

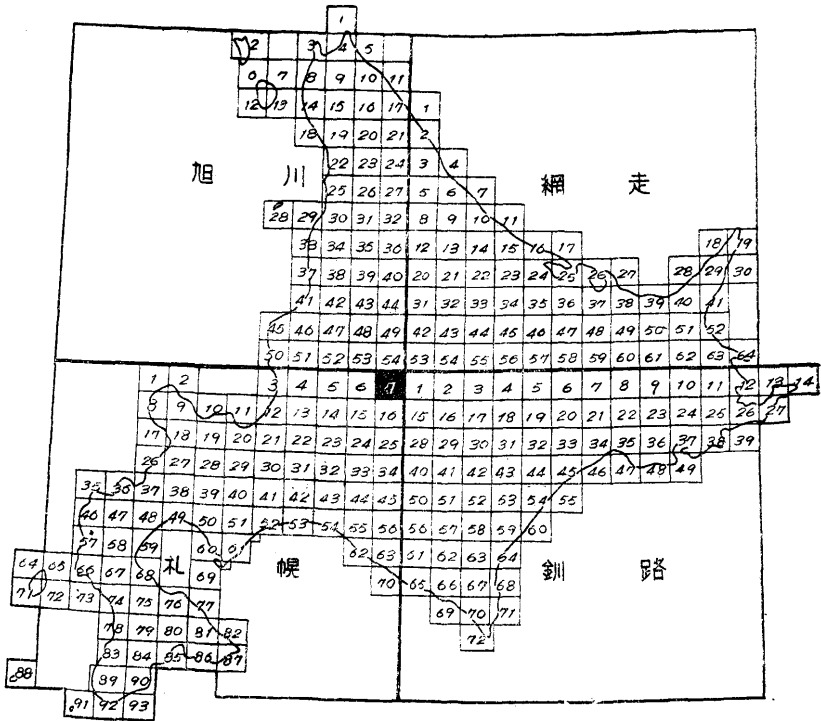
5 萬分の 1 地質圖幅
說 明 書

下 富 良 野

(札幌一第 7 号)

北 海 道 開 発 庁

昭 和 30 年



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

下 富 良 野

(札幌一第 7 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 30 年 7 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	3
D 地質調査および研究の歴史	3
E 謝 辞	6
II 地 形	7
III 地 質	12
A 層 序	12
a 概 説	12
b 各 説	14
(1) 神居古潭変成岩類(侏羅~白堊紀?)	14
(2) 空知層群(侏羅~白堊紀)	15
i) 山 部 層 [Ls ₁₋₃]	16
ii) 主夕張層 [Us ₁₋₃]	17
(3) 蝦夷層群(白堊紀)	19
i) 富良野層 [Ly ₁₋₂]	19
ii) 中 川 層 [My ₁₋₃]	23
iii) 浦 河 層 [Uy ₁₋₃]	28
iv) 兩淵層存在の可能性について	29
(4) 幌内層群(古第三紀)	29
i) 天狗沢層 [Mj ₁]	30
ii) 広瀬沢層 [Mj ₂]	31
(5) 天塩層群(新第三紀)	31
i) ベンケ川層 [Ts ₁]	31
ii) オチノンベ層 [Ts ₂]	32
iii) 未分離新第三系	32

(6)	十勝熔結凝灰岩類(第三紀末または第四紀初期??)	36
i)	黄金ノ沢層〔Tk〕	36
ii)	十勝熔結凝灰岩〔Tt〕	36
(7)	第四系	38
i)	高位段丘堆積物〔Qt ₁ 〕	38
ii)	三区礫層〔Qt ₂ 〕	38
iii)	鯨岡礫層〔Qt ₃ 〕	39
iv)	島ノ下段丘堆積物〔Qt ₄ 〕	39
v)	霞城礫層〔Qt ₅ 〕	39
vi)	富良野盆地内扇状地堆積物〔Qt ₆ 〕	40
vii)	空知川峡谷内扇状地堆積物〔Qt ₇ 〕	40
viii)	野花南礫層及び最低位段丘堆積物〔Qt ₈ 〕	40
ix)	河床礫, 氾濫原堆積物, 泥炭等〔Qt ₉ 〕	40
x)	火山灰〔Qt ₁₀ 〕十勝岳火山泥流	42
B	火成岩	42
a	概説	42
b	各説	43
(1)	超塩基性岩類	43
(2)	塩基性岩類	44
(3)	(超塩基性岩に伴う)優白岩類	45
C	地質構造及び地史の考察	45
IV	応用地質	53
(1)	砂金, 砂白金	53
(2)	クローム鉱	54
(3)	石炭	54
(4)	天然ガス	55
(5)	石灰石	56
(6)	石材及び建築用ブロック原料	56
(7)	鉱泉	56
(8)	地下水	56
(9)	災害予防について	57

文 献	59
追 記	62
RÉSUMÉ	63

附図及び表

第Ⅰ図版 踏査路線図.....	2
第Ⅱ図版 地形区分図.....	8
第Ⅲ図版 構造区分図（西半部）	46
第Ⅳ図版 化石図版	
第Ⅴ図版 化石図版	
第Ⅵ図版 化石図版	
第Ⅶ図版 化石図版	
第Ⅷ図版 中川層（中蝦夷層群）下底の不整合	

第1図 カバネリウツカ附近見取図.....	24
第2図 近藤沢，礫岩層露出部附近見取図.....	35

第一表 地層区分，模式柱状図，地史，鉱産一覧表.....	折込
第二表 オルビトリナ石灰岩産古生物一覧表.....	22

地質図正誤図

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書 下富良野 (札幌一第 7 号)

北海道地下資源調査所

北海道嘱託

橋 本 亘

I 序 章

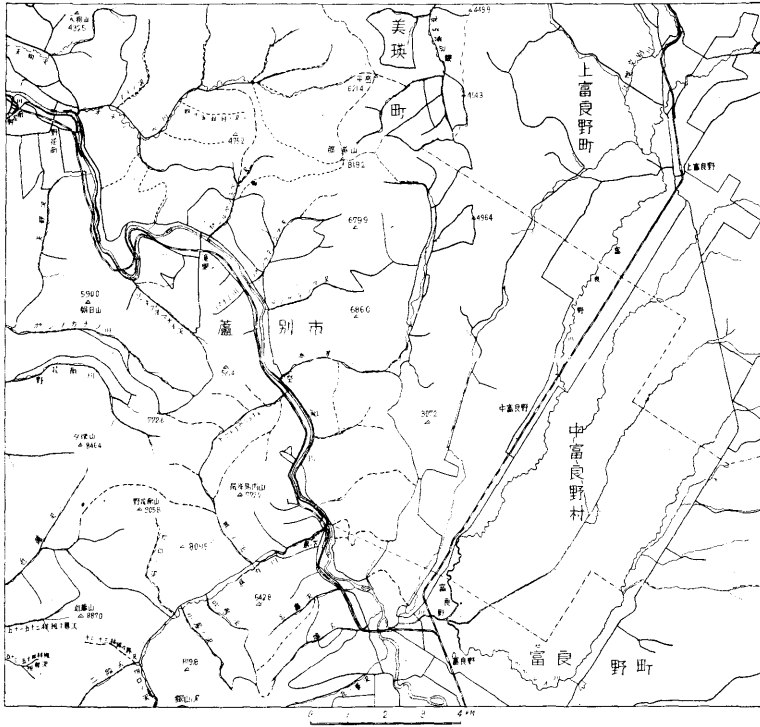
A 緒 言

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ないかぎり、地層の固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来の説明書の形式と異なり多少たどどしくなつていない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、一部の利用者にとつては御不便の点もあろうが、お許し願いたい。

なお文献の取扱い方は：本図幅内の地域の問題に直接関係するものは既刊、未刊の別なく著者名によりアルファベット順に並べそれに追番号を付して巻末に示し、本文中に引用のたびにその追番号をその箇処の肩に付した。なお、未刊のものは手記脱稿の年号の次に (MS) を付し、文献題目の末尾に手記所蔵の機関を明らかにした。



第1図版 踏査路線図

一方本説明書に引用された文献でも、直接本域内の事柄について記述していないものは引用のたびに、その脚註に示した。文献記載の形式は巻末のものと同様である。

B 調査範囲，期間および精度

調査範囲は1/20万旭川図幅第11号1/5万下富良野図幅を中心にこれを取巻く、1/5万美瑛、十勝岳、山部、幾春別岳、下芦別、歌志内各図幅内における接合部に近い部分にわたっている。山部図幅との境は前年の調査に引つづいた⁵⁾のであるが、当時の考え方を多少変更しなければならなくなった。このために両図幅の間に不連続を生じた。下芦別図幅との接合部における不連続は基図とした地形図が、旧陸地測量部版1/5万と、帝室林野局版1/2万によつた違いのために同一の断層が両方の図幅に二重に出現しているためで、地質調査の踏査図においては下芦別調査者等のものとなら食違いはない。

調査期間は昭和27年6月以降28年度に亘り断続して約150日である。

第1図に示した踏査路の内、今次調査の富良野盆地内のもは1/5万地形図をそのまま利用しているが、他の大部分は1/5,000歩測見取図を調製した。ただし、西北隅天狗沢上流、中央北部ルベシベ交流の大部分、馬内川支流小屋の沢、那英山附近の山頂部等の国有林径路上の部分では帝室林野局版1/2万地形図をそのまま利用して見取図を作っている。

野花南北方山地⁵¹⁾に関しては沢田秀穂、小島光夫⁵¹⁾両技官の1/5,000地質図を利用、これを検討したに止る。オチノソベ川においては北海道地下資源調査所の小山内熙、三谷勝利及び北海道大学理学部地質学鉱物学教室加藤又二郎の三氏の1/5,000歩測見取図を一部は筆者自身で検討したが、踏査路線図に明らかにしたように、大部分はそのまま使用している。ルベシベ交流の極一部は小川敦男氏の修論の資料を使用したし、その他筆者の旧資料が随所に使用されている。

C 交 通

図幅のほぼ中央を東南から北西に斜断して流れる空知川に沿つて国鉄根室本線が走り、これに沿うように自動車道路があり、芦別～野花南、島ノ下～富良野間のみバスを通ずる。富良野盆地内は基盤の目のように道路が発達し、その大部分は自動車を通じ得る。それらは盆地東北隅の斜線道路で東から西へとたばねられ上富良野市街地からは一本の国道となつて旭川に通ずる。また南方では富良野町から布部に向う斜線道路により西から東に向い、たばねられて行く。

このような平行四辺形のほぼ外框に当る道路にはバスが通り、富良野町と上富良野市街地を東西両廻りに連絡するし、上富良野からは、旭川、江花、十勝岳山麓にもバスは通うし、下富良野市街地からは島ノ下や遠く山部図幅内の各地にも連絡する。

国鉄は下富良野から富良野盆地の西側を北上し旭川と連絡する富良野線を分岐する。

しかるに盆地の西に連なる山地では、ルベシベ交流(霞城)～奈英～奥御料の細長い盆地列を抱く丘陵地までは農耕地の閑係上道路が見られるが、国有林地域に入ると営林署の運材道路と径道が多少見られるだけである。しかし、国有林としてはずいぶん多くの径路のある地域の一つであると思われるし、手入れも良くできている。

D 地質調査及び研究の歴史

本域の地質に関しては神保小虎^{18, 19)}が一応中生代“島ノ巣石灰岩”式の石灰岩の存在を認めながらも、それを有する地層を古生層として取扱っているのに始まり、その頃の北海道地質

図においては神保小虎と大差ないものが示されている*。

この石灰岩の有孔虫は矢部長克⁷²⁾によりボルネオ産の *Orbitolina concava* LAM.^{**} に比較されたが、後に模式の *O. concava* とは異なることがわかり半沢正四郎とともに再検討し、これが *O. discoidea-conoidea* var. *ezoensis* YABE et HANZAWA と名付けられる新亜種であることが明らかにされると同時に、その石灰岩の下盤から *O. japonica* YABE et HANZAWA なる新種が報ぜられ、それらの高等有孔虫の示す地質時代は Albian とされた。

その後この石灰岩からは *Petrophyton miyakoense* YABE^{77, 79)}, *Nipponophyx ramosus* YABE et TOYAMA⁷⁹⁾ のような石灰藻や、*Praeacpratina yaegashii* (YEHARA)⁷⁸⁾ のような Pachyodent Bivalve を産することが明らかにされて来た。

矢部長克は古生物の示す地質時代から、空知川筋における含オルビトリナ石灰岩層を以て北海道白堊系の最下部に擬し、下部菊石層下部を代表する地層とした^{73, 74, 75)}。しかし、当時は下部菊石層の下底について明らかにされておらなかつたところから、矢部長克はこの問題を橋本亘⁵⁾と与え、当地域を研究地として選定したのであつた。

その結果^{5, 6)}オルビトリナ石灰岩を含む地層の上位には *Desmoceras japonica* YABE を含む地層が不整合に重なるが、下位は整合[?]に放散虫化石に富む奈英川チャート層に重なることが明らかにされ、奈英川チャート層は侏羅紀のものではないかと記した。

なおこの当時でも、既に矢部長克が中生層ではないかと疑っていた夕張山脈の輝緑凝灰岩等を含む地層^{***}との関係が明らかにされず、まだ古生層ではないかと考えられていた。

その後、大立目謙⁴⁶⁾により輝緑凝灰岩を有する地層もまた、奈英川チャート層に引続く地層であるといわれた。このことは山部図幅⁸⁾における 25 線沢で見られる以外はどこでも認められなく、本図幅内においても大立目謙一郎の指摘した両層の整合の見られるとした地点はいずれも断層で両者が接しているか、輝緑岩の進入体で境されている。

橋本亘の研究着手に先だつて 1931 年服部幸雄、池上茂雄はこの地方を訪ね、珍らしい岩石や、化石を採集しており、それぞれ鈴木醇⁵⁶⁾、長尾巧^{29, 30, 31)}、大石三郎⁴⁰⁾により学会に報告され

* 神保小虎, 1890: Explanatory Text to the Geological Map of Hokkaido.

石川貞治, 横山壮次郎, 1894: 北海道地質調査鈹物調査報文.

石川貞治, 1896: 北海道庁地質調査鈹物調査第二報文.

** Martin, K. 1889: Untersuchungen über den Bau von Orbitolina (Patellina auct) von Borneo. Samml. Geol. Reichs Mus. Leiden, Ser. I, IV, 209~237.

*** 矢部長克, 1901: 北海道夕張川上流における所謂古生層に就いて 地質, VIII. 312~315.

ている。すなわちそれらは、トロンニウム岩、*Toucasia carinata* var. *orientalis* NAGAO、及びシツラリア様印象のある砂岩で、最後のものは後に郡場寛、三木茂²¹⁾により *Palaeodictyon majus* MENEGHINI であることが確められた。

1937 年高橋英太郎⁶⁰⁾は橋本亘の研究地域の西に連る地域の研究を行った。これで本図幅内の地域は、富良野盆地の東の台地と盆地内、西北隅のオチノンベ川以北、ノカナン川及びボンノカナン川の大部分等を除き、山地の大部分は一応踏査された。

1941 年の北海道大学地質学教室の修業論文の研究主題目は 神居古潭変成岩類に関するもので、そのために選ばれた研究地の一部に本域の中央部が入っている。すなわち、ルベシベ交流方面は小川敦男³⁷⁾、空知川峡谷の東の山地は榎原才市⁴⁷⁾、オチノンベ川以北は大島徳哉⁴⁵⁾により調査された。

翌 1942 年の修業論文研究地は滝川～富良野間に選ばれ、本域に関するものが三つある。浜野一彦⁴⁾は島ノ下を中心に、大沼善吉⁴⁴⁾は滝里(奔茂尻)を中心に、中村頼三³³⁾は野花南東方を調査している。これらの調査研究では、中生界層序に関しては特に記すような発見はされていないが、第三系については、鳩の沢挾炭層の地質時代が、長尾巧²⁸⁾や橋本亘⁶⁾によつて考えられた古第三紀説が、今日の定説である新第三紀説に改められたが、橋本亘がボンルベシベ頁岩と呼び滝川層に対比した地層などは、今日見れば新第三系下部のものであるのが逆に白堊系に入れられたりしている。オチノンベ川の第三系がサキベンベツ植物化石群⁴³⁾を産することは高橋英太郎以来次第に明らかにされて来たが、野花南北方山地の第三系については当時まだ明らかにされていない。これ等の成果は佐々保雄、湊正雄、昭和 17 年度 2 年目学生の連名で発表され、空知統なる新称が提案された。⁴⁹⁾

これがいろいろ問題になつて来たのは極最近のことで、沢田秀穂、小島光夫⁵¹⁾が、この方面に幌内層の上部に整合する挾炭部があつて天塩統下に整合に覆われると記したことに始まるようである。そして、その挾炭部は及川昭四郎及び浅野清により紅葉山層に相当するよう有孔虫群を産するといわれた。

一方、オチノンベ川の第三系は *Comptoniophyllum* や *Ostrea gravitesta* YOK. 等を産している一方、大石三郎、藤岡一男⁴¹⁾は *Woodwardia Endoana* OISHI et HUZIOKA の産出を記載して問題を提出している。しかるにその後の調査者によつてこの問題は解決されていないようであるばかりでなく、本説明書においてもその解決はできないでいる。

図幅の東半を占める“流紋岩”及び富良野盆地沖積地の地域は、十勝岳火山の六正 15 年の爆発惨事⁵⁹⁾に関連して調査が行われている。地形及び地質に関しては多田文男、津屋弘達⁵⁹⁾が記し、その調査範囲の一部が当域に入る。噴火に当り、惨事の直接の原因となつた泥流に

ついでには中村左衛門太郎³⁴⁾、渡瀬正三郎^{69, 70)}の調査がある。田中館秀三^{*}の文献は不幸にして見るを得なかつたので当域にどの程度関連するか不明である。

橋本⁶⁾もまた地域の北における河川争奪について記したことがあるが、今日においては当時の考え方を多少改めねばならない。

盆地内及び周辺の丘陵地における農業家の最大の関心事は土壤の問題で、農事試験場における調査資料は瀬尾春雄⁵²⁾によつて取りまとめられ、公表された。しかし、土壤流亡の問題について、地質学的には別に調査されたものを知らない。営農者のための飲料水の問題は、道庁開拓部において研究され、森谷虎彦²⁷⁾が少しく記しているが、当域の水井戸掘りの多くは請負に出されたため、一、二を除いて作井柱状図が残されていない。

近藤忠三²⁰⁾は水田早期灌漑用水々温上昇の手段を地下水の利用に求められるかという問題を研究し、当域についても調査しているが、良い結果は得られていない。

当域内には石炭を初めとし、二、三の鉱種の存在が知られ、その内には稼行されたものもあるが、本格的に地質調査したことを聞かない。ただ、全国埋蔵炭量炭質調査の一環として、百石浩¹⁶⁾、西田隆夫¹²⁾や橋本亘⁶⁴⁾、為口和己¹²⁾、富樫豊⁶⁴⁾の調査が札幌通商産業局石炭部の手によつて野花南北方及び富良野町西方に施行され、最近、野花南南方地域も調査されたかか聞く。

岩石学的研究としては先に記したように、池上茂雄、服部幸雄の採集標本について鈴木⁵⁶⁾醇の研究がある他に公表されたものは多田文男⁵⁹⁾、津屋弘達⁵⁹⁾の記載等に止まるようである。

E 謝 辞

本説明書を執筆するに当り、まず老師矢部長克博士、故長尾巧博士に深い感謝の心持を表したい。約 20 年前の卒業論文の研究地域を再び今日見直す機会を得て、改めて師恩の深さをつくづくと感じた次第である。

神居古潭変成岩類に関しては折にふれ鈴木醇博士より御教示を得たし、十勝熔結凝灰岩に関しては石川俊夫博士、鈴木淑夫、北川芳男両理学士からいろいろと御教示をいただいたし、原田準平博士からも旭川盆地における同岩相に関する御観察の模様を承るを得た。富良野町三区鳩ノ沢における炭層状況については佐々保雄博士より資料をいただいた。

道立地下資源調査所の佐野正夫所長、齋藤仁次長、長尾捨一、齋藤昌之両課長の各位には、思いがけぬ筆者の身体不調から生じた調査の遅れを取りもどすよう各種の御便宜、御

* 田中館秀三、1926： 十勝岳暴発概報。札幌。

援助を得た。特に小山内熙，三谷勝利両理学士には，北海道大学理学部地質学鉱物学教室の加藤又二郎氏とともに野外調査の御援助を得たし，酒匂純俊理学士は岩石鑑定⁵⁴⁾の勞をとられた。

珊瑚化石の研究については東北大学工学部鉱山学教室の江口元起博士の御教示をいただいた。また化石薄片の製作については埼玉大学学長遠藤隆次博士の御好意によつた。

附図の化石写真の殆どは東北大学理学部地質学古生物学教室浅野清博士の御好意により同教室の熊谷氏に筆者の卒業論文から複写していただいた。

富良野盆地の地下水及び天然ガスに関して，北海道開拓部尻浦技師の手許にあつた資料をいただくことができた。又，明治鉱業橘彰一理学士には化石産地の御教示を得た。

地形図の補正は北海道大学理学部地質学鉱物学教室熊野純男並びに北海道嘱託笹谷雄二両氏の手になるものである。

未刊行手記の閲覧については，北海道大学理学部地質学鉱物学教室，東北大学理学部地質学古生物学教室，札幌通商産業局石炭部，工業技術庁地質調査所北海道支所等各機関の御好意による。

また現地調査に当つては，芦別，上芦別，富良野，美瑛各営林署の御世話になることが多かつたし，美瑛町においては霞城における宿舎について御配慮を得た。

以上記して関係各位に深く感謝する次第である。

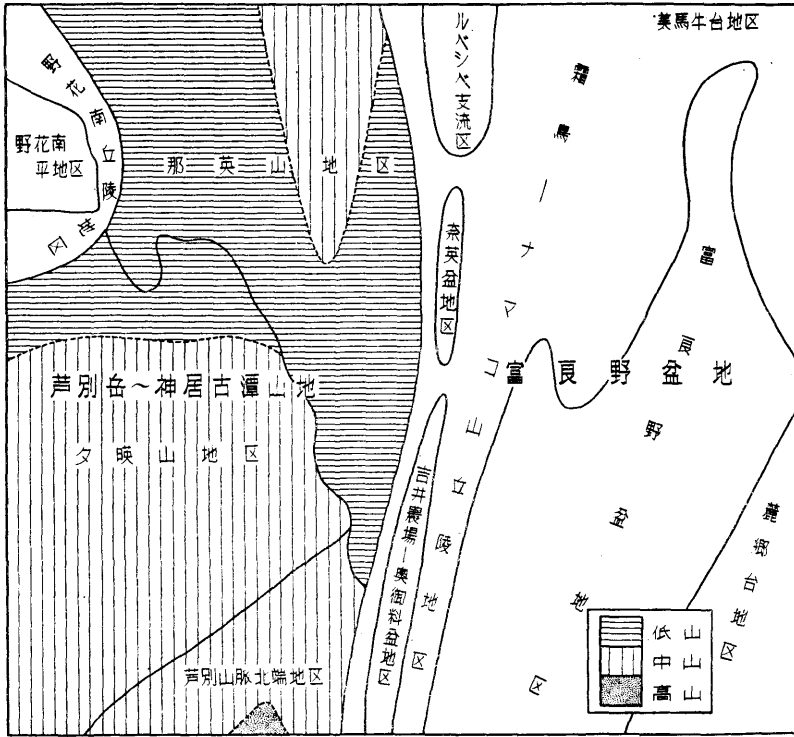
II 地 形

本図幅内の地形は第2図に示したように区分されるが，大別すれば東半分⁵⁵⁾に相当する富良野盆地とそれを圍繞する丘陵地域から成る地区と，西半分⁵⁶⁾に相当する山地域から成る。

富良野盆地地域は大部分が後述の十勝熔結凝灰岩から成り，中央部の大部分を占めて富良野盆地⁵⁷⁾が見られ，西方の第二紀層から成る山地域と十勝熔結凝灰岩の間の切妻状のところ⁵⁸⁾に沿うように南北に細長い盆地列が見られる。

山地域は，これを南東から北西に斜断する空知川峡谷と，その支流である馬内川及びオチノンベ川と，後者の更に支流であるアイノ沢によつて更に四つの山地に分けられ，空知川は野花南に至つて始めて石狩平野につながつて行く谷底平地の末端の扇状地が見られる。

富良野盆地地域は下村彦一，花井重次，渡辺光，岡山俊雄，⁵⁵⁾ 樺山正英等によつて中央盆地⁵⁶⁾区と呼ばれた地形区を形成する一員で，その最南端にあたり，本図幅から山部⁵⁷⁾図幅⁵⁸⁾にかけ



第2図版 地形区分図

で見られる。周囲には熔結凝灰岩から成る丘陵地が見られ、本図幅の東部は山部図幅で麓郷台地と呼んだ平夷面の延長で北西方に緩く傾き、盆地との境界は次第に断層崖から繞曲崖に変わり、遂に、図幅北部に至ると、富良野盆地の北部には、向斜状部を成す美馬牛台地があつて、美瑛盆地との境をしている。

