis SCHMIDT

Inoceramus uwajimensis YEHARA

I. *akamatsui* YEHARA

I. *ezoensis* YOKOYAMA

I. *japonicus* SASA (M.S.)

I. *naumanni* YOK.

Neophylloceras subramosum SHIMIZU

Phylloceras ezoensis YOK.

Gaudryceras tenuiliratum YABE

G. *denseplycatum* JIMBO

48) 今井半次郎 Geology of the Ishikari Coal Field, Hokkaido, with special reference to an overthrust rock-sheet.

Proc. 3rd. Pan-Pacific Congress, Tokyo (1928) pp. 1561—1571

49) 大立目謙一郎 前出 (11) pp. 8

Anagaudryceras limatum YABE

Epigoniceras glabrum JIMBO

Hamites (*Polyptychoceras*) sp.

Scaphites sp.

Damesites damesi JIMBO

Eupachydiscus haradai JIMBO

Puzosia japonica YABE (M.S.)

Hauericeras gardeni (BAILY)

Uy₂ は更に丸山根無地塊の東西両側に僅かくつついてきて、これから大立目⁵⁰⁾ によつて下の様な化石が記載されている。

Inoceramus naumanni YOK.

Neopachydiscus naumanni YOK.

一方Uy₂の分布の主流とも云うべき主夕張川流域のものはいづれも南北に近い走向で東傾斜の逆転構造をつづけながら南に延び、主夕張川とパンケモューパロの合流点を渡つてパンケモューパロ川に沿つて南に更に延びてゆく。

(iv) 函淵層群 (Hb)

函淵層群の標式地である函淵は本地域の南大夕張の東約1.8km、夕張川が分岐してパンケモューパロ川と主夕張川となる地点のすぐ西に当る。本層は既に「調査の歴史」の項で述べた様に今井博士⁵¹⁾によつて1924年従来第三紀と白堊紀層の中間部と考えられていたものから分離され、其後大立目博士⁵²⁾によつて研究され、又最近では細野実⁵³⁾による細かい層別分類の記載がある。筆者等は以上の人々の調査研究を踏襲して本層群を大体2分した。

上部函淵層群	250m	
(上位から)	サヌシユベ砂岩層	105m
	上部砂岩頁岩層	30m

50) 大立目謙一郎 前出(11) pp. 8

51) 今井半次郎 前出(4)

52) 大立目謙一郎 前出(11)

53) 細野実 前出(15)

	深牛砂岩層	35m
	深牛礫岩層	20m
	下部砂岩礫岩層	60m
下部函淵層群	170m	
(上位から)	含ニルソニヤ層	40m
	細粒砂岩層	65m
	流紋岩質凝灰岩層	25m
	含礫砂岩層	40m

(1) 下部函淵層群

(a) 含礫砂岩層(下位より)

函淵層群の基底部で下位の上部蝦夷層群とは整合関係で、上部蝦夷特有の暗灰色頁岩との間には時に細粒砂岩があることもある。本層は一般に中粒砂岩で小円礫はチャート、硬砂岩、粘板岩等の夕張岳変成岩類や空知統の岩石が多い。

(b) 流紋岩質凝灰岩層

帯緑灰白色の緻密堅硬な凝灰岩層で、本図幅内の函淵層群中の非常にいい鍵層になるが、本層は場所によつて2層あるいは稀に3層にわかれることがありその中間には灰緑色の硬い砂岩やフリント質の頁岩を挟んでる。本層は既に鈴⁵⁴⁾木博士によつて流紋岩質凝灰岩と鑑定されているが、同質のものが富内附近の函淵層群中に、又興味あることはこれが上部蝦夷層群中(日高沙流川貫気別川)にもあると記載されていることである。

(c) 細粒砂岩層

灰緑色細粒砂岩で緻密な頁岩を挟有している。最下部はやや凝灰質砂岩である。

(d) 含ニルソニヤ層

主として灰色頁岩、凝灰質砂岩、粗粒砂岩、炭質頁岩等からなり黒色頁岩、石炭層を挟む。函淵砂岩層の標式地の函淵では炭質頁岩あるいはレンズ状の薄炭層で稼行に堪えないが、本図幅北西部の西原沢衝上地塊を構成する本層中に

54) 鈴木 醇 “本邦中生代の凝灰質岩石について” 地質学雑誌 第89巻 p. 740 1932

は最厚 1.5m の粘結性瀝青炭があつて稼行されている。本層中の炭質頁岩は函淵の断面では略 4 層あつて、この内最上位から 2 番目の 95cm の炭質頁岩に稍炭気が認められるのみである。植物化石は本層中に含まれており、遠藤誠道によつて下の様なものが記載されている。

Cladophlebis frigida HEER

Sphenopteris dicksonianum HEER

Phyllites sp. (cfr. *Adiantum formosum* HEER)

Cladophlebis torelli HEER

Glossozamites? imaii ENDO

Phyllites sp. (cfr. *Sphenozamites rogersianus* FONTAINE)

Cycadeoidea nipponica ENDO

Nilssonia cfr. *orientalis* HEER

N. cfr. *johnstrupi* HEER

N. *serotina* HEER

N. sp.

Libocedrus denticulate HEER

L. *arctica* HEER?

Rhamnites apiculatus LESQ.

Populus apiculatus HEER

P. *arctica* HEER

Protophyllum obovatum NEWBERRY

(2) 上部函淵層群

(a) 下部砂岩礫岩層

2.5m 内外の礫岩層を基底とする灰色の砂岩層で、砂岩中に海緑石を含むことがある。一般に風化し易い。函淵では本層上部から

* 後章 応用地質の項参照

55) 遠藤誠道 Nilssonia-Bed of HOKKAIDO and its flora
(Sci. Rep. Toh. Imp. Univ. 2nd Ser. Vol. 7.) 1925

Trigonia subovalis JIMBO var. minor YABE et NAGAO

が知られている。

(b) 深牛礫岩層

函淵砂岩層中最も著しい礫岩層で堅硬，風化に対する抵抗が強く風化面は褐鉄鉱で汚染されて褐色を呈する。礫は硬砂岩，粘板岩等空知統や夕張岳変成岩類の礫が多いが，特に注目する必要のあることは鈴木博士⁵⁶⁾によつて指摘された様に流紋岩の円礫を含んでいることで，前記流紋岩質凝灰岩層の項で述べた様に貫気別川の上部蝦夷層群中に流紋岩があることを考えると，現在整合関係とされているこれ等の間にもつと研究す可き問題がある様である。このことに関しては後章で更に述べるつもりである。

(c) 深牛砂岩層

一般に細粒質帯緑灰色の砂岩で本層から

Rhynchonella sp. (?)

が報ぜられている。

(d) 上部砂質頁岩層

50cm 余りの薄い礫岩層から初まる砂岩，頁岩の互層で頁岩は暗灰色及び淡緑色のものがある。砂岩は中粒乃至細粒で淡緑灰色である。

(e) サヌシユベ砂岩

本層群最上部の厚層の帯緑灰色の中粒乃至は細粒砂岩で植物化石の破片を含む。筆者等は本層の上限から約 15m 下位から魚の^{*}歯を得た。

次に函淵層群の分布について述べる。本層は主夕張川の西岸に突出した南北性の山稜を構成し，又西原沢衝上地塊，丸山根無地域の様なクリツペとして比較的低平な第三紀層分布地域に高地を形成している。

最北端鉄橋の沢の最上流近くの本層はあるものは若菜辺層に不整合に被われ又あるものは幌内層と断層で接する。この小地域の函淵層はその岩質，層序から最上部のサヌシユベ砂岩層に同定される。

幌向岳，笹森岳の山体を構成する本層は西原沢衝上地塊と呼ばれるもので，

* この魚歯は北大早坂教授の御好意によつて *Lamna* sp. indet. と鑑定された。

56) 鈴木 醇 前出 (54)

西側は西原沢衝上断層で石狩統及び幌内層の岩石の上に衝上し、東側は盤の沢衝上断層で上部蝦夷層群の Uy_2 に乗しかけられ、南側の縁辺部には石狩統の登川、幌加別、夕張の各層を引きつづてこの構造の中に巻き込んでいる。この地塊の函淵層群は同性質の衝上断層線を更にもう3本もつて同一層を反覆露出せしめる。

これら5条の衝上断層線に劃されたブロックを西から第1、第2、第3及び第4帯と呼ぶ。第3と第4とはこの間の断層線があまり大きなものでないのので同一層の連続が認められる。第1帯はその最下部に北炭万字鉱区内の函淵層準の炭層をもつて来ているので含ニルソニヤ帯とその上位の下部砂岩礫帯で走向略南北、東に $25\sim 35^\circ$ 傾斜する。

その東の第2帯は下部に Uy_2 をもつて来ているので含礫砂岩層、流紋岩質凝灰岩層等の下部函淵層群が分布し、第3及び第4帯は函淵層群の殆んど全層を露出する。この第4帯と連続する函淵層群の主流はこれから南に向つて下り、東に Uy_2 を西に石狩層群をもち略南北の走向で東傾斜の逆転構造をつづけ、途中断層によつて2つに分れその東のものは夕張川を横切つて函淵の標式露出となり、更に南に延びて登川方面に連なる。その西側のものは南大夕張北方で雁皮原断層に挾殺されて消滅する。

西原沢衝上地域の南には大夕張根無地塊に附随した2ヶの函淵層群のクリツペがある。この内北にある半月形のもはその中に層厚 2m に近い炭質頁岩をもつていることから含ニルソニヤ層準のものであり、南にある落花生型で一部 Uy_2 を戴くものは帯緑灰色の砂岩層を主体とするもので、恐らく含ニルソニヤ層の上下何れかの層準のものであろう。

その南西方丸山の山体を構成する丸山根無地塊の本層は下位に Uy_2 をもち略南北方向の軸をもつ一つの向斜構造を示す。これを構成する岩石は既によく知られている様に下部函淵の大部とその上の下部砂岩礫岩層の一部である。

(4) 第三系

本地域の第三系は石狩夾炭層と幌内層とからなる古第三紀層と滝の上層準と推定される板垣沢層群によつて代表される新第三紀層からなり、古第三紀層は

本地域の西部に複雑多岐な構造を示しながら広い分布を占める。

(i) 古第三紀層

(イ) 石狩夾炭層群

下位から登川夾炭層、幌加別頁岩層、夕張夾炭層、若菜辺層、羊齒砂岩層が発達し、それ以外の石狩統は見られない。

(1) 登川夾炭層

本層の標式地はここから南に当る登川であるが、本地域でも夕張、万字方面に比較的良好に発達し、層厚も最厚部は100mに達するが平和、清水沢、遠幌、南大夕張と夕張川に沿って東に向つて漸次薄くなり、南大夕張附近では35m内外となり、更に北に向つて三菱大夕張炭鉱附近では10m内外、更に北上して鉱泉沢に分布する僅かの本夾炭層は大夕張根無地塊のUy₂の下で消失し、それから西に向つての断面でよくわかる様に西原沢衝上地塊の下にかくされている、等傾向斜の中央部から再び現われ、西に向つて漸次増大して万字東部区域に連なる。

本地域北西隅の鉄橋の沢では登川夾炭層ばかりではなく、幌加別層、夕張夾炭層をも欠いて若菜辺層が直接下位の函淵砂岩層を被覆する。

岩質は砂岩、頁岩、砂質頁岩の互層で大体下半部は砂岩質、上半部は頁岩質で、中部には1~3枚の炭層あるいは炭質頁岩を挟んでいる。砂岩は灰白色又は帯青淡灰色、頁岩は暗灰色、黒色等で炭質物を含む。中部の炭層は万字、夕張地区では良好で稼行に堪えるが、他の区域では地層の厚さの薄化と並行して薄くなつて稼行価値はない。即ち万字地区では万字本層と称せられて1.4~1.5mで微粘結の瀝青炭であり、又夕張の2坑及3坑地区では厚さ1.5m内外、かつて稼行されたこともあつて、夕張本層と同じような粘結性瀝青炭を出したこともあつたが、現在残っている部分は深部になつていくので稼行していない。平和、清水沢、遠幌方面では稼行に堪えるものはなく、南大夕張附近では最厚20cmで、其他2~3層の薄炭層を見るが、稼行出来る様なものはない。化石としては炭層の上盤あるいは上半部の暗黒色頁岩中に

Sequoia langsdorfii (BRONGN.)

Glyptostrobus europaeus (BRONGN.)

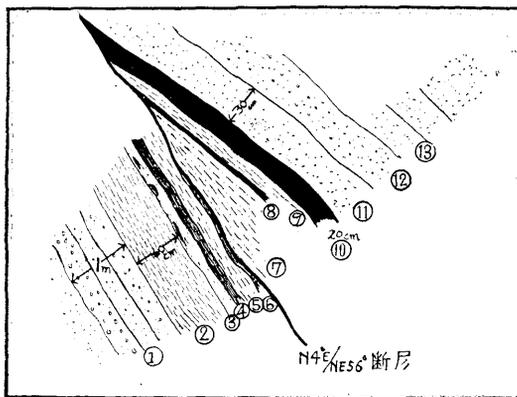
Salix sp.

⁵⁷⁾等が知られている。

本層と下位の白堊紀層との関係は既に今井、大立目等の人々によつて論ぜられていたので詳しく論ずることは止めるが、登川夾炭層の下位に函淵層群があつて、これを平行不整合に被覆している地域は主夕張川の南北の流れの西方約4 km のこれと平行した南北線の東側地域、即ち北は西原沢衝上地塊の下にかくれる石狩統十幌内層の等傾向斜の西端部から南に下つて登川、サヌシユベを結ぶ線の東側地区に限られていて、それから西方の万字附近では登川の下に来るものは上部蝦夷層群であり、又夕張炭田ではいわゆる「トリゴニヤ砂岩層」即ち中部蝦夷層群である。この事実は大夕張地域より夕張、万字地域の方の隆起が大きく、削剝作用を激しくうけたことを証明するもので、白堊紀層と第三紀層との不整合の明白な資料の一つである。

本地域で登川夾炭層と函淵砂岩層最上部のサヌシユベ砂岩層との平行不整合関係は附図5で見える様に、全く岩質的に変つた所のない砂岩層の間の含礫質部

附図5 主夕張川函淵の登川夾炭層と
函淵基底礫岩層との関係
(地層全体は逆轉している)



- ① 含礫砂岩黄灰褐色
N8°W/NE44°
- ② 黄綠色頁岩
- ③ 下盤に石炭片をもつ褐色頁岩 15cm
- ④ 炭質頁岩 10cm
- ⑤ 褐色頁岩
- ⑥ 炭質頁岩 5cm
- ⑦ 黄褐色砂質頁岩
- ⑧ 炭層 5cm
- ⑨ 褐色頁岩
- ⑩ 炭層(登川本層) 20cm
- ⑪ 灰青色砂岩
- ⑫ 下部に小礫をもつ灰青色砂岩、登川の基底部
- ⑬ ①—⑫ 登川夾炭層
- ⑬ 函淵層群 サヌシユベ砂岩の最上部

57) 大立目謙一郎 前出(11)

を基底としてこれより上位（逆転しているの見掛上は下位）の20cm内外の炭層を挟有している砂岩、頁岩の互層を登川夾炭層としこの含礫砂岩より下を函淵層群と考えたが、登川下部の砂岩とこの含礫砂岩の下の函淵層群の砂岩とは岩質的に区別がつかない。サヌシユベ砂岩はこれから下位に次第に固有の青緑灰色の特有の色調を呈してくる。

（2）幌加別頁岩層

登川夾炭層とは整合漸移する暗灰色の頁岩層で菱鉄鈹質の団塊や砂岩の薄層を挟有する。層理は明瞭であるが岩質的に幌内頁岩層と類似している。夕張炭田では70~100m、万字東部では約90m、平和、清水沢、遠幌地区でも100m内外、南大夕張地区では55~160m、大夕張炭山では80m内外である。本層は本図幅北西部の鉄橋の沢付近では下位の登川夾炭層と共に欠除して基盤の函淵層群を直接に被覆するのは若菜辺層である。

本層からは

Sequoia langsdorfii (BRONGN.)

Glyptostrobus europaeus (BRONGN.)

Pityophyllum sp.

Planera sp.

Unio sp.

等が記載されている*。

（3）夕張夾炭層

夕張夾炭層の名の由来した標式地の夕張炭田の2坑3坑区域では本層は50~60mで砂岩、頁岩の互層で砂岩は灰色乃至淡灰色、頁岩は黒色頁岩で本地域の石狩統の主要炭層を挟有する。下部は泥岩質上部は砂岩質、最下位にいわゆる10尺層と称せられる夕張本層があり、その上に6.8尺層、更に上位に上層がある。平和、清水沢、遠幌地区では全層厚は130m内外、岩質は夕張炭田と同様であるが、上層と6.8尺層との中間に平安8尺層と称せられる炭層が発達し5m内外となり、上層は90cm内外のもの2層となり、10尺層は4.5~5m、6.8尺

* 大立目謙一郎 前出 (11)

層は3.5m内外となる。万字方面では上層を欠いて10尺層は2番層と称せられ3番層あるいわ上層と称せられるものは6.8尺層に該当する。

大夕張，南大夕張地域では下部は砂岩質，上部が泥炭質で，夕張地域とは逆の岩質を呈し，層厚は100m内外，薄い所は30~40mとなり，又或部分では堆積の全くない所もある。

夕張川南側で南大夕張に近い北夕炭礦では試錐の結果，本夾炭層は上から2尺層，4尺層，平安8尺層（上層），6.8尺層（中層）及び10尺層（本層）が知られており，層厚は夫々0.40m，0.80m，1.80m，2.80m，3.00m，である。

大夕張炭礦では10尺層に該当する下層は4.5mの層厚を示し，6.8尺層に該当するものは上層（2.57m）及び中層（1.80m）の2枚の炭層からなり，各炭層の層間距離は約20mである。

以上述べた様に夕張夾炭層の炭層の層準の変化は各区域で非常に著しいものがあり，特にその上部の削剝面の上に幌内層の堆積があつてこれを益々複雑化している。各区域の炭層対比は添附図第9図に記載しておいたが，今その名称の対比を記すれば次の様である。

万	夕	平	大
字	張	和	夕
			張
…?	……上層	……上層	……
三番層	…… { 6尺層 } …… 8尺層	…… 4尺層	……本層
	…… { 8尺層 }		
二番層	……10尺層	……10尺層	……下層

夕張炭田，大夕張炭田の主体をなしているこれらの炭層は炭質優良の粘結性瀝青炭で原料炭として重要な位置をしめている。本層からは *Sequoia langsdorffii* (BRONGN)，其他若干の潤葉樹の葉の化石及び *Unio sp* 等が知られている。

(4) 若菜邊層

本層の標式地である若菜辺，夕張地域では150~200m，平和，清水沢，遠幌方面では略150m，南大夕張方面では60m，大夕張炭山附近では70mで，北西部の万字鉄橋の沢では略100mである。

若菜辺層の一般的の岩質としては、上部は砂岩質、下部は頁岩質ということになっている。この上部の砂岩質部は若菜辺介化石層ともよばれることがある。

砂岩は中粒乃至細粒、灰色あるいは帯青暗灰色で時に礫質になることがあり海緑石を含み、Sand-pipe を特徴とする。

頁岩は暗灰色あるいは暗青色で時に海緑石の密集した細かい集合部がある。

夕張附近の本層は高尾彰平⁵⁸⁾によれば4枚の灰青色砂岩帯と3枚の暗灰色頁岩帯からなり、下部から第4砂岩帯、第3頁岩帯、第3砂岩帯、第2頁岩帯、第2砂岩帯、第1頁岩帯、第1砂岩帯と呼ばれ、第4砂岩帯はSand-pipeのある灰緑色の粗粒砂岩で礫質、その厚さは2~3mであるが、第2頁岩帯は全層の約半ばを占めているので、下半部が頁岩層といはれる所以であり、頁岩は上部にゆくに従って薄くなり砂岩の発達が良いなつてくる。

平和、清水沢、遠幌地区では上部は砂岩質で中部は頁岩質であるが、時に厚層の青灰色砂岩又は砂質頁岩を交えることがある。下部は夕張地区より幾分砂岩質で砂質頁岩を交える。大夕張地区の南部は上部は砂岩帯、中部は頁岩帯、下部は砂岩帯で中部の頁岩帯は全層の約半ばを占め、下部の砂岩帯は約 $\frac{1}{3}$ 、上部の砂岩帯が $\frac{1}{5}$ 程度であるが、北部に行くに従って砂岩が優勢となり全層厚を減じ細礫岩を混じてくる。北西方万字東部では下半部は頁岩と砂岩の互層、上部は砂岩で更にその北東の鉄橋の沢では上部は砂岩帯、下部は頁岩の優勢な砂岩頁岩の互層で、最下部の礫岩には海緑石を含み sand-pipe がよく見られる。

この若菜辺層の堆積相というものを考えてみると万字、夕張、若菜辺と略南北の線に沿って発達は良好で漸次東に向つて衰へてくる。又図幅外であるが西方角田、美流渡方面、北方盤ノ沢方面でも発達は良好でないので、万字、夕張、若菜辺附近の南北方向を中心とした内海の堆積層で北方、北東方、北西方及び東方がその周縁部であり、第一頁岩帯から産出する或種の化石からみて相

58) 高尾彰平 石狩炭田(特に夕張炭田)に於ける幌内層の層序と地質構造に関する研究 北海道炭礦技術会地質部会 1952

当深い海が中心部にあつた事が推定される。

本層からの化石は既に各方面で研究されており、北海道第三紀の一般常識の様になつているがその主なものを記載する。

Acila picturata Yok.

