

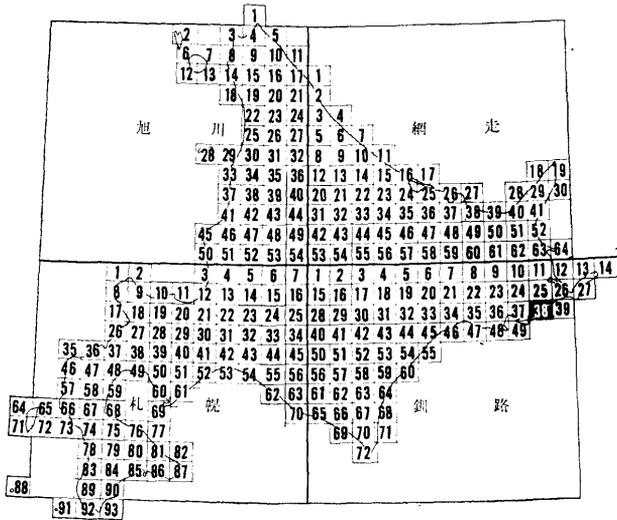
5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 霧 多 布

(釧路一第 38 号)

北 海 道 開 発 庁

昭 和 41 年



5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 霧 多 布

(釧路一第 38 号)

北海道技術吏員 長 尾 捨 一  
同 石 山 昭 三  
北海道嘱託 吉 田 三 郎

北海道開発庁

昭和 41 年

この調査は、北海道総合開発の一環である、  
地下資源開発のための基本調査として、北海  
道に調査を委託し、道立地下資源調査所にお  
いて実施したものである。

昭和41年3月

北海道開発庁

## 目 次

はしがき	1
I 位置および交通	2
II 地 形	2
III 地質概説	4
IV 地質各説	7
IV.1 根室層群	7
IV.1.1 太田村層 (O <sub>1</sub> —O <sub>3</sub> )	7
IV.1.2 門 静 層 (Mo)	8
IV.1.3 カリカン層 (Ka)	8
IV.1.4 幌 戸 層 (Po)	9
IV.1.5 厚 岸 層 (At <sub>1</sub> —At <sub>3</sub> )	10
IV.1.6 霧多布層 (Ki)	12
IV.2 第三紀層, 天寧層 (Te)	19
IV.3 第四紀層	20
IV.3.1 茶 内 層 (Ch)	20
IV.3.2 段丘堆積層 (T)	21
IV.3.3 火山性堆積物層 (Lm)	21
IV.3.4 沖 積 層 (Al)	21
V 火成岩類	23
V.1 粗粒玄武岩類	23
V.2 石英モンゾナイト	23
VI 地質構造	24
VII 応用地質	25
VII.1 石 材	25
VII.2 含銅硫化鉄鉱床	25
む す び	26
引用文献	33
Resúme	35

5 万分の 1 地質図幅 霧 多 布 (釧路—第 38 号)  
説 明 書

北海道立地下資源調査所

技術吏員 長 尾 捨 一

同 石 山 昭 三

嘱 託 \* 吉 田 三 郎

は し が き

この図幅の調査は昭和 38 年から 39 年の 2 年にわたる間に延約 100 日を費した。

調査に当っては長尾と吉田は主として、根室層群の分布地域を調査し、若い第四紀層は石山が担当した。この間、山形大学の学生諸君が進級論文または卒業論文を通じて、われわれの調査に参加された。又個人的には石油資源開発株式会社の猪間明俊技師の調査資料も参考にさせて戴いた。

調査精度は 1/25,000 地形図を用いたのであるが、これを、この図幅の 1/50,000 地形図に写し入れるに際して、1/5,000 地形図のいちじるしい不正確が非常な障害になった。一部分修正して記入した部分もあるが、到底全部を修正することは不可能であったので、大部分の地域はそのままの形で採用せざるを得なくなった。また根室層群の露出が大体沢の中だけの狭小な部分に限られ、沢の上方は若い第四紀層によって占められているため、地質図作成に当って、第四紀層の分布範囲を縮小して根室層群の分布を多少誇張して作図しなければ、その構造を読みとることができない様な状態である。従って、段丘礫層 (T) と火山性堆積物層 (Lm) の露出記入が等高線による地形判断から不正確にならざるを得なくなった。読図に際してはこの点を十分了解して戴きたいものである。

この調査の遂行に当たって、上記山形大学の学生諸君および霧多布役場の方方、又賢人の小学校の校長及び先生方には大変御協力を戴いた、厚く感謝の意を表する次第である。

\* 山形大学助教授

室内作業面では、重鉱物分析、有孔虫の鑑定等は吉田が担当し、全般的な層序、構造、対比、ならびに、まとめは長尾が担当した。

## I 位置および交通

本地域は根室半島の基部、釧路寄りの大平洋岸に面し、東は厚床および落石岬図幅に、西は厚岸図幅と隣接し、北は未刊の姉別図幅と接する。

根室本線はこの図幅の北西隅をよぎり、茶内、浜中の2駅がこの中に含まれる。チリー津波の被害地として有名な霧多布市街は浜中駅よりバスを通じ、この間約10km、20分を要する。図幅西部の散布<sup>フリップ</sup>方面には1日2回の乗合バスを通ずるが、散布以西、厚岸図幅との連結部は徒歩によらなければならない。海岸以外にはほとんど露出がないので、所々断崖のため中絶される汀線が主要な調査ルートになる。図幅東端の貫人<sup>モワイト</sup>までも、同様に海岸線が主要調査ルートであり、霧多布からここまでは辛うじて小型自動車を通ずる道路がある。大型自動車のルートは姉別回りの貫人までの道路のみであって、交通は便利とは言えない。地層露出のある各小沢には全然道路はなく、霧多布市街地北方の広大な湿原にも全然道路はない、図面上にのせられている1本の道路は既に何年か前に廃道になっていて、この湿原は一面の野地坊主と胸まで没する水溜りの連続である。霧多布の半島部は海岸線の全部に亘って露出があるが、南岸と北岸は徒歩では通れない所がたくさんある。

## II 地 形

1) 厚床および落石岬図幅から連続している平坦な段丘性台地がこの図幅一帯を占めており、その標高は60~80mである。その表面は大部分、ローム、火山性堆積物等の地質記号Lmで表わされる地層によって被われ、これを開析している沢の中には、この地域の基盤岩である根室層群が分布している。この平坦面上Lm層の下には、場所によって段丘礫層が認められる。段丘礫層は現在所々断絶して見られない所もあるが、かつてはこの図幅地域一面を被っていたものと推定され、その標高は60~40mである。この断絶は恐らく侵蝕による流失と解釈されるが、南部の散布<sup>フリップ</sup>方面では、その流失の度合が大きく、Lm層とその下の根室層群との間に段丘礫層を見ない所が多い。図幅北西隅に非常に低平な40~60mの平坦地形がある、これは前記60~80mの台地と連続推移しているが、前者とは、その解析の度合において格段の差異があり、地形

図から簡単に読みとれる。

これは厚床および落石岬  
図幅において、ほぼ平坦な  
低夷台地とよばれたものと  
連なるもので、そこには根  
室層群の地層は露出せず、  
釧路層相当層と推定される  
火山性、泥質および砂質堆  
積物からなる茶内層が沢の  
低部に露出し、その上に段  
丘礫層とLm層が見られる。



第1図 <sup>シリシス</sup>後静より奔幌戸、小島、ケンボッキおよび  
琵琶瀬方面を望む段丘面 (40~50 m)

榑町、琵琶瀬の間南北約9 km、東西約4 kmの間には広大な湿原が存在し、琵琶瀬川が蛇行してその間を流れ、所々細長い沼を残している。標高は2~2.5 mで、ヨシ、アソビ等が繁茂し、少し小高い所には灌木に混って、つつじ、山百合等が咲き乱れる。蛇行する川の水はこの低地に溢流し、野地坊主が乱立し、その間赤錆色の溜り水が随所にあり、深い所は胸まで没する所がある。

この湿原が東方浜中湾に向って移行する所に狭少な砂浜が延び、ここに榑町、浜中、暮帰別、新川、琵琶瀬等の小部落があり、昭和27年3月4日の十勝沖地震の余波の津



第2図 <sup>ワタラチリツブ</sup>キリタツプ湿原。渡散布より北方を望む。  
蛇片するのは琵琶瀬川

波の被害をうけ、更に昭和35年5月23日のチリー津波の際には霧多布市街を含めて最高405cmの高波に襲われて全部落流失の惨事をもたらした所である。またこの濕原の中に、新しい昭和35年版の2万5千分ノ1地形図では標高2.5mの細長い砂丘様の高まりが、現在の汀線とほぼ平行して3条存在することが読みとれる、これ等の細長い高まりの間に新川、ジュンサイ沼、長沼等を初めとする小さな沼が同じく汀線に平行して配列されており、かつての砂丘の跡と推定される。

