

5万分の1地質図幅

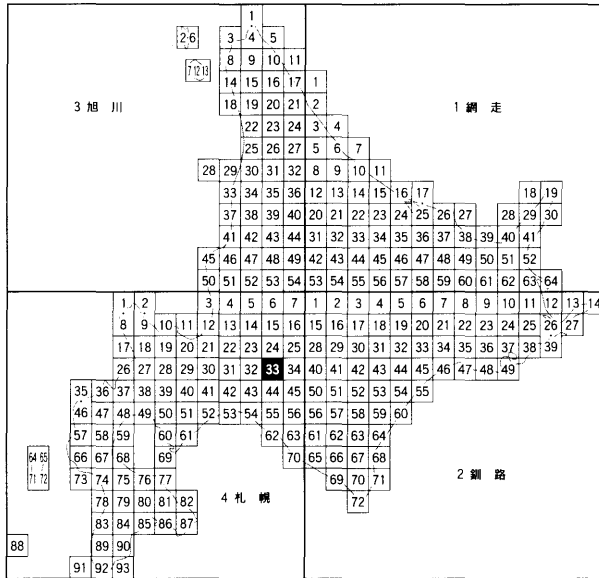
説 明 書

紅葉山

(札幌一第33号)

北海道立地質研究所

平成14年3月(2002)



この地質図幅は、北海道総合開発の一環として、北海道開発庁の委託により実施したものを、北海道においてとりまとめたものである。

平成14年3月

北 海 道

5万分の1地質図幅

説明書

紅葉山

(札幌一第33号)

高橋 功二
谷口 久能
渡辺 順
石丸 聡

北海道立地質研究所

平成 14 年 3 月 (2002)

目 次

まえがき	1
I 位置および交通	2
II 地形	3
II. 1 山地	3
II. 2 河川	6
II. 3 段丘および沖積面	7
III 地質概説	8
IV 神居古潭構造帯を構成する諸岩類	12
IV. 1 ハッタオマナイ層	12
IV. 1. 1 A相	12
IV. 1. 2 B相	14
IV. 2 蛇紋岩および貫入岩	18
IV. 2. 1 蛇紋岩	18
IV. 2. 2 微閃緑岩	19
V 蝦夷累層群	19
V. 1 中部蝦夷層群	19
V. 1. 1 稲里層	19
V. 1. 2 スタボマナイ層	21
V. 1. 2. 1 下部層	21
V. 1. 2. 2 主部層	23
V. 1. 2. 3 上部層	24
V. 2 上部蝦夷層群—長和層—	25
V. 2. 1 下部層	25
V. 2. 2 上部層	26
V. 3 鹵瀾層群	29
VI 古第三系	34
VI. 1 石狩層群	34
VI. 1. 1 登川層	34

VI. 1. 2	幌加別層	36
VI. 1. 3	夕張層	36
VI. 1. 4	若鍋層	40
VI. 1. 5	幾春別層	41
VI. 2	幌内層	42
VI. 3	紅葉山層	49
VI. 4	古第三系の地質年代	50
VII	新第三系	51
VII. 1	滝の上層	51
VII. 2	川端層	55
VII. 3	新第三系の地質年代	58
VIII	第四系	58
VIII. 1	段丘堆積物	58
VIII. 2	沖積層—完新世段丘群・沖積面—	62
IX	安山岩（貫入岩）	63
X	地質構造	63
XI	石炭資源	71
XII	応用地質	95
XII. 1	地下資源	95
XII. 2	地すべり地形	101
文 献		105
Abstract		111

北海道立地質研究所

高橋 功二*

谷口 久能**

渡辺 順***

石丸 聡

まえがき

地質図幅「紅葉山」は、北海道開発庁の委託により、昭和52年から55年にかけて野外調査が実施され取りまとめられたが、諸般の事情により印刷刊行に至らないまま経過してきたものである。その後、当時調査を分担していた高橋を中心として、新たな資料や知見を加味しながら、再度とりまとめをする方向で検討が進められた。

高橋は、白亜系・新第三系分布地域を中心に若干の補足調査を行うとともに、全体の取りまとめにあたった。谷口は、旧北海道炭鉱汽船(株)の資料をもとに、炭田地帯の古第三系について取りまとめるとともに、本図幅においては石炭資源が重要な位置を占めるので、主要炭鉱関係の資料を整理し取りまとめた。渡辺は、図幅東部地域の神居古潭構造帯に属する地域の諸岩類、および本図幅内の石炭・石油資源以外の鉱産資源について取りまとめた。また、石丸は図幅内の第四系、地形、地すべりについて取りまとめた。

本図幅取りまとめにあたっては、多くの方々にお世話になった。九州大学名誉教授松本達郎博士からは、主に論文を通じて、蝦夷累層群の化石層序や地質構造についてご教示を賜った。東北大学大学院理学研究科地圏環境進化学講座教授海保邦夫博士には、当初の野外調査時からその後の研究成果まで、特に化石層序について多くのご教示を賜った。地質調査所北海道支所の中川充博士

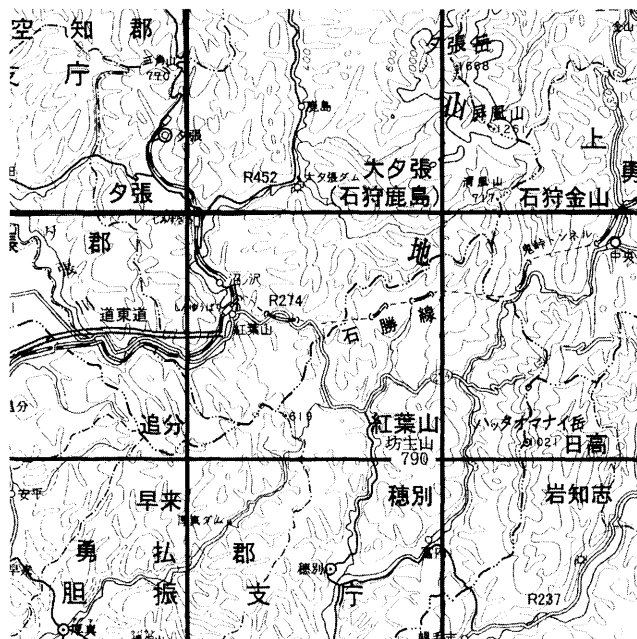
*元北海道立地質研究所(現 和光技研(株)) **北星コンサルタント(株) ***元北海道大学理学部

には、クロム鉱山、白金族鉱物の産出や文献等についてご教示を賜った。穂別町在住の長岡晴道氏には、図幅内大型化石についてご教示頂いた。北海道立地質研究所の垣原康之氏には、幌内層を貫く安山岩の薄片観察を、同所岡崎紀俊氏には、地形解析図作成の労を煩わした。北海道立地質研究所の関係者、和光技研(株)、北星コンサルタント(株)には様々な便宜を図って頂いた。

以上の方々に厚くお礼を申し上げる次第である。

I 位置および交通

この図幅地域は、北緯 $42^{\circ} 50' \sim 43^{\circ} 0'$ 、東経 $142^{\circ} 0' \sim 142^{\circ} 15'$ の範囲を占めている。行政区画では、中央部から東部の大部分が胆振支庁管内穂別町に、西部から北部の夕張川とその支流流域は夕張市に、西南隅の一部が空知支



第1図 調査位置図

庁管内由仁町、および胆振支庁管内厚真町にそれぞれ属している。

交通は、JR石勝線が図幅のほぼ中央部を東西に貫通し、道央と道東を結ぶ幹線となっている。また、旧国鉄夕張線の紅葉山駅は新夕張駅と改称され、JR石勝線は、新夕張駅と図幅外北部の夕張駅間の運行もされている。国道は、274号線がJR石勝線と同様に、図幅地域を横断している。平成3（1991）年には、未供用部分の日高・穂別間も開通し、「石勝樹海ロード」と名付けられて、道央圏から道東圏への産業・観光の大動脈として機能している。北海道横断自動車道（道東自動車道）は、国道274号線とほぼ平行するルートで建設され、平成11（1999）年には、千歳・恵庭ジャンクション～夕張IC（紅葉山）間の営業が開始されている。紅葉山で国道274号線から分岐し、芦別方面に向かう国道452号線は夕張川と平行している。その他、図幅南東部には稲里付近で国道274号線と分かれ、南方の穂別市街に向かう道道穂別鶴川線、図幅北東部には、パンケモユーバロ川に沿う道道夕張新得線がある。また、各集落を結ぶ市町村道や各主要河川沿いに林道が発達している。

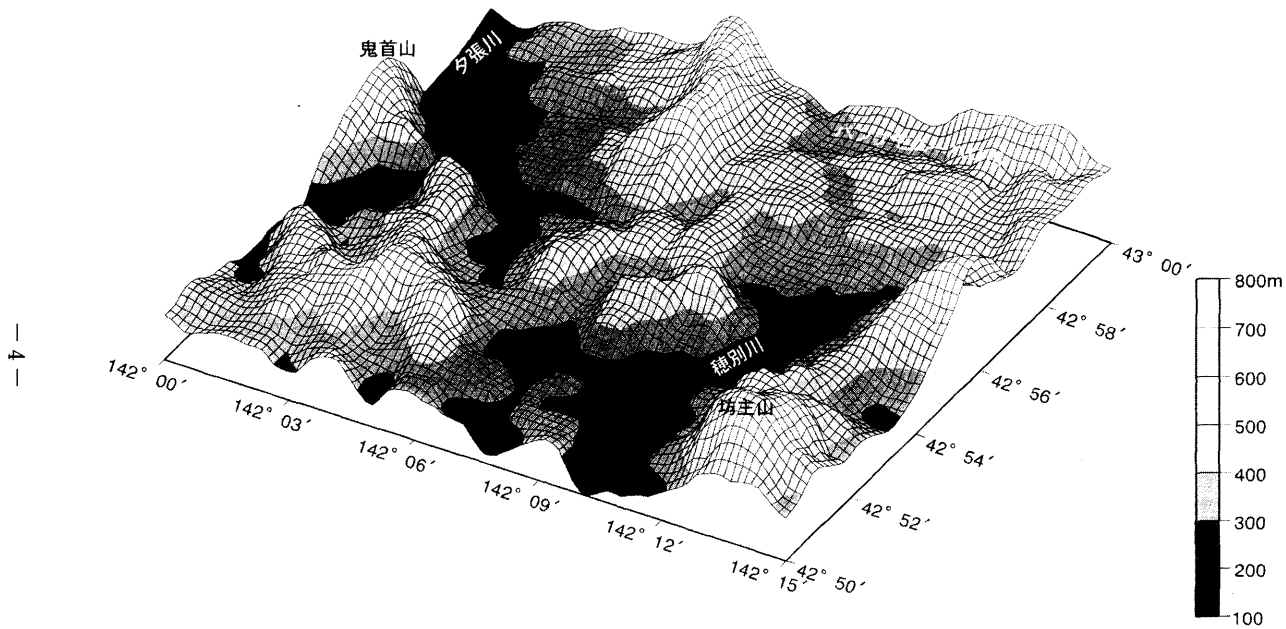
Ⅱ 地 形

図幅地域は夕張山地の南西部に当たり、北東隣「石狩金山」図幅内の夕張岳（1,668m）を中核とする急峻な山地域から、漸次標高を減じる地域に相当する（第1図）。山間部を流れる主要河川沿いには、段丘および沖積面が発達している。その地形を第2図鳥瞰図に示す。なお、図幅地域の河川は太平洋と日本海に注ぐ水系があり、本地域はこれらの分水界となっている。

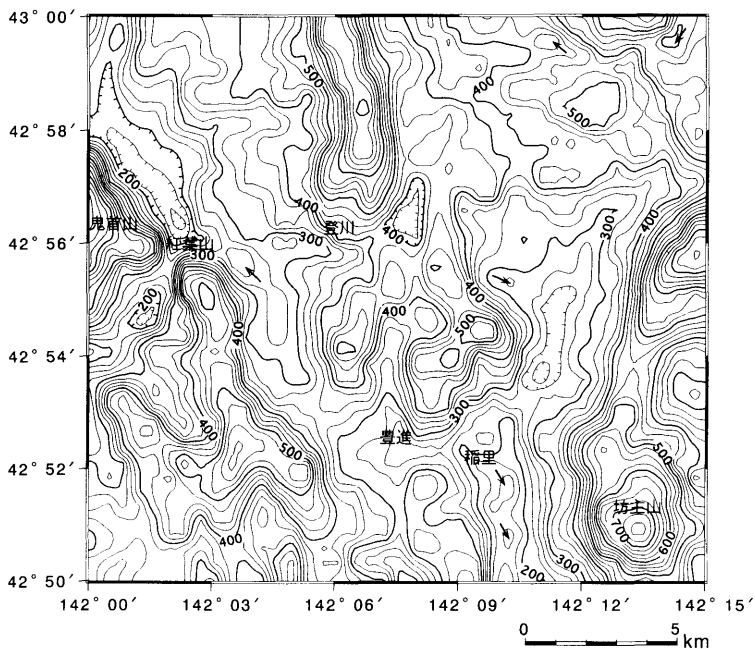
Ⅱ. 1 山 地

図幅地域の山地は、第3図切峰面図に明瞭にあらわれているように、3列に並ぶ東部・中央部・西部の、南北性の山稜によって特徴づけられている。

東部の列は、「石狩金山」図幅の夕張岳から南方へ連なる山稜で、清風山（717m）を経て、本図幅地域に入ると500～700mの山稜を形成して、図幅東南隅の坊主山（790.7m）に連なる。中央部の列は、北隣「大夕張」（現地地形図名



第2図 図幅範囲の鳥瞰図



第3図 切峰面図

〔石狩鹿島〕図幅内，シューパロ湖ダムサイトを通る山稜で，本図幅内では標高600mを越える（最高点755m）山稜として，登川付近まで明瞭に追跡できる。しかし，登川以南の連続はあまり明瞭でない。僅かに登川南方とその西側に分岐した400～500mの標高の山稜が不明瞭ながら続く。西部の列は，西隣「追分」図幅の雨霧山（509m）から，図幅西端の鬼首山（641m）を経て，紅葉山付近で夕張川を横切る南東方へ連なる山稜で，その標高は400～500mを越える。

以上述べたそれぞれの山稜は，地質分布と調和的である。東部の坊主山（第4図）を中心とする山稜は，蛇紋岩を主体とした神居古潭構造帯を構成する岩石で構成され，稜線付近には蛇紋岩地特有の緩斜面が発達する。中央部の山稜は，白亜系の砂岩を主体とした函淵層群から構成されているが，登川以南の稜線が分岐し不明瞭であることは，函淵層群が反復分布する地質構造の複雑さを反映している。西部の鬼首山から南東に連なる山稜は，古第三系紅葉山層の分



第4図 坊主山（稲里付近から）

布そのものを反映している。中央部・西部の山稜とも、稜線付近には狭い緩斜面が分布するが、その直下の山腹には急斜面が発達する。函淵層群と紅葉山層は、ともに比較的堅硬な岩質であることから、これらは開析されにくい部分が残った組織地形とみなすことができる。一方、中・上部蝦夷層群・幌内層・滝の上層の泥岩を主体として構成される山地・丘陵地は、比較的軟弱な岩質であるため、地形開析が進行し緩傾斜の斜面が発達する。

Ⅱ. 2 河 川

図幅地域には、前述した山地を特徴づけた山稜間の低地に沿い、河川が発達する。図幅内の主要河川は、図幅北西部の夕張川、図幅北東部のパンケモユーパーロ川、図幅東部の穂別川が挙げられる。

パンケモユーパーロ川は、上記東部山稜（「石狩金山」、東隣「日高」図幅内）を源流とし、図幅北部で西へ流路を取り、登川以北の中央部山稜東側低地に沿って北へ流路を変え、「大夕張」図幅内のシューパロ湖で、夕張山地主稜部を源とする夕張川に合流する。合流後の夕張川は、「大夕張」図幅内で西へ流路

を取り、図幅北西部の清水沢付近から南流し、紅葉山付近で再び西へ流路を取り、西部の鬼首山から連なる山稜を横断して「追分」図幅に入る。図幅内での夕張川の水系は、ほぼ登川以北の中央部山稜東西両側、および図幅南西隅の厚真町管内を除く西部山稜の東西両側になる。夕張川は、図幅北西方の江別付近で石狩川に合流し日本海に注ぐ。

穂別川は、「日高」図幅から西へ流路を取り図幅内に入るが、図幅内では東部山稜と中央部山稜に挟まれた低地を南流し、南隣「穂別」図幅へ入る。したがって2列の稜線に挟まれた地域は、穂別川の水系になる。南東部坊主山山稜の東側は鶴川の水系となる。鶴川は「日高」図幅の西側に沿って南流し、「穂別」図幅内の穂別市街地付近で穂別川と合流後、さらに南方へ太平洋に注ぐ。

なお、厚真町管内は厚真川の水系となり、南西方で太平洋に注ぐ。

Ⅱ. 3 段丘および沖積面

更新世・完新世の河岸段丘や沖積面など平坦な地形が、主要河川沿いに発達する。



第5図 河岸段丘（沼の沢周辺）

更新世の段丘は堆積性の河岸段丘で、比高70~100mのT1、比高40~60mのT2、比高約20mのT3段丘の3段に分けられる。夕張川流域では、清水沢から紅葉山にかけて特に段丘面が幅広く発達し、T1・T2・T3段丘が揃う(第5図)。更新世の段丘は、穂別川やパンケモユーパーロ川流域にも比較的良好に発達しており、特にT2・T3段丘は連続性がよい。段丘背後の斜面には、寒冷地北海道特有の山麓緩斜面が発達する。

完新世段丘は、比高数mから10mの段丘崖を持つ侵食性の段丘で、多段化している。夕張川流域の沼ノ沢から紅葉山にかけて最も幅広く発達する。低位の段丘面は、沖積面とほとんど高度差がない。沖積面は、現河床の氾濫原堆積物により構成される平坦面である。

Ⅲ 地質概説

図幅地域の地質構成を大きく見ると、図幅北東隅、および南東部に神居古潭構造帯に属する諸岩類が隣接図幅から張り出し、その西側の図幅東半部に白亜系蝦夷累層群が、そして図幅西半部は、石狩炭田南部を構成する古第三系、およびその西縁を形づくる新第三系が分布する。なお、新第三系は、図幅東部の神居古潭構造帯と蝦夷累層群に挟まれた地域や、神居古潭構造帯内部にも分布している。これら諸地層の配列分布は、ほぼ南北性の性状を持つ地質構造に支配される。

以上の図幅地域の地質構成は、第1表のように取りまとめることができる。

神居古潭構造帯は、北海道中軸帯西縁の構造帯で、図幅北東部・東部・南東部に隣接する、それぞれ「石狩金山」、「日高」、「岩知志」各図幅を特徴づけている。本図幅でもその延長部が分布する。すなわち、図幅北東隅には「大夕張」、および「石狩金山」図幅地域から連なる蛇紋岩類が僅かに分布している。そして、図幅南東部には「日高」図幅地域から連続して、一部変成岩化した黒色粘板岩を主体とし、スピライト質岩類を伴うハッタオマナイ層、および蛇紋岩類が分布している。

白亜系蝦夷累層群は、「大夕張」図幅地域から連続して図幅東半部に広く分布し、下位から中部蝦夷層群・上部蝦夷層群・函淵層群に大きく三分される。

第1表 地質総括表

時代	層序	記号	層厚(m)	岩相及び岩質	火成岩・火成活動		
第四紀	完新世	沖積層	al	砂、礫、粘土	←玄武岩質安山岩		
	更新世	段丘堆積物Ⅲ	t ₃	砂、礫			
		段丘堆積物Ⅱ	t ₂	砂、礫			
		段丘堆積物Ⅰ	t ₁	砂、礫			
新第三紀	中新世	川端層	Kb	700+		礫岩・砂岩・泥岩互層	
		滝の上層	Tk	700±		泥岩、砂岩(礫岩を伴う)	
古第三紀	漸新世	紅葉山層	Mj	320		砂質シルト岩、火山性砂岩	
	始新世後期	幌内層	I	Pl		100	泥岩(凝灰岩を伴う)
			H	Ph		300	泥岩(凝灰岩を伴う)
			G	Pg		260	泥岩(凝灰岩を伴う)
			F	Pf		80~130	泥岩(凝灰岩を伴う)
			E	Pe		50	泥岩
			A~D	Pad		370±	泥岩(基底部は礫岩・海緑石砂岩)
	始新世中期	石狩層群	幾春別層	Ik		60	砂岩・泥岩互層
			若鍋層	Wk	150	砂岩、泥岩	
			夕張層	Yb	最大200	砂岩・シルト岩互層(石炭を挟む)	
幌加別層			Hr	最大150	泥岩(泥鉄岩を挟む)		
登川層			Nb	最大50	砂岩(石炭・泥岩挟む)		
函淵層群(深牛礫岩層)			Hk Cg	1,350 (2~10)	砂岩(礫岩挟む)、シルト岩 礫岩		
白亜紀	蝦夷累層群	長和層	上部層	Uy2	500+	泥岩、シルト岩(凝灰岩を挟む)	
			下部層	Uy1	250+	泥岩、シルト岩(砂岩の薄層挟む)	
	中部蝦夷層群	スタボマナイ層	上部層	My4	100	砂岩・泥岩・凝灰岩互層	
			主部層	My3	600+	泥岩	
			下部層	My2	100+	砂岩・泥岩・凝灰岩互層	
	蝦夷層群	稲里層		My1	2,000+	泥岩(砂岩・凝灰岩薄層)	
先白亜紀~初期白亜紀	ハッタオマナイ層	B相	Hb		スピライト質岩、同質凝灰岩、緑色準片岩、青色片岩		
		A相	Ha		粘板岩、千枚岩、黒色片岩、(チャート・石灰岩を含む)		

各層群の関係は、それぞれ整合である。蝦夷累層群の分布は、「穂別」図幅を経てさらに南へ延長している。なお、下部蝦夷層群は本図幅内には分布していない。

中部蝦夷層群は、下部の稲里層と上部のスタボマナイ層に二分される。

稲里層は暗灰色を呈し、比較的層理の発達した泥岩よりなる。アンモナイトなど大型化石、および微化石からセノマニアンを示す。下限は断層により不明である。

スタボマナイ層は岩相から、下部・主部・上部の三部層に分けられる。下部

および上部層は、砂岩・泥岩の互層からなり凝灰岩を挟む。砂岩はタービダイト相を示す。主部層は暗灰色の泥岩を主体とし、砂岩や凝灰岩の薄層を挟在する。産出するアンモナイト・イノセラムス化石から、ほぼチューロニアンを示す。

上部蝦夷層群一長和層一は、中部蝦夷層群の分布地域を軸核として、その両翼に分布する。暗灰色塊状の泥岩を主とする地層であるが、下部・上部の部層に分けられる。下部層は細粒砂岩の薄層を挟み、板状の層理が見られる。上部層は灰白色の凝灰岩を挟在する。アンモナイト・イノセラムス化石から、下部層はほぼゴニアシアンに、上部層はサントニアンから一部カンパニアンを示す。

函淵層群は、砂岩を主体としシルト岩を伴う地層で、下部の層準には酸性凝灰岩を挟在する。また、一部石炭層を伴う陸成層もある。岩相から6層に区分されるが、地域的に層相の変化が激しい。ほぼ中位の層準にある礫岩層（深牛礫岩層）は、図幅地域ほぼ全域に追跡できる。この層群の時代は、アンモナイトや海棲貝化石の同定からカンパニアン～マーストリッヒアンを示す。なお最近、渦鞭毛藻化石の同定から、本層群最上位の層準を古第三紀暁新世に対比する報告もある（鈴木ほか、1997）。

古第三系は、石狩炭田南部地域（夕張炭田）の夾炭層を伴う石狩層群、その上位の幌内層、および紅葉山層からなる。

図幅地域の石狩層群は、白亜系の諸層を傾斜不整合におおい、下位から登川層・幌加別層・夕張層・若鍋層・幾春別層で、石狩炭田南部地域の全層序が分布する。しかし、石狩層群の諸層は、東および南東方へ向け上位の幌内層の剝削を受け、穂別・稲里方面で消滅する。

層相は全体的に見ると砂岩・シルト岩の互層で、若鍋層のみが海成層であり、他は淡水成層である。図幅地域では登川層、および夕張層が石炭層を挟み、かつて稼行されたが、特に夕張層が主要な稼行炭層を挟在している。石狩層群の地質時代は始新世中期をしめす。

幌内層は、石狩層群の各層、および一部地域で白亜系を不整合におおい、主に図幅西部を占めて広く分布する。1,000mをこえる厚層で、基底部に含礫海緑石砂岩を伴い、無層理塊状のシルト岩を主体とし、上部に凝灰岩を挟在する。海生貝化石を多産し、その産状に基づき、手島（1955）によりA～Iの9帯

に分帯されている。地質時代は始新世後期を示す。

紅葉山層は、幌内層とは整合的に図幅西南部に帯状に分布し、標地地の紅葉山周辺では下部が帯緑色の火山性砂岩で、上部が凝灰質の砂質シルト岩からなる。しかし、図幅南部ではほとんどが砂質シルト岩になる。幌内層とは軽微な不整合の可能性もある。地質時代は前期漸新世を示す。

新第三系は、中新世をしめす下位の滝の上層と、上位の川端層に区分される。滝の上層は、図幅西南部で下位の紅葉山層を不整合におおう。下部は基底礫岩を伴う海緑石砂岩からなる。図幅東部では蝦夷累層群や、一部ハツオオマナイ層を不整合におおい、石炭層も挟在する。この地層は、暗灰色塊状の泥岩を主体としており、蛇紋岩の巨大なブロック、または巨礫を伴う地域もある。川端層は図幅西南部のみに分布し、下位の滝の上層から漸移する。礫岩・砂岩・泥岩の周期的互層からなる厚い地層である。

第四系は、夕張川・パンケモユーパーロ川・穂別川の、図幅内主要河川沿いに発達する更新世の段丘堆積物、および沖積層である。更新世の段丘堆積物は、段丘面の離水時期から、T1・T2・T3の3段の段丘面を構成する堆積物に区分される。沖積層は、河川の側刻により形成された完新世段丘面など、沖積面を構成する。

図幅地域の地質構造は、図幅の東から西へ概観すると、次のような特徴が見られる。①図幅東端部の神居古潭構造帯は、坊主山西縁断層により西側に広がる蝦夷累層群、および新第三系に衝上し、神居古潭構造帯内部の東西性の構造要素は、この断層に収斂されている。②図幅中央部では稲里断層により、中部蝦夷層群最下部の稲里層が、上部蝦夷層群・函淵層群に衝上する。大きく見ると稲里断層の東側は、稲里断層により切られた稲里層を軸部とする背斜構造の東翼部であり、褶曲を繰り返しながら東方に、より上位の地層が分布する。③稲里断層西側では、上部蝦夷層群・函淵層群が西へ転倒する構造を取り、古第三系の褶曲構造帯に移行する。ここでは、白亜系や古第三系が断層により複雑に入り込み、白亜系と古第三系の境界部には、サヌシユベ根無し地塊がそれをおおう展開となっている。④図幅西半部は古第三系の褶曲帯に始まり、幌内層の過褶曲背斜の軸核部に石狩層群が露出する褶曲形態を取る。この褶曲構造帯は、西側によると正常な背斜形態を示し、西南部の新第三系の褶曲部構造帯に移行

する。

これらの構造方向は、北海道中軸部の構造方向に平行な、ほぼN-SからNNW-SSEを示す。

Ⅳ 神居古潭構造帯を構成する諸岩類

Ⅳ. 1 ハッタオマナイ層

ハッタオマナイ層は、ほぼ南北性の走向で発達する坊主山西縁断層を境にして、その東部地域、すなわち図幅東端から南東隅の地域に限定されて分布している。坊主山西縁断層は、国道274号線稲里トンネル内で、大規模な破碎帯として数条観察され（第6図）、その西側の新第三系に衝上する逆断層的性格を示している。この地域でハッタオマナイ層は、蛇紋岩進入体に貫入分断されたり、坊主山周辺にみられるように、蛇紋岩体中に捕獲され孤立した岩体として、また、隣接する「日高」図幅から延長する東西系の断層によって分断されながらも、緩く東に開く弧状の帯状配列を示している。ハッタオマナイ層は層相から、千枚岩化した粘板岩を主体とするA相、およびスピライト質岩石からなるB相に区分されるが、全体として「日高」図幅に記載されている、ハッタオマナイ層A相に相当するものと判断される。

Ⅳ. 1. 1 A相

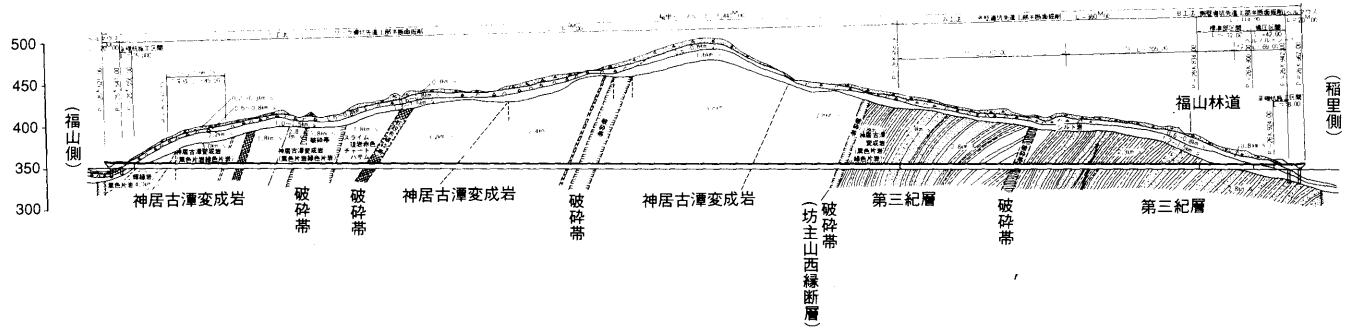
その一部が片状化し、千枚岩ないし黒色準片岩となる粘板岩を主体とし、グレイワッケ砂岩、珪質砂岩、白色（時に赤色）チャートや、2 m程度の白色破碎角礫状石灰岩を少量伴う。

・粘板岩

ハッタオマナイ層の主体岩相をなしている。一般に剥離性とみ、千枚岩様～黒色準片岩様の外観を呈する。

・グレイワッケ砂岩

暗色細粒～中粒で、粘板岩中に薄層をなして挟在されている。しばしば圧砕砂岩となっている。



第6図 国道274号稲里トンネル地質断面図
(北海道開発局室蘭開発建設部, 1980) より一部改変, 引用

・珪質砂岩

暗灰色緻密塊状で、チャートと粘板岩に挟在された薄層として産出している。

・チャート

層厚数mオーダーの白色（時に赤褐色）縞状のもので、粘板岩中に挟在されているのを諸所に認めることができる。

・石灰岩

図幅内では 1ヶ所であるが、石灰岩レンズが発達している。オロロップ沢本流（稲里トンネル東向口から南約 1 km 上流）に、縞状白色チャートと千枚岩様黒色準片岩に挟在されて、層厚 2 m の白色角礫石灰岩の薄層ないしレンズがみとめられる。ここでは上盤側の黒色準片岩は、走向N70° W, 80° SW 傾斜、下盤の縞状チャートは、走向N50° W, 50° SE 傾斜を示している。

・黒色準片岩

ハッタオマナイ層の泥岩質～砂岩質堆積岩は、全般的に弱い変成作用を蒙り、剥離性に富む黒色粘板岩、ないし千枚岩～変砂岩様から黒色準片岩となっていることが多い。著しい片理組織とともに褶曲・微褶曲構造が発達し、片理に平行ないし垂平行の石英－曹長石－フェンジャイトから構成される分泌細脈が発達している。

Ⅳ. 1. 2 B相

スピライト質岩、同質凝灰角礫岩、同質凝灰岩を挟在し、その一部は片状化して緑泥石準片岩、あるいは「青トラ」と俗称される藍閃石片岩の発達が認められる。

・スピライト質岩

ここにスピライト質岩として一括したものには、スピライト・同質凝灰角礫岩・同質凝灰岩など様々な岩相を含んでいる。

スピライトは一般に、外観的に帯緑暗色緻密～細粒塊状のものを主とするが、しばしば暗紫赤色のものも混在し、雑色角礫密雑様、雑色凝灰角礫岩様の岩相と指交・移化・漸移しており、地質図上で相互の岩相境界を設定することは困難である。

