

5 萬分の 1 地質圖幅
說 明 書

山 部

(札幌—第16号)

北 海 道 開 発 庁

昭 和 28 年

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

山 部

(札幌—第 16 号)

北海道地下資源調査所
北海道囑託 橋 本 亘

北海道開発庁

昭和 28 年 3 月

目 次

I 序 章	1
A 緒 言	1
B 調査範囲, 期間および精度	2
C 交 通	2
D 地質調査および研究の歴史	3
E 謝 辞	7
II 地 形	8
III 地 質	14
A 層 序	14
a 概 説	14
b 各 説	16
(1) 先白堊系	16
i) 神居古潭変成岩類について	16
ii) 未分離先白堊系 [Per]	18
iii) 空知層群 (Sr ₁₋₆)	18
(2) 白 堊 系	29
i) 下部蝦夷層群 [Ly ₁₋₂]	29
ii) 中部蝦夷層群 [My ₁₋₃]	35
iii) 上部蝦夷層群 [Uy ₁]	41
(3) 新 第 三 系	43
i) 金山挾炭層 [Kb]	43
ii) 黄金の沢層 [Tk]	44
(4) 第 四 系	45
B 火 成 岩	49
a 概 説	49
b 各 説	49
(1) 超塩基性岩類 [Sp]	49
(2) (超塩基性岩に伴なう) 優白岩類 [Le]	51
(3) 塩基性岩類 [Db]	52
(4) 中性岩類 [An]	54
(5) 酸性岩類 [Lp]	54

C 地質構造および地史の考察	55
IV 応用地質	63
(1) 金, 砂金および砂白金	63
(2) 辰 砂	64
(3) クローム鉄	64
(4) 赤 鉄 鉄	65
(5) 硫 化 鉄	65
(6) 石 綿	65
(7) 石 炭	67
(8) 石 灰 石	68
(9) 石 材	68
(10) 鉄 泉	69
(11) 地 下 水	69

5 万分の 1 地質図幅
説明書 山 部 (札幌一第 16 号)

北海道地下資源調査所

北海道嘱託

橋 本 亘

I 序 章

A 緒 言

本説明書は北海道開発庁の委嘱によつて作成したものである。

本説明書を記すに当り一言お断りしたいことがある。すなわち、本地域のように、交通不便な高山地帯で石狩炭田^{イシカワ}の複雑な構造の根を成すと考えられるような構造を有し、かつかなり似たような岩相が繰返され、しかも化石の産出が乏しい地方に行われた 5 万分の 1 図幅仕上程度の調査期間であり、したがつて、地層の露出が相当によくはないかぎり、地層の同定にすでに問題があり、その判定がもとになつて構造が推定されていることである。また、ある問題を発見しても十分に確める余裕がなくてその見透しをのべなければならぬ場合もある。また若い地層の問題に関連しては、地形図の修正が不十分なため読者の御理解を得難い場合があると思うが、本地形図と市販の地形図とを比較されて、ここまで修正し得たものとして御寛恕を賜りたい。

以上のようなことから、本説明書の記述が従來の説明書の形式と異なり多少たどたどしくなつてゐることを免れないのは、図に示されている結果に到達するまでの考察途上の議論が加えられ今後の研究者の便を計らんとしたもので、一部の利用者にとっては御不便の点もあろうが、お許し願いたい。

なお文献の取扱いについては、未刊行のものは脚註に示し、刊行物については追番号をもつて巻末に示した。

B 調査範囲、期間及び精度

調査範囲は20万分の1^{ユーバリケケ}夕張岳^{ヤマベ}図幅第9号^{ヤマベ}山部^{ヤマベ}図幅を中心に、この周囲を取^{シモ フ ラ ノ カバアシベツ イクシユンベツケケ オオユウバリ イシカリカナヤマ オアアイ ニシタツ フ ト}巻く、下富良野、上芦別、幾春別岳、大夕張、石狩金山、落合、西達布、十^{カチケケ}勝岳の各5万分の1図幅の一部、特にそれらの境界附近が調査された。調査期間は昭和26年8月中旬から断続して150日である。本図幅は北海道のほぼ中央部に当る。

第1図に示した踏査路線のほとんどは5千分の1の歩測見取図を作つた。^{シユウバリ}主夕張川^{モリク}縦谷部、^{ワマナイ}森田の沢（ポントナシベツ川）^{ワマナイ}縦谷部、北方では馬内川上流の大部分とその東に当る11線沢は営林署の2万分の1の地形図を直接ルートマップに使用した。

山部石綿地帯の地質については、地質調査所小関幸治技官の5千分の1の調査によるところが多く、また北海道大学鈴木醇教授の御指導を得た。南方^{ハチモリ}森田の沢^{ハチモリ}支流^{ナカテング}鉢盛沢^{ソノアシベツ}については、北海道大学橋本誠二助教授の修業論文によつている。馬内川上流^{ナカテング}支流^{ソノアシベツ}中天狗へ上る^{ゴクラク}沢、^{タイラ}蕨芦別川^{オチヤケケ}北股本流上流部、極楽平附近及び御茶岳一芦別岳間は筆者の旧資料によつた。

その他参考となつた資料は、その都度脚註に、あるいは末尾に参考文献として示した。

C 交 通

本図幅中央部の大部分は北海道中央凹地帯の南部を構成する富良野盆地の南端で、農耕地開け、道路が発達しており、この中を国鉄根室本線^{ネムロ}が南北に走り、本図幅のほぼ中心に当る山部市街地の南方で、空知川横谷内に入つて東に向い、のち再び南下している。盆地東方の台地上は北及び南の一部を除き^{ソラフ}東京大学山部演習林に属し、そのなかに、北は図幅の東にすぐ隣る^{ワカゴ}麓郷を、南方では^{ヒガンヤマ}東山市街地を中心に農耕地開け、この2カ所までは地方の名邑富良

野市街地から、それぞれ、前地へは^{スベ}布部を経て、後地へは布部、山部を経てバスが通う。これ以外にはバス路線はない。演習林内には若干の林道があり、そのうちのあるものは良く手入れされている。

一方、西部は芦別岳を中心とする急峻な山地で、旧御料林の鬱蒼たる森林で、その東斜面には、かなりよく林道がつけられているが、終戦後の手入れは一部を除きあまり良好とは言えないが、調査時間の節約には大いに役立つた。しかし、山頂を縦走するにはほとんど道がなく、西側の斜面にいたつては1本の林道をも見ないばかりではなく、そこに到着するまでに、あるいは^{カミアシベツ}上芦別から、また^{オオユリバリ}大夕張から営林署の運材軌道に便乗させていただいて順調に旅行できたとしても、なお川を遡行して数日を要するのである。また、この山地の北部には、根室本線^{シマ シク}島の下駅から林道を利用して3~4時間で^{カノヤマ}図幅北限に到着できるが、その後は道路がないし、南部地域は同線金山駅から営林署の運材軌道と林道を利用して約1日で図幅南端に到着できるが、ここから滝の沢までは甚しく破損した運材軌道跡が見られる以外に道路はない。それらの行程はいずれも天候に恵まれた場合で、一度降雨に遭遇すれば、増水期間中はただ天幕に停滞を余儀なくされるような函の連続部が多い。また滝が無数にあり、その位置が入手し得たかぎりの地形図に示されていない場合が多く、その巻方を誤る場合には甚しい時間的差を生じ、行程に大きな影響を与える。特に今後の調査において、筆者の技術と体力とから今回残されている山頂部の調査を行う場合には、岩攀りの技術を必要とするし、藪コギ、這松渡りに相当の体力を必要とすることを忠告する。

D 地質調査及び研究の歴史

本域の一部が鉱物調査の対象となつたのは、砂金及び石炭に関してである。それらの中で大塚専一¹⁾が一番古いように見える。石川貞治²⁾、大井上義近³⁾、山根新次⁴⁾、伊木常誠⁵⁾等皆砂金調査であり、山根新次の場合に始めて山部炭田がその調査目的の一端となつている。それは後に村田柝⁶⁾に調査され、最近では^{註 1)}稲井信雄が精しく調べている。

本図幅北部に隣する地域内の島の下附近において、神保小虎⁷⁾の注意をひいた石灰岩

註 1) 稲井信雄： 1949. 山部炭田金山地区炭田速報 炭速 29.

は、その後矢部長克⁸⁾によりオルビトリナ石灰岩であることが明らかにされ、同氏の北海道白堊系層序の研究に当り、この石灰岩を含む部分は下部菊石層下部の代表的地層として挙げられた⁹⁾。しかしその地層の下限については十分確められてはなかつたので、後年、学生の特別研究問題として取上げられ、たまたま筆者がこれに当ることになり、矢部長克教授と当時北海道帝国大学に在つてその門下生とともに北海道中部の地質構造や白堊系の研究に當つていた長尾巧教授との指導による結果¹⁰⁾の大意が発表された。この研究に際し、本域の北半の大部分が踏査されて、いわゆる“日高系”または“古生層”^{註2)}とされた地域¹¹⁾内において“下部菊石層”下に硅質岩相を有する侏羅紀らしい地層が恐らく整合に存在し、古生層らしい凝灰岩層とは断層で接すること、*Desmoceras japonica* YABEを産し^{イグシヨンベツ}幾春別の“三角介砂岩層”に對比されると考えられる頁岩層が“下部菊石層”を不整合に覆うことが知られた。またオルビトリナ石灰岩がもつと南方に続いていることもわかつた。そのことは長尾巧¹²⁾によつて一括して報告されている。

Desmoceras japonica 帯が東方で泥岩相に変わることは既に斎藤林次の認めていたところであるが、後に松本達郎¹³⁾の精査により再確認され、その泥岩相部の下底に筆者により発見された不整合が認められた。また、この精査に当り本域南部の主夕張川縦谷部までが調査され、侏羅紀一下部白堊紀“鬼刺層”が細分された。

先に記したように、北海道中部の地質構造を調べていた長尾巧¹⁴⁾は、既存の資料を一応整理して次期の調査に備えた。1937年三本杉^{註4)}巳代治は鈴木醇、長尾巧等の指導のもとに夕張山脈と日高山脈の間の地質を研究した。選ばれた地域は、十梨別川^{トナベツ}から金山を経て、そこから上流の空知川沿いの地域から、南はトマム川に至る一帯である。その研究地域のごく一部が本図幅内に入るとはいへ、直接に関係の深い論文であり、先に渡瀬正三郎¹⁵⁾によつて知られたオルビトリナ石灰岩の南北延長上におよ小石灰岩体があることがわかつたし、いわゆる“日高系”が岩相的に分類されている。

本域にとつて主に重要なことは、1939年三波川系の地質時代に関する藤本治義¹⁶⁾の見解に対する鈴木醇¹⁷⁾の抗議に端を發したいわゆる“神居古潭系”^{カムイコタン}の地質時代に対する関心であつた。^{註5)}これに関連した研究論文中に本域に関するものに下平坦、岡部三郎^{註6)}の研究がある。この野外調査の指導に當つた大立目謙一郎¹⁸⁾は、それら学生の同期生達が研究したこの南方の侏羅紀化石を産する結晶片岩地域その他を調べ、輝緑凝灰岩層は硅質岩相を経て“下部菊石層”に漸移するものであるとの結論を得た。そして、下山一金山^{シムカツ}一占冠の白堊系分布地域の東に連なる輝緑凝灰岩層もまた“下部菊石層”下に整合す

註 2) 橋本 亘： 1935. 石狩国空知国富良野盆地西部山地の地質 東北大卒論。

3) 斎藤林次： 1933. 夕張及び大夕張附近の地質 北大修卒論，11号。

4) 三本杉巳代治： 1937. 石狩金山地方の地質 北大修卒論，45号。

5) 精しい事は橋本亘¹⁸⁾を見られたい。

6) 下平坦、岡部三郎： 1940. 石狩国山部南西部地方の地質 北大修卒論，64号。

る侏羅紀層ならんとし、先に三本杉巳代治²⁰⁾が発表した上記の輝緑凝灰岩層の地質時代に異議を申し立てた。しかるに蕨虫類化石の研究から杉山敏郎²¹⁾は三本杉巳代治の説を支持し、一応これらの時代論は鈴木醇²²⁾により受入れられているようである。

一方、根本忠寛²³⁾、佐々保雄、橋本亘、佐々保雄、根本忠寛、橋本亘²⁴⁾等は北海道地質図の編纂に当り、むしろ大立目謙一郎の説を支持しているし、深田淳夫²⁵⁾は三本杉巳代治の採集し彼の説の根拠となつた腕足類の再鑑定をしその産出層の中生代説を述べている。また同氏は最近の石灰石調査²⁶⁾においても大立目謙一郎の観察を支持している。この調査区域は本域の東南隅に近い部分を包括している。また長尾捨一、小山内照、酒匂純俊²⁷⁾等による金山から東の空知川を中心とする地域の石灰石調査もまた、ほぼ大立目謙一郎の説を支持するかに見えるが、“下部菊石層”の砂岩のあるものについて新たにその一部が夕張岳方面の“鬼刺層”のものに似ていることを記している。これがまた本域東南隅の層序や構造の究明に直接関係しうる資料である。

1939年度の北海道大学中期生の研究題目にひきつづき、かつ超塩基性岩類の問題とを併せ、1940年度の中期生の研究地域は北方は雨龍川流域の幌加内から南は夕張岳を中心とする地域の、神居古潭系及び超塩基性岩の分布地域に選ばれ、それらのうちに本域に關するものとしては橋本誠二^{註 8)}の研究がある。そのうちに記すところで注意すべきことは白堊系と“鬼刺層”の関係を submarine unconformity と考えていることと、結晶片岩の原岩として“菊石層群”も入り得るとしていることである。

1943年佐々保雄、湊正雄、昭和17年度2年目学生は連名²⁸⁾で北海道の侏羅紀層の総括的新称として空知統なる名称を提案した。橋本亘²⁸⁾はこれを継承して空知層群と呼んでいる。

超塩基性岩の研究を進めていた鈴木醇は馬内川上流において橋本亘²⁹⁾が石英斑岩と称した脈岩が(そのあるものは本域内にも露出)トロンニエム岩に属し蛇紋岩に關係する岩石であることを述べた。そしてまた、その頃発見された山部石綿産地は、その門下生とともに研究の対象地とされた^{註 9)}。また、1951年には本図幅南限から数百米の地点の輝緑岩が枕状熔岩であることを明らかにし^{30a)}、それが本説明書中の枕状熔岩露出地発見の手掛りとなつている。

近年白堊系産油問題が出てくるに及び、その研究の一つとして北海道白堊系の資料を

註 7a) 佐々保雄、橋本亘： PEAC 北海道地質図 1/20 万

7b) この附近の地質に関しては、いずれ金山図幅の調査において明らかにされるであろうが、今日筆者等の得ている資料からでも旧来の考え方には訂正を要する点が多い。

8) 橋本誠二： 1941. 夕張岳東北山地の地質について 北大修卒論, 71号。

9) 肥田 昇： 1944. 空知郡山部地方の岩石並びに鉍床 北大修卒論, 150号。

井上タミ： 1945. 石綿に関する二、三の研究 同 159号。

整理していた筆者は、岩相対比を行つていき、化石の示す時代を導入していくと、白堊系地史に関し新しい解釈に達せられることに気付いた。たまたま新生代の生物層序学成立の限界について研究していた竹田秀蔵が、松本達郎^{註10)}の示した結果を参照していた時白堊系の時代の区分に別の System の成立の可能性を認めていたことを知り、当時の仕事の遂行上両名の考えをとりまとめて一文を発表した^{註11)}。

松本達郎^{註12)}は新たに始められた“地層の分け方、名付け方”の問題と上掲の小文の批判を兼ねた論文を発表した。それには、彼の時代区分の根拠の正しさを主張する一方、新しい地層区分については、幾春別の“下部菊石層”の取扱い方は筆者等の見解に賛意を表し、この点を訂正した同氏の“下部”“中部”“上部”の各菊石層群に対し、それぞれ下部、中部、上部蝦夷層群なる名称を提案した。矢部長克^{註13)}はおおむねこの提案に従っているが、“函淵層群”を上部蝦夷層群に包括させしめている。一方筆者は、佐々保雄、根本忠寛等との北海道地質図編纂に当り、竹田秀蔵との共著において主張した地層区分に対し新しい名称を使用した^{註14)}、この方は出版が遅れ、1952年になつて配布されるに到つた。そこで、日本地質学会地層命名規約(1952. 2. 18)^{註15)}を厳密に適用すれば、層群名に上、中、下を冠することにあるいは問題があるかも知れないが、松本達郎の名称の提案に従うべきものと思われるので、本書においてはその名称を使用する。函淵層の取扱い方については、該層は本域に露出しないのであるが、富内(旧名辺富内)地方の精査を見るまではやはり松本達郎の解釈に従うことにする。

古生物研究については、橋本亘^{註16)}に若干の図が示されている他には、本域の空知層群及び蝦夷層群産のものは既に記してきた各種の文献に化石表として示されているだけであるが、上床国夫の採集した *Salvinia* に関しては大石三郎、藤岡一男の再度にわたる研究^{註17)}があり、始め長尾巧^{註18)}により古第三系のものかと疑われたこの化石が、川端層の植物群に属することを明らかにした^{註19)}。

肥田昇^{註11)}により発見された2カ所の菊石新産地は、化石の産出に乏しいこの地方の層序研究に非常な貢献となつたし、その論文に附してある写真も役立つ。これが手掛りとなつて、松本達郎とともに記載した地中海型菊石新種を始めて北海道から発見することができた。

地形に関しては、多田文男、津屋弘遠^{註20)}が十勝岳噴火の調査に当り、当域の準平原面の存在とそれを切る断層と十勝岳火山帯の関係が述べられている。また、下村彦一、花

註 10) 橋本 亘: 1949. The Cretaceous Deposits of Hokkaido in the Light of the Petroleum Geology. (MS.)

11) 肥田 昇: 1944. 前出

12) 松本達郎, 橋本 亘: 1952. A Find of Pseudaspidoceras from Hokkaido, Japan. (MS.)

1953. Feb. 於仙台日本古生物学会例会講演。

井重次、渡辺光、岡田茂雄、相山正英⁴²⁾は地形区の設定に当り、本城西部、中央部、東部北中部、東南部を、それぞれ異なつた地形区に属するものと認めた。橋本^{43a)}も僅かに地形学的考察を記している。最近中野尊正^{43b)}は第四系の地形編年をこの地域から南方にかけた地方で試みた。

E 謝 辞

本説明書執筆に当り、あるいは野外調査に、あるいは室内作業に御教示並びに御援助を賜つた東北大学名誉教授矢部長克博士、北海道大学教授早坂一郎、鈴木醇両博士、九州大学教授松本達郎博士に謝意を献げる。地理調査所の中野尊正氏並びに山部石綿株式会社の金矢信之氏には地形並びに地下水に関してそれぞれ御教示並びに資料を賜つたことを感謝する。併せて道立北海道地下資源調査所の各位、わけても佐野所長以下斎藤仁、長尾捨一、斎藤昌之の各技師の御援助は調査の遂行に際し著しく便を得たし、同所並びに北海道開発局開発計画課の事務担当官各位におかれてもまた同様であつたことを記し感謝の意を表する。

野外作業遂行に際し便宜を計られた上芦別、夕張、富良野、金山の各営林署、金山林務署、並びに東京大学山部演習林の各位、また山部石綿株式会社及び幸建設株式会社の当局者各位に感謝する。一方、室内作業に当り、卒業論文の閲覧を許された北海道大学地質学鉱物学教室当局者にも謝意を表する。なお後者においては、その保管するところの航空写真の使用を許されたことは、野外作業に当り甚しく助けとなつたことを特に記し感謝したい。

地形図の訂正は同教室熊野純男氏の手になるもので、如上の航空写真並びに各営林署の地形図が基礎となつている。

最後に、5万分の1地形図と本地質図を比較されればすぐおわかりのように、あまりにも甚しい地形図の誤りのために、机上の予定に甚しい違算を生じ、踏査も不十分となつたことは誠に遺憾に存するが、かかる地形急峻かつ交通不便の地域をここまで踏査でき得たことは一更に北海道大学山岳部に属する学生諸君の献身的協力にあつた。ともに危険を冒してくれた各位の名を挙げて上記熊野氏とともにここに感謝する次第である。即ち松本英人、中島秀

雄，岡本丈夫，中村邦夫，水沢広光の諸氏である。また，後に本図幅の細部再検討に参加された人々は新妻徹，藤原実，小林年，富田浩二，和田一雄，河内洋佑，長谷川潔，山崎正治の諸氏である。

II 地 形

図幅のほぼ中央部を南北に走り，地域を東西の二地区に分断するように，北方に開いた楔形の富良野盆地がある。その南端はほぼ図幅の南四半分のあたりまで達していて，その内部の北西隅に近く，富良野市街地西方の海鼠山^{ナマコ}のつづきが細長い低い岡を造り，南下し11線に至つて，そこに鯨岡を作り，その西方の山地との間に通称奥御料の低地を抱えている。盆地の西部には複合扇状地が良く発達している。このような形態の富良野盆地は下村彦一他⁴⁴⁾が地形区の設定に当り，中央盆地区として取扱われた区域の南端部を構成するものである。

盆地の西の地域は南北に縦走する夕張山脈の占むところで，〔第Ⅲ図版第1図及び第2図参照〕図幅内の中央には本山脈の最高峰芦別岳（1,722.9 m）〔第Ⅴ図版第1図〕がそびえ，南は南喜山を経て鉢盛岳（1,450 m）に至る壮年山地から夕張岳（1,667.8 m）北方の準平原面に連なり，北には1,100～1,200 mの極楽平準平原を隔てて下富良野岳（1,331.1 m）の白い崖を持つ山体が見られ〔第Ⅶ図版第1図参照〕，なお北は北の峰を経て図幅外の空知川の峡谷に下つて行く。ここは上掲の諸氏により夕張山地区芦別傾斜地塊と呼ばれている。

盆地の東は直線的な崖を以てこれに臨む一連のほぼ平坦な台地で，南から北に向つて下つており，その上に谷幅の狭い河川が流れ，典型的若年地形の部分がある。なお精しく見れば，この台地の東寄りに南北よりはやや東北寄りに偏した方向に並んだ凹地があることがわかる。すなわち南方から東山^{ヒガシヤマ}一老^{ロウ}節^{セツ}布^フ一平^{ヘイ}沢^{ザク}と並び，図幅外の麓郷^{ロクゴウ}を経てなお布礼別^{フレイベツ}方面に向い遂に十勝岳の噴出物の下に隠れてしまう。台地の南の延長は，山部の南方で空知川の

横谷部を過ぎたところで、今度は縦谷となつている下金山低地で東西に二分され、西のものは耶摩^{ヤマ}江山(718.2 m)を中心とする南北に延びる山地となつて南方十梨別川の横谷に達するが、東のものは、東山一西達布低地の南に平均700 mの東西性山脈を作つて、金山から上流の空知川横谷部との境をなしている。いま記した部分は、下村彦一他を参照すれば、彼等の東部北海道火山地域の十勝^{トカチ}岳火山群区から日高山地の従順形山地区にかけての部分であることがわかる。

水系の最大のものは空知川で、図幅東南隅に近い下金山低地の南から流入して、同低地の北端で老節布^{ニシノヅツ}や西達布奥の水を集めて、東から来る西達布川を合わせ、流路を直角に西に転じ、白堊系を主とする山地に横谷を穿ち、富良野盆地に流入し、再び直角に転流して殆ど麓郷台地の崖の下に沿つて北上し、台地から来る布部^{ヌノベ}、布礼別^{フレベツ}の2河川を合流して次第に山麓を離れ、盆地西部の丘陵地の方に向いながら富良野町市街地西方に流れ去る。

芦別岳から北の夕張山脈東側の水はすべて富良野麓地内において空知川に合流する。ただ、芦別岳に源を發し縦谷を作り南流する森田の沢(ポントナシベツ川)は、図幅の南限を出たところで十梨別川に入る。それは横谷を作り、東に向い、金山市街地北端で空知川に入る。

鉢盛^{ハチモリ}岳の西斜面に源を發する川は合流して主夕張川(シューパロ川)となり、図幅西南隅に縦谷を作り、その兩南隅に近いところから横谷を作つて幾春^{イク}別岳^{イクベツ}図幅の南部を流れ、大夕張炭山方面に向う。

一方、この部分から北に当る夕張山脈の西傾斜面の水は、南から芦別岳に發する芦別川本流、御茶岳^{オチャケ}附近を中心とする水源地に發する慈^{ソウ}芦別川とその支流、中^{ナカ}天狗^{テンノウ}(1,317 m)の西北に發する咲^{サキ}別川(サキペン^{註13)}ベツ川)等はすべて芦別川に合一して下芦別市街地附近で空知川に注ぐ。