### III 地質概説

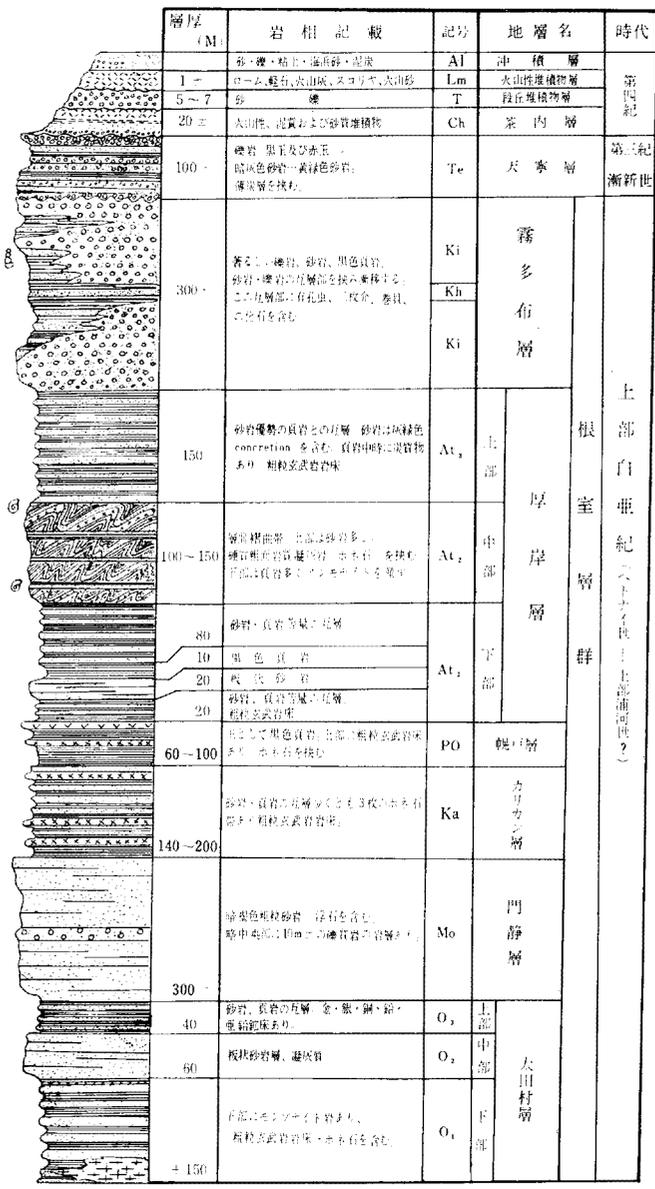
本地域の基盤を構成するものは、根室層群<sup>\*</sup>と称せられる上部白堊紀の地層で、根室半島から西に落石、霧多布、厚岸、釧路を経て、雄別ドーム、白糠半ドームの中核として、時々姿をあらわし浦幌まで連続し、東は水晶島、志発島<sup>シボツ</sup>をへて色丹島まで追跡することができる。本域地の根室層群は、下部より太田村層、門静層、カリカン層、幌戸層、厚岸層、霧多布層に分けられる。太田村層の下位はノッカマップ層とよばれる玄武山質安山岩および集塊岩を主体とし、これに凝灰岩、礫岩、ときには砂岩、泥岩を挟む地層で、石油資源開発の西別<sup>\*\*</sup>および標茶の試錐では、前者は2,049m、後者は1,666.8mの坑底は、まだノッカマップ層であって、根室半島部のノッカマップ層の地表露出からみても、少なくとも500m以上の厚さが算定される。太田村層は根室<sup>5)</sup>図幅の根室層の下部、松本達郎<sup>8)</sup>のN<sub>1</sub>に該当し、厚岸<sup>17)</sup>図幅の太田村層はこの図幅の太田村層の上部に相当する。本地域の太田村層は下位よりO<sub>1</sub>、O<sub>2</sub>、O<sub>3</sub>の3部層に分けられ、上部と下部は砂岩頁岩の互層、中部は凝灰質板状砂岩である。

門静層は暗褐色粗粒砂岩で浮石粒を含み、略中央部に10m内外の礫質砂岩層を挟有している。この地域の門静砂岩は厚岸方面の門静砂岩のような暗緑色の硬質砂岩とは、やや異なって暗褐色のものが多きようである。松本のN<sub>2</sub>に該当する。

カリカン層は、その上に整合する砂岩、頁岩の互層で、少なくとも3枚の硬質粗面岩質凝灰岩層(いわゆる「ホネ石」)を挟有している。粗粒玄武岩の岩床が可なり進入している。本層は、松本のN<sub>2</sub>上部に当たる。

\* 根室層群の沿革については筆者の一人である長尾の「未詳中生界を主題とした北海道のジュラ-白堊系」について(地下資報告33号1965)に詳述してあるので参照されたい。

\*\* 1963年6月および9月施行



層厚 (M)	岩相記載	記号	地層名	時代
1+	砂・礫・粘土・海産砂・泥炭	Al	沖積層	第 四 紀
5~7	砂・礫	T	火山性堆積物層	
20±	火山性・泥炭砂土の砂質堆積物	Ch	茶肉層	
100-	礫岩・黒玉及び赤玉・ 暗灰色砂岩・黄緑色砂岩・ 薄板層を挟む。	Te	天幕層	第三紀 漸新世
300-	著しく、礫岩、砂岩、黒色頁岩、 砂岩・礫岩の互層部を挟み遷移する。 この互層部には孔虫、腕足、 植物化石を含む。	Ki	霧 多 布 層	根 室 層 群
		Kh		
		Ki		
150	砂岩優勢の頁岩との互層。砂岩は塊綠色 concretion 多含む。頁岩中に泥質物 あり。粗粒玄武岩岩床。	At <sub>3</sub>	上部	厚 岸 層
100~150	層理粗曲。上部は砂岩多し。 礫岩相の岩層層理粗。赤土層。多量に 孔虫は頁岩多量に含む。赤土層。	At <sub>2</sub>	中部	
		At <sub>1</sub>	下部	
80	礫岩・頁岩等層の互層		At <sub>1</sub>	
10	単色頁岩			
20	板状砂岩			
20	礫岩・頁岩等層の互層 粗粒玄武岩			
60~100	上部は黒色頁岩。上部は粗粒玄武岩床 あり。赤土を含む。	PO	幌層	力 身 カ 層
140~200	砂岩・頁岩の互層。赤土層。赤土層 あり。粗粒玄武岩岩床。	Ka		
300-	暗紫色粗粒砂岩。赤土を含む。 砂岩中部に10m程度の礫岩層の岩層あり。	Mo	門 静 層	大 川 村 層
40	砂岩・頁岩の互層。金・銀・銅・鉛・ 亜鉛鉱床あり。	O <sub>3</sub>	上部	
60	板状砂岩層・凝灰岩	O <sub>2</sub>	中部	
+150	下部は赤土層多量あり。 粗粒玄武岩岩床。赤土を含む。	O <sub>1</sub>	下部	

上部白亜紀（之上部白亜紀？）

幌戸層は、その上にあつて、いわゆる仙鳳趾泥岩層に相当する部分であるが、本地域は非常に薄く60~100 mの層厚である。大体東に薄く、西方厚岸方面に近づくに従つて厚くなる傾向がある。主として黒色頁岩よりなり、玄武岩岩床の進入がいちじるしく、ホネ石を数層挟有しているが、1~2 mの薄いものである。根室図幅および落石岬図幅の根室累層の最上部がこれに相当し、松本のN<sub>3</sub>に該当する。松本は本層の上に来る厚岸層をこれと一つにまとめているが、これらの対比の問題については後章にのべる。

厚岸層は、上・中・下3部分に分かれ、下部は黒色頁岩を挟む砂岩頁岩の互層で、岩相的に更に4つに分けることができる。中部は例の層間褶曲帯を含むもので、厚いホネ石を挟有している。上部は砂岩部の多い、砂岩頁岩の互層帯で、頁岩中に炭質物を含有し、石灰質の団塊を持っている。この厚岸層は、松本のN<sub>3</sub>、根室図幅の長節層の全部、<sup>5)</sup>佐々保雄の汐見層（全面的にこれに該当するかどうかは、疑問であるが）に相当する。中部の層間褶曲帯の上部および下部の2層準からアンモナイトを産する。

霧多布層は、<sup>17)</sup>厚岸図幅のチンベ層、<sup>11)</sup>床潭図幅のチンベ礫岩と<sup>5)</sup>鯨浜砂岩頁岩層を含めたもの、<sup>18)</sup>佐々保雄の<sup>オンヤマツブ</sup>老者舞、<sup>チオマナイ</sup>知方学、<sup>カルキウシ</sup>去来牛の3層を合せたもの、<sup>9)10)11)</sup>根室図幅の落石、<sup>マビロ</sup>ユルリの2層を合わせたものに相当する。本層は顕著な礫岩層で、ほぼ中央部に砂岩、頁岩、礫岩の互層部をレンズ状に挟有する。この互層部が、かつて鯨浜、知方学等とよばれたものであるが、霧多布島の露出ではこれがレンズ状に礫岩部に挟まれていることが観察され、両者は側方に漸移するものであることがわかる。かつて、<sup>9)10)11)</sup>長尾は大黒島および<sup>マビロ</sup>末広の礫岩層下部の互層部<sup>\*</sup>を厚岸層準と考えたのであるが、本図幅の調査中にこの層準が、前記互層部即ち鯨浜および知方学の層準であることを知った。これについては<sup>12)</sup>1965年に訂正発表を行なっている。以上述べた根室層群の各地層は、いずれも東西の方向をもち、南に単斜し、その傾斜は10~20°、断層による転位、反覆はあるが、目立った褶曲構造は見られない。断層の型式としては、ほぼ東西性のものが先行し、これを南北性のものが切断している。

第三紀漸新世に属する<sup>テンネル</sup>天寧層は、本地域南西隅の<sup>チリツブ</sup>散布附近に僅かに根室層群を被覆して分布する。天寧特有の礫岩層および砂岩、シルト岩の互層で、薄炭層を挟有している。ここが根釧地域における天寧層分布の東限である。

\* *Pleurotomaria* および有孔虫を多産する。

天寧層の上位には茶内層とよぶ火山性の堆積物が分布する。主として砂、礫、火山灰等よりなり、厚床<sup>4)</sup>図幅の風蓮湖層に対比され、おそらく釧路層の一部に該当するものであろう。

本図幅の北西部には60~80 mの平坦面が広範囲に分布し、この下に段丘礫層が見られる。段丘礫層の高さは40~60 mである。この礫層は、かつては全地域を覆っていたものと推定されるが、南部では現在所々削剥されて、あちこちに部分的に残存しているに過ぎない。

この地域の平坦面上を被って広く火山性の堆積物が分布している。ローム、火山灰、軽石等からなり、厚床地域から連続しているがここでは発達が悪く、せいぜい1 m内外である。

沖積層の大部分は、榑町、浜中西方の湿原地帯を占め、泥炭、砂、礫等からなる。また現海浜には海浜砂が分布している。

## IV 地質各説

### IV.1 根室層群

根釧地域一帯の基盤岩を構成する根室層群は、この図幅内の主な構成岩層である。その全層厚は1,500 m+ であって、厚岸図幅の3,000 m+、厚床図幅の2,100 m+、根室図幅の3,500 m+ に比して、薄い。

根室層群の基底部と推定されるノッカマップ層は、この地域では露出せず、その上位の太田村層から初まり、門静層、カリカン層、幌戸層、厚岸層、霧多布層に分けられる。

#### IV.1.1 太田村層 (O<sub>1</sub>—O<sub>3</sub>)

太田村層は、この地域では250 m 以上、厚岸図幅では500 m 以上、根室図幅では、ノッカマップ層の上位を占める根室渠層の下部がこれに相当する。又、佐久保雄の門静層の下部、松本<sup>8)</sup>達郎の(N<sub>1</sub>)、に対比される。本層は岩相的にO<sub>1</sub>、O<sub>2</sub>、O<sub>3</sub>の部に分けられる。

**O<sub>1</sub>:** 太田対層の最下位を占める地層で層厚150 m+、主として砂岩、頁岩の互層よりなり、その下部に薄い「ホネ石」を挟んでいる。砂岩は暗褐色粗粒ないしは中粒で硬い。頁岩は暗褐色ないしは暗灰色で、やや硅質である。分布は、この図幅の北東部、浜中市街地の東側の各沢の中に見られ、特に浜中駅北東の沢中にはモンズナイト

