

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

地域地質研究報告

5万分の1図幅

網走(1)第48号

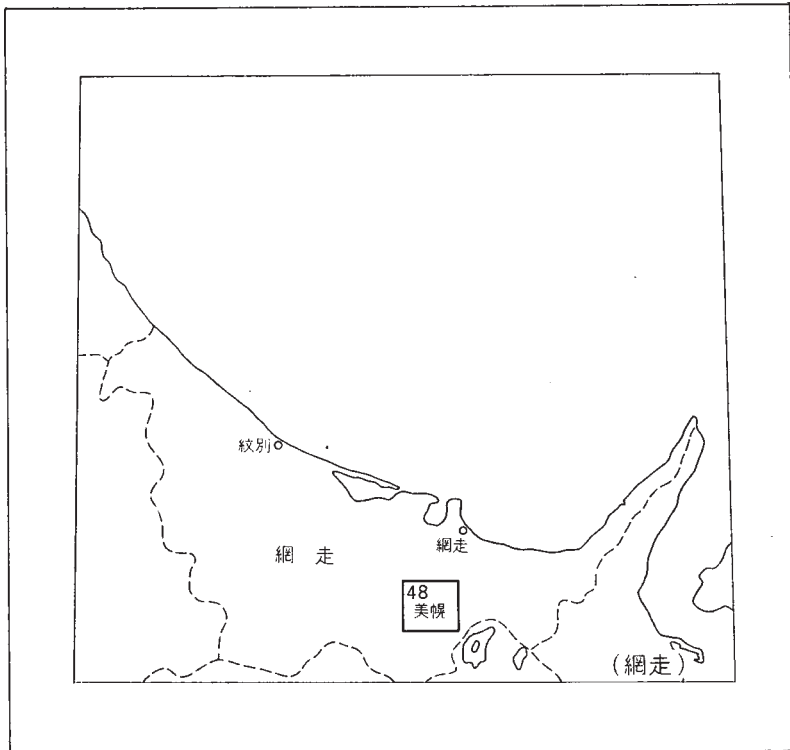
美幌地域の地質

石田 正夫・佐藤 博之

昭和45年

地質調査所

位 置 図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	3
II. 1 地質概説	3
II. 2 古第三系	6
栄森層	6
II. 3 新第三系	7
II. 3. 1 津別層群	7
達媚層	9
津別層	11
II. 3. 2 上里層群	16
美都層	16
里美層	18
II. 3. 3 東藻琴層	20
II. 3. 4 新第三系の対比	20
II. 4 第四系	22
II. 4. 1 阿寒火山碎屑流堆積物	22
II. 4. 2 古期屈斜路火山碎屑流堆積物	24
II. 4. 3 古期砂礫層	25
II. 4. 4 中期屈斜路火山碎屑流堆積物	25
II. 4. 5 美幌層	26
II. 4. 6 新期屈斜路火山碎屑流堆積物	27
II. 4. 7 河岸段丘堆積物	28
II. 4. 8 砂丘堆積物	28
II. 4. 9 摩周火山灰層	29
II. 4.10 沖積層	31
III. 応用地質	31
III. 1 沼鉄鉱	31
III. 2 石材	31
III. 3 コンクリート・ブロック骨材	32
III. 4 天然ガス	32
文 献	33
Abstract	1

美幌地域の地質

石田 正夫*・佐藤 博之*

本地域の野外調査は、昭和34年から36年の3年間にわたって行なわれた。野外調査にあたって、主として東半部の火山砕屑岩を主とする第四系が広く発達する地域については佐藤が、また、西半部に分布する新第三系については石田が、それぞれ担当した。なお、津別から上里にかけての新第三系については、山口昇一・沢村孝之助および角靖夫の各技官の協力を受けた。

本地域から産出する海棲貝化石は大山桂・角靖夫および水野篤行の各技官によって同定された。有孔虫化石については、石油開発公団事業本部札幌鉱業所の大倉保氏から教示を受けた。

また、野外調査にあたって、北見市役所・津別町役場および北見・津別の両営林署から種々の便宜を受けた。

I. 地 形

本地域は東部北海道のオホーツク海側にあり、北緯 $43^{\circ}40' \sim 43^{\circ}50'$ 、東経 $144^{\circ}0' \sim 144^{\circ}15'$ の間に位置する。行政区画上は、ほとんどが網走郡の美幌町・津別町・女満別町・東藻琴村に属し、わずかに北東隅の一部が常呂郡の端野町に属する。

本地域の北方は、女満別地域を経て、常呂および網走地域内でオホーツク海に面する。

北東方には知床半島の諸連峰が、東方および南東方には雄阿寒岳をはじめとする阿寒国立公園の山々が遠く望まれる。

南東方には阿寒・知床火山列に属する屈斜路カルデラおよび阿寒カルデラがあり、とくに屈斜路カルデラ壁から、数多くの噴出による火山砕屑流堆積物によって形成された流走面が侵食を受けた台地性の地形が北方へ広がって、オホーツク海にまでおよんでいる。

域外屈斜路火山外輪山は、藻琴山(海拔999.6m)をはじめとして、サマッカリヌプリ(974.4m)・コトニヌプリ(950.0m)・サマッケヌプリ(897.9m)など900~1,000mに達する成層火山であり、また、阿寒外輪山も、木禽岳(994.8m)をはじめとする阿幌岳(978.0m)など前者と同様に成層火山の集合体となっている。

両者とも海拔900~1,000m前後の高峰をなしているが、本地域においては、前述の火山砕屑流堆積物台地が発達し、大部分はおおよそ、100~300m前後の丘陵性山地となり、北方へ向かって緩やかに傾斜している。本地域では最高点でわずかに海拔450mの標高を示すにすぎない。

本地域は地形的に大きく次の3つに分けられる。すなわち、東部・中央部および西部であり、美幌川と網走川がそれぞれの境をなしている。

東部は主として固結度の低い第四系の屈斜路カルデラ起源による軽石流堆積物および降下軽石などの火山砕屑物や砂礫層からなっており、侵食削剝を容易に受けやすく、その結果として谷を埋めた堆積状

* 北海道支所地質課

態を示している。そのために非常になだらかな地ぼうを呈し、ほとんどの河川は互いに平行して、北北西ないし北西へ向かって流れている。この東部の北方には、海拔80mから120mに至る低平な平坦面が存在する。この面は北隣女満別地域内における網走湖畔の海拔20mの平坦面から連続してくる美幌面であって、坂口豊（1959）は彼による北海道の築別面（C面）に相当するものとしている。C面は北海道において、平均約80mの高さを有するものであるが、美幌から小清水にかけてのみ、120mもの高さに達し、しかも比高が約90mもあるのは、第四紀における屈斜路火山の影響によるものであろうと阪口（1959）は推定している。

この平坦面を女満別川がきって北流するが、いずれも川の左岸（西方）に沖積面を作り、右岸は比高約40mで平坦面の下を流れている。阪口（1959）は、網走湖から屈斜路カルデラにかけての構造線を地形的に推定しているが、これらの川の位置がそれに当たるかも知れない。この平坦面は美幌層により形成された面であり、その上をさらに新期屈斜路火山砕屑流堆積物が覆って、現地表が生成されているため、美幌面の地形変換は不明瞭である。

さらに、平坦面上に比高5～10mの砂丘が南北にでき、長さは最大1.2kmにも達している。

中央部は、美幌町を頂点として、網走川と美幌川を辺とする三角形をなしている。東岡およびその南方では、海拔約300～500mに達し、本地域内で一番高くなっている。これは地表部が軽石流堆積物によって覆われているが、基盤は新第三系美都層の火山岩類が多いために、本地域の西部に広く発達する新第三系の堆積岩を主とする地域よりも侵食にたえたためであろう。

西部は網走川流域以西の地域であり、豊頃―北見帯に属する新第三系の津別層群が広く分布し、起伏量は前2者にくらべて著しく多く、幾分急峻で谷の刻みも狭くなっている。この地域は壮年ないし老年期に属しており、高度は約300mである。

前述の2地域における河川がほとんど北流するのに反し、西部においては支川の流路はほぼ東方に向かい、樹枝状の水系模様を示しており、地質的背景の異なることを反映している。本地域を流れる主な水系としては、網走川・美幌川および女満別川があるが、大半は前2者の水系に含まれる。これらの河川は、いずれもその源を阿寒および屈斜路火山外輪山から発している。網走川は阿幌岳を源とし、本地域の西部を北方へ流れ、津別町付近で流路も北北東に変え、津別川・タッコブ川および栄森川などを合わせ、また、その流域とくに東岸側に顕著な河岸段丘を形成している。

美幌川は藻琴山およびサマッカリヌブリ山に端を発し、地域東部の火山砕屑岩台地中を北北西に流れ、下流では河岸段丘が発達している。美幌市街北方で網走川と合流し、網走湖を形成してオホーツク海に注いでいる。

女満別川は藻琴山を分水嶺として本地城西縁部を流れ、美幌川とほぼ同様に北北山へ流路をとっており、北隣女満別地域内で網走湖に流入している。

これらの河川の流域には、広く河岸段丘が連続し、網走川および美幌川でそれぞれ大きく2段が認められる。このうち最高位の面は網走川の東岸によく発達し、その幅は約1kmであるが、相当の侵食をうけており、さらに新期屈斜路火山砕屑流堆積物によって覆われる。この面は美幌市街付近において美幌面に連続する。以下、高位河岸段丘面、低位河岸段丘面と順次平坦面がよく保存される。網走川と美幌川との合流する美幌市街では、低位河岸段丘面以下の段丘面の数が増加している。

II. 地 質

II. 1 地 質 概 説

本地域においては、堆積岩を主とする古第三系および新第三系と、火山砕屑物を主とする第四系とに大別される。

すなわち、本地域の西部は、かつて橋本亘^{注1)}が地質構造および堆積岩の特徴から、北海道をいくつかの地質構造区に分帯したうちのひとつである豊頃―北見帯に属し、その北部地域にあたる。豊頃―北見帯は、ジュラ系とされている中生層を基盤として、オホーツク海側の常呂・網走地域から太平洋側の豊頃丘陵地域に至る南北に伸びる構造区であり、ここには新第三系の地層が厚く堆積している。域外西方の北見地域を含めた地域では、ほぼ南北方向の構造を有する基盤の中生層が広範囲に発達する。

しかし、本地域において地表では基盤は認められず、わずかに古第三系の一部が北東隅に分布するだけで大部分は新第三系によって占められている。本地域の東部は、知床半島から屈斜路・阿寒にいたる阿寒・知床帯と称され、一連の第四紀火山から供給された多量の軽石流を主とする火山砕屑流堆積物によって構成されている。

これらの地質層序関係は第1表のとおりである。

古第三系は、域外南西ないし西方の本岐および北見の両地域において、それぞれの地域で不連続ではあるが広く分布する。しかし、本地域の地表では、第四系の火山砕屑流堆積物によって覆われているため、わずかに北西部において、北見地域東部からの続きで栄森層の一部が露出するにすぎない。

栄森層は、主として先第三系から供給された礫からなる礫岩および砂岩を主要構成員とした陸成の堆積層である。本層は域外南方本岐地域の陸別付近において標式的に発達する陸別層に対比されている。陸別層は、従来から古生物学的資料がほとんどなく、また、分布状態が判然としなかったために、新第三系あるいは時代未詳の第三系として取り扱われてきた。しかし、その後、同地域の調査研究（山口・沢村、1965）が進み、本岐地域の二又西方および二又南西の道路において、陸別層の中部にある泥岩層中の細粒砂岩から、保存の良好な植物化石10余種がみいだされた。北海道大学の棚井敏雅助教授によって鑑定されているが、なかでも *Platanus*, *Alangium* 属などを多産し、全体を通じて古第三系の可能性が非常に強いとされている。

陸別層は、古植物学的資料とともに、その堆積相から内湾ないし内陸盆地に堆積した地層と考えられている。釧路炭田地域における古第三系の浦幌層群あるいは音別層群のいずれに相当するものか、現段階では判然としませんが、いずれにしても同炭田地域の古第三系の周縁相をなす地層と考えられる。

栄森層は前記陸別層とは不連続であり、かつまた、植物化石も保存が悪く、必ずしも同時期のものと決定することができないために、北見地域および本地域において、栄森層と新称を与えているが、堆積状態や岩相の酷似することなどからみて、ほぼ同時期のものとして大過ないものと思われる。

新第三系は本地域の西半部に広く分布する。豊頃―北見帯に属する堆積岩を主とする津別層群および

注1) 橋本亘 (1958) : 蝦夷～樺太地向斜地域の地史に関する考察, 藤本治義教授還暦記念論文集, p.101 ~ 112

第1表 美幌地域の地質総括表

地質時代		層 序		主 要 岩 相	摘 要	
第 四 紀	現 世	沖 積 層		砂・礫・粘土・泥炭	Ma-a Ma-bs Ma-f ↑沼鉄 鉱床	
		摩 周 火 山 灰 層		降下軽石堆積物および火山灰・ 軽石流堆積物		
		砂 丘 堆 積 物		砂		
	更 新 世	河 岸 段 丘 堆 積 物	低位河岸段丘堆積物		砂・礫・粘土	屈斜路カルデラ形成 32,200 \pm 3,000 - 2,000 年 B.P.
			高位河岸段丘堆積物		砂・礫・粘土	
		新期屈斜路 火山碎屑流 堆 積 物	屈斜路軽石流堆積物 I		普通輝石含有紫蘇輝石 石英安山岩	
		美 幌 層		砂・礫		
		中期屈斜路 火山碎屑流 堆 積 物	屈斜路軽石流堆積物 IV		普通輝石含有紫蘇輝石 石英安山岩	
		古 期 砂 礫 層		砂・礫		
		世	古期屈斜路 火山碎屑流 堆 積 物	軽石流堆積物		
	古梅熔結凝灰岩					
	阿寒火山 碎屑流 堆 積 物		上部阿寒軽石流堆積物		普通輝石含有紫蘇輝石石英安山岩	
			阿寒熔結凝灰岩		普通輝石紫蘇輝石安山岩	
下部阿寒軽石流堆積物			普通輝石含有紫蘇輝石石英安山岩			
新 第 三 紀	鮮 新 世	東 藻 琴 層		凝灰質砂岩（黒雲母を含む）	褶曲・断層	
		上 里 層 群	里 美 層			凝灰質砂岩・安山岩燧岩・ 軽石凝灰岩
	美 都 層		上部層	泥岩・砂岩・凝灰岩		
			下部層	凝灰角礫岩・凝灰岩・凝灰質砂岩		
	中 新 世	津 別 層 群	津	シルト岩層	シルト岩・凝灰岩・細粒砂岩	断層運動・剝削作用
			別	硬質頁岩層	暗灰色板状～葉片状硬質頁岩 シルト岩	
			層	砂 岩 層	凝灰質細～粗粒砂岩（礫岩を 含む）	
達 媚 層		硬質頁岩層	灰色～暗灰色硬質頁岩・シルト岩			
古 第 三 紀	柴 森 層		礫岩・砂岩・泥岩			