註 13) 本図幅内には、その東支流耳順沢、笠森沢、雷沢等が見られ、本流はおそらく幾春別岳図幅内に入るものと見做される。この附近の5万分の1地形図は特に不良で、精密に再調査しなければ、咲別川上流部がいずれの図幅に入るか不明であるが、営林署の地図をもとにして考慮すれば、こうなるものと思われる。

また極楽平に発する馬内川（尻岸馬内川）は北流して下富良野図幅に入り、島の下において空知川に注ぐ。（第Ⅶ図版第2図参照）

本域に関して地形学的考察をなしたものには、前掲の下村彦一他⁴⁵⁾の論文の他に、これに先だつて多田文男、津屋弘達⁴⁶⁾が見られるほか、筆者も⁴⁷⁾驥尾に附しいささか卑見を述べたし、大立目謙一郎⁴⁸⁾の批判がある。最近中野尊正の研究⁴⁹⁾がある。

多田文男、津屋弘達は富良野盆地の成因は中富良野より山部を経て山部川に沿う一断層と芦別岳東側の2条の階段断層による地溝であると解し、東部の台地は、従来海蝕面なりと説かれてきたが、表面の形態、海蝕崖の欠除、周囲の夕張山脈及び蝦夷山脈上に残る準平原面との関係、美瑛及び大雪山麓において得た資料に基づいて流紋岩の流走面または準平原面と考えた。

下村彦一他は、夕張山脈を準平原を頂く傾斜地塊で東方に急斜する断崖を以て富良野盆地に下り、夕張岳、芦別岳等は残丘であると理解しているし、十勝岳火山群もまた流紋岩質の侵蝕平表面上に噴出したものと認めている。また中央盆地地区は断層、撓曲にもとづく構造的成因のもとと見做している。

筆者⁵⁰⁾は下富良野図幅内において、夕張山脈西側に属する地域に見る巨礫を有することのある礫層（落辺礫層^{オケノンベ}）を頂く420~440mの高さにある平坦面を麓郷平坦面に結びつけたことがある。

さて、本域内において最高位に発見される平坦面は芦別岳を取巻いて、夕張山脈上に発見される1,000~1,300mの高さのもので、明らかに西から東に傾いている〔第Ⅲ図版第1及び第2図、第Ⅶ図版第1及び第2図参照〕。これが多くの人々により準平原面遺物と認められているものである。山脈の東西共に三段ほどの山麓階状の平坦面が復旧可能のようであり、注意すべきはこれらの上に時に巨礫を主とする礫層を頂いているところがあり、特に芦別川本流上流、主夕張川上流で顕著であり、この堆積物下からの多量の湧水に始る沢が多い。

芦別岳の頂上から日高山脈の方を眺めると、金山一占冠の線に向つて準平原面は次第に下つて行くが、その下位にまた別の解析された平坦面がある。

地形図を参照すると、900 m 前後の高度と思われるものと700 m 前後のものがある。この部分を越えると、その東には900 m ぐらいから始り次第に東に高くなり1,000 m ぐらいに達する面がまた見られ、その上に準平原面遺物とされるものが見られる。そして圈谷のある山地は、その上に一きわ高く段違いになつてゐる。

これらの解析された平坦面を見ていると、あたかも地波の谷の両側の山麓面を見ているようだ。それらの面から一段下つて麓郷面があることと、その解析度が上位のものと格段の差があることも良く見られる。

以上の観察から、ともかくも夕張山脈上の最高平坦面を日高山脈のものに對比することができると思われる。日高山脈における圈谷底の高さは佐々保雄⁵¹⁾によれば1,450~1,600 m であるといわれるから、現在夕張山脈には明らかな圈谷地形は見られないが、その頃にはここでも残丘部には甚しい侵蝕が行われたものと思われる。そこで、前述の巨礫はこの時期のものと考えられる。

佐々保雄は日高氷期を、未詳であるが日高山脈の東麓には巨大な更新世扇状地があることを指摘した。

鹿間時夫⁵²⁾は日高氷期を 釧路統及び帯広層の堆積後として Riss 氷期に擬した。一方、中野尊正⁵³⁾はこれを Würm 氷期に擬し、湊正雄⁵⁴⁾もまた通俗的解説において Würm 氷期と説いている。一方、当地域でもかなり大きな礫が若い扇状地堆積物中にも見られるが、巨礫を含む高い礫層としては当図幅北隣の富良野図幅内には既に述べたように夕張山脈の西側に当たるところに420~440 m の高さに発見され、筆者⁵⁵⁾が曾て落部^{ネチンベ}礫層と名づけ麓郷面と関係づけたものがある。この対比が正しければ、また、この巨礫と準平原面遺物上の巨礫を直接関係づけるならば、麓郷面形成直後、場合によつては形成

註 14) 芦別岳のお花畑から森田の沢上流の谷の始りにかけての地形は小さな圈谷を思わせるが、池になつてゐるところの前面は礫丘は無く、ざりとて羊群岩ともいいきれないかもしれず、確実なものとは言い難い〔第Ⅲ図版第2図参照、図の下限中央左寄りに少し見える残雪部が池になる〕。

中に巨礫が生産されたことになる。

この麓郷面は多田文男、津屋弘達⁵⁰⁾により一応疑われたように、流紋岩の流走面ではないかという問題については、下金山から西達布附近の観察だけならば流紋岩の噴出を非常に若く考えても差支えないようにも見えるが、山部東南方を見れば、そこでは麓郷面につづく500~560 mの平表面を白堊系とともに頂いていることからわかるように侵蝕平表面である。その生じた時期については、本図幅内では解決できない。ただ解析度から考えれば、かなり若いものであると言える。しいて言えば、その解析度は青木廉二郎、田山利三郎⁵¹⁾のAまたはTの面程度と思われる。これは先に記した巨礫の問題と併せると、氷期の決定に関連するものであるから、北海道内で化石の産出を見た洪積統と面の関係を確めてそれに対比して慎重に吟味を要するであろう。

筆者⁵²⁾の麓郷断層と名付けたものは、麓郷面上に河川系を生じてから後のものであることは、すでに多田文男、津屋弘達⁵⁰⁾により認められていたことであるが、本図幅内においても東北隅の星野農場一八幡丘間の谷中分水から察すると、この川とそれにほぼ平行している布礼別川や布部川等は、もとは芦別岳方面に源を發し十勝岳方面に流れていた疑いがある。東隣する西達布図幅の西北隅にある布礼別、西達布附近の段丘の様子と、先に記した平沢一老節布一東山の一連の低地帯、下金山附近の段丘の様子から、ここにむしろ本流があつて、それが十勝岳方面に向つて流れていたと見られる。そして逆流完成の前には、十勝岳火山麓による堰止めの時期があつたことは、麓郷附近の段丘の解析の様子から察するに難くない。山部市街地南方における下金山横谷も同様に、この断層運動の後になつて通ずるに至つたことは、簡単な地形復原を行つてみるとすぐわかる。

富良野盆地を構成したものは、一応盆地の東西に断層があるものと思われるが、東側には今記したように麓郷面とその上に生じた河川系を切る新鮮な断崖が続き、地形的には山部川の扇状地の奥まで追跡できる。西側のものは、多田文男、津屋弘達⁵⁰⁾は“2条の階段断層”を認め、下村彦一他⁶¹⁾は“東に急斜する断層”の存在を述べ、橋本亘⁶²⁾は奥御料を通りユーフレ沢口の東に

かけて旭川—富良野線という構造線を想定し、海鼠山—鯨岡の東には、この丘陵を成す流紋岩の節理から中富良野断層を想定している。

夕張山脈の富良野盆地に面する斜面には多くのケルンバット状地形が認められる。このうちのあるものは明らかに古い断層に起因し、あるものは硬い地層に起因することは筆者⁽⁶³⁾の曾て記したところである。たまたま 25 線沢のような地層の整然と重なるところを見て大立目謙一郎⁽⁶⁴⁾は小丘峰の総ては地層の硬軟の差にもとづくと思倣した。そのように落着いた 25 線沢附近の地質構造にも知られるとおり、富良野盆地の構成に参加した地形面を切る断層は少くとも芦別岳東傾斜部の地質構造中には発見されない。しかし、25 線沢の入口の 491 m 標高点を載せる台地の東や、その南方に当る山部川とその支流峰泊沢との間にある 481 m 標高点のある山陵の東側等は、この高さの面を切る断層の存在を思わせるに十分である。しかるに、この断層も、麓郷断層も共に山部川とその支流峰泊沢の合流点附近まで地形的に追跡できるが、その南では山部川及びその支流 87 林班沢の低地は存在するが、この低地の東西を限る断層線の性質から判断すれば、直接この二つに連なるものではなく、それより古い基盤構造を成すもので、山部川支流寿沢下流部の非常にモメた地域に向つて消えていく性質のものとしか考えられない。すなわち富良野盆地の南端の形はこれが断層に挟まれた楔状凹地で、その陥没度が北ほど大きい形を示すものと思われる。

盆地内とその周辺部における成生物として複合扇状地があり、地形的に少くも 3 期に分けられる。また下金山附近にも盆地形成前後に亘ると思われる礫層がある。その南は中野尊正⁽⁶⁵⁾が金山ペディメントと称した部分である。同氏はこの中に $T_1 \sim T_3$ の 3 段丘を認め、 T_1 は泥炭または腐葉層、流木、凝灰質粘土、流紋岩、角礫を含み、 T_2 は赤褐色酸化部を有し、花崗岩巨礫（人頭 2 倍大）を含む、 T_3 は花崗岩酸化せず最大 20 cm 以下、普通 5~10 cm であり、 T_1 及び T_2 は“北海道ローム”前で T_3 はその後であるという。また T_1 は形成当時の地形状態に関係するもので、 T_2 は日高氷期（Würm 氷期）に関連するもので富良野盆地では扇状地堆積物下にあるが、夕張山脈の空知

川先行性部には T_3 とともに追跡されると記す。

この T_2 としたものは、先に記した筆者の落辺礫層⁽⁶⁶⁾よりは明らかに若いものであり、もしこれが Würm 氷期に結びつけて誤らないならば、後者は Riss 氷期の産物になつてきそうな解析度の礫層である。

一方、十勝火山彙は現在 2,000 m 級に近い火山から成るが、その出生は富良野盆地の形成に結びつけて考えられている⁽⁶⁷⁾。しかして、この火山彙とそれに連なる大雪火山彙の中には、いまだ氷蝕地形は知れず、火山形態も若く考えられている。したがつて一見富良野盆地の形成は洪積世末のごとく考えられるが、よく考えてみると、火山彙の高度の成長する時に当りたまたま気候は暖くなり雪線が上昇することを考えれば、むしろ盆地内に Würm 氷期に関係しそうな礫層の追跡のほうが大切である。

ただ富良野盆地の成立が古期と中期の両扇状地堆積物の間に來ることは言えるだろう。中期のものには時に巨礫が見られるようである。中野尊正⁽⁶⁸⁾の記す“ T_2 ”は富良野盆地内の扇状地堆積物の下にあると記すが、その扇状地堆積物が新期のものみに当るか吟味しなければならない。

III 地 質

A 層 序

a 概 説

本図幅内に発達する堆積岩層を分類すれば、最下部を占めると見做されるものは未分離先白堊系なる主として硅質岩から成り、小さな石灰岩を介在する地層である。これが芦別岳方面に主として発達する空知層群下部と一部重複しているかも知れない。空知層群の下部は主として輝緑凝灰岩や輝緑岩熔岩等から成り、時にその内に片理を示すものを見る。上部は硅質岩から成り、全層 4,000 m 以上に達すると見積られており、いまだその下底が確められていない。時代はおおむね侏羅紀～下部白堊紀と推定されている。この上に整合に重なるものは下部蝦夷層群に属する地層で、下部は砂岩を主とし上

部はその内にオルビトリナ石灰岩を介在する薄互層である。

中部蝦夷層群と呼ばれるものは基底砂礫岩層に始まり、厚い泥岩相を主とする地層が重なり、再び厚い砂岩層となるもので、全層厚 2,000 m を超ゆる厚層で、下部蝦夷層群のどの層準をも、また空知層群上部の各層準をも切つて、その上に不整合に横たわることが明らかとなつた。この不整合の東への変化の様子が芦別岳衝上片を認めざるを得ない手掛りとなつた。

註 15a) 上部蝦夷層群に属する地層は厚い黒色泥岩層で、僅かに下金山北方から東に分布するだけである。しかもその極下部の一部である。

下部蝦夷層群の地質時代はそのうちに介在するオルビトリナ石灰岩に産する各種の化石が大体 Aptian 期と見做されているから、Barremian 期とそれに引続く古い時代を包括するものと考えられている。その化石中には鳥ノ巢石灰岩に産すると同一種と思われるものが全体的に形を小さくしただけで産するのは注目される。

中部蝦夷層群はその中に産する菊石及び二枚介等から大体 Albian 期から Cenomanian 期及び Turonian 期の初めに亘るものと見做される。上部蝦夷層群的岩相を示す部分は、上部ギリヤーク世の大部分即ち大体 Turonian 期の大部分の時代の堆積物であることが、産出する菊石及びイノセラムスにより知られる。

上部蝦夷層群の大部分が本域内に見られないのは、その堆積を見なかつたのではなく、後の侵蝕により失われたものであることは地史の考察の項に記すとおりである。これに反して本域内に古第三系の発達を見ないことは、石狩炭田における最近の研究²⁰⁾に徴しても、その堆積が行われなかつた可能性が多いようである。

本域に初めて出現する第三系は、新第三系^{クネ}滝ノ上層^{カエ}に対比される含炭、含介化石層であり、金山挾炭層と呼ばれる地層で、下部は砂岩頁岩の互層で基底礫岩を有し、上部は黒色泥岩の厚層である。

滝川層に対比されるのではないかと考えられる粘土、流紋岩質凝灰岩から

註 15a) 【I-D】に定義した意味のもの。

成る地層が図幅東南部南限に近い^{コガネ}黄金の沢に発見されるが、露出狭く、十分明らかではないが、その基底の高さと岩質を、流紋岩の基底の形、分布に結びつけ、更にその流紋岩を十勝方面¹¹⁾と比較して、かくは見做すしだいである。

洪積世氷期に関連が深そうな巨礫が、夕張山脈上の準平原面遺物の上に発見される。

盆地西部に見られる古期扇状地堆積物とこれに対比されるものは、おそらく洪積世末期のものであろう。これより若い扇状地堆積物は、いずれも富良野盆地形成後のもので、特に鯨岡礫層の分布が盆地内に限られるものであるらしいことは既に筆者¹²⁾の指摘したところである。最近中野尊正¹³⁾の研究するところでは、金山ペディメント内での“T₂”段丘堆積物は日高氷期に関連性を有し、山部扇状地堆積物の下に入るもので、夕張山脈における空知川先行性部にも見られるという。これは本説明書の下金山段丘礫層〔Q_{t3}〕に^{註 15b)}相当するという。山部扇状地堆積物と共に明らかに沖積世のものと思做されるのは、空知川の回春に見られる低い段丘の上の砂礫層や氾濫原や河床を形成する砂礫層と本域全体を覆う火山灰であろう。

b 各 説

(1) 先白堊系

i) 神居古潭變成岩類について

夕張山脈の東側において、本図幅の南端に当る森田の沢支流の滝の沢において多くの緑色片岩、石英片岩の良く水磨された大小の礫を発見するが、その供給源は発見できなかつた。あるいはその一部は先に記した巨礫層からきているものであろうと思われる節もあるが、南に向つている枝沢にあるものは橋本^{註 16)}誠二に徴するに図幅南限から遠くないところに本体が見られるかもしれない。

同氏によれば、黒色結晶片岩並びに緑色結晶片岩が森田の沢の支流桔梗沢

註 15b) 中野尊正氏よりの私信による。

16) 橋本誠二： 1941. 前出。

(丁度本図幅の南限に近い処にその合流点がある)の上流部から夕張岳東麓に向つて分布しているという。大夕張図幅内においては曾て松本達郎⁷⁶⁾が示したように、いわゆる“神居古潭変成岩類”が図幅の東縁に沿うように分布していることが知られている。しかるに、今次調査において主夕張川から森田の沢の滝の沢に越えるに当つて何一つ変成岩類の露出を見なかつた。後者の延長が本図幅内に続かないことは一応夕張岳衝上断層の形態によるものとして解されるが、前者に関してはいろいろ重要な問題があるので、今後の金山図幅調査に当つては十分注意する必要がある。

すなわち、ここから南方に発達す変成岩類には蛇紋岩の貫入に起因する侏羅紀層の変成したものが知られ⁷⁷⁾、本域南方のものも橋本誠二^{註 17)}、桑田士郎^{註 18)}等は菊石層群までがこの変成に参加していると見ているし、舟橋三男、橋本誠二⁷⁸⁾は“神居古潭帯”の変成を侏羅から白堊紀にかけての“日高造山運動”に関連するものと見ているが、筆者が曾て指摘したように⁷⁹⁾下部蝦夷層群の最下部層からは角閃片岩の細礫が知られるし、空知層群と下部蝦夷層群は一応整合と見られるにより侏羅紀層を変成させた運動以前に既にできていた結晶片岩の存在を認めざるを得ない。したがつて、いわゆる“神居古潭変成岩類”それ自体の中に二様のものが混在され区別できずにいるという疑も生ずるが故に、如上の変成岩類の延長が本域内に出現してこない原因の探究が必要とされるのである。

本域内においても片理を有する岩石は局部的に知られているが、いずれも後述の空知層群の芦別岳輝緑凝灰岩層〔Sr₂〕の中の地層の局部的変質としか考えられない。

主夕張川本流上流に示したものと、心配沢の中流に転石の密集部として見られるものや四段滝の沢の上流の転石等は、いずれも片状集塊岩と呼ばれるような性質のもので、片理は輝緑凝灰岩部に限られ、そのうちに含まれる黒緑色の輝緑岩は片理を有しないものである。この種の岩石は曾て鈴木醇⁷⁷⁾に

註 17) 橋本誠二： 1941. 前出。

18) 桑田士郎： 1941. 夕張岳東南山地の地質 北大修卒論, 71号。

より夕張岳附近の“神居古潭岩類”の一種として記述されたことがある。

山部石綿地帯にもまた片状岩が稀に見られる。布部滝の沢のものは片状輝緑凝灰岩の外観を呈し、小黒瀬沢旧扶桑鉦山鉦石シュート上流のものも同様であるが、この方は検鏡すると絹雲母、緑簾石、石墨等から成る黒色部と石英から成る白色部との縞で千枚岩と見られる。

なお、東山市街地の略東南に当る砂沢にも少々片状を呈する粘板岩が認められるが、本当の地山であるか疑いが無いとは言えない。

ii) 未分離先白堊系〔Pcr〕

本図幅の東南隅に当るところに分布する地層は主として硅質岩から成り、結晶質灰白色石灰岩の小レンズを1個介在するもので、稀には少々片状を呈する粘板岩もあるらしいが、この方面は甚だ露出が悪く、しかも明らかに地山と認められるものの走向はこの附近の一般の走向と異なり東西に近く、かつ緩く南に傾斜する。空知川と西達布川との間の山陵の頂部は、このような走向の硅質岩から成るもので、これと空知川内の既在の^{註19)}資料⁷⁸⁾から考えるとこの附近から南に一つの舟底状構造を予想させる。

下金山二股沢において輝緑凝灰岩層の下に重なると見られる硅質岩は、一応後述の芦別岳輝緑凝灰岩層〔Sr₂〕とその下に重なる芦別川硅質岩層〔Sr₁〕と見做し得るが、それとこの舟底状構造との間の構造を明らかにするに足る材料が今次の調査では得られなかつたので、金山図幅の調査において藤の沢の調査によつて明らかにされるまでは、その舟底状構造を示すと思われる部分の地層と構造は未明のままにしておくより方法がないので、このように取扱つたしだいである。

iii) 空知層群〔Sr〕

1943.	空知層群	佐々保雄，湊正雄，昭和17年度2年目学生 ⁷⁹⁾
1936.	奈英川チャート層	橋本 亘 ⁸⁰⁾
	芦別岳輝緑凝灰岩層	橋本 亘 ⁸¹⁾
1940.	輝緑凝灰岩層	大立目謙一郎 ⁸²⁾
1941.	鬼刺層	松本達郎 ⁸³⁾

註 19) 三本杉巳代治：1937. 前出。

1942~43. 鬼刺層 松本達郎⁽⁸⁴⁾

模式地として主夕張川上流、芦別川本流上流、山部村 25 線沢を選定する。

本層群下限に関しては大立目謙一郎⁽⁸⁵⁾によれば、金山 東方、東鹿越^{ヒガシカゴエ オネ}の大沢^{サワ}の石灰岩を有する輝緑凝灰岩とされており、“日高系”とは整合であるという。本域内においては図幅東南隅の構造不明のため下限の設定ができないでいる。

上限に関しては下部蝦夷層群とは整合であると多くの観察者は記す。ただし本域内において大立目謙一郎⁽⁸⁶⁾が挙げたところの両者の整合漸移の見られるとした地点のうち 25 線沢のみが正しく整合を示すと見られる。

本層群はほとんど輝緑凝灰岩を主とし硅質岩を従とする下部層群と、厚い砂岩層に始り硅質岩を主とする上部層群とに分けられ、両者の関係は夕張山脈の東ではあるいは不整合ではないかと思われる節もある。

下部層群は主として夕張山脈の中核部を成すほかに、富良野盆地東部に沿い南北に走る背斜とこれに対応する東部の西傾斜部が見られる。

夕張山脈においてはほとんど上部層群から成る南北に走る芦別一登川向斜⁽⁸⁷⁾の東翼部に衝上する夕張岳衝上片と、更にその上に重なる芦別岳衝上片の主体を成し、後者には上部層群を始め白堊系を伴なう。

上部層群は夕張岳衝上断層の西側にかなり整然と南北に走る帯状に露出するが、衝上断層に近いところでは次第に錯雑とした構造になる。ここにおける上部層群は相当細く分帯可能で、かつ厚いが、芦別岳衝上片の東翼部においては、その最下部〔Sr₄〕と最上部〔Sr₉〕の岩相を認めるだけで、その間にある地層は夕張山脈の西側に見られるような分帯が不可能であるばかりでなく、著しく薄化し、かつ北方に向い尖滅の傾向を示し、御茶呂沢の露出ではほとんど識別し難いまでになつている。

本域の空知層群の分帯は松本達郎⁽⁸⁸⁾により本説明書における上部層群に当る部分が行われ Ot~z の 7 部層が認められた。北方に行くとその部層中 Oy と Ox の分帯困難を感じるので、本書においてはこれを一括し〔Sr₈〕としている。〔Sr₄〕が Ot に対応する。

本層群は中部蝦夷層群堆積前の褶曲と削剝により上部層群上部〔Sr₃〕に至るまでの地層を失っている場合が見られる。

本層群の諸岩は放射虫化石を多量に含有する。特に *Cyrtioidea* に属するものが見られるほか硅質岩の内に介在する鱗状石灰岩中に産する石灰藻から大体侏羅紀～下部白堊紀のものと考えられている。

(イ) 芦別川硅質岩層〔Sr₁〕

模式地 芦別川上流左股水源に近い処。

岩質は主として暗色で、緑色または青色を帯びたチャートである。上下両限に関しては未詳であるが、その走向傾斜並びに分布から察するに、つぎに記す地層の間に背斜構造をもつて出現しているものと思われる。厚さは180 m 以上と見積られる。

下金山東方において輝緑凝灰岩層の下にくるものも硅質岩類で赤色硅岩の厚いものを有し、この層準にくると見做されるが、露出不十分でその他の地層と一括して未分離先白堊系として取扱つた。

馬内川の各支流の上流に認める硅質岩類も赤色硅岩等をも有するものであるが、馬内川本流の上流部では暗色の硅質岩が蛇紋岩と断層で接して見られる。どこも露出に乏しく、著しく断片的である。

芦別岳の西北北に当る稜線に見られる緑色の硅質岩類も、おそらく本部層に相当するものと思われるが、地獄谷の西崖は筆者ごときの容易に登り得ない絶壁を成すので十分確めていない。