に貫ぬかれた砂岩、頁岩の互層部があり、走向東西から N 60°E 内外、傾斜は南に 12~20° を示している。粗粒玄武岩の岩床を挟む。

**O<sub>2</sub>:** O<sub>1</sub>上に整合する凝灰質板状の砂岩層で、厚さ 60 m 内外、暗緑色ないしは暗褐色、粗粒、礫質部を介在している。

**O<sub>3</sub>:** O<sub>2</sub>の砂岩層と門静の砂岩層との間に挟まれた砂岩、頁岩等量の互層部で、厚さは 40 m 内外である。砂岩は暗緑色、緻密、堅硬で、中粒ないしは粗粒、比較的下部に場所によって層間異常褶曲を示す部分がある。浜中市街地の東方、浜中家畜市場の沢の中で、かつて銅鉱床として稼行された旧坑附近がその擾乱帯の露出地である。そこでは、かなりいちじるしい層間褶曲を示す砂岩・頁岩の互層部が見られ、地層の走向は N 40°W、あるいは N 85°E とまちまちであるが、一般傾斜は南に 20~40° 傾斜する。この銅鉱床は、その北方の石英モンゾナイトの貫入に関係があるものと推定され、道東唯一の銅鉱床として知られるものである。

#### IV.1.2 門 静 層 (Mo)

層厚 300 m 内外の暗緑色、暗褐色の板状砂岩層で、中粒乃至粗粒、一般に凝灰質で、時に浮石粒を多く含んでいる部分もある。ほぼ中央部に 10 m 内外の礫質部を挟有し、稀に砂岩、頁岩の互層部が見られる。砂岩は堅硬、緻密、植物化石の破片を含むことがある。岩相の変化は可なり著しく、<sup>13)</sup>奔幌戸と<sup>14)</sup>赤泊中間のウラヤコタンの沢のものとは他の部分に比して、砂岩・頁岩の互層部が多いようである。本層はこの図幅の北東隅から北西部に亘って、ほぼ東西の方向に帯状分布を示し、所々南北性の断層によって転位しながら南に向かって単斜する。この層準は厚岸方面では有名な門静石を産するものに連なり、そこでは *Inoceramus Kushiroensis* NAGAO & MATSUMOTO. *Inoceramus shikotanensis* N & M. *Ostrea* sp. *Terebratulina* sp. 等の外<sup>15)</sup>もひとで、<sup>16)</sup>の化石の産出が報ぜられている。本層は厚岸図幅の門静層の下部に、<sup>17)</sup>厚床、根室等の東方地域の図幅でわ、根室累層のほぼ中部に該当し、松本の区分でわ N<sub>2</sub>に<sup>18)</sup>当たる。また更に西方昆布方面では、<sup>19)</sup>佐々保雄の門静層のほぼ中央部に相当するであろう。ただし昆布森図幅にはこの層準の露出はなく、この上位のカリカン層が門静互層として最下位におかれている。

#### IV.1.3 カリカン層 (Ka)

\* 筆者は厚岸図幅の門静層とカリカン層に 2 分している。

10)1.)

本層は長尾が1957年にカリカン互層としたものであって、門静砂岩層上に整合する砂岩、頁岩の互層部である。かなり顕著なホネ石が少なくとも三層挟まれており、粗粒玄武岩の岩床が見られる。砂岩は中粒ないしは細粒で時に礫質になり、暗褐色あるいは暗緑色を呈する。頁岩は比較的堅く、暗灰色である。層厚140~200 m、下部は砂岩優勢、上部は頁岩優勢である。本層は奔幌戸の東方ウラヤコタンの西側の海岸沿いにほとんど連続している好露出があり、泥灰岩団塊を含む砂岩、頁岩の互層が「ホネ石」を挟んで露出している。本層は従来いわれている門静層の上部相として、その中に含まれており、その上位の泥岩相(仙鳳趾相当相)との移化部とされている。

今回採集した本層の有孔虫化石は次の通りである。

ウラヤコタン、赤泊間の海岸

*Bathysiphon kushiroensis* YOSH.

後静西の沢の上流、頁岩中

*Silicosigmoilina futabaensis* ASANO.

*S. (f) tokachiensis* YOSH.

*Haplofragmoides kushiroensis* YOSH.

*H. akkeshiensis tokachiensis* YOSH.

#### IV.1.4 幌戸層 (Po)

カリカン互層部の上位に整合する泥岩相であって、岩相的には従来いわれている仙鳳趾層に対比され、厚岸図幅の尾幌川層、根室図幅の根室累層の上部に相当し、松本達郎の区分では、その上位の厚岸層と共に  $N_3$  に当る。暗灰色の泥岩を主体とし、2~3層の「ホネ石」を挟み、時に薄いシルト岩や砂岩が認められる。貫人の海岸で見られるように、かなりいちじるしい粗粒玄武岩の岩床が侵入している。本図幅ではこの泥岩層は60~100 mの厚さを示すに過ぎないが西に向かって漸次その厚さを増し、西隣りの厚岸図幅では400~500 m、更に西方昆布森では600 m、仙鳳趾半島部では700 mと算定されている。根室半島部では本層をも含めて、それ以下の地層は岩相的に区分が難かしいような状態にあり、根室図幅及び落石図幅では本層以下ノッカスツ層迄の間の地層を含めて根室累層とよび、その厚さは、1,800~2,000 m、1956年の佐々保雄によれば根室泥岩層とよばれて800 mとされている。この泥質相はこの図幅に至って、やや区分可能になり、西方次第に顕著な発達をしていくものであろう。本層は松本の  $N_3$  の下部に当たる。ただし、松本の  $N_3$  は、根室半島部の長節全層に当たるとして

いるので仙鳳趾層の根室<sup>\*</sup>層の上部に含めた筆者等の区分とはややずれて来る。

#### IV.1.5 厚岸層 (At<sub>1</sub>~At<sub>3</sub>)

見掛上は幌戸層に整合して重なる砂岩、頁岩の互層部で、全層厚はここでは420 m±である。岩相的に下部の砂岩、頁岩互層、中部の層間褶曲帯、上部の砂岩、頁岩互層と3部分に分れる。本層と下位の幌戸層との関係は根室、昆布森、仙鳳趾半島では整合と認められているが、厚岸<sup>9)</sup>方面では、その下部の礫岩層中粗粒玄武岩の円礫の外、砂岩頁岩の円礫も含まれており、あるいは小さな diastem があったのかも知れない。しかし根室層群の分布全体から見れば、この間は整合的であり、かつ、根室半島部から西方昆布森方面までの岩相的な移り変わりから、松本達郎<sup>8)</sup>のように下部の仙鳳趾層と一つにまとめて単元層としている人もある。本層の特徴的な追跡縞層としては中部の層間褶曲部があり、根室半島部から西方厚岸附近まで確実に連続して追っかけることができる。しかし、昆布森<sup>3)</sup>および仙鳳趾半島部<sup>18)</sup>ではこの層準に当たるべき汐見層と称せられる地層には、層間褶曲の記載が無い。このことは、これらの両地域では層間褶曲部の露出がなかったのか、あるいは、全然層間褶曲を示すような擾乱がなかったのか、何れかと解釈される。この点更に追求してみる必要があるが、後章で述べるように根室層群の堆積物が東から西に向って、漸次火山性の要素が少なくなっていくことから、汐見層の堆積時には他の地域で起こったような海底地沈がなかったとも考えられるのである。そうすれば、本層準は汐見層と完全対比がなし得る。



第3図 後静—幌戸間厚岸層下部の互層

\* 落石図幅における三谷外2名。根室図幅における小山内外2名の根室層、佐々の根室泥岩層等に当る。

岩相的に三つに分けた本層を下部を At<sub>1</sub>、中部を At<sub>2</sub>、上部を At<sub>3</sub> とする。

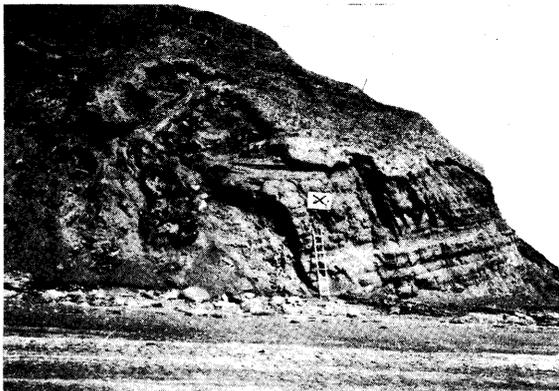
**At<sub>1</sub>:** 幌戸層の泥岩部のすぐ上位を占める粗粒玄武岩床を界として砂岩、頁岩のほぼ等量の互層があり、その中にも 3 m 内外の粗粒玄武岩の岩床を挟む。貫人附近では 20 m の層厚を示す。その上位は板状砂岩 (20 m)、黒色頁岩 (10 m)、更に上位に再び砂岩・頁岩の等量の互層 (80 m) が累重する。At<sub>3</sub> の全層厚は 130 m 内外、砂岩は灰色あるいは暗灰色、ときに礫質になることがある。この層準にはホネ石を含まない。

**At<sub>2</sub>:** 厚岸層の中で、最も特徴的な層間褶曲帯を挟む層準であって、層厚 130 m 内外と推定される。全体的には砂岩部優勢の互層で  
モアイト 奔幌戸海岸、  
ガソボット 後静海岸、  
シリシス 榑町海岸、  
榑町浜中駅間のバス道路等に露出し、よく観察される。この層間褶曲部には、いわゆる、ホネ石が介まれ、厚いものは 3 m に達する。砂岩は下部と同様な灰色あるいは暗灰色、頁岩は黒色又は暗灰色である。

本層の下部および上部にはアンモナイトおよび有孔虫を産出する。下部のものは、かつて 20(21)(22) 吉田が記載した奔幌戸附近の海岸に露出する



第4図 後静海岸の層間褶曲構造



第5図 奔幌戸海岸の含化石砂岩 (厚岸層下部の層間褶曲部)  
×印はアンモナイト産出地点

層間褶曲帯中の砂岩中であって、

*Gaudryceras aff Kayei* (FORBES)

および有孔虫としては、

*Bathysiphon* sp.

*Silicosigmoilina futabaensis* ASANO.

*Dentalina* sp.

*Nonion* (?) sp.

*Bulimina* (?) sp.

*Anomalina tennesseensis* CUSHMAN.