上里層群と、東半部においてわずかに露出する東藻琴層とからなるが、前2者は不整合関係にある。南隣の上里地域の津別川上流では、上里層群を不整合に覆って亜炭の薄層を挟む泥岩層、すなわち、奥上里夾亜炭層が狭小に分布するが、本地域では認められない。

津別層群は主として硬質頁岩からなる達媚層と、上位のシルト岩を主体とする津別層とに分けられる。南西隣本岐地域で、本層群の基底部に酸性安山岩からなる二又安山岩類が認められる。また、西隣北見地域において、達媚層が顕著に発達するが、本地域においては、達媚層の上部がわずかに分布する

のみで、ほとんど大部分は津別層によって占められている。本層群は北見地域において、古第三系の栄森層を不整合に覆っているが、本地域では断層によって達媚層の上部が直接している。津別層は上里地域と同様に、下位から砂岩層・硬質頁岩およびシルト岩層に3分される。本層群中には、普遍的に有孔虫化石・貝化石および珪藻化石が含まれる。

また、本層群は、北は常呂・女満別地域の常呂層に、南は本別地域の川上層群に対比される。

上里層群は、下位の津別層群の津別層を不整合に被覆している。南隣上里地域においては標式的に発達しており、その北方延長が本地域においてもみられるが、屈斜路火山砕屑流堆積物に覆われており、東岡北方での本層群は判然としない。本層群は美都層と上里層とに2分されるが、全体を通じて火山砕屑物に富んでいる。美都層は、主として中性ないし塩基性の火山砕屑物からなる下部層と、主として凝灰質泥岩からなる上部層とに2分される。本層の上部層には、海棲珪藻化石が多く含まれる。里美層は、美都層の上位にあり、主として火山砕屑岩からなり、美都層と同様に上里地域において顕著に発達している。本層は下部の砂岩層と上部の安山岩とからなり、砂岩層中にはその上部にしばしば凝灰岩や軽石凝灰岩の薄層が挟在する。

東藻琴層は、東隣藻琴山地域（勝井・佐藤，1963）の東1線牧場の沢入口を標式地としているが、本地域では東部にわずかに分布し、古期屈斜路軽石流堆積物によって覆われている。本層はきわめて軟弱な褐色の凝灰質砂岩からなり、黒雲母が多く含まれている。本層は孤立して分布するために、下位層との関係は明らかでないが、本地域の新第三系は大局的に東落ちの単斜構造を示しており、その上位に累重するものと思われる。前述の標式地においても、本層は狭い範囲に分布し、ここでも確かな層準は不明である。しかし、下位の地層との累重関係などから考えると、おそらく鮮新世の堆積物であろう。

第四紀洪積世に入って、阿寒・知床帯の阿寒火山の活動があり、引き続いて屈斜路火山が活動した。いずれも塩基性熔岩を流出し、その後、多量の火山砕屑物を噴出して、周辺に広大な火山砕屑岩台地を形成しており、カルデラ陥没を惹起している。

阿寒火山は幾つかの成層火山の集合体であると考えられ、南隣上里地域から以南にかけては、外輪山熔岩や木禽岳熔岩を流出している。これらは無斑晶安山岩・普通輝石橄欖石安山岩・紫蘇輝石安山岩などである。その後、数次にわたり火山砕屑流堆積物を堆積している。

阿寒火山砕屑流堆積物は、南西隣本岐地域の相生周辺でよく発達しており、下部阿寒軽石流堆積物・阿寒熔結凝灰岩および上部阿寒軽石流堆積物とに2分されている。しかし本地域では津別市街南西方において、その北方延長の一部が露出するにすぎない。下部阿寒軽石流堆積物と阿寒熔結凝灰岩とが累重し、上部阿寒軽石流堆積物が網走川と津別川の間の山稜に分布する。

屈斜路火山は阿寒火山の北東部にあり、阿寒・知床帯の火山列に入る。洪積世はじめ阿寒火山に引き続いて活動を行ない、阿寒火山と同じように塩基性の熔岩を流出して外輪山を形成し、その後、多量の火山砕屑物の噴出をもたらした。屈斜路火山砕屑流堆積物は、藻琴山地域の調査研究（勝井・佐藤，1963）によって10層に細分されている。この活動時期については、段丘堆積層との関連から洪積世中期から末期に至るものとされている。本地域においては、古梅熔結凝灰岩と中期の屈斜路軽石流堆積物 IV および最上位の新时期屈斜路軽石流堆積物 I が分布する。

美幌層ははじめ佐々・井上（1939）によって、美幌から女満別にかけて発達する砂礫層を下部洪積統

として命名されていた。

藻琴山地域において、従来の美幌層には一次的の屈斜路火山碎屑流堆積物といろいろな層準の砂礫層が含まれていることから、屈斜路火山碎屑流堆積物 I を除き、さらに下位の砂礫層を除いて、海拔15-20~120mの平坦面を形成した砂礫層を美幌層と再定義を行なっている。

河岸段丘堆積物は、網走川および美幌川地域において、高低各2段の堆積物が存在する。さらに網走川と美幌川との合流点では、なお、数段の面が認められる。これらの段丘は、種々の岩石の礫および砂から構成されている。

砂丘は本地域北東部で新时期屈斜路火山碎屑流堆積物の上に風成作用で生じたものであり、そのため、これから供給された軽石片と造岩鉱物とからなっている。

摩周火山灰層は、本地域にはMa-f層・Ma-b₅層およびMa-a層が南東部に分布する。Ma-f層は、約7,000年前に摩周火山がクラカトア型陥没をしたさいに噴出した軽石流堆積物であり、Ma-b₅層はカルデラ形成後に噴出した中央火口丘であるカムイヌプリ起源の降下軽石堆積物で、約500年前のものである。Ma-a層は灰白色細粒の薄い火山灰からなり、約200年前のものであるが、カムイヌプリ起源でなく雌阿寒火山起源の疑いがある。

沖積層は各河川の河床に分布し、砂・礫および粘土からなるが、美幌市街付近では低位泥炭が分布し、一部には沼鉄鉱を伴っている。

II. 2 古第三系

本地域における古第三系は、礫岩を主要構成員とする栄森層であり、本地域北東隅にわずかに露出する。

従来から古第三系は、釧路炭田地域においてのみ分布するものとされ、豊頃―北見帯の中北部では堆積が行なわれなかったと考えられていた。その後、同帯中部にあたる陸別付近で夾炭部を有する陸成層がみいだされ、1952年に山田正行^{注2)} によつて陸別夾炭層と命名され、釧路炭田古第三系の音別層群の周縁相として考えられてきた。その後、さらに本岐地域の調査研究(山口・佐藤, 1966)が進み、陸別層の中部にある泥岩層から保存の良好な植物化石が発見された。

棚井敏雅によつて10数種の植物化石が同定されたが、その内容としては広葉樹が多く、とくに産出量の多いものは *Platauus aceroides* GOEPPERT, *P. guillelmae* GOEPPERT, *Alangium basitruncatum* (OISHI et. HUZIOKA) TANAI, *Acer arcticum* HEER などである。これらの植物化石群集によつて、陸別層は古第三系の要素が非常に濃いとされている。しかし、釧路炭田古第三系の音別層群および浦幌層群のいずれに相当するか現段階では明らかではない。北見地域における栄森層と陸別層とは、堆積形態および岩相が酷似している。しかし、地域的に不連続であり、また陸別層のように、時代を決定する要素となる保存が良好で同定できる植物化石などが発見されないために、北見地域において栄森層と新称を与えたが、おそらく、ほぼ同層準の地層と考えられる。

栄 森 層

本層は西隣北見地域の栄森川上流で標式的に発達するが、本地域においては、北東部の協和南方で

注2) 山田正行 (1952) : 十勝国陸別町付近の地質, 北海道大学修業論文 (M.S.)

く少範囲に分布する。

本層は、基盤であるジュラ系から供給された礫からなる礫岩および砂岩など、粗粒堆積物を主要構成員としており、一部に泥岩および角礫凝灰岩を挟んでいるが、分級作用は余り良くない。主として礫岩および砂岩の互層からなるが、礫岩が圧倒的に卓越している。また、本層は現地性堆積物の様相を呈し、水平的にも垂直的にも岩相が変化し、不安定な堆積状態を示している。このような地質状況や多数の植物の破片の含有などからみて、本層はおそらく内陸盆地あるいは内湾に形成された淡水ないし汽水性の堆積物であることが推定される。

基盤をなすジュラ系との関係は、本地域では本層が最下部の地層であるために判然としない。

栄森層は北見地域（石田・沢村，1968）では、岩相によって下位から下部礫岩層・砂岩泥岩互層・中部礫岩層・砂岩礫岩互層および上部礫岩層に5分されているが、本地域の栄森層は、すべて下部礫岩層とされているものの範ちゅうにはいる。礫岩は一般に暗褐～赤紫褐色を呈するが、流水に洗われているところなどの新鮮な面で、緑色をおびている。礫は円～亜角礫であり、ときには角礫も含まれ、一般に分級程度は余り良くない。礫の大きさは、径2～4cm程度のもが多いが、ときには人頭大ほどの大きいものも認められ、これらは礫と同質の砂によって膠結されている。固結度は一般に低く、容易に風化し、風化面では軟弱となり簡単に礫が取り出せるようになる。礫種は輝緑凝灰岩・輝緑岩および赤色チャートを主体とするが、硬砂岩や石灰岩なども伴っており、すべて基盤のジュラ系から供給された岩石によって占められている。砂岩は赤紫色～緑灰色を示し、細粒から粗粒のものまであり、礫岩よりも分級程度が良い。砂粒は礫岩と同様に、ジュラ系に由来する赤色チャートおよび輝緑凝灰岩などから構成されている。

この砂岩は、しばしば礫を混じえて含礫砂岩となる部分も認められる。また、しばしば炭化した植物片などの集合する薄層が挟在し、非常に細かい細互層をなし縞状模様を呈するところも観察される。

泥岩は外観暗赤紫～緑灰色を呈し、砂質となる部分が多く、礫岩および砂岩の互層中に挟在する。砂岩の細粒部と同様にしばしば炭質物ないし植物の破片を縞状に含んでいる部分が認められる。

角礫質凝灰岩は褐色を示し、礫の大きさも雑多であるが、礫種は礫岩と同様に、基盤から供給されたものである。一般に淘汰が悪く、不安定な堆積状態を示している。

II. 3 新第三系

新第三系は、本地域西半部には広く分布するが、東半部では第四系の屈斜路火山砕屑流堆積物によって厚くわれているため、地表に露われている部分は少ない。

本地域の新第三系は、いわゆる豊頃―北見帯の北部地域にあたり、下位から、ほとんど海成相で泥質相からなる津別層群、火山砕屑物に富む上里層群および軟弱な凝灰質砂からなる東藻琴層とに3分される。

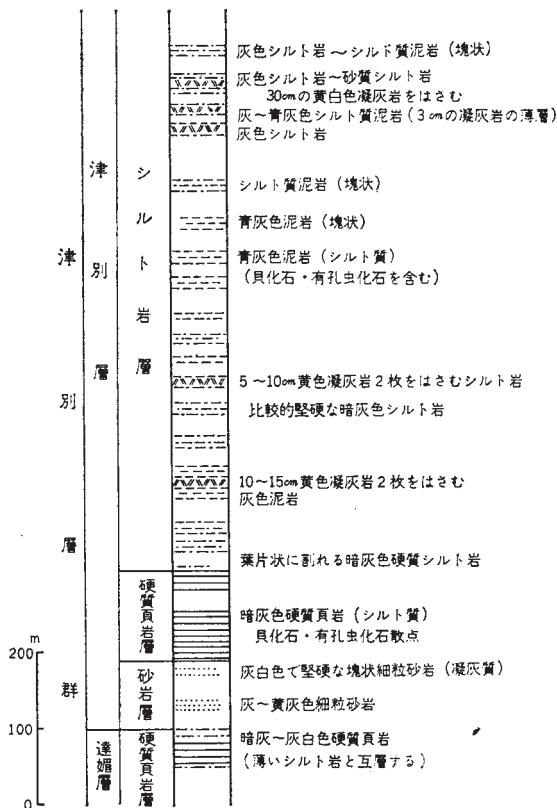
上里地域に分布する陸成の奥上里夾亜炭層は、本地域では認められない。これらの新第三系の基盤は、豊頃―北見帯の基盤をなすジュラ系および古第三系である。