鏡下では一般に填間～ヴァリオリティック（intersertal～variolitic）組織を示すが、ガラス基流晶質～斑晶質（hyalopilitic～porphyritic）のものも認め



第7図 スピライト質岩（填間～ヴァリオリティック組織）(B-08) 平行ニコル
Ch：緑泥石、Gl：ガラス、Pl：斜長石（曹長石）



第8図 スピライト質岩（ガラス基流晶質）(B-07) 平行ニコル
Aug：普通輝石、Pl：斜長石（曹長石）

られる。

填間～ヴァリオリティック組織を示すものは、第7図に示されるように無方位の0.1～0.3mm大の針状～長柱状の斜長石と、その間を充填する濃褐色ガラスから構成される。発泡組織も認められることがあり、褐色緑泥石で充填されている。その他、普通輝石、紫蘇輝石を随伴するがいずれも緑泥石化している。斜長石は、外形を保持したまま曹長石に置換交代されている。石基ガラスは、ほぼ完全に濃褐色緑泥石に置換されている。

ガラス基流晶質のものは、0.1mm以下の針状斜長石の流晶質組織が卓越し、その間を帯緑褐色緑泥石に変質したガラスが充填している（第8図）。僅量の普通輝石、紫蘇輝石が随伴する他、微粒不透明鉍石鉱物を随伴している。針状斜長石は曹長石化している。

・緑泥石準片岩

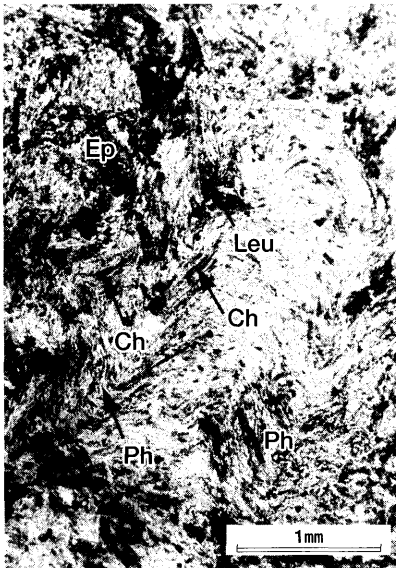
ハッタオマナイ層を構成するスピライト，同質角礫凝灰岩・凝灰岩の一部には，強弱さまざまな程度に片理構造の発達した，緑泥石準片岩～片岩に移行しているものを観察できる。また，褶曲・微褶曲構造が発達していることも多い。

鏡下（第9図）では一般に片状組織が卓越し，微褶曲組織が発達している。スピライトないし同質角礫凝灰岩，同質凝灰岩組織を残存することも多いが，概ね緑泥石－曹長石－フェンジャイト－石英－方解石－（緑簾石）－リュウコキシンの鉱物組み合わせを示している。

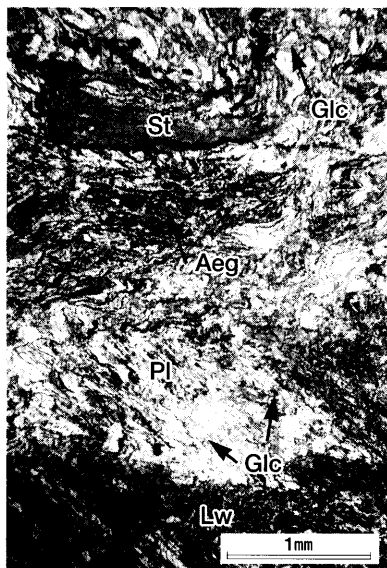
・藍閃石片岩

緑色準片岩の一部には，肉眼的にも帯青緑色の藍閃石片岩が坊主山南麓や北麓の沢に発達する。さらに図幅東端部付近の長和東方の蛇紋岩分布地域には，露出は確認できないが転石が多く見出される。これは「日高」図幅北西部に図示されている結晶片岩類としたものに連続するもので，先に記述したように蛇紋岩に捕獲された緑色～青色準片岩岩体由来する転石であろうと思われる。

鏡下では片状組織，微褶曲組織が卓越している（第10図），残晶組織・残存

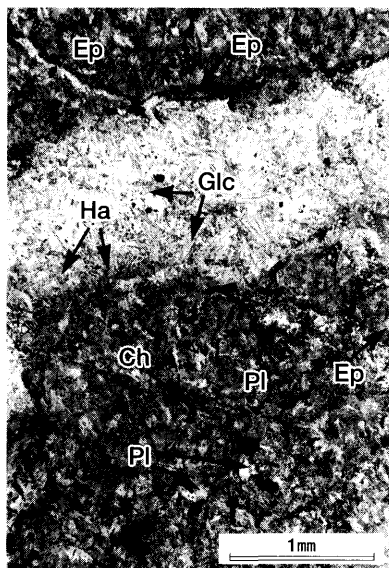


第9図 緑泥石準片岩（B-05）平行ニコル
Ch：緑泥石，Ep：緑簾石，
Leu：リュウコキシソ，
Ph：フェンジャイト



第10図 藍閃石準片岩(坊主山B 青トラ) 平行ニコル

Aeg: エジリン輝石, Glc: 藍閃石 (クロス閃石), Lw: ローソン石, St: スティルブノメレン



第11図 藍閃石化スピライト(坊主山C) 平行ニコル

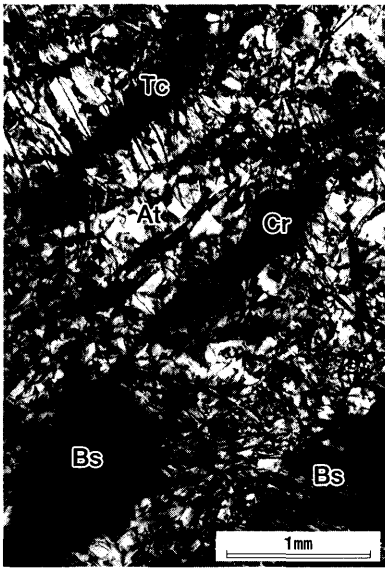
Ch: 緑泥石, Ep: 緑簾石, Glc: 藍閃石 (クロス閃石), Ha: ハスチング閃石, Pl: 斜長石 (曹長石)

組織はほとんど認められず、新生鉱物による再結晶化はほぼ完全である。藍閃石-ローソン石-普通角閃石-緑簾石-リュウコキシ-曹長石-(石英)-緑泥石-スフェンが一般的であるが、時としてこの鉱物組み合わせにスティルブノメレン-エジリン輝石-パンペリー石を伴うことがある。藍閃石は、帯灰青色～淡赤紫青色の軸色を呈し、クロス閃石の性状を示している。また、別のケースとして、緑簾石が多量に生成されたスピライト質岩中に発達する微細脈に、藍閃石を伴うこともしばしば認められる(第11図)。鏡下ではその微細脈は、曹長石-(石英)-(緑泥石)-針状ハスチング閃石(hastingsite)-針状クロス閃石から構成されている。

IV. 2 蛇紋岩および貫入岩

IV. 2. 1 蛇紋岩

蛇紋岩は図幅東端の地域に限定されて分布しており、南東端の岩体は「日高」図幅、「岩知志」図幅及び「穂別」図幅の蛇紋岩体に連続している。また北東端の岩体は「大夕張」、「石狩金山」図幅の蛇紋岩体の延長である。一般に黝緑～黝褐暗色塊状を示すが、剪断帯や断層に沿うものや岩体の周縁では葉片状 (foliated) になっている。また、周縁部では黒色準片岩、緑色準片岩や青色準片岩等の捕獲状岩片を含有することも多い。蛇紋岩は完全に蛇紋石化され、橄欖岩ないし輝石岩等に類するものは認められず、また残晶橄欖石・輝石等も認められない。塊状のものでは数mm大の絹布石 (bastite) が通常認められ、散点状のクロム鉄鉱の並行配列とともに、流理構造を示すこともしばしば観察される。また、クリソチル石綿微細脈、陽起石石棉微細脈や滑石微細脈が発達す



第12図 塊状蛇紋岩 (B-02) クロスニコール
At: アンチゴライト, Bs: 絹布石, Cr: クロム鉄鉱, Tc: 滑石



第13図 塊状蛇紋岩 (B-28) クロスニコール
At: アンチゴライト, Cr: クロム鉄鉱, Tc: 滑石

ることもある、葉片状蛇紋岩は剥離性や膨潤性が卓越し、塊状蛇紋岩岩片を多数含有しており、剪断・断層運動に伴われ葉片状化したごとき産状を呈する。

クロム鉄鉱の鉱微地が蛇紋岩体内の随所に知られている。また、図幅内ではないが坊主山北東の大崩地域の蛇紋岩体から、自然白金が本邦初発見として記載されている (NAKAGAWA et al.,1991; 中川他,1993; NAKAGAWA et al.,1995; 中川,1997)。

鏡下 (第12図, 第13図) では篩状組織を呈する。残晶は全く認められず、アンチゴライト・絹布石からなる。微量の滑石、クロム鉄鉱、微細脈状のクリソチル石綿+滑石を伴う。総合的に判断すればハルツバージェイト質であろう。

IV. 2. 2 微閃緑岩

蛇紋岩体内に限定されて諸所に進入している。幅数m, 延長数10mから幅数10m, 延長数100mの規模で、その最大のは坊主山南麓に分布している。蛇紋岩に熱変成を与えている事実は見出されない。微閃緑岩体周縁で細粒冷却相が発達することがある。

鏡下ではオプティック組織を示し、0.5mm内外の斜長石、普通輝石、普通角閃石から構成されている。

V 蝦夷累層群

図幅地域には、下位より中部蝦夷層群・上部蝦夷層群、および函淵層群に区分される上部白垂系の蝦夷累層群が、図幅東半部を占めて広く分布している。

V. 1 中部蝦夷層群

中部蝦夷層群は蝦夷累層群分布の中核をなし、穂別町の地質 (高橋・和田, 1985) では、中部蝦夷層群主部層と最上部層 (佐久層) に区分されたが、その後松本他 (1989) による、大型化石に基づく化石層序により修正された。ここではその後の資料から、下部の稲里層と上部のヌタポマナイ層に二分する。

V. 1. 1 稲里層

図幅地域蝦夷累層群の最下部を占める地層で、分布は①図幅北東部パンケモ

ユーパロ川中流部、②図幅中央部夕張市と穂別町を境する稜線の西縁から、穂別ダムダムサイト付近を経て図幅南部へ帯状に、そして③図幅北東隅の「日高」図幅との境界部の、大きく3地域に分けられる。

図幅北東部パンケモユーパロ川中流部のこの地層は、長尾ほか（1954）による「大夕張」図幅の日陰の沢頁岩層、および「大夕張」図幅地域からパンケモユーパロ川中流部を含む、本山ほか（1991）の日陰の沢層にほぼ相当する。図幅地域ではこの地層の下限は、分布の東側で上部蝦夷層群と断層で接し不明である。岩相は暗灰色の比較的層理の発達した泥岩を主体とし、薄い砂岩および凝灰岩を挟在する。本山ほか（1991）は産出する浮遊性有孔虫、および石灰質ナノ化石からセノマニアンを示すとしている。層厚は下限が不明のため明らかでないが、パンケモユーパロ川流域で露出する限り2,000mを越える。

図幅中央部のこの地層は、JR石勝線登川トンネル付近の、夕張市と穂別町を境する稜線の西側から、穂別ダムダムサイト付近を経て、穂別川支流のペンケワッカタンネナイ川流域から南方に伸びる稲里断層にそって、上部蝦夷層群に衝上する形で帯状に分布する。この地域でも下限は断層により不明である。岩相は、登川トンネル付近から穂別ダムのダムサイト下流付近では、暗灰色～黒色の泥岩であるが、標式的に分布するペンケワッカタンネナイ川流域では、帯青緑色～暗灰色の砂質シルト岩から泥質砂岩となり、薄い砂岩を挟在する。石灰質ノジュールを含む。化石は松本ほか（1989,1994）により、ダムサイトの下流部より *Desmoceras (Pseudouhiligella) ezoanum* MATSUMOTO, *Wellmanites japonicus* MATSUMOTO et al., *Inoceramus cf. heinzi* SORNAYが、ペンケワッカタンネナイ川流域からは *Inoceramus ginterensis* PERGAMENT, *Pachydesmoceras denisonianum* (STOLICZKA), *Birostrina nipponica* (NAGAO & MATSUMOTO), *Inoceramus cf. pictus bannewitzensis* TROGER, *Austiniceras nipponicum* (MATSUMOTO), *Calycoceras (Newboldiceras) asiaticum* (JIMBO) が報告され、セノマニアンを示す。層厚は下限が不明であるが、露出する限り200mを越える。

図幅北東隅で稲里層として地質図に塗色した地層は、パンケモユーパロ川上流から穂別川上流部にかけて僅かに分布する。「日高」図幅の北西隅に分布し、高橋・鈴木（1986）が中部蝦夷層群主部層とした地層の連続である。岩相は大

部分が暗灰色～黒色の塊状の泥岩からなり、一部石灰質ノジュールを含む。この地域からは化石の産出がなく、分布が離れた前記2地域に対比して、稲里層として定義できるかどうか問題が残される。

V. 1. 2 スタボマナイ層

スタボマナイ層は、図幅北東部のパンケモユーパーロ川から、図幅中央部の穂別ダム周辺にかけて分布する。この地層は、層相から下部層・主部層・上部層に三分される。上部層と下部層は凝灰岩を挟む砂岩泥岩の互層からなり、主部層は泥岩を主体とする地層で、穂別町の地質（高橋・和田，1985）では、下部層・上部層の互層を一括して中部蝦夷層群最上部層（佐久層）とし、主部層は下位の稲里層を含めて中部蝦夷層群主部層として取り扱っている。

パンケモユーパーロ川中流部を含む「大夕張」図幅地域で、本山ほか（1991）の滝の沢層と白金層の一部に相当する。また、本山他とほぼ同じ地域を取り扱った平野他（1980,1981）のM9～M12に相当し、U1の一部を含むかもしれない。

V. 1. 2. 1 下部層

パンケモユーパーロ川中流部、登川トンネルの山稜部から穂別ダムのダムサイト付近、そしてパンケワッカタンネナイ川中流付近から「穂別」図幅にかけて分布する。



第14図 下部層の露頭－凝灰岩が顕著－（パンケモユーパーロ川支流中ノ沢）

パンケモユーパロ川中流部では、上流側の稲里層の泥岩層から漸移し、砂岩の挟在が多くなる所からこの地層とした。南の支沢中ノ沢中流にかけて南西に開き、上位の主部層を包み込む向斜構造を形成している。層相は下部が泥岩の優勢な、薄い(5~10cm)砂岩との互層からなり、灰白色の珪質な凝灰岩(30cm~1m)を数枚挟在する(第14図写真)。上部は砂岩泥岩のリズミカルな互層で、砂岩下底に流痕など底痕が認められ、タービダイト相を示す。ここでの厚さは約60mである。平野ほか(1980, 1981)のM9に相当する。

穂別ダムのダムサイトを構成するこの地層は、ダム下流部の泥岩からなる下位の稲里層から漸移し、凝灰質の暗緑色砂岩と暗灰色泥岩との互層で、灰白色のやや珪質な凝灰岩を挟在する。砂岩の下底には底痕が認められ、タービダイト相を示す。ダムサイト付近では上位の主部層を包む向斜構造を形成する。西翼は穂別川右岸の稜線を構成し、登川トンネルの夕張市と穂別町を境する稜線付近まで、下位に稲里層の泥岩を伴って追跡できる。東翼は穂別ダムにかかる穂別大橋の左岸付近まで追跡できるが、それ以北は断層により分布しない。穂別ダム工事中のダムサイト付近で、松本ほか(1989, 1994)により*Mytiloides subhercynicus* (SEITZ), *Fagesia* sp., *Puzosia orientalis* MATSUMOTO (チューロニアン前期)が、さらにその上位の地層から*Yubariceras* sp., *Inoceramus* aff. *nonsulcatus* NAGAO & MATSUMOTO, *Muramotoceras* sp. (チューロニアン中期の前半)が報告されている。ここでの厚さは約100mである。

ペンケワッカタンネナイ川中流付近に分布する本部層は、緑色の凝灰質砂岩を主とし、乳白色~淡灰色の凝灰岩を挟み、穂別ダムのダムサイトの層相に類似する。地層は逆転しているが東方が上位で、下位の稲里層の泥岩から漸移する。上位は、ダムサイト左岸部の向斜東翼部から連続する断層により切れ、稲里層の泥岩と接している。この層準の泥岩部から、松本ほか(1994)により*Pseudaspidoceras* cf. *flexuosum* POWELL, *Mytiloides* cf. *columbianus* (HEINZ), *M.* cf. *sackensis* (KELLER)の産出が報告され、チューロニアン基底部を示すとされる。ペンケワッカタンネナイ川のこの層相はさらに南方へ連続し、「穂別」図幅に追跡される。図幅南端部では暗緑色の中粒から粗粒の砂岩を主体とし、泥岩を挟む互層状を呈し、ここでは古第三系の幌内層に不整合に覆われる。層厚は120mである。

V. 1. 2. 2 主部層

主部層は、図幅北部のパンケモユーパーロ川中流域から図幅中央部のヌタポマナイ川流域を経て、穂別ダムの南まで分布し、ダムサイト付近では向斜の軸部を構成する。また穂別ダム下流部の稲里付近にも分布する。

パンケモユーパーロ川中流域では下位層から漸移し、北西に開く向斜構造を形成、その西翼はパンケモユーパーロ川と盤の沢との出会い付近で、ほぼ南北方向の断層により切られる。さらに断層の西側は背斜・向斜を繰り返し、パンケモユーパーロ川と一の沢の出会い付近の向斜西翼部で、稲里断層の北方延長と考えられる断層により上部蝦夷層群に衝上している。暗灰色の泥岩を主体とする地層で、灰色～灰緑色中粒～細粒砂岩の薄層を挟在し、ところにより砂岩泥岩の薄互層となり、タービダイト状の層相を呈する。また中部の層準には比較的厚い砂岩を伴い、乱堆積の層相を示すこともある。比較的上部の層準に *Inoceramus hobetsuensis* NAGAO & MATSUMOTO を産出する。

ヌタポマナイ川流域でのこの地層は、登川トンネルの山稜から南へ穂別ダムダムサイトを構成する下部層から漸移して、ヌタポマナイ川流域に広く分布するが、断層により複雑に転移し、地質構造はかなり複雑である。穂別川との合流点付近で上位層に移化する。ダムサイト付近では前述したように向斜の軸部を構成している。層相は暗灰色塊状の泥岩を主体とするが、砂岩の挟在はパンケモユーパーロ川流域に比較すると少ない。

化石は松本・岡田 (1973)、松本ほか (1989) により多数報告されている。すなわち、湛水前のダムサイト上流の穂別川で *Inoceramus hobetsuensis* NAGAO & MATSUMOTO, *I. cf. cuvierii* SOWERBY, さらに上流部 (東) の大屈曲部で下位の泥岩中に *Inoceramus hobetsuensis* および *Romaniceras* を産し、チューロニアン中部をしめす。ヌタポマナイ川下流域では、後述する上部層下位の石灰質ノジュールを含む泥岩から、*Inoceramus hobetsuensis* NAGAO & MATSUMOTO, *I. iburiensis* NAGAO & MATSUMOTO, *Mesopozosia pacifica* MATSUMOTO, *M. indopacifica*, *M. yubarensis* (JIMBO), *Pachydesmoceras* sp., *Tetragonites glabrus* (JIMBO), *Gaudryceras densepricatum* (JIMBO) など遠洋遊泳性の化石, *Yubariceras*, *Romaniceras* のような装飾の多い *Acanthoceratidae* や異常巻きの化石を産する。これらの化石の産出から判断すると、大夕張地域の佐久層 (松本・岡田, 1973) に相当するが、砂

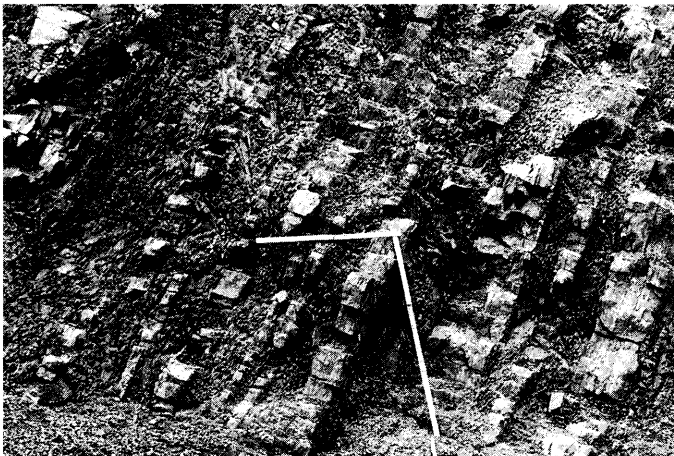
岩の挟在はほとんどない。一方、稲里付近の滝川の沢源流部で巨大アンモナイト *Pachydesmoceras pachydiscoide* MATSUMOTO (Puzosiidae) が、上流部から *Pachydesmoceras cf. kossmati* MATSUMOTO, *Romaniceras* (?), *Yubariceras cf. yubarensis* (MATSUMOTO, SAITO & FUKADA) が、また中流部から *Inoceramus iburiensis* NAGAO & MATSUMOTO, *I. cf. hobetsuensis* NAGAO & MATSUMOTO を産出している。滝川の沢との合流部より下流の穂別川流域では *Yubariceras yubarensis*, *Mesopuzosia* sp., *Eubostrychoceras* sp., *Inoceramus hobetsuensis*, *I. iburiensis*, *Pachydesmoceras pachydiscoide* MATSUMOTOなどを産出している。

主部層の全層厚は、向斜軸部に分布すること、および断層により切られていることから不明であるが、露出する限り600mを越える。

V. 1. 2. 3 上部層

この地層は、高橋・和田(1985)がヌタポマナイ川下流で中部蝦夷層群最上部層(佐久層)とした地層である。帯緑色の細砂質シルト岩が卓越している。10-20cmの灰白色細~中粒砂岩と互層し、中位に白色凝灰岩を挟在する。松本・岡田(1973)は佐久層相当の岩相としている。

稲里周辺の穂別川・石山の沢川合流点より約300m上流(北)の穂別川の小屈曲部から、さらに北方の大屈曲部道路側露頭にかけての厚さ約70mの区間で



第15図 上部層の露頭(バンケモユープロ川中流)

は、砂岩・泥岩の互層、白色の凝灰岩を挟在する。砂岩は灰緑色の中粒砂岩で、細礫を伴う粗粒な部分もある。級化構造を示し底痕が発達する。松本・岡田(1973)による*Inoceramus tenuistriatus* NAGAO & MATSUMOTOの産出、および上位層・下位層の産出化石からチューロニアン上部を示す。

図幅北部パンケモユウパロ川流域での上部層は、盤の沢出合い付近の主部層向斜部西翼を切る断層の西側、および主部層背斜部東翼に、級化構造を示す砂岩泥岩の細互層としてみとめられる(第15図写真)が、後者は上部が断層に切られ不明である。また砂岩の下底には底痕が発達している。しかし前述した2地域のように顕著な凝灰岩の挟在は見られない。層厚は約100mである。

V. 2 上部蝦夷層群—長和層—

上部蝦夷層群—長和層—は、泥岩を主体とした岩相であるが、層相および化石内容の相違から下部層と上部層と2分した。図幅中央東部を南北に縦断して分布する中部蝦夷層群を軸核として、その東西に2列の分布が認められ、それぞれ西列東列として取り扱う。

V. 2. 1 下部層

西列の下部層：北へ流路を変える図幅地域のパンケモユウパロ川下流域から真谷地沢下流域にかけて分布する。下限は稲里断層の北方延長部により切られ不明である。本山ほか(1991)の白金層の上部、平野ほか(1980,1981)のU1にほぼ相当するが、平野他の図幅地域パンケモユウパロ川下流域のM11、M12もこの地層に属する。岩相は暗灰色～黒色の塊状の泥岩を主体とするが、板状の層理が発達し、灰色の細粒砂岩の薄層を挟む場合もある。*Inoceramus uwa-jimensis* YEHARAを特徴的に含む。パンケモユウパロ川流域では*Neophylloceras subramosum* SHIMIZU、*Gaudryceras tenuiliratum* YABE、*Anagaudryceras limatum* (YABE)、*Polyptychoceras* sp.などのアンモナイト化石を産出する。また、この流域では層理面を切る砂岩脈が数多く見出される。

東列の下部層：スタボマナイ川中流のオサワ信号場付近、同川下流域、および穂別川との合流点に近いサヌシュベ川下流部と、断層により分布が散点的である。いずれの分布地でも下位のスタボマナイ層上部層から漸移し、暗灰色～黒色塊状

の泥岩となるところからこの地層とした。松本・岡田（1973）は、ヌタポマナイ川下流部で、ヌタポマナイ層上部層が東翼となる向斜部を構成する泥岩中のノジュールから、*Inoceramus tesioensis* NAGAO & MATSUMOTO, *Neophylloceras ramosum* (MEEK), *Damesites* cf. *ainuanus*, *Anagaudryceras* sp., *Scaphites* spを報告し、チューロニアン上部を示すとした。ここでは岩相から長和層下部層に含める。穂別川との合流点に近いサヌシュベ川下流部で、前述した穂別川沿いのヌタポマナイ層上部層互層部上部の泥岩から *Inoceramus uwajimensis* YEHARA を多産し、コニアシアンを示している。

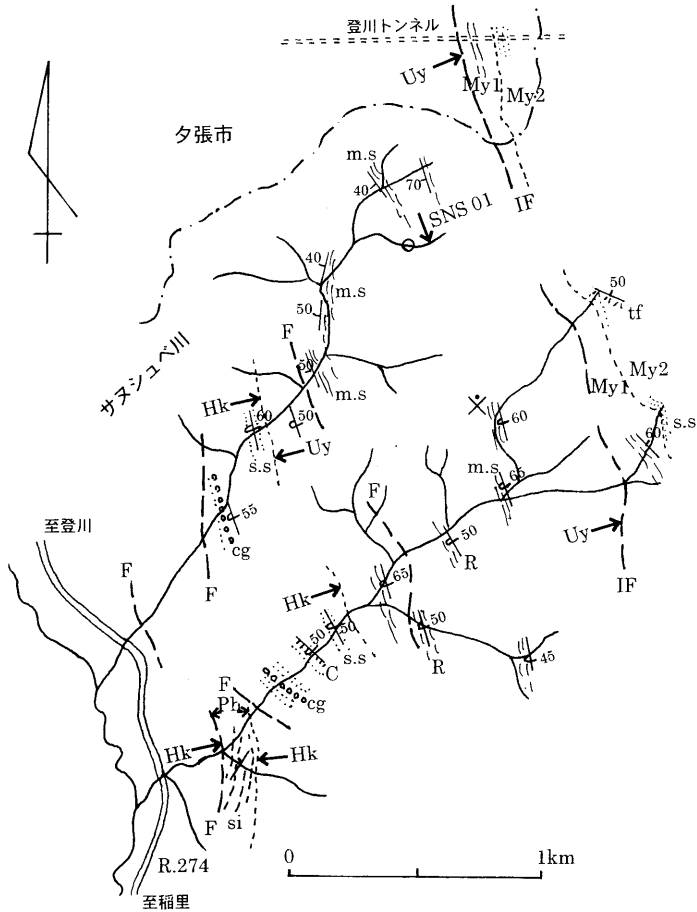
層厚は断層により切断されているため不明であるが、パンケモユーパロ川で約250mが計測できる。

下部層の地質年代：岩相的に一部チューロニアン上部を含むが、ほぼコニアシアンを示す。

V. 2. 2 上部層

西列の上部層：図幅北部の、北に流路を取るパンケモユーパロ川西側支沢上流部から、真谷地沢、ホロカクルキ川上流を経てサヌシュベ川最上流部へ、そして一部分布が途絶えるが、石山の沢川下流部から稲里付近を経て穂別川沿いに「穂別」図幅地域に連なる。また、サヌシュベ川流域の豊進付近から、北方登川の稜線部にかけての地域に、古第三紀幌内層の上に根無し地塊としての分布が見られ、“サヌシュベ根無し地塊”と呼ばれている。岩相は一般にやや軟弱な暗灰色～黒色の塊状泥岩を主体とし、部分的に砂質シルト岩となる。砂岩薄層の挟在は少ないが、数cm程度の白色を呈する凝灰岩の薄層を頻繁に挟在している。本山ほか（1991）の鹿島層、平野ほか（1980,1981）のU1・U2にほぼ相当する。*Inoceramus naumanni* YOKOYAMA を特徴的に産出するほか、*Tetragonites grabrus* (JIMBO), *Gaudryceras tenuiliratum* YABE, *Damesites damesi* (JIMBO), *Eeupachydiscus haradai* (JIMBO) といった、アンモナイトやイノセラムスなど大型化石を比較的多く産出する。サヌシュベ川最上流部では長頸竜Elasmosauridae科化石の産出が報告されている（鈴木，1984；仲谷，1985）。

長頸竜産出地点周辺のルート図を第16図にしめす。本部層は、走向がほぼ南北の東傾斜の逆転層で、東側は稜線部のヌタポマナイ層下部層が稲里断層によ



第16図 サヌシュベ川周辺ルート図

My1: 稲里層 My2: スタボマナイ層下部層 Uy: 上部蝦夷層群
 Hk: 函渕層群 Ph: 幌内層 m.s: 泥岩 si: シルト岩 s.s: 砂岩 cg: 礫岩
 tf: 凝灰岩 IF: 稲里断層 F: 断層 R: 逆転層 SNS 01: 浮遊性有孔虫産出地点
 ○: 長頸竜化石産出地点 ×: ノセラムス産出地点

り衝上している。そして西側下流へは、上位の函渕層群へ逆転層のまま漸移している。長頸竜が産出したノジュール中から *Neophylloceras subramosum*,

Damesites sp., *Tetragonites epigonum*, *Gaudryceras tenuiliratum*, *Eupachydiscus* sp., *Polyptychoceras* sp. などアンモナイトが得られ、また、周辺の泥岩から *Inoceramus naumanni* タイプの化石が見出されたことから、サントニアンを示すとした (高橋, 1983)。また、紀藤は上記ノジュール中から *Archaeospongoprimum praelongum* PESSAGNO, *Pseudoaulophacus delvalensis* PESSAGNO などの放散虫化石を、海保は周辺の泥岩中試料 SNS01 から、MAIYA & TAKAYANAGI (1977) の *Globotruncanella huanensis* 帯に属する第 2 表の浮遊性有孔虫を得、長頸竜化石の年代はカンパニアン前期を示すとしている (紀藤・海保ほか, 1986)。

西列の上部層の層厚は約 600m である。

東列の上部層：パンケモユーバロ川上流早月沢との合流点付近より以東の両川流域から南方へ、長和から新登川にかけての穂別川流域に分布している。岩相は西列の岩相と同様、暗灰色～黒色塊状の泥岩を主体としており、やや軟質である。薄い白色の凝灰岩や砂岩の薄層も頻りに挟在するが、凝灰岩は穂別川流域で 1m を越える厚層になり、スタボマナイ層上・下部層に挟在する凝灰岩に比較して軟弱である。松本・岡田 (1973) によると、*Inoceramus expansus* や *I. amakusensis* に類似する大型イノセラムスを特徴的に産する。また、*Inoceramus (Sphenoceras) naumanni* YOKOYAMA, *Tetragonites glabrus*

第 2 表 浮遊性有孔虫リスト (SNS01) (紀藤ほか, 1986より)

<i>Heterohelix globulosa</i> (EHRENBERG)	個体数	1
<i>Archaeoglobigerina cretacea</i> (D'ORBIGNY)		1
A. <i>japonica</i> (TAKAYANAGI)		17
A. sp. A		5
<i>Rosita fornicata</i> (PLUMMER)		2
<i>Globotruncana arca</i> (CUSHMAN)		4
G. <i>lapparenti</i> BROTZEN		23
G. <i>linneiana</i> (D'ORBIGNY)		6
G. spp.		14

(JIMBO), *Gaudryceras cf. intermedium*, *Damesites damesi* JIMBO, *D. semicostatus* (YABE), *Kitchinites* (*Neopuzosia*) *ishikawai* (JIMBO), *Anapachydiscus cf. sutneri* (YOKOYAMA), *Yokoyamaoceras jimboi* MATSUMOTO, *Polyptychoceras*, *Subptychoceras*, *Nanonavis sachalinensis* (SCHMIDT) などの産出も報告されている。