*Cibicides hamanakaensis* YOSHIDA.

その他 *Brachiopoda* を産出する。

更に吉田は、<sup>20)</sup> 貫人の東方、海浜沿い 4 km の<sup>ユラント</sup> 恵茶人で、本層準と同一層準から

*Pachydiscus subcompressus obsoletus* MATSUMOTO

を得ている。これは樺太の上部白堊紀竜ヶ瀬層群から Holotype が記載されているもので、厚岸層の地質時代を上部ヘトナイ世とする理由の一つになっている。

既に述べたように、この層間褶曲帯は根室半島部の長節層の中に含まれ、落石、恵茶人の海岸から後静を経て、厚岸の海岸まで追跡することができる。

**At<sub>3</sub>:** 砂岩、頁岩のリズミカルな互層で、一般に砂岩が優勢である。仙鳳趾、幌戸海岸、琵琶瀬川南部の海岸に好露出があり、その層厚は 150 m と算定される。砂岩は灰緑色又は灰色、頁岩は黒色又は灰色で、ホネ石を挟まない。頁岩中には炭質物を含むものがあり、2~3 m の粗粒玄武岩岩床の進入が認められる。

筆者らの今回の調査では、第 2 表のような有孔虫を採集した。

#### IV.1.6 霧多布層 (Ki)

仙鳳趾半島、昆布森方面で<sup>オシヤマツブ</sup> 老若舞礫岩層、<sup>チボマナイ</sup> 知方学砂岩泥岩層、去来牛礫岩層とよばれたもの、厚岸方面でチンベ礫岩層、鯨浜砂岩頁岩層、根室方面で落石累層（恐らくはユルリ累層もこの中に含まれるであろう）とよばれ、また松本達郎区分の N<sub>4</sub> の層準に相当するものが、この霧多布層である。顕著な礫岩層で礫は粗粒玄武岩、輝緑岩、安山岩、玄武岩、砂岩、頁岩等の円礫、径 3~10 cm のものを多く含み、暗褐色の粗粒砂によって比較的堅く膠結される。全層厚は 300 m 以上と算定されるが、中に砂岩、頁岩の互層部が大きなレンズ状をなして介まれてくる。この互層部が、知方学層とよ

第2表 厚岸層有孔虫化石表

層	準	名	At <sub>2</sub>	At <sub>2</sub>	At <sub>3</sub>	At <sub>2</sub>	At <sub>2</sub>	
採	集	個	所	後海 静海 東ボ 方岸	静海 東ボ 方岸	四入 番番 沢口	三上 番番 沢流	六上 番番 沢流
<i>Bathysiphon kushiroensis</i> YOSH.			R		C			
<i>B.</i> sp.				F				
<i>Silicosigmoilina futabaensis</i> ASANO.				R				
<i>S. (Bramlettia) kushiroensis</i> YOSH.			R		F		R	
<i>Haplophragmoides tokachiensis</i> YOSH.					R	R		
<i>H. akkeshiensis tokachiensis</i> YOSH.					R			
<i>Dentalina kushiroensis</i> YOSH.				R				
<i>Nonion?</i> sp.				R				
<i>Cibicides hamanakaensis</i> YOSH.				F				
<i>C.</i> sp.				R				

C—普通 F—少 R—稀 吉田鑑定

ばれ、また鯨浜層とよばれた部分であって、本図幅内の霧多布島で、そのレンズ状在の模様がよく観察される。ここでは島の西岸部で約120mを算える互層部が、東岸部では、僅かに25m内外となり、図幅西南隅の火散布沼<sup>ヒツツ</sup>附近では、互層部は更に広く分布し、礫岩部を上下に2分し、礫岩部中にも更に小さなレンズ状互層を挟有し、西隣の厚岸図幅に延びている。厚岸図幅の鯨浜、末広方面で礫岩層の下に来る互層を、厚岸層に対比したが、霧多布島における分布状態や、その互層部の岩相、化石等からみれば、これは、礫岩層中の互層部に対比されるべきものである。従って、大黒島の化石帯を含む砂岩、頁岩の互層を長尾が<sup>\*</sup>かって、厚岸層準に対比したことは誤りであって、この点既に1965年訂正発表を行なった。

この層互帯の下位を占める礫岩帯は霧多布島北岸から琵琶瀬低地帯にのび、更に断層のため転位して琵琶瀬川川口から西にのび、ここでレンズ状に消失して、いわゆる鯨浜相の互層部と移過する。この礫岩帯は北方、断層のため反覆再露出して、榑町低地帯および三番沢、四番沢の中流地帯に出現するが、全体が露出不良の低地帯であるので、ほとんど露出はなく、極めて僅かの露出を確認したにすぎない。

\* 床潭図幅。

この礫岩部と、下位の互層部との境界は、美事な一線を示す部分もあるが第6図に示すように、上位の礫岩の下底が下位の互層部の一部を切って堆積している所が見られる。また互層部に近い上部の礫岩部に砂岩をとりこんで、第7図に示すような状態



第6図 霧多布島東岸の互層部とその上位を占める礫岩部の関係、ホネ石の層準が礫岩によって切られている



第7図 霧多布島北西岸、上部礫岩帯中にとりこめられた砂岩層

になっている所もある。これらの現象は、削剝と言うより、むしろ、堆積時における変動の結果の現われであって、全体としては不整合と考えるべきものではないかも知れないが後述する *Danian* との境界の問題に何らの意味を持つ可能性も存在する。この互層部は全体としては砂岩、頁岩、シルト等の互層で、上位近くに「ホネ石」を挟み、また石灰質団塊を有する部分もある。砂岩は灰色ないし、灰緑色で、頁岩は黒色あるいは灰色、シルト質の部分は灰緑色を呈するものが多い。礫岩部のすぐ下のこの

互層部は黒色頁岩、灰色砂岩のリズム互層で、石灰質団塊帯があり、黒色頁岩中には二枚介、有孔虫等の化石を多く含んでいる。



第8図 藻散布南方海岸の上部礫岩層

本層準から産出した有孔虫化石は第4表に示した。化石は有孔虫のほか、*Propeamusium* や *Acila*, *Dentalium* 等の破片が多数含まれている。霧多布島における本層準の岩相は全く大黒島とは様であって、産出化石も亦同種類のものが多い。

この互層部の上位に来る礫岩部は、いわゆる去来牛礫岩層とよばれたもので、岩質的には下部のものと全く同じである。霧多布島の南東部、嶮暮島部の主部、藻散布以南の海岸の礫岩層は、この層準に属する。

霧多布層中の礫岩の礫の組成について調査したのであるが、次の第3表に示すように大部分が中性乃至塩基性の火成岩であって、稀に含まれてくる黒色あるいは暗灰色の頁岩、砂岩については、その由来を明かにすることが出来なかった。



第9図 キリタツ島西岸、礫岩部直下の互層部（鯨浜岩相）

第3表 浦幌層群と根室層群の礫岩組成比較表

箇所(層準)	火 成 岩 類	水 成 岩	変 成 岩
釧路市益浦 海 (別保累層)	A { Graphic Granit Biotite Granit Biotite-Hornblende Granit		Biotite Hornfels
	N { Hornblende Diorite Quartz Diorite		
	B {Basalt		
浜 中 村 渡 散 布 (天寧礫岩)	N {Pyroxene Andesite	Shale	
	B { Pyroxene Diabase Hornblende Diabase		
キリタツプ島 西 (キリタツプ 礫 岩 層)	B { Pyroxene Basalt Pyroxene-Biotite Dolerite Biotite Diabase Biotite Pyroxene Diabase	Shale	
	N {Hornblende-Biotite Andesite		
藻散布附近 (キリタツプ 礫 岩 層)	B { Pyroxene Basalt Biotite Diabase Hornblende Diabase Pyroxene Diabase	Fine Sandstone	
	N {Hornblende-Biotite Andesite		

A...Acidic rock N...Neutral rock B...Basic rock

上記の組成表を見ると、キリタツプ礫岩層中のものは、中性あるいは塩基性の火成岩類であって、この点では、上位の天寧礫岩層の組成と大差は認められない。実際、野外に於て、この両者の接触部である藻散布南方の海岸では、単に礫岩のみでは、この両者は極めて類似している。一方、参考のため表に掲げた別保礫岩層中には顕著な酸性岩類の礫が混入してくる。この礫岩の中に極めて大量に入ってくる輝緑岩類については、少なくとも現在の段階ではその由来地を明かにすることは難かしい。ノッカマップ層の下位にそれがあるのか、あるいは遠くから運ばれて来たものか、将来の研究に待たなければならない。

今回の調査によって、この層準から採集した有孔虫化石は次の表に示した。

第4表 霧多布層産有孔虫化石表

	キ リ タ ッ ブ	西 岸 島	キ リ タ ッ ブ	南 岸 島	キ リ タ ッ ブ	お よ び 南 東 岸	渡 敷 布	藻 散 布	鯨 散 布	立 岩
<i>Bathysiphon kushiroensis</i> YOSHIDA.	A	A	A	C	R					
<i>B. eocenicus</i> CUSHMAN & HANNA.				F	R					
<i>Haplophragmoides akkeshiensis</i> YOSHIDA.	F	A		R						
<i>H. kushiroensis</i> YOSHIDA.	A	R								
<i>H. cf. excavata</i> CUSH. & WATER.	R									
<i>H. akkeshiensis tokachiensis</i> YOSH.	R			R	F					
<i>H. rugosa</i> CUSHMAN & WATER.	R	R								
<i>H. sp.</i>	C	F		F	C					
<i>Textularia akkeshiensis</i> YOSH.	R			R						
<i>T. akkeshiensis oboroensis</i> YOSH.	R									
<i>T. sp.</i>	R	R								
<i>Marssonella sp.</i>	R									
<i>Trochammina sp.</i>						R				
<i>Anmobaculites sp.</i>						R	R			
<i>Silicosigmoilina futabaensis</i> ASANO.	R				R	R		C		
<i>S. (Bramlettia) kushiroensis</i> YOSH.	V	A	V	A	F	C	F	A		
<i>S. futabaensis tokachiensis</i> YOSH.	R				R					
<i>S. sp.</i>	R									
<i>Robulus cf. macrodiscus kiritappuensis</i> YOSH.	F				R					
<i>R. cf. munsteri</i> CUSH.	R									
<i>R. sp.</i>	F					R				
<i>Lenticulina spp. indet.</i>	R					R				
<i>Dentalina cf. consobrina</i> D'ORBIGNY.	C					F				
<i>D. cf. basiplanata</i> CUSH.	F	C			R					
<i>D. cf. fallax</i> FRANKE.	F									
<i>D. cf. lorneiiana</i> D'ORBIGNY.	R									
<i>D. sp.</i>	F	R				R				
<i>Nodosaria cf. corsicanana</i> CUSH.	R					C				
<i>N. cf. velascoensis</i> CUSH.	R									