この向斜状部を西に行くと、東に傾く面をのせる霜鳥～ナマコ山の丘陵部が見られ、霜鳥から北方、美瑛図幅を経て旭川の方に向つては緩く東に傾くが、本図幅の中部以南では、東へかなり急な傾斜を示す。この丘陵地と、西方の山地区との間に狭い盆地列が見られ、北ではルベシベ交流の谷、それから奈英盆地、吉井農場、奥御料と南に向つて連なる。

奈英盆地を初めとし、その東方の新田中附近等で見ると、平夷面を東に傾動させた運動は最近までつづいているものの如く、川は谷間の東側に片寄つた流路を取り、東側には急崖を見せるが、西側からは崖線や扇状地の発達がある。

以上のべた丘陵地、あるいは台地上に見られる傾動、繞曲を示す平夷面は、大立目謙一

46) 郎により流紋岩及びその凝灰岩の堆積面と考えられ、多田文男、津屋弘達により十勝岳火山⁵⁴⁾の基底を成す流紋岩(十勝熔結凝灰岩)の流走面、または準平原面と見做され、中野尊正⁵⁵⁾は侵蝕平夷面と認め、筆者もまた山部図幅⁸⁾において、これが侵蝕平夷面であることを明らかにした。

その噴出の時期について大立目謙一郎⁴⁶⁾は「石狩低地西南側の石切山凝灰岩(上部更新期頃)の形状に彷彿たるものがある」と記した。中野尊正⁵⁵⁾は十勝岳下の流紋岩は『川端統、追分統堆積後のはげしい褶曲後、山地を開析した起伏の多い山地を埋めている。かつ、その表面は少なくとも三段の山麓階が 800, 700, 600 m に認められ、700 m 面は古期岩類を切つて発達する 700 m 面に対比される。流紋岩の噴出時期から 700 m 面の時代は限定される。まず、この面の形成は滝川層またはその多少前後の時期を考えられ、したがつてそれ以下の面はより新しい時代の形成と考えられる。』と記している。一方橋本⁸⁾は山部図幅において“流紋岩”の噴出の時期を、十勝盆地における“池田層”上部に見られる“流紋岩”と対比して、大体滝川層堆積期の噴出と考へた。^{*}

石川俊夫¹⁷⁾はこの流紋岩が泥熔岩の性質を有することを明らかにし、それを富良野泥熔岩と呼び、噴出の時期を洪積世中期? と考へ、『その噴出の結果北微東の大地溝の陥没を惹起した』と見做している。

湊正雄²⁶⁾もまた富良野熔結凝灰岩を旧洪積世(あるいは新洪積世?)と考へている。

このように、噴出時期についていろいろ取沙汰される熔結凝灰岩に対し、少なくとも本図幅とその附近においては、それを決定づける堆積岩を発見することは不可能のようである以上、中野尊正の記すのとは逆に、地形学的方法によつて噴出時期を推定して見るより手段がないようである。

そのためには本図幅の東南の西達布図幅並びにそのまた東隣の佐幌岳図幅における熔結凝灰岩の分布や下位層との接触の模様について甚だ知識が不足しているのであるが、従来

* 先に橋本⁸⁾が対比した然別発電地域の流紋岩(橋本亘, 1952: 然別発電計画地域の地質。北地要報, (20), 7~13.)については、これも熔結凝灰岩である事が明らかにされ、それと比されたピリベツ川の幌安山の斜長流紋岩(大石三郎, 渡辺武男, 1932: 然別沼図幅)もまた熔結凝灰岩である。後者が池田層に不整合に覆われることは確かされたが(橋本亘, 1955: 十勝支庁管内の地質及び地下資源。十勝総合開発促進期成会)前者については明らかでない。これが十勝岳基底の熔結凝灰岩と同層準と橋本誠二(1954: 御影図幅。開発庁)は考へているが、1/20万北海道地質図(3)の編輯に当つて、筆者は多くの人々の見解との調整をはかるために、別々のものとして取扱ひ、十勝熔結凝灰岩(編輯委員会で名称を誤つたものか?)のみは第四紀初期のものとした。

の知識から見ると次のように考えられる。すなわち：

中野尊正³⁵⁾の認める 800, 700, 600 m の三段が熔結凝灰岩地域に見られることは森谷虎彦の資料に徴しても確かなのである。なお同氏の記すように熔結凝灰岩の下底は起伏の多い山地を埋めていることは、山部図幅でも明らかであるし、本図幅のルベシベ支流、奈良盆地では、埋められた谷の幅が 1.5~2 km あることも知られる。また、新しい断層は富良野盆地以外大規模の落差のものはない。

次に麓郷台地は北では 300 m に降るが南方山部図幅では 600 m 近くに達し、そこでは熔結凝灰岩の下底が見られ、布礼別川では約 200 m、西達布川では 300 m である。すなわち布礼別川では平夷面は 440~470 m で比高 240~270 m、西達布川では 300~440 m のところに二つの平夷面が見られ、比高 60~170 m である。

今仮に熔結凝灰岩噴出期を洪積世初期と想定し、かつ 700 m の平坦面が古期岩層の上のみ発達しているとし、その上に回春した谷が麓郷台地の下に埋めつくされている谷形であるとして、果して無理がないかどうか調べよう。始め 700 m の平坦面が水準に近いところにあり、次にこの上に布礼別で 200 m に見られる谷底ができるためには、 $700 - 200 = 500$ m 以上の上昇が必要となる。次に熔結凝灰岩の噴出があつて麓郷面ができるためには、麓郷面が水準面となつた時には上に記した比高だけ基盤が下降していなければならぬ。そうすると少くも 240~270 m 以上下降することになる。

このように 1/5 万地形図で 4~5 枚に亘つて認められる大量の上昇、下降が、単に十勝岳周辺に限られた特別なものと考えすることは少しく不自然ではなからうか。従つて、若し、これに相当する事件が北海道の第四紀の地史に見られないならば、この噴出が第四紀初期という仮定を満すには、700 m の面の形成は第三紀末で、そこに回春した地形面、すなわち、熔結凝灰岩の下に埋められている地形が、第三紀と第四紀を境する面ということになる。

しからば、麓郷面を侵蝕面と考えずに、熔結凝灰岩の下の谷形を極若い時期の産物と考えられるであろうか。そのためには次の重要な反証があげられる。すなわち空知川峡谷内における谷に沿う高い段丘礫層 [Qt₁] 中に熔結凝灰岩と少しも区別できない岩石が巨礫として発見される。島ノ下隧道の北のオルビトリナ石灰岩の小沢を挟んで北側の山の上で、現在の川面から少なくとも 170~190 m ほど高いところにあるし、滝里(奔茂尻)の西々南で 180 m 以上高いところにも見られる。

* 森谷虎彦理学士南富良野村落合北方の水利地質調査資料, 1/20万北海道地質図(4) 1955, 編輯に使用。

この付近には、これらの礫層に発見されるような大きさの岩塊を供給できるような近くには勿論、十勝熔結凝灰岩に似て非なる流紋岩または熔結凝灰岩はまだ発見されていない。

比高 180 m のところにある礫層がもし海岸附近にあるならばこれが洪積古期も一番古い地層である疑いが十分にある。上に記したように空知川峡谷の入口と、ほぼ出口に近いところで同じような比高を示す礫層が、極若いものであるにもかかわらず特別な理由からこの峡谷内だけでこのような比高を取り得たと考えなければならぬ理由もないように思われる。〔地史の項参照〕

このように、この資料を素直に受入れて考えるならば麓郷面の形成は上記の礫層より多少古い生成で古期洪積世と考える方が良いと思われる。そのとき熔結凝灰岩の噴出がなお洪積世初期であるためには初めにのべたように考える以外にはないであろう。

次にもし 700 m, 800 m の面がなお熔結凝灰岩の上にある侵蝕面であるといわれ得るならば、第一の仮定を満足させる第四紀初めの地史は第三紀末の陸面の上に熔結凝灰岩の噴出があり、基盤は少なくとも 600 m 下降し 800 m の面がほぼ水準面として出来上り、上昇し 700 m, 600 m の面を順に生じたことになる。そして次に島ノ下から下流の空知川峡谷内の高位段丘礫層ができたことになる。それらが全部古期洪積世という時間内に出来上る可能性はまずなさそうだと考えなければなるまい。なおそればかりでなく、600 m の下降を示した基盤が今日 200 m まで上昇している故に、この昇降量を局地的と言わないかぎりこれに伴った海成層が相当広く陸上に発達していそうなものであるが、事実はどうであろう。

流紋岩質の凝灰岩を有する海成層は、十勝平野では本別層^{*}、または池田層^{*}が見られ、石狩方面では滝川層^{**}、北見では社名淵層^{***}が見られる。これらはいずれも鮮新世新期の堆積物で、今のべたように北海道中央部及び東部に亘り全域的な分布を示し、その下底の不整合も、下位層との構造差も著しいもので、先に記したような 600 m の沈降と、なおその上に、1/20万 北海道地質図¹³⁾(3)にも見られるような宏大な分布を示す十勝熔結凝灰岩を中心部に有した火山活動に相当してもふさわしいような地層のように思われる。

麓郷面の上に生じた河川系が富良野盆地を生じた断層に切れ、河川争奪が見られることはすでに多田文男⁵⁹⁾、津屋弘達⁸⁾も記し、山部図幅にも見られるが、本図幅の北部においては旭川盆地水系に属するルベシベ川や美瑛川の支流の上流部が曲隆の結果富良野盆地の水系に変わってしまった例をすでに筆者は記している。当時、変流以前の水路と富良野盆地成⁶⁾

* 橋本 亘, 1955: 前出において再定義した意味のもの。

** 鈴木 醇, 1953: 深川図幅. 北開発庁.

*** 竹内嘉助, 1942: 鴻ノ舞図幅説明書. 北工試. 地調報., (6).

長期を通じての変化について鯨岡礫層の分布が盆地内に限られると誤認したために富良野湖を生じたときがあり、その水がそれら旧水路を通じて旭川方面に通じた時期があつたのではなからうかと疑つたのであるが、少なくとも鯨岡の礫層は空知川峡谷内にまで追跡されることがわかっただけで、それでもなお旭川方面とこの旧河川系を通じての通水期があつたかということは本図幅内では確められなかつた。

山地々域の方は馬内川と空知川に囲まれる芦別山脈北端地区、その北につづく那英山地区は空知川と落辺川から天狗沢上流に亘る附近から東の区域で、主として第二紀層から成る。空知川を低所とし、それぞれ南及び北に高くなつている。そして後者は神居古潭の方につづいて行く割合高さの平均した山地となり、その西側には低く、平坦面をかなりよくのこした山地があり、次に記す夕曛山地区の北部と良く似ており、空知川の谷にそつて発達する。

このような山脈性の山地と異なり、馬内川の西に当り、野花南の南を占める山地は、800 m, 500~600 m, 300~400 m 前後に平坦な山稜を有する山地で、低い方のものでも上には今でこそ礫層は見られないが、かつてはその上に礫層があつたものの如く、ノカナン川やボンノカナン川の中段の段丘堆積物や、河床礫の中に蛇紋岩やオルビトリナ石灰岩等、これらの川には縁のない岩石で、しかも現在の河川系からはその由来の径路もわからぬ出方をするものが発見されることから想像される。

図幅の西北隅を占める野花南丘陵地は平均 200~300 m ほどの丘陵地で、主として第三系から成る。この地域でも現在の河川系とは無関係な古い礫層があつて、それから由来したと考えられる古期岩が、山腹や河床に発見される。

III 地 質

A 層 序

a) 概 説

本図幅内に見られる堆積物及び火成岩類は次のように分類され、その相互関係、地変等は第一表に示したように解せられるであろう。

最も古い地層は空知層群やあるいはその下位に連なる地層などから変成したと考えられる低度の変成岩類である。これは神居古潭変成岩類に属するものであろう。次で空知層群となる。これと神居古潭変成岩類との相互の重なりを見られる露出がない。

第 1 表

地質年代	地層区分	模式柱状図	岩層及び主要化石	地史	有用産物			
新第三紀	漸新世	十勝熔結凝灰岩層	凝結岩質凝灰岩層 上部に非凝結部あり。凝灰質凝結岩、砂岩質。	後川海侵 後川端地変	砂岩、凝灰岩、砂岩質、凝灰質、凝結岩、凝灰岩質、凝灰質。			
		近余、沢層						
	中新世	オキノベ層 Ochinobe F. 断層層		Comptoniophyllum Naumanni 上部栗色泥岩、中部灰緑下部灰色、砂岩質、石炭あり。 Mytilus sp. Ostrea grovilesta	川端海侵	石炭		
		ペンケ川層 Penkegawa F. 500						
	漸新世	広瀬沢層 Hirosezawa F. 450+		Plectofrondicularia sp. 主として泥岩からなり、厚い砂岩を介し、下部に石炭層あり。	先川端地変 石狩地相斜	石炭		
		天狗沢層 Tenguzawa F. 350+						
	白堊紀	浦河世	上部泥岩層 Upper Mudstone 450	Inoceramus amakusensis 暗灰～黒灰色塊状泥岩主、時に板状層理	後蝦夷地変 Epi-Cretaceous Orogeny	[輝緑岩] 侵入 [砂岩] 10-15層 [砂岩] 古層変成岩類		
			月見層 Tsukimi F. 250	灰白色中～粗粒凝灰質砂岩				
			下部泥岩層 Lower Mudstone 500+	暗灰～黒灰色塊状泥岩主 Inoceramus uwajimensis				
		ヤマト世	近藤山砂岩層 Kondoyama Sandstone 450+	粗～細粒粗粒砂岩主、時に栗色頁岩と互層 Cupressinoxylon sp. Palaeodictyon majus Desmoceras japonica 塊状暗灰色泥岩主、時に細粒砂岩、シルト岩を交互、薄板状層理を示す部分あり。下部に酸性凝灰岩の層あり、凝結岩となる。	第二次 蝦夷地相斜			
			馬内川頁岩層 Umanagawa shale	Inoceramus cfr. hobetsensis l. aff. crispus l. yabei				
			笠森砂岩礫岩層 Kasamorizawa Sst. & G. 300	中～粗粒砂岩とシルト、中下部、基底部に礫岩上部には互層部あり。				
			富良野層 Shimenoshita Shale 900	(和名不明砂岩層) Orbitolina L. 島、下頁岩層 Shimenoshita Shale 900				
		古新世	富良野層	富良野砂岩層 Tomitai Sandstone 80-540	主として灰白(常質)色中～粗粒砂岩の厚板状層理を示すもので著しく凝結岩の類である。 Nilssonina sp.	中蝦夷地変 Intra-Yezo Orogeny	[砂岩] 断層層理	
空夕張			奈英川チャート層 Naegawa Chert	灰白色中粒砂岩 黒色硅質頁岩 Radiolaria 鉄、銅、などのチャートを主とし、	先蝦夷地変 Pre-Yezo Orogeny			第一次 蝦夷地相斜
知山			パンナチン硅質岩層 250 二十五線沢砂岩層 270 空夕張川硅質岩層 00	輝緑岩(粗粒の?) 侵入 Radiolaria 白色硅質岩 灰白色粗粒砂岩、時に礫岩、一部凝灰岩 Radiolaria				
侏羅紀	芦別岳輝緑凝灰岩層 Ashibetsudake Slatstein	輝緑凝灰岩、輝緑岩、同質塊岩を主とし、時に塊状構造を示す層あり。上部には薄い砂岩層を介在する。 輝緑岩侵入	空知地相斜	クドム鉱				
	未明 1400							
	芦別川硅質岩層 Ashibetsugawa SIL. Rocks 650	砂岩						
	黒色片岩類 Black Schists 600 緑色片岩類 Green Schists 400	粘板岩、千枚岩、圧碎岩、石英片岩等 輝緑片岩、玻璃質輝緑凝灰岩						

本図幅内の空知層群は山部図幅内のものとは異つて全層が完全に揃っていない。山部図幅内で空知層群の層序が確立された今日、改めて奈英川チャート層の模式地を中心にこれを見直して見ると、当図幅内空知層群分布地域の北半に良く発達している大きな結晶からなる輝緑岩の占める構造上の意味が明らかになつて来た。すなわち枕状熔岩を主とし、これに硅質岩を伴う山部層と、主として硅質岩からなる主夕張層が、これを境にして相互にいろいろな層序で接しているのである。

次に古いものは蝦夷層群で、上中下に三分され、さらにいくつかの部層に細分されている。ほとんど総ては山部図幅内に見られたものの延長であるが、富良野層(下部蝦夷層群)にあつては富間砂岩層は良く発達するが、オルビトリナ石灰岩は発達が悪くなり小レンズのみとなる。中川層(中部蝦夷層群)は地向斜型をとるが、上部の近藤山砂岩層は著しく良く発達する。浦河層(上部蝦夷層群)は山部図幅には見られなかつた *Inoceramus uwajimensis* YEHARA 帯や、*Inoceramus amakusensis* NAGAO et MATUMOTO 帯が見られ、⁵⁴⁾ 両者の間には上芦別図幅における月見砂岩層に相当する岩相も見られる。なお転石から察すると函淵層発達の可能性も考えられる。

中川層(中部蝦夷層群)下底の不整合は山部図幅にも記したように、奔茂尻発電所上流の空知川S字曲点(カバネリウッカ)において見事な傾斜不整合(第VIII版, 第1, 2図)として観察される。

古第三紀層については、石狩層群に相当するものは、オチノンベ川における *Woodwardia Endoana* OISHI et HUZIOKA の産出が記されているという問題があるだけで、⁴¹⁾ 確実なもの存在は未だに知られておらないが、幌内層群上部の紅葉山層に相当すると考えられる動物群を産する地層が知られ、^{1, 38)} 下位から天狗沢層、広瀬沢層に分けられ、その内に石炭層が見られる。

⁵¹⁾ この地層は沢田秀徳、小島光夫によれば上位の天塩層群と整合すると言われる。

新第三紀層には天塩層群があり下部は主として海成層からなるベンケ川層で、これの上に重なると考えられるものがオチノンベ層で *Comptoniophyllum naumanni* NATHORST 等⁴⁾ サキペンベツ化石植物群を産する。かつて鳩の沢挾炭層と呼んだ地層は外観状、これらの地層とも異なる点が多いし、その他各地に発見される礫岩を主体とし、黑色頁岩を有する地層等とともに一括して未分離天塩層群として示した。オチノンベ川上流における礫岩層は第二紀層の帯状構造地域に発見されるもので地災の解釈上重要視される。

十勝熔結凝灰岩の噴出期に関しては第四紀洪積世旧期あるいは新期かとする¹⁷⁾ ^{26, 46)} 言われるが、ここでは第三紀末である公算の多い事を記した。

第四紀の各種堆積物を成生の時期や性質等から出来るだけ分類を試みたが、まだまだいろいろな問題があつて、富良野盆地の発達史や空知川峡谷の発達史を相互に連絡づけて充分決定的な解説を行ひ得るには至つていない。

b) 各 説

(1) 神居古潭變成岩類 (侏羅～白堊紀?)

- 1877 神居古潭石層 B. S. Lyman*
- 1934 神居古潭系 鈴木 醇**
- 1936 平岳結晶片岩 橋本 亘⁶⁾
- 1944 神居古潭岩類 鈴木 醇***
- 1952 神居古潭變成岩類 佐々保雄, 根本忠寛, 橋本 亘, 松沢太郎⁵⁰⁾
- 1952 神居古潭變成岩類 橋本 亘⁷⁾
- 1953 神居古潭岩層 鈴木 醇****

神居古潭變成岩類とは石狩川中流の神居古潭を模式とし、同地において、蛇紋岩や輝緑岩に貫かれ、遭逢に富んだ熱水作用により高度に變成された緑色片岩や黒色片岩に対して B. S. Lyman が与えた名称である。

その後神居古潭系と呼ばれ、低度の變成岩類もある事がわかつて来た。それらの内には侏羅紀の化石を残存するものが知られて来たり、蛇紋岩の進入が變質の強調に与つている事や變成作用そのものも非常に選択的に作用している事等が明らかにされて来て、1942年の地質学会における鈴木醇⁵⁷⁾の講演に見られるようにこれを系として取扱うよりは神居古潭岩類と呼ぶ方がよしいと言われた。

- * Lyman, B. S. 1877: A General Report of Geology of Yesso, Sapporo.
- ** 鈴木 醇, 1934: 所謂神居古潭系の岩石について (摘要) 地質., XLI, 392~394.
- *** 鈴木 醇, 1944: 北海道の地質概観. 地質., LI, 15~24.
- **** 鈴木 醇, 1953: 深川図幅. 北開発庁.
- ***** 鈴木 醇, 1939: 御荷鉾系及び神居古潭系の岩石学的研究. 等振第6常置委, 研究抄録 I.
- ***** 矢部長克, 杉山敏郎, 1939: 神居古潭系の化石. 地質., XLVI, 340~341.
- ***** 1939: Discovery of a Mesozoic Hexacoral in a "Green Schistose Rock of the Kamuikotan System" of Hokkaido. Proc. Imp. Acad., XV, 86~89. 1941: 北海道における *Circoporella semicltrhata* HAYASAKA の発見. 地質., XLVIII, 38~41.
- ***** 原田準平, 1939: 北海道における蛇紋岩進入に関する一新事実. 地質., XLVI, 575.
- ***** 鈴木 醇, 1936: 選択變成作用について. 科学, VI, 147~151, 196~198,

本域にはその模式地に連なる変成岩類分布地域の末端が現われているが、その変質度は極めて低いもので、地層としては空知層群の最も標式的なものである枕状熔岩を有する芦別岳輝緑凝灰岩層の下に重なって行くように思われるが、未だに両者の重なるの明らかな露出が見られていない。

外観上の区別から一応綠色片岩類と黒色片岩類に区別して示したが、顕微鏡的にはその成生鉱物からいくつかの名称がつけられる。

綠色片岩は落辺川衝上断層にそつて、断層と蛇紋岩塊との間に見られ、黒色片岩類はその東側にそつて分布し、平岳断層以南では空知層群の東側にそつて、奈英盆地の西側に分布する。

1) 綠色片岩類 (Gs)

(1) 玻璃質輝緑凝灰岩

オチノンベ川支流アイノ沢、同二ノ沢、同四ノ沢等の上流に見られるもので多少の方向性を有し、割合軟かく、薄く剝離する。方向性はアイノ沢のものが最も著しい。何れも緑泥石化著しく、外観暗綠色を呈する。

その他に、大島徳哉⁴⁵⁾は落辺川支流アイノ沢上流の御料山東方及び落辺川第二支流上流から輝緑片岩を認めている。鏡下では緑簾石が大部分を占め、白チタン鉱が浮雲のように見られ、緑泥石は汚濁不透明の所が多い。曹長石の発達は著しくないと記載されている。

アイノ沢上流のものは曹長石>緑泥石>輝石と言う量比と組成を有する。

2) 黒色片岩類 (Ph)

これには粘板岩、千枚岩、石墨片岩、圧碎岩等が見られ、千枚岩類も鏡下にその成分鉱物的に分ければ、絹雲母、石英、赤鉄片岩；赤鉱、陽起石、石英片岩；緑泥石、曹長石、石英片岩；緑泥石、絹雲母、曹長石、石英片岩等の名を与えられる事であろう。

(2) 空知層群 (侏羅～白堊紀)

1943 空知統 佐々保雄、湊 正雄、他⁴⁹⁾

1952 空知層群 橋本 亘⁷⁾

1953 空知層群 橋本 亘⁸⁾

本域の空知層群は始め筆者により芦別岳輝緑凝灰岩層及び奈英川チャート層と呼ばれ、前者は古生層に後者は侏羅紀層と見做された。その後大立目謙一郎⁴⁶⁾により両者は整合であると言われたが、山部図幅にも明らかにしたように、同氏が示した両者の整合と言われた地点では山部の25線沢だけが確かである。

山部図幅⁸⁾において知られた空知層群の層序を以て本域を見直す時には、奈英川チャート

層模式地の中に出る大きな結晶を示す輝緑岩の東側のチャート層やそれから南の二本の沢⁽⁴⁾と同質の輝緑岩岩脈の間に見られるチャートは果して始めに選ばれたように奈英川チャート層に入れられて良いか疑問で、広くこの附近を見ると、それは寧ろ本層群下部の一員と考える方が宜しいようである。そしてこの輝緑岩は、明らかに両側の地層に変質を与えており、大立目謙一郎⁽⁴⁾の考えたような熔岩流ではない。その進入は断層中に行われたもので、その点、このように大きな結晶を作る輝緑岩の性格は、山部図幅から金山図幅^{*}に至るまで同様である。

本層群は山部図幅において知られた層序から見て、上下の二層に分けられ、下部は山部層で輝緑凝灰岩や枕状熔岩を主たる構成物とし、上部は主夕張層と呼ばれ硅質岩を主とする。

本域ではその地質時代を知るに足る古生物を産しないが、山部図幅⁽⁸⁾や金山図幅の資料などから概ね侏羅紀とされる。

i) 山 部 層 [Ls₁~Ls₃]

(i) 芦別川硅質岩層 [Ls₁]

1953 芦別川硅質岩層 橋本 亘⁽⁸⁾

おそらく本層に入ると考えられる白色硅岩層がルベシベ支流方面に知られる。上、下両層との関係も未詳であるばかりでなく、本層それ自身の立派な露出すら乏しい。

(ii) 芦別岳輝緑凝灰岩層 [Ls₂]

1936 芦別岳輝緑凝灰岩層 (一部) 橋本 亘⁽⁶⁾

1953 芦別岳輝緑凝灰岩層 (再定義) 橋本 亘⁽⁸⁾

これは山部層群の主体を成すもので、主として枕状熔岩や輝緑凝灰岩からなり、図幅中央北部に始り、那英山を中心とし、それから南の山地の主要部を作り南下し奈英川の南に至り、十勝熔結凝灰岩 [Tt] の下に沈んでいる。

小さな露出が馬内川左岸第一支流内に見られる。

時に薄い緑色のチャート層を介し、その内の顕著なもの2枚は、ペンケテシマ内に見られ、図に示した。

上位層との関係はペンケテシマ及びバンケテシマにおいて整合と見られるが、馬内川左岸第一支流では不明である。

* 小山内 熙, 長尾捨一, 橋本 亘, 1955 (MS).