パンケモユーパーロ川上流早月沢との合流点付近より以東のこの地層は、片理状を呈するやや堅硬な板状の暗灰色～黒色の泥岩を主体とし、厚さ数cm～数10cmの暗緑色中粒砂岩や灰白色凝灰岩を挟み、凝灰岩は珪質となっている。断片的に見られるイノセラムスの破片を含めて、中部蝦夷層群稲里層の下半部、またはそれより下位の地層に対比される可能性もある。しかし、本山ほか(1991)がこの地域から浮遊性有孔虫 *Marginotruncana marginata* (REUSS) を報告し、鹿島層の中下部に対比していること、また、前述した穂別川上流、新登川地域に分布する東列の長和層上部層の北方への広がりを考慮して、ここでは長和層とした。

東列の上部層の層厚は、露出する限り約500mである。

上部層の地質年代：問題として残されるパンケモユーパーロ川上流部を除き、大型化石および微化石からサントニアン～カンパニアン前期を示す。

V. 3 函渚層群

函渚層群は、「大夕張」函幅地域のシューパロ湖ダムサイト付近の函渚峡谷を模式地として南へ連続し、函幅地域の蝦夷累層群分布の西側を占めている。函幅北部では、ベンケマヤ川やマヤチ川源流部の山稜部を構成し、登川東部でホロカクルキ川を横断して、北へ流路を取るサヌシュベ川東西両側の山地を構成、東側の地層はさらに南へ連続し、石山の沢川・ソソシ沢川を横断して「穂別」函幅地域に連続する。サヌシュベ川を含む西側は、サヌシュベ根無し地塊の地域で下位の長和層と共に向斜構造を形成しており、その軸部を構成する。函渚層群は、南北方向を主体とする多くの走向方向の断層により切られ、その分布は複雑である。特に登川以南の地域では錯綜しており、下位の長和層、上位の古第三系幌内層とともにサンドイッチ状の分布を示している。この地層は

第3表 函渕層群対比表

夕張市大夕張 (大夕張図幅) 松本 1954	登川～豊進 下河原 1963	穂別町西北部 小山内ほか1967	富内周辺 (穂別図幅) 田中 1960
サヌシュベ砂岩層	サヌシュベ層	砂岩層	
上部砂質頁岩層	松竹沢層	上部シルト岩層	上部シルト岩層
深牛砂岩層	深牛層	砂岩礫岩層	深牛層
深牛礫岩層			
下部砂質頁岩層	白樺沢層	下部シルト岩層	下部シルト岩層
滝の沢層	滝の沢層	砂岩シルト岩層	
奈路砂岩層	豊進層	砂岩・凝灰岩層	富内層
凝灰岩層	(凝灰岩)	(凝灰岩層)	上部蝦夷層群
基底礫岩層			

一般に砂岩が卓越した地層で、主な分布地域は山稜をつくり、地形によくあらわれている。

函渕層群は、模式地の函渕峡谷付近を中心としてMATSUMOTO (1954) により、登川付近を中心として下河原 (1963) により、登川南部地域は植田ほか (1966) により、また、サヌシュベ川流域からソソシ沢川にかけての地域は、小山内ほか (1967) によって、第3表に示したように岩相から多くの地層に細分されている。しかし、植田ほか (1966) と小山内ほか (1967) 以外、細分された地質図は公表されていない。この層群は、前述したように砂岩を主体としているが、岩相や層厚の変化が激しく、その上地質構造が複雑で、細分された層序を全域に追跡する事は難しい。したがって、この図幅では函渕層群として一括図示し、鍵層として広く追跡できる礫岩層を深牛礫岩層として区別した。

函渕層群の全層序がほぼそろうのは登川以北の山稜部、および石山の沢川以南の、ソソシ沢川を中心とした地域である。ここでは小山内ほか (1967) の層序に基づき岩相・層序について述べる。

1 砂岩・凝灰岩層

函渕層群の最下部層で、下位の上部蝦夷層群一長和層一とは砂質泥岩を持つ

て漸移し、岩相は急激に変化する。砂岩を主体とし特徴的に凝灰岩を挟在するほか、礫岩・泥岩および石炭を挟む。砂岩は灰緑色から灰白色を呈し、粗粒から細粒までの凝灰質砂岩で細円礫を伴う。最上部には暗緑色の海緑石質粗粒砂岩が認められる。凝灰岩は灰白色を呈し、細粒緻密なものから粗しょうのものまであり、石英安山岩質である。厚さは一般に1~2mであるが5~6mの厚層になる場合がある。この凝灰岩は、「穂別」図幅の富内周辺で上部蝦夷層群の上部に挟在する田中（1960）の凝灰岩層（富内橋凝灰岩）に対比される。石炭層は、この地層の比較的上部に介在する。80~150cmの厚さを持つが、厚さの変化が激しい。また、炭質頁岩や凝灰岩の挟みも多く、炭質は良好とは云えない。この地層の比較的上部から *Nanonavis sachalinensis* (SCHMIDT) を多産するほか、*Acila hokkaidoensis* NAGAO, *Spisula* (*Cymbophora*) *ezoensis* var. *hetonaiensis* NAGAO & OTATUME など貝化石を産出する。

ソソシ沢川での全層厚は約350mである。

2 砂岩・シルト岩互層

この地層の下部はシルト岩・砂質泥岩を主体とし、まれに凝灰質砂岩の薄層を挟在する。上部は凝灰質砂岩とシルト岩との互層で、礫岩や凝灰岩を挟む。砂岩中には炭質物や植物化石の破片をしばしば含む。石山の沢川以北の、この地層の上部に相当する部分に、凝灰岩・炭質頁岩、および粗悪な炭層などの薄層を介在する。また、ソソシ沢川では厚さ6mの凝灰質砂岩や1m前後の炭層などがみとめられる。植物化石 *Nilssonia serotina* HEER を普通に産出し、*Nilssonia* 帯として知られている。層厚は200~300mである。

3 下部シルト岩層

シルト岩を主体とした地層で、粗粒の暗灰色砂岩を挟在している。海棲の動物化石を含むのが特徴である。この地層の層厚は150~200mである。

4 砂岩・礫岩層

基底部の礫岩層と主部の砂岩層に区分して述べる。

基底部の礫岩層は、模式地（「大夕張」図幅）を始め広く分布する深牛礫岩層と呼ばれるものに相当し、函淵層群中の鍵層として「穂別」図幅地域や、さらに南方に追跡されている。礫岩は、厚さ2~10mで拳大以下の円礫を主体にしており、凝灰質粗粒砂岩でかためられている。礫種は硬砂岩・粘板岩など古

第4表 流紋岩質岩礫分析値

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Total
深牛礫岩A	75.9	0.18	13.01	0.07	0.13		0.49	0.12	4.18	4.55	0.02	0.72	99.37
深牛礫岩B	67.38	0.1	16.34	0.66	0.14	0.01	0.14	0.17	1.62	11.25	0.01	1.58	99.4
滝の上層	78.36	0.17	11.76		0.15		0.49	1.05	3.42	3.29	0.03	0.66	99.38

中新世滝の上層の基底礫岩も含めた

期の堆積岩類が多いが、流紋岩から安山岩までの火山岩礫が含まれ、特に流紋岩質含礫は15～16%と高い含有を示す。砂岩礫の鏡下での観察結果によると、基質は12～30%で、アレナイト質からワッケ質の両域にまたがり、砂粒は石英が70～80%と多く、中には80%をこえるものもあり、アルコース質砂岩の性質を示すことが特徴的である。流紋岩質岩礫は、鏡下で流紋岩および同質溶結凝灰岩が識別され後者が多い。流紋岩2資料について化学分析を行った(第4表)。両者ともアルカリ(Na₂O+K₂O)、とくにK₂Oが高くアルカリ流紋岩の組成を示す(高橋, 1988MS)。第4表には比較のため、後述する中新世滝の上層基底礫岩の流紋岩礫の分析値をともに示した。

主部の砂岩層は、暗緑色を呈する中～粗粒砂岩を主体とし、しばしば礫岩や凝灰岩、およびシルト岩を介在する。下位の深牛礫岩層との間には砂質泥岩がある。薄い炭質泥岩を挟むことがあり、まれに保存不良の植物化石を伴う。砂岩およびシルト岩のノジュール中に、*Acila hokkaidoensis* NAGAO, *Yoldia hakobutiensis* NAGAO & OTATUME, *Periploma elliptica* NAGAO & OTATUMEなど海棲貝化石を産出する。特に*Rhynchonella* sp.を特徴的に産出する。

砂岩・礫岩層全体の層厚は約250mである。

5 上部シルト岩層

暗灰色シルト岩を主体とする地層であるが、細粒砂岩をはさむこともある。シルト岩中にはまれに指頭大の円礫を散点的に含むことがある。また、一般に炭質物片を含んでいることが多い。層厚は、40～50mである。

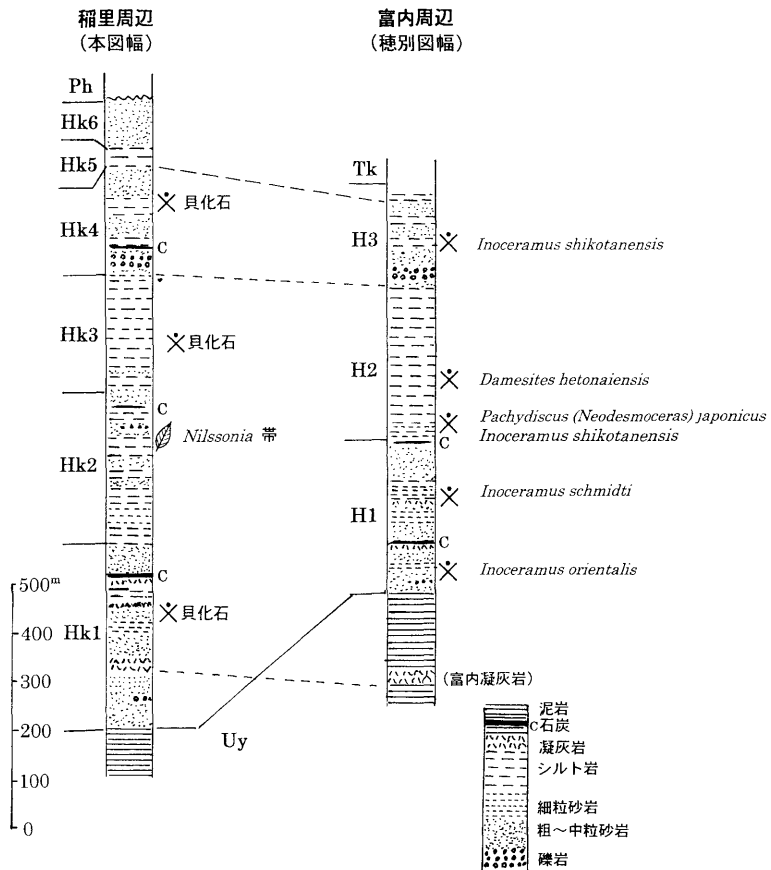
6 砂岩層

緑色の粗粒砂岩を主体とした地層で、2～5mの礫岩層をはさむ。また、0.5～4m程の灰白色の粗しような凝灰岩を介在している。一般に板状の層理が発達しており、函淵層群最下部の砂岩・凝灰岩に類似しているが凝灰岩の挟在は

頻繁でなく、炭質頁岩や石炭層も介在していない。なお、この地層は上位の古第三系の不整合により、「穂別」図幅の富内周辺では分布しない、層厚はサヌシュベ川流域で230mである。

7 函渚層群の地質時代

下河原（1963）の函渚層群産化石リスト中に、時代決定に有効なアンモナイト・イノセラムスがリストされているが、その産出地層名が明記されていない。



第17図 函渚層群地質柱状対比図—稲里周辺（本図幅）と富内周辺（穂別図幅）—

南隣「穂別」図幅内、富内周辺に分布する函淵層群は、本図幅地域と層相がやや異なるが、第17図のように対比される。富内周辺の下部の地層は富内層（本図幅の1砂岩・凝灰岩層上部と2砂岩・シルト岩互層）で、最下部から *Inoceramus orientaris* (NAGAO & MATSUMOTO)、中上部から *I. SCHMIDTI* MICHAELなどを産し、カンパニアンを示す。中部の下部シルト岩層（本図幅3下部シルト岩層）からは、*Neophylloceras hetonaiensis* (MATSUMOTO)、*Pachydiscus (Neodesmoceras) japonicus* (SAITO)、*Inoceramus shikotanensis* (NAGAO & MATSUMOTO)などを産し、マーストリヒアンを示している。

最近、鈴木ほか(1997)により、大夕張から登川地域の函淵層群最上部の層準(6砂岩層)から、海生渦鞭毛藻化石の産出が確認された。彼等は同定された26属20種のうち、*Alisosysta* 属が暁新統のみに産出し、*Alisosysta margarita* は上部暁新統の示準種とされていることから、函淵層群の最上部を古第三紀暁新世に属するとしている。したがって、図幅地域函淵層群の地質時代は、ほぼカンパニアン～マーストリヒアンを示すが、最上部は古第三紀暁新世にまたがる可能性がある。

Ⅵ 古第三系

Ⅵ. 1 石狩層群

図幅地域は夕張炭田の南半部に属し、炭田を構成する石狩層群は下位から、登川層・幌加別層・夕張層・若鍋層・幾春別層である。石狩層群は第18図に示すように、図幅北部の清水沢付近で以上に述べた層序が揃うが、漸次南方へ、そして東方へ、上部の地層が上位の幌内層基底の不整合により欠如し、図幅南部の稲里付近で最下部の登川層と幌加別層のみが分布するようになる。

Ⅵ. 1. 1 登川層

登川層は石狩層群最下位の地層で、図幅地域では下位の函淵層群を不整合におおい、図幅西半に広く分布する。登川地区の旧登川炭鉱付近を模式地とし、地層名は同地に因み今井(1924)による「登川夾炭層」に始まる。

この地層は、北は「大夕張」図幅中央部の旧大夕張炭鉱付近から、旧南大夕

張炭鉱付近を経て図幅地域に連続する。図幅地域では、北からバンケマヤチ川上流（旧北隆炭鉱）、上記の登川地区を経て、豊進地区（旧稲里炭鉱）南方まで分布する。なお、この地層は、登川ポンクルキ川最上流部で一端消滅するが、登川地区で再び露出し、比較的厚く発達して分布する。それより以南の地域は褶曲構造が複雑で、それに伴い登川層は反復露出しているが、登川南部からサヌシュベ川流域に広がるサヌシュベ根無し地塊の下底には分布しない。また、旧稲里炭鉱付近は登川層分布の南限で、ここでは南北方向の豊進断層にそってその東側に再び露出し、延長約4 kmの狭長な分布を示している。

岩相は、砂質岩を主体とし泥質岩を従とする互層からなり、泥質岩には石炭・炭質頁岩・泥鉄岩を挟在する。

砂岩は、灰色または灰白色を呈する中粒から粗粒砂岩が主体で、下部には礫岩を伴う場合がある。一般に堅硬緻密で塊状を示し、黒雲母を含んで縞状を呈することもある。風化すると黄褐色を呈し、粗しょうでやや軟質となる。なお、登川付近の基底部の砂岩は、青灰色を呈し著しく堅硬で、下位の函淵層群最上部の砂岩と区別しにくい場合がある。挟在する礫岩は、レンズ状で連続性に乏しく、ときに基底礫岩となる場合もある。礫はよく円磨された細礫を主体とするが、まれに人頭大のものもある。礫種は、砂岩など古期の堆積岩や変成岩、または火成岩など多様である。

泥質岩は全般的に発達が少なく、砂岩の従的介在層として賦存するが、この中に1~4枚の炭層や炭質頁岩を挟在する。泥岩は暗灰色ないし黒色を呈し、砂岩との移化部分は砂質泥岩となる。植物化石や炭質物を伴う。

植物化石は泥岩中、特に炭層上盤に多く、従来多くの種が知られている。主なものを次に示す。

Equisetum arcticum HEER, *Glyptostrobus europaeus* (BRONG), *Metasequoia occidentalis* (NEWBERRY), *Fagus antipofi* HEER, *Cinnamomum obovatus* BERRY, *Sabalites nipponicus* (KRYSCHOFOVICH), *Salvinia* sp.などである。これらの組成は温暖帯を示すとされる。

石炭層は、炭田全体を通じ1~4層の炭層が介在するが、このうち好発達した主要炭層は上層・本層（登川本層）と呼ばれ、前記3炭鉱で稼行された。

登川層には炭層の下盤として乳白色で多少脂感を呈する細粒岩が発達する。

耐火粘土で旧稲里炭鉱では2~4mとなり、最も厚い。

層厚は、露頭部で35~65mであり、北西方面に比べ全般的に薄くなっている。

VI. 1. 2 幌加別層

幌加別層は、「夕張」図幅内の夕張付近志幌加別川を模式地とし、命名は今井（1924）による「幌加別頁岩層」に始まる。

図幅地域での本層は、上記登川層の上位に帯状に累重分布するほか、背斜軸の軸核として各所に露出している。なお、本層は幌内層の削剝がおよぶ南東側では消滅し分布しない。地域ごとに分布個所をみると、真谷地背斜・下の沢背斜、および旧北隆炭鉱付近、登川~楓付近では楓背斜の軸部、および旧登川炭鉱付近、また、図幅南部の旧穂別炭鉱付近では、穂別断層の西側に沿って狭小な分布が認められる。

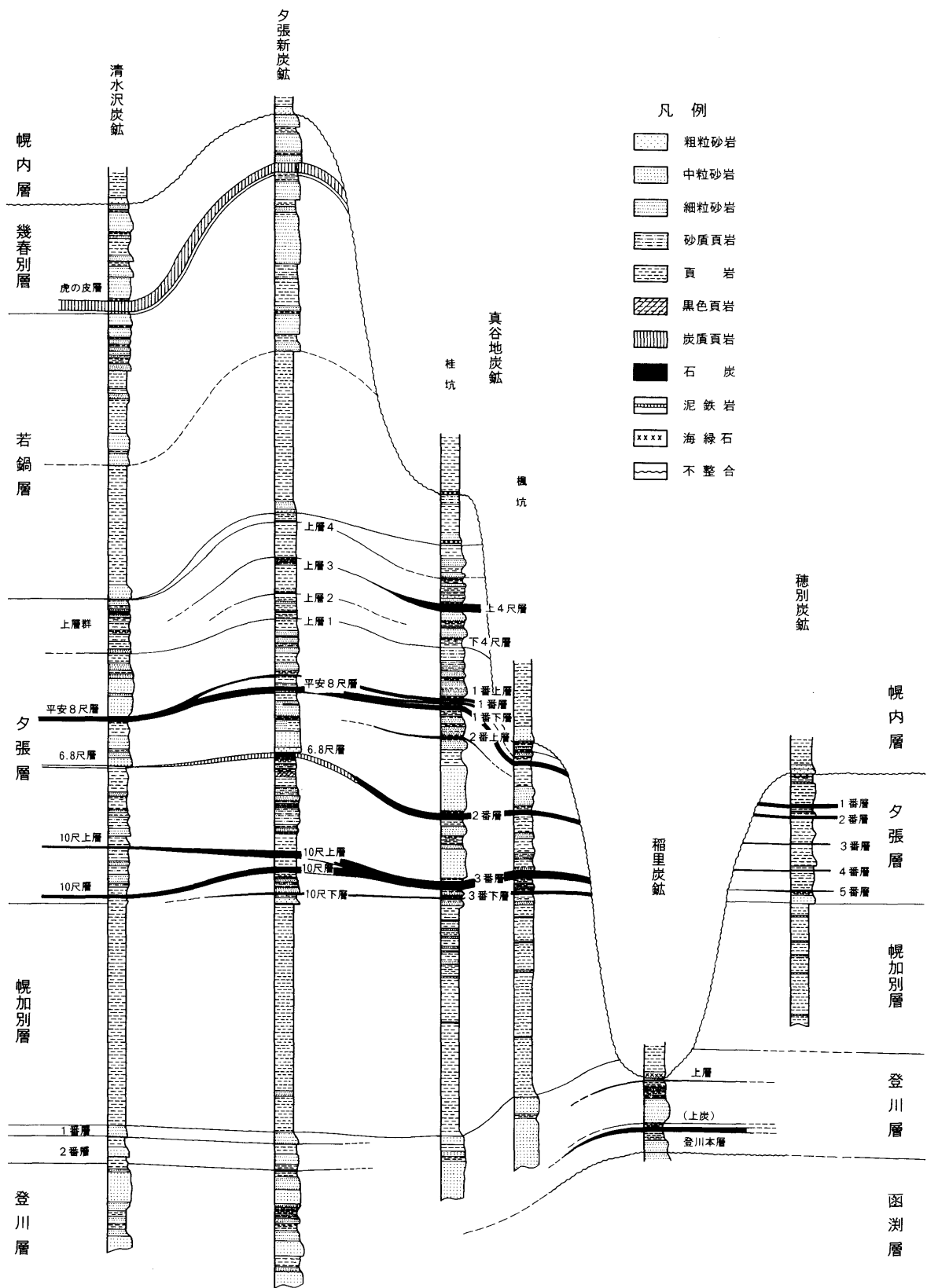
岩相は、全層にわたりほとんど単調な暗灰色ないし黒色を呈する泥岩からなるが、風化すると層理が認められる。本層の最上部および最下部では、砂岩の薄層と互層したり砂質泥岩の岩相を示すことがある。泥岩中に厚さ数cmから20cm程の、板状ないしレンズ状の炭酸鉄鉱質岩（泥鉄岩）を挟在する特徴がある。多くはないが、*Margaritifera perdahurika* (YOKOYAMA), *Unio uryuensis* SUZUKI, *Lanseolaria pisciformis* (YOKOYAMA), *Anodonta subjapanensis* SUZUKIなどの淡水性の貝化石や、登川層と同様な植物化石を産出する。

層厚は真谷地付近のように150mと厚い地域もあるが、他地域では上位の幌内層による削剝のため0~120mと変化する。

VI. 1. 3 夕張層

石狩炭田南部地域の主要な炭層を挟む地層で、「夕張」図幅内、夕張市市街地の志幌加別川東岸が模式地とされ、今井（1924）により旧夕張炭鉱の主要炭層を挟在する地層に対し命名された。

図幅地域での夕張層の分布は、褶曲帯の背斜軸部を構成して帯状に分布する。すなわち東から西へみると、図幅北側は下の沢背斜・「大夕張」図幅地域から連なる菖蒲背斜・上の沢および真谷地背斜、図幅中央の楓背斜、図幅南側の旧穂別炭鉱付近の穂別背斜などである。なお、このうち下の沢背斜および楓背斜では、下位の幌加別層を背斜軸核としており、下の沢背斜では上位を幌内層により削剝され、背斜両翼に小分布が見られるのみである。この他の背斜地域は、



第18図 石狩層群地質柱状対比図 (北炭資料)

夕張層が背斜の軸部を形成している。

岩相は、全体的に見ると砂岩と泥岩・シルト岩との互層からなり、礫岩、炭質頁岩および石炭を挟在する。これらの岩相の組み合わせは、一般に粗粒砂岩ないし礫岩に始まり、上方に向かって細粒化し、石炭を挟む泥岩に終わる堆積輪廻を示しており、下河原（1963）は、夕張層を下位からⅠ～Ⅶの7つの亜層として区分している。なお、真谷地背斜東翼部から東南方では、上位の幌内層により上の層準から剝離され、楓方面では上部の3亜層が欠如している。

砂岩は、一般に灰白色から淡灰色の色調を呈するが、帯青・帯緑、または暗灰色を呈するものまである。粒度も細粒から粗粒までさまざまで、各輪廻層下部を構成する。一般に風化に弱く、やや軟質で黄褐色ないし褐色を呈する場合もある。輪廻層基底は粗粒砂岩が優勢で、時には礫質砂岩または薄い層状礫岩となる。礫質岩の礫は細礫が主体で、礫組成は古期の堆積岩や変成岩の礫など、下位の登川層礫岩の礫組成と類似している。

泥岩は、堆積輪廻層の上部を占めるものが多い。また、輪廻層の砂岩から泥岩への移行部は、砂質泥岩となる場合も多い。暗灰色から黒灰色を呈し、一般に層理の発達に乏しい。泥岩中には砂岩や砂質泥岩の薄層を挟み、逆に砂岩中に薄層として挟在する場合もある。泥岩中にはまた、白盤と呼ばれる数cm～数10cmの白色凝灰岩を挟在する。植物化石を多産するほか、幌加別層と同様の淡水性の貝化石も産出する。

植物化石は、種類が多く110種を越えているが、そのうち重要な種として次の種が挙げられる。*Osmunda japonica fossilis* OISHI & HUZIOKA, *Dennstaedtia blomstrandii* (HEER), *Glyptostrobus europaeus* (BRONG.), *Myrica curta* HOLLICK, *Magnolia yubariense* HUZIOKA, *Nelumbium nipponicum* ENDO, *Liquidambar europaeum* AL. BRAUN, *L. eoformosana* HUZIOKA, *Platanus aceroides* GOPPERT, *Engelhardtia oishii* HUZIOKAなどで、温帯南部ないし温暖帯を示している。

主要炭層は各輪廻層の泥岩中に挟在するが、本地域の輪廻層と主要炭層との関係は、第18図および第5表に示したとおりで、各炭鉱ごとに炭層名の呼び方が異なっている。

層厚は、図幅地域内では旧夕張新鉱～真谷地炭鉱方面で250m、旧穂別炭鉱

第5表 夕張層主要炭層対比表

地層	炭鉱名	真谷地		穂別	
		清水沢・夕張新	桂坑		楓坑
夕	VII	上層群(3, 4)	上4尺層		
	VI	同 (2)			
	V	同 (1)			
張	IV	平安8尺層	1番上層		
			1番層	1番層	1番層
			1番下層	1番下層	2番層
層	III	6・8尺層	2番層	2番層	3番層
	II	10尺上層	3番層	3番層	
	I	10尺層	3番下層	3番下層	4番層

方面で80~100mとなっている。

VI. 1. 4 若鍋層

若鍋層は、「夕張図幅」南東隅から「大夕張図幅」にかけて流れる志幌加別川支流若鍋沢を模式地としており、今井(1924)の命名による。

図幅地域での分布は、下位の夕張層を軸部とする菖蒲背斜北翼に分岐する背斜、真谷地背斜では夕張層を取り巻く形、また、真谷地背斜西翼から分岐する真谷地第3背斜背斜軸部、および図幅北西隅の清水沢背斜の軸部を形成して分布している。

若鍋層は岩相から大きく2分される。下半部の層準は、基底部が数mの厚さの粗粒砂岩、ないし礫質砂岩で構成され、その上位は50m前後の厚い泥岩から形成される。上半部の層準は、数mから20m前後の砂岩および泥岩の互層からなっている。下河原(1963)は、砂岩に始まり泥岩で終わる第1~第4の4つの亜層(堆積輪廻層)に区分した。

砂岩は灰白色から暗灰色まで、ときに帯緑色や帯青色などさまざまな色調を示す。細粒から細礫を交える粗粒砂岩まで各種粒度にわたるが、細粒から中粒のものが多く、一般に塊状である。海緑石が濃集する部分がみとめられ、ここでは緑色砂岩となっている。

泥岩は各輪廻層の上部を占める。灰色から暗灰色を呈し、緻密なものから砂

質なものまでさまざまであるが、一部に珪質頁岩化しているものもある。特に第1垂層の泥岩層は厚層となる。また、各垂層の砂岩から泥岩への移行部は砂質泥岩となっている。泥灰岩の薄層やノジュールを伴う。

本層には、純海水性の種を主体とし、高鹹水性の種を僅かに含む貝化石を多産する。特徴種は *Saccella hokkaidoensis* OYAMA & MIZUNO, *S. wakanabensis* SHIMOKAWARA (MS), *Acila* (A.) *wakanabensis* UOZUMI, *Crassatellites yessoensis* MINATO & KUMANO, *Venericardia otatsumei* UOZUMI, *V. subnipponica* NAGAO, *Papyridea harrimani* DALL, *Pitar* cf. *kyushuensis* (NAGAO), *Callista matsuraensis* (NAGAO), *C. hanzawai* (NAGAO), *Merisca* cf. *onisii* INOUE & MIZUNO, *Spicula* (*Mactromeris*) *sorachiensis* UOZUMI, *Mya ezoensis* NAGAO & INOUE, *Periploma besshoensis* (YOKOYAMA), *Eocylichna multi-striata* (TAKEDA) などである。

有孔虫化石は、KAIHO (1984a) により夕張から穂別にいたる古第三系の有孔虫群集を7群帯に分けた分帯のうち、F1群帯の *Elphidium asanoi* - *Reophax tappuensis* Assemblage - zone で特徴づけられる。

層厚は、真谷地付近で150m程度である。それより以東は、上位の幌内層により削剥され消滅する。

VI. 1. 5 幾春別層

幾春別層は、夕張炭田地域の石狩層群最上部の地層で、「岩見沢」図幅内の三笠市幾春別周辺を模式地とし、この地域に発達する夾炭層に対し命名された。今井 (1924) による「幾春別夾炭層」、およびその下位の羊歯砂岩層の南方延長に当たる地層である (高尾, 1952の幾春別層)。

図幅地域では、図幅北西端の清水沢背斜の南への沈降部で、下位の軸部を構成する若鍋層を取り巻いて僅かに分布するのみである。岩質は、堅硬な緑灰色を呈する、細粒から粗粒の凝灰質砂岩を主とする泥岩との互層からなり、最下位の層準に虎の皮層と称される、粗悪な炭層を挟在している。層厚は図幅地域で約60mである。

VI. 2 幌内層

幌内層は、「岩見沢図幅」内の幾春別川支流幌内沢、旧幌内炭鉱付近を模式地としており、矢部（1901）により命名された。

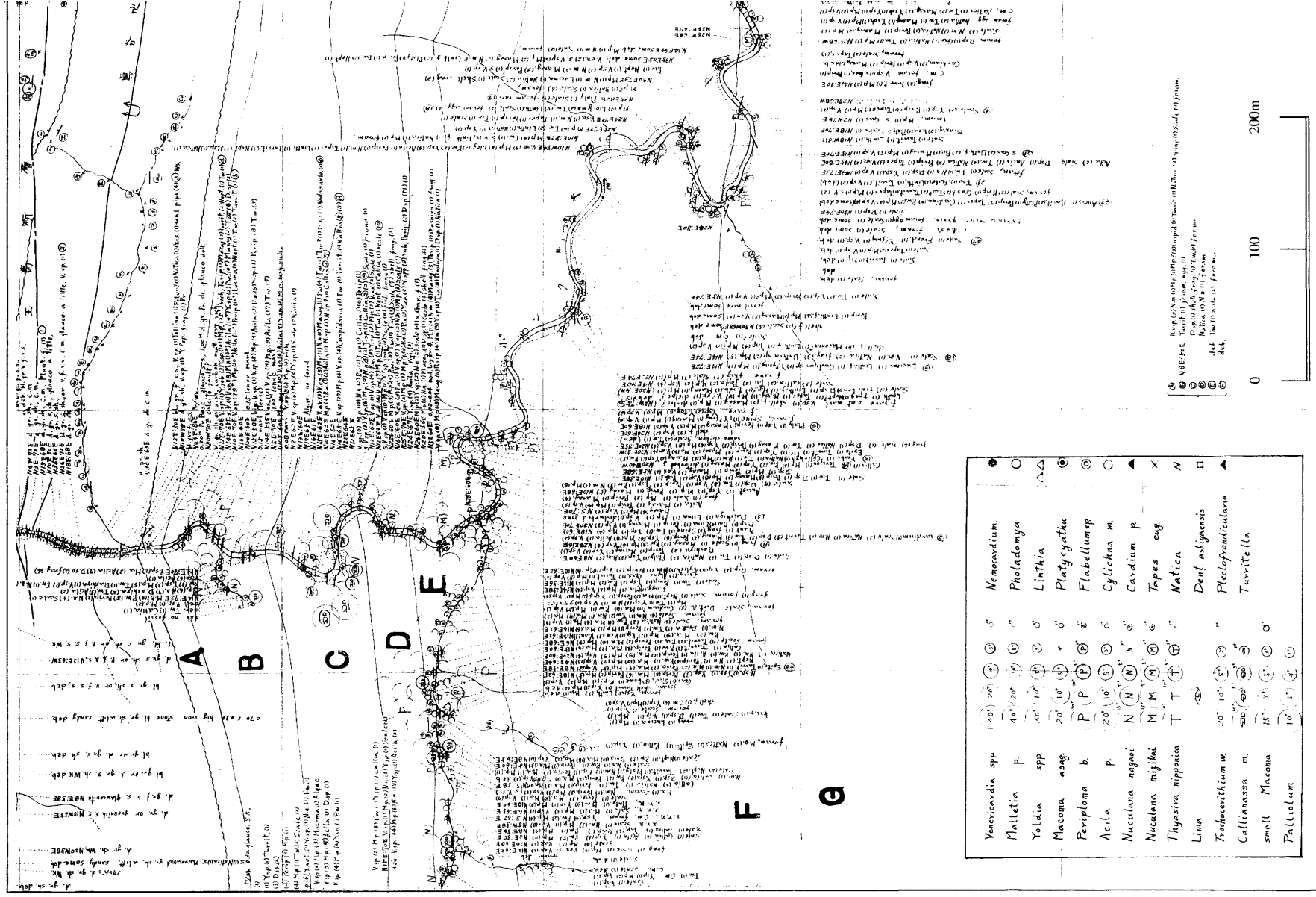
本図幅でのこの地層の分布は、図幅中央部を南北に縦断する白亜系函淵層群分布域の西側の大半を占め、図幅南部のペンケオピラルカ沢付近を頂点とした、北西に開く扇形状の分布を示し、さらに北方の模式地へと連なる。また、南方への延長は、「穂別」図幅内の穂別町市街東方の鶴川流域付近に至り消滅する。本図幅地域で広範な分布を示す幌内層は、N-SないしNNW-SSEの軸を持つ褶曲を繰り返して、広く厚く分布する。一方、図幅東南部の中部蝦夷層群、ヌタポマナイ層分布地の東側にも、同層下部層を不整合におおい局部的に帯状に分布しており、この地層は「穂別図幅」の富内付近まで連なる。