II. 3. 1 津別層群

津別層群は海成の堆積岩からなり、本地域から北見、本岐および上里の各地域を通じて広く分布して

おり、北方、常呂一女満別・網走地域における新第三系最下部層の常呂層^{注3)}と連続する。岩相上から通観すると、本層群は下部で硬質頁岩が卓越し、順次シルト岩層が多くなっている。しかし、北部に向かうにしたがって、硬質頁岩が減少し、シルト質の泥質相となり、側方に変化し、粒度が粗くなり常呂層のシルト岩ないし極細粒砂岩相に移化する。域外、南方、本別地域では川上層群と呼ばれている硬質頁岩を含む泥質相からなる海成の新第三系が分布する。この川上層群は、従来、その岩相、層序から上部中新統の稚内階に相当するものと考えられ、常呂層および津別層群とは層準が異なり、上位になるものとされていた。しかし、本岐地域（山口・沢村，1965）で指摘しているように、両層群および常呂層の層序および岩相が酷似し、貝化石、珪藻および有孔虫化石など古生物学的見地からも共通種が産出することなどから同層準の地層とみることができる。

本地域において、津別層群は達媚層と津別層とに2分される。本地域における津別層群は達媚層上部の硬質頁岩から上位の地層が分布する。しかし、本岐地域においては、達媚層の下位に二又安山岩類と呼ばれる何枚もの熔岩があり、黒雲母角閃石石英安山岩が初期に噴出し、ついで、輝石角閃石安山岩とわずかに酸性から塩基性へと移行している。



第1図 津別層群柱状図（栄森川支流紅葉沢）

注3) 常呂層は佐々・井上（1939）によって命名された地層で、常呂地域を模式地としており、女満別地域および端野地域にわたって広範に分布している。

この噴出時期については、周辺層との関係から、古第三系の陸別層堆積後で達媚層堆積直前と考えられている。

津別層群からは全層を通じて貝化石、有孔虫化石および珪藻化石を産する。いずれも化石の産出量は達媚層よりも津別層のほうがはるかに多い。

達 媚 層

達媚層は北見地域の二又断層以東で、タツコブ川およびその支流流域を標式地として広く分布する。同地域では、下位から下部硬質頁岩層・硬質シルト岩層・中部硬質頁岩層・シルト岩砂岩互層および上部硬質頁岩層と5分されているが、本地域においては、北西部豊岡西方および南西部共和西方で、上部硬質頁岩の一部が認められるにすぎない。

さきに、千地（1953）は網走川沿いの新第三系についての調査を行ない、硬質頁岩の発達する部分、すなわち、その最上限をもって達媚層とし、その上位のシルト岩層を津別層として分けている。本層は千地のいう達媚層とほぼ一致するが、その上限の取扱いについて異なっている。北見地域でもみられるように、最上限の硬質頁岩層とシルト岩層は互いに漸移しており、北部になるにしたがって硬質頁岩が減少し岩相変化が認められること、また、津別層群全体の堆積相の変化などから、本岐地域（山口・沢村、1965）では、北見地域を含めて達媚層および津別層について再定義を行なった。硬質頁岩の最上限から下位に来る海緑石、緑色の岩片および古期岩の礫を含み、連続性を有する凝灰質砂岩層を堆積輪廻の初期と考え、これから上位を津別層、下位を達媚層として定義づけている。

達媚層と下位層との関係については、北見および本岐地域内で観察されるが、ほとんど断層で接している。北見地域のタツコブ川支流17番沢で、直接の関係は認められないが、達媚層基底部の岩相および累重関係から判断すると、達媚層は柴森層を不整合に被覆している。また、本岐地域のホッタスオホナイ沢上流では、二又安山岩類を整合的に被覆している。

本層は北見地域（石田・沢村、1968）で、下位の砂岩シルト岩互層から漸移している。一般に厚さ2～5cm内外の硬質頁岩と1～2cm内外のシルト質泥岩との細互層からなり、板状層理が顕著で、あたかも煉瓦を積み重ねたような露出面を形成している。



第2図 達媚層の硬質頁岩（柴森川）

硬質頁岩は一般に暗灰～灰色を呈し、堅硬緻密であり、粒度は粘土からシルトまで変化する。露頭では一般に赤褐色ないし鉄錆色を呈し、風化が進むと灰白色の角片状となって崩壊する。シルト質泥岩は硬質頁岩にくらべてやわらかく暗灰色を呈し、風化して灰色の小細片となる。

本地域の達媚層は、北見および本岐地域に分布する達媚層下部の硬質頁岩と比較して泥質であり、下部でみられるような非常に堅硬な硬質頁岩は認められない。タツコブ川・共和西方および本岐地域で、いわゆる薄板状硬質頁岩の堆積形態を示すが、北方、豊岡地域では単層が50～100cmの厚さとなり大きく互層し、比較的軟弱となる傾向を有する。本岐地域の南部ドロドロマップ地域では珪藻土質のシルト岩へと岩相が変化し、イユダニヌプリ山火山岩類の北西では、灰白色ないし黄白色の珪藻土質となっている部分もある。

本層は前述したように、北見地域の上部硬質頁岩層・本岐地域の板状硬質頁岩層と連続しており、厚さは約90～100mである。

本地域では達媚層の分布が少ないが、北見および本岐地域を通じて発達する本層中からは、貝化石・有孔虫化石および珪藻化石が散点的にみいだされる。その内容は第2・3・4表のとおりである。

第2表 達媚層産貝化石

<i>Lucinoma acutilineata</i> (CONRAD)	A
<i>Periploma yokoyamai</i> (MAKIYAMA)	A
<i>Nuculana pennula</i> YOKOYAMA	F
<i>Macoma calcarea</i> (CMELIN).....	C
<i>Portlandia thraciaeformis</i> (STORER).....	F
<i>Dentalium</i> sp.	R
<i>Nucula</i> sp.	F
R:まれ F:少ない C:普通 A:多い	

第3表 達媚層産有孔虫化石

<i>Bathysiphon</i> sp.	R
<i>Haplophragmoides compressum</i> LEROY	F
<i>H.</i> cf. <i>emaciatum</i> (Brady)	R
<i>H.</i> <i>subglobosum</i> (Sars)	R
<i>H.</i> cf. <i>trullissatum</i> (Brady)	C
<i>H.</i> sp.	C
<i>Cyclammia cancellata</i> Brady	F
<i>C.</i> <i>ezoensis</i> Asano	C
<i>C.</i> <i>japonica</i> Asano	A
<i>C.</i> <i>orbicularis</i> Brady	R
<i>C.</i> sp.	R
<i>Goesella</i> sp.	R
<i>Martinottiella</i> sp. (cf. <i>communis</i> d'Orbigny).....	R
R:まれ F:少ない C:普通 A:多い	

第4表 達媚層産珪藻化石

	A _{1a} 群集	A _{1b} 群集	A ₂ 群集
<i>Kisseleviella carina</i>	C	F	A
<i>Biddulphia aurita</i>	F	A	...
<i>B. sp.</i>	F	C	...
<i>Coscinodiscus argus</i>	R
<i>C. marginatus</i>	C	R	R
<i>C. radiatus</i>	F	R	R
<i>C. stellaris</i>	R	R	F
<i>Actinocyclus ehrenbergii</i> & var.	F	R	F
<i>Stephanopyxis cf. ferox</i>	C	R	...
<i>S. turris</i>	F	R	R
<i>Arachnoidiscus ehrenbergii</i>	R	R	R
<i>Flagilaria sp.</i>	R
<i>Melosira granulata</i>	R
<i>Xanthiopyxis sp.</i>	F

R:まれ F:少ない C:普通 A:多い
(沢村・山口, 1963 による)

貝化石は *Lucinoma acutilineatum* (CONRAD) および *Periploma yokoyamai* (MAKIYAMA) などが多く、全体を通じて通例中新世の地層にみられる種が多く、とくに時代を示すものはみられない。

有孔虫化石は、*Haplophragmoides* spp. および *Cyclammina* spp. など砂質のものによって占められている。後述する津別層に産するものと比較して、いくらか深海の環境下にあつたものと考えられる。

珪藻化石は、*Kisseleviella carina* や *Biddulphia sp.* が多い。この地域の珪藻については、すでに報告 (沢村・山口, 1963) があるが、それによれば、本層は A₁ および A₂ 群集に属し、遠洋性から近海性へと環境が移り変わっているとされている。

津別層

本層は本地域西半部で標式的に発達している。網走川および津別川以西で良く観察されるが、これらの河川流域の東側では、大部分が第四系の屈斜路火山軽石流堆積物下に伏在し、各河川の河岸および川床において認められるにすぎない。

本層は最下部に特徴のある砂岩層があり、下部から中部にかけて硬質頁岩、引き続きシルト岩が厚く累積している。本層は岩相の特徴によつて、下位から、砂岩層・硬質頁岩層およびシルト岩層とに3分される。

千地 (1952, 1953) は前2者を達媚層の上部に、シルト岩層を津別層として取り扱っているが、津別層群全体を通じての堆積相の変化から堆積周期の初期と考えられる砂岩層をもって、ここでいう津別層の最下部層とし、再定義を行なっていることはすでに述べたとおりである。

下位の達媚層との関係は、北見地域内のタツコブ川および栄森川などで良く観察されるが、いずれも両層の間は漸移することなく、明瞭な上下関係をもち整合的に累重している。

上位の上里層群との関係は、津別川本流および津別市街北方網走川河岸で、よく観察される。いずれ

の場合でも、上里層群下部層である美都層の基底礫岩が、津別層のシルト岩層を不整合に覆っている。
本層の厚さは全体で約1,300mを算する。



第3図 津別層下部の砂岩層（栄森川）

砂 岩 層

本層は津別層の最下部層であり、北見地域から本岐地域の相生付近にかけて広く分布する。この砂岩層の北方延長部は、本地域の紅葉沢および豊岡付近で認められる。本層は北方に向かうにしたがって、薄化する傾向を有するが、豊岡地域では、屈斜路火山砕屑流堆積物に被覆されているために、北隣女満別地域への連続性については判然としない。また、南方延長は本岐地域のケミチャップ川流域で良く発達し、厚さが300mにも達するが、さらに南方地域では、北方延長と同じく漸次薄化しており、相生以南では認められない。本地域では豊岡西方と南西部の共和西方でわずかに分布する。

本層は火山砕屑物を多く含む凝灰質砂岩を主体とし、礫岩および凝灰岩を伴い互層をなしている。一般的に青灰～緑灰色を呈し堅硬であるが、風化すると黄褐色の大塊となって崩壊する。淘汰の悪い部分もあるが、比較的層理は明瞭である。

砂岩は緑灰～青灰色を呈し、粒度は中～粗粒のものが多く堅硬である。また、10～30cmの厚さの板状層理が顕著である。風化すると黄褐色の板状の大塊となって崩壊する。砂粒は輝緑凝灰岩・安山岩・軽石・赤色チャートおよび緑色の岩片などからなり、凝灰質ないし石灰質物によって膠結されている。しばしば、砂岩中に炭質物を多く含む縞状をなす部分もみられる。

礫岩は標式地である北見地域内のタツコブ川流域で顕著に発達するが、本地域では共和西方の砂岩層

の中にわずかに5～10cm程度の夾みとして存在する。暗灰～青灰色を呈し、主として1cm以下の円礫からなり比較的堅硬である。礫種としては、輝緑凝灰岩・粘板岩・赤色チャートなどからなり、凝灰質～泥質物によって膠結されている。この礫岩は標式地を含めた全般を通じて、非常に膨縮する傾向を有している。

凝灰岩は灰白～青灰白色を呈し堅硬緻密であり、粒度は細粒から粗粒まで認められる。一般に厚さは1～3cm前後のものが多いが、ときには20cmの厚さを有するものもある。

豊岡地域では、ほとんどが緑色の比較的軟弱な粗粒砂岩からなり、凝灰岩および砂岩を伴わない。これに、反して、共和西方では、3者の間は顕著な細互層をなし層理は明瞭であり堅硬である。

本層の厚さは共和西方で約40mである。

硬質頁岩層

本層は北見、本岐両地域に良く発達しているが、本地域では、北西部の豊岡地域と南西隅の共和地域とに狭小に分布する。下位との関係は北見図幅地域のタツコブ川中流において、漸移することなく明瞭な境界をもって累重しているのが観察される。

本層は硬質頁岩を主体とするが、シルト岩および薄い凝灰岩を伴っている。

本層の下部は、暗灰～灰色の堅硬緻密な硬質頁岩からなり、板状層理が顕著である。

一般的に5～10cmの硬質頁岩と1～3cmの比較的軟らかい暗灰～灰色で葉片状のシルト質泥岩との互層からなっており、いわゆる薄板状硬質頁岩であり、あたかも煉瓦をつみ重ねたような露出面を形成する。硬質頁岩は、露頭では一般に赤褐～鉄錆色を呈し、風化が進むにつれて灰白色の角片状となって崩壊する。シルト質泥岩は風化して灰色の小細片となる。

中部になるにしたがって、シルト質の硬質頁岩となり、下部に見られるような互層が減少し、むしろ、塊状に近くなる傾向を有する。色調も暗灰～緑灰色を呈し、粒度が粗くなり、葉理が非常に顕著となる。風化面では赤褐色を呈し、灰白色の葉片状の尖鋭な小破片となって剥離する。

上部では葉片状の暗灰色硬質シルト岩と塊状に近いシルト岩とが互層し、数cmから10数cmの黄白色の凝灰岩を挟有している。この凝灰岩はタツコブ川以南でとくに顕著であるが、豊岡地域では本層中には単層の数が少なく1cm程度となり、むしろ上位のシルト岩層中に発達している。共和地域では硬質頁岩および硬質シルト岩中にしばしば径50cm以上もある大きい団塊が含まれ、また幾分扁平な径5～10cmの団塊が配列する部分もみられる。