(ロ) 芦別岳輝緑凝灰岩層〔Sr₂〕

1936. 芦別岳輝緑凝灰岩層(除 Sr₁ 相当部) 橋本 直⁽²⁹⁾

模式地 芦別岳附近から地獄谷及びユーフレ沢中流。

岩質は主として輝緑凝灰岩、輝緑岩質集塊岩、輝緑岩熔岩で、最後のものは各地に見事な枕状熔岩の露出を示すものを含み、量的に一番多い。枕状熔岩の産地はすなわち芦別岳三角点(20 m ほど南は集塊岩様)、同地東方の雲峰山から地獄谷に向う峰、熊ヶ池の北から地獄谷に入る小沢(登山路の北で登山者の炊事をする沢)からその下流地獄谷の二股までの谷の中各地、森田

の沢上流の肌寒沢落合上流で沢が西北方向向う部分、肌寒沢のなか等で、大は俵大から人頭大までで表面に黒い被膜を見るものが多く、中実は台湾の林投リント（タコの実）の表面に似た表面を示すから、これに沿つて風化した時は良く注意しないと角礫質の輝緑岩や輝緑凝灰質集塊岩と誤認する。もし断面が中心を通る場合ならば車軸状—車石状—を呈する。岩石学的研究は鈴木醇⁹⁰⁾により図幅南限に近い下金山—金山間のものについて行われ発表を見た。当地産の各標本も同教授の研究に委ねてある。

芦別川上流左股では本層中に赤色硅岩が見られ、同様な岩石は森田の沢では上位層の最下部に多い。一方、山部石綿産地の方ではかなり頻繁に介在しており、構造深査の手掛りとなる。

地層の厚さは馬内川上流で1,000 m余、芦別川上流では700 m余、芦別岳附近では1,100~1,200 m前後、山部東方では1,000 m以上と見積られるが、どこでも全層の厚さを測り得るような連続した露出はなく、上下いずれかが断層で他層に接するか、あるいは下底が出ていない。

(v) 主夕張川硅質岩層〔Sr₃〕

模式地は主夕張川上流が西流する部分で、後述の主夕張砂岩層〔Sr₄〕の下に重なる。そこでは夕張岳衝上断層により下底を見得ない。

模式地の地層は主として硅質岩で、上部には白色硅岩を有するが、主として帯緑、帯淡青緑の灰色チャートで、中部には緑、赤、灰色のホソ縞の部分があり、少量の砂岩を介在する。下部には帯緑色の粗粒硬砂岩を有し、また粘板岩もある。厚さにして200 mしか見られないが、芦別岳北方の御茶岳を作るものでは粘板岩や砂岩の量を増しており、その厚さも少くとも600 m以上と見積られる。そこでは〔Sr₄〕との関係は不整合を思わしめるものがあるが判断は下し難い。筆者⁹¹⁾が富岡砂岩の基底ならずやとして示したのがこれである。25線沢においては本層上位から270 m程下位のところに約65 mほどの輝緑凝灰岩層を介在し、その下にまだ200 m以上に達する硅質岩層があると見られる。下位層との境は芦別岳登山路の半面山の西で熊ヶ池への下り道にくると見られるが、確認していない。この沢においても、その左岸に上

位層である砂岩層の露出が谷底のチャートの傾斜を切るように高いところに這い上つていくようにうけとれるところがあるが、両者の間には崖錐があつて、その出現が東西性の断層によるものではないかとの疑いを残している。この沢の中に鱗状石灰岩で化石らしいものがあるのを2,3個得たが、大立目謙一郎³²⁾は同様な転石中に *Pycnoporidium* ? の存在を報じ、その産出層準を輝緑凝灰岩層であると認めた。しかし同氏が最下部の輝緑凝灰岩が谷の傾斜と地層の傾斜の関係から谷の底にだけ一度顔を出すと観察したところは、すぐそこにある右股小沢に入ればその下に硅質岩相が連なり本流の小滝の上の硅質岩に連なることが認知でき、本流の小滝の上のものは輝緑凝灰岩の下に連なることがわかる。本部層に輝緑凝灰岩を有するのはここと森田の沢上流部だけである。芦別岳の登山路の露出、地獄谷の露出、21 線沢から察すると、本部層は北方に向い薄くなり 500 m ほどになるものようである。なお北のユーフレ沢（札振沢）の中では本岩相の厚さは露出を綴り合わせると約 100 m しかない。上下限は知られず、断層の多い沢であるから、おそらく断層のためと解している。

下位層との関係の明らかところは森田の沢とその支流で、本流の上流が南北から西北—東南に変るところの西に懸る滝のある沢とその上流の小沢等に見られ、ほとんどが赤、緑の美しい硅質岩の厚い互層で、これに帯緑灰色中粒の硬砂岩らしいものや、緑色の輝緑凝灰岩等を時に交えている。滝の沢では後述の 25 線沢砂岩層〔 Sr_4 〕の緩い衝上の下に出現する灰白の硅質岩が多分この層準のものと思われ、その西の正断層から西でも非常にもめているが緩く向斜するように見受けられる部分があつて、再び断層を見る。その西には灰白色の硅岩や赤色の硅岩があり、枕状塔岩らしいものを有する下部層に移る。が、ここの接続部は露出しない。

そこから山脈を越えて西側の主夕張川支流四段滝の沢のまた支流の金山越えの沢では 1,415.6 m 峰の東に向う南北流部と金山越の最後の滝の前後に約 60 m ほど露出する板状硅質岩がこの層準と見做される。西はおそらく断層で中部蝦夷層群の中部の泥岩層の東傾斜単斜部に接すると見られ、東は硬砂

岩あるいは輝緑凝灰岩を経て集塊岩状の輝緑岩に重なると見られる。この北方の四段滝の沢の本流では明らかに泥岩層と断層で接する暗灰色硅岩が輝緑凝灰岩層の西に見られる。

(⇒) 25 線沢砂岩層〔Sr₄〕

1940. 25 線沢 F 層 大立目謙一郎⁹⁵⁾

1941. Ot 層 松本達郎⁹⁴⁾

1942~43. Ot 層 松本達郎⁹⁵⁾

模式地 山部西南方 25 線沢中流。

岩相は全域を通じて変らず、風化面は灰白色で石英粒に富む砂岩層で、ときに著しく凝灰質となる。新鮮な面はやや青色を帯びた灰色のものが多い。また時には礫質となる。植物片を有する黒色頁岩を介在することがあり、14 線沢では山丈 30 cm の悪炭を有す。鏡下では硅質岩の破片や鈹物片の角ばつたものから成る。松本達郎⁹⁶⁾によれば酸性火成岩々片もあると記す。放散虫化石も沢山見られる。

一見下部蝦夷層群下部の富間^{トイトヒ}砂岩層〔Ly₁〕と誤認され易いが連続した露出がある時は良い鍵層となり、空知層群二分の場合上部の下限を本層基底におく。上位層とは整合するが下部層との境は今後とも注意して再調査すべきものとする。

主夕張川上流においては 250 m はあると見られ、厚い板状で 1 背斜と 1 向斜が認められ、黒色泥岩を上部に有す。ここから東に当る森田の沢支流滝の沢における好露出は、見られる限りで 400 m は十分測定される。ときに粗粒の砂岩層で上部には黒色頁岩の薄層を介在する。上下両方とも断層のため見られない。西側の N 20 E/V の正断層のところに河床に近く緩い衝上断層でモメたチャート上に重なっている。その東 50 m ほどで背斜を作り東傾斜となる。その緩い背斜と緩い衝上はこれが芦別岳衝上片を作る背斜の南にプランチするところを思わせる。この東では正断層で上位が出現するように見受けられるが、その部分の厚さと中部蝦夷層群との不整合の模様から察するに、下位にあるべき広義の夕張岳衝上片の一部が地塁状に上つているものと見做される。この東では森田の沢と平行する山稜の頂部から東に見られる

砂岩は再び芦別岳衝上片に属し前述の滝の沢に露出する本部層の東翼部と理解される。この部分の北方延長部が模式地 25 線沢である。大立目謙一郎は厚さ 230 m と記すが、歩測図から算出してみると 350 m は優にある。ユーフレ沢に 3 回出現する互によく似た砂岩層のうち下流の二つは 21 線沢と合わせて考えれば富間砂岩に属すと見做され、上流の一つだけが本部層のものであろう。御茶岳沢奥で筆者が富間砂岩層かとも考えながら一応奈英川チャート層の上部のもの⁹⁷⁾と見做した砂岩層がこの層準のもので、しかも、ここでは後述の Sr₅~Sr₈ の岩相を欠いて、後述の〔Sr₉〕層の下に一見整合に被覆されるのが見られる。14 線沢の粗悪炭々柱図は石炭の項に示した。そこに産する植物印象は保存悪く鑑定に耐えない。

図幅東限に当る老節布盆地東北の丘陵及び東南の 488 m 標高点の山には多くの砂岩の転石があり、鏡下では放散虫化石に富み角ばつた岩片、鈹物片から成る。おそらくこの層準のものであると見られるが、その場合水神附近の〔Sr₂〕層との間に〔Sr₃〕を欠く。前述した不整合の疑もあることではあるが、掘出して確認できるまではさしあたり断層であろうと疑つておく。

なお主夕張川支流心配沢上流には灰白色砂岩の転石が見られる。〔Sr₈〕の項に記すように、鉢盛岳頂上を中心として附近の露出と転石から登れなかつた部分を予想するに、ここに〔Sr₄〕~〔Sr₈〕の地層が図に示したように分布することが想像に難くない。もしそのような分布をとるならば、芦別岳衝上片の西方移行にあたりその前方にあつて押出された形をとる鉢盛岳衝上片を形成しているものと考えねばなるまい。

(6) 主夕張川硅質輝緑凝灰岩層〔Sr₅〕

1941. Ou 層 松本達郎⁹⁸⁾

1942~3. Ou 層 松本達郎⁹⁹⁾

模式地 主夕張川上流縦谷部。

岩相は主として緑色または赤色の輝緑凝灰岩で、心配沢落合附近では枕状熔岩を介在する。模式地では厚さ 35 m と松本達郎は記すが、その北方延長に当る芦別川上流では二股附近において僅かに緑色チャート⁹⁷⁾を有する小豆色の輝緑凝灰岩は 70 m に達する厚さを有す。

本岩相以下に記す各部層中最上部の〔Sr₉〕を除いては、いずれも夕張山脈西部及び鉢盛岳頂上附近に限られるものである。

(㉞) 芦別川赤色チャート層〔Sr₆〕

1941. Ov層 松本達郎¹⁶⁰⁾
1942~43. Ov層 松本達郎¹⁶¹⁾
模式地 芦別川上流左段沢二段のすぐ上流。

岩相は厚い板状を呈する赤色（または小豆色）チャートで、下部はほとんど小豆色、中部は緑色のもの多く、上部は緑色チャートと互層して縞状をなす。厚さは60 m。

主夕張川では多少の硬砂岩を介在し、その厚さは200 mに達すと松本達郎は記す。

本岩相は慈芦別川右支流の本流（極楽平の西北に達する川）上流にも出現する。

(㉟) 芦別川輝緑凝灰岩、チャート、硬砂岩互層〔Sr₇〕

1941. Ow層 松本達郎¹⁶²⁾
1942~43. Ow層 松本達郎¹⁶³⁾
模式地 芦別川上流二段附近。

岩相は主として帯緑色暗灰色の硬砂岩で時には礫岩様を呈するものや、暗灰色の砂岩に輝緑凝灰岩等を有し、このうちに10~30 mほどの三枚のチャートを介在す。その中部のものは緑色で下部のものは小豆色である。全体では260 mと見積られる。

主夕張川ではこのような岩層の部分は100 mと松本達郎は測定している。本岩層もまた慈芦別川支流の上流にも分布する。

(㊱) 奈英川チャート層〔Sr₈〕

1936. 奈英川チャート層の一部 橋本 亘¹⁶⁴⁾
1941. Ox層及びOy層 松本達郎¹⁶⁵⁾
1941~43. Ox層及びOy層 松本達郎¹⁶⁶⁾
模式地 奈英川峡谷の奈英盆地寄りの部。

馬内川上流及び主夕張川を副として追加す。

馬内川上流、慈芦別川上流、芦別川上流、主夕張川上流等に絶好の露出を

なす。本部層は至るところ峡谷をなし、山骨を露わし、飛瀑を懸ける。殆どチャートから成り、その色は緑、帯青暗灰のものが多く、時に灰白色のものがある。松本達郎によれば主夕張川では上部に70 mに達する硬砂岩を有し、チャートはその下部に連なり230 m、すなわち合計300 mであると記すが、芦別川上流では全層厚410 mと測られ、主として硅質岩であるが、その中部からやや上に当り少くも厚さ10 mを越えると思われる暗緑色の硬砂岩を有している。もとより主夕張川に比して露出が劣り、この位置の下位に当たるところが約100 mほど露出していぬことを断つておく。地層は北方ほど厚くなるように見える。

副横式地ではその最下部に近く石灰質砂岩及び礪状石灰岩の小レンズを介在する。蘆別川右支流本流の上流では本部層のほぼ中央に同様のものが発見される。中天狗(通称坊主山1,617m峰)の頂上に近い馬内川の小沢の転石密集部は本部層のこれまた中央部附近である。その中には蘇虫類や珊瑚の破片等に伴つて *Nipponophyx ramosus* YABE et TOYAMA や *Pycnoporidium lobatum* YABE et TOYAMA 等を産して、本層群が鳥の巣層群に対比されるという手掛りを提供した。全層いずれも放散虫遺骸を数多含有する。

松本達郎によれば主夕張川において Oy 層の中に安山岩礫を有する礪状石灰岩の存在を記す。他方、橋本誠二^{註 20)}が鉢盛山から得た礫岩は石灰質膠結玢岩質礫岩とも名付けるべきもので粗粒玄武岩、普通輝石玢岩、角閃石—普通輝石玢岩、玢岩、細砂岩の礫を有し、その間を礪状石灰石、斜長石が填めている。そしてその礫石は粘板岩層の間に介在するものと観察している。この礫岩は鉢盛沢下流で多量に流れてきているのを観察したが、岩質的には〔Sr₇〕の安山岩質硬砂岩のあるものに近いが、前後の岩相はむしろ本部層に入ると思われる。そうすると鉢盛山頂部附近にも夕張山脈西側型の空知層群があることになる。一方、主夕張川本流上流、四段滝の沢、森田の沢支流肌寒沢には砂岩の転石を見ないが、主夕張川支流心配沢には〔Sr₄〕と思われる灰白色砂岩が落ちているから鉢盛山とその北の1,434 m 峰の間にある 露岩の記号のある

註 20) 橋本誠二： 1941. 前出。

峰附近の分水の西側には〔Sr₄〕が露出している可能性がある。また、ここでの程度に分帯可能かは肌寒沢の上流部が簡単には登れないので不明であるが、緑色及び小豆色の硅質輝緑凝灰岩またはチャートが落ちているので〔Sr₅〕～〔Sr₈〕が存在するのか、または〔Sr₃〕の下部が上流の急峻なところに露出していることを示すので、砂岩のことと併せ考えれば〔Sr₅〕～〔Sr₈〕の分帯が見られるものと思う。

さて、このような地層が鉢盛岳附近で如上の分布を取るならばその分布の西側も東側も断層でなければならない。しかも西側の地層の欠除は正断層ではなく、芦別岳衝上片の西方移行に当りそれに押出されてきた夕張岳衝上片東翼部が作る衝上片と見做す方が妥当のようである。

夕張山脈を越えた東側では森田の沢支流滝の沢に好露出があり、西側は断層で〔Sr₄〕に接し下底不明であるが、250 mに達する厚さの本岩層が後に記す〔Sr₉〕の岩相の下に重なる。このように厚い硅質岩層は、この北の25線沢では〔Sr₉〕の下に発見されないので、これがまた芦別岳衝上片を発見する手掛りとなつた。

ところが芦別岳東方の21線沢では、このような火成岩礫と鱗状石灰石から成る転石は、25線沢砂岩層〔Sr₄〕の分布域内に入つてもなお認められるのである。

(i) 25線沢硅質岩層〔Sr₅₋₈〕

1940. G層及びII層 大立目謙一郎⁽⁶⁾

模式地 山部南方25線沢。

以上述べたように、鍵層になる〔Sr₄〕と次に記す〔Sr₉〕の特徴ある岩相の間に挟まれる部分は、芦別川上流では1,140～1,200 m、主夕張川上流では985 mもあつて、4分帯が可能であるのに、25線沢においては大立目謙一郎の記すところでは195 mで2分帯が可能であるという。今次の調査では、この層準は145 mと見積られ、大立目謙一郎の調査の時より露出が悪かつたのか分帯は一見不可能のようであつた。この性質は夕張山脈西側では森田の沢を除いて総て共通な現象で、しかも西側では北上すれば地層は厚くなる傾向

を示すのに反して、逆に薄化して行き、御茶岳沢では、両鍵層が接して、注意すると上位の鍵層、すなわち〔Sr₉〕の基部に近い処にその痕跡を認め得るにしかすぎない。

岩質は主として硅質岩で、板状を呈し緑色、青緑色、帯緑灰色、帯青灰色、暗灰色のもの等が多いが、中にはアメ色を呈するものなども見られる。大立目謙一郎によれば下部 125 m は硅質頁岩で酸性堅緻凝灰岩を有し、放散虫遺骸に富み、上部 70 m は砂岩、石灰質頁岩、硅質頁岩の互層であると記す。そしてそれもまた酸性堅緻凝灰岩を有するという。

上述の石灰質頁岩の層準あたりに相当する部分はユーフレ沢の中では石灰岩を挟在する。暗灰色で石灰質の角片を散在させている。鏡下に化石を認めなかつた。

(2) 奈英川硅質頁岩層〔Sr₉〕

1936.	奈英川チャート層の上部	橋本 亘 ¹⁰⁷⁾
1940.	25 線沢の I 層	大立目謙一郎 ¹⁰⁸⁾
1941.	Oz 層	松本達郎 ¹⁰⁹⁾
1942~43.	Oz 層	松本達郎 ¹¹⁰⁾

模式地は奈英川峡谷。

岩相は主として塊状均質の黒色泥岩で一般にやや硅質である。時には明らかに硅質であり、また板状となることもある。塊状の時には後述の馬内川頁岩層と誤認し易いが、このほうが硅質であり、多くの場合水磨されても黒い。たとひ暗灰色縞状となつても、縞の様子と岩石の緻密さの具合で、馴れてくるとすぐ区別がつくようになる。

本部層は後述の富間砂岩層下に常に整合然として発見され、かつ板状硅質岩相の上にある良い鍵層である。下位の各層同様、放散虫化石を多量に含むこともまた蝦夷層群のものと区別の手掛りとなる。

北から見てくると、馬内川支流 21 林班の沢では 520 m 以上、本流では僅かに 150 m 余で断層 1 本を境にこの急変は下位の〔Sr₈〕が本流で厚く支流で薄いのと合わせて考えても、少しく差が甚しいようで注意すべきことと思われる。

咲別川右股の耳順沢ではもつと薄く 90 m となるが、蕨芦別川右股本流では 320 m、蕨芦別川本流では 480 m と厚くなり、芦別川上流では域外となるが 340~400 m と見込まれるし、主夕張川上流では 350 m と測定されている。

それから東に山脈を越えた森田の沢では 150 m 余で、上位は直接中部蝦夷層群〔My〕の覆うところとなる。

その北に当る 25 線沢では大立目謙一郎は 360 m と測定した。同氏の見取図と今次調査の歩測図を比較すると、今次は露出が悪化していたものらしく先に境のおかれた附近には何も見られなく、すぐと上流に行つて確実に本部層に入る岩相が出るので、最悪 200 m 最厚で 290 m となるようである。そして上位にくるものは森田の沢と異なり下部蝦夷層群〔Ly〕である。その北の 21 線沢では断層の間に厚さ 190 m ほどに相当するものが見られ、ユーフレ沢では厚いほうでも 100 m ほどのものがこれまた断層の間に出現する。お茶岳沢の奥の方の露出では厚さ 240 m に相当する地層が連続的に露出し、全厚は少くも 300 m に達すると見込まれる。14 線沢支流囊沢と本流では、ともに断層の間に 55 m と 140 m の厚さが測られるが、両地を結び合わせて考えると全厚は 400 m を越えるであろう。

(2) 白 堊 系

白堊系の地層区分と命名に関しては研究史の項に述べたとおり松本達郎¹¹⁾の解釈に従つて上、中、下部蝦夷層群を使用する。本域には上部層群上部を欠き、中部~下部両層群間は傾斜不整合である。

i) 下部蝦夷層群〔Ly〕

(f) 富間砂岩層〔Ly₁〕

1936. 富間砂岩層 橋本 直¹¹²⁾

1940. 富間砂岩層 大立目謙一郎¹¹³⁾

1941. Ia 層 松本達郎¹¹⁴⁾

1942~43. Ia 層 松本達郎¹¹⁵⁾

模式地 本図幅北隣、島ノ下渡舟場対岸。

模式地においては塊状で、風化面は灰白色を呈する砂岩で、かなり粗粒で、青、赤の珪質岩片が肉眼で見られる。新鮮な時はやや青味を帯びキラキラ光

る。一見 25 線沢砂岩〔Sr₄〕と見誤るほど良く似ている場合が多いが、前者には細粒緻密な地に大きな石英粒が斑晶様に見えて凝灰岩的な外観を示すものが多いが、殆どの場合この方は砂岩然としている。しかし大立目謙一郎によれば、本岩層の方も石基は玻璃質で石英は β であるから、流紋岩起因のものであると記している。

模式地のもは鏡下では角閃片岩、玄武岩質岩、安山岩質岩の岩片が前述の硅質岩々片と共に見られ、微斜長石、パース石、角閃片岩から供給されたと思われる角閃石に混り多量の石英粒が見られる。模式地以外のもものでは結晶片岩々片は見られていない。本岩には放散虫化石を見ない。時に植物片を散在させる。岩相には次に記すように多少の変化がある。

馬内川上流から咲別川右股の耳順沢では 180~130 m で模式地の岩相を良く残しており、馬内川では優白岩に貫ぬかれている。しかしながら、慈芦別川に至れば細粒砂岩を混じ、時に泥岩も交える。厚さはその右支流でも本流でも 220 m ほどである。芦別川及び主夕張川では本域外のところに出現し、板状の中または細粒砂岩で、色も灰白色のは少くなる。

夕張山脈の東側に出現するものは模式地のものに甚だ良く似ており、厚さも西に比して厚くなつており、11 線沢から 21 線沢まで良く見られるが、25 線沢とその支流^{ツキ}の沢を除いては、どこも断層で切刻まれている処が多く、〔Sr₄〕層との区別に苦勞した。

盆地の東では、北から、布部川と一見沢^{ヒトイ}の合流点附近に発達する中~粗粒、帯青灰白色砂岩は附近に出る互層が次に記す〔Ly₂〕の特徴があることから本層に対比されるであろう。その南方のオンコの沢~山東沢背斜の中核を成して山東沢の奥に露出、砂岩は外観上本部層に対比したが、この南方の断層 1 本越えたブロック内の下部蝦夷層群各部層の厚さ等を考慮する時には、後に記す場合のようにオルビトリナ石灰岩層に近い層準に出現する砂岩層では無いかという疑いがある。もつとも、山東沢では下位層が露出していないのである。それと同時に、山東沢の上流部から耶摩江山 (718.2 m) を中心とする広範囲に亘る山地の砂岩の転石が何層のものかなお注意する必要が残されて

いることを記しておく。なにぶん耶摩江山を中心とするこの山陵は露出が甚だ悪く、調査が降雪期に入つてしばらくしたためと相まつて十分行われ得なかつたのは遺憾である。

次に、ことは向斜を成して相対する下金山二股沢は従来富間砂岩層にあたるものから、輝緑凝灰岩層までの層序が総てあるようにいわれてきた処であるが、そこには砂岩に富んだ互層部が断層により〔 Sr_3 〕あるいは〔 Sr_2 〕層に接するとしか見做されない。

ちょうどこの走向延長と考えられていた空知川岸の富間砂岩式の岩相露出は、本図幅南限に殆ど接しているので調べてみたが、大立目謙一郎が頁岩から成る 20 m の F 層を挟んで上位の G 層 (20 m) 及び下位の E 層 (40 m) とした硅質砂岩層が、なるほど富間砂岩に甚だ良く似た岩相を呈する。しかるに G 層の上には僅かに 40 m と測定された頁岩層が重なり、これにオルビトナリナ石灰岩を含み、その上にくるものは再び礫質砂岩層であり、今次の調査では多くの石灰岩礫を有し中部蝦夷層群の基底礫岩である。そして E 層の下位を占めるものは砂岩頁岩の互層 (45 m) の D 層である。