下位石狩層群との関係は緩傾斜不整合で、前述のごとく東～南東方に向け、下位層準の石狩層群～白亜系の諸地層を削剥欠如する。すなわち、図幅の北部では石狩層群の諸地層を不整合におおっているが、中央部から南部にかけては順次石狩層群を欠き、直接函淵層群と接している。特に南部の地域は地質構造が複雑で、上部蝦夷層群・函淵層群と断層により寸断された形で複雑に接している。また、サヌシュベ地域では、上部蝦夷層群・函淵層群からなるサヌシュベ根無し地塊におおわれる。

幌内層は1,000mを超える厚い地層で、基底部には基底礫岩的な性格を持つ海緑石砂岩、または礫質砂岩・礫岩などを伴うが、全層ほとんど均質な層理に乏しい暗灰色の泥岩、またはシルト岩から構成され、これに泥灰岩層、泥灰質ソジュール、介殻石灰岩などを伴う。なお、本層の中部および上部の一部でかなり砂質になる場合があるほか、凝灰岩の薄層を挟むことがある。

石狩層群を広くおおむ本層は、上記のような岩相からその分層が難しく、炭田の複雑な地質構造の解析を困難にしている、それが下位にある有用な石炭層の開発の大きな妨げとなっていた。手島（1955,1958）は、本層に多産する貝化石や甲殻類などの大型化石に着目し、全層準が揃うと考えられた本図幅北西部の清水沢から真谷地付近を分帯模式地として、化石の産出頻度の量的な取り扱いと化石種による分帯を行った。その結果、A帯～I帯の9帯の分帯が可能と

第19図 真谷地南部ポングルキ川峽内層化石分布図 (部分) (北炭地質調査所原図)



<i>Yonecardia</i> spp	(10) (20) (30) (40) (50) (60) (70) (80) (90) (100)	Memorandum
<i>Malletia</i> p	(10) (20) (30) (40) (50) (60) (70) (80) (90) (100)	<i>Pholadomya</i>
<i>Yoldia</i> spp	(10) (20) (30) (40) (50) (60) (70) (80) (90) (100)	<i>Linthia</i>
<i>Macoma</i> ang	(10) (20) (30) (40) (50) (60) (70) (80) (90) (100)	<i>Platysyathu</i>
<i>Paxiploma</i> b	(10) (20) (30) (40) (50) (60) (70) (80) (90) (100)	<i>Flabellump</i>
<i>Acila</i> p	(10) (20) (30) (40) (50) (60) (70) (80) (90) (100)	<i>Cylichna</i> m
<i>Macellana</i> nagaoi	(10) (20) (30) (40) (50) (60) (70) (80) (90) (100)	<i>Cardium</i> p
<i>Nacellana</i> mijikai	(10) (20) (30) (40) (50) (60) (70) (80) (90) (100)	<i>Tapes</i> eug
<i>Thyasira</i> nipponica	(10) (20) (30) (40) (50) (60) (70) (80) (90) (100)	<i>Matica</i>
<i>Lima</i>	(10) (20) (30) (40) (50) (60) (70) (80) (90) (100)	<i>Dent. ashiyensis</i>
<i>Trochocochlicum</i> m	(10) (20) (30) (40) (50) (60) (70) (80) (90) (100)	<i>Plectrofrondicularia</i>
<i>Callianassa</i> m	(10) (20) (30) (40) (50) (60) (70) (80) (90) (100)	<i>Tarvite</i> (la)
small <i>Macoma</i>	(10) (20) (30) (40) (50) (60) (70) (80) (90) (100)	
<i>Pallium</i>	(10) (20) (30) (40) (50) (60) (70) (80) (90) (100)	

① NBE:SE
 ② Dip. 0.5° N 100° E
 ③ N 100° E
 ④ 1:50,000
 ⑤ 1:50,000
 ⑥ 1:50,000
 ⑦ 1:50,000
 ⑧ 1:50,000
 ⑨ 1:50,000
 ⑩ 1:50,000

0 100 200m

なり、その後の調査でこの手法が夕張炭田全域に適用できることが明らかになった。佐々ほか（1964）の「夕張」図幅、および植田ほか（1966）の登川南部地域では、この分帯により地質図が作成されている。なお、第19図には真谷地南部ポンクルキ川での幌内層化石分布調査ルート図の一部を示す。

本図幅での幌内層は、上記の手島（1955,1958）の分帯に基づいて取り扱ったが、地質図には下部のA帯～D帯を一括して図示した。次に、図幅地域での分帯を岩相の特徴を加味して述べる。

A帯（*Macoma poronaiensis*—*Yoldia sobrina* 帯）：幌内層の基底を構成する貧化石帯で、基底部には数10cm～数mの海緑石砂岩が存在する。図幅では東～南東方に向け貧化し、真谷地付近より北西方に分布するが、真谷地東方の上の沢背斜地域以東、および楓・登川以南の地域は未堆積で分布しない。一般に化石の産出に乏しく、上記化石以外は*Yoldia* spp., *Neilonella* sp., *Venericardia* spp., *Orectospira* spp.などが散点的に見出される程度である。厚さは最大0～55mである。なお、A帯が模式的に好発達する炭田北側の三笠地域では、包含する玄能石の産状からA1・A2帯に分層されるが、本図幅では玄能石の産出も少なく分帯はされていない。

B帯（*Venericardia* spp.—*Neilonella poronaiensis* 帯）：幌内層中最も化石を多産する。代表種*Venericardia* spp.および*Neilonella poronaiensis* YOKOYAMA、そのほか*Acila*, *Yoldia*, *Saccella*, *Orectospira*などを共産する。中部ないし上部に介殻石灰岩（化石礁）を挟むことがあり、*Hubertschenckia ezoensis* (YOKOYAMA) および*Thyasira bisecta nipponica* OYAMA & MIZUNO 等を多産する。東方に向かって厚さを減じ、上位のC帯に収斂するような形で消滅する。図幅地域の幌内層分布域の南東側では、A・B帯を欠いて函淵層群を始め石狩層群の下位層を不整合におおう。層厚は0～100mである。

C帯（*Callianassa muratai* 帯）：B帯同様に化石を多産する。*Acila*, *Yoldia*, *Neilonella*, *Venericardia*, *Orectospira*などを多産するが、蟹の爪*Callianassa muratai* NAGAOを多産する点でB帯と区別される。また、泥灰岩質ノジュールや泥灰岩の薄層を挟むことがこの帯を特徴づけ、蟹の爪はこのノジュール中に多い。層厚は40～125mである。

なお、B・C帯は現時点では、*Acila*の産出状態から各々上下に2分されてい

る。すなわち、B帯上半からC帯下半層準にかけ*Acila*の多産部が認められるため、B帯をB1・B2帯に分け、上位層準の*Acila*多産部をB2帯、また、C帯下部の蟹の爪と*Acila*多産部をC1帯、その上位をC2帯に分帯して幌内層の構造解析に利用した。

D帯 (*Portlandia watasei* 帯) : B・C帯で多産した化石種の固体数はかなり減少し、*Portlandia watasei* KANEHARAの多産で特徴づけられる。C帯に特徴的な*Callianassa*、E帯の*Merisca*などの産出が少ないことから区別できる。この帯も東部へ行くほど下位のC帯に収斂するようになる。層厚は約25~95mである。

E帯 (*Merisca onishii* 帯) : *Merisca onishii* INOUE & MIZUNOおよび*Periploma besshoensis* (YOKOYAMA) 多産し、さらに単体サンゴ*Platycyathus* sp.を常に伴う。*Crassatellites tesimai* INOUE & MIZUNO、*Epitonium* sp.などが本帯から出現するほか、真谷地付近では鯨の脊椎骨が採集されている。E帯は幌内層の中位層準を占め、帯の厚さは比較的薄いにもかかわらず厚さの変化が少なく、全般に安定した分布を示し鍵層として利用される。層厚は45~50mである。

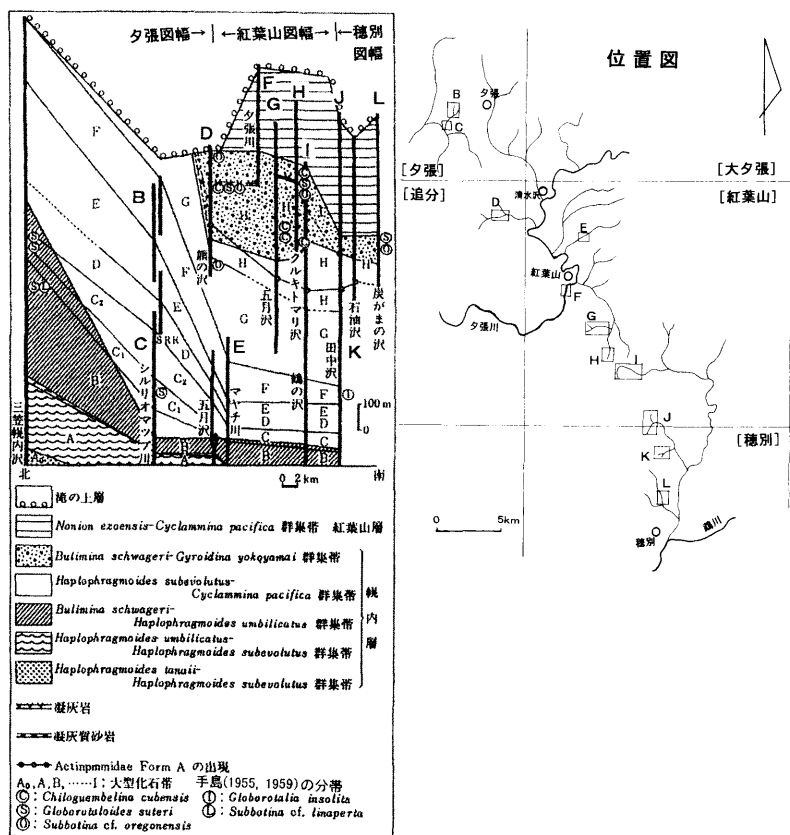
F帯 (*Lima* (*Acesta*) - *Linthia* 帯) : 泥岩はやや凝灰質で、硬質な部分や層理を呈する部分もある。凝灰岩の薄層 (3mを超える場合もある) を挟在し、火山灰粒も含まれる。また、泥灰岩の薄層を挟在し、泥灰質ノジュールを含有する。*Lima* (*Acesta*) *j-suzuki* (TAKEDA) を産出することで特徴づけられる。さらに*Linthia* sp.などのウニ化石なども始めて出現する。層厚は65~160mである。

G帯 (*Nemocardium yokoyamai* 帯) : 岩質はやや砂質泥岩状になり、軟質塊状で凝灰岩の薄層を挟む。一般に化石の産出に乏しいが、*Nemocardium yokoyamai* TAKEDAを特徴種として、*Crassatellites*、*Linthia*などを散点することで特徴づけられる。層厚は260~300mである。

H帯 (*Callianassa muratai* - *Crassatellites tesimai* - *Linthia* sp. 帯) : この帯の泥岩は、下位のG帯と同様にやや軟質で凝灰質の傾向がある。多くの凝灰岩の薄層を挟在するが、中央部には厚さが20mを超える連続性に富んだ白色凝灰岩を挟む。化石の産出が多く、上位のI帯と共に幌内層上部の富化石帯を

形成している。化石種は下部のB, C帯富化石部とほぼ同じで、C帯と同様に再び*Callianassa*を多産することが特徴的である。層厚は300m前後である。

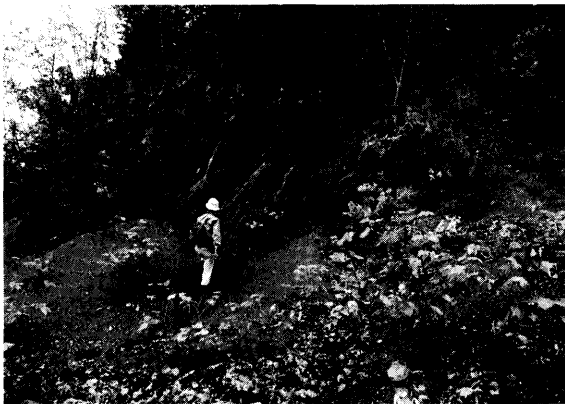
I帯 (*Venericardia* spp. - *Neilonella poronaica* - *Linthia* sp. 帯) : 幌内層の最上位を占める帯であるが、幌内層分布域の東縁で上位の紅葉山層と接する地域では、この帯が欠如している地域がある。やや凝灰質の砂質シルト岩からなり、炭質物をまれに含む。化石は*Acila*, *Yoldia*, *Neilonella*, *Saccella*,



第20図 大型化石分帯と底生有孔虫化石帯・浮遊性有孔虫との対比
 - KAIHO (1984b) より一部改変 - (位置図B~Lは柱状ルートと対応)

Venericardia, *Orectospira*,等のほかに、介殻石灰岩中の*Hubertschenckia*, *Thyasira*などで、B帯と共通している。層厚は100m前後である。

幌内層には古くから有孔虫の産出が知られ、有孔虫からの分帯も試みられた(例えばASANO, 1952)。KAIHO (1984a) は、夕張から穂別にいたる古第三系の有孔虫群集を7群帯に分け、幌内層は下位から、F3群帯*Haplophragmoides tanaii* - *H. subevolutus* Assemblage - zone, F4群帯*H. umbilicatus* - *H. subevolutus* A - z, F5群帯*Bulimina schwageri* - *H. umbilicatus* A - z, F6群帯*H. subevolutus* - *Cyclamina pacifica* A - z, およびF7群帯*Bulimina schwageri* - *Gyroidina yokoyamai* A - zの5有孔虫群帯に分類した。さらに、*Haplophragmoides umbilicatus* KAIHO (有孔虫) の最終産出層準 (F5とF6の境界) と*Actinomidae* Form A (放散虫) の初産出層準 (図幅地域ではF6とF7の境界のやや下位) により、下部・中部・上部に3分した。海保 (1984) によると、旧幌内炭鉱付近の模式地は下部・中部に相当し、図幅地域は一部下部層 (F4・F5) に相当する部分もあるが、大部分は中・上部層に相当する。KAIHO (1984a) はさらに、前述した手島の大型化石帯との対比を行い (第20図)、図幅地域の清水沢付近から「穂別」図幅地域にかけて、ほぼF4群帯はA帯に、F5群帯はB帯に、F6群帯はC帯からH帯の下半部に、そしてF7群帯はH・I帯にそれぞれ対応させている。



第21図 図幅東南部の幌内層露頭 (坊主山南西麓林道切割り)

図幅東南部に狭長な分布をしめす幌内層（第21図写真）は、KAIHO（1984b）により *Bulimina schwageri* YOKOYAMA の産出が報告され、ほぼ海保（1984）の中上部に対比される。また、*Macoma poronaiensis* INOUE & MIZUNO および *Orectospira* sp. など貝化石を産出し、H帯に対比される可能性が強い。

VI. 3 紅葉山層

紅葉山層は、本図幅内紅葉山市街南方の夕張川東岸および西岸を模式地とし、地層名は今井（1921）による中間層（紅葉山）に始まる。

模式地西方、夕張川右岸の鬼首山を中心とした「追分」図幅北東部地域を含む山地では、巨視的に見ると上位の中新世滝の上層を包む向斜構造を形成し、その東翼は、模式地の夕張川を越えて南方へ細長く連続し、下位の幌内層I帯およびH帯をおおい、「穂別」図幅の穂別付近まで連なる。向斜西翼部は一つの背斜構造を形成し、夕張川を横断するところで南へ沈下している。また、図幅南西部、厚真川支流のショウシウシ川上流部に、「穂別」図幅北部厚真川流域付近から連続して、東翼を断層で切られた背斜構造の軸部を構成した小分布がみられる。

下位の幌内層との関係は、その地質時代と共にさまざまな見解が出されている。例として、下河原・手島（1961）および下河原（1963）は大規模な不整合とし、本層を中新世の基底層としている。海保（1984）は整合とし、漸新世としている。ここでは海保に従うが、幌内層最上部のI帯を欠く地域もあるので、軽微な不整合の可能性もある。

岩相は主として火山性砂岩、および凝灰質砂質シルト岩からなる。本図幅では紅葉山層として一括図示したが、砂岩を主体とした下部層と砂質シルト岩の上部層に2分される。しかし、分布南部の旧穂別炭鉱西部の山稜部付近から以南、南隣「穂別」図幅地域にかけては、砂質シルト岩のみの層相になる。

模式地でのこの地層下部は、十三哩砂岩部層（KAIHO, 1984a）と呼ばれる。層厚140mで、4枚の安山岩の岩片を含む火山性砂岩を主体とする地層と、3枚のシルト岩からなる。このうち最上部の砂岩層がもっとも厚く、層厚40mである。砂岩を主体とする地層は、一般に堅硬な暗緑色を呈する粗粒ないし中粒

砂岩に始まり、上方細粒化して砂質シルト岩に終わる小堆積輪廻を繰り返す。各輪廻の基底には円磨度のよい細礫を含むことがある。紅葉山南東方4km、シークルキ川支流の五月沢、および同7kmのシークルキ川泊沢では、この部層基底付近はシルト岩優勢の互層で、中・上部は砂岩優勢となり層厚は80mに減じる。さらに南方の厚真川では、砂岩は凝灰質であるが安山岩の岩片をほとんど含まず、10～15cm程度の薄層として凝灰質シルト岩中に挟在するにすぎない。以上のようにこの部層は、模式地で最も粗粒な堆積層を示し、南南東へ粒度を減じ、厚真川以南で薄化尖滅する。

十三哩砂岩部層を除く紅葉山層、すなわち模式地の上部層と厚真川南方の紅葉山層は、全体を通じやや凝灰質で暗灰色塊状砂質シルト岩からなり、南南東へ細粒化する。模式地では上部に厚さ数10cm～数mの凝灰質砂岩5枚を挟有し、炭質物・石灰質ノジュールを含み、スランプ褶曲をなす。調査地域南部の同層準にも数枚の凝灰岩が挟在する。

シルト岩中の石灰質ノジュール中に*Nuculana* sp., *Yoldia* sp., *Macoma* sp., *Venericardia* sp., などの貝化石を含む。これらの化石要素は、下位の幌内層のものと大きな変化は認められない(松井・高橋, 1951)。

有孔虫化石を産出し、第20図にも示したように、KAIHO (1984a) の分帯ではF 8群帯 *Nonion ezoensis* - *Cyclamina pacifica* Assemblage - zoneに属する。下位幌内層最上部のF 7群帯との相違は、*Bulimina schwageri* YOKOYAMAの代りに*Nonion ezoensis* KAIHOが豊富になるがほとんどが共通種とされる。

全体の層厚は、模式地で320m、その他地域で270m～480mである。

VI. 4 古第三系の地質年代

石狩層群の地質年代は、植物(遠藤, 1933)、底生有孔虫(浅野, 1962)、動物化石(KANNO, 1971)などから始新世とされている。KAIHO (1984a,b) は、浮遊性有孔虫を産しないが、石狩炭田北部の本層群上部の有孔虫が、上位幌内層の有孔虫群とかなり共通種があることを考慮して、始新世中期を示すとしている。また棚井(1986)は、若鍋層中部に挟在している凝灰岩のフィッシュントラック年代、 $41.6 \pm 3.5\text{Ma}$ を報告している。この年代は、始新世中期のほぼ

中央の値を示す。

幌内層の地質年代は、浮遊性有孔虫 (KAIHO, 1984a)、ナンノプランクトン (岡田, 1981) から始新世後期を示す。しかし、幌内層上部 (海保のF7群帯) に浮遊性有孔虫 *Chiloguemberina cubensis* を比較的多く産出し、始新世・漸新世境界がこの付近にあることを示唆している (海保, 1984)。紅葉山層は、底生有孔虫化石帯 (KAIHO, 1984a) に基づくと、北海道東部釧路炭田地域の茶路層上部から縫別層に対比されている。縫別層中部から漸新世初期を示す K-Ar 年代、 32.6 ± 1.7 Ma が得られている (柴田・棚井, 1982)。これから紅葉山層の地質年代は、漸新世前期とされている (海保, 1984)。

Ⅶ 新第三系

Ⅶ. 1 滝の上層

本図幅内、夕張市紅葉山から「追分」図幅内の同市滝の上にいる、夕張川沿岸を模式地としている。

図幅地域での分布は、大きく次の3地域に分けられる。①図幅西部の模式地から連続する地域。②図幅東部、新登川付近から南方へ連なる地域。③図幅東端、「日高」図幅との境界部付近。

①図幅西部の模式地から連続する地域

下位の紅葉山層に抱かれた向斜部の、夕張川北西部鬼首山を中心とした山地から南方へ、下位に紅葉山層を伴って南隣「穂別」図幅地域に連なる。また、この系列の地層として図幅南西隅、ショロマ川最上流部で上位の川端層が形成する背斜の軸部を構成する小分布が見られる。

この地域の滝の上層は、最下部に石炭層を伴う地域もあるが、一般的に下部の基底礫岩を伴う砂岩層と上部の泥岩を主体とする地層に区分される。

下部の砂岩層は、暗緑色から灰緑色を呈する比較的塊状の細～中粒砂岩を主体としているが、基底礫岩を伴うところでは下部から上部へ、粗粒砂岩から細粒砂岩へと移化している。上部はかなり凝灰質になり、また砂岩・シルト岩の互層となる場合もある。夕張川以北、「追分」図幅を含む鬼首山を中心とした

山地では、下位の紅葉山層と接する基底部に海緑石砂岩を伴い、鍵層として追跡されている。基底礫岩は、紅葉山市街南方の夕張川沿岸に典型的な露出が見られる。ここでは6~7mの厚さで下位の紅葉山層を不整合におおい、よく円磨された拳大以上の流紋岩礫を特徴的に含んでいる。この礫岩は南方へ追跡され、図幅南部の厚真川支流でも同様の好露出が見られる。ここでの流紋岩礫は礫径が大きく、漂礫状を呈するものもある。紅葉山市街南方から採取した流紋岩礫の分析値を、前述した函淵層群の流紋岩礫とともに第4表に示した。函淵層群に比較すると、 Na_2O が高いことが特徴的である。基底部の石炭層は、「追分」および「穂別」図幅地域で知られているが、本図幅内ではあまり明瞭ではない。

上部の泥岩を主体とする地層は、暗灰色~黒色を呈し塊状で層理の発達が悪く、紅葉山層の泥岩よりもやや軟質である。また、風化すると赤褐色になり細片状に割れやすい。一般に凝灰質で浮石粒を含むのが特徴である。しばしば凝灰質ノジュールを含む。図幅南西隅、ショロマ川最上流で背斜軸部を構成するのもこの泥岩層である。「穂別」図幅地域では、泥岩層の下半部に白色~灰白色の凝灰岩を挟んでいるが、図幅地域には追跡できなかつた。また、模式地付近の泥岩層下部に、安山岩質凝灰角礫岩と泥岩とが混合した特徴的な層相を挟む。この層相も模式地から南方へは追跡できなかつた。「穂別」図幅地域では地域的ではあるが、泥岩中に凝灰角礫岩の産状で安山岩塊を伴う場合がある。海保(1984)による紅葉山南方小沢(空池沢)の泥岩層の最上部に、互層状に挟まれる厚さ1~2mの凝灰岩4枚は、後述するが上位の川端層基底部に近い凝灰岩層の可能性が高い。

紅葉山南方の夕張川兩岸で上部の泥岩層中に、径がときに数10mに達する蛇紋岩が巨礫またはブロック状で見出される。周辺の泥岩層は、一部は乱堆積状の層相をしめす。蛇紋岩を含むこの層準は、地質図には図示できなかつたが、夕張川北岸のセイヨウ沢の向斜部を始め夕張川より南に連なる、この地層分布地域の各地に点在している。特に図幅南端部に近いショロマ沢からショウシウシ沢に越えるルートでは、尾根部を中心とした幅広い一帯に蛇紋岩体かと思わせる分布が見られる。露頭では、粘土化した蛇紋岩の中に塊状または葉片状蛇紋岩の岩塊が見られる(第22図写真)



第22図 塊状の蛇紋岩塊を伴う粘土化した蛇紋岩の露頭
—ショロマ川最上流部—

化石は、下部の砂岩層中に貝化石が密集して産出する。主なものを次に示す。
Acila gottschei (BOHM), *Glycymeris chitaniana* YOKOYAMA, *Ostrea gravitesta* THUNBERG, *Venericardia tokunagai* YOKOYAMA, *Clinocardium sinjiensis* (YOKOYAMA), *Macoma optiva* (YOKOYAMA), *M. sejugata* (YOKOYAMA), *M. tokyoensis* MAKIYAMA, *Solen krusensterni* SCHRENCKなどである。

有孔虫化石は、本層下部から *Spirosigmoilinella compressa* MATSUNAGA を多産し、*Buccella nipponica* (HUSEZIMA & MARUHASI), *Melonis pompilioides* (FICHTEL & MOLL), *Pararotalia cf. nipponica* (ASANO) などの石灰質有孔虫を産する。

層厚は紅葉山付近で最も厚く、1,100mの層厚となる。

② 図幅東部、新登川付近から南方へ連なる地域

穂別川上流の新登川付近では南に開く向斜構造を形成し、向斜西翼では上部蝦夷層群を、東翼では中部蝦夷層群を不整合におおう。向斜西翼部は南へ連続し、東側を坊主山西縁断層により、先白亜系ハッタオマナイ層を衝上させながら図幅地域を縦断し、「穂別」図幅地域に連なる。穂別ダム東方より以南では

断層により重複した分布をしめし、分布の両側が断層関係になる。なお、図幅南部では西側に狭長な分布を示す幌内層を不整合に覆う。

新登川周辺向斜部の地層は旧新登川炭鈹の稼行炭層を伴う。松井（1951）により、下位から新登川層・妹沢含炭層・上穂別貝殻化石層・オロロップ層の4層に細分されているが、地質図には滝ノ上層として一括図示した。

最下部の新登川層とした地層は、向斜東翼部では基底礫岩を伴って、中部蝦夷層群稲里層を不整合におおう。向斜西翼部は穂別川で上部蝦夷層群と断層関係にあり、明瞭な不整合関係は確認できない。全体的に暗灰色塊状の泥岩を主体としており、上部に不規則な海緑石砂岩を伴っている。向斜東翼の基底礫岩は拳大以下の礫からなり、礫種は蛇紋岩や輝緑岩が多い。

妹沢含炭層は下位層から漸移し、細粒砂岩・シルト岩・泥岩で構成され、ときにレンズ状の含礫砂岩をとこなう数枚の石炭層を挟み、かつて新登川炭鈹として稼行された。

上穂別貝殻化石層は、はき寄せ状の貝殻化石を大量に含む海緑石砂岩で、厚い所で100mの層厚を持つ。層理が発達し、地層の上面にはリップルマークが見られる。化石は量の割には種類が少ない。主なものを次にしめす。

Taras ferruginata, (MAKIYAMA), *Cardium shinjiensis* YOKOYAMA, *Macrocallista brevisiphonata* CARP., *Macrocallista* sp., *Meretrix* sp.