Yoldia saggitalia Yok.

Trochocerithium wadanam YOK.

Callianassa muratai NAGAO

Venericardia subnipponica NAGAO

Callista matsuraensis NAGAO

Pecten sp.

Lucina sp.

Dentalium sp.

Macoma sp.

Tellina sp.

Mytilus sp.

Pityophyllum sp.

Glyptostrobos sp.

Iris sp.

Sequoia langsdorfi BRONGN.

Fish scale, shark teeth, foramianifers

以上第3頁岩帯

Natica sp.

Venericardia subnipponica NAGAO

Callista sp.

Crassatellites yabei NAGAO

以上第3砂岩帯でこの帯には sand-pipe が多い。

第2頁岩帯には

Venericardia sp.

Tellina sp.

Foraminifera

第2砂岩帯には

Callista sp.

Crassatellites yabei NAGAO

第1頁岩帯には

Yoldia saggitaria Yok.

Venericardia sp.

Pityophyllum sp.

Sequoia sp.

Foraminifera

第一砂岩帯

炭化木片

北海道の若菜辺階^{*}から産出する介化石類が北九州築豊炭田の芦屋層群中の化石と共通種がある事は既に各方面から注目されている所で、これについては長尾⁵⁹⁾博士の卓越した研究がある。北九州と北海道のこの両化石帯の共通種の主なものを挙げると次の様である。

Glycymeris cisshuensis MAKIYAMA

Pholadomya margaritacea NAGAO

Crassatellites yabei NAGAO

Callista matsuraensis NAGAO

C. hanzawai N.

Venericardia subnipponica N.

Pitar matsumotoi N.

* 若菜辺階とは夕張夾炭層と羊歯砂岩層の間即ち若菜辺層、美唄層、下部蛄介層（赤平層）を含めたものを指す。

59) 長尾 巧 九州古第三紀の層序 地学雑誌 第38巻

〃 古第三紀 岩波講座 昭和8年

Pitar kyushuensis N.

Polinices ashiyaensis N.

本地域に於ては既に述べた様に若菜辺層の下位には夕張、幌加別及び登川の3層が存在するのであるが、これ等が漸次欠除して下位の白堊紀層と接することがあり、この内最も甚しいのは万字鉄橋の沢の若菜辺層と函淵層群中の砂岩層との接触である。鉄橋の沢の最上流に近い二股附近で背斜構造（略南北性の軸をもつ）をする函淵の砂岩層の東西両側に僅かの若菜辺層が基底礫岩をもつて露出し、更にその両側は幌内層によつて不整合に被覆される。即ちこの地点では石狩統は下部の登川、幌加別、夕張の3層が欠除し、更に若菜辺の上位も羊齒砂岩を欠いて幌内層の基底礫岩層（約1.5mの厚さ）が直接若菜辺層を被覆する。

これ等の事実に関連して最近下河原寿男によつて羊齒砂岩と若菜辺層間及び若菜辺層と夕張夾炭層の間の亞不整合（Diastem）が問題にされている。前者の亞不整合の理由とする所は、夕張炭田地区では若菜辺と直接するものは羊齒砂岩であつて、この間に空知炭田地区で見られる美唄、下部幌介の2層の堆積がなかつた事から出発しているし、後者の亞不整合は若菜辺層の基底が夕張夾炭層の種々の層準の岩石と接しているし、又遠幌地区に於て夕張夾炭層中の上層炭と直接する場合もあればこの間に砂岩、頁岩の互層部を置く場合もあり、ここに侵蝕面の存在を推定し得るといふ。又若菜辺基底の数米から数十米に及ぶ含海緑石粗粒砂岩や礫質砂岩、細礫岩の存在も亦下河原によつてこの間のDiastemを暗示するといわれている。

（5）羊齒砂岩層

灰綠色中粒砂岩を主体とし、頁岩、炭質頁岩及び炭層を挟有し植物化石を産出する。下部には鹿の皮式の炭層があり25cm~200cmの厚さであるが稼行出来る炭層はない。夕張地区の本層は堅硬な細粒及び中粒の砂岩（淡灰綠色）と砂質頁岩からなり、少量の灰色頁岩を下部に伴なう。基底に近く虎皮式の炭層がある。全層厚約70mである。平和、清水沢、遠幌方面の本層は100m内外、

60) 下河原寿男 前出(19)

基底近くにある虎皮式炭層は 2m を数える。南大夕張，大夕張地区には本層の発達はない。万字東部では全層厚 65m 内外，砂岩，頁岩の互層で一般に砂岩が優勢である上部には虎皮式の石炭があり，基底部に近い虎皮は 2～6m の厚層を示す。この基底部の虎皮の下部に flinty 頁岩層がある。鉄橋の沢では 22～28m の層厚で灰白色又は灰緑色の粗粒質の堅硬砂岩があり，基底から 10m 位上に虎皮式の炭層があり，2枚に分かれ各 25cm の層厚をもつ。この炭層はいづれも良好でない。

本層から大立目⁶¹⁾によつて記載されている化石は下の如くである。

Onoclea subsibilib fossilis NEWB.

Dennstaedtia nipponica OISHI & HUZIOKA

Woodwardia endoana OISHI & HUZIOKA

Equisetum arcticum HEER

Ginkgo adiantoides UNGER

Pinus sp.

Glyptostrobus europaeus BRONGN.

Sequoia langsdorfi BRONGN.

Sequoia sinensis ENDO

Iris latifolia HEER

Musophyllum complicatum LESQ.

Salix sp.

Juglans alkalina LESQ.

Alnus kefersteinii GOEPP.

Betula macrophylla GOEPP.

Corylus macduarri HEER

Castanea ungeri HEER

Dryophyllum johnstrupi HEER

61) 大立目謙一郎 前出 (11)

Ficus planicostata LESQ.
F. *irregularis* LESQ.
Platanus aceroides GOEPP.
P. *guilleimae* GOEPP.
Aristolochia sp.
Cercidiphyllum arcticum (HEER) BROWN
Celastrus confluens KNOWL.
C. *terminate* OISHI & HUZIOKA (M. S.)
Euonymus splendens BERRY
Acer arcticum HEER
Marlea basitruncata OISHI & HUZIOKA (M. S.)
M. *basiobliqua* OISHI & HUZIOKA (M. S.)
Ziziophyllum colombi HEER
Cissite colluisi BERRY
Vitis (?) sp.
Fraxinus denticulata HEER
Viburnum sp.
Sapindus sp.

(口) 幌 内 層

石狩夾炭層を不整合に被覆して本地域の西部に広い分布を占める幌内頁岩層は既に序章に於て述べた様に、幾多の人々によつて研究、調査され発表されたものも極めて多数にのぼる。全層殆んど無層理の厚層暗灰色頁岩よりなり、僅かに基底部に基底礫岩とこれともなう砂岩をもつているだけである。この基底礫岩層は礫岩を含む砂岩層で粗粒又は中粒、海緑石を多量に含むを特徴とする。砂岩層は又稀に頁岩帯の中にも見受けることもあるが連続性に乏しい。本層の大部分を占める頁岩層は均質緻密な粘土質で層理の不明瞭なものが多く、新鮮なものは帯青暗灰色であるが風化したものは灰色、白色、赤褐色等種々の

色を呈する。無数の層理が縦横に走っているため野外ではその走向、傾斜の測定に困惑することが多い。この頁岩層中には板状或は団球状の泥灰岩団塊が多数含まれ、その中心には動物化石、硅化木、黄鉄鉱粒、白鉄鉱粒、玄能石等が核として入っていることが多い。

玄能石も亦本層の特徴であつて種々の形をするものがあり、単斜晶系、六方晶系の双晶又は星型を呈するものもある。玄能石は本層中の特定の層準に産出するので、幌内層の分帯に當つて玄能石帯として有効な指示層となる。

本層の産出する介化石は極めて多数にのぼり、その研究も亦多くの文献が既に発表されているが、夕張地域で採集されて発表されたもの^{*}の内主なものを記載する。

Acila picturata YOK.

A. *kushiroensis* N. & H.

Nuculana nagaï TAKEDA (M. S.)

N. *hokkaidoensis* TAKEDA (M. S.)

Yolda thraciaeformis STOTER

Y. *scapha* YOK.

Y. *laudabilis* YOK.

Y. *watasei* KANEHARA

Y. *cfr. sagitaria* YOK.

Y. *sobrina* TAKEDA (M. S.)

Y. *ovata* TAKEDA (M. S.)

Malletia poronaica (YOK.)

Thyasira nipponica Y. & N.

Lucina poronaiensis YOK.

Macoma asagaiensis MAK.

M. *cfr. sejugata* (YOK.)

* 高尾彰平 “石狩炭田（特に夕張炭田）に於ける幌内層の層序と地質構造に関する研究” による。

Clinocardium cfr. *shinjiense* (YOK.)
Venericardia akagii KANEHARA
V. *elliptica* TAKEDA (M. S.)
V. *ezoensis* TAKEDA (M. S.)
V. *tokudai* TAKEDA (M. S.)
Liocyma terrena (YOK.) ?
Tapes ezoensis YOK.
Propeamusium poronaiensis TAK. (M. S.)
Volsella sp.
Solemya tokunagai YOK.
Periploma besshoensis (YOK.)
Lima sp. cfr. *goliath* Sow.
Epitonium sp.
Crepidula sp.
Natica sp. cfr. *janthostoma* KURODA et HABE
Turritella poronaiensis TAK. (M. S.)
Mangila sp. ?
Columbella sp. ?
Trochocerithium wadanum (YOK.)
Ancistrolepis japonicus TAK. (M. S.)
Neptunea ezoana TAK (M. S.)
Triton ? sp.
Colus asagaiensis MAK.
Neosephaea antiquior TAK. (M. S.)
Cylichna multistriata TAK. (M. S.)
Dentalium ashियाensis NAGAO
D. *intermedia* TAK. (M. S.)
Scala sp.

Partunites hexagonalis NAGAO
Callianassa muratai NAGAO
 C. *elongatodigitata* NAGAO
Linthia cfr. *praenipponica* NAGAO
Aturia sp.
Bathyactia sp.
Carcharodon megalodon CHARL. ?
 Simple coral
 Fish scale.

本層中の有孔虫の化石の研究も亦横山⁶²⁾博士の研究に初まり、其後村田⁶³⁾析又最近は浅野清の研究があり、最近は有孔虫による幌内層の分帯が北炭、三菱等によつて取上げられている。

次に前記高尾彰平による夕張地域の有孔虫化石を記載する。

Frondicularia scalopendralia Yok.
Bulimina ezoensis Yok.
Bolivina cupelectella Yok.
Plectofrondicularia sp.
Cyclammina pacifica BECK.
Bathysiphon eocenica CUSHMAN & HANZAWA
Nodosaria sp.
Elphidium sp.
Ammodiscus sp.
Daphnogene sp. (?)
 Algae (*Zostera marina* L. ?)

本図幅内に分布する少くとも 500m 以上の厚さを有する幌内層の構造を推定することはその下位に潜在する石狩統の構造を知ることになるので、北炭、三

62) 横山又次郎 前出(1)

63) 村田 析 北炭文献 昭和4年

菱の各地質学者等がこの問題と取組んで真剣な研究を続けている。それには先づ幌内層の分帯を知らねばならないのであるが、普通の方法では全層殆んど均質で無層理に近い幌内層の分帯は非常に困難である。そこで現在各社で行っている方法は岩質的な分類に産出化石の配合を組合せたり、又玄能石の様な特殊な指示層を追求する等と云う方法で以て或程度成功を修めている。

これ等のものの内最近発表された前記高尾彰平博士の研究は極めて重要なものであり且つ詳細を極めたその内容は本地域の幌内層研究者にとつて非常な助けとなる。

筆者等は本説明書に於てその詳細を記載することを省略し、単にその分帯と簡単な紹介的説明に止めたいと思う。

美流渡眞布一万字方面

1. 基底海緑石砂質頁岩帯
1～数米、暗緑色砂質頁岩を主体とし時に頁岩のこともある。
2. 第一 (Yoldia) 化石帯
幌内層基底から 90m 上位附近
3. 第二 (Yoldia) 化石帯
第一帯より 20m 位上部、層厚約 14m。
4. (Yoldia, Venericardia) 共存化石帯
幌内層基底から 190m 位上部、層厚約 30m。
5. (Acila, Venericardia) 共存化石帯
幌内層基底から約 290m 上位、層厚約 10m。
6. (Acila, Venericardia) 共存化石帯
西原沢流域に分布する。

本地域の鉄橋ノ沢では玄能石による分帯が可能であつて、之によつて褶曲運動が解明されている。

二股、清水澤、眞谷地方面

1. 幌内層基盤海緑石砂岩帯 3～6m
砂岩を主体として、小礫岩を混在する。
2. 下部幌内層 (海緑石富有帯) 120～180m
暗灰色頁岩層で時に粗粒のこともある。
3. 泥灰岩質頁岩層 (又は富化石帯) +300m
褐色又は灰白色頁岩層、泥灰岩層を多数挾有する。

4. 砂質頁岩層（中部幌内層） 400m
灰褐色，炭質物が多い。
5. 火山灰質頁岩層 平均 240m
軟質，火山灰層を狭む。
6. 含海緑石軟質頁岩層 ± 45m

清水澤，遠幌加別川流域

1. 基底海緑石帯 5~20m
暗灰色乃至暗黒色の砂岩帯。
2. 頁岩帯 20~50m
暗灰乃至は暗黒色の頁岩。
3. 団球帯 25~45m
略10枚の泥灰岩層を狭む。頁岩は暗灰色。
5. 化石帯 30~80m
泥岩質頁岩

遠幌深部地域

1. A 帯 (Basal fossil rare zone) 20~115m
2. B 帯 (Venericardia zone) 20~30m
3. C 帯 (Acila, Venericardia zone) 100~120m
4. D 帯 約120m
Callianassa muratai を含む。
5. E 帯 約70m

Macoma asagaiensis を多産する。

更に三菱大夕張方面では大西⁶⁴⁾による Faunal Zone の分帯がある。即ち

- 第 1 帯 58m 化石に乏しい。
- 第 2 帯 48m Venericardia, Acila, Trochocerithium を多産する。
- 第 3 帯 99m Leda 多く Callianassa と共存する。
- 第 4 帯 10~15m, Macoma を多産する。
- 第 5 帯 50m 介化石, Callianassa あり。
- 第 6 帯 85m 化石を散点 Lima, Linthia, Frondicularia Coral, あり。
- 第 7 帯 185m Neptunea, Frondicularia あり。

大夕張地域の南部，夕張川附近の幌内層は細野実⁶⁴⁾によつて分帯されているが上記大西の分帯と大体同様である。

* 昭和26年度北海道炭礦技術会地質部会で発表。

64) 細野 実 前出 (15)

以上本地域内の幌内層の概略を述べたが本層の標式地は幌内、幾春別方面で全層厚は 1000~1300m である。本地域は幌内層の東縁の末端部に近く、その層厚も大夕張附近では 500m 内外、それより西方に厚くなる様である。

(ii) 新第三紀層

板桓澤層群

本層はペンケモユーパロ滝ノ沢の支流板桓沢に露出する礫岩、砂岩、頁岩よりなる累層で、東西両側は断層で中部蝦夷層群と接する。

昭和27年⁽⁵⁾根本隆文によつて調査されて、滝ノ上層準に対比されている本層の層序は次の如くである。

- 上位より (1) 挟炭砂岩、礫岩層 30m±
(2) 含介化石頁岩層 100m±
(3) 含海緑石礫岩、頁岩互層 50m±
(4) 基底礫岩層 20m±

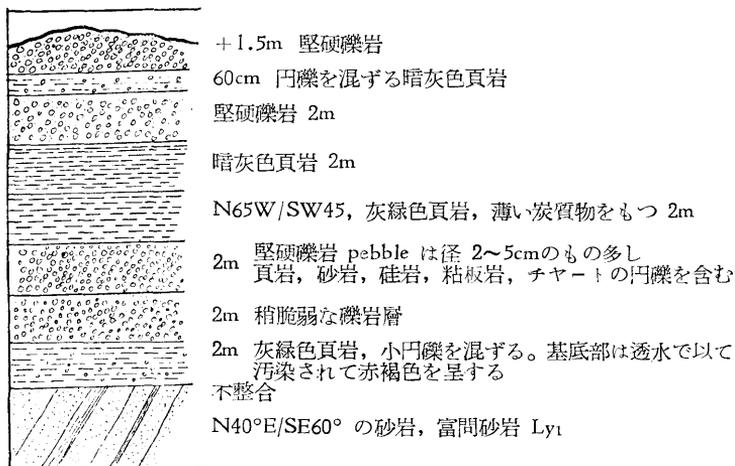
基底礫岩層は東西両側に露出し、西側のものは N25°E/SE80° を示し N30E 方向の断層で以て中部蝦夷層群の My₃ と接し礫はチャート、片岩類、頁岩、蛇紋岩の円礫径 2~5cm 大のものを含み汚緑褐色で堅硬である。東側のものは N80E/vert で同質ではあるが礫の大きさは西側のものより稍大きい様である。本層は南北に延びた両端部の南端にまで延び、数多の断層で切断されてはいるが中央部には上位の頁岩層が露出し、略一つの向斜構造をとるものと推定される。北端部は断層のため一般走向の判定が困難な程擾乱をうけた暗灰色頁岩が露出している。その上位の含海緑石礫岩、頁岩層は頁岩中あるいは礫岩層の膠結物中に多量 of 海緑石を含んでる。礫岩層は基底礫岩よりも礫が小さい。Malletia sp. 及び Lima sp. が報ぜられている。含介化石頁岩層は下部には多量 of 海緑石が密集し、頁岩は暗灰色で一見幌内頁岩を憶わせるが、より硬質でピンピンした感じである。化石としては Malletia sp. Trochocerithium sp. Venericardia sp. Acila sp. Shark teeth, 魚鱗等が報ぜられている。最上位の夾炭部は礫岩、縞状砂岩、細礫頁岩よりなり、最上部に近く炭層を挟んでい