筆者の経験によれば、主夕張川上流では確かに松本達郎が認めたようにオルビトリナ石灰岩の下位に砂岩の層準がある。それは天狗の沢まで認められると同氏の地質図に記されている。他方、島の下北方共有地の沢入口でも、南方島の下のオルビトリナ石灰岩の走向と、北方の大谷川保線丁場の崖の石灰岩から推して、ほぼこの層準に来ると思われる処には、極めて厚い砂岩層が恰も富間砂岩層の模式地の崖を見るように露出している。これを鏡下に検すれば、角閃片岩片を始めとし構成物は富間砂岩層のものと少しも変わらない。

以上の事柄と、この位置の東に、これと向斜を成す地層において、中部蝦夷層群下に見られる島の下頁岩層〔 Ly_2 〕が厚くかつその中に砂岩に富む層準のあることを知るならば、それに大立目謙一郎の D 層の様子を見れば、これが本域の〔 Sr_3 〕のどこの露出にも見られぬ岩相であるばかりでなく、むしろ島の下頁岩層〔 Ly_2 〕ならあり得る見掛けを呈することなどから、むしろ、E, F, G の 3 層は富間砂岩層に対比できないのではないかと思考する。この

ことは前に記したように山東沢奥の本層と現在取扱つたものに対する疑いでもある。

本部層には不完全な植物片が発見されることはあるが、種属の鑑定に耐えるものは未だ発見されていない。

なお夕張山脈の東側に見られる富間砂岩層の厚さを推定してみると、北から、11 線沢では 1 背斜を作り 500 m+ にて下限未知、上限は断層にて見られず、14 線沢では前記背斜の西翼部でその西に小さな向斜を示し、少くも 75~80 m で上限下限不明。その支流霧沢では断層の間に前記西翼部の延長が見られ、その上流には 1 背斜の中核に緩く波状を示して出現する。厚さにして 300 m には達すると断面から算出される。御茶岳沢の露出と松籟山径路の転石から本層の存在が考えられる。ユーフレ沢の露出はいずれも両側ともに断層である。25 線沢では大立目謙一郎は 95 m と測定したが、筆者の見るところでは 340 m に達するであろう。しかし、すでに〔Sr₉〕の項に述べた事情がら、筆者の境界に誤りありとしても、250 m は十分であると推定される。山部川支流寿沢の上流から十梨別川支流金山二ノ沢にかけて見られる本岩相は露出が非常に悪いが、もし連続しているとするならば、その北の 90 林班の沢と併せて考えるなら、その厚さは 400 m 以上に達するであろう。

山東沢のものは上限から 170 m ほどの層準までが背斜を成して出現すると見られる。

(d) 島ノ下頁岩層〔Ly₂〕

1936.	島ノ下頁岩層	橋本 宣 ¹¹⁷⁾
1940.	島ノ下頁岩及び砂岩頁岩互層	大立目謙一郎 ¹¹⁸⁾
1940.	25 線沢 I 層	大立目謙一郎 ¹¹⁸⁾
1940.	金山~下金山間 H 層	大立目謙一郎 ¹¹⁸⁾
1941.	Ib~If.	松本 達郎 ¹¹⁹⁾
1942~43.	Ib~If.	松本 達郎 ¹²⁰⁾

模式地 島の下トンネルの北方。

岩相は砂岩と游泥岩または泥岩の互層で、薄層で細く褶曲していることが多い。砂岩は暗色細粒のものが多く、泥岩は黒色である。

松本達郎は夕主張川でこれを 5 分帯しており、全層厚 780~810 m と測定し

た。本域では咲別川支流耳順沢に露出するものがほぼ全層を見せている。下部は泥岩相の優性な互層で、その上には砂岩の優性な部分あり、再び薄互層となつたところにオルビトリナ石灰岩や石灰質砂岩のレンズを有する。最上部は再び第二に記したような岩相となり、中部蝦夷層群基底礫岩に不整合に覆われる。下位の富間砂岩層に近い部分で薄い優白岩岩床を2カ処見る。全層厚1,400 mほどが露出するが、途中には1断層と小褶曲が認められる。その南方の蕪芦別川でも1,000 mを越えるものと見積られる。

本域では耳順沢にごく小さい1レンズ(50 cmに満たないがあえて図示した)と左岸の山頂には十分図示するに足る大きさの3レンズがある。そのうち2個は図幅内となるかも知れない。それから西南には良発達をして、幾春別岳図幅内では崖山を作り、大夕張図幅にまで断続して見られる。長尾巧¹²¹⁾が挙げた産地のうちノカナ川最上流と記したものが当域内のものである。

当域においては石灰岩の層準は富間砂岩から少くも1,000 m以上上位にあると見られるが、主夕張では僅かに350~380 mのIb層を隔てるだけである。

耳順沢のオルビトリナ石灰岩から *Orbitolina discoidea-conoidea* var. *ezoensis* YABE et HANZAWA が無数に発見される他に、珊瑚では *Thamnasteria ezoensis* EGUCHI, *Thamnasteria* sp, *Favia* sp. 等、*Cidaris* のものらしい海胆のトゲ、巻介では *Nerinea* sp. とこの石灰岩を特徴づけるものの一つである厚歯瓣鰓類の奇妙な形の二枚介 *Praeacprotina yaegashii* NAGAO, *Toucasia carinata* var. *orientalis* NAGAO 等を産する。

他のいま1カ所の当域内の産地は、咲別川とは対角線を引いた東南隅に近い下山二股沢で多くの転石が認められ、*Orbitolina discoidea-conoidea* var. *ezoensis* YABE et HANZAWA を有する。ここの南西に当り、氏家の沢国鉄々橋の上流のものは丁度石狩金山図幅の方に入つてしまうところのものであるが、それを介在する地層が良く露出している。精しくは2個以上の小レンズからなる帯青灰白色の石灰岩で *Orbitolina discoidea-conoidea* YABE et HANZAWA の他に *Pycnoporidium lobatum* YABE et TOYAMA, *Pseudocyclammina* sp., *Eugyra* sp. 等をも有することが知られており、40m程の厚さ

の砂岩頁岩互層中に介在される。その上位は中部蝦夷層群の基底礫岩〔My₁〕に覆われることが今回判明した。さてその下位に連る砂岩層は従来大立目謙一郎等によつて一応富間砂岩層に属するといわれて来た。しかしこれがオルビトリナ石灰岩層準によく見られる砂岩層に対比され得る可能性もあることはすでに記したとおりであつて、いずれが当を得たものであるかは本域とその東方の地史の考察上極めて重要なことはいまさらいうべくもない。下金山二股沢内では富間砂岩の岩相を欠き、空知層群と断層で接する。

オルビトリナ石灰岩は発見されないが、その岩相の特徴から、また上下層との重なりから本部層に対比される地層は次のとおりである。

夕張山脈の東側では、北から、11 線沢の南北両股のものは標式的な薄互層で、北沢では 300 m、南沢では 240 m ほどの厚さのものが断層間に測定される。その南の 14 線沢の本流も同様であるが、同支流彙沢では東方のブロックでは中部蝦夷層群の不整合下に 75 m の厚さしか残されていないが、その西のブロックではもつと厚く残されている。

南方の 21 線沢では本岩相の露出が見られるが、他層との関係は見られない。ここはユーフレ沢とともに非常にモメているらしい。25 線沢では大立目謙一郎により I 層と呼ばれた部分がこれで、厚さ 50 m といわれるが、今次歩測したところでは、少くも 160 m はあるだろう。

この南西で、山部川が山地に入る少し北の右岸の支流 90 林班の沢では、少くも 270 m の地層が向斜するものと予想される。

富良野盆地東方では、北から布部川右岸、一見沢から滝の沢にかけて見られる。滝の沢では流紋岩に覆われる直前に出てくる礫岩は中部蝦夷層群の基底層〔My₁〕である。両地の露出を併せて考えれば、この附近では 550 m を

註 21) 下平 坦，岡部三郎： 1940. 前出。

22) 矢部長克博士よりの私信による。該標本は、矢部長克，早坂一郎，長尾捨一，松本達郎，金矢信之，橋本亘等の採集である。Eugyra 属は江口元起¹²²⁾によれば白堊系に限られるもので、特に Neocomian において最盛期に入ったものであるといわれる。北海道からは初めての属ゆえ、ここに記す。なお幾春別岳図幅内崖山のオルビトリナ石灰岩からも今次調査の途中採集している。

優に越えるものが断層と不整合の間に存在すると推定される。それにひきかえて、南方のオンコの沢～山東沢背斜の中核部で、中部蝦夷層群基底層の不整合下に出現する本層は余り薄くない互層で、富間砂岩層から 120 m ぐらいまでの層準が露出すると見られるが、その富間砂岩層が場合によってはオルビトリナ石灰岩の層準にくる砂岩のようにも思われるが、なにぶん下底が見られぬために何とも言えないことは前に述べた。黄金^{オウゴン}の沢奥では小さな向斜を示して砂岩に富んだ互層部が見られる。

下金山向斜を隔ててこれに対する下金山二股沢内の本層は上位は中部蝦夷層群に不整合に覆われ、下部は断層で失われ、出現する厚さは 200 m に達しないと推定され、その内にオルビトリナ石灰岩を介在すると見られる。

本層はオルビトリナ石灰岩以外に化石の産出は全く無いに近いほど乏しく、時折不完全な木葉印象を見る程度である。その地質時代はおおむね Ap-tian 期と考えられている。

ii) 中部蝦夷層群 (My)

(i) 笠森沢砂岩礫岩層 (My₁)

1936.	馬内川頁岩層基底砂岩層	橋本 亘 ¹²³⁾
1940.	25 線沢 J 層	大立目謙一郎 ¹²⁴⁾
1940.	下金山～金山間 I 層	大立目謙一郎 ¹²⁴⁾
1941.	IIa 層	松本達郎 ¹²⁵⁾
1942～43.	IIa 層	松本達郎 ¹²⁶⁾

模式地咲別川支流 笠森沢本流滝から上流にかけて途中に 1 本の断層を有し、厚さ 150～170 m の主として礫岩層であるが、模式地の南の耳順沢でもその北の沢でも、南の沢でも直接下位層に接している部分は見られなく、僅かに離れている部分では僅少の走向傾斜の差しか認められないが、広くこの不整合を追跡すると、この下の不整合はこれが発見された当初に考えられたものより意外にもその有する意義の大きいのに気がつく。両者の直接の斜交不整合をよく観察できるのは、隣接富良野^{ノカナン}図幅内において野花南^{クキヤト}～滝里^{セン}(旧奔茂尻^{モシロ})間の二つの国鉄々橋の間にある空知川の屈曲部で、ソーキプオマナイ沢^{ソキプオマナイ}落合上流、下流、対岸等で、したがってこの附近の、筆者¹²⁷⁾を始めその他

註 23) の人々の観察を訂正しなければならぬ。精しくは富良野図幅説明書に記載する。

岩相は馬鈴薯大またはそれ以上の大きさの硅岩，チャート，粘板岩やオルビトリナ石灰岩の礫を有する礫岩と炭質物縞入りの帯緑暗色の中～細粒砂岩から成る。模式地から南方幾春別図幅内の崖山の方に向つて礫岩は大粒となり，砂岩も厚くなり好発達をすると共に，一部は普通本岩相の上位約 100 m にある鍵層の凝灰岩帯に接するに至る場合がある。崖山以南は砂岩のみになつてしまい主夕張川のほうに追跡できる。北東に追えばこれまた礫岩を減じ本図幅北限を少しくはずれたところで馬内川を横ぎる。

この帯では模式地以南ではオルビトリナ石灰岩の層準に近づいたり離れたりしながら南方に追跡されるが，北に向つては，オルビトリナ石灰岩の層準を切取るばかりではなく，馬内川では空知層群上部の〔Sr₈〕に接する。しかも馬内川中流における構造を見ると，空知層群と下部蝦夷層群の間の断層にも無関係であることを知る。

この帯から東に移ると，この帯が東北に向つて連続して行つてきた性質がそのままかがわれる。すなわち慈芦別川支流の二股附近 3 カ所ほどで見られる含礫砂岩は，おそらく本部層に入るものと思われるが，その座する位置はすでにオルビトリナ石灰岩の層準より下であると見られるし，主夕張川上流支流四段滝の沢本流の上流二股附近では明らかに本層に属する礫質砂岩とその上に重なる後述の馬内川頁岩層〔My₂〕が見られ，下位にくるものは空知層群の上部層群の上部にある黑色硅質頁岩〔Sr₉〕である。

夕張山脈を越えた東側では，南方の森田の沢の中では慈芦別川支流のものに良く似て，それよりも少しく礫の多く且つ大きい礫岩がある。桔梗沢（図幅南限に近いところに落合がある）から滝の沢への 2/3 位の間追跡できる。
註 24) 礫の性質は橋本誠二によれば，石英斑岩，玢岩，細～中粒硅質砂岩，放散虫

註 23) 高橋英太郎： 1937. 石狩国芦別附近の地質 北大修卒論，47 号。

大沼善吉： 1942. 石狩国空知郡芦別町奔茂尻地方の地質 同上，105 号。

24) 橋本誠二： 1941. 前出。

化石のあるチャート等の礫の間を珪質な膠結物が満たし、その中にはパーース石が認められる。

25 線沢入口に見られる砂岩は一応オルビトリナ石灰岩層準の砂岩ではないかとの疑がないわけでもないが、その下流の甚だ露出の悪い縦谷の中で見た岩相が塊状の黒色泥岩であるので、とりあえず本層と見做すが、金山附近において従来“下部菊石層”と言われているものにはまるで後述の馬内川頁岩層中の塊状の部と少しもかわらぬものがある。これは筆者の経験しなかつたところであるから、金山附近の調査の結果のいかんによつては当地の再検討をなす必要があるかもしれない。北方の 14 線沢支流箕沢では含礫粗粒砂岩とその上に重なる黒色頁岩層が認められる。

お茶岳沢の北の黒森附近に記入してある本層は松籟山径路の転石からその存在を予想したにすぎない。

山部川の谷間にはその東西に本岩層が断層で切れ、4 カ所ほど見られる。いずれも礫岩である。峰泊沢西方において、曾て山根新次が上部頁岩層と中部砂岩頁岩互層の境にしたと見られる礫岩質砂岩層が多分本層に相当すると思われる。その礫岩質砂岩より下部に凝灰岩や角岩が出現するがごとく記述されているが、81 林班の沢（＝山根新次の附図の ■ とした沢）では約 4 m ほどの凝灰岩層（白色珪岩に見える）の下位約 40 m に礫岩が存在し、さらに約 60 m ほど上流の砂岩はすでに〔Sr₄〕の砂岩であると認められる。凝灰岩の小滝より下流、すなわち上位にも数枚の砂岩が含まれているので、あるいは最上部のものにも礫質のものが存在したのを今次調査において見落したのかもしれない。

寿沢の礫岩はその西の 87 林班の沢との間の山頂に上り、十梨別川との分水を越えてその支流四の沢の上流に出てそこから南では含礫砂岩に変わる。

富良野盆地の東側は、北では布部滝の沢のまさに流紋岩地帯に入ろうとするところに見られ、礫の大きなものは小さい日本南瓜に近いものがあり、膠結物は暗色細粒砂及び泥で、慈芦別川支流及び森田の沢におけるものとよく似ているが、礫が大きい。このようなものは隣接図幅石狩金山の十梨別川二

ノ沢～大橋間に見られる。^{註 25)}

オンコノ沢～山東沢背斜を作る礫岩は曾て大立目謙一郎により不整合を意味する礫岩ではないといわれたが、肥田昇^{註 26)}により発見され今次調査により後述のごとく再確認された化石産地とその産出化石から考えても、空知川内に二度繰返されて見られる礫岩を有する砂岩層はその間に挟む泥質岩相部を中心として西に倒れる背斜を成すと解釈せざるを得ないであろう。ここでも確かな不整合面を見られない。黄金^{オウゴン}の沢の中ではこの延長が出るのだが、中～粗粒砂岩で、それが暗色のものが多いのと、その上位に塊状黒色泥岩層が発達するので本層準と認められる。

さて、これと対応して向斜を成すところでは、二股沢と平行する 556 m 山に連なる山陵を作る砂岩層がこれに当る。大立目謙一郎の記載した釣橋の下の礫岩は、この砂岩層に含まれるもので、ここでは南瓜大のものがある。それより下位の部分は大部分砂岩層から成り、空知川沿いの好露出では図幅外となるが、大立目謙一郎によれば全層厚 300 m と測定され、H 層と呼ばれている。これは氏家^{ウジイエ}の沢落合すぐ下流で角礫状を呈する含オルビトリナ石灰岩層に接するのが見られる。その部分は礫岩質で多くの石灰岩礫をも有す。この岩相は国道踏切の北の崖でも良く見られる。

本層から炭質物は知られるが、海棲化石としてはオンコの沢にかかる国道の橋のところで *Ostrea* sp. が得られたという記録^{註 27)}があるだけである。

(四) 馬内川頁岩層〔My₂〕

1911.	上部頁岩層	山根新次 ¹²⁵⁾
1936.	馬内川頁岩層(除基底砂岩層)	橋本亘 ¹²⁹⁾
1941.	II _{b-k}	松本達郎 ¹⁹⁰⁾
1942~43.	II _{b-k}	松本達郎 ¹⁹¹⁾

模式地 馬内川中流ガロの沢から二股沢、本流は My₁ の露出まで。

註 25) 桑田士郎： 1941. 前出。

には記載はしているが地質図には示していない。

26) 肥田 昇： 1944. 前出。

27) 下平 坦，岡部三郎： 1940. 前出。

岩相は塊状単調な黒色泥岩が主体でところどころに板状を呈するところがあり、薄い細粒砂岩もある。主夕張川においては岩相と化石により細く分帯されているが、咲別川方面では凝灰岩帯とか板状帯とか一応分帯可能のように見えるが、本調査の精度においては一応見送ることにした。

化石の産出は少いが *Mortoniceras* (*Pervinquieria*) *imiai* (YABE et SHIMIZU), *Desmoceras* (*Pseudouhligella*) *japonica* YABE 等が見出され、対比の手掛りを与える。

咲別川支流雷沢の転石からは、筆者¹⁵²⁾が曾て写真を示した *Desmoceras* (*Pseudouhligella*) *japonica* YABE を産している。この沢の落合に近いところから田中啓策^{註 28)}等により *Inoceramus incertus* JIMBO が得られたという。そこは上位層に甚だ近いところと考えられる。

模式地笠森沢の二股附近には 2 m ほどの凝灰岩帯が二枚認められる。この帯は普通は〔My₁〕から上位約 100 m ほどのあたりに出現し、南方に追跡すれば次第に厚くなり、図幅外の芦別川の南に横谷を作るその支流では厚さ約 30 m に達し大きな滝を懸け、一見乳白色のチャート状を呈する。そのような厚い凝灰岩は橋本誠二^{註 29)}により森田の沢支流に認められているが、その延長部が果して本域内に存在するか確かめられていない。山部川支流峰泊沢では塊状黒色頁岩層の下位に砂岩を挟むところに一見チャート状を呈する凝灰岩があり、厚さ約 4 m で小滝を懸ける。同様な岩石は、その南方の山部川上流（岳ノ口沢）の旧炭礦住宅跡の上流に見られる。⁸⁷ 林班の沢の東の山地からこの沢の上流を通り、この層準の凝灰岩があるらしく、転石が僅かながらその本流及び東向小沢のうちのあるものに見られる。そして、その層準は岳ノ口沢と寿沢落合の下流約 60 m の *Mortoniceras* (*Pervinquieria*) *immii* (YABE et SHIMIZU)〔第Ⅸ 図版第 1 図 a 及び b〕の産出層準よりは下位にくる。

この地域から北方には本岩層は富良野盆地の西を縁どつてほとんど図幅の北端に達するあたりまでその分布が知られているが、このような層準も化石

註 28) 田中啓策氏談。

29) 橋本誠二： 1941. 前出。

も発見されていない。これは分布しないのか或は露出が十分でないためか、たまたま断層のためにこの層準が失われているのか不明である。もとより、黒森附近における〔My₁〕層の存在は転石から予想されたもので、黒森沢に入つて調査はしていないのである。

夕張山脈西側では本層はつねに函を作り、しかも滑り易くて通過に不自由な地形を作るのを特徴としている。

(ハ) 近藤山砂岩層〔My₃〕

1936. 近藤山砂岩層 橋本 頁155)

模式地は馬内川と咲別川の間にある近藤山附近。

岩相は主として砂岩からなり、下位層に砂岩を増し整合漸移する。したがつて砂岩の著しくなるところから本層に入れる。砂岩は帯青灰色中粒程度のもが多く、下部では黒灰色頁岩と互層するが中部以上は厚い板状または塊状であり、山部川上流(岳ノ口沢)横谷部では石灰質の部分があつて、何か生物遺体らしいものが見られる。

模式地からの西南延長部は丁度本図幅の西北隅をはずれるあたりにくるようである。

富良野盆地の西を縁取る中部蝦夷層群の上部には本層準が出現する。すなわち北から、11線沢農耕地の終りのところ、14線沢黒森径路分岐点農家の北の崖、御茶岳沢入口附近のもの等がこれである。山部川低地の中に481m標高点の山を作り、峰泊沢、熊居沢、岳ノ口沢の横谷に露出する砂岩もこれに属す。富良野盆地の東方では、オンコの沢中流に1向斜及び1背斜を作り、向斜部の延長はオンコの沢の西に沢と平行する山陵を作り、486m標高点を頂く。標高点の北2本目の谷頭に近い、大学演習林中間林道沿いの露出から肥田昇³⁰⁾は始めて *Acanthoceras* cfr. *asiatica* JIMBO その他の産出を報じた。その産出化石表は脚註に示したようであり、後記西達布川落合下流空知川右岸の化石産地とともにこの方面の地層対比に大きな手掛りを与えた。今次の調査において相当多くの種類のある暗灰色細粒砂岩であることがわかつた。風化したところは軟かく、殻は溶かされて型だけが残っているが、この方が殻

の残っているものよりかえつて良く種類が鑑定できた。

Baculites sp.

Grammatodon sachalinensis SCHMIDT

Gram. spp.

Exogyra sp.

Ostrea sp. (*Gryphaea*?)

Trigonia hokkaidoana YEHARA

Tr. sp.

Pecten (*Cyncyclonema*?) *obovatus* STOLICZKA

Neithea sp.

その他に *Nerinea* か *Turritella* と思われる形のものが 2 種, *Brachiopoda* 1 種, *Annerida* らしいもの 1 種が認められた。特に多いのは *Grammatodon* である。

この化石要素は幾春別の三角介砂岩層のそれである。

iii) 上部蝦夷層群〔Uy〕

(イ) 下金山頁岩層〔Uy₁〕

模式地 西達布川落合下流約 300 m の地点から西達川に入り、流紋岩の出現するまでと、空知川は下金山橋まで。

岩質は 中部蝦夷層群中部の 泥岩相と 区別できない 暗灰色塊状泥岩を主とし、これに時に砂岩を僅かに挟在する部分や、泥岩の板状となる部分等が認められる。もし化石が出なかつたら両者の区別はつけ難いものであろう。

註 30) 肥田 昇: 1944. 前出。

Acanthoceras cfr. *asiatica* JIMBO

Scaphites? sp.

Grammatodon sachalinensis (SCHMIDT)

Parallerodon sp.

cfr. *Cucullaea ezoensis* YABE et NAGAO

Lima sp.

Gastropoda gen. et sp. indet.

Annelida gen. et sp. indet.

その産出化石は大体 Turonian 期を示し、方々で佐久層と言われている部分に当るのであるが、当地の岩相は幾春別の狭義の Yezoites 層下部、すなわち長尾巧、斎藤林次、松本達郎^{註31)}の III-I に相当する型のもとと見做される。

化石帯と岩相とを考慮に入れて西達布川附近の構造を解釈してみると、西達布川落合下流空知川右岸の砂岩に富み *Inoceramus incertus* JIMBO を産する地層は小さなドームを作り、その西の *Mesopuzosia pacifica* MATUMOTO (MS.) を産する泥岩層の西に向斜軸があり、南は下金山橋の西へ、北は砂金の沢の中に追跡される。ドームの東では西達布川の橋附近で向斜して西達布川の最初の曲りの手前に含砂岩部を出現させるが、すぐに背斜して東山街道の西達布川の第一の橋のところとその軸部を見せ、再び黑色泥岩からなる向斜部となり、その軸部は、橋とその上流の河の曲り目との間にくる。河の曲り目附近の地層は北に追跡されて第二番目の橋の上流右岸の *Inoceramus hobetsensis* NAGAO et MATUMOTO の産地に連なる。〔断面 C—D の東部参照〕露出する地層は厚さにして約 400 m 近いものと推算される。

化石産地と産出種はつぎのようである。

西達布川川口よりの第二、第三橋間

Uncoiled Ammonite gen. et sp. indet.