最上部のオロロップ層は、暗灰色を呈する塊状の泥岩を主体とした地層であるが、まれに海緑石砂岩や細礫岩をレンズ状にはさむ。

上記の新登川周辺のこの地層を南方へ追跡すると、基底部に基底礫岩や貝化石を含む海緑石砂岩を伴うが、主体はオロロップ層の連続である灰色～暗灰色の塊状の泥岩で、砂岩の薄層を扶む。

③図幅東端、「日高」図幅との境界部付近

ハッタオマナイ層または蛇紋岩に取り囲まれ、多くの場合断層で接して散点的に小分布が見られる。「日高」図幅と接するオロロップ沢では、基底礫岩を伴ってハッタオマナイ層を不整合におおう。

この地域の滝上層は、全体的に見ると向斜部を構成するため上部は露出していない。したがって、分布する地層は、基底部に近い礫混じり粗粒砂岩が主体となる。なお、上部の泥岩は「日高」図幅の八幡付近に僅かに分布する。基底

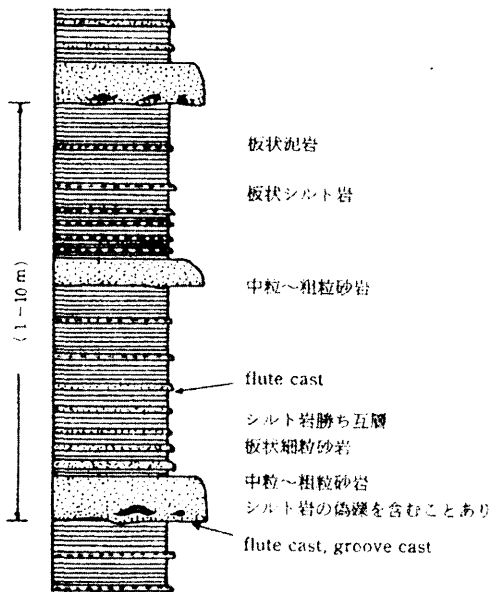
礫岩は淘汰の悪い蛇紋岩礫で特徴づけられる。層厚は約700mである。

Ⅶ. 2 川端層

「追分」図幅内、夕張市滝の上市街から由仁町川端市街付近に至る夕張川流域を模式地としている。

本図幅では夕張川以南の図幅南西部に、下位の滝上層とは整合的に背斜向斜を繰り返して分布し、「追分」図幅の模式地周辺へ、および「穂別」図幅地域に広がる。

この地層は、礫岩・砂岩・泥岩の周期的互層からなる“タービダイト”相で特徴づけられる。下位の滝の上層とは整合で、滝の上層の泥岩が川端層特有の砂岩泥岩互層に移り変わる所からこの地層としたが、両者の境界部はかなり明瞭である。なお、本層の上位は、西および南の周辺図幅で軽舞層と呼ばれ、本層を整合におおうが図幅地域には分布していない。

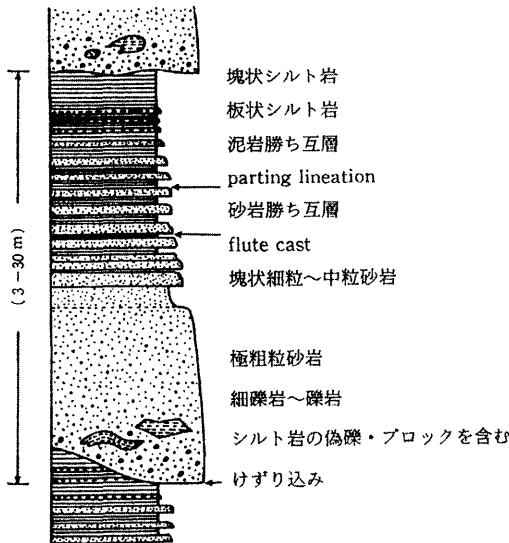


第23図 川端層下部層堆積相概念図

「穂別」図幅では、特に図幅地域から南への延長部に当たる厚真川流域で、その堆積相の特徴から下部層と上部層とに区分した(和田, 1977; 高橋・和田, 1987)。本図幅でのこの地層も、基本的には下部層・上部層のその特徴的な層相から成り立っているが、両者の境界を明瞭に確定することができず、地質図には川端層として一括した。

下部層の層相は、本図幅地域でも本層の相対的下部を占める。第23図にしめす周期的堆積層を主体とした層相を特徴とする。数cm~15cm程度の細粒砂岩・シルト岩の細互層を主体とし、その中に1~4mの間隔で20~80cmの砂岩層を挟在する。主体となる細粒砂岩・シルト岩の細互層は単層ごとに級化が認められ、平行葉理が発達している。これらの内部構造は、単層の下部から上部へ、級化部・平行葉理部、そして泥質部へと移行する。このなかでも泥質部の発達がよく、全体的に見ると泥岩優勢の互層となっている。挟在する砂岩層は、単層の基部は指頭大以下の細礫を混じえる中~粗粒砂岩で、上部へ漸次細粒化し明瞭な級化構造がみとめられる。砂岩層の底面にはフルートキャストやグループキャストなどのソールマークがみとめられる。

上部層の層相は、図幅地域では主部を構成し、第24図にしめした周期堆積層



第24図 川端層上部層堆積相概念図

で特徴づけられる。一つの周期堆積層は下部から上部へ、基底部の砂岩礫岩層、砂岩優勢の泥岩との互層、泥岩優勢の砂岩との互層、そして最上部が成層したシルト岩から塊状のシルト岩へと、それぞれ漸移している。基底部の砂岩礫岩層は厚さが2m～20mと厚い。その中に下位の周期堆積層上部のシルト岩を削り込んでいる場合が多く、削り込まれたシルト岩塊や成層したシルト岩がブロック状に取り込まれている。礫は指頭大から拳大程度のもが多く、中には人頭大以上の巨礫も見出される。礫種は、チャート・粘板岩・硬砂岩など古期の堆積岩類が多く、花崗岩質岩も含まれている。砂岩泥岩互層中の砂岩は級化しており、また、上位へ漸次厚さを減少させながらシルト岩相へ漸移している。以上述べた一つの周期堆積層は、数m～数10mの厚さを持つ。図幅地域の川端層主部は、このような周期堆積層の積み重ねで構成されている。また、周期堆積層が複雑に乱され乱堆積状になっている地域もある。

川端層の全層が分布している「追分」図幅（松野・秦、1960）では、ほぼ中位の層準に4枚の凝灰岩が鍵層として追跡されているが、本図幅内ではみとめられない。図幅南西隅ショロマ川最上流部で背斜軸部を構成し、僅かに露出している下位の滝の上層泥岩層直上10mに、黄褐色を呈した2mの凝灰岩層が認められた。この凝灰岩は、泥岩優勢の砂岩との互層中に挟在している。図幅地域で下位の滝の上層との境界付近での凝灰岩層は、前述したが海保（1984）による紅葉山南方の小沢（空池沢）で泥岩層最上部に互層状に挟む凝灰岩層のみで、他地域ではみとめられない。

前にも述べたが周期堆積層中に挟在する砂岩層の下底には、フルートキャストなどのソールマークがしばしばみとめられる。この内フルートキャストは供給方向が判定できる古流向をしめす。図幅地域ではほぼ南南東から北北西への供給方向を示し、地層の走向方向と一致する軸流である。

大型化石の産出はないが、*Martinottiella communis* (d'ORBIGNY) などの砂質有孔虫を産する。

層厚は、本図幅地域で上限が分布しないので不明であるが、図幅内で露出する限り700mを越える。

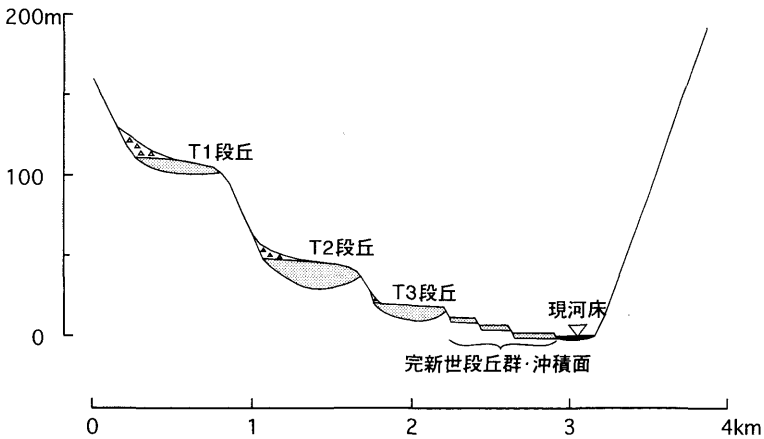
Ⅶ. 3 新第三系の地質年代

滝の上層・川端層の地質年代は、滝の上層の動物化石および大型化石をほとんど産出しないが、川端層を特徴づける底生有孔虫 *Martinottiella communis* - *Spirosigmoilinella compressa* zone(米谷・村田, 1977)から、中期中新世を示すとされている。近年の珪藻化石層序と併せて、両層の地質年代はほぼ中新世中期前半に当たるが、滝の上層の下限は前期中新世の境界より下がる可能性がある。

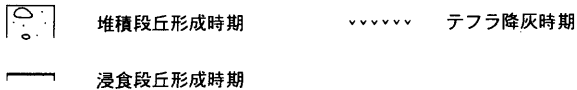
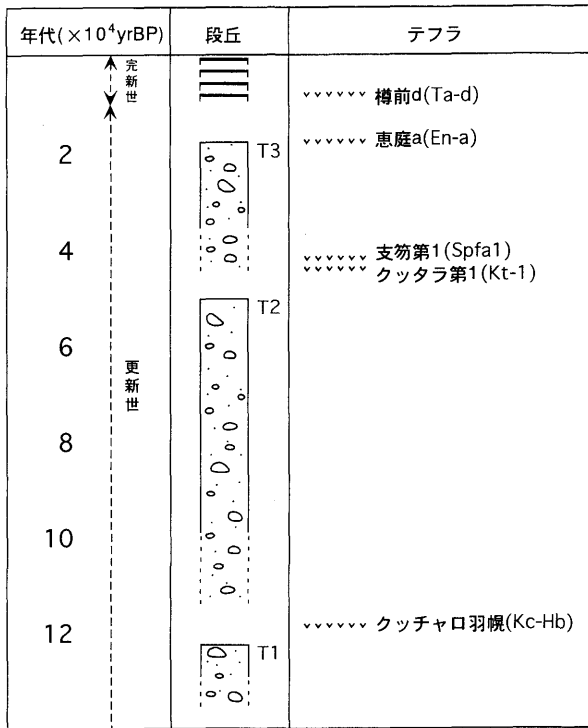
Ⅷ 第四系

Ⅷ. 1 段丘堆積物

段丘地形は夕張川(第25図)、その支流パンケモユーパロ川、および穂別川流域に発達する。これらの段丘面の離水時期は、大きく分けて最終間氷期以前、最終氷期前半、最終氷期後半の3つに区分され、それぞれの段丘をT1段丘、



第25図 夕張川 沼の沢周辺の段丘模式横断面図



第26図 段丘の編年図

T2段丘, T3段丘と呼ぶことにする。また、それぞれの堆積物をT1段丘堆積物, T2段丘堆積物, T3段丘堆積物と呼ぶ。これらの段丘は、第26図に示したようにそれぞれの段丘面をおおう火山灰との関係で編年することができる。なお、完新世段丘のうち低位のものは沖積面との高度差が微妙なため、両者を一括して完新世段丘群・沖積面として扱い、その堆積物を沖積層と呼ぶことにする。

・T1段丘 (最終間氷期以前離水)

T1段丘は、夕張川流域の清陵町から沼の沢や川向などに分布するが、その



第27図 T1段丘崖 斜面堆積物（沼の沢二部）
堆積物中部の白色部分がKt-1, Spfa 1

連続性は悪い。小沢（1991）によれば、この段丘はKc-Hb（約13－10万年前降灰）をのせる。現河床からの比高は清陵橋付近で100m、川向付近で70mである。段丘堆積物は砂礫層からなり、沼の沢二部での礫径は約10cmを主とする。段丘堆積物の層厚は、本図幅内で確認した地点では2.3mであったが、「大夕張」図幅内の夕張川上流（シュウパロ川）流域では最大8mに達する。

T1段丘の段丘崖は比較的緩傾斜となっている。沼の沢二部でT1段丘の段丘崖斜面では、Kt-1（約4.2万年前降灰）、Spfa1（約4.1万年前降灰）を中部にはさみ、En-a（約1.8万年前降灰）を上部にはさむ、礫まじりの厚いシルト～粘土層（層厚5m以上）が存在する（第27図写真）。この層に含まれる礫は、背後斜面の幌内層を起源とする角礫、およびT1段丘堆積物起源の円礫からなる。これらのことは、最終氷期中にT1段丘の段丘崖が緩傾斜化し、その結果、段丘前面に礫まじりの厚いシルト～粘土層が堆積していったことを示す。

・T2段丘（最終氷期前半離水）

T2段丘は、Kt-1（約4.2万年前降灰）あるいはSpfa1（約4.1万年前降灰）以降のテフラをのせる段丘である。分布地域は夕張川、穂別川、パンケモユーパロ川、ホロカクキ川、石山の沢川各流域で、特に夕張川流域・穂別川上流域で連続性が良い。夕張川流域および穂別川流域ではT3段丘より広く分布する。現河床からの比高は夕張川で40～50m、穂別川で50～60m、パンケモユーパロ

川で50mである。

夕張川流域の沼の沢四部で確認した段丘堆積物は、径5～10cmの礫を中心とし、最大礫径25cmの礫層からなり、砂およびシルトで充填される。本図幅内のT2段丘堆積物の層厚は、確認できた地点では沼の沢四部の4mが最大であるが、「大夕張」図幅内の夕張川上流約3kmの地点では20mに達する。北海道各地の山間部に分布するこの時代の段丘は、最終間氷期の河床下刻後に谷を埋積した堆積段丘であり、本図幅内にも局所的に厚い段丘堆積物が存在する可能性がある。

・ T3段丘（最終氷期後半離水）

T3段丘の分布地域は主に夕張川流域、穂別川流域、パンケモユーパーロ川流域などであり、段丘面の連続性は非常によい。夕張川、穂別川ではT2段丘より分布面積は小さいが、パンケモユーパーロ川流域では、T2段丘より広く分布する。現河床からの比高は、夕張川、穂別川、およびパンケモユーパーロ川のいずれの流域とも約20mである。本図幅範囲はEn-a（約1.8万年前降灰）分布域にも関わらず、夕張川流域のT3段丘上にはEn-aがのらない。しかし、図幅範



第28図 T3段丘堆積物（パンケモユーパーロ川中流）

圃より下流10kmにはEn-aが段丘堆積物の直上に認められることから、本図幅範囲では、夕張川流域のT3段丘離水期はEn-a降灰直後と考えられる。また、パンケモユーパロ川流域のT3段丘上にもEn-aはのらないが、穂別川流域では稲里でEn-aがのる。

T3段丘堆積物は砂に充填された礫層からなり、礫径は5～10cmを主とする(第28図写真)。本地域のT3段丘堆積物の層厚は、3～5m前後の地点が多い。本図幅範囲外の夕張川上流約2km地点において、層厚10mの礫層が見られることから、本図幅内でも場所により約10mの谷埋めの礫層が存在する可能性もある。

Ⅷ. 2 沖積層—完新世段丘群・沖積面—

完新世段丘群は、夕張川流域の沼の沢から紅葉山にかけて最も広く分布している。穂別川流域の稲里では、Ta-dを直上にのせる完新世段丘(ここでは河床からの比高約10m)が存在する(第29図写真)。各河川とも完新世段丘は多段化しており、比高数m～10mの小さい段丘崖を持つ。低位の段丘面は沖積面とほとんど高度差がない。段丘堆積物は砂礫からなり、層厚は変化が少なく2m前後であることから、完新世段丘群は浸食段丘とみられる。沖積面を構成する堆積物も数m以下とみられる。



第29図 完新世段丘堆積物(稲里)

Ⅸ 安山岩（貫入岩）

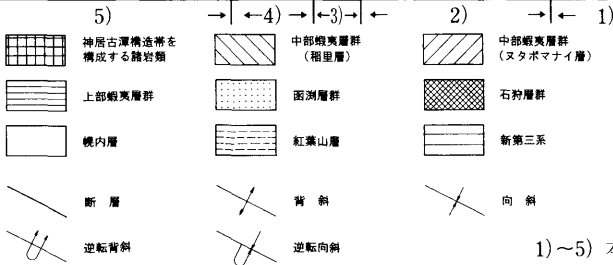
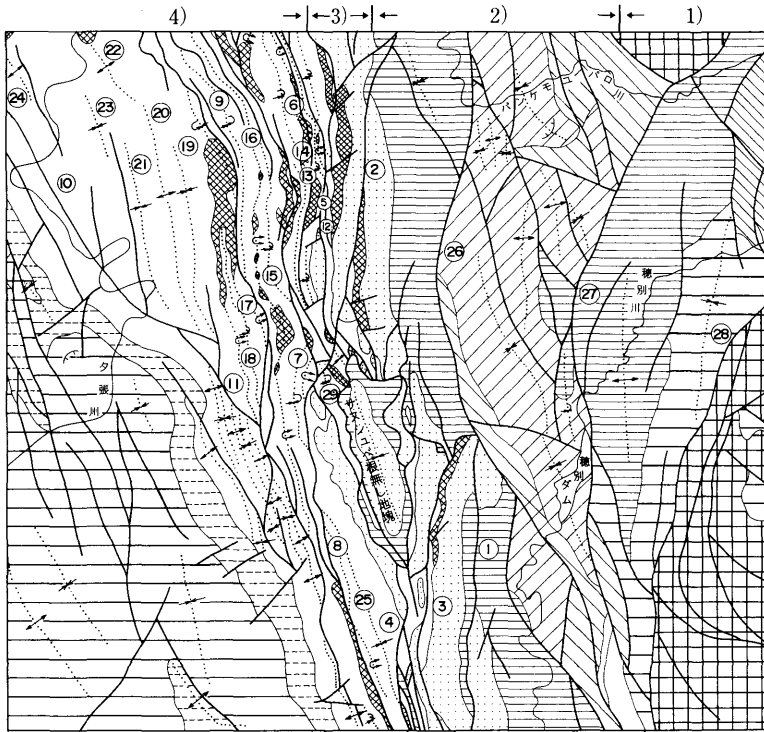
紅葉山市街南方の夕張川を挟んだ両岸に、幌内層を貫く西北西-東南東方向の、延長約1,200m 幅50~60mにわたる玄武岩質安山岩の貫入岩体が発達している。この岩石は全体に弱い変質を蒙っており、黒色から暗緑色を呈する緻密な岩相で、柱状節理が発達している。鏡下で観察すると、斑晶は最大2mmの斜長石と最大0.5mmの単斜輝石からなる。石基は間粒状~サブオフィチック組織を示し、初生鉱物として斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物・黒雲母・ガラスから構成され、石英・クリストバライトも認められる。斜方輝石は後の変質によりスメクタイトに置換されている。以上から、この岩石は玄武岩質の単斜輝石安山岩である。

上記に類似した岩石は、同様に幌内層を貫いて石山の沢川上流に小岩体が見られるほか、サヌシユベ川上流の支流にも石狩層群幌加別層、および幌内層を貫く小岩体がある。

幌内層を貫く類似した貫入岩体は、「夕張」図幅の幌内層分布地域に安山岩質玄武岩の小岩体として散在している（佐々ほか、1964）。渡辺ほか（1993）は、「夕張」図幅北部の幌向川中流の岩体について、中新世前期を示すK-Ar年代、 $19.4 \pm 1.6\text{Ma}$ を報告している。紅葉山の岩体をはじめ本図幅地域の小岩体の貫入時期は、この年代に対応する可能性がある。

X 地質構造

本図幅地域は、神居古潭構造帯の西縁に位置している。図幅地域の地質分布を大きく見ると、東から西へ図幅東縁に、神居古潭構造帯を構成する蛇紋岩類やハッタオマナイ層が、東半部に蝦夷累層群が、西半部に夕張炭田南部地域を構成する古第三系が、そして西南部には新第三系が分布する。なお、新第三系は、図幅東部の神居古潭構造帯と蝦夷累層群に挟まれた地域にも分布している。これらの地層の配列および断層や褶曲などの主要な構造方向は、ほぼ南北方向を示している。これらの方向は北海道中軸部の一般的な構造方向と平行である。



1)~5) 本文参照

- ①：ソッシ沢断層 ②：松竹沢断層 ③：豊進断層 ④：白樺断層 ⑤：オランナイ断層
 ⑥：五の沢断層 ⑦：楓断層 ⑧：穂別断層 ⑨：真谷地第2背斜 ⑩：平和断層
 ⑪：クルキ断層 ⑫：登川断層 ⑬：椿背斜 ⑭：下の沢背斜 ⑮：上の沢背斜
 ⑯：上の沢背斜 ⑰：真谷地第2背斜 ⑱：真谷地第3背斜 ⑲：清真向斜
 ⑳：ペンケマヤ背斜 ㉑：ペンケマヤ向斜 ㉒：清水沢背斜 ㉓：清水沢向斜
 ㉔：平和背斜 ㉕：穂別向斜 ㉖：稲里断層 ㉗：平和断層 ㉘：坊主山西縁断層
 ㉙：南登川断層

第30図 地質構造図

図幅地域の地質構造は、第30図の地質構造図に示したように地層の分布および構造形態から、1) 神居古潭構造帯、2) 蝦夷累層群褶曲部、3) 蝦夷累層群褶曲部と古第三系褶曲部境界部、4) 古第三系褶曲部、そして5) 新第三系褶曲部の5地域に分けることができる。

1) 神居古潭構造帯

「日高」図幅東部の、ハッタオマナイ岳を中核とするハッタオマナイ層と蛇紋岩からなる岩体の西縁部が、本図幅では坊主山の蛇紋岩体を中核としたブロックとして、西側の新第三系滝の上層に坊主山西縁断層により衝上している。坊主山西縁断層は、南部ではN-Sの方向であるが北部へ漸次NNEからNEへ向きを変え、西側へ湾曲した形態を取っている。その北方への延長部では、「日高」図幅内で同岩体が中部蝦夷層群に衝上している。「日高」図幅のハッタオマナイ層と蛇紋岩からなる岩体は、基本的には南北性の構造方向を示すが、それにほぼ直行する東西性の構造も顕著である。坊主山の蛇紋岩体も「日高」図幅内では東西性の方向を示し本図幅内に入るが、坊主山西縁断層に近づくに従い漸次南北方向に向きを変え、同断層に収斂する形態を取る。

図幅北東隅、パンケモユープロ川の北部に僅かに顔を出す蛇紋岩体は、「大夕張」図幅と「石狩金山」図幅境界部の夕張岳衝上地塊の南端部に位置し、同地塊が西方の蝦夷累層群に衝上する夕張岳衝上断層とともに図幅地域に連なる。ここでは、夕張岳衝上地塊南端部の蛇紋岩体が南方へ張り出す形態を取り、蝦夷累層群上に衝上している。

2) 蝦夷累層群褶曲部

蝦夷累層群の地質構造は、巨視的に見ると図幅中央部を南北に縦断する中部蝦夷層群の背斜構造に支配され、この背斜は稲里断層の東側に細長く分布している稲里層を軸部とすると考えられる。中部蝦夷層群は軸部に沿うか、または西翼部を切る稲里断層により、西側に分布する上部蝦夷層群に衝上している。稲里断層は大立目(1941・1942)の穂別衝上断層に相当する可能性がある。

背斜東翼部の中部蝦夷層群の構造は、ヌタポマナイ層の向斜で特徴づけられる。主要な向斜軸は稲里層分布域の東側にあり、東翼部は長和断層に切られるが、ヌタポマナイ川上流域から穂別ダムのダムサイト付近を経て、さらに南方へ追跡される。西翼が緩傾斜で東翼が急傾斜になる非対称向斜で、軸部は逆転

していない。北方への延長は東翼の長和断層のため明瞭でなく、細かい背斜向斜を繰り返すパンケモユーパロ川流域のどの向斜に連なるのか明らかでない。この向斜東翼部は、北部のパンケモユーパロ川流域と南の穂別川流域で異なる。パンケモユーパロ川流域では断層で切られ、背斜向斜を繰り返すが、東方へ、より下位の地層が分布し、同川から南の支沢中ノ沢中流にかけて、ヌタポマナイ層が下位の稲里層に抱かれた、北西に開く向斜構造を形成している。南の穂別川の地域では稲里断層に沿う背斜構造の東翼に、より上位の地層があらわれ、ヌタポマナイ川下流では上位の上部蝦夷層群長和層を抱く向斜構造を形成する。この向斜は向斜軸が東傾斜の転倒向斜である。以上のヌタポマナイ層向斜部の東側は、穂別川地域では更に東側の長和層と断層で接する。この断層は、北部のパンケモユーパロ川で稲里層と長和層が接する断層に連続し、おそらく東側の長和層が落ち込んだ正断層と考えられる。ここでの長和層の構造は、東翼が新第三系滝の上層におおわれた正常な背斜構造を形成している。

稲里断層により中部蝦夷層群に衝上された、断層西側の上部蝦夷層群長和層の地質構造は、背斜向斜を呈する図幅北部の一部地域を除きほぼ直立、または東傾斜の逆転した同斜構造で、西方へ上位の函淵層群に移化する。函淵層群の構造は、「大夕張」図幅地域から本図幅地域へ、基本的には下位の長和層とともに全体的に東傾斜の逆転した同斜構造を示す。しかし、特に図幅中央部から南部にかけては下位の長和層、および上位の古第三系石狩層群・幌内層と共に錯綜した地質構造を呈するため、次に述べる古第三系褶曲部との境界部として取り扱う。

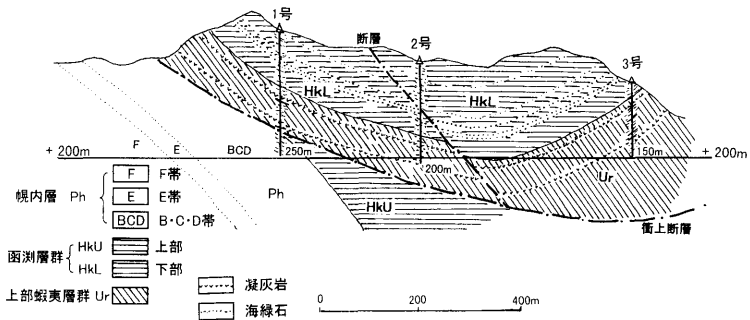
3) 蝦夷層群褶曲部と古第三系褶曲部境界部

「大夕張」図幅地域より連続し、南北の狭長な分布を示す函淵層群は、登川以北で斜交する松竹沢断層により上位の石狩層群登川層・幌加別層、および一部幌内層を伴って東方へずれ、東南方に雁行する形態で登川以南に連なる。松竹沢断層は東傾斜の正断層とされる。

一方、図幅南部では稲里断層西側の長和層および函淵層群は、図幅北部同様、全体的に東傾斜の逆転した同斜構造を呈する。この地域での函淵層群は、東傾斜の逆断層であるソソシ沢断層により東西2列の分布となり、その北方延長部では稲里断層により中部蝦夷層群の稲里層が衝上している。西列の函淵層群

は、西側に登川層・幌内層を伴い、前述した松竹沢断層東側にそう函渕層群南方延長部の函渕層群と、西傾斜の豊進断層で接している。さらに西側、登川以北で松竹沢断層から分岐した南登川断層は、図幅南部で白樺断層と呼ばれ、「穂別」図幅地域に連なる。この断層は東傾斜の正断層で、登川以南では断層西側に沿い下盤として狭長な函渕層群が分布している。この地域で函渕層群をおおう地層は、石狩層群を欠き幌内層と接する。図幅南端部から「穂別」図幅にかけて、豊進断層と白樺断層に挟まれた狭い地域は、長和層・函渕層群・幌内層が南北方向の断層に挟まれたサンドイッチ状の形態を取っている。

上記登川以南の幌内層を伴った函渕層群分布地域は、大立目（1941）により“サヌシュベ推被衝上塊”として、大規模な推被衝上説が発表された地域である。その後下河原（1963）により、“サヌシュベ根無し地塊”として再定義された。さらに本多（1967）は現石勝線の計画調査の段階で、根無し地塊上に実施されたボーリングコアについて検討し、下河原と同じ見解に達している（第31図）。サヌシュベ根無し地塊は、国道274号線沿いの主に西側、南登川断層－白樺断層東側の東西1～1.8km、南北約5kmの範囲の根無し地塊で、幌内層および一部函渕層群をおおい、白樺断層の一部も被覆している。この根無し地塊は長和層および函渕層群からなり、地塊内の構造は小断層に切られてはいるが、軸方向がNNW-SSEの、函渕層群下部の層準が長和層に抱かれた単純な向斜構造を形成している。



第31図 “サヌシュベ根無し地塊”地質断面図
本多（1967）原図を一部改変

根無し地塊の成因は、前記下河原、本多によると、「横臥背斜の上面（東翼）が推し被せ断層により横移した横移地塊の、侵食による残存物」として、その根部が近接した位置にあるとしている。また、この地塊内北東部に規模は小さいが、長和層上に衝上した函淵層群の岩体がみられる。この他、豊進断層西側の函淵層群上にも長和層の小岩体がみられる。

4) 古第三系褶曲部

図幅北部では松竹沢断層、南部では南登川断層—白樺断層西側に沿う。東傾斜の逆転層をしめす函淵層群西側に、石狩層群および幌内層の古第三系褶曲部が拡がり、褶曲部内部は広く幌内層におおわれる。石狩層群の地表での分布は、褶曲部内部で褶曲する幌内層の背斜軸部を構成して分布する。褶曲部の幅は図幅北部で幅広く、「追分」図幅北東部を含め東西約10kmであるが、南方へ漸次幅を狭め、南端部では約2kmに狭まり、大きく見ると北に開く扇形を形づくる。

古第三系褶曲部は、NNW-SSEからN-S方向の褶曲、およびそれに伴われる断層によって特徴づけられる。幅広い図幅北部についてみると、東から西へ次のような背斜構造が認められる。すなわち、椿背斜、下の沢背斜、菖蒲背斜、上の沢背斜、真谷地背斜（第1～第3背斜）、ペンケマヤ背斜とその北西部に雁行する清水沢背斜、平和背斜などである。この内、上の沢背斜の南方への延長は楓背斜で、さらに図幅南部へ延長すると断層に切られながらも穂別背斜に連なる。上の沢背斜以東の各背斜は登川断層や楓断層などに切られ、図幅南部には延長しない。また、真谷地背斜以西の各背斜は、後述する平和断層およびクルキ断層により切られ図幅南部には延長しない。これら各背斜は軸部に地域的に石狩層群を露出させているが、ペンケマヤ背斜のみ石狩層群が幌内層の地下深部に伏在している。また、椿背斜から真谷地背斜までは比較的波長の短い、軸面が東傾斜の転倒した等斜褶曲であるが、真谷地背斜西翼の清真向斜からペンケマヤ背斜、さらに西翼のペンケマヤ向斜、図幅西端部の平和背斜にかけて、波長がやや長くなり正常な褶曲形態を取る。

上に述べた背斜構造の翼部に沿って、背斜軸とほぼ平行な東傾斜の断層が発達している。椿背斜にそう断層はオランナイ断層で、東傾斜の正断層である。その南方延長は登川断層と呼ばれ、登川北方では断層西側に沿い函淵層群が分布し、松竹沢断層に収斂する。五の沢断層は、北部では下の沢背斜を斜断する

逆断層で登川付近まで追跡できる。菖蒲背斜の東翼に沿う楓断層は、図幅南部に追跡する、穂別背斜東翼に沿う穂別断層で、そこでは比較的落差の大きい正断層である。真谷地背斜東翼の真谷地断層は正断層で、楓南方でクルキ断層に収斂する。平和背斜西翼にそう平和断層は、NW-SEの方向を取る逆断層で、紅葉山市街地付近で湾曲し、真谷地背斜西翼部から南へ伸びる逆断層のクルキ断層に収斂する。平和断層はほぼN-S方向を示す上盤となる幌内層の構造方向と斜交し、下盤となる幌内層の上部層（G-I帯）の構造方向は、断層と平行になる。クルキ断層は、N-Sに近い方向を保ちながらも上下盤の幌内層の構造と斜交しながら「穂別」図幅に連なる。この断層は上盤が転倒した褶曲を形成するのに対して、下盤は正常な褶曲を形成している。

5) 新第三系褶曲部

本図幅西南部を占める新第三系褶曲部は、古第三系最上部層の紅葉山層の分布と調和的である。紅葉山層の分布は前述の平和断層、およびそれに連なるクルキ断層以西の、幌内層上部層の構造方向と平行である。新第三系の滝の上層は、上位の川端層とともに紅葉山層に抱かれた向斜構造を形成する。この向斜西翼部は急立し、一部東傾斜の逆転部もみられる。そして漸次西方へ、翼部を断層に切られながら、滝の上層を軸核とする背斜そして向斜を繰り返す。於兔牛沢川沿い付近から西方の「追分」図幅地域へ、川端層の波長の長い褶曲構造に移化する。以上の新第三系の褶曲は、基本的には白亜系、および古第三系褶曲部と同様の、西翼が急な一部逆転した褶曲形態を取る。

以上述べた地質構造を地史的に整理すると、次のようにまとめられる。

図幅地域での蝦夷累層群の堆積には、アルコース砂岩やカリに富むアルカリ流紋岩で特徴づけられる函淵層群深牛礫岩層の礫組成に現われているように、西方陸地が後背地として存在した。

石狩層群の堆積盆形成には、蝦夷累層群の緩慢な隆起はもとより、神居古潭構造帯も同層群の礫組成が示すように、堆積物の供給源として存在した。

幌内層の堆積は、石狩層群およびさらに東方の蝦夷累層群をもオンラップしながらおった。幌内層の海域は神居古潭構造帯内域にも及んでいる。

新第三系滝の上層は、古第三系最上部の紅葉山層を傾斜不整合でおおう。不

整合は図幅南西部で両者の構造差はあまり明瞭でないが、図幅外北西部で顕著になり、図幅東部では蝦夷累層群および一部幌内層を直接おおう。滝の上層堆積盆の形成と堆積には、背後地となる神居古潭構造帯の構造的隆起が強く関連している。

滝の上層と神居古潭構造帯との関係は、同層の基底礫岩、および同層泥岩中に介在する蛇紋岩ブロック、または礫の問題に関わる。基底礫岩は図幅東部では蛇紋岩礫が多く、輝緑岩なども伴い、同帯がすでに削剥レベルに達していたことを伺わせる。図幅西南部の基底礫岩には流紋岩礫が顕著にみられ、中には巨大な漂礫状を呈するものすらある。この流紋岩はアルカリ ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) がやや低いが、 Na_2O に富むことが特徴的で、下位函淵層群のカリに富む流紋岩礫と起源は異なる(第4表)。高橋(1988 MS)は、雨竜地域の資料と併せて神居古潭構造帯の珪長質岩類であるトロニウム岩の噴出相との関連で考察している。泥岩中に介在する蛇紋岩ブロックまたは礫は、かつてNAGAO(1933)が「蝦夷ナッペ」と呼び、蛇紋岩の根無し地塊としたが、その後各研究者により否定された(例えば下河原, 1963)。本図幅では広範な広がりを見せる蛇紋岩塊密集部について、分布の詳細は露头条件も悪く地質図には表現できなかった。また、堆積機構など詳細についても検討できなかった。しかし、“構造的併入”と考えられている(渡辺ほか, 1978)蛇紋岩体を伴う神居古潭構造帯の、この時期の構造運動との関係は無視できない。坊主山西縁断層に代表される神居古潭構造帯の西方への衝上性の断層は、この時期に胚芽していたと考えられる。