65) 根本隆文 前出(18)

る。炭層は 60cm+9cm で中盤として 53cm 内外の砂岩があり、炭質もあまり良好でない。

以上述べた様にこの滝の上層準の夾炭層は経済的には大して僻値のないものであるが、この存在は本地域の地史に大きな意義をあたえるものである。即ち現在古冠、石狩金山方面に分布する同層準の夾炭層がこの地域にも嘗ては沈積した事を示し、滝の上層の分布は予想より遙かに広いものになる。これと同層準と推定される地層は地域北部の日陰沢支流98班沢の上流で N40°E/SE60° を示す富間砂岩層を不整合に被覆して見られる。この地点では厚さ約 13m の礫

附図 6 日陰沢支流98班沢で富間砂岩層を被覆する板桓沢層の基底礫岩



岩と頁岩の互層部が N65°W/SW45° で露出し、礫岩層に挟まれた灰緑色頁岩中に炭質部がある。この礫岩層のあるものは割合に軟弱であるので、板桓沢のものやや異なる様ではあるが、これ自体がかなりの傾動を示していること及び炭質的に類似していることからこれも板桓沢層群の基底部の一部と考える。又本地域南部の白金沢、カネオベツ沢調査の際その上流の二股付近で、由来不明の汚緑褐色の礫岩層の転石を度々見たが、これ等も恐らく既に削剝され尽した本層の遺物であろうと考える。

* 添附図6参照

(5) 第四系

(i) 洪積層

(イ) 高位礫層

本地域北東部の98班沢北側の特異な低平地帯の地表には一面に礫が散点している区域がある。露出面積としてはかなりの広さをもち薄く地表を敷つているこの礫層は高度標高600m内外で、齋藤林次⁽⁶⁶⁾のいわゆる Fanglomerate がこれである。この礫層の下位には下部蝦夷層群の Ly_1 , Ly_2 , Ly_4 及び中部蝦夷層群の My_1 , My_2 があつて、明かにこれ等を被覆したものであるが、これを現在の河川の段丘と同じ生成と見做すことは出来ない。これと同じと目されるものはペンケモューパロ上流の空知統の分布区域に入つた二股の左沢の入口にも存在する。このものは僅少な分布ではあるが、この同じ様な礫層に最近砂金をとつた跡があつて含金砂礫岩と認められる。厚さは2~4mである。これ等の礫層は一種の高位礫層の名残りではあるが、日高山地の氷河による礫層とは高度の点と巨礫を含まない点で同定出来ない。礫は空知統のもの蝦夷層群のもの又は変成岩類や蛇紋岩の円礫で径5~10cmのものが多い。これの成因については Fanglomerate (扇状地礫) という説を踏襲して今仮に高位礫層として置く。

(ロ) 段丘礫層

夕張川及びその支流の主夕張川のペンケモューパロ川、白金沢、滝之沢等には現在の河床より20m位高い所に礫、粘土、砂層からなる段丘礫層が発達する。この礫層は現在殆んどこわされていて、古いものは断片的にしか見られないが、明かに3段の礫層が識別される所がある。最下位のもは厚さ5~8m、中位のもはそれより15~20m上、最上位のもは更にその上20m内外の所にある。この最上位の段丘は殆んどこわされていて、現在見られる場所は主夕張川岸で3ヶ所断続的にあるにすぎない。

これ等3段の段丘礫層はいづれも含金砂礫層であつて、嘗て稼行された所もあるが低品位のため放棄されている。

66) 齋藤林次 前出(11)

(ii) 冲 積 層

(i) 現河床堆積物

現河床の砂礫であつて砂金、砂白金の稼行の対象となり、この川筋は殆んど全部が砂鉱区として登録されている。

(ii) 火 山 灰

本地域内致る所に地表2~5mの厚さで火山灰が見られる。この火山灰は常識的にはその原因を西に求めなければならないであろう。

(6) 蛇 紋 岩

夕張岳変成岩類地域には、蛇紋岩が広く分布している。それはおもに白金沢からカネオベツ沢流域にかけた図幅の東南隅から、さらに図幅外に抜がる大きな岩体となつてみられるほか、夕張岳附近に変成岩類とくみあつて、複雑な形で分布している。この蛇紋岩と変成岩類の分布の仕方は、地形によつてある程度度しることができる。蛇紋岩は、一般に低いなだらかな山をなし、変成岩類はそれに対して高く屹立し、それらの間にはつきりと不連続な地形がみとめられる。この大きな蛇紋岩体は、神居古譚帯の蛇紋岩の中では、上江丹別図幅にみられる鷹泊蛇紋岩体と比せられる程、広範な抜きをみせる。しかしこの岩体のいろいろな性質は、隣接図幅の調査も共に行なはなければ十分に明らかにされない事がある。

この蛇紋岩は、白堊紀層をつらぬくことなく、それとは衝上断層で接している。その断層の間には、多くの場合巾の狭いものながら、輝緑岩や珪岩類の圧碎されたものをはさんでいる。

この蛇紋岩は、一般に粘土化がひどく、大半の露出は地崩れとなつている。多くの蛇紋岩の破砕片をもつたものがよくみられるほか、まれに固い塊状の節理系をよくみせるものがある。ときにいちじるしい方向性をみせたり、断層礫様に破砕された地帯がみとめられる。

これらのほとんどは、完全に蛇紋岩化され、原岩がなんであつたかよくわからないが、わずかに残されている原岩の構造から、輝石橄欖岩質のものであつたのではないかとおもはれる。然し一部には、輝緑岩から変つたものがあるこ

とはまえにのべた。またカネオベツ沢の蛇紋岩体中で、多くの角閃岩の転石をみた。これは黒色のやや粗粒な光沢のある岩石で、鏡下でみれば、褐色角閃石が伸長方向をそろえてならび、その中にモザイク状の輝石と、まはりが蛇紋石化した橄欖石とが散在する。

この蛇紋岩体の特徴のひとつに、優白岩脈がほとんどみられないことがあげられる。ただ白金沢で一箇所、その風化したようなものがみられたが、どのようなものか、たしかめることはできなかつた。

蛇紋岩の岩質

この蛇紋岩は、やや緑がかつた黒色の緻密な岩石であるが、青緑色の肌をみせる粘土化されたものや、脂感をもつたものなど、いろいろの外観をみせている。茶褐色に風化した面では、輝石の絹布石化したものとおもわれる粒がはつきりとみられる。粘土化したものには、網状の細い温石綿脈や硬蛇紋石脈がみとめられるのが普通である。白金沢の石綿山とよばれている地崩れ箇所では、この脈がとくに多い。粘土化のひどい地域に温石綿が多いようにもおもわれるが、巾広い脈はみられなかつた。

鏡下の観察では、全部が蛇紋石化され、はつきりした残晶はみられない。ほとんど温板石でしめられ、その中に絹布石が、残晶の構造をみせて散在する。たいてい橄欖石の仮像とおもわれる径1~2mmぐらゐの粒状の結晶にみ込まれた中に、その間をうめた形で、輝石の仮像がみとめられる構造をしている。粘土化したものには、巾0.3mmぐらゐの温石綿脈がみられ、その脈の中に、温石綿の繊維の方向にほそながくのびた鉄鉍が多くみとめられる。ときに塊状のクローム鉄鉍が散在する。

B 地質構造

本地域の地質構造を大別して

- (1) 東側山地の前岳衝上及び夕張岳衝上
- (2) 上中下蝦夷層群の南北性単斜逆転構造とこれ等を切る断層群
- (3) 主夕張川西側の石狩統、幌内層上に推被せている中生代層の推被せ構造

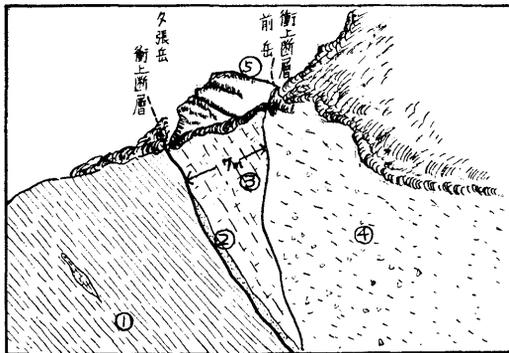
(4) 石狩炭田東縁部の原地構造

とする。

(1) 東側山地前岳及び夕張岳衝上

本地域東側山岳地帯には、夕張岳変成岩数を空知統の上に衝上せしめている前岳衝上断層と、その西側に夕張岳衝上地塊+逆転空知統を蝦夷層群上に衝上せしめている夕張岳衝上断層の二つの顕著な衝上断層がある。その形は南北性を長軸とする中央部が西に張出した半円形をなし、その衝上面はいずれも東に傾斜している。この両衝上断層の内、その面がはつきりと確認出来るのは夕張岳衝上断層で、既に述べた白金沢上流に於てである。ここでは附図7に示す様に NS/W50° の中部蝦夷層群 My₄ の暗灰色砂質頁岩と空知層群の灰褐色チャートとが N40°W/NE60° の衝上断層を以て接し、この断層面に沿つて厚さ5cm余の砂状物がある。このチャートと、蛇紋岩粘土との間は前岳衝上断層の南延長部であるが、走向は NE10° で傾斜は判然としなが、大体東向きと観察される様である。

附図7 白金沢上流の前岳衝上断層と夕張岳衝上断層



- ① NS/WS50° 暗灰色砂質頁岩 My₄
薄い泥灰岩をレンズ状に挟み *Inoceramus* sp. を産する。
- ② 夕張岳衝上断層に附いている砂状物質
- ③ 空知層群、灰綠色チャート
- ④ 蛇紋岩粘土、蛇紋岩の角礫を含む。

前岳衝上断層 N40°W/NE60° 夕張岳衝上断層 N10°E 方向

この両断層のあり方をよく見ると、明かに夕張岳衝上断層が前岳衝上断層を切っており、後期に出現したものであることがわかる。即ち逆転した空知層群の上に夕張岳変成岩類が衝上し、更に其後この空知層群+衝上変成岩類が空知層群、蝦夷層群と共に整然と逆転の型で排列しているものの上に衝上して来ているのである。即ち前岳衝上断層を起さしめた運動が一番古く、次に地層の逆転構造、最後に夕張岳衝上断層という順になり、最後の夕張岳衝上断層の時代は、いわゆる後川端地変と考えて差支えない様である。

変成岩類の中では、その片理方向は衝上断層面と略平行し、これに迸入している蛇紋岩の方向も亦略これと一致する。変成岩類の中に発達する断層も亦これと平行しているものが多く、二つの衝上断層に挟まれている空知層群の一般走向、この中の断層も皆南北性に近い。この空知層群自体は不完全ではあるが1向斜及び1背斜が認められるが、全体的に見て下部のSr₃が上部のSr₄の上位にあつてこの層序が逆転している。尙前岳衝上断層は添附図の様に白金沢での断層面は比較的急角度であるが、日陰沢本流あるいは滝の沢上流での空知統との接触部の地形から見て、夕張岳衝上と大差のない角度でのし上げているものと考えられる。

(2) 蝦夷層群中の逆転単斜構造及び断層群

夕張岳変成岩類及び空知層群の西側に発達する白堊紀層は、略南北の走向をとつて東に傾斜しながら西に順次新しいものが露出している逆転単斜構造をとる。傾斜の角度は殆んど60°以上の急角度であつて70~80°のものが多い。但し地域北部の中央上部蝦夷層群は盤ノ沢衝上断層の東側で、略南北に近い軸をもつ背斜、背斜を反覆し傾斜角度は20~40°に低下する。又南部の白金沢、カネオベツ沢では僅かながら中部蝦夷層群中に背斜構造が認められる。即ち本地域の白堊紀層の分布を見ると、中央稍南部のペンケモユール川、磯次郎沢附近が略南北の方向に排列し、それから北方及び南方に夫々夕張岳衝上断層と並行する様な方向に次第に廻つてくるばかりでなく、北部では著しい波状褶曲によるUy₂の反覆があり、北に連なる幾春別図幅内に至つて更に広い範囲

* 矢部長克の Epi-Kawabata Orogeny

に亘つて略南北性の上部蝦夷層群の波状褶曲が見られる。この北部の波状褶曲地帯の東側には、後述する西原沢衝上地塊を構成する函淵層群が石狩統+幌内層の上に衝上（西原沢衝上断層）し、更にその上に Uy_2 が衝上（盤の沢衝上）する。この蝦夷層群の逆転構造は既に述べた様に、後川端期の夕張岳衝上断層によつての上上げられている空知統自体が逆転していることから、後川端期以前に起されたものと考えざるを得ないのである。

又一方滝之上の層準に比せられる板桓沢層群は、南北法の断層に切断されて転位してはいるが、それ自体一つの向斜構造をとつてこの逆転運動には巻込まれてはいない。

蝦夷層群を切る断層の主なものは何れも南北性に近く、前記夕張岳衝上断層に略並行した様な方向をとり、これ等の断層の中には東傾斜の $50\sim 60^\circ$ の逆転層が可なり存在する。又地質図には記入しなかつたが、 20° 内外の緩傾斜をもつ断層が My_8 の分布地域の滝の沢流域によく見られるが、こういう緩傾斜の断層は其後の急角度断層に切られて追跡出来ないものが多い。

(3) 全夕張川西側の推被せ構造

本構造は曾て矢部博士指導のもとに、今井博士⁶⁷⁾の卓越した調査によつてその構造及び層序が明かにされて断界を驚ろかせたものであり、大夕張根無地塊の発見はこの調査の大きな功績であつた。其後長尾博士指導の齋藤林次⁶⁸⁾の調査によつて丸山根無地塊が発見され、更にその後大立目謙一郎⁶⁹⁾によつてこれ等の構造が精査された。この構造を (i) 西原沢衝上地塊、(ii) 大夕張根無地塊、(iii) 丸山根無地塊とする。

(i) 西原沢衝上地塊

既に地質各論の項で述べた通り、本地域北部には西原沢衝上断層によつて石狩統+幌内層の上に衝上している西原沢衝上地塊がある。この地塊は東側を更に盤ノ沢衝上断層で以て上部蝦夷層群によつて衝上されている。本地塊は函淵

67) 今井半次郎 前出(4)

68) 齋藤 林次 前出(10)

69) 大立目謙一郎 前出(11)

層群で構成され、南に向つた一つの向心構造をとり、外側には下部層が分布し漸次内側に上部層を露出する。

西原沢衝上断層は略平行した3条の衝上断層からなり、東のものから夫々西に向つて衝上している。従つて函淵下層群中ニルソニヤ層の夾炭部の露頭は反覆して露出している。この衝上断層は西原沢東側山腹での観察では、西に20~25°の緩傾斜で、幌内層あるいは石狩統の上に推被せており、3条の断層の傾斜角も略同じである。

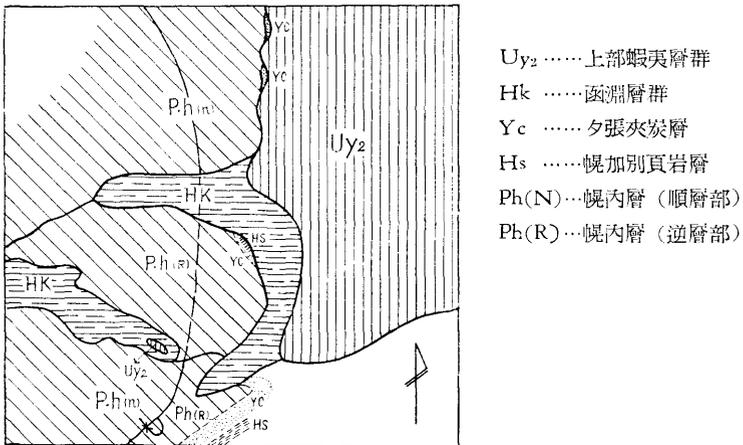
(ii) 大夕張根無地塊図

既に述べた通り、本地塊は矢部、今井両博士によつて発見されたもので、この三つの推被せ構造の内函淵層群の上に上部蝦夷層群が乗つてゐる逆構造で、他の二つの構造と異なることが問題とされていたものである。これについても既に記載した通り、矢部博士の御教示と三菱大夕張鉱業所の切割調査によつて次に述べる様に、大きく2回の推被せ構造に分けて考えることによつてこれを逆構造と解する必要がなくなつた。即ち

第一回の推被せ運動

第一回の推被せ構造は二つに分けられる。最初のものは石狩統及び幌内層の逆転推被せであつて、附図第8に示す様に逆転幌内と順層幌内が相接している

附図8 大夕張根無地塊概念図



所に構造線を推定した。次のものは逆転した函淵層群の推被せであつて、この込つてきた地塊はすぐ東に分布している逆転函淵層群から由来したものである。

第二回の推被せ運動

これは上部蝦夷層群の衝上であつて、大きな主地塊の他に西に乗つかかっている函淵層群の上に小地塊の衝上 Uy_2 を残している。

以上述べた様に本根無地塊が小さく分けて3回、大きく別けて2回の推被せ運動によつて構成されたものと解釈することによつて、この区域の推被せ構造が同じ様なメカニズムによつて造られたものと考えることが出来る。これ等の反覆した同じ様な推被せ運動の存在は、西原沢衝上地塊の中に同じ方向の衝上断層が少くとも三つあることによつても裏付けられる。

(iii) 丸山根無地塊

夕張地区と大夕張地区との分水界を構成する標高 875m の丸山は周辺に僅かな Uy_2 を附随した函淵層群が石狩統及び幌内層の上に根無地塊として衝上しているもので、西原沢衝上地塊と同様な順層構造である。

函淵層群は侵蝕に強い抵抗を示して台地の様な形で残り、周囲は断崖になっている。 Uy_2 は本地の東西両側に附随して、地塊自体が南北の軸を持つ一つの向斜構造をとる。又この衝上面も東側は西に $10\sim 40^\circ$ 、西側は東に $10\sim 20^\circ$ 傾斜して中生層自体の構造と略相似た構造を示している。本地塊はその排列の位置から見て、西原沢衝上地塊からの「絞り出し」と考えられる。