Inoceramus hobetsensis NAGAO et MATUMOTO

西達布川支流砂金の沢

Ammonite gen. et sp. indet.

西達布川落合下流約 300 m, 空知川右岸^{註 31)}

註 31) 肥田 昇： 1944. 前出 に記すところは次のごとし。

Puzosia japonica YABE

Puz. planulatiforme (JIMBO)

Acanthoceras? sp.

Phylloceras cfr. *ramosum* MEEK

Paragaudryceras tenuiliratum (YABE)?

Hamites sp.

Ammonite gen. et sp. indet.

Inoceramus naumanni YOKOYAMA

Mesopuzosia yubarensis (JIMBO)

Mesop. pacifica MATUMOTO (MS.)^{註 32)}

Inoceramus incertus JIMBO

下金山橋の下，上流及び下流（九大 Loc. 301 a—301 f）

Mesopuzosia yubarensis (JIMBO)

Mesop. pacifica MATUMOTO (MS.)

Pseudaspidoceras sorachiense MATUMOTO et HASHIMOTO (MS.)

〔第 VIII 図版及び第 IX 図版第 1 図〕

Baculites sp.

Inoceramus hobetsensis NAGAO et MATUMOTO

Inoc. incertus JIMBO

下金山市街地東旧街道橋跡左岸〔地質図では国道の橋になつている〕

Inoceramus sp. fragments

(3) 新第三系

i) 金山挾炭層 [Kb]

1911. 第三紀層 山根新次¹⁵⁵⁾

1931. 金山挾炭層 村田析¹⁵⁶⁾

1936. 鳩ノ沢挾炭層 橋本亘¹⁵⁷⁾

模式地は十梨別川と森田の沢落合からそれぞれ 2~4 m 上流の二地の間。

模式地は山根新次の調査後，村田析により精査され金山挾炭層と呼ばれた。その地質時代は上床国夫の採集中に *Salvinia* cfr. *formosa* HEER を認め長尾巧¹⁵⁸⁾ は古第三系のものならんとした。しかし，そのものは一度は大石三郎，藤岡一男により *Salvinia formosa* HEER とも見做された¹⁵⁹⁾ が，その後精しく検討された結果，その差異が明らかとなり，*Salvinia pseudoformosa* OISHI et HUZIOKA¹⁴⁰⁾ と訂正され，同一種を出す雨龍郡昭和炭鈹の小平統，天塩郡上幌延^{カニノツノベ}の幌延挾炭層とともに中新世のものであるとされた¹⁴¹⁾。

その後同区域の炭鈹開発に伴ない稲井信雄の精査が行われた。挾炭層の直

註 32) *Mesopuzosia* n. gen. 及び *pacifica* n. sp. 松本達郎教授よりの私信に従う。

・ 33) 稲井信雄： 1949. 前出。

接の延長部は地形図の精密再調査が行われないと本国幅内に入るか入らないかという位置にくるが、その北方に当り山根新次の調査した挾炭層がある。現在ではほとんど全く露出がないと言つてもよく、稼行されたズリや坑口も認められない。ただ僅かの流炭を見るにすぎなく、岩相の様子は山根新次に従つて述べるよりいたし方がない。

位置は山部川支流熊の沢（または熊居沢）の滝の 200 m 上流及び更に 250 m 上流に炭層露頭を有し、後者は化石を蔵する砂岩の上位の砂質頁岩中に、前者は頁岩中にある。全般的には砂岩頁岩のやや厚い互層で、砂岩は灰色または暗灰緑色で、細粒堅実で種属不明の二枚介を有するも、保存不良で鑑定に耐えず。転石中に *Nucula?* 及び *Cardium?* と他に巻介を認めたと記す。その走向はほぼ南北で西方 50° の傾斜と言われる。

北方では富良野町奥御料の西側に見られるもので、主として黒灰色塊状泥岩からなる。新鮮面では中部及び上部蝦夷層群のものの一見区別し難いが、この方が少しく堅さが足りなく、かつ風化面が褐色を帯びるので区別できる。筆者が鳩の沢挾炭層と呼んだものの上部を構成することは確かであるが、その後埋蔵炭量調査に当り調査したが、その構造は明らかにされなかつた。^{註 34)}

本層は先に記した化石から広義川端層群の下部、滝の上層に対比されるであろう。

ii) ^{コガネ}黄金の漂砂礫凝灰岩層〔Tk〕

模式地 ^{コガネ}黄金の沢鉄道路切から開拓道路を約 1,500 m 入つて、道路が南岸に渡り崖に上るところの切崩し。

露出地の下部は固結しない砂礫層で変成岩礫を有し、その上に砂岩や粘土層、更にその上に粗い石英安山岩または安山岩質と見られる浮石を有する白^{註 35)}い凝灰岩が重なり、萌黄色や桃色の薄い粘土を挾在し、一見段丘堆積物に見える地層があつて、若い段丘礫層に不整合に覆われている。走向は $40^\circ W$ 傾

註 34) 橋本 亘、為口和己： 1951. 富良野西部地質調査結果報告書。札幌通産局石炭部

35) 鈴木醇教授の御鑑定によれば紫蘇輝石を有し石英安山岩質浮石である。

斜は NE 7° あるいは走向 35°E 傾斜 9°SE 等が測られる。

本層の占める高さ、その構成内容から考える時には、流紋岩流走前の起伏の上であり、流紋岩噴出時期の抛出物を有すると見做すことが妥当であろう。すなわち本域内の流紋岩中にはこのような岩質のものを見ないが、富良野川大曲附近の凝灰質礫層中に拳大の礫として発見され、十勝岳の基底流紋岩の一つとして多田文男、津屋弘達¹⁴²⁾により記載された輝石角閃石流紋岩が紫蘇輝石を有し、組成的にも産状的にも良く似ている。流紋岩の噴出時期に関しては、十勝岳火山壘の基底を成すものが同一時期の噴出であるならば、然別沼方面の観察¹⁴³⁾から池田層の堆積後期のものと考えられる。

然別沼方面では、流紋岩の下部は浮石質凝灰岩で、ところにより花崗岩の直径 30 cm を超える大福餅形の礫を混える河床礫を基底部に有し、その内には、例えば然別第二発電所基礎工事部に見られたような 2 m 角にも達する粘板岩塊等を散在する部分もあつて、“古生層”上に不整合に重なっている。

西達布川砂金の沢に発見された“神居古潭変成岩”の巨礫（時に 150 cm に達するものあり）から考察するに、その沢は流紋岩地域のみを流れ、その上に礫層を見ないで麓郷面が発達していることから、流紋岩噴出前の古空知川（あるいは古十梨別川）は老節布の方に流れていた可能性を示す礫層を流紋岩基底部に有するであろうことは想像に難くない。

以上の理由から、古い段丘堆積物のように見える本層を滝川層堆積の後期位のものとして推定する。

(4) 第四系

(イ) 夕張山脈上の巨礫について〔地質図上に示さず〕

夕張山脈に西側から登つて行くとすぐ気をつくことは、どこでも平坦に近い沢が、急に大きな滝あるいは小滝の連続部を経て高度を変えると、その上のところに大は数米角の四角張つた巨礫の累積部があつて、その上に滝が連続しており、あるいは滝様の急流部ともいうところがあることである。その部分を越えると再び沢は平坦になる。そこは一つの平坦面の中に少しく若返つた谷で、この平坦面が 3 段ほど認められる。この巨礫以外に平坦面上には

わりに雑然とした礫層や粘土層が認められる。

芦別川上流の二股の上のところでは、この巨礫を含む礫層が相当広い面積に丘陵を成しており、芦別岳に発する川はこの上に融雪期にでも流れるであろうところの浅い沢形のみを残し全く伏流している。そして礫層の末端部から突然噴出して来る。したがって水量の多少は決してその沢の長短を意味しない。地形図の誤りに加えるに湧水のための本支流の誤推、藪の中の沢形の探査等のため予想外に日数を消費し、しかもこの附近の地形を十分明らかにできなかつたほどである。

礫は慈芦別川上流ではほとんど〔Sr₂〕に属する諸岩であるが、南方では若干変成したものが見られる。準平原面遺物と考えられるところに、残丘部に見られる岩石の巨礫を含む礫層が残っているので、その原因は準平原面形成後その残丘部に行われた侵蝕の結果であることは明らかである。日高山脈において1,400~1,600 mにその下底が認められる氷蝕地形と平坦面の関係を見ると、1,400~1,700 mに達する当域の残丘部も日高氷期において雪線高度かあるいはそれに近いところにあつたことは十分考え得られるので、一応この時期の産物ではないかと思われるであろう。

もとより当域においては氷蝕地形の明瞭なものは知られていない。芦別岳頂上西南御花畑下の地形は一見ごく貧弱な圈谷を思わせるが、よく調べてみると、底部にある池と森田の沢々頭との間にある高まりは堆石丘ではなく、地層の侵蝕差による高まりのようで、その原形が羊群岩的なものと考え得られるか疑わしい点もあるようである。〔第Ⅲ図版第2図参照〕

(四) 三区礫層及び最高位段丘礫層〔Qt₁〕

1936. 三区礫層 橋本 頁140

富良野盆地西側北部において確かめられたところによれば高度500 mぐらゐまでに達するところから下に向つて300 m近くまで見られる。分布している地形を見ると、著しく解析された扇状地堆積物と見られる。

山部川支流熊居沢から山部川支流峰泊沢の支流82林班の沢に越えるところにも図示してないが礫を有する小平坦面が認められ、峰泊沢から26線の奥

にかけての台地の上のものとともにこの附近の 500 m に近い平坦面を切つた川の産物と認められる。

下金山附近では 330~340 m の高さに礫層が見られ、西達布川の南では 717~607 m 分水嶺から供給された崖錐を伴うが、東山の南の台地は明らかに下金山から金山の間の旧街道の通つた台地上に連なり北は老節布の 325 m 標高点の台に連なる。そこでは流紋岩の風化成生物とは思われない土壤がある。これらは麓郷面上に生じた河川系の産物であつて、この時期の老節布の北の先行性の部分を経て、平沢—麓郷—布礼別に通じていたと推定されることは地形の項にのべた。

(v) 鯨岡礫層及び中位段丘礫層

1936. 鯨岡礫層 橋本 亘¹⁴⁵⁾

1952. T₁ 中野 尊 正¹⁴⁶⁾

富良野盆地南端部に始り盆地の西を縁どつている解析された礫層がある。21 線沢に見るように山麓の谷の中に入り込んで面を残している。

これは明らかに富良野盆地形成後の堆積物で、下金山~東山の 280 m~320 m の礫層を生じた川は、富良野盆地形成後の争奪で、この礫層を堆積した時期には既に富良野盆地に通じていたものである。

山部川右岸において富良野盆地形成後で、かつ広く盆地を埋める緩傾斜の扇状地堆積物より古い地形を示すので本層に入れたものは山部川の右岸に高い崖を成して露出する。これは山根新次¹⁴⁷⁾も記すようにほぼ十米に達する褐色粘土層でその内に砂岩等の角礫を有する。一方、下金山において中野尊正が段丘の時代決定に“北海道ローム”を利用し、富良野盆地内の扇状地堆積物は“水中ローム”を有するが故に下金山の T₂ 段丘はその下に位すると推定しているが、この粘土がその水中ロームに相当するものならば 25 線沢右岸の台地の礫層を 26 線の奥に追跡するまでは正しいが、そこから先で二つの異なつたものを同一視していたのかもしれない。論文入手が野外調査終了後のことで、今後の調査に俟つべく、この点を明らかにしておく。

註 36) 橋本 亘, 為口和己: 1951. 前出。

(ニ) 下金山段丘礫層〔Qt₃〕

1952. T₂ 中野尊正^{146a)}

模式地は下金山駅附近の段丘を作る礫層で、中野尊正によれば“北海道ローム”を被っている。空知川峡谷部を通つて下流に追跡され山部方面に到る。富良野盆地内では大学演習林の第一苗圃の台地がこれに相当するものと思われる。

中野尊正は金山ペディメント内の“T₂”即ち本礫層中に花崗岩の酸化帯を有しない巨礫を認め、日高氷期との関連性を考えており、氷期を Würm 氷期と考えている。

(ホ) 山部扇状地堆積物〔Qt₄〕

富良野盆地西部山地から供給された材料から成り、盆地南部に大きな扇状地を造る。その“ローム”は T₂ プロパーのものと異なる堆積状況を示し水成と考えるのが適当ならんと中野尊正は観察している。^{註 37)}

なお、これに対比されるような小さな扇状地あるいは錐状のものは麓郷台地下に狭くところどころに見られる。

(ハ) 低位段丘堆積物〔Qt₅〕

1952. T₃ 中野尊正^{146b)}

空知川の兩岸に部分的に低い段丘が見られる。本堆積物中には“ローム”が認められないと中野尊正は記す。その代表的に大きいものを図示しておいた。また“T₃”は上流部においては“T₂”に収斂するといわれる。

(ニ) 河床礫、氾濫原堆積物等〔Qt₆〕

空知川周囲に広く見られるもので、特に記すことは無い。図幅中央北限附近では泥炭地を認める。

(イ) 火山灰〔図示せず〕

図幅のほとんど全域を覆つて火山灰を見る。その供給源は常識的に西方に求められるものとする。

註 37) 中野尊正氏よりの私信による。

38) 中野尊正氏よりの私信による。

B 火 成 岩

a 概 説

本図幅内に見られる火成岩を超塩基性岩，それに伴なう優白岩々脈，塩基性岩類，中性岩類，酸性岩類に大別して図示した。それらに含まれる各種の岩石を記述する。

b 各 説

(1) 超鹽基性岩類〔Sp〕

(i) 蛇 紋 岩〔Serpentine〕

肉眼的には黒緑色，濃緑色，草色をした均質でスペッコイ感じをしたものと，絹布石の1.5×2mmほどのものが板温石の中に偽斑状構造をして見出されるものとある。そのような場合は普通絹布石の量は蛇紋石に対し1/3程度である。

鏡下では蛇紋石中に種々の鉱物が見られる。温石綿，クローム尖晶石，クローム鉄鉱，一部赤鉄鉱に変化した磁鉄鉱，白チタン石に変じたチタン鉄鉱の他に割目を填めて氷滑石，菱苦土鉱，方解石等が見られる。

蛇紋化作用の低いところを見ると，塊状に大きな迸入を示す岩体では，特に山部石綿地域では，頑火石，異剝石，橄欖石が見られ，その原岩が頑火石橄欖岩であることを示している。

二，三の土地においては橄欖石玄武岩から変化したようなものも見受けられる。馬内川上流において曾て筆者¹⁴⁰⁾が蛇紋化せる集塊岩？として示したものがそれである。森田の沢支流滝の沢二股上流左岸において橋本誠二^{註 39)}が記した蛇紋岩も外見はこれに近い。その産出状況は果してその場所を買ぬているか疑わしいふしもあるので，その位置のみ記す。

下富良野岳(1,331.1 m)の北では優白岩の間に細長く図に示したような位置に蛇紋岩が出るが，これは優白岩を買ぬいたものではなく，二次的にこのような出方を示すに至つたものらしい。なお，この東側に出る蛇紋岩は青崩れをもとにしてその分布を示したもので，実際にはその下に覆われてその他の地層があることも一応疑われる。

註 39) 橋本誠二： 1941. 前出。

本岩貫入の時期に関しては、本域では芦別岳輝緑凝灰岩層〔Sr₂〕を貫ぬいており、本岩に伴なう優白岩類が中部蝦夷層群中部までを貫ぬいているだけである。そして川端層堆積後の構造運動には先だつている。

従来大塊を成すこの種の蛇紋岩の侵入は白堊系直上の構造運動〔Epi-Cretaceous Orogeny〕に伴なつたもの¹⁵⁰⁾とか、あるいは第三紀初期の構造運動に伴なつたもの¹⁵¹⁾とか考えられている。最近の資料によれば、石狩統中の石炭層の無機成分中に白金屬が検出されるのは夕張挾炭層以上であることが明らかにされてきた¹⁵²⁾ので、後に応用地質の項にも記すように、砂白金の母岩と見做されている本域の蛇紋岩は恐らくそのころになつて地表に露白せしめられるに至つたものであろう。しかして石狩統の堆積状態から推して、蛇紋岩の侵入は少くも石狩統堆積前の構造運動と言える。一方、当域南方に連なる占冠炭田シユカツフにおいては *Inoceramus concentricus costatus* NAGAO et MATU-MOTO, *Inoceramus incertus* JIMBO を産する地層を貫ぬくことが知られている¹⁵³⁾。また蛇紋岩に伴なう優白岩の貫ぬいている最も若い地層も本域の西北註 40)に当る野花南の丸山においては“上部菊石層”といわれる。当域においては *Inoc. incertus* JIMBO を産する地層〔U_{y1}〕までしか見られないが、当域の西に連なる夕張地方の白堊系では、この層準以上が整合する厚い海侵的堆積物で最後の函淵層において海退期を示すことは古くから知られている¹⁵⁴⁾。よつて当域の塊状をなす蛇紋岩の進入期は、従来どおり蝦夷層群堆積後で、石狩層群堆積前の構造運動に伴なつたものと考えて差支えない。

なお本地域の蛇紋岩については、応用地質石綿の項に示す多くの文献に精しい。それに知られるように本域有用鉍産物に最も関係深い火成岩である。

(四) 輝岩〔Pyroxynite〕

馬内川中流において奈英川チャート層〔Sr₈〕を貫ぬきこれに変質を与えている。ちょうど本図幅に入つたばかりのところ川を左右兩岸において見られるのであるが、今次調査に当つてはあいにくと林道開鑿中で、よく見られ

註 40) 高橋英太郎： 1937. 前出。

41) 橋本 亘： 1935. 前出。

なかつたが、昭和7年^{註41)}の観察では、馬内川左岸では20 cmに満たない露出で、両側10 cmぐらいつつに接触変質を与えているが、右岸のものはちょうど銅山の坑口のために見られなく、坑口附近に落ちている岩片から察すれば少くも40 cm以上はあると思われた。鏡下では輝石の小結晶がほとんどで、稀に長石の小さい長い結晶が見られ、方解石や不透明鉄物がある。

この岩脈があつたと思われる附近の空知層群中には層間には硫化鉄鉱の小塊^{註42)}を見るし、今次調査では接触変質により生じた柘榴石を得た。

(2) 超強基性岩類に伴なう優白岩類〔Lc〕

蛇紋岩の母岩漿から分化して生じたと考えられる諸岩で、トロンニエム岩、曹長斑岩、石英曹長岩等と名付けられるものが知られる他に、捕獲岩様の産状を示すロゼン岩も知られている。

(i) トロンニエム岩〔Trondhjemite〕

馬内川、同支流二股沢上流、23~24林班界の沢、咲別川支流耳順沢に見られる他、下富良野岳に源を發する諸川に転石が見られる。富良野盆地の東では布部の小黑瀬沢のものはほとんど本岩であるし、野沢鉱山登山路、岸の沢入口、大学演習林第一苗圃（樹木園）から境界林道を旧空知川ぶちに出たところのもの等もまたそうである。そこから南の優白岩の広く分布するところでは、見晴沢、再生林ノ沢、桂ノ沢とその南の小沢等に露出または転石として知られる。

肉眼的には灰白色、風化すればやや褐色を帯びる堅緻な岩石で、風化面及び水磨面では自形長石の集團から成るのがよくわかる。これに極少量の石英と針状に見える有色鉄物がごく僅かある。

鏡下では完晶質で、その長石は極めて正確に卓子状結晶をなし1~1.5 mmの幅と1.5~3 mmの長さの斑晶と細粒として出るものとあり、アルバイト式双状または累帯構造を示す。山部石綿産地方面の輝緑凝灰岩を貫ぬくものには融蝕も認められる。An 30 ±でOligoclase-Andesineに属するものである。新鮮な時には包裹物を含み、絹雲母化作用の著しい部分もある。石英は時に1 mmにも達するが、殆どが細粒を成し、斑晶間に、特に斜長石の周辺に集る。大形のものも稀に正確な結晶となるが、多くは不規則な外形を示し、波状消光や二軸性を示すものも少くない。有色鉄物としては緑泥石最も多く、

註 42) 鈴木醇教授鑑定。

他に角閃石もある。磁鉄鉱、葡萄石、方解石等も認められる。

馬内川のは鈴木醇¹⁵⁵⁾により雨籠のものとともに トロン=エム岩として始めて紹介されたものである。桂の沢、見晴沢には斑状構造を示し本岩の変種かあるいは斜長石のいかんでは次記の曹長岩類に属するようなものも見られる。

(四) 曹長斑岩 [Albitophyre]

布部滝の沢、小黑瀬沢、野沢鉦山、演習林第一苗圃の北などに見られる斑状構造を示すものである。上に記した桂の沢、見晴沢の斑状構造の岩石はトロン=エム岩とひとつづきの岩体を成すようにも見られるので、その一変種かも知れないが、斜長石が十分調べられていない。

一般に肉眼では多少緑色を帯びた灰色または灰白色の緻密な岩石で、いずれも不完全な微文象構造を示す。

自形の曹長石が斑晶の殆どで、斜長石及び石英から成る石基中にあり、炭酸塩化作用を受けている。絹雲母、緑泥石が見られる。稀に黒雲母も見られる。滝の沢には曹長石のみから成るものが輝緑岩中に認められる。

(五) 石英曹長岩 [Quartz Albitite]

灰白色の緻密な岩石で、下富良野岳、布部滝の沢等のものがこれである。桂の沢、見晴沢にも見られる。

曹長石の微晶とその間を埋めて他形の石英が存在する石基中に曹長石及び石英の斑晶が見られる。なお石基中に葉状の絹雲母がある。

(六) ロヂン岩 [Rodingite]

^{註 43)}
肥田昇によれば、野沢鉦山採掘事務所附近から捕獲岩様の産状を呈し本岩が発見されたという。

その外観は灰白色緻密で部分的に灰紫色を呈し、鏡下では灰礬石榴石の細粒の間にベスブ石が含まれ、両者の間に氷滑石が発達している。

(3) 鹽基性岩類 [Db]

肉眼的には暗緑色から灰緑色まで、均質に見えるものから斑晶の見えるもの、熔岩や岩脈と種々の外見や産状のものがある。

註 43) 肥田 昇: 1944. 前出。

(イ) 枕状熔岩 (地質図上にては〔Sr₂〕と区別せず) (Pillow Lava)

本域内の枕状熔岩の産地、産状、外観はすでに芦別岳輝緑凝灰岩〔Sr₂〕の項に示した。その岩石学的研究は鈴木醇教授にお願いしてある。同教授^{15c)}によれば図幅南限に近い下金山産のものは、輝緑岩質岩石中の細い間隙に沿って石英、曹長石、エヂル輝石の発達が見られ、岩石固結後も引きつづいて支えられた後火山作用による曹達に富む溶液の影響により、輝緑岩がいわゆるスピライト質岩化したことを示すものであろうとされる。

すでに記したように、枕状の産状を示すのは熔岩の一部であつて、他の大部分は暗緑色緻密の玄武岩様の外観を示し、岩脈を成す斜長石斑晶の著しいものとは野外調査でも区別され、これが〔Sr₂〕部層中に占める割合ははなはだ大きい。

(ロ) 普通輝緑岩 (Normal Diabase)

岩脈として産し、外観緑色～灰緑色を呈し、山部石綿産地では布部滝の沢、大学演習林第一苗圃の北等に見られる。その他芦別岳輝緑凝灰岩層〔Sr₂〕の中に集塊岩状を示すものうち等にも知られ、該層を通る沢には転石が多く認められる。

鏡下では完晶質で輝緑岩構造を示し、斜長石は曹灰長石～中性長石で輝石は普通輝石である。緑泥石及び橄欖石をも有する。第一苗圃北のものは緑泥石中に陽起石を認める。滝の沢では岩体の一部に蛇紋岩化しているところがあるのが認められる。

また山部鉦山第二採礦場より上流左岸のものは角閃石及び橄欖石を有している。布部滝の沢では方解石、曹長石及び緑簾石から成る細脈に貫ぬかれているものもある。

(ハ) 石英輝緑岩 (Quartz Diabase)