シルト岩層

本層は地域西部網走川以西のタツコブ川・栄森川地域および津別川の河岸に発達し、この地域の津別層の大部分を占めている。本層は下位の硬質頁岩層から漸移しており、その境界は硬質頁岩が少なくなり、シルト岩が卓越しているところをもって設定された。

本層は全般的に青緑灰～灰色で塊状をなすシルト岩が卓越しているが、下部では葉理の顕著な硬質頁岩と互層をなしており、比較的明瞭な層理を有している。順次上位に向かうにしたがって塊状となり、全体的に粗粒となる傾向をもっている。

下部は緑灰～青灰色のやや葉理の発達するシルト岩～シルト質泥岩を主体としている。共和西方においては、最下部は葉理の顕著な暗灰色の硬質シルト岩をはさみ、シルト岩の量の多い互層をなしており、上位になるにしたがって葉理は見られなくなり、達媚層および津別層の硬質頁岩層中に存在するシルト岩よりも明かるい色調を呈する塊状のシルト岩となる。また、全域を通じて、下部には黄～黄褐色の凝灰岩が比較的多い部分がある。豊岡地域では、全体の岩相は前記共和西方とほぼ同じであるが、厚さ約5mの凝灰岩が連続して認められる。一方、栄森川においては連続性に乏しいが、厚さ1～5cmの多くの凝灰岩の薄層を挟在する。下部のシルト岩は風化すると淡黄～灰白色の小細片となってしまう。

中部は全体的に粒粒となり、青灰～灰色で塊状のシルト岩が同じような色調を有する砂質シルト岩～極細粒砂岩と数m単位の互層をなしている。一般に塊状シルト岩は風化すると、淡灰色の小細片となって破碎するが、砂質シルト岩～極細粒砂岩は、小塊状となって崩壊する。しばしば、黄白色酸性凝灰岩の数cmの薄層が挟在するが連続性に乏しい。また平均小豆～大豆大の輝緑凝灰岩・チャートおよび粘板岩などの古期岩や安山岩の鱗を散点的に含み、女満別地域における常呂層と非常に良く似た岩相を示している。

上部はほとんど砂質シルト岩～細粒砂岩からなり、下部に較べて軟弱となり、層理が不明瞭となる。最上部では非常に砂質となり黄色粉を有し、黄鉄鉱が鉱染し、美都層に不整合に覆われている。

シルト岩層は全体を通じて団塊～団球を含み、大きさは径10～20cm位のものが多いが、ときには数10cmに達するものも認められる。

津別層は貝化石・有孔虫化石および珪藻化石を産し、達媚層に比較すると量が非常に多い。津別層のなかでも下部の砂岩層や硬質頁岩中には少なく、シルト岩層からの産出が顕著である。

貝化石は津別層のなかで一般に粗い岩相を呈する部分に多く、硬質頁岩などには比較的少ない。主として *Venericardia abeshinaiensis* OTUKA, *Portlandia tokunagai* var. *hayasakai* UOZUMI および *Turritella* sp. などを多産する。

とくに、*Portlandia tokunagai* var. *hayasakai* UOZUMI は下位の達媚層にはほとんど産出しないが、津別層のシルト岩層に多産する。このように達媚層から産する化石とは多少産出種が異なっている。また、女満別地域に分布する常呂層中にも特徴的に産することが知られている。また、津別層のシルト岩

第5表 津別層産貝化石

<i>Venericardia abeshinaiensis</i> OTUKA	A
<i>Portlandia tokunagai</i> var. <i>hayasakai</i> UOZUMI	A
<i>P. thraciaeformis</i> (STORER)	C
<i>Macoma</i> cf. <i>optiva</i> (YOKOYAMA)	R
<i>M. calcarea</i> (GMELIN).....	C
<i>Nuculana pennula</i> YOKOYAMA	F
<i>Yoldia</i> sp.....	C
<i>Turritella</i> sp.	A
<i>Naticidae</i>	F

R:まれ F:少ない C:普通 A:多い

層上部では上里地域において、砂岩中に *Mytilus* sp. および *Tectonatica* sp. など浅海性の化石の産出が見られる。

有孔虫化石は津別層中には全般的に含まれているが、下部のシルト岩層中でとくに多産し、下部の硬質頁岩などに少ない。有孔虫群集はシルト岩層の下部の葉理を有する部分と塊状を呈する部分とを境として2分される。すなわち、下部は達媚層の *Cyclammina* spp., *Haplophragmoides* spp. など砂質殻を主とする群集と余り変わらない。しかし、これに反して上部は *Bulimina* spp. を主体とする石灰質殻を有する群集が卓越し、下部にみられる砂質有孔虫は境付近から急激に減少している。

第6表 津別層産有孔虫化石

<i>Haplophragmoides trullissatum</i> (Brady)	R
<i>H.</i> sp.	R
<i>Ammobaculites</i> sp.	R
<i>Cyclammina ezoensis</i> Asano	R
<i>C. japonika</i> Asano	F
<i>C.</i> sp.	F
<i>Nonionella miocenica stella</i> Cushman & Moyer	R
<i>Bulimina ovata</i> d'Orbigny	C
<i>B. pyrula</i> d'Orbigny	R
<i>B. pupoides</i> d'Orbigny	F
<i>B.</i> sp.	F
<i>Eponides</i> cf. <i>praecinctus</i> (Karrer)	R

R:まれ F:少ない C:普通

第7表 津別層産珪藻化石

	A ₃ 群集
<i>Kisselviella carina</i>	F
<i>Biddulphia aurita</i>	R
<i>B.</i> sp.	R
<i>Coscinodiscus argus</i>	R
<i>C. marginatus</i>	R
<i>C. radiatus</i>	R
<i>C. stellaris</i>	F
<i>Stephanopyxis</i> cf. <i>ferox</i>	F
<i>S. turris</i>	F
<i>Actinocyclus ehrenbergii</i>	R
<i>Arachinodiscus ehrenbergii</i>	R
<i>A. ornatus</i>	R
<i>Fragilaria</i> sp.	F
<i>Melosira granulata</i>	C
<i>Xanthiopyxis</i> sp.	C
<i>Coconeis antiqua</i>	R
<i>Lithodesmium</i> sp.	R
<i>Thalassiosira mariamica</i>	F
<i>T. elegans</i>	R
<i>T.</i> sp.	R

R:まれ F:少ない C:普通 A:多い

(沢村・山口, 1963 による)

津別地域新第三系の珪藻化石については、達媚層の項でも述べたが、沢村・山口（1963）によって詳細に報告されており、津別層群（A₁～A₃）は上位の上里層群（B₁～B₃）とは明らかに *Kisseleviella carina* の存在によって区別されている。達媚層（A₁～A₂）のA₁群では遠洋性のものが多く順次A₃群へと近海性のものに移行している。

このように各種の化石内容から津別層群の堆積状況をみると新第三系の前駆的な火山岩の活動があり、達媚層堆積の初期は外洋性のものとなり漸次沿岸性へと変遷を行なったものと考えられる。

II. 3. 2 上里層群

本層群は主として火山砕屑物からなる海成の堆積層であり、津別層のシルト岩層を不整合に覆っている。本地域においては、網走川から東側は屈斜路軽石流堆積物によって厚く被覆されており、露出部が少ないためその上限は明らかでない。

本層群は上里地域から連続して発達するが、岩相の水平的変化が顕著である。下部は安山岩質の火山砕屑物からなり、非常に粗粒であるが、中部になるにしたがって細粒となり、漸次珪藻質～凝灰質の泥岩が発達する。さらに、上部は火山砕屑物が卓越し、粗粒となり凝灰質砂岩となる。本層群は上述の岩相によって、下位から美都層および里美層に2分される。

美都層

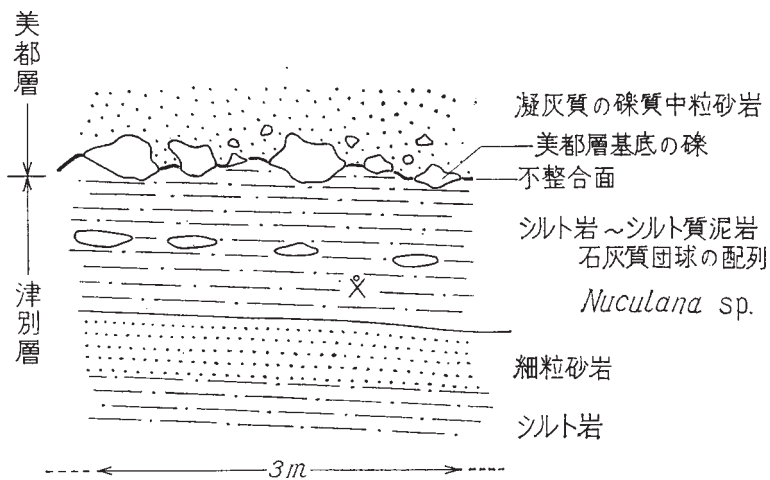
本層は津別西方津別川本流・津別市街北方網走川の弁慶岩付近および美幌市街西方に分布する。本層は千地（1953）のいう美都累層および上里累層の一部を含めたものに相当する。火山砕屑物に富む粗粒堆積物を主とするが、上部になるにしたがって、細粒となり泥質相となる。岩相上から火山砕屑物を主とする下部層と、泥質相を主とする上部層とに2分される。

本層と下位にある津別層群津別層のシルト岩層との関係は、津別市街北方約1.5kmの網走川河岸および津別川本流美都橋上流約1.7km付近で観察されるが、いずれも同様の累重状態を示し、斜交不整合をなしている。本層の上限は不明であるが少なくとも500m以上の厚さを有する。

下部層は津別川本流美都付近を標式地として南北に発達しているが、津別市街北方の弁慶岩付近および美幌市街西方にも分布する。津別川北方では屈斜路火山軽石流堆積物に覆われて、地表に露われ観察できる場所が少ないが、ほぼNNWの走向で広域に伏在し、美幌市街西方昭野に分布する地層に連続するものと思われる。弁慶岩付近の本層は断層によって挟まれており、下部が存在するのみで上部は削られて認められない。網走川河岸の不整合を示す所では、本層の基底部に厚さ数mの暗緑灰色～緑灰色を呈する中粒の礫質砂岩が発達する。この礫質砂岩は、ジュラ系から由来する輝緑凝灰岩・粘板岩およびチャートなどの礫、および安山岩・シルト岩の角礫などを含み、軽石粒も多く散点し凝灰質となっている。不整合面の部分では、黄鉄鉱が比較的多く鉱染しているのがみられる。

津別川本流においても、ほぼ同様の累重関係を示している。基底部の砂岩から漸次上流に向かうにしたがって、凝灰岩および凝灰質砂岩が卓越する。

凝灰岩は角礫質・軽石質のものまでであり、粒度は粗粒から細粒までいろいろ変化するが、幾分淘汰がよく比較的層理は明瞭である。



第4図 上里層群美都層と津別層群津別層の不整合
(津別市街北北西2km網走川本流)

角礫質凝灰岩は本層の下部に多く、暗緑褐色を呈し、径0.5～3cm前後の安山岩の角礫および軽石を多く有し、黄褐色の凝灰質の砂によって膠結されている。

軽石質凝灰岩は黄白色で軽石の大きさは大豆大から桜桃大までいろいろ変化し、圓結度は弱い。

凝灰質砂岩は緑灰～暗緑灰色を呈し、軟弱であり、粒度は中～粗粒までと非常に粗粒相を示している。一般に塊状であるが、一部では粒度の差異による細互層を形成するところもみられる。また、この砂岩中には、しばしば、輝緑凝灰岩・粘板岩および安山岩などの小礫を混じえている。

上部層は上里地域で津別川支流オンネナイ沢中流および23号沢を標式地として発達するが、本地域では登栄東方および東岡地方の沢の河岸で認められる。本層は下部層から漸移し、ほぼ南北～北北西の走向を有し、東に緩斜する単斜構造を示している。しかし、大部分の地域では下部層と同様に、屈斜路軽石流堆積物に覆われているために、全ぼうを把握することは困難である。また、里美層との累重関係についても境界は不明瞭である。

本層は砂質泥岩を主としており、砂岩・硬質頁岩および凝灰岩を伴っている。

泥岩は暗灰～灰緑色を呈し、一般に塊状砂質で軽石粒を多く含み凝灰質～珪藻質となっている。この泥岩は網走地域に広く発達する呼人層の泥岩と良く似た外観を呈する。風化すると黄白～灰白色を呈し、塊状に崩壊する。

砂岩は黄褐色を呈し、凝灰質である。粒度は細粒まで変化し、淘汰は余り良くない。

硬質頁岩はこの泥岩層の下部に認められ、泥岩と10cm位の互層をなしている。硬質頁岩の認められる範囲の厚さは、ほぼ10m程度である。暗灰色を呈し、比較的堅硬緻密板状であり、凝灰質なものや珪藻質のものが認められる。風化すると灰白色を呈し、尖鋭な小片となる。この硬質頁岩は網走地域の能取層の硬質頁岩と岩質が良く似ている。上里地域でも、この硬質頁岩の連続性が認められるが、南に向かうにしたがって薄化する傾向が著しい。

凝灰岩は灰白～黄白色を呈し、粒度は細粒から中粒のものが多く、しばしば黒雲母片を含み、ときには、0.5～1cmの火山礫およびシルト質泥岩の小礫を含む部分も認められる。これらの凝灰岩は前述の

泥岩と互層をなしている。

本地域に分布する美都層は、火山碎屑物が卓越するために魚鱗および“*Sagarites*”など以外には化石をみいだすことができなかった。

上里地域において、上部層から貝化石で *Portlandia thraciaeformis* (STORER), *Yoldia* sp., *Cardium* sp., *Macoma* sp. などが知られている。また本層から *Actinocyclus ingens*, *Coscinodiscus elegans*, *Denticula* spp., *Stephanopyxis schenekii* などの珪藻化石を産し、明らかに下位の津別層群の群集とは異なっている。

