

5 万 分 の 1 地 質 図 幅 説 明 書

浦 幌

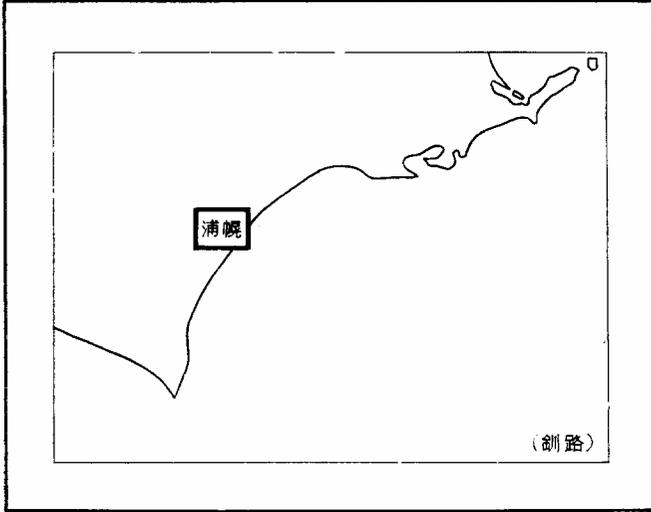
(釧 路 - 第 54 号)

工業技術院地質調査所併任 北海道大学助教授	棚 井 敏 雅
工業技術院地質調査所 通商産業技官	山 口 昇 一

北 海 道 開 発 庁

昭 和 40 年 12 月

位 置 図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

地形および交通.....	1
. 1 地 形.....	1
. 2 交 通.....	2
地 質.....	2
. 1 概 説.....	2
. 2 古 第 三 系.....	4
. 2.1 浦 幌 層 群.....	4
. 2.1.1 舌 辛 累 層.....	5
. 2.1.2 尺 別 累 層.....	5
. 2.2 音 別 層 群.....	6
. 2.2.1 茶 路 累 層.....	6
. 2.2.2 縫 別 累 層.....	7
. 3 新 第 三 系.....	8
. 3.1 厚 内 層 群.....	9
. 3.1.1 直 別 累 層.....	9
. 3.1.2 厚 内 累 層.....	16
. 3.1.3 白 糠 累 層.....	18
. 3.2 長 節 累 層.....	19
. 3.2.1 下 部 層.....	20
. 3.2.2 上 部 層.....	20
. 3.3 新第三系の化石と対比.....	23
. 3.3.1 厚内層群の化石.....	23
. 3.3.2 長節累層の化石.....	25
. 3.3.3 時代および対比.....	27
. 4 第 四 系.....	30
. 4.1 段丘堆積層.....	30
. 4.1.1 河岸段丘堆積物.....	30
. 4.1.2 海岸段丘堆積物.....	31
. 4.2 沖 積 層.....	31
. 5 地 質 構 造.....	32
. 5.1 褶 曲.....	33
. 5.2 断 層.....	34

応用地質.....	35
. 1 石 炭.....	35
. 2 天然ガス.....	35
. 3 砂 利.....	36
参 考 文 献.....	37
Abstract (in English)	39

工業技術院地質調査所併任
北海道大学助教授

棚井敏雅

工業技術院地質調査所
通商産業技官

山口昇一

本図幅は北海道開発庁の委託によって作成されたもので、野外調査は昭和34年8月と10月、および昭和35年8月から9月の3回にわたって実施された。昭和35年の野外調査に際しては、山口は十勝川以西の地域を主として担当し、棚井はさらにその後全地域を検討して、これらの資料をとりまとめたものである。本調査に際しては、野外作業において東京大学理学部飯島東博士および北海道大学理学部佐藤誠司博士の協力をうけた。貝化石の1部の鑑定には北海道大学理学部魚住悟助教授を、花粉化石の鑑定には佐藤誠司博士を、有孔虫化石の鑑定には地質調査所北海道支所石田正夫技官をわずらわした。また、石炭層については、北海道大学理学部佐々保雄教授から未公表資料の教示をうることができた。

地形および交通

. 1 地 形

本図幅地域は東部北海道の太平洋にのぞんだ海岸地帯に位置し、十勝国の南東端の地域にあたる。図幅のほぼ中央を北西から南東に流れる十勝川によって、山地地域は2分され、東部は“十勝丘陵”の南西端に、西部山地は“豊頃丘陵”の南東端にあたる。これらの山地は構成岩石が軟弱なために低夷な地形を呈し、最高点でも214mを示すにすぎない。十勝川以東の山地は通常100～180mの高さを有するが、海岸または十勝川沿岸に向かって次第に低くなり、海岸部の末端は20～30mの海蝕崖となっている。十勝川以西の山地も通常90～190mの高さを有し、十勝川沿岸に向かって次第に低くなる。本地域の主な山系は十勝川以東においてはほぼ南北方向を示し、以西においては北西西-南東東方向に走るものが多い。

図幅地域内を流れる主要な河川は、図幅のほぼ中央を北西端から南東方向に蛇行しつつ十勝川が流れ、南部で大津川を分岐させ、それぞれ太平洋に注いでいる。また、北部から

いちじるしく蛇行しつつ南流する浦幌川は、南部において十勝川に合する。これらの河川は水量も豊富であり、広い沖積平原の中を蛇行し、随所に多くの河跡湖を残している。これら以外の水系は、いずれも流量の少ない小河川にすぎない。

河川に沿って河岸段丘の発達はいちじるしく、ことに十勝川や浦幌川に沿って4～5段を認めることができる。海岸線は北東から南西にほぼ1直線に延び、海岸の低夷地域に2～3段の海岸段丘が発達する。海岸に沿って砂浜がわずかながら発達し、大津川河口付近から以南にとくにいちじるしい。河川に沿う沖積平原の大部分は湿原となっており、歩行にも困難であって、農耕にも適さない地帯であることが多い。

. 2 交 通

本地方は道東南部としては比較的便利な地域にありながら、資源としてみるべきものが少ないために、公共の交通機関の発達は遅れている。本図幅地域内においては、その北部を走る根室本線が唯一の鉄道である。道路の主要なものは、鉄道に沿って池田町から豊頃・吉野を経て浦幌へ通ずる国道、また、吉野から分れて静内を経て厚内に通ずる^{註1)}国道がある。また、十勝川に沿って止若町から茂岩を経て大津川河口の大津に至る国道がある。これらの国道にはバスが運行するが、この他に自動車の通行可能な道路も比較的発達し、山間部を除いては道路の発達はよい方であろう。

地 質

. 1 概 説

本図幅地域内に分布する地層は新生代層のみであって、古第三紀の浦幌・音別層群と新第三紀の厚内層群・長節累層および第四紀の段丘堆積層と沖積層とからなっている(第1表)。

古第三系は本図幅の北東隅にきわめて小区域に分布し、断層によって寸断され、浦幌・音別層群の各1部がわずかに露出するにすぎない。ことに、浦幌層群はその最上部の舌辛および尺別累層のごく1部が断層に挟まれて、厚内川沿いに露出するのみである。音別層群は微弱な平行不整合をもって浦幌層群を蔽い下位から茶路・縫別累層に分けられる。最

註 1) 海岸を通るこの国道は冬季の海蝕による破損が多く、毎年の補修工事が必要であった。したがって、浦幌から上厚内を経て直別に通ずる国道が、昭和34年以来新たに造られたつがあるが、未だ完成するに至っていない。

第1表 層序表

時 代		地 層		層 厚			
新 生 代	第四紀	現 世	沖 積 層			不整合	
		洪 積 世	段 丘 堆 積 層				
	新 第 三 紀	鮮 新 世	厚 内 層 群	直 別 累 層	長 節 累 層 上 部		120~150 m
					下 部		200~250 m
		中 新 世	厚 内 層 群	直 別 累 層	白 糠 累 層		700~750 m
					厚 内 累 層		450~480 m
					上 部 (シルト・砂岩互層) 層		300~320 m
					中 部 (シルト・砂岩) 層		280~290 m
	下 部 (シルト 岩) 層	220~240 m					
	基 底 (砂 岩) 層	200~210 m					
	古 第 三 紀	漸 新 世	音 別 層 群	縫 別 累 層			100~150 m
				茶 路 累 層	茶 路 シ ル ト 岩 層		150~250 m
大 曲 砂 岩 層					40 m		
新 世		浦 幌 層 群	尺 別 累 層		20~30 m		
			舌 辛 累 層		50~60 m		
			(露 出 せ ず)				
					不整合		
					断層 断層		

下部に砂岩が発達するが、それから上位はほとんどシルト岩からなり、薄い砂岩層を挟在するにすぎない。各層を通じて貝や有孔虫化石を多く含んでいる。

新第三系は本図幅山地の大部分を占めて広く分布する。古第三系を不整合に蔽う厚内層群は主として十勝川以東に分布し、下位から直別・厚内・白糠の3累層に分けられる。これらは全層を通じていちじるしく凝灰質岩に富み、多くの凝灰岩層を挟む。厚内層群の下半部は砂岩に富み、また、硬質頁岩やシルト岩も発達するが、上半部は凝灰質泥岩が優勢である。本層群は全層を通じて海棲貝化石を産出するが、隣接の厚内図幅地域におけるように、貝化石が密集して産することはほとんどない。十勝川以西に広く分布する長節累層は厚内層群から漸移し、主として砂質シルト岩からなり、砂岩や礫岩層などを挟在する。全層を通じて海棲貝化石を点在するが、とくに中下部に *Fortipecten takahashii* を含む密集帯がある。第四系は海岸地域や主要河川に沿った地域に発達し、段丘堆積層と沖積層とからなっている。

本図幅地域においては、緩い波状褶曲構造が繰返して発達し、それらの褶曲軸はいずれもほぼ南北方向を示し、しかも南方に向かって漸次沈下する傾向を示す。図幅の北東部を除いては大きな断層は少なく、本地域の構造は概して簡単であるといえよう。

図幅地域の東半部はいわゆる釧路炭田の最南西端部に属し、地質構造上は白堊系を中核とする“浦幌複背斜構造”の南端部を占める。西半部はいわゆる豊頃丘陵の南東端部に属し、地質構造上は先白堊系を中核とする“豊頃ドーム構造”と“浦幌複背斜構造”とを連ねる部分にあたる。すなわち、本図幅地域は地質および構造から考えると、釧路炭田地域から豊頃丘陵地域への漸移地帯にあたり、両地域の特徴を合せ有する地域である。

. 2 古 第 三 系

本図幅地域内に分布する古第三系は、下位から浦幌・音別2層群に分けられるが、いずれも図幅の北東部のごく小区域に分布するにすぎない。浦幌層群は本地域においては断層で寸断されて、その上部のみをわずかに露出し、淡水成～海成層からなり、一部に炭層を挟有する。音別層群は軽微な不整合をもって浦幌層群に接し、純然たる海成層からなっている。浦幌層群はその含有化石から石狩炭田の石狩層群上部に、音別層群は幌内層群にそれぞれ対比^{註2)}されている。

. 2. 1 浦 幌 層 群

浦幌層群は釧路炭田における含炭層で、炭田西部においては下位から留真・雄別・舌辛

註 2) この対比については1部の人々に異論があるが、両炭田の層序関係・層相の類似および含有化石などから考えると、このように対比するのが一般の大勢である。

および尺別の4累層に分けられている。しかし、本図幅地域では舌辛および尺別累層のそれぞれ1部が露出するにすぎない。

. 2. 1. 1 舌辛累層

本累層は上厚内駅南東方において、3本の断層によって囲まれて、厚内川沿いにきわめて小地域に露出している。本累層は断層によって上下限とも切断され、また露出もよくないので、その全層厚および層相は明らかでない。露出する限りにおいては、シルト岩・砂岩・礫岩などからなり、概してシルト岩が優勢で、礫岩や砂岩を挟有する。しかし、断層に近い部分は圧碎されて、3者の混然とした破碎帯となっている。厚内川沿いの露出において2～3層の *Ostrea* の密集帯が認められる。

シルト岩は暗灰色～帯緑暗灰色を呈し、概して砂質のことが多く、また、泥質細粒砂岩に移化することもある。このシルト岩は釧路炭田西部における舌辛累層中部に特有のもので、構成粒度はきわめて不均質で淘汰が悪く、しかも小円礫を点在することなどがその特徴となっている。砂岩は中～粗粒で帯青暗灰色を呈するが、風化すると灰色～褐色を呈して一般に脆弱となる。礫岩は一般に細礫からなり、主として黒色粘板岩・硬砂岩・赤色チャート・玢岩および輝緑凝灰岩などの円～垂角礫からなっている。

本地域の舌辛累層は断層によって圧碎されており、さらに地質図幅中には表現できないような多くの小断層によって寸断されている。したがって、本図幅中に露出するものが、他地域の舌辛累層のどの層準に対比しうるか明らかでない。しかし、岩相および化石の産出から考えると、音別図幅における舌辛累層の中部の大部分と下部の一部とが、断層によって圧碎されて上位の地層中に挟みこまれているようである。

本累層からは、上厚内駅西方約500mの地点の厚内川河岸において、次の貝化石を産出する。

Neptunea sitakaraensis MATSUI (稀)

Ostrea praegravitesta NAGAO (多)

Chlamys kushiroensis UOZUMI (普通)

. 2. 1. 2 尺別累層

本累層は浦幌層群の最上部を占め、多くの炭層を挟在する淡水～半鹹半淡水成の堆積層である。本図幅地域においては上厚内駅西方において、断層によって寸断され、その最上部がわずかに露出しているにすぎない。

本地域に露出する尺別累層は、その最上部の20～30mの厚さの部分である。この部分

は砂岩とシルト岩を主とし、数枚の炭層または炭質頁岩層や凝灰岩層を挟有する。シルト岩は暗灰色～黒褐色を呈し、一般に軟質かつ脆弱であり、風化すると茶褐色を呈して不規則な細片に破碎し易い。砂岩は淡青灰色を呈し細～極細粒であるが、風化すると灰白色を呈し比較的軟質である。凝灰岩は灰白色を呈し軟質であり、ベントナイト化していることが多い。シルト岩部には2～3層の粗悪炭～炭質頁岩の薄層を挟在するが、稼行にたえるものはない。

. 2. 2 音 別 層 群

音別層群は前述の浦幌層群を軽微な不整合をもって蔽い、全層を通じて海棲貝化石や有孔虫化石を多産する純然たる海成層である。基底の砂質部を除いては、ほとんどシルト岩を主体として特有な岩相を示している。本層群はその岩質と岩相によって、下位から茶路・縫別の2累層に分けられる。しかし、それらを構成するシルト岩の特徴は、模式地におけるほど判然とせず、しばしば両累層を識別することが困難である。また、本地域における音別層群は全層厚300～440mを有し、音別図幅地域における同層群に比べ約半分の層厚を示すにすぎない。すなわち、尺別炭碓付近から南に向かって音別層群は次第に層厚を減じ、また、各累層の特徴も薄れるようになる。

