
5 萬分の 1 地質図幅説明書

鵠 川

(札幌一第 54 号)

地 質 調 査 所

昭和 35 年

550.85(084.32)(524) [1 : 50,000] (083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

鷓 川

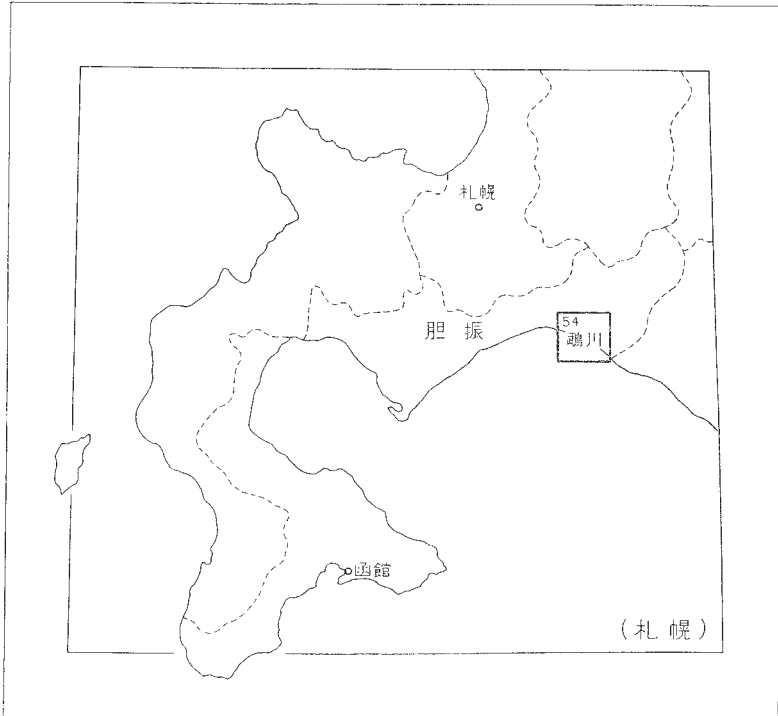
(札幌一第 54 号)

通商産業技官 山 口 昇 一

地 質 調 査 所

昭 和 35 年

位置図



()は1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	5
II. 1 新第三系	8
II. 1. 1 軽舞層	8
II. 1. 2 萌別層	11
II. 2 第四系	18
II. 2. 1 段丘堆積物	18
II. 2. 2 火山灰層	20
II. 2. 3 沖積層	24
II. 3 地質構造	25
III. 応用地質	26
III. 1 石 油	26
III. 2 天然ガス	27
III. 3 その他	28
文 献	28
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和34年稿)

鷓 川

(札幌一第54号)

本図幅の野外調査は、昭和32年6月から11月にかけて、延約50日間にわたって行なわれた。

本図幅作製にあたっては、石油資源開発株式会社札幌鉱業所から、地域北東部新第三系分布地域の資料閲覧の便宜を受けた。野外調査にあたっては空中写真から作製した水系図を踏査図として使用した。また、現在地理調査所から発行されている5万分の1地形図は、丘陵地帯の地形表現が不充分なので、とくに入鹿別一軽舞間道路の以東、国鉄富内線以北の地域については、空中写真による2万5千分の1地形図を縮図して使用した。また、有孔虫化石の鑑定は東北大学理学部高柳洋吉博士によった。

I. 地 形

本図幅地域は、札幌一苫小牧低地帯⁸⁾の南東縁に位置し、太平洋に面している。地形はその特徴から3つに大別できる。すなわち標高250m以下の低平な丘陵性の山嶺からなっている北東部地域、標高20～120mで、数段の平坦面を形成する段丘地形がよく発達する地域、および湿地帯を主とする低地、札幌一苫小牧低地帯、である。このような地形区分はおおよそ東から西へ、山地から低地へと変移する。低地はさらに西方へと拡がり勇払原野へ連続している。地域内を流れる主要河川は、西から安平川・厚真川・入鹿別川・鷓川などがあり、入鹿別川を除いてはいずれもその源流は遠く図幅域外にある。これらの河川のうち鷓川・厚真川は比較的広い沖積氾濫原をつくっている。海岸線は東西方向から東方に向かうに従い徐々に南東方向へと弯曲する単調な弧状を呈している。鷓川以南では20～30mの海蝕崖を形成するが以西では砂浜が発達し、また海岸線全般を通じ高さ5m前後の1～2列の砂丘が発達している。

標高250m以下の丘陵性山地とは野安部沢上流から入鹿別川上流地域を指す、開

析がかなり進みV字型の谷によって刻まれ壮年期の地貌を呈している。この山地を刻む谷は、図幅地域北東隅から東隣富川図幅西縁をほぼ南北に走る稜線を分水嶺として発し、主流は春日沢を除いて東北東から西南西へ多くの支谷を合して流れている。また、標高 180m 前後の山嶺には定高性を示す稜線が発達する。これから古い段丘面が、かつて存在したことが推察されるが、平坦面はほとんど認められず、また、堆積物も認められない。

段丘地形のよく発達する地域は、前述した山地の西側をほぼ北北西方向に縦断し、その幅は約 4～5km ある。この地域をよく観察すると、その高さから次のような平坦面のあることがわかる。すなわち

第 1 段丘面	標高 180 m ±
第 2 段丘面	〃 80～130m
第 3 段丘面	〃 40～60m
第 4 段丘面	〃 25～40m
沖積面	

第 1 段丘面は前述したように、北東部山地地域に認められる定高性を示す山稜であるが、開析が進みほとんど平坦面は保存されていない。

第 2 段丘面は、野安部沢中流から春日沢沢口を結ぶ延長方向に、帯状に発達し、その幅は約 1.5～2km ある。この面の開析程度は第 1 段丘面に較べ幾分低く、多少平坦面が残存し、その堆積物を認めることができる。これの同位面と考えられる平坦面は、鶴川の南部地域(東隣富川図幅地域)にも広く発達し、門別図幅¹⁵⁾の清島面にほぼ連続するものと考えられる。また、この面は北隣早來図幅地域内にも連続して認められる。この平坦面の旧汀線は、野安部沢から春日沢中流を結ぶ北北西-南南東方向の線で示され、春日沢中流から東西方向に屈曲し、東隣富川図幅地域に及んでいたようである。

第 3 段丘面は、第 2 段丘面の前面に狭長な発達を示す平坦面で、第 2 段丘面との関係は門別図幅で観察される清島面と豊郷面との関係によく似ている。すなわち野安部沢附近ではその高低差が明瞭であるが、南部の入鹿別・豊城附近ではその高低差が明らかではない。開析程度は第 2 段丘面とほぼ同程度の侵蝕を受け幼年期の谷によって刻まれている。この面の旧汀線は、前述したように第 2 段丘面との関係が明らかでな

いため、追跡することは困難である。以上のような第 2 段丘面との関係は、地域的な昇降運動の差によるものか、あるいは第 3 段丘面が第 2 段丘面の局所的な侵蝕によって形成せられた侵蝕面である、という考え方もできるが、詳細は不明である。

第 4 段丘面は、標高 25 ～ 40m に及ぶ平坦面で、その開析程度は第 1、第 2、第 3 段丘面に較べてきわめて低く平坦面がよく保存されている。当図幅地域内に発達する段丘群中もっとも広い範囲を占め、とくに鵜川南部海岸沿いでは顕著である。この段丘面は日高海岸全体を通じて広く発達する低位の海岸段丘である。

この平坦面を刻む谷は、鵜川以北地域では谷壁のゆるい V 字型を、また、鵜川以南では谷壁の急な V 字型をなしており、幼年期の様相を呈している。旧汀線は軽舞—豊城間を結ぶ北西—南東方向の線で示され、第 2 段丘面の旧汀線にみられるような屈曲は認められない。また、これの同位面と考えられる河岸段丘が鵜川の左岸に認められ、富川図幅地域に連続している。この段丘面は門別図幅の門別面の連続である。

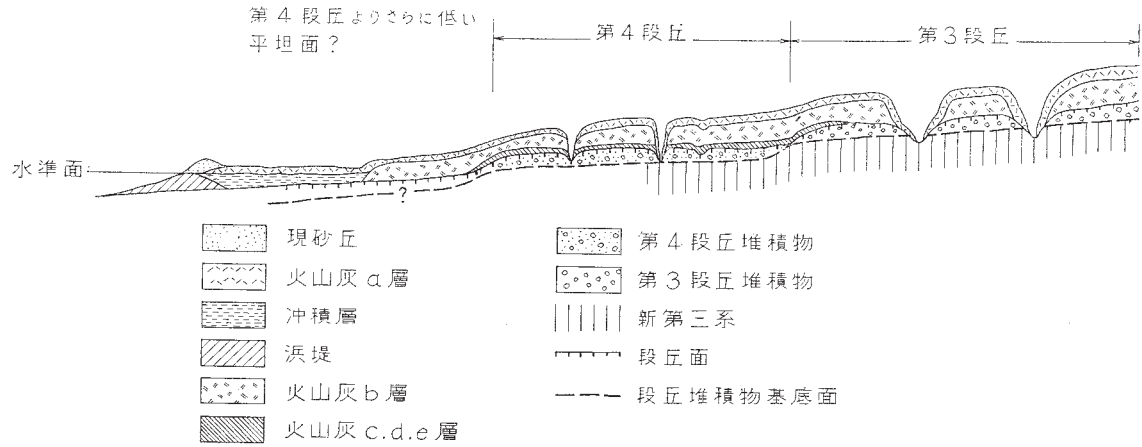
以上の平坦面は、鵜川以南では南東方向から北西方向に徐々に高度を減ずるが、鵜川以北では東方から西方へ次第に高度を減ずる。これらのことから段丘形成時の昇降運動が傾動運動を伴ったものであり、かつそれが地域的に差異のあったものと推察される。また、これらの平坦面の旧汀線が、鵜川以南ではほぼ現在の汀線に平行であるが、鵜川以北では現在の汀線よりはむしろ札幌—苫小牧低地帯の延長方向にほぼ平行であることから、隆起前の海がかなり北方へ湾入していたことがうかがわれる^{註 1)}。