** 矢部長克, 杉山敏郎, 1939; 1939; 1941: 前出 P. 14参照

(イ) 主夕張川硅質岩層 [Ls₃]

1953 主夕張川硅質岩層 橋本 亘^(*)

前記地層の西側にそつて発達し、時に輝緑岩の中に取り込まれて出現する。

主として淡緑色の板状チャートで多くの放散虫遺骸を含む。その最も保存の良いものは奈英川で、*Sphaerozoum* 等をも産し、最も多いものは *Cencsphaera* で次には塔状のものが数種ある。橋本亘^(*)の示した写真は概ねこの地のものである。

ほとんど単斜構造を取るが、馬内川左岸第一支流のみは下位層とともに小さな背斜を示すらしいが露出不足のため予想されるに止る。

ii) 主夕張層 [Us₁₋₃]

(i) 二十五線沢砂岩層 [Us₁]

1953 二十五線沢砂岩層 橋本 亘^(*)

本層に相当するものは滝里駅東方パンケテシマの支流一カ所に見られる。灰白色の塊状粗粒砂岩で、外観は富岡砂岩に似てそれより粗粒であるが、上下層はチャートで何れに対しても整合である。この点奈英川峡谷中の奈英川チャート層上部の砂岩に近い点もあるが、厚さが著しく異り、外観も多少異なるばかりでなく、下位のチャート層の芦別岳輝緑凝灰岩層に対する関係から判断すると主夕張層の基底の砂岩に対比する事が正しいようである。

従来は北から追跡して来ても、南から追跡して来ても、富岡砂岩層の延長上に来そうな位置に出て、しかも良く似た砂岩であるところから、一連のものと考えられていたところである。

(ii) パンケテシマ硅質岩層(新称) [Us₂]

これは上記砂岩層に整合し、主として灰白色のチャートから成る地層で、時に淡緑色などのチャートを混ざる。薄整層の地層である。

主夕張川でも芦別川でも二十五線沢砂岩層の上には輝緑凝灰岩、赤色チャート層や玢岩に関係した地層等が重なるのであるが、当地にはそれらは全く見られなく、恰も二十五線沢におけるように、二十五線沢硅質岩層に相当する岩相が発達しているように見られ、後述の奈英川チャート層と一連となる地層の下部を見ている事になるのかも知れないという疑いすらある。しかし、差当りはこの判定を急がず、とりあえず奈英川チャート層とは別個のものとして、馬内川支流熊の沢の資料(次項)から見て両者の間には輝緑凝灰岩や玢岩に関係する地層があつたが、現在は輝緑岩岩脈により占められている断層運動のために出現していないものと想定しておくことにしよう。

(c) 奈英川チャート層(再定義)〔Us₃〕

1936 奈英川チャート層(除 模式地の輝緑岩の東のもの) 橋本 亘⁽⁴⁾

1940 富岡砂岩層と輝緑凝灰岩層の内鬼刺層*の岩相の部 大立目謙一郎⁽⁴⁾

1953 奈英川チャート層+奈英川硅質頁岩層 橋本 亘⁽⁵⁾

奈英川チャート層の模式地を中心に再検討してみると、先に示したようにその一部は本層から除外される疑いがある。一方、それを除き、黒色硅質頁岩を有する部分を模式として山部図幅においては奈英川硅質頁岩層と名付けた岩相的に顕著な地層がある。そこで再びそれ等を訂正して奈英川チャート層を再定義する。

模式地においては、その東側を大きな結晶からなる輝線岩(但し周辺は小結晶となる)に貫かれ、下部は主として黒色の硅質頁岩からなる部分があり、粗粒の輝線岩に貫かれ上部は白色を主として淡緑色のものを交える板状チャート層からなり、その上部近くに厚さ5 m 前後?の灰白色砂岩を介在する。最上部には時にまた黒色硅質頁岩が来る事がある。

全層を通じて放散虫化石に富み、本域では他に化石を産しない。ただ富岡の沢において非常に疑わしいが⁵⁾硅藻様の印象を鏡下に見た記憶がある。

そこで山部図幅⁸⁾における奈英川硅質頁岩層の名称を廃し、新たに、その名称にかわつて『惣芦別川硅質頁岩層』を提唱し、模式地として新たに惣芦別川の1/5万山部図幅において奈英川硅質頁岩層として図示した部分を取り、副模式地として、馬内川の同層とされた部分並びに山部町25線沢の同層の位置をあげる。

さてその惣芦別川硅質頁岩層が馬内川本流では150 m あつたのが、それから北東で急速に見当らなくなる現象についてなお良く考える必要がある。山部図幅においては21林班の沢で520 m 程と見積られるのに本流では150 m となり、一方下位の奈英川チャート層はその反対に21林班の沢で薄く、馬内川本流で厚いから一応異相的とも考えられるが、それにしても厚さの変化が甚だしすぎると記している。

馬内川支流熊の沢には緑色薄板状チャート層の好露出が各処にある。地層の厚さは、もし断層がないならば530 m にも達しそうである。鏡下に検査したものの中に輝緑凝灰岩質のものがあることからあるいは芦別川上流方面のように輝緑凝灰岩や珩岩質硬砂岩の層準が発見される可能性が認められる。取不致全部本層として取扱つた。

馬内川支流小屋の沢の奥から鳩の沢の方に見られる灰色、淡緑灰色のチャートは放散虫

* 鬼刺層は森田義人(1931(MS)).天塩国安平志内川流域地質調査報告.東北大卒論)の手記名で、園木文平(1938.天塩第一演習林,佐久,答平,宇戸内事業区地質調査報告.北大農.演習林研報, X (3), 13~23)が模式地の北方の地層に使用したのが最も古い印刷である。

化石に富むが保存が悪く、馬内川本流では直接中川層の基底礫岩砂岩層に覆われて居る。其処では局部的に硫化鉄鉱の鉱染がごく僅か見られることがある。

(3) 蝦夷層群 (白堊紀)

1951 蝦夷層群 松本達郎²⁴⁾

本域に発達する蝦夷層群は岩相及び古生物から三大別され、下部から富良野層、中川層、浦河層と呼ばれ、さらに細分されている。富良野層と中川層の間には顕著な斜交不整合が認められそれを中蝦夷地変(Intra-Yezo Orogeny)と呼ぶ。

当地には函淵層の存在は未だ確められておらないが滝里駅北の沢(ボンルベシュベ沢)における採集であると言われる砂岩転石に *Inoceramus schmidti* MICHAEL var. *mirabilis* NAGAO et MATUMOTO^{*} の見事に保存されたものが、芦別市野花南駅前戸塚旅館に保管されているところから見ると、ボンルベシュベの奥かあるいはその山頂部に露出がある疑いがある。化石の表面はあまり水磨されていない所から見ると、この附近の天塩層群の基底礫岩(この内に含菊石泥灰質団塊あり)⁶⁾ から再び洗い出されたものとも思われない。

i) 富良野層 (下部蝦夷層群) [Ly₁₋₃]

(4) 富岡砂岩層 [Ly₁]

1936 富岡砂岩層 橋本 亘⁶⁾

1940 富岡砂岩層 (除鬼刺層奈英川層の岩相部) 大立目謙一郎⁴⁶⁾

1953 富岡砂岩層 橋本 亘⁸⁾

本層基底部は厚い灰白色(新鮮面では青灰色)でキラキラと光る甚だ粗粒な砂岩からなり、非常に厚い板状を呈する。時に直径1mmを越える赤、青、緑の硅質岩粒が著しく目立つ事がある。稀に植物破片を産する以外に化石を産しない。模式地の南方で橋本亘⁶⁾の記載した *Nilssonia* sp. も甚だ貧弱な標本である。

砂岩は多くの石英粒からなり、鏡下では、微斜長石、パース石や雲母片のほかに、岩片としては、珩岩、玄武岩片に混じて、極稀に角閃片岩片や、それから供給された角閃石片が吉井正敏により鑑定され橋本亘⁵⁾が記している。⁶⁾ 大立目謙一郎は本岩の石英はほとんど⁴⁶⁾β石英で、流紋岩質の噴出岩を主たる供給源としたものと見做している。

上部は頁岩を交える互層となり上位層に漸移するのであるが、灰白色砂岩の失われる所に一応の境界を設定する。下位層との関係も整合の如く見受けられるが、なお十分研究の

* Nagao, T. & Matumoto, T., 1940 A Monograph of the Cretaceous *Inoceramus* of Japan II, (Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, VI, 1~64), p. 43, PL. XV, fig. 6.

余地があると思われる。

その厚さは模式地附近ではおよそ 400 m 程と見積られる。

その分布は南方は山部図幅からのつづきが、本図幅西南隅に始まり、東北に走り、富良野町三区、出鼻の沢に至る。そこでは断層で新第三系が入つて来るが、その北の対岸に再び始まり、模式地を通り、空知川の東岸の急な山腹を作りこれに沿つて北上し、パンケテシマに達し、ちよつとした背斜構造を見せて一先ず終る。そして、パンケテシマ支流の断層ブロックの北側で再び出現し、パンケテシマとボンルベシユベ両小沢の間的那英山径路まで追跡されて終る。

(四) 島ノ下頁岩層 [Ly₂]

- 1936 島ノ下頁岩層 橋本 亘⁽⁶⁾
1936 奔茂尻頁岩層 (極一部) 橋本 亘⁽⁶⁾
1940 島ノ下頁岩層 大立目謙一郎⁽⁶⁾
1953 島ノ下頁岩層 橋本 亘⁽⁸⁾

富良野層の主体をなすもので、その大部分は黒色頁岩と黒色細粒砂岩または砂質頁岩の薄互層からなり著しくこまかい褶曲を示す所が多い。稀に黒色塊状泥岩の部分も見られる。一般に団塊が少なく、たまにあつても硅質のものが多く、風化すると酸化マンガンで汚染される点では、少なくとも浦河層や中川層上部の泥灰質で表面が淡黄褐色に風化するものと容易に区別される。上部に近い所にオルビトリナ石灰岩のレンズを介在する。

上位層とは斜交不整合である。(次記、中川層の項参照)

本層の分布は前記の富岡砂岩層の西側にそつて見られる他に、奔茂尻発電所の南の空知川 S 字状屈曲部で、国鉄の二つの鉄橋に挟まれる間に、中川層群の下に不整合に顔を出している。〔第 VIII 図版第 1, 2 図〕

オルビトリナ石灰岩 [Orb] はすでに山部図幅の北部から発達が悪くなり始めているが本図幅に入るとますます悪くなり、馬内川支流小屋の沢の小レンズが最も南にあり、次に同支流吹雪沢に極小さなレンズが見られる。両方とも、特に後者はあまりに小さく 1/5 万地質図にはとても記入出来ないが、その位置を示す意味で記入した。これは以下記すレンズの内島ノ下隧道北のものを除いては同様である。

島ノ下隧道北のレンズは本図幅内では一番大きなものである。滝里～島ノ下間の大谷川丁場所附近に 3 個 (従来は 2 個⁽⁶⁾だけ知られていた) と、やや北で、パナミ川の南に 1 個ある。最後のものはおびただしい転石からなるもので石灰岩その物の大きさはわからない。

灰白色で、風化すると褐色を帯び、夥しく化石を有し、外見的に島ノ下石灰岩に似たと

ころがあり、その内に見られる海胆のトゲの化石の似ているところから神保小虎は、すで^{18, 19)}に中生代のものではないかと疑っている。その後矢部長克によりボルネオ産⁷²⁾ “*Orbitolina concava* L.”* に近似な種類の高等有孔虫を夥しく含み白堊紀は Cenomanian 期のものである事が言われた。しかし、これはのちに半沢正四郎との共同研究によつて⁷⁷⁾ Aptian 期を示す *Orbitolina discoidea-conoidea* の変種である事が明らかとなつた。(末尾追記 (1) 参照)

この頃宇野正敏は奔茂尻(滝里) 駅南 2 km の所のオルビトリナ石灰岩の下盤からボルネオ産 *Orbitolina scutum-trochus* (FRITSCH)^{**}——特に *O. scutum* に——に近い種である *Orbitolina japonica* YABE et HANZAWA を得ている。⁷⁷⁾ なおその石灰岩から *Praeacaprotina yaëgashii* (YEHARA)⁷⁸⁾ や *Petrophyton miyakoense* YABE,^{77, 79)} *Nipponophyx ramosum* YABE et TOYAMA⁷⁹⁾ が知られた。宇野正敏の *Orbitolina japonica* 採集位置についてはおそらくパナミ川附近^{***}と思われるので十分注意して調査したつもりであるが、遂に再び同化石を採集する事が出来なかつた。

その後池上茂雄、服部幸雄や筆者等により *Toucasia carinata* var. *orientalis* NAGAO が^{29, 30, 31, 6)} 得られた。なお、その他筆者は *Pseudocyclammina* sp., *Choffatella*? sp., *Thamnasteria ezoensis* EGUCHI, *Comalia*? sp., *Nerinea* spp., *Pycnoporidium lobatum* YABE et TOYAMA, *Lithothamnium* sp., *Lithothamnium*? sp. 等を追加している。そして、従来 Aptian 期あるいは Aptian-Gault 期と考えられていた本石灰岩に少なからず「鳥ノ巣石灰岩式」の要素のある事を指摘し、それらが四国産のものに比して型が皆小さい事を記しておいた。

今次の調査では、新たに *Polyphyloseris*? sp. を追加する他、*Comalia*? sp. としたものの横断面には以前から重要な疑いがあつたので、再検討を行つた結果これにも似ているが寧ろ *Heterocoenia*? sp. と見做するのが妥当である事が明らかになつた。^{****} (第 IV 図版第 1 図, 第 V 図版第 1 図)

* Martin, K.; 1883. Untersuchungen über den Bau von Orbitolina (Patterina aucht.) von Borneo. Samml. Geol. Reichs Mus. Leiden. Ser. I, IV. 209-232.

** Fritsch, K. von: 1875. Einige Eocäne Foraminifera von Borneo. Palaeontographica Suppl. III, 144.; *O. trochus* の方は欧洲の Barremian 種である *O. bulgarica* に似ているといわれる⁷⁷⁾。

*** 矢部長克博士の御記憶によれば奔茂尻駅から約 2 km ほどで小沢の中に一寸入つたところに石灰岩があつて、その下盤から得られたものであるといわれる。従つて、本図幅には記されていない未確認の *Orbitolina* 石灰岩がパナミ川附近にあると思われるので、今後の調査者のために附記する。

**** 東北大学工学部鉱山学教室, 江口元起教授による。

上記の化石を産地別にして示せば次の第2表ようになる。

第 2 表

	1	2	3	4	5	6
藻 類						
<i>Nipponophyx ramosum</i> YABE et TOYAMA	×	×	×	×	×	×
<i>Petrophyton miyakoense</i> YABE						×
<i>Lithothamnium</i> sp.				×		
<i>Lithothamnium</i> ? sp.	×					
<i>Pycnoporidium lobatum</i> YABE et TOYAMA	×					
<i>Girvanella</i> ? sp.				×		
有 孔 虫						
<i>Pseudocyclammina</i> sp.	×	×				
<i>Choffatella</i> ? sp.				×		
<i>Orbitolina discoidea-conoidea</i> var. <i>ezoensis</i> YABE et HANZAWA	×	×	×	×	×	×
<i>Orbitolina japonica</i> YABE et HANZAWA						×
珊 瑚 虫						
<i>Thamasteria ezoensis</i> EGUCHI				×	×	
<i>Tham.</i> sp.	×					
<i>Heterocoenia</i> ? sp.	×					
<i>Polyphylloseris</i> ? sp.				×	×	
海 胆						
<i>Cidaris</i> ? sp. (Spine)				×		
二 枚 介						
<i>Praeacrotina yaëgashii</i> (YEHARA)	×	×	×	×	×	×
<i>Toucasia carinata</i> var. <i>orientalis</i> NAGAO	×	×	×	×		
<i>Ostrea</i> sp.				×		
巻 貝						
<i>Nerinea</i> spp.	×	×				
1 富良野町, 馬内川支流小屋の沢						
2 富良野町, 馬内川支流吹雪沢						
3 芦別市島ノ下隧道北						
4 芦別市大谷川丁場附近の三個						
5 芦別市滝里南, パナミ川の南						
6 芦別市滝里南方約2 km (* 宇野正敏採集石灰岩及び下盤の頁岩中)						

以上のような生物群の生活環境は、これを現在の熱帯の珊瑚礁に比較する事が出来るであろう。もとより石灰岩の状態は本格的な珊瑚礁には遠いものであるが、とにかく、透明

度の高い、高水温の浅海であつた事は容易に考えられる。

豊富な *Pachyodont Bivalve* (第 IV 図版第 1, 2 図, 第 VII 図版第 1 図 参照) の産出から長尾⁸²⁾は *Tethys* 海の *Urgon* 相である事を説き, *Rudistes* の産出の示す示相的意義を記した。北海道産を含めて本邦産の *Pachyodont Bivalve* は何れも小型であつて, これはまた, J. H. F. Umbgrove* に徴すれば 赤道を遠く離れていた所のように思われる。

そしてその内の『鳥ノ巣石灰岩型』の要素を『鳥ノ巣石灰岩』のものと比較して見ると, オルビトリナ石灰岩のものの方が皆小型である事は, 水温が低くなつているか又は他に栄養を悪くした原因があつた事と思われる。蝦夷地向斜中におけるオルビトリナ石灰岩の分布を見ると, この細長い, しかもおそらく南部のみで公海に通じていた湾入の形態をとつたと思われる蝦夷地向斜の公海に近い方 1/4 かそれ以下の範囲にしか分布しなく, 本域はほとんどその北の末端に近く, 石灰岩の発達は山部図幅とは比較にならぬ程悪く, レンズの個々の大きさも著しく小さくなつている。

本石灰岩は打つと稀にごくかすかに油臭を発するものがある。

馬ノ下頁岩層の厚さは馬内川ではおよそ 730~750 m 程で空知川沿いの所では 880~900 m を多少上廻ると図上で推測されるが, 空知川岸の露出などに見られる小褶曲の状態などから推定するに, 少なからず超過見積りをしているようである。

馬内川支流銅山ノ沢では山部図幅内における優白岩の延長が本層を貫く所が見られるし, 馬内川支流小屋の沢にも 2 カ所見られる。

ii) 中川層 [My₁₋₃]

(4) 笠森沢砂岩礫岩層 [My₁]

1936 馬内川頁岩層 (基底部) 橋本 亘⁶⁾

1936 奔茂尻頁岩層 (一部) 橋本 亘⁶⁾

1953 笠森沢砂岩礫岩層 橋本 亘⁸⁾

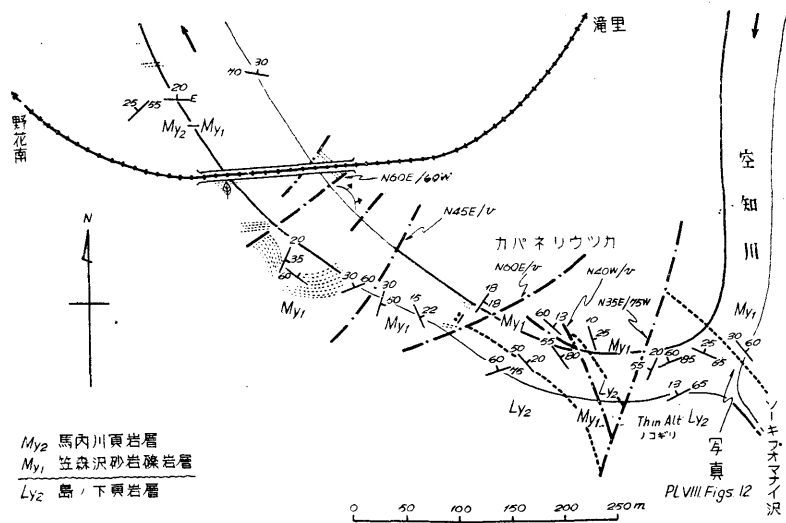
模式地は山部図幅内, 芦別川支流咲別川 (サキベンベツ川) 支流笠森沢で, 模式地からの東北方への延長は, 多少暗い灰色の砂岩と礫岩からなり, 馬内川本流では空知層群主夕張層の奈英川チャート層を覆い, 同支流小屋の沢では蝦夷層群富良野層の馬ノ下頁岩層を覆う。その後断層で多少ずれるかなお東北に向い△642 m 附近の山を作る。

馬ノ下隧道の北のオルビトリナ石灰岩のある所の北の小沢のほとんど頂上に礫質砂岩の

* Umbgrove, J. H. F.: 1947. *The Pulse of the Earth*. Martinus Nijhoff, Haugue.