. 2. 2. 1 茶 路 累 層

本累層は図幅の北東隅にきわめて小区域に分布する。下位の浦幌層群との関係は、本地域のみでは露出不良のために明らかではないが、隣接の厚内および音別図幅地域において、侵蝕面をもった平行不整合関係が確認されている。層厚は220～250mを有し、北部および北東部の常室・音別図幅の中心部地域における本累層に比して、約2分の1層厚しかない。本累層は下部は主として細粒砂岩からなり、中部および上部はシルト岩からなるが、これら層相と岩質から大曲砂岩層と茶路シルト岩層とに2分される。

大曲砂岩層

本層は茶路累層の基底砂岩部をなすもので、約40mの層厚を有し、図幅の北東隅にわずかに分布する。全層を通じてほとんど中～細粒砂岩からなるが、上部になるにしたがって細粒化しつつ泥質となり、上位の茶路シルト岩に漸移する。

砂岩は細～中粒で淡青灰～帯緑青灰色を呈し、一般に軟質・粗しょうであって塊状を示すことが多いが、時には数cm厚の板状を呈して層理の明瞭なこともある。

本層中には通常海棲貝化石を多産するが、本地域においては露出不良のため発見することができなかった。

茶路シルト岩層

本層は図幅の北東隅にわずかに分布し、層厚は150～250mを有するにすぎない。下位の大曲砂岩層から漸移し、塊状のシルト岩から主としてなり、砂岩の薄層を多少挟み、また石灰質団球を含んでいる。

シルト岩は一般に塊状で黒灰色～暗灰色を呈するが、風化露頭面においては茶褐色を呈し、大小の玉ねぎ状構造を示すことなど、模式地と同様の特徴を有する。最上部のシルト岩は下部のものに比べてやや明るい色を呈し、玉ねぎ状構造を示すこともほとんどない。砂岩はいずれも淡青灰色を呈し、細～中粒で大曲層のものに酷似する。

本層中からはその全層を通じて海棲化石を産出するが、ことに下部のシルト岩中には保存のよい貝化石を多産する。このたび採集しえた貝化石は次の通りである。

Yoldia akanensis UOZUMI

Portlandia watasei (KANEHARA)

P. ovata (TAKEDA)

Venericardia elliptica (TAKEDA)

Periploma besshoensis (YOKOYAMA)

Orectospira wadana (YOKOYAMA)

. 2. 2. 2 縫別累層

本累層は下位の茶路累層から漸移し、特有な黝灰色凝灰質砂岩を挟在しはじまる所をもって、本累層の基底とする。本累層は図幅の北東部において、断層で切断されてその一部が狭小な区域をしめて3カ所に分布する。本地域においては釧路炭田の他地域に比べて、層厚はいちじるしく薄く、隣接の厚内図幅地域におけると同様に、100～150mを有するにすぎない。

本累層は主として暗灰色のシルト岩からなり、いわゆる“黒色砂岩層”を多く挟在して、しばしば両者の互層となることもある。シルト岩は暗灰色～帯青暗灰色を呈し、凝灰質・緻密でやや堅硬であり、時には砂質をおびて不均質なことが多い。風化した露頭では不規則な板状にわれ易い傾向を有し、また、青色をおびた灰色を呈する角片に破碎する性質をもっている。茶路シルト岩層上部のシルト岩に酷似し、黒色砂岩の挟在しない部分では両者の識別が困難なこともある。しかし、茶路累層のものよりは一般にやや堅硬・不均質なことが多く、また、凝灰質で軽石の小粒をしばしば点在する。

砂岩は中～粗粒で不均質のことが多く、暗緑灰色～帯緑黝灰色を示すが、風化すると暗

褐色～淡緑灰色を呈する。一般に膠結度が弱く、風化露頭では粗しょう・塊状を呈することが普通である。粗粒のものは肉眼において、角閃石・赤色チャートや安山岩の微小粒が認められる。この砂岩は基性～中性凝灰質で、むしろ凝灰岩と称すべき部分も所によっては認められ、黝灰色を呈することと相まって、いわゆる“黒色砂岩”と呼ばれて、縫別累層を特徴づける1つになっている。

厚内図幅の全域を通じて追跡された本累層最上部の石灰岩層は、本図幅の北東隅の厚内川沿いにおいてわずかに認められる。この石灰岩は白色～灰白色を呈し、いちじるしく不純質であり、図幅地域内においては化石の含有を確認できなかった。^{註3)}

本累層のシルト岩中には全層を通じて、海棲貝化石や有孔虫化石が豊富に含まれる。これらの貝化石は茶路累層と共通のものが多く、また、*Plectofrondicularia packardi* などの有孔虫化石も全層にわたって認められる。茶路累層と同様に泥灰質団球を多く含み、直径3～60cmの大小さまざまのものが認められる。しかし、茶路累層のものに比べて一般に大きいものが多く、また、貝化石などを含むこともほとんどない。このたび、採集しえた本累層の貝化石は次の通りである。

Malletia poronaica (YOKOYAMA)

Yoldia sobrina TAKEDA

Portlandia watasei (KANEHARA)

Palliolium peckami (GABB.)

Venericardia expansa TAKEDA

Periploma besshoensis (YOKOYAMA)

Dentalium sp.

Turritella poronaica TAKEDA

Psephaea (*Neopsephaea*) *antiquior* TAKEDA

. 3 新 第 三 系

本図幅地域における新第三系は、陸域山地部の大部分を占めて広く発達する。いちじるしく凝灰質岩に富み、また、その上下を通じて貝化石を多産する海成層を主とする。下位から厚内層群および長節累層に分けられるが、両者の関係は整合と考えられる。

註 3) 厚内川上流の常室図幅南東隅において、この石灰岩中に *Hubertschenkia* sp. や *Conchocele bisecta* (CONRAD) などが密集して含まれているのを認めることができた。

隣接の厚内図幅地域において標式的に発達する厚内層群は、本地域に入るとその下半部は層相がしだいに側方に変化し、その細分や厚内図幅地域との対比も困難なことが多い。長節累層はいわゆる“大樹層”の上半部にほぼ相当し、*Fortipecten takahashii* を産するので、北隣の常室図幅における十弗累層に対比されるものである。要するに、本地域の新第三系は釧路炭田・豊頃丘陵および池田・本別地域の3地域に、それぞれ標式的な新第三系の特徴を兼有しており、層序学的にきわめて興味ある地域といえる。

3.1 厚内層群

本層群は十勝川以東の地域において、その山地部を構成して広く分布する。また、十勝川以西においては茂岩から安骨に至る低丘陵地を構成して、最上部層が背斜軸部にわずかに分布している。本層群と古第三紀の音別層群との関係は、野外露頭ではほぼ平行不整合のように見える。しかし、厚内図幅において明らかにされたように、両者は低角度の斜交不整合をもって接する。すなわち、縫別累層の最上部に挟在する石灰岩層を基準として追跡すると、この石灰岩層と厚内層群基底との層間がいちじるしく変化し、所によっては石灰岩層が侵蝕されて認められない場合もある(第1図)。

本層群は主としてシルト岩・凝灰質砂岩・硬質頁岩・凝灰岩・礫岩などからなり、多くの海棲貝化石を含む純然たる海成堆積層である。下半部は一般に層相の側方変化がいちじるしく、緩い褶曲構造の繰り返すことと相まって、地層の細分やその追跡および隣接地域との対比などがきわめて困難である。しかし、上半部は下半部に比して層相もやや安定し、その側方変化もいちじるしくない。

本層群は厚内地域とともに釧路炭田において最も厚く発達し、全層厚は2,100~2,300mに達する。層相および岩質によって、下位から直別・厚内および白糠の3累層に分けられる。これら3累層はいずれも整合関係にあり、厚内地域において認められたような厚内・白糠累層間の侵蝕面は確認できなかった。

3.1.1 直別累層

本累層は図幅の北東部において、浦幌川以東および静内川以北の地域に主として広く分布する。また、浦幌川以西においても帯富部落西方に小区域に分布する。凝灰質砂岩およびシルト岩・硬質頁岩を主とする互層からなり、また、凝灰岩や礫岩層をしばしば挟み、ことに上半部には礫岩層の挟在がいちじるしい。しかし、模式地の音別図幅において本累層を特徴づける“硬質頁岩”は、本図幅地域においては厚層をもって発達せず、凝灰質シルト岩中に挟在するか、またはシルト岩と互層をなすにすぎない。すなわち、模式地の尺

別炭碕付近から厚内図幅を経て本図幅地域に至るにしたがって、硬質頁岩の発達は次第に悪くなる。一方これに代って、凝灰質シルト岩や砂岩が厚く発達する傾向を示し、“直別累層”^{註4)}としての特徴が次第に薄れるようになる。しかし、本累層は層相がこのように側方変化すると同時に、次第に層厚が増大する傾向を有し、厚内図幅地域におけるよりもさらに厚く、本図幅地域においては全層厚1,000m以上に達する。

本累層は層相の側方変化がいちじるしく、また、全地域にわたって追跡しうような鍵層にも乏しい。したがって、図幅の全地域にわたる細分や隣接図幅における細分との対比などについては、きわめて困難であった。ことに、厚内川に沿ってその南部と北部、また、静内向斜の東西両翼部では、層相をかなり異にしている。しかし、層相や岩質を詳細に追跡して、厚内図幅と同様に、下位から基底（砂岩）層・下部（シルト岩）層・中部（シルト・砂岩）層および上部（シルト・砂岩互層）層の4部層に一応分けることができる。

本累層は多くの海棲貝化石や *Makiyama chitanii*などを産するが、ことに基底層や下部層に保存のよい貝化石が含まれる。しかし、厚内図幅において広く発達したような化石密集帯は、本地域の中部層には認められず、化石の多くは貝殻破片となっている。

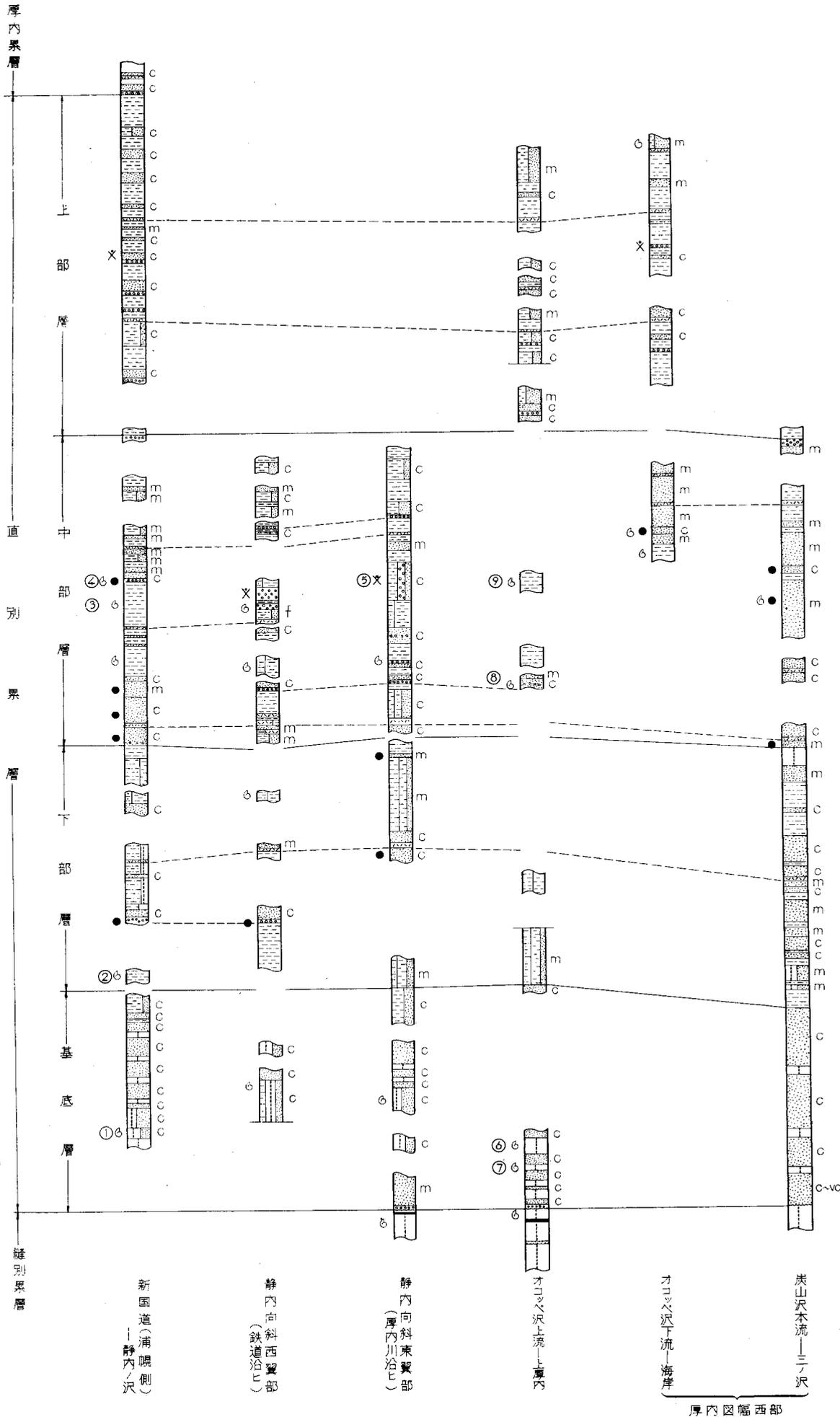
基底（砂岩）層

本層は基底に緑色の礫岩または礫質砂岩をもって、古第三紀の縫別累層を侵蝕不整合の関係にて蔽い、本地域の新第三系の基底層をなすものである。主として図幅の北東端において、静内向斜の両翼部に分布する。本層は主として凝灰質砂岩からなり、凝灰質シルト岩や硬質頁岩を挟有する。ところによっては凝灰質シルト岩が発達し、砂岩と互層をなす地域もある。層厚は200～210mを有し、向斜軸の両翼における層厚の変化は少ない。

基底の礫岩は緑色～暗緑色を呈し、細礫～小礫を主とし、ところによっては礫質粗粒砂岩となっている。この基底礫岩層は10～50cmの厚さを有する。礫は黒色粘板岩・硬砂岩や珪岩などの古期岩石の円礫を主とし、また、安山岩などを多少混じている。これらの礫を膠結する砂の中には多くの緑色鉱物を含み、この大部分は海緑石であるが、また、火山性の2次的な緑色鉱物も含まれる。