以上述べた段丘面のほかに、軽舞北方 30.9m 三角点と入鹿別西方の 35.2m 三角点とを結ぶ線から西の地域、および鵜川市街南方汐見附近には標高 10 ～ 25m に及ぶ平坦な広い台地が認められる。この台地を構成している堆積物は、そのほとんどが後述する火山灰 b 層—支笏降下軽石¹⁶⁾—からなり、その基底は沖積面下において、段丘堆積物と考えられる堆積物の露出は認められない^{註 2)}。したがってこの平坦面は、風成の降下軽石の堆積面であって、前述の海岸段丘をつくったような段丘作用によるものではないことは明らかである。

この沖積面より 1 段高い台地は、札幌—苫小牧低地帯に広く発達するが、一般にそ

註 1) 第 4 段丘面 (第 3 段丘面の疑いもある) の延長である、早来図幅内の第 3 面の堆積物が海成層であることが確かめられている¹²⁾。

註 2) 火山灰 b 層—支笏降下軽石—は沖積面を除いて新第三系あるいは第四系を被覆して広く分布するが、一応地表に新第三系、段丘堆積物の認められない地域のみにおける分布を地質図上に図示した。



第1図 段丘, 火山灰層および沖積層の関係概念図

の基底部あるいは沖積氾濫原堆積物との関係が詳らかでない。しかし、その形成は次のように推論される。

すなわち、この台地をつくる火山灰b層は、第4段丘面から新第三系によって構成される丘陵地域、あるいは山地までを一様にほゞ現在の地形なりに被覆しているが、沖積氾濫原堆積物を被覆する証拠が認められないことから^{註3)}、氾濫原形成直前の堆積物であろうと考えられる。沖積面中に台地状をなすところについては、おそらく、第4段丘面よりさらに低い面(平坦面?)が形成されてのち、この平坦面を覆って広く火山灰b層が陸上で堆積し、現在認められるような10～25mの台地ができたものと考えられる。続いてこの台地が各河川によって一部削剝され、その削剝部が沖積氾濫原堆積物によって埋められたものであろう^{註4)}。

湿地帯を主とする低地は宮戸一米原附近および鷓川市街以西の海岸沿いによく発達する。宮戸一米原附近の低地は鷓川の氾濫原と考えられる。一方鷓川以西の湿原を主とする低地の形成機構は、第四紀洪積世末あるいは沖積世初期?まで内湾あるいは海峡であったと考えられる。札幌一苫小牧低地帯の全般的隆起および砂嘴の発達によって、現海岸線に平行して浜堤が形成せられ、その内側、すなわち北部地域が大規模な後背湿地の状態になり、その後、その後背湿地が各河川の沖積作用によって徐々に埋立てられると同時に、植物が繁茂して湿原が形成されたものと思われる。したがって内陸部にはそのなごりと考えられる大小の湖沼が残存しており、弁天沼などもその一つであろう。

Ⅱ. 地 質

本図幅地域は、古く小林儀一郎¹⁾によって勇払油田と呼ばれた地域であって、かつてかなりの産油をみた振老油田および軽舞油田の南方延長部にあたっている。

地質は新第三系とそれを不整合に被覆する第四系とからなり、堆積岩のみからなっ

註3) 上厚真附近において火山灰b層の基底部が現在の沖積面より低い所が認められ、こゝでは火山灰質粘土(低位の段丘堆積物?)を覆っていることは後述する。

註4) 現在、火山灰b層の基底部(第4段丘面よりさらに新しい平坦面?)は沖積面より低いところにあるが、これは火山灰b層の堆積後の全般的沈降(その沈降量は火山灰b層の堆積面が海面下に没するまでにはいたらなかった)によるものとも考えられるが、また、海岸に砂洲が形成され、背後の削剝の場が埋積されたものとも考えることもできる。

第1表 地質総括表

時代		層序および主要岩相		備考
第四紀	現世 ↓ 更新世	沖積層	砂・礫・粘土・草炭・砂丘砂	火成活動, 降灰 地盤の上昇および傾動 準平原化作用 造構造運動
		段丘堆積物	砂・礫・粘土・泥炭	
新第三紀	鮮新世 ↓ 中新世	崩別層	礫岩 砂岩 砂質シルト岩 塊状シルト岩 シルト岩砂岩互層 シルト岩砂岩硬質頁岩互層	海棲二枚介化石 中新世有孔虫化石 Cyclammina spp.
		輕舞層	上部硬質頁岩 砂岩泥岩互層	

断層
褶曲

ている。それらの層序関係を示すと第1表の通りである。

本図幅地域に分布する新第三系は、夕張山系の南西部に南北の方向性をもって広く分布する第三系の上部、すなわちいわゆる“稚内層準”以上の地層であって、軽舞層中上部および萌別層である。したがって新第三系下半部以下の地層は地表では認めることができない。

夕張山系の南西部地域には新第三系の地層が広く分布し、その層序は多くの人々によって調査され明らかにされている。すなわち、最下位は“八尾一門の沢動物群”との類似性を示す滝の上動物群⁷⁾を含む“滝の上層準”の地層、その上位は粗粒から細粒へと変わる周期的互層からなる“川端層準”の地層、さらに硬質頁岩で代表される“稚内層準”，そして最上部は凝灰質シルト岩・礫岩の卓越する“追分一萌別層準”である^{註5)}。これらの新第三系の累重関係は整合一連である。

前述のように本図幅地域では“稚内層準”の軽舞層⁶⁾の下部からその下位、すなわち、“川端層準”の振老層⁶⁾および滝の上層⁷⁾⁸⁾などの地層は地表において認められないが、1957年石油資源開発株式会社によって実施された試掘井鷓川SK1号およびSK2号ボーリングによって地表下に確認されている。すなわち、SK2号では深度195mまでが萌別層、195～595mが軽舞層、595～1,036mが振老層、1,036～1,446.5mが安山岩質凝灰角礫岩(顕著なもの4枚)を挟在する暗灰色泥岩層、1,446.5～1,576mが不明、1,576～1,578mが暗灰色シルト岩(凝灰質シルト質砂岩を含む)である。この1,036m以下の地層は滝の上層と考えられる^{註6)}。

軽舞層は前述したように“稚内層準”の地層であって、岩相および化石内容からその堆積環境を推察すると、やゝ深い海の安定した条件下で堆積作用がなされたものと判断される^{註7)}。萌別層はその前半においては、軽舞層とほぼ似たような条件下で堆積作用がなされたものようであるが、後半においてはその堆積盆地が不安定となり、

註5) 樺戸周辺および新冠地方においては追分一萌別層準の中上部にあたと考えられる層準から滝川動物群の産出が知られている¹³⁾¹⁵⁾。

註6) この地層区分は、石油資源開発株式会社、札幌鉱業所の好意によって岩芯をみる機会を得、松野・石田・山口の3人で岩芯を観察した結果である。岩芯で観察される所々では地層の傾斜10°内外である。また、深度については孔曲りを考慮に入れていない。深度1,081mの岩芯から *Rotaria yubariensis* ASANO……abundant, *Elphidium* n. sp.……rare, *Cyclammina incisa* (STACHI)……rare が検出された。なお、地層区分については石油資源開発株式会社のそれと多少の違いがあることを附記しておく。

註7) 平取・新冠地方においては同層準に粗粒相が不規則に分布していることから同層準の堆積環境が地域的に多少異なっていたものと推察される¹⁴⁾¹⁵⁾。

地域的に差異の生じたことがその岩相分布などから推察される。これらの新第三系は、北海道の脊梁山脈にほぼ平行する地質構造を示し、断層を伴う緩やかな褶曲構造を示している。この褶曲および断層運動は第四系の堆積（段丘形成）前に完成されたものと考えられ、その後第四系の地層が第三系を不整合に被覆している。

Ⅱ. 1 新 第 三 系

Ⅱ. 1. 1 軽 舞 層

本層は大村一蔵⁴⁾によって命名されたもので、渡辺久吉の軽舞硬質頁岩層に相当し、いわゆる“硬質頁岩”によって代表されている地層である。また、本層は竹原平一⁶⁾によって、その岩相から下部硬質頁岩層・砂岩頁岩互層・上部硬質頁岩層の3つに分帯されている。

