
5 萬分の 1 地質図幅説明書

初 浦

(旭川一第 25 号)

地 質 調 査 所

昭和 36 年

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

5 萬分の 1 地質図幅説明書

初 浦

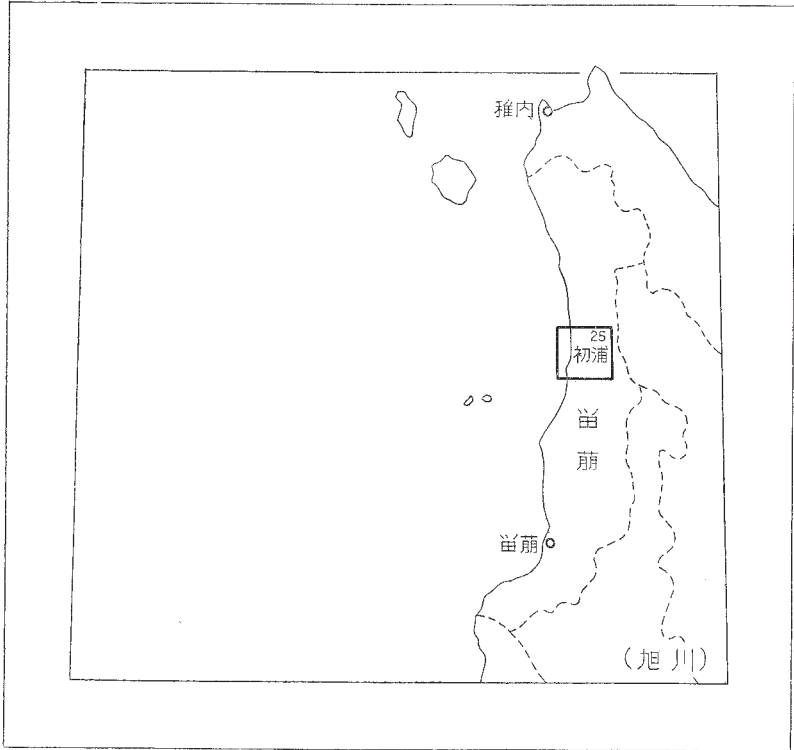
(旭川一第 25 号)

通商産業技官 秦 光 男

地 質 調 査 所

昭 和 36 年

位置図



()は1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	4
II. 1 概説	4
II. 2 白堊系	7
II. 2. 1 オソウシナイ層	7
II. 2. 2 函淵層群	9
II. 3 新第三系	11
II. 3. 1 三毛別層	12
II. 3. 2 築別層	14
II. 3. 3 古丹別層	17
II. 3. 4 金駒内層	27
II. 3. 5 東野層	31
II. 3. 6 金駒内層および東野層産出化石	36
II. 3. 7 遠別層	38
II. 3. 8 茂築別層	41
II. 4 第四系	45
II. 4. 1 段丘堆積層	45
II. 4. 2 沖積層	50
II. 5 地質構造	50
III. 応用地質	54
III. 1 石油およびガス	54
III. 2 石炭	55
III. 3 鉱泉	55
III. 4 砂鉱床	56
III. 5 その他	57

文 献..... 57
Abstract..... 1

初 浦

(旭川一第 25 号)

本図幅の野外調査は、昭和 32 年から同 33 年にかけて、延べ 160 日間にわたって行なわれた。調査にあたって遠別川流域、および初浦地域の一部は当所角靖夫技官の資料を参考にした。

室内作業は北海道支所において行なわれた。白堊系の動物化石の鑑定は当所田中啓策技官によった。新第三系の貝化石に関しては主として角技官が鑑定と総括を行ない、その群集の解析などを試みた。なお一部の第三系貝化石の同定に当って、北海道大学の魚住悟・藤江力両学士、東京教育大学菅野三郎博士に教示をいただき、また当所大山桂・松野久也・水野篤行技官の協力も得た。さらに、有孔虫化石の鑑定は東北大学の浅野清・高柳洋吉両博士にお願いした。

なお、本調査には航空写真による河川図(約 3 万分の 1)および地理調査所発行の 2 万 5 千分の 1 の地形図を使用した。

I. 地 形

本図幅地域は、北海道西北部の天塩山脈西部に位置し、西側は日本海に臨んでいる。

地形的には大別して海岸地域(西部)、中部地域および東部地域に分けられ、後 2 者はいずれも山地地帯である。

海岸地域は、海岸線から内陸約 4km 以内の地帯で、標高 100m 以下の低平な地貌を呈する地域である。新第三系の地層を基盤として、第四系の海成段丘・河岸段丘および沖積層が主として発達している。

これらの段丘のうち広範囲な分布をなすものは、域内の高位面を形成する登駒内面(A 面)で、域内全域に発達している(図版 1 参照)。



L: 初山別川 S: 日本海 T: 段丘 (A面)

図版1 海岸地域に発達する段丘 (初浦市街南部から北方を写す)

このほか、初浦・豊岬・歌越地域では登駒内面以下に河岸段丘を含め、3～4段の段丘面が形成されている。

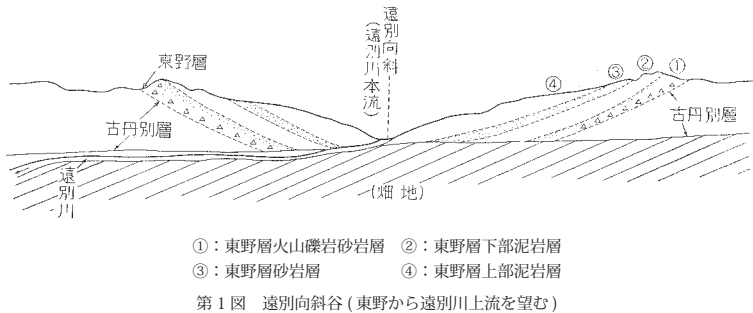
海岸線は歌越以南では、各河川の河口をのぞいてほとんどが海蝕崖をなしており、新第三系の地層あるいは段丘堆積物の標式的露出をなしている。この海蝕崖の高さは最大30数mに達するところがある。汀線と海蝕崖との間は通常幅員10～30mの砂浜で、もっとも広いところでも40m以内である。

中部地域および東部地域は、いずれもその大部分が新第三系の地層で占められる山地で、SSEからNNWの方向に流れ下る遠別川が、中部地域と東部地域との境をなしている。

中部地域は、その大半が古丹別層中～上部の分布する区域にあたり、開析の進んだ低山地であって、遠別川流域と西方流域との分水嶺をなす海拔500m以内の峰を境とし、西方に緩傾斜し、東方に急傾斜をなしている。なお、歌越別背斜東翼では古丹別層上部の凝灰岩(tf₃)が、数10mの厚さとなって良く発達しており、とくに凝灰岩上部の細粒凝灰岩は堅硬であるために、谷で常に高さ10数mに及ぶ滝を形成し、山腹にも劃然たる地形差を表わしている(22頁図版2参照)。

東部地域もまたその大半が古丹別層の分布する地域で、山地は遠別川から東方に緩傾斜を示して高くなっている。域内では標高550.4mを有する三ツ山(東野層下部の火山礫岩砂岩層からなる)をのぞいて、海拔400m以下のよく開析された低山地である。

東野層の下部を占める火山円礫岩～凝灰角礫岩は、下位の古丹別層より侵蝕に対する抵抗が強いために、一般に凸出し、しばしば枝尾根や急峻な山腹面をつくっている。したがって地形の差から両地層の境界が容易に判別できる。しかも遠別川が丁度向斜軸上を流れる典型的な向斜谷をなしているために、その両側の山地に対称的な山形が現われている(第1図参照)。



河川のおもなものには、遠別川・モオタコシベツ川・オタコシベツ川・登駒内川・北風連別川・風連別川・茂初山別川・初山別川などがある。これらのうち遠別川がとくに大きく、延長数10kmで、図幅地域内ではSSE-NNW方向に流れ、北隣遠別図幅地域内で西流して日本海に注いでいる。遠別川は両側にほぼ東西方向の多くの支谷をようしている。東側の支谷が大きく、そのおもなものにパンケホロベツ沢・ペンケホロベツ沢・オモシルシベツ沢・ペウリウエンベツ沢・ヌプリケシオマップ川・ヌプリパオマナイ川・鉄砲沢などがある。また、遠別川の主流部は“向斜谷”を形成するもので流路はほぼ軸部にあたる。

モオタコシベツ川以南の河川は、いずれも西流して日本海に注いでおり、これらのうち初山別川がもっとも大きい。

なお、遠別川の主流部をのぞく各河川は、いずれも新第三紀層の褶曲構造を横切って流れている。

本地域は、近年まで夏期間だけに沿岸を通るバスの便があるのみで、冬期の交通機関は皆無の状態であったが、昭和33年に築別―遠別間の国鉄路線(羽幌線・留萌―幌延間)が完成し、現在では域内に5カ所の乗降駅ができ、便利な地となった。

白堊系は本地域の最下位の地層であって、北東隅のパンケホロベツ背斜部を構成して分布し、域内では上部蝦夷層群のオソウシナイ層・函淵層群の函淵層が露出している。

新第三系は本図幅地域南方の羽幌炭田地域における下部の地層が露出せず^{註1)}、域内では下位から三毛別層・築別層・古丹別層・金駒内層・東野層・遠別層および茂築別層に分けられる。

三毛別層は南方の標式地³⁷⁾では羽幌層(陸成夾炭層)を不整合に覆い、下部の砂岩層、上部の砂岩泥岩互層に分けられる海成層で貝化石を多産する。これは菅野・松野³³⁾により三毛別動物群と呼ばれたもので、その生棲環境をみると、「やゝ温暖な生物群で北海道中央南部の滝の上動物群、および東北地方の門の沢動物群に対比される。」といわれている。中新世中期に始まる海進初期の地層で、域内ではその上部、すなわち、砂岩泥岩互層のみが築別背斜断層東部(築別背斜東翼部にあたる)にあらわれている。

築別層は砂岩から泥岩にいたる一堆積周期をなす地層で、南西部では下位の三毛別層を、北東部では白堊系を不整合に覆って発達している。すなわち、その海の拡がり大きく、また、本地層から産する貝化石は築別動物群と呼ばれ、やゝ寒冷な環境を示し三毛別層とは相当に堆積環境を異にしているものと考えられる。

古丹別層は本地域でもっとも広く分布する。築別層を不整合に覆い、主として一周期が礫岩・砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩にいたる順序で繰り返しつつ累重する厚い地層である。大局的にみれば、築別層から引き続く堆積盆の沈降運動が盛んになり(この場合日高造山運動と密接な関係にあり、東部山塊はおそらく上昇期にあったと思われる)、後背地から反復的に大量の材料が供給された結果とみなされる。なお、本層を大きくみると下部が泥相、主部が周期的累層、上部が泥相に富んでいることから、この特異な地層を形成した構造運動は中期でもっとも顕著であったと察せられる。

ついで、古丹別層を不整合に被覆して、中新世後期の金駒内層および東野層が発達する。東野層は“硬質頁岩”を主体とするもので北方の稚内層に相当し、金駒内層は多少堆積環境が異なりシルト岩を主体としており、東野層中～下部相当の異相であ

註1) 羽幌炭田地域³⁷⁾では白堊系を不整合(?)に覆って時代未詳のパンケ層があり、さらにそれを不整合に覆って新第三紀中新世中～古期の羽幌層(陸成の夾炭層)が発達している。この図幅地域では三毛別層(中新世中期)以後の地層が発達分布している。

る^{註2)}。兩層の基底部には安山岩質の火山角礫岩および火山円礫岩がかなり(とくに東野層で量が多い)存在し、同時期の火成活動が活撥であったことがうかがわれる^{註3)}。なお、本層準からは多くの海棲貝化石を産する。下部(基底部)では浅海種が多く、中・上部には下浅海—上深海区の種が多い。全体として“峠下動物群”・“稚内動物群”に相当するようである。古丹別層との関係は前に述べたように緩傾斜不整合で、褶曲軸が多少位置を異にすることからも、天塩中部および留萌地域¹³⁾にみられると同様な地殻運動があったことはほぼ確実であろう。

遠別層は前述の地層から漸移し、全層無層理塊状で青灰色～灰色の珪藻土質泥岩を主とし、貝化石・珪藻の遺殻を含有し、安定した海成層である。たゞし、西部地域の基底部に偽層する浅海性の中粒砂岩層を堆積せしめていることは、他の地域と異なった堆積過程を示している。この砂岩は金駒内背斜部でもっとも厚く、また前記金駒内層が東部に較べて砂質であることから、おそらく築別背斜—金駒内背斜部は、中新世中期～後期にかけて一時相対的な隆起部をなしていたのではなかろうかと推察される。

これに引き続いて発達する茂築別層は、砂岩を主体とし、上部に礫岩を挟有し、炭質物片を多く含有する浅海性堆積物からなっている。下位との関係は整合漸移であるが、産出する貝化石は *Pecten (Fortipecten) takahashii* (YOKOYAMA) などの鮮新世を指示する“滝川動物群”である。

茂築別層の堆積後、これらの地層は大きな地殻変動を蒙り、現在みられるような褶曲構造が完成し、かつ断層によって切断されるにいたった。

続いて、変動によって転位した上述の地層は削剝を受け、海岸地域は海蝕を受けて、登駒内面(登駒内層)以下の3～4段の海岸段丘堆積層、および河岸段丘堆積層が形成された。すなわち、更新世になってから地盤は多少の上下運動を行ないながらも、全体的に多少北方へ傾いた隆起を続け、現世に到って海岸および河川流域に沖積層が形成された。

註2) 北隣遠別図幅調査の折、東野層上部泥岩の一部が西方へ廻り込んで遠別層のシルト質泥岩と指交する関係が明らかとなった。

註3) 遠別川上流および東隣共和図幅地域内から雨竜地域にかけて、同時期の莫大な火山噴出岩類が知られている。

II. 2 白 堊 系

本地域における基盤岩をなす白堊紀層は、域内北東部の東野断層以東、すなわち、パンケホロベツ背斜部を構成する小地域に露出する。上部白堊系最上部浦河統?～ヘトナイ統にかけての地層で、下位からオソウシナイ層および函淵層群に区分される。

II. 2 1 オソウシナイ層^{註4)}(Ou)

本層はパンケホロベツ沢からペウリウエンベツ沢上流にかけて分布し、パンケホロベツ背斜軸部を構成している。

本層は泥相を主体とするもので、域外東部で高橋功二²⁹⁾によってI～V層まで分帯されているが、このうち域内ではその一部分しか露出していない。

域内での下部は、塊状の暗灰色～黝色の泥岩を主体とし、径1～5cmの泥灰岩団球を多く含んでいる。このほかときには薄い(0.5～1cm)灰色～灰白色の凝灰質泥岩と互層をなし、美しい縞状を呈することもある。

その上部は、比較的塊状で暗灰色のシルト質泥岩からなり、泥灰岩団球を多含し、また、ときに炭質物片を多少含んでいる。

本層中の泥灰岩団球およびシルト質泥岩中からは、第2表のような動物化石を産する。なお、表には域内における比較的下部と上部とに分けて示した。

第2表 オソウシナイ層産出化石表

Molluscan Fossils from the Osoushinai Formation

(下部)

Phyllopachyceras ezoense (YOKOYAMA)

Gaudryceras cf. *denseplicatum* (JIMBO)

G. *tenuiliratum* YABE

Hauriceras (s. l.) sp.

Polyptychoceras cf. *haradanum* (YOKOYAMA)

P. *pseudogaultinum* (YOKOYAMA)

P. sp.

Baculites sp.

註4) 本層名は井島信五郎¹¹⁾によって命名されたウソブシナイ層と同層準、同義のものであるが、ウソブシナイの地名はオソウシナイの誤りであるため高橋功二²⁹⁾によってオソウシナイ層と再度命名された。

Inoceramus cf. *ezoensis* YOKOYAMA

I. *orientalis* SOKOLOW

Cf. *Nanonaris* sp.

Propeamusium cowperi WARING var. *yubarensis* YABE & NAGAO

Lucina (*Myrtea*) cf. *ezoensis* NAGAO

(上部)

Neophylloceras cf. *hetonaiense* MATSUMOTO

Phyllopachyceras ezoense (YOKOYAMA)

Gaudryceras striatum (JIMBO)

G. sp.

Damesites sugata (FORBES)

Neopuzosia sp.

Canadoceras cf. *multicostatum* MATSUMOTO

Polyptychoceras sp.

Inoceramus orientalis SOKOLOW var. *ambiguus* NAGAO & MATSUMOTO

Lucina (*Myrtea*) cf. *ezoensis* NAGAO

Scurria cassidaria (YOKOYAMA)

なお、高柳洋吉⁴⁰⁾はパンケホロベツ沢の本層中から次のような有孔虫化石を報告している。

Bramletteia ezoensis TAKAYANAGI

Citharina geisendörferi costata TAKAYANAGI

C. sp.

Cyclammnina asanoi TAKAYANAGI

Dentalina basiplanta CUSHMAN

D. *gracilis* d'ORBIGNY

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN

Gyroidina depressa (ALTH)

G. *globosa orbicella* BANDY

Haplophragmoides obesus TAKAYANAGI

Höglundina supracretacea (ten DAM)

Marginulina cf. *dorsata* CUSHMAN

Robulus matsumotoi TAKAYANAGI

R. *rumoiensis* TAKAYANAGI

Textularia ? sp.

Bathysiphon sp.

このほか、パンケホロベツ沢で次のような有孔虫化石を産した。

Bramlettia ezoensis TAKAYANAGI

Haplophragmoides obcsus TAKAYANAGI

Robulus sp.