本層の主体をなす凝灰質砂岩は暗緑色～緑灰色を呈し、一般に粗粒のことが多いが、シルト岩と互層をなすものは中～細粒である。粗粒砂岩は一見すると縫別累層の“黒色砂

註 4) 釧路炭田において“直別累層”という地層名を廃棄して、厚内・浦幌地域を模式地として新地層名を与えようという意見もある。しかし、再定義によって従来の層序的混乱を十分に是正できるので、長年に亘って使用された地層名を廃棄することは多くの混乱を生じ易いので好ましくない。



第1図 直別累層地質柱状対比図

岩”に酷似して、識別がしばしば困難なことがある。しかし、一般に緑色をおびることと白色軽石粒を多く含むことなどによって、識別することができる。鏡下では斜長石・角閃石・輝石などの他に安山岩の微小片が多く、これらを玻璃質のものが膠結し、鏡下では縫別累層の黒色砂岩が基性凝灰質であるのに比して明らかに区別できる。

シルト岩は暗灰色を呈しやや堅硬であり、概して砂質をおび、また、軽石粒を散点することが多くて凝灰質である。ことに、砂岩と互層をなすシルト岩は、いちじるしく砂質をおびて淘汰が悪く不均質となり、むしろ泥質シルト岩と称すべきものになることが多い。硬質頁岩は厚内川以北の地域における本層の中部に主として挟在し、その他の地域ではまれに薄層が挟まれるにすぎない。この硬質頁岩は暗灰色・板状を呈し、とくに飴色を呈するものは珪質できわめて堅硬である。板状頁岩はいわゆる直別累層に特有のものであるが、模式地に比してきわめて発達が悪い。

本層中には化石は少ないが、中部の凝灰質シルト岩には *Lucinoma tanaii*・“*Turritella*” sp.・*Macoma* sp. などの貝化石や魚鱗化石を含み、この含化石層準は図幅のほとんど全地域を通じて追跡することができ、重要な1鍵層となる。

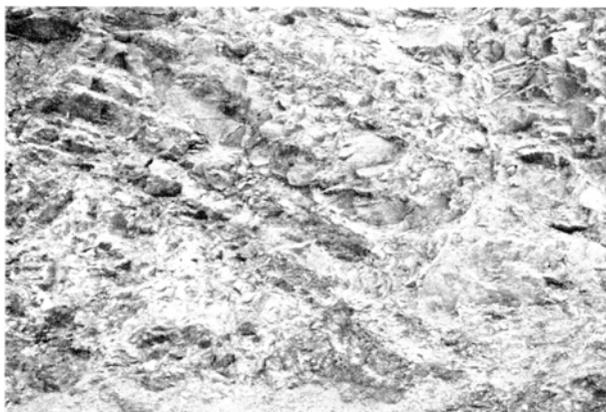
下部（シルト岩）層

本層は図幅の北東部において、下位の基底砂岩層から漸移し、静内向斜および帯富背斜の両翼部に分布する。主として凝灰質シルト岩と硬質頁岩の互層からなり（図版1）、砂岩・礫岩・凝灰質頁岩などが、ところによっては厚層をなして発達し、厚内図幅の場合と同様に、層相の側方変化は直別累層中で最もいちじるしい。厚内図幅において、とくに炭山沢ドーム東翼部に厚く発達する“軟質シルト岩”は、本図幅地域においてはほとんど認められない。^{註5)}

静内向斜の東翼部や帯富背斜の両翼部においては、本層の上部と下部に板状硬質頁岩が発達し、帯富背斜部では凝灰質シルト岩と互層し、また、静内向斜東翼では凝灰質シルト岩や細粒砂岩と互層をなしている。しかし、一般に中部では凝灰質の粗～中粒砂岩が厚く発達する。静内向斜の西翼部では本層の上下を通じて、砂岩や凝灰質シルト岩が発達し、硬質頁岩は上部にわずかに認められるにすぎない。

硬質頁岩は灰色～帯青暗灰色を示し、一般に2～5cmの厚さの板状を呈して堅硬である。

註 5) 厚内図幅の炭山沢ドームにおいては、西翼部は東翼部よりも“軟質シルト岩”の発達が悪い。さらに、その西北方の走向延長部には次第に薄化する傾向を示し、本図幅地域に入っては軟質シルト岩はほとんど認められない。



図版 1 直別累層の下部（シルト岩）層の主体をなす凝灰質シルト岩と硬質頁岩との互層（浦幌新国道にて、帯富背斜西翼部）

ことに珪質の部分はとくに堅硬で、鉛色の樹脂状光沢を有し、たたくと金属音を発し、鋭い剣尖状にわれて介殻状断口を示すものが多い。凝灰質シルト岩は基底砂岩層に挟在するものと全く似ており、暗灰色を呈しやや堅硬であることが多く、概して砂質をおびまた軽石粒がしばしば散点している。このほか、静内向斜西翼部においては、凝灰質シルト岩は新鮮な面では黒灰色～暗灰色であるが、風化面では灰色、黄褐色を呈して軟質となり、一見すると厚内図幅における“軟質シルト岩”にやや似ている。しかし、“軟質シルト岩”のように細片にわれ易くはない。

砂岩は中～粗粒，ことに粗粒のものが多く，軽石の小粒を多く含んでいちじるしく凝灰質である。新鮮な面では暗緑～黒灰色を示すが，風化露頭では帯緑灰色～暗灰色を呈して比較的軟弱となる。中粒のものは縞を有して層理が明瞭なこともあるが，粗粒のものは概して塊状・無層理のことが多い。

本層の中部には白色の軽石質凝灰岩層が0.3～1mの厚さをもって挟在し，東方の厚内図幅地域から連続し，本地域に入っては静内向斜の西翼部まで追跡できる。また，本層の下部の粗粒砂岩中には，しばしば含海緑石の細礫岩を挟み，帯富向斜部から静内向斜西翼部^{註6)}まで連続する。

本層の厚さは220～240mを示し，一般に西部よりも東部の方がやや厚い。本層中には

註 6) この層準に礫岩層を挟有することは，厚内図幅地域内においても断続しながらも認められている。

貝化石はきわめて少なく、静内向斜西翼部において *Lucinoma tanaii*・*Macoma* sp. などの2・3の貝化石を得たにすぎない。また、凝灰質シルト岩や硬質頁岩中には、ところによって *Makiyama chitanii* が含まれている。

中部（シルト・砂岩）層

本層は図幅の北東部において、帯富背斜および静内向斜の両翼に帯状に分布する。下部シルト岩層から漸移し、主として凝灰質シルト岩からなり、しばしば砂岩や礫岩を挟在して、それらの互層となることも多い。また、凝灰岩を頻繁に挟むが、ことに本層の基底部に近い部分に1～数層の軽石質凝灰岩層^{註7)}が発達し、全地域を通じて追跡されてよい鍵層になる。一般に硬質頁岩はほとんど発達せず、本層の中部にわずかに発達するにすぎず、多くはレンズ状をなして連続性に乏しい。また、本層中には異常堆積を示すものが多く、砂岩中にシルト岩がブロック状に層理を切って翻倒したり、シルト岩中に含礫砂岩が不規則な形をして層理を切っているなど（図版2）、各所において認められる。本層は280～290mの厚さを有する。

本層も層相の側方変化がいちじるしいが、下部の凝灰岩層・中部の礫岩層や凝灰岩層などは、厚薄の相違はあっても比較的連続するので、これらは鍵層として有効である。静内向斜の両翼部においては、本層の下部は主として粗～中粒砂岩と凝灰質シルト岩との互層からなり、硬質頁岩の薄層またはレンズを挟み互層状を呈することもある。中部も同様な互層であるが、細礫岩を頻繁に挟み（図版3）、この礫岩にはしばしば貝殻破片を含んでいる。上部はシルト岩の優勢な粗～中粒砂岩との互層からなり、凝灰岩や礫岩の薄層を挟むが、硬質頁岩はほとんど挟在されない。一方、帯富背斜の両翼部においては、下部は粗～中粒砂



図版2 直別累層の中部層のシルト岩に見られる含礫砂岩脈(?)（浦幌新国道にて、浦幌隧道から東方へ約500mの地点）

註 7) この凝灰岩層は厚内図幅において、直別累層の中部層(Cb₃)の基底としたものである。



図版3 直別累層の中部層に挟在する粗粒砂岩～細礫岩（浦幌新国道にて，静内向斜の西翼部）
A：極粗粒砂岩～細礫岩（貝化石の破片を含む）
B：凝灰質シルト岩（硬質頁岩の薄層を挟む）

岩からなり，海緑石をしばしば多量に含んでいる。中部は凝灰質のシルト岩からほとんどなり，数層の白色凝灰岩層を挟在し，その層相は一見すると厚内図幅地域における“軟質頁岩”の発達した部分に似ている。上部は凝灰質シルト岩と中粒砂岩との互層を主とし，細礫岩や凝灰岩の薄層を挟在する。

シルト岩は新鮮面では帯青暗灰色で硬くなく，風化すると黄灰色を呈する。いちじるしく凝灰質で軽石粒を散点することが多いが，時には珪藻質の部分もあり，下部層以下に含まれるシルト岩とは岩質から明らかに識別できる。このシルト岩中には *Makiyama chitanii* が普通に含まれ，また帯富背斜の東翼や静内向斜の西翼部では *Macoma* sp.・*Portlandia* sp. などの貝化石を含んでいる。

砂岩は中～粗粒のものが大部分で一般に膠結度が弱く，暗青灰～緑灰色を呈するが，風化すると明るい色になる。これらの砂岩は軽石粒を散点し，または綿状に多く含み，一般にいちじるしく凝灰質のことが多い。また，粗粒砂岩は細円礫を含むことがあって，礫質砂岩～細礫岩にしばしば移行する。礫岩は黒色粘板岩・珪岩や硬砂岩などの細円礫からなり，膠結度はきわめて弱い。ところによっては第三紀のシルト岩礫を含むことがあるが，とくに本層中部の礫岩に顕著である。本層中の凝灰岩はいずれも軽石質で，白色～灰白色を呈し粗しょうである。



図版 4 直別累層の中部層の砂岩に見られる乱堆積（層間褶曲）（浦幌新国道にて、静内向斜の西翼部）

本層の上下を通じて、層間褶曲（図版 4）や乱堆積の状態が、砂岩や礫岩の発達した部分にしばしば認められる。貝化石は中部に多く認められるが、シルト岩中に含まれるもの以外は、多くは保存が悪く破片となっている。厚内図幅において全地域を通じて追跡された *Glycymeris idensis* の密集帯は、本地域においては静内向斜の東翼部に、すなわち炭山沢本流の最上流に認められたにすぎず、その西方延長には消失している。

要するに、本層は厚内図幅においては砂岩相が卓越し、細～中粒砂岩を主体とし貝化石も豊富である。これに対して本地域においては、むしろ泥岩相が優勢で貝化石も少なく、その層相の変化はきわめて対照的である。しかし、本層準になると、硬質頁岩が非常に少ないこと、貝化石は少ないけれども他層準に比しては多いこと、また、シルト岩はしばしば珪藻質であることなどの特徴は、厚内図幅地域と同様な傾向を有している。

上部シルト・砂岩互層

本層は中部層から漸移し、図幅の北東部の浦幌町西方において、直別累層中で最も広い分布を示している。また、その 1 部は断層によって切られて、浦幌川以西においても帯富部落西方に狭く分布する。層厚は 300～320m を有し、静内向斜部から漸次西方に薄くなる傾向を示す。主として凝灰質シルト岩と砂岩からなり、両者が互層をなす部分も多い。このほか凝灰岩や礫岩層を頻繁に挟むが、しかし硬質頁岩は全く挟在しない^{註 8)}ことが特徴的である。本層はその上下を通じて、層間異常や砂岩中にシルト岩の巨礫が見られるような乱

註 8) 上部層中の硬質頁岩は、厚内図幅においては東部に発達し、西方に次第に少なくなる傾向を示している。

堆積が、しばしば認められることも特徴の1つである。

本層は直別累層の他の部層に比べて、層相も比較的安定しその側方変化が少ない。下部は基底部を除いては主として凝灰質シルト岩からなり、粗粒砂岩や礫岩をわずかに挟有し、砂泥互層となる部分もある。基底部には粗粒～極粗粒の凝灰質砂岩が発達し、しばしば礫質となって細礫岩に移行している。この砂岩はしばしば海緑石を含み、よく追跡されて一つの鍵層になる^{註9)}。中部は中～粗粒砂岩とシルト岩が等半に発達し、多くの凝灰岩層も挟在される。上部は再びシルト岩が優勢となり、凝灰岩や礫岩層もしばしば挟在する。

一般に下部のシルト岩は暗灰色を呈し塊状である。上部のものは非常に凝灰質でしばしば珪藻土質のものもあり、新鮮面では暗灰色であるが風化面では灰色～黄灰色を呈し、また、露出面に沿って不規則な板状に剝離し易い性質を有する。砂岩は中～粗粒、とくに粗粒のものが多く、軽石粒を多く含みいちじるしく凝灰質で、新鮮面では暗灰～黝灰色を示すが、風化面では明るい色になる。しばしば炭質物を多く含み、その薄い縞を有することがある。

本層中には厚薄いろいろの凝灰岩層が多数挟在するが、これらの凝灰岩は白色～黄白色を呈し、細粒のものから軽石の細礫を多く含むものまで各種多様である。礫岩は細円礫からなり、黒色粘板岩・硬砂岩や珪岩などの古期岩石および安山岩の礫を主体とし、膠結度はきわめて弱い。