本図幅地域内では新第三系中最下位を占め、上述の砂岩頁岩互層および上部硬質頁岩層のみが露出している。

本層は前述したように、泥質相が卓越し、比較的深い相を示し、その堆積作用もきわめて安定した条件下になされたものと推察される。下部は典型的な硬質頁岩が卓越し^{註8)}、中部は硬質頁岩が少なく、シルト岩と細粒砂岩との互層からなり、上部はふたたび下部にみられるような硬質頁岩が優勢となる。以上のような岩相の垂直的变化を平面的に観察すると、下部に発達する硬質頁岩は、上部のそれに較べてその拡がり狭く本図幅地域の北端^{註9)}から、北隣早来図幅地域内に分布するにすぎないが、上部硬質頁岩はそれをこえて広く分布している¹⁹⁾²⁰⁾。

本層は全般的に大型化石に乏しく、図幅地域内では認めることができなかつた^{註10)}。しかし、これに反して *Cyclammina* 属を主とする小型有孔虫化石および“*Sagarites*” sp. が全層を通じて普遍的に認められる^{註11)}。

次に野安部沢流域の本層から産した有孔虫化石を示す。

Cyclammina cancellata BRADY (多産する)

註8) 本図幅地域内にはその分布をみないが北隣早来図幅地域内に分布する。

註9) 本図幅地域内鷓川背斜に実施されたボーリングの資料から、同背斜地域には下部硬質頁岩の顕著なものは認められず、おそらく北から南に向かって、硬質頁岩が側方に移行するものと考えられる。

註10) 北隣早来図幅地域内で硬質頁岩中より *Portlandia kakimii* を産出している。

註11) 有孔虫化石は一般に硬質頁岩の部分に少なく、シルト質の部分に多く発見される。

Cyclammina orbicularis BRADY

Haplophragmoides sp.

また、土田定次郎によれば扇別背斜から次に示す有孔虫化石が報告されている。

Ammodiscus incertus d'ORBIGNY ……………R

Bathysiphon arenacea CUSHMAN……………C

Cyclammina incisa (STACHE) ……………F

Haplophragmoides subglobosum (SARS)…………R

Martinottiella communis d'ORBIGNY ……………C

M. bradyana tarukiensis ASANO…C

Orbulina universa d'ORBIGNY……………F

Saccammina sp…………… F

F : Few R : Rare C : Common

本層と下位の振老層⁶⁾との累重関係は、本図幅地域内では観察できないが、北隣の早来図幅地域では振老層—礫岩砂岩互層—と本層の下部硬質頁岩とが直接し、その関係は整合的であるとされている²⁰⁾。また、追分図幅中央南部の支安平地域では、軽舞層の下部硬質頁岩および砂岩泥岩互層が川端層と異相関係にあることが明らかにされている^{19) 註 12)}。

本層は有孔虫化石および層序関係から中新世後期と考えられる。またその岩相などから富川—平取地方の二風谷層¹⁴⁾、馬追・追分地方の馬追山層¹⁹⁾にそれぞれ対比される可能性が強い^{註 13)}。

砂岩泥岩互層は、野安部沢中流軽舞背斜の核を形成して小範囲に分布するに過ぎない。模式地は北隣早来図幅内厚真川の一支沢メナ沢流域である。

本互層は一般に灰色～暗灰色シルト岩と灰色～帯青灰色細粒砂岩との互層で、シルト岩・砂岩の量比はやゝシルト岩が多く、各単層の厚さは、シルト岩が20cm前後、砂

註 12) 本図幅地域において実施された、石油資源開発株式会社の試錐によって、さきに述べたように軽舞層以下の地層の存在することが明らかになったが、その岩芯では軽舞層中下部および振老層の岩相の区別が困難であり、おそらく硬質頁岩の岩相は軽舞層の上部にのみ発達し、中部から振老層までは一連の砂岩泥岩互層が連続しているものであろう。したがって軽舞層下部の硬質頁岩は早来図幅から鶴川図幅北縁にかけて発達する地域的な岩相である。以上のことから、上部硬質頁岩のみが従来の“稚内層準”で示される軽舞層で、中下部は振老層に一括されるべきかもしれない。

註 13) 軽舞層と馬追山層との関係は、前述のように軽舞層の中下部が川端層と一部異相関係とも考えられることから、軽舞層の上部が馬追山層に対比されるべきかもしれない。

岩が 10～15cm くらいである。また、しばしば厚さ 5～10cm の暗灰色硬質頁岩を挟み、ところによってはシルト岩・砂岩に比較して硬質頁岩が卓越する部分がある^{註14)}。シルト岩は模式地に発達する岩相と異なり、多少珪藻土質あるいは凝灰質で、上位崩別層下部の互層中のシルト岩に近似している。互層は全体として層理が明瞭で遠望すると“硬質頁岩”の様相を呈する部分がある。本層中にはしばしば砂質の偏平な団塊や板状の硬砂岩の厚さ 10～20cm の薄層を挟有している。また、シルト岩中には保存の良好な有孔虫化石 (*Cyclammina* 属が多い) および “*Sagarites*” sp. が認められる。軽舞沢・野安部沢の本層砂岩中には滲油が認められる。本互層と下位の硬質頁岩層とは相互に漸移し、その間には確然たる境界はなく砂岩・シルト岩の卓越する部分に便宜上境界を設けた。

上部硬質頁岩は、野安部沢中流の軽舞背斜の両翼および鷓川背斜の軸部に分布している。模式地は野安部沢中流、早来図幅地域内宇久留沢中流および厚真川沢チルク沢附近である。

本図幅地域内では本層は前述したようにその分布地域が大別されるが、両者を比較すると岩相が多少異なっている。これは岩相の側方変化によるものと考えられ、その側方変化の傾向を、早来・鷓川両図幅を通じて観察すると、北部に硬質頁岩の顕著な発達が見られるが、南部に向かうに従い硬質頁岩の量を減じ、凝灰質シルト岩に移化している。

軽舞背斜に分布する硬質頁岩は、前述の砂岩泥岩互層の上位に累重する。その関係は下位互層中の硬質頁岩が卓越するとともに、砂岩・シルト岩の量を減じ、漸次硬質頁岩へと移化している。したがって本層との境界は硬質頁岩の量に基づいて決定されているため、地域差があり、その境界は同一時間面を示すものではない。一般に暗灰色の珪質な硬質頁岩を主とし、灰色～暗灰色シルト岩の厚さ 1～3cm の薄層を 10～15 cm 間隔に挟み、層理が明瞭であたかも煉瓦を積み重ねたような外観を呈する。硬質頁岩は幾分凝灰質で、風化面は鉄錆色を呈するのが常で、角のある葉片状に砕けるのが特徴である。シルト岩は硬質頁岩に較べて軟らかく、風化してもそれほど鉄錆色を呈することはない。また、その割れ方も角のない細片となって砕ける。本層中には砂岩

註 14) 模式地においては砂岩の量が多く、かつ硬質頁岩をほとんど挟まない。また互層は一見すると振老層の互層に酷似した外観を呈している。

の薄層を挟有する部分もあり、また、シルト岩が卓越してむしろ硬質頁岩を挟有するような部分もある。このようなどころでは川床に硬質頁岩が階段状に侵蝕に耐え残っている。

鵝川背斜軸部に分布する上部硬質頁岩は、軽舞背斜部すなわち野安部沢流域に分布する本層とは異なり、全般的に硬質頁岩の量が少なく、とくに背斜の南部地域では著しく少ない。入鹿別中流地域（鵝川背斜北部）では軸部に層理の不明瞭な灰色シルト岩が卓越する。このシルト岩は、下位の互層中のシルト岩によく似ている。軸部から上流（背斜東翼）にかけては徐々に暗灰色硬質頁岩の量を増し、野安部沢にみられるような硬質頁岩の様相を示している。また、支沢イヨマホーク沢では硬質頁岩が少なく、むしろ萌別層下部に発達する灰色凝灰質シルト岩・砂岩・硬質頁岩の互層に酷似した岩相を示している。二の宮沢流域（背斜南部）ではさらに硬質頁岩の量を減じ、暗灰色硬質頁岩と灰色凝灰質シルト岩との互層となり、しばしば砂岩を挟有する。硬質頁岩の部分は川床に階段状に露出している。また、さらに南部の鵝川背斜が南に沈降する部分ではほとんど硬質頁岩が認められず、凝灰質シルト岩あるいは凝灰質シルト岩と砂岩との互層となっている。また、背斜の両翼について観察してみると、西翼は露出不良で明らかではないが、大体東翼が西翼に較べて硬質頁岩が卓越しているように推察される。

上部硬質頁岩は下位の互層に較べて有孔虫化石は少ないが、全層を通じてみいだされる^{註15)}。大型化石は下位互層と同様きわめて少なく、入鹿別川流域で2、3個体発見したが、いずれも保存不良で鑑定に耐えなかった。

また、軽舞・鵝川両背斜軸部では硬質頁岩の割れ目に滲油している部分がある。なお本層の厚さは野安部沢流域では約300～320m、入鹿別川流域では約230mを算する。

II. 1. 2 萌別層

本層は、大村一蔵⁴⁾によって命名された萌別層と、さらに上位の鵝川壘岩とを含めたものを総称して萌別層とし、再定義する^{註16)}。本図幅ならびに近隣地域の本層準の

註15) 鵝川背斜南部地域のシルト頁岩の部分には有孔虫化石は少なく“Sagarites”が多い。

註16) 大村一蔵の萌別層と鵝川壘岩とを一括したのは鵝川壘岩の基底が同一層準を示すわけではなく、萌別層との間に相互に側方に移化しあう事実が認められ、むしろ一括し、鵝川壘岩は萌別層の一岩相として取り扱うのが適当と考えられるためである。