基底をあらわし、北に向いトフトエウシュナイ沢入口で、かつてはオルビトリナ石灰岩層準近くに来る砂岩と誤認された砂岩につづくようである。

先に示した奔茂尻発電所上流カバネリウツカのソーキブオマナイ沢の、落合附近の斜交不整合の見られる所で下部に多少の礫を有するか細礫岩を伴う砂岩層に始る砂岩に富む砂岩と砂質頁岩または頁岩との互層となつている。不整合の模様は写真〔第Ⅷ図版第1,2出〕に示した通りで、特に写真に示した礫岩部は松本達郎が示した主夕張川における不整合部を小規模にしただけでまことに良く似ている。不整合面はカバネリウツカの滝（奔茂尻発電所上流の鉄橋の北の小さな滝）の上の川の中の小島に初まり左岸の山の方に向うが、再び断層で繰返され今度は右岸に露出し、三たび断層で繰返して右岸に現われ、それが河を横断して写真に示したソーキブオマナイ落合上流の河中の露岩を経て左岸の露出につづくのである。附近の見取図は次に示す通りである。



第 1 図

地層の厚さは馬内川では 250 m 程、共有地の沢入口では 300 m 前後、カバネリウツカ附近では 300~350 m であり、礫岩の発達は共有地の沢以南において著しくなる。

礫岩の礫は主として円形の放射虫遺骸を有する緑色や青色の珪岩や、空知層群の緑色岩類の円礫が主体で稀に赤色のものもあるが、礫岩全体が緑色がかつて見え、礫の大きさも大は日本南瓜大になるものも稀にはあるが、多くは馬鈴薯大以下で、小屋の沢では亜角礫に富み頁岩礫に富む部分も見られる。小屋の沢では石灰岩礫の小さなものが見られその内

に *Orbitolina discoidea-conoidea* YABE et HANZAWA が発見される。二股沢の転石では保存の良い *Praeaprotina yaëgashii* (YEHARA) や *Thamnasteria ezoensis* EGUCHI を包蔵するやや大きな石灰岩塊が見られた。⁵⁾

膠結物は富岡砂岩層の砂岩と似て、酸性岩類の分解物が多いようである。

小屋の沢と馬内川本流では優白岩に貫かれている。

(7) 馬内川頁岩層 [My₂]

1936 馬内川頁岩層 (除笠森沢砂岩礫岩層) 橋本 亘⁶⁾

1936 奔茂尻頁岩層 (一部) 橋本 亘⁶⁾

1953 馬内川頁岩層 橋本 亘⁸⁾

模式地は本図幅内、富良野町と芦別市との境をする馬内川 (空知川支流) の旧御料林道の橋の上流から上流、前項の地層の露出まで。模式地の大部分は走向谷であるから、ガロの沢～小屋の沢の断面や、二股沢落合から上流に良い柱状図的露出が見られる。

塊状暗灰色泥岩を主とし、時に細粒砂岩と薄板状互層をなす。主々張川上流においては松本達郎²⁾や長尾捨一、小山内照、酒匂純俊^{*}は、このような互層部を取上げて岩相的に更に区分しているが、山部図幅⁷⁾でもそうであつたように、本図幅でも、調査の精度から、これを取上げて、細分した地質図を示すには至らなかつた。

比較的化石を産する事が少ないが、それでも有効な示準化石を得ている。

模式地では二股沢の上流で、山部図幅との境に近い右岸の小沢の滝の下の転石から *Desmoceras japonicus* YABE を得ており、ガロの沢の下流左岸からは種属不明の二枚介を含んだ泥灰質団塊を得た。芦別市野花南、落辺川合流点より下流の空知川本流右岸にも泥灰岩団塊は可成発見出来るが、筆者は1個も化石を得なかつた。併し、明治鋳業株式会社上芦別鋳業所には橘彰一技師が採集した非常に特徴のある菊石の破片が蔵されている。落辺川 45 林班の沢では *Inoceramus yabei* NAGAO et MATUMOTO や *Inoc. aff. hobetsensis* NAGAO et MATUMOTO, *Inoc. aff. cripsi* MANTELL, *Phylloceras? sp.* を産した。なお、滝里駅西方の国鉄線路南の崖で *Pecten sp.* を得ている事はすでに記した。⁶⁾

上述の化石のほとんどは泥岩の中に産したもので、泥灰岩団塊は、富良野層中よりは多く発見されるが、浦河層と比較すればずつと少ない。団塊の種類も富良野層の項に示したようなものが多く、しばしば Cone-in-cone を伴う比較的大形の平円板またはレンズ形が普通である。所によつて団塊に富む所もあるが不思議に化石を含まないものが多い。しか

* 長尾捨一、小山内照、酒匂純俊、1953: 大夕張図幅、北開発庁。

し浦河層型の球形や楕円体形で表面が淡黄褐色になるものも多少は見られる。

山部図幅内において鑿層となつた凝灰岩層準は馬内川流域には不思議に追跡されない。一方落辺川支流において本層に対比した地層には非常に雲母片に富む凝灰質砂岩があるし、空知川本流沿いの、奔茂尻発電所から下流では数枚の厚い凝灰岩が発見される。後所では下位から 4 m, 15 m, 2 m, 10 m 程の厚さのものが認められる。

本層の分布は、地形の項にのべた夕暎山地区の周囲を取巻くように分布し、特に東南と北西によく発達する。東南部はすなわち模式地で、東側は共有地の沢（トプトエウシュナイ沢）の入口近くに少しく見られ、北部はカパネリウツカ附近に始まり、西北は野花南附近から矢野沢（灌漑用貯水池の沢）からノカナン川にかけて見られる。なお落辺川奥にも良い露出があつて、産出化石から見て浦河層群下部〔Uy₁〕とするよりは寧ろ本層に入れる方が良いと考えられる。

地層の厚さは模式地では最厚 1,700 m に達すると見積られる。

馬内川中流、及びその支流小屋の沢では細い優白岩に貫かれ、特に馬内川本流の上流の方のものは進入体の幅にひとしいような厚いホーンフェルス帯を生じ、その部分をすぎてもしかばらくは泥岩が多少赤味を帯びている。

(4) 近藤山砂岩層〔My₃〕

1936	近藤山砂岩層	橋本 亘 ⁶⁾
1936	奔茂尻頁岩層（一部）	橋本 亘 ⁶⁾
1953	近藤山砂岩層	橋本 亘 ⁸⁾

模式地は本図幅西南隅に近い近藤山(877.0 m)に取られたが、⁶⁾近藤沢二股から上流全体を取つた方がよい。下位の馬内川頁岩層との関係は本図幅内においては明瞭に観察される露出がない。比較的良好な露出は熊の沢であるが、そこでも地層の連続が小さいために十分良い地点とは言えない。奔茂尻発電所の上流右岸では N 50 E/80W~V の断層で上下両層が接するが、その河床の所や左岸の露出では両者の整合関係がうかがえるであろう。

本層の分布は夕暎山地区にほとんどまとまつており、僅かに、空知川本流奔茂尻発電所附近と落辺川中流とその支流に見られる。

灰白色や暗灰色の砂岩を主とする地層で、厚薄の板状整層し（多くは 10~30 cm 内外であるが時に数 m の塊状灰白色砂岩をもつ）、中~細いいろいろの粒度のものがある。時に泥質岩を混えや薄層の互層をなし、いわゆる佐久層に相当する岩相を示す。

当域では化石の産出極めて少なく、僅かに落辺川本流では菊石破片とともに *Inoceramus sp.*, *Ostrea sp.* を産したのと、野花南駅北側私設渡舟場の左岸下流側に見られる互層の泥

質岩部から、菊石破片、小型海胆等が発見され、そのすぐ上盤の砂岩や砂質泥岩からは *Palaeodictyon majus* MENEGHINI (ヒラアミモ) を得た。立派な標本は厚い堅い砂岩に付着しているため現場に残してある。^{*}

大石三郎⁴⁰⁾は服部幸雄、池上茂雄の両氏拾得になる砂岩の印象が *Sigillaria tessellata*, *Cephalites maximus*, *Palaeodictyon* に近似な外見を呈することを報告された。拾得地は富良野町西方 8 km 尻岸馬内川上流と言われる。このものは後に郡場寛、三木茂²¹⁾により *Palaeodictyon majus* MENEGHINI である事が確認された。

今次調査にあたって、馬内川支流二股沢中流において非常に保存の良い本化石の大きなものが付着している砂岩転石を発見したが、持出せないでいる。その原産地はおそらく近藤山の側と推定している。

さて、野花南の産地は、北海道では始めて産出層準の明らかにされたもので、おそらく佐久層準、近藤山砂岩層に相当すると見做される。地層は多少西へ逆転しており、本化石は郡場寛、三木茂²¹⁾の記載しているように、紀州産地と同様、地層の下面に対して亀甲状の輪郭部が突出している。

なお両氏によれば、『ヒラアミモは河口、入江等の半鹹水の養分に富んだ底面に生活し著しく大形に發育し得たが、しばしば波浪の擾動を受けたりしく、大形のものも勿論、小形な連生体でも縁が大抵破られている。』『ヒラアミモ生活当時の気候は現在よりもやや暖かつた。』と考えられており、『生育地の水深も一定範囲に限られていたらしい。』と推定している。

当産地においても、砂岩は炭質物の縞を有し、泥質岩との境には、生体遺痕のようなものが多量に見られ、砂岩が普通に整層している所にはやや大きな、だが周縁の損んだヒラアミモが発見されるが、砂岩が甚しく波状（ボールを無数におし込んで小円形の凹所をつくつたような）堆積をする部分にはあまり見られないように思つた。

そのほか、共有地の沢（トプトエウシュナイ沢）において筆者の得た材木は島倉己三郎⁵³⁾により *Cupressinoxylon sp.* と鑑定されている。

本層はボンノカナン川以北では急斜しているが、それから南では次第に傾斜が緩くなり夕映山を中心には 10~20° 内外のゆつたりとした褶曲を示す。ただ野花南岳断層寄りには、急斜する小褶曲をもつようになる。

* この産地は明治鋳業株式会社橘彰一理学士により御教示を得たものである。記して以て謝意を表す。

iii) 浦河層 [Uy₁~Uy₂]

本層に属する地層は図幅西南隅、野花南岳北方に断片的に小区域の分布が見られ、滝里附近にややまとまつた分布がある。中部に砂岩層を有し、上下に分けられ、化石的にも区別される。筆者が先に奔茂尻頁岩層とした地層はいろいろの層準のものを含めていた事が明らかになつたのでそれを整理し、一部新第三系と誤認されていた地層を追加する。

(4) 下部泥岩層 [Uy₁]

1936 奔茂尻頁岩層 (一部) 橋本 亘⁶⁾

1936 鳩ノ沢炭層 (滝里附近のもの一部分) 橋本 亘⁶⁾

下部は近藤山砂岩層に整合するものと考えられている。しかし本図幅内には両者の重りの見られる所はなく、しかも多くは断層で接している。

主として黒色の泥岩からなり、下部には砂岩を混じている。泥岩中に *Inoceramus uwajimensis* YEHARA を産し、滝里東北、パンケテシマ支流で得られたし、本図幅西南隅の Uy₁ の延長に当る、上芦別図幅内の咲別川本流においても、今次調査並びに清水勇⁵⁴⁾、田中啓策、今井巧により共に得られている。両所とも砂岩薄層を多く介在する。特に後所は薄互層をなす。

奔茂尻隧道の東では、モメた馬内川頁岩層の上に 30° 程の傾斜で衝上する主として泥岩からなる地層がある。その内に *Belemnite* が発見される。

本衝上はほとんど地層の成層面と平行して行われており、しかも衝上面にそつて蛇紋岩礫や古期岩礫を散舍したり、時にそれらを大量に方解石で膠結した礫岩塊様の外観のもの^{*}を衝上面から多少離れた所に、ポツポツと含有している。良く見るとそれらの大塊も泥岩内で回転させられたことが明らかで、塊の周囲には塊を中心とする同心的なモメが出来ており方解石脈がその割目を埋めて発達している。

従つて十分注意深く観察しないと、衝上を見落したり、蛇紋岩礫の散舍や礫岩状塊の存在から、新第三系の基底部と誤認する。この礫岩様の蛇紋岩を^{**}検鏡すると、方解石が一面に多量に生成され、他を交代し、板温石は小脈状に残るのみである。緑泥石は帯褐綠色~褐色を呈し、方解石の中心部に残晶状に残る。クローム鉄鉱は部分的に多数散在し、剪裂、圧砕が行われ、緑泥石化と優勢な方解石化をうけたものと思われる。

このような方解石を膠結物とする礫岩塊はここから始つて、奔茂尻発電所東北の谷の中や山を越えて落辺川の支流まで追跡され、この衝上線が認められるのである。この衝上片

* 構造の項参照。

** 酒匂純俊技師による。

のブロックにはその上部に厚い凝灰質部があるように見受けられるがそれが、月見砂岩層の層準に相当するかどうか確められなかつた。

地層の厚さは十分確かではないがおよそ 450 m と考えられる。

(v) 月見砂岩層

落辺川支流（左岸第一支流）奥と、咲別川支流 53 林班の沢（図幅西南隅）に露出する。灰白色粗～中粒塊状砂岩層で厚さは南では 320 m 前後、北ではもつとずつと薄くなつていようである。多少凝灰質である。

本図幅内では未だ化石を発見しない。

(vi) 上部泥岩層

前記砂岩層に整合し、南では咲別川 53～54 林班界の沢から北方、51～52 班界沢を経て、近藤沢に達し、西は断層で近藤山砂岩層に接し、東の北半は断層で新第三系の礫岩に接する。北はボンルベシュベを中心に見られ、主として黒色の泥岩層からなる。

ボンルベシュベにおいては附図（第 VII 図版第 2 図）に示したような見事な *Inoceramus amakusensis* NAGAO et MATUMOTO を産し、落辺川上流部においては *Gaudryceras temuliratum* YABE, *Inoceramus sp.* を産した。

地層の厚さは知られる限りでは大体 450 m はあると思われる。

咲別川支流近藤沢の未分離天塩層群として図示した部分の下部には本層ではないかと思われる露出がある。その部分の見取図は天塩層群の項に示した。

iv) 函淵層存在の可能性について

本層については先に記したようにボンルベシュベの砂岩転石と称するものに保存の良い *Inoceramus schmidti* var. *mirabilis* NAGAO et MATUMOTO があるのを見たので、この方面にも本層の発達している可能性が考えられ、今後の調査においては十分注意する必要がある。

(4) 幌内層群（古第三紀）〔Mj₁～Mj₂〕

本層群に入れられる地層は総べて図幅の北西隅に発達し、従来、あるいは幌内層または川端層と言われ問題となつて来たものである。最近北海道炭鉱技術会における現地検討会でも、天狗沢附近の下部層が幌内層である事が言われて来たが、上位の挾炭部を以て、明らかな新第三紀海棲化石を産する地層に整合すると言われる問題に関しては未だ定説を得ていないようである。

田代修一⁽⁶²⁾、高尾彰平⁽⁶¹⁾の著書においてもなお全部川端層として取扱われており、沢田秀穂⁽⁵¹⁾、小島光夫が幌内層から天塩統までの地層が整合すると記したのを始めとする。清水勇、田

中啓策, 今井巧⁵¹⁾は幌内層として取扱い, 浅野清は有孔虫から幌内階の上部の二化石帯を含むものとし, これを幌内層とするか紅葉山層の異相とするかについては不明であると記した。¹⁾最近では坂倉勝彦もまた幌内層⁴⁸⁾として取扱っている。しかしその有孔虫は *Plecto-frondicularia* 群で, 紅葉山層に多いもので, 幾春別以北の“幌内層”の上部に知られる化石帯の要素である。従つてここでは紅葉山層に対比して, 敢えて上芦別図幅と異つた取扱いをし, 以て今後の調査者に問題のありかを示し注意を引こうとするものである。

1/5万 程度の地質調査の精度では沢田秀穂, 小島光夫⁵¹⁾の行つた調査以上のことは出来ない。しかも露出の悪い所であるから, 概ね両氏に従つて, その示された地質図をもとに野外で照合して見た程度であつて, 両氏の残された問題は今もつて解決し得ないでいる。

次に大石三郎, 藤岡一男⁴¹⁾が落辺川から *Woodwardia Endoana* OISHI et HUIZIOKA を記載している事である。同地は *Comptoniophyllum Naumanni* NATHORST を産したり, 外観的に“所謂川端層”と思われる地層が分布する地域であるが, かつて宇野正敏⁶⁶⁾に芦別挾炭層があると記した所から見ると, あるいは本地質図にオチンベ層として示した地域内に古第三紀層が混在している可能性も考えられる。構造的に分類すればオチンベ川第三系地域は上芦別図幅⁵⁴⁾の野花南断層のすぐ東の地域に相当するものなるが故に古第三系の分布が考えられぬこともない。

i) 天狗沢層 [Mj]

1952 天狗沢泥岩層 沢田秀穂, 小島光夫⁵¹⁾

1953 幌内層 (一部) 清水 勇, 田中啓策, 今井 巧⁵¹⁾

模式地天狗沢, 上芦別図幅東北隅天狗沢入口附近に標式的に発達する暗灰色板状泥岩層で風化すれば黄褐色を帯びた灰～灰白色を呈する。部分的に巨大な泥灰岩球を含有する所がある。

上位層との境近くに 1, 2 枚の薄い石炭を介在する。

沢田秀穂, 小島光夫⁵¹⁾は *Acila* sp., *Neilonella poronaica* (YOK.), *Trochocerithium wadamum* (YOK.), *Venericardia* sp., の他に有孔虫, 魚鱗の発見される旨を記し, 及川昭四郎³⁸⁾も魚鱗, 有孔虫の他に *Cyclocardia* cfr. *dodarensis* HATAI et NISHIYAMA, *Yoldia* sp. の産出を記している。

下位層との関係は本図幅内では見られなく, 断層で白垩系に接するが, 上芦別図幅内では平岸含化石層に不整合に重なり⁵¹⁾と言われる。沢田秀穂, 小島光夫⁵¹⁾によれば厚さ 350 m + と測定されている。

ii) 広瀬沢層 [Mj₂]

1952 広瀬沢泥岩層 沢田秀穂, 小島光夫⁵¹⁾

模式地は西北隣歌志内図幅の東南隅のペンケ川支流広瀬沢である。

岩相は上記の天狗沢層に似るが、その間に厚い灰色中粒砂岩を挟在する。本図幅左上隅において左から3カ所の廃坑の記号のある東側の厚い砂岩をその最下のもとと見做した。下位層とは整合する。上位層との関係は天狗沢の北向支流には3本とも入つて見たが露出悪く、境が見られない。沢田秀穂, 小島光夫⁵¹⁾によれば上位層とは整合すると言われる。

下部近くには、連続性のあまり良くない石炭層が3枚認められており、その中から *Metasequoia*, *Fagus* 等が知られた。

介化石としては *Venericardia sp.*, *Acila sp.*, *Corbicula sp.* の他に種属不明の *Veneridae* が見られるし, *Balanidae* もある。有孔虫も多く含まれており、野花南北方の廃坑の記号2カ所のうち、北東の方の所では、石炭の上盤につづく所からも下盤につづく所からも *Plectofrondicularia* 等を得ている。

地層の厚さは沢田秀穂, 小島光夫⁵¹⁾によれば450 m + はあると言われる。

(5) 天塩層群 (新第三紀) [Ts, Ts₁₋₂]

新第三系の最下部は広瀬沢層と整合すると言われる海成層でペンケ川層と呼ばれ、一方含炭層であるオチノンベ層があるが両者の重なりは知られていない。その他、以前に鳩の沢挟炭層⁽⁶⁾と呼ばれた地層や、礫岩を主とする地層、あるいは含介化石黒色頁岩層等の断片的な露出が図幅内の各地から知られている。それらを未分離新第三系として示した。

i) ペンケ川層 [Ts₁]

1952 ペンケ川泥岩層 沢田秀穂, 小島光夫⁵¹⁾

本図幅北隣美瑛図幅西南隅のペンケ川流域で竹原沢落合から上流を模式とし、本図幅内を流れる竹原沢(水線記入せず)に模式的に発達し、山本沢断層(第3図版参照)の西では下位層広瀬沢層と整合すると言われるが、同断層の東側では蛇紋岩に直接重なるものようである。本図幅内では竹原沢の蛇紋岩記入位置(図幅西北隅)附近では、竹原沢の右岸から多量の蛇紋岩の押出しが見られる所から、沢田秀穂, 小島光夫⁵¹⁾がスケッチを示した、蛇紋岩との不整合部が、竹原沢右岸にまで達しているものと見做したのである。

なお不整合の基底部分に見られる蛇紋岩のフレークを有する砂岩は天狗沢の第八支流にも見られる。

岩相は主として造崖性の暗灰色~黒色泥岩や砂質泥岩で蛇紋岩との不整合面附近には蛇紋岩フレークをもつた暗灰色の砂岩がある。最上部には多少緑色を帯びた中~粗粒の砂岩

層があつて、その内には豊富に化石を産する部分を始め全層多少の介化石を散含する。

Macoma sp., *Yoldia* "sagittaria" YOKOYAMA, *Y. sp.*, *Mercenaria* "chitaniana" (MAKIYAMA), *Chlamys* aff. *coshibensis* (YOKOYAMA), *Ch. sp.*, *Pecten* sp., *Glycymeris* sp., *Dosinia* aff. *odosensis* NOMURA, *Mytilus* sp. 等が沢田秀穂、小島光夫⁵¹⁾により記され、また石炭層こそないが、植物化石としては *Comptoniophyllum Naumanni* NATHORST, *Fagus antipofii* HEER 等も得られたと言われる。天狗沢の奥で筆者の得たものは *Yoldia* sp., *Macoma* sp., *Pecten* sp. *kimurai* Type その他である。

層厚は 350 m + と言われる。

ii) オチノンベ層 (新称) [Ts₂]

模式地はオチノンベ川下流アイノ沢落合附近から下流。

地層は相当に錯雑しており、層厚測定、全層柱状図の作製は行いにくいようである。

かつて坑口をつけられた炭層を介在する砂岩泥岩互層で、一部には雑然とした礫岩を有する。その中には海棲化石が見られる。

故渡瀬正三郎^{*}は第一支流から *Comptoniophyllum* を得ている⁵⁾。高橋英太郎⁶⁾は落辺川中流から *Comptoniophyllum Naumanni* NATHORST^{**}, *Ficus Nagaoi* HUZIOKA, *Fagus antipofii* HEER, *Mytilus* sp. を得ているし、中村穎三³³⁾は野花南大橋右岸で *Metasequoia japonica* (ENDO), *Zelkova* sp., *Rhamnus?* sp. を得ている他、落辺川口で *Corbicula* sp., *Ostrea* sp. を得ている。この *Ostrea* は礁を造るもので右岸に大きな塊りをなし、貝殻石灰岩様になつている。⁶⁾ 宇野正敏⁶⁾はオチノンベ川南方空知川右岸から *Trapa borealis* HEER を記載している。⁴⁷⁾ 榊原才市⁴⁷⁾、大島徳哉⁴⁵⁾等も *Sequoia langsdorfi* (BRONGN.)^{***}, *Buttneria aequalifolia* (GOEPP.)^{***}, *Acer giganteum*^{***}, *Fagus antipofii* HEER, *Ulmus* sp., *Macoma* sp., *Neptunea* sp., *Ostrea gravitesta* YOKOYAMA を得ている。

本層に産する植物化石は大石三郎、藤岡一男⁴³⁾により川端期を示すものとされる。

iii) 未分離新第三系 [Ts]

この名のもとに一括され図示された地層の内最大の面積を占めるものはかつて鳩ノ沢挟⁶⁾炭層と呼ばれた地層で、その他分布地域毎に記載する。

* 故渡瀬正三郎理学士談。

** 大石三郎、藤岡一男⁴²⁾はこれであろう。

*** 大島徳哉⁴⁵⁾による。

(イ) 鳩ノ沢層挾層—金山挾炭層

1936 鳩ノ沢挾炭層 (除く含浮石質部) 橋本 亘⁶⁾

1953 金山挾炭層 橋本 亘⁶⁾

模式地は富良野町三区鳩ノ沢で、かつて稼行された事のある炭層を介在し、下部には蛇紋岩礫を有し、珪岩礫その他からなる礫岩を有し、第二紀層と断層で接する。

石炭層の下位に一枚のホネ石様凝灰岩が見られ炭層追跡の手掛りになりそうであるが、地層錯雑し、礫岩層や石炭層との間の層厚も確められていない。なお上部には黒色泥岩層が重なり、蛭介化石を散含する所がある。塊状で層理不明であるが相当に厚いものである。最上部に大きな砂岩塊を有する茶褐色の砂岩の厚層が重なる。炭層に伴なつて保存のよい植物化石を産する事がある。⁶⁾

始めは古第三紀のものと考えられたが、後に佐々保雄、湊正雄等によつて新第三系のものである事が明らかにされた。^{28, 6)} ⁴⁹⁾

上位は十勝熔結凝灰岩の基底をなす浮石凝灰岩を主とする地層に不整合に覆われるものと推定される。

(ロ) 奈英～ルベシベ方面

ルベシベ支流及び奈英盆地奥には新第三系の凝灰質頁岩や黒色砂質泥岩等の露出があり、凝灰岩層に覆われるように見受けられる。ルベシベ支流のものは今次調査では筆者や小川敦男³⁷⁾のルートマップにある位置に再確認出来なかつたが、奈英盆地奥では、昔の露出が見られず、逆に新しい露出が出来ており、種属不明であるが大形の薄い二枚介 (*Macoma optiva* Yok. ??) を多産するほか、二三の小型のものも見られる。⁶⁾

(ハ) 那英山径路～落辺川上流

落辺川上流に発見される礫岩は鳩ノ卵大の礫からなり、珪岩や輝緑凝灰岩層の間に断層で出現するもので、東側の断層だけが認められる。ちょうどその断層の延先に当るあたりの那英山径路上にも同じような内容の礫岩の転石が見られる。この方はもつと角礫質である。おそらく両者は一つづきのもので、この方面の岩相と比較して新第三紀のものと思われる。

もしこれが新第三紀層であるならばその出現機構を考えると、矢部長克^{*}が大夕張図幅^{**}について読図したような地史が考えられそうである。

* 矢部長克, 1955: 5 万分 1 北海道地質図幅 札幌 24 号「大夕張」(昭和 29 年刊) の読図, 北地要報, (28), 23~24.