層厚は下限不明であるが、域内で最厚 250m ある。

本層の時代は、前述の通り下限不明であり、また、示準となる化石帯が明瞭でないので断定できないが、浦河統最上部からヘトナイ統下部に属するものであろう。

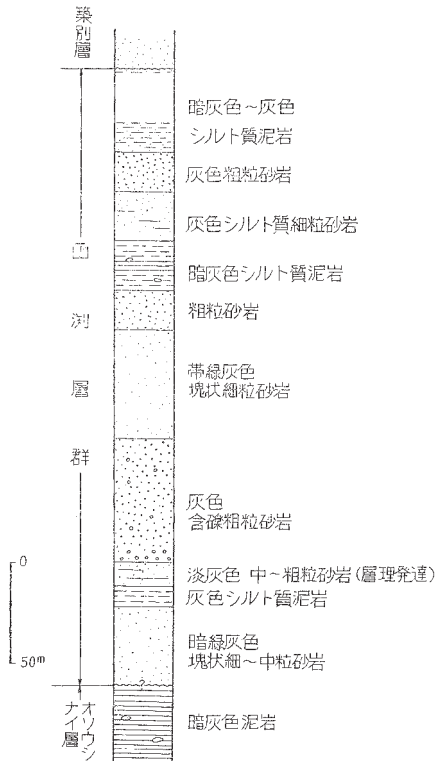
II. 2. 2 函 淵 層 群 (Ha)

本層群は、前述のオソウシナイ層を覆ってパンケホロベツ背斜両翼に分布している。下位層との関係は高橋功二²⁹⁾註5)によって不整合であるとされているが、域内ではこの関係を明らかにすることができなかつた。なお、硬質な砂岩を主体とする本層は、下位の泥岩と異なり、多くの滝などを形成し、明らかな地形差を示して分布している。

本層の基底部は、暗緑灰色、塊状の細～中粒砂岩からなり、下位の泥岩と接している。この砂岩は一般に緑色の斑点の多い特徴をもち、まれに赤い粒(おそらくチャート)を含んでいる。鏡下ではかなり凝灰質で、緑色粒(海緑石?)・斜長石・黒雲母・角閃石などが多く、ほかに安山岩・粘板岩・チャート・古期砂岩などの細粒が観察される。

本層の主部は、主として灰色凝灰質砂岩と暗灰色シルト質泥岩との厚互層からなる。砂岩層はそれぞれ粒度を異にするが、基底から 60～130m にかけてとくに含礫の粗い部分があり、ときに礫岩をレンズ状に挟んでいる。この砂岩から上部にかけては、一般に凝灰質物あるいは凝灰岩を多く挟有している。また、炭質物も多く、ときに炭質頁岩や石炭の薄層を挟有することがある。凝灰質砂岩はいずれも鏡下で、角閃石・黒雲母・石英・斜長石および安山岩粒を多く含んでいる。凝灰岩も灰白色の黒雲母石英安山岩質のもので、この時期には酸性の火成活動が活撥であったものと推察される。シルト質泥岩は、砂岩に較べて薄く、暗灰色を呈する。これはまた下位のオソウシナ

註5) 高橋功二はこの層準の地層を安川層群と命名し、6つに分帯している。



第2図 函淵層群柱状図(オモシロ川)

イ層の泥岩に較べて淘汰は悪く、かつ炭質物を多く含んでいる。また、泥灰質団球も少なく、団球中にも炭質物が多いので容易に区別できる。

なお、東野断層とその東に並列する断層との間に分布する本層は、断層形成による破碎作用をかなり蒙っており、層準も明らかでないが、パンケホロベツ沢二股上流の小沢で綠色砂岩中から *Inoceramus* の破片を産するので、おそらくパンケホロベツ背斜西翼部にあたる函淵層群中上部に位置するものと思われる。岩相は綠色砂岩層と泥灰岩団球、凝灰岩薄層および炭質物を含む灰色泥質シルト岩とからなる。

本層中の泥灰質団球およびシルト質団塊から第3表のような動物化石を産した。

第3表 函淵層群産出化石表

Molluscan Fossils from the Hakobuchi Group

Canadoceras kossmati MATSUMOTO*Metaplacenticeras subtilistriatum* (JIMBO)*Cymatoceras* sp. (Nautiloidea)*Inoceramus schmidti* MICHAEL

(転石中確実に本層から産するものと思われるもの)

Neophylloceras subramosum SHIMIZU*Gaudryceras denseplicatum* (JIMBO)*G. tenuiliratum* var. *substriata* MATSUMOTO*Inoceramus schmidti* MICHAEL

このほか、ペンケホロボツ沢上流の本層上部中から *Hormosina* sp., *Nodosaria* cf. *longiscata* d'ORBIGNY 等の有孔虫化石を産した。

本層の層厚は、場所によっては第三系の築別層によってかなり削られているが、本地域内では 300m 内外ある。

本層の時代は、今回採集した化石が少ないので全層については不明であるが、中部の砂岩中にヘトナイ統下部を指示する *Canadoceras kossmati* MATSUMOTO を産することから、少なくともこの砂岩層から下位はヘトナイ統下部に属するものである。

II. 3 新第三系

本地域の主構成員をなす新第三系は、概説で述べたように三毛別層から茂築別層まで分けられる。これらはいずれも海成層で、古丹別層・遠別層を除く各層から時代を指示する貝化石を産する。すなわち、三毛別層からは特有の動物群を産し、大体北海道中央南部の滝の上動物群、東北地方の門ノ沢動物群に対比され、中新世中期を示すと考えられている。築別層の動物群は三毛別層から引き続いて出現するもののほかに峠下動物群の要素の 1 つである *Serripes* spp. を産することから、峠下より古く、滝の上よりも新しい動物群といえる。東野層および金駒内層の貝化石は中新世後期とみられている峠下動物群、および稚内動物群に相応するものである。茂築別層からは“滝川動物群”に対比される動物群 (*Fortipecten takahashii* YOK. 等) を産し、鮮新世を示している。

なお、本地域においては東野層・金駒内層以下の各地層はいずれも不整合関係にあり、他の地域といささか異なった堆積過程を経てきたことがうかがわれる。

本図幅地域の層序と既知層序および隣接図幅との関係を第4表に示す。

第4表

植村 葵巴 男 ³¹ 1928		石田 義雄 ³² 1930		千谷 好之助 ³³ 1943		C. C. C. 対比試案 1949		松野・木野 ³⁷⁾ 1960		案 1960	
更新? 最上部層		最上部層	砂岩・砂質頁岩・礫岩			湖路礫	苫前層				
鮮 新	遠別層	上部	勇知層	上部	金北羅岬砂岩層	高川階	茂築別層	茂築別層	茂築別層		
	砂岩互層互層		砂岩層				砂質頁岩層	遠別層	遠別層	遠別層	
	初山別層	中部	龍内層	中部	初山別層	推内階	遠別層	遠別層	遠別層		
	砂岩互層互層		増巻層				砂質頁岩層	金北羅層	金駒内層	金駒内層	東野層
古丹別層	下部	エヘスロベツ暗灰色頁岩	下部	古丹別層	川端階	金駒内層	金駒内層	金駒内層			
上部砂岩層		鬼志別頁岩層(含介化石層)				礫質頁岩層	礫質頁岩層	礫質頁岩層	礫質頁岩層	礫質頁岩層	礫質頁岩層
築別層	頁岩層						築別層	築別層	築別層		
下部砂岩層							築別層	築別層	築別層		
中 新	羽幌層	古第三紀層	含炭層				羽幌層	羽幌層	羽幌層		
	砂岩頁岩互層										
白 堊 紀		白堊紀層					白堊系	白堊系	白堊系		

II. 3. 1 三毛別層^{註6)}(Sk)

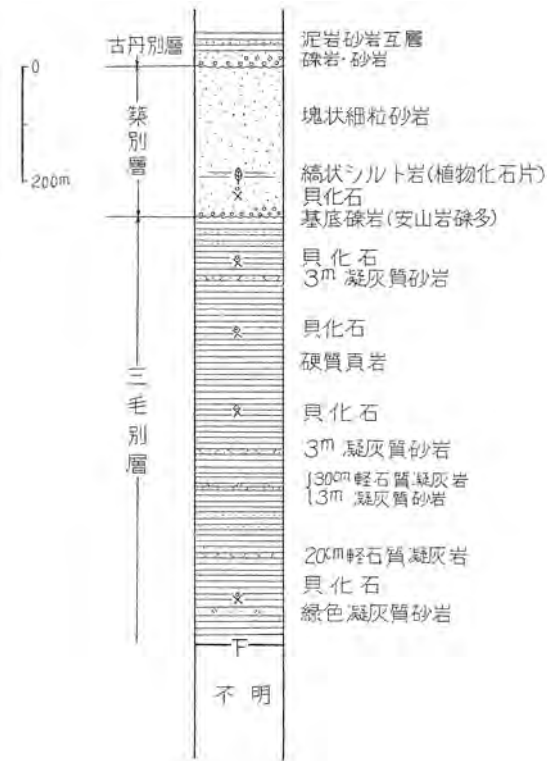
本層は、域内の新第三系最下位の地層で、南隣築別炭礫図幅地域内で標式的発達をなしているもの上半部にあたる^{註7)}。域内では築別背斜断層の東に狭小な分布をなし、上位の築別層に不整合に覆われている。なお、下限は上記の断層によって切られており明らかでない。

本層は前に述べたように、築別炭礫図幅³⁷⁾の三毛別層上部の砂岩頁岩互層部にあたり、主として板状を呈する硬質頁岩、塊状の硬質泥岩および凝灰質砂岩の互層からな

註6) 本地層名は松野久也・木野義人³⁷⁾によって新しく命名されたものである。本層は従来築別層の下部とされていた地層であるが、上半部との関係は不整合であり、これを境として上下の地層から産する動物化石群には顕著な差が認められ³⁰⁾³⁴⁾、かつ従来周辺地域で築別層と呼ばれていた地層はほとんど不整合より上位の地層に相当するため上半部を築別層と再定義し、下半部の地層に対して三毛別層と命名した。

註7) 標式地における三毛別層は、羽幌層を不整合に覆う海成層で、下位から砂岩層・砂岩頁岩互層に区分され、砂岩層は灰色凝灰質細～中粒砂岩からなり、砂岩頁岩互層は凝灰岩を挟有する凝灰質灰色砂岩と灰色硬質頁岩との互層を主体とし、前者は0～270m、後者は0～600mの層厚を有する(築別炭礫図幅参照)。

り、凝灰岩の薄層を挟有している（第3図参照）。



第3図 三毛別層・築別層柱状図(白茶内川～初山別川)

硬質頁岩および硬質泥岩は、灰色～暗灰色を呈し、風化すると黄褐色を帯びた稜角のある小片に破碎し、後述の東野層の硬質頁岩に近似した性質をもっている。砂岩は灰色細粒～中粒で、一般に凝灰質であり、ところによって軽石粒を散含することが多い(鏡下で砂粒は粘板岩・古期砂岩・珪岩など古期岩類のほか、破片状の斜長石・石英・黒雲母や安山岩片、緑泥石などを多く含んでいる)。凝灰岩は灰白色を呈する軽石質凝灰岩で、石英安山岩質である。

なお、本層は硬質頁岩を主体としており、他の地層に較べて硬く、かつ侵蝕され難いため顕著な尾根をなして分布している。

本層の硬質頁岩および泥岩から第5表のような海棲貝化石を産した。このほか、泥岩から珪藻を産する。

第5表 三毛別層産出化石表

Molluscan Fossils from the Sankebetsu Formation

<i>Acila (Acila) vigilia elongata</i> NAGAO & HUZIOKA	F
<i>Ennucula haboroensis</i> KANNO & MATSUNO	C
<i>Malletia</i> sp.	F~C
<i>Nuculana (Thestyloda)</i> sp.	C~A
<i>Portlandia (Megayoldia)</i> cf. <i>thraciaeformis</i> (STORER)	R
<i>P. (Portlandella) tokunagai hayasakai</i> UOZUMI	C
<i>Yoldia (Cnesterium)</i> cf. <i>notabilis</i> YOKOYAMA	R
<i>Macoma (Macoma)</i> cf. <i>calcareea</i> (GMELIN)	R
<i>M. (Macoma)</i> sp.	R
<i>Periploma besshoensis</i> (YOKOYAMA)	F
<i>Turritella fortirlata chikubetsuensis</i> KOTAKA	R
Echinoidea	F

産出は8産地での量と頻度を総合して、相対的に示したものである。

A:多, C:普通, F:少, R:まれを示す。

なお、標式地の三毛別層から産する貝化石については菅野・松野によって数多くの特徴ある種が報告されている³³⁾。これによるとこの三毛別動物群はやゝ温暖な環境を示す生物群であり、北海道中央南部の滝の上動物群、東北地方の門ノ沢動物群に対比されている。

本層の層厚は下位が断層で切られているので明らかでないが、740m以上を算する。

II. 3. 2 築別層^{註8)}

本層は、築別背斜断層東部の初山別川本流沿いに分布するものと、域内北東部東野断層の東部、すなわち、パンケホロベツ背斜両翼に分布するものがある。前者は下位の三毛別層を不整合に覆い、後者^{註9)}は三毛別層以下の新第三紀層を欠いて、直接白

註8) 本層は三毛別層の項で述べたように、松野久也・木野義人³⁷⁾によって再定義された築別層で、標式地で下位から砂岩層および泥岩層に区分されている。

註9) 当地域の東隣、すなわち、共和図幅³⁹⁾地域においては、後述する砂岩層および泥岩層にそれぞれ大和層・榛木沢層と命名されているが、両者が砂岩から泥岩にいたる堆積の周期をなしていることは、南部地域における築別層と同様であるので、本層名を採用した。

聖紀の函淵層群を不整合に覆って発達しており、この点兩地域における堆積の状況は同一ではない。しかし、兩地域の地層は岩相、産出化石^{註10)}、堆積様式および層序などの類似から同一層準の地層といい得る。

砂 岩 (Ch₁)

本岩は、前述の通り兩地域に発達しているので地域別に記述する。

初浦地域における本岩は、通常厚さ4～5mの基底礫岩を有し、三毛別層の硬質頁岩および灰色砂岩と接している。ただし、蝶々内川上流以北の地域ではその厚さを減じ、砂岩が直接しているところもある。礫岩の礫は、径5cm内外で古期岩類のほか安山岩の礫が非常に多い^{註11)}。

この安山岩は、肉眼的に暗灰色、緻密な輝石安山岩で、変質して緑色を帯びているものがある。鏡下では、斑晶は斜長石>普通輝石>紫蘇輝石からなる。斜長石は長柱状で中性長石の性質を示し、多少炭酸塩化して汚濁している。輝石類はともに緑泥石化し、比較的新鮮なものには普通輝石がある。石基はガラス基流晶質で、短冊状の斜長石、粒状の輝石、ガラスおよび鉄鉱からなる。

主部をなす砂岩は、灰色～帯緑灰色の細粒砂岩で、上下を通じて比較的均質で塊状を呈している。砂粒は多少凝灰質で破碎された斜長石・輝石類・安山岩片・緑泥石・海緑石などが含まれている。

基底から約100mのところには植物化石の破片を多く含み、縞状を呈する部分があった。

域内の本岩からは第6表のような海棲貝化石を産したが、散点的であり、種および個体数ともに少ない。

なお、域外標式地付近では貝化石を多産し、菅野・松野³⁰⁾によってすでに報告されている。

パンケホロボツ背斜兩翼部における本岩は、帯緑灰色～暗緑色を呈する凝灰質塊状の細～中粒砂岩で、砂粒は初浦地域の砂岩に較べて海緑石、緑泥石化された半不透明物質および軽石片が多い。肉眼的にとくに緑色(海緑石・緑泥石が多いため)が濃く

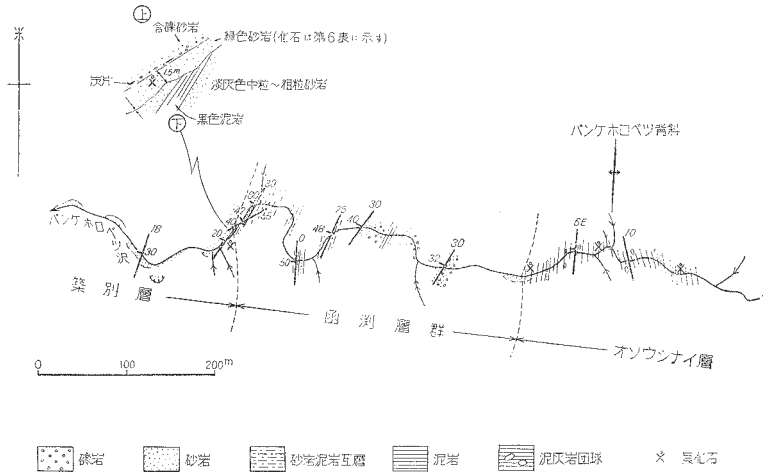
註10) 東隣共和函幅地域内の本層準(前述の大和層)中から *Mercenaria chitaniana* (YOKOYAMA), *M. y-iizukai* (KANEHARA), *Peronidea* sp. (*t-matsumotoi*), *Cardium* sp., *Phoradidea* sp.などを産しており、築別動物群の要素が多い。

註11) 標式地の築別川流域³⁷⁾および北隣遠別函幅³⁸⁾地域内の本層準基底礫岩中には、ともに同質の安山岩の礫が多い。

函淵層群の緑色砂岩に近似している註 12)。

下部には小礫・泥のPATCHおよび炭質物などを含むが基底には“基底礫岩”は顕著でなく、第 4 図のように函淵層群と傾斜不整合で接している。

域内では海棲貝化石は少ないが、第 4 図に示すパンケホロベツ沢で背斜西翼の基底部から第 6 表のような貝化石を産した。



第 4 図 パンケホロベツ沢上流における (スケッチ) 築別層 (第三系) と函淵層群 (白堊系) との関係

第 6 表 築別層産出化石表

Molluscan Fossils from the Chikubetsu Formation

(パンケホロベツ沢, 基底部砂岩層中)

<i>Arca</i> sp.	R
<i>Mytilus</i> cf. <i>crassitesta</i> LISCHIKE	F
<i>Chlamys</i> (<i>Chlamys</i>) <i>swifti</i> (BERNARDI)	F
<i>C.</i> (<i>Chlamys</i>) sp. (<i>swifti</i> と異なる)	R
<i>Ostrea</i> sp.	C
<i>Pisula</i> sp.	F
<i>Macoma</i> (<i>Macoma</i>) sp.	R

註 12) このことは、おそらく函淵層群の緑色砂岩を多く 2 次的に堆積せしめたものと思われる。しかし、この砂岩は函淵層群の砂岩よりは淘汰されており、また軟かい。

<i>Hiatella</i> sp.	C
<i>Turridae</i> gen. & sp. indet.	R
<i>Tectonatica</i> cf. <i>ezoana</i> KANNO & MATSUNO	C
<i>Terebratalia</i> sp.	C
(初山別川小沢, 砂岩層中)	
<i>Anadara</i> (<i>Anadara</i>) sp.	F
<i>Chlamys</i> sp.	F
<i>Macoma</i> (<i>Macoma</i>) cf. <i>tokyoensis</i> MAKIYAMA	F
<i>Spisura</i> (<i>Mactromeris</i>) <i>voyi</i> (GABB)	C~A
<i>Tectonatica</i> sp.	R
<i>Buccinidae</i> cf. <i>Siphonalia</i> sp.	R

産出量; A:多, C:普通, F:少, R:まれ

本地域における層厚は両翼においてかなりの差がある。すなわち、西翼では約 150m もあるが、東翼ではわずかに 20 ~ 40m にすぎない。

泥 岩 (Ch₂)