層序は従来多くの人々によって調査され、それぞれ発表されてきたが、同一地層に対して別名が与えられたり、また、異なる地層に対して同一地層名が与えられ、著しい混乱があるので、本図幅の調査結果と従来の層序区分との関係を次に掲げておく。

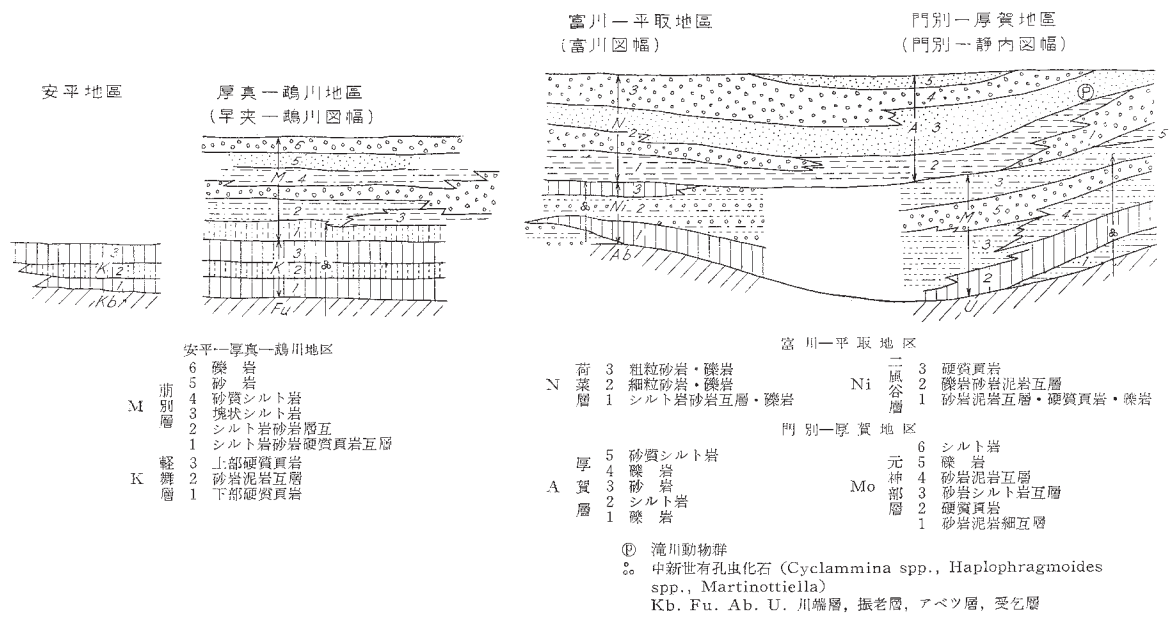
第2表 従来の厚真油田上部新第三系対比表

(地層名辞典より)

	大村 (1930)	渡辺 (1932)	長尾 (1941)	竹原 (1940)	根本・三本 杉・水口 (1942)	C.C.C. 札幌支部 (1949)	山口 (1959)
追 分 統	鷓川岩	鷓川 岩(層)	萌別礫岩 (栗山礫 岩)	鷓川 岩層	萌別層	鷓川礫岩層 (萌別礫岩 層)	萌別層
	萌別層	萌別砂質頁岩	追分 追分層	萌別層	追分層 上部追分 層	萌別層	
	軽舞層	軽舞硬質頁岩	統 加茂川層	統 軽舞層	追分層 下部追分 層	軽舞層	軽舞層

本層は、図幅北東部地域の大部分を占めて分布する。岩相の側方変化が著しく、岩相による層序区分を全域に適用することが困難である。しかし、大局的にみると、大きく2つの堆積の周期—細粒から粗粒へ—が認められる。すなわち、本層堆積の初期は先に述べた軽舞層に引き続いてシルト岩～硬質頁岩相が卓越し、比較的安定した堆積環境を示しているが、中期には細粒相から粗粒相へと変化するものが観察され、礫岩相の分布状況は地域による差別的な物質の供給あるいは沈降、すなわち不安定な堆積環境を示している。中期以降(中部礫岩相の上位)はふたたびシルト相の卓越する層準があり、その上位にはふたたび粗粒相(礫岩)が発達する。

本層は軽舞層と同様大型化石がきわめて少ないが、春日沢下流の凝灰質シルト岩砂岩互層部から *Lucinoma* sp. を、軽舞沢・二の宮沢の砂質シルト岩からは *Nuculana* sp., *Macoma* sp. を、また、野安部沢の凝灰質塊状シルト岩からは *Nuculana sadoensis* (YOK.), *Nuculana* sp. を産した。また、本層下部の互層部からは *Cyclamina* 属を主とする有孔虫化石を、また、礫質相を除いた各岩相からは“*Sagarites*” sp. を普遍的に産する。本層と下位軽舞層との累重関係は整合漸移で、かつ一部においては側方に移化し、その境界は必ずしも同一時間面を示すものではない。本層の地質時代は古生物学的資料が少ないため確実には決定しがたいが、含まれる有孔虫化石および近隣地域との岩相、層序などの比較により、中新世後期から鮮新世前期にわたるものと考えられる。また、隣接地域との対比を試みると富川図幅の荷菜層¹⁴⁾、門別図幅の厚質



第2図 早来—鷓川—平取—厚賀地区岩相対比概念図
 主として輕舞層準—門別層準 (上部中新世—鮮新世)

層¹⁵⁾および追分図幅の由仁層¹⁹⁾とほぼ同一層準と考えられるが、*Cyclammina* 属産出の上限を各地域ごとにみると、追分・早来・鶴川図幅地域では本層準の下部まで産出するが、富川・静内図幅地域では荷葉層・厚賀層にはその産出をみず、その下位の二風谷層・元神部層の中上部までその産出が知られている。

以上のことから考えて、富川・静内図幅地域の荷葉層・厚賀層と、本層との関係には幾分問題が残っている。

次に本図幅地域と隣接地域との(軽舞層および崩別層)概念的な岩相対比図を示す(第2図)。

本層は岩相から大略次のように6つに分けられる。

シルト岩砂岩硬質頁岩互層は、野安部沢上流から入鹿別川上流にかけて広く分布する。下位の軽舞層上部硬質頁岩との累重関係は漸移し厳密な境界を決定しがたいが、便宜上硬質頁岩とシルト岩とが、ほぼ等量の互層になる部分をもって両者の境界とした。

下部は暗灰色硬質頁岩と灰色～暗灰色シルト岩との互層で、灰色細粒砂岩の厚さ5cm前後の薄層を挟み、外観は硬質頁岩層の様相を呈する。中部では徐々にシルト岩・砂岩の量を増し、シルト岩を主とする砂岩・硬質頁岩との互層となる。上部はさらに硬質頁岩の量を減ずるとともにシルト岩は凝灰質～珪藻土質となる。層理は明瞭であるが、砂岩の挟在状態が不規則でレンズ状を呈する場合があります、また、シルト岩との接触面は凹凸があり走向、傾斜を測定するのが困難である^{註17)}。

本互層の下部は軽舞層中部の互層に似ている。下部のシルト岩中には *Cyclammina* 属を、また“*Sagarites*” sp. は全体に含まれる。春日沢流域では石灰質団塊が含まれる。

シルト岩砂岩互層は、春日沢流域に広く分布し、前述の互層部から漸移する。したがって便宜上硬質頁岩の量がきわめて少ない部分を本互層として取り扱った。下部は凝灰質～珪藻土質シルト岩を主とする砂岩との互層で、まれに硬質頁岩の薄層を挟有する。層理はあまり明瞭ではない。中上部では砂岩の量を増し、シルト岩と砂岩との量比はほぼ等量となる。各単層の厚さは一般にシルト岩10～15cm、砂岩は5～10cmである。シルト岩は灰色～帯緑灰色を呈するが風化すると淡黄灰色～淡黄褐色を呈す

註17) 早来図幅においては、本互層をさらに2分し下部を硬質頁岩シルト岩互層、上部をシルト岩砂岩互層としている。

る。軽石粒に富み、また、“*Sagarites*” sp. を多く含有する。砂岩は一般に細～中粒で固結度が低く軟弱である。暗青灰色で風化すると茶褐色となる。砂岩とシルト岩との接触面は凹凸面をもって接するが多い。春日沢支沢二号沢入口下流附近の本互層中には、厚さ 25cm くらいの凝灰岩が挟有されるが追跡が困難である。

塊状シルト岩は、入鹿別川上流および野安部沢中流軽舞背斜西翼地域に分布する。前述のシルト岩砂岩互層のとくにシルト岩の卓越した部分であり、おおむね、互層の比較的上部に発達する。このシルト岩は、灰色～帯緑灰色で凝灰質～珪藻土質であり、一般に層理に乏しい。風化すると淡黄灰色～淡黄白色を呈する。また、しばしば層理面に沿って帯褐色の細粒砂岩を薄紙状に挟んでいる。また、“*Sagarites*” sp. および軽石粒が一般的に含まれる。軽舞沢においては前述したように保存の悪い海棲二枚貝化石が発見された。