(4) 石狩炭田東縁部の原地構造

本構造は上記の(3)推被せ構造の下に敷かれた石狩統及び幌内層の過褶曲構造であつて、本地域はその東縁部に当る。本地域に於ては石狩統及び幌内層の構造を知ることは採炭上非常な重要性を占める問題であるので、北炭及び三菱の地質技術者が試錐、地表調査、切割調査等によつて鋭意研究中である。北炭鉱区内のものについては既に述べた高尾彰平、大立目謙一郎両博士の研究があり三菱鉱区については目下大西技師によつて発表の準備中であるので、本報告に於てはこれについては略述するに止める。

本地域北部はいわゆる鉄橋の沢褶曲地帯であつて、東側は略北西—南東の軸を持つ西に倒れた等傾背斜及び向斜があり、漸次東に行くに従つて南北性に近い北西—南東の正常背斜、向斜を反覆し一部は西原沢衝上地塊の下に隠れる。

その南の万字炭田及び二見沢東方地区は、東に緩斜する石狩層群の単斜構造があり、これを被覆する幌内層は西に倒れた2向斜、1背斜構造をとり、その東部の等傾向斜部は西原沢衝上地塊の下に潜る。西原沢衝上地塊と大夕張根無地塊の間には極めて複雑な褶曲及び断層による石狩統及び幌内層の露出があり何れも西に倒れた等傾背斜、向斜が過褶曲の結果その一部が破壊された形体と解釈される。丸山根無地塊を中心とするその下の第三紀層の構造も亦同様な西に倒れた等傾褶曲であつて、丸山根無地塊の下の構造は試錐によつて或程度確認されている。

その南の夕張川北岸の構造はこれらの褶曲に加えて、東西性に近い北西—南東の数多の断層によつて切断転位せられ、これらの諸断層は殆ど逆断層であつて、あるものは衝上断層となつて現われている。

即ち本地域の第三紀層の主要構造の方向は、東では略南北に近く西に向つて漸次北西方に曲つてきており、この構造の原因となつた横圧力が東方あるいは北東から来たものであることを示しており、本地域の一般構造と一致している。

C 地 史

本地域の地史を述べるに當つて、先づ取上げなければならない問題は、夕張岳変成岩類の組成とその地質時代である。夕張岳変成岩類は既に地質各論に於て述べた様に、輝緑凝灰岩、輝緑岩、粘板岩を主体とする岩体がきわめて低い動力変質作用をうけて変成されたものや、これに見掛上は高い変成度をうけたかの様に見える石英片岩類からなるもので、広い意味の神居古潭変成岩類の中に含まれるものである。神居古潭変成岩類の地質時代に関しては、現在は従来云われていた様な古いものばかりでは無いと云うことが漸次実証されて来て居るのであるが未だ定説を見ていない。これには広い意味の神居古潭変成岩類の中から確実に若いと立証出来るものを順次取除いて、その原岩の帰属を決定し

その残つたものについても岩石学的、古生物学的の研究がなされねばならない。然しながら地域によつて変成度が一樣でないこの神居古潭変成岩類の研究は非常に困難であることは云うまでもないことである。実際筆者等が本図幅の南東に隣接する占冠村の鵝川流域の赤岩の峡谷を歩いた所では、空知層群とされている岩石の中に夕張岳変成岩類と見掛け上は全く同様な岩石の存在することを認めているし、夕張岳変成岩類の中の構成メンバーとして輝緑凝灰岩が含まれているので、神居古潭変成が空知統の一部を巻込んでいることは考えられるが、蝦夷層群をもこれに参加させることには資料が足りない。

神居古潭変成岩類について述べるに当つて、当然これと関連させなければならないものは、日高山地を構成する日高帯の諸岩石である。日高変成岩類は混成岩類を主体とし、その上位に片麻岩体及びホーンフェルスがあつて、輝緑凝灰岩から変成された様な変成岩が空知統から由来した変成岩と岩質的に異なることから、神居古潭変成岩類と同じものとは考えられない。日高系の上限の問題に関しては、空知川流域の狩勝峠西方の幾寅⁷⁰⁾で大立目謙一郎は空知統との間の整合関係が見られると記しているが、この点については筆者等がさきに指摘した様に、現地は露出不良で直接関係は不明であり寧ろ断層接触と考えられる。然しながら東から西に漸次新しいものを露出しているこの地帯の構造から見て、空知統が日高変成岩類より新しいものであると考える事が出来る。この日高帯の研究は現在北大の日高研究グループの人々の熱心な探求があり、又一方筆者等は橋本亘と共に今後も空知統の研究を続けて行くつもりであるので、近い将来にはもつと進展した結果をつかむことが出来るであろう。然しながら少くとも本地域に関する限りでは、夕張岳変成岩類が殆ど変成をうけてない空知統の中、上部の上に衝上して来ており、両者の直接関係は不明であるので、神居古潭変成岩類については今後の研究にゆづり、今回はこれとどめたいと思う。

空知統に関しては従来北海道の各方面で別個の研究があり、その分布地域も北は北見中頓別の北西方イソサンスプリ山附近から、南は様似東方の冬島附近

70) 大立目謙一郎 前出(28)

にまで北海道の中央地帯に点々として連なつて分布しているが、最近橋本亘⁷¹⁾による統合的な研究があつて非常に明瞭になつて来ている。

空知統自体本は海蛇水母類や石灰藻及び珊瑚等を含む石灰石が比較的上位にあり、又そのチャートが多くの放散虫を含むことから、大部分が海成層とされその下部は輝緑岩の噴出物層を主体とする火成活動堆積層が多い。このことから海底火山による堆積物でないかとも云われている。

本地域の空知統は既に述べた様に、主体は衝上地塊としてそれより若い地層の上に乗つて来ている一方、原地構造としての空知統最上部の Sr_2 が蝦夷層群の基底と整合関係に露出している。この衝上地塊の空知統は略中部に近い Sr_3 及び Sr_4 に概当するもので、空知統の略中部に近い層準と考えられる。

空知統の地史は本層と神居古潭変成岩類との関係がはつきりしないが、橋本亘⁷²⁾はそれについて極めて卓越した意見を發表しているので、ここでその大要を記することにする。

空知統の堆積時期は恐らく中生代の中頃、或はそれより稍早く基性火山活動（大部分は海底）として初まり、これに多少アルカリ岩的な基性火山活動にもとづく枕状熔岩等の厚い噴出物がチャートを伴つて、いわゆる地向斜的活動に入つた。侏羅紀の中頃にはこの南北に延びた地向斜を東西に2分する様な隆起があり、其後はこの隆起の東西両側はその堆積状態が稍異つている様で、東のものは十勝国豊頃や北見国常呂の空知統となり、西のものは蝦夷地向斜として発達して本図幅に關係のある蝦夷山系の西に沿つて硅質岩類を主とする堆積層を沈積した。勿論この初期には空知統中のこの層準に輝緑凝灰岩層のあることから下部と同様な火山活動があり、これに伴つて石灰藻、蘇虫類及び珊瑚等を含む石灰石を沈積し放散虫は入つているが、それ程深海性のものでないことを推測せしめる。ついでその海は堆積物の陸源材料を漸次増加して浅くなり、陸地の上昇が拡大されて蝦夷層群基底の富間砂岩層の堆積となつた。

71) 橋本 亘 前出 (31)

72) 橋本 亘 北海道中生界の堆積と変形 昭29. 3. (M. S)

蝦夷層群の堆積状態、古生物学的観察及び発達史に関しては松本達郎⁷³⁾、橋本
亘及び竹田秀藏⁷⁴⁾、橋本亘等の研究及びその発表があり一段と明細の度を加え
た。今これ等の人々の意見の大要と筆者等の本地域に於ける観察から導き出さ
れた意見を記することにする。

前記富岡砂岩の堆積は時代的に云つて領石世のある時期に当ると考えられ、
その後再び没降して砂岩、頁岩の互層を堆積せしめる様な状態を継続し、そ
の末期にはウルゴン相の礁石灰岩とされるオルビトリナ石灰岩を沈積せしめ
た。この石灰岩は鳥の巢型のものであるが、化石は稍小型であるのは恐らく堆
積環境が変つたことによるものであろう。オルビトリナ石灰岩の堆積後も可
なり厚い砂岩、頁岩の互層が沈積していることからかう云う状態がしばらく続
いたものと思われる。次いで起つたものが橋本亘によつて提称された中蝦夷地変
と呼ばれる北海道の全面的上昇運動で、ある地域では相当な削剝作用を受けて
いる。即ち既に地質各論の項でも述べた山部図幅に見られる中部蝦夷層群基底
の不整合であつて、この時期は宮古世新期と古期の境に当る。但し本地域では
この間には走向傾斜に変化のない堆積物が連続しているので、其間に地層の欠
除があるのかあるいわ又、上記地変の影響を受けなかつたものかは今後の研究
に待たれる。

中部蝦夷層群に入つてからの本地域は稍沈降して厚い泥岩層を堆積せしめ、
この間に豊富なアンモナイト、イノセラムスを含んでいる。ギリヤーク世に入
ると筆者等の柱状図に見られる My_5 より My_3 に至る粗粒部の漸増となつて露
われ My_3 、即ち佐久砂岩層（筆者等の白金沢砂岩層）に至つて最高頂に達する
のである。

次いで浦河海侵より初まる上部蝦夷層群の厚層泥岩の堆積があるが、浦河世
末期に至つて地向斜内の堆積物は至る所で粗粒物を増加し、辺富内世に入れ
ば全面的に浅くなつて、いわゆる函淵砂岩層を堆積し、所によつては稼行可能

73) 松本達郎 前出 (12)

74) 橋本亘、竹田秀藏 北海道白堊系の時代区分及び地史の新解釈 石技協誌 XIV 1949

75) 橋本 亘 前出 (12)

石炭を挾有する地層すら存在する。ニルソニヤ植物が見られるのもこの層準であり、又チタン分に富んだ砂鉄鈹層も発見された。

以上を以て中世代を終り、ついで新生代石狩統の堆積に入るのである。新生代の地史に関しては極めて多くの人々の研究があり、これ等の人々によつて幾度か議論がたたかわせられ、今日に至つても未だ解決を見ない問題も幾多存する。

白堊紀堆積の終止符を打つものとして提称された **Epi-Cretaceous Orogeny** は橋本亘によつて後蝦夷地変と呼ばれ、白堊紀末或は第三紀の初期に北海道中軸部を南北に亘つて断続的に出現する大塊の蛇紋岩の進入を伴つた衝上運動であるといわれる。本図幅に於て後川端期の大規模な衝上断層である夕張岳衝上断層によつて切られる前岳衝上断層がこれに当るのではないだろうか。又筆者等がこれ等の衝上運動の中間と考えたこの地域の逆転構造を起さしめた運動がどれに關聯するのか、今後調査地域を拡大することによつて明かにされるであろう。これについては更に後述する。

さて古第三紀石狩統の堆積前に白堊紀層の隆起削剝が行なわれた事は第三紀層基底に接する白堊紀層の層準が方々で異つていと云うことによつて明かである。即ち本地域中央部の主夕張川西岸の石狩統の基底は函淵層群最上位のサヌシベ砂岩であるが、漸次西に向つて白堊紀層は削剝され函淵層群の全部がなくなり、上部蝦夷層群あるいわ更にその下位の中中部蝦夷層群が石狩統の基盤を構成することから、この隆起が西に大きく東に少なかつた事が推定されるのである。

さて次はいよいよ石狩統の堆積に入る。石狩統の基底部である登川夾炭層と函淵層群との接触面は夕張川函淵の峡谷に於て見られる。このことは既に地質各論に於て述べた所であるが、両層群の接触面は構造的にも岩質的にも殆んど區別出来ない様な状態にあることから、石狩統の堆積を引起した沈降が極めて緩漫なものであつたと考えられる。本地域の登川夾炭層の分布は略万字炭田を通る東西の線までであつて、それから以北は幌加別頁岩と函淵層群が接し、更に北の鉄橋の沢に於ては幌加別頁岩層に加うるに夕張夾炭層をも欠いて石狩統

の基底は若菜辺層から初まつており、この沈降が南に早く北に遅れたと云うことが推定される。現在西原沢衝上地塊の南端部に函淵層群と接する石狩統の基底部は幌加別頁部から初まるのであるが、その東西両側に分布する石狩統には登川夾炭層が存在している。このことはこの南に押出された様な形になつてゐる西原沢衝上地塊の南端部は堆積当時は現在の位置よりもつと北にあつた事を示すものである。

若菜辺層は本地域の石狩統分布区域のあらゆるヶ所に於て見られる唯一の地層であるが、その下底の歪不整合の問題が最近下河原によつて取上げられている。これに関しては既に地質各論の若菜辺層の項で説明済みであるので再び述べる重複を避ける。

羊歯砂岩層は万字鉄橋の沢の奥から丸山を通つて北菱鹿島炭礦の辺を通る略南北に走る線の東側には発達せず、幌内層と直接する石狩統は若菜辺層あるいわそれ以下の地層である。

かく本地域の石狩統の堆積状態を見ると、その堆積経過に於て小さな「プロック」の隆起又は沈降運動が各所に起つてゐることがわかる。

さて以上の様な経過を経て本地域は幌内の海侵を受けるのであるが、ここに問題となるのが幌内層前で石狩統後と称せられる褶曲運動である。これ等兩者の傾斜不整合の例としては万字方面や穂別方面が挙げられているが、辺富内⁷⁶⁾(現在の富内)方面で逆倒する白堊系を幌内層が直接に被覆することが大立目によつて指摘されている。これ等のことからこの幌内前で石狩後と云われる地変は現在或程度肯定されている様である。

幌内の広い海侵に対して本地域では主夕張川西岸まで幌内層の堆積があるがその東に渡つていないことから、この地域が幌内海の東縁部であつた事が推測出来る。

滝の上層準の板桓沢層群は本地域では僅かに白金滝ノ沢の支流に小分布を見せるだけであるが、白金沢の各所に滝の上基底礫岩の残体を見ること及び更に東方夕張岳を隔てて石狩金山及び占冠地区に点々として本層の分布が見られる

76) 大立目謙一郎 前出(28)

ことから且ては本地域一帯に可なり広い分布をもつたものであることが推測される。滝の上層と幌内層とは現在平行不整合と考えられており、幌内層が深海の堆積層であるに反して一方はモラツセ型の堆積層を示し夾炭層があり、又これを挟んで *Ostrea*, *Dentalium* 等を含む^{*}介化石層があり、浅い海が時には陸化した事もある様相を示している。

川端層は本地域では見られないが、この川端層堆積後の大きな擾乱作用は本地域の現在の構造を略決定せしめたもので、大夕張炭田の等傾褶曲、衝上断層、堆被構造等もこの後川端地変の産物と考えられている。

第 4 章 応用地質

(1) 砂金及び砂白金

主夕張川（シューパロ川）は古くから知られた砂金及び砂白金の産地である。古くは石川貞治、大塚専一両氏の記載は何れも主夕張川上流の砂金地についてである。石川貞治によれば「ユーバリ⁷⁷⁾金田に砂金と砂白金あり。白金は分析の結果白金とイリドスミンの両種あり、イリドスミンは硬度高く欽粒稜角を存し光沢強く玉水に溶解せず、白金は多少水磨し表面粗造、光沢弱く、王水に溶解す」とある。又大塚専一⁷⁸⁾の記載によれば当時の稼行区域はペンケモユーパロ滝の沢上流、主夕張川支流のラウネナイ及び上巻沢と思われる。又当時の根拠地は夕張川の分岐点即ちシューパロとペンケモユーパロの合流点（現在の函淵附近）にあつたらしくここに峠事務所小屋があつた旨を記されている。

筆者等の調査当時は 3～4 組の砂金掘りが簡単な「猫流し」と「揺板^{ユリイダ}」をもつて日陰本流とペンケモユーパロ滝の沢ノ沢口から約 2 km 上流に入つていた。これ等の言を総合すると平均月 2 万円位になるといつていたので、今もな

* 占冠村ニエウ地域での観察。

77) 石川貞治 北海道庁鉱物調査報文 明29年(1896)3月

78) 大塚専一 “北海道夕張及び空知砂金地” 地雑 明31年(1898)5月 10輯 113巻

お相当の砂金、砂白金が残っているのであろう。実際主夕張川本流及びその東から流れこむ支流は至る所に往時の砂金掘りの跡があり、上記の砂金掘り達もこの昔しの跡を沢を上つたり下つたりして何回も掘り返している状態である。この主夕張川から出た砂金及び砂白金の量については信するに足る資料を得る事は出来なかつたが、上記大塚専の報告に徴するに、明治31年当時は既に稼行地としての価値を失つていた様で、それ以後は極めて僅かの人による微々たる産出が続けられていた模様である。

白金沢に於ける砂白金鉱床については鈴木醇⁷⁹⁾によれば、白金沢流域の鉱床は現河床及び段丘礫層中にあるが、段丘礫層中のものは殆ど稼行されてない。現河床中のものは品位は大体坪当りの平均含有量 0.2g で、砂金、砂白金の比率は 29:71 である。

其の他ペンケモューパロ上流の空知統の分布区域に入つた所の二股の左沢の入口近くにある礫層中の砂金がある。この礫層は厚さ 2~4m で空知統の硬砂岩を被い粗いソーティングの不十分な礫層で、この高度は海拔 600m 位の所で之に最近砂金を採取した跡があつた。その礫層の堆積状況から見て、恐らくは高位礫層の遺物と思われるので、一種の合金砂礫層と考えられる。

(2) 石 綿

夕張岳変成岩類の中の 1 メンバーである蛇紋岩中に胚胎される石綿鉱床は白金沢上流の大二股附近で、蛇紋岩の大きな崖崩れの中に巾 5mm 程度の細石綿脈が縦横に貫ぬいているものがある。調査当時(昭和27年)に可なり注意して観察したのであるが、質及び量共に稼行に堪える様なものを見なかつた。又この地域での石綿鉱床の文献も見当らなかつた。

(3) 石 灰 石

本地域の石灰石鉱床としては下部蝦夷層群中の *Orbitolina* 石灰岩があるのみであるが、苦土の多い *Orbitolina* 石灰岩は殆んど利用価値はなく、又日

79) 鈴木 醇 北海道の砂白金鉱床 北海道地下資源資料 第2号 昭25年6月

陰沢の最上流近くに存在するので経済的には無価値に等しい。

(4) 石 炭

石炭は本図幅の応用地質の項目中最大のものであるばかりでなく、北海道の炭田の中でも原料炭として最重要性をもつ三菱の大夕張炭田及び北海道炭礦汽船の夕張炭田の東部区域がこの中に含まれる。

本図幅の石炭挾有地層としては次の四つの層準がある。

- (1) 空知統内のもの
- (2) 上部白堊紀函淵砂岩中のもの
- (3) 古第三統層中のもの
- (4) 新第三紀滝之上層準のもの

(1) は既に本説明書の地質各論空知統の項に述べたように、ペンケモューパロ滝の沢上流中二股左沢上流の空知統の graywacke 砂岩層の中に介在するもので、厚さ 2～2 cm のものが数条レンズ状に排列する。石炭は比較的良質の瀝青炭であるが、方解石脈が層面と並行に走り、もとより稼行価値のあるものではない。この層準は S_{14} に属し山部図幅ではこれと同じ層準である 25 線沢砂岩層中に山丈 30cm、炭丈 4cm 余のものがある事が記載されている。