本岩は、パンケホロベツ背斜東翼および初浦地域の初山別断層の東側にその一部が分布し、前者の西翼および後者の砂岩層上部にはその分布を見ない^{註13)}。

泥岩は暗灰色～黒色を呈し、凝灰質である。主として塊状緻密で砂岩をほとんど含まないが、まれに軽石粒および軽石質凝灰岩をレンズ状に挟有することがある。風化すると暗灰色～帯褐灰色を呈し、方形状に破碎して細片となる。

本岩中には貝化石はほとんど見当らず、*Makiyama* sp. および *Cyclammina* sp. を多く産するのみである。

本層の層厚は約 30m である。

II. 3. 3 古丹別層 (Kt)

本層は域内面積の過半部を占めており、遠別向斜あるいは歌越別背斜などの雄大な褶曲構造に支配されて広く分布している。下位の築別層とは軽微な不整合関係にある。

本層は天北北部地方⁴⁾⁶⁾の増幌層、あるいは夕張地方³⁴⁾の川端層などに対比されるも

註13) このことは、上位の古丹別層によって削られたものと思われる。しかし、地域によっては厚さにかかなりの差があり、かつ古丹別層の一般的な削り方と無関係にある場合が見受けられるので、あるいは地域によって堆積量に差があったものとも考えられる。

ので、脊梁山脈西部の著しい沈降帯に生じた特異な地層で、域内でも層厚 3,000m 以上にも達している。

本層は砂岩泥岩互層あるいは礫岩から始まり砂岩・砂岩泥岩互層を経て泥岩に終る整然とした周期的^{註4)}な累重をなしている地層である。このほか本地域では石英粗面岩質の凝灰岩 ($tf_1 \sim tf_3$) が 3 枚あって、きわめて連続性が良く広範囲に追跡できるので、これら堆積層の解析に実により鍵層となっている。なお、周期的な累重のほか、域内では下部および中部に“乱堆積物”が存在する。

これらの周期的な堆積をなしている域内中央北部の模式的な岩相図と、おもな河川流域における柱状図とを示すと第 5, 6 図の通りである。

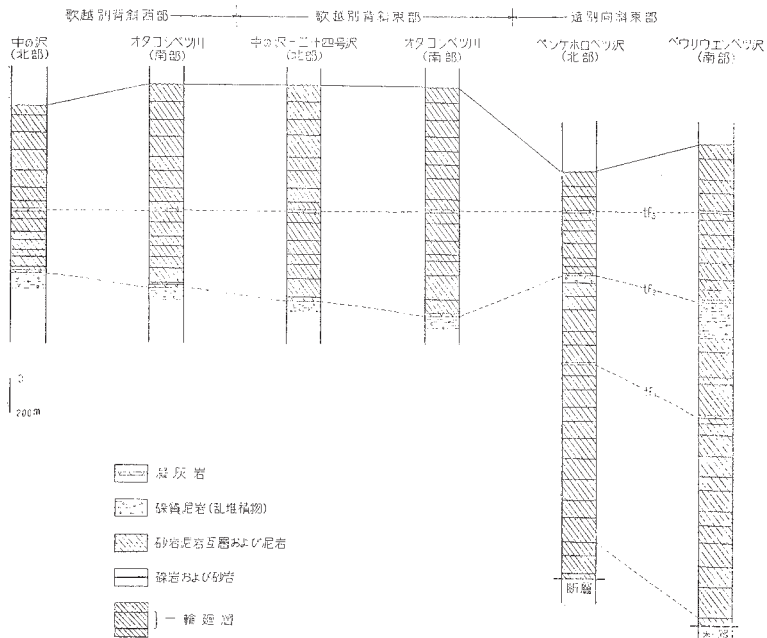
周期的な輪廻層の標式的なものは、第 8 図に示されるもので礫岩に始まり順次細くなり不明瞭に砂岩に漸移し、ついで泥岩と砂岩の互層を経て泥岩に終わっている。しかし、各輪廻層は完全に泥岩まで完成しているとは限らず、層準によって多少異なっている。このような場合の多くは、砂岩泥岩互層部につづいて次の輪廻層の礫岩の堆積が始まっていることが多く、砂岩部から次の礫岩が始まっている例は少ない。後者の場合はしばしば層間不整合を伴っている。

このほか、層間褶曲や偽層などはごくまれである。

礫岩は普通輪廻層の最下位にあつて、下位の輪廻層との接着面はきわめて顕著な平坦面をなしている。礫岩の発達度は、地域と層準とによって異なる。すなわち、南東部地域の中部で輪廻層のもっとも発達している部分で最大の厚さ (20m 以上) を有し、かつ、礫の大きさもとくに大きく、30cm 以上にも達するものが見受けられる。一般には 5cm 以下のものが多く、下部から上部に向かって徐々に礫の大きさを減じ、次第に砂岩へと移化している。

礫種は、黒色粘板岩・古期砂岩・珪岩・チャート・花崗岩・閃緑岩・石灰岩・優白岩・古期安山岩などの古期岩を主とし、まれにホルンフェルス・蛇紋岩および第三層の泥岩・砂岩などを含んでいる。これらのうち、とくに黒色粘板岩が多く、このために礫岩の多くは黒色を帯びており、花崗岩や石灰岩などの白色を呈する礫が斑点状に観察される。なお、花崗岩の礫は中部でもっとも多く、とくに南東部地域 (ペウリウエンベツ沢―北風連別川以南) では全体の数 10% にも及ぶところが多い。花崗岩

註 14) 松野久也はこの一周期に対して輪廻層という名称を用いた (文献 30, 34 参照)。



第6図 古丹別層柱状図

礫は古丹別層堆積の初期から含まれており、下位の築別層中には含まれていないことから容易に区別できる。石灰岩の多くは結晶質で、古生物の遺骸は見受けられなかった。たゞ粘板岩中に放散虫が多少見受けられたのみである。花崗岩類には、有色鉱物の多いもの、少ないもの、あるいは細粒から粗粒のものまでであるが、大別して黒雲母を含まないものと黒雲母を含むものがある。

鏡下で^{註15)}前者は、等粒状完晶質の岩石で、斜長石・石英および微斜長石・正長石などから構成され、副成分鉱物として少量のジルコン・燐灰石を伴っている。

斜長石は半自形ないし他形で0.2～2mmの粒度を有し、絹雲母などに交代されて著しく汚染されている。アルバイトおよびカールスパッド双晶が多く、その成分は灰曹長石程度である。石英は不規則他形で0.1～1.0mmの大きさを有し、わずかに波動消光を示すものがある。ペルト石は他形でやゝ粗粒(0.5～2mm)であり、パッチ状～線状のペルト石構造を示す。微斜長石・正長石はごく

註15) 検鏡は北海道支所釧床課山田敬一技官による。

少量で1mm内外の粒度であり、斜長石や石英の小粒を包有することが多い。これらのほかに葉片状～繊維状をなす角閃石から変化したと思われる緑泥石がある。粒度は1.5mm内外で淡緑色を示す。

後者は、自形完晶質の岩石で、斜長石・石英、少量の微斜長石・黒雲母から構成され、副成分鉱物としてジルコン・磷灰石を伴っている。

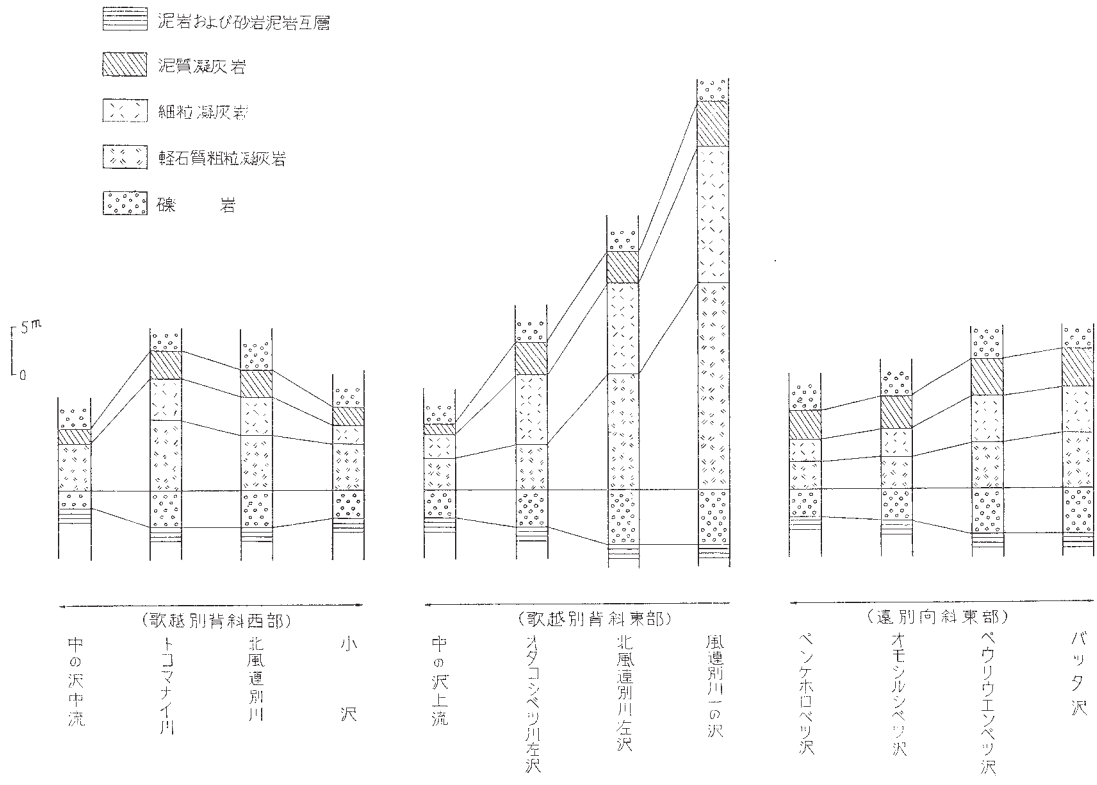
斜長石は自形柱状で0.5～4mmの粒度を有し、アルバイトおよびカールスバッド双晶が多く、小粒の斜長石を包有し、わずかに累帯構造がある。 $c \wedge Z = 20^\circ$ ± で中性長石の成分を示す。石英は他形で0.1～2mmの粒度を有し、斜長石の間を埋めているものである。わずかに波動消光を示し、斜長石を包有することがある。微斜長石は少量で、他形の0.5～1mmの粒度を有し、斜長石や石英の小粒を包有している。黒雲母は1mm以下の粒度で、絹雲母あるいは緑泥石に変化しており、濃褐色～淡褐色～無色を呈する。このほか、磁鉄鉱が多少含まれている。

ホルンフェルスは低度の熱変成を蒙った塊状の黒雲母ホルンフェルスで、蛇紋岩はきわめてまれである。円磨の度合はところによって著しい差があり、円礫から亜角礫まで変化に富んでいる。これらの礫は一般に泥質の膠結物によって固結されているが、なかには炭酸石灰質物で固結されているものがある。

全般を通じて本層の礫岩には、礫の長径が一定方向をとるとか、層理を示すとか、偽層をなすとかの内部構造はほとんど認められない。

砂岩は、礫岩の上位にあつて、礫岩から漸移するものと、泥岩と互層するものがある。前者は塊状を呈し、粒度は礫質粗粒から次第に細粒となり、遂にはシルト岩へと移行し、厚さは数mから10数mである。互層中の砂岩は青灰色を呈し、一般に厚さ10cmから数mのもので、普通細粒から中粒で、細かい板状の層理を示すものが多い。砂粒は礫岩同様黒色粘板岩・古期砂岩・珪石などの古期岩が多く、このほか、斜長石・石英・黒雲母などを含んでいる。なお、互層中のもので葉理を示すものなかには、ときに炭質物がかかなり含まれており、とくに多い部分にはレンズ状の厚さ10cm内外の石炭が伴っている。

泥岩は砂岩と互層するものと、輪廻層の上部に厚く発達するものがある。前者は暗灰色から暗青灰色を呈し、緻密で、2～5cmの板状の層理を示すものが多い。とくに歌越別背斜西部の凝灰岩(tf_3)上位の泥岩で著しく、“硬質頁岩”の様相を呈する。後者は黒灰色を示し、一般に塊状を呈するものが多い。

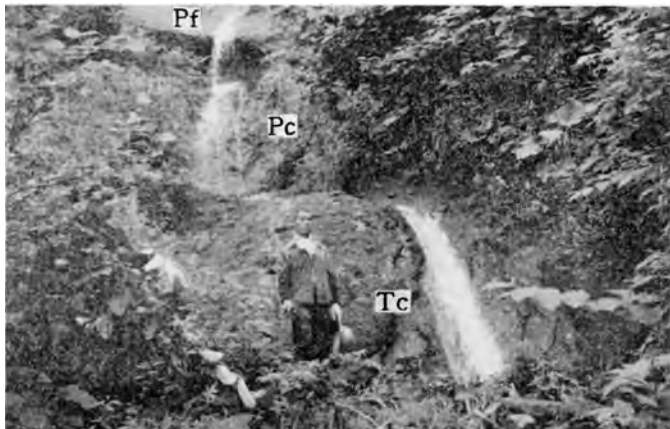


第7図 凝灰岩 (tf₃) の岩相と層厚の変化

凝灰岩は前述の通り、連続性の富んだものは3枚あって上下の輪廻層と斜交せず、有効な鍵層(下部から上部へ $tf_1 \sim tf_3$ と呼ぶ)となっている。これらのうち、上部の tf_3 がもっとも発達が良好で、南北数10kmにわたって追跡される。この凝灰岩は凝灰質物を含む礫岩から始まり、軽石質粗粒(角礫)凝灰岩—細粒凝灰岩—泥質凝灰岩に至る一輪廻層をなすもので、厚さも厚く、とくに南方地域³⁷⁾では100m以上にも達している。しかし、この凝灰岩も北方へ次第に厚さを減じ、モオタコシベツ川以北で消滅している(図版2および第5図参照)。岩質は流紋岩質であるが、ほとんどが軽石粒あるいは軽石の破碎された物質によって構成されており、灰白色を呈する。軽石は繊維状のガラスの多いもので、石英および方形の破碎された斜長石を少量含んでいる。有色鉱物はごくまれで、黒雲母・緑泥石化した角閃石が認められることがある。粗粒凝灰岩は塊状を呈し、軽石のほかにしばしば緑色の半透明物質が斑点状に含まれることがあり、細粒のものは層状を呈している。

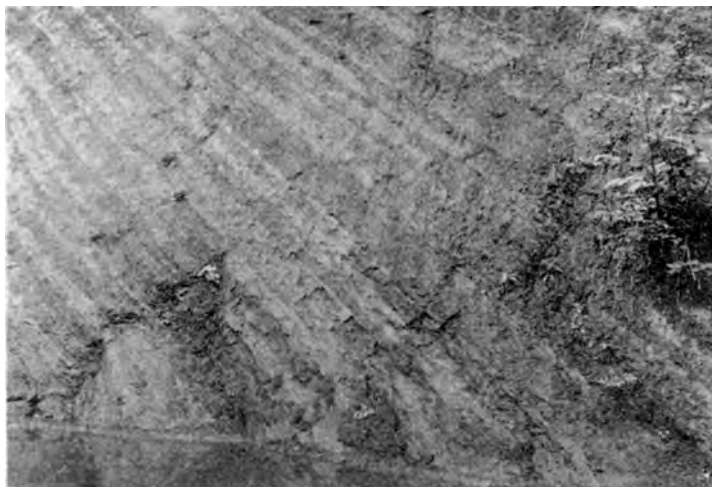
tf_2 の凝灰岩は前者と異なり、輪廻層を形成するものでなく、厚さも薄く5m以下で、かつ乱堆積物が形成された直後の堆積物であるために非常に不安定である。岩質は tf_3 の細粒凝灰岩から泥質凝灰岩に近似したもので、泥質凝灰岩が優勢である。

tf_1 の凝灰岩は輪廻層の上位を占めるもので、泥質凝灰岩を主体としている。厚さ

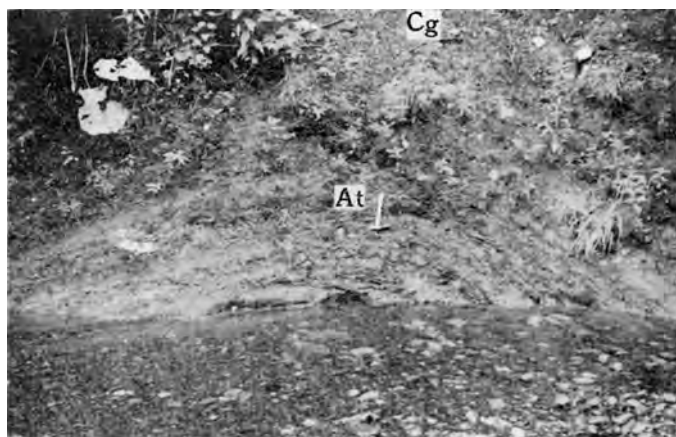


Tc：凝灰質礫岩 Pc：軽石質粗粒凝灰岩 Pf：層状軽石質細粒凝灰岩

図版2 古丹別層中の凝灰岩(tf_3)(オタコシベツ川上流)



図版 3 リズミックな古丹別層の砂岩泥岩互層



Cg : 古丹別層中の礫岩 At : 古丹別層の砂岩泥岩互層
左(東翼)―右(西翼)

図版 4 歌越別背斜軸部(北風連別川, 左沢)

は北部で5mほどで南部で20m以上ある。

これら追跡のできる凝灰岩のほか、中の沢からオタコシベツ川にかけて、 tf_3 の450～500m上位に連続性に乏しい軽石質凝灰岩(約5m)と軽石質の砂岩(1.5m)とが見受けられる。

“乱堆積物”は地質図上で礫質泥岩としたもので、泥質の基質中に礫や砂粒を雑然と混じているものと、古丹別層の礫岩、砂岩の礫あるいは岩片(slumping ball)、または褶曲した砂岩泥岩互層のブロック(slumping sheet)などが、混然と泥質の基質によって固結したものである。域内では前者は比較的小規模で下部(基底部近く)に発達し、後者は tf_2 直下に発達し規模が大きい。

これらは一旦海底に定着した堆積物が、海底地送り、乱泥流(turbidity current)などによって移動した結果によるものと思われる。第5図および第6図に示される遠別川東部地域の、 tf_1 ～ tf_2 間の輪廻層と礫質泥岩層との関係から明らかであるように、北部の礫質泥岩の薄い部分では輪廻層は5層数えられるのに対し、南部の礫質泥岩の厚い部分では4層しか存在せず、礫質泥岩が生ずるために輪廻層の一部が移動し、層間不整合をきたしたことを示している。また、 tf_1 ～ tf_2 間の層厚についても、礫質泥岩と輪廻層両者の厚さの比率が異なっているにもかかわらず、全体の層厚変化の傾向と大差ないことから前述のような成因が推察される。

本層中には二枚目の化石は少なく、注意深い観察によってきわめてまれに貝化石の破片がみだされるにすぎない。一般に断片か碎片で、しかも著しく磨損しているもので、その科、属さえ判別することができないものが多い。鑑定のできたものとその産出地点とを次に掲げる。

<i>Macoma optiva</i> YOKOYAMA	} 風連別川上流 } tf_3 上位の礫岩中
<i>Phaxas</i> cf. <i>izumoensis</i> YOKOYAMA	
Cf. <i>Mercenaria</i> sp. indet.	} 風連別川支流小沢 } tf_3 下位の礫質砂岩中
<i>Turritella</i> sp. indet.	} バンケホロベツ沢 } tf_2 の上位の礫岩中
Cf. <i>Macoma</i> sp. indet.	
Cf. <i>Mya</i> sp. indet.	
Erycinidae gen. indet.	} 遠別川支流野村の沢 } 最上位、粗シルト質泥岩

このように貝化石の含有がきわめて少なく、その多くは礫岩層中から産出し、かつ、

磨損していることから考えると、棲息地点からかなり運ばれて来たものとも思われる^{註16)}。しかし、他地域の相当層よりは比較的含有率が大きく、とくに南方地域の著しく粗粒、厚層の地層よりは多量に含まれているようである。一方、域内においては粒度に無関係に北東方により多く産することは、北東方に棲息し易い場があったものとも考察される。

二枚貝のほか、本層中の泥岩からは有孔虫化石および *Makiyama* sp., また、最上部の泥岩には少量の珪藻を産する。本層中の有孔虫化石については、歌越別川地域およびオモシルシベツ沢地域で土田定次郎が採集報告²⁴⁾したものがあり、今回採集した資料からは次のようなものが検出された。

(古丹別層産有孔虫化石)

Cyclammina japonica ASANO

C. sp.

Haplophragmoides sp.