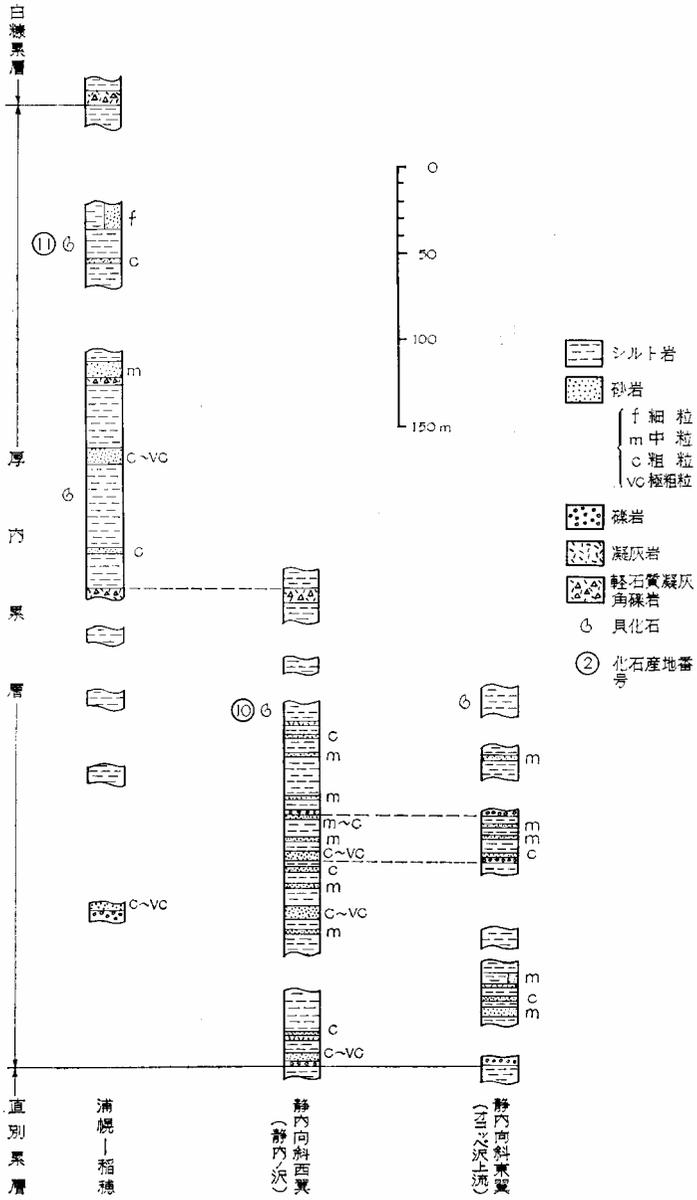
本層のシルト岩中には *Makiyama chitanii* が普通に見られるほかは、化石の産出はまれである。中部の礫岩～礫質砂岩中にわずかに貝化石の破片を認めたとすぎない。

3.1.2 厚内累層

本累層は浦幌川以東の地域においては、統太から静内を経て厚内海岸に通ずる国道に沿った低夷な丘陵地に広く分布する。また、その北西延長は、浦幌川と下頃辺川とに挟まれた丘陵地の大部分を占めて分布する。基底部に1～数m厚の軽石質凝灰岩～凝灰質礫岩層を有し、直別累層の上に整合に重なっている。本累層は凝灰質シルト岩を優勢とする砂岩との互層から主としてなり、凝灰岩層をしばしば挟在し、全層を通じていちじるしく凝灰質である。層厚は450～480mを有し、厚内図幅地域におけると同様に、層厚も層相もほぼ安定している。

本累層の下部は凝灰質シルト岩を優勢とする粗～中粒砂岩との互層からなり、凝灰岩や礫岩層の薄層を挟在する。厚層をなす砂岩中には、しばしば異常堆積が認められる。中部

註 9) たとえば、浦幌から静内に通ずる山道に沿って、帯富向斜の両翼部において約3km以上追跡できる。



第2図 厚内果層地質柱状対比図

および上部は主として凝灰質シルト岩からなり、中～細粒の凝灰質砂岩や凝灰岩層を頻繁に挟在し、とくに中部においては両者が互層を呈する所もある。

本累層の砂岩は一般に粗～中粒のものが多く、細粒のものは上部に多い。これらの砂岩は新鮮面では淡青灰色であるが、風化面では灰色～黄灰色を呈する。軽石の小粒を多く含んでいぢるしく凝灰質であり、概して軟弱・粗しょうである。また、炭質物やシルト岩の破片が、粗粒砂岩の中にしばしば含まれる。凝灰質砂岩を鏡下で検すると、杏状構造をしたガラス質破片が最も多く、角閃石・紫蘇輝石・普通輝石などの安山岩起源と考えられる有色鉱物や、粘板岩・チャート・安山岩の微小片なども含まれる。本層中の中～粗粒砂岩には斜交層理がしばしば認められ、また、層間小褶曲などの堆積異常なども下部の砂岩に見られることがある。

シルト岩は一般に非常に凝灰質で、新鮮面では暗灰色を呈しやや緻密である。風化すると灰白～黄灰色を呈し、露頭面に沿って剝離し易くなる。一般に軽質で軽石粒を点在することもあり、また、珪藻土質のものがしばしば含まれる。*Makiyama chitanii* は本累層の上下のシルト岩を通じて多産する。貝化石は浦幌市街から稲穂へ通ずる道路切割や、静内附近におけるシルト岩中にはとくに顕著に含まれている。

本累層には軽石質凝灰岩層が多数挟在されるが、5cm～3mの厚さを有し、灰白～青灰色を呈し、^{註10)} 軽石粒を多数含んでいる。とくに、中部と上部に挟在する2～5m厚の各1層は、軽石の大礫を多く含んで特徴ある岩相を有し、また、厚内図幅地域から連続して本地域の全域にわたって追跡されてよい鍵層になる。本累層の基底をなす軽石質凝灰岩も、この鍵層のものと岩相的にきわめて似ている。礫岩層は通常1m以下の厚さであり、粘板岩・珪岩・硬砂岩などの古期岩石や安山岩などの小円礫からなっている。

3.1.3 白糠累層

本累層は基底に軽石質凝灰岩層をもって、下位の厚内累層を蔽うが、両者の関係は整合である。十勝川の兩岸の丘陵地を構成して分布するが、十勝川以東においては稲穂から豊頃にかけての丘陵地に、以西においては茂岩から安骨にかけての低丘陵地にそれぞれ分布する。本累層は長尾・三谷¹⁴⁾ (1960) による茂岩泥岩層にほぼ相当し、また、常室図幅にお¹⁸⁾ ける十弗累層の南方延長に相当する。^{註11)} 層厚は700～750mを有し、釧路炭田の他地域にお

註 10) これらの軽石粒は、径1～2cmのものが多いが、ところによっては径10cm以上に及ぶものもある。

註 11) 筆者らの調査によると、本地域の白糠累層の基底凝灰岩層は、常室図幅における十弗累層の基底に一致し、北方の幾千世までその凝灰岩層を追跡することができる。

いては従来は上限は不明であったが、本地域において始めて上位の長節累層に整合に蔽われることが確認された。

本累層は凝灰質シルト岩から主としてなり、砂岩・礫岩・凝灰岩層を挟み、ところによっては砂岩を多く挟み両者の細互層を呈する部分もある。一般に上部と下部はシルト岩を主とし、中部に砂岩の挟在が多い。基底の凝灰岩は約10mの厚さを有し、大小さまざまな軽石粒を主とし、灰白色を呈し軟質・粗しょうである。軽石粒は普通径1~3cmであるが、大きなものは径15cmに及ぶ大塊もある。

シルト岩は一般に砂質のことが多く、泥質微細粒砂岩ともいうべきものが多い。また、塊状でほとんど層理が発達せず、走向・傾斜の測定は困難である。新鮮面では暗灰色~帯緑暗灰色であるが、風化すると灰白~黄灰色を呈し、しばしば黄色の粉をふき、かつ露頭面に沿って剝理し易い性質を示す。風化した岩片には年輪状の褐色縞を生じているのが認められる。一般にいちじるしく凝灰質で軽石粒を散含し、また、珪藻土質のことが多い。

砂岩は一般に凝灰質・中~細粒で、青灰色~灰白色を呈し、軟質で粗しょうである。しばしば炭質物の細かい縞を有することもある。砂岩の挟在は本累層の中部に多く、上部には薄層のものが挟在するにすぎない。また、本累層中には軽石質の凝灰岩層がしばしば挟在するが、基底部のものを除けば概して薄層であり、連続性には乏しい。たとえば、本図幅北西部における茂岩南方の牛首別川岸や育素多北方において、本累層の中部に約3m厚の軽石質凝灰岩~凝灰角礫岩層が認められるが、東部の稲穂附近においては発達していない。

本累層のシルト岩中には貝化石を散点して含み、各所から産出するが、保存は余り良好でなく、しかも密集して産することは少ない。一般に化石の種類は少なく、*Nuculana pernula* や *Macoma* sp. などが普遍的に見られる。*Makiyama chitanii* も本累層の上下を通じてシルト岩中に見出されるが、厚内累層に比してはるかに少ない。

3.2 長節累層

本累層は十勝川の西側に広く分布し、本図幅地域の約3分の1を占めている。下位の白糠累層から漸移し、主として凝灰質シルト岩からなり、砂岩・凝灰岩・礫岩などを挟み、上部には亜炭層を挟有する。全層を通じて海棲貝化石をよく含むが、ことに下部に *Fortipecten takahashii* をはじめるする“本別動物群”を含み、本別地域におけるいわゆる“本別層群”に対比される。

本累層の分布地域は低夷な丘陵地であって露出が悪く、その層相の詳細は把握し難いが、大体その層相や岩質から上・下部層の2つに分けることができる。

. 3. 2. 1 下 部 層

本層は白糠累層とは漸移関係にあり、すなわち白糠累層のシルト岩が次第に砂質の度を増して、含礫砂質シルト岩となって本層に移化する。背負および安骨の沢の中流から上流にかけて、北北西 - 南南東方向をもって帯状に主として分布する。また、その一部は図幅の南西隅において、長節川上流に狭小に分布する。

本層は主として砂質シルト岩～泥質微細粒砂岩からなり、中粒～粗粒砂岩・礫岩・凝灰岩層などを挟在する。層厚は200～250mを示し、地域内におけるその変化は少ない。本層は長尾・三谷(1960)による糠内砂岩層の下半部、湧洞沼図幅地域のチョウブシ層下部などに相当する。

本層の主体をなす砂質シルト岩は凝灰質で、白糠累層のシルト岩に比べて粒度は一層不均一であり、むしろ微細粒砂岩ともいべきものである。粘板岩や硬砂岩などの古期岩の小豆大の円礫を散点的に含むことが特徴的であり、上部に至るにしたがって礫の含有率は大きい。新鮮面では暗灰色～帯緑暗灰色を示すが、風化面では灰白色を呈し、一般に塊状で層理の発達はきわめて悪い。また、粒度と同様に色にもむらがあり、新鮮面でも緑色や灰色の強い部分が、それぞれまだらになっている。このシルト岩中には古期岩の円礫のほか、軽石粒や貝化石を普遍的に散含し、また、雲母片が含まれて上部に多くなる傾向を示している。

砂岩は一般に上部に薄層をもって挟在し、中～細粒・褐色～帯褐暗灰色を示し、膠結度はきわめて弱い。凝灰岩は軽石質で白色を呈し、基底部のものを除けば2～10cm厚のものが数層挟在される。背負の沢においては、本層の基底部に3m以上の厚さの軽石質凝灰岩～凝灰角礫岩層が発達するが、他地域には認められない。

本層中にはその上下を通じてシルト岩中に海棲貝化石を散含し、とくに中部には不規則型の砂質団塊を含み、この中に *Conchocele bisecta* などの保存良好な化石を密集している場合が多い。この団塊の存否に関係なく、本地域を通じて *Conchocele* は本層の中上部のほぼ一定の層準に見出されるのみでなく、南隣の湧洞沼図幅地域へ連続して追跡される⁶⁾(松野, 1962)。一方、直別累層から白糠累層まで認められた *Makiyama chitanii* は、本層のシルト岩中には見出されなかった。

. 3. 2. 2 上 部 層

本層は十勝川以西の地域に、とくに長節川やカンカン沢の流域に広く分布する。これらの地域は湿地や低丘陵地であるために露出も悪く、本層の下半部を除いては、その全層に

巨る層相の詳細を明らかにすることは困難であった。本層の厚さは150m以上であるが、上限は段丘堆積層に蔽われるので不明である。

知り得た限りにおいては、本層は下位からシルト岩・砂岩互層（40～50m）、礫岩・砂岩層（0～100m）、含礫シルト岩層（80m+）の3相に大体分けられるようである。しかし、これらの3相は側方に層相が変化し、それぞれの1部は互いに同時異相の関係にあって、層序的には必ずしも正確な上下関係を示していない。

シルト岩・砂岩互層： 下部層から潮移し、下部はシルト岩優勢な砂岩との互層であるが、上部になるにしたがって砂岩が優勢となる。シルト岩は下部層の砂質シルト岩と同質で帯緑暗灰色を呈し、細円礫や雲母片を多く含んでいる。砂岩は青灰～暗灰色であるが、風化露頭では褐色を呈する。細～中粒のものが多く、膠結度は低く軟質である。砂岩の粗粒部には細礫を含み、礫質砂岩となることが多い。砂岩と砂質シルト岩との境は、一般に小さな凹凸があって平坦ではない。