布部東方築紫岳を作る灰緑色の岩石で、東麓のものは輝緑岩構造明らかで部分的に著しく微文像構造が見られるが、頂上のものは細粒である。

鏡下では曹灰長石が大部分で石英、緑泥石、角閃石、黒雲母、磁鉄鉱が認められる。

輝緑岩類噴出の時期は芦別岳輝緑凝灰岩層〔Sr₂〕と同時期の熔岩流のほか、岩脈を成すものは恐らく中部蝦夷層群堆積前と見做されよう。しかし、なお十梨別川支流森田の沢において中部蝦夷層群をぬいているものがあるら

しいから、将来の比較研究を要する。

(4) 中性岩類 [An]

安山岩 [Andesite] の小さな岩脈が肥田昇^{註 44)}により 山部の東南から知られている。

鏡下では半晶質で、時に流状構造を成す石基中に曹灰長石、角閃石と、それから変化した緑泥石、輝石等が認められる。時代未詳。

空知層群上部層群中の硬砂岩及び同礫質部には玢岩の岩片が認められる。下部及び中部蝦夷層群の砂岩や礫岩中にも安山岩々片は認められる。

(5) 酸性岩類 [Lp]

本岩には岩床状の産状を示すものと熔岩流様を示すものとある。

(イ) 流紋岩岩床 [Liparite Sheet]

肥田昇^{註 45)}によれば、山部東方演習林鳥居沢林道をオンコの沢に下りたところの下流において、中部蝦夷層群中部に岩床状に産する一見砂岩様に見える灰白色の岩石である。

鏡下では玻璃質石基の中に石英及び中性長石が黒雲母、磁鉄鉱を伴なつて見られる。その貫入時期は未詳。

(ロ) 流紋岩熔岩 [Liparite Lava]

灰白色粗鬆な岩石で、鯨岡～海鼠山方面、東山等では板状節理が著しい。布礼別川の一部では黒褐色玻璃質のレンズが流状構造を示す。

鏡下では最も多いものは自形の斜長石で、An 34~40 ほどで、ついで自形または半自形の石英、下つて黒雲母、それに極少量の角閃石が斑晶をなして流状構造の玻璃質石基の内に認められる。

本域のほとんど 1/4 以上を占める広大な地域を覆い、富良野盆地西方では北方に鯨岡の丘陵を作り、盆地東方の台地を覆い十勝岳火山壘の基盤を成す。その噴出の時期は地形並びに地質の項に示したように恐らく滝川層の堆積のある時期に対比されるであろう。

(ハ) 酸性凝灰岩 [Acidic Tuff]

空知層群中の 珪質岩中には 白色の酸性凝灰岩がいろいろの層準に知られ

註 44) 肥田 昇: 1944. 前出。

45) 肥田 昇: 1944. 前出。

ており、それは各地層の項に記したとおりで〔Sr₃〕,〔Sr₄〕,〔Sr₈〕に多いが、〔Sr₉〕の下部にも極く薄いものが見られる。下部蝦夷層群の富岡砂岩層〔Ly₁〕も大立目謙一郎によれば流紋岩起因であるという。中部蝦夷層群の下部に近く〔My₂〕にも酸性凝灰岩の層準がある。

C 地質構造及び地史の考察（断面参照）

本域を通覧するに、富良野盆地という若い構造とその形成期を除いて基盤構造を見ると、中部蝦夷層群堆積前の構造と、川端層堆積後の構造のあるのに気がつく。特に後者は著しく、本域を南北に、更にいくつかの構造単位に分けている。なお精しくそれを見れば、この時期の背斜、向斜の生じた位置についても既に前者の影響していることを知る。

川端層堆積後～準平原面形成前の構造を大別すると次のようである。

(1) 芦別—登川向斜東翼部

矢部長克¹⁵⁾が石狩炭田大構造の研究に当り認められた構造単位の東の翼部は、本図幅西北隅から西側に沿つて狭い区域に見られ、空知層群上部から上の地層がおおむね整然と直立または逆転して重なりあつている。北部では中部蝦夷層群の不整合下の構造が窺われる。南方では夕張岳衝上断層に近づけば小褶曲、断層が多く構造錯雑としてくる。そこでは中部蝦夷層群基底層は空知層群〔Sr₉〕の最上部層に重なる。

(2) 夕張岳衝上片

夕張山脈の西側の高いところを限るようやや西に出た弓形をなした断層が前述の向斜部の東を限つている。慈芦別川支流上流、主夕張川上流、同支流四段滝の沢本流及び支流（金山越えの沢）等で見ると、北では70°ぐらい東に傾くようであるが、南では直立に近い東傾斜と思われる程度の衝上断層である。

この東に来るものは主として空知層群下部から構成される地域で、おおむね一つの大きな背斜を成すものと考えられる。北部では背斜軸部に近いと思われるあたりに衝上断層があり、東の衝上片には蛇紋岩の大塊とこれに伴な

う優白岩々脈が貫ぬいている。しかし南では蛇紋岩の小露出が知られるだけであるが、その東には次に記す芦別岳衝上片の西方移行に当り押出されたような鉢盛岳衝上片を有する。

(3) 芦別岳衝上片

芦別岳を中心として西に弓を張つたように芦別山塊の高所の大部分の西を限る芦別岳衝上断層を以て夕張岳衝上片の上のしかかっている部分で、北半はその上部構造を示し複雑に断層で切られているが、その北の方では下部蝦夷層群以上は小さく2個以上の褶曲を示すが、東半部を見ると、北に沈む幅の広い緩い背斜を斜に切つて東ほど下部が出ている形であろう。その南の方では御茶岳附近に背斜軸があり、東の翼部が主体となつている。

芦別岳を中心とする地域は比較的緩やかに大きな褶曲をしており、その軸部は芦別岳附近にあるもののようである。したがつて、その東翼部が主体となつている。ユーフレ沢、21線沢は多くの走向断層により構造は錯雑としてゐるが、25線沢ではこの背斜の東翼部がよく見られる。

森田の沢上流部では西翼に断層を伴つて1背斜が見られるが、これがこの衝上片の主体をなす背斜ではなく、本体はその西の1,434 m峰を作る珪質岩層との間に再び作ると見做される背斜であろう。

本衝上片の南部は25線沢砂岩層〔Sr₄〕の作る緩い背斜で、森田の沢の中には偽窓状部を有し、夕張岳の衝上片の東翼部が現われている。また、衝上の前面にこの移行に伴つて動かしたように見受けられる鉢盛岳衝上片がある。

森田の沢偽窓状部は、滝の沢における観察では本当の意味の衝上片下の窓ではなく、地質図上では地溝部のように見えるが、その構成地層は芦別岳の東麓を構成するものとは異なり、実際には地壘的な成因で本衝上片下の地層が出現したものと見做される。

以上の地塊の西を限る芦別岳衝上断層は御茶岳と極楽平の間の低地から北東には全く一直線に地形的にも明瞭な断層線があつて追跡容易であるが、その断層面は蛇紋岩の青クズレが谷間に押出してきているために観察できない

い。地形的な観察ではほとんど垂直のような印象を受ける。御茶岳から南方では芦別川上流北部まではこの線を追跡できるが、それから先は明瞭でない。芦別川左股の上流においては芦別岳の西南麓に一つの明瞭な地形的差異が、1,434 m 峰の方に向つている。森田の沢支流滝の沢では正断層に切られて25 線沢砂岩層が出現するが、その上流部には 30° ほどの緩傾斜で下部空知層群上部の〔Sr₃〕部層の硅質岩上に衝上している部分が正断層に接して残存している。

なお地質図に示してある各断層の性質から判断するに本衝上片を作る背斜は中央部が他に比して特にぬきんで膨れ出した形のもので、芦別岳輝緑凝灰岩層〔Sr₂〕の取る形を考えてみれば、それは恰も箱庭の富士山のような形をしていたものであつたと考察される。これが次に記すように山部川向斜部を越えて西方に移行してきた布部～十梨別背斜部の構造の頂部に相当すると考えられなければならないものである。

(4) 富良野衝上片

富良野盆地の西側を縁どつて南北に連なり山部川の谷に入る帯で、西は富良野衝上断層を以て限られ、主として中部蝦夷層群から成る。しかしこの帯の特徴は新第三紀挾炭層を伴う点にある。ユーフレ沢以北は東への単斜で地層整然としているが、それより南では多くの走向断層を有し、その間に新第三紀層を挟み込んでいるが、基盤をなす白堊系は向斜をなしていたであろうことが十分うかがえる。この部分を山部川向斜部と呼ぶ。

さて、この構造が正断層で落込んだ芦別岳衝上片の主体をなす背斜の東に続く向斜部であるか、それとも衝上断層で芦別岳衝上片の下から押し上つてきたところの、夕張岳衝上片の主体をなす背斜の東にあつて、芦別岳衝上片をなす背斜との中間にあつた向斜部であるかという問題がある。

今この構造の北部を見ると、中部蝦夷層群の分布は芦別岳衝上片上の背斜に伴つた同層群のとなつていたであろうところの分布や構造とは無関係で、むしろ夕張岳衝上片や芦別～登川向斜に近縁に見られる。また山部川向斜部の幅は中部蝦夷層群の全層厚にも及ばないところに向斜構造の模様を示し、

部分的ながら各層準が存在しており、衝上断層の集合のように見受けられる。

もしこれが芦別岳衝上片に属さないで、その下に在つたものであるならば、芦別岳衝上断層と山部川向斜部の東を限り空知層群の出現する断層を同一性質のものと見るときに、山部川向斜部内の各断層は全部、富良野断層を Sole Fault としてその上で東からつぎつぎに生じて西へ押し上つて行き積み重なつていつたものと解される。この見透しにしたがつてもとの向斜部を復元してみると、第Ⅱ図版に示すような雄大な向斜となる。そして東方のサンドウィッチ構造¹⁵⁸⁾もまた同じ性質の断層で一度に説明されることを知る。

(5) 布部～十梨別背斜 (第Ⅱ圖版)

富良野盆地の東側を縁どり主として芦別岳輝緑凝灰岩層から成る地帯で、北方布礼別川～布部川間で考えられる構造は狭い急な背斜であるが、山部東方石綿産地にくると、かなりゆつたりとしたドーム構造が見られ、その南では東翼部のみが見られ、西翼部は富良野構造盆地の中に失われている。図幅南限に近くなると芦別岳輝緑凝灰岩層〔 Sr_2 〕の間に向斜構造を示す下部蝦夷層群〔 Ly_1 及び Ly_2 〕をサンドウィッチ構造状に挟み込んでいて、富良野衝上片との間の関係が簡単なものではないことを示す。この構造はそのまま南方十梨別川の中にまで続いていくことが認められる。この背斜は一応芦別衝上片の根と見做し得ると思われるが、この東にある走向断層のために上部空知層群の岩相変化の様を比較できないために決定的なことが言えないのを遺憾とする。

(6) 下金山向斜部

前記背斜の東にあつて、その境は大きな走向正断層を以てし、東はまた断層を以て次の構造単位に接する落込んだ地域で、中部から北部にかけては西寄りに1向斜があり、中部にはオンコの沢～山東沢背斜とその東には上部蝦夷層群〔 Uy_1 〕の項に記したような2, 3の小褶曲から成る構造を有する下金山向斜(狭義)があるが、南部に来るとオンコの沢～山東沢背斜はその西翼部を失い、東翼は、下部蝦夷層群は小褶曲を示すが、中部蝦夷層群は割合単純に下金山向斜(狭義)を作っているものごとく見受けられる。

(7) 未確認舟底状部

東山市街地と熊の沢市街地（ちょうど本図幅東限を出たところで東山一幾寅一帯広街道と老節布からの道の交点）間の西達布川の南は露出悪く十分確かめ得なかつたが、一つの舟底状の構造があるらしい。それとその西の下金山二股沢の東の西傾斜単斜部との連絡し方が全く不明である。この部分は金山図幅の藤の沢内の調査が十分行われるまではこのままにしておくよりいたし方がない。

以上の構造単位を要約すれば、基本的には芦別～登川向斜の東に夕張岳衝上片となつた1背斜とその東に連なる山部川向斜部に続いて布部～十梨別背斜、下金山向斜と東部の未確認地域ということになる。それらが作り上げた複雑な構造を切つて新しく富良野盆地が生じているわけである。

さて先に述べた各単位は、いずれも川端層堆積後の運動によるもので、夕張山脈の準平原面のできる前のものであるが、そのうちにも新旧の順が認められ、富良野衝上のごとき、あるいは森田の沢の東西の断層のごときは明らかに芦別岳衝上片移行後のものである。そこで注意しなければならないことは、当域の川端層は下部の挾炭層のみで、上部の礫を主体とするものが見られないことである。

それから中部蝦夷層群堆積前に現在夕張岳衝上片になつている部分のあたりに既に古い背斜が存在していたことが、その不整合下に来る各地層の出現の規則性から推定できることと、下部蝦夷層群の砂岩中に結晶片岩々片が見られることである。

そこで地史の考察を述べる。

空知層群の堆積を始める前の地形及び基盤については現状においては考察し得ない。ただ空知層群の中には著しい不整合を認め得ないから、下部蝦夷層群中に発見される結晶片岩岩片を生じた造山運動の後に堆積を始めたものようである。それは地向斜的な堆積で硅質岩、輝緑凝灰岩、枕状熔岩等一応俱全というところであり、その厚さは1,700 mほどにはなるであろう。

つぎに酸性凝灰岩の噴出を見るところに陸上からの物質補供も著しくな

り、一部は非常に浅くなつたらしく粗悪炭があるようになってきた。しかし再び前と同じような状態となつたが今回は厚い硅質岩が主体となり輝緑凝灰岩及び枕状熔岩は少く、輝緑岩噴出の末期には安山岩も噴出するようになってきたことが硬砂岩の内容に知られる。その安山岩々片の間を埋めたり、砂岩に混じったり、あるいは単独で鱗状石灰岩を作つたりする鱗状構造の石灰粒が見られ海の浅さを示す。それらの核をなして珊瑚片、蘇虫類片、石灰藻片等が認められ、そのうちには時代の推定に役立つものがある。一般に空知層群の岩石には放散虫化石が豊富に発見される。

鱗状石灰岩を産する層準附近になると、白色硅岩のように見える酸性凝灰岩が見られる。そして堆積環境は次第に陸源のものを増してきて厚い硅質頁岩の堆積をするようになり遂には黒色頁岩に移り砂岩を交え、植物片を伴う厚い砂岩を堆積するに至り放散虫は姿を消してしまう。この時期には陸上においては既に前の造山運動の結果である結晶片岩を露出するに至つたし、パース石、微斜長石等から花崗岩質岩の露出も察せられる。これをもつて下部蝦夷層群に入つたものとする。上部空知層群もまた下部におとらず西部では1,400mほどもある厚い累層である。

これについては砂岩頁岩の薄互層から成るいわゆる“フレッシュ型”堆積物で、一般に化石に乏しいが、その間に丁度条件の良いところには高等有孔虫オルビトリナを始め特異な厚歯瓣鰓類、珊瑚、石灰藻等から成る礁を作つた。これらの古生物からその時代は Aptian 期と考えられている。この石灰岩を堆積するような暖かな浅海の折に場所によつては砂岩のかなり厚いものを堆積しているし、本域内では石灰岩の基底部にチャートの円礫を有するところもある。

この時期の終りに一つの地変があつて褶曲をし断層を生じている。そしてある期間陸化していたものと解される¹⁵⁹⁾。

今次の調査で明らかになつたこの不整合面の様子から見ると、先に筆者¹⁶⁰⁾が疑つておいたところの登川図幅¹⁶¹⁾内における清風山層と空知層群の間の関係は、やはりこのような不整合である可能性をますます増したようであ

る。

新たな海侵はほとんど平坦化したところに侵入して来て、先ず砂岩礫岩に始まり、ついで単調な暗灰色の泥岩相となり、時には板状を示したりするが、下部に酸性凝灰岩の層準を見せるだけで、当域では 1,400~1,600 m 主タ張川では 2,400 m 以上の厚い堆積を示す沈降が続くのである。この時期がその包蔵する菊石から大体 Albian 期~Cenomanian 期と考えられている。

再び海は浅くなり、場所によつては 400m にも達する砂岩層を堆積する。富良野盆地東方では三角介や菊石を産し、山部川上流には石灰質砂岩が見られる。岩相といい化石といい幾春別の三角介砂岩層に相当するもので、しかもこの上部には再び単調な泥岩相となり、一部に砂岩との互層部を有し、その産出化石は幾春別の Yezoites 帯の下部に相当する。これ等の時期が大体 Turonian 期に当る。

一般にこの四近においてはこの上には浦河海侵¹⁶²⁾と言われる Senonian 期の大海侵の単調な泥岩相が続き、その上に浅海期がつづいていわゆる“函淵層”が見られるのであるが、当域には見られない。これは堆積しなかつたのではなく、後の削剝の結果当域においては見られなくなつたのであることは、本域に隣接する金山市街地南のパンケヤーラ川落合の段丘上の礫層中に *Inoceramus sachalinensis* SOKOLOV, *Inoceramus schmidti* MICHAEL のついた砂岩片が発見されることから明らかである。^{註 46)}

白堊紀末または第三紀始めに再び地変が生じた。蛇紋岩はこの時期の進入と考えられる。

石狩炭田の研究から、同炭田形成期において当域は陸地であつたと見做されている。石狩統~幌内統間に褶曲運動があつたかは当域では不明である。始めて堆積を見るのは新第三系の挾炭層で、当域では明らかにされないが、前述の占冠炭田では傾斜した白堊系の構造に無関係に重なつている¹⁶³⁾。この白堊系構造の形成期を何処におくかということにはいろいろの考え方が可能であり、また論争されている。

註 46) 松本達郎，橋本亘採集。

当域の新第三系挟炭層は基底部の礫岩を除けば砂岩頁岩互層中に、膨縮常ならぬか、あるいは粗悪な炭層を介在し、上部は黒色頁岩を堆積していて、西方芦別地区の礫岩の厚層を有するいわゆる“川端層”とは対蹠的なものである。これは当域の複雑な構造を生じた運動がこの時に既に差動的に作用し始めてきていたものかとも疑われる。当域の褶曲は次いで顕著になり、先中部蝦夷層群地変により生じていた背斜を中核として、また、それが抵抗体となるためにその東にというように背斜を生じ、それらが次第に成長し、遂には西方に衝上するに至つた。特に東のものは両者の間の向斜部を越えて直接前面の背斜上に押上つていつた。後者の頂部は芦別岳となつているあたりにあつた。これらの各衝上片は続いて正断層により切られ、その後再び東から加えられた力で富良野衝上やそれに伴う山部川向斜の切截やサンドウィッチ構造等を生じ、その後正断層を生じた時期があり、下金山向斜部の框組や内部の断層等が生じたものである。石狩炭田の複雑な構造はこの時期の所産であろう。

次いで削剝されつづけ準平原面を形成すに至つた。この期間がおそらく追分層堆積期であろう。そしてその末期に上昇し、再び侵蝕が行われたところに流紋岩の噴出を見た。これが池田層末期に近い時期と見られるが、滝川層のどのあたりに対比されてよいか詳かでない。

この流紋岩の噴出後、この上に何段かの面が生じているが、現在本域に見られるものは麓郷台地の面で、その解析度は青木廉二郎、田山利三郎¹⁶⁴⁾の T または A 面のように見受けられる。

夕張山脈の上に見られる巨礫は一応氷期に結びつけられる可能性があるが、その時期をいずれの氷期に相当するものか判定することは当域のみにおいては不可能である。それらについては地形の項にすでに記した。

麓郷面形成後この上に水系を生じた時には空知川は富良野盆地の部分にはなくて、むしろ老節布—平沢—麓郷—布礼別と流れていた可能性が考えられる。その後富良野盆地を生じ水系は逆流や争奪を行い空知川は盆地内に入るし、布部川、布礼別川等も盆地内に注ぐように変つた。中野尊正¹⁶⁵⁾は

Würm 氷期をこの頃に考えているものようである。もしそうであるならば、この後に来る堆積物からが沖積世のものとなる。

そして当域の地表には広く降灰を見ている。

なお参考のために石狩炭田の地質構造の解釈及びその形成期の問題については主要な二、三の文献を挙げておく¹⁶⁶⁾。また近年調査されてきた日高造山運動の造構造史的解釈には“神居古潭帯”という名のもとに本域に關するところがあるので、その文献もまたここに示す¹⁶⁷⁾。

IV 応用地質

(1) 金、砂金及び砂白金

金鉱床としては北の峰鉱山と称せられたものが昭和8年頃に四線沢上流及び下富良野岳下に採金を目的として開坑探鉱したことがあるにとどまる。当時の坑口はなお残っている。探鉱されたところは優白岩地帯である。

砂金及び砂白金は現在稼行されているものはないが、空知川及びその支流には少量の砂金及び砂白金は発見される。往時はこれに稼行されたものごとく、砂金山、砂金沢、黄金^{コガネ}の沢、黄金^{オウゴン}の沢等の地名が残っており、最後の二つのうちのいずれかが石川貞治¹⁶⁸⁾ p. 131に見られる採金地であろう。大塚専一¹⁶⁹⁾の示した地図のサワサンサワ(サワキンサワの誤りか?)というのが黄金^{コガネ}の沢に当るらしい。その他砂金産地として、下金山二股沢中流、西達布川では東山より下流に2カ所、下山市街地下の中洲、シリケショマップ＝山東沢にしるしがつけられている。そして空知川本流産の砂金の分析値は次のようであつたと記す。

Au	88.45 %
Ag	7.55 %

大塚専一¹⁷⁰⁾、大井上義近¹⁷¹⁾は主夕張川上流に砂金を産すると記す。

砂白金に關しては空知郡富良野村産として次の分析値^{註 47)}が知られている¹⁷²⁾

註 47) 商工省鉱山局分析係分析。

ように富良野～金山附近は一応白金を産する地域として知られている。

Ir	54.13
Os	29.23
Pt	1.66
Pd	1.73
Rh	4.44
Cu	1.29
Fe	7.33
<hr/>	
Total	99.81

砂金及び砂白金はおそらく蛇紋岩それ自体の中に含まれていたものであるらしいと考えられている¹⁷³⁾。

(2) 辰 砂

大塚専一¹⁷⁴⁾は空知川本流の砂金に伴なつて辰砂の2分ぐらいのものが産することを記している。

筆者は1932年北の峰鉦山を訪ねた折、下富良野岳下の探鉦坑道から産した辰砂の塊の標本を贈られた。これは優白岩中の鉦脈である。

蛇紋岩に伴なう優白岩の接触部に生じた水銀鉦床及びそれから供給された辰砂々鉦は他の地方では恩根内^{オンネナイ}及び幌加内^{ホロカナイ}等に知られているが¹⁷⁵⁾、あまり大きな鉦床はないようである。

(3) クローム鉦

石川貞治¹⁷⁶⁾はドナクベツ川支流ポロカドナクベツ川2里余上流に産し“多からず小なり”と記す。附図から察するに、森田の沢でその位置は当然本域内となるのであるが、附近には母岩となりそうな岩石を見ないので、多分砂鉦床かとも思われる。

大塚専一¹⁷⁷⁾は空知川本流の砂金に伴なう砂鉦は夕張川のもと同じであると記すが故に、これも砂クローム鉦の存在を示す。

当図幅北方の蛇紋岩地帯にはクローム気があると土地の人々は言うが、砂クローム以外は不明である。

^{註 48)}
肥田昇によれば、野沢石綿探鉦現場から数トンに達する塊鉦が数個得られ

註 48) 肥田 昇： 1944. 前出。

たと記され、そのうちのある物について鉱物学的並びに鉱床学的考察が加えられている。また布部滝の沢上流の輝緑岩に開坑された探クローム鉄鉱坑道は結局無かつたらしいと記す。

鈴木醇¹⁷⁵⁾は石綿とクローム鉄鉱の共存から両鉱床の成因上ある程度の因果関係のあることを考慮せねばなるまいと述べている。

(4) 赤 鉄 鑛

石川貞治¹⁷⁹⁾によれば、ドナクベツ川落合下流約1里の左岸にある小川——多分黄金の沢——採金地から含鉄量50.14%なる赤鉄鉱片を産したと記す。鉱床的には無価値なものである。

(5) 硫化鉄鑛

石川貞治¹⁸⁰⁾の記すところによれば、ポロカドナクベツ川の奥二股左股の一大瀑布の上流数町の珪岩流石中に本鉄を含めるものありと記す。

馬内川本流では、本図幅の北限に近く、往時銅山として開坑探鉄されたところがある。今次の調査に当り、旧坑口は遂に発見できなかつたが、附近の空知層群上部に属する珪質岩の層間には小さな本鉄の塊がかなり多く発見されるが、まとまつて脈を成すものは無い。往時の坑口附近と記憶するあたりから接触鉄物の柘榴石のある岩石を得た。この対岸には1932年の観察では輝岩の薄い岩脈があつた。