H. spp.

Martinottiella communis (d'ORBIGNY)

Sigmoilina sp.

Rhabdammina sp.

今のところ量的な扱いが不充分であるが、本層の上下を通じて、*Cyclammina-Haplophragmoides-Martinottiella* を普遍的に含んでいる。

このほか土田定次郎はオモシルシベツ沢の本層中から、次のような有孔虫化石を報告している。

Ammodiscus incertus d'ORBIGNY……………F

Bathysiphon arenacea CUSHMAN……………F

Bulimina pyrula d'ORBIGNY……………F

Cassidulina kasiwazakiensis HUSEZIMA and MARUHASHI…F

Cyclammina ezoensis ASANO……………R

C. *insisa* (STACHE)……………F

C. *japonica* ASANO……………C

C. *orbicularis* BRADY……………C

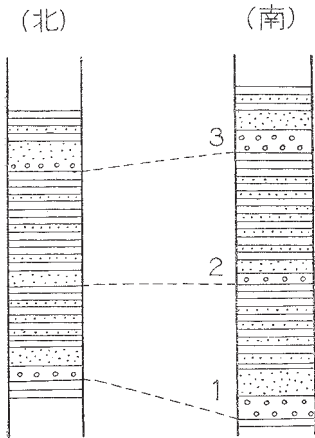
註 16) 古丹別層中の二枚貝について、松野久也³⁷⁾は初山別川支流冷水沢上流で、古丹別層の礫岩中に築別層の砂岩の岩塊が認められ、それに多数の貝化石を含む事実があることを指摘しており、また、古丹別川支流三毛別川中流でも同様な事実があるといっている。しかし、上記の貝化石はこれらのものとは区別されるものである。

<i>C. pusilla</i> BRADYR
<i>C. sp.</i>F
<i>Dentalina subsoluta</i> ASANOR
? <i>Eponides sp.</i>F
<i>Haplophragmoides subglibosum</i> (SARS)C
<i>H. cf. emaciatum</i> (BRADY)C
<i>H. renzi</i> ASANOF
<i>H. compressum</i> LEROYR
<i>Hormosina globulifera</i> BRADYR
<i>Martinottiella communis</i> (d'ORBIGNY)C
<i>M. cf. nodulosa</i> (d'ORBIGNY)R
<i>Orbulina universa</i> d'ORBIGNYC
<i>Quinqueloculina vulgaris</i> d'ORBIGNYF
<i>Uvigerina akitaensis</i> ASANOF
<i>U. cf. hootsi</i> RANKIN ?F

C : 普通 F : 少 R : まれ

古丹別層の岩相変化および層厚の変化

本層の堆積物は前述のように、砂岩泥岩互層あるいは礫岩から砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩にいたる輪廻層からなり、一輪廻の厚さは数10mから、100数10mまで



第8図 南北方向における各輪廻層間の岩相変化

あり、各層準、各地域によって異なる。

域内における本層の岩相の変化についての全体的傾向は、東西方向では東→西、南北方向では南→北に向かって逐次細粒となっている。とくに南北方向にその差が顕著に表わされており、第8図に示すように、礫岩などの粗粒物が細粒の砂岩にまで移化している。これと同時に厚さも減じており、南部で完全な輪廻層の下部をなす礫岩層が、北部では砂岩泥岩互層中の一砂岩層としか見られないものとなる。このことはその上下に共通の特徴、すなわち下位には比較的厚い黒灰色の泥岩を伴っており、上位の互

層中の泥岩とは区別できることで判断せられる。このような粒度の変化と同時に、礫岩層だけでなく砂岩と泥岩との量比にもその傾向が現われている。

域内における層厚の変化と、岩相の変化との間には相関関係がある。両者はほぼ比例しており、同様な傾向が現われている。たゞ、域内の中央部では東—西へ層厚を減少する一般傾向とは逆に多少厚くなっている（これはおそらく堆積盆の中心部であったものともみなされる）。域内で東西および南北間において、輪廻層の数と層厚の変化とを細かく比較できるのは $tf_2 \sim tf_3$ にかけてである。第 6 図のように、東西の断面で（ペウリウエンベツ沢～オタコシベツ川にかけて）輪廻層は 6 枚あり、層厚は東部で 550～560m、中央部で 580m、西部で 420m で、その間の距離は約 10km であるから、東西方向の厚さの減少率は 1.3%(1km につき厚さ 13m の減) である。一方南北の断面では、歌越別背斜の西側で 1.2%(南部 460m、北部 380m、その間約 6km)、歌越別背斜東側で 1% (580m : 520m、その間約 6km) の比率でそれほど大きくないが、東部では 2.3% (520m : 380m、その間約 6km) で、やや急な変化が見られる。なお、東部の tf_1 と tf_2 間の南→北の減少率は約 2% で、乱堆積のある層準であるが、全体的な傾向とそれほどの差を示さない。

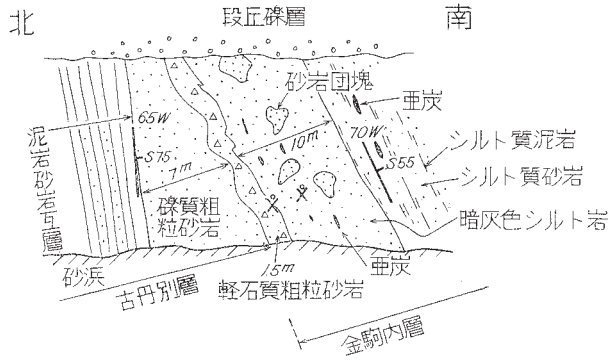
II. 3. 4 金 駒 内 層

本層は、歌越別背斜西翼から金駒内背斜部（モオタコシベツ沢—金駒内海岸）にいたる古丹別層の上位に帯状に分布するものと、初浦南方栄地域に分布するものがあり、金駒内の海岸で標式的な発達をなしている。下位の古丹別層との関係はいずれも緩い傾斜の不整合をもって接している^{註17)}（第 9 図参照）。なお、本層と後述の東野層および遠別層の 3 者は第 7 表のような異相関係にある。すなわち、本層は北方の稚内層と共通した“硬質頁岩”の岩相が発達する東野層と、南方の陸成層を主とする小川夾亜炭層との両者に指交して側方変化しているものである^{註18)}。

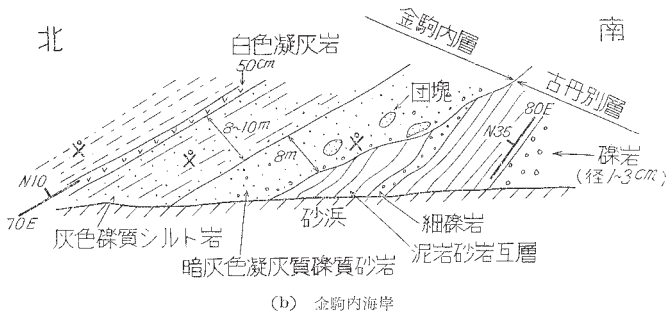
本層は、岩相から砂礫岩・下部シルト岩・砂岩・上部シルト岩に区分できる。しか

註 17) たゞし域内南西端の築別背斜断層西部から南部にかけて分布する本層は、下位の古丹別層とは平行的で、むしろ整合関係である²⁰⁾³⁷⁾。

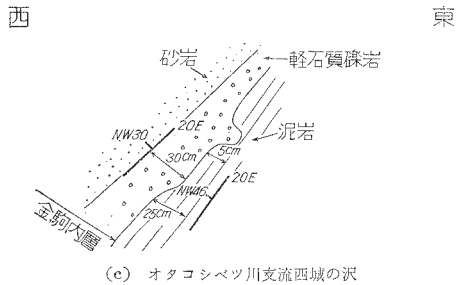
註 18) 本層のシルト岩と東野層の“硬質頁岩”との関係は北隣遠別図幅内の遠別川本流からモオタコシベツ川にかけて、両者の指交関係が観察される。なお、初浦南部栄地域の本層（海成相）の南方延長は、築別川流域以南では小川夾亜炭層（陸成相）となる。これらに対して松野・木野³⁷⁾はチェボツナイ層という名称を与えた（築別炭礦図幅参照）。



(a) 初浦南方海岸

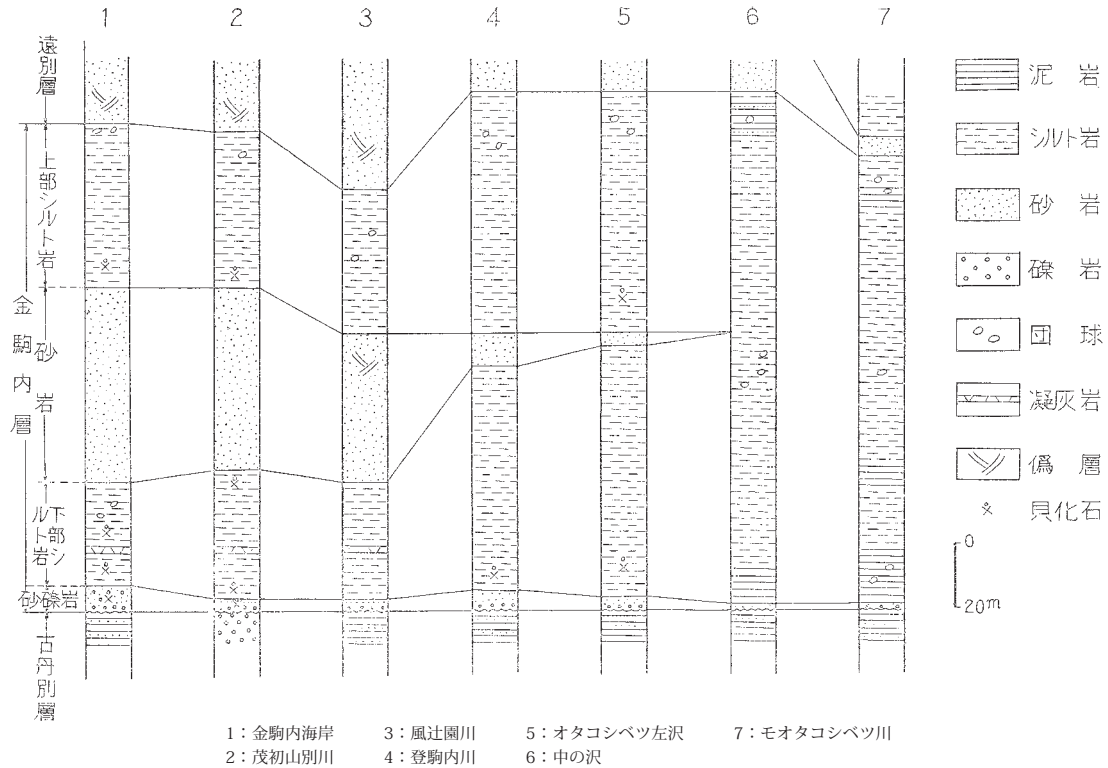


(b) 金駒内海岸



(c) オトコシベツ川支流西城の沢

第9図 古丹別層と金駒内層との関係



第10図 金駒内層柱状図

し、中部の砂岩は登駒内川以北で不明瞭となり、上下のシルト岩と区分できず、また下部の砂礫岩は薄いので、地質図上には区分して示さなかった。

本層の各地域における岩相および層厚を第 10 図に示す。

砂 礫 岩

本岩は基底部をなすもので、主として含礫塊状の凝灰質砂岩からなり、礫岩は少ない。

主体をなす砂岩は、暗灰色～帯緑灰色を呈する凝灰質細～中粒砂岩で、小礫を含み、風化すると黄色のシミを出すのも一つの特徴である。礫は径 1cm 内外のものが多く円礫で、古期岩類のほか、安山岩あるいは軽石粒、緑色粒を多く含んでいる。安山岩礫には、角閃石安山岩質および黒雲母石英安山岩質の 2 種類がある。

このほか、本岩中にはしばしば砂質の不規則な団塊を含み、また、栄地域では亜炭片を含んでいる。

本岩から海棲貝化石をかなり産する。

層厚は場所によって差があるが、2m から最大 8m 程度である。

下部シルト岩 (Kn)

本岩は下位の砂礫岩から漸移し、主として暗灰色～帯緑灰色の泥質シルト岩からなり、下位と同様に凝灰質で、かつ軽石粒を多く含んでいる。本岩の基底から約 10m のところに厚さ 40～50cm の白色磨砂状の凝灰岩が 1 枚ある。この凝灰岩の下位は比較的砂質であり、小礫を含んでいることが多いが、上位のシルト岩は多少珪藻土質で細かく、かつ、径 30～50cm の泥灰質団塊を散含している。

このほか、泥岩とシルト岩とは場所によって部分的に硬くなり、20cm 内外の薄板状を示すところもある。

本岩中からは第 9 表のような貝化石を多産するほか、珪藻の遺骸および有孔虫化石 (*Cyclamina* sp.) などを産する。

層厚は南部で 40m 内外であるが、北部へ次第に厚さを増し、最大 80m を算する。

砂 岩 (Ks)

本岩は前述のように登駒内川以南で良好な発達を示し、下位のシルト岩から漸移している。主として灰色～帯青灰色塊状の細粒砂岩で、軽石粒・海緑石粒などを含み、一般に凝灰質である。上下のシルト岩と較べて軟弱であり、泥質岩の細片 (パッチ状)

を含み、小偽層(クロスラミナ)を示す部分がある。

本岩中からの貝化石の産出はまれである。

層厚は金駒内の海岸で最大で、60mを算する。

上部シルト岩 (Kn)

本岩は金駒内層の最上部を構成するもので、主体をなすものは下部シルト岩の上部に近似した岩相で、塊状の暗灰色～灰色の泥質シルト岩からなる。したがって、登駒内川以北において下位の砂岩が存在しなくなると、その境界が区別できなくなる。ただ、本岩は下部シルト岩に較べて、より珩藻土質で、粗粒物が少なく、上部には楕円形～円形の泥灰岩質団塊を多く含んでいる。団塊中にはまれに1m以上のものもある。

本岩からは第9表のような貝化石のほか、鯨骨、*Makiyama* sp. および珩藻の遺骸などを産する。

本岩の層厚は北部で厚く、最大96mを算する。

II. 3. 5 東野層^{註19)}

本層は、遠別向斜の両翼に発達し、遠別川本流沿いに帯状に広く分布している。とくに東野付近で良好な露出を示し、標式地となる。

本層は留萌地方⁹⁾¹³⁾の峠下層+増毛層、天北地方¹⁵⁾の稚内層に相当し、中新統上部に位置するもので、本地域では下位の古丹別層とは不整合関係にある^{註20)}(第11図参照)。

本層は、岩相から火山礫岩砂岩・下部泥岩・砂岩・上部泥岩の4層に分帯される。なお、これら4層の関係はいずれも整合漸移の関係にあるが、遠別川上流地域(内陸部)では、全体的に砂質な岩相に移化している。

各地域における岩相、層厚を第12図に示す。

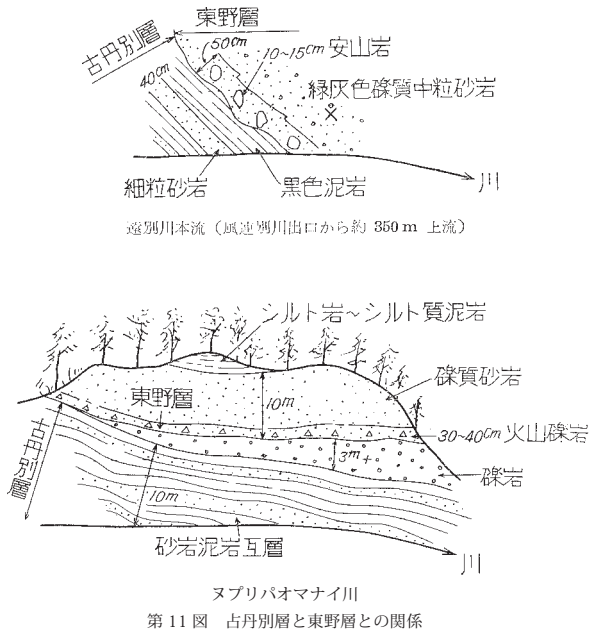
火山礫岩砂岩 (Hv)

本岩は東野層の基底部を構成するもので^{註21)}、火山角礫岩・火山円礫岩・凝灰質砂

註19) 新称

註20) 前述のように南隣築別炭礫図幅³⁷⁾以南～鬼鹿図幅²⁰⁾にいたる海岸地域および中央南部～日高地域においては、下位の地層と整合関係にあるが、樺戸山地および雨竜～天北地域の内陸部においてはいずれも不整合関係にあり、本地域がその境となっている。