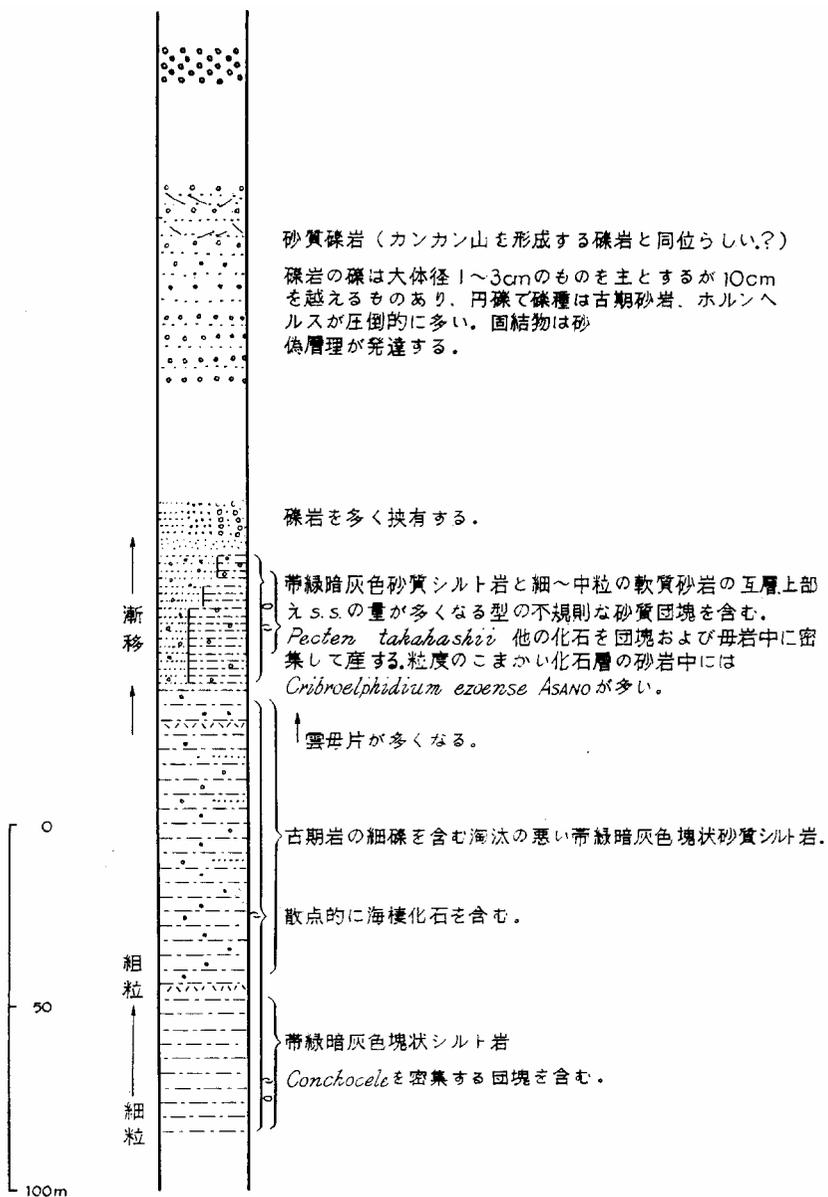
この互層部にはレンズ状に化石層がしばしば発達し、*Fortipecten takahashii* をはじめ多くの貝化石が密集し、または貝化石を含む不規則な砂質団塊が多く見出される。この化石帯は不連続ではあるが、カンカン山の北方斜面や長節沢上流に認められる。ただ、*F. takahashii* はカンカン山北方斜面の粗粒岩相部にもっとも多産するが^{註12)}、この化石層準が南に向って細粒化するとともに、その産出個体数は漸減し、湧洞沼図幅地域においては認められない。一方、長節沢におけるこの層準の細粒岩相部からは、*Criboelphidium ezoense* をはじめとする多くの有孔虫化石を産するが、同一産地の粗粒部や北方の粗粒岩相部には全く含まれていない（第3図）。

この互層部は長尾・三谷（1960）の糠内砂岩層の中で、その下半部の主体をしめるものと考えられる。

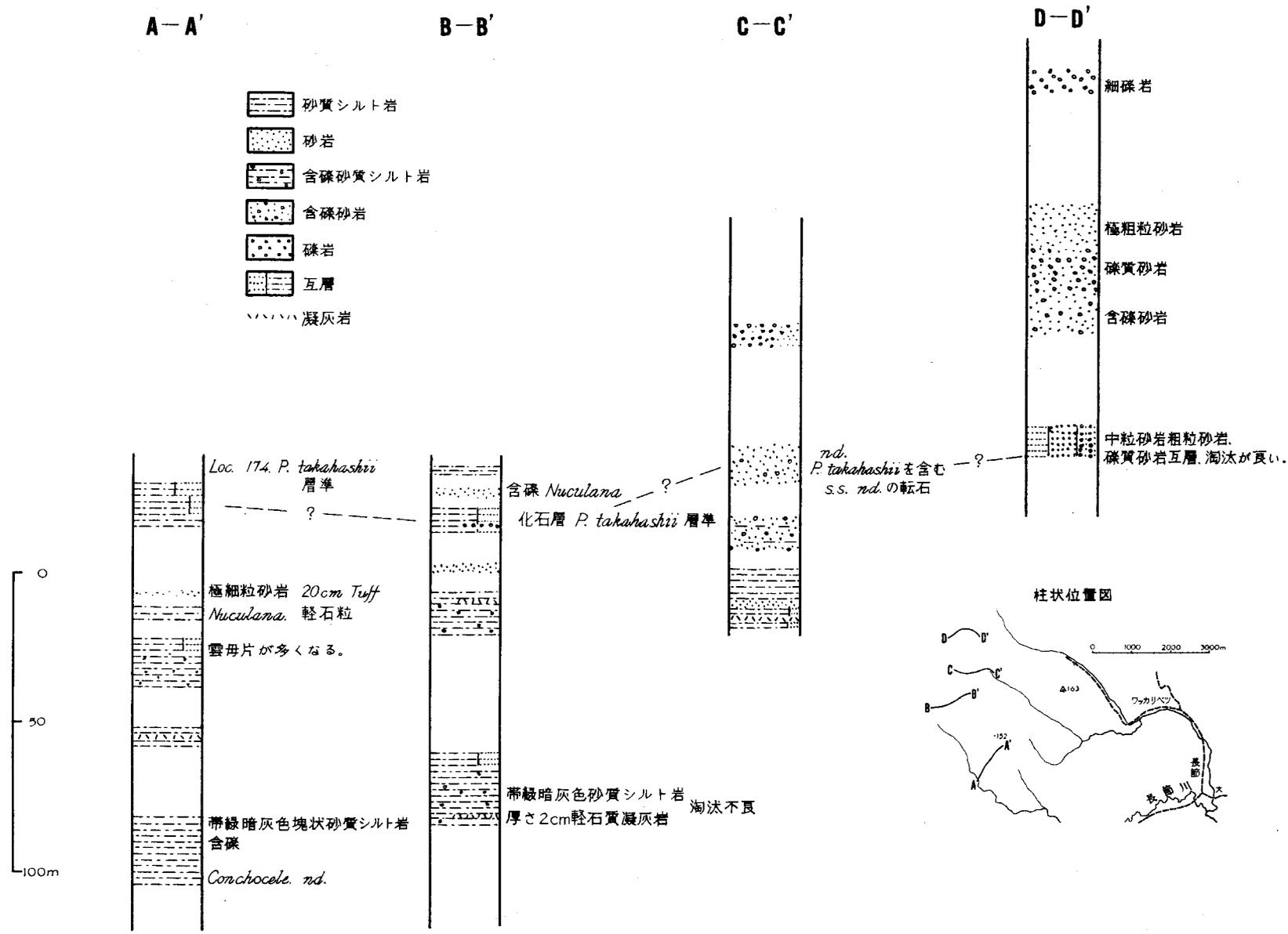
礫岩・砂岩層： 下位の互層部の礫質砂岩が急激に礫を増して、本層に移行する。両者の境界は北部では比較的明瞭であるが、南部に向って判然とせず、しかも本岩相の発達を欠くようになる。すなわち、本層はカンカン山を中心とする背負の沢上流の山稜部やワッカリベツ沢上流において、もっとも厚く標式的に発達する（第4図）。しかし、それから南部や南東部地域には礫岩がほとんど発達せず、砂岩または前述の互層となっている。

本層は北部においてはほとんど礫岩からなり、粗粒砂岩を挟在して互層を呈することも

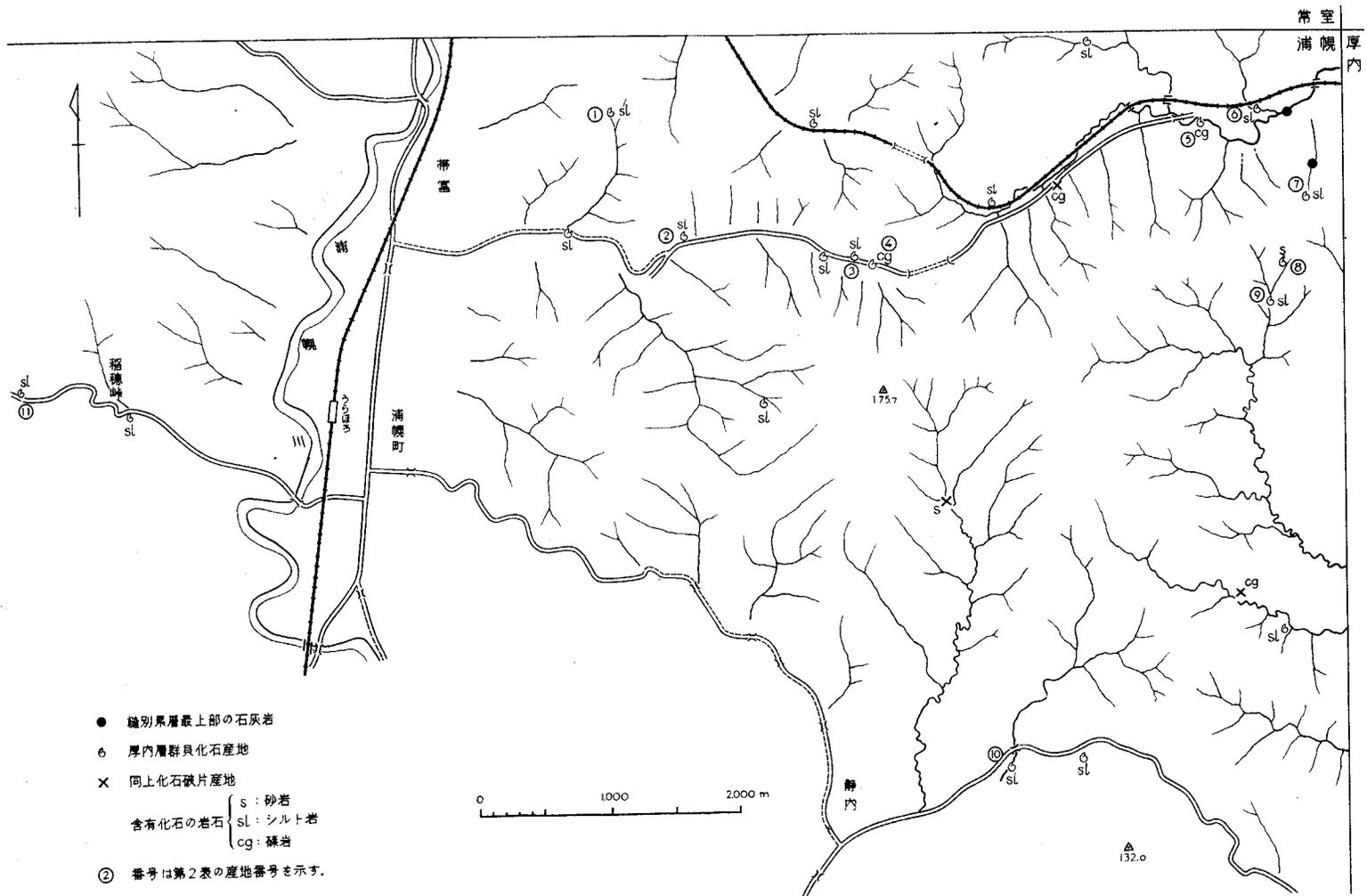
註 12) *F. takahashii* を産する層準のこの岩相は、道中央部の滝川層の模式地・羽幌地域や日高厚賀地域における同化石を産する層準のものに、非常によく似ている。



第3図 長節沢ワッカリベツ沢における長節累層の柱状概念図



第4図 浦幌図幅南西部における含化石層準 (*P. Fortipecten takahashii*) の岩相変化



第5図 厚内層群の貝化石産地

ある。南部および南東部では礫岩の発達悪く、粗～中粒砂岩が発達し、長節川上流部では含礫砂質シルト岩を主とし、中～細粒砂岩を挟むようになる。礫岩は褐色を呈し、主として径1～3cmの円礫からなり、砂質部によって膠結されているが、固結度は低く崩れ易い。礫は古期砂岩・珪岩・ホルフェルスなどを主とし、ミグマタイト・アブライト・片岩類を少量含んでいる。砂岩は暗灰色～褐色を呈し、粗～極粗粒で粗しょうである。これら礫岩や砂岩には、しばしば斜交層理が発達している。

本層は下位の互層部と1部は同時異相の関係にあり、長尾・三谷(1960)の砂川礫岩層に相当する。

含礫シルト岩層： 本層は長節川・ワッカリベツ沢および大津川沿いの地域に広く分布するが、露出が悪いために層相の詳細は不明である。しかし、北部では下位の粗粒相が急激に礫岩が少なくなって本層に移化し、南部ではシルト岩・砂岩互層から漸移しているようである。本層は含礫砂質シルト岩を主とし、砂岩や礫岩の薄層を挟むことがある、また、長白附近の大津川岸や長節小学校分校の東方においては、本層の上部に亜炭の薄層を挟んでいる。

シルト岩は径2cm内外の円礫を多く点在し、凝灰質および砂質できわめて淘汰が悪く、細粒砂岩ともいうべき部分もかなりあって、その岩相は下位の含礫シルト岩と全く区別できない。一般に本層は上部になるにしたがって砂質の度を増し、また、砂岩層の挟むも多い。礫岩は通常1m以下の厚さで、その岩相は下位のものと全く同質である。砂岩は中～細粒でしばしば縞を有し、また、斜交層理を示すことが多い。

本層はその上下を通じて海棲貝化石を点在し、とくに *Nuculana pernula*・*Macoma* sp. などが多いが、密集して産することはない。また、亜炭層に伴うシルト岩からは、種子・毬果や小枝などの植物化石を含むが、長白の大津川の河岸の崖から *Ficea* sp.・*Abies* sp. などの毬果を採集した。

3.3 新第三系の化石と対比

本図幅地域の新第三系はその上下を通じて海棲動物化石を含み、各地域から多数の貝・有孔虫・珪藻化石や *Makiyama* などを産出する。

3.3.1 厚内層群の化石

厚内層群はその全層を通じて海棲貝化石を産出するが、これらの化石と主要な産地は第2表および第5図に示す通りである。直別累層の化石は一般に散点し、厚内図幅に見られたような化石密集帯は、一部を除いては認められなかった。砂岩や礫岩などの粗粒部には

多くは貝の破片で保存が悪く、一方、泥質岩中のは散点しており種類にも乏しい。砂礫質部には炭山沢最上流において、*Anadara ogawai*・*Glycymeris idensis*・*Patinopecten yessoensis*・*Macoma calcarea* などが普通であるが、西方においては化石はほとんど破片が多く、鑑定にたえるものは少ない。一方、泥質部には全地域に産し、*Portlandia tokunagai*