(2) は現在本地域北西隅の西原沢衝上地塊の函淵砂岩層中の「ニルソニヤ層」に含まれる炭層で、北海道中でこの層準の炭層としては最良の炭質であつて、むしろ異例とさえ考へられる位のものである。

千代田万字鉱山

(1) 位 置

本図幅の北西端鉄橋の沢上流から南に向う山稜地帯で、万字市街地から現場までは自動車道路があるがあまり良好でない。

(2) 鉱區及鉱業權者

鉱區は合計 6 鉱區で、鉱業權者は東京都港区芝田村町 5 丁目三栄ビル千代田炭礦株式会社である。

(3) 地 質 概 説

本地域は既に上島宏⁸⁰⁾、細野実、根本隆文による地質調査があり、又この附近には発表されてはいないが、三菱鉱業及び北海道炭礦汽船の調査がある。

本地域の主要部は石狩統及び幌内層の上に衝上している西原沢衝上地塊であつて、この地域は僅かの上部菊石層の頁岩部をともなつた函淵砂岩層で、この衝上地域は西原沢衝上断層と略平行した更に2条の衝上断層で、地層は反覆露出する。従つて炭層の層準は2度反覆する。

第一のものは衝上地塊の山頂に近く、走向略NS東に20~25°傾斜し数多の断層で切断、転位せられて非常に乱されていて、層厚は40~100cmで上島、細野、根本によれば約1km露頭追跡が出来る由であつて、千代田炭礦の稼行の対称となつているものはこれである。尙上記3氏の報告には上下2層の炭層を記載されているが、筆者等の確認したものは1層であつた。

第二のものは西原沢上流の右沢にあるもので、北炭万字礦の鉱区内に入る。この地点では炭層は膨脹して1.2~1.5mとなりNIO°E~NIO°Wの走向で東へ30°内外傾斜する。但しこの箇所は未だ稼行されていない。

(4) 炭質及炭量

炭質は既に述べた通り一般の函淵層群中の炭としては異例の良質炭で、特に粘結性である事が注目される。

湿分%	水分%	灰分%	揮発分%	固定炭素 %	発熱量 cel	灰色	骸炭性状	純炭 カロリー	炭 燃料比
0.11	2.5	12.43	39.91	45.16	7,000	淡橙	粘結	8,400	1.13

(上島、細野、根本による)

其の他千代田炭礦で発熱量だけを札幌通産局に分折依頼したものは、発熱量8,000を越すものが多数あつた。炭量は上島、細野、根本によれば理論埋蔵量304,000t、安全炭量73,000t、実収炭量51,000tと記せられている。

(5) 出炭及び勞務者

筆者等の調査当時(昭和28年10月)は勞務者20名を以て月産500tの目標を以て稼行中であつた。

80) 細野 実 前出(17)

北 菱 鹿 島 炭 礦	} 夕 張 夾 炭 層
北 菱 春 日 炭 礦	
北 炭 夕 張 鉦 業 所	
北 炭 平 和 鉦 業 所	
北 炭 万 字 鉦	

夕張夾炭層及び登川夾炭層

三菱大夕張鉦業所

(1) 位 置

夕張炭田の東部大夕張地区にあつて、交通は省線清水沢駅から三菱炭礦鉄道で17km, 所要時間は約1時間で到達する。

(2) 沿 革

明治39年 (1906) 10月	京都合資会社, 福山坑, 滝之沢坑 (現南大夕張) に開坑。
明治40年 (1907) 7月	大夕張炭礦会社これを継承して錦坑, 若葉坑を開坑。
明治44年 (1911) 10月	三菱投資。
大正2年 (1913) 6月	北部地区調査。
大正5年 (1916) 1月	三菱全操業を継承。
大正15年 (1926)	北部開発計画。
昭和元年 (1926)	南大夕張より現大夕張までの専用鉄道工事に着手
昭和2年 (1927) 9月	大夕張通洞坑開鑿。
昭和4年 (1929) 5月	大夕張通洞開通, 6月鉄道完成送炭。
昭和5年 (1930) 11月	南部地区操業中止。
昭和15年 (1940) 10月	大夕張新斜坑工事に着手。
昭和22年 (1947) 12月	南大夕張錦坑開発。
昭和25年 (1950) 12月	新斜坑一部貫通。
昭和26年 (1951) 12月	大夕張, 鹿谷間6万ボルト受電装置完成。
昭和27年 (1952) 5月	排気竪坑開鑿準備工事着手, 同9月新斜坑第二卸貫通。

開坑以来の出炭高（昭和28年6月末）

南大夕張坑	1,890,512t
大夕張坑	11,792,461t
合計	13,682,973t

(3) 地質概説

本地域は石狩炭田の東端部で石狩統は下位から登川夾炭層、幌加別頁岩、夕張夾炭層、若菜辺層、羊齒砂岩層で、それから上位の地層は幌内頁岩が以上の層を被覆して存在しない。

地層は略南北を軸とする大褶曲によつて隆起蹶倒して、いわゆる逆層を形成するを特徴とする。断層及び小褶曲が多く、坑内瓦斯も極めて多量である。主要稼行地域は大夕張向斜の西翼順層部で夕張夾炭層を目的とし、登川夾炭層は稼行に値しない。採掘可能な炭層は3層で上層、中層及び下層と称する。

層厚及び層間距離は次の通りである。

下層	4.0~5.4m	} 約 20m
中層	1.5~2.0m	
上層	1.5~2.6m	} 約 20m

(4) 鉱區及炭量

採掘鉱區28鉱區

総面積5,961,670アール (59km²)

坑別	理論炭量 (千t)	実収炭量 (千t)
大夕張坑	201,660	15,732
南大夕張坑	239,188	9,756
計	440,848	25,488

(5) 炭質、用途及送炭先

品種別	水分%	揮発分%	固定炭素%	灰分%	硫黄%	発熱量Cal
原炭	1.24	38.27	42.40	18.09	—	6,880
洗粉炭	1.10	41.00	51.50	6.46	0.48	8,090

用途 一般用炭及び原料炭

送 炭 積出港は主として室蘭であるが、清水沢と各港間の距離は
室蘭 135km, 小樽146km, 函館317km

販売先は東京及大阪ガス, 日鉄釜石及び輪西

(6) 坑内状況

鉱区の北端夕張川支流の主夕張川の左岸約 319m の地点に坑口があり、通洞は 1450m で逆層部を縫い、更に2950m で順層部を縫い、3050m で炭層下 20m の岩石を走向に沿って南北に盤下坑道を延長し、これを基準として水準上に 2 本の入気斜坑と 2 本の排気風道を、水準下に 2 本の運搬斜坑に 2 本の排気風道卸を掘鑿し、現在通洞水準下 -520m の10片坑底坑道と南北から連結している。一方通洞坑外から開鑿した傾斜16°、距離2000m の新斜坑は10片坑底坑道と連結して本鉱山の根幹をなすものである。

(7) 骸 炭

本大夕張鉱の石炭は骸炭原料として好適であり、単味で良質の骸炭を作ることが出来るので、大正 7 年附帯事業として南大夕張にピーハイブ炉25基を設置し骸炭の製造を始めたが、更に大夕張に昭和 9 年46基, 同10年40基, 13年44基を増設して年産 50,000t を産した。又コークス余熱を利用して昭和13年炉に隣接して 1500kw タービン 2 基を設置して自家発電を行つている。終戦後出炭の激減と炉の老朽のため南大夕張炉は閑銷して専ら大夕張炉のみで操業を続けたが、昭和23年その内14基を休止したが、現在再び恢復して 130 基操業で年産 30,000t を産出している。製品の品位は次の通りである。

銘	柄	水分 %	揮発分 %	固定炭素 %	灰分 %	発熱量 cal	硫黄 %
い	も の	0.60	1.78	85.62	12.00	7,010	0.58
上	製	0.60	1.04	84.36	14.00	6,820	0.64
別	製	0.59	1.03	82.56	15.48	6,700	0.3

(8) 出炭其の他

昭和28年度の出炭は月産平均 4 万t。 従業員は抗内3800, 抗外1140。

出炭能率は抗内夫 1 人当り月16t内外。 全礦夫 1 人当り月 10t である。

北海道炭鉱株式会社 北夕鑛業所

(1) 位 置

三菱鉱山鉄道の遠幌駅と南大夕張駅の間にあつて、どちらの駅からも徒歩で30分を要する。坑口及び事務所は夕張川の南岸にあつて交通及び運搬は橋梁と索道による。

(2) 沿 革

三菱鉱業の鉱区内の唯一の個人鉱区として長らく存在していたが、昭和20年樂田郡太郎の手に移り、一時水平坑道を設けて稼行したが間もなく休山、其後23年塚田寅雄これを買収して北夕炭礦株式会社を設立し、札幌鉱山株式会社と合併して以後札幌鉱山株式会社（後社名を北海道炭礦株式会社と変更）と称して稼行を続けている。

(3) 地質概説

石狩統夾炭層は若菜辺層以下の各層によつて構成され、幌内層はこれを不整合に被覆する。地表上に露出するのは若菜辺層と夕張夾炭層で細野実⁸¹⁾、根本隆文の調査によれば若菜辺層は54m 夕張夾炭層は69mの層厚で擾乱の激しい褶曲運動を受けている。稼行中の炭層は夕張夾炭層中の平安八尺層に該当するもので坑内では炭丈2.8m内外であるが、場所によつて著しく変化が多い。但し六八尺層及び十尺層については現在試錐探鉱中である。

(4) 鑛区及び炭量

鉱区は1鉱区採登492、面積は602,000坪、炭量は現在の所炭層の変化の多いことと過褶曲地帯であるため構造が複雑で、算定の資料が充分でない。

(5) 炭質、用途及送先

水分 %	灰分 %	揮発分 %	固定炭素 %	発熱量 cal	燃料比	全硫黄	灰 色	粘 結 性
0.33	8.32	39.46	51.89	7645	1.3	0.35	鼠 色	膨脹粘結
0.25	2.62	42.48	54.65	8260	1.2	0.221	茶 褐	〃

(細野、根本の手記による)

81) 細野実、根本隆文 前出(16)

用度は原料炭で送先の大半は小樽で、其他雄別、輪西にも送られている。

(6) 坑 内

後退式短壁採炭法を行い、払跡バラシで研を以て充填する。

(7) 出炭其他

最近の月割出炭は次の通りである。

昭和28年	11月	2,586t	7月	2,920t
	10月	3,463t	6月	3,684t
	9月	3,532t	5月	4,156t
	8月	3,003t	4月	3,499t

28年11月末の礦員は礦内139，抗外77，職員40である。

北菱鹿島炭鑛

(1) 位 置

夕張川の南岸にあつて前記北夕炭鑛の西隣接鉱区で北夕と同一層を稼行している。

(2) 鉱業権者

鉱区は一鉱区で鉱業権者は三菱鉱業で租行権者は成相叔氏である。

(3) 地質概説

前記北夕と同様の夕張夾炭層の上層即ち平安八尺層を稼行する。

(4) 炭質及び炭量

水分%	灰分%	揮発分%	固定炭素%	発熱量 cal	骸炭性状
1.93	2.0	42.04	53.94	8240	粘中膨

炭量は推定約40万t

(5) 出炭及従業員

出炭	……月	産	1,700t
従業員	……	勞務者	100
		職員	15

石炭は全て小樽の菱雄石炭に送られる。

北菱春日炭鑛

(1) 位 置

パンケホロカユーパロの上流，丸山クリツペの東側にある。

(2) 鉱業権者

鹿島と同様三菱鉱業の一鉱区を成相叔氏が租行権者として稼行する。

(3) 地質概説

周囲を幌内層に囲まれた極めて複雑な構造を呈する石狩統の分布地域であつて，石狩統は幌加別頁岩層，夕張夾層及び若菜辺層からなる。炭層は夕張夾炭層中の下層，即ち本層を稼行し厚さは4～5mである。

(4) 炭質及炭量

水分%	灰分%	揮発分%	固定炭素%	硫黄分%	発熱量 cal	骸炭性状
3.35	2.20	42.90	51.55	0.38	7870	粘 結

炭量は約30万tと推定されている。

(5) 出炭及従業員

出炭月産 1,000t

勞務者 30 職 員 5

北海道炭鑛汽船株式会社夕張鑛業所

本図幅内には夕張鉱業所内の2坑及び3坑の稼行区域が入つて来る。管轄の都合上清水沢鉱及び遠幌鉱の状況も併せて述べることにする。

(1) 位 置

夕張炭礦は国鉄夕張駅及び社線新夕張駅より徒歩5～20分。遠幌及び清水沢鉱は国鉄清水沢駅の近くにあつて何れも夕張川に沿つている。夕張鉱の2坑及び3坑は夕張川の支流シホロカベツ川の溪間を占め夕張市街の西北に当る°

(2) 沿 革

明治9年開拓使庁雇ライマン氏によつて既に石炭の存在が明かにされていた

が、明治21年に至つて北海道庁技師坂市太郎氏が初めてシホロカベツ流域に現在の露頭を発見し、明治22年村田堤氏がその一部の試掘許可を得たが、其後北海道炭礦汽船株式会社の設立に際して全ての鉱区を合併して23年開鉱した。明治25年12月に至つて鉄道が開通し、汽車輸送を開始して今日に至つている。

(3) 地質概説

当地方は夕張市街地の西方にある鳩の巣山を中心とする一大ドーム構造をとり、その白堊紀層の周辺に第三紀層が分布する。

炭層は所謂夕張夾炭層と登川夾炭層とにあるが、登川夾炭層のものは現在あまり深部にあるので手をつけられていない。夕張夾炭層中のものは上層（1～2m）及び本層（7m…所謂24尺層）で、其の間隔は60mである。この本層は上部から6尺層、8尺層及び10尺層の3つに分けられ、第1礦から第3礦に向うに従つて8尺と10尺との間は広がつて来る。

登川夾炭層中のものは下層と称せられる1.3mのもの1層があり、本層の低位約110mの所に試錐によつて確かめられている。

一般走向は第3礦方面では北西から南東に移り、第2礦方面では南北から北西に移る。傾斜は一般に平層で3～15°であるが、時に断層及び褶曲のため90°近くになつている所もある

平安8尺層と称する炭層は上層と本層との中間に位し、平和礦附近から發達して25°内外の傾斜で以て東方遠幌加別川方面に向い清水沢礦、遠幌礦では採掘中である。

(4) 鉱区面積及炭量

夕張鉱業所（含遠幌、清水沢）

採掘鉱区	13	15,650,672坪
試掘鉱区	2	1,947,100坪

炭 量

礦名	炭 層 名	平均炭丈 m	比 重	埋藏炭量 t	確定炭量 t	実収炭量 t
夕張礦	本 層	4.5	1.3	128,152,547	88,778,538	53,267,123
	下 層	1.3	1.3	36,014,146	1,638,000	1,310,400
	上 層	1.0	1.3	29,558,157	475,039	380,030
	計			193,724,850	90,891,577	54,957,553
清遠水幌澤礦	上 層	1.4	1.3	10,275,950	366,400	197,900
	平安八尺層	2.3	1.3	59,471,200	5,921,400	3,197,400
	六・八尺層	1.0	1.3	7,368,200	201,800	109,000
	本 層	2.2	1.3	61,181,100	5,766,200	3,113,800
	下 層	1.8	1.3	1,458,800	461,100	248,900
	計			139,755,200	12,716,900	687,000
合 計				333,480,050	103,608,477	61,824,553

(5) 炭質及用途

本層（24尺層）はいわゆる夕張炭と云う名で呼ばれる強粘結性の瀝青炭で、其の用途は極めて広くコークス製造、製鉄、ガス製造、汽罐燃料として用いられる。主な送先は富士製鉄、東京ガス、大阪ガス、神戸ガス、日本鋼管、国鉄、滝川化学、苫小牧製紙等である。

炭 層 名	水分%	揮発分%	固定炭素%	灰分%	窒素%	硫黄%	発熱量 カロリー	骸炭 性状	灰色
上 層	2.36	41.77	49.41	6.46	—	—	7544	膨粘	淡褐
六 尺 層	1.37	43.70	52.48	2.45	1.20	0.26	8229	〃	褐
八 尺 層	1.02	46.16	49.84	2.98	1.08	0.23	8281	〃	〃
十 尺 層	0.91	45.64	48.98	4.47	1.07	0.27	8188	〃	〃
平安八尺層	1.29	42.55	52.94	3.22	—	0.28	8208	〃	〃
遠幌十尺層	1.04	40.09	51.43	7.44	—	—	7796	〃	〃

(北炭資料)

(6) 坑内状況

開坑方式は一般に斜坑方式によつて下盤に岩石坑道を掘鑿し、これから小堅坑小斜坑で炭層に達し、片盤向に長壁切羽を設ける。現在の採炭区域は次の通りである。

第 2 礦 1 区, 2 区, 3 区, 4 区
 第 3 礦 松島坑, 橋立坑, 殿島坑
 遠 幌 礦 (昭和23年 5 月開坑)
 清水沢礦

(7) 出炭其他

昭和28年度	4 月	132,500t	8 月	103,700t
	5 月	112,000t	9 月	74,600t
	6 月	127,700t	10 月	94,900t
	7 月	122,800t		

人 員 労務者 9,707 職 員 1,459 (昭和28年10月現在)

(8) 創業以来の出炭高及能率

年 別	出 炭 高 t	労 務 者 数	出炭1人1日当り
明23~昭11年迄	32,692,800	—	—
昭 12	1,922,800	4,144	1.478
昭 13	2,045,200	5,373	1.197
昭 14	1,811,000	6,372	0.897
昭 15	2,054,900	7,584	0.824
昭 16	2,177,300	8,322	0.824
昭 17	2,103,600	8,651	0.750
昭 18	2,165,700	9,786	0.669
昭 19	2,271,700	12,108	0.562
昭 20	1,130,100	10,503	0.337
昭 21	723,550	8,808	0.272
昭 22	1,919,500	10,474	0.284
昭 23	1,025,500	10,514	0.322
昭 24	1,091,000	10,821	0.351
昭 25	1,203,300	10,189	0.404
昭 26	1,139,900	9,404	0.492
昭 27	1,172,900	9,208	0.509

幌内鑛業所万字礦

本図幅内には万字礦東部の一部分が入るのみであるが、一応概略的な説明を加へることとする。

本鉱区は明治36年北炭が朝吹英二氏より買収し同38年開坑したもので、当初は架空索道によつて夕張まで輸送して送炭した。現在の万字、志文間の鉄道が完成したのは其後の大正3年になつてからである。

炭量は万字礦区域全体として 80,310,800t 実収炭量16,670,900tと見込まれている。

万字礦は夕張、登川両炭夾層を稼行し、附近の基盤を構成するものは白堊紀層で登川、幌加別、夕張、若菜辺、羊歯の各層が発達し幌内層がこれ等を不整合に被覆する。構造は南北に横圧をうけ地層は両端に於て殆んど東西に交る孤状を示し、走向は中央部では略南北、東に 18~30° である。

炭層名	水分%	灰分%	揮発分%	固定炭素%	発熱量 カロリー
本層	1.31	16.39	33.37	48.94	6900
上層	1.93	17.70	44.47	39.90	6700

(原炭)

本層とは登川夾炭層中のもので層厚1.20m、上層は夕張夾炭層中のもので層厚1.65mである。万字炭は粘結炭70%、不粘結炭30%で瓦斯用、コークス用及び一般家庭用として用いられている。