註21) 本地域内においては常に下部泥岩層の下位に発達しているものであるが、遠別川上流へ追跡すると、東野層全体の岩相が順次火山円礫岩あるいは火山角礫岩に移化することが明らかになったので、このような岩相(と同時に火成活動)は堆積の初期だけと限定することはできない。



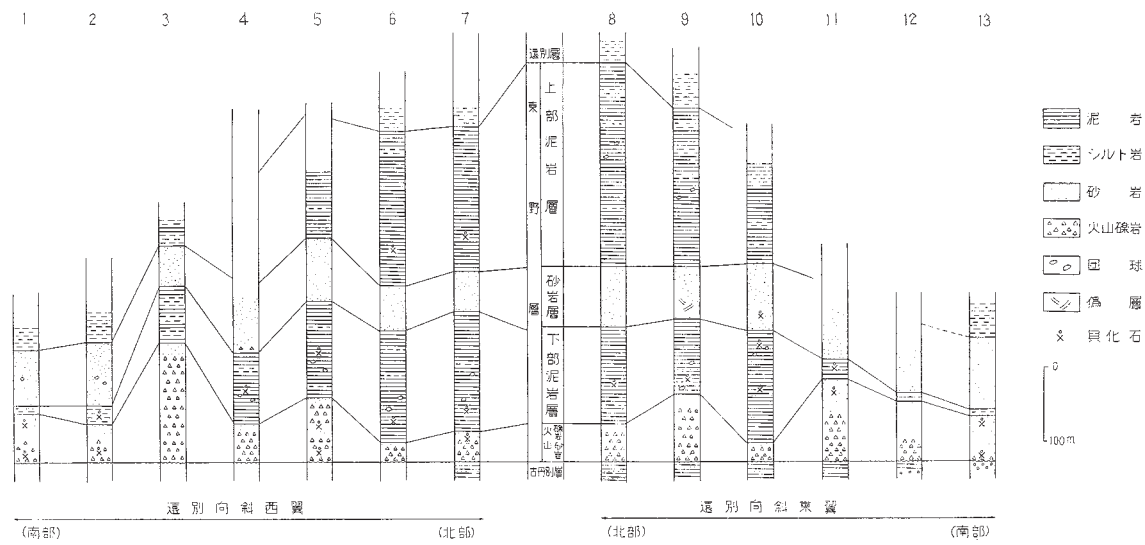
岩からなる。3者の量比は場所によって異なり、かつ、明瞭な境界をもとめ得ないが、前2者は下位を、後者は上位を占めている。

前述のように基底部は凹凸面をなし、緩い傾斜の差を示して古丹別層の泥岩・砂岩泥岩互層あるいは礫岩などと接している（第9図参照）。基底には常に安山岩質火山角礫岩～火山円礫岩を伴っている^{註22}。

火山角礫岩および火山円礫岩は、通常5～20cmの安山岩質角礫～円礫からなるが、まれに1mにも達するものがある。これらは凝灰岩および凝灰質砂岩によって膠結されている。礫は灰色～暗灰色の緻密な岩石で、角閃石安山岩と輝石安山岩とがある。

角閃石安山岩は全般的に量が多く、風化して灰色を呈し、角閃石の斑晶が目立つのが普通である。鏡下では、斑晶は斜長石>角閃石>普通輝石>紫蘇輝石>黒雲母から

註22) これらの安山岩質岩の噴出源は前述の遠別川上流地域（南方のビッシリ山付近は莫大な厚さの角閃石安山岩質火山角礫岩からなる）、東隣共和図幅³⁰⁾内から名寄付近²¹⁾にかけて同時期の火山噴出物が優勢な発達をなしていることから、これらの地域から供給されたものと考えられる。



- | | | |
|-----------|--------------|----------------|
| 1: 鉄砲沢 | 6: 二十四号沢 | 11: ペウリウエンベツ沢 |
| 2: 風連別沢付近 | 7: 二十三号沢 | 12: ヌプリケシオマップ川 |
| 3: 見帰沢 | 8: パンケホロベツ沢 | 13: ヌプリバオナイ川 |
| 4: 三十七号沢 | 9: パンケホロベツ沢 | |
| 5: 三十一号沢 | 10: オモシルシベツ沢 | |

第12図 東野層柱状図

なる。斜長石は一般に短柱状のものが多く、中性長石の性質を示すが、かなり炭酸塩化されている。角閃石は長柱状を呈し、一般に長径 5mm ほどであるが、まれに 1cm 以上のもが見受けられる。帯緑黄色～褐色角閃石で、比較的多色性に富み、周縁部はオパサイト化している。輝石類は多少緑泥石化されており、黒雲母はまれである。石基はガラス質～ガラス基流晶質で、短冊状の斜長石、粒状の輝石類、ガラスおよび鉄鉱からなり、多少炭酸塩化されている。

輝石安山岩は、前者に較べて量は少なく、暗灰色～黒色を呈する。鏡下では、斑晶は斜長石>普通輝石>紫蘇輝石からなる。斜長石は長柱状で中性長石の性質を示す。普通輝石・紫蘇輝石とも自形を呈し、多少緑泥石化している。石基はガラス基流晶質で短冊状の斜長石、粒状の普通輝石、ガラスおよび鉄鉱からなる。

凝灰質砂岩は、安山岩・軽石粒・粘板岩・赤色チャート等の小礫を含む帯黄灰色～帯緑灰色の塊状の細～中粒砂岩である。

本岩中には第 8 表のような海棲貝化石を産する。とくに *Patinopecten yessoensis* (JAY) が全域を通じて特徴的に産する。

層厚は 25 ～ 160m と場所によって異なるが、火山角礫岩・火山円礫岩が発達している地域で厚い(第 10 図参照)。

下部泥岩 (Hlm)

本岩は下位の火山礫岩砂岩の砂岩から漸移し、遠別向斜両翼すなわち遠別川流域に帯状に分布する。

本岩の岩相はいわゆる硬質頁岩を主体とするもので、硬質頁岩とシルト質泥岩との互層からなり、泥灰岩の団塊を含有している。大きな崖では、岩質の差から明瞭な板状の成層面を表わすが、川床においては硬質頁岩とシルト質泥岩との間の成層面は波状を呈するため、走向・傾斜の測定に困難な場合が多い。

硬質頁岩は暗灰色～黝色を示し、貝殻状の破碎面をもつ緻密、堅硬な岩石で、風化して淡黄灰色となり、水酸化鉄の年輪状の縞模様を呈するとともに、表面に赤サビを出すのを特徴としている。標式地では 1 層の厚さ 5 ～ 50cm の単位で成層している。

シルト質泥岩は暗灰色～灰色を呈し、前者に較べて軟質で、風化すると帯黄灰色となり、破碎して丸味を帯びた小片となる。

なお、前述 2 者の量比は北部で前者が、南部で後者が主体をなしている。

泥灰岩団塊は径 20～40cm の円形および楕円形のものが多く、ときに径 1.5m の円形のものもある。このほかまれに厚さ 2～10cm の凝灰質砂岩および軽石質凝灰岩の薄層を挟有する。

本岩中からは第 8 表のような海棲貝化石を産するが、硬質頁岩およびシルト質泥岩からは一般に密集して産することは少なく、泥灰岩団塊では保存が良い。一般的に *Portlandia thraciaeformis*, *Thyasira bisecta*, *Macoma optiva*, *Mya cuneiformis* が多い。このほか、珪藻・鯨骨・有孔虫化石 (*Cyclammina* sp.) などを産する。

本岩の層厚は標式地で 130～160m を示すが、南部に薄化し、上遠別以南で薄化尖滅している。

砂 岩 (Hs)

本岩は、東野層の中部をなすもので、域内全域にわたって良好な発達を示し、遠別向斜両翼に (中央部では軸部を構成して) 分布している。

主体をなす砂岩は、塊状の帯黄灰色～帯緑灰色の細粒砂岩からなり、同質の径 10～30cm の団塊を散合している。このほか、しばしば下部に偽層を示す凝灰質の帯緑灰色細～中粒砂岩が数 m の厚さで見受けられる。

本岩からは散点的であるが貝化石を産する。

層厚は 80m 以内である。

上部泥岩 (Hum)

本岩は東野層の最上部を構成し、東野以北および大成以南に分布する。本岩もいわゆる硬質頁岩を主体とするもので、岩相および性質はともに下部泥岩のものと同様である。たゞ、東野以北では下部の泥岩に較べて、硬質頁岩の発達は優勢であり、泥灰岩団塊が少ない。また、大成以南の地域では硬質頁岩の発達が悪く (シルト岩に移化する)、厚さ 10～30cm の薄層を 1～2m ごとに挟む程度となり、上遠別以南でほとんどシルト質泥岩を主体としている。

このほか、東野北西部の本層の基底の一部に、径 10～30cm の硬質頁岩塊を含み、偽層する厚さ 2～3m の暗緑灰色硬質砂岩が存在する。

本岩から産する貝化石は第 8 表に示す通りであり、*Portlandia thraciaeformis*, *Macoma optiva*, *Mya cuneiformis* が多く下部泥岩からのそれと近似し、両者はほぼ同様の堆積環境にあったものと推察される。このほか珪藻・有孔虫の遺骸および鯨

骨などを産する。

層厚は北部で最大で 270m を算する。

II. 3. 6 金駒内層および東野層産出化石

両層から産する貝化石の産状、貝化石名は第 7 表および第 8 表の通りである。

この両層および遠別層の層序的關係は、第 7 表に示す通りであり、貝化石は概して下半部に多く、上半部から遠別層にかけては少ない。

産出貝類には浅海区上部から深海区上部までのものが含まれているが、これらの産状や共産關係などは、層準と地域の区分とに密接に関連して変化しており、地層の堆積環境を推察するのに役立つ。

1) この化石群集は、北海道の新生界で広義に稚内一八雲動物群(藤江・魚住 1957²³⁾、その他)と呼ばれているいわゆる後期中新世の、古動物群に属する訳であるが、他の地域と較べると、この地域では推定される棲息域が浅海区の中浅海帯から深海区上部の間に入る化石種が含まれる地層において、*Portrandia thraciaeformis*, *Macoma optiva*, *Mya cuneiformis* を普遍的に伴う点で特色がある。

このほかにも、同じく古地理上の原因によると考えられる幾つかの差異が、近隣地域の同層準層との間に認められる。

また、この両層の下部は留萌地方の峠下層(橋本亘 1950⁹⁾、対馬坤六・山口昇一¹³⁾の層準に相当し、峠下動物群と幾らかの共通な化石種を含むが、群集の組成はかなり異なっている。この組成の違いは峠下層が橋本亘によって、三角洲堆積物と解釈されているような地層であるのに対して、この地域の地層が比較的単純な海進時のむしろ正常的な近海底堆積物であるからであろう。この観点では両層の下部は鬼鹿介化石層²⁰⁾や、小川夾亜炭層¹⁷⁾の海成層部分に類似する堆積環境にあるが化石種はそれらと同一でない。

2) 金駒内層・東野層内の上下に認められる貝化石の変化は、主として堆積や古生態上の環境の差異によるものと思われ、とくに地質年代上の古生物変遷と見ることはできない。中部砂岩の層準以上に含まれる個体数と種類が、ともに下位に較べて少ないのは古生物の生態上不利な環境がしばしばあったか、あるいは古生物の遺骸が損失され易い堆積環境にあったものと思われる。

第7表 金駒内層・東野層の貝化石の産状

金 駒 内 層				東 野 層															
層 準	含 量	主 層 厚 (m)	産 状	化 石 相	層 準	含 量	主 層 厚 (m)	産 状	化 石 相										
(遠別層)	無・微	シルト岩 50	疎散点 (団塊)他生	上浅, 下浅 混合, 少種	上	(微)	硬質頁岩 シルト岩 275	疎散点 (団塊)他生	下浅, (上深) 混 合 種 弱 少										
										中	(中)	泥質細砂 シルト岩 75	疎散点 (團塊)他生	上浅, 下浅 混 合 種 弱 少					
															下	少・中	硬質頁岩 シルト岩 130	疎散点 (密團塊)他生	下浅, 上深 (上浅) 混 合 種 多 少

第7表の略号説明

層準：上・中・下・基はそれぞれ上部シルト岩・上部泥岩・砂岩・下部シルト岩・下部泥岩・砂礫岩・火山礫岩砂岩を示す。

含量：地層に含まれている貝化石の量を比較的に表示した。甚だ多い場合から皆無までを、甚多・多・中・少・微・無の6段階に分けてある。

団塊：貝化石が団塊中に含まれている場合。

準自生：便宜上使った書葉で、自生に準じるような他生を指す。

上浅：浅海区上部の要素。

下浅：浅海区下部の要素。

上深：深海区上部(半深海帯一中深海帯)の要素。

混合：棲息深度などの点で違う要素のものが各産地内で混合して産する場合、強は混合の程度が著しい場合、弱は程度が比較的低い場合。

少・多種：貝化石の種類が少ない場合と比較的多い場合。

()：普遍的でない現象。

註) 東野層の上部硬質頁岩・シルト岩の上半部分は金駒内層の分布地域の遠別層の下部と同時異相の関係にある。

3) 地域による変化は狭い地域内にも認められるが、金駒内層と東野層との2つの地域に大きくまとめると、大きい傾向がよく把握できる。

イ) 基底部の層準ではもっとも地域差が大きい。すなわち、第7表のように東野層の基底部は浅海上部の沿岸堆積物が主体となっているであろうと考えられ、一方金駒内層の基底部には浅海上部の貝化石が顕著でなく、かえって浅海下部の貝化石種が含まれているので、東野層の基底部に較べて一段と深度の大きい海底の堆積物が主体であることが推定される。

ロ) 下部泥岩・シルト岩の層準では、産出貝化石が共通的であり、これから推定すれば概観的には堆積の深度が似通っていたものと考えられる。しかし、東野層の貝化石は個々の産地ごとに検討してみると、その共産関係で次のA・Bの2群に分けることができ、この2群は観察された限り排反して産している。これに反し、金駒内層ではとくに共産関係上の群に分けることができず、東野層に見られる2群の要素が不規則に混合して産する場合が多い。

A群：*Macoma optiva*, *Mya cuneiformis*

B群：*Macoma optiva*, *Portlandia thraciaeformis*, *Thyasira bisecta*

このA群は浅海上部の貝類、B群はそれ以深の貝類で構成されているわけであるから、東野層は両者を混合させるような底質物の運搬作用を受けずに堆積し、金駒内層は両者が混合して堆積したものとみなされる。なお、東野層内でB群が幾分下部に多くみられる傾向があるが、全般的には両群が上下に交互しているようである。

ハ) 中部砂岩および上部泥岩・シルト岩の層準には貝化石を含まない部分が多いので、貝化石の資料からなにも確実な推定ができない。たゞし、部分的にいて、中部砂岩の層準では東野層に金駒内層よりも浅い堆積物が混じっており、上部泥岩・シルト岩の層準では金駒内層の方が比較的浅い堆積物を混じえているといえよう。

II. 3. 7 遠 別 層^{註23)}

本層は北隣遠別図幅³⁵⁾ 地域内の遠別川本流地域を標式地とするもので、域内では遠別町共栄地域、および豊岬一歌越へかけての海岸地域に広く分布している。

註23) 本層名は植村癸巳男(文献3, 1928)によって命名されたものであるが、その上部の砂岩蠻岩互層(本図幅の茂築別層に相当)をのぞいて再定義した渡辺久吉(日本鉱産誌より, 1932)の遠別層に相当する。

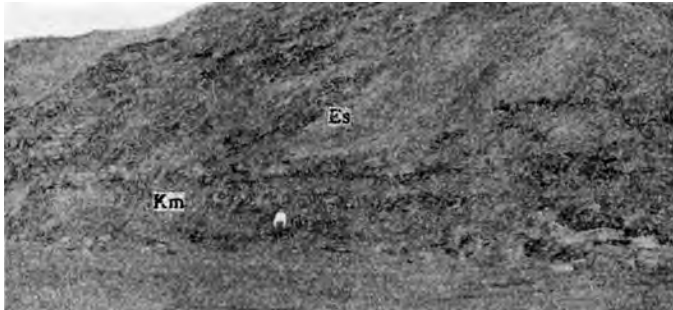
下位の東野層、および金駒内層とはいずれも整合関係にある。ただし、前述の通り東野層の上部泥岩と歌越南部の本層下部の一部とは指交関係にある。

本層は岩相から下部の砂岩層と泥岩層とに区分できる。

砂 岩 (Es)

本岩は歌越別背斜西翼の遠別層下部にのみ分布するもので、とくに豊岬向斜部で著しい発達を示している。なお、このほか初浦南部海岸で金駒内層の上部に、地質図上で図示していない厚さ数 m のシルト質砂岩が存在する。この砂岩は本層に属する可能性もあるが断層帯付近のものでもあり決定的でない。

本岩は帯緑灰色～帯褐灰色の中～粗粒砂岩からなり、著しい偽層をなしている (図版 5 参照)。



Km : 泥灰岩団塊を含む金駒内層のシルト岩質泥岩 Es : 偽層をなす中～粗粒砂岩

図版 5 遠別層・砂岩層中の偽層 (金比羅岬南部海岸)

豊岬向斜部では下位の金駒内層の上部泥岩とは整合であるが、岩相の境は明確であり、上部は偽層を示さない細粒砂岩を経て、上位の泥岩へ移化している。また、この砂岩層は金駒内背斜部～豊岬向斜部で著しく発達しており、おそらくこの時期に起こった後背地の変化と、それに伴う堆積作用の変化とに応じて形成された地層で、上下の泥岩よりやや浅く、岸に近い堆積物といえよう。

砂粒は主としてよく円磨された黒色粘板岩・古期砂岩・チャートなどの古期岩類からなるが、このほか少量ではあるが古期安山岩片・石英・長石・角閃石・黒雲母・輝石類などの鉱物が含まれている。膠結物は一般に炭酸石灰質物であるが、ときに鉄質物が多く、酸化してしばしば褐色を呈する。

本砂岩は通常軟弱であるが金比羅岬付近のものは、基質がことに石灰質で緻密、堅硬なものとなっている^{註24)}。

金比羅岬付近の本岩中から散点的ではあるが第9表のような海棲貝化石を産した。

第9表 遠別層産出化石表

Molluscan Fossils from the Embetsu Formation

<i>Portlandia (Megayoldia) thraciaeformis</i> (STORER)	M
<i>Yoldia</i> sp.	MI'
<i>Thyasira bisecta</i> (CONRAD)	M, Su'
<i>Spisula (Spisula) cf. sachalinensis</i> (SCHRENCK)	Sf
<i>Spisula (Mactromeris) voyi</i> (GABB)	Sm
<i>Macoma (Macoma) optiva</i> (YOKOYAMA)	Su
<i>Macoma (Macoma) sp.</i> (<i>optiva</i> と異なる)	Mm
<i>Buccinum</i> spp.	M
<i>Echinarachnius</i>	Sm