第8表 美都層産珪藻化石

	B ₁ 群集
<i>Coscinodiscus argus</i>	R
<i>C. elegans</i>	R
<i>C. excentricus</i>	R
<i>C. lineatus</i>	R
<i>C. marginatus</i>	F
<i>C. radiatus</i>	F
<i>C. stellaris</i>	R
<i>Stephanopyxis schenekii</i>	R
<i>S. turris</i>	R
<i>Arachnoidiscus ehrenbergii</i>	R
<i>Actinocyclus ehrenbergii</i>	R
<i>A. ingens</i>	C
<i>Fragilaria</i> sp.	F
<i>Melosira granulata</i>	R
<i>Coconeis antiqua</i>	R
<i>Lithodesmium</i> sp.	R
<i>Thalassiosira</i> sp.	R
<i>Denticula hustedtii</i>	A
<i>D. lauta</i>	A

R:まれ F:少ない C:普通 A:多い

(沢村・山口, 1963 による)

里美層

本層は本地城南側から東岡にかけて分布する。主として凝灰質砂岩によって構成されており、安山岩熔岩が挟まれている。そのほか軽石質凝灰岩を伴っている。本層は露出状況が悪く、わずかに河岸および道路の切割で観察される程度で、大勢を知ることは困難である。

上里地域においては、津別川本流およびセンウンツベツ川流域に標式的に発達しており、下位から、砂岩層・凝灰角礫岩層・軽石凝灰岩層・安山岩および泥岩層と区分されているが、本地域には最下位の砂岩層と安山岩が露出する。本層は千地 (1953) のいう上里累層の中部以上に相当する地層である。

下位の美都層との直接関係は、露出が悪いために観察することはできない。しかし美都層上部では泥質相が卓越するのに対し、本層は主として火山碎屑物からなり、その境をもって両層の境界としている。本層は下位層と同様に、東へ向かって緩傾斜することや上里地域における分布状態からみて整合的に累重するものと思われる。

砂 岩 層

本層は大部分がきわめて粗鬆で固結度の低い、容易に崩壊する砂岩からなり、上部に軽石凝灰岩や凝灰岩の薄層を伴う。砂岩は一般に黄褐色を示し、軽石粒のほかには石英・斜長石・輝石・黒雲母および安山岩の小片などが含まれている。

本層の砂岩中には珪藻化石が含まれるが、貝化石や有孔虫化石はみいだされなかった。珪藻化石は *Thalassiosira elongans*, “*T. maryjamica*” を多く産出する。

第9表 里美層産珪藻化石

	B ₂ 群集	B ₃ 群集
<i>Biddulphia aurita</i>	F
<i>Coccinodiscus argus</i>	R
<i>C. elegans</i>	R
<i>C. excentricus</i>	R
<i>C. lineatus</i>	R
<i>C. marginatus</i>	A	F
<i>C. radiatus</i>	C	R
<i>C. stellaris</i>	R	R
<i>Stephanopyxis</i> cf. <i>ferox</i>	F	F
<i>S. schenkii</i>	R	R
<i>S. turris</i>	F	F
<i>Actinocyclus ehrenbergii</i>	R
<i>A. ingens</i>	R
<i>Arachinodiscus ehrenbergii</i>	R
<i>Fragilaria</i> sp.	F	F
<i>Melosira granulata</i>	R	R
<i>Xanthiopyxis</i> sp.	R
<i>Coconeis antiqua</i>	R
<i>Lithodesmium</i> sp.	R
<i>Thalassiosira elegans</i>	R	C
<i>T. mariamica</i>	C
<i>T.</i> sp.	R	F
<i>Chaetoceros cinctus</i>	F	F
<i>Denticula hustedtii</i>	R	R
<i>D. lauta</i>	R	R
<i>Rouxia peragelli</i>	R	R

R:まれ F:少ない C:普通 A:多い

安 山 岩

本地城南部の登栄から南隣の上里地域の戸間牛山へかけての山稜と、美幌川支流において屈斜路軽石流堆積物に覆われて川底に、安山岩熔岩がみられる。

安山岩は1~2mmの斜長石斑晶がめだつ普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

斑晶:斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は0.2~1.0mmで自形を呈し、清澄である。紫蘇輝石は0.1~0.4mmの微斑晶で周辺には単斜輝石の反応縁がみられる。普通輝石は0.1~0.2mmでまれにみられる。

基底：斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス・燐灰石・鱗珪石
 ガラス基流晶質を示す。

II. 3. 3 東藻琴層

本層は地域東部，トクシヨッペ林道切割において，約200mにわたり，古梅熔結凝灰岩に覆われて分布している。ここから北東約17kmの東藻琴付近においても，本層と類似の岩質をもって地層がみられるので，標式を東藻琴東1線牧場の沢入口にある藻琴川橋下にとり，東藻琴層と命名されている（勝井・佐藤，1963）。

本層はきわめて軟弱な凝灰質砂岩からなり，手中で力を加えると容易にくずれる。褐色を呈し，肉眼においても黒雲母を多く含むのがみられる。鏡下では，その他長石・緑色角閃石・輝石・石英・岩片および磁鉄鉱などを含んでいる。

本層は局地的な分布であるために走向・傾斜も測定できず，層厚も不明である。

本層は周辺から孤立しているために判然とした層準を決めることはできないが，本地域における新第三系は，大局的に西から東へと単斜構造を示すので，本層はおそらく里美層の上位にあたるものと考えられる。砂岩中に黒雲母が多く含まれることは，能取岬の鮮新世美層に類似する。本層は上記の2地点で観察されるのみであるが，古梅から東藻琴にかけて，屈斜路火山砕屑流の下に広く伏在するものと推察される。

II. 3. 4 新第三系の対比

豊頃―北見帯において，ジュラ系および古第三系を基盤として広く新第三系が発達し，各層準には貝化石・有孔虫化石および珪藻化石などを比較的多く産することはすでに述べたとおりである。ここでは現在までの層序関係および岩相などに古生物学的資料を加味して，対比を行なった。

第10表 新第三系対比表

地質時代	常呂・女満別地区 (常呂・女満別図幅)	網走地区 (網走図幅)	端野地区 (端野図幅)	北見・本岐地区 (北見・本岐図幅)	美幌・上里地区 (美幌・上里図幅)	定寄・本別地区 (定寄・本別図幅)
鮮新世 — 中 — 新 — 世	美岬層		上仁頃層		美藻琴層	十勝層群
	呼人層		富里層	協和層 若松沢層	上里美層	
	能取層	能取層	登以加層		里美都層	
	網走層	網走層 鱒浦層		相内層	群	
	常呂層	車止内層	常呂層	津別層群 津別層 達姫層 二又安山岩類	津別層群	川上層群 貴老路層 仁生層 本別沢層

常呂―網走地域との対比

常呂―網走地域の第三系の新第三系の層序については現在までに、いくつかの研究報告がなされており、多少見解が異なっている点もあるが、常呂および女満別地域の調査研究によると、下位から、常呂層・網走層・能取層・呼人層および美岬層^{注4)}とに5分されている。これらの地層の累重関係は女満別地域^{注5)}および常呂地域の調査研究の結果から、常呂層と網走層の間および呼人層と美岬層の間は不整合であり、その他は整合で累重するとされている。

津別層群は北見地域で西側はジュラ系および古第三系と断層関係をもって接するが、一般に北方に向かって漸次硬質頁岩の量が少なくなり、美幌町西方において、津別層群のシルト岩層によく似た岩相を有する常呂層に連続している。女満別地域においては南西隅に一部津別層群の硬質頁岩と同様な岩相が認められるが、この部分から北方ではシルト岩相に移行しているものようであり、また粒度も粗くなり含礫シルト岩相が顕著に発達する。

化石についても *Portlandia tokunagai* var. *hayasakai* UOZUMI, *Venericardia abeshinaiensis* OTUKA, *Macoma calcarea* などの二枚貝化石, *Cyclammina* spp., *Haplophragmoides* spp., *Bulimina* spp. などの有孔虫化石および *Kisseleviella carina* などの珪藻化石を多産すること、岩相の酷似および古生物学的面からの共通種の多いこと、などからも同層準であることは明らかである。

上里層群の北方延長は、新期屈斜路火山砕屑流によって被覆されており、連続を確かめることは困難である。しかし、美幌町西方において、美都層の下部が女満別地域の火山砕屑物の多い網走層と直接の連続関係は認められないが、比較的至近な位置にあって津別層を不整合に覆い、網走層も常呂層を不整合に覆うこと、両者とも基性の安山岩質の凝灰質な砂岩から構成されるなどからみて、美都層下部と網走層は、ほぼ同層準の地層と判断される。

美都層の上部は、灰色の凝灰質～珪藻質泥岩が発達し、常呂～網走地域の呼人層の岩相と酷似する。常呂および網走地域では、硬質頁岩をもって代表される能取層が広く分布し、女満別および端野地域にも発達する。しかし、端野地域（石田・平山・黒田・番場, 1968）において登以加層^{注6)}は下位の地層を欠いて直接、基盤であるジュラ系と不整合で接している。女満別地域においては、常呂地域に比較して層厚も薄くなる傾向を有している。

本地域において、美都層の下部層から上部層に移行するところでガラス質～凝灰質の硬質頁岩の薄層が認められ、北方に厚くなる傾向を示している。この部分が能取層の硬質頁岩に相当するものと考えられるが、現在の段階で資料が不十分であり、正確な対比を行なうことは難かしい状況である。しかし、おそらくは、能取層の硬質頁岩が堆積する地域の周縁にあたり、硬質頁岩が発達せずに粗粒相となったものと考えられる。また、上里層群と同様に、網走層・網走層の異相である鱒浦層および呼人層からは珪藻化石が産出し、津別層群にみられる群集内容と明らかに異なる。珪藻土質泥岩を主体とする呼人層からは、里美層と類似する群集が認められる。岩相および珪藻化石において、両地域間に幾分の差異があるが、大局的には、網走層が常呂層を、上里層群が津別層群を不整合に覆うこと、珪藻化石が上下層

注4) 美岬層は三梨昂（常呂地域の地質, 地質調査所, 未刊）によって能取岬地域で呼人層を不整合に覆う新第三系の地層の存在が判明し、それに新称を与えたものである。

注5) 角靖夫（未刊）：女満別地域の地質

注6) 登以加層は灰色の硬質頁岩をもって代表される地層で、端野向斜地域で基盤のジュラ系を不整合に覆って発達する。能取層とは直接の連続関係が認められないので新称を与えているが、同層準のものであることはほぼ間違いない。

においては群集が明瞭に変わり水平には互いに類似することなどから、網走層から呼人層までの地層は上里層群に相当するものと思われる。

足寄地域との対比

足寄～本別地域の新第三系は、川上層群およびこれを不整合に覆う十勝層群からなる（三谷・橋本・吉田・織田，1958；三谷・小山内・橋本，1958）。

川上層群は硬質頁岩および凝灰質～珪藻質の泥質岩を主体とする海成の堆積層である。川上層群は下位から、基底に砂岩層を有し板状の硬質頁岩を主とする本別沢層、硬質頁岩からなる仁生層および泥岩を主とする貴老路層とに分されている。従来、本層群は岩相およびその層序から中新統上部の稚内階に属するものとされており、本地域の津別層群および常呂～網走地域の常呂層とは層準が異なるものとされていた。しかし、津別層群と川上層群は岩相層序が酷似し、貝化石・有孔虫化石および珪藻化石など古生物学上の見地からも非常に類似している。本岐地域から南にかけて津別層群は川上層群と連続し、構造上からも両層群が豊田一北見帯の基盤の東側に分布している。貝化石では *Portlandia tokunagai* var. *hayasakai* UOZUMI, *Venericardia abeshinaiensis* OTUKA, などが、また、有孔虫化石では下部において *Cyclamina* spp. および *Haplophragmoides* spp. などの砂質有孔虫が卓越し、上位になって石灰質殻を有するものが産出し、珪藻化石においても同様に両層群に共通する種の産出が多い。

以上のことから考えて両層群は同一時期に形成された地層とみることができよう。

II. 4 第四系

II. 4. 1 阿寒火山碎屑流堆積物

阿寒火山は、阿寒から屈斜路を経て知床半島に至るまでの阿寒知床火山列の南西端にあたり、本地域の南に位置している。第四紀の初～中期に外輪山をつくった。この外輪山は、地形的には単一の円錐状火山のようであるが、むしろ、いくつかの成層火山の集まりで、カルデラの北にある木倉岳・阿幌岳などはそれらのひとつと考えられる。外輪山熔岩活動の末期には、大量の火山碎屑物が噴出して、その結果補償的陥没が起こり、カルデラを形成した。カルデラ陥没の時代は屈斜路カルデラの形成年代よりも前で、洪積世中期と考えられる（佐藤，1965）。本地域には外輪山は分布しておらず、南西部に局地的に火山碎屑流堆積物が認められるにすぎない。

火山碎屑流は南隣の上里および本岐地域において下部阿寒軽石流堆積物・阿寒熔結凝灰岩・上部阿寒軽石流堆積物の3つに分けられているが、地質図には軽石流堆積物を一括して図示しておいた。

阿寒火山碎屑流堆積物がもっともよく観察されるのは、地域南西隅の津別市街対岸である。ここでは下部阿寒軽石流堆積物と阿寒熔結凝灰岩とが累重している。上部阿寒軽石流堆積物は上里地域からの連続であり、さらに南に局地的に分布するにすぎない。