万字礦は現在企業整備のため減員をしているが、平常操業の場合は職員120、労務者1,150名で月1万t内外の出炭である。

平和鑛業所平和礦

本図幅には平和礦の現稼行地域の東部地区が含まれる。平和礦は私鉄夕張鉄道若菜辺駅の東南約1.5 軒、シホロカベツ川の右岸に第一斜坑があり、又第一斜坑を横断して第二坑がある。この鉱区はもと石狩石炭株式会社の所有であつたが大正9年1月買収して、昭和12年開坑、同14年5月初めて出炭した。

当地域は幌内層と石狩統からなり、石狩統は上部から羊歯砂岩、若菜辺層、夕張夾炭層、幌加別頁岩、登川夾炭層からなり、鉱区の中央に大きな鞍状構造を呈し、その北方は略東南から西北に走る若舘大断層があり、その以南は略これと平行する病院断層、長屋断層、温泉断層等がある。稼行炭層はいわゆる夕張

本層といわれる24尺層中の10尺層及び平安8尺層の2層で、走向は北西からドーム構造を廻り東南に至つて傾斜は20°以下の緩傾斜であるが、深部では60°以上の急傾斜の所もある。

精炭は主として日鉄輪西，釜石，東京ガス等え送られる。

炭層名	水分%	揮発分%	固定炭素%	灰分%	硫黄%	発熱量 カロリー	灰色	燄炭性状
十尺層	0.94	43.88	49.24	5.91	0.30	8007	淡褐	粘結
八尺層	1.62	40.84	52.05	5.48	0.30	7803	〃	〃
上層	2.21	42.12	48.62	7.04	—	7439	茶褐	〃

この平和鉱の管轄下の鉱区は採掘5鉱区で総面積4,139,040坪，この範囲内の埋蔵量は118,702,000tと発表されている。

出炭は	昭和17年	83,300t	昭和23年	92,200t
	〃 18年	104,900t	〃 24年	110,500t
	〃 19年	153,900t	〃 25年	110,600t
	〃 20年	73,500t	〃 26年	119,600t
	〃 21年	52,500t	〃 27年	105,100t
	〃 22年	74,200t		

労務者合計 930名。

(5) 石炭瓦斯

ここに更めて石炭瓦斯として取上げたものは、夕張夾炭層中の石炭から出る石炭瓦斯で、最近非常に一般の注意を集めているもので各方面で研究の対称になつている。

本地域では若菜辺附近に北炭によつて施行された温泉ボーリングから大正6年以来噴き出している石炭ガスがある。このボーリングは深度240~250m，現在も尙1日4000立方メートルのガスが放出されている。断層で崩された登川夾炭層の炭層を貫いて、この炭層から出るガスが試錐孔から噴出して出るのであつて、昭和2~3年に清水沢の発電所で使つた事もあり、戦時中はボンベにつめて自動車に使つた事もあつたが、目下北炭で清水沢の発電所を全部ガスにかえて石炭の使用を節約しようという計画もある。石炭に含まれているガスは採炭時に

は爆発の危険の最も大きなもので、之を取除くことは採炭を極めて容易にするばかりではなく、このガスを利用することによつて一石二鳥の効果をあげる事が出来る。

北炭では温泉ボーリング以外にガスが出ている試錐孔は平安5号がある。その分折値は次の通りである。

試錐名	CO ₂ %	O %	メタン%	N %	発熱量 cal
温泉ボーリング	0.2	0.2	98.0	1.6	9336
平安5号	0.4	0.4	92.7	6.3	8831

(北炭資料)

第5章 結 論

以上各項について述べたことを簡単に要約し、更に今後の問題の存する所を明かにしたいと思う。

大夕張、遠幌、清水沢、平等の諸炭礦を有する本地域の石狩炭田東部は古くはライマンの昔から諸学者の研究の対象となり、その構造及び岩質等は非常によくわかっているが、その東に分布する蝦夷層群、空知層群及び夕張岳変成岩類については比較的閑却されていた。筆者等の本調査の主点はこれ等古期岩類の岩質、層序及び構造の究明におかれ、大部分の日数はそれに費された。本地域最古の地層である夕張岳変成岩は其の岩質から神居古潭変成岩類に比せられそれに進入した蛇紋岩と共に前岳衝上断層によつて空知層群及び蝦夷層群上に衝上する。本層は変質をうけた輝緑岩、輝緑凝灰岩、粘板岩を主体とし之に石英片岩類を交え古期岩類(日高系の一部か?)と空知層群の一部が混然とした変質作用をうけたものではなからうかと推定する。

空知層群は略侏羅紀層と推定せられる輝緑凝灰岩、graywacke砂岩、黒色頁岩、チャート、硅岩等からなる厚い累層であつて本地域では夕張岳衝上断層と前岳衝上断層に囲まれた空知層群の略中央部が分布し、僅かに北東端に最上部層のSr.に該当する部分があり、これと下部蝦夷層群基底の富間砂岩とは整

合的であるといわれる。既に述べた様に本層は夕張岳変成岩類の一部に参加しており、その分布も北海道中央地域を南北に延びた広い露出を示しており、その総合的研究は本島中生代の暗黒部を打開する重要な鍵となるものである。

例えば橋本亘によつて分けられた山部層(下部)と主夕張層(上部)と根本、三本杉、水口によつて分けられた糖平統(下部)、沙流川統(中部)、ニセウ統(上部)との対比の問題、又は北見国枝幸郡小頓別東部に島田忠夫によつて北見層と名づけられた厚い砂岩、頁岩互層にチャートを挟む断層で cfr. *Phylloceras mediterraneum* NEUMAYR を含むものが空知層群のどれと該当するものであろうか。或は礼文島に於て筆者等の一人の長尾が観察した白堊紀とされている基底岩が空知統の岩質に類似している点等今後の研究に待つものが甚だ多いのである。本層の研究は必然的に神居古潭変成岩類との関連性を呼び、引いては日高変成岩類にも及ぼさなければならない。

蝦夷層群は従来下部菊石層、中部菊石層(又はトリゴニヤ砂岩層)及び上部菊石層と呼ばれ古生物学的には幾多の碩学の研究対象となつたものであるが、その細分は極めて部分的なものに止まり今後の野外調査を必要としている。筆者等は本層群を岩質的及び古生物的に細分して上部蝦夷層群($Uy_1 \sim Uy_2$)、中部蝦夷層群($My_1 \sim My_9$)、下部蝦夷層群($Ly_1 \sim Ly_4$)とし、この構造の究明を試みた。其の結果地域的に古生物学的の区分と岩質的区分との間に「ズレ」が出来たことを発見した。即ち中部蝦夷層群の最上部である佐久層(本図幅での白金沢砂岩層— My_9)の化石要素のあるものは本地域北部の主夕張川本流では My_9 の中に限定されるのであるが、地域南部の白金沢及びカネオベツ沢では更に下部まで、即ち *Inoceramus uwajimensis* 及び *Scaphites* (*Yezoites*) *planus* 等は My_7 の層準にまで下つて発見される。つまり Lower Urakawa の化石要素のあるものが Upper Gyliak まで下つて産出すると云うことで、化石の Geological range に再考を要するものか、或はこれ等の下部層の中に極めて小部分の My_9 が「くりかえし」で顔を出すものであろうか。後者の場合をおもんばかつて筆者等は細かい「スケッチ」をとつて岩質をみたのである

81) 根本忠寛, 三本杉巳代治, 水口文作 登川図幅 北工議 第5号 昭17.9

が、その様には考えられなかつた。参考のため附図として $My_5 \sim My_9$ の化石を主夕張川と白金、カネオベツ沢について対比したのをつけた。中部蝦夷層群から上部蝦夷層群にかけて相当頻繁な凝灰岩又は凝灰質砂岩の薄層の介在は間歇的な火山活動の降灰があつたものと推定せられ、この内上部蝦夷層群中最上部の凝灰岩には相当厚いものも存在する。

岩質的に極めて特徴のある函淵砂岩層は本地域の中央部に略南北の陵線を形作つて分布して函淵層群の命名地である函淵では見事な露出が見られる。

本地域の経済的重要性の「トップ」を占める石炭層を挟有する石狩夾炭層は地域西部に広い分布を占め、これを被覆する幌内層と共に後川端地変の運動による複雑な褶曲、断層をうけ数多の等傾背斜、向斜及び衝上断層あるいは根無地塊等が見られる。石狩統は下部から登川夾炭層、幌加別頁岩、夕張夾炭層、若菜辺層及び羊歯砂岩層からなり、それから上位の地層は分布しないし、又若菜辺、羊歯間には美唄、赤平の両層を欠く。

幌内層は基底部に厚さ 50~100cm の基底礫岩をもつて本地域西部に広く分布し、その特徴ある泥岩相の研究はその化石の研究と共に下位に伏在する石狩統夾炭層の研究に欠くことのできないものである。

滝の上層準の地層は日陰沢支流の98班沢と白金滝の沢の支流板桓沢に小露出があり、後者は蝦夷層群の中に挟みこまれた様な形をとり、2本の主要断層で「レンズ」型をしている。下部礫岩を基底としてこれに暗灰色頁岩層を主としこの上に砂岩層があり、この中に薄炭層が挟まれている。但し白金沢、カネオベツ沢等に由来不明の「汚い礫岩」の転石が可なり存在し、滝の上層の基底礫岩と推定されるので、嘗ては本層は可なり広い範囲の分布をもつていたものと思われる。

第四紀に入つて主夕張川には少くとも3段の河成段丘が認められるので、最近の隆起が少くとも3回に亘つて行われたものであろう。但し日陰沢支流奥の高位礫層は現在の所多くの研究すべき余地を残している。

鉱床資源として特筆すべきものは三菱、北炭等で稼行中の石炭であつて登川夕張の両炭層が稼行対象となつて炭質優良の粘結性瀝青炭を産出している。

稼行炭礦の炭層層準，出炭，炭量及び勞務者数は次の通りである。

炭 礦 名	稼 行 炭 層 層 準	出 炭	炭 量	勞 務 者 数	備 考
三菱大夕張	夕張夾炭層	月 4千万t	実収 25,488,000t	4,900	
北夕張炭礦	〃	月 ,3500t	?	210	
北菱鹿島炭礦	〃	月 1,700t	推定 40万t	100	
北菱春日炭礦	〃	月 1,000t	推定 30万t	30	
北炭夕張鋳業所	〃	月 10万t	実収 61,825,000t	9,709	{含清水沢及び 遠幌鋳}
北炭平和鋳業所	〃	月 3万t	推定 118,702,000t	930	
北炭万字鋳業所	{夕張夾炭層 登川夾炭層 函 淵	月 1万t	実収 16,670,900t	1,150	
千代田万字炭礦		月500t	予定推定 304,000t	20	未出炭

鋳産資源として石炭以外のものでは蛇紋岩の中の石綿鋳床と夕張川の砂白金であるが、石綿は現在までの所稼行の対象となる様なものが発見されていない。但し夕張岳の奥の人跡未踏の地には今後発見される可能性は十分に存在する。砂白金は砂金と混つて現河床あるいは旧河床に発見されて古くから稼行されているが、現在も尙2～3名の砂金掘りが白金滝の沢に入つて昔ながらの猫流しと揺板でもつて採取している。

線路敷設にいかん地質調査が大切であるかと云う点で非常にいい例が本地域にある。

本地域の主夕張川，白金沢には當林署の運搬軌道が長く延びている。両岸は大部分蝦夷層群の地層であるが、地層の傾斜側にとつた線路及道路は殆んど毎年崩壊及び地亡りのため破壊されて修理に暇もない様な状況である。若し当初に地質図によつてその岩質及走向，傾斜を吟味してみるなれば当然その対岸にもつて行くべき所であるが、それを無視して工事を進めた結果が今日の状態を來たしたのである。

引用文献

- 1) 横山又次郎：Versteinerungen aus der Japanischen Kreide. Palaeontographica, Bd. XXXVL 1890
- 2) 神保小虎：北海道地質調査報文（上，下）1891～92
- 3) 神保小虎：同上（2）
- 4) 今井半次郎：石狩炭田に於ける白堊紀層と夾炭第三紀層（石狩統）との層位関係
地質雑 第31卷 大13
- 5) 矢部長克：General Geology of the middle and the southern parts of the Ishikari Coal-field, HOKKAIDO. (Manus.) 1901
北海道石狩国及び胆振国煤田地質報告 1901
北海道石狩国郁春別及び夕張炭山附近地質報告 1902
Zur Stratigraphie und Palaeontologie der Oberen Kreide von HOKKAIDO und SACHALIN. Zeit. Deut. Geol. Ges Bd. LXI. Heft 4
1909
- 6) 大井上義近：北海道石狩国夕張郡地質調査報文 1912
- 7) 渡辺久吉：中部及び東部北海道第三紀層 地要 25卷 1918
- 8) 今井半次郎：前出（4）
- 9) 今井半次郎：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 1924～25
- 10) 齋藤林次：夕張，大夕張附近の地質 北大卒論 1934
- 11) 大立目謙一郎：北海道地下資源調査資料 第4卷 1951
- 12) 松本達郎：Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy of Japan part I 九大紀要 1942
- 13) 橋本 亘：山部図幅 北海道開発庁 1954
- 14) 橋本 亘：富良野図幅 手記 未発表図幅
- 15) 細野 実：夕張川ダム建設予定地附近地質調査報告 手記（地調）1952
- 16) 細野実，根本隆文：石狩炭田夕張地区北夕張炭礦附近地質調査報告 手記（地調）1952
- 17) 上島宏，細野実，根本隆文；石狩炭田夕張地区万字東部地質 埋炭手記 1952
- 18) 根本隆文：石狩炭田地区ペンケモニーバロ産炭地調査報告 手記（地調）1952
- 19) 下河原寿男：夕張炭田，石狩統，若鍋層下の亜不整合 北海道地学会 第22号 1953
- 20) 今井半次郎：前出（4）
- 21) 松本達郎：前出（12）
- 22) 橋本 亘：前出（13）
- 23) 森田義人：天塩国安平志内川流域地質調査報告 東北大卒論 昭6

- 24) 佐々保雄, 湊正雄, 外 : 1943
- 25) 橋本 亘 : 前出 (13)
- 26) トリゴニヤ砂岩 (三角介砂岩層)
- 27) 森田義人 : 前出 (23)
- 28) 大立目謙一郎 : 北海道中央部に於ける下部菊石層群と輝緑凝灰岩層との層位関係について 北地調報 11. 1935.
- 29) 橋本 亘 : 石狩国, 空知国, 富良野盆地西部山地の地質 東北大卒論 1935
- 30) 佐々保雄, 湊正雄 : 前出 (24)
- 31) 橋本 亘 : 北海道侏羅系の地質 地調報 特別号 1952
橋本 亘 : 前出 (13)
- 32) 大立目謙一郎 : 前出 (28)
- 33) 松本達郎 : 前出 (12)
- 34) 松本達郎 : 蝦夷層群と関門層群 地雑 LVII. pp 95~98 1951
- 35) 松本達郎 : 前出 (12)
- 36) 松本達郎 : 前出 (12)
- 37) 長尾 巧 : 北海道のオルビトリナ石灰岩 地雑 第39巻 昭7
- 38) 松本達郎 : 前出 (12)
- 39) 齋藤林次 : 前出 (10)
- 40) 松本達郎 : 前出 (12)
- 41) 松本達郎 : 前出 (12)
- 42) 松本達郎 : 前出 (12)
- 43) 松本達郎 : 前出 (12)
- 44) 松本達郎 : 前出 (12)
- 45) 松本達郎 : 前出 (12)
- 46) 松本達郎 : 前出 (12)
- 47) 松本達郎 : 前出 (12)
- 48) 今井半次郎 : Geology of the Ishikari Coal Field, HOKKAIDO, with special reference to an overthrust rock-sheet. Proc. 3rd. Pan-Pacific Congrers, Tokyo 1928
- 49) 大立目謙一郎 : 前出 (11)
- 50) 大立目謙一郎 : 前出 (11)
- 51) 今井半次郎 : 前出 (4)
- 52) 大立目謙一郎 : 前出 (11)
- 53) 細野 実 : 前出 (15)
- 54) 鈴木 醇 : 本邦中生代の凝灰質岩石について 地雑 第39巻 1932
- 55) 遠藤誠道 : Nilssonian-Bed of HOKKAIDO and its flora. Sci. Rep. Toh. Imp. Univ. 2nd. Ser. 7 1925

- 56) 鈴木 醇：前出 (54)
- 57) 大立目謙一郎：前出 (11)
- 58) 高尾 彰平；石狩炭田（特に夕張炭田）に於ける幌内層の層序と地質構造の研究
北海道炭礦技術会地質部会 1952
- 59) 長尾 巧：九州古第三紀層の層序 地雜 38卷
長尾 巧：古第三紀 岩波講座 昭8
- 60) 下河原寿男：前出 (19)
- 61) 大立目謙一郎・前出 (11)
- 62) 横山又次郎：前出 (1)
- 63) 村田 析：北炭文獻 昭4
- 64) 細野 実；前出 (15)
- 65) 根本隆文：前出 (18)
- 66) 齋藤林次：前出 (10)
- 67) 今井半次郎：前出 (4)
- 68) 齋藤林次：前出 (10)
- 69) 大立目謙一郎：前出 (11)
- 70) 大立目謙一郎：前出 (28)
- 71) 橋本 亘：前出 (31)
- 72) ♪：北海道中生界の堆積と変形 手記 昭29
- 73) 松本達郎：前出 (12)
- 74) 橋本亘，竹田秀藏：北海道白堊系の時代区分及び地史の新解釈 石技協誌 XIV
1949
- 75) 橋本 亘：前出 (72)
- 76) 大立目謙一郎：前出 (28)
- 77) 石川 貞治：北海道庁鉱物調査報文 明29
- 78) 大塚 専一：北海道夕張及び空知砂金地 地雜 明31 10輯 113卷
- 79) 鈴木 醇：北海道の砂白金鉱床 道庁地下資源資料 第2号 昭25
- 80) 上島宏，細野実，根本隆文：前出 (17)
- 81) 細野実，根本隆文：前出 (16)
- 82) 根本忠寛，三本杉己代治，永口文作：登川図幅 北工試 第5号 昭17

参 考 文 献

(特に神居古潭変成岩類について)

- 1) 鈴木 醇： 所謂神居古潭系の岩石に就いて 地質 Vol. 14 p 392 (1935)
- 2) 鈴木 醇： 北海道神居古潭その他より産する含エヂリン輝石リッベカイト石英片岩に就いて 岩礦 Vol. 12 P 45 (1934)
- 3) 鈴木 醇： 御荷銓系及び神居古潭系の岩石学的研究 学術振研究抄 No. 1 P 7 (1939)
- 4) 舟橋三男： 日高帯及び神居古潭帯の岩石 地団研誌 No. 2 (1948)
- 5) 鈴木 醇： 本邦超塩基性岩類に附随する諸鉱床の生成形式科学 Vol. 20 P 16 (1950)
- 6) 舟橋三男： 北海道日高帯と神居古潭帯の岩石 地球科学 No. 4 P 109 (1951)
- 7) 舟橋三男, 橋本誠二： 日高帯の地質 民科地図研究専報 No. 6 (1951)
- 8) 鈴木 醇： 深川図幅説明書 北海道開発庁 (1953)
- 9) 舟橋三男： 上江丹別図幅説明書 北海道開発庁 (1953)

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

ŌYUBARI

By
Sutekazu Nagao
Hiroshi Osanai
Sumitoshi Sakō

Résumé

GEOLOGY

The area covered by this geological map is situated in the central part of HOKKAIDO.