	キ リ タ ッ ブ 島 岸	西 タ ッ ブ 島 岸	南 タ ッ ブ 島 岸	キ リ タ ッ ブ 島 東 岸	岸 お よ び 南 東 岸	渡 散 布	藻 散 布	鯨 浜	立 岩
<i>Nodosaria affinis</i> REUSS.						R			
<i>N.</i> sp.						R		R	
<i>Pseudoglandulina manifesta</i> CUSH.			R						
<i>Ellipsonodosaria stephensoni</i> CUSH.						R			
<i>E.</i> <i>alexanderi</i> CUSH.					R	R			
<i>E.</i> cf. <i>minuta</i> CUSH.			R						
<i>E.</i> sp.	R					R			
<i>Saracenaria triangularis</i> CUSH. & CHURCH.	R								
<i>S.</i> cf. <i>triangularis</i> CUSH. & CHURCH.	R								
<i>S.</i> <i>wahoroensis kawaruppuensis</i> YOSH.			R						
<i>S.</i> sp.	R		R						
<i>Entosolenia orbignyana</i> CUSH.			R						
<i>Guttulina cretosa</i> YOSH.	R								
<i>Globulina lacrima</i> REUSS.	R								
<i>G.</i> <i>lacrima subsphaerica</i> CUSH. & OZAWA.					R				
<i>G.</i> sp.	R				R	R			
<i>Pyrulina?</i> sp.			R						
<i>Bulimina</i> cf. <i>velascoensis</i> WHITE.	R								
<i>B.</i> cf. <i>kickapooensis</i> COLE.	R				C				
<i>B.</i> cf. <i>kickapooensis pingua</i> CUSH. & PARKER.									
<i>B.</i> cf. <i>laddi</i> CUSH & HEDBERG.					R				
<i>B.</i> sp.	A		R		C		R		
<i>Buliminella</i> sp.	R								
<i>Bolivina</i> cf. <i>incrassata</i> REUSS.	F								
<i>B.</i> sp.			R						
<i>Lagena laevigata</i> REUSS.	R								
<i>L.</i> <i>substriata</i> WILLIAMSON.	R								
<i>Oolina simplex</i> REUSS.	R								
<i>Stilostomella</i> spp.	F								
<i>Triloculina</i> sp.	R								

	キ リ タ ツ ブ 島	西 タ ツ ブ 島	南 タ ツ ブ 島	キ リ タ ツ ブ 島	岸 お よ び 南 東 岸	波 散 布	藻 散 布	鯨 浜	立 岩
<i>Valvulineria?</i> sp.	R								
<i>Quinqueloculina?</i> sp.	R								
<i>Discorbis</i> sp.	R	R							
<i>Gyroidina urahoroensis</i> YOSH.	R					R			
<i>G.</i> sp.	R								
<i>Allomorphina minuta</i> CUSH.			R						
<i>Nonion</i> sp.					R	R			
<i>Virgulina?</i> sp.					R				
<i>Eponides asanoi</i> YOSH.			C	R	R	R			
<i>E. tokachiensis</i> YOSH.	R	R		R	R				
<i>E. urahoroensis</i> YOSH.	R	R		R	R				
<i>E. hokkaidoensis</i> YOSH.	A				R	R			
<i>E. hambetsuensis</i> YOSH.			R		R				
<i>E.</i> sp.	R	R		R	R				
<i>Rotalia</i> sp.	R								
<i>Pudlenia cf. cretosa</i> CUSH.	R								
<i>P.</i> sp.			R						
<i>Anomalina tokachiensis</i> YOSH.	C					R			
<i>A.</i> sp.	R								
<i>Globigerina triloculinoides</i> PLUMMER.	R					R			
<i>G.</i> cf. <i>pseudobulloides</i> PLUMMER.	R								
<i>G.</i> cf. <i>compressa</i> PLUMMER.						R			
<i>G.</i> sp.						R			
<i>Cibicides kiritappuensis</i> YOSH.	A	C				F			
<i>C.</i> sp.	R					R			

VA : 極多    A : 多    C : 普通    F : 少    R : 稀    (吉田鑑定)

#### IV.2 第三紀層 <sup>デンネル</sup>天寧層 (Te)

本地域南西隅の散布の背後丘陵および、その海浜に 2 km × 1 km 内外の範囲に第三紀漸新世に属する天寧層が分布する。

本層は根室層群を不整合に被い、走向ほぼ東西、南に10~15°緩斜する。この不整合は散布東方のローソク岩附近、藻散布<sup>モズリツブ</sup>から火散布に向う道路脇、藻散布より南の海岸沿い、等によく観察される。

ローソク岩附近では、天寧層の下位は鯨浜相のキラタツ礫岩層で黄褐色、黄緑色のシルト岩がN60°E/SE20°で連なり、玉葱状構造がよく発達する。この上に不規則面を以って、天寧層特有の赤玉を含む礫岩層が乗ってくる。また藻散布の道路わきの切割りではN40°W方向の小断層で何回も切断された両者の不整合面はN60°W/SW15°をなし、下位の根室層群は前者と同様鯨浜相の灰緑色シルトである。

藻散布海岸のものは、下位は礫岩部であってその上に天寧層の礫岩部が重なってくる。この天寧の礫岩部は赤玉が少なく、ほとんど黒玉の礫岩で、一見別保礫岩を思わせるものがある。天寧層特有の赤玉礫はその上3m位上から出始めるが、この間は漸移的であって、ここに別保礫岩の存在を肯定するに足る事実はない。この天寧礫岩層の少し上位に礫岩・砂岩・頁岩の互層部がある。礫岩は青灰色、黄緑色等で時に非常に堅いものもある。頁岩は青灰色である。ここに60cm内外の粗悪炭が挟まれている。この炭層は傾斜方向に薄くなり10m位の所では10cm位に薄化している。炭質部は、アイヌ岬の礫岩部中にも見られ、ここには珪化木を含んでいる。

現在までのところ、この地点が根室、釧路方面での天寧層の分布の東限である。

### IV.3 第四紀層

この図幅内に発達する第四紀層は洪積世の茶内層、段丘堆積物層、沖積世の火山性堆積物層、氾濫原、湿地堆積物および海浜砂よりなる沖積層によって構成される。

#### IV.3.1 茶内層 (Ch)

茶内市街地の北方を流れる、ノコリベツ川流域附近から北方に分布し、茶内原野を通る軌道沿いの道路に、良好な露出がある。

この地層は第11図の柱状図に示したように、泥、火山灰、砂、砂礫などから構成されている。

泥は、やや黄灰色ぎみの色調を呈し、火山灰質で、かなり水分を含んでいる。

砂は、灰黄色~灰白色で、粗粒、場所によっては、みがき砂状になり、褐鉄の濃集帯を2枚はさんでいる所もある。

砂礫は、部分的に発達し、所によっては、2m以上の厚さをもっている所もあり、茶内市街北方の軌道沿いで、砂利採取をしている。これらの礫は最大2cm位で大部

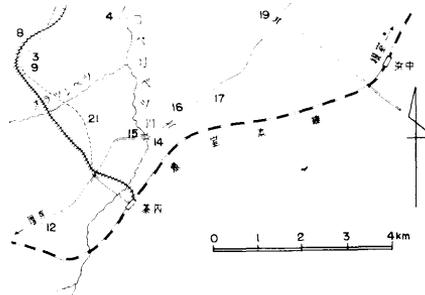
分は1 cm 以下である。

以上述べた岩層は、厚床図幅で風蓮湖層とよばれたものに類似し、且つ、その分布状況や賦存状況も、それと一致するようである。従って、この図幅の茶内層は、風蓮湖層の一部に該当するであろう。更に言及すれば、釧路層と称せられるものの一部に当たるであろう。

#### IV.3.2 段丘堆積物層 (T)

図幅北西部に、根室本線が縦走している60 m内外の平坦面が広く発達している。この台地を切りこんでいる沢の頂部近くに、段丘礫層が見られる。この堆積物は、砂、礫などの不規則な堆積相であって、礫の大きさは、最大径20 cm、大部分は4~5 cm大である。

この堆積物は、段丘形成当時には、現在見られる40~60 mの平坦面上に、全域に亘って、堆積したものとと思われるが、現在は、その後の削剝によって、所々断続的な分布を見るに過ぎない。特に図幅の南西部では、基盤を構成する根室層群の上に直接、沖積世の火山灰、軽石等が乗っている。



第10図 茶内一浜中間第四紀層柱状記載地点図

#### IV.3.3 火山性堆積物層 (Lm)

この図幅全域に亘って、平坦面上に極めて、広範囲に分布し、ローム、軽石、火山灰、腐植土などから構成されている。特に良好な露頭は、添附した柱状図、第11表のNo. 21のように細分することができるが、大部分の所は露出不良のため、この図幅では一括して、火山性堆積物層として取扱った。

以上のべた諸岩層中、最上部を占める軽石は黄褐色を呈し、径3 cm以下のものからなり、本図幅のみならず隣接する、姉別、厚岸、厚床の各図幅にも広く分布している。

#### IV.3.4 沖積層 (Al)

この図幅の略中央部、浜中湾に面する榑町から、琵琶瀬川の川口まで、ここに広い湿原が見られる。この湿原内には、泥炭、砂、砂礫、粘土等の現在の琵琶瀬川の氾濫



## V 火成岩類

本図幅内の火成岩類の分布は、極めて少なく、根室層群中に進入している粗粒玄武岩岩床と、浜中含銅硫化鉄鉱床と関係ありとされている石英モンズナイトがある。

### V.1 粗粒玄武岩類

根室層群の各層の中には粗粒玄武岩類の岩床が多数認められる。特に、厚岸層、幌戸層、カリカン層、太田村層に多い。

本図幅内の粗粒玄武岩類中には斑状玄武岩とも称すべきものもあって、粗粒、完晶質で、深成岩構造を示し、外観は黒色ないしは暗緑灰色、斜長石の斑晶が極めて顕著に認められる。時には、やや斑状構造を示すものも存在する。斑晶としては、普通輝石、斜長石、緑泥石化した橄欖石、および紫蘇輝石が最も普通であり、石基中には普通輝石、斜長石、磁鉄鉱、緑泥石、紫蘇輝石、ガラス等が含まれる。もっとも普通にある粗面粗粒玄武岩は、外観灰黒色ないし暗灰緑色、構造は完晶質、粗粒で、主成分としては、普通輝石、斜長石、アルカリ長石、ソーダ輝石、エジリン輝石、黒雲母、角閃石、緑泥石化した橄欖石を有し、副成分として、磁鉄鉱、燐灰石、緑泥石、絹雲母、カオリン、菱沸石、方沸石を含む。