** 長尾捨一, 小山内照, 酒匂俊純, 1953: 大夕張図幅. 開発庁.

(二) ポンルペシュベ〜ペンケテシマ間

1936 ポンルペシュベ頁岩層 橋本 亘⁴⁾

ポンルペシュベ沢の炭焼の住宅から上流の右岸と、那英山径路の下の左支流（炭ガマのある沢）には馬鈴薯大の礫からなる（時には日本南瓜大のものあり）礫岩に始る黑色泥岩層がある。左岸のものはほとんど礫岩ばかりであるが、右岸のものは主として黑色泥岩からなるため⁴⁾後の調査者によつて白堊系とされている。

これは筆者⁶⁾により滝川層に対比された事があるが、広くこの方面を見れば、それが新第三系の基底部であることがわかる。

なおこの礫岩の構成礫中には白堊系の泥灰質団塊が見られ、*Inoceramus* の破片や *Hamites? sp.* 等が得られた。この礫岩の白堊系との不整合面は割合良く観察される。

パンケテシマの下流で昔筆者が見た炭質物を有する地層や細角礫々岩層の露出が再び見出せなかつたので、一応全部浦河層上部に図示しておいたが、ここの向斜構造の上部を構成する多少砂質の少しく軟かそうに見える地層はあるいは新第三系であるかも知れないので十分注意して再調査する必要がある。

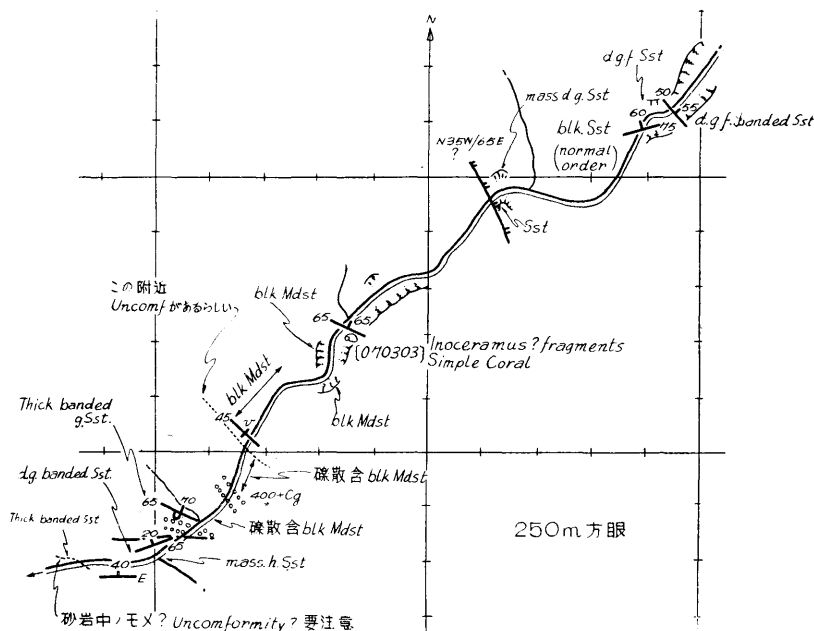
芦別川支流咲別川（上芦別岡幅内）で観察したところでは *Inoceramus uwajimensis* YEHARA を産する黑色泥岩層と、新第三系下底との不整合は3日に亘り検討したところでは、礫岩層の直下にあるのではなく、その下の含礫砂質泥岩（礫を散含）の下底の砂質泥岩の下にあつた。従つて下方から見て来ると *Inoceramus uwajimensis* を産する地層と整合に礫岩があるように見誤るか、あるいは、地層が直立に近いために、礫岩層の終るところに断層を想定するような事になる。

この経験を以てこの方面を見直して見ると、いかにも新第三系になりそうな地層がある。それが、ペンケテシマの入口に見られる。もとより化石が出ていないので今後十分研究する必要がある。

(三) 近藤 沢

咲別川支流近藤沢、造材飯場のすぐ上流の峡谷部を作る礫岩がある。主として厚い礫岩と砂岩からなり、地層は下流側では E—W—N 65E/40—20N の緩傾斜であるが東西方向の断層をすぎると東北に急斜し逆転している。20 m 足らずの礫散含黑色泥岩をすぎ再び 4—5 m 程の礫岩が2枚見られまた礫を散含する黑色泥岩が40 m 程見られ、ちよつと露出が切れてから始る黑色泥岩は層理に直角に毛のように方解石脈が入り N45W/V と測定され、それから同様な岩石が距離にして 300 m 程つづき N 30 W/65E 位の断層で砂岩層に接し、そこから上流は近藤山砂岩層となる。

先に記した咲別川の不整合面から推察すると方解石脈の入る黒色泥岩から上流，断層までが浦河層に属するもので，ちよつと露出の途絶える辺りに不整合面があるもののように思われる。この泥岩層の中から *Inoceramus* の破片らしいものと単体珊瑚の破片のようなものを得た事からその感じが強い。下にルートマップを附しておく。



第2図 近藤沢礫岩部見取図

この礫岩には蛇紋岩礫を見ないし，一見中川層（中部蝦夷層群）の基底礫岩にも似ているが，この附近のサキベンバツ植物化石を有する亜炭層の上に重なる厚い礫岩（上芦別図 51, (6)）と比較するに，これにも蛇紋岩礫がなく，本礫岩と同質である。

本層の構造は傾面向斜である。

(-) 落辺川上流における疑わしいもの〔図に示されず〕

落辺川の三股の上流に〔Qt₁〕として示した位置の南ではちょうどこの礫層のつづきを追つて来て，基底部の高さの分布を見ると〔My₂〕の地層の中にあつて，現在の河床より下にまで降つて行つているとしか考えられない。併しこれは外観上軟かく，段丘礫層と区別出来なくなつていっただけで，ここに，断層間で“モミホグサレタ”礫岩層が段丘礫層の下にあるのではなからうか。

(6) 十勝熔結凝灰岩類 (第三紀末または第四紀初期??)

i) 黄金の沢層 [Tk]

1936 鳩の沢挾炭層上部の凝灰質の部分 橋本 亘⁶⁾

先に筆者が鳩の沢挾炭層の記述をした折に、『出鼻沢においては、浮石を有する凝灰岩や凝灰質砂岩頁岩等から構成され、著しく脆い礫質砂岩を2枚挟在するものが沢の入口に近く存在し、その西に露出する挾炭層と直接の接触の見られない特殊の累層であるが、今は挾炭層の上部と考えておく』と述べた地層は、山部図幅の調査から昔時の記憶をたどると、黄金の沢層⁸⁾に相当する層準と岩相と思われる。埋蔵炭量及び炭質調査¹²⁾に当つても、今次調査でも、その地層を再検討しよう⁵⁾と試みたのであるが、遂に昔時の露出を発見し得なかつたが、卒業論文⁵⁾の資料からその位置を記入しておいた。

ii) 十勝熔結凝灰岩 [Tt]

1936 石英粗面岩 橋本 亘⁶⁾

1953 流紋岩 橋本 亘⁸⁾

1954 富良野泥熔岩 石川俊夫¹⁷⁾

1955 富良野熔凝灰岩 湊 正雄²⁶⁾

1955 十勝熔結凝灰岩 佐々保雄, 橋本 亘他¹⁷⁾

山部図幅において流紋岩として示したものの北方へのつづきで、その本来の性質が熔結凝灰岩である事が石川俊夫¹⁷⁾により明らかにされた。

一見全く流紋岩様を呈するものから、灰分に富み、凝灰岩然としたものまでいろいろの段階のものが見られ、全く熔結性を示さないで浮石質凝灰岩そのままのところもある。富良野町西北の清水山の東南麓のアッシュブロック製造所の原料採集場はこれで、すぐ左右や、下盤は火成岩然としたものに近いものである。これはおそらく熔結凝灰岩の表面に近い部分が熔結性を失う現象を示すのであろう。

富良野線の本図幅内北端に近い谷間における火山灰様を呈するところも同様な位置を示すのであろうが、図幅北端の江幌からルベシベ交流の方にかけては(本図幅外となる)一面に厚い凝灰岩となり熔結性をもつた部分が見当らなくなるのは噴出源から遠く離れた部分を示す現象のようである。

ルベシベ交流や、奈英等でも、多少の熔結性はあるが、布部方面のように浮石の扁平化並びに玻璃質化されたようなものが見られる部分から比べると、灰分の多い、ガサガサの石になつている。

本岩は多孔質で水を通し易く、山麓部には湧泉を生ずる。風化物は土壤侵蝕を容易に惹

起し、この地方の農業、土木上の一つの重大問題とされている。

本凝灰岩は部分的に多少岩質の差があるらしく多田文男、津屋弘達⁵⁹⁾は雲母流紋岩、雲母・角閃石流紋岩、輝石・角閃石流紋岩の3種を認めている。

富良野町西方清水山附近のものは雲母流紋岩に属し、玻璃質や、浮石片と思われるものが流状構造を示し、正長石、斜長石、石英が斑晶をなし、細長い黒雲母も見られる。石英は蝕融されているものが多い。

本凝灰岩の噴出時期については、鳩ノ沢挾炭層より若いと言う以外に直接これを知る事が困難である。間接的方法による推定の根拠はすでに地形の項に示した通りで、それらにもとづけばおそらく第三紀末期の噴出と見る方が良いと考えられる。(地形の項参照)

その根拠とするところを要約して示す。

(a) 十勝熔結凝灰岩は北海道中央部に広汎圏に分布し、相当の厚さをもつたものである。¹³⁾

(b) その分布区域内には 800 m, 700 m, 600 m の平夷面が発達すると言われる。¹⁵⁾ なお、古期岩の上にはそれより古い面に 900 m, 1,200 m, 1,400 m がある。

(c) 十勝熔結凝灰岩の下には谷底平野を有し、壮年の谷壁を有したと思われる地形が埋められている。¹⁶⁾ その谷底の高さは、富良野盆地中、南部では 200 m 前後である。¹⁷⁾

(d) 空知川の白堊系に穿たれた峡谷の側面の、河面から 140~165 m の高さにある礫層には、本岩と少しも区別出来ぬ石が安山岩礫などとともに見られ、峡谷の入口に近い方(すなわち本岩分布域に近い方)には巨礫が見られる。

(e) 十勝熔結凝灰岩に埋められた地形面に関連し、しかもこのような高い礫層に入り得る、同質で、かつ時代的に古い岩石の存在を近くに予想し得る理由がない。

(f) 今本凝灰岩に埋められた地形が 900 m の地形面に若返つて発達したと仮定すれば、本凝灰岩上の 800 m の面が出来るためには、始めに 700 以上の上昇と次に 600 m の下降を必要とする。このような量の基盤の昇降はこの附近の局部的な現象とは考えられない。

(g) もし広汎圏にこのような沈降があれば、それに相当する海成層がどこにあるのだろうか。それが洪積世のものであると証明されているであろうか。

いまかりにこの 600 m の沈降を滝川著の海侵と結びつけたらどのようなものであろうか。そこには流紋岩質の凝灰岩に富む海成層が北海道的な振りもち、且つ奥地まで侵入して、厚く堆積している事を知るであろう。

(7) 第四系

i) 高位段丘群堆積物〔Qt₁〕

本図幅内において現在の河床から 120~150 m 以上高いところにある礫層を一括して図示した。

ガロの沢（馬内川支流）の奥に見られるものは一見現在の河床から多少高い礫層のように見えるがこれは近藤山の東北の低いところの上にある礫層に連なる旧近藤沢河川系の礫層で、古期岩層の大きな礫からなる。

落辺川において落辺礫層と呼ばれたものも現河床からあまり高くはないが、これはボンルペシュベの方に連なる傾向が見られる。

落辺川下流の北方御料山径路などに見られるものは蛇紋岩や変成岩の巨礫を有し、その一部は天狗沢内の段丘や現河床礫に見られる古期岩の供給源となつたと考えられる。

空知川沿いの高位段丘礫層は島ノ下の西の台地の上や、島ノ下隧道の北のオルビトリナ石灰岩の北、ボンルペシュベ沢の東、滝里駅の西南等にあり高さも2段くらい認められる。島ノ下隧道の北と滝里駅西南では安山岩礫を伴ない、流紋岩質熔結凝灰岩礫が認められ、特に島ノ下隧道の北のものには 60 cm を越える巨礫が多く認められる。

なお調査に充分の時間があつて、一寸した平坦な山頂でも上つて掘つて見たら、もつと多く礫層の存在が発見できるであろう。ボンルペシュベ東方のものの一部は風倒木の根に礫が発見されたものである。

ii) 三区礫層〔Qt₂〕

1936 三区礫層 橋本 亘⁶⁾

1953 三区礫層 橋本 亘⁸⁾

本礫層は十勝熔結凝灰岩の上に広く発達する麓郷面の形成後の扇状地堆積物と解される。

北ノ峰滑降コースで見ると 500 m 程度の高さまで達する亜角礫が見られ、速く離れて富良野町方面から三区の方を眺めれば、この付近に見られる分布高度と、傾斜方向のマチマチな礫層が一つの大きな扇状地の解析された残りであることが一見明らかである。そしてそれを解析した谷を埋めたりまた解析されて鯨岡礫層、島ノ下礫層、奥御料を埋める新しい扇状地堆積物等が次々に発達して来た状態が明らかになる。

模式地は今記した富良野町三区であるが、中富良野村富問の山の肩のところこれに對比されそうな空知川内の礫層が見られる。これと先に示した高位段丘群堆積物とは、この方が多少低いようである。そこから下流ではまだこれに相当しそうな礫層が発見されてい

ない。

iii) 鯨岡礫層 [Qt₃]

- 1936 鯨岡礫層 橋本 亘⁹⁾
1936 島ノ下礫層 (一部) 橋本 亘⁶⁾
1953 鯨岡礫層 橋本 亘⁸⁾

山部凶幅からのつづきが北ノ峰沢の南に現われ扇状地を形成し三区に追跡される。吉井農場の谷の出口や、島ノ下では営林署の緑泉荘のある傾斜面、馬内川をはさんでその北の畠のある台地の高い方、富間の台地等を作る。場所により流紋岩礫に富む

野花南の洪積世礫層を頂く台地の一番高いものが恐らくこれに相当するであろう。

上富良野市街地東方のホップ園のある台地の礫層は恐らく本層に対比されであろう。

iv) 島ノ下礫層 [Qt₄]

- 1936 島ノ下礫層 (大部分) 橋本 亘⁶⁾

島ノ下礫層は後に記す奥御料の谷を埋める扇状地堆積物と極僅かの高さの差をもっており、これに少しく先んずる段丘である。富良野町三区鳩ノ沢から始まり、島ノ下の小学校のある台地、坂田温泉のある台地、富間の扇状地、奈英川口の高い方の扇状地、パンケテシマ沢墓地の台地、パンケテシマ沢口の高い方の扇状地、パンケテシマ～ボンルベシユベ沢間の扇状地より一段高い台地、ボンルベシユベ沢の中及びそれに連なる左岸の台地、奔茂尻隧道東の台地、野花南では担当区事務所のある台地より一段高い台地を作る。

落辺川や天狗沢にも、下の段丘から推して本礫層に相当すると考えられるものがある。

上富良野市街地東方のホップ園の台地の下の方を縁どる方の扇状地堆積物も本層と同じ頃のものと考えられる。

v) 霞城礫層 [Qt₅]

これはルベシベ支流の上流部に見られる礫層で、現在の河床 (岩石床)より 20 m ほど高い高地の上に不規則に拡がっている礫層で、古期岩層の小亜角礫を主体とし、地表面は、いかにも、ルベシベ支流その他、那英山脈方面に発する大小の川の緩傾斜の扇状地のように見える、堆積もそう厚いものとは思われないが、その基底にはあまり炭化はすすんでいないが、扁平にされた小樹幹、樹枝等を多量に蔵する粘土質の層準が局部的ながら見られる。

これを地形面的に下流の方に眺めれば旭川盆地の方に追跡されるようであるが、旭川盆地内の洪積層のどの辺の層準に行くか判っていないので、今まで記して来た洪積層との時代の比較は保留される。

vi) 富良野盆地内扇状地堆積物〔Qt₆〕

先に記した島ノ下礫層よりは若いもので富良野盆地内に広く見られる扇状地堆積物で、富良野盆地の周辺部の山脚部にそつて発達するほか、十勝熔結凝灰岩地域に発達する旧河川系をもとにしてできた谷間を埋めたり、吉井農場や奥御料の谷間を埋めている。

多くのものはその末端で低い階段を以て盆地内の平地に接するが、時に段をもたないこともある。

上富良野市街地の西北には、後の侵蝕で山脚部の扇状地主体から切離されてしまつた扇状地堆積物が2カ所に見られる。

vii) 空知川峡谷内扇状地堆積物〔Qt₇〕

これは先記のものと殆ど同時代のものと多少遅れるもの等を含んでいると思われる。

三区鳩の沢における緩い傾斜の扇状地は明らかに奥御料の扇状地堆積物より若いのであるが、それが次に記す低位段丘堆積物と同じものであるか、その上に多少の段を以てのぞむ扇状地堆積物に対比するのが正しいか、今次調査の精度では明らかでないので、取あえず〔Qt₆〕と〔Qt₇〕に区別して図示することにした。

奈英盆地内の扇状地堆積物は明らかに富良野盆地内の扇状地堆積物と区別する必要もないものであろう。

このような堆積物の細分が将来、空知川の先行性の部分と富良野盆地全体の地史との関連性の研究を進めるための一段階として役立つべきである。なお今後の精査の段階では空知川峡谷内の各段丘の面や基底部の高さをおさえて追跡して行かなければならない。

viii) 野花南礫層及び最低段丘堆積物〔Qt₈〕

空知川の下刻は、奔茂尻発電所上流のカパネリウッカの滝のところを境にして、上流と下流で量が異なっている。

本層は島の下駅のある台地とその対岸の台地に始まる。根室本線はずつと2~3m前後の低い本層からなる段丘の上を通つて下流に行くのであが、カパネリウッカの滝の下流では、急に4~5mの高さの台地の上を通る。野花南の水田地域の大部分はこの台地の上にあり、なお1~3段が認められる。野花南では表土を除き基底までは大部分砂利層で時に大きな沈木を蔵することがある。これは恐らく山部図幅の低位段丘に連なるものであろう。⁸⁾

本段丘の上には矢じりその他先住民遺跡が発見され、野花南大橋の南には特に記念のために保存されているものがある。

ix) 河床礫、氾濫原堆積物、泥炭等〔Qt₉〕

主な分布は富良野盆地の地表で、ほかには野花南から下流にややまとまつた面積で図示

されるものがある。

河床礫は島ノ下から上流、滝里附近、野花南大橋から下流に見られ、砂利採集の対象とされている。

富良野原野の大部分は泥炭地で、これと周囲の山地から供給された土砂で、盆地の地下は構成されている。その厚さは完全に確められていないが、上富良野市街地大内井戸屋によれば、同市街地大通から西では14m内外で基盤の熔結凝灰岩につくが、北28号(江幌へ行く道と旭川街道の分岐点附近)では30m以上あるといわれる。

道庁開拓部では東7線にそつて北10号附近、北9号附近(以上中富良野村)、北7号の北(富良野町)の3カ所に飲料水用鑿井を行つた。いずれもその基盤に達しないで質量共に十分な被圧水を得て掘止めている。その内の北と南の井戸の柱状図を示す。

中富良野村 No. 1 (北のもの)

0~ 5.45	泥炭	35.10~36.90	粘土
~ 7.81	泥土	~39.80	細砂
~ 9.45	泥土(砂交り)	~43.50	粘質腐植土
~10.60	細砂	~46.70	腐植土 ガス
~11.80	腐植土	~47.50	細砂
~12.80	青白色細砂	~50.10	沖積土(腐植土交り)
~15.50	腐植土	~52.45	青色粘土
~17.05	泥土(沖積土交り)	~55.30	砂, 小礫交り 良水
~18.80	黒色細砂	~56.40	沖積土
~19.90	黒色土 ガス	~57.60	腐植土 ガス
~23.80	青黒色粘土	~59.40	小礫質砂土
~24.70	細砂	~60.20	小礫固し
~25.60	粘土	~61.20	沖積土
~27.20	細砂	~63.50	小砂利 良水
~28.50	粘土(砂, 火山灰交り)	~64.05	腐植土 ガス
~29.45	細砂	~66.00	小砂利 水
~29.90	粘土	~69.80	灰黒色沖積土
~31.90	細砂	~72.10	砂 水
~33.80	粘土	~76.50	粘土
~34.20	泥炭 ガス	~78.00	砂, 礫交り 水
~35.10	細砂		(深度米)

* 北海道開拓部梶浦技師による。

富良野町 No. 1 (南のもの)

0~ 4.90	泥炭	29.00~32.20	粘質土	
~ 7.50	泥土 (砂交り)	~35.80	砂	
~10.60	沖積土	~36.20	粘質土	
~13.17	腐植土	~36.75	砂	
~18.50	細砂	~38.40	粘土	
~19.50	黒色土 [ガス]	~40.20	砂	
~23.40	粘土	~48.90	粘質土	
~24.80	砂	~49.50	砂	飲料水
~27.00	粘土質埴土 [ガス]	~52.80	青色粘土	
~29.00	砂	~54.40	砂	飲料水

15 l/Min.

地表に見られる泥炭については瀬尾春雄⁵²⁾の調査によれば次のようである。

中富良野村 中間泥炭土

層序	土色	構成植物	層厚
1	黒 褐	ワタスゲ(ヌマガヤ, ヨシ)	21.0 cm
2		火山砂	6.6
3	黒 褐	ヨシ(スゲ, ヌマガヤ)	273.0 以上

富良野町

層序	土色	構成植物	層厚
1		火山砂	6.0 cm
2	上部 黒褐 下部 褐	ミヅゴケ (ワタスゲ及び他のスゲ類)	100.0
3	赤 褐	スゲ, ヨシ	100.0
4	褐	ヨ シ	100.0 以上

これらの泥炭土は土性区としては石狩北部泥炭系上川地区に属するとされる。

x) 火山灰及び十勝火山泥流 [Qt₁₀-図示されず]

本域の大部分を覆う火山灰は瀬尾春雄⁵²⁾によれば十勝岳火山灰Bと呼ばれるものであるが、山田忍⁸⁰⁾の示した分布図では殆ど本域には分布しないようである。褐灰色~黄白色の火山砂である。十勝岳火山灰Aといわれるものは大正 15 年の泥流によるもので黄灰色で比重重く所々に火山礫を混じ強酸性を呈する。

B 火 成 岩

a) 概 説

本図幅内に露出する火成岩は蛇紋岩とそれに伴う優白岩、輝岩、輝緑岩々脈に、枕状熔岩である。いずれも第二紀層中に見られる。

b) 各 説

(1) 超塩基性岩類

(i) 蛇 紋 岩 (Serpentine) [Sp.]

青緑色塊状を呈し、地表面ではしばしば風化して青灰色の粘土を多量に伴う青くずれとなることがある。水磨されると容易に丸くなり、時には風化すると表面が赤褐色を呈し、絹布石の偽斑状構造を明瞭に示すものがある。

曾て筆者が蛇紋化せる集塊岩⁶⁾?として示したものは暗緑～緑黒色の5~8 cm 直径の小塊となつて多量の青粘土を伴うもので鏡下には橄欖石の結晶形をもつ蛇紋石、少量の非晶質、少しく蛇紋化した輝石等が見られ、橄欖石玄武岩から変化したもののように見受けられた。落辺川第四支流の上流にあつてN30°W程の方向で塊状の蛇紋岩の間にある。

蛇紋岩の分布は北は図幅西北隅の新第三系の基盤として出現し、つぎにその東方で落辺川支流アイノ沢上流に始り、断層で断られながら東々南に向う岩体があり、その東にまた別の大きなものがあつて、その内に黒色片岩を捕獲しており、東南に向う。先に記した蛇紋化した橄欖石玄武岩様のものも、あるいは蛇紋岩中に捕獲されたものであるかも知れない。ルベシベ支流の上流域から奈英川上流にかけて数個の小岩体が知られ、奈英川の支流のクローム鉱山のあつた沢にも断層で多少ずれた一岩体があり、いずれも南北に近い走向を取つて配列している。

進入の時期は本図幅内では明らかにできないが、白堊紀直上地変²³⁾ (Epicretaceous Orogeny)⁹⁾ または後蝦夷地変^{*}に伴つたものと解されている。その時期は白堊紀末または第三紀初期といわれる。

本岩は北海道白金鉱床の供給源といわれ、クローム鉄、石綿、水銀等の鉱体を伴うものであるが、本域には砂金、砂白金、クローム鉄鉱が発見されているだけである。⁵⁸⁾

(ii) 輝 岩 (Pyroxynite) [Db]

馬内川峡谷入口の旧御料林道御料橋の右岸段丘砂礫層の下に極く僅か露出する緑黒色岩で、他の岩石や地層との関係は見られない。鏡下では輝石の小結晶の集合から成り、極少量の細長い斜長石が認められるほかに多少の方解石ができています。二次的な石英で埋められた裂目があつたり、岩石が全体として多少圧碎されたような様子がある。

以前は馬内川頁岩層を貫いたものと考えたが、この附近が山部層から成ることが明らかとなつた。本岩に最も近い性質のものは山部図幅に示した輝岩がある。それは明らかに主

* 鈴木 醇, 1953: 深川図幅.