第 2 表 厚内層群の動物化石

化石種	直 別 累 層										厚内 累層	白 糠 累層	
	基底層		下部層		中 部 層								
	①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨	⑩			⑪
<i>Nuculana pernula</i> (MULLER)													×
<i>Portlandia tokunagai</i> var. <i>hayasakai</i> UOZUMI	×									×			
<i>Portlandia kakimii</i> UOZUMI				×					×	*		×	
<i>Acila</i> sp.									×			×	
<i>Glycymeris idensis</i> KANNO									×	*			
<i>Patinopecten yessoensis</i> (JAY)					×	×							
<i>Palliorum peckami</i> (GAB.)												×	*
<i>Fellaniella cf. usta</i> (GOULD)												×	×
<i>Venericardia</i> sp.		×		×									
<i>Conchocele bisecta</i> (CONRAD)		×											
<i>Lucinoma tanaii</i> UOZUMI		×	×	×	×						×	×	
<i>Lucinoma</i> sp.				×	×								×
<i>Periploma besshoensis</i> YOKOYAMA					×							×	
<i>Mercenaria chitani</i> (YOKOYAMA)									×				
<i>Peronidia cf. lutea</i> (WOOD)									×				
<i>Macoma calcarea</i> (GMELIN)												×	
<i>Macoma</i> sp.		×	×		×	×		×	×	×	×	×	*
<i>Solemya tokunagai</i> YOKOYAMA													×
<i>Tectonatica janhostoma</i> (DESH.)						×				×			×
" <i>Turritella</i> " sp.		×											
<i>Troponopsis</i> (?) sp.													×
<i>Orectospira</i> sp.					×								
<i>Dentalium</i> sp.			×		×								
<i>Linthia</i> sp.		×			×								
Fish scale		×	×		×								

* とくに多産するもの

var. *hayasakai* · *P. kakimii* · *Lucinoma* sp. · *Conchocele bisecta* · *Macoma* sp. などが普通に見られる。直別累層から産するこれらの貝化石は、いわゆる“厚内動物群”の構成種である。

厚内累層の化石は砂質岩にはほとんど見出されず、泥質岩の中に保存のよいものが多い。これらは *Nuculana pernula* · *Periploma* cf. *besshoensis* · *Lucinoma* sp. · *Macoma calcarea* などが多く、直別累層上部の泥質部の化石群にやや近縁である。白糖累層の化石はその上下を通じて、*Nuculana pernula* · *Macoma* sp. · *Acila* sp. などが最も普通に産し、とくに *N. pernula* の普遍的な産出が特徴的である。*Makiyama chitanii* は厚内層群の泥質部に全層を通じて含まれるが、とくに直別累層上部から厚内累層までに多い。

要するに、“厚内動物群”の特徴種は直別累層から多産し、そのいくつかは厚内累層の中からも見出される。しかし、白糖累層にはそれらはほとんど含まれていない。一方、白糖累層を特徴づける *N. pernula* は、厚内累層中にはわずかに含まれるが、直別累層には認められない。したがって、厚内層群の化石動物群は下位から上位に次第にその特徴種が変わっているが、その変化は急激ではなく、各累層間にいちじるしい古生物学的間隙は認められない。しかし、古生物学的に見ると直別累層と厚内累層とは、厚内・白糖累層間との関係よりも、むしろ近縁な関係にあるといえよう。これは3累層間の岩質や層相の関係についても、ほぼ同様なことが言える。

3.3.2 長節累層の化石

長節累層の上下部層を通じて海棲貝化石を多産し、とくに上部層の基底部近くに *Fortipecten takahashii* · *Clinocardium californiense* · *Serripes* sp. などを主とする保存のよい貝化石を多産する。これらの化石はカンカン山を中心とする粗粒部に豊富であるが、南方に産出層準が細粒化するとともに化石の産出は少なくなり、とくに、*F. takahashii* は稀にしか見られない。下部層はその全層を通じて貝化石を散含し、とくに *Nuculana pernula* · *Macoma* sp. · *Conchocele bisecta* などが最も普通であるが、化石が密集して産することは稀である。上部層の粗粒相から上位の化石は、含礫シルト岩の至る所から産出するが、種類はきわめて少なく、*Nuculana pernula* · *Macoma* sp. · *Portlandia* sp. などが普通で、下部層のものほとんど相違は認められない。要するに、本累層の貝化石は第3表に示すようにその産出岩相に支配され、粗粒部の化石群を除いては、その上下部における細粒岩相中の化石にはほとんど相違は認められない。

粗粒部の *Fortipecten takahashii* を含む貝化石群は、いわゆる“本別 - 滝川動物群”^{1) 5) 9)}

第3表 長節累層の動物化石

化石種	産地	背北ノ	負沢	カン山	長節川	ワカベツ	ツリ北	長白
		slt	ss・cg	slt	slt	slt	slt	
<i>Acila (Truncacila) gottschei</i> (BOHM.)		×						×
<i>Acila (T.) sp.</i>		×						
<i>Nuculana pernula</i> (MULLER)		×	*		×	×	*	×
<i>Nuculana sp.</i>						×		×
<i>Yoldia macroshema</i> UOZUMI		×	*	×				
<i>Portlandia thraciaeformis</i> (STORER)				×				
<i>Modiolus sp.</i>		×						
<i>Patinopecten (F.) takahashii</i> (YOKOYAMA)				×	*	×		
<i>Patinopecten sp.</i>				×				
<i>Conchocele bisecta</i> (CONRAD)		×			×			
<i>Clinocardium cf. shinjiense</i> (YOKOYAMA)				×	*	×		
<i>Clinocardium sp.</i>								×
<i>Serripes lapeousii</i> (DESH.)				×	*			
<i>Serripes sp.</i>					×			
<i>Macoma calcarea</i> GMELIN					×	×	*	×
<i>Macoma cf. optiva</i> YOKOYAMA		×	*		×			
<i>Solen sp.</i>		×						
<i>Mya truncata</i> LIN.				×				
<i>Panope japonica</i> ADAMS.		×		×	×			
<i>Tectonatica janthostoma</i> (DESH.)		×		×	×			
<i>Buccinum sp.</i>		×		×				
<i>Neptunea sp.</i>				×				

含化石岩相 ss: 砂岩 slt: シルト岩 cg: 礫岩

* とくに多産するもの

と全く構成種が共通し、また、産出岩相・岩質もきわめて道央部や日高地域と似ている。厚内層群を通じて認められた *Makiyama chitanii* は、本累層に入っては全く見出されない。

F. takahashii を産出する層準の細粒岩から第4表に示すような有孔虫化石が検出された。これらは *Criboelphidium ezoense*・*Elphidium hughesi foraminosum*・*Epistomina-pulchella*・*Eponides frigidus* などが最も多く、浅海性の有孔虫群集であって、いわゆる“滝川層”のものと同組成がきわめて似ている。

第4表 長節累層の有孔虫化石（長節川上流 Loc.174）

<i>Entosolenia catenulata</i> WILLIAMSON	F
<i>E. leavigata</i> (REUSS)	F
<i>Nonionella miocenica stella</i> CUSHMAN et MOYER	C
<i>Elphidium hughesi forminosum</i> CUSHMAN	A
<i>E. subgranulosum</i> ASANO	C
<i>E. subincertum</i> ASANO	C
<i>Elphidium</i> cf. <i>etigoense</i> HUSEZIMA et MARUHASHI	C
<i>Elphidium</i> spp.	C
<i>Criboelphidium ezoense</i> (ASANO)	A
<i>C. imanishii</i> ASANO	R
<i>C. tomitai</i> TAI	F
<i>C. yabei</i> (ASANO)	R
<i>Criboelphidium</i> spp.	F
<i>Eponides frigidus</i> (CUSHMAN)	C
<i>E. frigidus calidus</i> CUSHMAN et COLE	C
<i>Epistominella pulchella</i> HUSEZIMA et MARUHASHI	A
<i>Globigerina bulloides</i> d'ORBIGNY	R
<i>Cibicides aknerianus</i> (d'ORBIGNY)	R

産出頻度 A: 多 C: 普通 F: 少 R: 稀 (石田正夫鑑定)

豊頃村長臼附近の大津川河崖に露出する亜炭からは、第5表に示すような花粉化石が検出された。これらはイチイ科・マツ科およびカンバ科のものが大部分を占めているが、属としては *Pinus*・*Picea*・*Alnus* などがとくに多い。この花粉組成から考えると、当時の気候はむしろ温冷であったようである。

第5表 豊頃村長臼の亜炭中の花粉化石

Taxodiaceae	7— 5 %	<i>Alnus</i>	20—21 %
<i>Pinus</i>	15—16.5 %	<i>Betula</i>	3— 3.5 %
<i>Picea</i>	16—18 %	<i>Carpinus</i>	2.5 %
<i>Abies</i>	1— 2.5 %	<i>Corylus</i>	0.5 %
Pinaceae	26 %	<i>Ulmus</i>	2 %
(破損の為 genus 不明)			

(佐藤誠司鑑定)

3.3.3 時代および対比

厚内層群の地質時代および対比については、厚内²⁴⁾図幅説明書にかなり詳細に述べてある

ので、本地域での新しい事実による対比を除いては簡単に記すことにする。

直別累層は前に述べたように、層相の側方変化がいちじるしく、また、それに含まれる“厚内化石動物群”は、その標式的産地の厚内ドーム地域を離れるにしたがって、西方にも北東方にも急激に構成種数や個体数が減少する。このために、釧路炭田およびその周辺地域における“直別累層”の層準の対比について、多くの疑問と混乱をしばしば生じてきた。さらにまた、“直別累層”＝“硬質頁岩層”という誤った従来の概念は、この混乱を一層助長する結果となった。炭田地域において、この層準に板状硬質頁岩が厚く発達するのは、尺別ドームの周辺と雄別ドームの東部の一部とである。これらの走向延長部やその他の地域では、硬質頁岩層はその特有な岩相を失っていることが多い。

炭田中央部の上茶路²²⁾・雄別¹²⁾・阿寒¹³⁾図幅における上茶路・布伏内累層は、硬質頁岩層の異相にすぎないと考えられる。したがって、布伏内累層とその上位の殿来累層と合せて、古生物学的にも層序学的にも、本図幅地域の直別累層に対比できる^{註13)}。さらにその上位の知茶布^{註14)}・白糠累層は、岩相・産出化石から考えて、本地域の厚内・白糠累層にそれぞれ対比される。

炭田西部および北西部の常室¹⁸⁾・本別¹¹⁾・足寄太図幅における厚内層準に相当するものは、幾千世層群または川上層群と呼ばれている。隣接の常室図幅地域との関係は、岩相上からもまた地層を実際に追跡しても、それぞれの細分せる地層の対比に全く問題はない。それから以北の2図幅地域との関係は、主として本別沢・仁生累層の大半が直別累層に、貴老路累層の大部分が厚内累層に対比され、白糠累層に対比しうものは欠如している。

厚内層群から上位の地層は、雄別・阿寒図幅では阿寒層群(古潭・蘇牛累層)、常室図幅では東台層群(世多来・計根別累層)、本別・足寄太図幅では十勝層群(本別・足寄・池田層)とそれぞれ呼ばれている。これらの中で、*Fortpecten takashii* を特徴種とするいわゆる“本別-滝川動物群”を含むことによって、本地域の長節累層は古潭累層、世多来累層および本別累層に対比することができる。しかも、これらの各地層は地域によって凝灰岩や礫岩層などの発達に相違はあるが、含円礫砂質シルト岩を主体とすることが共通した特徴である。したがって、従来2・3の人によってなされたように、白糠累層を“本

註 13) この対比についての根拠は、厚内図幅説明書(p.29~30)の中に詳述してある。

註 14) 従来の資料によると、白糠累層の分布は茶路川以西の地域に限られ、それから以東の地域にのみ本別相当層が分布している。すなわち、釧路炭田においては、“本別層相当層”は東西両側の縁辺部のみに発達し、中央部には分布していない。ただ、阿寒・雄別図幅内において、とくに徹別川中流における白糠累層の存在の有無は、今後再検討する必要があるようである。

第6表 釧路炭田における新第三系の対比

本別図幅		常室図幅		浦幌図幅		音別・厚内図幅		上茶路・白糠幅		阿寒図幅		雄別図幅				
十勝層群	池田層															
	足寄層									阿寒層群	蘇牛累層	阿寒層群	蘇牛累層			
	本別層	東台層群	計根別累層	長節累層	上部						古潭累層	阿寒層群	古潭累層			
	世多来累層		下部													
川上層群		幾千世層群		厚内層群	白糠累層	厚内層群	白糠累層	厚内層群	(白糠累層)	厚内層群	白糠累層	厚内層群	知茶布累層	厚内層群	知茶布累層	
					十弗累層		厚内累層		厚内累層		厚内累層		?		知茶布累層	知茶布累層
					幾千世累層		直別累層		直別累層		直別累層		?		殿来累層	殿来累層
					直別累層		直別累層		直別累層		直別累層		?		布伏内累層	布伏内累層
貴老路層																
仁生層																
本別沢層																
浦 幌 層 群 (古第三系)																

別動物群”を含む地層と対比することは誤りである。

本図幅の西方の10万分の¹⁶⁾1大樹および帯広図幅¹⁵⁾における新第三系は、下位から広尾層群・大樹層群および帯広層群に分けられている。これらの中で、層相や岩質から直別および厚内累層は広尾層群最上部の生花苗層に大体対比されよう。大樹層群はその内容については多少層序の混乱があるようであるが、層相および含有化石から見ると、白糖累層は大樹層下部に、長節累層は大樹最上部にほぼ対比される。

本図幅地域における白糖・長節両累層の層序関係は、明らかに整合一連で累重している。西方の豊頃丘陵東部地域や湧洞沼図幅地域においても、この両累層相当層の関係は同様である。しかるに、本図幅から北方の地域においては、“本別動物群を含む地層”は“白糖累層の相当層”に対して、明瞭な斜交不整合の関係にある。しかも、その侵蝕量は北方に増大するとともに、古第三系や白堊系と直接することもある。この事実は十勝地域の鮮新世堆積盆地において、厚内層群堆積後の基盤運動に、南北方向のいちじるしい地域差があったことを示すものであろう。^{註15)}このように鮮新統下部と中新統上部とが一部では整合、一部では不整合という層序の関係は、道中央部や日高地域などにおいても同様に認められており、北海道における中新 - 鮮新世の基盤運動の1特徴といえよう。

かくして、本図幅地域と釧路炭田および周辺地域とにおける新第三系を、上述の考察によって対比すると第6表ようになる。厚内層群は“厚内動物群”を含むことによって稚内階に対比され、地質時代は中新世中後期から後期である。長節累層は“本別動物群”を含むので滝川階に対比され、鮮新世前期のものである。

. 4 第 四 系

本図幅地域における第四系の主要なものは、海岸および主要河川などに沿った低夷地域に広く分布する段丘堆積層と沖積層などである。これらは新第三系とは不整合の関係にあり、ほぼ水平にそれを覆っている。なお、段丘堆積層の分布はかなり広い面積にわたるが、とくにその発達、分布のいちじるしいもののみを、地質図上に示したほかは省略してある。