産出地と層準

Sm：金比羅岬付近砂岩層中部，Su：同上部，Su'：同最上部，

M：泥岩層中諸所，MI'：豊岬付近泥岩層最下部，

Mm：大沢付近同中部，Sf：白茶内付近砂質シルト岩

本岩層の層厚は、豊岬向斜部で最大で約300mを算するが、北方へ順次上位の泥岩層と指交しつつ厚さを減じ、域内北端でついに尖滅している。

泥岩 (Em)

本岩は、遠別層の主部をなすもので、豊岬以北の地域、遠別向斜北部および築別背斜断層以西の地域に分布しており、とくに豊岬以北の海蝕崖でよく観察される。

風連別川以南では遠別層下部の砂岩と、遠別向斜北部では東野層の上部泥岩層と、築別断層以西の地域では金駒内層のシルト質泥岩と、それぞれ異なった岩相と接しているが、いずれも整合関係にある。

本岩は、無層理塊状の珪藻土質泥岩～シルト岩質泥岩からなる。前述のように下部の砂岩とは指交しながら本岩の泥岩へと漸移している^{註25)}。

註24) とくに石灰質で堅硬なもののほか、含有されている鉄分が風化して2次的に沈着した褐鉄鉱質物のために硬くなっている部分もある。

註25) 通常このような関係にあるが、豊岬の海岸における本層の基底部は、約3mの帯緑灰色硬質砂岩層(*Thyasira bisecta* zone)と接し、明瞭な境界をなしている。

泥岩は、珪藻の遺骸を多量に含んでおり、新鮮なものは通常灰色～帯青灰色を呈し、軟質である。乾燥すると灰白色を呈し、きわめて軽いものとなる。なお、この泥岩はしばしば表面が滑らかな風化面をなす大きな崖を形成し、風化してときに黄色のしみを出すのを特徴としている。また、河底に露出する場合は容易に粘土化し、流路部が1m以上も掘り下げられているところが各所でみられる。

下部および上部には泥灰質団塊を挟存している。この団塊は通常径 50cm 内外であるが、ときには 1m 以上のものがあり、一般に帯 (zone) をなしている。このほか、少量の軽石粒小礫および木片を含んでいる。木片は上部に多く、炭化はあまり行なわれていない。

築別背斜断層以西の本層は、豊岬以北の泥岩に較べて多少砂質である。

本層からは第 9 表のような海棲貝化石を産するが、産状は散点的であり個体数が少ない。このほか、珪藻・鯨骨・海百合を産した。海百合 (*Comatulid crinoid*) の枝と羽枝はオタコシベツ川本流で産出したもので、東北大畑井小虎教授によって、Cfr. *Heterometra* sp. indet. と鑑定された。

本岩は、前述のように層理を示さず、部分的に含む砂質のラミナや扁平な泥灰質団塊によって、わずかにその構造を知るにすぎないので正確な層厚は測り難い。豊岬から歌越地域で最大で約 700m、初浦南部地域では約 450m を算する。

本層は天北油田地域において一般に“Gray shale”といわれているもので、宗谷地方¹⁵⁾の声間層に相当するものである。

II. 3. 8 茂築別層^{註26)}(Mc)

本層は南隣築別炭礫図幅³⁷⁾地域内の茂築別海岸を標式地とするもので、新第三系の最上部をなしている。本図幅地域では栄地域および歌越地域に分布する。下位の遠別層とはいずれも整合漸移関係にあるが、上限はともに不明である。

本層の主部をなすものは灰色の細粒砂岩であるが、栄地域と歌越地域との岩相に多少の差異が認められるので地域ごとに記述する。

註 26) 本層は植村癸巳男 (1929) が遠別層の上部として取り扱った地層 (松野久也・山口昇一¹⁶⁾ もまた本層準を遠別層に含めていた) であるが、下位の遠別層とした泥岩層からは *Thyasira bisecta*, *Macoma optiva*, *Portlandia thraciaeformis* などの“稚内動物群”の要素をもつ貝化石を産するのに対し、鮮新世の“滝川動物群”の新しい要素がはっきりと出現している点から別な地層名で取り扱われるものである。地層名は C. C. C. 札幌支部 1949 によった。

栄地域 (南部)

築別背斜断層以西に分布し、走向 N-S ~ NW-SE, W15 ~ 18° の傾斜を示して発達し、上部は海に没し、また北方延長は海によって距てられ、歌越地域のものとは連続していない。基底層は礫質砂岩および礫岩からなり、遠別層の砂質シルト岩と接している。砂岩は灰色～帯黄灰色の軟弱な細～中粒砂岩で、基底層の上約 20m の厚さのなかに 2 ~ 3 枚の礫岩層が発達している。礫岩は通常 3m 内外の厚さを有し、礫は径 1cm 以内のもので、黒色粘板岩・古期砂岩・珪岩などの古期岩類の礫からなり、固結の程度は弱い。中部は比較的塊状の灰色細～中粒砂岩からなり、風化して帯褐灰色を呈する。この砂岩もまた軟弱であり、風化して容易に崩壊し砂粒となる。砂粒は他の新第三系の地層の砂岩に較べて雑多であり、かつ、mud pipe, 木片, 軽石粒 (黒雲母石英安山岩質), 小礫などを含み、しばしばクロス・ラミナを有する。上部はさらに礫質軟弱な砂岩となっている。このように本層は変化の多い浅海性堆積物の様相を呈している。

本地域で層厚は 260m 以上である。

歌越地域 (北部)

栄地域で基底層が礫質砂岩あるいは礫岩から始まっているのに対して、本地域では下位の遠別層の灰色シルト質泥岩と、青灰色の細粒砂岩との中間層的な厚互層から始まり、主部の塊状の細粒砂岩へと移り変わっている点で、堆積状態を異にしている。この厚互層をなす各単層の厚さは 2 ~ 4m あり、互層帯は基底 (青灰色砂岩の出現)^{註 27)} から約 40 ~ 50m の厚さを有する。主部の砂岩は前述の栄地域中部の砂岩とはほぼ同一の性質のものであるが、比較的緻密であり、礫が少ない。

歌越市街の浜で、上位に礫質砂岩が数 m 観察されたが、北西へ沈んでそれ以上露出しないのでその全貌は明らかでない。

本地域では前述のように上限不明であるが、露出している部分の厚さは 120m 以上ある。

茂築別層産出貝化石

本層中には貝化石を含んでいる部分が多く、しばしば浅海性の貝類を多産する。産

註 27) 下位の遠別層の泥岩からは貝化石は散点的にしか産しないが、青灰色砂岩の出現とともに本層からは全体的に豊富に産し、ときには化石帯をなすなど岩相とともに下位と区別できる。とくに本層からは *For-tipecten takahashii* YOK. など鮮新世を指示する貝化石を産する点でも区分される。

出化石を第 10 表に示す。

第 10 表 茂築別層産出化石表
Molluscan Fossils from the Mochikubetsu Formation

	南 部	北 部	註
<i>Acila gottschei</i> (BÖHM)		VI 3	
<i>Nuculana cf. yokoyamai</i> (KURODA)		VI 4	
<i>Yoldia cf. naganumana</i> (YOKOYAMA)		VI 5	
<i>Yoldia (Cnesterium)</i> sp.		VI 5	
<i>Glycymeris yessoensis</i> (SOWERBY)	V 4-5		
<i>Mytilus</i> sp.		V 5	
<i>Astarte borealis</i> SCHUMACHER		V 3-4	
<i>Pecten poculum</i> YOKOYAMA	VI 4		
<i>Pectinidae cf. Patinopecten</i> sp.		VI 5	
<i>Fortipecten takahashii</i> (YOKOYAMA)	VI 5	VI 5	
<i>Clinocardium californiense</i> DESHAYES		IV 2-5	(1)
<i>Clinocardium braunsi</i> (TOKUNAGA)	III 3-5		
<i>Serripes cf. laperosii</i> (DESHAYES)		VI 5	
<i>Cardiidae</i> gen. & sp. indet.		VI 5	
<i>Veneridae cf. Callista</i> sp.		V 3-4	
<i>Dosinia japonica</i> (REEVE)	IV 4-5		
<i>D. cf. tatunokutiensis</i> NOMURA	III 2-4		
<i>Veneridae cf. Gomphina</i> sp.		VI 5	
<i>Mactra sulcataria</i> REEVE		V 4-5	(3)
<i>Spisula sachalinensis</i> (SCHRENCK)	VI 5	IV 3-5	
<i>S. voyi</i> (GABB)	IV 4-5	IV 3-5	
<i>Cadella lubrica</i> (GOULD)		VI 2	(2)
<i>Macoma calcarea</i> (GMELIN)		IV 2-5	
<i>M. incongrua</i> (V. MARTENS)	VI 4	V 3	
<i>M. cf. tokyoensis</i> MAKIYAMA	III 4-5	III 3-4	
<i>M. nipponica</i> (TOKUNAGA)		IV 4-5	
<i>M. (Macoma)</i> sp.	VI 5	VI 5	
<i>Tellinidae cf. Psammacoma</i> sp.		VI 5	
<i>T. cf. Fabulina</i> sp.		VI 5	
<i>Peronidia venulosa</i> (SCHRENCK)	VI 5		
<i>Siliqua alta</i> (BRODERIP & SOWERBY)		VI 4	
<i>S. sp. (α)</i>		VI 5	

<i>Panomya</i> sp.		VI	4	
<i>Panope japonica</i> A. ADAMS	IV	4-5	IV	3-5
<i>Mya cuneiformis</i> (BÖHN)	VI	5	VI	4
<i>M. japonica</i> JAY	IV	4-5	IV	4-5
<i>M.</i> sp.	IV	4-5		
<i>Thracia kakumana</i> YOKOYAMA	V	5		
<i>Tectonatica severa</i> (GOULD)	IV	5	VI	4 (3)
<i>Naticidae</i> gen. & sp. indet.			VI	5
<i>Buccinum bayani</i> (JOUSSEAUME)			VI	2
<i>B. sinanoense</i> MAKIYAMA			VI	5
<i>B. perryi</i> (JAY)			VI	5
<i>B.</i> sp.			VI	5
<i>Neptunea</i> sp. (α)			VI	5
<i>N.</i> sp. (β)			VI	5
<i>Fulgoraria</i> sp.			V	5
<i>Echinarachnius</i> sp.			V	5

第 10 表の説明

南部：初浦市街南方の海岸および茂白茶内沢

北部：歌越市街南方の海岸

記号：第 8 表 (p. 38～39) と同じ。

註 (1)：典型的な形状のものほかに変異した形のを多数含んでいる。

註 (2)：比較的大型の個体が混じっている。多くは殻長が 2～2.5cm であるが、大きいものは 3cm あまりである。

註 (3)：この種に比較されるもの (cf.) を含めて算定した。

貝化石は、泥質シルト岩では多くの場合他生的で、層や密に散点して含まれており、ときに密集して帯を作っている。また、細礫・粗砂を含む砂岩ではしばしばいわゆる掃き寄せ状に貝化石が集積している。栄地域では後者の産状が顕著であり、歌越地域に較べて浅海区下部の貝類がほとんど認められない。歌越地域では浅海区の上部と下部との貝類が混合して含まれている場合が多く、浅海区上部、下部および両方の混合群を含む帯とが 1～数 m の単位で不規則に重なっている。また、*Macoma* の 1～2 種や、*Clinocardium* の 1 種などがそれぞれ帯をなしていることがある。このような貝化石の資料はこの地層が貝類の豊富な浅海棚上で堆積したことを示している。

全体の種数が少ないので明確でないが、この貝化石群は比較的現生種の比率が高く、

また、現生種の棲息分布からみると当地域よりやや南方の組成に近いようである。なお、この貝化石群は、鮮新世前半期の地質時代を指すと考えられている“滝川古動物群”に含まれるものであろう。

歌越南方約 600m の海岸で採取した有孔虫化石は次のようなものである（この付近で *Fortipecten takahasii* YOK. がかなり産する）。

<i>Nodosaria</i> (?) sp	Rare
<i>Pseudononion japonicum</i> ASANO	Few
<i>Nonionella miocenica stella</i> CUSHMAN and MOYER	Few
<i>Elphidium hughesi foraminosum</i> CUSHMAN	Abundant
<i>E. subgranulosum</i> ASANO	Common
<i>E. spp</i>	Common
<i>Criboelphidium ezoense</i> (ASANO)	Few
<i>C. tomitai</i> TAI	Few
<i>Virgulina schreibersiana</i> CZIZEK	Rare
<i>Discopulvinulina bradyi</i> (CUSHMAN)	Rare
<i>Eponides frigidus</i> (CUSHMAN)	Common
<i>E. frigidus calidus</i> CUSHMAN and COLE	Abundant
<i>Cassidulina subglobosa depressa</i> ASANO and NAKAMURA	Rare
<i>C. yabei</i> ASANO and NAKAMURA	Few
<i>Epistiminella pulchella</i> HUSEZIMA and MARUHASI	Common

(鑑定：北海道支所 石田正夫技官)^{註28)}

II. 4 第四系

本図幅地域内に分布する第四系は、海岸段丘および河岸段丘を構成する段丘堆積層と、諸河川の流域の氾濫原堆積物である沖積層とからなる。

II. 4. 1 段丘堆積層

本地域に発達する段丘堆積層には、前述のように海岸地帯の全域にわたって良好な発達をなす登駒内層 (A 面) と、それ以下の B 面・C 面・D 面 3 段の海岸段丘、あるいは河岸段丘をなす堆積層とが存在する。これらのうち、登駒内層 (A 面) は域内で

註28) 鑑定にあたって石油資源開発株式会社札幌鉱業所の岩本寿一・大倉保氏より種々の助言を頂いた。こゝに厚く感謝する。

上位に位置し、その発達分布がもっとも広く、B面は栄地域から以南に発達するもので、域内ではそれほど顕著でない。C面およびD面は各河川の川口付近に前2者の段丘を切って発達している。前2者はいずれも海岸段丘に属するもので、後2者は一部海成と思われる部分もあるが、おもに河岸段丘に属するものである。なお、このほかに遠別川流域をはじめ各河川流域には河岸段丘が形成されているが、各河川の川口付近あるいは遠別川流域のように非常に発達の良いところのみを地質図上で表わした。

これら各段丘を形成する段丘面の高さは、場所によって多少異なるが次の通りである。

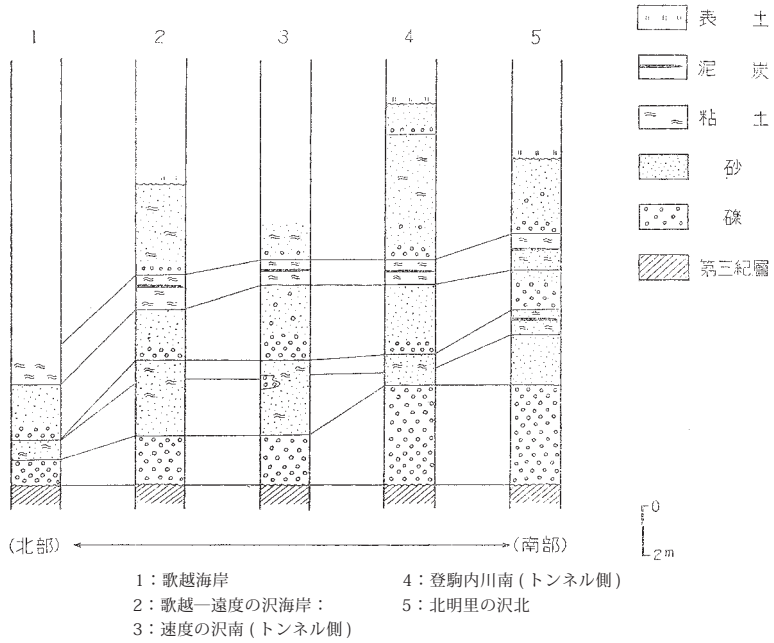
A面	海拔 40～60～80m
B面	40～60m(遠別川河岸段丘堆積層)
C面	20～35m
D面	10～20m

登駒内層(A面)

本層は従来海成段丘堆積層として取り扱われてきたもので、段丘面としては海拔60～80mの面を形成するものであるが、一般に他の段丘よりは開析が進んでおり、西部でとくにその度合いが著しい。

本層は基底礫層をもって新第三系を不整合に覆い、堆積物は厚く第13図のように15mにも達することがある。堆積物は礫層・砂層のほか粘土・泥炭などを2～3枚挟む周期的な互層形態の堆積をなしていることから考えると、新第三紀末葉に上昇褶曲運動が行なわれ、かつ、また海岸地域が準平原化された後の、湖成的な湿地帯の環境において堆積が行なわれたのではないかと考えられる。

本層の基底は域内で、東方から西方、南方から北方への緩い傾斜を示しており、それぞれの地点で高低差がある。すなわち、南北方向では初浦から歌越にいたる海蝕崖で観察され、初浦海岸で海拔30～35m、豊岬付近で20～25m、登駒内付近で10～15mへと順次低くなり、歌越海岸ではわずかに5m以下まで下ってきている。東西方向では豊岬南部付近で25～60mの高さを示し、南北方向に較べてやや急である。これらの差は、おそらく本層堆積後における傾動運動によるものである。このことは苫前・羽幌地方¹⁴⁾¹⁷⁾においても同様な運動のあったことが知られている。なお、初浦南方海岸(初浦南方約1,200m付近)で、本層の堆積物が断層によって3m以上も



第 13 図 登駒内層柱状図



1: 礫 2: 砂 3: 泥・粘土・泥炭 4: 礫 5: 砂・粘土 (泥炭を含む) 6: 砂・礫

図版 6 登駒内層の堆積物 (豊岬の北約 1km の地点)

動いていることから、本層堆積後傾動運動のみならず、古い断層（第三紀末葉の地殻変動によって形成されたとと思われる断層線）の再活動のあったことが推測される。

本層の堆積物は、海蝕崖、道路の切割、あるいは鉄道のトンネル側の切割などで良好な露出がある。そのうちおもなものを第 13 図に示す。基底層は“基底礫層”から始まり、順次細粒の砂層・シルト・泥炭を挟む粘土層となり、その上位にまた礫層・砂層・粘土層という、粗粒から細粒への周期的な堆積をなしている。このような周期は少なくとも 3 回あったものと思われる。