夕張層を貫きこれにスカルンを生ぜしめている。^{S)}一方また次に記す多輝石輝緑岩にも近い点があつて、山部層堆積時の火山活動に関連するものかとも疑われる点もある。

(2) 塩基性岩類

(i) 輝緑岩 (Diabase) [Db]

本岩として図示したものは、上に記した馬内川峡谷入口のものを除き、いずれも斜長石の結晶の著しく大きい形のものである。外観は塊状を呈し、やや暗い緑色を呈するが、長石の結晶が大きくなると飛白状となつて、特に風化面では淡緑色や緑灰色に見えるようになる。

落辺川上流に始り島ノ下の東に至るまで途中ちよつと断層で断たれるが、殆ど南北に連なつて、周囲の岩石に多少ながら変質を与え、空知層群の上下の主夕張層と山部層の分布地域の間を占めて出現する。岩脈の中央部は著しく粗粒で周辺部では多少細粒となる。この模様は馬内川第一支流から熊の沢にかけての空知層群の間にもうかがわれるところである。

鏡下では^{*}完晶質、粗粒で輝緑岩構造を有し、斜長石は総てソージュール石化し、仮像で汚濁し長いものは1.5~2 mmに達し、中位のものでも0.3~1.0 mmある。強い自形を有し、曹長石、カールスパッド双晶を示し、周辺0.05 mm程度に累帯構造が認められる。絹雲母化も多少見られる。輝石は青ざめた緑色、新鮮で Ophitic~Poikiritic 構造を取る。径1.5 m以下である。緑泥石は青ざめた緑色や濃緑色のもの多く、輝石を交替している。チタン鉄鉱は磁鉄鉱と Skeleton 構造をとり、径1.0 mmである。チタン石の微粒も見られる。

(ii) 多輝石輝緑岩 (Augite-rich Diabase) (図示せず)

奈英川峡谷の輝緑岩々脈の東の断層のところに見られる輝緑凝灰岩に伴うものは外観暗色緑を呈し稀に黒灰緑色のものもあり、微粒、緻密で堅い。長石の微少結晶のために梨地に見え、鏡下では大小多量の輝石をもっている。先に示した輝岩に近い性質を示す一方、その出現の状態はつきに示す枕状熔岩や輝緑凝灰岩を生じた山部層堆積期の火山活動に伴つたものようである。したがつて枕状熔岩とともに山部層に一括して図示した。

(iii) 枕状熔岩 (Pillow Lava) (図示せず)

本岩は芦別岳輝緑凝灰岩層として、輝緑凝灰岩とともに一括して図示し、特にこれだけを別にしなかつた。

外観は濃暗緑~黒緑色、緻密で、一見玄武岩様に見える重い堅い岩石である。見事な枕

* 酒匂純俊技師記載。

状を呈するところと少しも枕状にならないところがある。本図幅内で枕状構造の良く見られるところは割合少く、ルベシベ支流の上流、パンケテシマ、パンケテシマ両沢の一部くらいである。

鏡下では多くは輝緑岩構造を示し、曹長石化作用やエチル輝石を生じたり、スピライト化した部分もある。

その成因は塩基性熔岩の海底における裂罅噴出に際し、流動性に富む熔岩が海底に堆積している火山灰、淤泥、軟泥または細砂中に押入り急冷のため熔岩流がちぎれ楕円体状となつて固結したものであるといわれる。^{*}

(3) 超塩基性岩類に伴う優白岩類

(i) トロンニエム岩 (Trondhjemite) [Lc]

1935 トロンニエム岩 鈴木 醇⁵⁶⁾

1936 石英斑岩 橋本 亘⁶⁾

本岩は馬内川本流とその支流銅山沢、小屋の沢並びに富良野野西方北ノ峰沢上流に見られ、いずれも灰白色粗粒塊状の堅い岩石である。風化すると多少褐色を帯びる。

風化面や水磨面では白形長石の集団のモザイクから成り、特徴ある模様は一見して他の岩石と区別できる。

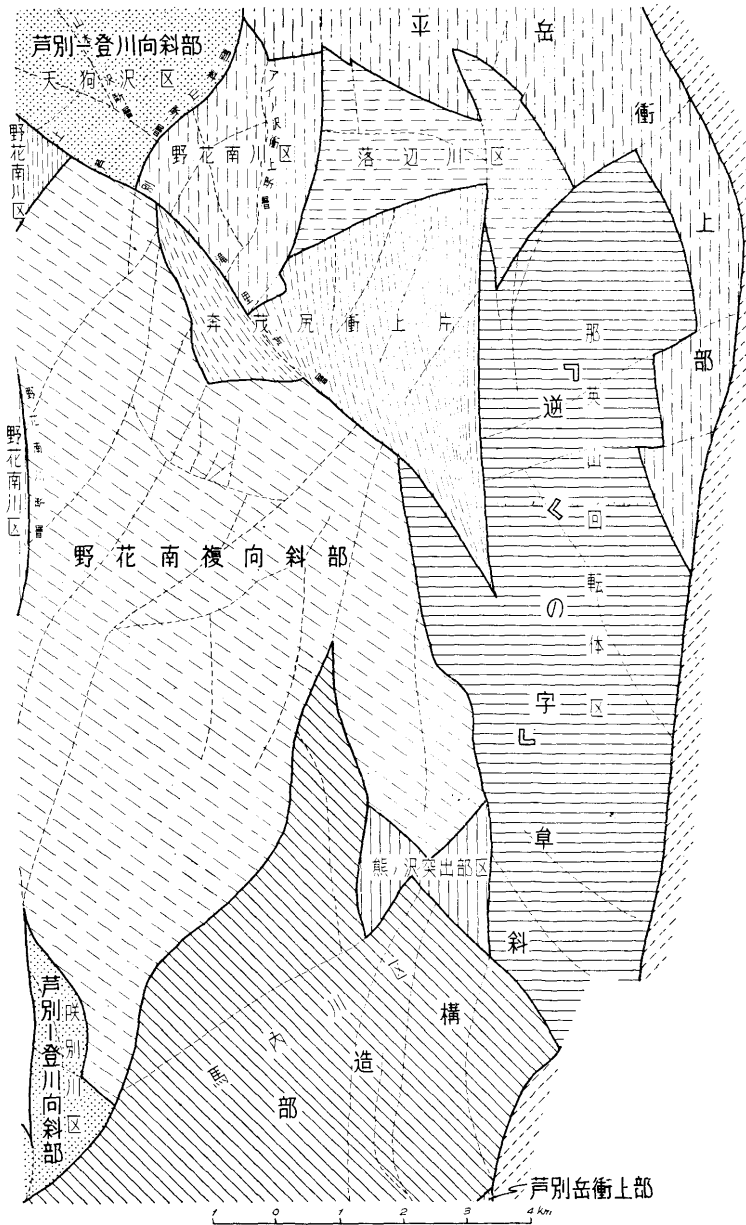
いずれも小さな岩脈であるがその位置を示す意味で図示した。

鈴木醇⁵⁶⁾によれば、鏡下では完晶質で、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の長さの斑晶を成したり、あるいは細粒として出るものあり、アルバイト式双晶または累帯構造を示し、 $An^{30} \pm$ 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まる。大形のもの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。有色鉱物としては緑泥石最も多く、他に角閃石もある。磁鉄鉱、葡萄石、方解石も認められる。

C 地質構造及び地史の考察

本城の地質構造はその東半部が富良野盆地という若い単純な構造をとるに反し、その西半部の山地は多くの断層と大小の褶曲をする白堊系の上に不規則に分布する第三系があつ

* 鈴木 醇, 1954: 北海道産枕状熔岩類について. 北地要報., (26) 11~20.



第3図版 構造単位図 (西半部)

て、一見甚だ複雑怪奇のように見えるが、断層を一つ一つ復原して考えて見ると、第二紀層の構造はそれ程複雑なものでもなさそうである。

さて、図幅西北隅から東西方向に走る上芦別～滝里断層を横ずれ断層でその東西の延長が走向と同じになつて見失われると仮定し、奔茂尻衝上断層をその一部である落辺川支流の窓状部と結びつくまで北東側のブロックを西北に移動させて見れば、落辺川川口附近に見られる広瀬沢層 (Mj₂)、ペンゲ川層 (Ts₁) の東を境する御料山断層がもつと西に移動する。

上芦別～野花南断層は明らかに沢田秀穂、小島光夫⁵¹⁾のノカナン湖断層に連なるのであるが、その延長は、清水勇、田中啓策、今井巧⁵⁴⁾が考えたようにそのまま西に直進するのではなく、急激に北に曲つて、沢田秀穂、小島光夫の古空知川断層に連なるのが本来の姿であるように思われる。その時には、今記した [Mj₂] 及び [Ts₁] の東を限る御料山断層は性質上、野花南断層の北方延長と考えられるであろう。そしてその西の第三系の区域は上芦別図幅で石狩層群、幌内層群、天塩層群をともに一回に褶曲させてしまつていと見られる上芦別向斜構造部なる構造単位に連なると解されるであろう。そしてこの延長部では幌内層群の上部 [Mj₂] と天塩層群下部 [Ts₁] とは整合すると見られていることは注意すべきである。

同様に咲別川において浦河層とともに向斜すると見られる新第三紀礫岩層も本来の姿は野花南断層の西のもので、したがつて近藤沢入口付近で近藤山砂岩層と考えられる岩相のものについてはなおいろいろ吟味の必要がある。

つぎに落辺川上流を取巻くように分布して南下する変成岩、蛇紋岩から成る地域は一構造単位でこれを平岳衝上片と名付ける。これの西北半分と南側半分との前面の構造が異なるのは平岳断層の元来の姿が、落辺～奈英川断層の南 2/3 の前身につづき、滝里～島ノ下断層に連なる衝上にもとづくものと解されよう。

そして、平岳衝上片は南半に見る単斜構造をもつ衝上片をのりこえて、その北半分をかくしていたもので、その後ほぼ単斜構造衝上片の北端を示したあたりにできた北落断層で現在のような姿になつているものと理解されよう。

平岳衝上片に対応するように、那英山から馬内川に『逆くの字』に曲る単斜構造部の上の衝上する芦別岳衝上片の末端が南方の北ノ峰沢の上流に極く僅かながら出現している。

このように『逆くの字』単斜構造は芦別岳衝上の前面において芦別～登川高斜東翼と考

えられた、直立または逆転単斜構造に連なり、芦別岳図幅^{8, 76)}から大夕張図幅^{*}にまで追跡されて行く。そして大夕張図幅においてはその構造は先板垣沢期の生成と理解されている。^{**}なおこのような構造は穂別方面にも知られる。^{***}

如上の『逆くの字』形単斜部と野花南断層⁵⁴⁾の間に挟まれる部分は大局的に見れば中央部程緩いゆつたりした構造を示す復向斜の盆状地で、『逆くの字』の折目は、芦別岳衝上⁸⁾と平岳衝上のために、最も力を受けた部分が前進する時に取残された形であるが、熊の沢突出部の形成は、那英山を中心として、この『逆くの字』の頭がなお西方へ押された時に奈英川附近を中心とした回転運動の形式になつて、その南端の熊の沢突出部にあたるところを残して回転してしまつたのでなからうか。そして頭の部分は復向斜の中心部近くまで押出されその前面の復向斜中心部の浦河層を西に追出し衝上させたものようである。これが奔茂尻衝上片の性質と考えられる、衝上片の下底には新第三系礫岩が圧碎混入されている。

トプトエウシュナイ沢を中心に見られる緩く向斜する近藤山砂岩層〔My₃〕も中心部の構造メンバーの一つであつたろう。

すなわち大局的には野花南復向斜盆状構造という一単位であるが、これを取巻く馬内川頁岩層は西は野花南川の走向谷を容れ、北には落辺川の弧状構造を見せ、東は『逆くの字』部北部の衝上で尖われ僅かにトプトエウシュナイ沢の入口に姿を見せ、南は馬内川の走向谷を容れている、中央部の北に奔茂尻衝上片を載せている。

つぎに気をつくことは野花南断層の西のブロックではこの断層の方によつて来ると古第三系の石狩統、幌内層の順に姿を消し、最後には天塩層群が直接白堊系に不整合に重なり、一応それらが天塩層群堆積後の褶曲運動でともに一回の褶曲で出来上つたかの様子を示すことはすでに矢部長克⁵¹⁾の考えた⁷⁶⁾とおりである。そしてこの上芦別向斜構造の北方延長と見做される、野花南北方川向い方面では幌内層群の上に整合するといわれる天塩層群が堆積区の東西で著しく堆積の様相を変え、しかも堆積区の西寄りに蛇紋岩のリーフが浅海中にあつて、その岩層が遠くはこぼれない状態にあつたことが沢田秀穂、小島光夫⁵¹⁾により言われているのに、御料山断層を越えたその東方では再び基盤は白堊系となりその上に新第三紀オチノンベ層が堆積したと見られる。落辺川の露出で見ると白堊系は、新第三系堆積前に

* 吉田 尚，神部信和，1954：（MS）幾春別岳図幅及び同図幅に使用された橋本亘野行図と原稿。

** 長尾捨一，小山内 照，酒匂純俊，1953： 大夕張図幅。

*** 矢部長克，1955： 5 万分 1 北海道地質図幅札幌 24 号「大夕張」〔昭和 29 年刊〕の読図。北地要報，(28)，23~24。 （末尾の追記 (2) 参照）

すでに褶曲構造をもつていた様子があるし、奔茂尻隧道東の奔茂尻衝上片下底の蛇紋岩礫片の出方と衝上の性質から見ても同様な推定がなされるであろう。一方、落辺川上流から那英山径路に見られる礫岩が、もし誤らず新第三系に属するならば、ここにも矢部長克^{*}が指摘したような構造発達史が読図されるであろう。すなわちこの方面にも新第三系海侵前に現在見られる帯状構造の先駆的構造の発成があつたことが認められることになる。また、富良野川三区出鼻の沢における鳩の沢挾炭層〔Ts〕の分布を見ても何か複雑な感じをうける。そしてこの新第三系の分布は細長い帯状をして奈英盆地の北からルベシベ支流西域に連なり、そこでは恐らく空知層群下部の芦別岳輝緑凝灰岩層の上に重なつていようであろう。

さて以上記したところに見られるように上芦別図幅内の野花南断層と本図幅内におけるその延長と考えられる御料山断層は後川端地変の地質構造と、先板垣沢層地変の構造部の境目に近いところにある。東側では明らかに板垣沢層前の構造しか見られないが、西側では、石狩層群から幌内層群を経て天塩層群に至るまでの地層が大きな不整合無しに累積し、ただ一回の褶曲で完成されたような構造を示す。しかるに、野花南北方で見れば、天塩層群は幌内層群と西では整合するといわれるが、ほんの少しその部分を東に行けば突然蛇紋岩の上に不整合に重なる。この蛇紋岩の出現をさせた構造運動をこの整然とした第三系⁵¹⁾堆積のどこに持込むかという問題が生ずる。もし天塩層群と幌内層群が沢田秀穂、小島光夫の記すように整合ならば、また石狩層群と幌内層群の関係が矢部長克^{**}の考えるようなものであるならば、この構造の発生は先石狩層群の古さにもつて行かれるであろう。石狩地向斜発生は後蝦夷地変の十分及ばなかつた西側に行われたもので、その外框の部分の長期間侵蝕の対象とされていた後蝦夷地変の構造のよく現われている地域へ幌内層群、天塩層群の⁷⁶⁾侵入があつたことを意味するのではなからうか。そのような場合一見芦別～登川向斜部の東翼に見える部分は、本来の後川端地変による該向斜の東に丁度野花南断層のようなものがあつて、後川端地変によつて助長修飾された古い構造が後川端構造にくつついているのではなからうか。なお今後の研究が望ましい。

なおこの方面の天塩層群全体の層序関係や全層注状図が得られていない。この方面には蛇紋岩の全くない厚い礫岩層と蛇紋岩のあるものとあつて、両者どのような関係にあるかも明らかでないなど、いろいろな問題が残されている。

構造単位として富良野盆地は非常に若い構造で、その完成された時期は沖積世に入る頃

* 矢部長克, 1955: 前出 (末尾追記(2)参照)

** 矢部長克, 1951: Stratigraphical Relation of the Poronai and Ishikari Groups in the Isikari Coalfield, Hokkaido. Proc. Jap. Acad., XXVII, 571~576.

と推定されている。

この構造は北海道の地体構造を論ずるにあつては誰でもが注目する北海道の中央盆地列の最南端に位置している。

下村彦一⁵⁵⁾、花井重次、渡辺光、岡山俊雄、楯山正英は中央盆地地区として區別している。その他、福地信世⁵⁶⁾は天塩川凹地帯と呼び、徳田貞一⁵⁷⁾は中央凹地帯と呼び、その発生⁵⁸⁾の機巧については一種の向斜構造ではないかと推定している。

以上要約すれば、古い構造としては中蝦夷地変により生じた断層や褶曲が、馬内川上流部及び滝里～野花両間のカバネリウッカに見られる。

つぎに後蝦夷地変による構造と思われるものは『逆くの字』単斜構造部の前身の単斜部を東の縁とし、落辺川単斜部、野花南川背斜部を大體その縁辺としてその中央に野花南複向斜盆状地がほぼ出来上つたものである。そこにはまだ矢部長克が六夕張図幅で指摘したようにその構造の完成を Epi-Poronai とする問題がある。

ついで後川端地変の構造運動により、芦別岳衝上片、平岳衝上片の西方衝上があり『逆くの字』が形成され、くの字の両半分、特に北片が強く回転を受け、中央部には熊の沢突出部を残し転移した。その北半の北端の西方移行はその全面に奔茂尻衝上片を生ぜしめ比較的簡単な向斜構造をもつた野花南複向斜の中央上部の西に移行させたものと思われる。それに伴ないアイノ沢に見るような衝上を生じ、オチノンベ層は甚しくモメク状態にたち到つたものと理解されよう。そして野花南複向斜自体も多少その褶曲度を強調されたであらうし、その西側には彼の大きな石狩炭田の基本構造を生じて行つたものと思われる。

野花南断層とその続きである御料山断層やそれを切る上芦別～滝里断層などは多少時期の遅れたものと思われる。

以上のような構造からずつと遅れて富良野構造盆地は洪積世末紀頃に生じたものである。

当域の地史を案ずるに、第二紀の中頃においては後に低度変成された輝緑凝灰岩や、泥質岩、珪岩等の堆積が行われた。そしてそれに引続き塩基性熔岩の海底裂隙噴出による枕状熔岩を伴う厚い火山性の堆積を見、これに多少の珪質岩を伴い、いわゆる地向斜型の標式的な堆積様相を示した。この時期を空知地斜向期^{9, 11)}とする。つぎに山部図幅⁸⁾に示したように東方の隆起があり、当域は芦別山脈の西側と同様に下位層に整合する砂岩層で示される。これを中空知地変^{9, 11)}と呼び、空知地向斜が二分され、西側のものが蝦夷地向斜(定義拡張)として出発した。その初期の堆積物には山部図幅内に見られたような輝緑岩や珪岩の噴出が、特に珪岩類噴出記録が見当らない。それは初生的なものというよりむしろ輝緑岩の進

入部で示される断層による欠除ではないかと考えている。

つぎに富岡砂岩層とそれに伴う酸性凝灰岩噴出で代表される隆起が見られるが、当域が陸化した様子はないようである。これが先蝦夷地変⁹⁾である。それにつづいてフレッシュ型の厚い堆積が生じその末期には生物石灰岩を生じた。それに含まれる古生物から推察すれば、水深は 30 尋を越えず、透明度の高い、水の温かな海が侵入していたものと思われる。石灰岩に見られる生物相を比較検討するに、赤道からはかなり遠ざかった地域と思われ、四国の島の巢石灰岩に比しても水温が多少低いかあるいは栄養の劣る海域であつたと考えられる。

その後、当域は断層、褶曲をうけ、上昇し全く陸化剝削を受けていたことはカバネリウツカの不整合面、馬内川本流における地層の分布から知られるとおりで、これを中蝦夷地変^{9, 11)}と呼ぶ。この上に中川層の海侵が行われ、基底礫岩には輝緑岩を始め輝緑凝灰岩、珪岩等空知層群の岩石や、オルビトリナ石灰岩等も見られる。しかし輝緑岩礫の源は、空知層群を二分する断層中に入射した輝緑岩ではないらしく、後者はその出現の模様から見ると、むしろ先に記した『逆くの字』型単斜構造の成生と密接な関係があるもののような出方をしている。この構造の発生はまだ後のことである。

さて、この不整合面に侵入した海は、この附近の地殻の地向斜的沈降と相まつて、標式的地向斜型中川層とその上に引つづく浦河層を堆積し、なお函淵層をも堆積したことであろう。

これらの堆積期間を通じて、中川層の初期には酸性凝灰岩に見られる火成活動があるし、末期には近藤山砂岩層に見られる浅海化がある。その当時の海況は、野花南や馬内川におけるヒラアミモ化石から察すれば、波の影響のある極浅海の入江や河口のような状態にあつたと考えられる。

浦河層堆積期にも酸性凝灰岩を伴う砂岩層に見られる隆起運動が記録されているが、とにかく白堊紀末までは堆積が継続したことであろう。当地では函淵層は殆ど、あるいは全く失われてしまつているものようである。

白堊紀末または第三紀始めに蝦夷地向斜の中央部には蛇紋岩の進入を伴つた地変があつて隆起した。その蛇紋岩の進入の時期と空知層群の変成とはほぼ同じ頃か蛇紋岩が多少遅れるものと解されている。この時期に石狩炭田の東側の単斜構造部の大框が決定しているのではなからうか。輝緑岩の進入期は、この頃か、他に反証さえなければ、出現の様子だけからのみ見てあるいはもつと若くても良さそうである。山部図幅⁸⁾の空知川横谷内樹木園の

東方左岸の断層^{*}や金山図幅の金山市街地磐根橋下、十梨別川大橋附近で見ればこの種の大きな結晶をする輝緑岩の進入は、一見後川端地変の断層に進入しているように見える。これは、後蝦夷地変、後川端地変ともに南北性を取るために両者の区別ができないことを意味するのかも知れない。それにとにかくこの種の輝緑岩は必ず第二紀層中のみに発達する南北方向の断層に伴うことから、大結晶の輝緑岩を伴う構造線は後川端地変よりも古いものであるということが逆にいへてくるようになるかも知れない。そのためにはなお今後決定的事実を発見して行かなければならない。

さて後蝦夷地変後西方に生じた石狩地向斜内に石狩統を堆積し、その末端が本図幅オチノペ川附近にまで達していたかは *Woodwardia Endoana* Oishi et Huzioka の産出層の研究によつて明かにされることと思う。幌内統上部紅葉山階の堆積が行われたことは *Flectofrondicularia* の産出層を上下にもつ挾炭層に知られ、普通の幌内層とは趣を異にする堆積環境にあつたことが明らかである。

これに整合するといわれる新第三紀ベンケ川層は鹹度の低い、浅所の堆積物であるが、竹原沢断層を越えると蛇紋岩を直接不整合に覆う。一般に野花南断層以西では、新第三紀下階の地層は直下の幌内層とも大きな構造差を示さないところを見ると、この位置に蛇紋岩の露出をもたらしたものは先石狩統の構造運動の結果と思われる。野花南断層（御料山断層）から東の区域ではすでに出来上つている第二紀層の構造に無関係のような新第三系下階の堆積が見られるようである。

天塩層群堆積後にこの方面に生じた地変によつて野花南復向斜盆状構造とその東を縁どつていた単斜構造部は、次第に現在の姿に向つて生長をつづけ、ついには東側から押しこめる芦別岳衝上と北方の平岳衝上のために、まず単斜構造部は『逆くの字』にされ、そして、その北部は奈英川峡谷附近を中心に逆時計回転をさせられ、頭部は野花南復向斜の中心部にまで押出されその時に前面の地層を西に押しつけ、そこでは上部に割合簡単な向斜構造をもつたまま西方に衝上して行き、それ以外のところでは復向斜構造の褶曲を助長させたようである。平岳衝上片の北部はなお西に押し出されてきて、『逆くの字』の北につながつていた単斜構造部を完全に見えなくしてしまつた。そしてその後につづいた正断層のために益々複雑化し、特に顕著なものは上芦別～滝里断層である。

その後引きつづいて陸化削剝を受け鮮新期中頃、恐らく滝川層の堆積の頃に東方一帯は流紋岩質火山活動の場となり、地盤はそれにひきつづいて数百米の沈降をなし、広く熔

* この輝緑岩は図示されていない。

結凝灰岩の覆うところとなつた。その上に山麓階を生じつつ隆起がつけられ麓郷面が形成されるに至つた。その頃にはすでに富良野方面から空知川峡谷の方に流れる河川系が見られ流紋岩礫を運んでいる。

しかし、麓郷面形成の頃にはその河川系はどの程度のものであつたか、たとえあつてもそれ程大きなものはなかつたものであろう。麓郷面にできた河川系は、面が隆起する時にとつた傾斜に従順したものの如く、南部の山部図幅内では芦別山脈方面から東北流し十勝岳方面に向う流路が主であつたが、本図幅北部では北流または多少西北流し旭川盆地に向つている。

その後富良野盆地になつた部分は繞曲を始め次第に下降して行つた。そして富良野盆地は出来始め周辺からの埋立てが行われ、山部横谷部を通る通水⁵⁾があり、空知川の旧河川系の復活がされたものと思われる。富良野盆地の下降は最後にその南部が断層となつて最高潮に達するのであるが、これと空知川峡谷の下刻とはかなりうまく調子が合つて行われている。すなわち、空知川峡谷部における盆地水位の調整が常に旭川盆地への溢流を大規模に惹起させない程度に行われていた、いいかえれば上富良野村江幌方面の谷底の高さより殆ど常に低く維持されたことを示す。このことはまた空知川沿いの熔結凝灰岩礫を有する高位段丘礫層が、極く若いものにも拘らず高いところに転位したという考え方を相当さまたげるであろう。なお盆地成生後の旭川方面への通水の有無に関しては本図幅内では明らかにすることはできない。

十勝岳方面の安山岩の噴出は段丘内の安山岩礫から見ると盆地成生前に始まつているようである。最近における活動は地表の火山灰や泥流として記録されている。

IV 応用地質

(1) 砂金及び砂白金

本域の河川の内、芦別岳から神居古潭に連なる山地に源を発する河川とその段丘には砂金及び砂白金が発見される。

現在稼行されているところは無いが、馬内川交流ガロの沢を始め、今でも採掘跡の見られるところがある。落辺川は最近でも時に採掘者が出入しているようである。

空知郡富良野村産という砂白金の分析値はつぎのようである。²²⁾

砂金及び砂白金はおそらく蛇紋岩自体の中に含まれていたものと

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

58)
考えられている。

(2) クローム鉄鉱

クローム鉄鉱もまた蛇紋岩を母体とするもので、蛇紋岩地域に発する河川には砂クローム鉄鉱が見られるが、稼行の対象となるものは無いようである。

鉱脈としては奈英やルベシベ支流の上流の蛇紋岩などに見られる。ルベシベ支流の上流のものは簡単な探鉱しかなされていらない。奈英の奥では坑口をつけて多少掘進している。昭和8年に訪ねた時には坑口附近に多少の塊鉄鉱が置いてあつたが、その後手がつけられた模様もなく、今次の調査においては坑口はつぶれていた。

奈英の中頃の支流のクローム鉄鉱山のあつた沢では往時の道路には直径1寸位の白樺が生えているところもあるが十分それをたどつて旧坑口に行ける。そこにはトロッコ、レールが放置されている。往時はかなりの産出をしたといわれる。それより下流にも探鉱した跡が2~3カ所見られその内には、昭和8年に訪ねたところ、小鉱脈に沿つて坑道掘進し大きな板状鉄鉱を搬出して居た処もあつた。現在では坑口もつぶれている。