### V.2 石英モンズナイト

浜中駅の北東方約 800 m、幌戸に向って流れる川の最上流にモンズナイトの露出がある。現在、石切場が作られ、道路用として採掘されている。これはアルカリ質橄欖石粗面粗粒玄武岩から分化したものと堆定され、<sup>1)</sup>根室層群の最下部太田村層の O<sub>1</sub> 中に層状進入をしている。この O<sub>3</sub> の砂岩、頁岩の互層部中、層間褶曲を示す部分があるが、恐らく、この進入岩の影響があったのであろう。

外観、閃緑岩に似て、暗緑色の輝石と桃色の長石が大きな斑晶として認められる。

顕微鏡下では、完晶質、粗粒、主として、アルカリ長石、斜長石、普通輝石、橄欖石、黒雲母などからなり、少量の石英、燐灰石、方沸石、ソーダ沸石、磁鉄鉱、菱沸石などを含んでいる。なお、この石英モンズナイトの小岩床は、赤泊の南方の岬、At<sub>1</sub> の互層部にも見られるが、添付地質図には粗粒玄武岩中に含めた。

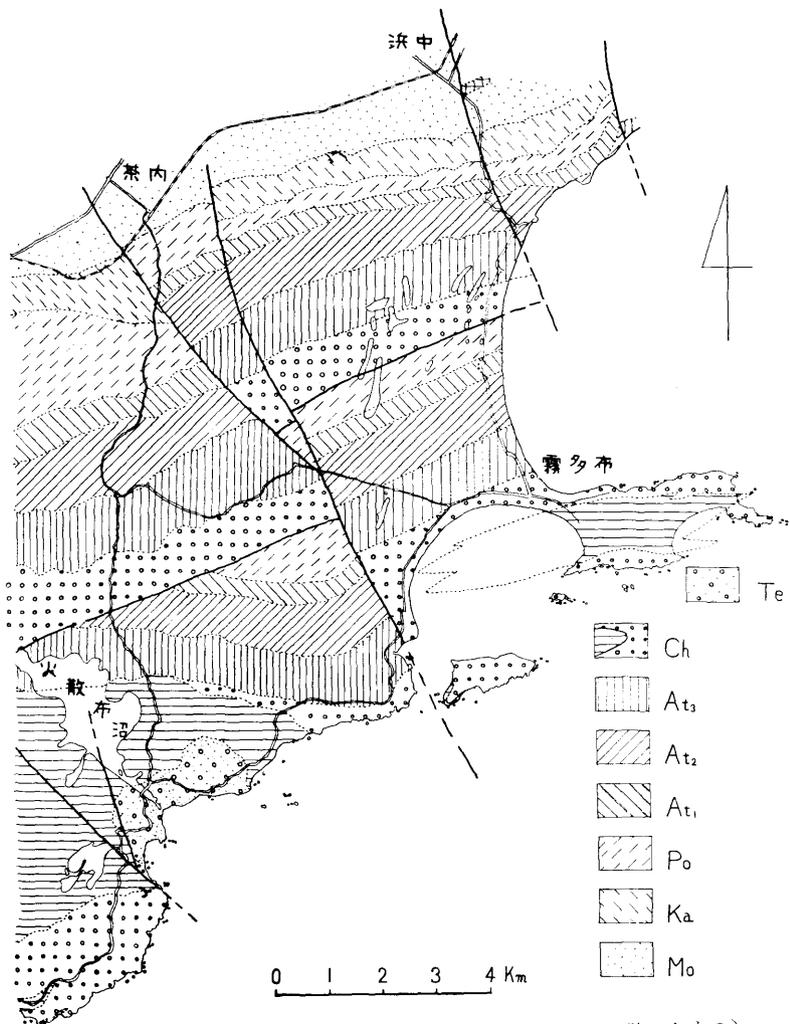
浜中駅附近の本岩の分布は、現在上位の礫層やローム層に被われて、谷の中に小部分の露出を示すに過ぎないが、浜中駅の方に、もっと大きな拡がりを持つものである。

本岩の詳細な岩石学的な記載は、既に、昭和 34 年、<sup>1)</sup>藤原哲夫によってなされている

ので、ここには再録しない。

## VI 地質構造

東方、根室半島部から連なっている根室層群は東西走向、南傾斜の構造を、そのまま、この図幅内に持ちこみ、各層は $10\sim 20^\circ$ の南傾斜で、東西方向、あるいは東東北



第12図 キリタツブ図幅南西地域地質図 (第四紀層を取り除いたもの)

方向に連なっている。これらの地層を切るほぼ南北方向の断層が顕著に発達し、地層の食い違いをもたらしている。西に隣接する厚岸図幅に見られたほぼ東西性の断層が、同じくこの図幅内の西部に推定され、地層の重複が生ぜしめている。以上述べたように、地質構造としては、極めて簡単なものであるが、低平な台地の切りこんでいる沢中にだけ露出があって、横の連絡が把握しにくいこと、および、浜中湿原下の地質構造が、添付した地質図のみからでは、中々理解しにくいので別に、第四紀層を剥がした地質を第12図に掲げた。

At<sub>2</sub>層準およびO<sub>1</sub>層準の中の層間褶曲については、各その項で述べたが、At<sub>2</sub>層準のものに比してO<sub>1</sub>層準の褶曲が非常に小規模であるので、O<sub>1</sub>層準の褶曲は粗粒玄武岩、または石英モンズナイト進入の余波をうけた攪乱部と推定される。At<sub>2</sub>層準の層間褶曲は、非常に大規模なもので、根室半島部の長節層中の顕著な褶曲帯と連なり延々70 kmに亘って追跡することができる。その起因としては、根室層群の堆積中に起こった海底地すべりの結果と考えられている。根室層群自体の堆積相は東方程火山活動が激しく、西方次第に穏やかになってゆく傾向があり、この激しい火山活動による海底地すべりの結果、ほとんど同じ層準に、著しい層間褶曲部が見られるのであろう。

第四紀、洪積世の茶内層は、図幅の北西隅に限られており、その堆積状況は、ほとんど水平であるが、僅かに北方に向かって傾斜しているようで、茶内層の堆積盆地の中心部は、もっと北に存在していたようである。

## VII 応用地質

応用地質として記載し得るものは、極めて少なく、僅かに石材とかつて稼行された含銅硫化鉄床があるにすぎない。

### VII.1 石 材

石材は浜中駅の北東方約800 mの沢中の石英モンズナイトが現在、道路用として採掘されているのみである。

### VII.2 含銅硫化鉄鉄床

かつて国光鉄山と称せられて、日本鉄業によって採鉄坑道が切られたが、昭和20年7月休山となり、その後は放置されている。現在は、坑口らしきものが残っているのみで、坑道は水没し、露頭も残っていない。坑口附近に散在している廢石中に硫化鉄鉄の鉄染部が見つかって、その存在が肯定されるのにすぎない状態である。

現地は浜中駅の南東方約 1.3 km の沢中で、地層は、太田村層上部の O<sub>3</sub> 層準の砂岩、頁岩の互層帯で、所々層間褶曲部が認められる。かつては黒鉱式鉄床と考えられていたが、その後、昭和 34 年<sup>1)</sup>、藤原哲夫が、アルカリ質橄欖石粗面粗粒玄武岩の火成活動に係る特殊な交代型含銅硫化鉄鉄床であると発表したものである。

## VIII む す び

道東根釧地域には、根室層群とよばれる上部白堊紀層が広く分布し、その地質時代は上部浦河世からヘトナイ世に及ぶものとして知られている。この霧多布図幅を以て、根室から昆布森までの太平洋岸の根室層群は一応、全部連結を完了した。そこで、各地帯の根室層群の岩層対比を行ない、その岩層変化、化石の示す問題について言及したいと思う。

根室層群の広がり、ここで取扱う昆布森より更に以西にまでのび本別、足寄地域では活平累層（仙鳳趾層準）および、川流布累層（厚岸層準）とよばれ、浦幌層群の基盤をなして分布し、その分布延長は東西に約 180 km、色丹島の分布を入れると、更に 100 km を加えた広大な範囲を占める。北方は広い沖積原野に被われて詳細は不明であるが、石油資源開発会社の西別試錐が、太田村層および、ノッカスツ層を貫ぬいていることから、南北は少なくとも 50 km の広がりを持つものと推定される。

本層群の下底は現在迄のところ、不明であるが、知られている範囲では、最下部はノッカスツ層とよばれる玄武岩質安山岩および集塊岩を主体とし、これに凝灰岩、砂岩、泥岩、礫岩等を挟む累層であって、少なくとも 500 m 以上の層厚を有するものである。本層の露出は根室半島の北部に限られ、他の地域では、地下に潜って、地表の露出はない。これと同層準と思われるものが、南千島列島まで延び志発島<sup>シボツ</sup>、色丹島<sup>シコタン</sup>では又古丹噴出岩類とよばれている。本層からは、根室半島部で（根室北部図幅）

*Inoceramus sehmidtii* MICHAEL

I. *Shikotanensis* MATUMOTO

*Dentalium* sp.