砂質シルト岩は、後述する礫岩一崩別層中部の礫岩一の上位に、二の宮断層に沿って、その西側に細長く分布する。灰色凝灰質～珪藻土質の塊状砂質シルト岩で前述の塊状シルト岩に較べ層理の一層不明瞭なこと、砂質であることおよび雲母片を多量に含有する点が異なる。風化すると淡黄褐色を呈し粘土質となる。この砂質シルト岩は淘汰が悪く不均一で“むらくも状”を呈する。鏡下では少量の珪藻および炭質物が認められる。本相中にはしばしば厚さ 20cm くらいの灰白色凝灰岩および灰色細粒砂岩の薄層を挟有する部分がある。また、“*Sagarites*” sp. を普遍的に含むほか、保存の悪い海棲二枚介化石がまれに認められる。本相は上部になるにつれて次第に粗粒となり後述する砂岩に移化する。

砂岩は、前述の砂質シルト岩から漸移し、その上位に、帯状に分布する。帯褐色～灰緑色の細粒～中粒塊状砂岩で一般に軟弱である。この砂岩には雲母片の多いことが特徴である。また、しばしば灰白色凝灰質シルト岩の薄層を不規則に挟有する。入鹿別川、ホロクラ沢流域においては粗粒となり偽層を呈する部分がある。また、酸化鉄の沈澱によって 2 次的に硬化されている部分がある。本相の一部には形態の不規則な灰色砂質団塊を介し海棲介化石が含まれる。前述の砂質シルト岩まで含まれていた“*Sagarites*” sp. は、本相からはほとんど認められない^{註 18)}。

註 18) この岩相は門別図幅において *Pecten takahashii* YOK. 外の鮮新世化石動物群(滝川動物群)を産する砂岩に良く似ており、また、上下の層序関係が似ている点などから考えて、ほぼ同一層準として対比することが可能である。しかし、本地域では鮮新世を指導する化石群は発見されなかった。

礫岩は、崩別層のほゞ中部と上部との2層準に顕著に発達するほか、野安部沢中流の前述したシルト岩砂岩互層中にレンズ状をなして分布する。中部に発達する礫岩は、上部のものに較べて層厚も薄く、かつ連続性に乏しい^{註19)}。すなわち、鶴川背斜の西翼では二の宮断層に沿って狭長な帯状をなして分布するが、豊城沢から春日沢沢口にかけては認められず、春日沢沢口から東隣富川図幅内キリカツ沢・バロ沢にかけてきわめて顕著な分布を示している。

上部の礫岩は、豊城駅附近から入鹿別川下流地域によく発達する。この礫岩はC.



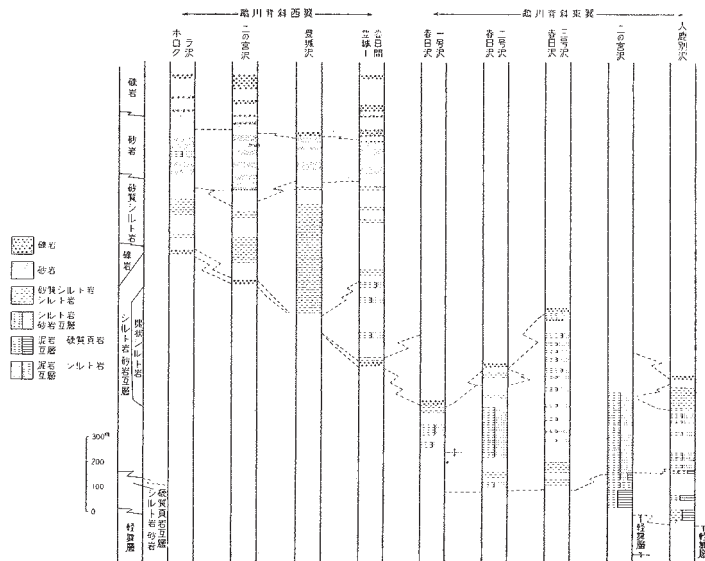
図版1 豊城駅附近の崩別層の礫岩（“鶴川礫岩”）

註19) この礫岩は、本図幅地域においては、膨縮に乏しいが、富川図幅地域においてはきわめて不規則なレンズ状をなして分布している。

C. C. 札幌支部の対比試案 (1949) による鶴川礫岩層に相当するものである。

以上の礫岩は、外観褐色～茶褐色を呈し、径2～5cmのよく洗磨された円礫からなっている。膠結物は褐色の中～粗粒の砂で固結度が低い。礫種は日高山系にみられる火成岩類、変成岩類および古期水成岩類を主要構成員とするが、まれに第三系の水成岩類をも含んでいる^{註20}。一般に偽層がよく発達し、かつ側方に変化する。また、酸化鉄の沈澱により赤褐色を帯び硬化している部分もある。礫岩中にはしばしば凝灰質～珪藻土質シルト岩および茶褐色中粒砂岩のレンズ状の薄層を挟有する。春日沢下流の枝沢に分布する礫岩中には、その膠結物質が石灰質物からなる堅硬な礫岩を挟有する。この礫岩は灰黒色で一見すると振老層中にみられる礫岩に酷似する。

上部および中部の礫岩の間には、本図幅地域内では、おおむね砂質シルト岩および砂岩を挟むので分帯追跡することが可能である。また、早来図幅地域においては中部礫岩から下位の岩相が、北方へ向かうに従い側方変化が著しく、粗粒相一礫岩一が卓



春日1, 2, 3号沢および入鹿別沢の上部岩相は東隣富川図幅域内にある
第3図 萌別層地質柱状図

註20) 門別・厚賀地方では同層準の礫岩の礫種はミグマタイト、花崗岩質岩が多いが、鶴川・厚真地方ではミロナイト、塩基性岩類が多く、供給源の地質が反影しているものと考えられる。

越し、北部地域では軽舞層の上部硬質頁岩に直接累重する部分がある。

礫岩中には“*Sagarites*” sp. などを含めて化石類はまったく発見されない。

以上本層の各岩相について述べたが、これらの岩相の関係は必ずしも上下の関係にあるのではなく、相互に移化している。したがって層厚の算定は困難であるが、図幅地域においては、おおよそ 1,500 ～ 1,700m を算する。第 3 図は各地域ごとの柱状図を示す。

II. 2 第 四 系

本図幅地域内に分布する第四系は、いくつかの段丘を構成する段丘堆積物、火山灰層および沖積層からなっている。

II. 2. 1 段 丘 堆 積 物

地形の項で述べたように、本図幅地域には 4 つの平坦面が認められる。これらの平坦面は、鶴川の南岸に発達する一部のものを除いては、いずれも海岸段丘と推察される。これらの段丘のうち、最高位の第 1 段丘を除いては、それぞれの堆積物が認められるが、火山灰、表土あるいは崖錐によって被覆され、かつ段丘面を切る谷、人工切割などが少ないなどのために、その内容を把握することがきわめて困難である。しかし、第 4 段丘面のように、海蝕崖によって切られている時は、比較的よくその堆積物を観察することができる。

第 1 段丘面はすでに述べたように、平坦面が残っておらず定高性を示す稜線が認められるにすぎず、その堆積物は認められない。

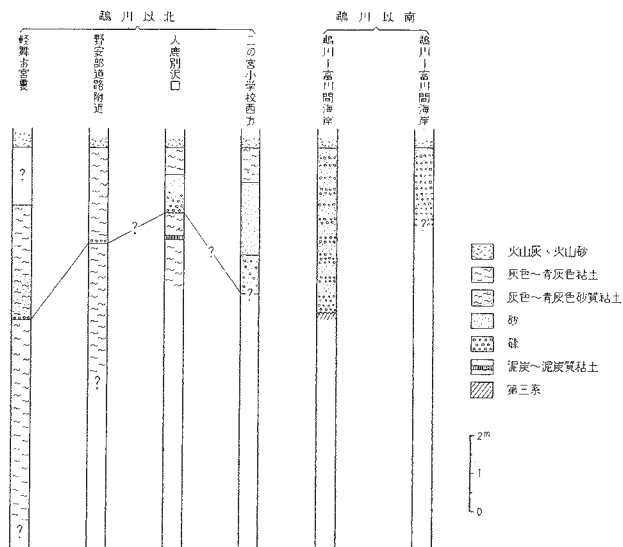
第 2 段丘面の堆積物は、豊城—春日間の支谷の頭部でしばしば観察される。全層厚 10 ～ 15m あり、淡黄灰色～灰色の粘土と褐色の礫層～砂礫層との互層からなり、下部に礫が卓越する。礫は最大径 5cm 以下で一般に径 1.5 ～ 2cm のものが多く淘汰が比較的よい。

第 3 段丘面の堆積物は、地形の項で述べたように、第 3 段丘面と第 2 段丘面との区別が困難であり、第 3 段丘面が第 2 段丘堆積物の侵蝕によってできた一段低い平坦面であって、堆積面ではなく侵蝕面であるという疑いもないわけではない。