礫層は最下位のものがもっとも厚く 5m にも達することがある。中部および上部のものは厚いところで 2m 内外である。本層は風化して褐色を呈する未固結なもので、主として径 1～3cm の円礫からなり 5cm 以上のものは少ない。礫種はとくに古丹別層礫岩中の黒色粘板岩・チャート・花崗岩・硬砂岩などが多い。このほか、場所によっては金駒内層あるいは遠別層のシルト質泥岩のシルト礫が比較的多く混じっていることがある。砂層は一般に風化して淡褐灰色を呈し、砂粒は中粒で小円礫あるいはシルト質物を含み分級が悪い。下部は比較的縞状の成層面を呈するが、中部および上部の砂層は偽層に富んでいる。粘土層は新鮮なものは帯青灰色を呈し、下部および中部で発達している。いずれも厚さは 2m 以下のもので、その中位に泥炭層を挟有しており、良く追跡、対比することができる。また、大半の地域でこの泥炭層の下位の粘土は多分に砂粒を含み、上位のものは砂粒が少なく草木片を多く含んでいる。泥炭は草本性の植物の遺体から構成される。厚さは下位のものは 10cm 以下のレンズ状で連続しないが、上位のものは厚いところで 35cm あり、平均 10～15cm で発達が良い。

B 面段丘堆積層

本段丘面は初浦以南で標式的な発達をするもので、域内の栄地域で 40～60m の面を形成している。このほか、この面に対比できるものに、豊岬南部で 40～50m の平坦面をなす段丘がある。この段丘は羽幌地域¹⁴⁾¹⁷⁾から本地域にかけて広く発達しているもので、羽幌地域で羽幌海岸段丘とされたものに連続している^{註 29)}。基底は海拔 30～50m で西方へ多少傾斜し、東部では前述の登駒内層の基底まで切っていない。

本層の堆積物は、第 14 図に示すように厚く、10m 以上にも達することがある。

註 29) 詳細は築別炭礫図幅参照。

堆積様式は前述の登駒内層に非常に良く似たところがあり、下部から礫層・砂層・粘土層と繰り返しているの、その堆積環境はおそらく同様な状態にあったものと思われる。

礫層は径2～5cmの円礫からなり、礫種は上下ともに前述の登駒内層の礫層の礫種と、それほどの差は見当たらない。たゞ、いくぶん固結の程度が弱いようである。砂層は縞状を呈する中粒～細粒の砂である。泥炭層は厚いところで40cmもあるが、連続性がなく、場所によって異なっている。

遠別川河岸段丘堆積層

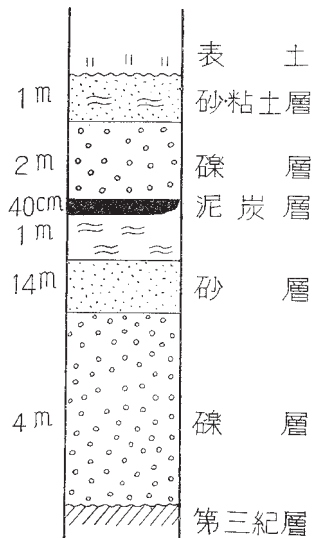
本段丘は遠別川本流沿いに発達するもので、その両岸に現河床面から30～40mの高さに顕著な平坦面を形成している段丘である。海岸地域における段丘との対比については、今のところ明らかでないが現河床面との高さと比較すると、前述のB面に包含されるべき段丘と思われる。なお、この段丘のほかには河床面から15～20mの高さを示す段丘などがあるが、分布が狭いので地質図上では省略した。

本層の堆積物の厚さは約5mあり、礫・砂・シルトからなる。礫層は2.5～3mの厚さがあり、基底を構成している。礫は普通大きく径5～10cmで、古丹別層の礫岩中から由来した古期岩類のほか、東野層中の安山岩礫あるいは硬質泥岩を多く含んでいる。砂およびシルトは上部を占めており、両者が不規則に入り混じっている。

C 面段丘堆積層

本段丘は栄地域の海岸の一部、初浦・豊岬・歌越付近の各河川の沿岸に広く発達している。後3者はいずれも河岸段丘堆積層であり、前者は海岸段丘堆積層に属するものである。基底面は現河床から15～25mの高さを示し、いずれも北西方に多少傾斜している。栄地域の本段丘は羽幌・苫前地方¹⁴⁾¹⁷⁾の苫前段丘面に連続するものである。

本層の堆積物は、場所によってかなり異なり、全地域についての特徴は明瞭でない



第14図 B面段丘堆積層
(初浦南部海岸)

が、本層もまた粗粒物→細粒物となる周期を2回繰り返しているようである。礫および砂はいずれも全体的に偽層に富んでいる。中部および上部には粘土層があり、中部の粘土層中にはしばしば泥炭層を挟有している。泥炭層は連続性がないが、歌越地域でとくに発達がよく、共成付近で厚さ30cmに達するところがある。堆積物の厚さは平均して5～6mで、ところによって最大10mある。

D 面段丘堆積層

本層は歌越北東部の平坦面を標式地とするもので、域内ではこの他豊岬海岸および初浦海岸地域に狭少ではあるが分布している。この段丘面は20m以下の平坦面を形成するもので、基底面は現河床から上5m内外である。

本層の堆積物は、全体として前述の段丘堆積物よりも細粒物が多く、とくに粘土層が厚く泥炭が良く発達している。

II. 4. 2 沖 積 層

沖積層として本地域に発達するものには、現河川の氾濫原堆積物および現海浜堆積物がある。

氾濫原堆積物

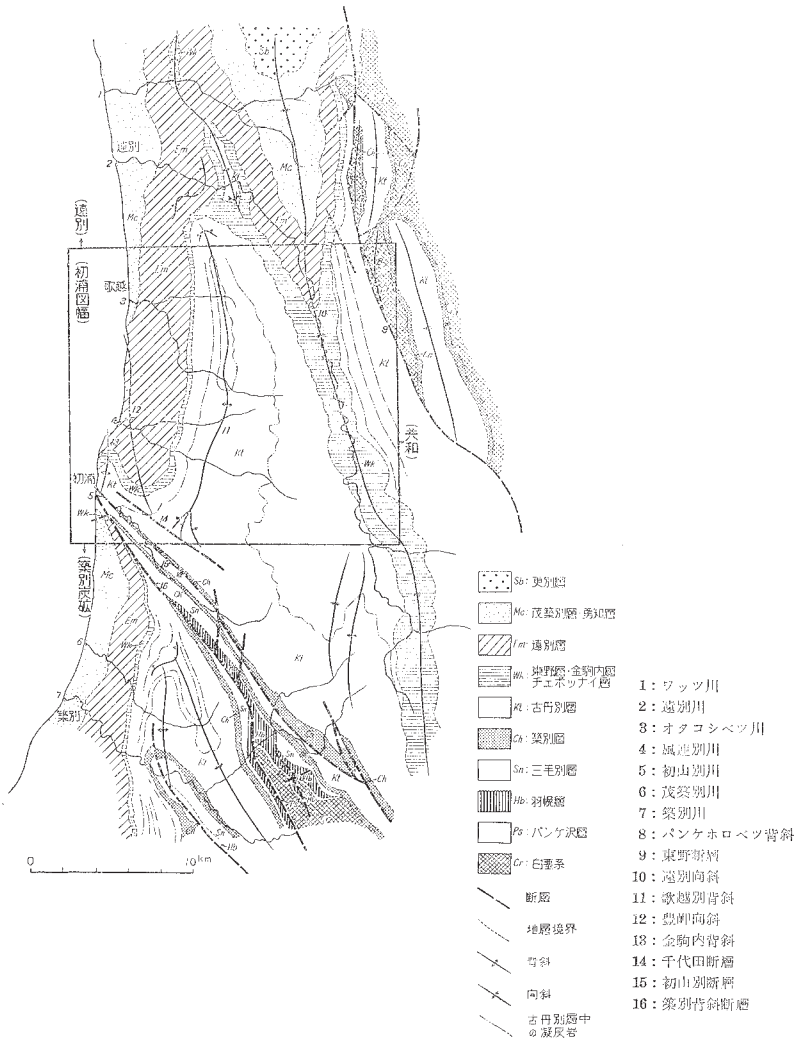
本堆積物は現河床を構成するもので、各河川沿いに存在する。このうち遠別川流域でもっとも広く発達している。堆積物は礫および砂からなり、礫は古期岩類の円磨礫を主とし、新第三系から由来した礫を若干混じえている。

現海浜堆積物

本堆積物は現在の海岸線の浜を構成するもので、地形の項で述べたようにその幅は狭く堆積物も数mにも達しない。堆積物はほとんど中粒の砂で、部分的に砂鉄・クロム・砂が多く含まれていることがある。

II. 5 地 質 構 造

本地域は、雄大な褶曲構造帯をなす天塩油田の南部に位置し、おもな褶曲軸はN-Sの方向性をもって配列している。一方、本地域の南に接する築別炭礦図幅以南の地域では、古丹別層以下の地層がNW-SE方向の構造に支配されている。域内南西隅における初山別断層、および築別背斜(築別背斜断層によって南西翼は断たれてい



第 15 図 構造図

る)などは南部地域の構造の延長である。すなわち、第15図に示されるように本地域以北と南部地域との間に著しい構造の差が認められる^{註30)}。

しかして両地域のおのおのにおいて稚内期の不整合を境として、上下で若干その差が現われてはいるが、大局的にみて白堊系から新第三系にいたるまで同一の構造に支配されている。

また、本地域の新第三系に影響を与えた運動中、とくに重要な意味をもつものに古丹別層堆積間における運動がある^{註31)}。

域内の主要な断層は主としてNNW-SSE、あるいはNW-SEの方向性を示しており、NNE～NEE方向からの衝上性の断層が比較的多い。

褶曲構造

本地域の褶曲構造の主要なものは、北東方からパンケホロベツ背斜・遠別向斜・歌越別背斜・豊岬向斜・金駒内背斜である。

パンケホロベツ背斜 域内ではN-Sの方向をもち、北へ沈下し南部は東野断層によって切られている。パンケホロベツ沢で軸に近接した両翼部では、地層の傾斜は30～40°で、ほぼ対称的である。たゞベンケホロベツ沢およびオモシルシベツ沢上流の東野断層付近(東翼部)では地層が擾乱しており、80°以上の傾斜を示すところがある。

遠別向斜 この向斜は本地域において最大の延長を有する。すなわち、南方遠別川上流滝の沢から北方雄信内に到る約60kmにわたる大向斜で、本地域がほぼ中間に位置している。域内においては“向斜谷”を形成し、軸部は東野層中・上部で占められ、北方へ沈下して開き、遠別層・勇知層・更別層と順次上位の地層を露出せしめている。軸部付近の地層の傾斜は、西翼で15～25°、東翼で30～50°を示し、全体的に東翼は急傾斜である。

註30) 松野・木野は築別炭礦図幅において、2つの異なった方向の構造差がある。すなわち、NW-SE方向の構造は古丹別層以下の地層の構造を支配するものであり、他方N-S方向の構造はチエポツナイ層(=金駒内層)以上の地層の構造を支配するものであると述べている。

註31) 南部地域では古丹別層は下位の築別層との間は平行不整合で、上位チエポツナイ層とは整合であり、所によって700mから6,300mまで層厚が変化する。すなわち、古丹別層は初浦、築別、古丹別地域とおのおの沈降量を異にした特異な堆積盆(沈降帯)を形成し、これらは築別背斜および羽幌ドーム(隆起帯)によってへだてられている。このような最大5,600mにも及ぶ堆積量の差異をもたらした運動は古丹別堆積間に引き続いたものであると松野²⁹⁾は結論している。なお域内の南部と北部との堆積量の関係は、築別地域で層厚2,400mに達する古丹別層が、図幅南隅栄地域(築別背斜部)で600m、あるいはそれ以下となり、築別背斜を越えて本地域にはいると最大3,000m以上の厚さとなる。

歌越別背斜 この背斜は前述の遠別向斜とともに域内の構造を大きく支配するもので、軸部には処々に油徴などが多く、石油開発のうえからも構造的に重要な意味をもっている。軸の方向は南部でNE-SW、中央部でN-S、北部でNW-SEに転じ、軸部も部分的には多少上下しているが全般的に北方へ沈み、南方で浮き、かつ、開いている。なお、茂初山別川以南で、千代田断層のNW-SE方向の胴切断層によって切られ、それ以南は完全に浮き上る形となっている。軸部付近の地層の傾斜は、全体的に西翼50～70°、東翼10～25°で、西急東緩な非対称的な背斜となっている。

豊岬向斜 この向斜は登駒内から豊岬を経て茂初山別川に至るN-S～NW-SE方向のもので、前述の歌越別背斜と後述の金駒内背斜との間に位置している。向斜の性質は南部に浮き上り、北部へ沈みながら開くもので、古丹別層から遠別層まで順次上位の地層を露出せしめている。なお、豊岬以北では西翼の大部分が海域となっていることと、地表は遠別層の塊状シルト質泥岩で占められているとのために軸部が明瞭でない。また、北明里から南明里付近では東翼部に部分的な小さな褶曲構造が見受けられる。

金駒内背斜 この背斜は初浦から金比羅岬にかけてN-Sの方向で存在し、軸部には南部で古丹別層、北部で金駒内層および遠別層が露出している。この背斜は南部の築別背斜へ延びるものであろうが、後述の築別背斜断層によって変位されているものである。なお、築別背斜断層と同方向、同性質の初山別断層とは北西方へ落差を減じ、本背斜にはそれほどの影響を与えていない。軸部は両翼ともに緩く15～30°内外である。

断 層

域内のおもな断層は、いずれも褶曲軸の方向に対して多少斜交する方向性を示すもので、北東部から東野断層・千代田断層・初山別断層および築別背斜断層などがある。

東野断層 この断層は本地域でもっとも顕著なものの一つで、域内ではその一部分より観察できないが、南部の遠別川上流から雄信内に至る約50kmもの延長を有するものである。域内ではペンケホロベツ沢からペウリウエンベツ沢にかけて、新第三紀の地層と白堊紀の地層とが構造差をもって接している。断層面は破碎帯のみで確かめられなかったが、N10°W内外の方向で、周囲の地質状況から察すると、東から西方への衝上性の性格を帯びている。なお、本断層は南部でその落差が大きい、北部

のウツツ川以北³⁸⁾で東野層準以降の地層が発達する地域では落差も少なく、不明確となることから、主として稚内期以前における運動によって生じたものとも考えられる。

千代田断層 この断層は後述する初山別断層生成時における派生的断層と思われるもので、N50°W前後の方向性をもって形成されている。この断層はその延長も、落差も軽微なもので、大きな構造を左右するものではないが、北から延びてくる雄大な歌越別背斜が開く部分を切る胴切断層的性格のものである。

初山別断層 この断層は、本地域から南部の築別川上流に至る30km以上の延長をもつ顕著なものである。延長方向はN30～40°Wで、西部(下盤)の古丹別層と、東部(上盤)の下位の築別層の泥岩層とが接する衝上性の断層である。域内では断層面の傾斜角は確認できなかったが、築別炭礫地域³⁴⁾でE40°内外であるという。

築別背斜断層 この断層は築別背斜³⁷⁾の西部とこれの連続と思われる金駒内背斜とを区切るもので、N30°Wの方向をもち、北方への延長は海域で不明であるが約20kmに達している。

以上の褶曲構造と断層との諸形態から示される当地域の地質構造の特性は、N-SおよびNW-SE方向のもののがあって、背斜部においてはいずれも東緩西急の性質を示している。また、おもな断層はいずれも褶曲軸に対して多少斜交するNW-SEの方向性をもっている。

当地域の新第三系のこれら地質構造を決定した時期については、この地域の新第三系最上部、鮮新世初期の茂築別層まで下位の地層とともに褶曲に関与していることから、前述のように新第三系堆積中の異動もあるが、終局的には鮮新世中葉あるいはそれ以降である。

Ⅲ. 応用地質

Ⅲ. 1 石油およびガス

本地域は、前述のように遠別油田および初山別油田として、大正年間から油田図幅調査を始めとして種々の調査がなされ、歌越別背斜の存在が明らかとなり、油田地として注目されるに至った。その結果、古丹別層中の石油を目的として大正5～6年には久原鉱業K.K.によってモオタコシベツ川流域(旭)で2カ所、その後昭和29年には中の沢中流で1カ所帝国石油K.K.によって試掘されたが、ともにガスの産出の

ほかは思わしくなかったようである。

記録¹⁸⁾によると、前者の試掘井 CR-1 号 (ロータリー式綱式併用) は大正 5 年から大正 6 年にかけて掘られ、深度は 390m、CR-2 号は大正 6 年深度 470m に達し、いずれも古丹別層中から強烈なガスを噴出したが、油を産しなかった。

後者の遠別 R-3 号は昭和 29 年 8 月から同年 11 月にかけて深度 314.7m 掘られている。この地点においても古丹別層中の深度 114.8 ~ 124.00m および 243.0 ~ 247.7m の箇所からともにガスの噴出があったようであるが、産油していない。

現在地表においては、モオタコシベツ川中流の歌越別背斜西翼にあたる地点の、沖積層中の沼および湿地で、かなりの油徴 (原油) および可燃性ガスの放出がある。また、北風連別川中流で古丹別層中の砂岩泥岩互層部、ペウリウエンベツ川上流の古丹別層砂岩泥岩互層部で少量の原油の滲出および油砂が認められた。

このほか、モオタコシベツ川北岸 (1 号井) および南岸 (2 号井) の試掘井の廃管からはかなりの可燃性ガスが放出している。これらのうち、ペウリウエンベツ川のもの以外のものは、いずれも歌越別背斜部に点在している。

Ⅲ. 2 石 炭

パンケホロベツ沢およびペンケホロベツ沢流域の古丹別層中部~下部にかけては、しばしば石炭の薄層が挟在している。この石炭は厚さ最大 20cm 内外のものもあるが、多くは 5 ~ 10cm のもので、いずれもレンズ状を呈し発達が悪い。炭質は薄いものは真珠光沢を示し良質のようであるが、厚いものは炭質頁岩に近く、稼行価値はない。このほか、白堊系函淵層群中の一部にも厚さ 10cm 以内の炭質頁岩が見受けられた。

Ⅲ. 3 鉱 泉

モオタコシベツ川中流の背斜部、同上流、同北沢、歌越中の沢中流、北風連別川左沢二股付近および金比羅岬南部海岸付近に各種の鉱泉が見受けられた。これらのうち、中の沢および金比羅岬南部 (岬鉱泉) のものは利用されている。