. 4 . 1 段丘堆積層

. 4 . 1 . 1 河岸段丘堆積物

註 15) この運動差は南北の堆積盆の水深、すなわち含有化石群の組成に反映している。このような鮮新世堆積盆の変遷については、三谷⁹⁾(1964)によって詳しく述べられている。しかし、三谷は白糖累層を本別層に対比しているので、この運動量の差は彼の考察よりもさらに大きなものであつたらう。

図幅地域内陸部においては、各主要河川に沿って5～6段の平坦面が認められる。しかし、露出が悪いのでこれらの総ての平坦面に、堆積物が存在するかどうかは不明である。確認し得た限りにおいては、これら段丘堆積層は主として砂礫や粘土からなっている。

河岸段丘は十勝川西岸・根室本線北部の豊頃丘陵地・浦幌川や静内川に沿った低夷地域などに、広く発達している。地質図上においてはこれらを2大別し、標高20～70mのもの、標高80～120mのものに分けてある。

上位段丘堆積層は主として図幅の北東部において、浦幌町の周辺に分布し、直別累層または厚内累層の上の平坦面にのっている。これらの堆積物は主として砂や礫からなり、礫は白堊系・第三系の岩石および古第三紀礫岩から由来した古期岩石の円～亜円礫からなっている。この上位段丘は北隣の常室図幅における高位段丘堆積物に、ほぼ対比される。

下位段丘堆積層は十勝川沿岸・根室本線北部や静内周辺に広く分布して、その大半は白糠累層または長節累層の平坦面にのる。主として砂・礫・粘土などからなり、しばしば厚薄いろいろの泥炭層や火山灰層を挟んでいる。たとえば、長白附近の大津川河岸や浦幌市街南方の浦幌川河岸においては、2m以上の厚さを有する泥炭層が挟在する。また、平和や稲穂附近の下頃辺川に沿った地域では、灰白色の火山灰層が3m以上の厚さをもって挟在している。

4.1.2 海岸段丘堆積層

海岸線に沿って広い平坦面が発達し、これらは海岸近くでは20～30mの標高を示すが、内陸部に向って次第に高くなり、60～80mの標高をもっている。とくに、十勝太の北方や北東方地域に広く発達する。この海岸段丘堆積層は内陸部においては露出が悪いので、下位河岸段丘堆積層との境界は判別し難い。この平坦面上の堆積層は、主として砂と礫からなり、両者の互層をなすこともあり、また、斜交層理を示すことが多い。

4.2 沖積層

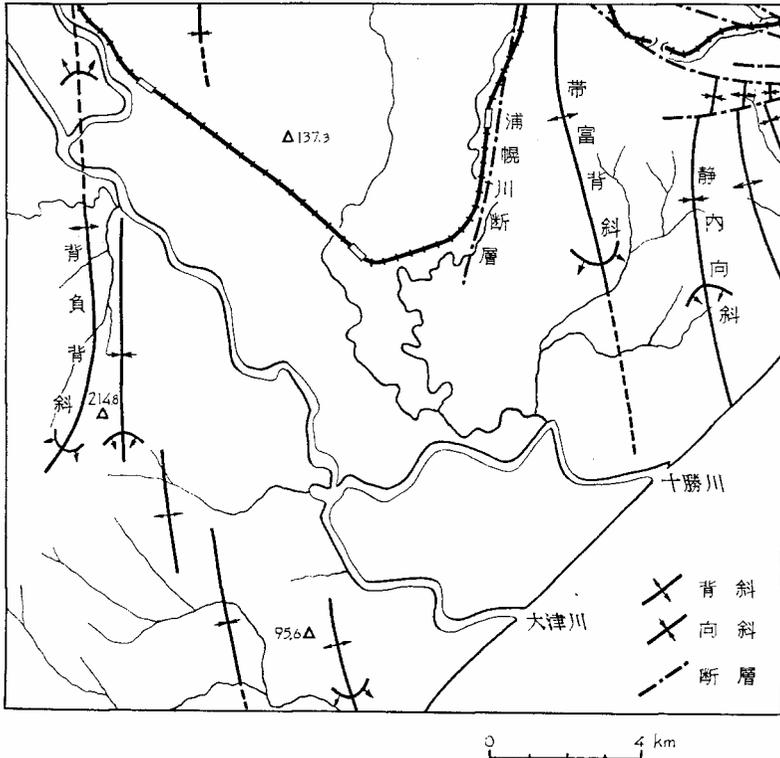
沖積層は各河川の流路に沿って分布し、砂・礫および粘土などからなる。とくに、十勝川に沿って図幅を二分する広大な沖積平原や、浦幌川・下頃辺川などをはじめとする諸河川に沿った平原を構成している。現在の河川はこれらの上を蛇行して流れ、ことに下流では沼沢地の中を自由に蛇行して流れているので、堆積物の状況も不明なことが多い。

海岸線に沿って、20～100mの幅をもって砂浜が発達している。とくに、大津川河口付近から十勝川河口に至る海岸には、砂浜の発達がいちじるしい。また、河口には砂洲が海岸線に沿って、南西から北東方向に長く延びて発達する。

5 地質構造

本図幅地域の地質構造は大観すると、2つの雁行する大きな構造単位によって規定される。すなわち、図幅の東半部は釧路炭田最西端部に属し、白堊系を中核として古第三系や新第三系がほぼ南方に向かって沈下し、いわゆる“浦幌複背斜構造”を形成する最南端部にあたる。一方、図幅西半部は豊頃丘陵の東端部に属し、南西方には先白堊系を中核として新第三系が取り巻いて形成する“豊頃ドーム構造”がある。これら2大構造は雁行し、この両構造を連ねる地域が本図幅西半部にあたり、しかも、茂岩 - 背負を中心とする1小隆起部によって、本地域の新第三系最上部を池田地域から分けている。

本図幅地域は北東端の上厚内附近を除いては、一般に地層の傾斜も緩く、ほぼ南北方向



第6図 浦幌図幅地質構造概念図

の軸をもった緩い波状褶曲構造が繰返すが、地質構造は概して簡単である。また、これらの褶曲軸に直交する断層も東半部地域に発達するが、それらの落差は一般に大きくない。

本地域は地形的に、1) 浦幌川以東、2) 根室本線北部、3) 十勝川以西の3地域に分けられるが、これらはまたそれぞれ構造上の特徴を有している。浦幌川以東においては、常室地域における両翼の急斜した褶曲構造が、本地域に入ると両翼は急激に緩くなって南方に沈下する。したがって、北から南に向って次第に上位の地層が分布するようになる。根室本線北部の地域は、北方の常室図幅における緩い同斜構造の延長で、東から西方に上位の地層が露出し、西端に小向斜構造が認められる。十勝川以西の地域においては、波状の小褶曲構造が雁行状に配列し、地層の傾斜は比較的緩い。

本地域における褶曲・断層の特徴は、東半部においては釧路炭田、とくに新第三系分布地域の一般的な構造的特徴とほぼ同じ傾向を示している。また、西半部は豊頃 池田丘陵における緩い波状構造に一致している。

5.1 褶 曲

本図幅地域には多くの褶曲構造が認められるが、それらの主要なものについて述べる。

帯富背斜： 直別累層基底部層を中核として、ほぼ南北方向の軸を有し、次第に南へ沈下する背斜構造である。静内南方において第四系に蔽われるために、南の延長は明らかでない。両翼の傾斜は $12^{\circ} \sim 20^{\circ}$ であるが、西翼部は東翼部に比して一般にやや急である。この背斜構造は構造的には、常室図幅における白堊系を中核とする“常室ドーム”の南の延長にあたる。すなわち、この背斜構造は域外の常室部落南部において留真断層延長部によって切られるが、東方へずれて再び南北の軸をもって断層に平行して走り、常室ドームの白堊系の中にのびている(第7図)。

静内向斜： 上厚内西方からほぼ南北方向の軸をもって南へ沈下し、海岸に達する向斜構造である。また、本図幅東半部において、地層分布を最も大きく規定する構造でもある。厚内川以北においては両翼が急斜するが、それから南部では両翼部は急に緩くなり、 $5^{\circ} \sim 18^{\circ}$ の傾斜を示すにすぎない。この向斜は構造的には、北方の常室・音別・上茶路図幅地域における浦幌背斜と尺別およびチャンベツドームとの間において、20km以上にわたって発達する向斜構造に連なるものである。

静内向斜の東翼部には、両翼が緩傾斜の波状構造があり、褶曲軸は南々東に延びて、厚内図幅地域の昆布刈石波状構造に連なっている。

背負背斜： 十勝川と利別川との合流点南方の背負附近において、白糠累層上部を中核

とするほぼ南北方向の軸をもった背斜構造である。カンカン山西方から背斜軸は南々西に向い、次第に沈下しつつ消滅する。また、北方の常室図幅との関係から考えると、この背斜軸は北方に向っても沈下しているようで、上記の合流点附近を中心とするドーム構造であろう。背負背斜の東部においては、両翼の傾斜がきわめて緩く南北方向の軸をもった波状構造が、雁行して漸次南東に配列している。

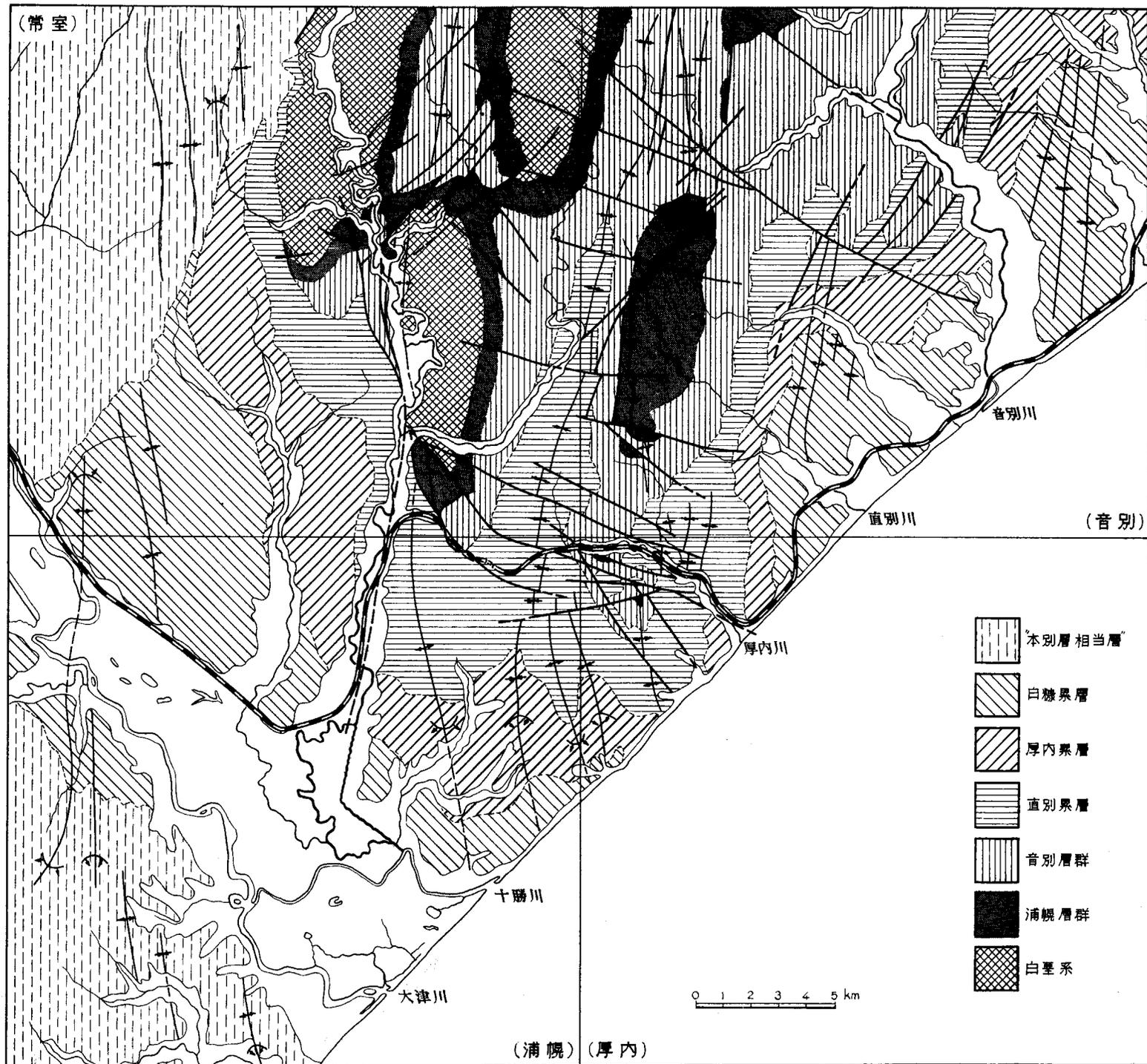
豊頃向斜： 豊頃駅西方において、ほぼ南北方向の軸を有し、両翼の緩傾斜の向斜構造がある。この構造は、常室図幅における十弗波状構造の南方延長にあたる。

5.2 断 層

本地域においては図幅の東半部、とくに北東端部に顕著な断層が集中するが、その他の地域には浦幌川に沿うもの以外、いちじるしいものは全く発達していない。これらの諸断層はいずれも隣接図幅地域において、白堊系または古第三系を切って発達したものの延長である。しかも、その大部分は本地域に入ると急速に落差を減じ、次第に消滅する傾向を示している。断層系統を大別すると、地層の走向にほぼ直交する1群と、それにほぼ平行するかまたはやや斜交する1群とがある。

直交する断層： これらは $N70^{\circ} \sim 80^{\circ} E$ または東西方向を有し、褶曲軸に直交または大きく斜交する断層である。活動時期としては、比較の後期のものと考えられる。これらの断層は地層を切断して斜交するので、比較的追跡し易いが、落差は一般に大きくはない。しかし、本地域は概して地層の傾斜が緩いので、落差に比して地層の転位は大きく現われていることが多い。根室本線の一部に沿って走る $N70^{\circ} E$ の断層は、常室図幅地域から続く走向断層の“留真断層”の延長と考えられる。すなわち、常室ドームの西翼に沿ってほぼ南北方向に走る留真断層は、常室南部から南東方向に急に曲りつつ本図幅に入り、地層と直交するようになって急速に落差を減ずる。

走向断層： 本地域には厳密な意味における走向断層は認められない。しかし、浦幌川断層や図幅北東端の上厚内附近の断層などは、走向にほぼ平行して発達する。活動時期は前者より古いと考えられ、前述の直交断層にいずれも切られている。浦幌川断層は浦幌川沖積平原下に伏して走ると推定されるもので、万年西方で漸次消滅している。また、この北方の延長は常室図幅には表現されていないが、おそらく沖積平原下に伏して走り、常室北部において留真断層に合すると考えられる。