下部阿寒軽石流堆積物

津別市街対岸の崖では津別層のシルト岩を覆い、厚さ数mの砂礫層をへだてて本堆積物が認められ

る。本堆積物の上下の砂礫層は地質図には省略され、また、上部阿寒軽石流堆積物と同じに塗色されている。本堆積物は層厚約30mを示し、下部の約22mの部分では軽石塊は一般に大きくて最大直径約30cmであるが、その上部8mは軽石塊の直径は最大約3cmとなる。外来岩片は直径1～2cmの安山岩および泥岩が大部分である。軽石の岩質は普通輝石含有紫蘇輝石石英安山岩である。

阿寒熔結凝灰岩

前記の崖において、下部阿寒軽石流堆積物の上に、層厚約5mの砂礫層をはさんで阿寒熔結凝灰岩がおおっている。この砂礫層は、下位の津別層を覆う砂礫層が安山岩やシルト岩の直径15cmに及ぶ亜円礫を多く含むに比べて、直径1～2cmの礫を含んでよく成層し、有色鉱物粒からなる黒色縞や泥層を挟有する。

この崖に露出する本岩は、熔結凝灰岩というよりは岩滓流堆積物である。しかし、これは露頭の南部では下位の砂礫層を切って次第に厚くなり、それにつれて、わずかに熔結するようになる。さらに、崖の南には、熔結凝灰岩の直径数mの岩塊が散在する。しかし、熔結度は低く、岩滓角礫質で孔隙と外来岩片が多い。

この熔結凝灰岩は南西隣の本岐地域において、網走川とケミチャップ川の間山稜に分布する熔結凝灰岩の延長である。これは、阿寒カルデラ北縁の釧北峠にまで追跡され、その岩質は普通輝石紫蘇輝石安山岩である。同様の熔結凝灰岩は阿寒カルデラ南東方の中雪裡一雄別付近にも広く分布する。阿寒郡鶴居村の中雪裡一中幌呂間開拓道路において、中雪裡市街から約2km地点における熔結凝灰岩の下部の非熔結相から採取された炭化木片の¹⁴C年代測定結果は>31,500年B. P. (Gak-869)であった(佐藤, 1969)。



第5図 阿寒火山砕屑流堆積物（津別市街対岸）

- p : 下部阿寒軽石流堆積物
- g : 砂礫層
- s : 阿寒熔結凝灰岩の非熔結相
- w : 同熔結相

上部阿寒軽石流堆積物

前記の下部阿寒軽石流堆積物と阿寒熔結凝灰岩とは独立して、網走川の右岸丘陵上に上部阿寒軽石流堆積物がわずかに分布する。これは南隣上里地域において相生開拓からオンネキキン川下流の山稜に分布するものの連続であり、阿寒熔結凝灰岩や砂礫層を覆っている。相生開拓では、下部は細粒ガラス片が多く、上部は軽石塊にとむが、オンネキキン川山稜から本地域にかけては、全体に軽石塊にとんでいる。本地城南限から約300m南方の国道切り割り（上里地域）において、段丘礫層に覆われた軽石流堆

積物があるが、これも本堆積物に属するものであろう。軽石の岩質は普通輝石含有紫蘇輝石石英安山岩質である。

II. 4. 2 古期屈斜路火山砕屑流堆積物

屈斜路火山は阿寒火山の北東に接し、同じ阿寒知床火山列の上に並んでおり、直径26kmに及ぶカルデラを有する。この火山は第四紀の初め、阿寒火山にやや遅れて活動を開始した。外輪山は藻琴山をはじめとして、サマツカリヌプリ岳・コトニヌプリ岳・サマツケヌプリ岳などの成層火山からなるが、いずれも隣接地域内にあって、本地域内には分布しない。

外輪山形成後、屈斜路火山は火山砕屑流の噴出期に移行した。このときにはすでに阿寒火山はカルデラ形成を終えていたので、火山砕屑流の一部は阿寒カルデラ内へも流入した。屈斜路火山の火山砕屑流は、藻琴山北方の火山砕屑岩台地において、もっともよく調べられた（勝井・佐藤，1963）。それによると、屈斜路火山砕屑流堆積物は熔結凝灰岩を含む10層の火山砕屑流堆積物からなり、その間にある段丘から、その期間も更新世中期から末期にわたることも判明した。

本地域では前記10層の火山砕屑流堆積物のうち、最下位の古梅熔結凝灰岩および軽石流堆積物・中期の屈斜路軽石流堆積物IVおよび末期の屈斜路軽石流堆積物Iが分布する。これらの火山砕屑流堆積物の間には砂礫層や段丘堆積物（美幌層）が挟存する。

古梅熔結凝灰岩

本岩は屈斜路火山砕屑流堆積物の最下位にあたり、屈斜路火山の北～北東～西方にかけて広く分布し、一部は南方へも及んでいる。本地域の古梅部落付近において古くから採石が行なわれ、標式地となっている。カルデラ北東壁の小清水峠や東壁の摩周観光道路では、本岩はカルデラ内壁にみられるが、北西壁の美幌峠から西にかけては内壁には認められず、外壁中途から分布する。本岩は一般に強く熔結し、非熔結相はほとんど認められない。これは削剝侵食された故と推察される。本地域には南東部の各川底に広く分布し、とくに美幌川の上流に良好な露頭があって厚く発達しているが、層厚の測られたところはない。古梅部落の採石場では、本岩の間に弱熔結部がみられ、またヤムワッカナイ沢林道（南隣上里地域）においても淡紅色を示す弱熔結部がみられるが、まだ細分されるに至っていない。

本岩は、灰白色～淡褐色を示し、ときには淡紅色を呈する。強く熔結し、一般に3～4m間隔の柱状節理が発達する。斑晶鉱物として斜長石と石英が肉眼でも顕著に認められるが、軽石片や外来岩片に乏



第6図 古梅熔結凝灰岩（古梅）

しい。本岩は普通輝石含有紫蘇輝石石英安山岩質 (SiO_2 71.25%) である (勝井, 1962)。本岩は第7期軽石流 (勝井, 1958), 屈斜路熔結凝灰岩 (勝井, 1962) とも呼ばれた。

斑晶: 斜長石・石英・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉍

斜長石は清澄・白形で, 石英は融食をうけまたは破片状を呈する。

基質: ガラス裂片・珪酸鉍物

無色のガラス裂片が熔結して斑晶鉍物を取り囲み, 空隙には鱗珪石またはクリストパル石が晶出する。

軽石流堆積物

この軽石流堆積物は本地域北東隅の田中付近においてのみ認められ, 従来の10層の堆積物のどれに相当するか不明である。田中の道路切り割りでは層厚5m (+) を示し, 上部は古期砂礫層によって覆われ, その境界は凹凸にとむ。軽石は灰白色を示し, ガラス裂片は絹糸状光沢を示さず, よじれている。発泡は不良であり, 構成鉍物は斜長石・紫蘇輝石・鉄鉍・普通輝石である。

II. 4. 3 古期砂礫層

中期屈斜路火山碎屑流堆積物の下位にある砂礫層を古期砂礫層と呼ぶ。本層は前記田中付近, 美幌から美幌峠へ向かう国道が都橋を渡った段丘に上る所および南西部の豊永付近の3カ所に認められる。いずれも安山岩の礫のほか, 軽石を多く含む砂礫層で, 田中では約8mの層厚を示し, 下部には斜層理が認められる。これらの軽石流堆積物の間に挟在する砂礫層は連続性に乏しく, 層厚に変化が多いことなどで陸成砂礫層であると推察される。前述の津別市街対岸の崖で, 阿寒火山碎屑流堆積物に伴われる砂礫も同様である。

II. 4. 4 中期屈斜路火山碎屑流堆積物

中期屈斜路火山碎屑流堆積物は下位から屈斜路軽石流堆積物IV・屈斜路岩滓流堆積物・屈斜路軽石流堆積物IIIおよび屈斜路軽石流堆積物IIからなるが, 本地域に分布するのは屈斜路軽石流堆積物IVのみである。

屈斜路軽石流堆積物IV

本堆積物は東隣藻琴山地域の新富一湧沸湖西岸を結ぶ線から西に広く分布する。本地域から北隣女満別地域にはとくに厚く, さらに, 山を越えて西方の北見地域から佐呂間湖および端野地域にかけて追跡され, 屈斜路火山碎屑流堆積物のうち, 大規模なものひとつである。本堆積物は一般に外来岩片や炭化木片に富み, 部分的に外来岩片の量が多く, ときには, これらの岩片が脈状に配列することがあり, 軽石の直径は20cmにも及ぶ。藻琴山地域の東二線農道切り割りでは下位層と顕著な不整合で接し, 小清水地域の藻琴坂から千草にかけては, 本堆積物の中に直径10~15cmの下位から捕獲された風化表層土の焼成塊が含まれている。これは濃褐—黒褐色を示し, 粗鬆な土壤である。

本地域における屈斜路軽石流堆積物IVは地域西部から北西部にかけて, 美幌層もしくは屈斜路軽石流

堆積物 I に覆われて分布する。北西部の豊岡地域では新第三系を覆い、低地を埋めた形で厚く堆積している。女満別川流域では約30m、美幌川の右岸地域では20m前後、駒生では15m（+）の層厚を示す。本堆積物と美幌層・屈斜路軽石流堆積物 I の関係を示すのは、美幌自衛隊射撃場裏にある採石場である。ここでは本堆積物は約12mの層厚を有しており、上部約2mの軽石の少ないものと、それ以下の軽石の多く含まれるものとの2つの flow unit からなっている。北隣女満別地域豊岡の国道切り割りでは、本堆積物は礫層を挟む3～4層の軽石流堆積物からなる。



第7図 屈斜路火山砕屑流堆積物と美幌層（美幌自衛隊射撃場裏の採石場）
 1：屈斜路軽石流堆積物
 g：美幌層
 u：屈斜路軽石流堆積物

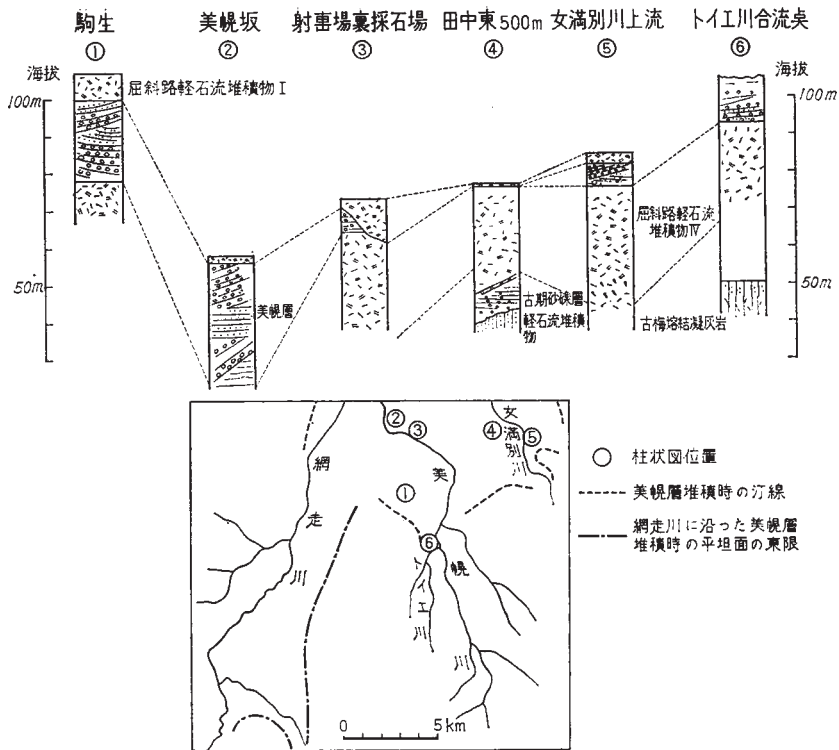
本堆積物の軽石は灰白色を示し、普通輝石含有紫蘇輝石石英安山岩質（ SiO_2 71.92%）であり（勝井, 1962）、熔結相はない。

II. 4. 5 美幌層

美幌層は、はじめ美幌町東部に発達する下部洪積統として命名され（佐々・井上, 1939）、その構成には屈斜路火山砕屑流堆積物と種々の層準の砂礫層を含むものであり、島田・矢崎（1959）によってもこのように踏襲された。その後、勝井・佐藤（1963）によって、一次的な火山砕屑流堆積物が区分され、砂礫層のうち、最上部の著しい平坦面を作る砂礫層に対して美幌層の名が限定再定義された。この報告割こおける美幌層は、限定再定義された美幌層である。

本層は屈斜路軽石流堆積物IVを覆い、屈斜路軽石流堆積物 I に覆われる層厚数m～40mに及ぶ砂礫層である。美幌自衛隊駐屯地に上る坂道にもっともよく現われ、第8図の露頭においてもっともよい関係を示している。美幌層の分布する平坦面高度は、オホーツク海沿岸では15～20mであり、南の内陸部に向かうにつれて順次高度を増して海拔約120mに達する。しかし、大きな河川に沿ってはより高度を増し、網走川や津別川に沿っては、海拔約200mにまで達する。一方、美幌層はオホーツク海沿岸の沖積面や海底下にまで埋積されていることが知られている（佐藤, 1968）。

美幌層は軽石・安山岩および頁岩の礫が多く、まれに古期岩類および熔結凝灰岩が認められる。一般によく成層し、淘汰も良好である。本層が10m以上の層厚を示す場合には、とくに軽石に富む部分が層厚1～2mの層をなすことがある。そのほか、磁鉄鉱や輝石の密集した部分が黒色の縞を作り、砂鉄の探鉱対象とされたこともある。美幌層と高位河岸段丘堆積物とは、後者の方が一般に淘汰が悪く、安山岩の垂角礫にとむことによって区別されるが、美幌市街国立療養所付近の地層は、全体が両者の中間的