分布の主体が図幅外西方へ広がる川端層の堆積には、FUJIE et al. (in MINATO et al., 1965) が示すように、輝緑岩類や蛇紋岩など神居古潭構造帯を指示する礫が多く、引き続き同構造帯の上昇を示している。川端層礫岩の構成礫を特徴づける花崗岩礫の含有は、図幅地域を南限としており、FUJIE et al. (in MINATO et al., 1965) は西方陸地からの供給としている。

本図幅地域には、川端層上位の中新世上部から鮮新世にわたる岩見沢層・追分層は分布していない。北海道中軸帯東列の日高変成帯の上昇は、この時期から始まるとされる。

本図幅地域の地質構造の形成は、多くの過程を経ながらも最終的には新第三

紀末、すなわち追分層堆積後の変動と考える点で他の著者と一致する。

地質構造の形成には、蝦夷累層群から新第三系まで各地層堆積時の背後地の変遷を反映している。特に、古第三紀以降の神居古潭構造帯の構造的な隆起と、新第三紀中期以降の日高変成帯の山脈化に深く関わっている。

XI 石炭資源

本図幅は、石狩炭田南部地域（夕張炭田）の南側に位置し、発達した夾炭層を含む古第三系石狩層群の諸地層は、図幅のほぼ西半部を占めて広く分布している。石狩層群の中稼行対象となる主要炭層を挟在する地層は、夕張層および登川層の2層であり、これら夾炭層は図幅内の地質構造を形成する過褶曲構造の軸核として、また、炭田の基盤をなす白亜系函淵層群を圍繞して、ほぼ南北方向に帯状に露出分布している。

本図幅内には夕張層および登川層の石炭を対象に、第6表および第32図に示すように大小14の炭鉱が稼行していた。第7表には主力炭鉱の炭質別一覧を示す。現在すべての炭鉱が閉山し、本図幅内に炭鉱は存在しない。

かつて稼行していた主力炭鉱の状況は、次のとおりである。

1. 夕張新炭鉱

所在地：夕張市清水沢清陵町61番地

閉山時鉱業権者：北炭夕張炭鉱株式会社

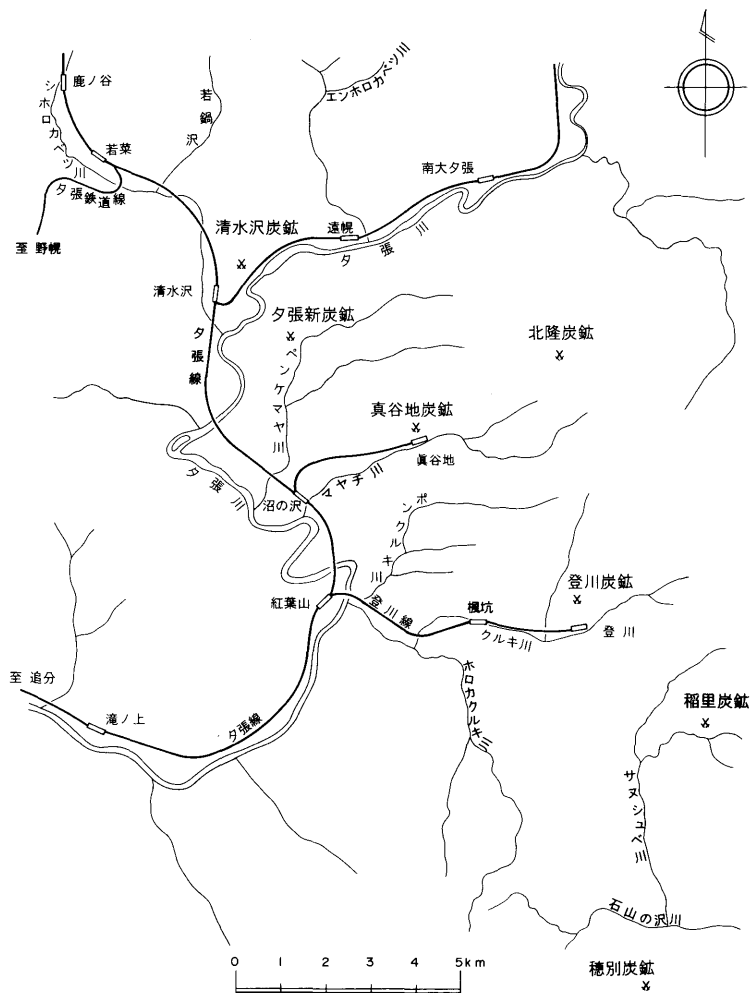
位置および交通

本炭鉱の開発地域は、夕張市清水沢東部から沼の沢～真谷地にかけての夕張川東方の丘陵地で、東西約1.8km、南北約6km、面積約11km²である。北西に清水沢炭鉱、南東に真谷地炭鉱が位置する。新炭鉱の鉱山事務所および立坑は、JR清水沢駅3.3kmの南東方、ペンケマヤ川の中流河岸にあり、また揚炭坑口・選炭工場は、JR沼の沢駅付近（第33図写真）にあった。

交通はJR石勝線の紅葉山駅から分岐する夕張線が通じており、道路は国道452号が走る他、市道・農道・林道が発達し至便であった。

沿革

本炭鉱の開発地域は、昭和24（1949）年、北海道炭鉱汽船株による清水沢南～東部開発構想に始まり、その後、沼の沢～真谷地西部に調査範囲を広げ、地表踏査、試錐調査を実施してきたが、国の実施した昭和33～37年の炭田総合開発調査、同38～44年の原料炭田開発調査と相俟って、本区域に優良な石炭が賦存



第32図 紅葉山図幅内炭鉱分布図

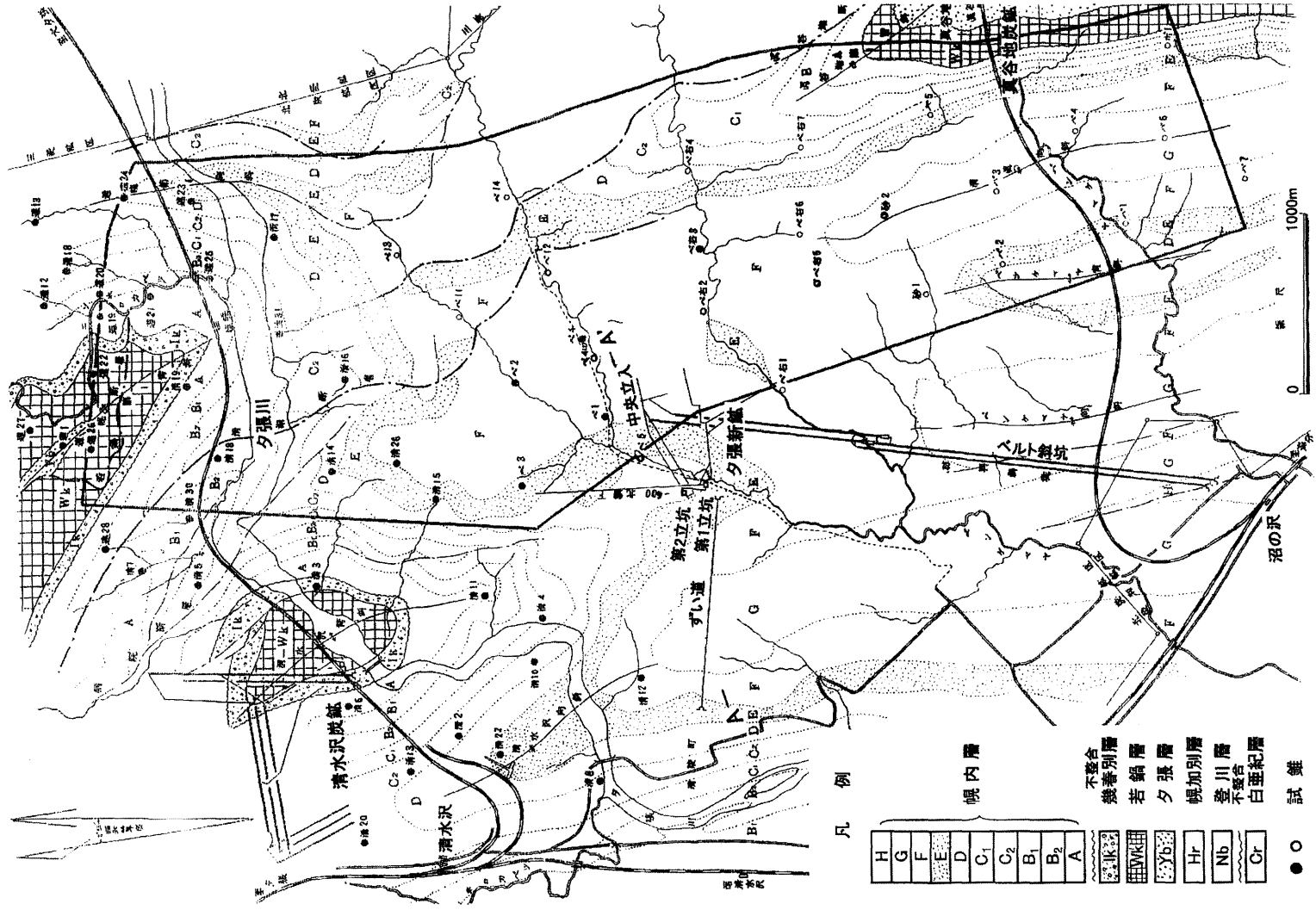
第6表 紅葉山図幅内炭鉱名簿 (石狩炭田南部)

炭鉱名	鉱業(租鉱)権者名	所在地	主要坑口名	採掘、租鉱区分	操業年月日		出炭量(t)		従業員数(人)
					設立・開坑	閉山・採消	出炭総量	年間生産量	
三井登川* 一登川	三井鉱山(株) 北炭	夕張市登川	本坑、鶴亀沢坑 松竹沢坑、下の沢	採	M4.4買取 T.8~	T8譲渡 S29.8			
真谷地 (新真谷地)	北炭真谷地 炭鉱(株)	夕張市真谷地 地同 楓	桂坑、榑坑、下の沢 坑 楓1~3坑	採	M.38.8露 天掘	S62.10 H.3.12	23,010,230	701,861	1,143
清水沢	北炭夕張 炭鉱(株)	夕張市清水沢	遠幌坑、斜坑、本坑	採	S19.12.5 S22.11.3	S.55.7	9,509,294	522,605 (S51年)	974
夕張新鉱	同上	同上	第1、第2立坑、ベルト 斜坑、材料斜坑	採	S45.7.29	S57.12.27	6,698,871	1,177,429 (S52年)	2,892
穂別	北炭 穂別炭鉱(株)	勇払郡穂別町	水準堅入、通洞堅入	採 租	S24.4 S28.11	S28.11 S40.12	728,001	44,117	139
稲里*	大和鉱業(株)	同 同 稲里	稲里坑	採	S32.10	S43.1		59,628	166
北隆*	北隆炭鉱(株)	夕張市真谷地	南第2斜坑、北立入坑	租	S28.10	S38.3		21,653	76
真北	(株)石山組	同上	第3~5坑	租	S29.4	S29.3		10,694	62
南登川	同上	夕張市楓	第2坑	租	S28.12	S40.8		10,075	40
南登川	新北海鉱業(株)	同上	第1~5坑(小滝沢坑)	租	S.28.10	S35.10		3,953	25
北登*	北進炭鉱(株)	夕張市登川	第1坑	租	S29.8	S38.3		27,366	67
北新一新穂	北進炭鉱(株)	夕張市真谷地	通洞孔	租	S36	S39.2		8,056	28
南登	小野炭鉱(株)	同 同 楓	南坑	租	S27	S38.3		4,138	28
新穂別	北日本産業(株)	勇払郡穂別町		租	S46	S52		60,000	
新登川△	興和鉱業(株)	同 同 新登川		採	S22	S29		29,028	
中穂別*	野津次郎	同 同 稲里		試	T14.8	S4.3			

(註) 稼行夾炭層 * : 登川層の炭層、無印: 夕張層の炭層、△滝上層の炭層

第7表 炭鉱、炭質別一覧表 (工業分析)

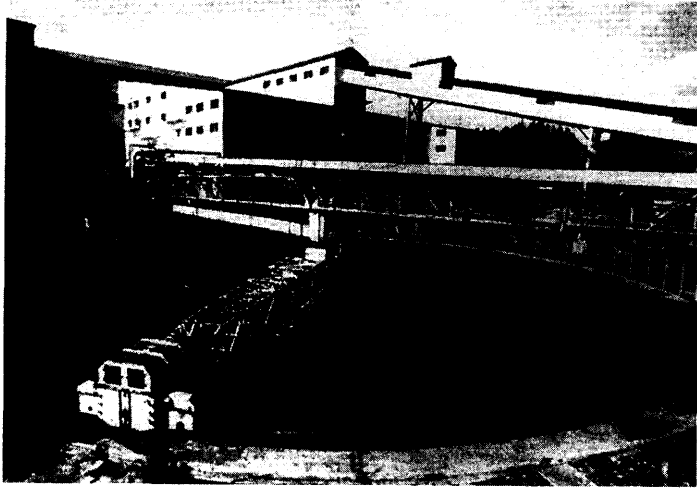
炭鉱名	地層名	炭層名	工業分析				全硫黄(%)	発熱量 Kcal/kg	粘結状態	補正純炭発 熱量Kcal/kg	JIS炭質 区分
			水分(%)	灰分(%)	揮発分(%)	固定炭素(%)					
清水沢炭鉱	夕張層	平安八尺層	1.2	8.2	37.2	53.4	0.3	7,900	粘結膨張	8,799	漚青炭B ₂
		十尺層	0.9	6.6	39.8	52.7	0.3	8,110	粘結膨張	8,830	漚青炭B ₂
夕張新炭鉱	夕張層	平安八尺層	1	4.6	39	55.4	0.2	8,120	強粘結 BN8	8,643	漚青炭B ₁
		十尺上層	0.6	3.5	33.2	62.7	0.2	8,930	強粘結 BN9	9,345	漚青炭B ₁
		十尺層	0.7	5.9	34.7	58.7	0.2	8,280	強粘結 BN9	8,921	漚青炭B ₁
真谷地炭 鉱桂坑	夕張層	1番上層	2	5.9	41.6	50.5		7,800	膨張	8,523	漚青炭B ₂
		1番層	2.2	5.8	42.6	49.4		7,903	膨張	8,644	漚青炭B ₂
		1番下層	1.8	10.9	39.6	47.7		7,405	膨張	8,589	漚青炭B ₂
		2番層	1.6	4.7	46.5	47.2		8,063	膨張	8,742	漚青炭B ₂
真谷地炭 鉱楓坑	夕張層	3番層	1.4	4.4	46.5	47.7		8,017	膨張	8,550	漚青炭B ₂
		1番層	2.1	8.7	43.4	45.8		7,540	膨張 BN6	8,503	漚青炭B ₂
		2番層	2.5	9.5	41.5	46.5		7,510	膨張 BN5	8,590	漚青炭B ₂
穂別炭鉱	夕張層	3番層	2.4	3.6	46.5	47.4		8,090	膨張 BN4	8,630	漚青炭B ₂
		1番層	5.36	1.3	45.05	45.29		7,864	膨張	8,437	漚青炭B ₂
		2番層	3.96	5.99	42.95	47.3		7,420	膨張	8,008	漚青炭C
稲里炭鉱	登川層	3番層	4.77	6.24	43.41	45.58		7,218	膨張	8,145	漚青炭C
		4番層	7.67	22.13	34.43	35.77		5,488	微粘結	6,517	漚青炭D
上層	本層	上層	5.27	13.48	41.66	39.57		6,306	弱粘結	6,931	漚青炭D
		本層	1.23	5.16	44.43	50.18		8,072	弱粘結	8,429	漚青炭D



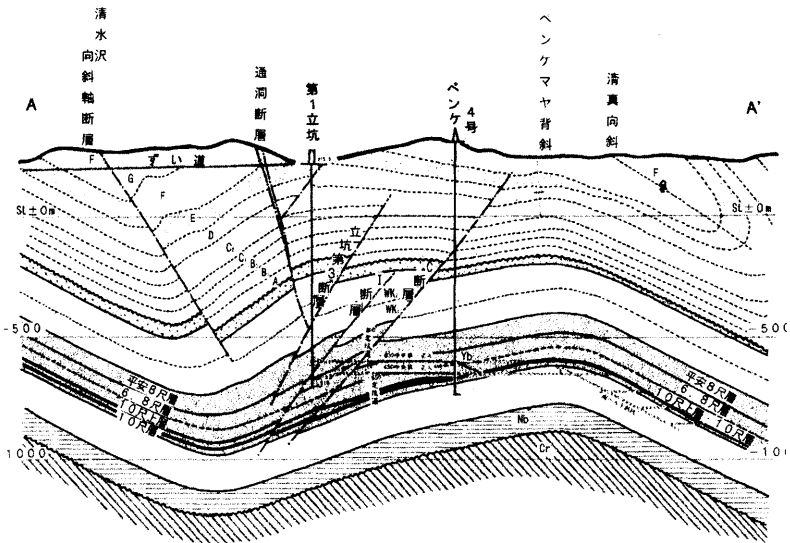
凡例

- | | | | | | | | | | |
|--------|---|---|---|---|----------------|----------------|----------------|----------------|---|
| H | G | F | E | D | C ₁ | C ₂ | B ₁ | B ₂ | A |
| 幌内層 | | | | | | | | | |
| 不整合 | | | | | | | | | |
| 幾層別層 | | | | | | | | | |
| 若銅層 | | | | | | | | | |
| 夕張層 | | | | | | | | | |
| 幌加別層 | | | | | | | | | |
| 登川層 | | | | | | | | | |
| 不整合 | | | | | | | | | |
| 白亜紀層 | | | | | | | | | |
| ● O 試錐 | | | | | | | | | |

第34図 夕張新炭鉱周辺地質図 (北炭資料)



第33図 夕張新炭鉱沼の沢選炭場
 —安藤文男写真集「夕張を見つめて半世紀」, 1998より—



第35図 夕張新炭鉱地質断面図 (第34図A-A'断面, 地層記号は34図と同じ) (北炭資料)

していることが確認され、本格的な新鉱開発が検討されるに至った。

昭和43（1968）年12月、同社に新鉱開発部が設置され、昭和45（1970）年7月29日、石炭鉱業合理化臨時措置法に基づく国の未開発炭田開発地域の指定を受け、同年9月21日、開発計画が告示されて沼の沢の斜坑と第1立坑の開設工事に着手した。わが国における最後の新炭鉱開発である。

昭和48（1973）年10月、採炭が開始され、50（1975）年6月から営業出炭を開始した。

昭和53（1978）年10月、北海道炭鉱汽船(株)から分離独立し、北炭夕張炭鉱株式会社夕張新炭鉱と改称した。

昭和55（1980）年8月に坑内火災が発生、同56年10月16日に2次災害を含めて93名が死亡するガス突出事故が発生し、事故の回復をみぬまま同57（1982）年12月、閉山した。

創業時最盛期出炭量は1,177,429 t / 52年（人員2,892名）であり、新炭鉱の出炭量累計は6,698,870 tである。

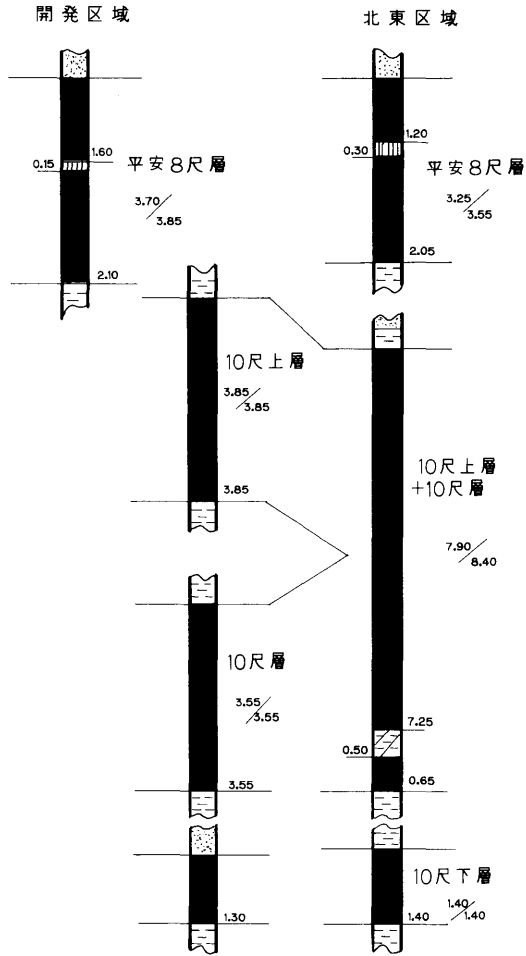
地質・炭層・炭質

本区域の地質は白亜系を基盤として、その上位に不整合に累重する古第三系の石狩層群、および幌内層から構成されている。夕張新炭鉱を中心とする地質図を第34図に、中央第1立入を含む東西方向の地質断面を第35図に示す。

石狩層群は下位から、登川層・幌加別層・夕張層・若鍋層、および幾春別層の諸層からなり、このうち、開発対象となる主要炭層を挟在する地層は夕張層である。

本区域の石狩層群は、一部を除いてほとんど地表に露出せず、厚い無層理塊状の泥岩からなる幌内層の分布地域であり、幌内層の構造解析から地下深部に存在する背斜構造を解明し、この背斜頂部を中心に開発を進展させた。

背斜構造は、清水沢背斜の南方への沈降部とその南東に雁行して、ほぼ南北に走るペンケマヤ背斜からなる。潜在するペンケマヤ背斜は、真谷地方面で一般的に認められる、逆転して転倒する過褶曲構造と異なり、第34,35図に示すように正常な背斜形態をなして頂部はほぼ水平に広がり、その東翼は15°～25°東傾斜の単斜構造で清真向斜に移行する。また、西翼は35°～45°西傾斜の単斜構造をなして清水沢向斜～ペンケマヤ向斜に移行する。



第36図 夕張新炭鉱主要炭層（夕張層）柱状図（柱状の数字、単位はm）（北炭資料）

夕張層の層厚は180～220mで、岩質は粗～細粒砂岩～砂質泥岩～泥岩の互層からなり、これに炭層を挟在する。下河原（1963）の、下位からⅠ～Ⅵの7亜層に分けた堆積サイクルによる分帯では、稼行対象炭層はⅠ、Ⅱ、Ⅳ亜層に賦存する。主要炭層は第36図主要炭層柱状図に示したように、上位より平安8

第8表 夕張新炭鉱元素分析表

地層名	炭層名	元素分析					H/C	O/C
		C	H	N	S	O		
夕張層	平安八尺層	85.16	6.16	1.9	0.3	6.48	0.868	0.057
	十尺上層	86.09	6.14	1.95	0.26	5.56	0.856	0.048
	十尺層	85.86	6.15	2.01	0.29	5.69	0.86	0.05

尺層・10尺上層・10尺層の3層である。10尺上層（標準炭丈3.50m）と10尺層（標準炭丈4.00m）は西部区域で合盤が発達し、別個の炭層として識別されるが、東部に向かい両層が合わさって1枚の炭層となり、9mを越える厚層になる。

炭質は、第7表（夕張新炭鉱）に示すようにJIS区分、B1の瀝青炭に属する優秀な原料炭で、硫黄・燐が少なく製鉄・ガス・コークス用に利用された。

なお、元素分析表を第8表に示す。

採炭方法

立坑1斜坑方式を採用、主要入気・人員の昇降を目的とした第一立坑、排気専用の第二立坑に対して、揚炭ベルト斜坑、および材料斜坑を結合して基本骨格とし、これより-600m・-650m・-700mレベルに盤下坑道を設け、これから約300m間隔で立入を設けて着炭させ、上部坑道と下部坑道間に切羽を設定し採炭した。

採炭方法は片盤向長壁式を用い、盤下先行による後退式採炭で、切羽面長は約150m、炭切はダブルレンジングドラムカッタ、自走支保の完全機械化採炭を実施した。

本炭鉱の坑底は-810mである。

2. 清水沢炭鉱

所在地：夕張市清水沢清栄町

閉山時の鉱業権者：北炭夕張炭鉱株式会社

位置・交通

夕張市のほぼ中央に所在し、夕張新炭鉱の北側に隣接する。JR清水沢駅の東方1.2kmの地点に位置し、坑口は「大夕張」図幅内にあるが、採炭範囲の南

部が当図幅内に存在するため関連する炭鉱として記録した。交通はJR夕張線、国道452号、道道38号等が通ずる交通の要地となっており至便であった。

沿革

本炭鉱は、昭和19(1944)年12月の遠幌坑本卸の開坑に始まり、昭和22(1947)年11月、清水沢炭鉱開坑。同23年3月に斜坑、5月に通洞坑を開坑。同26年4月から出炭を開始している。昭和27(1952)年2月、遠幌坑を本坑と改称し斜坑および本坑として操業。昭和44(1969)年3月、本坑終掘に伴い、斜坑を清水沢坑と改称。同53年10月、炭鉱合理化のため北炭夕張炭鉱(株)清水沢炭鉱となり、新区域の開発を計画したが同55(1980)年4月に閉山した。

出炭量の総計は9,509,393 tであり、操業最盛時の出炭は522,604 t/51年で、従業員数は1,473名であった。

地質・炭層・炭質

本炭鉱地区の地質は、白亜紀の上部蝦夷層群を基盤として、その上位に不整合に累重する古第三紀の石狩層群および幌内層から構成されている。石狩層群は下位から、登川層、幌加別層、夕張層、若鍋層、および幾春別層の諸地層からなり、このうち主要炭層を挟在する地層は夕張層である。

地質構造は、ほぼ南北に走る清水沢背斜が構造の基調をなし、背斜の軸核として若鍋層、および幾春別層の両層が露出分布する。本背斜の東翼は25～30° Eの傾斜で清真向斜に移行、西翼は20～30° Wの傾斜で清水沢向斜に移行し、更に西側は平和背斜に連なる。本炭鉱の清水沢坑は、清水沢背斜部および清水沢向斜部を採炭した。

夕張層の層厚は180～190mで、岩質は細～粗粒砂岩と泥質岩の互層からなり、これに7～8枚の炭層や炭質頁岩を挟在する。これらの炭層のうち、稼行対象としたのは平安8尺層(山丈4.25～4.50m、炭丈3.60～4.10m)、10尺上層(山丈1.45m、炭丈1.10m)、および10尺層(山丈3.80m、炭丈2.75m)である。

炭質は、第7表(清水沢炭鉱)に示したように瀝青炭Bに区分され、いずれも優良な原料炭で製鉄、ガス、コークスの原料炭に利用された。

採炭方法

本図幅に関係する採炭範囲は清水沢坑(斜坑)に属する区域で、夾炭層の夕張層が地表に露出しないため、斜坑・立坑方式を採用し、立坑は入気と人員の

繰込みに使用した。斜坑は、ベルト卸・運搬卸を併設、地質構造に応じて第2・第3等の斜坑を開さくして深部の開発に当たり、また、西部～南部の開発にはそれぞれ連絡坑道を設け基幹坑道とした。

採炭は斜坑より片盤坑道を設けて、上部坑道と下部坑道間に切羽を設定し採炭した。片盤間隔は深度差平均50mとし、採炭方法は帯状局部充填、または総バラシ無充填の片盤向長壁式採炭で、採炭面長は150～170mである。なお、平安8尺層は厚層のため、上炭を採炭した後下炭を払う追掛払方式や、2段に払うスライシング採炭を行っていた。

清水沢坑の坑底は-467.7mである。

3. 北炭真谷地炭鉱

所在地：夕張市真谷地62番地

閉山時の鉱業権者：北炭真谷地炭鉱株式会社

位置・交通

真谷地炭鉱は桂坑と楓坑の2坑からなり、炭鉱事務所は桂坑に置かれた。JR夕張線沿の沢駅の北東、約4kmのマヤチ川中流に位置する。なお、第37図



第37図 真谷地炭鉱、後方は立坑
—安藤文男写真集「夕張を見つめて半世紀」、1998より—

(写真)は操業時の炭鉱事務所である。

楓坑は夕張市楓33番地に所在し、JR石勝線楓駅の北方0.5kmに位置していた。桂坑と楓坑の位置関係は、桂坑の約4km南方に楓坑がある。

交通はJR石勝線および夕張線があり、操業時は沼の沢から桂坑間には、石炭輸送用の社設専用鉄道が敷設されていた。

道路は国道274号、452号があり、また、市道が発達しており交通至便である。

沿革

明治26(1893)年9月、頭山満・金子元三郎らがクルキ炭礦を設立、明治38(1905)年8月、北海道炭礦鉄道会社を買収し、夕張第二礦と称して本沢坑(榊坑)、楓坑を開坑、大正2年に真谷地鉱として独立した。大正8(1919)年、登川礦(三井鉱山)の買収に伴い、楓坑は登川炭鉱の所管となったが、昭和28(1953)年8月、登川炭鉱の廃坑により再び真谷地鉱山に帰属した。昭和53(1978)年7月、北海道炭礦汽船(株)から分離、北炭真谷地炭鉱(株)となる。平成3(1991)年12月閉山。

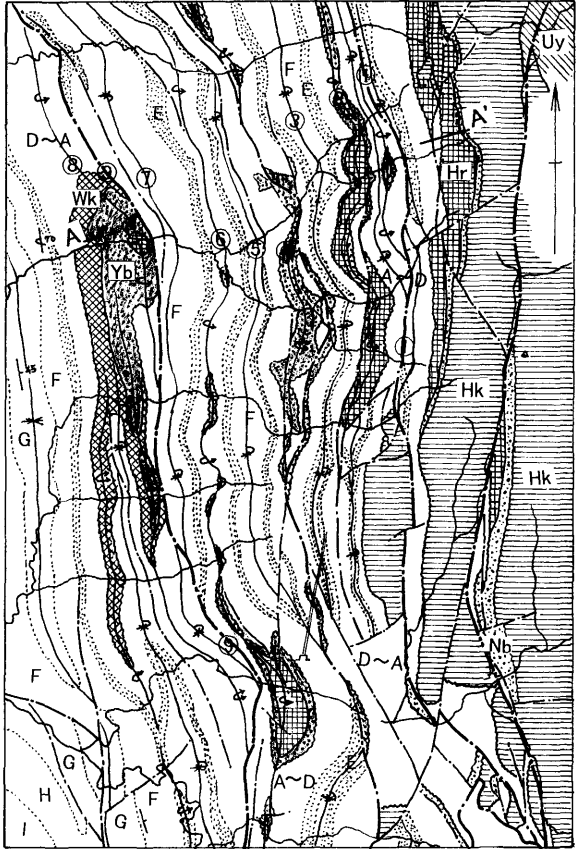
真谷地炭鉱に属する主な出炭坑口は、桂坑・榊坑(本沢坑)・上の沢坑・下の沢坑等であり、楓坑に属する主な坑口は、稲荷沢坑・枇杷坑・楠坑等である。

操業時の出炭量は、明治期が876,000t、大正期は2,160,000tであった。また、閉山までの総出炭量は23,010,229tであり、最盛時の年間出炭量は701,860t/年(昭和60年、人員1,143名)である。

地質・炭層・炭質

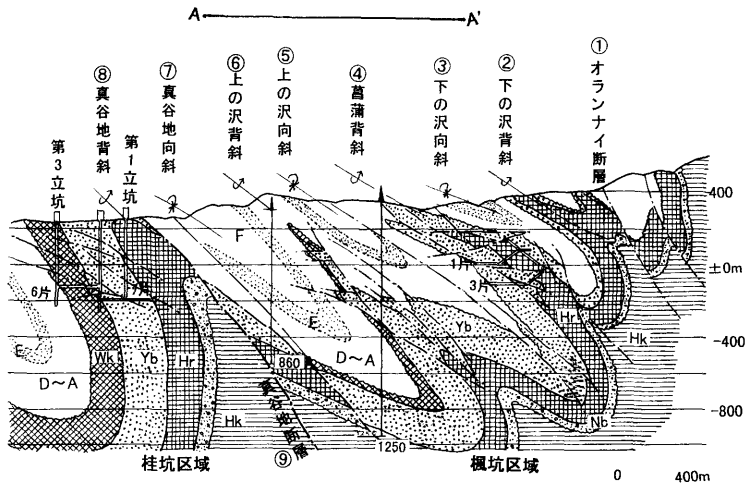
本炭鉱区域の地質は、第38図真谷地炭鉱周辺地質図、および第39図地質断面図に示したように、白亜紀層を基盤とする古第三紀石狩層群の、下位から登川層・幌加別層・夕張層・若鍋層の諸地層および幌内層から構成される。これらの地層中、稼行対象となる主要炭層を挟在する夾炭層は夕張層および登川層の2層であるが、本炭鉱では夕張層の炭層を採炭した。なお、当図幅北西部に露出分布する石狩層群の上位地層は、北西方から南東方に向けて幌内層の削剝を受け、幾春別層から順次欠如され、南東側の登川地域では登川層のみが分布するようになる。