(6) 石 綿

本域において稼行されている唯一の鉄床で、ほとんど日本全産額の100%を出している。

稼行地帯は山部～布部間の東の蛇紋岩地域であるが、14線沢の上流にも見られると土地の人は言うし、大塚専一¹⁸¹⁾によれば主夕張川上流の斑縞岩地域に見られることを記すが、いずれも稼行価値に乏しいものと思われ、今日まで探鉄の対象とはされていない。

石綿鉄床に関しては鈴木醇とその門下生^{註49)}¹⁸²⁾の精しい研究があり、当域のも

註49) 肥田 昇： 1944. 前出。

井上タミ： 1945. 前出。

のもよく研究されており、種類は温石綿である。

その産状を見るに、蛇紋岩体の周縁部で特に地殻運動により破碎されたところで、しかも岩体の蛇紋化作用の進んだ部分を選んで発達し、その繊維は裂罅に直角で、常に蛇紋岩体との間には例外なく2mm前後の厚さの黒壁帯を有し、硬蛇紋石に貫ぬかれている。

富鉱部は最大のもので幅100m長さ300m以上にも達し、深さも80m以上あつて、45°ほど東に傾いており、山部地方に4カ所発見されている。北のものは旧扶桑鉱山稼行地域で、現在は野沢鉱山に買収されたが休山している。中部のものは野沢鉱山で稼行し、東部と南部のものは山部石綿において稼行している。

採鉱現場において手選され工場に運ばれた原鉱から石綿採集率は最良でも6~10%、普通2~4%と称されるから、現場における廃石となる蛇紋岩を含めれば採石総量の0.4~0.6%の回収率となるであろう。小関幸治¹⁸⁵⁾は Pay limit を0.15%と算出している。

石綿そのものは3cmにも達する優良なものもあるが、多くの場合は規格^{註50)}5D以下のものが多い。山部地域の石綿産額(小関幸治調べ)を示せば下のとおりである。

	1939	1940	1941	1942	1943	1944	1945	1946	1947	1948
扶 桑	トン 25	トン 32	トン 77	トン 251	トン 437	トン 637	トン 339	トン 301	トン 525	トン 251
野 沢	—	—	—	793	3,099	6,070	1,443	863	1,682	2,728
山 部	—	—	—	180	999	1,989	1,086	236	714	786

なお各社の沿革に関しては北海道の金属鉱業¹⁸⁵⁾を見られたい。同書には1951年度までの各社の産額が記されているが、ここに掲げたものと多少の差がある。

温石綿の成生機構に関しては二様の考察が行われている。それは温石綿鉱床の採鉱に関連することと思われるので、誤つて要約することを恐れ、こ

註 50) 石綿の規格は非常に多く、精しくは鈴木醇¹⁸⁴⁾を見られたい。

には敢えて紹介しないゆえに文献に示すところの原著¹⁸⁶⁾を参照して研究されんことを望む。ただ兩者を通じて言い得ることは、探鉱上の重要なことは、蛇紋化作用の進んだところが探鉱の対象となること、裂隙や節理、これに支配されていると見做される蛇紋岩の分漿岩脈の方向、傾斜等が手掛りとなることである。

(7) 石 炭

(イ) 14 線沢支流栗澤

空知層群上部の最下部層である 25 線沢砂岩層〔Sr₄〕中に含まれ山丈 30 cm で右岸山腹に約 25 m ほど続いて露出するが、もとより稼行価値はない。参考までに柱状図を示す。

暗灰色細粒砂岩		16 cm
山 丈 30 cm	石 炭	1
	暗灰色細粒砂岩	3
	石 炭	3
	暗灰色細粒砂岩	2
	炭質游泥岩	1
	含炭質物砂岩	5
	炭質游泥岩	5
	含炭質物游泥岩	10
	暗灰色游泥岩	8
	暗灰色泥岩	3
暗灰色細粒砂岩 (10 cm) と炭質頁岩 (0.5 cm) の互層		

(ロ) その他の中生界中の炭質物

白堊系の中には稀に良質の薄炭層を見ることがあるが、いずれも薄きにすぎ稼行価値を認めない。ちなみにその場所を示せば、山根新次¹⁸⁷⁾の挙げたものに、山部川と峰泊沢の落合から山部川を約 200 m 上つた砂岩頁岩互層中と、なおその上流 2,000 m の砂岩中のものがある。

森田の沢支流 桔梗沢落附近から上流にある炭質物は、奈英川硅質頁岩層〔Sr₉〕の中のものである。その他石炭層としては取りあげ得ない塊状炭質物を見出される地層は白堊系の富間砂岩層〔Ly₁〕や笠森沢砂岩礫岩層〔My₁〕、馬内川頁岩層〔My₂〕等がある。

(ハ) 山部川支流熊居澤 (または熊の澤) の石炭

現在では第三紀層の露出はほとんど無いし、おそらく掘出されたであろうズリも見当らず、したがって旧坑跡の見当もつけられなかつた。

山根新次¹⁸⁸⁾によれば、滝の上約 200 m のところの炭層は頁岩中に挟在されるというのみで、厚さも炭質も示していない。そこから 250 m 上流のものは確実な露頭は 1 層で、貝介石を蔵する砂岩の上層にあつて砂岩頁岩に介在し、厚さは 1 尺内外で炭質良好ならずと記す。

両地とも該調査以前に開坑し探炭したことありという。

(8) 石灰石

本図幅に示した石灰岩は、いずれも小レンズで、ほとんどのものが交通不便の地にあつて稼行の対象とはなり得ないであろう。

未分離白堊系の中に発見されるものは白色結晶質で、一番品質が良く思われるが、鉄体はあまり大きくはない。

空知層群上部の奈英川チャート層〔Sr₆〕に含まれるものは鱗状石灰岩で、鉄体は著しく小さいものばかりである。

白堊系下部蝦夷層群中のものは苦灰分を相当量に有する。咲別川支流耳順沢の小レンズは、この南へ連続して 3 個のレンズが同一山腹にあるし、一応土壤改良用の炭酸カルシウムを得る目的ぐらいにはなりそうであるが、咲別川奥の運材軌道が近く撤収されると聞くから、企業は不可能であろう。

下金山二股沢における転石も一応道立地下資源調査所の石灰石調査の対象とされたが、深田淳夫¹⁸⁹⁾は数トンの転石と記している。

(9) 石材

現在稼行採石されているのは流紋岩熔岩だけである。布部駅東方や小黑瀬沢入口等で採石されている。この他にも採石に適しているところは方々に認められる。

他に石材となる素質をもつているものに優白岩がある。そのうちのトロン＝エム岩は雨籠では龍輝石あるいは耐火花崗岩と称せられ、建築石材とされているので、ここに記しておく。優白岩は下富良野岳附近、演習林第一苗圃の南方に広く露われている。馬内川中流のものは交通も便利である。

(10) 鑛 泉

硫化水素泉を有する鉱泉は本域の中生代層地域の各所に発見されるが、そのうちの最多量の湧出をするものは馬内川中流で本図幅北限に近い優白岩の記号が川を横断しているところである。これはトロンニエム岩に伴なうもので、広く数カ所から流出し、下流 200 m ぐらゐは川水に味があるほどである。

(11) 地 下 水^{註 51)}

山部市街地五町区内に 20 箇の井戸がある。深度 40 尺程度のもの 10 箇、35~37 尺のものが 10 箇にて、2~3 尺湛水し、飲料水として汲出すには不自由はしないが、一般に 3 月彼岸前後には水不足で不自由するといわれる。

駅裏手の東洋木材木工場も 40 尺の飲料水井を有し状況は市街地同様。それより西方の新制中学より 1 町西にはもと 80 尺の井戸があり、湛水は 3 尺といわれているが、今は潰されて見られない。しかして、駅の東に当る演習林官舎においては 6~7 尺で上水井を得ている。

以上のような事情から、野沢石綿会社においては工場用水、社宅給水は礼^レ振川の鉄橋下に井戸を作り、川水を濾化してこれに当てているし、東洋木材の工場用水、風呂、消火用水等は地表水にたよつている。

文 献

- 1) 大塚 専一: 1891. 北海道夕張及び空知砂金地 地要, No. 1
1898. 北海道夕張及び空知砂金地 地学, X, pp. 260~265
- 2) 石川 貞治: 1896. 北海道庁地質調査鉱物調査 第二報文 札幌
- 3) 大井上義近: 1912. 夕張郡地質調査報文 札幌
- 4) 山根 新次: 1911. 石狩国空知川支流「ヤマエ」及び「トナシユベツ」調査報告 鉱調, 5, pp. 125~145
- 5) 伊木 常誠: 日高山脈及び夕張山脈における砂金の現出状態 地学, XXIV, pp. 12~22, 811~817; XXV, pp. 20~25
- 6) 村田 析: 1931. 金山挾炭層について 北石鉱会報, 207, pp. 1~6
- 7) 神保 小虎: 1891~92. 北海道地質報文(上, 下) 札幌
- 8) 矢部 長克: 1902. 北海道石狩国空知川産オルビトリナ 地質, IX, pp. 65

註 51) 金矢信之氏の調べたところによる。

- 9) 矢部長克: 1926. A New Scheme of the Stratigraphical Subdivision of the Cretaceous Deposits of Hokkaido. Proc. Imp. Acad. Tokyo, II, pp.214~218
1927. Cretaceous Stratigraphy of Japanese Islands. Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd Ser. (Geol.), XI, pp.27~100
- 10) 橋本 亘: 1936. 石狩国空知郡富良野盆地西部山地の地質 地質, XLIII, pp.493~530
- 11) 大井上義近: 1919. 北海道地質図(1/50万) 札幌
長尾 巧: 1931. 北海道日高山脈西方の中生層及び第三紀層概観 地学, XLIII, pp.394~401
- 12) 長尾 巧: 1932 a. 北海道のオルビトリナ石灰岩 地質, XXXIX, pp.787~789
1934 a. 北海道におけるオルビトリナ石灰岩の新産地 同上, XLI, pp.150~151
- 13) 松本達郎: 1941. 日本白堊系層序の基礎的研究略報(その3) 同上, XLVIII, pp.124~127
1942~43. Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy of Japan. Parts I, II & III. Mem. Fac. Sci., Kyusyu Imp. Univ., Ser. D, I, pp.129~280; II, pp.97~237
- 14) 長尾 巧: 1931, 前出
- 15) 渡瀬正三郎: 1931. 北海道中央部の石灰岩 地質, XXXVIII, pp.92~95
- 16) 藤本治義: 1938. Radiolarian Remains Discovered in a Crystalline Schist of the Sambagawa System. Proc. Imp. Acad. Tokyo, XIV, pp.252~254.
- 17) 鈴木 醇: 1939. On the Age of the Sambagawa System. Ibid. XV, pp.56~57
- 18) 橋本 亘: 1952a. 北海道侏羅系の地質 地調報, 特別号(B)
- 19) 大立目謙一郎: 1940. 北海道中央部における下部菊石層と輝緑凝灰岩層との層位関係について 北地調報, 11.
- 20) 三本杉巳代治: 1938. 北海道中央山脈に発達する日高系について 地質, XLV, pp.471~473
- 21) 杉山敏郎: 1941. 日高系中の含蕨虫類石灰岩の地質時代について 同上, XLVIII, pp.189~195
- 22) 鈴木 醇: 1944. 北海道の地質概観 地質, LI, pp.15~24
- 23) 根本忠寛: 1940. 北海道地質図(1/50万) 北工試.
- 24) 佐々保雄, 根本忠寛, 橋本 亘: 1952. 北海道地質図(1/60万) 道庁, 総合開発委.

- 25) 深田 淳夫: 1925. 北海道中央山脈に発達する輝緑凝灰岩層中の腕足類について(要旨) 地質, LV, pp. 123~124
- 26) 深田 淳夫; 1951. 石狩国金山地方の石灰岩 北地源調報, 2, pp. 8~14
- 27) 長尾捨一, 小山内照, 酒匂俊純: 1952. 石狩国上川郡南富良野村金山, 鹿越および幾寅附近の石灰石鉱床, 北開発庁, 北海道地源調資料, 4号
- 28) 佐々保雄, 湊 正雄, 昭和17年度2年目学生: 1943. 石狩炭田北部の1断面(要旨) 地質, LI, pp. 61~64
- 29) 橋本 亘: 1936. 前出
- 30a) 鈴木 醇: 1935. 北海道雨龍産トロンニエム岩(Trondhjemite)について 岩礦, XIV, pp. 109~116
1940. 北海道における蛇紋岩中の優白岩について 同上, XXIII, pp. 66~80
1941. 北海道産石棉について(I~II) 同上, XXVI, pp. 176~189
1949. 超塩基性岩とその附随鉱床 地質, LV, pp. 111~113
1950. 本邦超塩基性岩類に附随する諸鉱床の生成型式 科学, XX, pp. 16~24
1952. Ultra-Basic Rocks and Associated Ore Deposits of Hokkaido, Japan. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, VIII, pp. 175~210
- 鈴木 醇, 井上タミ: 1948. 温石棉脈生成に関する一考察 地質, LIV, pp. 194~195
- 斎藤昌之: 1950. 温石棉鉱床の形成機構に対する予察的解見 北地要報, No. 14, pp. 8~13
- 30b) 鈴木 醇: 1951a. 北海道の枕状熔岩 地質, LVII, p. 319
- 31) 松本 達郎: 1942~43. 前出
- 32) 竹田秀蔵, 橋本 亘: 1949. 北海道白堊系の時代区分及び地史の新解釈 石技誌, XIV, pp. 146~153
- 33) 松本 達郎: 1951. 蝦夷層群と関門層群 地質, LVII, pp. 95~98
- 34) 矢部長克: 1951. Major Geological Structure of the Ishikari Coalfield, Hokkaido. Proc. Japan Acad., XXVII, pp. 662~666
- 35) 佐々保雄, 根本忠寛, 橋本 亘: 1952. 前出
- 36) 1952. 日本地質学会地層名命名規約 地質, LVIII, pp. 112~113
- 37) 橋本 亘: 1936. 前出
- 38) 大石三郎, 藤岡一男: 1941. Studies on the Cenozoic Plants of Hokkaido and Karahuto. II. *Salvinia natans* ALLIONI fossilis, Sub-sp. nov. from Karahuto and *S. formosa* HEER from Hokkaido. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, VI, pp. 193~199
1943. A Supplementary Note on *Salvinia formosa* HEER. Ibid., Ser. IV,

VII, pp.67~70

- 大石三郎： 1950. 東亞古植物分類図説
- 39) 長尾 巧： 1931. 前出
- 40) 大石三郎, 藤岡一男： 1944. 樺太及び北海道北部の新第三紀夾炭層並びにその化石植物群 地質, LI, pp. 64~66
- 41) 多田文男, 津屋弘達： 1927. 十勝岳の爆発 震研彙報, II, pp. 49~84
- 42) 下村彦一, 花井重次, 渡辺 光, 岡山俊雄, 梶山正英： 1934. 地形区 岩波講座
- 43a) 橋本 亘： 1936. 前出
- 43b) 中野 尊正： 1952. 第4紀の地形編年—北海道日高山地と関東低地の例— INQUA 日支部紙, I, pp. 11~15
- 44) 下村彦一, 花井重次, 渡辺 光, 岡山俊雄, 梶山正英： 1934. 前出
- 45) 下村彦一, 花井重次, 渡辺 光, 岡山俊雄, 梶山正英： 1934. 前出
- 46) 多田文男, 津屋弘達： 1927. 前出
- 47) 橋本 亘： 1936. 前出
- 48) 大立目謙一郎： 1940. 前出
- 49) 中野 尊正： 1952. 前出
- 50) 橋本 亘： 1936. 前出
- 51) 佐々保雄： 1934. Glacial Topography in the Hidaka Mountain Range, Hokkaido. Proc. Imp. Acad., X, pp. 218~221
- 52) 鹿間時夫： 1952. 第四紀 地学叢書, 3
- 53) 中野 尊正： 1952. 前出
- 54) 湊 正雄： 1953~1~2. 北海タイムス朝刊
- 55) 橋本 亘： 1936. 前出
- 56) 多田文男, 津屋弘達： 1927. 前出
- 57) 青木廉二郎, 田山利三郎： 1930. 関東構造盆地特にその西北部の地形及び地質 について 齋藤報恩会學術研究報告, 8
- 58) 橋本 亘： 1936. 前出
- 59) 多田文男, 津屋弘達： 1927. 前出
- 60) 多田文男, 津屋弘達： 1927. 前出
- 61) 下村彦一, 花井重次, 渡辺 光, 岡山俊雄, 梶山正英： 1934. 前出
- 62) 橋本 亘： 1936. 前出
- 63) 橋本 亘： 1936. 前出
- 64) 大立目謙一郎： 1940. 前出
- 65) 中野 尊正： 1952. 前出
- 66) 橋本 亘： 1936. 前出
- 67) 多田文男, 津屋弘達： 1927. 前出
下村彦一, 花井重次, 渡辺 光, 岡山俊雄, 梶山正英： 1934. 前出

- 68) 中野 尊正: 1952. 前出
- 69) 田代 修一: 1951. 石狩炭田の地質構造に関する一考察 北炭協会, 地質部会
高尾 彰平: 1952. 石狩炭田(特に夕張炭田)における幌内層の層序と地質構造に関する研究 同上
- 70) 橋本 亘: 1952b. 十勝国然別発電計画地域の地質 北地要報, 20. pp. 7~13
- 71) 橋本 亘: 1936. 前出
- 72) 中野 尊正: 1952. 前出
- 73) 松本 達郎: 1942~44. 前出
- 74) 原田 準平: 1939. 北海道における蛇紋岩の進入に関する一新事実 地質, XLVI, p. 575
- 75) 舟橋三男, 橋本誠二: 1951. 日高帯の地質 地団研専報.
- 76) 橋本 亘: 1936. 前出
- 77) 鈴木 醇: 1939. 御荷鉢系及び神居古潭系の岩石学的研究 学振, 第6委, 研究抄録, I
- 78) 大立目謙一郎: 1940. 前出
長尾捨一, 小山内照, 酒匂俊純: 1952. 前出
- 79) 佐々保雄, 湊 正雄, 昭和17年度2年目学生: 1943. 前出
- 80) 橋本 亘: 1936. 前出
- 81) 橋本 亘: 1936. 前出
- 82) 大立目謙一郎: 1940. 前出
- 83) 松本 達郎: 1941. 前出
- 84) 松本 達郎: 1942~43. 前出
- 85) 大立目謙一郎: 1940. 前出
- 86) 大立目謙一郎: 1940. 前出
- 87) 矢部長克: 1951. 前出
- 88) 松本 達郎: 1941, 1942~43. 前出
- 89) 橋本 亘: 1936. 前出
- 90) 鈴木 醇: 1951a. 前出
- 91) 橋本 亘: 1952a. 前出
- 92) 大立目謙一郎: 1940. 前出
- 93) 大立目謙一郎: 1940. 前出
- 94) 松本 達郎: 1941. 前出
- 95) 松本 達郎: 1942~43. 前出
- 96) 松本 達郎: 1942~43. 前出
- 97) 橋本 亘: 1936. 1952a. 前出
- 98) 松本 達郎: 1941. 前出
- 99) 松本 達郎: 1942~43. 前出

- 100) 松本達郎: 1941. 前出
- 101) 松本達郎: 1942~43. 前出
- 102) 松本達郎: 1941. 前出
- 103) 松本達郎: 1942~43. 前出
- 104) 橋本 亘: 1936. 前出
- 105) 松本達郎: 1941. 前出
- 105) 松本達郎: 1942~43. 前出
- 106) 大立目謙一郎: 1940. 前出
- 107) 橋本 亘: 1936. 前出
- 108) 大立目謙一郎: 1940. 前出
- 109) 松本達郎: 1941. 前出
- 110) 松本達郎: 1942~43. 前出
- 111) 松本達郎: 1951. 前出
- 112) 橋本 亘: 1936. 前出
- 113) 大立目謙一郎: 1940. 前出
- 114) 松本達郎: 1941. 前出
- 115) 松本達郎: 1942~43. 前出
- 116) 大立目謙一郎: 1940. 前出
- 117) 橋本 亘: 1936. 前出
- 118) 大立目謙一郎: 1940. 前出
- 119) 松本達郎: 1941. 前出
- 120) 松本達郎: 1942~43. 前出
- 121) 長尾 巧: 1932a. 前出
 1932b. Occurrence of *Toucasia* in the Lower Cretaceous of Japan. Proc. Imp. Acad., VIII, pp. 511~514
 1933a. A New Variety of *Toucasia carinata* (MATHERON) from the Lower Cretaceous of Japan. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, II, pp. 163~167
- 122) 江口元起: 1951. Mesozoic Hexacorals from Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.), XXIV, pp. 1~96
- 123) 橋本 亘: 1936. 前出
- 124) 大立目謙一郎: 1940. 前出
- 125) 松本達郎: 1941. 前出
- 126) 松本達郎: 1942~43. 前出
- 127) 橋本 亘: 1936. 前出
- 128) 山根新次: 1911. 前出
- 129) 橋本 亘: 1936. 前出

- 130) 松本達郎: 1941. 前出
- 131) 松本達郎: 1942~43. 前出
- 132) 橋本 亘: 1936. 前出
- 133) 橋本 亘: 1936. 前出
- 134) 長尾 巧, 齋藤林次, 松本達郎: 1938. 北海道幾春別川筋白堊系の層序 地質,
XLV, pp. 259~263
- 135) 山根新次: 1911. 前出
- 136) 村田 析: 1931. 前出
- 137) 橋本 亘: 1936. 前出
- 138) 長尾 巧: 1931. 前出
- 139) 大石三郎, 藤岡一男: 1941. 前出
- 140) 大石三郎, 藤岡一男: 1943. 前出
- 141) 大石三郎, 藤岡一男: 1944. 前出
- 142) 多田文男, 津屋弘達: 1927. 前出
- 143) 橋本 亘: 1952b. 前出
- 144) 橋本 亘: 1936. 前出
- 145) 橋本 亘: 1936. 前出
- 146) 中野 尊正: 1952. 前出
- 147) 山根新次: 1911. 前出
- 148a) 中野 尊正: 1952. 前出
- 148b) 中野 尊正: 1952. 前出
- 149) 橋本 亘: 1936. 前出
- 150) 松本達郎: 1942~43. 前出
- 151) 鈴木 醇: 1952. 前出
- 152) 香山 勲, 入江俊勝: 1950. 石炭中の無機成分の分布(第二報) 新生代の研究
3, pp. 1~16
香山 勲, 香山 翠: 1951. 石炭中の無機成分の分布について(第三報) 同上,
10, pp. 10~11
- 153) 佐藤 茂, 清原清人, 鈴木泰輔: 1950. 北海道山部炭田占冠地区及び穂別地区
調査 地調月報, I, pp. 44~49
- 154) 矢部長克: 1927. 前出
松本達郎: 1942~43. 前出
- 155) 鈴木 醇: 1935. 前出
- 156) 鈴木 醇: 1951. 前出
- 157) 矢部長克: 1952. 前出
- 158) 松本達郎, 勘米良龜齡: 1952. 球磨川下流々城 九大地, 巡検案内書
- 159) 竹田秀蔵, 橋本 亘: 1949. 前出

- 160) 橋本 亘: 1952a. 前出
- 161) 根本忠寛, 三本杉巳代治, 水口文作: 1942. 登川図幅 北工試, 地誌報, 5
- 162) 松本達郎: 1940~41. On the Urakawa Transgression in Japan. 矢部教授
還暦記念論文集, II, pp. 743~749
- 163) 佐藤 茂, 清原清人, 鈴木泰輔: 1950. 前出
- 164) 青木廉二郎, 田山利三郎: 1930. 前出
- 165) 中野 尊正: 1952. 前出
- 166) 長尾 巧: 1933b. "Nappes" and "Klippes" in Central Hokkaido. Proc.
Imp. Acad., IX, pp. 101~104
1937. Tertiary Orogeny in Hokkaido, Japan. Abstr. Paper, Intern.
XVII. Geol. Congr., Moscow, p. 159
1938. Tertiary Orogeny in Hokkaido. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp.
Univ., Ser. IV, IV, pp. 23~30
1940~41. 札幌~苫小牧低地帯(石狩低地帯) 矢部教授還暦記念論文集, II,
pp. 677~694
- 大立目謙一郎: 1940~41. 石狩炭田南部の推被衝上構造の新事実について 同
上., II, pp. 973~988
1951. 夕張炭田夕張地方の地質構造 特にその推し被せ構造について 北地
要報., No. 18
- 矢部長克: 1951. 前出
- 167) 舟橋三男, 橋本誠二: 1951. 前出
舟橋三男: 1951. 日高帯と神居古潭帯の岩石 地球科学, 4
- 168) 石川貞治: 1896. 前出
- 169) 大塚専一: 1898. 前出
- 170) 大塚専一: 1898. 前出
- 171) 大井上義近: 1907. 前出
- 172) 松本 彬: 1926. 北海道における所謂砂白金の組成 日鉱., XLII, p. 743
- 173) 鈴木 醇: 1952. 前出
- 174) 大塚専一: 1898. 前出
- 175) 鈴木 醇: 1952. 前出 なお原田準平, 村田柝等は本文獻にあれば省略する
- 176) 石川貞治: 1896. 前出
- 177) 大塚専一: 1898. 前出
- 178) 鈴木 醇: 1951b. 石棉(アスベスト) 北地要報., 18, pp. 21~26
- 179) 石川貞治: 1896. 前出
- 180) 石川貞治: 1896. 前出
- 181) 大塚専一: 1898. 前出
- 182) 鈴木 醇: 文献 30a) 及び 175) を見よ

- 183) 小関 幸治： 1950. 北海道布部～山部附近の温石綿鉱床調査報告 地調月報，
II, pp.203～208
- 184) 鈴木 醇： 1951b. 前出
- 185) 北海道鉱業会： 1952. 北海道の金属鉱業
- 186) 鈴木 醇： 1952. 前出
鈴木 醇，井上タミ： 1948. 前出
斎藤 昌之： 1950. 前出
- 187) 山根新次： 1911. 前出
- 188) 山根新次： 1911. 前出
- 189) 深田淳夫： 1951. 前出
- 190) 鈴木 醇： 1935. 前出

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

Y A M A B E

By

Wataru Hashimoto

Résumé

GEOLOGY

The area covered by this geological map is situated on the central part of Hokkaido.