その他 *Brachiopoda* の産出が報ぜられているが、*Inoceramus shikotanensis* の同定

\* 最近ほとんど全部をヘトナイ世と解釈している人も存在する、有孔虫方面の研究からはこの可能性が強いのであるが、本図幅では一応従来の説の通り浦河世—ヘトナイ世とした。

に疑問が持たれている。松本達郎<sup>8)</sup>は、これを  $N_0$  とし、*Inoceramus schmidti* を特徴化石とする層準とし、同氏の白堊系区分の  $K_{e\alpha}$  に対比されるとした。最近岡崎<sup>15)</sup>、長浜は尾幌川幅で、太田村層の下位に火山砕層岩で特徴づけられた一連の地層を記載し、あるいはこれがノッカマップの上部に当たるのかも知れないが、産出化石として *Inoceramus shikotanensis* を産し、*I. schmidti* がまだ知られていないので同定を差しひかえているようである。あるいは、ここにノッカマップが顔を出すのかも知れない。

太田村層は、厚岸附近の門静石切場の門静砂岩の下位に来る互層部で、以前は門静層の中に含まれていたもので、小型の *Inoceramus* を産出する。根室方面では根室累層の下部に該当する。根室半島ではノッカマップ層より上位の根室累層と称せられる地層は、根室川幅によれば砂岩と泥岩の厚薄の互層帯で激しい粗面粗粒玄武岩の岩床の進入をうけた約 2,000 m に及ぶ累層とされており、東部地域程各岩層の区分が明瞭でない。従って、根室累層と称せられるものの中には、太田村、門静、カリカン、仙鳳趾の各層準が含まれていることになる。しかし筆者の考えでは、これらの区分は全然不可能のものではなく、太田村下部のホネ石、カリカン層中のホネ石、仙鳳趾層準の泥岩中のホネ石等を追跡することによって或程度の区分ができると考えられる。石油資源開発会社の猪間技師は、これによって大体の層準区分をしているが、細部に亘っては、まだ再吟味を要する点が多々残されている。松本達郎はこれを  $N_1$  として標準化石に *Inoceramus shikotanensis* を指示している。

門静層は有名な門静石の石切場に好露出があり、根室累層のほぼ中部に該当するものと推定されるが、根室半島部では、斑点のある砂岩が、泥岩、角礫岩等と互層していて、標式地のように厚い砂岩層として、まとまっていない。霧多布川幅内では、丁度この移り変わり位の所で、かなり厚い板状砂岩が主体で、少量の互層帯を挟んでくる。

*Inoceramus kushiroensis* を特徴とし、有孔虫としては *Bramlettia ezoensis*, *Asanospira nakagawaensis*, *Spiroplectammina grjybowskii*, などを産する。

本層は厚岸地域が、砂岩層として一番まとまった岩相を示し、西方尾幌川附近では泥岩との互層<sup>\*\*</sup>を交えてくる。門静石として特徴のある灰緑色、斑点状の砂岩は、必ず

\* 恐らくは *Inoceramus schmidti* か

\*\* 岡崎、長浜の尾幌川川幅には本層の上部にホネ石を挟む互層を記載しているが、筆者の区分では、これはカリカン層の層準に当る。筆者の門静層プロパーにはホネ石を含まない。

しも、門静層準の特徴ではなく、根室半島部では、根室累層の下部にこの種の砂岩があり、霧多布図幅でも、太田村の層準に、この種の砂岩層がある。本図幅、厚岸図幅、での筆者の区分は、ホネ石を挟む太田村、カリカン兩層の間に来る砂岩部を門静層準に同定している。松本達郎は、これを  $N_2$  とし  $K_6\beta$  に当たるものとしている。

カリカン層は、門静層（広義の）の上部の互層帯から筆者が抜き出したもので、既に述べたように、ホネ石の挟みを頻繁にもってくる。地質図作成上から抜き出したので、下位の門静層とは横に明瞭な一線を劃し得るものではないが、少なくとも野外面では、ホネ石を含む帯として識別することができる。

仙鳳趾層は標式地では、厚い灰黒色の泥岩層で代表されているが、単に泥岩相だけとして取上げてみると、各地域で非常に厚さの変動が大きいのである。根室半島部のように単層として識別し難い所は別としても、霧多布図幅では、根室に近い東部は 60 m 内外にすぎず、西方次第に厚さを増し、厚岸図幅に近い所では 100 m 内外、更に西に行けば 500 m、厚岸附近では 1,000 m を算する厚層として露出する。尾幌川方面に到れば、少し薄化して 500 m 内外、昆布森附近では 600 m と算定されている。本層は更に西方にのびて、浦幌地域の夾炭層の基盤岩として露われ、足寄、本別地域にまで延びている。<sup>6)</sup> 足寄太図幅ではサマツキボンベツ泥岩層 (350 m+) とよばれ、空知層群に属する硬質砂岩、輝緑凝灰岩、枕状熔岩、粗粒砂岩、赤色チャートなどからなる累層と断層で切する。このことから、浦幌以西地区では、根室層群は、下位の地層を欠いて、仙鳳趾層準の活平累層から初まるのではないかと推定される。

さて、同じ地域の<sup>7)</sup>本別図幅および<sup>10)</sup>常室図幅では、活平累層とよばれ、前者は 860 m+、<sup>2)</sup>後者は + 600 m とされている。またこの地域と釧路炭田の間にあるウコタキヌプリ<sup>2:1)</sup>図幅では 1,000 m~1,300 m、上茶路図幅では、800 m、以上とされている。

このように、西の方では、比較的安定した堆積物である仙鳳趾層準も、東の方では非常に不安定な堆積相で、上下にかなりの互層部があり、一部は上位の厚岸層の互層部と、1部は下位のカリカン互層帯と混然としてしまっ、泥岩部だけを抜出すことが困難となる位である。松本は、本層とその上位の厚岸層を一括して  $N_3$  とし、特徴化石として、指示石として *Pachydiscus aff. obsoletus* を挙げている。

仙鳳趾、厚岸の兩層の相互関係について一言すれば、仙鳳趾層の薄い所では、厚岸層が厚いとか、またあるいは、その反対の現象が見られるのではなく、厚岸図幅では仙鳳趾層 1,000 m に対して厚岸層 750 m、昆布森図幅では 600 m と 600 m、霧多布図

幅では 60~100 m と 420 m, と, むしろその増減を同じくしている。また, その上下関係も常に泥岩層を下にして<sup>\*</sup>互層部が上に来ることからも層準的には常に 2 つに分けられるのでこの両者を同時異相と見ることはできない。

厚岸層準は根室半島部では長節層とよばれ厚岸附近までは, 本層の特徴である層間褶曲帯で特徴づけられる。これが昆布森方面や仙鳳趾半島, 尾幌では, 汐見層とよばれる砂岩, 頁岩の互層になるが, ここには層間褶曲帯が認められない。厚岸を境として, 東部にあれ程顕著な層間褶曲帯が, 何故西部の同層準の汐見層の中に見られないのか。

この層間褶曲を海底地すべりが原因とすれば, 厚岸を境とする急激な消失に, 何か特別な理由がなければならぬ。根室層群の火成活動による影響は東程強く, 西に向かって, 次第に弱くなることは事実であるが, 厚岸湾をはさんだ東西両側で, こんなに異なっていることには, 何か特別な説明が必要でありそうである。また, 汐見層と称せられるものの中に, 弱いながらも褶曲帯があって, 見逃されているのではなからうかという考えもあるが, 昆布森, 尾幌, 図幅の中には, 褶曲部のことは, 少しも出てきてないし, 筆者の一人の長尾が床潭図幅中の<sup>\*\*</sup>汐見層をみた所では, そういう現象は見られなかった。この現象については, もう少し究明してみる必要があると考えられる。本層準からは, 根室図幅で,

*Neophylloceras hetonaiense* MATSUMOTO

を産し, 霧多布ではこの褶曲帯から

*Gaudryceras Kayei* FORBES

を産し, また落石図幅内の恵茶人の褶曲帯から

*Pachydiscus aff. obsoletus* MATSUMOTO

が発見されている。これらの化石は, いずれも 上部ヘトナイ世を指示するもので, Danian 問題の大きな反証となっている。本層準は本別, 浦幌地区では, 川流布累層あるいは常室累層とよばれ, 下部は礫岩, 砂岩および泥岩の互層, あるいは単一の礫岩層または砂岩層であり, 上部は細粒砂岩, シルト岩, 粗一中粒の砂岩および礫岩よ

\* 仙鳳趾層下位の互層部にはカリカン層準のホネ石帯が来るし, 厚岸層下部の互層帯にはホネ石帯をほとんど含まない。

\*\* ここでは, 汐見層の全層は露出してない。

りなり、その層厚は1,400 mに及ぶものとされている。岩相変化の非常にいちじるしい地層で、上部、下部の地層は必ずしも重なりあっていない場合もあり、同時異相的な関係もあると推定されている。

霧多布層準の礫岩層は根室方面では、落石層<sup>\*</sup>とよばれるものと連なり、西方厚岸ではチンベ礫岩層(含鯨浜互層)とよばれ、更に西方昆布森、仙鳳趾方面では、老者舞<sup>オシヤマツヅ</sup>、<sup>チホマクイ</sup>地方学、<sup>ジルキウシ</sup>去来牛を含むものと、同層準である。

礫は既に記したように、塩基性火成岩の礫と中性火成岩の礫からなり、根室方面から昆布森まで、追跡することができる。釧路、十勝の国境附近には岡崎由夫外<sup>14)</sup>1名が、この層準の礫岩を報告しているが、浦幌、本別地区には、これに該当する礫岩層の報告はない。本層の中に介まれてくる砂岩頁岩の互層帯の中には、かつて筆者が、大黒島化石群として報告した多くの有孔虫や *Pleurotomaria* を含む大型化石を産し、本報告の中のリスト中にも多数の有孔虫があげられている。

以上述べてきたように、2,000~2,500 m、場所によっては3,000 mを越える厚い根室層群の中に、野外現象としては、不整合と目される事実がなく、大体一連の地層として堆積したものと思われる。この厚い堆積層を重鉱物組成の面から解析してみようとする試みが、各所でなされている。この内、尾幌<sup>15)</sup>凶幅では、中添亮の教示として、根室層群が仙鳳趾層を境として、その重鉱物組成に異った点が認められると記している。即ち、太田村層と門静層(含カリカン層)は普通輝石と普通角閃石を主成分とし、副成分として、緑簾石、柘榴石を有するが、それより上位の地層では主成分は変わらないが、副成分は、ほとんどなく、単純な組成で、ここに異常が認められるという。一方、<sup>8)</sup>松本はその物質供給源としては  $N_0-N_2$  は単元的であるが  $N_3$ 、 $N_4$  では深成岩、半深成岩、ホルンフェルス、水成岩などが加わり多源的であるとしているので、門静層を境として異常を認めている。筆者らは、これらの点を吟味するため、本図幅内で18個の資料をとり、その重鉱物<sup>\*\*\*</sup>分析を試みたが、その結果は、上記中添の得た結論とは大変異なっている。先ず重鉱物の量は、最下部の太田村層が圧倒的に多く、それより上位の門静を初めとする各層は、れそより非常に少なく、且つその各の量では大した変化はないが、大体上位程量は少ない主成分として、輝石、紫蘇輝石を含むが、緑