第7図 釧路炭田西部地質編集図

応用地質

本図幅地域においては、現在までのところ見るべき鉱産資源はほとんど知られていない。図幅北東端における古第三系中の石炭、北西端における天然ガスなどがわずかに認められているが、資源としての大きな価値は現在はない。なお、広大な沖積平原を有する本図幅地域は、今後の土地開発が進むにつれて、現在は一部に利用されている砂利や建築用石材の供給が問題となるであろう。

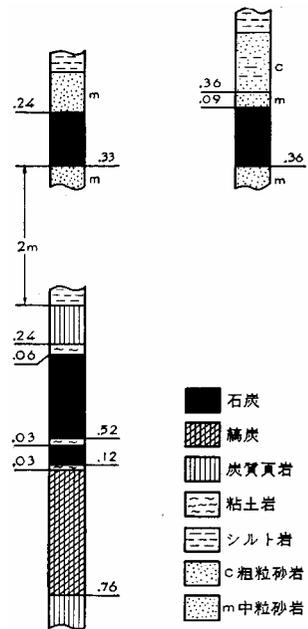
1 石 炭

本地域は釧路炭田の最南西端部にあたり、新第三系が大部分を占めて広く分布し、含炭層としての浦幌層群は本地域の北西端に、断層に挟まれてわずかにその最上部が分布するにすぎない。すなわち、尺別累層の最上部の約20～30m厚の部分が露出している。地表においては2層の炭層がかつて認められて、昭和15年頃に短期間小規模に採掘されたこともある。しかし、炭質も悪く炭丈も薄く、断層によって寸断されているため、ほとんど稼行の対象にならない。炭層は炭質頁岩を挟在し、また、その薄層と互層して縞炭となることが多い(第8図)。本地域はその地質構造から考えても、含炭古第三系が地下の浅所に広く伏在することは全く期待できない。

十勝川以西において、長節累層上部に亜炭層が挟在され、長白附近などに露出するが、10～20cmの厚さを有するにすぎず、炭化度も低く稼行の対象にはならない。

2 天 然 ガ ス

本図幅地域に隣接する池田 - 帯広を中心とする十勝平野および周辺地域は、石油性および共水性天然ガス田として知られ、油徴やガス徴が諸所に見出されてい



第8図 尺別累層最上部における炭層柱状図 (佐々博士の未公表資料による)

る。共水性ガス鉱床は亜炭を挟在する池田層または計根別層を母体とすると考えられているので、本地域においてはほとんど期待できない。しかし、池田層々準以下の新第三系を母体とするものは、今後の調査の進展につれて期待することは必ずしも困難ではない。

本地域を含めて十勝平野周辺地域においては、天然ガスを対象とした調査がすでに長尾・三谷¹⁴⁾(1960)や鬼塚²⁰⁾(1962)によって広範に行なわれた。その資料によると、顕著な天然ガス徴は現在までのところ本地域には発見されていない。しかし、豊頃村育素多の豊頃中学校の井戸(深度224m)や大津市街の本宮旅館の井戸(深度約60m)の2カ所から、わずかながらガス徴のあることが報告されている。とくに、豊頃中学校の校庭に掘られた井戸の場合には、ポンプにて揚水された水はガスの気泡が発散するとのことである。この井戸水はCl⁻が5,020mg/lの塩水であること、および油徴を伴うことなどの事実から、明らかに石油源のものであると考えられている。また、この井戸の位置は地質構造上から見ると、背負背斜の軸上にあることは注目してもよいであろう。

. 3 砂 利

本地域における第四系の中で、段丘堆積層は砂礫を主とするものがかなり多い。これらは建築用材やその他の舗道用として利用しうるものが多い。たとえば、現在までのところ、十勝太東方の海岸段丘堆積層や吉野西方の下位段丘堆積層から、小規模に砂利が採取されている。

参 考 文 献

- 1) 吾妻 穰： 北部石狩低地帯周辺の滝川層群．北海道地質要報 No.39, p.19~40, 1960.
- 2) 吾妻 穰： 石狩低地帯の地下構造．石油技協誌 vol.27, p.345~382, 1962.
- 3) 浅野 清： 有孔虫化石群から見た日本の古第三系．東北大邦文報告 No.62, p.1~32, 1962.
- 4) 橋本 亘： 十勝支庁管内の地質および地下資源．十勝総合開発促進期成会, 1955.
- 5) 小林 勇・垣見俊弘・植村 武・秦 光男： 5万分の1地質図幅「滝川」および同説明書．北海道開発庁, 1957.
- 6) 松野久也： 5万分の1地質図幅「湧洞沼」および同説明書．北海道開発庁, 1962.
- 7) 松野久也・山口昇一： 遠別層(追分階)から *Pecten (Fortipecten) takahashii* YOKOYAMA の発見 - 更に追分階と滝川階との関係に関する2・3の考察．北海道地質要報, No.30, p.5~8, 1955.
- 8) 松野久也・山口昇一： 5万分の1地質図幅「静内」および同説明書．北海道開発庁, 1958.
- 9) 三谷勝利： 北海道主部における鮮新世の層序と造盆地運動について．北海道立地下資源調査所報告, No.32, p.1~38, 1964.
- 10) 三谷勝利・小山内 熙・橋本 亘： 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, 1958.
- 11) 三谷勝利・橋本 亘・吉田 尚・織田精徳： 5万分の1地質図幅「本別」および同説明書．北海道開発庁, 1959.
- 12) 水野篤行・百石 浩： 5万分の1地質図幅「雄別」および同説明書．北海道開発庁, 1960.
- 13) 水野篤行・佐藤 茂・角 靖夫： 5万分の1地質図幅「阿寒」および同説明書．北海道開発庁, 1963.
- 14) 長尾捨一・三谷勝利： 十勝平野周辺地域天然ガス鉱床調査報告．北海道地下資源調査資料, No.61, p.1~20, 1960.
- 15) 根本忠寛・大石三郎・渡辺武男： 10万分の1地質図幅「帯広」および同説明書．北海道地質調査会報告, No.2, 1933.
- 16) 根本忠寛・佐々保雄： 10万分の1地質図幅「大樹」および同説明書．北海道地質調査会報告, No.1, 1933.
- 17) 日本石炭協会北海道支部： 釧路炭田．北海道炭田誌 No.2, 1953.
- 18) 織田精徳・根本隆文・植村 武： 5万分の1地質図幅「常室」および同説明書．北海道開発庁, 1959.
- 19) OKAZAKI, Y. : Stratigraphical and palynological studies of the Honbetsu

- group and the Ikeda formation in eastern Hokkaido. Jour. Hokkaido Gakugei Univ. vol.9, p.230~247, 1958.
- 20) 鬼塚 貞： 北海道十勝平野地域の石油地質学的研究．石油技協誌，vol.27，No.6，p.173~406，1962．
- 21) 佐々保雄： 北海道古第三系に関する諸問題．有孔虫，No.6，p.1~22，1956．
- 22) 佐藤 茂・長浜春夫・吉田 尚： 5万分の1地質図幅「上茶路」および同説明書．北海道開発庁，1961．
- 23) 棚井敏雅： 5万分の1地質図幅「音別」および同説明書．北海道開発庁，1957．
- 24) 棚井敏雅： 5万分の1地質図幅「厚内」および同説明書．北海道開発庁，1961．
- 35) 内尾高保： 有孔虫化石からみた北海道における古第三系と新第三系との境界問題．化石 No.4，p.6~9，1962．
- 26) 魚住 悟・藤江 力： 北海道第三紀の地層対比 - 新第三紀対比試案について．新生代の研究，No.26，p.24~33，1958．
- 27) 山口昇一： 5万分の1地質図幅「門別」および同説明書．地質調査所，1958．
- 28) 吉田三郎： 十勝中川郡豊頃村より *Fortipecten takahashii* の発見（短報）．北海道地質要報，No.35，p.21，1957．

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000



URAHORO
(Kushiro-54)

By

Toshimasa TANAI and Shoichi YAMAGUCHI

(Abstract)

The Urahoro sheet map area is located in the coastal region west of southeastern Hokkaido. The area is mostly hilly, with the highest peak of 215 meters. The northeastern part of the area occupies a part of southwestern end of the "Kushiro coal field", and the southwestern part occupies northeastern limit of the so-called "Toyokoro Hills".

GEOLOGY

All of the rocks distributed in this area are of sedimentary origin: they are Tertiary and Quaternary in age. Tertiary sediments are divided into two Paleogene groups and one Neogene group and one formation. The Quaternary is composed of Pleistocene terrace and alluvial deposits. The general stratigraphy of these sediments is shown in Table 1.

Urahoro group

The Urahoro group occupies only small area in northeastern part

of this sheet. As it is cut by many faults, all of its sequence is not exposed. Cutting by faulting, the **Shitakara formation** presents only its middle part, which consists of sandstone, siltstone and conglomerate. It contains several marine molluscan fossils such as *Chlamys kushiroensis* UOZUMI, *Ostrea praegravitesta* NAGAO and *Neptunea shitakaraensis* MATSUI. The **Shakubetsu formation** is distributed only with its uppermost part, which is composed of sandstone and siltstone, including calating coal seams and tuff beds.

Table 1 General Stratigraphy

			Thickness(meters)	
Quaternary	{		Alluvial deposits	
	{		Terrace deposits	
Tertiary	Pliocene		Chōbushi formation	300~400
		Miocene	Atsunai group	Shiranuka formation
	Atsunai formation			450~480
	Chokubetsu formation		Upper member	300~320
		Middle member	280~290	
		Lower member	220~240	
		Basal member	200~210	
	Oligocene	Ombetsu group	Nuibetsu formation	100
			Charo formation	Charo siltstone member
		Omagari sandstone member		40
Urahoru group		Shakubetsu formation	20~ 30	
		————— fault —————		
	Shitakara formation	50~ 60		
		————— fault —————		

Ombetsu group

The Ombetsu group overlies the Urahoru group with a slight unconformity, and is composed mainly of siltstone, except the basal sandstone member. It is of marine origin, and contains a number of marine molluscan fossils; these fossils are represented by *P o r t l a n d i a*

watasei (KANEHARA), *P. ovata* (TAKEDA), *Venericardia elliptica*
 T A K E D A A
 and *Orectospira wadana* (YOKOYAMA). The group is correlated
 w i t h
 the Oligocene Poronai group of central Hokkaido, on the basis of
 their lithology and fossil fauna. The Ombetsu group is subdivided

into two formations. The **Charo formation**, the lower, is largely composed of massive siltstone (Charo siltstone member) with exception of basal sandy part (Omagari sandstone member). The upper formation, the Nuibetsu, consists of tuffaceous siltstone, intercalating by many tuffaceous sandstone beds (the so-called "black sandstone").

Atsunai group

The Atsunai group covers the Paleogene Nuibetsu formation with an angular unconformity. It is divided into three formations; all of them contains commonly marine molluscan fossils, and are considered to be Late Miocene in age. The **Chokubets formation**, the lowest, consists mainly of tuffaceous sandstone, siltstone, and hard shale, intercalating conglomerate and tuff beds. In this area it includes intercalation of hard shale than in the Ombetsu and Atsunai sheet map areas, though it has been considered by well development of hard shale. The Chokubetsu formation shows considerable lateral change in lithology, but is subdivided into four members as in the case of Atsunai area. From this formation a number of molluscan fossils are found, such as *Portlandia tokunagai* var. *hayasakai* UOZUMI, *P. kakimii* UOZUMI, *Glycymeris idensis* KANNO, *Lucinoma tanaii* UOZUMI, *Macoma* sp. and others.

The **Atsunai formation** overlies the Chokubetsu with a thick beds in its base, and is composed mainly of alternation of tuffaceous siltstone and sandstone, intercalating frequently tuff beds. The siltstone is frequently diatomaceous, and sometimes contains several molluscan fossils such as *Portlandia kakimii* UOZUMI, *Acila* sp., *Lucinoma tanaii* UOZUMI, *Macoma calcarea* (GMEL.) and others. The **Shiranuka**

formation, the uppermost of the Atsunai group, is composed principally of tuffaceous siltstone, intercalating sandstone, conglomerate and tuff beds. It has thick pumiceous tuff or tuff-breccia beds in its base, which is traced at a long distance through this area from Ombetsu to Tokomuro areas. The Shiranuka formation, though not abundant, contains several marine fossils such as *Nuculana pernula* (MÜLLER), *Solemya tokunagai* YOKOYAMA and *Lucinoma* sp. .

Chōbushi formation

The Chōbushi formation is the uppermost of the Neogene in this area, and covers the Shiranuka formation with a conformity. It consists mainly of tuffaceous siltstone, intercalating sandstone, conglomerate and tuff beds. The siltstone is very sandy, and is not well sorted, including sporadically granules of older rocks. Conglomerate and sandstone develop in the middle part, and contain a number of well-preserved molluscan fossils represented by *Fortipecten takahashii* (YOKOYAMA), *Clinocardium* cfr. *shinjiense* (YOKOYAMA), *Myatritina* cfr. *lin.*, *Serripes laperoussi* (DESH.), *Conchocele bisecta* (CONRAD) and others. On the one hand, the siltstone contains commonly molluscs such as *Nuculana pernula* (MULLER) and *Macoma* sp., though not abundant. This molluscan fauna, represented especially by *F. takahashii*, is related with the so-called "Honbetsu-Takikawa fauna", which is of Early Pliocene age.

Quaternary

Pleistocene sediments are distributed along the main rivers and the coast, and are represented by terrace deposits of marine and fluvial origin. These sediments consist of sand, gravel and clay.

Geologic structure

Geologic structure of the Tertiary is generally simple in this sheet map area, with gently folding and not great faulting. Folding axes have general trend of N-S direction; the both wings of anticlines and synclines dip gently with 5-20 degrees in most area, except those of Kami-Atsunai area. In northeastern corner of this sheet the Paleogene and the lower Neogene are somewhat complicated by faulting.

These faults are mostly of N70° 80° W direction, cutting
t r a n s v e r s e l y
the folding axes with a few exceptions. There are few faulting in
other area.

ECONOMIC GEOLOGY

There are few important mineral resources in this area. This
area occupies southwestern limit of the Kushiro coal field, and the

coal-bearing Urahero group has only a small distribution in the northern part of the eastern corner. The Shakubetsu formation contains two or three coal seams, but they are too thin and too of low-grade to be minable. The western half of this sheet area belongs to the Tokachi natural gas field, and only a few gas showing have been known near Moiwa and Otsu villages.

昭和40年12月23日印刷

昭和40年12月28日発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 加藤 博

印刷所 興国印刷株式会社