第 8 図 美幌層と屈斜路火山砕屑流堆積物の関係

岩相を示し、一応は高位河岸段丘堆積物に塗色したが、この面が削り面で地層は美幌層の疑いもある。美幌自衛隊の面は標高約60mであるが、網走川の右岸沿いに豊幌から高台西方の狭い台地を作り、その西側は高位河岸段丘により刻まれている。津別市街北東の崖では、美幌層は層厚約20mであり、その上に1.8mの高位河岸段丘堆積物と3.0mの風成堆積物が覆っている。

美幌層の上位をさらに屈斜路軽石流堆積物 I が覆うために、旧汀線を現わす地形の変換は不明瞭となっているが、およその線は第9図に示されるとおりである。阪口 (1959) はこの面を彼の築別面にあたるものとし、Riss-Würm 間氷期の生成と示唆した。網走川や美幌川沿いに砂礫層が連続し、120mより高い高度を示しているが、この部分は河成の堆積物であろう。

本層は良好な滞水層である (山口・小原, 1956)。

II. 4. 6 新时期屈斜路火山砕屑流堆積物

新时期屈斜路火山砕屑流堆積物は屈斜路軽石流堆積物 I のみからなり、屈斜路カルデラに由来する火山砕屑流のうち最後のもので、カルデラ北方に広く分布する。北西部ではおよそ網走川—網走湖の線までに限られ、より以西には昭野付近でわずかに認められるのみである。

屈斜路軽石流堆積物 I

本堆積物はほぼ網走川から東の沖積面・河岸段丘面を除いた全域に分布し、美幌層以下の各地層を覆う。美幌層を覆う場合は、一般に下位に茶褐色の埋積土塊を有するが、ときには、第8図に示すように美幌層を削ることもある。

本堆積物は層厚は1～7m程度で、一般に白色から淡紅色を呈し、下位の屈斜路軽石流埋積物Ⅴに比較して軽石塊の量、大きさはともに小さく、外来岩片の量も少ない。

本堆積物の軽石の岩質は普通輝石含有紫蘇輝石石英安山岩質 (SiO_2 68.72%) である。また、北東隣小清水地域内の音根内東7線農道切り割りから採取された本堆積物中の炭化木片の ^{14}C 年代は32,200 \pm 3,000–2,000 y.B.P. (GaK-866) であった (佐藤, 1969) ^{注7)}。

II. 4. 7 河岸段丘堆積物

本地域には網走川および美幌川に沿って、大別して2段の河岸段丘が認められる。

高位河岸段丘堆積物

高位河岸段丘面は、網走川の津別市街付近で現河床面から比高約60m、下流の美幌市街では比高約40mとなる。主として網走川に顕著に発達し平坦な面を保有する。段丘堆積物は淘汰の悪い、亜角礫の多い砂礫層である。層厚は一般に2m前後で薄い。美幌市街国立療養所付近で本堆積物に塗色した砂礫層は美幌層の疑いがある。

低位河岸段丘堆積物

低位河岸段丘面は美幌川・網走川ともに右岸によく発達する。現河床との比高は津別市街付近で20m、美幌市街付近では網走川と美幌川とが合流するため3～4段に分かれ、現河床との比高は5～15mとなる。段丘堆積物は国道沿いの各所、国道から河床に下りる各所で認められ、堆積物は亜角礫にとむ礫層で層厚は5～10mある。津別市街はこの面の上にあつて、一部には青色粘土や泥炭が発達して排水が不良である (山口・小原, 1956)。また上美幌付近では沼鉄鉱がある。

II. 4. 8 砂丘堆積物

屈斜路軽石流堆積物 I の表面には、風成作用による砂丘が各所にみられる。主なものは美幌自衛隊南側・都橋東方・田中東方であつて、一般に台地の西縁で北北西–南南東の延長を示すものが多く、延長は最大1.2kmに達し、10m前後の高度を有している。小規模のものは自衛隊駐屯地に上る坂でも認められる。津別市街北東の崖では、河岸段丘堆積物の上に層厚約3mの風成堆積物が認められる。砂丘を構成する砂は、軽石流堆積物から由来した軽石片 (ガラス片) と造岩鉱物とが大部分で、ガラス片は一般に扁平で、20°前後の傾斜の斜層理を示して配列している。

屈斜路軽石流堆積物 I と砂丘堆積物を覆って、美幌付近を中心に広く分布する層厚50～80cmで水平

注7) 本堆積物下位の屈斜路軽石流堆積物Ⅴの ^{14}C 年代は > 33,900 y.B.P. (GaK-871) である。

の層理を示す堆積物が認められる。これは肉眼では茶褐色できわめて細粒であり、まれに1~4cm大の軽石や安山岩が認められる。構成鉱物を調べると直径0.1~0.2mmの鉄鉱>紫蘇輝石>普通輝石>斜長石>緑色角閃石からなり、きわめて少量であるが角閃石を含むことが特徴である。この堆積物の成因については、風成によるものと推察されるが詳細は不明である。地質図では省略した。



第9図 屈斜路軽石流堆積物¹上の砂丘（美幌自衛隊南）

II. 4. 9 摩周火山灰層

摩周火山は本地城南東約30kmに位置し、沖積世に形成されたカルデラと中央火口丘を伴う火山である（勝井，1961）。これらの形成にさいして数層の火山灰をおもに東方に堆積した。本地域の南東部にこれらの火山灰のうちのMa-f層・Ma-b_s層およびMa-a層が分布するが、薄く表面を形成するのみのので地質図では省略した。

Ma-f 層

本層は摩周火山がクラカトア型カルデラ陥没をしたさいに噴出した軽石流堆積物で、摩周火山の周縁に厚く堆積するが、その一部は屈斜路カルデラのカルデラ壁を越えて本地域南東部に及んでいる。空中降下したものでないために分布は不規則で、トクショッペ林道の東藻琴層の露出する付近で最も厚く、層厚約110cmの本層が認められる。上部30cmは腐植土である。

本層は青灰色で発泡の悪い軽石・火山灰を主とし、外来岩片も多い。軽石の岩質は普通輝石含有紫蘇輝石安山岩質（SiO₂ 65.73%）である（勝井，1962）。本層の時代は2コの¹⁴C年代決定から約7,000年前と考えられている。

Ma-b_s 層

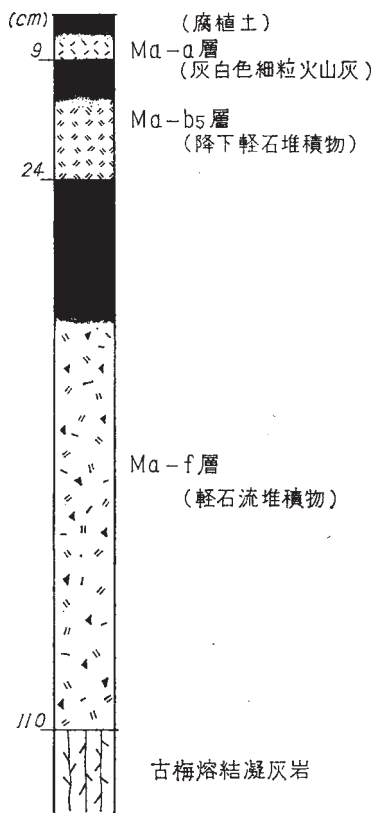
摩周火山はカルデラの形成後、カルデラ南東部にカムイヌプリ火山を生じた。この中央火口丘は最後に爆発噴火を行ない、直径1.5×1.2km、深さ500mに及ぶ火口を生じた。このさいの噴出物がMa-b_s

層で、おもに摩周火山北方に降下堆積したが、その一部が本地域南東部に分布する。前記トクショッペ林道では層厚24cmで、下部2cmは直径0.1~0.6mmの軽石粒からなり、上部13cmはより細粒となり腐植土が9cmある。

軽石は普通輝石・紫蘇輝石安山岩質 (SiO_2 65.53%) である。本層ははじめアトサヌプリ火山起源とされた (山田, 1951; 1958) が、その後の調査 (勝井, 1962) によってカムイヌプリ起源と判明した。噴出年代は350~500年前と推定されている (山田, 1958)。

Ma-a 層

本層は地層の最表層をなし、広く本地域全体に認められ、トクショッペ林道切り割りでは層厚9cm (灰白色部4cm, 腐植土5cm) を示すが、それ以外では灰白色部の層厚1~2cmで、ときには腐植土中になぜか灰白色部が痕跡として認められたり、全然認められないこともある。本層は白~灰白色のきわめて細粒の火山灰である。本層は、はじめ約200年前にカムイヌプリから噴出したものとされたが、その後の調査によって雌阿寒岳起源であるとされている (勝井, 1961)。



第10図 火山灰柱状図 (トクショッペ林道)

II. 4. 10 沖 積 層

網走川・美幌川各河川の流域には沖積層が発達する。沖積層は砂・礫および粘土からなるが、網走川の本流沿いでは新第三系が川床に露われていることから、層厚は限られるようである。

泥炭は美幌市街を中心とした沖積層の上に発達し、一部は野崎から上美幌にかけての低位河岸段丘面上にも認められる。いずれも低位泥炭であり（瀬尾・飯塚，1962），一部では沼鉄鉱が伴われる。

III. 応 用 地 質

III. 1 沼 鉄 鉱

本地域から女満別地域にかけて原野が広く発達し、沼鉄鉱の鉱床が散点する。この地域一帯は昭和19年に斉藤正雄^(注8)により調査されており、その結果にもとづいて各鉱床を記載する。

美 幌 地 域

位置 北見国網走群美幌町東6号，国鉄石北本線美幌駅南東1kmの国道沿い

美幌町東部に発達する美幌原野に賦存する沼鉄鉱鉱床である。美幌町付近，基線付近および東6号付近にあり，そのうち東6号付近のものがやや良好な鉱床である。鉱床の上盤は火山砂で，接触部は粘土化し，下盤は白色粘土となっている。ここでは延長80m，幅8m，層厚35cmである。表土は薄く10～15cm程度で鉱石亀裂中に粘土が入っている。

鉱石は褐色塊状のものが多く，しばしば亀裂を有している。

本鉱床は立地条件は良いが，粘土がかなり含まれているため低品位の点および鉱量などの点で稼行は難かしいとのことである。

上 美 幌 地 域

位置 北見国網走郡美幌町字上美幌，国鉄相生線上美幌駅北西方1km，同2km

沼鉄鉱鉱床は2カ所にあつて西4線付近と38線網走川沿いのものがある。西4線の鉱床は鉱層も比較的厚く，およそ延長500mの間で幅25m，層厚35cmである。表土は通例20～50cmであり，火山砂および腐植土からなるが直接露出する部分も認められる。

鉱石は塊状鉱と縞状鉱とがあり，褐色～黒色である。鉱石中の粘土，砂の含有量は僅少である。鉱石品位は平均でFe 37.81%，SiO₂ 11.76%，優良部でFe 47.67%である。

この鉱床は昭和18年頃一時採鉱されたが鉱石は開発されずに終わっている。

III. 2 石 材

古梅熔結凝灰岩は建築材・墓石として利用されている。かつては古梅部落付近で採石されていたが，

注8) 斉藤正雄 (1944)：美幌一女満別地域の褐鉄鉱調査報告。北海道工業試験場 (M.S.)

現在は美幌川の林道沿いに数カ所で採石されている。しかし、いずれも小規模の作業のため、販路は北見周辺に限られているようである。

Ⅲ. 3 コンクリート・ブロック骨材

美幌自衛隊射撃場裏では、屈斜路軽石流堆積物Ⅳの中の軽石塊を採取し（第8図参照）、美幌市街の工場に運んで、コンクリート・ブロック骨材として利用している。同じ場所の屈斜路軽石流堆積物Ⅰは軽石塊が少ないために利用されていない。

昭和43年度の実績は6,000m³の採取である。

Ⅲ. 4 天然ガス

本地域北東部の豊岡地区では、以前からガス徴候が知られていた。昭和36年に北海道地下資源調査所によって、天然ガスの胚胎状況や岩相層序を把握する目的から、豊岡小学校南南西700mの地点で深度200mの試錐が行なわれた。他地域においては東単斜構造をとるのに反して、豊岡地区に分布する津別層は断層により切られるが、小規模な半ドーム状の構造を有している。

この地域の鉱床は達娼層上部の砂質部および上位の滲透性岩相に胚胎する水溶性ガス鉱床と考えられている。

地表のガス徴候、試錐中の湧水および分析結果は、三谷・松下（1965）によって第11、12表のように報告されているが、一般的にガス質は余り品位の良いものではなく、付随塩水も成分が薄くなっている。また、試錐のガス比は0.04で水溶性ガス鉱床としても低ポテンシャルであるとのことである。

第11表 水質分析表

成分 mg/l	pH	RpH	HCO ₃ ⁻	FreeCO ₂	Cl ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	KMnO ₄ cons	P
試錐	7.9	8.1	470.9	1.8	1263.1	13.4	8.1	962.5	7.3	1.07	56.4	0.20
ガス徴	8.5	—	605.0	30.8	1960	22.2	12.3	—	—	5.0	—	—

（三谷・松下，1965による）

第12表 ガス成分分析表

成分 (vol)	O ₂	N ₂	CO ₂	CH ₄	CnHm	m ₃ /d
試錐	0.91	44.11	0.0	54.98	0.0	7~8
ガス徴	0.1	28.3	0.1	71.5		10~20