The southern end of the wedge-shaped Furano Basin divides the area into two mountainous parts; the Rokugo plateau on the east and the Yubaridake mountain range on the west.

The geological formations recognized in this area are :

- 1 Undifferentiated Pre-Cretaceous Formation.
- 2 Jurasso-Cretaceous Sorachi Group
- 3 Cretaceous Yezo Group
- 4 Neogene Tertiary Kanayama Coal-bearing Beds
Koganenosawa Beds.
- 5 Quaternary

1 **Undifferentiated Pre-Cretaceous Formation.** This formation which is met with in the southeastern part of the area, consists of chert, schalstein and slatic rocks. A small lens of crystalline limestone is intercalated in this formation. The subdivision of the formation is impossible and the general geological structure of the formation is still

uncertain too, due to the lacking of exposure. Age uncertain.

2 **Sorachi Group.** This group is subdivided into two sub-groups; the lower forms the eastern wing of the Shimokanayama synclinal part on the east and the Nunobe-Tonashibetsu anticline bordering the eastern part of the Furano basin in the central part, and appears in and forms the divide of the Yubari mountain range on the west. A thick formation of volcanic origin, such as diabasic or dorelitic lava partially in pillow form, agglomerate and schalstein, is the chief member and occupies the middle part of the lower group. On the contrally, the upper group consists of mostly cherty rocks with subordinate amount of schalstein and pillow lava. A thick formation of bluish white sandstone, the Nijūgosenzawa Sandstone, marks the base of the upper group and a thick monotonous siliceous mudstone marks the top. Andesitic greywacke sandstone, andesitic conglomerate cemented with oolitic limestone and small lenses of oolitic limestone with calcareous algae, namely, *Pycnoporidium lobatum* YABE et TOYAMA and *Nipponophyx ramosus* YABE et TOYAMA, characterize the middle part of the upper group. The geological age of the above mentioned oolitic limestone is considered to be younger Jurassic.

3 **Yezo Group.** This group is subdivided into three sub-groups.

The Tomitōi Sandstone, the basal member of the lower Yezo Group conformably overlies the above mentioned siliceous mudstone member of the Upper Sorachi group, and is overlain by the Shimanoshita Shale. The latter formation consists of dark sandstone and black shale in thin alternation and intercalates small lenses of organic limestone yielding *Orbitolina discoidea-conoidea* var. *ezoensis* YABE et HANZAWA, some pachiodont bivalves, corals, calcareous algae etc. as shown in p. 33. The geological age of the formation is considered to be Aptian due to the species of *Orbitolina* and others.

The Middle Yezo Group clino-unconformably overlies the faulted and folded sediments of above mentioned groups with a thick basal sandstone and conglomerate called the Kasamorizawa Sandstone and Conglomerate. A thick mudstone facies more than 1,000 m follows the basal member and yields *Mortoniceras (Pervinquieria) imaii* (YABE et SHIMIZU) in its lower

part, *Desmoceras* (*Pseudouhligella*) *japonica* YABE in its upper part, and is transitionally succeeded by the next younger formation of sandstone facies yielding *Trigonia hokkaidoana* YEHARA which formation is in turn, conformably overlain by a thick monotonous mudstone facies of the Upper Yezo Group. The Middle Yezo Group ranges from Albian up to older Turonian. The upper Yezo Group of this area yields many index fossils of the Upper Gyliakian stage, one of the Japanese Chronological Units of the Cretaceous Period nearly equivalent to the Turonian of the European standard, such as, *Mesopuzosia pacifica* MATUMOTO (MS.), *Mesopuzosia yubarensis* (JIMBO), *Pseudaspidoceras sorachiense* MATUMOTO et HASHIMOTO (MS.), *Inoceramus hobetsensis* NAGAO et MATUMOTO, and *Inoceramus incertus* JIMBO. This horizon is correlated to the lowest part of the "Yezoites Beds" of the Ikushumbetsu district.

Nearly almost of the main part of the Upper Yezo Group was eroded away from this area.

4 **Neogene Tertiary.** The Kanayama Coal-bearing formation is the first deposition took place on the floor composed of the Cretaceous and Pre-Cretaceous rocks in this area and is found in a narrow faulted zone along the eastern foot of the Yubari mountain range. It consists of the basal conglomerate, alternation of sandstone and shale with coal seams, and thick black mudstone. *Salvinia pseudiformosa* OISHI et HUZIOKA, one of the characteristic members of the Kawabata Flora of lower Miocene was once collected from the type locality of this formation situated on the south of the Kumanosawa, a small tributary of the Yamabe-gawa, where the coal seams of the formation was once prospected but failed. It is a very interesting fact that the coal-bearing formation yielding the Kawabata flora in this field lacks the thick conglomeratic facies which is the characteristic member of the Kawabata formation developed in the west of the Yubari mountain range.

A very small area where the formation consisting of Dacite tuff and gravel is met with on the right bank of the Koganenosawa stream, south of Shimokanayama. Probably be Pliocene in age.

5 **Quaternary.** A boulder deposits is met with on the surface of the

erosion remnants of a peneplain around the water divide of the Yubaridake mountain range and is estimated to be a product of severe erosion during the Ice Age. Although no glacial topography has been found on the Yubaridake mountain range which has several peaks higher than 1,400 m but a doubtful one on the summit of the Ashibetsudake 1,726.9 m in height (see Pl. V, fig. 2), there are many cirques have been reported from the Hidaka mountain range, at a height of 1,400~1,600 m. On the other hand, a terrace deposit older than the Yamabe alluvial fan is said may probably be referable to the Hidaka Ice Age, probably the Würm.

Igneous rocks found in this area are as follows:

Serpentine which is met with in the Ashibetsudake Schalstein, the chief member of the Lower Sorachi Group, crops out in the Yamabe region, on the east, Mt. Shimofuranodake region on the northern part of the Yubari mountain range and in the region south of Mt. Hachimoridake (1,450 m) of the same range.

Leucoclastics which are thought to be of magmatic differentional origin of the ultra-basic magma, occur here and there, form a dyke or large mass, associated with or without Serpentine. Those are: Trondhjemite, Albitophyre, Quartz Albitite and Rodingite.

Pillow lavas which are found in the Sorachi Group, are already mentioned above. Besides them, a few kinds of Diabase in the dyke form are met with in the Sorachi Group, such as normal Diabase, Olivine and Hornblende bearing varieties, and Quartz Diabase. The largest dyke of the last mentioned rock forms Mt. Chikushidakae (581.4 m) near Nunobe.

A very small dyke of Andesite is met with in a small valley, southeast of Yamabe.

A thin liparitic sheet is met with in the Onkonosawa stream, east of Yamabe within the Middle Yezo Group. A huge mass of the liparitic lave flow of younger age, probably upper Pliocene, occupies nearly one fourth of the area on the eastern part of this geological map, and forms the Rokugo Plateau.

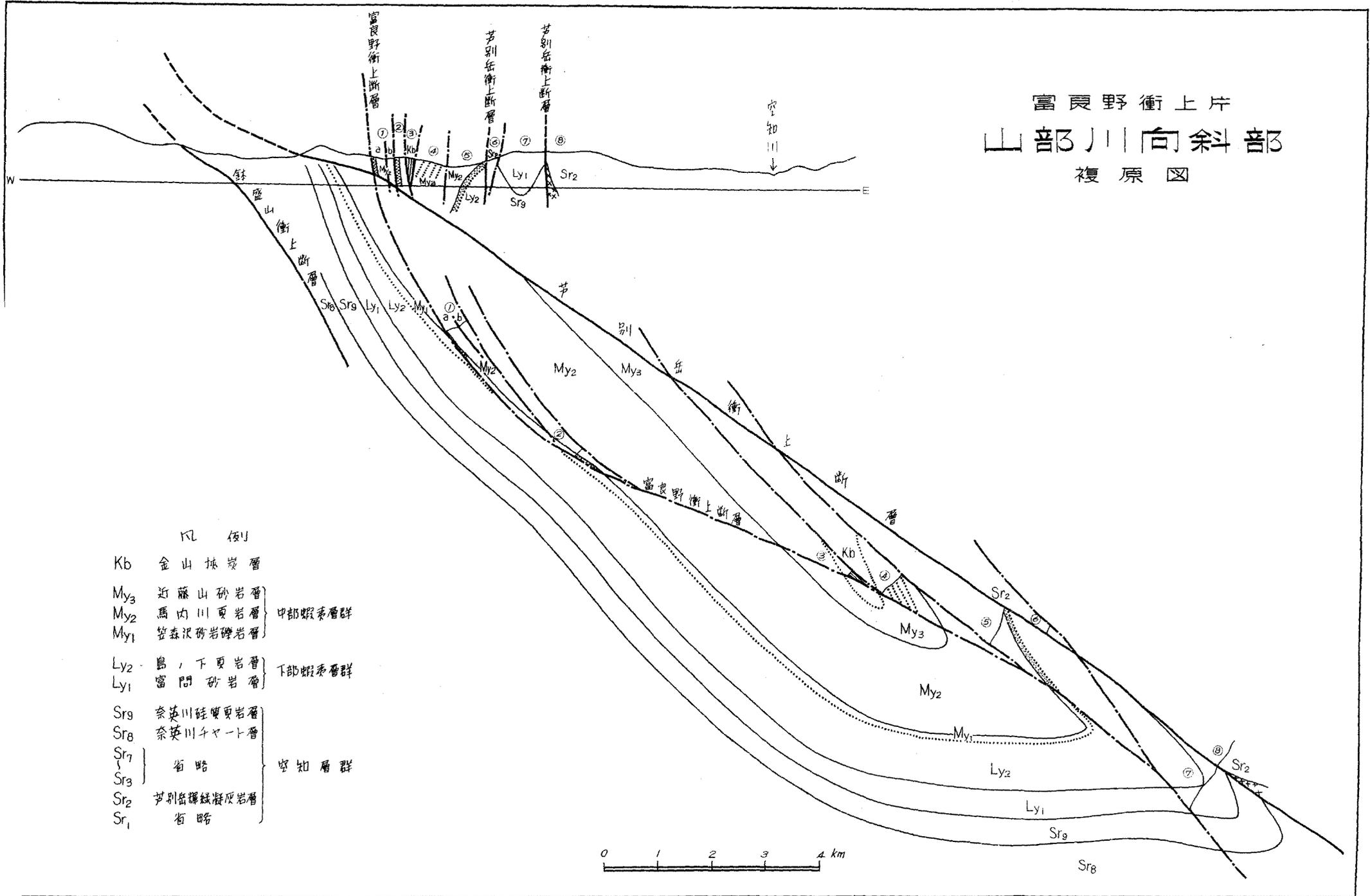
The major structural units of this field are: The **Ashibetsu-Nobori-**

kawa syncline which is arranged in nearly longitudinally, appears its east wing of upright or overturned Cretaceous and Jurassic strata along the western margin of this geological sheet. The eastern border of this syncline is thrust by the **Yubaridake overthrust sheet** which has an anticline. The **Ashibetsudake overthrust** on the east of the just mentioned anticline bringing the upper part of the **Nunobe-Tonashibetsu anticline** overlies the **Yamabegawa syncline** and thrust over the eastern part of the **Yubaridake anticline** on the **Yubaridake thrust sheet**. And it squeezed out the **Hachimoridake thrust sheet** from the eastern wing of the **Yubaridake anticline** at the southern frontal area. The **Yamabegawa syncline** appears its western wing from beneath of the **Ashibetsudake thrust sheet** with a sole fault called the **Furano thrust fault** at its central and northern parts, however, appears its severely disturbed synclinal part at the southern part with accessory thrust faults branched from the sole fault (see Pl. II & Geological Section). The **Nunobe-Tonashibetsu anticline**, the root of the **Ashibetsudake thrust sheet**, trending longitudinally on the east of the just mentioned syncline with a thrust fault which is concealed its northern part by the Quaternary deposits in the **Furano tectonic basin**. The eastern border of this anticline is bounded by a normal fault and contact with the **Shimokanayama synclinal part** of undulated Meso-Cretaceous strata. The undifferentiated Pre-Cretaceous area probably forms a syncline laying on the east of the said syncline. The relation between the two is still uncertain.

The most important mineral deposit in this district is the Asbestos in the east of Yamabe. There are two mining companies have been succeeded to develop the deposits, but one was abandoned. The annual amounts of production of those companies since from 1939 are listed in p. 66.

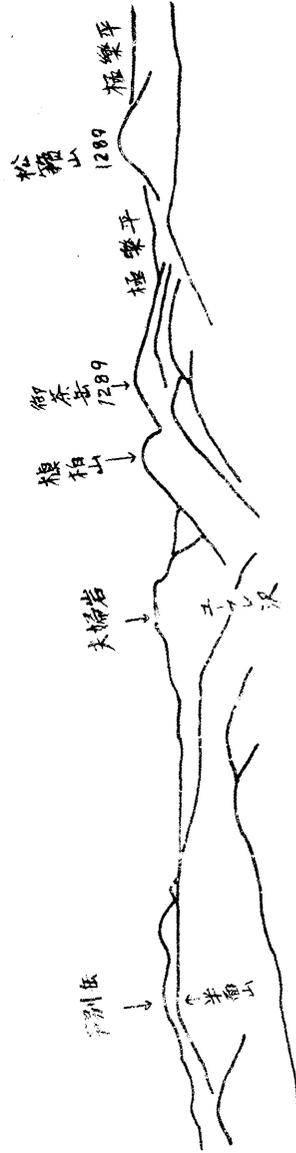
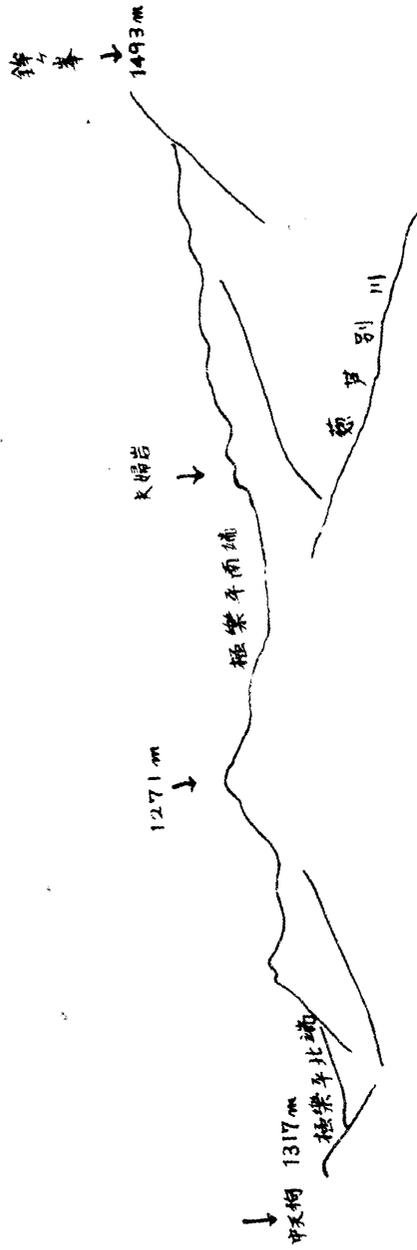
The placer deposits of gold and iridosmine has been recorded from the several localities in this region, and some of them were developed, however, there is no working place now.

富良野衝上片
山部川向斜部
複原図



- | | | |
|-----------------|-----------|--------|
| Kb | 金山採炭層 | |
| My ₃ | 近藤山砂岩層 | 中部蝦夷層群 |
| My ₂ | 馬内川頁岩層 | |
| My ₁ | 笠森沢砂岩礫岩層 | |
| Ly ₂ | 島ノ下頁岩層 | 下部蝦夷層群 |
| Ly ₁ | 富岡砂岩層 | |
| Sr ₉ | 奈英川砂頁岩層 | 空知層群 |
| Sr ₈ | 奈英川チャート層 | |
| Sr ₇ | 省略 | |
| Sr ₃ | 省略 | |
| Sr ₂ | 芦別帯輝緑凝灰岩層 | |
| Sr ₁ | 省略 | |

0 1 2 3 4 km





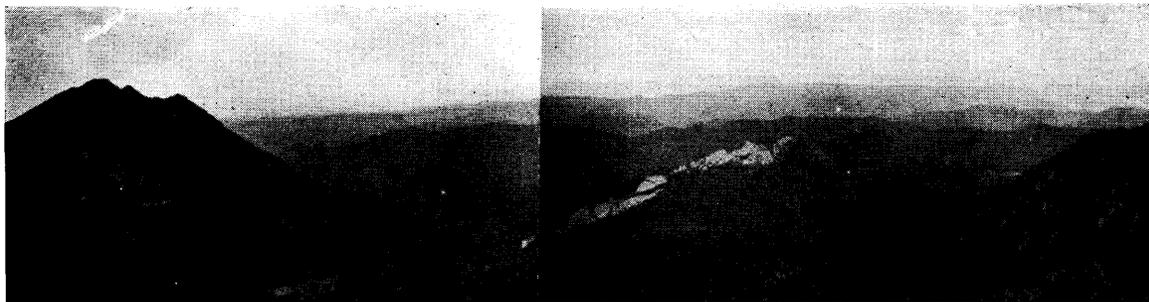
第1図 崖山より見た夕張山脈北部の西側。右手は蕨別川上流。

Fig. 1 The west side of the northern part of the YUBARI mountain range from MT. GAKEYAMA. The left side is the upper stream of the SŌASHIBETSUGAWA.



第2図 山部方面から見た夕張山脈北部の東側。正面はユーフレ沢。

Fig. 2 The east side view of the northern part of the YUBARI mountain range from YAMABE. The front is the YUFUREZAWA.



第1図 夫婦岩西より西を望む。左は鉾ヶ峰 (1,493 m), 白いのは崖山, 正面蕨別川。

Fig. 1 The westward view from the west of MEOTOIWA. The Peak on the left side is IIOKOGA-MINE, the white cliff is GAKEYAMA, and the front is the SOASHIBETSUGAWA valley.



第2図 第1図の左に連なる部分, 正面は蕨別川上流, 左手遠方は1,435 m 峰

Fig. 2 The view continued to the left side of the above picture. The front is the upper stream of the ASHIBETSUGAWA, and the west is the 1,435 m peak.



第 1 図 夫婦岩の西南から見た芦別岳△点(中央), 左端は雲峰山。
Fig. 1 Mt. ASHIBETSUDAKE from south-west of MEOTO-IWA. The left end is the UMPOZAN peak.



第 2 図 芦別岳△点から見た御花畑下の凹地, 圏谷様地形。
Fig. 2 A cirque-like topography below OHANABATAKE, Mt. ASHIBETSUDAKE



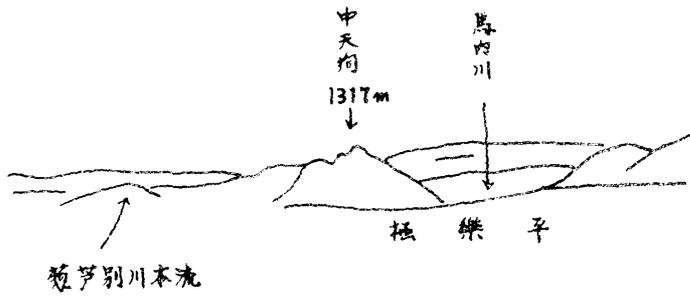
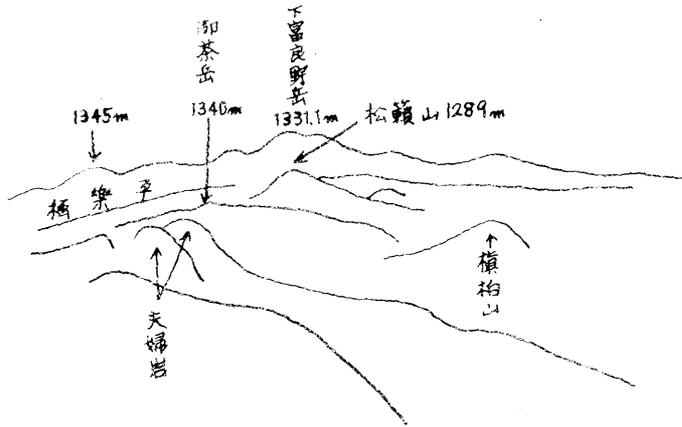
第1図 芦別岳頂上西から見た地獄谷と鉾ヶ峰(1,493 m)

Fig. 1 A view of JIGOKUDANI and HOKOGAMINE (1,493 m)
from the summit of Mt. ASHIBETSUDAKE.



第2図 同上地点から見た1,435 m峰と其南への山陵。

Fig. 2 The 1,435 m peak and its southern slope from Mt. ASHIBETSUDAKE.





第1図 芦別岳△点西から下富良野岳(1,331.1m)を見る。
Fig. 1 Mt. SHIMOFURANODAKE (1,331.1m) from the
summit of Mt. ASHIBETSUDAKE



第2図 夫婦岩西から極楽平を隔て見る中天狗(1,317m)。
Fig. 2 Mt. NAKATENGU (1,317m) from the west of
MEOTOIWA.

第 8 図 版 Plate VIII

Pseudaspidoceras sorachiense MATUMOTO et HASHIMOTO

(MS) × 0.9

下金山橋下産

札幌第 16 号山部図幅説明書
第 8 図版

YAMABE (Sapporo-16)
Plate VII



(C. Ueki Photo.)

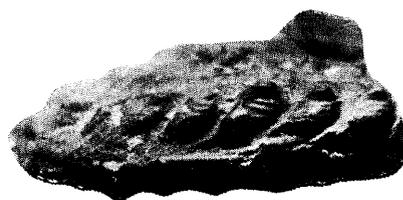
第 9 図 版 Plate IX

Fig. 1. *Pseudaspidoceras sorachiense* MATUMOTO et
HASHIMOTO (MS) 約 $\times 0.9$
下金山橋下産

Fig. 2 a & 2 b *Mortoniceras (Pervinquieria) imaii* (YABE
et SHIMIZU) 約 $\times 0.9$
山部川造林小屋下の右岸産



第 1 図
Fig. 1



第 2 図 a
Fig. 2a



第 2 図 b
Fig. 2b

(C. Ueki Photo.)

昭和 28 年 3 月 25 日 印刷

昭和 28 年 3 月 30 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三 田 徳 光

札幌市北三條西一丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北三條西一丁目

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

YAMABE

(SAPPORO—16)

BY

WATARU HASHIMOTO

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO

MASAO SANO, DIRECTOR

HOKKAIDO DEVELOPMENT AGENCY

1953