The river YUBARI runs through the central part of this map from north to south, and the most of its tributaries from east to west.

Topographically the area is divided into following 4 parts according to the rock features and the tectonic lines.

- 1 Back bone mountain range of the eastern part.
 - 2 Mountains of the westside of (1).
 - 3 Consequent valley area between (2) and (4).
 - 4 Mountains of the western part.
- (1) Consists of the YUBARIDAKE metamorphic group, and the graywacke sandstone, slate, chert, and schalstein forming the SORACHI group.
 - (2) Consists of mudstone, sandstone and sandy shale of the YEZO group of the Cretaceous age.
 - (3) Consists of mudstone of the upper YEZO group and the river terrace deposits of the river SHYUPARO.
 - (4) Consists of the HAKOBUCHI group of the upper Cretaceous, and the

Tertiary formations including the ISHIKARI group and the PORONAI formation.

The Geological formation of the area is as follows (ascending order).

- 1 The YUBARIDAKE metamorphic group.....Pre-Cretaceous.
- 2 The SORACHI groupJurasso-Cretaceous.
- 3 The YEZO groupCretaceous.
- 4 The HAKOBUCHI groupUpper Cretaceous.
- 5 The ISHIKARI group } Palaeogene Tertiary.
- 6 The PORONAI formation }
- 7 The ITAGAKIZAWA formationNeogene Tertiary.
- 8 Terrace deposits and alluvial depositsQuaternary.

(1) The YUBARIDAKE metamorphic group.

Mainly consists of altered schalstein, diabase, phyllite and quartz-schist. Slight dynamometamorphism is observed in the features of the above mentioned rocks.

This group is considered to be equivalent to the KAMUIKOTAN metamorphic group of the central HOKKAIDO.

It seems certain that the KAMUIKOTAN metamorphic group involves some parts of the SORACHI group, so that the geological age of the group should be possibly Pre-Cretaceous.

Further data are expected through the investigations in the adjacent areas

(2) The SORACHI group.

Mainly consists of schalstein, graywacke-sandstone, chert and slate.

The SORACHI group of this district is considered to involve the middle and upper parts of the group, as is judged from their rock features and succession.

The uppermost SORACHI which is denoted Sr_9 by Mr. HASHIMOTO is observed in the north-eastern corner of the map where the lower YEZO (TOMIOI sandstone) covers Sr_9 conformably.

The other mass of this group exposes as a big over-thrust

mass (YUBARIDAKE over-thrust), and is correlated to Sr_3 and Sr_4 of Mr. HASHIMOTO.

The main structure of this overthrust mass extends in almost NS direction, inclining toward E, showing a reversed order of succession.

(3) The YEZO group.

The YEZO group is divided into 3 sub-groups, the lower YEZO, the middle YEZO and the upper YEZO. These sub-groups are also subdivided into the following formations.

The lower YEZO sub-group..... $Ly_1 \sim Ly_4$

The middle YEZO sub-group..... $My_1 \sim My_3$

The upper YEZO sub-group $Uy_1 \sim Uy_2$

The basal member of the the lower YEZO, which is called the TOMITOI sandstone (Ly_1) overlies the uppermost SORACHI (Sr_6) conformably in the upper reaches of the river SYUPARO, according to Dr. MATSUMOTO.

The lithic characters of each formation are as follows.

(a) Ly_1 . The TOMITOI sandstone formation

Mainly formed of fine to medium grained sandstone of dark color intercalating darkish gray shale. The upper part of this formation graduates into Ly_2 . Fragments of very poorly preserved plants are found frequently in this sandstone.

(b) Ly_2 . The Lower sandstone and shale formation

Alternations of sandstone and black shale in the lower part, alternations of coarse sandstone and shale in the middle and the dominantly shale with sandstone beds in the upper. Calcareous nodules are found in shale beds, no fossil being found in the former.

(c) Ly_3 . The Orbitolina lime-stone.

Whitish gray limestone of rough appearance.

Contains Orbitolina, as well as Nerinea corals, bryozoas, pelecypods and calcareous algae.

(d) Ly_4 . The Upper sandstone and shale formation.

Alternations of sandstone and shale which overlie Orbitolina limestone conformably.

The lower part.....thin alternation of sandstone, shale, and sandy shale.

The middle part.....alternation of dominantly sandstone with thin shale beds.

The upper part.....alternation of thick shale of gray color and thin sandstone.

(e) My₁. The OKUNOSAWA silicious sandstone formation.

Hard and compact silicious sandstone, about 20m thick. This formation which is the basal sandstone of the middle YEZO group contains small pebbles of chert in some parts, and the unconformity between Ly₄ and My₁ was discovered in the area of the YAMABE geological sheet by Mr. HASHIMOTO. However, Ly₄ and My₁ are apparently conformable as far as this area is concerned.

(f) My₂. The 98 PANZAWA shale formation.

Dark gray massive shale accompanying some alternating beds of sandstone, shale and sandy shale. Several thin tufaceous sandstone of grayish white color are observed in certain horizon. Ammonites are found in this formation.

(g) My₃. The OKUFUTAMATA sandstone formation.

Dominantly sandstone, with thin sandy-shale and shale altogether, forming remarkable key formation between the shale parts of My₂ and My₄.

Grayish white tufaceous sandstones, 1~50cm, are observed in the middle part of this formation.

Ammonites are also found.

(h) My₄. The 88 PANZAWA sandy shale formation.

Massive dark gray shale, about 500m thick, with sandy shale beds in certain parts : contains calcareous nodules enclosing ammonite,

(i) My₅. The 87 HANZAWA sandstone formation.

Alternation of sandstone, shale, and sandy shale about 50m

thick, forming a very remarkable key-bed in field survey. Glauconite sandstones are also observed in this alternating sequence.

(j) My₆. The HIKAGEZAWA shale formation.

Massive dark gray shale, about 400m in thickness.

Thin tuffaceous sandstones and tuffs are found in the upper and lower part but not in the middle of this formation.

Abundant calcareous nodules containing ammonites are found throughout this formation.

(k) My₇. The NAKAFUTAMATA sandstone and shale formation.

The peculiar features characteristic of the SAKU sandstone formation are seen symptomatically.

Roughly speaking, My₁~My₆ are muddy, and the facies rich in sandstone gradually becomes remarkable from My₇ to My₉ which is the typical lithic character of the SAKU sandstone formation. Abundant calcareous nodules with ammonite are found in this formation.

(l) My₈. The TAKINOSAWA sandstone and shale formation.

The upper part of this formation merges into My₉ gradually. Alternation of sandstone, sandy shale and shale, intercalating beds of tuffaceous sandstone and glauconite-bearing sandstone. Many ammonites are also found in this formation.

(m) My₉. The SHIROKINZAWA sandstone formation.

This formation occupies the uppermost horizon of the middle YEZO group, and is correlated to the SAKU formation of the ABESHINAI district. Thus the remarkable feature characterized by the rich sandstone facies of the SAKU formation is visible in this district.

Abundant ammonites and inocerami are also found.

(n) Uy₁. The ISOJIROZAWA shale formation.

The basal part of the upper YEZO group is represented by this thick, massive dark gray mudstone of Uy₁ which has no tuffaceous rock. On this account Uy₁ and Uy₂ are discriminated

(o) Uy₂ The KOSENZAWA tufaceous sandstone and shale formation.

Very frequent occurrence of tufaceous thin sandstone beds is the special feature of Uy₂, though the mainpart is quite similar to Uy₁.

(4) The HAKOBUCHI Group.

HAKOBUCHI, where the famous name of the HAKOBUCHI group was derived from is in the south-western part of this area.

The subdivision of this group is as follows (ascending order)

The lower HAKOBUCHI	{	(a) sandstone bed with conglomerate	40m
		(b) rhyolitic tuff bed	25m
		(c) fine sandstone bed	65m
		(d) the Nilssonian bed	40m
		(e) lower sandstone, conglomerate ..	60m
The upper HAKOBUCHI	{	(f) the FUKAUSHI conglomerate	20m
		(g) the FUKAUSHI sandstone	35m
		(h) upper sandstone and shale	30m
		(i) the SANUSHUBE sandstone	105m

(5) The ISHIKARI group

The famous coal bearing formation of this area belongs to this group, and occupies the western part of this area.

This group is divided into the following formations; (ascending order)

- (a) the NOBORIKAWA coal bearing formation
- (b) the HOROKABETSU shale formation
- (c) the YUBARI coal bearing formation
- (d) the WAKKANABE formation
- (e) the *Woodwardia* sandstone formation.

These formations of the ISHIKARI group yielded to very severe folding and thrusting of the Post-KAWABATA-Orogeny, and assume isoclinal synclines and anticlines of NS trend.

Except for the *Woodwardia* sandstone formation, the upper division of the ISHIKARI group is not represented in this area and the PORONAI formations cover them unconformably.

(6) The PORONAI Formation.

The PORONAI formation is represented by a monotonous massive mudstone of dark gray color. Very thin conglomerate or sandy part is found at the basal part of this formation, and the presence of glauconite is a characteristic feature of its basal part. In some horizon, many platy or rounded calcareous nodules are observed, and silicified woods, pyrites and hammer stones are found forming the nuclei of the nodules. Hammer stones are also the characteristic feature of this formation, being found in certain special horizons. So the discovery of hammer stones is very useful for the sake of the subdivision of the PORONAI formation. Abundant fossils have been described from this formation by many geologists.

Among many fossils, foraminifers have been studied recently by Prof. ASANO of the TOHOKU University drawing conclusions that are very interesting for the interpretation of the sedimentary cycles of the ISHIKARI Coal basin.

The analysis of the PORONAI structure is quite essential to reveal the structure of the underlying ISHIKARI coal bearing formation. The geologists of the coal mines are engaged in studying the PORONAI

(7) The ITAGAKIZAWA Formation.

Consists of conglomerates, sandstones, and shales. This formation is found at the ITAGAKIZAWA, a tributary of the TAKINOSAWA in the central part of this area. Main direction of this formation is NS and forming a lens-shaped exposure by 2 main faults of NS direction within the YEZO group territory.

This formation is correlated to the TAKINOUE horizon of the Neogene Tertiary as is shown by contained fossils.

Some remnants of the basal conglomerate of this formation are found at many places in the district, so the original distribution of this formation is supposed to be much wider than at present

(8) Terrace deposits and alluvial deposits.

Old terrace deposits are observed at least in 3 stages along the river SHYUPARO, but cannot be traced widely at present as they are obliterated by erosion.

Higher gravel-bed is found at the upperstream area of the HIKAGEZAWA at the height of 600m above sea-level, but its origin is unknown.

Structurally this region is divided into the following 4 units.

- 1 The MAEDAKE and the YUBARIDAKE overthrusts of the eastern mountain land.
- 2 Inverted monoclinical structure of the YEZO group and with numerous faults.
- 3 Overthrust structure of the Mesozoic formation which thrust up on the ISHIKARI group and the PORONAI formation in the western side of the river SHYUPARO.
- 4 Complicated foldings of the ISHIKARI coal field in the western part of this area.

By analyzing these structures and the features of sedimentation, we can assume the following main steps in orogeny.

- (1) is called the "Middle YEZO Orogeny" which is shown by the remarkable unconformity of the basal part of the middle YEZO group.
- (2) is called the "Epi-Cretaceous Orogeny" or "Late YEZO Orogeny" which is shown by the "MAEDAKE overthrust" and the vast intrusion of serpentine into the YUBARIDAKE metamorphic group.
- (3) is the foldings of the "Pre-PORONAI" and the "Post-ISHIKARI" stages.
- (4) is the most essential and effective orogeny of the "Late KAWABATA", which is shown by the YUBARIDAKE overthrust and "klippe" structure of the western part.

Among those movements the "Late KAWABATA Orogeny" is the most important in this area, as it is considered to have decided the present structural features of this region

The more important mineral resources of this area are as

follows.

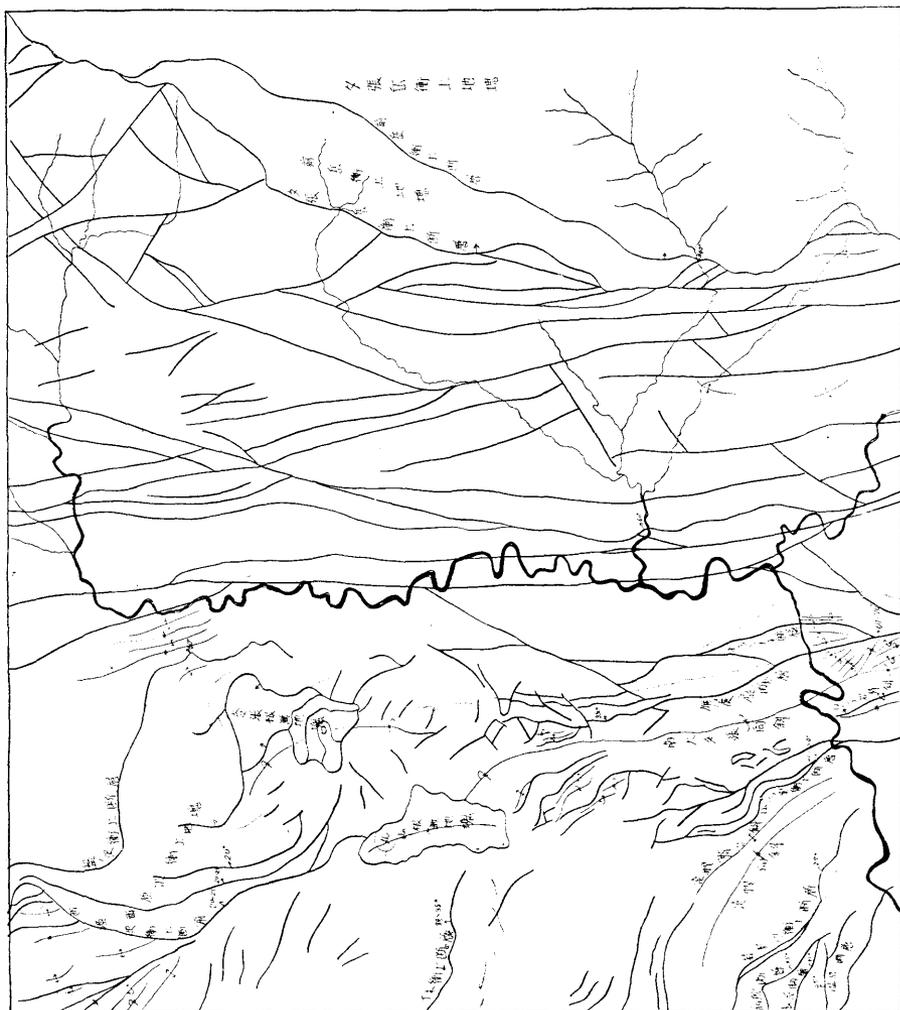
- 1 Asbestos in serpentine rocks of the eastern part.
- 2 Placer gold and platinum of the river YUBARI.
- 3 Caking coal of the ISHIKARI group.

Asbestos and placer gold and platinum are not important because of their small reserves. Caking coal is worked actively by the MITSUBISHI MINING Co. and the HOKKAIDO STEAM-SHIP & COLLIERY Co.

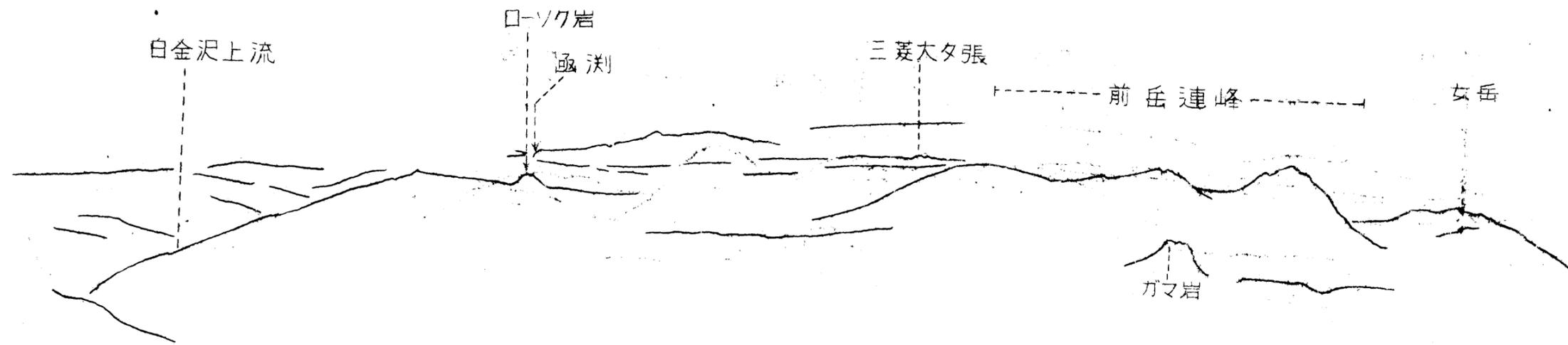
附圖 10 對 比 圖

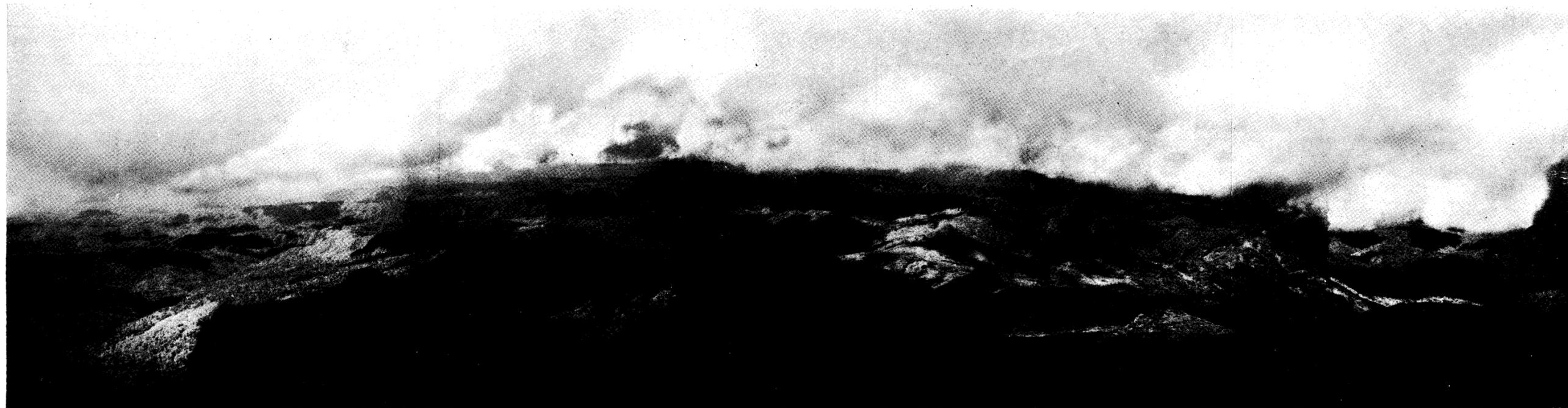
European Standard	Japanese Standard By T. Matumoto		Hokkaido Standard	Ōyubari District
Danian	Neo-Cretaceous	Hetonaian	Neo— Nemuro Group	Hakobuchi Group
Maestrichian			Palaeo— Group	
Campanian		Urakawan	Infra— Hetonaian	Uy ₂
Santonian			Neo— Upper Yezo Group	
Coniacian	Palaeo— Group			
Turonian	Gyliakian	Neo—	Uy ₁	
Cenomanian		Palaeo—		
Albian	Palaeo-Cretaceous	Miyakoan	Neo—	My ₉ My ₈ My ₇ My ₆
			Infra— Gyliakian Group	
Aptian		Neo—	My ₅ My ₄ My ₃ My ₂ My ₁	
Barremian		Aritagawan	Palaeo—	Lower Yezo Group
Hauterivian			Ly ₄ Ly ₃ Ly ₂ Ly ₁	
Valanginian	Kochian		Sorachi Group	
Berriasian				