しかし、一部野外で観察されるところでは、第 3 段丘面を構成する堆積物は、下部は礫層で粘土層と互層することなく、上部は砂質粘土層からなり、礫の大きさは 2

cm以下で淘汰が悪く、第2段丘面のものとは異なるように見受けられた。しかしいづれにしても堆積物の観察されるのが限られているため明らかではない。

第4段丘面の堆積物は、他の段丘に較べてよく観察される。この堆積物は鷗川を境として北部地域と南部地域とでは、多少内容を異にしている。北部地域では豊城—軽舞間を結ぶ道路の切割あるいは天然崖で観察される。堆積物は、その基底が二の宮沢入口付近を除いては、一般に沖積面下にあるので下部層は明らかではないが、主として青灰色の粘土からなり薄い礫層を挟んでいる。入鹿別付近では礫層の下位の粘土層に厚さ10cm前後の泥炭層を挟有する。粘土中には軽石粒あるいは植物質の破片を多く含んでいる。層厚は沖積面上で最厚10mを算する。一方南部地域では、鷗川駅以南の鉄道沿いの海蝕崖で観察される。きわめてよく淘汰された、径0.5～2cmの細礫を主とする褐色礫層—砂質物を含まず礫のみからなる一と、褐色～黄褐色砂層との5～10cmの互層からなっており、下位の第三系を不整合に被覆している。層厚は最厚4～5mである。以上のような堆積相から当時の堆積環境を推定すると、南部地域は、大体において海成と考えられるが、北部地域は内湾あるいは潟湖のような半鹹半淡性の堆積環境にあったと考えられ、札幌—苫小牧低地帯の古地理を考えるうえに興味あ



ることである。すなわち、第3段丘堆積物の堆積時には低地帯は完全に海(むしろ海峡)の状態であったが、第4段丘の堆積時には隆起によって海が後退し、いままでの海の状態から内湾あるいは潟湖の状態となり、遂には陸化したと推察される。

鷓川南岸米原附近には第4段丘面と、その形成時期を同じくすると考えられる河岸段丘堆積物とが認められる。これはきわめて淘汰の悪い砂礫からなっている。

第4図に比較的堆積物をよく観察できる、第4段丘堆積物の各地域ごとの柱状を示す。

II. 2. 2 火山灰層

本図幅地域内には、第四紀の火山活動による降灰が全域を覆って分布している。これらの火山灰の噴出起源は、いずれも札幌—苫小牧低地帯をへだてた西方地域、すなわち、恵庭・樽前の両火山および洪積世末期に活動したと考えられる支笏火山¹⁶⁾に由来したものと考えられ、かつての活動が数次に及んで行なわれたことが、火山灰の累積状態から推察される。この火山灰を外観から大別すると上位から火山灰 a, b, c, d, e の5層に区分される。これらの火山灰相互の関係は、a および b 層の間には明らかに時間的間隙が認められるが、b, c, d, e 層の間には野外で観察し得た範囲ではあまり間隙が認められない^{註21)}。

火山灰 e 層は、入鹿別附近および鷓川市街南方の海蝕崖で認められる。入鹿別附近の切割で観察したところでは、前述の第4段丘堆積物の上位に累重する。その境界は比較的明瞭で漸移してはいない。外観灰褐色～黒褐色で軽石は少なく、主として安山岩質の径10mm以下の岩片からなり、鏡下で観察すると、ガラス質の輝石安山岩片と斜長石および輝石類が認められる。厚さは20～30cmである。

火山灰 d 層は、火山灰 e 層の上位に累重し、3～4枚の同質の火山灰質土とローム状軽石との互層からなっている。二の宮沢沢口から入鹿別附近では厚さ10～20cmの黄褐色粘土質軽石と褐色火山灰質土が互層し、軽石はローム状となっている。鏡下でみると輝石類、斜長石が含まれるがその量は e 層に較べて少ない。全体の厚さは50～150cmである。

火山灰 c 層は、d 層の上位に累重し、鷓川市街南東の海蝕崖、入鹿別附近および

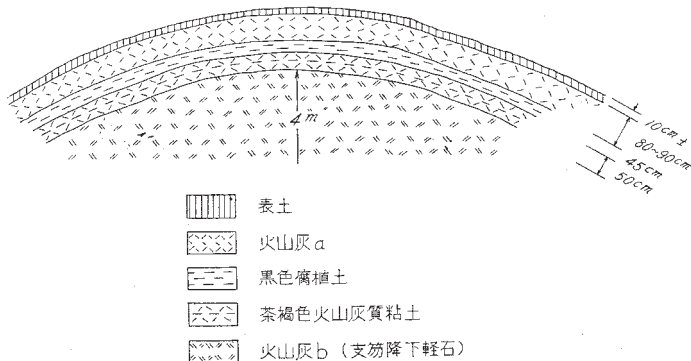
註21) 火山灰 b, c の間はほとんど連続していたように見受けられるが、c と d との間にはローム状を呈する部分があり、多少間隙のあったことが予想される。しかし、a と b との関係に較べて小さい。

入鹿別—上厚真間の道路の切割などで観察される。d層との関係は前述したようにd層がローム状の火山灰質土となっていることなどから、多少の時間的間隙があったものと推測できる。外観淡黄灰白色で角閃石石英安山岩質軽石のほか、斜長石・石英・角閃石・輝石類の粒が鏡下で認められ、その大きさは径2mm以下で胡麻塩状を呈する。

火山灰b層は、門別図幅において下部火山灰層としたものに相当し、また、勝井義雄により支笏降下軽石とされたものである。この火山灰層は沖積平野を除いて、新第三系の分布する山地および各段丘の表面を覆って広く分布している^{註22)}。c層との関係はその累積状態からほとんど時間的間隙がなかったものと考えられる。本層はその堆積状況が図幅地域各所で観察される。その厚さは東方に薄く西方に厚くなる傾向がみられ、また、軽石の粒度も東方に細かく西方に粗い。この火山灰層の基底は鶴川市街—軽舞を結ぶ道路から約1kmくらい西方までは認められるが、それより以西では沖積面下に没し、したがって厚さも明らかでない。

軽石は黄褐色～淡黄褐色で径50mm以下のものが多く、針状構造がよく保存されている。ほとんど有色鉱物・安山岩質岩片を含まない。また、火山灰層の上部は一般に風化しローム状となっている場合が多い。

火山灰a層は、門別図幅地域において上部火山灰層としたものに相当する。現在の



第5図 上厚真西周文附近の切割(火山灰aとbとの関係)

註22) 図幅北東地域の山地ではほとんど認められず、侵蝕流失したものであろう。

河床を除いて全域を被覆している。下位の b 層との関係を見るに、第 5 図に示すような現象が各所で認められ、両者間に明らかに時間的間隙のあったことが認められる。

外観灰白色～白色で、輝石の斑晶を含む多孔質な軽石と極少量の安山岩質岩片とからなっている。この軽石層の水平的な粒度変化と層厚の変化とはきわめて顕著であり、西方一噴出源一から東方へ遠ざかるに従い粗粒から細粒となり、かつ厚さを減じている^{註23)}。

以上各火山灰層について述べたが第 6 図に各地域ごとの柱状を示す。

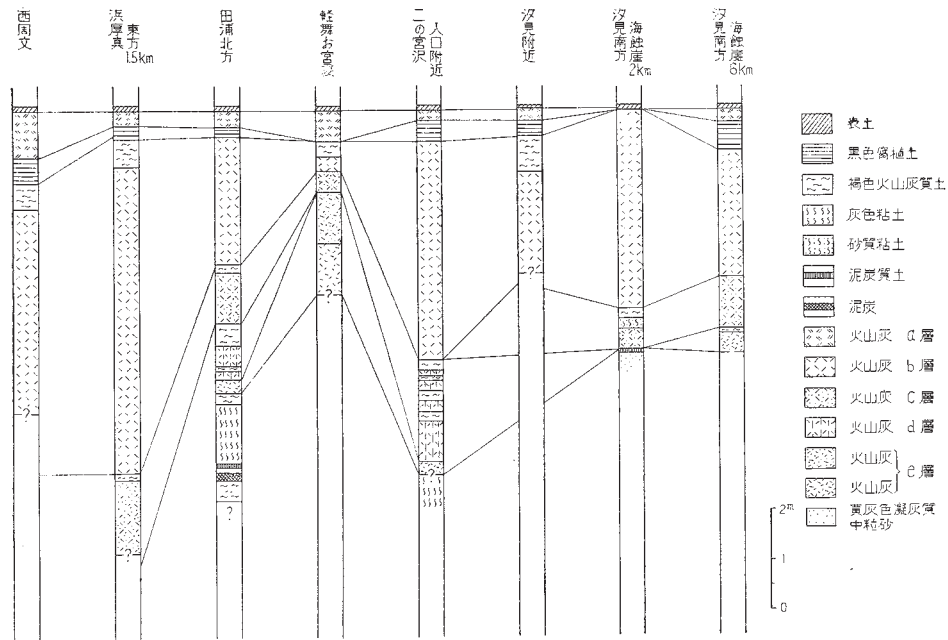
これらの火山灰の噴出時期については、種々問題はあるが、段丘面との関係から推察してみると、a, b, c, d, e の各火山灰層は第 4 段丘面が形成されたのちに噴出降下堆積したことは、第 4 段丘堆積物の上位に累重することから容易に判断される。次に地形の項で述べた第 4 段丘面よりさらに低い段丘面?との関係について考察すると^{註24)}、第 4 段丘面より低い面が沖積面上に認められないので詳細は不明であるが、上厚真小学校附近、軽舞沢の川岸で河水面より 1.5m くらい上部に火山灰 b 層の基底が認められる^{註25)}。こゝでは火山灰 c, d, e 層は認められず、下位に段丘堆積物と考えられる褐色の火山灰質粘土が分布している。こゝで考えられることは、この火山灰質粘土が第 4 段丘面よりさらに一段低い段丘の堆積物であるとするれば、火山灰^{註26)}c, d, e 層は第 4 段丘より低い平坦面の形成前の火山活動によるものであり、また、b 層は形成後の噴出物であるということになるか、または c, d, e 層も形成後の噴出物であるが、b 層の噴出前に削剥され欠除しているとも考えられる。本図幅においては一段段丘堆積物の分布状況および地形から判断して、c, d, e 層は第 4 段丘よりさらに新しい段丘の形成前の活動によるものであり、b 層は形成後のものであると考える。また、火山灰 b 層は前述したように勝井義雄によって支笏降下軽石とされたものに相当する。同氏によれば、この降下軽石の堆積時には、美々・植苗 (図幅地域北西方約