モオタコシベツ川中流、歌越中の沢のものは塩類泉に属するもので、モオタコシベツ川上流、同川北沢および北風連別川左沢二股付近のものは硫黄泉に属する冷泉で、

いずれも古丹別層中の砂質部から湧出している。金比羅岬南部のものは鉄泉で、遠別層下部の砂岩層中に含まれている鉄分が地下水に溶けて、湧出しているものである。

Ⅲ. 4 砂 鋳 床

本地域に広く発達する海岸段丘および段丘下の砂浜中の処々に、砂クロム鉄鋳および含チタン砂鉄が存在する。これらのうち、砂浜において、小沢の流路に沿い、あるいは季節風によって部分的に砂鋳の濃集することがある。

これらの鋳物の賦存状態および鋳物の根源について、番場猛夫³⁶⁾の報告によれば次の通りである。

砂クロム鉄鋳の濃集する地区はきわめて限られており、初浦市街地から北方3kmの金比羅岬までの間で、秋の季節風によって毎年2～3回にわたって濃集離散する。濃集時における砂クロム鋳床の規模は層の厚い部分で25cm、延長20m前後、幅5～10mで、この程度のものが2、3カ所生ずるといふ。砂クロムは粒度が0.5～1.0mmでやゝ円みをおびているが正八面体の結晶形を保ち、分析結果は Cr_2O_3 56.57%である。

含チタン砂鉄は豊岬―歌越にいたる砂浜に局所的に濃集する部分がある。全般的には微量であるが、小沢が注入している場合その流路に沿って濃集することが多く、局所的に200～400g/10kgの価を示し、着磁率は10～15%で、ほとんどクロム鉄鋳を含んでいない。

上記の諸重鋳物の根源について、段丘および第三紀層について検討したところ、含チタン砂鉄鋳は段丘中にかなり含まれており、クロム鉄鋳は古丹別層中の青灰色砂岩中に含まれていることが明らかにされた。その値は3g/10kgを示し、注目すべきものがある。

以上の結果から、砂クロム鉄鋳については、おそらく古丹別層堆積時における後背地(天塩山脈)の上昇により膨大な量の堆積物を供給した時期に、蛇紋岩中に含まれていたものが剝離運搬されて堆積し、その後第四紀における剝離によって再運搬され現海浜に賦存するに至ったものと考察される。このほか、砂白金もごく少量認められるが、これも砂クロム鉄鋳と同様の経過によるものとみられる。なお、含チタン砂鉄については、海岸段丘からみちびかれたものと考えられる。

以上の砂鉱床は、鉱量が少ないために、経済的価値はあまり期待できない。

Ⅲ. 5 そ の 他

遠別川はその流域がもっとも広く、新第三系の地層を削剝して種々の岩石を運んでいるが、そのうちとくに古丹別層の礫岩中からの古期岩類(花崗岩・珪岩・チャート・粘板岩など)、および東野層基底部の火山円礫岩中からの安山岩等の玉石・砂利は河原にかなりの量が賦在する。河原の広くなる東野付近から下流においては、現在おもに遠別砂利 K.K. によってこれら玉石および砂利が採集されている。

文 献

- 1) 渡辺久吉：天塩国遠別及築別地方地質調査報告，鉱物調査報告，No. 16，地質調査所，1913
- 2) 小林儀一郎：天塩国築別遠別油田試掘，地質学雑誌，Vol. 28，No. 336，1916
- 3) 植村癸巳男：天塩中南部油田の含油層と其の時代，地質学雑誌，Vol. 35，No. 418，1928
- 4) 植村癸巳男：天塩国北部に於ける含油第三紀層，地質学雑誌，Vol. 37，No. 447，1930
- 5) 石田義雄：北海道北見天塩油田の地質に就きて(特に新第三紀層と中間部に於ける不整合に就きて)，地質学雑誌，Vol. 37，No.447，1930
- 6) 田上政敏：天北含炭層は新第三紀ならん，地質学雑誌，Vol. 47，No. 560，1940
- 7) 千谷好之助：北海道初山別油田(大日本帝国油田第45区)地形及地質図説明書，地質調査所，1943
- 8) 佐々保雄・他3名：天塩国遠別川中流地域地質図，未発表
- 9) 橋本 亘：樺戸山地周縁部の地質一(Ⅰ)，留崩炭田および油田における上部端稜統基底，北海道地質要報，No. 13，1950
- 10) 藤井広惇：天塩国遠別川東岸中流の地質，北大卒論(M. S)，1951
- 11) 井島信五郎・品田芳二郎：北海道天塩国安平志内油田北部地区地質調査報告，地質調査所月報，Vol. 3，No. 12，1952

- 12) 広岡悦郎：北海道天塩町東方の稚内層の基底，石油技術協会誌，Vol. 19，No. 1，1954
- 13) 対馬坤六・山口昇一：5万分の1地質図幅「留崩」，および同説明書，地質調査所，1954
- 14) 対馬坤六・松野久也・山口昇一：5万分の1地質図幅「苫前」，および同説明書，地質調査所，1954
- 15) 小山内熙：5万分の1地質図幅「稚内」，および同説明書，北海道地下資源調査所，1954
- 16) 松野久也・山口昇一：遠別層（追分階）から *Pecten* (*Fortipecten*) *takahashii* *YOKOYAMA* の発見一更に追分階と滝川階との関係について，北海道地質要報，No. 30，1955
- 17) 松野久也・山口昇一：5万分の1地質図幅「羽幌」，および同説明書，地質調査所，1955
- 18) 北海道鉱業振興委員会：北海道石油鉱業の現況と将来，1955
- 19) 竹田秀蔵：北海道における±100mの昇降，北海道地質要報 No. 33，1956
- 20) 対馬坤六・松野久也・山口昇一：5万分の1地質図幅「鬼鹿」，および同説明書，地質調査所，1956
- 21) 今西 茂：5万分の1地質図幅「名寄」，および同説明書，北海道地下資源調査所，1956
- 22) 小林 勇・他3名15万分の1地質図幅「滝川」，および同説明書，北海道開発庁，1957
- 23) 藤江 力・魚住 悟：北海道新第三紀の動物化石群集（I），新生代の研究，No. 23，1957
- 24) 上田定次郎：北海道宗谷日高堆積盆地の微小古生物学的研究（その1～その6），石油技術協会誌，Vol. 22，No. 5～6，Vol. 23，No. 1～3，1957～1958
- 25) 松野久也：古丹別層の堆積盆の沈降運動，石油技術協会誌，Vol. 23，No. 4，1958
- 26) 藤江 力：滝川・本別化石運動群と代表種 *Fortipecten takahashii* の分布，

新生代の研究, No. 26, 1958

- 27) 藤江 力・魚住 悟：日本新生代の堆積区とその変遷—特に中新世を中心として(Ⅱ)—北海道の地層対比—新第三紀対比試案について, 新生代の研究, No. 26, 1958
- 28) 石山昭三：遠別町本原野地域石炭調査報告, 北海道地下資源調査報告, No. 21, 1959
- 29) 高橋功二：天塩安平志内流域における安川層群(いわゆる函淵層群)下底の不整合について(天塩地域における白堊系の研究第1報), 地質学雑誌, Vol. 65, No. 768, 1959
- 30) 吉田 尚・他3名：5万分の1地質図幅「比字」, および同説明書, 北海道開発庁, 1959
- 31) 四十物秀蔵：日本における石油第三系の研究(1), 石油学会誌, Vol. 2, No. 1, 1959
- 32) 橋本 亘：北海道の地質(7～8), 地下資源, No. 7～8, 1959～1960
- 33) Kanno S. & Matsuno K. : Molluscan Fauna from the “Chikubetsu Formation” Hokkaido, Japan, The Journal of the Geol. Soc. of Japan, Vol. 66, No. 772, 1960
- 34) 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
- 35) 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
- 36) 番場猛夫：天塩国初山別・北見国鬼志別付近の海浜砂クローム鉱床調査報告, 北海道地下資源調査資料, No. 47, 1960
- 37) 松野久也・木野義人：5万分の1地質図幅「築別炭礦」, および同説明書, 北海道開発庁, 未刊
- 38) 対馬坤六・秦 光男：5万分の1地質図幅「遠別」, および同説明書, 地質調査所, 未刊
- 39) 小山内熙・三谷勝利・高橋功二：5万分の1地質図幅「共和」, および同説明書, 未刊

- 40) Takayanagi, Y. : Cretaceous Foraminifera from Hokkaido, Japan Reprinted
from the Science Reports of the Tohoku University, Sendai,
Japan, Second Series (Geology), Vol. 32, No. 1, 1960

**EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN**

Scale 1 : 50, 000

HATSUURA

Asahikawa, No. 25

By

MITSUO HATA

(Written in 1960)

(Abstract)

The sheet-map area is situated in the Northwest Hokkaidō between the Teshio mountain range and the Japan Sea. Along the shore line, in this area, a flat land of the height lower than 100 m is well developed with the width of about 4 km. The flat land is formed by coastal terrace deposits, while the eastern highlands are composed almost of Neogene Tertiary sediments. The Tertiary constructs large scale folding structures of the trend NNE-SSW or N-S, and so the area is interested as oil field since several decades.

GEOLOGY

The geologic members of this area are shown in the Table 1. The

basement of the area is upper Cretaceous, and the Neogene Tertiary directly rests on the Cretaceous, and covers most wide area. The Quaternary terrace deposits and alluvium cover the remaining narrower area.

Table 1

Age			Remarks
Quaternary	Holocene	Alluvium	
	Pleistocene	Marine & River terrace deposits	Upheavals
		Mochikubetsu formation	
Tertiary	Miocene	Embetsu formation	
		Kinkomanai formation	Hornblende andesite
		Higashino formation	
		Kotambetsu formation	Dacitic tuff
		Chikubetsu formation	Pyroxene andesite
		Sankebetsu formation	Acidic tuff
Cretaceous	Hetonaiyan	Hakobuchi formation	Acidic tuff
	Urakawan	Osoushinai formation	

CRETACEOUS

The Cretaceous crops out only in a narrow area at the northeastern portion of the sheet-map as the core of the Pankehorohetsu anticline. It consists of Osoushinai formation and Hakobuchi group, and they

respectively belong to the Upper Ezo group and to the Hakobuchi group of the standard Cretaceous stratigraphy in Hokkaidō.

The **Osoushinai formation** consists of massive dark grey mudstone with intercalations of silty mudstone in its upper part, and it contains abundant marly nodules which yields many fossils as shown in Table 2 in the Japanese Text.

The **Hakobuchi group** consists of grey to greenish grey sandstone, and intercalates silty mudstone in its upper part. The sandstone is tuffaceous, and contains fragments of quartz, plagioclase, hornblende and biotite abundantly. Light grey dacitic tuff bed is intercalated and also coaly shale beds in the middle to the upper part of the formation. The formation yields such fossils as *Inoceramus schmidtii*, *Metaplacenticeras subtilistriatum* abundantly.

NEOGENE

The Neogene Tertiary develops in almost whole of this sheet-map area, and it is divided, upwards from the lower, into middle Miocene Sankebetsu and Chikubetsu formations, late Miocene Kotambetsu, Higashino, Kinkomanai and Embetsu formations and Pliocene Mochikubetsu formation.

The **Sankebetsu formation** crops out only in a narrow zone along the northeast side of the Chikubetsu anticlinal fault at the southwestern corner of the sheet-map area. It is composed of alternation of platy hard shale, massive hard mudstone and tuffaceous sandstone accompanied by thin intercalations of tuff beds. The fossils found from this formation are shown in Table 5 in the Japanese Text.

The **Chikubetsu formation** is found in two separated areas, one at the southwest covers the Sankebetsu formation unconformably and the other at the east overlies the Cretaceous directly. The lower part of

the formation consists of sandstone, which is greenish grey, tuffaceous and massive, with the grain-size of medium to fine. Conglomerate containing abundant pebbles of pyroxene andesite occurs in the basal part of the formation. The fossils contained in the sandstone are shown in Table 6 in the Japanese Text. The upper part of the formation is composed of tuffaceous massive mudstone of dark grey or black in colour.

The **Kotambetsu formation**, overlying the Chikubetsu formation unconformably, covers more than a half of the sheet-map area. It forms large scale folding structures, namely the Embetsu syncline and the Utakoshibetsu anticline. It attains the thickness of more than 3,000 m, and is composed of repetition of cycles, beginning with conglomerate, through sandstone, alternation of sandstone and shale, and ending in shale or cycles represented by alternation of sandstone and shale. The thickness of each cycle beginning with conglomerate ranges from several dozens to more than one hundred meters. The interrelations between each cycle are in parallel to the time planes respectively. This fact is clearly presented in the relations between the cycles and rhyolitic tuff beds interbedded in the formation. Especially, three thick tuff beds, forming prominent key beds and being traced over very wide area, are perfectly parallel to the overlying and underlying cycles other than above and in the restricted horizon between the lower and middle key tuff beds, the unique sedimentary structures are observed. They are mudstone conglomerate (or tilloid), in which slumping sheets or blocks are contained, and existence of erratic boulders of mudstone and sandstone or blocks of alternation of them in the formation, considered that they were derived contemporaneously from the Kotambetsu formation itself. This characteristic phenomenon seems to be originated by the mudflow due to the turbidity currents caused under the sea water. Both the thickness of the formation and the coarseness of the sediments decrease generally northwestwards.

The **Higashino formation** develops in the both wings of the Embetsu syncline. It covers the Kotambetsu formation with clino-unconformity and it is divided into 4 beds. The facies and thickness in some typical places are shown in Fig. 9 of the Japanese Text.

The basal volcanic conglomerate-sandstone bed consists of volcanic breccia, volcanic conglomerate and tuffaceous sandstone. The former two exist in the lower horizon, and contain pebbles of hornblende andesite and subordinate amount of pyroxene andesite.

The lower mudstone bed is the so-called "hard shale" consisting of alternation of hard shale and silty mudstone. Many marly nodules with the diameter of 20 ~ 40 cm are contained and sometimes pumiceous tuff beds of 2 ~ 10 cm in thickness are intercalated.

The sandstone bed occurs in the middle part of the formation, and well develops over wide area. It is fine-grained massive sandstone with the colour of yellowish grey or greenish grey. Nodules of fine sandstone with the diameters of 10 ~ 30 cm are also contained.

The upper mudstone bed resembles to the lower mudstone bed in lithologic features but differs from the latter in scarceness of marly nodules.

The fossils contained in many horizons are shown in Table 8 in the Japanese Text.

The **Kinkomanai formation** is contemporaneous with the lower to middle part of the Higashino formation and it develops in the western wing of Utakoshibetsu anticline. The relations among the above-mentioned two formations and the overlying Embetsu formation are shown in Table 1.

The Kinkomanai formation is divided also into 4 beds in the type locality, but the lateral changes in the rock facies are rather abrupt. The basal sandstone and conglomerate bed has a thickness of only 8 m. It is mainly of tuffaceous sandstone, and contains pebbles of hornblende andesite and biotite dacite.

The lower siltstone bed is transformed gradually from the basal sandstone and conglomerate bed, and it is tuffaceous muddy siltstone of dark grey-greenish grey in colour. Marly nodules of 30~50 cm in diameter are contained.

The sandstone bed is also tuffaceous, and contains pumice and glauconite grains. It is also fine, massive sandstone of grey-greenish grey in colour.

The upper siltstone bed resembles to the lower one in the rock feature and it could not be differentiated in the area north to Tokomanai where the sandstone bed thins out. The fossils collected from this formation are listed in Table 8.

The **Embetsu formation** develops at the western wing of Utakoshibetsu anticline and at the northern portion of Embetsu syncline covering the Higashino and Kinkomanai formations conformably. It is composed of sandstone and mudstone.

The sandstone bed is the basal one, and develops only at the east of the Utakoshibetsu anticline. It shows prominent cross-bedding, and is composed of medium ~coarse-grained sandstone with the colour of greenish grey-brownish grey. The sandstone is generally soft, but in some places, where the matrix is calcareous or limonitic, it becomes very hard. The mudstone bed composes the main part of the formation. It is soft, massive, diatomaceous and silty one with granules or grains of pumice and coal flakes in it. The colour while fresh is grey~bluish grey and when weathered it becomes greyish white and also the weight decreases prominently. Marly nodules of 50 cm in diameter are contained in the lower and upper part of the formation. The fossil shells collected from this formation are listed in Table 9 in the Japanese Text.

The **Mochikubetsu formation** is the uppermost member of the Neogene in this area. It is transformed gradually from the underlying

Embetsu formation but the upper limit is not observed in this area. The basal part is conglomeratic sandstone or alternation of sandstone and mudstone. The main part is yellowish grey, loose, fine~medium-grained sandstone and the upper part is conglomeratic sandstone. It represents the deposition under shallow water, and is variable in rock facies. It often shows cross lamination, and contains mud-pipe, plant remains and pumice grains. The fossil shells are listed in Table 10 in the Japanese Text.

QUATERNARY

The Quaternary in this area is composed of terrace deposits of coast and river, and alluvium. Among the terraces, the highest one····terrace A····develops most widely along the coast with the height of 40~60~80m above sea level. This deposit is named Tokomanai bed and it consists of gravel, sand, clay and peat with the total thickness of 15 m. The second one····terrace B····develops to the south of Hatsuura with the height of 40~60m. The deposit also consists of gravel, sand, clay and peat. The river terraces along the Embetsu-gawa seems to be referable to this coastal terrace. The terrace C (20~35 m in height) and the D (10 ~ 20 m in height) develop only at the estuaries of rivers, and seem to belong to river terraces, and they are composed of gravel, sand, and clay and also peat in the terrace D.

ECONOMIC GEOLOGY

The indications of oil and gas are observable in the area near the axis of Utakoshibetsu anticline, at the middle reach of Mo-otakoshibetsu-gawa, Kitafūrembetsu-gawa and others. There are records of prospecting boring to detect the oil in the Kotambetsu formation at the river side of Mo-otakoshibetsu-gawa and Nakanosawa, but they did not reach the depth more than 470m. They spouted the gas, but no oil.

Thin seams of coal are intercalated in the middle and lower parts of the Kotambetsu formation at the Pankehorobetsu-zawa and Penke-

horobetsu-zawa, but they are very thin and lenticular, 20 cm thick in most case, and only 5~10 cm generally. In the Hakobuchi group of Cretaceous, coaly shales of 10 cm thick are found.

In the beach sand, chromite sand, platinum sand or titaniferous sand are concentrated locally after the seasonal winds. Chromite is contained in the sandstone of the Kotambetsu formation also, and its content is about 3 gr per 10 kg of the sandstone.

Mineral springs are found here and there in the area of Neogene Tertiary. The two of them, at the south of the cape Kompira and Nakano-sawa are utilized for public bath.

昭和36年9月24日印刷

昭和36年9月30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

HATSUURA

(Asahikawa-25)

By

MITSUO HATA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1 9 6 1