夕張層はこの区域に発達する過褶曲構造の背斜軸核として、軸頂に帯状に、または連鎖状に露出分布している。本区域の地質構造を形成する過褶曲構造は、



I	Wk	若鍋層
H	Yb	夕張層
G	Hr	幌加別層
F	Nb	登川層
E		
A~D	Hk	函淵層群

第38図 真谷地炭鉱周辺地質図 (北炭資料)

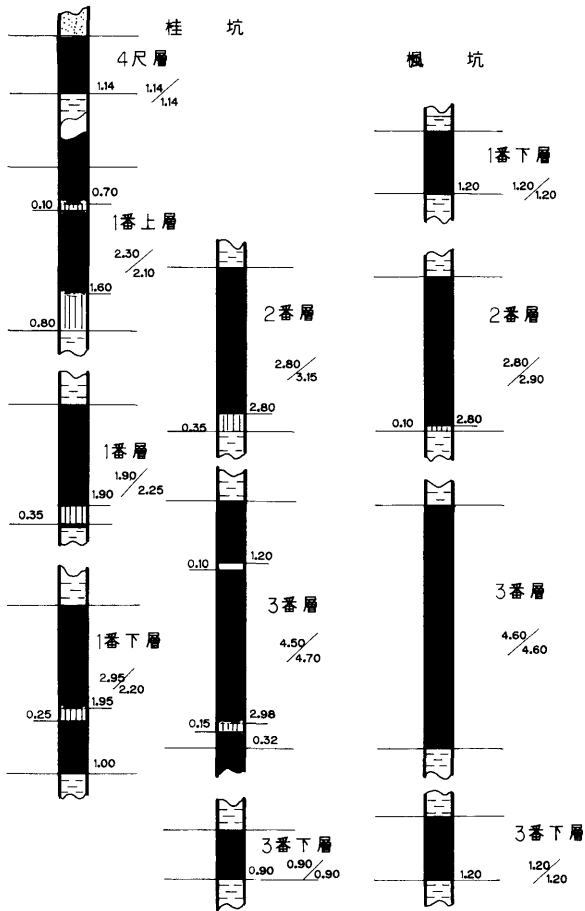


第39図 真谷地炭鉱地質断面図 (第38図A-A'断面, 凡例も同じ) (北炭資料)

西側から真谷地背斜 (第 1, 第 2, 第 3 背斜に分岐), 上の沢一楓背斜, 葛蒲背斜, 下の沢背斜等であり, これらの背斜間には真谷地向斜, 上の沢向斜, 下の沢向斜等がある。各褶曲軸はそれぞれ南北方向に延びており, 背斜地背斜は地層が急立し, 他の背斜は $45\sim 30^\circ$ Eの等斜構造を示す。本炭鉱は, これらの背斜に露出分布する炭層を中心に坑口を開設して採炭を実施していたが, 背斜構造毎に展開した主な坑口名は次のとおりである。

背斜名	坑口名
真谷地 (第 1, 第 2, 第 3) 背斜	桂坑, 榊坑 (本沢坑)
葛蒲背斜	下の沢坑, 楓坑 (北部)
下の沢背斜	柏坑, 上の沢坑, 楓坑 (北部)
楓背斜—上の沢背斜	楓坑, 楠坑, 枇杷坑

夕張層の層厚は $250\sim 0\text{m}$ で, 岩質は細~粗粒砂岩・砂質泥岩・泥岩の互層からなり, これに炭層を挟在する。下河原 (1963) の, 下位から I~VI の 7 亜層に分けた堆積サイクルによる分帯では, 主要炭層は I・II・III・IV 亜層に賦存する。主要炭層は, 3 番下層 (I 亜層) 3 番層 (II) 2 番層 (III) 1 番下



第40図 真谷地炭鉱主要炭層（夕張層）柱状図（柱状の数字，単位はm）（北炭資料）

層・1番層，および1番上層（Ⅳ）上4尺層（Ⅵ）等である（第40図）。

炭質は，第7表（真谷地炭鉱，桂坑・楓坑）に示したように瀝青炭B1に区分される優秀な原料炭で，製鉄・ガス・コークス用に利用された。

採炭方法

本炭鉱も当初は地表露頭から炭層に沿って、斜坑により水平掘り、狸掘りを行ってきた。深部化するに従い、地層が急立する桂坑方面では立坑と片盤毎の水平坑道による骨格構造とした。すなわち、第2立坑を中心にして南北各々2000mの盤下坑道を若鍋層に設定し、1番層群・2番層・3番層に逐次着炭させて沿層展開する方式を取った。片盤間隔は50～75mである。なお、桂坑では7片（-212m）レベル以深は斜坑方式（ベルト、材料、人道斜坑）を取り、垂直距離は75m毎に片盤を設けて水平展開を行った。最深片盤深度は12片-585mである。

採炭方法は炭層急立部では、片盤向斜長壁法によるピックと発破の併用であったが、昭和23年頃よりは全充填偽傾斜採炭法により採炭した（炭層の緩傾斜部分については、局部充填による前進式長壁払も採用）。桂坑の坑底は12片-585mである。

楓坑は斜坑方式（本卸、添卸）を基本とし、斜坑に片盤坑道を設け、350m毎に立入坑道を掘進して2番層・3番層に着炭させ、沿層展開を行う方式を取り、残柱式または長壁式採炭を実施したが、過褶曲構造で炭層が不安定のため採炭規格は統一できなかった。片盤間隔は50mである。なお、楓坑は坑外施設の集約、送炭の合理化を行うため、6片地並（-120m）で桂坑と連絡、楓坑の出炭は桂坑より揚炭している。楓坑の坑底は西5片2番の-283.9mである。

4. 穂別炭鉱

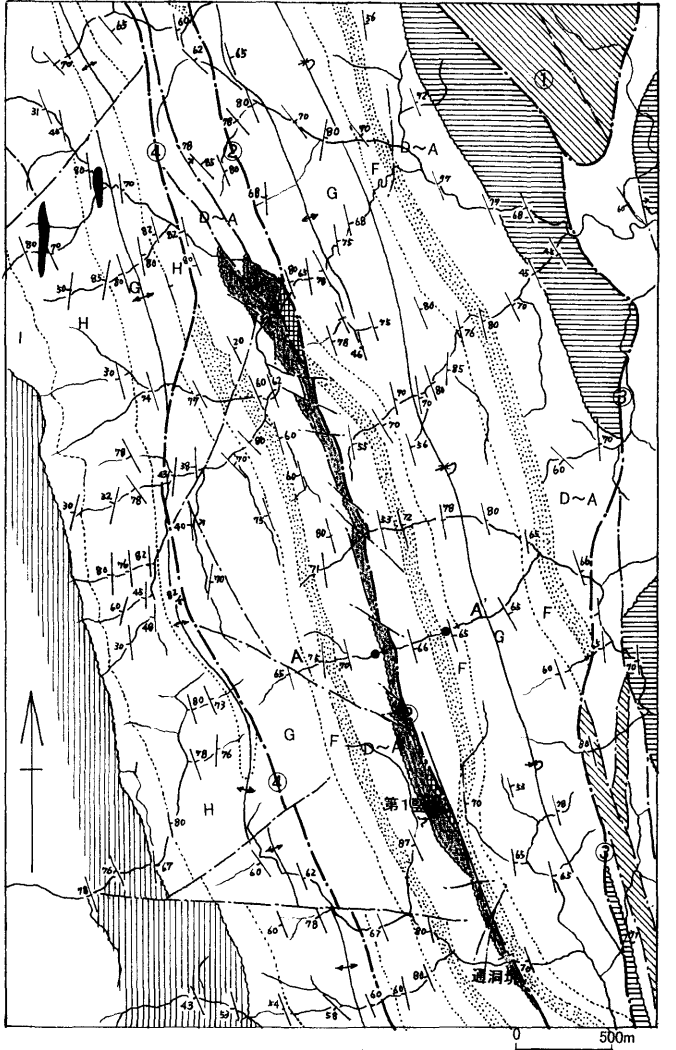
所在地：勇払郡穂別町キウス地内

閉山時の鉱業権者：穂別炭鉱株式会社

位置および交通：穂別町市街の北方約10kmの地点にあり、穂別川の支流ペンケオピラルカ沢中流に位置する。交通は穂別町を通る道道74号、およびキウス地内で道道から分岐する農道・林道が通じている。

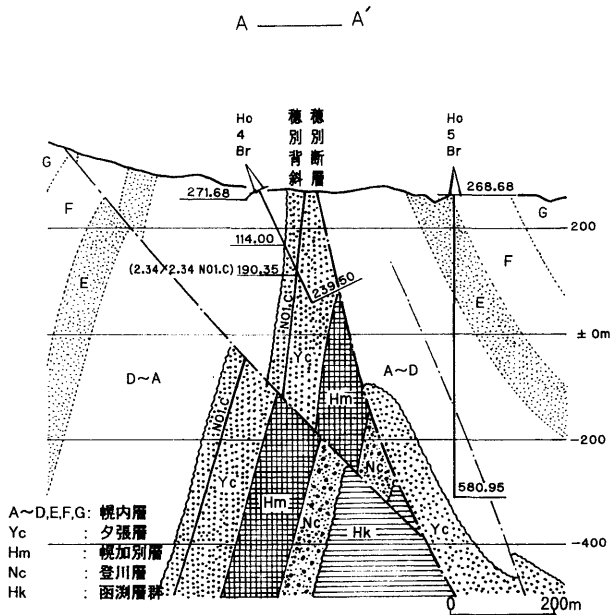
沿革

明治中期、相馬炭鉱として開坑したが僅かな出炭を見ただけで、明治37（1904）年、北海道炭硯汽船株が買収し、同41年には9鉱区が設定されたが未開発のまま昭和に至る。その後、戦後の石炭政策に呼応して昭和23（1948）年6



- | | | |
|---|--|--------------|
|  紅葉山層 |  夕張層 | ① サマシユベ根無し地塊 |
|  梶内層F~I帯 |  梶加別層 | ② 穂別断層 |
|  梶内層E帯 |  函淵層群 | ③ 白樺断層 |
|  梶内層A~D帯 |  上部蝦夷層群 | ④ 久留喜断層 |
| |  貫入岩 | |

第41図 穂別炭鉱周辺地質図 (北炭資料)



第42図 穂別炭鉱地質断面図 (第41図A-A'断面) (北炭資料)

月に開坑，翌24年7月より出炭を開始した。同28（1953）年，企業整備により穂別炭鉱（株）を設立して移管（租鉱），同28年11月より6万t/年体制で操業開始したが同40（1965）年閉山した。

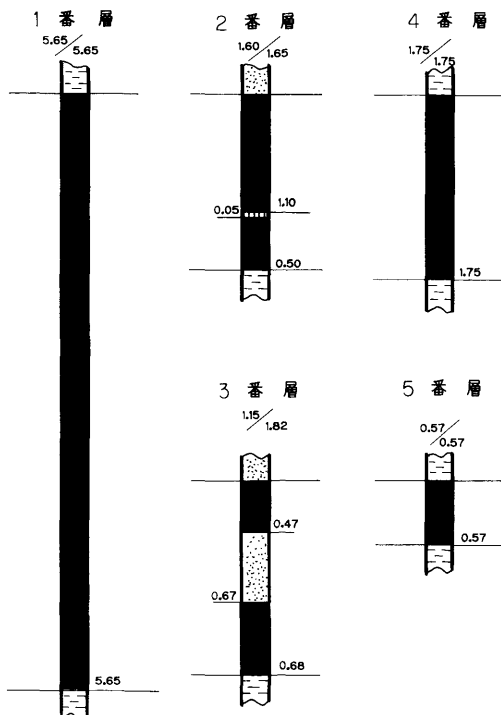
主な坑口名は，水準竪入坑・通洞坑・第1竪入坑等である。

操業時の出炭量は昭和24～28年まで約26万t，同28年11月～40年12月まで60.8万tである。年間出炭量は44,116t/年で，従業員数は139名である。

なお，本炭鉱は昭和46（1971）年10月から52（1977）年まで，新穂別炭鉱として北日本産業（株）により露天掘採炭が行われた。

地質・炭層・炭質

本炭鉱区域を構成する地層は，白亜紀の函淵層群を基盤としてその上位に累重分布する，古第三紀石狩層群の登川層・幌加別層・夕張層の諸層，および幌内層からなる。なお，石狩層群上位の若鍋層・幾春別層は，上位の幌内層により削剥欠如され分布せず，幌内層と夕張層が不整合に直接している。



第43図 穂別炭鉱主要炭層（夕張層）柱状図（柱状の数字、単位はm）（北炭資料）

地質構造は、区域のほぼ中央に軸方向N20° W傾斜75° NEの穂別背斜があり、本背斜の中核として北は穂別川支流のサヌシユベ川上流から、南はペンケオビラルカ上流まで南北約4kmに亘って夕張層が露出分布している。本背斜西翼の夕張層は60~90° SWで急立しており、東翼は本背斜にほぼ平行した穂別断層により切られ、夕張層の賦存深度が深くなる。東翼の地層傾斜は約30° NEである。

本炭鉱周辺の地質図を第41図に、地質断面図を第42図に示した。

夾炭層である夕張層の層厚は100~150mで、岩質は泥質岩の卓越した粗~細粒の互層からなり、これに5枚の炭層を挟在する。本炭鉱の稼行炭層は、上位

より1番層・2番層および4番層の3層であり、このうち1番層は最厚5.65mと良好な発達を示す(第43図)。

炭質は、第7表(穂別炭鉱)に示したように1番層がB2の瀝青炭、2・4番層はCの亜瀝青炭に区分され、原料炭として利用された。

採炭方法

採炭方法は、水準竪入坑および通洞坑の大坑道を中心に、大坑道から立入坑道を入れて炭層を区割りし、両片盤の距離を45～50mとして切羽面を階段式にする偽傾斜欠口掘りとし、切羽面傾斜30～35°の偽傾斜階段掘充填方式を原則として、後退式または前進式の切羽により採炭を行った。

5. 稲里炭鉱

所在地：勇払郡穂別町豊進(サヌシュベ)地内

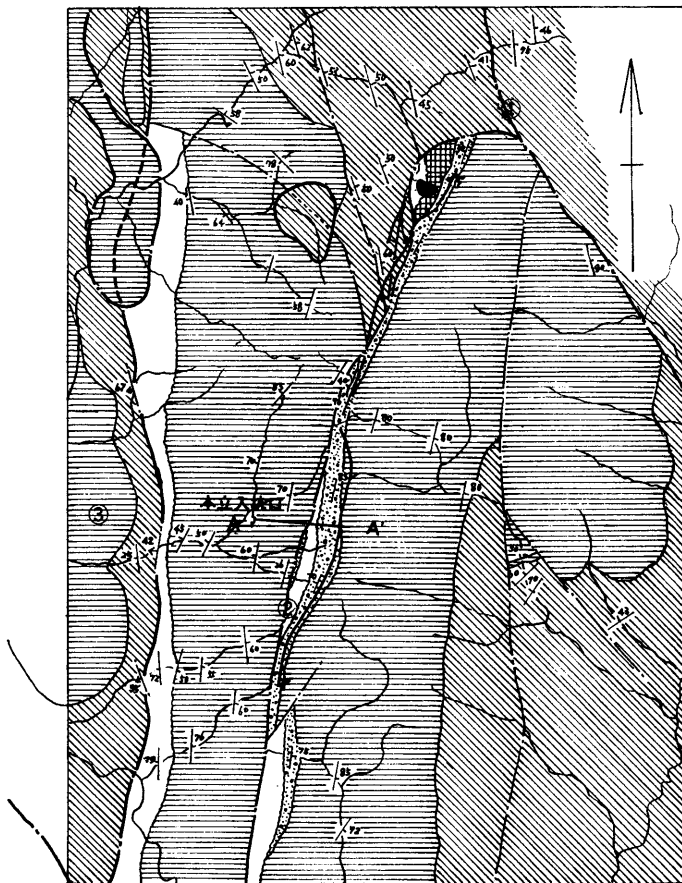
閉山時の鉱業権者：大和鉱業株式会社(夕張市)

位置および交通：穂別市街の北方約14km地点にあり、穂別川支流サヌシュベ川中流、右支沢(通称滝の沢)最上流山稜付近に位置している。交通はサヌシュベ川沿いに国道274号が走り、この国道から滝の沢沿いに林道(旧鉱山道)が通じている。

沿革

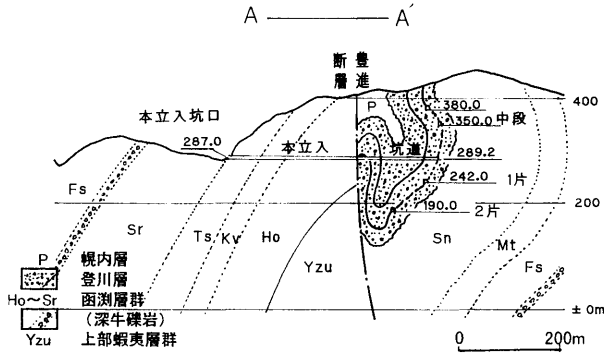
サヌシュベ地区の石炭については、大正15(1926)年5月に中穂別炭鉱が開発を計画、ニューオクナイ・ソウサヌシュベ川上流に鉱山事務所を設け、8月より試掘に着手して昭和4(1929)年3月まで試掘した記録(出炭量130t)がある。

その後、本地区の鉱業権は北海道炭礦汽船(以後北炭)の所有となったが、昭和30(1955)年の石炭合理化臨時措置法の施行による、我が国のエネルギー総合対策の一環として炭鉱の開発が計られ、稲里炭鉱も時流に乗った形で開坑された。すなわち、昭和32(1957)年、大和鉱業(株)が北炭から租鉱権を得て開坑し、その後採掘権を取得、自鉱区として生産に入ったが昭和43(1968)年1月24日に閉山した。最盛時の年間出炭量は61,232 t/年、従業員は184名であり、閉山時までの総出炭量は542,617 tである。



- 0 500m
- | | | |
|--------------|--|--|
| ① 稲里断層 |  桃内層 |  函洞層群 |
| ② 豊進断層 |  桃加別層 |  上部蝦夷層群 |
| ③ サヌシユベ根無し地塊 |  登川層 |  貫入岩 |

第44図 稲里炭鉱周辺地質図 (北炭資料)



第45図 稲里炭鉱地質断面図 (第44図A-A'断面) (北炭資料)

地質・炭層・炭質

本炭鉱区域を構成する地層は、白亜紀の函淵層群を基盤としてその上位に累重分布する、古第三紀石狩層群の登川層・幌加別層および幌内層 (A~D帯) の諸層である。夾炭層は登川層および函淵層群であるが、炭鉱は登川層の炭層を採掘した。

本炭鉱周辺の地質図を第44図に、地質断面図を第45図に示した。

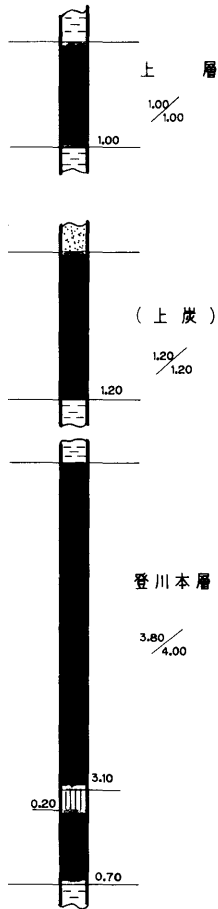
地質構造は、南北に走る豊進断層に沿う古第三系の諸地層が、細長く帯状に分布し、これらの諸層は断層により落ち込み急立して複雑な褶曲構造を取っている。また、基盤の函淵層群は古第三系を包み込むような形態で広く分布する。地層の走向はほぼ南北で、傾斜は全般に急立し、一部逆転も認められるが北部ではやや緩傾斜 (50° W) を示す。

登川層の層厚は40~50mで、岩質は細~粗粒砂岩の卓越する泥質岩との互層からなり、これに3枚の炭層を挟在する。稼行炭層は、上炭 (山丈・炭丈1.20m)、登川本層 (山丈4.00m、炭丈3.80m) の2層である (第46図)。

炭質は第6表 (稲里炭鉱) に示したように、垂漑青炭Dに区分される一般炭で、燃焼時長焰を出す特性があり、主に窯業用炭として利用された。

介在する炭層の下盤の泥岩は耐火粘土として知られており、層厚2~4.50mで本区域に広く分布している。

白亜紀函淵層群の炭層は3枚介在するが、いずれも薄く (山丈0.6~0.7m)、



第46図 稲里炭鉱主要炭層
(登川層)柱状図
(柱状の数字, 単位
は m) (北炭資料)

また炭質も悪く、稼行された実績はない。分析値は水分4.8～4.9%、灰分30.9～36.5%、発熱量4,120～4,710Kcalである。

採炭方法

本立入坑口 (SL.287.0m) から本立入坑道を掘削、夾炭層に逢着させて左右に展開、北側の本立入北坑道 (1800m, SL304.0m)、南側の本立入南坑道

(800m, SL287.0m) を水準坑道として基本に置き、水準坑道上位については中段立入や炭層露頭からの中切坑道等を設けて、坑道間の採炭を実施した。水準坑道以深の採炭は、斜坑方式（北部および南部斜坑等）により片盤坑道を設け、それぞれの片盤について採炭を実施した。片盤間隔は40～50mである。

採炭方法は、炭層が急立しているため切羽面を階段式にする偽傾斜欠口、および柱房式払とし、切羽面傾斜を30～35°として採炭した。また、北部方面の緩傾斜部については前進式長壁払により採炭した。

XII 応用地質

XII. 1 地下資源

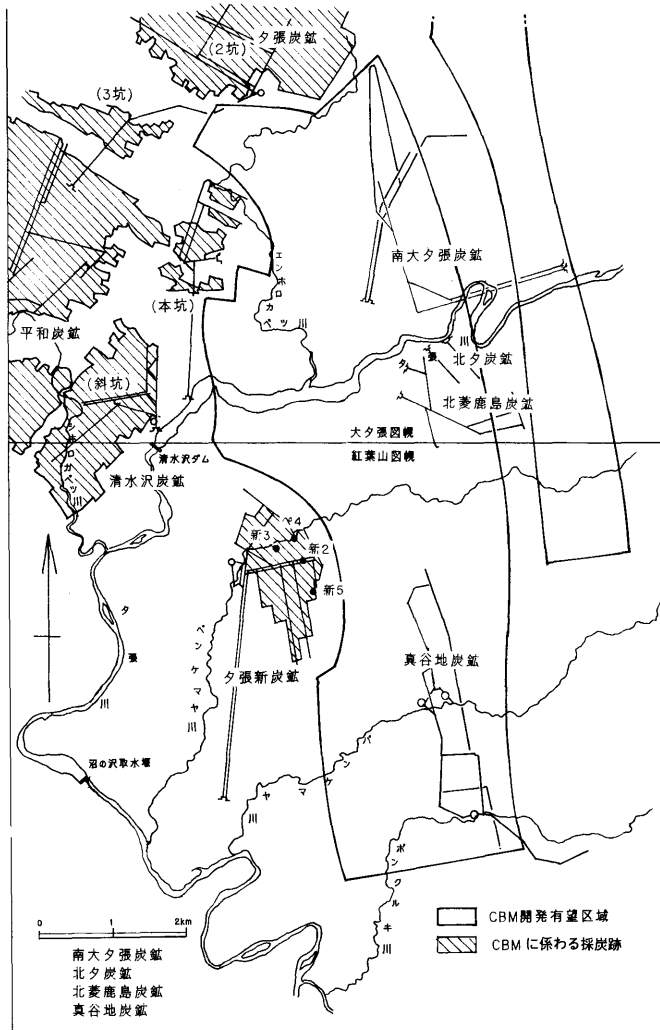
本図幅地域の石炭を除く地下資源としては、炭田地帯に石炭ガスおよび油徴（石油）が知られる他、蛇紋岩に伴われるクロム鉄鉱と採石があげられる。

・石炭ガス

本図幅内の炭田（石狩炭田南部区域）には、石炭層が包蔵する膨大な量のメタンガス（コールベットメタン、以下CBMと略記）が胚胎している。

古くから炭鉱では保安上の問題もあり、炭層からのガス抜き等を積極的に実施して安全を確保し、採取したCBMは自家発電や暖房として、また一部はメタノールの製造など、化学原料として利用されてきた。しかし、炭鉱の閉山とともにCBMの利用もなくなったが、近年、地球環境に優しいクリーンエネルギーとして、非在来型天然ガス（CBM、メタンハイドレート、深層ガス）の開発が脚光を浴びるようになった。ちなみに米国では、CBMの研究開発に20年ほど前から取り組み、現在では実用化されて、米国の天然ガス総供給量の6%を占めるまでになり、将来さらに増加する傾向にある。

石狩炭田のCBM資源量は、平成9年度の「国内CBM資源調査可能性調査（北海道地区）」（新エネルギー産業技術総合開発機構、1998）によると、562億～2873億 m^3 となっている（海水準下-1,200m以上、炭丈0.30m以上の賦存炭量から産出）。また、同炭田内のCBM開発有望区域として数カ所の候補地が上げられているが、本図幅に関連する地区としては、清水沢～南大夕張区域がある。



第47図 CBM (コールベットメタン) 開発有望区域図

この区域は第47図に示したが、本図幅にその南半部が含まれている。

清水沢～南大夕張区域CBM賦存量の諸元は次のとおりである。

1. CBM開発対象地層：石狩層群、夕張層
2. 地質構造：清水沢背斜～ペンケマヤ背斜東翼順層部（旧清水沢および夕張新炭鉱深け先深部）、地層走向ほぼ南北、地層傾斜2230° 東。
3. 面積：39.83km²（南北約11km×東西約5km）。
4. 炭丈：7.0～12.0m
5. 埋蔵炭量：531（10⁶t）
6. メタン包蔵量：9.5～12.0（m³/t）
7. メタン資源量：5044～6370（10⁶m³）

なお、ペンケ4号試すいにおける湧出ガスの分析値（第9表）、および本図幅に関連する炭鉱の産出ガス量（第10表）、また、ボーリングによる地山ガス抜き実績等（第11表）を表に示した。

第9表 コールベットメタンの分析結果（ペンケ4号）

ガス成分(%)						発熱量 (Kcal/m ³)
メタン	エタン	炭酸ガス	酸素	窒素	計	
94.3	0.3	3.2	0.3	1.9	100	7,600

第10表 関係炭鉱産出ガス量（年次）

炭鉱名	出炭量(原炭)(千t)	トン当りメタン ガス量(m ³ /t)	産出ガス量 (千m ³ /年)	利用先
清水沢	540～640	73.5～75.3	40662～47040	自家発電
夕張新炭	1147～1262	77.6～136.7	97931～156794	同上
真谷地	837～926	76～77.7	73612～71209	同上、暖房

第11表 地山ガス抜き試すい実績（昭和49年3月時）

試すい	深度(m)	ガス自噴日	湧出ガス量			ガス圧力 (kg/cm ²)	
			初日(m ³ /分)	S49.3(m ³ /分)	総量(10 ⁶ m ³)	初日	S49.3
ペンケ4号	840	S43.11.16	188	2.2	18.216	6	0.2
新2号	1,000	S46.8.31	40.6	1.2	3.744	2	0.2
新3号	1,000	S47.7.5	6.65	1.2	3.024	2	0.2
新5号	865	S49.7.7	0.1	?	1.32	3	?