(3) 石 炭

石炭は天狗沢層、広瀬沢層、オチノンベ層、鳩の沢挾炭層に見られるが、本域で稼行されたものは天狗沢層、オチノンベ層、鳩の沢挾炭層のものがある。

野花南北方及び、落辺流域には沢田秀穂、小島光夫⁵¹⁾；百石浩、西田隆夫¹⁶⁾；富樫豊、富良野町鳩の沢には橋本亘¹²⁾、為口和己の石炭調査がある。

天狗沢層の炭層は野花南北方で稼行されたことがあるが、10~35 cm で普通25 cm 前後で炭質頁岩を伴い、しかもあまり良質とはいえない。しかし、石炭のみの分析では6,100~7,350 カロリー一位を示すものである。^{*}現在では稼行されていない。

オチノンベ川では右岸支流と左岸支流にいずれも坑口がつけられている。右岸のものは坑口から2~30 m 程で炭層が薄失したといわれるだけで露頭炭は見られない。左岸の支流のものは35 cm 程の炭質頁岩を伴う30 cm 程の粗悪な石炭である。したがつて灰分は45%近くあつて3,600 カロリーしかない。^{**}

鳩の沢の炭層は大正年間に稼行されたことがあり当時の坑口は昭和7年に訪ねた時には残つていたが炭層は見られなかつた。その後再び稼行され、昭和17年5月佐々保雄教授が坑内を視察しており、当時の情報が唯一のものである。^{***}

* 札幌通産局資料。

** 札幌通産局資料。

*** 佐々保雄教授野帳。

当時の炭柱図は

上盤	暗灰色泥岩	
	2 級炭	28 cm
	暗灰色泥岩	28 cm
	3 級炭	45 cm
	灰白色泥岩	15 cm
下盤	暗灰色泥岩	

で同教授が村上徳次郎氏より聴き得たところでは約 5 m を隔ててつぎのような炭柱図の石炭があるという。

上盤	頁 岩	
	石 炭	20 cm
	頁 岩	15 cm
	石 炭	110 cm
下盤	炭質頁岩	

また村上氏談によれば、本層の風坑は 45°, 8 尺で水平堅入と交叉しており、水平堅入の着炭箇所の手前の探炭様堅入を同教授が調べたところ 7~8 寸の炭層を認め、本層の貧化したものではないかと野帳に記載している。現在では当時の風坑、堅入ともに崩落していて内部がうかがえない。恐らく膨縮の甚しい炭層であろう。

なお分析値はつぎのようであるといわれる。

	水分 (%)	灰分 (%)	揮発分 (%)	固定炭素 (%)	比重	
本層粉	4.18	22.03	34.19	39.60	1.80	5,980 カロリー
本層塊	3.80	17.99	36.67	41.52	1.49	6,408 カロリー
上層	4.00	12.10	37.92	46.07	1.26	6,959 カロリー

(4) 天然ガス

天然ガスは富良野盆地東 7 線北 11 号から南に 2 カ処記号をつけて置いたが、これから西の方の盆地の中央部にかけては至るところ天然ガスが出る。

北海道庁開拓部で行った飲料水用鑿井の記録によれば、第四系の項 pp.41~42 に示したように中富良野 No. 1 では 64.05 m までの内に 5 カ所認められており、富良野 No. 1 では 27.00 m までに 2 層認められている。

此附近の開拓地にはずい分多くの井戸が作られているが精しい記録は残されていない。ガスは泥炭に伴うメタンガスが主体で多少の硫化水素があるらしい。ガス層に掘あてた当

時は2吋管で着火すれば2尺位火焔を上げつづけるが、2日位で次第に少くなるといわれる。それでも自家用燃料に利用している農家もある。

その分布範囲、量等については本格的調査は行われたことがない。

(5) 石灰石

地質図に示されたようにオルビトリナ石灰岩があるが、いずれも鉱量が少く、運搬のことを考えたり、採掘の条件を考慮すれば、稼行価値に乏しいのではなからうか。土壤改良用の炭酸カルシウム用ならば、富良野原野に用いるものとしてなら場合によつては採算のとれるものがあるか検討して見る必要がある。

最も鉱量の多いものは島の下隧道の北の山頂であるが、直下を鉄道が通り電話線があるので、採掘にいろいろ問題があると思われる。それさえ解決されれば、横の沢の中に、クラッシャー、鉱石溜等の簡単な施設なら行なう余地がある。

鉱量は少いが取り易く運び易いのはバナミ川の南のものである。

(6) 石材及び建築用ブロック原料

鈴木醇⁵⁶⁾によればトロンニ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して採掘されているというが、本域内のものもその可能性はあるか採算的には稼行出来難いではなからうか。

軟石としては、十勝熔結凝灰岩が利用される。現在では富良野町西北方清水山の周囲で採掘されている。上富良野村江幌や江花方面で少量が附近の検地石として取られた跡が見られる。

アッシュブロックの原料は清水山の東側で取られている。

(7) 鉱泉

第二紀層中には鉱泉が認められる。多量に湧出しているものは島ノ下隧道の西にあり、鉱泉旅館がある。

島ノ下駅の西南の山麓のものは営林署で利用している。

いずれも硫化水素臭を有するアリカリ性の鉱泉である。

(8) 地下水

富良野盆地内は泥炭地が多いので特にその中央部では飲料水の良いのが得難く、勢い中央部では深井を作り地下の被圧水を得ている。

先に示したように盆地中央部附近（本図幅では南東部）に行われた道庁開拓部の作井記録に見られるように、55m~78mにいくつかの良質の飲料水が得られる被圧水層がある。森谷虎彦²⁷⁾はその供給源は熔結凝灰岩の裂隙水であると考えている。道庁中富良野1

号井では毎分 20 立、富良野 1 号井では毎分 15 立を自噴している。

盆地の山寄りの方では基盤をなす熔結凝灰岩の深度が浅くなるし、盆地内では北の方が堆積物が薄いようである。

東 9 線の北 7~8 号間の梅下家の井戸では 85 尺から被圧水があり約 100 尺で掘止めし、地表上 10 尺内外まで昇ってくる。ここではガスはついていない。東 8 線 7 号の谷口家では 120 尺程から被圧水を得ている。東 8 線 6 号では 150 尺の深度の水でも御飯を炊くのに適さないと聞く。開拓地の雨粉小学校のものは深度 150 m といわれる。地質は不明である。

一方北方の上富良野市街地では 22~23 m で基盤の熔結凝灰岩に達するが、市街地大通りから西では 15 m 内外で達するといわれる。市街地の北方北 28 号附近では 30 m 以上ある。

熔結凝灰岩は水を通し易く、山脚線にそつては本地質図に挙げたように多くの泉を作る。烏沼はその最も大きなものである。なおそのほか、図には示していない泉があつて、飲料水とされている。しかし、熔結凝灰岩が作る山の上、台地の上では飲料水のこと、灌漑用水のことなどいろいろの問題がある。

水田の早期灌漑用水の水温が高いことは稲の育生を大変早めることがわかつている。地下水の水温は 1 年を通じてあまり変化しないが、地表水は冬から夏にかけて水稲の育生に不都合な水溫から好都合な水溫まで変化する。そこでもし地下水に有害な成分がなければ、地表水が冷たい期間これにかわつて水田に利用できないかという点に着目し、近藤忠²⁰⁾三は富良野盆地の地表水の年変化と、地下水温度の比較を試みたが、地下水温度が地表水に立勝る期間が、水稲移植後余り長くないので、地下水の利用価値は高くないという見通しを得たようである。

その研究の対象となつた井戸は富良野町における余り深くない井戸水のようなから、今一度深井の水溫調査をして見る必要がありそうに思われる。また天然ガスに伴う地下水は、天然ガスのできる過程の化学変化の影響をうけて、他の地下水と多少異つた成分を示し、長野県諏訪湖や、山形県天童方面では肥料効果を認め肥水として売出されているものもあるから、盆地内の被圧水のいろいろの深度のものについて成分の分析試験をして見る必要がありそうに思われる。

(9) 災害予防について

本域に見られる災害中、十勝岳火山爆発に際しての泥流被害に関しては記憶に新しいことと思われる。その流出は多くの人命を奪い、家財を押流し、田畑を火山礫交りの強酸性²¹⁾泥土で覆つてしまつた。そして強酸性水が今日でも富良野川に流れて来て、農業上に相当

の害を与えその中和法がこの地方の重要問題となつている。

泥流押出しの流速は中村左衛門太郎³⁴⁾の調査ではつぎのように算定された。すなわち

	秒速 (m)	距離 (km)	時間 (分)
火口～元山	46.0	2.8	0.9
元山～富良野川溪谷	21.8	4.0	3.1
富良野川溪谷内	15.5	13.6	14.6
富良野平野(上富良野市街まで)	10.0	4.2	7.0

この泥流は最初の噴出になる第一次泥流と、これが5月24日のことなので残雪があつたためにこれを融かし、一度に流出したものと解されている²⁶⁾。石川俊夫は熱雲による融雪と考えているといわれる*。

そこで十勝岳の爆発の原因をさぐり、その予測を行い得るならば大変役立つことで、これについて研究もなされたが、予測ということになると中々難しい点があるようである。最近もお十勝岳火山の調査は災害予防の見地からも進められているが、なお一層の調査や観測が必要とされるべきであろう**。

つぎに当図幅内で問題となるものの一つに土壤流亡の問題がある。これは十勝熔結凝灰岩の風化地域に限られた問題で、傾斜地において地被を取去れば必ず生ずるのである。一方水田客土用にこの地域の土を利用するため、その採集地はたちまち山骨を露白するばかりでなく、採集地の周囲に向い急速に土壤流亡地を拡げて行く。このようなことのために灌漑用水路が危険になつているところも見受けられた。

道路工事が土壤流亡の原因を成しているものも各処に見られたし、水田灌漑用の小さな用水路の新設がその附近を荒し初めている、あるいは荒してしまつていた場所も見た。

そこで、本地質図の十勝熔結凝灰岩の分布地域としてあるところでは、開拓、畑の作り方、ウネの作り方等十分考えなければならぬし、土木事業にあつては新しく地表の傾斜を変化させるようになった場合には、後の手入れや手当方を十分考えてもらわなければならない。小さな用水路だと思つて作つたものが深い壕となり、今度はそれに向つて周囲の田畑を崩壊させることのないように注意しなければならない。

本域の河川には二、三の砂利取場が見られる。そのうち、野花南の下流のものは明らかに野花南人造湖のバックウォーターに生じた砂礫洲が加わつている。そしてここから上流野花南大橋下まで盛大に稼行されている。滝里でも採集地は主として橋の下流である。

* 石橋正夫, 1954: 十勝岳の最近の活動状況. 北地要報, (27), 37.

** 高橋俊正, 1955 (MS.): 十勝火山の地質. 北大修卒論,

島ノ下では、鉄道の鉄橋からはかなり下手で採取していた。あとは本図幅を離れて、山部図幅に入る。

これらの採集地において、年間採集量が、あるいはその面積、深さが採集場所に応じて十分科学的に考慮され、採取の及ぼす影響が、上流にある橋の橋脚、護岸、堤防地を危険にすることのないように処置されているのであろうか。

洪水時の水量などは島ノ下その他で測水が行われているが、空知川の流送泥土、砂利の移動などが本格的に調べられているか寡聞にして知らないが、できていれば幸いである。

文 献

- 1 浅野 清, 1954: 古石狩海における有孔虫群の変遷. 地質., LX, 43~49.
- 2 江口元起, 1951: Meszoic Hexacorals from Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser., XXIV, 1~96.
- 3 福地信世, 1906: 北海道の地体構造に関する一考察. 地学., XVIII, 845~848.
- 4 浜野一彦, 1942 (MS): 石狩国空知郡島ノ下地方の地質. 北大修卒論 (114).
- 5 橋本 亘, 1935 (MS): 石狩国空知郡富良野盆地西部山地の地質. 東北大卒論.
- 6 —, 1936: 石狩国空知郡富良野盆地西部山地の地質. 地質., XLIII, 493~530.
- 7 —, 1952: 北海道侏羅系の地質. 地調報., 特別号 [B]
- 8 —, 1953: 山部図幅. 北開発庁.
- 9 —, 1954 (MS): 北海道中生界の堆積と変形. 北大蔵.
- 10 —, 1954: 北海道中生界研究最近の進歩 (要旨). 地質., LX, 284.
- 11 —, 1954: 北海道中生界の堆積と変形. 石技誌., XIX, 101.
- 12 橋本 亘, 為口和己, 1951 (MS): 富良野西部地質調査結果報告書. (札幌通産局石炭部蔵).
- 13 北海道地下資源調査所編, 1955: 1/20万 北海道地質図 (3).
- 14 北海道新生界対比委員会, 1949: 北海道新生界対比試案.
- 15 北海道炭硯技術会, 1950: 北海道炭田図.
- 16 百石 浩, 西田隆夫, 1952 (MS): 野花南炭層状況調査報告書. (札幌通産局石炭部蔵).
- 17 石川俊夫, 1954: 北海道の火山活動時期. 北四紀研紙, (I), 4~5.
- 18 神保小虎, 1891~1892: 北海道地質調査報文. 札幌.
- 19 —, 1892: General Geological Sketch of Hokkaido. Tokyo.
- 20 近藤忠三, 1953: 北海道の河川および地下水の水温. 地学., LXII, 13~21.
- 21 郡場 寛, 三木 茂, 1939: On Palaeodictyon and Fossil Hydrodictyon. Jubilee Publ. Comm. Prof. H.Yabe's 60th Birthday, I, 55~68.
- 22 松本 彬, 1926: 北海道におけるいわゆる砂白金の組成. 日鉱., XLII, 743.

- 23 松本達郎, 1942~43: Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy of Japan. Mem. Fac. Sci., Kyūsyū Imp. Univ, Ser., D, I, 129~280; II, 97~237.
- 24 —, 1951: 蝦夷層群と関門層群. 地質., LVII, 95~98.
- 25 —, 1953: The Cretaceous System in the Japanese Islands. Japan Soc, Promot. Sci., Tokyo.
- 26 湊 正雄, 1955: 北海道の第四紀に関する諸問題. 科学., XXV, 108~106.
- 27 森谷虎彦, 1953: 北海道における地下水の分類と分布. 北地要報., (24), 1~8.
- 28 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, 394~401.
- 29 —, 1932: Occurrence of *Toucasia* in the Lower Cretaceous of Japan. Proc. Imp Acad. Tokyo, VIII, 511~514.
- 30 —, 1932: 北海道のオルビトリナ石炭岩. 地質., XXXIX, 787~789.
- 31 —, 1933: A New Variety of *Toucasia carinata* (MATH.) from the Lower Cretaceous of Japan. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, II, 163~167.
- 32 —, 1934: *Pachyodont Bivalve* (厚歯弁鰓類) について. 博物学雑誌, XXXII, 100~103.
- 33 中村頼三, 1942 (MS): 石狩国空知郡芦別村野花南東方の地質. 北大修卒論., (103).
- 34 中村左衛門太郎, 1926: 十勝岳泥流の速さ. 地球, VI, 79~82.
- 35 中野尊正, 1952: 第四紀の地形編年—北海道日高山地と関東低地の例. INQUA 日支部紙., (I), 11~15.
- 36 根本忠寛, 1940: 1/50万 北海道地質図. 北工試.
- 37 小川敦男, 1941 (MS): 上川郡美瑛西方山地の地質について. 北大修卒論., (70).
- 38 及川昭四郎, 1953 (MS): 北海道石狩炭田芦別町附近の地質. 東北大卒論.
- 39 六井上義近, 1918: 1/60万 北海道地質図. 札幌.
- 40 六石三郎, 1937: 北海道におけるコダイアマモ及びシジラリア様印象発見について. 地学., XLIII, 717~720.
- 41 六石三郎, 藤岡一男, 1941: Studies on the Cenozoic Plants of Hokkaido and Karahuto, I. Ferns from the *Woodwardia* Sandstone of Hokkaido. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ., Ser IV, 177~192.
- 42 —, —, 1941: *Ibid.*, III. *Comptoniophyllum* from Hokkaido and Karahuto. *Ibid.*, Ser. IV, VI, 201~204.
- 43 —, —, 1944: 樺太及び北海道北部の新第三紀挾炭層並びにその化石植物群. 地質., LI, 64~66.
- 44 大沼善吉, 1942 (MS): 石狩国空知郡芦別町奔茂尻地方の地質について. 北大修卒論., (105),
- 45 大島徳哉, 1941 (MS): 芦別村東方山地の地質. 同上., (70),

- 46 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, (II).
- 47 榊原才市, 1941 (MS): 下富良野北方山地の地質について. 北大修卒論, (70).
- 48 坂倉勝彦, 1954: 石狩炭田の造構造史について. 釧山地質, IV, 170~177, 229~240.
- 49 佐々保雄, 湊 正雄, 北大昭和17年度2年目学生, 1943: 石狩炭田北部の一断面. 地質, LI, 61~64.
- 50 佐々保雄, 根本忠寛, 橋本 亘, 松沢太郎, 1951: 北海道地質図. 1/60万.
- 51 沢田秀穂, 小島光夫, 1952: 北海道石狩炭田空知地区 東部芦別区 ノカナン地域 地質調査 第一次報告. 地調月報, III, 95~101.
- 52 瀬尾春雄, 1951: 北海道における農牧適地の土壤地帯概説. 北農試土性調査報告 (I).
- 53 島倉巳三郎, 1937: Studies on Fossil Woods from Japan and Adjacent Lands. Contribution II. The Cretaceous Woods from Japan, Saghalin and Manchoukuo. Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd Ser., XIX, 1~73.
- 54 清水 勇, 田中啓策, 今井 巧, 1953: 上芦別図幅. 北開発序.
- 55 下村彦一, 花井重次, 渡辺 光, 岡山俊雄, 楢山正英, 1934: 地形区. 岩波講座.
- 56 鈴木 醇, 1935: 北海道雨龍産トロンニエム岩 (Trondhjemite) について. 岩鉞, XIV, 109~116.
- 57 —, 1944: 北海道の地質概観. 地質, LI, 15~24.
- 58 —, 1952: Ultra-Basic Rocks and Associated Ore Deposits of Hokkaido, Japan. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, VIII, 175~210.
- 59 多田文男, 津屋弘達, 1927: 十勝岳の爆発. 震研彙報, II, 49~84.
- 60 高橋英太郎, 1937 (MS): 石狩国芦別附近の地質. 北大修卒論, (47).
- 61 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. 北炭協会, 地質部会.
- 62 竹田秀蔵, 橋本 亘, 1949: 北海道白堊系の時代区分および地史の新解釈. 石技誌, XIV, 146~153.
- 63 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.
- 64 富樫 豊, 1952 (MS): 野花南南郡調査報告書. (札幌通産局石炭部蔵).
- 65 徳田貞一, 1930: 北海道と樺太の地体構造概説. 改造社, 日本地理大系, 北海道樺太編, 368~400.
- 66 宇野正敏, 1925 (MS): 芦別向斜層東翼における石狩統と白堊紀層との境界. 東北大卒論.
- 67 渡辺 光, 1931: 北海道地形誌概報. 地評, VII, 901~919.
- 68 —, 1952: 日本の地形区. 地学, LXI, 1~7.
- 69 渡瀬正三郎, 1926: 十勝岳の爆発と水害の原因. 地学, XXXVIII, 1~11.
- 70 —, 1927: 十勝岳爆発原因及び予測の考察. 同上, XXXIX, (459), 1~10; (460),

1~11.

- 71 一, 1929: 北海道の地体構造に関する一考説. 岩鉱, II, 232~236, 269~277; 北石鉱, (180), 1~10; 日学協報., V, 94~105.
- 72 矢部長克, 1901: 北海道におけるオルビトリナ石灰岩の発見. 地質, VIII, 189~190.
- 73 一, 1909: Zur Stratigraphie und Palaeontologie der Overen Kreide von Hokkaido und Sachalin. Z. d. deutsch. geol. Gessel., LXI, 402~444.
- 74 一, 1926: A New Scheme of the Stratigraphical Subdivision of the Cretaceous Deposits of Hokkaido. Proc. Imp. Acad., II, 214~218.
- 75 一, 1927: Cretaceous Stratigraphy of the Japanese Islands. Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd Ser., XI, 27~100.
- 76 一, 1951: Major Geological Structure of the Ishikari Coalfield, Hokkaido. Proc. Jap. Acad., XXVII, 662~666.
- 77 矢部長克, 半沢正四郎, 1926: Geological Age of Orbitolina-bearing Rocks of Japan. Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd Ser., IX, 13~20.
- 78 矢部長克, 長尾 巧, 1926: Praecaprotina, nov. gen. from the Lower Cretaceous of Japan. Ibid., 2nd Ser., IX, 21~24.
- 79 矢部長克, 外山四郎, 1932: On Some Rock-forming Algae from the Younger Mesozoic of Japan. Ibid., 2nd Ser., XII, 141~152.
- 80 山田 忍, 1953: 北海道における火山噴出物の分布について. 北地要報., (21), 29~37.
- 81 浅野 清, 1955: 石狩炭田と釧路炭田の対比新生代の研究, (21), 428~430.

追 記

- (1) 北海道のオルビトリナ石灰岩の地質時代に関し C. P. A. Zeylmans van Emmichoven (1236. Remarks on the Supposed Lower Cretaceous Age of Orbitolina in Japan and the Netherlads Indies. Mijningenieur, III, 24~29) は矢部長克が北海道産のものを初めに比較したボルネオ産 *O. concava* を模式のものと同じと考えて、矢部長克の旧説を支持し北海道のオルビトリナ石灰岩の地質時代を再び Cenomanian 期としている。この説の不当は考察の根本にあることは言うまでもないし、北海道のオルビトリナ石灰岩が Aptian-Gault 期である証拠は次々に知られている。一方ボルネオの Cenomanian 層といわれた地層産の二枚介にも逆に宮古世産のものに近似なもののあることが指摘されている。(大村一蔵編 1943 西部南洋地質図説明書 p.34) なお精しくは橋本亘 (MS) ボルネオのオルビトリナ石灰岩に記してある。
- (2) P. 48*** 及び P. 49* に関し次の文献を追加する。
- 矢部長克, 1955: Post-Poronai and Pre-Kawabata Crustal Deformation in the Isikari Coalfield. Proc. Japan Acad., XXXI, (6), 352~354,

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

SHIMOFURANO
(Sapporo-7)

Résumé

GENERAL FEATURES

The Shimofurano Sheet covers an area lying between 43°20' and 43°30' N. lat., and 142°15' and 142°30' E. long., which occupies the central part of central Hokkaido.

From the topographical point of view, the sheet seems can be separable into two halves contrasting with each other. Namely, the eastern half is an area composed of a thick welded tuff (Tokachi Welded Tuff) which forms low hills and plateaus surrounding the northern half of the Furano Basin composed of Quaternary sediments. On the other hand, the western half is a mountainous area mainly composed of the Secondary sediments such as the Kamuikotan Metamorphic Rocks, the Sorachi Group and the Yezo Group, associated with very few Tertiary and Quaternary deposits.

The Sorachigawa drains the Furano basin and runs through the justmentioned mountainous region diagonally from southeast to northwest. A very small area situated the northcentral part of the sheet belongs to the Asashigawa drainage basin and is drained by the Rubeshibe-shiryu which runs to north. A river piracy between the Furano and Asahigawa drainage basins has been described from the northwestern end of the Furano basin including the north central part of the sheet.

The Geological history of the region is summarized as follows (see Table 1 also):

- 1) Pre-Sorachi sedimentation. (One of the original sediments of the Kamuikotan Metamorphic Rocks).
- 2) Sorachi Group sedimentation of the ortho-geosynclinal facies. (The **Intra-Sorachi Orogeny** marked by a thick coarse terrigenous materials derived from the east separates the Group into two Formations, the Yamabe and the Shuyūbari).
- 3) The Lower Yezo Group of the flysch type sedimentation deposition.
- 4) Faulting and folding, denudation. **Intra-Yezo Orogeny**.
- 5) Middle and Upper Yezo Groups deposition.
- 6) Metamorphism, ultra-basic and accompanied leucocratic intrusion. Probably the diabase intrusion of coarse crystal type too. **Epi-Cretaceous Orogeny**.
- 7) Denudation.
- 8) Oligocene sedimentation.
- 9) Miocene Kawabata Sea invasion.
- 10) Faulting and folding. **Epi-Kawabata Orogeny**.
- 11) Denudation.
- 12) Tokachi Welded Tuff precipitation.
- 13) Denudation and warping.
- 14) Pleistocene deposition.
- 15) Warping and faulting. **Furano Tectonic Basin** completion
- 16) Denudation and Alluvial deposition.

GEOLOGICAL FORMATIONS

1. **Kamuikotan Metamorphic Rocks.**

Two members are recognized in the metamorphic complex of the region, those are: the **Black Schists** and the **Green Schists**.

The **Black Schists** [Ph] are of siliceous and argillo-siliceous origin and are composed of black quartz schist, graphite schist, phyllite, clay slate, mylonite, sericite quartz haematite schist, chrolite albite quartz schist, quartzite etc.