（三谷・松下，1965による）

文 献

- 千地万造・横山次郎・紺田功・坂本亨（1952）：北海道網走—阿寒湖間の第三系層序（演旨），地質学雑誌，vol.58, no.682, p.296
- 千地万造（1953）：北海道網走川に沿う第三系層序の概略，泉陽高校研究論集
- 橋本 亘（1958）：20万分の1北海道地質図(1)～(6)および同説明書，北海道立地下資源調査所
- 石田正夫（1962）：北見美幌地域新第三系有孔虫について（予報）特に中新世に達娯層および津別層に産する有孔虫化石，地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録，no.14, p.22～23
- 石田正夫・沢村孝之助（1968）：5万分の1地質図幅「北見地域の地質」，地質調査所
- 石田正夫・平山健・黒田和男・番場猛夫（1968）：5万分の1地質図幅「端野」，および同説明書，北海道開発庁
- ISHIKAWA, T. and MINATO, M. (1955) : Age of the Welded Tuff in Northern Japan, Actes du IV
Congres de INQUA, Rome-Pise.
- 勝井義雄（1955）：摩周火山の地質と岩石，地質学雑誌，vol.61, no.721, p.481-495
- 勝井義雄（1958）：阿寒屈斜路火山群，地球科学，no.39, p.19-29
- 勝井義雄（1961）：火山砕屑物からみた摩周火山の活動史，地球科学，no.55, p.8
- 勝井義雄（1962）：5万分の1地質図幅「屈斜路湖」，および同説明書，北海道開発庁
- 勝井義雄・佐藤博之（1963）：5万分の1地質図幅「藻琴山」，および同説明書，北海道開発庁
- 湊 正雄（1955）：北海道第四紀に関する諸問題，科学，vol.25, no.3, p.108～116
- 三谷勝利・橋本亘・吉田尚・織田精徳（1958）：5万分の1地盤図幅「本別」，および同説明書，北海道開発庁
- 三谷勝利・小山内熙・橋本亘（1958）：5万分の1地質図幅「足寄太」，および同説明書，北海道開発庁
- 三谷勝利・藤原哲夫・石山昭三（1964）5万分の1地質図幅「上足寄」，および同説明書，北海道開発庁
- 三谷勝利・松下勝秀（1965）：美幌—女満別地域天然ガス鉱床について（その1），豊岡地区石油系天然ガス鉱床，地下資源調査所報告，no.34, p.1～18
- 岡村要蔵（1914）：北海道網走屈斜路地方地質調査報告，鉱物調査報告，北海道の部，no.20
- 岡崎由夫（1957）：美幌層と花粉分析，北海道学芸大学紀要，（第2部），vol.18, no.1, p.60～69
- 小山内熙・鈴木守・三谷勝利・高橋功二（1966）：津別町の地質，津別町
- 坂口 豊（1959）：北海道の新しい地質時代の地殻運動，地理学評論，vol.32, no.8, p.401～431
- 佐々保雄・井上武（1939）：北見国網走附近の第三系層序(1)，石油技術協会誌，vol.7, no.4, p.418～429
- 佐藤博之（1962）：阿寒屈斜路カルデラ北方の火山砕屑流，地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録，no.14, p.9～12
- 佐藤博之（1965）：5万分の1地質図幅「阿寒湖」，および同説明書，地質調査所
- 佐藤博之（1968）：東北海道斜里地域における洪積世後期の火山灰と段丘，地質調査所月報，vol.19, no.2, p.116～126

- 佐藤博之 (1969) : 最近測定された北海道の火山活動に関する¹⁴C年代測定, 地質ニュース, no.178, p. 30~35
- 佐藤博之 (1970) : 20万分の1地質図幅「斜里」, 地質調査所
- 沢村孝之助 (1961) : 網走~浦幌地域の硬質頁岩層の珪藻による対比, 地質調査所月報, vol.12, no.11, p.885~890
- 沢村孝之助・山口昇一 (1963) : 道東津別地域新第三系の化石珪藻による分帯, 地質調査所月報, vol.14, no.10, p.777~782
- 瀬尾春雄・飯塚仁四郎 (1962) : 北海道土性調査報告, no. 12, 北見国泥炭地土性調査報告, 北海道農業試験場, 157 p.
- 島田忠夫・矢崎清貴 (1959) : 5万分の1地質図幅「小清水」, および同説明書, 地質調査所
- 島田忠夫 (1961) : 5万分の1地質図幅「網走」, および同説明書, 地質調査所
- 魚住悟・藤井力 (1958) 北海道第三紀の地層対比—新第三紀対比試案—新生代の研究, no.26, p.24~33
- 山田 忍 (1951) : 火山性地土性調査報告と北海道における火山性土攘, 北海道農業試験場報告, no.44, 93 p.
- 山田 忍 (1958) : 火山噴出物の堆積状態からみた沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究, 地学団体研究会専報, no.8, 40p.
- 山口昇一 (1966) : 北海道東部“豊頃—北見帯”の新第三系 (第1報) ——津別—本別間の新第三系層序について——, 地質調査所月報, vol.17, no.11, p.673~681
- 山口昇一・沢村孝之助 (1965) : 5万分の1地質図幅「本岐」, および同説明書, 地質調査所
- 山口昇一・佐藤博之 (1966) : 5万分の1地質図幅「上里」, および同説明書, 地質調査所
- 山口久之助・小原常弘 (1956) : 津別町地下水調査報告, 北海道地下資源調査所報告, no.15, p.17~25

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Abashiri (1) No.48



GEOLOGY OF THE BIHORO DISTRICT

By

Masao ISHIDA & Hiroyuki SATOH

(Written in 1969)

(Abstract)

The area of this sheet map located between latitudes $43^{\circ} 40' \sim 43^{\circ} 50' N$ and longitudes $144^{\circ} 00' \sim 144^{\circ} 15' E$ is situated on the northwestern side of the Akan-Shiretoko volcanic chain in East Hokkaido.

GEOLOGY

The area mapped is mainly composed of sedimentary rocks and pyroclastic flow deposits of Tertiary and Quaternary system.

According to the tectonical division of the Hokkaido island, the area mapped belongs to the northern part of the Toyokoro-Kitami zone, a vast region of longitudinal trend extending from the Toyokoro hilly land on the coast of the Pacific Ocean to the Tokoro area on the coast of the Okhotsk Sea. The region is usually composed of basemental rocks of Mesozoic age and the overlying Neogene Tertiary.

The stratigraphical sequences in this area mapped are summarized in the

following Table 1.

Table 1

Recent	}	Alluvium	
		Mashū volcanic ashes	
		Sand dune deposit	
Pleistocene	}	River terrace deposits	
		Younger Kutcharo pyroclastic flow deposits	32,200 $\begin{smallmatrix} +3,000 \\ -2,000 \end{smallmatrix}$ ys.B.P.
		Bihoro formation	
		Middle Kutcharo pyroclastic flow deposits	
		Older gravel bed	
		Older Kutcharo pyroclastic flow deposits	
		Akan pyroclastic flow deposits	
Neogene Tertiary	}	Higashi-mokoto formation	
		Kamisato group	{ Satomi formation
			{ Mito formation
		Tsubetsu group	{ Tsubetsu formation
			{ Tatsukobu formation
Paleogene Tertiary		Sakaemori formation	

The Paleogene Sakaemori formation is almost composed of conglomerate with sandstone and mudstone having terrestrial characters. Coarse greyish green sand grains cementing in the conglomerate are easily weathered, accordingly the conglomerate looks the Pleistocene terrace gravel. This formation is correlated to the Rikubetsu formation which develops in Honki sheet area. The plant fossils found in the Rikubetsu formation are presumably Paleogene in age. However, the detailed stratigraphical relation between this formation and Paleogene group in the Kushiro coal-field is not yet clear.

Neogene-Tertiary is divided into three, namely. Tsubetsu group, Kamisato group and Higashi-mokoto formation.

The Tsubetsu group is mainly composed of fine-grained sediments with the intercalation of tuffaceous sandstone bed. This group is divided into two formations : Tatsukobu and Tsubetsu formations. The group is correlated to Lower-Middle Miocene.

The Tatsukobu formation develops extensively in the western neighbouring Kitami sheet area and the southwestern Honki-one, but it is narrowly distributed in the western part of this area. This formation is composed of hard shale and siltstone, which contain fossils of mollusca, arenaceous foraminifera and diatom.

The Tsubetsu formation covers conformably the Tatsukobu formation and is widely distributed in the western half part of this area mapped. It consists of massive sandstone, hard shale and siltstone. Siltstone is the principal component of the formation and involves numerous fossils ; *Portlandia tokunagai* (YOKOYAMA) var. *hayasakai* UOZUMI, *Venericardia abeshinaiensis* OTUKA and

Nuculana sp. as mollusca, *Cyclamina* spp., *Haplophragmoides* spp., and *Bulimina* spp. as foraminifera, and *Kisseleviella carina* and *Biddulphia* spp. as diatom.

The Kamisato group unconformably overlying on the Tsubetsu group is distributed in the southern and the western part of this area. This group is divided into Mito and Satomi formations.

The Mito formation is mainly composed of tuff-breccia, sandstone and siltstone. Although this formation abounds in coarse and volcanic sediments, its main part seems to correspond to Notori formation mainly composed of hard shale in the northern area. This formation produces numerous marine diatom.

The Satomi formation covers conformably the Mito formation and is covered by Kutcharo pyroclastic flow deposits. Main component of this formation is tuffaceous sandstone with tuff-breccia and andesite lava. Tuff-breccia and lava are of pyroxene andesitic.

The Higashi-mokoto formation outcrops beneath Furume welded tuff only in one location in the southwestern part of this area. The formation is composed of tuffaceous sandstone. Owing to the paucity of outcrop, thickness and age of this formation is not yet distinct though it can be compared with the Pliocene deposits in surrounding area.

The northern terminal of the Akan pyroclastic flow deposits is narrowly distributed in the southwestern part of this area. They are divided into three; lower Akan pumice flow deposit, Akan welded tuff and upper Akan pumice flow deposit in ascending order. Akan welded tuff is augite hypersthene andesitic and other two are augite-bearing hypersthene dacitic.

After piling of somma lavas of Kutcharo volcano, some half score pyroclastic flows were erupted successively resulting in the formation of Kutcharo caldera. These pyroclastic flow deposits develop extensively around Kutcharo caldera, forming a vast pyroclastic plateau. Among them, there are four pyroclastic flow deposits in this area; older two, middle one and younger one.

The older Kutcharo pyroclastic flow deposits Furume welded tuff and pumice flow deposit stratigraphical position of which is not yet distinct. Furume welded tuff, augite-bearing hypersthene dacitic, is extensively distributed in the southeastern part of this area and shows compound cooling as seen in Fig. 6.

The middle Kutcharo pyroclastic flow deposits are composed of Kutcharo pumice deposit IV, Kutcharo scoria flow deposit, Kutcharo pumice flow deposit III and II. Among them, only Kutcharo pumice flow deposit IV is extensively distributed in this area. It is one of the most remarkable pyroclastic flow deposits related to Kutcharo caldera. The terminal of this deposit reaches to the upper stream of the Nikoro river in the northwestern neighbouring area mapped. Pumices as well as charcoals and lithic fragments included in this deposit are large in size and great in amount. Pumice of this deposit is augite-bearing hypersthene dacitic.

The Older gravel bed is sometimes intercalated between pyroclastic flow deposits. According to this fact and character of this gravel bed, this seems to be terrestrial one.

The Bihoro formation overlain by Kutcharo pumice flow deposit I forms a wide marine terrace from the coast of the Okhotsk Sea to the northern part of this area mapped with increase of its altitude from 15~20m to 120m as it extends inland. But along large rivers, namely, the Abashiri and the Bihoro rivers, plain made by the Bihoro formation increases its altitude to about 200m and is presumable to be river terrace. Gravels of the Bihoro formation are abundant in pumices derived from underlying pyroclastic flow deposits. This formation may be correlated with the Riss-Würm interglacial deposit.

The younger Kutcharo pyroclastic flow deposits, viz. Kutcharo pumice flow deposit I, is extensively distributed in whole area except the western part. Its thickness is 1 to 7m. Pumice lumps are small in size and little in amount. Charcoal taken from this deposit shows $32,200 \pm 3,000$ years B. P. (GaK-866) in radiocarbon dating. Pumice in this deposit is augite hypersthene dacitic.

The river terrace deposits composed gravel, sand and clay develop along the Abashiri and Bihoro rivers. They form a higher and lower terraces.

Sand dune deposit is distributed in limited area and is composed of glass flakes and minerals derived from underlying pumice flow deposit.

Volcanic ashes of Mashū volcano cover the southeastern part of this area. They are omitted in the sheet map. Pumice flow deposit (Ma-f) resulting in the formation of Mashū caldera about 7,000years ago is 110cm in thickness. This deposit is composed of felsic pyroxene andesitic pumice, ash and somma lava blocks. Pumice fall deposit (Ma-b 5) ejected about 350~500years ago from Kamuinupuri, central cone of Mashū caldera, is 24cm in thickness. Fine ash fall deposit (Ma-a) being greyish white in colour covers the surface and is 9cm in thickness. It was presumed to be ejected from Kamuinupuri in the past, but now, it is considered to be related to Meakan volcano, central cone of Akan caldera, about 200years ago.

Alluvium is distributed along each river and composed gravel, sand, clay and peat.

ECONOMIC GEOLOGY

No noteworthy underground resources are known in this area mapped. Bog iron ore was worked in small scale in 1944, but it is closed at present.

Pumice blocks included in the Kutcharo pumice flow deposit IV are used as materials of ash-concrete block.

Furume welded tuff is used as road stone.

In 1961, 200m testdrilling, in depth, for natural gas was undertaken to the Tsubetsu group in Toyooka. Gas is mainly contained in upper part of the Tatsukobu formation, but this drilling was without success.

昭和45年12月18日印刷

昭和45年12月25日発行

工業技術院
地質調査所

印刷者 小林 銀 二

印刷所 泰成印刷株式会社

東京都墨田区両国3-1-12

© 1970, Geological Survey of Japan