註：試すい位置は第47図参照

第12表 炭鉱坑内での出油記録（北炭資料）

炭鉱名	湧出箇所	地層名	層準	湧出量	備考
真谷地炭鉱	桂坑南5片	夕張層	1~2番層間	タール状	
"	榊坑南3片	"	3番層の上	"	
"	第3立坑	若鍋層	第3砂岩帯	グリス状(7ヶ所)	20-40ℓ塩水伴う
"	桂坑6片	"	"	"	(3ヶ所)
"	楓坑北3片	夕張層	3番層の上	1~2ℓ(4ヶ所)	
"	桂坑南9片	"	2番層の上	2~3ℓグリス状	
"	桂坑南10片	若鍋層	第3頁岩帯	18ℓ	
夕張新炭鉱	西第1ロング	夕張層	10尺上層上	2~5ℓ	
"	ペンケ2号試すい	"	上層上	微量	
"	ペンケ11号試すい	幾春別層	虎の皮層上	"	
"	ペンケ2号試すい	夕張層	上4尺層の上	"	
稲里炭鉱	本立入北坑道	登川層	本層の上	1~2ℓグリス状	長期間滲出

第13表 原油の化学的性状

採取箇所	パラフィン系炭化水素							ナフテン系炭化水素				芳香族炭化水素		計	
	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	C ₅ H ₁₂	C ₆ H ₁₄	C ₇ H ₁₆	C ₈ H ₁₈	C ₉ H ₂₀	C ₁₀ H ₂₂	C ₁₁ H ₂₄	C ₁₂ H ₂₆	C ₇ H ₈	C ₈ H ₆	
真谷地炭鉱	-	-	0.51	6.21	12.47	12.24	8.57	1.25	13.74	27.86	16.01	0.1	1.04		100
第3立坑(若鍋層)	-	-	0.51	6.21	12.47	12.24	8.57	1.25	13.74	27.86	16.01	0.1	1.04		100

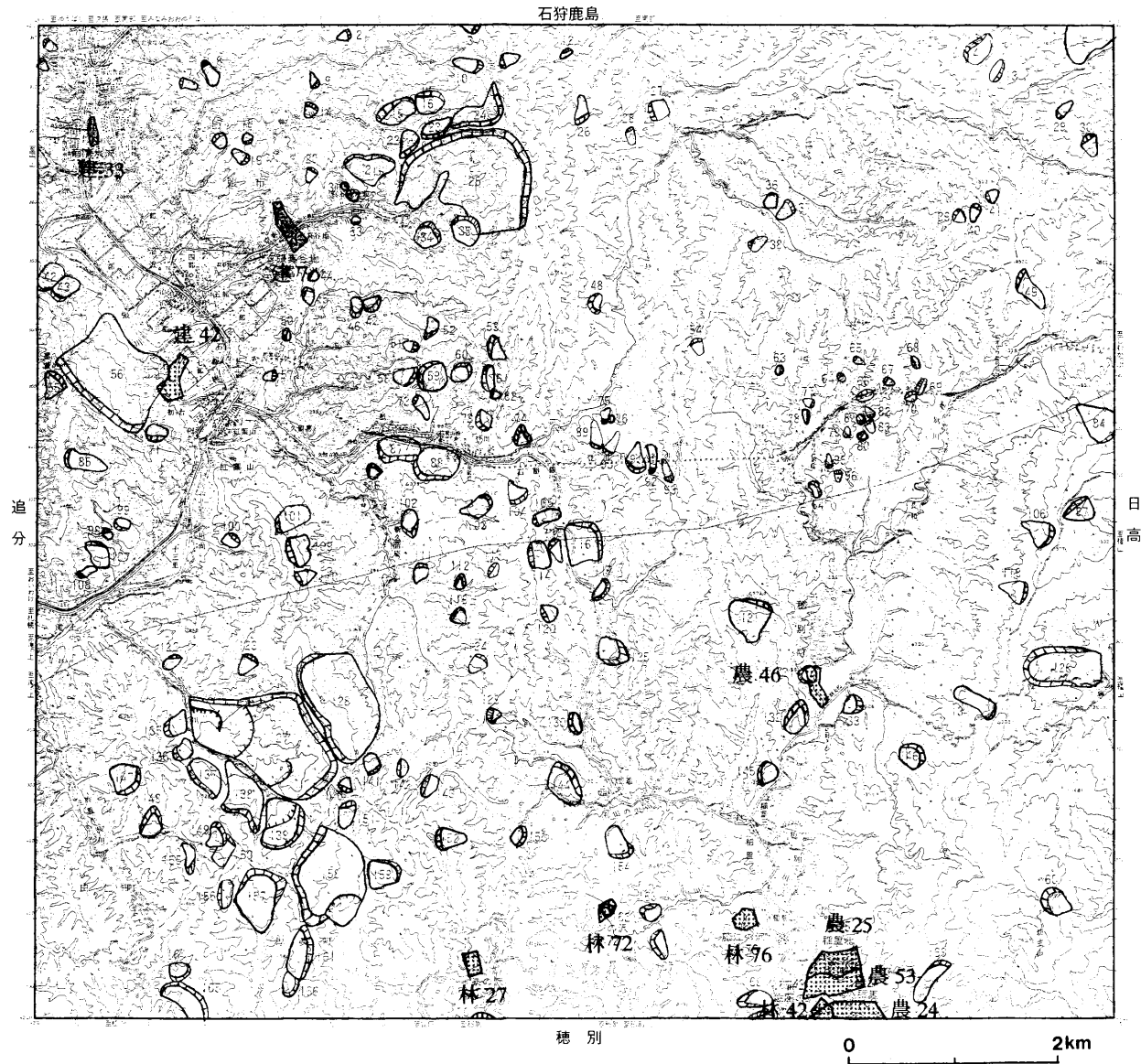
・石油

本図幅に南接する「穂別」図幅の穂別町地内、穂別川支流ペンケオピラルカ沢の左沢・石油沢中流には、古く（明治23年）から油徴が認められた。明治37（1904）年頃から試掘が行われ、大正11（1922）年からは間欠ながら10~13ℓ/月等の出油記録がある。

この出油地区は地質構造上、本図幅穂別背斜の南方延長上に位置しており、構造的に関連性を有する。ただ、本図幅内では同背斜地帯を含め油徴の確認等はされておらず、炭鉱開発の過程において種々の記録があるので、その概要を第12表に、真谷地炭鉱における原油の化学的性状を第13表に示す。

・クロム

クロム鉄鉱は、東隣「日高」図幅地域が日本における主要なクロム鉄鉱床胚胎地域であるが、本図幅内でも南東隅の蛇紋岩分布域で随所にクロム鉄鉱床徴地が認められ、八田八幡鉱山、穂別鉱山など生産実績のある鉱山が分布する。鉱山の概要について地質調査所（1967）に基づき述べるが、八田八幡鉱山については本図幅と「日高」図幅の境界に位置し、「日高」図幅で概要が紹介されているためここでは省略する。



第48図 紅葉山地質図幅範囲の地すべり地形と地すべり指定地（網かけ部分）分布図
 （山岸編，1993）に加筆，指定地については第14表参照

穂別鉱山： 図幅南東隅、坊主山の山頂部に位置する。昭和7年に発見され、八田鉱業KKが昭和18年から20年の休山までに約1,000 tを出鉱した。基盤と表土の間に鉱石が密集した残留鉱床で、N20° W方向にのび、延長17m、厚さ2 mの規模であった。クロム柘榴石・堇泥石を伴う塊状鉱を主体とし、平均品位は48.50%であった。

・碎石

火成岩の項で述べた、紅葉山市街南方の幌内層を貫く玄武岩質安山岩は、昭和35（1960）年頃より採石され、骨材として利用されていた。採石は夕張川左岸の岩体を対象としていた。操業当時は旧国鉄の鉄道道床用として、年間多量の採石を供給したほか、国道・道道・地方道などの改良や、舗装用、ダム建設用に使用され、夕張および周辺地域の碎石需要の大部分を生産していた。しかし、昭和60年頃資源量枯渇のため休止している。

XII. 2 地すべり地形

地質の章で説明したとおり、紅葉山図幅内の地質は多様である。地すべりの地形・分布密度は、地質に規制されることが良く知られているが、本図幅範囲内でも地質の違いにより、地すべり地形の規模と分布密度が大きく異なる。第48図に山岸編（1993）の「紅葉山」図幅範囲の地すべり地形分布図を示す。こ

第14表 地すべり指定地一覧表

指定地番号	指定地名	面積	指定年月日	地質
林27	泉の沢	13.60 ha	1974.2.18	紅葉山層, 幌内層
林42	佐藤の沢	5.21 ha	1980.1. 9	上部蝦夷層群（長和層）
林72	ソソシの沢	5.52 ha	1989.3.10	函淵層, 幌内層
林76	藤江の沢	18.54 ha	1990.10.2	上部蝦夷層群（長和層）
建7	夕張真谷地	18.07 ha	1963.2.27	幌内層
〃	（追加）	1.40 ha	1986.3.25	幌内層
建33	南清水沢	4.14 ha	1987.3.27	幌内層, T3段丘堆積物
建42	紅葉山	25.09 ha	1995.7.24	幌内層
農24	稲里	63.70 ha	1988.3.22	上部蝦夷層群（長和層）
農25	稲里北	32.70 ha	1988.3.22	上部蝦夷層群（長和層）
農46	長和	16.45 ha	1993.4.22	中部蝦夷層群（ヌタゴマナイ層）
農53	稲里中央	29.51 ha	1995.8. 3	上部蝦夷層群（長和層）

の図において地すべり地形の分布が密になるのは、蛇紋岩・上部蝦夷層群・幌内層・滝の上層などの地域である。一方、地すべり地形の分布が疎になるのは、函淵層・紅葉山層（キャップロックとしての役割をしている箇所は複数あり）・川端層・中部蝦夷層群などの地域である。

第14表に本図幅内の地すべり指定地を示す。道内191箇所の地すべり指定地のうち、本図幅内に11箇所の指定地が存在し（1999年3月現在）、そのほとんどが上部蝦夷層群と幌内層分布域に集中する。

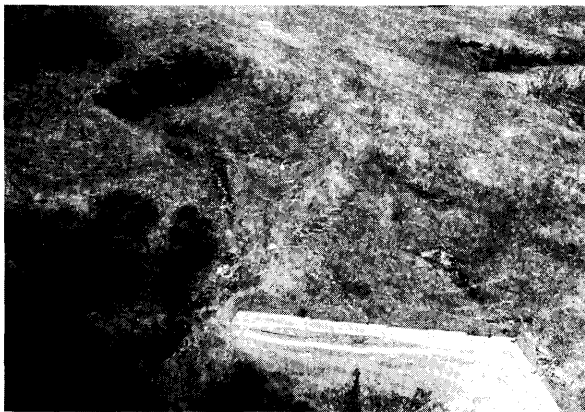
以下、地すべり地形が多く分布する地質ごとに、地すべり地形の規模および分布の特徴を述べる。

・蛇紋岩

オロロップ沢の北方には規模の大きな地すべり地形（岩盤スライド）、および小規模な流動型地すべりが分布する。規模の大きな地すべり地形は、ハッタオマナイ層との境界部分で発生している。一方、小規模な流動型地すべりは、蛇紋岩起源の粘質土が変形したもので、地すべり末端部や規模の大きな地すべりブロック内に見られる。

・上部蝦夷層群—長和層—

長和では急傾斜地が多く、その岩盤斜面ではスレーキングが顕著でサイコロ



第49図 上部蝦夷層群の流動型地すべり



地すべり地形

- ⊙ 岩盤～風化岩地すべり
- ⊙ 岩屑～粘質土すべり
- ⊙ 不明瞭な地すべり地形
- リニアメント

地すべりの活動性

- p: 先地すべり斜面: 地すべり発生の可能性がある斜面
- a: 活動地すべり: 滑動中または融雪期や豪雨時に滑動する(数ヶ月～数年間隔)
- b: 停止地すべり: 不安定化要因が存在しており再活動する(数年～数10年間隔)
- c: 休止地すべり: 人工改変や気候条件の変化によって再活動する可能性がある
- d: 非活動地すべり: 再活動の可能性が少ないもの

地質分布(簡略化)

- | | |
|--------------------|--------------|
| Sp: 蛇紋岩・変成岩類 | Hk: 函淵層群 |
| Mya: 中部蝦夷層群砂岩・泥岩互層 | Po: 古第三系幌内層群 |
| Mys: 中部蝦夷層群砂岩・凝灰岩 | Tk: 新第三系滝上層 |
| Uy: 上部蝦夷層群 | A: 第四系 |

第50図 稲里地区周辺の地すべりと地質分布との関係(横山ほか, 2000より)

状にクラックが発達する。ここでは、崩壊状の小規模な地すべりが多数分布している。稲里の東では丘陵頂部周辺に緩斜面がひろがっており、ここでは浅い船底地形をした流動型地すべりが分布している（第49図写真）。

・幌内層

幌内層は一見無層理塊状で硬質であるが、風化すると層理面に沿ってひび割れしやすく、容易に粘土化する（岡村ほか，1992）。このことが幌内層分布域に地すべり地形の分布を密にする一因とみられる。

一方、登川から真谷地東方にかけての地域では、断層や破碎帯が多数分布し、また石炭層および凝灰岩の薄層をふくむ夕張層が急傾斜で入り込む複雑な地質構造が発達している。この地域には中～大規模の地すべり地形が密集するが、これは上述のような複雑な地質構造が、地すべり地形の形成に関係しているものと考えられる。

・滝の上層

滝の上層には大規模地すべり（岩盤スライド）が多数分布し、その占有率は極めて高い。地質の章の説明にあるとおり、滝の上層は巨大蛇紋岩体をしばしば含む。チョポツナイ川の河床に蛇紋岩起源の粘質土が見られ、鬼首山南方の地すべり周辺に蛇紋岩巨大岩体が存在する。また、滝の上層は一部で酸性凝灰岩をはさむ。これらの蛇紋岩体境界部や酸性凝灰岩がすべり面を形成し、巨大地すべりの発達の一因となっているものと考えられる。

第50図（横山ほか，2000）は、本図幅南東隅、稲里周辺の地質と地形分布との関係を示したもので、小規模で不明瞭な地すべり地形も記載されている。この図から読みとれる地質ごとの地すべりの特徴は、概ね上述のとおりであるが、上部蝦夷層群分布地域に小規模な流動型地すべりが多数分布していること、また、滝の上層分布地域には比較的規模の大きな岩盤スライドと流動型地すべりが混在していることなどが読みとれる。

文 献

- 安藤文男 (1998) 安藤文男写真集「夕張を見つめた半世紀」. 安藤文男写真集発刊委員会, 116P.
- ASANO, K. (1952) Paleogene foraminifera from Ishikari and Kushiro coal-fields, Hokkaido. *Short Papers, Inst. Geol. Paleont. Tohoku Univ.*, 4, 23-46.
- 浅野 清 (1962) 有孔虫化石群から見た日本の古第三系. 東北大理地質古生物邦文報告, 57, 1-32.
- 地質調査所 (1967) 北海道金属非金属鉱床総覧. 575P.
- 遠藤誠道 (1933) 新生代の化石植物. 岩波講座(地質学・古生物学) 第3巻・古生物学, 岩波書店, 44P.
- HIRANO, H. (1986) Cenomanian and Turonian biostratigraphy of the offshore facies of the northern Pacific—An example of the Oyubari area, Central Hokkaido, Japan. *Bull. Sci. Engine. Res. Lab, Waseda Univ.*, 113, 6-20.
- 平野弘道・安藤寿男・平川正人・森田利仁・石川 亨 (1980) 北海道大夕張地域南部の化石層序学的研究 第1部 岩相層序と地質構造. 早稲田大教学術研究—生物学・地学編, 29, 37-46.
- 平野弘道・安藤寿男・平川正人・森田利仁・石川 亨 (1981) 北海道大夕張地域南部の化石層序学的研究 第2部 化石層序. 早稲田大教学術研究—生物学・地学編, 30, 33-45.
- 北海道開発局室蘭開発建設部 (1980) 一般国道274号事業概要.
- 北海道通商産業局 (1993) 北海道の石炭. 428P.
- 本多仁麿 (1967) 石狩炭田南部のサヌシユベ根無地塊について. 佐々保雄教授還暦記念論文集, 407-414.
- 今井半次郎 (1921) 石狩炭田に於ける幌内層と夾炭層との関係に就いて. 東北大理地質古生物邦文報告, 1, 1-37.
- 今井半次郎 (1924) 石狩炭田に於ける夾炭第三紀層(石狩統)の層位地質学的研究(その1). 地学雑誌, 36(通号421), 133-157.

- 海保邦夫 (1984) 北海道中央部夕張地域の第三系の層序. 地質雑, **90**, 815-829.
- KAIHO, K. (1984a) Paleogene foraminifera from Hokkaido, Japan. Part 1. Lithostratigraphy and biostratigraphy including description of new species. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser. Geol.*, **54** (2), 95-139.
- KAIHO, K. (1984b) Paleogene foraminifera from Hokkaido, Japan. Part 2. Correlation of the Paleogene system in Hokkaido and systematic paleontology. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd Ser. Geol.*, **55** (1), 1-75.
- KANNO, S. (1971) Tertiary molluscan fauna from the Yakataga district and adjacent areas of Southern Alaska. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Paper*, **16**, 1-154, Pls. 1-18.
- 紀藤典夫・地徳 力 (1991) 北海道穂別町産海トカゲ化石の地質年代. 穂別町立博物館研究報告, **7**, 9-14.
- 紀藤典夫・海保邦夫・高橋功二・和田信彦 (1986) 北海道穂別町産長頸竜化石の地質年代. 穂別町立博物館研究報告, **3**, 1-7.
- MAIYA, S. and TAKAYANAGI, Y. (1977) Cretaceous foraminiferal biostratigraphy of Hokkaido. In: MATSUMOTO, T. (ed.), Mid-Cretaceous events—Hokkaido Symposium, 1976. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Paper*, **21**, 41-51.
- 米谷盛寿郎・村田勇治郎 (1977) 北海道, 東北日本における *Spirosigmoilinella compressa* Matsunaga の産状と古生物学的意味. 藤岡一男教授退官記念論文集, 425-440.
- 松井 愈 (1951) 胆振国新登川炭礦付近の第三紀層. 新生代の研究, **8**, 117-122.
- 松井 愈・高橋 進 (1951) 紅葉山階ならびに滝の上階の火山岩活動の特性. 新生代の研究, **9**, 1-8.
- MATSUMOTO, T. (1942) Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan. Part 1. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Imp. Univ., Ser. D, Geology*, **1** (3), 129-280.
- MATSUMOTO, T. (1943) Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of

- Japan. Parts 2 & 3, *Mem. Fac. Sci., Kyushu Imp. Univ., Ser. D, Geology*, **2**, 97-237.
- MATSUMOTO, T. (edit.) (1954) The Cretaceous system in the Japanese Islands. *Jap. Soc. Prom. Sci., Tokyo (for 1953)*, 324P.
- 松本達郎 (1981) 北九州市立自然史博物館に寄贈されたイノセラムス (二枚貝類). 北九州市立自然史博物館研究報告, **3**, 15-26.. Pls.2-5.
- MATSUMOTO, T. (1989) A gigantic ammonite from Hobetsu, Hokkaido. *Bull. Hobetsu Mus.*, **5**, 1-11.
- 松本達郎・野田雅之・利光誠一 (1989) 穂別町立博物館の巨大アンモナイトーその産出記録と層位ー. 穂別町立博物館研究報告, **5**, 13-25.
- 松本達郎・野田雅之・蟹江康光・吉川幸叙・利光誠一・米谷盛壽郎・花方 聡 (1994) 北海道穂別地域におけるセノマニアン・チュロニアン推移部の層序. 穂別町立博物館研究報告, **10**, 1-25.
- 松本達郎・岡田博有 (1973) エゾ地向斜の佐久層について. 九大理研究報告 (地質), **11** (2), 275-309.
- 松野久也・秦 光男 (1960) 5万分の1地質図幅「追分」および同説明書. 北海道開発庁, 40P.
- MINATO, M.,GORAI, M.and HUNAHASHI, M. (1965) The Geologic Development of the Japanese Islands. Tsukiji Shokan, Tokyo, 442P.
- 本山 功・藤原 治・海保邦夫・室田 隆 (1991) 北海道大夕張地域の白亜系の層序と石灰質微化石年代. 地質雑, **97**, 507-527.
- 長尾捨一・小山内熙・酒匂純俊 (1954) 5万分の1地質図幅「大夕張」および同説明書. 北海道開発庁, 121P.
- NAGAO, T. (1933) "Nappes" and "Klippes" in Central Hokkaido. Proceeding of the Imperial Academy of Japan, Teikoku Gakushiin, Tokyo, **9** (3), 101-104.
- 中川 充 (1997) 空知層群関連オフィオライトの白金族元素存在度. 基盤研究 (A) 付加体形成における緑色岩の意義研究報告 (研究代表 宮下純夫), 新潟大理, **2**, 91-95.
- 中川 充・太田英順 (1993) 北海道のオフィオライト産砂白金. 石井次郎

教授追悼論文集, 133-141.

- NAKAGAWA, M. and OHTA, E. (1995) Preponderance of Ir-Os-Ru alloys in depleted ophiolite, Hokkaido, Japan. — A window to the mantle —, *Resource Geology Special Issue*, **18**, 49-56.
- NAKAGAWA, M., OHTA, E. and KUROSAWA, K. (1991) Platinum-group minerals from the Mukawa serpentinite, southern Kamuikotan Belt, Japan. *Mining Geology*, **41** (5), 329-335.
- 仲谷英夫 (1985) 北海道穂別町より産出した長頸竜化石 (HMG1) について (予報). 穂別町立博物館研究報告, **2**, 43-49.
- 根本忠寛・三本杉巳代治・水口文作 (1942) 登川図幅説明書. 北海道工業試験場地質調査報告, **5**, 31P., pls. 6.
- 大立目謙一郎 (1941) 石狩炭田南部の推被衝上構造の新事実について. 矢部教授還暦記念論文集Ⅱ, 973-988.
- 大立目謙一郎 (1942) 夕張炭田辺富内地方の地質構造特に其推し被せ構造に就て. 地質雑, **50** (598), 185-195.
- 大原 隆 (1966) 夕張炭田西縁の中部第三系の層序と構造. 千葉大理紀要, **4** (4), 599-615.
- 岡田尚武 (1981) 石灰質ナンノ化石による三毛別層と幌内層の堆積年代の推定. 総研連絡紙「北海道の新第三系の生層序」, **1**, 12-13.
- 岡村俊邦・山岸宏光・田近 淳 (1992) 三笠・美唄地域の地すべり. 地下資源調査所報告, **64**, 47-67.
- 小山内熙・石山昭三・松下勝秀・三谷勝利・高橋功二 (1967) 石狩炭田南部穂別炭鉞地域の地質. 北海道地下資源調査資料, **109**, 18P.
- 小山内熙・長尾捨一・三谷勝利・長谷川潔・橋本 亘 (1958) 5万分の1地質図幅「石狩金山」および同説明書. 北海道開発庁, 80P.
- 小沢昭男 (1991) 夕張川流域の地形発達史. 平成2年度修士論文要旨集, 北海道大学大学院環境科学研究科, 93-96.
- 佐々保雄・田中啓策・秦 光男 (1964) 5万分の1地質図幅「夕張」および同説明書. 北海道開発庁, 184P.
- 柴田 賢・棚井敏雅 (1982) 北海道第三紀火山岩類のK-Ar 年代. 昭和56年

- 度科研費総研 (A) 研究成果報告書「北海道新第三系生層序の諸問題」
代表棚井敏雅, 75-79.
- 下河原寿男 (1963) 夕張炭田の形成とその地質構造の発展. 石炭地質研究
第五集, 北海道炭鉱技術会地質部会, 5, 243P.
- 下河原寿男 (1967) 夕張炭田の地質構造について. 佐々保雄教授還暦記念
論文集, 467-475.
- 下河原寿男・手島 淳 (1961) 紅葉山層の層位学的位置. 地質雑, 67, 147-156.
- 新エネルギー産業技術総合開発機構 (1998) 平成9年度海外炭輸入基盤整
備促進調査(石炭高度利用促進モデル調査)国内CBM資源調査可能
性調査(北海道地区). 委託先(財)石炭エネルギーセンター,
148P.
- 鈴木弘明・栗田祐司・保柳康一・安藤寿男・牧野 彰・伝井 哲 (1997)
北海道夕張地域での海成暁新統の発見. 日本地質学会第104年学術大
会講演要旨(福岡), 136.
- 鈴木 茂 (1984) 北海道穂別町産白亜紀爬虫類化石について. 穂別町立博
物館研究報告, 1, 47-52.
- 高橋功二 (1983) クビナガリュウの産出層準と古環境. 日本地質学会北海
道支部学術シンポジウム「北海道の脊椎動物化石ーその時代と古環
境ー」講演要旨集(札幌), 4-5.
- 高橋功二 (1988MS) 日高前縁沈降帯の礫組成. 東北大学理学部.
- 高橋功二・鈴木 守 (1978) 5万分の1地質図幅「岩知志」および同説明書.
北海道立地下資源調査所, 46P.
- 高橋功二・鈴木 守 (1986) 5万分の1地質図幅「日高」および同説明書.
北海道立地下資源調査所, 44P.
- 高橋功二・和田信彦 (1985) 穂別町の地質. 穂別町立博物館研究報告, 2, 1-15.
- 高橋功二・和田信彦 (1987) 5万分の1地質図幅「穂別」および同説明書.
北海道立地下資源調査所, 40P.
- 高尾彰平 (1952) 石狩炭田(特に夕張炭田)に於ける幌内層の層序と地質構
造に関する研究. 石炭地質研究第二集, 北海道炭鉱技術会地質部会,
216P.

- 棚井敏雅 (1986) 日本の古第三紀植物群の変遷. 科研費報告書「日本の白
亜紀後期—第三紀初期における植物相変遷史の研究」, 1-36.
- 田中啓策 (1960) 北海道中央南部富内地域の白亜系. 地調月報, **11** (9) ,
543-554.
- 手島 淳 (1955) 幌内層の研究 (その 1) 夕張炭田中央部の幌内層 (予
報) —特に幌内層中の大型化石の量的扱いによる分帯について—. 地
質雑, **61**, 73-86.
- 手島 淳 (1958) 幌内層の研究 (その 2) 夕張炭田中部の幌内層—幌内層
化石の東西方向の性状および東方同層欠如部の推定—. 地質雑, **64**,
40-50.
- 植田芳朗・佐川 昭・村瀬 正・池田国昭 (1966) 石狩炭田夕張地区登川
南部地域の地質. 北海道地下資源調査資料, **104**, 11P.
- 和田信彦 (1977) 厚真川流域に分布する川端層相当層の堆積相と古流系.
地下資源調査所報告, 49, 71-79.
- 渡辺 順・鈴木 守・杉江 裕 (1978) 神居古潭構造帯—変成作用に関す
る二・三の問題—. 地国研専報, **21**, 93-110.
- 渡辺 寧・藤林紀枝・中川 充・加々美寛雄 (1993) 北海道中央部馬追丘
陵および夕張炭田地域の中新世前期火山岩類のK-Ar年代, 層序対比
および化学組成. 岩鉱, **88** (6) , 295-306.
- 矢部長克 (1901) 北海道石狩煤田地方に於ける白亜紀層また第三紀層の時
代に関する諸説を記し併せて小生の卑見を略述す. 地質雑, **8**, 144-147.
- 山岸宏光 (編) (1993) 北海道の地すべり地形—分布図とその解説—. 北
海道大学図書刊行会, 280P.
- 横山俊治・田近 淳・野崎 保 (2000) 北海道の地すべりのハザードマッ
プそのⅡ—ハザードマップへの試み—. 日本応用地質学会平成12年度
シンポジウム「斜面ハザードマップの現状と課題」予稿集 (東京) ,
45-57.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

MOMIJIYAMA

(SAPPORO-33)

BY

Kohji TAKAHASHI, Hisayoshi TANIGUCHI,
Jun WATANABE and Satoshi ISHIMARU

(Abstract)

The mapped district, located at 42°50' - 43°0' N latitude and 142°0' - 142°15' E longitude, is situated in the southern part of central Hokkaido along the western boundary of the Kamuikotan Belt, which runs parallel to the Hidaka Belt in structural geology. This district also contains the Yubari Coal Field (the southern part of the Ishikari Coal Field) .

Geology

The geology of this district mainly consists of the rocks characteristic of the Kamuikotan Belt, and sedimentary rocks of the Cretaceous, Paleogene and Neogene from east to west. The geological structure is very complex with many folds and faults running north to south.

The geology of the district is summarized in Table 1.

The rocks of the Kamuikotan Belt

The Kamuikotan Belt forms the western boundary of the Hidaka Axial Zone. The main part of this belt runs through the neighboring map districts of "Ishikarikanayama", "Hidaka" and "Iwachishi". The rocks characteristic of the Kamuikotan Belt exposed in this district consists of Hattaomanai Formation and serpentinite, both of them are distributed in the eastern cor-

Table 1

Age		Geological Unit	
Quaternary	Holocene	Alluvium	
	Pleistocene	Terrace deposits III Terrace deposits II Terrace deposits I	
Neogene	Miocene	Kawabata Formation	
		Takinoue Formation	Andesite dyke
Paleogene	Oligocene	Momijiyama Formation	
	Eocene	Late	Poronai Formation
		Middle	Ishikari Group
Cretaceous	Yezo Super Group	Hakobuchi Group	
		Upper Yezo Group	Osawa Formation
		Middle Yezo Group	Nutapomanai Formation Inasato Formation
Pre Cretaceous ~Early Cretaceous	Hattaomanai Formation		Serpentinite Micro diorite

ner. The serpentinite exposed in the northeastern corner is an extension of rocks distributed in districts of "Ishikarikashima*" and "Ishikarikanayama". Hattaomanai Formation and serpentinite exposed in the southeastern corner are extensions of those distributed in the district of "Hidaka". Hattaomanai Formation is divided into A and B facies. The former mainly consists of weakly metamorphosed slate and the latter consists of spilitic rocks, semi-schists and schists. Small bodies of micro diorite have intruded into the serpentinite.

Yezo Super Group

Yezo Super Group distributed in the eastern half area of this district extends from the district of "Ishikarikashima" to farther south of "Hobetsu" district. Yezo Super Group of this district is divided into three groups - Middle Yezo Group, Upper Yezo Group and Hakobuchi Group - in ascending order. Each group has a conformable relationship. The Lower Yezo Group is not exposed in this district.

Middle Yezo Group

This group is divided into Inasato Formation and Nutapomanai Formation in ascending order. Inasato Formation mainly consists of dark gray mudstone which is comparatively bedded. The age of this formation is Cenomanian according to fossil evidence of ammonites and microfossils. The basal bed of this formation is faulted. Nutapomanai Formation is divided into three members - Lower Member, Main Member and Upper Member - in ascending order. Lower Member and Upper Member consists of alternating beds of sandstone with turbidite facies and mudstone, interbedded with tuff. Main Member is composed mainly of dark gray mudstone and contains an intercalated thin sandstone and tuff bed. The age of this formation is Turonian according to fossil evidence of ammonites and inoceramus.

Upper Yezo Goup - Osawa Formation -

This formation is distributed to the east and west of the area occupied by Middle Yezo Group. This formation is divided into Lower Member and

Upper Member in lithofacies. Both of them consist mainly of dark gray massive mudstone and the former bedded tabularly contains thin intercalated bed of fine sandstone. The latter contains an intercalated light gray tuff bed. The age of Lower Member is probably Coniacian and Upper Member is mostly Santonian, but a portion may be equivalent to the Campanian.

Hakobuchi Group

This group consists mainly of sandstone with thin beds of siltstone interbedded with acidic tuff in the lower horizon. Freshwater sediments with intercalations of coal seams occur locally. The group has been subdivided into six formations based on lithofacies, but it is difficult to divide them into distinctive mapping units except in terms of conglomerate formation (Fukaushi Conglomerate Member) in the middle horizon because of its complex geological structure. The age of this group is regarded as Campanian to Maastrichtian from fossil evidence.

Paleogene

The Paleogene distributed in this district is divided into the Ishikari Group, which is accompanied by coal seams of the Yubari Coal Field, Poronai Formation and Momijiyama Formation.

Ishikari Group

This group, which unconformably overlies the Hakobuchi Group, is divided into five formations - Noborikawa Formation, Horokabetsu Formation, Yubari Formation, Wakanabe Formation and Ikushunbetsu Formation in ascending order. All the formations of the Ishikari Group in the Yubari Coal Field are exposed in this district, though exposures of the Ikushunbetsu Formation are confined to the northern extremity of this district. This group consists mainly of alternations of sandstone and siltstone. A considerable portion of this group is freshwater in origin, although the Wakanabe Formation is marine in origin. The coal seams worked formerly are embedded in Noborikawa Formation and Yubari Formation, the latter of which contains many important workable coal seams. The geological age of

the Ishikari Group is middle Eocene.

Poronai Formation

This formation is exposed widely in the western half area of this district, unconformably overlies the Ishikari Group and the Cretaceous, attaining a maximum thickness of more than 1,000m. It is composed mainly of massive unbedded siltstone containing pebbly glauconite sandstone in the basal bed and tuff in the upper horizon. This formation is further subdivided into nine assemblage zones of A-I through the study of abundant molluscan fauna. The geological age of Poronai Formation is late Eocene.

Momijiyama Formation

This formation is distributed in the southwestern area of this district overlying the Poronai Formation with a relationship that is inferred to conformity. It is composed of greenish sandstone consisting of pyroclastic materials in the lower horizon and tuffaceous sandy siltstone in the upper horizon at the type locality around Momijiyama, while it consists mainly of sandy siltstone in the southern area. The geological age of Momijiyama Formation is Oligocene.

Neogene

The Neogene is divided into Takinoue Formation and Kawabata Formation in ascending order. The geological age of them is Miocene.

Takinoue Formation

This formation is distributed in the southwestern and eastern area of this district and consists mainly of massive dark gray mudstone. In the southwestern area, it unconformably overlies the Momijiyama Formation and consists of glauconite sandstone associated with basal conglomerate in the basal beds, while it unconformably overlies the Hattaomanai Formation and the Yezo Super Group and contains coal seams in the eastern area. This formation locally contains numerous large blocks and boulders of serpentinite.

Kawabata Formation

This formation, which has an intergradational relationship with Takinoue Formation, consists of cyclic alternation of conglomerate, sandstone and mudstone with more than 700 meters in thickness. Exposures of this formation are confined to the southwestern area.

Quaternary

The terrace deposits and alluvium are distributed along the Yubari, Pankemoyuparo and Hobetsu Rivers. The Pleistocene terrace deposits are divided into three deposits forming three terrace surfaces of T1, T2 and T3 according to the emergent time of these terrace surfaces. The alluvium consists of Holocene fluvial terraces and the alluvial plain.

Geological Structure

The mapped district is situated on the western boundary of the Kamuikotan Belt, which runs parallel to the Hidaka Belt in structural geology. The oldest rocks in this district of the rocks of Kamuikotan Belt are distributed in the eastern corner, and the younger sedimentary rocks of the Cretaceous, Paleogene - which include the coal seams of Yubari Coal Field - and Neogene are distributed successively from east to west in general, while the Takinoue Formation of the Neogene is also distributed in the eastern corner. The distribution of these strata and the main geological structure of numerous complex folds and faults show a north to south trend. This trend is parallel to that of the axial zone of Hokkaido. The structure of the east to west trend, which is visible in the rocks of Kamuikotan Belt, converges at the Bohzuyama-seien Fault which has a south to north trend.

This district is divided into five zones : 1) the Kamuikotan Belt zone, 2) the folding zone of Yezo Super Group, 3) the boundary zone between the folding zone of Yezo Super Group and the folding zone of the Paleogene, 4) the folding zone of the Paleogene and 5) the folding zone of the Neogene on the basis of the distribution of strata and the geological structure.

The Sanushube Klippe, which consists of Osawa Formation and

5万分の1地質図幅説明書
(紅葉山)

平成14年(2002)3月29日発行

北海道立地質研究所

〒060-0819 札幌市北区北19条西12丁目

TEL.011-747-2420

FAX.011-737-9071

印刷所 国土地図株式会社 札幌支店

〒060-0807 札幌市北区北7条西2-8 北ビル7F

TEL.011-709-5435

FAX.011-709-5436

EXPLANATORY TEXT
of the
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN
SCALE 1 : 50,000

MOMIJYAMA
(SAPPORO-33)

BY
Kohji TAKAHASHI
Hisayoshi TANIGUCHI
Jun WATANABE
&
Satoshi ISHIMARU

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO
TORU WAKE, DIRECTOR
Nishi12 Kita19 Kitaku, Sapporo 060-0819, JAPAN

2002