註23) 粒度は西部静川附近では径 20～30mm 前後のものが多数認められるが、東部富川図幅寄りの地域では径 10mm を超えるものは少なく 5mm 前後のものが多い。厚さは静川附近で 1m 前後であるが東部では 20～30cm である。

註24) この面は第 4 段丘面の連続であって西方へ徐々に低下して沖積面下に没しているとも考えられるが、入鹿別・軽舞附近において第 4 段丘堆積物が急に沖積面下に没すること、および上厚真附近において沖積面より低いところに火山灰層の基底があって、火山灰 c, d, e 層が欠除している点などから考えて第 4 段丘面よりさらに低い平坦面があったものと推測した。また、第 4 段丘面が門別地方の門別面に同定でき、かつ、門別図幅において門別面よりさらに低い河岸段丘のあることなどからも前述のようなことが推測できる。

註25) この基底面は現在の沖積面より低い。

註26) 火山灰 c 層は b 層および d 層との累重関係から推察してむしろ b 層に含まれるべきかもしれない。



第 6 图 火山灰層柱状图

15km) 地方で降下軽石中に化石林の認められるところから陸上の堆積物であり、美々・植苗附近は陸化しており、その時期は洪積世末期であろうとしている。

火山灰 a 層は現河床を除いた全域を被覆していることから、沖積世の火山活動によることは明らかであり、下位 b 層との間にも厚さ 50cm 前後の腐植土があり、時間的間隙のあった証拠である。火山灰 a 層の上位には厚さ 5～10cm の表土があり、この厚さから判断してもきわめて新しい時期の噴出物であることがうかがわれる^{註27)}。

II. 2. 3 沖 積 層

沖積層は、低地および各河川に沿って発達する。その堆積過程から海浜堆積物・氾濫原堆積物・湿原堆積物および崖錐堆積物に分けられる。

海浜堆積物としては、単調な海岸線に沿って幅 200～300m の砂浜が発達し、さらにその後部には 1～2 列の砂丘が海岸線に平行して発達している。その高さは 4～5m である。きわめて淘汰のよい砂からなっている。

氾濫原堆積物は、現在の河川の氾濫原を形成し、鵜川流域にもっとも広く分布している。この堆積物は各河川によって多少異なり、河川流域の構成岩石の違いを示している。すなわち、第三系分布地域を流れる厚真川・入鹿別川では、礫が少なく砂泥が多いが、脊梁山脈から流れる鵜川では古期岩類の礫が多く認められる。また、鵜川河口には砂泥からなる小規模な三角州が発達している。

湿原堆積物は、図幅西部地域の低地に広く発達する。この形成については、地形の項でも述べたように、浜堤の発達によって浜堤の内側にいわゆる後背湿地 (Back marsh) ができ、湿原植物の繁茂、枯死の反覆によって、草炭層を形成し、一方では鵜川・入鹿別川・厚真川・安平川などの沖積作用によって埋立てられ形成されたものである。主として草炭・泥炭質粘土および沖積土からなる。これら草炭は前述の火山灰 a 層を挟んで上下 2 層認められるが、下位の草炭が厚い。なお、この湿原は沖積作用による埋立てと湿原堆積物の集積とによってごく範囲が狭められているが、そのなごりの弃天沼その他が存在し、現在草炭が生成されている。

註27) 門別図幅においては伊木常誠の見解に従い、明治初期あるいはそれ以前の噴出であるとしたが、西周文地域で火山灰 a 層の上に厚さ約 30cm の泥炭層が発達していることなどから、それよりははるかに古い時期のものであると思われる。また、山田忍¹⁰⁾による樽前統 B に相当するものであろう。

崖錐堆積物は各河川支谷の頭部に小規模なものが認められる。

II. 3 地質構造

新第三系の地質構造は、隣接地域を含めて考察すると、NNW-SSE 方向を示す構造によって支配されている。褶曲運動を主とし、これに伴う断層運動がみられる。これらの運動によってできた褶曲軸、断層の延長方向は北海道中央南部地域の主要構造線の方向にほぼ平行しており、中軸帯の構造に支配されていることが容易に考えられる。

図幅地域内に認められるおもな褶曲および断層は、鶴川背斜・軽舞背斜・二の宮断層および厚真断層である。

鶴川背斜は、入鹿別川中流―春日沢支沢二号沢沢口を結ぶ NNW-SSE 方向の軸をもち、南北に沈下し細長いドーム構造を呈している。北東翼の傾斜は 20～25°であり、南西翼は後述する二の宮断層によって切られているため、明らかではないがほぼ対称背斜構造を呈していると考えられる。背斜の軸部には軽舞層が露出している。

軽舞背斜は、野安部沢中流―軽舞沢中流を結ぶ NNW-SSE 方向の軸をもつ背斜であって、南北に沈降するドーム構造を呈し、本図幅地域には南半部がみられ、鶴川背斜の北東方に雁行状に配列している。したがって軽舞背斜と鶴川背斜の間には両背斜に平行する向斜構造があり、これは北西および南東方向へ開いて半盆状構造を呈し、さらに単斜構造へと変わっている。この背斜は北東翼では傾斜が 25～30°であるが、南西翼では 35～45°であって非対称的である。軸部には軽舞層中部の互層部が露出している。

二の宮断層は、前述の鶴川背斜の南西翼を切り、その延長方向は NW-SE 方向である。野外でその断層面を確認することはできなかったが、断層の予想される周囲の地層が直立あるいは逆転していること、および破碎されている部分が認められる。この断層は豊城沢から南東地域では前述のような現象もみられず、南東方へはその落差も減少して消滅する蝶番断層と考えられる。北西延長については露出が不良であることと、第四系に被覆されることのため詳細は不明である。

厚真断層は、早来図幅地域内から当図幅地域北東部にかけて北西―南東方向の走向をもって走るもので、軽舞背斜の西翼を切っている。この断層はその南東延長で 2つ

に分かれ、軽舞背斜を斜めに切っており、南東へは漸次消滅して二の宮断層同様蝶番断層の性質をもっている。

以上の背斜構造および断層の性質を、近隣地域の資料をも参考にして考えると、背斜は東緩西急の場合が多く、また、断層は東方からの衝上性逆断層が多い。このような地質構造の特徴は、北海道中軸帯西方にみられる構造運動の特徴によく合致する。

以上の第三紀の褶曲、断層運動のほぼ完了した後に準平原化作用が進み、続いて数時にわたる傾動を伴った昇降運動があり、いくつかの平坦面が形成せられたものと思われる。

Ⅲ. 応 用 地 質

Ⅲ. 1 石 油

本図幅地域は、油田地帯として注目され、古くは小林儀一郎¹⁾によって鵜川背斜および軽舞背斜を中心とした調査がなされ、また、図幅地域北東部から早来図幅地域にかけては、振老油田調査として竹原平一⁶⁾によって調査がなされた。

石油徴候は鵜川背斜および軽舞背斜を中心として諸所に認められる。これらの石油徴候は主として砂岩部に多くみられるが、一部泥岩の割れ目にみられる場合もある。貯溜岩は軽舞層の下位の振老層および上位の萌別層の粗粒相である。前者に対しては軽舞層の硬質頁岩は良好な帽岩となっている。したがって鵜川背斜および軽舞背斜は構造上注目に値する。

本油田の開発には明治 35 年にインターナショナル石油会社によって、軽舞背斜および鵜川背斜を中心に試掘が行なわれ、軽舞背斜では出油をみ、現在まで幾多の経営者によって採油されてきた^{註 28)}。一方鵜川背斜においては、少量の出油をみた試掘井もあるが、企業化するにいたらず現在に及んでいる。しかし、近年、石油資源開発株式会社によって詳細な調査がなされ、1957 年には鵜川背斜に 2 本の試掘井 (SKI 1,638.30m, SK・2 号 1,801m) が掘られたが出油をみなかった。

註 28) 軽舞背斜の北部早来図幅地域内において採油されている。

第3表 油井資料の総括表

井戸名	位置	年月	施行者	掘鑿 深度m	油徴、ガス徴 深度m
上 総 1 坑	春日の沢 二号沢沢口附近	31	春日 内 山 某	270	220 油気
機 械 掘 萌別A号	春日の沢 パンケ沢	35	インターナショナル 石油会社	280	39 油気 90 / 124 / 227 /
萌別B号	春日の沢 二号沢沢口附近	35	同	201	
萌別C号	春日の沢 二号一三号沢間	35	同	203	30 油気 60 / 145 / 181 /
内山上総	春日の沢 二号沢沢口附近	35	春日 内 山 某	270	55 油気、ガス 230 油気
機 械 掘 野安部D号	野安部支沢 イヨマホーク沢	明治 38	インターナショナル 石油会社	484	454 油気
野安部E号	野安部沢 上流 北岸	38	同	690	