附图 11 大夕張図幅構造図



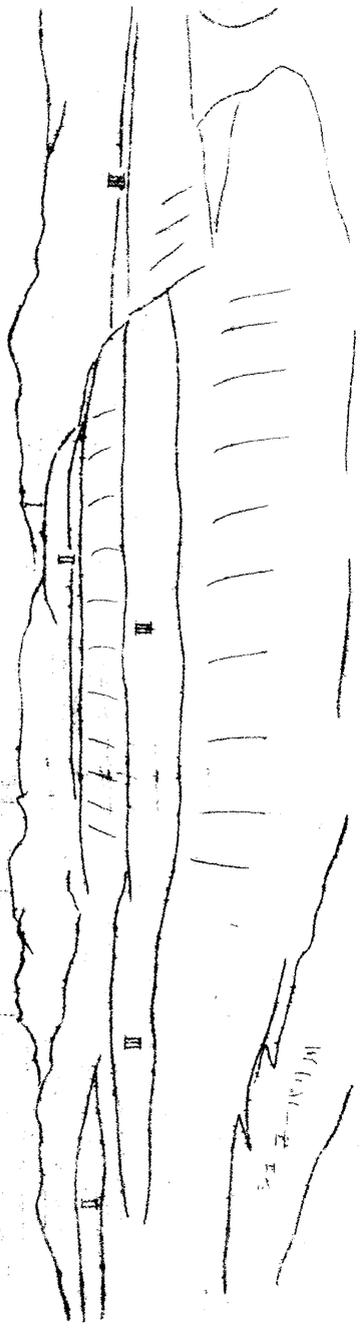
主 夕 張 川 本 支 流 流 域 (松 本 達 郎)	白 金 沢、カ ネ オ ベ ツ 沢 流 域 (長 尾・小 山 内・酒 匂)	層 準	C R E T A C E O U S																		
			PALAEO-CRETACEOUS			NEO - CRETACEOUS															
			MIYAKOAN			GYLIAKIAN		URAKAWAN		HETONAIAN											
			Palaeo-	Neo-	Infra- Gyl.	Palaeo-	Neo-	Palaeo-	Neo-	Infra- Het.	Palaeo-	Neo-									
Neophylloceras subramosum Phyllopachyceras ezoense Epigonoceras glabrum Anagaudryceras limatum Gaudryceras denseplicatum Zelandites cfr. mihoensis Scaphites (Yezoites) puerculus S. (Y.) planus S. (S. 1) yonekurai S. (S. 2) pseudo- aequalis Baculites aff. baculoides (B. orientalis) Scalarites scalare S. venustum S. mihoensis Bostryhoceras otsukai B. o. var. multicoelatum Hyphantoceras sp. Desmoceras (Pseudohligella) ezoense Tragodesmoceroidea subcostatus Puzosia gaudama var. intermedia Parapuzosia (Mesopuzosia) pacifica P. (M.) yubarensis P. (M.) cfr. ishikawai Jimboiceras planulatiforme Yokoyamaoceras kotoi Maorites olcostephanoides Romaniceras yubarensis Barroisiceras (Reesidites) minimum Inoceramus cfr. yabei I. hobetsensis I. h. nonsulcatus I. h. intermedia I. h. peculiaris I. h. maximus I. iburiensis I. cfr. concentricus costatus I. tenuistriatus I. pedalionoides I. teshioensis I. incertus	Epigonoceras glabrum Anagaudryceras limatum Gaudryceras denseplicatum Scalarites scalare Parapuzosia (Mesopuzosia) pacifica P. (M.) yubarensis Barroisiceras (Reesidites) minimum Inoceramus hobetsensis Inoceramus iburiensis I. concentricus costatus	My ₉																			
Phylloceras sp. (Ph. velleidae an japonica) Tetragonites cfr. kiliani Anagaudryceras sacya Zelandites odiense Z. odiense var. lateumbilicata Desmoceras (Pseudohligella) ezoanum D. (P.) poronacum Puzosia nipponica Holcodiscoides papillatus Maorites olcostephanoides Acanthoceras orientalis A. asiaticum Turrilites (s.s) cfr. costatus Inoceramus yabei subcon- centricus I. y. concentricus I. yabei	D. (P.) ezoanum Maorites olcostephanoides Inoceramus yabei Inoceramus concentricus costatus I. hobetsensis Neophylloceras subramosum Phyllopachyceras ezoense Epigonoceras glabrum Gaudryceras denseplicatum Scaphites (Yezoites) puerculus Scalarites scalare Hyphantoceras venustum Nipponites cfr. mirabilis Tragodesmoceras subcostatus Parapuzosia (Mesopuzosia) pacifica P. (M.) yubarensis Jimboicera planulatiforme Cunningtonites cfr. sussexiensis Inoceramus anglicus Scaphites (Yezoites) planus	Mys																			
Phylloceras sp (cfr. velleidae an japonicum) Tetragonites kiliani Anagaudryceras sacya Zelandites odiense Z. od var. lateumbilicata Baculites cfr. gaudini Desmoceras (Pseudohligella) ezoanum D. (P.) japonicum Holcodiscoides papillatus Maorite olcostephanoides Acanthoceras orientalis A. asiaticum Inoceramus yabei subconcentricus I. yabei	D. (P.) japonicum Inoceramus yabei I. concentricus nipponicus I. c. spengleri I. uwajimensis Epigonoceras glabrum Scaphites (Yezoites) planus Eogunnarites unicus Cunningtonites aff. meridionalis var. africana Cu. aff. sussexiensis Turrilites costatus T. inconstans(sp. nov.)	My ₇																			
Tetragonites cfr. kiliani Parajaubertella kawakitai Anagaudryceras sacya (Lytoceras imperiale YABEヲ含ム) Baculites cfr. gaudini (?) Desmoceras kossmati D (Pseudohligella)ezoana D. (P.) japonica Puzosia sp. (Pachydesmoceras ?)	D. (P.) japonica	My ₆																			
	Desmoceras (P.) japonica Inoceramus concentricus nipponicus I. con. spengleri	My ₅																			



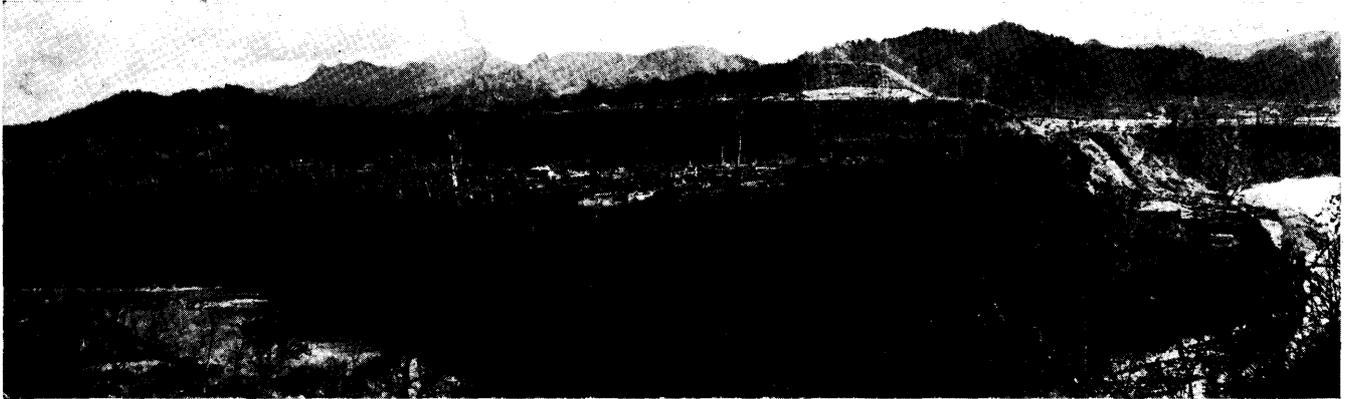


夕張岳の頂上から大夕張方面をのぞむ

前巻 夕張岳 口ノ岩



夕張川



大夕張川附近に発達する河岸段丘

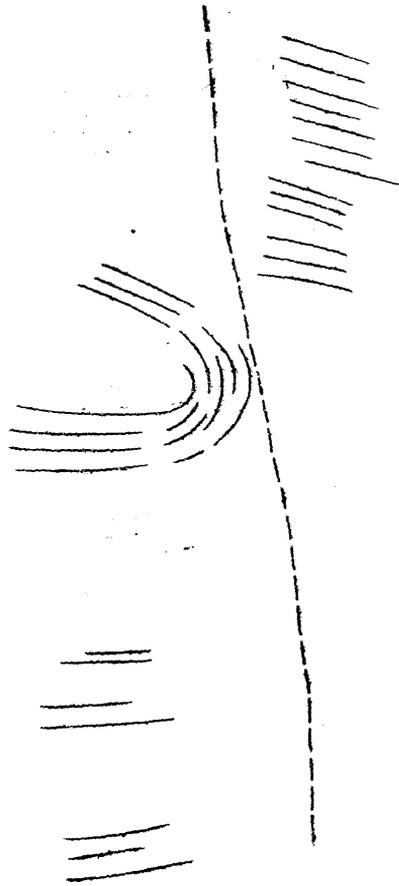
I 高 位 II 中 位 III 低位 の各段丘面の発達が良くわかる

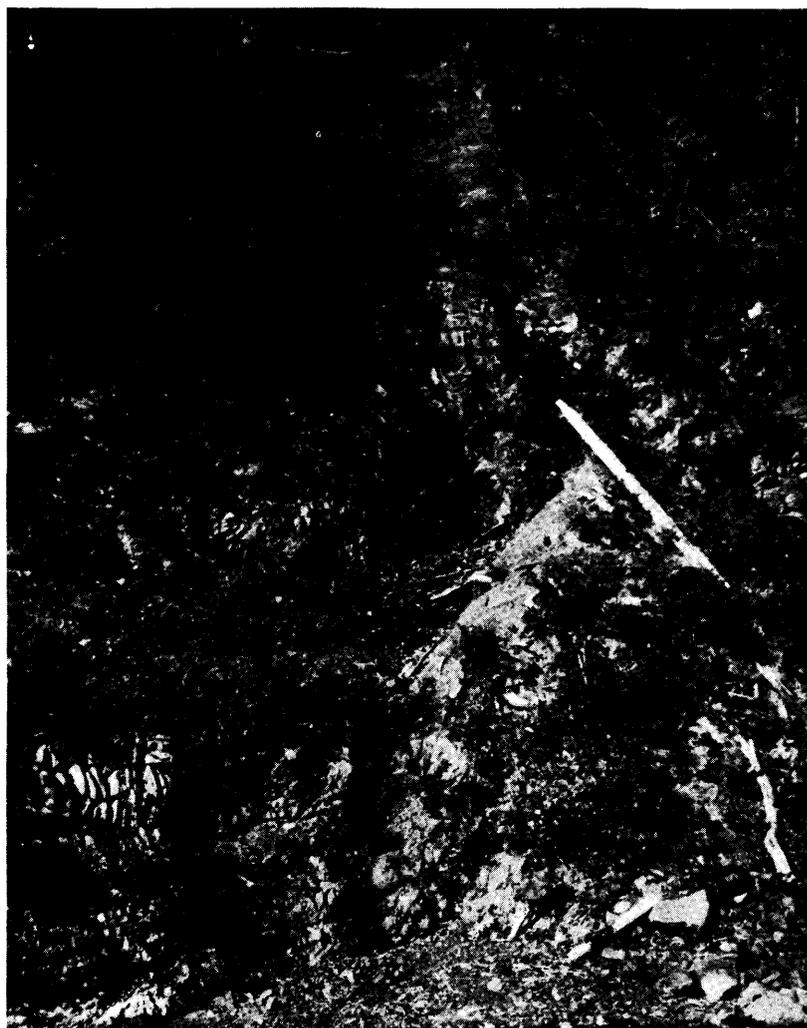


主夕張川中流 山林軌道沿線の上部蝦夷層群の露出



白金川下流 蝦夷層群中の砂岩脈





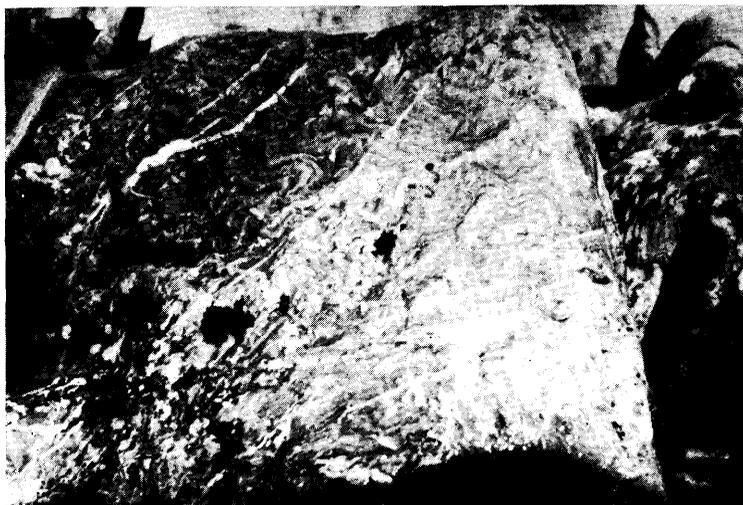
日蔭澤上流の蝦夷層群の褶曲状態

第 1 圖

夕張岳變成岩類

第 2 圖

夕張岳變成岩類



第 1 図



第 2 図

第 1 圖

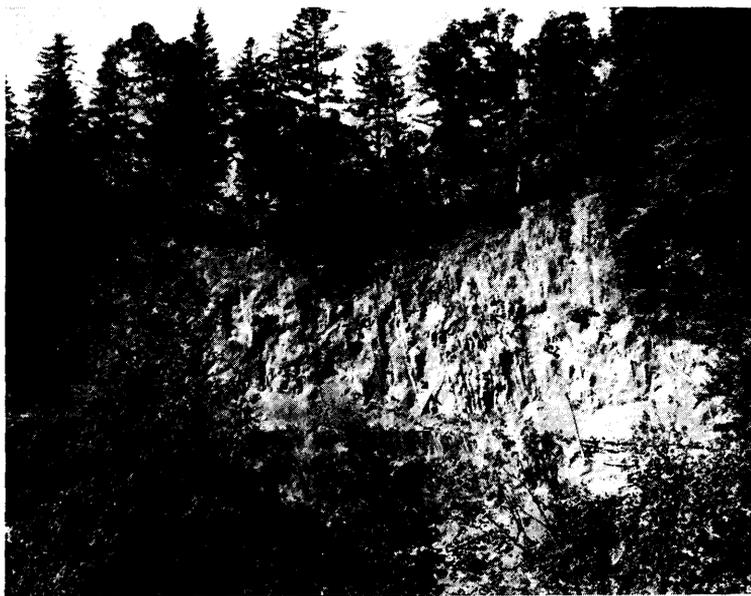
夕張岳変成岩類

第 2 圖

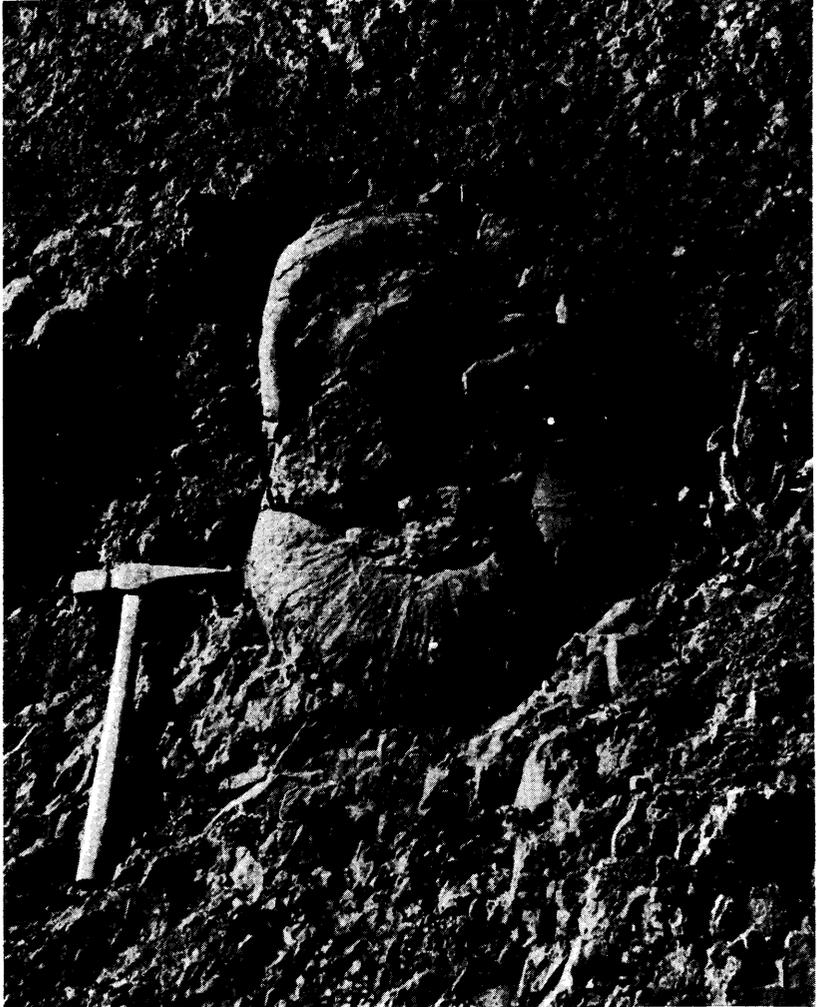
白金澤下流の My₃ 砂岩層の露出



第 1 図



第 2 図



白金川下流 蝦夷層群中の大型 *Puzosia*

Fig. 1 *Turrilites inconstans* MATS. (M.S.)

Fig. 2 *Turrilites costatus* LAMARK



Fig. 1



Fig. 2

(S. KUMANO Photo)

昭和29年3月20日印刷

昭和29年3月25日発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 岩橋周作

札幌市北大通西九丁目

印刷所 岩橋印刷株式会社

札幌市北大通西九丁目

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

ŌYUBARI

(SAPPORO-24)

BY

SUTEKAZU NAGAO

HIROSHI OSANAI

SUMITOSHI SAKŌ

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO

MASAO SANO, DIRECTOR

HOKKAIDO DEVELOPMENT AGENCY

1954