The **Green Schists** [Gs] include diabase schist and schistose vitric schalstein.

2. Sorachi Group.

This group is subdivided into two formations, namely the **Yamabe** and the **Shuyūbari**.

Yamabe formation. This formation consists of three members described below. The lower member is the **Ashibetsugawa Siliceous Rocks** [LS_1] mostly composed of white quartzite. The stratigraphical relations between the Kamuikotan Metamorphic Rocks and the Yamabe formation of probably younger stage are uncertain due to lacking of good exposure. The **Ashibetsudake Schalstein** [LS_2], the most characteristic member of the group, occupies the middle part of the formation and is composed of heavy pyroclastic sediments accompanied with pillow lavas and other dorelitic rocks, and several intercalations of thin cherty deposit. The **Shuyūbarigawa Siliceous Rocks** [LS_3] is a thin bedded greenish chert and lying on the top of the formation, and is overlain by the Nijūgosenzawa Sandstone conformably.

Shuyūbari Formation. Three members are recognized in this formation, the **Nijūgosenzawa Sandstone** [US_1], the **Panketeshima Siliceous Rocks** [US_2] and the **Naegawa Chert** [US_3]. The **Nijūgosenzawa Sandstone** [US_1] is a massive, very coarse grained, gray sandstone intercalating some tuffaceous part and occurs in a small fault block at the Panketeshima brook accompanied with the overlying **Panketeshima Siliceous Rocks** [US_2] which is composed of green and whitish siliceous rocks. The stratigraphical relation to the Naegawa Chert, the chief member of the formation is obscured by faulting. According to the stratigraphical column obtained in the Yamabe Geological Sheet, the Naegawa Chert is put superposition. The **Naegawa Chert** [US_3] is a thick deposition mostly composed of green or greenish blue thin banded chert accompanied with very few schalstein in its lower part and gray medium grained sandstone in its upper part. Numerous Radiolarian remains are recognized throughout the formation.

A coarse crystal type Diabase [Db] of later stage along and intruding the fault which divides the Yamabe and Shuyūbari formation, and runs longitudinally from the upper course of the Ochinsonbegawa on the north

to the Kumanosawa, a tributary of the Umanaigawa on the south.

3. **Yezo Group.**

This group is subdivided into three formations, the **Furano Formation (Lower Yezo Group)**, the **Nakagawa Formation (Middle Yezo Group)** and **Urakawa Formation (Upper Yezo Group)**.

Furano Formation (Lower Yezo Group). This formation consists of two members, namely, **Tomitoi Sandstone**, the basal member, and, **Shimanoshita Shale**, the chief member. The latter intercalates several small lenses of **Orbitolina limestone**.

Tomitoi Sandstone [Ly_1] which is a gray, massive sandstone composed of medium-coarse grains of quartz, perthite, microcline, biotite, hornblend, and of rock fragments of cherts, quartzite, hornblende schist, porphyrite and basaltic rocks. It intercalates some tuffaceous part, and sometimes yielding ill-preserved plants fragments, and grades transitionally into the upper member.

Shimanoshita Shale [Ly_2] which is a thick formation of flysch type, thin bedded alternation of black shale and dark gray fine sandstone; very rarely contains siliceous and calcareous nodules; intercalating organic limestone lenses [Orb] at its upper part and is overlain unconformably by the next younger formation, the Nakagawa. The geological age is considered to be Aptian-Gault due to the organic remains discovered in the limestone, such as, *Orbitolina discoidea-conoidea* var. *ezoensis* YABE et HANZAWA, *Toucasia carinata* var. *orientalis* NAGAO, (Pl. VII, figs. 1 a & 1 b), *Praecaprotina yaegashii* (YEHARA) (Pl. VI, figs. 1 a, 1 b & 2), *Petrophyton miyakoense* YABE, *Nipponophyx ramosum* YABE et TOYAMA besides many fossils shown in Table 2. (see Table 2, p. 22).

Nakagawa Formation (Middle Yezo Group). This formation rests upon the older formations with an unconformity and consists of three members; the **Kasamorizawa Sandstone and Conglomerate** [My_1] at the base; the **Umanaigawa Shale** [My_2], the chief member, occupies the middle part of the group, and the **Kondoyama Sandstone** [My_3] lies on the top. The clino-unconformity is observed at Kapaneriutsuka, near the Pon-moshiri Electric Power Plant (see Pl. VIII) where the basal

member overlies the Shimanoshita Shale of the Furano Formation, while it overlies the Naegawa Cherts of the Shuyūbari Formation at the middle course of the Umanaigawa.

Umanaigawa Shale contains a few fossiliferous marly nodules. *Desmoceras* (*Pseudouhligella*) *japonicus* YABE, *Inoceramus* aff. *crippsi* MANTELL, *Inoc.* cfr. *hobetsensis* NAGAO et MATUMOTO, *Inoc. yabei* NAGAO et MATUMOTO were obtained from the chief member of the formation and *Palaeodictyon majus* MENEGHINI from the upper member.

Urakawa Formation (Upper Yezo Group) is subdivided into three members. The **Lower Mudstone**, the **Tsukimi Sandstone** and the **Upper Mudstone**. The **Lower Mudstone** member yields *Inoceramus uwajimensis* YEHARA and the **Upper Mudstone** yields *Inoceramus amakusensis* NAGAO et MATUMOTO (Pl. VII, fig. 2).

4. Palaeogene Tertiary.

A thick deposits probably be correlated to the upper horizon of the Poronai Group is met with in the northwest corner of the sheet. This deposition is divided into two geological formations. The **Tenguzawa Formation** [M₁] occupies the lower part and consists of thin bedded, dark gray shale with large marly nodules and yields *Trochocerithium wadanum* (YOKOYAMA), *Plectofrondicularia* accompanied with the fossils listed in p. 30. The upper, the **Hirosezawa Formation** [M₂] is composed of alternation of mudstone and thick medium grained sandstone, and contains *Plectofrondicularia* and other foraminifer of common species to the Momijiyama Formation superposing the Poronai Formation in the type locality of the Poronai Group. Several thin coal seams are intercalated either in the upper part of the Tenguzawa Formation or in the lower part of the Hirosezawa Formation.

S. Oishi and K. Huzioka once described *Woodwardia Endoana* OISHI et HUZIOKA, one of the Palaeogene species, from the Tertiary formation developed in the Ochinobegawa area where the lower Miocene fossils have been obtained from by several geologists until the recent survey. The question on this problem is still remained in future,

5. Neogene Tertiary.

Penkegawa Formation [Ts₁]. According to H. Sawada and M. Kojima, the Penkegawa Formation of Miocene age conformably overlies the Oligocene Hirosezawa Formation apparently on the west of the Yamamotozawa Fault while it rests directly upon Serpentine with an unconformity on the east of the said fault.

This formation consists of dark mudstone and siltstone showing cliff-making tendency and yields *Yoldia* "sagittaria" YOKOYAMA, *Mercenaria* "chitaniana" MAKIYAMA, *Chlamys* aff. *coshibensis* (YOKOYAMA), *Dosinia* aff. *odosensis* NOMURA besides the lower Miocene flora such as *Comptoniophyllum Naumanni* NATHORST, *Fagus antipoffi* HEER.

Ochinombe Formation [Ts₂]. This formation consists of sandstone and shale with several thin coal seams and unsorted conglomerate, and yields *Comptoniophyllum Naumanni* NATHORST and *Ostrea gravitesta* YOKOYAMA accompanied with other fossils cited in p. 32.

The stratigraphical relations to the other geological formations is still uncertain due to faults. According to the fossils cited in p. 32. this formation seems to be almost contemporaneous the just mentioned Penkegawa Formation, though the lithic nature of both is considerably different.

Undifferentiated Teshio Group [Ts]. So-called older Neogene Tertiary deposits have been reported from several places in this sheet. Among them, the most important area is the Hatonosawa coal prospected area where develops the coal-bearing formation once called "**Hatonosawa coal-bearing formation.**" The facies of deposition of this coal-bearing formation is considerably different from those of above mentioned two formations. Geological age of this formation is estimated to be older Miocene.

Tokachi Welded Tuff [Tt]. This formation is widely developed in the eastern half of the sheet and forms a low hills and plateaus surrounding the Furano basin. It consists of a thick welded tuff of lipalitic origin and its basal member, the Koganenosawa Beds [Tk], which in turn, is composed of tuffaceous sandstone, tuffaceous shale and loose tuffaceous conglomerate with lipalitic or dacitic pumice.

The problem on the geologic age of this welded tuff is still unsettled. The writer rather considers it to be late Pliocene according to several reasons chiefly due to the physiographical interpretation of the eustatic movements of the basal complex around this region cited in pp. 10~11, and p. 37.

6. **Quaternary Deposits.**

Quaternary deposits are widely distributed in this sheet and can be classified into 10 formations according to their heights and original natures.

The **Higher Terrace Deposits** [Qt₁] are distributed on the area along the Sorachigawa valley. Some of them are met with at a height of 120-150 m, sometimes of 180 m, from the river surface of the Sorachigawa. It is noteworthy that this formation contains boulders of Liparitic rocks hardly distinguishable from the Tokachi Welded Tuff among the gravels of older rocks.

Younger terrace deposits are developed along the valley-side or river-side of nearly all of main rivers at several heights. The fan deposits are developed at the foot of hills surrounding the Furano basin and in narrow pediment-like basins between the mountainous region and the Tokachi Welded Tuff area.

IGNEOUS ROCKS

Igneous rocks found in this sheet are **Serpentine**, **Pyroxynite**, **Diabase**, **Pillow lavas** and **Trondhjemite**.

Serpentine [Sp] occurs as masses or lenses in and along the Kamuikotan Metamorphic Rocks in the north central part of this sheet.

Trondhjemite [Lc] which is thought to be of magmatic differentiatonal origin of the ultra-basic magma occurs in the south central part as small dykes intruding the Furano [Ly] and Nakagawa [My] Formations.

A dyke of **Pyroxynite** [Db] is met with at the entrance of the Umanaigawa gorge where it intrudes the Ashibetsudake Schalstein member of the Yamabe Formation contact with Umanaigawa Shale

member of the Nakagawa Formation by a fault.

Pillow lavas are met with in the area composed of the Ashibetsudake Schalstein member [Ls₂] of the Yamabe Formation here and there. Petrologically, they belong to Dorelite. Some of them are slightly altered to spirititic rock; partially showing the strong pillow structure.

There is another kind of dorelitic rock called **Diabase** [Db] of the coarse crystall type distributed in and along the fault between the upper and lower Sorachi groups [Us & Ls].

GEOLOGICAL STRUCTURE

The major structural units of this area are: (1) The north and south extensions of the **Ashibetsu Synclinal Part**, one of the Epikawabata Orogenic Products in the Kamiashibetsu Geological Sheet, occur on the northwestern and the southwestern corner of this sheet. (2) On the east of this structure, there occupies the **Nokanan Synclinorium** which consists of the western limb, northern limb and the main part with the **Pon-moshiri Thrust Sheet** in its northern part. (3) Bordering the east and south of the just mentioned structure, there is a steeply dipping, upright or overturned **Monoclinial Structure** in a form of bending bracket and trending to the southwest which is separated into two halves by the **Kumanosawa breaking part**. The north head of the northern half seems thrusts to the west and causes the upthrusting of the Pon-moshiri Thrust Sheet. (4) The **Tairadake Thrust Sheet** consists of the Kamuikotan Metamorphic Rocks and the Yamabe Formation thrusts over and causes the westward shifting of the north end of the northern half of the Monoclinial Structure which in turn, causes the westward shifting of the Pon-moshiri Thrust Sheet in the north central part of the Nokanan Synclinorium. (5) The **Ashibetsudake Thrust Sheet** shown in the Yamabe Geological Sheet appears its northern end in the south central part of this geological sheet and thrusts westward to the southern half of the Monoclinial Structure. (6) There is **another structure** occurs on the east of a longitudinal fault bounding the east of the above mentioned two large Thrust Sheets,

the Tairadake and the Ashibetsudake. However, it is obscured by and disappeared beneath the Tokachi Welded Tuff Area where (7) the **Furano Basin** of the very later tectonic product occurs.

ECONOMIC GEOLOGY

No workable mineral resources has been discovered in this area excepting the placer deposits of Iridosmine and Gold in the Ochinonbegawa region where the placer claims have been legistered.

The chromite deposits in Nae, Nakafurano-mura, was once prospected but failed. The coal seams found in this sheet are very thin. Limestone lenses are too small to working.

Heterocoenia ? sp.

(縦断面)

産地 北海道石狩国空知郡富良野町

小屋の沢 (馬内川支流) オルビトリナ石灰岩

(橋本 互撮影, 作画)

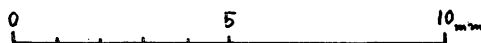


Fig. 1

Heterocoenia ? *sp.*

(横断面)

産地 石狩国空知郡富良野町

小屋の沢 (馬内川支流) オルビトリナ石灰岩

[橋本 亘撮影, 作画]

Fig. 2

Nerinea *sp.*

産地 上に同じ

縮尺 $\times \frac{1}{2}$

[橋本 亘撮影]

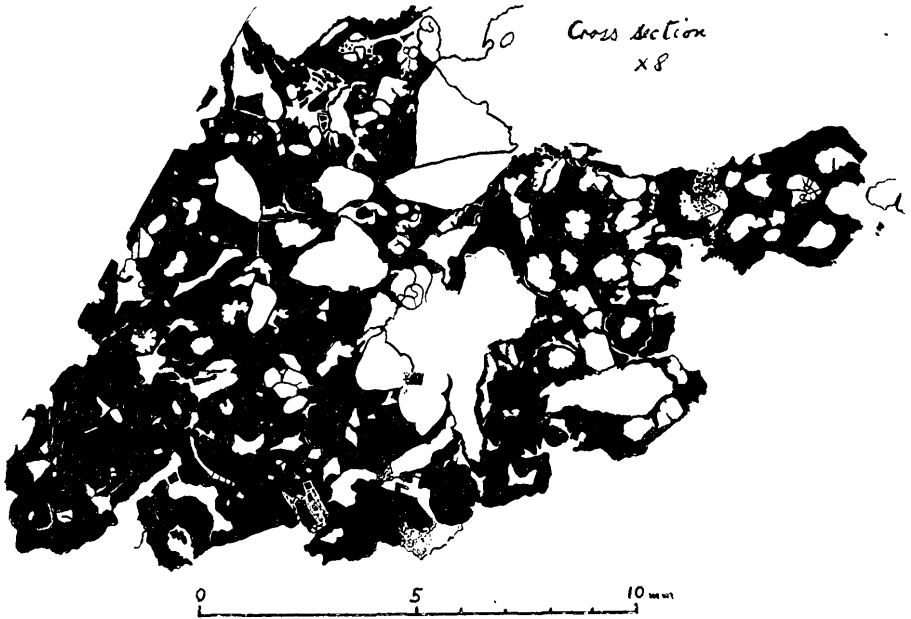


Fig. 1

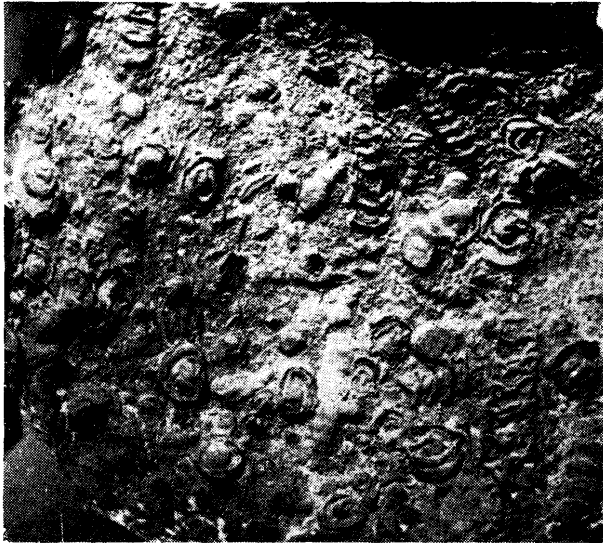


Fig. 2

Fig. 1

Praeaprotina yaëgashii (YEHARA)

Upper valve の一部が残っている標本

横幅の広い型

産地 石狩国空知郡芦別市 島ノ下隧道北

オルビトリナ石灰岩

a 正面, やや上方より見たもの

b 側面

Fig. 2

Praeaprotina yaëgashii (YEHARA)

細長い型

産地 石狩国空知郡芦別市滝里 パナミ川南

オルビトリナ石灰岩

[熊谷撮影]

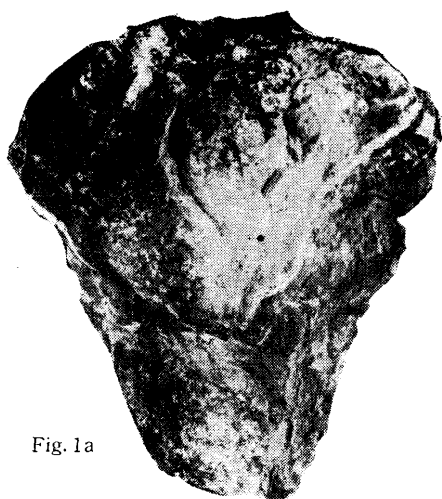


Fig. 1a



Fig. 2



Fig. 1b

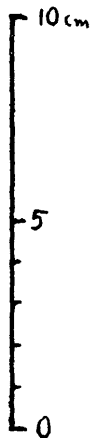


Fig. 1

Toucasia carinata (MATH.)

var. *orientalis* NAGAO

Lower valve の保存の良いもの

産地 石狩国空知郡芦別市 島ノ下～滝里間旧大谷川丁場
南のオルビトリナ石灰岩

縮尺 原寸

Fig. 2

Inoceramus amakusensis NAGAO et MATUMOTO

産地 石狩国芦別市滝里, ポンルベシユベ, 二股

縮尺 $\frac{1}{2}$

[熊谷撮影]



Fig. 1a

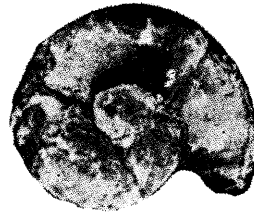
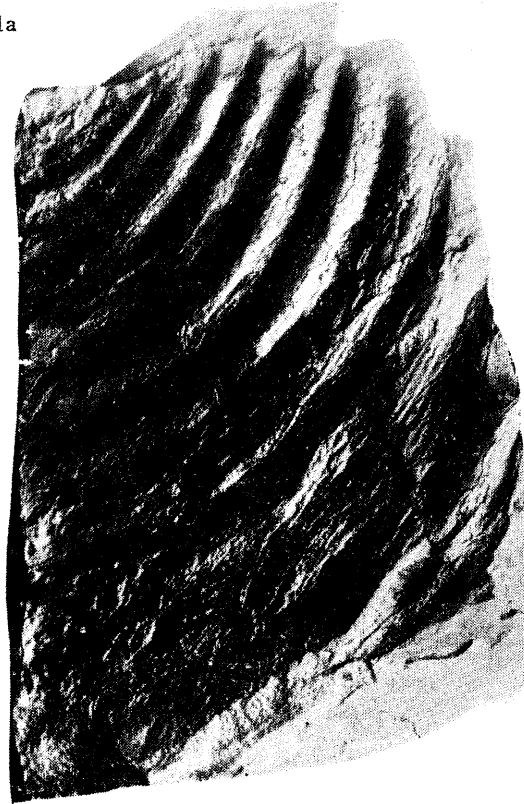


Fig. 1b

Fig. 2



空知郡芦別市滝里～野花南間 ソーキブオマナイ沢口上流
〔空知川左岸〕の
富良野層（下部蝦夷層群）と中川層（中部蝦夷層群）の間
の斜交不整合

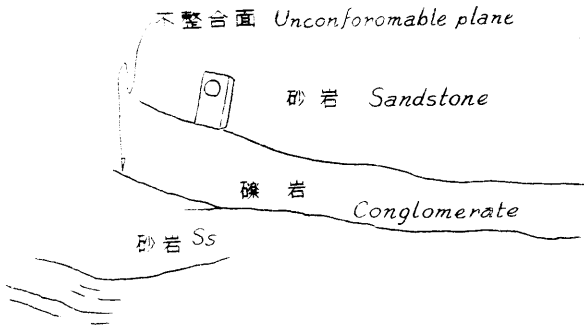
Fig. 1 遠 影

Fig. 2 拡大撮影

〔小山内 熙撮影〕

中川層
笠森沢砂岩礫岩層 (My₁)

高良野層
豊下頁岩層 (Ly₂)



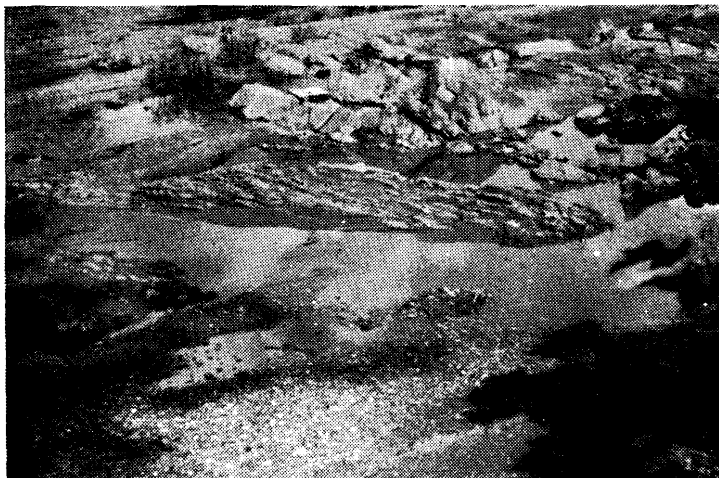
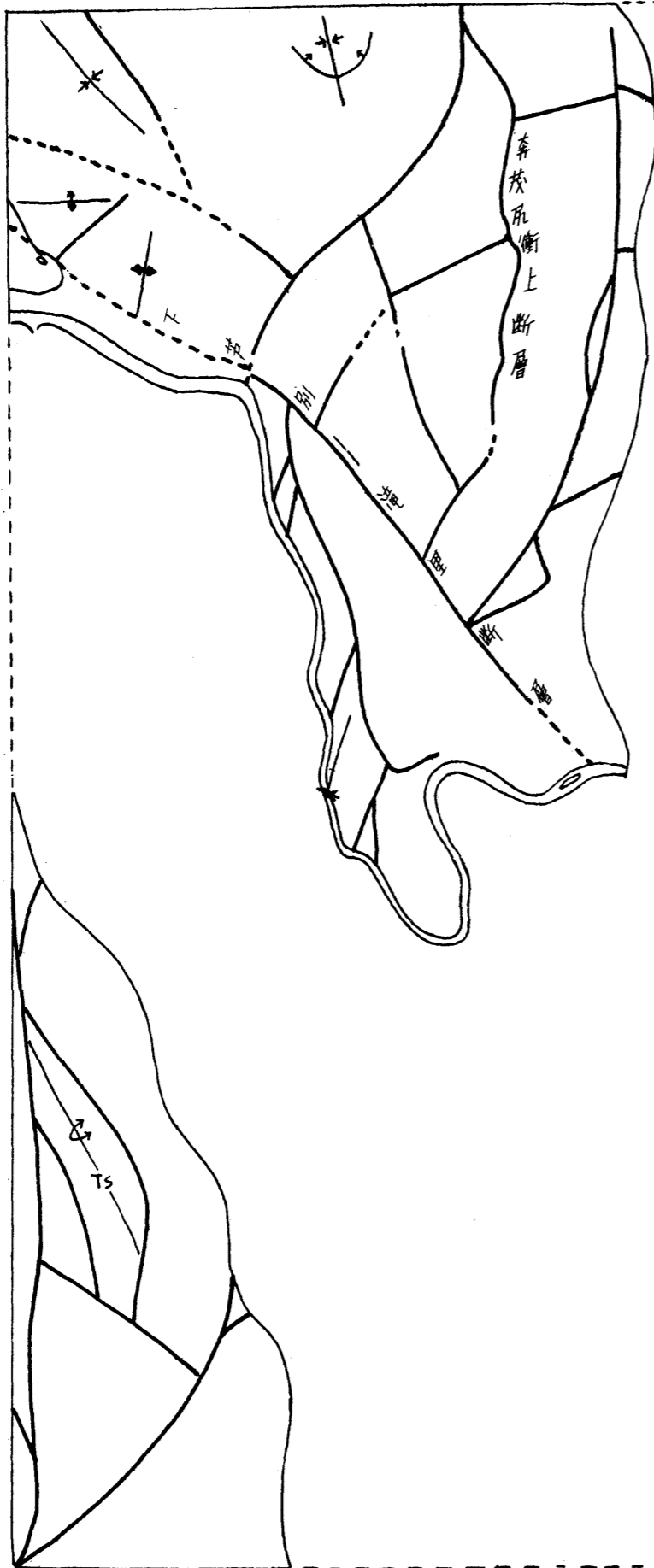


Fig. 1



Fig. 2

地質圖正誤



昭和 30 年 7 月 20 日 印刷

昭和 30 年 7 月 25 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

SHIMOFURANO

(Sapporo—7)

BY

WATARU HASHIMOTO

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ

MASAO SANO, DIRECTOR

HOKKAIDŌ DEVELOPMENT AGENCY

1 9 5 5