註 この資料は鉱物調査報告第3号より集録

従来軽舞・鶴川両背斜で実施された試掘井の資料を参考までに表示する(第3表)。

Ⅲ. 2 天然ガス

図幅地域西部の低地には、水溶性天然ガスの湧出が知られ、本所本島公司技官や島田忠夫技官ほかにより、勇払附近を中心としたガス田調査がなされた。本図幅地域では主として厚真川流域にガス鉱床が伏在している。島田技官ほか¹⁸⁾によるとこの地域のガス鉱床はおおむね、深度35～65mと120～140mとにやゝ優勢な含ガス層があり、さらに深度80～92m間にも低い含ガス層がある。これらの湧出ガス量は、上厚真の1、2の井戸において、3～5m³/dであるが、他はいずれも1m³/d以下であり、量的に多いものはない。また、G.W.R. もすべての井戸において理論ガス水比以下である。ガス質はCH₄65～87%、CO₂5%以下、N₂その他は7～30%で、CH₄が80%を超えるものは少なく、質的に優秀とはいえない。鉱床は伏流水によって荒らされており、深度170m附近までの鉱床のポテンシャルはすこぶる低いものになっている¹⁸⁾。

Ⅲ. 3 そ の 他

鵜川町春日附近の小沢において、砂金を産することが現地の人によって指摘されている。その含有層は明らかでないがおそらく段丘堆積層中に含まれているものと考えられ、それが崩壊し小沢に運ばれたものであろう。したがって詳細については把握しにくい、その価値は低いものと考えられる。

鵜川の現河床には古期岩類を主とする砂礫が多く、これが土木、建築用の骨材として利用され、豊城附近において採取されている。

野安部・軽舞・入鹿別においては、段丘堆積物の項で述べた第4段丘堆積物と考えられる粘土質土が、農地改良のため広く利用されている。

文 献

- 1) 小林儀一郎：胆振国勇払郡勇払油田調査報告，鉱物調査報告，No. 3, 1911
- 2) 村田 析：栗山地方の地質，地質学雑誌，Vol. 30, 1923
- 3) 千谷好之助：本邦第三紀層の分類とその名称に就きて，地質学雑誌，Vol. 37, No. 441, 1930
- 4) 大村 一蔵：北海道油田の地質及び鉱床，地質学雑誌，Vol. 37, No. 447, 1930
- 5) 長尾 巧：北海道日高山脈西方の中生層および第三紀層概観，地学雑誌，Vol. 43, No. 509, 1931
- 6) 竹原 平一：北海道振老油田地形及び地質図説明書，地質調査所，1940
- 7) 藤岡 一男：石狩炭田紅葉山附近の所謂中間層に就いて，矢部教授還暦記念論文集，Vol. 2, 1941
- 8) 長尾 巧：札幌一苦小牧低地帯（石狩低地帯），矢部教授還暦記念論文集，Vol. 2, 1941
- 9) 根本 忠寛・他2：登川図幅説明書，北海道工業試験場報告，No. 5, 1942
- 10) 山田 忍：北海道における火山噴出物の分布について，北海道地質要報，No. 21, 1953

- 11) 松野久也・秦 光男：追分層から *Cyclammina japonica* ASANO の産出，北海道地質要報，No. 30，1956
- 12) 石田正雄・松野久也：石狩一苦小牧低地帯における海成洪積層新産地，地質学雑誌，Vol. 63，No. 747，1957
- 13) 小林 勇・他 3：5 万分の 1 地質図幅「滝川」，および同説明書，北海道開発庁，1957
- 14) 今井 功・角 靖夫：5 万分の 1 地質図幅「富川」，および同説明書，北海道開発庁，1958
- 15) 山口 昇一：5 万分の 1 地質図幅「門別」，および同説明書，地質調査所，1958
- 16) 勝井 義雄：支笏降下軽石堆積物中の化石林について，地質学雑誌，Vol. 64，No. 755，1958
- 17) 土田定次郎：北海道宗谷・日高堆積盆地の微古生物学的研究，石油技術協会誌，Vol. 22，No. 5～Vol. 23，No. 5，1957～1958
- 18) 島田忠夫・矢崎清貫：北海道苫小牧市附近天然ガス予察調査報告，地質調査所月報，Vol. 9，No. 11，1958
- 19) 松野久也・秦 光男：5 万分の 1 地質図幅「追分」，および同説明書，北海道開発庁，1960
- 20) 松野久也・石田正夫：5 万分の 1 地質図幅「早来」，および同説明書，北海道開発庁，1960

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50, 000

MUKAWA

Sapporo, No.54

By

SHŌICHI YAMAGUCHI

(Written in 1959)

(Abstract)

GEOLOGY

The sheet-map area is situated along the Pacific coast, and is in the southeast margin of the so-called Sapporo- Tomakomai depression. Topographically it is divided into three portions, that is, the northern top -flattened hilly land less than 250 m high, the central lowland ranging from 20 to 120 m in height and covered with several terrace deposits of different height, and the western plain occupied mainly by swampy land. As noted above, decreasing the relief from east to west the area passes into the Yūfutsu plain.

The present area called Yūfutsu oil field is covered by no

more than sedimentary rocks of the Neogene Tertiary which, in turn, is overlain by the Quaternary with unconformity. The stratigraphic sequence established therein is shown in Table 1.

NEOGENE TERTIARY

It is a part of the Tertiary formations developed in the southwestern part of the Yūbari mountainland. The Tertiary, exclusive of the strata below the Upper Miocene concealed in the area, is classified into the Karumai and Moebetsu formations.

Karumai formation represented by the so-called hard shale occurs in the axial cores of both Karumai and Mukawa anti - clines, and is in conformable relation to the subjacent Fureoi formation as known in the northern neighbouring Hayakita sheet -map area. The formation, 250 to 320m thick, consists of hard shale, concealed in the area, and its superjacent alternation of sandstone and mudstone which, in turn, is again followed by hard shale. Although macrofossils are scarce, the abundant occurrence of foraminifera indicating the Miocene epoch, together with the stratigraphic position and rock - facies, correlates this formation to the Upper Miocene.

Moebetsu formation, lying conformably on and partly grading into the Karumai formation, is characterized by its predominance of coarse-grained clastics and remarkable lateral change of rock - facies, quite unlike with the underlying formation. The thickness will be estimated at 1500 to 1700 m, although the precise one is difficult to be measured. Generally speaking, it begins with alternation of siltstone, sandstone and hard shale, grades through an alternation of siltstone and sandstone, then massive siltstone and conglomerate, next into sandy siltstone

Table 1

Age		Geologic sequence	Rock-facies	Remarks
Quaternary	Pleistocene -- Recent	Alluvium	Sand, gravel, clay, peat and dune sand	} Volcanic ashes falling } Upheaval and tilting } Peneplanation and tectonic movements
		Terrace deposits	Sand, gravel, clay and peat	
Tertiary	Pliocene	Moebetsu formation	Conglomerate Sandstone Sandy siltstone Massive siltstone Alternation of siltstone and sandstone Alternation of siltstone, sandstone and hard shale	
Neogene	Miocene	Karumai formation ↘	Hard shale Alternation of sandstone and mudstone	Miocene foraminiferal fauna

and sandstone, and ends with conglomerate. Though it is poor in fossils throughout, foraminifera of which *Cyclammina* dominates are yielded from the alternation of the lower part and some ill-preserved bivalves are sporadically present in siltstone. Judging from the stratigraphic position and the occurrence of characteristic foraminifera, the present formation ranges presumably from late Miocene to early Pliocene in age.

QUATERNARY

Terrace deposits, volcanic ash layers and alluvium are included in it. The terrace deposits are built up of sand, gravel and clay. They are thought, though not always, to be of marine origin. The youngest of them seems to be marine in the south of Mukawa, while non-marine in the north, and this character calls the writer's attention to infer the paleogeographic condition of the Sapporo - Tomakomai depression. The deposition of the volcanic ash layers owes its origin to some volcanic eruptions which was after the formation of the lowest terrace and took place in the west beyond the above-mentioned depression. The ash layers are discriminated into five beds named a, b, c, d and e respectively on their general appearance. Of them, the first bed is originated from the eruption of the Tarumae volcano, the age of which is alluvium, and the second, which is pumiceous, is from the eruption of the Shikotsu volcano of late Pleistocene in age. The alluvium comprises the deposits formed in flood plain, swampy land and beach, and they consist of sand, gravel, clay, peat and dune sand.

GEOLOGIC STRUCTURE

Being deformed by severe tectonic movements having advanced from the meridional zone of Hokkaidō to the west, the Tertiary domain of the map-area affords some tectonic lines with

parallel direction to the main tectonic lines prevalent in the meridional zone. Of tectonic elements found therein, the important ones are the Ninomiya and Azuma faults and then the two anticlines named Karumai and Mukawa.

ECONOMIC GEOLOGY

Both of the Karumai, exclusive of its northern part, and Mukawa anticlinal areas have been considered as oil fields and explored, but no abundant production of petroleum is as yet reported. Natural gas springing in the western plain is known to be of little economic value through explorations.

昭和 35 年 8 月 1 日印刷

昭和 35 年 8 月 8 日発行

工業技術院
地質調査所
著作権所有

印刷者 笠井朝義

印刷所 笠井出版印刷社

EXPLANATORY TEXT OF THE GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

MUKAWA

(Sapporo-54)

By

SHŌICHI YAMAGUCHI

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1 9 6 0