\* 恐らくはこの上のユルリ層を含むものが、本層群と対比されるであろう。

\*\* 山形大学地学教室に於て分析。

\*\*\* 詳細は追って発表する予定である。



色角閃石の量が、霧多布層に入ってから、断然多くなる。その他、ジルコン、燐灰石、柘榴石、電気石、アラナイト等の副成分は、同じく霧多布層に入ってから、そろって出初める。つまり、中添の結果とは逆に、下部の太田村から仙鳳趾までは、単元的であり、厚岸層に入って、やや多元的な組成になるが、顕著に複雑な組成を示してくるのは、霧多布層に入ってからである。特に重要なことは、霧多布層中部の Kh 相の砂岩中に酸性火山岩類源と考えられる重鉱物が多くなっていくことである。このように門静層準を境として、その上下の変化が認められるという事実はなく、むしろ、霧多布層準を境として顕著な相違が認められる。Danian の問題に関連して、種々の議論がなされているが、厚岸層準は、そのアンモナイト化石からどうしても白堊紀の上部と考えざるを得ないので、強いて、ここに第三紀 Danian を持って来るとすれば、霧多布層の礫岩層（落石層準、老若舞層準）からということになる。

*Globigerina*<sup>\*</sup> 有孔虫の示す Danian 問題と関連して考えると、霧多布層から、重鉱物組成が変わって来、また既に述べた霧多布層下部の礫岩層と厚岸層上部の互層帯との接触部に於て、ある場所では、まことに妙なつき方をしていること等があり、この辺を境とすることを考慮する必要がありそうである。この問題の詳細は追って発表の予定であるので本図幅では、概略を記するに止める。

---

\* この浮遊性有孔虫は筆者等今回の採集では霧多布層準から出初める。

\*\* この考えは既に松本によって、1963年に提称されている。

## 引用文献

- 1) 藤原哲夫 (昭 34. 1959): 北海道浜中地域の鉱床と火成活動について 岩鉱第 43 卷第 4 号
- 2) 井上英二, 鈴木泰輔 (昭 37. 1963): ウコタキヌブリ図幅 北海道開発庁
- 3) 河合正虎 (昭 37. 1956): 昆布森図幅 地質調査所
- 4) 三谷勝利, 石山昭三, 小山内熙 (昭 37. 1962): 厚床および落石岬図幅 地下資源調査所
- 5) 三谷勝利, 藤原哲夫, 長谷川潔 (昭 34. 1962—63): 根室南北両図幅 地下資源調査所
- 6) 三谷勝利, 小山内熙, 橋本亘 (昭 33. 1958): 足寄太図幅 北海道開発庁
- 7) 三谷勝利, 橋本亘, 吉田尚, 織田精徳 (昭 34. 1959): 本別図幅 北海道開発庁
- 8) 松本達郎, 岡田博有 (昭 38. 1963): 北海道東部の白堊系 地質雑講要 69 卷 814 号
- 9) 長尾捨一 (昭 32. 1957): 北海道東部における白堊系(根室層群) 日本後期中生代連絡紙第 5 号
- 10) 長尾捨一 (昭 32. 1957): 北海道釧路厚岸附近の中生層について 日本後期中生代連絡紙第 6 号
- 11) 長尾捨一 (昭 38. 1963): 床潭図幅 地下資源調査所
- 12) 長尾捨一 (昭 40. 1965): 未詳中生界を主題とした北海道のジュラー白堊系について 地下資源調報第 33 号
- 13) 長尾捨一, 小山内熙, 三谷勝利, 高橋功二 (昭 31. 1956): 厚岸附近石油調査資料 石油資源会社資料
- 14) 岡崎由夫外 2 (昭 33. 1958): 釧路十勝国境白堊系の地質概要 日本後期中生界連絡紙第 7 号
- 15) 岡崎由夫, 長浜春夫 (昭 40. 1965): 尾幌川図幅 北海道開発庁
- 16) 織田精徳, 根本隆文, 植村武 (昭 34. 1959): 常室図幅 北海道開発庁
- 17) 小山内熙, 三谷勝利, 松下勝秀 (昭 36. 1961): 厚岸図幅 北海道開発庁
- 18) 佐々保雄, 林一郎, 西田隆夫 (昭 30. 1955): 昆布森地域地質調査結果報告 札幌通産局石炭部
- 19) 佐々保雄 (昭 32. 1957): 色丹島の地質 北地要第 34 号
- 20) 吉田三郎 (昭 33. 1958): 北海道東部浜中村附近の白堊系について(予) 日本後期中生界連絡紙第 7 号
- 21) Saburo Yoshida (昭 33. 1958): The Foraminiferal Fauna of the Upper

Cetaceous Hamanaka and Kiritappu Formation of Eastern Hokkaido,  
Japan GEOL. INST. KUSHIRO. GAKUGEI. ONIV. Vol.9. No.1.

- 22) 吉田三郎 (昭 35. 1960): 北海道東部地方の上部白堊系産アンモナイトについて 釧路博物館報 100号
- 23) 佐藤茂, 長浜春夫, 吉田尚 (昭 35. 1960): 上茶路図幅 北海道開発庁

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

---

KIRITAPPU  
(Kushiro—38)

by  
Sutekazu Nagao  
Saburo yoshida  
Shōzo Ishiyama

Résumé

The area of this sheet map is situated between the Nemuro Peninsula and the Kushiro district in the eastern part of Hokkaido. The town of Kiritappu, which was suffered from the destructive disaster of the “tsunami” caused by the well-known Chilean earthquake of May 1960, is situated at the center of this area. The map area is classified topographically into two flat terraces. The one is 80—60 m high above the sea, and the other is 60—40 m high. The Upper Cretaceous formations belonging to the Nemuro Group, the basement rocks of this area, are exposed along the small valleys cut in these terraces. They are exposed also at the foot of the cliffs along the sea coast. However, the exposures are rather poor in general.

The Nemuro Group, which represents the basement of this area, is divided into following formations. They are, in ascending order, the Otamura, the Monsizu, the Karikan, the Poroto, the Akkeshi and the Kiritappu Formations.

The Otamura Formation, the lowermost of the Group, is divided further into three parts, i. e., the alternation member of sandstone and shale ( $O_3$ ; 150 m+), the platy sandstone member ( $O_2$ ; 60 m) and the alternation member of sandstone and shale ( $O_1$ ; 40 m). The  $O_1$  member contains hard liparitic tuff, and is intruded by masses of quartz monzonite and dolerite.

The Monsizu Formation is composed of dark brown, coarse sandstone, including pumice. A conglomerate bed, about 10 m thick, is intercalated in the middle part. The thickness is about 300 m.

The Karikan Formation, 140—200 m thick, is represented by the alternation of sandstone and shale, and is characterized by hard liparitic tuff as well as by dolerite intrusives. This formation had been included previously in the Monsizu Formation s. l.

The Poroto Formation is correlated to the so-called Semposhi mudstone. It is composed mainly of dark grey mudstone, and has intercalations of alternating sandstone and shale. There are at least three layers of hard liparitic tuff in this formation. The thickness is very small in this area, being 60—100 m, and tends to gain from east to west gradually.

The Akkeshi Formation is divided into the Upper, the Middle and the Lower members. The Lower member ( $At_1$ ) is composed of the alternation of sandstone and shale (20 m), the black shale (10 m) and the alternation of sandstone and shale (80 m). The Middle member ( $At_2$ ) consists of sandstone and shale (100—150 m), and has a characteristic zone of slumping. A remarkable bed of hard liparitic tuff is intercalated. Fossils of Ammonite are discovered in the upper and the lower parts, and *Gaudryceras* aff. *kayei* and *Gaudryceras* sp. are known to occur. Fossils of the foraminifera and brachiopoda are also found together with the ammonites. The Upper member ( $At_3$ ; 150 m) is represented by sandstone-rich alternation. Grey green concretions are included in the sandstones. Sheets of dolerite are intruded in this member,

and the shales contain carbonaceous matter. Hard liparitic tuff is absent in this holizon.

The Kiritappu Formation, at the upper most part of this Group, is composed of conglomerate beds more than 300 m in thickness. Beds of sandstone and shale in alternation are found in the middle part of this formation. These beds of alternation were called, in former days, the Kujirahama alternation, and are observed on the isle of Kiritappu, as forming a large lenticular part intercalated in the conglomerates. The alternation is also the constituent rocks of the isle of Daikoku in the area of the Tokotan sheet. The writer once took it for the Akkeshi alternation. This formation yields many fossils of the foraminifera, pelecypoda and the gastropoda.

The Oligocene Tenneru Formation is exposed in a limited area near Chirippu in the south-western part of this quadrangle. It is composed of the characteristic conglomerate peculiar to this formation, and has some intercalating sandstone and siltstone. It is about 100 m thick, and lies unconformably on the Nemuro Group.

The Quaternary Chanai Formation is the deposits of mud and sand probably of volcanic origin. It is found in the northwestern part, and is about 20 m thick. The terrace deposits, which probably were once extensive in this area, are exposed rather sporadically. They must have been eroded away except in the northwestern part.

The deposits distributed most extensively in this area are the Lm formation which is composed of loam, pumice, volcanic ash, scoria and volcanic sand. It covers uniformly the surfaces of the low hilly terraces.

The A1 formation, which is the flood plain deposits of the Quaternary period, is composed of sand, gravel, clay, beach-sand and peat. They are developed in the alluvial plain as well as along thesea side.

As to the mineral resources in this area, the copper-bearing iron sulfide deposits are known, that were exploited once as Kokko mine. The ore deposits are germinated in the beds of O<sub>3</sub> horizon, and are said to be related to the igneous activity of such alkalic olivine-bearing trachydolerite as quartz dolerite. The mine is now closed, and the galleries are destroyed, filled with water and left devastated.

The quartz monzonite to the east of the Hamanaka-zawa is available for road pavement, but is rather small in quantity.

The Nemuro Group is developed extensively in the eastern part of Hokkaido. The area of distribution is about 280 km long from east to west, ranging from the island of Shikotan in the east to the Ashiyoro-Hombetsu district in the west. The width of the zone, according to the test drilling performed by Petroleum Exploration Co. at Nishibetsu and Shibeche, is about 50 km. The geologic age of the Group is considered generally to be Hetonaian (Upper Cretaceous), but its lower part may range to the Urakawan Epoch. A high possibility is advocated recently that the upper part of this group may range to Danian of the Tertiary Period. In this area, the member may well belong to the Danian, but the At, at least, is considered as belonging to the Hetonaian.

昭和 41 年 3 月 20 日 印刷

昭和 41 年 3 月 25 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 加藤 博  
札幌市北大通西 8 丁目

印刷所 興国印刷株式会社  
札幌市北大通西 8 丁目

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

SCALE 1 : 50,000

---

**KIRITAPPU**

(KUSHIRO—38)

BY  
SUTEKAZU NAGAO  
SHOZO ISHIYAMA  
SABURO YOSHIDA

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ  
MASAYUKI SAITŌ, DIRECTOR

---

HOKKAIDŌ DEVELOPMENT AGENCY

1966